

本資料は 〇/年 10月 〆日付で登録区分、
変更する。

[技術情報室]

海洋環境での広域拡散に関する 計算コードの開発

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1991年 3月

新日本気象海洋株式会社

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)

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い合わせは下記にお願いします。

〒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

海洋環境での広域拡散に関する 計算コードの開発

(動力炉・核燃料開発事業団 契約業務報告書)

1991年3月

新日本気象海洋株式会社



社内資料

PNC ~~J~~J1433 91-001

1991年3月

海洋環境での広域拡散に関する計算コードの開発

蓮 沼 啓 一※

要 旨

本研究の目的は、集団線量の評価手段の整備の一環として、海洋環境での広域拡散に関する計算コードの開発を行うことにある。

このため、本年度は上記目的達成のために以下の調査を実施した。

(1) 広域海洋拡散に関連する、地球規模の海洋構造、その他海洋データ関係の調査

地球規模の海洋構造に関する知見の調査及びその整理、日本近海における海洋構造に関する知見の調査及びその整理、沿岸海洋拡散に関する知見の調査及びその整理、海洋構造に関する海洋データ、調査対象海域における漁獲対象海産物の生息及び漁獲の知見の調査及びその整理及び海洋における放射性物質の分布と挙動について調査取りまとめを行った。

(2) 広域海洋拡散コードの開発

広域海洋拡散モデル、海洋核種循環モデルの構築、線量計算コードの開発検討について調査取りまとめを行い、また広域海洋拡散に関するデータの収集を行った。

本報告書は、新日本気象海洋株式会社が動力炉・核燃料開発事業団との契約により実施した業務の成果である。

契約番号：020D0160

事業団担当者：浅野 智宏（本社 安全部安全管理課主査）

成田 脩（東海事業所 安全管理部 安全技術課長）

※システム開発部・気象海象部長



目 次

1. 調査概要	1
1.1 研究目的	1
1.2 研究範囲	1
1.3 資料について	1
2. 広域海洋拡散に関連する、地球規模の海洋構造、 その他海洋データ関係の調査	2
2.1 地球規模の海洋構造に関する知見の調査及びその整理	2
2.1.1 三大洋及び南極海と北極海の海洋構造と特性	3
2.1.2 南北断面でみた各大洋の海水諸特性の分布	13
2.1.3 各深度でみた海水諸特性の分布	23
2.1.4 世界海洋の表層及び中層の海流系	35
2.1.5 世界海洋の深層の循環	58
2.2 日本近海における海洋構造に関する知見の調査及びその整理	68
2.2.1 日本周辺海域の海洋構造と海流系	68
2.2.2 茨城県沿岸部の海洋構造とその時間変化	85
2.3 沿岸海洋拡散に関する知見の調査及びその整理	102
2.3.1 密度成層とその強度の変化	102
2.3.2 潮流と潮汐混合	106
2.3.3 吹送流と陸岸の効果	109

2.4	海洋構造に関する海洋データ (水温、塩分、溶存酸素量、その他) の調査及びその整理	113
2.4.1	データの集積	113
2.4.2	観測成果の取りまとめ資料	118
2.5	調査対象海域における漁獲対象海産物の生息及び 漁獲の知見の調査及びその整理	127
2.5.1	調査の概要	127
2.5.2	長期的にみた漁業生産量の動向	132
2.5.3	放射性核種の拡散と濃縮	133
2.6	海洋における放射性物質の分布と挙動	136
2.6.1	海洋中の放射性物質の分布(天然起源による核種)	136
2.6.2	海洋中の放射性物質の分布(人工起源による核種)	150
2.6.3	海洋中の放射性物質の挙動	160
3.	広域海洋拡散コードの開発	167
3.1	広域海洋拡散モデル	167
3.1.1	既存文献の整理・収集	170
3.1.2	ボックスモデル間流量の設定方法	198
3.2	海洋核種循環モデルの構築	202
3.2.1	対象海域	202
3.2.2	ボックス間の交換流量の設定	205
3.2.3	対象核種	206
3.2.4	モデル構造とモデルで取り扱う過程	207

3.3 線量計算コードの開発検討	208
3.3.1 被曝線量評価の手法	208
3.3.2 被曝線量評価モデルの骨子	209
3.3.3 被曝線量の推定方法	210
3.3.4 被曝線量評価モデルに関するその他の検討	211
3.4 広域海洋拡散に関するデータの収集	212
3.4.1 海洋データ	212
3.4.2 漁業データ	222

1. 調査概要

1.1 研究目的

核燃料施設、特に再処理施設から放出される放射性廃棄物に伴う環境影響評価については、従来、決定集団の考え方に従った個人の最大線量を推定する方法として、放出口近傍の比較的狭い範囲を対象とした調査・開発・整備を行ってきた。

しかし、再処理施設から長半減期核種の放出及び今後の再処理核燃料の高燃焼度化による長半減期核種の線量寄与の増大化への配慮、また、ICRPの勧告である放射線防護の最適化の適合の判定材料とする等、集団線量の評価手段の早急な整備が必要となって来ている。本研究の目的は、その整備の一環として、海洋環境での広域拡散に関する計算コードの開発を行うことにある。

1.2 研究範囲

- (1) 広域海洋拡散に関連する、地球規模の海洋構造、その他海洋データ関係の調査
- (2) 広域海洋拡散コードの開発
- (3) 報告書の作成

1.3 資料について

本研究では、既存の研究成果を整理取りまとめ、新たに広域海洋拡散のコードを開発する基礎資料としようとしている。資料の収集は主に次の三つの分野でおこなった。

- (1) 内外の一流雑誌、或は単行本に発表された関連研究論文
- (2) 数値データ（海水特性に関するデータ、漁獲量に関するデータ）
- (3) 観測値等が、統計的に処理・解析された結果、或は図表化された資料

2. 広域海洋拡散に関連する、地球規模の海洋構造、その他海洋データ関係の調査

2.1 地球規模の海洋構造に関する知見の調査及びその整理

海洋観測は一般に困難な状況下で行われ、現在のように技術の発達した状態でも、その困難さはあまり改善されていない。また、地球の70%の面積を占める海洋は広く、その隅々まで船で観測に出かけるのも容易なことではない。こうしたことから、地球規模での海洋観測データを蓄積するには多くの時間が必要になる。最近になってようやくこれまでに集積されたデータを用いて、信頼のできる地球規模の海洋の平均的な海洋構造が明らかにされるようになってきた。そうした中で、Levitus (1982)の統計は極めて注意深くデータ処理が行われており、統計結果としては信頼性の高いものとなっている。本研究ではこの資料を一つの重要な基礎資料として用いる。

多くの資料を平均すれば良い結果が得られると言うものでもない。最近の観測データと比べるなら、1970年以前の資料にはかなり精度の落ちるものもあり、深海の場合特にそうである。精度のよい観測結果だけを用いて、海洋構造の解析を行った例も資料として集めた。

ここでは三大洋と南極海・北極海の基本的な特徴と、海水諸特性の分布、海流系について略述する。

2.1.1 三大洋及び南極海と北極海の海洋構造と特性

世界海洋は大きく分けると、太平洋、大西洋、インド洋、北極海、それに南極海の5つに分けることができる。地球規模での海洋循環を考える上で重要な、各大洋の特性について以下に略述する。図-2.1.1は各大洋の大きさと南北方向への拡がりを見るために示したものである（図に示された内容は水深約2500mの等密度面上の塩分分布）。

大西洋

大西洋は北極海から南極海まで一続きになっている点に大きな特徴がある。また、深層水が大量に形成されるのも大西洋部分の両極域となっている。大西洋の中央部には南北に延びる大西洋中央海嶺があって、この海底山脈の存在によって深層の水は東西に二分されている。東側の海盆は東西に走る海嶺によっていくつかの小さな海盆に分けられている。このため東側の各海盆には両極域で形成された深層水は流れ込まず、それぞれ特徴的な水によって占められている。これにたいていアメリカ大陸に沿った西側海盆では比較的海底が平坦なために、両極側からの深層水あるいは底層水の流入がみられる。北大西洋の1000mから2000mの深さの所では、地中海から流れだして来る高温・高塩分の水の影響を強く受けている。

太平洋

太平洋は最も広く、且つ最も深い海である。南への拡がりには80°Sにまで達するが、北への拡がりには60°N程度までで、高緯度海域の面積も小さい。したがって海水の冷却も余り強くはなく、深層水ができにくい状態にある。更に、ベーリング海やオホーツク海では河川水の流入や降水量が多いため、表層に100~150mの厚さの低塩分層が形成されている（図-2.1.2参照）。冬季に、この表層の水温が、-1.5℃以下にまで下がっても、塩分が低いために下層の水より大きな密度にならない。更に水温が下がっても結氷が始まってしまう、深層水が形成されることは無い。このため北太平洋の深層水は南極海から進入して来る深層水に依って徐々に入れ替わりが行われるに過ぎない。したがって北太平洋の深層水は海面付近で沈降して以来極めて時間のたった“古い水”によって構成されていることになる。

このような考えは北太平洋深層水の海水特性（溶存酸素量、水温、塩分、 C^{14} など）の分布に依っても矛盾なく説明できる。

ベーリング海峡を通じて北極海とつながっているが、そこを通じての海水交換量は小さく、 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度と見積られている。

インド洋

インド洋は三大洋の中で最も小さく、南北方向への拡がりも限られている。とりわけ北方への拡がり 20°N 程度に限られているため、北部インド洋は特徴のある海となっている。河川から流出してくる水は高温で低塩分であるため、きわめて軽く、この水が海の表層を蓋をするかのように被ってしまう。このため、中・下層水には酸素の補給がなされず、酸素量の極めて低い状態が作り出されている。モンスーンの影響を強く受け、海流の強さだけでなく、向きまでが季節によって変化してしまうという大きな特徴も持っている。

紅海やペルシャ湾では蒸発が盛んなため、水温は高いものの塩分が極めて高く重い水が作られる。これらの高塩分水がインド洋の中・深層に出現する。

南極海

およそ 40°S 以南の海域を南極海或は南極環海と呼んでいる。 40°S 付近には南極収束線と呼ばれる前線帯があって、ここで、水温、塩分が急に变化する。南極海の50m以浅の表層部分では季節によって結氷したり、氷が融けたりするため、水温や塩分の変化が大きい。それ以深の部分では季節による変化がほとんど無く、また深さ方向の変化も殆ど無い特性の様な水によって占められている。水が結氷する際、真水の部分だけが氷になって行くため、高塩分水が周囲に放出されて行くことになる。こうした結果、氷が沢山できる海域では低温で高塩分の水、つまり重い水が形成されることになる。この重い水は深層水の源となり、南極大陸の周辺部、特にウェッデル海では大量の深層水が形成されていると考えられている。

南極環海での調査によればウェッデル海の深層に、水温 -0.5°C 、塩分34.65%程度の海水特性を持った南極底層水が大量に存在する。この水がどの様にして形成されるのかは長い間謎とされてきたが、ウェッデル海奥部の陸棚上で形成され

る低温・高塩分水が陸棚斜面上を周囲の水と混合しながら深層へと落ち込んで行く過程で形成されることが明かとなってきている。図-2.1.3に示すように、陸棚上の低温・高塩分水は陸棚斜面上に薄い層をなして分布しているためなかなか観測に掛からず、南極底層水の形成過程が分からなかった。

もう一つの特徴は南極周極流の存在であろう。大陸の縁辺部を除いて、南極海の全域が西から東へ流れる海流で覆われている。この海流は流速の大きさこそあまり大きくはないが、深さによる流速の変化が殆ど無いため、流量は大きく $130 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度と見積られている。この海流は太平洋、大西洋、インド洋の三大洋を巡るため、各大洋に同じ様に大きな影響を与えている（図-2.1.4参照）。また、一旦南極海にまで達した物質は容易に他の大洋にまで広がり得ることをも示している。

北極海

北極海は南極海とはかなり趣を異にした海である。北大西洋の付属海として理解される場合もある。北太平洋ともつながっているが、ベーリング海峡は幅が約 100 km 、水深が約 50 m の狭くて浅いものに過ぎない。この海峡を通じて、 $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度の僅かな水が北太平洋から北極海へ流れ込んでいると見積られている。

北極海域は冬は $4 \sim 5 \text{ m}$ 、夏は $2 \sim 3 \text{ m}$ の氷で覆われており、夏でも海面を見せるのは一部の低緯度海域に過ぎない。南極海の氷の場合は、形成された氷が次から次に低緯度へと運ばれてしまうため、冬季でも $1 \sim 2 \text{ m}$ の厚さにしかならない（氷山は陸上の氷が海に押し出されて来たもので、海水とは形成機構の全く異なったものである）。

北極海に関する知見は一般に乏しいので、ここでやや詳しく述べておく。まず、図-2.1.5に北極海の海底地形図を示す。北極海は極点付近を通るロモノソフ海嶺によってカナダ海盆とユーラシア海盆とに大きく二分されている。カナダ海盆はメンデレーフ海嶺によって、さらにカナダ海盆主要部とマカロフ海盆とに分かれる。ユーラシア海盆も北極海中央海嶺によってアムンゼン海盆とナンセン海盆とに分かれる。

北米東岸の沖を北上した強勢な暖流、ガルフストリーム、はやがて幅の広い緩やかな流れ、北大西洋海流、となってヨーロッパ近海に達する。北大西洋海流の

北縁部を構成する流れはイギリス北部に達し、ノルウェー海流となり、更に北上をつづけ西スピッツベルゲン海流となり北極海にはいる。北極海の流れは主として氷の動きから推定されている（図-2.1.6参照）。グリーンランド東岸沿いには南下する流れ、東グリーンランド海流、があって、北極海からの低温で塩分の高い水を運んでくる。この流れはラブラドル海に入り、ラブラドル寒流としてカナダ沿岸を更に南下し、ケイプ・コッドにまで達する。この寒流は北太平洋の親潮に相当する。

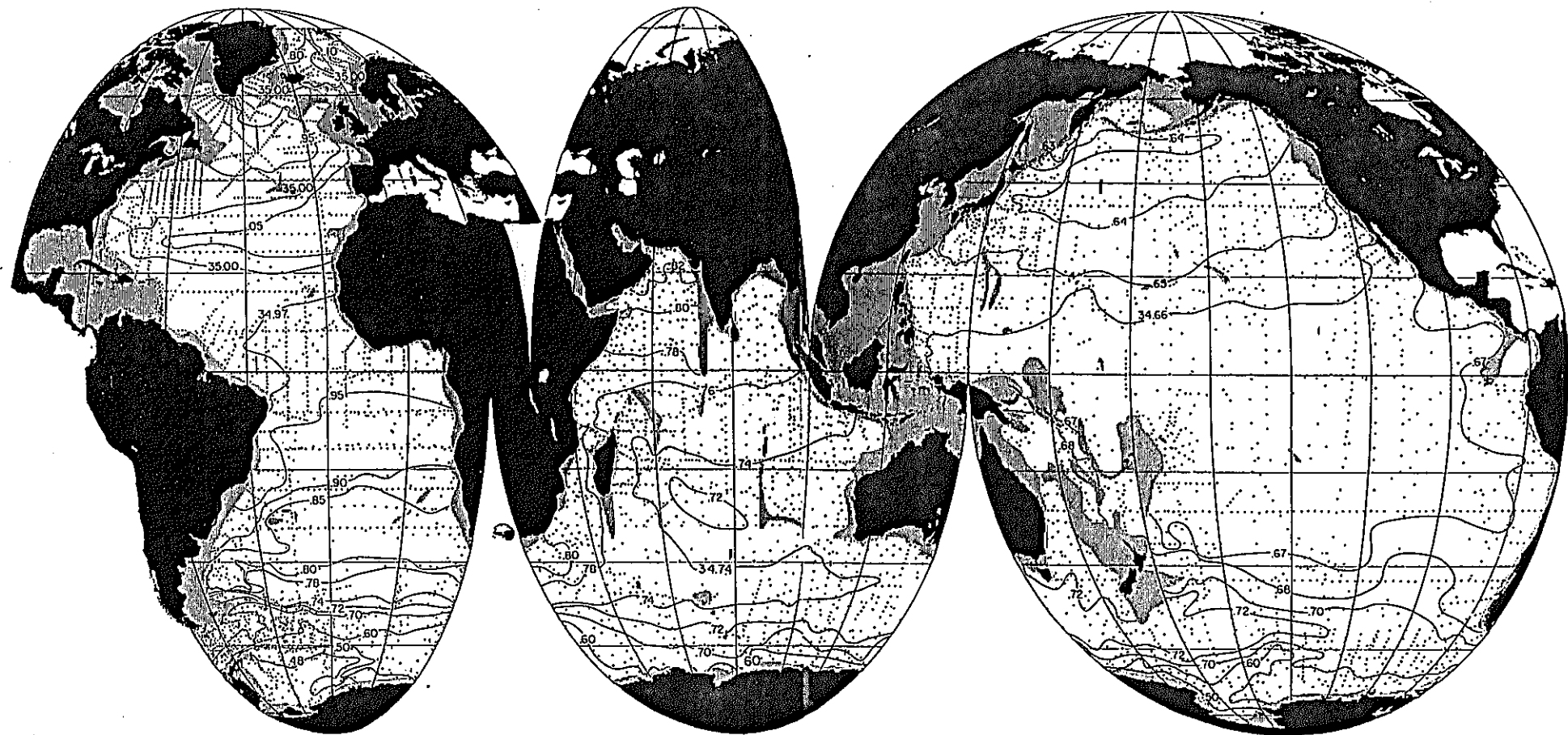


図-2.1.1 各大洋の大きさと南北方向への拡がり
(図の内容は、水深約2500mの等密度面上の塩分分布)

(Reid et al., (1981) P147)

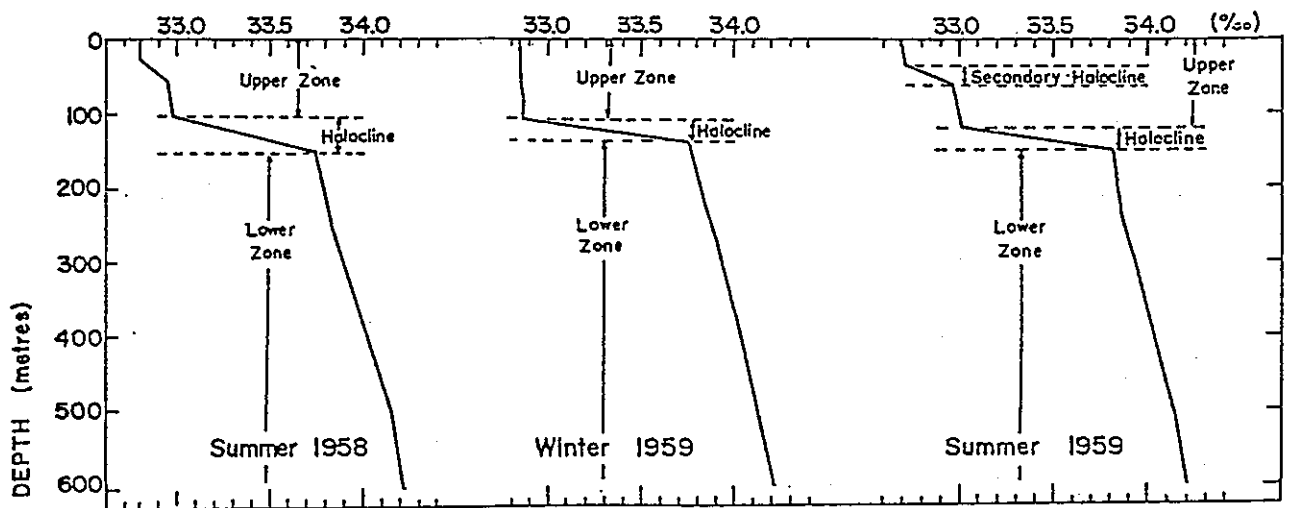
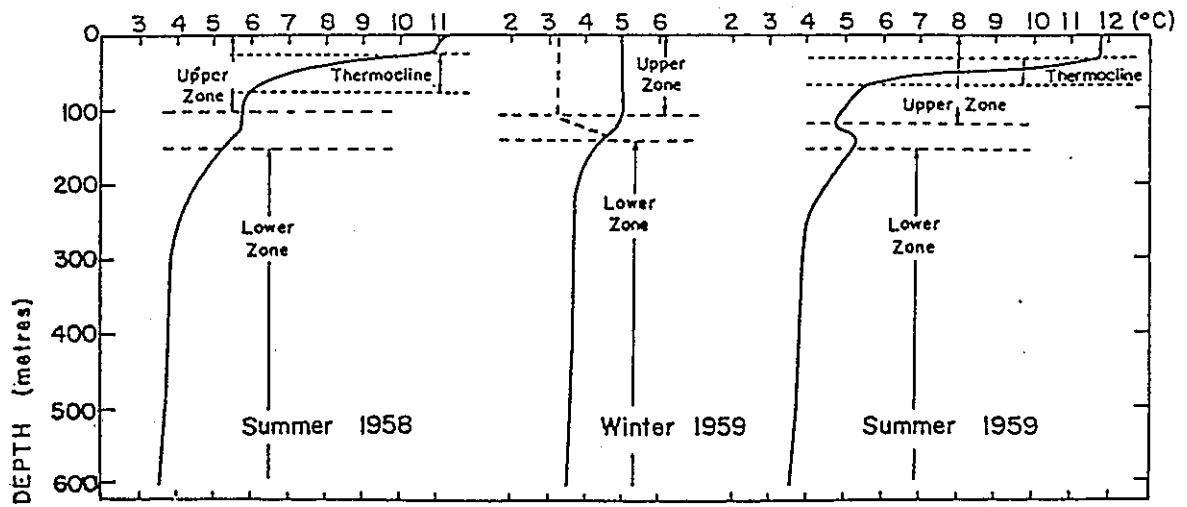
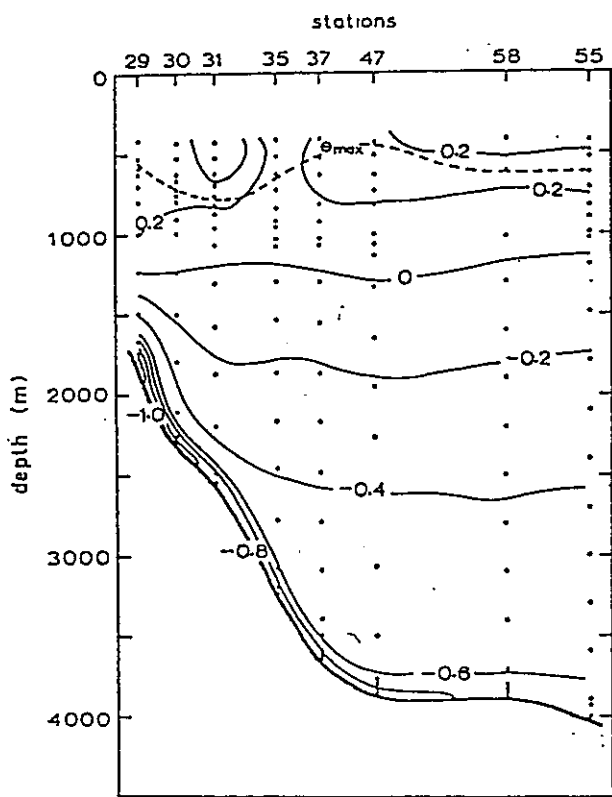
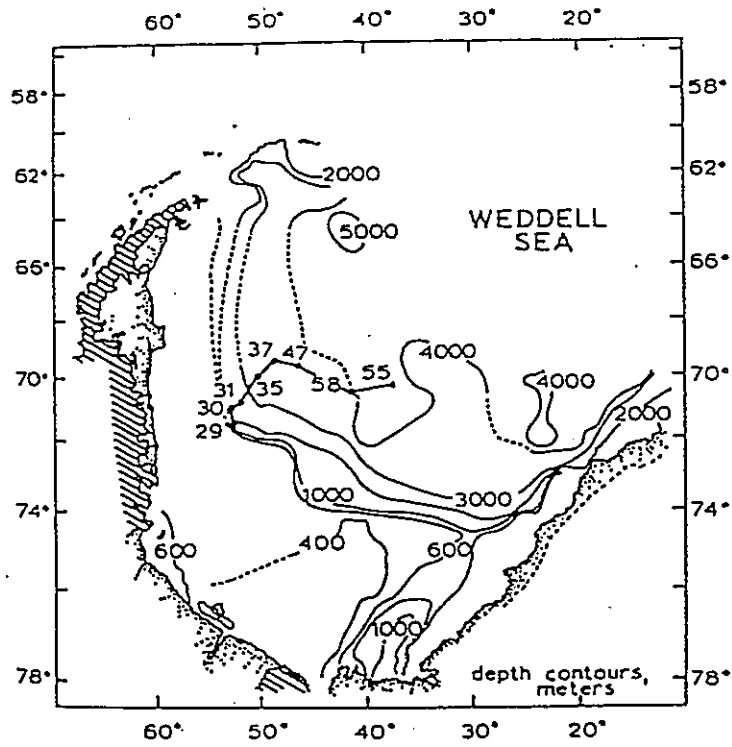
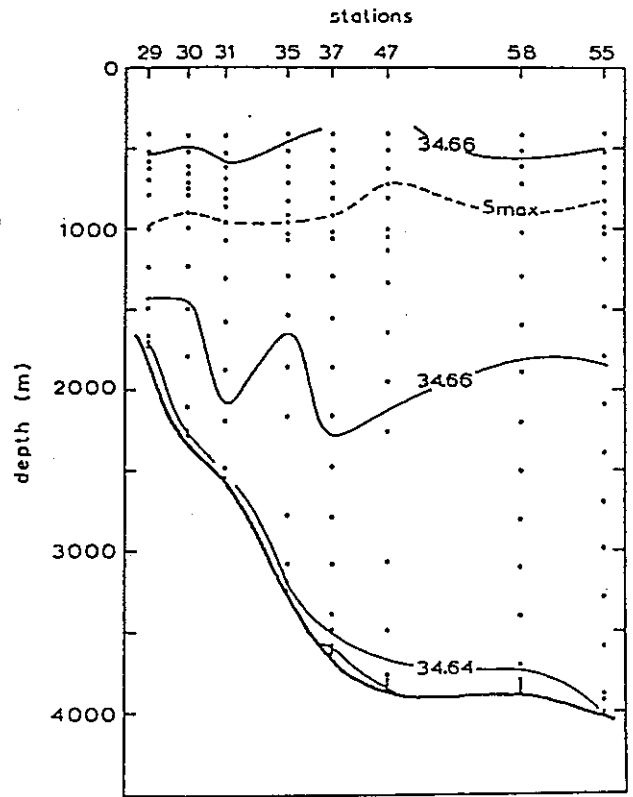


図-2.1.2 亜寒帯域（アラスカ湾中央部 50° N、 145° W）での水温・塩分構造の季節変化
 冬季でもこの海域近傍では深層水が形成されていないことを示している。
 冬季冷却が十分に進むと、表層の水温分布は、点線で示したようなものとなる。
 （Dodimead et al., 1963による）



(1.5A)



(1.5B)

図-2.1.3 ウェッデル海の水深図と陸棚水が斜面をすべり落ちる部分の断面図
(左図：水温、右図：塩分、断面の位置は上の図に示されている)

(Carmack, 1973による)

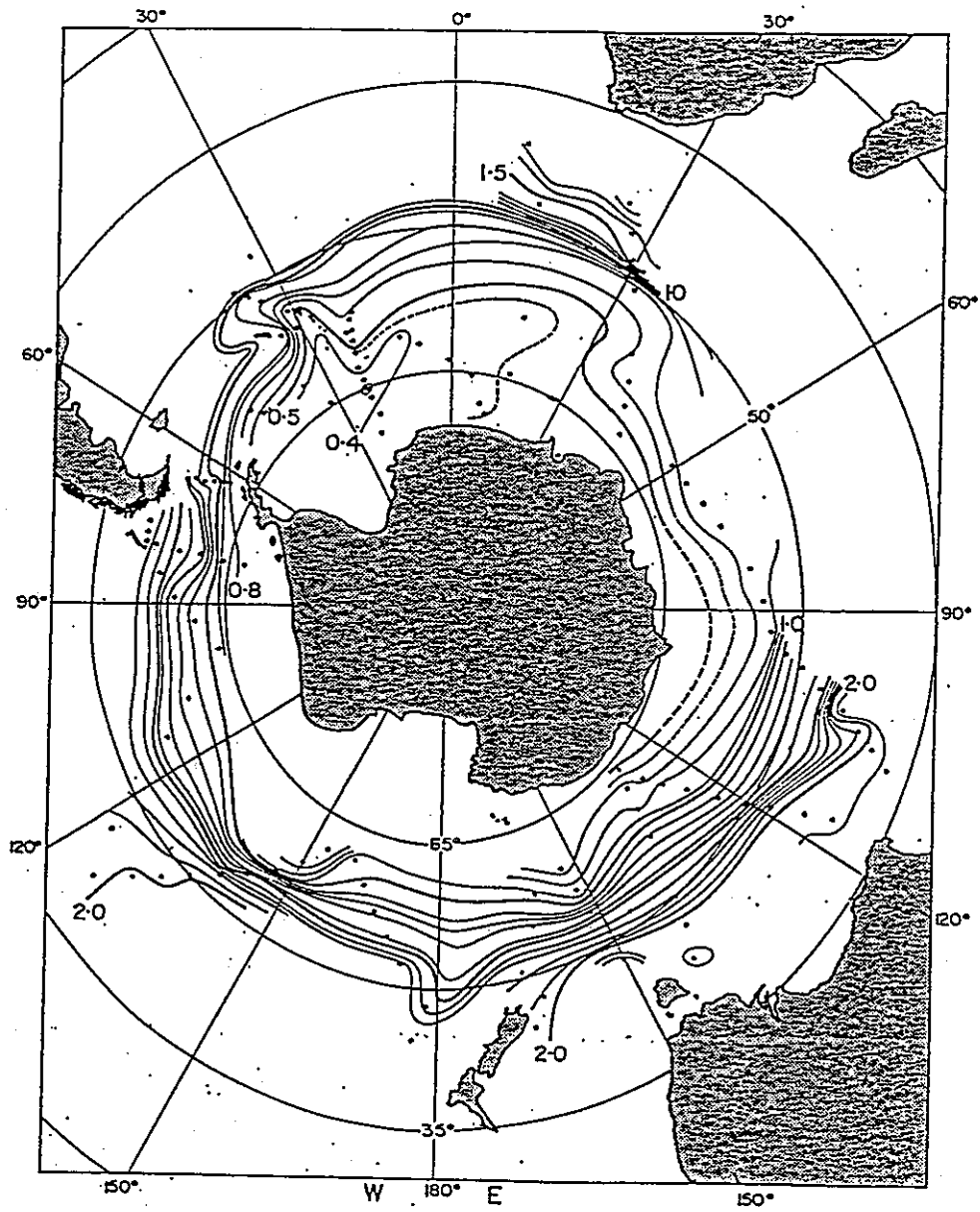
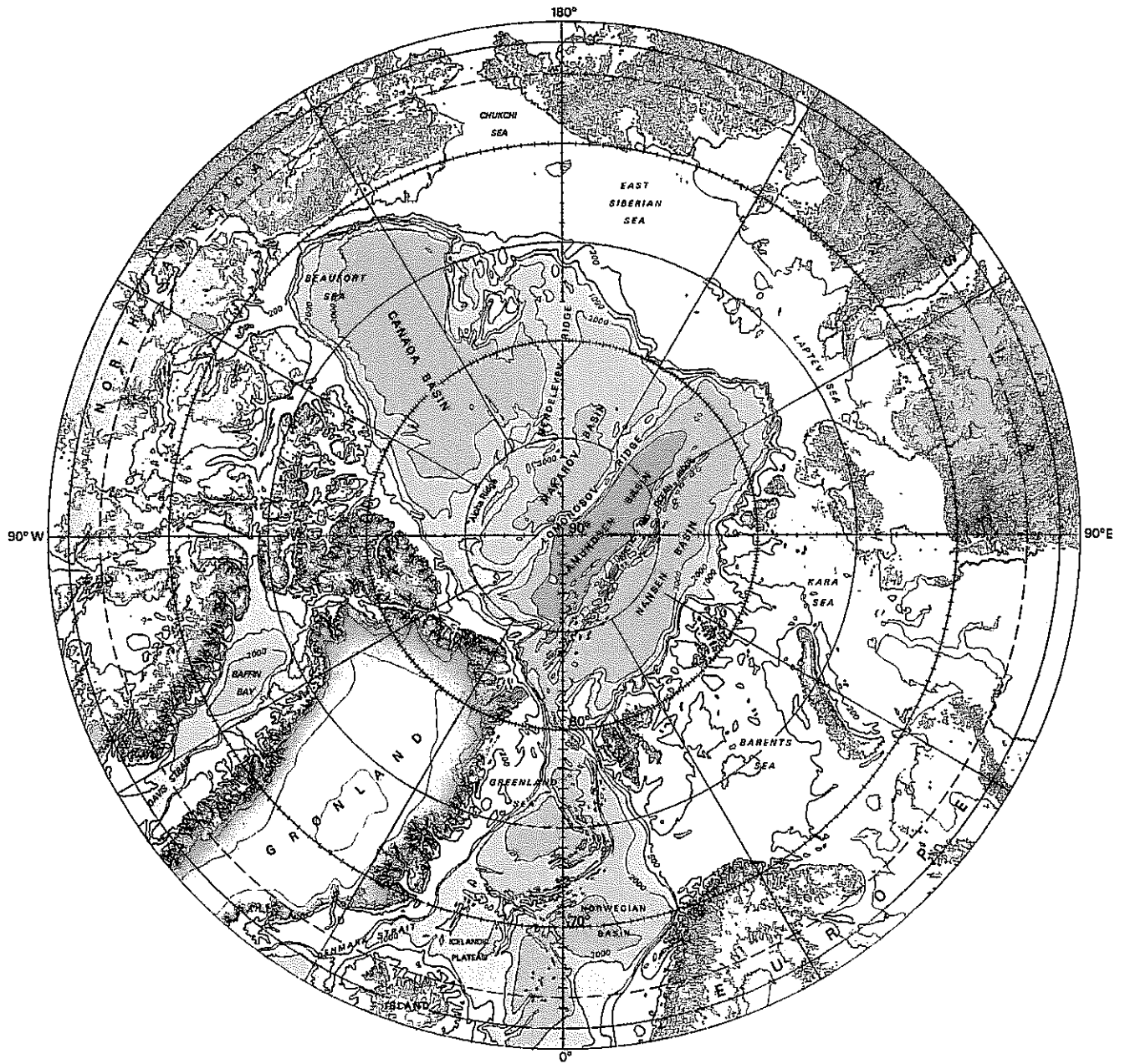


図-2.1.4 3000m深を無流と仮定して求めた海面の力学高低図
流れは西から東へ向かう



ARCTIC OCEAN **Océan Arctique**
 Polar Stereographic Projection Projection stéréographique polaire
 Scale 1:25,000,000 at 75° N. Lat. Échelle 1:25,000,000 à 75° Lat. N.

図-2.1.5 北極海の海底地形図

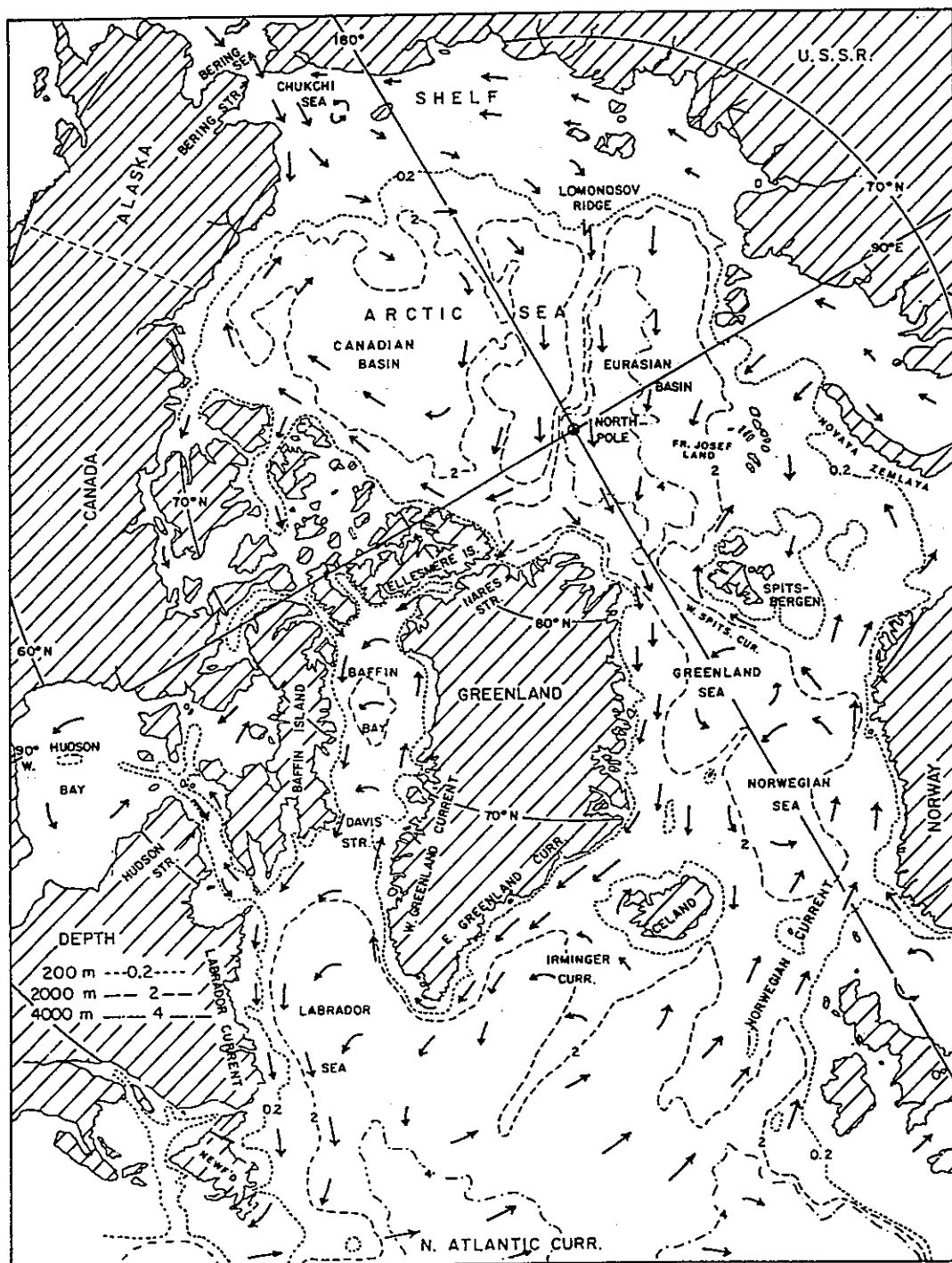


図-2.1.6 北極海と北大西洋隣接海（水深と表層の流れ）

（出典：G. L. Pickard et al., 1982）

2.1.2 南北断面でみた各大洋の海水諸特性の分布

海洋構造は経度方向には余り大きな変化はないものの、南北方向には顕著な変化がみられる。ここでは Levitus(1982)によって当時利用できる全てのデータを取り込んで作られた、ポテンシャル水温（注1）、塩分、ポテンシャル密度（注2）、溶存酸素量の4つの海水特性の南北断面を各大洋について示す（図-2.1.7～図-2.1.8）。何れも緯度1度ごとに経度方向の値を平均したもので、年平均値で示されている。海面から1000mまでと、1000m以深とでは縮尺が異なっているので注意する必要がある。

注1： 海の水温は一般に深さとともに低下して行く。しかしながら、3500m以上の深さになると僅かながらも水温が上昇し出す。これは大きな圧力の効果で水温が上昇し出したものである。圧力効果による昇温を取り除いた水温、或はある水塊を断熱的に海面まで持ってきたときの水温をポテンシャル水温と言う。5000mの深さで約0.5℃の水温上昇が起こる。

注2： ポテンシャル水温を用いて計算した密度のこと。

水温分布

各大洋の断面共に類似した水温の分布系を示す。高緯度で低温、20～40度の中緯度で最も暖水の層が厚くなり、赤道域では冷水が盛り上がった状態になっている。中緯度の最も暖水層が厚くなった部分は亜熱帯循環系（北半球では時計回り、南半球では反時計回りの海流系）の中心部を示している。また、赤道域の冷水の盛り上がりは赤道湧昇流の存在を示唆している。

南北50度付近の緯度帯では海面水温が急に変化する。この部分では他の特性の分布も急な変化を示し、極前線帯と呼ばれている。

10℃以上の水温を示す部分は高々800m深までで、1000m以深では温度変化は極めて小さく5℃とは変化しない。1000m以深の深層水はどの大洋も一様であるが、北太平洋では特にそうである。

塩分分布

各大洋の表層塩分分布はよく似たものとなっている。極前線帯よりも高緯度側と赤道域では降水量が多いため低塩分となっている。亜熱帯循環系に対応する中緯度高圧帯では蒸発量が多いため、高塩分海域となっている。高緯度帯の海面付近から低塩分水が舌状の分布型を形づくりながら低緯度に向かって数百メートルの深さに伸びていっている。この中層の低塩分水を特別に「中層水」と呼んでいる。南極海から伸びて来る中層水を南極中層水、北太平洋の高緯度から伸びる中層水は北太平洋中層水と呼ばれている。インド洋と北大西洋では北の高緯度から来る中層水は無い。

1000m以深の塩分はどの大洋とも極めて一様で、0.2‰程度の変化しか認められない。太平洋の深層水は特に水温と塩分が一様なことで知られている。

インド洋と太平洋の深層（1000m以深）では南極海域で塩分が最も高く、北上するに従って徐々に塩分が下がって行っている。これは両大洋では深層水が南極海から北上して行くことを示している。大西洋では逆に北極海方面から南極海へ深層水が移動して行くことを塩分分布は示している。また、海底に沿ってはやや塩分の低い水が南極海から北にのびている。この水は南極底層水と呼ばれている。

密度分布

海水の密度は水温と塩分できまる。外洋域では塩分の変化が小さいので密度分布と水温分布とは類似したものとなる。海水の密度は1.02000から1.02800 g/cm³の範囲にほとんど取まる。密度(ρ)の変化の範囲が小さいので海洋学ではシグマ-tなる量を定義して、密度の変化部分だけを拡大して議論する。密度とシグマ-tとの関係は次式で表される。

$$\text{シグマ-t} = (\rho - 1) \times 1000$$

つまり、密度が1.02500ならばシグマ-tは25.00となる。密度の断面図に示された値はシグマ-t値である。

海流のように大規模で比較的ゆっくりとした運動は地球自転の影響を強く受ける。海流は地球自転の偏向力と海水の圧力傾度力とがほぼ釣りあった状態にある運動で、密度断面でみるならば、北半球では軽い密度の水が沢山ある方を右直角に見るように流れ、南半球では逆に左直角に見るように流れる。太平洋を例に取

ると(図-2.1.9)、北緯30度から40度にかけての海域では低緯度側に軽い水が沢山有り、流れは紙面に直角に読者の方に向かって流れることになる。1000m以深ともなると、水温・塩分ともに変化が殆ど無いことから、海水密度の変化も極めて小さくなる。

溶存酸素量

海水中には種々の気体が溶け込んでいるが、溶存酸素量は生物活動の指標になったり、海水の年齢の指標になったりすることから、水温・塩分に次いで注目される場合が多い。酸素の溶解度は水温・塩分・圧力の関数であるが、現実の海では大気と接触する海面で水温の変化が最も大きいため、水温の影響を最も大きく受ける。塩分 35.00‰の海水の場合、0℃で約8 ml/l、20℃で約5 ml/lの酸素が溶け込むことになる。

海面付近の日光が十分にあるところでは、大気から溶け込む酸素だけでなく植物プランクトンによる光合成活動に依って作り出された酸素も海水中に取り込まれるため、海面付近(略 100m深まで)では光合成の盛んな時期を中心に酸素量の過飽和状態も観測される。光が十分には届かない深さでは、もはや酸素の生産は行われず、海水中に溶けた有機物の分解のために一方的に酸素の消費だけが行われるようになる。有機物の多い表層では酸素消費量は多く、場所による変化も大きい。しかしながら、1000m以深ともなると酸素の消費速度はほぼ一定し、2~3 ml/l/1000年程度と見積られている(Kroopnick:1974, Fiadeiro:1975, Kroopnick:1980, 角皆・他:1983)。したがって、酸素量は深層水の年齢を知る指標となる。水温と塩分を測ることに依って、その深層水が海面付近にあったときの酸素量を推定できる。この推定された酸素量と測定された深層水の酸素量との差、それと上記の酸素消費速度の値を用いて深層水が海面付近から沈降して底に達するまでの経過時間の推定ができる。図-2.1.10 に示した太平洋の酸素量の断面図から南極環海の3500m深の酸素量 4.75 ml/l、と北緯60度での3500m深の酸素量 3.0 ml/l、とを比較するなら、両地点間を深層水が移動するのに要した時間は600年から900年程度と推算される。この値は炭素-14を用いて推定した結果(角皆:1981)とよい一致を示す。

各大洋の酸素量分布をみると、500m~1000mの深さの所に酸素量が極小とな

る層が形成されているのが分かる。後に述べる様に、深層水は極めて限られた海域でしか形成されず、海洋のほとんど全域で極めてゆっくりと (10^{-5} cm/sec程度) 海面へ向かって上昇して行くと考えられている。これは一日に1 cm上昇する程度の流れである。1000mを上昇するには 250年から 300年程度の時間が掛かることになる。深層水はゆっくりと上昇しながらその酸素を失って行く。3000mを上昇する間に 2 ml/l程度の酸素が失われることになる。各大洋の1000m深と4000m深の酸素量を比較するならば上述の2 ml/l程度の差が認められ、浅い方が酸素量が少ない。

一方、海面付近の海水は殆ど酸素で飽和された状態にあり、有光層以深では酸素の消費だけが起こるため、深さと共に酸素量が減少して行く。こうした結果、中層に酸素極小層が形成されることになる。インド洋と太平洋では北半球で深層水が形成されないため、何れも北半球での極小層の酸素量が著しく低くなっている。これに対し、大西洋では南北両端で深層水が形成されるため、酸素極小層は赤道域でのみよく発達し、酸素極小値は他の大洋のようには低くならない。

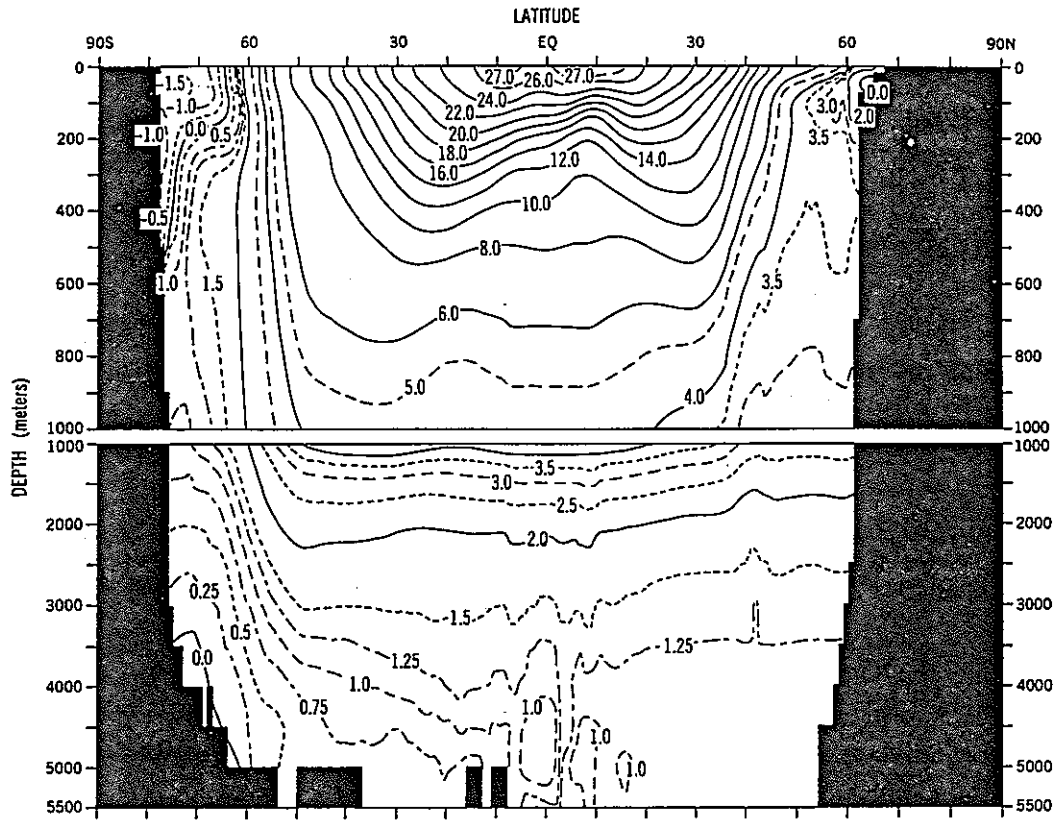


図-2.1.7 太平洋における経度平均ポテンシャル温度 (°C) の年平均値 (Levitus, 1982)

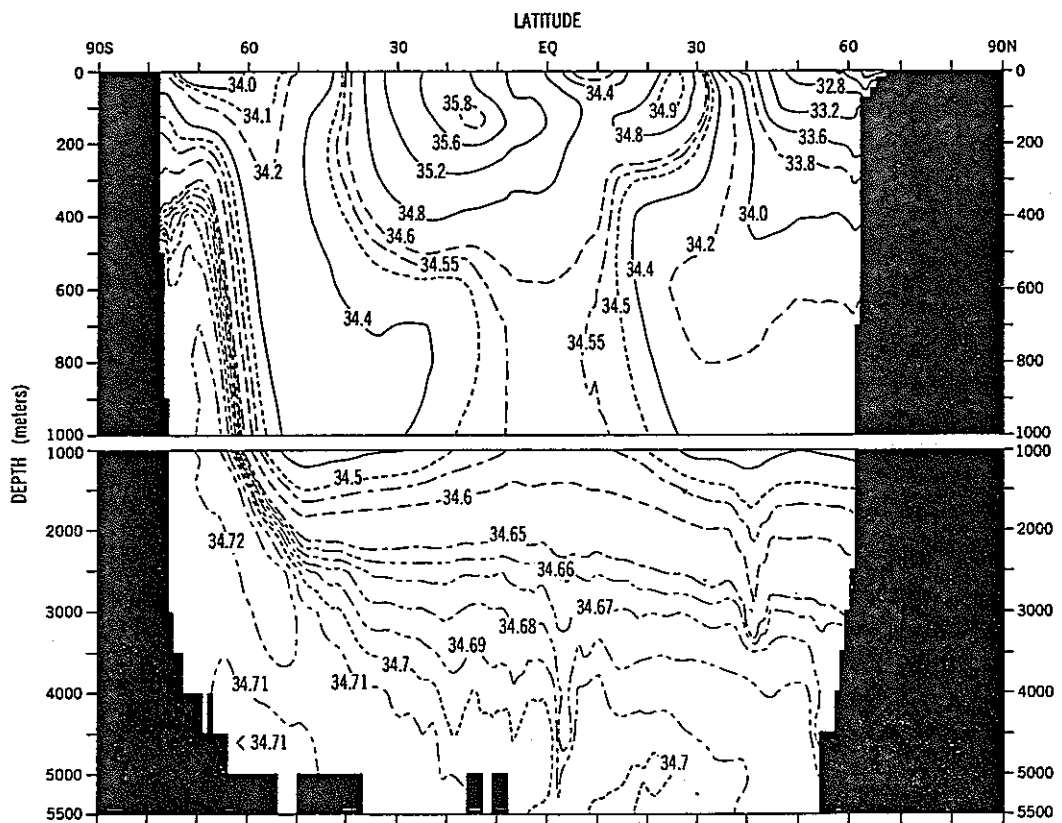


図-2.1.8 太平洋における経度平均塩分 (‰) の年平均値 (Levitus, 1982)

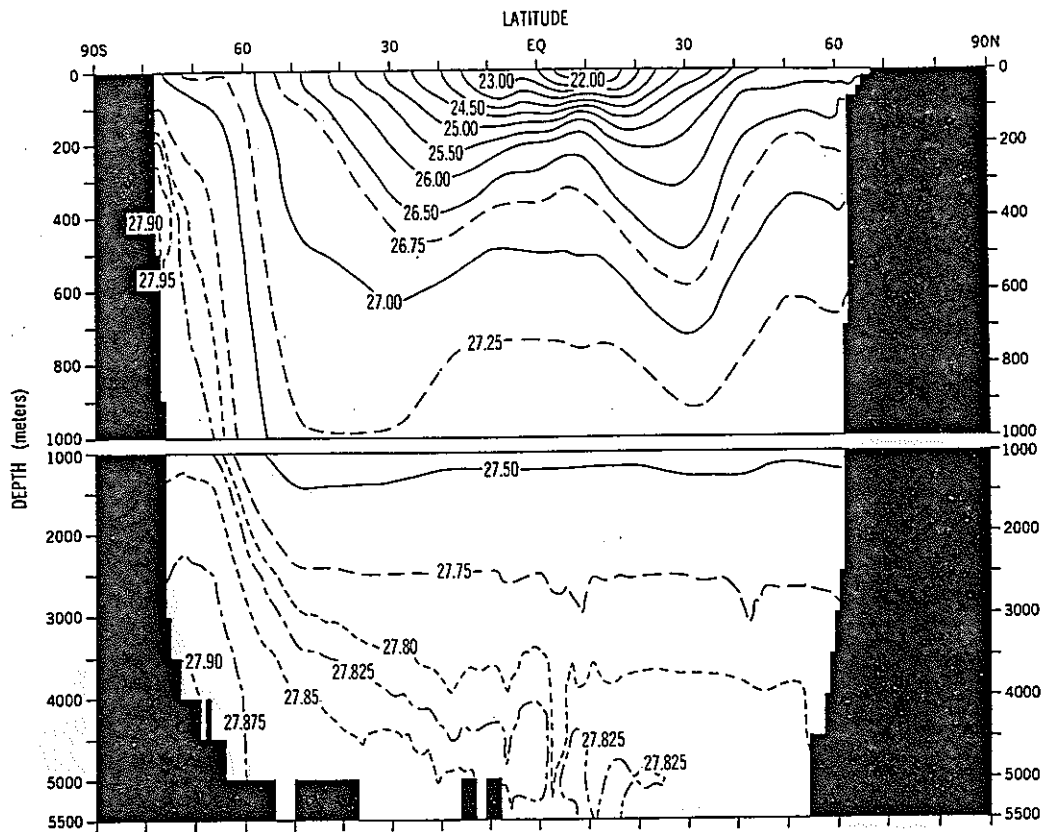


図-2.1.9 太平洋における経度平均ポテンシャル密度 (10^{-3}g/cm) の年平均値
(Levitus, 1982)

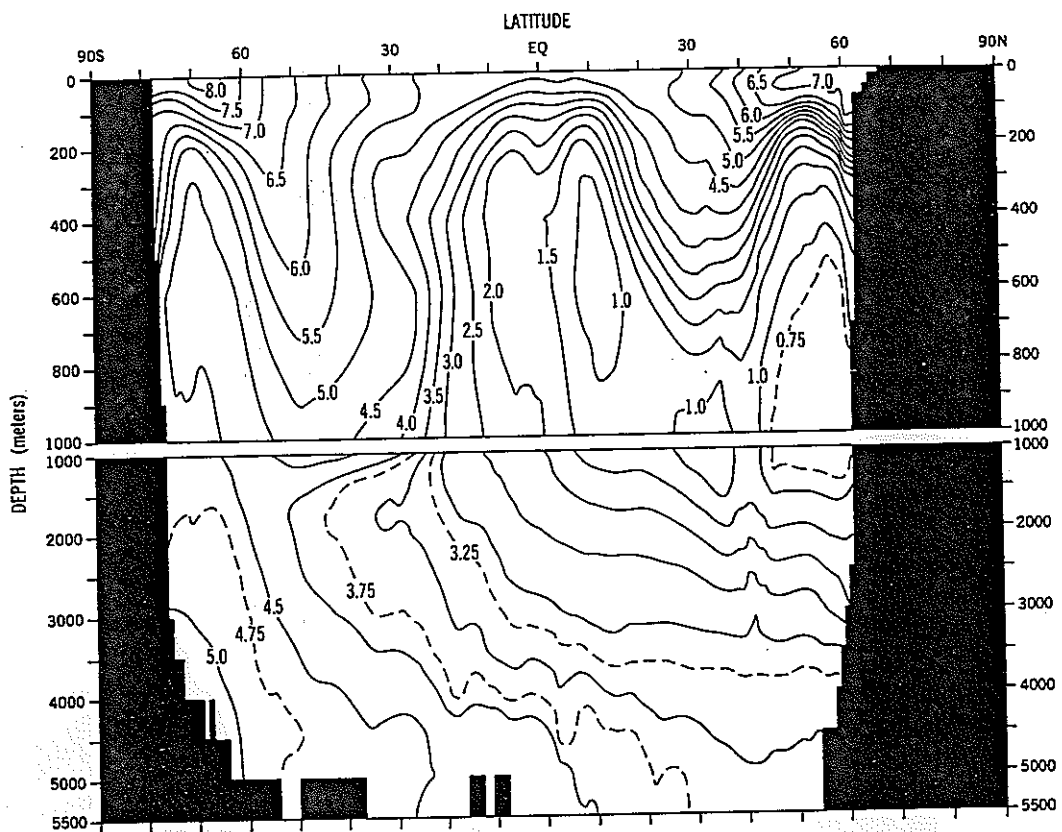


図-2.1.10 太平洋における経度平均酸素濃度 (ml/l) の年平均値
(Levitus, 1982)

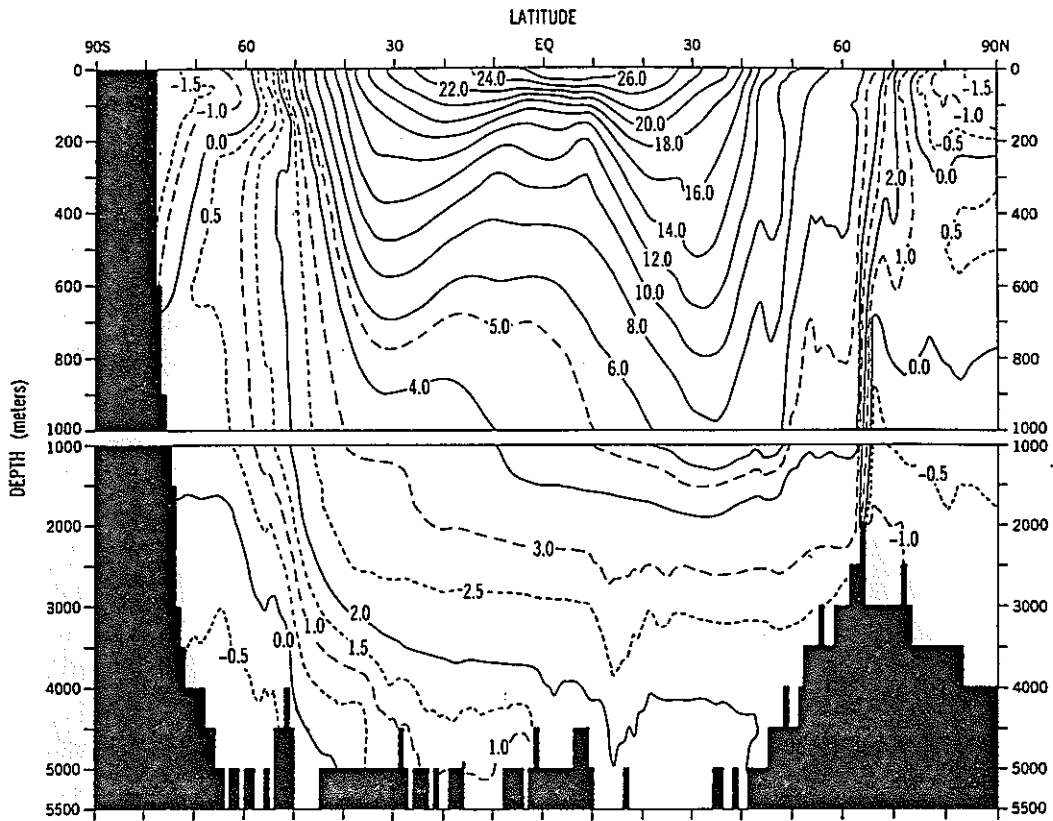


図-2.1.11 大西洋における経度平均ポテンシャル温度 (°C) の年平均値
(Levitus, 1982)

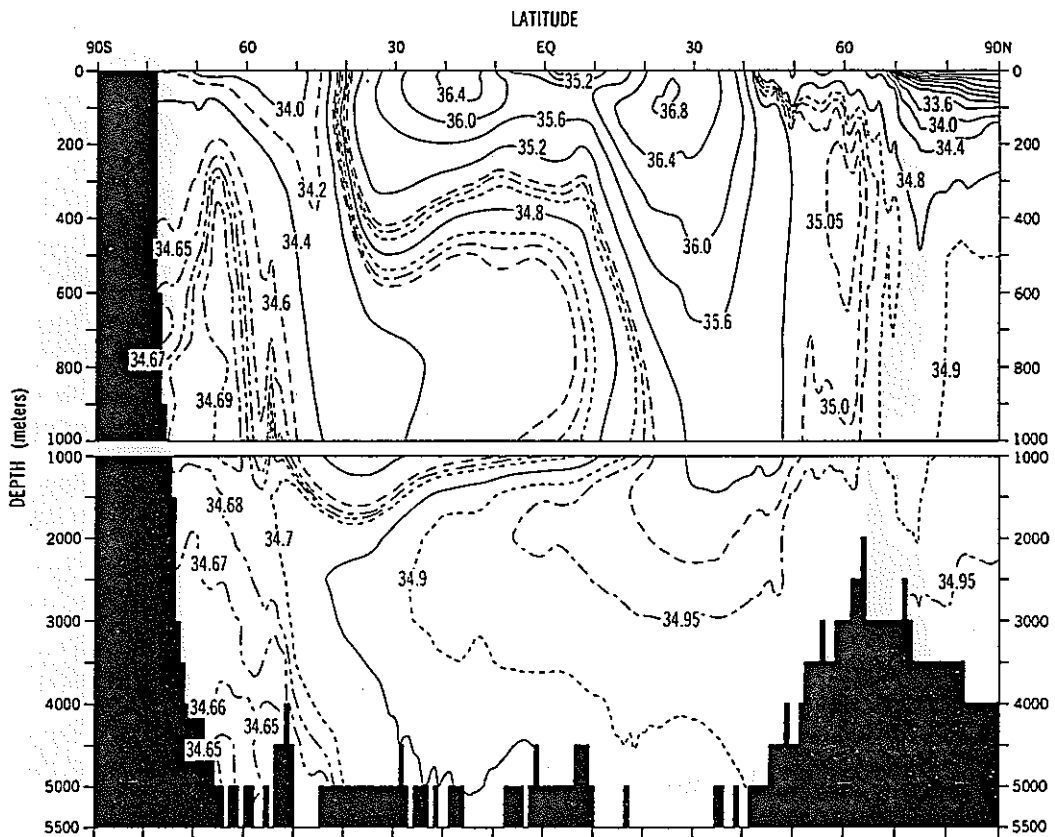


図-2.1.12 大西洋における経度平均塩分 (‰) の年平均値
(Levitus, 1982)

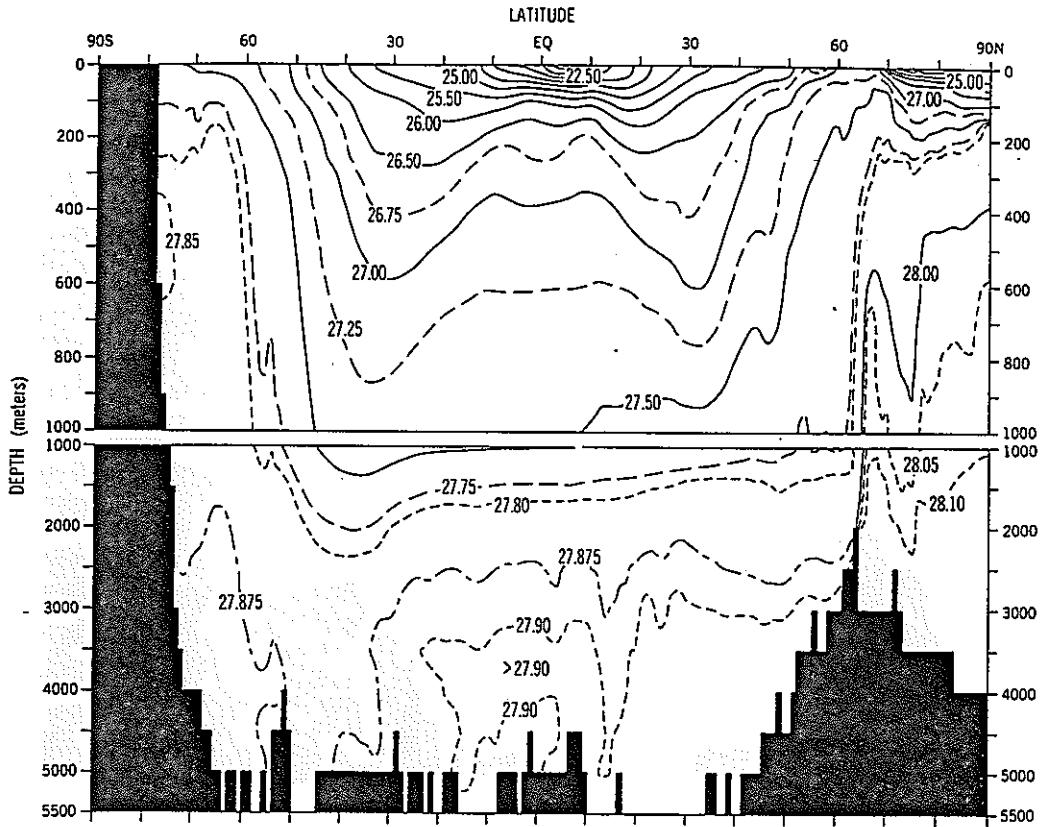


図-2.1.13 大西洋における経度平均ポテンシャル密度 (10^{-3}g/cm) の年平均値
(Levitus, 1982)

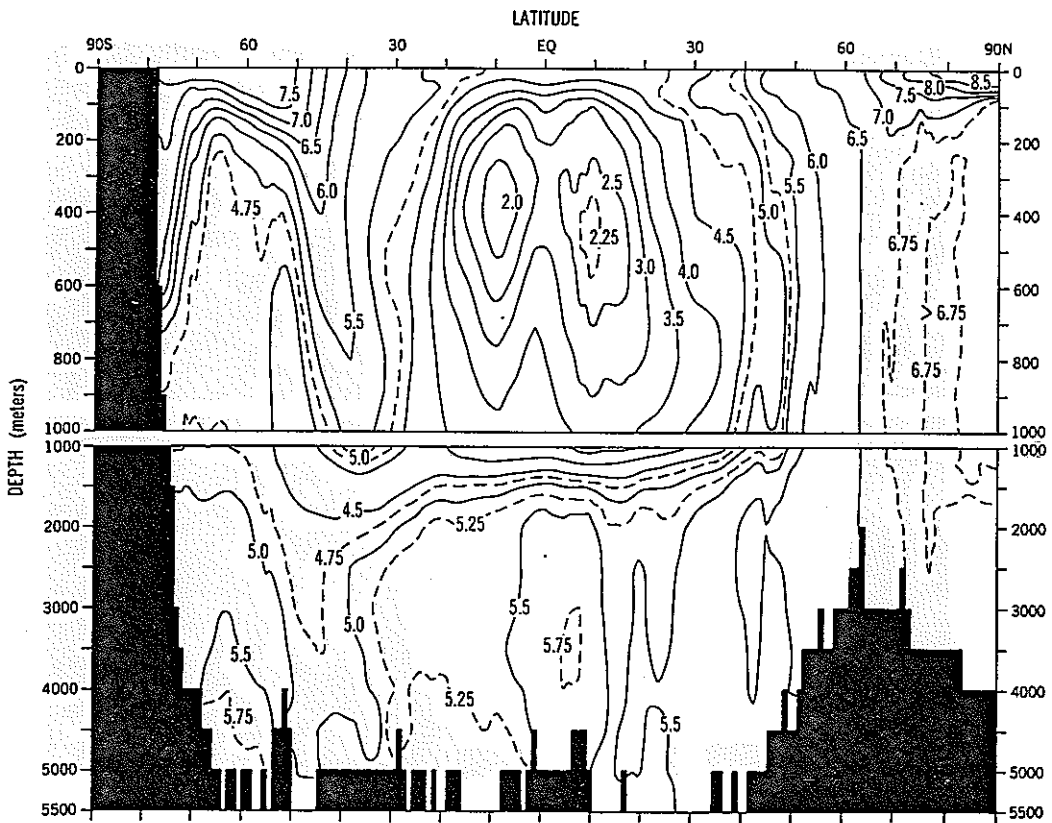


図-2.1.14 大西洋における経度平均酸素濃度 (mL/l) の年平均値
(Levitus, 1982)

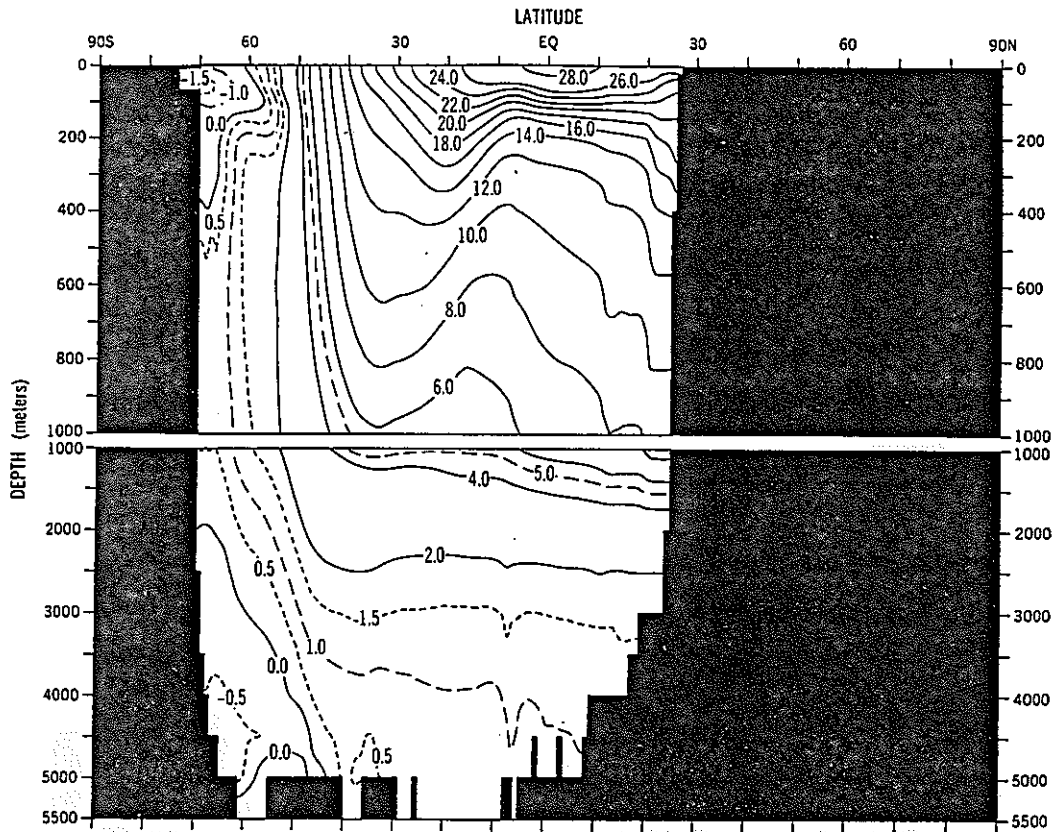


図-2.1.15 インド洋における経度平均ポテンシャル温度 (°C) の年平均値 (Levitus, 1982)

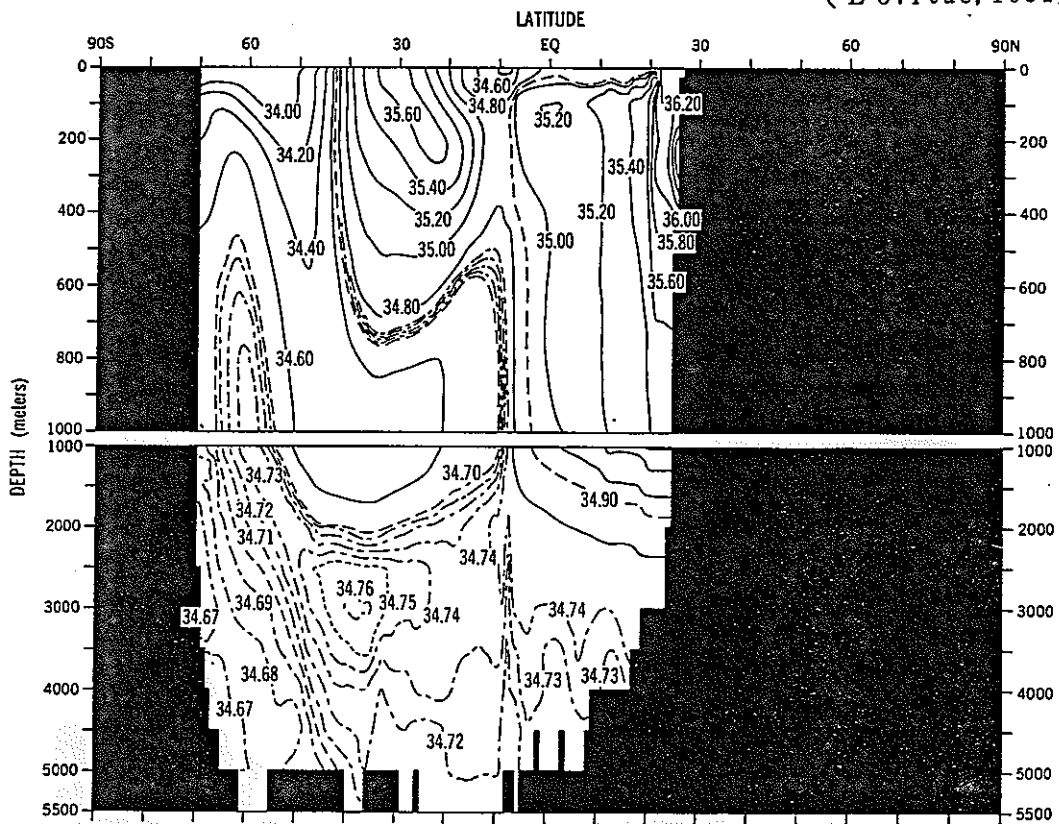


図-2.1.16 インド洋における経度平均塩分 (‰) の年平均値 (Levitus, 1982)

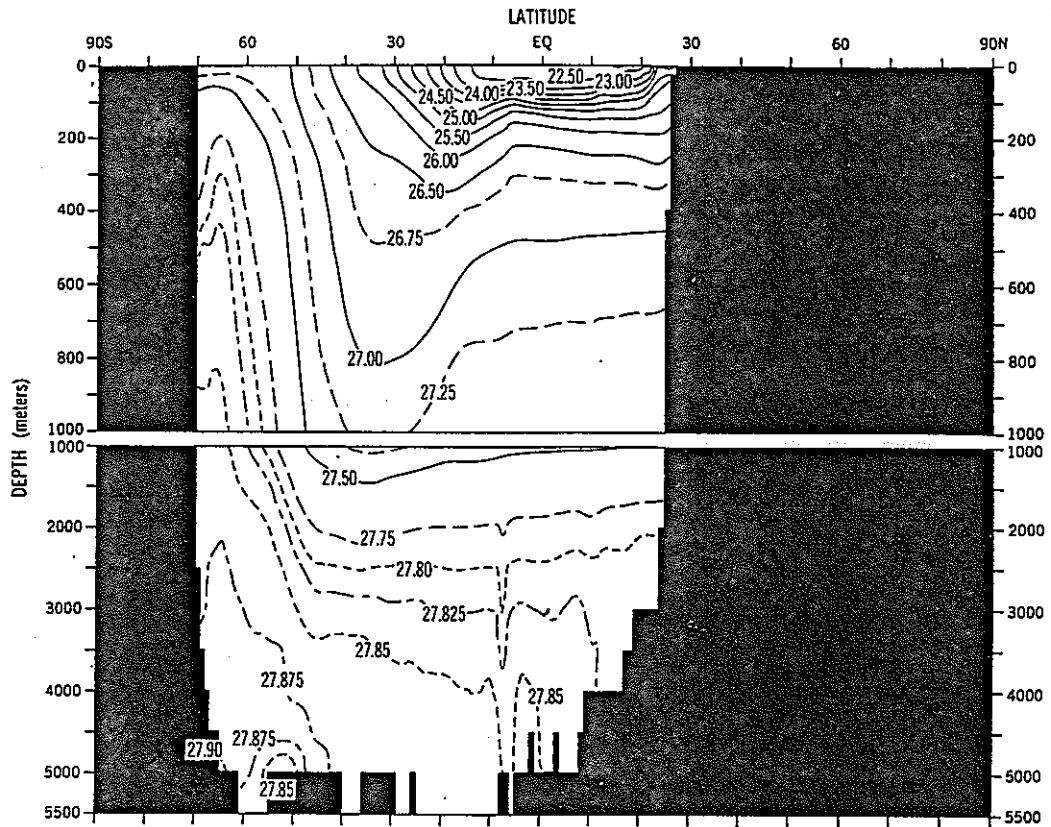


図-2.1.17

インド洋における経度平均ポテンシャル密度 ($10^{-3}g/cm$) の年平均値
(Levitus, 1982)

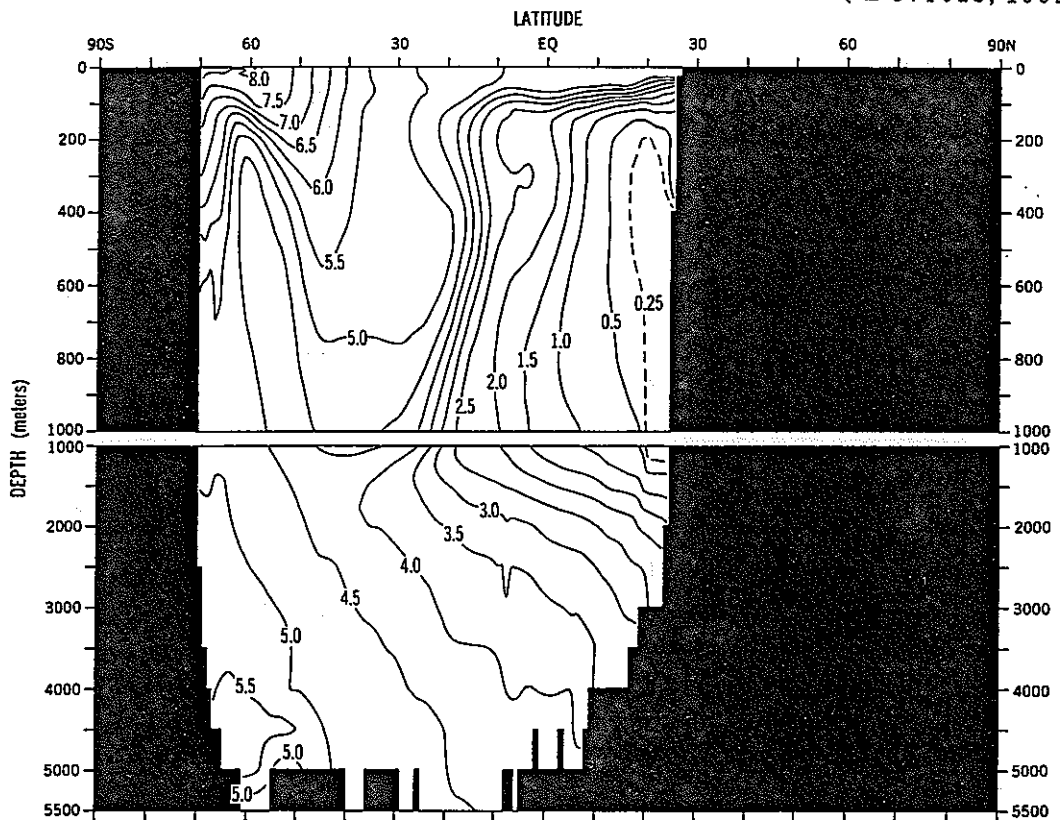


図-2.1.18 インド洋における経度平均酸素濃度 (ml/l) の年平均値

(Levitus, 1982)

2.1.3 各深度でみた海水諸特性の分布

すでに述べたように海洋構造を知る上で、水温と塩分の分布を知ることは極めて重要である。なぜならば、水温と塩分によって海水の密度が決まり、密度の分布は海水の運動を決める重要な働きをしているからである。また、酸素量の分布は海水が海面付近から深層へ運び込まれてからの経過時間を示す指標となることから、酸素量の分布についても示した。

次の各深度（0 m, 150 m, 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m, 3000 m, 4000 m）での諸特性の分布状況を世界海洋について、図-2.1.19 から図-2.1.27 に示した。ここには年間の平均値を示してあるが、季節的に大きく変化するのは表層部分だけで、しかも、中・高緯度帯に限られている。水深が 150 m ともなると、季節的な変化は殆ど無くなり、水温では高だか 1 ~ 2 °C 程度である。500 m 以深では、もはや季節変動はみられなくなる。

水温分布

水温は深さとともに急に低下し、500 m 深では 10 °C 以上の水温を示す領域は、中緯度帯の西側のごく限られた部分だけとなる。高温部が西側にだけ出現するのは、海流系が著しく西側に偏り、黒潮やガルフ・ストリームに代表されるような強勢な海流が大洋の西側に出現することと密接に関連している（図-2.1.28, 図-2.1.29 に示した海流図参照）。

1000 m 以深になると、大洋毎に平均的な水温が明らかに違っていることが見られるようになる。例えば、2000 m 深の北太平洋では 2.1 °C 以下の水温であるのに対して、北大西洋では 3.2 °C 以上の水温となっている。南極環海域を除いて、一般に太平洋よりも大西洋の深層水の方が高温となっている。

塩分分布

水温と同様に塩分の深度別分布を図-2.1.22 から図-2.1.24 に示した。どの大洋でも中緯度の高気圧帯で蒸発が盛んなため表層の塩分が最も高くなり、高緯度帯では陸水の流入と多くの降水に依って塩分が低くなっている。赤道帯も降水量が多く低塩分帯が形成されている。先に示した塩分の断面図（図-2.1.8, 図-2.1.

12, 図-2.1.16) から見てもこれらの事は明かである。500m~1000m深の範囲では基本的に高温部が高塩分部にあっている。

水温の場合と違って、1500m以上の深さでも場所によってかなりの塩分の違いが認められる。北大西洋のジブラルタル海峡の西側には高い塩分の水が存在している。この高塩分水は地中海から流出してきたものである。太平洋の場合2000m以深では大部分の水が34.65‰から34.70‰の範囲の値を示す。後述するように、2000m以深の太平洋の深層水は水温・塩分が極めて一様なことが知られている。インド洋の北半球部分の深層水もかなり高塩分となっている。この高塩分水は紅海およびペルシャ湾から流出して来たものである。

※ 塩分の単位として以前は千分率（パーミル：‰）で表していたが、測定する内容が物質質量から電気伝導度変わったため、実用塩分値と称して、無単位で表現するようになった。実質的には千分率と変わるところはない。

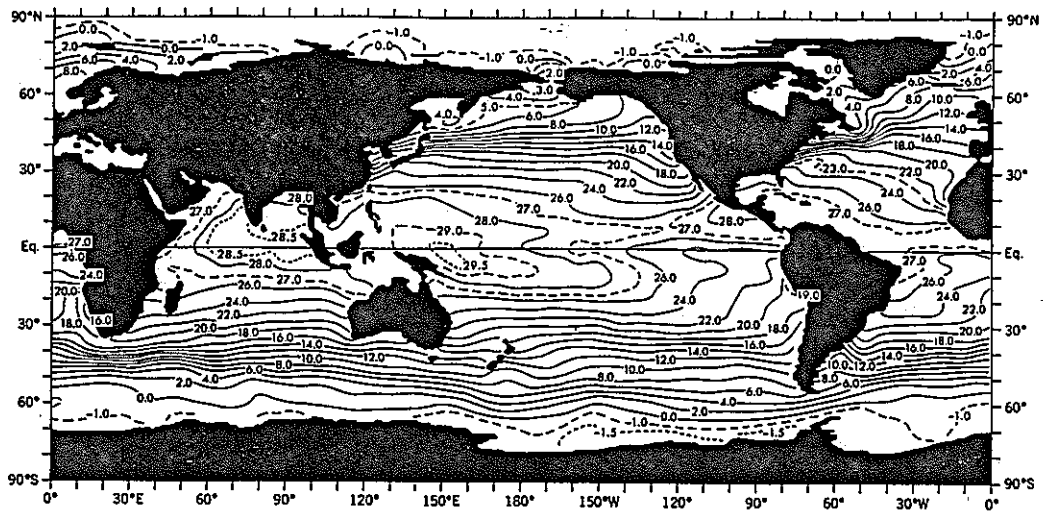
溶存酸素量分布

海水の特徴を示すもう一つの特性は溶存酸素量である。海水は大気と接することのできる海面付近に存在している時に十分な酸素を取り込むが、その水が一旦深層に運び込まれると、もはや酸素の補給は行われなくなり、消費だけが起るため、酸素量は徐々に低くなる。従って、酸素量は海水が海面から沈降してどの位の時間が経過したかを示すよい指標となる。深海での酸素の消費速度は2~3mg/l/1000年と見積られている。

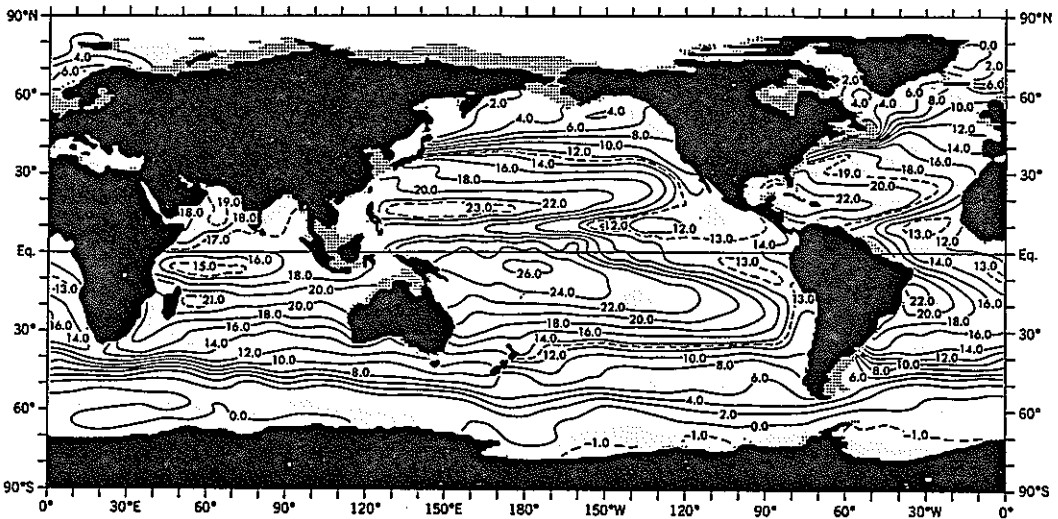
図-2.1.25 から図-2.1.27 に水温や塩分と同じ深さでの溶存酸素量の分布図を示した。一般に深層では酸素量が少なくなっているが、南極海周辺や北大西洋北部では酸素量が高くなっている。これは海面付近から大量の水が沈降して来ていることを示している。これに対して、北太平洋北部の深層では酸素量が最も低くなっている。既に述べたように、これは北太平洋の北部では深層水が形成されていないことによる。

150mから500mの範囲で、極めて酸素量の低い水が赤道を中心とした大洋の東側にみられる。インド洋の北部でも同じように低酸素水がみられる。これらの

海域では 100m～ 150m 深の深さの所に極めて安定な密度躍層ができており、鉛直混合が起こり難く、表層の酸素が下層へ運び込まれ難くなっている。またその上、これらの海域では表層での生物活動も盛んで、多くの有機物が表層から降り注ぎ、これを分解するために多くの酸素が消費され、この低酸素層が出来ていると考えられている。酸素量の鉛直断面分布の所で述べた、大規模な鉛直循環の結果形成される酸素極小層とは異質の性格を持っている点に留意する必要がある。



海面における年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



水深150mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)

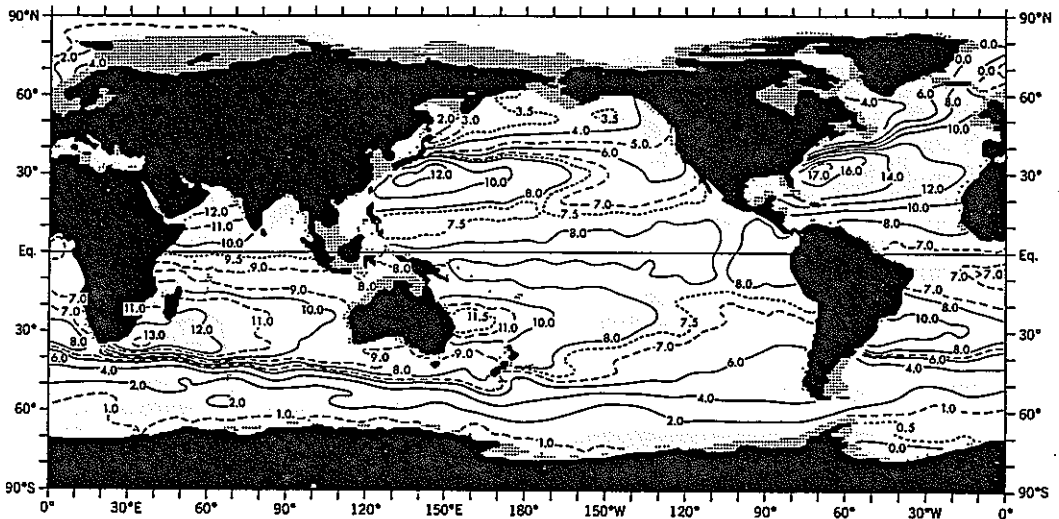
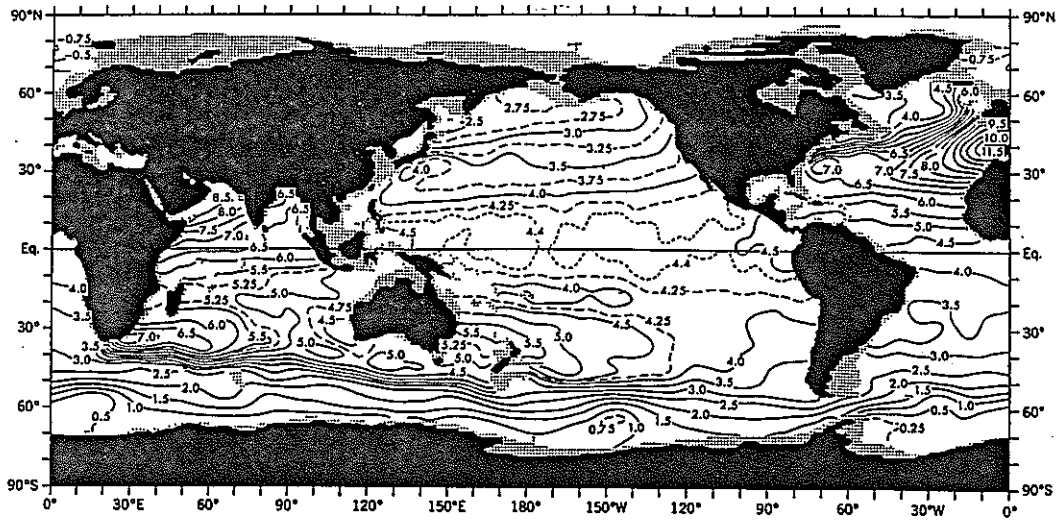
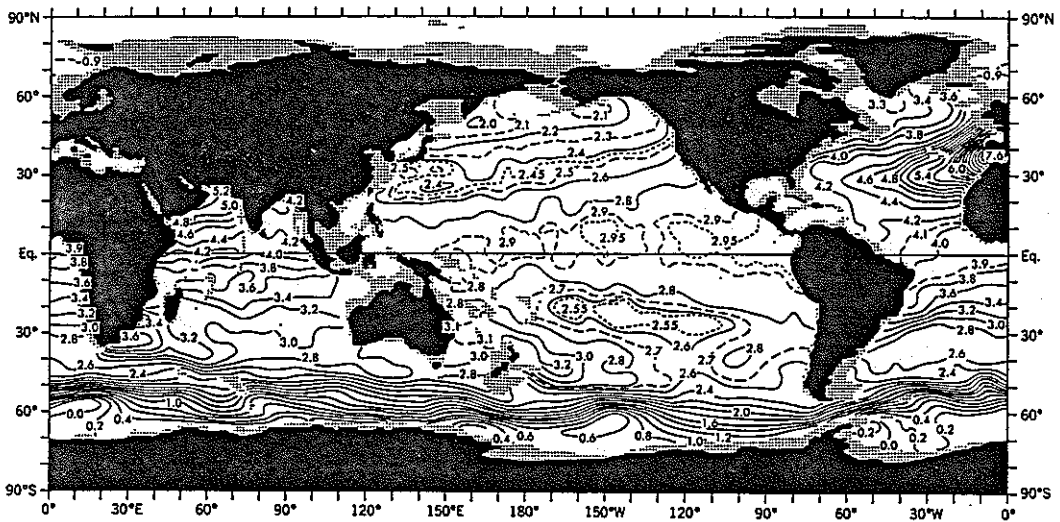


図-2.1.19 水深500mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



水深1000mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



水深1500mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)

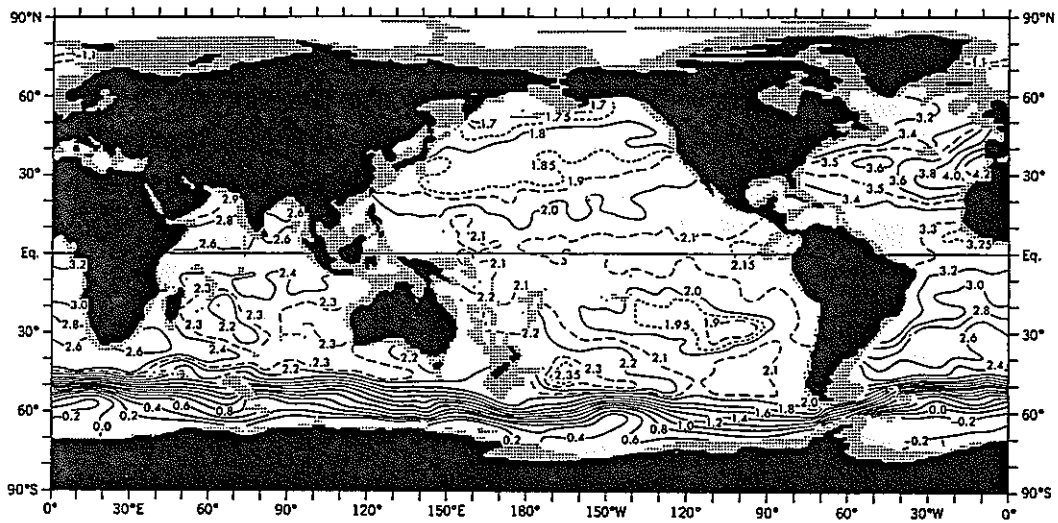
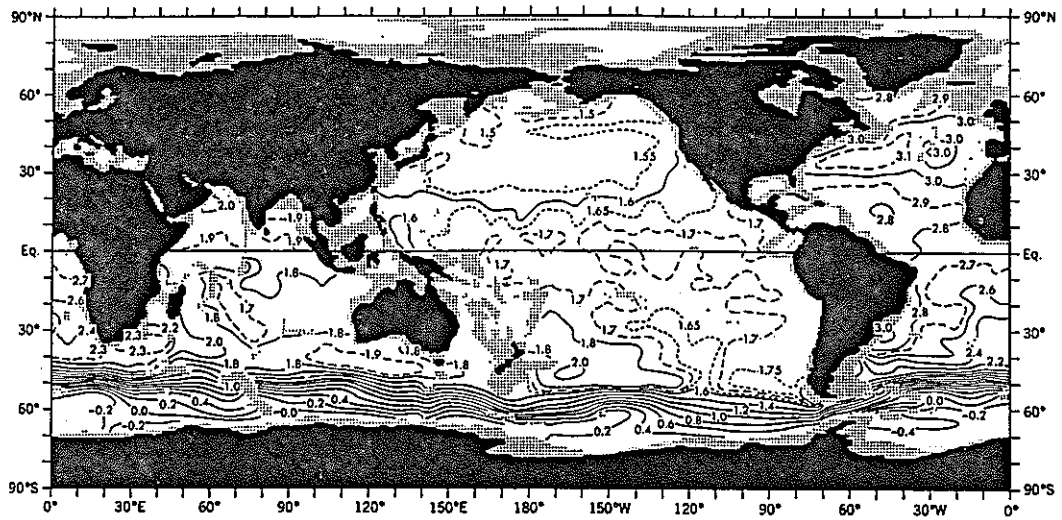
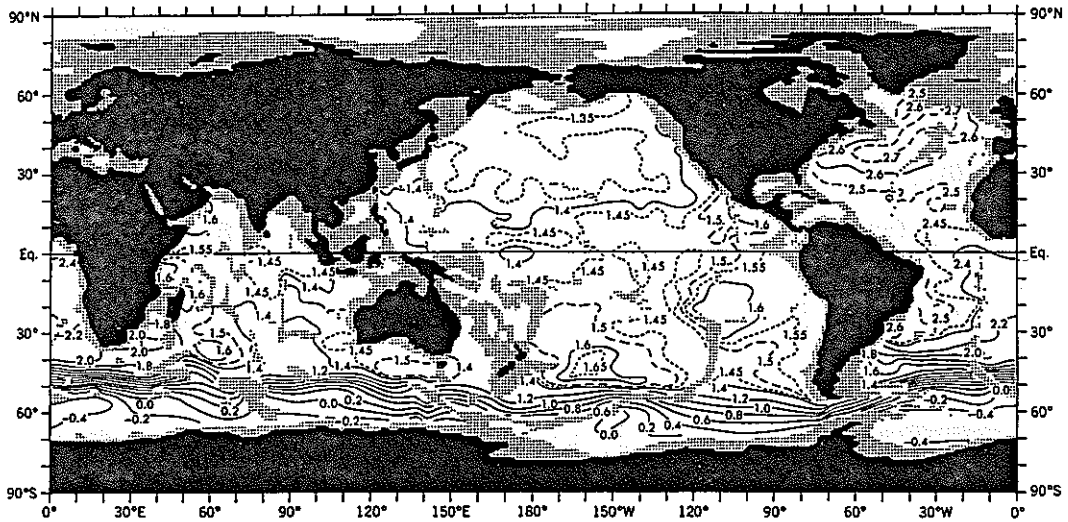


図-2.1.20 水深2000mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



水深2500mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



水深3000mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)

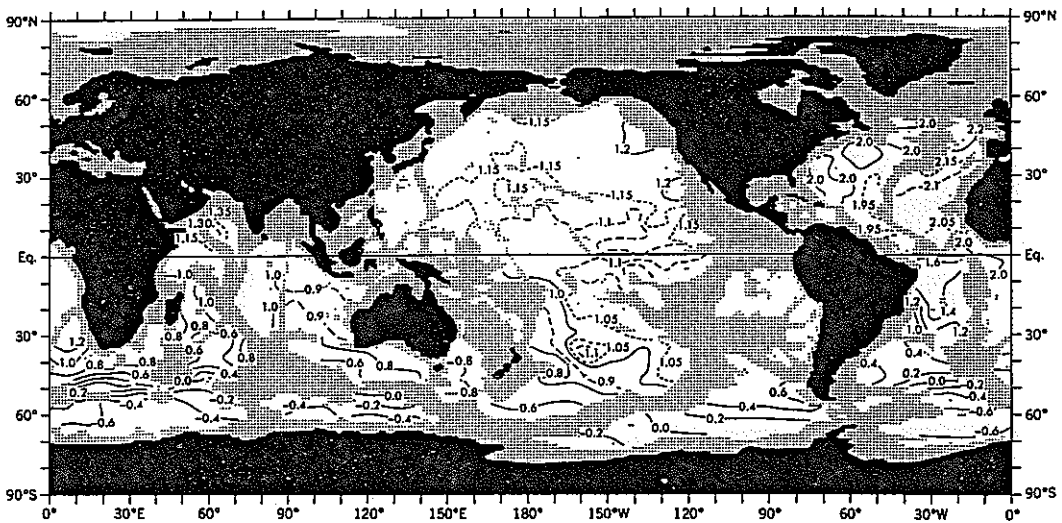
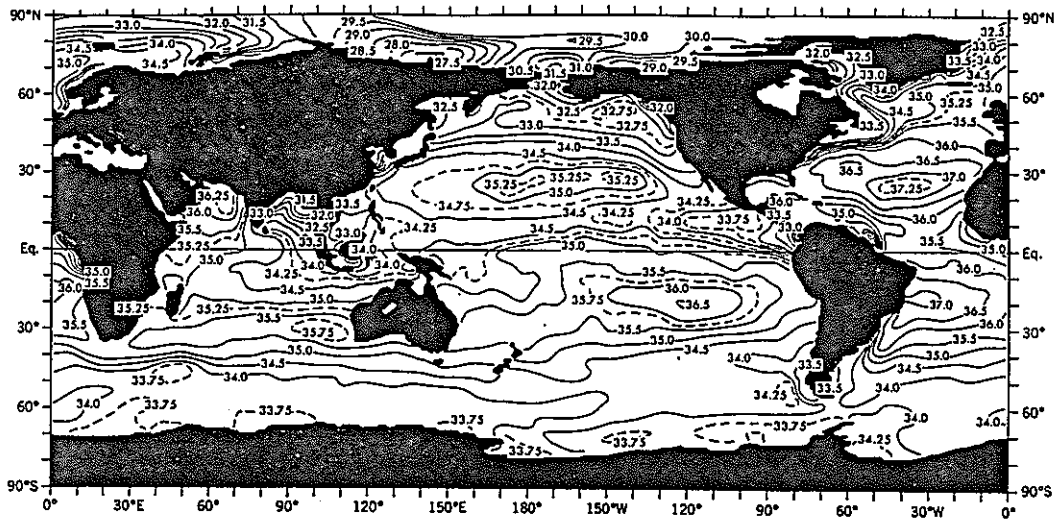
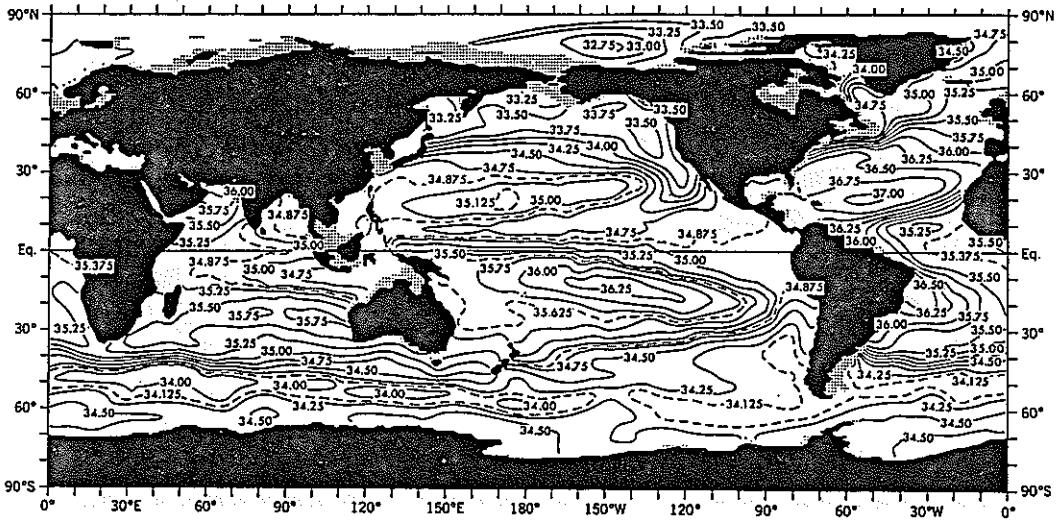


図-2.1.21 水深4000mにおける年平均ポテンシャル温度 (°C)
(Levitus, 1982)



海面における年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



水深150mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)

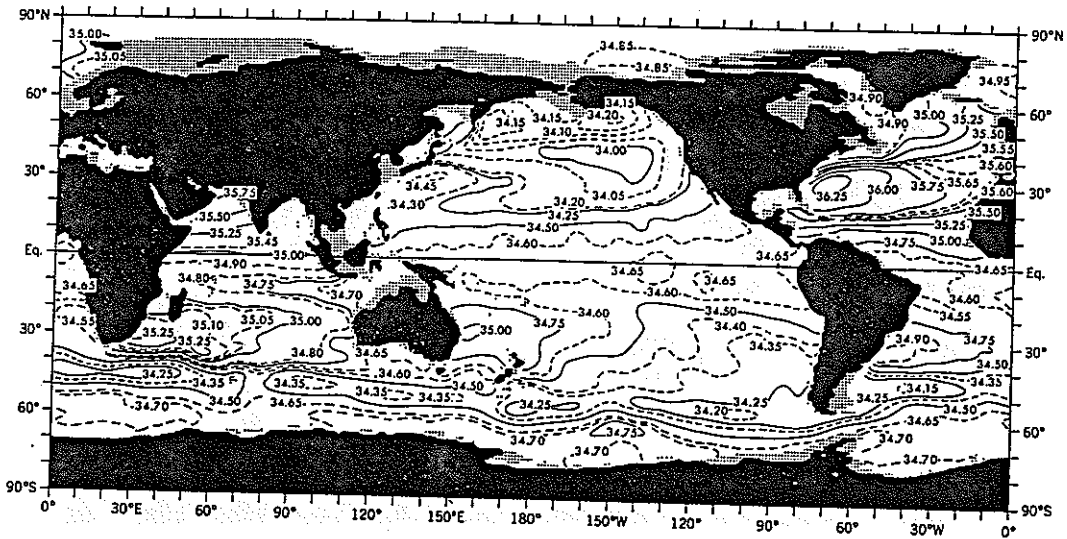
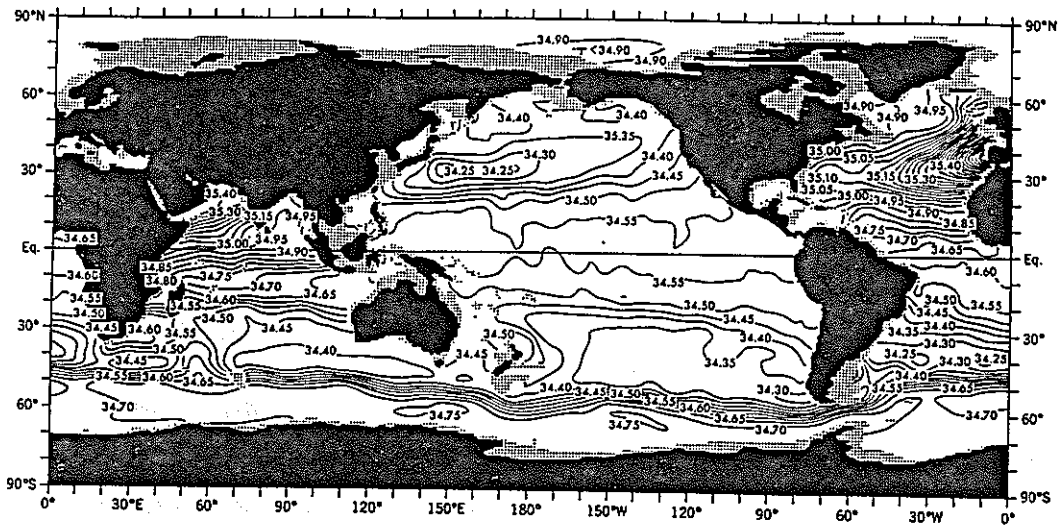


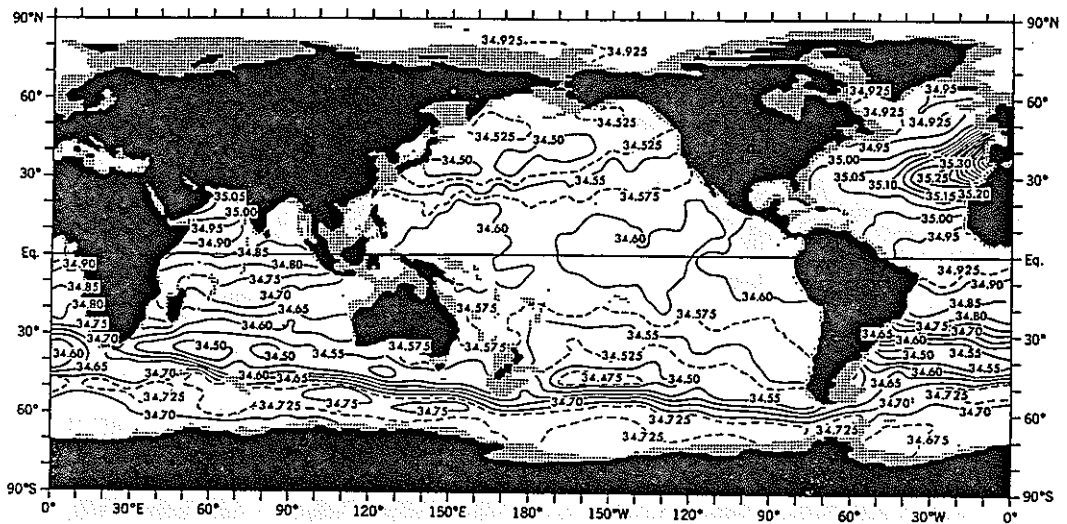
図-2.1.22 水深500mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



水深1000mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



水深1500mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)

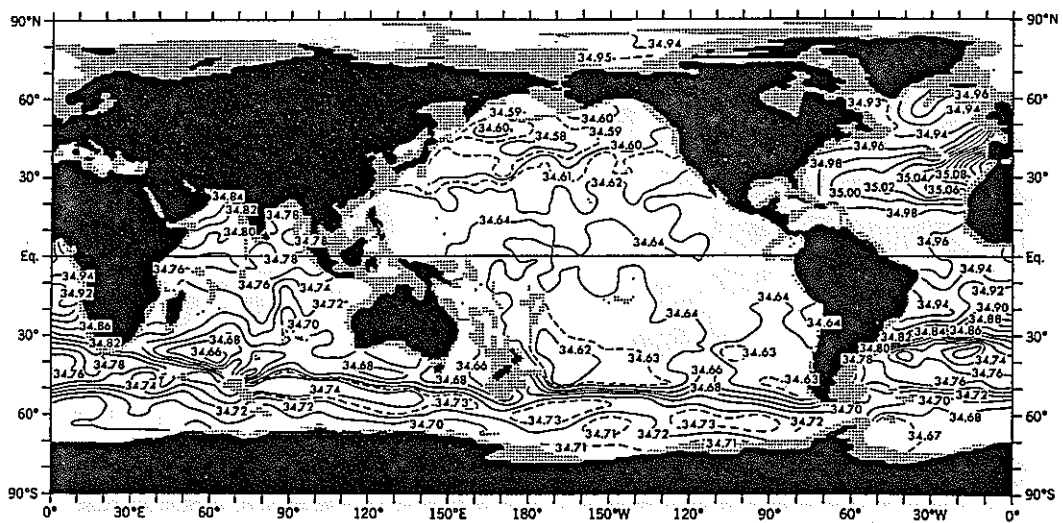
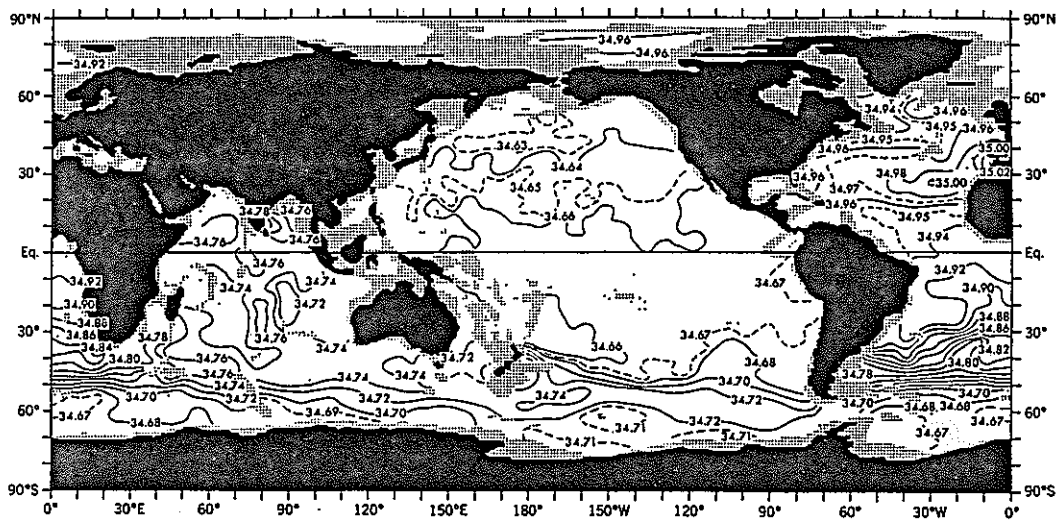


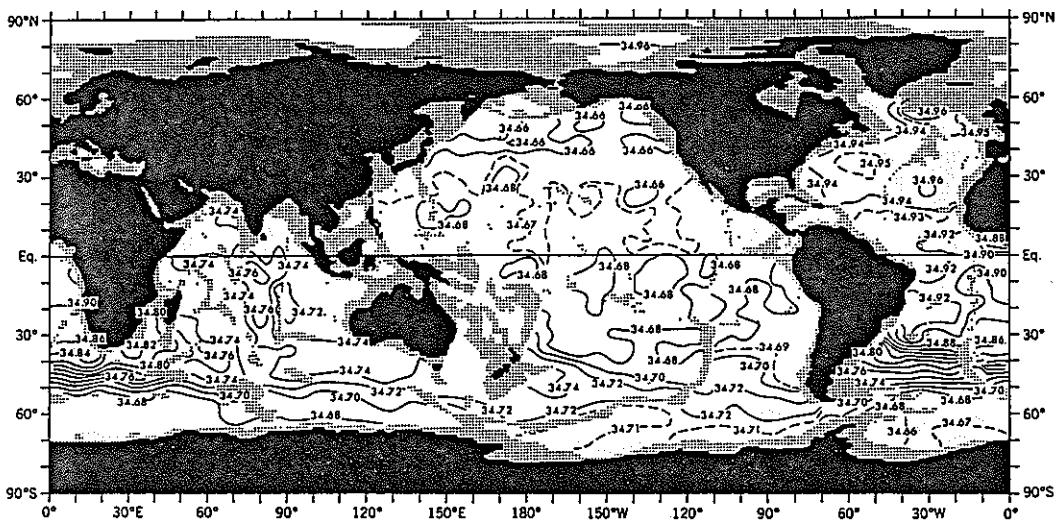
図-2.1.23 水深2000mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



水深2500mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



水深3000mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)

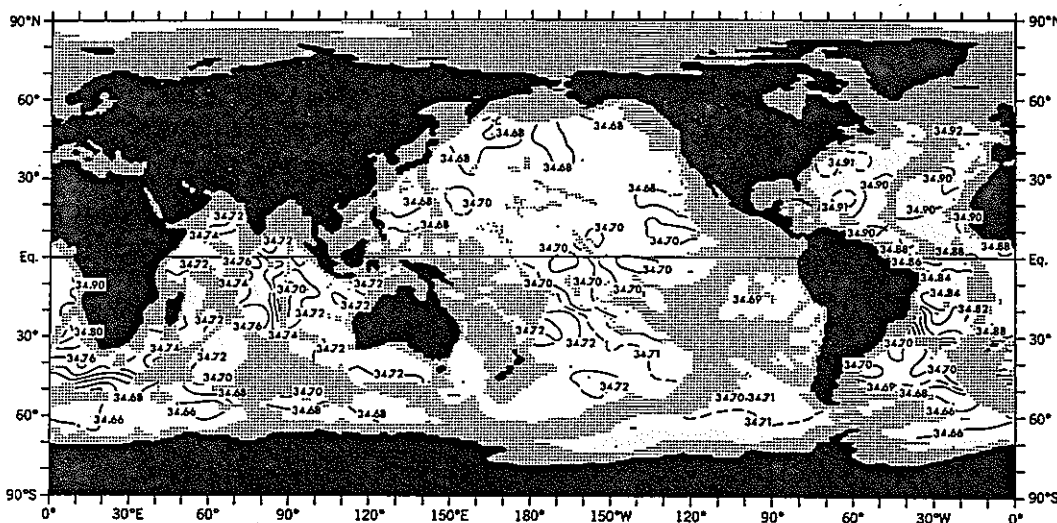
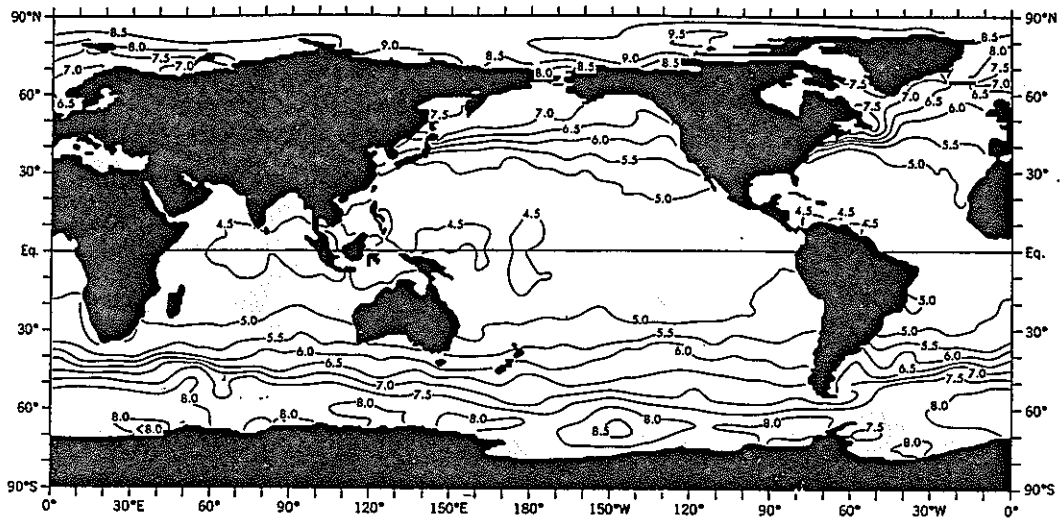
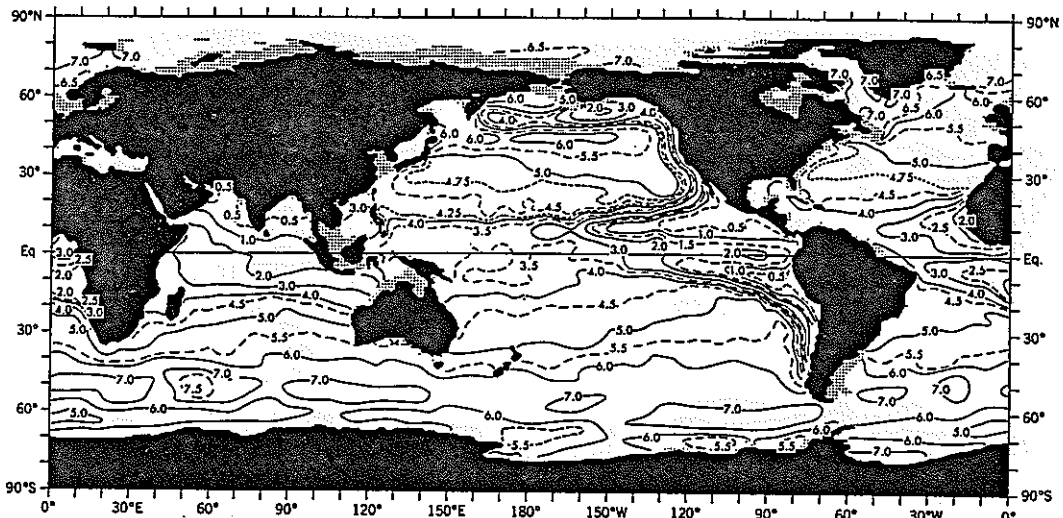


図-2.1.24 水深4000mにおける年平均塩分 (‰)

(Levitus, 1982)



海面における年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)



水深150mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)

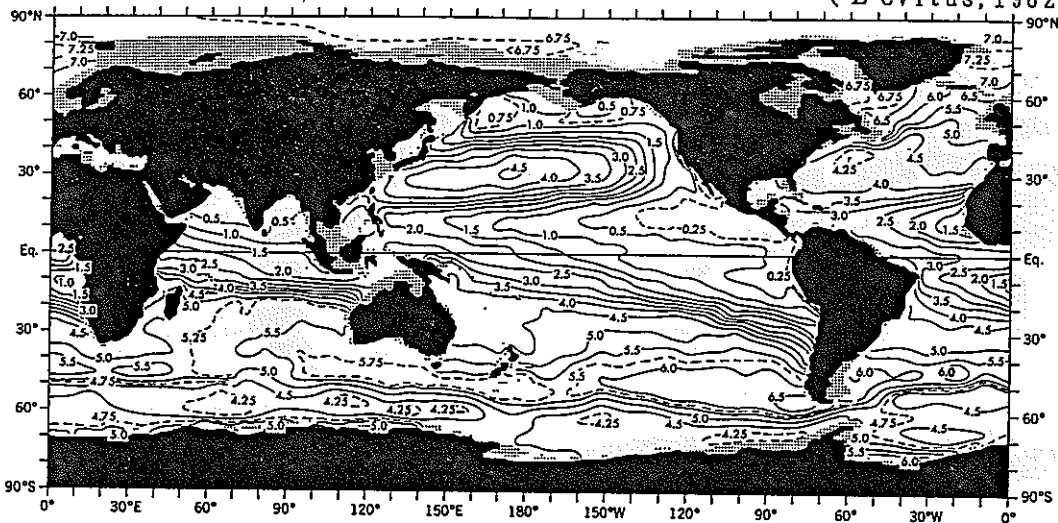
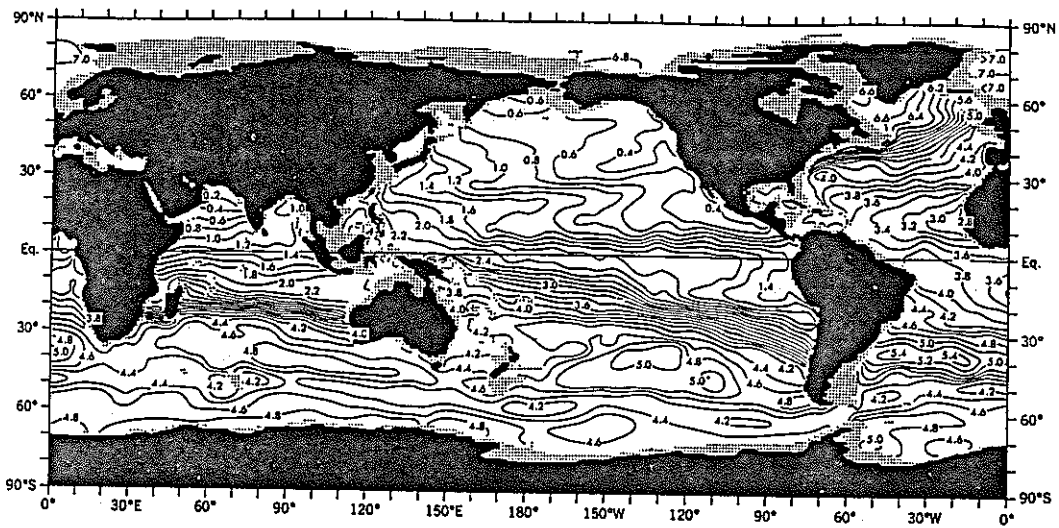
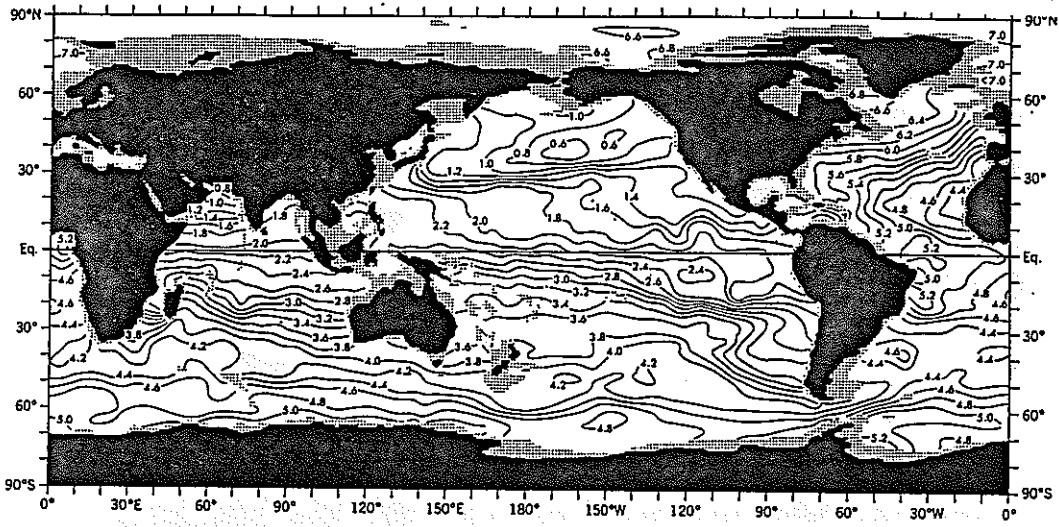


図-2.1.25 水深500mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)



水深1000mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)



水深1500mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)

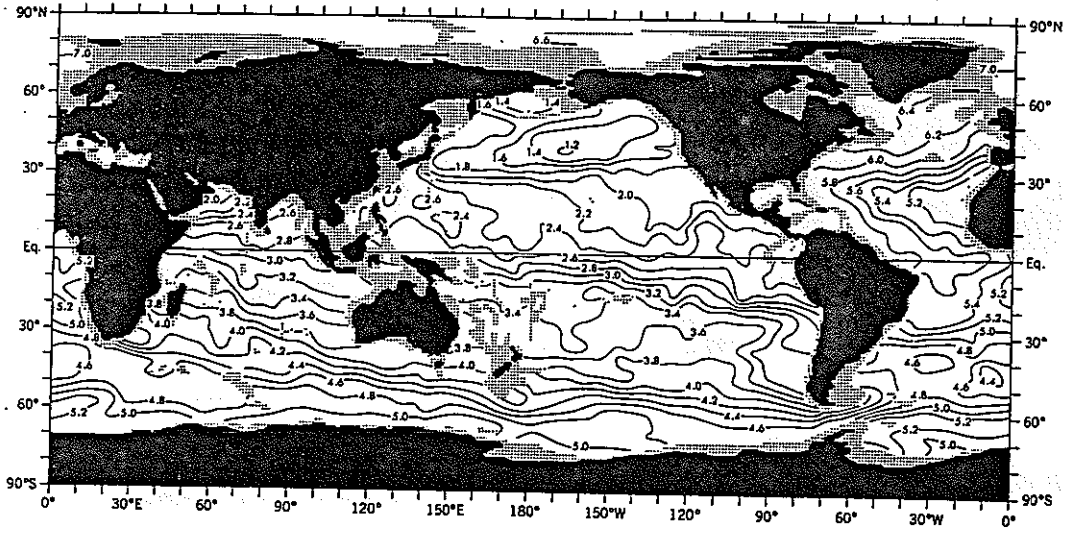
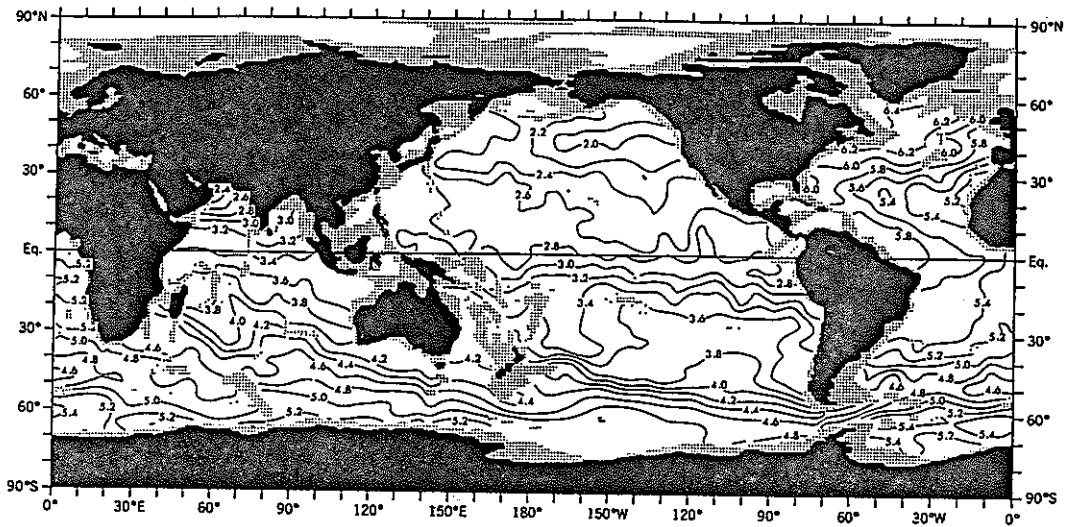
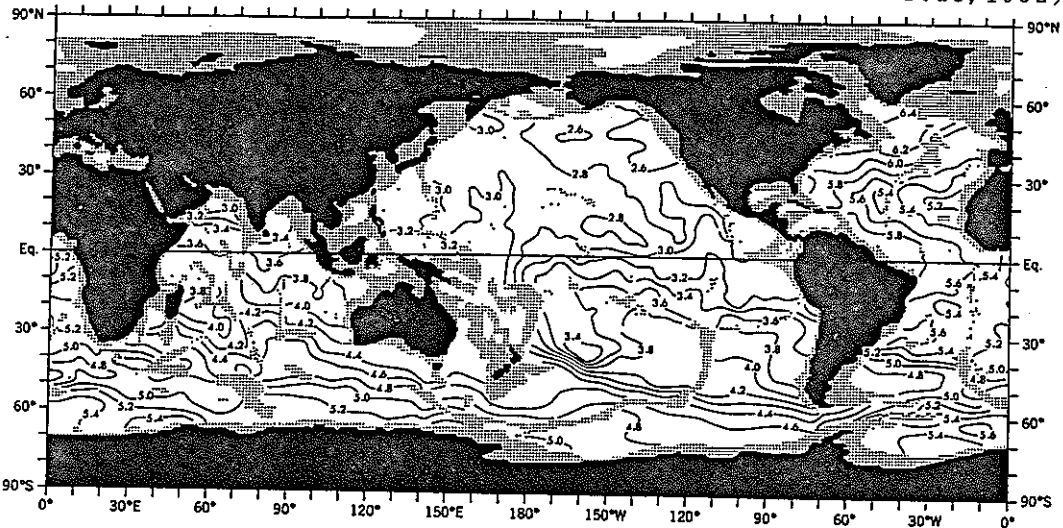


図-2.1.26 水深2000mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)
(Levitus, 1982)



水深2500mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)

(Levitus, 1982)



水深3000mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)

(Levitus, 1982)

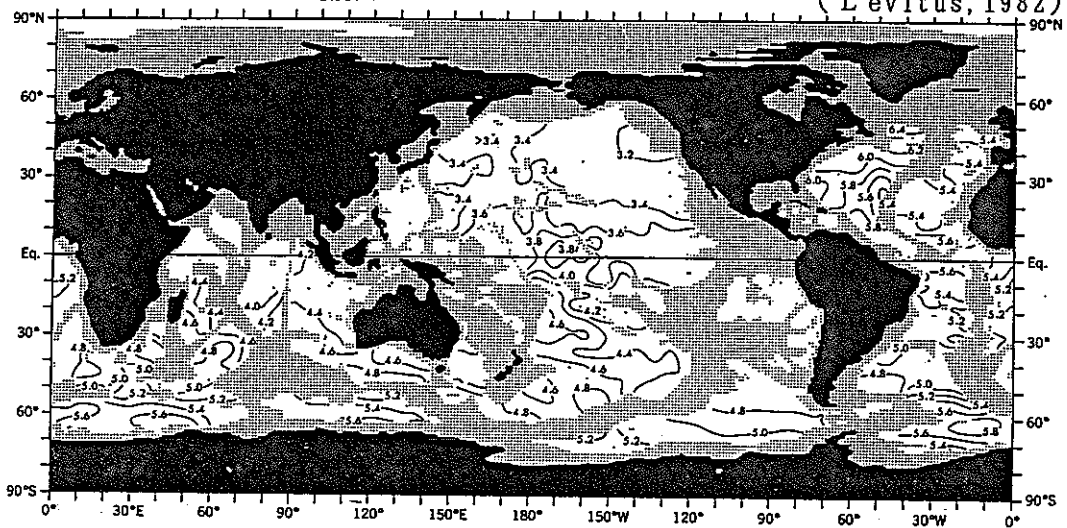


図-2.1.27 水深4000mにおける年平均溶存酸素 (ml/l)

(Levitus, 1982)

2.1.4 世界海洋の表層及び中層の海流系

海洋での物質の移流拡散を考えると、海の流れの詳細が理解できていることが前提となる。一見、海の流れを測定することなど現代の技術を持ってすればいとも簡単なことのように思えるが、現実には非常に多くの困難が伴うものである。最も大きな困難は流速測定のために海洋中に不動のプラットフォームを作ることが事実上できない事にある。また、海洋は極めて広く、深く、高波高等の悪条件もあり、その全域から十分なデータを集めることもまた極めて難しい。

海面付近の海流を測定する方法としては以下の6通りほどが挙げられる。

(1) 船の偏流 (Ship Drift)

船の偏流とは船のスピードと進行方向から求めた一定時間後の推測位置と実測位置との差が海流によると考える方法である。風に依って船体が流されるなどの影響もあり、この方法ではかなり大ざっぱな精度でしか海流を求めることができない。しかし、多くの船から多数のデータが得られるという利点もある。

(2) 力学計算法

海の圧力分布を求め、理論的に海の流れを推算する方法である。適当な仮定を用いることに依って、海面から海底までの流れの分布を求められると言う利点を持っている。水温・塩分を測定することに依って、密度分布を知り、圧力分布を求める。深層までの水温・塩分が容易に、精度良く求められるようになった現在、平均的な海の流れを知る一つのよい方法となっている。

(3) 漂流物追跡

漂流物を流し、その移動距離と時間から流向と流速を推定しようとする方法で、古くは海流瓶を流したりして、海の流れを推定していた。現在では人工衛星を用いて位置を正確に決定するシステム (アルゴス・システム : ARGOS System) が世界規模で利用できるようになっており、海面を漂流するブイの位置を刻こく知ることが可能となった。この結果、表層海流に関する多くの知見が得られだした。

(4) 電磁海流計 (G. E. K. : Geomagnetic Electro Kinematograph) による測定

電導体が磁場を横切ると、導体の両端に電位差が生ずることを利用した海流計で、地球磁場の鉛直成分を利用する。この海流計は限られた観測船にしか装備されていないため、データの取得率が悪い。最近ではこの海流計は殆ど用いられなくなっているが、日本近海に限ればこれまでにかかなりのデータが集められている。

(5) その他の方法

最近では超音波を用いた、音響式ドップラー海流プロファイラー (ADCP) が開発され、航走する船から表層数百メートルの流れの鉛直プロファイルを自動的に測定出来るようになった。データの集積され出した海域がまだ限られているため、大洋規模での海流パターンを描けるような状態にはないが、今後急速に ADCP による良質のデータが集まるようになる。

精巧な流速計をロープで接続し、海中に係留する方法も用いられる。この方法は特定海域での流れの時間的変化を知るためには有効であるが、大洋規模の海流パターンを調べるような目的に対しては必ずしも適当な方法ではない。

一つの方法で世界海洋の海流パターンが描けるほど多くのデータが集まっているものは船の偏流と水温・塩分の観測結果を用いた力学計算法だけである。ここではこれら二つの方法に依って求められた海流パターンを提示すると共に、アルゴス・ブイの漂流結果から得られた表層海流のいくつかの特徴を示す。

船の偏流データの取りまとめ結果

図-2.1.28 は長年に渡って蓄積されてきた船の偏流データから描かれた、北半球の冬の海流パターンである。現在我々が持っている世界海洋の海流パターンの認識の概要はこの様にして作られた海流図に基づいている。

図に現れたいくつかの海流の特徴を略述する。

まず注目されるのが、各大洋の赤道域に共通して見られる強い西向きの流れである (①と②)。これらの流れは北赤道海流および南赤道海流と呼ばれる。これら二つの流れの間に、反対に東に流れる海流、赤道反流 ③が存在している。赤道域の強い流れは深さと共に急速に減衰する。図には示されていないが、赤道直下、

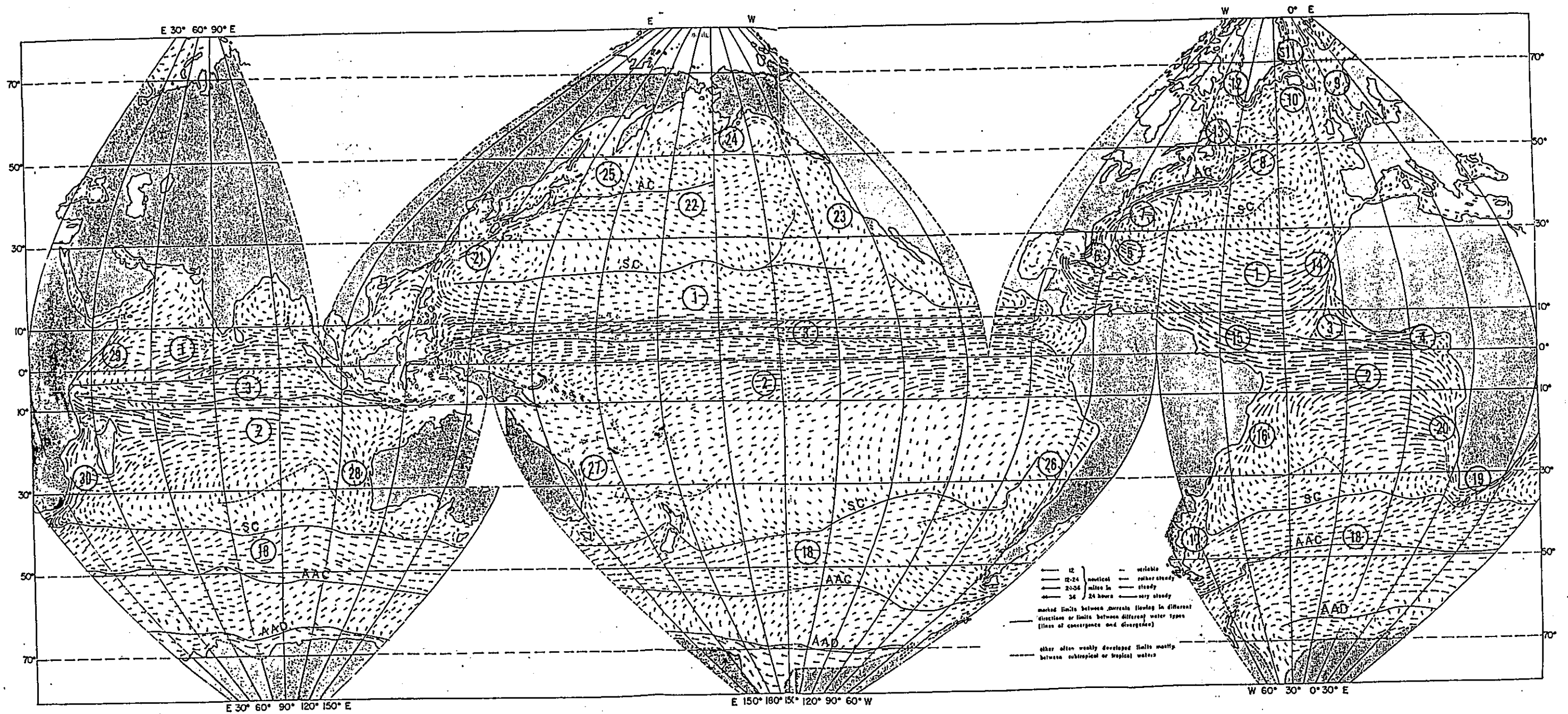
南北2度位の範囲では水深 200 m から 50 m 位の所に極めて強い東向きの流れが存在している（太平洋で最も発達し、インド洋では季節に依って消失する）。この流れは赤道潜流と呼ばれる。

大洋の西端に達した南北赤道海流はそれぞれ大陸の縁に沿って南下する流れと北上する流れに分かれる。これらの流れはやがて黒潮 21 やガルフ・ストリーム 7 に代表される強勢な流れに発達して行く。一般に大洋の西端に強い流れ、西端境界流、ができることが、観測結果からも理論的にも知られている。東オーストラリア海流 21、ソマリ海流 29、モザンビーク海流 30、なども西端境界流の一つである。

各大洋の中緯度帯（ $15^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ）には大きな環流系が形成されており、一般に亜熱帯環流（Subtropical Gyre）と呼ばれている。この循環系は大洋の中心部分に物質を拡散させて行くと言う重要な働きをする。

図-2.1.29 は北半球の夏の海流系を示している。冬に比べ赤道域の海流は強化され、インド洋では風系の変化（モンスーン）により表層の循環系が大きく変化している。この例で明らかなように、海洋表層の循環系を形成する上で風の分布が重要な役割を果たしていることが知られている。図-2.1.30 は太平洋を例に描かれた風系分布と海洋循環の関係を模式図で示したものである。

南極大陸を巡る大海流、南極周極流、は流速こそあまり大きくないが、表層から底層まで殆ど流速が同じなため、流量は大きく、 $130 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ もの海水を西から東へと輸送している。この流量は黒潮やガルフ・ストリームの流量の約2倍に相当する。これ程多量の水が三大洋を通過するので、一旦南極環海にまで達した物質は容易に他の海洋へと拡散して行くことになる。



- 1 North Equatorial C.
- 2 South Equatorial C.
- 3 Equatorial Counter C.
- 4 Guinea C.
- 5 Antilles C.

- 6 Florida C.
- 7 Gulf Stream
- 8 North Atlantic C.
- 9 Norwegian C.
- 10 Irminger C.
- 11 East Greenland C.

- 12 West Greenland C.
- 13 Labrador C.
- 14 Canary C.
- 15 Guiana C.
- 16 Brazil C.

- 17 Falkland C.
- 18 Antarctic Circumpolar C.
- 19 Agulhas C.
- 20 Benguela C.
- 21 Kuro Shio

- 22 North Pacific C.
- 23 California C.
- 24 Aleutian C.
- 25 Oya Shio
- 26 Peru C.
- 27 East Australian C.

- 28 West Australian C.
- 29 Somali C.
- 30 Mozambique C.
- 31 (Indian) Monsoon C.
(N. Hemisphere summer)

図+2.1.28 世界海洋の海流 (北半球の冬)

(図中の番号に対応する一般的な海流の呼称が図の下に示されている)

(Desant, 1961)

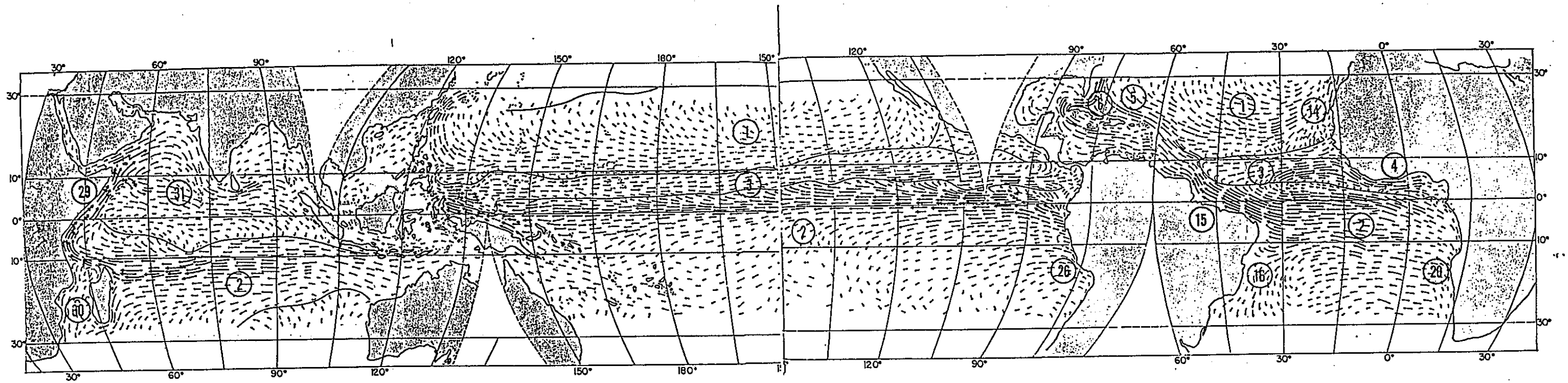


図-2.1.29 世界海洋の海流（北半球の夏）

（図中の番号に対応する海流の名称については図を参照）

（Desant, 1981）

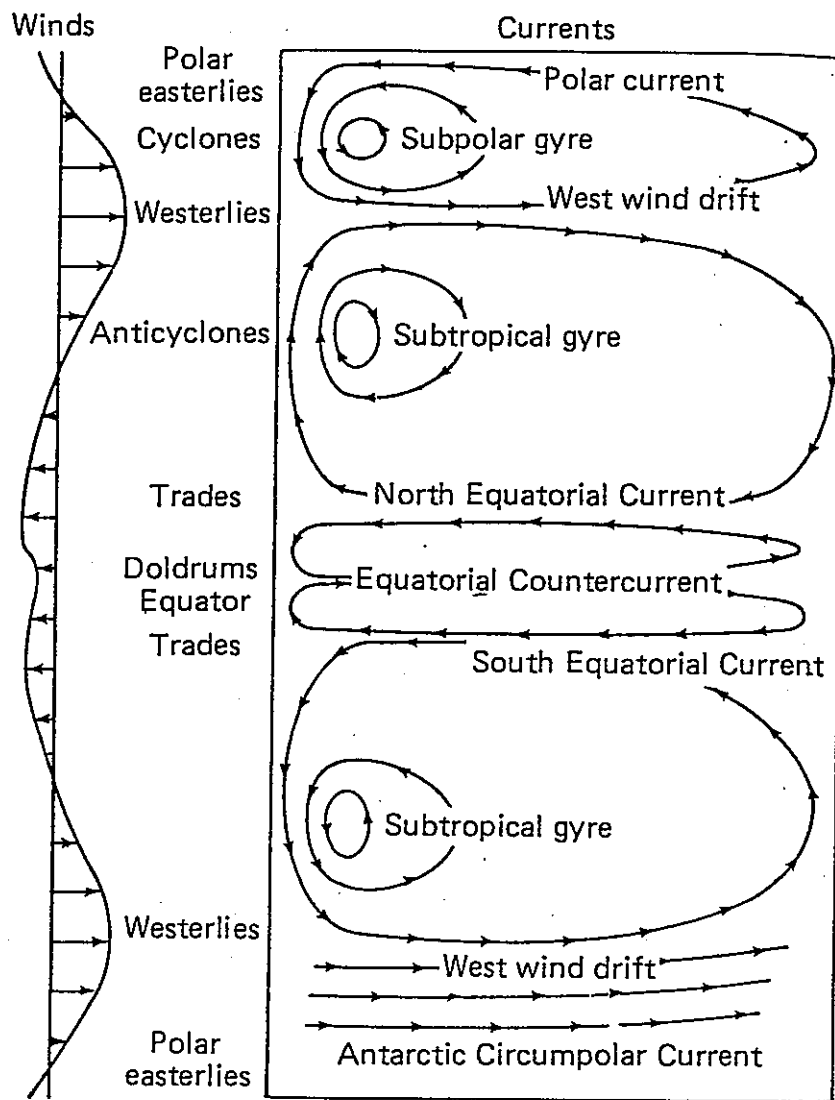


図-2.1.30

太平洋を例に描いた風成循環の模式図 (Apel, 1987)

力学計算法

大洋の海流のように時間的にも空間的にもあまり大きな変化の無い流れは圧力傾度力と地球自転の偏向力（コリオリの力）とが殆ど釣り合った状態にあることが知られている。この釣合関係を式で示すならば、以下のようになる。

$$2 \omega \sin \phi \cdot v = + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$2 \omega \sin \phi \cdot u = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

ここで、 u 、 v は x （東）、 y （北）方向の流速、 ω は地球自転の角速度、 ϕ は緯度、 ρ は海水の密度、 p は圧力である。

上式は東西方向の圧力傾度力と南北方向の流れによるコリオリ力が釣合、そして南北方向の圧力傾度力が東西方向の流れによるコリオリ力と釣り合うことを示している。また上式は北半球では圧力の高い方を右直角に見るように運動が生じていることを示してもいる。南半球では ϕ が負となるため、北半球とは逆に、圧力の高い方を左直角方向に見るように運動が生じることになる。

x 方向および y 方向の圧力傾度が共に0となるような面、つまり無流面を仮定する（一般に1000m以上の十分に深いところ取る）ことによって、密度分布を基に各深度の圧力分布が求められ、流速も算出できることとなる。但し、密度分布に依らない海面の凹凸による圧力分布による流れについてはいずれかの方法で海面の凹凸を求めない限り求める事は出来ない。

図-2.1.31はLevitus (1982)のデータに基づいて、2000m深を無流面と仮定したときの流れのパターンを示している。先に示した船の偏流図と比較すると大要はよく似たものとなっている。図-2.1.32は36000点以上の1000m以深に達する水温・塩分の観測結果をもとに、緯経度2度のマス目で平均値を求めたものである(Wyrtki, 1975)。この図も偏流から求めた結果とよく一致している。また、赤道反流の存在が明確に示されている点でも興味深い結果となっている。

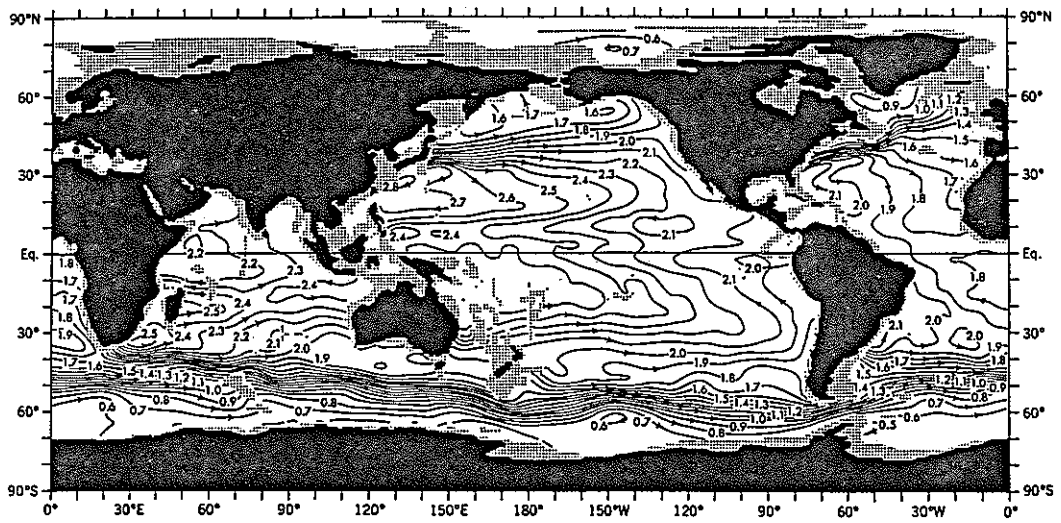


図-2.1.31 0-2000m層のジオポテンシャル層厚の年平均アノマリー
(Levitus, 1982)

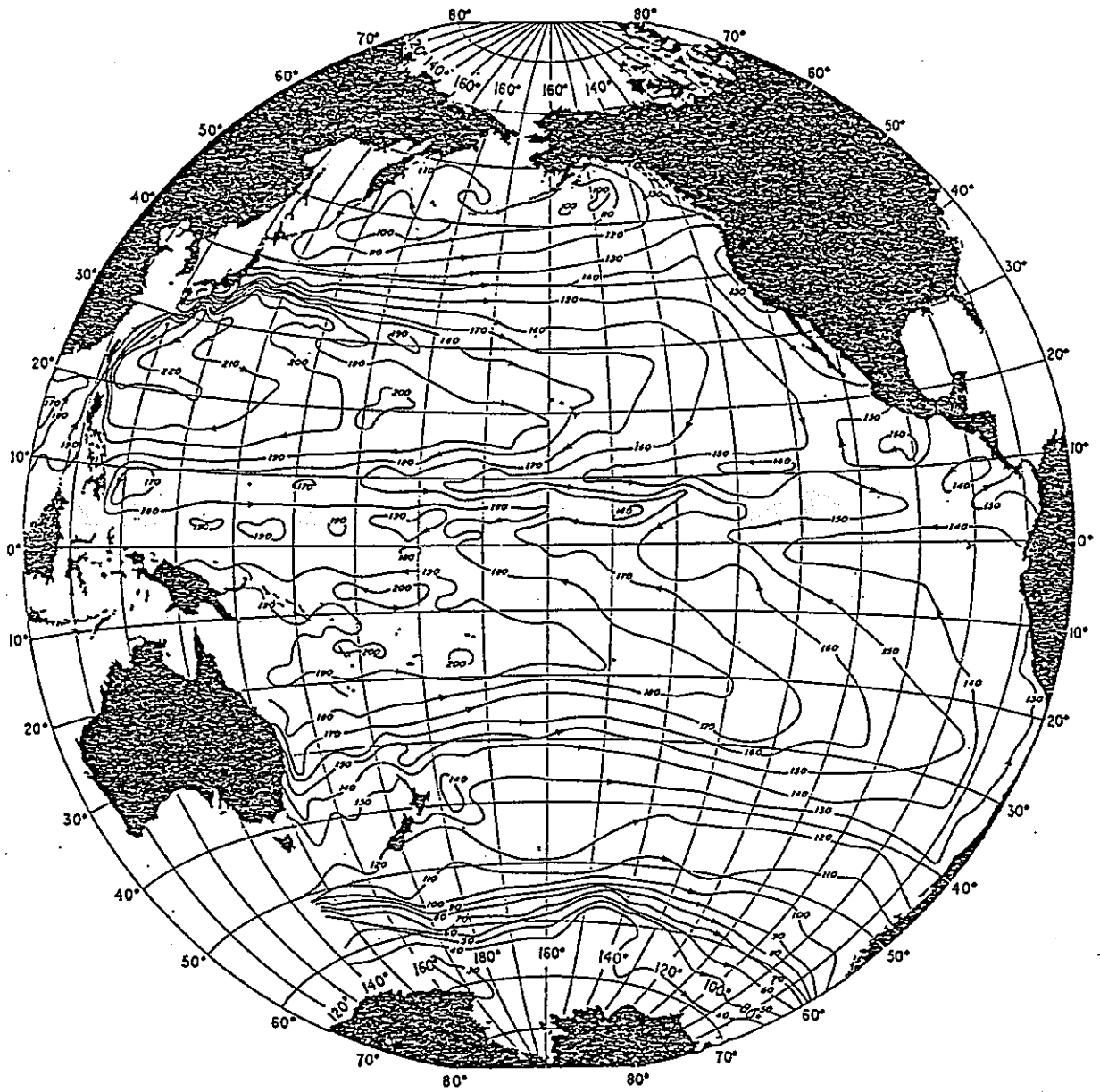


図-2.1.32 海水密度の分布を基に力学計算によって求めた海面での海水循環パターン
 (1000dbに準拠) (Wyrski, 1975)
 36,356 データの $2^\circ \times 2^\circ$ マス目の平均値に基づく。

人工衛星を用いた漂流ブイ追跡

人工衛星を用いて地上局の位置を遠隔的に精度良く測定できるシステム (Argos System) がフランスとアメリカによって開発された。人工衛星の軌道情報と電波のドップラー・シフトから位置を求めるもので、一日数回、衛星が上空を通過する際に位置の決定が出来る。この装置をブイに組み込み、洋上に漂流させるならば、大洋の表層水塊の移動状況を陸上から絶えず監視できることになる。

1978年以来、既に数百ものアルゴス・ブイが洋上に放流され、表層海流に関して多くの新しい事実が発見されている。以下に人工衛星ブイによって得られている成果のうち、表層海流と密接に関連した部分をまとめる。

図-2.1.33 は米国の研究者達によって放流されたブイの軌跡を取りまとめたものである (McNally et al., 1983)。図に示されたブイの軌跡はこれまでに示してきた海流パターンと良く一致している。各ブイの移動距離と経過時間から、亜熱帯循環系を構成する各海流の平均流速を求めると以下のようなになる。

黒潮	61cm/sec
黒潮続流	15cm/sec
北太平洋流	10cm/sec
カリフォルニア海流	15cm/sec
北赤道海流	17cm/sec

日本近海を黒潮が離れてから北米沿岸に達するまでに 約700日を要することがこれによって明かとなった。一方、 20° N付近を北赤道海流に乗って太平洋を横断するには、 40° N付近に比べ、約1.5倍の距離があるにもかかわらず、やはり700日しか掛からない。これは北赤道海流が、黒潮続流や北太平洋流に比べ、およそ1.5倍流速が速いことを反映している。これらの結果から、水塊が亜熱帯循環系を一巡するには約5年掛かると推定できる。

図-2.1.34 は日本近海で放流されたブイが亜熱帯循環系に沿って1684日間漂流したブイの軌跡を示している。あと僅かで亜熱帯循環系を一巡する状態にあり、ここまでの4.6年を要している。この結果は先に推定したように、5年程で亜熱帯循環系の水は一巡することを示している。亜熱帯循環系の中で物質が拡散して行く時間スケールを考える上で、一つの重要な結果である。

人工衛星ブイの軌跡を良くみると、時としてブイが奇妙な運動をしていること

が分かる。図-2.1.35 はそうした一例で、反時計回りの回転運動をしながら徐々に西へと移動をしている。これは図-2.1.36 に示すように、強勢な海流が蛇行することに依って、時計回り、あるいは反時計回りの渦がたくさん形成されてゆく。図-2.1.35 に示したブイはこうした渦に取り込まれた結果と考えられる。ガルフ・ストリームから派生してくるこれらの渦はガルフ・ストリーム・リングと呼ばれ、数カ月から2年程度の寿命を持つ。渦内の水塊は周囲の水塊と水質が大きく異なっており、物質の拡散の観点からも留意すべき現象である。

渦に取り込まれたブイはかなりの速さで回転運動をしているが、渦全体の移動速度はゆっくりとしたものである。渦全体の移動速度が海流の速度にあたる。図-2.1.37Aは日本近海で海上保安庁水路部が放流したブイの軌跡群を表している。個々のブイが様々な渦に取り込まれている様子がみられ、それらの軌跡は複雑きわまり無い。しかし、ブイの動きを適当な空間でベクトル平均をとると、図-2.1.37Bのようになり平均的な海流パターンが現れて来る。海流のパターンを求めるためには、瞬間的な流れの観測値を多数集める必要があることを、これら二つの図は示している。

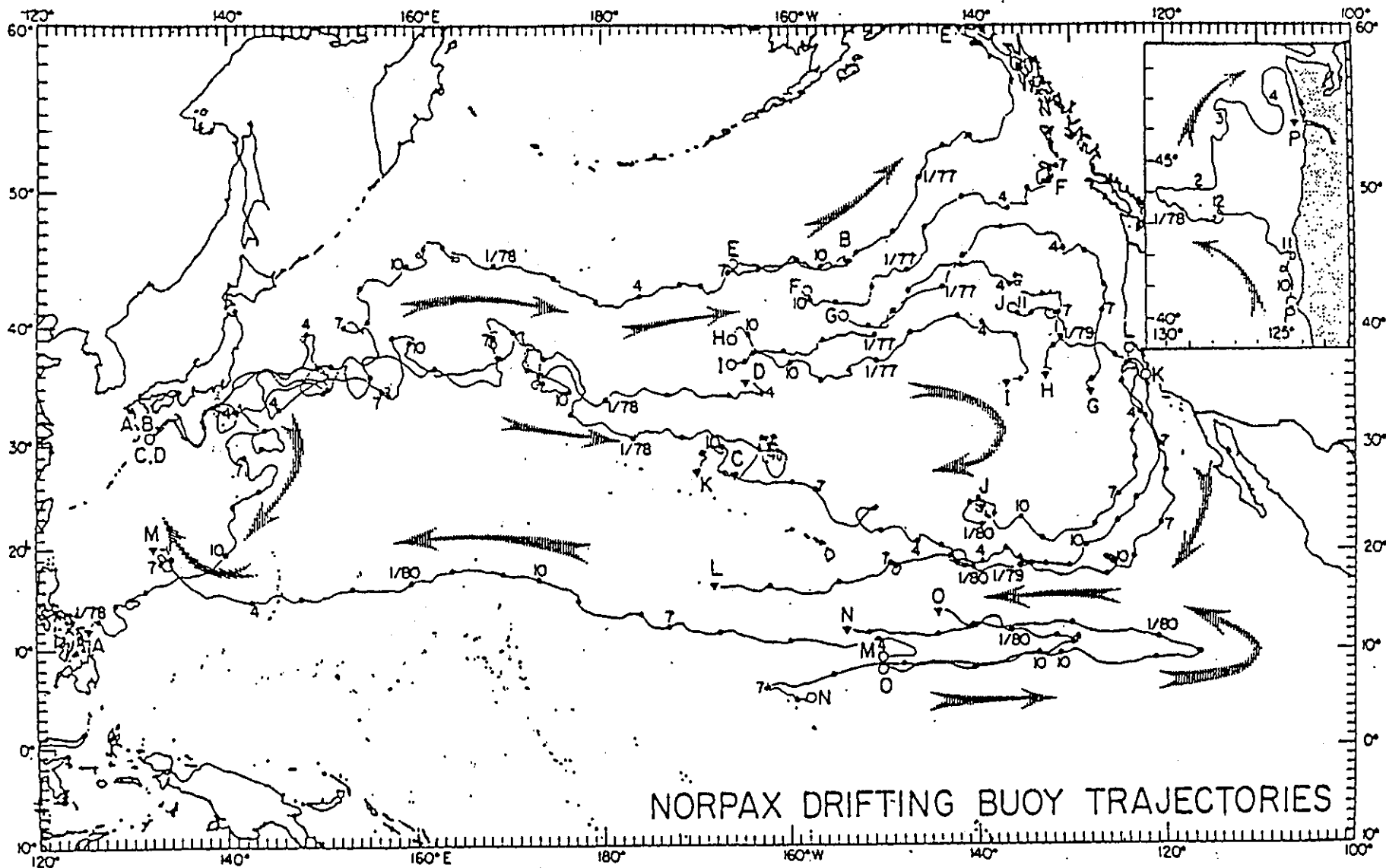


図-2.1.33. 人工衛星による位置決定システム (ARGOS System) を組込んだ漂流ブイによって
求められた北太平洋の海面付近の循環系
1か月ごとにブイの位置が黒点で示されている (McNally et.al., 1983)

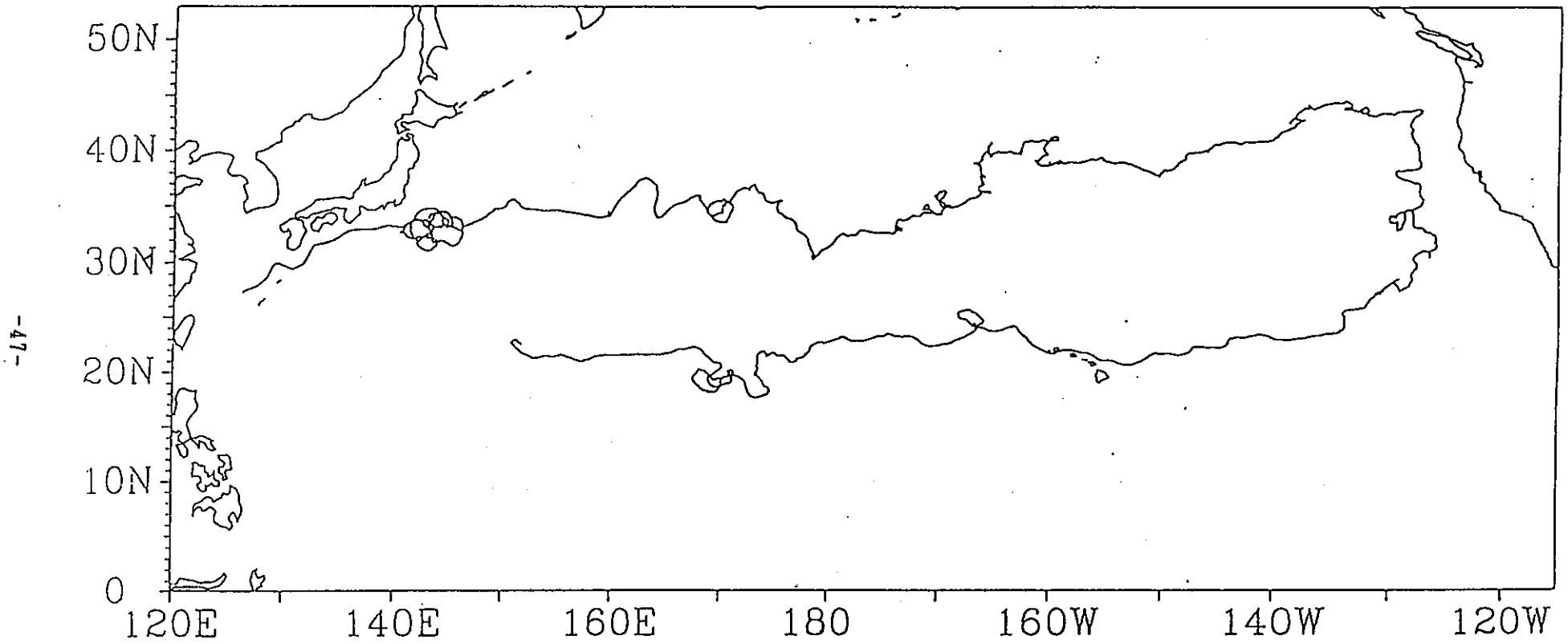


図-2.1.34 北太平洋上に投下した ID. No 2026 のアルゴスブイの軌跡

(海上保安庁水路部の測定結果)

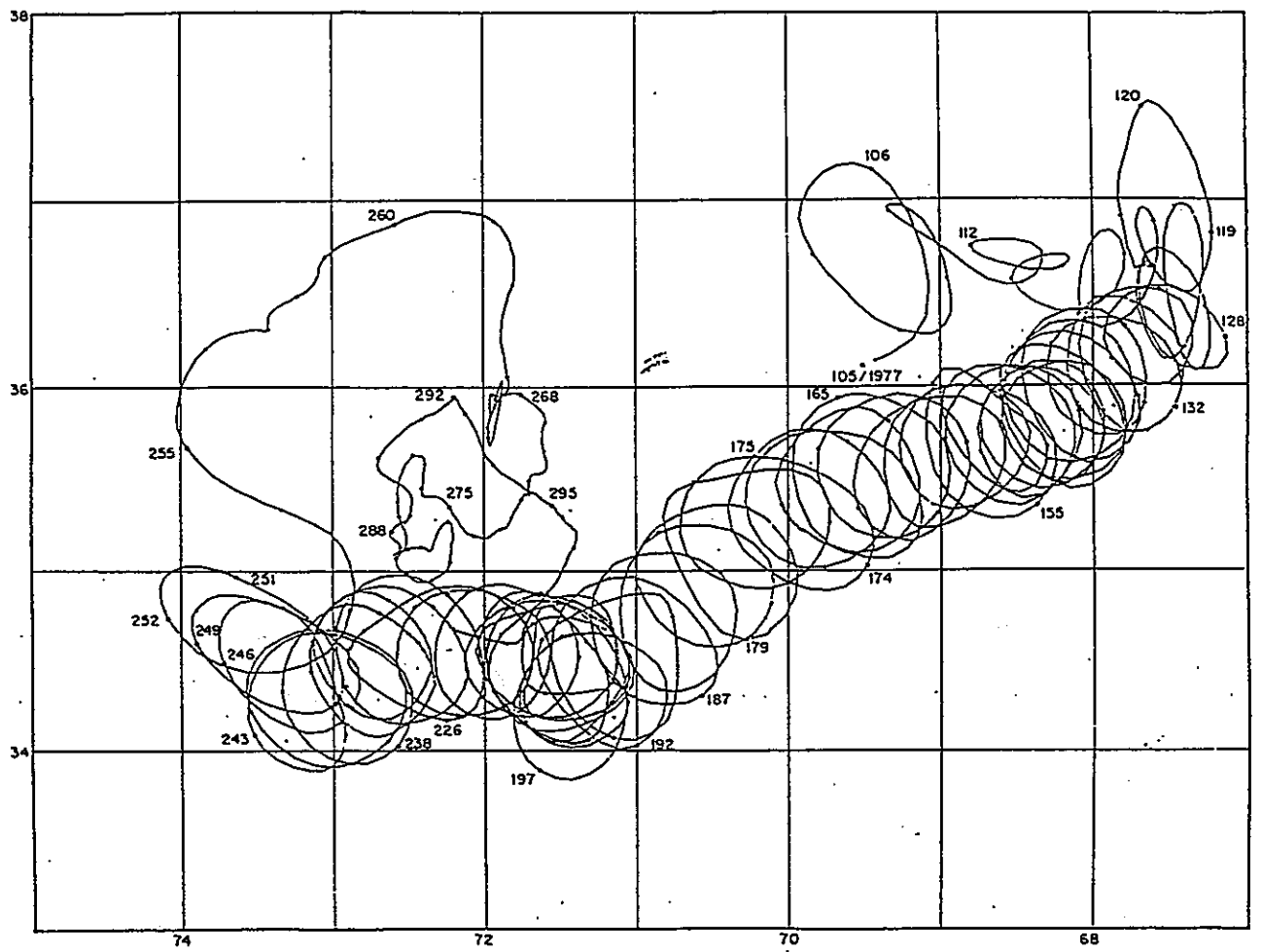


図-2.1.35 渦 (ガルフストリーム・リング) に取り込まれた漂流ブイの軌跡

(Richardson, 1980)

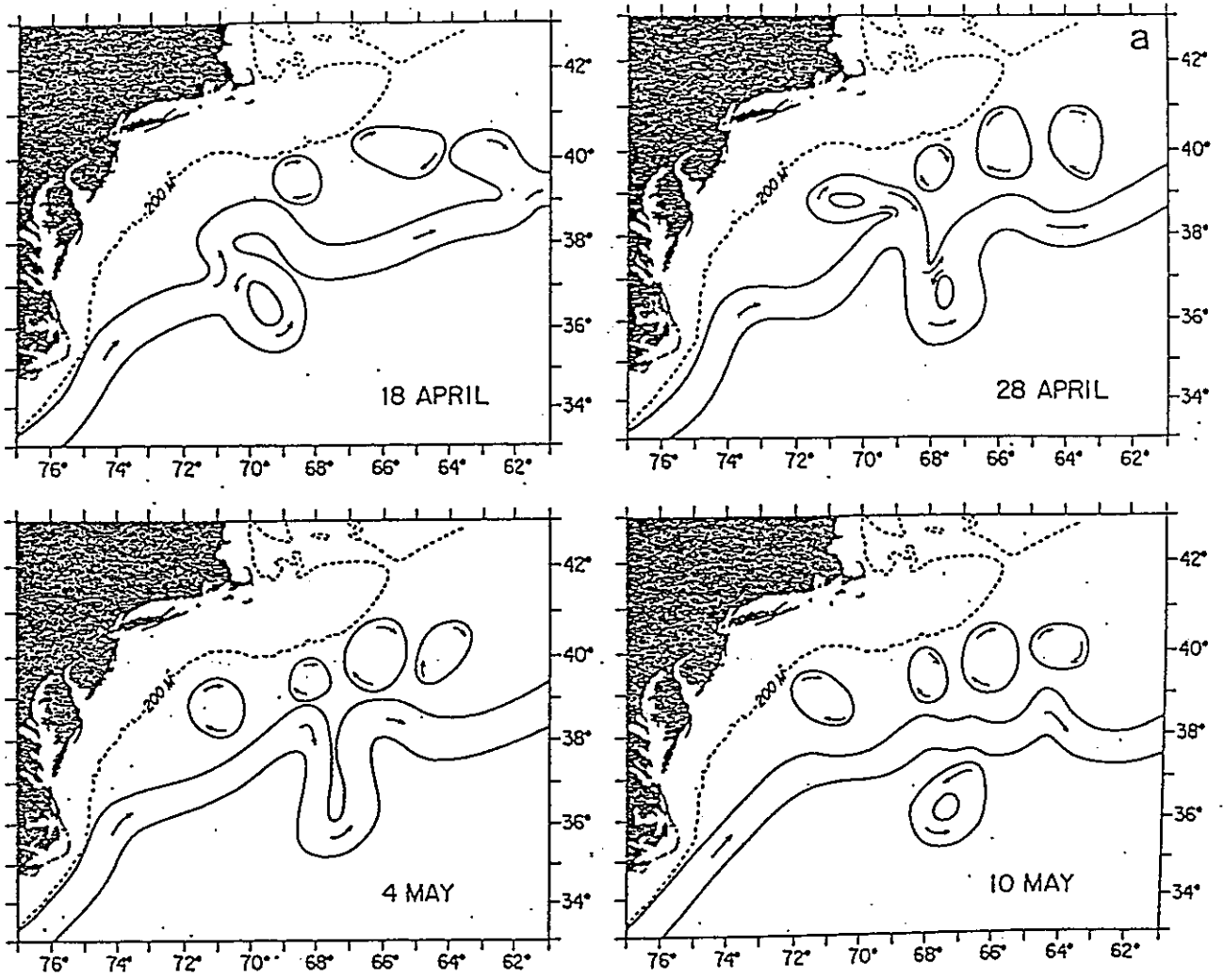


図-2.1.36 渦 (ガルフストリーム・リング) の形成課程

(Richardson, 1980)

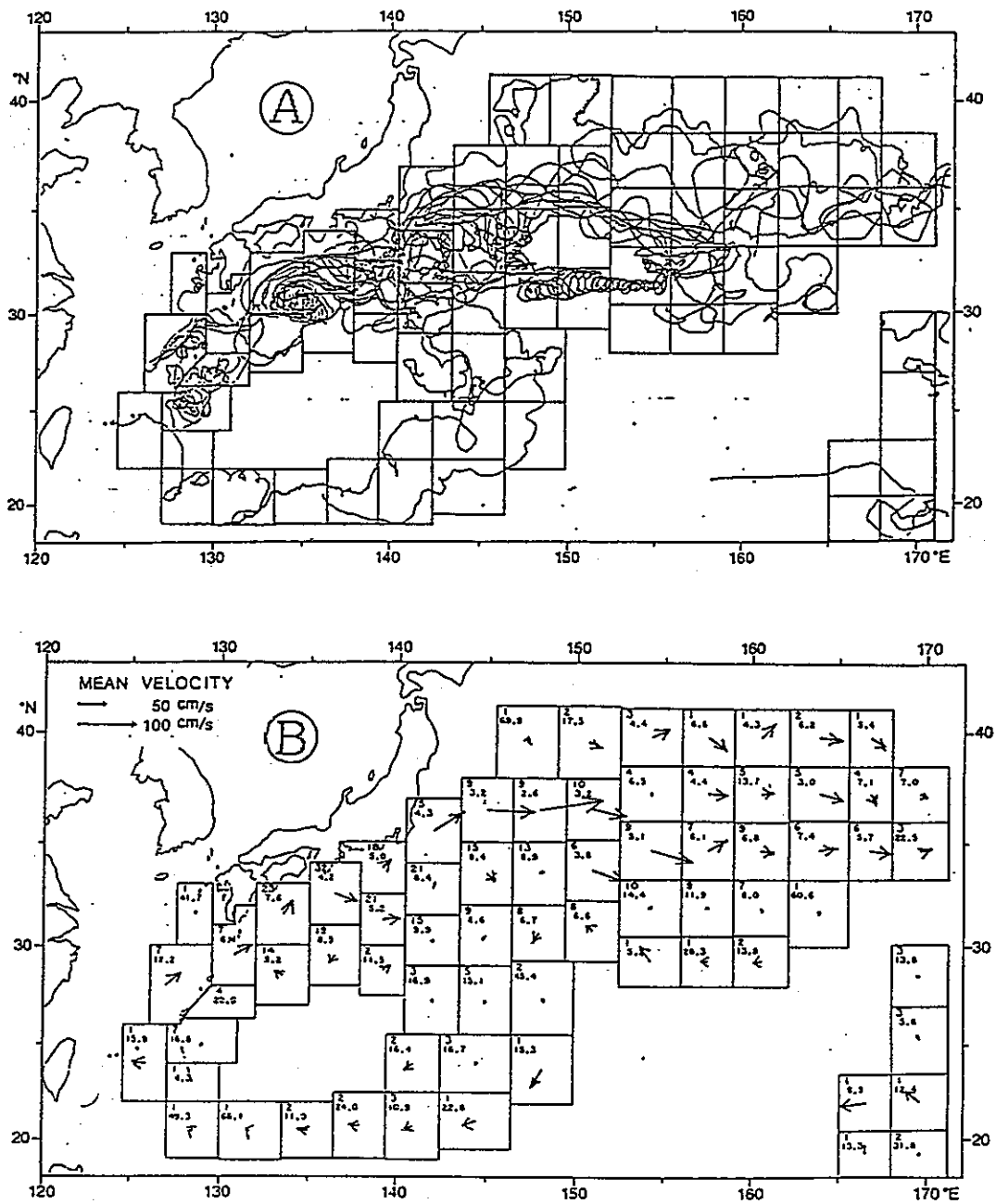


図-2.1.37 上図Aは海上保安庁水路部が1985年 7月31日までに放流追跡した人工衛星追跡ブイの軌跡、
 下図Bは各メッシュ内でのブイの動きから求めた平均流向・流速（石井と道田、1985による）

中層の循環系

海のどの深さを中層とするかは、議論しようとする対象によって大きく変わってくる。例えば、海洋生物の生産を考える場合、数10m深から100m深の生物生産が行われる有光層とそれ以深の有機物の分解だけが行われる分解層とに分けられる。この場合、僅か100m程の表層と100m以深の深層とに分けられ、中層という部分は必ずしも必要ではなくなる。

海洋の物質拡散を考える場合、中層の存在を考慮する必要がありそうである。各大洋の鉛直断面図で見られたように、中層には際だった低塩分水（中層水）が存在し、高緯度海域の表層水が中・低緯度の中層に物質循環上おおきな影響を与えていると考えられるからである。

中層水は一定の深度に出現する訳ではなく、一定の密度範囲に存在していることが知られており、北太平洋中層水の中心（塩分極小）は等密度面、 $\sigma_t=26.8$ 、で良く代表できることが知られている。ここでは1000m深（正確には1000デシバールの等圧面）を無流面と仮定して求めた、等密度面（ $\sigma_t=26.8$ ）上の流れのパターンを図-2.1.38に示す（Reid, 1965）。この中層の循環パターンは表層循環と極めてよく似たものとなっている。既に述べたように、海洋では固定点を設けることが大変難しいため、海流を測定することは至難の事となっている。とりわけ困難なのが中層の流れを測定することである。測定が困難であるだけに我々が持っている中層の流れのパターンのイメージは力学計算に依っているところが大きい。

Fujio and Imasato(1991)は、いわゆる診断モデルを用いて太平洋全域の流れの場を求めた。すなわち、彼らはこれまでに集積されてきた水温・塩分の観測データ(Levitus, 1982)をもとに密度場から圧力分布を求め、この圧力分布を与えて運動に関する方程式を数値的に解く事によって流速場を求めた。図-2.1.39はこのようにして求められた2000m深での流れの様子である（緯度、経度2度マス目）。この深さになると流れは弱く、大部分の領域で、2 cm/sec以下の流速となる。3 cm/sec以上の強い流れが認められるのは南極環海を中心とした限られた海域となる。また、流れのパターンは表層の循環系とは大きく異なっている。

中層の流れを測定するのは極めて困難なことであるが、ソーファー・フロート

(SOFAR FLOAT) と呼ばれる周囲の水と同じ密度を持った中立ブイを時時刻刻追跡することに依って海洋中層の流れを測定する方法がある。

海水中を伝わる音の速さはおよそ1500m/sec である。海水中の音速は水温が高い程速く、海水の密度が高い程速い。海面付近では水温が高く、深さとともに低温化して行くので、音速も深くなるに従って遅くなって行く。更に深くなって行くと、塩分や圧力がまして行くため、密度が高くなり、音速も徐々に速くなって行く。こうした結果、海洋の中層には音速が極小となる部分が出る(中層水と呼ばれる塩分極小層と音速極小層とは一般に良い一致を示す)。四国南方海域での海水特性の鉛直分布と音速の鉛直分布を図-2.1.40 に示した。

音速極小層で発せられた音波は、上層に向かってても下層に向かってても次第に音速が速くなり、ある層で反射される形となり、音速極小層へ戻って来ることになる。このため、音速極小層内で発せられた音波はなかなかエネルギーを失わずに数1000kmの遠方にまで到達できる事が1940年代に明かとなった。こうした特徴を持っている音速極小層はサウンド・チャンネル (Sound Channel) とよばれることがある。

1970年代になると、電気エネルギーを音響エネルギーに変換する良質のトランスデューサが開発され、数100km から1500kmの範囲での海中での音響通信が可能となった。トランスデューサを組み込んだ中立ブイを音を発信させながら海中に放ち、いくつかの水中聴音局ブイと局間の音の到達時間を測定し、各局間の到達時間差からブイの位置を決定する。このシステムはS O F A R (Sound Fixing And Ranging) と呼ばれている。

四国沖にR 1 からR 3 の水中局を設置し(図-2.1.41)、1500m深に放流されたソーファー・フロートの追跡結果を図-2.1.42 から図-2.1.43 に示す。ブイの移動速度は2 cm/sec以下であった。これは図-2.1.39 に示した2000m深での流れの大きさとよい一致を示している。黒潮流域では10cm/sec程の速い流速も観測されている。

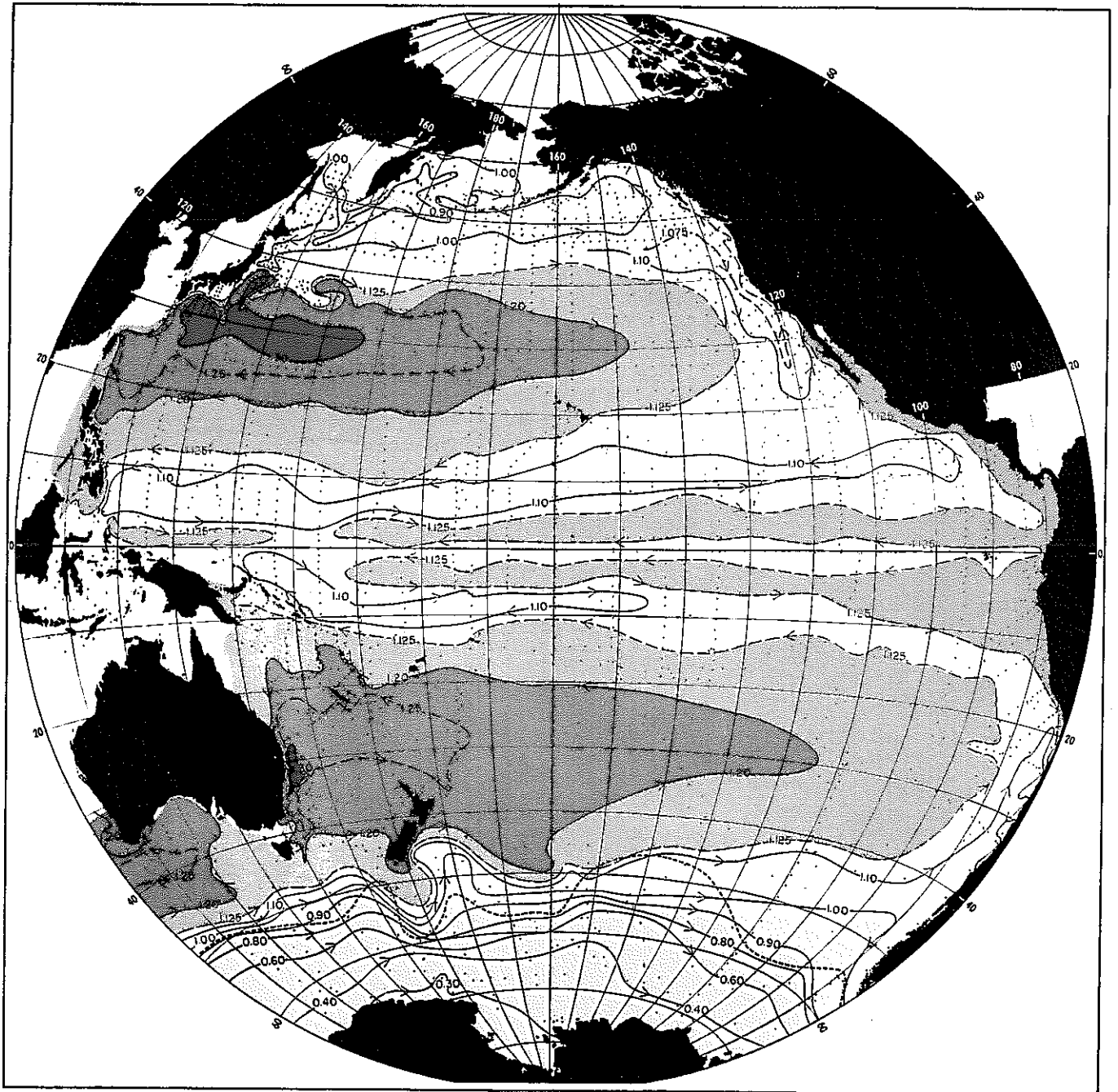


図-2.1.38 海水密度の分布を基に力学計算によって求めた中層の流れのパターン
 (等密度面 $\sigma_T = 26.8$ の面上での流れ、0 m から 800 m の深さ)
 (Reid, J. L., 1965)

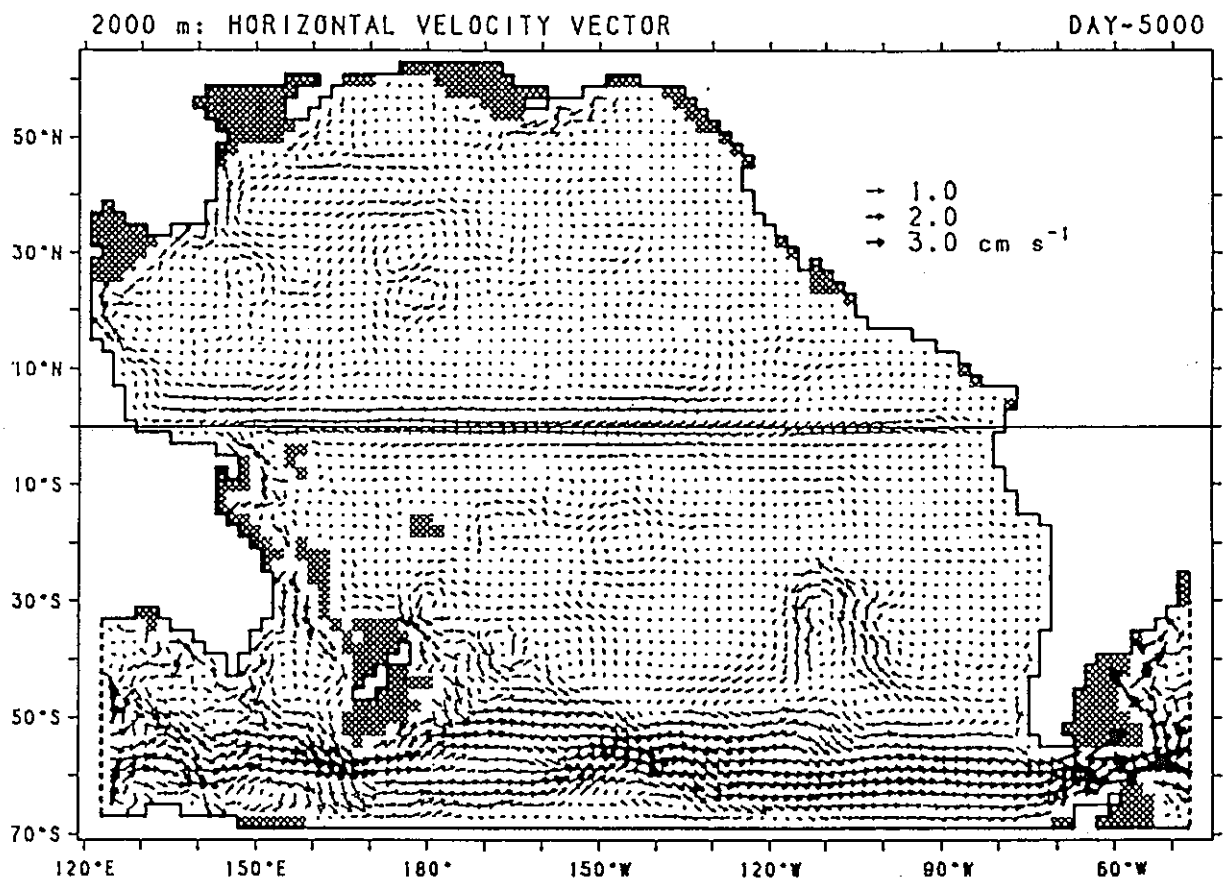


図-2.1.39

Levitus (1982) の海洋気候値を基に計算された2000mでの流れ
(Fujio et al., 1991)

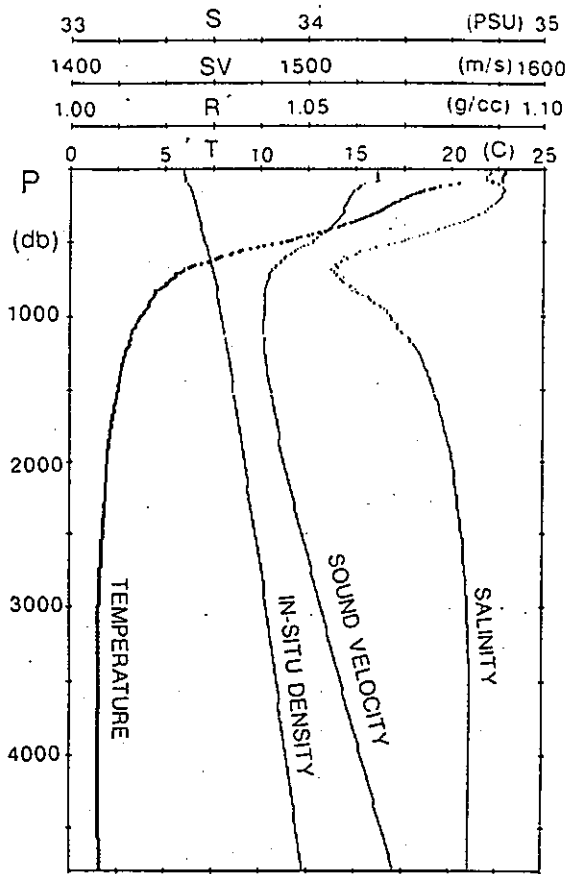


図-2.1.40
 深さによる水温、塩分、密度、音速の変化

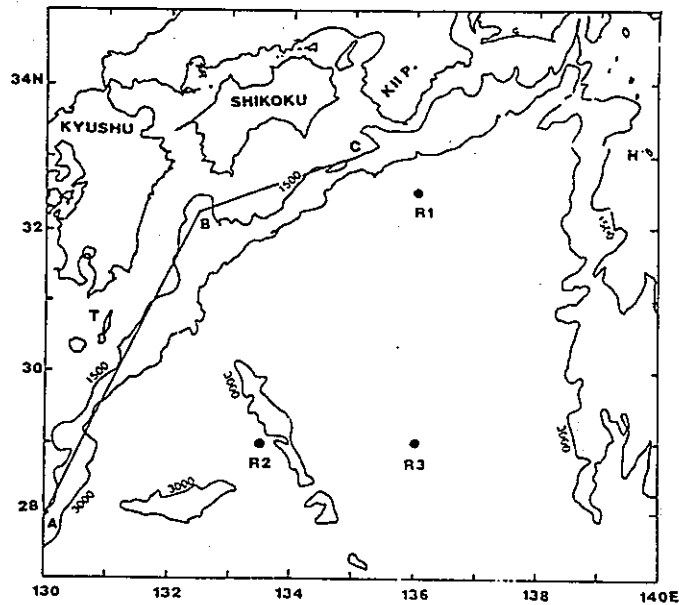


図-2.1.41
 受信局 (R1, R2, R3) の配置と海底地形
 (平・他, 1990)

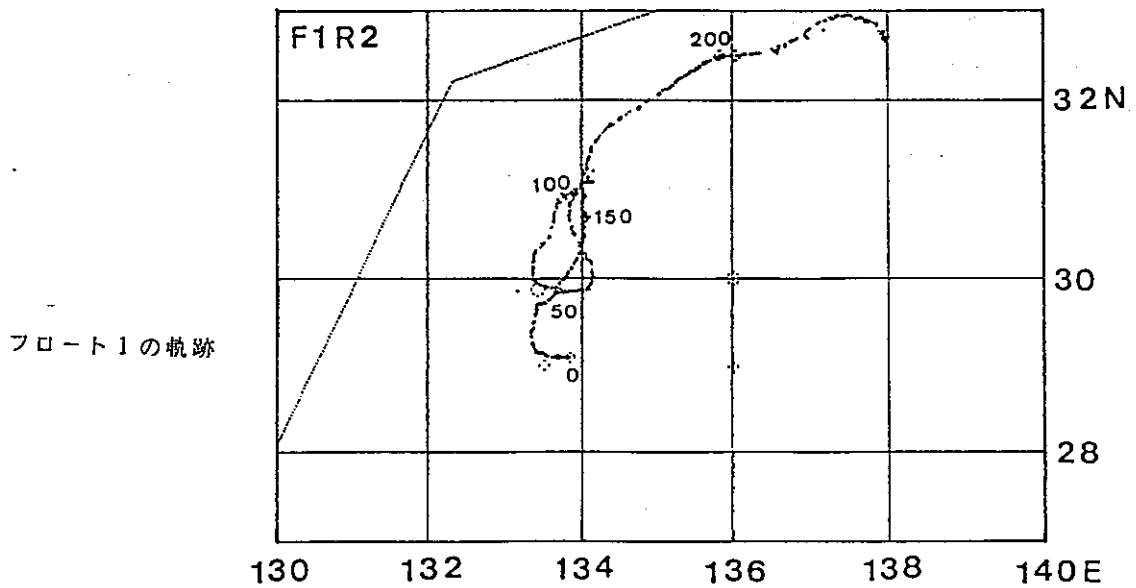
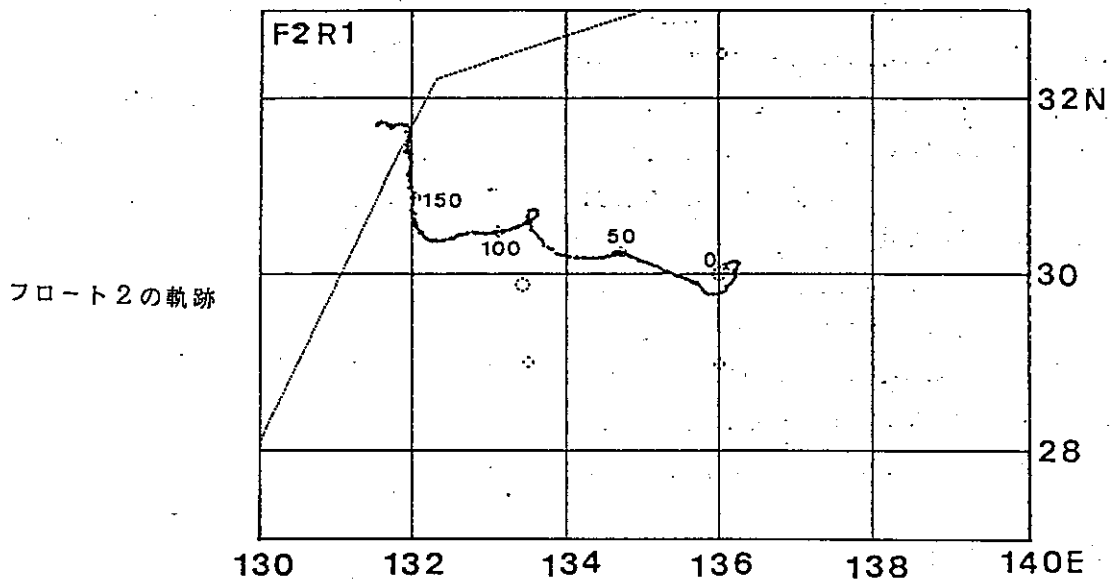
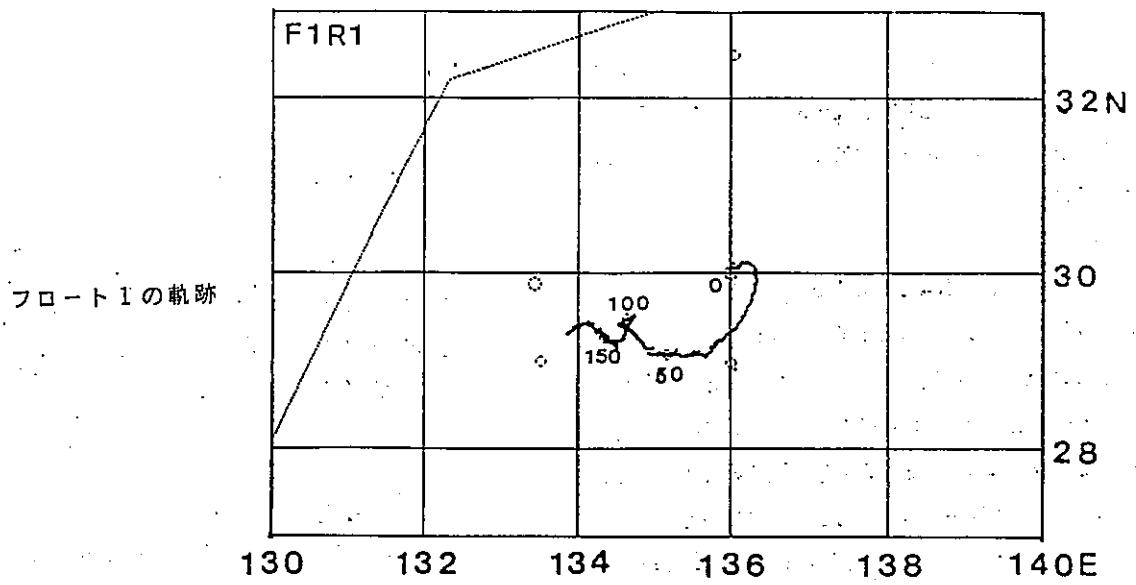


図-2.1.42 ソーファ-フロートの軌跡
(平・他, 1991)

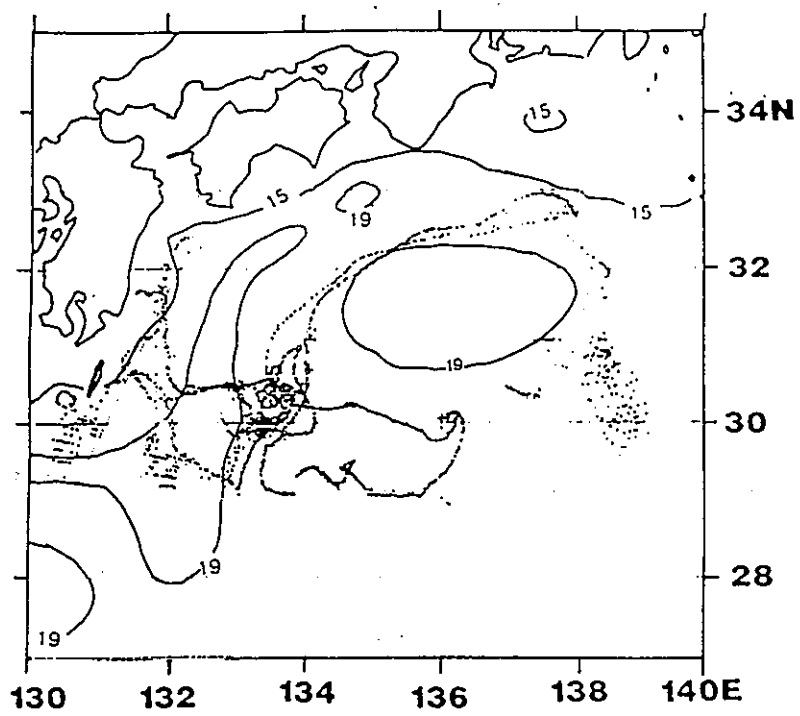


図-2.1.43
 全てのソーファー・フロートの軌跡と200mでの水温分布
 (平・他, 1991)

2.1.5 世界海洋の深層の循環

すでに見てきたように、1000 m以深ともなると海水の特性は極めて一様になって来る。ワージントン(Worthington, 1981)は最近の高精度のデータだけを用いて4℃以下の深層水の、水温別、塩分別の水塊存在量を調査した。図-2.1.44はその結果の一つで、各大洋の深層水は一見同じ様に見えるが詳細にみると明らかに水温・塩分組成が異なっていることが分かる。大西洋の深層水が最も高塩分の状態にあり、インド洋、太平洋と来るにしたがって塩分は下がって行く(図-2.1.8, 図-2.1.12, 図-2.1.16に示した塩分の断面から明らかのように各大洋の中層に“中層水”と呼ばれる低塩分水があり、これが深層水を徐々に低塩分化させる)。塩分を増加させる要因の無い深層では、大西洋の深層水がインド洋や太平洋の深層水の源とはなり得ても、逆に太平洋やインド洋の深層水が大西洋の深層水になることはない。南極環海の西から東への大規模な海流、南極周極流、の存在を考えても大西洋、インド洋、太平洋へと深層水が移動していると考えるのが妥当である。

ワージントン(Worthington, 1981)は深層水の特性が一見同じ様に見えても、詳細にみるなら各大洋とも異なった特性を持つ深層水に依って構成されていて、太平洋の深層水などは現在更新が行われていないのだと見ている。

深層水の循環を考える上で、深層水が何処で、いつ、どの様にして、どのくらい形成されているのかを知ることは基本的に重要なことである。深層水の特徴を丹念に調べてみると、最も特徴的な水は南極のウェッデル海とグリーンランド南東方のアーミンガー海にあって、これらの海域で冬季に著しく表層水が冷却されることによって深層水が形成されると考えられていた。1960年代の後半ともなるとこれらの海域で厳冬期でも海洋調査が行われるようになってきた。その結果、これらの海域は冬季でも深層水とはかけ離れた海水特性を持った軽い水によって覆われていることが明かとなった。つまり、どの海域の、どの時期においても、深層水と同じ特性を持った水は発見されなかったのである。

ノルウェー海盆の中には、水温0℃以下、塩分34.9‰以上、密度 $\sigma_t=28.00$ 以上と言う北大西洋深層水よりも重い水が存在していることはかなり古くから知られていた。しかしながら、その海水特性が北大西洋深層水とは余りに違っていたた

め、深層水の源とは成り得ないと考えられていたようである。ノルウェー海盆のなかに溜っているこの低温・高塩分の水が気象条件に依ってはアイスランドの両側にある海関（敷居状になった海底地形の事、sill）から溢れ出して来ることがある（Cooper, 1955）。1960年代の後半から、この溢れ出し現象が注目されるようになり、各種の観測が実施された。その結果、ノルウェー海盆内の重い水が海いき底部に薄い層をなして北大西洋に流出してきていることが明かとなった。この水はオーバーフロー・ウオーター（Overflow Water）と呼ばれており、一旦溢れ出してしまうと、80cm/sec以上の速い速度で陸棚斜面を滑り降りて行く（Worthington, 1969; 1970）。同じノルウェー海盆からでてくる水であっても、アイスランドの南側と北側の海峡から出て来る水の特徴にはかなりの相違があることも知られている。図-2.1.45 に溢れ出し水が海関を乗り越えて出て来る様子と、流出後の経路を示した。

溢れ出した水は陸棚斜面を下って行く際に、より高温で、高塩分の北大西洋水と混合し、海洋表層では決して見つけることの出来ない海水特性を持った北大西洋深層水が出来上がる。このような深層水の形成過程は季節によらず、常時深層水が出来ていることを示している点でも興味深いものである。南極底層水と呼ばれる深層水も、海面付近で形成されるのではなく、発達した棚氷の下で形成され、溢れ出し水と同様に、陸棚斜面を下って行くことは、既に述べたところである（図-2.1.3参照）。溢れ出し水の流量は10回ほどの観測結果から、 $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度と見積られている。南極底層水の場合、十分な観測はないが、同程度の量の底層水が形成されていると見積られている。

深層流の測定

深層流の測定は一般に図-2.1.47 に示されるような形式で行われる。高圧下でも潰れない特殊なガラス・ブイ、流速計、ワイヤー・ロープ、音響式切り放し装置、おもり等で構成されている。深海の測流が確実に出来るようになったのは音響式切り放し装置によるところが大きい。船からの超音波信号に依って切り放し装置を作動させ、おもりを切り放し、測器類を回収する。係留線は数カ月から十数カ月間設置されることが多い。洋上の波の穏やかな時を選んで、測器類の回収が出来るため、成功の確率が極めて高くなった。係留線の長さは時として3000m

以上にもなる

北大西洋での深層流の観測結果を図-2.1.46 (Luyten, 1977) に示す。図には一日平均の流向と流速が棒線で示されている(線の伸びている方向に流れる)。深層の流れは決して弱いものではなく、4000m以上の深さでも10~20cm/secもの流速があることが図から読取れる。また、深層の流れは決して一定のものではなく、時間的にも大きく変化していることが分かる。30~40日もすれば、深層流の向きが反対になってしまう。このような変化は先に述べた中規模渦の通過と密接に関連していると考えられている。したがって、数十日間程度の深層流の観測では深層流を測定したことにならないことになる。渦に伴う流れを除くと、深層の流れも小さなものとなり、2~3 cm/sec程度となろう。

深層の大循環

深層の流速測定が確実に行えるようになってきたとはいえ、実測値に基づいて深層流の流況パターンを描くには程遠い状態にある。今後ともそうした状態は実現できないであろう。こうした状況下において、ストンメル(Stommel, 1958)はいくつかの合理的な仮定の基に深層循環のパターンを描いてみせた。

彼が設けた仮定とは次のようなものである。

- (1) 深層水は北大西洋のグリーンランド沖と南極のウェデル海の個所でしか形成されていない。
- (2) 深層に流入した水の運動は境界領域、特に強い流れが形成されている西端境界域をのぞいて、圧力傾度力と地球自転の偏向力とが釣り合った地衡流バランスの状態にある。
- (3) 深層に流入してきた水は海洋のいたる所で一様に上昇する流れ(一般に深層湧昇流と呼ばれている)に依って海洋表層に戻って行く。

これら三つの仮定は何れも妥当なものであるが、最後の条件、つまり深層水の形成領域と西端境界領域を除いて、鉛直流は全て上向きでなければならないと言う条件を、第二の条件下で満たすためには深層流は極向きの成分の流れが卓越していなければならないことになる。

地衡流近似が成立している場合、次式が成り立っている。

$$\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z}$$

ここで v は北向きに正の値を取る南北方向の流れ、 w は鉛直流で上向きに正、 f はコリオリ係数、 β は f の緯度変化率である。この式は水平流と鉛直流との関係を示す重要なものである。

海底近くの深さ d の所では鉛直流は無視できるとすると、

$$\beta \int_d^h v dz = f w h$$

となる。上式は深さ h での鉛直流は海底近くの d から h までの間の南北方向の海水輸送量によって決って来ることを示している。北半球では f も β も正なので深さ d と h の間の平均流が北を向いているなら、 h での鉛直流は正となる。南半球では f が負、 β が正であるため、平均流が南向きの場合、 h での鉛直流が正となる。この関係式より深層での湧昇流が上向きであるためには両半球とも深層の平均流は極向きでなければならなくなる。

上記のような物理的要請のもとで深層水の流れのパターンを模式的に描いたものが図-2.1.47 である。ストンメルとその共同研究者達は、ここに示した深層循環の模式図が、海水特性の分布等に照らしてみても妥当なものであることをその後の論文に依って示している (Stommel and Arons:1960a, 1960b等)。最近の深層循環に関する研究によっても基本的にこの模式図の流況パターンが成立していることが示されている (Suginohara, 1988など)。

最近になって、Fujio and Imasato(1991)はLevitus(1982)による海洋データベースを用いて、観測事実に基づいた海洋循環の流れの場を算出している。図-2.1.48は彼らに依って求められた水深4000mでの流れのベクトル図とその流れに乗せて浮子を20年間移動させた場合の軌跡を示している。水深4000mでは海底地形の影響を強く受け、海水循環は各海盆スケールに分かれているのが分かる。西側境界域と赤道域で3 cm/sec程度の強い流れがみられるが、その他の海域での流れは極めて弱い。また、この深さでは必ずしも極向きの流れが卓越しているとは言えない。20年間の間に水塊の移動する距離は太平洋の大きさに比べ小さなものに過ぎない。北太平洋の亜熱帯循環系では5～6年で表層水塊が循環系を一巡し

てしまうのに対して、深層ではほんの僅かしか水塊の移動が起こらないことをこの結果は示している。ボックス・モデルを作る際、このような表層と深層の大きな相違点を考慮する必要がある。

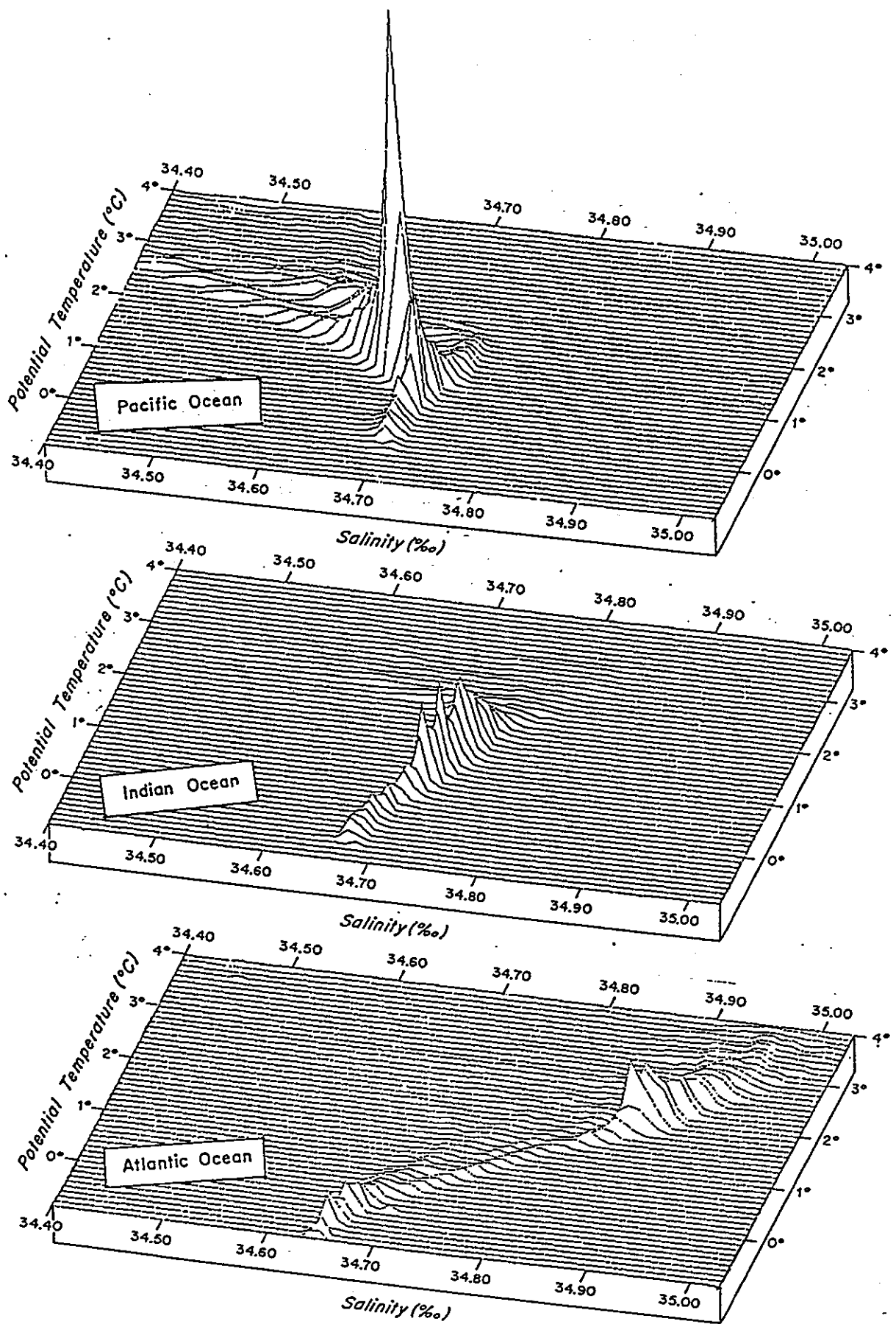


図-2.1.44 水温 0.1°C、塩分0.01%でクラス分けされた各大洋の水塊存在量 (鉛直上方) Worthington (1981) による

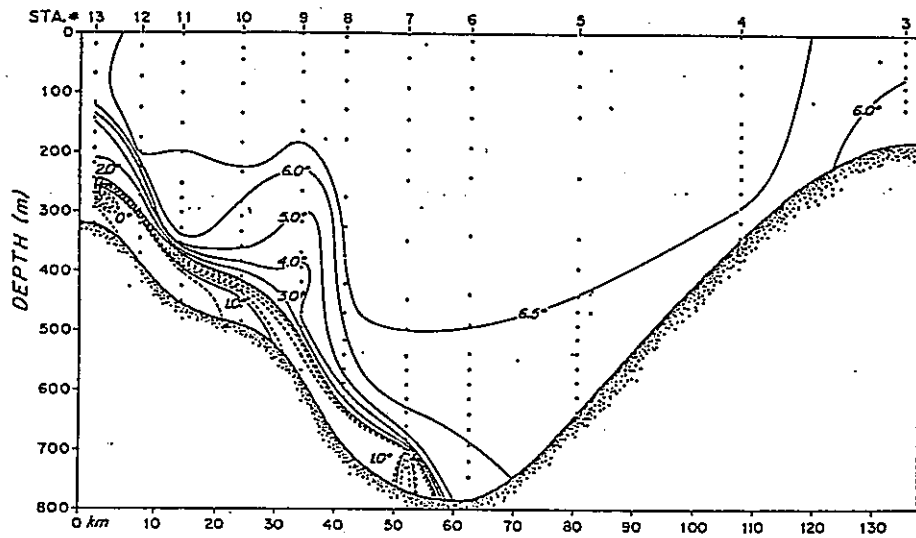
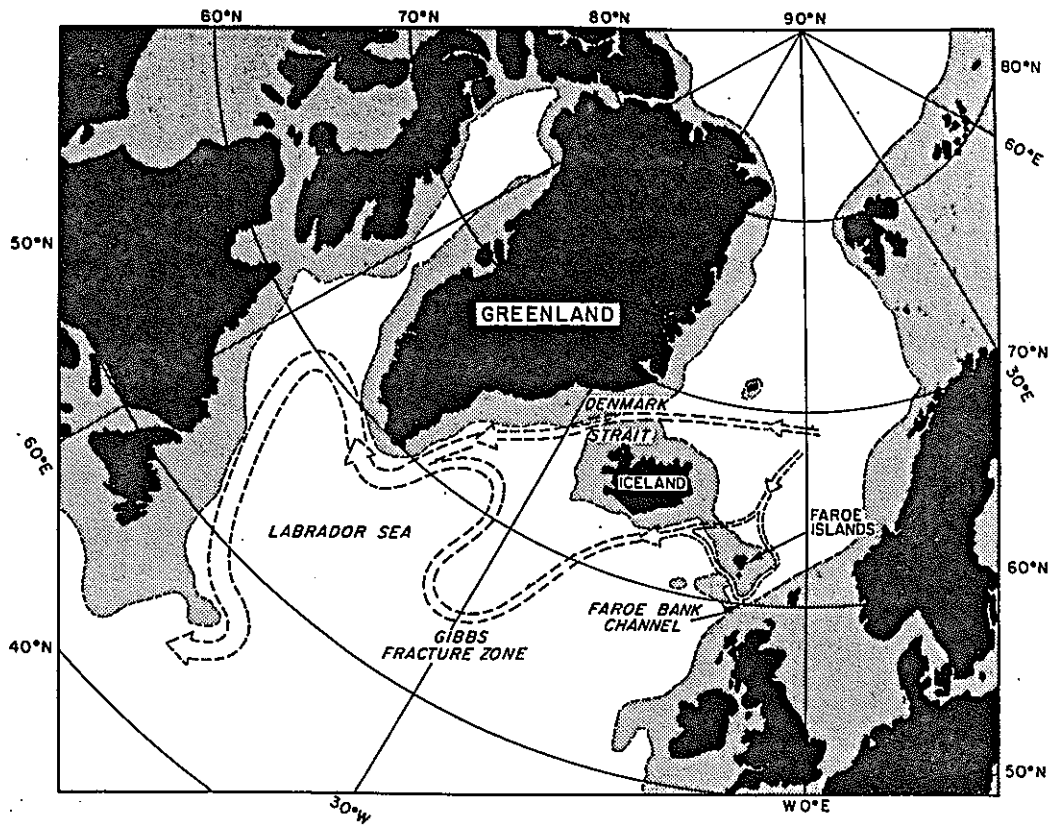


図-2.1.45 Overflow Waterの移動経路とデンマーク海峡でのOverflowの状況
 (Overflow Waterは紙面直角上方、読者の方、へ流出する)

(Worthington;1970 (上図)、1969 (下図))

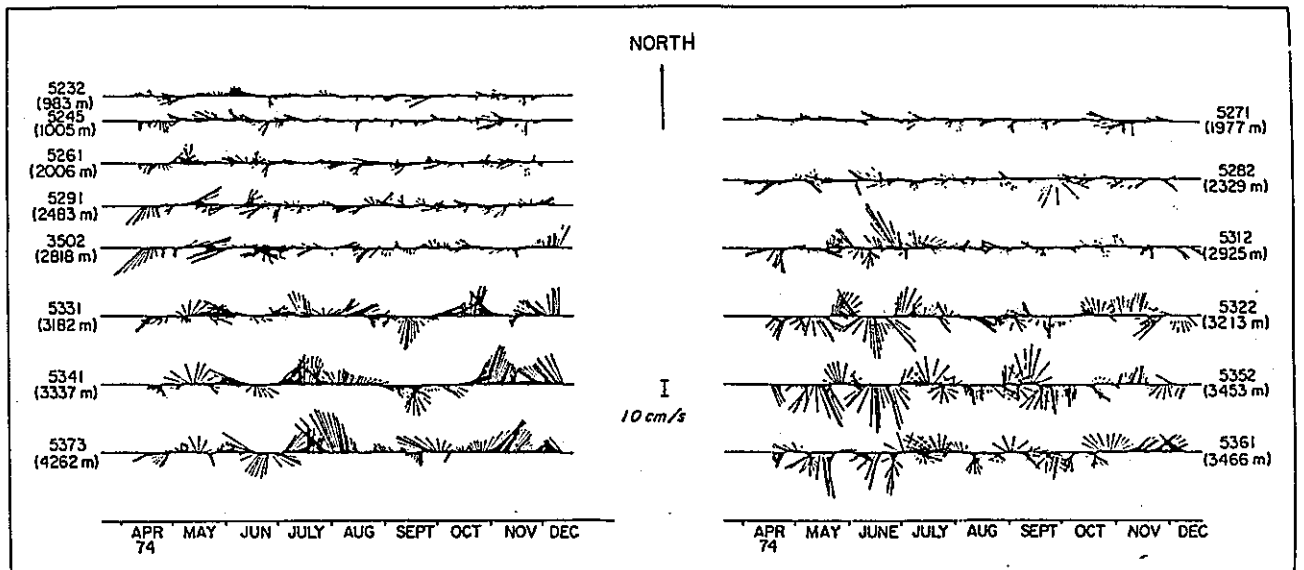


図-2.1.46 北大西洋での深海測流結果 (Luyten, 1977)

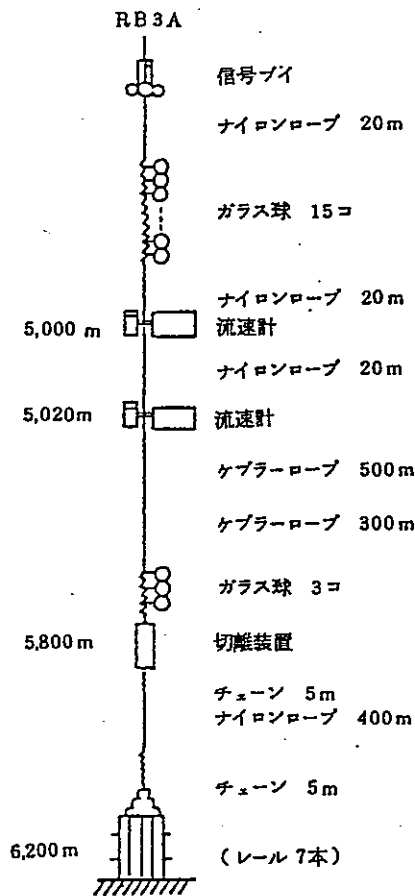


図-2.1.47 係留線の構成の一例。

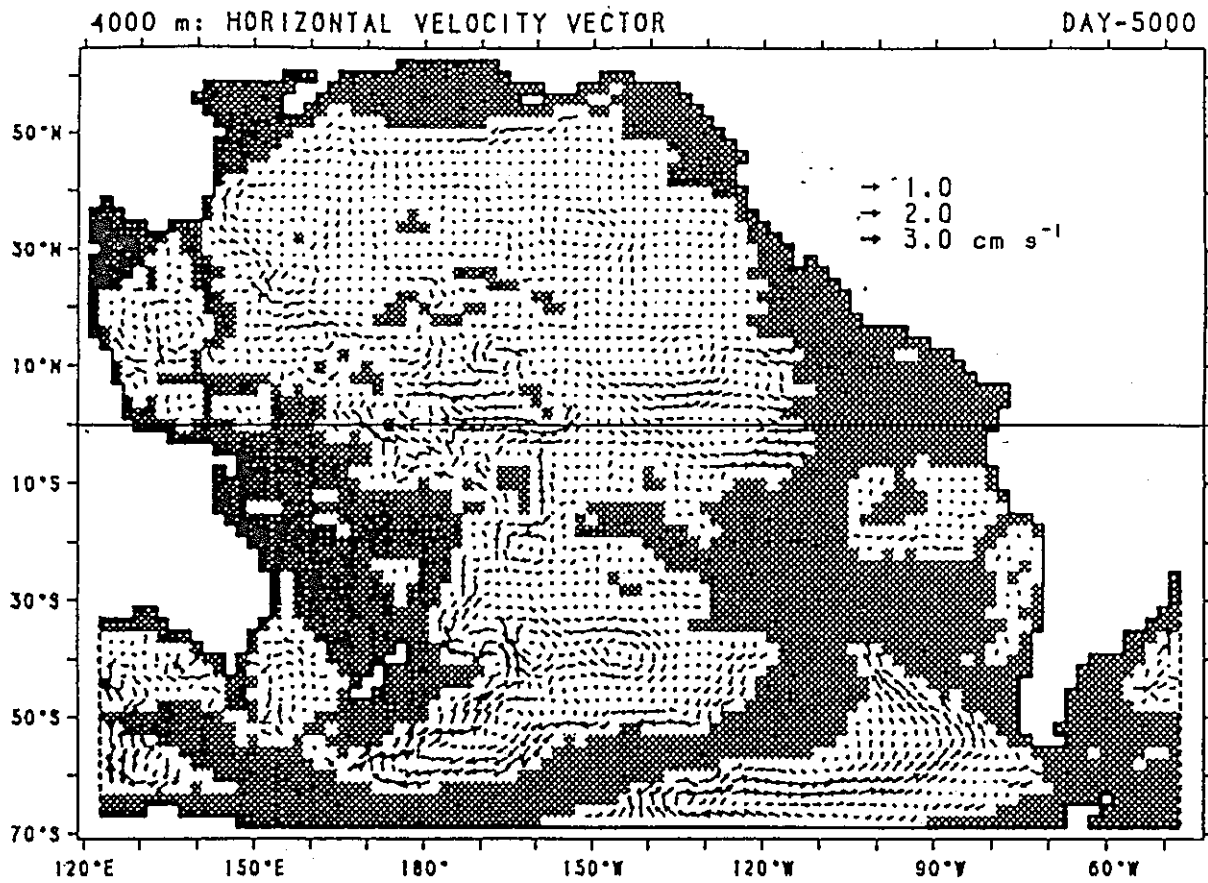


図-2.1.48

Levitus (1982) の海洋気候値を基に計算された4000mでの流れ
(Fujio et al., 1991)

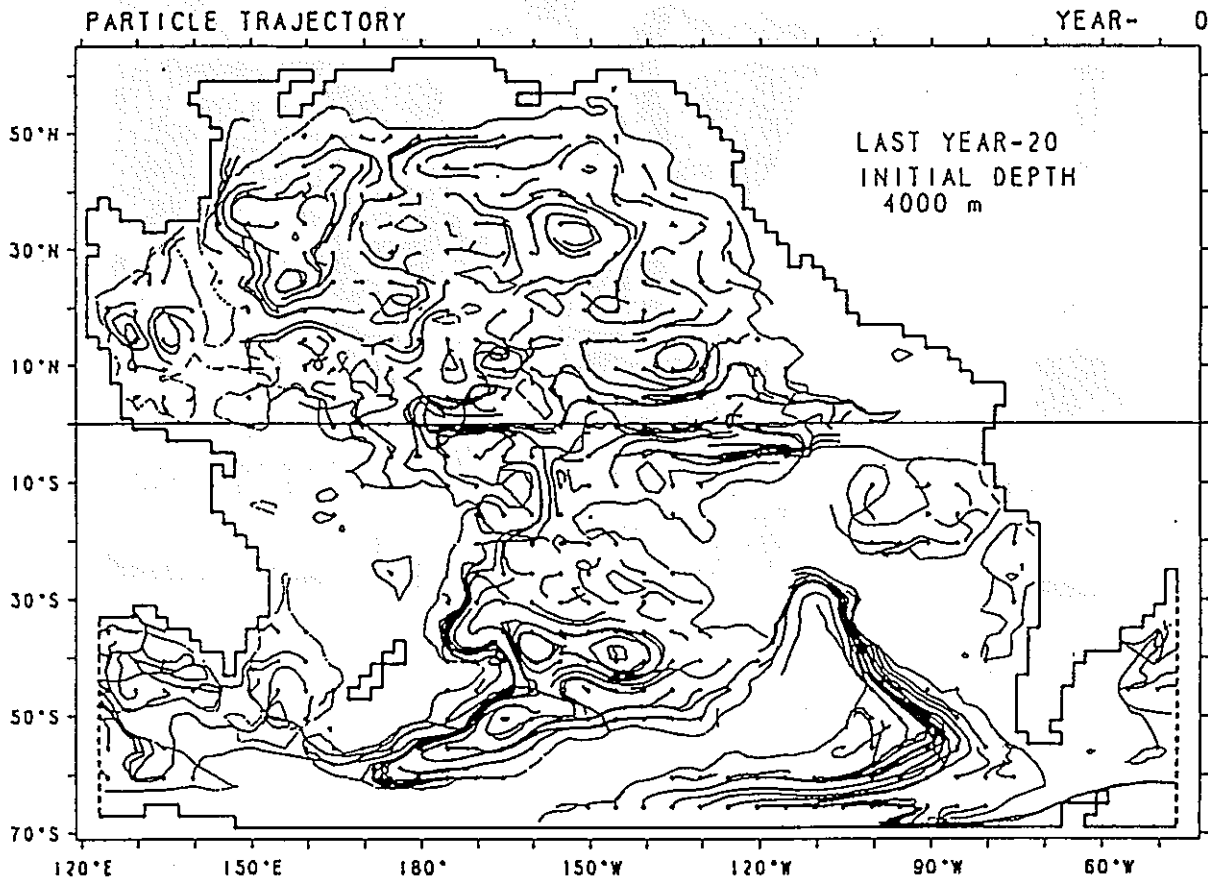


図-2.1.49

上図の流れに乗せた粒子の20年にわたる軌跡

(Fujio et al., 1991)

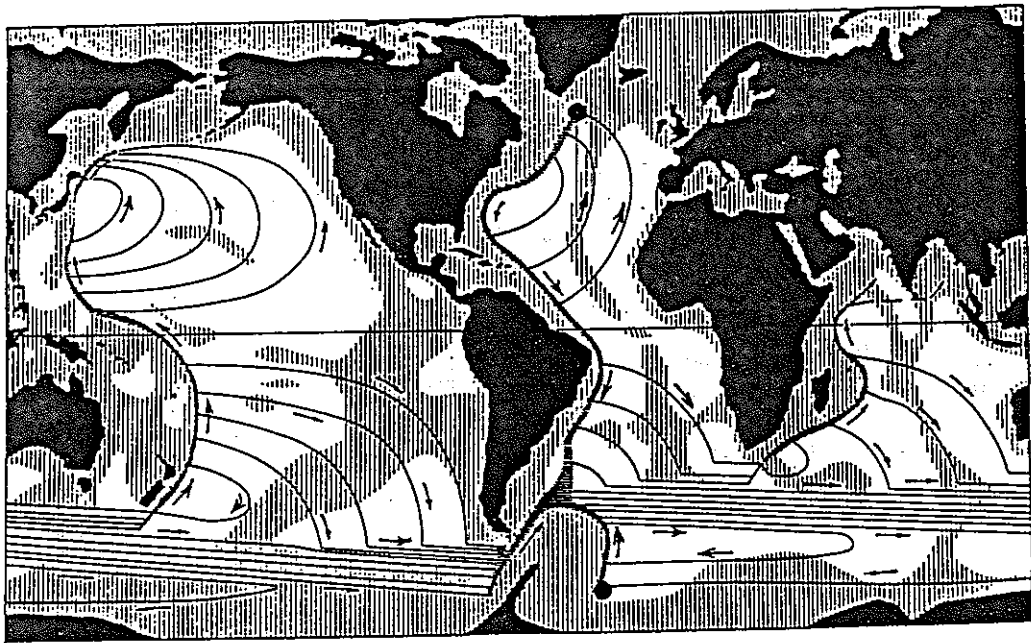


図-2.1.50 Stommel (1958) による深層水循環の模式図

2.2 日本近海における海洋構造に関する知見の調査及びその整理

2.2.1 日本周辺海域の海洋構造と海流系

これまで大洋規模での海洋構造や流れについて述べてきたが、ここでは日本周辺の海洋構造と海流系について取りまとめを行う。

太平洋全体の中で、日本のおかれた位置を見ると、亜熱帯循環系と亜寒帯循環系とが東北地方沖合いで相接していることである。亜寒帯循環系は最も低温で、低塩分の水を親潮として千島列島沿いに南下させて来る。一方、亜熱帯循環系は高温で高塩分の水を黒潮として本州南岸を北上させて来る。両水塊は東北海域で接するため、ここでは海水の特性が急激かつ複雑に変化する。

図-2.2.1に 200m深での日本近海の水溫分布を示す。この深さともなると、もはや季節変化は殆ど見られなくなり、季節に関係しない代表性を持った水溫が得られる。北緯37度付近の緯度帯に沿って、水溫が10℃以上も急に変化する前線帯が見られる。本州南岸部の前線帯も含めてこの前線は黒潮前線と呼ばれている。

200m深での15℃の等温線は黒潮の流軸を示すよい指標となることが知られている。

北緯41度、東経 144度30分付近から塩屋崎に向けて5℃以下の低温水が舌状に伸びてきている。この低温水は親潮沿岸分枝あるいは親潮第一分枝と呼ばれるものである。また、東経 147度付近を南下する舌状の低温水は親潮沖合分枝或は第二分枝と呼ばれる。これらの舌状分布をした低温水は常時存在しているとは限らず、時間的にその形状や水溫の低さなどがかなり大きく変化している。この低温水の出現状況に依っては福島、茨城両県の沿岸域の海況や漁況に大きな影響を与える。

青森県から岩手県にかけての沿岸部には最高水溫が8℃以上の暖水部がある。この暖水は津軽海峡を通過してきた対馬暖流水である。この水も徐々に南下して行くが、金華山以南ではほとんどその特性を失ってしまっている。

日本海にも顕著な水溫前線を見ることができる。日本列島側に9℃以上の暖水があつて、沖合側は3℃以下の冷水となっている。日本海は300m以深ともなると水溫が2℃以下の水によって占められている。この冷水は日本海固有冷水とし

て知られている。つまり、日本海の基本的な特徴は0～2℃の冷水に依ってその大部分が占められ、200～300mの厚さを持った対馬暖流水が日本沿岸に沿って北上していることになる。北上してきた対馬暖流水の70%程度が津軽海峡を通じ、太平洋側に出て、津軽暖水となる。残りの対馬暖流水はさらに北上を続け宗谷海峡を抜け、オホーツク海に入る。オホーツク海に入った暖水は宗谷暖流を形成し、岸から50km程の幅で岸沿いに国後島にまで達する。オホーツク海固有の水と宗谷暖水との間には水温・塩分の顕著な前線が出来る。

日本近海の海流系

日本近海の海流系を模式的に示すと図-2.2.2の様になる。この図は1935年に宇田(1935)によって提示されたものであるが、日本近海の海流系の特徴をよく表現したものとして今でも十分に通用するものである。

各海流の海水輸送量を測定することは流速を測定する以上に困難なことが多い。多くの場合輸送量は密度分布から地衡流近似によって求められている。黒潮の海水輸送量は $50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 程度、対馬暖流は海峡通過時で $3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、日本海内部では $2 \sim 8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、平均で $5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、宗谷暖流は、 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、親潮の流量は北海道南東部で $4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ とそれぞれ見積られている。

日本近海は海洋表層の流れを電磁海流計に依って測定したデータが多数蓄積されており、表層海流の長期的平均の実態がかなりの程度明らかになっていると言う点で世界的に例を見ない海域である。図-2.2.3は電磁海流計(GEK)による日本近海の平均流況図である(Nitani et al., 1979)。ここでは長期間の平均流速場が示されているので、流速自体は、ある時に観測される値よりも小さくなっている。

日本近海の海洋構造を見るために、0m、50m、100mの各深度での水温・塩分の分布を冬季(1, 2月)と夏季(7, 8月)について示し、各月の特性分布を知ると共に、季節変化の大きさが分かるようにした(図-2.2.4～図-2.2.15)。これらの図は長期間の間に海洋資料センターに集積されたデータに基づいて、海洋資料センターが編集したものである(海洋資料センター, 1978)。

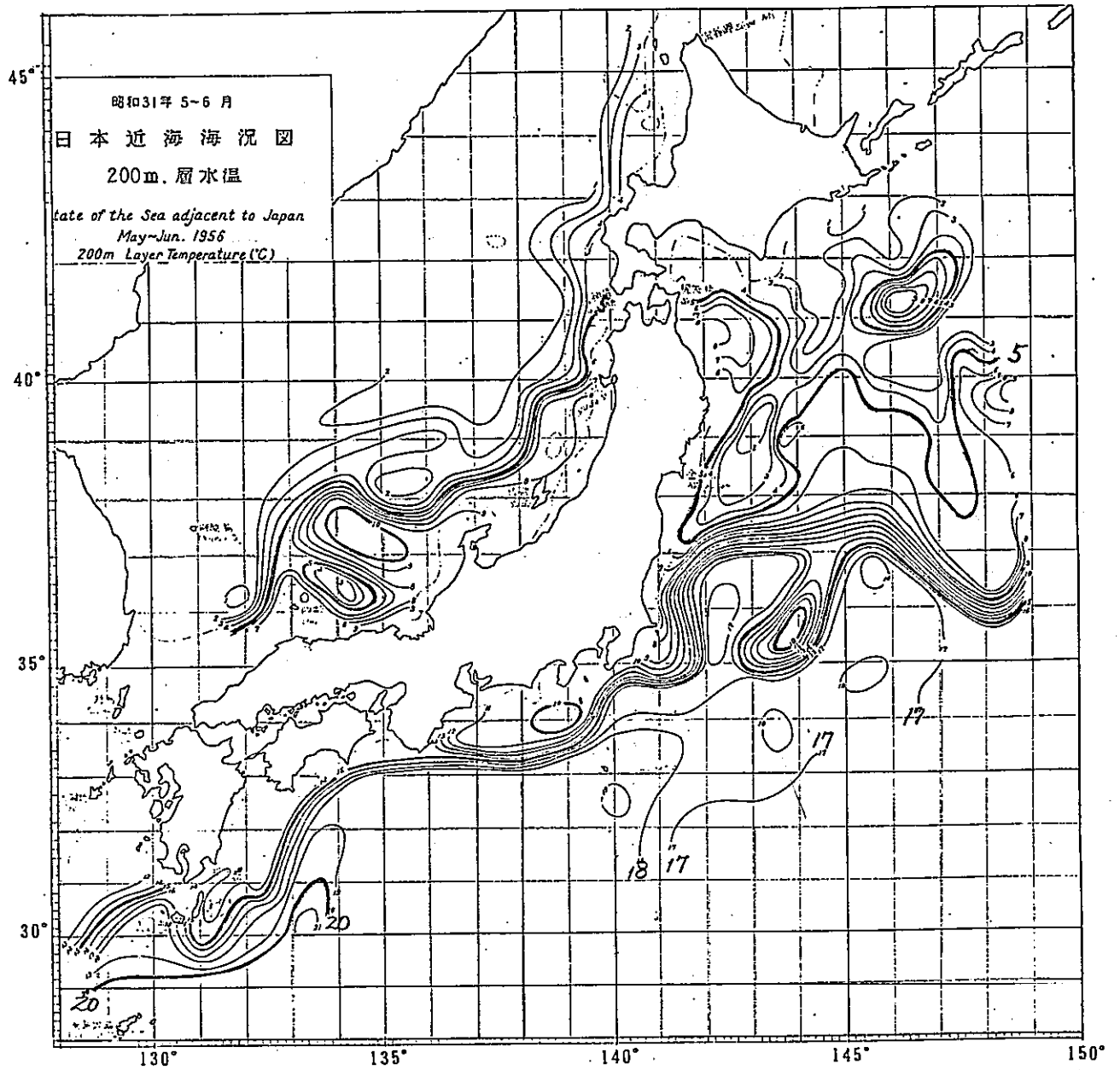


図-2.2.1 日本近海での200m深の水温分布

(海上保安庁水路部季刊資料)

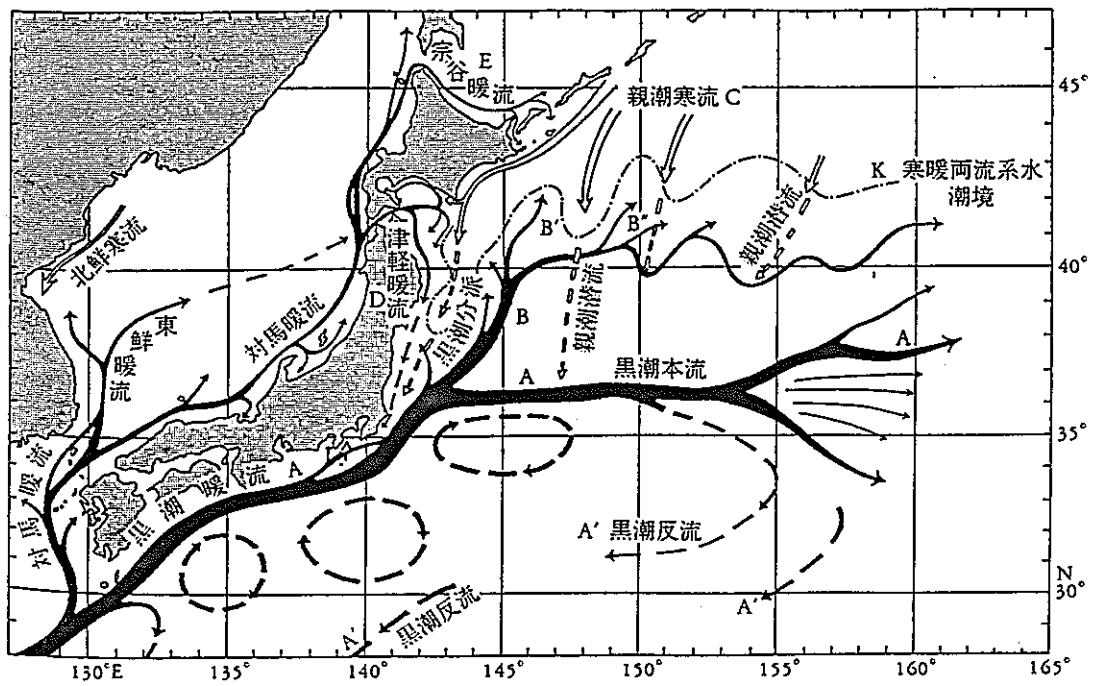


図-2.2.2 宇田(1935)の分岐型の日本近海海流模式図

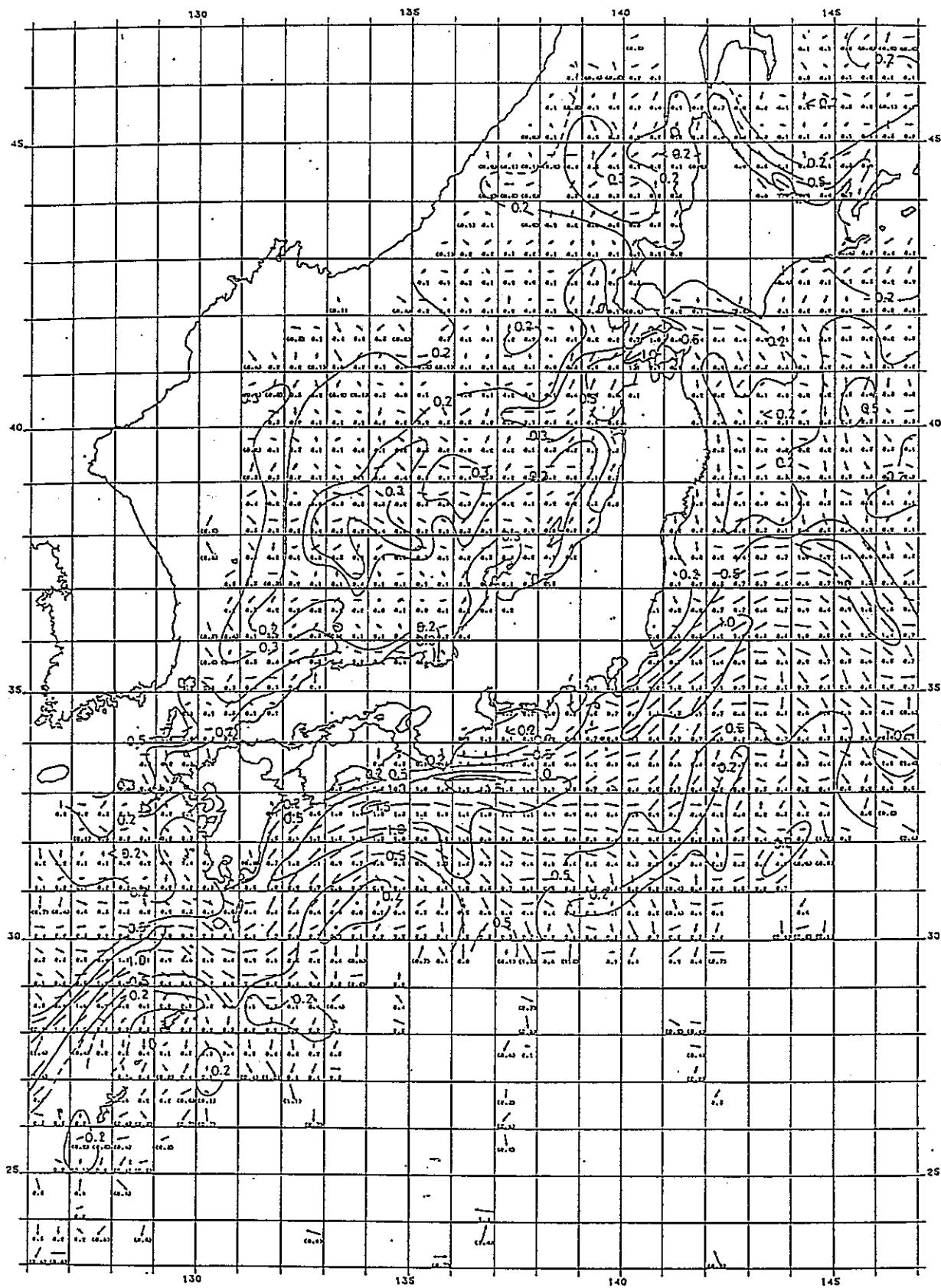


図-2.2.3 日本近海の平均流況図、電磁海流計(GEK)による観測
(Nitani et al., 1979 による)

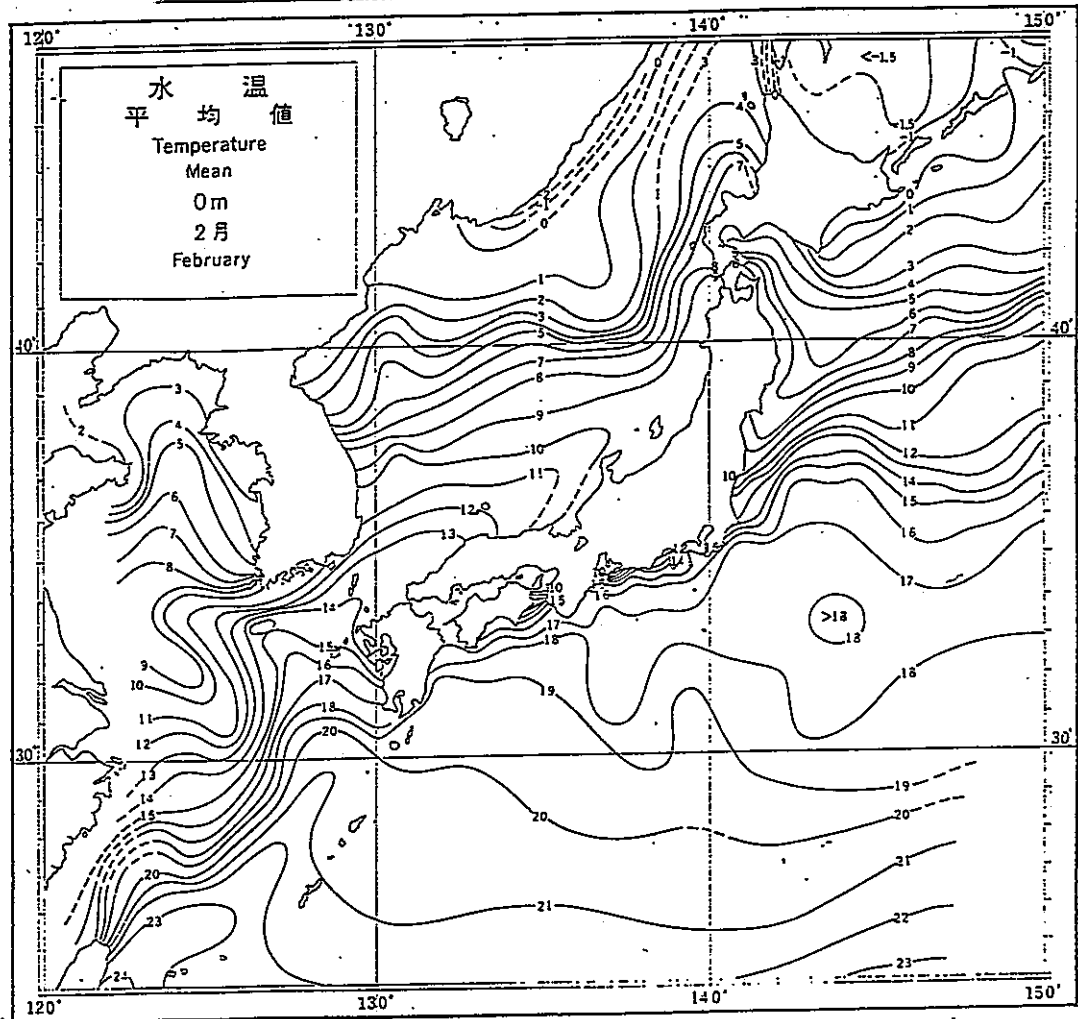
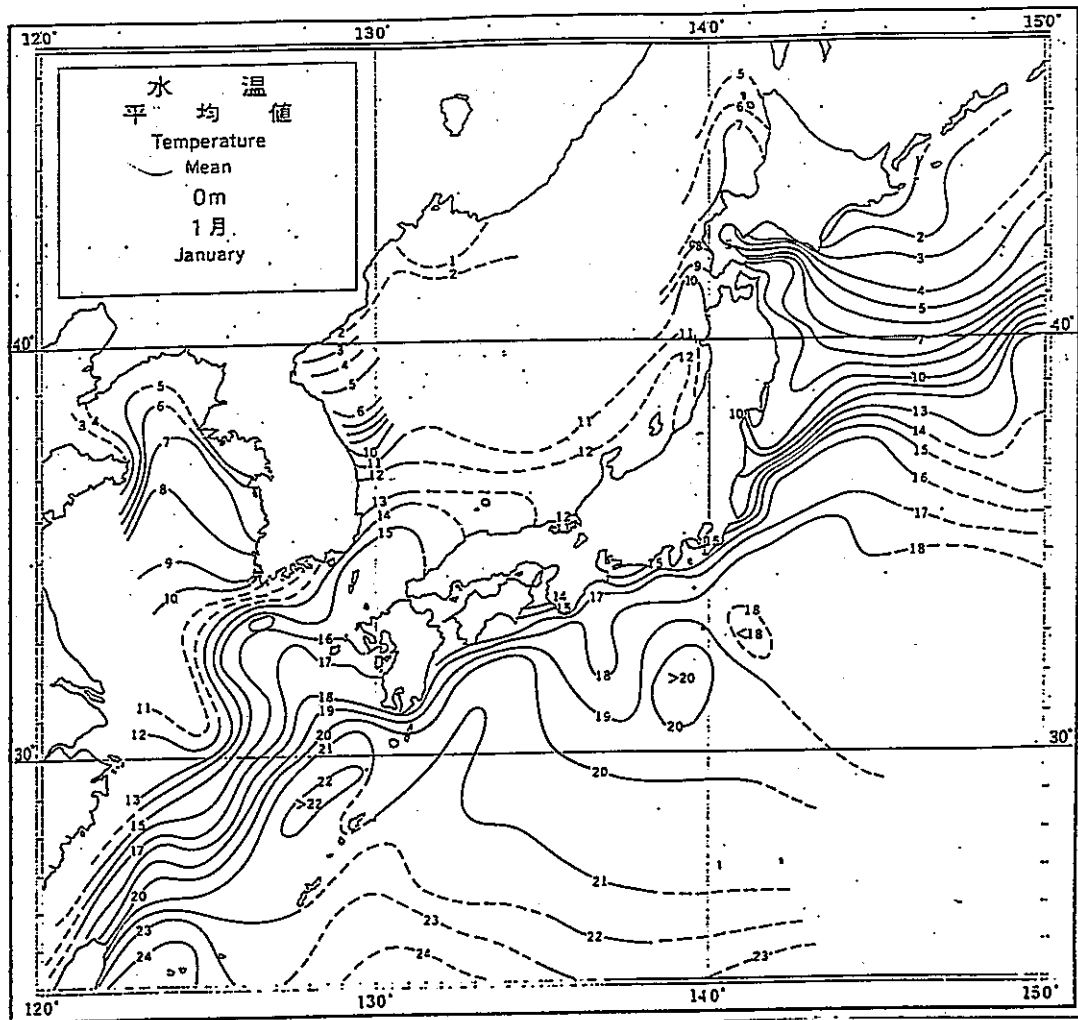
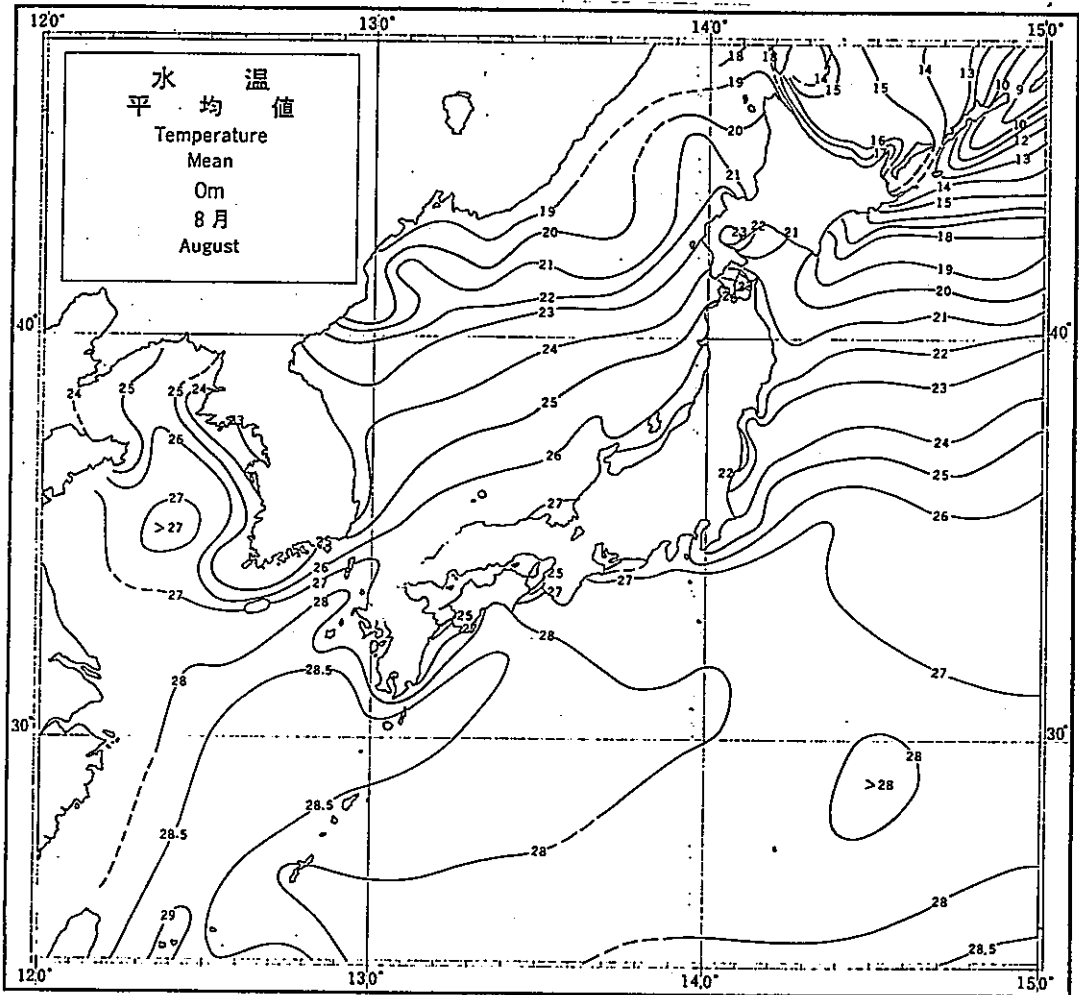
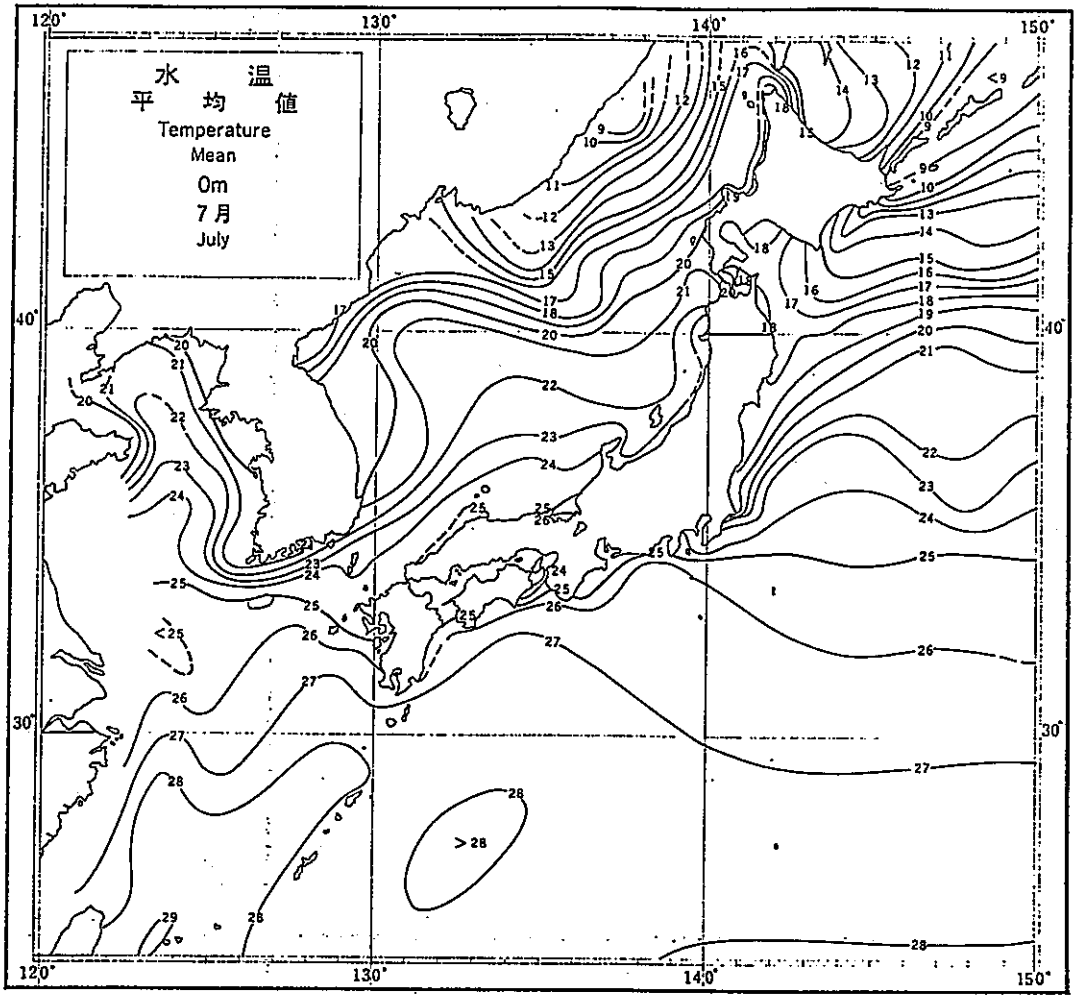


図-2.2.4 -73- (日本海洋資料センター, 1978)



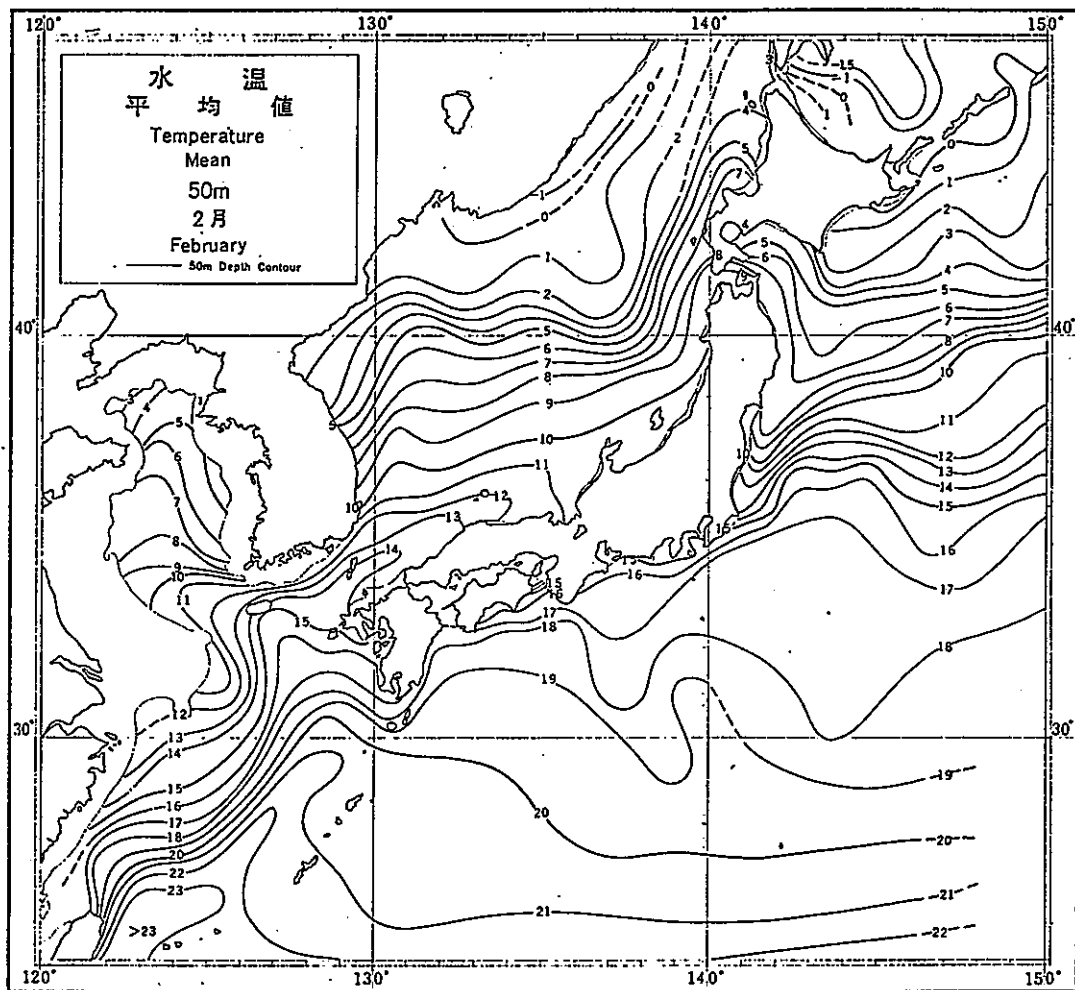
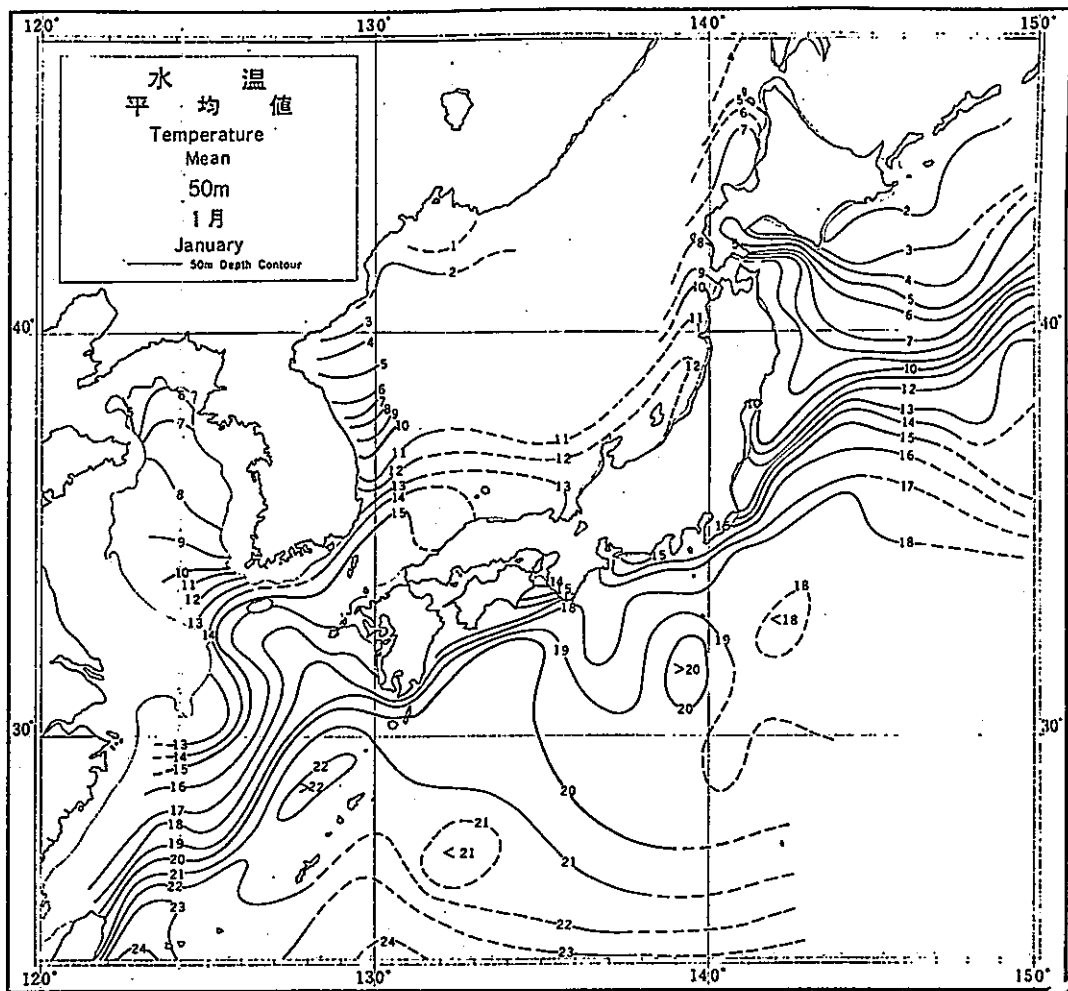


図-2.2.6

(日本海洋資料センター, 1978)

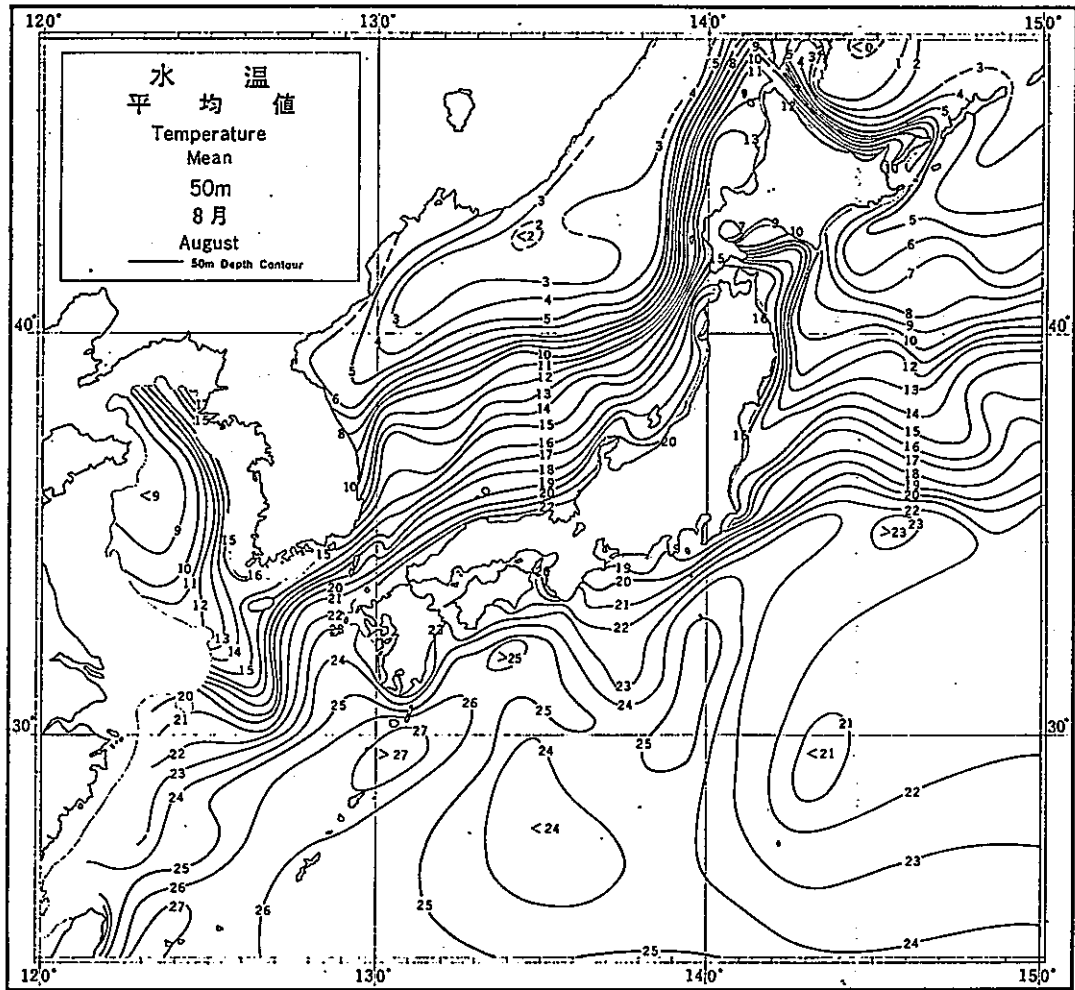
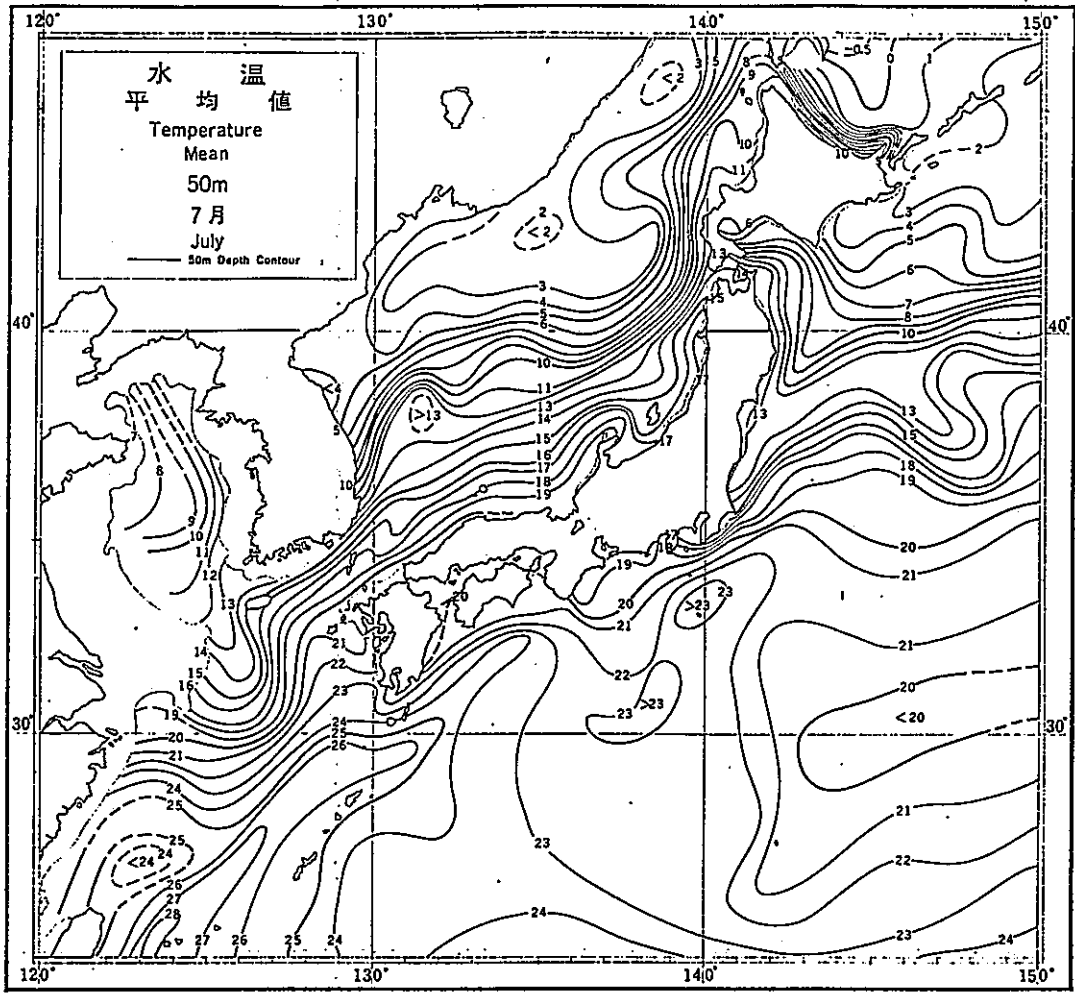


図-2.2.7

(日本海洋資料センター, 1978)

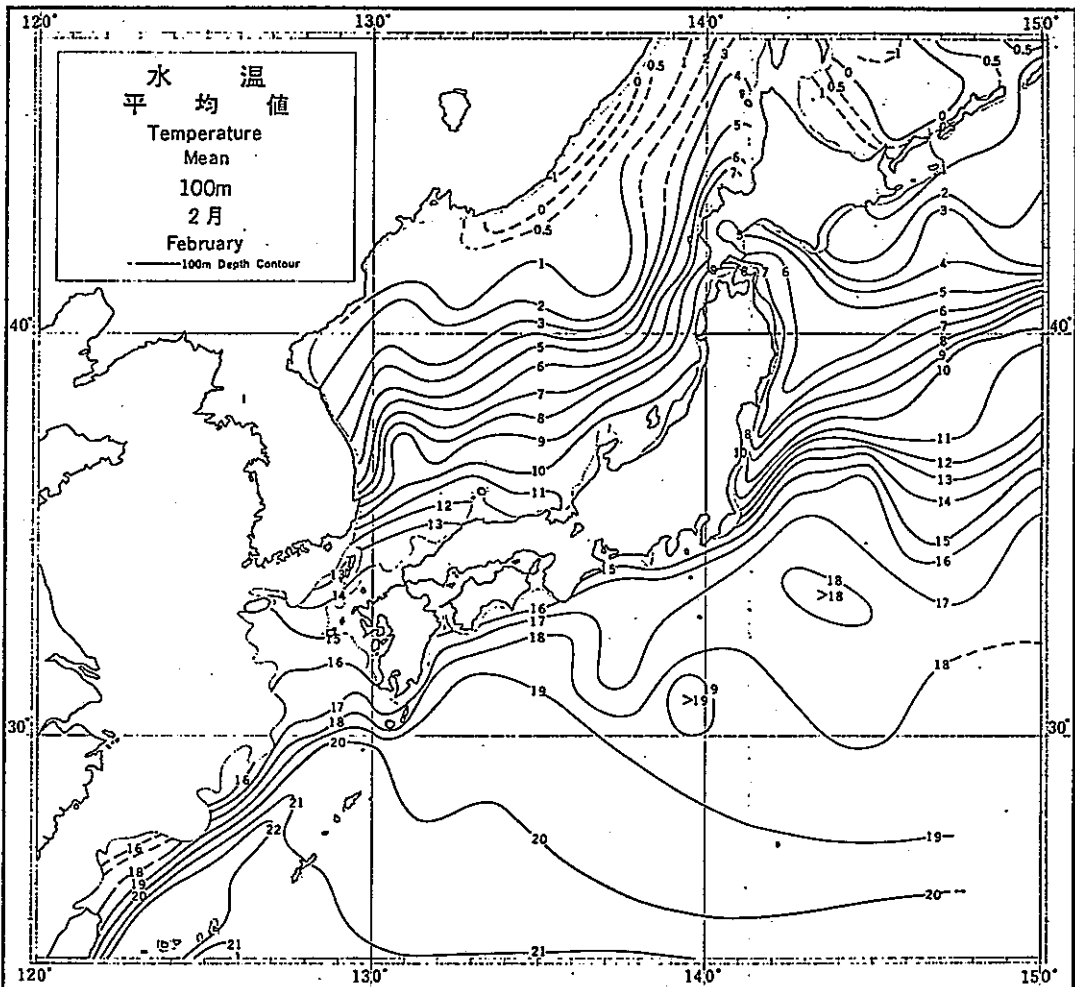
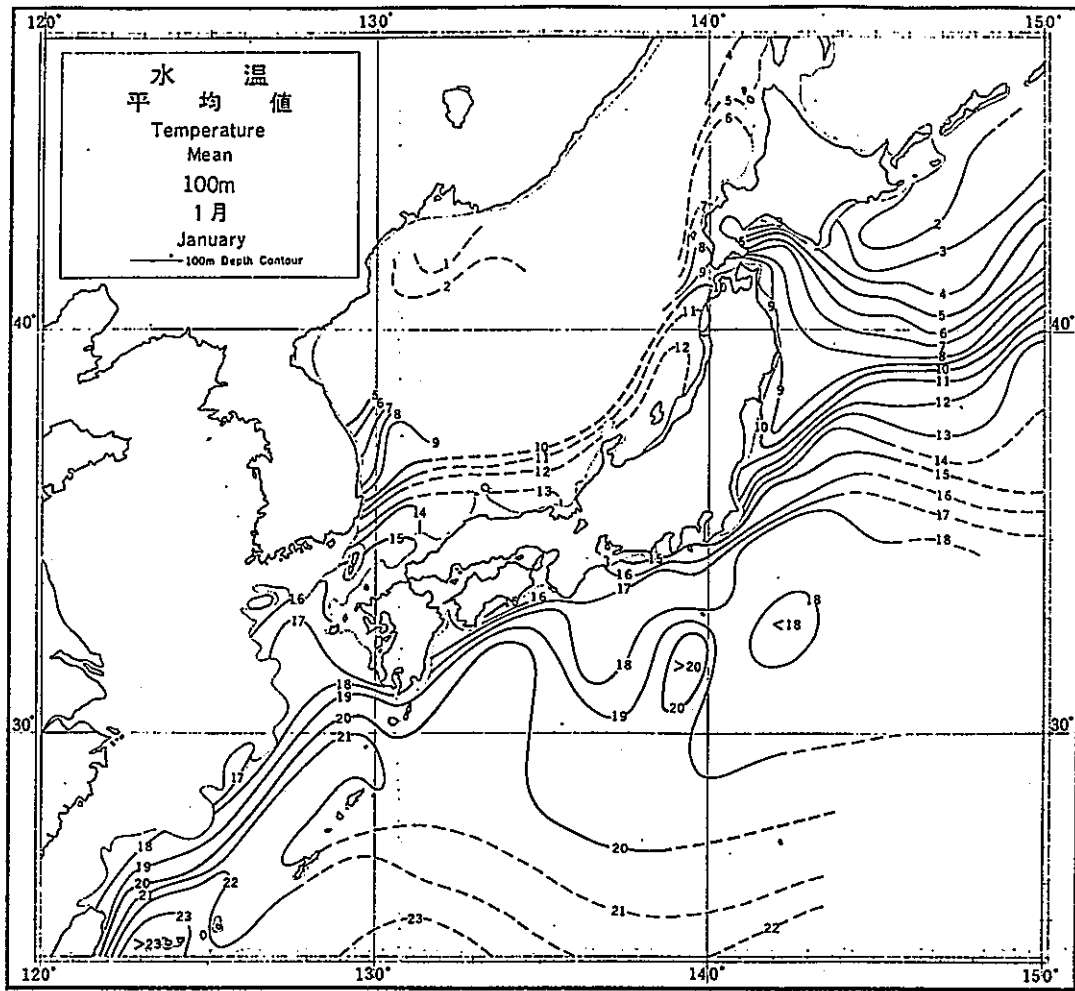


図-2.2.8

(日本海洋資料センター, 1978)

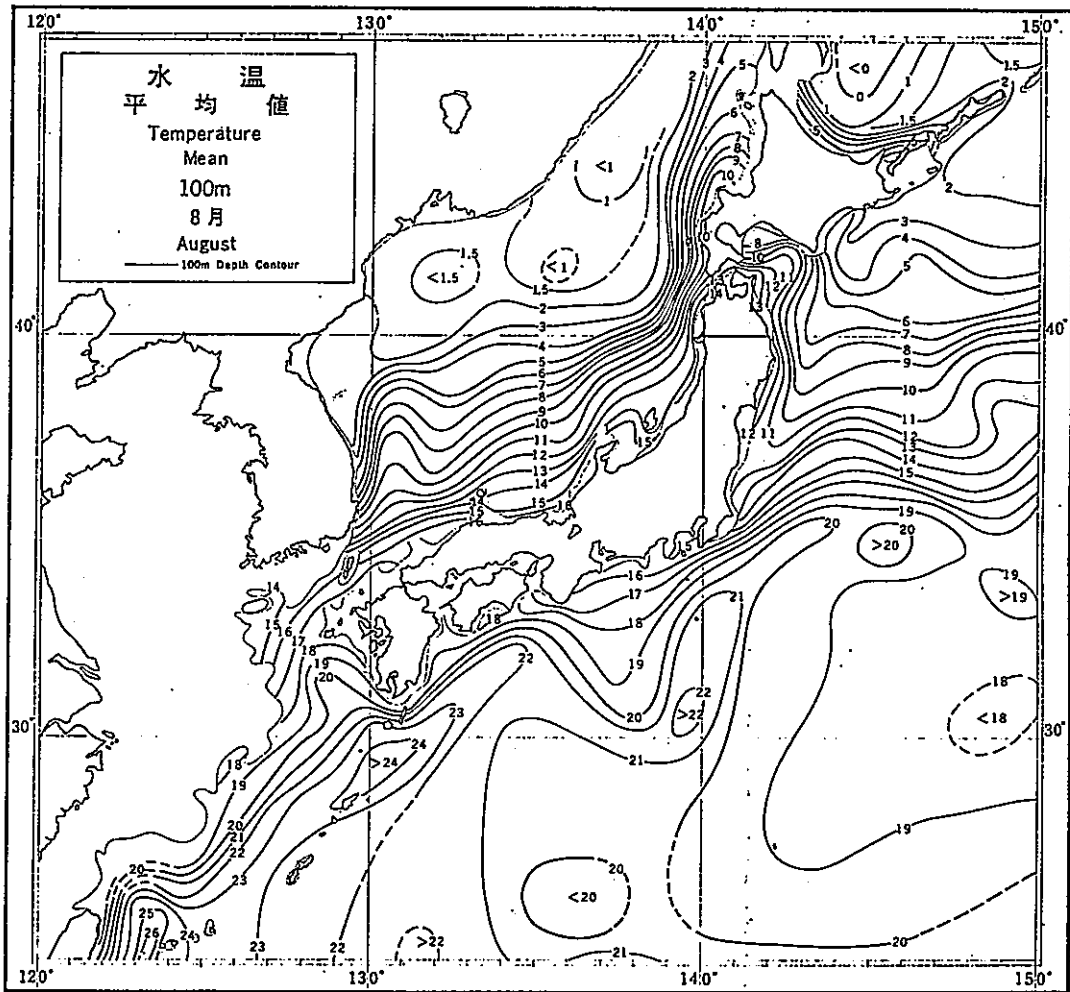
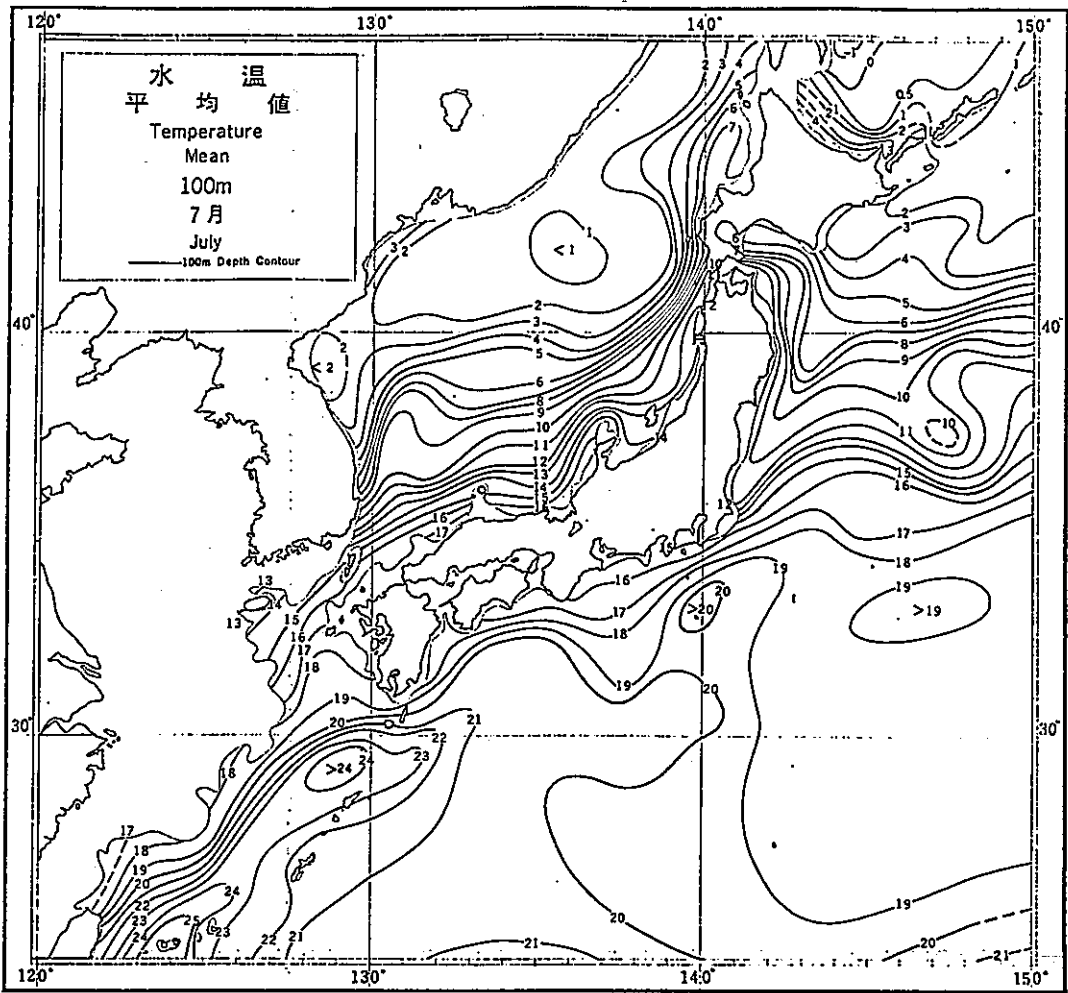


図-2.2.9

(日本海洋資料センター, 1978)

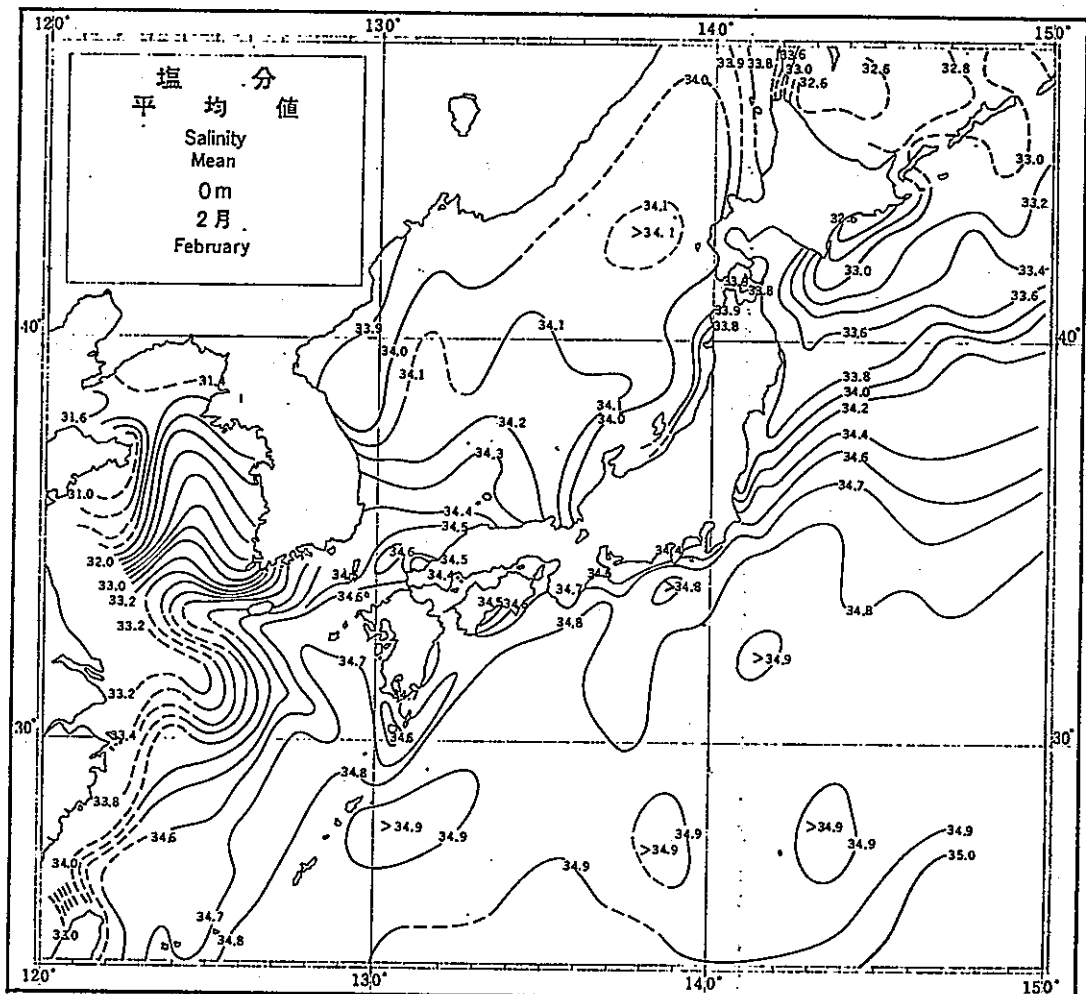
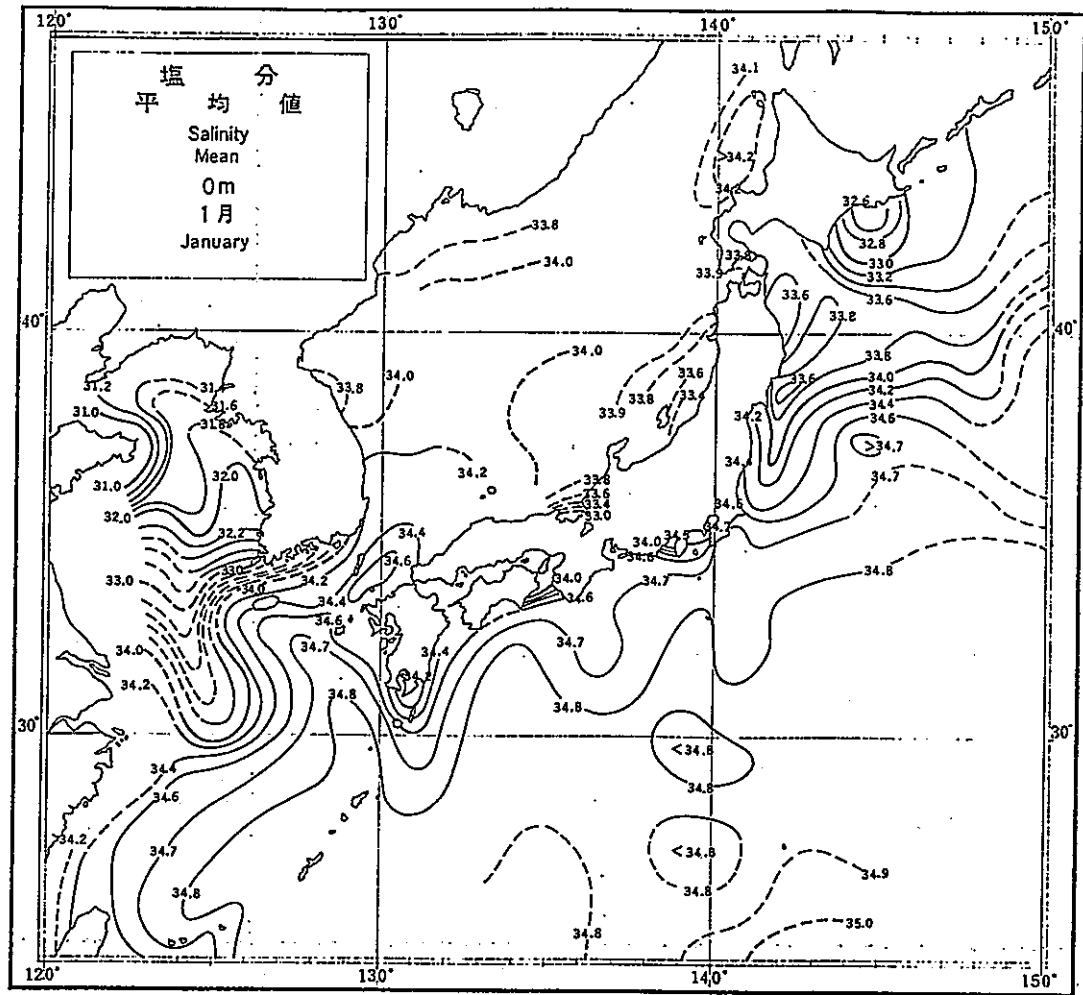


図-2.2.10

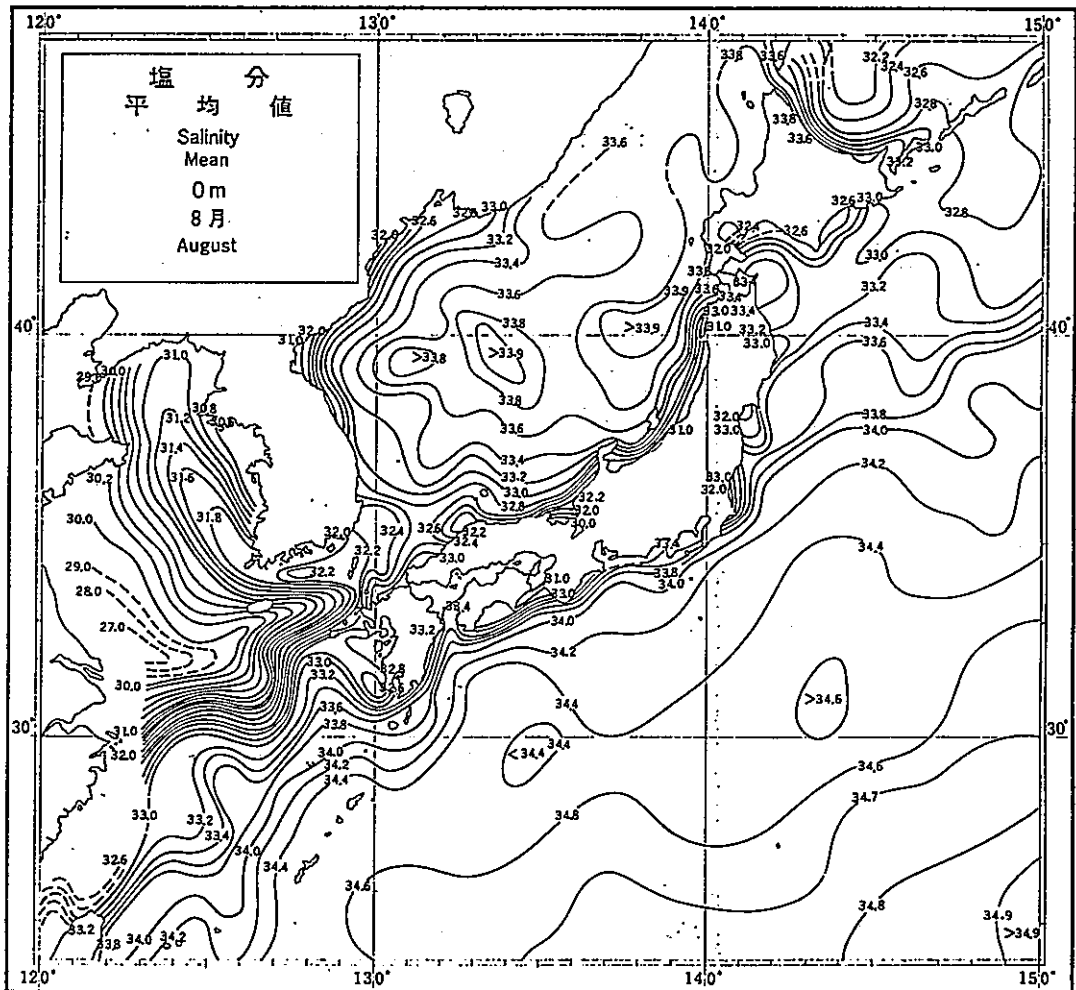
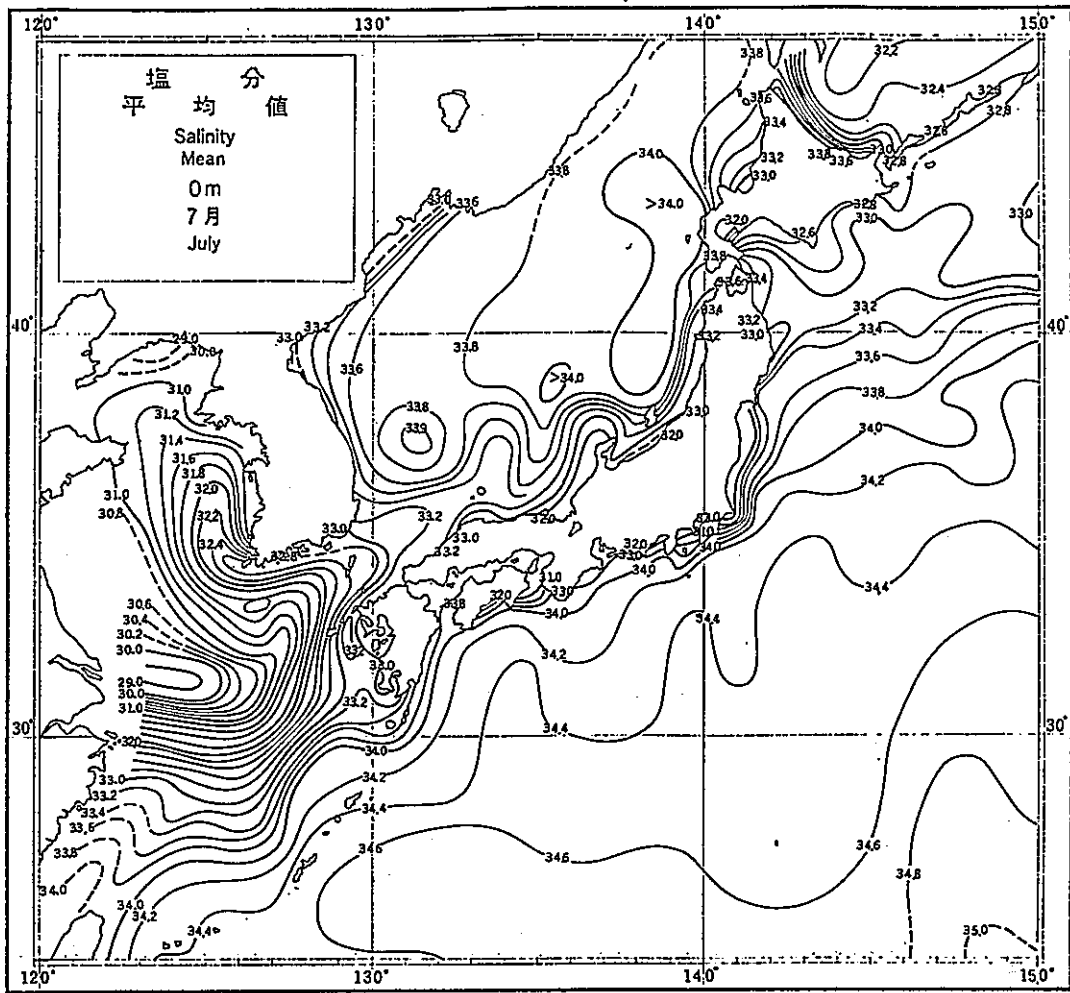


図-2.2.11

(日本海洋資料センター, 1978)

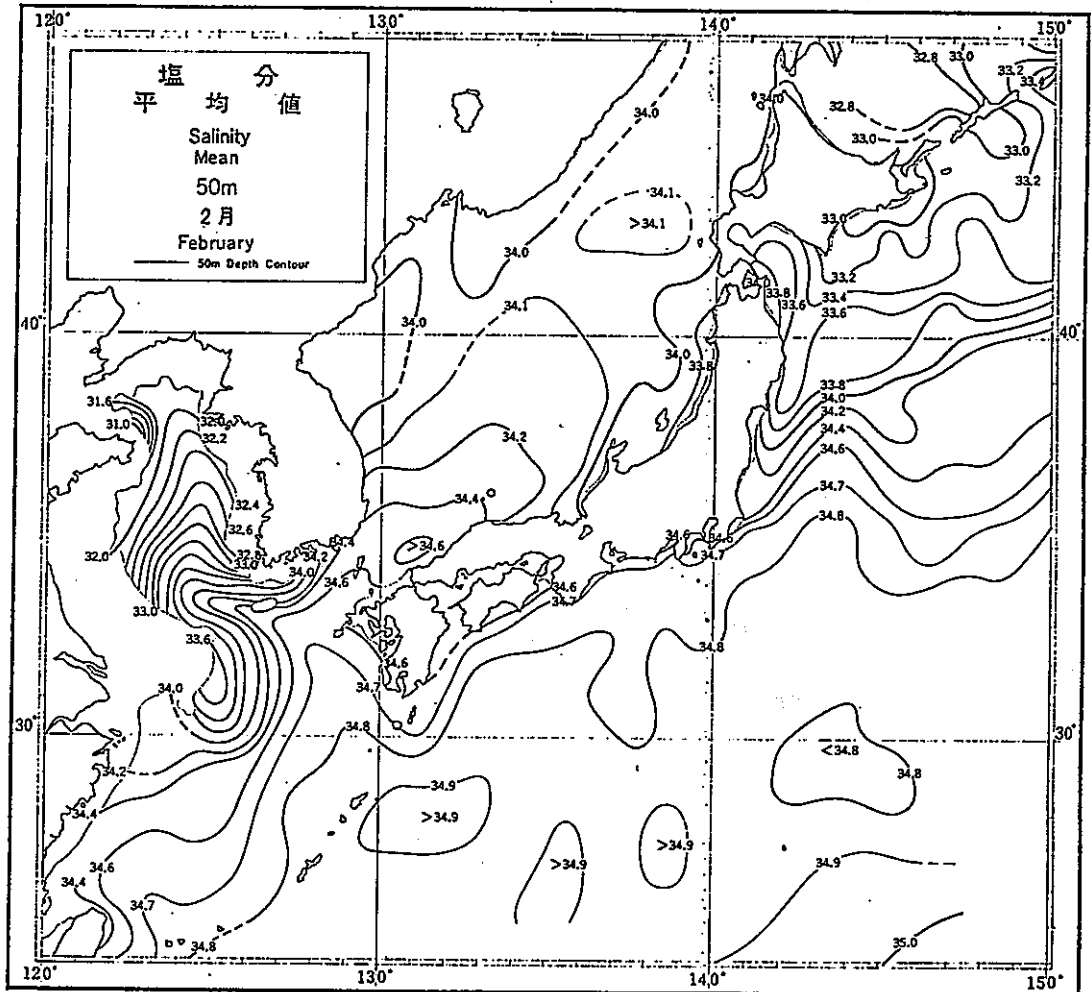
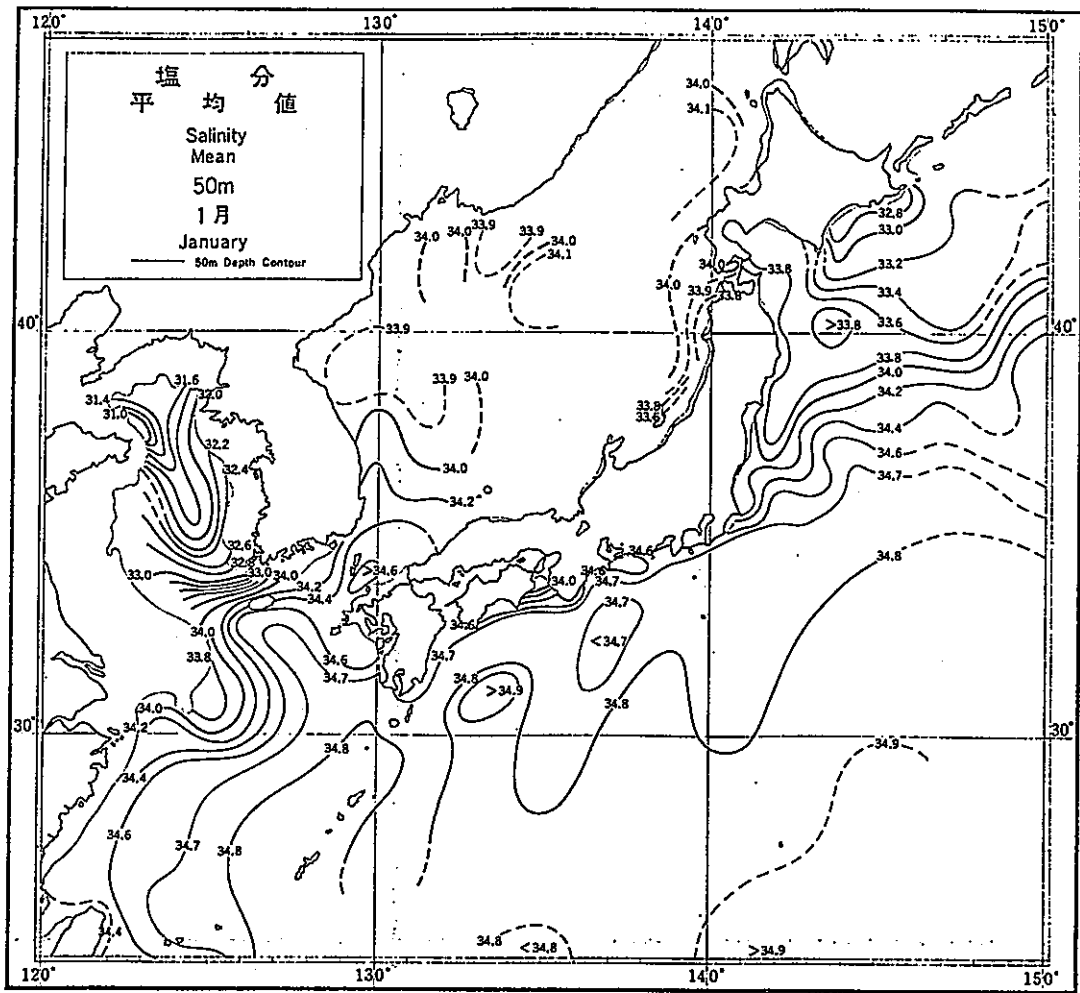


図-2.2.12

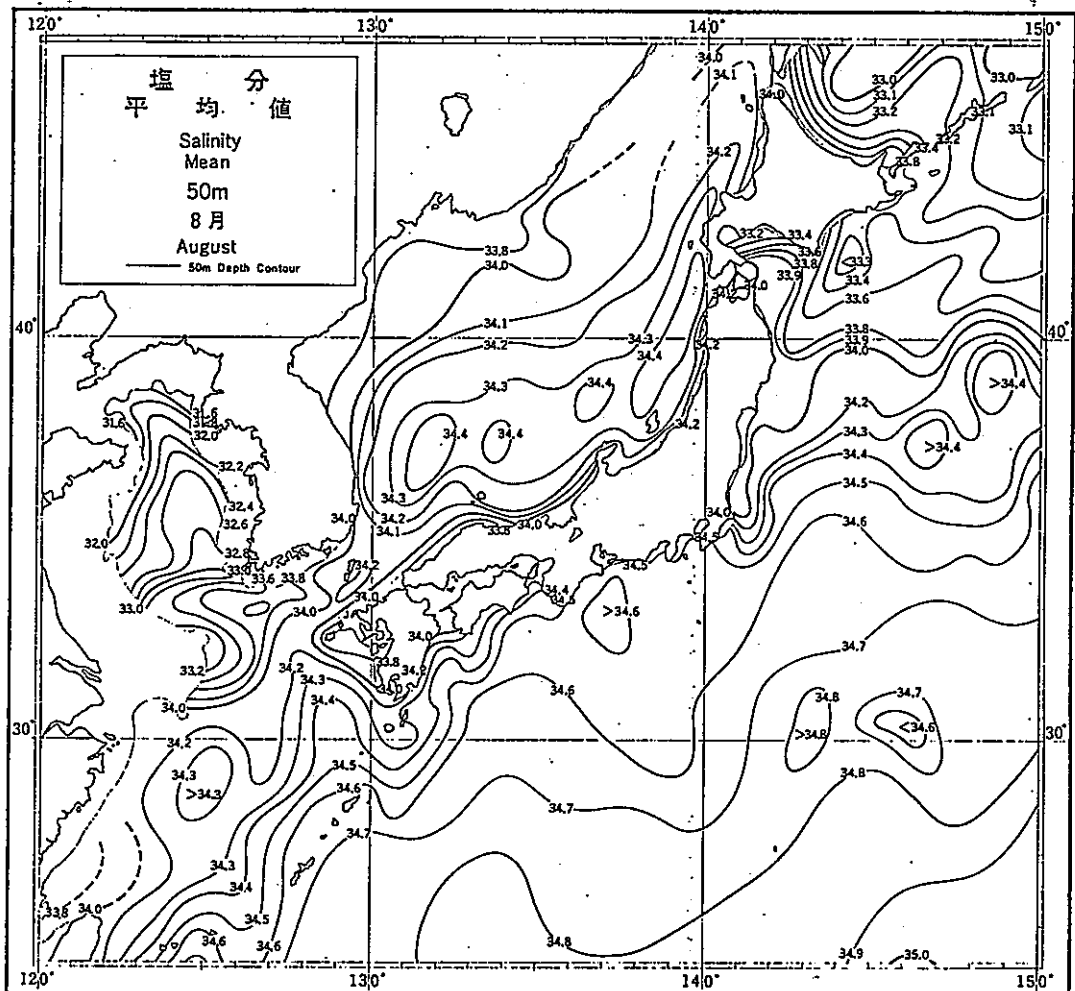
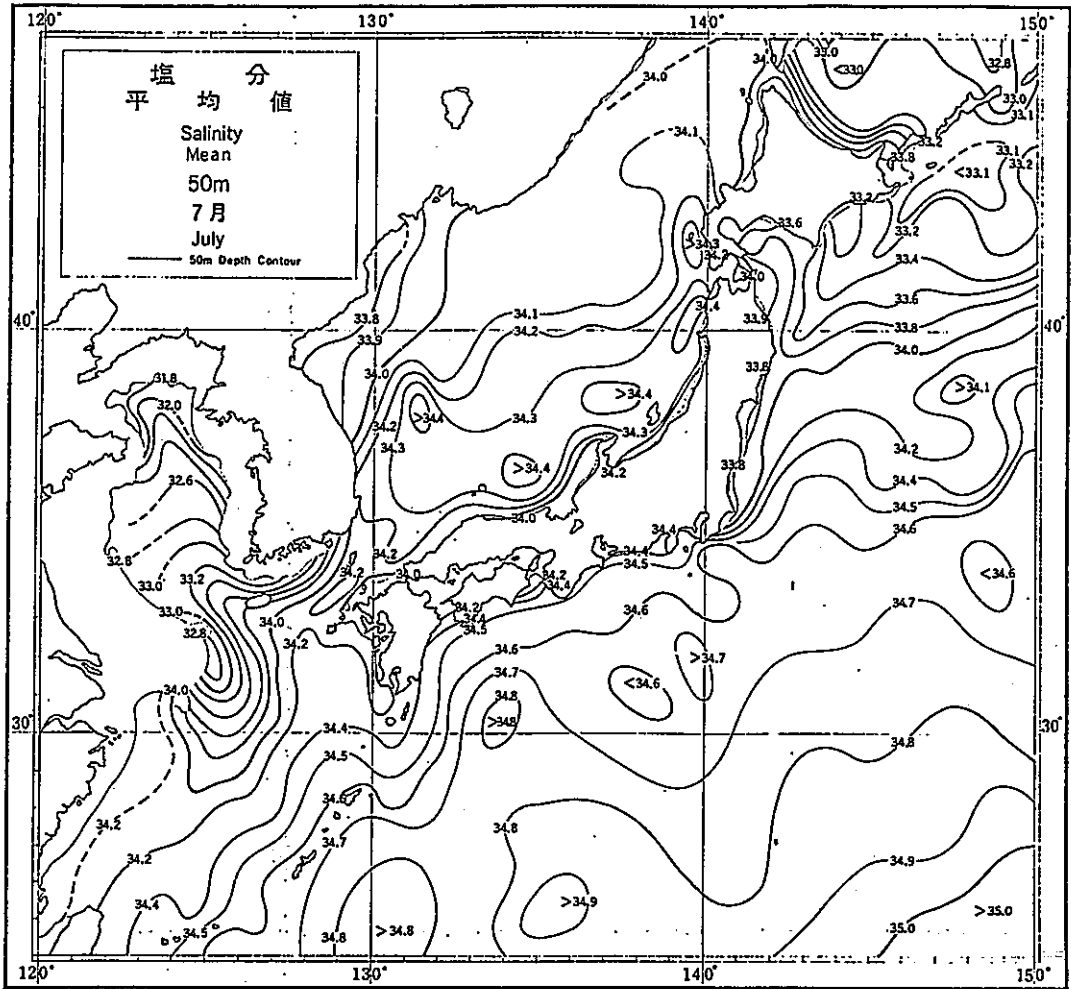


図-2.2.13

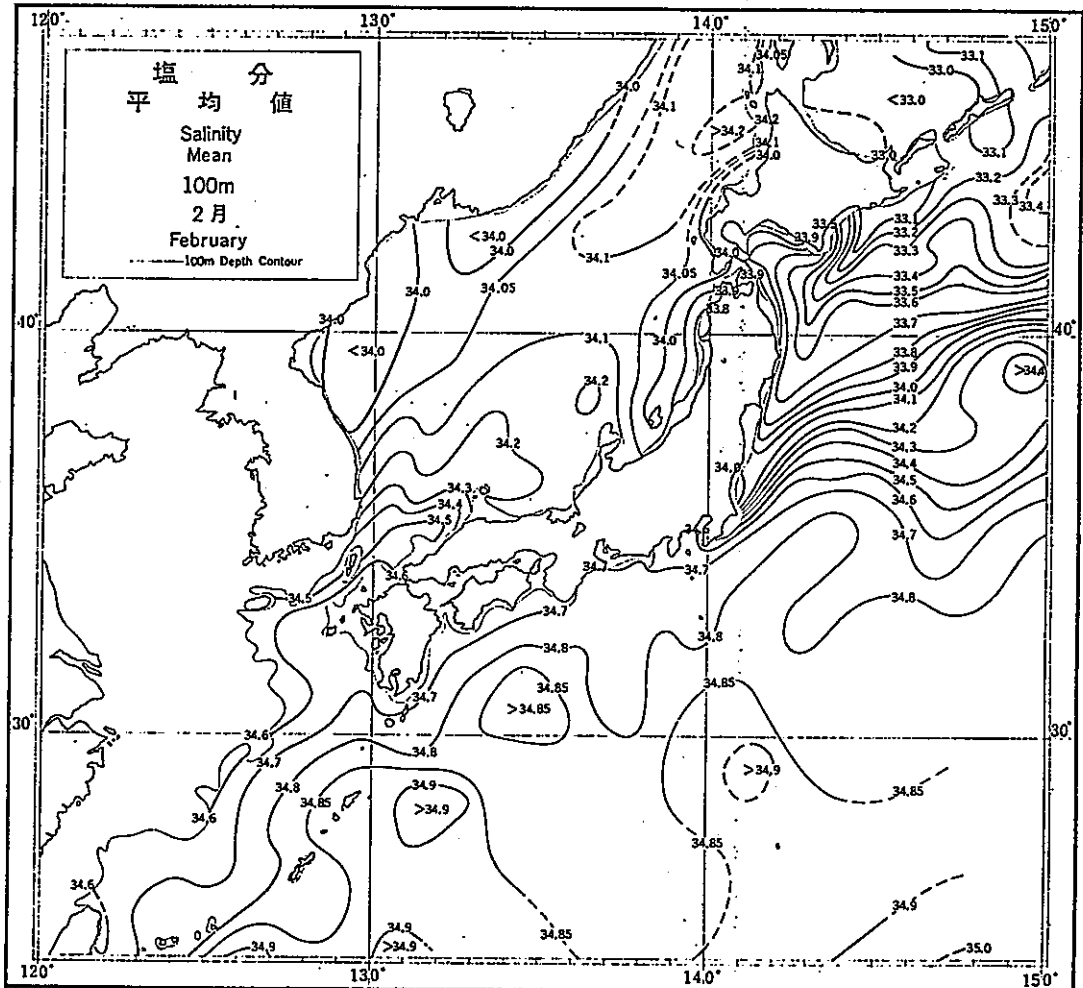
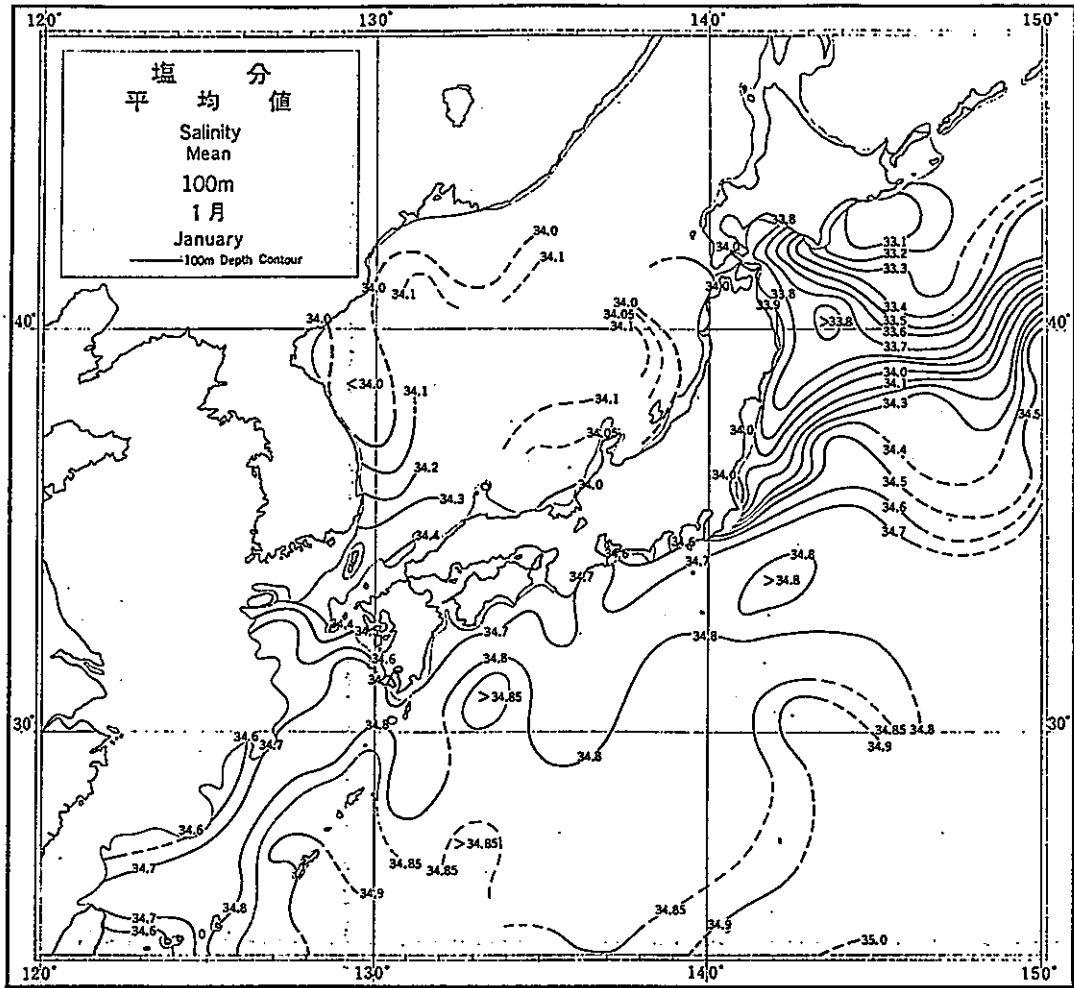


図-2.2.14

(日本海洋資料センター, 1978)

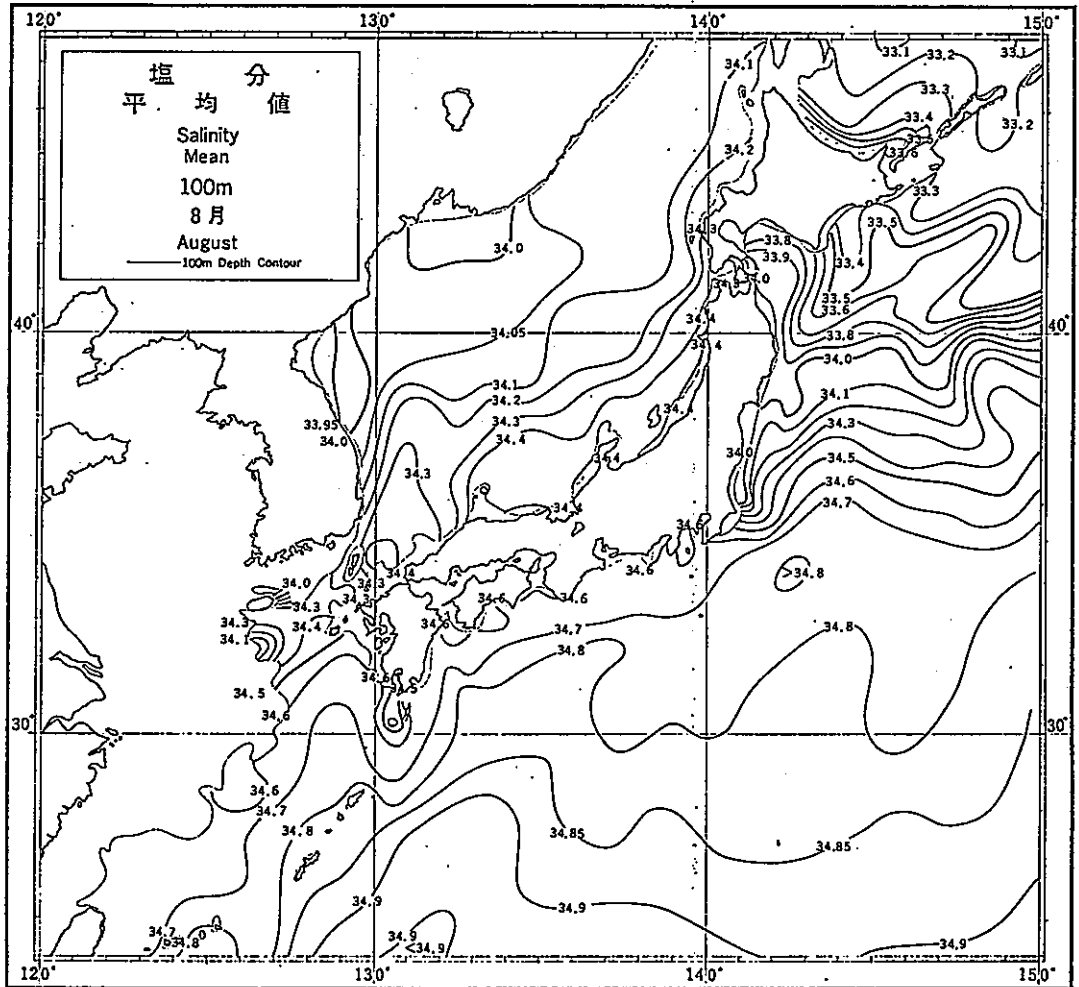
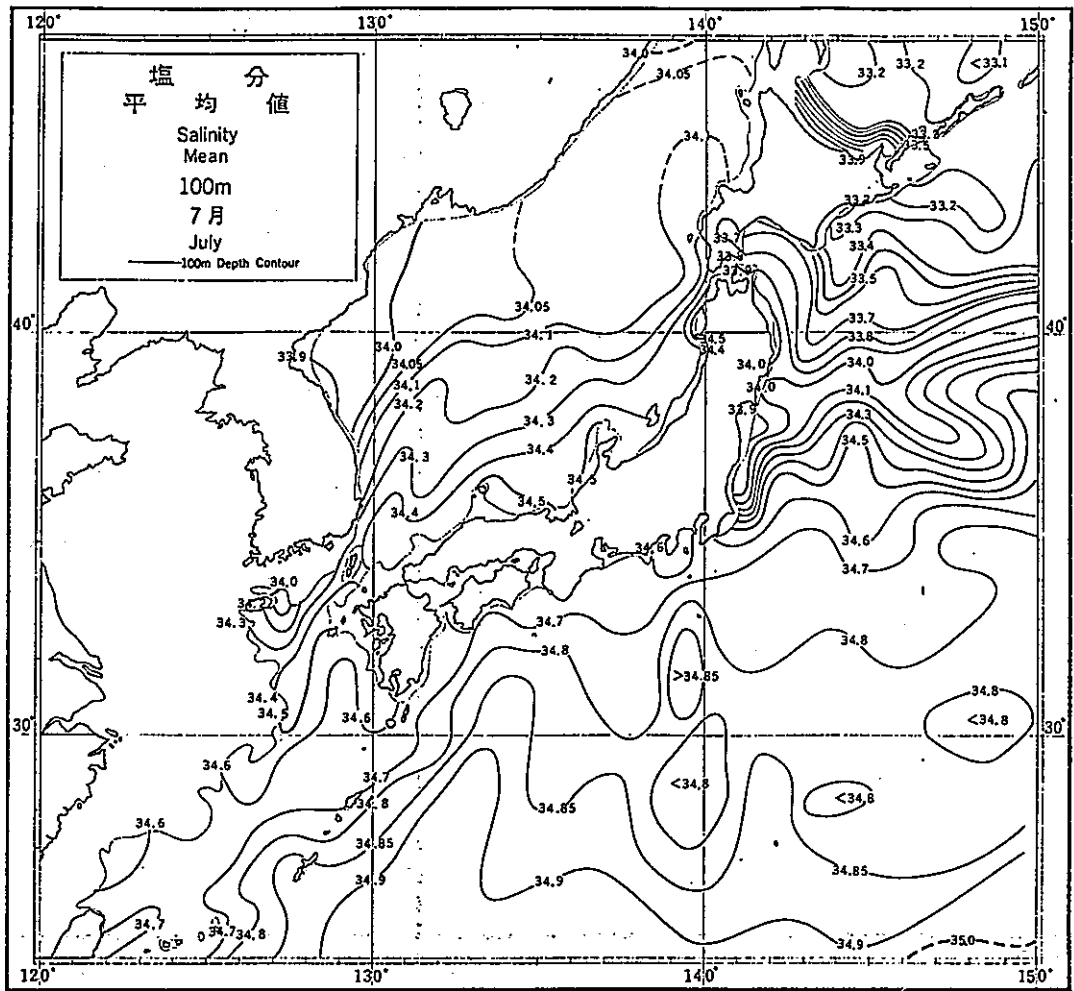


図-2.2.15

2.2.2 茨城県沿岸部の海洋構造とその時間変化

茨城県沿岸部は親潮、黒潮、津軽暖水などの影響下において、極めて複雑な海況を示し、その特徴を簡単に述べることは容易でない。このような場合、長期平均場を見、その場の基本的特徴を掴んでおくことが重要である。

流れの場

まず、本州東北沿岸域の流れの場を見るために、電磁海流計による流れの長期平均場を季節別に、図-2.2.16～図-2.2.19に示した（日本海洋資料センター、1983）。各ベクトルの根元に示したA、B、C等は流れの安定度を示しており、Aが最も安定であることを表している。ベクトルの下方に示した数字はノット単位で示した流速である（1ノットは50cm/sec）。

茨城県沿岸部では四季を通じて南下流が卓越している。冬・春季よりも夏・秋季の方が南下流が卓越している。犬吠埼東方にまで達したこの南下流は、北東に向かって流れる強い流れ、黒潮、北縁に取り込まれて行く。この南下流は親潮沿岸分枝の低温・低塩分水を運んで来るので、黒潮北縁部には周囲に比べて異常に水温・塩分の低い水が見られる。一方、黒潮の南縁には黒潮の中でも最も水温の高い部分、最高水温帯、が存在しているため、房総東方の黒潮を横断して、大きな温度差がみられることになる。図-2.2.20に144°E線に沿っての水温・塩分の断面図を示す。35°Nから37°Nにかけて、水温・塩分が急変している部分が黒潮強流帯に当たる。最高水温帯は19℃以上、北側の低温帯部では4℃以下の水が見られる。

図に示された季節別の長期間の平均流は0.1～0.5ノット（5～25cm/sec）程度で、比較的ゆっくりとしたものになっている。しかしながら、日々の流れはもっと速く、いろいろな向きの流れをベクトル平均する結果この様にゆっくりとした流れとなっている。同じ海域で各季節に観測された最高流速のベクトル図を、図-2.2.21～図-2.2.24に示す。茨城県沿岸部では1～2ノットの速い流速が見られるようになる。ここで注目すべき点は2ノットと言うような速い流速が出現している場合、その流向は長期平均流で卓越する南下流ではなく北上流となっていることである。

通常黒潮は犬吠埼沖を北東方向に流れているが、時として犬吠埼沖で黒潮が小蛇行を起こし、黒潮系の高温・高塩分水が舌状になって、茨城沿岸に張り出して来ることがある。この黒潮水の沿岸部への張り出しは、鹿島灘の暖水舌として知られている(久保・他、1982)。図-2.2.25 は暖水舌発生時の表層の流れと100m深での密度分布を示している(友定・久保、1980)。密度の軽い水が沿岸部に張り出しているが、この部分が暖水舌に相当する。流れはほぼ等密度線に沿っており、茨城沿岸部では北上流となっていることが示唆されている。顕著な暖水舌が発生した場合に沿岸部で強い北上流が発生することは十分に推察出来るところである。

沿岸域の流れを考えると、潮流を始め、流れの時間変化を考慮せざるを得ない。潮流や、恒流(潮流の影響を除いた流れで、通常25時間平均流を恒流と呼んでいる。しかし決して字義ど通りに不変の流れを意味しているのではなく、一日程度の時間内ではあまり大きく変化しない流れと理解すべきものである。)の大きさを求めるためには、流速計による長期にわたる観測が必要となる。現在の所、こうした観測例はまだ少ないが、徐々にデータの蓄積ができてきている。図-2.2.26 に茨城県水産試験場(1982)によって、川尻と東海村沖で観測された流れの25時間移動平均値の長期変動を示す。測点は何れも距岸5 km、水深30 mの地点で、2地点間は沿岸方向に25 km離れている。各測点の上下層の恒流が似通っているだけでなく、二つの測点の恒流も良く似たものとなって織り、恒流の流況は水平的にも、鉛直的にもかなりの代表性を持っていると言えそうである。恒流とは言っても4~7日程度で流向が逆転するのが分かる。測定された全期間の平均流を求めると、5 cm/secの南下流となり、長期平均場としては南下流が卓越する。

また、これらの調査結果に依れば、潮流成分はどの分潮流とも弱く、日周潮流で5~8 cm/sec、半日周潮流では2~5 cm/secの流速の振幅を持っているに過ぎない。房総以南では半日周潮流の方が卓越しているのに対し、東北沿岸では日周潮流の方が卓越する。この傾向は北方へ行くほど明確になる。潮流は周期的に流向が変化するので、物質の輸送に果たす役割は小さなものに過ぎない。

水温・塩分の場合

茨城県沿岸域では低温・低塩分の親潮水と高温・高塩分の黒潮水とが交互に出

現するため、水温塩分構造は時間的にも空間的にも大きく変化する。

那珂湊で長年に渡って毎日観測された海面水温の旬別平均値とその標準偏差、及びそれらを図化したものを図-2.2.27 に示す。2月に最低水温 9.8℃程度を示し、8月末から9月初に22.5℃前後の最高水温を記録する。4月から8月にかけての昇温期に標準偏差は大きく、9月から2月の降温期に小さくなる。昇温期には薄く発達した水温躍層が形成されるため、時どきの海洋表層の状況に依って水温は変化しやすい。これに対して、9月からの降温期には徐々に表層混合層が発達して行くため温度変化は相対的に小さく、標準偏差も小さくなる。

茨城県水産試験場は、長年に渡って県沿岸域の海洋観測を毎月行ってきている。大洗の正東、距岸45kmの地点(36°19'N, 141°06'E)での水深 200mまでの水温・塩分の年周変化を長期平均に基づいて示すと図-2.2.28 のようになる。沖合いに出ると、海面水温の変化は先に示した沿岸部とはかなり異なったものとなる。3月に最低水温となり、9月に最高となる。3～8月の海面での昇温期に、100m以深ではむしろ降温状態にあることが分かる。200m深では8～9月に最低水温を記録する。この夏の低温化傾向に対してはまだ十分な説明がなされていない。

塩分は海面付近で最高値を示し、水深と共に低くなって行くが、7～10月は降水および陸水の影響で海面塩分が低くなっている。

図-2.2.29 は東海村周辺海域での河川水の沖合いへの広がりを示している。6月、9月といった豊水期でさえ河川水の沖合いへの広がりには5 km程度に過ぎない。こうした状況をより分かりやすく示すため、大洗から正東にのびる観測線上の表面塩分の年周変化を1971年～1976年の平均値で示した(図-2.2.30)。距岸5 km以内の所に塩分フロントが形成されている。7、8月はいかにもフロントが沖合いに移動したかのように見えるが、この時期日本近海の表層は降水量が多いため全域が低塩分になるため、このようにみえるに過ぎない。

ベクトル平均速度・安定度 1～3月

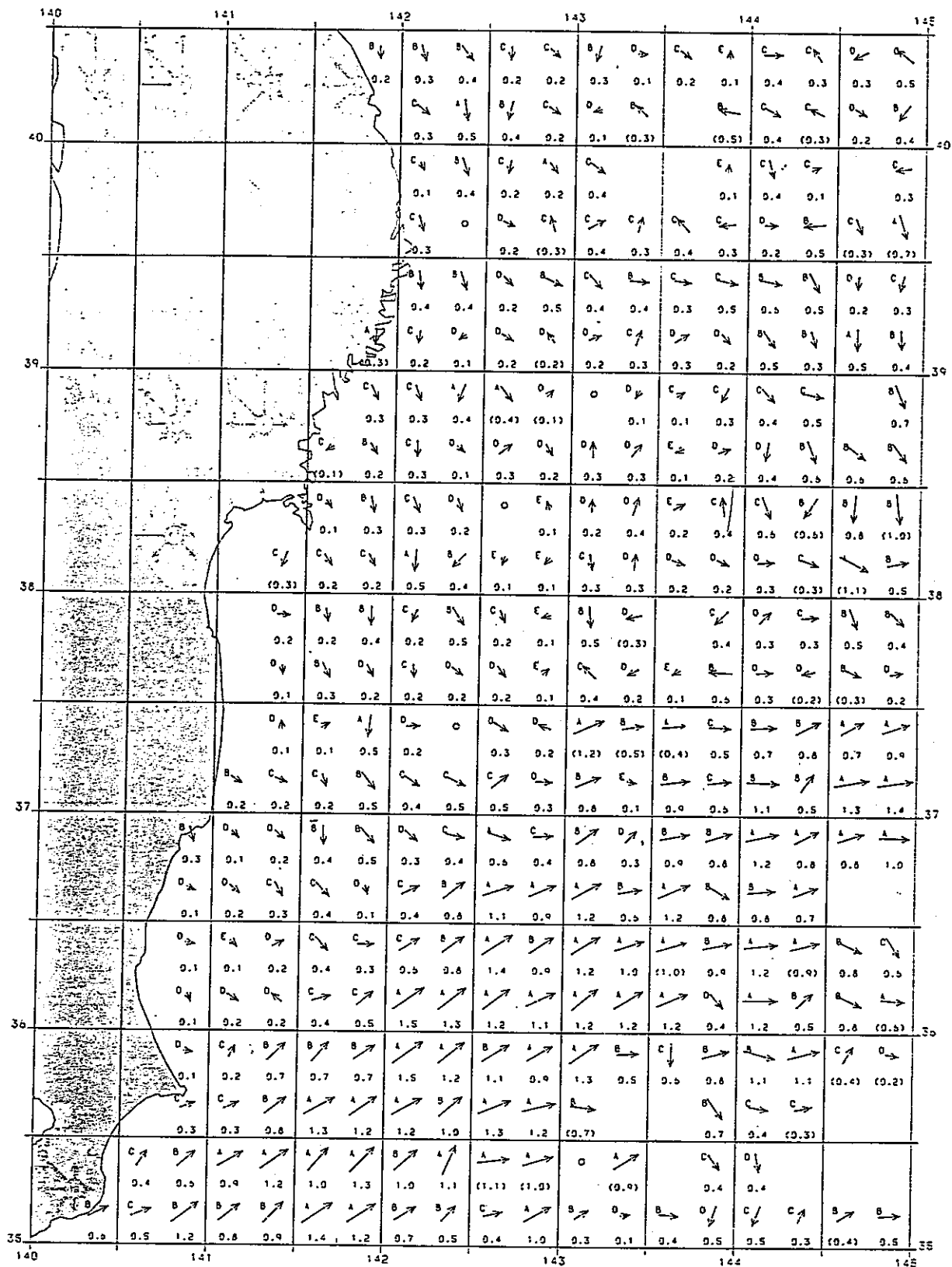


図-2.2.16

電磁海流計で測定された冬期の表層平均海流
(単位:ノット、1ノット=50cm/sec)

(日本海洋資料センター, 1983)

ベクトル平均速度・安定度 4～6月

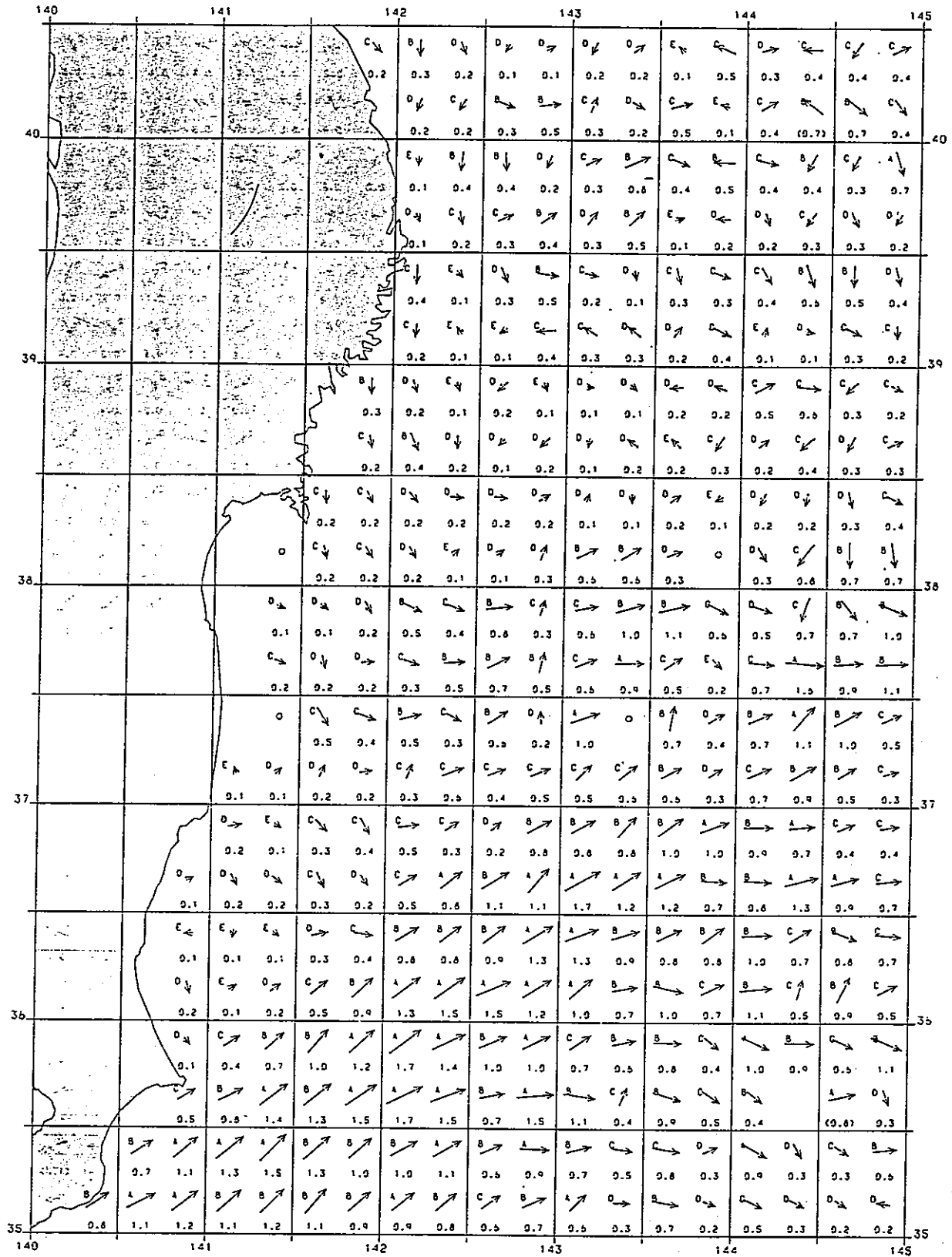


図-2.2.17 電磁海流計で測定された春期の表層平均海流
(単位:ノット、1ノット=50cm/sec)

(日本海洋資料センター, 1983)

ベクトル平均速度・安定度 7～9月

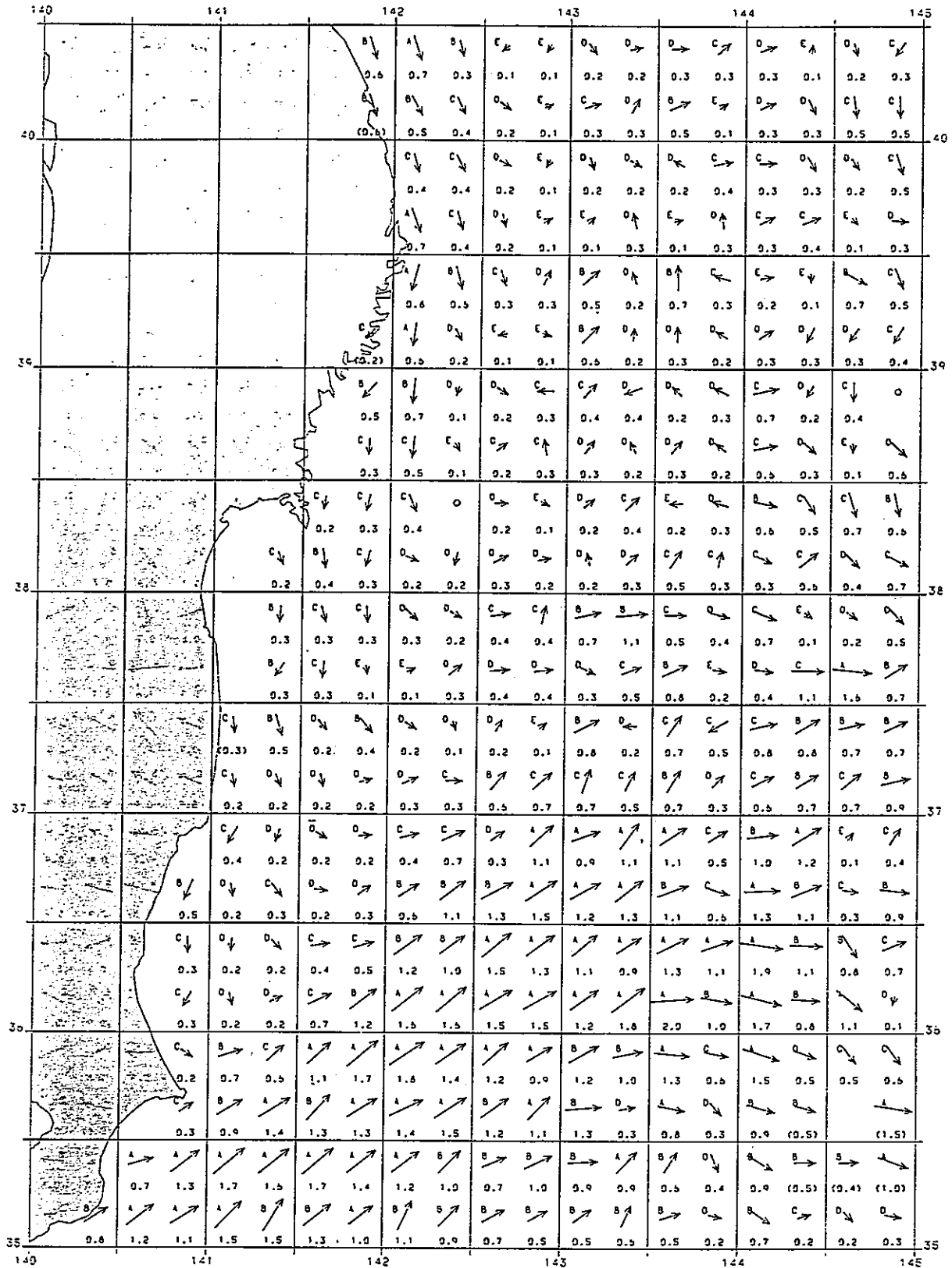


図-2.2.18

電磁海流計で測定された夏期の表層平均海流
(単位:ノット、1ノット=50cm/sec)

(日本海洋資料センター, 1983)

ベクトル平均速度・安定度 10~12月

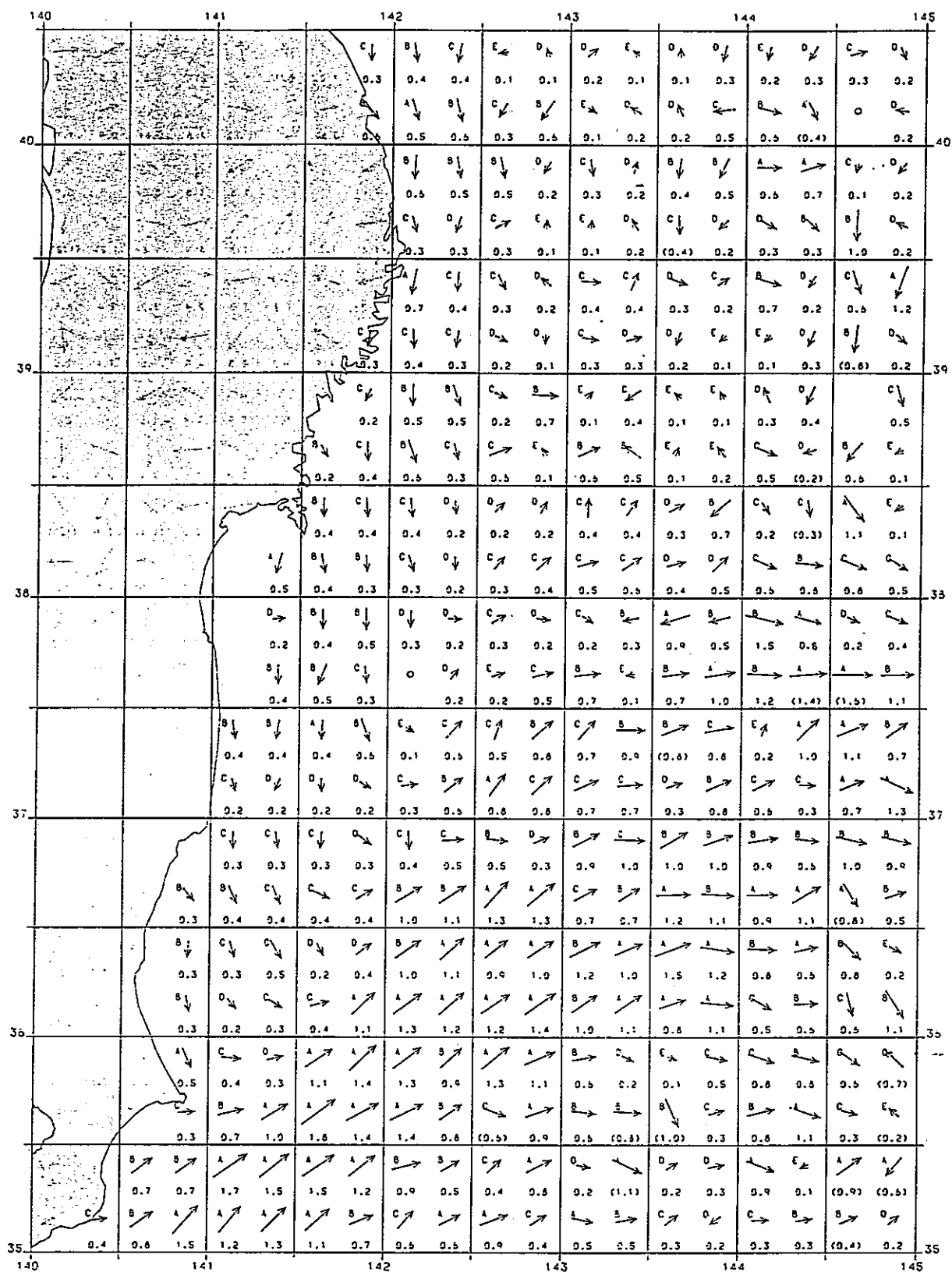


図-2.2.19 電磁海流計で測定された秋期の表層平均海流
 (単位:ノット、1ノット=50cm/sec)
 (日本海洋資料センター, 1983)

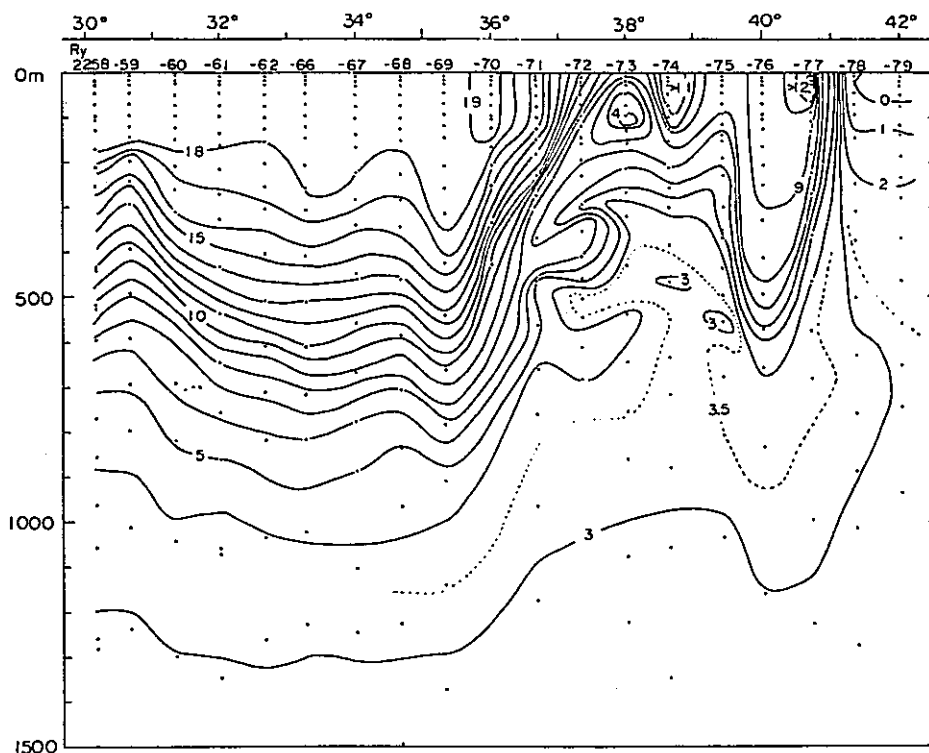


Fig. 9a Temperature (°C) at 144°E. *Ryofu Maru*, February 1966.

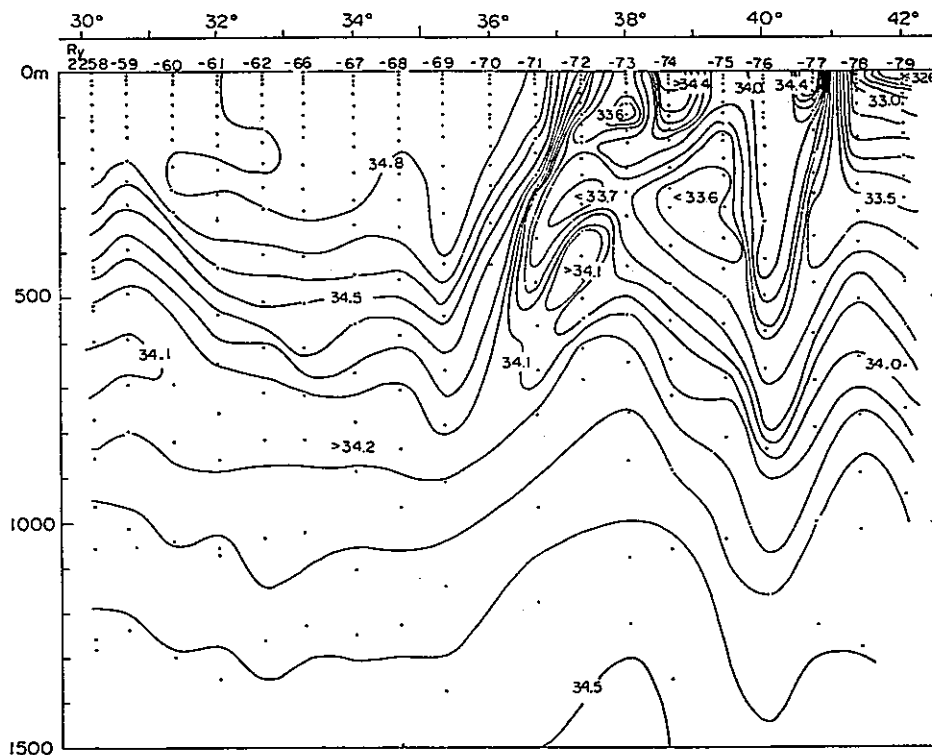


Fig. 9b Salinity (%) at 144°E. *Ryofu Maru*, February 1966.

図-2.2.20 144° E線における水温・塩分の縦断図
 (Keiichi Hasunuma(1978): Formation of the intermediate salinity
 minimum in the northwestern Pacific ocean, P22)

最大速度 1~3月

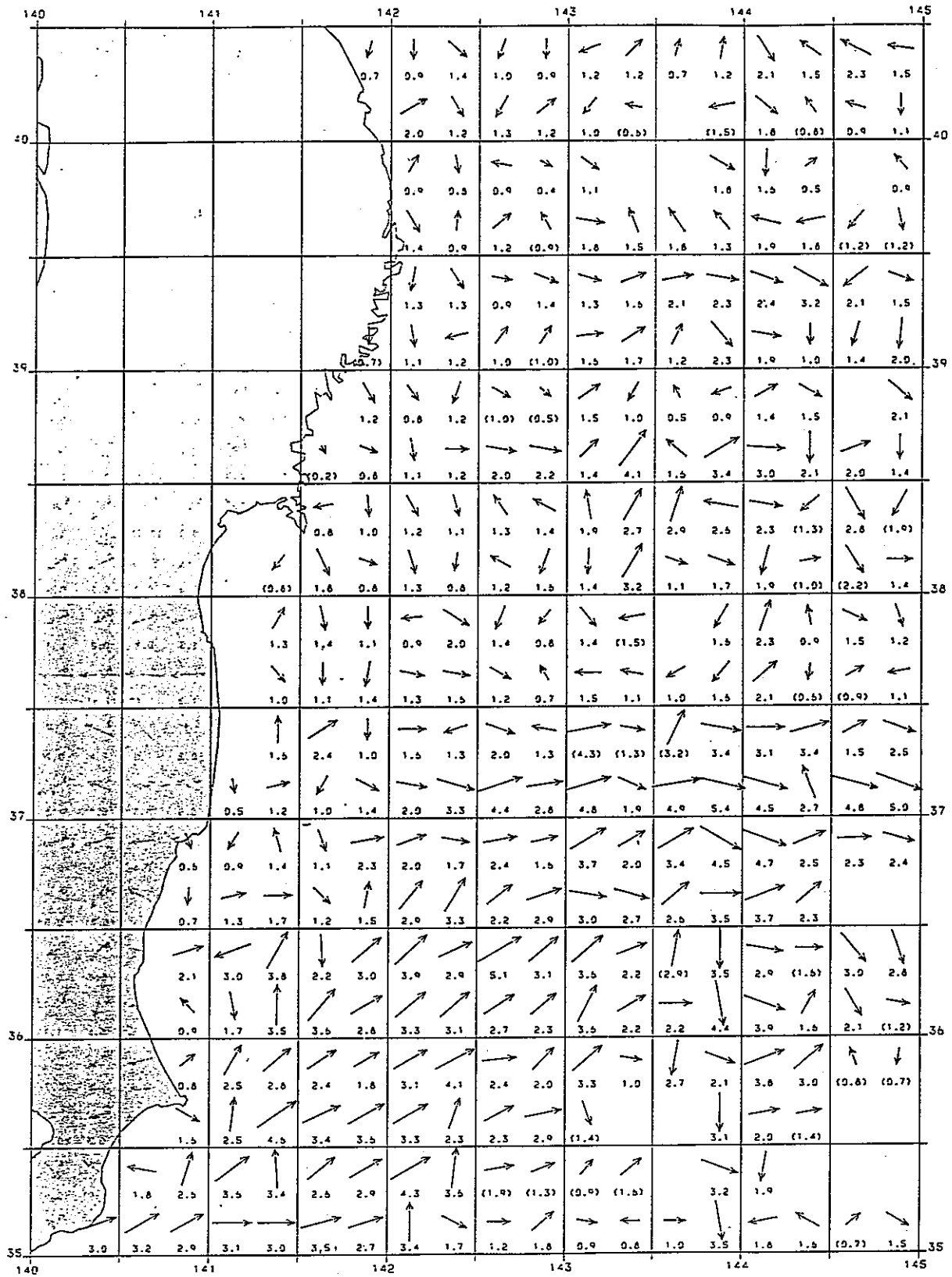


図-2.2.21 電磁海流計で測定された冬期の表層最大海流
 (単位:ノット、1ノット=50 cm/sec)
 (日本海洋資料センター, 1983)

最大速度 4～6月

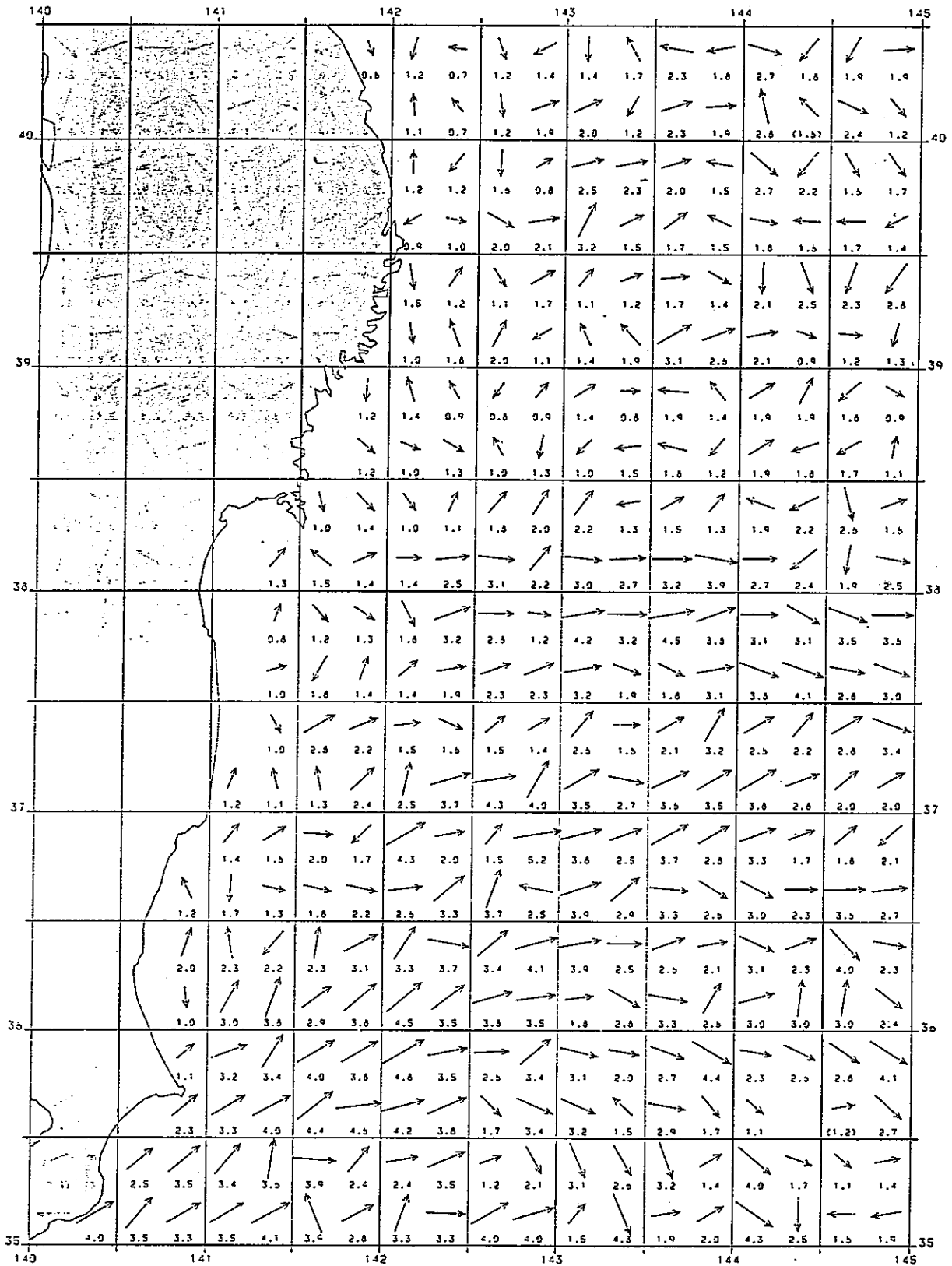


図-2.2.22 電磁海流計で測定された春期の表層最大海流
 (単位: ノット、1 ノット = 50 cm/sec)
 (日本海洋資料センター, 1983)

最大速度 7~9月

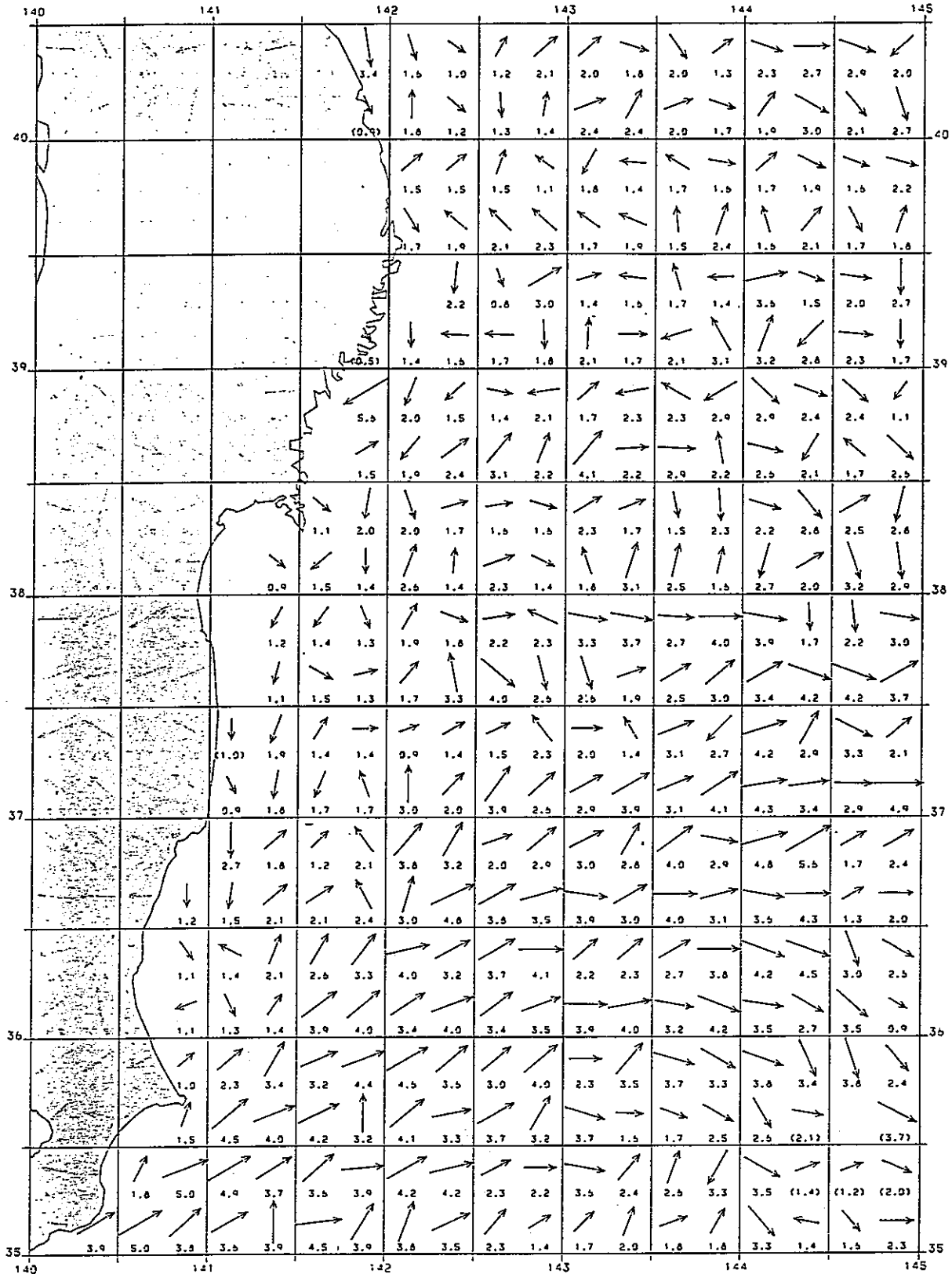


図-2.2.23

電磁海流計で測定された夏期の表層最大海流
(単位:ノット、1ノット=50cm/sec)

(日本海洋資料センター, 1983)

最大速度 10~12月

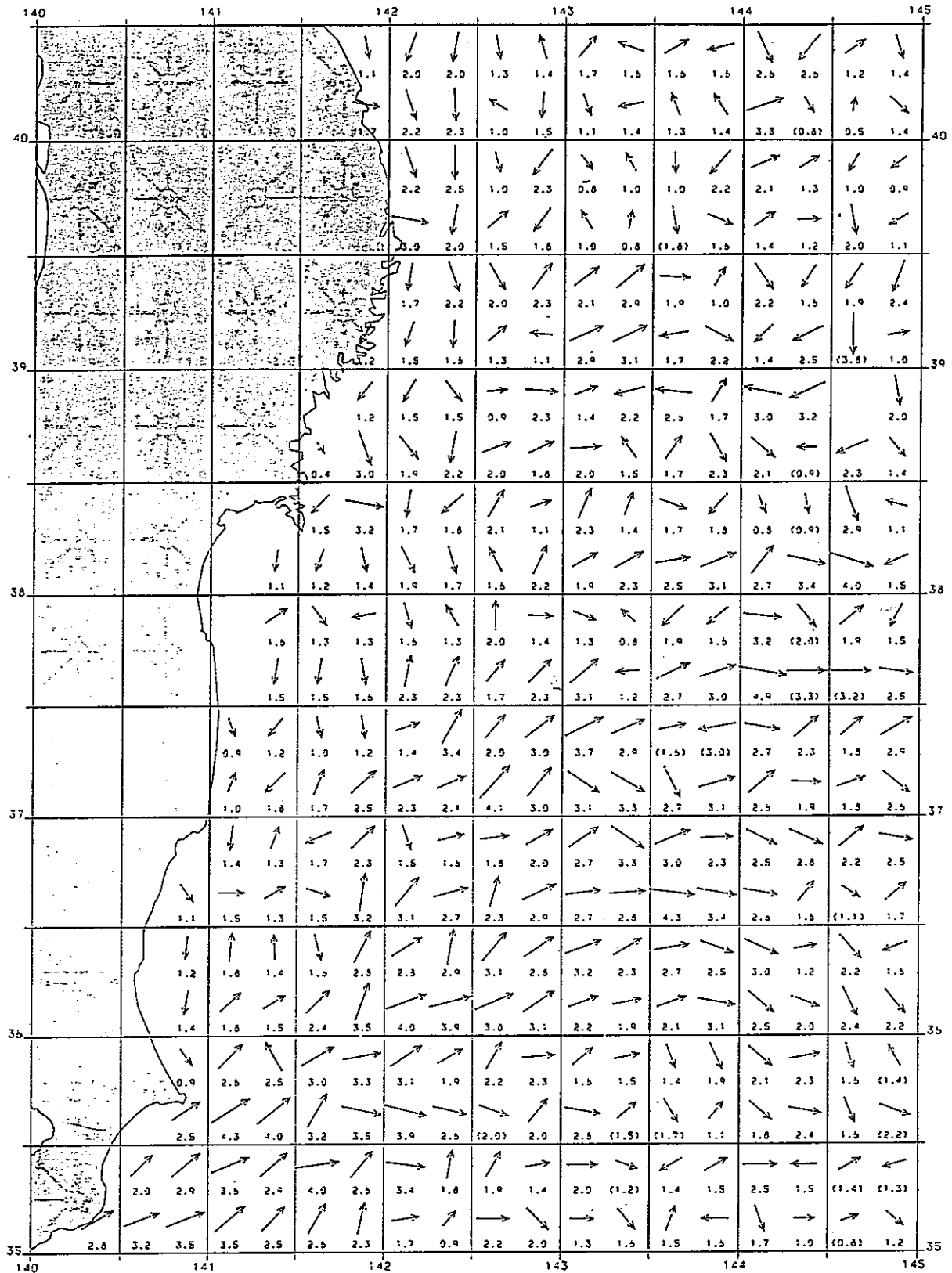


図-2.2.24

電磁海流計で測定された秋期の表層最大海流
(単位:ノット、1ノット=50cm/sec)

(日本海洋資料センター, 1983)

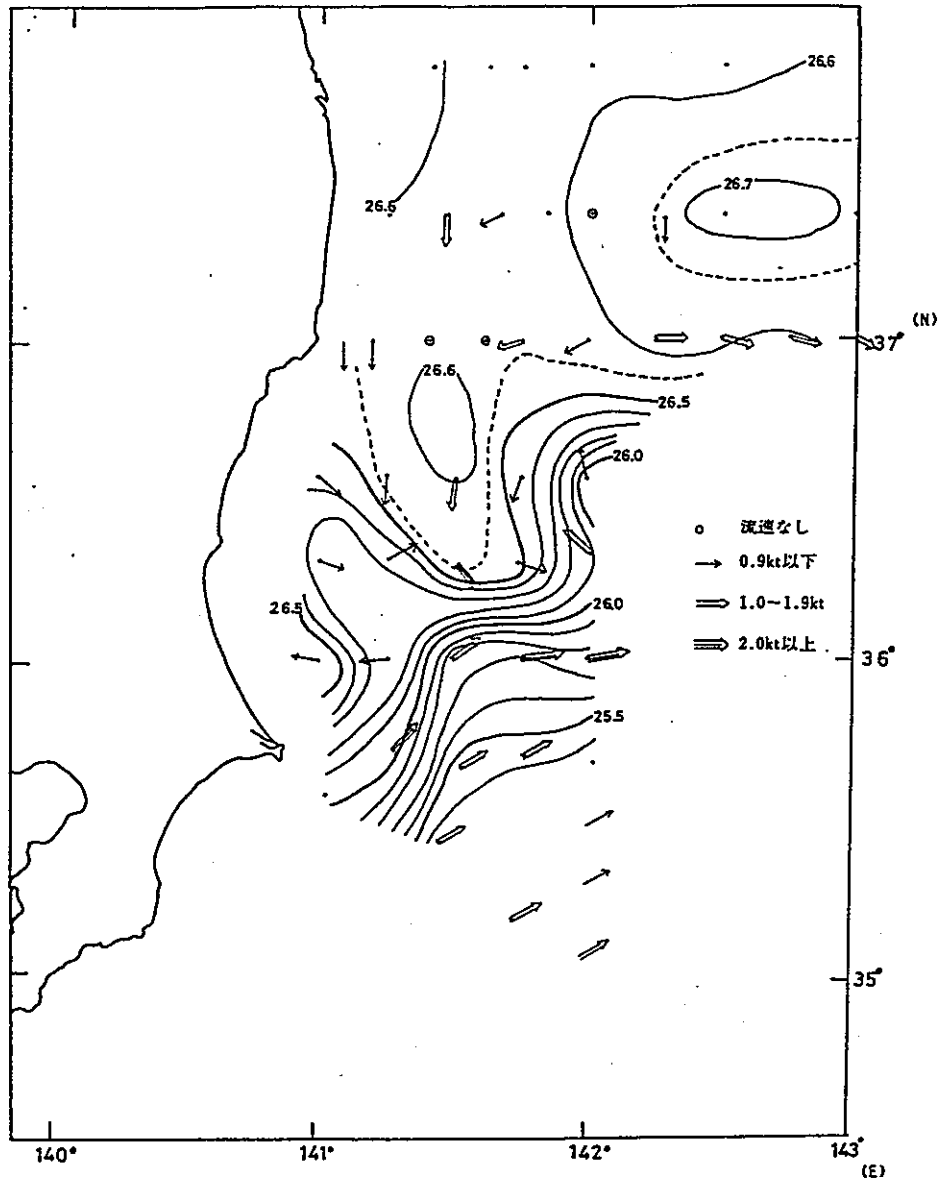


図-2.2.25 鹿島灘に暖水舌が発生した時の表層の流れ
 GEK観測による。等値線は100m深での密度分布を示し、
 流れがほぼ等密度線に沿っていることを示している。
 1978年3月6～8日観測

(久保・他, 1982)

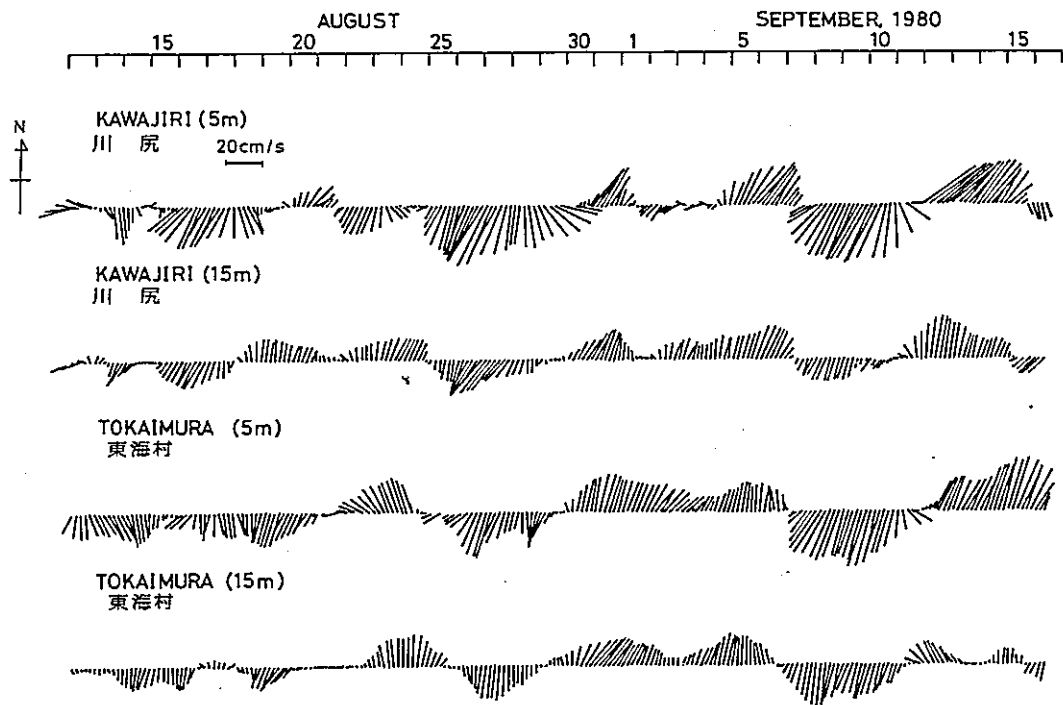


図-2.2.26 川尻沖と東海村沖(いずれも距岸5 km, 水深30m の地点)で観測された流れの長周期変動
 2地点間は沿岸方向に25km 離れている (25時間移動平均値を示す)

(茨城県水産試験場, 1982)

NAKAMINATO IBARAKI FROM 1965 TO 1981

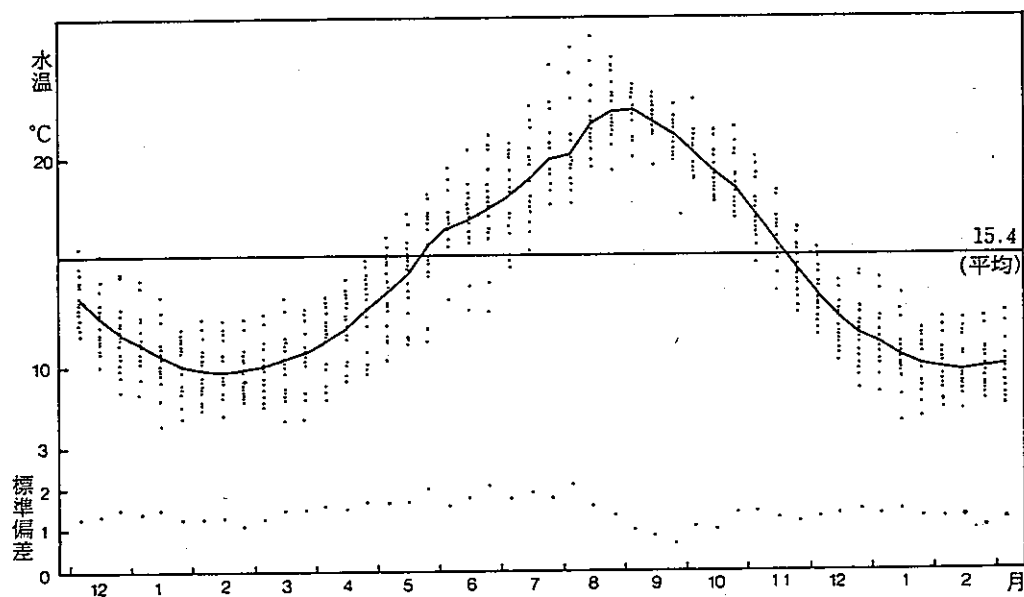
那珂湊

MEAN

	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE	JULY	AUG.	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.
FIRST	11.2	9.9	10.1	11.3	13.7	16.8	18.3	20.4	22.6	20.4	17.4	13.5
MIDDLE	10.6	9.8	10.4	11.9	14.6	17.1	19.2	22.0	22.0	19.5	16.1	12.4
LAST	10.1	9.9	10.8	12.9	15.9	17.8	20.2	22.5	21.4	18.7	14.8	11.6

STANDARD DEVIATION

	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE	JULY	AUG.	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.
FIRST	1.4	1.3	1.3	1.6	1.7	1.6	1.8	2.1	1.0	1.1	1.5	1.3
MIDDLE	1.5	1.3	1.5	1.5	1.7	1.8	1.9	1.6	0.9	1.0	1.3	1.4
LAST	1.3	1.1	1.5	1.7	2.0	2.1	1.8	1.4	0.7	1.4	1.2	1.5

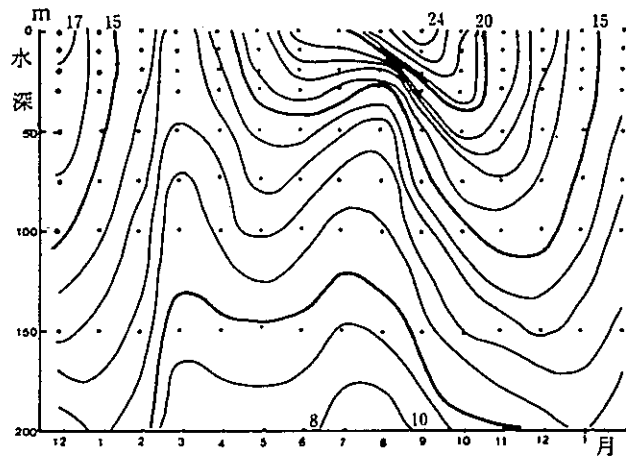


那珂湊の定置水温の旬別平均値(上)と標準偏差の季節変動(下) (1965年~1981年)

図-2.2.27

茨城県那珂湊港での月別、旬別、平均水温と各標準偏差 (1965-1981年)

(関東・東海ブロック水海連, 1983)



当海域代表定点 (36°19'N, 141°06'E) における平均水温 (°C) の鉛直的季節変化

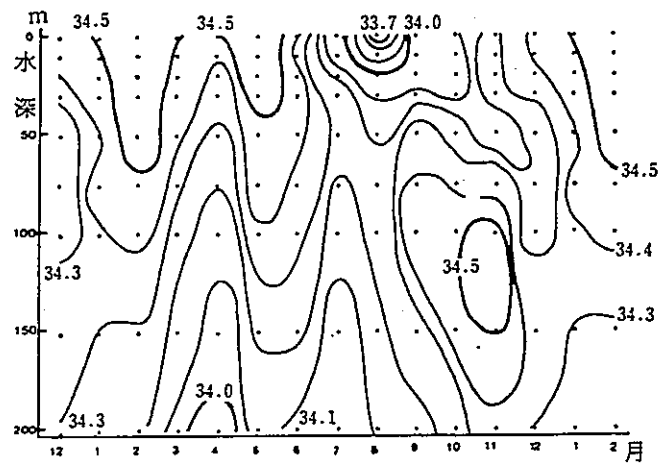


図-2.2.28 当海域代表定点 (36°19'N, 141°06'E) における平均塩分 (‰) の鉛直的季節変化

(日本海洋学会 (沿岸海洋研究部会), 1985)

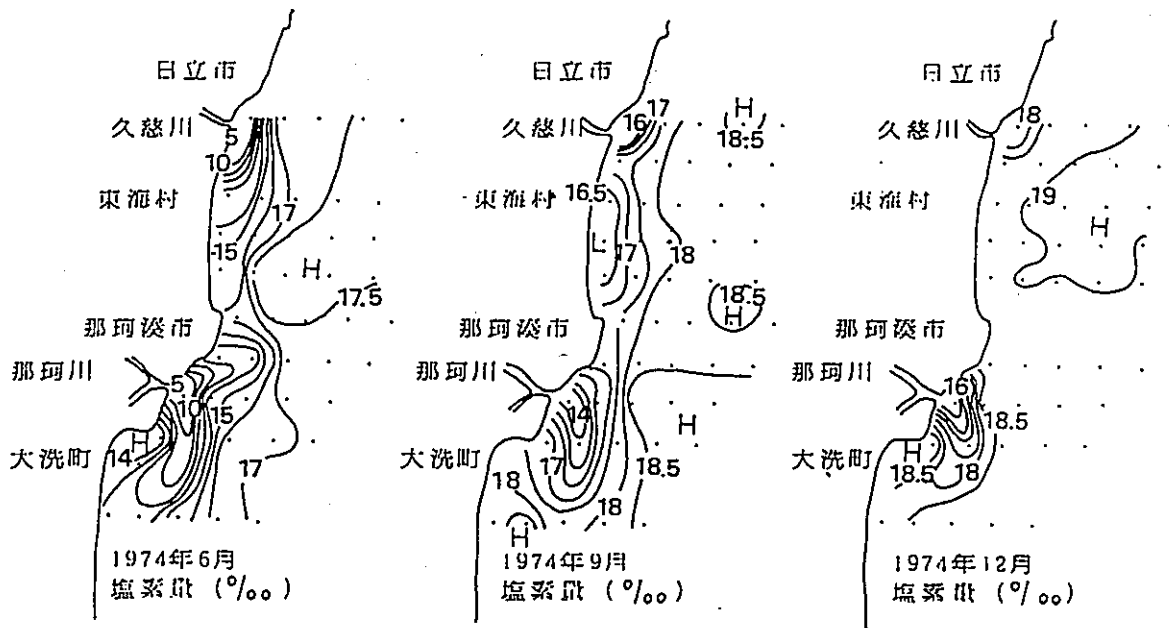


図-2.2.29 東海村沿岸海域における塩素量(表層)の水平分布

(日本海洋学会(沿岸海洋研究部会), 1985)

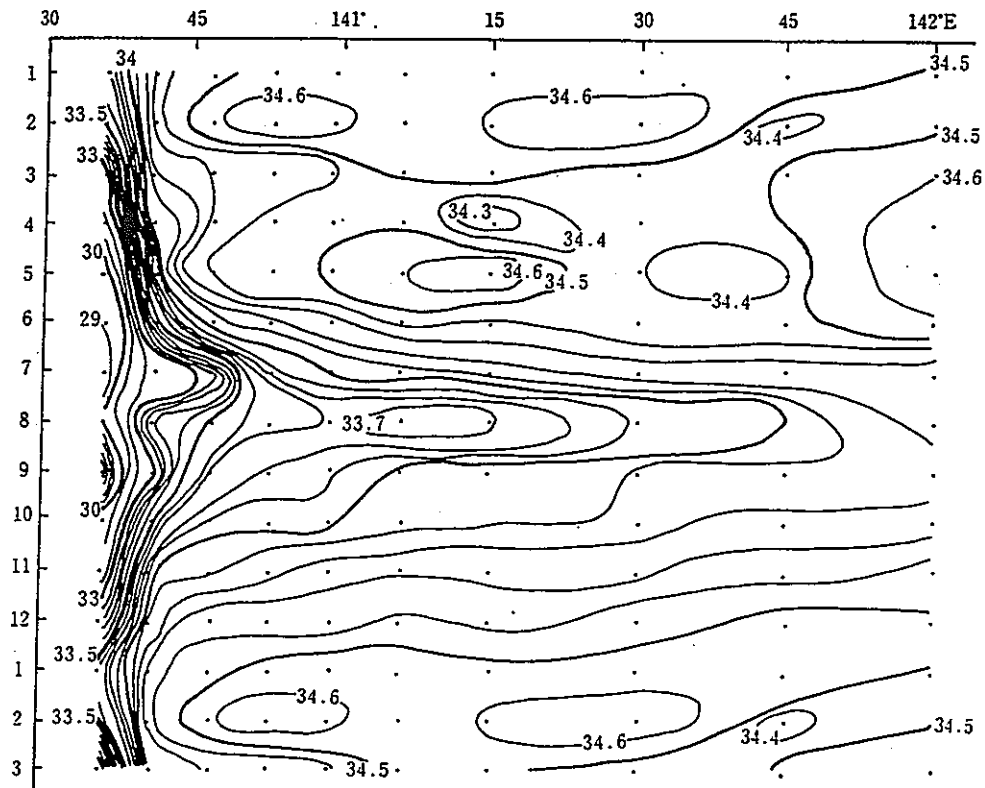


図-2.2.30 大洗正東の海面の平均塩分(1971~1976年)アイソプレス

(日本海洋学会(沿岸海洋研究部会), 1985)

2.3 沿岸海洋拡散に関する知見の調査およびその整理

外洋域と沿岸域とを比較した場合、密度成層、潮流、季節変化等の大きさに大きな相違点が認められる。沿岸部にみられるこれらの現象と物質の移流・拡散との関わりについて以下に記す。

2.3.1 密度成層とその強度の変化

沿岸海域の大きな特徴は季節に依って密度成層の強度が大きく変化することである。図-2.3.1には東京湾と伊勢湾の湾央線に沿っての冬季と夏季の水溫、塩素量（塩素量を1.80655倍すると塩分値が得られる）、密度の鉛直断面分布を示した（宇野木他：1977、宇野木他：1974）。

海水特性の鉛直分布に見られる冬と夏の相違点は東京湾も伊勢湾も同じ様なものである。冬の東京湾奥部では海面水溫は8℃以下に下がるが、深くなるに従って水溫が上昇する、いわゆる水溫逆転現象が見られる。時として4～5℃もの水溫逆転が観測されることもある。このような水溫逆転は水柱の安定度を壊す働きをするが、現実には水溫の高い部分は塩分が高くなっており、密度の逆転は生じていないことが断面図から明かである。湾の奥部に低温な河川系水が流入し表層を湾外に向かって流出して行く。これに対して外海側から湾奥に向かって底層に高温で高塩分の水がはいってくる。このように、密度分布の違いが圧力分布の違いを作り出し、その結果生じる鉛直循環はしばしば密度流と呼ばれる。

夏になると河川水は海水よりも高温となり、しかも塩分を含まないため、極めて軽い水となって表層を湾外に向かって流出する。夏季には極めて強い密度成層が形成され、鉛直方向の水溫、塩分、密度の変化は冬に比べ非常におおきくなる。この様な状態では鉛直混合は起こり難く、沿岸部の表層に負荷された物質は薄い層内を高濃度を保ったまま遠方まで運ばれるようになる。湾奥部と湾口部との密度分布の相違を駆動力とする密度流は冬季よりも盛んになる。

これまで述べてきたことは、東京湾や伊勢湾のように、相対的に幅の狭い所に淡水が加わった場合の話である。東海村周辺域のように直線的に海岸線が伸びた所に淡水の流入があった場合、淡水の振舞いがどのようなになるかを示したのが図-2.3.2である。これは地球自転の効果を取り入れた水理模型実験の結果である。

流入する軽水の量を一定にし、密度差を変化させた場合の軽水の前面の位置を一定時間毎に描いたものである。ここには示されていないが、回転の効果が入れていない場合には、軽水は流入点（横軸座標の00点）に対して対象な形で広がって行くが、回転の効果が入ると、軽水の広がり方は左右非対象となり、軽水は岸に沿って右側へと伸びて行く。密度差が小さい場合（最上図）には回転が無い場合と同じ様に左右がかなり対称となって軽水が広がって行く。これに対し、密度差が大きくなると（最下図）、軽水の広がり非対称性が明確となり、軽水は左側へは殆ど伸びず、岸に沿って右側に伸びて行く。この実験では北半球での木曾川或は淀川程度の規模をモデル化しているが、南半球の場合は軽水の伸びは岸に沿って左側となる。

図-2.3.2で示した軽水の沖合いへの広がりはある範囲までで、それ以上は沖合いに広がらなくなる。この最終的な幅 λ は次式で与えられることが知られている。

$$\lambda = (\Delta \rho / \rho \cdot g h)^{1/2} / f$$

ここで、 $\Delta \rho$ は密度差、 ρ は密度、 g は重力加速度、 h は水深、 f はコリオリのパラメータである。東海村周辺では λ の値は3~10kmの範囲に収まることが多い。図-2.2.29と図-2.2.30に示した河川水の広がりもこの範囲に入っている。沿岸域に流出した放射性物質の初期拡散過程を考える上でも、こうした物理過程を考慮する必要がある。

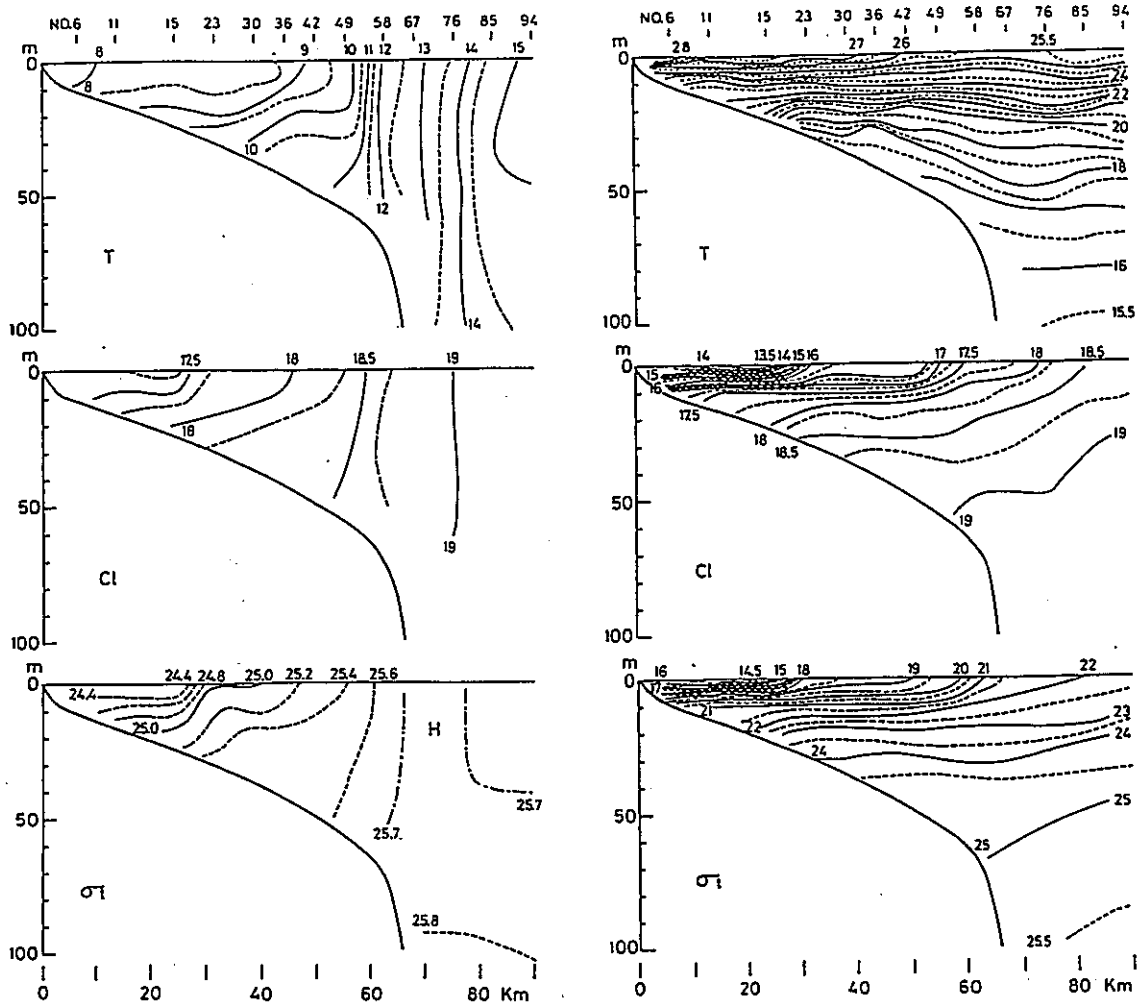


図 東京湾縦断面における2月(左)と8月(右)における水温(上, °C), 塩素量(中, ‰), 密度(下)の分布
(宇野木・他, 1977)

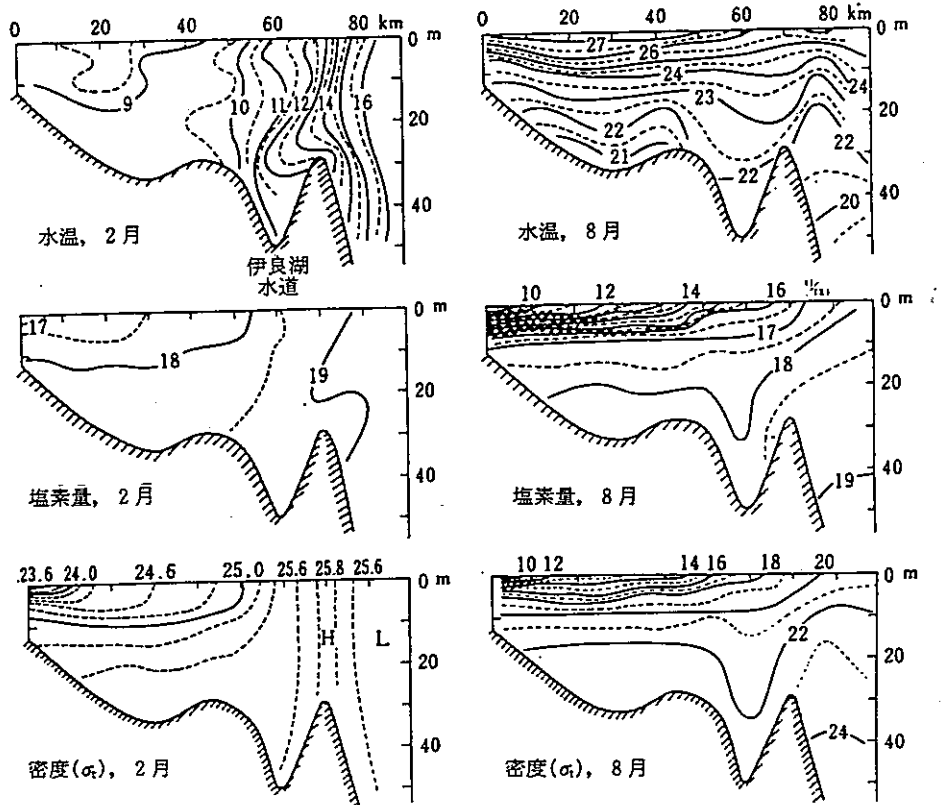


図-2.3.1 伊勢湾縦断面における2月と8月における水温, 塩素量, σ_t の分布
(宇野木・他, 1974)

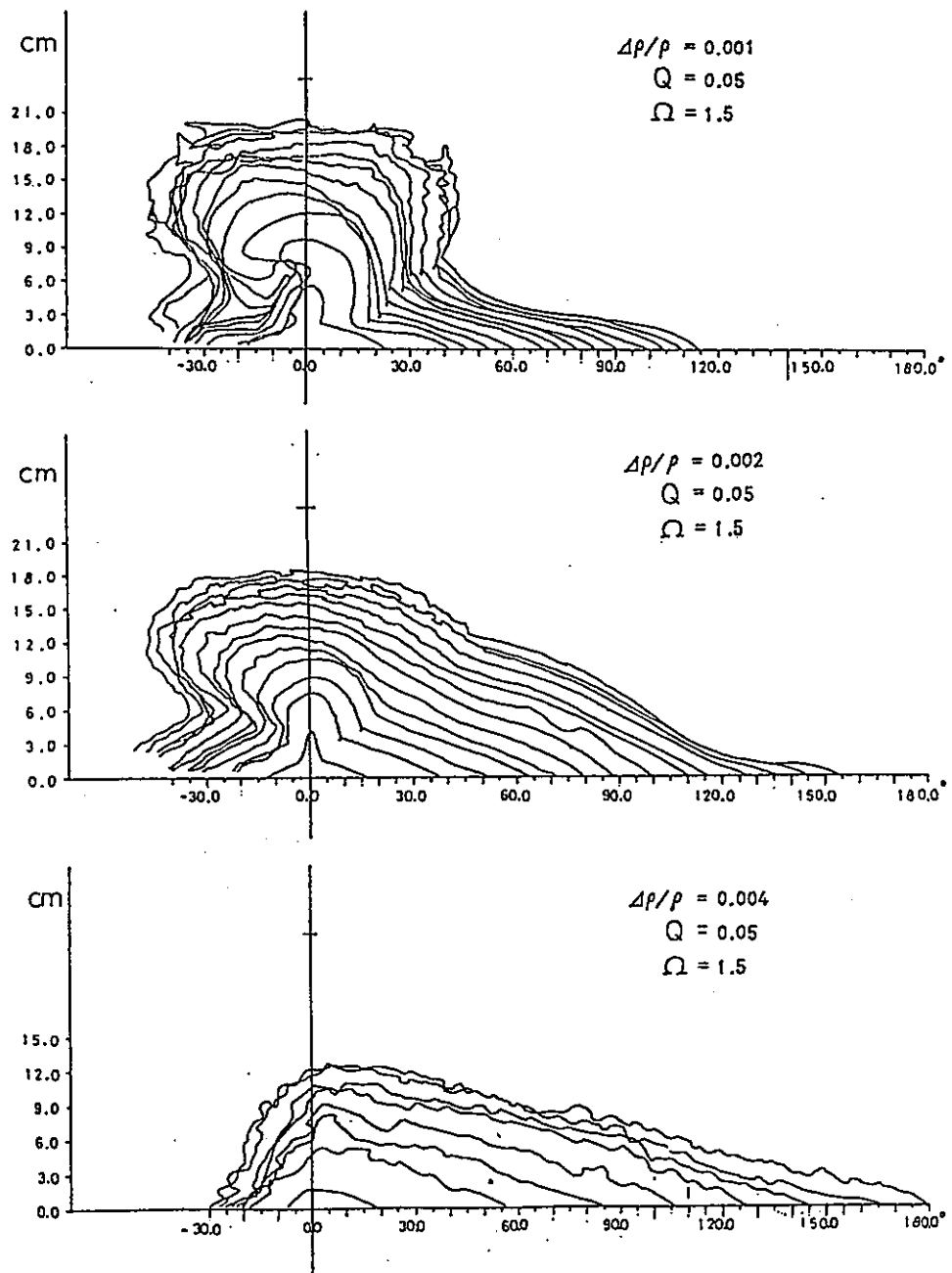


図-2.3.2 軽水の流入による回転系密度流。容器の回転速度 Ω と流入量 Q を固定し、密度差($\Delta\rho/\rho$)を3種類与え一定時間間隔をおいて、フロントを描いた。横軸(岸)の原点に流入させる。密度差が小さくなると前方に反時計回りの渦が見える。

(朝井・他, 1981)

2.3.2 潮流と潮汐混合

沿岸水域で海水混合に重要な働きをするものとして潮流があげられる。ここで潮流と呼んでいるところのものは、潮汐による海面の上下にともなう生ずる流れの事である。潮流を引き起こす原動力は月と太陽にあり、これらの天体の地球に対する相対的な運行状態に依って、ある特定地点の潮流が決って来る。天体の運動は基本的に周期性を持っているので、潮流も周期性を持った流れの集まりとなる。中でも約1日と約半日の周期を持った四つの分潮流（これを主要四分潮流と呼ぶ）が卓越する。ある地点で15日以上連続的な流れの観測値があると、10この分潮流が求められ、その地点での潮流の予報が可能となる。

内湾域では湾口部や狭い水道部で潮流は大きな流速を持つ。しかしながら、東海村周辺の沿岸部のように直線的な海岸線で外洋と接している所では一般に潮流は発達しない。

黒潮の影響を強く受ける房総以南の海域では半日周潮流が卓越しているが、房総以北になると潮流は一般に弱くなり、特に半日周潮流が小さくなる。北海道沿岸域などでは潮流が全体に弱くなり、半日周潮流よりも日周潮流の方が大きくなる。このような海域では潮流は物質の移動・拡散にあまり重要な役割をせず、海流あるいは恒流と呼ばれるところのものが相対的に重要となって来る。

潮流は周期的に流向と流速が変化する流れの集まりなので、この流れに乗った物質はある時間の後、ほぼもとの位置に戻ることになる（現実には恒流と呼ばれる一定流があるので、元の位置に戻ることはない）。こうした観点からすると、潮流は物質輸送に重要な働きをしていないことになる。しかしながら、潮流は場所に依ってかなり大きな流速に達するため鉛直混合が盛んと成る場所が生ずる。鉛直混合が盛んとなるかどうかは潮流の強さと密度成層の強さの相対的關係によって決って来る。密度成層が強く、潮流が弱いならば成層は維持され、反対に、潮流が十分に強いならば鉛直混合が盛んとなって、成層が壊される。海底摩擦による潮流の逸散エネルギーの全てが乱れのエネルギーに転化し、表層の軽水の厚みがそこでの水深（ H ）に比べて十分に薄いならば、 H/U^3 の大きさによって成層する場所と鉛直混合が進む場所とが決まることが明らかになっている。ここで U は潮流の最大流速を示す（Simpson et al.:1974, 柳:1990など）。図-2.3.3は瀬戸内海での H/U^3 の対数分布を示している（柳・岡田,1988）。各海峡部では潮

流が速いため、 $\log_{10}(H/U^3)$ の値が小さくなっていて、2.5より小さい部分にはハッチがつけられている。この部分は人工衛星写真(図-2.3.4)からも明らかのように、低温となっており、鉛直混合が進んでいることが分かる。

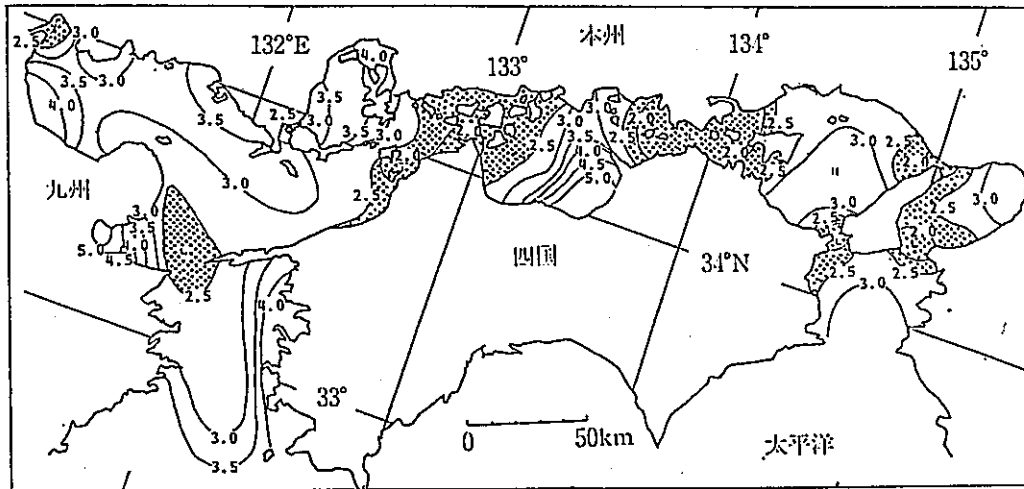


図-2.3.3 瀬戸内海の $\log_{10}(HIU^3)$ の分布. H は水深 (m), U は M_2 潮流振幅 ($m \text{ sec}^{-1}$)

(柳, 1989)

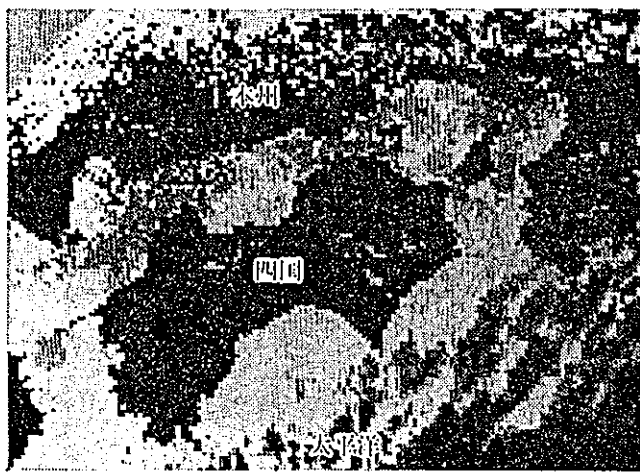


図-2.3.4

1986年6月9日5時36分の
NOAA9 の熱赤外画像
黒い部分が低温、白い部分
が高温を表す。

(柳, 1989)

2.3.3 吹送流と陸岸の効果

陸域から放出された放射性物質が、沿岸域で拡散する初期の過程を考える上で、風の状況をも考慮する必要がある。

海面上を吹く風の応力によって流れが生じる。この流れを吹送流と呼び、エクマン (Ekman:1905) によってその基本的な特性が理論的に研究された。無限に広く、かつ深い海で、極めて長時間にわたって風が吹き続けた場合に形成される吹送流の深さ方向の変化を示すと図-2.3.5の様になる。

この図で極めて特徴的なことは、風の向きと海面での吹送流の向きとが明らかにずれていることである。また、深さとともに流れの向きが変化してゆき、ある深さでは海面での流向とは反対向きに流れるようになる。このような流れの分布をエクマン螺旋と呼んでいる。鉛直渦動粘性係数が深さによって変化しないと仮定すると、海面での吹送流の向きは北半球では風の吹き去る向きに対して右45度にずれることが理論的に知られている。

海洋の表層部には顕著な密度躍層が形成されているので、表層部では混合が起こり難く、深くなるにしたがって混合が起こりやすくなると考えられる。マドゥセン (Madsen:1977) は鉛直渦動粘性係数が水深に比例して変化する場合の解を求めた。図-2.3.6は吹送流が発達しきった状態の流れの鉛直分布をエクマンの解とマドゥセンの解で比較したものである。マドゥセンの解によれば、海面での吹送流の向きは風下に向かって10度ほどずれるに過ぎず、海面付近では流速は大きいものの、海面下では急速に流速が小さくなる。現実の海での吹送流はマドゥセンの解に近いものと考えられる。

吹送流は水深と共に少しずつ流向が変化して行くので、ついには海面と反対の方向に流れる深さDのところが出て来る。この深さでは流速は海面の23分の1になっている。海面からこの深さDまでを吹送流の卓越する層として、エクマン層と呼ぶことがある。海面から深さDまでの流れを積分すると、次の関係が得られる。

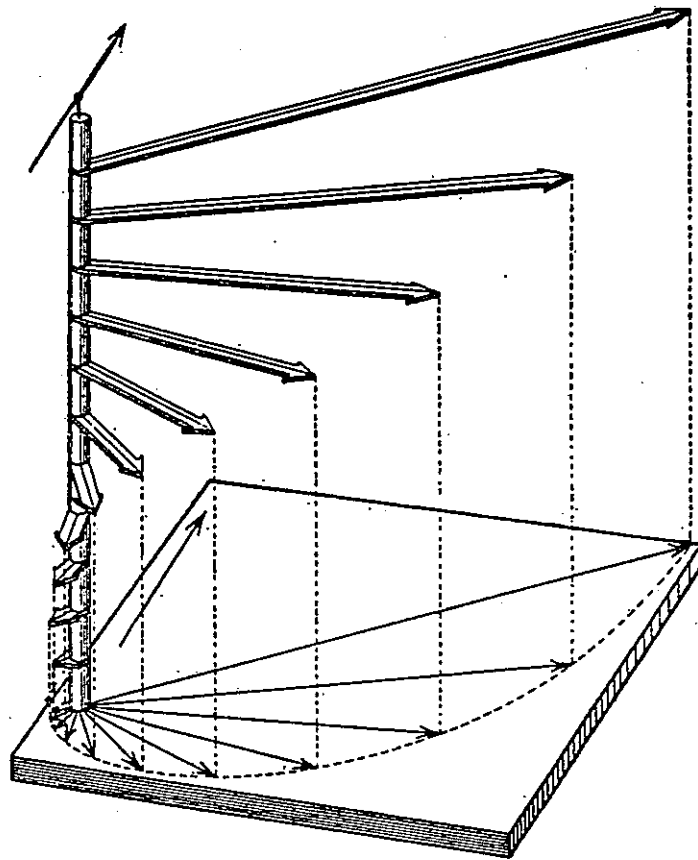
$$M_x = \tau / f \cdot \rho \qquad M_y = 0$$

一見風の吹くy方向には大量の海水輸送が起こるように思えるが、実際には表

層の薄い層内で風下に向かう輸送が生ずるものの、それ以深の厚い層内では風上に向かう弱い流れが生じているため鉛直方向に積分するとy方向には実質輸送は生じない。これに対して、エクマン螺旋の図からも明かな様に、風向とは直角のx方向に実質的輸送が生ずる（この輸送をエクマン輸送と呼ぶ）。北半球の場合、風下に向かって右直角に輸送が起こる。この現象は沿岸域の物質の輸送・拡散に大きな影響を及ぼす。

東海村沿岸のように海岸線が直線的な所では、岸に平行に風が吹いた場合に吹送流の効果が最もよく現れる。南北に伸びる海岸線を考えた場合、北風が吹くと右直角にエクマン輸送が生じるため、沖合いの表層水が沿岸部に堆積する状態が作り出される。これに対して、南風が吹いた場合にはエクマン輸送が岸から沖に向かって起こるため、岸周辺の表層水は沖合いへと吹き払われ、下層の水が湧き上がって来る（図-2.3.7参照）。この様にして湧き上がってきた水は多くの栄養塩類を含んでいるため生物活動を盛んにすることが知られている。また、風によって下層水が湧き上がって来る現象を沿岸湧昇流と呼んでいる。沿岸湧昇流の速度はたかだか 10^{-3} cm/sec程度のゆっくりとしたもので、水平流の10000分の1以下の流速でしかない。湧昇流の発達する幅は河川水の沖合いへの広がりと同様、3~10km程度である。

以上に見てきたように、沿岸域の海洋拡散に係わる要因は多くのものがあり、とりわけ、密度成層、潮流、風の流れに与える効果、が重要なものである。またこれら3つの要因間の相互作用、例えば密度成層と潮流の強さによる鉛直混合の進み具合など、も物質の拡散過程にとって重要な要因となる。従って、沿岸域での正確な物質拡散をモデル化しようとするならばこれらの要因を取り込んだモデルとしなければならない。



Vertical structure of a pure drift current (according to Ekman).

図-2.3.5 十分に発達した吹送流の深さによる流向・流速の変化

(Desant, 1962)

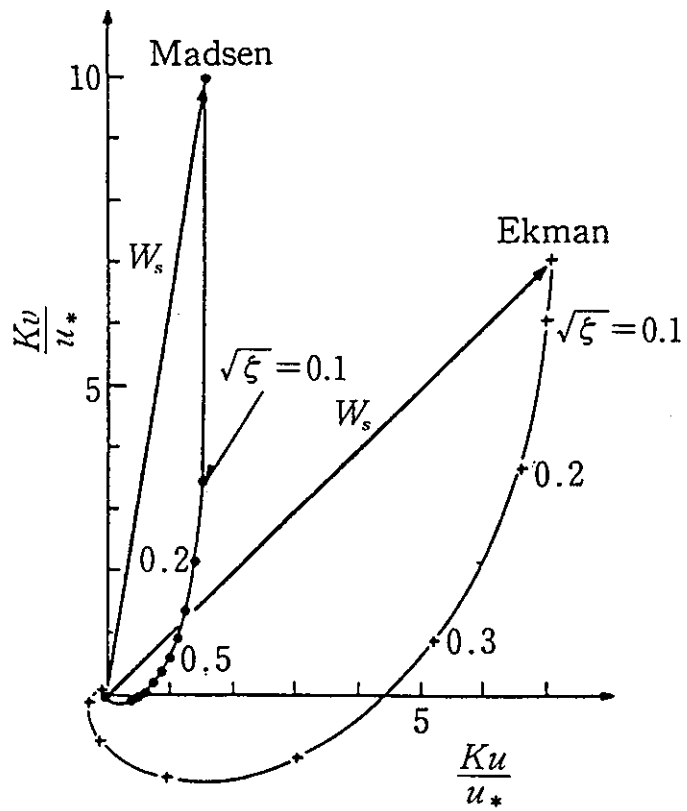


図-2.3.6 A_v が一定の場合のエクマン螺旋と A_v が水深に比例して大きくなる場合のエクマン螺旋 (Madsen, 1977)

(柳, 1989)

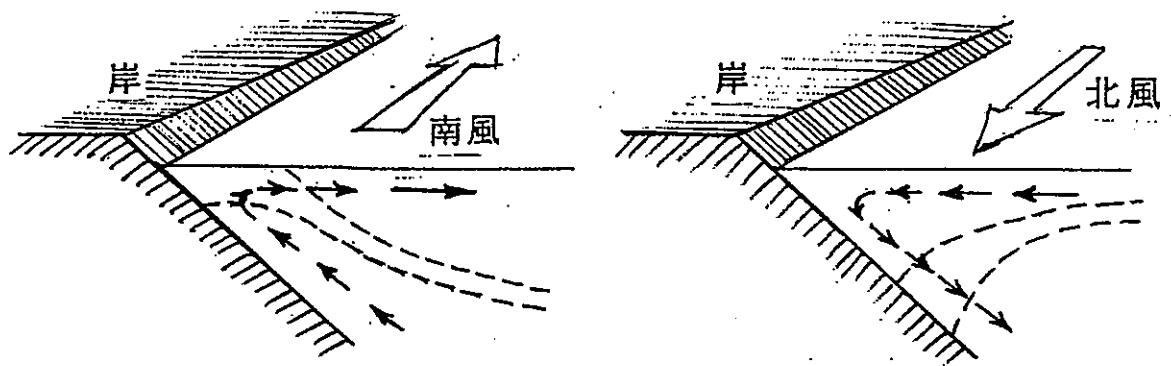


図-2.3.7 岸に平行に吹く風による鉛直循環と密度成層 (破線) の変化

2.4 海洋構造に関する海洋データ（水温、塩分、溶存酸素量、その他）の調査及びその整理

2.4.1 データの集積

海洋の観測は実に多くの困難が付きまとっている。海面付近の観測だけをするならばまだしも、数1000m以上の深海の観測をするとなると専用の海洋観測船が必要になる。深海の各深度から水を汲み上げて来るには1測点で5～6時間もの時間が掛かる。現在では各種の優れたセンサーが開発されてきているため、採水する事なく、ケーブルの先端に取り付けたセンサー群によって、深度、水温、塩分、溶存酸素量等の観測が電氣的に容易に測定できるようになった。それでもセンサーによっては利用出来る深度に限界があって、全深度の観測が出来るわけではない。また、この様な最先端の測器を備えた観測船もまだ数が限られている。これらの条件に加えて、季節によっては海が荒れたり、氷に閉ざされたりして長期に渡って観測が出来ない事もある。以下に Levitus(1982)の調査結果から海洋データの時間的、空間的分布状況を見る。

海洋のデータの中で最も測定が容易なのは海面水温の測定である。そのデータが世界中でどの位集められていて、時期によってどのように変化しているのかを見ることによって、その他の海洋データの集まり具合もおよその検討がつく。図-2.4.1に世界海洋データセンターに集められた海面水温のデータ数の経年変化を示した。第1次、第2次世界大戦の時期にデータ数が少なくなっている。1970年以降データが減ってきているように見えるのは、まだデータがデータ・センターに報告されていないことによる。全期間を通じて、顕著な1年周期のデータの増減が見られる。これは夏季にデータが多く、冬季に少なくなることを示している。冬季の海洋観測が如何に大変であるかを示した結果となっている。

図-2.4.2には北半球の冬と夏の水温観測点の分布状況を示した。南半球での観測が少ないことが目につく。北半球の冬に南半球では夏となるので、この時期に南半球の観測が増える。

図-2.4.3は、季節に関係なく、2000m深での塩分データの存在状況を示している。2000m深での塩分データの存在は、その地点で本格的な海洋観測が行われたことを示唆している。日本近海や北大西洋北部では多くの観測がなされているも

の、海面での水温のデータ数に比べると、2000mではデータ数が急激に減少してしまうことがよく示されている。南半球、特に南太平洋で本格的な観測が少ないことが目につく。

以上に見てきたように、水温や塩分と言った比較的測定の容易な観測項目でも、海洋観測のデータ数はごく限られたものとなっている。溶存酸素量や大量の採水が必要となる放射性物質の測定となると更にデータ数は著しく減少する。また、海洋の時間的变化を知ろうとした時、例えば季節変化を知ろうとした時、時期によっては全くデータの存在しないようなことが起こる。データの少なさに加えて、データの精度もまた問題となる。深海の海水特性を極めて精度よく測定できるようになった現在、海洋観測が始まった初期の深海のデータの中には平均値を計算するにも取り除いたほうが良いものもある。また、データによっては分析法の問題点などから、除去しないまでも、一定の補正を加えたほうが良いものもある。Levitus(1982)は当時利用できる全ての水温、塩分、酸素量のデータを取り込んで、これら種々のデータ処理を施した後、客観解析法によって緯度、経度1度毎の各特性の通年平均値及び季節別平均値を求めた。本調査ではLevitusによって作成されたデータ・セットが現状では最も信頼できる海洋データのセットであると考え、これを基に作成された緯度、経度5度毎の水温、塩分、酸素量、及びこれらのデータから計算された海水密度のデータをデータ・ベースとして用いることにした。

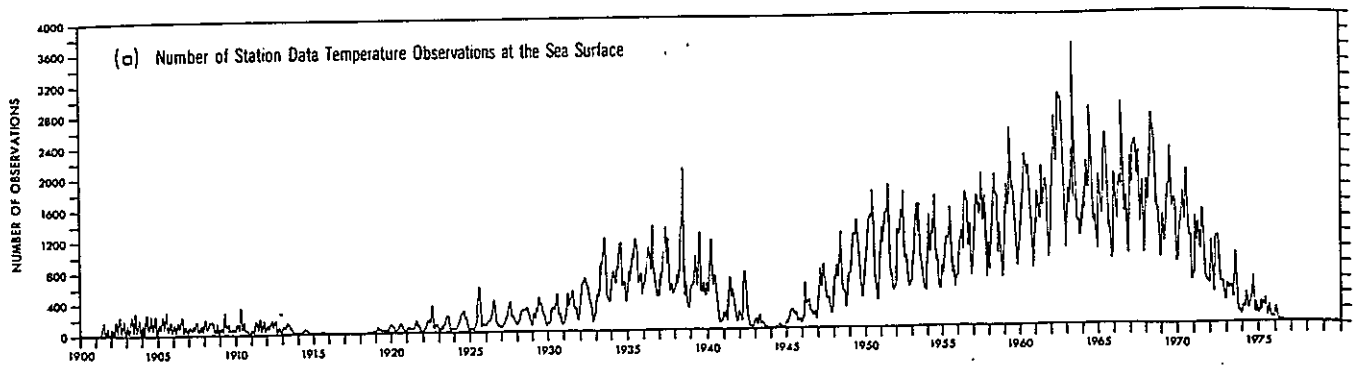
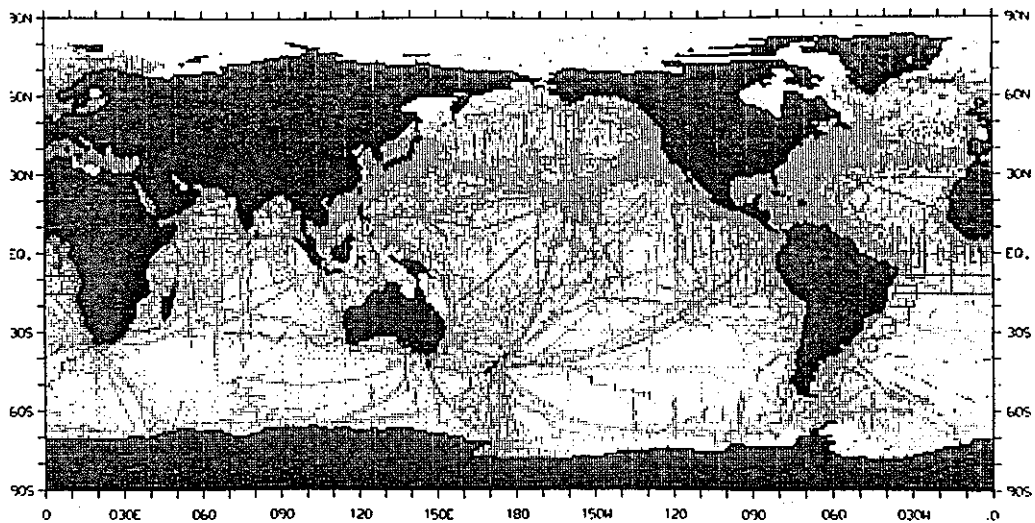


図-2.4.1 海洋観測点での海面水温観測数の時間的变化

(Levitus, 1982)



海面水温データの分布状況、北半球の冬、大きな点は1度マス目に5以上のデータがあることを示している

(Levitus, 1982)

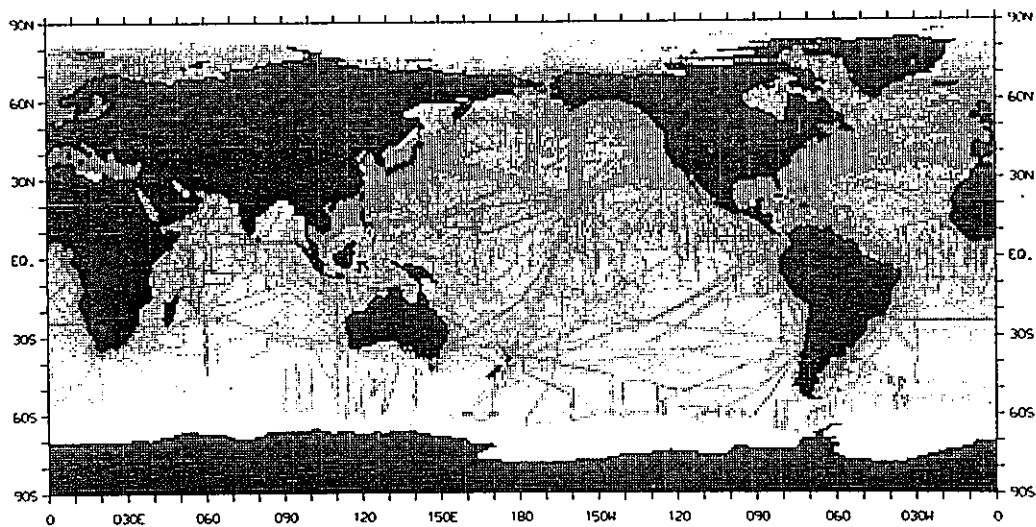


図-2.4.2

海面水温データの分布状況、北半球の夏、大きな点は1度マス目に5以上のデータがあることを示している

(Levitus, 1982)

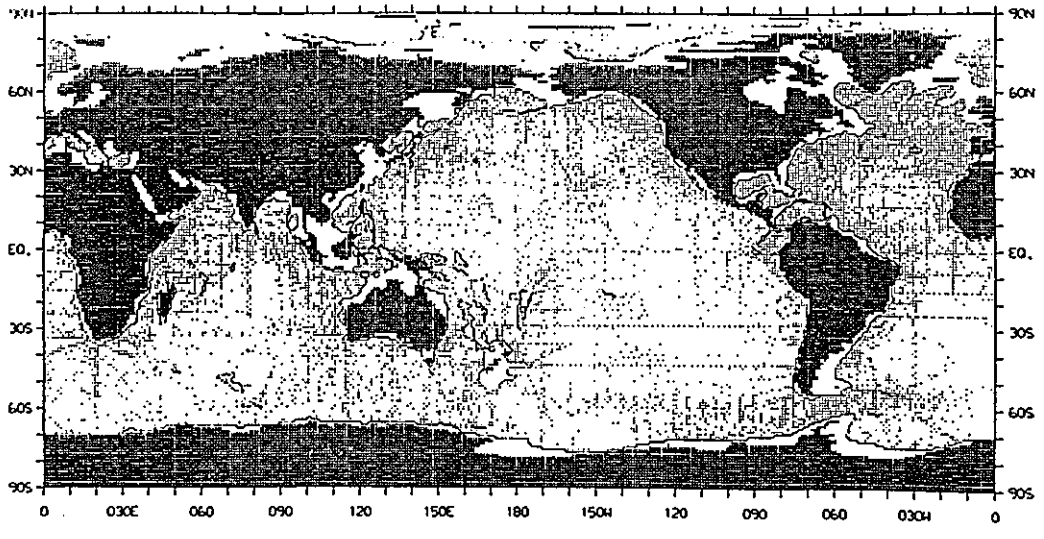


図-2.4.3
 2000 m 深での塩分データの分布状況、全年、大きな点は1度マス目に10こ以上のデータがあることを示している

(Levitus, 1982)

2.4.2 観測成果の取りまとめ資料

海洋観測資料は極めて貴重なものであるだけに、その観測結果は各国のデータ・センターに報告される。わが国の場合データ・センターは、日本海洋資料センターとして海上保安庁水路部に設けられている。国内の海洋観測を実施する各機関は、その観測成果を海洋資料センターに報告する。各国の海洋資料センター（NODC: National Oceanographic Data Center）は報告された資料を更に世界海洋データセンターへ報告する。世界海洋データセンターは米国のワシントンとソヴィエトのモスクワに置かれている。各国間のデータ交換機構を図-2.4.4に示す。世界各地の海洋データが必要な場合には自国のNODCを通じて資料を入手することができる。さきに述べたLevitusのデータも米国のNODCに集められた資料に基づいている。

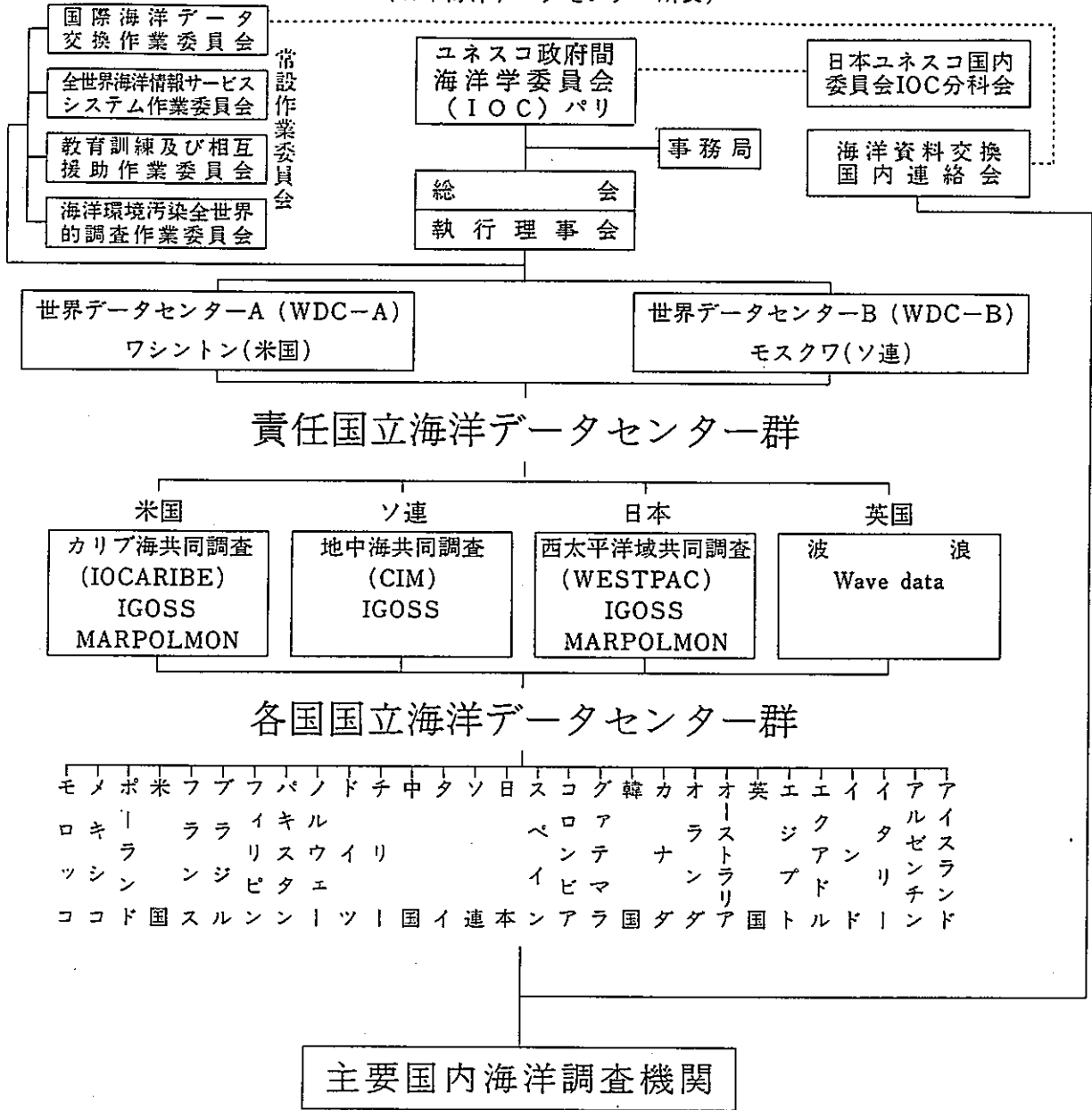
海洋調査の場合、一隻の観測船や一国だけで調査できる範囲は極めて限られたものになってしまうので、しばしば国際共同調査が組まれる。北太平洋共同調査(NORPAC)、国際インド洋共同調査(IIOP)、黒潮共同調査(CSK)、西部太平洋共同調査(WESTPAC)などはそうした国際共同調査の例である。これらの調査結果は多くの図集やデータ集となって出版されている。

日本国内で海洋観測に従事している機関は、海上保安庁、水産庁、気象庁、東京大学海洋研究所をはじめとする大学（多くの場合水産学部）、各県の水産試験場である。最近では海洋汚染をモニタリングするために環境庁が民間の海洋調査機関を使って日本近海の海洋調査を始めている。主要な海洋調査機関による定期的海洋観測の範囲を測線図で図-2.4.5に示す。またそれらの資料の大部分はある期間を置いて海洋資料センターに報告される。資料センターではデータが十分に集まった段階で各種の統計を計算し、図集などとして発行している。

海洋資料センターはおもにノンリアルタイム・データを取り扱っており、人工衛星による海洋データや、時々刻々打電されてくる海流データのリアルタイムでの利用は気象庁や海上保安庁で行われている。資料センター内に設けられた、海の相談室（電話：03-3541-3811）では海に関する相談に応じている。

国際海洋データ交換システム

国際海洋データ交換国内調整員
(日本海洋データセンター所長)



注)IGOSS：全世界海洋情報サービスシステム
MARPOLMON：海洋汚染モニタリング計画

図-2.4.4 国際的な海洋情報の交換組織
(海洋大事典, 1987)

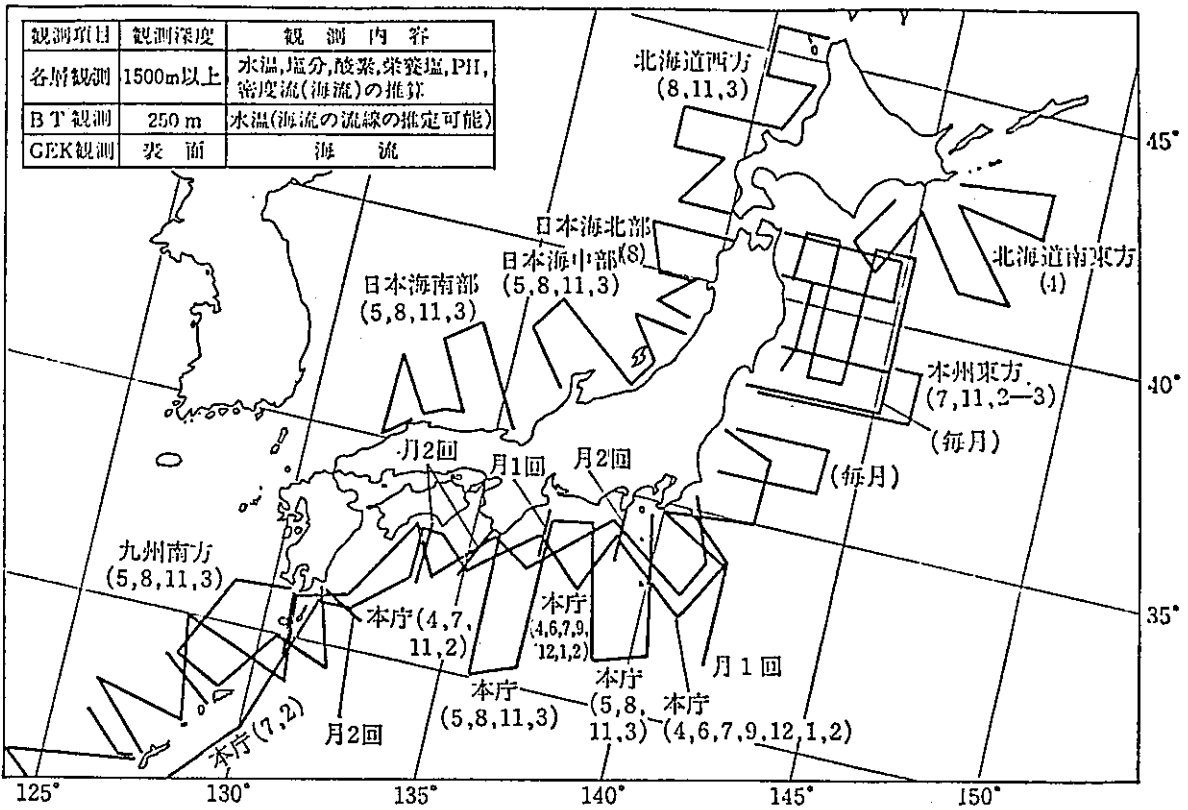


図-2.4.5(1) 海上保安庁の海洋観測定線概要図

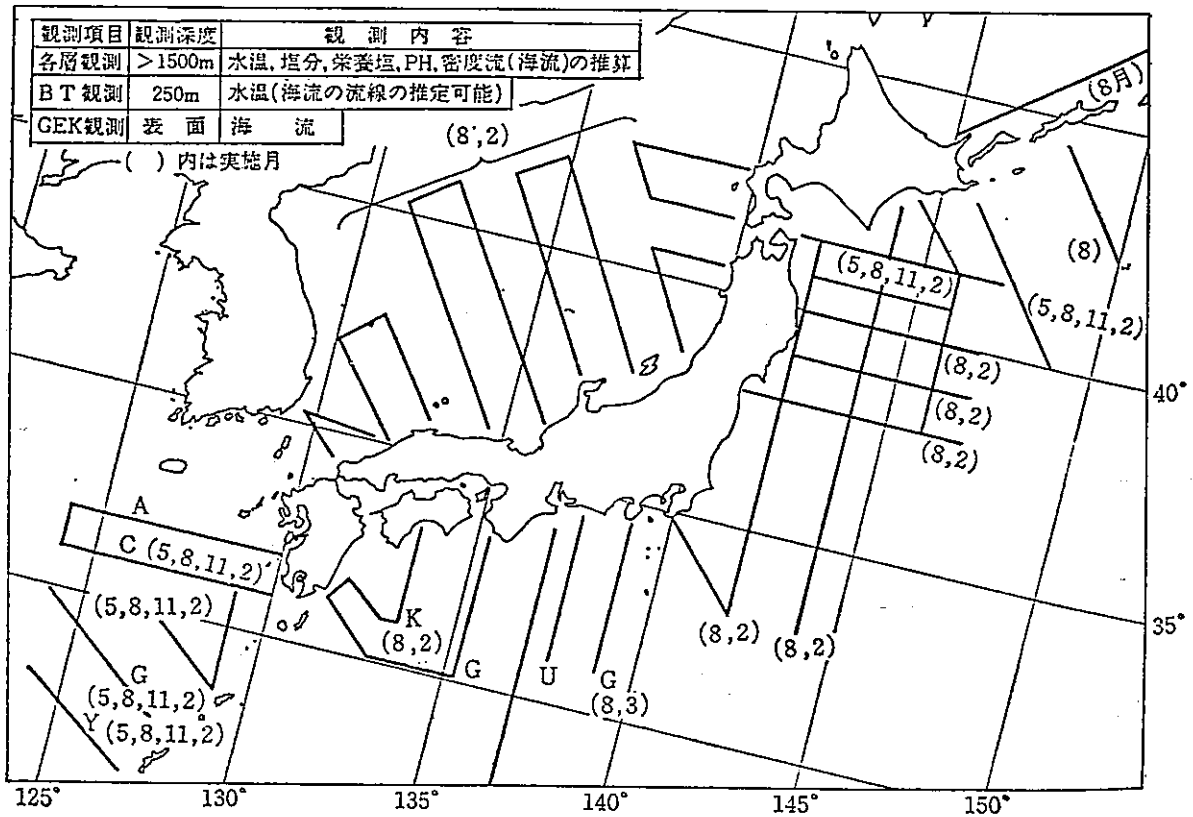


図-2.4.5(2) 気象庁の海洋観測定線概要図

(日本海洋学会, 1985)

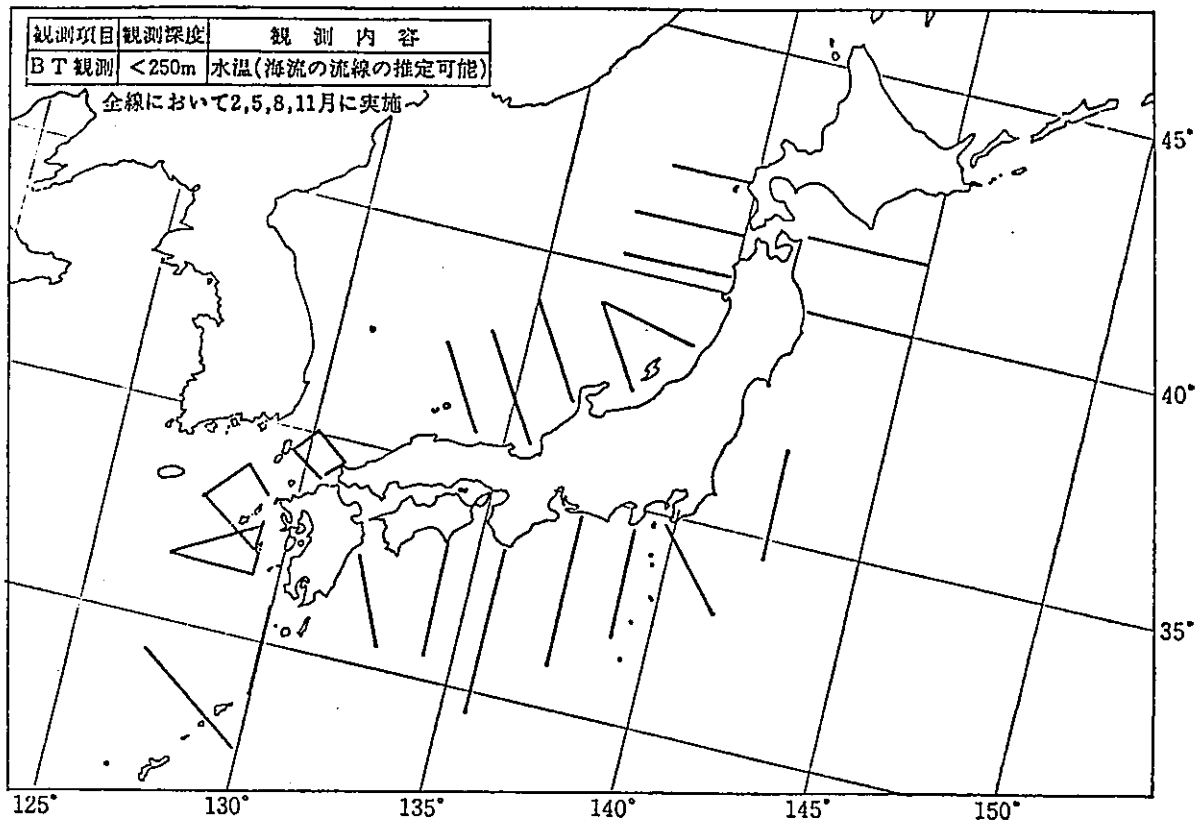


図-2.4.5(3) 防衛庁の海洋観測定線概要図
(日本海洋学会, 1985)

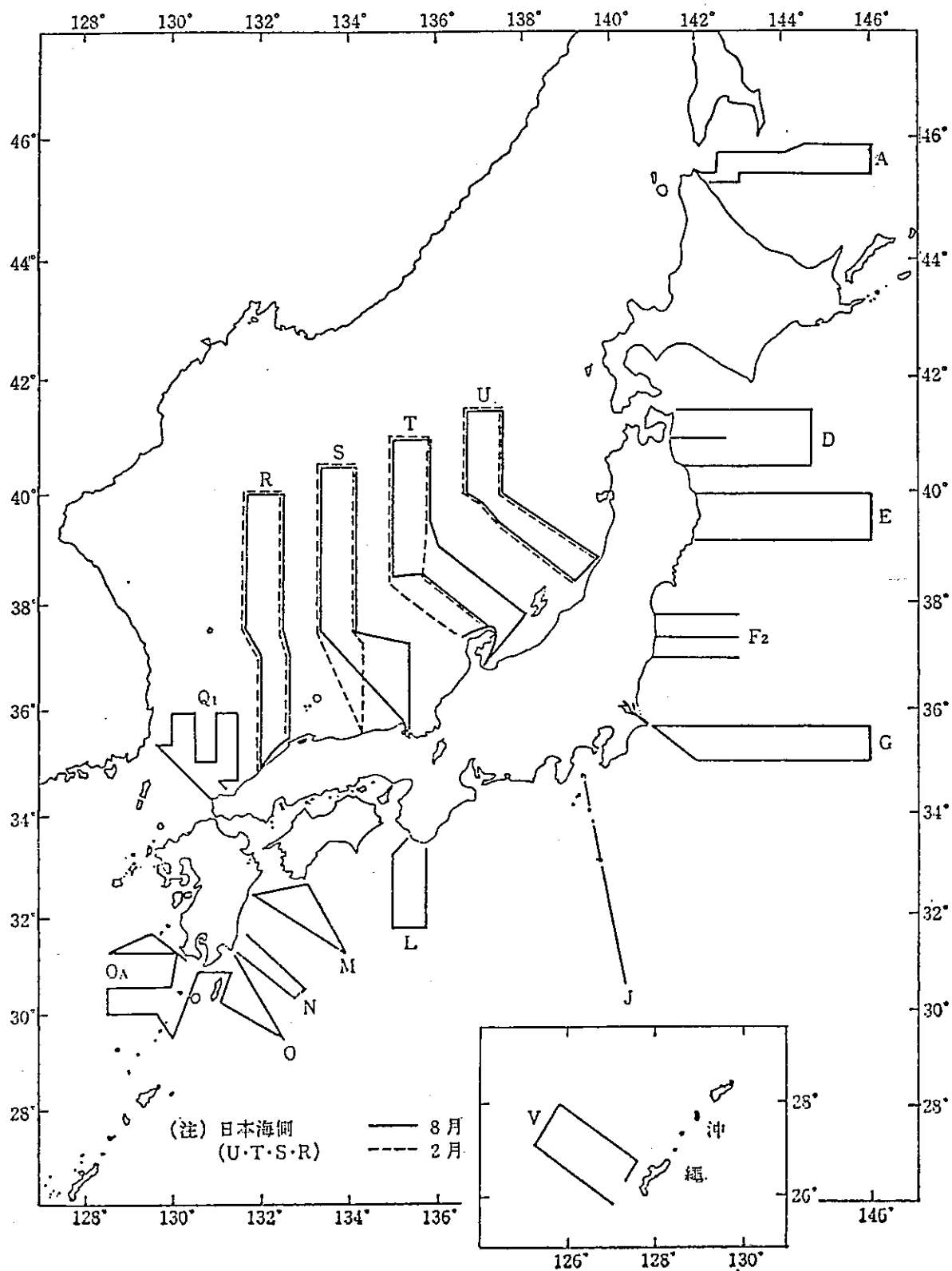


図-2.4.5(4) 都道府県水産試験場の沖合定線概要図
 (日本海洋学会, 1985)

参 考 文 献 (2.1~2.4をまとめて示す)

Apel, J. R. (1987): Principles of ocean physics. International Geophysics Series., 38, Academic Press, 634pp.

朝井富雄, 木村竜治, 遠藤昌広, 湊信也 (1981) :沿岸における密度流の力学の研究, 沿岸海域の利用, 保全のためのモデリングに関する研究, 東京大学海洋研究所, 55-67.

Carmack, E. C. (1973): Silicate and potential temperature in the deep and bottom water of the western Weddell Sea. Deep-Sea Res., 20, 927-932.

Cooper, L. H. N., (1955): Deep water movements in the North Atlantic as a link between climatic changes around Iceland and biological productivity of the English Channel and Celtic Sea. J. Marine Res., 14, 347-362.

Defant, A. (1961): Physical Oceanography, 1. Pergamon Press, New York, 729 pp.

Dodimead, A. J., F. Favorite, and T. Hirano (1963): Salmon of the North Pacific Ocean—Part II. Review of oceanography of the Subarctic Pacific Region. Int. N. Pac. Fish. Comm. Bull., 13, 195pp.

Fiadeiro, M. E. (1975): Numerical modeling of tracer distributions in the deep Pacific Ocean. Ph.D. Dissertation, University of California at San Diego.

Fujio and Imasato (1991) :Diagnostic Calculation for Circulation and Water Mass Movement in the Deep Pacific, J. Geophys. Res., 96, 759-774.

茨城県水産試験場 (1982) :温排水影響調査結果報告書 (昭和50~55年度) .

石井春雄, 道田豊(1985): 漂流ブイによる調査(4). 黒潮の開発利用の調査研究研究成果報告書(科学技術庁研究調査局), 8, 130-141.

Kroopnick, P. (1974): The dissolved O_2 - CO_2 - ^{13}C system in the eastern equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, 21, 211-227.

Kroopnick, P. (1980): The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 469-484.

久保治良, 友定彰, 西畑巧夫, 宮沢公雄(1982): 鹿島灘の海況 - III, 常盤~房総海域の水塊特性. 東海区水流研究所研究報告, 108, 59-133.

Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. NOAA Professional Paper. 13, 173pp.

McNally, G. J., and W. C. Patzert (1983): The near-surface circulation of the North Pacific using satellite tracked Drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, 88, 7507-7518.

Nitani, H., S. Yoshida, J. Okumoto and H. Nakanura (1979): Statistics on the currents in the seas adjacent to Japan. *Rep. Hydrogr. Res., J. H. O.*, 14, 57-91.

日本海洋学会編(1979): 海洋環境調査(改訂版) 恒星社厚生閣, 東京, 610-632.

日本海洋資料センター(1978): 海洋環境図, 外洋編 - 北西太平洋 II (季節別, 月別), 157pp.

日本海洋資料センター(1983): 日本近海海流統計図 - 季節別 -, 165pp.

Pickard, G. L., W. J. Emery (1982): *Descriptive Physical Oceanography*. Pergamon

Press, New York, 214pp.

Reid, J. L. (1965): Intermediate waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Oceanographic Studies, 2, 85 pp.

Reid, J. L. (1981): On the mid-depth circulation of the world ocean. Evolution of Physical Oceanography, Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel, B. A. Warren and C. Wunsch, editors, MIT Press, 70-111.

Richardson, P. L. (1980): Gulf Stream ring trajectories. J. Phys. Oceanogr., 10, 90-104.

Stommel, H. (1958): The abyssal circulation. Deep-Sea Res., 5, 80-82.

Stommel, H. and A. B. Arons, (1960a): On the abyssal circulation of the world ocean—I. Stationary Planetary flow patterns on a sphere. Deep-Sea Res., 6, 140-154.

Stommel, H. and A. B. Arons, (1960b): On the abyssal circulation of the world ocean—II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. Deep-Sea Res., 6, 217-233.

杉ノ原伸夫(1988): 熱塩循環について. 文部省化学研究費補助金重点領域研究, 深層海水循環過程の解明ニュースレター, 5, 3-7.

平啓介, 市川洋, 大規茂雄, 蜂屋弘之, (1990): 深層循環の層重特性. 文部省科学研究費重点領域研究(1), 深層水循環過程の解明成果報告書, 98-108.

角皆静男(1981): 太平洋および大西洋深層水年令決定法とその応用. 地球化学, 15, 70-76.

角皆静男, 乗木新一郎(1983): 海洋科学, 西村雅吉編, 産業図書, 286pp.

宇田道隆(1935): 昭和8年盛夏に於ける北太平洋の海況. 中央水試報, 6, 1-130.

宇野木早苗, 岸野元彰, 岡見登(1974): 伊勢湾の平均的海況と交流要因. 伊勢湾における汚濁物質の循環機構に関する調査報告書, 産業公害防止協会, 31-160.

宇野木早苗, 岸野元彰(1977): 東京湾の平均的海況と海水交流. Tech. Rept., No. 1, 理化学研究所海洋物理研究室, 89pp.

Whitworth III, T., W. D. Nowlin, Jr., and S. J. Worley(1982): The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. J. Phys. Oceanogr., 12, 960-771.

Worthington, L. V., (1969): An attempt to measure the volume transport of Norwegian Sea overflow water through the Denmark Strait. Frederick C. Fuglister Sixtieth Anniversaru Volume, Deep-sea Res., 16(Supplement), 421-432.

Worthington, L. V., (1970): The Norwegian Sea as a mediterranean basin. Deep-Sea Res., 17, 77-84.

Worthington, L. V., (1981): The water masses of the world ocean: Some results of a fine-scale census. Evolution of Physical Oceanography, Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel, B. A. Warren and C. Wunsch, editors, MIT Press, 42-69.

和達清夫監修(1987): 海洋大辞典, 東京堂出版, 東京, 589pp.

柳哲夫(1990): 沿岸海洋学, 恒星社厚生閣, 東京, 146pp.

2.5 調査対象海域における漁獲対象海産物の生息及び

漁獲の知見の調査及びその整理

本項では、海洋における被爆線量策定の基礎資料として、統計資料に基づき世界海洋の海域別魚種別の漁業生産量を求める。

漁業生産量は年変化が大きく、特にイワシ類をはじめ、浮魚類では資源量の変動が世界的な規模で生じていることが知られているため、本調査では基本的には1976～1988年の13年間を対象とし、その最大、最小、及び平均漁業生産量を求めることとした。

2.5.1 調査の概要

1) 用いた資料

統計資料は、「YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS」(FAO)、(以下FAO資料と略記する)を用い、最近13年間のデータを用いた。

2) 海域区分

世界の海域区分はFAO資料における区分を用いた(図-2.5.1)

3) 魚種区分

魚種区分は最新のFAO資料における区分に従った(表-2.5.1)

4) 手順

世界の海域別魚種別生産量の算定は、FAO資料の海域別魚種別生産量を用いて最近13年間の統計を集計した。

図中の数字は水域区分番号である。

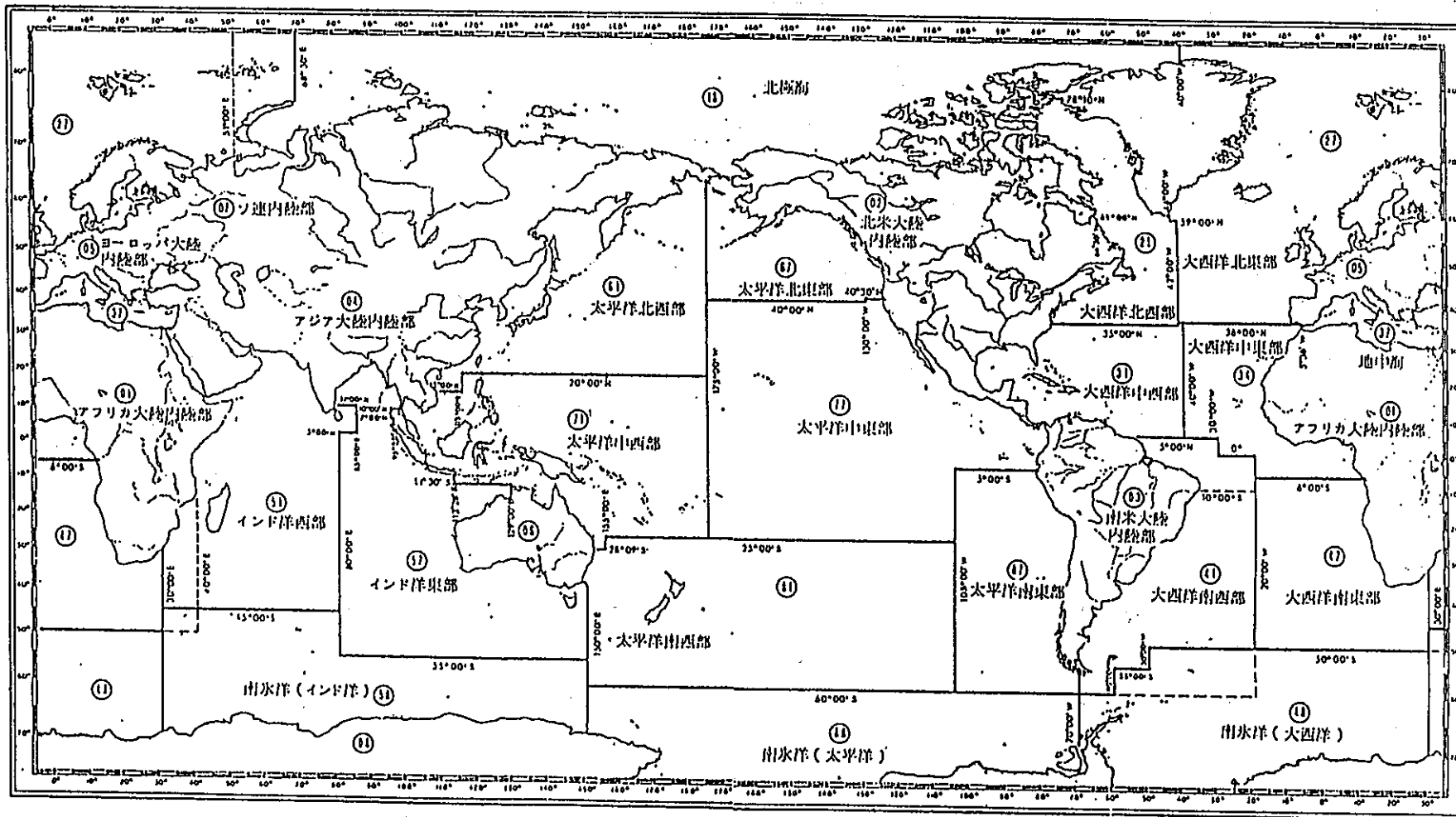


図-2.5.1 YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS (F A O) における海域区分

表-2.5.1 YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS (F A O) における魚種コード

コ-FNo.	魚種区分	コ-FNo.	魚種区分
11	コイ類	41	淡水性甲殻類
12	ティラピア類	42	カニ類
13	その他の淡水魚	43	イセエビ・ザリガニ類
21	チョウザメ類	44	squat-lobsters
22	ウナギ	45	小エビ・テナガエビ・車エビ
23	サケ・マス類	46	オキアミ類
24	ニシンの一種	47	その他の甲殻類
25	その他の遡河・降海型魚類	51	淡水産貝類
31	ヒラメ・カレイ類	52	アサギ・巻き貝・タキ貝
32	タラ類	53	カキ
33	メバル類・バス・アナゴ	54	イガイ
34	アジ類・ボラ類・サンマ類	55	ホタテガイ・イタヤガイ
35	ニシ類・イシ類・カクチイシ類	56	サザガイ・トリガイ・フメガイ
36	マグロ類・カツオ類	57	イカ類・タコ
37	サバ類・カマス類・ササギ類	58	その他の海産軟体動物
38	サメ・エイ・ギンザメ	71	カエル
39	その他の海産性魚類	72	カメ類
		73	被のう動物 (ホヤ類)
		74	カブトガニ
		75	ウニ
		76	その他の無脊椎動物

5)調査の結果

前述の手順に従って得た世界の各海域の漁業生産量を求め（3.3.2漁業データ・ベース参照）、その概要を表-2.5.2及び図-2.5.2に示した。

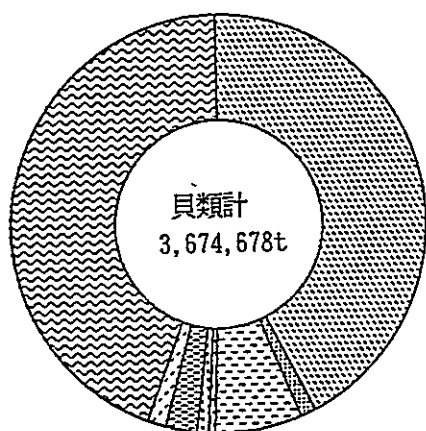
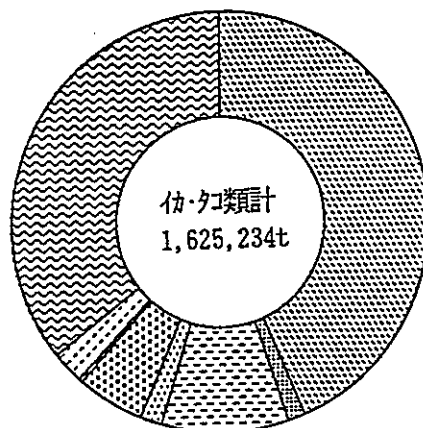
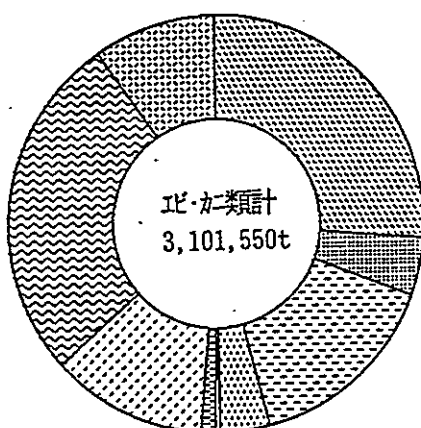
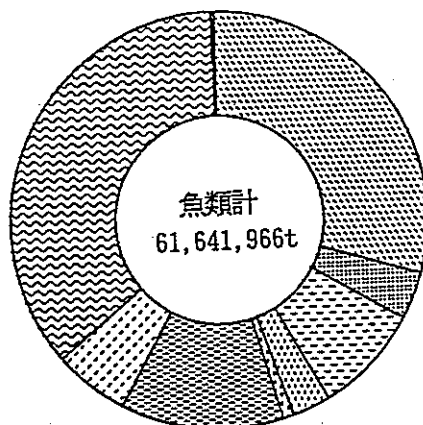
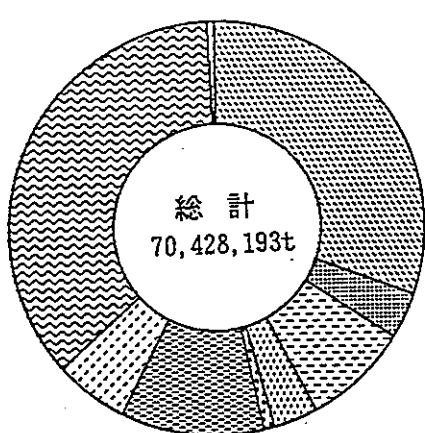
最近13年間の漁業生産量の平均値をみると、約7,000万トンで、このうち約6,160万トン、88%が魚類である。貝類は約370万トン、エビ・カニ類は約310万トン、イカ・タコ類約160万トンである。

太平洋における漁業生産量は、全世界の漁業生産量の中でも大きな位置を占めており、総計で約4,100万トン（58%）に達する。その中でも日本周辺海域、即ち太平洋北西部はきわめて重要な漁場となっており、全世界の漁業生産量に対し、総計では31%、魚類では30%、エビ・カニ類では26%、イカ・タコ類では44%、貝類では43%ときわめて高い値を占めている。

表-2.5.2 世界の海域別生産量の概要（1976年～1988年の平均値）

(単位:トン)

区分 海域	総計	魚類計	エビ類計 カニ類	イカ類計 タコ類	貝類計
全海洋	70428193 (100%)	61641966 (100%)	3101550 (100%)	1625234 (100%)	3674678 (100%)
太平洋	40637701 (58%)	35740185 (58%)	1594368 (51%)	1006183 (62%)	2005712 (55%)
北西太平洋	21532710 (31%)	18267713 (30%)	816561 (26%)	707786 (44%)	1575131 (43%)
北東太平洋	2499224 (4%)	2292035 (4%)	138789 (4%)	24004 (1%)	41593 (1%)
中西太平洋	5988873 (9%)	5043445 (8%)	475151 (15%)	157016 (10%)	236101 (6%)
中東太平洋	2179563 (3%)	1991427 (3%)	120503 (4%)	29542 (2%)	21511 (1%)
南西太平洋	575042 (1%)	450461 (1%)	7516 (0%)	84146 (5%)	30185 (1%)
南東太平洋	7862289 (11%)	7695104 (12%)	35848 (1%)	3689 (0%)	101191 (3%)
インド洋	4139085 (6%)	3638776 (6%)	374670 (12%)	39513 (2%)	48817 (1%)
大西洋	25223351 (36%)	22130529 (36%)	836932 (27%)	579538 (36%)	1620149 (44%)
南氷洋	428056 (1%)	132476 (0%)	295580 (10%)	0 (0%)	0 (0%)



- 太平洋北西部
- 太平洋北東部
- 太平洋中西部
- 太平洋中東部
- 太平洋南西部
- 太平洋南東部
- インド洋
- 大西洋
- 南水洋

図-2.5.2 世界の海域別生産量 (1976年～1988年の平均値)

2.5.2 長期的にみた漁業生産量の動向

FAO資料により、1955年以来の世界の漁獲量の経年変化をみると、1970年までの急激な増加はもはやみられないが、まだ若干の増加傾向を示しているとみることができる(図-2.5.3)。漁業生産量の動向は、必ずしも資源量の変化をそのまま表わすものではなく、過去の急激な増加には、漁労機械や道具の改良や漁船の隻数など漁獲努力量の増加が大きく貢献したとみられる。一方、近年の漸増現象は新漁場の開発等による漁獲量の増加を反映しているものと考えられる。エルニーニョ現象の有無により漁獲量が大きく左右されるペルー沖のアンチョビー(カタクチイワシ属)のようなきわめて不安定な要素はあるものの、世界の漁業生産量は今後すぐに急減することはない、いましばらく漸増ないし横這い傾向を示すものと考えられる。

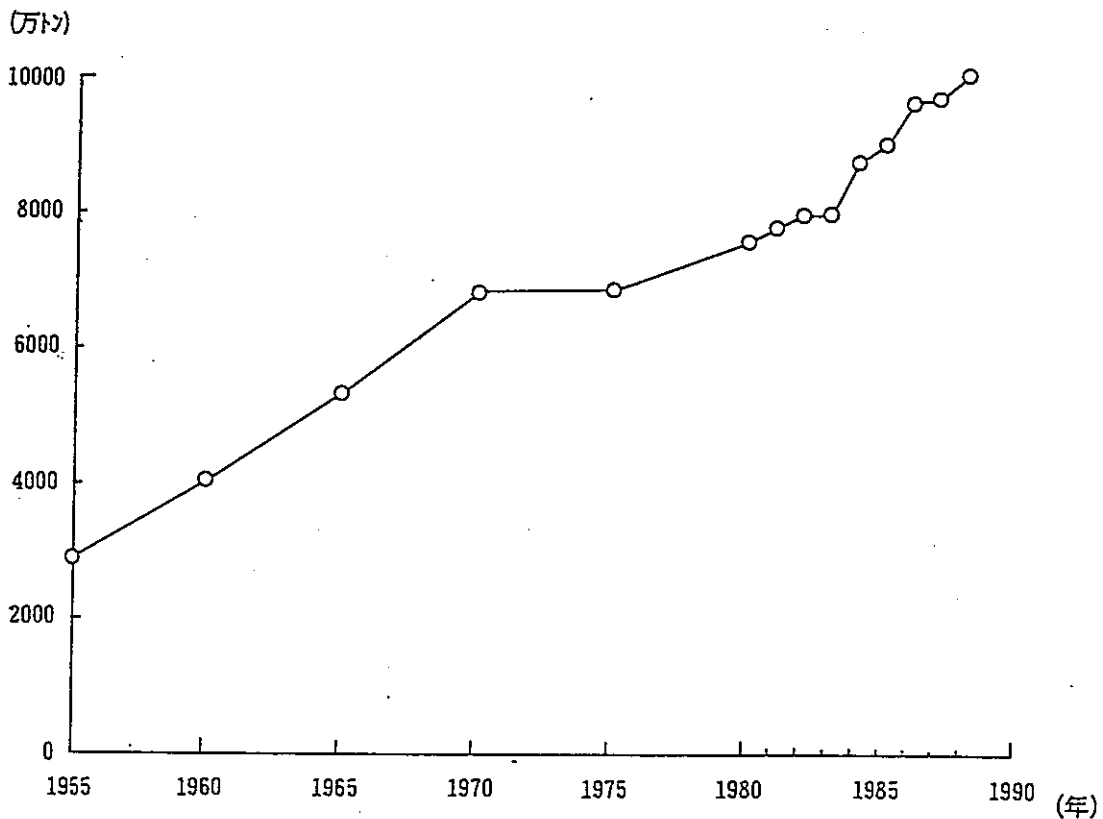


図-2.5.3 世界の漁業生産量の経年変化
注) 内水面漁業生産量を含む
出典: FAO「YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS」

2.5.3 放射性核種の拡散と濃縮

水爆実験が行われた初期には、実験水域周辺の局地的な汚染が強かったが、その後海流に運ばれるなどして汚染水域は徐々に拡がっている。

太平洋の西側（日本側）では1957年頃表面海水中の ^{90}Sr あるいは ^{137}Cs 濃度は最高に達し、またバラツキも大きかったが、58, 59年と徐々に薄まり、またバラツキも小さくなって均一化の方向に向い、太平洋の東側（アメリカ側）では西側と反対に濃度は段々高まっていき、現在は太平洋の東と西とで差はないと考えてよい。

また、水平方向だけでなく、垂直方向にも均一化は進み、1956年には表層を泳ぐ魚のほうが海底近くに棲む魚より骨の中の ^{90}Sr 濃度が高かったが、その後このような魚の生息層の差による放射能濃度の差は減少方向に進み、62年頃からは差がないといえる状態となり、海底まで汚染が進んだことを示している（図-2.5.4参照）。

最近の日本近海の汚染状況をみると、表面水で大体1 当たり 0.2pCi程度（pCi）程度の ^{90}Sr とその2、3割増しの0.25pCi程度の ^{137}Cs を含んでいる。この値は1966年から横ばいともいえる漸減傾向で、70年になってやや下りぎみといえる。

海生生物については、海水と同じく、近年は横ばい、あるいはやや減少という程度で、魚の骨の中の ^{90}Sr は0.1~0.3 pCi/gCa で魚肉中の ^{137}Cs は少し幅があるが1~10pCi/kgの程度である。

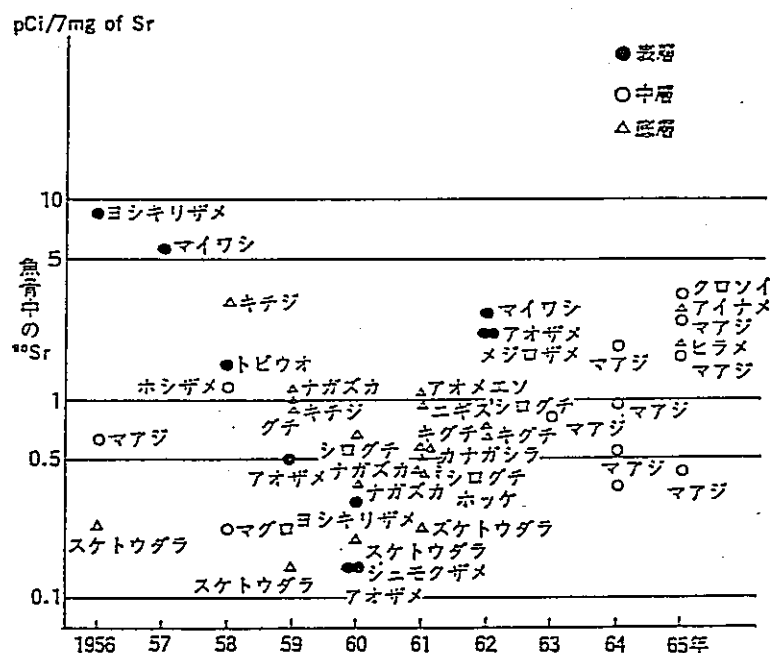
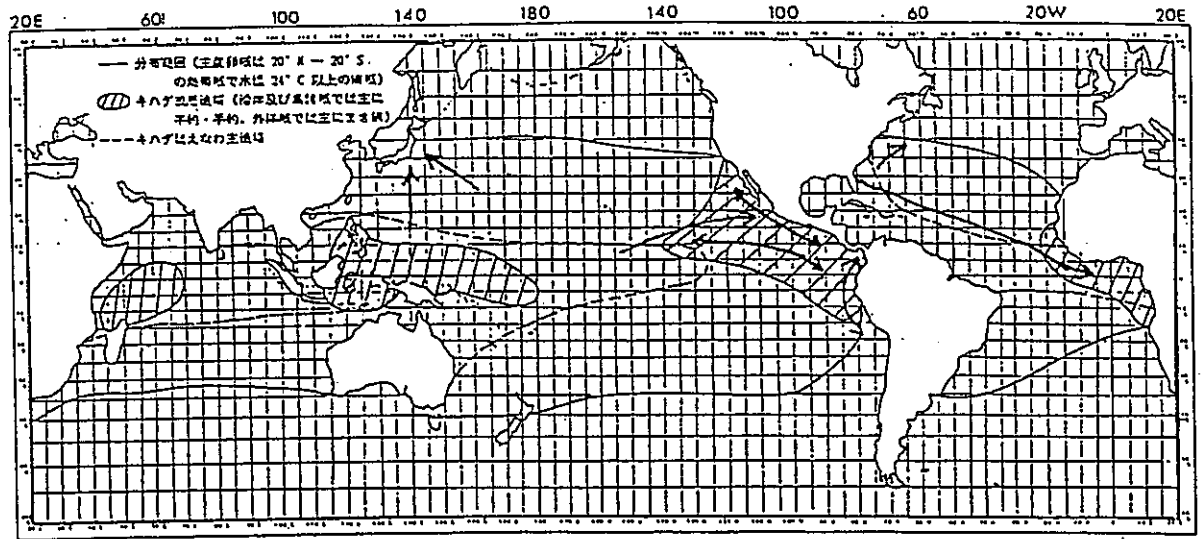


図-2.5.4 海産魚骨中の ^{90}Sr
出典：清水誠(1972)海洋の汚染。築地書館。

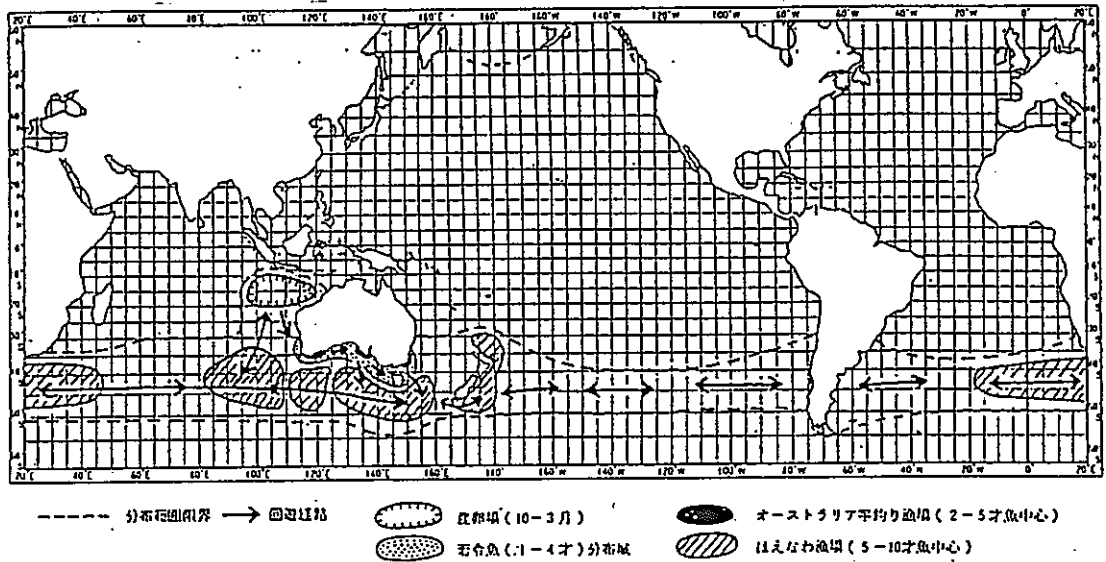
ここで、世界の各海域で漁獲されているマグロ類の回遊をみると、図-2.5.5示すとおり、本調査で漁業生産量を整理した海域区分を越えて回遊している。

前述したように、放射性核種レベルは水平・垂直方向にも均一化は進んでいること、現在の海域区分を越える、あるいは海域区分内で回遊する回遊性魚類の存在を考慮すると、本調査における海域区分が妥当であると考えられる。

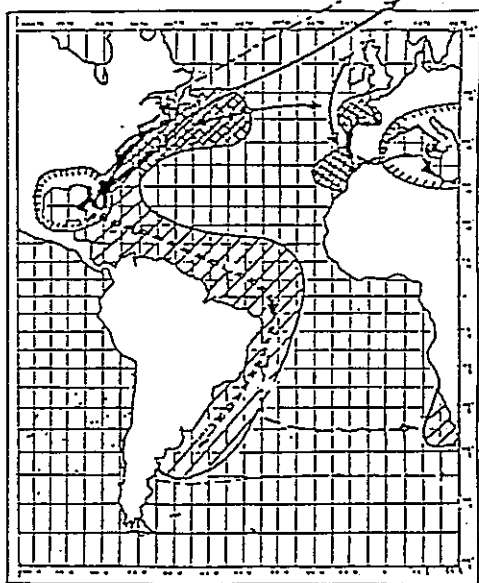
[キハダの分布・回遊経路]



[ミナミマグロの分布・回遊経路]

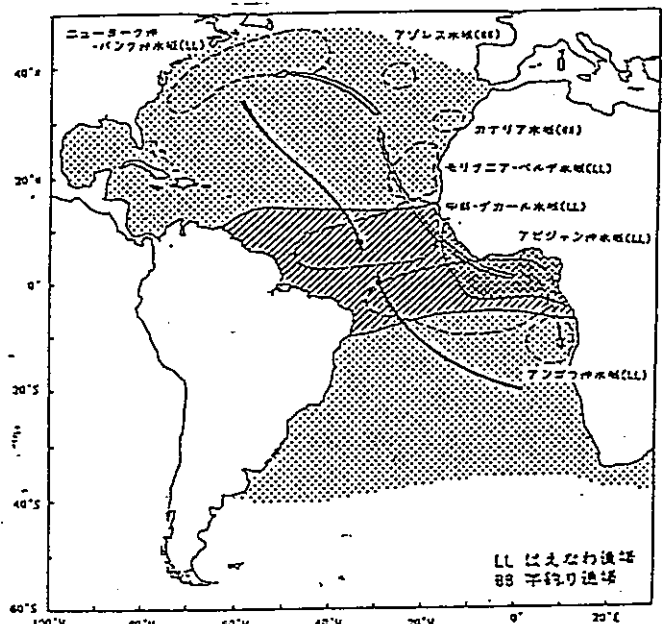


[クロマグロの分布・回遊経路 (大西洋系群)]



- 分布範囲
- 産卵場・はえなわ漁場
- //// 是えなわ漁場
- \\\\ 是えなわ三漁場

[メバチの分布・回遊経路 (大西洋系群)]



- 成魚-未成年の分布水域
- //// 産卵水域
- \\\\ 幼魚の分布水域
- 主要回遊経路
- 産卵回遊経路
- 三漁場

図-2.5.5 マグロ類の分布と回遊経路

2.6 海洋における放射性物質の分布と挙動

2.6.1 海洋中の放射性物質の分布（天然起源による核種）

天然起源による放射性核種は、地球生成時にはじめから存在していた一次放射性核種とその後の核反応で連続して生成したものがある。

二次放射性核種はその親元素によって ^{235}U 系列、 ^{232}Th 、及び ^{238}U 系列に3分される。各系列に於ける崩壊過程と半減期は図-2.6.1に示す通りである。

元 素	^{238}U 系列					
ネプツニウム						
ウラン	^{238}U 4.49×10^8 年		^{234}U 2.48×10^5 年			
プロトアクチニウム		^{234}Pa 1.18 分				
トリウム	^{234}Th 24.1 日		^{230}Th 7.5×10^4 年			
アクチニウム						
ラジウム			^{226}Ra 1622 年			
フランシウム						
ラドン			^{222}Rn 3.825 日			
アスタチン						
ポロニウム			^{218}Po 3.05 分	^{214}Po 1.6×10^{-4} 秒		^{210}Po 138.4 日
ビスマス			^{214}Bi 19.7 分		^{210}Bi 5.0 日	
鉛			^{214}Pb 26.8 分	^{210}Pb 21.4 年		^{206}Pb 安定同位 体鉛
タリウム						

図-2.6.1(1) ^{238}U 系列の崩壊過程：各々の崩壊によってつくられる娘元素とその半減期が示してある。鉛直方向の矢印は α 崩壊の斜めの矢印は β 崩壊（電子の放出）あらわす。（W. S. ブロッカー（1981）：海洋化学入門, P74）

^{232}Th 系列				^{235}U 系列			
				^{235}U 7.13×10^8 年			
					^{231}Pa 3.25×10^4 年		
^{232}Th 1.39×10^{10} 年		^{232}Th 1.90 年		^{231}Th 25.6 時間		^{231}Th 18.6 日	
	^{231}Ac 6.13 時間				^{231}Ac 22.0 年		
^{231}Ra 5.75 年		^{231}Ra 3.64 日				^{231}Ra 11.1 日	
		^{231}Rn 54.5 秒				^{231}Rn 3.92 秒	
		^{231}Po .158 秒	65%	^{231}Po 3.0×10^{-7} 秒		^{231}Po 1.83×10^{-3} 秒	
				^{231}Bi 60.5 分		^{231}Bi 2.16 分	
		^{231}Pb 10.6 時間	35%	^{231}Pb 安定同位 体		^{231}Pb 36.1 分	^{231}Pb 安定同位 体
				^{231}Tl 3.1 分			^{231}Tl 4.79 分

図-2.6.1(2) ^{232}Th 系列、及び、 ^{235}U 系列の崩壊過程

(W. S. ブロッカー (1981) : 海洋化学入門, P75)

次に地球生成後の核反応で生じる天然起源による放射性物質については上層大気の窒素、酸素、アルゴン等と宇宙線との核反応で生じる核種がある。主なものは ^{32}Si 、 ^{14}C 、 ^{10}Be 及び ^3H である。

一般に天然起源の放射性物質は、年代決定における時計として用いられるほか、特に海洋循環の速度、パターン等を調べる為にしばしばトレーサとして用いられる。ここでは主な各放射性物質の海洋中の分布に関して既存の調査結果の紹介を行うとともに、各元素の海洋学への応用（海水の循環、拡散、混合、堆積物の年代決定等）についても必要に応じて紹介を行う。

(1) カリウム-40 (^{40}K)

この核種は星の内部で形成され、太陽系形成時に地球にとり込まれたものであり、半減期 1.2×10^9 年（12億年）と長いので、地球上にまだ少量残っている。海水中でもっとも高い放射能を示す核種である。海水のカリウム含量は $380\text{mg}/\text{L}$ で、採取海域や深さによる変動は少ない。同位体存在比が岩石と海水とで同じ（

0.0119%) とすると、 ^{40}K の海水中の含量は、 $45\mu\text{g}/\text{g}$ である。

この核種の崩壊では90%が電子放出によって ^{40}Ca (カルシウム-40)、10%が電子捕獲によって ^{40}Ar (アルゴン-40)となる。これら二種の同位体の割合は一定であるので、多くの年代決定では希ガスである ^{40}Ar を利用する。

年代決定の原理は、火山岩がマグマから固結するとき、ほとんどの気体が鉱物から排除され、 ^{40}Ar を含まない。それ以後、岩石中の ^{40}K の放射性崩壊によって生じた ^{40}Ar は岩石の格子内にとじ込められた状態のまま保たれる。したがって火山岩内の ^{40}Ar と ^{40}K の量比を測定すれば、その岩石が結晶してから経過した年代が判る。この年代決定法は約40万年より古い岩石に適用され、地球磁場逆転の年代決定に利用された。

深海底堆積物中に火山灰層があれば、K-Ar法による年代決定のできることもある(火山灰が噴火時に固結したものであるならば)。

(2) ウラン (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U)

^{238}U は星の爆発によってつくられ銀河系内に飛散する。地球の ^{238}U は45億年前に太陽系が銀河系内のちりとガスから形成されたときに取り込まれたもので半減期 4.5×10^9 年(45億年)である。ウランには ^{238}U のほか ^{234}U 及びアクチノウラン系列の ^{235}U の3種の同位体が存在しているが、存在比は ^{238}U が99.28%、 ^{235}U が0.72%で ^{234}U は0.0057%ときわめて小さい。 ^{234}U 及び ^{235}U の半減期は、それぞれ 2.47×10^5 年、 7.13×10^8 年である。

海水のウラン含量は、平均 $3.3\mu\text{g}/\text{g}$ ($2.0 \sim 4.5\mu\text{g}/\text{g}$)である。海水中のウランは、その滞留時間(約 5×10^5 年)が海洋水の更新時間(10^3 年)に比べて非常に長いので、どこの海水をとってもウランの塩素量比は一定になっていると考えられていた。しかしウランの場合には、滞留時間が長いのに、塩素量比にわずかな変動があることがわかった。その原因は、まだ明かではないが、生物活動に関連している可能性がある。海産生物中におけるウラン濃度の研究結果は、海藻やプランクトン中でウランの濃縮係数が大きいことを示している。

^{234}U と ^{238}U は、同一壊変系列に属しているから、放射平衡が成立しているならば、この両同位体の放射能強度比は1になるべきものである。北太平洋西部海水では、この比が平均1.09(1.0~1.2)を示し、水平的にも鉛直的にも複雑な変動

を示す。太平洋東部や大西洋では 1.15, 黒海, アゾフ海, 紅海などでは、1.28にもおよぶことが報告されている。

海水の懸濁物質中に含まれるウランの量は、インド洋では $0.1\sim 1.8\mu\text{g/g}$ ($0.1\sim 1.2\times 10^{-9}\text{g/g}$ に相当)で、海水中のウラン含量の0.08~0.003%にすぎない。

海底堆積物中のウランは、残渣鉍物に含まれるものと、海水から沈積したものとで成り立ち、トリウムとちがい、鉍物残渣に含まれるものの割合が多い。海水中のウランは、可溶性の三炭酸ウラニル錯体として存在し、還元的条件にないかぎり、ウランの沈積が起りにくいことに起因する。

(3) トリウム (^{234}Th , ^{232}Th , ^{230}Th , ^{228}Th)

陸上ではトリウムの存在量はウランより大きく、質量の比でいえば3~4倍になっている。しかし、海水中ではウランが安定な錯イオンを作っているのに対し、トリウムは不溶の水酸化物となってすぐ沈澱するため、海水中のトリウムの濃度はきわめて低い。

ここでトリウムというのは ^{232}Th (α 放射体、半減期 1.39×10^{10} 年)のことである。トリウムには ^{230}Th (イオニウムともいう、I o, α 放射体で半減期は 7.5×10^4 年), ^{234}Th (β 放射体、半減期24.10日)、 ^{228}Th (α 放射体、半減期1,910年)などの同位体がある。このうち、 ^{230}Th と ^{234}Th の2つはウラン壊変系列に属し、 ^{228}Th はトリウム壊変系列に属している。これらの同位体は、すべて海水中に存在するが、その濃度は ^{232}Th にくらべてきわめて低い。したがって、海水中のトリウムというときには ^{232}Th のことと考えることが多い。

海底土の年代決定との関連から、トリウム-232 (^{232}Th), トリウム-228 (^{228}Th), トリウム-230 (^{230}Th) が注目されており、また短期間の海水の混合過程などの面からみて、 ^{234}Th が最近関心をよせられている。

トリウムは海水中では沈澱しやすいので、その平均滞留時間は、数百年以下の程度と考えられている。海水中のトリウムの源は、いうまでもなく陸水で運ばれるトリウムであるから、一般に大陸の沿岸の海水中ではトリウムは多く、外洋では少ない傾向がある。

現在えられる測定値を表-2.6.1にまとめた海水のトリウム含量は、 $10^{-7}\text{g}\sim 10$

$^{-10} \text{g} / \text{g}$ の幅の中にあるが、その含量は、海底土の沈積のはやさによって支配されるものであることが指摘されている。

表-2.6.1 海水のトリウム同位体含量

(堀部純男 (1970) : 海水の化学, P358)

海 域	採水深度 ()は試料数	^{232}Th ($\times 10^{-9} \mu\text{g/l}$)	^{230}Th ($\times 10^{-14} \mu\text{g/l}$)	Io/Th	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	研究者
北太平洋西部	0 (12)	1.0—7.8	0.3—6.8	0.9—5.4	2.7—36	三宅, 杉村, 安島
	500—5000 (6)	0.7—28	1.3—8.6	0.5—3.5	1.7—9.3	
	東部	0—2500 (3)	0.2—0.65	0.9—3.0	6—10	10—25
赤道域	0—4800 (8)	1.0—7.9	26—204	14—172	—	KUZNETSOV ら
北大西洋	0—4500 (4)	0.3—4.5	0.9—3.5	1.5—2.7	12—16	MOORE ら
北米沿岸水	0 (1)	13	6	0.9	1	GOLDBERG ら
駿河湾	0—1000 (3)	60—90	200—700	6—22	—	三宅, 杉村
日本海	0—3000 (4)	1.7—4.3	0.3—1.5	0.6—2.1	10—20	三宅, 杉村, 安島
東支那海	0 (5)	1.0—15	1.1—10	0.9—3.3	2.5—21	三宅, 杉村, 安島

トリウムの分布自体における不均一のほかに、トリウムの同位体 ^{228}Th と ^{232}Th の比が、海水中で均一な値を示さない。 ^{228}Th と ^{232}Th とは同一の壊変系列に属しているので、放射平衡にあれば、この両同位体の放射能強度比は1となるべきものである。しかし、海水中では $^{228}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ 比が1より大きい。その原因は、海水中に、 ^{232}Th との放射平衡量に対する大過剰のラジウム-228 (^{228}Ra ; ^{228}Th の親核種) が、陸水や堆積物から供給されることに由来するものと考えられる。海水の懸濁物に含まれるトリウム同位体は、北太平洋西部海域では、 ^{232}Th が $0.7 \times 10^{-9} \text{g} / \text{g}$, ^{230}Th が $5 \times 10^{-15} \text{g} / \text{g}$ である。インド洋では ^{232}Th が $0.02 \sim 0.17 \times 10^{-9} \text{g} / \text{g}$, ^{230}Th が $3 \sim 6 \times 10^{-15} \text{g} / \text{g}$ を示す。

イオニウム (Io) すなわち ^{230}Th は、ウラン壊変系列に属しトリウムの同位体であるイオニウムとトリウム (^{232}Th) は、その源は異なるが、一旦海洋に入ってから同様に移動するはずである。したがって、大陸から供給されるトリウムが、迅速に海底に沈澱するとすれば、イオニウムも同じ速さで沈澱するであろう。

イオニウムが沈澱せずに、海水中にとどまっているとすれば、 $3.4 \mu\text{g} / \text{g}$ のウランに対する平衡量として、 $3.4 \times 1.6 \times 10^{-5} \mu\text{g} / \text{g} = 5.44 \times 10^{-11} \text{g} / \text{g}$ のイオニウムが存在することになる。しかし、実際には外洋でイオニウムの含量はウラ

ンに対する平衡量の0.01%から0.1%くらいの範囲にあるとみてよいであろう。前述のとおり沿岸では、ときには平衡量の1/10くらいの高い値を示すこともある。

一方、海水中ではラジウムはウランに対する平衡値の10%前後の濃度で存在しているから、沈澱したイオニウムから生じたラジウムが、再溶出することを考えることが必要になる。言いかえれば、海水中のラジウムはウランに対しては過少、イオニウムに対しては過多ということである。

このようにトリウム、イオニウムに関しては迅速に海底に沈澱することがわかっているが、その沈降機構についてはまだまだはっきりしないことが多い。

イオニウムの親元素ウランは、多少の変動はあるが、ほぼ一様に海洋中で分布している。しかしトリウムは大陸から供給されるため海洋中での分布はかなり不均一である。したがって、ウランの娘元素であるイオニウムとトリウムの放射能比 A_{10}/A_{Th} は、トリウムの濃度変化によってだいたい定まる。すなわち、アジア大陸に近い日本付近では1~10ぐらいで、陸地から離れた南太平洋では150にも達する。

(4) プルトアクチニウム (^{231}Pa)

海水中に及び海底土中に存在する核種で半減期 3.25×10^4 年である。海水中での存在型はおそらく5価の酸化状態をとり、加水分解種として存在することが期待される。これらの加水分解種は、水酸化物や粘土鉱物などの表面に吸着されて海水から除かれ、海底土や、鉄マンガン沈積物に濃縮されるものであろう。

現在までに測定例は少ないが、赤道域太平洋では $5 \sim 3 \times 10^{-14} g/g$ 、北太平洋やカリブ海では $1.3 \sim 2.4 \times 10^{-15} g/g$ の値が報告されている。これは、ウランとの平衡量の0.15~7%にすぎない。これに対して海底土表層での含量は $0.5 \sim 1.5 \times 10^{-11} g/g$ であり、海水から選択的に除かれ海底土に濃縮されていることを示している。

深海底土の表層中に ^{235}U との放射平衡より過剰の ^{231}Pa が存在し、その量が堆積物表層から深部に向かって規則的に減少していることが明らかにされてから、これを利用した堆積物の年代決定法が開発された。年代決定法には、過剰 ^{231}Pa を利用するものと、 $^{231}Pa/^{230}Th$ の比を用いるものがある。

(5) ラジウム (^{226}Ra , ^{228}Ra)

半減期の長い同位体はラジウム-226 (^{226}Ra) とラジウム-228 (^{228}Ra) である。海水中では、主として ^{226}Ra が測定されてきた。ラジウムの平均含量は、 $0.7 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ であるが、その濃度は、海域の深さによって変化する。底層で表層の約2倍程度まで濃度が増加する。

^{226}Ra は海水中で、その親核種のウランとの放射平衡量の10%以下しか存在せず、また、 ^{230}Th に対しては、放射平衡量の約100倍量が存在している。これらの非平衡は、ウランとラジウムの間にある親核種の ^{230}Th が海水から選択的に除去されて堆積物に濃縮されることと、 ^{226}Ra が海底土から再溶出することの2つの原因によってひきおこされる。

^{228}Ra は、 ^{232}Th の娘核種で、海洋における ^{228}Th の過剰存在の原因になっているものと考えられる。北太平洋の海水では、その含量は $2 \sim 66 \times 10^{-18} \text{ g/l}$ を示し、 ^{232}Th (平均 $1 \times 10^{-9} \text{ g/l}$ とした場合) との放射平衡量の5~140倍の過剰量が存在している。

ラジウムの鉛直分布を支配する要因として、堆積物中の親核種の ^{230}Th から生じたラジウムが、再溶出し、上層に拡散するために起ると考えたKoczyは、この溶出量を $1.5 \times 10^{-10} \text{ g Ra/m}^2/\text{年}$ と推定した。ラジウムと同族元素のバリウムが、海水中でやはり同様の鉛直分布をすることが見出され、この原因として生物的輸送が考えられている。海底からの溶出と、表層からの供給とがどのような割合で関与するかは、まだ明らかになっていないが、ラジウムは、生物による濃縮を受けにくい元素であるから、この複雑な水平的、鉛直的分布を支配するものは、主として海底からの溶出に依存するものであろう。海底付近の海水中の ^{226}Ra の分布の研究は、海水の更新時間の推定、鉛直方向の渦動拡散係数の推定に大きい手がかりを与える。

プランクトン中のラジウムは、平均 $2.2 \times 10^{-13} \text{ g/g}$ 灰分 ($8.4 \times 10^{-14} \text{ g/g}$ 乾燥体) の含量を示し、海水に対する濃縮係数は、1,000になる。インド洋の懸濁物中には、平均 $2.1 \times 10^{-13} \text{ g/g}$ ($0.2 \sim 12 \times 10^{-13} \text{ g/g}$) のラジウムが含まれているが、これは海水のラジウムの約0.3%に相当するにすぎない。

スウェーデン沿岸の貝殻と海水についてみると、貝殻のラジウム含量は $0.2 \sim 1.9 \times 10^{-13} \text{ g/g}$ で Ra/Ca 比は、 $0.4 \sim 5.1 \times 10^{-13}$ を示す。海水の Ra/Ca 比

は、平均 1.3×10^{-13} であるから、海水中からの摂取については、あまり差がないものと考えられる。

(6) ラドン (^{222}Rn)

ラドン (^{222}Rn) はラジウム (^{226}Ra) の壊変生成物で、希ガス元素に属する放射性核種であり、半減期は 3.8日と短い。海水中には平均して $0.7 \mu\text{g}/\text{g}$ 含まれる。これは $0.15 \text{ dpm}/\text{g}$ に相当する (放射能の単位は単位時間当りの崩壊数であり 1 分間当りの崩壊数の単位は dpm と書く)。

^{226}Ra と ^{222}Rn とが海水中で平衡にあれば、 ^{222}Rn も ^{226}Ra 示す壊変数に等しい壊変数を示すはずである。しかし、 ^{222}Rn は大気中での分圧が低いために、海の表面から大気中に逃げやすい。そのために、海の表層付近では ^{222}Rn は ^{226}Ra に対する平衡量を下回っている。一方、海底からは、海底土中のラジウムからの壊変により ^{222}Rn が海水中に放出される。そのため、海底付近では、 ^{222}Rn は ^{226}Ra に対して過剰になっている。

この ^{222}Rn と ^{226}Ra との非平衡値の鉛直分布を利用して、海底付近の海水混合の速さや、海の表層の海水混合及び大気へのガスの逸散の速さを決めることが出来る。この方法によると海底付近での拡散係数は $2 \sim 200 \text{ cm}^2/\text{秒}$ の程度となる。

(7) 鉛-210 (^{210}Pb)、ポロニウム (^{210}Po)

ウラン系列に属する放射性元素 (図 2.6.1 参照) のうち、ラドンに始まる壊変生成物のなかに ^{210}Pb (半減期・21.4年) や ^{210}Po (半減期138.4日) がある。海水中のラドン (^{222}Rn) からこれらの核種が生まれるが、海水中には、このほか雨によって大気中から供給される分もある。

Goldberg et al. [1963] によれば、 ^{210}Pb の海水中の含量は $0.1 \sim 0.15 \text{ dpm}/\text{g}$ である。海底付近では ^{210}Pb の量の減少の傾向がみられた。降水から供給される ^{210}Pb は、平均降水量を 800 mm とすれば、表層水 1 g あたりほぼ $0.04 \text{ dpm}/\text{年}$ の程度である。これに対して、海水中の ^{222}Rn からの供給量は 1 桁小さいので、 ^{210}Pb に関しては、降水からの供給が支配的であると考えられる。

角皆・野崎 [1971] は中部太平洋で 0.15 dpm から $0.03 \text{ dpm}/\text{g}$ の ^{210}Pb を測定している。海水中の ^{210}Pb 含量は北太平洋で高く南太平洋で低い傾向があ

る。 ^{210}Po についても同様の傾向がある。 ^{210}Po と ^{210}Pb の放射能比は0.3~1.5の間にあり、 ^{210}Po のほうが、 ^{210}Pb との平衡量にくらべて低いことがあることを認めた。

Shannon [1970] は、南アフリカの喜望峰の沖の海水で、 ^{210}Pb は平均して0.084 d p m / ρ 、 ^{210}Po は0.04 d p m / ρ であるとしている。Shannon et al. はプランクトン中に73 d p m / kgの ^{210}Pb 、878 d p m / kgの ^{210}Po を見だし、 ^{210}Pb や ^{210}Po が著しく生物に濃縮されることを発見した。

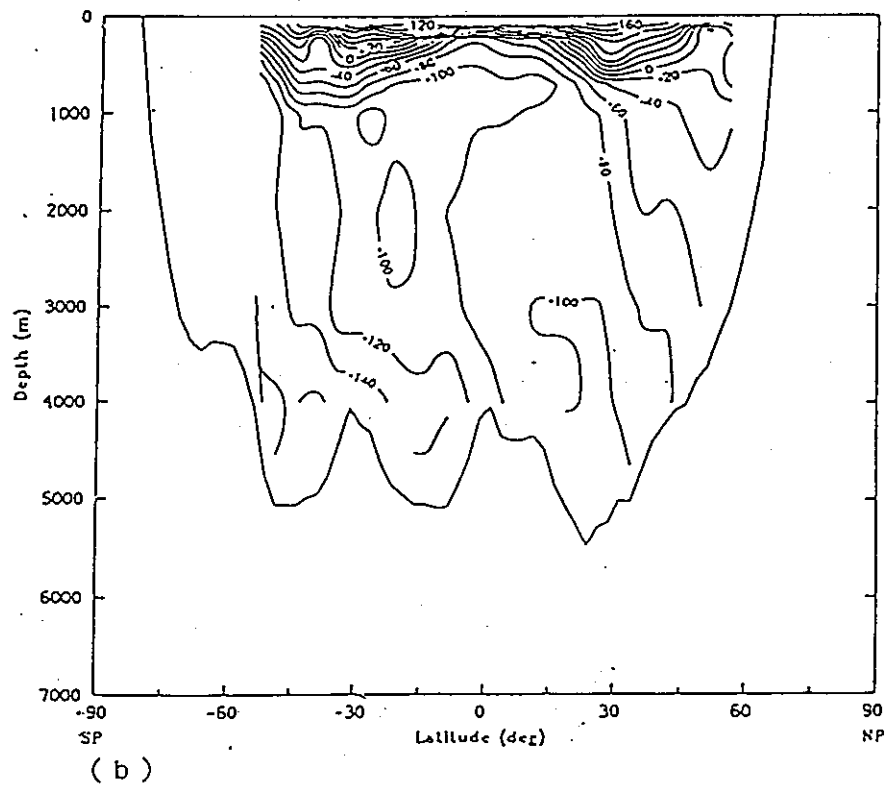
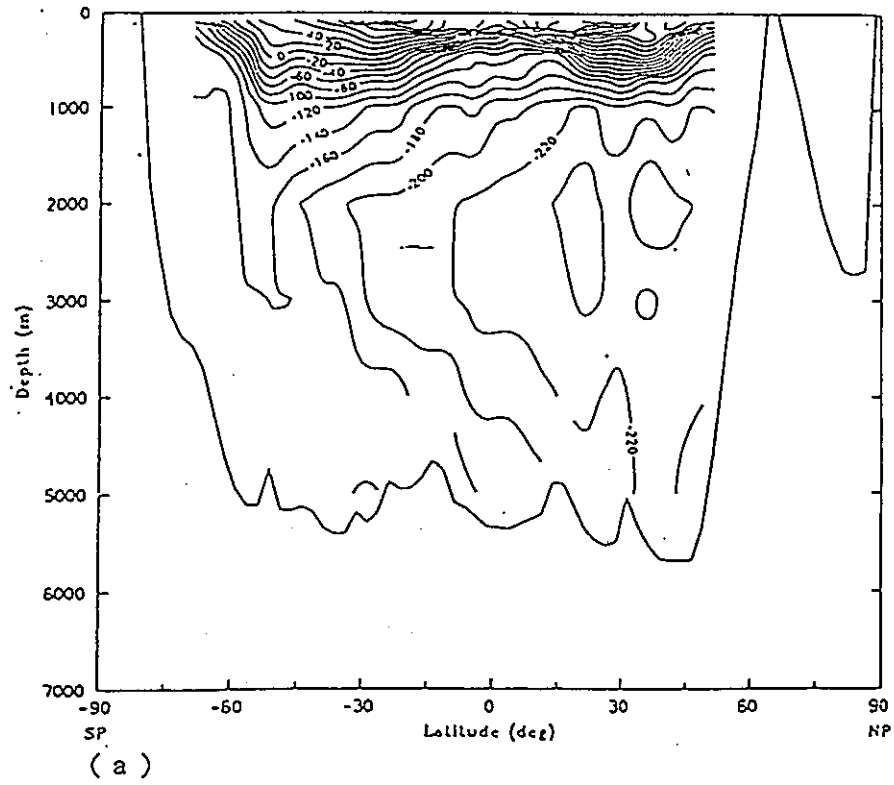
(8) 炭素-14 (^{14}C)

空気中の ^{14}N は、宇宙線に起因する二次熱中性子と反応(n, p)を起こし ^{14}C を生成する。生成した ^{14}C は、半減期 5,730年で β^- 壊変をする。宇宙線の時間的変動(数十年間の平均値)はそれほど大きくないので、大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比、あるいは表面海水の比放射能(Ro)は、核実験以前は一定に保たれていた。 ^{14}C が海面より海水に入ると、後は減る一方なので比放射能Rを測定すれば、その炭素を含む海水が海面を離れて潜り込んでからの経過時間がわかる。

^{14}C は $^{14}\text{CO}_2$ になって地球の炭素循環系にはいり、海洋生物の石灰殻(軟体動物、貝殻、有孔虫)中にとりこまれる。したがって、炭酸塩を多量に含む海底堆積物について、2~4万年くらいまでの有効な年代決定をすることができる。

また、 ^{14}C は海の表面にのみ供給源があるので、1回りが1000年以上におよぶ海洋深層の大循環を解明するのに適している。

図-6.2.2には西太平洋と西大西洋の南北断面にそうGEOSECSの測定値による $\Delta^{14}\text{C}$ の分布を示す。 ^{14}C の濃度を、標準物質(19世紀終り頃の木材)における ^{14}C の比放射能からのずれで示したものが $\Delta^{14}\text{C}$ (‰)である。これからも、大局的には ^{14}C 濃度の大きいのは大西洋北部で、南に向かって減少すること、及び太平洋では南から北への ^{14}C が減少していることがわかる。しかしながら、 $\Delta^{14}\text{C}$ から海水の年令を推定するには注意が必要である。



(R Bacastow and E Maier-Reimer (1990) : Ocean-circulation model of the carbon cycle, P113)

図-2.6.2 (a) 西太平洋の南北断面における GEOSECS の $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) 分布
 (b) 西太平洋の南北断面における GEOSECS の $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) 分布

その第1点は、深層水には上から有機物や炭酸塩の粒子が降ってきて分解したり、溶けたりして炭素を付加することである。これについては角皆(1982)が補正法を提出している。第2の点は海水の混合の問題である。 ^{14}C の半減期は深層水の年令より数倍以上大きい。したがって、 ^{14}C を用いて算出される年令と ^{14}C の比放射能とはほぼ比例する。それゆえ、年令の異なった水が混合したときには、それらの算術平均値が示されていると考えればよい。もちろん、1950年代以降は人工による ^{14}C が付加されているので、これを含む海水が混ざったときには年令の算出は不能である。

GEOSECS で得られたデータから角皆が補正をほどこした海水の年令分布を計算したものが、図-2.6.3.a,b、である。図-2.6.3.aは西部大西洋の南北断面である。年令の最低を50年としたのは、最近の人工による ^{14}C の効果によって、それ以下は無意味だからである。北部大西洋で北大西洋深層水(NADW)が形成されつつあることはよくわかる。この水は、水深3~4 kmを中心にして南下を開始し、赤道を越え、南極海に入る。それについて年令も100年から1000年に増加する。ところが、南極海から北上する南極中層水(AAIW)や南極底層水(AABW)は北へながれるにつれて年令が若くなる。これは、物理的流れは連続的であっても混合することによって水は入れ替わっていることの証拠である。したがって、南下する北大西洋深層水の年令の増加もその流速を直接反映したものではないであろう。

太平洋(図-2.6.3.b)をみると、南端の年令は大西洋と同じであり、南極周縁流があることがわかる。そして、西部太平洋の深層では、赤道近くまで1000~1200年の水が一挙に北上している。赤道付近からは、ゆっくり北上し、また浮上している。最高が水深2 km付近で2000年程度になるのは、それ以浅では上層水との混合の影響が出るためである。

図-2.6.4は、北太平洋の北緯30度付近の東西断面である。北太平洋の西側に流れ込んだ水が東進しながら上昇していることがわかる。同じ水深なら日本寄りに比べて、アメリカ寄りのほうが150~200年古い。それゆえ、世界最古の海水は、北太平洋のアメリカ沖の水深2~3 kmのところでは2100年のものということになる。北太平洋の底から溶け出した物質は、粒子になって除去されなくても、浮上するのに500年程度かかることになる。北大西洋から北太平洋へ深層を經由して運ば

れるとしたら2000年かかる。表面水の動きは速いので、北大西洋から北太平洋へ表面水を伝わってくる物質があれば、そのほうがずっと短時間でやってくるだろう。

東部太平洋における南北断面を図-2.6.5にあげる。西部太平洋の図-2.6.3.bと比べて大きな違いは、南緯20~40度、水深3~4 kmのところでは見られた年令の著しい勾配が、東側がないことである。この年令の急変層を角皆(1982)は年令躍層とよび、Craig(クレイグ, 1972)は底層前線(benthic front)とよんでいる。

さて、どの図をみても、50年の等年令線が深く潜り込んでいる所は北部北大西洋にしかないことがわかる。太平洋では、水深1.5 km程度までの中層水は形成されても、いわゆる深層水はできない。また、南極海の冬季に表面水が潜り込むにしても、途中での混合が大きく、その効果はそれほどはっきりあらわれない。

上記の事実は、トリチウム(^3H)の分布をみるとより以上にはっきりする。トリチウムは ^{14}C と同様に宇宙線の作用で生じ、近年は核実験や原子炉などから大量のものが放出された。 ^{14}C との相違は、トリチウムの半減期は12.5年しかなく、ごく最近の状況しか反映していないことである。図-2.6.6に海水中トリチウム濃度の西部大西洋における南北断面を表す。濃度の単位、TUはトリチウムユニットで、1 TUは $^3\text{H}/^1\text{H}$ の原子比が 10^{-18} であることを示す。北部北大西洋にしか深層水の窓口がないことが、トリチウム濃度によく現われている。北緯40度以北では、数十年を経ずに表面水が海底に到着している。なお、表面水のトリチウム濃度が南半球より北半球において高いのは、人類活動によって放出されたトリチウムの量が北半球で多いからである。

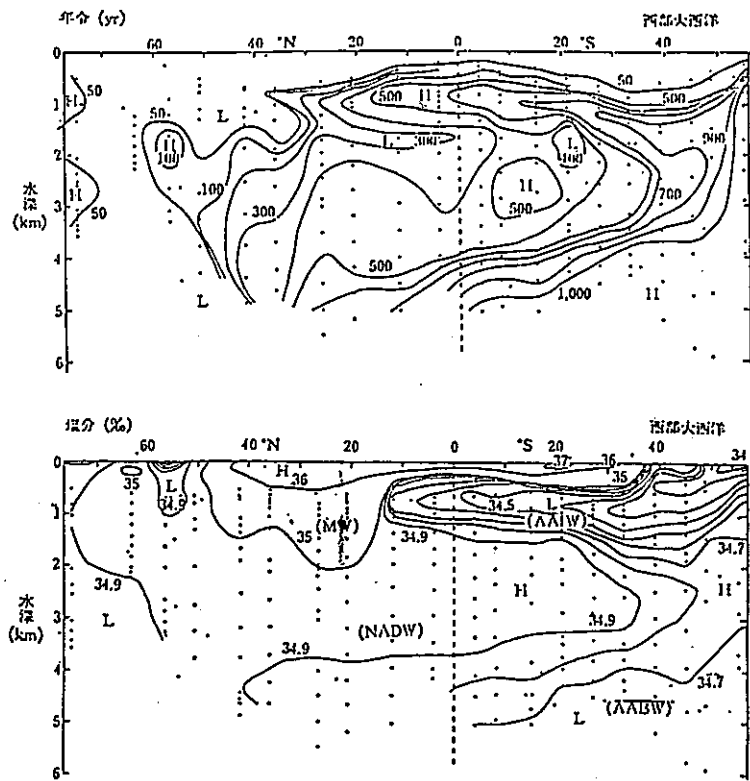


図-2.6.3.a 西部大西洋の南北断面における海水の年令と塩分の分布。図中の略号, NADWは北大西洋深層水, AAIWは南極底層水, AAIWは南極中層水, MWは地中海水である。

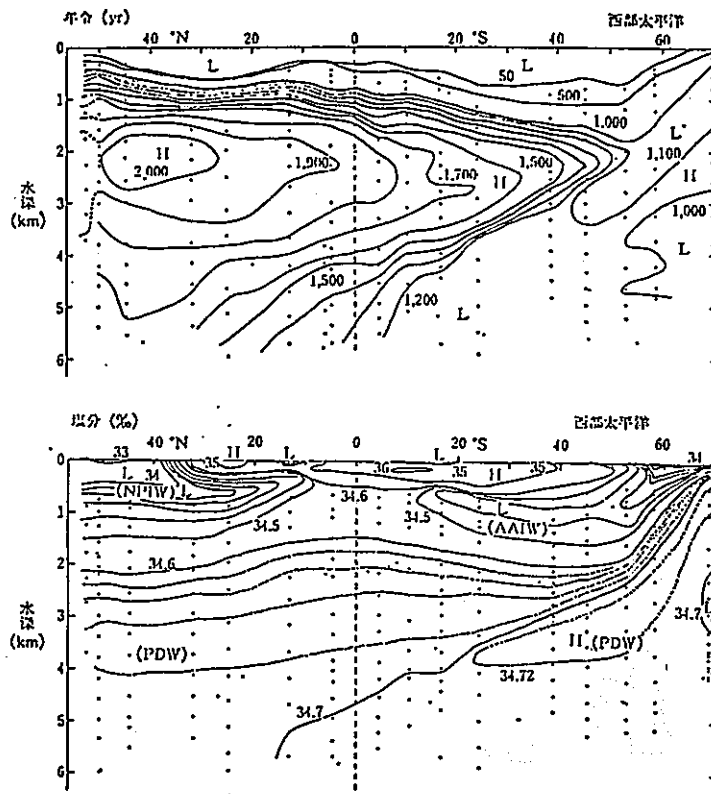


図-2.6.3.b 西部太平洋の南北断面における海水の年令と塩分の分布。図中の略号, PDWは太平洋深層水, AAIWは南極中層水, NP IWは北太平洋中層水である。(西村雅吉(1983): 海洋化学-化学で海を解く, P26-27)

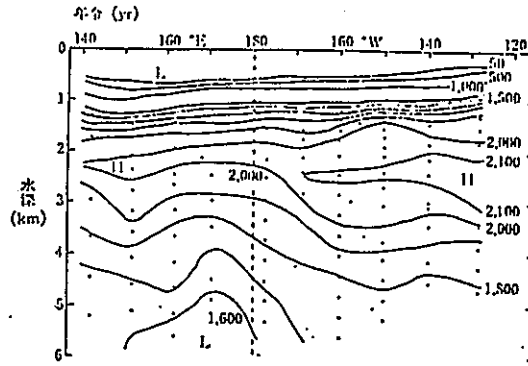


図-2.6.4 北太平洋北緯30度付近における海水の年令の東西断面図

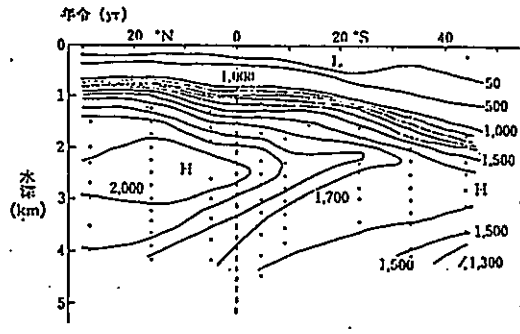


図-2.6.5 東部太平洋における海水の年令の南北断面図

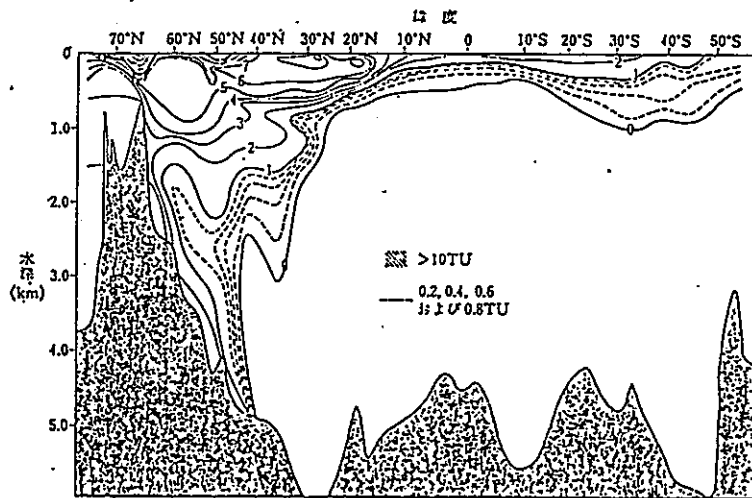


図-2.6.6 西部大西洋海水中のトリウム (TU単位)。1972-1973の観測 (Östlundら, 1976) による。
(西村雅吉 (1983) : 海洋化学-化学で海を解く, P28-29)

2.6.2 海洋中の放射性物質の分布（人工起源による核種）

海洋における人工放射性物質の存在が初めに確認されたのは1954年北太平洋赤道海域において行われた大規模な核実験の後である。海洋における人工放射性物質はその起源から

- ① 陸上にある原子力施設
- ② 原子力艦
- ③ 核兵器実験

に分かれる。

原子力施設から海洋投棄されるについてはドラム缶等にセメント、アスファルトで封じこめて深海（2000m以深）に深海投棄する場合と廃液を表層から投棄する場合とがある。廃棄物に含まれる主な成分は、 ^{60}Co 、 ^{90}Sr 、 ^{137}Cs 、 ^{144}Ge 、 ^{103}Ru — ^{103}Rh 、 ^{106}Ru — ^{106}Rh 等がある。

原子力艦からの主要な廃棄物は第一次冷却水の汚染除去に用いられる使用済みのイオン交換樹脂で成分は ^{60}Co 、 ^{56}Fe 、 ^{59}Fe 、 ^{51}Cr 、及び ^{182}Ta である。

核実験からの放射性塵が海洋にはいる道筋は様々であるが、

- ① 実験場近くの局地的フォールアウト
- ② 対流圏フォールアウト
- ③ 成層圏フォールアウト

に3分類される。放射性降下物は対流圏、成層圏降下物のいかににかかわらず、大部分（三宅の観測によると90%近く）は降水とともに降下する。放射性塵の組成の主成分については比較的寿命の長いものとして ^{140}La 、 ^{141}Ge — ^{141}Ce 、 ^{106}Ru — ^{106}Rh 、 ^{103}Ru — ^{103}Rh 、 ^{131}I 、 ^{90}Sr 、 ^{137}Cs 、 ^{134}Ba 等がある。

以上に示した様に人工起源による放射性物質は多種にわたるが、その海洋中の分布の実態については必ずしも明かではない。ここでは人工放射性核種のなかで既存調査が比較的良く行われている。 ^{137}Cs 、及び ^3H についてその海洋中の分布を紹介するものとする。

(1) セシウム-137 (^{137}Cs)

セシウムは比較的海洋中での滞留時間が短いので、かなり反応的な元素と考えることが出来る。一般にアルカリ金属ではイオン半径の増大と共に滞留時間が短

くなることから、イオン半径の増大とともに反応が増加するシリカ鉱物による吸着除去が考えられる。

1954年3月から5月にかけてアメリカがビキニ・エニウエック環礁で行った一連の核爆発実験によって大量の核分裂生成物が生まれた。これらの放射性物質は海の表面に降下し、北赤道海流にのり、ビキニから西に運ばれ、ルソン島沖で北上し、黒潮を放射能で汚染した。このために、北太平洋西部海域の汚染は、当初、かなりひどく、東側海域にくらべると数十倍から数百倍であった。汚染海域は日本の南岸を経て、拡散しながら東進した。1954年6月から1955年8月までの放射能汚染の広がりを図-2.6.7に示す。

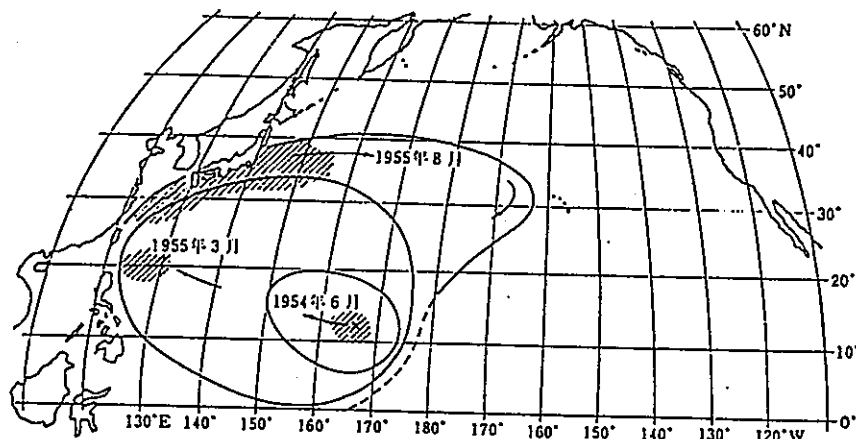


図-2.6.7 北太平洋における放射能汚染(1954~55)
斜線の部分は最大の汚染域を示す

(堀部純男(1975): 海洋無機化学, P133)

1970年における ^{137}Cs と ^{90}Sr との降下量の緯度分布を図-2.6.7に示すが両半球とも 45° は近に降下量の極大がある。この極大は、成層圏の大気が緯度 45° 附近に対流圏との境界面にギャップをもっているため、そこを通過して成層圏の降下物が対流圏へ流れ込むためである。図-2.6.8は ^{137}Cs と ^{90}Sr の年間全球平均降下量の経年変化を示す。1963年から急激に減少したのは地上、空中核実験の停止を反映したものである。

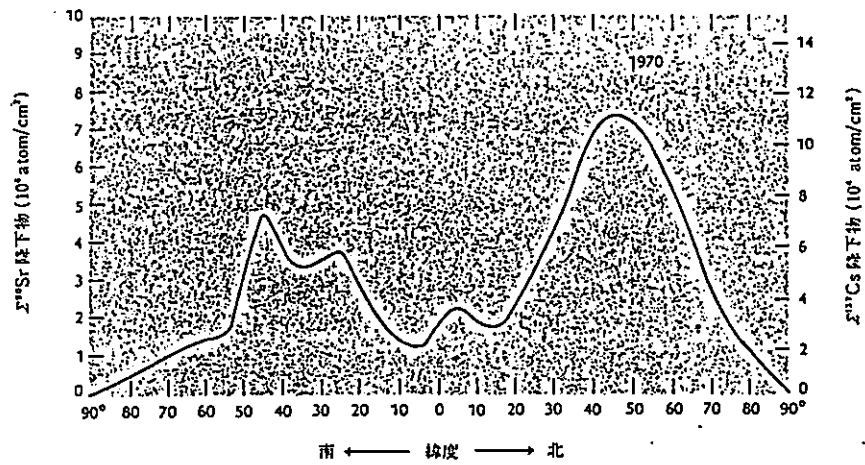


図-2.6.7 1970年の各緯度における核実験による降下 ^{90}Sr と ^{137}Cs の測定値。
北半球の方が南半球よりも大きく、緯度が 45° 付近に極大値をもつ。

(W. S. ブロッカー (1981) : 海洋化学入門, P166)

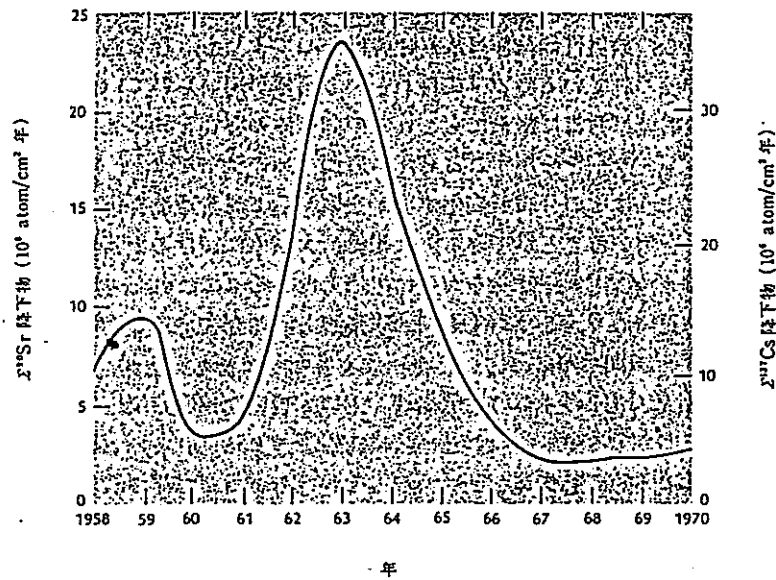


図-2.6.8 ^{90}Sr と ^{137}Cs の年間降下量の経年変化。

(W. S. ブロッカー (1981) : 海洋化学入門, P166)

北太平洋表面水中の ^{137}Cs と ^{90}Sr の経年の変化を表-2.6.2、表-2.6.3に示す。

表-2.6.2北太平洋西部海域表面水中の ^{137}Cs および ^{90}Sr (単位: $\text{P Ci}/\text{Q}$)

年	^{137}Cs	^{90}Sr	年	^{137}Cs	^{90}Sr	年	^{137}Cs	^{90}Sr
1957	0.9~4.8	0.6~2.3	1963	0.2~0.9	0.2~0.6	1969	0.2~0.3	
1958	0.4~3.3	0.2~3.1	1964	0.2~0.9	0.2~0.7	1970	0.2~0.35	
1959	0.2~2.6	0.3~2.3	1965	0.2~0.6	0.2~0.5	1971	—	
1960	0.4~0.9	0.1~0.5	1966	0.2~0.5	0.2~0.4	1972	—	
1961	0.2~0.5	0.15~0.4	1967	0.2~0.4	0.2~0.3	1973	0.16~0.24	
1962	0.2~0.7	0.15~0.5	1968	0.2~0.4	0.1~0.2			

表-2.6.3 北太平洋東部海域表面水中
の ^{137}Cs および ^{90}Sr (単位: $\text{P Ci}/\text{Q}$)

(堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, P133)

年	^{137}Cs	^{90}Sr
1959	0.04~0.15	
1960	0.04~0.18	
1961	0.10~0.23	
1962	0.13~0.41	0.10~0.30
1963	—	—
1964	0.7~0.8	0.35~0.36

* Folsom らによる。

(堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, P133)

表-2.6.2からわかるように、1957年には海水中の ^{90}Sr は $0.6\sim 2.3\text{P Ci}/\text{Q}$ の幅広い分布をもっているが、1961年になると、 $0.2\sim 0.4\text{P Ci}/\text{Q}$ となり、年と共に濃度がしだいに低くなった。1962年以降、ふたたび濃度が高くなったのは、1961~62年の米国、ソ連の核実験による成層圏フォールアウトによるものである。1963年夏から、海水中の ^{137}Cs 、 ^{90}Sr の濃度はやや減少し、1960年代後半はフランスと中国の核実験のため平衡状態を保ち、表面海水の ^{137}Cs 、 ^{90}Sr の濃度は、それぞれ、 $0.2\sim 0.4$ 、 $0.1\sim 0.3\text{P Ci}/\text{Q}$ となっている。

表-2.6.3からわかるように、北太平洋東部海域の表面水の ^{137}Cs 濃度は、1954年ごろは、 $0.05\sim 0.15\text{P Ci}/\text{Q}$ であったが、年とともにしだいに増大し、1964年には ^{137}Cs は $0.6\sim 0.75\text{P Ci}/\text{Q}$ 、 ^{90}Sr は $0.3\sim 0.6\text{P Ci}/\text{Q}$ となった。東部海域と西部海域の表面水中の ^{137}Cs 、 ^{90}Sr の濃度はしだいに均一化した。これは、

海洋表面における東西の混合拡散がすすみ、約10年間で、ほぼ均一になったことを示す。

南北両太平洋における1968～73年の表面水中の ^{137}Cs の分布を図-2.6.9に示す。図からわかるように、北太平洋中緯度地帯の表面海水中の ^{137}Cs 濃度が高く、南太平洋では一般に濃度が低い。北太平洋においては、東部海域のオレゴン州沖合に高い ^{137}Cs 濃度がみられるが、これはおそらく、コロンビア河の上流にある原子力施設からの放射性廃液の影響によるものであろう。表面海水中の ^{137}Cs 濃度と、 ^{90}Sr フォールアウトの間には関係があり、フォールアウトした ^{137}Cs が海洋表層にかなり長い間（7～8年）滞留することを暗示している。

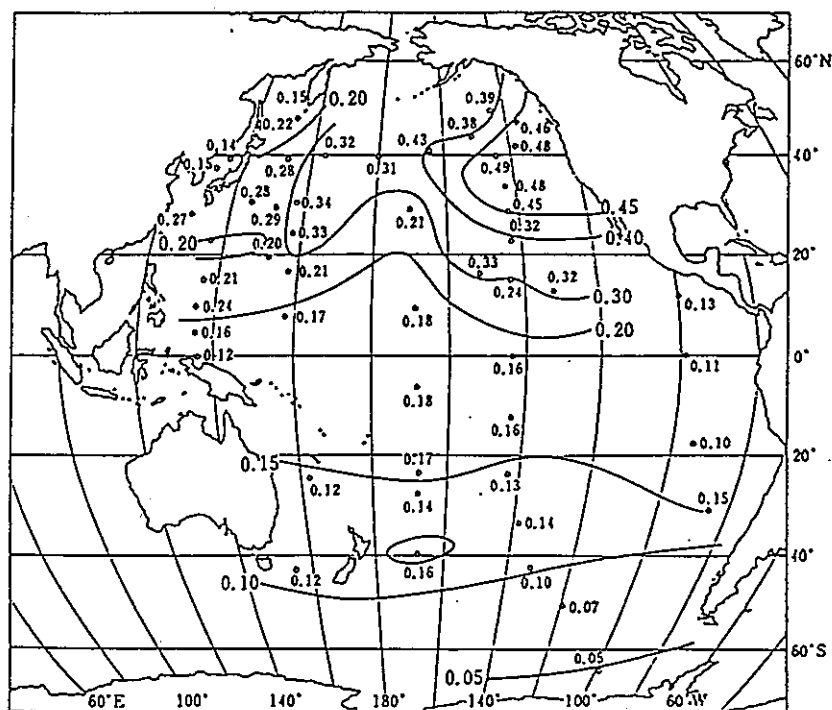


図-2.6.9 太平洋表面水の ^{137}Cs の分布1968～73。単位 $\text{P Ci}/\text{g}$

(堀部純男(1975): 海洋無機化学, P134)

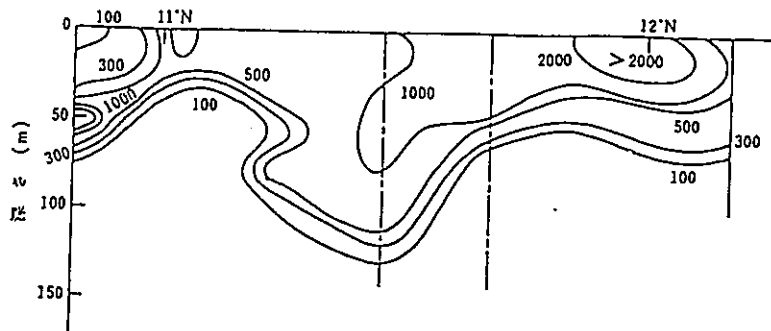


図-2.6.10 ビキニ環礁の西北海域、北赤道海流の鉛直断面における海水中の放射能強度 (1954年夏) ビキニ西方150km、単位: cpm/ℓ
(堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, P138)

図-2.6.10はビキニ環礁から西に 150km 離れ、北赤道海流を直角にきる断面における海水中の放射性物質濃度の鉛直分布である。150km 西に離れた海域では、南北両方向に放射能汚染が枝わかれしている。点線はビキニ・エニウェトク環礁のある緯度を示す。放射能汚染は点線の両側にかわれ、2つの極大の間の距離は約 100km である。水深80~ 100m で、100cpm/ℓ の放射能があった。温度躍層 150m より下では、ごくわずかの放射能しか観測されていない。

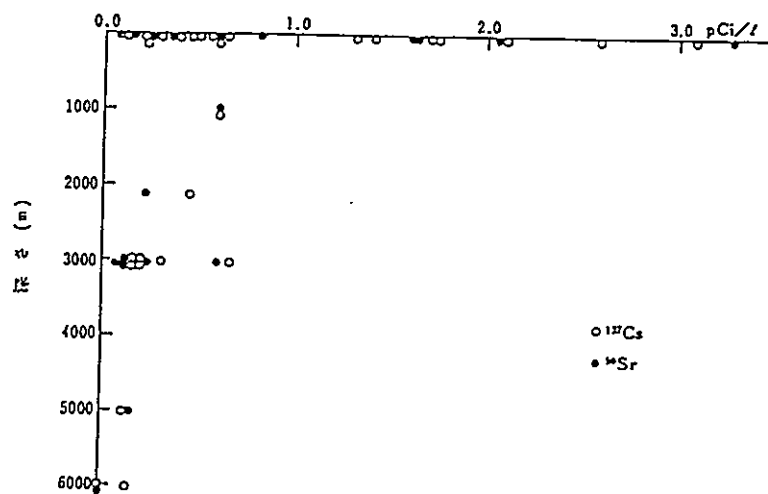


図-2.6.11 北太平洋西部海域における海水中的 ^{90}Sr と ^{137}Cs の鉛直分布 (1958, 59年)
(堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, P140)

^{90}Sr と ^{137}Cs の躍層より深い所への鉛直方向の輸送については、大西洋よりも北太平洋のほうが明瞭にとらえることができる。表層における ^{90}Sr および ^{137}Cs の濃度が大西洋より高いからである。図-2.6.11に北太平洋西部海域における1958～59年における ^{90}Sr と ^{137}Cs の鉛直分布を示す。1954年の核実験からわずか3～5年の後に、水深6,000mの深海に ^{90}Sr と ^{137}Cs が到達していることは、注目しなければならない。これらの放射性元素の鉛直分布には地域差が大きく、海洋大循環の構造と相関をもっている。

海洋における ^{90}Sr と ^{137}Cs が鉛直方向に移動する過程の中で、生物による影響と沈降作用は無視することができる。というのは、生物の Sr 、 Cs の濃縮係数は小さく、またこれらは、海水中ではイオンとして存在するからである。したがって、深海への到達は主として、粒子状物質表面への吸着沈降を含む物理・化学的な過程によるものと考えられる。

(2) トリチウム-3 (^3H)

海水中のトリチウム濃度の1968~1972年の調査結果を図-2.6.12に示す。その結果は北および南太平洋で、それぞれ、表面で2~15 T.U., 0.4~2 T.U.で、北太平洋海水のほうが南太平洋より濃度が高い。

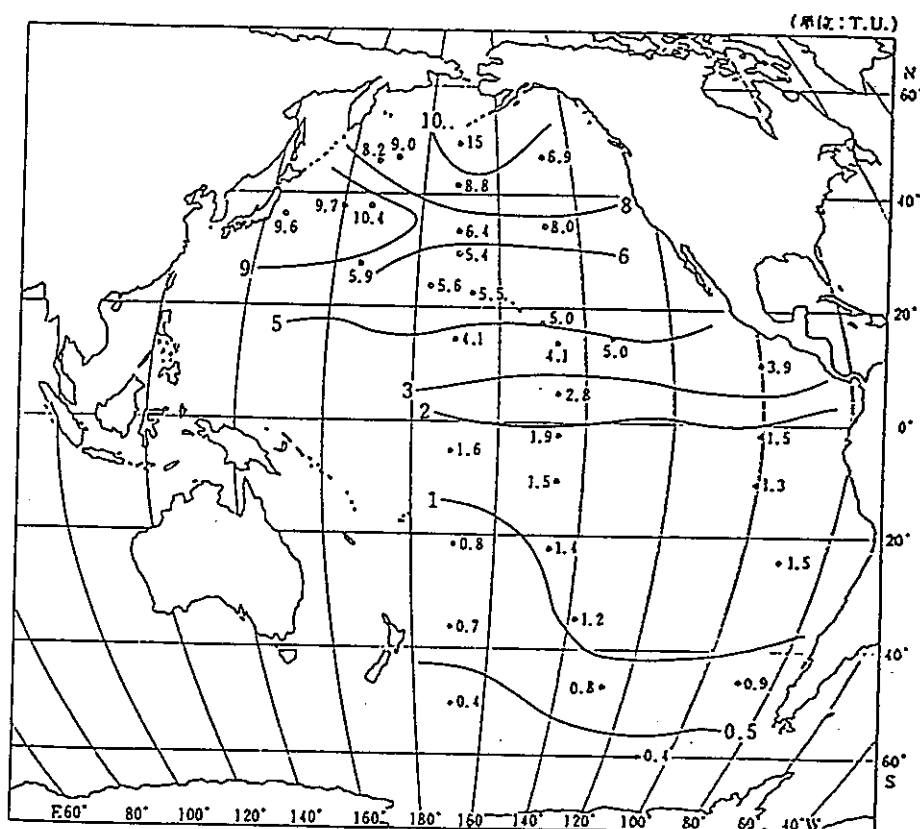


図-2.6.12 太平洋表面海水中のトリチウム含量の水平分布 (1968~72)
単位: T.U.

(堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, P136)

トリチウムの年間降下量と表面水中のトリチウム含量との間には相関があり、表面水中のトリチウム含量は、トリチウム降下量に関係していることを示す。

1980年代における単位水中のトリチウム現在量 (T U) は図-2.6.13に示すとおりである。またトリチウム現在量と降下量との緯度分布は図-2.6.14のようになっている。

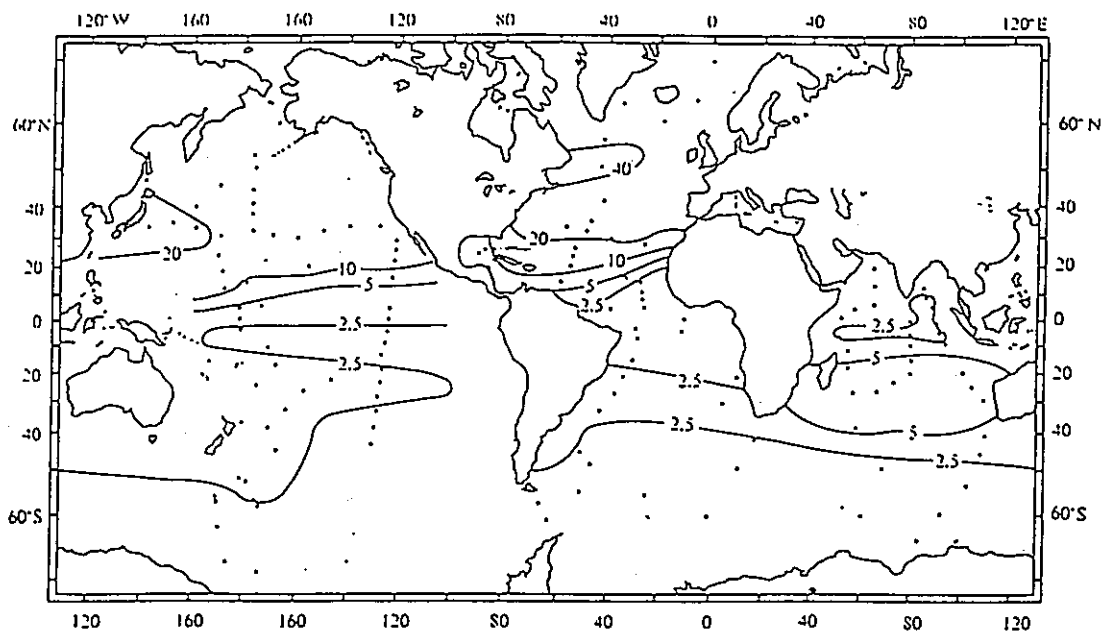


図-2.6.13 単位水柱におけるトリチウムの (^3H) 現在量 (TU)
 (放射壊変を1981年に補正)
 (ÖSTLEND et al., 1980; BROECKER et al., 1986)

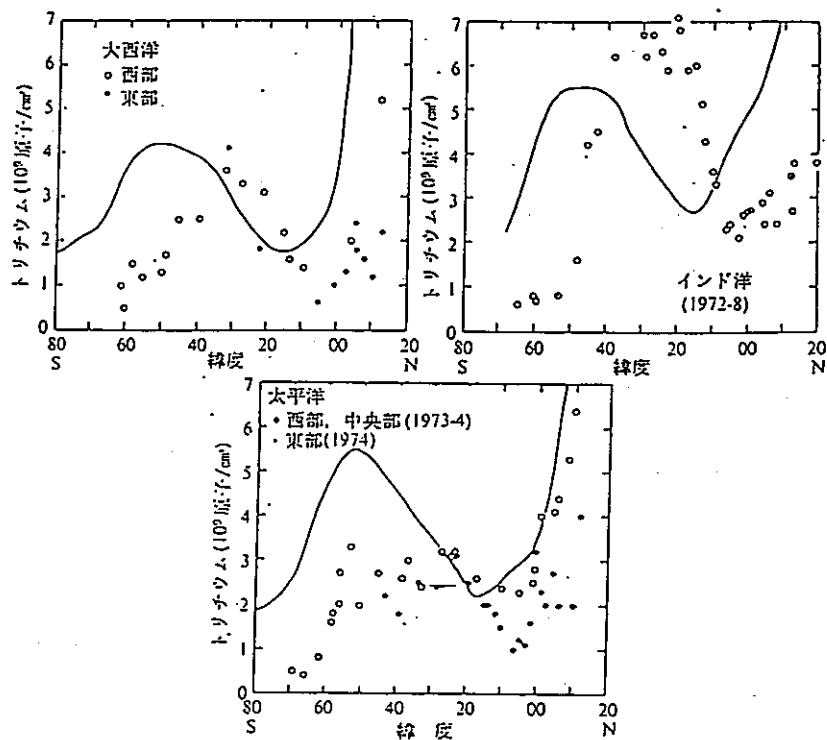


図-2.6.14 大西洋、インド洋および太平洋のトリチウム (^3H) 現存量 (TU) の緯度分布、実際はWEISS et al. (1979) による降下量の推定値。
 (放射壊変を1981年に補正) (BROECKER et al., 1986)

トリチウムの鉛直分布に関しては、すでに大西洋の鉛直断面分布を図-2.6.6に示したが、太平洋における分布を図-2.6.15に示す。すでに、表面でのトリチウム分布でみたように、北半球で量が多く、南半球で少ないことが明かである。深さ方向には南北両半球の中緯度地帯で 500~1000mまで0.2 TU以上となっているが、赤道付近では0.2 TUの等値線が 300m程度と浅く、きわめて明瞭に海洋表層（永久温度躍層以浅）循環系の特徴を反映している。

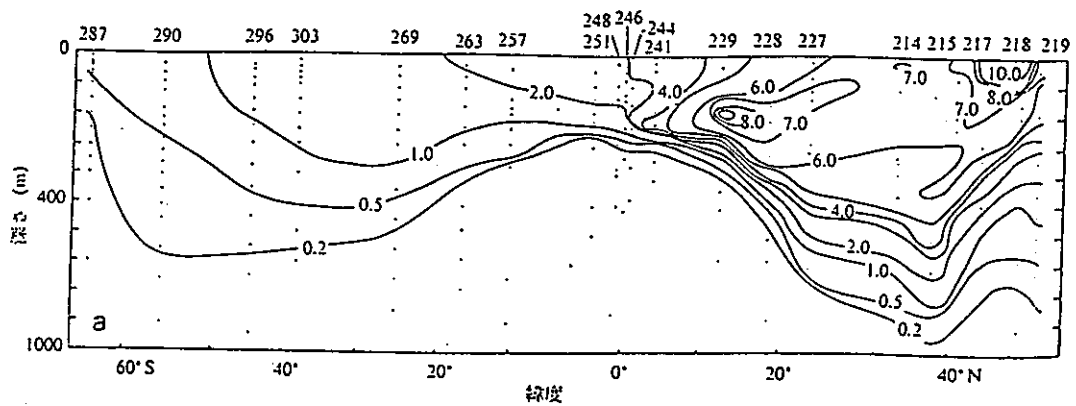


図-2.6.15 165° Wと170° Eの間の太平洋におけるトリチウム (^3H) の南北断面
(単位 TU) (FINE et al., 1981)

2.6.3 海洋中の放射性物質の挙動

(1) 海水からの物質の除去過程

海水に溶けている物質の大部分は海底堆積物となって海水中から除かれる。したがって、その除去過程は大きく3段階に分けることができる。

1) 溶存物質が粒子になる過程

2) 粒子が沈降して海底に至る過程

3) 海底でのさまざまな過程（続成過程）を経て最終的堆積物になる過程

一方で海洋中の粒子は外界から供給される粘土鉱物のようなものだけでなく、大部分は海洋表層での植物プランクトンの生育に起因した粒子であり、それらは食物連鎖を通じての状態（例えば粒径）の変化、バクテリアによる分解、化学的溶解など様々な変化を受ける。そしてこのように複雑な変化や動きをする粒状物質と溶存化学種との反応は、モルからフェムトモル（ 10^{-15} モル）にもわたる海水中の化学組成（特に微量元素組成）を決定するもっとも重要な要因の一つである。

海水中の微量元素である重金属の存在量は、大陸から海洋への供給量のすくなさや、難溶性の個体を形成し溶解度が小さいことなどだけでは説明出来ないほどすくない。これを説明するために、これらの微量元素は海水中に存在する様々な物質に吸着除去される過程（スキャベンジングと呼ばれる）が存在すると考えられている。従って、スキャベンジングというのは、実際には複雑に絡み合った粒子と溶存化学種との反応によって海水から微量元素が除去される場合の総称であって、研究が進展するにつれて徐々にその実態が明らかになり、最終的には熱力学やストークスの法則など粒子の流体中での振舞いの基本的パラメーターとの関係づけも可能になるという性質のものである。

(2) スキャベンジングモデル

化学者が最も常識的に考えれば、この除去過程はある種の反応とみなされるから、第1近似としては1次反応的除去、つまり、そこに存在する量に比例する除去になるであろう。たとえば、Craig et al. (1973) は、 ^{210}Pb の分布に基づいて不可逆一次反応吸着を仮定したスキャベンジング・モデルを提唱した。一方、Tsunogai et al. (1974) は、 ^{210}Pb は事実上すべて固体として存在し、その沈降によって海洋から除かれる“沈降モデル”によってその分布を説明した。しかし ^{210}Pb の分布はこれらいずれのモデルでも同程度によく説明されるのである。この論議に終止符を打ったのは、粒子状及び海水中のTh同体位の分布の測定結果であった(Krishnaswami et al., 1976, Nozaki et al. 1981, Bacon and Anderson, 1982)。すなわち、海水中の ^{238}Th がいずれも深さ方向に直線的に増大し、Thのスキャベンジングの過程は、海水中の溶存Thと粒子との間で吸着-脱着の可逆過程で最もよく表わされることがわかったのである。さらにまた、粒状物の沈降除去には、殆ど沈降しない微小な粒子(海水中での存在量が多い)と沈降のフラックスを支配するフィーカルベレットやマリンスノーなどの大型粒子(海水中での存在量は少ない)とが相互に作用し合う必要があること(Nozaki et al. 1987; 野崎、1986)も明らかになってきた。

ここでは最も最近に現われた、野崎らのモデルの発展であるCleggとWhitfield (1990) のトリウム・スキャベンジング・モデルを紹介する。

彼らは、図-2.6.16. aに示すように、粒子をほとんど沈降しない微小粒子 P_s (g/m^3) と大型粒子 P_l (g/m^3) に分け、これらは表層近くでの微小粒子の生成 P_r ($\text{g}/\text{m}^3 \cdot \text{y}$)、微小粒子の溶解 γ ($1/\text{y}$)、微小粒子の凝集 γ_1 ($1/\text{y}$)、大型粒子の分解 γ_{-1} ($1/\text{y}$)、および大型粒子の沈降速度 S (m/y) に支配されることとした。なお、微小粒子は沈降しないものとした。

また、水中の放射性核種については図-2.6.16. bに示すように溶存状態のもの(濃度 C_d (dpm/m^3))、微小粒子および大粒子に吸着されたもの(濃度 C_s (dpm/m^3))、濃度 C_l (dpm/m^3))とする。 C_d と C_s の間は一次近似の吸着 k'_1 ($1/\text{y}$)と脱着 k'_{-1} ($1/\text{y}$)によって交換が起こるものとする。

鉛直1次元で定常状態を仮定すると、粒状物質については、

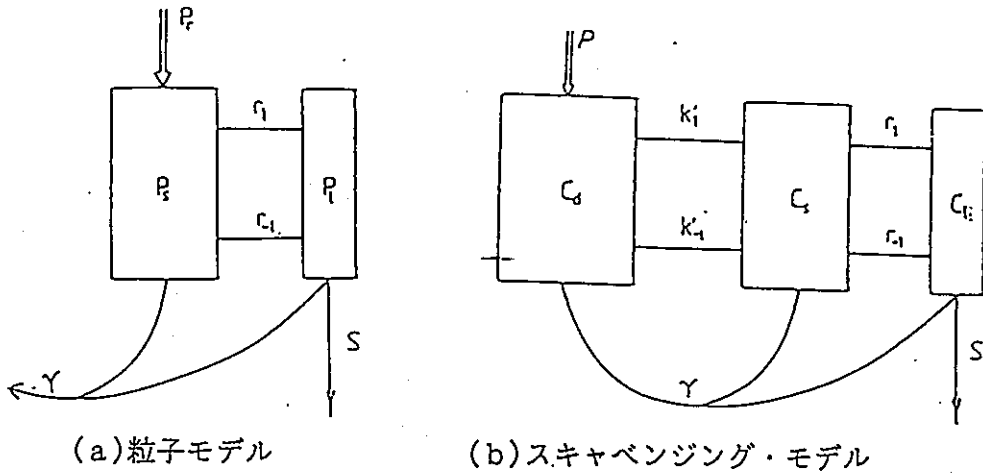


図-2.6.16 Clegg及びWhitfieldによる2粒子モデル
(野崎義行(1990): 海洋におけるスキヤベンジングの最新像について)

$$\frac{d P_s}{d t} = 0 = P r - P_s (\gamma + \gamma_1) + \gamma_{-1} P_l + K v \left(\frac{\partial^2 P_s}{\partial Z^2} \right) \quad (1.4)$$

$$\frac{d P_l}{d t} = 0 = \gamma_1 P_s - P_l (\gamma + \gamma_{-1}) - \left(\frac{\partial F}{\partial Z} \right) \quad (1.5)$$

$$F = P_l S \quad (1.6)$$

の関係が成立する。ここでF (g/m²・y) は粒子の鉛直フラックス、K v (m²/y) は鉛直渦拡散係数である。

微小粒子は、海水中の粒子の存在量と粒子表面積を支配すると考えられるので、微量元素の吸着～脱着はこの小粒子のみについて考えればよい。したがって、

$$\frac{d C_d}{d t} = 0 = P - C_d (\lambda + k_1') + C_s (k_{-1}' + \gamma) + K v \frac{\partial^2 C_d}{\partial Z^2} \quad (1.7)$$

$$\frac{d C_s}{d t} = 0 = C_d k_1' + C_l \gamma_{-1} - C_s (\lambda + k_{-1}' + \gamma + \gamma_1) + K v \frac{\partial^2 C_s}{\partial Z^2} \quad (1.8)$$

$$\frac{d C_l}{d t} = 0 = C_s \gamma_1 + C_l (\gamma_{-1} + \lambda) - S \frac{\partial C_l}{\partial Z} \quad (1.9)$$

ここでP (dpm/m³・y) は親核種の壊変による生成速度、λ (1/y) は放射壊変定数である。

以上の方程式系において、適当な条件を与えるとトリウム濃度の鉛直分布が求められる。

スキヤベンジングモデルでの主要な前提を以下に示す。

- (I) 海洋中の浮遊粒子を大粒子（直径 $50\ \mu\text{m}$ 以上）と小粒子（直径 $50\ \mu\text{m}$ 未満）に区分し、各々のクラスの粒子に一定の沈降速度を与える。
- (II) 各コンパートメントにつき大粒子密度、小粒子密度を与える。
- (III) 溶存核種濃度と浮遊粒子中の核種濃度との間には吸着平衡が成り立つと仮定する。

核種は海水中に溶存しているか、浮遊粒子などに吸着している。吸着現象については分配係数 K_d (distribution coefficient) の概念を使用する。これは海水中に溶存している核種濃度に対する大（又は小）浮遊粒子に吸着している核種濃度の比である。このモデルでの一つの問題は、有機炭素のフラックスや濃度は実測によって求められるが、粒子の凝集-崩壊過程の情報（ γ 、 γ_1 、 γ^{-1} など）は全く乏しいことである。今までの唯一の情報は、Nozaki et al. (1987) および野崎 (1986) がThの同位体の分布から計算したものがあただけである。この過程は鉛直方向に変化することが予想されるが、それは今のところ推定に頼るしかない。（ただし、モデルではその変化に対する感度解析は可能である。）現在のところ、セジメント・トラップによる沈降粒子の捕集と同時にポンプを用いた懸濁粒子を捕集し、そのTh同位体分析を行うことが、粒子の凝集・崩壊過程の速度を決める上で最善の方法と考えられる。

(3)モデル計算から学べること。

トリウムいくつかの同位体の鉛直濃度分布について $\gamma=0$ 及び γ を与えるの2つの場合の計算例を図-2.6.17に示す。

計算結果から学べる第一点は、実測のデータはこのモデルでかなりよく表されるということである。特に ^{232}Th の分布が表層から急激に減少するためには、表層100-200mにおいて無機化が脱着過程よりも重要($\gamma \gg k'_{-1}$)であることを示している。このようなことは、A β , B β などの難溶性の他の元素にもあてはまるであろう。

第2点は、スキャベンジング・モデルで比較的良好に分かっていることとそうでないことが何かということである。例えば、 k'_1/k'_{-1} の比、すなわち溶存Thと粒状Thの配分定数は $\pm 25\%$ の範囲で動かないけれども、その絶対値や、凝集、崩壊過程の γ_1 、 γ_{-1} については不確かさが残る。そして、それらをより確かなものにするためには、2つ以上のTh同位体を溶存、懸濁粒子及び沈降粒子に分けて測定する必要があることがわかる。また同時に、粒子濃度とフラックス、粒子相互間の交換過程についての情報をもたらす研究も今後なされなければならない。すなわち、モデル計算は今後の実験や観測のデザインをする上でも大変役立つ。

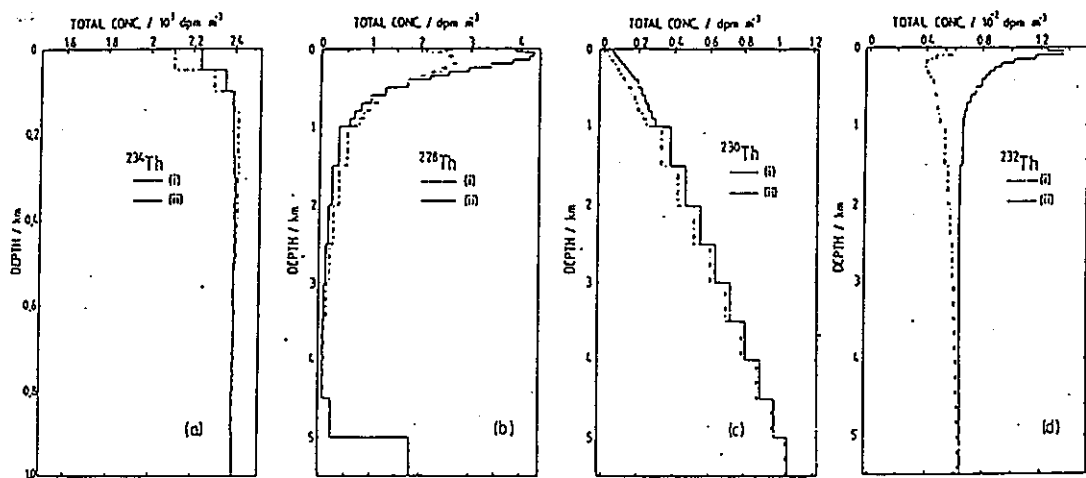


図-2.6.17 海水中のトリウム鉛直分布の計算例：(i) $\gamma=0$ 、(ii) γ は深さ z の適当な関数 (Clegg and Whitfield, 1990)

(4) 水平輸送の問題

先の鉛直一次元スキヤベンジング・モデルは、少なくともThの分布についてはよく表わすことができることがわかった。ちなみにThの海洋中の平均滞留時間は約30年である。Bi, Al, Snなど極めて難溶性で同程度の平均滞留時間を持つものに、そのモデルは適用可能であろう。

ところが、もう少し平均滞留時間の長い元素についてはどうであろうか？ そのもっともよい例は、 ^{230}Th と同様に親核種U (^{235}U) から生まれる ^{231}Pa ($t_{1/2} = 32800$ 年) であろう。Nozaki and Nakanishi(1985)によると、溶存 ^{231}Pa と粒子間の吸着平衡は ^{230}Th と同様に成り立っているが、その鉛直分布は ^{230}Th のように単調増大を示さず中層で弱い極大を示す分布となっている。ちなみに ^{231}Pa の平均滞留時間は ^{230}Th より数倍長い150年程度である。この事実は、平均滞留時間が100年以上の元素になると鉛直方向のみならず、水平方向の移動が重要になってくることを如実に示している。ましてや、これまでよく登場した酸素、炭素、栄養塩などの鉛直一次元拡散移流モデルにおいては、水平方向の移動が無視できるはずがないという結論にもなる。また、この水平輸送は堆積物における ^{231}Pa と ^{230}Th の分布 (Yang et al. 1986) からその重要性は明らかであり、そしてこのことは他の多くの重金属にも当てはまるはずである。この海盆スケールでの物質の水平輸送に対する研究はこれまでまだほとんど行われていず、今後の進展を待たなければならない。

参 考 文 献

- W. S. ブロッカー (1981) : 海洋化学入門, 東京大学出版会
- 堀部純男 (1970) : 海水の化学, 海洋科学基礎講座10, 東海大学出版会
- R Bacastow and E Maier-Reimer (1990) : Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Climate Dynamics*
- 西村雅吉 (1983) : 海洋化学 - 化学で海を解く, 産業図書
- 堀部純男 (1975) : 海洋無機化学, 海洋学講座 6, 東京大学出版会
- 野崎義行 (1990) : 海洋におけるスキャベンジングの最新像について, 沿岸海洋研究ノート 第28巻 第1号
- Clegg, S. L. and M. Whitfield (1990) : A generalised model for the scavenging of trace metals in the open ocean. II - Thorium scavenging. Submitted to *Deep-Sea Res.*
- BROECKER, W. S., PENG, T.-H. and ÖSTLUND, G. (1986) : The distribution of bomb tritium in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **91**, 14331-14344.
- ÖSTLUND, H. G. and STUIVER, M. (1980) : GEOS E C S Pacific Radiocarbon, **22**, 25-53.
- ÖSTLUND, H. G. and OLESON, R. and BRESCHER, R. (1980) : GEOS E C S Indian Ocean radiocarbon and tritium measurements (Miami). Tritium Laboratory Data Report, 9, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami.
- FINE, R. A., REID, J. L. and ÖSTLUND, H. G. (1981) : Circulation of tritium in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 3-14.

3. 海域海洋拡散コードの開発

3.1 広域海洋拡散モデル

海洋に投棄された放射性廃棄物の影響を評価する為には最初に海洋中の放射性廃棄物の分布を予測する事が必要である。通常予測計算は、最初に海洋の流動・拡散場を設定して対象となる放射性核種の移流・拡散方程式を解く事によって行う。流動以外の収支については核種の崩壊、懸濁粒子にとりこまれての沈降、海底への堆積・埋没等を考慮する。更に詳しいモデルでは堆積物中に取り込まれた放射性元素が脱着して間隙水を通じて海水中に戻る機構まで考慮する場合もある。この場合は堆積物からの放射核種の吸脱着、堆積物の生物攪乱、及び海水-堆積物境界層を通じての拡散等をモデル化して計算を実施する。

しかしながら今回の調査では、

- 1) 予測モデルは表層投棄を対象とする
- 2) 一度堆積物中に取り込まれた後に崩壊によって吸着係数が変化し海底に再溶解する核種は限られる
- 3) 堆積後の機構を決定する各種パラメータについて未知な部分が多い。
(生物攪乱速度、攪乱層厚、及び堆積物と海水の境界層厚を決める底層流の流速等)

の点を考慮し、海洋中の核種の挙動については、流動場による移流・拡散（主に移流）、崩壊、懸濁物質に吸着されての沈降（主としてスキャベンジング）のみを考慮し、堆積後の過程については取り扱わないものとする。スキャベンジングについては2.6で既存の代表的なモデルを紹介している。従ってここでは放射性核種の分布パターンを制御する上で重要な因子である流動場の設定方法についての検討を行う。

この種の計算を実施する方法については、

- 1) メッシュモデル
- 2) ボックスモデル

の2種類に大別される。

メッシュモデルでは対象海域を緯度・経度ともに細メッシュに分割して各格子毎の濃度の初期値を設定して移流・拡散計算を実施する。この場合最初に流動場を計算する必要があり通常、

- 1) 運動方程式
- 2) 熱収支方程式
- 3) 連続方程式

を連立させて解く。メッシュモデルは基本方程式及び解法がある程度確立されている為に条件設定に注意を払う事によって既存の調査結果、知見と相矛盾しない結果が得られるが、プログラム開発、計算時間がかかる。特に長期の核種の循環（数10年以上）を予測する為には高速の計算機が必要である。

ボックスモデルでは対象海域を複数の領域（通常は最大でも20～30ボックス程度、形状は任意）に分割する。各ボックスのトレーサ物質濃度は均一であるとし、拡散計算を実施する。この場合ボックス分割は海洋構造のデータ（水温、塩分の分布等）に基づいて、それらの物理量が空間的に急変する部分にボックス境界を設定するが多い。ボックスモデルでは核種の拡散計算は比較的容易に実施する事ができ長期の計算を実施した場合についても計算時間が比較的短くてすむ。

ボックスモデルを実施する場合に最も困難、且つ重要な作業は核種の分布を制御するボックス間の流量を設定する事である。流況計算のみをメッシュモデルで実施し、得られた結果からボックス間の交換流量を求めるのが理想的であるが、それが不可能な場合は、水温、塩分、流速等の観測データを再現する様に交換流量を設定するインバージョン法が用いられる。インバージョン法でボックス間の交換流量を求める方法については

- (1) 様々な方法が提案されているが、一般的に確立された方法が無く試行錯誤の状態である。
- (2) 観測値から逆に流動パターンを求めるのであるが、観測値に含まれている誤差等が結果に大きく影響し、通常の知見と異なる流動場ができる。

また観測データの配置、観測頻度、データの質等が結果に大きな影響を与える。

- (3) 通常は、観測データのみから完全に機械的に流動場を求める事は不可能であり、何等かの仮定をさらに条件として追加する。

等の問題があるが、核種の拡散、炭素循環等の分野で特に観測データが密であ

る北大西洋を中心として応用されてきた。

最終的に核種の分布の計算に用いる流動場をインバージョンで求めるのか、メッシュモデルで計算を実施するかについては、次年度の検討課題として、ここでは既存のボックスモデルについてインバージョン法で交換流量または流速を求めている文献を中心に紹介し、取りまとめを行うものとする。

3.1.1 既存文献の整理・収集

広域のボックスモデルについて（一部インバージョン法による交換流量を計算するモデルを含む）、

- (1) 対象海域
- (2) 指標項目
- (3) ボックス間の交換流量の設定方法
- (4) 計算手順、計算結果等

についてまとめた。

① M. P. Bacon(1987): Tracers of chemical scavenging in the ocean : boundary effects and large-scale chemical fractionation.
(TRACERS IN THE OCEAN edited by H. Charnock, J. E. Lovelock, P. S. Liss, and M. Whitfield, pages 147-160)

(1) 対象海域

太平洋全域を4000 m以浅 2 ボックスと4000 m以深の合計 3 ボックスに分割する。4000 m以浅の 2 ボックスへの分割は

- 1) 海洋内部ボックス (interior box)
- 2) 海洋縁辺ボックス (marginal box)

とする。表層を 2 ボックスに分割した理由は、最終的にこのモデルで太平洋表層堆積物中の $^{230}\text{Th} / ^{231}\text{Pa}$ の分布が海洋の中央で高く海洋縁辺部で低い現象を説明する為である。

CHEMICAL SCAVENGING

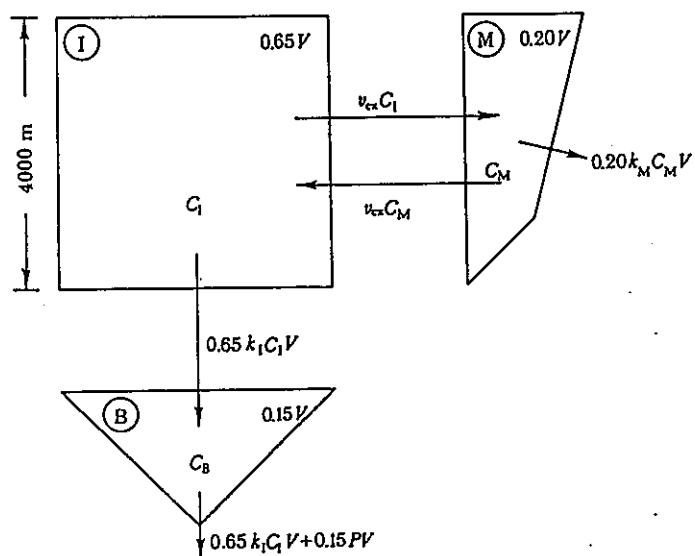


FIGURE 6. Pacific Ocean box model. See text for explanation.

図-3.1.1 太平洋のボックス分割と交換流量

M. P. BACON



FIGURE 4. Activity ratios $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ in Pacific Ocean surface sediments. The production-rate ratio is 11. From Yang *et al.* (1986).

図-3.1.2 太平洋表層堆積物中の $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$

(2) 指標項目

^{230}Th 及び ^{231}Pa を指標項目とする。これらはいずれも ^{235}U 系列の元素で半減期は 10^4 年程度である。U 及び Pa は溶解度が大きく海洋中の滞留時間が長い。これに対して Th は懸濁物にすばやくとり込まれる事によって海水中から除去され、滞留時間は数カ月程度である。

(3) ボックス間の交換流量の設定

ボックス分割が少ない為、設定が必要な水平方向の交換流量は内部ボックスと縁辺ボックス間の交換流量： v_{ex} のみである。これらのボックスと深層ボックス（4000m以深のボックス）との間の物質交換については懸濁物質に吸着されて沈降していく過程のみを考慮している（鉛直混合は考慮しない）。交換量： v_{ex} はパラメータとして取扱い計算結果より得られる海底堆積物への ^{230}Th フラックスと ^{231}Pa フラックスの比を検討する事によって交換流量を定めている。用いている基本式は以下に示す通りである。

$$\begin{aligned}
 0.65 P^{Th} V &= 0.65 k_I^{Th} C_I^{Th} V + v_{ex} (C_I^{Th} - C_M^{Th}) & \text{----- (a)} \\
 0.65 P^{Pa} V &= 0.65 k_I^{Pa} C_I^{Pa} V + v_{ex} (C_I^{Pa} - C_M^{Pa}) & \text{----- (b)} \\
 0.20 P^{Th} V + v_{ex} (C_I^{Th} - C_M^{Th}) &= 0.20 k_M^{Th} C_M^{Th} V & \text{----- (c)} \\
 0.20 P^{Pa} V + v_{ex} (C_I^{Pa} - C_M^{Pa}) &= 0.20 k_M^{Pa} C_M^{Pa} V & \text{----- (d)} \\
 R_I &= k_I^{Th} C_I^{Th} / k_I^{Pa} C_I^{Pa} & \text{----- (e)} \\
 R_M &= k_M^{Th} C_M^{Th} / k_M^{Pa} C_M^{Pa} & \text{----- (f)}
 \end{aligned}$$

但し、

- V : 対象海域全体の体積（0.65V：海洋中央ボックスの体積、0.20V：縁辺ボックスの体積、0.15V：深層ボックスの体積）
- v_{ex} : ボックス間の交換流量
- P^{Th} : ^{230}Th の生成される速度
- P^{Pa} : ^{231}Pa の生成される速度
- C_I^{Th} : ^{230}Th の濃度（海洋内部ボックス）
- C_I^{Pa} : ^{231}Pa の濃度（海洋内部ボックス）
- C_M^{Th} : ^{230}Th の濃度（縁辺ボックス）
- C_M^{Pa} : ^{231}Pa の濃度（縁辺ボックス）
- k_I^{Th} : ^{230}Th のスキヤベンジング速度（比例定数）
- k_I^{Pa} : ^{231}Pa のスキヤベンジング速度（比例定数）

とする。

(4) 計算手順、計算結果等

モデルでは、 ^{230}Th 及び ^{231}Pa について各ボックス毎の濃度（ C_I^{Th} 、 C_I^{Pa} 、 C_M^{Th} 、 C_M^{Pa} ）、及び深層に輸送される ^{230}Th と ^{231}Pa の比（ R_I 、

Rn) を入力条件とする (観測された海水濃度及びセディメントトラップデータから設定)。更に核種の生成速度 (k_{1}^{Th} , k_{1}^{Pa}) を条件として、スキャベンジング速度、ボックス間の交換流量の計算を行っている。得られた交換流量の全体積に対する割合: v_{ex}/V は、 0.0014year^{-1} (滞留時間に換算して700年程度) の結果を得ている。

次に得られたスキャベンジング速度を固定し、交換流量をパラメータとして逆に各ボックスの核種の濃度及び海底へのフラックスを求めている。結果は図-3.1.3~3.1.4に示す通りであり、交換流量が増加すると海底へのフラックスの海洋内部ボックスと縁辺ボックスとの間の差が増加する (海洋中央ボックスと縁辺ボックスで核種の生成速度は同じ値を設定している為、ボックス間の交換流量が十分小さい場合は各ボックスの海底へのフラックスは生成フラックスと釣り合う形となる為)。

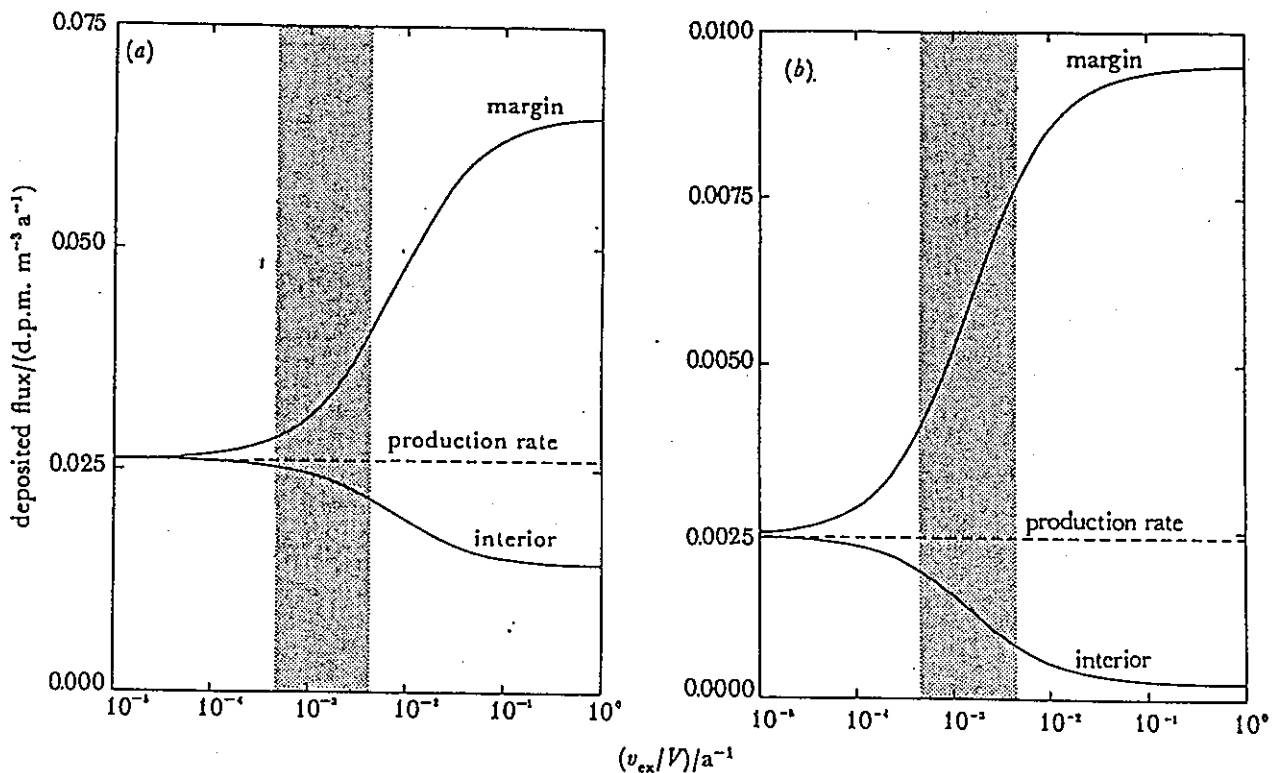


FIGURE 7. Deposited flux of (a) Th and (b) Pa against mixing rate. Scavenging rates are held constant at the values given in table 3. The shaded regions include the selected value of v_{ex}/V (0.0014 a^{-1}) and threefold variations about it.

図-3.1.3 交換流量の変化に伴う²³⁰Th、²³¹Paの海底への輸送量の変化

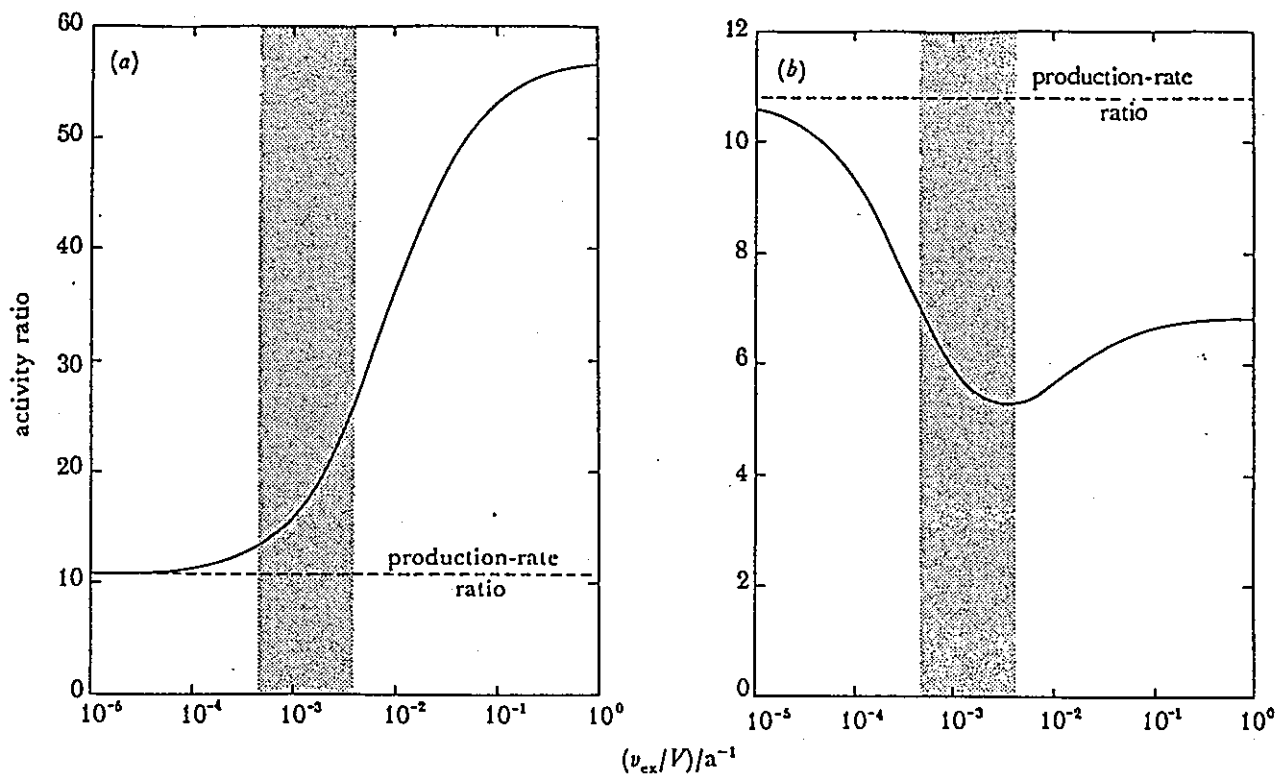


FIGURE 9. Deposited $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ flux ratio (a) from the interior box and (b) from the margin box against mixing rate. Scavenging rates are held constant at the values given in table 3. The shaded regions include the selected value of v_{ex}/V ($0.0014 a^{-1}$) and threefold variations about it.

図-3.1.4 交換流量の変化に伴う $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ の海底への輸送量の変化
(a:海洋内部ボックス b:海洋縁辺ボックス)

また各 Th、Pa に対して

$$\tau = (0.20 C_M + 0.65 C_I + 0.15 P / k_I) / P$$

の式を用いて滞留時間の交換流量依存性を計算している。結果は図-3.1.5に示す通りである（第3項は $0.15 P V = 0.15 C_B V \cdot K_I$ より $0.15 C_B = 0.15 P / K_I$ が得られる）。

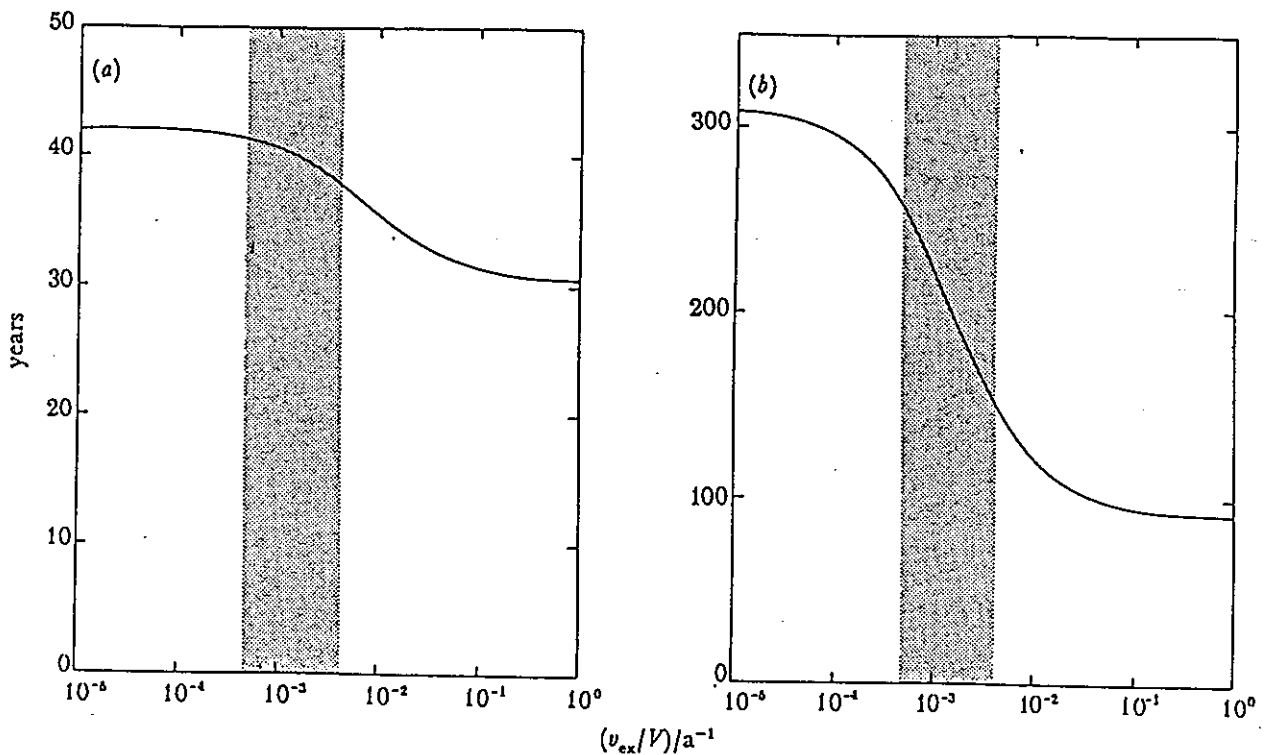


FIGURE 10. Oceanic residence time of (a) Th and (b) Pa against mixing rate. Scavenging rates are held constant at the values given in table 3. The shaded regions include the selected value of v_{ex}/V (0.0014 a^{-1}) and threefold variations about it.

図-3.1.5 交換流量の変化に伴う ^{230}Th 、 ^{231}Pa の滞留時間の変化

② Peter D. Killworth(1986): A Bernoulli Inverse Method for Determining the Ocean Circulation: Journal of Physical Oceanography, vol. 16, pages 2031-2051

(1) 対象海域

北大西洋ほぼ全域、及北大西洋の一部 (beta-triangle area) を対象としている。鉛直方向については表層から、0、100、200、300、400、500、1000、1500 mの各層の流速の計算を実施している。

(2) 指標項目

この論文では、ベルヌーイ法によるインバージョンによって流速パターンを求め、同海域を対象とした既存の数値計算結果と比較を行っている。トレーサー物質の拡散計算は実施していない。

(3) ボックス間の交換流量の設定

この論文では、密度の観測結果に基づいて地衡流の駆動力である等圧面を計算して地衡流による流速を求めている。手順としては、

1) 地衡流バランス

$$\begin{aligned} -fv &= -p_x / \rho_0 + N^v \\ fu &= -p_y / \rho_0 + N^u \end{aligned}$$

2) 静水圧近似

$$p_z = -g \rho$$

3) 質量、密度の保存

$$\begin{aligned} u_x + v_y + w_z &= 0 \\ u \rho_x + v \rho_y + w \rho_z &= N^p \end{aligned}$$

f : コリオリのパラメーター
u : 東方成分流速
v : 北方成分流速
w : 鉛直方向流速
p : 圧力
ρ : 密度 (ρ₀: reference levelの密度)
g : 重力加速度
下付き添え字: x、y、z は、それぞれ東方、北方、鉛直方向の勾配を示す

N^v、N^u、N^pはノイズの項で理想的な状態では0

の基本式から出発して、ポテンシャル渦度及びベルヌーイ関数の保存式、

$$u q_x + v q_y + w q_z = N^a$$

$$u B_x + v B_y + w B_z = N^b$$

q : ポテンシャル渦度 (= $f \rho_z$) で密度の鉛直方向の勾配から計算される

B : ベルヌーイ関数 (= $p + \rho g h$)

N^a 、 N^b はノイズの項で理想的な状態では 0

を導く。

計算は、観測密度データから密度保存式、ポテンシャル渦度保存式、及びベルヌーイ関数の保存式を満たす様に圧力場を計算し、地衡流バランスの式を用いて流速に変換する。

(4) 計算手順、計算結果等

水温、塩分の観測結果から各測点の密度: ρ 、及びポテンシャル渦度: q の鉛直分布を測点別に計算して (ρ 、 q) ダイアグラムを作成する。次に測点毎の (ρ 、 q) 曲線の交点でベルヌーイ関数が等しい条件式を設定する。

例として3つの測点: 1、2、3 に対して図-3.1.6に示した様な (ρ 、 q) ダイアグラムが得られた場合は、交点G、Hでベルヌーイ関数の保存式:

$$B_1(z_1) = B_3(z_3)$$

$$B_2(z_2) = B_3(z_3')$$

即ち、

$$[B_{i0} + g \int_D^{z_1} z (d\rho_1/dz) dz] - [B_{30} + g \int_D^{z_3} z (d\rho_3/dz) dz] = 0$$

$$[B_{20} + g \int_D^{z_2} z (d\rho_2/dz) dz] - [B_{30} + g \int_D^{z_3'} z (d\rho_3/dz) dz] = 0$$

が成立する。但し、

D : 地衡流バランスの条件が成立する水深の上限 (通常表層とする)

B_{i0} : 測点iの表層のベルヌーイ関数の値 (未知数とする)

z_1 、 z_3 : 交点Gの測点1、3の水深

z_2 、 z_3' : 交点Hの測点2、3の水深

とする。

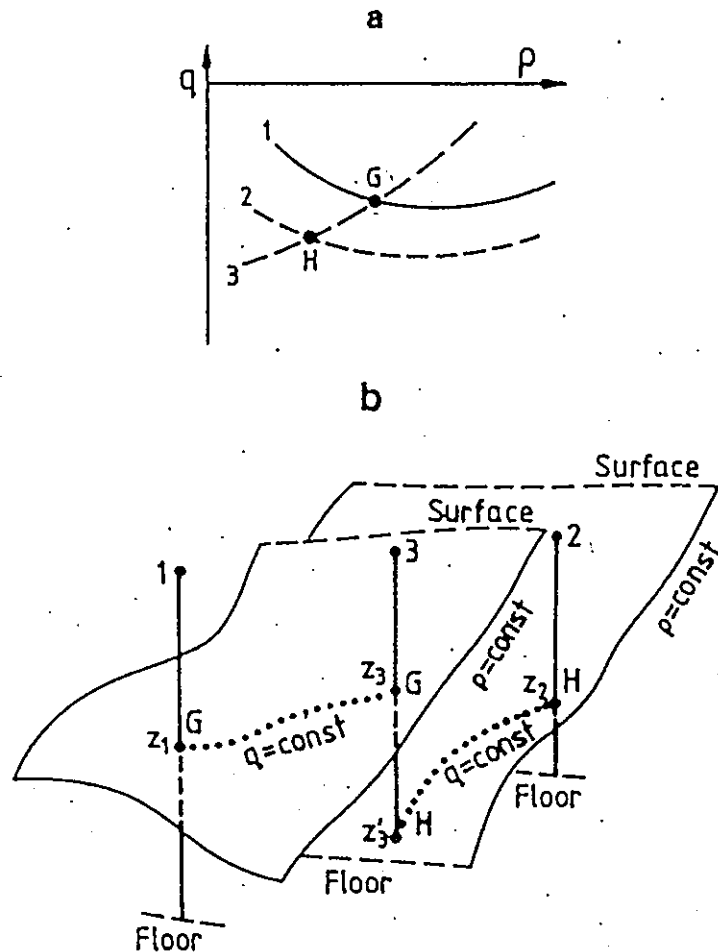


FIG. 1. (a) Typical stations on (ρ, q) diagram. (b) The same stations shown in a perspective view of the ocean. The two nonintersecting faces are of constant density; firm lines show vertical stations; shed lines outcroppings at surface and floor; dotted lines show surfaces of constant q on a density surface.

図-3.1.6 測点別の (ρ, q) ダイアグラム

実際には対象海域中の選択したすべての測点について (ρ, q) ダイアグラムを作成して交点毎に前述のベルヌーイ関数保存式を作成する。これを解く事によって各地点毎のベルヌーイ関数の鉛直分布をもとめ、圧力を計算する。さらに地衡流バランスの式によって流速を計算する。

図-3.1.7は北大西洋全域を対象として数値計算で100 mの水深の地衡流計算を実施した例である。図-3.1.7の[×]で指定された範囲をベルヌーイ法で計算された各水深別の等圧力線の分布を図-3.1.8の形でまとめられている。地衡流の場合は流速は等圧線に沿うため流況パターンを表している。図-3.1.8では[b]が水深100 mであり図-3.1.7と対応する。

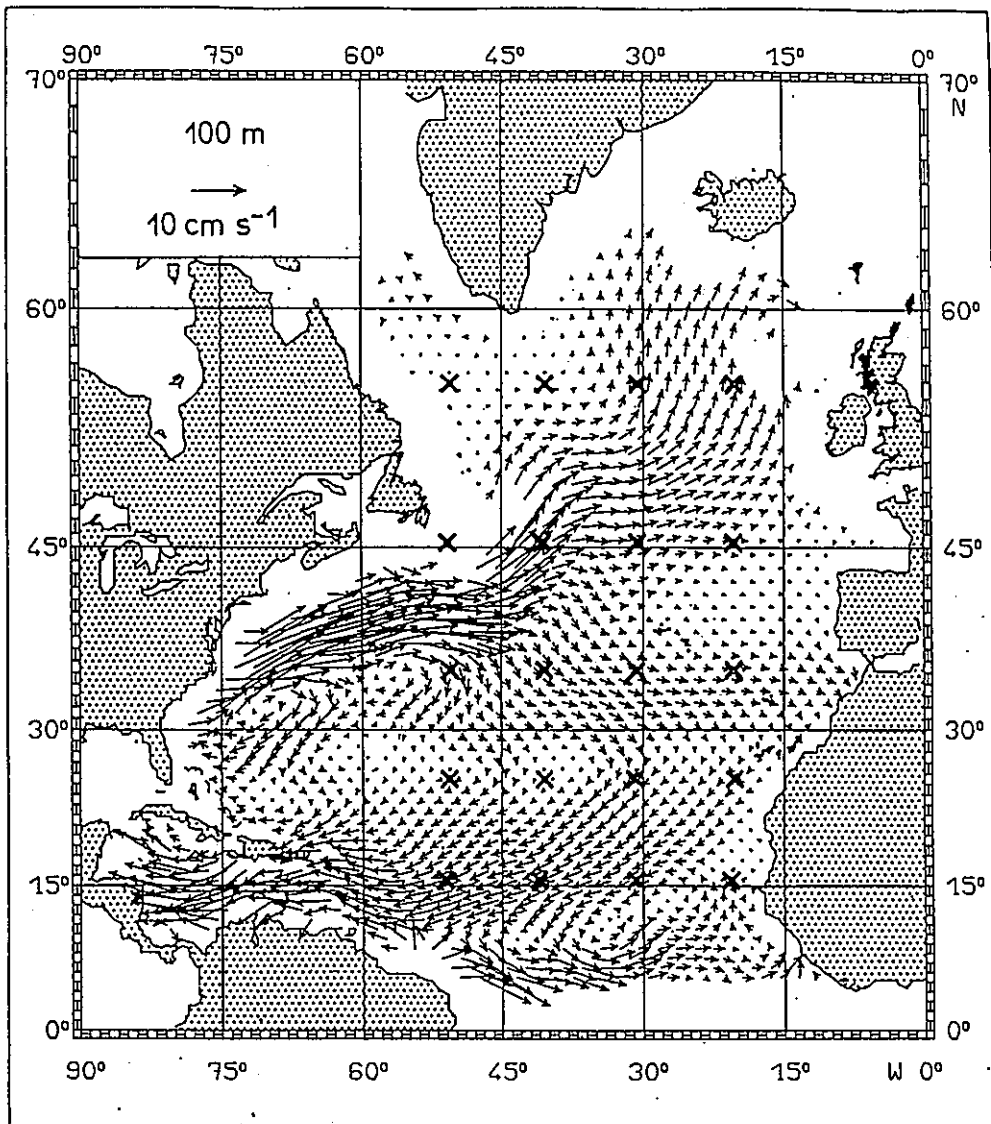


FIG. 10. The 20 North Atlantic stations, marked by crosses, superimposed on Olbers et al.'s (1985) vectors of the 100 m geostrophic flow relative to 2000 m.

図-3.1.7 数値計算で得られた北大西洋の流速分布

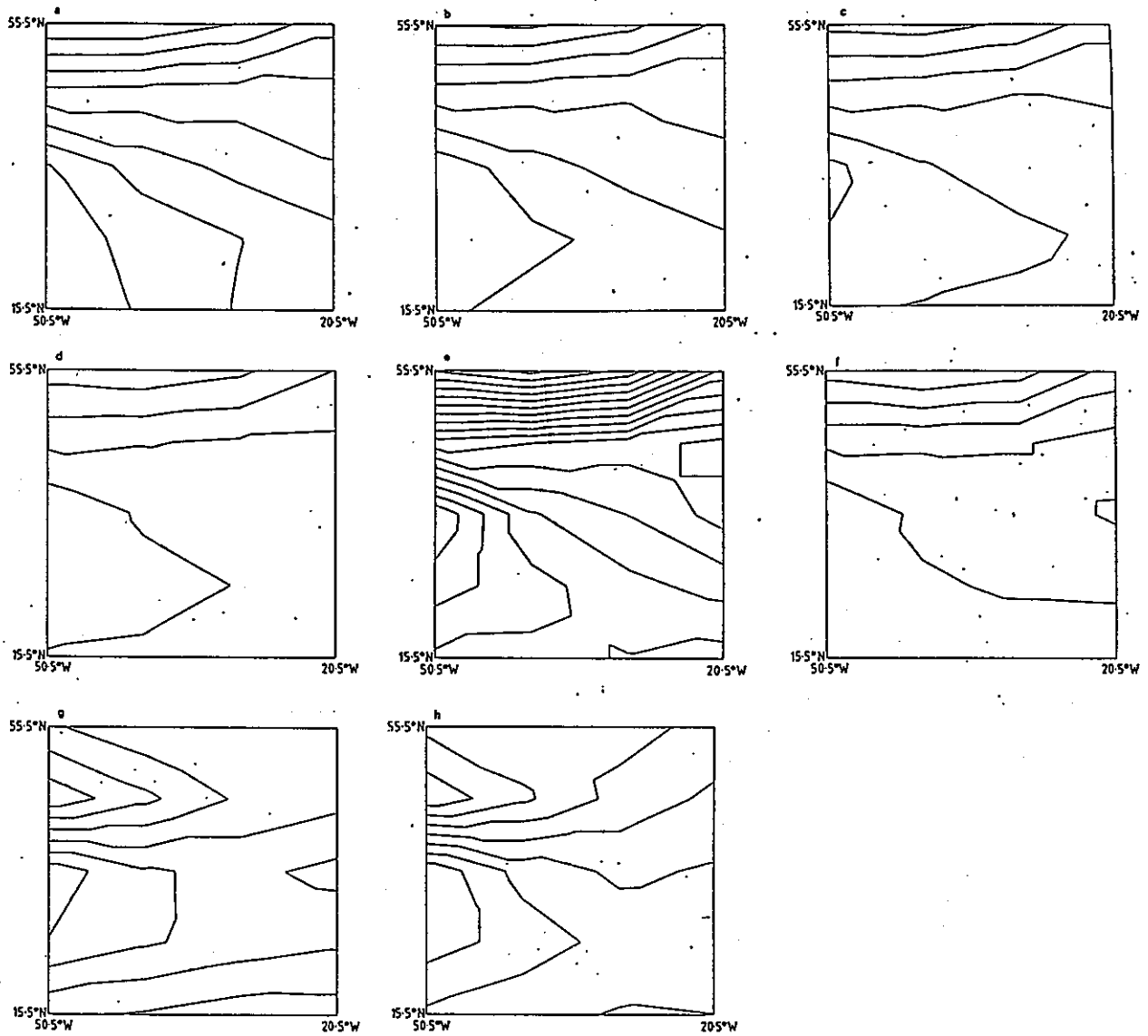


FIG. 12. Pressure contours on horizontal surfaces for the 4×5 North Atlantic grid. No smoothing has been used; the Grand Banks station has been extrapolated westwards to permit machine contouring. (a) $z = 0$, c.i. $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (b) $z = -100$ m, c.i. $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (c) $z = -200$ m, c.i. $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (d) $z = -300$ m, c.i. $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (e) $z = -400$ m, c.i. $0.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (f) $z = -500$ m, c.i. $0.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (g) $z = -1000$ m, c.i. $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; (h) $z = -1500$ m, c.i. $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

図-3.1.8

ベリイヌーユ法数値計算で得られた北大西洋の領域の等圧線 (流速パターン)

絶対流速がどの程度となるかについては、詳しい記述は無いがbeta triangle (28° N、36° W) 領域で既存の結果と比較・検討を行っている。ベルヌーユ法で得られた結果は、

	Depth(m)				
	200	300	400	.500	1000
u (cms ⁻¹)	-0.14	-0.16	-0.18	-0.06	+0.50 (東西方向)
v (cms ⁻¹)	-0.14	-0.10	0.00	+0.11	+0.44 (南北方向)

となる。Schott and Stommel's (1978)の結果では赤道への流速が200 mで0.6 cm/s⁻¹であり、200 m~ 1000 mのシェアーは東西方向が0.35cm/s,南北方向が0.62cm/s⁻¹である。流速の鉛直方向の変化の傾向は一致するとしている。流速シェアーの南北方向の成分は、ベルヌーユ法とほぼ一致しているが、東西方向の成分は、ベルヌーユ法が2倍程度大きくなっている。

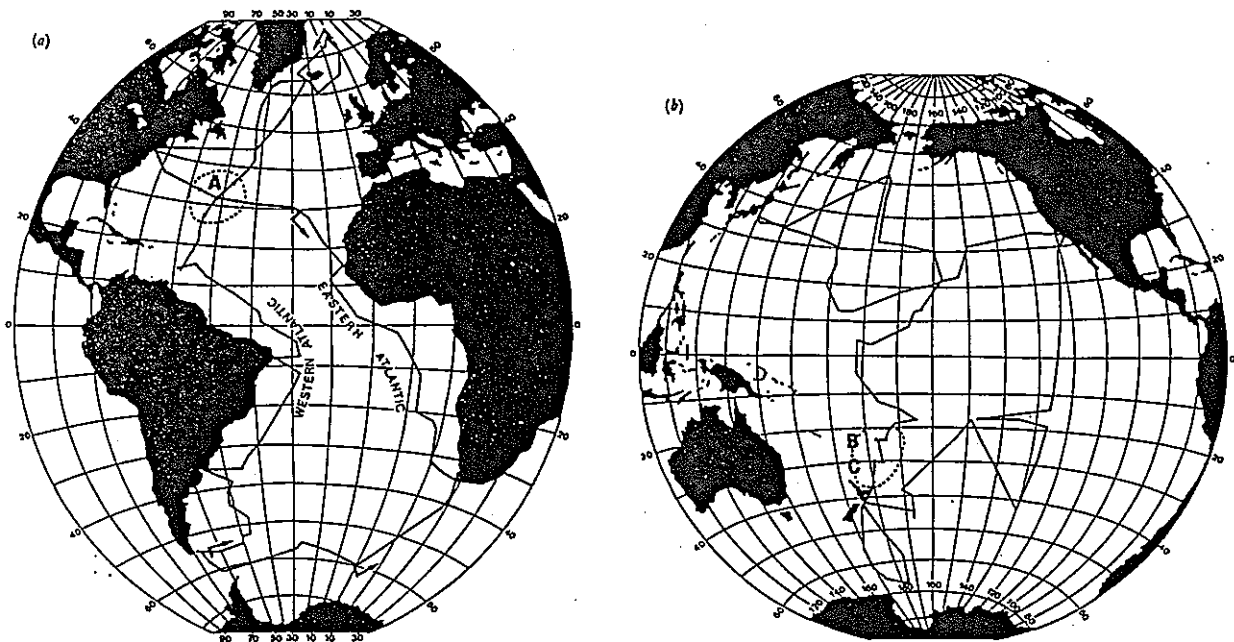
----- 参 考 文 献 -----

Schott, F., and H. Stommel (1978) Beta spirals and absolute velocities in different oceans, Deep Sea Res., vol.25, pages 961-1010

③ G. R. Bigg and P. D. Killworth (1987): Conservative tracers and the ocean circulation. (TRACERS IN THE OCEAN edited by H. Charnock, J. E. Lovelock, P. S. Liss, and M. Whitfield, pages 177-187)

(1) 対象海域

大西洋1地点、太平洋2地点（図-3.1.9の地点A、B、C、それぞれ the central North Atlantic、South Pacific across the Tongan、South Pacific across the Kermadecとしている。）の流速を推定している。この論文はボックスモデルとして交換流量を計算しているわけでは無いが、観測データから流速を推定するインバージョン法を実施している為ここで取り上げた。



G. R. BIGG AND P. D. KILLWORTH

FIGURE 1. GEOSecs (a) Atlantic and (b) Pacific sections. A, station 30; B, Tongan Trench section; C, Kermadec Trench section. The ends of the sections shown in figure 2 are marked on (a).

図-3.1.9 流速推定を実施している地点

(2) 指標項目

特に化学トレーサの拡散を記述しているモデルでは無いが、流速を推定する時に力学的な制約条件の他に保存される項目として、

$$1) \text{NO} = 11 [\text{NO}_3] + [\text{O}_2]$$

$$2) \text{PO} = 175 [\text{PO}_4] + [\text{O}_2]$$

を用いている。

(3) ボックス間の交換流量の設定

この論文では流速の計算をどの様にして行うかという事になる。手法としては、

1) β -spiral法

2) ベルヌーユ法

の2通りを用いている

β -spiral法の場合は、地衡流バランス条件から得られる式

$$b \left(\frac{\delta}{\delta z} h_y - \beta / f \right) + c \frac{\delta}{\delta z} h_x + v_R \left(\frac{\delta}{\delta z} h_y - \beta / f \right) + u_R \frac{\delta}{\delta z} h_x = 0$$

b、 c : reference level の基準流速 (東方成分、北方成分)
u_R、 v_R : reference level 上の相対流速 (東方成分、北方成分)
h_x、 h_y : 等密度面の勾配 (東方成分、北方成分)
f : コリオリ係数
 β : コリオリパラメータの緯度変化

を満たす様に流速を定める。

ベルヌーユ法は既に②で述べた様に観測水質データから地点ごとの (ρ 、 q) ダイアグラムを作成して交点に対するベルヌーユ関数の保存式を立てて計算を実施するが、ここで (ρ 、 NO) に関しても同様の計算を実施している。

(4) 計算手順、計算結果等

ベルヌーユ法で得られた結果についてまとめられていて図-3.1.10に示す通りである。

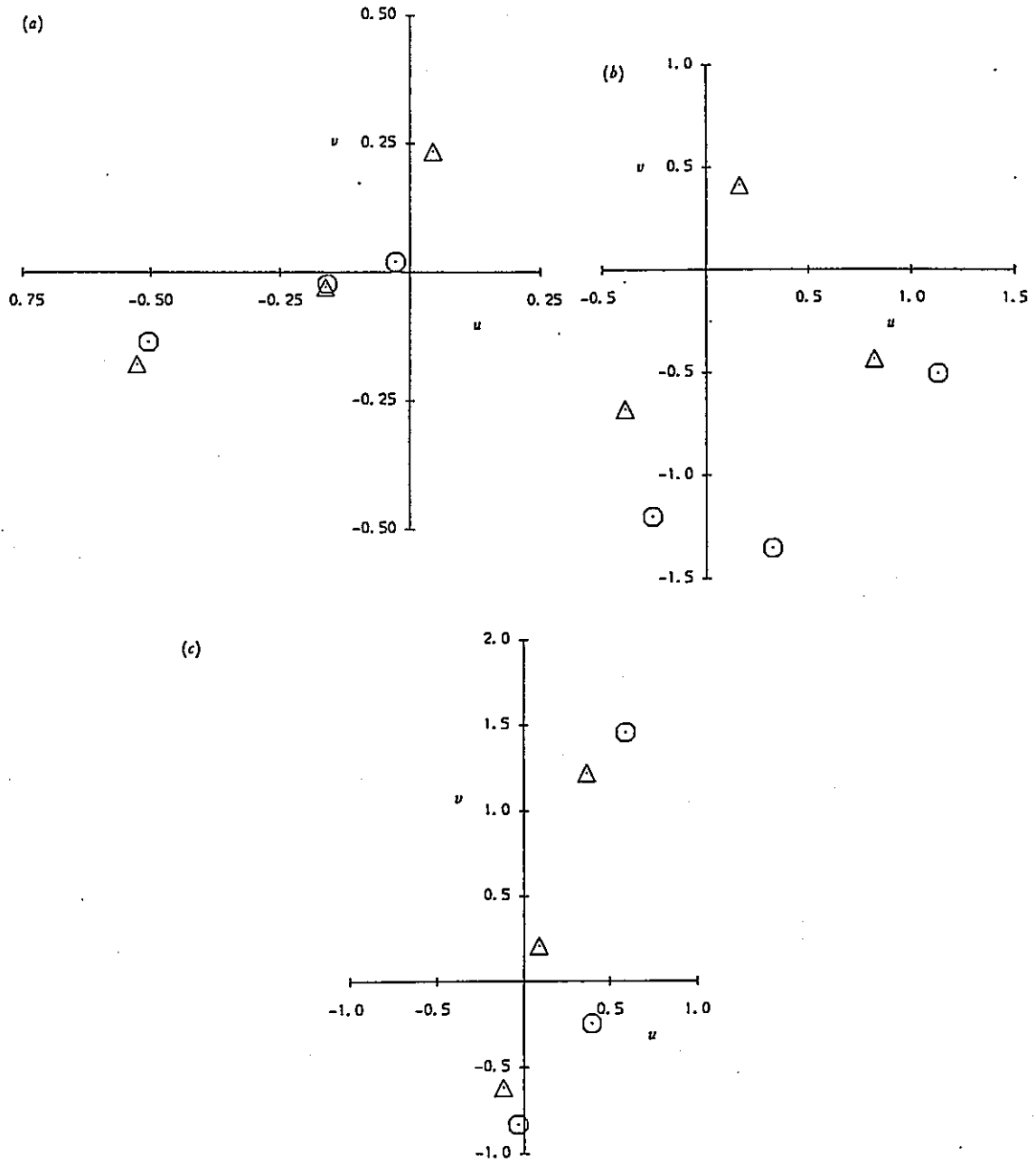


FIGURE 4. Bernoulli inversion velocities (in units of centimetres per second) at 1500 m. Three depth-range cases (ρ, q) inversions, ○; (ρ, NO) inversions, △. (a) Atlantic site, (b) Tongan Trench (B), (c) Kermadec Trench (C).

図-3.1.10 ベルヌーエ法で求めた1500 mでの流速推定値 (単位: cm/sec)
 ((a) 大西洋 (b) トンガ海溝 (c) ケルマディック海溝
 ○ : 密度とポテンシャル渦度によるインバージョン、
 △ : 密度とNOによるインバージョン
 水深の積分レンジを400~3500 m、400-1500 m 1500~3500 m で計算)

④ C. Wunsch(1987):Eclectic modelling of the North Atlantic.

II. Transient tracers and the ventilation of the Eastern Basin thermocline

(TRACERS IN THE OCEAN edited by H.Charnock, J.E.Lovelock, P.S.Liss, and M.Whitfield, pages 201-226)

(1) 対象海域

北大西洋を鉛直方向は8層に分割する。各層の層圧は100m~200mで水深1100m(ほぼ永久躍層の水深に対応する)以浅を対象としている。緯度方向については北緯5°~35°の間を5°間隔で分割する。鉛直二次元モデルと三次元モデル(二次元モデルを緯度方向に3列並べたモデル)について計算を実施している。

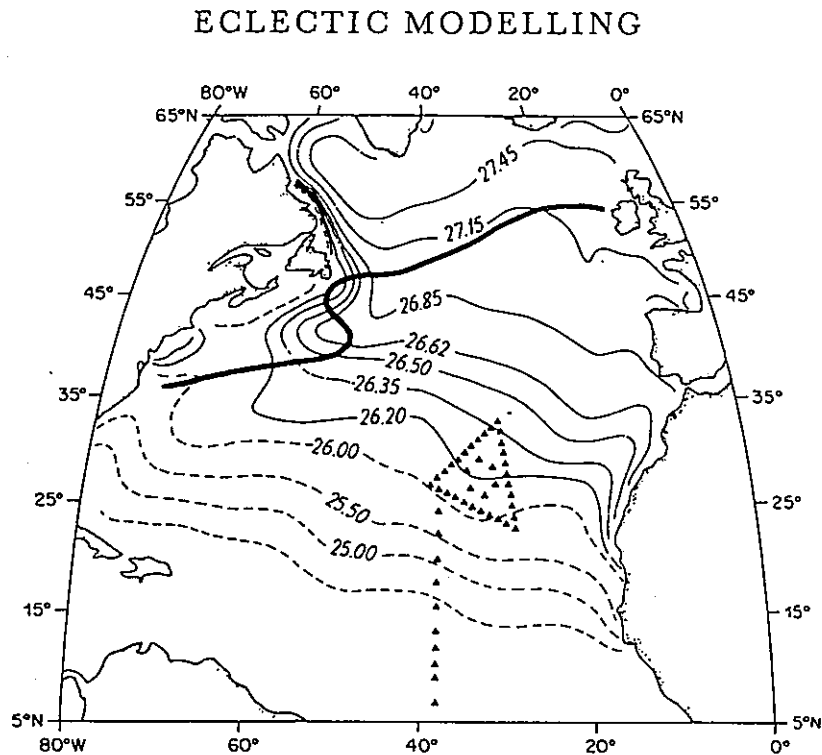


FIGURE 1. Geography of the station data used (taken from Jenkins 1987). The data in the 'β-triangle' stations were used to form a composite meridional section along 38° W as depicted in subsequent figures. The data used combined stations from late 1979 and early 1980.

図-3.1.11 計算対象海域

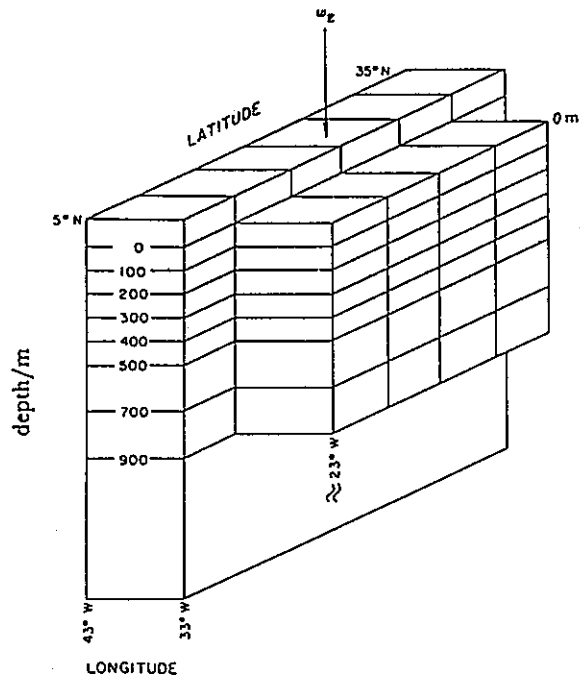


FIGURE 11. Schematic diagram of the three-dimensional model in which the eastern tier of boxes feeds fluid into the interior boxes to its west at rates determined by the meridional geostrophic shear. A third group of boxes, to the west, is not displayed and serves only as a receiving reservoir for the central tier. No backflow from west to east is permitted.

図-3.1.12 ボックス分割図

(2) 指標項目

^3H 、及び ^3He を化学トレーサとしている。

C. WUNSCH

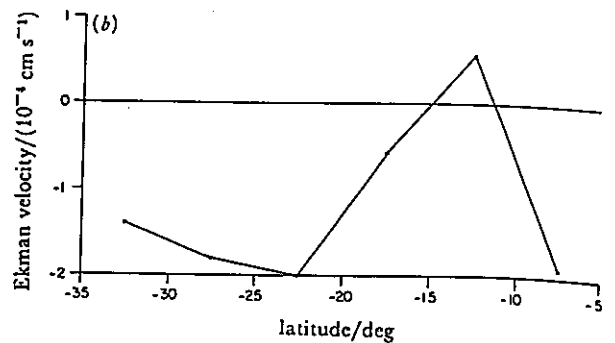
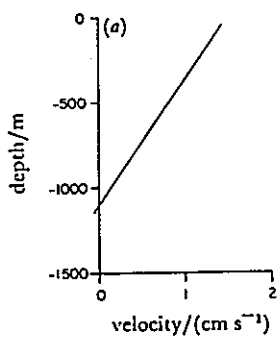


FIGURE 7. (a) Estimate of meridional geostrophic velocity at the northern boundary as a function of depth. (b) Estimate of Ekman pumping velocity along the top boundary.

図-3.1.13(1) 北側境界の地衡流の値

図-3.1.13(2) 表層の Ekman pumping 流速

以上の制約下で

- 1) 各ボックスでの酸素消費速度 (OUR: oxygen-utilization rate) を設定し、総和を最小にする。
- 2) ボックス間の交換流量の総和を最小にする。

の 2 通りで計算を実施している。

三次元モデルについては、

- 1) 二次元モデルを三列に並べた形とする。
- 2) 東西方向の流速の分布については観測値を用いる。
- 3) 質量収支、塩分収支、熱収支、DO 収支については三次元モデルに合

(3) ボックス間の交換流量の設定

前述の様に鉛直二次元モデルと三次元モデルで計算を実施している。

二次元モデルでの流量計算では、先ず物質保存の式

$$\text{質量保存式: } \sum_{j \equiv N_1} J_{i,j} - \sum_{j \equiv N_1} J_{j,i} = 0.$$

$$\text{塩分保存式: } \sum_{j \equiv N_1} S_i J_{i,j} - \sum_{j \equiv N_1} S_j J_{j,i} = 0.$$

$$\text{熱保存式: } \sum_{j \equiv N_1} \theta_i J_{i,j} - \sum_{j \equiv N_1} \theta_j J_{j,i} = 0.$$

$$\text{DO保存式: } \sum_{j \equiv N_1} O_i J_{i,j} - \sum_{j \equiv N_1} O_j J_{j,i} = 0.$$

が成立する事を基本条件としている。ここで

$J_{i,j}$: ボックス*i*→ボックス*j*の流量
 S_i : ボックス*i*の塩分濃度
 θ_i : ボックス*i*の水温
 O_i : ボックス*i*の溶存酸素量

である。但し熱保存の式は第2層以下で成立するものとする。また最終的には溶存酸素については生成、消費の項をつけくわえる。

次に力学的な制約条件としてポテンシャル渦度の保存則

$$\beta v = f \delta w / \delta z$$

β : コリオリパラメータの緯度変化 ($= 2 \Omega \cos T / R$)
 Ω : 地球回転の各速度
 T : 緯度
 R : 地球の半径
 f : コリオリパラメータ
 w : 鉛直流
 z : 鉛直方向の座標
 v : 緯度方向の流速

をつけ加える。この式は既にベルヌーユ法の紹介(②参照)で述べた地衡流バランスの条件式と静水圧近似式より導出されるものである。

その他に境界条件として

- 1) 表層での鉛直流速をLeetmaa and Bunker(1978)によって求められた表層のEkman pumping 流速(図-3.1.13(2))。
- 2) 北側の境界で地衡流(図-3.1.13(1))。

を設定する。

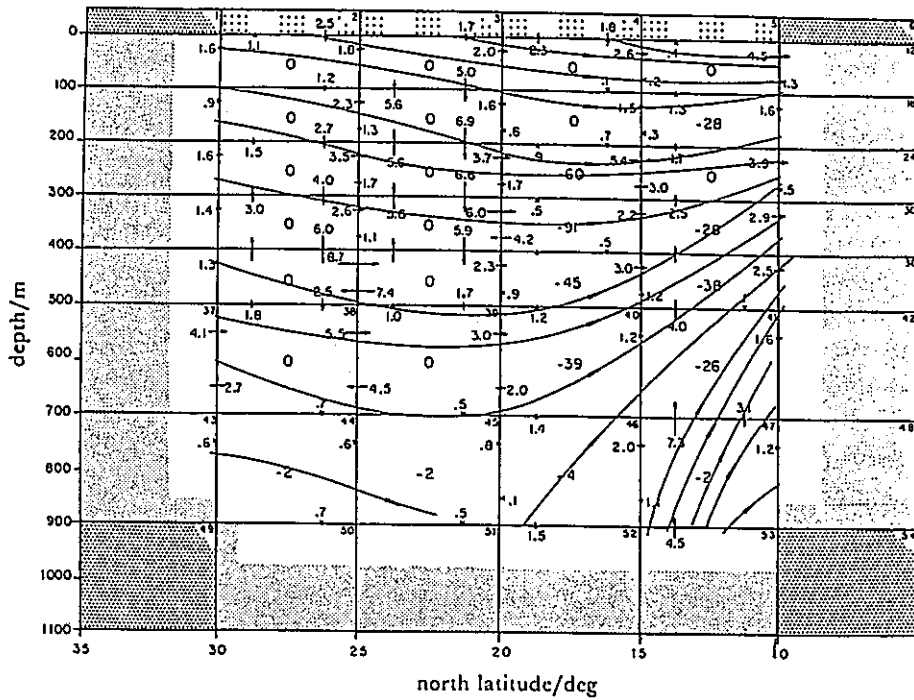


FIGURE 9. Flow in two-dimensional model with objective function minimizing the overall sum of the J and the meridional average OUR as a function of depth. Arrows are labelled with transports in Sverdrups and a schematic interpretation of the net flow (J) across each interface in terms of a stream function is displayed. Contour interval is approximately 1 Sverdrup. Oxygen utilization rate in units of micromoles per kilogram per year is displayed in the centre of each box (negative numbers corresponding to consumption). (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.)

図-3.1.14(1) 二次元モデルによって得られたボックス間の交換流量の結果 (交換流量の合計を最小にする。 単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$)

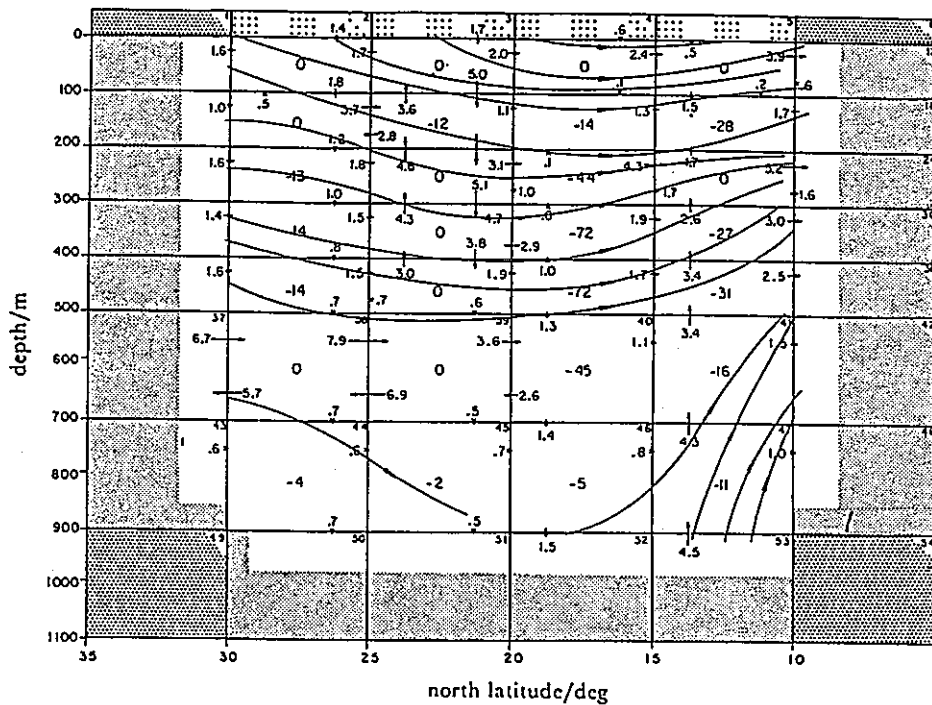


FIGURE 10. As in figure 9, but for a solution in which an attempt was made to minimize the OUR below 200 m.

図-3.1.14(2) 二次元モデルによって得られたボックス間の交換流量の結果 (200 m 以深のOURを最小にする。 単位: $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$)

うように修正する。

4) 流速に関する制約条件は二次元モデルと同じとする。

の修正を加える。

(4) 計算手順、計算結果等

二次元モデルによって得られた各ボックス間の交換流量は図-3.1.14に示す通りである。この論文では、二次元モデルで得られる結果の問題点として各ボックスでの溶存酸素消費量が既存の知見と比較して高すぎる事を挙げている。図-3.1.14(2)の計算では200 m 以深の溶存酸素消費量を最小に設定しているが、各ボックスでは平均して $14 \mu \text{ mol/kg/year}$ 程度であり、ボックスによっては $70 \mu \text{ mol/kg/year}$ の領域もある。これに対して Jenkins(1987)による推定では酸素消費速度は多くても $10 \mu \text{ mol/kg/year}$ 程度としている。特に酸素消費量の多い部分が生じる理由は、溶存酸素の濃度勾配の多い部分を高濃度側から低濃度側に横切る流速が生じる為に低濃度側のボックスで移流で運ばれる酸素を急速に消費する必要があるからである。

この論文ではそれが生じる原因の問題点は、二次元モデルでとり取り扱った為と考えモデルを前述の方法で3次元に拡張している。これによって溶存酸素量に関する問題点は解消し既存の知見と矛盾の無い結果が得られたとしている。

(但し三次元モデルの計算結果についての詳しい記述は無い)

----- 参 考 文 献 -----

Leetmaa, A. and Bunker, A. F. (1978) Updated charts of the mean annual wind stress, convergences in the Ekman layers and Sverdrup transports in the North Atlantic. J. mar. Res. vol. 36, pages 311-322

Jenkins, W. J. (1987) ^3H and ^3He in the beta triangle: observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates.

J. phys. Oceanogr. vol. 17, pages 163-183

- ⑤ Reiner Schlitzer(1988): Modeling the Nutrient and Carbon Cycles of the North Atlantic 1. Circulation, Mixing Coefficients, and Heat Fluxes.

Journal of Geophysical Research, vol. 93, No. C9, pages 10,699-10,723

(1) 対象海域

北大西洋を対象として

1) 鉛直方向は5層に分割(等密度で分割)

2) 水平方向は3ボックス

に分割する。層分割は等密度面で行い、各層の分割区分は、表-3.1.1に示す通りである。第一層、第二層の層厚は100 m程度に対して、第三層以下は層厚は1000~2500m程度で比較的厚い。

表-3.1.1 層分割と水塊の区分

層	水塊	各層上端の密度	各層下端の密度
1	表層水	海洋表層	$\sigma_{\theta} = 25.50$
2	表層水	$\sigma_{\theta} = 25.50$	$\sigma_{\theta} = 26.80$
3	南極中層水	$\sigma_{\theta} = 26.80$	$\sigma_{\theta} = 27.70$
4	北大西洋底層	$\sigma_{\theta} = 27.70$	$\sigma_{\theta} = 45.92$
5	南極底層水	$\sigma_{\theta} = 45.92$	海 底

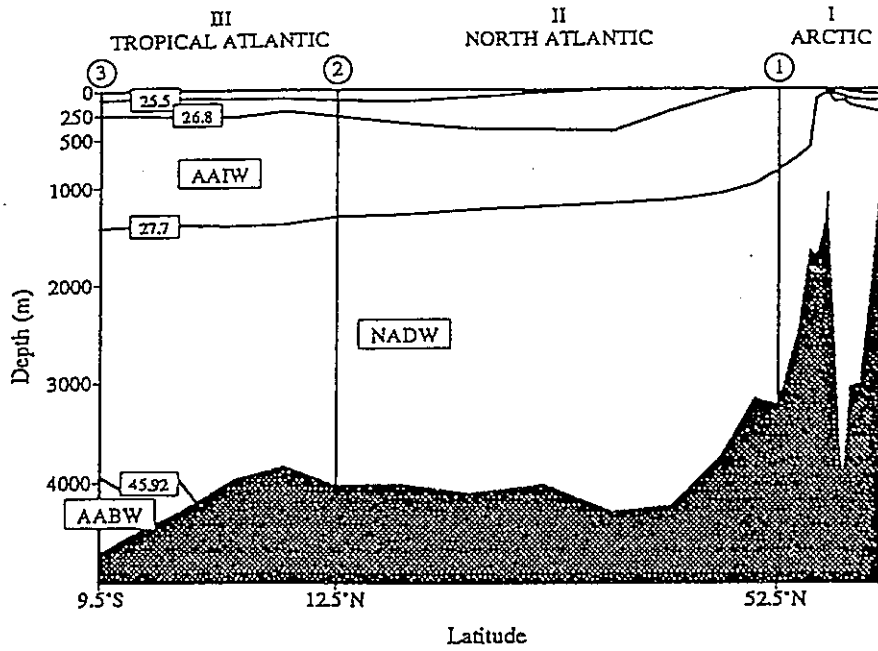


Fig. 1. Meridional section through the North Atlantic from 9.5°S to the Bering Strait. Indicated are the zonally averaged depths of the isopycnal surfaces that are used as vertical boundary surfaces in the model and the sections that divide the North Atlantic into the three model regions. The horizontal axis is not linear in latitude but is scaled such that the area of the different layers in the figure is approximately proportional to the volume of the corresponding boxes of the model.

図-3.1.15(1) 北大西洋ボックス分割断面図

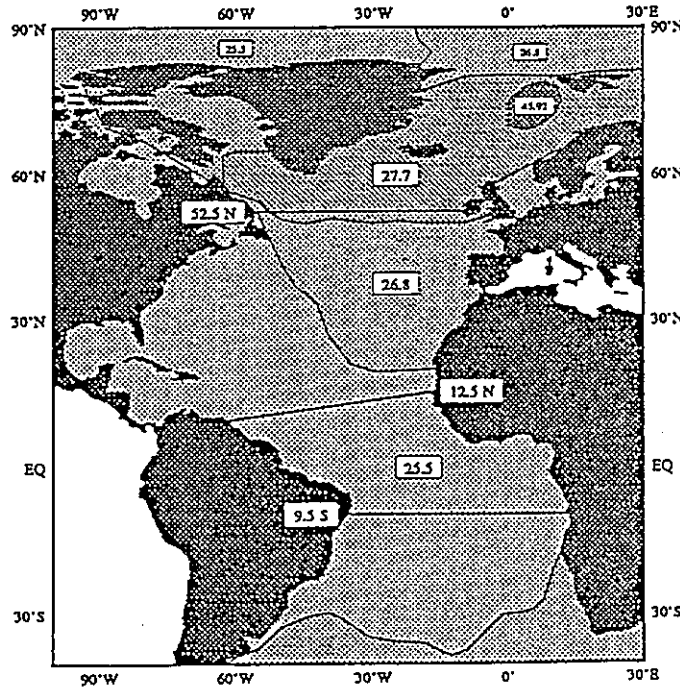


Fig. 2. Map of the North Atlantic showing the sections of the model and the annual mean outcrop regions of the model layers.

図-3.1.15(2) 北大西洋でモデル化した表層の密度

(2) 指標項目

この論文の目的は、北大西洋を対象として栄養塩及び炭素循環に関するフラックスを定量的に求める事である。モデルは、地衡流バランス、吹送流によるエクマン輸送、及び8つのトレーサ物質

- 1) 熱 (水温)
- 2) 塩分
- 3) 溶存酸素
- 4) 磷酸
- 5) 硝酸
- 6) 珪酸
- 7) 全炭酸
- 8) アルカリ度

の保存の条件式を連立させて計算を実施している。

(3) ボックス間の交換流量の設定

最初に、水温、塩分の観測データから水平方向の圧力勾配の計算を実施する。データは、Levitus(1982)の結果を用いている。次に地衡流バランスの式

$$v_g(z) = \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\delta p}{\delta x} dz$$

$v_g(z)$: 水深 z の地衡流による流速

ρ_0 : reference levelの密度
 g : 重力加速度
 f : コリオリパラメータ
 z_0 : reference levelの水深
 p : 圧力

を用いて地衡流による流速の計算を実施する。

次にボックス間の移流による物質輸送流量は、地衡流の他にreference levelの基準流速、及び吹送流によるエクマン輸送の流速を考慮する為、水平方向の移流によるトレーサ物質のボックス i の収支: J_{Hi} は

$$J_{Hi} = \rho \int_{F_i} c v_g df + \rho \sum_k F_{ik} \bar{c}_k b_k + \rho F_i \bar{c} u$$

F_{ik} : ボックス i 、領域 k の水平断面の面積

F_i : ボックス i の全断面 (F_{ik} を k について合計した値)

\bar{c}_k : ボックス i 、領域 k のトレーサ物質の平均濃度

b_k : ボックス i 、領域 k のreference levelでの基準流速
(モデルでは未知パラメータとする)

\bar{c} : ボックス i と接している断面のトレーサ物質の平均濃度

u : エクマン輸送による流速
(モデルでは未知パラメータとする)

ρ : 密度

c : ボックス i の平均トレーサ濃度

で表す事ができる。ここではreference levelでの基準流速とエクマン輸送による流速は未知パラメータとしている。

これとトレーサ物質 8 項目の質量保存の式

$$C_t = \sum_i (J_{Hi} + \rho F_i \frac{\delta C}{\delta y} K_{Hi}) + \sum_j (\rho F_j \bar{C}_j \bar{w}_j + \rho F_j \frac{\delta C}{\delta z} K_{vj}) + Q$$

J_{Hi} : 水平方向の移流による収支
 ρ : 密度
 F_i, F_j : 水平方向、鉛直方向の断面積
 K_{Hi}, K_{vj} : 水平方向、鉛直方向の拡散係数

を連立させて解く。但し Q は各トレーサの移流・拡散以外の増減項で

- 1) 流量保存 (降雨、蒸発、河川流入等)
- 2) 水温保存 (海面放射・冷却、地熱等)
- 3) 溶存酸素 (大気交換、光合成、有機物分解)
- 4) 磷酸 (有機物合成・分解)
- 5) 硝酸 (有機物合成・分解)
- 6) 珪酸 (オパール合成・溶解)
- 7) 全炭酸 (大気交換、有機物合成・分解、炭酸カルシウム形成・溶解)
- 8) アルカリ度 (炭酸カルシウム形成・溶解)

とする。最終的には、各増減のフラックス Q、地衡流にエクマン輸送を加えた流速、及びボックス間の交換流量が同時に求まる。但し求められた各量については既存の知見より常識的な範囲におさまっているかどうかの検討を行っている。

(4) 計算手順、計算結果等

各ボックス間の移流量、及び混合係数の結果は、図-3.1.16に示す通りである。子午線方向の流速は、第一層～第三層については北向きの流速が卓越して、9.5° Sで15.8(Sv)、12.5° Nで16.1(Sv)程度である(1Sv=10⁶m³/sec)。一方北大西洋深層水では南向きの流れが卓越している。これらの結果は定量的に既存の輸送量の計算結果 (Roemmich(1983)、Wunsch(1984)、Fu(1981)) と一致するとしている。

また得られた水平方向の混合係数の値は0~5000 m²/secの広い範囲にわたり系統性は見いだされていない。従って化学トレーサの分布からこのモデルで混合係数の値まで決定する事が困難であるとしている。鉛直方向の混合係数は、

$\sigma_\theta = 25.5$ 、及び $\sigma_\theta = 26.8$ の面で $0 \sim 0.5 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 、 $\sigma_\theta = 27.7$ で $0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ で
 妥当な結果が得られているとしている。

SCHLITZER: NORTH ATLANTIC NUTRIENT AND CARBON CYCLES, 1

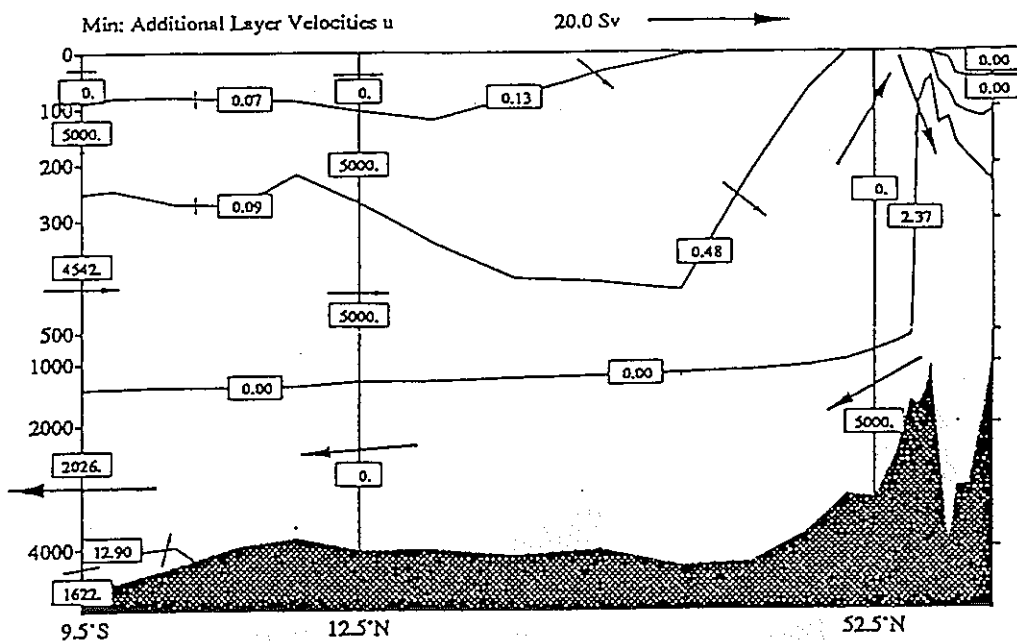


Fig. 10. Meridional layer flows and diapycnal water flows (proportional to lengths of arrows) and isopycnal and diapycnal mixing coefficients (numbers in boxes; isopycnal in square meters per second, diapycnal in square centimeters per second) for solution that minimizes the deviation of the additional layer velocities from Ekman velocities in the surface layers of the sections at 9.5°S, 12.5°N, and 52.5°N and from zero in the deeper layers. Note the scale change of the vertical axis at 500 m.

図-3.1.16 子午線方向のボックス間断面通過流量と等密度面の混合係数

大気-海洋間のフラックスは、

- 1) 淡水 (降雨、及び蒸発)
- 2) 熱交換
- 3) 溶存酸素
- 4) 二酸化炭素

についてまとめられていて図-3.1.17に示す通りである。淡水のフラックス及び熱交換量については既存の推定結果と一致しているとしている。また溶存酸素、二酸化炭素については領域2の $\sigma_\theta = 27.7$ の表面で交換フラックスが大きい。これは冬季に海上風の風速の増加によって交換係数が増加する事で説明できるとしている。

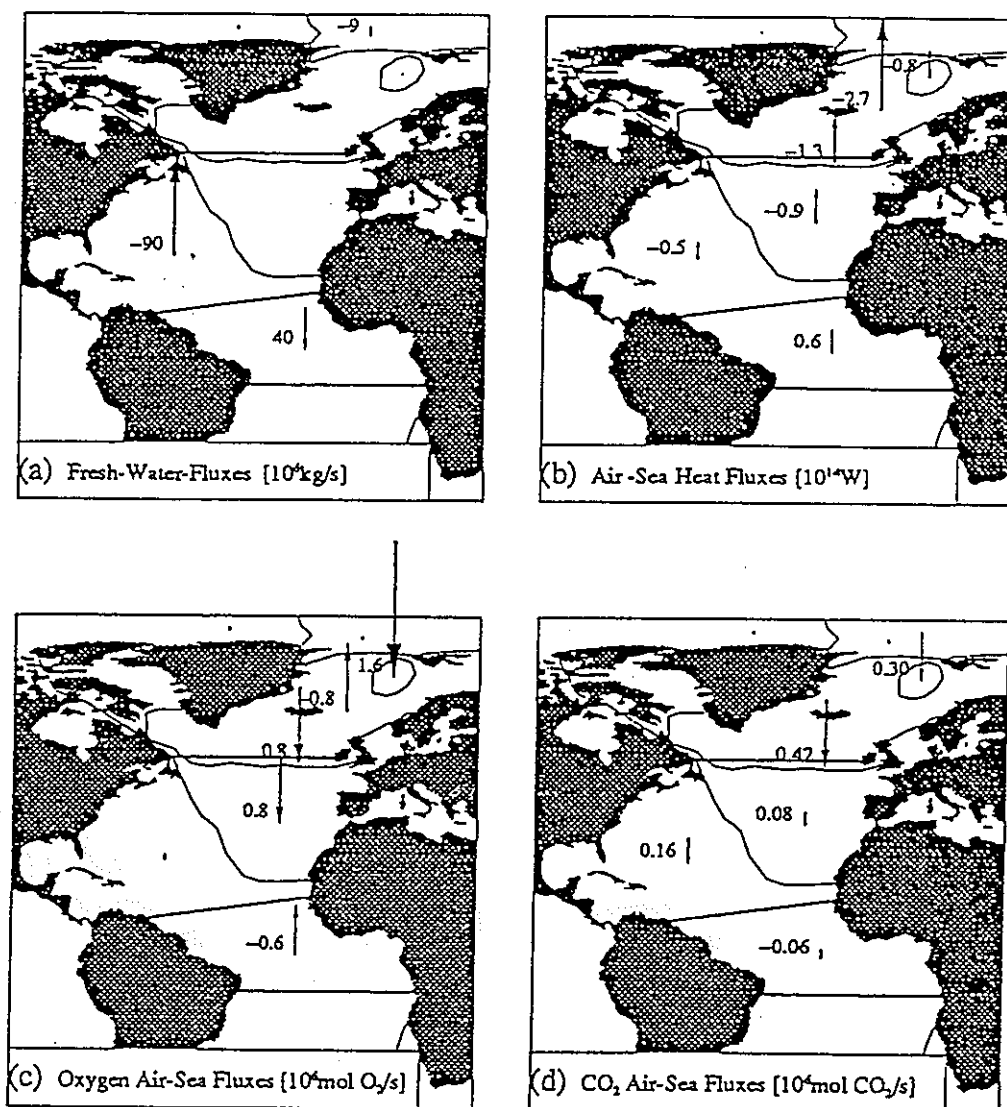


Fig. 11. (a) Freshwater fluxes, (b) air-sea heat exchange rates, (c) oxygen gas exchange rates, and (d) CO₂ gas exchange rates for solution in Figure 10.

図-3.1.17 大気-海洋間のフラックス (+は海洋から大気への放出, -は海洋への吸収を示す)
 ((a)淡水 (b)熱交換 (c)溶存酸素 (d)二酸化炭素)

海水中での珪酸と炭酸カルシウムの沈降フラックスは図-3.1.18 に示す様にまとめられている。赤道域では有機物のフラックスは深度の増加と共に急激に減少する。また領域2では深度とともに炭素, シリカのフラックスが増加し、表層水が沈みこむによって生産量が大きくなる事を示している。

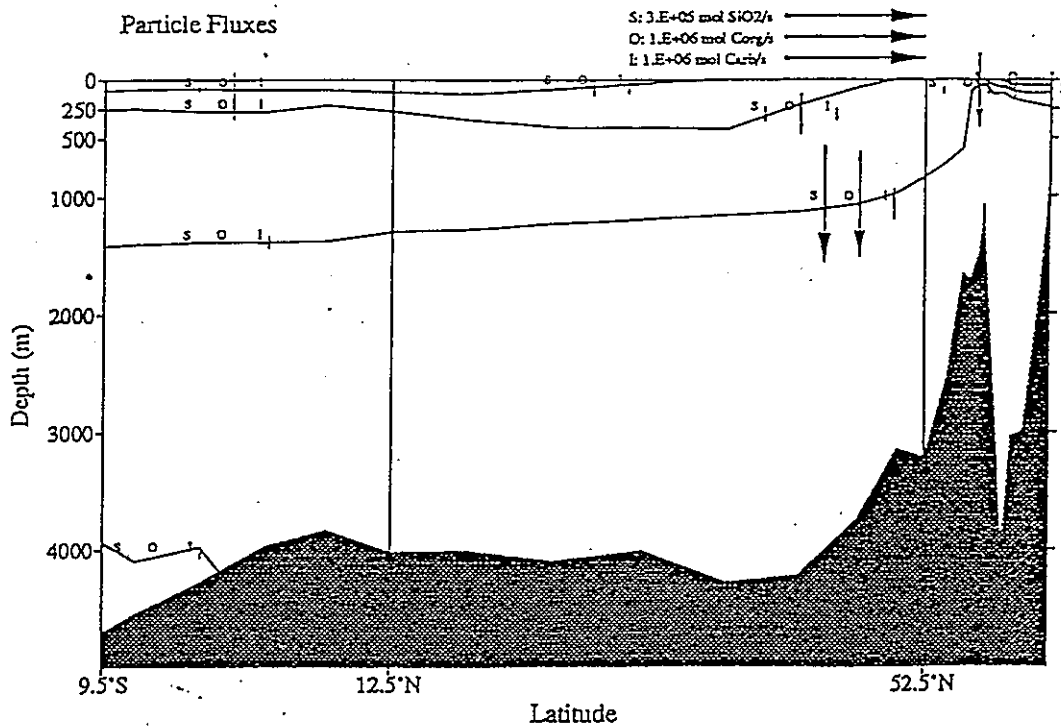


Fig. 12. Downward fluxes of particulate silicate (S), organic carbon (O), and CaCO_3 (I) across the vertical layer boundaries for the solution in Figure 10.

図-3.1.18 懸濁物質の沈降のフラックス

----- 参 考 文 献 -----

Roemmich, D. (1983) The balance of geostrophic and Ekman transports in the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* vol., 13, pages 1534-1539

Wunsch, C. (1984) An eclectic Atlantic Ocean circulation model, I, The meridional flux of heat, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 14, pages 1712-1733

Fu, L., L. (1981) The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse method, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 11, pages 1171-1193

3.1.2 ボックスモデル間流量の設定方法

既に述べた様に海洋循環モデルでボックス間の交換流量計算は、力学・熱力学の数値計算を実行して得られた結果からボックス間の交換流量を設定する手法と、観測データを満たす様に流速、流量を設定するインバージョン法とがある。

インバージョン法を実行する場合の制約条件式としては

- 1) 物質の保存則
- 2) 力学的な条件（主として地衡流バランス、及びエクマン輸送による）
- 3) その他の制約条件（境界条件等）

が考えられる。

(1) 物質保存則

物質保存則に用いるトレーサ物質として

- 1) 流量
- 2) 塩分
- 3) 水温
- 4) その他

が用いられている。

流量、塩分、及び水温の保存式は一部のモデルを除き（3.1.1では①及び②）、比較的多くのモデルで制約条件として用いられている。インバージョン法では、観測データから設定した各トレーサ物質の分布が最終的な交換流量の設定に影響を与える為、精度のよい観測データの選択、及び観測データを解析して濃度分布を得る手順が重要となってくる。特に水温、塩分はトレーサ物質としての保存条件のみで無く、後述する力学的な制約条件にも影響を与える点で重要である。

その他のトレーサ物質については、各ボックスモデルで取り扱う指標項目によって異なる。比較的よく用いられるのは

- 1) 溶存酸素
- 2) 栄養塩類（リン酸、硝酸等）

である。これらはいずれも各ボックス中で完全に保存されるわけではなく生物生産及び有機物の分解等に伴う増減を考慮する必要がある。これらの増減のフラックスについては一般には未知数としてとり扱い、ボックス間の交換流量を

求める時点で同時に計算する場合が多い。

生物生産に伴う溶存酸素発生量と栄養塩（リン酸、硝酸等）消費量はお互いに独立でない為、各フラックスの比を光合成の化学反応式、生物態の構成比等に基づいて設定する。この場合は、得られた各フラックス量の妥当性について既存の一次生産量の調査結果と比較・検討する必要がある。一般に海洋全体の一次生産量分布については、Koblentz-Mishke et al. (1970), R. A. Jahnke (1988) 等によってまとめられていて分布パターンの概要が紹介されているが詳細は明かではない。また絶対値については調査法等による差が見られる。従って得られたフラックスの妥当性の検証については対象海域によっては困難な場合がある。

また有機物分解に伴う栄養塩の回帰量及び溶存酸素消費量のフラックスについては、既存データは一部の海域を除いては得られていない。沈降物サンプラーの調査結果より懸濁態有機物フラックスの鉛直分布から推定する方法も考えられるが、溶存有機部物の卓越する海域では実施が困難である。

本報告書3.1.1では、トレーサ物質としてこの他に有機炭素、全炭酸、珪酸、炭酸アルカリ度を加えているケース（本報告書3.1 ⑤）についても紹介した。しかしながらこのモデルでは、生物生産、有機物分解の他に大気との炭酸ガス交換に伴う全炭酸の収支、及び炭酸カルシウムの形成（溶解）に伴うアルカリ度の収支のフラックスについても考慮する必要がある。これらのフラックスの検証は生産、及び分解のフラックス以上に困難である為、実際の応用は炭素循環、または炭酸ガス問題を取り扱う場合に限られる。

一般にインバージョンによるボックス間の交換流量の設定の対象海域は北大西洋が多くその他の海域ではほとんど行われていない。また物質保存式のみから交換量を設定するケースは少なく（①等の様に、海域全体を1～2程度の大きなボックスに分割して物質輸送の概要を把握する場合は物質保存のみで計算する場合がある）、以下に示す力学的な制約条件を付け加えて計算する場合が多い。

(2) 力学的な条件

力学的な条件は、

- 1) 地衡流バランスの条件
- 2) エクマン輸送による吹送流の条件

に大別される。

既に述べて様に地衡流バランスは水平方向の圧力勾配とコリオリ項が釣り合う条件式で

$$\begin{aligned} -f v &= -p_x / \rho_0 \\ f u &= -p_y / \rho_0 \\ f &: \text{コリオリパラメータ} \\ u, v &: \text{東西方向、南北方向流速} \\ p_x, p_y &: \text{東西方向、南北方向の圧力勾配} \\ \rho_0 &: \text{reference levelの密度} \end{aligned}$$

で表される。既存文献⑤で挙げた様に前述の地衡流バランスの式をreference levelから積分し、観測水温、塩分データから直接圧力勾配を計算して流速を求める場合もある。

しかし、一般には水平方向の圧力勾配を観測値から求めるのが困難な為、前述の地衡流バランス式と静水圧近似の条件式

$$0 = - \frac{\delta p}{\delta z} - \rho g$$

と連立させて、渦度の保存式

$$\beta v = f \delta w / \delta z$$

または、ベルヌーイ関数の保存式

$$u \cdot (p + \rho g h) = 0$$

を制約条件とする場合が多い。

またこれらの計算で得られる流速は、任意に設定されたreference levelからの相対流速である為、reference levelの基準流速を決定する必要がある。基準流速については0にするか、又は未知数として取扱い流量保存、トレーサ保存等との連立方程式を解く時点で一緒に求める方法が考えられる。

エクマン輸送の伴う吹送流の項は海上風についてのデータから直接計算が可能であるが、一般にそこまで実施した例は少ない。今回紹介した論文では、

- 1) 表層流速の境界条件として設定する (文献④)

2) 未知数として与えて流量計算時に同時に求める。但し直接計算した既存の結果と比較してその妥当性について検討する。

等の手法が用いられている。

(3) その他の条件

通常、物質保存則及び力学的な条件のもとに交換流量を求める場合が多いが、対象海域について既存調査等から対象海域の境界での流速（または境界を通過ではこばれる総流量）のデータを設定する場合がある。本報告書3.1.1で紹介した例では文献④では計算領域（北大西洋）の北境界での流速の鉛直分布を設定している。但し、対象海域の境界ボックスの数が多くなった場合は設定は困難であると思われる（文献④では鉛直二次元モデルに近い構造で、境界流速が設定しやすいボックス分割となっている。）。

----- 参 考 文 献 -----

Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. Prof. Pap 13, Natl. Oceanic and Atmos. Admin, Rockville, Md.

Koblentz-Mishke, O. I., V. V. Volkovinsky, and J. G. Kabanova (1970): Planktonic primary production of world ocean in Scientific Exploration of the South Pacific, edited by W. Wooster pages 188-193

Jahnke, R. A. (1990): Ocean Flux Studies: A status report. Review of Geophysics vol. 28, No. 4, pages 381-398

3.2 海洋核種循環モデルの構築

ここでは次年度調査で海洋中の放射性核種拡散モデルを作成する為の基本方針について検討を行う。

3.2.1 対象海域

(1) 対象海域とボックス分割

本調査は日本で海洋投棄した核種の拡散を予測するものである。従って計算を実施する対象海域は、太平洋とする。領域分割は子午線方向については、太平洋の風成循環の循環系ごとに区分する。既に本報告書2.1.4で述べたように太平洋の循環系は

- 1) 亜寒帯循環系
- 2) 亜熱帯循環系 (北太平洋)
- 3) 赤道循環系 (北太平洋)
- 4) 赤道循環系 (南太平洋)
- 5) 亜熱帯循環系 (南太平洋)
- 6) 南極周極循環系

に大別される。子午線方向のボックス区分はこれに従うものとする。

経度方向のボックス区分については

- 1) 本報告書2.1.4で既に述べたようにアルゴスプイの結果によれば北太平洋の亜熱帯循環系が一周する時間は5年程度である。その他の循環系についても海流の流速と循環するスケールを考慮すると一巡する時間は大きくは異ならないと考えられる。次年度作成する放射性核種予測モデルが長寿命の核種(半減期が 10^4 程度)を中心に分布の予測する事を考慮すると、各循環系内部の核種の濃度の差を無視しても長期的に見た場合予測結果に与える誤差は小さいと考えられる。
- 2) 最終的には放射性核種が魚に濃縮されて蓄積される濃度を予測し、更に漁獲された放射性核種による被曝量を予測するものである。既に2.5で述べた様に魚の回遊を考慮すると放射性核種の濃度の分布の空間精度を良くしても魚に濃縮される量の計算を行う部分で誤差が生じる。

の点を考慮し、原則としてボックス分割は行わないものとする。但し、次年度の調査を進めていく過程で、必要に応じて各循環帯を2～3ボックス程度に分割する。水平方向の分割は原則的として、地形の変化する海溝部、海嶺を境界

とする。

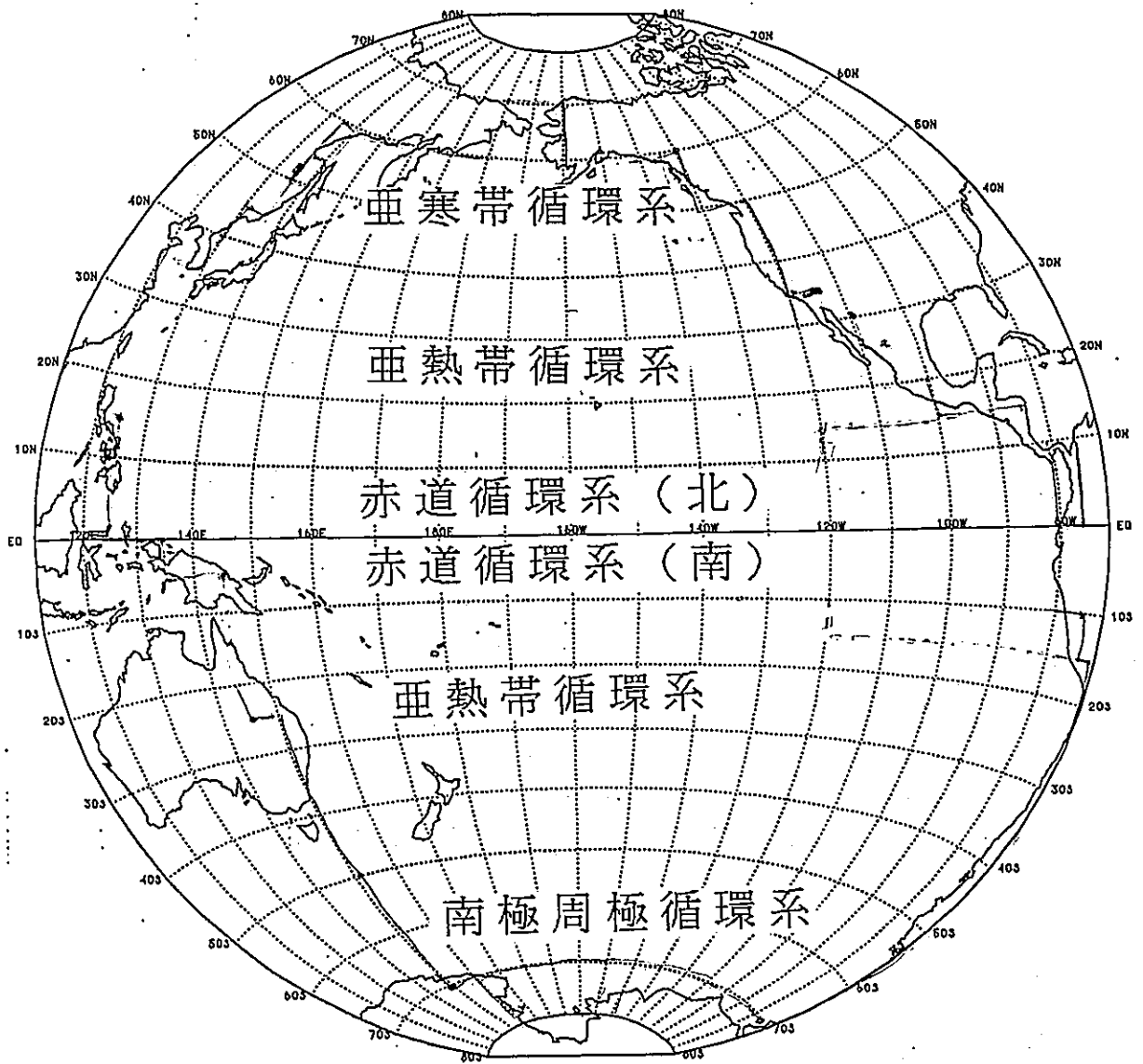


図-3.2.1 ボックスモデル計算対象領域及びボックス分割図

(2) 層分割 (鉛直区分)

鉛直方向の層区分については、

- 1) 海面から海底までを鉛直方向に複数の層に分割する。海面から各層の上端までの深度は場所によらず一定とする。(3.1.1で紹介した論文④)
- 2) 水温、塩分データから密度分布図を作成し等密度面で領域を分割する。(3.1.1で紹介した論文⑤)

の2通りに大別される。一般に海洋の循環は等密度面に沿った流れが卓越する為、トレーサ物質の濃度についても濃度一定のラインは、等密度線に近くなる可能性が高い。ボックスモデル計算では、同ボックス内の濃度変化が少ない事を原則とする考えに立てば鉛直方向のボックス分割は等密度面で区切る事が望ましい。

等密度面分割で計算を実施する場合に困難な点は、ボックス交換流量を設定する場合の力学的制約条件を式の中にいれにくい事である。1)の方法を用いた場合には、考慮する必要のないボックス境界層の水平方向の傾きによって生じる項を追加しなければならない。この値は空間的に一様でなく、しかも数学的な系統性がない為に座標変換で単純な形に置き換えることも不可能である。従って力学制約条件式をトレーサ物質の保存式と完全に連立させて解く場合は1)の等層厚分割で行う場合が多い。

本調査では、既にのべたように太平洋を子午線方向に6分割程度実施し、経度方向は原則としては分割しない。このようなボックス分割区分では、地衡流的な力学制約条件(実際には外洋では地衡流が卓越すると考えられている。)を組み込む事は困難である。従ってボックス間の流量交換の計算は主としてトレーサ物質(流量、水温、塩分)の収支計算から実施せざるを得ない。この事を考慮すると鉛直方向は等密度面分割が望ましいと考えられる。境界面の密度については水温、塩分分布から密度分布データを作成して定めるが、本報告書2.1で示した太平洋の密度鉛直分布から判断すると、ポテンシャル密度: δt の値として24.5、25.5、26.5、27.0、27.5、27.8程度の設定を考えている。

3.2.2 ボックス間の交換流量の設定

3.2.1で述べた様に最終的にはボックス間の交換量をトレーサ物質の収支計算で設定するとしても何等かの力学的制約条件を設定する方法が望ましい。方法としては、何等かの手法で求めた地衡流による流速分布に未知パラメータ（基準レベルの流速、エクマン輸送による流速等）を含めた形で求めておき、トレーサ物質の収支式（本調査の調査文献⑤で用いた手法に近い）を用いて未知パラメータとボックス間の流量を同時に計算する方法が望ましい。地衡流による流速分布の計算手法は

- 1) 既存の調査で得られている結果を用いる。
- 2) 直接数値計算を実施する。
- 3) 水温、塩分データから等圧面を計算し流速を求める
- 4) 各格子上の密度の鉛直分布データに基づき、密度、ポテンシャル渦度、リュービーユ関数の保存式から地衡流流速を求める（本調査文献②参照）

が考えられる。

3.2.3 対象核種

本モデルは、3.2.2で設定されたボックス間の交換流量に基づいて核種の拡散方程式を解く。対象は主として崩壊の半減期の長い核種とし、以下に示す通りである。

1) ^{90}Sr
2) ^{94}Nb
3) ^{137}Cs
4) ^{239}Pu
5) ^{241}Am
6) ^3H

7) ^{14}C
8) ^{99}Tc
9) ^{129}I

3.2.4 モデル構造とモデルで取り扱う過程

核種の拡散モデルでは、投棄等によって海洋に投入された核種の

- 1) 流れによる移流・拡散
- 2) 核種の崩壊
- 3) 懸濁物質に吸着されて沈降する過程

について考慮し、各のボックスの平均濃度の時間変化の計算を行う。但し懸濁物質に吸着され沈降によって海底に輸送された核種が懸濁物質の分解、脱着等で海水中に戻る過程は取り扱わないものとする。理由は海底で堆積後に生じる様々な物質循環の定式化の方法が現状では十分確立されていない事、及びそれらの過程を記述するパラメータの値に対する調査が少ない為である。

1)の流れに伴う移流及び拡散項については、各ボックス間で設定された交換流量に基づいて計算を実施する。2)の核種の崩壊の定数については既に核種毎に得られている値を用いる。3)の懸濁物質に吸着されて沈降する過程については、大型の粒子と小型の粒子の2種類について考慮する。各領域別に大型粒子と小型粒子の濃度、及び沈降速度を設定し、更に核種毎に吸着量と海水中の濃度の割合を示す分配係数を設定する。以上の事を考慮した核種の拡散方程式は以下に示す通りである。

$$\begin{aligned} & \frac{d}{dt} C_i (1 + K_{d1} + K_{ds}) \\ = & L_i + (1 + K_{d1} + K_{ds}) + \sum_j D_{ji} (C_j - C_i) (1 + K_{d1} + K_{ds}) \\ & + C_i (1 + K_{d1} + K_{ds}) e^{-Kt} - S_l K_{d1} C_i V_{sl} - S_s K_{ds} C_i V_{ss} \\ & + \sum_j F_{ji} (S_l K_{d1} C_j V_{sl} + S_s K_{ds} C_j V_{ss}) \end{aligned}$$

C_i : ボックス i の海水中の核種の濃度
 K_{d1} 、 K_{ds} : 大型粒子、及び小型粒子に吸着されている単位体積中の核種の濃度の海水中の濃度に対する割合
 L_i : ボックス i に投入される核種の量
 J_{ji} : ボックス i と接している j 番目ボックスからボックス i に流入する流量 (正の場合は流入、負の場合は流出をとする。)
 $\alpha C_i + \beta C_j$: ボックス i とボックス j の境界の濃度、 α 及び β は重み係数で各ボックスの重心から境界までの距離の逆数の比とする。
 S_l 、 S_s : 大型粒子及び小型粒子の濃度
 V_{sl} 、 V_{ss} : 大型粒子及び小型粒子の沈降速度
 D_{ji} : ボックス i と接している j 番目のボックスとの間の拡散による混合係数
 F_{ji} : ボックス i と接している j 番目のボックスから沈降するフラックスのうちでボックス j に流入する量の占める割合
 K : 崩壊定数
 t : 時間

3.3 線量計算コードの開発検討

前節までで、再処理施設から長半減期核種の放出を仮定した際の広域海洋拡散に関するボックスモデルの概要が検討された。次年度調査ではこのボックスモデルによって得られる結果を用いて集団の被曝線量を評価するためのモデルを作成する。本節ではその基本方針について簡単な検討を行う。

3.3.1 被曝線量評価の手法

国際放射線防護委員会（ICRP）は1977年の勧告の中で、被曝線量の考え方に関していくつかの新しい概念を導入した。その一つに実効線量当量という量がある。これは被曝に起因する健康上のリスクを、遺伝学的な影響を含めた全組織の組織線量の合計として表したものである。すなわち組織の差異に基づくリスクの全リスクに対する割合を表す荷重係数と各々の組織の年間線量当量との積の総和となる。本調査における評価もこの概念に基づいたものとする。

被曝様式としては内部被曝と外部被曝との2つの様式がある。放射性物質の海洋拡散によって生ずる集団の被曝様式としては海産物の摂取による内部被曝が最も重要であると考えられるため、ここではこの様式に絞ってモデルの検討を行うものとする。また摂取した放射性物質による内部被曝は基本的には生涯にわたって続くものと考えられるため、ICRPは将来の被曝は摂取した時点で見込んでおくという預託の考え方を採用している。本調査でもこの考え方に従うものとする。

3.3.2 被曝線量評価モデルの骨子

(1) 評価する被曝線量

放射性核種の放出に起因する被曝線量のうち以下のものを推定、評価する。

- 1) 日本全集団の年間預託実効線量当量
- 2) 世界全集団の年間預託実効線量当量

(2) 考慮する被曝経路

再処理施設から放出された後、広域海洋拡散の過程を経て再び人間の生活環境へ到達する放射性物質による被曝経路のうち、ここでは海産物の摂取による内部被曝のみを対象とする。海産物としては以下のものを考慮する。

- 1) 魚類
- 2) 甲殻類、軟体類等の無脊椎動物
- 3) 海藻類

(3) 被曝線量評価のパラメータ

モデルに用いられる諸係数は以下のような取り扱いにする。

- 1) 集団線量当量を漁獲された全海産物が食用に供されるものとして検討する。
- 2) 線量換算に用いる諸係数は任意設定できるものとする。

3.3.3 被曝線量の推定方法

被曝線量の推定方法としては基本的に以下のようなものを考える。

(1) 日本人全集団の年間預託実効線量当量

本来の集団線量は集団に属する個人の被曝線量を積算したものであるが、被曝経路として海産物の摂取のみを対象としたことから、推定は簡素な方法を採用することができる。漁獲された海産物が一定の消費割合で対象人口によってすべて消費されると想定すると、日本に対する集団線量は次式で推定できるものと考えられる。

$$H_p^j = \sum_i (DF)_i \sum_k (CF)_{i,k} \sum_j C_{wi,j} \cdot P_{j,k} \cdot \omega_k \cdot f_{j,k} \quad (1)$$

- H_p^j : 日本の集団年間預託実効線量当量 (person·Sv/y)
 $(DF)_i$: 核種 i 1Bq摂取による預託実効線量当量 (Sv/Bq)
 $(CF)_{i,k}$: 核種 i の海水から海産生物 k への移行比 (濃縮係数; Bq/kg/Bq/l)
 $C_{wi,j}$: 海域 j における核種 i の海水中濃度 (Bq/l)
 $P_{j,k}$: 海域 j における海産生物 k の年間漁獲量 (kg/y)
 $f_{j,k}$: 海域 j で漁獲された海産生物 k の日本への輸入比
 ω_k : 海産生物 k の可食部の割合

(2) 世界全集団の集団年間預託線量当量

(1) 式において $f_{j,k} = 1$ とすることにより、次式で世界に対する線量当量を推定できるものと考えられる。

$$H_p^w = \sum_i (DF)_i \sum_k (CF)_{i,k} \sum_j C_{wi,j} \cdot P_{j,k} \cdot \omega_k \cdot f_{j,k} \quad (2)$$

- H_p^w : 世界の集団年間預託実効線量当量 (person·Sv/y)

3.3.4 被曝線量評価モデルに関するその他の検討

このモデルでは線量換算に用いる諸係数の値を任意に設定できるようにする。これによってモデルは柔軟な運用ができるようになる。モデル自体は簡単な形であるので、線量評価の精度は諸係数の値の選択の適切さによるところが大きい。

(1)式中に用いるパラメータのうち、核種 i の Bq の摂取による預託実効線量当量(DF)、核種 i の海水から海産生物 k への移行比(CF)など、すでに検討を重ねた値が公表されているものもある。しかし海域 j における海産生物 k の漁獲量(P)、海域 j で漁獲された海産生物 k の対象地域への移入比(f)などの社会統計量は場合によっては注意深い取り扱いを要するかもしれない。

(1)式で推定する集団の被曝線量は日本を地域と置き換えて用いることは容易にできる。ここでは人口の移動の問題を考慮していないが、取り扱う集団が十分大きければ1年間の人口の変動については無視してもよいと考える。

3.4 広域海洋拡散に関するデータの収集

海洋及び漁業のデータ収集を行った。海洋データは、Levitus(1982)による5度マス目平均値の水温、溶存酸素、密度及び塩分であり、漁業データは世界海洋における漁業生産量である。

3.4.1 海洋データ

海洋データの収集要素は、水温、溶存酸素、密度及び塩分である。

図-3.4.1に示したように北緯80°～赤道～南緯80°と東経100°～180°～西経50°の範囲における緯経度5°メッシュで、表-3.4.1の標準深度における値がデータベースとして入力されている。いずれも同じ入力様式となっており、西側（東経100°～180°～西経155°）32行と東側（西経155°～西経50°）32行の合わせて64行で1つの標準深度となっている。

各要素の標準深度1を例として、図-3.4.2～図-3.4.5に示した。

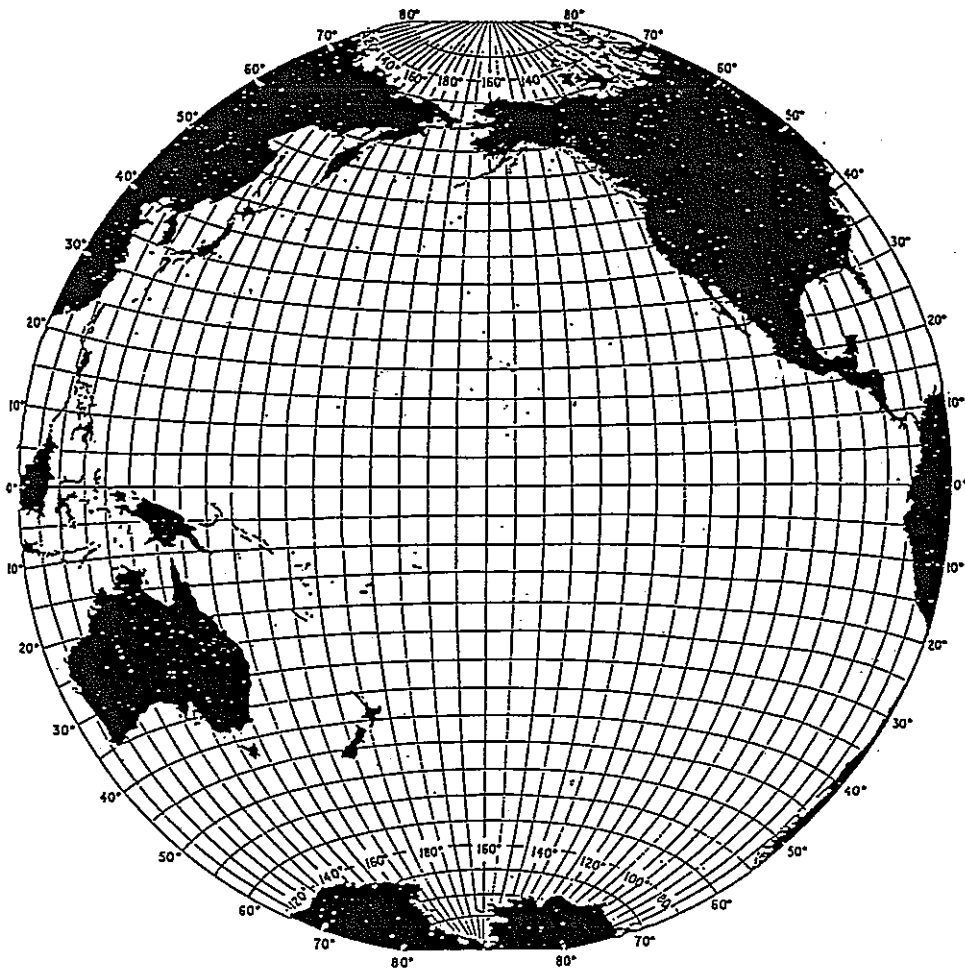


図-3.4.1 緯経度5°メッシュ図

表-3.4.1 標準深度

標準深度	深度 (m)	分割側	入力行	標準深度	深度 (m)	分割側	入力行	標準深度	深度 (m)	分割側	入力行
1	0	西	0001~0032	12	300	西	0705~0736	23	1400	西	1409~1440
		東	0033~0064			東	0737~0768			東	1441~1472
2	10	西	0065~0096	13	400	西	0769~0800	24	1500	西	1473~1504
		東	0097~0128			東	0801~0832			東	1505~1536
3	20	西	0129~0160	14	500	西	0833~0864	25	1750	西	1537~1568
		東	0161~0192			東	0865~0896			東	1569~1600
4	30	西	0193~0224	15	600	西	0897~0928	26	2000	西	1601~1632
		東	0225~0256			東	0929~0960			東	1633~1664
5	50	西	0257~0288	16	700	西	0961~0992	27	2500	西	1665~1696
		東	0289~0320			東	0993~1024			東	1697~1728
6	75	西	0321~0352	17	800	西	1025~1056	28	3000	西	1729~1760
		東	0353~0384			東	1057~1088			東	1761~1792
7	100	西	0385~0416	18	900	西	1089~1120	29	3500	西	1793~1824
		東	0417~0448			東	1121~1152			東	1825~1856
8	125	西	0449~0480	19	1000	西	1153~1184	30	4000	西	1857~1888
		東	0481~0512			東	1185~1216			東	1889~1920
9	150	西	0513~0544	20	1100	西	1217~1248	31	4500	西	1921~1952
		東	0545~0576			東	1249~1280			東	1953~1984
10	200	西	0577~0608	21	1200	西	1281~1312	32	5000	西	1985~2016
		東	0609~0640			東	1313~1344			東	2017~2048
11	250	西	0641~0672	22	1300	西	1345~1376	33	5500	西	2049~2080
		東	0673~0704			東	1377~1408			東	2081~2112

溶存酸素 標準深度 1 (0 m) 西側 図-3.4.4(2) 溶存酸素 標準深度 1 (0 m) 西側

	1					2					3					4					5					6					7					8					9					0					
	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890												
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80° N											
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75° N												
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	860	822	743	693	0	0	0	0	0	0	0	0	70° N												
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	738	738	738	738	757	726	741	702	637	0	0	0	0	65° N												
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	876	876	876	756	727	687	721	729	701	738	746	702	713	675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60° N											
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	750	726	749	764	726	687	713	735	717	694	687	703	688	672	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55° N										
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	673	692	693	741	698	716	737	705	712	701	674	680	642	649	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50° N										
8	0	0	0	0	577	651	605	585	663	684	641	623	615	593	635	620	611	632	614	595	596	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45° N											
9	0	0	0	543	570	580	544	559	571	555	560	537	533	537	514	524	550	554	579	565	562	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40° N										
10	0	0	0	0	552	525	512	522	507	502	509	513	514	517	480	503	518	513	557	504	512	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35° N										
11	0	0	0	0	492	486	486	497	477	474	492	486	460	485	488	480	468	474	487	490	494	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30° N										
12	0	469	497	465	453	466	454	469	463	461	463	472	468	467	480	481	471	475	473	476	485	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25° N										
13	0	471	467	450	452	452	457	459	465	458	456	456	464	464	462	450	475	472	470	463	482	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20° N										
14	434	458	438	436	451	448	456	455	449	454	461	453	446	465	463	444	452	469	471	460	474	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15° N										
15	395	372	400	442	444	452	457	455	448	449	443	450	450	458	449	445	445	465	466	455	468	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10° N										
16	455	391	398	453	449	439	456	449	448	455	448	452	443	456	453	442	453	465	466	470	466	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	05° N										
17	441	424	425	438	429	434	432	451	458	454	453	458	447	462	456	448	458	461	458	451	467	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	赤道										
18	449	422	436	432	430	435	444	457	460	455	466	462	449	460	453	444	452	454	455	477	470	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	05° S										
19	454	451	451	448	453	452	458	464	453	459	467	460	460	465	453	442	448	455	452	455	463	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10° S										
20	461	466	461	466	480	0	0	475	471	467	468	466	470	474	465	453	466	465	464	465	457	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15° S										
21	487	487	477	485	0	0	0	0	0	489	489	468	478	478	478	479	480	480	474	476	520	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20° S										
22	517	506	502	0	0	0	0	0	0	0	0	497	495	498	496	503	501	517	524	508	523	535	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25° S										
23	542	540	520	0	532	530	534	512	0	0	0	522	494	501	510	513	520	530	524	525	490	533	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30° S										
24	580	560	569	553	562	549	543	532	560	551	538	515	518	525	550	556	546	547	567	555	567	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35° S										
25	633	623	609	639	585	608	595	569	581	572	559	572	570	575	637	607	591	584	589	598	605	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40° S										
26	711	699	684	663	645	635	662	683	654	621	654	625	636	626	627	658	678	619	631	616	632	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45° S										
27	761	756	761	733	711	736	697	751	726	730	711	695	678	647	665	689	674	690	633	672	667	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50° S									
28	796	783	798	790	776	772	771	767	770	790	756	740	750	711	660	693	706	708	732	749	734	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55° S									
29	798	791	784	820	799	791	800	789	797	793	803	786	784	761	819	715	744	771	772	784	798	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60° S									
30	799	799	803	825	825	808	821	834	801	825	802	833	795	805	852	783	761	835	789	780	778	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65° S									
31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	807	750	757	785	744	791	825	866	854	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	70° S									
32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	931	704	800	794	831	785	795	784	765	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75° S									
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	931	704	800	794	831	785	795	784	765	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80° S										

100° E 110° E 120° E 130° E 140° E 150° E 160° E 170° E 180° 170° W 160° W
 注) 単位は (ml/l) で、100倍して整数で表示してある。
 注) 5カラムで1データを表し (実際のデータでは、点(・)は空欄)、32行で1データ群である。

塩分 標準深度 1 (0 m) 東側

図-3.4.5(1) 塩分 標準深度 1 (0 m) 東側

	1					2					3					4					5					6					7					8					9					0					
	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890														
33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80°	N													
34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75°	N													
35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	70°	N													
36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65°	N													
37	3148	3244	3243	2776	2653																																60°	N													
38	3272	3269	3263	3241	3121	2305																																55°	N												
39	3273	3266	3265	3260	3252	3092	2534																															50°	N												
40	3337	3309	3301	3287	3276	3211	3200																																45°	N											
41	3407	3399	3393	3351	3303	3289	3329																																40°	N											
42	3478	3468	3498	3496	3374	3326	3337	3350	3328																														35°	N											
43	3521	3527	3506	3504	3468	3402	3367	3367	3405	3518																													30°	N											
44	3489	3489	3502	3489	3469	3443	3431	3415	3436	3482																													25°	N											
45	3452	3448	3463	3456	3442	3427	3451	3431	3434	3429	3400	3504	3586	3594																									20°	N											
46	3433	3431	3410	3436	3417	3417	3422	3385	3380	3371	3388	3399	3357	3368	3584	3568																							15°	N											
47	3447	3444	3445	3466	3498	3412	3426	3423	3419	3390	3392	3381	3388	3344	3231	3117																							10°	N											
48	3513	3510	3495	3500	3477	3471	3472	3473	3467	3434	3437	3400	3386	3326	3284	3116																							05°	N											
49	3529	3525	3521	3523	3514	3490	3508	3497	3486	3457	3458	3470	3450	3456	3430																								赤道												
50	3552	3559	3540	3542	3547	3538	3520	3521	3517	3523	3496	3500	3517	3514	3495	3501																						05°	S												
51	3581	3594	3587	3588	3591	3590	3588	3579	3588	3594	3569	3562	3563	3545	3528	3504																							10°	S											
52	3593	3587	3617	3632	3631	3637	3630	3640	3623	3618	3612	3585	3568	3553	3540	3504	3499																						15°	S											
53	3561	3588	3580	3571	3568	3609	3658	3648	3631	3612	3626	3578	3555	3522	3507	3502	3484																						20°	S											
54	3555	3549	3551	3552	3559	3571	3578	3592	3576	3574	3551	3540	3526	3504	3466	3456	3440																						25°	S											
55	3516	3534	3505	3505	3512	3528	3507	3499	3515	3486	3458	3476	3463	3471	3453	3421	3427																						30°	S											
56	3453	3529	3460	3490	3456	3461	3423	3444	3440	3421	3407	3401	3425	3417	3413	3388	3396																						35°	S											
57	3444	3440	3437	3431	3423	3420	3414	3412	3403	3408	3399	3398	3397	3395	3391	3363	2579																						40°	S											
58	3436	3436	3442	3442	3436	3426	3430	3418	3422	3421	3412	3407	3410	3404	3391	3313	1338	3313	3358	3404	3431																		45°	S											
59	3420	3408	3419	3422	3421	3419	3419	3425	3421	3422	3421	3420	3416	3408	3400	3366	2073	3298	3369	3397	3410																		50°	S											
60	3401	3406	3412	3405	3409	3409	3412	3409	3416	3408	3411	3412	3409	3410	3419	3415	3404	3387	3398	3396	3392																		55°	S											
61	3411	3406	3409	3409	3399	3400	3401	3404	3401	3395	3397	3397	3390	3397	3390	3398	3385	3377	3378	3407	3412																		60°	S											
62	3393	3397	3393	3383	3370	3367	3377	3368	3356	3314	3315	3336	3336	3344	3351	3348	3342	3330	3323	3407	3387																		65°	S											
63	3387	3397	3399	3402	3338	3359	3397	3373	3342	3386	3343	3349	3329	3310	3351	3351	3351																						70°	S											
64	3408	3404	3404	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3407	3393																75°	S												
																																							80°	S											

注) 単位は (‰) で、100倍して整数で表示してある。

注) 5カラムで1データを表し(実際のデータでは、点(・)は空欄)、32行で1データ群である。

塩分 標準深度 1 (0 m) 西側

図-3.4.5(2) 塩分 標準深度 1 (0 m) 西側

	1					2					3					4					5					6					7					8					9					0					
	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890	1234567890															
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80° N													
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75° N														
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	70° N														
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65° N														
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60° N														
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55° N														
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50° N														
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45° N														
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40° N														
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35° N														
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30° N														
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25° N														
13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20° N														
14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15° N														
15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10° N														
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	05° N														
17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	赤道														
18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	05° S														
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10° S														
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15° S														
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20° S														
22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25° S														
23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30° S														
24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35° S														
25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40° S														
26	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45° S														
27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50° S														
28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55° S														
29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60° S														
30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65° S														
31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	70° S														
32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75° S														
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	80° S														

100° E 110° E 120° E 130° E 140° E 150° E 160° E 170° E 180° 170° W 160° W

注) 単位は (‰) で、100倍して整数で表示してある。

注) 5カラムで1データを表し(実際のデータでは、点(・)は空欄)、32行で1データ群である。

3.4.2 漁業データ

世界海洋における漁業生産量を以下の要領で収集した。

(1) 用いた資料

統計資料は、「YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS」(F O A)、(以下F A O資料と略記する)を用い、最近13年間のデータを用いた。

(2) 海域区分

世界の海域区分はF A O資料における区分を用いた(図-3.4.6)。

(3) 魚種区分

魚種区分は最新のF A O資料における区分に従った(表-3.4.2)。

(4) 手順

世界の海域別魚種別生産量の算定は、F A O資料の海域別魚種別生産量を用いて最近の13年間の統計を集計した。

図中の数字は水域区分番号である。

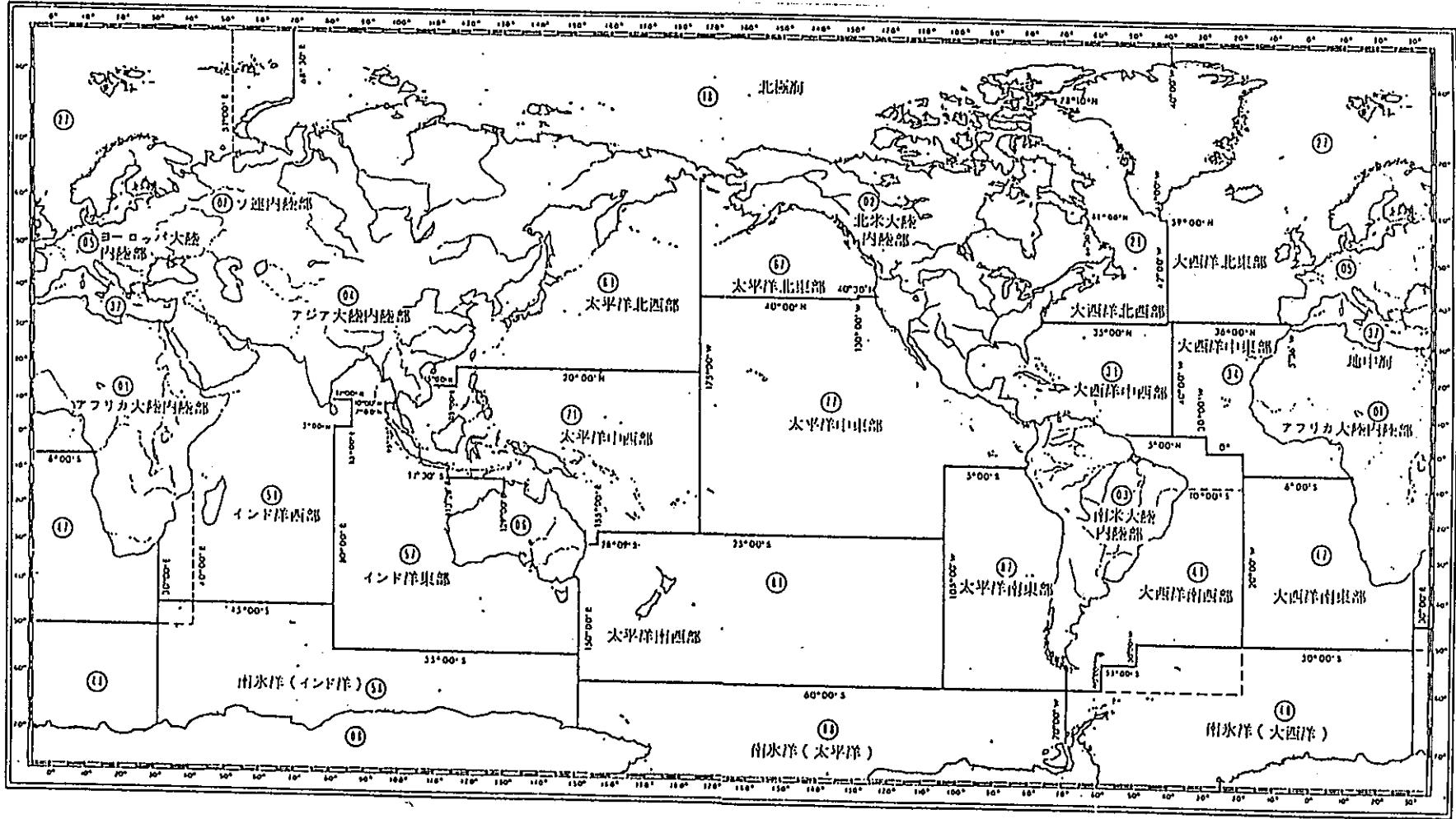


図-3.4.6 YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS (FAO) における海域区分

表-3.4.2 YEARBOOK OF FISHERY STATISTICS (FAO) における魚種コード

コ-FNo.	魚種区分	コ-FNo.	魚種区分
11	コイ類	41	淡水性甲殻類
12	ティラピア類	42	カニ類
13	その他の淡水魚	43	イセエビ・ザリガニ類
21	チョウザメ類	44	squat-lobsters
22	ウナギ	45	小エビ・テナガエビ・車エビ
23	サケ・マス類	46	オキアミ類
24	ニシンの一種	47	その他の甲殻類
25	その他の遡河・降海型魚類	51	淡水産貝類
31	ヒラメ・カレイ類	52	アワビ・巻き貝・タマキビ貝
32	タラ類	53	カキ
33	メバル類・バス・アナゴ	54	イガイ
34	アジ類・ボラ類・サンマ類	55	ホタテガイ・イタヤガイ
35	ニシ類・イシ類・カクタイシ類	56	サルガイ・トリガイ・フメガイ
36	マグロ類・カツオ類	57	イカ類・タコ
37	サバ類・マス類・サメ類	58	その他の海産軟体動物
38	サメ・エイ・ギンザメ	71	カエル
39	その他の海産性魚類	72	カメ類
		73	被のう動物（ホヤ類）
		74	カブトガニ
		75	ウニ
		76	その他の無脊椎動物

表-3.4.3(1) 魚種別生産量 (21: 大西洋北西部)

表 (1) 魚種別生産量 (21: 大西洋北西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
21	2	7	2	11	14	21	10	9	10	43	20	20	18	43	2	14
22	521	662	277	661	839	887	621	527	432	782	890	796	916	916	277	678
23	5854	6206	4389	5530	6413	6119	5526	2969	2622	3402	5507	5723	6179	6413	2622	5111
24	16942	14946	14456	14006	15437	9850	11094	8379	8566	15569	10810	12815	9573	16942	8379	12496
31	233415	227165	243902	247709	230629	216477	209524	206557	197477	204930	217204	221364	184411	247709	184411	218529
32	859410	720227	741981	798050	841381	868852	948302	896759	890228	901152	934499	850199	865029	948302	720227	855082
33	239200	221745	181418	205613	171379	174003	165666	157713	167389	162908	209466	252034	184881	252034	157713	191803
34	378963	240280	105295	41240	38424	4892	55606	51096	78683	63986	94409	76311	118566	378963	38424	107058
35	623364	575441	560443	537548	592026	487122	491373	502091	491043	531062	445790	584373	610982	623364	445790	540974
36	11384	8935	12423	14198	15145	17034	19344	25829	20310	14394	14055	12083	9439	25829	8935	14968
37	241534	76482	29994	32708	25384	28028	30359	29484	33477	55085	64420	74208	78975	241534	25384	61526
38	30384	14548	7801	11071	11070	12756	10079	11962	10007	22621	28909	38059	35188	38059	7801	18804
39	28532	30797	24714	48191	19997	16057	21693	16726	19998	25805	19271	39494	16891	48191	16726	25167
42	39158	46348	52332	68432	72198	96959	105985	96741	102212	99492	94178	80484	87334	105985	39158	80143
43	30426	32184	33122	38447	36851	38703	40698	47708	48638	53574	58861	60096	62457	62457	30426	44751
45	56983	50510	44661	50125	57781	55788	57413	60523	56511	70213	80095	87252	93935	93935	40661	63215
47		889				1252		239	52	60				1252	0	192
52	1749	1242	1499	1828	1313	974	2165	1748	2137	2201	4057	3300	3835	4057	974	2158
53	155145	120570	148975	146640	156493	155994	118101	78116	83584	52512	71919	59481	38149	156493	38149	105591
54	3358	5526	7716	7059	6262	7061	11251	14716	13326	16619	21585	23236	37527	37527	3358	13480
55	176434	217663	235623	211642	179896	189672	146851	135192	107851	108190	129698	189777	191603	235623	107851	170776
56	191626	241618	226627	258896	276949	324562	308393	338108	378987	434972	417902	395565	381626	434972	191626	321064
57	98794	123695	99027	197267	111351	69147	48970	34303	26324	23420	23132	23538	22260	197267	22260	69371
58	147	2669	1647	1954	161	2207	4256	6698	1996	6410	5098	1218	869	6698	147	2718
72																
74	1	23	78	134	219	137	1	212	100	53	1	227	302	302	1	114
75	16	29	4	6	22	3			23		5	653	2822	2822	0	276
76	558	515	606	537	539	467	665	603	589	538	488	472	389	665	389	526
S	3423900	2980922	2778912	2937503	2868172	2829134	2813666	2724018	2743142	2869994	2952279	3092778	3044156	3423900	2724018	2927583

表-3.4.3(2) 魚種別生産量 (27: 大西洋北東部)

表 (2) 魚種別生産量 (27: 大西洋北東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
11	6051	7104	7851	7323	7343	6121	6131	8352	8802	7032	7339	6820	7041	8802	6051	7178
13	14770	14909	13785	14348	15504	15329	12360	10146	10124	8668	9711	6000	5727	15504	5727	11660
21	127	108	0	4	0	0	0	0	0	0	11	1	0	127	0	19
22	7671	6007	6477	5601	5979	4677	5652	5425	4473	4293	4415	4226	4560	7671	4226	5343
23	17857	11792	10134	24068	28164	33446	37393	47706	53309	71851	95170	106915	154299	154299	10134	53239
24	83	53	40	48	73	153	166	140	71	95	141	109	81	166	40	96
31	315649	333216	309349	309636	310168	288085	338215	337879	342645	380569	351046	371273	390929	390929	288085	336820
32	4346151	3825964	3790363	4144937	4432800	4149332	3925788	3667453	3623063	3518051	3592724	3648355	3308622	4432800	3308622	3844123
33	1192529	1258785	1204641	1036845	1142998	1041695	1177139	1111956	1222171	1103173	1420510	1310989	1511903	1511903	1036845	1210410
34	3408377	4038010	3278413	3086162	2712015	2923537	1995225	2706049	2706189	2374958	1545760	1294373	1398436	4038010	1294373	2574423
35	1959555	1539986	1535921	1422993	1519282	1481760	1478288	1536904	1536532	1753222	1731021	1750625	1858605	1959555	1422993	1623499
36	40441	50184	81209	50275	42632	39083	49312	55473	41993	44296	52818	56894	64394	81209	39083	51462
37	842615	619750	691576	729370	628039	599207	584040	542769	629589	553886	554992	630802	628568	842615	542769	633477
38	89891	83122	98964	88914	82942	83159	76798	87025	87676	90704	90118	100087	95174	100087	76798	88813
39	290658	123405	141749	135606	103844	223384	247965	141276	178777	102524	72962	42861	69033	290658	42861	144080
42	31811	33802	35476	36440	34318	33099	32675	35458	37632	38453	37397	37805	35803	38453	31811	35121
43	2238	2163	2421	43411	42019	45495	48177	52055	51260	57528	53636	56365	58268	58268	2163	39618
44	38646	38276	40675							0	2	1	4	40675	0	9046
45	74276	71241	94398	84222	103178	94218	124640	165377	187783	196685	150467	144717	134146	196685	71241	125027
47	2559	40	417	643	694	661	1343	439	324	4507	964	783	2447	4507	40	1217
52	9510	9427	12863	11075	9989	16903	10391	10015	7389	10415	10966	12933	18254	18254	7389	11548
53	89861	110982	94404	104443	108318	91531	95210	105553	109734	141723	146292	135394	135545	146292	89861	113076
54	249362	292822	302248	305011	358939	370630	426864	420109	392450	540691	532457	500180	464656	540691	249362	396732
55	49253	38699	41918	43104	46228	48126	44941	52753	52032	49984	61142	89158	61775	89158	38699	52239
56	41013	36897	28441	25399	38331	31964	24776	21709	15100	18705	43388	64785	46622	64785	15100	33625
57	24787	27467	44459	15630	28748	37373	41810	48398	37189	38206	25411	43434	47426	48398	15630	35411
58	14025	791	16434	1720	3862	1609	3162	4389	1919	1589	1554	5098	7090	16434	791	4865
73	352	170	114											352	0	49
75	2963	1854	3973	1846	433	292	120	200	235	127	62	77	111	3973	62	946
76				0	0	0	0	0	0	32	3	5	3	32	0	3
S	13163081	12577126	11888713	11730074	11806840	11659869	10788591	11176008	11338461	11112167	10588879	10421065	10509522	13163081	10421065	11443107

表-3.4.3(3) 魚種別生産量 (31: 大西洋中西部)

表 (3)

魚種別生産量 (31: 大西洋中西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
13	6356	7148	5892	6690	6932	6609	7735	12478	12879	14559	9448	11635	11078	14559	5892	9188
24	673	1070	699	450	648	678	653	861	1696	678	1041	812	316	1696	316	791
25				5	94	144	125	132	56	1108	25	61	65	1108	0	140
31	4077	4054	4417	5821	4917	3322	3421	3890	4570	3791	3556	3031	3429	5821	3031	4023
32	0	0	7	0	2	490	206	181	0	114	125	19	15	490	0	89
33	180126	141690	139555	117055	131128	152777	153285	117134	115861	111759	109822	117337	114757	180126	109822	130945
34	46359	42037	47531	44554	53522	55170	52158	56552	55386	45648	47413	52156	61162	61162	42037	50681
35	706378	584946	964295	951906	872804	734703	1012489	1064489	1049343	999749	952021	1024682	739918	1064499	584946	896749
36	53002	57611	55787	50157	58327	58562	86569	97026	103307	93830	84869	78951	75445	103307	50157	73111
37	3073	3762	3773	2460	3047	3120	3041	4991	3721	3462	3923	4337	3356	4991	2460	3544
38	11470	13956	11657	14010	13957	19880	20259	24713	27944	24779	24365	24652	30196	30196	11470	20141
39	92290	94483	117938	177653	186092	228094	218682	262811	269328	274580	281779	264185	267581	281779	92290	210431
42	34459	40381	44115	45457	46206	47526	49958	46489	53001	51304	50993	55958	65321	65321	34459	48551
43	19960	18434	23546	24935	23081	21883	22069	24383	26208	29940	28140	25933	25381	29940	18434	24146
45	168074	193033	179693	166428	177924	188369	166389	158877	182703	181479	200272	179008	163143	200272	158877	177338
47	879	871	1328	796	671	710	599	563	373	374	294	1536	400	1536	294	723
52	4376	2496	4752	5649	4063	5066	7182	6196	8284	6371	5316	5133	5643	8284	2496	5425
53	191624	165693	179480	160294	175559	176633	210561	246739	222915	223364	186089	173362	157796	246739	157796	190008
54	108	82	1183	62	0	0	0	40	458	344	243	460	575	1183	0	273
55	24784	13765	13508	9140	2755	147745	111129	97492	397569	127518	22211	92158	126182	397569	2755	91227
56	14230	21446	48629	24266	19741	30007	27575	12789	35275	37879	27474	31333	28462	48629	12789	27709
57	6547	9099	3554	9401	8385	8899	9305	12392	10172	10437	13338	11497	11943	13338	3554	9611
58	2206	3348	302	2387	3248	1534	2995	5235	10131	6838	2469	4660	3920	10131	302	3790
72	1046	992	1150	981	1263	1487	1263	1268	1154	1640	1312	1146	962	1640	962	1205
74				13	3	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	1
75	2	1	2	2	2	0	0	1	2	2	6	23	25	25	0	5
S	1572099	1420398	1852833	1820559	1794481	1893411	2167848	2256782	2593336	2251647	2056545	2161015	1897051	2593336	1420398	1979847

表-3.4.3(4) 魚種別生産量 (: 大西洋中東部)

表 (4)

魚種別生産量 (大西洋中東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
12	18	134	134	7668	10365	9509	8615	8588	8527	8848	8759	8705	8765	10365	18	6833
13	0	10	10	300	300	300	300	300	250	300	300	300	300	300	0	228
22	4	93	2	2	5	26	13	6	2	3	14	12	9	93	2	15
24	16478	7812	12176	4861	5321	5052	4419	5791	4924	10408	9037	12651	6288	16478	4419	8094
31	26934	30642	27146	37099	30006	29060	29148	33486	37371	31478	28078	28253	26676	37371	26676	30414
32	118296	82785	45416	41534	51513	27976	30574	33576	26040	21995	24310	20721	19999	116296	19999	41826
33	340361	291509	303562	345140	378651	417641	429873	387865	320584	306256	311255	276130	221435	429873	221435	333097
34	606918	693988	537931	438496	632865	517786	598990	500914	338740	357855	399831	453584	428077	693988	338740	500460
35	1434917	1446212	1167394	1003901	1148398	1146220	839801	1019043	912891	1036203	1051561	1402117	1607621	1607621	839801	1170483
36	270449	300572	244631	242732	293705	320508	335428	313356	255112	266751	250449	256472	269196	335428	242732	278420
37	191566	211362	93692	125251	197442	143471	283938	247915	242198	209227	303577	195592	405972	303577	93692	220093
38	36732	33916	39190	40137	47335	45864	46419	47224	37444	32132	23056	26945	26023	47335	23056	37109
39	385446	441709	342452	262874	438791	371019	335071	319921	297847	334428	349124	300279	301342	441709	262874	344639
42	240	225	580	442	769	443	1536	717	657	1186	1268	1389	1511	1536	225	843
43	466	1133	1494	2326	2820	925	1054	944	835	2893	3861	4341	5187	5187	466	2175
44	136	1001	283											1001	0	109
45	18406	22567	39774	31274	34493	25586	30002	28424	32720	40709	37543	45417	44535	45417	18406	33188
47	2597	6052	3211	4809	1010	2462	3664	12903	8247	3358	7908	5663	6385	12903	1010	5249
52				67	20	96	0	0	0	0	0	0	0	96	0	14
53	456	146	1215	1042	1129	1076	1024	861	882	890	900	900	900	1215	146	879
54				0	0	0	0	0	19	24	3	20	13	24	0	8
56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
57	179035	148598	162504	125966	125488	183931	201522	186685	138856	168091	206473	172304	164858	206473	125488	166486
58	23403	22262	17605	7780	10345	15422	13223	17589	13425	11759	10945	16733	15578	23403	7780	15082
72	100	100	100	100	100	100	82	92	152	150	176	153	184	184	82	122
75	69	0	3	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	69	0	6
S	3651027	3743928	3040505	2724003	3410873	3264463	3204699	3166219	2677728	2844923	3028445	3228674	3560843	3743928	2677728	3195872

表-3.4.3(5) 魚種別生産量 (37: 地中海)

表 (5) 魚種別生産量 (37: 地中海)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
11	12036	1181	1070	1539	614	269	573	474	2238	1652	1195	783	864	12036	269	1884
13	9976	945	791	781	829	689	650	547	1451	1305	1840	1499	693	9976	547	1692
21	1506	1310	906	1235	1026	932	1149	1382	1493	1327	1427	1363	567	1506	567	1202
22	3921	3409	3758	4062	3200	3376	2975	3387	3847	3687	3418	3100	3568	4062	2975	3516
24	33744	31208	81897	75126	78157	48805	124508	121897	90230	134211	102791	94933	37756	134211	31208	81174
31	11428	10924	10690	15381	13859	13695	15337	16891	15229	13558	15102	15086	12770	16891	10690	13843
32	40172	44192	41870	76201	52450	49626	55296	69776	74735	83212	75222	89436	91644	40172	64910	69776
33	113388	119998	111288	122146	122656	115606	129109	132119	135799	153688	146250	144550	139909	153688	111288	129732
34	105486	91899	82260	162443	132131	138254	169271	182146	183253	245221	208014	197235	191665	245221	82260	160791
35	651375	557482	579002	721268	904055	946514	953338	936722	1001695	832065	935387	843793	979177	1001695	557482	833906
36	27460	25142	24987	28295	36168	46555	56260	59143	47621	61853	55874	59130	65559	65559	24987	45696
37	9720	11814	12324	16857	17748	21638	30176	19216	21139	41745	48471	56632	52923	56632	9720	27723
38	13886	13678	13287	24787	16890	18133	21502	23935	25371	24845	23114	20542	21173	25371	13287	20088
39	123049	108785	148548	112141	114449	143548	147953	133591	143821	120211	127786	116931	112774	148548	108785	127199
42	1466	1097	836	1266	1931	1368	1930	2052	2399	1467	1592	2719	2794	2794	836	1763
43	976	842	1067	3925	3362	3914	4044	4055	4583	6585	7255	6888	9054	9054	842	4352
44	3956	4686	3839											4686	0	960
45	14885	14503	15061	14286	15158	16443	18098	26605	32395	35687	30749	33225	32048	35687	14286	23011
47	9284	8718	7818	7947	7808	10650	7023	8358	8926	8015	10225	11221	9332	11221	7023	8871
52	35	341	150	328	249	210	292	329	300	346		602	602	602	0	291
53	4966	5415	3788	3657	3496	3409	3822	4593	4957	9737	13030	14131	14634	14634	3409	6895
54	13801	11576	10823	26319	30664	31439	31748	29688	24264	90112	88442	104425	102161	104425	10823	45805
56	218	214	202	17	20	24	34	13	7	4	4	4	4	218	2	59
56	2484	3584	3601	25324	30285	21977	33970	35755	39890	26954	28251	44336	40329	44336	2484	25903
57	48032	47449	45838	43936	51660	47180	49398	55292	56919	65724	58403	68279	74573	74573	43936	55591
58	51763	24381	22001	4488	2598	16302	19045	20372	19808	16364	21196	17395	15452	51763	2598	19320
72	10	9	5	1	5	46	3	2	176	4	18	20	20	176	1	25
73	124	114	105	92	83	80	93	99	31	48	28	27	124	27	73	
75	311	216	304	303	351	396	422	185	209	404	265	188	188	422	185	288
S	1310458	1145117	1228115	1494151	1641912	1700078	1878019	1888634	1942696	1980039	2015349	1948474	2012260	2015349	1145117	1705652

表-3.4.3(6) 魚種別生産量 (41: 大西洋南西部)

表 (6) 魚種別生産量 (41: 大西洋南西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	509	46			509	0	43
31	2451	3617	4022	4745	3413	5522	4199	4450	4614	9187	12087	11317	10823	12087	2451	6188
32	226336	354616	461347	519168	446180	403223	595280	636028	412192	504770	562481	714900	766586	766586	226336	501008
33	210360	226010	256645	266717	252306	273082	280300	260039	246126	260746	274658	245274	256467	280300	210360	254517
34	57590	56901	57282	42315	43548	48746	57893	51336	60188	66122	47167	43366	45709	66122	42315	52167
35	101179	208126	237013	266258	263608	217608	217491	292580	286586	147880	158963	122310	104884	292580	101179	201884
36	15042	26108	45423	19495	25515	34323	39036	32044	35759	51224	35816	35297	44060	51224	15042	33780
37	5888	8477	8653	13387	12818	21342	35712	27632	73484	50632	42144	11268	12086	73484	5888	24886
38	19854	19349	24690	34254	37159	35621	45779	40283	38479	47297	44770	45733	54158	54158	19349	37494
39	91643	51188	124187	107460	67797	66690	24491	24110	27234	37217	65261	96532	121564	124187	24110	69644
42	9864	10911	11769	11124	15453	17152	18872	18660	18925	24941	20434	19988	21381	24941	9864	16898
43	7331	7373	7665	7109	6900	8573	9023	5582	10281	8077	6891	6930	8531	10281	5582	7713
45	59224	52262	47184	79543	48841	49065	61199	70112	83374	78914	63817	59588	77254	83374	47184	63875
46	554	2	0	0	161	0	4	0	0					554	0	55
47	1129	6	0	9	833	1222	959	1040	1483	707	924	1040	890	1483	0	788
52	17	37	93	68	31	79	100	149	136	487	732	712	700	732	17	257
53	448	223	377	135	178	149	212	473	550	621	483	487	520	621	135	374
54	4050	4660	3549	4031	1809	1168	1186	885	496	890	1002	1324	1356	4660	496	2031
55	857	88	69	25	8	5	27	1824	2151	1086	11	36	30	2151	5	478
56	90	136	59	150	89	71	84	105	186	314	154	52		314	0	115
57	9332	3508	74870	124360	31013	54082	208394	205221	252075	269647	353626	744452	690816	744452	3508	232415
58	4037	4683	6592	1563	11189	6920	6467	7455	7671	5983	4592	4921	9931	11189	1563	6308
72	29	39	89	14	59	57	22	18	13	11	7	4	10	89	4	29
S	827305	1038320	1371578	1501930	1268908	1244700	1516730	1680228	1562093	1567262	1696066	2165531	2227746	2227746	827305	1512947

表-3.4.3(7) 魚種別生産量 (47: 大西洋南東部)

表 (7) 魚種別生産量 (47: 大西洋南東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
31	1845	1674	2627	2635	2152	3368	4735	2586	2736	3017	3947	3475	3821	4735	1674	2971
32	804018	597700	581438	469652	333765	360185	459090	462401	489705	541834	542822	444444	475733	804018	333765	504830
33	110525	112184	119823	125514	81747	126414	135061	82879	82684	75695	84417	73419	69677	135061	69677	98539
34	615012	761678	989402	793276	708286	783772	807226	757914	711025	583170	645355	704760	745604	989402	583170	739037
35	989378	864175	1036160	909795	807665	795229	694366	732107	600301	668214	626574	1219997	985266	1219997	600301	840711
36	27262	40897	42980	55565	44455	43330	52324	31321	37761	46701	42460	33925	28662	55565	27262	40588
37	80379	220952	307824	82218	90303	99062	100468	141293	83326	79260	77366	74247	59308	307824	59308	115077
38	2495	4056	17713	8770	4849	7426	7568	6441	5637	5470	5593	5144	5065	17713	2495	5633
39	61051	84306	132924	46527	72343	138711	72317	81627	89331	56271	51211	98031	50397	138711	46527	79619
42	996	3160	7794	5653	5843	5451	6016	5626	5290	5029	6198	6243	7849	7849	996	5473
43	7166	8776	8694	7694	6685	7266	5441	5539	6644	8057	7502	8943	8148	8943	5441	7427
45	15187	7800	2009	737	533	4128	71	58	53	10820	8542	9130	5866	15187	53	4996
47	66	800	0	12	0	0	0	0	78	42	180	93	800	0	0	98
52	1037	736	799	735	739	733	727	660	656	961	683	680	676	1037	656	756
53	196	196	203	275	331	455	591	349	662	449	404	255	124	662	124	345
54	9	12	14	0	0	0	0	0	16	3	2	2	16	0	0	4
56	0	0	0	14	13	11	10	6	0	0	2	0	14	0	0	4
57	4388	7487	11311	11796	8458	11083	10116	9950	8253	11954	12540	20022	11131	20022	4388	10653
58	29	2	130	26	41	2906	0	0	478	676	398	956	64	2906	0	439
73	20	17	13	18	16	16	12	11	12	11	10	10	20	0	0	13
76	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	6	0	0	0
S	2721059	2716608	3261858	2521912	2168224	2389546	2356139	2320774	2124618	2097634	2117024	2703863	2457524	3261858	2097634	2458214

表-3.4.3(8) 魚種別生産量 (48: 南氷洋 (大西洋))

表 (8) 魚種別生産量 (48: 南氷洋 (大西洋))

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
32	0	1686	858	0	36	0	0	0	0	0	0	0	0	1686	0	198
33	39400	132745	194875	116297	90236	88024	85325	143280	114772	42619	34420	85016	63308	194875	34420	94632
34	0	1656	964	331	261	322	354	116	109	523	1187	1103	15172	15172	0	1700
36	0	0	8	1	224	120	1	0	7	44	17	17	224	0	0	32
39	300	22236	7944	5533	6804	14313	7030	24118	5616	4297	456	1906	1386	24118	300	7654
46	521	106794	89923	266534	356978	288868	373586	138361	104680	180819	425871	346409	363234	425871	521	234044
57	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
S	40221	265178	294572	388798	454539	391647	466296	305875	225184	228202	461951	434434	443100	466296	40221	338461

表-3.4.3(9) 魚種別生産量 (51: インド洋西部)

表 (9) 魚種別生産量 (51: インド洋西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
24	13284	15316	10570	16968	11655	9510	12049	7634	10425	9649	7432	6191	6632	16968	6191	10570
25	583	680	644	528	457	1955	3038	849	、896	1581	631	528	448	3038	448	986
31	9257	10830	12198	10081	10561	9899	17056	16713	21547	10897	16636	13465	12512	21547	9257	13204
32	1185	1224	635	1320	1728	956	1206	2105	1179	1313	2826	2266	1118	2826	635	1467
33	397767	453377	448952	427393	458160	454076	455027	424684	507265	481693	502470	477826	507573	507573	397767	461251
34	109883	158256	126380	207994	212148	226210	243854	273676	256750	211244	207628	228094	230440	273676	109883	207120
35	593609	597668	667448	373474	374048	487361	430288	423971	476978	393610	374232	359048	443054	667448	369048	461907
36	184799	189543	201426	169027	163341	196032	244308	250650	304002	424732	463655	510393	608303	608303	163341	300785
37	101128	125888	153368	136598	108422	108374	97015	86537	110195	179271	147355	149040	152406	179271	86537	127662
38	97431	114992	128313	118985	113045	114873	119127	71317	68978	83660	86204	89417	92959	128313	68978	100023
39	291681	340406	305361	327570	318086	211844	214174	385366	482116	532251	552423	522760	527699	552423	211844	385519
42	646	589	705	1042	2032	1310	1398	1103	1438	1696	1740	1746	2073	2073	589	1348
43	6374	2898	1678	2850	5265	3035	2316	3325	3385	4878	5224	5056	4890	6374	1678	3936
45	222531	250137	215580	199130	261482	187952	228104	208320	216631	259702	239977	227189	235830	261482	187952	227197
47	10095	12433	10746	22568	25081	18141	22386	22504	17614	10836	9614	10774	11407	25081	9614	15708
52														60	105	13
53	3	1	1	3	1	1	2	0	0	7	8	9	9	105	9	3
56	150	200	30											200	0	29
57	23464	27269	18213	17777	17868	6397	4491	4427	8293	28920	29568	37375	39417	39417	4427	20268
58	4794	8823	12374	9756	11306	7285	10597	8594	16633	1165	1863	2795	1897	16633	1165	7529
72	300	300	300	52	52	52	75	83	80	37	40	40	40	300	37	112
75	50	174	234	170	152	154	112	137	150	190	253	348	709	709	50	218
76				0	0	0	0	0	14					14	0	1
S	2069020	2311004	2315155	2046286	2094890	2045527	2106623	2193995	2504572	2637322	2649779	2654420	2880521	2880521	2045527	2346855

表-3.4.3(10) 魚種別生産量 (57: インド洋東部)

表 (10) 魚種別生産量 (57: インド洋東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
24	3827	2131	3722	24309	17594	14416	13369	18550	73879	91841	109496	124133	131418	131418	2131	48360
25	934	1768	1074	919	2540	1192	613	1684	2603	4257	4959	5804	6168	6168	613	2655
31	2685	6098	5598	7526	3295	4514	2846	2823	3252	9852	10210	10195	12600	12600	2685	6269
32	2	495	8	6	11	13	59	168	283	545	299	247	82	545	2	171
33	109231	143369	135563	135231	145335	140472	140986	162970	177839	187125	227316	241923	246579	246579	109231	168765
34	62972	62907	59618	78512	67426	65851	73544	96949	111571	148954	154643	174166	168093	174166	59618	101939
35	124923	122595	98241	133084	143260	146253	152598	165641	176871	189038	221804	224915	197809	224915	98241	161310
36	91255	96790	88569	90976	113212	89163	110587	130917	127918	130899	127707	145515	160736	160736	88569	115710
37	71974	54554	69660	62103	57901	69017	61988	84083	86361	166070	142703	140026	155221	166070	54554	93974
38	37268	33402	36649	33507	42397	47248	42537	46953	47367	47312	53074	57938	66337	66337	33402	45538
39	543110	702760	724432	723878	736855	796125	779141	804203	807844	955771	1049190	1031528	1051848	1051848	543110	823591
42	611	3075	3166	5925	7705	7510	6200	4481	6162	10716	13541	13364	14204	14204	611	7435
43	13190	12657	15110	15205	14475	15543	15725	18024	15802	16619	15943	16688	16868	18024	12657	15527
45	52361	57150	57705	62568	61133	54953	57256	67338	61649	123416	133393	142929	178561	178561	52361	85416
47	5182	6712	6252	9131	7924	11022	11834	13379	23738	29047	36002	30749	44365	44365	5182	18103
52	3400	3343	3543	5116	5753	6370	7043	5504	7801	7049	6500	6300	6300	7801	3343	5694
53	116	546	580	684	713	782	2343	2266	1413	2696	1445	1400	1560	2696	116	1273
54	62	387	454	2172	1514	2093	2994	4419	3460	3221	4886	5063	5253	5253	62	2761
55	938	1008	1276	7313	5739	6493	22314	26752	26698	14717	12410	8906	8910	26752	938	11036
56	1025	13839	15296	14849	7932	2157	3519	5577	8574	76371	73171	75706	66082	76371	1025	28008
57	1995	11450	10807	13842	13694	9626	9100	10317	16978	27777	32529	43306	48767	48767	1995	19245
58	1191	1274	2106	2722	1498	4463	2449	3925	5960	2304	5588	5119	5560	5560	1191	3397
72	12	10	14	17	18	34	35	32	46	35	24	17	20	46	10	24
75	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	10	10	10	0	1
76	104	1355	118	3758	464	19568	73736	34323	5147	25181	64048	53057	57520	73736	104	25029
S	1129835	1340038	1339930	1434748	1460148	1516454	1593444	1712253	1799788	2270813	2500881	2558998	2650869	2650869	1129835	1792938

表-3.4.3(11) 魚種別生産量 (: 南水洋 (インド洋))

表 (11) 魚種別生産量 (南水洋 (インド洋))

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
33	17000	110063	53244	1408	19073	18430	31005	29837	11916	25345	21268	9489	8449	110063	1408	27425
34	0	0	201	3	194	56	204	149	146					204	0	73
38				0	0	0	0	1	17	4				17	0	2
39	400	254	1174	1218	239	396	371	21	611	18		22		1218	0	363
46	2266	12383	39053	63732	116864	155030	147978	79645	22897	5932	15910	29557	6490	155030	2266	53672
S	19666	122700	93672	66361	136370	173912	179558	109653	35587	31299	37178	39068	14939	179558	14939	81536

表-3.4.3(12) 魚種別生産量 (61: 太平洋北西部)

表 (12) 魚種別生産量 (61: 太平洋北西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
11	228	411	214											411	0	66
13	1538	1075	121											1538	0	210
21	0	59	57											59	0	9
23	76501	137274	85697	133383	105709	109128	64882	129825	80251	345303	258673	292158	265603	345303	64882	160337
24	39895	37093	36252	26047	27837	29013	27775	29457	27015	30309	40809	29356	26723	40809	26047	31352
25				32034	19323	23912	29524	36987	30603	31689	27615	28852	39859	39859	0	23108
31	72462	94039	129223	88366	95130	96069	92950	102717	105972	284139	246299	233113	222078	284139	72462	143274
32	2369494	2355678	2311031	2311503	2326406	2351745	2695776	2952529	3743065	5070218	5469869	5304769	5368874	5469869	2311031	3433151
33	544131	509750	527348	825661	868567	821893	854788	682111	934125	1273846	1553987	1370087	1259526	1553987	509750	925063
34	180806	186872	193981	197070	150328	148191	145863	116070	165945	1169657	1116416	1293626	1354733	1354733	116070	493812
35	368779	432983	574848	715898	706933	850400	976541	1036490	1321159	5431851	6041494	6021479	6110362	6110362	368779	2353017
36	85200	104578	124693	137228	134352	94137	159157	165144	189796	417493	465886	427731	505699	505699	85200	231623
37	425374	366269	440127	1100885	999264	1151586	1102615	1048444	1138636	1858407	2051187	1694288	1673919	2051187	366269	1157769
38	76536	70934	73664	61768	69637	64962	66993	65142	65938	103614	96941	95404	74340	103614	61768	75836
39	5313681	5456030	5399983	2917597	2970714	3274007	3400513	3483637	3603407	3970864	4271324	4360403	4742724	5456030	2917597	4089606
42	44002	50457	47074	313977	309956	290123	355100	365799	399649	517693	516073	585464	626015	626015	44002	340106
43	212	289	292	133	131	129	121	221	212	1315	1510	1403	1187	1510	121	550
45	144547	137064	111547	283713	288123	293925	303122	323141	356669	587075	672446	745439	806476	806476	111547	388714
47	12435	10176	9494	4079	2398	2178	2322	3086	4021	1500	358	108	112	12435	108	4021
52	8010	12510	9324	7273	8578	10622	13954	12541	13579	25239	24335	26949	27768	27768	7273	15437
53	178180	176411	173231	191038	208002	226754	214406	244416	240928	582116	594546	648767	671982	671982	173231	334675
54	45484	76160	45333	161907	137554	153163	138732	141432	130697	187010	253943	345586	457226	457226	45333	174941
55	1147	556	527	2706	1800	1909	1762	2215	1569	238236	276596	344519	466530	466530	527	103082
56	105890	248272	101485	313131	343648	390753	456592	484986	537651	729427	868366	947117	1004274	1004274	101485	502430
57	271189	298868	101924	264596	259463	219740	287483	289879	345698	772187	621985	734523	719689	772187	101924	359017
58	22055	23126	21647	33351	23979	22534	25455	21699	22367	52767	83312	108331	117014	117014	21647	44344
72	270	268	268	384	444	627	512	924	318	233	204	183	71	924	71	362
73	5066	3872	2702	2007	2369	2485	1185	1760	2156	12520	16154	11383	14132	16154	1185	5984
75	6104	6945	5558	6090	6600	8836	9647	10246	8843	40446	48337	44572	40557	48337	5558	18676
76	1862	3587	6408	19589	16002	78984	26032	29267	37197	132058	118508	175490	105218	175490	1862	57708
S	10401088	10801607	10534053	10151414	10083247	10717805	11453802	11780165	13507466	23867212	25737173	25871100	26702691	26702691	10083247	15508371

表-3.4.3(13) 魚種別生産量 (67: 太平洋北東部)

表 (13) 魚種別生産量 (67: 太平洋北東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
21	22	33	29	23	19	10	8	3	8	8	6	5	5	33	3	14
23	197967	218058	253662	302435	331948	372281	340372	365332	363345	436272	396057	316382	333970	436272	197967	325237
24	142	254	247	362	126	54	183	181	10	74	16	16	16	362	0	127
31	200820	162220	231829	216966	180508	218741	211077	222007	284451	370385	385894	350659	440539	440539	162220	267393
32	1435523	850165	851169	1008787	961325	1268296	1186889	1415015	1635973	1636537	1963364	2220600	1993496	2220600	850165	1417472
33	183693	142293	107409	119170	142888	157537	144501	134387	146630	147783	150930	163431	160726	183693	107409	146268
34	800	192	1564	697	1513	1210	27	118	201	262	668	283	167	1564	27	593
35	120951	115924	96973	69339	85903	81009	77267	90466	77443	82516	68278	85128	84327	120951	65903	85810
36	18184	10646	17984	4760	2907	6459	2429	3640	3607	6215	4435	2909	9000	18184	2429	7167
37				0	0	0	5	10	3	138		1		138	0	12
38	3337	5315	6628	9899	10126	5014	5314	5602	5254	4791	6757	8683	7538	10126	3337	6481
39	29584	8762	17675	19673	24483	42333	40588	43052	41736	25093	43243	65774	59001	65774	8762	35461
42	106427	127346	147973	163618	165964	106891	65611	54294	43262	59324	72415	78347	97428	165964	43262	99146
45	78724	89506	70647	43887	44623	31154	20749	9787	3920	15683	29079	35058	36536	89506	9787	39643
47	0		0	0	0	0	0	0	0					0	0	0
52	273	428	695	861	541	829	215	149	235	177	148	188	113	861	113	373
53	27104	25499	22170	21773	25558	25644	23722	21536	26544	30462	23235	38223	31444	38223	21536	26371
54				0	0	73	46	45	64	21	53	210	181	210	0	53
55	1045	87	47	112	2461	20343	5956	3677	5445	3649	2608	2714	961	20343	47	3777
56	2763	3325	7111	7034	8482	26071	10303	8069	10544	13637	11422	16012	18470	26071	2763	11019
57	598	4234	5756	3208	4335	8883	24685	34685	32447	46049	41690	55757	49730	55757	598	24004
58	0	0	114	395	818	372	116	1380	1971	2677	3442	2056	5838	5838	0	1471
75	399	387	448	359	27	122	108	137	211	352	1222	4951	8587	8587	27	1332
S	2408356	1764674	1840130	1993298	1974655	2373326	2160171	2413572	2689214	2882105	3204947	3447407	3338057	3447407	1764674	2499224

表-3.4.3(14) 魚種別生産量 (71: 太平洋中西部)

表 (14) 魚種別生産量 (71: 太平洋中西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
22	0	0	0											0	0	0
24	6616	5233	7245	7404	5648	5977	7164	8488	7269	5127	4590	4206	4469	8488	4206	6110
25	11545	8757	13387	10319	9940	10424	10700	14721	11781	11701	14753	15469	16060	16060	8757	12274
31	16512	18224	23316	18939	17762	19836	30560	13939	17502	13396	13924	13177	15802	30560	13177	17915
33	540635	540048	564466	552318	557034	539113	542664	580991	615831	598131	642034	627235	633268	642034	539113	579521
34	731341	794733	868165	654283	631397	716700	691518	740429	766751	768375	805464	794809	817276	868165	631397	752403
35	481143	717112	619653	652860	656670	715287	692448	780292	763975	676897	646496	669659	705396	780292	481143	675299
36	587015	697072	788677	739080	799230	845459	881732	1131920	1136881	1006476	1227383	1288893	1286079	1288893	587015	955069
37	235833	236438	274744	330090	308482	329219	341242	391128	429824	353101	335172	312602	340831	429824	235833	324516
38	53050	56076	58492	56619	64456	68967	66756	65440	70994	70425	78094	80978	85654	85654	53050	67385
39	1755369	1881697	1889115	1510963	1546962	1514138	1561094	1609618	1567892	1532574	1734611	1648038	1736314	1889115	1510963	1652963
42	62257	60379	65160	63074	60815	67177	61985	78463	62237	62555	69476	61553	68297	78463	60379	64894
43	2815	3726	4004	4011	3127	2851	3251	2666	3886	3269	4451	3439	3676	4451	2666	3475
45	371376	404194	436976	396888	398001	449587	430937	415545	382410	324229	355860	375971	392598	449587	324229	394867
47	6703	7193	10767	10881	9114	31650	18646	12204	13409	13384	13603	2799	3248	31650	2799	11815
52	691	2099	525	223	107	134	68	113	62	32	67	67	95	2099	32	329
53	7562	16799	16544	11024	6597	16732	23727	16146	20943	19743	18166	18142	17868	23727	6597	16153
54	117048	99041	99687	67369	45005	67158	106976	74103	96498	93865	49973	43796	51863	117048	43796	77876
55	5887	582	2832	3779	1571	3406	4379	3846	3679	5324	4178	3502	3516	5887	582	3675
56	97177	105645	110053	133769	215218	195924	131620	136530	206750	109719	122213	111665	119896	215218	97177	138168
57	125559	148895	146181	139854	131532	140426	164975	194796	175306	159355	185099	159768	169460	194796	125559	157016
58	27277	25428	26714	17973	18466	19768	22809	25960	24270	28693	27305	28639	27972	28693	17973	24713
72	536	558	664	332	345	325	679	482	425	605	439	201	214	679	201	447
75	313	397	636	674	1150	1011	1020	1130	1363	6108	7507	8369	7130	8369	313	2831
76	31910	82658	95433	55935	3945	14114	35535	187815	21916	21724	33542	25947	28725	187815	3945	49169
S	5276170	5912984	6123436	5438661	5492674	5775363	5832485	6486765	6401854	5884908	6394400	6298924	6536707	6536707	5276170	5988873

表-3.4.3(15) 魚種別生産量 (77: 太平洋中東部)

表 (15) 魚種別生産量 (77: 太平洋中東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
23	1539	793	1904	2371	1906	1688	1874	581	987	2033	3024	3672	6183	6183	581	2197
24	48	39	42	0	0	0	11	0	0	1	7	0	0	48	0	11
25				34	117	65	56	43	41	597	578	669	512	669	0	209
31	3880	2143	9856	7989	7392	8457	6345	5693	6664	10512	7538	10772	8790	10772	2143	7387
32	5215	820	4323	138	159	3043	2644	6	16	36	151	103	497	5215	6	1319
33	28867	29128	46143	31357	43820	77426	81301	38174	41909	36317	32459	33181	34520	81301	28867	42662
34	24975	59649	43094	23022	29043	35359	39040	46610	23844	13935	14701	22082	20090	59649	13935	30419
35	705307	986931	838893	634224	911673	1193096	1136244	762940	987227	1513648	1380226	1155633	1022901	1513648	634224	1017611
36	471062	406061	398517	458577	427481	452002	403269	295221	353887	562076	558478	561281	561938	562076	295221	454604
37	2039	8338	25015	564390	605129	256178	291833	131099	336574	160678	157521	163334	188204	605129	2039	223102
38	17318	19117	22125	26466	27829	33232	32599	25109	26365	26798	24950	23777	29137	33232	17318	25912
39	124879	118731	124866	208112	196495	299312	162813	62790	118696	297216	251712	201064	251292	299312	62790	185994
42	4497	1506	1417	1451	1520	2185	1370	1491	1417	5172	5340	4960	5309	5340	1370	2895
43	2320	2184	2076	2042	2550	3194	2546	1995	2069	2432	3186	3241	2743	3241	1995	2506
44				2353	8879	14387	7051	3207	1820	4714	7570	11840	3489	14387	0	5024
45	77957	73803	74826	80788	88211	92451	113335	115664	120263	120309	135519	165142	155477	165142	73803	108750
47	2006	2006	2033	2044	2042	2534	2486	56	374	506	386	87	710	2534	56	1328
52	7361	7115	6455	5563	4297	5348	10457	5679	4328	4008	4235	4542	6149	10457	4008	5811
53	2339	2933	6317	6760	6409	4286	4509	4477	2730	5785	3934	5914	5650	6760	2339	4788
54	549	422	335	483	513	1097	957	282	634	1120	2349	380	479	2349	282	738
55				0	0	0	0	0	0	50	50	50	50	50	0	15
56	2854	5147	6001	6463	8468	9036	10441	7212	7158	13206	17603	15606	21864	21864	2854	10159
57	10210	9550	19750	21233	30671	32322	19151	16026	18087	25064	35843	68399	76885	76885	9550	29542
58	3983	3988	3952	4969	12567	15043	4752	4378	5319	2024	3386	2288	4902	15043	2024	5504
72	4185	4074	7262	5681	2763	2872	2643	1249	984	1630	1574	859	1105	7262	859	2837
75	3518	6195	8018	7201	48	40	7868	7208	6896	8644	13576	17981	19220	19220	40	8186
76	0	0	84	100	100	100	100	118	100	100	100	100	100	118	0	54
S	1506908	1750671	1653304	2103921	2421022	2544753	2346459	1537298	2070419	2818511	2665896	2476857	2438296	2818511	1506908	2179563

表-3.4.3(16) 魚種別生産量 (81: 太平洋南西部)

表 (16) 魚種別生産量 (81: 太平洋南西部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
22				1640	1397	1037	872	1192	1390	1503	1158	950	543	1640	0	899
23	0	0	0											0	0	0
31	2394	3105	3119	3960	3212	3700	3338	4759	4714	4182	2783	1881	1446	4759	1446	3276
32	95866	152111	39810	62201	43033	44928	58477	79739	84198	72215	216266	218396	288691	288691	39810	111995
33	57832	76200	74752	80743	157252	182303	153514	182576	177640	154150	146976	143038	136405	182576	57832	132568
34	47818	43200	38280	23545	23439	30994	36966	44255	55141	61401	153661	157003	114831	157003	23439	63887
35	219	247	273	224	197	239	344	373	446	460	581	882	815	882	197	415
36	52737	50210	45081	49486	78244	62029	50342	30955	23835	20110	21671	24443	28772	78244	20110	41378
37	14682	41282	17936	25503	31369	45890	36548	39878	40294	28226	30414	46746	44837	46746	14682	34123
38	8250	8637	8099	7531	10949	11671	12313	13294	15642	15966	14040	14260	16141	16141	7531	12061
39	14674	42240	39960	42203	16290	14244	20296	21499	14348	54470	20252	142385	205310	205310	14244	49859
42	148	181	229	237	349	352	409	386	449	520	508	512	463	520	148	365
43	3844	3673	3689	4682	4759	4713	4997	5205	5694	5720	5477	5274	1512	5720	1512	4557
45	2472	2619	2430	1981	2436	2737	2958	2765	3060	2670	2460	2600	2600	3060	1981	2584
52	1014	1164	1140	1058	1397	1727	1457	1844	2212	1516	1430	1300	867	2212	867	1394
53	20162	21409	20397	19600	17338	17555	18506	19053	16945	16535	14655	12974	16660	21409	12974	17830
54	2315	816	804	1201	1692	1503	5014	7617	9863	10926	15729	17116	18116	18116	804	7132
55	6131	5684	5684	1863	1674	2246	4512	4700	4808	3234	4620	3050	1467	6131	1467	3829
57	19742	55532	35530	50904	90999	71179	101118	107228	122564	122738	101163	112458	102737	122738	19742	84146
58	4533	22113	332	699	315	179	240	427	703	689	820	1146	1150	22113	179	2565
75	0	0	125	152	152	77	138	280	325	286	295	300	214	325	0	169
S	354833	530423	337545	379386	486493	499303	512459	568024	584272	577617	754999	906714	983577	983577	337545	575042

表-3.4.3(17) 魚種別生産量 (87: 太平洋南東部)

表 (17) 魚種別生産量 (87: 太平洋南東部)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
23										500	1144	1862	4243	4243	0	596
31	987	1125	855	1255	982	1013	947	1412	3327	1102	1826	2089	2047	3327	855	1459
32	153591	193158	530502	190312	250335	170384	121049	92853	108968	104338	156215	259875	443291	530502	92853	213452
33	42533	59932	65101	58627	56266	73239	80876	45565	71169	93716	101376	104016	101696	104016	42533	73393
34	407334	861431	1029273	1360168	1312467	1765536	2231777	1679804	2338290	2168520	1996887	2717673	3275574	3275574	407334	1780364
35	4830444	2321235	3052809	4782409	4122674	4402409	5175489	4148087	5498276	6849550	9320853	6821798	8644111	9320853	2321235	5381950
36	28481	33249	30988	28924	40751	39858	37179	45902	53006	36336	35601	49093	66002	66002	28481	40413
37	95458	187964	274404	213284	206239	176040	87289	34388	205937	89892	51085	58263	63335	274404	34388	134121
38	11946	16511	14474	16966	19157	23507	21405	17795	37546	19807	26578	27422	32749	37546	11946	21997
39	38071	89274	61834	51004	46641	30106	21503	44673	51024	44338	86894	34449	15188	89274	15188	47308
42	3644	4085	4138	5669	3848	3581	4502	13187	8935	6885	9480	10596	10437	13187	3581	6845
43	58	40	98	58	54	57	68	108	177	81	67	85	177	177	40	77
44	62662	43370	40934	29243	3417	9066	6398	14808	14779	8543	11442	11175	12364	62662	3417	20631
45	7972	8419	6425	4283	3506	3577	5040	16325	6397	6622	6423	10359	9339	16325	3506	7284
46				0	0	0	494	1128	0					1128	0	125
47	600	643	124	978	1031	1030	910	875	1047	641	1010	1635	996	1635	124	886
52	12905	16894	13965	21735	33815	25710	31504	26094	29156	22654	25378	37016	28541	37016	12905	25028
53	57	73	47	213	239	506	586	582	978	892	735	497	694	978	47	469
54	44853	25661	30156	31666	36059	26823	23980	18847	27067	22942	30318	28020	30993	44853	18847	29030
55	1233	1502	2057	7847	4411	5399	5561	14696	23190	52225	17219	6837	8146	52225	1233	11563
56	14972	16488	14894	38058	36094	30293	24651	30596	37690	43331	51098	51686	66464	66464	14894	35101
57	1094	309	347	621	281	1122	2777	2638	2876	19106	5550	4363	6879	19106	281	3689
58	8513	6805	4716	6243	4761	3189	3463	2438	4930	7798	16800	10269	12930	16800	2438	7143
72				37	58	44	28	15	0	36	9	305	32	305	0	43
73	2436	3207	2331	2026	2951	2271	2707	2357	2896	3882	4506	4247	3756	4506	2026	3044
75	9809	8517	6499	13206	13649	15502	12159	11826	16154	30577	25468	24574	22953	30577	6499	16218
76				0	0	0	0	0	105	0	0	0	0	105	0	8
S	5779653	3899892	5186771	6864832	6199696	6810262	7902342	6266999	8543922	9629714	11984002	10278204	12862807	12862807	3899892	7862238

表-3.4.3(18) 魚種別生産量 (88: 南氷洋 (太平洋))

表 (18) 魚種別生産量 (88: 南氷洋 (太平洋))

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
33				0	0	2100	105	0	129	0	0		0	2100	0	180
39	0	0	23	200	0	0	0	0	2	0	0	2	0	200	0	17
46	0	3355	427	2862	3181	4234	6637	10637	641	4721	3892	394	0	10637	0	3152
57				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	3355	450	3062	3181	6334	6742	10637	772	4721	3892	396	0	10637	0	3349

表-3.4.3(19) 魚種別生産量 (: 全海洋)

表 (19) 魚種別生産量 (全海洋)

単位: トン

	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	最大値	最小値	平均値
S	64807114	63720263	65010826	67012231	67838892	69767653	71536584	71598746	77372356	86257100	92611900	93414500	97985300	97985300	63720263	76071805