

第16回 北洋研究シンポジウム

—北太平洋亜寒帯海域における生産—

(1) 基礎的要因

共催 北海道大学水産学部
水産海洋研究会

日 時: 昭和60年1月29日(火) 10時~17時

会 場: 北海道大学水産学部6階会議室 (函館市港町 3-1-1)

コンピーナー: 福岡二郎 (北海道大学水産学部)

米田義昭 (北海道大学水産学部)

挨拶: 辻野 勇 (北海道大学水産学部長)

辻田 時美 (水産海洋研究会会長)

話題および話題提供者

座長 箕田 嵩 (北海道大学水産学部)

1. 春季噴火湾における珪藻種の変遷と空間的移行 小達恒夫 (北海道大学水産学部)

2. 亜寒帯海域における栄養塩の分布特性 米田義昭・戸屋健治 (北海道大学水産学部)

3. 亜寒帯海洋前線の南北海洋生態系の相互作用 辻田 時美 (東海大学海洋学部)

座長 福岡二郎 (北海道大学水産学部)

4. 化学物質の鉛直輸送と生物生産 乗木 新一郎 (北海道大学水産学部)

5. 海底からの物質の鉛直輸送 梶原 昌弘 (北海道大学水産学部)

座長 大谷 清隆 (北海道大学水産学部)

6. Bering Sea MIZEX について 若土 正 暁 (北海道大学低温科学研究所)

7. 北太平洋北部海域の基礎生産に対する
海洋構造上の利点 福岡二郎・秋葉芳雄 (北海道大学水産学部)

総合討論

司会 辻田 時美 (東海大学海洋学部)

1. 春季噴火湾における珪藻種の変遷と空間的移行 (要旨)*

小 達 恒 夫 (北海道大学水産学部)

噴火湾では、毎年2~3月に珪藻類を主体とする植物プランクトンの大增殖が起こっている。この時期当湾には、低温低鹹な親潮系水が流入し始める事から、春季増殖と親潮系水との関連が指摘されている。春季増殖に関しては、多くの知見が蓄積されるようになったが、その空間的広がりに関しては十分に明らかにされているとはいえない。そこで、春季増殖が起こっていると考えられた1982年2~3月に、湾外の臼尻港を基地として、湾内および湾外へ向けた航海中、約2.7kmの間隔で表面水を採取し、春季増殖の空間的動態、並びに優占群である珪藻類の組成について調べた。また、1984年3~7月には湾中央部水深92mのSt. 30並びに室蘭沖水深56mのSt. 9で春季増殖期間中に卓越する*Chaetoceros*属の休眠胞子の鉛直分布を調べ、春季増殖との関連を考察した。

1982年の観測結果から、冬期噴火湾水の性質を残した湾内の岸寄りの測点で早くから、高いクロロフィル濃度および高密度の珪藻細胞が分布しているのがわかった。これらの測点の珪藻の優占種は、その後、他の調査域でも多くなった*Thalassiosira angulata*, *Chaetoceros debile*, *C. sociale*などであったため、春季増殖はすでに始まっていたものと考えられる。その後、湾外でも春季増殖の開始が認められるようになるが、岸寄りの測点では、春季増殖ピーク時の組成と同じく*C. sociale*のみが

優占種となる単一組成であったことから、春季増殖は沿岸から沖合へ、さらに湾内から湾外へ広がっていくものと推定される。また、種組成は増殖前期の*Thalassiosira nitzschoides*で代表される羽状目型から、増殖の開始に伴い*Thalassiosira angulata*, *Chaetoceros debile*, *C. sociale*などに代表される中心目複数型となり、さらに増殖が進行すると*C. sociale*のみで総細胞数の80~90%となる中心目単一型へ変わることがわかった。

中田(1982)は、噴火湾で春季増殖期間中に卓越する種が、沿岸性種であり、特に爆発的増加をみせる*C. sociale*を含む*Chaetoceros*属の休眠胞子は周年にわたり底層付近に分布する事を明らかにした。一方、本研究でも1984年3~7月のデータから、水深の浅いSt. 9でもSt. 30と同じく、底層に*Chaetoceros*属の休眠胞子が保存されている事がわかった。このような状況下で冬季に湾全体で鉛直混合が起これば、水深の浅い沿岸域の方が無光層が薄くなるため、各細胞はより多くの平均光量を受けられることになる。その結果、沿岸域の方が現存量の蓄積が多くなる。この違いが、春季増殖が沿岸から沖合へ、すなわち水深の浅い所から深い方へ広がる要因であると考えられる。

文 献

中田 薫(1982) 北海道噴火湾の1981年春季増殖期における植物プランクトンの組成. 水産海洋研究会報, 41, 27-32.

* この報告の詳細については、原著論文として投稿準備中である。

2. 亜寒帯海域における栄養塩の分布特性 (要旨)*

米田義昭・戸屋健治 (北海道大学水産学部)

亜寒帯海域が高い基礎生産力を維持できる理由の一つに栄養塩の豊富さを挙げる事ができる。亜寒帯海域は

夏期、亜表層~中層付近に水温極小層、いわゆる中冷水が形成されるのが海洋構造上の特徴になっている。今回とり上げるオホーツク海においても、夏期-1.5~+1.5℃の範囲の中冷水が存在する。この中冷水はオホーツ

* 原著論文として水産海洋研究会報第50巻第2号に掲載の予定である。

表1 オホーツク海南部における水塊別の栄養塩と溶存酸素の平均濃度

水塊	リン酸態リン*	硝酸態窒素*	ケイ酸態ケイ素**	溶存酸素*
	μg-at/l			ml/l
宗谷暖流水	0.21±0.07	0.36±0.25	3.14±2.7	7.36±0.30
オホーツク海表層低塩分水	0.47±0.20	3.1 ±3.5	7.33±2.5	8.75±0.69
中冷水	1.44±0.18	12.9 ±4.4	23.5 ±4.8	7.96±0.59

* 1978年6月の観測 ** 1979年6月の観測

ク海の化学成分とくに栄養塩分布にきわめて重要な役割を演ずることから、結果的には基礎生産量を定める主要因になっているものと考えられる。したがって、まずオホーツク海の海洋構造と栄養塩濃度との関係についてまとめる。

オホーツク海の南部(北海道沿岸)について青田(1979)の水塊区分に従うと、各水塊の6月時期の栄養塩と溶存酸素の平均濃度は表1に示す通りである。北海道沿岸約10マイル沖の100m以浅に存在する中冷水の栄養塩濃度は外の水塊と比べて際立って高く、宗谷暖流水と比べるとリンは約7倍、硝酸態窒素は約36倍、ケイ素は約8倍に達する。

一方、木谷(1973)の研究によれば沖合にはオホーツク海表層低塩分水(0~150m)、移行水(150~600m)お

よび深暖水(>600m)が存在する。これらの水塊について、栄養塩の各成分とみかけの溶存酸素消費量(AOU)との相関関係をみると、水塊によって特徴的な変化がみられる。すなわち、NO₃-N/AOU比は上記の三水塊で大きな違いはないが、表層低塩分水はPO₄-P/AOU比が最も高く、深暖水はSiO₂-Si/AOU比が最も高い。このような栄養塩の相対的な存在量の変化は水塊のもつ固有の化学的特性とみなされる。

文 献

青田昌秋(1979) オホーツク海北海道沿岸海域の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, 17(1), 1-11.
 木谷浩三(1973) オホーツク海の底冷水・中冷水に関する漁業学的基礎研究. 北海道大学水産学部博士論文, 118 pp.

3. 亜寒帯海洋前線の南北海洋生態系の相互作用

辻 田 時 美 (東海大学海洋学部)

大きな規模の時空間スケールで北太平洋の生態系をみると、主に海流系分布の特性から亜寒帯海洋前線の存在が認められる。そしてこの前線の北側にはアリューシャン列島が存在し、ここに分布する海峡はその北側のベーリング海に対しては大きな sill の役割を果たしている。

このような北太平洋生態系の物理的生息環境(physical habitat)からみると、3つの大きな亜生態系(subsystem)が緯度線に平行して東西に広がっている状況が認められる。これら生態系の間で機能的にどのような相互作用が成り立っているか、それらの関係を明らかにすることは、北太平洋の生物生産過程の特性や漁業生物の生産と分布機構を推定するために必要と思われる。

これら3つの亜生態系(subsystem)は物理的には緯度線に平行して東西に広がっているために、物質は西から

東へ、また東から西へ流動によって物理的に輸送される。

一方、物質(energy)の生物学的輸送過程には、被捕食者-捕食者(prey-predator)関係による栄養系の中の流れと、これとは全く違った過程で成り立っている生物の自律的移動(migration)など時空間を大きくとってみた場合には活発な輸送(active transport)が認められる。これはとくに南北方向に行われる生物の季節的移動で、生物学的集積作用としてとらえられる現象である。北太平洋においてこれに関与する生物群には海鳥と回遊魚および哺乳類があげられる。

これらの海鳥類と回遊魚類は南方から夏期に北太平洋亜寒帯に北上してくるが、この場合に亜寒帯海洋前線を乗り越えてベーリング海に入る種類と、この海洋前線で滞

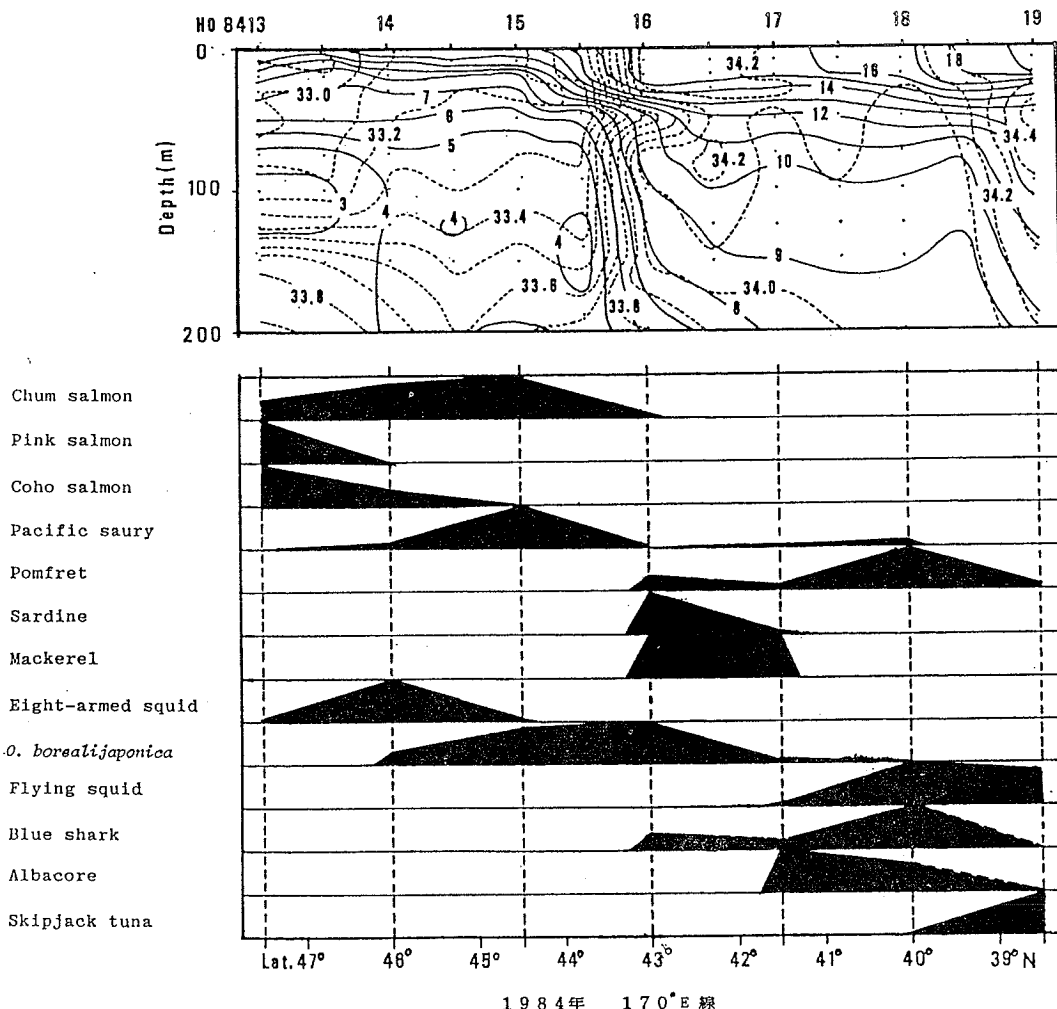


図1 170°E 沿いの水温(実線, °C), 塩分(破線, ‰) 断面(1984年7月) および 亜寒帯海洋前線上の回遊魚の南北分布限界(島崎, 1984 による).

留して秋冬に反転して南方に回帰する種類とがある。すなわち、この場合亜寒帯海洋前線はひとつの環境障壁 (environmental barrier) となっており、この前線は南北移動する魚類にとってはひとつの sorting area の機能をもっている (図 1)。

亜寒帯海洋前線を乗り越えてベーリング海に入る生物群のなかで生物量 (biomass) として大きく、またベーリング海の物質循環に大きく影響を及ぼす生物は海鳥であろう。またベーリング海を大きな餌場としているものにサケ科魚類の数種があげられるが、これらは亜寒帯海洋前線より北方の高緯度海域を生息場所としており、前線帯はこのサケ科魚類にとっては分布の南側の barrier と

なっている。また、魚類ではサンマ (*Cololabis saira*) の種集団のなかの一部が亜寒帯海洋前線を越えてベーリング海に進入するが、biomass としては大きなものではない (図 1)。

このように北太平洋の亜寒帯前線を乗り越えて高緯度海洋に進入した生物群は先に述べたように、生態系の頂上捕食者となって、ベーリング海などの夏期栄養系の階層構造を長大にするなど、生態系の階層形成過程 (hierarchical process) に夏型 (summer pattern) を作り出す。

一方、これとは対照的に亜寒帯海洋前線は、シマガツオ (*Brama japonica*)、マイワシ (*Sardinops melano-*

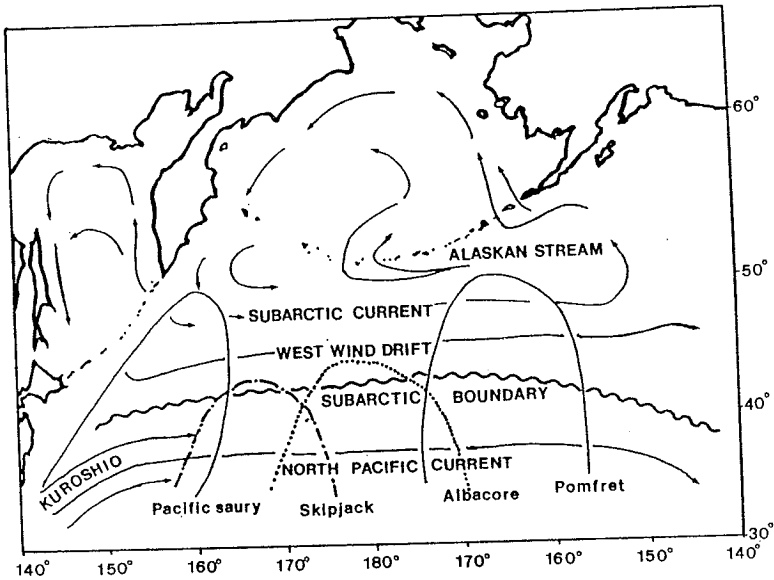


図2 亜寒帯境界を通過し北に向かいさらに反転して南に向かう回遊魚の経路模式図(辻田, 1977 による)

sticta), カツオ (*Euthynnus pelamis*), ビンナガ (*Thunnus alalunga*), アカイカ (*Ommastrephes bart-rami*), ツメイカ (*Onychoteuthis boreali japonica*) など北太平洋において大きな漂泳性生物量 (pelagic biomass) として栄養系に重要な役割をもつ高緯度回遊魚の夏期分布北限域となり, 同時に夏の餌場として生態的に physical habitat としての特異な環境構造を構成している (図2)。

そして, この前線帯には北方のベーリング海とは異なった hierarchial process の生態系が形成されており, 北太平洋の縁海 (marginal sea) からは独立し, しかも漂泳性生態系 (pelagic ecosystem) としては最も高度の栄養系から成り, したがって長い食物連鎖が保持される海域である。

しかし, 階層形成機構 (hierarchial organization) からみると, 周年定常的なエネルギー流動を保持するような, この海域に周年定住する上位階層生物群が見られないことから, この亜寒帯海洋前線域は南方の定常生産系の海洋と北方の非平衡生産系海洋との境界に相当すると考えられる。

亜寒帯海洋前線は図3に示すように, その北側には非平衡生産系を特徴とする生態系があり, またこの前線の南側は定常生産系の海洋生態系となっている。

この定常生態系の海洋では, 生産力分布の高低あるい

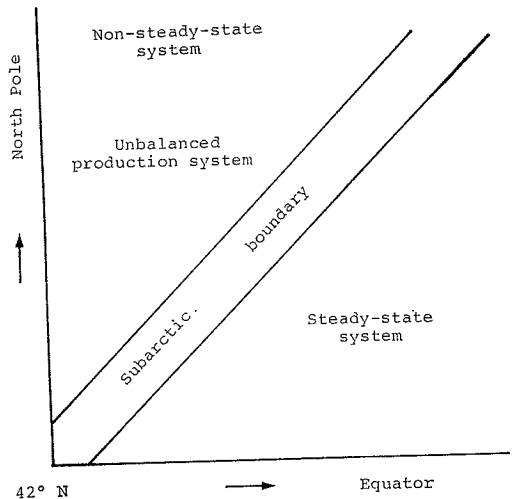


図3 北太平洋における2つの生産系とそれをへだてる亜寒帯海洋前線との関係

は栄養系の上位階層生物群分布密度の高低には, 海洋の物理構造が大きく関与している。

この海域の生産力についてはスクリップス (Scripps) 海洋研究所の資料 (SIO Ref. No. 67-5, 1967) などによって, 例えば 155°W 線にそった南北鉛直断面において見られる水温分布から 41-45°N 付近に水深 600 m 層から表層の間に鉛直不安定の場合が見られるが, $4C^{14}$ の

測定値は小さい。

FAGER and MCGOWAN (1963) は動物プランクトンの種組成分布の研究において、太平洋中央水と亜寒帯海洋水との間の境界 (boundary) 近くで肥よく化 (enrichment) に対する反応の違いがみられ、動物プランクトンの種グループの地理的分布様式が水塊の分布パターンと極めてよく一致することを論じて、この前線帯を東西方向の遊泳生物群分布の境界と認めている。また、LARRANCE, (1971) は亜寒帯海洋前線の北縁 (45~55°N) 海域の観測結果から、この海域では春から夏にかけて栄養塩類や光は豊富にあるのに、動物プランクトンが植物プランクトンを捕食する率が比較的低い水準であることから、植物プランクトンの現存量が動物プランクトンの生産を制限している、との見解を得た。

そして、この海域における夏期 50 m 層以浅の表層に対する溶存磷酸塩の主要な補給機構は動物プランクトンの海中における再生 (*in situ* regeneration) と湧昇であると考えている。そして、夏期はとくにこの動物プランクトンによる再生が磷酸塩の有意な量の供給を行っており、その量は湧昇による補給量より大きいと推定した。

4. 化学物質の鉛直輸送と生物生産

はじめに

海水中の粒子は、海中を沈降することによって化学物質を表層から深層へと運ぶ。その粒子の大部分は海洋表層の生物によって作り出される。すなわち表層での生物生産量が大きければ、たくさんの粒子が沈降することになる。こういう意味で基礎生産量と表層からの化学物質の除去量とは密接につながっているはずである。セジメントトラップで捕捉した沈降粒子の量とその化学成分から、上記の関係について考えてみる。

1. セジメントトラップと海水中粒子

海洋の表層から深層へ運ばれる粒子量は、粒子濃度(海水を濾過して求める)と沈降速度(コールターカウンター等によって粒径を測定してストークスの式をあてはめて求める方法が一般的)の積から見積ることができる。しかし、海水中に存在する粒子は多種多様なため、観測によって平均的な粒子像を得ることが難しい。

この10年の間で活発になってきたセジメントトラップ実験は、実際に海中を沈降している粒子を直接、捕捉す

しかし、一方では冬期に発達した乱流 (turbulence) と湧昇が表層 100 m の全層に亘って高いレベルの栄養塩類量の供給を持続せしめる、と論じた。このように、100 m~150 m 層から上部の混合層では夏期は動物プランクトンから再生する過程で栄養塩類が供給され、冬期には移流拡散鉛直混合 (advective/eddy diffusive vertical mixing) によって栄養塩類の表層供給がなされる、との見解を得ている。

文 献

- FAGER, E. W. and J. A. MCGOWAN (1963) Zooplankton species groups in the North Pacific. *Science*, **140**(3566), 453-460.
- LARRANCE, J. D. (1971) Primary production in the mid-subarctic Pacific Region. *Fish. Bull.*, **69**(3), 595-613.
- 島崎健二 (1984) 北星丸による亜寒帯周辺海域調査の概要。昭和58年度サケマス調査船連絡会議議事要録(遠洋水研), 4-8.
- 辻田時美 (1977) 北太平洋亜寒帯の生産力に関するモデリングについて。北大水産学部北洋研業績集, 特別号, 1-5.

乗 木 新 一 郎 (北海道大学水産学部)

るという点で非常に強力な手法である(例えば, WIEBE *et al.*, 1976; TSUNOGAI *et al.*, 1982; NORIKI *et al.*, 1985a, b)。しかし、セジメントトラップの形や係留方法は研究者独自のシステムであり、形状についての問題は残されている(角皆・乗木, 1983; GARDNER, 1980; 乗木・角皆, 1985)。

表1に同一測点で得た沈降粒子(NH型セジメントトラップ, 角皆・乗木(1983)による)と懸濁粒子(0.6 μm スクレポアフィルターによる濾過)の化学成分の1例を掲げた。CaCO₃は生物の殻、リンは生物の有機組織、そしてアルミニウムはアルミノケイ酸塩の指標となる元素である。表中の CaCO₃/Al, PO₄/Al 比は、沈降粒子は生物の殻に、懸濁粒子は有機物に富んでいることを示している。すなわち、粒子は化学成分的にも不均一なため、どのような粒子でも同じように化学物質を下方に運んでいるわけではないことがわかる。

沈降粒子が物質を下方に運んでいる主要な担い手であることは明白である。したがって、今後、益々セジメン

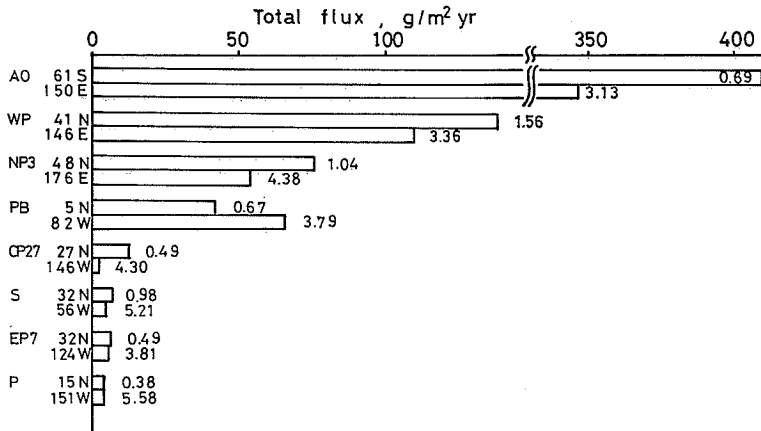


図1 外洋における全粒子束 (測点の略称は乗木ほか(1985)を参照) 棒グラフの右側の数字は深度 (km) を示す

表1 東部太平洋における沈降粒子と懸濁粒子の組成*

	Depth (km)	CaCO ₃ (%)	PO ₄ (%)	Al (%)	CaCO ₃ /Al	PO ₄ /Al
Settling particle	0.49	34.8	0.87	0.48	73	1.81
	0.73	36.5	0.45	0.66	61	0.68
	1.26	45.0	0.58	1.27	35	0.46
	3.39	36.3	0.36	1.20	30	0.30
	3.81	48.5	0.54	1.70	29	0.32
Suspended particle	0.10	5.6	0.85	0.21	27	4.05
	0.75	9.4	0.39	0.74	13	0.53
	1.00	3.7	3.39	0.33	11	10.3
	3.00	2.1	0.75	0.58	3.6	1.29
	4.00	3.6	0.45	1.43	2.5	0.31

* 32°N, 124°W; Water depth 4.2 km (Hakuho Maru KH-82-5 cruise, Stn. 7)

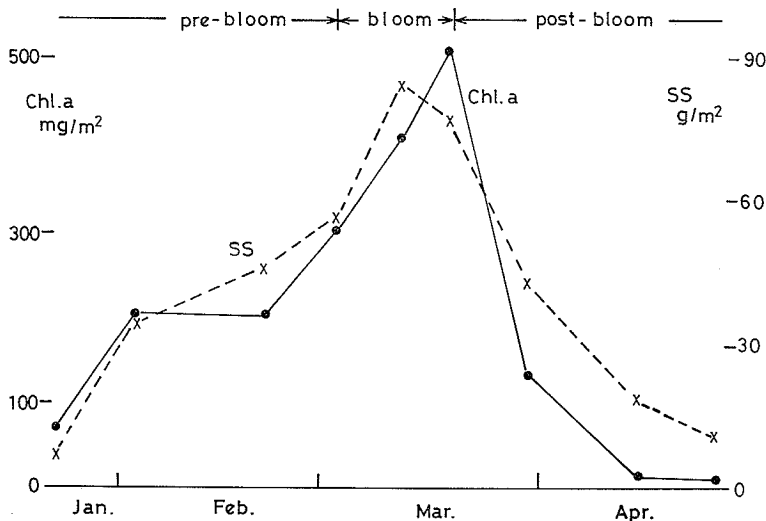


図2 噴火湾での表層 30 m におけるクロロフィル a と懸濁粒子の季節変化 (TSUNOGAI and WATANABE, 1983)

トトラップによる研究が必要となろう。一方で、懸濁粒子の役割や、沈降粒子と懸濁粒子との関係についても明らかにしなければならない。

2. 全粒子束の大きな海域

セジメントトラップによって実測された粒子束のうち、外洋での結果の一部を図1に示した(TSUNOGAI *et al.*, 1982; HONJO *et al.*, 1982; 乗木ほか, 1985)。図には、浅層と深層の2層の結果だけを掲げ、棒グラフ上にその深さ(km 単位)を示した。

全粒子束は一般的に深くなると減っているが、鉛直的な変化に比べて、全粒子束の海域による違いの方が大きい。

南極海(AO)での粒子束が一番大きく、平均で約 360 g/m²・yr である。西部北太平洋(WP)、北部北太平洋(NP3)、パナマ海盆(PB)での全粒子束は、それ以外の測点に比べると約1桁大きい。

大きな粒子束が観測された海域は、いずれも高緯度もしくは湧昇域のため、表層での生物生産が活発であると言われている。すなわち、生物生産の高い海域の表層で大量の粒子が作られ、それが深層まで運ばれているというを示唆している。

3. 全粒子束の大きな時期とオパール(珪酸の殻)

図2に示したクロロフィルaと懸濁粒子の存在量の測定値は、噴火湾において、1981年には、3月に植物プランクトンのブルームがあったことを示している(TSUNOGAI and WATANABE, 1983)。図3には、同時に観測したセジメントトラップによる全粒子束の80mでの結果を示した(NORIKI *et al.*, 1985a)。ブルームの時期と全

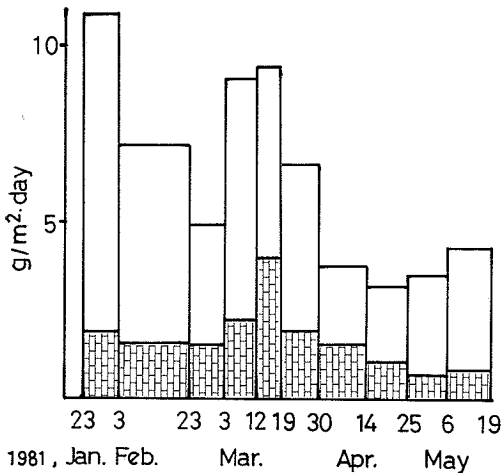


図3 噴火湾での粒子束
白ぬき 全量 網目 オパール量

粒子束が大きい時期とは良く一致する。そして、ケイ藻の殻であるオパールの粒子束もブルーム期が最大であった。また、3月下旬のブルームの終焉と同時に全粒子束もオパールの粒子束も減少した。このことは、ブルーム時は、ケイ藻が優占種であったこと、ブルームの終焉は海水中のケイ酸の枯渇によるケイ藻の消滅によるものであったという事実(TSUNOGAI and WATANABE, 1983)と良く対応する。

海水中を沈降する粒子量は、表層の生物活動、その中でもとくにオパールを作り出すケイ藻の増殖に大きく依存していると言えよう。

また、外洋でのこのような季節変化を追う観測を行うのは難しいので、時間分画式セジメントトラップ(角皆・乗木, 1983)などの利用が不可欠であろう。

4. 生物起源粒子による金属元素の除去

1981年の噴火湾の観測で得た沈降粒子を、ケイ藻ブルーム期(diatom type)、ブルーム終焉期(dinoflagellate type)そして冬期(winter type)の3期のものに分けた。そして、それらの粒子について、化学成分の平均値

表2 沈降粒子の化学成分濃度
(NORIKI *et al.*, 1985a)

Element	Depth (m)	Winter type	Diatom type	Dinoflagellate type
B-SiO ₂ (%)	1		31.7	11.6
	40		37.0	18.0
	80	18.1	36.5	19.4
PO ₄ (%)	1		1.01	1.45
	40		0.67	0.66
	80	0.26	0.38	0.39
I-loss (%)	1		50	50
	40		31	35
	80	10	19	12
Ca (%)	1		0.57	3.48
	40		0.63	1.09
	80	0.63	0.56	0.95
Al (%)	1		1.49	2.85
	40		2.28	5.25
	80	6.57	1.45	6.47
Cu (ppm)	1		20.5	19.1
	40		20.2	22.8
	80	20.4	19.7	20.0
Cd (ppb)	1		350	1425
	40		376	562
	80	198	426	324
Co (ppm)	1		2.6	4.6
	40		4.1	7.0
	80	8.6	4.1	7.7

表3 沈降粒子の生物濃縮係数 (NORIKI *et al.*, 1985a)

Type	Depth (m)	Cd	Cu	Pb	Ni	Co	Mn	Fe
Diatom	1	8.4	4.8	4.4	4.1	1.4	1.0	1.0
	40	5.5	3.0	4.9	2.7	1.4	1.4	1.0
	80	9.3	4.5	3.5	2.4	2.0	1.3	1.0
Dinoflagellate	1	16.4	2.2	2.6	1.9	1.2	0.9	1.0
	40	3.6	1.5	1.6	1.2	1.1	1.1	1.1
	80	1.7	1.0	2.0	1.1	0.9	1.5	1.1

を示したのが表2である (NORIKI *et al.*, 1985a)。生物による粒子化の程度が金属ごとに異なっていることがわかる。

これをはっきりさせるために、生物にあまり利用されないアルミニウムを指標元素として粒子への濃縮係数、 $[M/Al]/[M/Al]_{冬季}$ を求めたのが表3である。濃縮係数は $Cd > Cu > Pb > Ni > Co > Mn > Fe = Al$ の順であった。Cd から Ni までは生物によって粒子化されやすい元素といえる。また、この順列は粒子からの金属元素の再生の順序とよく一致する (NORIKI *et al.*, 1985b)。すなわち、生物に利用されやすい元素は再生しやすく、利用されにくいものは再生しにくいということである。

以上のことから、海洋表層からの化学物質の除去は、海域や季節によって相当不均一に起こっており、高生産域が化学成分の除去の重要な場所となっていることが推察される。

あとがき

本稿は「第16回北洋研究シンポジウム」での講演内容を記したものである。

使用した結果のほとんどは、未発表を含めて、北海道大学水産学部分析化学講座で得たものである。角皆静男教授はじめ講座諸氏に謝意を表します。

文 献

- GARDNER, W. D. (1980) Sediment trap dynamics and calibration: a laboratory evaluation. *J. Mar. Res.*, **38**, 17-39.
- HONJO, S., S. J. MANGANINI and J. J. COLE (1982) Sedimentation of biogenic matter in the deep

ocean. *Deep-Sea Res.*, **29**, 609-625.

乗木新一郎・原田 晃・角皆静男 (1985) 粒子の沈降と物質の除去。海洋の動的構造、梶浦欣二郎編、恒星社厚生閣、280-295.

NORIKI, S., N. ISHIMORI, K. HARADA and S. TSUNOGAI (1985a) Removal of trace metals from sea water during phytoplankton bloom as studied with sediment traps in Funka Bay, Japan. *Marine Chem.*, **17**, 75-89.

NORIKI, S., N. ISHIMORI and S. TSUNOGAI (1985b) Regeneration of chemical elements from settling particles collected by sediment trap in Funka Bay, Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 113-120.

乗木新一郎・角皆静男 (1985) セジメントトラップの形状比較実験：細長いセジメントトラップに捕捉される軽い粒子の存在。日本海洋学会誌、投稿中。

角皆静男・乗木新一郎 (1983) 海洋化学—化学で海を解く—、西村雅吉編、産業図書、237-244.

TSUNOGAI, S., M. UEMATSU, S. NORIKI, N. TANAKA and M. YAMADA (1982) Sediment trap experiment in the northern North Pacific: Undulation of settling particles. *Geochem. J.*, **16**, 129-147.

TSUNOGAI, S. and Y. WATANABE (1983) Role of dissolved silicate in the occurrence of a phytoplankton bloom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 231-239.

WIEBE, P. H., S. H. BOYD and C. WINGET (1976) Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2,000 m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. *J. Mar. Res.*, **34**, 341-354.

5. 海底からの物質の鉛直輸送

梶原 昌 弘 (北海道大学水産学部)

はじめに

ベーリング海は、栄養塩濃度の高い北太平洋水の流入によって、高い基礎生産力を維持している。生産された粒状物質は、生物的・化学的分解と変質過程を経ながら海底へと輸送される。しかし、上方から輸送される粒状物質は、一方的に海底に堆積するものではない。堆積した粒状物質は、海底における物理過程によって再懸濁し、上方へと輸送される。この再輸送の割合、すなわち上方への粒状物質のフラックスは、懸濁態およびそれに起因する溶存態物質の循環を考える上で極めて重要である。

フラックスは、これまで種々多様にデザインされたセジメントトラップによって直接求められている。しかし、いうまでもなく、このフラックスは表層から海底へと輸送される下向きのフラックスである。また間接的には、粒径分布の測定 (McCAYE, 1975) や現場での大量戸過の結果 (BISHOP *et al.*, 1977, 1978, 1980) に粒子の沈降速度を考慮し、フラックスが求められている。この間接的な方法は上向きのフラックスの推定にも有効な手段と考えられるが、しかし粒状物質の分布が時間的に定常でなければならないという前提を満足しなければならない。したがって分布の時間変動が大きい沿岸域に、この間接的方法をそのまま適用することはできない。

我々は1982年夏、ベーリング海の大陸棚において、4時間間隔で48時間にわたる粒状物質等の時系列測定を実施した。この測定結果をもとに、粒状物質の挙動を考察し、懸濁態有機物質の海底から上向きのフラックスを間接的に求めた。

本稿ではシンポジウムで発表した内容の概略を述べるが、詳細については別に発表の予定である。なお、この研究は東京水産大学森永勲、関根明彦両氏と共同で行ったものであり、また流速資料は北海道大学水産学部大谷清隆氏による測定結果を拝借したものである。これらの方々に深く感謝する。

測定方法および結果

測定は1982年6月29～30日に、南東ベーリング海の Stn. 82051 (57°00.9'N, 167°53.2'W, 水深 78 m) で、また7月4～5日に Stn. 82054 (58°46.0'N, 165°21.4'W,

水深 33 m) で練習船おしよ丸を錨泊して実施した。

水温、塩分の測定は CTD (Neil Brown Mark III B) によって12回行なった。この南東ベーリング海大陸棚は海洋構造から三つの領域、すなわち stratified (outer), two-layered (middle), homogeneous (coastal) に分類されている (KINDER and SCHUMACHER, 1981)。測定結果は Stn. 82051 が middle domain, Stn. 82054 が coastal domain に位置していることを示していた。2日間にわたる観測結果では、二層構造を示す Stn. 82051 における表層水の水温は 6.56 ± 0.54 (SD) °C, 塩分は 31.95 ± 0.02 (SD)‰ で変動し、下層では各々 3.18 ± 0.03 (SD) °C, 32.13 ± 0.01 (SD)‰ で変動した。 3.2°C を水温躍層の指標としてみると、躍層は測定時間によって約 5 m 上下した。一方、均一な混合状態を示す Stn. 82054 の表層水の水温は 4.35 ± 0.29 (SD) °C, 塩分は 31.03 ± 0.04 (SD)‰ で、底層水では各々 4.17 ± 0.08 (SD) °C, 31.07 ± 0.02 (SD)‰ と鉛直的にはほぼ安定していた。

懸濁物質の挙動は、時空間的微小変動を把握するため transmissometer (Martek model XMS) を11回船上から垂下して光束消散係数を求めた。一方、Van Dorn 採水器による試水は 300 ml を Coulter Counter (TA-II) による粒径幅 1.59-40.3 μm の粒子の粒径分布測定に供し、1 l を Whatman GF/C フィルターで戸過して粒状有機物の測定に供した。採水回数は Stn. 82051 では海底から 3, 8, 18, 28 m について11回、Stn. 82054 では同じく 3, 16, 25, 28 m について 10 回である。

光束消散係数の経時変化は流速変動にはほぼ対応するが、両海域を比較すると流れの強さと粒子の粒径分布を反映してやや異なる。Stn. 82051 では消散係数 0.7 < の等値線の変動は流れの変動と良く対応するが、Stn. 82054 では 0.65 < の等値線のピークは流速のピークに約 2 時間おくれて出現する。これは海底近くの懸濁物質分布が、流れの変動に伴う各サイズの粒径の再懸濁と沈降の複合された過程の結果を示していることによる。図 1, 図 2 に Stn. 82051 の流速 (スカラー) と消散係数の時間変動を一例として示した。この消散係数の変動からも推測されるように、粒子の粒径分布は測定時間によって大

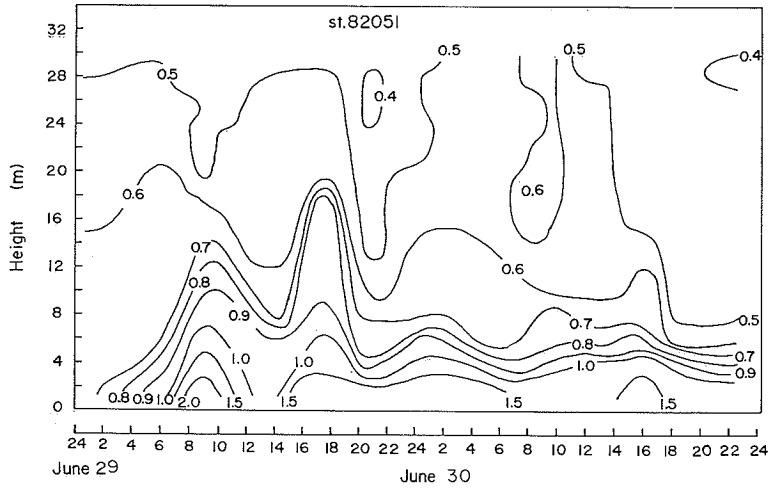


図1 Stn. 82051 における光束消散係数 (1/m) の経時変化

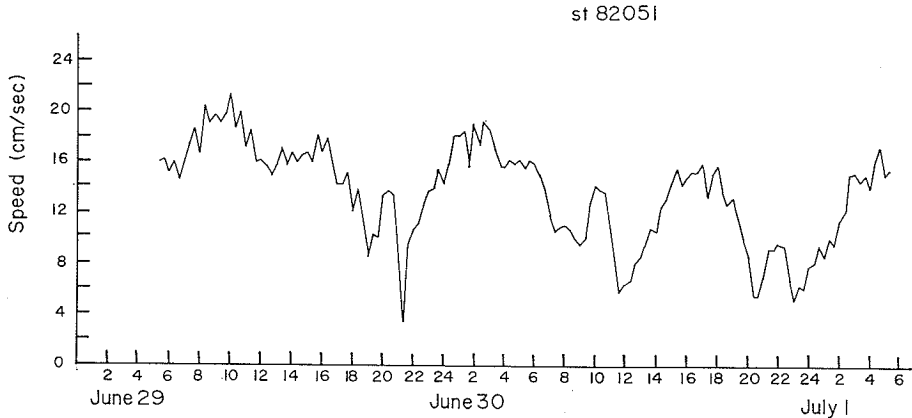


図2 Stn. 82051 における海底上 3.5m の流速(スカラー) 変化

大きく異なる。しかし時系列測定の時平均を求めてみると、各層の粒子数の累積分布は2~3本の双曲線分布の和となることが分かった。図3は同じく時間平均した各粒径ごとの粒子数の鉛直分布を示したものである。微小粒径を除き、粒子数は海底から遠ざかるにつれて対数関数的に減少し、明らかに再懸濁する粒子が境界層を形成していることが分かる。この境界層の厚みは Stn. 82051 では 18m、流れの大きい Stn. 82054 では 25m である。この関係は粒子の体積濃度についても成り立つから、粒径サイズ $d=d_i$ の粒子の体積濃度を C_i とすると、

$$C_i = C_{ai} (1 - P \ln(z)) \quad (1)$$

で示される。ここで C_{ai} は海底上 1m の濃度、 P は鉛直分布の勾配である。表1に C_{ai} 、 P の値を示した。

このような境界層内における時間平均した体積濃度の分布は、粒子の輸送機構を時間的に定常状態として考え得ることを示唆している。粒子の体積濃度分布が、下向きの粒子の沈降とそれに平衡する上向きの拡散によって形成されると考えるならば、一次元拡散から、

$$w_{oi} C_i + D_{si} \frac{dC_i}{dz} = 0 \quad (2)$$

となる。ここで w_{oi} は粒子の沈降速度、 D_{si} は粒子の拡散係数である。(1) 式で示される分布をもたらすには、粒子の拡散係数は次の式を満足していなければならない。

$$D_{si} = w_{oi} \cdot z (1/P - \ln(z)) \quad (3)$$

ここでは粒子の拡散と沈降過程が定常状態にあると考え

表1 (1) 式の常数 C_{ai} , P , および相関係数 (r)

Size (μm)	Stn. 82051			Stn. 82054		
	C_{ai}	P	r	C_{ai}	P	r
1.78	0.0486	0.0673	-0.800	0.0511	-0.665	0.658
2.24	0.0550	0.128	-0.993	0.0270	-0.0353	0.205
2.82	0.0736	0.151	-0.975	0.0350	0.0505	-0.612
3.57	0.0943	0.186	-0.998	0.0514	0.0042	-0.200
4.49	0.109	0.211	-0.999	0.0572	0.0122	-0.298
5.66	0.144	0.230	-1.000	0.0750	0.0465	-0.997
7.12	0.201	0.236	-1.000	0.0857	0.0469	-0.999
8.98	0.259	0.233	-0.998	0.101	0.0373	-0.988
11.3	0.282	0.239	-0.999	0.0997	0.0861	-0.978
14.3	0.253	0.222	-0.996	0.112	0.175	-0.999
18.0	0.216	0.198	-0.989	0.0984	0.180	-0.993
22.6	0.187	0.193	-0.996	0.0943	0.173	-0.987
28.5	0.149	0.145	-0.795	0.0933	0.170	-0.933
35.9	0.0956	0.022	-0.706	0.112	0.196	-0.999
total vol.	2.17	0.198	-0.996	1.09	0.0830	-0.976

ているから、上向きの粒子のフラックス F_i は下向きのフラックスと等しく、

$$F_i = D_{st} \frac{dC_i}{dz} = -w_{oi} C_i \quad (4)$$

で示される。

海洋の懸濁粒子は、沈降速度が粒径の2乗に比例するとする Stokes の式に従わないことが知られており (KAJIHARA, 1971; CHASE, 1979; KAWANA and TANIMOTO, 1976, 1979), また同一粒径でも粒子の組成によって沈降速度は異なる (CARDER *et al.*, 1982)。ここで測定されている粒子は明らかに非生体の粒子とプランクトンで構成されている。そこで、ここでは w_{oi} として懸濁粒子の沈降速度の測定結果を再整理した HAWLEY (1982) とプランクトンの沈降速度について総括した SMAYDA (1970) の結果を用い、個々の粒径における沈降速度の上下限を求めた。 C_i として Coulter Counter による体積濃度の測定値を用いると、粒径幅 1.59~40.3 μm の粒子の上向きのフラックス F_{total} は個々の粒径サイズのフラックス F_i の和として、

$$F_{\text{total}} = \sum_{i=1.59}^{40.3} F_i = \sum_{i=1.59}^{40.3} (-w_{oi} C_i) \quad (5)$$

のように求められる。

一方、懸濁態有機物質の濃度は、粒子の体積濃度と同様に、時空間的に大きく変動する。しかし、Coulter Counter による総粒子体積 (TVC) と懸濁態有機炭素 (POC) および有機窒素 (PON) との比は Stn. 82051,

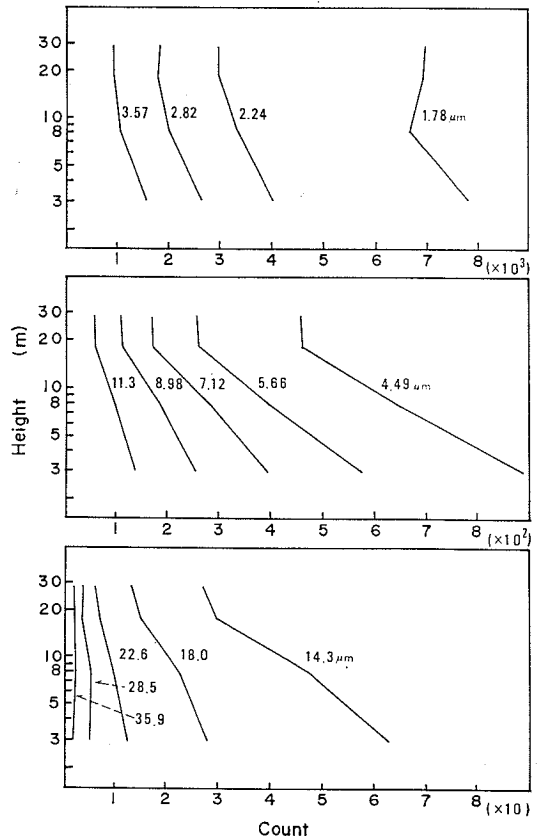


図3 Stn. 82051 における各粒径ごとの粒子数 (0.5 ml 当たり) の鉛直分布

Stn. 82054 ではほぼ一定の値を示した。すなわち Stn. 82051 では POC/TVC, PON/TVC は各々 13.8 g/cm³, 2.5 gN/cm³, 一方 Stn. 82054 ではそれぞれ 25.2 gC/cm³, 3.6 gN/cm³ である。この比を (5) 式に適用することによって上向きの懸濁態有機物質のフラックスを求めることができる。結果は表 2 に示した。ここで求められたフラックスは, Whatman GF/C フィルターで捕捉されるサイズのフラックスを意味している。この結果は, 粒子の体積濃度分布を反映し, フラックスも境界層内で海底に近いほど大きく, 海底から遠ざかるにつれて指数関数的に減少することを示している。

表層から海底に向う下向きのフラックスは, その海域の基礎生産力の関数として表わし得ることが知られている (Suess, 1980)。そこで境界層外縁のフラックスを, この SUCESS の経験式から求めてみる。ベーリング海の基礎生産力は海洋構造上の領域や (GOERING and IVERSON, 1979) 季節によって異なっている。夏期のベーリング海の基礎生産力は TANIGUCHI (1972) によって報告されているが, Stn. 82051 にはほぼ近い観測点 (56°37'N, 163°03'W, 水深 78 m, 測定日; 1968年 6月28日) における値は 0.682 gC m⁻² day⁻¹ であった (Data Record, 1970)。なお, この時の上層の水温は約 7°C, 塩分濃度

表 2 海底からのフラックス

F_{total} は粒径 1.59~40.3 μm の全粒子フラックス, F_{POC} , F_{PON} はワットマンフィルターに捕捉される粒径の懸濁態有機炭素および窒素のフラックス

Stn. 82051			
Height (m)	F_{total} (cm ³ m ⁻² day ⁻¹)	F_{POC} (gC m ⁻² day ⁻¹)	F_{PON} (gN m ⁻² day ⁻¹)
18	2.72 (0.43-5.01)	0.375 (0.059-0.691)	0.067 (0.011-0.12)
8	3.93 (0.62-7.23)	0.542 (0.086-0.998)	0.097 (0.015-0.18)
3	4.59 (0.72-8.46)	0.633 (0.099-1.17)	0.11 (0.018-0.21)
1	5.83 (0.95-10.7)	0.805 (0.13-1.48)	0.14 (0.024-0.26)

Stn. 82054			
Height (m)	F_{total} (cm ³ m ⁻² day ⁻¹)	F_{POC} (gC m ⁻² day ⁻¹)	F_{PON} (gN m ⁻² day ⁻¹)
25	1.92 (0.28-3.55)	0.484 (0.071-0.895)	0.067 (0.0098-0.12)
16	2.19 (0.33-4.05)	0.552 (0.083-1.02)	0.077 (0.012-0.14)
3	2.86 (0.43-5.29)	0.721 (0.11-1.33)	0.10 (0.015-0.19)
1	3.34 (0.55-6.13)	0.842 (0.14-1.54)	0.12 (0.019-0.21)

は 32.07‰ で, 我々の観測時の値とほぼ等しかった。この基礎生産力の値を SUCESS の式に代入してみると, Stn. 82051 の境界層の外縁, 水深 60 m (海底上 18 m) のフラックスは 0.416 gC m⁻² day⁻¹ となり, 対応する我々が求めた上向きフラックスの値 0.375 gC m⁻² day⁻¹ とほとんど一致した。

このような海底からの懸濁態有機物質のフラックスは, ベーリング海の高い高次生産に大きく寄与しているものと考えられる。

文 献

BISHOP, J.K.B., J.M. EDMOND, D.R. KETTENS, M.P. BACON and W.B. SILKER (1977) The chemistry, biology, and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **24**, 511-548.

BISHOP, J.K.B., D.R. KETTENS and J.M. EDMOND (1978) The chemistry, biology, and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the Cape Basin in the southeast Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **25**, 1121-1161.

BISHOP, J.K.B., R.W. COLLIER, D.R. KETTENS and J.M. EDMOND (1980) The chemistry, biology and vertical flux of particulate matter from the upper 1,500 m of the Panama Basin. *Deep-Sea Res.*, **27A**, 615-640.

CARDER, K.L., R.G. STEWARD and P.R. BETZER (1982) In situ holographic measurements of the sizes and settling rates of oceanic particles. *J. Geophys. Res.*, **87**, 5681-5685.

CHASE, R.R.P. (1979) Settling behavior of natural aquatic particles. *Limnol. Oceanogr.*, **24**, 417-426.

Data Record (1970) Data Record of Oceanographic Observations and Exploratory Fishing. **13**, Fac. Fish., Hokkaido Univ.

GOERING, J.J. and R.L. IVERSON (1979) Primary production and phytoplankton composition. PRO-BES Progress Report, 203-239.

HAWLEY, N. (1982) Settling velocity distribution of natural aggregates. *J. Geophys. Res.*, **87**, 9489-9498.

KAJIHARA, M. (1971) Settling velocity and porosity of large suspended particle. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **27**, 158-162.

KAWANA, K. and T. TANIMOTO (1976) Temporal variation of suspended matter near the sea bottom in Hiro Bay. *La Mer.*, **14**, 47-52.

KAWANA, K. and T. TANIMOTO (1979) Suspended particles near the bottom in Osaka Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **35**, 414-426.

- KINDER, T.H. and J.D. SCHUMACHER (1981) Hydrographic structure over the continental shelf of the southeastern Bering Sea. *In* The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources, Vol. 1, eds. D.H. HOOD and J.A. CALDER, University of Washington Press, 31-52.
- MCCAVE, I.N. (1975) Vertical flux of particles in the ocean. *Deep-Sea Res.*, **22**, 491-502.
- SMAYDA, T.J. (1970) The suspension and sinking of phytoplankton in the sea. *Oceanogr. Mar. Biol.*

- Ann. Rev.*, **8**, 353-414.
- SUESS, E. (1980) Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- TANIGUCHI, A. (1972) Geographical variation of primary production in the western Pacific Ocean and adjacent seas with reference to the interrelations between various parameters of primary production. *Mem. Fac. Fish., Hokkaido Univ.*, **19**, 1-33.

6. Bering Sea MIZEX について

若 土 正 暁 (北海道大学低温科学研究所)

1. まえがき

世界規模で気候を考えると、海水が果たしている役割は極めて大きい。その存在そのものがアルベド(反射能)を増大させ、日射吸収量の大幅な低下をまねく。さらに大気-海洋間の良質な断熱材として、極域の温暖化を減少させる。一方、海水生成・生長にともなうブライン(高塩分水)排出は、南極底層水の形成に寄与し、世界の海洋の深層大循環の引き金となっている。このような海水自身のもつ大きな特性が、海水域の発達・後退・消滅という過程を通して発揮され、その結果、大気と海洋を介して運動量・熱・塩の南北輸送がなされる。

以上のことから、定着氷の端から海水域のフロントである氷縁(Marginal Ice Zone; MIZ)に到るまでの海水変動領域で生じる複雑な諸過程を解明していくことは極めて重要であり、MIZEX(MIZ Experiment)はまさにそのためのものである。

MIZEXが対象としているのは、南大洋、グリーンランド海、ベーリング海といった、海水域が高緯度から低緯度に向かって拡がっていくような開かれた海域である。したがって、北極海のような閉じた海は対象外になっている。それぞれの海域で独自の計画が進められているが、この小論では、著者も参加することになったBering Sea MIZEXについて述べる。

2. 大規模にみた海水の役割

海水のもつ大きな特性は、大別して次の3つが挙げられる。

1) High Albedo (高反射能)

海水のアルベドは10%以下であるが、それが結氷し、

形成した海水の上に雪が積ると、たちまち、70%~90%までに増大し、太陽放射のほとんどを反射してしまう。

2) Thermal Insulator (断熱材)

極域厳寒期において、もし海水が結氷温度になっても凍結を始めなければ、大気との間に出来た非常に大きな温度勾配のために、海洋から大気への膨大な熱輸送が生じ、その結果として、極域は温暖化され、ひいては高低緯度間の気温差を減少させるはずである。それを防いでいるのが、そこに生成し断熱材としての役割を果たしている海水の存在である。しかも、海水はその生長過程にブラインを液体相のまま内部に閉じ込める。これら水中ブラインは相平衡濃度に保たれているので、海水体の温度が変わると氷の析出・融解が起こり、その際に、潜熱放出・吸収を伴う。このことは、温度変化に対して大きな抵抗となり、海水が良質な断熱材と呼ばれる所以である。

3) Salt Exclusion (塩排出)

上でも述べたように、海水はその生長過程で、ブラインの一部を内部に閉じ込めるが、残りを生長前面のところから下の海水中に排出する。排出された低温高塩分のブラインは、周囲の海水より重いため沈降する。このブライン排出による対流混合の過程を通して陸棚水は高塩分化されいく。

以上のような海水自身のもつ大きな特性がもたらす大気と海洋への影響が、ひいては地球全体の気候を左右するまでに至る。大きいアルベド値をもつ海水の存在は、断熱効果とあいまって、気温の低下をまねき新たな海水生産をもたらす。つまり、海水の存在そのものが、海水域をより一層拡大させていく効果をもっている。そし

て、海水域拡大にともない低塩分水と冷熱源が低緯度に輸送される。

一方、南極底層水の形成機構として、今のところ最も有力視されている Cabbelling 説 (FOFONOFF, 1956; CARMACK, 1974) にしても、少なくとも陸棚水が冬の間に Warm Deep Water (暖深層水) と等密度になるまで高塩分化されなければならない。そのためには、陸棚水が海水からのブライン排出によって、いかに効率よく高塩分化されるかにかかっている。ブライン排出過程に関する定量的研究 (WAKATSUCHI and ONO, 1983) によれば、ブラインという姿での海水中への塩排出量は、単位時間当たりの海水生産量に比例して増大する。このことは、ひと冬という限られた期間内に、2~3m の厚い海水がゆっくり生産される場合より、氷縁などの海水変動領域で比較的薄い海水の高速生産と風による沖側への吹き流しといったサイクルを何回か繰返す場合の方が、総生産量では、はるかにしのぐことになり、ひいては排出塩の量も多くなり、陸棚水の高塩分化に、より一層寄与するというを示唆している。そして、これら海水から排出された塩は、南極底層水を介して世界の海洋の深層を循環していく。

3. Bering Sea MIZEX

MIZEX は、グリーンランド海・ベーリング海の2海域に別れて、それぞれ独自に観測が進められている。海水域の発達・後退という過程を通しての気候-海洋間の相互作用を明らかにするという大目的で両者は一致しているが、互いの交流はあまり無いようである。後者に関しては、地理的有利さのためか、アメリカ西海岸、とくにワシントン大学海洋学部が中心となって組織が作られ、極域における海洋・海水・気象の専門家がそれに参加している。

ベーリング海は、その北東部の大部分の面積を 200 m 以浅の大陸棚で占めている。11月頃に、主として Norton Sound と Anadyr 湾で生産された海水が、冬の発達した北東季節風によって南に運ばれ、最盛期の3月には、大陸棚の端近くまで広がる。冬の海水生産のほとんどは両海域に限られており、北極海からベーリング海峡を通過して海水が流入するというは、ほとんど無い。海水域の南への拡大とは反対に、海水下の海水は北向きに流れ、ベーリング海峡を通過して北極海に流出しているといわれている。3月に最も拡大した海水域も、4月から5月にかけて急速に後退し、6月には、海水のほとんどがベーリング海から姿を消してしまう (DUNBAR, 1967)。

以上のような一般的傾向の他に、ベーリング海の海水

域には、他の海域に見られない大きな特徴が2つある。1つは、最盛期の海水縁 (MIZ) が 150 m の等深線の内側を、それとほぼ平行に分布しており、何故か大陸棚の切れ目より外洋側には広がっていかない。もう1つは、セントローレンス島の南側には常に polynya (氷湖) が形成されており、どんな厳寒期においても、海面が大気にさらされている。したがって、観測海域も当然ながら両者にしぼられている。そこで、両海域に見られる興味ある諸現象と、その中で現在までに解明されたことなどを以下に述べる。

1) 氷縁付近

代表的な観測海域としてセントマシュー島の両側が選ばれた。その海域の海水状況と下の海洋構造を模式的に示したのが図1である。このような氷縁付近で見られる特異な現象としては、風向に対して直交する向きに伸びた何本もの ice band (氷帯) の存在とその下の海洋フロント構造の形成が挙げられる。そこで以下に、ice band がどのようにして形成され (WADHAMS, 1983)、その後どのようにして消滅していくのか (MARTIN *et al.*, 1983)、また氷縁の限界とフロントとがどのように関係づけられるか (MUENCH and SCHUMACHER, 1985) などを述べる。

① ice band の形成過程 まず、風が無く穏やかな冬のある時期に、外洋から長周期の波やうねりが氷縁に伝播してくると、その氷縁付近の ice floe (氷盤) は破壊され、いくつかの氷域が産み出される。その後、ベーリング海特有の北東季節風が吹き始めると、氷野全体が流されていくけれども、氷野内部よりも氷縁付近の方が相対的に速く流されるので、氷縁付近は発散しながら広がっていく。その結果、大小さまざまな形をした polynya

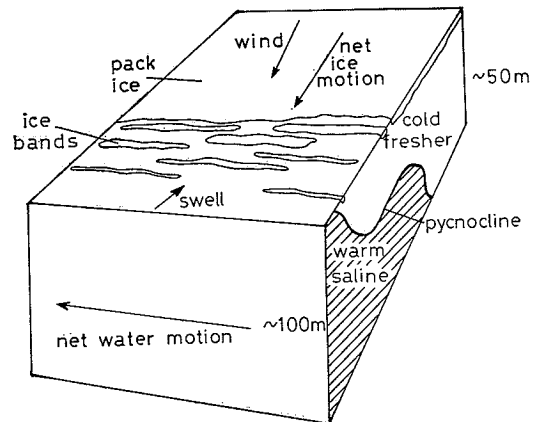


図1 氷縁付近の海水状況および海洋構造の模式図

が、いたる所に形成される。さらに風が吹き続けると、polynya 内部に発生した短周期の風波が、風下側に浮かぶ ice floe を押しやり、polynya は大きくなる。すると、fetch (吹送距離) も長くなり、さらに発達した風波のために ice floe はどんどん流され、その前方にいたものと合流し、密接度の大きな ice floe に発達していく。ところで、polynya に発生した波の力は、その風下側に浮かぶ ice floe に一様に働くために、長軸が風向に直交するような band が形成される。ice band の長軸の長さ、その後方にある polynya の横幅に依存し、典型的なもので 1~10 km である。また、その幅は 100 m~1 km である。

② ice band の消滅過程 氷野本体から分離した ice band というのは、勿論一枚の板から出来ているわけではなく、比較的サイズの似かよった ice floe が集まって、何列かに整然と並んだものから構成されている。ice band が氷野本体より相対的に速く流されることにより、後方に大きな開水面が出来て fetch はさらに長くなる。そこで発達した大きな波が進行してきて ice band にぶつかると、最も前面の列に並んだ ice floe は一様に破壊され、小さな氷塊になる。そして、その後方から徐々に伝播してくる波は、そのエネルギーの一部をそれら小氷塊のところで失うけれども、大部分はそこを透過して、その奥に並ぶ ice floe の列にぶつかり、それらを小氷塊に比べて速い速度で沖の方へ押しやる。その結果取り残された小氷塊の列は、それらが小さいために速く融解してしまう。このような過程を繰返しながら、ice band はその幅を細くしていきながら、沖の方へどんどん流されていき、やがて消滅していく。

③ 氷縁と海洋構造 ベーリング海の大陸棚上で冬に海洋観測が行われた例は極めて少ない。そこで、MIZEX West Study Group は、1982-1983年の冬に、この氷縁付近で大がかりな海洋観測を行った。氷縁をはきんで外洋側と氷野内部の何カ所かで流速計の係留、CTD 観測の結果、氷縁近くでは、上層に約 10 cm/s を越す北西流が存在していることがわかった。この流れによって、南から暖かい水が運ばれるために、海水はそこで融解してしまう。海水域がそのあたりより南へ拡大していくのが押さえられているのはそのためらしい。また海水の融解の結果生まれた低塩分水が風などによって鉛直混合が生じたために、そのあたりの海域に存在するフロントが維持されているようである。

2) セントローレンス島南側の Polynya 域

この海域での気象・海洋・海水グループからなる大が

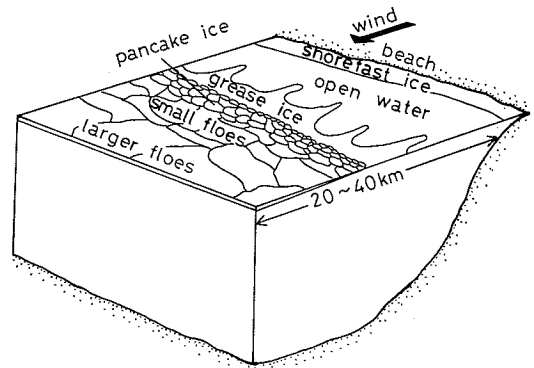


図2 セントローレンス島南側の polynya 域における open water から pack ice への移行過程の模式図

かりな観測が1985年2月~3月に実施される予定であったが、砕氷船がチャーター出来ず今回は延期されることになった。そこで、今後の観測対象となっている興味ある諸現象について以下に述べる。図2は、このセントローレンス島の南側の polynya 海域における海水状況を模式的に示したものである。

① High Ice Production (海水高生産) 厳寒期においても開水面が冷たい大気にさらされているので、この polynya が海水の高生産域であることはいうまでもない。気温 -20°C ~ -30°C はともかく、真冬にこのあたりで典型的に見られる風速 20 m/s という北東季節風に海面がさらされ続けると、そこで一枚板の海水氷生長時間というものはあり得ず、frazil ice (晶氷) が出来ては風下側に流され、氷野本体の端に frazil ice が進んだ段階の grease ice (グリースアイス) がどんどん蓄積されていく。そして氷野がそれ程厚くなければ、その下にもぐっていきことがしばしばある。2-3) でも述べたように、海水から排出される塩の量は、単位時間当たりの海水生産量に比例して増大するのであるから、当然ながら、この海域は塩排出が盛んである。したがって、polynya の存在は、その下の陸棚水の高塩分化に大きく寄与する。一方、海水変動領域での熱収支を考える場合、通常の海水盤とは異なる frazil ice (あるいは grease ice) を通しての大気-海洋間の熱輸送過程を調べることは極めて重要である。

② Langmuir Circulation (ラングミュア循環)

polynya のような開水面に強い風が常時吹き続けるところでは、grease ice からなる線条(しま)が何本も並んでいるのをしばしば見かける(図2)。風向に対して平行に並んだそれら線条の存在は、そこに、Langmuir

circulationが生じていることを示唆している (POL-LARD, 1977; MARTIN, 1981; LEIBOVICH, 1983)。これらは、時計回りと反時計回りに循環する roll (対流渦) が交互に並んだものから構成されている。したがって、上昇域と下降域が交互に並ぶために、表面では、それに応じて発散域と収れん域が出来る。図2の線条は、表面の収れん域に grease ice が集まったために出来たものであろうと現在のところ考えられている。これら線条間隔は、全体の空間スケールと風速に依存し、観測によると、海洋では20~300m、湖では5~25mが典型的なものである。しかしながら、このような組織だった循環が何故生じるかは、今のところ不明であり、今後の観測による解明が待たれる。

文 献

CARMACK, E.C. (1974) A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. *Deep-Sea Res.*, **21**, 431-443.
 DUNBAR, M. (1967) The monthly and extreme limits of ice in the Bering Sea. *In Physics of Snow and Ice*, ed. H. ŌURA, **1**, 687-703.
 FOFONOFF, N.P. (1956) Some properties of sea water

influencing the formation of Antarctic bottom water. *Deep-Sea Res.*, **4**, 32-35.
 LEIBOVICH, S. (1983) The form and dynamics of Langmuir circulation. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **15**, 391-427.
 MARTIN, S. (1981) Frazil ice in rivers and oceans. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **13**, 379-397.
 MARTIN, S., P. KAUFFMAN and C. PARKINSON (1983) The movement and decay of ice edge bands in the winter Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2803-2812.
 MUENCH, R.D. and J.D. SCHUMACHER (1985) On the Bering Sea Ice Edge Front. *J. Geophys. Res.*, **90**(C2), 3185-3197.
 POLLARD, R.T. (1977) Observations and theories of Langmuir circulations and their role in near surface mixing. *In Voyage of Discovery*, ed. M. V. ANGEL, *Deep-Sea Res. Supplement to Vol. 24*, 235-251.
 WADHAMS, P. (1983) A mechanism for the formation of ice edge bands. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2813-2818.
 WAKATSUCHI, M. and N. ONO (1983) Measurements of salinity and volume of brine excluded from growing sea ice. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2943-2951.

7. 北太平洋北部海域の基礎生産に対する海洋構造上の利点

福岡二郎・秋葉芳雄 (北海道大学水産学部)

1. はじめに

海洋の生物生産にかかわる要因としてかなりの因子が考えられる。とくに基礎生産に限定しても、光、水温、栄養塩等があげられる。こうした要因のすべてを考慮し、生産の問題を扱うことは重要である。しかしかなり広大な海域を考えた場合、満足した資料を集めるのはなかなか難しい。ここでは植物プランクトン増殖に及ぼす光の影響に関して、海洋構造の異なりの面から検討してみた。簡単な試みであるが批判に供したい。

2. 基礎生産に対する簡単な考察

まず SVERDRUP (1953) の考え方を適用しブルーミング時の問題を取扱う。このモデルの基礎は次の通りである。①植物プランクトンの生産は光の強さに依存する。この強さは表面から深さを増す程、指数関数的に減少する。②海中の表層付近には混合層があり、この中では有

機物は乱れにより均等に分布している。③表層付近の栄養塩は、生産に著しく関与しないとす。④②の条件により有機物(植物プランクトン)の破壊(消費)はこの混合層の中のみでおこる。こうした仮定のもとに生産と消費を考えてみる。

$$P = m \int_0^T \int_0^{D_1} I_e e^{kz} dz dt$$

$$= \frac{m}{k} (1 - e^{-kD_1}) \int_0^T I_e dt \quad (1)$$

ここで P はある時間 (T) 内での全生産量、 z は深さ、 D_1 は光の及ぶ深さ、 k は光の減衰係数、 I_e は表層に及ぶ正味の光の強さ、 m は光の強さと生産量との関係を示す常数を示す。

$$R = n \int_0^T \int_0^{D_2} dz dt = nTD_2 \quad (2)$$

ここで R は全消費量, D_2 は混合層の深さ, n は消費にかかわる常数を示す。ただし m, n は次の関係がある。すなわちある深度で単位時間での生産と消費が等しいとする補償深度を用いる。これは

$$m I_e dt = n dt$$

であり $m I_e = n$ となる。この深さでの光の強さを I_c と

すれば

$$m I_c = n \quad (3)$$

(1), (2), (3) 式を用い正味の生産量を考える。

$$P - R = mT \left(\frac{D_1}{2} \bar{I}_e - D_2 I_c \right) \quad (4)$$

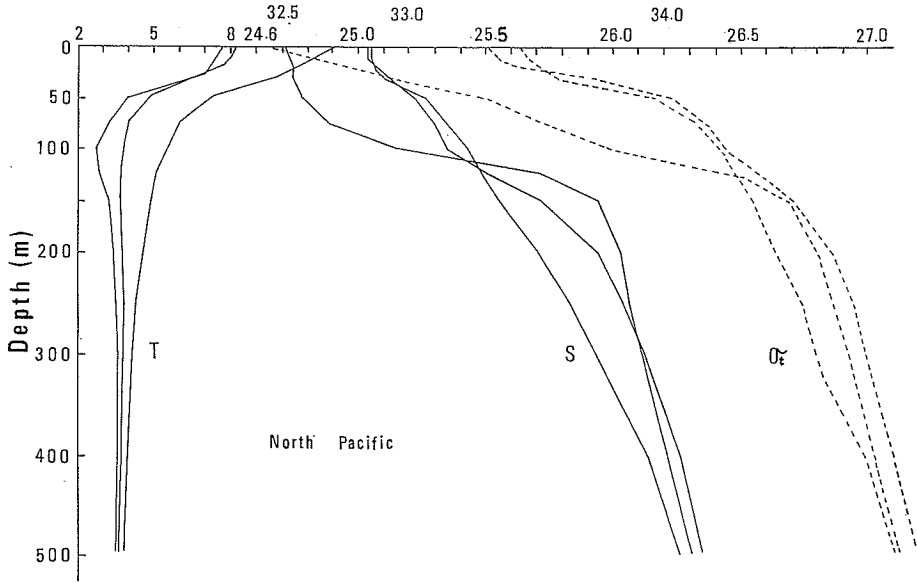


図1 北太平洋北部の夏季の水溫 (T, °C), 塩分 (S), 密度 (σ_t) の鉛直分布

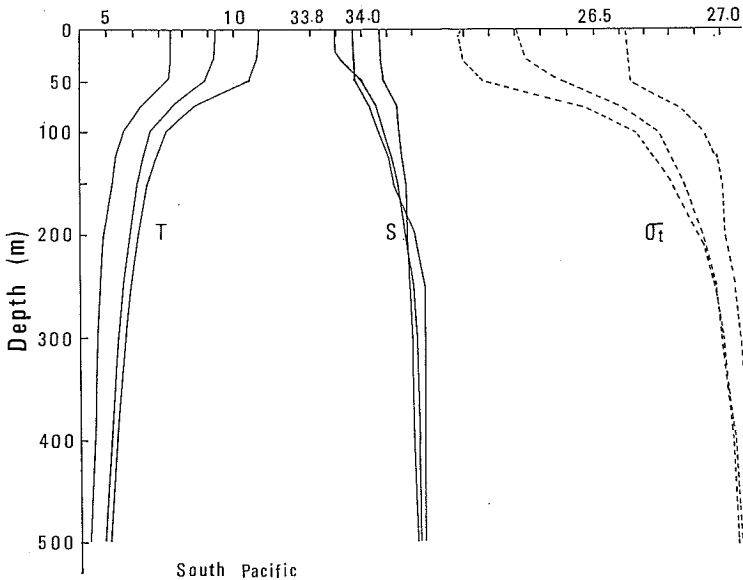


図2 南太平洋南部の夏季の水溫 (T, °C), 塩分 (S), 密度 (σ_t) の鉛直分布

表1 北太平洋北部, 南太平洋南部の表層と50m および表層と75m における水温, 塩分, 密度の差

44°N (145°E-153°E)				50°N-48°51'N (145°W-128°W)			
Depth Diff. (m)	Temp. Diff. (°C)	Sal. Diff.	σ_t Diff.	Depth Diff. (m)	Temp. Diff. (°C)	Sal. Diff.	σ_t Diff.
0-50	8.35	-0.45	-1.42	0-50	4.12	-0.12	-0.76
0-75	8.95	-0.57	-1.55	0-75	5.25	-0.22	-0.99
				55°N (154°W-139°W)			
				0-50	4.79	-0.15	-0.78
				0-75	5.63	-0.37	-1.05
43°15'S (148°E-168°E)				50°S-47°S (90°W-75°W)			
0-50	0.80	-0.07	-0.22	0-50	0.48	0.01	-0.09
0-75	2.11	-0.07	-0.53	0-75	2.55	0.06	-0.47

ここで \bar{I}_e は時間平均の光の強さ, $\frac{1}{T} \int_0^T I_e dt$ に相当する。また $D_1 k = 2$ の関係を用いた。

この式は D_2 が浅ければ正味の生産量が多くなることを意味している。

3. 北太平洋北部の海洋構造

北太平洋の東側および西側海域において調査を行った。東側海域としては 55°N 線上を 154°W より 139°W まで, また定点観測点 Papa からカナダまでのほぼ 50°N 沿いの値を用いた。西側海域としては北海道の東方, ほぼ 44°N 沿いの値を利用した。これらの水温, 塩分および密度分布を調べてみた結果, 鉛直傾度がかかなり著しいことが分かった。

4. 南太平洋南部の海洋構造

南太平洋南部の資料としては, 東側海域はチリ沖合のほぼ 50°S から 47°S 沿いを 90°W から 75°W にかけての資料を用いた。西側海域については 43°S 沿いをオーストラリアから 168°E までの資料を利用した。これらは水温, 塩分および密度の資料であるがその鉛直傾度を調べてみると, 北半球の資料と異なり, 大きくはない。両洋でのこれらの値の鉛直分布を示すと図 1, 2 のよう

になる。

5. 南北太平洋における水温, 塩分, 密度の鉛直方向の差

以上のべてきた資料について, その各々の海域において, 水温, 塩分, 密度の空間的な平均値を求め, 表面と 50m 深, および表面と 75m 深の差を求めたのが表 1 である。これをみると, 北太平洋北部の表面と 50m 深との差は南太平洋南部のそれと比較してかなり大きくなっていることがよく分かる。例えば密度傾度についていえば北太平洋北部の西側では, 南太平洋南部の東側よりも 16 倍も大きい。このことは南太平洋南部では混合層が北太平洋北部よりかなり深いことを意味している。この混合層の深さの差が基礎生産に反映するのではないかというのが我々の考え方である。では何故こうした鉛直傾度の差がおこるのかといえば, 塩分の鉛直分布の差に主因を求めたいが, これは後日論ずることとする。

文 献

- SVERDRUP, H. U. (1953) On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. du Cons.*, 18(3), 287-295.