

# 海水循環と湧昇

大谷 清 隆

(北海道大学水産学部)

## 1. 物質の鉛直輸送

海洋の生物生産を考えるうえで、最も基本となる基礎生産を支える物質の上方輸送機構を取り上げて述べる。

基礎生産は海水中に溶存する無機塩類を消費することによって成り立つ生物生産過程であるから、生産の大きさは有光層内に存在する最少の栄養塩類の量によって規制される。また生産が長期間持続するためには、有光層の外部からの栄養塩類の供給が必要であり、供給量に応じて実生産量は増加する。有光層内で有機物分解→再生産の循環が成立している場合、生産速度に相当する分解が行われているので、この循環系より生産物を取り出すと生産量は急速に減少する。

生活廃水が流出して来る人口密度の高い都市近辺の沿岸や、熱帯樹林から多量な有機物が流出して来る熱帯の河口域などを除くと、これらの栄養塩類は有光層下方の海水から供給されている。この場合、溶存物質は海水と共に輸送されるので、海水中的水粒子の運動について大別して2種類に分けて考える。一つは海水の粘性によって生じる、小さな渦の集合—乱渦—によって果たされる輸送と、もう一つは渦を含んでいても渦の規模よりはるかに大きな一定方向の水の流れによって物質が運ばれる場合とである。ただし、ここで考える渦と一定方向の流れとの規模の違いは、考える対象によってその相対的大きさが変わるものであることを付け加えておく。

## 2. 乱れによる鉛直輸送

### a 渦動拡散 (eddy diffusion)

濃度の異なる海水が上下に位置しているとき、物質は濃度の高い方から低い方へと輸送される (分子拡散)。海洋中では種々の外力によって水粒子は多方向に運動していると考えられるので、物質は分子拡散より多く輸送される (図1)。

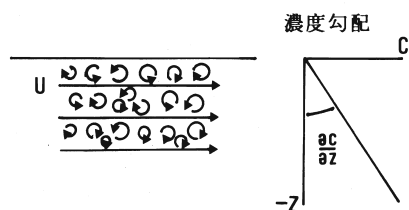


図1 渦動拡散

$$F_z = -K_z \frac{\partial C}{\partial Z}$$

$$F_z : \text{鉛直輸送} \quad K_z : \text{鉛直渦動拡散係数} \quad \frac{\partial C}{\partial Z} : \text{鉛直濃度勾配}$$

渦動拡散係数は水中の乱れによって変化するので直接測定することはむずかしい。一般的には海域にボックスを設定して、一定時間へだてた観測を行い、その間の上・下層間の濃度変化を求めこれより渦動拡散係数を逆算する方法などを用いて求められる。

$K_z$ の値は	表層混合層	10~100cm <sup>2</sup> ・s <sup>-1</sup>
	密度躍層	0.01~1 cm <sup>2</sup> ・s <sup>-1</sup>
	深 海	0.1~10cm <sup>2</sup> ・s <sup>-1</sup>
	海底付近	1~10cm <sup>2</sup> ・s <sup>-1</sup>

程度とされている。

### b 上下の流速が異なる場合

#### 移流拡散 (convective diffusion), 分散 (dispersion)

水平流速が深さによって異なる場合、2つの深さの間にある水は速度差 (剪断: shear) のため、組織的な渦を生じるので、a の場合よりさらに大きく、物質は水平方向に輸送されながら鉛直方向に輸送される。したがって分散係数は渦動拡散係数より大きくなる (図2)。

### c 内部波動 (internal wave)

Shear の大きさが密度境界面を破壊するほど大きくない場合、気圧振動や強風・潮汐などの外力が加えられると、密度境界面に波動を生じる。この波動は上下層間の密度差が小さいので海面に生じる波浪に比較すると、長い周期を持ち、地形や大陸棚の幅・密度境界面の深さなどによっても変化をし、数10分~数日の周期で上下に振動する (図3)。長周期振動の場合、下層水が有光層以浅にまで上昇し、植物プランクトンの細胞分裂に必要な時間以上止どまるので、プランクトンの増殖が内部波動の峯で行われる。

内部波動が傾斜した海底を昇ると、海岸で見られる磯波のように、内部で波動が崩れ、上下層水の混合が生じる。

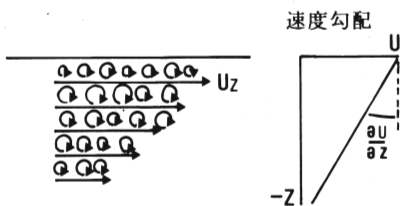


図2 移流拡散・分散

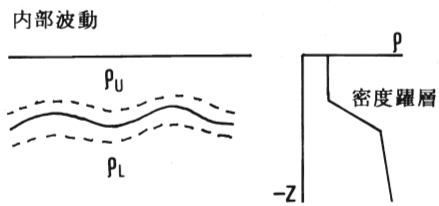


図3 内部波動

#### d 連行 (entrainment)

河口域とか成層のある海域では、上下の密度差が大きく、流れのshearも密度差の大きいところで大きくなる。shearは乱渦を大きくして、物質を拡散する方向に働くが、一方密度差はそれを阻止する方向に働く。したがって外洋では密度成層がある場合は、aによる輸送は小さくなる。しかし、河口域のように上層の流れが速い所ではshear層を通して下層水を取り込む場合がある。これは運動のエネルギーが大きいため密度境界に乱れを生じることによる(図4, 図6)。

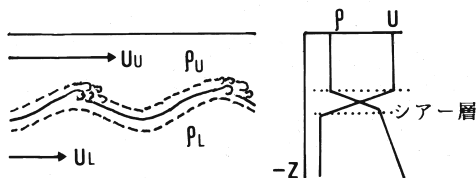


図4 密度境界の不安定化

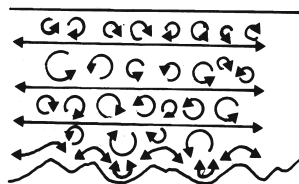


図5 潮汐混合

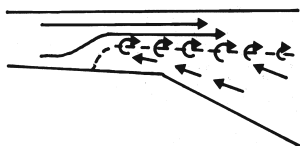


図6 連行・河口循環流

密度境界面が安定した波動となるか破壊されるかの違いは、密度安定度 ( $\partial \rho / \partial Z$ ) と運動エネルギー (速度差の2乗) =  $(\partial U / \partial Z)^2$  の比に依存する。この比を

$$Ri = \frac{-g \partial \rho / \partial Z}{\rho (\partial U / \partial Z)^2}$$

$\rho$  : 密度     $g$  : 重力加速度     $U$  : 水平流速

と表し、リチャードソン数という。Riが大きいほど密度成層は安定で、密度境界を通る鉛直輸送は小さくなる。

#### e 潮汐混合 (tidal mixing)

海底近くでは海底との摩擦のため流れは弱められshearを生じる。潮汐による振動流は浅い海域では効果的に働き鉛直輸送を行う。海底地形の複雑な海域ではこの効果はさらに強まる(図5)。その結果、潮流の大きい浅い沿岸部では鉛直に均質となり、水深の大きい沖側との間に潮汐フロントを形成する。日本海では潮差が小さいのでこの効果は目立たない。

## f 二重拡散対流

密度安定な上下層の海水が、高温・高塩または低温・低塩の組み合わせであるとき、熱の分子拡散係数が塩分より100倍大きいので、熱が塩分より先に伝わり高塩分水の水温低下 (finger 型) によって密度を増して沈降する (図7. a), あるいは低塩分水の水温上昇 (diffusive 型または安定過剰型) によって密度が減少して浮上する (図7. b) ため数~10mの層の間に対流を生じ均質層が作られる。

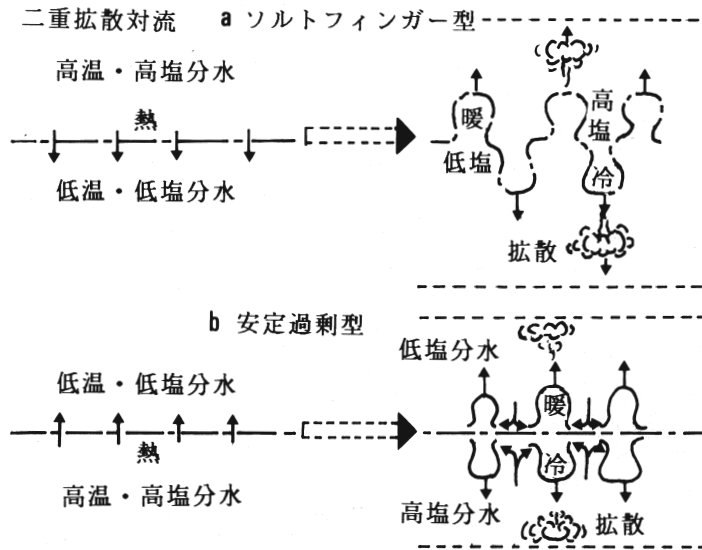


図7 二重拡散対流

## 9 cabbeling

密度は等しいが水温と塩分の組合わせの異なる2種の水が混合すると、前の密度より混合水の密度は大きくなる (図8)。このため、混合した水は混合前の深さより深くに沈み込み、これを補うように、2種類の海水の接触面 (フロント) に向う水平流が生じる。

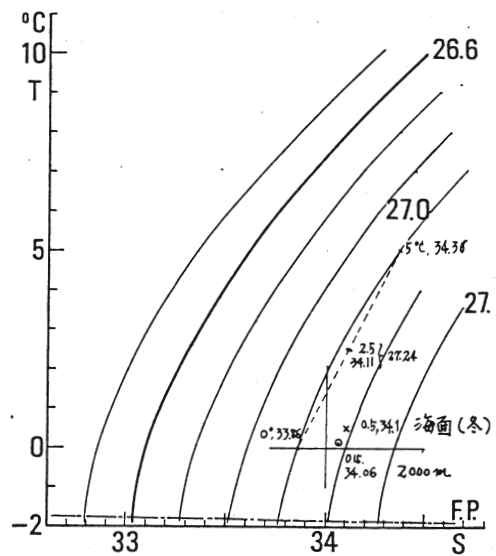


図8 cabbelingによる密度の増加

### 3. 一定方向の流れによる鉛直輸送

#### h 河口の密度流（河口循環流：estuarine circulation）

深い河口を持つ海岸では、潮流が弱いと河川水は海水の上方を沖合に流れ、この間に海水を連行して上層に運び上げる。上層に運び上げられて沖合に流れ去る海水分を補充するため、海水は河川に向かって流れ連行される分の上昇流を生じる（図6）。

#### i 海水密度の増加による循環（対流：convection）

海水の密度は塩分と水温によって定められる。塩分の増加は密度を増大し、水温の上昇は密度を減少させ、それぞれ逆方向に働く。異なった密度を持つ海水が同一水準面にあったとすると、重力の作用によって直ちに高密度海水は低密度海水の下方に沈み込み、同時に低密度海水は高密度海水の上方に浮上する（密度流）。

冬期（冷却期）の日本海では、シベリア気団の吹き出しによって海水温より低温な気流が連吹し、海面を冷却する。この時、海面からは多量な水分が蒸発して運び去られるので、海面近くの塩分は濃縮される。このような冷却と塩分濃縮は共に海面近くの海水密度を増大する方向に働くので、下方の海水より密度が大きくなった海面の海水は沈降し、下方の海水が上昇する循環流が作られる（Bénard対流）。海洋表層では乱れが大きいため分散も大きくなり、このような循環流細胞は明瞭ではないが、冷却の効果は次第に深くまで到達し、鉛直に均質な層が海面から深くまで作られる。通常 a, b の過程が付加されるので、対流混合と言われる（図9、左）。

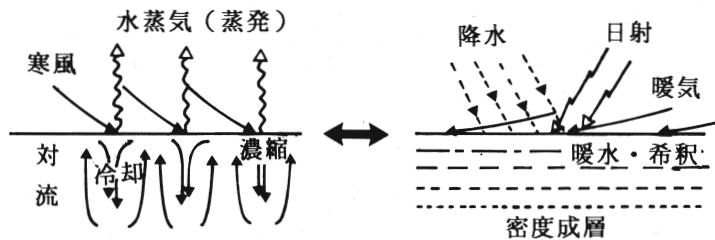


図9 対流混合（冷却期）と安定成層（加熱期）

水平的に見ると日本海の北部では、冷却によるこのような対流（混合を含む）は、対馬暖流の流れる日本沿岸海域より深くまで及ぶものと考えられる。日本海は北太平洋の縁海である同程度の深度を持つベーリング海、オホーツク海に比較して多量な酸素を海底近くまで保有しているという、生物の成育場として有利な特徴を持っている（図10）。これは日本海の海水塩分は対馬暖流という大洋の表層暖水のみによって補給・更新されていて、大洋深層冷水の出入りがないため、鉛直に均質化されやすい塩分構造を持っているからである。

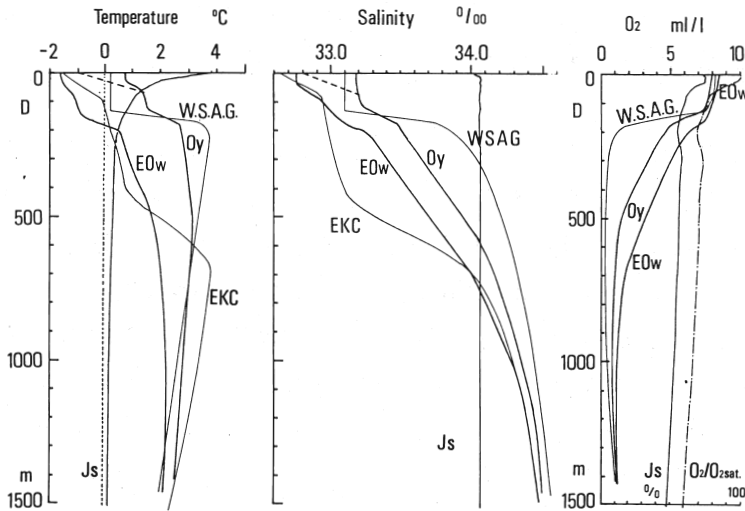


図10 日本海：Js，東部オホーツク海水：EOw，西部亜寒帯水：WSAG，親潮：Oyの水温・塩分・酸素の鉛直分布。日本海の鉛直に一樣なことに注目。日本海は4月，他は2月の観測（EKCは東カムチャッカ海流）

冬期冷却によって沈降した冷水は深部に酸素を補給し，上昇した深部の水は下方の栄養塩を海面まで運び上げ，夏期に消費された栄養塩を補給する働きをしている。この冷水は春～夏にかけては降水等によって海面近くの塩分が薄められて，表層に低密度水を持つようになるので，この間の水温上昇は表層のみに止って，50～100m以深は低温に保存される（図9．右）。極度に低温なこの日本海固有水中では有機物の分解速度は遅く，酸素消費量が少ないことも深部でも酸素飽和度50～70%という他の海域では見られない高い値を常に維持している要因であろう（図11）。

日本海で最も重要な海水の鉛直循環は以上のような対流混合にあると言えるが，深層に至る循環速度等の実際は不明であり，二重拡散や Cabbelling の効果も深層水形成に関わっているであろうから，これらの実態は国際的な協力の下に，早急に研究されるべき課題といえよう。

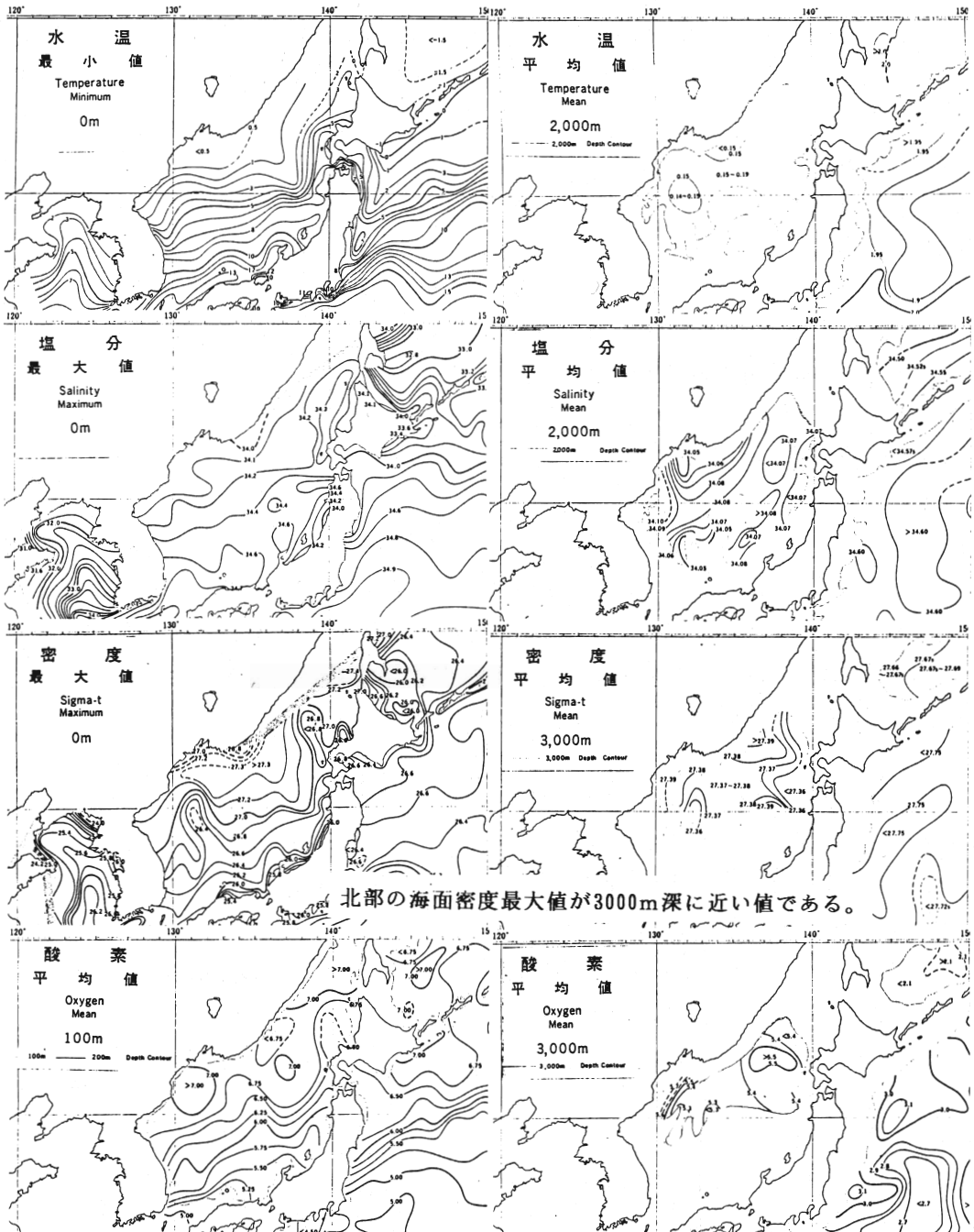


図11 海洋環境図 (1971年までの資料) 海洋資料センター (1975)

## 4. 湧昇 (upwelling)

### j 地形性湧昇

過度を持つ流れ（水平流速に差のある流れ）が海底の隆起上を流れると、渦（度）の部分が浅くなるので水平に拡がり、下方の部分が相対的に浅くなる。島陰などは分散が加わるので、両方の効果で下層水の上昇が生じる。

### k 左回りの渦による湧昇

低気圧方向に回転する大きな渦の下層では、底部の摩擦のため（底層エクマン層）水流は中心に向かう成分を持つので、中心部に上昇流を生じる。

日本海の海底地形は複雑で凹凸がはげしい。良く知られている大和堆をはじめ、数多くの海嶺、海丘、海山、瀬、礁や点在する島の付近、および蛇行する対馬暖流の南下部分に生じる冷水渦など、上述の湧昇機構は日本海で生じる湧昇として重要であろう。

## 5. 風による湧昇

### l エクマン層

海面を風が吹き渡ると、風の摩擦によって表面海水は風下右側に偏って吹き流される。浅い密度躍層がある場合、海面の流れの方向は風下方向より $9^\circ$ ほどずれるにすぎないが、躍層がない場合や上層の厚さがエクマン層より深い場合右 $45^\circ$ 方向に流れる（吹送流）。表面の流れは海水の粘性によって下方に伝わり、深くなるにつれ時計回りに方向を変えながら流速を減少し、風と反対方向に流れる。この深さまでをエクマン層と呼び、この間の流量を積算すると風下方向より直角右方向に海水が運ばれることになる（エクマン輸送）。

エクマン層の深さは成層状態によって変わり、浅い躍層がある場合は躍層深度以浅と考えられているが、成層のない場合は高緯度で浅く、低緯度では深くなる。日本海の場合（lat.  $35\sim 50^\circ\text{N}$ ）風速 $10\text{m/s}$ の風で約 $50\text{m}$ 、 $20\text{m/s}$ で $100\text{m}$ 程度である。風速によってエクマン層の厚さが変わるのは鉛直渦動拡散係数： $K_z$ が変化するためと考えられているが、その実際は詳しくはわかっていない（図12）。

### m 風の発散による湧昇

広い海面に吹く風によ場所による強弱があって同一の状態が長時間続くと、強い風の吹いている海域のエクマン輸送量が風の弱い海域より大きくなるので（発散）、この不足分を補うためエクマン層の下方より湧昇を生じる。

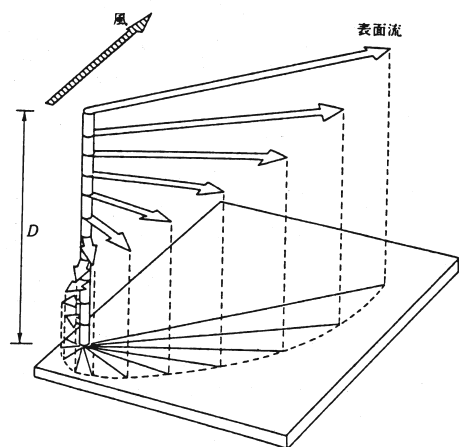


図12 エクマンスパイラル



## n 低気圧の風による湧昇

エクマン輸送は風下の右直角方向に生じるので、低気圧圏内のエクマン輸送は中心より外側に向かう。このため、中心部にエクマン層より下方の海水が湧昇して来る (図13, 左).

### o 沿岸湧昇

風下方向に対して左側に陸岸があると、エクマン層の海水は沖方向に運ばれるので、岸側ではこれを補うため湧昇を生じる (図13, 右). 下層水の上昇は長周期の内部波動 (内部ケルビン波) によって生じると解釈され、湧昇の幅は内部変形半径によって限定される. 湧昇速度は  $10^{-2} \text{cm/sec}$ ,  $0.5 \sim 1 \text{ m/day}$  程度と他の鉛直輸送に比べて大きいので、効果的に栄養塩を運び上げる.

日本海の場合、夏の風系は南西風が卓越し、日本沿岸は風の吹き去る方向の右側にあたるので、岸側には表層水が堆積することになり湧昇は生じない。但し、日本海北岸や朝鮮半島東岸、能登半島の富山湾側などで沿岸湧昇を生じる可能性はあるが、詳しくは調べられていない。

小規模な沿岸湧昇の例として渡島半島東岸での観測結果を示す。図14に示すように、恵山岬から八雲に至る海岸に湧昇を起こす風は南東風である。南東風が吹き始めると、図15に示すように、躍層上方の流れは風下成分を持つ (この例では風と逆向きの流れが弱まる) のに対して、躍層下方の流れは風向と逆の流れが強まる。1~20m深さの水温は急速に低下して1日後には4℃となり、低温状態が風の吹き続けている間持続する。この間に対岸の静狩 (12日) では図14のように、表層の暖水が30m

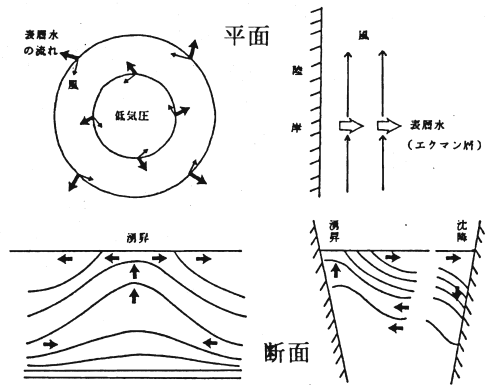


図13 エクマン層の発散による湧昇

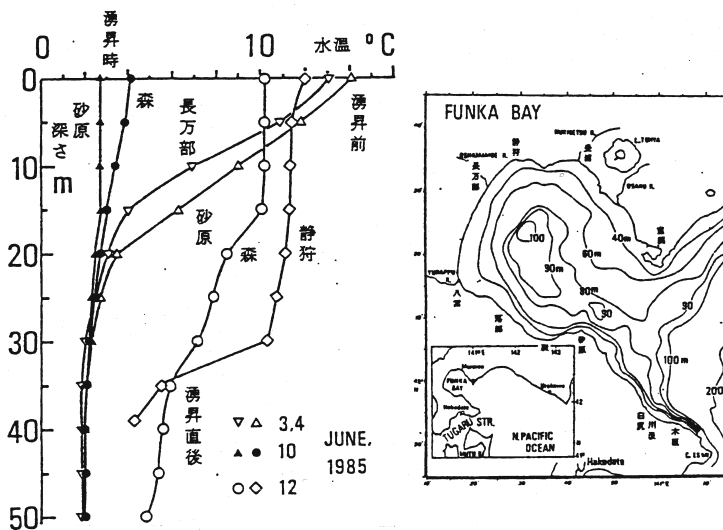


図14 湧昇の前後にわたる水温分布の変化 (噴火湾内)

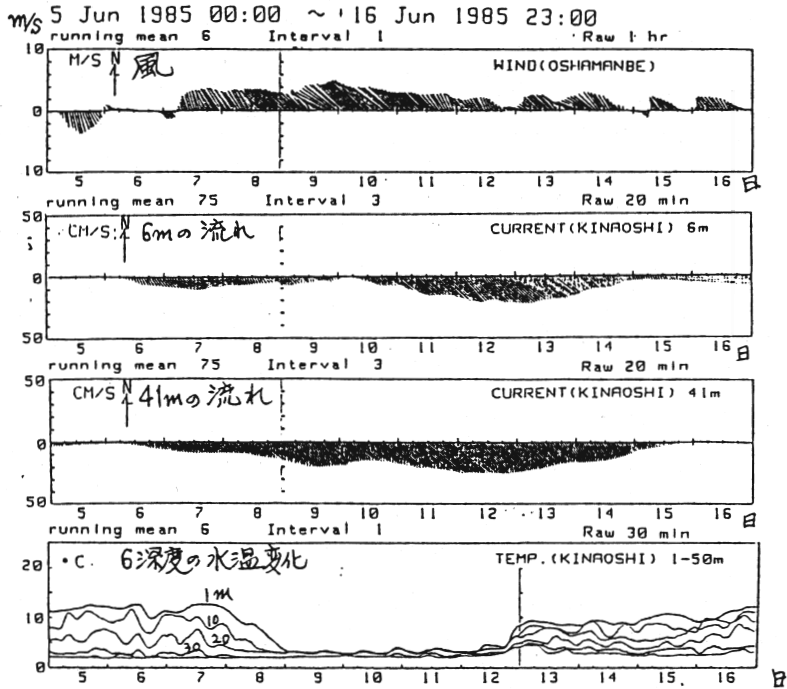


図15 湧昇を生じた時の流れの変化 (木直沖)

もの厚さで堆積しているのに対し、森・砂原(10日)には表層暖水はなく、木直同様に躍層下方にあった冷水が海面まで上昇している。

上述のように下層冷水が海面まで上昇しなくても、躍層が有光層深度以浅に上昇すると、それにつれて栄養塩濃度の高い下層水が有光層内に止まるので、図16のように湧昇を生じた後に躍層下部のクロロフィル量が急増する。

日本近海では、春・夏の強風の持続時間は短く、数日程度であるが、周期的に繰返されるので基礎生産の低下している時期としては、この生産は有効に利用されているだろう。

#### P 赤道湧昇

赤道を挟んでエクマン輸送の方向が逆になるので、両半球の偏東風によって赤道に沿って南北両側に生じる。

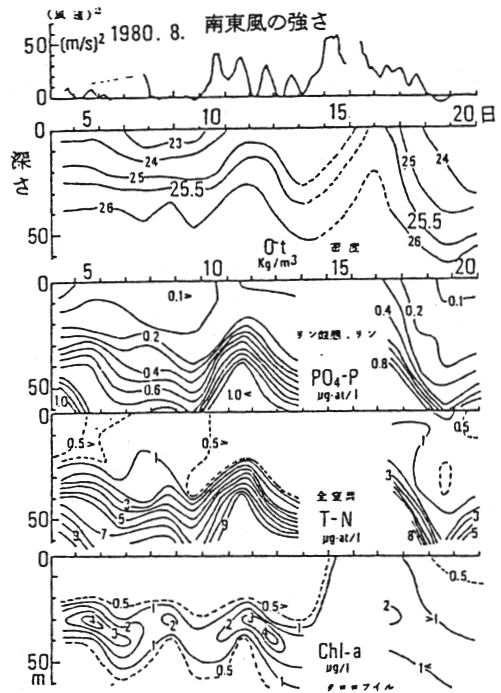


図16 湧昇を生じたときの下層水の上昇とクロロフィルの増加