

噴火湾周辺海域に形成される海洋前線域 におけるクロロフィル a の分布*

田 中 伊 織**

Distribution of Chlorophyll a at the Frontal Region Formed in the Waters Adjacent to Funka Bay, Hokkaido

Iori TANAKA**

Abstract

In January 1981, the distributions of chlorophyll a were investigated near the mouth of Funka Bay where the frontal structure had been formed between the Oyashio Water inflowed into the bay and the Tsugaru Warm Water which occupied the bay. In the frontal region where the surface convective layer was shallow, the concentration and standing stock of chlorophyll a within the layer were relatively high. A new fact was observed that a chlorophyll a maximum layer had been formed along the frontal interface from the sea surface of the bay mouth to the sea bottom outside the bay.

Within the surface convective layer cumulative mean phytoplankton growth rate was found to have approximately linear relation with cumulative mean light intensity. The local increase in phytoplankton biomass in this case is considered to be induced by horizontal gradient of the cumulative mean light intensity which had been produced in the structure of the front.

1. 緒 言

噴火湾では亜熱帯起源の津軽暖流水と亜寒帯起源の親潮系水というそれぞれ全く性質の異なる水が1年のうち2回ほぼ全湾規模で入れ替わり(小藤 1950; 大谷・秋葉 1970), それぞれの水系の滞留期には陸水の加入や海面からの加熱・冷却により, 噴火湾に固有の性質を持つ水系が生成される(大谷 1971; 大谷・木戸 1980)という特徴ある海況を示す。また, このような海況の1つの側面として, これらの水系が接するところでは顕著な海洋前線(以後, 単に前線と呼ぶ)が形成されることも指摘されてきた(大谷ほか 1971 a, b)。

当海域における前線と植物プランクトン量に関する報告として, 箕田・岩崎(1978)は噴火湾水域における植

物プランクトンの春期増殖は親潮系水の湾内流入によって湾内からはじまり湾外へ拡がることを指摘し, 親潮系植物プランクトンの増殖は冬期噴火湾水と接触することではじまるであろうことを述べている。このように, 親潮系水の湾内流入に伴って湾内水との間に形成される前線域で海水の比重とほぼ同じ比重を持つ植物プランクトンの現存量が増大するという事実は, この前線域に植物プランクトン量を増大させる機構が存在することを意味する。

著者は, 噴火湾周辺海域の海洋構造と, 植物プランクトン量を代表するものとしてのクロロフィル a 量の分布との対応関係を把握する目的で, 1981年1月から6月にかけて調査を行った。最初に行った1月の調査の時にはすでに親潮系水が噴火湾内へ流入しはじめており, 湾口部に前線域が形成されていた。この時の調査結果から, この前線域のクロロフィル a 量の分布について新たな知見を得, また, この前線域における植物プランクトンの増殖促進機構に関する考察を行った。

* 1984年8月23日受理

本論文は第14回北洋研究シンポジウムで報告した内容に基づく。

** 北海道立中央水産試験場 Hokkaido Central Fisheries Experimental Station, Yoichi, Hokkaido 046, Japan

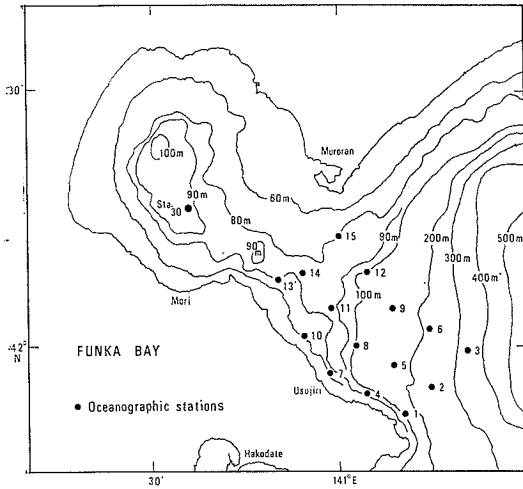


Fig. 1. Sampling stations and bottom configuration in the surveyed region.

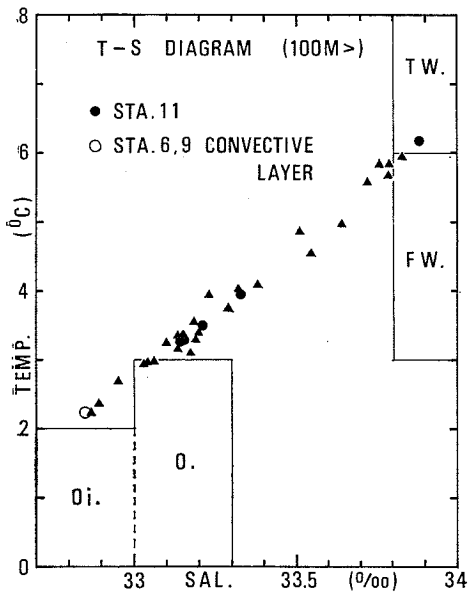


Fig. 2. T-S diagram (100 m >). Tw: the Tsugaru Warm Water, Fw: the Funka Bay Water formed in winter, O: Oyashio Coastal Branch, Oi: the ice melting water of the Oyashio. Classification of water types is based on OH-TANI (1971).

2. 材料と方法

噴火湾湾口部から渡島半島東端の恵山岬にいたる海域に15の定点を設け (Fig. 1), 1981 年1月から6月にかけて北海道大学水産学部研究調査船うしお丸 (98 t) によ

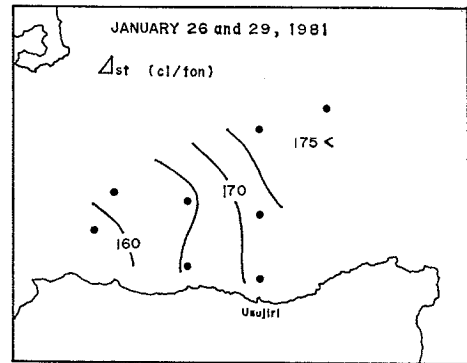
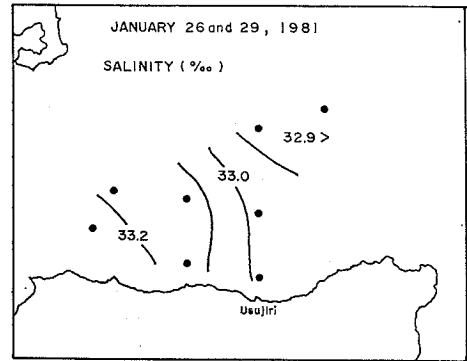
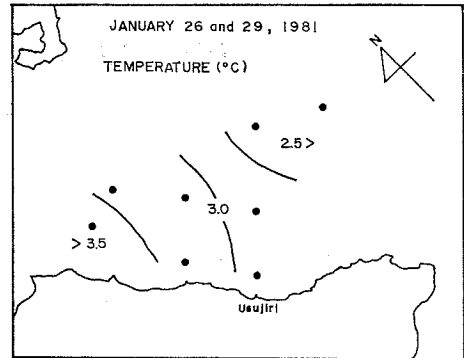


Fig. 3. Isopleths of temperature (upper), salinity (middle) and Δ_{st} (=thermosteric anomaly, lower) at the 10 m depth.

り各月1回の割合で Nansen 採水器と転倒温度計を用いた採水・測温および透明度の測定を行った。試水の一部は Auto.-Lab. Inductive Salinometer による塩分測定に用い、残りの試水 0.5 l は Whatman GF/C フィルターで濾過した。この濾過試料は凍結保存した後に日立

204 型蛍光光度計を用いて蛍光法 (YENTSCH and MENZEL 1963; SAIJO and NISHIZAWA 1969) によるクロロフィル色素の分析に供し、クロロフィル *a* 量およびフェオ色素量を求めた。

本稿では 1 月 26 日に調査した Sta. 7, Sta. 10, Sta. 13', Sta. 14 と 1 月 29 日に調査した Sta. 3, Sta. 6, Sta. 7, Sta. 8, Sta. 9 の各定点で得られた資料を用いた。Sta. 3 では表面採水だけ行った。1 月の残りの定点は荒天のため欠測し、資料が得られなかった。

3. 海 況

噴火湾には、Fig. 1 に示した海底地形から考えて、湾外の 100 m 以浅の水が主に流入すると考えられる。そこで、100 m 以浅で得られた資料から T-S ダイアグラムを作成した (Fig. 2)。図中の水塊区分は大谷 (1971) によった。Fig. 2 から、T・S の値は湾内に滞留する水温 6.2°C 、塩分 33.88‰ の津軽暖流水と、Sta. 6 および Sta. 9 の表層対流混合層を占める水温 2.2°C 、塩分 32.85‰ の均質な水との間を結ぶ直線の上に乗る。この仮想の直線を低温・低塩分側へ延長すると、融氷水の影響を受けた親潮である沿岸水 Oi の範囲内に入る。また、O と Oi の範囲で示される水系は通常親潮系水と呼ばれていることから、この調査を行った時、この海域の 100 m 以浅は基本的には湾外を占める親潮系水と、噴火湾内に滞留する冬期噴火湾水の形成過程にある津軽暖流水起源の水という 2 つの水系の混合水域となっていたことがわかる。

水温・塩分および海水の密度を代表する Δ_{st} (thermosteric anomaly) の 10 m 深における水平分布を Fig. 3 に示す。ここでは Sta. 7 における 2 回の観測値を平均して用いた。表層の塩分は、湾口部側の観測を行った 1 月 26 日の場合にはすべて 33.10‰ 以上であり、Sta. 13' を除くと他は 33.1‰ 台にあった。これに対し、沖合側の観測を行った 1 月 29 日の場合にはすべて 33.00‰ 以下であり、Sta. 8 を除いて 32.8‰ 台にあった。また、Sta. 7 の表層塩分は 1 月 26 日には 33.10‰ だったのが 1 月 29 日には 32.86‰ に変わっていた。これは、沖合側の表層水が両観測日の間に湾口部側の海域に向って移動したことを意味する。Fig. 3 から、さらに、各特性値の水平傾度の最も大きい方向は東西方向に近いだろうことを知ることができる。

湾口部の渡島半島側に位置する Sta. 13' から Sta. 11, Sta. 9 を通り、最も沖合側に位置する Sta. 6, Sta. 3 へと連なる海況の鉛直断面を Fig. 4 に示す。これから、湾内に滞留する津軽暖流水の上方に相対的に低塩分・低温ではあるが密度の小さい親潮系水が覆いかぶさるように入り、湾口部から湾外へ前線構造が形成されていた様子がよくわかる。この図は観測日の異なる資料をつなげたものではあるが、両観測日の間に沖合側の表層水が湾口部側へ移動したことを考え合わせると、この場合、Sta. 9 と Sta. 11 の間に見られるような塩分差 0.2‰ 程度を持つ前線が湾口部側と沖合側の表層の間に存在していたことは明らかである。これは、この前線域が少くとも 2 つの前線により構成されていたことを示し、親潮系

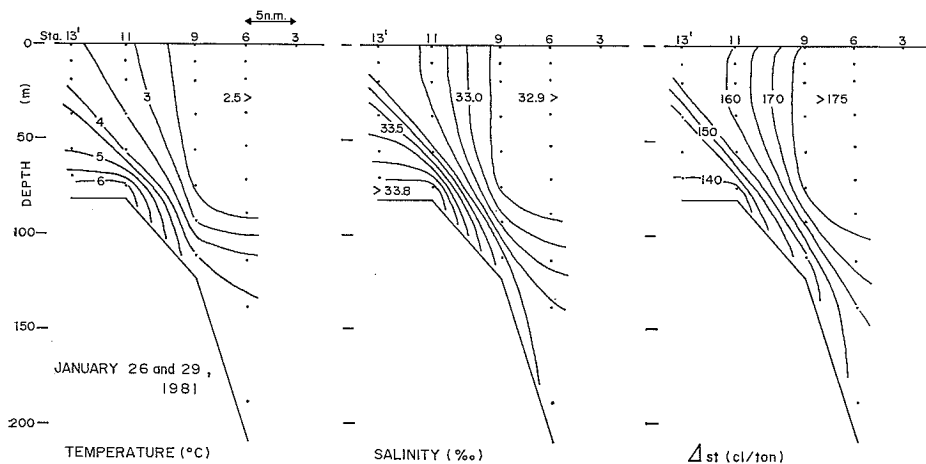


Fig. 4. Vertical cross sections of temperature (left), salinity (middle) and Δ_{st} (=thermosteric anomaly, right).

Table 1. Transparency (m) on January 26 and 29, 1981

	St. 6	St. 7	St. 8	St. 9	St. 10	St. 11	St. 13'	St. 14
Jan. 26		15			15	15	15	15
Jan. 29	15	18	16	16				

水の湾内流入により形成される前線構造の多重性の一端を示すものである。また、それぞれの前線面は、表層対流混合層の底部に相当し、湾口部側では塩分 33.3~33.5‰, 沖合側では塩分 32.9~33.2‰の範囲で示される。

透明度の測定結果は Table 1 に示したように、全域であり差が認められなかった。

4. クロロフィル a 量の分布

海況に対応したクロロフィル a 濃度とクロロフィル a 比* の各断面を Fig. 5 と Fig. 6 に示す。クロロフィル a 濃度およびクロロフィル a 比の水平分布は、共に沖合から湾口部へ向って高くなっていた (Fig. 5)。これを海況と対応させて見ると、湾口部側の表層と沖合側の表層とではクロロフィル a 濃度のレベルに明瞭な差が認められる。これらのことは鉛直断面で見ても同様である (Fig. 6)。

クロロフィル a の鉛直分布で特徴的なことは、湾口部の Sta. 13' の表層から湾外の Sta. 9 の海底上にかけてクロロフィル a 極大層が存在していたことである (Fig. 6)。採水層の間隔は 10-20 m と粗かったことにもかかわらず、Sta. 6 と Sta. 13' 以下の各定점에서クロロフィル a の中層あるいは底層の極大層を観測した。クロロフィル a 極大層は、湾口部側では表層対流混合層の底部に存在していたのに対し、沖合側ではそれよりもさらに深いところに存在していた。これらのクロロフィル a 極大層における塩分は 33.18~33.38‰の範囲にあり (Table 2)、湾口部側の表層塩分値と一致する。これは、クロロフィル a 極大層が湾口部側の表層から沖合側の海底上にかけて層状に連続して存在していたことを示す。噴火湾海域では、これまで親潮系水の湾内流入初期にクロロフィル a 極大層が前線構造に伴って存在したという報告はない。このようなクロロフィル a 極大層の形成要因について考えるには、今後さらに同様な事例の存在を確認してゆくことがまず必要である。

次に表層のクロロフィル a 濃度の水平的な差異についてさらに詳しく見てみたい。

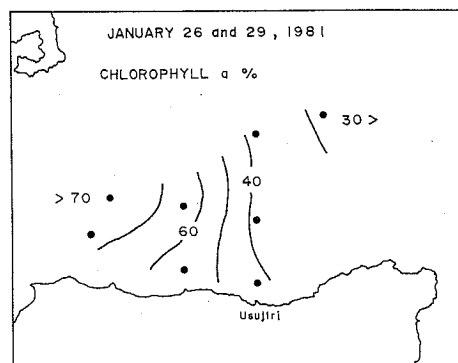
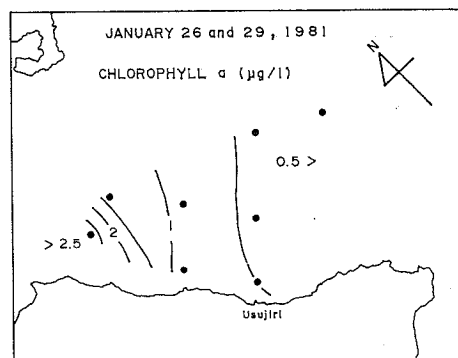


Fig. 5. Isopleths of chlorophyll a (upper) and chlorophyll a % (=chl. a × 100 / (chl. a + phaeopig.), lower) at the 10 m depth.

調査海域の表層は、海況とクロロフィル a 濃度の水平分布から見て、前線を境に湾口部側と沖合側とに分ける必要があると考えられる。そこで、表層対流混合層の深さを、湾口部側では塩分 33.4‰の等塩分面まで、沖合側では塩分 33.0‰の等塩分面までの深さとして求め、表層対流混合層内の平均クロロフィル a 濃度ならびに平均フェオ色素濃度の表層対流混合層の深さに対する関係を示す (Fig. 7)。図の左はしに、湾口部の底層に存在していた、湾内に滞留する津軽暖流水を含む塩分 33.7‰以上の水から得られたクロロフィル a およびフェオ色素濃度の範囲を縦のバーで示した。この図から、湾口部側の表層水域中のクロロフィル a 濃度のレベルは、沖合側

* chl. a % = chl. a × 100 / (chl. a + phaeopig.) で定義する。

噴火湾周辺海域に形成される海洋前線域におけるクロロフィルaの分布

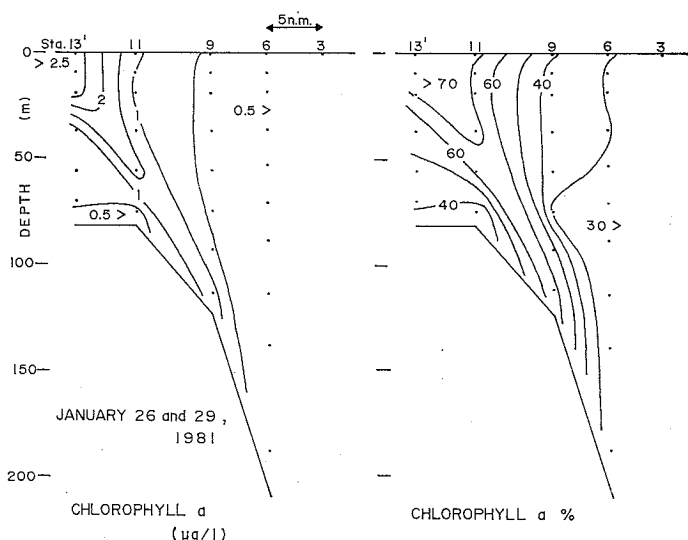


Fig. 6. Vertical cross sections of chlorophyll *a* (left) and chlorophyll *a* % (=chl. *a* × 100/(chl. *a* + phaeopig.), right).

Table 2. Characteristics at the chlorophyll *a* maximum. January 26 and 29, 1981

		Depth (m)	Depth of chl. <i>a</i> maximum (m)	Salinity at chl. <i>a</i> maximum (‰)	Maximum chl. <i>a</i> (µg/l)
Jan. 26	Sta. 7	81	59	33.23	1.12
	Sta. 10	77	38	33.18	1.03
	Sta. 11	82	56	33.33	1.56
	Sta. 14	81	38	33.32	1.65
Jan. 29	Sta. 7	80	59	33.19	0.48
	Sta. 8	103	98	33.20	0.98
	Sta. 9	124	112	33.38	1.01

の表層水域および湾口部底層水のその2倍から10倍に達していたことがわかる。また、各表層水域に共通して、表層対流混合層の深さが浅くなるのにしたがって平均クロロフィルa濃度が高くなっていた。これは、表層対流混合層内の平均クロロフィルa濃度が表層対流混合層の深さと関係していたことを示唆する。平均フェオ色素濃度に関しては、1定点 (Sta. 13') でやや高かったことを除けば、表層全域であり差は認められなかった。

Fig. 6 から、さらに、ここでは調査を行わなかった湾内のクロロフィル色素濃度を推定することができる。

1月下旬になれば、湾内に滞留する津軽暖流水は海底まで達する鉛直対流混合により上下に一様化される (大谷 ほか 1971b; 大谷・木戸 1980) ので、湾口部の底層に流出してきた津軽暖流水中の諸特性値は湾内に滞留していたときの値をほぼ代表していると考えてよい。した

がって、この時、湾内の津軽暖流水中のクロロフィルaおよびフェオ色素濃度の値は、それぞれ沖合側の表層水とだいたい同じ範囲内にあったと見なすことができる。これから、噴火湾内外の表層を通じてクロロフィルa濃度を比較するならば、湾口部の表層でその濃度が特に高い値を示していたと言える。

また、表層対流混合層内のクロロフィルa現存量について見ると、沖合側よりも湾口部側で多かった (Fig. 8)。たとえば、表層対流混合層の深さが最大の Sta. 6 と最小の Sta. 13' とで比較すると、その深さが Sta. 6 の3分の1以下である Sta. 13' でクロロフィルa現存量は Sta. 6 の2倍以上多かった。

以上のことから、湾口部側の表層では沖合側の表層よりもクロロフィルaの生産が多く行われたことがわかる。すなわち、これは、親潮系水が湾内に流入する際、

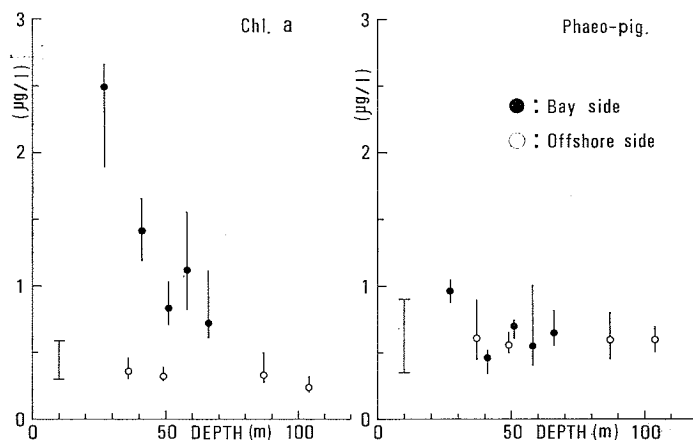


Fig. 7. Cumulative mean concentration of chlorophyll *a* (left) and phaeopigments (right) within surface convective layer, plotted against depth of the layer. Some limits of the range of the discrete value within the layer are artefact from calculation for obtaining the value at the bottom of the layer by the linear interpolation method. The vertical bar on the left side of each figure indicates the range which was obtained from the samples whose salinity exceeds 33.7 ‰.

湾口部に形成された前線域の表層で植物プランクトンの増殖が促進された結果である。

ここではクロロフィル *a* の初期分解産物であるフェオ色素の濃度が、クロロフィル *a* 濃度と相関のある分布を示さず、ほぼ一定値を示していた (Fig. 7) ことから、クロロフィル *a* の生産速度に対してその分解速度はかなり遅いことが予想される。もしそうであれば、植物プランクトンの春期増殖の開始時期には、表層におけるクロロフィル *a* 比が植物プランクトンの増殖状態を反映する一つの指標になりうると考えることができる。

これまで述べてきたことは、噴火湾水域では植物プランクトンの春期増殖は親潮系水の湾内流入によって湾内からはじまる (箕田・岩崎 1978) と指摘された状況とよく符合し、また、その事実がくり返し起こることを確認した。

5. 親潮系水の湾内流入と植物プランクトンの増殖促進機構に関して

植物プランクトンの春期増殖は亜寒帯沿岸海域ではどこにでも見られる現象である。クロロフィル *a* 現存量が最大に達する時期を植物プランクトンの春期増殖の最盛期と考えるならば、噴火湾ではその時期は2月～3月であり (KIDO and OHTANI 1981; 西浜 1982), 比較的一定している。本調査を行った1981年の場合も噴火湾では3月にクロロフィル *a* 現存量が最大に達した (中田

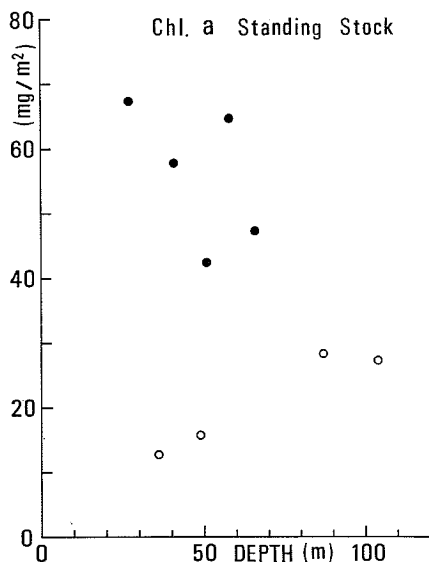


Fig. 8. Standing stock of chlorophyll *a* within surface convective layer, plotted against depth of the layer. Symbols are the same as in Fig. 7.

1982)。一方、親潮系水が噴火湾内へ流入する時期は、大谷・木戸 (1980) によると、前年の12月から4月にわたり、平均値で示すならば2月の上・中旬ころである。これから親潮系水が湾内へ流入した後に噴火湾では植物プランクトンの春期増殖が最盛期になるという統計的な

平均像が得られる。そこで、噴火湾における植物プランクトンの春期増殖発現に対する親潮系水の影響が1つの問題とならざるを得ない。

この問題について、箕田・岩崎 (1978) は、親潮系植物プランクトンについて、親潮系水、冬期噴火湾水および両水の混合水中で培養し、よく増殖した8種のうち6種は冬期噴火湾水で最もよく増殖し、他の2種は混合水で増殖したことから、親潮系植物プランクトンの増殖は冬期噴火湾水と接触することではじまるであろうことを推測した。

親潮系水が例年より遅く湾内へ流入した1980年の場合、噴火湾における植物プランクトンの春期増殖は湾内に滞留する冬期噴火湾水の中で例年通り3月に発現した(函館海洋気象台 1980: 第59図, 第60図)。KIDO and OHTANI (1981: Fig. 4, Fig. 8) には、その後湾内に流入した親潮系水の中では植物プランクトンの大増殖は起こらなかったことが示されている。そのとき湾内に流入した親潮系水は、その栄養塩濃度から見て、湾内へ流入する以前、すでに湾外で植物プランクトンの春期増殖を終え、栄養塩類を消費してしまっていたことがわかる。これらのことから、親潮系プランクトンの春期増殖は、冬期噴火湾水と接触しなくとも発現することが明らかとなった。そうすると、親潮系植物プランクトンにとって冬期噴火湾水に接触することは、むしろそれらの春期増殖の発現機構に関して本質的な役割をはたしていないと考えることができる。

一般的に、亜寒帯沿岸海域における植物プランクトンの春期増殖は、豊富な栄養塩類の存在下における日射量の増大に伴って発現すると考えられている。本調査を行った1981年の場合、親潮系水が噴火湾内へ流入した時期は表層対流混合層が年間の最大深度に達する時期でもあるので、表層に栄養塩類は豊富に存在していたと言える。そこで、光の条件さえ整えば植物プランクトンは急速な増加がいつでも開始できる状態になっていたと考えることができる。

ここで、湾口部側の表層に見られた植物プランクトンの増殖促進現象を、日射量の増大により発現するであろう植物プランクトンの春期増殖が親潮系水の湾内流入という事象に伴って局所的に顕在化した現象であると解釈するならば、親潮系水が湾内へ流入することによって生ずる海洋構造の中に植物プランクトンの増殖を促進させるように日射量を相対的に増大させる機構が存在すると想定される。

この場合のように、表層対流混合層の発達している時

期に親潮系水が湾内へ流入して形成された前線域では、沖合に比べて表層対流混合層が浅いという海洋構造上の特徴がある。また、上下に強く混合されている表層対流混合層内の個々の植物プランクトンが受ける光の強さは平均して一定であると考えられ、その平均的な光の強さ $\bar{I}$ は、 I_0 を海面におけるその入射量、 k を海中での光の減衰係数、 D を表層対流混合層の深さとするとき、

$$\bar{I} = \frac{I_0}{kD} \{1 - \exp(-kD)\} \quad (1)$$

で与えられる (RILEY 1957)。光の強さが植物プランクトン増殖の制限因子になっている場合、植物プランクトンの増殖速度は光飽和に達するまで第一次の近似として光の強さに比例すると考えてよいので、このような条件のもとでは、 $\bar{I}$ に光の利用効率定数 α を乗じたものが植物プランクトンの増殖速度になる。これらのことから、同じ日射量がある場合、表層対流混合層の深さの浅い海域にいる植物プランクトンは、その深い海域にいるものよりも相対的に強い光を受けることになるので、それらの増殖速度も相対的に高くなっていると考えられる。その結果として、表層対流混合層の深さが浅いところほど平均クロロフィル a 濃度も高くなり得る。

以上のことを考慮して、植物プランクトンの増殖速度は光の強さで決定されていると仮定した最も単純な生産モデルを考えてみる。ただし、植物プランクトン量はクロロフィル a 量に比例すると見なし、クロロフィル a の分解の影響は無視する。ここでは光の強さを表層対流混合層内の平均量で考えることから、植物プランクトン量については表層対流混合層内の平均クロロフィル a 濃度 P が対応する。そこで、表層対流混合層内の平均クロロフィル a 濃度の増加速度 $(1/P)(\partial P/\partial t)$ は、

$$\frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial t} = \alpha \bar{I} \quad (2)$$

と表せる。式(2)に式(1)を代入して積分すると、次式を得る。

$$\log_e P = \frac{\alpha \bar{I}_0}{kD} \{1 - \exp(-kD)\} \times (T - T_0) + \log_e P_0 \quad (3)$$

$$\therefore \bar{I}_0 = \frac{1}{T - T_0} \int_{T_0}^T I_0 dt$$

P_0 は T_0 時におけるクロロフィル a 濃度である。

このような単純な生産モデルを使って観測結果の内部構造を見直してみたい。

実際問題として、 T_0 や P_0 は特定することができな

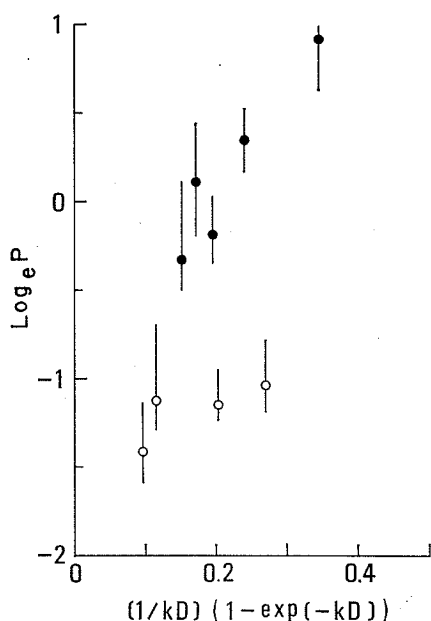


Fig. 9. Cumulative mean concentration of chlorophyll *a* within surface convective layer (*P*, $\mu\text{g/l}$) plotted, on the logarithmic scale to the base *e*, against $(1/kD)/(1-\exp(-kD))$ which is proportional to cumulative mean light intensity within the layer. See text for full description. Symbols are the same as in Fig. 7.

い。しかし、湾口部側と沖合側のそれぞれの表層の中では、 $(T-T_0)$ も P_0 も大まかに言って同じであったろうと考えることができる。そうすると、このような条件のもとでは式 (3) で表わされる生産モデルから、観測結果の中に次の 2 つの関係が同時に存在することが期待される。1) $(1/kD)\{1-\exp(-kD)\}$ が大きいほど $\log_e P$ も大きい。2) $\log_e P$ は $(1/kD)\{1-\exp(-kD)\}$ と一次の関係にある。

そこで、観測結果についてこれらの関係を見るために、Fig. 7 のクロロフィル *a* の資料を整理し直して Fig. 9 に示した。 k は透明度 Tr から

$$k = \frac{1.7}{Tr} \quad (4)$$

という関係式 (POOLE and ATKINS 1929) を使って求めた。

Fig. 9 から、あらかじめ予想されたように、それぞれの表層で上に記した 2 つの関係が同時に存在していたことが認められる。このように、単に光の強さだけで植物プランクトンの増殖速度が決定されていると仮定した生産

モデルに観測結果の内部構造が良く合っていたことは、この場合、前線域となっていた調査海域の表層にいた植物プランクトンの増殖速度は、第一要因として、光の強さで決定されていたことを強く示唆する。

以上のことを総合すると、冬期冷却による表層対流混合層が発達している時期に親潮系水が噴火湾内へ流入することによって形成される前線域では、浅い表層対流混合層を有するという海洋構造上の特徴が、そこにいる植物プランクトンの受ける平均的な光の強さを相対的に強化することを通じてその増殖速度を増大させる結果、この前線域の表層で高いクロロフィル *a* 量を示すようになることができる。

謝辞： 本稿を終えるにあたり、いろいろと御教示いただいた北海道大学水産学部秋葉芳雄助教授、大谷清隆助教授、村上敬助手、三宅秀男助手に感謝します。また、観測を手伝っていただいた出口良二氏、及川晋氏、北海道大学水産学部うしお丸の元船長森田省二氏をはじめ乗組員一同の各位に感謝します。

文 献

- 函館海洋气象台 (1980) 噴火湾総合報告, 88 p.
- KIDO, K. and K. OHTANI (1981) Preservation of particulate organic matter in the cold basin water in Funka Bay after the vernal phytoplankton bloom. Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ., **32**, 357-375.
- 小藤英登 (1950) 噴火湾近海海洋観測報告. 噴火湾近海海洋調査報告, 3-62, 室蘭市.
- 箕田 嵩・岩崎 順 (1978) 噴火湾における植物プランクトンの季節的消長——とくに春期増殖とその盛衰. 海洋環境保全の基礎的研究, 第 4 回総合シンポジウム要旨集, 45-46, 特定研究総合班, 東京.
- 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.
- 西浜雄二 (1982) 噴火湾湾口鹿部沖におけるクロロフィル量の季節変化に関する 10 年間の観測, 1973-1982. 水産海洋研究会報, **41**, 62-64.
- 大谷清隆・秋葉芳雄 (1970) 噴火湾の海況変動の研究 I. 湾水の周年変化. 北大水産研究彙報, **20**, 303-312.
- 大谷清隆 (1971) 噴火湾の海況変動の研究 II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 北大水産研究彙報, **22**, 58-66.
- 大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛 (1971a) 噴火湾の海況変動の研究 III. 親潮系水の流入・滞留期の海況. 北大水産研究彙報, **22**, 129-142.
- 大谷清隆・秋葉芳雄・伊藤悦郎・小野田 勝 (1971b)

噴火湾周辺海域に形成される海洋前線域におけるクロロフィル *a* の分布

- 噴火湾の海況変動の研究 IV. 津軽暖流水の流入・滞留期の海況. 北大水産研究彙報, **22**, 221-230.
- 大谷清隆・木戸和男 (1980) 噴火湾の海洋構造. 北大水産研究彙報, **31**, 84-114.
- POOLE, H. H. and W. R. G. ATKINS (1929) Photoelectric measurements of submarine illumination throughout the year. J. Marine Biol. Assoc. U.K., **16**, 297-324.
- RILEY, G. A. (1957) Phytoplankton of the North Central Sargasso Sea, 1950-1952. Limnol. Oceanogr., **2**, 252-270.
- SAIJO, Y. and S. NISHIZAWA (1969) Excitation spectra in the fluorometric determination of chlorophyll-*a* and pheophytin-*a*. Mar. Biol., **2**, 135-136.
- YENTSCH, C. S. and D. W. MENZEL (1963) A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and pheophytin by fluorescence. Deep-Sea Res., **10**, 221-231.