

3. オホーツク海の北海道の気象への影響

大川 隆*

1. はじめに

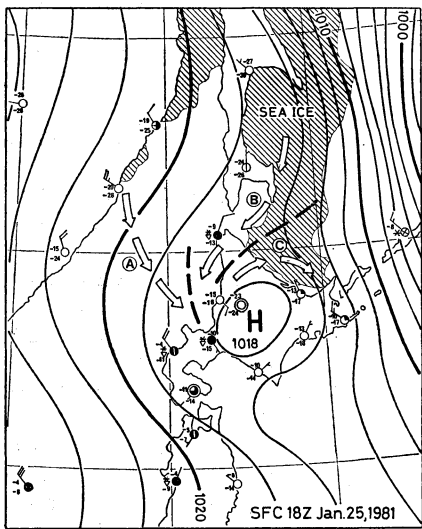
オホーツク海は、北半球での海氷出現の南限であり、一方、北海道といえども盛夏期には亜熱帯高気圧に覆われる。このため北海道の気象は四季を通じて変化に富み、また地域特性も著しいものがある。

今回、標記の命題のもとに、三つの事例、すなわち、海氷と小低気圧による大雪、寒冷海水面によるオホーツク海高気圧の発達、流氷面積と三陸沖海水温、夏季気温の関係について話題を提供する。

2. 海氷と小低気圧による大雪

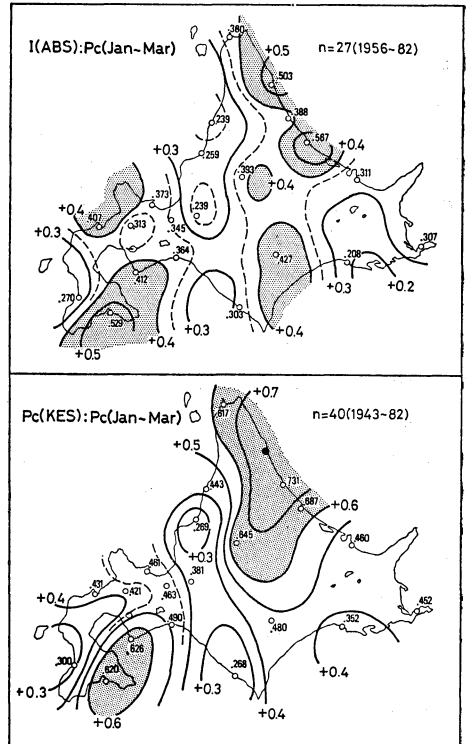
2. 1. 石狩湾小低気圧とサハリンフロント

北海道内の降雪の深さの年合計値をみると、オホーツク海側は一般に200~250 cmと少ないが、北見枝幸(第2図(下)の黒丸の地点)のみは400 cm以上と多く、それ以北も300 cm前後とやや多くなっている。このこ



第1図 季節風末期の石狩湾小低気圧の気圧配置。

* Takashi Ohkawa, 札幌管区気象台。



第2図 網走の流氷期間と道内各地の1~3月合計降水量の相関係数分布(上), 1~3月合計降水量の北見枝幸と道内各地との相関係数分布(下)。

とは長い間筆者にとってなぞであった。

第1図はいわゆる石狩湾小低気圧時の典型的地上気圧配置で、同時にその時の海氷域を斜線で示してある。この図で特徴的なことは三つの気流系、すなわち、沿海州からの北西気流A、樺太東沖の流氷野の放射冷却で滋養された下層高圧部による北東気流B、同じく夜間の放射冷却による北海道の内陸高気圧による南西気流Cがそれぞれ存在することである。気流Aと気流Bの合流域に発

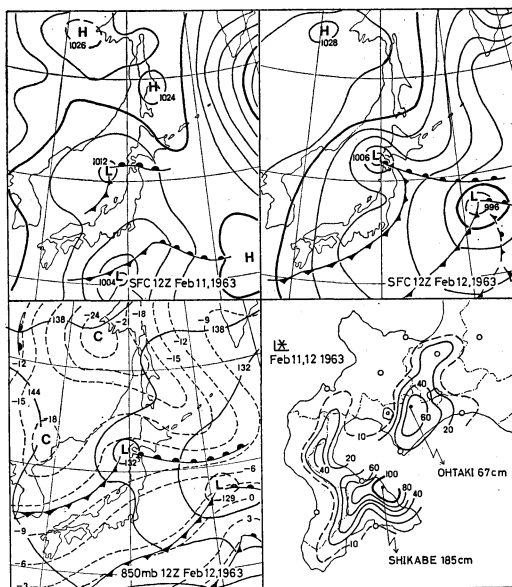
生ずる収束雲が札幌・小樽地区に局地的大雪をもたらすことは、これまでに幾多述べられている（例えば村松, 1976）。気流Bと気流Cの間には低気圧性のシャーラインが形成され、そのラインと海岸が交わる地点が北見枝幸付近となる。ここでこのシャーラインを“サハリンフロント”と称することにする。また樺太南沖の亜庭湾から北見枝幸以北のオホーツク海沖合一带は晩冬に一時的に流水に覆われることがあるが、殆どは開水面となって、降雪のための水蒸気を気柱に補給しているわけである。このサハリンフロントと開水面が先述の北見枝幸以北の多雪をもたらしている原因である。また、この小低気圧型気圧配置が崩れる時、サハリンフロントは南東進を始め、北海道オホーツク海沿岸一帯に一過性の暴風雪をもたらすことがある。

2. 2. 津軽海峡小低気圧

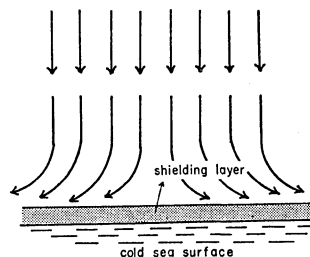
流水野の勢力は北見枝幸の降雪の量を左右し、ひいては札幌・小樽地区の降雪にも影響を及ぼすことを想定して、北海道各地の1～3月の3ヵ月合計降水量(Pc)と各種流水指数との間の相関係数を求めたところ、第2図(上)に示すように、網走の流水期間 I(ABS) との間の相関が最も有意であった。これによると、北見枝幸は+0.503と有意な値であった。しかし、紋別が+0.567と良いことは、この地域が流水野からの北東風系に対し地形性降水効果が極めて卓越していることによるものと考えられる。札幌・小樽が+0.35前後と期待したより小さいのは、この地域の降雪が北西季節風や北海道南岸通過の低気圧によってもたらされることによるためであろう。しかし、函館から室蘭にかけての噴火湾一帯に組織的な+0.4～+0.5の有意な相関があることは筆者にとって予想外であった。

この傾向をより顕在化させるため、北見枝幸の1～3月降水量合計値と道内各地のそれらとの間の相関係数を求め、第2図(下)に示した。その結果、やはり函館から室蘭にかけての噴火湾一帯に+0.6以上の明瞭な高相関域が得られた。この高相関は資料年数が40年ということからみて、極めて安定したものと考えてよい。

噴火湾大雪の典型的事例としては、第3図に示した1963年2月11～13日の場合が取り上げられる。流水野に滋養された樺太東沖の高圧部が北海道に張り出して、津軽海峡西方の小低気圧前面の湿潤気流を津軽海峡に押し止めたため、噴火湾沿岸部が局地的大雪となったことがよく理解される。同図右下図にはこの場合の2日間合計の降雪の深さを示してある。渡島管内の鹿部では185 cm



第3図 津軽海峡小低気圧の気圧配置と降雪の深さ。



第4図 下降高気圧流とシールド層。

となっているが、12日の降雪の深さ(12日9時～13日9時の積雪深前日差)は160 cmとなっており、北海道の最大記録(全国では第3位)を更新した。このようにオホーツク海の海水の動向がやや隔たった北海道西部の大雪に直接的に関与していることが分かった。

3. 寒冷海面によるオホーツク海高気圧の発達

3. 1. シールド層

梅雨期のオホーツク海高気圧の発生・発達の主因は対流圏上層の収束にあるが、発達強化のための二次的効果としてシールド層による摩擦の減少効果が寄与する。流水融解後のオホーツク海の寒冷海面に接している空気は、冷却による密度増大と海面摩擦によって海面上に滞留する。その結果、第4図に示すように、その上のエ

クマン層と流れを異にする空気層を形成する。筆者はこれを“シールド層”と称している(大川, 1973)。

シールド層が形成されると、沈降しながら吹き出す高気圧流はこの層の上面を流れるため、海水面を流れる場合より表面摩擦を著しく減ずる。このことは流出風の外向きの非地衡風成分の減少、すなわち、高気圧圏からの空気流出を減じ、高気圧内の気圧上昇を来す。この効果を、Taylor (1915) の手法に従って行った力学的見積もりと、気象庁観測船 啓風丸による観測資料を用いて検証した結果をここに話題として報告する。

3. 2. 力学的取扱い

いま、運動を水平、定常、一様と仮定し、気圧場が(1)式で与えられるものとする(G は定数とする)、左手系の粘性流体の運動方程式の解析解は(2)式となる。

$$\dot{p} = \text{const} - g\rho z + G_y \quad (1)$$

$$\left. \begin{aligned} u &= A_2 e^{-Bz} \cos Bz - A_4 e^{-Bz} \sin Bz + U_g \\ v &= A_2 e^{-Bz} \sin Bz + A_4 e^{-Bz} \cos Bz \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

ここで

$$B = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{K}}$$

$$K = \frac{\mu}{\rho}; \text{うず粘性係数}$$

$$U_g = \frac{G}{2\mu B^2}; \text{地衡風速}$$

$$\left. \begin{aligned} A_2 &= \frac{-\tan \alpha (1 + \tan \alpha)}{1 + \tan^2 \alpha} U_g \\ A_4 &= \frac{-\tan \alpha (1 - \tan \alpha)}{1 + \tan^2 \alpha} U_g \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

であり、 φ は緯度、 α は地表風の等圧線となす角である。

いま、円形高気圧を考えると、その周辺からの流出空気量 Q は(4)式で計算される。高気圧半径 r を 500 km、緯度を 50°N 、空気密度 $\bar{\rho}$ を 1.25×10^{-3} C.G.S. とすると、 Q による気圧下降分 ΔP_n は(5)式で求められる。但し、 U_g は m/s 、 K は 10^2 C.G.S. 単位で測った値を使用する。

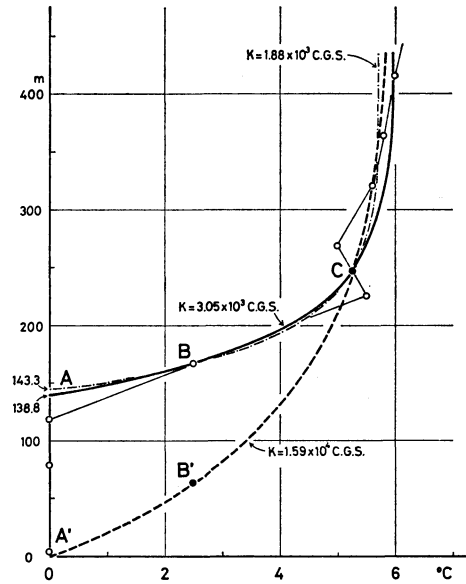
$$Q = 2\pi r \bar{\rho} \int_0^\infty (-v) dz \quad (4)$$

$$\Delta P_n = \frac{Q}{\pi r^2} = 0.5665 \frac{\sqrt{K} \tan \alpha}{1 + \tan^2 \alpha} U_g \text{ mb/day} \quad (5)$$

シールド層による気圧上昇は、シールド層のある場合の ΔP_n と無い場合のその差として求められる。

3. 3. 気圧上昇の見積もり

Taylor (1915) は、1913年夏のスコッチャ号探検時の北大西洋の寒冷海面上での凧による観測から「 K は



第5図 U-D ソンデによる気温観測値の Mahrt and Schwerdtfeger の実験式への適用。

$0.77 \times 10^3 \sim 6.9 \times 10^3$ C.G.S., α は $10 \sim 20^\circ$ 」と結論している。この値を参考にして見積もったのが第1表左欄に示した数値で、約 6 mb/day とかなり大きな値を得た。しかし、この値は日々の天気図経験からみて大きすぎるので、 K, α を変えて控え目に見積もったのが右欄に示した値で、4 mb/day となっている。実際の天気図例によると、高気圧の急速な発達発生初期の12時間位で、その後発達はゆるやかになる。これは、その頃になるとエクマン層より更に上の層で二次的発散が起こるためである。事実、第5図の資料を得たオホーツク海中央部でのU-D ソンデ観測では、高さ700 m 付近に下降発散による乾燥した層が観測されている。したがって、シールド層効果は12時間量で云々した方が良く、第1表からこの効果は2~3 mb/12 hr と見積もられる。

3. 4. 実験式による検証

Mahrt・Schwerdtfeger (1970) は南極大陸氷床上の逆転層の観測から、気温の垂直分布とエクマン層のうず粘性係数を結びつける実験式(6)を得た。

$$T(z) = T_h - \Delta T \exp\left(-\frac{z}{\sqrt{\frac{K}{f}}}\right) \quad (6)$$

ここで、 T_h は逆転層頂の気温、 ΔT は T_h と地上1.5 m の気温差、 f はコリオリ因子、 K はうず粘性係数であ

る。ところで、(6)式はシールド層表面より上の層で成り立つものであるため、シールド層の場合に適用するためには(6)式を(7)式に変形する。

$$-\frac{z-z_*}{\sqrt{\frac{K}{f}}} = \ln\left\{1 - \frac{T(z-z_*)}{T_h}\right\} \quad (7)$$

ここで、 z_* はシールド層の高さであり、またこの場合 ΔT と T_h が等しいことを考慮してある。

1972年5月28日14時、オホーツク海高気圧下での $U-D$ ソンデによるシールド層の観測が、オホーツク海中央部の $50^\circ N 150^\circ E$ において、啓風丸によって行われた。第5図の中で、白丸の各点はその時の気温の観測値で、ほぼ高さ50m毎に観測されている。太実線は T_h を $6.0^\circ C$ として、細鎖線は T_h を $5.7^\circ C$ として、それぞれ B、C点を通るよう(7)式を適用し、 K 、 Z_* の値を見積もったもので、 K の値として 3.05×10^3 C.G.S.、 1.88×10^3 C.G.S. を得ている。太破線はシールド層の無い場合として、太実線のC点を固定してA点(シールド層の高さ)を海水面まで降ろして、 K の値を見積もったものである。この程度に逆転層がゆるくなると K は 10^4 C.G.S. になることが分かる。しかし実際にシールド層が無くなるとC点も下降するので、 K の値はやはり Taylor が求めたように 6.9×10^3 C.G.S. 以下であろう。

以上の検討から、シールド層がある場合のエクマン層内の K の値は $1.0 \times 10^3 \sim 3.0 \times 10^3$ C.G.S. であることが分かったわけで、第1表右欄の見積もり、すなわち、「オホーツク海高気圧の発生初期の気圧上昇には、シールド層の効果が $2 \sim 3$ mb/12hr 寄与している」という結論は妥当なものであると推論される。

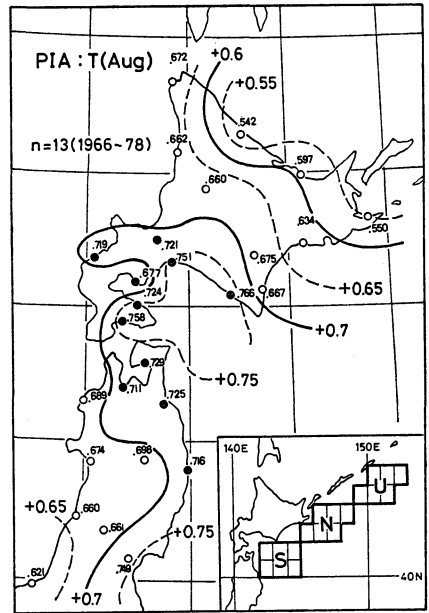
4. 流氷面積と三陸沖海水温、夏季気温の関係

オホーツク海の流氷と海況および北日本夏季気温の関係についての研究は、明治年間以来数多くなされて来た。それらの研究の殆どは「流氷は春の融氷で親潮の勢力を強め、それによる三陸沖の低温水が北日本の凶冷に関係する」との考え方のもとに進められて来ており、これまで流氷勢力の有効な指標を得ることが出来なかったため、肯定的または否定的いずれについても明確な結論は得られていない。赤川(1980)は1966年以後の気象衛星資料を用いて、オホーツク海の流氷面積が大きい年には北日本暑夏年が対応していることを指摘し、西山(1982)も流氷面積と三陸沖水温の間に $+0.51$ の相関を得ている。筆者もここで相関解析手法による同様な動気候学的考察を試み、新たな知見を得たので報告する。

第1表 Estimation Results of Shield Layer Effect

existence of shield layer	larger estimation*		less estimation	
	no	exist	no	exist
K (C.G.S.)	6.9×10^3	0.9×10^3	5.5×10^3	3.0×10^3
α (degree)	15°	5°	17.5°	7.5°
u_0 (m/sec)	6	6	5	5
ΔP_n (mb/day)	$\Delta P_1 7.20$	$\Delta P_2 0.89$	$\Delta P_1 6.03$	$\Delta P_2 2.01$
ΔP ($\Delta P_1 - \Delta P_2$)	6.31mb/day ≈ 3 mb/12hr		4.02mb/day ≈ 2 mb/12hr	

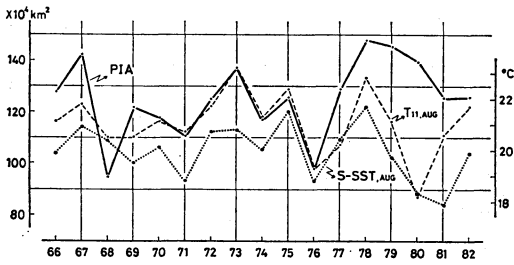
* by use of {K: $0.77 \times 10^2 - 6.9 \times 10^2$ C.G.S.
G.I. Taylor's results α : about $10^\circ - 20^\circ$



第6図 流氷面積最大値と8月気温との間の相関係数分布と海面水温指数設定海域(右下)。

4. 1. 流氷面積と海面水温、気温の対応

各年冬期間のオホーツク海の流氷面積最大値(ここでは PIA と略記する)と夏季気温の対応は、予備的に概観したところ、8月気温が最も良く、かつ1978年までは良好で、その後乱れていることが分かった。そこで第6図に1978年までの資料による PIA と北日本気象官署の8月平均気温の相関係数を図示した。これによると、北海道南西部から三陸沿岸は $+0.7$ 以上の高相関となっている。そこで、今後北日本気温の指標として、図中の黒



第7図 流氷面積最大値，8月11日官署平均気温および8月三陸沖水温の年々の対応。

第2表 Correlation Coef. between PIA and T₁₁ or SST n=17(1966-82)

	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
T ₁₁ (-78)	.070	.394	.490	.496	.742	.189	.258
T ₁₁ (-82)	-.215	.163	.500	.143	.364	.106	.406
U-SST	-.375	-.415	-.204	-.050	.139	.292	.166
N-SST	-.312	-.038	-.017	.203	.206	.560	.464
S-SST	.121	.160	.149	.213	.299	.402	.406

第3表 Correlation Coef. between S-SST and T₁₁

		S-SST							AIR → SEA
		APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	
T ₁₁	n(yrs)	17	20	17	16	20	17	15	
	APR	.279	.217	-.003	.035	.373	.462	-.143	
	MAY	.033	.568	.656	.390	.464	.721	.177	
	JUN	.089	.192	.562	.391	.405	.530	.405	
	JUL	-.155	.186	.005	.570	.562	.214	-.201	
	AUG	-.010	.218	.068	.570	.751	.588	.182	
	SEP	.065	.088	.307	.285	.714	.806	.574	
	OCT	.024	-.021	.396	-.172	.065	.476	.852	
		SEA → AIR							

丸の11日官署の気温の平均値をとり、 T_{11} と表示することとした。また流氷融解水の太平洋側への流出の大部分が北ウルフ水道を經由することを考慮して、海面水温の指数としては第6図右下に示した U, N, S の各緯度経度1度柵目6個の海域の平均表面水温をとり、これらを U-SST(ウルフ沖), N-SST(根室沖), S-SST(三陸沖) と表示することとする。

第7図は1966年から1982年までの年々の PIA と8月の T_{11} と三陸沖水温 (S-SST) の対応をみたものである。PIA と T_{11} は1970~1976年の7年間は極めて良く対応しており、相関係数も +0.987 となっている。しかし、この関係も1979年以後は急激に悪くなっている。PIA と S-SST の対応は T_{11} のように極端に良い期間は無いが、平均的に良く対応しており、特に1979年以後は S-SST の方が良い。

北日本の暑夏年、冷夏年は殆ど亜熱帯高気圧の半球的な動静に支配されることからみて、1970~1976年の PIA と T_{11} の高相関は晩冬のオホーツク海の流氷勢力がこのように8月気温を規制すると考えるのは無理である。これら双方の現象を支配している大気環流の影響がたまたまこのようになったとみるべきである。しかし、PIA と S-SST のゆるやかな対応は流氷勢力の海水温への影響を示唆するものである。

PIA と各月の T_{11} 、各月各海域の SST の間の相関係数を第2表に示した。 T_{11} については、1978年までの資料では5~8月は高相関で、特に8月が +0.7 以上と良いが、1982年まで4年間追加するだけで相関は急激に落ちている。同様なことが PIA と S-SST の間にもみられる。すなわち、相関係数は1978年までの資料では7月; +0.662, 8月; +0.677 と高いが、1982年まで入れると第2表にみるように +0.3 以下に落ちてしまう。1966年から1982年までの17年間の資料(但し9月、10月は1981

年までの16年間)では相関係数は安定していないと推論される。

第2表から PIA と各 SST の関係を傾向的にみると、ウルフ、根室海域では4月、5月頃に負相関となり、盛夏期は三陸沖海域が +0.3 弱とやや良い他は有意な相関はみられず、9月、10月に根室、三陸沖両海域で高相関となっている。すなわち、流氷が多い年は、4月、5月にウルフ、根室海域は低水温となり、夏季は昇温して高水温に移行するが、その影響が安定して最大となるのは秋季であるといえよう。

ここで、夏季に温暖化する三陸沖水塊がはたして親潮系水塊かどうか問題となるところである。函館海洋気象台観測船 高風丸による1978年8月の観測値を T-S ダイアグラムに記入し、検討した結果、一部混合水塊の存在が推定される他は殆ど親潮水系と判定された。

4. 2. 三陸沖海水温と北日本気温

第3表は三陸沖水温と T_{11} の間の4~9月の各月の相関係数を表示したもので、資料年数は1982年(9月、10月は1981年)までの15~20年である。表の左上から右下にかけての斜線域の欄は同時相関で、春から秋に向かうに従って良くなっており、特に9月、10月は第2表同様に高相関となっている。この原因については筆者は次のように考える。

大気の半球的環流の季節推移よりみると、秋には10月

半ばすぎまで亜熱帯ジェット流はヒマラヤ山系の北側を流れており、一方北極から高緯度は冷却により周極寒冷うずが発達する。このため帯状流が卓越し、日本付近の気圧配置は年による大きな差異はみられない。反対に春から初夏にかけては日射による高緯度大気の変暖に伴って子午線流が卓越し、地上気圧配置の年による差異も著しく大きくなる。すなわち、春から初夏の頃には海水温よりも大気環流場の年による差が気温を大きく規制しており、秋には大気環流の年による差が小さくなり、それだけ水温と気温の関係が密になるわけである。

再び第3表にもどろう。対角線の斜線欄より下の欄は水温が翌月以後の気温に影響を及ぼすものを示しており、上の欄は逆に気温が水温に影響することを表している。このようにみると、7月、8月は水温が翌月の気温に大きく影響を及ぼしていることが分かる。また程度はやや劣るが、8月、9月の気温は翌月の水温に作用していることが定性的に云える。ここで特異なのは、5月気温が6月水温、9月水温に $+0.6 \sim +0.7$ の高相関を有していることである。特に9月の正相関は表中の上下、左右の欄の数値からみて、規模も大きく安定したものと推定出来るが、その原因については不明である。

以上述べて来たことから考察するに、「流水が春季から秋季の海水温に作用し、次に海水温が気温に影響を及

ぼしている」ことは確かであり、またそのように考えるのは論理的に無理がない。しかし、第2表にみるようにPIAと秋の海水温の相関係数が $+0.5$ 前後ということから考えて、PIAと夏季の T_{11} の相関は、今後資料年数が増加して安定しても、 $+0.4$ 程度のものであろう。「オホーツク海の流水面積最大値が夏から秋の海水温、北日本気温に正相関の関係を有する」ということは定性的ながら明言出来る。

文 献

- 赤川正臣, 1980: オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連, 海と空, 55, 169-181.
 Mahrt, L.J. and W. Schwerdtfeger, 1970: Ekman spirals for exponential thermal wind, Boundary-Layer Met., 1, 137-145.
 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪, 札幌気象100年記念論文集, 31-49, 札幌管区気象台.
 西山勝暢, 1982: 北日本海区のテレコネクションについて, 日本気象学会北海道支部だより, 27, 52-53.
 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構, 気象庁研究時報, 25, 65-77.
 Taylor, G.I., 1915: Eddy motion in the atmosphere, Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A 215, 1 26.

4. 大気と海水の相互作用 “大気大循環への影響”

片山 昭*

1. はじめに

極洋の海水は大気大循環または気候形成の上で重要な役割を荷なっている。海水は陸水と異なり著しい季節変化を示すと共に、年々の消長も激しい。海水域の変動が大規模な大気の大循環にどのような影響を及ぼしているのだろうか。古くから多くの研究がなされているが、局所的な関係は別として大規模大気場との関係について確定的な結論を得たものはないと考えてよからう。ここでは、この間の事情について報告し、その理由についても考えて見たい。

2. 海水の気候への影響要因

海水域の変動は、以下の過程を通じて大規模大気場や気候に影響を与え得る：

i) 海面のエネルギー収支。海面に氷が張る事により、海水と大気との直接の接触を断ち、顕熱および潜熱の交換を著しく抑制すると共に、表面粗度の減少により運動量の交換も少なくなる。またアルベードは海水面の8%前後から海水面の40%以上と増大し海洋表層による日射の吸収も著しく減少する。すなわち、海水の有無は海面周辺の熱収支に顕著な影響を及ぼすことは明らかである。そのため、海水原の縁辺部では大気の変暖冷却に強いコントラストを生じ、傾圧帯が形成され低気圧活動

* Akira Katayama, 神戸海洋気象台(前 気象研究所)