

北極チュクチ海氷域における大気～海洋間の運動量 および熱輸送観測

佐々木保徳*¹ 内藤 玄一*² 落合 健*²

著者らは、氷海と大気間の熱収支を運動量収支とともに推定するために、チュクチ海において熱と運動量の輸送量観測を行った。観測した熱は、長短波放射熱と潜顕熱である。観測は、ラジオゾンデ、超音波風速計、長短波放射計、およびその他の温度計や風速計等を用いて行った。

チュクチ海における氷野の抵抗係数と空気力学的高度は、海水表面の粗度を反映して、それぞれ $1.7\sim 8.9\times 10^{-3}$ と $0.017\sim 6.0\text{cm}$ の範囲の値であったが、これら空気力学的過程における値が小さくなる場合は、新雪によるものであると考えられる。

潜熱、顕熱とも正味上向きの流れを示している。これらの熱流は、大気的不安定性により生じる対流により生じると考えられる。

放射は天気状態に最も影響される。曇天の場合は、大気乱流混合はさほど小さくなく、正味の放射熱は潜顕熱を十分補償すると考えられるが、晴天の場合は、大気的不安定性が大きく、大気乱流混合が熱輸送に最も大きく寄与している。

キーワード：氷海，大気，熱収支，チュクチ海，熱量，運動量，潜熱，顕熱，大気乱流

Observation of Momentum and Heat Transfers between Ocean and Atmosphere in the Arctic Marginal Sea, Chukchi Sea

Yasunori SASAKI*³ Gen'ichi NAITO*⁴
Takeshi OCHIAI*⁴

Authors made an observation of heat and momentum transfer processes in the Chukchi Sea to estimate heat balance along with momentum transfer between ice sea and the atmosphere. The observed heats are long and short wave radiation heats and sensible and latent heats. The observation was made using a radio sonde, an ultrasonic anemometer, long and short wavelength radiometers, and other thermometers and anemometers.

Drag coefficient and aerodynamic height show wide ranges of $1.7\sim 8.9\times 10^{-3}$ and $0.017\sim$

* 1 海洋観測研究部

* 1 Department of Geoscience, National Defense Academy Japan

* 3 Marine Research Department

* 4 Department of Geoscience, National Defense Academy Japan

6.0cm, respectively, reflecting high variability in ice surface roughness, however, we consider that smaller values in dynamic processes are attributed to new snow cover.

Both sensible and latent heats show a net upward flux. These heat flows are considered to rise with the atmospheric convection caused by atmospheric instability.

The radiations are most affected by weather conditions. Net radiation seems to compensate the sensible and latent heats sufficiently in cloudy condition in which atmospheric instability occurs less frequently, but atmospheric vortex seems to make the largest contribution to heat transfer under clear skies in which atmospheric instability is most likely to occur.

Key words : momentum, heat, transfer, Chukchi Sea, radiation, sensible heat, latent heat

1 はじめに

北極の海水変動は、北半球の気象や気候に大きな影響を与えるものの一つである。無論のこと、海水変動の影響は直接的には大気との相互作用を通じて現れるが、この相互作用にも多くの過程がある。それらは、相互に関連しあっているが、例えば、熱輸送過程、水蒸気輸送過程、運動量輸送過程などがある。

また、当然のことながら、この大気～氷海間の相互作用は、海水変動が激しい海域ほど著しいと予想され、北極海では縁海域がこれにあたる。しかし、これまでの氷海における大気～氷海間での運動量や熱収支に関する観測報告は数例で、ほとんどないに等しく、特に、北極の海水域における報告が少ない。

そこで、本研究は、1994年に、北極海の縁海の一つであるチュクチ海において実施した観測のうち、特に運動量と熱の輸送過程に着目し、海水変動や気象変動がこの過程に与える影響を明らかにすることを目的として実施したものである。

2 理論

観測した熱は、上下向長波放射熱、上下向短波放射熱、潜熱、および顕熱である。このうち、長短波放射熱は、放射計により直接測定が可能であるが、顕熱および潜熱は、以下に述べる傾度法により間接的に推定した。

2.1 顕熱及び潜熱の推定法

ゾンデ観測による大気のプロファイル・データが得られれば、大気の安定度を(1)式のリチャードソン数 R_i により評価できる。

$$R_i = \frac{g \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z}}{\left[\frac{\partial U}{\partial z} \right]^2}$$

$$= \frac{g \cdot \frac{\Delta \Theta}{\Delta z}}{\left[\frac{\Delta U}{\Delta z} \right]^2} \quad (1)$$

ここで、

Θ : その高度における気温(K)

g : 重力加速度(m/s²)

$\Delta \Theta / \Delta z$: 気温の鉛直勾配

$\Delta U / \Delta z$: 風速の鉛直勾配

である。

本観測では、超音波風速温度計との比較のため、勾配を計算するための2高度は2mと3mとした。そして、2高度の中間高度である2.5mにおけるリチャードソン数 $R_{i,2.5}$ を求め、

$$|R_{i,2.5}| \leq 0.01 \quad (2)$$

の条件を満たすものを中立とする。そして、この条件を満たすデータを抽出し、風速の対数分布から、空気力学的粗度 z_0 と、勾配 κ/u_* を求める。ここで、 κ はKarman定数で、0.4とする。また、 u_* は摩擦速度である。これから、運動量フラックス τ が、(3)式により求められる。

$$\tau = \rho \cdot u_*^2 \quad (3)$$

ここで、 ρ は空気密度(kg/m³)である。

したがって、平均風速 U の測定高度での抵抗係数 C_d は、(4)で与えられる。

$$C_d = \tau / \rho \cdot U^2 \quad (4)$$

高度10mにおける抵抗係数 $C_{d,10}$ を計算するためには、高度10mでの平均風速 U_{10} を上式に代入すればよい。本研究では、 C_d と $C_{d,10}$ の関係は、およそ(6)式のとおりである。

$$C_d = 0.7 C_{d,10} \quad (5)$$

また、

$$u_*^2 = \frac{K_m \cdot \Delta U}{\Delta z} \quad (6)$$

の関係から、運動量の拡散係数 K_m を計算により求めた。なお、 $R_{i,2.5}$ はすべて負の値であり、大気は中立よりもやや不安定な状態であった。

拡散係数は、中立という仮定をすれば、

$$\frac{K_h}{K_m} \doteq \frac{K_e}{K_m} \doteq 1 \quad (7)$$

の関係を用いることができる¹⁾。ここで、

K_h : 顕熱の拡散係数

K_e : 水蒸気の拡散係数

である。

これらの式から、傾度法を用いると、熱輸送量 Q および諸誘発量 E は、(8)式および(9)式で推定される。

$$Q = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z_2}{z_1} \right]^2} (U_2 - U_1) (\Theta_1 - \Theta_2) \quad (8)$$

$$\frac{E}{\rho} = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z_2}{z_1} \right]^2} (U_2 - U_1) (q_1 - q_2) \quad (9)$$

ここで、 q は比湿 (g/kg) である。

$U_1, U_2, \Theta_1, \Theta_2, q_1, q_2$ には、4高度から得られる分布線上の値を使用するため、実際の観測値ではない。添字1, 2は、それぞれ高度2mおよび3mでの値であることを示す。

また、本来ならば、 Θ は温位である。そこで、温位を使用して計算した場合との差を考える。プロファイルにおいては、各高度ごとの気圧を測定していないので、観測船の気圧計(海面高度2.4m)の値 $p_{2.4}$ とゾンデ観測から得られたデータを合わせて、風速計および温湿度計のそれぞれの高度の気圧を、hPa単位で以下のように近似した。

$$p_{2.14} = p_{2.4} \quad (10)$$

$$p_{3.34} = p_{2.4} - 0.1 \quad (11)$$

$$p_{5.64} = p_{2.4} - 0.5 \quad (12)$$

$$p_{9.09} = p_{2.4} - 1.0 \quad (13)$$

そして、温位 θ を、(14)式により計算した。

$$\theta = \Theta \left[\frac{1000}{p} \right]^{0.286} \quad (14)$$

その結果、勾配は負で、傾きが若干鉛直に近づくものの大きな変化はなく、絶対値にもほとんど差はない。したがって、温位の代わりに気温を用いても誤差は無視できるが、温位に換算すれば、安定度はやや中立に近づく

ので、

$$|R_{i,2.5}| \leq 0.01$$

の範囲に入る観測例はやや多くなる。

熱輸送量と蒸発量の式(8)および(9)より、顕熱フラックス H は(15)式で推定できる。

$$H = c_p \rho Q \quad (15)$$

一方、バルク法を用いると、顕熱フラックス H および潜熱フラックス lE は、(16)式および(17)式で求められる。

$$H = c_p \rho Q (\Theta_s - \Theta) \quad (16)$$

$$lE = l \rho C_e U (q_s - q) \quad (17)$$

そこで、傾度法を用いて得た H と lE から、顕熱輸送および水蒸気輸送のバルク係数 C_h, C_e を求めることができる。ここで、

$$c_p \text{ (空気の比熱)} = 1004.7 \text{ (J/kg} \cdot \text{K)}$$

$$l \text{ (蒸発の潜熱)} = (2.5008 - 0.0023 \Theta) \times 10^{-6} \text{ (J/kg)}$$

(Θ : °C)

s : 地表面を表す添字

である。

2.2 長波放射熱および短波放射熱の測定法

1994年の観測では、その測定値に較正不可能なデータがあったため、近藤ら(1991)の下向大気放射量の推定方法を用いて、日平均下向大気放射量を求めた。推定した放射量は、1993年の下向大気放射量と比較して、適正な値であると考えられる。

放射収支および熱収支は、それぞれ(18)式および(19)式で求める。

$$R_n = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (18)$$

$$R_n - H - lE - B = 0 \quad (19)$$

ここで、

R_n : 正味の放射量

S : 短波放射

L : 長波放射

\downarrow, \uparrow : それぞれ下向きおよび上向きの方向を示す添記号

B : 熱輸送量残差で、海水あるいは海水中での熱輸送および融解等の潜熱過程における熱

である。

$S \uparrow$ は、アルベドメータで得たアルベド値を α とすると

$$S \uparrow = \alpha S \downarrow \quad (20)$$

となる。また、 $L \uparrow$ は、地表面温度から、Stephan-Boltzmannの法則

$$L \uparrow = \sigma \Theta_s^4 \quad (21)$$

を用いて推定できる。ここでは、放射率は1とした。今

回, θ_s は主として, 海氷面の温度である。厳密には, 海水と海氷が混在しているのので, 別々に取り扱うべきであるが, 複雑さを増すので, 面積割合の大きい海氷の値を使用した。ただし, 赤外放射温度計の視野と風による船の移動の影響で, 得た値にややバラツキがある。アルベドの平均値は, 1993年は0.87, 1994年は0.80であった。

3 観測, データ, および解析法

チュクチ海の観測は, 1994年9~10月に, 図1に示す北極海の縁海であるチュクチ海において, アラスカ大学を運航する耐氷船「アルファ・ヘリックス号」を用いて実施した。観測は, 海氷密接度が約80%で, 風上に十分な吹送距離をもつ海域において実施した。写真1は, 使用した観測船である。また, 写真2および3は, それぞれ, 水上風および気温を観測中の超音波式風速計, および風速, 湿度並びに気温を観測中の温湿度計である。

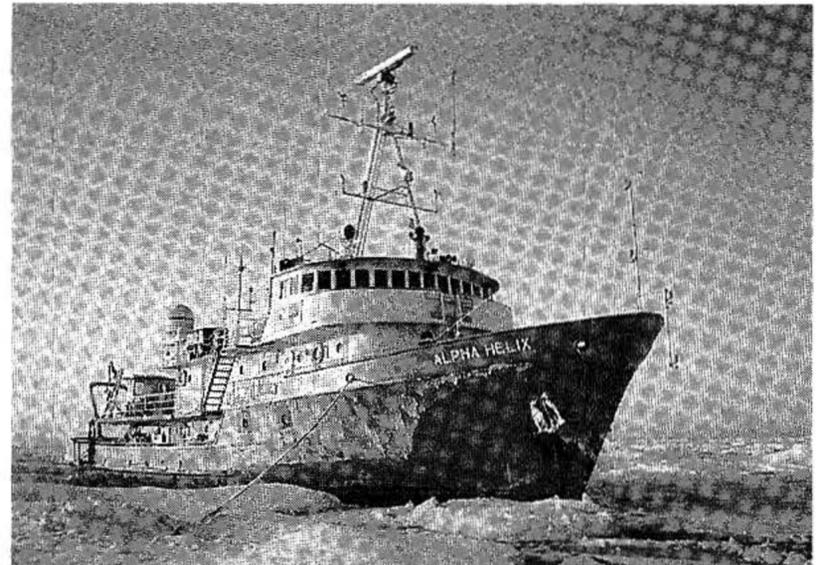


写真1 アラスカ大学の観測船「アルファヘリックス」
Photo 1 Research vessel of University of Alaska
「Alpha Helix」.

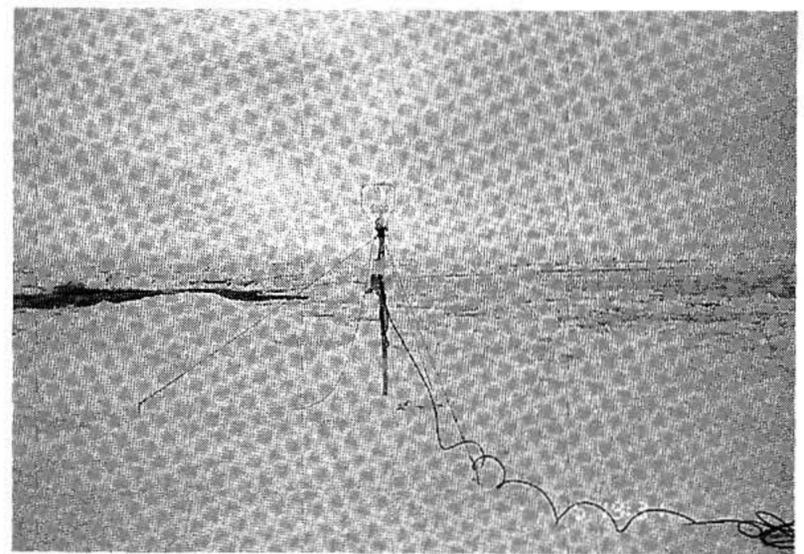


写真2 超音波風速計による氷海の風観測
Photo 2 Wind observation with ultrasonic anemometer in ice sea.

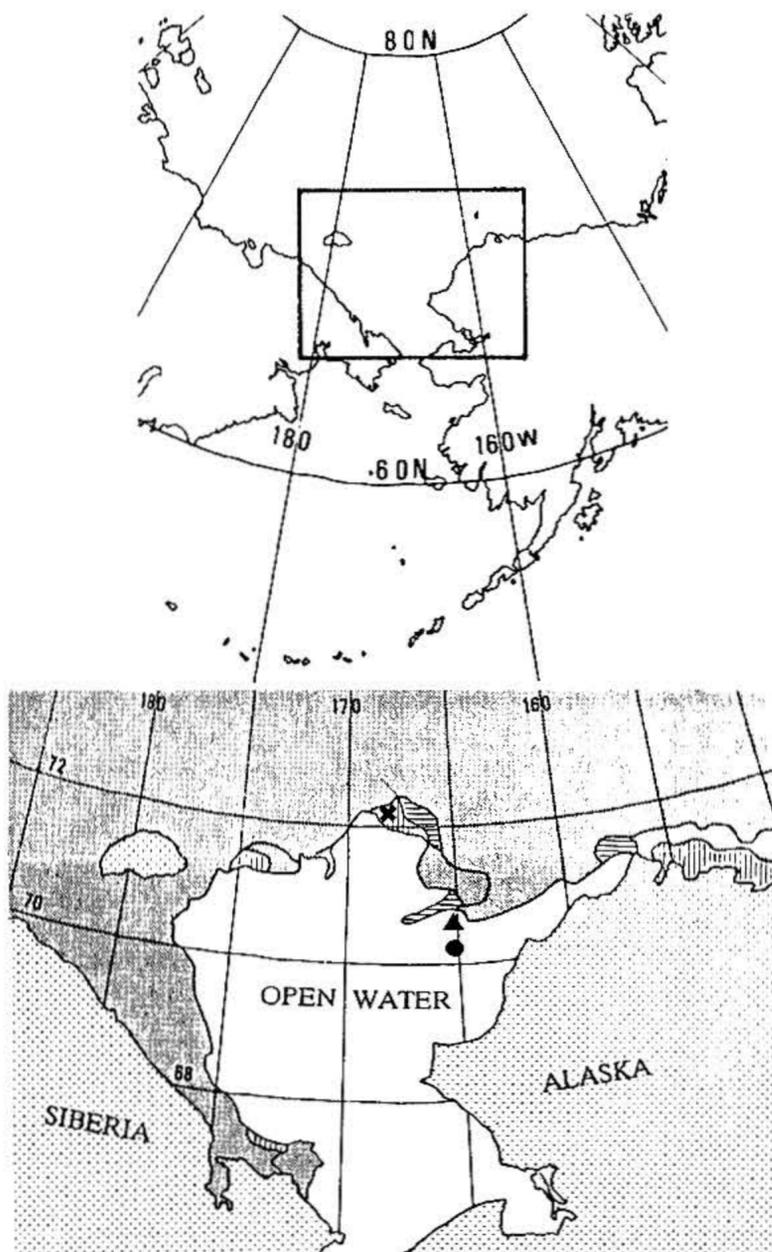


図1 チュクチ海の海水分布密度 (1994年10月3日)
Fig. 1 Ice concentration of the Chukchi Sea. (3 Oct. '94)

- | | |
|--------|-----------|
| □ 1-3 | × 28 Sep. |
| □ 4-6 | ▲ 4 Oct. |
| □ 7-10 | ● 5 Oct. |

これらにより直接観測した項目は, 風向, 風速, 気温, 湿度などである。また, 船上からオメガゾンデを放球し, 気圧, 気温, 湿度, 風向, 風速を観測した。これらの値は, 10秒間平均値とし, 地表から約2000m付近までの温位, 比湿, およびリチャードソン数を求めた。リチャードソン数の計算は前述のとおりで, 温位を用いて計算した。計算は, 約40~100mの高度間隔とした。

4 結果および検討

4.1 運動量輸送

氷海における大気~海洋間の熱収支に密接に関係し, 熱収支推定に必要なパラメータの決定に不可欠の運動量輸送の観測結果から述べる。

直接法による観測と, プロファイルによる観測から得られた地形パラメータの値を表1に, 過去の観測例との比較として示す。本観測による値は, 他の報告値と比較

して、抵抗係数、地表面粗度ともにはるかに大きな値となっているが、これは、海氷野上の凹凸の大きさの違いによると考えられる。本観測では、平坦で薄い若年氷から大きな凹凸を持つ多年氷まで、すべてを対象としてお

り、抵抗係数 C_d および空気力学的粗度 z_0 は以下のとおりである。

$$C_d = 1.7 \sim 8.9 \times 10^{-3}$$

$$z_0 = 0.017 \sim 6.0 \text{ cm}$$

そして、これらは、氷野の凹凸パラメータの全範囲をカバーしているものと考えられる。

プロファイル観測から計算した運動量フラックスと同時に測定した超音波風速温度計のデータから得られるそれとを比較したものが図2である。両観測が、厳密に同時に実施された例は4例のみである。プロファイル観測から得られた値の方が若干大きい、全体的にほぼ一致



写真3 船首における風速計及び温湿度計を用いたプロファイル観測の状況（上から海面高度9.09m, 5.64m, 3.34m, 2.14m）

Photo 3 Observation of heat and momentum transfers between ice-sea surface and atmosphere at the bow with combination of ultrasonic anemometer and thermohyrometer (profile observation).

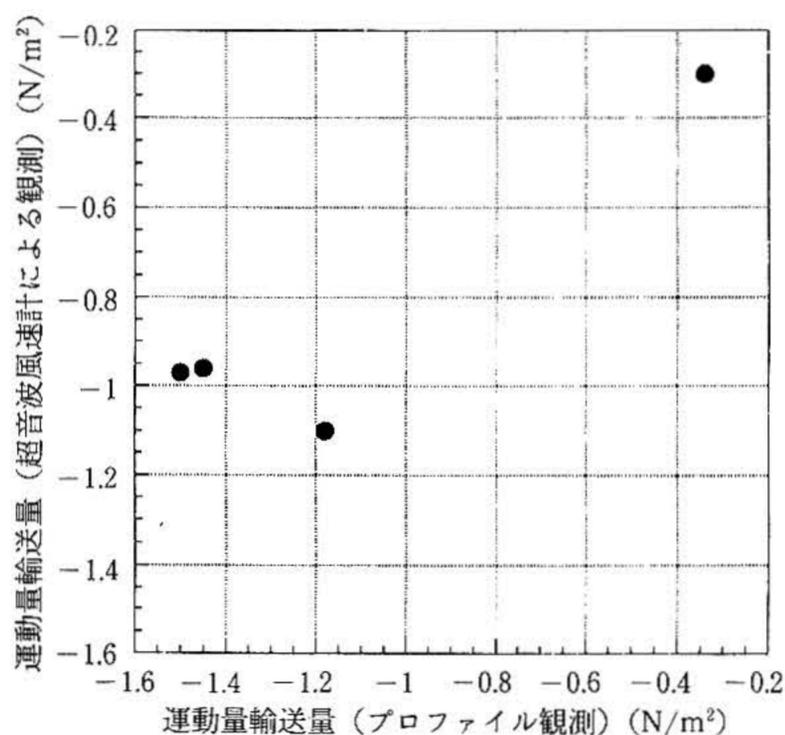


図2 プロファイル観測と超音波風速温度計による観測から得られた運動量輸送量の比較

Fig. 2 Comparison of transferred momentum between profile and ultrasonic measurements.

表1 海氷野での地形パラメータの観測結果

Table 1 Topographic parameters observed in ice sea

Location	$C_d \times 10^3$	z_0 (cm)	Year	Reference
Chukchi Sea				Present observation
Pack ice	5.89		28 Sep 1994	
"	3.56	0.37	04 Oct 1994	
Pack & Grey ice	7.94	4.30	05 Oct 1994	
Pack & Pancake ice	3.66	0.35	"	
Pancake ice	2.07	0.040	"	
Robeson Channell	1.65	0.053	1974	Banke et al. (1976)
Beaufort Sea	1.38	0.021	1975	"
	1.57	0.041	"	
	1.62	0.048	"	
Monbetsu Coast				Naito et al. (1992)
Pack ice	3.30	1.00	Feb 1991	
Flat ice	1.90	0.11	"	
Grease ice	1.33	0.016	"	

しているとみてよい。

次に、平均風速と抵抗係数の関係を図3に示す。平均風速と乱流強度との関係を図4に示す。開水面で発生、発達する風浪に対する、高度10mでの抵抗係数は、平均風速8~20mでは、 $C_d = 1.3 \sim 1.7 \times 10^{-3}$ 、乱流強度はおよそ0.12である (Naito et al., 1992)。したがって、本観測での抵抗係数は、全体的に大きな値を示す一方、乱流強度は小さめである。海水野の地形には激しい凹凸があり、その表面には新しい積雪が10cm以上あった。一般に新雪は、抵抗係数、乱流係数、乱流強度をともに小さくする効果があるとされているが、抵抗係数は新雪の効果を上回る地形の影響を受けていると考えられる。

図5は、1994年10月4~5日のプロファイル観測の代表例である。風速には、ほぼ対数分布になるものと、上

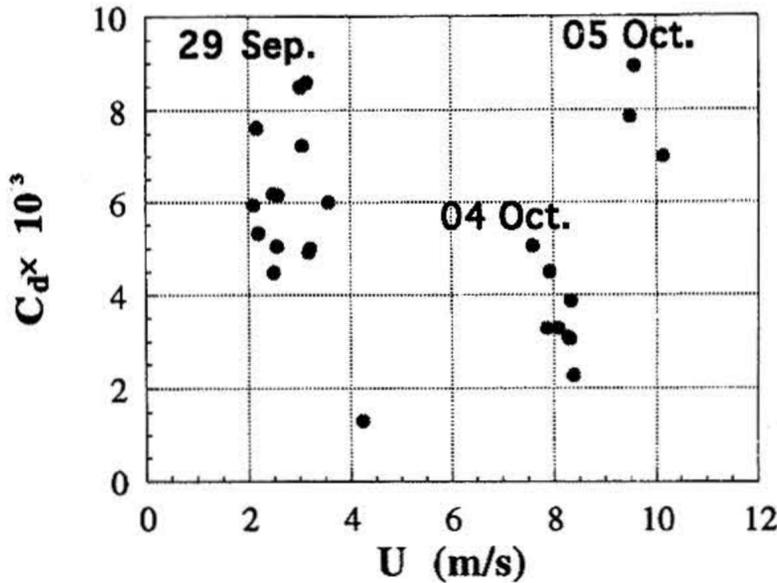


図3 平均風速 (U) と抵抗係数 (C_d) の関係
Fig. 3 Relationship between mean wind velocity (U) and drag coefficient (C_d).

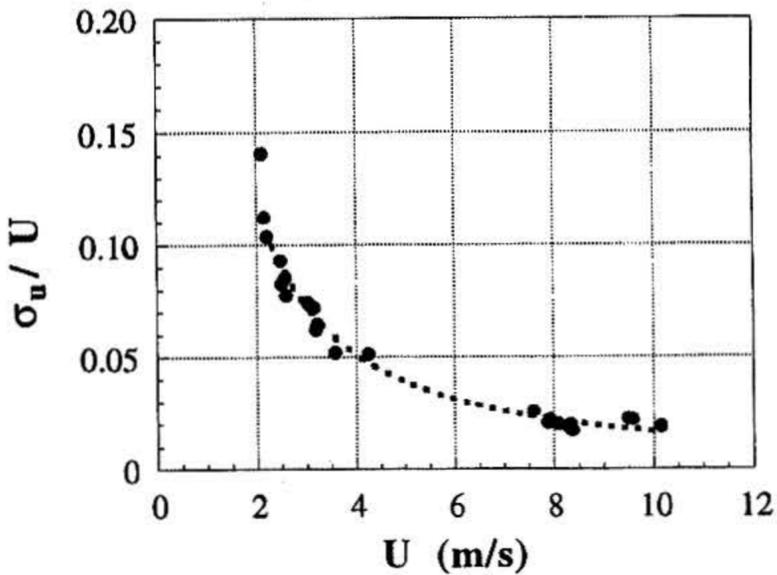


図4-1 平均風速と乱流強度 (南北方向成分) の関係
 σ_u : 風速の南北方向成分の標準偏差
Fig. 4-1 Relationship between mean wind velocity (U) and longitudinal component of intensity of turbulence (U/σ_u).

に凸になり、風速分布に限り安定性を示すものがあることがわかる。一方、気温(温位)は、常に負の勾配を示し、その結果リチャードソン数はすべて負となる。大気はやや不安定傾向を示すという特徴がある。これは、面積としては小さいが、開水面が存在するために、局地的な対流不安定が生じているためと考えられる。海水縁辺部における接地境界層の特徴的構造であろうと考えられる。なお、図6は、ゾンデ観測から求めた温位とリチャードソン数の鉛直構造を示したものである。

4.2 熱収支

熱輸送量に関する観測結果を、これまでの報告例と比較したものが表2である。本観測においては、顕熱、潜

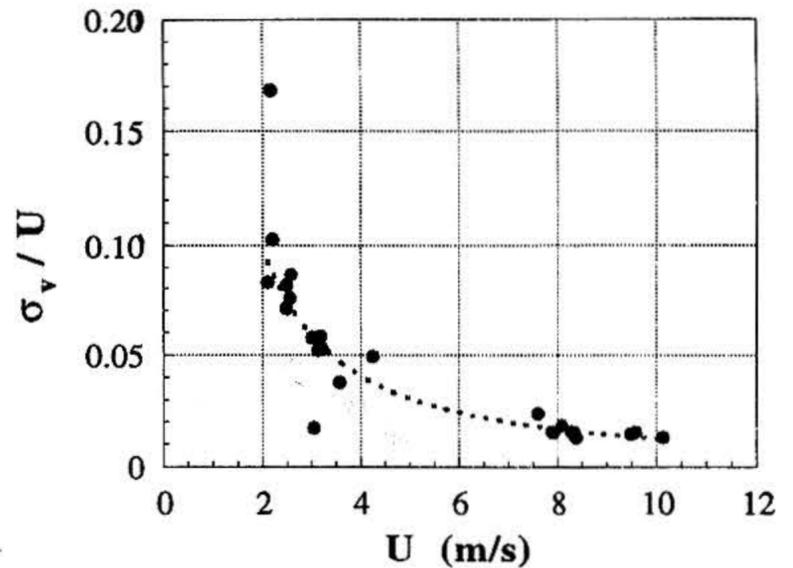


図4-2 平均風速と乱流強度 (東西方向成分) の関係
 σ_v : 風速の東西方向成分の標準偏差
Fig. 4-2 Relationship between mean wind velocity (U) and lateral component of intensity of turbulence (U/σ_v).

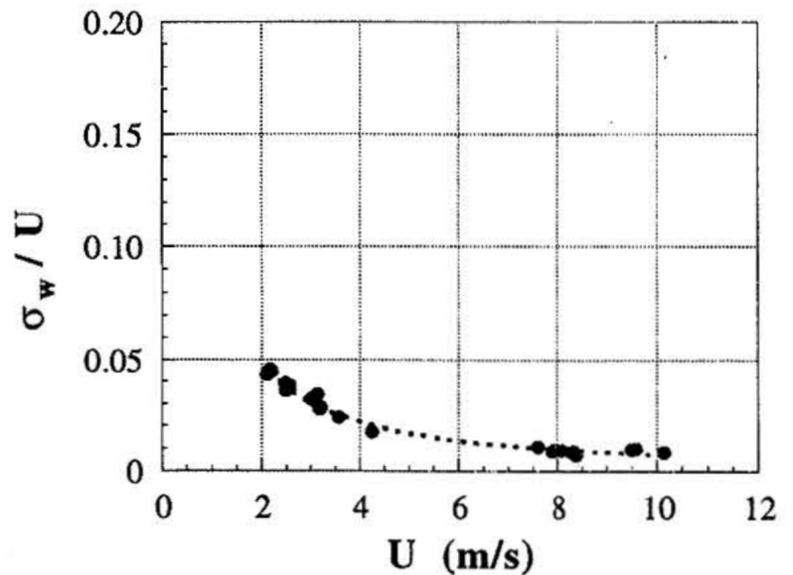


図4-3 平均風速と乱流強度 (鉛直方向成分) の関係
 σ_w : 風速の鉛直方向成分の標準偏差
Fig. 4-3 Relationship between mean wind velocity (U) and vertical component of intensity of turbulence (U/σ_w).

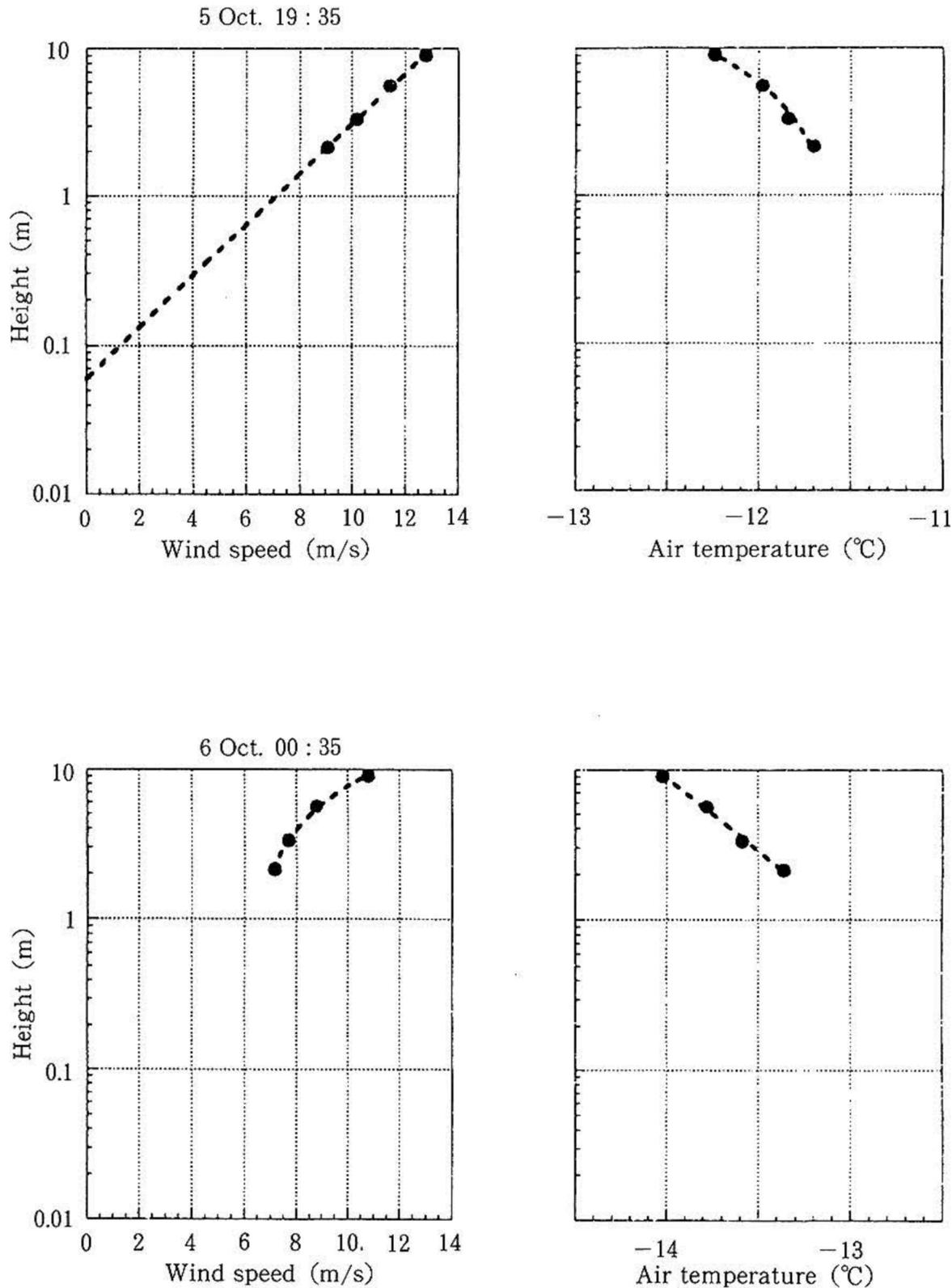


図5 プロファイル観測の例
 平均風速が対数分布の例（上）と上に凸の形の例（下）
 Fig. 5 Example of profile measurement. Top figure shows logarithmic profile and bottom figure shows upward curved profile in wind speed.

熱フラックスともに、上向き大きな値を示しており、対流不安定によって、地表面から大気へ熱が大量に輸送されていることがわかる。潜熱の放出は、海表面を冷却し、海氷の生成に寄与する。また、極域で、9月下旬～10月上旬にかけて氷縁が急速に南下するのとは一致する。

長短波放射量と、Stull (1988) による快晴時の下向き短波放射量の理論値との比較を図7に示す。下向き大気放射量は近藤ら (1991) の推定方法を使用して見積もり、正味量として得た。図には、協定世界時UTCと地方時LATを併記した。 L_n は正味の長波放射量の値である。熱収支は、表のごとく、顕熱・潜熱の上向き輸送を

補うように、海水や海中から表面に向かって熱が大量に輸送され、全体の熱平衡が保たれていることがわかる。10月4日の完全な曇天時には、正味の放射量はやや大きな値となり、顕熱・潜熱の上向き輸送を抑制する方向に働いているように見える。日射がある場合には、正味の放射量に比して、乱流による熱輸送量の絶対値が大きく、極地における熱輸送が重要な役割を果たしていることがわかる。これらの結果は、Maykut (1978) の計算結果ともほぼ一致している。

ところで、内藤ら (1994) が、2～3月にサロマ湖および紋別沿岸でのデータと比較すると、輸送量の大きさ

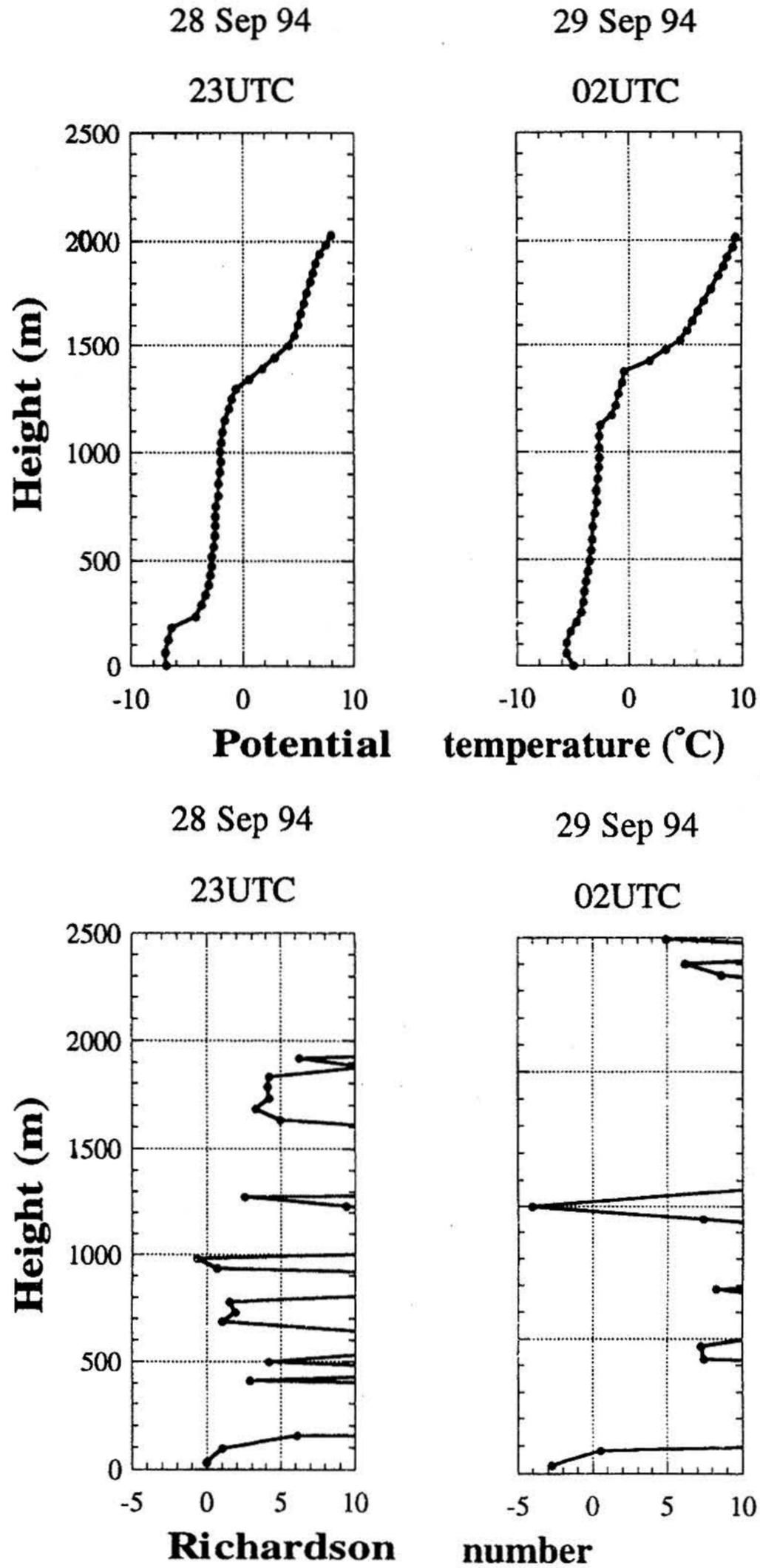


図6 1994年9月28~29日のゾンデ観測から求めた温位とリチャードソン数の鉛直構造
 Fig.6 Vertical profile of potential temperature and Richardson number from Sonde observation in 28-29 Sep., 1994.

のみならず、輸送方向にも違いがある。これは、極地観測の時期は秋から冬にかけての海水の成長期であった

が、紋別での観測の時期は、春先の海水の後退時期であったという、季節の違いもあるものと考えられる。海

表2 海水野での熱及び水蒸気輸送の観測結果 (W/m²)

Table 2 Observed results of heat and water vapor transfers in ice field (W/m²)

Location	Rn	H	LE	Balance	Year	Reference
Chukchi Sea						Present observation
Pack ice	48 ↑	45 ↑	20 ↑	113 ↑	04 Oct 1994	
Pack & Grey ice	8 ↑	114 ↑	48 ↑	170 ↑	05 Oct 1994	
Pack & Pancake ice	5 ↓	73 ↑	49 ↑	117 ↑	"	
Pancke ice	12 ↓	102 ↑	48 ↑	138 ↑	"	
Lake Saroma	26 ↓	8 ↓	16 ↑	18 ↓	Mar 1990	Naito et al. (1994)
Monbetsu Coast	13 ↑	9 ↓	2 ↑	6 ↑	Feb 1991	"
Arctic sea ice						
ice thickness 0.05m	26 ↑	142 ↑	50 ↑	218 ↑	01 Oct (estimated)	Maykut (1978)
Antarctic pack ice						
ice concentration > 85%		89 ↑	28 ↑		midwinter (estimated)	Weller (1980)
85 > ice concentration > 15%		152	37 ↑		"	

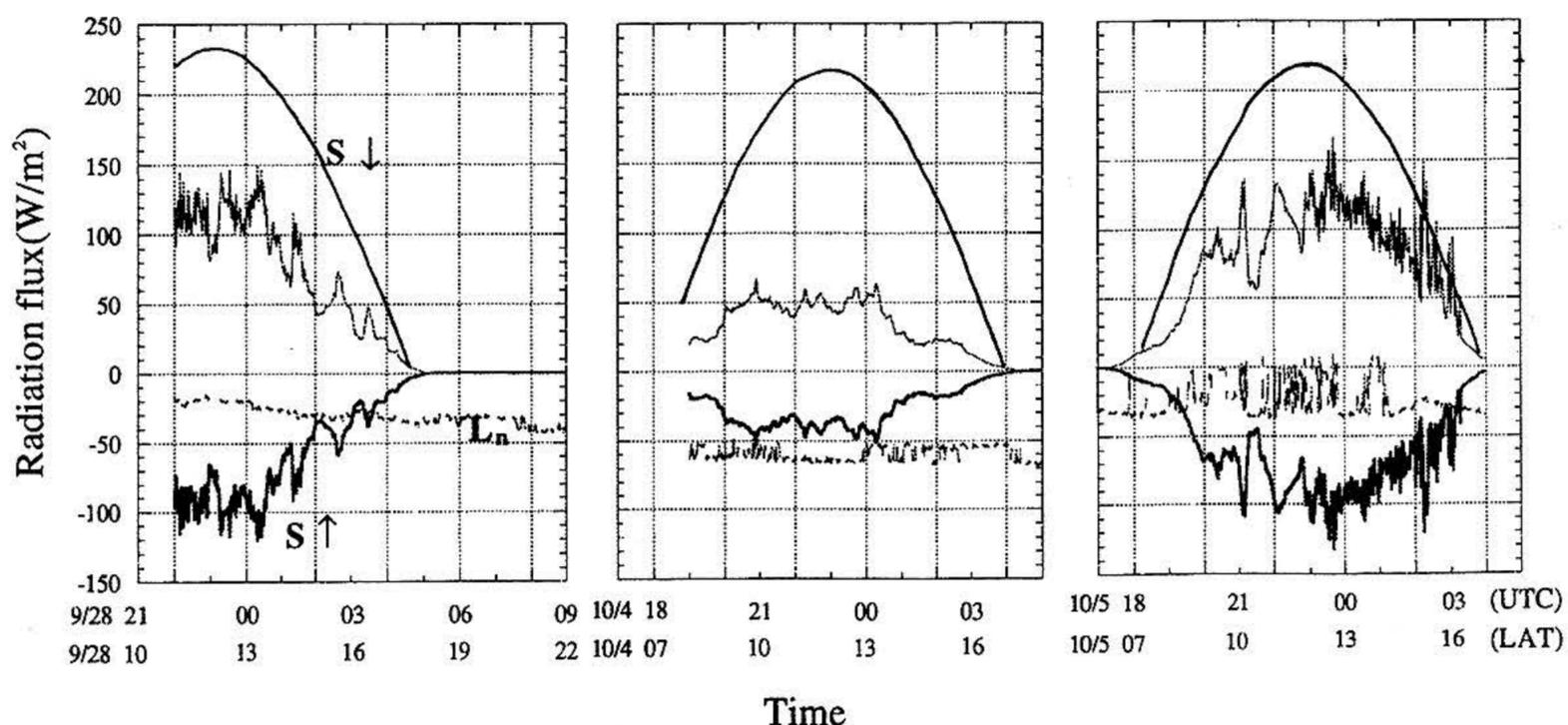


図7 1994年9月28日, 10月4日, 5日の長短波放射 時刻は協定世界時と地方視時を表示してある。

Fig. 7 Long- and short-wave radiations on Sep. 28, Oct. 4 and 5, 1994. Both UTC (Coordinated Universal Time) and LAT (Local Apparent Time) are used.

洋上と沿岸域, 高度域と中緯度域という場所の違いによる条件の違いもあるかもしれない。いずれにせよ, 今後さらに十分なデータによる比較, 検討が必要であろう。

5 結論

- (1) 海水面上での超音波風速計観測および船首でのプロファイル観測から求めた運動量輸送量はほぼ一致した。このことは, 直接法と比較して, 比較的容易なプロファイル観測法でも極域での運動量輸送観測が十分可能であることを示している。
- (2) 海水面のシアーストレスを平均風速から与えることができる。チュクチ海域では, 抵抗係数 C_d の大きさは, $1.7 \sim 8.9 \times 10^{-3}$ であると推定される。

- (3) 風速, 気温の鉛直プロファイルには特徴が見られる。風速分布は安定度が中立または安定の状態しかなく, 不安定状態は見られない。しかし, 気温のプロファイルはすべて負の勾配を示す。中～低緯度の陸地面上のプロファイルとは異なる様子を示す。
- (4) 顕熱および潜熱のフラックスは, ともに上向き大きな値を示す。これは, 比較的水温の高い開水面の影響により, 大気が局地的に不安定になるためである。この不安定傾向は, 少なくともこの時期の流水縁辺部においては一般性があると考えられる。
- (5) 熱収支では, 顕熱および潜熱としての輸送される熱量を補うため, 海水あるいは海水中から地表面へ向けて大量の熱が輸送されている。曇天の場合に

は、正味の放射量はやや大きな値となるが、日射がある場合には、正味の放射量は小さくなる。

6 おわりに

この観測は、短時間の観測であったことと、初めての観測であり十分なる比較データの蓄積がないため、平均的な状態の 대기～海洋～海水間相互作用を十分とらえているとは言えない。しかし、海水が成長する時期に氷野をわたる風が、運動量および熱の輸送過程において果たす役割が重要であることは十分に理解できた。特に、乱流によるそれらの輸送量は予期された以上に大きく、極域でのそれらの輸送過程の重要性を知るには十分であった。かかる観測は事例が非常に少なく、今後も観測の継続的实施が望まれる。

参考文献

- 1) Banke, E.G., Smith, S.D. and Anderson, R.J. (1976): Recent measurements of wind stress on Arctic sea ice. *J. Fish. Res. Board Can.*, **33**, 2307-2319.
- 2) Banke, E.G., Smith, S.D. and Anderson, R.J. (1980): Drag coefficients at AIDJEX from sonic anemometer measurements. In *Sea Ice Processes and Models* (R.S. Pritchard, Ed.) University of Washington Press, Seattle, Washington, p. 430-442.
- 3) Brümmer, B., Busack, B., Hoerber, H. (1994): Boundary-layer observations over water and arctic sea-ice during on-ice air flow. *Boundary-Layer Meteorol.*, **68**, 75-108.
- 4) Garratt, J.R. (1992): *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, 316 pp.
- 5) 国立極地研究所 (1988): 南極の科学 3 気象. 古今書院, p. 97-108.
- 6) Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **9**, 91-112.
- 7) 近藤純正・中村 亘・山崎 剛 (1991): 日射量及び下向き大気放射量の推定. *天気*, **38**, 41-48.
- 8) Macklin, S.A. (1983): Wind drag coefficient over first-year sea ice in the Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2845-2852.
- 9) Maykut, G.A. (1978): Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3646-3658.
- 10) McBean, G. (1986): The atmospheric boundary layer. In *The Geophysics of Sea Ice* (N. Untersteiner, Ed.) NATO ASI Series, Plenum, NY, 283-337.
- 11) Naito, G., Sasaki, Y., Nakamura, H. (1992): Turbulent structure of wind flow over ice-covered sea surface. *J. Wind Eng. and Ind. Aerodynamics*, **41-44**, 283-294.
- 12) 内藤玄一・佐々木保徳, 他北極圏研究グループ, 村治能孝, 小山 登 (1994): 高緯度海域での大気と海洋間の熱収支—オホーツク海とベーリング海における観測—. 北極圏総合研究シンポジウム論文集, 105-110. 科学技術庁・海洋科学技術センター
- 13) National Aeronautics and Space Administration (1992): *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-microwave observations and analysis*. 290 pp.
- 14) Stull, R.B. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- 15) 竹内清秀・近藤純正 (1981): 大気科学講座 1 地表に近い大気. 東京大学出版会, 226 pp.
- 16) Weller, G. (1980): Spatial and temporal variations in the south polar surface energy balance. *Mon. Weather rev.*, **108**, 2006-2014.

(原稿受理: 1995年5月8日)