
 報 告

昭和基地における下向長波長放射による雲量推定

山本 浩嗣*

1. はじめに

極域の大気境界層におけるエネルギー収支において、日射のない極夜期は特に下向長波長放射の寄与が重要であり、雲の果たす役割は大きい。昭和基地での雲の目視観測は3時間ごとに行われているが、極夜期においては薄暮の時間が長く、この時間帯に薄い上層雲が現れると、極寒のもとで雲を観測するのに特に労力を要する。そこで、目視観測の一助となる可能性を探るため、最初の取り組みとして、自動観測を行っている下向長波長放射及び地上気象データを用いてどの程度の精度で雲量推定が可能か調査を行った。

極域に限らず一般に、下向長波長放射の精度のよい観測は容易とはいえず、観測点も少ない。そこでいろいろな場所で、地上気温、湿度を用いた経験式により、下向長波長放射の推定が行われてきた (Brunt ほか)。昭和基地、みずほ基地では、それぞれ川口 (1979a)、Yamanouchi and Kawaguchi (1984) が下向長波長放射の観測値に合わせて、Brunt (1932) の経験式の係数の調整を行っている。過去、世界各地で様々な条件の下、多数の経験式の評価が行われているが、結果はそれぞれ異なる。

経験式は、下向長波長放射が得られない場所で簡易に下向長波長放射を見積もるために利用されるが、本調査では逆に、経験式を用いて、下向長波長放射から雲量を推定した。

2. 方法

3時間ごとの雲量の目視観測の時刻に合わせて、昭和基地の2002-2003年の目視雲量、地上気温、湿度及び下向長波長放射のデータを使用した。下向長波長放射は、写真1の赤外放射計CG4 (Kipp&Zonen 製) による。

経験式は、快晴時に使用するものと、雲の影響を考慮した全天候型のものとの2種類がある。快晴時の経験式は Stefan-Boltzmann の法則 ((1) 式) に従い、下向長波長放射の観測データをもとにして、地上気温、湿度から $\varepsilon\sigma T^4$ の ε を推定する、というものである。全天候型の式は雲量を変数に加え、快晴時の経験式を応用して新たに作成する。



写真1 赤外放射計 (CG4 : Kipp&Zonen 製)

* 観測部計画課 (現 予報部業務課)

$$L_w \downarrow_{clr} = \epsilon \sigma T^4 \quad (1)$$

$L_w \downarrow_{clr}$: 快晴時の下向長波長放射

本調査では、昭和基地において快晴時の代表的な各経験式の評価を行い、最もよく評価された経験式を用いて全天候型の経験式を作成し、その全天候型の経験式により雲量を推定した。

3. 結果

3.1 快晴時の経験式の評価

2002年の快晴時の地上気温、湿度及び下向長波長放射の観測データを用いて、快晴時の代表的な8つの経験式を昭和基地で評価した。8つの経験式は、Guest (1998), Yamanouchi and Kawaguchi (1984) によって南極みずほ基地のデータにより係数が決められた Brunt の式 (以下、南極用

Brunt の式とする), Swinbank (1963), Idso and Jackson (1969), Idso (1981), Brutsaert (1975), Satterlund (1979), Prata (1996) である。経験式で必要な水蒸気量の算出には、Tetens の実験式を使用した。便宜的に、気温0度以上で水上の式、気温0度未満で氷上の式を用いた。

1か月ごとに各式の評価を行った。夏季の1,2,12月においては Swinbank の式、その他の期間では9月を除いて、南極用 Brunt の式の精度が最も高かった。9月は Satterlund が最もよかったが、他の11か月は、他の式に比べて精度は高くなかった。まとめた結果を第3.1表に示す。

本調査では夏季に安定して精度が高かった Swinbank の式と夏季以外の季節で安定して精度の高かった南極用 Brunt の2式を用いて、雲の影響を考慮した全天候型の式を求める。

第3.1表 快晴時の経験式の評価 (W/m²)

経験式	2002年 1月		2002年 2月		2002年 3月		2002年 4月		2002年 5月		2002年 6月	
	Mean error	RMS										
Guest : $\epsilon = \text{const.}$	10.4	12.7	8.8	11.8	7.5	13.6	5.6	12.9	2.2	8.6	1.2	10.9
南極用 Brunt : $\epsilon = f(e)$	16.2	17.7	8.7	10.8	5.2	11.8	3.5	9.9	-0.4	6.6	-0.1	8.8
Swinbank : $\epsilon = f(T)$	-3.1	8.1	-4.6	8.9	-5.7	12.5	-5.8	11.8	-9.8	12.6	-9.6	14.2
Idso&Jackson : $\epsilon = f(T)$	16.7	17.1	21.7	22.2	25.7	27.2	37.2	37.9	30.6	31.6	36.8	38.4
Brutsaert : $\epsilon = f(e,T)$	-5.6	8.5	-13.4	14.8	-17.7	20.6	-22.1	24.0	-25.3	26.1	-26.2	27.4
Satterlund : $\epsilon = f(e,T)$	19.5	20.5	15.0	16.2	12.4	16.3	9.6	13.7	6.1	9.1	5.5	10.3
Idso : $\epsilon = f(e,T)$	20.6	21.3	18.5	19.1	18.1	20.7	20.5	22.3	16.0	17.4	17.7	20.2
Prata : $\epsilon = f(e,T)$	9.5	10.9	8.4	9.7	8.6	13.1	11.8	14.5	7.0	9.9	9.2	13.4

経験式	2002年 7月		2002年 8月		2002年 9月		2002年 10月		2002年 11月		2002年 12月	
	Mean error	RMS										
Guest : $\epsilon = \text{const.}$	3.4	12.7	-4.2	13.0	-7.2	12.6	5.9	10.2	6.7	12.3	15.2	16.6
南極用 Brunt : $\epsilon = f(e)$	1.4	9.0	-0.8	9.3	-3.6	8.1	4.9	8.2	6.4	11.4	17.5	18.5
Swinbank : $\epsilon = f(T)$	-7.9	14.0	-12.3	16.3	-15.5	17.8	-6.3	9.6	-6.4	11.8	1.8	7.0
Idso&Jackson : $\epsilon = f(T)$	37.1	38.1	43.9	44.5	40.2	40.6	32.1	32.6	24.8	25.8	21.2	21.7
Brutsaert : $\epsilon = f(e,T)$	-24.3	25.5	-27.8	29.3	-30.1	31.0	-18.7	20.0	-15.9	18.4	-4.8	7.4
Satterlund : $\epsilon = f(e,T)$	7.4	11.5	3.1	10.5	0.5	8.0	11.6	13.6	13.1	16.0	22.1	22.7
Idso : $\epsilon = f(e,T)$	19.0	21.4	17.9	20.1	14.7	16.4	19.6	20.4	18.1	19.9	23.1	23.6
Prata : $\epsilon = f(e,T)$	10.4	14.2	10.0	13.5	6.8	9.7	10.4	11.8	8.4	11.7	12.5	13.4

第 3.1 表 快晴時の経験式の評価 (W/m²) つづき

経験式	2002 年		2002 年 3-11 月		2002 年 1-2、12 月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
Guest : $\varepsilon = \text{const.}$	5.1	12.5	2.7	11.7	12.5	14.7
南極用 Brunt : $\varepsilon = f(e)$	5.3	11.6	2.1	9.3	15.1	16.8
Swinbank : $\varepsilon = f(T)$	-6.7	12.2	-8.6	13.3	-0.9	7.8
Idso&Jackson : $\varepsilon = f(T)$	30.3	32.2	33.6	35.1	20.2	20.8
Brutsaert : $\varepsilon = f(e, T)$	-18.9	22.0	-22.7	24.7	-7.1	9.9
Satterlund : $\varepsilon = f(e, T)$	10.9	15.0	8.0	12.5	19.8	20.8
Idso : $\varepsilon = f(e, T)$	18.8	20.4	18.0	19.9	21.4	22.0
Prata : $\varepsilon = f(e, T)$	9.5	12.3	9.1	12.4	10.8	12.0

$$\text{Guest(1998)} : L_W \downarrow_{clr} = \sigma T^4 - 85.6$$

$$\text{Brunt(Yamanouchi and Kawaguchi, 1984)} : L_W \downarrow_{clr} = (0.563 + 0.093\sqrt{e}) \sigma T^4$$

$$\text{Swinbank(1963)} : L_W \downarrow_{clr} = (9.2 \times 10^{-6} T^2) \sigma T^4$$

$$\text{Idso\&Jackson(1969)} : L_W \downarrow_{clr} = \left(1 - \left\{0.26 \exp\left[-7.77 \times 10^{-4} (273 - T)^2\right]\right\}\right) \sigma T^4$$

$$\text{Brutsaert(1975)} : L_W \downarrow_{clr} = \left\{1.24 (e/T)^{1/7}\right\} \sigma T^4$$

$$\text{Satterlund(1979)} : L_W \downarrow_{clr} = 1.08 \left\{1 - \exp\left(-e^{T/2016}\right)\right\} \sigma T^4$$

$$\text{Idso(1981)} : L_W \downarrow_{clr} = \left\{0.7 + 5.95 \times 10^{-5} e \times \exp(1500/T)\right\} \sigma T^4$$

$$\text{Prata(1996)} : L_W \downarrow_{clr} = \left\{1 - [1 + 46.5(e/T)] \exp\left\{-[1.2 + 3.0 \times 46.5(e/T)]^{1/2}\right\}\right\} \sigma T^4$$

3.2 全天候型の経験式の作成・評価

全天候型の式は、主に (2) 及び (3) 式の 2 つが用いられるが、快晴時の経験式 ε を ε_{clr} 、雲量を N として、次の 2 点について理論的に優れている (3) 式を採用した。①雲が増す分、晴天大気からの下向長波長放射が減ることを満たす、②雲量 10/10 では、雲からしか下向長波長放射はこない (Konzelmann *et al.*, 1994)。

$$L_w \downarrow_{all} = L_w \downarrow_{clr} (1 + aN^b) \quad (2)$$

$$L_w \downarrow_{all} = \{ \varepsilon_{clr} (1 - N^c) + dN^f \} \sigma T^4 \quad (3)$$

経験式には 10 分雲量データを使用した。雲量 0+ は 1/10 雲量、雲量 10- は 9/10 雲量として扱った。式の次数は、2002 年の夏季の 1 月のデータに対しては Swinbank、2002 年冬季の 7 月のデータに

対しては南極用 Brunt の式を用い、 $c=1-6$ 、 $f=1-4$ での組合せをすべて試して、両月ともに最もよく評価された $c=4$ 、 $f=4$ の組合せを選択した。この選択は、Konzelmann *et al.* (1994) の選択と同じであった。係数 d は、2002 年の 1 年間のデータに対してそれぞれ月ごとに算出したが、季節による特徴は見られなかったので 1 年の平均値 0.931 とした。よって、本調査で用いる全天候型の式は (4) 式のとおりである。

$$L_w \downarrow_{all} = \{ \varepsilon_{clr} (1 - N^4) + 0.931 N^4 \} \sigma T^4 \quad (4)$$

2002 年の地上気温、湿度、目視雲量及び下向長波長放射のデータを用いて (4) 式を 1 か月ごとに評価した結果を第 3.2 表に示す。南極用 Brunt が Swinbank より 3-9 月で精度が高かった。その他の時期は Swinbank の精度が高かった。

第 3.2 表 全天候型の経験式の評価 (W/m²)

経験式	2002 年 1 月		2002 年 2 月		2002 年 3 月		2002 年 4 月		2002 年 5 月		2002 年 6 月	
	Mean error	RMS										
南極用 Brunt : ε_{clr}	8.7	20.3	7.0	18.5	-2.1	19.4	-4.6	18.4	1.6	15.7	-2.7	13.7
Swinbank : ε_{clr}	-1.9	17.6	0.6	17.3	-7.7	21.4	-9.1	20.9	-3.3	17.4	-7.9	16.3

経験式	2002 年 7 月		2002 年 8 月		2002 年 9 月		2002 年 10 月		2002 年 11 月		2002 年 12 月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	2.0	16.0	0.8	15.3	2.8	18.5	7.5	20.0	8.8	18.9	11.4	20.0
Swinbank : ε_{clr}	-1.3	17.2	-3.7	17.2	-2.3	19.9	1.7	19.6	0.4	18.1	0.2	15.8

経験式	2002 年		2002 年 3-9 月		2002 年 1-2、10-12 月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	3.4	18.0	-0.3	16.8	8.7	19.5
Swinbank : ε_{clr}	-2.8	18.3	-5.1	18.7	0.3	17.7

3.3 雲量推定

推定雲量は(4)式を用いて、地上気温、湿度、下向長波長放射のデータから算出した。推定雲量が10を超える場合は、雲量10とした。2002年の推定雲量と目視雲量を1か月ごとに比較した結果を第3.3表に示す。南極用 Brunt が Swinbank の精度を上回ったのは5-9月であった。4月はSwinbank と南極用 Brunt とでほぼ同精度であり、

快晴時及び全天候型の式では4月は南極用 Brunt の方が精度が高いことから、1-3、10-12月はSwinbank の式、4-9月は南極用 Brunt の式を採用して、2003年のデータで雲量推定を行った。以後、1-3、10-12月を暖候期、4-9月を寒候期とする。推定雲量と目視雲量の比較を第3.4表に示す。

2002-2003年の結果を第3.5表にまとめる。

第3.3表 2002年 推定雲量と目視雲量の比較

経験式	2002年 1月		2002年 2月		2002年 3月		2002年 4月		2002年 5月		2002年 6月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	1.3	3.3	0.6	2.6	0.8	2.6	1.1	2.74	0.6	2.2	1.6	2.8
Swinbank : ε_{clr}	0.9	2.3	0.5	2.2	1.1	2.4	1.4	2.70	1.1	2.5	2.0	3.2

経験式	2002年 7月		2002年 8月		2002年 9月		2002年 10月		2002年 11月		2002年 12月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	0.5	2.25	0.8	2.5	0.6	2.7	0.7	3.0	1.2	3.2	2.3	4.1
Swinbank : ε_{clr}	0.8	2.28	1.1	2.7	1.1	3.0	0.9	2.7	1.3	2.9	1.3	2.7

経験式	2002年		2002年 5-9月		2002年 1-4、10-12月		2002年 4-9月		2002年 1-3、10-12月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	1.0	2.9	0.8	2.5	1.1	3.1	0.7	2.0	1.0	2.5
Swinbank : ε_{clr}	1.1	2.7	1.2	2.7	1.1	2.6	1.0	2.2	0.8	2.0

第3.4表 2003年 推定雲量と目視雲量の比較

経験式	2003年		2003年 4-9月		2003年 1-3、10-12月	
	Mean error	RMS	Mean error	RMS	Mean error	RMS
南極用 Brunt : ε_{clr}	0.9	2.8	0.4	1.7	1.0	2.6
Swinbank : ε_{clr}	0.9	2.4	0.8	1.9	0.7	2.0

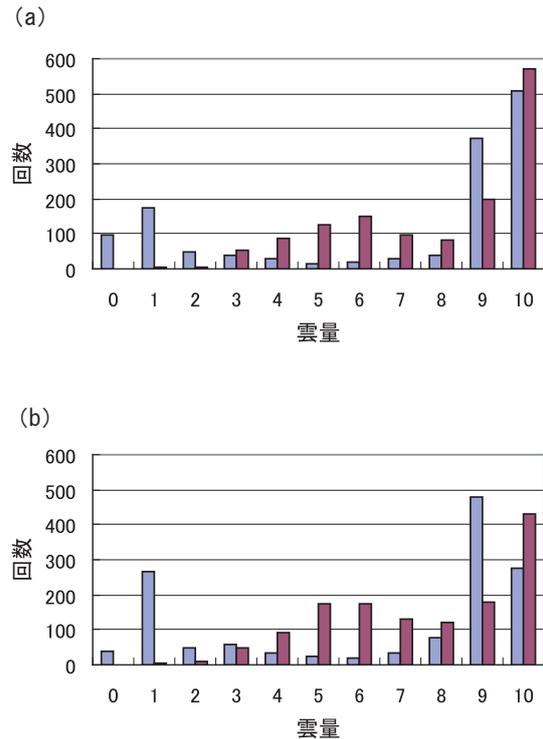
第3.5表 推定雲量と目視雲量の比較

		Swinbank	2002年	2003年
暖候期	Mean error		0.8	0.7
	RMS		2.0	2.0
	±1octa 以内		66.0%	64.7%
	±2octa 以内		77.0%	77.1%
		南極用 Brunt	2002年	2003年
寒候期	Mean error		0.7	0.4
	RMS		2.0	1.7
	±1octa 以内		68.8%	75.2%
	±2octa 以内		78.6%	83.3%

±1octa, ±2octa は、8分雲量での推定雲量と目視雲量の差を表し、それぞれ8分雲量での差が±1, 8分雲量での差が±2, という意味で用いている。

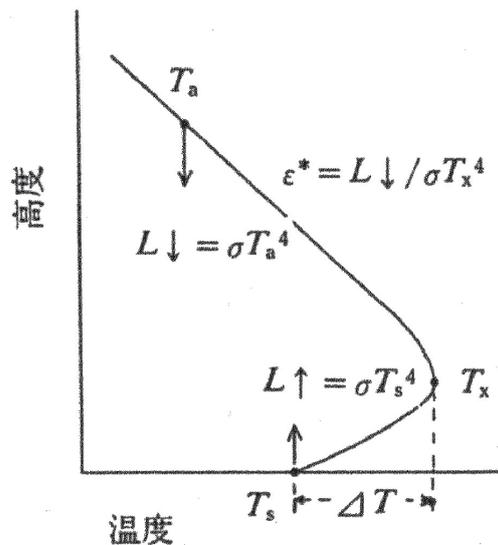
3.4 接地逆転の補正

第3.1図に2002年暖候期、寒候期のそれぞれの目視雲量と推定雲量の比較結果を示す。2002, 2003年ともに、曇天での雲量推定は精度がよかったが、快晴時は極端に精度が下がった。これは南極用 Brunt と Swinbank とともに雲量2以下をほとんど予測できなかったことによる。この一因については、快晴時に顕著に現れる第3.2図の接地逆転のある温度分布の概念図(山内, 1983)を用いて以下のように説明できる。一般的に、大気の下向長波長放射に対する、大気の高さの依存性は、地表面に近い大気下層ほど重要度が増す。このため、大気の下向長波長放射を見積もる経験式では、地上気温が上層大気に対して代表性をもつことを仮定している。しかし接地逆転が強いと、地上気温と接地逆転層上端の大気温度は大きく異なり、この仮定を満たさない。接地逆転層上端の大気温度は地上に比べて高いので、大気からの下向長波長放射は、低い地上気温から見積もられる下向長波長放射より大きくなると考えられる。雲量推定では、(4)式の左辺に下向長波長放射の観測値を代入し、地上気温及び水蒸気量から式中の雲量 N を計算する。よって、左辺の下向長波長放射は地上気温から推定される値よりも大きく、また、



第3.1図

- (a) 2002年寒候期 目視雲量と推定雲量の比較
青：目視雲量 赤：南極用 Brunt による推定雲量
- (b) 2002年暖候期 目視雲量と推定雲量の比較
青：目視雲量 赤：Swinbank による推定雲量



第3.2図 接地逆転のある温度分布の概念図 (山内, 1983)

(4) 式右辺の ε_{clr} , T^4 は地上の値から決まるため小さい値をとる。このため、右辺では $0.931N^4$ の値が大きくなるよう働く。ゆえに接地逆転時は雲量を大きめに予想することになる。

接地逆転時の雲量推定の精度向上を図るため、接地逆転が強い時は、夜から早朝にかけて快晴の天気が持続して地上気温が大きく下降することに着目し、時間経過に対する気温差に閾値を設けて、接地逆転の検出を行った。すなわち、定める時間内に閾値以上の気温降下があった場合、接地逆転が起こっているとし、推定雲量を補正した。接地逆転の検出対象とする夜間の時間は、その時間帯を月ごとに決めた。2002年の夜間の気温及び目視雲量から、快晴の事例をなるべく高い確率でかつ多く抽出できるよう、月ごとに気温差の閾値を定めた。雲量の目視観測は3時間ごとであるため、これにあわせて3時間間隔で接地逆転の検出を行った。接地逆転による気温降下の有無は、接地逆転を検出しようとする時刻とその6時間前の気温とを比較して判断することとした。これは、雲量の観測は3時間ごとであるため、3時間前の気温差と比較して接地逆転を検出することが可能であるが、6時間で検出した方が検出成績が高かったことによる。

天気の連続性から、接地逆転を検出した時刻の3時間前も快晴の可能性が高いと考え、検出対象

の当該時刻が快晴であった場合、その3時間前も快晴事例として抽出したが、快晴の検出成績が若干、低下した。このため、接地逆転による快晴事例の検出は、検出判断を行った当該時刻のみとした。接地逆転が予想された時間の推定雲量と目視雲量の差を求めて月ごとにその差を平均し、平均値の差を推定雲量に対する補正值とした。補正を行い、推定雲量が0を下回った場合は、雲量0とした。3月は快晴事例が少なく閾値を決めるのが難しかったため、Swinbankの他の5か月の閾値の平均値を閾値とした。各月の閾値を第3.6表に示す。

2002年の閾値にもとづき、2002-2003年において接地逆転を補正した結果を第3.7表に示す。雲量推定の精度は、目視雲量と比較して8分雲量で雲量差 ± 2 octa以内に約80%収まり、自動飛行場実況気象通報式(METAR AUTO)で使用されているシーロメータによる雲量推定と同程度の精度であった。このことから、下向長波長放射及び地上気象データを用いた雲量推定は、昭和基地における雲の目視観測の補助として利用可能であることが示された。第3.7表の接地逆転予想数は、接地逆転が予想された全数から下向長波長放射または地上気象データが欠測の事例を差引いた数である。2003年寒候期は、接地逆転の予想精度が低く、雲量推定は改善が見られなかった。

第3.6表 接地逆転による快晴事例検出の閾値

	接地逆転検出 の時間間隔	接地逆転検出 の対象時間帯	接地逆転検出の 気温差閾値(°C)	推定雲量補正值
1月	6時間	24-03時	-5.0	-3.5
2月	6時間	24-06時	-4.0	-3.8
3月	6時間	21-06時	-5.0	-3.4
4月	6時間	18-09時	-5.0	-3.4
5月	6時間	24時間	-4.0	-4.0
6月	6時間	24時間	-4.5	-4.7
7月	6時間	24時間	-5.0	-3.4
8月	6時間	24時間	-4.5	-3.3
9月	6時間	18-09時	-5.0	-4.6
10月	6時間	21-06時	-4.0	-1.9
11月	6時間	24-06時	-5.0	-4.7
12月	6時間	24-03時	-4.5	-2.9

第 3.7 表 接地逆転の補正を行った推定雲量と目視雲量の比較

暖 候 期	Sw inbank	2002 年	2003 年
	接地逆転予想数	43	46
その内、快晴事例	26	29	
±1octa 以内	67.0%	65.4%	
±2octa 以内	78.4%	78.1%	
寒 候 期	南極用 Brunt	2002 年	2003 年
	接地逆転予想数	36	35
その内、快晴事例	25	11	
±1octa 以内	69.9%	74.9%	
±2octa 以内	80.1%	83.4%	

4. 考察

今回作成した全天候型の経験式を用いた場合、精度は十分でない場合もあり、雲量推定の精度を下げると考える要因を以下に挙げる。

・気団の入れ替わり

Marshunova (1966) は、観測点を覆った気団のタイプによって経験式の係数に変動があることを示した。本調査では、暖候期は Swinbank、寒候期は南極用 Brunt を使用したが、2002 年の月ごとの昭和基地の全天候型の経験式の RMS を見ると、擾乱が昭和基地を周期的に訪れる気団入れ替わりの顕著な春・秋季に値が大きかった。春・秋季は、雲量推定の精度が落ちるといえる。

・快晴時の頭上の雲

雲量が 0+/10 でも下向長波長放射が、前後の快晴時の値に比べて特に大きな値をとることがまれにある。頭上に雲が存在していると考えられる。雲量 0+/10 でも頭上に雲が存在している場合は、下向長波長放射が大きくなり、雲量推定の誤差が特に大きくなると考える。2002 年 11 月 24 日 03 時の事例では、目視雲量が 0+/10 であるのに対して推定雲量は 10/10 と大きな誤差を生じた。

・雲量変数の扱い方

雲の種類によらず、雲は雲量データとして 1 つの変数で扱い、また、複数の種類の雲が存在しても 1 つの変数で扱う。しかし実際は、上層雲、中・下層雲など雲によって地表に達する下向長波長放射は異なる (Yamanouchi and Kawaguchi, 1984)。よって雲量推定の精度向上のため、雲量推定の前処理として気象衛星データを用いて上層雲、中・下層雲の区別を行うなどの工夫が考えられる。

・測器設置環境

接地逆転が強い時、推定雲量が目視雲量に比べて大きいのは、赤外放射計感部が、百葉箱より約 4.5m 高い位置に設置されている影響があるかもしれない。

これら、雲量推定の精度を下げると考えられる要因の対策として、次のことが考えられる。

・選択した快晴時の経験式の係数を、季節ごとや月ごとなど、細かく調整する。

・雲量推定には、地上気温、湿度のデータを用いることから、赤外放射計を高さ 1.5m に設置する。

5. まとめ

本調査の雲量推定は、雲層別に雲量推定を行うことはできないが、シーロメータの雲量推定と同程度の精度であった。このことから、下向長波長放射及び地上気象データを用いた雲量推定は、昭和基地における雲の目視観測の補助として利用可能であることが示された。

強い接地逆転が起こると実際は快晴であるのに、雲量推定の経験式の性質から目視雲量に比べて大きな雲量を推定することが分かった。強い接地逆転時の快晴事例の一部に対して補正を行い、雲量推定の精度を若干上げることができた。

今後は、下向長波長放射及び地上気象データを用いた雲量推定のさらなる精度向上を図るとともに、上層雲、中・下層雲に対する雲量推定の評価や、極夜期における薄い上層雲など個々の事例に対する評価についても調査したい。

謝 辞

高層気象台の長沼弘氏(現予報部)にCG4データの扱いについてコメントをいただきました。調査をまとめるにあたり、南極観測事務室の首藤康雄氏、上野圭介氏、久光純司氏、第46次南極地域観測隊の松原廣司氏、佐藤健氏、西巻英明氏、岩城貴信氏、伊藤大輔氏にコメントをいただきました。

本調査は、第46次南極地域観測隊帰国報告会における調査報告として実施した。

参 考 文 献

- Brutsaert, W. (1975) : On derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, 11, 742-744.
- Guest, P. S. (1998) : Surface longwave radiation conditions in the eastern Weddell Sea during winter. *J.Geophys.Res.*, 103, 30761-30771.
- Idso, S. B. and R. D. Jackson (1969) : Thermal radiation from the atmosphere. *J Geophys.Res.*, 74, 5397-5403.
- Idso, S. B. (1981) : A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μ m and 10-5 to 12.5 μ m thermal radiation from cloudless skies. *Water Resour. Res.*, 17(2), 295-304.
- 川口貞男 (1979a) : 南極大気の放射特性. 東北大学博士論文, 179p.
- Konzelmann, T., R. S. W. van de Wal, W. Greuell, R. Bintanja, E. A. C. Henneken, and A. Abe-Ouchi (1994) : Parameterisation of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. *Global Planet. Change.*, 9, 143-164.
- Marshunova, M. S. (1966) : Principal characteristics of the radiation balance of the underlying surface, edited by J.O.Fletcher et al., *Soviet Data on the Arctic Heat Budget and Its Climate Influence*, Rep.R.M.5003-PR, Rand Corp., Santa Monica, CA.
- Prata, A. J. (1996) : A new long-wave formula estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quart. J.R.Meteor.Soc.*, 122, 1127-1151.
- Satterlund, D. R. (1979) : An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1649-1650.
- Swinbank, W. C. (1963) : Long-wave radiation from clear skies. *Quart.J.R.Meteor.Soc.*, 89, 339-348.
- 山内恭 (1983) : 南極における放射収支. *天気*, 30, 427-445.
- Yamanouchi, T. and S. Kawaguchi (1984) : Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone. *Antarctica.J.Geophys.Res.*, 89, 11771-11778.