

南極における放射収支*

山 内 恭**

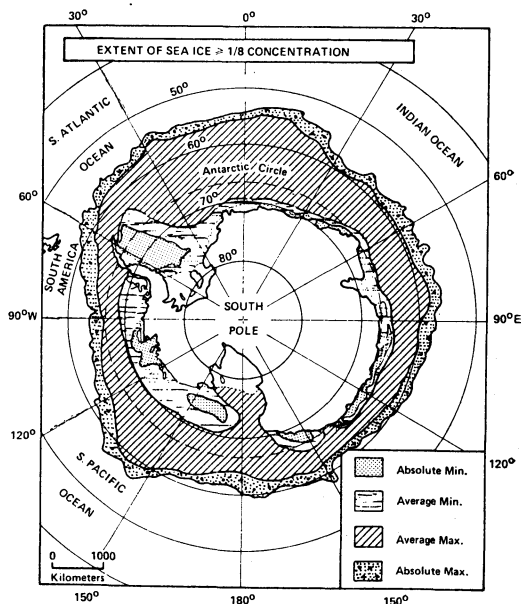
1. はじめに

地球の冷源域として気候・気象に重要な役割を果たしているのが、北極とともに南極である。その冷源たる所以はまさに放射収支によってもたらされている。高い反射率（アルベド）の雪氷面は入ってくる日射の大部分をはね返し、受けとる熱は少ない。一方、長波長域における地球放射として相当な放射量を宇宙空間に放出し、差し引き正味の放射収支は負の値、即ち冷熱源となっている。

同じ極域でも、南極は北極とは異なった地理的特徴をもっている。北極は中心が大陸に囲まれた面積約 $14 \times 10^6 \text{ km}^2$ の北極海（平均氷厚 3.5 m の海水に覆われている）からなるのに対し、南極は中心が面積約 $14 \times 10^6 \text{ km}^2$ の大陸氷床からなり、周囲は南極海に囲まれている。大陸周辺の海水域は周囲を陸で規制されることなく平均氷厚 1.5 m で、夏の最小期に $5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、冬の最大期には $20 \times 10^6 \text{ km}^2$ の面積をもち（第1図）、この海水の拡がり工合が気候に大きな影響をもつ。南極大陸の内陸は標高 3000 m をこえる氷床高原からなり、さらに 4000 m 以上の高い山を含み、平均高度 2000 m 以上と標高の高いことが、北極と違った南極の気候を特徴づけるもう一つの要因になっている。

南極における放射収支を研究する目的として、(1) 南極を知り、地域的特徴についての知見を得ること、は当然として、(2) 大陸氷床が広く一様な雪面をもつことか

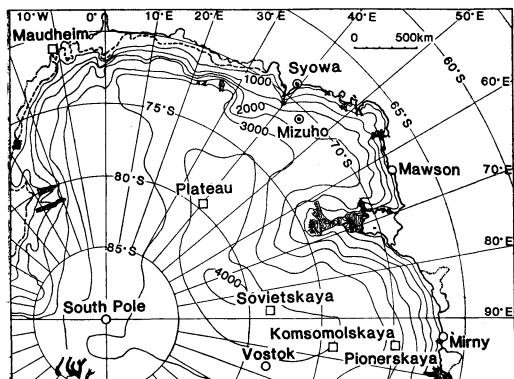
ら、気象—放射の理論を検証する単純化されたフィールド、大実験場として使うこと（“Antarctic atmosphere as a test tube for meteorological theories”: Lettau, 1971）、(3) 南極の放射収支が地球全体の気候の中でどのような役割を果たしているかを知ること、という、3段階のものが、それぞれに興味深く意義あるものである。



第1図 南極大陸と海水域の分布。海水については、極大期と極小期のものが記されている（Weller, 1982）。

* Radiation budget in the Antarctic.

** Takashi Yamanouchi, 国立極地研究所.



第2図 東南極の一部分，本文中で参照される観測基地。

南極について放射収支の研究が本格的に行われるようになったのは，第2次世界大戦後のことである。1949～1952年のスウェーデン・イギリス・ノルウェー3国共同観測隊は，棚氷上のモードハイム基地（71°03'S，10°56'W）で地上気象，高層気象の観測を続けた他，放射や熱収支の総合的な観測を行った。これは，それ以前に北極域やグリーンランドで一般化された手法を適用したもののだが，日射計の較正方法や，放射観測方法，解析方法を確立したものとして，南極における放射観測のパイオニアというべき画期的な仕事である（Liljequist, 1956）。1957～1958年の国際地球観測年（IGY）には，日本を含む12か国が南極観測に参加し，大陸沿岸から内陸のアムンゼンスコット（南極点，90°S，2880m）をはじめボストーク（78°27'S，106°52'E，3490m）等で放射観測が行われた。この結果から，大陸内での大まかな放射収支気候が Rusin (1964) によってまとめられた（目的(1)）。1961～1962年のモーション基地での放射観測から，Weller (1967) は Liljequist と同様な型の報告をまとめ，同じ沿岸部でも海水上の特徴を示した。内陸の高度3600mの氷床高原上のプラトー基地（79°15'S，40°30'E）でも，放射収支を含む境界層の総合的観測が1966～1968年に行われ，年平均 -56°C という著しく寒い，風の弱い内陸高原での放射収支の詳細が明らかにされた（Kuhn *et al.*, 1977）。70年代に入り，South Pole Energy Balance Experiment の一環として1977～1979年に南極点アムンゼンスコット基地でも，放射収支観測が行われている（Carroll, 1981）。日本南極地域観測隊による放射観測は，定常気象観測の一環として第3次隊（1959年）より行われている他，1966/67年に昭和基地（69°00'S，39°

35'E）で，また1972年には，みずほ基地（70°42'S，44°20'E，2230m）で短波長放射と正味放射の観測が行われているが，川口・佐々木（1975），川口（1979a）による報告があるのみで，詳細の議論は少ない（第2図）。

IGY 期のブームが去った後，世界の気象界の目はそれほど強く南極には向けられていなかった。しかし70年代に入ると，GARP を通じて「世界の気候」が中心テーマになり，南極を含む雪氷圏，大気—雪氷—海洋相互作用が気候を形成する重要な要因の1つとして注目を浴びるようになった（The Polar Group, 1980; 目的(3)）。その中で POLEX（Polar Experiment）が計画され，日本では POLEX-South（南極域気水圏観測計画）として南極で第20～22次観測隊により，放射収支や境界層，大気循環の観測が行われた。これには特に，日本隊のもつ第2の基地，常時 10m/sec 以上のカタバ風（斜面下降風）の卓越したみずほ基地における，放射・熱収支を明らかにしようという目的があった（川口，1978）。放射関係の研究項目としては，雪氷面の放射特性，雲や飛雪の放射特性，放射収支の垂直分布がうたわれた。これらは，単なる1地点の放射収支の解明にとどまらず，衛星や他の気象資料を通して，より広い南極大陸及び周辺の全域にわたっての放射収支を評価するための基礎資料を得ようというもくろみであった（田中，1975），その成果の一部はデータレポート（Yamanouchi *et al.*, 1981a; Ishikawa *et al.*, 1982a）等に報告されている。

南極を冷源たらしめる要因になっている雪氷面のアルベドについて，観測事実の詳細を説明すべく，モデル計算による研究も近年精力的に進められた。積雪層を微小の氷粒子からなる媒体と考え，Mie 散乱を適用し，多重散乱過程の計算を行った結果が提出されている（Wiscombe・Warren, 1980; Choudhury・Chang, 1981）。さらにこれらを組み入れた，地表—大気系全体の数値シミュレーションが試みられ（Warren・Wiscombe, 1982），衛星による放射収支観測と併せ南極大気全体についてもより深い理解が得られようとしている段階にある。

本稿では，これらの研究を通じて明らかにされてきた南極における地表面の放射収支の特徴について，特に著者がその観測にかかわったみずほ基地における放射特性を中心に，それと対比しつつ述べる。次に大気の放射収支，そして地表・大気系全体の放射収支について簡単にふれる。なお南極域としては多大な面積を占める海水域については，未だ研究が進んでいないこと，かつ筆者の

力の及ばぬ所として省略する (Weller, 1980 参照). 南極の気象全般については川口 (1979b) を参照されたい.

2. 直達日射と大気混濁度

Liljequist (1956) によれば, モードハイム基地の直達日射量は南極の夏, 即ち11~1月に日中最大 1.55 ly/min (1082 W/m^2) に達する. 海面レベルの測定値としては極めて大きく, 中緯度の通常の地域では $2 \sim 3000 \text{ m}$ 高度で得られる値である. これは南極大気が清浄なこと, 水蒸気量が少ないことその他, 南極の夏には太陽が近日点近くにあり遠日点にある北半球の夏に比べそれだけで約7%日射量が多くなることにもよっている. Rusin (1964) の南極での観測結果の解析によれば, 緯度の増加と高度増加が対応し (東南極 80°S まで), 緯度 1° の増加で日射は約 $0.01 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ 増加する. これは, 緯度が高くなることで最高の太陽高度は低くなり大気路程が大きくなるよりも, 地表の高度が高くなることを強く反映するため, ポストーク II ($78^\circ 27' \text{S}$, $106^\circ 52' \text{E}$, 3420 m) の 1.87 ly/min が最大値と言われている. 高度 2230 m のみずほ基地では 1.62 ly/min が1979年での最高値であった. 月平均の最大値は極点の 2.2 kly/day (1067 W/m^2) である.

直達日射量 I を支配するものは, 太陽高度, 即ち大気路程 (m), 大気分子による Rayleigh 散乱 (光学的厚さ τ_R), エアロゾルによる散乱 (τ_M) そして H_2O , CO_2 や O_3 等の吸収 (τ_A) である. 大気外日射量 I_0 を使い波長 λ では,

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp\{-(\tau_R + \tau_A + \tau_M)m\} \quad (1)$$

と表される. 地理的条件で決まるもの, 変動の小さい CO_2 や O_3 の吸収, さらに変動はあるが自然条件で決まる水蒸気の吸収を除くと, エアロゾルによる散乱, 即ち混濁度が重大な問題になる. 特に南極域における混濁度は, 世界規模の汚染, 人為的汚染源から最も遠く離れた所としてのバックグラウンド汚染を表す指標として貴重である. エアロゾルによる消散係数 τ_M を波長のべき乗で

$$\tau_M(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2)$$

と表した時, β と α は Ångström の混濁係数と波長指数と言う. β と α の組みとして多くの結果が処理されてきたが, β が α に強く依存し α のわずかの誤差が β に大きく効くため, 単純に測定波長近傍の τ_M の値そのもの, 実際は $0.5 \mu\text{m}$ での τ_M で比較することが多くなった.

ショットのカットオフ・フィルターをつけた直達日射

計によって3つの波長域に分けて直達日射を測り, 大気路程の変化による傾きから求めたみずほ基地での τ_M ($0.5 \mu\text{m}$) は, 0.02 より低いことが大部分で, 1979年の10~12月の平均で 0.017 ± 0.005 であった (Yamanouchi, 1982).

昭和基地で1974年, 同様の測定から求められた値は, 鈴木 他 (1977) によれば, $\tau_M(0.5)$ にして 0.09 から 0.15 と, みずほとの場所の違いや 2000 m の高度の違いを考へても大きい. これは τ_M を求めるのに, long method ではなく, あらかじめ与えられた大気外日射量 I_0 を用いて計算されたもので, 直達日射計の検定定数の変化が影響する他, どういう I_0 をとるか (議論がある) に直接依存する. τ_M が過大評価される傾向にあることは (川口, 1974), I_0 が大き過ぎることを意味している. カットオフ・フィルターの波長特性やその温度変化にも疑問が持たれる. なお別な問題だが, Rayleigh 散乱による $\tau_R(\lambda)$ も議論のある所で (Fröhlich・Shaw, 1980; Young, 1981), 数%の不確かさがあり, 南極のように τ_M が τ_R の10%のオーダーにある場合は大きな誤差になり得る.

1950年代, 60年代の多くの観測値を Kuhn (1972) がまとめたものを第1表に示す. $\tau_M(0.5)$ にしてミルヌイ基地 ($66^\circ 33' \text{S}$, $93^\circ 01' \text{E}$) での1956年の 0.02 を最小として南極点での1963年の 0.32 まで大きくばらついているが, 大きい値が多い. 63年以降しばらく続いた極点での高い値は, 63年に噴火した Agung 火山の影響だと言われているが, それ以前の値も, 後出の値と比べると大き過ぎるように見える. その理由として上述したことが原因と予想される.

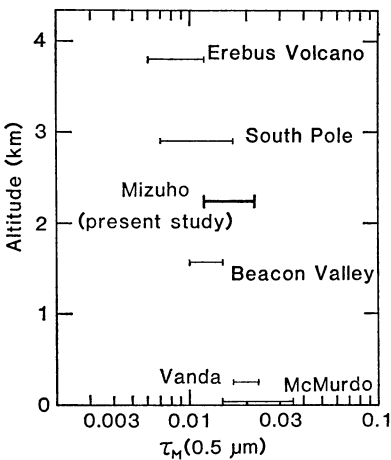
近年になってサンフォトメータを使いエアロゾルの光学的厚さが求められた. 第2表は Shaw (1982) による結果である. 極点での平均値 0.012 ± 0.005 など, 南極での値は北極での値に比べ著しく小さく, 又, 第1表の多くの値に比べても小さい. 高度分布を調べると, みずほ基地の結果も含め第3図になる. このデータは, $\log \tau_M$ が高度に対してリニアに減少, 即ち南極大陸上では混合比が一定であることを示唆している. 昭和基地でも1980~1981年にかけてサンフォトメータによる測定が試みられ, $\tau_M(0.5) = 0.023 \pm 0.010$ という結果が出された (Matsubara・Kawaguchi, 1983). これは先のみずほの値 (Yamanouchi, 1982) と矛盾しない値であり, 以前の昭和基地での値に比べ極めて小さい. 近年の観測値からは, 南極におけるエアロゾルの光学的厚さは, 沿岸で大きくとも 0.03 , 内陸高地で 0.01 までの範

第 1 表 1952～1969年の南極各基地における Angström の混濁係数 $\beta(\alpha=1.3$ での値なので、 $\times 2.46$ とすると $\tau_M(\lambda=0.5\mu\text{m})$ となる) (Kuhn, 1972).

Year	Coastal stations	Inland stations
1952	Maudheim 0.025	
1954-1955	Mawson 0.018	
1956	Mirnyy 0.008	Vostok 0.009
1957-1958	Little America V 0.025	South Pole 0.015-0.020
1960-1961	Mirnyy 0.010	
	Mawson 0.025	
1961-1962		South Pole 0.018
1963-1964		South Pole 0.130
1964-1965	Roi Baudouin 0.080-0.100	South Pole 0.075
1965-1966	Roi Baudouin 0.035-0.060	South Pole 0.030
		Plateau 0.027
1966-1967	McMurdo 0.080	Plateau 0.025
1967-1968		Plateau 0.020
1968-1969		Plateau 0.020

第 2 表 極域におけるエアロゾルの光学的厚さ (Shaw, 1982).

Season	Location	Coordinates	Altitude (m)	$\tau_0(\lambda=500\text{nm})$	Standard deviation
March-April	Barrow	71.25°N, 156.67°W	0	0.135	0.058
All year	Fairbanks	64.86°N, 147.85°W	133	0.110	0.080
July	Köngsoya	78.85°N, 29.30°E	0	0.074	0.021
October-January	McMurdo	77.85°S, 166.67°E	0	0.025	0.010
November-January	South Pole	90°S	2992	0.012	0.005



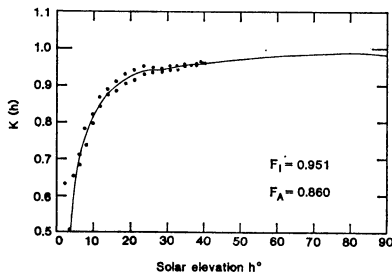
第 3 図 南極大陸上の各高度で測られたエアロゾルの光学的厚さ (Shaw, 1982; Yamanouchi, 1982).

囲と、極めて小さく、地球上でも マウナロアでの 0.018 (Shaw, 1979) と合わせ、最低レベルにあることが確認された。

昭和基地では直達日射の観測が継続されており、1982 年のエル・チチヨン噴火の影響が、1982 年 12 月頃より最大時の直達日射の約 10% の減少として出ていることが川口によって見出されている。さらに今後の観測が期待される。

3. 散乱日射と全天日射

直達光及び散乱光を合わせた全天日射の測定は、半球状のガラスドーム(フィルター)のついた全天日射計で行われる。この測器は検知器表面やガラスドームの工作のし工合で、入射角が大の(太陽高度が低い)時に感度が変わりーコサイン法則からズレー易い。その場合、エネルギーとしては小さいが、太陽高度の低い南極での観測、太陽高度依存性を調べようとする際などには大きい影響が



第4図 全日射計感度の入射角依存性の一例 (Eko MS-800, No. F78510). 点はフィールドでの検定, $h > 40^\circ$ の実線は実験室での検定から.

出る. POLEX-South における みずほ基地 での観測では, フィールドでは直達日射計と比較検定を行い, 実験室でも人工光源による入射角依存性の測定を行い, 第4図のような太陽高度角 h に対しての感度変化 $K(h)$ が得られた (Yamanouchi, 1983; 他). これは直達光に対する検定定数を与えるもので, 散乱日射に対しては, 等方的な場合 (雲, 雪面) は立体角を考え

$$F_I = \int_0^{\frac{\pi}{2}} K(h) \sin 2h \, dh \quad (3)$$

天空散乱光に対しては, 単純に散乱光強度がその方向に存在する粒子の数, 即ち大気路程 $m = 1/\sin h$ に比例すると仮定し,

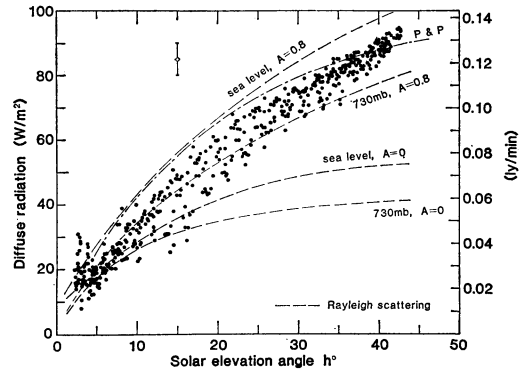
$$F_A = \int_0^{\frac{\pi}{2}} K(h) \cos h \, dh \quad (4)$$

なる定数を使った. まばらに雲が存在する場合は雲量に応じて比例配分することで検定定数を求めた (Yamanouchi *et al.*, 1981 b).

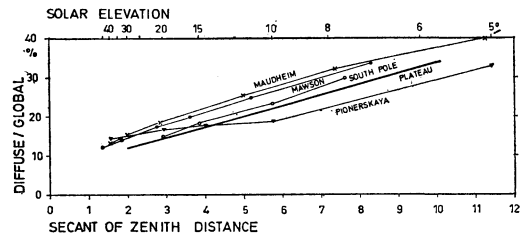
散乱日射 D は, 測定された全日射 G と直達日射の水平成分 $I \sin h$ の差として求められた.

$$D = G - I \sin h \quad (5)$$

第2章では, 南極大気中では直達光は大であることを述べた. みずほ基地やさらに内陸では高度が高いことで大気分子が少ないため, その傾向は助長される. そのことからすると散乱日射は小さい事が予想されるが, 実際はみずほ基地の例(第5図)で見ても予想外に大きい. 中緯度の通常の地域 (Aspendale: Paltridge・Platt, 1976: 可降水量 1.5cm, $\tau_M(0.5) \approx 0.1$) に匹敵する値である. この結果は地表面のアルベードで説明される. 第5図に示すように, Rayleigh 散乱による天空散乱光は, 海面レベルでのものに対し, みずほ基地の高度, 平均気圧 730



第5図 太陽高度角に対する散乱日射量. 黒丸はみずほ基地での測定値, 破線は Rayleigh 散乱の計算値, 一点鎖線は Paltridge・Platt (1976) (Yamanouchi, 1983).



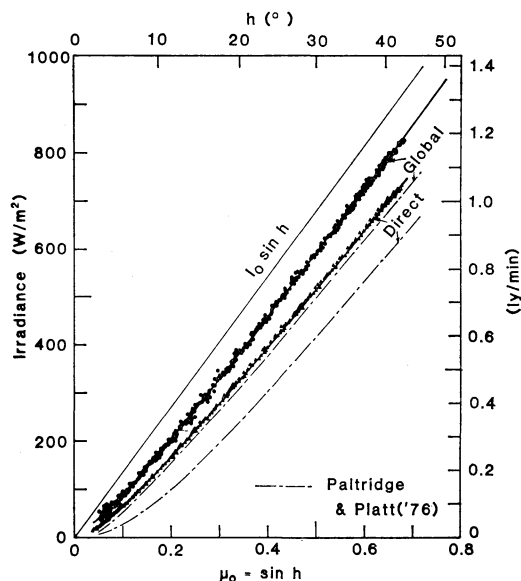
第6図 南極各基地における散乱日射の全日射に対する比率 (Kuhn *et al.*, 1977).

mb の所では $3/4$ の値になる. それが地表面アルベードが 0% から 80% に増加することで, 2 倍近くまで増加する. 測定値の平均はアルベード 80% の Rayleigh 散乱よりさらに大きい, これは少ないながらもエアロゾルの寄与, 及び実際のアルベードは Rayleigh 散乱の効く短波長側でさらに 80% より大きい事によると考えられる. 南極各基地における散乱日射量を全日射量に対する割合で第6図に記した (Kuhn *et al.*, 1977).

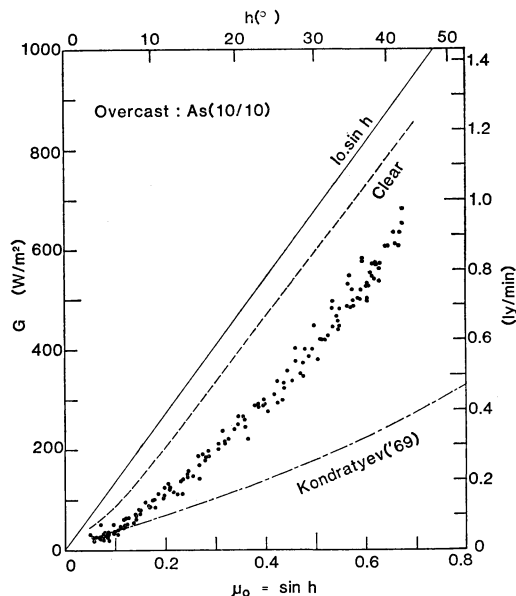
晴天時の全日射量は, 第2章の直達日射水平成分に上記散乱日射を加えたもので, ある太陽高度に対する値は南極では極めて大きい. 第7図にみずほ基地での値を示す (Yamanouchi, 1983). 平均の地球-太陽間距離に換算した値であるが, 大気外の日射量に近く, 先に比較した Paltridge・Platt (1976) による全日射量に比べ大きい. 水蒸気の影響が少ないこともあり変動も小さい. Paltridge・Platt と同様な型の経験式を求めると,

$$G(h) = 29.7 - 298\sqrt{\sin h} + 1542 \sin h \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (6)$$

が得られ, この曲線からのばらつきは標準偏差で約 $5W/m^2$



第7図 みずほ基地における晴天時の全天日射（黒丸）と直達日射（三角）の測定値。太実線は実験式(6)、細実線は大気外日射量 ($I_0 = 1353 \text{ W/m}^2$) (Yamanouchi, 1983)。



第8図 みずほ基地における曇天時の全天日射（黒丸）。破線は晴天時の値（第7図太実線）(Yamanouchi, 1983)。

m^2 であった ($h \geq 5^\circ$)。

日平均でも南極大陸は最大の日射量のある所で、コムソモルスカヤでは 1200 ly/day (580 W/m^2) を記録している。みずほ基地では 442 W/m^2 が1979年では最大であった。さらに、年平均日射量でも中・低緯度に比べ必ずしも小さくなく、同じくコムソモルスカヤの 136 kly/yr (181 W/m^2) が最大と言われている (Rusin, 1964)。

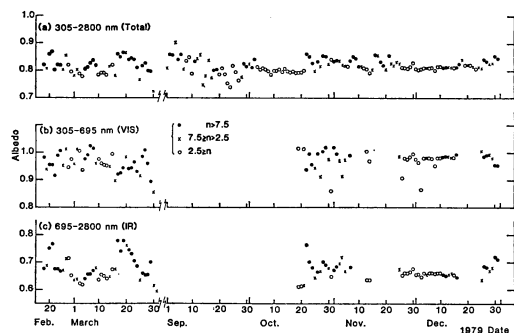
地上での全天日射量と大気外日射量の比として透過率を考える。Kuhn *et al.* (1977) によれば、内陸では約0.8、沿岸で0.6が典型的な値である。みずほでは月平均で、極夜近くの0.6から夏は0.8付近（晴天のみでは0.85）の値をとった。これ等は、日本国内での0.35～0.50に比べ極めて大きい。これは先の議論から晴天時の日射量が多いこと、他、雲による影響が小さいためでもある。後者については、平均の雲量が少ないこと（みずほでは5/10前後だが、より内陸ではさらに低い）、および同じ雲量でも雲による日射の減衰が少ないという2つの理由が上げられる。

雲の影響については、実際の雲の現れ方は様々であるため解析が難しい。みずほ基地での、雲による減衰が最大の部類で全天一様な厚い雲 (As 10/10) に覆われた日のデータを整理して第8図が作られた (Yamanouchi,

1983)。太陽高度が 30° 付近でも雲による減衰は30%程度と小さい。Kondratyev (1969) によるパプロフスクでの As 10/10 の雲の下での全天日射量が同じく記されているが、晴天時に比べ（晴天の値も若干みずほより小さい）減衰は大きい。現データでは、雲そのものについての情報が乏しく、比較している雲が同じような厚さの雲だという保証は無い。しかし、全く同じ雲だとしても、この違いは地表面アルベードの違いによる雲と雪面の多重反射効果の相違で説明がつく。雲の等価な透過率 τ_c を定義すると、

$$\tau_c \equiv \frac{G(\text{overcast})}{G(\text{clear})} = \frac{T}{1 - aR} \quad (7)$$

と表される。ここで T , R , a は雲本来の透過率、反射率（散乱光に対しての）そして地表面のアルベードであり、雲と地表の間の大気吸収の増加は省略してある。地表面アルベードを、みずほで0.8、パプロフスクで0.15と仮定し、 30° での τ_c をみずほで0.67、パプロフスクで0.36と与えると、連立方程式から T と R は各々0.33と0.63と求まる。これは Liou (1976) による2種類の雲モデル “As” と “St” による計算の結果、 T が0.20と0.36、 R が0.67と0.60、の間に入る値である。地表面の高アルベードが雲による減衰を小さく見せている。波長による違いを見ると、雲による減衰は可視



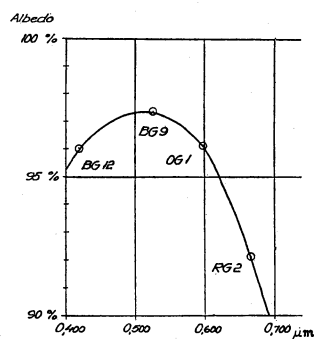
第9図 みずほ基地における日平均アルベードの変化。3種類の波長域のもので、雲量 n によって分類した (Yamanouchi, 1983)。

ではほとんど無く、近赤外部で起こっている(水蒸気等の吸収のため)。そのため曇天下での全天日射は可視部が60~75%を占め、晴天時の50%以下に比べ可視部の比重が高い。

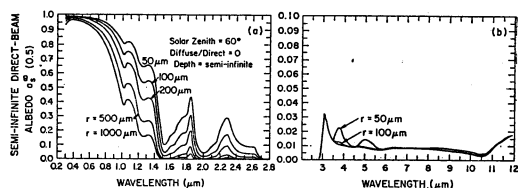
地吹雪の日射に対する影響はこれまで余り研究されていない。みずほ基地は南極大陸内でも定常的にカタバ風の吹く、地吹雪の強い一帯にあるが、地吹雪の影響を明らかにするには雲の影響との区別が難しい。全体として地吹雪の影響があるか否かについて、Ishikawa *et al.* (1982b) は、30m観測塔上と地上1.5mの両測定値を比べたが、相関は極めて高く、系統だった地吹雪の影響は明らかではなかった。わずかに、晴天であることが確実に地吹雪の強い日のケース・スタディから、全天日射への寄与は最大10%の減少が見られた(風速15~16m/sec, 視程0.3km以下)。直達日射に対する寄与は大きく、最大50%の減衰が風速17m/sec, 視程0.1~0.3kmの日に見られた。一方、この時散乱日射は通常の晴天時の4倍に増加し、直達日射の減少は大部分補償される。最終的に全天日射の減衰は5%で、これは30m塔上の値より3~4%低かった。

4. 雪のアルベード

第9図はみずほ基地における日々のアルベードである(Yamanouchi, 1983)。日射の全波長域(305~2800nm)とフィルターによる可視部(305~695nm)、近赤外部(695~2800nm)とに分けて並べ、かつ各図の点は雲量によって分類してある。第9図(a)で、晴天のアルベードは10~12月はかなり一定で80%程度をとっており、曇った日のアルベードは高く86%までになっている。季節変化は余り顕著ではない。これは後述の如く、アルベ-



第10図 モードハイム基地における雪面のアルベード、可視域での波長依存性 (Liljequist, 1956)。



第11図 計算された雪面のアルベードの波長依存性。氷粒子の大きさ(半径を記す)による違い (Wiscombe・Warren, 1980)。

ドの1日の中での変化が様々なため、平均値では詳細な議論は難しい。(b)と(c)を比べると、(b)の可視域では測定誤差が大きく、一部は1.0を越えているが(4台の日射計の測定から算出)、近赤外に比べ高い値で、大よそ0.93~1.0、平均0.96が得られ、(c)の近赤外では晴天で0.66、曇りで0.7以上となっている。このように可視アルベードが高いため、入射光の波長分布が可視に偏る曇りの日はさらにその傾向が多重反射で助長され、全波長のアルベードは高く出る。このように、地表面のアルベードは独立に決まるものではなく入射光の性質にも強く依存するものである。

アルベードの波長分布については、細かい測定がLiljequist (1956) や Kuhn・Siogas (1978) によって試みられており、前者は第10図の如く0.5μm付近では97%を越える高い値を出している。一方、後者は極点での分光測定から可視部の最大も90%をわずかに越える程度の値の結果を出した。

このようなアルベードの波長分布を説明すべく、近年雪のアルベードのモデル計算が数多く行われている(Warren, 1982)。Wiscombe・Warren (1980) は氷粒子

の1次散乱について Mie 理論から出発し、積雪層中の多重散乱過程を delta-Eddington 近似で計算し、第11図のように広い波長範囲、様々な粒子の大きさにわたっての結果を得た。この結果は、測定値で見られた強い波長特性の他、粒子の大きさによる違いが特に近赤外域で顕著なことを明らかにした。可視部のアルベードは、先の測定例の中では Liljequist のものに近く、Kuhn・Siogas の様に低くはならず、この違いを説明するためいくつかの試みがなされた。Warren・Wiscombe (1980) は結局、可視部で最高値が0.9程度のアルベードは、雪の中に10ppmwの土壌粒子や0.1ppmwのスス等の不純物があるとしなければ説明がつかない、即ち、南極点でも測定したフィールドは基地の影響で人為的に汚染されていたのではないかと結論した。

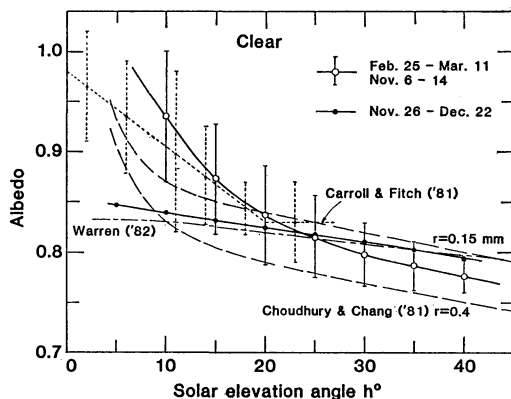
先のみずほ基地の結果は広い波長幅($\Delta\lambda$)の測定値($a_{\Delta\lambda}$)のため、比較をするには波長別アルベード $a(\lambda)$ を入射角の重みをつけて

$$a_{\Delta\lambda} = \frac{\int_{\Delta\lambda} a(\lambda) G(\lambda) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} G(\lambda) d\lambda} \quad (8)$$

の様に積分しなければならない。全天日射 $G(\lambda)$ として Choudhury・Chang(1981)の値を借り、半径100 μm の粒子として計算した値($h=30^\circ$)は可視、近赤外で各々0.976, 0.685であったのに対し、平均の測定値は0.96, 0.66と、低目に一致した(Yamanouchi, 1983)。自然の雪の可視のアルベードが高いことが確認され、又、みずほ基地の測定フィールドの表面近くの雪に不純物粒子は0.02ppmw程度あるという事実(Fujii・Ohata, 1982)とも符合した。

アルベードの入射角、即ち太陽高度依存性については、様々な結果が報告されている。しかし、晴天下では太陽高度が下がるとアルベードが高くなる傾向は多くが一致している。この事実は、雪面が雪粒子の集まりから構成されているとした場合、水平近くから入射した光は表面近くの粒子で散乱され易く、垂直に近く入射した光に比べ吸収を受けることなく積雪層から逃げ易いためであり、さらに粒子の散乱の phase function の非等方性からこの傾向が助長される、と Warren (1982) は説明した。

第12図にはみずほ基地での晴天下の測定値を記したが(Yamanouchi, 1983)、時期により大きな違いが見られ、一元的に代表的な依存性は決め難い。この違いは雪の表面の状態—表面が融けるような大きな変化はなくとも、



第12図 晴天時アルベードの入射角依存性。みずほ基地における測定値の平均が太実線(○, ●付)。

雪の凹凸、サスツルギやドリフトというマクロな形状、雪粒子の大きさ、形、あるいは粒子が一個一個独立しているか焼結して連なった表面をなしているか、というミクロな状態—によってもたらされるものであった。地吹雪による飛雪や降雪がたまり表面が細かな雪粒で覆われている時には黒丸のような緩い傾きを示し、強い風で雪が削りとられ表面が硬い“削削雪面”(藤井, 1982)となった場合は白丸の如き急な傾きを示した。同じ太陽高度でも、方位によって異なったアルベードが出るがあったが(図中のたて棒)、太陽の方位角がサスツルギに垂直に近い時に影が多く低いアルベードを示す傾向であった(Kuhn, 1974; Carroll, 1982)。Carroll・Fitch (1981)による南極点での測定では、一日中太陽天頂角が一定な事を利用し、方位角依存を分離した結果を得たが、傾きは急であり、方位による違いも大であった。

先の理論計算による結果も第12図に示されている。低い太陽高度でアルベードが高くなる点に違いはないが、同様な計算でも“surface reflection”の項を含めた Choudhury・Chang (1981)の結果は、粒子が球形として phase function を与え、多重散乱過程のみを考えた Wiscombe・Warren (1980) (Warren, 1982)の結果より入射角依存が鋭くなっている。雪面状態の正確な把握が必要なことを示唆している。雪の不純物の影響と合わせ、この入射角依存性について、雪の表面状態との関係を確認しようというフィールド実験が南極点で計画されている(Warren, 1982, private communication)。

南極各基地での平均のアルベードの値を Kuhn *et al.* (1977) がまとめたものに、昭和、みずほを加えて第3

第3表 南極各基地の年平均アルベード (Kuhn *et al.*, 1977; 川口, 1979b; Yamanouchi *et al.*, 1981a).

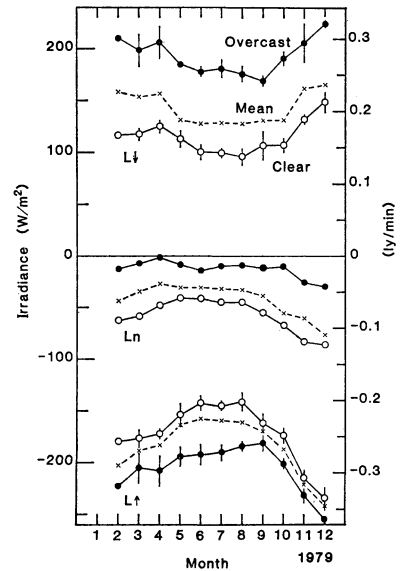
Station	Latitude	Elevation, m	a
Coastal Stations			
Oasis	66°18'		0.251
Mirnyy	66°33'		0.846
Port Martin	66°49'		0.580
Mawson	67°34'		0.700
Syowa	69°00'		0.410
Norway	70°30'		0.849
Novolazarevskaya	70°46'		0.260
Maudheim	71°03'		0.844
Little America V	78°11'		0.862
Inland Stations			
Charcot	69°22'	2400	0.833
Pionerskaya	69°44'	2740	0.807
Mizuho	70°42'	2230	0.810
Vostok	78°27'	3488	0.846
			0.822
Plateau	79°15'	3625	0.840
South Pole	90°00'	2800	0.840

表に示した。沿岸で、ある季節に雪が消え露岩となるオアシス、ポートマルチン、昭和ではアルベードは50%以下である。それ以外の地域ではアルベードは80%以上と高い。内陸でもみずほやピオネルスカヤでは81%程度といく分低目であり、これは乾燥して降雪が少ない上に、カタバ風が強いために表面の削剝が盛んで、アルベードが低くなっていると考えられる。

5. 長波長放射

長波長放射に関しては、これまで上向、下向成分を昼夜を通じて精度よく直接測定できた例は少ない。これは長波のみを測る手頃な測器が無く、長波・短波合わせた全波長域の測定から別に測定した短波長成分を差し引いて求めており、短波・長波各々で検知器の感度定数が異なったり、さらに短波の感度定数に太陽高度依存性があり、各々の関係が複雑で精度良い測定が困難であったためである。Liljequist (1956) や Weller (1967), Kuhn *et al.* (1977) のいずれもが、日射のある時期の長波長放射は日射の無い時期に求めた経験的關係、あるいは上層のデータからの計算で間接的評価を行っているのみである。

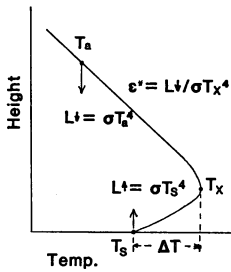
POLEX-South の観測では、日射のある時期も含めて



第13図 みずほ基地における長波長放射月平均値、下向き ($L_{\downarrow}$)、上向き ($L_{\uparrow}$) 及び正味 (L_n) 放射。clear は雲量 1.0 未満, Overcast は中・下層雲量 10 のもの。たて棒は標準偏差。

長波長放射成分別の精度よい観測を目ざした。使った測器は Eppley 社の“精密赤外放射計 (PIR)”で、長波のみを透過するシリコン製の半球状フィルター・ドームをつけたものである。本来日射の影響は無いはずのものが、実際にはわずかながらフィルターが日射を吸収し加熱するため、測定誤差を生ずる。この誤差を取り除くため様々な試みがなされてきたが、この観測では、南極の厳しい環境の中での連続観測ということで、上向測器 (下向を測る) の周囲に直達日射を遮るクロームメッキを施した遮蔽リングをとりつける簡単な方法を使った (Yamanouchi *et al.*, 1981 b)。

第13図には1979年の観測から得られた長波各成分の月平均値及び変動 (標準偏差) を、快晴と曇り (中・下層雲で雲量 10/10) に分けて記した。下向放射は雲のあるなしで日々大きく変化し、雲により下向放射は1年を通じてほぼ等しく約70~80W/m²増加する。雲による下向放射の増加が大きいの、低温でかつ水蒸気量が少ない (夏でも 0.15g/cm²: Yamanouchi・Wada, 1981) ために晴天での下向放射が小さい所に、逆転層の上の温度の比較的高い層に雲が来るためである。下向放射が実際にいかなる値をとるかは、どのように雲が現れるか、擾乱の入り方に対応している。晴天の場合、下向放射は冬の



第14図 接地逆転のある場合の温度分布概念図。

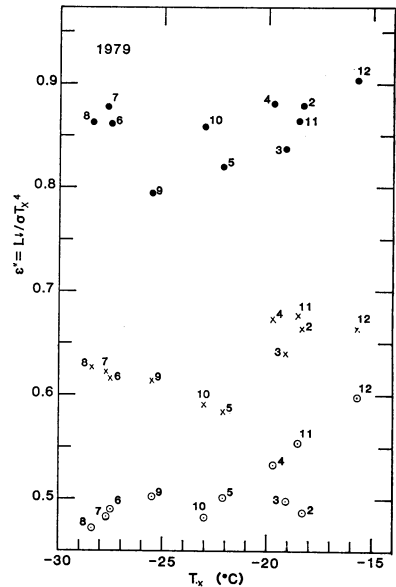
100W/m² から夏の 150W/m² まで季節変化を示すが、日々の変化は小さく、標準偏差は10%以下である。季節変化は上向放射の方が大きく、表面温度変化に対応し冬の140W/m² から夏の 240W/m² まで下向に比べ2倍の変化を示す。

下向長波長放射は、大気温度と大気中の赤外に活性な吸収帯をもつ気体やエアロゾル、雲等によって決まる。そこで、温度とこれ等の物質の寄与を分けるため、等価な射出率 ϵ^* を導入した(第14図参照)。1979年はみずほ基地で上層データが無いため、約300m高度に相当する昭和基地のゾンデによる700mb高度の気温を大気層を代表する温度 T_x として使い、

$$\epsilon^* = L_{\downarrow} / \sigma T_x^4 \quad (9)$$

を求めた。1980年の T_x は、みずほ基地で行われた低層ゾンデ観測(Kawaguchi *et al.*, 1983)と比較し、みずほは300m即ち逆転層の上の温度と平均的に一致していることが確認された。第15図に T_x と ϵ^* の関係を見ると、 ϵ^* は3月から10月までの間、変化は小さく0.5前後である。 ϵ^* が小さいということは、大気中の水蒸気量が少ないためである。 ϵ^* が大きくなる11月、12月は水蒸気その他成層圏大気の変化も効いていると予想される。曇天でのものは、平均0.86。全データの平均値(×印)は、晴天と曇天の比例配分であり、5~10月の間の変化は平均雲量によく対応している。 T_x が同じでも逆転の大きさ ΔT によって ϵ^* は変わる可能性がある。1980年の低層ゾンデデータから ϵ^* とその時の ΔT との相関を調べると、晴天の19例で相関係数 -0.3 となり、はっきりした関係は得られなかった。水蒸気量をもともと少ないため逆転層内の温度変化は余り効かないということである。Liljequist (1956) はモードハイム基地で、 ΔT の1°Cの増加当たり $L_{\downarrow}$ は0.8%減少するという報告を行っている。

上層のデータが無い時、下向放射を簡便に求める方法として、地上気温 T (K) と水蒸気圧 e (mb) で表現す

第15図 等価射出率 $\epsilon^* = L_{\downarrow} / \sigma T_x^4$ の T_x (300 m高度の温度) 依存性。分類は第13図と同じ。

る経験式がよく使われた。地上気温による σT^4 のかわりに上向放射 $L_{\uparrow}$ をとり

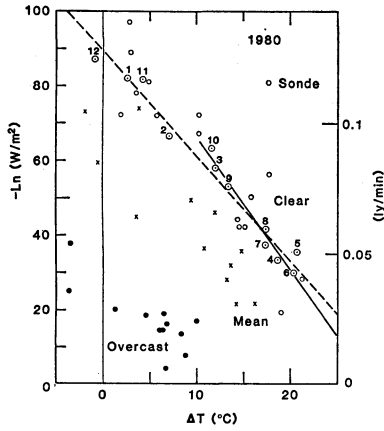
$$L_{\downarrow} / L_{\uparrow} = a + b\sqrt{e} \quad (10)$$

なる Brunt 型による fittingを試み、11、12月のデータに対して $a=0.56$, $b=0.09$ が求まった。しかし2~10月のデータはこの曲線からはずれる。接地逆転の強い時は、地上の水蒸気圧、あるいは地上気温 $-L_{\uparrow}$ は上空の大気に対する代表性が無いことが明らかになった。Weller (1967) によれば、モーソン基地では Ångström 型の経験式、あるいはさらに簡単な Swinbank (1963) による式と同じ型の

$$L_{\downarrow} = 7.95 \times 10^{-16} T^8 \quad (\text{ly/min}) \quad (11)$$

でかなりの範囲の測定値が説明でき、逆転が弱く地上気温が上層大気に対して代表性があることを示している。同じく接地逆転の弱い場合の昭和基地でも、川口 (1979 a) は Brunt 型の式で $a=0.585$, $b=0.078$ で近似できることを示した。モードハイム基地は、同じく沿岸にあるが、接地逆転が強いため、地上気温では $L_{\downarrow}$ を表現できず、Liljequist は逆転層上部の最高温度と地上気温の平均値で表現した。

みずほ基地のようなカタバ風帯では地吹雪が強い事が多く、長波長放射に対するこの影響もみのがせない。川口 (1979 a) は、1977年の観測結果から、地吹雪強度が



第16図 逆転温度 ΔT と長波長正味放射量との関係。小白丸はみずは基地低層ゾンデによるもの。破線は晴れの月平均データに対する回帰直線、太実線は $L\downarrow$ 一定とした時の傾きで 3~10月のデータにあてはめたもの。

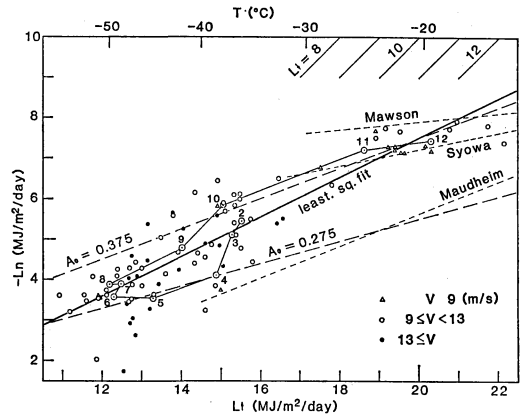
大むね風速に対応することを利用し、風速が12m/s程度以上では風速 1m/s の増加に対し $L\downarrow$ が 0.01 ly/min の割で増加することを示している。短波長放射 に対しての影響と共に、今後解析が望まれる所である。なお、Liljequist は、モードハイム基地は通常風が弱く接地逆転が発達しているが、風が吹くと顕熱輸送が盛んになり、地表が暖められ、 $|L_n|$ が大きくなる、即ち、風速が 8~9m/s までは、風速 U_{10m} に対して

$$-L_n = 0.006 \cdot U_{10m} + 0.02 \quad (12)$$

なる関係で表されるとした。みずは基地でも強い逆転はあるが、一般に風が強く地表付近の数10mは通常大きい温度差はなく、混合されている状態にあるので、それ以上の風速変化は余り $L\uparrow$ に効かず、むしろ地吹雪を通して $L\downarrow$ への寄与の方が大きいのである。

逆転層と長波放射の関係は長波長収支に明瞭に表れる。一つは雲によって $L\downarrow$ が著しく増加した時である。日射の強い時期を除き強い放射冷却で維持されていた逆転層は、放射冷却が弱まり、あるいは加熱に転じることで表面温度が上がり、壊される (ΔT 小の) 方向にある。長波の収支は負で絶対値が小さくなるか、場合によると正になる。

一方、このように放射収支の機構が大幅に変化する場合は別に、晴天の場合にのみ見られるような関係がある。 $L\downarrow$ が余り大きく変わらず、かつ T_x の層より上の



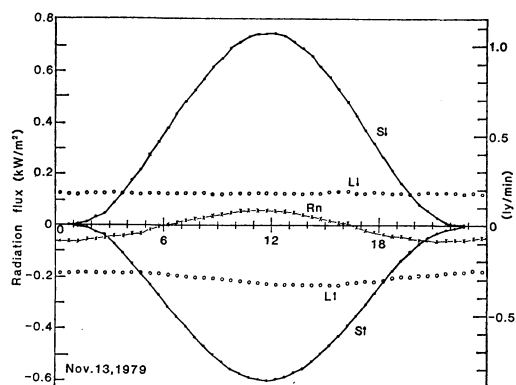
第17図 長波長正味放射量の上向き長波放射に対する変化。みずは基地晴天時の日積算値) 小丸, 三角), 月平均(丸点, 数字は月を示す)。太実線はその回帰直線。点線は昭和(川口, 1979 a), モーソン (Weller, 1967), モードハイム (Liljequist) 各基地。破線は $A_0 \equiv -L_n/L\uparrow = \text{const.}$ の線。

温度分布形が ε^* とともに一定と見ると(第14図), 表面温度 T_s は逆転の大きさ ΔT で決まる、即ち ΔT が小さいと $L\uparrow$ が大きくなり、 L_n は負で絶対値が大きくなる。第16図のうち 3~10 月の範囲で、太実線の関係がこれである。実線を外挿して $L_n=0$ での ΔT を求めると約 -30°C となり、これが放射平衡になった場合の逆転温度である。なお全期間の ΔT と $-L_n$ の関係も逆相関で直線関係にある(破線)。曇天の場合の黒丸も、その中では大まかには類似の直線関係にあり、曇天と晴天の両者の間の遷移が前段で述べた変化である。

逆転と長波放射の関係を見るのによいように描かれたのが第17図の型の図である。みずはにおける晴天時の日積算値を並べた。測定値に対する回帰直線は図の太実線で、

$$-L_n = 0.486 L\uparrow - 2.22 \quad (\text{MJm}^{-2}\text{day}^{-1}) \quad (13)$$

で表された。 $A_0 (\equiv -L_n/L\uparrow = 1 - L\downarrow/L\uparrow) = \text{const.}$ の線が $L\uparrow$ と $L\downarrow$ の比が一定の線なので、平均の直線は左下がり、即ち $L\downarrow$ に比べて $L\uparrow$ がより減少する、逆転が強まる方向の変化である。月平均値のプロットを追うと、秋の 4~6 月は $L\downarrow$ 一定で逆転が強くなる方向なのに対し、春の 8~10 月は逆転が弱まる方向の変化を示している。点線で記した昭和やモーソン基地での関係はみずはの夏の関係に類似しており、モードハイム基地での関係はみずはの全体の関係にはほぼ平行し、沿岸で温度が高く $L\uparrow$, $L\downarrow$ は共に大きいものの、逆転は強く L_n は同程度



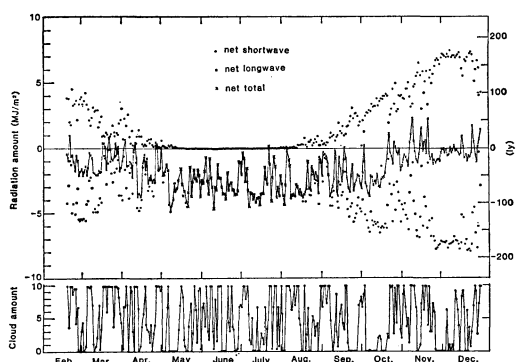
第18図 みずほ基地における放射収支各成分，全天日射 (S_i)，反射 (S_t)，長波下向き (L_i)，長波上向き (L_t)，そして正味放射 (R_n) の日変化。晴天日の例 (Yamanouchi *et al.*, 1981 b)。

ないし小さいことを示している。

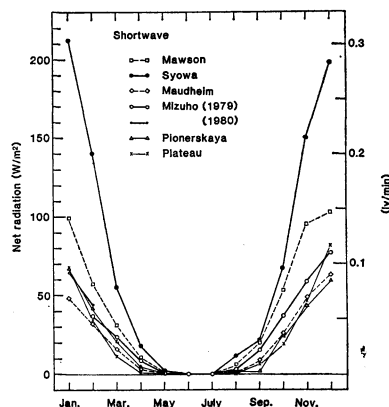
6. 地表面での放射収支

みずほ基地における放射収支各要素の日変化について、夏の快晴日の例を第18図に掲げる。短波長では、高いアルベードで、全天日射がほとんど反射光になっている。長波長放射は、下向きは日変化が小さいのに対し、上向きが地表温度上昇に合わせ午後ピークをもっている。全体の正味放射量は、放射収支計による測定が前章で述べた如く精度を上げるのが難しいので、これもまた精度の面からは不利な点があるものの、全天日射、雪面反射、長波下向き、長波上向きの4成分独立の測定値から差し引き求めた。各成分の測定に $\pm 0.005 \text{ ly/min}$ 程度の不確かさがあるので、30分平均の正味放射については、 $\pm 0.02 \text{ ly/min}$ (14 W/m^2) の不確かさはまぬがれ得ない。図の例では、全放射収支は、夜間の負の値から、6:00 LT、太陽高度 $17\sim 18^\circ$ 頃正に転じ、正午前に極大をとり、再び減少、16:30 LT 頃太陽高度 23° 付近で負に戻り、真夜中前に負のピークをとる、という一連の変化を示す。長波上向きが昼過ぎに極大をとるため、全体の正味放射の最大値は正午前にずれる非対称性を示す。なお、この日1日の平均値はわずかにマイナスで、 $R_n = -12 \pm 2 (\text{W/m}^2)$ ($-0.017 \pm 0.003 \text{ ly/min}$) であった (Yamanouchi *et al.*, 1981 b)。

第19図には、日積算値の季節変化の推移を示した。正味放射の日々の変化は、特に冬に大きいことが多く、 30 W/m^2 ($2.6 \text{ MJ/m}^2/\text{day}$) を越える変化が随所に見られる。



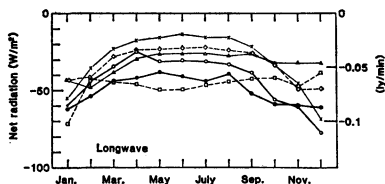
第19図 みずほ基地における放射収支の通年にわたる日々の変化。下は日平均雲量 (Yamanouchi *et al.*, 1981 b)。



第20図 南極6基地における短波長正味放射月平均値の年変化。モーション (Weller, 1967), 昭和 (川口, 1979 b), モードハイム (Liljequist, 1956), みずほ (Yamanouchi *et al.*, 1981 a; Ishikawa *et al.*, 1982 a), ビオネルスカヤ (Rusin, 1964), プラトー (Kuhn *et al.*, 1977) 各基地。

この変化は第3～5章の議論から明らかな雲による変化である。みずほの条件では長波放射の変化が支配的で、厚い雲は放射収支を1年中常に(冬の方が大きい)正の方向に動かす。高アルベードの雪面上の放射収支の特徴である。なお単純に雲量と正味放射量との相関係数は冬の6月で0.8、夏の12月で0.6であった (Yamanouchi *et al.*, 1982)。放射収支が夏でも晴天の日は0付近で負の値になっているのも、みずほ基地の特徴であろう。

短波、長波及び全放射収支の季節変化を南極各基地について月平均値で比較した。比較したのは南極大陸の東

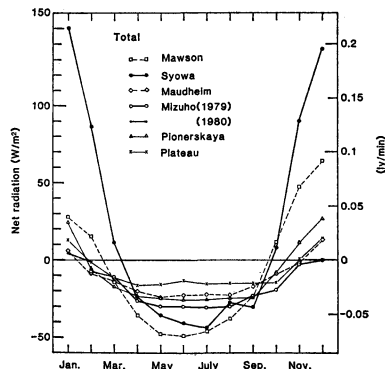


第21図 南極6基地における長波長正味放射月平均値の年変化。記号・引用は第20図に同じ。

北部の約1/4にあつて、素姓の分かった放射収支のデータの得られる6基地である(第2図)。

第20図には正味の短波長放射を並べた。露岩上の昭和基地のものは、夏、雪が消えアルベードが下がる部分が多く、著しく大きい値をとっている。海氷上のモーソン基地は、アルベードの実測値が少ないため氷と雪の中間の値として、70%に固定して計算されたもので、真の季節変化を必ずしも表してはいない。実際には春先に氷の上の雪が吹き払われてアルベードが低くなるため、正味放射量が大きめになると考えられる(Weller, 1967)。他の4地点では、表面は通年雪に覆われていることで大きな違いはない。細かく見ると、第3章で述べた緯度効果、高度の違いが効き、それに第4章で見たアルベードの違いが加わり、夏は内陸が大きく、冬付近は内陸が小さい傾向が、プラトーとみずほやモードハイムの間で見られる。ピオネルスカヤの春側の低い値は、後述の長波にも見られる雲ないし水蒸気量の多さによると考えられる。みずほはでの通年、あるいは秋側のピオネルスカヤが一樣に高めなのは、第4章で述べた内陸としては低目のアルベード(81%)に対応している。

第21図には正味の長波長放射を並べた。夏期以外、大むね平行に変化している。冬の値について、プラトー、ピオネルスカヤ、みずほ、昭和の4地点では、高度順、即ち気温の低い順番、さらには逆転の強さの順番に並んでいる(Yamanouchi *et al.*, 1982)。 $L_{\downarrow}$ の小さい内陸だが、プラトーのように風の弱い内陸高地では、放射平衡に近く $|L_n|$ は小で、逆転が強い。内陸でも斜面—カタバ風帯—では顕熱輸送があつて放射冷却を補い、 $|L_n|$ はそう小さくならず、逆転は弱められる。ピオネルスカヤ、みずほの2地点では、後者の方がカタバ風は強く、 $|L_n|$ はより大きい。沿岸では補われる熱が大きく、 $L_{\uparrow}$ が大、即ち $|L_n|$ も大きい値をとる。昭和基地の L_n はこれである。モーソン基地は昭和基地と同じく沿岸にあるが、ここはカタバ風が平均10m/sで吹いており顕熱輸送が活発で、冬期でも昭和基地以上に逆転層はできに



第22図 南極6基地における全正味放射月平均値の年変化。引用は第20図に同じ。

くく、表面温度が高い。そのことが昭和基地よりさらに $|L_n|$ を大きくしている。一方、沿岸のモードハイム基地は、風が弱く逆転層の大きさが冬の平均で 25°C に達し $L_{\uparrow}$ が小さい。 $L_{\downarrow}$ は沿岸ということでみずほやピオネルスカヤよりも大きく、その結果、モードハイム基地の $|L_n|$ はピオネルスカヤよりも小さくなっている。

L_n の夏へ向かう変化は、プラトーとみずほではほぼ平行しているのに対し、沿岸3基地とピオネルスカヤでは一定に近い値を取り、 $|L_n|$ が小さいままである。Rusin (1964)によれば、ピオネルスカヤのこの小さい $|L_n|$ は、雲や霧が出て $L_{\downarrow}$ が大きくなるためであり、他の沿岸におけるものも、夏、開水面が近づき雲や水蒸気量が多くなるためであると予想される。なお、モーソン基地のものは短波の収支を差し引いて求められたものなので、上に述べた様にアルベードが実際はもっと低ければ、 $|L_n|$ は大きくなる可能性がある。結局、長波長収支で直接求めていないものは、短波収支如何にかかわってくるので、夏の値の精度には疑問が残る。

全体の放射収支—正味放射量—を第22図に示した。冬の値は長波で決まっており、第21図と同様の関係にある。夏の値は、短波の第20図と長波の第21図との重ね合わせであるが、短波の収支が著しく大きくなる昭和基地、それにモーソン基地を除き、他は短波の収支に大きい違いはないため、各地点間の傾向の違いは夏でも長波収支のふるまいに支配される。1979年のみずほの結果は、12月も収支が負になっているが、先に述べた如く曇りと晴れの日数の関係でどちらにもなり得る値で、1980年はプラス側にある。

年間を通した平均では、冬にマイナスで大きく、夏もあまり大きいプラスにならないカタバ風帯のみずほ基地

第4表 昭和基地における対流圏上部, 下部の冷却率. 7月は観測値から, 1月は計算値から算出(川口, 1979a).

	(°C/day)		
	晴天	曇天	月平均
7月			
300~600mb	-0.7	-0.9	-0.9
600~900mb	-1.1	-2.4	-1.8
1月			
300~600mb	-1.5	-1.8	-1.7
600~900mb	-1.4	-2.6	-2.0

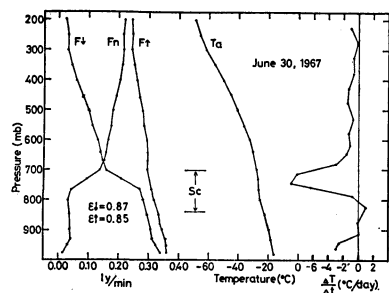
で $-15 \sim -18 \text{ W/m}^2$, と最も放射冷却が大きく, 冬・夏の大きいマイナス・プラスが打ち消し合う沿岸のモーンソンと深い内陸のプラトーでは $-7 \sim -8 \text{ W/m}^2$, ビオネルスカヤ, モードハイムが $-10 \sim -12 \text{ W/m}^2$ といずれも負である. これに対し, 露岩上の昭和基地だけは夏のプラスが効き, $+23 \text{ W/m}^2$ と大きい正の値をとっている. ただし, このような露岩は南極全体で3%程度の面積で, 放射気候としては南極の中では特殊地域である(川口, 1979b).

7. 放射収支の垂直分布

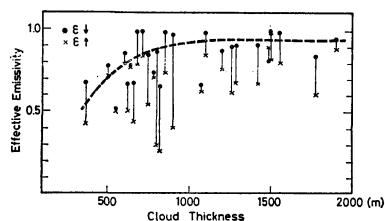
南極大気の大気長波放射収支の垂直分布を知るため, 昭和基地では1966年以来300回前後の放射ゾンデ観測が行われている. この観測の信頼性については, 川口(1979a)やYamanouchi *et al.* (1981c)によって調べられた. 放射フラックスの計算値と比較されたが, 計算に使う水蒸気データにも不確かさがあり, 明確な評価はされていない. 冷却率としては使えるデータであろう.

放射ゾンデによる冬7月の観測値の平均と, 平均温度, 湿度分布から放射図によって計算された夏1月の平均から, 対流圏上部, 下部各々における長波放射による冷却率を第4表にまとめた(川口, 1979a). 下部対流圏の冷却は夏と冬であまり変わらないのに対し, 上部対流圏では夏は冬の2倍の冷却率をもっている. 冬は上部対流圏の冷却は下部に比べ小さい. 雲の影響は下部の対流圏で顕著である. 7月の対流圏から成層圏への平均の放射フラックスを見ると, 300mbの正味放射は晴れ, 曇りで0.210, 0.205 ly/min と大差はないが, 晴天時の55%が地表からの損失で, 対流圏大気からは45%であるのに対し, 雲がある時は地上からの損失は15%に下がり, 大気が85%と大部分をになっている.

昭和基地における1967~1969年の約30回の放射ゾンデ



第23図 層積雲(Sc)がある場合の, 昭和基地放射ゾンデによる下向き($F_{\downarrow}$), 上向き($F_{\uparrow}$), 正味(F_n)放射及び温度と冷却率の観測例(Kawaguchi, 1983).



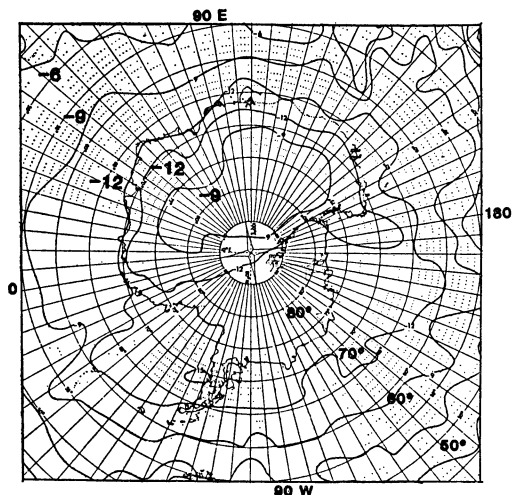
第24図 雲の厚さに対する雲の等価放射率. 同じ雲に対する下向き($\epsilon_{\downarrow}$), 上向き($\epsilon_{\uparrow}$), を実線で結んだ. 破線は下向き($\epsilon_{\downarrow}$)に対する平均の曲線(Kawaguchi, 1983).

の観測資料から, Kawaguchi (1983)は南極の中・低層の雲の長波放射特性を調べた. 第23図はその1例で, 850~700mb層にScがあり, それより上層には雲が無いと見られた. 冷却率は右側に示されているが, 雲頂近くで -9°C/day と大きい冷却, 雲底付近で若干の加熱となっている. 地表面では正味放射が0.02 ly/minと小さくなっている. 雲の存在は大気放射に大きい影響がある.

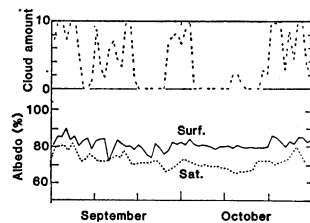
雲の影響のパラメタライズのため, Cox (1976)によって定義された effective emissivity の下向き, 上向きに対してそれぞれ $\epsilon_{\downarrow}$, $\epsilon_{\uparrow}$,

$$\epsilon_{\downarrow} = \frac{F_{b\downarrow} - F_{t\downarrow}}{\sigma T_b^4 - F_{t\downarrow}}, \quad \epsilon_{\uparrow} = \frac{F_{t\uparrow} - F_{b\uparrow}}{\sigma T_t^4 - F_{b\uparrow}} \quad (14)$$

が算出された. ここで b , t はそれぞれ雲底, 雲頂を表わす. 第23図の例では, $\epsilon_{\downarrow} = 0.87$, $\epsilon_{\uparrow} = 0.85$ であった. 各回の観測について $\epsilon_{\downarrow}$, $\epsilon_{\uparrow}$ を合わせて, 雲の幾何学的厚さに対してプロットしたものが第24図である. 高積雲(Ac), 高層雲(As)等が16例, 層積雲(Sc)が12例で, 雲量9/10以上のものをもって, 平均雲厚1000m, 雲底高度1600m, 雲頂高度2600mであった. $\epsilon_{\downarrow}$ と $\epsilon_{\uparrow}$ の



第25図 Nimbus 3号による地表・大気系の放射収支年平均値 (10^{-2} ly/min) (Raschke *et al.*, 1973).



第26図 Nimbus-7 衛星(Sat.) 及び地上(Surf.)で測定されたアルベード。みずほ基地付近, 1979年。上に日平均雲量を示す (Campbell・Yamanouchi, 1983)。

違いの大きいことが、一つの特徴で、雲に入る前の下向き、上向きフラックス、 $F_{i\downarrow}$ と $F_{b\uparrow}$ の波長分布が大きく異なっているためである。雲より上での下向き放射は、上空の水蒸気量が極めて少ないことから、窓領域の放射もほとんどなく、その温度の黒体放射に比べて小さく、 $F_{i\downarrow}/\sigma T_e^4 \approx 0.6$ である。 $F_{i\downarrow}$ が小さいところに雲で $F_{b\downarrow}$ が大きくなり、 $\epsilon_{\downarrow}$ は大きくなる。雲頂付近が高い冷却率になるのも一つはこの $F_{i\downarrow}$ の変化が大きいためである。 $\epsilon_{\downarrow}$ は、雲の周囲の放射場に強く依存している。一方、 $F_{b\uparrow}$ と σT_b^4 の違いは余りなく、 $\epsilon_{\uparrow}$ は雲そのものの特性を表現することになる。第24図の平均で、 $\epsilon_{\downarrow}=0.81$ 、 $\epsilon_{\uparrow}=0.69$ であった (Kawaguchi, 1983)。今後さらに雲自身の情報、雲水量、粒径分布と合せた雲の放射特性の観測が必要である。

8. 地表・大気系放射収支

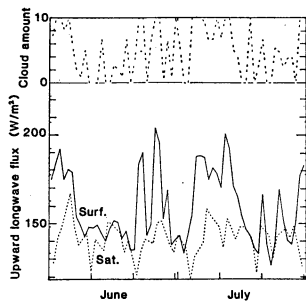
南極が地球全体の中で占める熱的役割を評価するには、地表・大気系全体の放射収支を考えなくてはならない。これについては、気候学的な平均温度や物質分布を与え放射フラックスを計算することや (Sasamori *et al.*, 1972)、大循環モデルによる数値シミュレーション (Herman・Johnson, 1980)、さらに衛星による大気上端での実測など、近年様々な手法が可能になった。

Raschke *et al.*, (1973) は Nimbus-3 衛星によるアルベードと長波射出の測定から、はじめて地上分解能の高

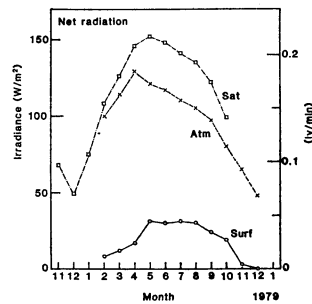
い (~ 250 km) 通年の放射収支分布を求めた。第25図に南極を中心とした地表・大気系の放射収支を記す。放射収支が負で、 -0.12 ly/min を越す、冷却最大の所が大陸の中心部ではなく大陸周縁部にあることが明らかである。これは、大気の放射冷却が等しくとも、第6章で見たように、一部沿岸を除いては内陸ほど低温で地表面の放射収支がむしろ小さくなっていることに対応している。さらに、大気自身の寄与が、内陸高地より周辺部の方が大きいことは、冬のデータから川口 (1979 a) が算出している。大気の放射冷却は、昭和基地では 0.17 ly/min に対して極点では 0.13 ly/min と、冷源としての働きは極点の方が沿岸の $3/4$ になっている。地球全体でみると放射冷却の最大の地域は北極域にあり、それは 0.18 ly/min を越えている。

Campbell・Yamanouchi (1983) は、Nimbus-7 衛星により ERB (Earth Radiation Budget) 実験として測られている放射収支と POLEX の一環で測られたみずほ地上での放射収支の日々の値の比較を、1979年のデータにより試みた。衛星によるデータは走査放射計による広バンド測定値 (短波: $0.2\sim 4.8 \mu\text{m}$, 長波: $5.0\sim 50 \mu\text{m}$) をみずほ基地を囲む 500×500 km ($72\sim 67.5^\circ\text{S}$, $36\sim 48^\circ\text{E}$) の領域で平均化したもの、地上観測はみずほ基地、地上 1.5 m での日射計、長波長放射計によるものである。

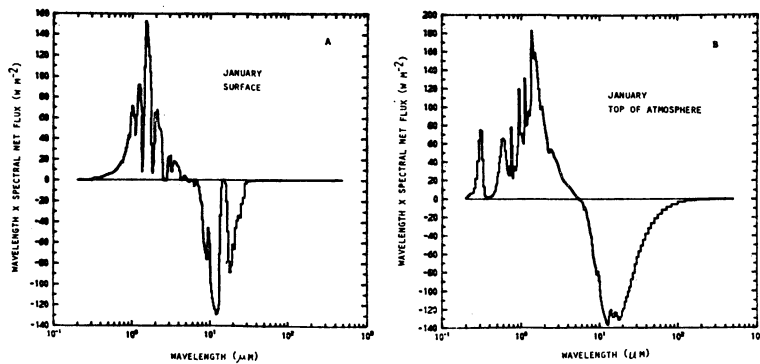
日々のアルベードは第26図のように大気上端でのプラネタリーアルベードが常に地上の値より10%ほど低くなっており、途中の大気の吸収及び散乱の寄与と考えられる。これは、Wiscombe・Warren (1980) の地表アルベードのモデルから理論計算された、地上82%、衛星72%に比べられる値である。図には地上で見た雲量も示したが、地上のアルベードが雲に左右されるのに対し、大気上端のアルベードに対する雲の影響は余り明瞭ではない。晴



第27図 Nimbus-7 衛星(Sat.) 及び地上(Surf.) で測定された上向き長波長放射, 第26図に同じ (Campbell・Yamanouchi, 1983).



第28図 地表 (Surf.), 大気 (Atm) 及び地表・大気系 (Sat) の放射収支の季節変化, みずは基地付近.



第29図 南極点1月, 晴天の条件による正味放射計算値の波長依存性. 面積がエネルギーに比例する (Warren・Wiscombe, 1982).

れの続く10月中旬から雲量10/10の22~24日へ変わると, 地表アルベードは80から85%へ, 衛星のアルベードは67から71%へ変わる. この変化で, 吸収する日射は地表では41から28W/m²へ落ちるのに対し, 地表・大気系では81から85W/m²と太陽高度の上昇が効いてむしろ増加している. 大気の寄与は40から57W/m²に増加し, 雲による地表の吸収の減少は大気が補っていることになる.

上向き長波長の比較の例を第27図に記した. 全体の季節変化については地上と衛星の値は良く対応し, 10~50W/m²地上の値が大きい. 同じく雲量と比較すると, 日々の値は地上の値が雲量に強く依存するのに対し, 衛星の値も相関は下がるが雲量に従って大きくなることが多い. これは, 逆転で地表温度が低い所に低層の比較的温度の高い層に雲が出るためである. 衛星の値は広い地域の平均値であるため, 小規模な雲の影響はマスクされて弱められてしまう. Hartman・Short (1980)は衛星によるア

ルベードと外向き長波放射に対する雲の働きを調べた. 雲によるアルベードの変化と外向き長波放射が正の相関をもつ所は南極氷床とグリーンランド, それに冬のカナダ, ソ連の積雪上だけであり, 上記の結果に対応している. 先の衛星と地上との比較は, 一様な雪面上ととっても, 雲の影響等に分解能の違いが出て, 日々の値から大気の寄与を求めるには無理があるので, 月平均値から両者の差をとり大気の寄与を求めた. 短波長の正味放射は, 大気上端の値が地表での値の約2倍, 即ち地表と大気による吸収がほぼ同程度であった. 大気上端での長波長放射は160~250W/m², 長波の正味放射は大気が110~140W/m²と, 地表の2~4倍の大きい冷却である. 両者合せた全体の放射収支は, 第28図の如く, 秋方の4月に最大の130W/m²の冷却をとり, 夏は小さくなっている. 冬前に冷却極大となる偏りがあり, 大気温度が下がる季節あるいは擾乱が多い一低気圧の影響が多く, 3, 4月の

平均雲量は6.3, 5.7と次の5月の3.5に比べかなり高かった—ことに対応している。秋から冬にかけての120W/m²の放射冷却は大気全層にならずと約1°C/dayの冷却率、即ち1か月で30°C下がることになる。実際は、特に対流圏ではそれほど大きな気温降下はなく、2~3°C/月である。低緯度側からの移流等によって放射冷却の大部分が補償されていることを示している。White・Bryson (1967) は、放射ゾンデ観測から求めた放射冷却と実際の気温降下の違いを求め、これが沈降による断熱圧縮でまかなわれるとして、それを補うために必要な予午面循環を算出した。

Warren・Wiscombe (1982) は、南極雪面上での放射フラックスを291の細かい波長間隔に分けて計算を行い、雲やCO₂の影響を検討すべく地表面と大気上端での放射収支を求めた。南極点の1月の晴天の条件について、第29図(A)(地表面)、(B)(大気上端)の例を示す。地表では、可視光はほとんど反射され正味0、日射が吸収されるのは大部分が雪のアルベードの下がる近赤外域になる。長波の正味の射出は、プランク関数がピークになる10μmを中心に、水蒸気6.3μmと回転帯、及びCO₂15μm帯により狭められた型になっている。大気上端では、吸収のピークは0.3と0.6μmのオゾンや0.75μmのO₂、長い方で水蒸気と雪面のものが出ており、長波射出は地上と比べ様に出ている。これらの特徴として、南極大気が非常に乾いているため、対流圏が水蒸気で飽和しているとしても、水蒸気による吸収よりオゾンによる吸収が多く、これは南極以外他のどの場所でもない状況である。水蒸気が少ないためCO₂の吸収も強められる。水蒸気吸収帯はCO₂吸収帯とオーバーラップしているため、水蒸気が少ない場合、CO₂の変化はより効果的に放射収支に現われる。これがCO₂変化の気候への影響が南極域でより強く現れる1つの理由である、と説明されている。

9. おわりに

南極における放射収支の特徴について、かけ足で概観した。未だ論文になっていない議論をも含めたため、記述に不徹底さが残ったことをお許しいただきたい。地吹雪の影響、雪面の放射特性など個々には様々な問題が残っているが、地表面の放射収支像は大まかには明らかになってきたとみてよいだろう。全体を通じて、とり分け大きい課題として浮かび上がってきたのは雲の問題である。随所で雲が放射を規定する主要因になっている。

その他、本稿では触れられなかった海水域の熱収支に関係する問題。そして、他の地域にも比してますます重要性を増すと思われる衛星による観測を通じた放射・熱収支の評価。これらが、今後の南極における放射収支研究の主要テーマになろう。

これまで放射収支研究の中心になっていた地上観測については、Liljequistの観測以来30年以上の間、量的にはともかく、質的には果たしてどれだけの進歩があったか。我々の仕事を含め反省が必要な時である。南極についてもWCRPが語られる中で、厳しい問題意識をもって焦点を見すえた、質の高い観測・研究が求められている。

南極観測にかかわる研究者が、とかく「南極屋」に陥り勝ちな中で、気象学に携わる他の多くの方々にも、共に南極に目を向け新たなかわりをもっていただきたい、また、この小稿の塗り直される日が近いことを願って、むすびの言葉としたい。

最後に、南極における気象学研究の先達で、一貫して指導を賜わり、また、本稿に目を通し助言下さった国立極地研究所の川口貞男教授に心からの謝意を表します。

文 献

- Campbell, G.G. and T. Yamanouchi, 1983: Emitted exitance and albedo for 71°S, 44°W from surface and satellite observation for 1979, submitted to J. Geophys. Res.
- Carroll, J.J., 1981: The South Pole energy balance experiment: Data processing, analysis and quality control criteria, Contribution to Atmospheric Science, Univ. California, Davis, 16, 52p.
- , 1982: The effect of surface striation on the absorption of shortwave radiation. J. Geophys. Res., 87, 9647-9652.
- , and B.W. Fitch, 1981: Effects of solar elevation and cloudiness of snow albedo at the South Pole, J. Geophys. Res., 86, 5271-5276.
- Choudhury, B.J. and A.T.C. Chang, 1981: The albedo of snow for partially cloudy skies, Boundary-Layer Met., 20, 371-389.
- Cox, S.K., 1976: Observations of cloud infrared effective emissivity, J. Atmos. Sci., 33, 287-289.
- Fröhlich, C. and G.E. Shaw, 1980: New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere, Appl. Opt., 19, 1773-1775.
- 藤井理行, 1982: 氷床の堆積過程と質量収支, 南極の科学 4. 氷と雪, 国立極地研究所, 48-116.
- Fujii, Y. and T. Ohata, 1982: Possible causes of the variation in microparticle concentration in an ice core from Mizuho Station, Antarctica,

- Annal. Glaciol., 3, 107-112.
- Hartmann, D.L. and D.A. Short: 1980, On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1233-1250.
- Herman, G.F. and W.T. Johnson, 1980: Arctic and Antarctic climatology of a GLAS general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1974-1991.
- Ishikawa, N., S. Kobayashi, T. Ohata and S. Kawaguchi, 1982 a: POLEX-South data, Part 3. Radiation data at Mizuho Station, Antarctica in 1980, *JARE Data Rep.*, 73 (Meteorol. 11), 195p.
- , ———, ——— and ———, 1982b: Some radiation properties at Mizuho Station, East Antarctica in 1980, *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue*, 24, 19-31.
- 川口貞男, 1974: 昭和基地における大気混濁度, 日本気象学会秋季大会, 福岡, No. 331.
- , 1978: POLEX (極域観測計画), 南極委員会日より, 天気, 25, 445-447.
- , 1979 a: 南極大気の放射特性, 東北大学博士論文, 179 p.
- , 1979 b: 南極の気象 (普及講座), 天気, 26, 335-346.
- Kawaguchi, S., 1983: Infrared effective emissivity of clouds in Antarctica, *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue*, 29, to be published.
- , S. Kobayashi, N. Ishikawa, and T. Ohata, 1983: POLEX-South data, Part 5. *JARE Data Rep.*, to be published.
- 川口貞男, 佐々木浩, 1975: みずほ観測拠点の日射収支, 南極資料, 54, 34-41.
- Kondratyev, K. Ya, 1969: Radiation in the atmosphere, New York, Academic Press, 912p. (International Geophysics Series, 12).
- Kuhn, M., 1972: Global pollution in Antarctic air documented by solar radiation depletion. *Antarct. J.U.S.*, 7, 35-37.
- , 1974: Anisotropic reflection from sstrugi fields, *Antarct. J.U.S.*, 9, 123-125.
- and L. Siogas, 1978: Spectroscopic studies at McMurdo, South Pole and Siple Stations during the austral summer 1977-78, *Antarct. J. U.S.*, 13, 178-179.
- , L.S. Kundla, and L.A. Streschein, 1977: The radiation budget at Plateau Station, Antarctica, 1966-1967, *Meteorological Studies at Plateau Station, Antarctica*, ed. by J.A. Businger, Am. Geophys. Union, 41-73 (*Antarct. Res. Ser.*, 25).
- Lettau, H., 1971: Antarctic atmosphere as a test tube for meteorological theories, *Research in the Antarctic*, AAAS., 443-475.
- Liljequist, G.H., 1956: Energy exchange of an antarctic snow field, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52. *Scientific Results*, vol. II, Part 1, 183p.
- Liou, Kuo-Nan, 1976: On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 33, 798-805.
- Matsubara, K. and S. Kawaguchi, 1983: Spectral extinction measurements by sunphotometer at Syowa Station, Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue*, 29, to be published.
- Paltridge, G.W. and C.M.R. Platt., 1976: Radiative processes in meteorology and climatology (*Developments in Atmospheric Science*, 5), Elsevier, 318p.
- The Polar Group, 1980: Polar atmosphere-ice-ocean processes; A review of polar problems in climate research, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 525-543.
- Raschke, E., T.H. Vonder Harr, W.R. Bandeen and M. Pasternak, 1973: The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus 3 measurements, *J. Atmos. Sci.*, 30, 341-364.
- Rusin, N.P., 1964: Meteorological and radiational regime of Antarctica, Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 380p.
- Sasamori, T., J. London, and D.V. Hoyt, 1972: Radiation budget of the southern hemisphere, *Met. Monographs*, 13, No. 35, 9-23.
- Shaw, G.E., 1979: Aerosols at Mauna Loa; Optical properties, *J. Atmos. Sci.*, 36, 862-869.
- , 1982: Atmospheric turbidity in the polar regions, *J. Appl. Met.*, 21, 1080-1088.
- Swinbank, W.C., 1963: Long-wave radiation from clear skies, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 89, 339-348.
- 鈴木剛彦, 安富裕二, 林 則雄, 篠原健夫, 1977: 第15次南極地域観測隊気象部門報告 1974, 南極資料, 60, 70-92.
- 田中正之, 1975: 放射, GARP/POLEX 小委員会の報告 (GARP ニュース), 天気, 22, 66.
- Warren, S.G., 1982: Optical properties of snow, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67-89.
- and W.J. Wiscombe, 1980: A model for the spectral albedo of snow, II; Snow containing atmosphere aerosols, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2734-2745.
- and ———, 1982: Spectral radiation modeling for the Antarctic Plateau; Effects of clouds, ozone and CO₂ on the radiation budget (abstract), *Annal. Glaciol.*, 3, 356.
- Weller, G.E., 1967: Radiation fluxes over an

- antarctic ice surface, Mawson, 1961-1962, ANARE Sci. Rep. Ser. A (IV) Glaciology, 96, 106p.
- , 1980: Special and temporal variations in the south polar energy balance, Mon. Wea. Rev., 108, 2006-2014.
- , 1982: Polar problems in climate research; Some comparison between the Arctic and Antarctic, Aust. Met. Mag., 30, 163-168.
- White, Jr., F.D. and R.A. Bryson, 1975: The radiative factor in the mean meridional circulation of the Antarctic atmosphere during the polar night, WMO Tech. Note, 87, 199-224.
- Wiscombe, W.J. and S.G. Warren, 1980: A model for the spectral albedo of snow, I; Pure snow. J. Atmos. Sci., 37, 2712-2733.
- Young, A.T., 1981: On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere, J. Appl. Met., 20, 328-330.
- Yamanouchi, T., 1982: Derivation of atmospheric turbidity at Mizuho Station, Antarctica from the broad-band solar radiation measurements, Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue, 24, 1-12.
- , 1983: Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station Antarctica, Submitted to J. Met. Soc. Japan.
- and M. Wada, 1981: On the spectrometer measurements of column water vapor amount in the Antarctic atmosphere, Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue, 19, 49-61.
- , ——, S. Mae, and S. Kawaguchi, 1981 a: POLEX-South data, Part 1. Radiation data at Mizuho Station, Antarctica in 1979, JARE Data Rep., 61 (Meteorol. 8), 350p.
- , ——, ——, —— and K. Tsukamura, 1981 b: Measurements of radiation components at Mizuho Station, East Antarctica in 1979, Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue, 19, 27-39.
- , Y. Yamamoto, S. Meshida and A. Uchiyama, 1981 c: On the measurements by radiometersonde at Showa Station, Antarctica. Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue, 19, 62-74.
- , M. Wada, S. Mae, S. Kawaguchi and K. Kusunoki, 1982: The radiation budget at Mizuho Station, Antarctica, 1979, Annal. Glaciol., 3, 327-332.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第21回粒体に関する討論会	昭和58年10月17日～19日		神田学士会館
日本気象学会 昭和58年秋季大会	昭和58年10月19日～21日	日本気象学会	仙台第3合同庁舎
第9回レーザーレーダ (ライダー)シンポジウム	昭和58年11月10日～11日		もみじ荘(栃木県塩原温泉)
第9回リモートセンシング シンポジウム	昭和58年11月17日～18日	計測自動制御学会	国立教育会館
中部支部研究会	昭和58年11月25日	気象学会中部支部	名古屋大学水圏科学研究所 大講義室
第6回極域気水圏シンポジウム	昭和58年12月7日～9日	国立極地研究所	国立極地研究所
第30回風に関するシンポジウム	昭和58年12月9日	日本流体力学会ほか	東京大学工学部境界領域 研究施設
第10回国際生気象学会議	昭和59年7月26日～30日		順天堂大学 有山記念館・ 医学部