

極域における雲の下向き長波放射フラックスへの寄与

山田 恭平¹、早坂 忠裕¹、岩渕 裕信¹

¹ 東北大学大気海洋変動観測研究センター

Cloud Radiative Contribution for Downward Longwave Radiation in the Polar Regions

Kyohei Yamada¹, Tadahiro Hayasaka¹ and Hironobu Iwabuchi¹

¹Center for Atmospheric and Oceanic Studies, Tohoku University, Sendai, Japan

Downward longwave flux is an important factor to determine surface radiation budget, water cycle, and climate change. Cloud is a dominant factor to absorb and emit longwave flux, however the understanding of cloud effect is limited. In polar regions, the contribution of cloud is especially important because of small amount of water vapor. The present study evaluated cloud radiative effect at 4 different sites in polar regions, which belong to Baseline Surface Radiation Network (BSRN), with radiosonde and radiation observations. The cloud radiative forcing (CRF) is defined by the difference between calculated downward longwave radiation assumed clear-sky (DLR_{Cal}^{Clear}) and observed radiation under all-sky (DLR_{Obs}^{All}). Calculation is executed with mstrnX, 1-dimensional two stream scheme. Under clear-sky condition, DLR_{Obs}^{All} and DLR_{Cal}^{Clear} showed good correlation, $DLR_{Obs}^{All} - DLR_{Cal}^{Clear} = -0.79 \pm 5.06 \text{ W/m}^2$ and correlation coefficient is 0.992.

CRF increases with an increase in diffusion ratio, which is the index of cloud amount defined with the ratio of observed diffuse shortwave radiation to total shortwave radiation. CRF varies from about -10 W/m^2 to 110 W/m^2 . The absolute values of forcing are not so different among four sites, however the relative values are different. South pole, where the monthly average of precipitable water is less than 2mm, shows clearly smaller relative contribution than the other sites. Under dry and cold climate conditions, CRF varies widely and the strong negative value emerged. The negative value appeared frequently when temperature inversion layer exists at low altitude. CRF shows smaller tendency when temperature inversion exists at near surface than no temperature inversion days.

下向き長波放射フラックスは地表面での放射収支を決定する重要な要素であり、水循環や気候変動に大きな影響を与えている。雲は長波放射を吸収、射出して地表面を温めているが、その寄与の評価には未だ大きな曖昧さがある。極域では長波放射の代表的な吸収放出源である水蒸気の量が少ないため、雲の寄与が特に重要である。

本研究では Baseline Surface Radiation Network (BSRN; Ohmura et al., 1998) に所属している Ny-Ålesund (NYA)、Georg von Neumayer (GVN)、South Pole (SPO)、Syowa (SYO) の 4 観測地点で行われているラジオゾンデ観測と放射観測の結果を用いて雲の寄与を求め、雲量や大気中の水蒸気量と雲の下向き長波放射フラックスに対する影響を定量的に評価する。表 1 に本研究の対象地点を述べる。

雲の放射強制力 (CRF) は全天における下向き長波放射フラックスの観測値 (DLR_{Obs}^{All}) から快晴を仮定した下向き長波放射フラックスの計算値 (DLR_{Cal}^{Clear}) を差し引くことで見積もる。BSRN の観測結果は、0100 basic observation data (下向き長波放射フラックス、下向き直達短波放射フラックス、下向き散乱短波放射フラックス)、1000 meteorological data (目視観測による雲量)、1100 radiosonde data (気温と相対湿度の鉛直プロファイル) を用いる。直達と散乱の短波放射フラックスの比から散乱比 (diffusion ratio) を求め、これを雲量の指標とする。そのため、観測データは日中のみ扱うため、観測時刻の日射がない SPO の 3 月後半から 9 月前半、GVN と SYO の 5 月後半から 8 月前半、NYA の 10 月後半から 3 月前半は扱わない。扱う期間は 2001 年から 2011 年までである。ただし 2006 年以後のデータが存在しない SPO は 2006 年までのデータを用いる。 DLR_{Obs}^{All} はラジオゾンデ観測時刻の 0100 basic observation data の 1 分間平均の下向き長波放射フラックスの値を、さらに前後 30 分で平均し、1 時間平均の値を用いる。下向き長波放射フラックスの計算は 2 流近似法を用いた 1 次元モデルである mstrnX (Sekiguchi and Nakajima, 2008) を用いて行う。快晴時における下向き長波放射フラックスの計算値と観測値の差は $-0.79 \pm 5.06 \text{ W/m}^2$ 、相関係数は $r=0.992$ であり、計算値は観測値と非常に良い相関を示していた。

雲の放射強制力 (Cloud Radiative Forcing; CRF) は測定期間中、約 -10 W/m^2 から 110 W/m^2 まで変動しており、下向き短波放射の global に対する diffuse の値を雲量の指標としてとった散乱比 (diffusion ratio) が大きくなるほど雲の放射強制力は大きくなっていった。雲量の指標である散乱比に対する CRF の平均値はほぼ線形に増加していた。

図 1 は雲量の指標となる diffusion ratio に対する CRF と DLR の観測値の平均値である。放射強制力の雲量に対する平均値は 4 観測地点間では大きな違いはなかったが、下向き長波放射フラックスの絶対値は SPO で他の観測地点よりも $70\text{-}100 \text{ W/m}^2$ 程度小さくなっていった。そのため地表面が受け取る下向き長波放射フラックスのうち、雲の寄与する割合は、寒く水蒸気量の鉛直積算量が小さな観測地点ほど大きくなっており、散乱比が増加するにつ

れて散乱比に対する寄与の平均値が GVN、SPO、SYO の 3 地点ではおよそ 0%から 25%に増加するのに対し、SPO では 10%から 35%へ増加しており、他の観測地点に比べて 10%程度高くなっていた。この理由としては観測期間中の SPO における月平均の可降水量 (Precipitable Water; PW)はいずれの月でも 2mm 以下と非常に低かったことが挙げられる。水蒸気回転吸収帯と二酸化炭素の $15\mu\text{m}$ など、吸収帯の重なり合いによる下向き長波放射フラックスへの影響は、水蒸気が少ない気候状態で顕著に変動する。下向き長波放射フラックスは可降水量は対数的に急激な変化を示し、特に可降水量が 5mm 以下でその変化は激しい (Zhang et al., 2001)。そのため本研究では特に可降水量が小さな SPO とそれ以外の地域で、雲の相対的な寄与に差が生じていたと考えられる。

図 2 にラジオゾンデで測定した相対湿度と温度プロファイルを元にした可降水量 (PW) に対する CRF を示す。可降水量が小さな観測地点ほど雲の放射強制力のばらつきが大きくなっているものの、CRF は可降水量に対して有為な変化は示さなかった。しかし可降水量が大きくなるほど、水蒸気からの射出が卓越するため、相対的な雲の寄与率は小さくなっていた。

負の放射強制力は主にモデルや観測、装置の誤差によって生じるが、本研究中では極域の中でも特に冷たく乾いた大気状態 (可降水量が 10mm 以下) で負の寄与が多くなっていた。大きな負の寄与がある日の鉛直プロファイルを見ると、その日は地表付近に気温の逆転層が生じていることが多く、地表面に相対湿度の極大値が存在していた。低層 (高度 3000m 以下)に温度逆転層が生じている日と生じていない日と比較すると、散乱比の頻度分布は逆転層が生じている日と生じていない日で変わらなかったが、CRF は逆転層が生じている日では生じていない日より小さくなる傾向があり、逆転層の存在によって雲の放射強制力に大きな差が生じていた。

Table 1. BSRN stations in polar regions with continual radiosonde observation.

Region	Station	Abbr.	Lon.	Lat.	Alt.	Period	UTC	Number of Data
Arctic	Ny-Ålesund	NYA	78.9250	11.9300	11	2001-2011	12	2395
Antarctic	Georg von Neumayer	GVN	-70.6500	-8.2500	42	2001-2011	12	2500
	South Pole	SPO	-89.9830	-24.7990	2800	2001-2006	0, 12	1234
	Syowa	SYO	-69.0050	39.5890	18	2001-2011	0, 12	6740

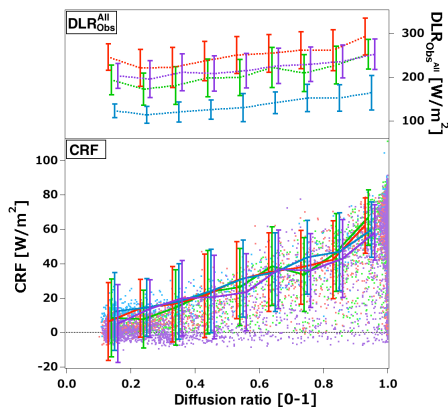


Figure 1. The relationship between diffusion ratio and CRF and DLR_{Obs}^{All} at NYA (red), GVN (green), SPO (blue), and SYO (purple).

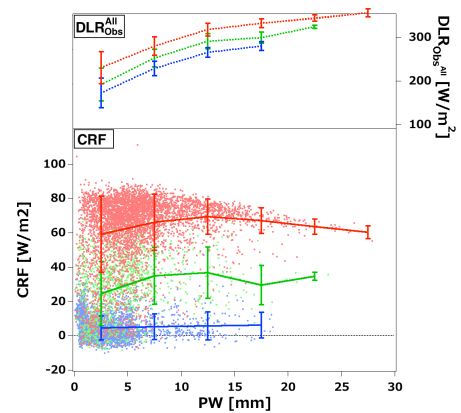


Figure 2. The relationship between precipitable water (PW) and CRF and DLR_{Obs}^{All} under clear-sky (diffusion ratio < 0.5; blue), cloudy ($0.5 \leq \text{diffusion ratio} < 0.9$; green), and overcast (≥ 0.9 ; red) conditions.

References

- Ohmura, A., et al., Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP), a new precision radiometry for climate research, Bull. Am. Meteorol. Soc., 79, 2115-2136, 1998.
- Sekiguchi, M. and T. Nakajima, A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 109, 2779-2793, 2008.
- Zhang T, Stamnes K, Bowling SA, Impact of the atmospheric thickness on the atmospheric downwelling longwave radiation and snowmelt under clear-sky conditions in the Arctic and subarctic. Journal of Climate 14: 920-939, 2001.