世界各地のOLRと地上降雨量の関係

竹内邦良*・志村昌也**

Relation Between OLR and Precipitation in The World

Kuniyoshi TAKEUCHI and Masaya SHIMURA

Global 2.5°mesh daily OLR (Outgoing Longwave Radiation) data observed by NOAA from 1974-87 were analyzed and compared with precipitation data at various stations over the world. Global OLR distributions clearly show seasonal climatic variations and the characteristics of El-Nino and La-Nina. Pseudo-reflectivity defined as Angot value minus OLR was introduced as an index of cloud activities and compared with precipitation on the ground. Pseudo-reflectivity usually shows the positive correlation with precipitation in the low latitude areas, but often shows negative one in the middle to high latitude areas. Analyses of its correlation with daily precipitation over Thailand revealed that the use of pseudo-reflectivity replacing original OLR did not improve the potential capability of estimating precipitation by satellite.

Key words: OLR, Pseudo-reflectivity, Precipitation, Chao Phraya River Basin

1974～87年に米国海洋大気庁 (NOAA) が観測した、全球2.5°メッシュ日平均OLR (Outgoing Longwave Radiation) データを解析し、世界各地の地上観測降雨量と比較した。全球のOLR分布は季節変化やエルニーニョ、ラニーニャ現象の特徴を明瞭に示す。大気外太陽放射 (Angot value) からOLRを差し引いたものを擬似反射量 (Pseudo-reflectivity) と定義し、それを低緯度帯の対流活動に伴う雲の指標として用い、世界各地の降雨量との比較を行った。その結果、月降雨量との関係は、低緯度帯では多くの地点で正の相関を示すが、中高緯度では負の相関を示すところもある。タイ国における日・10日・月降雨量との相関では、直接OLRと対応させた場合に比べ、擬似反射量を用いることによる向上は認められない、などがわかった。

キーワード：長波放射、擬似反射量、降雨量、チャオプラヤ川流域

I. はじめに

人工衛星による地上降雨量の推定を目標として、OLR (Outgoing Longwave Radiation) 情報利用のための検討を行った。OLRは、衛星により観測された地表面からの長波放射の各波長毎のエネルギーの合計であり、W/m²等の単位で表わされる。OLRの観測は1974年よりNOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) により衛星NOAA 2～5 (1974. 6～78. 2)、Tiros-N (1979. 1～80. 1)、NOAA 6, 7, 9, 11 (1980. 2～現在)を用いて行われ

ている (Chelliah and Arkin, 1992)。その記録のうち日平均、全球2.5°メッシュのものを気象研究所から提供いただき、世界各地およびタイ国において解析を行った。図-1、図-2に世界各地の観測地点およびタイ国の解析対象地域を、また、表-1に用いたデータとその観測期間等を示す。

米国海洋大気庁 (NOAA) が気象観測用に打ち上げている衛星NOAAシリーズは、太陽同期の極軌道衛星で、軌道傾斜角98°、高度約850km、1日に地球をほぼ14周する。イメージセンサとしてはAVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) を搭載し、4～5チャンネルで、可視、近赤外、3.7お

*山梨大学工学部 Yamanashi University

**錦新都市設計

図-1 世界各地の観測地点

図-2 タイ国における解析対象地域
(・印は降雨観測所)

び $11\mu\text{m}$ の大気窓領域の赤外を、直下分解能、可視 0.5km 、赤外 1.1km で観測している。これを用いて地球の放射収支(ERB: Earth Radiation Budget)のモニタリングが行われている。その方法は $0.55\sim 0.75\mu\text{m}$ の可視光の観測から全短波放射($0.2\sim 5.0\mu\text{m}$)を、 $10.2\sim 12.2\mu\text{m}$ のIR観測から全長波放射(OLR)($5.0\sim 50.0\mu\text{m}$)を推定するものである。

OLRの推定には、Nimbus 7によるNFOV(Narrow-field-of-view)データとTHIR(Temperature Humidity Infrared Radiometer)データをもとに、Ohring & Gruber(1984)らが開発した方法が用いられている。これは大気窓領域における観測輝度温度 T_w を、 $T_f = T_w(a + bT_w)$ により全長波放射フラックスの相当黒体温度 T_f に変換し、これをStephen-Boltzmanの式 $E = \sigma T_f^4$ によりOLR熱量(W/m^2)に換算するものである。実験では平方根平均平方誤差(RMSE)が $7\sim 11\text{W}/\text{m}^2$ と報告されている(Minnis *et al.*, 1991)。但し時空間平均により、誤差は相殺し合って大幅に小さくなると考えられている。

以上のようにOLRデータは基本的に $11\mu\text{m}$ 付近の

表-1 解析データ概要

データ	期間長	対象域	出典
2.5°メッシュ日平均OLR	1974.6.1~1978.2.28 1979.1.1~1987.12.31	全球	アメリカ合衆国国立大気庁(NOAA)
日降雨量	1972.4.1~1986.3.31	チャオプラヤ流域 144地点	タイ王立灌漑省(RID)
月降雨量	1950~1980 (注)	世界各地 19地点	理科年表(1992年版)

(注) 東京、八丈島: 1961~90
LONDON: 1961~80
BANGKOK: 1953~80
NAIROBI: 1955~75
BRASILIA: 1968~80

図一 3 全球のOLRの緯度方向分布 (1983, 1986年)

赤外放射データと同一の情報と考えてよく、低緯度帯における雲頂温度、したがって対流性降雨の推定、ENSOをはじめとする広域の対流活動の経年変化の解析等に広く用いられている (Nitta and Yamada, 1989; Chelliah & Arkin, 1992)。OLRを低くする要因は、低緯度帯20°N~20°Sにおいては、雲の存在が第一である。したがってこの地域の低OLR域は、雲の濃くないしは雲発生頻度の高い領域であり、平均的には降雨の多い地域でもあると考えてさしつかえない。逆に高OLR域は、平均的に雲発生が少なく降雨量も少ないことを示している。しかしながら中高緯度帯にあつては、地表面温度そのものが低く、積雪地帯も多くなるためOLRの低いことと雲の発生を関連づけることはできない。

図一 4 全年平均のOLR (1975~77, 79~1987年)

図一 5 a 1月平均のOLR (1975~1987年)

図-5 b 7月平均のOLR (1974~77, 79~1987年)

図-6 a エルニーニョの年のOLR (1983年)

図-6 b ラニーニャの年のOLR (1984年)

本研究で用いるOLRは2.5°メッシュ日平均のものであるが、これは降雨現象の時空間スケールに比べると比較にならない粗さである。赤道付近での1メッシュは278km四方、時間的には昼夜2瞬間値の平均である。1メッシュ内には大気・高い雲・低い雲・裸地・森林・草原・水面・海面など各種のものが含まれているし、昼夜では雲も地表面温度も大いに異なる。したがって与えられた情報は、低緯度帯に限っても、対流活動の概要をつかむのが限度で、局地性の強い降雨現象の直接的情報とはならない。

II. 全球的OLRの分布と変化の特性

以下に全球的OLRの分布とその年変化および季節変化を見る。

(a) OLRの緯度方向分布 (図-3)

図-3は1983および1986年の緯度平均OLRである。20°N、20°S付近に260W/m²前後のピークがあり、10°S~10°N付近に240W/m²前後の窪みがある。窪みの底部は35°N、35°S前後の位置の値になっている。OLRの窪みはこの地域の対流活動、ITCZやモンスーンに伴ない発生する、強いあるいは頻度の高い雲の影響によるものである。赤道上でややOLRが高くなっているのは、赤道貿易風帯で雲が少ない影響の現れである。南半球に比べ北半球高緯度帯のOLRが大きいの、夏期、ユーラシア・北米大陸の地表面温度が高くなる影響である。図-5a、5bを見ると、南極が1年中OLRが低いのにに対し、北半球高緯度帯では夏期OLRが上昇し、80°N付近が40°S付近と同程度にまでなっているのがわかる。

(b) 1975~1977, 1979~1987年の全年平均 (図-4)

20°N~20°S付近の低緯度帯について見ると、アフリカ・コンゴ盆地周辺付近、インドネシア付近、南アメリカ・アマゾン上中流部付近において、OLRが240W/m² (496cal/cm²/day) 以下の低い値を示している。この地域で対流雲の発生が盛んで雨が多いことを現している。また、太平洋・大西洋の5~10°N付近には、東西に延びる低いOLRのバンドがあり、これは熱帯収束帯 (ITCZ) による雲域を現している。

(c) 1975~1987年の1月の平均 (図-5a)

1月は北半球が冬となるので、OLRの低い部分が30°N付近まで南下し、逆に南半球では高い部分が40°S付近まで南下している。また、低緯度帯のOLRのごく低い部分 (コンゴ盆地南部、インドネシア付近、アマゾン流域) は赤道より南に偏っていて、その付近が雨季であることを示している。太平洋5~10°Nの

ITCZの雲は、あまり活動していない。

(d) 1974~1977, 1979~1987年の7月の平均 (図-5b)

7月は1月と逆に、北半球が夏となるので、OLRの高い部分が北上している。北半球では210W/m² (434cal/cm²/day) 以下の部分がほとんど消滅しており、南半球では230W/m² (475cal/cm²/day) 以下の地域が30°S付近まで北上している。低緯度帯では、OLRの低い地域が赤道より北に移動し、コンゴ盆地北部、インドからタイにかけて、北太平洋、北大西洋の5~10°NのITCZの雲の活動も、1月より活発である。

(e) 1983年: El-Ninoの年—東太平洋多雲 (図-6a)

1982年6月頃から83年9月頃までは、太平洋赤道貿易風が弱まって、東部赤道海域の海水温が例年に比べ異常に高くなるエルニーニョ現象が発生した。このため太平洋西部赤道海域の水温は例年より低くなって、赤道付近の対流活動の中心が東にずれた。この影響は図-4に比べ図-6aの中南米沖20°N~20°SでOLRが低いこと、インドネシア沖0~10°N付近では高いことに明瞭に現われている。日本付近では小笠原高気圧が南方洋上にとどまり十分発達しなかったため、北日本で冷夏となった。

(f) 1984年: La-Ninaの年—インドネシア多雲 (図-6b)

1984年は一転貿易風が強くなり、太平洋東部赤道海域の海水温が例年より低下するラニーニャの年になった。西部赤道域では海水温が例年より上昇して、対流活動が活発になった。図-6bには、インドネシア海域でのOLRが低いこと、東部太平洋0~20°S付近では高ことにこの状況が良く現れている。この年の夏は、東アジアに亜熱帯高気圧が居座り、8月の日本は記録的な猛暑となった。

III. 世界各地における擬似反射量 (大気外太陽放射—OLR) と降雨量の関係—1974~1987年月平均

地球に到達する太陽放射は、空気、雲、陸面、海洋に反射し短波放射として宇宙空間に戻るのが約30%、一旦これらに吸収され、やがて長波放射 (OLR) として放出されるのが約70%で、地球全体としての平衡が保たれている。ここに地球に到達する太陽放射は、太陽に垂直な面に対して $K=1.96$ cal/cm²/min (=2822cal/cm²/day=1367W/m², 太陽定数) であるが、地上の各点では、緯度により季節により太陽の入射角が異なるため、仮に大気の影響がないとしても一定ではない。各季節に各地点が大気上端

図一 7 世界各地における擬似反射量（大気外太陽放射—OLR）と平均月降雨量の相関図（正の相関）

で受ける日平均の太陽放射を大気外太陽放射（Angot Value）という。ここではこれも K で表す。この値から当該地点の OLR を差し引いた値（ $K - \text{OLR}$ ）は、当該地点において時空間平均された反射を表わすものと考えられる。本論文ではこれを擬似反射量（Pseudo-Reflectivity）と定義して、以下これ

と地上降雨量との関係を検討する。

そこでまず、世界各地の月平均擬似反射量と、月平均降雨量の相関を図一 7、8 に見る。OLR は 1974. 6 ~ 1978. 2, 1979. 1 ~ 1987. 12 の平均、月平均降雨量は理科年表記載のもので期間は表一 1 のとおりである。なお図中の数字は月を表す。高緯度ほ

図—8 世界各地における擬似反射量(大気外太陽放射—OLR)と平均月降雨量の相関図(負の相関)

ど擬似反射量が負の値にまで分布しているが、これは高緯度ほど大気外太陽放射の季節変化が大きく、冬にはOLRよりも小さくなるためである。月別には、どの地点も夏に擬似反射量が多い。各地の緯度と回歸直線の傾きに注意して見ると、低緯度ほど傾きが大きくなる傾向が見られる。これは、低緯度ほど擬似反射量の年間変化幅が小さく、降雨量の雨期と乾期の差は大きいためである。

擬似反射量は雲のある場合に大きく、そのとき雨の降っている確率も高いと考えられるから、両者は正の相関を示すと推定される。実際図—7の12地点は、決定係数 D (相関係数の2乗)に差はあるが、い

ずれも正の相関を示している。低緯度帯のバンコク・ナイロビ・ブラジリア・サンパウロばかりでなく、中・高緯度帯の東京・モスクワ・ベルリン・デンバーでも正の相関がみられる。 D はブラジリアで最大、デンバー・サンパウロがそれに続いている。一方図—8に示す6地点においては負の相関となった。この地点は、島であるハワイを除きすべて中高緯度帯にある。地中海性気候区(ローマ、ケープタウン)や西岸海洋性気候区(ロンドン、ウェリントン)では、擬似反射量が低い冬に雨が多くなることによるものである。一方、八丈島やハワイは島であり、2.5°メッシュで見るとほとんど点に近い大きさであるた

図—9 Chao Phraya流域における放射量と降雨量の日変化(1984年)

K: 大気外太陽放射, K-OLR: 擬似反射量, P: 降雨量, Y: 擬似反射量の12年間最低値の年パターン

図—10 Chao Phraya流域における日平均OLRと日降雨量 (P) の相関図

図—11 Chao Phraya流域における日平均擬似反射量 (K-OLR) と日降雨量 (P) の相関図

図—12 Chao Phraya流域における日平均擬似反射量の12年最低値の年パターン (Y) からの偏差と日降雨量 (P) の相関図

め、その上空の雲量はごく一部で、実際のOLRには大洋上の雲が反映されているはずである。すなわち島嶼上の降雨と洋上の雲とは必ずしも強い相関がないことを示している。

IV. タイ国における擬似反射量(大気外太陽放射-OLR)と地上降雨量の関係-1984年日単位

II, III節で見たようにOLRおよび擬似反射量と降雨との関係は、低緯度帯では相関が高いと考えられるので、ここではタイ国における関係をより詳細に検討することとする。図-9は、タイにおける図-2①、②メッシュの、1984年の大気外太陽放射(K)、擬似反射量(K-OLR)と降雨量(P)、および後述の擬似反射量の12年間最低値の年パターン(Y)の日変化を示したものである。ここに、OLRの2.5°メッシュと①、②の2.5°メッシュは空間的に一致している。降雨量は①、②メッシュ内の観測地点62、64地点平均の日降雨量である。この図から、大気外太陽放射は北半球が夏となる4~9月に高い値を示すことがわかる。OLRは乾期となる11~4月に高くなる。乾期のOLRが大きいのは、乾期には雲が少なく、太陽放射は多くが地面に吸収され、地面もよく乾いて温度が高くなっているからである。一方、雨期を含む4~10月に擬似反射量が高い値となるのは、雨期に多い積乱雲の反射率が陸地より高いためと考えられる。

図-10はOLRと降雨量(P)の関係、図-11は擬似反射量(K-OLR)と降雨量(P)の関係を散布図にしたものである。決定係数 D は、①、②メッシュにおいてそれぞれ $D=0.387$ 、 0.321 と必ずしも大きくない。ベトナムにおける7メッシュ平均のOLRと同じ7メッシュ内11地点平均の地上降雨量との関係では、日単位で $D=0.311$ 、月単位で $D=0.740$ であったが(小泉・竹内, 1992)、その結果とほぼ一致している。なお、ベトナムでの長期的月平均値からのずれに関する偏差どうしの相関では、日単位で $D=0.165$ 、月単位で $D=0.299$ であった。

擬似反射量は2.5°メッシュ内においては雲がない地面からの反射量を多く含んでいる。そこで、各日の擬似反射量の12年間最低値の年パターン(5次曲線近似(Y))を、晴天時の地面からの反射量パターンと考え、これを各日の擬似反射量(K-OLR)から差し引くことによって、その日の雲の影響をより反映する指標になるのではないかと考えた。図-12がこの差 Deviation of Pseudo-Reflectivity (K-OLR-Y)

と降雨(P)の関係を示すものである。結果はやはり改善されず、OLRの日変化と降雨を対応させることの難しさを改めて確認する結果となった。なお、ベトナムにおける長期的月平均からの偏差に関する関係 $D=0.165$ よりはよい結果となっている。

図-10~12およびその決定係数から判断すると、図-10のOLR~降雨の対応が、図-11, 12に比べわずかではあるがよい結果となっている。これは、OLRがその時点の雲と大気・地表の平均温度を時間差無しに表しているのに対し、擬似反射量の方は、当該地点におけるその時点の反射ではなく、その極めて大きな時空間平均を示すものであることによるものと思われる。

以上、本研究における検討の限りでは、擬似反射量をOLRの代わりとして、降雨量の説明変数に用いることに、利点を見いだすことはできなかった。

V. まとめ

(1) NOAAにより公表されているOLRは、 $11\mu\text{m}$ 大気の窓領域のIR観測値からの推定値である。中高緯度については、積雪、地表温度が低温であることなどにより、OLRの低い部分と雲の多い部分とは必ずしも一致しないが、 $20^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 付近の低緯度帯では、OLRと雲の存在はよく一致し、平均的にはOLRの低い部分で雨が多く降っているものと考えられる。全球のOLRの分布を調べ、季節変化、エルニーニョの影響などを確認した。

(2) 太陽の位置(緯度・季節)によるOLRへの影響を取り除くため、各緯度、時点における大気外太陽放射とOLRとの差を取り、これを擬似反射量(Pseudo-reflectivity)として、その月パターンと、世界各地の平均月降雨量との関係を検討した。この結果、多くの地点で、正の相関を持ち、特に低緯度帯では強い正の傾きを持つ。しかしながら中高緯度帯や島嶼部では、傾きは低く、負の相関、負の傾きとなるところも多いなどがわかった。

(3) タイ国1984年の日降雨量との関係について検討した結果、擬似反射量よりもOLRとの相関の方が、わずかではあるが高くなる結果となり、OLRに代えて擬似反射量を用いる応用上の利点は認められなかった。

謝辞：本研究に当たっては、気象研究所 中沢哲夫氏にOLRのMT提供のお世話をいただき、種々の助言を賜った。山梨大学大学院修士課程2年小泉栄一

君にはコンピュータ・グラフィックスの協力を得た。
記して深甚なる謝意を表する。

引用文献

Chelliah, M. and P. Arkin (1992): Large-scale interannual variability of monthly outgoing longwave radiation anomalies over the Global Tropics, *J. Climate*, **5** (4), pp. 371-389.

Gruber, A. and A.F. Krueger (1984): The Status of the NOAA Outgoing Longwave Radiation Data Set, *Bulletin American Meteorological Society*, **65** (9), pp. 958-962

小泉栄一・竹内邦良 (1992): ヴェトナムにおける地上観測降雨量と衛星観測OLRの関係について, 土木学会第47回年講, pp. 556-557

Minnis, P., D.F. Young and E.F. Harrison

(1991): Examination of the relationship between outgoing infrared window and total longwave fluxes using satellite data, *J. Climate*, **4** (11), pp. 1114-1133.

Nitta, T. and S. Yamada (1989): Recent warming of tropical surface temperature and its relationship with Northern Hemisphere circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, pp. 375-383.

Ohring, G., A. Gruber and R. Ellingson (1984): Satellite determinations of the relationships between total longwave radiation flux and infrared window radiance, *J. Climate and Appl. Meteor.* **23** (3), pp. 416-425.

佐々木・村山・渡辺・杉村 (1990): 5. 衛星データ, 気象研究ノート, **169**, pp. 89-108

(1993年1月18日受付, 1993年4月26日受理)