

雲タイプ別にみた北太平洋夏季層状性下層雲量の数年規模変動

* 神代 剛, 行本誠史 (気象研), 塩谷雅人 (京大生存研)

1. はじめに

雲はその放射効果を通じて気候に大きな影響を与えている。なかでも海洋上の層状性下層雲(以下, 下層雲)の短波放射強制による寄与が大きいことはよく知られている。下層雲量の年変動は下部対流圏の静的安定度(その指標の一つが推定逆転強度 EIS; Wood and Bretherton 2006)と強い相関があるが, Koshiro and Shirotani (2014; 以下, KS14)では, 下層雲を層積雲(Sc)・層雲(St)・霧(FOG)の3タイプに分類し, それぞれのタイプの雲量と EIS との関係が異なっていることを示した。そこで本研究では, 観測が豊富で上記3タイプとも多くみられる夏季(JJA)の北太平洋域(25° – 55° N, 140° E– 120° W)に注目して, 雲タイプ別下層雲量の経年変動と, 関連する物理量との関係を調べた。

2. データ

船舶観測雲データアーカイブ EECRA (Hahn and Warren 2009) にもとづいて, Sc, St, FOG それぞれの雲量および合計の下層雲量を, 1958年から2008年の各JJAについて $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子毎に求めた。観測誤差を小さくするため, 各年JJAの各格子で25観測に満たない場合は欠損としているが, 上記北太平洋域はほぼ全域で全期間のデータが揃う。関連する気象場の解析にはJRA-55再解析データを, 海面水温(SST)はCOBE-SSTデータを使用した。過去の研究から, 船舶観測雲データには見かけの長期変動が含まれていることが指摘されているため, 各年JJA 平均値から気候値と線形トレンドを引いたアノマリー時系列に時間フィルターを施し, 数年規模(およそ7年以下)の変動成分のみを抽出して解析した。

3. 下層雲量と EIS の経年変動

北太平洋域における下層雲量と EIS の JJA 経年変動の相関係数は0.50で, 正相関がみとめられる(図1)。しかし, 先行研究で示された年変動の場合の約0.9に比べるとやや小さい。これは, この正相関の空間的な分布が一樣ではなく, 南東部で強く(相関係数0.7以上), 北西部

で弱い(同0.4以下)ためである(図省略)。下層雲量と EIS の水平分布をみると, 両者とも2つの領域が気候値極大域にあたるが, 南東部では下層雲量も EIS も経年変動が大きいのにに対し, 北西部では EIS の経年変動は大きいが下層雲量の変動は小さい(図2a, e)。

この下層雲量と EIS の経年変動の特徴は, これだけでは物理的に理解するのが難しいが, KS14が提案したように, タイプ別の下層雲量と層別の EIS との関係をみるとよく理解できる。南東部ではSc雲量と700–925hPa間のEIS (EIS_{925}^{700} ; キャッピング逆転層の強さの指標)の変動が大きく(図2b, f), これが下層雲量と EIS の大きな変動(図2a, e)に対応している。北西部では, 合計の下層雲量の変動は小さい(図2a)にもかかわらず, FOG 雲量の変動が大きい(図2d)。いっぽう Sc 雲量の変動もこの領域では比較的大きい(図2b)。つまり, Sc 雲量と FOG 雲量の経年変動が相殺しているために, 合計の下層雲量の経年変動が小さいと考えられる。また, この領域の EIS の大きな変動(図2e)は, おもに925hPa–地表間のEIS (EIS_{sfc}^{925} ; 接地逆転層の強さの指標)の寄与であることもわかる(図2g)。なお, St 雲量の変動は他の2つのタイプと比べて北太平洋域全体で小さい(図2c)。

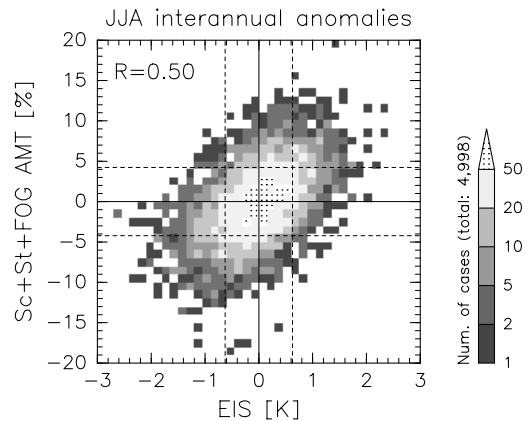


図1: JJA 北太平洋域における下層雲量と EIS の経年変動の頻度分布。破線は1標準偏差を表す。左上に両者の相関係数を示す。

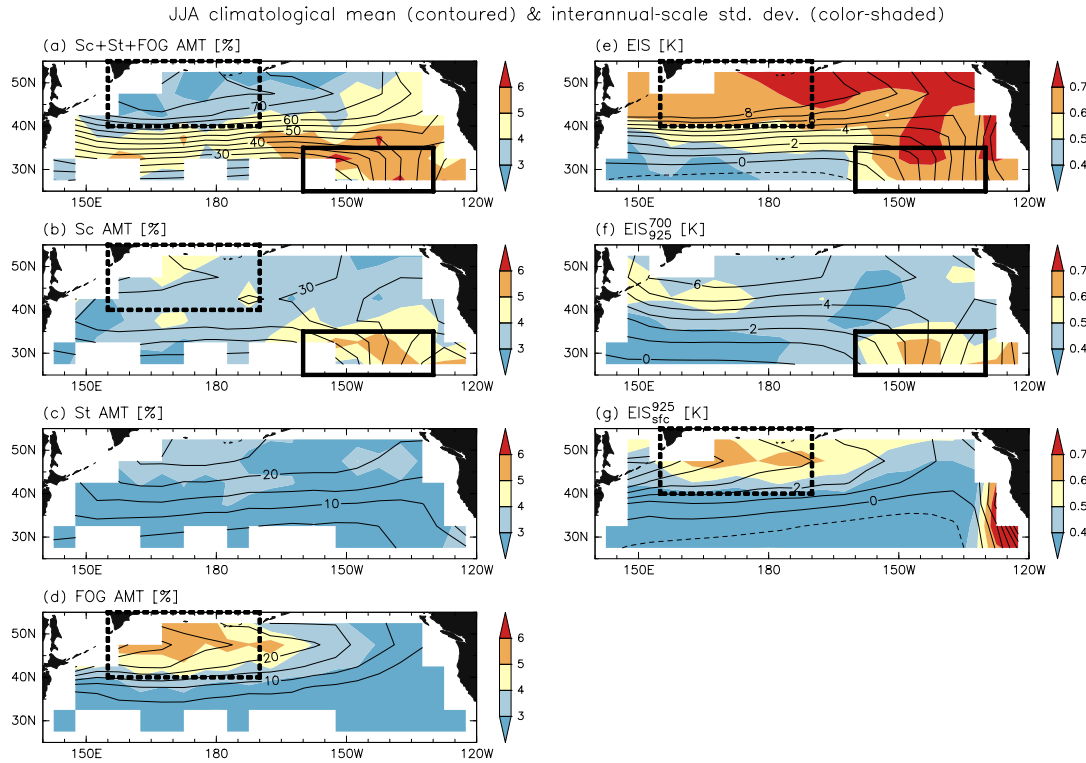


図 2: JJA 北太平洋域における (a) 合計の下層雲量, (b) Sc 雲量, (c) St 雲量, (d) FOG 雲量, (e) EIS, (f) EIS_{925}^{700} , (g) EIS_{925}^{925} の気候値 (等値線) および経年変動の標準偏差 (色陰影). 太実線領域 (25° – 35° N, 130° – 160° W) を SE NP, 太破線領域 (40° – 55° N, 155° E– 170° W) を NW NP と定義する.

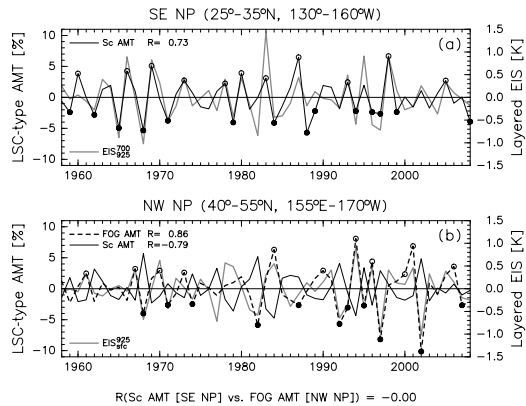


図 3: (a) SE NP 領域平均の Sc 雲量 (黒実線) と EIS_{925}^{700} (灰実線) の JJA 経年変動時系列. 左上に両者の相関係数を示す. (b) NW NP 領域平均の FOG 雲量 (黒破線), Sc 雲量 (黒実線), EIS_{925}^{925} (灰実線) の JJA 経年変動時系列. 左上に FOG 雲量と EIS_{925}^{925} , Sc 雲量と EIS_{925}^{925} の時系列の相関係数を示す. SE NP Sc 雲量と NW NP FOG 雲量の時系列に示された白丸および黒丸は, 絶対値で 0.67 標準偏差を超える正および負の値をそれぞれ表す (これらの年について, 図 4, 5 の合成図解析をおこなった). SE NP Sc 雲量と NW NP FOG 雲量の時系列の相関係数を図下に示す.

経年変動の大きい南東部の 25° – 35° N, 130° – 160° W の領域を SE NP, 北西部の 40° – 55° N, 155° E– 170° W の領域を NW NP と定義し, それぞれの領域で平均したタイプ別下層雲量と層別 EIS の JJA 経年変動時系列を比較すると (図 3), 図 2 から予想された関係が明瞭に示される. すなわち, SE NP では Sc 雲量と EIS_{925}^{700} の変動が相関している (図 3a). NW NP では FOG 雲量と EIS_{925}^{925} の変動が相関している一方, Sc 雲量の変動は逆相関となっている (図 3b). 図 3 下に示したように, SE NP の Sc 雲量変動と NW NP の FOG 雲量変動は無相関なので, 両者は独立な変動であると考えられる.

4. 大規模気象場との関連

2 つの領域の特徴的な下層雲量変動が, 北太平洋域全体の気象場とどのように関連しているかを明らかにするために, SE NP の Sc 雲量および NW NP の FOG 雲量の経年変動が絶対値で 0.67 標準偏差を超える年 (図 3 の白丸および黒丸) について, 正・負の年それぞれで気象場を

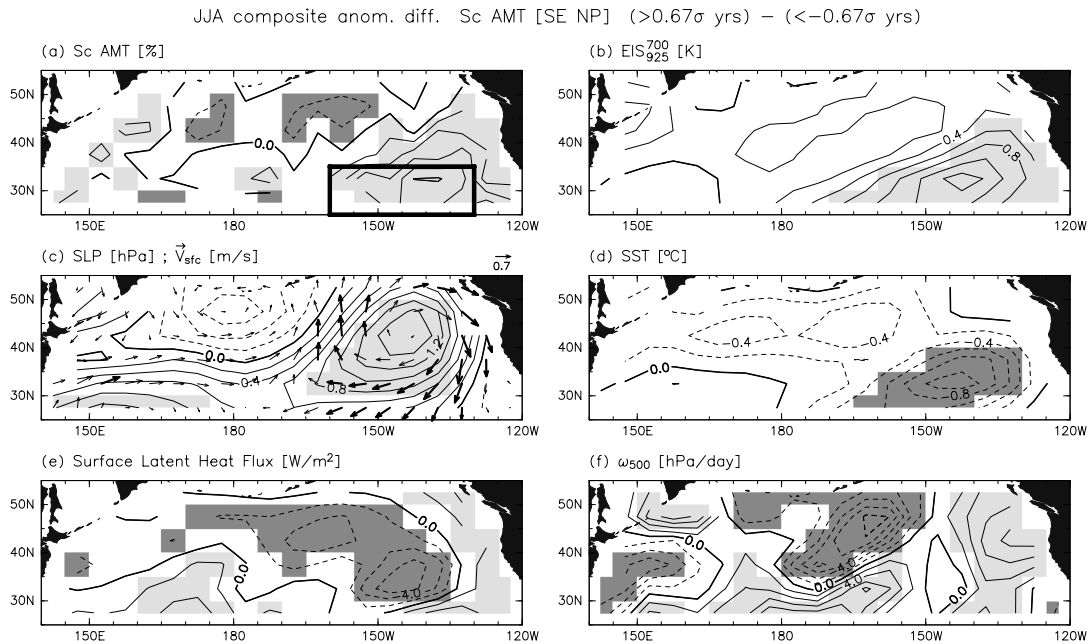


図 4: SE NP (太実線) 平均の Sc 雲量 JJA 経年変動時系列を基準として、 0.67 標準偏差 (σ) 以上の年の平均と 0.67σ 以下の年の平均との差をとった合成図。(a) Sc 雲量, (b) EIS₇₀₀₉₂₅, (c) 海面気圧 (等値線), 地表面風速 (矢印), (d) SST, (e) 地表面潜熱フラックス, (f) 500hPa 鉛直気圧速度 (ω_{500}). 陰影は Welch の t 検定による 95%信頼区間で有意な正 (淡) および負 (濃) の差を示す。太矢印も同様に 95%信頼区間で有意な差を示す。

平均して差を取る合成図解析をおこなった。

図 4 は SE NP の Sc 雲量を基準とした合成図である。この領域の Sc 雲量が卓越し、キャッピング逆転層が強まる際には (図 4a, b), ローカルな SST が低くなっていることがわかる (図 4d)。これにより、海面からの潜熱フラックスは弱まり (図 4e), 境界層が深くなるのを妨げるため、Sc の生成に有利な環境が維持されと考えられる。また、下層雲量の増加は地表への太陽放射の入射を減少させるため、正のフィードバックが働いていることが示唆される。

この SST 低下は, Miyasaka and Nakamura (2005) が指摘したように海陸の熱コントラストを通じて、SE NP の北に中心をもつ高海面気圧 (SLP) 偏差も生じさせている (図 4c) が、風速の増加 (図 4c) は海面からの潜熱フラックス増加につながっておらず (図 4e), 下降流の強まりも見られない (図 4f) ため、この高 SLP 偏差は Sc 雲量とフィードバックの関係にはない。

図 5 は、NW NP の FOG 雲量を基準とした合成図である。この領域の FOG 雲量が卓越し、接地逆転層が強まる際には (図 5a, b), 北太平洋域北部中央に中心をもつ高 SLP 偏差があって南風偏差となるため (図 5c), 暖気移流が強ま

る。海面からの潜熱フラックスが減少していることも整合的である (図 5e)。

同時に北緯 30 度付近では東風偏差 (図 5c) となり、この領域で海面からの潜熱フラックスを増加させている (図 5e)。このより湿った大気が高気圧性循環によって輸送されることも、FOG 雲量の増加に寄与していると考えられる。同時にこの北緯 30 度付近の東風偏差 (図 5c) は、海洋のエクマン輸送によって北緯 40 度付近に正の SST アノマリを生じさせるため (図 5d), その北側で、気候学的に大きい SST 南北傾度をさらに強める傾向になる (図省略)。また、この高 SLP 偏差は相関規模擾乱活動度の低下と関連していることが示唆される (図 5f)。

5. まとめと議論

船舶観測雲データを用いて、JJA 北太平洋域における雲タイプ別下層雲量の数年規模変動を調べたところ、2 つの主要な変動が見い出された。1 つは SE NP の Sc 雲量、もう 1 つは NW NP の FOG 雲量である。前者はキャッピング逆転層の強さ、後者は接地逆転層の強さと関連して変動している。特に後者の場合、Sc 雲量は逆相関であるため、合計の下層雲量としては変

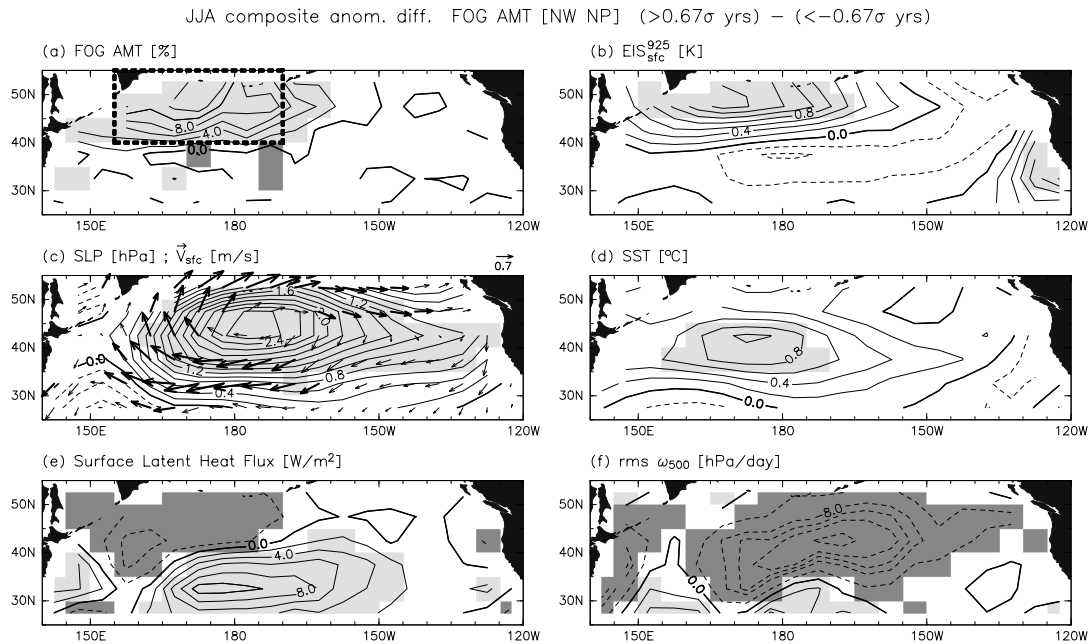


図 5: 図 4 と同様, ただし, NW NP (太破線) 平均の FOG 雲量 JJA 経年変動時系列を基準とした合成図. (a) FOG 雲量, (b) EIS_{sfc}^{925} , (c) 海面気圧 (等値線), 地表面風速 (矢印), (d) SST, (e) 地表面潜熱フラックス, (f) 相関規模擾乱活動度の指標 $rms \omega_{500}$ (Norris 2000 の定義による).

動が小さくなっており, 雲タイプが重要であることがあらためて示された. これら 2 つの変動と気象場の関係は非常に対照的である. SE NP の Sc 雲量増加はローカルな SST 低下と密接に関連している. NW NP の FOG 雲量増加は, 北太平洋域北部中央に中心をもつ高 SLP 偏差と密接に関連している.

このような特徴的な SST や SLP の偏差の成因は何だろうか? エルニーニョ・南方振動 (ENSO) との相関を調べると, SE NP の Sc 雲量は先行する冬季 (DJF) の ENSO と正相関が見られた. DJF から JJA にかけてエルニーニョは衰退していくが, エルニーニョに伴う SE NP 付近の低 SST 偏差は, 前節で述べた Sc 雲量との正のフィードバックで維持・強化されることが示唆される (図省略). NW NP の FOG 雲量の場合は ENSO との相関は見られないが, 図 5c に示された高 SLP 偏差は背の高い構造をしており, 西側にシルクロードパターン (e.g., Enomoto et al. 2003) と見られる波列を伴っているため, wave-like な中緯度テレコネクションパターンが影響していると考えられる (図省略).

参考文献

- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Hahn, C. J., and S. G. Warren, 2009: *Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952-1996 (2009 update)*. CDIAC Numerical Data Package, NDP-026C, 79 pp.
- Koshiro, T., and M. Shiotani, 2014: Relationship between low stratiform cloud amount and estimated inversion strength in the lower troposphere over the global ocean in terms of cloud types. *J. Meteor. Soc. Japan*, **92**, 107-120.
- Miyasaka, T., and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
- Norris, J. R., 2000: Interannual and interdecadal variability in the storm track, cloudiness, and sea surface temperature over the summertime North Pacific. *J. Climate*, **13**, 422-430.
- Wood, R., and C. S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J. Climate*, **19**, 6425-6432.