



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	下層雲の維持とエアロゾル
Author(s)	中村, 晃三
Description	V. 数値モデルで観る雲・エアロゾル相互作用
Citation	低温科学, 72, 241-248
Issue Date	2014-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/55062
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS72_027.pdf



下層雲の維持とエアロゾル

中村 晃三

大気境界層内にできる層状雲は、長期間、広い領域を覆うため、地球の放射過程に大きな影響を及ぼす。そのような層状雲の生成、維持、消滅過程について、いくつかの興味深い研究について簡単に紹介する。

特に、エアロゾルは、雲の生成過程において雲粒数密度など、そのミクロな特性に影響を与えるが、雨への変換などその成長過程を通じ、雲全体の光学的厚さ、雲量、アルベドなど、そのマクロな特性にも大きな影響を与える。このとき、条件によってエアロゾルの影響が異なった形で表れるというのが興味深い結果である。さらに、消滅過程においても、エアロゾルの影響が関係していると考えられている。これらの研究について、簡単に紹介した。

Maintenance process of lower cloud and aerosol

Kozo Nakamura

The boundary layer clouds have large effects on the Earth radiation budget through their high reflection of solar radiation with significant and long coverage. This paper introduces some interesting studies about the formation, maintenance, and dissipation process of the boundary layer clouds.

Especially, the impacts of aerosol on the formation process of the boundary layer clouds through the microphysical process are important. Its effects on the macroscopic characteristics of clouds, such as optical thickness, cloud amount and albedo, through the conversion process from cloud droplets to rain drops are large. One of the interesting results of the studies is that the increasing effect of aerosol number density on the macroscopic feature changes its sign by the condition of the rainfall. The aerosol has impacts not only on the formation process of the boundary layer clouds but also the dissipating process of the clouds.

1. はじめに

よく知られているように、雲は太陽からの日射を反射する日傘効果をもつ一方、地表から射出される赤外放射を吸収し宇宙空間へは雲自体からの赤外放射を射出することで大きな温室効果を持つ。特に、カリフォルニア沖やペルー沖でよく発生する下層雲は、その覆う範囲が広く、寿命も長いため、平均的な放射熱収支にも大きく表されるような影響を与える。図1は国際衛星雲気候計画(International Satellite Clouds Climatology Projects)

と呼ばれるプロジェクトで得られた年平均の正味の downward 放射フラックスと、雲量の全球分布を示している。地球は平均的には放射過程によって低緯度で加熱(正味 downward フラックスが正)、高緯度で冷却(負)され、それらの正負は基本的に緯度で決まり、正味 downward フラックスの等値線はほぼ緯度線に平行である。緯度 30 度付近に正味フラックス = 0 の線がある。ところが、カリフォルニア沖やペルー沖の海上やサハラ砂漠やアラビア半島などでは、等値線が低緯度側に張り出し、緯度的には正味 downward フラックス > 0 になる緯度であるにもかかわらず、正味 downward フラックスが負になっていることがわかる。これは、図1下の図でわかるように海上では雲量(下層雲量の効果が大きい)が大きな領域で、砂漠は雲量が小さな領域だが、どちらも大きな反射率の影響で緯度平均に比べて強い冷却(負)になっている、つまり、雲の存在が、平均的な放射収支にも影響を与えるほど大きなものである(雲量が大きく、領域が広く、持続時間が長い)ことを示している。

現在、人為起源の温室効果ガスの影響により地球温暖化が進んでいるといわれており、将来の気候を予測する

連絡先

中村 晃三

独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域
次世代モデル研究プログラム

雲・降水・放射過程研究チーム

Research Institute for Global Change, Japan Agency for
Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa,
Japan.

e-mail: nakamura@jamstec.go.jp

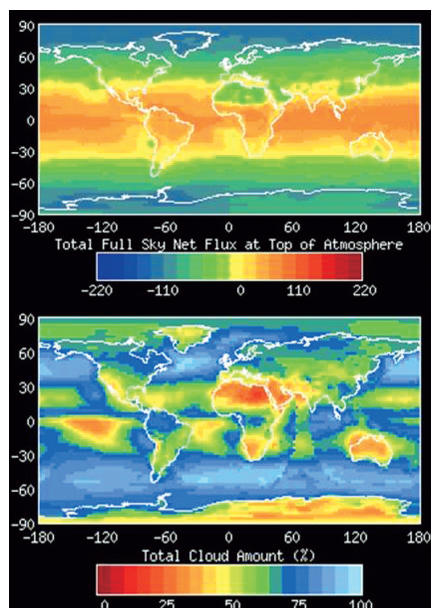


図1：国際衛星雲気候計画で得られた年平均の大気トップでの正味下向き放射フラックス（上）と雲量（下）の分布。
(<http://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html>)
Figure 1: Net downward radiation flux at the top of atmosphere (up) and cloud coverage (down) average over 20 years obtained by the International Satellite Cloud Climatology Project. (<http://isccp.giss.nasa.gov/products/onlineData.html>)

上で最も不確かな要因の一つに挙げられているのが雲の
でき方の変化であるが、特に下層の層状雲の重要性が注
目されている。図2（左）は、CO₂ が年に1%ずつ増
加して、現在の2倍になったときに平均気温がどの程度
上昇するかをいくつかの気候予測モデルで評価したもの
である。かなりのばらつきがあるが、図2（右）は、そ
のうち、2つのモデルでの下層雲量が現在気候に比べて

どのように変化するかを示したものである。上のモデル
は、顕著な温暖化を示したモデルであるが、このモデル
では下層雲量は将来減少しており、その減少に伴って下
層雲の反射による冷却効果が弱まったことが影響してい
ると考えられる。一方、温暖化を少なく予測した下のモ
デルでは雲量が増加しており、その冷却効果が温暖化を
抑制したと考えられる。このように、下層雲の影響はた
いへんに大きなものであり、そのでき方が将来どのよ
うに変化するかは、たいへん重要な問題として、注目を集
めている。ここでは、このような下層雲に関連した物理
過程とその中でエアロゾルの影響に関するいくつかの
研究を簡単に紹介する。

2. 下層雲の生成、維持、消滅過程

2.1 生成過程

最初に、下層雲ができる過程を考えてみよう。大気下
層には地表面の影響を受けた境界層が存在する。図3
は、層状雲ができたときの境界層での物理過程を示した
図だが、雲の存在とそれに関係する雲底下での雨の蒸
発、雲頂での放射過程などを除けば、晴天下での境界層
にも当てはまる。大気下層には混合によって特徴づけら
れた境界層が形成される。境界層上部に雲ができるため
には、境界層の冷却、加湿、もしくは、その両方が起こ
り、境界層内の空気の飽和点高度が境界層のトップの高
度よりも低くなる必要がある。ここで、飽和点高度は飽
和点の高度だが、飽和点（saturation point）は、Betts
(1982) による用語で、未飽和気塊に関しては持ち上げ
凝結高度と同じだが、飽和気塊に関しても使える（断熱
的に下降したときに凝結水が全て蒸発する高度）便利な

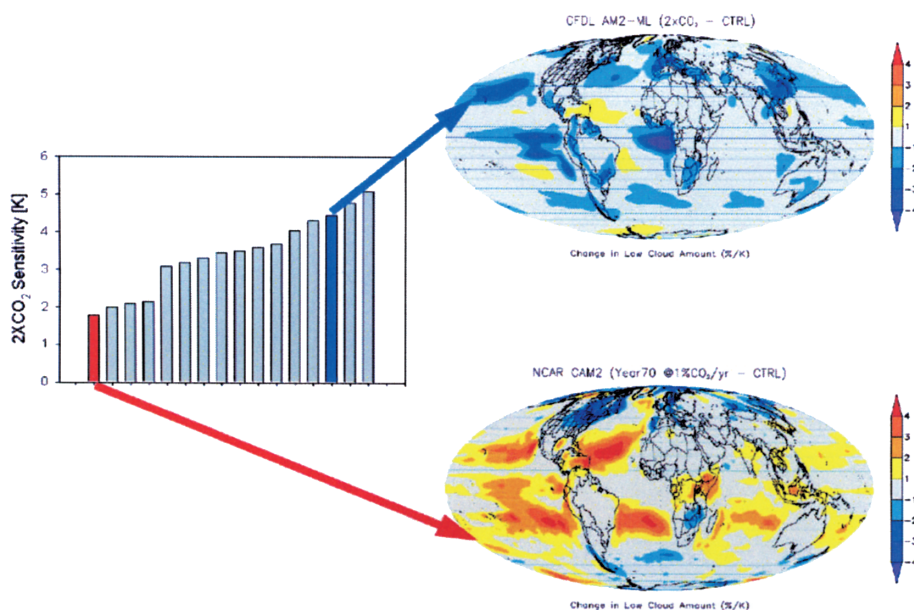


図2：左：いくつかのモデルによる年に1%ずつ増加してCO₂ 濃度が2倍になったときの温暖化の評価、右：左の結果で大きく
異なった結果を与えた2つのモデルでの下層雲量の現在との比較。Stephens (2005) より。

Figure 2: Left: The response of a number of climate models forced by a 1% yr⁻¹ increase of CO₂. Right: The changes to the
low clouds for the two models that fall on either end of the projected warming range. (from Stephens, 2005).

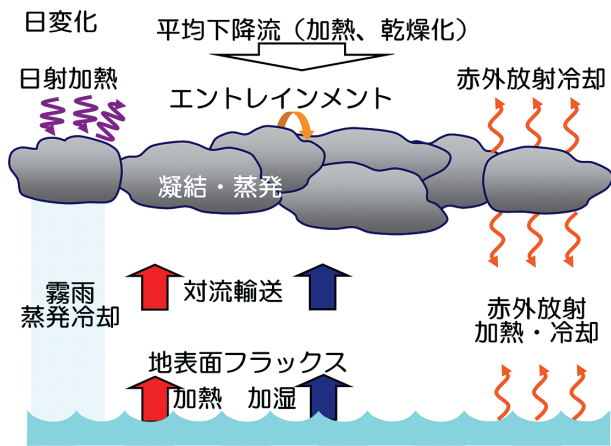


図3：大気境界層の層状雲ができるときの物理過程。Bretherton et al. (2004) の図を基に作成。

Figure 3: Physical processes associated with stratocumulus cloud layers. (based on Bretherton et al., 2004).

概念である。冷却は、下部境界面との熱交換、もしくは、放射過程によって起こり、一方、加湿は下部境界面との水蒸気交換によって起こることになる。ここで、上部との混合は境界層トップの上昇を意味し、その点では層状雲の生成に寄与するが、通常、上部自由大気は境界層内の空気よりも暖かく、乾燥しているので、その取り込みは冷却もしくは加湿には効かず、むしろ、逆に層状雲の生成の抑制、もしくは、消滅に寄与することになる。

これらの過程で十分に冷やされ、もしくは湿らされると、境界層内の空気塊の飽和点高度が境界層高度よりも低くなり、飽和点高度より上に層状雲ができる。(条件によっては層状雲ではなく晴天積雲のような雲ができるが、ここでは、層状雲ができると仮定する。) 一度、雲ができてしまえば、雲頂での放射冷却は、境界層の冷却に働き、さらなる雲生成に寄与する。但し、上部の冷却のため対流が活発になって上層の乾燥空気のエントレインメントを活発にして雲を減らすこともあるというのが面倒な、かつ面白いところである。エネルギー的に重要な点は、放射冷却が上部を冷やすことで運動エネルギーを生成することと、エントレインメントでとりこまれた上層の空気はそもそも暖かかったのだが、雲粒の蒸発によって冷やされ、その結果、運動エネルギーの生成に効くようになることである。

2.2 維持過程、および、エアロゾルが雲の特性に与える影響

このようにして生成する層状雲だが、図1でわかるように、非常に長期間、広い範囲にわたって維持されることがある。加熱もしくは乾燥化で、飽和点高度がどの程度変化するかを簡単に評価しておこう。よく混合された雲底下の境界層内では乾燥温度減率の温度分布になるので、飽和点高度が100 m上がるには、境界層内の空気を約1°C加熱しなければならない。一方、飽和水蒸気混

合比の高度依存性は、 $\frac{\partial q^*}{\partial z} = \frac{\partial q^*}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial q^*}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z}$ に、ク

ラウジウス・クラペイロンの式 $\frac{\partial q^*}{\partial T} = \frac{Lq^*}{R_v T^2}$ ，断熱減率

の式 $\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{C_p}$ ，水蒸気混合比の定義式から導かれる

式 $\frac{\partial q^*}{\partial p} \approx -\frac{q^*}{p}$ ，静力学平衡の式 $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g = -\frac{pg}{R_a T}$

を入れて、 $\frac{\partial q^*}{\partial z} = -\frac{Lq^*}{R_v T^2} \frac{g}{C_p} + \frac{q^*}{p} \frac{pg}{R_a T} = -\frac{gq^*}{R_a T}$

と書くことができる。ここで、変数は一

般によく使われる文字を使ったので、説明は略す。この値は、 $T=273$ ， $p=900$ [hPa] で約 -0.15 [g/kg/100m] で、境界層内をこの程度乾燥させると、飽和点高度が100 m上昇することになる (Wood, 2007などを参照)。つまり、層状雲の厚さが数100 mであることを考えると、境界層内の加熱もしくは水蒸気の減少に伴う飽和点高度 (雲底高度) の上昇で層状雲がなくなるためには、結構な加熱もしくは乾燥化が起きる必要があることがわかる。

さらに、層状雲がなかなか消滅しない仕組みとして、雲—エントレインメントのフィードバック過程が指摘されている (図4)。層状雲があったとして、何らかの理由でエントレインメント (w_e) が増加したとする。そのとき、上層の乾燥空気の取り込みが増えるため、全体として境界層内の全水混合比が減り、境界層内の飽和点高度 (雲底高度) が上昇する。上層の空気が十分に乾燥している場合、この上昇はエントレインメントによる雲頂高度の上昇より大きくなり、したがって、雲層の厚さが減少する。すると、雲頂付近の雲水量が減少し、エントレインメントに伴う雲粒の蒸発冷却が減少する。エントレインメントに伴う雲粒の蒸発冷却はエントレインメントを活発に起こすための重要な要素だったので、それ

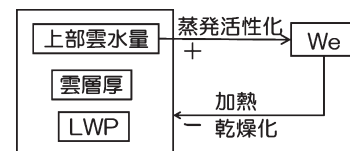


図4：雲とエントレインメントのフィードバック過程の模式図。Wood (2012) を基に作成。エントレインメント速度 (w_e) の増加は、雲層の厚さと liquid water path (LWP) の減少をもたらす (−の符号)。上部雲水量が多いとエントレインメントに伴う蒸発が増えて、エントレインメントが活発化 (w_e の増加、+の符号) するので、上部雲水量の減少は w_e の減少に通ずる。

Figure 4: A schematic diagram of the feedback process between cloud-entrainment processes (based on Wood, 2012). Increasing of w_e leads to the decrease in cloud depth and liquid water path indicated by minus sign. Decreasing cloud water content at the top of the cloud layer leads to the suppression of the entrainment.

が減少することでエントレインメントが不活発になる．このような雲－エントレインメントの結合過程は負のフィードバック過程なので，層状雲がなかなか消えないことを説明できるということである．

エアロゾルが雲の特性にどう効くかという問題はたいへんに微妙な問題で，降水が多い時と少ない時でその影響が異なるという話がある．図5に雲のアルベドに影響する5つの過程を示した．最も単純なのは，エアロゾル数密度 (Nd) が大きいと，小さな雲粒が多く生成し (Nc の増加)，その結果大きなアルベドになるという過程である (Twomey effect)．さらに，衝突併合の減少 (→落下の減少) による雲水量 (Qc) の増加がアルベドの増加 (Albrecht effect) をもたらすことも指摘されている．逆に，アルベドを減少させる過程として，以下の3つのエントレインメント (乾燥空気を取り込み) を増加させる過程が指摘されている．1つめは，降水の減少→雲底下層での蒸発冷却 (成層安定化) の減少が乱流運動エネルギー (TKE) の増加をもたらす，その結果としてエントレインメントが増加する (drizzle-entrainment effect) 過程，2つめは，雲粒落下の減少→エントレインメント領域での雲水とその蒸発の増加によるエントレインメントの増加 (sedimentation-entrainment effect)，そして3つめは，小さな多くの雲粒の存在がエントレインメントの領域での効率のよい蒸発過程をもたらす，その結果 TKE の増加→エントレインメントの増加 (evaporation-entrainment effect) という過程である．これらのエントレインメントの増加の結果，アルベドが減少すると指摘されている．

Chen et al. (2011) は，ビンモデルを LES (Large Eddy Simulation モデル，境界層内の熱輸送をもたらすような主要な対流をあらわに扱い，格子間隔を慣性小領

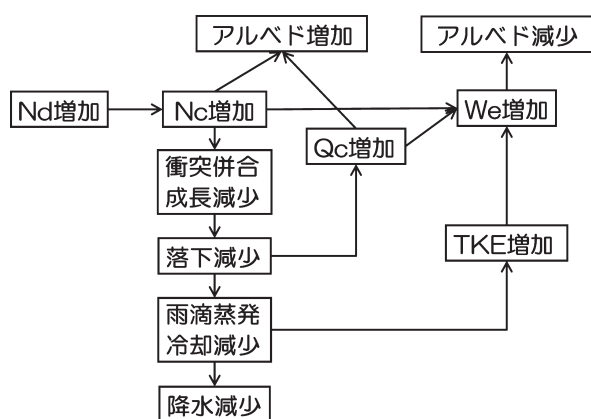


図5：エアロゾルの数密度が雲の特性にどのように効くかを示す模式図．Nd：エアロゾルの数密度，Nc：凝結水粒数密度，Qc：凝結水混合比，We：エントレインメント速度，TKE：乱流運動エネルギー．

Figure 5: A schematic diagram of the effect of the number density of aerosol on the cloud characteristics. Nd: number density of aerosol, Nc: number density of water droplets, Qc: mixing ratio of liquid water, We: entrainment velocity, TKE: turbulent kinetic energy.

域になるようにとるモデル) に組み込み，海表面温度，自由大気の湿度，大規模発散，下層風速に対する層状雲の依存性を調べた．一般に，降雨のあるときは，エアロゾルの増加は雲の層厚を厚くし (アルベドの増加)，降雨がない (もしくは少ない) ときは，エアロゾルの増加はエントレインメントの影響で雲の層厚を薄くする (アルベドの減少) とまとめている．また，外的条件に対する依存性としては，海表面温度が高いとき，自由大気の湿度が少ないとき，大規模発散が大きいとき，下層風速が小さいときに，それぞれ雲層が薄く，雨が少なくなると示している．

2.3 消滅 (もしくは他の型への変換) 過程

最後に，消滅過程についてみておこう．消滅過程は3種類に分けて考えることができる．第1の過程は，例えば，境界層がだんだん暖かくなるなどして，全体として雲の層が薄くなって消滅する過程である．太陽が昇って暖かくなるにつれて朝霧が消滅していく過程に似ている．

第2の過程は，境界層内が暖まり深さの深まりとともに，水平方向に空間的な変動が激しくなっていく過程で，その結果，ある所で厚く，他で薄くなり，積雲境界層に変化する過程である．この過程に関連して，cloud top entrainment instability と呼ばれる不安定過程が提案されている．層状雲の上には暖かく乾燥した自由大気が存在するが，この空気塊は境界層内に取り込まれると雲粒の蒸発によって冷却される．上層の空気が十分に乾燥していた場合は，とりこまれた空気塊が周囲よりも重くなり不安定化されるという過程で，この不安定が起こるような状態になると層状雲は安定的には存在できず，雲量が減少して積雲境界層になるという仮説である．この不安定の起こる条件は，雲層上部の安定層の上下の相当温位と全水混合比のそれぞれの差を $\Delta\theta_e$, Δq_T とし

て， $\Delta\theta_e < \kappa \frac{L}{C_p} \Delta q_T$ (κ は温度と気圧で決まる定数) で

表される．実際の観測で調べてみると，この条件を満たしていても層状雲が安定的に存在しているようで，さまざまな修正案が提案されている．例えば，この不一致の原因は，雲を作る過程が効いているためで，そのため，不安定が起きても雲を作る過程の方が優勢ならば雲量の減少は顕在化しないという説などである．Noda et al. (2013) は， $k \equiv \Delta\theta_e / (L/C_p \Delta q_T)$ によって消滅の過程がどのように変わるかを示している．

このような層状雲が観測されるカリフォルニア沖やペルー沖の領域は，ハドレー循環の亜熱帯の下降流域に対応すると考えられている．そして，ハドレー循環の低緯度側への流れに乗りながら，海面温度の上昇，下降流の弱まり (この効果については疑問視する話もある)，などに伴って，いわゆる貿易風帯積雲を含む境界層に変化

していくと考えられている。この過程は、まさに、層状雲から積雲への変化過程であり、この過程をきちんと理解しモデル化することは、全球の放射収支を正確に表現するために重要な課題であり、盛んに議論が続いている問題である。

最後に、第3の過程は、降水による消滅である。これに関連して、最近、注目を集めている現象に pockets of open cell (POC, Stevens et al. 2005) がある。open cell は開細胞対流と訳されるがその定義については後述する。その説明のために、流体力学を思い出そう。境界層の層状雲の生成条件は、下からの加熱、もしくは、上からの冷却によるわけだが、それは、流体力学の分野でよく知られたレーリーベナール対流と共通である。レーリーベナール対流は、実験室で静的に不安定な成層が臨界値を越えた時に生成する細胞状（セル状）の対流である。臨界値以下では、粘性のため運動は起こらず、熱の拡散で熱輸送が起こるが、臨界値を超えると、運動が不安定化する。この臨界値は擾乱に関する線形論で求めることができ、もっとも単純な上下の境界で摩擦が効か

ない条件の場合は、臨界レーリー数 $R_{ac} = \frac{27}{4} \pi^4 \approx 657.5$

とされている。そのパターンは線形論では決められず、臨界波数のみが決まる。実験で得られる六角形に対応する解として、Chandrasekhar (1961) の解、

$$w = \frac{w_1(z)}{3} \left[2 \cos\left(\frac{k}{\sqrt{3}}x\right) \cos\left(\frac{k}{3}y\right) + \cos\left(\frac{2k}{3}y\right) \right]$$

を使うことができる (Emanuel, 1994 の p 60)。図6はこのときの水平パターンを示したもので、今、 $w_1(z) > 0$ 、つまり、中央で上昇流を仮定すると、最大値が1、等値線の間隔は1/6なので、六角形の中心から6番目の円のような線が上昇流と下降流の境界である。ここで、上昇流の部分と下降流の部分のどちらの面積が広いかを調べるために、中央の部分の面積を考える。正確には

$$2 \cos\left(\frac{k}{\sqrt{3}}x\right) \cos\left(\frac{k}{3}y\right) + \cos\left(\frac{2k}{3}y\right) = 0$$

から得られる $x = \frac{\sqrt{3}}{k} \text{Arccos}\left[\left\{\frac{1}{2} - \cos^2\left(\frac{k}{3}y\right)\right\} \cos^{-1}\left(\frac{k}{3}y\right)\right]$ を積分して求めるのだが、ほぼ円形と考えて、 $k=1$ 、 $y=0$ の時の値から円の半径を $x = \sqrt{3} \text{Arccos}\left[-\frac{1}{2}\right] = \frac{2\pi}{\sqrt{3}}$ として

その半径の円の面積から $S_+ \approx \frac{4\pi^3}{3}$ を得る。一方、六角

形の細胞は一辺が 2π の長さなので、高さ $\sqrt{3}\pi$ の三角形が6つあるとして、 $S \approx 6 \times \sqrt{3}\pi^2$ を得る。したがって、上昇流の面積の全体に対する比は、 $\frac{S_+}{S} \approx$

$\frac{4\pi^3}{3 \times 6 \sqrt{3}\pi^2} \approx \frac{2\pi}{9\sqrt{3}} \approx 0.40$ 、つまり、上昇流の面積の方が小さい=上昇流の方が強いことになる。この値は、上

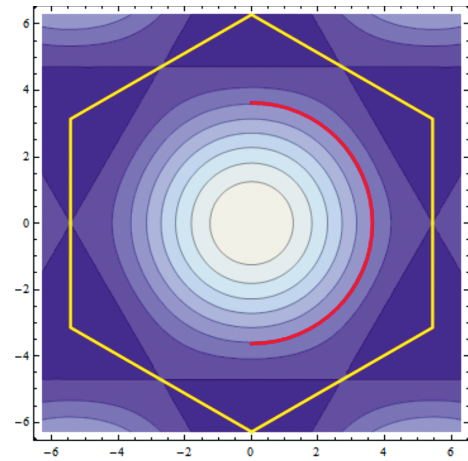


図6: Chandrasekhar (1961) が線形論で得たレーリーベナール対流の六角形型セルの鉛直速度 w の水平パターン。黄色で囲まれた範囲が六角形のセル。 w の値は、六角形の中心で1、外へ行くに従って、等値線の間隔は1/6で小さくなり、赤線に近い等値線が $w=0$ の等値線、黄色の六角形の境界上では辺の中央で $-1/3$ 、頂点で $-1/2$ になる。赤線は、半径 $\frac{2\pi}{\sqrt{3}}$ の円（但し右半分のみを描いた）で、 $w=0$ の等値線とはほぼ同じ形をしているので、上昇流域の面積を概算するのに使うことができる。

Figure 6: Contours of constant w in a hexagonal cell obtained by Chandrasekhar (1961) for Rayleigh-Benard convection. The hexagonal cell is indicated by yellow lines. The value of w is 1 at the center of the hexagon. It decreases outward. The interval of the contour is 1/6. The value at the contour line near red circle is $w=0$. It is $-1/3$ at the center of side of the hexagon, and $-1/2$ at the apex.

The red semi-circle whose radius is $\frac{2\pi}{\sqrt{3}}$ is similar to the contour line of $w=0$, and its area is used to estimate the area of upward motion.

昇流の面積に正確な値を使っても小数点以下第3位を四捨五入すれば変わらない。

中央の方が強い値となるので、上昇流が強い場合は中央で上昇、周囲で下降という解、下降流が強い場合は中央で下降、周囲で上昇という解がそれぞれ選ばれることになる。ここで、上昇流域に雲ができ、雲ができる部分が閉じている（となりとつながらない）場合を閉細胞型（closed cell型）、逆に雲のできている部分が隣とつながっている場合を開細胞型（open cell型）と呼んでいる。それぞれがどのような条件で起きるかという議論は、衛星で多くの雲画像が得られるようになった古くから盛んに行われてきて（例えば Agee, 1984）、さまざまな仮説が提案されている。浅井（1983）によると吉崎（1979）は、中心部で鉛直流が強くなるという条件から、下層がより不安定な場合（粘性係数や拡散係数の温度変化が効く場合、基本場の温度成層に曲率を持つ場合、下層から暖める場合）は中心で上昇流の閉細胞型、上層がより不安定な場合は中心で下降流の開細胞型と整理した。しかし、実験と合わない部分もあると指摘されている。実際の衛星画像の雲パターンでは、細い雲がセルとセルの境界をつなぐようにできているように見られるこ

とが多く、もし、雲と見えるところを上昇流と考えるとすると、前述の線形論のパターンとは逆に、境界で強い流れができていくような印象を与える。

最近、エアロゾルと関係して開細胞型対流が注目されている。図7はカリフォルニア沖で観測された層状雲の衛星画像の一例であるが、層状雲の一部で、雲量が少ない部分が出ていて、そこでは、中央に雲がなく、隣り合ったセルの境界部分をつなぐような細い雲ができていくので、この部分を pocket of open cell と呼んでいる。この領域の航空機観測の結果では、周囲の層状雲 (solid cloud deck) の領域に比べて、雲粒子数が半分程度と雲凝結核の数密度も $1/3$ 程度であったとされている (Sharon et al., 2006)。また、周囲の層状雲の領域とこのような領域の境目でメソスケールの循環があるとされ、それが open cell の生成・維持に効いていると推測されている (Van Zanten and Stevens, 2005)。

このような観測結果に基づき、3次元の LES で、エアロゾルの数密度だけを変化させて感度実験が行われている (例えば、Savic-Jovicic and Stevens, 2008 や、Wang and Feingold., 2009)。カリフォルニアで行われた層状雲の観測に合わせた状況で、エアロゾル数密度が多い場合は、生成した雲が境界層上部にとどまり、大き

な雲量で雲の周囲の雲のないところが筋状につながる閉細胞型対流になり、一方、エアロゾル数密度が少ない場合は、drizzle (一般にいう雨ほどは大きくないが、落下する水滴) への変換が活発で、雲量が小さく、降水が多くなるという結果が得られている。後者では、降水の結果、下降流が発散流を作り、隣り合ったセルの間での収束の結果、次の世代の上昇流ができるというセルの交代がみられるということである。エアロゾルの影響が大きなことを示す典型的な例である。

図8は、このような過程の模式図で、エアロゾルの数密度が大きな場合にできる雲量が大きな閉細胞型対流、数密度が小さく雲から雨への変換が盛んでその結果世代交代が起こる開細胞型対流の様子を示している。この図はエアロゾルの影響とみることもできるが、要するに、上層に雲水がたまって、放射冷却が顕著に効くとき、つまり、上からの冷却が主要な対流のエネルギー源のときは、下降流が強くなり、下部境界からの加熱が主要な対流のエネルギー源のときは、上昇流が強くなる。そして、強い流れは (線形論のパターンとは逆になるが、) セルとセルの境界の部分にできるため、上から冷やすときはセルの境界に強い下降流、中央に大きな雲ができて、つまり、閉細胞型に、逆に、下から暖めるときは境

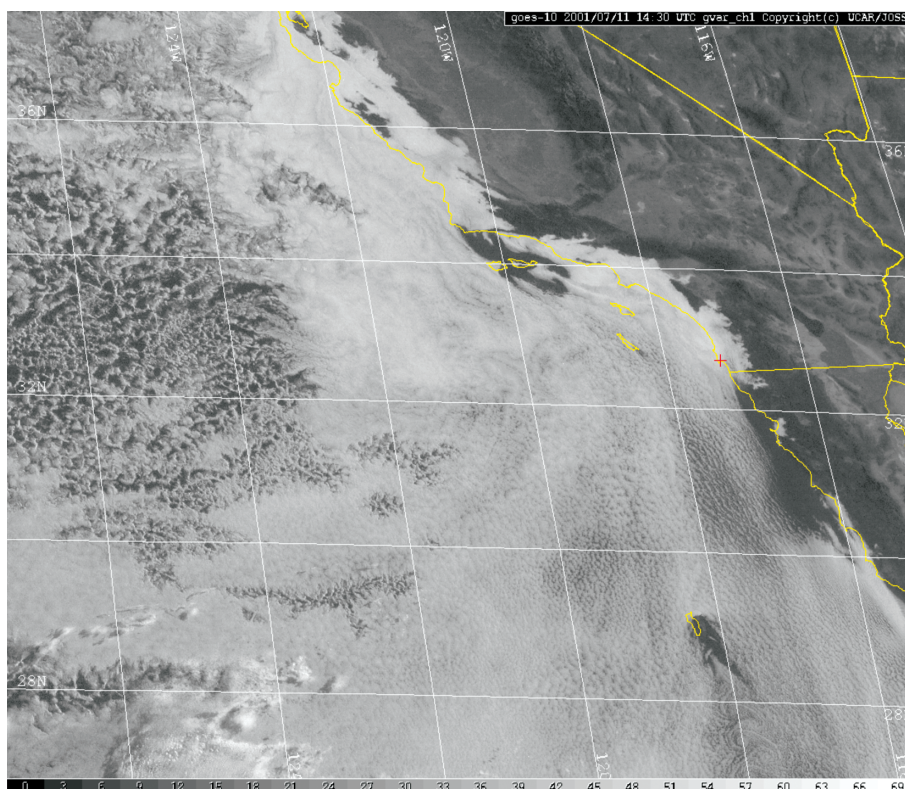


図7：2001年7月11日14:30 UTCのカリフォルニア沖の層状雲の衛星画像。GOES-10 Channel 1 (Visible)。右上の陸地がカリフォルニア。緯度線は28N~36N、経度線は126~116W。(126W, 32N)付近は広く開細胞対流がみられる。(126W, 30.5N)付近などにみられる開細胞対流が顕著になりつつあるところを pockets of open cell (POC) と呼んでいる (Stevens et al., 2005)。

Figure 7: GOES-10 Channel 1 (Visible) satellite image over North Eastern Pacific off the coast of California on July 11st, 2001, 14:30UTC. Lines of latitude indicate 28N~36N, and lines of longitude 126~116W. Open cellular convection patterns are shown around (126W, 32N), and the region of cellular-patterned low-reflectivity embedded in stratiform cloud fields around (126W, 30.5N) is called pockets of open cell (POC).

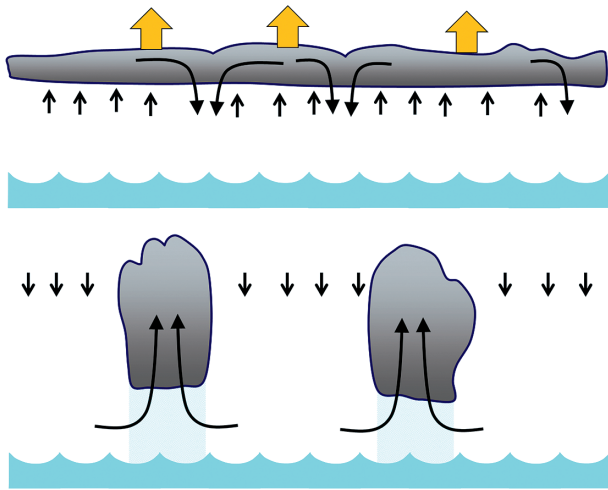


図8：降水を伴わない閉細胞型ベナールセル（上）と降水を伴う開細胞型ベナールセル（下）の模式図．閉細胞型セルでは，対流は雲頂の放射冷却によっておこり，開細胞型セルでは地表からの加熱によって起こる．そのため循環の方向が逆になる．（Rosenfeld et al., 2006 を基に作成）

Figure 8: A schematic diagram of the non precipitating closed Benard cells (up) and precipitating open cells (down). In the closed Benard cells, the convection is propelled by radiational cooling from the top of the extensive deck of clouds with small drops. In the open cells, the propulsion of the convection is surface heating at the bottom of the partly cloudy marine boundary layer, and the convection is reversed compared with the one in the closed cells. (based on Rosenfeld et al., 2006).

界に強い上昇流ができて，開細胞型になると理解することができる．流れの方向を決めるのは上昇流と下降流のどちらが強いかということで，線形論のパターンとは逆に，強い流れの方が境界になるということらしい．Wood and Hartmann (2006) は，大規模な気象条件には開細胞か閉細胞かを決定する要素が見つからないとし，内部的に原因を探るべきとし，ここで書かれたようなエアロゾルの効果などが議論されてきたわけだが，エアロゾルの効果も，結局は，上から冷やすか，下から暖めるかという区別をもたらず「きっかけ」と考えることができる．

Agee (1984) が，おおざっぱな傾向として，閉細胞型は寒流上で，開細胞型は暖流上で出来やすいと言ったように，寒流上では雲頂部での放射冷却が，暖流上では海面からの熱供給がエネルギー源になることを考えれば，一応，よい対応であるといえる．もちろん，両方の型が共存することも多く，正確な議論にはここで示されたようなエアロゾルの効果なども効くと思うが，全球的な分布を考える場合には，それだけで十分な説明になるかどうかかわからないし，他の要素があるのかもしれない．

なお，細胞状対流の問題には，型の決定以外に，もう一つ，縦横比の問題がある．レーリーベナール対流は，縦横比のオーダーが1であるにもかかわらず，気象で観測される細胞状対流は，高さに比べて横に広い扁平な対

流である．湿潤対流に関係するなんらかの意味での組織化の過程がこの扁平度に関係すると思われるが，未解決の問題である．

3. おわりに

下層の層状雲は，気候学的にたいへん重要な要素であり，盛んに研究がおこなわれている対象である．が，いまだによくわからない問題も数多く存在している．いくつかの興味深い話について紹介した．

謝辞

Data provided by NCAR/EOL under sponsorship of the National Science Foundation. <http://data.eol.ucar.edu>.

参考文献

- Agee, E. M. (1984) Observations from Space and Thermal Convection: A Historical Perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 938-949.
- 浅井富雄 (1983) 大気対流の科学，東京堂書店，pp 220.
- Betts, A. K. (1982) Saturation Point Analysis of Moist Convective Overturning. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1484-1505.
- Bretherton, C., T. Uttal, C. Fairall, S. Yutter, R. Weller, D. Baumgardner, K. Comstock, R. Wood, and G. Raga (2004) The EPIC 2001 Stratocumulus Study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 967-977.
- Chandrasekhar, S. (1961) *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford University Press, New York, 654pp.
- Chen, Y.-C., L. Xue, Z. J. Lebo, and H. Wang, R. M. Rasmussen, and J. H. Seinfeld (2011) A Comprehensive Numerical Study of Aerosol-Cloud-Precipitation Interactions in Marine Stratocumulus. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 9749-9769.
- Emanuel, K. A. (1994) *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, pp 580.
- Noda, A., K. Nakamura, T. Iwasaki, M. Satoh (2013) A Numerical Study of a Stratocumulus-Topped Boundary Layer: Relations of Decaying Clouds with a Stability Parameter across Inversion. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 727-746.
- Rosenfeld, D., Y. J. Kaufman, I. Koren (2006) Switching Cloud Cover and Dynamical Regimes from Open to Closed Benard Cells in Response to the Suppression of Precipitation by Aerosols. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 2503-2511.
- Savic-Jovicic, V., and B. Stevens (2008) The Structure and Mesoscale Organization of Precipitating Stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1587-1605.
- Sharon, T. M., B. A. Albrecht, H. Jonsson, P. Minnis, M.

- M. Khaiyer, T. M. Van Reken, J. Seinfeld, and R. Flagan (2006) Aerosol and Cloud Microphysical Characteristics of Rifts and Gradients in Maritime Stratocumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 983–997.
- Stevens, B., G. Vali, K. Comstock, R. Wood, M. C. Van Zanten, P. H. Austin, C. S. Bretherton, and D. H. Lenschow (2005) Pockets of Open Cells and Drizzle in Marine Stratocumulus. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 51–57.
- Van Zanten, M. C., and B. Stevens (2005) Observations of the Structure of Heavily Precipitating Marine Stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4327–4342.
- Wang, H., and G. Feingold (2009) Modeling Mesoscale Cellular Structures and Drizzle in Marine Stratocumulus. Part I: Impact of Drizzle on the Formation and Evolution of Open Cells. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3237–3256.
- Wood, R., D. L. Hartmann (2006) Spatial Variability of Liquid Water Path in Marine Low Cloud: The Importance of Mesoscale Cellular Convection. *J. Climate*, **19**, 1748–1764.
- Wood, R. (2007) Cancellation of Aerosol Indirect Effects in Marine Stratocumulus through Cloud Thinning. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2657–2669.
- Wood, R. (2012) Stratocumulus Clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2373–2423.