

気候のシミュレーションと熱帯林

鬼頭 昭雄

はじめに

赤道をはさんだ低緯度地方の陸地には森が広がっている。そこでは太陽に熱せられて上昇流が卓越し、まわりの海で蒸発した水蒸気が吹き込んできて、多量の雨となる。高温でかつ湿った気候の下で、植物は急速に成長し、熱帯林を形成する。

降水量や気温といった要素で代表される気候（大気の平均的状态）と森林の有無（地表面状態/プロセス）との関係は、一方的なものではなく相互依存的なものである。熱帯林で代表される森林が成長・維持されるためには、気温は高くなくてはいけないし降水量も年間にわたって一定の水準にある必要がある。また逆に森林の存在が多量の降水量をもたらしている一面もある。人間活動が介在して広範囲な森林伐採や砂漠化などの植生分布に変化を与えれば、気温や雨をも、少なくとも局地的には、変化させることにつながる。このエッセイでは、主に植生で代表される地表面状態がいかに気候をコントロールしているかについて述べてみる。なお熱帯林の伐採問題と大気中の二酸化炭素増加問題は気候の長期的変化にとって重要課題であるが、ここでは触れないことにする。

大気大循環モデル

大気大循環モデル（General Circulation Model: GCM）は、地球をとりまく大規模な大気の流れを再現し、その維持や変動のメカニズムを調べるために使われる数値モデルである。コンピュータを使った数値実験を行うので、いろいろなパラメータを変えることにより様々な実験ができる。大気大循環モデルを使えば、エル・ニーニョなどの海面水温の異常や雪氷など地表面状態に異常のあったときの大気への影響を調べたり、氷河期の氷床・海面水温分布を与えてその時の大気の流れがどうだったかを調べることもできる。ただそのためにはスーパーコンピュータと呼ばれる高速計算機が必要である。

現在多く使われているモデルでは地球を数万から数十万のボックスで覆いつくし（水平の解像度は数百キロ、鉛直には数キロ）、それぞれのボックス中の風、気温、水蒸気量等を運動方程式、熱力学の式、水蒸気保存式や連続の式等を組み合わせて、そ

KITOH, Akio: Tropical Rainforest in a Climate Model
気象研究所気候研究部

これらの量の変化率を計算し、約十分後の値を求める。これを繰り返し1か月先、1年先の大気の状態を求めることによって、その時間平均状態としての気候を得ることができる。モデル中には、移流過程のみでなく、大気中のエネルギーの流れを維持する物理過程（太陽からの入射エネルギーが大気中の色々の過程を経て最終的に宇宙へ放出される過程）が含まれている。水蒸気量やオゾン量の分布および雲の分布を元にして放射による加熱冷却の計算を行い、雲の出来る際の凝結熱、地面からの顕熱輸送の収束による大気境界層中の加熱と合わせて、質量の場が変わり、大気の運動が計算される。また物理量は流れの場によって変化し、大気境界層を通して、大気と地面との間で、顕熱・潜熱・運動量が交換される過程がモデル中に組み込まれている。

大気大循環モデルによる気候の再現と地表面状態

仮想的に植生が全陸地上で全く様な地球を考えてみる。植生の有無・種類によって地面アルベド（太陽からの入射光の強さに対する反射光の強さの比）、土壌中の水分量、蒸発散効率、地面粗度等が異なるが、それらを無視してみよう。それでも地球の大きさ、自転公転軌道要素、海陸分布、山岳の高さを与えておき、海面水温や海水分布まで現実と同じ季節変化をするようにしておく、ある程度まで現実に似た気候分布（気温、降水量など）が得られる。

図-1はそのようにして得られた7月の月平均降水量分布である。観測値と比べてみると、熱帯で雨が多く、亜熱帯では少ないという大きな特徴や、さらにはアジアモンスーン、中米やアフリカの多雨域が再現されている。熱帯で上昇した空気が20°から30°の亜熱帯で下降し、一つの循環（ハドレー循環）を作っている。このハドレー循環の南北の広がりには地球の基本的パラメ

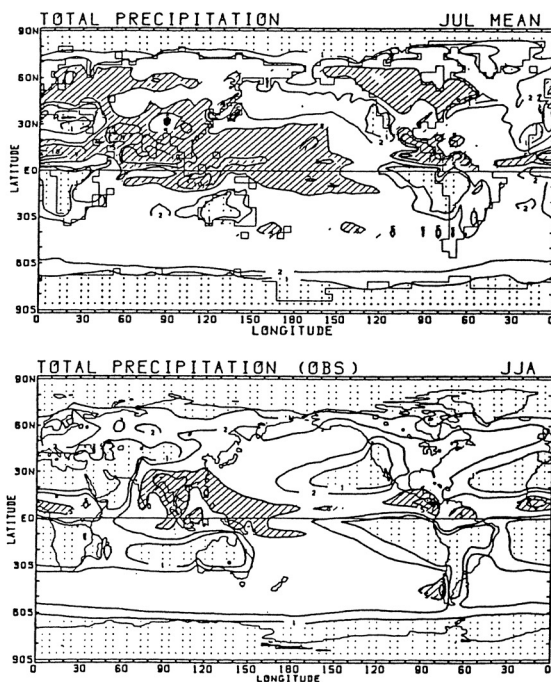


図-1 (上) 気象研 GCM で得られた7月の降水量。
日雨量 5 mm 以上に斜線, 1 mm 以下に点彩。
(下) 6~8月の降水量の気候値。

ータ（地球半径，地球の自転角速度，重力加速度，大気の厚さ，放射平衡温度の南北分布）によってほぼ決まっており，それに海陸分布があることによって東西方向の非一様性が作られている。

ただし，細かく見ていくと，例えばユーラシア大陸や北米の高緯度で雨が多すぎたり，サハラから中東の砂漠がよく表現されていなかったりする。実際の陸地では植生の有無により土壌水分やアルベド等の値が地域的にも季節的にも変化しており，気候を決める重要な要素の一つになっている¹⁾。

(1) 土壌水分

SHUKLA and MINTZ²⁾ は地表面からの蒸発の効果を調べるために，仮想的に全陸地上で蒸発がいくらかでも起こりうるようにした場合（wet-soil case：W）と，蒸発が全く起こらないようにした場合（dry-soil case：D）とで，降水量や気温がどう違うかを比較した。実験は NASA ゴダード宇宙センターの GCM を用いて7月の状態について行われている。地表面アルベドとして POSEY and CLAPP³⁾ に基づいた値が用いられている。北半球中緯度の陸地で平均すると，W では蒸発による潜熱が顕熱を上回るのに対し，D では当然顕熱のみになる。また D では大陸上の雲量が少なく，その結果，より多くの太陽放射が陸地に吸収される。陸面では蒸発による温度

降下がないため，地面温度は上昇する。

図-2 は両ケースの降水量分布である。W（図-2 上）の方が D（図-2 下）より，陸上の降水量が多い。北米やユーラシア大陸では 4 mm/day 前後の降水量が得られているが，これはその場での蒸発量と 1 mm/day も変わらない量である。即ちこれらの領域では，少なくとも 1 か月平均を取れば，周囲との水蒸気の出入りは少なく，その場での蒸発と降水がほぼ相殺していると言える。地面からの蒸発を禁止した D ではほとんど雨が降らない。

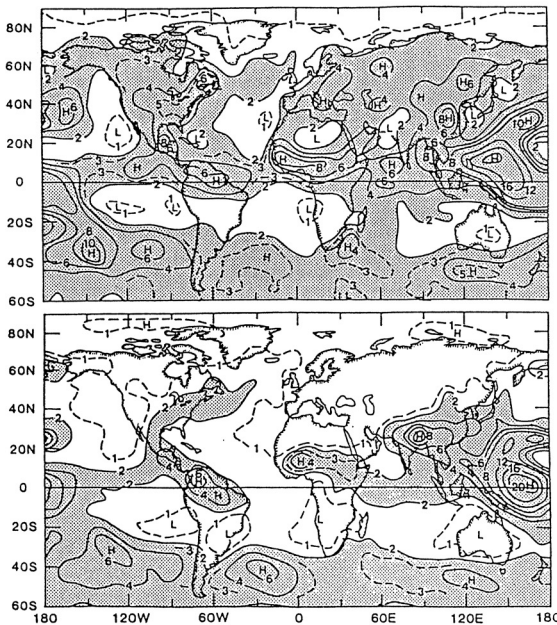


図-2 (上) wet-soil case, (下) dry-soil case の7月の降水量 (SHUKLA and MINTZ²⁾ による)。2 mm/day 以上に点彩。

しかし、Dでも南アジア、南米の赤道付近およびアフリカ中部ではかなりの雨が降っている。陸地からの蒸発は全くないので、この雨をもたらしているのは、周囲の海で蒸発した水蒸気である。このように降水をもたらす水蒸気が主にその場の蒸発によるのか、別の場所（主に海）で蒸発した水蒸気が移流してきたものが場所に依存していることがわかる。

(2) 地面アルベド

では地面アルベドについてはどうだろうか。

YAMAZAKI⁴⁾は気象研 GCM で、雪に覆われていない陸地上（裸地）の地表面アルベドがどこでも一様に 0.14 の場合と、POSEY and CLAPP³⁾の観測値を与えた場合とを比較した。このモデルでは土壌水分は、全陸地上で一定の 15 g/cm² の可能最大含水量を持った簡単なバケツモデルを使っている。図-3は7月の降水量偏差（「全球一様アルベド」ランと「気候値の場所によって変わるアルベド」ランの差）である。アルベド変化も気候に大きい影響を与える。特に低緯度で影響が大きい。ここで与えた気候値のアルベドは、サハラ砂漠や中東からゴビにかけての乾燥地域で 0.14 より大きい。逆に熱帯域や南アジアから中国南部、北米中東部で 0.14 より小さい。即ちアルベドの影響として、アルベドが高い（低い）と、降水量は減少（増大）する。

GCM で使う裸地のアルベドが現在の気候値に近いものであるか否かによって、そのモデルで得られる気候が、特に低緯度および亜熱帯において、大きく異なることがわかった。上で述べた POSEY and CLAPP³⁾のアルベドは多くの GCM で使われているものであるが、実際より小さすぎるようである。地面のアルベドと気候に関して、HENDERSON-SELLERS and WILSON⁵⁾の良いレビューがある。現在気象研 GCM では、より新しく信頼できると思われる MATTHEWS⁶⁾のアルベドを使っている。

(3) 気候区分

現実に即したアルベドを境界条件として使うことの効果を、領域を限って細かく見てみよう。図-4は気象研 GCM で得られた月平均気温・降水量から、ケッペンの分類に基づいて作成したアフリカ周辺の気候区分である。図-4(a)は陸地上どこでもいつでも 0.14 の地面アルベドを、図-4(b)は MATTHEWS⁶⁾による現在の植生分布

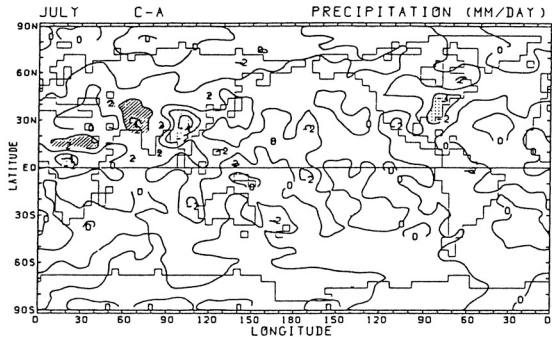


図-3 陸地上どこでも 0.14 のアルベドを与えた場合と POSEY and CLAPP³⁾の観測値を与えた場合の 7月の降水量の差⁴⁾。等値線は 2 mm/day 毎。

Köppen Climate Types

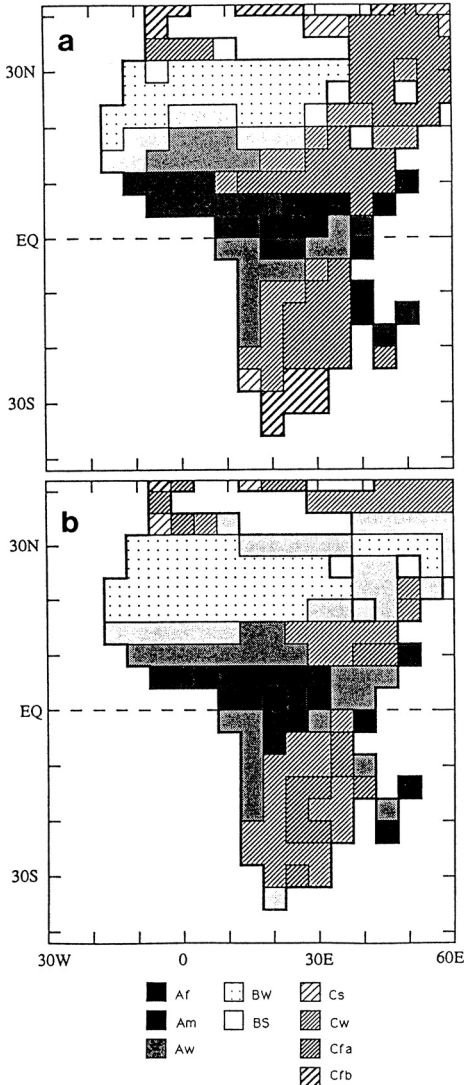


図-4 陸地上どこでも 0.14 のアルベドを与えた場合 (a) と MATTHEWS⁶⁾ の観測値を与えた場合 (b) のケッペンの気候区分。

を元にして決めた地面アルベドを場所と時間の関数として与えている。(a) では砂漠気候(BW)が実際よりも狭く 20°N 以北に限られており、西アフリカ 12°~20°N はステップ気候(BS)またはサバンナ気候(AW)となっている。このことはこの地域での降水量が多すぎることを示している。一方 (b) では砂漠が 16°N 以北に拡がり、12°~16°N もステップとなり、実際の気候に近くなっている。なおサウジアラビアからイランにかけても (b) の方が乾燥している。

(b) で使用した地面アルベドは熱帯雨林で 0.11, 砂漠で 0.30 である。(a) の 0.14 との差は砂漠で大きい。ここではアルベドが大きいと亜熱帯で降水量が少なくなることを示したが、逆に降水量が少ないと植物が少なくアルベドが大きくなると考えられる。この正のフィードバックは CHARNEY⁷⁾ が砂漠形成の力学およびサヘルの過放牧による砂漠化の機構として提唱したものである。サヘルのような半乾燥地で植生が減少しアルベドが高くなると、宇宙空間へ逃げるエネルギーが増えるため、周囲と比べてその大気は放射的に heat loss となる。この heat loss にバランスするように下降流が起きて断熱昇温が起きている。この下降流のために降水現象は起きにくく、さらに

植生を減少させることになる。

アフリカ熱帯雨林伐採実験

以上のように地面アルベドや土壌水分をモデルでどう与えるかによって気候が異なることがわかった。それでは人間活動によって地表面状態が改変されることによって気候にも

何らかの変化を及ぼさずにはいないだろう。熱帯の森林がサバンナに、サバンナが砂漠にと植生が変化した場合、地面アルベドの増加、土壌・植生系の含水量の減少、地面粗度の減少を伴うと考えられる。GCM でこれらの影響を調べてみる⁸⁾。

図-4 (b) で使用したモデルを使い、赤道アフリカ大陸上 ($0^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$) の熱帯雨林を砂漠でおきかえる。この地域の現在のアルベドは平均 0.13 だが、0.30 に増加させる。また、土壌・植生系に含まれ大気中に蒸発散して放出できる最大水分量を 15 g/cm^2 から 1.5 g/cm^2 に減少させる。図-5 は 6~8 月の 3 か月平均の降水量の差である。夏の北赤道アフリカは雨季であり、 10°N を中心に降雨域が東西に伸びているが、ここで地表面状態を変えた結果降水量が減少している。土壌水分量も減少し、地面温度の上昇も見られる。

影響は地表面状態を変えた領域のみでなく、その隣接域にも現われる。北側のサヘル地域 ($12^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) では逆に降水量が増加している。さらにアフリカ大陸の東のインド洋上でも降水量が増加している。このように、限定された地域の地表面状態の変化であっても、風系の変化が水蒸気の収束・発散の変化を通して、隣接地あるいは遠く離れた地域の気候をも変えうることがわかる。

おわりに

地球大気の運動をつかさどる究極のエネルギー源は太陽である。緯度別に見ると、低緯度では地球一大気系で吸収されるエネルギーが宇宙空間へ逃げるよりも多く、高緯度ではその逆になっており、低緯度から高緯度へのエネルギーの流れがある。またエネルギーは主に地面・海洋でいったん吸収された後大気中に返される。熱帯域でのエネルギーの鉛直輸送は、主に活発な積雲対流活動によって担われているが、インドネシアから西太平洋域、中米およびアフリカの熱帯雨林気候地域でその積雲活動が盛んである。熱帯雨林はいわば大気のエネルギーの流れの中継点といってよい。その熱帯域での地表面状態の改変は、アルベドの変化や地表面からの蒸発散の変化により、

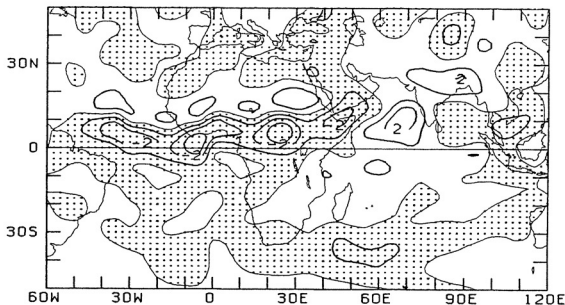


図-5 アフリカ大陸上 ($0^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$) の熱帯雨林を砂漠にした場合の 6~8 月平均降水量の差⁸⁾。等高線は 1 mm/day 毎。負に点彩。

大気に大きい影響を及ぼす。ここではアフリカを例に引いたが、アマゾン熱帯雨林伐採の影響実験も試みられている。またこれらの GCM で使われる地表面での蒸発散過程は、気候モデルにとってもっとも重要な過程であり、植生モデルの導入などにより現実的なものにするべく努力が続けられている。

〔参考文献〕 1) MINTZ, Y., 1984: The Global Climate. J. T. Houghton (ed.), Cambridge Univ. Press, 79~105. 2) SHUKLA, J. and Y. MINTZ, 1982: Science, 215, 1498~1501. 3) POSEY, J.W. and P.F. CLAPP, 1964: Geophysica International, 4 (1), 33~48. 4) YAMAZAKI, K., 1989: J. Meteor. Soc. Japan, 67, 123~146. 5) HENDERSON-SELLERS, A. and M.F. WILSON, 1983: Rev. Geophys. Space Phys., 21, 1743~1778. 6) MATTHEWS, E., 1983: J. Clim. Appl. Meteor., 22, 474~487. 7) CHARNEY, J. G., 1975: Quart. J.R. Met. Soc., 101, 193~202. 8) KITO, A., K. YAMAZAKI and T. TOKIOKA, 1988: J. Meteor. Soc. Japan, 66, 65~86.

《お知らせ》

公益信託四方記念地球環境保全研究助成基金についてのお知らせ

昨年12月に発足した「公益信託四方記念地球環境保全研究助成基金」(受託者三井信託銀行株式会社)では、地球環境の保全に関する研究に対し次の要領で助成します。

- ① 対象となる研究：
 - (1) 熱帯雨林の減少、砂漠化の進行等の地球規模の自然環境問題に関する調査・研究
 - (2) 絶滅の恐れのある生物等の生態及びその保護・回復に関する調査研究
- ② 応募資格：上記の研究に従事する大学または研究機関の研究者または研究グループ(大学院生や研究生を含む)
- ③ 助成件数と金額：2件以内、助成総額75万円
- ④ 申請書等の請求先：

〒113 東京都文京区本郷 3-39-12
財団法人日本野生生物研究センター内
公益信託四方記念地球環境保全研究助成基金事務局
電話 03-812-1881 担当：茨城康弘
- ⑤ 審査方法：当公益信託に設置されている運営委員会において、厳正に審査・選考いたします。選考結果は、可否にかかわらず申請者全員に書面で通知いたします
- ⑥ 助成金支給時期：平成2年7月
- ⑦ 募集締切：平成2年6月13日(金)