

- (13) W・ハミルトン(星野一男訳)「インドネシア地域のテクトニクス」都城秋穂編、前掲書、一九七九、三九九―四二四頁。
- (14) Hill, R. D., op. cit., 1979, p. 134; Fisher, C. A., op. cit., 1964, p. 327. および『中華人民共和国地図』地図出版社、二三頁「中国鉱産」一九七九。
- (15) Takaya, Y., Hattori, T., and Pichai, W., "Soil Salinization in the Khorat Plateau", Mekhon Secretariat, Bangkok, 1984.
- (16) Sompob, W., "Soil Salinization in Northeast Thailand", *Southeast Asian Studies*, 24, pp. 133-153, 1986.
- (17) Furukawa, H. & Pichai, W., "Salt and Sinkhole-Corrosion as a Principal Factor Governing Topography and Mass Movement in Northeast Thailand", *Southeast Asian Studies*, 27, 1989, pp. 3-34.
- (18) 高谷好一『熱帯アルタの農業発展』創文社、一九八二、一〇―一七頁。
- (19) Hattori, T., "The Quaternary Stratigraphy in the Northern Basin of the Central Thailand", *Southeast Asian Studies*, 9, 1971, pp. 398-419.
- (20) Kawaguchi, K. & Kyuma, K., *Paddy Soils in Tropical Asia: Their Material, Nature and Fertility*, Univ. Press of Hawaii, 1977.
- (21) 以下の記述はスマトラ東岸、南カリマンタンで行なった調査に基づいている。古川久雄、スピアンディ・サビハム「バタンハリ川流域低湿地の農業景観 その1 地形と堆積層序」『東南アジア研究』二三、一九八五、三一―三七頁。
- (22) 別枝篤彦『東南アジア地域研究史序説』大明堂、一九七七、一五四―一七二頁。
- (23) 高谷好一、一九八五、既出、三五頁。

I部 東南アジアの自然

## 2章 熱帯とモンスーン

安成哲三

### 一 熱帯気候の形成

- 1 熱帯気候の分布／2 大気の冷熱源分布とモンスーン
- 3 南北循環と熱帯内収束帯(ITCZ)／4 熱帯東西循環と大気・海洋相互作用
- 5 アジアモンスーンにおけるチベット高原の役割
- 6 湿润アジアと乾燥アジアの世界
- 二 湿润熱帯アジアにおける気候変動
  - 1 陸のモンスーン・海のモンスーン／2 ヒマラヤの雪とモンスーン
  - 3 エル・ニーニョとモンスーン／4 モンスーンの季節内リズム
  - 5 「平均値気候学」の落とし穴——季節内リズムのもつ意味
- 三 モンスーンアジアにおける対流活動の日変化

### 一 熱帯気候の形成

#### 1 熱帯気候の分布

古典的な気候区分によれば、地球の気候は、大きく熱帯、温帯、寒帯の三つに分けられる。東南アジアは、一部の山岳域を除き、ほとんどの地域が、熱帯気候に支配されている。

熱帯は、地球の赤道を中心とする南北約二〇度の低緯度地域で、大きっぱには南北の両回帰線にはさまれた領域に対応していると言っている。ケッペン (Köppen) の気候分類では、最寒月の平均気温が、一八度C以上の地域と定義されている。

地球気候を特徴づけるもう一つの大きな要素は、降水量である。この分布は、しかし、気温とは大きく異なり、東西方向にも非常に不均一な分布をしている。<sup>(1)</sup>この様相は、アフロユーラシア大陸から太平洋域にかけての低緯度地域で、特に顕著である。ひとことというならば、地球上における年降水量の極大域は、まさに東南アジアから西太平洋域のアジア・オーストラリアモンスーン域にあり、極小域は、その西に広がる西南アジアから北アフリカにかけての砂漠地域に存在している。この際だった降水量分布の東西非対称性は、いったい何を意味しているのか。どのようなメカニズムで成立しているのか。この章の主題である東南アジアの湿潤な気候とモンスーンの物理気候学的説明は、これらの問いに答えることに他ならない。

## 2 大気の冷熱源分布とモンスーン

熱帯域における気温と降水量の分布を説明するためには、同緯度で同じように入ってきた太陽エネルギーが、異なる地表状態・地理的条件のところ、どのように使われ、結果としてその上の大気を実質的にどの程度暖めたか(冷やしたか)という、大気の冷熱源分布を見る必要がある。この冷熱源分布を補償しようとする大気の動きこそが大気大循環に他ならない。図1は冷熱源分布の指標である大気の非断熱加熱率の分布を季節ごとに示したものである。<sup>(2)</sup>この図でまず目につくことは、一年を通じて東南アジアから赤道西太平洋に大きな熱源域が存在していることである。熱源の極大域は、北半球の夏(七月)にはアッサムから大陸東南アジアにあり、まわりの海洋域は弱い冷

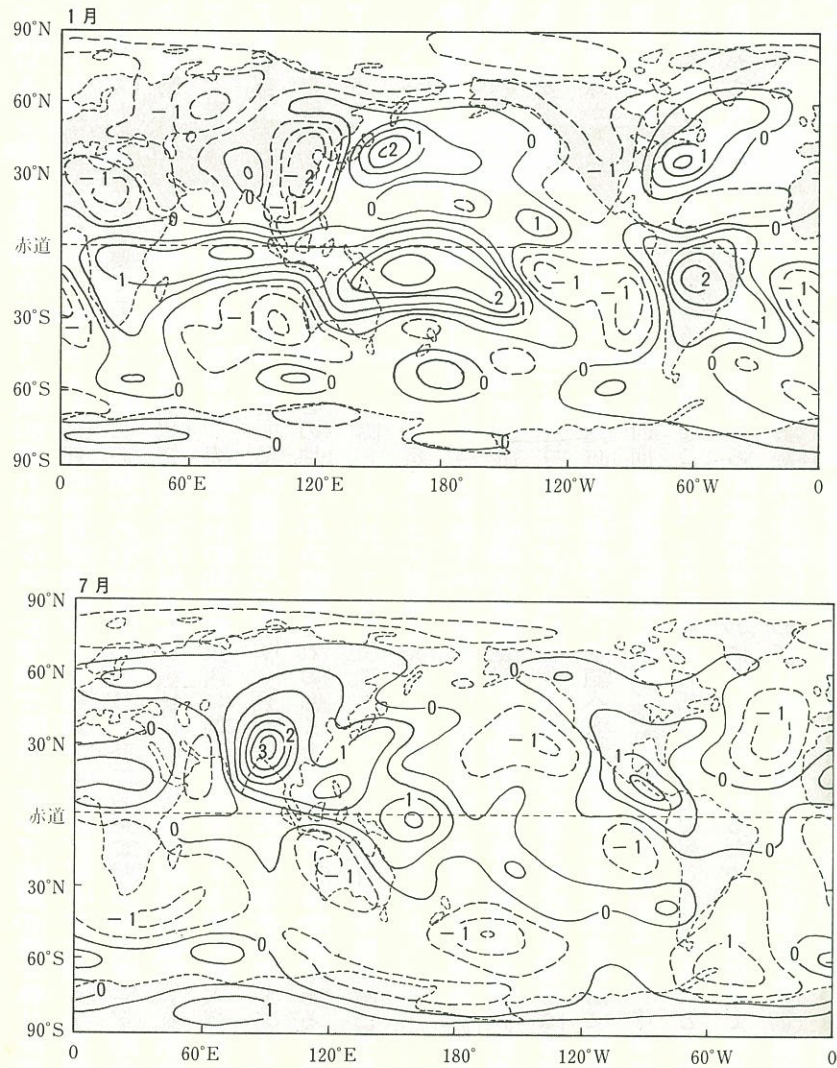


図1 大気の非断熱加熱率(K/day)の分布(1月、7月)  
(Johnson, et al. より)

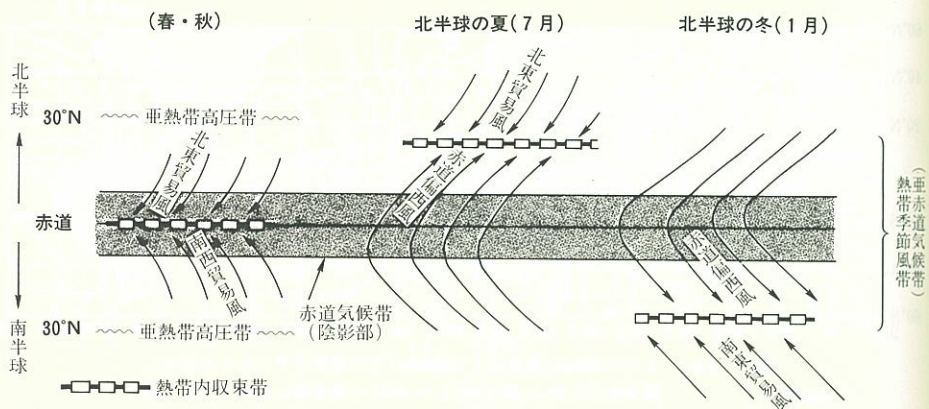


図2 季節による熱帯収束帯の変位と熱帯季節風帯

呼んでいる。熱帯における降水量の季節変化とモンスーンも、南北方向の成分にのみ着目すると、図2のように、このITCZの季節的な変位として簡略化してとらえることもできる。

4 熱帯東西循環と大気・海洋相互作用

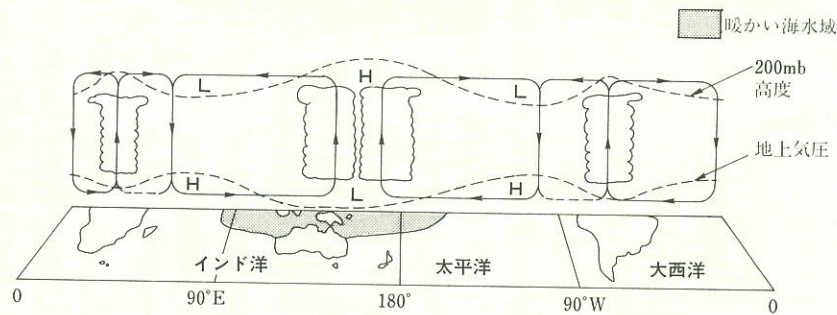
しかしながら、図1の夏・冬に顕著にみられるような、東南アジア・西太平洋を中心とする巨大な熱源の存在と東西方向の非対称な冷熱源分布は、この簡単な熱帯南北循環のみでは説明することができない。ここでさらに考慮すべき過程は、海陸分布に起因する大気東西循環と、これに関連した大規模な大気・海洋相互作用である。

図3-1(a)は、アジアの夏のモンスーンに伴う対流活動(雲・降水の活動)の分布を、人工衛星から観測した、外向き赤外放射強度(Outgoing Longwave Radiation、略してOLR)の分布で見たものである<sup>(a)</sup>。このOLRは、発達した雲のあるところほど値が小さく、雲のないところほど大きな値となっている。モンスーンアジアから西太平洋域での対流活動域が、熱帯の中でもずば抜けて大きいこと、その西のアラビア半島から北アフリカにかけては、ほとんど雲のない乾燥地域が広がっている様相が、はっきりと示されている。また図3-1(b)は、対流活動に伴う対流圏上部で

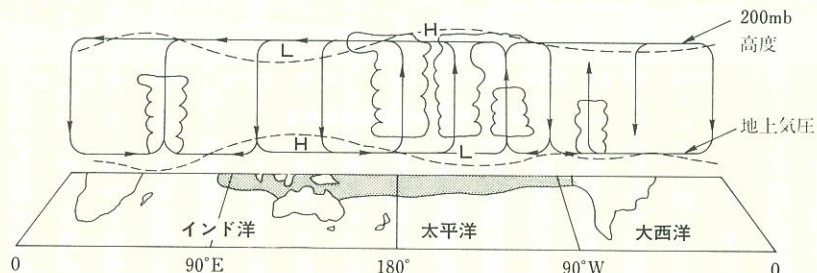
源になっている。この冷熱源分布に伴う大気の流れがモンスーン循環である。アジアの夏のモンスーンでは、アジア大陸とインド洋の南北の熱的コントラストに伴う南西季節風がよく強調されるが、アジア大陸と太平洋の東西の熱的コントラストも同様に重要であることがこの図からわかる。いつぼう冬(一月)にはニューギニアの少し東に熱源の極大は移動し、アジア大陸上に強い冷源が現れる。この冷源から熱源に向かう地上付近の風系が冬の北西(北東)季節風である。春と秋には、低緯度の熱源は、赤道沿いの比較的東西に伸びた分布をするが、極大域は、やはり東南アジア島嶼部上から西太平洋上に限られている。地球上でアジア・西太平洋域にのみ強大なモンスーンが存在できるのは、熱帯域でもとりわけ強い熱源がこの地域にのみ形成されるしくみが働いているからである。そのしくみとは何であろうか。

### 3 南北循環と熱帯内収束帯(ITCZ)

第1節で述べたように、赤道付近は太陽エネルギーを最も多く受け、平均的にみると地表面(海面)での加熱も強く、大気が不安定になって、上昇気流ができやすくなっている。上昇気流が生じると、それを補うように、大気下層で南北両半球からさらに空気が流入し、赤道付近で収束する。赤道へと収束するように吹き込むこの大気下層の風は、地球の自転の影響を受けて両半球とも西向き(東風)成分をもつ流れとなる。これが北(南)半球における北東(南東)貿易風とよばれる風系である。重要なことは、この現象が大部分海洋上で起こっていることである。海洋上を亜熱帯から吹送してきた貿易風は、海面からの水蒸気をたっぷりと含んでいるため、赤道付近で収束した大気は、さらに不安定な状態となり、対流活動と雲が生じやすくなっている。赤道付近のこの雲と上昇気流が一年中非常に生じやすくなっている領域を、熱帯内収束帯(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)あるいは赤道収束帯と



(a) 平常時



(b) エル・ニーニョ時

図4 熱帯の対流活動、東西循環と海水温の分布の東西断面

にかけて存在していることを示している。この循環系は、季節によりその上昇流域の位置を、東南アジア・西太平洋域の中で多少移動させるものの、基本的には一年を通じて存在している。<sup>(4)</sup>

この東西循環系は、熱帯太平洋域における大気・海洋相互作用により、さらに強められる。赤道に沿って海面上を吹く西向き（東風）成分の風は、東太平洋域では、摩擦により海水を引きずりながら、地球自転の効果により、赤道湧昇流を引き起こし、冷たい海水域を形成する。南米のペルー沖では、南からのペルー（フンボルト）海流の効果も加わるため、赤道直下にもかかわらず、二〇度C前後の冷水域となっている。いっぽう、西部太平洋上では、赤道上で暖められた海水が東風により吹き寄せられ、図5に示すように、二八度C以上の地球上で最

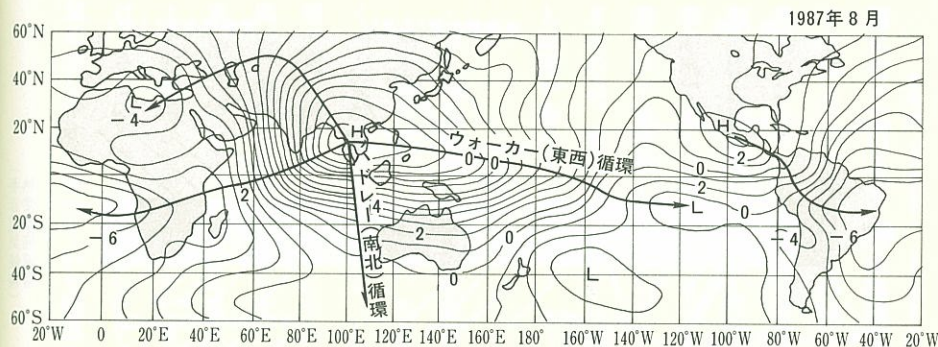


図3-(b) 8月の200mb(高度約1万2000m)での速度ポテンシャル分布。極大域(H)から、極小域(L)へ向けて等値線に直角方向に発散風が吹いていることを示す。

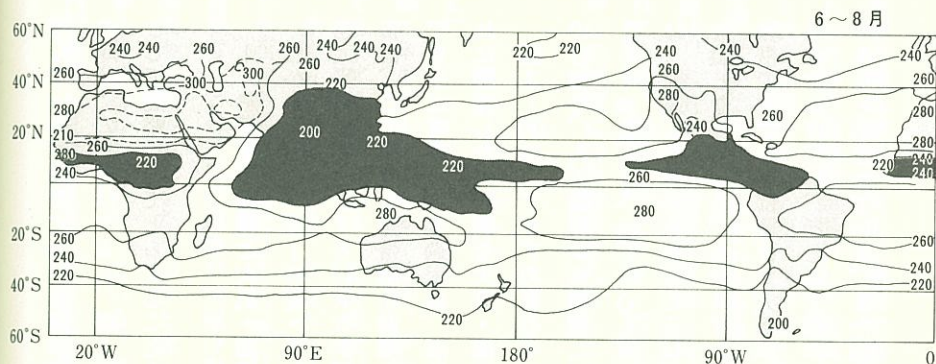


図3-(a) 6～8月の外向赤外放射量(OLR)、単位は $W/m^2$ 。ハッチ域は強い対流活動域、破線域はほとんど雲のない地域を示す。

の空気の収束・発散運動を、速度ポテンシャルという空気質量の発散量の指標を用いて見たものである。二つの図をあわせると、強い対流活動に伴う巨大な空気の（大気下層からの）湧き出し口が東南アジア付近にあり、そこからまわりに向かって流れる大気の循環が、矢印付きの実線で示されている。ここで注目すべきは、東部太平洋域の沈み込み口へと流れるほぼ東向きの流れが存在していることである。これは対流圏下層の貿易風の東風成分と併せて考えると、図4(a)のようなほぼ赤道に沿うような東西循環（Walker循環）が、アジア大陸から東太平洋域

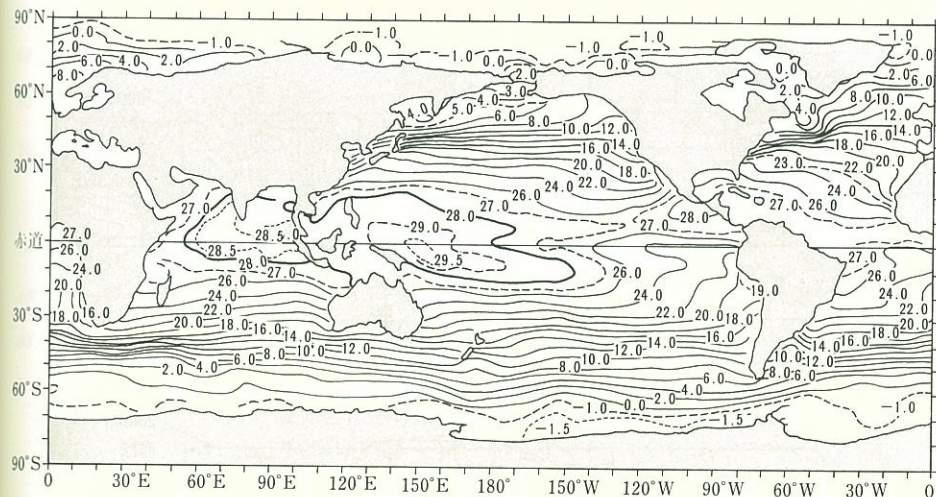


図5 年平均の海面温度分布

も高い海水温域を形成している。この暖水域上では、蒸発が活発で、大気が非常に不安定となり、対流活動はますます強くなり、ひいては東西循環もさらに強くなる。この正のフィードバックにより、図1で示したような大気の冷熱源分布の東西の非対称性が維持されているのである。

ちなみに、熱帯においては、大きな熱源域と多降水量域あるいは強い対流活動域(図3-1(a))がよく対応していることは、大気の熱源が主に水蒸気の凝結による潜熱の解放によって示している。この過程なしでは、アジアの強大なモンスーンも、上述の熱帯東西循環も不可能であることを、最近の観測的、理論的な研究ははっきりと示している。端的にいうならば、東南アジア・西太平洋域の湿潤な気候は、雨を降らせることにより、まわりの海洋上から水蒸気を効率よく集め、さらにその湿潤さを維持するという、ひとつの動的平衡な状態にあるといえよう。

### 5 アジアモンスーンにおけるチベット高原の役割

西太平洋に広い暖水域が存在している機構として、アジア大陸の加熱に起因する熱帯太平洋域全体での東西循環とそれに伴う

大気・海洋相互作用を前節では述べた。しかし、このような強い東西循環を引き起こすのに見合った強い大気加熱(図1(b))が、なぜアジア大陸にのみ起こりうるのか。北米大陸・大西洋地域では、なぜ同様のことが起こっていないのか。

この問いに対する答えは、ヒマラヤ・チベット山塊の存在である。海拔四千メートルを越えるこの山塊全体を総称して、ここでは簡単にチベット高原と呼んでおこう。比較的低緯度の対流圏中層に横たわるこの高原では、夏には、強い日射を地面が吸収することにより、その上の大気を非常に強く熱する。熱せられた大気柱は膨張して、対流圏上部にチベット高気圧と呼ばれる高気圧をつくりだし、そこから周囲に向かって空気があふれだす<sup>(5)</sup>。それを補償するように、対流圏下層では、インド洋から湿った南西風が吹き込み、対流活動(に伴う凝結潜熱の解放)が活発化して、さらに大気を暖める。この過程により、夏のアジア大陸上空には、同緯度では最も気温の高い状態が作り出されている。北米大陸上に比べ、アジアの大気加熱が、チベット高原の熱的效果により、極めて大きくなっていることは、このことから説明することができよう。

### 6 湿潤アジアと乾燥アジアの世界

図3-1(a)をもう一度見てみよう。インド亜大陸を境に、西には、降水量のきわめて少ない西南アジアの乾燥地域、さらにはアラビア、サハラの砂漠気候帯が、遠く大西洋岸まで広がっている。それは、東に広がる東アジア、東南アジアの湿潤気候帯と著しい対照をなしている。かつて哲学者和辻哲郎は、ヨーロッパへの留学の途上、船で東南アジアからインド、スエズ運河をへて地中海に入り、ヨーロッパに達した。この時彼は、モンスーンアジアの湿潤な気候が、インドから西に向かうと、突然乾燥気候にかわり、さらに西に行くと、ヨーロッパの温和な気候にかわ

るといふ、大きな気候の変化を、東西の空間の中で体験をした。この体験を踏まえて、彼はのちに名著『風土』を著し、人間存在の構造契機としての風土を、「モンスーン」、「砂漠」、「牧場」の三つに類型したことは、あまりにも有名である。<sup>(7)</sup>

和辻に強い印象を与えた、インドを境とするこの東西の気候のドラスティックな変化にも、インド亜大陸の北に横たわるチベット高原は大きな役割を果たしている。夏のモンスーン時、チベット高原の上空には、チベット高気圧が存在していることは、すでに述べた。この高気圧から吹き出して南へ向かう流れは、地球自転の効果によって、強い東風となってインド上空に現れる。この風はヒマラヤの南で最も強く、熱帯偏東風ジェットと呼ばれ、秒速五〇メートルにも達している。<sup>(8)</sup>

このジェットの特徴は、インド亜大陸を中心としたインド洋域に局所化されて存在していることである。そのため、ジェットの入口側、東南アジア上空はジェットの加速域のため大気が発散場となる。その発散を補償するため、上昇気流が引き起こされ、湿潤な大気は、凝結・降水をさらに強化する。いっぽう、出口側、西南アジア・アラビア上空はジェットの減速域のため、図3-1(b)にも見られるように、大気の収束場となる。その収束を補償する下降気流が引き起こされ、大気はさらに安定化する。すなわち、チベット高原は、局所的に強い大気の南北循環を引き起こすことにより、東で上昇し、西で下降する二次的な東西循環をその南側に励起し、その結果、東南アジアの湿潤、西南アジアの乾燥という気候のコントラストを、インドを境にしてつくりだしているのである。

いったん砂漠化した大地は、日射に対するアルベード(反射能)が大きく、地表面の吸収する日射は少なく大気はより安定化し、ますます乾燥化するという、正のフィードバックがはたらく。<sup>(9)</sup> いっぽう、湿潤な地域では森林被覆により、アルベードは小さく、地表面からの蒸発散も大きく、湿潤な気候はさらに維持されるという、やはり正のフィードバックがはたらくことは、想像に難くない。

こうしてみると、東南アジアから北アフリカにいたる現在の熱帯域の気候分布は、ひとことで言ってしまうと、アジア大陸にそびえるチベット高原と、その東に広がる太平洋の存在によりつくりだされた、とも言えそうである。

## 二 湿潤熱帯アジアにおける気候変動

### 1 陸のモンスーン・海のモンスーン

モンスーンアジアの湿潤な気候は、チベット高原を含むアジア大陸とまわりの海とのあいだに生じる加熱差を原動力とする大気循環(モンスーン)と、これに関連した熱帯太平洋域での大気・海洋相互作用によって形成・維持されていることを、前節では述べた。このモンスーンは、決して定まった状態にあるわけではなく、むしろいろいろな時間スケールで、常に変動している。ここではまず、モンスーン変動の最も重要な指標である降水量の年(季節)変化と、年々変動の特性を、陸のモンスーン・海のモンスーンという概念を通して、みてみよう。

熱帯モンスーンアジアを降水量の季節変化パターンで見ると、(北半球)冬に雨期のある島嶼部東南アジアと、夏に雨期のある大陸部東南アジアに分けられる。<sup>(10)</sup> ここでまず注目すべきことは、前者の地域は、赤道直下の地域を含むにもかかわらず、図2から期待されるような、ITCZの南北変位にともなう年二回の雨期(乾期)という様相はほとんどない、ということである。これは、先に述べた、熱帯太平洋での大気・海洋相互作用の結果、この地域の暖水域(とそれに対応した対流活動)が、冬に極大になるような季節変化のみ選択しているからである。

この二つの地域の気候特性のもう一つの大きなちがいは、その変動度である。大陸部東南アジアでは、年々のモ

ンズン期(雨期)の降水量変動は当然存在するが、雨期の時期そのものが大きく変わることはない。降水量そのものも、全インドの雨期降水量を例にとると、過去約一〇〇年について、どんな極値の年でも、平均値のプラスマイナス二五パーセント以内に収まっている<sup>11)</sup>。しかしながら、島嶼部東南アジアでは、月(季節)毎の変動が非常に大きく、年によっては(一九五八、一九六八年のように)乾期がなくなったり、(一九五七年のように)平均値から見た雨期より乾期のほうが雨が多かったりすることさえある<sup>12)</sup>。平均的な季節変化成分よりも、年々の変動成分の方が大きな振幅をもっており、平年値が、あまり意味を持たないことを示している。

大陸部東南アジアで代表される陸のモンズンは、乾期・雨期が、かならず同じ頃にやって来るといって、安定した圧倒的な季節のリズムによって特徴づけられる。これに対し、島嶼部東南アジアで代表される海のモンズンは、一年を通しての雨の量は多いが、年々の乾期・雨期の不安定さ・頼りなさによって特徴づけられている、と言えよう。前者における季節リズムの卓越が、太陽高度の季節的变化にともなう大陸の加熱・冷却の季節変化に因っていることは、いうまでもない。これに対し、後者の季節リズムの弱さ、というより非季節的な経年変動成分の相対的な卓越は、一年以上の時間スケールをもつ熱帯太平洋での大気・海洋相互作用が、海のモンズンに、より直接的に関係していることを示している。

## 2 ヒマラヤの雪とモンズン

湿潤なモンズンアジアも、時として大干ばつに見舞われる。降水量偏差でみたその変動の程度は、前節の議論からも容易に想像されるように、特に海のモンズン地域において、際だつて現れることが多い。しかし、陸のモンズン地域でも、干ばつは、モンズン開始の遅れや、長い中休みというかたちをともなうて現れる。特にこの地

域の農業システムは、季節のリズムを前提として成立しているだけに、わずかの降水量不足でも、深刻な農作物への被害をもたらすことになる。

このようなモンズンの年々の変動をもたらしているのは何であろうか。ここでは、この地域の気候を成立させている機構としての大陸の加熱差と大気・海洋相互作用に大きく影響を与える因子として、「ヒマラヤの雪」と「エル・ニーニョ」に代表される物理過程を取りあげて考えよう。

ユーラシア大陸の約六〇パーセントは、冬に積雪に覆われる。この積雪は、春から夏に向かう時期に、急速に融けていくが、もし何らかの原因でこの時期の積雪域が平年よりも多く残ったとしたらどうなるか。積雪の日射に対する大きな反射能(アルベド)と、融雪期に顕在化する積雪自身の持つ冷源効果と土壌水分量の増加のため、大夏へ向けての大気加熱は遅れ、夏のモンズンは不活発になる可能性がある。インドの初代気象局長官であったブランフォード<sup>13)</sup>(Blanford, 1884)は、ヒマラヤに積雪の多かった冬に続く夏のモンズンは弱くなる傾向にあることを、約一〇〇年前にすでに指摘していたが、ハーンとシュクラ<sup>14)</sup>(Hahn and Shukla, 1976)は、人工衛星からの積雪域データにより、この可能性をはじめ確認した。しかしながら、大陸上の積雪変動が、大気加熱の変動に実際にどの程度影響しているのか、とくに大気加熱の効果が大きいとされるチベット高原での積雪変動は、どの程度の役割を果たしているのか、といった定量的評価の問題は、今後にまだ残されている。

## 3 エル・ニーニョとモンズン

いっぽう、熱帯太平洋域の海水温変動も、一―四節で述べたように、大気の東西方向の加熱差と、それにもなう東西循環の変動を通して、モンズンの強弱を支配していると考えられる。その典型的な現象として、エル・ニ

エル・ニーニョがある。エル・ニーニョ (El Niño) とは、もともと、南米ペルー沖で数年に一回程度海水温が異常に高温となる現象である。この付近は、ふだんは冷たいペルー寒流と沿岸湧昇流のため、冷たい海水が広がり (図5参照)、カタクチイワシの非常によい漁場となっている。しかし、エル・ニーニョ時には、これがほとんど取れなくなり、この地域の漁業に大きな影響を与えている。人工衛星等をふくむ最近の全地球的な大気、海洋のデータ解析やコンピュータ・シミュレーションによる研究は、このエル・ニーニョ時の高水温 (正偏差) 域が、ペルー沖に限定されたものではなく、赤道中・東部太平洋域全体にわたって形成されていること、その広大な正偏差域は西太平洋の暖水域が東に移動・拡大したものであること、この海水温異常に関連して、西部熱帯太平洋上にあつた対流活動域も、図4-1(b)のように東に大きく変位し、それにもなつて、大気の東西循環も、大きく変化していることを明らかにした。即ち、1-4節で述べた海水温、対流活動、大気の東西循環のあいだの動的平衡状態 (図4-1(a)) が、何らかのきっかけで崩れた状態 (図4-1(b)) こそが、よりグローバルな意味でのエル・ニーニョ現象とすることができよう。この状態の時、西部太平洋の暖水域は当然弱まり、対流活動の中心域も中部・東部太平洋上に移動してしまい、海のモンスーン域はしばしば干ばつに見舞われる。例えば、今世紀最大といわれた一九八二/一九八三年のエル・ニーニョ時、インドネシアの多くの島では、乾期に当たる五月から一〇月の降水量がほとんどなく、このため乾期稲作が大きな被害を受けた。また、ボルネオ島の東カリマンタンでは、この強い干ばつにより、乾ききつた熱帯降雨林で大森林火災が起こり、三五〇万ヘクタールもの森林が損害をこうむつた<sup>15)</sup>。

このエル・ニーニョ現象は、北半球の春・夏頃に始まり、秋・冬に最盛期となつて、次の年の夏前には終息するという、かなり強い季節性を持つことが多い。発現する年には、夏の陸のモンスーンも、不活発になる確率が非常に高いことを、過去一〇〇年以上のインド・モンスーンの記録<sup>16)</sup> ははっきりと示している。

では、いったいエル・ニーニョ現象を引き起こす引金は何であろうか。多くの場合、エル・ニーニョの発現と陸のモンスーン開始は、ほとんど同時現象か、モンスーンの方が、むしろ先行して起こっている。西太平洋の暖水域の東進の直接的な引金として、暖水域の形成・維持を支えている中部太平洋での偏東貿易風の急速な弱まり、またはインド洋からインドネシア諸島部・ニューギニア付近に吹く赤道偏西風の強まりが指摘されているが、これらの風の変動は、陸のモンスーンの弱まりとも密接に関連している可能性が高い。とすると、ユーラシア大陸での積雪異常といった大陸での現象と、エル・ニーニョに代表される熱帯太平洋での海水温異常が、陸と海のモンスーンを媒介にして、ひとつの気候システムとして、密接にリンクしている可能性がある<sup>17)</sup>。

この問題は、現在の気象学・海洋学における未解決の大問題の一つとして、まさに今、ホットな議論が世界的になされているところである。いずれにせよ、陸のモンスーン・海のモンスーンのいずれもが卓越する東南アジアは、ユーラシア大陸と太平洋という、地球上での最大の大陸と海洋のあいだにおける陸面・大気・海洋相互作用の可能な場であり、地球気候システムを理解する上で、非常に重要な地域であることを、改めて強調しておきたい。

#### 4 モンスーンの季節内リズム

モンスーンの変動は、年々の変動だけではなく、季節内にもある。とくに、昔からモンスーンや梅雨の休止期 (中休み)・活発期として知られていた、二〇日から数十日程度の周期の季節内変動は、モンスーンの年々の強弱とも密接に関連したものととして、最近大きな注目を集めている。

この現象を、図6のように、インド洋から太平洋にかけての赤道域における、対流活動域の東への移動の周期的な繰り返しと、それに伴う大気の東西循環の変動として初めて示したのは、マッダデンとジュリアン<sup>18)</sup> (Madden and



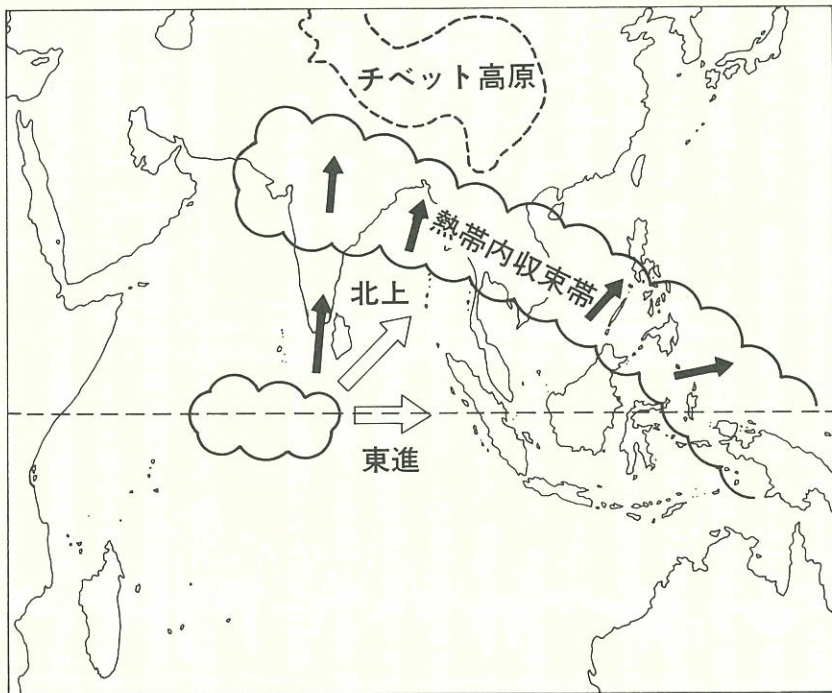


図7 モンスーン域の対流活動の季節内変動(40~50日周期)の模式図

著者<sup>19)</sup> (Yasunari, 1979) は、この現象を、人工衛星の雲分布を用いて、より広域的に調べたところ、ITCZ (熱帯内収束帯) に対応する雲の分布が、赤道インド洋付近からヒマラヤ付近に向かってゆっくりと北上する現象が、約四〇日周期で起こっていることを見いだした。興味深いことには、この図における赤道上での雲量の極大の出現は、図6で示した、赤道を東進する対流活動域の、赤道インド洋上での出現と全く同じ現象であることもわかった。即ち、夏のアジアモンスーンの地域では、図7のように、赤道インド洋上で発現した雲量の極大域 (ITCZに対応) または極小域が、あたかもぐるぐる回る床屋の看板の縞模様のように、約四〇日の周期で、赤道上では太平洋方面へ東進して見え、インド付近では北上して見える、という雲量(とそれに伴う降水量)変動の時空間構造を持つことが明

Julian, 1971; 1972) であった。この変動は、西太平洋の暖水域での対流活動に特に顕著に現れ、その意味では、海のモンスーン域に特徴的な現象と見ることもできる。

この季節内変動は、しかし、陸のモンスーンにもはっきりと現れている。インドモンスーンには、降水の活発な時期と、不活発な(休止)時期があることは、古くから知られている。干ばつ年は、この休止期が異常に長かったり、ほとんど雨が降らないというかたちで特徴づけられる。降水量の空間分布にもこの二つの時期で大きな違いがあり、活発期には、中部インドで雨が多く、南インドや北インドは少ないが、休止期にはこの全く逆のパターンになることが、知られている。

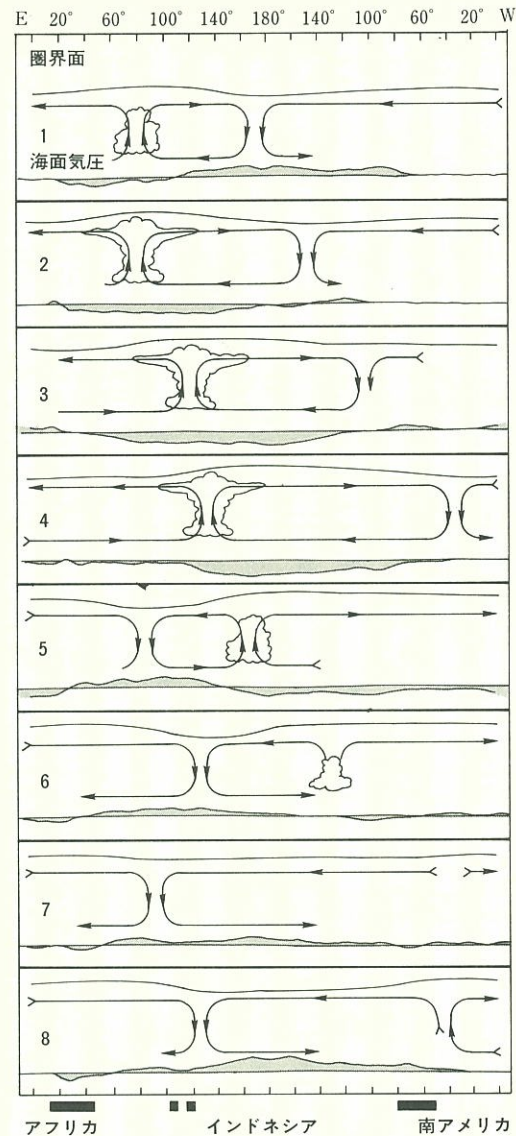


図6 熱帯地方における東西循環セルの40~50日周期変動の模式図  
1~8は40~50日周期の1サイクルを8つに分割した時の時間推移を示す。(Madden & Julian, 1972)

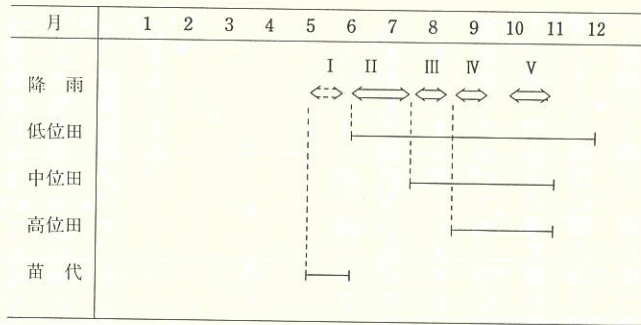


図8 ドンデン村における降雨パターンと田の位置と農作業の関係  
I～Vは雨季内における降雨の集中する期間を示す。(高谷, 1985より)

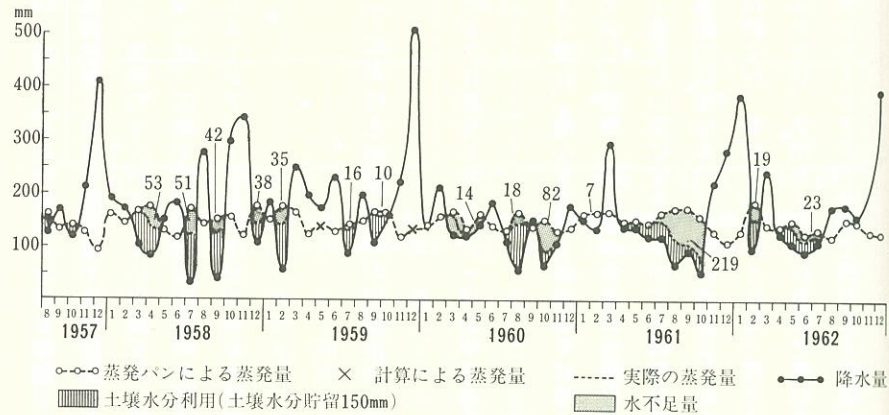


図9 シンガポールにおける1957～62年の月々の水収支 (Nieuwolt, 1965より)

は水不足をまねいて稲が被害を受け、大不作になるという(高谷<sup>21</sup>)。いずれにせよ、モンスーン地域の農民が、長い歴史と経験の中で、モンスーン降水のこのリズムを認識し、それに耕作形態を適応させたみごとな一例といえる。

地表面での水収支量は、植物や農業、水資源の環境を決める、重要な要素の一つである。たとえば、平均値気候学で熱帯雨林気候(ケツペンの気候区分におけるAf)帯に属するシンガポールは、年間の水収支量(降水量マイナス蒸発量)で負になる年はほとんどない。しかし、図9に示すように、月ごとに、すなわち季節内変動のスケールでみると、非常に大きい水不足量を示す時期が一年の中

らかとなったわけである。

この熱帯における四〇〇五〇日振動の物理機構については、エル・ニーニョと同様に、現在多くの議論があり、未だ解決はしていない。しかし、インド洋から西太平洋の暖かい海水域と陸・海のモンスーン域でのみ顕著に現れている現象であり、湿潤熱帯の気候に現れる特徴的なリズムであること、そしてこのリズムの変調は、そのまま年々の気候変動のシグナルとなっていることを、最近の多くの研究は明らかにしてきた。

### 5 「平均値気候学」の落とし穴——季節内リズムのもつ意味

湿潤熱帯、特に海のモンスーンの卓越する地域では、経年変動成分が相対的に大きいため、長期間の月平均値で示された気候、すなわち「平均値気候学」で気候の特性をかたることには、しばしば注意の要することを、すでに指摘した。しかし、すでにのべたように、この経年変動成分を、実質的にになっているのは、より時間スケールの短い季節内リズムの変調である。したがって、熱帯モンスーン地域における気候変動の、他の自然現象や人文・社会現象に対する影響も、以下の例に示すように、季節内変動の時間スケールにまで踏みこんだ解析をおこなって、はじめて評価できることが多い。

季節内変動のリズムが、モンスーン農業に直接影響を与えている例を、宮川<sup>20</sup>は、タイの雨期の稲作形態において報告している。図8は、東北タイのドンデン村における降雨の季節内変動のリズム(I～V)と、各田における農作業の期間を示している。この村では、農民は、長年の経験で得た降雨のリズムに合わせて、村内のそれぞれの高さの田における、農作業の手順を決めているのである。降雨のリズムが順調なとき、それぞれの田における水稲の生育も順調で豊作を期待できるが、いったんこのリズムが変調をきたすと、作業がうまく対応できず、洪水また

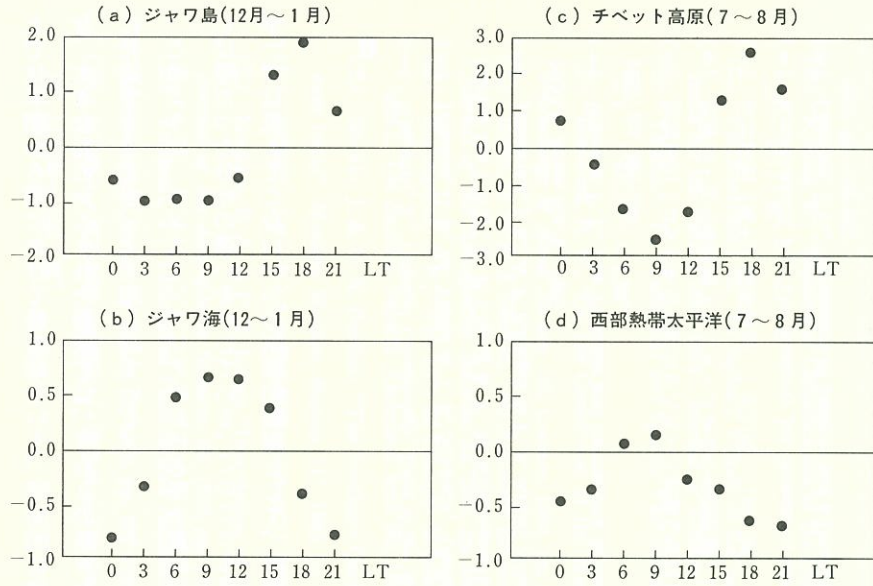


図10 対流活動指数(Ic)からみたモンスーンアジア各地点の雲の発達の平均的な日変化  
LTは地方時。一日の平均からの偏差で示してある。(Murakami, 1983より)

アジア上空で毎日の天気変化を監視している静止気象衛星「ひまわり」の赤外輝度データを用いた村上の解析(Murakami, 1983)に基づいて、対流活動の日変化の分布を見てみよう。

赤外輝度を用いて、任意の地点の対流活動の強度積乱雲の発達度 $I_c$ の値を、それぞれの地方時で、三時間毎にプロットすると、図10のように、はつきりと日変化している様子がわかる。

北半球冬のモンスーン期(十二月)にあるジャワ島のジャカルタ付近(a)では、夕方から急に雲が発達しているが、同時期、ジャワ海上(b)では、逆に明け方から午前中にかけてが、雲の最盛期となっていることがわかる。いっぽう、北半球夏のモンスーン期(七月八月)にあるチベット高原上(c)では、(a)と同様の日変化(朝に最も弱く、夕方にも強い)を示しているが、熱帯西太平洋上(d)では、(b)と同様、やはり夜に弱く、早朝から九時頃に、最も強くなっている。即ち、対流活動の活発な季節における雲の日変化は、陸上では夕方に、海

でも何回もある年があり、これがシンガポールの水資源における深刻な問題になっている(Whitmore, 1975)という。この図でも示されるように、湿潤熱帯における降水量やこれに関連した要素の季節内変動は、気候の年々変動を実質的に変わっているだけでなく、気候のインパクトという面でも、重要な役割を果たしている。

より気象学的な観点からのべるならば、広域での対流活動(降水)を規定しているこの季節内変動のリズムの予報が、湿潤熱帯アジア、もしくはモンスーンアジアにおいては、いかに重要な課題であるかを、これらの例は示しているといえる。

### 三 モンスーンアジアにおける対流活動の日変化

モンスーン期の南アジア・東南アジアに旅をした人は、一日の中での天気の変化と雨の降り方に、あるリズムのあることに気がつくはずである。

モンスーン期といえども、朝はよく晴れ、澄んだ青空と緑の木々に鳴く熱帯特有の鳥の声が始まる。しかし、太陽が高くなるにつれ、空には白くまぶしい積雲・積乱雲が急速に発達し、蒸し暑く、けだるい昼間となる。午後遅くには、空全体が雲に覆われ、黒く重苦しい空になる。やがて、時には雷を伴った激しい大粒の雨が、たたきつけるように、突然に降りはじめ。道路の低地はまたたく間に水浸しとなり、人々は激しい雨と夕闇の中を、急ぎ足で家路へと急ぐ。夜になっても雨は続くが、やがて小止みとなり、夜半には雨も上がり、星空も見えだし、涼しい風が吹いて来る。そして次の日はふたたび、気持ちよく晴れた空と鳥の声が始まる。

このような日変化は、しかし、モンスーンアジア全域で同じように起こっているのだろうか。ここでは、東南ア

上では早朝から朝にかけて最盛期という、時間的にほとんど反転したパターンとなっている。特にジャワ海のような、大きな島にかこまれた海域では、まわりの島々からの陸風による、空気の収束効果も加わって、朝に雲が非常に発達することが、よく知られている。

このように、モンスーンアジアにおける降水量の日変化パターンは、海陸分布やローカルな地形によって、しばしば際立った分布の違いを示している。このこともまた、植生や農漁業の生態学的基盤を考察する際、「平均値気候学」では見えてこない一つの気候的要素として、重要な意味を持つ可能性がある。

#### 註

- (1) Nieuwolt, S., *Tropical Climatology*, John Wiley & Sons, 1977, p. 106.
- (2) Johnson, D. R., M. Yanai & T. K. Schaack, "Global and Regional Distributions of Atmospheric Heat Sources and Sinks During the GWE", C. P. Chang & T. N. Krishnamurti (eds.), *Monsoon Meteorology*, Oxford Univ. Press, 1987, pp. 271-297.
- (3) Janowiak, J. E., A. F. Krueger & P. A. Arkin, *Atlas of Outgoing Longwave Radiation Derived from NOAA Satellite Data*, NOAA Atlas No. 6, 1985.
- (4) Webster, P. J., *The Variable and Interactive Monsoon*, J. S. Fein & P. L. Stephens (eds.), *Monsoons*, Wiley-Interscience, 1987, pp. 269-330.
- (5) 安成哲三「ゴマラヤの上昇モンスーン気候の成立」『生物科学』三二、一九八一、三六一-四四頁。
- (6) 住明正・村上多喜雄「モンスーンをめぐる諸問題」『気象研究ノート』一四九、日本気象学会、一九八四、一一二頁。
- (7) 和辻哲郎『風土』岩波書店、一九三五、二五三頁。
- (8) Kotswaram, P., "The Easterly Jet Stream in the Tropics", *Tellus*, 10, 1958, pp. 43-57.
- (9) Charney, J. G., "Dynamics of Deserts and a Drought in the Sahel", *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 101, 1976, pp. 193-202.
- (10) Kyuma, K., "Numerical Classification of the Climate of South and Southeast Asia", 『東南アジア研究』九、一九七二、五〇一-五二二頁。
- (11) Parthasarathy, B., "Droughts / Floods in the Summer Monsoon Season over Different Meteorological Subdivisions of India for the Period 1871-1984", *Journal of Climate*, 7, 1987, pp. 57-70.
- (12) Yasunari, T., "Temporal and Spatial Variations of Monthly Rainfall in Java, Indonesia", 『東南アジア研究』一九、一九八二、一七〇-一八六頁。
- (13) Blanford, H. F., "On the Connexion of the Himalaya Snowfall with Dry Winds and Seasons of Drought in India", *Proceedings of Royal Society*, 37, London, 1884, pp. 3-22.
- (14) Hahn, D. G. & J. Shukla, "An Apparent Relationship between Eurasian Snow Cover and Indian Monsoon Rainfall", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 1976, pp. 2461-2462.
- (15) Malingreau, J. P., "The 1982-83 Drought in Indonesia: Assessment and Monitoring", M. Ghantz, R. Katz & M. Krenz (eds.), *The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Climate Anomalies*, NCAR & UNEP, pp. 11-18.
- (16) Shukla, J. & D. A. Paolino, "The Southern Oscillation and Long-range Forecasting of the Summer Monsoon Rainfall over India", *Monthly Weather Review*, 111, 1983, pp. 1830-1837.
- (17) 安成哲三「ユーラシア大陸の積雪とENSO」『地学雑誌』九八、一九八九、八三一-九二頁。
- (18) Madden, R. A. & P. R. Julian, "Description of Global-scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 1972, pp. 1109-1123.
- (19) Yasunari, T., "Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon", *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 57, 1979, pp. 227-242.
- (20) 宮川修一・黒田俊郎・松藤宏之・服部共生「東北タイ・ドンテン村——稲作の類型区分」『東南アジア研究』二二、一九八五、二二五-二五二頁。

- (21) 高谷好一 『東南アジアの自然と土地利用』 勁草書房、一九八五、六八一―八四頁。
- (22) Whitmore, T. C., *Tropical Rainforests of the Far East*, Clarendon Press, 1975, pp. 43-51.
- (23) Murakami, M., "Analysis of the Deep Convective Activity over the Western Pacific and Southeast Asia. Part I. Diurnal Variation", *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 61, 1983, pp. 60-76.

## 第II部 自然を生きる人々