

ヒマラヤの上昇とモンスーン気候の成立

—第三紀から第四紀にいたる気候体制の変化について—

安 成 哲 三*

はじめに

ラマピテクスの化石がヒマラヤの麓、シワリク丘陵で発見されたということは、まことに示唆的である。この化石人類をもって人類の歴史が開かれたとするならば、われわれの現在住む地球の気候体制もまた、ヒマラヤの上昇とともに、ほぼ同じ頃(第三紀末)より形成が始まったと考えられるからである。

ここでは、ヒマラヤ造山運動のもつ気候学的意味に注目しながら、新生代第三紀以降の主としてアジア・アフリカ周辺の気候の変遷について、若干の考察を試みたい。

筆者は、モンスーンを中心に研究している一気象学徒

* 京都大学東南アジア研究センター

にすぎず、このテーマはいささか荷が重すぎる。したがって、各所に独断や憶測に近いような記述もあり、周到的な論文とはとても言いがたい。あくまで荒っぽいデッサンとして読んでいただければ幸いである。

ヒマラヤとアジアのモンスーン

夏、大陸は日射によって強く暖められ、そこに熱的な低気圧をつくる。逆に冬は、強く冷却され、冷やされた空気を地上付近に蓄積するかたちで高気圧を形成する。この低、高気圧とまわりの海上との気圧勾配によって起る季節的な風系(とそれにとまらぬ降水)がモンスーンと呼ばれるものである。アジアの気候は、西南アジアをのぞき、このモンスーンによってかたちづくられている。まず図1を見よう。夏、インド北部に中心をもつ大きな

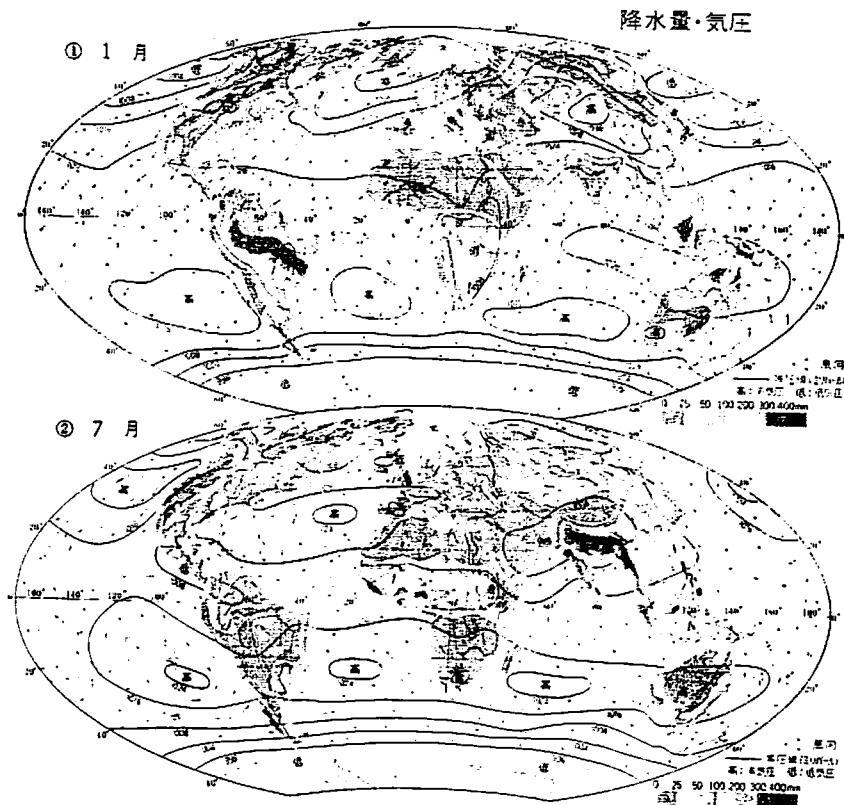


図1 1月と7月における世界の平均地上気圧と降水量の分布(二宮書店『現代地図帳』1973より引用)

低気圧が形成され、そこへ向う海からの湿った風により、インド、東南アジアから東アジアにかけての広い地域に多量の降水がもたらされている。とくに、ヒマラヤ南縁にその地域の降水量の多さは世界の他地域に例を見ない。分布域もアフリカや南米にくらべはるかに広く、しかも高緯度にまで及んでいるのが特徴である。冬はアジア大陸のまん中に“シベリア高気圧”と呼ばれている強い高気圧が形成される。この高気圧より吹き出す冷たい北西の季節風は、日本海で多量の水蒸気を含んで裏日本に大雪をもたらす、さらに北東風となって太平洋上に吹きわたったり、フィリピン、インドネシア、マレーシア方面に冬の雨をもたらしている。冬のモンスーンを特徴づけるこのシベリア高気圧もまた、北半球の他のどの地域にも見られないほど強大なものであることがわかる。

では、なぜアジア大陸にのみ強い低、高気圧とそれにとまなう卓越したモンスーン気候が存在するのであろうか。これを説明するひとつの要素は、アジア付近における海陸分布である。たとえば夏の時期、太平洋、大西洋域においては、赤道を境にして、南北両半球にそれぞれ亜熱帯高気圧が対称に存在している。しかし、インド洋域のみは、北にアジア大陸、南にインド洋という非対称な海陸分布が存在している。このことは、南半球インド洋の亜熱帯高気圧から、北インドの低気圧へと赤道を越えた大きな気圧勾配の形成を可能にしている。しかしながら、この時期太陽がその真上まで来るアフリカ北部になぜ、強い熱的低気圧が現われないのだろうかとの疑問も起る。ここで考慮せねばならぬのは、もうひとつの要素、アジアにおけるヒマラヤ・チベット山塊の存在である。

ヒマラヤ(以下、簡単のためとくにことわりのない限り、ヒマラヤ・チベット山塊全体をこの呼称で代表させる)の大气に与える効果は、大きくふたつに分かれる。そのひとつは障壁効果である。平均高度4~5,000 mの広大な高原は、北極側の冷たい空気と赤道側の暖かい空気の混合をさまたげ、南北両側において、それぞれの冷たさと暖かさを持続させる効果をもつ。こういった効果を調べる非常に有効な方法として、最近しばしば行われているのが、ヒマラヤが“ある”場合と“ない”場合を仮定した大気循環の比較数値実験である。この方法によって、冬のシベリア高気圧は、ヒマラヤがなければ現在のように強い安定したかたちでは存在できないことが示された(MINTZ 1964, MANABE & TERPSTRA 1974)。

ヒマラヤのもうひとつの効果は、熱的な効果である。ヒマラヤの高地は、その上の大気の厚さがうすく、もし雪がなければ、低地よりはるかに強い日射を吸収し、強

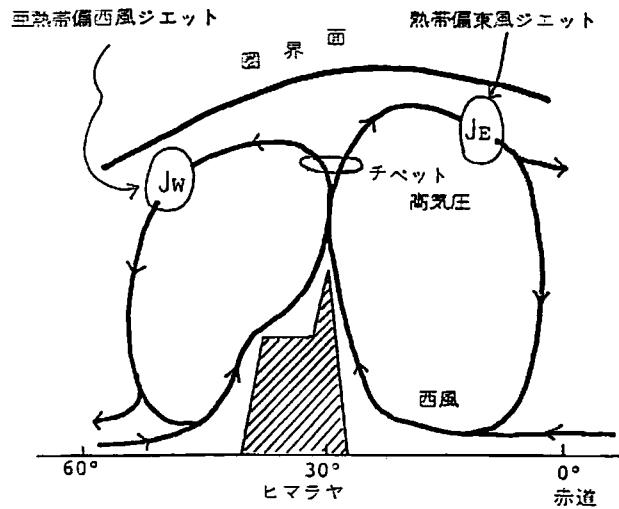


図2 南アジアの夏のモンスーン循環(南北断面図)。ヒマラヤ南面の西風が地表付近の季節風である。(KOTESWARAM (1960)にヒマラヤの地形を加えて修正)

く大気を暖めることができる。したがって夏のヒマラヤはアジア大陸における大気加熱の中心的役割をはたし、図2のような、モンスーンにとまなう南北循環を維持しているといわれている。実際には、海から大陸に流入してくる地表付近の空気は、多量の水蒸気を含んでおり、それがヒマラヤ周辺で上昇、凝結する際、ばく大な潜熱を解放しさらに大気を暖めるという効果もつけ加わっている。モンスーン最盛時には、日射による直接加熱よりも、むしろこの潜熱による加熱の方が大きいともいわれている。いいかえれば雲を発生させ雨を降らせることにより、モンスーンの循環はさらに強化されているのである。事実、筆者らのヒマラヤにおける観測*によると(YASUNARI & INOUE 1978)、5~6,000 mの高度においても、モンスーン期間中(6~9月)に1,000~1,500 mmにおよぶ降水量を示し、ヒマラヤ高所における潜熱加熱の大きいことがわかった。この加熱の強い地域は、ヒマラヤ山脈からチベット南部一帯に広く分布していることも、気象衛星写真の解析により明らかにされている(FLOHN 1968)。また、潜熱を含めたヒマラヤの熱的效果は、HAHN & MANABE(1975)の比較数値実験によっても調べられた。かれらの結果は、ヒマラヤが“ある場合”は、ヒマラヤまで達する強いモンスーン循環ができるが、“ない場合”は、せいぜい10°~15°Nまでしかモンスーンは北上できないことを示した(図3)。

アジアのモンスーン気候は、海陸の特徴的な分布の上に、ヒマラヤがあってはじめて成立しているのである。

* 名大ネパールヒマラヤ氷河学術調査1973-1978の一環としておこなった気象観測。

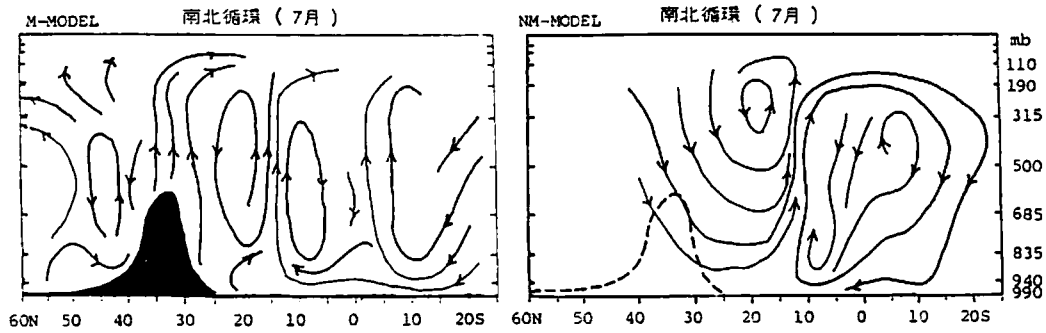


図3 ヒマラヤがある場合(左図)とない場合(右図)の南北循環(断面図)。ヒマラヤがない場合、強い上昇流域(雨域)は10°~15°N付近にしか現われない。HAHN & MANABE 1975)

ヒマラヤと砂漠気候

インド亜大陸から西には、西南アジアの乾燥地帯、さらにはアラビア、サハラ砂漠気候帯が遠く大西洋岸にまで広がっている。それは、東に広がる東南アジア、東アジアの湿潤気候帯と著しい対照をなしている。実は、この東西の気候のコントラストにも、ヒマラヤはひと役かっている。

夏のモンスーン時、アジアにはヒマラヤ付近を熱源とする大気の南化循環があることはすでにのべた(図2)。ヒマラヤ上空で上昇した空気の一部は、対流圏上部で南へ向う流れとなって、まわりに発散していく。この南向きの流れ出しは、地衡風バランス(気圧勾配による力と地球の回転力とのバランス)の関係で、東風となってインド上空に現われる。この風はヒマラヤの南でもっとも強く、熱帯偏東風ジェットと呼ばれ、最大風速は50 m/秒にも達している(図4)。偏東風ジェットは、南北循環の

強さとは正の相関関係(すなわち、モンスーンが強いほど、ジェットも強い)になっている。いいかえれば、ヒマラヤ付近での強い上昇流のゆえに、ジェットと呼ばれるほどの強い東風が存在できるわけである。このことは、比較数値実験でも調べられ、ヒマラヤが“ある”場合はジェットが現われるが、“ない”場合はジェットと呼べるほど強い風は吹かないという結果を出している(MURAKAMI *et al.* 1969)。

インド上空の偏東風ジェットは、その入口側、東南アジアの上空には上昇気流を起こしやすい風の発散場をつくり、出口側、西南アジアからアフリカ北部上空にかけては、下降気流を起こしやすい風の収束場をつくるという効果をともなっている。いいかえれば、ヒマラヤは南北方向の強いモンスーン循環をひきおこすことにより、二次的に、東で上昇し西で下降する東西の循環をその南側に形成させている。その結果として、東南アジアの湿潤、西南アジアからサハラにかけての乾燥という気候の

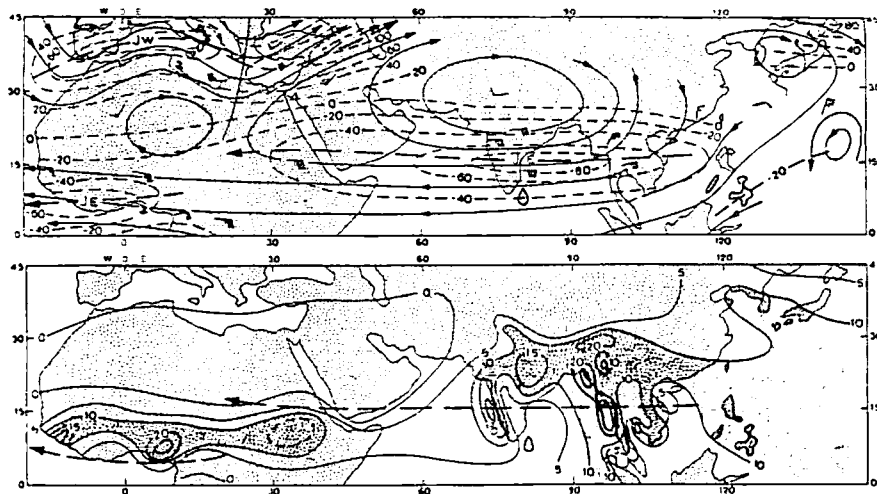


図4 熱帯偏東風ジェットとモンスーン降水量の分布。上は200 mb(高度約12 km)における7月の流線(実線)と等風速線(細い破線)。単位はノット。ジェットの中心軸は太い破線で示してある。下は7月における平均降水量分布。影の部分が10インチ以上。(単位はインチ, KOTESWARAM 1958)

コントラストが、ヒマラヤを境に東西に現われている。加うるに、サハラやアラビアの乾いた砂漠は太陽光に対する反射率(アルビード)が大きいため地面の吸収する日射は少ない。そして晴れわたった夜空に逃げていく地面からの放射の大きなことも相まって、真夏においてさえ全放射収支はマイナス(すなわち、地面が冷やされている!)であることが、気象衛星からの観測で明らかになった。地表面におけるこの冷却効果は、東西循環の作用による大気安定化をさらに強めている。アフリカのモンスーンがサハラの内陸まで北上できないのは、こういった大気安定化作用のためである。たなみに、1972年を中心におこったサヘル地方の大旱ばつには、過放牧によって砂漠周辺の植生がはがされ、砂漠化が進行していたことが大いに関係しているのではないともいわれている(CHARNEY 1975)。

中央アジアの乾燥気候も、たんに内陸部であるからというよりむしろ、ヒマラヤの障壁効果によるとみなければならぬ。とくに夏のモンスーン時、南からの湿った空気がヒマラヤによって完全にさえぎられる効果は、乾燥気候の形成に決定的に寄与していると思われる。

こうみえてくると、現在のアジアから北アフリカにいたる地域の気候は、“ヒマラヤに規定された”気候ともいえそうである。

ヒマラヤのなかった頃

では、ヒマラヤのまだなかった頃の気候はどのようなものであったのか。第三紀はじめの地球にまでもどってみよう。

化石植物群の研究によると、第三紀の少くともその前半(古第三紀)は、赤道から極地域にいたるまで、現在の温帯から亜熱帯にあたる温暖な気候であった。大きくわけてその植物群は、北(南)緯約40°より高緯度側の北(南)極地植物群、低緯度側の熱帯植物群と、ほぼ緯度に

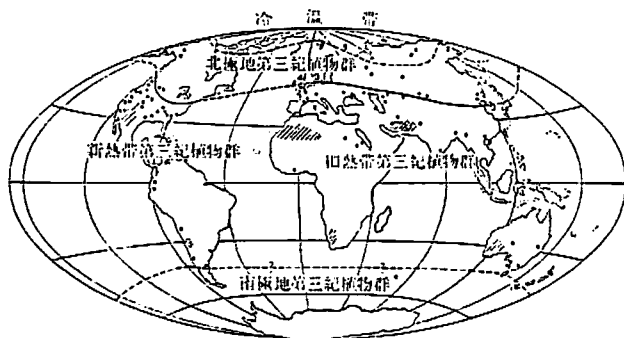


図5 第三紀における植物分布。北極をとり囲んで示した地域より北部の黒丸は冷温帯の植物群、斜線は新第三紀に半乾燥性の植物群が出現しはじめた地域(Axelrod 1960を塚田 1974より再引用)

平行な分布をしている(図5)。北(南)極地植物群は現在の温帯の植物群に対応している。冷涼な気候は極周辺のみに限られていた。このような気候帯を形成する条件は何であろうか。

地球の古気候を考える時に、現在の(緯度方向の)気候帯を前提としたまま、大陸移動や極移動を仮定して無理に合わせようとする方法をみることもある。しかし、地球の気候とは、それを記述する支配方程式系があった場合、気候に係る諸要因(太陽光などの地球外要因、地球の自転速度、地軸の傾きなど地球固有の定数、大気組成、海陸分布状態などの地球内要因)の、あくまでその時の値を付加条件として解いた“定常解”として存在している(廣田 1974)。したがって、方程式系が基本的に同じであるとしても、異なる付加条件を与えれば、当然異なる定常解がでてくる。たとえば、現在の気候帯を緯度方向の平均的なパターンとしてみると、図6のように、20°-30°付近の亜熱帯高気圧帯を境に、赤道側では子午面循環(ハドレー循環)系が、高緯度側では東西循環(ロスビー循環)系が存在している。しかし、20°-30°付近にふたつの循環系の境があるのは、他の条件を一定とすれば、極と赤道の間の現在の温度勾配によるとされている(Fultz et al. 1959)。したがって、もし何らかの原因で南北の温度勾配が異なった値になれば、この境の位置もかわってくる。片方の循環系のみが卓越するという可能性もありうる。

というわけで、過去の気候を復元するという事は、それほど簡単なことではない。異なった付加条件(気候

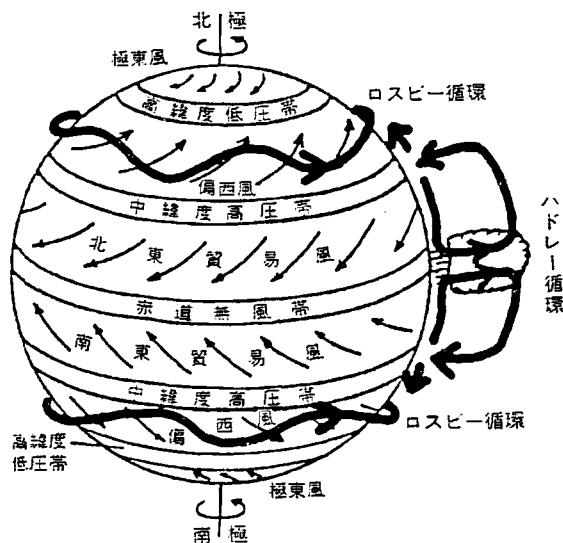


図6 現在の大気大循環の均パターン。ハドレー循環域の太線は、南北断面での循環を、ロスビー循環域の太線は上層の循環を示す。細い実線(矢印つきは)地表風系を示す。

の支配要因)を精確に復元することの困難さの上に、その条件で安定に成立する“定常解”をもとめなければならないからである。

そんな困難さも承知の上で、あえて“定常解”として古第三紀頃の気候を推定してみよう。

この時代は、大陸移動説からいっても、大まかな大陸の分布はほぼ現在の状態に近くなったといえる。北極の位置も、現在の北極にかなり近い位置(78°N, 153°E)にあった(IRVING 1954)。ただ気候形成にとって実際に問題になるのは、大陸地殻そのものの分布よりむしろ、海陸の分布である。白亜紀の大海進の継続として、陸地面積は現在よりはるかに小さかったとされている。地理的分布としては、現在の南アジアからヨーロッパにかけての地域に、テーチス海(古地中海)が長く横たわっていたこと、北米と南米がまだつながっていなかったこと、それに、南米、オーストラリアと南極が陸つづきであったこと、の3点が重要な意味をもつと思われる。これらの条件よりまず考えられるのは、地球をひと回りする赤道海流の存在であろう(樋口 1967, LAMB 1977)。この赤道海流はほぼ赤道沿い、ヨーロッパ付近はテーチス海に沿って少し北にそれる流れであった。ヨーロッパ付近でとくに高緯度側まで熱帯植物群が拡大していた(図5参照)のは、熱赤道としてのこの海流の北偏が作用していたと推測される。南米、オーストラリアと南極大陸の陸つづきの地形は、現在南極大陸のまわりにあるような西風皮流(West Wind Drift)を作らず、南北方向の海流循環の形成に寄与していた(LAMB 1977)。地球全体に広汎な海域が存在していたことも考えると、赤道海流から分枝する大規模な南北方向の海流系により、熱が効率よく極地域に輸送されていたであろう。そして、この海流系の作用により、南北方向の気温勾配が小さくおさえられていたと仮定すると、ハドレー循環がずっと高緯度側まで卓越し、したがって高緯度にまでいたる亜熱帯性気候(図5の熱帯第三紀植物群の地域にあたる?)を形成したと考えられる。いったん広域に植物が繁茂すると、森林による太陽光の強い吸収、多量に発散される水蒸気などによって、さらにこのタイプの循環が強化されることは想像に難くない。また、この頃の植物には年輪がある(塚田 1974)ことから、大規模なハドレー循環も季節によって南北に変位し、いわば地球規模での“古モンスーン循環”として存在していたのではなからうか。この場合、ユーラシア大陸の南に広がるテーチス海は、古モンスーン循環の(潜熱)エネルギー供給源として、とくに重要な役割を果たしていたであろう。

地球の寒冷化とヒマラヤの上昇

こう書くと、地球の寒冷化とヒマラヤの上昇が直接因果関係をもっているかのごとく受けとられそうであるが、第一義的には、第三紀の後半、とくに中新世以降の地球全体の寒冷化と、ヒマラヤの造山運動がほぼ同時現象として起ったということである。しかし、まったく関係なくこのふたつの現象が起ったわけではない。

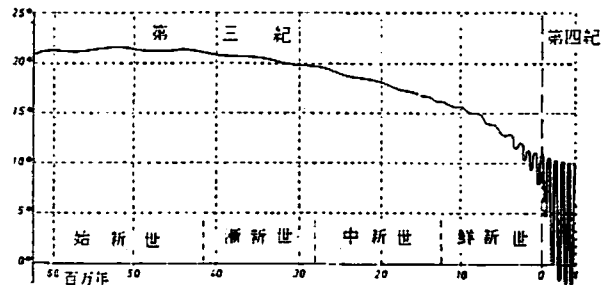


図7 ヨーロッパ中央部における第三紀から第四紀にかけての年平均気温の変化(模式図)。(WOLDSTEDT 1958 を鈴木 1977 より再引用)

第三紀も半ばを過ぎると、地球全体はゆっくりと寒冷化に向かっていった(図7)。この傾向はそのまま、第四紀の氷期へとつながっていく。寒冷化の原因については、氷期の成因とも関連して、多くの議論がある。ここではそのひとつひとつを取りあげることはいらない。ただ少くともいえることは、地球全体をおおう温暖な気候体制を崩していく条件をつくった。地球表面のはっきりした変化が、この時期に起ったということである。その変化とは、まず大陸に囲まれた北極海が完全に北極圏内に入ったこと、そして南極大陸が南極点周辺に移動し、同時に南米、オーストラリアが南極より分離され、周極西風海流が形成されたことである(LAMB 1977)。前者は北極海に海水を形成させる条件をつくり、後者は南極大陸に氷床を形成させる条件をつくった。事実、南極氷床は第四紀氷期に先立ち、すでに中新世(2500万年前)には形成が始まっていたといわれている。さらに、第三紀中頃より活発となったヒマラヤ、アルプス、ロッキーなどの造山運動にともない、陸地の大幅な隆起が起った。FLINT (1957)は、この頃から第四紀にかけての造山運動により、陸地の平均高度は300 mから800 mにまで上ったとみもっている。とくに高緯度地方における陸地の増大は、氷期への条件と考えられている(Cox 1968, LAMB 1977)。さらに、北米と南米を結ぶパナマ地峡の成立、テーチス海の縮小、消滅といった事変は、暖かい第三紀を特徴づけた環地球赤道海流やグローバルな古モンスーン循環の終焉を決定的なものにしたと考えられる。

古い気候体制の崩壊は、新しい気候体制の出現を意味する。現在の状態に近くなった海陸分布と上昇しつつある山脈群の下で、地球の寒冷化、南北の気温勾配の増大が進行していった。極近くまで及んでいたハドレー循環は低緯度側に後退し、新しく出現した山岳の効果によって、東西方向の不均一性も生じてきた。図5には、新第三紀に半乾燥植物群が出現しはじめた北域が示されている。いずれも30°付近にそっており、平均的なハドレー循環の高緯度側の境界(すなわち亜熱帯高気圧帯)が、すでにこの位置まで後退していたことを示唆している。ただこの緯度帯でも、アジア大陸東部には、半乾燥植物群は現われておらず、西に乾燥、東に湿潤という、現在のアジアの気候パターンがすでに形成されつつあったことが推測される。ちなみに、乾燥地域特有の植生が広がるのは中新世末からであり(堀田1974)、この時期はヒマラヤが本格的に隆起しはじめた時期(山下1971)に一致する。

このように、ヒマラヤの上昇は、例えば陸地化の促進と障壁効果により南北の温度勾配を増大させるといったかたちで、地球全体の新しい気候体制の形成に寄与していったと同時に、ローカルな気候としてのアジアのモンスーン(およびアジアからアフリカにかけての乾燥気候)を成立させていくことになる。

第四紀氷期とアジアのモンスーン

そして、地球は本格的な氷期の訪れる時代となった。氷期の開始および氷期-間氷期という大きな気候変動のくり返しのメカニズムに関する議論は、ここでは割愛する。ただ、近年MILANKOVITCH(1930)の理論の見なおしがおこなわれ、氷期-間氷期のサイクルは、地球表面に達する太陽エネルギー(緯度分布をふくめた)変動で説明できるとの説が強い(HAYS *et al.* 1976など)。しかし、先にものべたように、氷期が成立し(間氷期も含めて)200万年もその体制が維持されるためにはやはり、第三紀末を境として決定的に変った地球の海陸分布、山岳分布が、少なくとも必要条件であると思われる。現在もその条件はひき続いており、その意味では後氷期とみるより間氷期とみるべきであろう。

さて、北半球では中、高緯度を中心に、過去4回(以上)、大きな氷期があった。いっぽうヒマラヤは第四紀を通じて上昇を続けており、とくに最近になるほど上昇速度が速くなっているといわれる。では、全地球(少くとも北半球)規模でおおっている氷期-間氷期の気候サイクルを、サブシステムとしてのアジア周辺の気候系は、上昇しつつあるヒマラヤの存在下で、どう反応したであ

ろうか。

郭(1974)は、チョモロンマ(エベレスト)峰周辺の古生物と氷河遺跡の調査から、チベット南部から大ヒマラヤにかけての第四紀の気候の変遷を、ヒマラヤの上昇と関係させて論じている。それによると、ヒマラヤには大きく分けて3回の氷期があった(表1, 2)。最も大規模に氷河が発達したのは、2番目のニェニェシュンラ氷期であるが、チベット、ヒマラヤ地区全体をおおうようなアイス・キャップにまでは至らなかった。ヒマラヤの氷期(間氷期)において注目すべきは、全体に現在より高度が低く、最後のチョモロンマ氷期以外は、南縁をふちどる大ヒマラヤ山脈はなかったということである。したがって、現在のような大ヒマラヤのチベットに対する水蒸気のしゃへい効果はなく、チベット高原はかなり奥まで湿潤な高原として存在できた。氷期には大規模に氷河が発達し、間氷期にはヒマラヤ全域にわたって広く森林がおおっていたわけである。

第四紀を通してのヒマラヤのこのような状況は、アジア周辺の気候の決定に大きく作用してくる。第四紀のはじめにヒマラヤの平均高度は、すでに3,000 mぐらいいったとされており、先にのべたヒマラヤの障壁効果は現在とほぼ同じようになりえたであろう。熱的效果に関しては、氷期と間氷期でまったく異なると思われる。間氷期には、森林でおおわれた地表面は強く熱せられ、現在と同じかむしろ強いモンスーン循環をつくったであろう。高度が現在より少し低いと、地表に達する太陽エネルギーは現在より多少少なめだったかもしれないが、森林被覆になるアルビートの小さなことは、この効果を補う方向にはたらいたであろう。さらに大気中の水蒸気量が現在よりはるかに多く、潜熱による大気加熱が非常に強かったと思われる。とくにカブラ間氷期は、当時4,000 m前後(推定)だったところに、*Betula*, *Quercus*, *Magnolia*, *Pinus*などの湿潤暖帯林があり、現在の同高度の地域より数度から10°Cも高かったことになる(表1)。間氷期の気温が、全球的にみて現在と同じかせいぜい2~3°C高かったことからすると、ヒマラヤ付近は異常に暖かったといえる。すなわち、南~東南アジアには強いモンスーンによる湿潤な気候が、西南アジアからアフリカにかけては乾燥気候が、現在よりいって、強い東西のコントラストをもって存在していたのではなかろうか。

いっぽう氷期には、高原上に氷河が発達し、アルビートの増大によって、夏においても地表面はあまり暖かくならなかったと思われる。氷河そのものよりむしろ、夏でもかなり広範囲に降ったであろう新雪による冷却効果のほうが大きかったかもしれない。かつての雪線高度か

らの気温下降値は、シシヤパンマ氷期で13°C前後、ニュエニエラ氷期で10°C前後、チョモルンマ氷期で4~5°Cと、郭(1974)は計算している(表2)。これらの値は、ヒマラヤが中緯度にあることを考えると非常に大きく、むしろ北極的周辺での下降値と同じである。というわけで、モンスーン循環はいちじるしく弱いものとなり、南~東南アジア一帯は、相対的に乾燥した気候であったと思われる。このヒマラヤ上の被雪域増大によるモンスーンの弱化は、最近の数値実験においても検証された(MANABE & HAHN 1977)。したがって、ヒマラヤの氷河を涵養する雪は、南下しやすくなった中緯度偏西風帯のじょう乱(低気圧)による寄与が大きかったと推測される。現在のモンスーン期をみても、モンスーンの弱い時期には、偏西風の気圧の各がヒマラヤ付近にまで南下していることが多い。逆に、西南アジアからアフリカの乾燥地域では、先にのべた東西循環による大気安定化作用が弱まったため、北からは偏西風のじょう乱が、南からはモンスーンが侵入しやすくなり、相対的に湿潤化した(鈴木 1977)。

いっぽう冬期には、シベリア高気圧から吹き出した冷たい北東季節風は、氷期でもそれほど冷たくなかったとされる低緯度の海面上を吹きわたってたっぷり水蒸気を供給され、スンダ陸地(氷期は海面降下のため、ボルネオ、スマトラ、ジャワ一帯は、インドシナ半島につながる大きな陸地であった)の北東部を中心に、むしろ間氷期以上の対流性降雨をもたらしたとも推測される。このことからすると、現在冬の北東モンスーン、夏の南西モンスーンの両方の影響をうけている熱帯アジアの一部の地域(ボルネオ、スマトラなど)は、第三紀から第四紀にかけての幾たびかの天変地異にもかかわらず、第三紀はじめ以来一貫して湿潤な気候でありつづけた。世界でも数少ない地域のひとつであるかもしれない。

最後のチョモルンマ氷期前後(ヴェルム氷期と同時期と仮定すると約10万年前?)に、大ヒマラヤ山脈ははじめて、チベット高原よりひときわ高い山脈として急上昇し、チベットの乾燥化、ヒマラヤ南面にそう地域の湿潤の強化をひき起して、現在にいたっている。

このように、第四紀の新しい気候体制のもとで大規模に上昇してまたヒマラヤは、氷期-間氷期の気候サイクルにともなった高緯度地域の気温の変化を、湿潤-乾燥という変化にかえてアジア、アフリカの低緯度地域に伝える“変換器”的役割をはたしてきたといえる。

こうしてみると、初期の原人類が広く分布したというアフローユーラシア大陸(江原 1978)はまさに、ヒマラヤの上昇にともなう気候の変化がもっともドラステック

なかたちでおこった地域にあたる。そして、高緯度へと移り住んだ後期原人類にとって、第四紀における寒冷-温暖のくり返しが大きな試練であったとするならば、初期原人類にとってのそれは、むしろ第三紀末からの乾燥化と第四紀における乾燥-湿潤の大きくなり返し、ではなかっただろうか。

おわりに

この小論では、第三紀以降の、主としてアジア、アフリカ周辺の気候の変遷を、ヒマラヤ造山運動と関連させて大まかにとらえてみた。ややヒマラヤびいきし過ぎやしないか、という意見もあるかもしれない。しかし、ここでのべたヒマラヤの、大気循環(とそれにとまなう気候)に対する“効果”は、現代の気象学・気候学においてすでに定説となりつつあることがらである。それが、とくに生物の進化といった脈絡で語られる古気候論では、あまり考慮されていなかったように、筆者には思われた。あえて“ヒマラヤびいき”の立場をとった所以である。ただ、筆者の力量不足から、たとえばヒマラヤともモンスーンの関係についての議論など、肝心なところで舌足らずの感をまぬがれない。このあたりのことについては、倉嶋(1972)のすぐれた解説書があるので参照されたい。

第三紀の気候の推定には、塚田(1974)、堀田(1974)の古生物分布についての解説を大いに参考にさせていただいた。

この小論は、第8回ホミニゼーション研究会で筆者が発表した内容を骨子に、再整理してまとめたものである。発表の機会を与えてくださった、京都大学霊長類研究所の野上裕生氏、瀬戸口烈司氏に深く感謝の念を表したい。

文 献

- Charney, J. G. (1975) Dynamics of deserts and a drought in the Sahel. *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.* 101, 193-202.
- Cox, A. (1968) Polar wandering, continental drift, and the onset of Quaternary glaciation. *Meteor. Monogr.* 8, No. 30, 112-125.
- 江原昭善(1978) 激動する人類起源論。自然, 7月号, 48-58.
- Flint, R. F. (1957) *Glacial and Pleistocene Geology*. New York, Wiley.
- Flohn, H. (1968) *Contribution to a meteorology of the Tibetan Highlands*. Rept. No. 130, Colo. State Univ., Fort Collins, 1-120.
- Fultz, D., R. R. Long, G. V. Owens, W. Bohan, R. Kaylor, & J. Weil (1959) Studies of thermal convection in a rotating cylinder with some implications for large-scale atmospheric motions. *Meteor. Monogr.* 4, 1-104.

- 郭旭東(1974) 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区第四紀氣候的變遷. 地質科学, 第1期, 59-80.
- Hahn, D. G. & S. Manabe (1975) The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *Jour. Atmos. Sci.* 32, 1515-1541.
- Hays, J. D., Imbrie, J. and N. J. Shackleton (1976) Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121-1132.
- 樋口敬二(1967) 環地球海流について. 自然, 9月号.
- 廣田勇(1974) 氣候變動のモデリングについて. 天気 21, 616-623.
- 堀田満(1974) 『植物の分布と分化』(植物の進化学Ⅲ), 三省堂, 東京.
- Irving, E. (1964) *Paleomagnetism and its applications to geological and geophysical problems*. New York, Wiley.
- 倉嶋厚(1972) 『モンスーン, 季節をはこぶ風』, 河出書房新社, 東京.
- Lamb, H. H. (1977) *Climate Present, Past and Future*, Vol. 2. London, Methuen.
- Manabe, S. & T. B. Terpstra (1974) The effects of the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *Jour. Atmos. Sci.* 31, 3-42.
- Manabe, S. & D. G. Hahn (1977) Simulation of the tropical climate of an ice age. *Jour. Geophys. Res.* 82, 3889-3911.
- Milankovitch, M. (1930) *Mathematische klimalehre und astronomische theorie der klimaschwankungen*. Handbuch der klimatologie, I, Teil A., Berlin, Borntrager.
- Mintz, Y. (1964) Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion: an experiment in climate simulation. *Meteor. Monogr.* 8, No. 30, 17-33.
- Murakami, T., R. V. Godbole, & R. R. Kelker (1969) Numerical simulation of the monsoon along 80°E. *Proc. Conf. Summer Monsoon of Southeast Asia*. U.S. Navy Wea. Res. Fac., 39-51.
- 鈴木秀夫(1977) 『氷河時代の気候』, 古今書院, 東京.
- 塚田松雄(1974) 『古生態学Ⅱ—応用編—』(生態学講座 27-b), 共立出版, 東京.
- Yasunari, T. & J. Inoue (1978) Characteristics of monsoonal precipitation around peaks and ridges in Shorong and Khumbu Himal. *Seppyo (Jour. Japanese Soc. Snow and Ice)* 40, special issue, 26-32.
- 山下昇(1971) ヒマラヤの生いたち. 科学 41, 221-230.

橋川次郎「生態学のパラドックス」文献表
(56 ページよりつづく)

- Tamarin, R. H. & C. J. Krebs (1969) *Evolution* 23, 183.
- Tanner, J. T. (1966) *Ecology* 47, 733.
- Terborgh, J. & J. M. Diamond (1970) *Wilson Bull.* 82, 29.
- Thompson, W. R. (1939) *Parasitology* 31, 299.
- Torrsell, B. W. R., C. W. Rose & R. B. Cunningham (1975) *Managing Terrestrial Ecosystems*, Proceedings Vol. 9 (Ed. by J. Kikkawa & H. A. Nix) pp. 157-71, Ecological Society of Australia.
- Uvarov, B. P. (1931) *Trans. R. Ent. Soc. Lond.* 79, 1.
- Van Valen, L. & F. A. Pitelka (1974) *Ecology* 55, 925.
- Varley, G. C. (1947) *J. Anim. Ecol.* 16, 139.
- (1971) *Proc. Tall Timbers Conf. on Ecol. Anim. Control by Habitat Management*, No. 2, pp. 103-16, Tall Timbers Res. St., Tallahassee, Florida.
- , G. R. Gradwell & M. P. Hassell (1973) *Insect Population Ecology. An Analytical Approach*, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Voûte, A. D. (1946) *Archs. Néerl. Zool.* 7, 435.
- Volterra, V. (1926) Translation in *Animal Ecology* (By R. N. Chapman) 1931. McGraw-Hill, New York.
- Watson, A. & R. Moss (1970) *Animal Populations in Relations to their Food Resources* (Ed. by A. Watson) pp. 167-220. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Webb, L. J., J. G. Tracey, J. Kikkawa & W. T. Williams (1973) *Nature Conservation in the Pacific* (Ed. by A. B. Costin & R. H. Groves) pp. 39-52, Aust. National University Press, Canberra.
- , — & W. T. Williams (1972) *J. Ecol.* 60, 675.
- Whittaker, R. H. (1953) *Ecol. Monogr.* 23, 41.
- Williams, W. T., J. Kikkawa & D. K. Morris (1972) *Anim. Behav.* 20, 155.
- Wynne-Edwards, V. C. (1962) *Animal Dispersion in Relation to Social Behaviour*, Oliver & Boyd, Edinburgh.
- 山里 清(1969) 今日の地球 13, 7.