

## ヒマラヤの氷河と気候\*

—ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査—

樋口敬二\*\* 中島暢太郎\*\*\*

## 1. 氷河と気候

最近、気候の寒冷化に関連して、氷河、氷河期、小氷河期が気象関係者のみならず、一般でも話題になっている。しかし、氷河研究者の間では、氷河変動の予測について慎重である。

それに、日本における議論では、故意か不注意か判らないが、しばしば、「小氷河期の気候に近づく」と「小氷河期に近づく」の違いを明確にしないで話される場合がある。

のちに述べるように、氷河サージと呼ばれる特殊な場合を除いて、氷河の拡大や縮小は時間的にゆるやかに起こる現象であって、さきに本誌に書いた解説「氷河と気候」(樋口, 1973)にも述べたように、気候の変化が氷河末端に及ぶには多くの過程を経ており、その間に短周期の変化が消え、位相の差も起こる。

したがって、たとえ気候条件が小氷河期の気候に近づいても、それが短周期であれば、氷河にわずかな変動を与えるだけであって、小氷河期の規模の拡大にはならないのである。だから、小氷河期の気候にはなっても、小氷河期にはならない場合さえある。こんなことは取りたてて言うまでもないことではあるが、このところ、氷河期、小氷河期についての解説の多くが、気候の面からのみ扱われ、氷河変動の過程を考慮しているものがほとんどないので、敢えて指摘しておきたい。

こんな事情があるので、氷河研究者の間では、小氷河期到来の可能性については議論の対象になっていない。

たとえば、昨年9月30日から10月5日にかけて、ソ連

のアルマ・アタとモスクワで開かれた「氷河変動とサージの力学に関する国際研究集会」に出席した際、国際雪氷委員会の氷河変動担当であったスイスのカッサー教授に小氷河期について尋ねたところ、「スイス・アルプスについてみる限り、小氷河期規模への拡大傾向は認められない。それに、氷河変動を予測するには、もっと地道に観測事実を蓄積するとともに、解析、理論的研究を進め、変動の機構を解明しなくてはならない」との答えであった。研究会に出席した他の研究者に尋ねても似たような反応であった。

それほど、氷河変動の機構はわかっていないのであって、さきの解説(樋口, 1973)を書いた際に、その結びとして、氷河と気候との間に存在する物理的過程は、短期間ではなく長期にわたって気象と氷河の同時観測を実施し、氷河現象と気象現象とを包括して理解してゆくことが今後の問題である、と述べた。そして、実際に1973年以来、ネパール・ヒマラヤにおいて氷河、気象の観測を実施し、現在に及んでいる。今回、その経緯、成果の一部を紹介したい。

どんな対象でもそうだろうと思われるが、ある現象についての解説を書く場合、その観測データが他人によって得られたものばかりでは、なにか力の入らないものである。その点、正直なことをいって、さきの解説で氷河について述べた時には、文献によるところが大きく、昆虫の標本について語っていたような気がする。

しかし、今回は、形態、質量収支、流動、表面形態といった氷河の基本的性質のすべてが、私たちの調査によって初めて観測された、いわば“私たちの氷河”と呼べるような例を持っているので、標本ではなく生きた昆虫の生態を語る気持がしている。

いっぽう、ヒマラヤでの気象現象にしても、1973年4

\* Glaciological Expedition of Nepal, Contribution No. 28.

\*\* K. Higuchi, 名古屋大学水圏科学研究所

\*\*\* C. Nakajima, 京都大学防災研究所

月に、エベレスト山麓のハジュン（海拔高度 4,420m）に氷河気象観測所を設け、以来、若手の研究者たちが常時滞在して、高度による影響、生活条件の悪さ、現地住民との調整などの苦勞を乗り越えて、1976年10月までの3年半にわたる連続観測を実施し、自らの手で得たデータに基づいて語るとき、それは、資料を中心にされてきたヒマラヤの気象の解説とは違った印象を与え得ると思われる。

ここに紹介するのは、ネパール・ヒマラヤの氷河、気象観測についてであるが、1965年以来、「国際水文学10年計画（International Hydrological Decade; 略称 IHD）」およびそれに続く「国際水文学長期計画（International Hydrological Program; 略称 IHP）」の一環として、世界の氷河について、分布、変動、熱・質量収支の観測が行なわれ、目下その取りまとめが進行中で、その成果が刊行されれば、各地の氷河の変動特性、傾向が明らかにされると思われる。

なお、北半球の氷河については、最近、Field (1975) の編集によって従来の調査、観測の総合報告が刊行されている。

## 2. ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査

1973年以来、「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査」（Glaciological Expedition to Nepal; 略称 GEN）を実施しているのは、名古屋大学水圏科学研究所、京都大学防災研究所に所属する研究者を中心にして、愛媛大学、山口大学、東京都立大学、北海道大学、東京工業大学などの研究者を加えた研究グループであるが、その成立は、樋口・中島が上記の2研究所でそれぞれ水圏物理

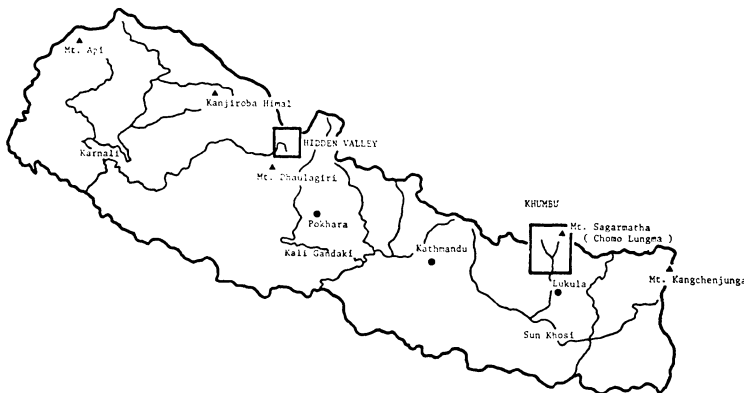
学部門・災害気候部門を担当するようになった時に始まる。約10年前のことである。

以来、IHD に対応した文部省特定研究（水文学）「気候変化の水収支に及ぼす影響」（研究代表者 渡辺 光）の一部として、氷河観測の基礎として日本の雪渓の調査を実施するとともに、ヒマラヤの氷河について資料解析を開始した（渡辺 光, 1970）。ついで、文部省特定研究（水資源）「降水および積雪の人工調節とその水資源としての利用に関する研究」（研究代表者 樋口敬二）の一部として、ヒマラヤの氷河に関する共同研究を進め、その成果を、「ヒマラヤ山脈、特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題」（比較氷河研究会, 1973）として刊行した。

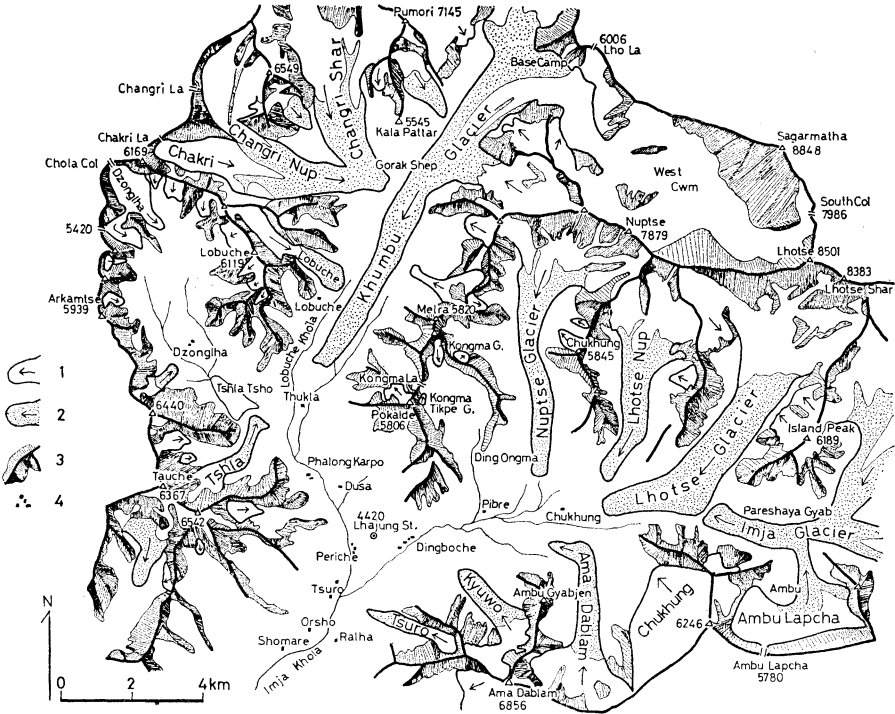
そして、それと並行して、登山隊の学術活動として、このグループのメンバーが、カンチェンジュンガ、ロールワリン、クンプ、ランタンなどのネパール各地で氷河に関する踏査、情報収集にあたった。いっぽう、他の登山隊に依託して、氷河情報の収集につとめた。

このような基礎の上に立って、1973年、日本雪氷学会氷河情報センターの活動として、東ネパール・クンプ地域において氷河と気象の観測を予備調査として開始した。その背景には、1971年モスクワで開かれた第15回国際測地学地球物理学連合の国際雪氷委員会に、樋口が出席した際、ヒマラヤ地域の氷河調査を日本が行なうことを要請された事情がある。

1973年の調査では、エベレスト山麓のハジュン（海拔高度 4,420m, 第2図参照）に氷河気象観測所を設置、年間を通じて維持することに成功したので、1974年に



第1図 ネパールにおけるクンプ地域、ヒドン・バレイ地域の位置（右の四角がクンプ、左の四角がヒドン。なお第1図、第2図において、エベレストはネパール名サガルマタ、中国名チョモ・ルンマと記されている）。



第2図 クンブ地域における氷河の分布 (左下よりに 4,420 Lhajung St. と書いてあるのが、ハジュン氷河気象観測所の位置である。記号は次のとおりである。1:氷河, 岩層のない部分, 2:氷河, 岩層でおおわれている部分, 3:堆石, 4:山稜および岩壁)。

は、文部省科学研究費海外学術調査「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査」(研究代表者 樋口敬二)として、東部ネパールのクンブ・ヒマールのエベレスト周辺地域、中部ネパールのムクト・ヒマールのヒドン・バレイ地域において、氷河と気象の観測を実施した(第1図参照)。この間、ハジュンでの気象観測は継続され、その後も、科学研究費海外学術調査「中国・インド文明接触地帯における自然、生態と文化に関する調査」(研究代表者 飯島 茂)の一部「東ネパール気候調査」として実施されて、1976年の科学研究費海外学術調査「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査」(昭和51年度)に引継がれ、1973年4月から1976年10月まで3年6カ月にわたる記録が得られた。通年、連続気象観測点としては、世界最高であり、かつヒマラヤ山脈というジェット気流の通過地域にあたり、その上モンスーン帯にあるという気候的特性の著しい地点での観測であるため、貴重な資料として解析中である。

いっぽう、ネパール国内には、氷河の研究機関や、ヒマラヤ高所における気象観測所はないが、1974年の調査

を実施するに当たっては、ネパール灌漑・水文・気象局の気象局長がヒドン・バレイ地域の調査に同行し、以後、同気象局の協力下に調査を進めており、1976年には、われわれの学術調査の一環として、エベレスト山麓のシアンボチュ(3,867m)において上層風の観測がネパール気象局の手で実施された。そして、1975年には、74年度調査の成果整理に参加するため、ネパール気象局長が来日し、名古屋大学、京都大学、気象庁などを訪問し、両国の気象界の関係を深めることとなった。また、最近、カトマンズにあるトリビュバン大学に気象学研究室が発足したので、講演、共同観測などを通じて交流を計っている。

なお、ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査は、1978年に第3期実施を計画している。

### 3. 氷河の観測

北半球規模の気候変化に応じて氷河付近の小気候が変わり、それに伴って氷河表面における質量、エネルギーの交換が変化して氷河の質量収支が変わる。それが流動などの氷河の力学的応答を経て、氷河末端の前進、後退

へと至る過程については、さきの解説（樋口，1973）に述べたとおりである。

そこで、気候要素と直接結びつく氷河観測としては、質量収支、流動、表面状態、氷温などが主な項目となる。

### 3-1 質量収支観測

氷河は、上流にある涵養域において降雪、なだれなどによってもたらされた氷雪が、流動によって下流に輸送され、下流にある消耗域において融解などによって失われる過程である。したがって、氷河がほぼ平衡状態にある時には、涵養量、消耗量がほぼ同じであり、涵養量が消耗量より大きい時期が続くと、氷河は拡大する。そこで、涵養量と消耗量との収支、すなわち質量収支が氷河の変動を知るうえで重要である。

涵養量、消耗量の観測は、氷河上に測定用の棒をたてて実施する。第3図は、中部ネパールのムクト・ヒマールのヒドン・パレイ地域にあるリッカ・サンバ氷河の観測例で、番号を付けたのが棒の位置である。この地域の氷河については、これまで質量収支の観測がなく、かつ、グレート・ヒマラヤの北面に位置しているため、モンスーンの影響が比較的弱く、モンスーンの影響を強く受ける東ネパールのエベレスト山城の氷河と特性を対比するのに、興味ある氷河である。

涵養量の測定は、棒と雪面との相対位置によって積雪深の増加を知り、平均密度を乗じて、水に換算した涵養量を知る。いっぽう、下流域では、降水が雨の形態をとることもあるので、簡易雨量計を配置して、測定した

消耗量の測定は、棒によって氷面位置の低下を知り、水の平均密度を乗じて、消耗量を求める。

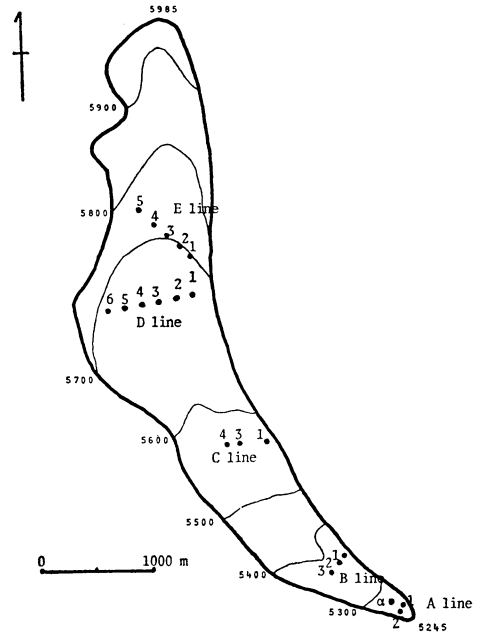
これらの測定は、消耗の激しい7月から8月にかけては、3～6回実施した。

第3図には、等高線も示してあるが、最高観測点は5,800m近く、高度馴化の進んだ観測者でなければ、不可能な高度である。

### 3-2 流動観測

氷河の流動は、氷体の変形と底面での滑りによって起こり、表面における流動量はその合計である。その測定は、氷河上に立てた棒の位置の変化を測量によって求める。第3図に示したリッカ・サンバ氷河の場合、これらの棒の45日間の移動を測定した。

クンプ氷河においては、棒と氷面との接点、および棒の先端の位置を精密に測定し、氷体の水平方向の流動のみならず、氷体の垂直方向の運動をも観測した。



第3図 リッカ・サンバ氷河の形、および測定用に立てた棒の位置。

### 3-3 氷河末端の観測

ランドサット人工衛星などによって氷河の分布と変動を知るとともに、それでは大規模なものに限られるため、気候変化に早く応答する中・小規模の氷河の状況を、航空写真撮影、地上測量によって観測した。

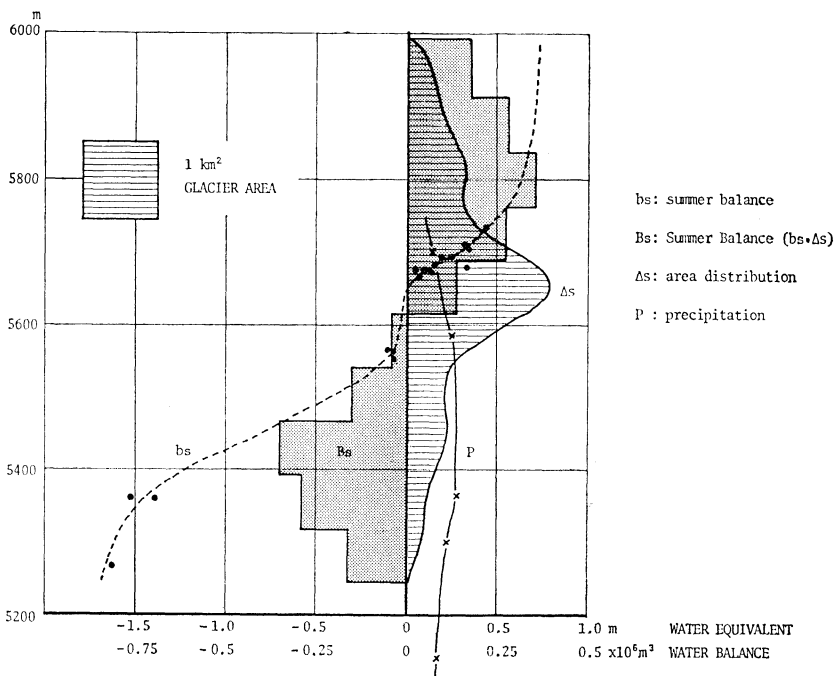
## 4. ヒマラヤの氷河の特性

### 4-1 質量収支とモンスーン

ネパール・ヒマラヤの氷河は、世界最高の山岳地帯にあるとともに、モンスーン帯にあるという気候的特性を持っている。

さきに述べたように、氷河の変動は質量収支に基づいて起こるが、質量収支の時間的特性、空間的分布は地域によって異なる。アルプス、ノルウェー、スウェーデン、アラスカ、カナダなどの中緯度地帯にある氷河では、涵養量の多くは冬期にもたらされ、消耗量の多くは夏期に起こる。すなわち、質量収支の特性を「2季節依存型」と呼ぶことができる。

これに対して、モンスーン帯では降水の大部分は夏期にもたらされ、これがヒマラヤ高地では降雪となって、氷河の涵養となる。いっぽう、消耗も、中緯度地域と同じように夏期に起こる。したがって、ヒマラヤの氷河の質量収支の特性は、「1季節依存型」ということができる。



第4図 リッカ・サンパ氷河における1974年夏季の質量収支（縦軸は海拔高度，横軸，上は水当量，下は体積， $bs$ ：涵養量および消耗量， $\Delta s$ ：氷河面積， $Bs$ ：夏季の質量収支， $P$ ：降水量）

「2季節依存型」と「1季節依存型」とでは、北半球規模の大気候の変化に対する応答が異なるのは、当然である。これまで欧米の研究者によって多くの調査、研究が行われてきたのは、2季節依存型の氷河であり、われわれの調査によってはじめて1季節依存型の氷河の特性が明らかになった。

ハジュンにおける通年気象観測によると、モンスーン期の降水量は、年降水量の75% (1973), 81% (1974) に達するので、モンスーン期の質量収支によって年間の質量収支の概況を推定することができる。というのは、次章で述べるように、冬期にも降雪があるが、量的に少なく、かつ乾期であるため蒸発による消耗が同程度はあると考えられるからである。

第3図に示したリッカ・サンパ氷河の1974年夏季の質量収支を示したのが、第4図（藤井ほか、1976）である。縦軸は、海拔高度であり、点線 ( $bs$ ) によって涵養量(+), 消耗量(-) が高度とともにどう変わるかを示している。

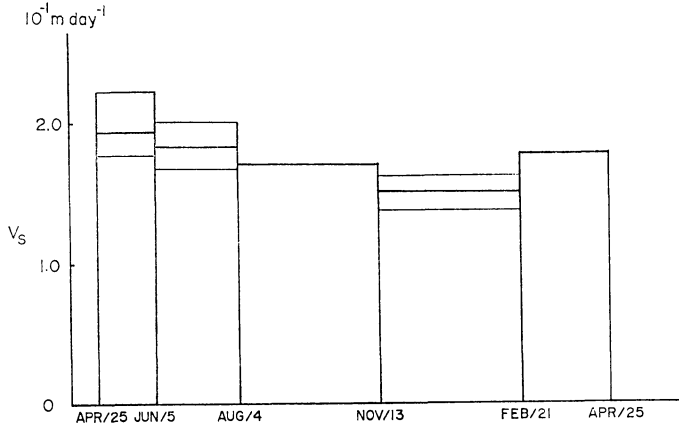
つぎに、横線を引いたカーブ ( $\Delta s$ ) で示した氷河の面積を高度によって10分割し、その面積にそこにおける涵

養量、消耗量を乗じた値が、棒グラフによって示されている。これらを合計すると、氷河全体としての涵養量、消耗量もとめられる。リッカ・サンパ氷河の場合、その値は、それぞれ  $1.22 \times 10^6 \text{ m}^3$ ,  $0.99 \times 10^6 \text{ m}^3$  であり、差引き夏季の質量収支は  $+0.23 \times 10^6 \text{ m}^3$  であった。さきに述べたように、この値は年間の質量収支にほぼ近いと考えられるが、これを氷河の全質量と比べると、その比率は  $1.5 \times 10^{-3}$ , すなわち 0.15% にすぎない。

上田 (1973) は、年間の質量収支と氷河の全質量との比を、氷河の「変動度」と呼んでいるが、その値が最も小さいのは、南極氷床の場合で  $10^{-5}$ 、逆に大きいのは日本の雪渓の場合で  $10^0$  である。中緯度の氷河では、 $10^{-3} \sim 10^{-2}$  程度であり、リッカ・サンパ氷河はこのうち小さい方に属する。

このように、氷河の質量増加は、年間 0.1~1% 程度の量であって、小氷河期の規模の拡大に達するには長い期間を要する。したがって、冒頭で述べたように、気候条件が小氷河期の気候に近くなっても、短期間であれば、氷河の拡大はわずかな場合もあるわけである。

つぎに、ネパール・ヒマラヤにおけるモンスーン期の



第5図 クンプ氷河エベレスト・ベースキャンプ地点における表面流動速度の季節変化。

降水現象の特徴として、夜間に起こる分が多いことがあげられる。リッカ・サンパ氷河のあるヒドン・バレイ地域に設置した氷河気象観測所（海拔高度 5,055m）では、1974年7月1日～9月7日の期間の降水量の60%が夜間に観測されている（Shrestha *et al.*, 1976）。

樋口（1977）は、降雨が降雪に変わる気温条件から推定して、このような夜の降水がリッカ・サンパ氷河では降雪であるとし、氷河の消耗に与える影響を検討している。消耗域に夜に降雪としてたまった雪は、昼には融解するのだが、その分だけ下にある氷河の水層の融解を減らし、消耗量を小さくしていることになる。だから、もし現在の夜の降水が昼に起こるとすれば、降雨となり、その分だけ水層の消耗が現在より増え、氷河末端は現在より高くなる可能性があると考えられる。

このように、氷河の質量収支、末端高度は、モンスーン期の降水特性に依存している。この例によって氷河付近で気象観測を実施し、降水機構など気象現象を研究することが氷河の変動過程の解明にいかにかがわかる。

#### 4-2 氷河と表面堆積物

エベレスト周辺地域の氷河について Müller(1970) が作成した氷河台帳に基づいて、森林（1974）が調べたところによると、ネパール・ヒマラヤの氷河は、消耗域が岩屑などの表面堆積物でおおわれているD型と、そうでないC型とに分けられる。

氷河の表面堆積物は、氷河表面のアルベドを変化させたり、水層への熱伝達を変えたりするので、氷河の消耗過程に影響を与える。そのために、氷河の質量収支が気候変化によって受ける影響も異なってくる。

氷河の消耗のうち、主なものは氷雪の融解であり、その熱源は、日射、顕熱輸送、潜熱輸送である。井上（1976）がまとめたところによると、エベレスト山麓のハジュン（4,420m）における晴天日の日射量を、同緯度の平地と比較すると、約2倍大きい。したがって、ヒマラヤの氷河の消耗過程において、氷河表面のアルベドは重要である。

雪面に撒土して黒化させると融雪が促進できるように、雪面にたまった固体粒子が増加するとアルベドは指数関数的に減少し、融解を促進する効果を持つ（樋口・名越, 1977）。しかし、表面堆積物が多くなって、水面を完全におおようになると、水層への熱伝達が小さくなって、融解促進の効果は減少し、厚さ 2cm でほぼ自然水面の値になり、それ以上の厚さでは、融解を抑制するようになる。Emelyanov・Konovalov（1975）によると、堆積物の厚さが 30cm になると、融解量は自然水面の10%にまで抑制される。

このような効果によって、エベレスト周辺地域で最大の氷河であるクンプ氷河の下流域は、厚い表面堆積物におおわれていて、表面からの融解はほとんどなく、われわれの観測によると流動が非常に小さくかつ不規則である。

#### 4-3 氷河の流動

一般に氷河が定常的な形を保っているのは、涵養域と消耗域の境界である平衡線の垂直断面を通して上流から下流へ輸送される水の年間の流量が、年間の涵養量、消耗量とほぼ等しいからである。

第3図に示したリッカ・サンパ氷河で測定した表面流

動速度の値に基づいて、Budd・Allison (1975) の関係を用いて、平衡線の断面における年間の流量を求めてみると、 $1.2 \times 10^6 \text{m}^3$  となる。さきに述べたように、夏期の涵養量は  $1.22 \times 10^6 \text{m}^3$ 、消耗量は  $0.99 \times 10^6 \text{m}^3$  で、3者はほぼ近い値であり、夏期の質量収支で年間の質量収支を推定してよいことを示している。

エベレストを涵養域とするクンプ氷河では、質量収支の観測がむづかしいため、上のような流動と涵養、消耗との関係は得られなかったが、消耗域における運動について興味ある結果が得られている。小玉・前 (1976) は、氷河上の棒の先端位置の精密測定の結果から棒の水平方面の移動速度とともに、垂直方向の移動速度を求めた。その結果、消耗域の上部のエベレスト・ベースキャンプ地点 (海拔高度 5,340m)、中部のプモリ・ライン地点 (5,260m) の両地点において、3m/年ていどの割合で、表面付近の氷体は上昇している、すなわち、それだけ氷河の厚さが増加しつつあることを発見した。

そこで、この区域について、上流からの流入量と下流への流出量とを計算してみたところ、流入量が流出量より多く、氷厚が増していることと傾向が一致した。

なぜ、クンプ氷河の中流部で厚くなりつつあるのか、原因はまだわからないが、長大な氷河の変動現象として

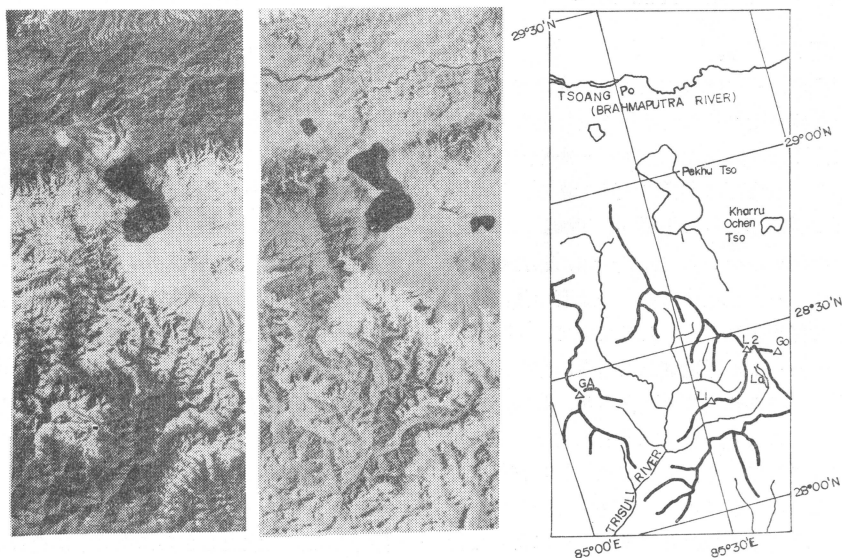
注目される発見である。

また、第5図にエベレスト・ベースキャンプ地点での例を示すように、表面流動速度は季節によって変化する。融解の激しい時期に増大する傾向があるので、氷河内の水が流動に影響を与えていると考えられるが、表面での融解水がどんな過程で氷河内部へ移動してゆくのか判らないので、流動速度の変動はまだ解明されていない。

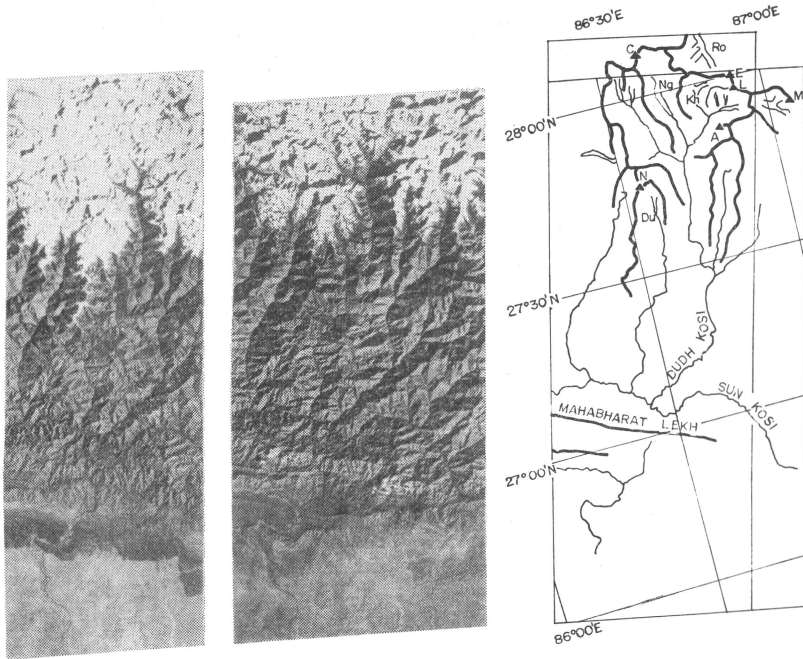
### 5. 気象観測

#### 5-1 ネパール気象局の状況

ヒマラヤ地域の気象の情報は大気大循環の研究にとっても、周辺の国民にとっても重要ではあるけれども、常時気象観測には大変な苦勞が伴う。理由はいろいろあるが、ヒマラヤの高所へは行くことすら大変であり、まして常時観測に困難であること、経済的に恵まれていないネパールなどの国にとって気象観測より先にやるべきことが多いこと、技術水準がそれほど高くないことなどが主な原因である。しかし、たとえ 4,000m 以上の地点で観測したとしても、その観測値は局地的な条件に支配されることが多く、代表性に欠けることが多いことや天気図を描く場合にインドなどの自由大気中の 4,000m の値とヒマラヤ山地の地表の値とを同格に扱えるかどうか



第6図 資源衛星 ERTS よりみたネパールヒマラヤ・ランタン山群付近の冰雪分布 (左: 1972年12月15日, 中央: 1972年9月16日, 右: 地形図).  
G<sub>0</sub>: Gosainthan, L<sub>1</sub>: Lantang Lirung, L<sub>2</sub>: Lantang Ri, G<sub>A</sub>: Ganesh Himal, L<sub>a</sub>: Lantang Gl.



第7図 資源衛星 ERTS よりみたネパールヒマラヤ・エベレスト付近の冰雪分布  
(左：1973年3月14日，中央：1972年12月14日，右：地形図)。

E : Everest, L : Lhotse, M : Makalu, A : Ama Dablam, C : Cho Oyu, N :  
Nun Bur, Ro : Rongbuk Gl, Kh : Khumbu Gl, Ng : Ngojumba Gl, Du :  
Dudh Kund Gl.

というような問題が生ずる。

過去の気象観測値の一部は登山隊によるものであったが、これは貴重な資料を与えたとはいえ断片的な記録であったという欠点は避けられない。ネパールやパキスタンは農業国であり、水資源は非常に大切である。したがって、英国などの援助によって平野部（盆地）、たとえば、ネパールの首都カトマンズでは数十年にわたる降水量記録が残されている。現在はネパール政府の灌漑・水文・気象局の中で気象業務が行なわれていて、WMOからも数人のエキスパートが派遣されて指導に当たっている。降水観測所は国内に約250カ所あるが、4,000 m以上の観測所はない。これらの値は気象と水文それぞれ年報のかたちで発行されている。今までは統計業務が人力で行なわれていたので整理にかなりの時間を要していたが、今年ぐらいから電子計算機計算センターによって行なわれることになっていて一部試験的な作業は進められている。今後水文・気象関係ではヒマラヤに貯えられた水資源の利用についてかなり精力的な調査が行なわれるであろう。テレ・コミュニケーションについても

WMOのエキスパートの助力を得て進みつつあり、次第に首都カトマンズへ刻々の資料が集中し解析され、予報が出される方向に進んでいる。

高層気象観測についてもネパール・ヒマラヤ付近の常時観測点はなかったが今年からカトマンズで開始されることになっている。

#### 5-2 気象衛星・資源衛星の利用

ヒマラヤ地域のように、自由に移動観測や常時観測ができないような地域にとっては人工衛星からの情報は非常に有力なものとなる。ヒマラヤの場合は雪氷と雲からの情報を分離することが比較的むずかしいが、ESSAによる毎日の写真はヒマラヤ上空の雲の分布とその変化を知るのに有力な手段となり、低気圧がベンガル湾からモンスーントラフに沿って西北西進し、パキスタン北部で停滞したあと北上しさらに東北東に進む様子などは天気図よりもよくわかる。しかし、雪氷の分布については18日に1回の情報ではあるが資源衛星の方が分解能も高く、より有益な資料を提供している。第6図は東経85°30'を中心線としたERTSの写真で、左側は12月15日、



中央は9月16日の写真である。9月には雪におおわれる面積が少なく12月には多いのが見られ、特にヒマラヤ山脈の北側のチベット側の高原では雪面の広さが全く異なることが見られ、比較的小さな2個の湖や写真の上部を東西に流れている河が9月は水面であったのが12月には氷面になっているのが見られる。雪線は気温の高い夏は高くなり、冬は低くなるから、雪面が冬にはこのように広がることは容易に理解できる。ヒマラヤの熱収支を考える場合にアルベドは非常に重要な要素であり、このような衛星写真を利用することにより広域の平均アルベドを評価することができる。しかし、ヒマラヤ山脈（特に南斜面）では12月に降水量はほとんどなく、いっぽう、9月のモンスーン末期で、まだかなりの降水量がある。したがって、9月は雪面の面積は小さくなり氷河面積に近づくと高所での新雪量は12月よりはるかに多い。このように、ERTS の写真は雪面積の情報は容易に提供してくれるが氷河を涵養する積雪量については現地調査が必要である。第7図はこれより100 kmほど東のエベレスト付近のERTSの写真である。今度は左が3月、中央が12月の写真である。また写真の最上部がヒマラヤ山脈であってすべてネパール側（南斜面）の写真である。われわれがアマダブラム（図中のA）の北側の4,500m地点で1974年に測定した結果によれば3月は18.0mm、12月は8.2mm（前年の12月は0.0mm）となっており、この付近では12月よりは3月の方が降雪が多いことがわかっている。日平均気温の月平均値は、1974年3月が $-3.5^{\circ}\text{C}$ 、1974年12月は $-7.0^{\circ}\text{C}$ 、1973年12月は $-4.4^{\circ}\text{C}$ であった。この写真で見られるように、3月と12月の比較では雪線の昇降は気温より降雪量の方が効いて3月の方が雪面の面積（したがってアルベド）が大きいことが示されている。

### 5-3 ハジュン観測所

このように人工衛星による観測はヒマラヤ地域全体をかなりの精度で定常的に監視できることできわめて有効な手段ではあるが、リモートセンシング一般について言えるように、その写真の解析が有効に行なわれるためにはグラントルースが必要である。また写真では知ることのできない情報もある。このような理由で、われわれは4,000m以上の山中での通年観測を自分達でやることにした。在来の登山者による気象観測はプレとポスト・モンスーンの登山季節に限られており、冬とモンスーン中の気象資料が是非必要であったからである。このようにしてすでに述べたように4,420mのハジュンに交替で

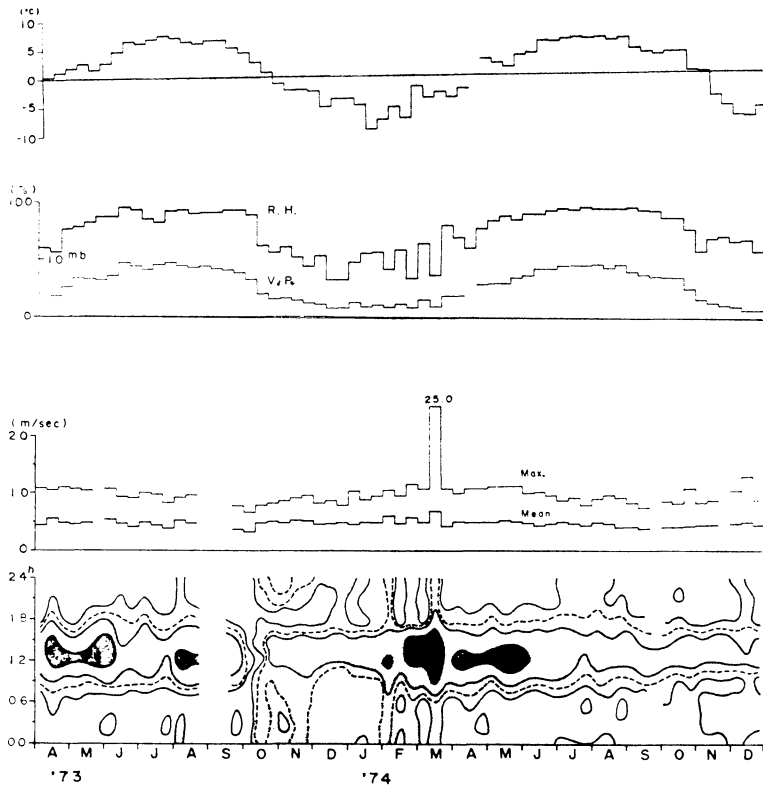
滞在して気象観測をはじめ、1973年4月から1976年秋までの気象資料を得ることができた。観測は交流電源がなく、電池も低温では能率が悪いなどの困難な条件を克服しながら、できる限りは自記記録を得るように努力したが、自記できないものについては朝5時40分(00 GMT)から20時40分まで3時間ごとの6回観測を行なった。一般気象観測としては気温、湿度、降水量、風向、風速、気圧、地温、蒸発量などの他に氷河から流出する川の水位を測った。また熱収支については特に重点的に観測を行なった。さらに気候観測として周辺の山や谷に簡易雨量計を配置して歩き、何日後に回収して大体の雨量分布を知り、地形と降水分布の関係についての基礎資料を得た。1974年の7月から9月にかけてはダウラギリ山群の北のヒドン・バレイで気象観測を行ないヒマラヤの北斜面と南斜面の気候の差を調査した。

## 6. ヒマラヤの気象・気候の特性

### 6-1 モンスーンとヒマラヤ

モンスーンとヒマラヤの関係を考える場合に2つの立場がある。その第1はモンスーンの成因としてのヒマラヤの意義であり、第2はヒマラヤ地域の気候にモンスーンはどのような影響を与えるかである。

第1の問題については文献も多く、ここでわずかの紙数では紹介しきれないが、そのいくつかについて触れておくことにする。ヒマラヤ・チベット高原は中緯度偏西風帯中での障壁物として大きな作用をし、よく知られているように冬はジェット気流はその南側を通り、夏は北側を通り、その風下に当たる日本などはヒマラヤの両側を通る偏西風の合流域になるため地球上でもとりわけ風が強い。しかし、これはあくまで気候学的であり、短波長の波が通過するときは冬でも夏でもジェット気流の軸はヒマラヤの北や南に移動することも知っておかねばならない。いっぽう、ヒマラヤの熱源としての役割も大きい。ヒマラヤの高所では直達日射量が同じ緯度の平地の倍ぐらい強いけれども、雪や水におおわれる面積が大きいところではアルベドもまた大きいことに注目しなければならない。ヒマラヤは熱源として注目されるが、インド付近は地球儀を眺めてみるとわかるように、北のアジア大陸と南のインド洋との間に海岸線が大体東西に走るという地球上では唯一の場所となっている。したがって、ヒマラヤが高くなくても、この付近では海岸線をはさんで南北の表面熱収支の差が大きいことも忘れてはならない。最近では全地球的に数値シミュレーションが行なわれるようになってきたが、それらの結果によれば、



第8図 1973年4月から1974年12月までの気象要素の10日平均値の年変化。第1段は日平均気温、第2段は日平均相対湿度と水蒸気張力、第3段は日最大平均風速と日平均風速のそれぞれの10日平均値を示す。第4段はたて軸に時間を取り風速の日変化の様子を年変化を示す。等風速線が2m/sごとに描かれ5m/sの等値線だけ特に破線で描かれている。黒く塗った部分は8m/s以上を示す。

もしヒマラヤが無ければ北の寒気と南の暖気間のコントラストがなくなり、たとえば、シベリア高気圧の強さもぐっと弱くなるという。ヒマラヤの北側と南側では気候は全く異なるわけである。

第2の、モンスーンがヒマラヤ付近の気象に及ぼす影響も単純ではない。ヒマラヤの南斜面、特に東部ではモンスーン季が雨季になり、冬は乾季である。モンスーン季の降水は高所では雪となり氷河の涵養源となる。しかしモンスーン気流は少なくともベンガル湾付近ではせいぜい厚さ3kmぐらいの下層に限られている。モンスーン気流の定義にもよるけれども、ヒマラヤの高所に雪を降らす気流がベンガル湾方面から流入するモンスーン気流そのものであるかどうかには問題がある。インド北部に存在するモンスーン・トラフに沿って低気圧が西北西に進み、パキスタン北部で反転北上後東北東に進む際に

それぞれヒマラヤ地域の降水に消長がある。しかしヒマラヤ地域は急峻な地形が複雑に入りこんでおり、山谷風も著しいので、地域による降雨のパターンの差は大きい。

## 6-2 ヒマラヤ地域の気候区分

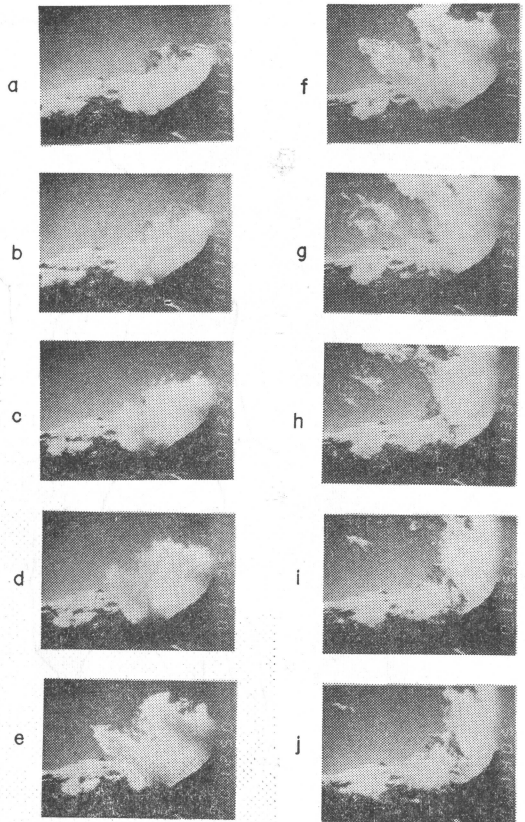
この地域の山頂付近は高山気候の特性を持っているが、中腹以下は北側か南側かで大きな差異があり、北側は寒冷で乾燥しているが、南側は暖かく多雨である。また、高い山々に取り囲まれた盆地は乾燥地域となっていて、同じヒマラヤ地域でも、樹木の茂った地域と裸地や灌木だけの地域と景観は種々である。モンスーンの影響は南側でしかも東部に著しく、これらの地域では夏多雨型となっている。しかし、北側の特に西部では夏は乾季で、冬には中緯度の他地域と同じようにジェット気流中の波の通過によって雨や雪が降る。日本で万年雪の生成を考えると、冬の積雪量と夏の融雪量のバランスが問

題になるが、さきに述べたようにネパール・ヒマラヤではモンスーン季が積雪も融雪も最大になるのである。しかし、カラコルム地域やチベット側では日本の場合と同じく冬に積もり、夏に融ける。これらのことがらを抽象的議論だけでなく定量的に論ずるためには、やはり、現地で観測する必要があるが、われわれは現地観測所を建設したのである。今までは主として1カ所で長期観測を行なうことに重点をおいたが、これからは地域間の比較に重点をおいて移動観測を行なう予定である。

なお、カラコルムとネパール・ヒマラヤの気候の差は登山にも大きな影響を与える。ヒマラヤ地域全般にわたって山頂付近は冬季風が強いので登山は困難である。いっぽう、夏はカラコルム地方では低地は乾燥しており、ほとんど夏中キャラバンや基地設営に適しているが、ネパール・ヒマラヤではモンスーン季は連日雨で登山に適していない。したがって、ネパール・ヒマラヤでは登山はモンスーン季のはじめと終わりのわずかの期間に限られる。

### 6-3 クンブ地域での気象観測結果

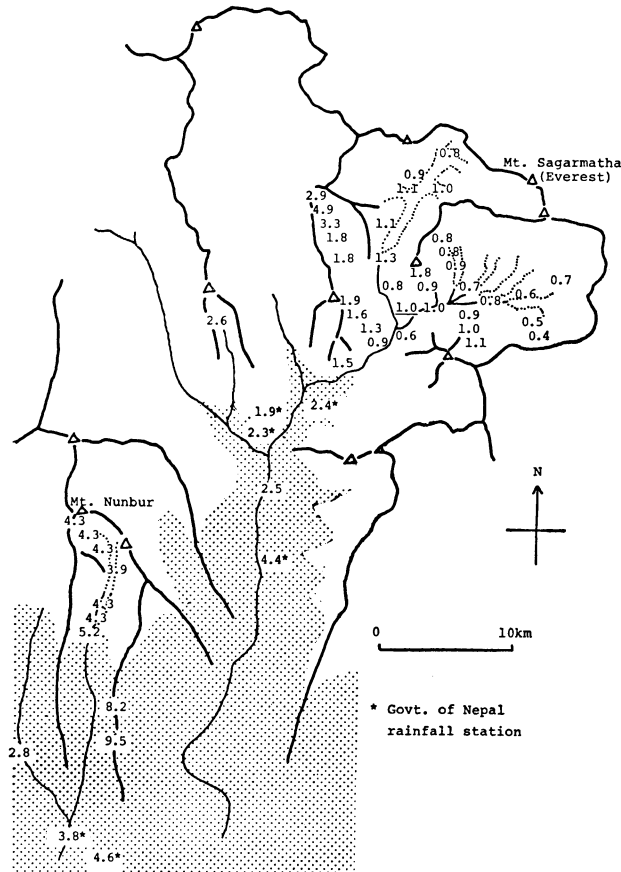
第8図にわれわれのハジュン観測所で測定された気象観測値の一部を10日平均値の年変化の型で図示する(井上, 1976)。期間は1973年3月から1974年12月である。図の一番上は平均気温である。1974年の平均気温は $0.2^{\circ}\text{C}$ であり、1年のうちの半ばは氷点下であることがわかる。モンスーン期間中は雲や降水が多いため気温はほとんど変化せず、年変化の曲線が平らになっているのが日本などの年変化の様子と大変異なるところである。この図には示されていないが、気温日較差は、冬は約 $12^{\circ}\text{C}$ と大きく、夏は $4\sim 6^{\circ}\text{C}$ と小さい。第8図の第2段は相対湿度(R. H.)と水蒸気張力(V. P.)の10日平均値の年変化である。雨季と乾季の差が非常にはっきりしていて、モンスーン期間中はほとんど90%をこえている。また、相対湿度と水蒸気張力の年変化の形が非常によく似ていることから、相対湿度の変化は気温の差によるものではなく、気団の差によるものであることがわかる。第3段目は日最大平均風速と日平均風速の10日平均値の年変化を示したものである。ヒマラヤの上空では風向風速の著しい年変化があるにもかかわらず、この観測所ではほとんど年中同じ風速であることが示されており、これは谷底付近では山谷風が著しい現象であることを示している。なお、1974年3月の強風は上層のジェット気流の変動に伴った北風によるもので、きわめてまれな現象である。第4段目はたて軸に時刻をとって、風の



第9図 クンブ地域のポーテコシ谷を谷風(東風)に乗って左から右へ移動する雲を一定間隔でシャッターのきれる8mmカメラで写したものを15秒おきにコマを選んで示したもの。1974年12月29日12時11分50秒から12時14分05秒までのものを示す。

日変化のパターンがどのように年変化するかを示したものである。夏は谷風だけが著しく山風が弱い、冬は両者がほとんど同じ強さであることがわかる。このような山谷の様子を知るためにわれわれは一定時間ごとにシャッターがきれ、画面に時刻が示される8mmカメラを使用して雲の動きをとらえた(中島, 1976)。第9図にその1例を示す。図は15秒間隔の雲の写真で、谷風は画面の左から右へ(東風)吹いている。この谷風に乗って移動する雲が何かの理由で鉛直方向に発達すると画面の右から左へ逆行(西風)するのが見られる。このことから谷風の吹く厚さはせいぜい200~300mで、その上には上層の一般流(西風)が吹いていることがわかる。

### 6-4 ネパール・ヒマラヤの降水分布と変化

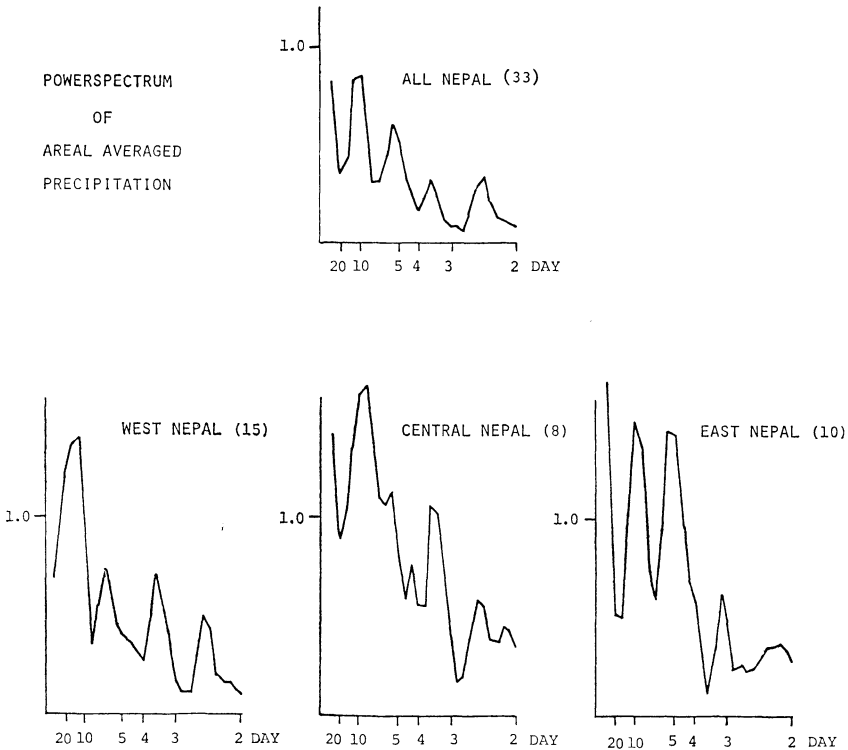


第10図 クンブおよびショロン地域のモンスーン季の降水量分布。  
 数字にアンダーラインをしたハジュン観測所の値を1として相対比で示  
 されている。影をほどこした部分は高度4,000m以下の地域を示す。

ネパール・ヒマラヤでは雨季と乾季の区別が大きいことは既に述べたが、地形の影響でモンスーン季の降雨分布がどのようになるかを知るためのわれわれの調査の一例を、第10図に示す。右上は1974年に簡易雨量計を用いて調べた雨量分布であり、左下は1976年に調べた雨量分布であるが、両年の降水量の差は修正して同格にした上、ハジュン観測所の雨量を1として、それに対する比の値で分布が示されている。観測は1～3カ月の合計雨量で、月降水量に換算した上比較されている。右上のクンブ地域に較べて左下のショロン地域の方が全般に降水量が多いことや、谷の走行によってその奥の雨量が異なることなどが見られる。

第11図は全ネパールの33地点の日降水量の平均値、西ネパール（15地点）、中央ネパール（8地点）、東ネパー

ル（10地点）のそれぞれの日降水量の平均値を用いてモンスーン季の日降水量の周期の Power Spectrum を計算して図示したものである（安成，1976）。どの地域にも非常に顕著な8日～12日のピーク、ついで5日付近、さらに3日～4日付近、2日～3日付近にもピークがみられる。特に8日～12日付近の波は地域間の相関も高く、位相差もほとんどないことから、ネパール全域に同時的に降水をもたらすほどの比較的大規模な攪乱であることが示唆される。4日～5日の周期の波は特に東ネパールに強く現われていることからモンスーントラフに沿った低気圧性攪乱である可能性が強く、8日～12日の方はむしろチベット高気圧の消長と関係が深いように思われる。



第11図 全ネパール (33地点), 西ネパール (15地点), 中央ネパール (8地点), 東ネパール (10地点) の日降水量の平均値をノーマライズしたのち Power Spectrum を計算した結果。

7. むすび

ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査は、1978年に第3期の実施を計画しており、また1973年以来的観測資料の整理も進行中であり、3期にわたる調査とそれに基づく成果がまとめれば、さらに多くのことをヒマラヤの氷河、気象、気候について述べることができると思う。

この解説は、1974年までの成果をまとめた英文報告“Glaciers and Climates of Nepal Himalayas-Report of the Glaciological Expedition to Nepal”(氷河関係論文9篇、気象関係論文8篇、氷河地質・周氷河現象関係論文4篇)の一部を紹介したものであり、詳細はこれらの論文を参照していただきたい。

また、ヒマラヤの氷河、気象、気候に関する論文、解説はこれまで多く発表されているが、引用は最小限にとどめた。論文、解説のリストは、「ヒマラヤ山脈、特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題」(比較氷河研究会、1973)、「ヒマラヤ周辺の気象について」(中島・井上・安成、1976)にあげてあるので、これを

参照していただきたい。なお、その後入手した文献もここに付加えた。

文 献

上田 豊, 1973: 氷河の活動性について, ヒマラヤ山脈, 特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題, 比較氷河研究会, 日本雪氷学会氷河情報センター, 62-66.  
 Budd, W.F. and I.F. Allison, 1975: An empirical scheme for estimating the dynamics of unmeasured glaciers, Snow and Ice Symposium, IAHS Publ. No. 104, 246-256.  
 Emelyanov, Y. N. and V. G. Kononov, 1975: Estimation of total ablation on Central Asian glaciers, Snow and Ice Symposium, IAHS Publ. No. 104, 99-105.  
 Field, W.O. 1975: Mountain glaciers of the northern hemisphere, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1, 1-698, 2, 1-932 and Atlas.  
 Fujii, Y., M. Nakawo and M.L. Shrestha, 1976: Mass balance studies of the glaciers in Hidden

- valley, Mukut Himal, *Glaciers and Climates of Nepal Himalayas*, Seppyo, **38**, Special Issue, 17-21.
- 樋口敬二, 1973: 氷河と気候, *天気*, **20**, 269-278.
- Higuchi, K., 1977: Effect of nocturnal precipitation on the mass balance of the Rikha Samba glacier, Hidden Valley, Nepal, *Proceedings of the International Workshop on Dynamics of Glacier Variations and Surges*, 29 September-12 October, 1976: Alma-Ata and Moscow.
- Higuchi, K. and A. Nagoshi, 1977: Effect of particulate matter in surface snow layers on the albedo of perennial snow patches, *Proceedings of the Grenoble Symposium*, IAHS Publ. No. 118, 95-97.
- 比較氷河研究会, 1973: ヒマラヤ山脈, 特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題, *日本雪氷学会氷河情報センター*, 1-100.
- Inoue, J., 1976: Climate of Khumbu Himal, *Glaciers and Climate of Nepal Himalayas*, Seppyo, **38**, Special Issue 66-73.
- 森林成生, 1974: ネパール・ヒマラヤの氷河について—その特性と最近の変動—, *雪氷*, **36**, 11-21.
- Müller, F., 1970: Inventory of glaciers in the mount Everest region, *Perennial ice and snow masses*, Unesco Iash, 47-59.
- Nakajima, C., 1976: Movement and development of the clouds over Khumbu Himal in winter, *Glaciers and Climates of Nepal Himalaya*, 89-92.
- 中島暢太郎, 井上治郎, 安成哲三, 1976: ヒマラヤ周辺の気象について, *京都大学防災研究所年報*, **19 A**, 1-30.
- Shrestha, M.L., Y. Fujii and M. Nakawo, 1976: Climate of Hidden Valley, Mukut Himal during the monsoon in 1974, *Glaciers and Climates of Nepal Himalayas*, 105-108.
- Yasunari, T., 1976: Spectral analysis of monsoon precipitation in Nepal Himalayas, *Glaciers and Climates of Nepal Himalayas*, 59-65.
- 渡辺光編, 1970: 気候変化の水収支に及ぼす影響, No. 2, 文部省科学研究費・特定研究水文学・研究業績報告, 1-151.
- Rao, Y.P., 1976: South-West Monsoon, *Met. Monograph Synoptic Meteorology*, No. 1, India Met. Dept.
- Srinivasan, V. and S. Raman, 1972: Satellite Pictures in the Study of Snow Hydrology over Western Himalayas, *India, J. of Met. and Geophys*, **23**, No. 3, 335-344.
- Rango, A., U.U. Salomonson and J. L. Foster, 1975: Seasonal Stream Flow Association Employing Satellite Snow cover Observations, *Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland*.