

ヒマラヤ山脈の氷河研究 No. 1

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

1973

目

次

1. ま え が き	1
2. ネパール・ヒマラヤの氷河研究について	2
3. 討 論 「ネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題」	5
3-1 ネパール・ヒマラヤの氷河研究の視点	5
3-1-1 氷河現象をどう見るか	5
3-1-2 氷河の分類法について	6
3-1-3 ヒマラヤ山脈の氷河の分類	8
3-1-4 ヒマラヤ山脈の氷河研究についての基本的情報について	10
3-1-5 氷河の「形」について	15
3-1-6 氷河-氷河群-氷河系	18
3-1-7 比較氷河論	21
3-2 氷河の形成と気候について	23
3-2-1 ネパール・ヒマラヤの気候	23
3-2-2 氷河の涵養について	25
3-2-3 涵養の時期	26
3-2-4 氷河の消耗機構について	27
3-2-5 冬期の消耗	29
3-2-6 ブレ・モンスーン期およびポスト・モンスーン期の消耗の 状態	30
3-2-7 モンスーン期の消耗	31
3-2-8 他地域と比較したネパール・ヒマラヤの氷河の涵養と消耗 の特性	32
3-3 氷河の形成と地形について	37
3-3-1 氷河の形成にかかわる地形の役割	37
3-3-2 有効氷河形成高度と地形の高度効果	39

3-3-3	地形の捕捉効果と集積効果	41
3-3-4	氷河の地形的機能による区分について	42
3-3-5	「ヒマラヤひだ」について	44
3-3-6	消耗域の形態	44
3-4	氷河の構造, 流動現象におけるヒマラヤ山脈の氷河の特性	50
3-4-1	構造氷河学研究について	50
3-4-2	流動の様式と流動量についての観測例	51
3-4-3	流動現象の要因	52
3-4-4	特異な流動現象としてのサージ	53
3-4-5	19世紀以降の氷河の変動について	55
3-5	氷河の質量収支と活動度 — 氷河の量的な比較の試み —	59
3-5-1	氷河の質量収支	59
3-5-2	氷河の活動性について	62
3-5-3	活動度の比較	64

資 料

1.	氷河の形成にかかわるネパールの自然	22~23
2.	ネパール・ヒマラヤの氷河 < 俯瞰図 >	67
3.	ネパール・ヒマラヤにおける日本の氷河学研究	75
4.	氷河の外形要素の記載法	77
5.	ヒマラヤ山脈の氷河に関する文献	82
6.	代表氷河について	86
7.	ネパール・ヒマラヤの地域区分と氷河の分布図	87

1. ま え が き

ネパール・ヒマラヤの氷河については、これまでにかなりの報告があるが、これらを総合して問題点を明らかにするという仕事はまだなされていなかった。

しかし、ネパール・ヒマラヤは、その高さ、長さ、位置において地球上で最も特徴的な山脈の一つであり、したがって、そこに存在する氷河もまた、ヨーロッパ、アメリカ、極地などの諸地方の氷河とは異なった特性をもっている。そこで、これまで文部省科学研究費、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）の一部として進めてきたネパール・ヒマラヤに関する研究を、さらに文部省科学研究費、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）の一部をしてその研究分担者を中心として、下のような名大・京大氷河研究グループを組織して、続けてきたというのは、ネパール・ヒマラヤの氷河は、ネパール水資源において重要な位置をしめており、その実態と特性を知っておくことは、今後の地域開発にも役立つと思われるからである。

そして、ここにその成果の一部を研究資料として刊行することにした。これによって、ネパール・ヒマラヤの氷河がもつ地球科学的特性と問題点がはじめて明示されたといえるが、もとより氷河学という一つの視点からなされたものであり、関連分野の研究からみれば、まだ不十分であり、見逃している面もないとはいえない。

その点については、この資料をめぐって多くの討論が行なわれることを期待し、そこから、ネパール・ヒマラヤにおける山岳研究の新しい展開があることと信じている。

名古屋大学 理学部 教授

樋 口 敬 二

京都大学 防災研究所 教授

中 島 暢 太 郎

愛媛大学 工学部 教授

樋 口 明 生

2. ネパール・ヒマラヤの氷河研究について

2-1 共同研究としての氷河研究

ネパール・ヒマラヤの氷河に関する研究(資料3)は、ここ10年間にわたって主としてわが国の研究者によって進められてきた。研究がはじめられた当初は、ネパール・ヒマラヤの地理や気象に関する資料も乏しく、氷河がどこにどのように存在するのかもわからないような状態であったので、登山隊などに同行した研究者が旅の途次や登山対象となった山域でたまたま接した氷河の報告をするという域を出なかった。

しかし、これらの氷河に関する断片的な情報が増加するにつれ、次第にネパール・ヒマラヤの氷河の一般的な特徴やその分布に関するイメージが形成されてきた。

ネパール・ヒマラヤの氷河が、広い高度の幅にわたる複雑な山系や山脈の存在に由来する多様な気候を反映し、変化に富んだ現象であることがわかってきたのである。一般旅行者や登山家からもたらされた氷河や高山の写真や旅行中の気象の資料などが、氷河現象の理解や分布に関する知見を得る上で役立ったことは、いうまでもない。

ネパール・ヒマラヤの氷河の全体的なイメージが、あるいは興味ある研究課題が明らかになるにつれ、これを研究の対象とする氷河研究者もふえ、研究者間の連絡が密になり、研究の方法について提案や批判が活発に行なわれるようになった。

このような背景のもとに、196⁵年よりIHD(国際水文学十年計画)が始まった。この計画は、地球上の水に関する基礎的な資料を整備しようとするものである。氷河学に対しては氷河を重要な水圏現象の一つと考え、氷河の性質に関する基礎的な研究とともに、地球上の氷河の台帳(Glacier inventory)をつくることを要請している。氷河は水資源としても重要であり、その分布や量の正確な把握は今後ますます必要になると考えられている。

ネパール・ヒマラヤの氷河の台帳づくりは、ヒマラヤ山脈が同じアジアにあり、地理的にも近く、わが国の気候に大きな影響をもつ自然でもあり、また、既に始められているネパール・ヒマラヤの氷河研究にとって、組織的かつ系統だった氷河についての資料の収集が必要とされていたので、共同研究の主要な課題となった。

1968年から始まった中島・樋口(明)・渡⁴⁹⁾辺らの共同研究はそのためのものであり、またネパール・ヒマラヤの氷河研究におけるはじめての組織的共同研究である。この研究では、ネパール・ヒマラヤに関する基本的資料が乏しいという現状をふまえ、気象の資料や地形に関する情報を集めるとともに、資料-6で示した72の代表氷河(現在は80に増加)を設定し、

それらの氷河に対して集中的な資料収集が行なわれた。

現在 800 葉におよぶ写真資料と多数の気象、地形資料が集まり、その解析が進められている。この計画は 1973 年春に設立された日本雪氷学会氷河情報センターの仕事としてひきつがれた。

2-2 氷河研究の現状

個人的、短期間の氷河研究は、1960 年代の後半から、組織的、長期的研究へと移り変わってきている。例えば、田中(1970)による Khumbu Himal, Gyafo 氷河の通年観測、井上(1970)によるモンスーン期を通しての氷河気象学観測、奥平・森林(1969~71)による氷河の数次観測などがある。

また、国内における氷河資料の収集、解析の作業は前記の共同研究から発展し、異なった研究機関からの多数の研究者が参加した比較氷河研究会にひきつがれ、これまでいくつかの共同^{28) 48) 49)}研究による成果を発表している。ネパール・ヒマラヤの氷河研究の方法として、比較氷河論、すなわち氷河現象の同質-異質の性質を主軸に氷河形成にかかわる自然条件を分析しようとする方法も次第に確立されてきており、その具体的な分析法の適用からネパール・ヒマラヤの氷河現象についての基本的な問題の所在も明らかになりつつある。

1973 年の春から Khumbu Himal の Pheriche (4,400 m) に氷河観測所が開設された。ここで通年の一般気象、氷河気象の観測が行なわれ、3つの氷河に対しては流動量、質量収支の観測が2ヶ月毎に実施されることになっている。

この計画から得られる成果は、これまでの比較氷河研究からの成果に対する評価の基礎となるとともに、今後の組織的な氷河観測計画に対する基礎資料となるだろう。

2-3 氷河研究の成果の刊行について^{48) 49)}

IHD に対応した共同研究の成果が刊行された後、その後に集積され、解析された成果を加え、ネパール・ヒマラヤの氷河台帳のための基礎資料の刊行準備が開始されたのは、1971 年の夏である。氷河現象を、それにかかわる自然条件によって分類し、それぞれに担当者を決めて、これまでの成果、今後の問題点をまとめる作業にはいったのであるが、その過程でしばしば行なわれた総合討論を通じて、ネパール・ヒマラヤの氷河現象は、多岐にわたる自然条件が互に複雑に関係しあった結果であり、せまい視野からの認識ではとうていその本質的な問題に立ち到ることができないことを痛感した。

ネパール・ヒマラヤの氷河現象の理解にとって現在必要なことは、これまでの氷河学の方法の適用ばかりではなく、新たな発想に基づく自然認識の方法をつくりだすことである。そのためには、氷河研究の出発点に立ち帰り、ネパール・ヒマラヤの氷河研究の現在における基本的問題を明らかにすることが必要であると考え。第3章の討論はそのような考えに基づいて企てられたものである。討論の形式がとられたのは、研究者間で氷河現象の理解や考え方に幅があり、一つの結論をひき出すことより、その幅そのものを示すことの方が大切であると考えたからである。

討論の対象とした問題は多岐にわたり、他の研究分野と関連した事柄も多い。現象の分析や認識において誤謬があるかもしれない。また、研究の方法が確立していない問題も扱われており、そのためできるだけ考え方の段階から検討するようにした。真摯な批判と助言を期待したい。

当初の目的であった氷河台帳への準備は一部にとどめることにした。最近、航空機や地球資源衛星 E R T S - A からの写真が入手できるようになり、また地上踏査も組織的に行なわれつつある。現在、これらからの精度の高い資料をもとにした氷河台帳の作成が準備されている。先に述べた Khumbu Himal, Pheriche における氷河や気象の通年観測の結果などとともに、引き続き「ヒマラヤ山脈の氷河研究」として報告する予定である。

第3章の討論は比較氷河研究会として行なわれた討論を基礎としたものであるが、問題点の提起や議論のまとめ、資料の準備は次の担当者によって行なわれた。

- 3-1 (渡辺興亜・上田 豊)
- 3-2 (井上治郎・森林成生)
- 3-3 (渡辺興亜・藤井理行・森林成生)
- 3-4 (田中碩二・佐藤和秀・名越昭男)
- 3-5 (上田 豊・佐藤和秀)

全体の編集は渡辺興亜・森林成生が担当し、資料の図版は森林成生・名越昭男が準備した。討論は、A・B・Cの3人で進める形をとった。これは議論を整理し、問題の提起(A)、それに対する考え方(B)、補足または反論(C)としたため、特定の研究者を指標するものではない。討論の中で引用された文献は(著者名・発表年)の右肩の数字が、資料-5の文献番号を示す。

3. 討論「ネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題」

3. 1. ネパール・ヒマラヤの氷河研究の視点

3-1-1 氷河現象をどう見るか

A ヒマラヤ山脈の氷河について、これから広い視野からの検討を試みたい。ヒマラヤ山脈の氷河についての研究は多くはなく、本格的な研究はこれからである。しかしすでに10年以上にわたって予察的な研究が進められている。それらの成果をふまえ、この討論では既存の「氷河学的な見方」とらわれることなく、時には大胆な仮説の提案を含めて、「ヒマラヤ山脈の氷河をどう見るか」という問題について検討してみよう。ヒマラヤ山脈の氷河研究から氷河学における新しい自然観が生まれてくる可能性はあるか。

B ヒマラヤ山脈の氷河現象の興味ある事実は、山脈上に分布する氷河の「多様さ」である。この「多様さ」をどうとらえ、その背景をなす自然条件をどう明らかにしていくかが基本的な課題であろう。

C ヒマラヤの氷河のもつ「多様さ」は、ある場合には「氷河とはかくあるもの」というすでに確立された定義を越えた現象、いいかえれば、その認識にとって新たな方法を必要とする現象が含まれている。例えば卑近な例として、氷河の上端がどこから始まり、氷河はどこで終わっているかというごく単純と見えることも、ヒマラヤで実際に観察してみると、そう容易な問題とは思われない。ヒマラヤ山脈の大きな氷河では、末端付近が厚いモレーン⁴¹⁾に覆れ、ほとんど流動しない部分をもつ事が一つの特徴であるが、森林(1973)は、これは一続きの氷河に見えるが、現在の末端(Active terminus)とは別であると指摘している。すなわち、見かけ上連続の氷河が時間的ギャップのある2つの氷体から成っている可能性がある。

A ヒマラヤ山脈の氷河がもつその「多様さ」は何に起因するのか、またその「多様さ」というものはどのような現象として現われているのか。

B 氷河のさまざまな形、状態が何に起因するか考える前に、個々の氷河が互いに何によって区別されるのか。あるいは「多様さ」をどう表現するかという作業の方法が必要である。

定性的であれ定量的であれ、まず氷河現象を具体的に把握する方法が必要である。

- A そのような作業に相当するものは「分類」であろう。氷河の分類という観点からヒマラヤ山脈の氷河の検討を試みよう。

3-1-2 氷河の分類法について

- B ひとくちに「氷河」と総称される現象を詳しくみると、その現象のあらわれ方は多様である。しかし、一つ一つ異なった形態、状態をもつ氷河もより大きな視野から見れば、それら形態、状態のなかに氷河相互の関係からみて、異質のもの・同質のものが見出される。扱う現象の範囲や、存在する地域の広さに対応して、それら異質-同質性にもとづく分類も可能である。

- A これまで氷河学の中で提案され、用いられてきた分類法にはどのようなものがあるか。

- B 氷河学が主としてヨーロッパ大陸や北米大陸で発達してきたので、氷河の分類法は主としてヨーロッパ・アルプス、北極沿岸、北米大陸の氷河現象が基礎となっている。氷河の分類法は基本的には

- 1) 形態
- 2) 氷河水体の地球物理学的性質
- 3) 氷河の活動性 (Regimen)

の3つの性質によっている。

氷河分類の中で最も古典的かつ基本的なものは Ahlmann (1948²⁾) によって提唱されたものである。彼は北大西洋沿岸の氷河の研究から氷河の平面形の重要性に着目し、図-1に示すような高度別面積比グラフを用いて、その形態分類が氷河の大きさとは独立した普遍性をもつことを示した。同時に氷河水体の物理的な性質からの分類として、温暖氷河 (Temperate glacier)、極地氷河 (Polar glacier)、さらに極地氷河を High-polar glacier と Sub-polar glacier に分ける分類法を提案した。これらの分類法は現在でも広く用いられている。

C Flint¹⁶⁾ (1957) は、氷河が拡大 ↔ 縮小する可逆的過程の中でその形がどう移り変わっていくかを Scandinavia 氷床および Rolentide 氷床の場合について示している。この考え方は Ahlmann による形態分類の地史的時間における推移を示すものとして興味深い。渡辺⁶⁵⁾ (1967) は Flint の考えをヒマラヤ山脈にあてはめ、その可逆的な氷河系列の中の変化の中で、一つの地域の氷河群の特性が示されると指摘している。

A Ahlmann や Flint 以後に氷河分類についての新しい考え方はないか。

B 彼等の考えを発展させた分類法として、C. Benson⁶⁾ (1962), Müller⁴³⁾ (1962) による Diagenetic facies (推積相), あるいは Glacier zoning (氷河分帯) などがある。これは氷河表面の積雪相の性質によって氷河の性質をあらわすもので、Ahlmann による温暖氷河-極地氷河の考えをより発展させたものである。南極やグリーンランド氷床の分帯などには役立っている。ヒマラヤ山脈においても、この分類がもつ 5 つの Zone 区分 (Dry snow - Percolation - Soaked - Superimposed - Ablation zone) の境界高度が地域によってどう変わるか、これら 5 つの zone 区分の面積比がどうかなどによって地域毎の氷河の特性を示すことが可能であろう。一つの試みは渡辺⁶⁵⁾ (1967) によってなされている。

C その他、1967 年、IASH (International Association of Scientific Hydrology) は IHD (国際水文学十年計画) に基づく地球上の氷河台帳 (Glacier inventory) の作製を勧告し、その場合の氷河記載の方法として 6 桁の数字で表示できる氷河分類法を示した。これについては樋口 (明)⁴⁹⁾ (1968) による解説がある。6 桁の数字の決め方と形態に関する分類法の一部を図-2 に示した。

この分類は地球上の氷河のすべてを対象とし、その合理的な分類と記載を試みたものであるが、現在のところ必ずしも満足な結果は得られていない。例えば中島・樋口 (明)・渡辺⁴⁹⁾ (1970) はこの分類法に基づいてヒマラヤ山脈の氷河の分類を試みたところ、ほとんどの氷河が 2~3 のカテゴリーに含まれてしまい、多様さをもつ氷河群という実感のイメージをあらわすことはできなかった。

しかし、IHD の進展とともにこの表示法も改良されていくであろう。

3-1-3 ヒマラヤ山脈の氷河の分類

A これまで提案されてきた氷河分類法からヒマラヤ山脈の氷河を分類すればどうなるか。
また、これらの方法でヒマラヤ山脈の氷河の「多様さ」がどうあらわされるか。

B ヒマラヤ山脈の氷河は、例えば Ahlmann の形態分類からみれば Cirque gl.
- Valley gl. type I ~ IV に相当し、地球物理学的分類では Temperate gl. - Sub
polar gl. の範囲に包含されるであろう。これらの分類はヒマラヤ山脈の氷河が地球上の
氷河群の中でどう位置づけられるかを知る上ではたしかに役立つ。しかし、ヒマラヤ山脈の
多様に変化する氷河のありさまを表現し、個々の氷河の特性を示すには、いくらかもの足
りないことは否定できない。

A これまでヒマラヤ山脈の氷河について具体的な分類が試みられた例はあるか。

65)
B 渡辺(1967)は、ヒマラヤ山脈の主軸に対して北側(北斜面)の氷河をチベット型氷
河、南側のそれをネパール型氷河とした。これはヒマラヤ山脈の南・北両斜面で気候条件、
地形条件が異なり、それを反映して氷河の形態、性質に大きな相異があることに着目した
考えである。この両者の氷河のタイプの差異を表-1に示した。

59) 65)
C 田中(1971)は Ahlmann の分類を参考にして、渡辺(1967)によるチベット型
氷河を Polar gl. と考え、Temperate gl. に相当する高度 6000 m 以下に発達し
た氷河に対して Lower himalayan type とよび、高度 5000 m ~ 7000 m にあつて
Polar gl. と Temperate gl. の両方の性質をもつものに対して Higher himalayan
type とよぶことを提案している。

A これは渡辺のネパール型を2つに分けたものと考えてよいか。

C これはヒマラヤ山脈の高度差が大きいため、高度による気候条件の変化を考慮したもの
である。

41) 1)
B 森林(1973)と上田(1970を改変)はヒマラヤ山脈の氷河の特徴的な末端部の形態

に注目し、その形態によって氷河を分類することを提案した。まず、森林は氷河の下部の状態によって Clean type (C型) と Dirty type (D型) に分けている。Clean type は氷河表面に Moraine をもたず、Dirty type は下部の氷河表面が Super-glacial moraine によって覆れていることを type 分けの基準としている。

A 氷河全体からみれば、その一部にすぎない下部の状態、形態を分類の基礎とする理由は何か。

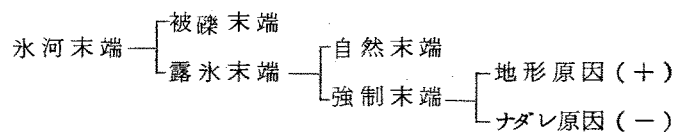
B C型の氷河は一般に規模が小さく、形態上、圏谷氷河 (Cirque gl.) や懸垂氷河 (Hanging gl.) といわれるものに多い。これに対しD型の氷河は規模の大きい谷氷河 (Valley gl.) に多い。Super-glacial moraine は谷氷河の平坦な氷舌部の全域を覆っている。氷河全体の形態、規模、上流域での氷河形成の機構と末端域の形状との間には一定の関係があるといえる。

さらには、氷河の末端域は観察のための接近が容易であり、したがって情報が多く得やすいということもある。

A 他の分類との関連はどうか。例えばC型は田中の分類の Lower Himalayan typeに、D型は Higher Himalayan type に相当すると考えてよいのか。

B C型、D型の区別は、単純に氷河下部域の表面形状からのみ判断されるものではなく、Stagnant ice の存在、Active terminus の位置・高度、あるいは氷河全体の大きさとも関連して考える必要がある。したがって、他の分類との対比が現在のところ明確にはできない。しかし、分類案間の討議もすすめられており、近い将来一元的な分類法が確立されるであろう。

C 上田はヒマラヤ山脈の氷河末端の問題について次のように整理し、記載案を提案している。



41)

被礫末端とは森林(1973)のD型氷河の末端域, 露氷末端とはC型氷河の末端域またはD型氷河の moraine でおおわれていない部分の末端に相当する。さらに, 露氷末端は気候条件, すなわち質量収支によって決まる末端(自然末端)と, 地形的制約, すなわち崖, 階段地形などによって本来の気候条件によって決まるはずの末端(自然末端)位置より高所に位置する場合がある(強制末端)。また, 末端域付近に雪崩の堆積が定常的に生じるような場合には, 自然末端位置より低所に位置する。これなども強制末端の例である。

- A 氷河末端の形状・位置高度が氷河の特性を指 するものの一つであるという考えは興味深い。涵養源をいくつか持つ氷河(複合涵養氷河)の場合, 途中で涵養された水体が混り合わないかぎり(例えばアイス・フォールなどで)その「複合した」という特性は末端域の状態にまで影響を及ぼすだろう。雪崩による末端高度の低下などはその一例であろう。

3-1-4 ヒマラヤ山脈の氷河研究についての基本的情報について

- A これまでの討議をふり返ってみると, ヒマラヤ山脈の氷河現象の認識および現象の相互関係を明らかにすることの中で, 氷河の全体として, あるいはその一部分の形態, 形状が主要な役割を果たしているように考えられるが, 何故にそれらが重視されるのか。

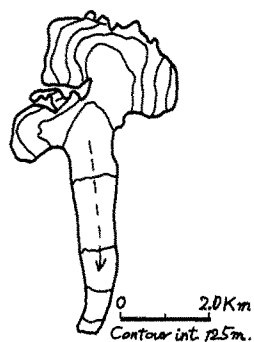
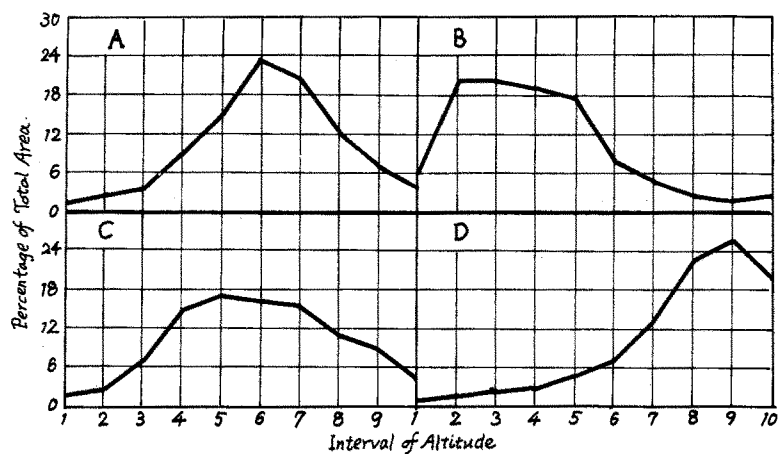
- B その理由の第一は, ヒマラヤ山脈における氷河研究の全般的な困難さの中で, 氷河の「形」, 氷河表面の「形状」などいわば氷河の様相に関する情報は比較的容易に得ることができるからである。

氷河現象の理解には基本的に次のような観測が必要である。

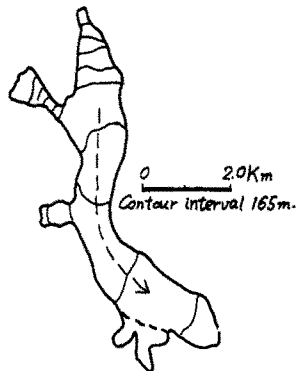
- i) 氷河周囲, 表面, 基盤地形を含めての地形要素の観測
- ii) 氷河表面の状態, 氷体内部の構造, 組織など構造氷河学的要素の観測
- iii) 氷河にかかわる気候をふくめての質量収支の観測
- iv) 氷河の流動機構, 積雪の氷化過程など氷体の地球物理学的性質の観測

このような観測によって初めて氷河形成機構の量的な理解ができる。しかし, これらの観測には1~数年を要し, 簡単には行ない得ない。

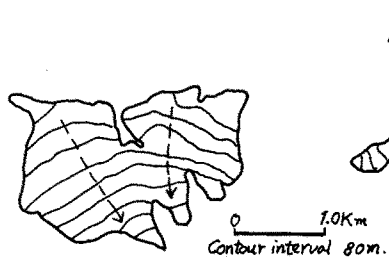
定性的ではあるが, 氷河の形態や表面の形状は, 上記の観測によって得られる氷河状態要素の相互に関連した反映であると考えられ, これが第二の理由である。



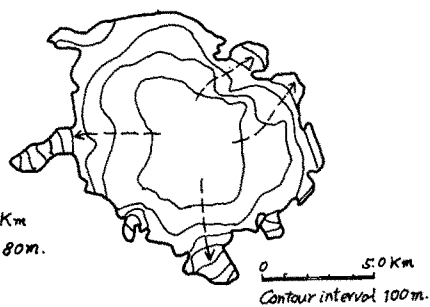
A. Valley Glacier (I)



B. Valley Glacier (II)



C. Cirque Glacier

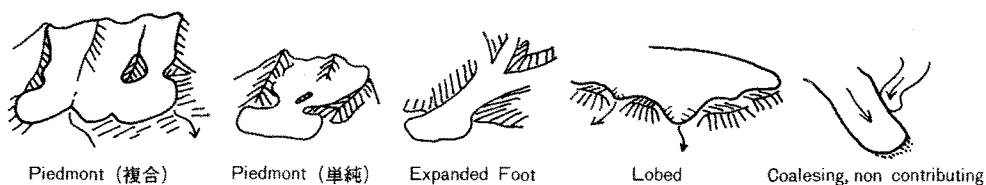


D. Glacier Cap.

図一 1 Ahlmannによる氷河の平面形態分類の一例。上のグラフは(A~D)の平面形をもつ氷河の高度の10等区分(横軸)に対する面積の比率をあらわしたものである。(文献2)



Digit 2 氷河の全体としての形



Digid 3 氷河末端の特性

図一 2 国際水文学十年計画 (IHD) の一環として、地球上の氷河の台帳をつくるために国際雪氷学委員会の提案した氷河分類の方法の一例。6桁 (Digit 1～Digit 6) の数字で氷河を分類する。

Yalung 氷河 (東部ネパール, 代表氷河番号 2, 氷河全長 20km, 氷河末端高度 4250m, 観測 1967 樋口明生) の例を示す。

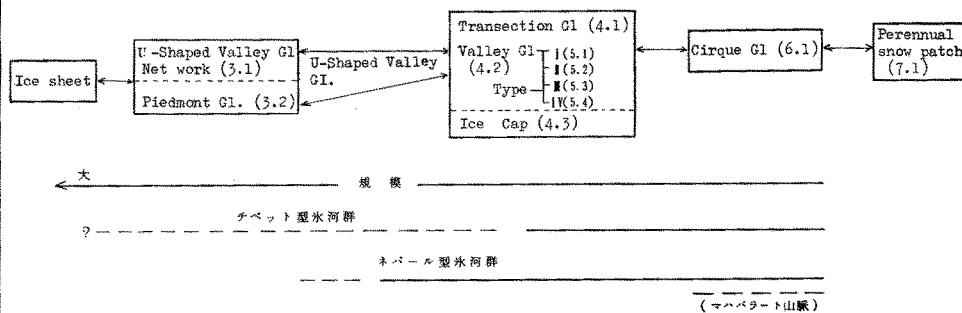
(01) 国際氷河表示記号

5 1 0 3 4 3

	基本的分類	涵養域	氷舌部の形状	縦断形状	涵養源	氷舌部の活動
0	下に入らないもの	下に入らないもの	下に入らないもの	下に入らないもの	下に入らないもの	下に入らないもの
1	大陸氷床	複合流域	山麓型	平坦	積雪	著しく後退
2	氷原	複合涵養	末端拡張型	懸垂	雪崩	やや後退
3	氷帽	単純涵養	ローブ型	階段	結氷など	停滞
4	溢流氷河	圈谷	浮遊分離型	氷瀑	積雪と雪崩	やや前進
5	谷氷河	ニチ	癒着型			著しい前進
6	山麓氷河	火口				進退の繰返し (可能性あり)
7	小氷河と 雪原					進退の繰返し (明瞭)
8	氷棚					
9	岩氷河					

表-1 チベット型氷河とネパール型氷河の対比

1. 現在および過去における氷河の形態と規模



氷河の形態が上のブロック・ダイアグラムで示したような系列で変化すると考えた場合のチベット型およびネパール型の過去(---), 現在(——)の位置を示す。氷河の規模は過去においてはチベット型氷河群が大きい。

2. 氷河の地形要素

2.1 平均末端高度はチベット型氷河群がほぼ 5200 m (5000~5500 m), ネパール型氷河群では 4000 m (3500~5500 m) と推定される。

2.2 氷河の平均長さは資料-6の付図に示したように, チベット型(○)とネパール型(●)の差異の他, 地域による差があり, 東部ほど長い。現在の長さはチベット型が5~10kmに対し, ネパール型は3~20kmの範囲にある。

2.3 氷河表面の形状 一般にネパール型氷河の末端は土砂に覆れ(D型)^{*1}, これに対しチベット型氷河の表面モレーンは少ない(C型)^{*1}。またネパール型氷河には強制末端が多く, チベット型は自然末端が多い。

*1 (森林 1973) *2 (上田 1970)

3. 氷河の地球物理的性質 活動性はネパール型氷河が大きく, チベット型氷河は小さい。この関係は過去の氷河拡大期にあっても変わらず, チベット型氷河により大きな見かけの規模の拡大が生じた。

氷河分帯からこの二つの型を比較すると, それぞれの氷河分帯の中に含まれる単一氷河の面積比の比較は

Dry snow zone と Percolation zone チベット型 > ネパール型

Ablation zone チベット型 < ネパール型

と考えられる。Superimposed ice zone はネパール型氷河にかかわる気候(より温暖・湿潤)を反映して, ネパール型氷河によく発達すると考えられる。

全体としてネパール型氷河は温暖氷河(Temperate gl.)の性格を, チベット型氷河は極地氷河(Polar gl.)の性格をもち, 流動性(ネパール型がより大きい)や粘性(チベット型がより小さい)を反映している。チベット型氷河が一般に丸味をおびた形態を示すのはこれらの特性による。

A たしかに氷河の形態や形状は、地上からの写真、航空機、人工衛星からの写真によって、あるいは現地での観察によって比較的容易に入手できる情報である。それでは、これらの情報が多量に収集されたとき、どのような方法で分析され、i ~ ivの観測にかわる情報に転換しうるのか。

B 氷河の形態や形状が一つの氷河状態要素の相対的な反映であるとしても、そしてそれがいかに多量に集積されたとしても、これがi ~ ivの観測に比較しうる精度の情報に達することはあるまい。

個々の氷河の形態については、長時間の多岐にわたる観測が必要である。しかし、ヒマラヤ山脈の数多い氷河が全体としてどういう状態にあるか、どのような自然環境の中にあるかを相対的に認識する上では重要な資料となるはずである。

A それでは、現在におけるヒマラヤ山脈の氷河現象における基本的情報とは何か。

B 「氷河現象をどうみるか」と言いかえてもよいだろう。個々の氷河がどのように形成されているかという課題は興味深く重要である。しかしその前にヒマラヤ山脈の氷河現象の「多様さ」とは何か、自然環境条件の何がその「多様さ」をつくり出しているかを山脈全域の氷河現象全体から見る必要がある。したがって基本的な情報とは、ヒマラヤ山脈全域にわたって偏ることなく、多量な、しかも個々の氷河の特性をあらわすものであることが必要である。氷河の「形」に関する情報は、その有力な一つとして検討に値するものである。このような情報からの帰納として氷河現象の相互関係に関する仮説が導かれたとき、個々の氷河に対する詳細な観測の具体的なイメージができるであろう。

3-1-5 氷河の「形」について

A ヒマラヤ山脈の氷河研究において、氷河の「形」の重要性が指摘されてきたが、ここであらためて「形」を構成する要素について討議しよう。氷河の「形」あるいは様相は、氷河のもつ性質が外にあらわれたものと理解してよからう。この「形」に関連する氷河の性質とは何か。

B 氷河の「形」は、基本的には

- I - i 水量
- I - ii 氷体の地球物理学的性質
- I - iii 基盤地形

によって構成される。また、氷河の「形」は次のような量および性質によって認識される。

- II - i 氷河の形、表面積、周囲の地形（モレーン、岩壁など）
- II - ii 氷河の各所の高さ
- II - iii 氷河の長さ、幅、傾斜、方位
- II - iv 氷河表面の構造要素（クレバス、オーギブ、セラックなど）
- II - v 氷河表面の形状（表面モレーン、デブリ、露氷帯、フィルン域など）

これら外形要素の記載法の試案を資料-4に示した。

A I - i ~ I - iii は相互にどのような関連があるのか。

B 水量と氷体の地球物理学的性質はいうまでもなく、氷河をとりまく気候条件、とりわけ気温（ T ）と降水量（ P ）が直接反映したものである。これら2つの気象要素は、氷河の活動性（Regimen）に関与し、水量の決定に主要な役割を果たす。 T はまた、氷体の温度に影響する。氷体の温度や P によって流動則や氷化過程が決まる。

例えば氷体の温度と「形」の関連について温暖氷河と極地氷河の場合について考えてみよう。温暖氷河は通年、融点に温度が保たれており、極地氷河は一年間を通じて融点に保たれることはない。氷の流動は温度に強く依存しているから、氷体の流動も温暖氷河と極地氷河では非常に異っており、両者の形態の相異も非常に大きい。流速が大きく変形しやすい温暖氷河では末端の形がなめらかな舌状を示し、流速の小さい変形しにくい極地氷河では末端はきり立った断崖になっているといわれている。事実、アルプスや北欧の温暖氷河はなめらかであり、南極の Bellow 氷河では末端はきり立っている。

A 基盤地形は氷河の「形」にどのような関連をもっているか。

B 氷河現象に対する基盤地形の問題は氷河研究の中で最も unknown な課題の一つである。また、基盤地形の氷河に対する働きを気候条件との関連から切り離して論じる事はほとん

ど不可能に近い。それで、ここでは基盤地形の問題をどう考えるかということについて検討する。

まず、「形」に関係する基盤地形を、氷河のいれもの (reservoir) と氷河周辺の大気状態にかかわる地形条件に分けて考える必要がある。

次に、氷河現象を地史的時間スケールで見るとき、現在はその一つの過程にすぎない。この場合、基盤地形を氷河化 (Glacierization) に対する原因としての地形と考えるか、あるいは氷河作用 (Glaciation) の結果として考えるかという問題があろう。

A その2つの問題は具体的に「形」を考える上でどう関連するのか。

B 第一には、氷河が存在する場所にかかわる問題、第二に、氷河が一般的にみてなぜ同じような形をもつのか (Ahlmann の分類では谷氷河は四つのカテゴリーに包含される) という問題と関連するであろう。

第一の問題については、氷河化がなぜその場所ではじまったかという問題に換言しうる。

A 氷河形成に対する初期地形条件ということか。

B そう考えてもよいだろう。同一の気象条件下にあっても氷河化する場所とそうでないところがあり、少なくともこの現象には基盤地形の条件が関与していると考えられる。渡辺⁶⁷⁾ (1973) は南極大陸での観測によって、かぎりなく平坦とみなせる地形では積雪現象は生じないか、生じたとしても小規模であることを見出した。また、オングル島での観測では多年性の Superimposed ice mass が氷河化しないことを報告している。この2つの事実は、少なくとも氷河形成の初期において、ある規模以上の Reservoir の存在が必要条件であることを示している。

A 初期地形条件としての Reservoir と現に氷河が存在している Reservoir とはどのように関連するのか。

B 氷河が存在するかぎり、基盤地形はかぎりなく氷蝕作用をうける。氷蝕作用は、ある段階までは氷河の存在にとって都合のよい条件を満たす方向に進むであろう (例えば圈谷地

形のように)。いいかえれば、次の氷河化を準備する。したがって現在の氷河現象は過去の氷河現象の結果をひきついだものといえる。だから現在の氷河現象を直ちに現在のそれを取りまく自然環境の反映とばかりはいえない場合もあろう。特に氷河の分布に関してはこの問題を無視できない。

3-1-6 氷河－氷河群－氷河系

A これまでの検討されてきた問題をふまえ、再びヒマラヤ山脈の氷河の「多様さ」をどう認識するかという問題について考え、氷河研究の視点という課題を終わりたいと思う。

B 個々の「氷河」を詳しくみると、そのふるまい、形成されるしくみは一つ一つ異なっている。このような“個性的な”氷体の性質や涵養－消耗の機構を明らかにするには、地球物理学的氷河学の方法が必要である。しかし、「多様さ」を構成するものは無数の氷河であり、一つ一つの詳しい観測は膨大な時間を必要とする。また、必ずしもこのような方法によってのみ「多様さ」の一側面である氷河特性相互の関係が明らかになるわけではない。このような方法上の問題と「形」のもつ意味の検討から達しえた1つの考えは、氷河を1つの群体现象とみなし、その群体を「氷河群」として、1つの現象単位と考えようとするものである。

A 1つの「氷河群」はどのように規定されるのか。

B 「氷河群」とは単一氷体としての「氷河」に対置される概念である。もし、同一の氷河形成にとって必要な地形－気候条件をもつ場があるとすれば、そこで形成される氷河は、「共通の氷河特性をもつ一群の氷河」であるはずである。「氷河群」をこのように定義し、1つの作業仮説としてヒマラヤ山脈の氷河現象を整理し、氷河の形成にかかわる自然環境の状態と氷河の形成にとって必要な条件との関係を明らかにしていこうというのである。

A 同一の地域にあっても、例えば Khumbu 地方の氷河のように、圈谷氷河の一群と氷舌部がデブリに覆われた長大な氷河というようにかなりの差異があるといえるが。

B 「氷河群」の考えは、氷河分類の基礎概念とは同じではない。扱う現象、分析しようとする自然条件によってその基準が異なる場合もあるだろう。ある「氷河群」の構成要件として「形」の情報を用いる場合でも、それを構成する外形要素を形態としての特性とみるか、機能としての特性とみるかによって、構成される「氷河群」が異なってくる。

例えば氷河形成にかかわる地形条件を分析するために、形態・規模を構成要件とした場合、圈谷氷河群・谷氷河群と分かれても、気候条件を分析する場合、氷体温度の特性からこれらが同一「氷河群」として取り扱われることもあり得る。

C 例えばチベット型氷河群～ネパール型氷河群という分け方もあり得る。この場合は、それぞれの氷河群の特性を気候条件としては、乾燥内陸アジア気候と湿潤モンスーン気候の反映とみなすのである。

A たしかに「氷河は地域によって同じような形をしている」という一般的イメージは「氷河群」の考えを支持するように思われる。ところで、「氷河群」相互の関係はどうとらえられるのか。

B 「氷河群」は「形」の情報系を主軸とする氷河研究から導かれたものであり、対比が分析の主たる方法である。だから、まず対比が可能な範囲での相互関係という条件を必要とする。しかしこの条件は、地形条件や気候条件が一つの秩序のもとに変化する平面的自然空間の中では、容易に成立する。また、地球上の自然状態を連続した平面的空間と考えるならば、その中に一定の変化系列があり、ヒマラヤ山脈の中での「氷河群」の相互関係・変化もその系列―「氷河系」の秩序と矛盾するものではないと考えている。

A 「氷河群」の考えをグローバルな観点から見たとき、その相互関係を「氷河系」として考えるのか。

B 「氷河系」は必ずしも「氷河群」の相互関係と限定して考えなくてもよい。個々の「氷河」の相互関係を秩序だてるものと考えてもよい。「氷河系」の考えは氷河分類の1つの基礎概念でもある。Flint (1957¹⁶⁾)や Ahlmann (1948²⁾)らが指摘しているように、気候変化に基づく氷河現象の変化は、形態・規模・氷河作用の強度を含めて一定の系列に

したがっている。「氷河系」の考えは氷河現象の平面的空間変化の系列であるが、同時に時間的変化の系列でもある。

A 時間的変化に対応する系列変化とはどういうことか。

B 渡辺(1967)⁶⁵⁾が指摘しているように、ヒマラヤ山脈の南北両斜面の氷河は、かつての氷期において対照的な変化をした。すなわち、現在南斜面の氷河にくらべて一般に規模の小さい北斜面の氷河は、氷期において巨大な面積をもつ氷河(一部は現在バックフィン島にみられるような網状U字谷氷河まで発達)に発達した。これに対し、南斜面の氷河は現在の規模とさほど変っていない。

このように、氷河現象や状態は、ある時点における平面的空間変化とは異なった変化をする場合もある。「氷河系」は地形条件、気象条件の変化に対応した氷河現象の変化系列であり、したがってその系列はいくつかの道筋があると考えた方がよい。

A ヒマラヤ山脈の「氷河系」はどのように考えられるか。

B 仮説の域を出ないが、先の例にもあるようにチベット型氷河群とネパール型氷河群とは、それぞれ「冷たい氷河の系列」と「暖かい氷河の系列」とでもいえる異なった系列に属すと考えられる。この考えの基礎は、1つは時間的変化における相異であるが、現在における両氷河群の氷体物性・規模・形態の違いはその質的差異を示すものである。「氷河系」を決定づける因子の1つは氷体の物性である。これは Ahlmann (1948)²⁾その他の人々による氷河の地球物理学的分類の1つである、氷体温度を基準とした「極地氷河」-「準極地氷河」-「温暖氷河」の考えが示唆している。

氷河の質量収支の機構にも1つの系列の例が見出される。図-3に渡辺・森林による融雪要素の三角ダイアグラムを示す。気候条件が1つの系列を形づくる1つの例と考えてよいだろう。但し、この資料は測定方法の比較に問題が残っている。

地形条件も「氷河系」の決定因子の重要なものである。大陸氷床のように氷体そのものが1つの地形となり、その地形によって氷床維持の気候をつくる段階を除けば、氷床を含めて氷河の形成初期および規模のある発達段階までは氷河系列は地形に規制されるであろう。チベット型氷河群の拡大は、チベット高原の地形条件の反映であることは間違いない。

3-1-7 比較氷河論

A これからのヒマラヤ山脈の氷河研究はどのように進められていくのか。

B ネパール・ヒマラヤ全域にわたって詳細な氷河研究が進められるには、これからも長い年月が必要であろう。しかし最近、地球資源衛星（ERTS-A）からの写真や航空機からの写真などが氷河研究で実用化されるようになった。このような資料の活用やこれまで進められてきた資料整理の成果によって、研究すべき課題、調査に適した地域などがより鮮明になってきている。

C 「形」に関する情報もいろいろな方法によるものが多量に収集できるようになり、この面での質の向上は今後の氷河研究に当然反映されるであろう。例えば地球資源衛星からの写真からは、ヒマラヤ山脈の氷河の絶対位置・降雪の開始、その範囲などがわかる。写真資料にその一例を示した。

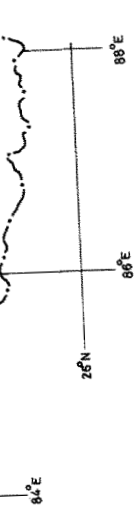
B IHD計画の一環として進められているネパール・ヒマラヤの氷河台帳の作成作業は近い将来完成する段階にあり、この完成によってネパール・ヒマラヤの氷河の全体像がより鮮明になるだろう。資料-6および7に、この計画のために設定された80の代表氷河に関する資料を示した。

A これまでの討論で述べられた「形」や「氷河群」-「氷河系」の考えは、今後の氷河研究の中でどのように考えられていくのか。

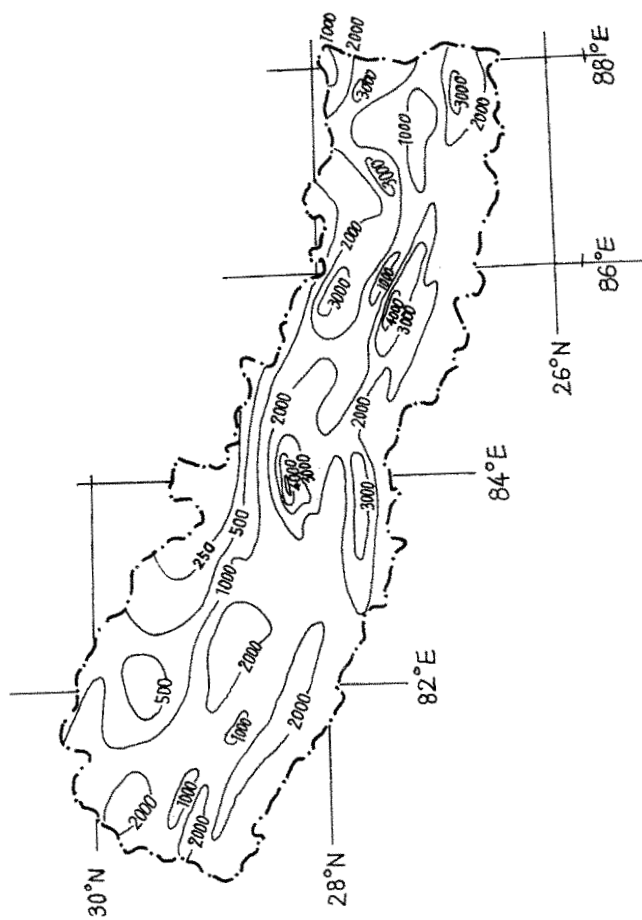
B 「形」と抽象される氷河の外形要素は、今後の氷河研究においても重要な情報としての役割りを果たすだろう。そのような情報系からの1つの帰納される概念として「氷河群」や「氷河系」は、またそれら相互の比較、対比によって氷河現象にかかわる自然条件の機構を明らかにする方法の基礎となるだろう。

C 比較や対比の方法によって、「氷河群」間の同質・異質の性質を抽出し、逆にその特性にかかわりをもつ自然条件との対応を明らかにしていこうとする方法-比較氷河論として発展するだろう。「氷河系」の考えは、過去の氷河現象、地球上の他の地域の氷河現象と

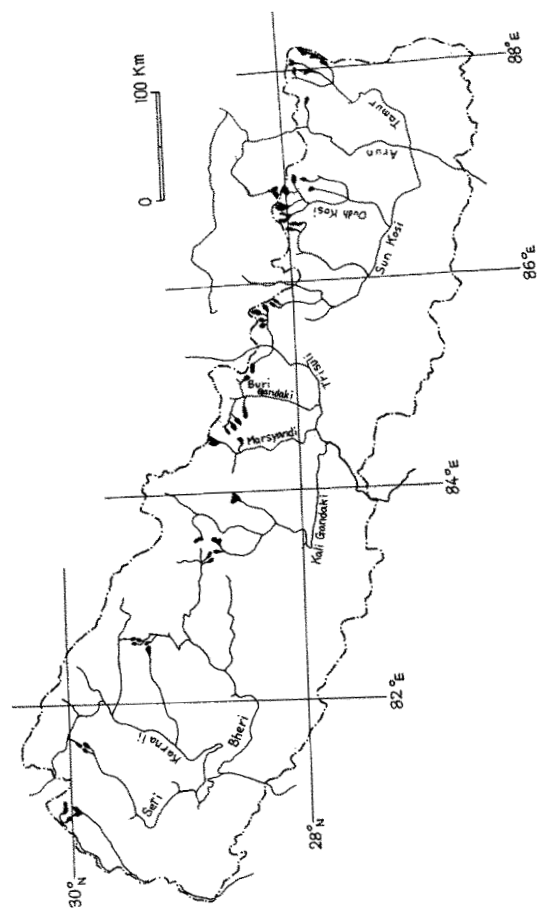
の相対関係を明らかにし、氷河現象を一元的に認識する上で重要な意味をもってくるであろう。



1. ネパールの高度別面積区分



2. 降水量分布 (1970年)



3. 水系と氷河の分布

3. 2 氷河の形成と気候について

3-2-1 ネパール・ヒマラヤの気候

B ネパール・ヒマラヤは熱帯と温帯の境界となっている。夏はインドのモンスーン、冬は偏西風の影響を全域にわたって強く受け、それぞれ全く異なった気候条件のもとに置かれる。そのため、季節区分はまず6月初めから9月末までのモンスーン期と、11月から3月までの冬期に分けられる。4・5月と10月はその二つの季節の過渡期と見なされ、それぞれプレモンスーン期、ポストモンスーン期と呼ばれている。気圧配置の上から見ると、プレモンスーン期、ポストモンスーン期とも冬期の循環に近い。

C そのような考え方は、インド平原の季節区分とほぼ同じわけであるが、ネパール・ヒマラヤのように全般の高度が大きく、広大な面積をもつ山岳地帯であると、平野とはいろいろな点で異なった現象が生じてくると考えられる。それにはどのような事柄があるか。

B まず第一は標高が高いために気温が低いことである。水蒸気の絶対量が少ないため、降水量も当然少ない。高度が大きいため風が強い。さらには気圧が低いことなどがあげられる。次に東西に長くのびた巨大な山脈であるため、山脈の東部と西部あるいは南側（ネパール側）と北側（チベット側）とで広範な気候状態のちがいが考えられる。

A ヒマラヤ山脈の東部と西部とでは具体的にどのような差があるか。

B モンスーンの場合について考えると、ベンガル湾から北上してきたモンスーンが西部ヒマラヤに達するまでに時間がかかり、逆にモンスーン期は西の方ほどはやく終了するので、モンスーン期間中の西部ヒマラヤの降水量は東部ヒマラヤにくらべて少ないと考えられる。

C しかし、中島ら⁴⁹⁾(1970)が指摘しているように、ネパールは複雑な山系をもつ山岳地帯であるから、必ずしもモンスーンが東から西へ一様には移動しないであろうとする考え方もある。また、ネパール国内の測候所で得られたデータを見ても、観測点の地形的条件が互いに異なっているから、局地的な対流性降水の影響、山岳地方特有の天気の大きな日変化など当然考えねばならず、観測された降水量を無条件に平面的にならべて、その量の

分布を考えることはできない。

B たしかに指摘のとおりである。しかしながら、例えば Kraus (1966)³⁶⁾ は Jiri (1895 m, Gaurisankar の南方) と、西方 300 km 離れた Dhorpatan (3000 m, Dhaulagiri の南方) の気温日較差の月平均値をしらべてみると、モンスーン期到来による日較差の減少が見られる時期は、西部の方が約1カ月遅れると述べている。このようにネパールでもある程度の遅れは見出されている。

A 冬期の気候についてはどうか。

B 冬の気象現象は、偏西風の中を西から東に伝わる波動（じょう乱）によって特徴づけられる。したがって、冬の気象は晴天と悪天の周期的なくり返しが特徴である。この西方からのじょう乱は、地中海付近に起源をもち、ヒマラヤ西部で大部分の湿気を落としてヒマラヤ東部で消滅するのが普通である。したがって、冬の降雪量は西部ネパール・ヒマラヤの方が東部に比べて大きいと考えられる。

C しかし、東部ネパールでも冬の一時期に多量の降雪をみることがあるといわれているが。

B 偏西風中のじょう乱が非常に発達する場合は、ジェット気流自身（高度10000メートルぐらいに中心をもち、冬期は一般にヒマラヤの南にある）が北の方へ退き、アラビア海やベンガル湾の湿った空気が吹きこむためである。

A ネパール・ヒマラヤの東部と西部の気候上の違いは主に降水量の違いということで理解できる。それでは南北の違いはどのように考えたらいいか。

B ヒマラヤ山脈は対流圏の高さにほぼ匹敵する高さをもっているため、南北方向の大気の流れを大きく妨げていると考えられる。したがって、モンスーン中にヒマラヤ山脈を越えて北側に運ばれる水蒸気は非常に少ないと考えてよい。（図-4）（強制上昇の影響がない場合、普通その高さは3000 mぐらいといわれている）

A その具体的な事実について。

B ヒマラヤ山脈中の観測点が少ないため、明瞭な事実をあげることはできない。ネパールとチベットの観測点を比べてみても、両者とも地域的な対流性降水に支配されるため、有意な差は認められない。しかし、Khumbu 氷河にモンスーン中滞在した Müller⁴²⁾(1958)は、モンスーン中はクンブ側は嵐でも、チベット側は晴れていることが多いと報告している。また、インド低地での日射のデータから、低緯度の割に大気の混濁度が小さいのは、ヒマラヤ山脈が北方からの砂漠の塵を多く含んだ大気の侵入を妨げているからだといわれる。Bishop⁷⁾ら(1966)は述べている。また、Mintz⁴⁰⁾(1964)は大気循環のシミュレーションの結果から、ヒマラヤ山脈によって大気の南北交換が妨げられる効果を入れなければ、シベリア高気圧が形成されないと指摘している。

A これまでの議論によって、ひとくちにネパール・ヒマラヤといわれている広大な地域の気候は、山脈の東部と西部および山脈の南側と北側では大きく異なっており、さらに高さによっても異なっていることがほぼ明らかになった。このような気候の対照的な違いは、氷河の形成において異なった役割を果たし、氷河の分布・規模などに直接影響をもたらすと思われる。そこでこの影響を詳しく解析する為には、氷河の形成を、大きく涵養と消耗という現象に分けて考えるのがよいであろう。

3-2-2 氷河の涵養について

B 涵養の要因としては、氷河上への直接の降雪、周囲の壁からのナダレ(Hagen, 1963)²⁴⁾、および地形と風の影響による飛雪がある。この3要素の割合は、各氷河によって異なるであろうが、やはり直接の降雪が最も大きな割合を占めるであろう。

C Miller³⁸⁾(1966)の Khumbu 氷河における調査では、Khumbu 氷河の最大涵養量域は Western Cwm 下部(6300 m)付近にあり、年間約 1.7 m の相当水量になる。この値はその付近の年間降水量の4倍以上である。彼はこの水量の大部分は、周囲からの Wind Deposit によるものであると説明している。これをみると風によって運ばれる雪が涵養の最大の要因になっていると考えられるが

B Western Cwm にたまった雪は Lhotse Face から飛ばされてきたものであり、一度ク
ンブ氷河に降った雪がその涵養域内で移動しているにすぎないので、涵養の主因が氷河へ
の直接の降雪であるという説はゆるがない。

C Lhotse Face は Khumbu 氷河に含まれないのではないかと。Lhotse Face が Khumbu
氷河の涵養域に含まれるとすれば、雪崩をおこして雪や氷を氷河に供給する雪壁や氷壁あ
るいは岩壁さえも涵養域に含める必要が生じる。ヒマラヤの氷河の場合、涵養のメカニズ
ムの多様性のためにどこまでを涵養域に含めるかは簡単には決められない。この問題につ
いては後に詳しく述べられよう。

A 涵養域としてどこまでを含めるかは今後の問題として、涵養の主因が直接の降雪だとす
ると、その時期はいつか。

3-2-3 涵養の時期

B ネパール国内の測候所のデータを整理した結果によると、モンスーン期間の降水量の年
降水量に対する割合は、それぞれの観測点の高度や緯度でばらつきはあるが、約 70～
90 % の高い割合を占めている。(図-5) それゆえ氷河の涵養においても、モンスー
ンの降水が大部分を占めていると考えてよいであろう。

C しかしながら、ネパールには標高 4000m 以上の観測点がないので、低地の資料から高
山の状態を推定するしかないが、この点に問題はないか。一般に降水量はある程度以上高
度が上れば減少していく。モンスーン期のネパール・ヒマラヤの場合、Mt. Everest の
南の Dudh Kosi の谷に沿った断面図(図-6)で見ると、ガンジス平原から降水量はず
っと減少していき、特に 3000 m 以上ではその減少の割合は大きい。また、涵養域は一
般に標高 6000～8000 m の間にあるので、積雲の発達の上限に近い高度でも降水がひ
んばんに起こり得るのかという別の問題も生じてくる。したがって、低地のデータだけか
ら結論できないと考えられる。

B たしかに指摘された問題点は考えねばならない。しかし氷河地域においても、モンスー

ン期と他の時期の降水量の比率の圧倒的な差が逆転することはないと思われる。また、夏は冬よりも雲頂高度が高い。それに加えて山岳地域の降水は地形に沿った上昇効果もあるので、かなり高い所まで降水があると考えてよい。したがって、ネパール・ヒマラヤの氷河は主としてモンスーン期に涵養されると考えてよい。氷河の近くでの観測例としては、消耗域ではあるが Müller (1958)⁴²⁾ が Khumbu 氷河の標高 5300m 地点でモンスーン期の降水量 326 mm を報告している。一方、同地点の年間降水量は 390 mm であった。

A 氷河の涵養の大部分が夏のモンスーンの降水に由来するとすれば、当然ネパール・ヒマラヤの南と北あるいは東と西で涵養の量がかなり違うはずである。

C チベット側やネパール・ヒマラヤ西部では、モンスーン以外に冬の偏西風による涵養も考えねばならぬだろう。

B ネパール・ヒマラヤの全域にわたる氷河の涵養量の観測は未だ行われていない。しかし指摘のとおり、東-西および南-北の相違はかなりあると考えられる。特に、南-北の差が大きいことは、ヒマラヤ山脈の主稜上あるいは 8000 m 峰の頂上などからの南北両斜面を写した写真などによってもある程度判断できるし、図-7 の降水量分布において、アンナプルナ、ダウラギリ山城の北側 (82~85° 上) で明らかに降水量が少なくなっていることがわかる。

3-2-4 氷河の消耗機構について

A 次に氷河の消耗に関わる大気現象にはどのようなものがあるか、また消耗の最も盛んな時期はいつか。

B ヒマラヤの大きな氷河は、その末端が海または大きな湖に接していないから、南極氷床やグリーンランド氷床にみられるような Calving (氷の機械的分離) がないので、消耗はすべて熱的な原因によるものと考えてよい。それは融解によって起こる水の流出と蒸発の2つの過程による質量損失である。

A ネパール・ヒマラヤの氷河のように山岳地帯で形成→消滅の過程が完了する氷河では、氷河の消耗の機構は氷河表面での熱の出入りだけ考えればよいということだが、その熱の流れはどのようになっているか。

B 氷河表面に出入りする熱には、①放射熱（短波及び長波）、②氷河表面と空気との間で風の乱流によって交換される顕熱、③氷河表面からの蒸発熱あるいは氷河への凝結熱、④氷河内部への伝導熱、⑤降水の運ぶ熱などがある。これらすべての熱の流れを氷河表面に向かう方向に足し合わせた時の合計が融解に使われる熱量になる。その他氷河底面で地盤から受ける熱もあるが、一般にその量は無視し得る程小さい。（約 $40 \text{ cal/cm}^2\text{yr}$ ）

A これら異なった熱の流れの中で、どれが氷河の消耗を一番大きく支配しているか。

B それは気候条件が違えば大きく変わるので、いちがいにはいえない。ヒマラヤの氷河では、表面の熱収支測定はほとんど行なわれていないので、いまのところ定性的な議論しかできないが、氷河上の気温の年変化を知ることができれば、季節によってどういう消耗過程が行なわれているか、また、どの時期に消耗が激しくなるかということをおおむね推定できる。

A 氷河のある地域には通年観測を行なう測候所はないが、どういう手段で気温を推定することができるか。

B 通常よく使われる方法は、高度による気温減率を仮定することである。 $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ の気温減率を仮定して Kathmandu の月平均気温から気温 0°C となる平均高度を算出すると、図-8 のようになる。図には Khumbu 氷河での Müller (1968)⁴⁴⁾ や長田 (1972)⁴⁶⁾ の観測値、Gyajo における田中 (1972)⁶⁰⁾ の観測値も示した。

C 気温減率の値の妥当性はどうか。

B この値は Manaslu や Yalung, Mt. Everest 等の観測から、5000 m 位の高度まで妥当であるといわれている。しかしこの値は自由大気中のものであり、山岳に特有の局

地性は考えられていないし、また日変化も考慮に入れてないことを注意しておかねばならない。

C 5000～6000 mの高度での値を知るのに割合低い Kathmandu を選んだ理由は。また、計算値と実測値にかなりのずれがあるが。

B 平均気温は永年変化するものであるから、ネパールで最も統計期間の長い場所として、Kathmandu が選ばれた。実測と計算のずれは、むしろカトマンズの統計期間と実測の期日とが違うために起こったと考えるべきで、このようにして出した月平均気温は一応の目安になっているというべきであろう。今後は、ネパールの新しい気象データも手に入るようになり、より高い地点との対応が可能になるであろう。

3-2-5 冬期の消耗

A 冬期間の氷河表面での熱の出入りについて。

B まず放射のバランスを考える。井上^{30),31)}(1972)の観測によれば、4200 m の高さで日総計日射量は 400 ly 以下であることが多い。岩屑に被われない消耗域の平均アルベドを 0.5 とすれば、氷河に吸収される短波長放射量は 200 ly/day 以下である。一方氷河表面から大気に逃げる長波の有効放射は少なく見積っても約 0.15 ly/min 以上であるから、1日について合計すると、約 220 ly となる。このことから放射では消耗を越すような熱が与えられないことがわかる。放射のバランスからみると、冬季は消耗が起らないことになる。

C アルベドと長波放射の値にはどの程度の根拠があるか。

B 消耗域のアルベドは、Bishop⁷⁾(1966)の測定で 0.5 ぐらいの値が得られている。もちろんモレーンにおおわれた所ではもっと小さいが、冬は氷河をおおった新雪がなかなか融けないということもあるので、平均的にはこの程度の値が見積られる。長波放射の測定値は高所ではほとんどなく、井上³¹⁾(1972)の立山での観測値(気温 -10℃)では

0.2 ly/min となっている。もちろん雲があればこの値は小さくなるが、井上³⁰⁾(1972)によれば、東部ヒマラヤの冬は晴天日数が $\frac{3}{4}$ を占めるので、0.15 ly/min という平均値は妥当なものであろう。

C 1日間の合計では確かに放射はマイナスになるが、昼間だけを考えるなら、日照時間を10時間としても氷河に吸収される短波長は 0.3 ly/min となる。長波の損失をさし引いても、氷河表面には 0.15 ly/min の熱が与えられることになるので、昼間は冬でも融解が起きているとは考えられないか。

B 昼間の余分の熱は、ほとんどが夜間の冷却によって下った氷の温度を上昇させるのに使われるであろう。たとえ融解が起ころとも、融けた水が氷河の中に浸透し、再凍結するので、実質的な消耗にならないと考えられる。

A 他の熱の流れに関してはどうか。

B 図-8でわかるように冬期の高地は非常な低温であるから、もちろん顕熱による融解はなく、むしろ氷河表面から大気中へ逃げる熱の量がかなり大きいと考えられる。潜熱も、気温が低いので空気の飽和蒸気圧そのものが小さく、水蒸気交換があってもその量はきわめて小さいであろう。降水は雪として降るから、融解には関係しない。

3-2-6 プレ・モンスーン期及びポスト・モンスーン期の消耗の状態

B この期間は登山期間に当たるため、比較的データがそろっている。過去2回のエベレスト遠征隊の例(1963年アメリカ、1970年日本)でみると、B.C.(5350 m)付近で最高気温がほぼ常に0℃以上になる4月中～下旬から顕著な融氷と融解水の流出がはじまることが指摘されている。井上³⁰⁾(1972)の報告によれば、同じ時期に6000 m 以上でも、表面の雪が日中急速にザラメ化し、この融解は5月には7000 m までおよぶ。しかし、このような高所で融雪量を測定した例はない。

A プレ・モンスーン期の氷河の消耗量の急激な増加はどのように説明されるか。

B 最高気温の急上昇期と顕著な融氷の開始時期が一致していることから、氷河の消耗量の急激な増加には、気温の上昇が働いていることは容易に推定される。しかし、融氷の直接の要因は氷河表面で受けた日射熱である。氷河表面に入射した熱の一部は内部に流れて氷の温度の上昇に使われはするが、気温が0℃近くに上昇するために氷河表面から大気中に逃げる熱量が小さくなり、入射した熱の大部分が融氷に費されるものと考えられる。

A ポスト・モンスーンの消耗についてはどうか。

B 10月の気温は4月とほぼ同程度であるが、日射量ははるかに少なく、したがってポスト・モンスーン期の消耗はプレ・モンスーン期のそれにくらべるとそれ程多くないと思われる。事実、Müller (1968)⁴⁴⁾の報告をみても、10月の消耗量は4月の約半分程度である。

3-2-7 モンスーン期の消耗

A モンスーン期の消耗はどうか。

B 気温の上昇という点から考えると、消耗量が最大になる時期はモンスーン期である。しかし、日射量の点から考えると、この時期は曇天が多いためあまり大きな日射の効果は考えられない。と同時に雲が多いことはそれだけ有効長波放射量を減らし、氷河から逃げる熱を少なくする効果があるといえる。また水蒸気が多いため、氷河表面への凝結による与熱効果も考えられる。

モンスーン期に関しては気象データそのものが少ないため、いまのところ断定はできないが、氷河表面に供給される熱はプレ・モンスーン期に比べて増加の傾向があるのと、消耗が生じる面積もまた増加することから、消耗の最盛期はモンスーン期であるといえる。

A これまでの議論をまとめると、消耗が最も激しい期間はモンスーン期であり、プレ・モンスーン期、ポスト・モンスーン期はそれよりはるかに小さい消耗量である。冬の消耗はほとんど無視できるということになる。このことを裏づけるような観測事実はあるか。

B 年間を通じて測定した例はないが、Muller (1968)⁴⁴⁾が Khumbu 氷河の 5400m でモンスーンをはさむ 9 ヶ月間観測した結果は(図-9)以上の結論を裏付けている。また、田中(1972)⁶⁰⁾の Gyafo 氷河における観測でも、夏は冬に比べて涵養も消耗も激しいという結果が得られている。

3-2-8 他地域と比較したネパール・ヒマラヤの氷河の涵養と消耗の特性

A ヒマラヤの氷河の涵養と消耗のしくみ、その季節的变化などがこれまでの議論によってかなりはつきりしてきたと思う。それでは、ヒマラヤの氷河は、世界の他の地域の氷河とこの点でどう異なっているか。

B アルプスやアラスカの氷河では、涵養が卓越する期間(冬)と、消耗が卓越する期間(夏)とが明確に分かれている。一方、ヒマラヤの氷河(特に東部や南斜面の氷河)では、冬は消耗量も少ないが涵養量もまた少なく、夏は涵養量が多いが消耗量も同時に多くなっている。この点が他の氷河地域と大きく異なっている。ネパール・ヒマラヤの場合、氷河全体としての涵養が卓越する期間、消耗が卓越する期間が、それぞれ冬であるか夏であるかは現在のところ明らかでない。

A そのような涵養と消耗の状態のもとでは、氷河の雪線はどのようにして決まるか。

B 一般の氷河では、冬の降雪が氷河全体を被い、夏に向かうにつれて下流から消失しはじめ、夏の終りに雪線は最も高い位置に達する。この時の雪線が厳密には平衡線(Equilibrium line)と呼ばれるものである。ネパール・ヒマラヤの場合、季節的雪線が夏に次第に上昇するのは一般の氷河と同じであるが、氷河に雪が降りつつなお雪線が上昇するという点が異なっている。

モンスーン中は比較的気温が高いため、降水が雪と雨とに分かれる境界線が氷河上であり、この境界線の上流側では雪、下流側で雨となる。つまり、このモンスーン期の雪-雨境界線がその時期の季節的雪線に等しい。モンスーンが最盛期に向かうにつれて気温が上昇し、それによって雪-雨境界線も上昇する。このように雪線はモンスーン期間の気温(雪-雨境界線は気温によって決まる)と不可分の関係にあり、モンスーン最盛期の雪-雨境界線の位置が氷河の平衡線の位置にほぼ等しくなる。

A ネパール・ヒマラヤの平衡線 (Equilibrium) はモンスーン中の気温と密接な関係にあるということだが、たとえば、ネパール・ヒマラヤの西部やチベット側のようにモンスーンの影響が弱い地域の氷河ではその関係はどうなっているか。

B それらの地域では調査がほとんど行なわれていないのではっきりしたことは言えない。上に述べた関係は、モンスーンの影響を強く受ける Khumbu 地方での観察に基づくものである。ネパール・ヒマラヤの氷河の平衡線の位置が何によってきまるかというのは非常に興味深い問題であり、また、ネパール・ヒマラヤの各地域に分布する氷河の性質の違いを考える上で、是非明らかにされねばならないことがらである。

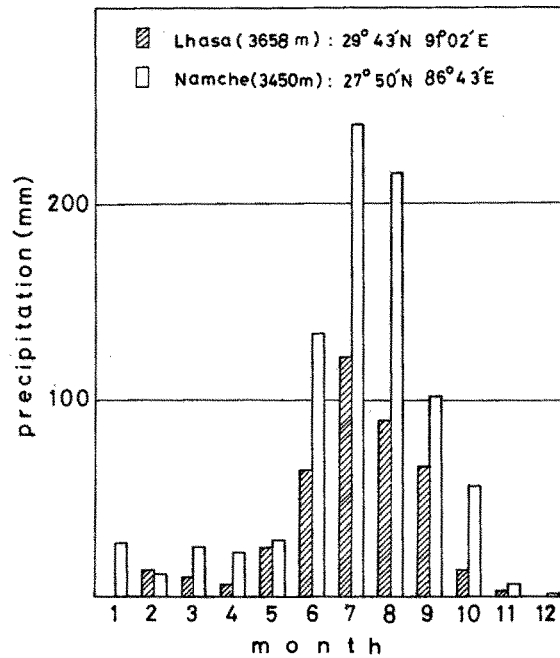


図4 LhasaとNamcheにおける月別降水量の比較

Lhasaはヒマラヤ山脈の北側、Namcheは南側に位置する。統計期間は、同期間の資料が得られないため、Lhasa (1941~1948) と Namche (1966~1970) で異なっている。

図から、降水の一般的傾向は山脈の南で多く、北で少ないことがわかる。

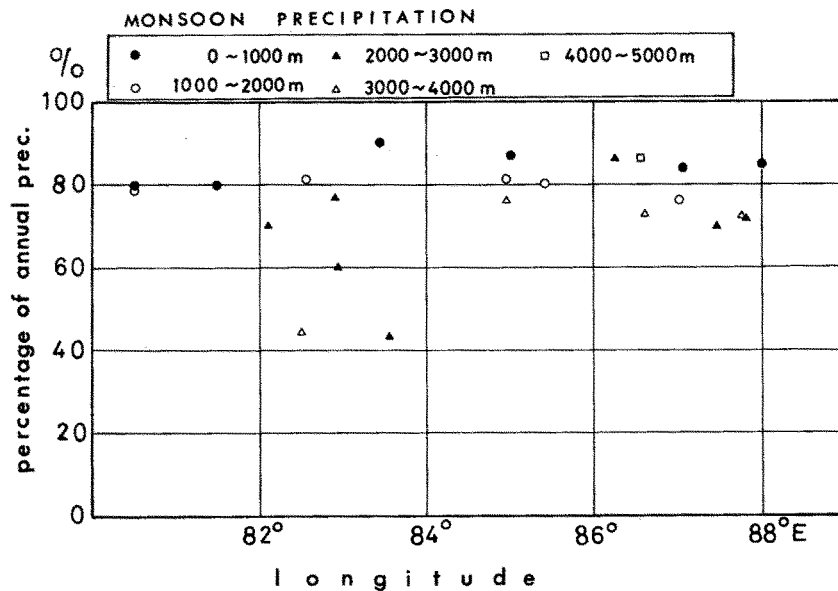


図5 ネパール各地のモンスーン降水量の年間降水量に対する割合。

各観測点は1000m毎の高度で分けてある。図から、モンスーン降水量は高度、経度によらず、年間降水量のほぼ80%を占めることがわかる。

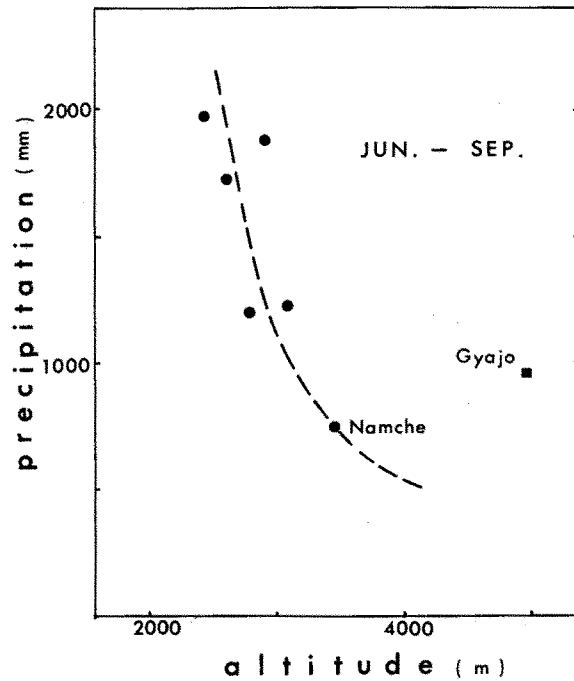


図6 Dudh Kosiの谷にそった降水量の高度変化
降水量は高度が大きくなるにつれて急激に減少している。

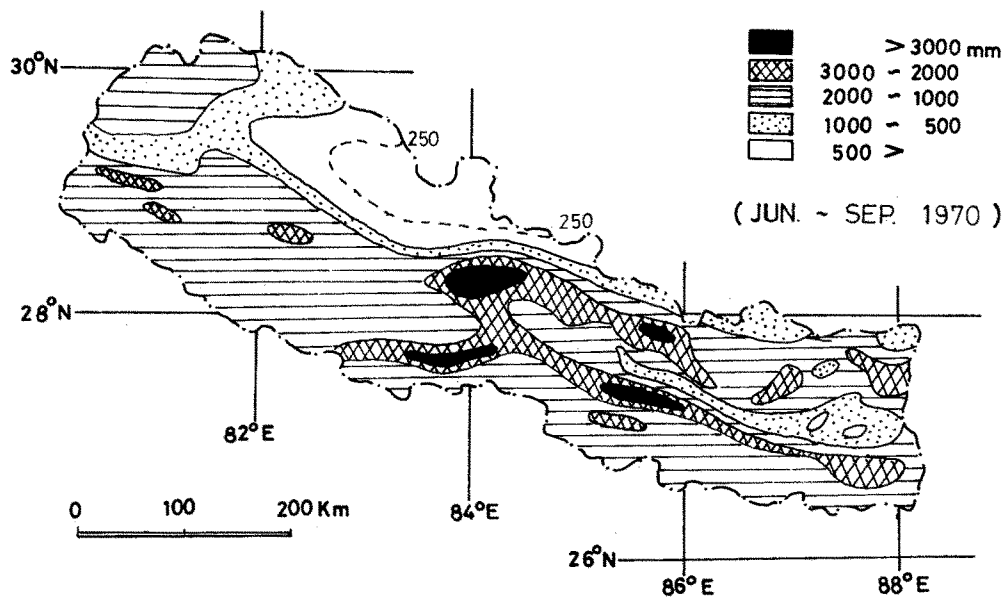


図7 1970年のモンスーン期間の降水量分布

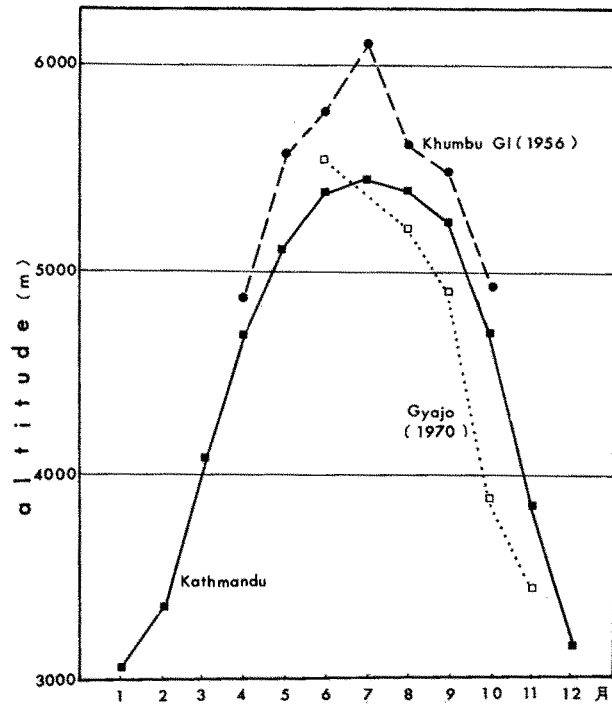


図8 KathmanduとKhumbu地方の0℃高度の季節変化
KathmanduおよびKhumbu氷河、Gyojo谷で測定された地上気温から、0℃高度の季節変化と3地点間の関係を見たものである。

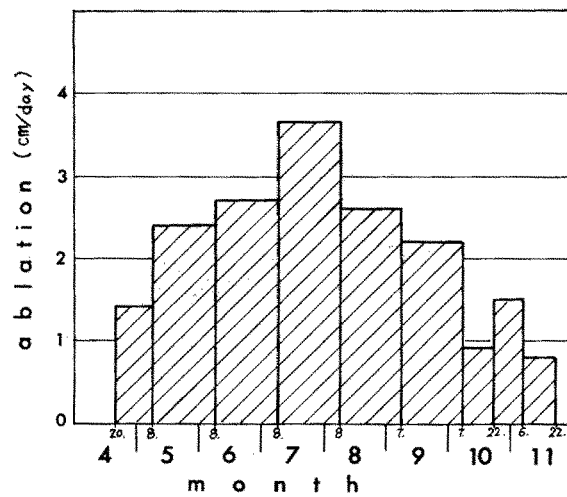


図9 Khumbu氷河5400m地点におけるablationの季節変化
(Müller, 1968)

3. 3 氷河の形成と地形について

3-3-1 氷河の形成にかかわる地形の役割

A ヒマラヤ山脈の氷河の形成に地形が大きく関与していることは、気候とのかかわりと分離して考えることはできないとしても、山脈の規模と氷河の規模との相関、あるいは氷河の涵養の機構が地形的特徴と一致することなどから明らかである。しかし、氷河の形成機構の中で地形条件がどうかかわっているかはよくわかっていない。ヒマラヤ山脈の氷河研究の中で地形の問題をどう考えていくのか。

B 氷河が形成されるには、形成される場が必要不可欠である。氷河が形成される場としての地形、これが氷河形成における地形の本質的役割である。

氷河が形成される場があり、次に氷河が形成され得る気候条件が備われば、氷河は形成される。したがって、氷河と地形、気候の基本的関係は、地形が氷河形成の必要条件、気候が十分条件ということになろう。図- 10 にヒマラヤ山脈の氷河形成に関係する地形の幾つかの例を示す。この地形断面をもとに次の議論をすすめる。

A 地形が氷河形成の場となり得る条件とは何か。この問題についてごく基本的なことから考えてみよう。

B 氷河の形成にとって最も基本的な条件は、その地形で積雪が生じることである。雪をもたらすものが何であってよい。さらにその地形が氷河形成にとって必要な気候条件を備えた空間（有効氷河形成高度）に存在しなければならない。これらの条件が満たされたとき、地形上に氷河が形成される。この意味で地形は氷河形成にとっての必要条件である。

地表面が有効氷河形成高度に存在することは、地形の氷河形成に対する一つの効果であり、これを「高度効果」とよぶことにする。

C 新しい概念「有効氷河形成高度」や「高度効果」については後に詳しく述べるとして、その他の地形の役割について考えてみよう。必要条件としての地形の役割の他に、地形が存在することによって気候条件を氷河形成にとって有利な方向に変化させる働きがある。氷河の涵養量を増大させたり、熱収支を氷河の形成にプラスになるように働くもので、地

形と気候の相互作用によってつくられる効果である。

A それらは具体的にどのような効果と考えるのか。

C 相互作用として考えられるものに、山の斜面に沿った上昇気流がある。上昇気流は雲を形成し、降雪をもたらすので、氷河の形成にとって重要である。また、風の流れを収束して狭い地域に降雪をもたらす作用もある。これら気象要素との強い相互作用を地形の捕捉効果と考える。さらに地形には、広い範囲に及ぶ積雪を雪崩などによって堆積盆（Accumulation basin）に集積する働きがある。雪崩をひき起こすような急斜面、雪の集中堆積を可能にする地形を含めてこれを地形の集積効果と考える。堆積盆になる地形はヒマラヤ山脈の場合、通常1つ以上存在し、それが有効氷河形成高度内にあれば、氷河の形成にとって有利な条件となる。

さて、これまで述べてきた氷河形成に対する地形の役割は次の3つの効果に集約できる。

1. 高度効果
2. 捕捉効果
3. 集積効果

これら3つの効果について、次に詳しく検討していく。

B 地形の効果について詳しい議論をする前に、さらに大スケールでの地形の氷河形成に関する効果の問題について指摘しておきたい。いうまでもなく、ヒマラヤ山脈は東西2500 kmにおよぶ長さ、7000～8000 mの高度をもつ巨大な山脈である。この巨大な山脈はその存在によって大気の大循環に影響を及ぼしている。例えばモンスーンはこの山脈の存在によって北上を拒まれるため、山脈の北側に乾燥地帯が形成されている。また、この山脈に平行な冬の大気の流れは、西からもたらした湿気を落としながら東へ流れるので、山脈の西部の方が降水量が多くなっている。数値シミュレーションの結果は、チベット高気圧が存在するための必要条件としてこの巨大な山脈の存在を予想した。このように、現在のヒマラヤ山脈の氷河現象にかかわる気候の条件は、ヒマラヤ山脈の存在という地形の条件によって支配されているのである。地形の問題としてこのようなスケールでの課題も残されている。

3-3-2 有効氷河形成高度と地形の高度効果

A 氷河が形成される場としての地形の役割を地形の高度効果として考える場合、それは有効氷河形成高度と関連して考えねばならない。それで、まず有効氷河形成高度とはどのようなものかについて考えてみたい。

B 有効氷河形成高度とは、空間のある点における降雪量、気温、湿度、日射量などの気候要素が、理論上氷河が存在するのに十分な状態となっているような高さのことである。

たとえば、降雪量が多くても気温が非常に高ければ氷河は形成されないし、気温が低くても降水量が少なければ氷河は形成されない。しかし、大気中のある高度には、氷河が形成されるに必要な気候条件を備えた空間があると考えられる。それを有効氷河形成高度と呼ぶのである。

C たとえば、地表では氷河が形成されるには気温が高すぎるか、高さが増すと気温が低くなり、ある高さ以上ではその高さで推定される降雪の全てを融かすほどには気温や日射から熱が与えられない、そういう条件を満たす高度を有効氷河形成高度と考えてよいか。

B そう考えてもよい。ただし、有効氷河形成高度内にあっても、気候の氷河形成能力は、高さとともに変化することが考えられる。例えば、降水量は高度とともに指数関数的に減少するといわれている。

A 有効氷河形成高度には上限下限、あるいは幅があると考えてよいか。

B 有効氷河形成高度は気候要素のバランスによって決められるものであるから、一般的には気温の低い高度域では氷河が形成されやすく、気温が高い低高度域では形成されにくい。その境界が有効氷河形成高度の下限であり、この下限は理論的雪線とよばれるものと一致すると考えてよからう。

有効氷河形成高度の下限は、降水量の多少によって影響を受けるが、主として気温によって決まるだろう。したがって、気温の低い極地方では下限高度はきわめて低く、低緯度地方では気温が高くなるので下限高度は上昇し、数 1000 m に達するであろう。

A 有効氷河形成高度の上限についてはどうか。

B 高度が大きくなるほど気温が低くなるので、一面からみれば氷河形成に有利であるが、同時に水蒸気量も減少するので降雪量が減り、氷河形成の条件が整わなくなる。したがって、有効氷河形成高度には上限が存在する。

上限高度は少なくとも積雪の形成される高度以下である。圏界面（11000 m）を越すことはない。実際にはこれより低く、ヒマラヤ山脈の場合では 7500～8000 m であろう。Everest の South Col（8000 m）が大雪にみまわれたという報告があるが、これは定常的な状態ではない。ヒマラヤひだの上限高度と関連するという考えもある。

A 有効氷河形成高度の下限が主として気温で決まり、上限が大気中の水蒸気量で決まるとすると、有効氷河形成高度の厚さは、東西方向にほぼ一様で、南北方向に著しい差異があると考えてよいか。

B 一般的な傾向としてはそうだろう。しかし、地形による下限・上限高度への影響も考えねばならないだろう。

A 有効氷河形成高度という概念はなぜ必要か。

B 氷河と地形の関係を論ずるにあたっては、気候との関係にふれざるを得ない。その場合個々の気候要素との関係よりも、氷河形成にかかわりをもつ全ての気候要素を含み、しかもそれらの量的な収支が氷河形成にプラスになるような気候的空間を想定する方が扱いやすい。そのような気候的空間が有効氷河形成高度である。

気候変動と氷河変動との関係を考える場合でも、有効氷河形成高度の変動という概念を媒介として考える方が理解しやすい。

たとえば、有効氷河形成高度内に含まれる地表面面積や、有効氷河形成高度内のどの高さにも地形が平坦面をもったかによって、氷河の規模や活動度は異なってくるであろう。さらに今後の、特にヒマラヤ山脈の氷河研究では、地形と氷河の間の量的な取り扱いが必要になってくる。それを可能にするためには、煩雑ではあるけれども、有効氷河形成高度や地形の高度効果の概念を明確にしておかねばならない。

C 地史的なスケールで氷河形成の問題を考える場合、山脈の上昇という問題にふれざるを得ない。この場合でも、有効氷河形成高度と地形の高度効果の概念は、過去の氷河現象を考える上で役立つにちがいない。すなわち、山脈自身が高度を増し、有効氷河形成高度に達し、高度効果を持つに至る過程を具体的なイメージとして考えることができるだろう。

A これまでの議論では、有効氷河形成高度が気候によって一義的に決まるとしていたが、地形によっても影響を受けるのではないかと。

B 十分考えられる。この問題については他の地形効果の問題と関連して考えていこう。

3-3-3 地形の捕捉効果と集積効果

A ヒマラヤでは、通常の降雪量や気温、日射等の気候条件では存在しない所に氷河が存在する場合があるといわれている。これは明らかに地形の効果によると考えてよいだろう。この地形の効果を捕捉効果、集積効果と考えてよいかと。

C たしかにヒマラヤ山脈には多くの氷河の平均的な雪線高度以下にも氷河がみられることがある。このような氷河が存在している高さをも有効氷河形成高度に含めるとすれば、有効氷河形成高度の下限が地形によって低下させられたと解釈しなければならない。

B 地形の捕捉効果や集積効果を有効氷河形成高度を局所的に低下せしめる働きとみなしてもよいだろう。しかし、広い意味では、氷河の涵養における気候の役割を助けるものである。集積効果は、一面では雪を気温の高い場所に運ぶので氷河形成に不利のように考えられるが、熱を受ける表面積を小さくすることによって、氷河形成にはプラスの働きをしている。（積雪の保存効果）

C 裏がえして考えると、捕捉効果と集積効果とは有効氷河形成高度内でも氷河が形成されない場所をつくるということになる。

B そうした有効氷河形成高度内に氷河が存在しない場所ができる反面、形成される氷河は

そこでの気候の氷河形成能力によってできる氷河以上の規模になるだろう。また、本来なら氷河が形成されないような気候的条件の場所にも氷河が形成され、結果として有効氷河形成高度を低下させることになる。

C 捕捉効果と集積効果を

i 一次堆積

ii 二次堆積

という面から考えると、この効果の氷河形成への役割がより鮮明になろう。一次堆積は捕捉効果も含めて降雪が直接堆積したものであり、二次堆積は一次堆積したものが、風や雪崩によって他の場所（例えば堆積盆）に移動し再堆積したものと定義する。数次にわたって移動したものについても二次堆積の中に含めて考える。

氷河の涵養量の中に占める一次堆積と二次堆積の割合は、氷河及び氷河周辺地形によって異なると考えられる。このような観点から、アラスカやアルプスの氷河とヒマラヤの氷河とでは堆積の過程がかなり違うといえる。

B たしかにヒマラヤでは雪崩によって涵養される氷河が多いので、そのような氷河では二次堆積の占める割合は大きいと思われる。

C 同じような気候の変化に基づく氷河の変動でも、一次堆積の割合が大きい氷河と二次堆積の割合が大きい氷河とで、変動の規模や様式が異なると考えられる。

3-3-4 氷河の地形的機能による区分について

A 氷河の地域区分は、涵養域-消耗域の区分の他、Benson ら(1962)⁶⁾による氷河分帯 (Glacier zoning) などがあるが、これまで議論されてきた地形効果という観点から氷河の地域区分を考えるとどうなるか。

B ヒマラヤ山脈の一つの氷河を念頭において、その具体的なイメージを考えてみよう。資料-2がその具体例である。

氷河は(図-11) 上部から捕捉域(一次堆積) — 集積域(二次堆積) — 消耗域に

分けられる。一次～二次堆積域を涵養域 (Accumulation area) と考えることができる。流動しない雪層部分、例えば雪田、雪庇などを堆積域とし、流動する部分を涵養域とする考え方もある。これは氷河とは流動化した氷体という立場に基づいている。

一次及び二次堆積が可能な地形がある高度以上に存在した場合、降雪は氷化し、氷河への涵養となる。ある高度とは、特に二次堆積が生じる地形の場合、必ずしも有効氷河形成高度の下限と一致しなくてもよい。二次堆積の生じる地形は一般にいくつかの堆積盆よりなる。一次堆積の生じる斜面地形は、一般に急斜面をもち、露岩やヒマラヤひだ、露氷斜面となっている。急斜面の上端(稜)ではしばしば雪庇が形成され、降雪の有効な捕捉効果をもつ地形であることを示している。急斜面の下限には、ベルグシュルンドとよばれるクレバスが発達し、平坦地形とその境界となっている。ここからが本質的な意味で氷河の流動部分がはじまる。平坦地形は堆積盆とよばれ、二次堆積の場となる。いくつかの堆積盆の間はアイスフォールとなっており、これら堆積盆の基盤地形が基盤岩の構造、岩質の差による選択的な氷蝕の結果に由来するものであることを推定せしめる。この堆積盆地形は氷河のいれもの (Reservoir) と考えてもよい。

- A ヒマラヤ山脈の氷河の一つの特徴は一次堆積にとって効果的な地形の面積が大きいことがあげられる。しかし、捕捉域の定義によっては涵養に関係する地域がきわめて広大になるのではないか。
- B この問題は、「氷河の上限はどこまでか」ともいいかえられる。有効氷河形成高度の上限との関連で考えねばならないだろう。
- C 一次集積が生じる地形の範囲は氷河の面積というより、氷河化に関する面積と考えるべきであろう。先にも述べられたように、これらの面積比は、氷河の特性を示す一つの指標として重要であるが、氷河の面積といった場合には、流動する部分 (ベルグシュルンド⁴⁵⁾以下)のみで考えるべきだ。Muller (1970) が Khumbu 地方の氷河で取り扱ったようにヒマラヤひだ帯を氷河の面積の一部とするのは必ずしも適当ではない。
- A 捕捉域という考え方からヒマラヤ山脈の氷河の涵養の機構を考えれば、氷河の特性がより的確になるだろう。

3-3-5 「ヒマラヤひだ」について

A 捕捉域の一部をなすヒマラヤひだ帯 (Fluting) はヒマラヤ特有の景観の一つであるが、このひだが大気中の着氷と着雪にどのようなかわりをもつか、あるいは降雪から氷河氷へ変化していく過程でどのような役割を果たしているか。

B ヒマラヤひだはアンデス山脈にもみられ、必ずしもヒマラヤ特有の現象ではない。これは急な斜面に付く雪又は氷の条溝で、一定間隔に溝があらわれる。ヒマラヤひだの分布は東部ネパール・ヒマラヤほどその出現が多く、西にいくにつれて減少するといわれている。図-12 に藤井によるエベレスト地域のヒマラヤひだの形態を示した。その出現上限高度は 7800~7900 m、下限高度は 5550~5800 m の範囲である。

C ヒマラヤひだの下限高度は斜面の傾斜変更高度と一致していると考えられる。したがって、その上限高度ほどには気候条件との対応はあるまい。ヒマラヤひだの下限は多くの場合ベルグシュルンドを伴ない、涵養域へ続く。 Gyachung Kang (7922 m) の南斜面にその好例が求められる。この関係は同一氷河内にあって二つ以上の堆積盆をもつ場合においても同様な事が起こり、ヒマラヤひだの下限は堆積盆の高度とともに変化している。

A ヒマラヤひだの成因について Dyhrenfurth・G・O (1971¹⁴⁾) は条溝をつくる主たる機構として輻射熱によって融解した氷の流下を挙げているが、この考えはどうか。

B ヒマラヤひだの形成にとって少なくとも必要な条件は、 $45^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の斜面と かなり頻繁な降雪である。斜面傾斜が 45° より小さくなると N     field になる可能性が大きくなり、 60° を越すと露岩帯となりやすいと思われる。ヒマラヤひだの形成に融解水が関与するかどうかは明らかではないが、モンスーン中、Mt. Everest 地域に滞在した 田中の報告によると、この条溝沿いに含水率の高い雪塊が流下するのが見られたという。したがって、水がこの条溝の形態に何らかの関与をしていることは十分考えられる。

3-3-6 消耗域の形態

A これまでの議論は地形と氷河の涵養との関係についてであったが、氷河の消耗に関する

地形の役割はどのようになっているか。

- B 氷河形成における地形の役割は、涵養に対するものがほとんど全てといえるが、しかし消耗域の形態に関しては、間接的にはあるがいくつかの役割を果たしている。

ヒマラヤの氷河には消耗域の表面が多量の岩屑に被われている氷河が多数ある。このような現象はヒマラヤ以外の氷河地域であまり見られない。多量の岩屑の存在は、ヒマラヤの氷河が広い面積の涵養域をもつことと無関係ではないと考えられる。

- 41)
C 森林(1973)は、岩屑に被われた消耗域の氷の大部分が Dead ice であり、過去に進出した氷が融けきらずに残存しているものであると指摘している。

Dead ice の存在に関して、地形は何らかの役割を果たしているか。

- B ヒマラヤの場合、地形的に Dead ice が存在しやすい条件を備えている。Khumbu 地方に限って言えば、5400～5500 m 付近に地形の変曲点があり、それ以上では傾斜が急であり、以下ではきわめて傾斜がゆるい。

有効氷河形成高度の下限が緩傾斜の部分にまで低下して氷河が前進すると、傾斜が緩い部分は流速が小さくなるために、氷の厚さが厚くなる。その後、氷河活動が縮小し、氷の補給が少なくなっても、傾斜の緩い氷舌部は氷厚が大きいため全部が融けるには長い時間がかかり、Dead ice となって残りやすい。逆に考えると、Dead ice が存在するということは、氷河が後退を始めてからあまり時間がたっていないことを示す。

- 41)
C 森林(1973)は Dead ice が残存している別の要因として、表面の岩屑の融氷抑制効果もあげている。岩屑の融氷抑制効果の定量的な取り扱いが容易でないが、森林(1973)ほかの実験やモレーン下の融氷測定では、1.5～4 cm 以上の岩屑の厚さがあると抑制効果がはたらくという結果が得られている。ヒマラヤの氷河の岩屑の厚さは、⁴¹⁾厚いところで1 mを越えている。

- A Dead ice の存在は、比較的最近に氷河の前進があったことを示すのか。

- B ネパール・ヒマラヤで観察された例はないが、アルプスでは1850年 Moraine とい

われる氷河の前進期があり、カラコラムの Chogo Lungma 氷河では、1861年に氷河が³³⁾大きく拡大していた事実がある (Kick, 1962)。

A 現在、ネパール・ヒマラヤの氷河で見られる最も新しい Moraine は、アルプスやカラコラムの 19 世紀半ばの氷河前進期と同一のものと言えるか。

B この問題は今後の研究課題として残されている。しかし、³⁴⁾時期的にはそう大きく違わないだろう。

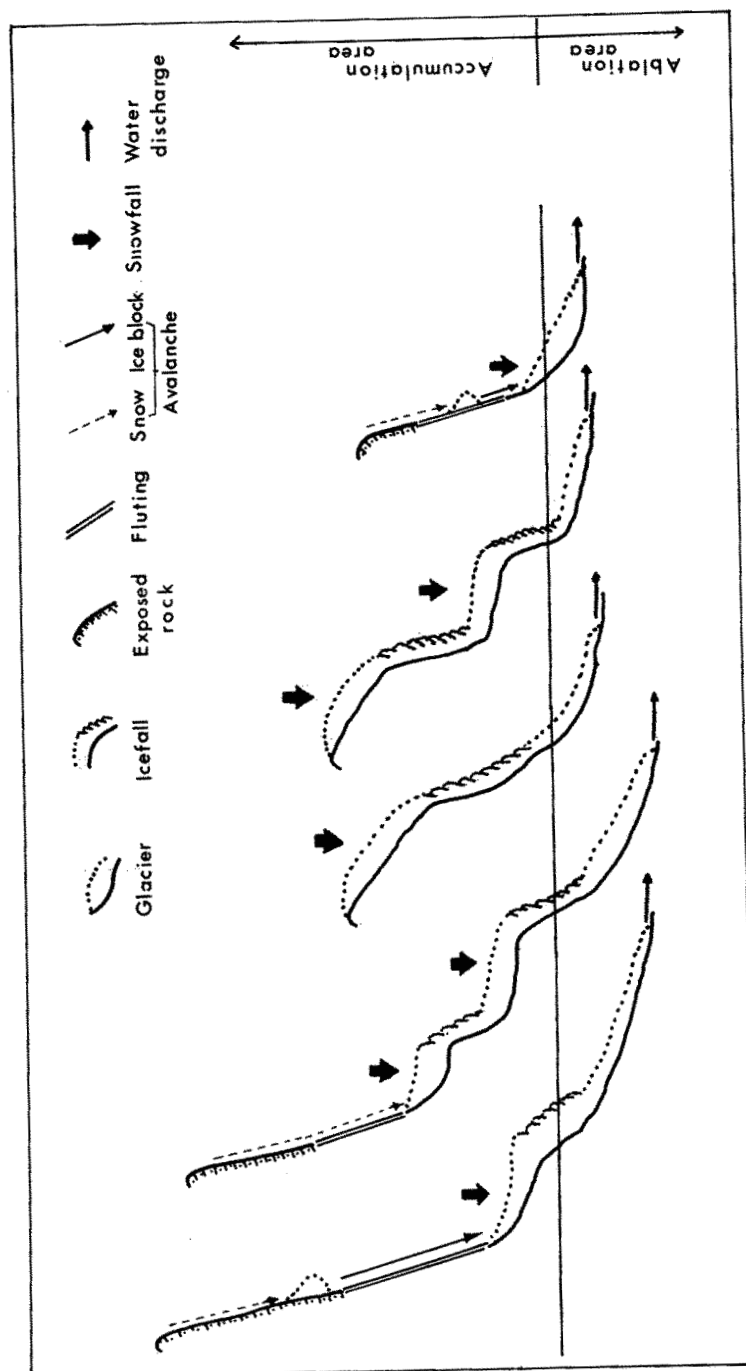


図10 ネパール・ヒマラヤの氷河の断面形態（地形の氷河形成に対する役割）
（渡辺原図）

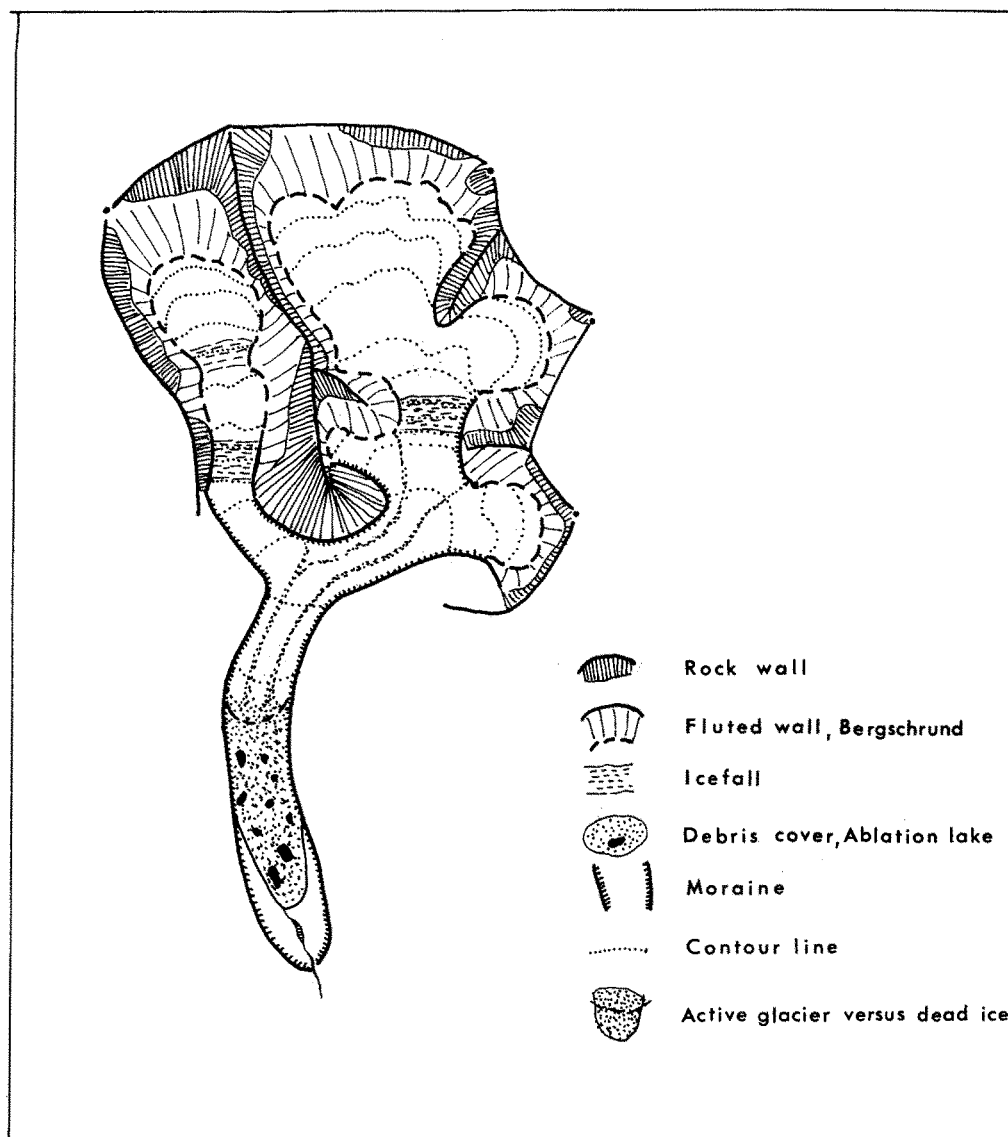


図11 ネパール・ヒマラヤの氷河の一般的平面形と地形的機能区分（森林原図）

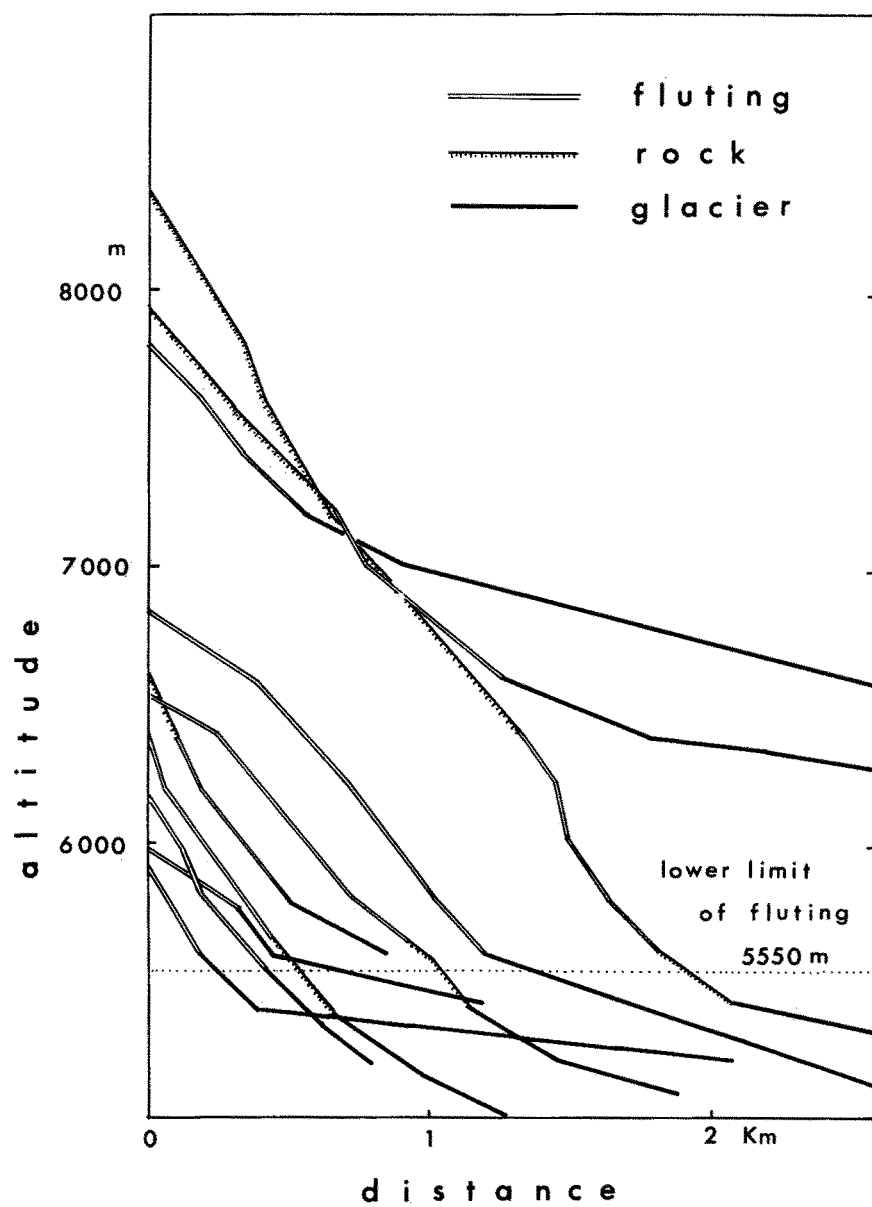


図12 ヒマラヤひだの出現高度 (Khumbu Himal の例)
(藤井原図)

3. 4 氷河の構造，流動現象におけるヒマラヤ山脈の氷河の特性

3-4-1 構造氷河学研究について

A 氷河の構造氷河学的研究とは，具体的にどのような方法で行なわれるのか。氷河の構造とはどのような現象か。

B 氷河にはいろいろな構造要素が肉眼的に認められる。例えば，Stratification，Crevasse，Joint，Bubble foliation，Bubble lineation，砂や粘土のつくる面構造，褶曲，断層や衝上断層などである。これらの構造要素が氷河の三次元空間の中で，どのような配置をしているかを調べることから始まる。

C もっと微細な構造要素もある。偏光顕微鏡やユニバーサル・ステージによって，氷結晶の組織や主軸方位を調べることができる。氷結晶主軸方位は，結晶組織や氷体中に肉眼的に観察できる前述の構造要素と深い関係をもっており，氷河体の運動様式と密接な結びつきがあると考えられる。したがって，いかなる構造要素を研究する際も，氷河体の運動との関係において行なわれる。構造氷河学の方法については，木崎（1964）³⁴⁾に詳しく解説されている。

B そのような巨視的，微視的に得られた構造要素のデータは，ひとつひとつとしてはあまり意味をもたない。しかし，たとえば氷河の流線に沿ってこれらのデータを並べ，それらの相互関係をみれば，氷河の流動の様式などが明らかになってくる。

A 構造氷河学の研究は，ヒマラヤの氷河についてどの程度行なわれているのか。

B この分野の研究は，アラスカやヨーロッパ，南極での研究にくらべると，ヒマラヤでの研究は非常に少なく，わずかに2例があるだけだ。渡辺（1967）⁶⁵⁾は，Takupu 氷河と Gustang 氷河の氷河構造図を発表し，田中（1972）⁶⁰⁾は Gyajo 氷河の氷体構造とアイスファブリックスの関係を論じている。

Gyajo 氷河の構造氷河学研究によって，田中（1972）⁶⁰⁾は氷河体中の氷体の運動は不連続であることを示した。Gyajo 氷河は堆積構造が保存された上部構造，堆積構造が複

雑に褶曲する中部構造とこれらとは衝上断層を境にして、砂や粘土を含み堆積構造が消えた下部構造の3つの氷体に区分された。そして各々の氷体は、特有の結晶組織、氷体構造とファブリック・パターンをもっている。

3-4-2 流動の様式と流動量についての観測例

A Khumbu 地方に住むシェルパたちは、ポスト・モンスーンになると Nangpa La 峠の氷河を越えて、チベット人との交易に出かける。軽装備の彼らが安全に氷河越えできるということは、冬期は他の時期と異なり、氷河上のクレバス、セラック等の歩行の障害となるものの活動が弱まることも一つの理由であろう。このことは、時期によって氷河の流動に違いがあることを示している。

⁴²⁾
B Müller (1958) のクンプ氷河のアイスフォール下での流速測定結果によると、5月から6月にかけて最大流速を示し、ポスト・モンスーン期は最大流速の約 $\frac{2}{3}$ 程度に減少している。

⁴²⁾
C Müller (1958) のこの氷河の消耗量の測定結果によれば、最大消耗期は7月である。その約1~2カ月前に氷河流動が最大となっている。氷河流動は他の氷河現象と関連させて考えると興味深い。しかしながら、ヒマラヤ山脈の氷河の流動量の資料(表-2)からわかるように、氷河流動の地域的、時期的変化を示す資料は少ない。流動量やその最大期などは、氷河状態の特性を示す重要な指標であり、氷河の比較研究にとって主要な特性資料となろう。氷蝕作用との関連も深く、氷蝕地形からの過去の氷河状態の推定も将来不可能ではなくなるだろう。

⁴²⁾
B Müller (1958) の解釈によると、Khumbu 氷河では4月初めから融水が氷体内にしみ込む。しかし排水チャンネルはまだ閉じているか、あまりに狭いので氷体内の水位はあがり、静水圧が上昇し、融水が氷体と底岩盤との間に入り、水膜をつくる。このため氷体の流動機構の一つである底面すべりが活発になるから、結果として流動量が大きくなるとしている。

⁴²⁾ Müller (1956) や若浜・高橋(⁶⁴⁾1970)も指摘しているように、氷体内の水の挙

動の時間的、空間的变化と氷河流動との間には密接な関係がある。氷河内に水が存在し得るかどうかは氷体温度に関係し、氷河にかかわる気候と関係する。したがって氷河の流動の様式、量はまたその場の気候的特性の指標となるだろう。

- C 温度が融点である氷体内部には水が存在する。水の存在は潤滑（特に底面と氷河の間または氷河内部の層間で重要）、粒界すべり、内部応力の緩和を通じて氷河流動に大きな影響を与える。従っていかなる状態で水が分布しているか観測することは氷河流動を考える上に欠くべからざるものである。氷体内部の水の分布は簡単に観測するわけにいかないが、少なくとも表面近く、あるいは末端で水の分布や移動の道筋をたどることは可能であろう。ことにヒマラヤでは同一氷河内に極地型と温暖型が共存するから、共存領域の水の観測も水の移動の機構を探るうえで面白い。

水の移動を求める一番簡単な方法は、染料を使って水の道筋を着色する（実際は道筋の中の水が着色している）ことであるが、もちろんこの方法では染料という不純物を加えることによる融解が起こっていることに注意しなければならない。

3-4-3 流動現象の要因

- B 氷河流動は基本的には重力によって生じる。流動速度や流動様式を決定するのは、次のようにいくつかの要素が互いにからみ合った結果であると考えられる。

- (1) 涵養量および消耗量
- (2) 氷河規模（氷厚、氷河幅、氷河長さ）
- (3) 底岩盤の勾配
- (4) 氷河水の物理的性質および氷体の状態（氷体温度、気泡や非溶解性物質の含有量）
- (5) 氷体内や底面における融水

50)

- C Nye（1959）は涵養量および消耗量、氷河水の物理的性質、底岩盤の勾配だけを考慮に入れた非常に簡単な氷河流動モデルの理論で、伸張流や圧縮流という流動様式やクレパスの方向や深さなどということを説明している。しかし、Nye の流動理論によってすべての氷河の流動が説明できるわけではない。氷河流動の観測と共に、氷河流動理論の発

展がのぞまれる。

B ヒマラヤ山脈の氷河の中から，典型的な地形的，気候的条件をもつ氷河（標本氷河）を選び出し，流動に関する詳しい観測を行なう計画は 1973 年 春から Khumbu 地方で開始された。標本氷河での詳しい観測は，ヒマラヤ山脈の他の地域についても計画されている。

3-4-4 特異な流動現象としてのサージ

A 氷河流動の特異現象としてサージがある。英国人 Mason は村人から聞いた Yengutz Har 氷河のサージについて，次のように報告している。「1903 年のある日，かんがい用水が非常に濁っていて流量が多かった。氷河が前進するさまは，ヘビの動きに似ていた。氷河の前進中，水と泥が同時に氷河から流れ出ていた。氷河は途中で障害物があると，最初それをまわりこんで，そして乗り越えた。氷河は 8 昼夜動き続け，停止すると先行していた泥や水も動きをとめた。」氷河にはこのような特異な現象がある。氷河研究が進むにつれ多くの例が見出され，この現象の重要性が認識されてきた。

サージについて K. Hewitt (1969)²⁶⁾ は，カラコラムのサージについてそれまでの報告を整理して，次のような特徴があるといっている。

- 1) 氷舌が突然前進する。
- 2) 流速は異常に大きい。
- 3) サージの起こっている間，水と泥が氷体と一緒に流動する。
- 4) サージ後，下流は急速に stagnant になる。

Khumbu 地方の Khumbu 氷河，Ngojumba 氷河等の大きな氷河の下流域は，いわゆる停滞氷 (Stagnant ice 又は Dead ice) といわれている。またこれらの氷体には多量の砂，粘土を含んでおり，氷体の表面はモレーンによって覆れている。このことはサージの特徴のうち，サージ後にあらわれる 3) と 4) の性質を示している。この推測が正しいとすれば，少なくとも Khumbu 地方の氷河全般にわたり，かつてサージが発生した可能性を示していると考えられる。カラコラム地方のサージ氷河は比較的中型氷河で，長さ 12～25 km，末端高度 2200 m (Minapin 氷河)～4600 m (Aktash 氷河)の氷

河で、これらの氷河の涵養には雪崩が重要な役割を果たしている。サージを起こした氷河には方位性は認められない。

B 10以上のサージ現象がカラコラムで知られている。サージの流速値は、およそ 400 m/day (Yengutz Har 氷河), 130 m/day (Hassanabad 氷河), 113 m/day (Kutiah 氷河), 12 m/day (Aktash 氷河), 4 m/day (Karambal 氷河) であるので、一般に数 10 m~数 100 m/day の流速値と考えてよいだろう。通常の氷河の流速は比較的活動の弱い部分で $10^{-2} \sim 10^{-1}$ m/day, 一般には $10^{-1} \sim 10^0$ m/day 程度である。(表-2)

C ネパール・ヒマラヤの氷河のサージ現象については、これまで特に報告はない。しかし少なくとも Khumbu 地方では Ama Dablam 北西氷河, Tshola 氷河そして Changri 氷河は、古いモレーンをこわして前進し、新しいモレーンを形成しているので、サージが生じた可能性が強い。これからの調査によってネパール・ヒマラヤのサージ現象の証拠は増えるだろう。

Desio (1954¹⁰⁾) は 53 年の Kutiah 氷河のサージは地震による大量な雪崩によって引き起こされたと考えている。氷河をとりまく環境の突然の変化としては、地震、短期間の異常な降雪、大規模な雪崩、アイスフォール活動の突然の拡大や大きな温度変化、およびそれに引き続く氷河底面の水量の増加などがあり、これらの突然の現象がサージを引き起こす引き金として働くと考えられている。この地方の地震活動が活発なこと、降水量や融解量の年変化が大きいことは、ヒマラヤ地域の氷河サージに有利に作用すると考えられる。

B サージが起きている間の流動のメカニズムについてはよくわかっていない。サージ中の Internal flow, Basal slide や Block movement がどのような流動則にあるのか、サージの起きている氷体中に共存する水と泥はサージにいかに関与するのかは、興味ある問題として今後に残されている。

3-4-5 19世紀以後の氷河の変動について

A 側堆石 (Side moraine) や終堆石 (End moraine) は氷河が基盤や周囲の露岩から岩石をとりくみ、運搬し、流下の途中や氷河末端でそれを堆積したものである。ところがいったん形成されたモレーン丘も氷河の拡大、縮小という氷河変動やサージなどによってモレーンの再配置が起こる。だから、モレーンの配列は氷河変動を示す一つの手がかりとなる。それでモレーンの分布を中心にして、最近のヒマラヤ山脈における氷河変動についての報告を検討してみよう。

B 現在のところ、ヒマラヤ山脈の氷河変動についての資料は少ないが、カラコラム・パンジャブやガルワル地方の氷河についてはいくつかの報告がある。(表-3, 表-4)

これによると、少なくとも1920年代以降はそれらの地方の氷河は後退しているといえる。しかし、C-Lun ma 氷河では1860年と1910年頃に拡大時期があるが、他のいずれの氷河も20世紀以後は2.5~22.5 m/year の速度で後退している。ヒマラヤ山脈の氷河が全体として後退しているかどうかわかっていない。また地方や山域によって氷河変動に差があるかどうかなど興味深い問題ではあるが、今後の課題として残されている。

Müller (1958)⁴²⁾は Khumbu 地方の氷河の最近の拡大期を二期に分け、その一つの Stage をヨーロッパの1850年 Moraine に相当すると考えている。この考えは1850年頃、Khumbu地方に氷河の拡大期があったことを意味する。しかし、Müller のこの考えは実証に基づくものではない。一つの考え方と思う。

C ヒマラヤ山脈の氷河拡大期を二期に区分する考えは、Heimら²⁵⁾(1939)や渡辺⁶⁶⁾(1968)によって提案されている。渡辺はこの二期をチベット氷期とネパール氷期と名づけた。

田中⁵⁹⁾(1971)は Khumbu 地方の氷河変動を Periche stage と Lobuche stage に分け、さらに Lobuche stage をモレーンの植生の有無によって Lobuche I と Lobuche II の Sub-stage に区分している。

田中⁵⁹⁾(1971)の区分による Lobuche stage の氷河拡大期には、Khumbu 地方にたくさん氷河湖が出現している。これらの湖底堆積物から絶対年代の決定が可能かもしれない。例えば、Gya jo 氷河に見られる200年以上の連続した氷の年層構造から、年代毎の降水量変化などを知ることができよう。これは Khumbu 地方の気候(降水量)の変化

を知る有力な手がかりになる可能性がある。

表-2 ヒマラヤの氷河流動資料

1

氷河名	地域	測定年月日 又は期間	測定箇所	高度 (m)	流速 (cm/day)
Khumbu Gl. (ネパール コシ河流域)	#	1956.4.18 ~ 11.21	ice fall	5,800	
		#	Lobuche	4,900	わずかの 後向き
		#	ice fall 下	5,400	15.8
		#	Pumori gl. との合流	5,200	7.6
Silver Hutte Gl.	ネパール (コシ河流域)	1961 4~5		約5,400	1~5
Tulangi Gl. 28°45' N 84°30' E	ネパール (ガンダキ河流域)	1961 5.8~6.1	ice fall ice fall 下部		600 (70~80m/y)
Kuthiah Gl. 35°45' N 75°03' E	カラコラム	1954	中 流	3,540	59.2
		8.10~8.16	#	3,460	54.0
			#	3,390	38.2
		6~7	下 流	3,020	21.9
Baltoro Gl. 36°42' N 76°10' E	カラコラム	1954 8.17~9.12	下 流		10~25
Chungpar Gl.	パンジャブ	1934	下 流		24
		1958	#		53
Bashin Gl.	パンジャブ	1934	下 流		30.4
		1958	#		11.0
Shunralpa Gl. 30°20' N 80°20' E	クマウン		中流・中央		30
			中流・側方		25
Pindari Gl. 30°15' N 80°12' E	クマウン	1958	末 端		負の値
Chogo Lungma Gl.	カラコラム	1954			1934年測定値の半分
Takpu Gl. (カルナリ河流域)	ネパール	1963.10	中 流	5,500	2.2~6
Gyafo Gl. (コシ河流域)	ネパール	1970. { 7 8	全 域		25~135 7~30
Rakhiot Gl.		1954	ice fall 下		1934年測定値の 30% 増 245

表-3 ヒマラヤの氷河の変動；主として後退速度

氷河名	1850	1900	1950
Chogo Lungma (カラコラム)	前進	前進	後退 2.5 m/y
Rakhiot (パンジャブ)			後退 22.5 m/y
Chungpar (パンジャブ)			後退 4.2 m/y
Tap (パンジャブ)			後退 7.9 m/y
Sonapani (パンジャブ)			後退 17.6 m/y
Pindari (クマウン)	39 m/y	20 m/y	
Shunkalpa (クマウン)		2.7 m/y	6 m/y

---- 前進
 ——— 後退

表-4 ヒマラヤ氷河の末端後退量

氷河名	地域	測定期間	後退距離 (m)	
Rakhiot Gl.	パンジャブ	1934-54	450	下流部の表面低下
Chungpar Gl.	パンジャブ	1934-58	100	表面低下
Bazhin Gl.	パンジャブ	1934-58	?	表面低下0~11 m/24 years
Shunkalpa Gl.	クマウン	{ 1886-1906 1906-1957	213 305	
Pindari Gl.	クマウン	{ 1847-1906 1906-1958	1,600 1,040	

3. 5 氷河の質量収支と活動度

— 氷河の量的な比較の試み —

3-5-1 氷河の質量収支

A これまで議論されてきたように、氷河はある気象条件、地理的条件のもとに存在するわけだが、氷河自体からみるとどのような過程で物質循環が行なわれているのか。

B これは氷河の質量収支として考えられる。つまり、氷河につけ加わることが収入（涵養）であり、氷河から失なわれることが支出（消耗）で、涵養には一般に降雪（これは徐々に氷河氷になっていく）、その他雪崩、水蒸気の氷河への凝結、融解水の再凍結などがある。涵養は普通、氷河表面付近で起こる。

消耗には、Run-off となって消失する融解、および蒸発・昇華などがある。これらは氷河舌端での流出のほかは氷河表面で起こる。氷河によっては、氷河底面でも融解による消耗もある。

質量収支についてもっとよく理解するために、図-13⁵²⁾を参考にしよう。これは氷河上のある一点のある年の氷河の厚さの最小時期（ t_1 ）から、次の年の最小時期（ t_2 ）までの収支のサイクルを説明している。この t_1 から t_2 間を収支年といい、正確に 365 日になるとは限らず、年によって変化する。アフリカの氷河などは、1年に2収支年をもつ例もある。図にもどると、1収支年において収支のプラスが最大になる時期（ t_m ）がある。 $t_1 \sim t_m$ が涵養の時期（Winter）、 $t_m \sim t_2$ が消耗の時期（Summer）となる。そして収支年の終りの収支が純収支（Net balance）で、プラスの地域が氷河の涵養域（Accumulation area）で氷河上流域に、マイナスの地域が消耗域（Ablation area）で氷河の下流域にあたる。この両域の境にあたる収支0の所が氷河上の平衡線（Equilibrium line）である。この質量収支の観測を氷河全域にわたって1年間も行なうことは大変なことだが、収支のプラス最大時期（ t_m ）と、収支年の終わりに行なうだけでも、氷河の収支の特性を知ることができる。

A ヒマラヤ山脈の氷河で質量収支の観測が行なわれた例はないか。

B ヒマラヤ山脈での観測例は今のところない。図-14⁵²⁾にノールウェイの Nigardsbreen

氷河の一例を示す。

縦軸は氷河の高度がとっており、図の右の太い実線 ($b_n \Delta S$) は高度 100 m 毎の氷河の収支量を示している。この氷河は高度 1400 m 付近に平衡線 (Equilibrium line) がある。

A 質量収支と氷河の流動とはどんな関係にあるのか。

B 涵養域でたまり続け、消耗域で消失し続けたら、氷河の形はおかしなものになるが、氷河は重力の作用で斜面にそって流下する。氷河の流動の変化は、主として質量収支の変化に起因する。

A 質量収支の変化は涵養量、消耗量の変化であり、これは気候変化と関係する。そのような観点からすると、氷河流動は気候の変化とも関連すると考えてよいのか。

B 気候変化は氷河の質量収支の変化をおこし、それは氷河流動の複雑な変化となり、その結果、氷河末端の前進、後退をひき起こすことになる。気候変化と氷河の前進、後退の対応は、簡単なものでないが、氷河の消長は気候変化の指標とみなしてもよいだろう。

A ところで、ネパール・ヒマラヤの氷河はモンスーン期に涵養と消耗が起こっているというが、質量収支はどのようにになっているのか。

B 今まで述べてきたことは、たしかにヨーロッパの氷河研究の一般的な考えを示したもので、これらの考え方がヒマラヤの氷河にすべてあてはまるわけではない。むしろ、ヒマラヤ山脈の氷河研究は既存の考えにしばられず、行なわれなければならないし、これからの研究によって興味ある事実が多く出てくることと思われる。

ヒマラヤ山脈の氷河を質量収支からみた問題点は、ヒマラヤ特有のモンスーンによる質量収支への影響、大きな涵養源とみられている雪崩の影響、Dead ice の存在あるいは氷河のタイプの違いによる質量収支の違いなど多くの問題を含むが、現実の問題として観測方法の確立がある。

前にも述べられたように、なかなか人間の入れない氷河上流などは、人工衛星や航空写

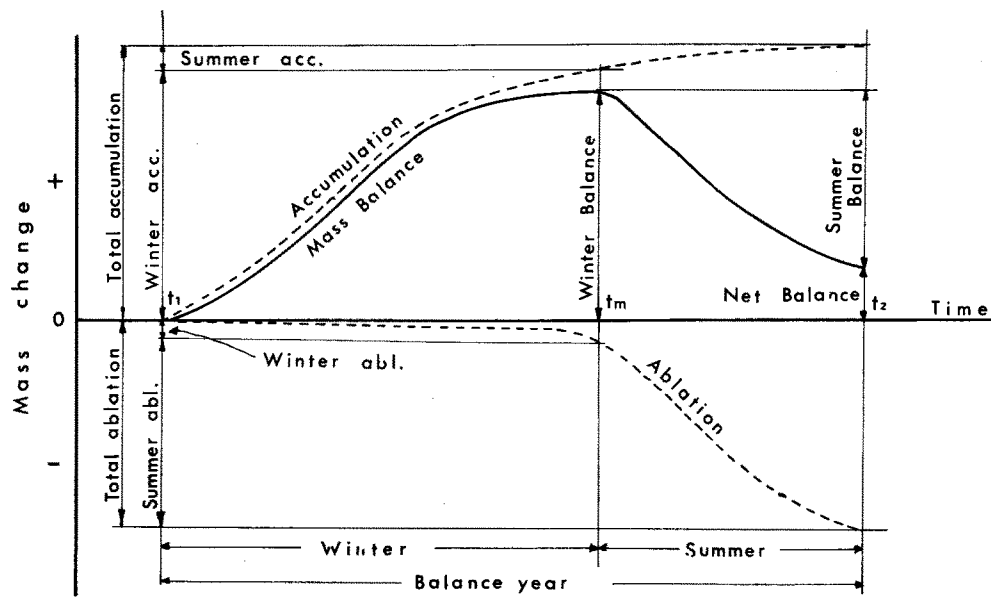


図13 氷河の質量収支の概念と定義 (国際雪氷学会)

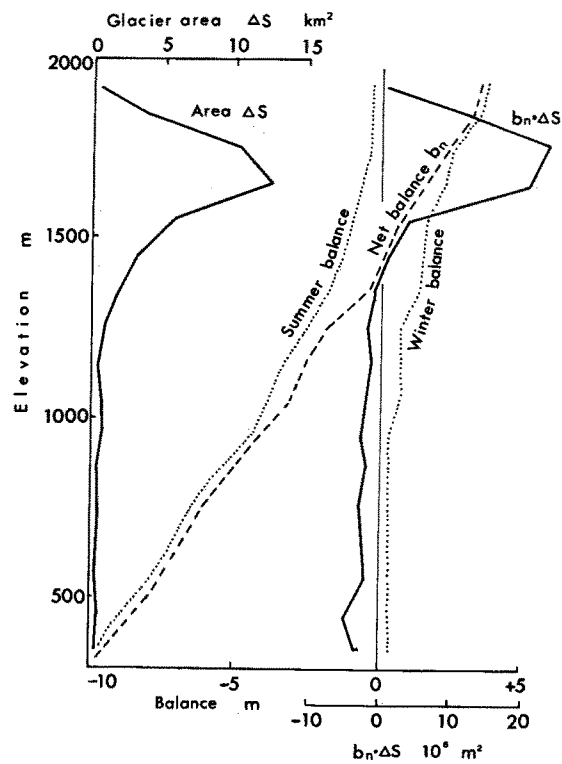


図14 ノールウェー, Nigardsbreen氷河の質量収支の観測例 (文献52)

真の活用などもこれから行なわれるだろう。

- A ところで氷河にはいろいろなタイプがあるが、それぞれの氷河活動の活発さ、不活発さを数値で表現することができるか。

3-5-2 氷河の活動性について

- B この点について上田は氷河の活動性を表現する値として、次のような3つの活動度を提案している。

$$1. \text{変動度} = \frac{\text{年間実質収支}}{\text{氷河の全質量}} = \frac{\text{年間全涵養量} - |\text{年間全消耗量}|}{\text{氷河の全質量}}$$

(Variation Degree : V.D.)

$$2. \text{交換度} = \frac{\text{年間全交換量}}{\text{氷河の全質量}} = \frac{\text{年間全涵養量} + |\text{年間全消耗量}|}{\text{氷河の全質量}}$$

(Exchange Degree : E.D.)

$$3. \text{比活動度} = \frac{\text{変動度}}{\text{交換度}} = \frac{\text{年間実質収支}}{\text{年間全交換量}}$$

(Specific Rigimen Degree : S.R.D)

又、交換度は

$$2-(1) \text{涵養度} = \frac{\text{年間全涵養量}}{\text{氷河の全質量}}$$

(Accumulation Degree : Ac.D)

$$2-(2) \text{消耗度} = \frac{|\text{年間全消耗量}|}{\text{氷河の全質量}}$$

(Ablation Degree : Ab.D.)

とすると、

$$\text{交換度} = \text{涵養度} + \text{消耗度} \quad \text{となる。}$$

- A これらの三要素は、どのような意味をもっているのか。

- B 簡単に説明すると下のようなことがいえる。

1. 変動度 …… +は収支がプラス、-は収支がマイナスでその数値は氷河の単位質量あ

たりの収支の値を示す。

2. 交換度 …… 全部プラス値で、涵養と消耗が大きいほど値は大きくなり、氷河への出入り（交換）の大きさをあらわす。
3. 比活動度 …… -1 から $+1$ の値をとる。 $-$ は収支がマイナス、 $+$ は収支はプラスを示す。収支値が同じ値の氷河でも出入り（交換量）の大きい氷河は小さな値を示す。

A 変動度や交換度は、氷河の全質量で除している理由は何か。

B 圏谷氷河から極地氷床まで氷体の大きさには桁ちがいの差異があるため、収支量や交換量は氷体の大きさに規定されることを考慮したことによる。氷河の全質量を求めることがむずかしい場合には、一般的な形態の氷河に限って、ある設定のもとに氷河面積でおきかえることも可能だろう。また、氷河の全質量の年変化が大きい場合には、収支年のおわりの年間の最小値を用いる。

A ヒマラヤに多くみられるように、Stagnant な部分が多く占める氷河では、氷河の全質量、面積をどう考えるのか。

B Stagnant な部分は氷河の活動に関与していないとみなされるので、除外して考えている。

A 氷河の活動性を、これまでの議論に基づく活動度という Parameterization で考える場合、流動現象をどのように評価するのか。

B 活動度は、直接には氷河の涵養量と消耗量から計算される。しかし、これら気象状態の結果とみなせる量は、また氷河の流動現象を量的に決定づけるものでもある。だから活動度は直接流動の測定することなしに、流動量を推定する方法と考えることもできる。

C いくつかの仮定が必要だが、直接測定できる氷河の平衡線付近での表面流速値を活動度に変換し得る。氷河特性の量的比較法の一つとして興味ある課題である。

3-5-3 活動度の比較

A 多くの氷河について活動度のデータが得られた場合、どのようなことがわかるか。

B 活動度の値は、個々の意味よりも空間的、時間的な違いを比較することに意味がある。
各氷河の気候条件、地形条件の差異が活動度に反映されと考えられるからである。

A 現時点で得られる資料から、氷河による活動度の比較はできるか。

B ヒマラヤ山脈の氷河でこれらの活動度を定める基礎データはほとんどないが、パンジャブ・ヒマラヤの2つの氷河と世界各地の異なった氷河の値については次のようになる。

(図-15)

活動度の決定に用いた資料について

1. Kick (1962)³³⁾ はステレオ写真測量から、以下の氷河の変動を報告している。

① Rakhiot 氷河 (パンジャブ・ヒマラヤ、ナンガ・パルバット山塊北面) 1934~1954 :

氷舌は 450 m 後退し、末端から 1.5 km の長さにわたって氷河表面が沈下し、残りの氷河の全長の 90 % にあたる地域の表面位置はほとんど変化なかった。

② ナンガ・パルバット山塊北東 — 南面の6個の氷河 1934~1958 :

氷河の下部しか再測されていないが、ほとんど変化なかった一例を除いて、いずれも縮小した。南面の Bazhin 氷河では全体の 40 % を占める末端から少なくとも 4 km の所では $0 \sim 0.46 \text{ m/yr}$ 表面位置が沈下し、 2.67 km^2 以上の地域の平均沈下量は 0.23 m/yr であった。

これらは約 20 年間の変動の値なので、少々大ざっぱな年平均の収支を算出してみる。

①' Rakhiot 氷河は、近接した6個の氷河のデータから氷河末端付近 (0.9 km^2) の沈下量を、その末端位置の後退量が大きいのので大きめの値をとり、 0.8 m/year とすると、氷河全体の質量収支は $-58 \times 10^{10} \text{ g/yr}$ となる。

②' Bazhin 氷河の上部は Rakhiot 氷河と同じく変化がないと仮定し、末端部 (末端から 4 km まで。地図では 3.9 km^2 となる。) の沈下量を 0.23 m/yr とすると、収支は $-72 \times 10^{10} \text{ g/yr}$ となる。

(①' と②' の密度は 0.8 g/cm^3 とした。)

2. 氷河の平均の厚さは、南極氷床は Bardim and Suyetova (1967⁵⁾) により、はまぐり雪は最大深から雪溪が三角錐形と仮定して得られた重量を面積で割ったもの樋口²⁷⁾(1970) , 他は Müller (1970⁴⁵⁾) が氷河のタイプ別、大きさ別に推定した平均氷厚を用いた。

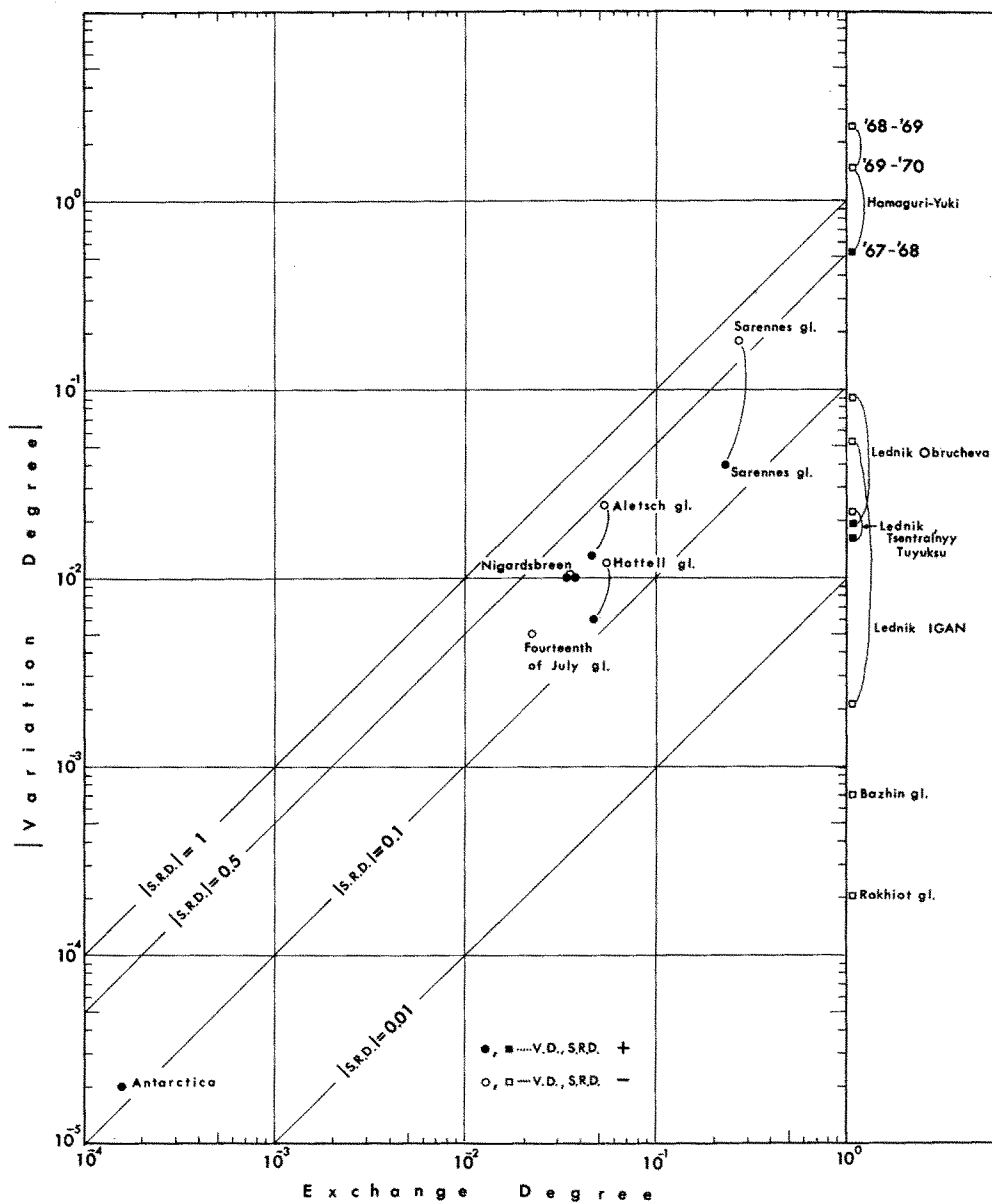


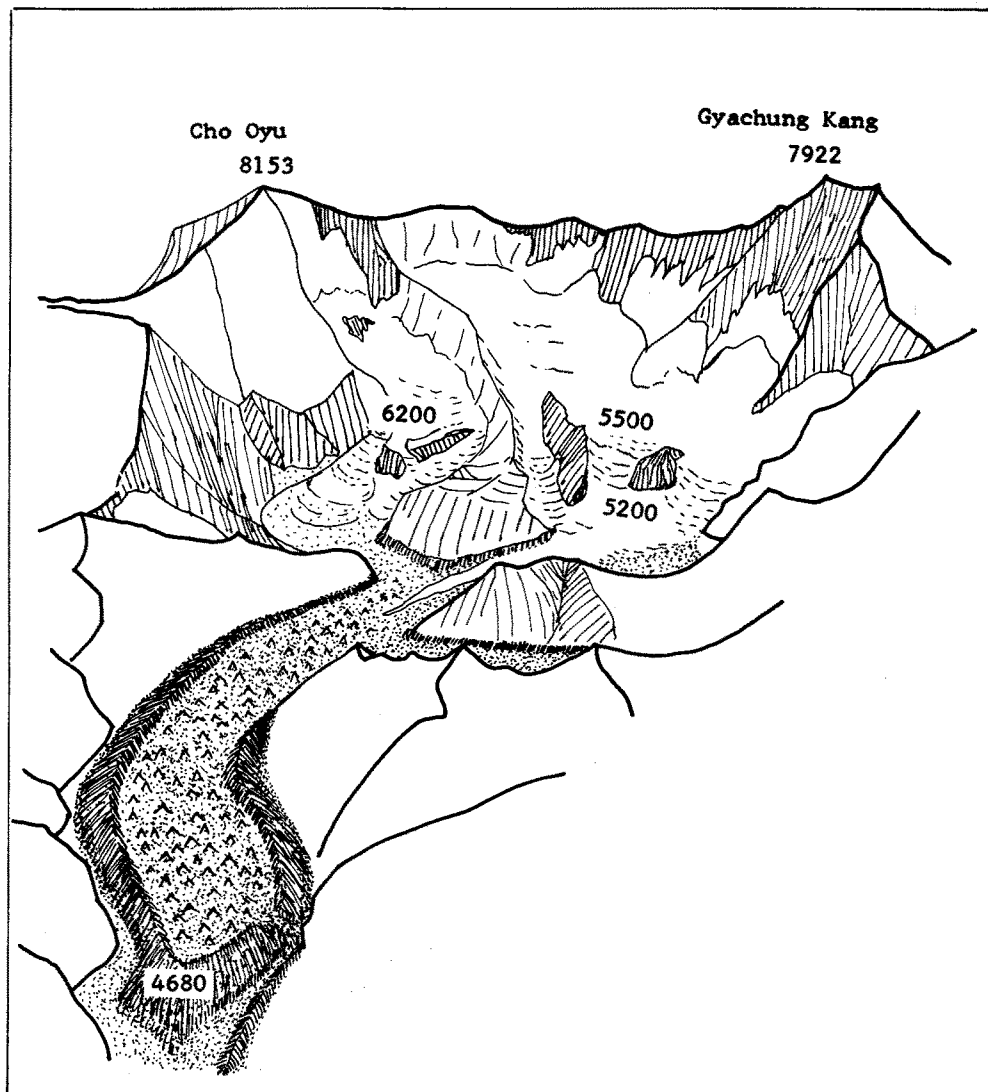
図15

横軸に交換度(E.D.)，縦軸に変動度(V.D.)の絶対値がとってあり，比活動度(S.R.D.)
 $\left(= \frac{V.D.}{E.D.} \right)$ の絶対値が斜線で入れてある。V.D.しか得られないものは，図の右欄に書き入れ
 である。この図から，大体の傾向として変動度と交換度の低い方から高い方へかけて，極地氷
 床—谷氷河—圈谷氷河の順にならぶことがわかる。しかし，ネパール・ヒマラヤの氷河につい
 ては，データがないので図のどこに位置するかは，わからない。また，南極氷床のほかに，交
 換度(E.D.)が大きくて，変動度(|V.D.|)が小さいもの，すなわち比活動度(|S.R.D.|
 が，0に近いものがないが，これもデータ不足によるものと思われる。

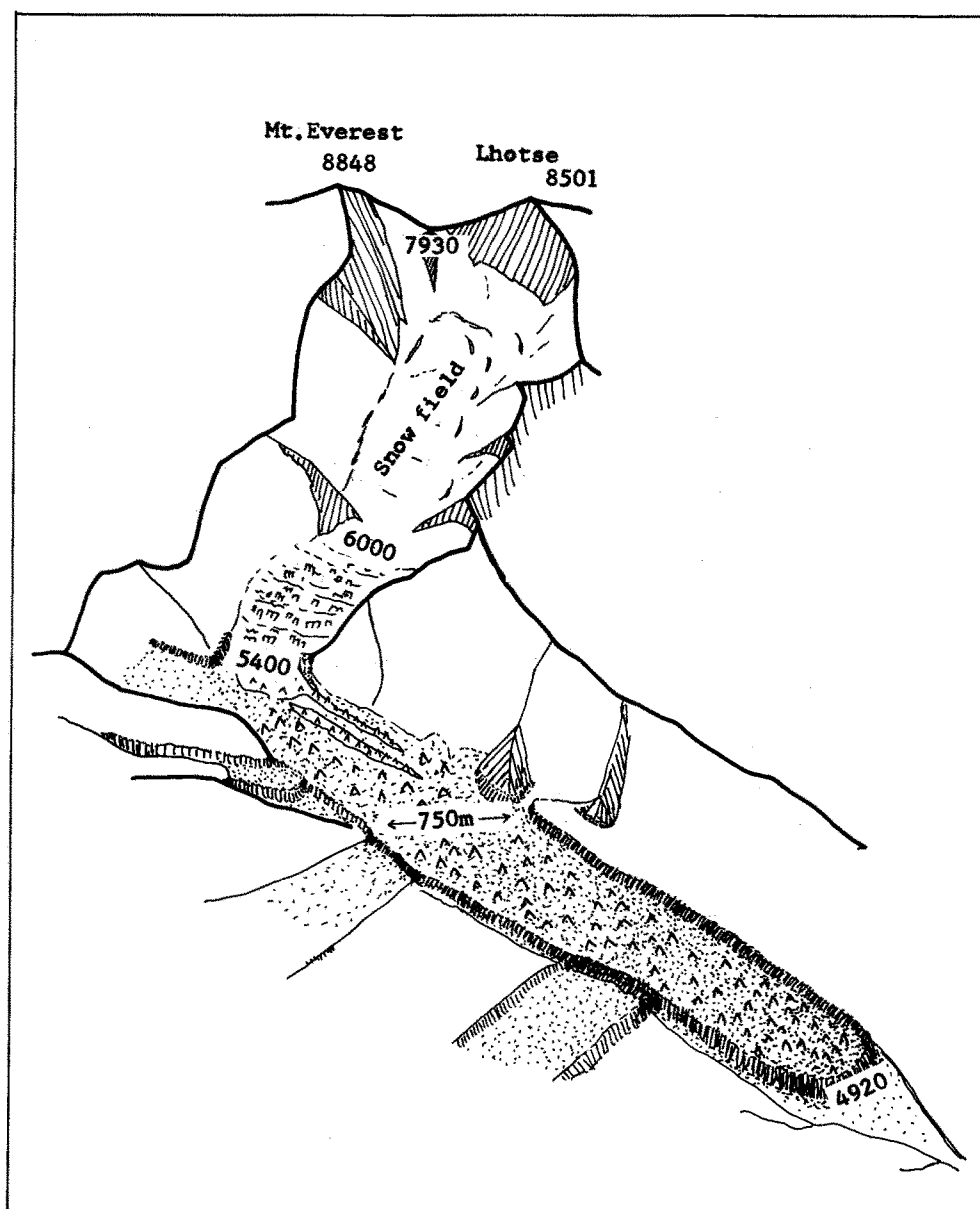
資 料 編

資料-2 ネパール・ヒマラヤの氷河

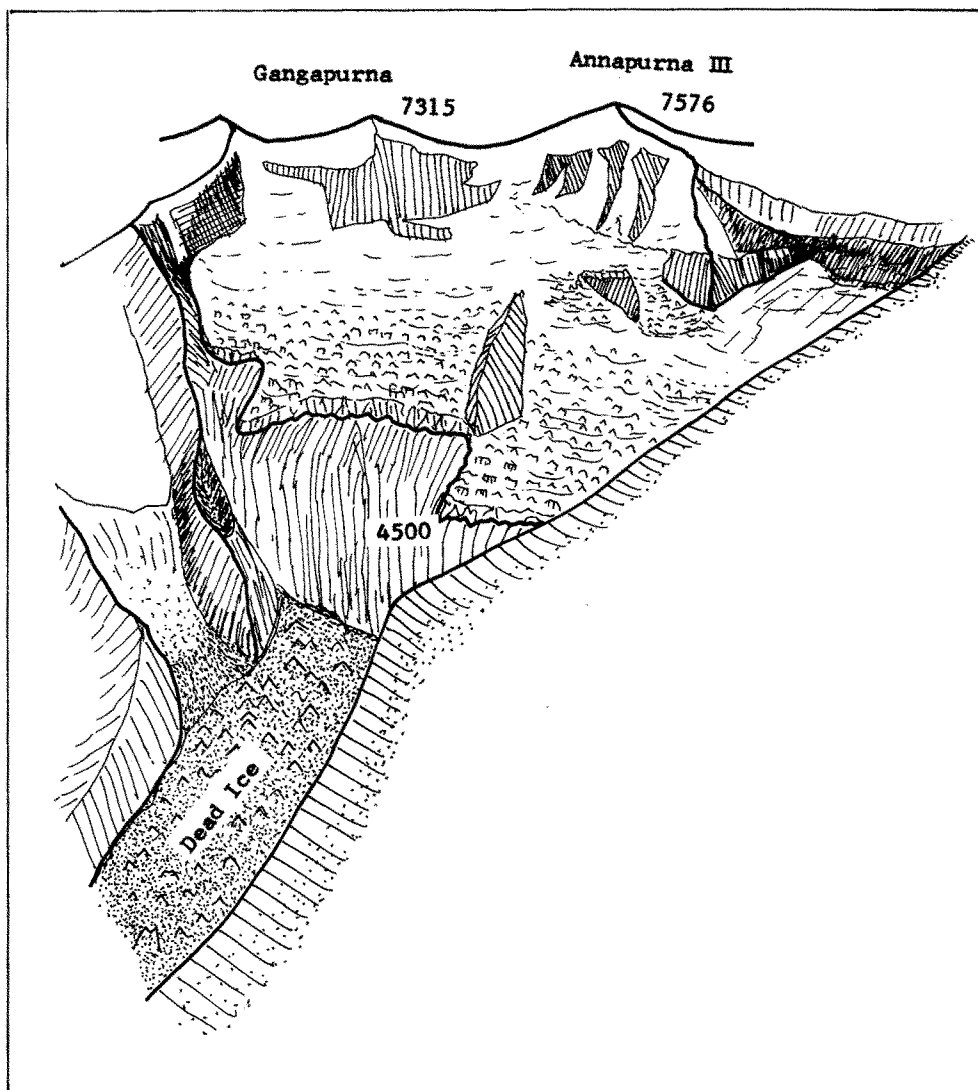
NGOJUMBA GLACIER



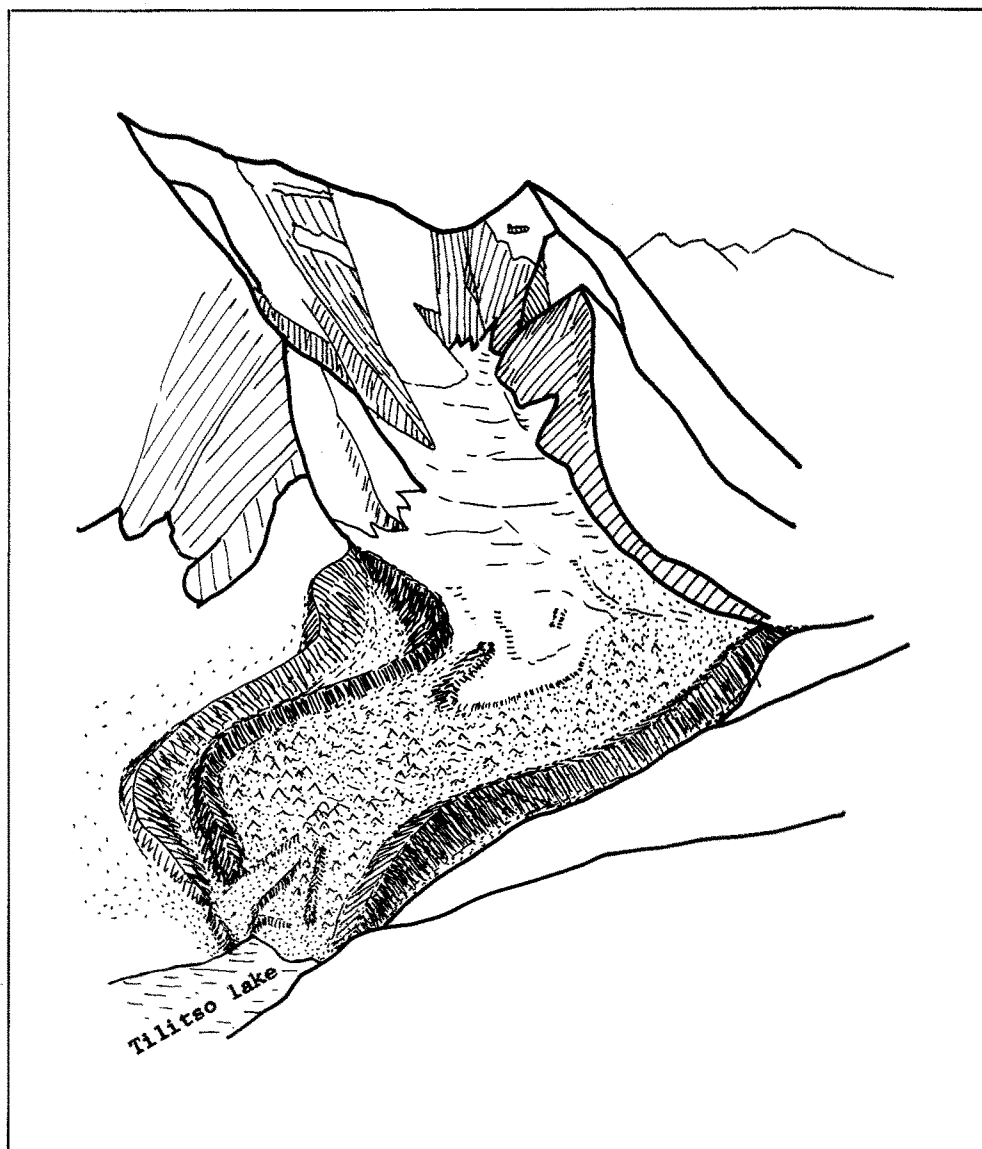
KHUMBU GLACIER



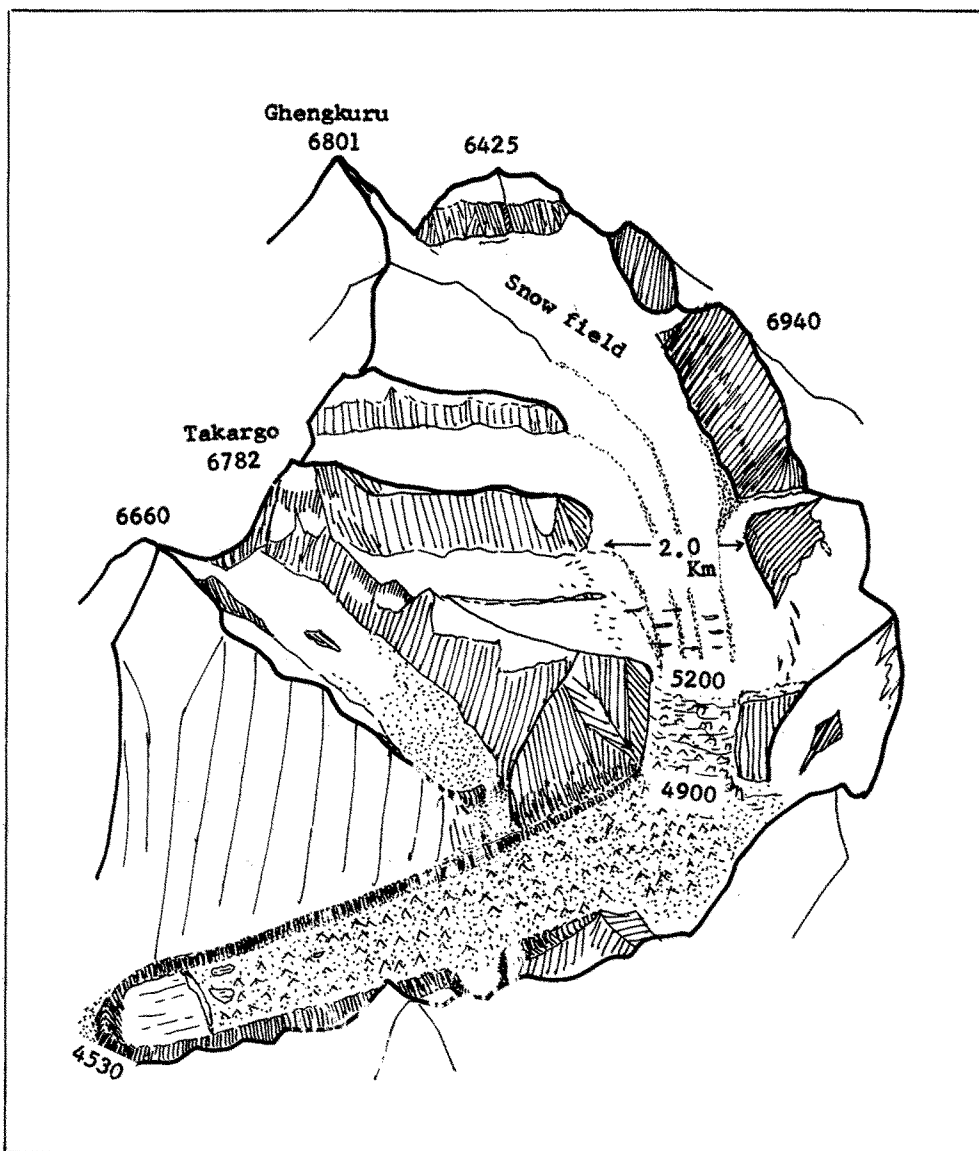
EAST ANNAPURNA GLACIER



TILITSO NORTH GLACIER



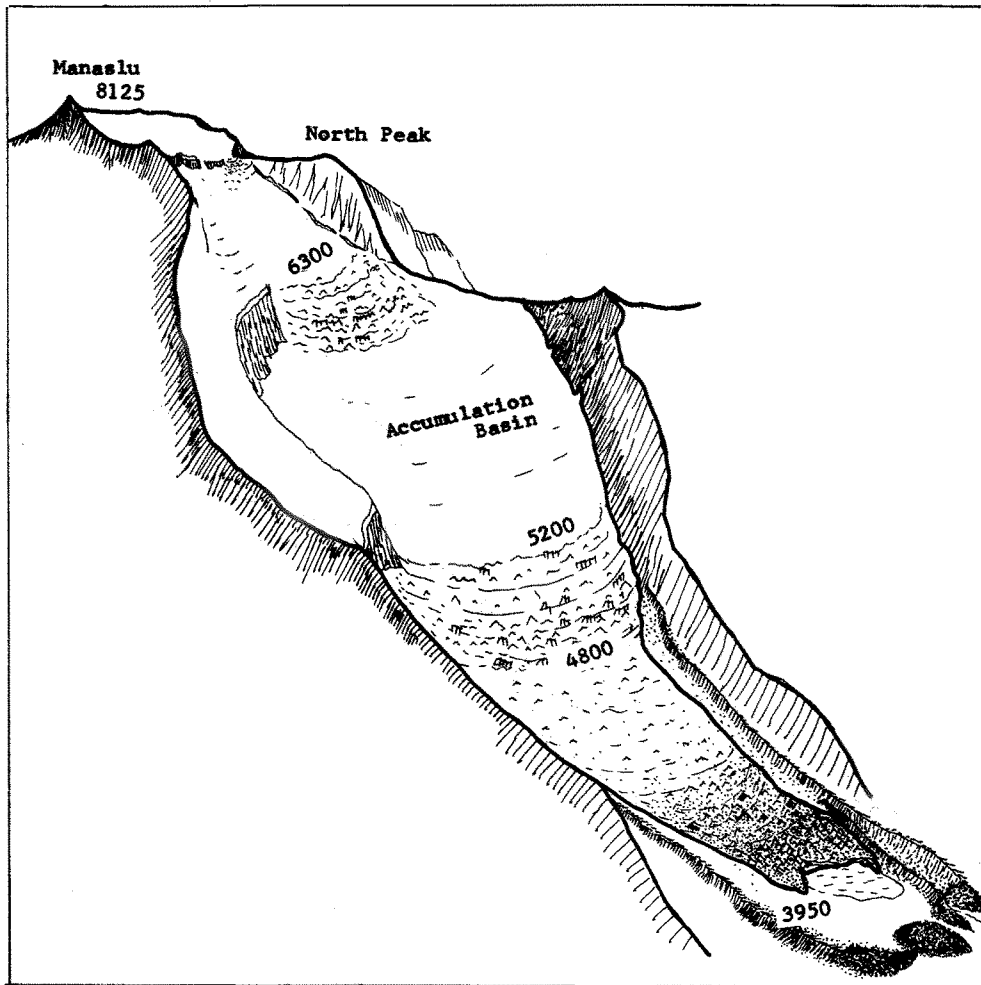
TOLAM BAU GLACIER



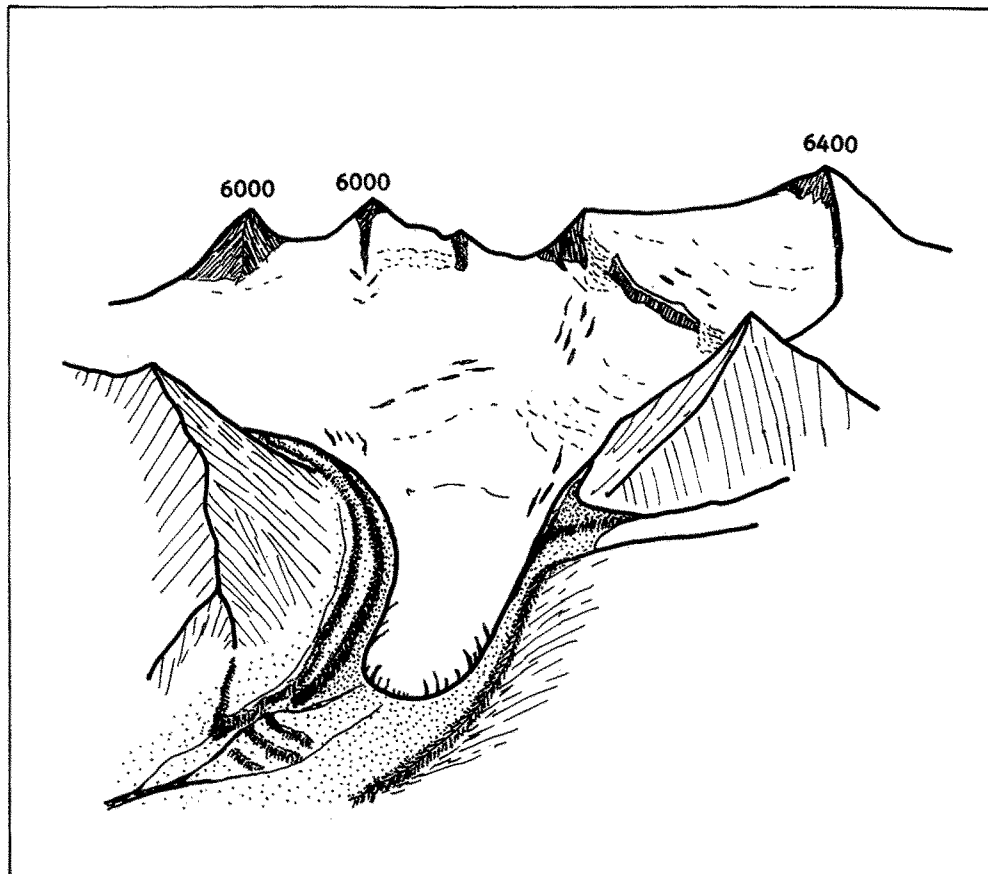
HIMALCHULI SW GLACIER



MANASLU GLACIER



TAKPU GLACIER



資料-3 ネパールヒマラヤにおける日本の氷河学研究

1963	北大西ネパール遠征隊(西ネパール・タクブ氷河の調査)	*1
1964	京大ネパールヒマラヤ遠征隊(南アンナプルナ氷河周辺で氷河調査)	*2
1965	北大中央ネパール調査隊(グスタング氷河の調査)	*3
1967	樋口・松田(京大)カンチェンジュンガ山群・ヤルン氷河で氷河気象学的観測	*4
1967	山田・神谷(北大)クンプ・カリガンダキ上流部付近の雪氷学的観察	*5
1968	上田豊(名大)ロールワリン周辺で氷河調査	*6
1969	奥平文雄(名大)クンプヒマールで氷河調査	
1970	田中碩二(北大)エベレスト・スキー隊(ギャジョ氷河などの調査)	*7
1970	井上治郎(京大)エベレスト・登山隊(クンプヒマールの気象・氷河調査)	*8
1970	五百沢智也,ランタンで氷河調査,ネパール航空写真撮影	*9
1970	森林成生(名大)ランタン,ロールワリン,クンプで氷河調査	
1971	森林成生(名大)ロールワリン,クンプで氷河調査	
1972	五百沢智也,ネパール航空写真撮影	*9
1973	比較氷河研究会,クンプ・ヒマールにおける通年氷河観測の開始	
1967~70	中島暢太郎・樋口明生(京大),渡辺興亜(名大)等は,水文学特定研究「気候変化の水収支に及ぼす影響」研究班内にネパールヒマラヤ研究班を設け,これまでの日本人の手による氷河資料の整理に着手	*10
*1,*3	渡辺・遠藤・石田「ヒマラヤの氷河について」低温科学物理篇第25輯	1967
*1,*3	「中央ネパール」学術報告,酒匂純俊(北海道立地下資源調査所)	1968
*2	樋口明生,他「ネパールヒマラヤ遠征隊報告」京大山岳部報告第13号	1966
*4	中島・樋口「ブレモンズーン期における東部ヒマラヤの氷河上の気象観測について」京大防災研究所年報第11号B	1968
*5	山田知充「ネパールの気候に関する覚え書き」山岳第65年	1970
*6	上田「ヒマラヤの氷河雑記」ブータンヒマラヤ遠征隊報告,京大山岳部報告15号	1970
*7	Tanaka「On Preferred Orientation of Glacier and Experimentally Deformed Ice」北大・地質・修士論文(地質学雑誌・印刷中)	1971
*8	井上「ヒマラヤ高山地域の気候」1970年エベレスト登山隊報告書(),日本山岳会	1972
*9	五百沢「八千メートル峰へのパスポート」「The Sky View Sketch Over Nepal Himalayas」岳入連載	1971
*10	1,氷河調査票 2,ヒマラヤ地域氷河調査のための指針「氷河について」	1969
	3,「気候変化と氷河-ヒマラヤの氷河について」水文学特定研究-「気候変化の水収支に及ぼす影響」研究業績報告no.2	1970
	いずれも代表者,中島暢太郎(京大防災研)	

ネパール・ヒマラヤの80の代表氷河

<u>KANGCHENJUNGA REGION</u>	位置コード	位	置
1. KANGCHENJUNGA GL	78A01	28°N	88°E
2. YALUNG GL	78A02	27°45' N	88°E
3. LHORAK GL	78A01	28°N	88°E
4. RANTANG GL	78A02	27°45' N	88°E
5. JANNU GL	78A02	29°45' N	88°E
6. YAMATARI GL	78A02	27°45' N	88°E
7. NUPCHU SE GL	72M13	28°N	87°45' E
8. SHARPU GL	72M14	27°45' N	87°45' E
9. PANDRA GL	72M13	28°N	87°45' E
10. Small Scale Glaciers of East Side of Nup (Yangma Khola)	72M13	28°N	87°45' E
11. Small Scale Glaciers of Lumbasamba Himal	72M13	28°N	87°30' E
<u>EVEREST REGION</u>			
12. KANGSHUNG GL	72M01	28°N	87°E
13. BARUNG GL	72M01	28°N	87°E
14. LOWER BARUN GL	72M01	28°N	87°E
15. ISWA GL	72M01	28°N	87°E
16. RONGBUK GL	71L16	28°15' N	86°45' E
17. KHUMBU GL	72I13	28°N	86°45' E
18. LHOTSE GL	72I13	28°N	86°45' E
19. IMJA GL	72I13	28°N	86°45' E
20. HONGU GL	72I13	28°N	86°45' E
21. HINBU NUP GL	72I13	28°N	86°30' E
22. NGOJUMBA GL	71L12	28°15' N	86°30' E
23. LUNAK GL	71L12	28°15' N	86°30' E
24. SUMNA GL	71L12	28°15' N	86°30' E
25. TOLAMBAU GL	72I09	28°N	86°30' E
26. MENLUNG GL	72I05	28°N	86°15' E
27. RIPIMU GL	72I09	28°N	86°30' E
28.			
<u>LANGTANG HIMAL REGION</u>			
28. NYANAM GL	71H15	28°30' N	85°45' E
29. PHURBI CHACHU GL	71H16	28°15' N	85°45' E
30. DORJE LAKPA GL	71H16	28°15' N	85°45' E
31. LALAGA GL	71H11	28°30' N	85°30' E
32. PHURAPHU GL	71H11	28°30' N	85°30' E

33. LANGTANG GL	71H11	28° 30' N	85° 30' E
34. TRUPAIKU GL	71H12	28° 15' N	85° 45' E
35. SHALBACHUM GL	71H12	28° 15' N	85° 30' E
36. LIRUNG GL	71H12	28° 15' N	85° 30' E
37. SANGJING GL	71H03	28° 30' N	85° E
38. TOROGOMPA GL	71H03	28° 30' N	85° E

MANASLU REGION & ANNAPURNA REGION

39. MANASLU GL	71D10	28° 45' N	84° 30' E
40. PUNGEN GL	71D10	28° 45' N	84° 30' E
41. LIDANDA GL	71D11	28° 30' N	84° 30' E
42. CHHULING GL	71D11	28° 30' N	84° 30' E
43. TULANGI GL	71D10	28° 45' N	84° 30' E
44. HIMALCHURI SW GL	71D11	28° 30' N	84° 30' E
45. LARKYA GL	71D10	28° 45' N	84° 30' E
46. HIMURUN HIMAL LEFT GL	71D06	28° 45' N	84° 15' E
47. HIMURUN HIMAL RIGHT GL	71D06	28° 45' N	84° 15' E
48. ANNAPURNA II NORTH SIDE GL	71D02	28° 45' N	84° E
49. SABZI CHU GL	71D02	28° 45' N	84° E
50. GANGAPURNA NORTH SIDE GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
51. GLACIER DOME NORTH SIDE GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
52. TILITSO LAKE SOUTH GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
53. MUKUTINATH HIMAL SOUTH SIDE GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
54. SOUTH ANNAPURNA GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
55. WEST ANNAPURNA GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E
56. EAST ANNAPURNA GL	62P14	28° 45' N	83° 45' E

DHAULAGIRI REGION

57. MAYANDI GL	62P10	28° 45' N	83° 30' E
58. HONGDE E GL	62P09	29° N	83° 30' E
59. MU LA NORTH SIDE GL	62P05	29° N	83° 15' E
60. EAST CHUREN GL	62P05	29° N	83° 15' E
61. DHAURAGIRI II SOUTH SIDE GL	62P06	28° 45' N	83° 15' E
62. GUSTANG GL	62P02	28° 45' N	83° E
63. CHUREN KHOLA GL	62P06	28° 45' N	83° 15' E

KANJIROBA REGION

64. KAGMARA INORTH SIDE GL	62K16	29° 15' N	82° 45' E
65. LHA SHAMMA SOUTH SIDE GL	62K16	29° 15' N	82° 45' E
66. EAST GL. OF KANJIROBA HIGHEST PEAK	62K11	29° 30' N	82° 45' E
67. SOUTH GL. OF KANJIROBA HIGHEST PEAK	62K11	29° 15' N	82° 45' E
68. SOUTH GL. OF HEAD OF JAGDULA KHOLA	62K11	29° 30' N	82° 30' E
69. MILCHBERG SW GL.	62K11	29° 15' N	82° 30' E
70. BIZALA HIUNCHULI WEST SIDE GL.	62K12	29° 15' N	82° 30' E
71. NORTH GL. OF HEAD OF JADGULA KHOLA	62K11	29° 30' N	82° 30' E

NAMPA SAIPAL GURLA MANDHATA REGION

72. GURLA MANDHATA GL	62F07	30° 15' N	81° 15' E
73. TAKPU GL	62F07	30° 30' N	81° 15' E
74. NORTH SAIPAL GL	62G09	30° N	81° 30' E
75. SAIPAL GL	62G05	30° N	81° 15' E
76. GHAT GL	62G09	30° N	81° 30' E
77. API GL	62B16	30° 15' N	80° 45' E
78. NAMPA GL	62B16	30° 15' N	80° 45' E
79. API SOUTH SIDE GL	62C13	30° N	80° 45' E
80. NAMPA SOUTH SIDE GL	62C13	30° N	80° 45' E

_____ 地域 _____ 氷河 氷河番号 _____
記載資料番号 _____

1. 冰河平面形

1.1 全体の形

- 3.1
- 3.2

- 4.1
- 4.2
- 4.3
 - 5.1
 - 5.2
 - 5.3
 - 5.4

6.1-7.1

- 1.2 函養域の特徴
 - 1.2.1 単細函養域
 - 1.2.2 複合函養域
 - 1.3.1 自然末端
 - 1.3.2 強制末端

- 79 -

			記載資料番号 _____
	2.6 函養境界高度	2.6.0	不 明
		2.6.1	ヒマラヤ・ヒダの高度 2.6.1.1 平均下限高度 2.6.6.1.2 平均上限高度
		2.6.2	平均岩壁末端高度 _____
		2.6.3	平均稜線高度 _____
		2.6.4	最高稜線高度 _____
3. 長 さ	3.1 氷河全体の長さ	3.1.0	不 明
	3.2 消耗域の長さ _____	3.2.0	不 明
		3.2.1	消耗域中流の幅 _____
		3.2.2	末端附近の幅 _____
		3.2.3	アイスフ ォール下の幅 _____
	3.3 函養域の長さ	3.3.0	不 明
	* 上限は堆積盆の高度 _____	3.3.1	堆積盆の幅 _____ (平均)
		3.3.2	アイスフ ォール上の幅 _____
4. 方位傾斜	4.1 氷河全体の方位の特徴	4.1.0	不 明
		4.1.1	直線型
		4.1.2	屈曲型
	4.2 氷河の方位	4.2.1	直線型の場合の方位 _____
	* 360°方位で示す	4.2.2	屈曲型の場合の 上部の方位 _____ 下部の方位 _____
		4.2.3	屈曲点高度
	4.3 流域境界方位	4.3.1	直線稜線の場合 直線の方位 _____
		4.3.2	内院型稜線の場合 開いた口の方位 _____
	4.4 氷河の傾斜	4.4.0	不 明
		4.4.1	氷河全体の平均傾斜 _____
		4.4.2	氷舌部の平均傾斜 _____
		4.4.3	アイスフ ォールの平均傾斜 _____
		4.4.4	堆積盆の平均傾斜 上位堆積盆 _____ 下位堆積盆 _____
		4.4.5	上・下位の間のアイスフ ォールの 平均傾斜 _____

		記載資料番号 _____	
5. 消耗域の形態	5.1 消耗域表面の状態	5.1.0	不 明
		5.1.1	モレーンで覆れていない
		5.1.2	モレーンで覆れている
		5.1.2.1	氷河上に池あり
		5.1.2.2	氷河上に池なし
		5.1.2.3	氷河上にアイスピナクルあり
		5.1.2.4	アイスピナクルのはじまる高度
		5.1.2.5	アイスピナクルのなくなる高度 _____
		5.1.2.6	アイスピナクルが存在する長さ _____
		5.1.2.7	アイスピナクルの最大の高さ _____
			平均の高さ _____
		5.1.3	表面モレーンがあらわれる高度 _____
		5.1.4	モレーンの平均の厚さ _____
	5.2 側堆石の状態	5.2.0	不 明
	_____	5.2.1	側堆石が出現する高度（はじまり）
		5.2.1.1	出現する地点での氷河表面との比高 _____
		5.2.1.2	末端附近の側堆石と氷河表面の比高 _____
		5.2.1.3	上記中間点の比高 _____
		5.2.2	氷河末端より下流で側堆石があらわれる高度
		5.2.2.0	不 明
		5.2.2.1	現河床からの比高
		5.2.3	側堆石の長さ
		5.2.4	側堆石が2段以上よりなる場合
		5.2.4.1	現氷河末端附近での1段目と2段目の比高 _____
		5.2.4.2	現氷河末端より下流で側堆石があらわれる地点の1段目と2段目の比高
		5.2.4.3	側堆石が2段以上ある場合
			→別紙
	記載日	年	月
	記載者		日

資料-5 ヒマラヤ山脈の氷河に関する文献

1. 上田 稔 (1970); ヒマラヤの氷河雑記, 1967年度京都大学ブータンヒマラヤ遠征隊報告 京都大学山岳部一報告15号-P 33 ~ 37
2. Ahlmann, H.W. (1948): Glaciological Research on the North Atlantic Coast, R.G.S. Research Series No.1
3. Ahmad, N., and H.R. Saxena (1963): Glaciations of Pindar River Valley, Souther Himalayas, J. Glac. Vol.4, No.34, P.471-476
4. Ahmad, N. (1962): Milam Glacier, Kumaum Himalayas. Variations of the Regime of Existing Glaciers, Symposium of Obergurgl, I.A.S.H? Pub. No.58, p.230-233
5. Bardim and Suyetova(1967); Basic Morphometric Characteristics for Antarotica and Budget of the Antarctic Ice Cover, Proceedings of the Symposium on Pacific Antarctic Sciences.
6. Benson, C. (1962); Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Steet. Reserch Report 70, C.R.R.E.I..
7. Bishop, B.C. et al. (1966); Solar Radiation Measurements in the High Himalayas (Everest region), J. Appl. Meteor., Vol. 5. p.94-104
8. Bose, R.N., N.P. Dutta and S.M. Lahiri (1971); Refraction Seismic Investigation at Zemu Glacier, Sikkim, J. Glac. Vol. 10, No.58. p.113-119
9. Caputo, M.(1964); IV Glaciology, Italian Expeditions to the Karakorum (K2) and Hindu Kush, Scientific Reports II Geophysics, volume 1, Geophysics of the Karakorum by A.Marussi, E.J. Brill-Leiden, p.147-162
10. Desio, A.(1954); An Exceptional Glacier Advance in the Karakorum-Ladakh Region, J.Glac. Vol. 2, No.16, P.383-385
11. Desio, A., A. Marussi and M. Caputo (1961); Glaciological Research of Italian Karakorum Expedition 1953-1955, General Assembly of Helsinki 1960, IASH. Pub. No.54, p.224-232
12. Dhir, R.D. (1951); The Feasibility of Snow Survey in the Himalayas, Assemblée Generale de Bruxelles. 1951, Tome1, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique Pub. No. 32, p.305-314
13. Dutt, G.N. (1961); The Bara Shigri Glacier, Kangra District East Punjab, India, J. Glac. Vol.3, No.30, p.1007-1015
14. Dyhrenfurth, G.C. (1971); The Origin of Flutings, Alpinismus Sep.
15. Fisher, J.E. (1950); Ice Pyramids on Glaciers, J.Glac. Vol. 1. No.7, p.373-377.
16. Flint, R.F. (1957); Glacial and Quaternary Geology, John Wiley and Sons, Inc.
17. Freshfield, D. (1889); Round Kangchenjunga. Translated by Yakushi, Akane Shobo, 1968
18. Gansser, A. (1970); LUNANA; The Peaks, Glaciers and Lakes of Northern Bhutan, The Mountain World 1968/69 Swiss-Foundation for Alpine Research p.117-131
19. Geological Survey of India (1907); A Preliminary Survey of Certain Glaciers in the North-West Himalaya, Records of the Geological Survey of India, Vol.35, pt.3, p.123-137, pt.4, p.139-157

20. Geordio, V.A., A.B. Kazanski, V.N., Kolesnikova, B.K. Nozdruhine and M.A. Petrossiants (1961); The Fedtchenko Glacier and Climate, General Assembly of Helsinki: 1960, I.A.S.H. Pub. No. 54, p.440-448
21. Godbole, R.V. and R.R. Kelkar (1969); Radiation over the Himalayas, Japan Meteorological Agency Tech. Report No. 67.
22. Godbole, R.V. and Bh. V. Ramana Murty (1970); The Indian Summer Monsoon, J. Meteor. Society of Japan Ser. II Vol. 48. No. 4, p.360-368
23. Grant, I.H. and L.K. Mason (1940); The Upper Shyok Glaciers in 1939, Himalayan J., 12, p.52-63
24. Hagen, T.(1963); Mount Everest, Oxford University Press.
25. Heim, et al. (1939); Central Himalaya, Geological Observations of Swiss Expedition 1936, Men. Soc. Helv. Sci. Nat., 73 (1), 1-245
26. Hewitt, K. (1969); Glacier Surges in the Karakorum Himalaya, Canadian J. Earth Science, Vol. 6, p.1009-1018
27. 樋口敬二ら (1970); 劔沢における多年性雪溪の研究(1), 雪氷, Vol 32, No.6 p.1-18
28. 比較氷河研究会 (1972); ネパール・ヒマラヤの氷河について, 第1回ネパール研究学会, p.7 ~ 25, 日本ネパール協会
29. Indian Meteorological Department (1948); Observations of Himalayan Snowfall and Snowcover made by the Indian Meteorological Department, Assemblée Générale d'Oslo 19-28 août 1948 JOME II Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Louvain, p.109-114
30. 井上治郎 (1972); ヒマラヤ高山地域の気候, 1970年エベレスト登山隊報告書, 第1部学術報告, 社団法人日本山岳会刊, p.133 - 140
31. 井上治郎 (1972); 高山における雪面上の熱収支, 京都大学理学研究科大学院, 地球物理学科修士論文,
32. Jangpangi, B.S. and C.P. Vohra (1962); The Shunkalpa (Ralam) Glacier in Central Himalaya, Variations of the Regime of Existing Glaciers, Symposium of Obergurgl, I.A.S.H. Pub. N. 58 p.234-238.
33. Kick, W. (1962); Variations of Some Central Asiatic Glaciers, Variations of the Regime of Existing Glaciers, Symposium of Obergurgl, I.A.S.H. Pub. No. 58. p.223-229
34. 木崎甲子郎 (1964), 構造氷河学の方法 地質学雑誌, Vol. 70, No.823

35. Kraus.H. (1966 a); Freie und Bedeckte Ablation, Khumbu Himal, Band 1, Lietg 3, Forschungsunternehmens Nepal Himalaya, Munchen p.203-235
36. Kraus, H. (1966 b); Das Klima von Nepal Khumbu Himal, Band 1, Lietg 4, Forschungsunternehmens Nepal Himalaya, München, p.301-321
37. Kurien, T.K. and M.M. Munshi (1962); Sonapani Glacier of Lahaul, Punjab, Variations of the Regime of Existing Glaciers, Symposium Obergurgl, I.A.S.H. Pub. No. 58, p.239-244
38. Miller, M.M. (1966); Glacio-Meteorology on Mt. Everest in 1963: The Khumbu Glacier of Chomolongma in north-eastern Nepal, Himalayan J. Vol. 27, p.164-177 (reprinted from Weatherwise, Vol. 17, No. 4, Aug. 1964)
39. Miller, M.M., J. S. Leventhal and W.D. Libby (1965); Tritium in Mount Everest Ice-Annual Glacier Accumulation and Climatology at Great Equatorial Altitudes. J. Geophys. Research Aug. 15, Vol.70, No.16 p.3885-3888
40. Mintz.Y (1964); Very Long-Term Global Integration of the Primitive Equations of Atmospheric Motion: An Experiment in Climate Simulation, Meteorological Monographs Vol. 8, No.30
41. 森林成生 (1973) ; ネパール・ヒマラヤの氷河の特性と最近の変動, 未発表

42. Müller, F (1958); Eight Months of Glacier and Soil Research in the Everest Region. The mountain world 1958/59, Swiss-Foundation for Alpine Research, George Allen & Unwin Ltd. London p.191-208
43. Müller,F. (1962); Zonation in the Accumulation Area of the Glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada, J.Glac., Vol.4, p.302-311.
44. Müller,F. (1968); Medium-Term Fluctuations of the Surface Movement of the Khumbu Glacier, Mount Everest Region, Schweizerische Bauzeitung, vol. 31, No. 1, p.1-4
45. Müller,F. (1970); A Pilot Study for an Inventory of the Glaciers in the Eastern Himalayas, Perennial ice and snow masses, UNESCO I.A.S.H
46. 長田正行 (1972) ; エベレスト峰の気象 ; 1970年エベレスト登山隊報告書, 第1部学術報告, 社団法人日本山岳会刊, p.99 - 132
47. 中島暢太郎, 樋口明生 (1968) ; プレモンスーン期における東部ヒマラヤの氷河上の気象観測について, 京都大学防災研究所年報第11号 B p.1-17
48. 中島暢太郎ら (1969) ; 氷河について, 文部省特定研究報告書

49. 中島暢太郎・樋口明生・渡辺興亜(1970); ヒマラヤの水河について, 気候変化の水収支に及ぼす影響, 研究業績報告No. 2. p. 83-89
50. Nye, J.F.(1959); The Motion of Ice Sheets and Glaciers, J. Glac. Vol.3, No.26.
51. 大井正一(1958); マナスルの気象, マナスル1954~6, 毎日新聞社刊, p. 278-304
52. Paterson, W.S.B. (1969); The Physics of Glaciers, Pergamon Press.
53. Pillewizer, W. (1958); Neue Erkenntnisse über die Blockbewegung der Gletscher, General Assembly of Toronto, 1957. Vol. IV, I.A.S.H. I.A.S.H. Pub ms. 46. p.429-436
54. Rigsby G.P. (1951); Crystal Fabric Studies on Emmons Glacier Mount Rainier, Washington J. Geol, 59, p.590-598
55. Saxena, H.B. (1964); The Glacial Lakes of Kumaon, India, J. Glac. Vol.5, No.38. p.245-247
56. Shumskii, P.A. (1964); Principles of Structural Glaciology, Translated by D.Kraus, Dover Publications, Inc., New York.
57. 篠田軍治(1962); P 29 西面, 大阪大学山岳会, p.96-102
58. Swithinbank, C. (1950); The Origin of Dirt Cones on Glaciers, J. Glac. Vol.1 No.8, p.461-465
59. Tanaka, H. (1971); On Preferred Orientation of Glacier and Experimentally Deformed Ice, 北大大学院理学研究科修士論文
60. Tanaka, H. (1972); On Preferred Orientation of Glacier and Experimentally Deformed Ice. Jour. Geol. Society of Japan. Vol.78, No.12, p.659-675
61. Tewari, A.P., and B.S. Jagpangi (1962); The Retreat of the Snout of Pindari Glacier, Variations of the Regime of Existing Glaciers, Symposium of Obergurgl, I.A.S.H. Pub. No.58, p.245-248
62. Tronov, M.V. (1962); On the Role of Summer Snowfall in the Fluctuation of Glaciers, Symposium Obergurgl, I.A.S.H. Pub. No. 58, p.262-269
63. Wadia, D.N. (1965); The Himalaya Mountains, their age, origin and subcrustal relations. Himalayan J., Vol.26, p.20-37
64. 若浜五郎(1970); 冬期におけるメンデンホール氷河調査, 低温科学物理篇, 第28輯, p.105-111
65. 渡辺興亜ら(1967); ヒマラヤの水河について I, 低温科学物理篇, 第25輯 p.197-217
66. 渡辺興亜ら(1968); グスタング氷河への旅・中央ネパール1965. 中央ネパールヒマラヤ地質氷河調査隊報告 p. 16-30
67. 渡辺興亜(1973); 東南極大陸, みずほ高原の積雪層位学的研究(未発表)

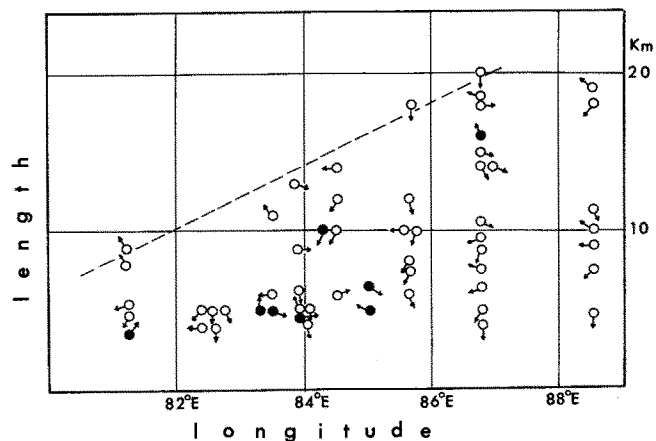
資料 - 6 代表氷河について

ネパール・ヒマラヤには多数の氷河が存在するが、地形図が完備されていないため（非公開の地形図があるといわれている）氷河の位置が不明確なものや、他の氷河との相対的な関係が明らかでないもの、一つの氷河が二つ以上の名前ではばれているものなどがある。1969年の時点で次のような条件をもつ氷河を代表氷河（Representative glacier—標準氷河を改変）として設定し、これらの氷河に対して集中的に資料を収集し、調査の依頼を行ってきた。

1. 氷河の存在がいくつかの調査隊、または登山隊によって確認されていること。
2. 概略的な地形図または氷河の全景、あるいはその一部の写真がすでに得られていること。
3. その氷河が存在する地域の、全体または特定の氷河群の特性（規模・形態・涵養の機構・消耗域の形態など）を代表するものであること。
4. 将来、調査の実施が可能であること。

これらの氷河については現在、多数の資料が集められ解析が進められている地球資源衛星や航空機からの写真によって他の氷河との相対的關係や全体の形、それと地形との関係などが明らかになってきた。特に地球資源衛星からの写真は氷河の位置の確定に役立っている。これらの成果の一部を資料-2に示した。

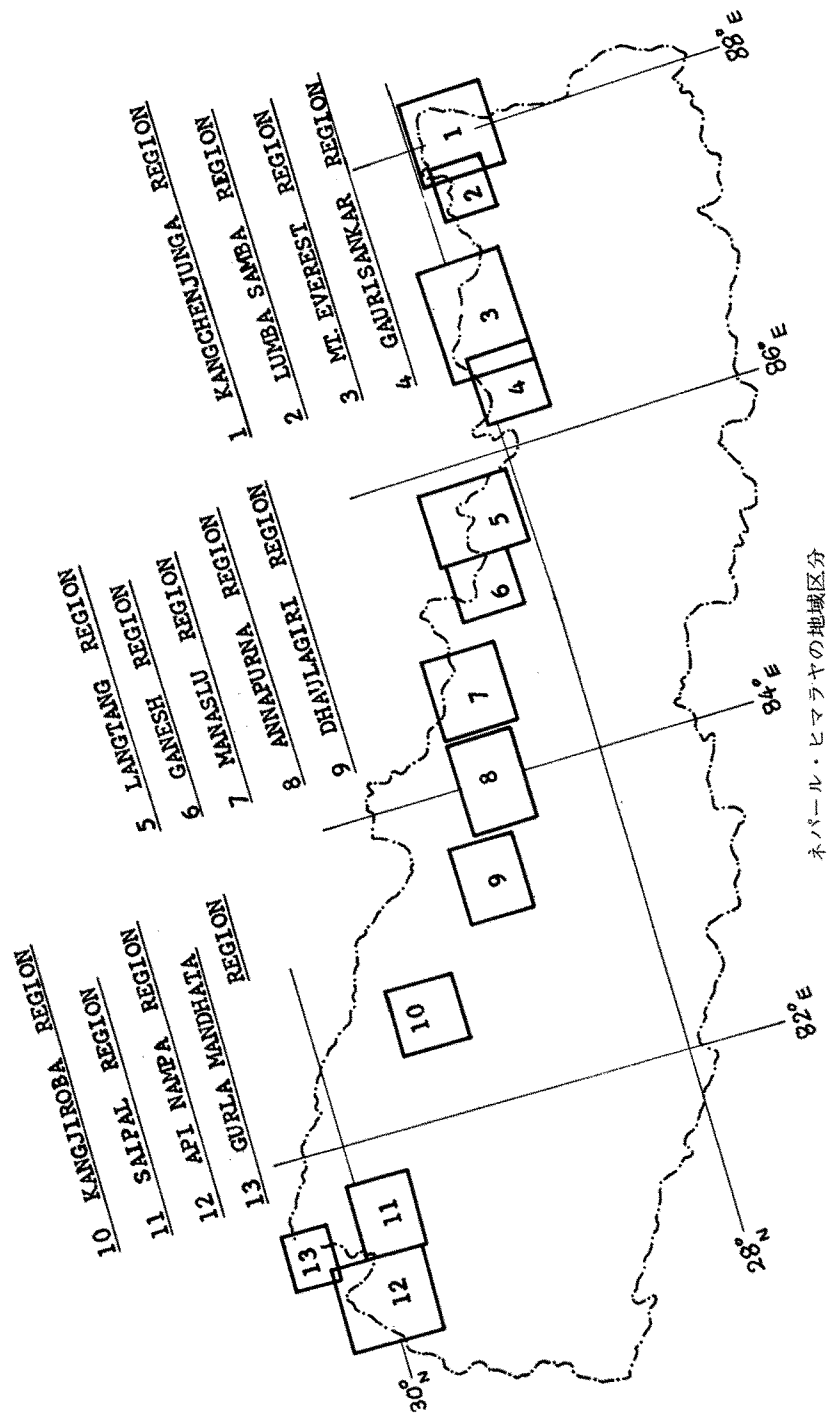
これらの資料から得られたネパール・ヒマラヤの氷河の一般的な傾向を示す一つの例として、氷河の長さ（水平面投影）と氷河のむきのネパール・ヒマラヤ内の東-西分布を下図に示す。



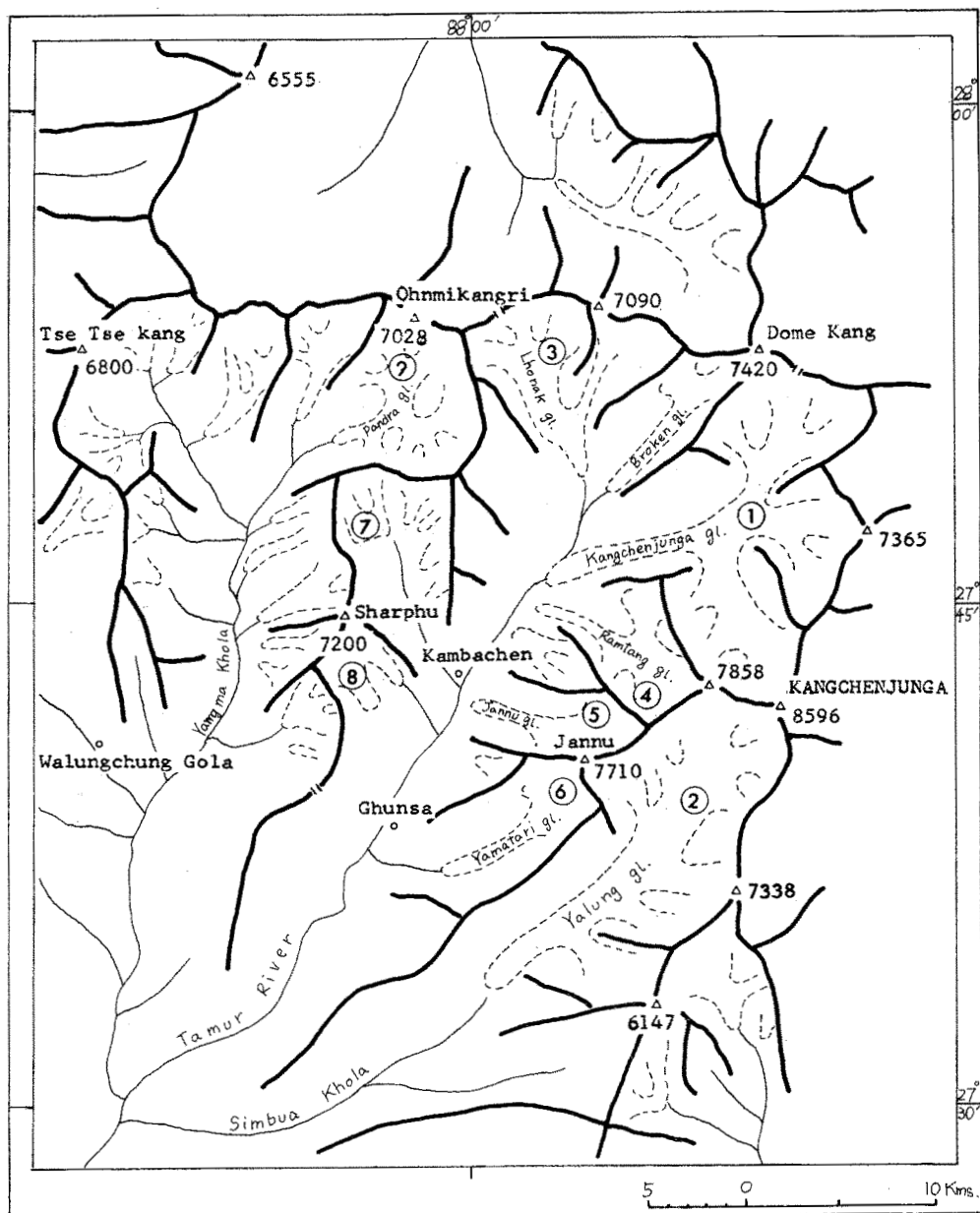
図中黒丸はチベット型氷河を白丸はネパール型氷河を示す。氷河の規模は西へいく程小さくなる傾向にある。

80の代表氷河のリストを表にした。これらの氷河の位置は、資料-7に代表氷河番号で示されている。1969年の時点では72の氷河を代表氷河に選定したがその後Kangjiroba Regionの氷河資料が集まってきたので8氷河を追加した。しかし位置関係についてはいくらか疑問が残っているため、それらの位置は資料-7に示されていない。

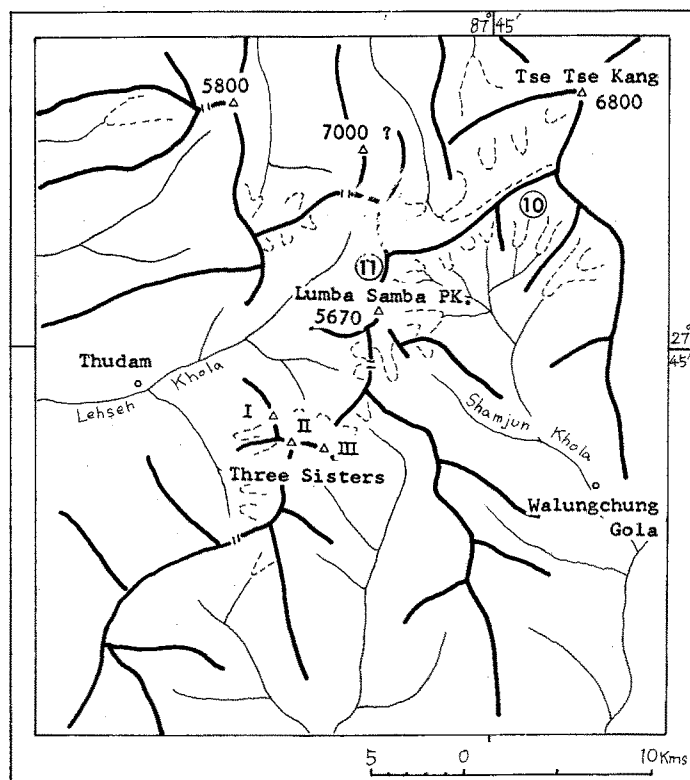
資料-7 ネパール・ヒマラヤの地域区分と氷河の分布図



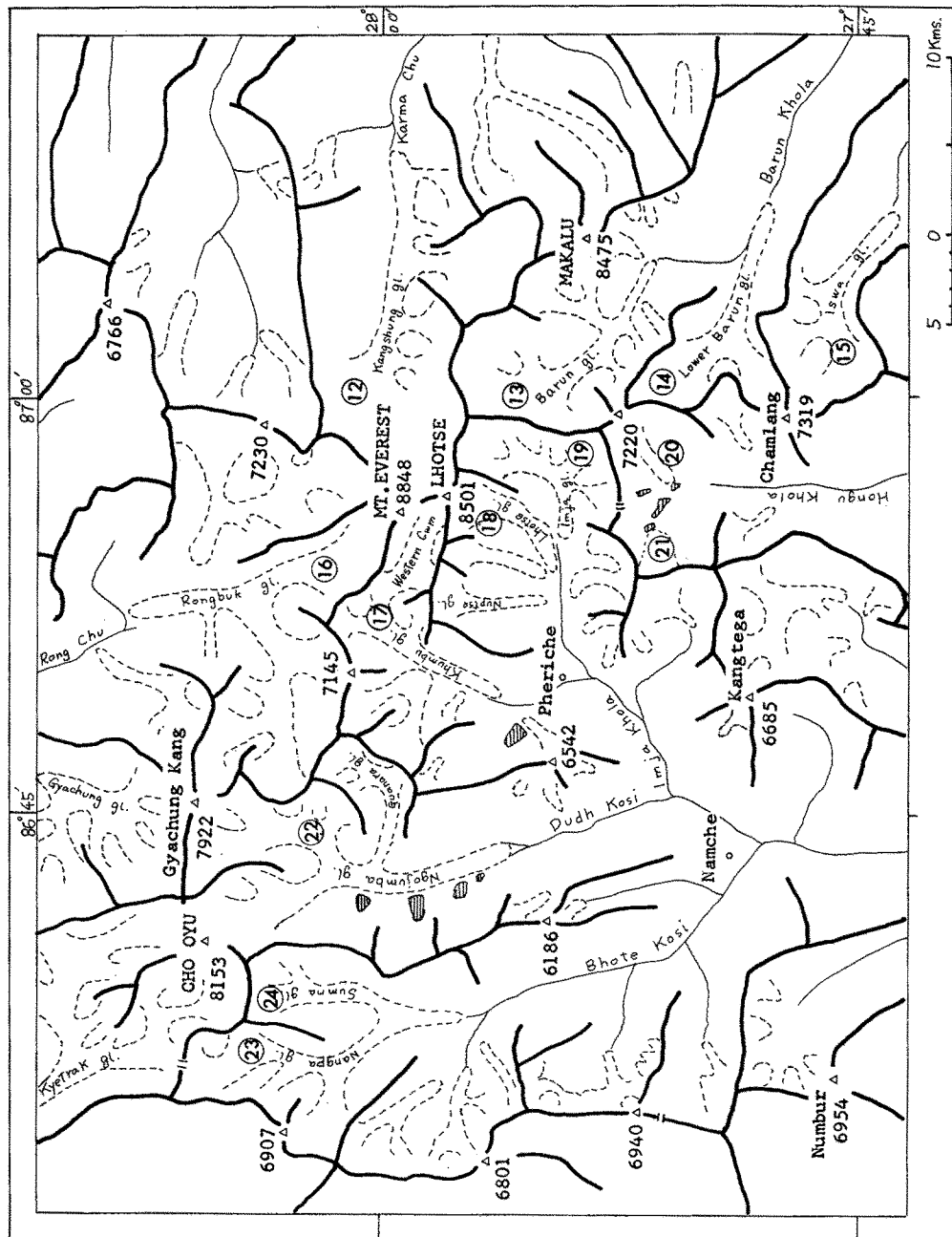
1 KANGCHENJUNGA REGION



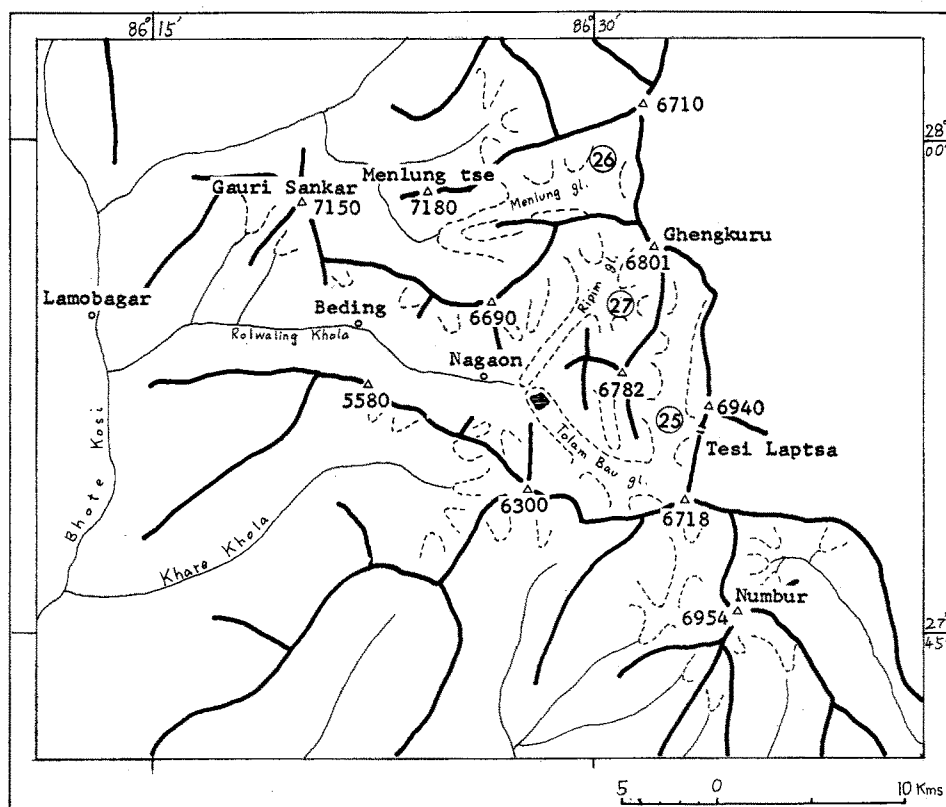
2 LUMBA SAMBA REGION



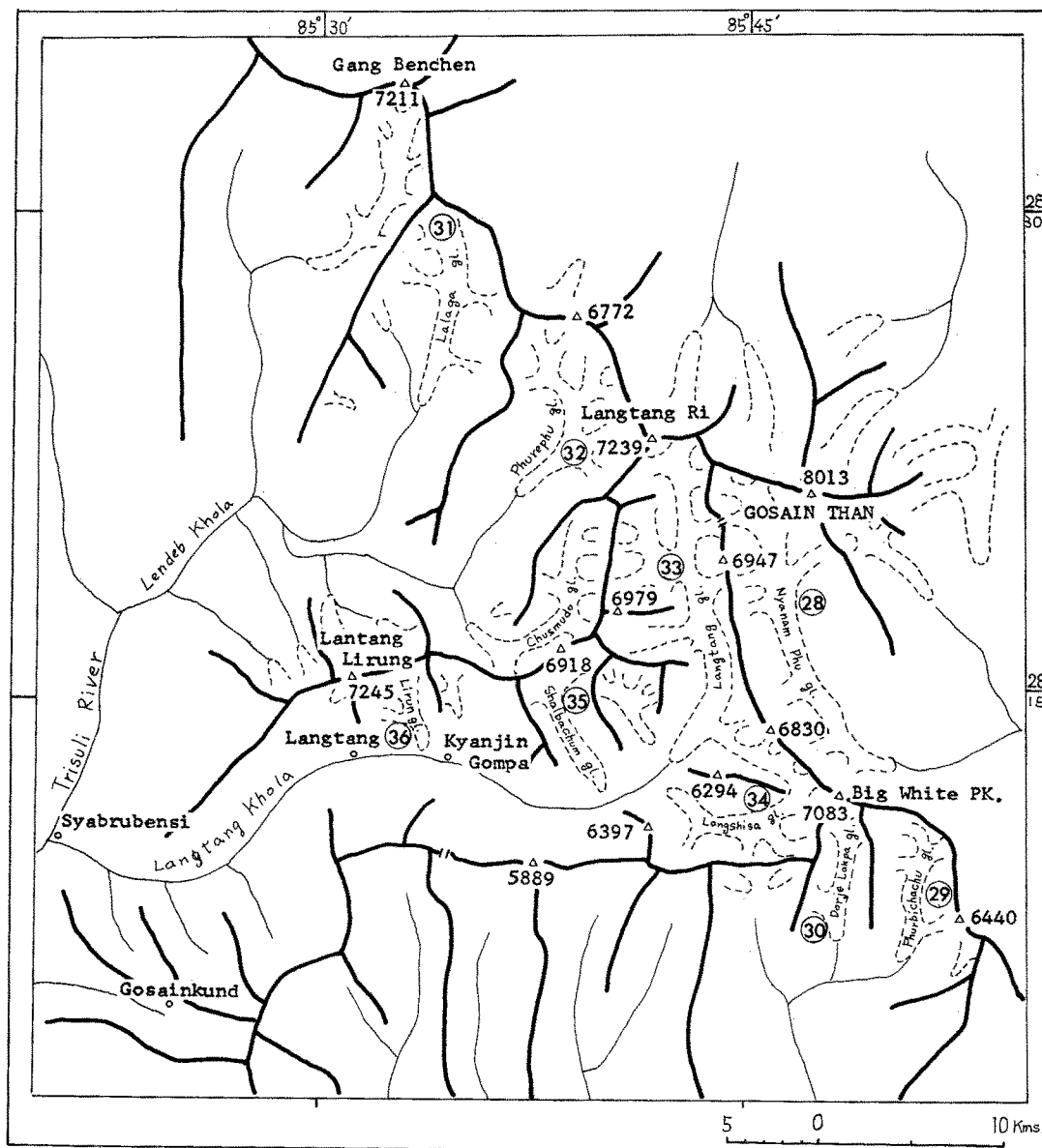
3 MT EVEREST REGION



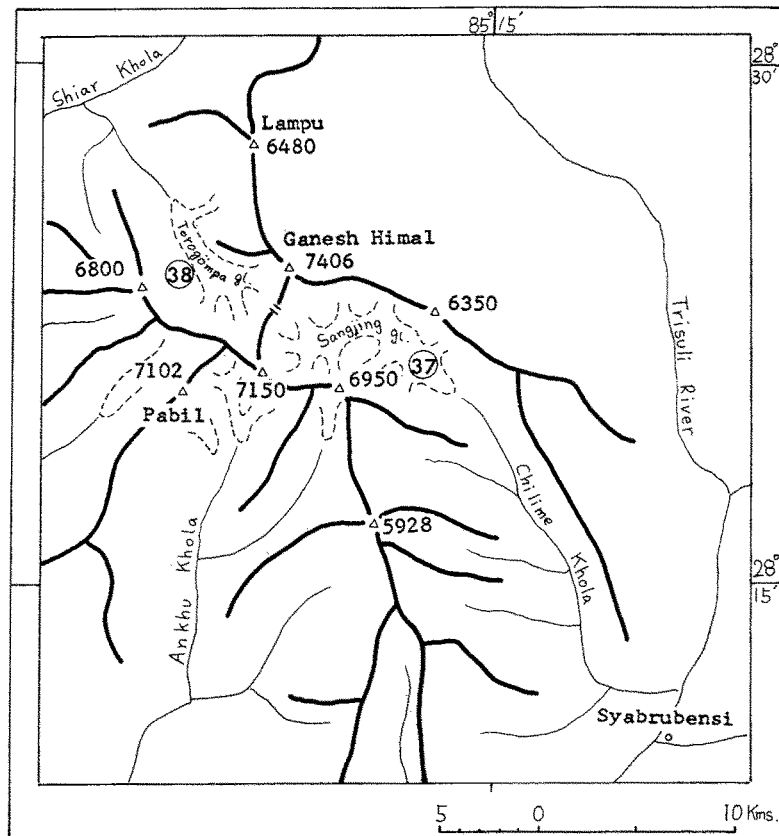
4 GAURISANKAR REGION



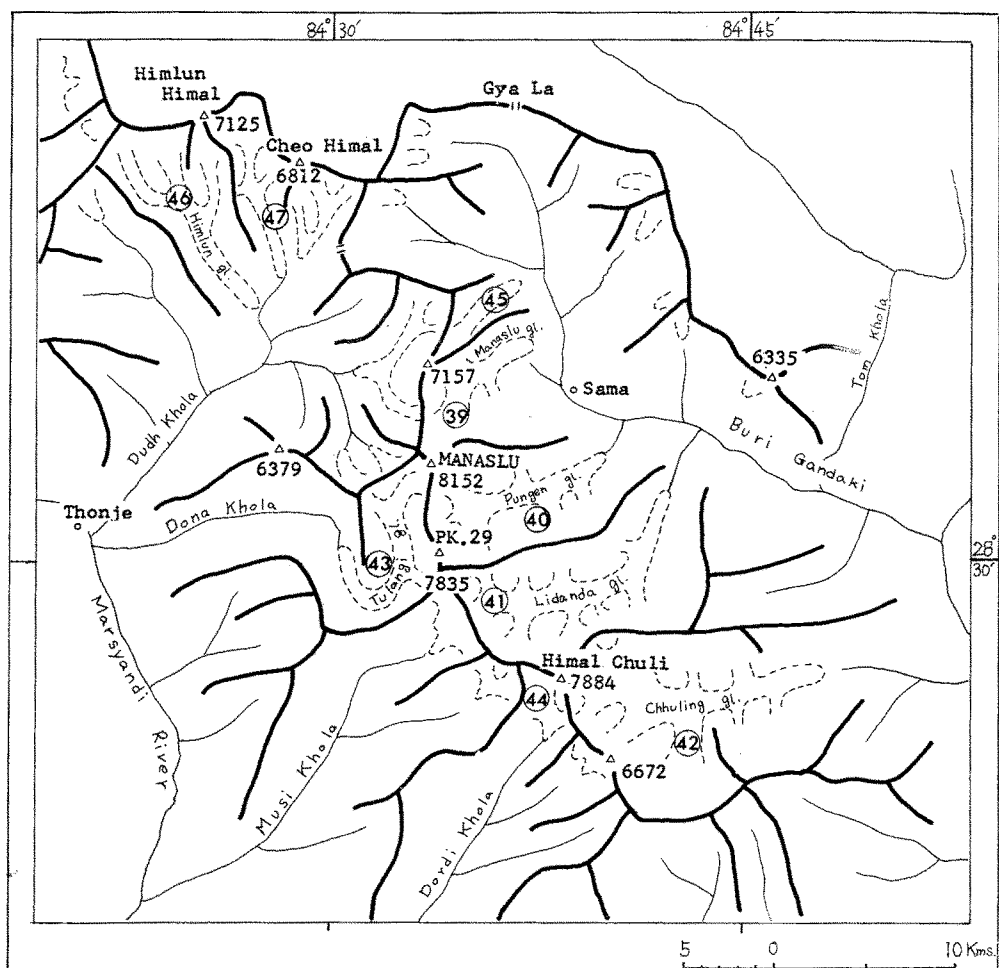
5 LANGTANG REGION



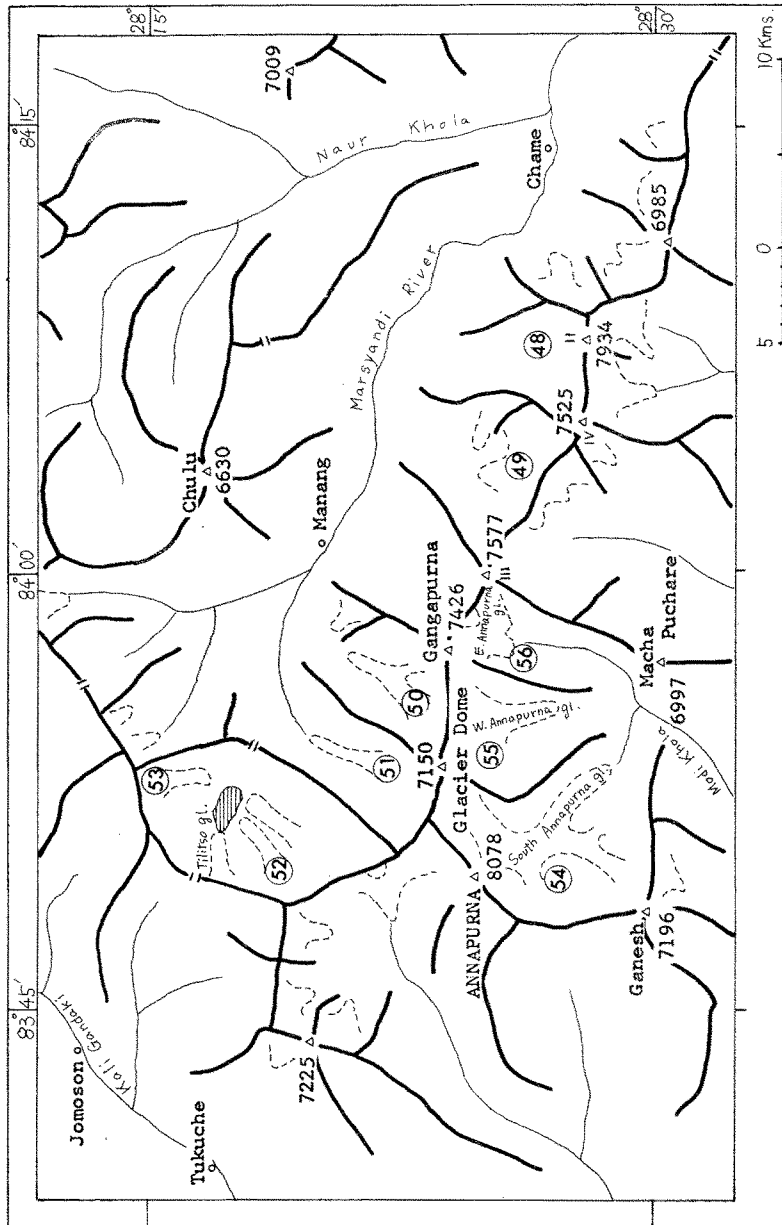
6 GANESH REGION



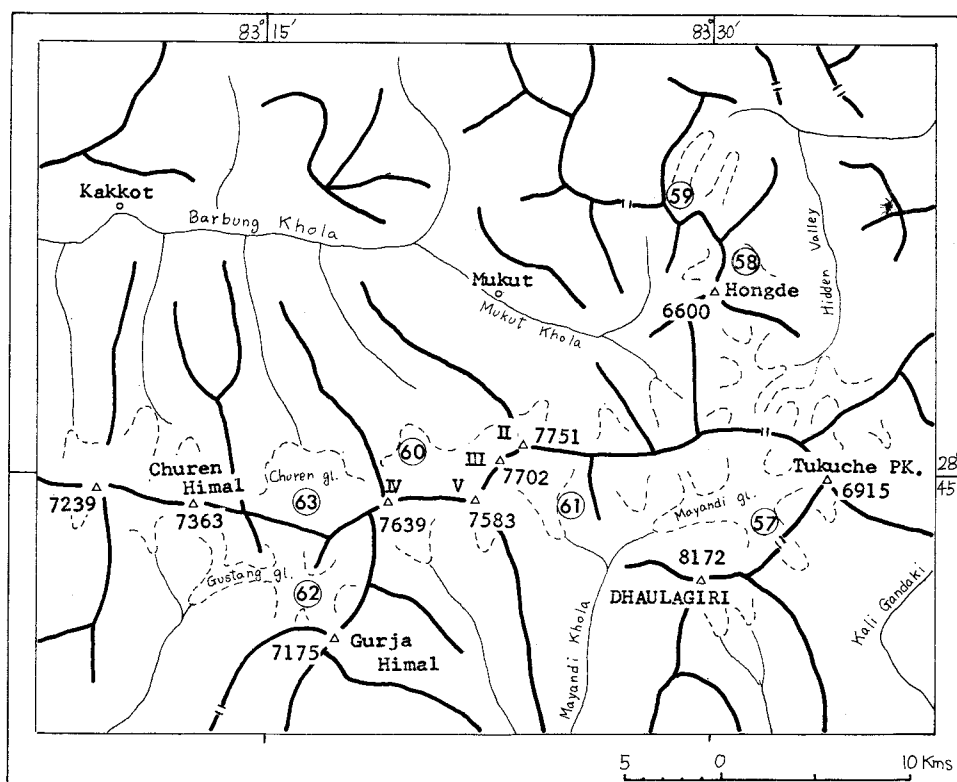
7 MANASLU REGION



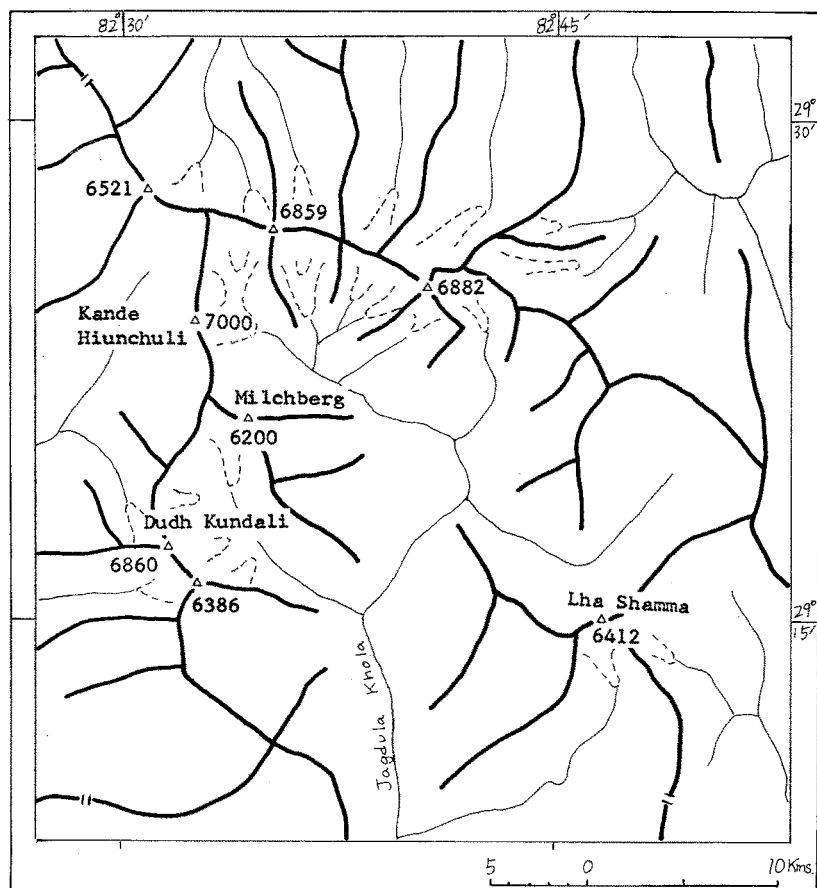
8 ANNAPURNA REGION



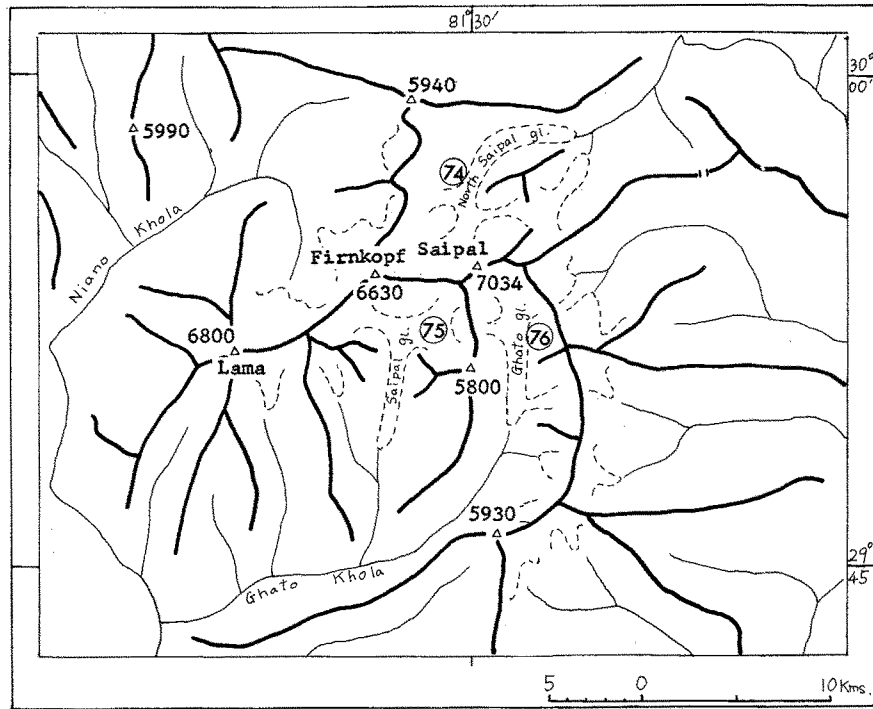
9 DHAULAGIRI REGION



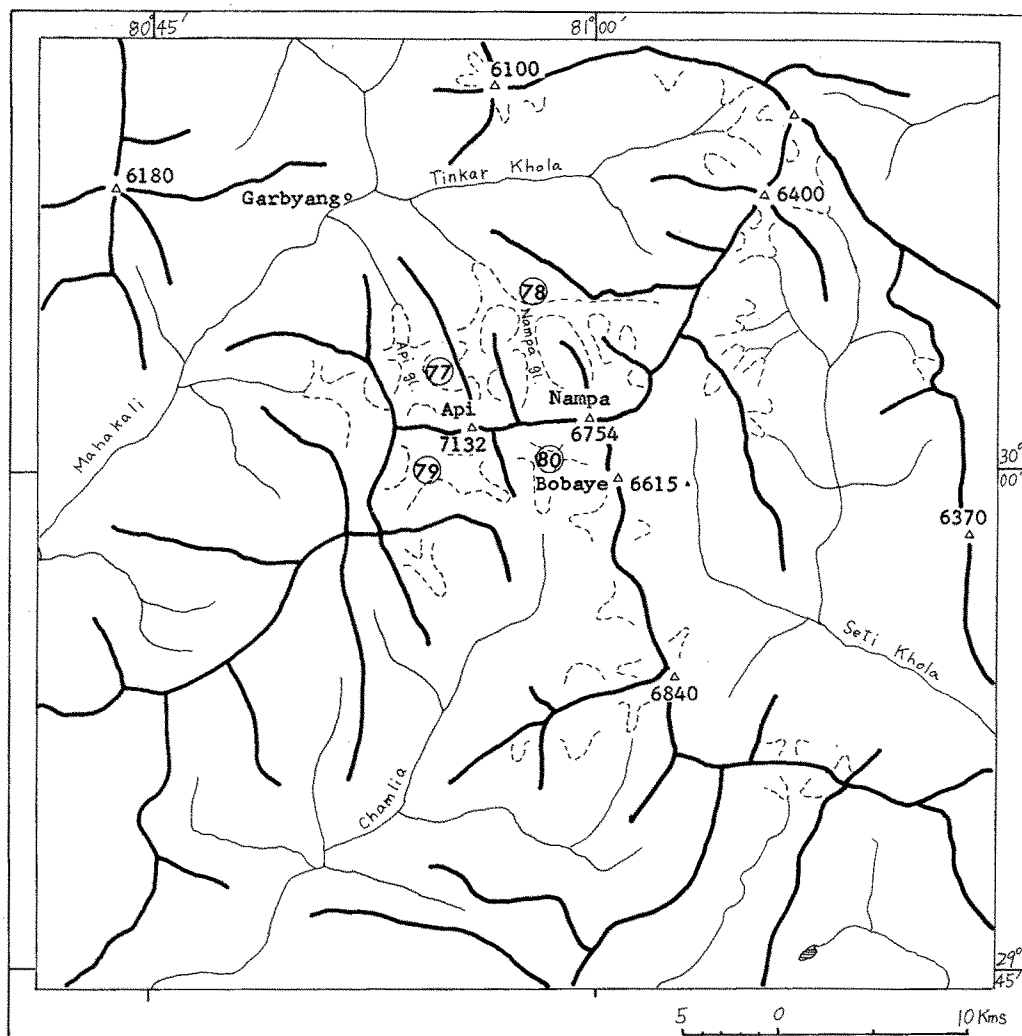
10 KANGJIROBA REGION



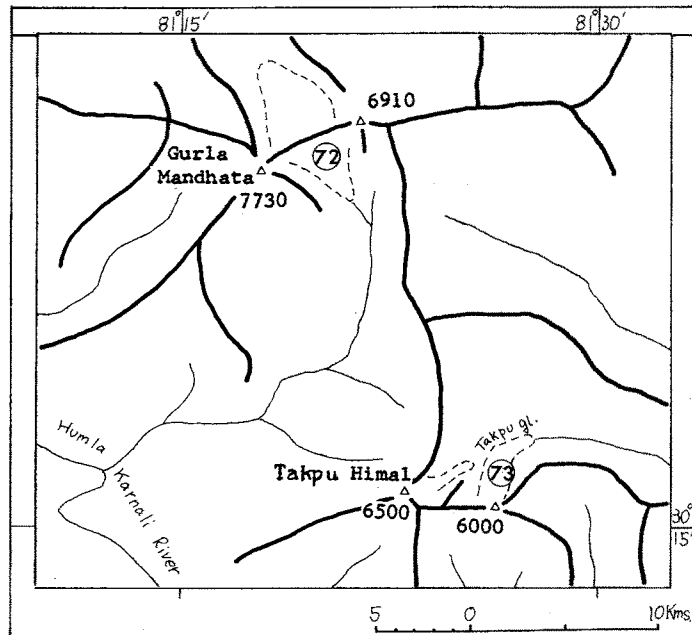
11 SAIPAL REGION

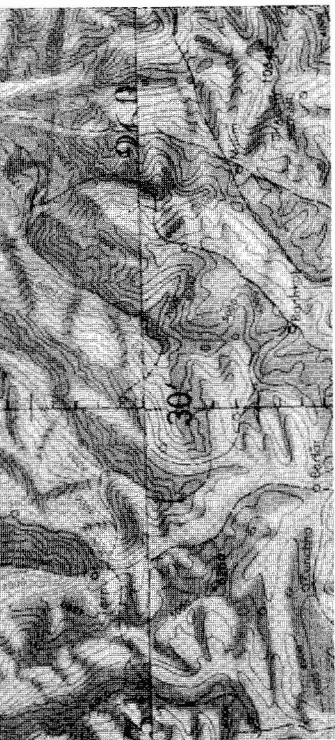
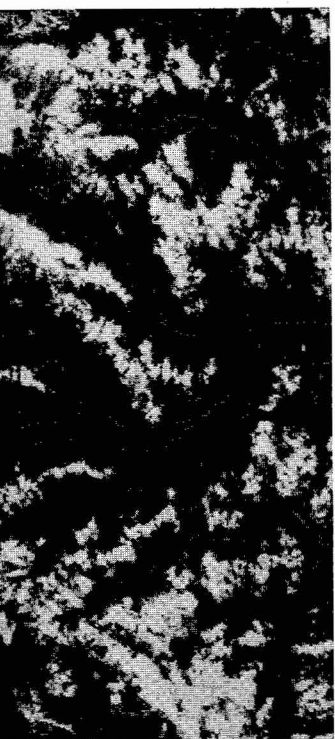


12 API NAMPA REGION



13 GURLA MANDHATA REGION





写真① 地球資源衛星 (ERTS-A) よりみた Manaslu-Himal Chuli 山群, 左の地図は同じ地域の地形図 (USAF PILOTAGE CHART)
(T: Thulangi 氷河)



写真② 航空機からみた Thulangi 氷河の上部 (五百沢智也撮影, 1972)

