ブータンヒマラヤの地形

—山間盆地の河岸段丘に関するいくつかの問題—

高 田 将 志*

Landforms of the Bhutan Himalaya : Several
issues related to fluvial terraces
in intermontane basins

Masashi TAKADA*

Abstract

Characteristics of fluvial terraces in intermontane basins of the Bhutan Himalaya are investigated from the viewpoint of the geomorphic evolution during the Quaternary.

Main rivers in the Bhutan Himalaya generally flow in remarkably deep valleys with steep gradients from northern to southern areas. Intermontane basins with several fluvial terraces, however, are developed in the middle reaches of these rivers, where gradients of river beds are small. In view of chronological sequence, the wider distribution of the Lower terrace surface (L2 surface) at Wangdiphodrang, central Bhutan, may be caused by the increase in sediment load due to the advance of glaciers in the upper reaches during the Little Ice Age. The characteristics of fluvial deposits of the middle terrace surface (M2 deposits) suggest catastrophic flows which can result from englacial or proglacial lake bursts. The development of fluvial terraces and deposits in the Bhutan Himalaya has been mainly affected not only by climatic changes but also by occasional catastrophic floods like glacial lake outbursts.

The bedding planes of the older fluvial terrace deposits at Wangdiphodrang dip upstream. It suggests the Quaternary uplift of the southern Bhutan Himalaya, that is, the front of the crystalline nappe. Nevertheless the rear side of the nappe front are less eroded. Moreover Quaternary fluvial terraces and deposits in the intermontane basins seem to be rather less developed in the Bhutan Himalaya than in the Nepal, Kumaun and Punjab Himalayas. These show possibilities whether in the Bhutan Himalaya the rate of uplift might be smaller or the initiation of rapid uplift might be rather later than that in the central and western Himalayas.

I. はじめに

ヒマラヤ山脈はその高さと広がりにおいて世界一級の山脈であるから、多くの自然科学者の興味

的となってきた。たとえば地学的分野では、西部～中部ヒマラヤを中心として以前から行なわれてきた地質調査・研究と、地震波解析などの最近の地球物理学的な研究成果とを併せて、チベッ

* 東京大学理学部地理学教室大学院研究生

* Department of Geography, the University of Tokyo

図 1 ブータンの位置図

a : 図 6 の計測対象区域

b : 図 7 に示した地形断面図の区域

Fig. 1 Location map of Bhutan

a : the area for the analysis shown in Fig. 6.

b : the area including the location of the cross sections shown in Fig. 7.

トをも含めたヒマラヤ全域を対象とした山脈の地下構造・発達モデルの検討も行なわれている (たとえば, Molnar and Tapponnier, 1975; Bird, 1978; Baranowski *et al.*, 1984; Ni and Barazangi, 1984; Molnar, 1986; 本多・瀬野, 1987; 在田, 1988; 本多・酒井, 1988; 酒井・本多, 1988, など)。このような数十Ma~数 Ma オーダーのタイムスケールの議論に比べ, 鮮新世末以後, とくに更新世後半といった新しい地質時代のヒマラヤ山脈の成長やそれを反映する地形の変化, 地殻変動, 環境変遷などに関する研究はまだまだ少なく, 第四紀のヒマラヤは未だに多くの謎を抱えている。なかでもブータンを含む東部ヒマラヤは, 政治的な意味合いをも含めて現地調査に困難さを伴い, また各種の観測データが不十分であることなどから, 地質や地形の実態が十分に把握されてきたとはいえない。

ブータンは東西約 350km, 南北約 200km の王国である (図 1)。南部のインドアッサム平原北

縁は 標高数百m であるが, 北部中国国境付近は 7,000m 級の峰々を数多く有し, 国土のほとんどが山岳地域となっている (図 2)。したがってブータン全土がヒマラヤ山脈南面を構成し, いわゆるブータンヒマラヤの核心部をなすことになる。国情からブータン国内での調査・研究には, 現在でもまだまだ多くの困難が伴う。しかし, 氷河地形や地殻変動, 山脈の隆起・侵食などヒマラヤの地形と第四紀を総合的に理解する上でも, これからの一層の調査・研究が待たれる地域である。

筆者は1989年にブータン海外学術調査隊の一員としてブータンを訪れる機会を得た。種々の制約から調査期間と行動範囲は限られたものの, 本稿では主に, 河岸段丘の調査から得られた地形学的・第四紀学的に興味深いいくつかの現象を紹介したい。さらにこれに関連して, 上流域の氷河変動や地殻変動を周辺のヒマラヤを含めた中で概観し, 若干の問題点を指摘する。

図 2 ブータン主要部の接峰面図

ハッチは凹部を示す。等高線は緯度経度 $5' \times 5'$ の単位区画内の最高点 (縮尺 1/5 万, 等高線間隔 40 m の地形図から読図) をもとに 500 m 間隔で引いた。

Bm: ブムタン, Ch: チュカ, Ga: ガレフー, Mo: モンガル, P: プナカ, Pa: パロ, Ph: プンツォリン, Sa: サラバン, Sh: シェムガン, Ta: タシガン, Th: ティンプー (首都), To: トンサ, Wa: ワンディホダグ

Fig. 2 Summit level map of the main part of Bhutan

Dotted areas indicate depressions. Contour lines at interval of 500 meter were drawn from maximum altitudinal points of each unit area ($5' \times 5'$).

Bm: Bumthang, Ch: Chukha, Ga: Geylegphug, Mo: Mongar, P: Punakha, Pa: Paro, Ph: Phuntsholing, Sa: Sarbang, Sh: Shemgang, Ta: Tashigang, Th: Thimphu (the capital city), To: Tongsa, Wa: Wangdiphodrang

II. ブータンヒマラヤの地質構造と地形

ヒマラヤ地域を東西方向にみると、西からカシミールヒマラヤ、ヒマチャールヒマラヤ (あるいはカシミールヒマラヤ、と合わせてパンジャブヒマラヤ)、クマウンヒマラヤ、ネパールヒマラヤ、シッキムヒマラヤ、ブータンヒマラヤ、アルナチャールヒマラヤ (地域名としては NEFA: North Eastern Frontier Agency も用いられる) と細分されて呼ばれることが多い (たとえば, Gansser, 1964)。このうちシッキム以東のヒマラヤは、政情不安や移動ルートの困難さなどから、現地調査を必要とする学術研究の調査対象地域としてはか

なり条件が悪い。したがって地形学・地質学や水文学・雪氷学の分野ではこれまでまとまった報告がほとんどない。

Gansser (1983) は数回におよぶフィールド調査によって、ブータン全土の地質と氷河について総合的にまとめている。以下ではブータンヒマラヤの地質構造と地形の関係について、主にこの研究を参考にしながら概説しよう。

ヒマラヤ全体の地質構造をみると、南から北へ並び、東西方向に伸びる 5 つの地質構造帯が認められている (図 3-a, b)。すなわち、南のインド亜大陸側から、

1) セラッセ堆積物であるシワリク層の露出す

a)

b)

図 3 ヒマラヤの地質構造と南北地形断面 (木崎, 1988より)

a) ヒマラヤの地質構造概観図

b) ネパールヒマラヤの南北地形断面

Fig. 3 Geologic structure and schematic cross section of the Himalayas (after Kizaki, 1988)

a) geologic structure of the Himalayas.

b) schematic cross section of the Nepal Himalaya.

るシワリク堆積物帯

2) プレカンブリアン後期の堆積岩(変堆積岩)が露出する低ヒマラヤ堆積物帯

3) 結晶質岩体の厚いスラストシートからなる中央結晶質岩帯

4) かつてのテチス海の堆積物からなる テー

チス堆積物帯

5) オフィオライトが露出する インダス・ツァンポー縫合帯

である。シワリク堆積物帯は南をヒマラヤ前縁断層 (HFT), 北をヒマラヤ主境界断層(MBT または MBF) で境され, その北側に低ヒマラヤ堆

積物帯が続き、低ヒマラヤ堆積物帯と中央結晶質岩帯を中央衝上断層（MCT）が境している。MCTの活動がもっとも活発だったのは20~15 Ma 頃で（LeFort, 1975）、鮮新世前期頃（6Ma 頃）からはMBTの活動が活発化しているので、中央結晶質岩帯~テーチス堆積物帯南部（後に述べる地形区分帯でいう高ヒマラヤ）の花崗岩貫入（26~7Ma）後にMCTからMBTに活動の中心が移ったとみられている（酒井・本多, 1988；吉田, 1988）。シワリク層の堆積は、MBTの活動が活発化してから後にその前縁で生じ、一般には更新世前期頃まで継続したと考えられている（吉田, 1980, 1987, 1988）。

ブータンヒマラヤでは、とくに西部でMCTの地表トレースが南に張り出しMBTのそれと近接しており（図1）、低ヒマラヤ堆積物帯の幅が非常に狭くなっている（図3-a）¹⁾。さらにいわゆるシワリク堆積物帯の幅も狭く、時にこれを欠くこともある点でヒマラヤのなかでもかなり特色のある地質構造を示している。シワクリ堆積物帯の欠如することの“Shiwalik gap”はシッキム~ブータンヒマラヤの山麓部だけに認められる。この地域はちょうど、ヒマラヤの南側山麓でインド亜大陸（インドプレート）の基盤がユーラシアプレートにもっとも近接して（約30km）露出するシロン高原の北に位置している（図3-a）。

ネパールヒマラヤ中央部などでは、先に示した地質構造帯と、地形との間にかなり明瞭な対応関係があることが知られており、地形帯区分として図3-bに示したようなサブヒマラヤ帯・低ヒマラヤ帯・高ヒマラヤ帯・チベットヒマラヤ帯が用いられる場合が多い（たとえば、木崎, 1988）。しかしながらブータンにおいて地形的区分としての低ヒマラヤ帯と高ヒマラヤ帯の境界をどこに置くかについては、南北地形断面における高度変化のパターンや、地形と地質構造の対応関係が他のヒマラヤほどはっきりしていないために難しい。したがってブータンヒマラヤに関する以下の記述では、混乱を避けるために地質帯区分のみを用いることにする。

大局的に地形をみると、ブータン北部、中国国

境沿いの6,000~7,000m級のヒマラヤ主脈から南へ徐々に平均高度は下がるが、中央結晶質岩帯内のブータン中部には東西方向にいくつかの内陸盆地が連なっており、首都ティンブーやパロ、プナカ、ワンディホダン、トンサ、ブムタンといったブータンの主要な町の多くがこれらの盆地内に位置している（図2, 4）。これらの盆地列は、中央結晶質岩体のつくるナッペの先端部背後に位置し、この盆地列から北に向かってヒマラヤは急激に高度を上げている。

ブータンヒマラヤ南面の主要河川は、大局的な高度の低下と調和的にほぼ北北西から南南東方向に流下し、アッサム平原のブラマプトラ川に合流している。しかし規模の小さな谷（40m間隔の等高線で表現されている5万分の1地形図上で河川次数3次~4次程度の河川）については、地質構造帯の配列方向と調和してブータン東部では東西、ブータン中央部では東北東~南南西、ブータン西部では東西あるいは西北西~南南東方向にのびる傾向を示す。また、とくに低ヒマラヤ堆積岩（変堆積岩）分布域では非対称谷・非対称尾根が顕著にみられ、その形成には片理面や層理面をすべり面とする地すべりが深く関わっていると考えられる（Takada, 1991）。このような地質構造を強く反映した地形は、他のヒマラヤにもかなり共通してみられるようである（たとえば、Shukla and Verma, 1974；Pal and Merh, 1975など）。しかし、横谷と縦谷が地形帯区分で言う高ヒマラヤ帯、低ヒマラヤ帯、サブヒマラヤ帯に対応して特徴的な分布を示すネパールヒマラヤ（目崎, 1988）などと比べると、ブータンでは横谷・縦谷の明瞭な配列パターンはあまりみられない。

III. 山間盆地にみられる河岸段丘と堆積物

先に述べたように、ブータンヒマラヤの中央結晶質岩帯内の山間盆地には、数段の河岸段丘が分布している。以下ではまとまった現地調査を実施したサンコシュ川中流のプナカ~ワンディホダン付近を例に、河岸段丘の発達とこれに関係した第四紀地史について述べる。

ヒマラヤ主稜付近から流れ出たホチュとモチユ

図 4 プータンヒマラヤの南北地形・地質断面図

地質データは Gansser (1983) を簡略化した。断面図は縦軸を誇張している点に注意。

Fig. 4 Topographic and geological longitudinal cross sections of the Bhutan Himalaya
Geological data are simplified from Gansser (1983). The vertical scale of the sections are exaggerated.

(“チュ”はプータン語で“川”の意)はプナカで合流した後、サンコシュ川と名前をかえて東経 90°沿いを南流している。サンコシュ川はプナカでその勾配を緩め、ワンディホダンまで緩勾配を保ちつつ流下し(勾配 5~10パーミル)、その下流で再び勾配を急にする。

ワンディホダン付近には一連の段丘の発達がよく、それらは高位(H面)、中位(M1, M2, M3, M4, M5面)、低位(L1, L2, L3, L4面)の3群に大きく分けられる(口絵 1:写真 2, 図 5, 表 1)。ハンドレベルによる実測と各段丘面間の相対関係から求めた段丘面と現河床との比高は、H面で 110m, M1, M2, M3, M4, M5面でそれぞれ

80m以上110m以下, 70m, 68m, 61m, 29m以上61m以下, さらに L1, L2, L3, L4面でそれぞれ 29m, 15m, 4.5m以上15m以下, 4.5mであった。

各段丘面に発達する土壌についてみると、少なくとも M4 面よりも高位の面には 5 YR~2.5 YR の赤色土が発達しているが、L 面群には発達していない(M5面については未確認)。したがって M4 面より高位の段丘面の段丘化の時代は、少なくとも最終氷期よりは古いものと推定される。また L2 面では、地表から深度 3~4 m 付近の段丘堆積物中に炭化木や焼けた穀類の実が含まれ(土器破片を随伴)、その ^{14}C 年代は $350 \pm 50 \text{BP}$ (東京大

学炭素同位体年代測定室TK-883；半減期 $5,730 \pm 40$ 年として計算）であった。したがって、この測定値に大気中の ^{14}C 濃度変化に対する補正（たとえば、Klein *et al.*, 1982；Stuiver and Pearson, 1986）をほどこすと、L2より低位の段丘面はAD 1400年頃以降に段丘化したものと考えられる。また、段丘堆積物が確認できたM2, L1, L2の露頭における観察結果は以下の通りである。

各段丘堆積物は主に砂をマトリックスとし、中央結晶質岩帯由来の変成岩類（主に片麻岩）の亜円礫～円礫からなる。M2, L2段丘堆積物は巨礫～大礫をかなり含むが、L1段丘堆積物の礫径はやや小さく大礫サイズのものが中心で、砂の卓越する部分を含み、とくに層理構造の発達がよく、段丘堆積物の層厚はM2, L1, L2面のそれぞれについて、約30m, 14m以上, 15m以上である。M2段丘堆積物はかなり風化が進み、かつ固結している。L1段丘堆積物は非常に淘汰がよく、L2段丘堆積物のそれも比較的良好であるが、M2段丘堆積物はやや淘汰がわるい。

ワンディホダンの集落西側のサンコシュ川に面した露頭では、M2面の段丘堆積物が露出している。この露頭の下部では層理面が上流方向に逆傾斜しており（口絵1：写真4）、5mにもおよぶ巨大な岩塊が散在している（口絵1：写真1）。いっぽう、上部は層理構造があまりはっきりせず巨大岩塊は含まれない。このように上部と下部では堆積構造にかなりの違いがみられる。下部にみられる層理の逆傾斜と調和する地形面の逆傾斜は観察されないで、上部と下部の間には不整合が存在するものと予想される。下部はM1またはH段丘面などのより古い時代の段丘堆積物であろう。下部に含まれる巨大な岩塊ほど粗粒なものは、L1面、L2面構成層中や現河床では観察できなかった。

ワンディホダン北部の標高1,300m付近には、明瞭な堆積地形原面は存在しないものの、氷碛粘土様の湖成堆積物が数mほどの厚さで露出している。この堆積物は層厚1cm以下の暗灰色シルトと明灰白色シルトの互層からなり、赤色風化の進んだ固結した河成堆積物を覆っている。堆積層の標高と段丘面との関係なども考慮すると、これらの堆

図5 サンコシュ川流域、ワンディホダン周辺の河岸段丘分布図

1. 低位段丘群, 2. 中位段丘群, 3. 高位段丘
Aは口絵1：写真1, 4の露頭位置を示す。

Fig. 5 Distribution of fluvial terraces along the Sankosh River in and around Wangdi-phodrang

1. lower terraces, 2. middle terraces, 3. higher terraces

A : location of the outcrop in the photos 1 and 4.

積物はM1面構成層よりも古い（すなわち少なくとも最終氷期よりは古い）時代に堆積したものとなせる（H面との関係は不明）。

一般的に、低ヒマラヤ堆積岩帯～中央結晶質岩帯内の山間盆地にみられる河岸段丘や第四紀の堆積物は、ブータンヒマラヤよりもネパール以西のヒマラヤの方に分布が広く、古くからの時代のものが厚く堆積しているようにみえる（たとえば、Prasad and Verma, 1974；Mazari, 1975；Pant, 1975；Fort, 1976, 1987；Fort *et al.*, 1982；

表 1 ワンディホダンにおける河岸段丘の諸特徴

Table 1 Characteristics of fluvial terraces at Wangdiphodrang, central Bhutan

Geo-morphic surface	Altitude (m)	Relative height* (m)	Thickness of deposits (m)	Deposits	Soil color (B or B2)	Age
L 4	1,235	4.5	?	?	?	?
L 3	1,235 < < 1,245	4.5 < < 15	?	?	?	?
L 2	1,245	15	15+	Boulder-cobble, sand	7.5YR5/4 Dull brown	Younger than 350±50 BP
L 1	1,259	29	14+	Sand, cobble	7.5YR4/4 Brown	?
M5	1,259 < < 1,291	29 < < 61	?	?	?	?
M4	1,291	61	?	?	5YR4/8 Reddish brown	Older than the last Glacial Age
M3	1,298	68	?	?	?	ditto
M2	1,300	70	ca. 30	Boulder-cobble, sand	5YR4/6 Reddish brown	ditto
M1	1,310	80	$\begin{matrix} ? \\ [80+?] \end{matrix}$	$\begin{matrix} ? \\ \text{(Boulder)} \end{matrix}$	5YR4/8 Reddish brown	ditto
H	1,340±	110	$\begin{matrix} 4+ \\ [80+?] \end{matrix}$	Cobble-pebble (Boulder)	2.5YR3/6 Dark reddish brown	ditto

* Relative height to the present dry riverbed.

Yamanaka and Iwata, 1982 ; Yamanaka *et al.*, 1982 ; 吉田, 1980, 1987, 1988 ; Yoshida and Igarashi, 1984 ; 岩田, 1988など)。この点についてはヒマラヤ全域やブータンヒマラヤについてまだまだ十分なデータが得られているとは言えないので、今後の検討課題である。

IV. 段丘堆積物と上流域の氷河

ブータンヒマラヤの標高3,000~4,000 m以上の高地には、現存氷河や多数の氷河湖 (ice-dammed lake, debri-dammed lake などさまざまなタイプのものを含む)、過去の氷河拡大期を示す多数の氷河遺物などが分布する。とくにサンコシュ川上流域(ホチュ流域；ルナナ地域)はそのような地域のまさに核心部である(口絵1：写真3)。

図6にはブータンヒマラヤ主部における氷河湖の標高別分布密度を示した(ただし資料に制限があるため、図1に示した範囲内について主に5万分の1地形図からの読図により、単位面積あたりに占める氷河湖の個数頻度で示した。湖の大きさは便宜上、長径100m以下、100~250m、250mを超えるものに分けた)。この図から氷河湖はおよそ3,600~5,600mに分布していることがわかる。氷

河湖全体について標高別の個数密度をみると、5,000~5,200mの高度帯にピークがあり、これは長径が250m以下の小さな氷河湖についてのグラフの特徴を反映している。長径の小さな氷河湖の多くは、カール底に形成されているものが多く、周囲の地形からみると、大きな湖の埋積が進んだものと言うよりは、もともと小さかった湖の埋積がまだあまり進んでいないというようにみえる。ブータンヒマラヤ周辺の第四紀における氷河の変動史や最新のモレーンの現氷舌端との位置関係などを考えると(たとえば、Gansser, 1983 ; Williams, 1983 ; Grove, 1988), 5,000~5,200mの氷河湖の多くは小氷期以降に出現したと予想される。

ブータンヒマラヤにおける現在の雪線高度に関する情報は極めて少ない。Gansser (1983) はランドサット画像から、現在の雪線を、やや低めの見積りと断わって5,000~5,200mと推定しているが、氷河湖の分布からみると5,400mは超えるとみた方がよいだろう。しかし現在でも、標高5,000 m以上に広がる顕著な小起伏地(図7, 口絵1：写真3)には多くの越年雪が残る。いまのところ現在および過去(たとえば小氷期)の雪線高度を定量的に議論できるだけのデータは揃っていない

図 6 プータンヒマラヤ主要部における氷河湖の標高別分布

1. 長径 $\leq 100\text{m}$, 2. $100\text{m} < \text{長径} \leq 250\text{m}$, 3. $250 \leq \text{長径}$, 4. 全体
計測対象地域は図1の範囲a. 標高5,600m以上の地域は検索対象となる面積が 50km^2 以下のため除外して考えた. 縦軸は 1km^2 あたりの氷河湖の個数頻度.

Fig. 6 Altitudinal distribution of glacial lakes in the main part of the Bhutan Himalaya (inside the area "a" shown in Fig. 1)

1. fetch $\leq 100\text{m}$, 2. $100\text{m} < \text{fetch} \leq 250\text{m}$, 3. $250\text{m} < \text{fetch}$, 4. the whole
The area above 5,600 meter is excluded from the discussion because it is less than 50km^2 . The ordinate indicates the frequency of glacial lakes per 1km^2 .

ものの、この小起伏地の存在のために、小氷期程度のわずかな雪線の低下でも、氷河面積の顕著な増大や氷舌端の大きな前進が起こる可能性がある。段丘堆積物の堆積年代からみて、ワンディホダン周辺でL2面の分布が広く良好なのは、小氷期における氷河の前進とこれに伴う土砂供給量の増大に関係している可能性がある。

一方、前述したように、ワンディホダンでM2段丘堆積物に不整合に覆われる古い堆積物(M1またはH面堆積物と思われる)は、長径数mを超える巨大な岩塊を含んでいる(口絵1:写真1)。ワンディホダン周辺ではこのような巨大岩塊は、今のところM2面より新しい段丘堆積物中や現河床では認められていない。このことはM2面以降の段丘堆積物の堆積環境と巨大岩塊を堆積させた時の堆積環境が大きく異なることを示唆する。

同じヒマラヤの山間盆地である中部ネパールのポカラ周辺では、やはり同じ様な巨大岩塊が厚いポカラ層の最上部や堆積面上に散在している(Fort, 1987)。本流沿いのポカラ層は、層相から、

土石流や泥流によって運搬されてきた碎屑物が約1,100~600年前に谷を厚く埋積した地層であると考えられている(Yamanaka, 1982)。Fort(1987)は、このような巨大岩塊を含む堆積物の堆積原因として氷河期の決壊、アイス・アバランシュ、氷河のサージなどの可能性をあげ、ポカラ層の場合、大地震のような頻度の少ない現象が引金となって大規模なアイス・アバランシュ(場合によって岩屑流をとまう)を引き起こし、これがさらに大規模な洪水流を発生させポカラ層を堆積させたと考えている(もちろん、大規模な洪水流が発生しやすい潜在的条件として、氷舌端の前進・後退が関係する可能性は否定していない)。ワンディホダンでみられる巨大な岩塊を含む堆積物の層相はポカラ層のそれとよく似ている。

Gansser (1983) はサンコシュ川上流のホチュ(ホ川)で、ターミナルモレーンがせき止めていた氷河湖の決壊により洪水が起こり、ワンディホダンから上流へわずか十数kmのところにあるプナカの城(プータン語でゾーン "Dzong") の一

図7 ブータンヒマラヤ北部の東西地形断面
北緯28度~27度30分、東経90度~90度45分の
地域(図1の範囲b)内について、500m 間
隔で10地形断面を1組として表わした。図面
上方ほど北の地形断面群を表わす。

Fig. 7 E-W geomorphic cross sections of the
northern Bhutan Himalaya
E-W cross sections are drawn at intervals
of 500 meters from 28°00'N to 27°30'N
between 90°00'E and 90°45'E (inside the
area "b" shown in Fig. 1). 10 cross sec-
tions each group are shown from north
(top) to south (bottom).

部が壊されたことを報告している。このケースでは、湖面上にオーバーハングしていた氷河氷が崩壊によってアイス・アバランシュとなり、氷河湖

のなかに飛び込み、氷河湖の決壊が起こったらしい。このような氷河湖の決壊によるカタストロフィックな洪水は、現存氷河を多数抱える世界各地の高山地域ではかなり普遍的に生ずる現象らしく、ヒマラヤでもかなりの例が知られている(このあたりの事情は、Ives, 1986に詳しい)。

ここで再び図6をみると、決壊した際に多量の土砂や水を流下させる可能性の高い大型(長径250m以上)の氷河湖は、4,000~5,200mの高度帯にほぼ様な密度で分布している。したがって過去に氷舌端が前進していたとしても、大型の氷河湖が当時も存在し、その決壊がカタストロフィックな洪水を引き起こし、ひいては巨大な岩塊を堆積させたという可能性はかなり高いであろう。実際、ブータンヒマラヤでは Gansser (1983)によって、サンコシュ川上流のルナナ地域をはじめ、各所でかつての氷河湖の存在を示唆する厚い湖成層が記載されている。

いずれにしても氷期・間氷期の環境変化に加えて、氷河湖の決壊のようなカタストロフィックな現象が、ヒマラヤ南面における第四紀の侵食・堆積の歴史に重要な役割を果たしていることは間違いなさそうである。この点で Yamanaka (1982), Yamanaka *et al.* (1982) がポカラ以外のネパールにおいても、完新世に堆積した泥流状の堆積物を記載しているのは示唆的である。

残念ながら1989年の調査では、現存氷河や過去の氷河遺物の分布する主要河川上流部を訪れることはできなかった。高ヒマラヤの氷河変動についてはあまり立ち入って述べることはできなかった。しかし、ヒマラヤ南面の氷河変動史や、最終氷期のチベット・ヒマラヤ地域における雪線高度・水蒸気供給源などを検討する上で²⁾、ブータンヒマラヤは欠くことのできない場所である。なぜなら Gansser (1983) の言う小氷期の glacial peneplain (図7に表現されている標高5,000m付近の小起伏面)は、それ自体、形成メカニズムや形成年代の解明の対象として興味深い地形であるが、多くの氷河地形を保存する土台としても有効なようにみえるからである。また、ヒマラヤ山麓の降水量分布パターンからみて、ネパールの氷河

図 8 サンコシュ川河床と東西主流域界の南北断面図 (Eguchi, 1987 に加筆)
Fig. 8 Longitudinal profile of the Sankosh River bed and its eastern and western main divides (modified from Eguchi, 1987).

などよりはブータンの氷河の方が灌木帯まで氷河が前進し、年代測定試料となる植物遺体を取り込み残す、という可能性も高いように思われるからである。注目すべき地域であろう。

V. 地殻変動

すでに述べたように、ワンディホダンでは M2 段丘堆積物に覆われる河成堆積物の層理面がサンコシュ川上流方向に逆傾斜しているが、これはワンディホダンよりも下流側の相対的隆起の可能性を示唆する。大局的にはサンコシュ川は南流しているので、同様に南北方向に連なるサンコシュ川の主分水界と共に、河床の南北投影縦断面図を描いたものが図 8 である。プナカの北方からワンディホダンの南方にかけての河床勾配は、その上下流に比べかなり緩やかになっている。また川と平行する主分水界は、東側、西側ともにワンディホダンの南方で地形的高所となっており、これらは先に推定した地殻変動と調和的で、変位の累積性を示唆している。

クマウン～ネパールヒマラヤでは、MCT のもっとも北側の地表トレース付近から北に急激に高度が上昇する場合が多い。Seeber and Gornitz (1983) はヒマラヤ山脈を横切る主要河川の河床縦断面を描き、相対的に河床勾配が急になるゾーンが、(i) 地形帯としての低ヒマラヤと高ヒマラヤの境界、(ii) 中規模地震 (逆断層型) の震源が集中するゾーン、(iii) MCT、の 3 つに一致

することから、主要なテクトニック境界が MBT ではなく、MCT であると主張している。MCT を境に北側が相対的に隆起していることは、MCT を横切って行なわれた精密測量 (大村ほか, 1988) や河岸段丘の分布 (Iwata, 1987; 岩田, 1988) などからも示唆されている。しかしながら一般に、MCT はスラストの地下深部が隆起・侵食により地表近くに現われたものであり、現在は活動していないと考えられている (LeFort, 1975; Seeber and Gornitz, 1983)。また、MCT には最近の地質時代の地表付近における活動の徴候がみられない (Seeber *et al.*, 1981; Molnar, 1984)。さらに、ヒマラヤに分布する活断層の第四紀後期における活動は、ヒマラヤ前縁断層をのぞいては山脈の隆起に寄与していないという指摘もある (Nakata, 1975, 1982, 1989)。したがって高ヒマラヤの第四紀後期の隆起は、地表近くの MCT の活動によるものではなく、沈み込んでいるスラブ (インドプレート) の沈み込みの角度が、高ヒマラヤの下で急になっていることに関係しているという考え方が一般的である (Lyon-Caen and Molnar, 1983; Baranowski *et al.*, 1984; Molnar, 1986; 中田, 1988; Nakata, 1989)。

ブータンヒマラヤでは MCT も MBT も地表付近では高角であるが、地下にいくにしたがって低角になり、中央結晶質岩体は、MCT に沿って低ヒマラヤ堆積岩体に乗り上げたナッペ構造

図9 ブータンヒマラヤにおける山脈発達史の概念図

図面左手の南側からインドプレートが、北側(右手)のユーラシアプレートの下にもぐり込んでいる。時系列的にa)→b)→c)と変化。

- a) MCT が活動的であった時代のブータンヒマラヤ
- b) 現在のブータンヒマラヤ
- c) 将来のブータンヒマラヤ (現在のクマウン～ネパールヒマラヤ)

Fig. 9 Scheme of the evolution of the Bhutan Himalaya

The Indian plate has been subducting beneath the Eurasian plate from the south (left hand) to the north (right hand).

- a) the previous Bhutan Himalaya at the time when the MCT was active.
- b) the present Bhutan Himalaya.
- c) the future Bhutan Himalaya (=the present Kumaon or Nepal Himalaya).

をしていると考えられている (Gansser, 1983) (図9-b)。そして MBT の地表トレースから北へ数十km も行くと低ヒマラヤ堆積岩はみられなくなる。しかしネパール以西のヒマラヤでは、同様に発達した中央結晶質岩体のナッペが侵食によって失われ、下盤側の低ヒマラヤ堆積岩体が幅広く露出している (図9-c: 場合によってはナッペの一部が異地性の孤立岩体―クリPPER―となつて残存している)。このような違いはあるものの、

中央結晶質岩体のつくるナッペ先端や MBT との位置関係で大局的にみれば、先に述べたワンディホダ下流の上流側に対する相対的隆起は、ネパールで低ヒマラヤ堆積岩帯内のマハバラート山地が MBT の上盤側背後で隆起している (吉田, 1987, 1988; 岩田, 1988; 中田, 1988) のと同様の現象と考えることができる。

一方、図4に示したように、ブータンヒマラヤでは内陸盆地列の北側で高度が北に向かって急上昇する。中央結晶質岩体のつくるナッペの侵食が進み、下部の低ヒマラヤ堆積岩が広く露出し、さらに化石化した MCT の深部が地表に露出している、という状況にはないものの、MBT の位置を基準にしてみるとこの現象は、ネパールヒマラヤにおいてミッドランドの北側、MCT のもっとも北側の地表トレース付近を境に高度が急上昇する (図3-b) のと類似している。おそらく、ブータンヒマラヤでも沈み込んだスラブが内陸盆地列の北側で折れ曲がっていると考えるのが一番合理的であろう (図9-b, c)。

ここで問題なのは何故ブータンヒマラヤでは、中央結晶質岩体のつくるナッペの侵食が進み、下部の低ヒマラヤ堆積岩が広く露出し、スラブの折れ曲がり付近に化石化した MCT の深部が露出する状況になっていないのかという点である。この点に関しては2つの可能性が考えられる。1つは、ブータンの中央結晶質岩帯～テーチス堆積物帯南部 (MCT の地表トレースよりも北側の地域) における隆起速度が、クマウン～ネパールのかつての中央結晶質岩体～テーチス堆積物帯南部 (すなわち、地形的区分による現在の低ヒマラヤ帯～高ヒマラヤ帯) における隆起速度よりも小さく、したがってまだ侵食もあまり進んでいないという可能性である。もう1つは、上記の地帯における顕著な隆起の開始時期が、ブータンヒマラヤの方がクマウン～ネパールヒマラヤよりも遅かったという可能性である。これらのどちらか (あるいは両方) が原因で、中央結晶質岩体のつくるナッペが削剝され MCT の深部が地表に露出する、という段階までには至っていないのではないだろうか。だとするとクマウン～ネパールヒマラヤは、

MCT の活動停止後、現在のブータンのような姿を経た後にさらに隆起し、ミッドランド地域を覆っていたナツペが削剝されて現在の姿を迎えた、というシナリオが書ける (図9)。

一般にヒマラヤの上昇は北から始まり、次第に南へ波及し、最後に主稜が一段と隆起したとされている (在田, 1980)。また、第四紀あるいは第四紀後期にヒマラヤが急上昇しているという指摘も多く、それを裏付けるようなデータも出されている (たとえば, Molnar, 1984; Mehta, 1980; Sharma *et al.*, 1978; Zeitler *et al.*, 1982 a, b; Opdyke *et al.*, 1979; Li *et al.*, 1981; Song and Liu, 1981; Xu, 1981 など)。さらにネパールヒマラヤなど地質構造帯と地形区分帯との境界に明瞭な対応関係の認められる地域を念頭において、現在の隆起速度が地形区分帯で言うサブヒマラヤ～低ヒマラヤで0.5～1.0mm/year, 高ヒマラヤ南面で2～3mm/year, 高ヒマラヤの主稜で6～7mm/year, 高ヒマラヤのチベット側で5mm/year 程度であろうという推定値も示されている (Gansser, 1982; Selby, 1988)。しかし、ヒマラヤの隆起速度や隆起開始時期については様々な議論があり、これらの推定値がすべて信頼できるデータに基づいているとは必ずしも言い難い (この点については岩田, 1980; 山中, 1980が詳しく議論している)。ヒマラヤ内での隆起速度の地域性 (とくに東西の地域性) を議論するのは、現状ではかなり難しいと言った方がよいだろう。

しかしまた一方で、1) 発震機構の解析からは断層面の傾斜が東部ほど低角であること (Baranowski *et al.*, 1984) や、2) 山脈が弧状に連なるために、ヒマラヤの東部・西部ではプレート収束方向とプレート境界の方向が必ずしも直交していないこと (Baranowski *et al.*, 1984)、3) 中央ヒマラヤでは低ヒマラヤと高ヒマラヤの間の高度急変帯 (この場合インド亜大陸側にもっとも近接した4,000m の等高線の位置を連ねたゾーンで代表させている) や中小地震の震央集中帯のつくる弧が、プレートのサブダクションゾーンで予想される弧状の形態と整合的であるのに対し、ヒマラヤの東西縁ではこの位置関係がズレること (Seeber, *et*

al., 1981) など、テクトニクスの地域性に結び付くような現象も指摘されている⁹⁾。ブータンヒマラヤにおける隆起速度や隆起開始時期についての定量的なデータは今のところほとんどないが、今後、先に課題として示した山間部の第四系 (あるいは山麓のシワリク層) の精査を通してこの問題にもアプローチしていく必要があろう。

謝 辞

本稿をまとめるにあたって阪口 豊名誉教授、大森博雄助教授をはじめとする東京大学理学部地理学教室の皆様には様々な御助言をいただき、とくに池田安隆講師には草稿に目を通していただきました。また、同行させていただいた大沢雅彦千葉大学助教授をはじめとするブータン海外学術調査隊の関係者の方々には大変お世話になりました。北海道大学低温科学研究所の白岩孝行助手には文献に関する情報を教えていただきました。記してここに感謝いたします。なお、本研究には平成元年・平成2年度、文部省科学研究費補助金、国際学術研究「ブータンヒマラヤの生物分布帯に関する生態学的研究第二次」(研究代表者: 大沢雅彦, 課題番号01041014)を使用した。

注

- 1) Gansser (1964) や Jagnpangi (1978) の地質図ではブータン西部における MCT の位置がかなり北側に引かれており、低ヒマラヤ堆積物帯の南北幅も広がっているが、ここでは Gansser (1983) の見解に従う。
- 2) チベット高原における氷期の雪氷域の広がりや氷期・間氷期の気候変動を考える上で持つ重要性については、最近では岩田 (1991) に概説されている。
- 3) ブータンヒマラヤの南側のシロン高原に、インド亜大陸の基盤が近接して露出していることも関係する可能性がある。Seeber *et al.* (1981) は1897年のアッサム地震のデータから、シロン高原の下にすでに海洋地殻がもぐり込み始めている可能性を指摘しており、これもヒマラヤ東部におけるテクトニクスの地域性となつてつながりがあるかもしれない。

文 献

- 在田一則 (1980): 地質学データからみたヒマラヤの上昇プロセス. 地球, 2, 767-777.
在田一則 (1988): 基盤の構造——ナツペ形成と変成作用. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 41-55.
Baranowski, J., Armbruster, J., Seeber, L. and Molnar, P. (1984): Focal depths and fault plane solution of earthquakes and active tectonics of the

- Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **89**-B8, 6918-6928.
- Bird, P. (1978): Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4975-4987.
- Eguchi, T. (1987): Topographic feature in the central part of the Bhutan Himalayas. Ohsawa, M., ed.: *Life zone ecology of the Bhutan Himalaya*. Chiba Univ., 185-206.
- Fort, M. (1976): Quaternary deposits of the middle Kali Gandaki valley (central Nepal). *Himalayan Geol.*, **6**, 499-507.
- Fort, M. (1987): Sporadic morphogenesis in a continental subduction setting: An example from the Annapurna Range, Nepal Himalaya. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Pd. **63**, 9-36.
- Fort, M., Freytet, P. and Colchen, M. (1982): Structural and sedimentological evolution of the Thakkhola Mustan Graben (Nepal Himalayas). *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. **42**, 7-98.
- Gansser, A. (1964): *Geology of the Himalayas*. Interscience Pub., Wiley, London, 289p.
- Gansser, A. (1982): The morphogenic phases of mountain building. Hsü, K. J., ed.: *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 221-228.
- Gansser, A. (1983): *Geology of the Bhutan Himalaya*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **96**, 180p.
- Grove, J. M. (1988): *The Little Ice Age*. Methuen, London, 488p.
- 本多 了・瀬野徹三 (1987): チベット・ヒマラヤのテクトニクスとプレートダイナミクス. *地球*, **9**, 626-633.
- 本多 了・酒井治孝 (1988): ヒマラヤ山脈の形成 II. *科学*, **58**, 570-579.
- Ives, J. D. (1986): Glacial lake outburst floods and risk engineering in the Himalaya. ICIMOD occasional paper, No. 5, 42p.
- 岩田修二 (1980): ヒマラヤ山脈の隆起と氷河作用. *地球*, **2**, 690-698.
- Iwata, S. (1987): Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. **63**, 37-49.
- 岩田修二 (1988): 侵食平坦面と河岸段丘. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 115-128.
- 岩田修二 (1991): 氷河時代はなぜ起こったか. *科学*, **61**, 669-680.
- Jangpangi, B. S. (1978): Stratigraphy and structure of Bhutan Himalaya. Saklani, P. S., ed.: *Tectonic geology of the Himalaya*. 221-242.
- 木崎甲子郎 (1988): ヒマラヤとは. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 1-9.
- Klein, J., Lerman, J. C., Damon, P. E. and Ralph, E. K. (1982): Calibration of radiocarbon dates: Table base on the consensus data of the workshop on calibrating the radiocarbon time scale. *Radiocarbon*, **24**-2, 103-150.
- LeFort, P. (1975): Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. *Amer. J. Sci.*, **275**-A, 1-44.
- Li, J., Li, B., Wang, F., Zhang, Q., Wen, S. and Zheng, B. (1981): The process of the uplift of the Qinghai-Xizang plateau. In, *Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang plateau*, **1**. Sci. Press, Beijing, 111-118.
- Lyon-Caen, H. and Molnar, P. (1983): Constraint on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**, 8171-8191.
- Mazari, R. K. (1975): A preliminary report on the geomorphological studies around Srinagar, Kashmir Himalaya. *Himalayan Geol.*, **5**, 509-514.
- Mehta, P. K. (1980): Tectonic significance of the young mineral dates and the rates of cooling and uplift in the Himalayas. *Tectonophysics*, **62**, 205-221.
- 目崎茂和 (1988): 河川とヒマラヤ形成. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 151-165.
- Molnar, P. (1984): Structure and tectonics of the Himalaya: Constrains and implications of geophysical data. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **12**, 489-518.
- Molnar, P. (1986): The geologic history and structure of the Himalaya. *American Scientist*, **74**, 144-154.
- Molnar, P. and Tapponnier, P. (1975): Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Nakata, T. (1975): On Quaternary tectonics around the Himalayas. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser. (*Geogr.*), **25**, 111-118.
- Nakata, T. (1982): A photogrammetric study on active fault in the Nepal Himalayas. *J. Nepal Geol. Soc.*, **2**, Special Issue, 67-80.
- 中田 高 (1988): 活断層からみたヒマラヤの上昇——ネパールヒマラヤを例に. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 129-150.
- Nakata, T. (1989): Active fault of the Himalaya of India and Nepal. Malinconico, L. L. and Lillie, R. J., eds.: *Tectonic of the western Himalayas*. 243-264.
- Ni, J. and Barazangi, M. (1984): Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian Plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1147-1163.
- 大村 誠・横山宏太郎・久保重人 (1988): ヒマラヤの構造線における小規模精密測量. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 129-150.
- Opdyke, N. D., Lindsay, E., Johnson, G. D., Johnson, N., Tahirkheli, R. A. K. and Mirza, M. A. (1979): Magnetic polarity stratigraphy and verte-

- brate paleontology of the Upper Siwalik group of northern Pakistan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **27**, 1-34.
- Pal, D. and Merh, S. S. (1975): Geomorphic evolution of the Naini Tal area, Kumaun Himalaya. *Himalayan Geol.*, **5**, 327-337.
- Pant, G. (1975): Observations on the fossil valleys and epigenetic gorges of the Bhagirathi and Alaknanda Rivers. *Himalayan Geol.*, **5**, 193-206.
- Prasad, C. and Verma, V. K. (1974): A study on Quaternary sediments around Asan valley, Dehradun. *Himalayan Geol.*, **4**, 326-370.
- 酒井治孝・本多 了 (1988): ヒマラヤ山脈の形成 II. 科学, **58**, 570-579.
- Seeber, L., Armbruster, J. G. and Quittmeyer, R. C. (1981): Seismicity and continental subduction in the Himalayan Arc. In, *Zagros, Hindukus Himalaya, Geodynamic Evolution*. Amer. Geophys. Union, Washington D.C., Geodyn. Ser., **3**, 215-242.
- Seeber, L. and Gornitz, V. (1983): River profile along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, **92**, 335-367.
- Selby, H. M. J. (1988): Landform and denudation of the High Himalaya of Nepal: Result of continental collision. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. **69**, 133-152.
- Sharma, K. K., Saini, H. S. and Nagpaul, K. K. (1978): Fission track annealing ages of apatites from Mandi granite and their application to tectonic problems. *Himalayan Geol.*, **8**, 296-312.
- Shukla, S. D. and Verma, V. K. (1974): Geomorphostatical investigations in a part of Doon Valley, Garhwal Himalaya. *Himalayan Geol.*, **4**, 229-239.
- Song, Z. and Liu, G. (1981): Tertiary palynological assemblages from Xizang with reference to their paleogeographical significance. In, *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, **1**. Sci. Press, Beijing, 207-214.
- Stuiver, M. and Pearson, G. W. (1986): High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC. *Radiocarbon*, **28**, 805-838.
- Takada, M. (1991): Landform and Quaternary geohistory of the Bhutan Himalaya. Ohsawa, M., ed.: *Life zone ecology of the Bhutan Himalaya II*. Chiba Univ., 41-88.
- Williams, V. S. (1983): Present and former equilibrium line altitudes near Mount Everest, Nepal and Tibet. *Arctic and Alpine Research*, **15**, 201-211.
- Xu, R. (1981): Vegetational changes in the past and the uplift of Qinghai-Xizang plateau. In, *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, **1**. Sci. Press, Beijing, 139-144.
- 山中英二 (1980): 花粉分析的研究からみたヒマラヤ山脈の隆起. 地球, **2**, 776-785.
- Yamanaka, H. (1982): Radiocarbon ages of upper Quaternary deposit in central Nepal and their Geomorphological significance. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th ser. (Geogr.), **32**, 46-60.
- Yamanaka, H. and Iwata, S. (1982): River terraces along the middle Kali Gandaki and Marsyandi Khola, central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, **2**, Special Issue, 95-111.
- Yamanaka, H., Yoshida, M. and Arita, K. (1982): Terrace landform and Quaternary deposit around Pokhara valley, central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, **2**, Special Issue, 113-142.
- 吉田充夫 (1980): ヒマラヤの地殻変動と古地磁気学. 地球, **2**, 685-689.
- 吉田充夫 (1987): ヒマラヤ山間盆地の環境変遷. 地球, **9**, 644-648.
- 吉田充夫 (1988): ヒマラヤ上昇の落とし子たち——山間盆地の形成. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 103-115.
- Yoshida, M. and Igarashi, Y. (1984): Neogene to Quaternary lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.*, **4**, Special Issue, 73-100.
- Zeitler, P. K., Johnson, N. M., Naeser, C. W. and Tahirkheli, R. A. K. (1982a): Fission track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature*, **298**, 255-257.
- Zeitler, P. K., Tahirkheli, R. A. K., Naeser, C. W. and Johnson, N. M. (1982b): Unroofing history of a suture zone in the Himalayan of Pakistan by means of fission track annealing ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 227-240.

(1992年3月9日受付, 1992年5月11日受理)