ヒマラヤの地学ガイドブック

Series 1

カリガンダキ河に沿う地質/地形と自然災害

吉田勝（訳）

原著　吉田勝・B. N. ウプレティ

GIGE Miscl. Pub. No. 42

2022年12月

高ヒマラヤ帯

高ヒマラヤ帯はグレートヒマラヤ帯とか高ヒマラヤ片麻岩帯と呼ばれ、あるいはインドでは中央結晶質岩帯とかヴァイクリタ帯などと呼ばれている。本ガイドブックでは高ヒマラヤ帯と高ヒマラヤ片麻岩類と呼ぶことにする。高ヒマラヤ帯の南限は MCT である。この衝上断層の南は低ヒマラヤ帯で、高ヒマラヤ帯はその上位に定置している。北限は北傾斜正断層の STDS で、その北方上位には化石を持つテチス層群が分布している。高ヒマラヤ帯は基本的に高変成の片麻岩類から成り、テチス層群の基盤となっている。ネパールの高ヒマラヤ帯は高変成度の片麻岩類で構成されており、高ヒマラヤ結晶質岩類あるいは高ヒマラヤ片麻岩類と呼ばれており、いろいろな片麻岩、結晶片岩やミグマタイトを含んでいる。高ヒマラヤ片麻岩類はかつてはテチス層群と低ヒマラヤ堆積岩類の基盤であると考えられていたが、最近の研究でネオ原生代（8～５億年前）の若い地層群が原岩であると認められた。このことから、最近はテチス層群と連続的で、全体としてはより古い堆積層であると考える研究者が多くなってきている。

かつて、高ヒマラヤ変成岩類とテチス層群の境界は漸移的であり、構造的ギャップはないと思われていた。しかしその後正断層性の南チベットディタッチメントシステムが両地質体の境界断層を成していることが発見された(Pecher, 1991; Burchfield and others 1992; Hodges and others 1992)。中国研究者が最初では？？

表３　低ヒマラヤ変堆積岩類のカリガンダキ地域とカトマンズ地域の層序

Tansen area (Sakai 1983)			Kathmandu area (Stöcklin 1980)		
Tansen Group					
Kali Gandaki Supergroup	Upper	Kerabari Formation	Nuwakot Complex	Upper Nuwakot Group	Robang Formation Malekhu Limestone
		Riri Limestone Ramdighat Formation			Benighat Slate
		Conformity			Unconformity
	Middle	Saidi Khola Formation		Lower Nuwakot Group	Hushdi Beds
		Khoraidi Formation			Dhading Dolomite
		Chhappani Formation			Nourpul Formation
		Virkot Formation			
		Heklang Formation			Dandagaon Phyllite
		Fault			
	Lower	Naudanda Quartzite			Fagfog Quartzite
		Andhi (Kuncha) Formation			Kuncha Formation

高ヒマラヤ帯の上限を画す STDS は比較的容易に野外で識別されるが、一方下限を画す MCT の位置に関しては問題が多いのである。まず、野外で MCT の位置を正確に決定することは困難である。さらに、MCT に関連した変成作用と変形作用が発達していることが MCT の位置の認定をさらに難しくしている。MCT の両側の岩石は常に強いせん断作用を被っている。そこで、このせん断作用が発達する地帯を MCT ゾーンとしているのである。MCT ゾーンからさらに上方に行くと岩石のせん断構造は弱くなり、片麻岩、結晶片岩、大理石に加えて少量のコーツアイトなどが出現する。

テチスヒマラヤ帯

ヒマラヤ造山帯の最北端に広い分布を示すテチスヒマラヤ帯はテチス層群（チベッタンーテチス堆積岩系あるいはテチス堆積物とも呼ばれる）で構成されている。テチス層群は最下部の STDS 周辺の岩石を除いて殆ど変成作用を被っていない。テチスヒマラヤ帯の南限は STDS で、北限はインダス・ツアンポ縫合帯(ITSZ)である。ITSZ の位置はネパールの北、チベット内である。ITSZ はインドプレートとユーラシアプレートの境界を成している。テチス層群はカンブリア紀から白亜紀にわたる地層群で構成されている（Colchen and others 1980)。テチス層群の分布はネパールではあまり広くない。西ネパールのカリガンダキ河上流（タッコーラ谷）とドルポ地域はテチス層群が最も広い分布を示している地域であり、テチス層群の全層に近い良い層序断面が見られる（図６)。ネパールの高峰の大部分はこのテチス層群の岩石で構成されているのである。テチス層群はかつてインド亜大陸北に広がっていたテチス海に堆積した地層群である。

ネパールヒマラヤの地質概略

ネパールヒマラヤはヒマラヤ弧の中央部分に位置している。ネパールヒマラヤの基本的な地質構造は上述したヒマラヤ全体の地質構造と全く同一であるので、ここで再記述はしない。ネパールの地質概略図と中央ネパールの地質断面をそれぞれ図６と図 7 に示した。ネパールヒマラヤのより詳しい地質状況については Le Fort(1975), Stocklin (1980), Sakai (1983, 1985), Upreti (1999), Hodges (2000), De Celles and others (2000, 2001)などが報告している。

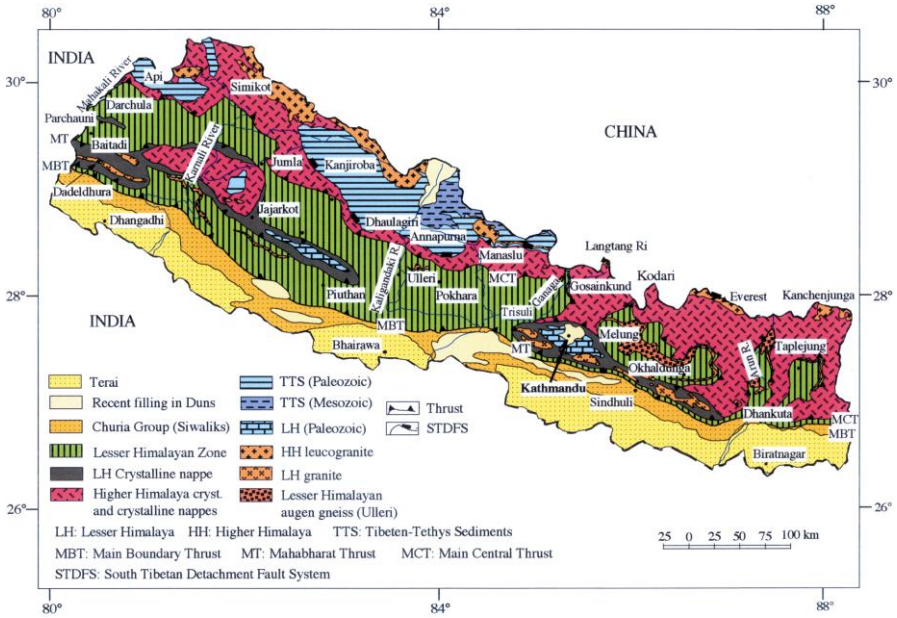


図 6　ネパールの地質概略図（Upreti and Le Fort, 1999）

ネパールヒマラヤの地形

ネパールはヒマラヤ弧の中央部分を占めている。地形学的にネパールは東西に走る 7 地形帯に区分される（図 8，9，10）。ネパールの南、ガンジス平原から北に向かうと、まずシワリーク丘陵（シワリーク山脈、チュリア丘陵などとも呼ばれる）が MFT によって急激に立ち上がっている。この丘陵は標高数百 m 前後で主稜線は緩やかな起伏を示している。

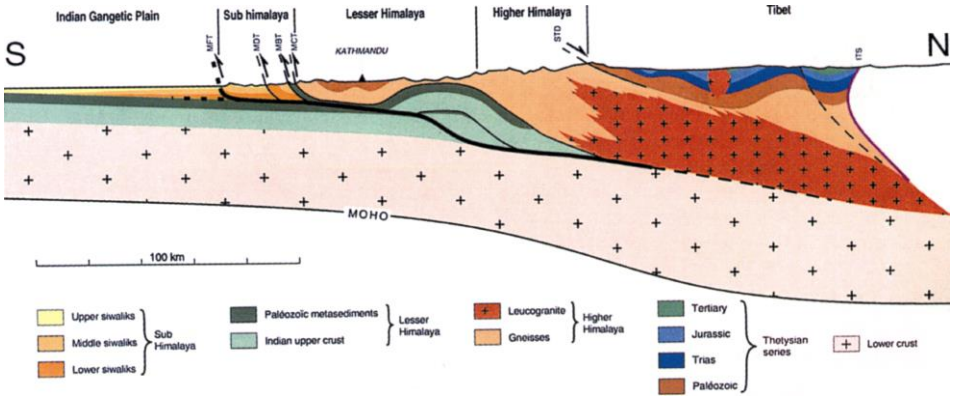


図 7　中部ネパールヒマラヤの地質断面（Pandey and others 1995）

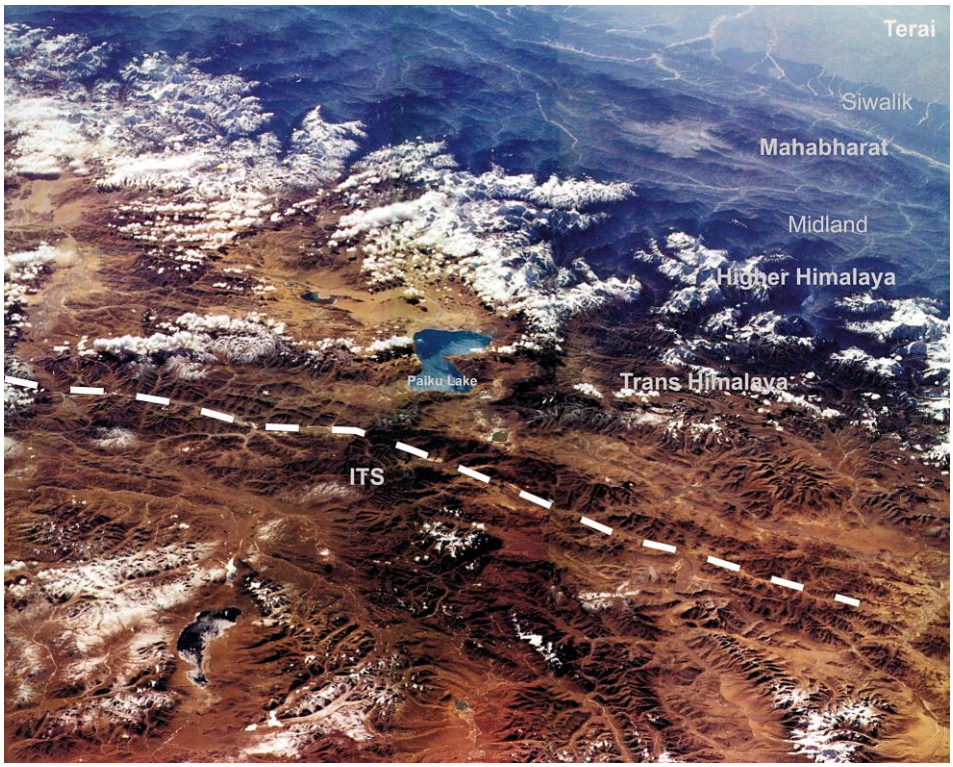


図８　ヒマラヤ中部とチベットの空中写真（NASA)。南方を見る。
カトマンズは図の外に K,　IT:インダスツアンポ縫合帯、Trans：トランスヒマラヤ。

シワリーク丘陵の北には標高 3000mを超えるマハバラート山脈が急傾斜で立ち上がり、モンスーン雲の最初の主障壁をなしている。マハバラート山脈の北に隣接するミドランドは低く緩やかな山岳地帯で土壌が良く発達して耕作適地が多く、ネパール人口の 50%の居住地域となっている。ミドランドの北では山地は再び急で高い前ヒマラヤとなり、住民は少ない。前ヒマラヤとその北の高ヒマラヤは標高 4000m以上の積雪地帯で、南から流れてくるモンスーン雲の主障壁を形成している。このため、これらの山地の南斜面にはモンスーン雲の全ての降雨がもたらされていることになる。高ヒマラヤ山脈主稜線からさらに北方に数十キロ行くとチベット周辺山脈（トランスヒマラヤ）である。トランスヒマラヤと高ヒマラヤの間には東西に走る低地帯（内ヒマラヤ）が分布している。内ヒマラヤを流れる川は南に高ヒマラヤを横切る幾つかのヒマラヤの主河川となっている。これらの河川の 1 つはカリガンダキ河で、内ヒマラヤの最上流部はタッコーラ谷とよばれ、ムスタン王国（upper mustang Kingdom）がある。

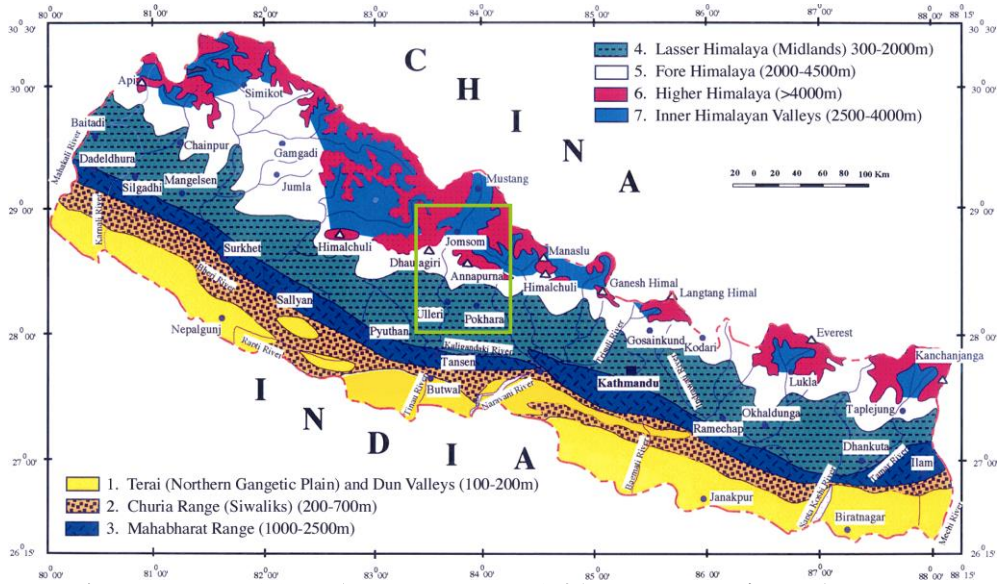


図 9　ネパールの地形分帯（Upreti 1999 を改変）。カリガンダキ地域を緑フレームで示した。

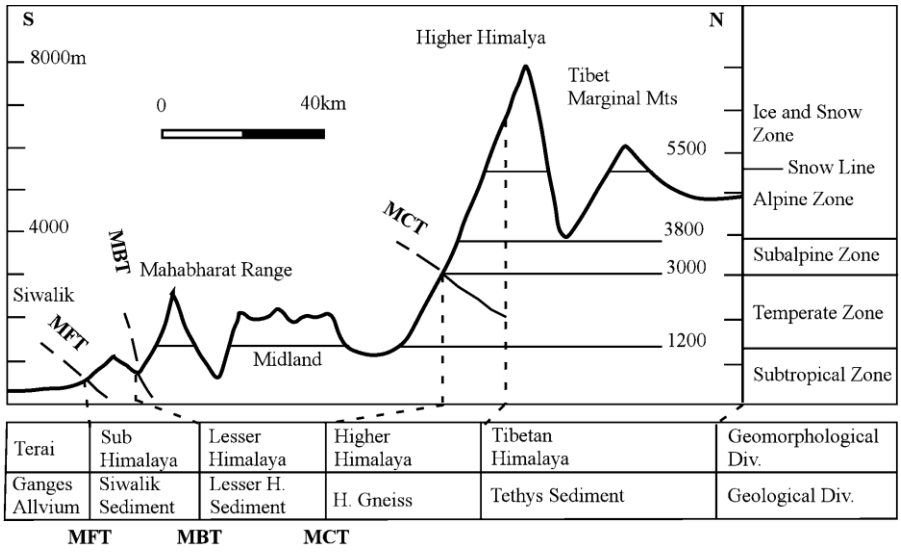


図 10　ヒマラヤの地形と地質分布が調和的であることを示す概念図（Kizaki, 1994）. MCT: Main Central Thrust, MBT: Main Boundary Thrust, MFT: Main Frontal Thrust.

図 9 に見られるように、カリガンダキ河は上記のネパールの地質帯と地形帯のすべてを貫いて流れている。図 10 は上述のヒマラヤの特徴的な地形の分布とそれに調和的な地質帯分布を示している。

Fig. 11.　ミドランド地帯を望む。遠方の高い山脈はマハバラート山脈。写真はカトマンズ北のカカニ丘陵の南望。

図 12　ネパールヒマラヤの地形帯が良く見える。手前からミドランドー前ヒマラヤー高ヒマラヤ。カトマンズ北東のナガルコット丘陵からの北望。

ネパールヒマラヤの気候

ヒマラヤは地球規模の大気システムに大きな影響を与えており、それはとりわけ温帯地域の気候変化に強い制約を与えている。さらに、モンスーン前線のアジア大陸への接近はヒマラヤという高い障壁の存在が大きく影響している。このため、南アジアと東南アジアの夏は降雨シーズンであり、高い湿度が特徴である。このことは逆に、ヒマラヤの存在はモンスーンと湿度の大陸内部への侵入を閉ざしていることになっている。ヒマラヤの南斜面では膨大な降雨があり、一方ヒマラヤの北方やチベットでは乾燥気候なのである。

ネパールの気候は基本的に南から北に変化する緯度と高度に支配されており、また降水量自体は上記のようにヒマラヤの存在が大きく影響している。気候特徴からネパールは以下の５帯にわけることができる。（１）亜熱帯地帯でテライとシワリーク山脈を含む、（２）温帯地帯でミドランド全域、（３）冷温帯地帯で前ヒマラヤと内ヒマラヤ、（４）アルパイン地帯で高標高地帯（3000－5000m）、（５）ツンドラ地帯で高ヒマラヤ地帯の標高 5000m 以上の地域（図 13）。

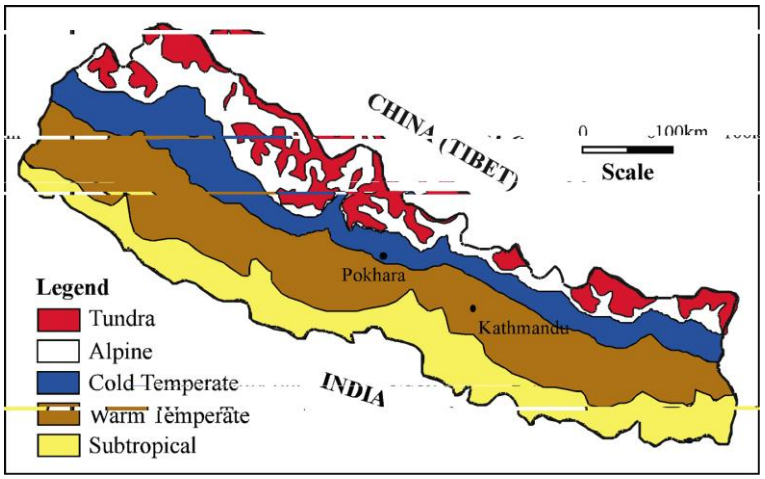


図 13　ネパールの気候帯分布（Shrestha and others, 1984, 再作図）

ネパールの年間平均降水量はロマンタン（タッコーラ～ムスタン）の 163mm からポカラ近くのルムレの 5144mm まで気候帯によって大きな違いがある。例えばムスタンとマナンでは 250mm、マハバラート山脈とミドランド地域では 2000－3000mm である(Chalise and Khanal 2001)。ネパールの多くの場所で 24 時間の降水量が 300mm を越すことは普通にあり、1 時間に 70mm－24 時間に 540mm という記録もある。このような異常な降水は常に地すべり、土石流や洪水災害をもたらしてきた。図 14 にはネパール各地の 24 時間最大降水量分布を示した。

ネパールヒマラヤの植生

ネパールでは高度と気候の急激な変化のため、植生も南から北に短い距離、数キロ内に変化する。南部のテライの熱帯と亜熱帯の植生から北部の高標高山岳地帯のアルパインとツンドラの変化がある。似たような変化は高ヒマラヤ帯の深い谷間地域でも見られる。たとえばカリガンダキ河のタトパニは標高 1190m で亜熱帯の植生であるが、東方 12km にあるアンナプルナ南峰（7219m）はアルパインの植生である。西ネパール地域の植生分布を図 15 に示した。

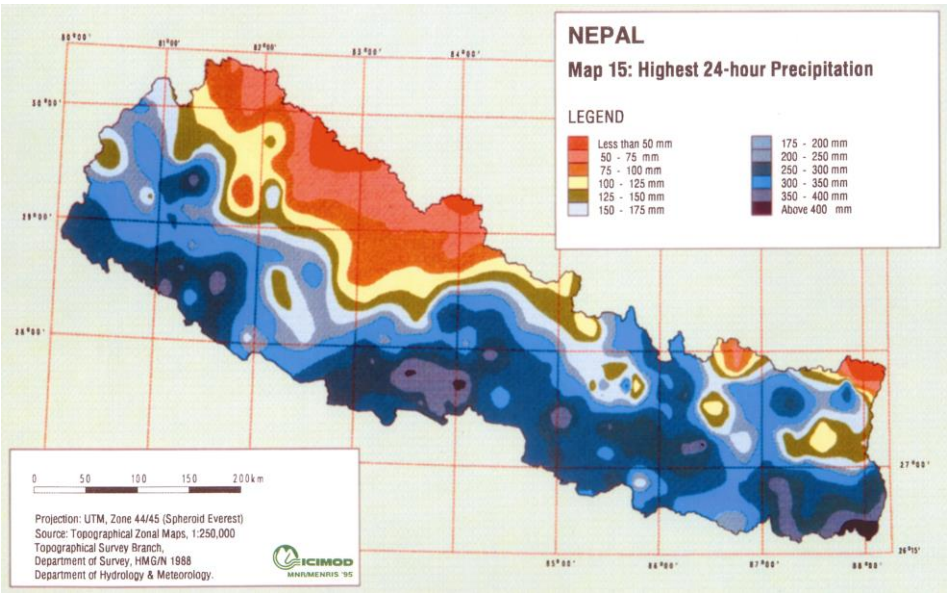


図 14　ネパールの 24 時間最大降水量分布（ICIMOD 1996）

ネパールヒマラヤの自然災害

ネパールは自然災害の多いことで知られている。最近の研究ではネパールは高い自然災害リスクの国とされている。90%を超えるネパール国民が 2−3 種以上の自然災害リスクに曝されているとの予測もある。ネパールでは毎年 300 人以上が自然災害で死亡しており、自然災害による資産の損失は数億ルピーに上っている。非常に不安定な地質条件、急峻な地形と強いモンスーンがこの国の自然災害多発の原因である。人口の増加、計画性を欠く居住地開発と低い経済性はネパールにおける自然災害対策を困難にしている。

ネパールには地すべり、土石流、洪水、雪崩、氷河湖決壊洪水（GLOF）に地震など、多種

の自然災害の危険がある。既述のようにネパールは明瞭な地質帯-地形帯で構成されているが、自然災害はこれらの地質・地形帯毎に特徴がある。南の平野部は洪水災害が多いが、一方山間部では地すべり、土石流、氷河湖決壊洪水と雪崩が多い（Upreti and Dhital 1996; Upreti 2001)。シワリーク山地は山腹と谷間の非常に険しい地形と軟弱な堆積岩が特徴であり、さらにモンスーン期には多量の降水がある。これらの特徴によってシワリーク帯は地表の風化が深く進行して、厚い地表土は深く侵食され、地すべりと土石流が多発する。

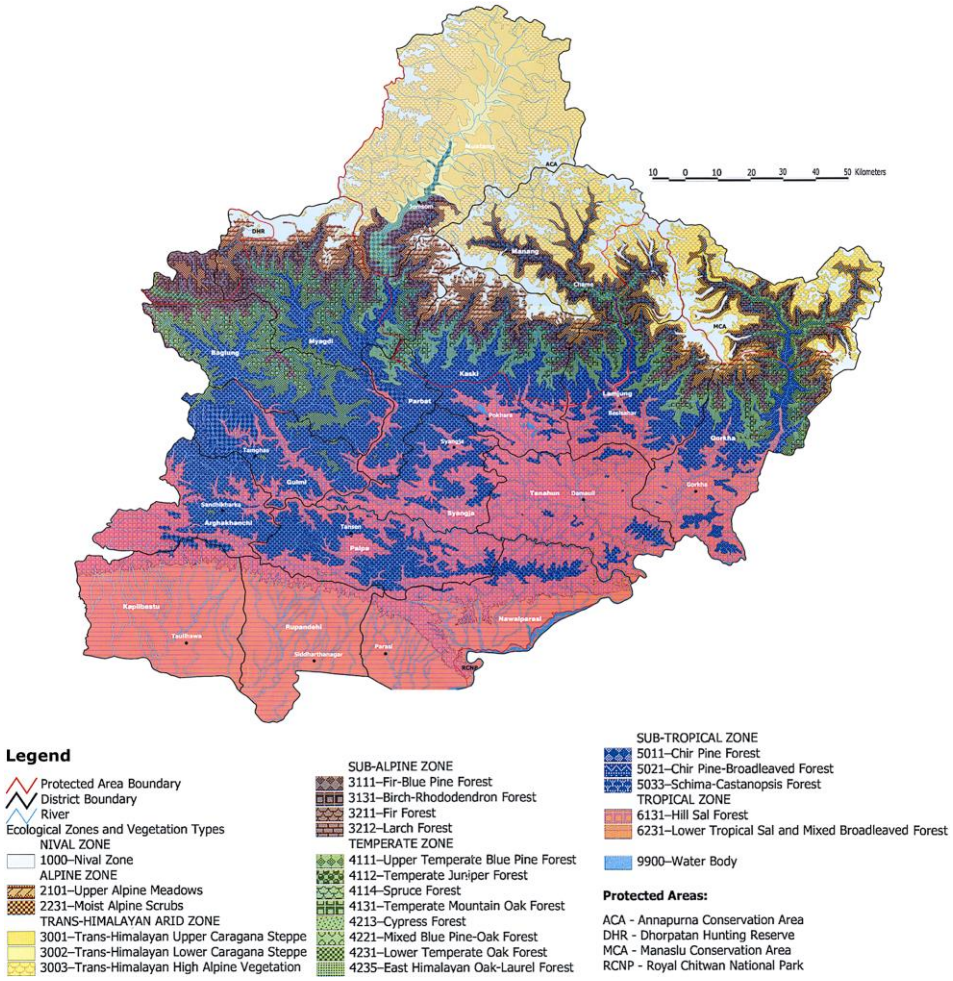


図 15　ネパールの西部開発地域の植生分布

低ヒマラヤ帯はスレート、千枚岩や弱変成岩などの破壊されやすい岩石が多い。これらの岩石は風化と侵食に弱いので地すべりと土石流が特徴的に発生する。高ヒマラヤ帯は非常に急峻でかつ凹凸地形に富み、また山腹には急斜面が発達している。このため、高ヒマラヤ帯の中でも降水量の多い南部では地すべり、土石流に加えて落石災害が多発する。この地帯では地すべりによる河川のせき止め湖形成事件も多く、その堰き止めダムの崩壊によ

る河川洪水は下流地域に洪水災害をもたらしている。テチスヒマラヤ帯は乾燥地域で降水量は僅少であるため水が関係する災害は降水量の多い南部と違って殆ど無い。しかし氷河の発達する一部の地域では氷河堆積物や雪崩、あるいは急斜面に起因する災害がある。雪に覆われたヒマラヤの高標高地域では雪崩と落石災害が主な自然災害である。さらに、ネパールは活動的な造山帯地域であることから、国土の全域が地震災害の危険に面している。

カリガンダキ河に沿う地質と自然災害

本ガイドブックはベニームクチナート間のカリガンダキ河に沿う地質と自然災害の情報を提供することを基本的な目的としている。従って、本書の記載はベニ北方の低ヒマラヤ帯から中央部の高ヒマラヤ帯と、ジョムソン付近からムクチナート一帯のテチスヒマラヤ帯である。なお、カリガンダキ河ルートから分かれるゴレパニ峠超えのコースも含めた。

カリガンダキ河の地質

ネパール中西部のカリガンダキ河は低ヒマラヤ帯、高ヒマラヤ帯とテチスヒマラヤ帯の観察に最適のコースであり、最も詳しく調査・研究された地域の１つでもある。
本節ではカリガンダキ河に沿って分布する各地質帯ごとに記述する。亜ヒマラヤ帯を構成するシワリーク層群は本地域より遥か南方に分布するので（図６）、本節では触れない。西ネパールの地質の概念的理解のために、T.ハーゲン（1969）が示したブロックダイヤグラムを図 16 に示す。ただし、この図の地質体の名称や意味づけは最近の理解とはかなり違っている。

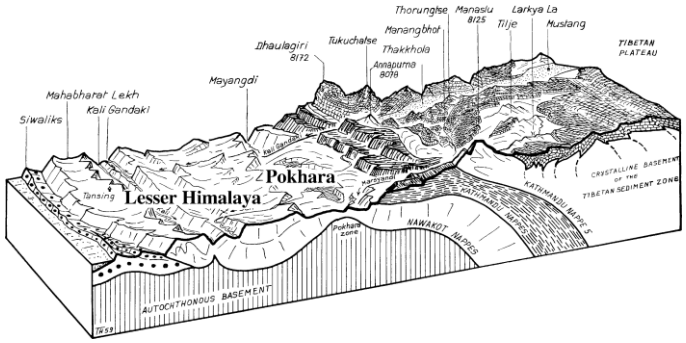


図 16　西ネパールヒマラヤの地質構造の３次元的表現（ハーゲン、1969）

コルシェンら（1980）は、カリガンダキ河地域の詳しい地質調査を行い、低ヒマラヤ帯、高ヒマラヤ帯及びテチスヒマラヤ帯の各種地質体の分布と層序を示した（図 17、18）。本ガイドブックでは図 16 の地質図をそのまま使用するのではなく、各地点について私たちの観察をもとに加筆・訂正を行なっている。
以下にはトレッキングコースに沿って南からスターとして北に向かって変化する各地質帯の特徴を以下に簡単に記述する。

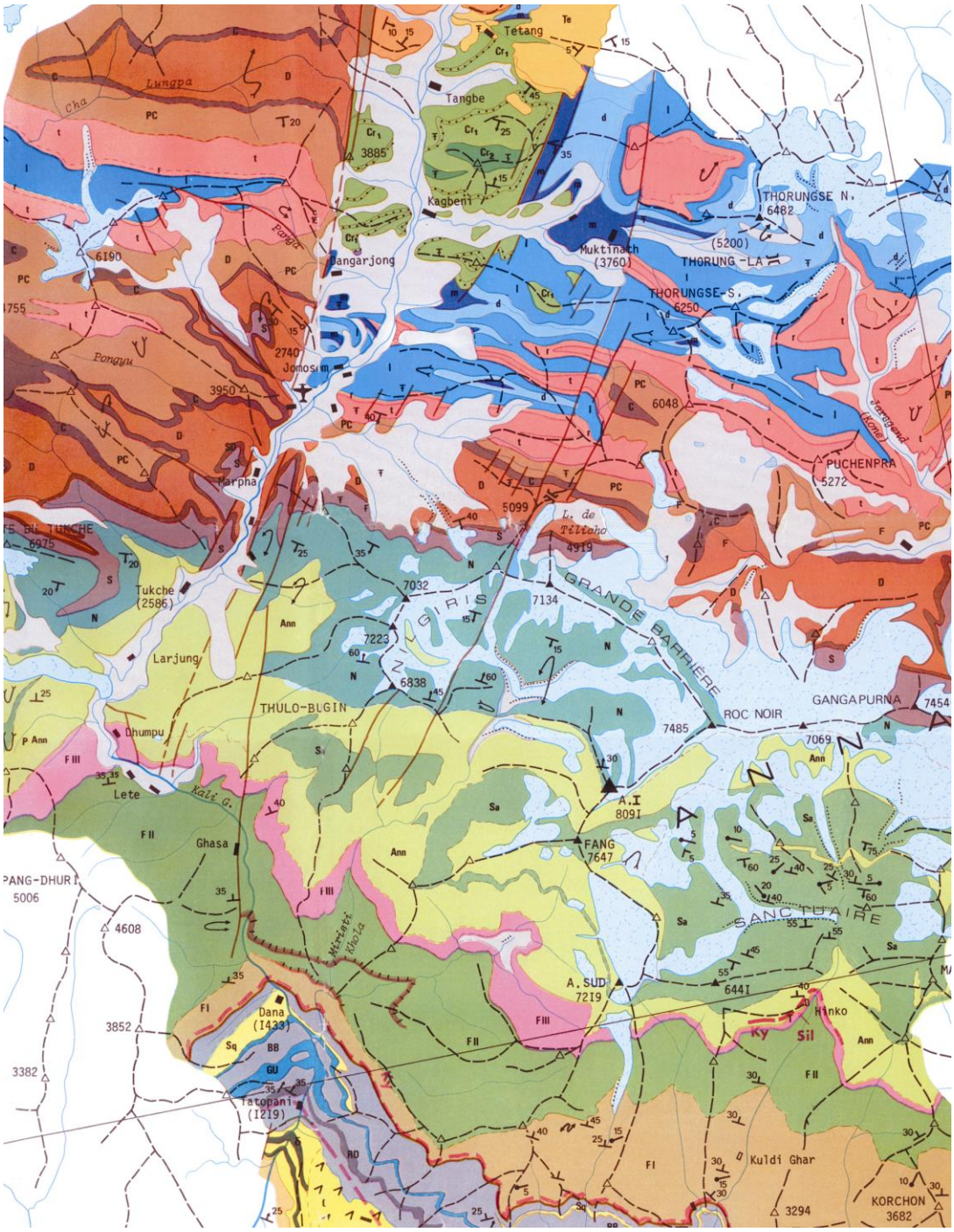


図 17 中-西部ネパールの地質図（コルシェンら、1980 から）。図の凡例は図 18 参照。本書の各見学コースで示す地質図は著者らの調査結果作成されたもので、この図と正確には同様でないことに注意。

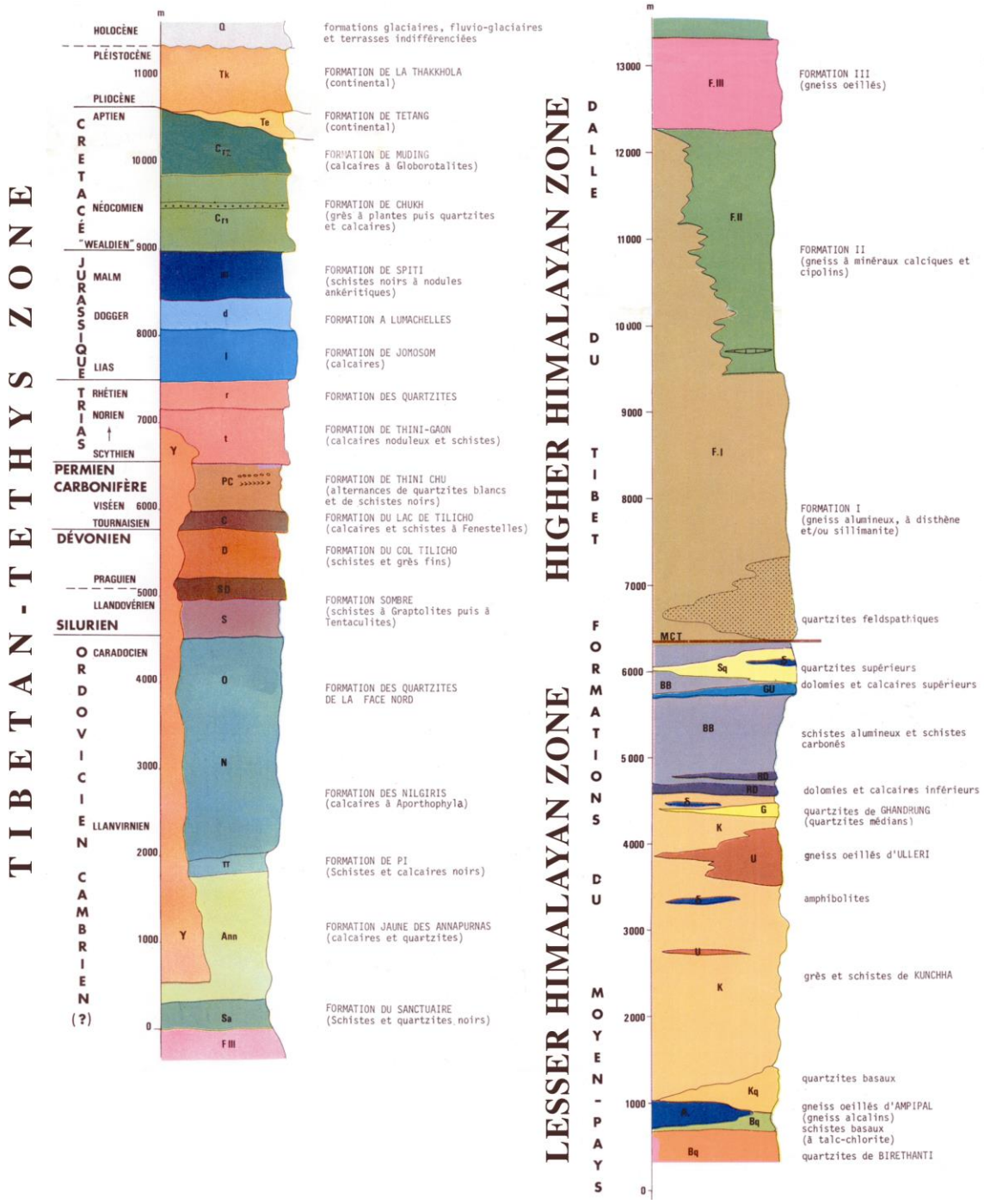


図 18　中-西部ネパールヒマラヤのテチスヒマラヤ帯（A）、高ヒマラヤ帯と低ヒマラヤ帯（B）の層序（コルシェンら、1980）

低ヒマラヤ帯

西ネパールの広い地域は低ヒマラヤ帯である（図 6、16)。カリガンダキ河に沿うベニからダナに至る延長約 30ｋｍ区間の低ヒマラヤ帯の地質図を図 19Ａに示した。低ヒマラヤ帯はベニからダナ付近のＭＣＴまでの間に分布している（図 22)。低ヒマラヤ帯はナワコットコンプレクス（ストックリン、1980）あるいはカリガンダキ累層群(酒井、1985)と呼ばれ、ベニ周辺には低ヒマラヤ帯の最下部を構成するクンチャ層が分布している。この地域のクンチャ層は光沢へきかい[1]を持つ灰色の千枚岩が主体で、少量のコーツアイトもある。上流に行くと低ヒマラヤ変堆積岩類の上部の地層群が分布している。それらは南から北に桃色味を帯びたスレートや石灰質砂岩の薄層、数百メートルの厚い石灰質岩類(主にドロマイトと少量の千枚岩)からグラファイトを含む黒色スレート(まれに石灰質岩層を挟む）と変化する。

この地域の上述の層序は中部ネパールで詳しく明らかにされたナワコット層群の層序（ストックリン、1980、表３）と大変によく対応する。ただし本地域の北方の低ヒマラヤ帯の地層群の層厚は中部ネパールに比べて著しく薄くなっている。本書の記述に当たっては、ストックリン（1980）の層序と地層名を使用することにした。低ヒマラヤ帯と高ヒマラヤ帯をカバーするベニ－コケタティ間の地質図と地質断面図を図 19Ａと 19Ｂに示した。

石灰質岩と黒色スレートの北方でＭＣＴに近づくと各種の*マイロナイト*、*フィローナイト*、*圧砕質*花崗岩や圧砕質片麻岩が分布するようになる。このＭＣＴ付近の岩石は既述の低ヒマラヤ帯の通常の岩石とは変成度が明らかに飛びはなれて高いのである。この高変成度岩類は中部ネパールでストックリン（1980)が示した下部低ヒマラヤ変堆積岩類中の高変成度岩類に対応するものであろう。

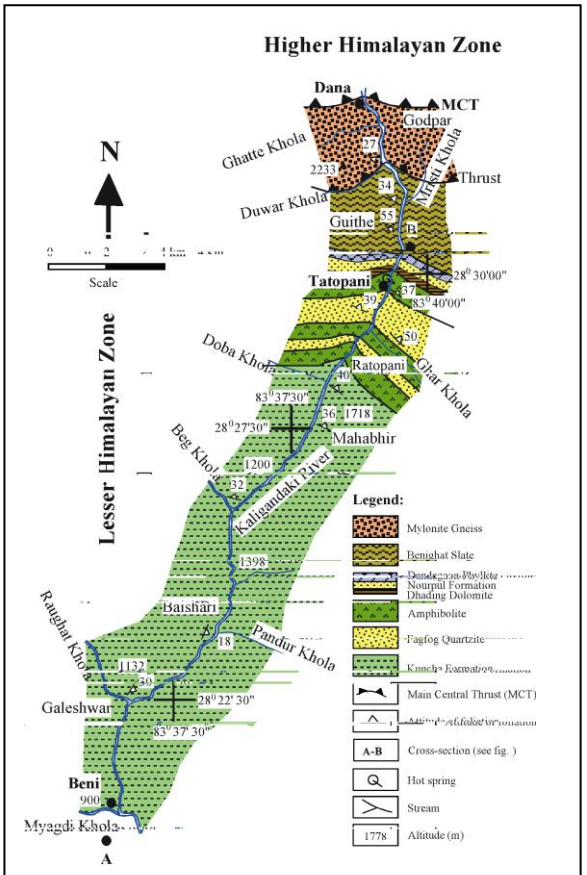


図 19A　ベニの北ＭＣＴまでのカリガンダキ河流域の地質図（本研究）

[1] 微細な平行割れ目

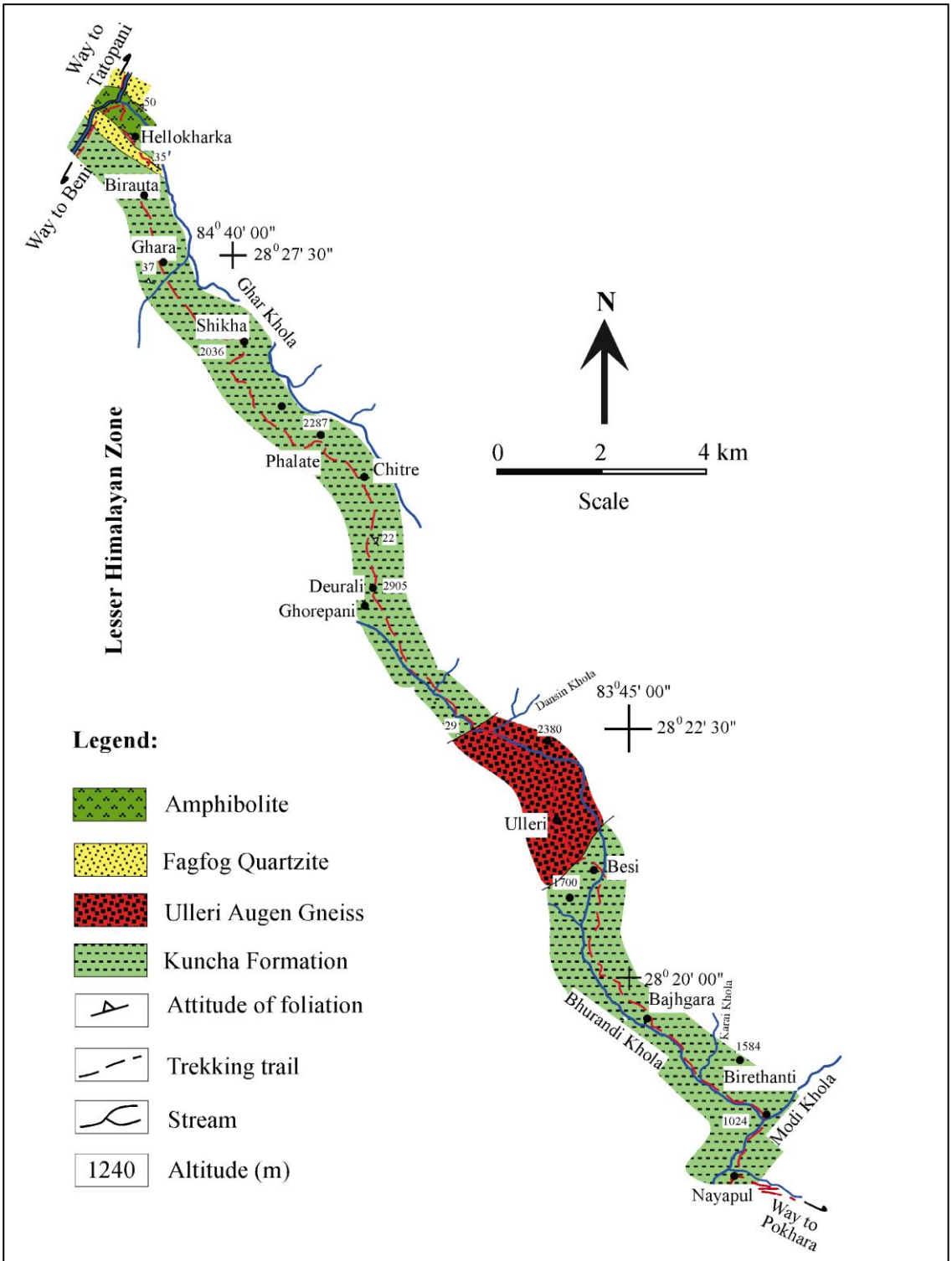


図 19B　タトパニ～ゴレパニ～ナヤプル間の地質分布（本研究）

このことから、衝上断層は圧砕岩類と黒色スレートの境界にあると認められるのである。この断層はデセレスら（1998）によるラムガート衝上断層に対応できるものであろう。ネパールを含むヒマラヤ全域にわたって、ＭＣＴとその近傍の特徴的な圧砕質変成岩類については近年の多くの研究があるが、研究者間で意見はさまざまである。本ガイドブックでは、なるべく一般的な説明をしているが、それと異なる見解を持つ研究者も多いのである。

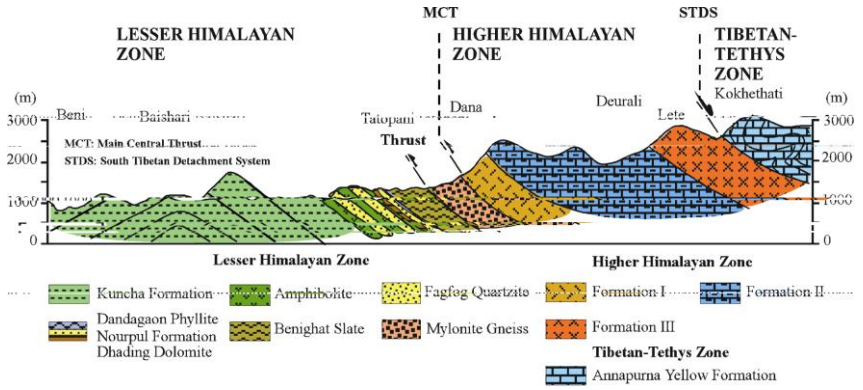


図 20　ベニ－コケタティ間の地質断面図（本研究）

表 3. 低ヒマラヤ変堆積岩類の層序（中部ネパール、Stockline, 1980）

Complex	Group	Formation	Lithology	Thickness (m)	Age
Nawakot	Upper Nawakot	Robang Phyllite with Dunga Quartzite	Phyllite, Quartzite, Amphibolite	200-1000	Palaeozoic
		Malekhu Limestone	Limestone, Dolomite	800	
		Benighat Slate with Jhiku Carbonate beds	Slate, Limestone	500-3000	
	Unconformity				
	Lower Nawakot	Dhading Dolomite	Dolomite	500-1000	Palaeozoic
		Nourpul Formation	Phyllite, Quartzite, Dolomite	800	Late Precambrian
		Dandagaon Phyllite	Phyllite	1000	
		Fagfog Quartzite	Quartzite	400	
		Kuncha Formation	Phyllite, Quartazite, Conglomerate	3000+	

図 21　ベニ－コケタティ間の低ヒマラヤ帯と高ヒマラヤ帯の層序（本研究）

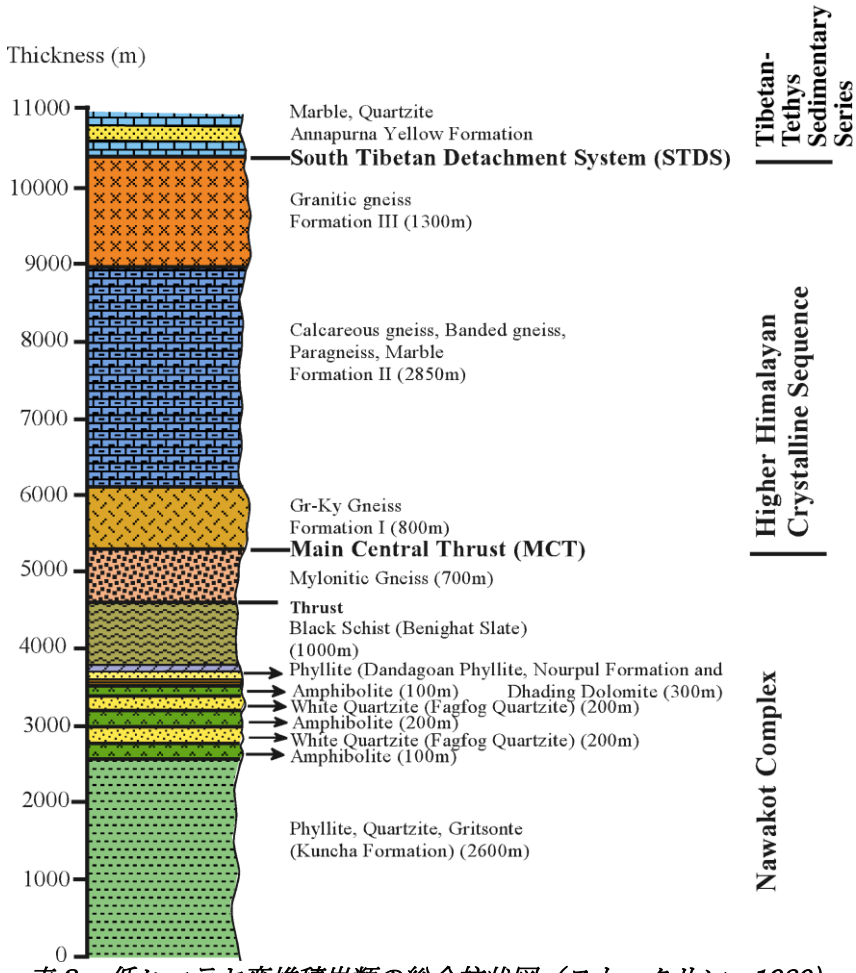


表 3　低ヒマラヤ変堆積岩類の総合柱状図（ストックリン、1980）

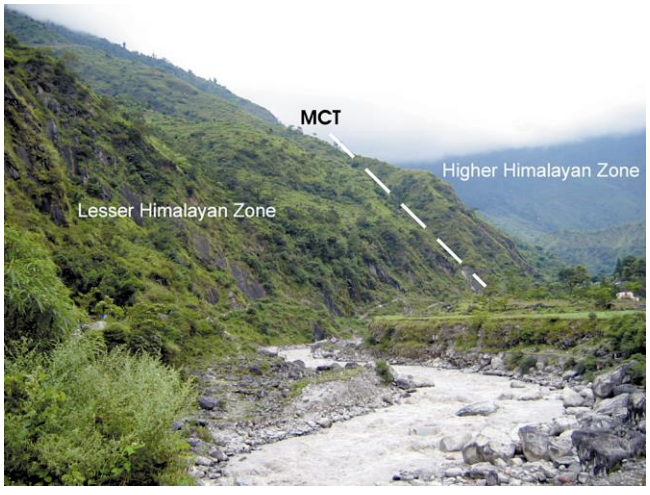


図 22　MCT 北の断層、ダナの北 500m

高ヒマラヤ帯

高ヒマラヤ帯の岩石の研究は、中-西部ネパールで高ヒマラヤ帯を横切って流れるカリガンダキ河やマルシャンディ河の深く新鮮な河川に沿って多く行なわれてきた。カリガンダキ河ではテチス層群、高ヒマラヤ片麻岩類と低ヒマラヤ変堆積岩類の 12km に及ぶ断面を観察できる。高ヒマラヤ片麻岩類はヒマラヤ造山帯の深部構造をなす特徴的な岩体であり、ダナの MCT からコケタティの間に分布し（図 23）、良い露頭[1]が無数にある。この区間の高ヒマラヤ片麻岩類は全体で約 5000mの厚さを示している。ル・フォートは高ヒマラヤ片麻岩類を下位から上位に第 1 層、第 2 層、第 3 層に区分した。

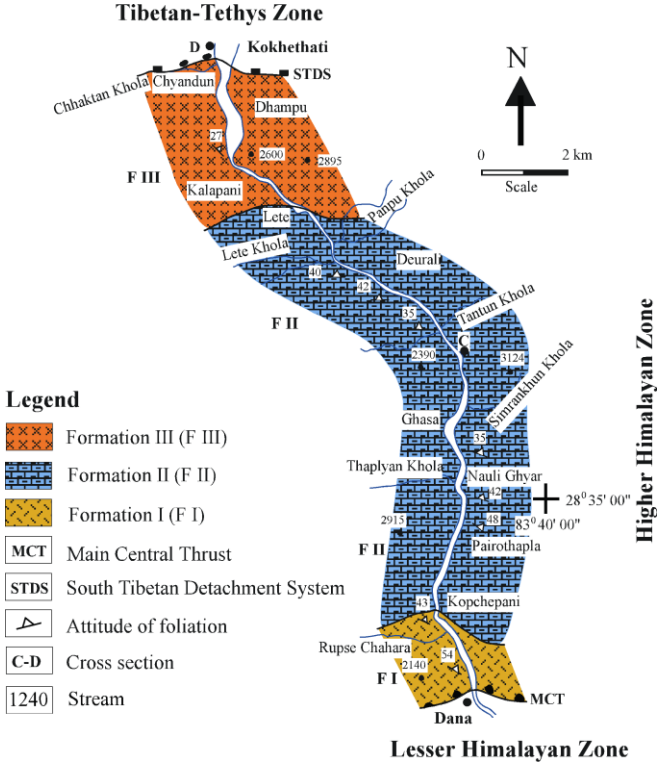


図 23　カリガンダキ河に沿う高ヒマラヤ帯の地質図（本研究）

最下位の第 1 層は最南部に約 800mの厚さで分布している。弟 1 層は泥質～砂質の片麻岩類で*珪線石（シリマナイト）や藍晶石（カイアナイト）*を時折含む黒雲母縞状片麻岩が主体である。第 2 層は層厚約 2850m で高ヒマラヤ帯の中部を占め、輝石や角閃石を含む石灰質片麻岩やマーブルが主体で少量の泥質片麻岩が伴われる。第 1 層と第 2 層

[1] その場所の地盤を構成している地層や岩石の露出しているところ。

は漸移的に変化するので、境界は明確でない。第３層は高ヒマラヤ帯の最上位を占め、最北部に分布する。層厚約 1300m、基本的に花崗岩質片麻岩でしばしば眼球片麻岩が含まれるので、全体として眼球片麻岩体と呼ばれることがある。第 3 層は南チベットディタッチメントシステムによって上位のテチス層群の石灰質地層（アンナプルナ黄色層）と境されており（Pecher 1991; Godin and Brown 1999）、境界は南チベットディタッチメントシステムである。

南チベットディタッチメントシステム相当の境界はコケタティの近くでベニージョムソンのちょうど中間地点付近である。境界の良い露頭はカリガンダキ河を隔ててコケタティの対面にある小渓谷チャクタン谷で見られる（図 24）。この谷の入り口には滝があり、その下から大きな扇状地がカリガンダキ河本流川原に向かって広がっている。ディタッチメントでは高ヒマラヤ帯第 3 層の眼球片麻岩とテチス層群下部の石灰質片岩やドロマイトマーブルが明瞭な境界で接しており、境界付近には優白質花崗岩の貫入体があり、変堆積岩を明瞭に貫いている（Yoshida et al., 2004）。

図 24　チャクタン谷に沿う南チベットディタッチメント（STDS）

テチスヒマラヤ帯

テチスヒマラヤ帯構成岩類であるチベッタン・テチス堆積岩類（本書ではテチス層群と呼ぶ）の殆ど全層がカリガンダキ河上流部（タッコーラ谷）に分布し、素晴らしい観察ができる（図 6，17）。コケタティームクチナート間の地質図を図 25 に示した。図 17 もあわせて参照するとよいであろう。タッコーラ谷地域は中生代－古生代の堆積岩類からなるテチスヒマラヤ帯を切る 2 本の南北性の正断層に挟まれた谷状盆地地形をなし

ている。T.ハーゲン（1969）が示したタッコーラグラーベン（地峡）の地質構造の概念図を図 27、28 に収録した。コルシェンら（1980）はテチス層群には強い褶曲構造が良く発達すること、とりわけダウラギリ連峰やニルギル峰でそれが認められることを示した（図 26）。

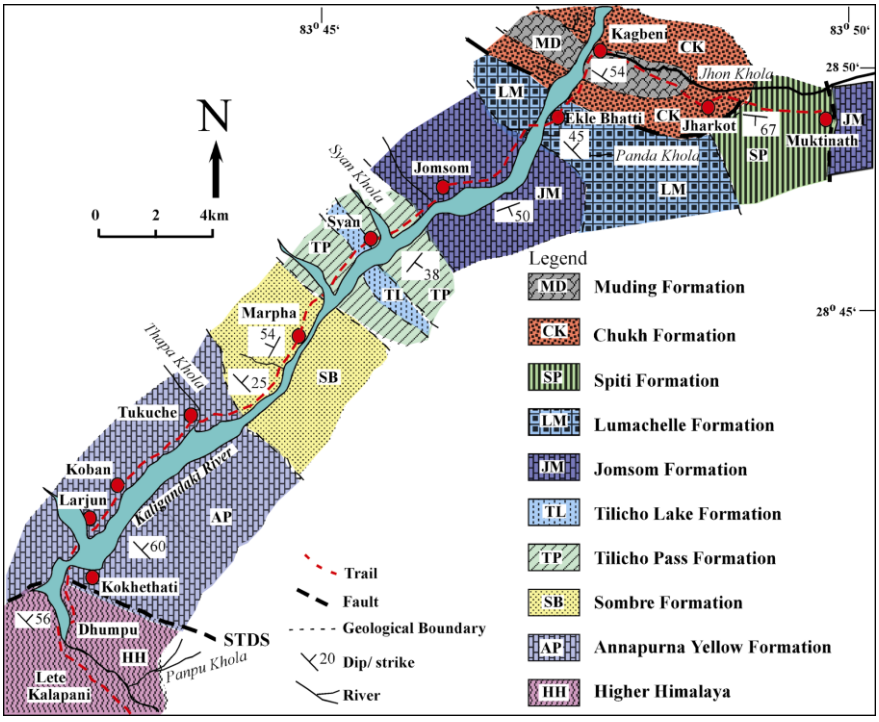


図 25 カリガンダキ河に沿うテチスヒマラヤ帯の地質図（本研究）

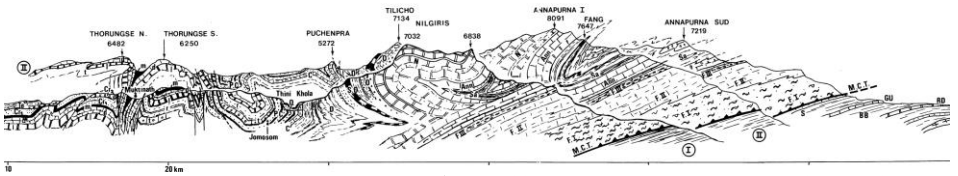


図 26　アンナプルナーニルギリ山群の地質構造で、いろいろな褶曲・断層構造が示されている（Corchen et al., 1980）

コルシェンら(1980)はこの地域のテチス層群を以下の 18 層に区分した:古生代の（1）サンクチュアレ層、（2）アンナプルナ黄色層、（3）ピー層、（4）ニルギリ層、（5）ノースフェース層、（6）ソンブレ層、（7）ティリチョ・パス層、（8）チリチョ・レイク層、（9）ティニチュ層、中生代の（10）ティニガオン層、(11)ジョムソン層、(12)ルマチャレ層、（13）スピティ層、(14)チュク層、(15)ムディン層と、さらに新生代の（16）テタン層、(17)タッコーラ層と(18)氷河性・河川性堆積物と段丘層である。

テチス層群の古生代諸層は石灰岩、ドロマイト質石灰岩と石灰質頁岩を主とし、少量のコーツアイトを持つ。化石を含む中生代諸層はジョムソン付近より北方に分布している。中生代諸層も石灰岩や石灰質頁岩が多いが、黒色泥岩や砂岩も認められる。テチス層群の岩相、層厚、化石、その他の詳細は表 4 にまとめられている。
ヒマラヤのテチス層群についてはフックス（1977)、コルシェンら（1980)、オッグとラッド（1994)、ガルザンティとフレッテ（1994)、コルシェン（1999）やガルジオネら（2003）が報告している。

テタン層とタッコーラ層（タッコーラグラーベンを埋める新期堆積物）

タッコーラグラーベンは西は、テチス層群の古生代諸層に、東は中生代諸層に区切られている。グラーベン中には新生代の湖成及び河川堆積物が発達する（ハーゲン、1969)。これらの新生代層はすべてカグベニより北の上ムスタン地域にだけ分布するので、本ガイドブックのトレッキングコースでは観察できない。古いほうのテタン層はグラーベン内のごく小地域に分布し、最大層厚 240m、中生代のテチス層群を不整合で覆っている。堆積年代は 1100～960 万年前とされている（ガルジオネ，2000)。若いタッコーラ層はグラーベン全域に広く分布し、最大層厚は 1000ｍに達する。本層の最下部は 700 万年前とされている。テタン層とタッコーラ層、及び基盤のテチス層群ほかの分布はガルジオネ(2000)の地質図に示されている（図 29)。

カリガンダキ河に沿う第四紀堆積物と段丘

カリガンダキ河沿いには湖成、氷河、氷河湖成、氷河河川、河川及び土石流起源のいろいろな堆積物が発達している。そしてこれらの堆積物は各所で 4 時期にわたる段丘を作っている。近年のモレーン堆積物は各所に見られ、場所によっては膨大な量で高い丘を作っている（図 30)。湖成堆積物、氷河湖成堆積物と氷河堆積物はとりわけコケタティ付近からムクチナートまでの区間によく発達する。
カリガンダキ河に沿って段丘がよく発達する。段丘は一般に 4 段認められ、大きな支流とカリガンダキ河本流の合流点、とりわけジョムソン付近より上流で典型的な 4 段階段丘が明瞭に認められる。ジョムソン周辺では氷河湖成堆積物（T1、標高 3000m以上)、河川堆積物（T2,標高 3000－2900m)、湖成堆積物（T3、2900m）と原河床堆積物を切る 4 段の段丘が明瞭に認められる。高位段丘（T1）の形成は最終間氷期で 120000 年～200000 年と確定している。一方中位段丘 T2 は最終氷期の初期、中位段丘 T3 は後期とされている（岩田ら、1982)。

表４　カリガンダキ河地域のテチス層群層序（コルシェンら　1986）

Formation	Thickness (m)	Main Rock type	Important fossils	Age	
Muding Formation	300	Thin bedded, fine-grained, grey sandstone and grey to shale.	*Hedbergella infracretacea*	Middle Cretaceous	Mesozoic
Chukh Formation	900	Thick bedded, pebble bearing greenish grey sandstone and dark grey shale.	*Ptillophyllum, Nepalensis (Plant), Tropaeum australe*	Lower Cretaceous	
Spiti Formation	500	Laminated grey shale interbeds with grey limestone and sandstone.	*Kranosphinctes Blanfordicera, Paraboliceras*	Upper Jurassic	
Lumachelle	300	Alternation of grey limestone with shale sandstone and marl.	*Oyster, Bellemnopsis*	Middle Jurassic	
Jomsom Formation	400	Dark grey micritic and Oolitic limestone interbeds with grey sandstone and black shale.	*Vidalina martana, Haurania,Belemnites, Formosus Oxycerites*	Lower Jurassic	
Quartzite Formation	300	Thick bedded quartzite interbeds with shale	*Trychyceras, Joannites, Arcestus, Arpodites, Juvavites,*	Upper Triassic	
Thinigaon	800	Alternating of light brown limestone and light grey shale. Shale is greater proportion than limestone	*Meekoceras Clypeoceras, Flemingites, Episageceras, Trachyceras*	Lower Triassic	
Thini Chu Formation	700	White colored, coarse-grained quartzite interbeds with grey slate.	*Spiriferella rajah, Fenestella polyseptata*	Permo-Carboniferous	Palaeozoic
Tilicho Lake Formation	300	Grey, bluish grey to black limestone, calcschist and black shale.	*Attenuatus, Septopora ct.*	Permo-Carboniferous	
Tilicho Pass Formation	600	Black slate, phyllite, medium-grained sandstone and slate.	*Monograptides, Tentaculites Favosites*	Devonian	
Sombre Formation	600	Interbedding of black shale and sandstone with gritty dolomite.	*Monograptus Orthograptus Glyptograptus*	Silurian.	
North Face Quartzite Formation	700	Detrital sandstone, quartzite and white to pink schist.	*Orthambonites Glyptocystidae, Cheirocrinus*	Ordovician	
Nilgiri Formation	1500	Thick bedded, blue limestone intercalated with schist.	Brachiopoda Nautiloidae	Ordovician	
Pi Formation	450	Interbedding of black schist and calcschist.	Crinoids	Ordovician	
Annapurna Yellow Formtion	2000	Bluish grey, limestone with quartzite and schist.	Worm traces, bilobites, Trilobites,	Cambrian	
Santuaire Formation	350	Alternating of greywacke, dolomite and phyllite.		Cambrian	

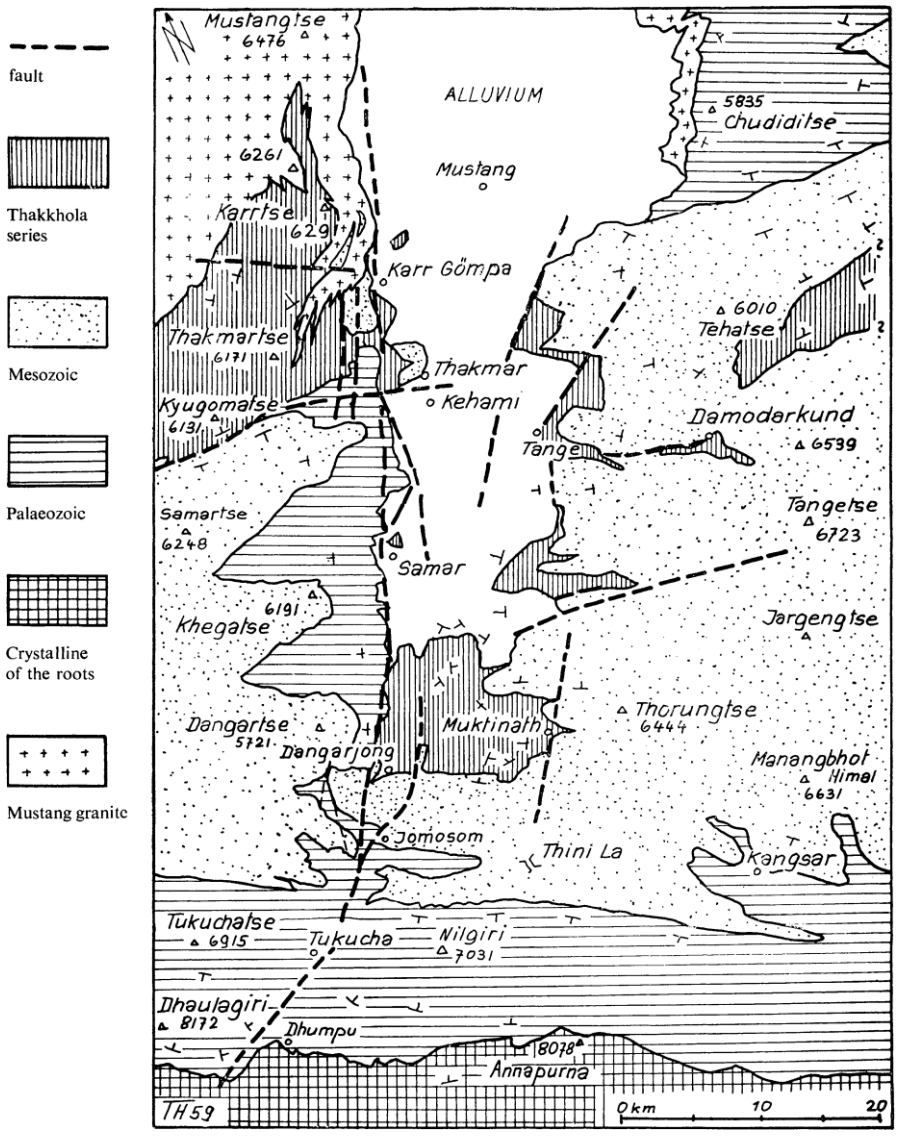


図 27　テタン地域の地質構造概念図（ハーゲン　1969）

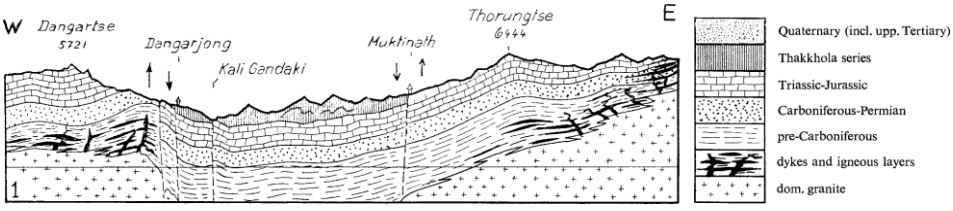


図 28　テタングラーベンの地質断面（東西横断面）、ダンガルツエートルンツエ間（ハーゲン 1968）

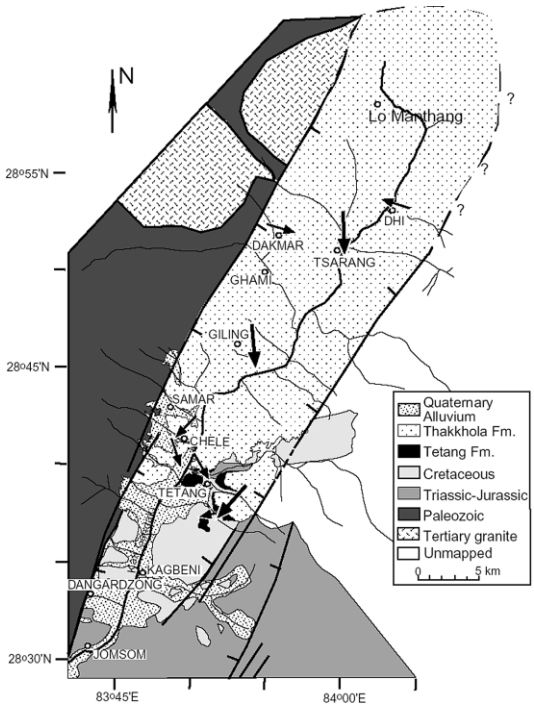


図 29　タッコーラグラーベンにおけるテタン層とタッコーラ層分布、矢印はテタン層とタッコーラ層堆積時の古流向（ガルジオネら 2000）

図 30　（左図）カリガンダキ河 x ジョン谷合流点の河川堆積物、図 31（右図）カリガンダキ河 x パンダ谷合流点の土石流堆積物

図 33 にはカリガンダキ河からさらに南方、本ガイドブック地域を外れてテライまでの南北地形断面を示した（岩田ら 1982）。本図には現河床と高位段丘の比高が示されている。最大比高はダナ付近に見られるが、それは高位段丘形成時から現在までの間の時期には、ダナ付近、つまり高ヒマラヤ帯の MCT 近傍の上昇が最大であったことを意味している。カリガンダキ河に沿う高位段丘の比高分布は高ヒマラヤ、マハバラートとシワリークの上昇が第四紀後半も継続していることを示している。第四紀堆積物と段丘についての詳細な記載はアペンディクスに収録した。

図 32 レテ付近のモレーン丘（手前の緩い丘）。レテ村は谷の中央にある。背後の稜線の右方はダウラギリ峰へ続く。図には STDS の位置も示されている。

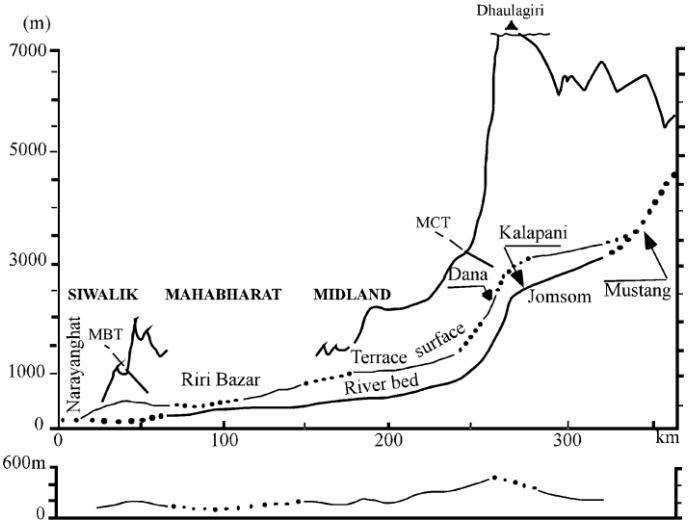


図 33　カリガンダキ河に沿う現河床と高位段丘の標高をヒマラヤ南北断面で示した（岩田ら 1982）

カリガンダキ河に沿う自然災害

カリガンダキ河はチベット丘陵南部のチベッタン周辺山脈南斜面を源流として南に流れ、テチスヒマラヤ帯、高ヒマラヤ帯、低ヒマラヤ帯と亜ヒマラヤ帯というヒマラヤ造山帯の全地質帯を横切ってガンジス平原に流れ込んでいる。この河は先行河川、つまりヒマラヤの上昇以前から南に流れていた河川であるので、ヒマラヤ上昇の全過程を記録

しているのである。ベニーカグベニ間のカリガンダキ河に沿う地形断面を図 34 に示した。河川勾配の急激な変化は当該地点の上下運動の変化を反映している。コケタティより北のテチスヒマラヤ帯は非常に緩い傾斜であるが、そこから高ヒマラヤ帯に入ると急傾斜となっている。このことは高ヒマラヤ帯の上昇は現在もかなり早い速度で行なわれていることを反映していると考えられる。河床断面は低ヒマラヤ帯に入ると再び緩やかになり、この地帯の現在の上昇は緩やかであることを示している。

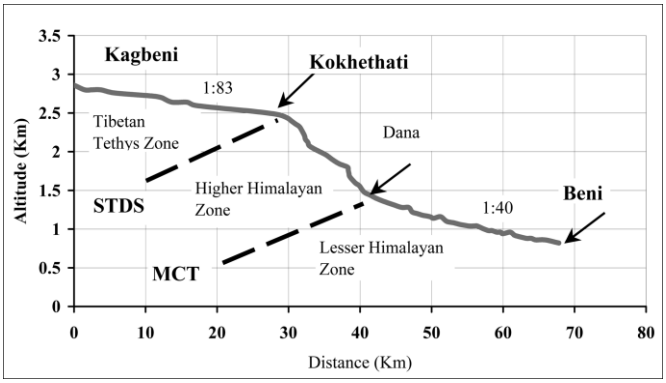


図 34 カリガンダキ河の河床標高分布（ベニ－ガクベニ間）

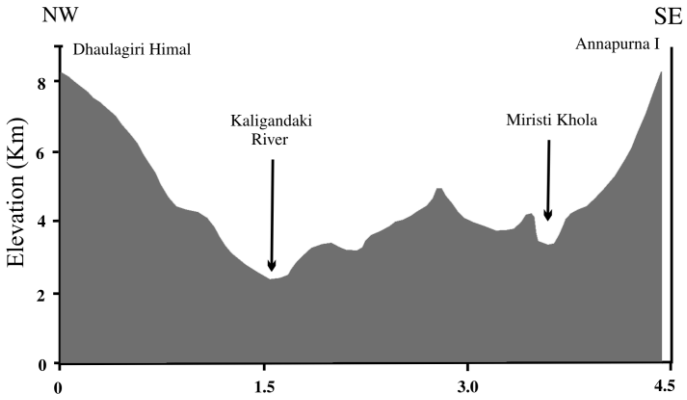


図 35 ダウラギリ－アンナプルナⅠ峰間の地形断面は世界最深の
カリガンダキ河峡谷を示している

カリガンダキ河は地質時代の過去には各所でたびたび地すべりや氷河過程によってブロックされたことがあった。そのためカリガンダキ河では北から南にいろいろな湖成段丘面や堰止湖決壊洪水段丘面が発達する。カリガンダキ河の世界最深峡谷はこの河の強力な浸食作用を示している。カリガンダキ河はチェーンソーのように大ヒマラヤ山脈を南北に 60km にわたって切り裂いているのである。このような地形特徴と歴史から、カリガンダキ河沿いには多様な自然災害が非常に多く発達している。以下に各地質帯毎

に自然災害の特徴を記述する。

低ヒマラヤ帯

MBT の北には、高いマハバラート山脈がある（図９、10)。マハバラート山脈はヒマラヤ南部でモンスーン大気流の最初の障壁となっているので、夏季には山脈全体にわたって降雨量が非常に多い。クラウドバーストと呼ばれる極端な豪雨事件も頻繁に起こっている。

この地帯にはスレート、千枚岩、結晶片岩、ドロマイト石灰岩、コーツアイト、砂岩、角閃岩が分布している。硬い石灰岩、コーツアイト、砂岩や角閃岩は風化に強く、急斜面を作っている。一方より軟らかいスレートや千枚岩は風化に弱く、緩い地形が発達するので、これらの岩石の地域には耕地と集落が発達している。これらの岩石はしかし割れ目が多くまた褶曲構造や断裂構造の発達が著しい。気候条件に加えて急な地形、極端な風化度の違い、不適当な土地利用や地質的な弱さによって低ヒマラヤ帯には地すべり、河川側方浸食や土石流が頻繁に発生している。

高ヒマラヤ帯

高ヒマラヤ帯は MCT のあるダナと STDS のあるコケタティの間に分布している。この地帯は片麻岩、ミグマタイトやマーブルなどの高変成度の変成岩類が分布する。これらの岩石は堅硬であり、急峻な斜面が発達する。数百ｍの高い垂直に近い崖も稀ではない。モンスーンの雲は高ヒマラヤ帯を乗り越すことは出来ないので、高ヒマラヤの南斜面には多量の降水がある。

高ヒマラヤ帯の片麻岩やコーツアイトは堅硬だが地層面や節理が岩体内に巨大なブロック構造をもたらしている。これらの不連続面がよく発達するところでは不連続面にそって岩盤斜面の崩壊や崩落をもたらす。不連続面の発達は多量の雨量とともに高ヒマラヤ帯で大小の地すべりや斜面崩壊、落石多発の原因となっている。またモレーン堆積物の発達するところでは河川の側方侵蝕災害が稀ではない。これはとりわけ高ヒマラヤ帯の河川勾配が大きいことにも関係しているのである。

テチスヒマラヤ帯

テチスヒマラヤ帯にはドロマイト、石灰岩、砂岩や頁岩などの堅硬な堆積岩類が特徴的に分布している。カリガンダキ河の両岸に聳えるヒマラヤの高峰はすべてこれらの岩石で構成されている。これらの高峰は標高 5000ｍを超え、モンスーン雲はここを越えて北方に行くことはできない。そのため、これらの高峰の北側の地帯は年間 250mm 程度

のわずかの降水量なのである。このトランスヒマラヤ地域では堅硬な岩石とともに厚い湖成堆積物が分布する。これらの堆積物は石灰質の基質を持つために凝固度は高く、数 m の急斜面が諸所に発達している。僅少な雨量でもあり、この石灰質堆積物による斜面の安定度は高い。これらのことから、テチスヒマラヤ帯のトランスヒマラヤ地帯は自然災害を被りにくい地帯である。

ただし、地層の傾斜は大部分が北傾斜のため、谷の北斜面では地層面に沿う斜面崩壊が起きやすい。また、川岸はしばしば河川湖成堆積物で構成されており、この堆積物は侵蝕に弱く、とりわけ氷河の融解期には河川の側方侵蝕による斜面崩壊が発生する。支流の地すべり堆積物は本流に堰止湖を作り、それは時に堰き止め湖決壊洪水災害を下流地域にもたらすことになる。ジャルコットからムクチナートにいたる高標高地域ではモレーン堆積物が斜面崩壊堆積物と混在している。地表水の制御が行なわれていないので、水は堆積物にしみ込み、地面の緩慢なクリープや緩傾斜の地すべりが諸所に見られる。

ポカラ盆地

地形と地質概観

ポカラは西ネパールカスキ郡の郡庁所在地であり、カトマンズに次ぐネパール第二の観光都市である。中西部ネパールヒマラヤトレッキングの基地であり、アンナプルナベースキャンプやマチャプチャレベースキャンプや、あるいはカリガンダキ河など著名なコースがある。この町を訪れる人はマチャプチャレとアンナプルナ連峰の見事な景観に魅了されるだろう。それに加えて、フェワ湖やベグナス湖など深い森に囲まれた美しい湖がこの町の一層の魅力を際立たせている。ポカラ盆地は北西－南東に伸びた幅約 5km、長さ約 20km の広がりをもっている（図 36）。盆地を埋める堆積物はセティ河によって深く侵蝕されて巨大な崖を作り、あるいは河にそって数段の段丘を作っている。

ポカラ盆地はカトマンズ盆地と同様にヒマラヤのミドランドに発達する典型的な山間盆地である。盆地の地面は基本的に古セティ河河床に沿って堆積した土石流と氷河湖決壊洪水堆積物で構成されている。これらの堆積物はすべて北方のアンナプルナ連峰地域からもたらされている。堆積物の年代は大変に若く、第四紀で一部は完新世である。

ポカラ盆地の基盤は非常に古く、低ヒマラヤ変堆積岩類、最下部層の前期原生代クンチャ層である。クンチャ層は頁岩、凝灰質頁岩のほか少量の砂岩と火山岩質岩を含んでいる。これらの岩石は弱い変成作用を受けて千枚岩、変砂岩や変火成岩になっている。ポカラ地域では主に丘陵地域に分布するが、河岸の斜面に時折露出している。

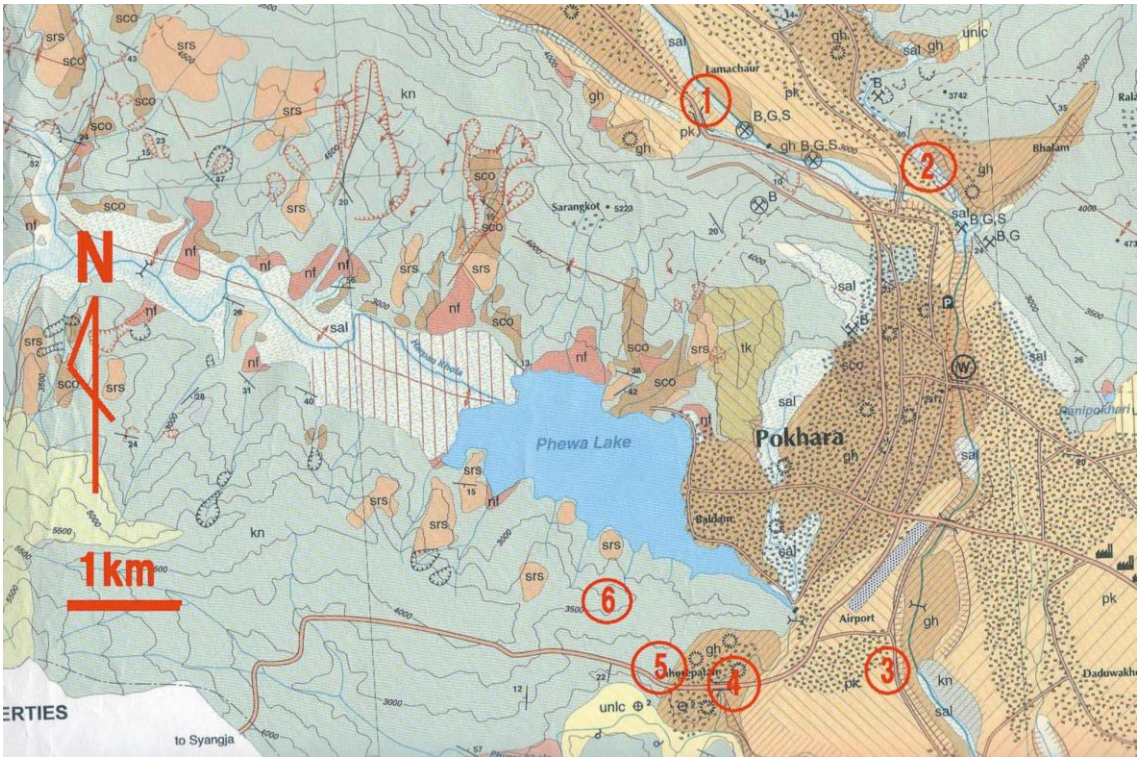
基盤岩は厚さ数 m から数百mの第四紀の地層群に直接覆われている。それらは固結した土石流と軟らかい完新世の堆積物である。ポカラ盆地の殆ど全域を埋める土石流堆積物（コイララ 1998）は本地域で最も特徴的な第四紀堆積物である。土石流堆積物は主にガチョック層（約 12000 年前）とポカラ層（約 700 年前）である。両層とも基質が石灰質のために硬い岩石になっている[1]。ポカラ盆地にはさらに古い土石流堆積物が諸所にわずかに見られるが、それらの年代はまだ測定されていない。

フェワ湖は西から湖に流入しているハルパン川が堰き止められて生まれた。堰き止めはセティ河本流に沿う土石流であった。フェワ湖底堆積物の最古の年代は BC12640－12025 年であり、従ってフェワ湖の誕生[2]は 14000～15000 年前かそれ以前ということになる[3]。

---

[1] 石灰質物質は容易に水に溶け、あるいは固結する。ビルを作るコンクリートや鍾乳洞の形成やその中の石筍がよい例である。

[2] フェワ湖の形成は萌芽的段階（古フェワ湖で現在のフェワ湖よりかなり小さかった）からいろいろ



NATURAL HAZARDS

Areas of sinkhole or subsidence hazard

- High hazard of sinkhole development and subsidence
- Medium hazard of sinkhole development and subsidence
- Low hazard of sinkhole development and subsidence.
- Area susceptible to subsidence

Flood prone areas

- Area of annual floods
- Area of potential flood hazard

Gully erosion

- Construction of check dams to control floods, and reducetorrential activity and erosion of soil.

Mass movement and erosion

- Old landslide
- Active landslide

Rock fall, block fall and river bank collapse

- Area susceptible to very high hazard due to block fall and river bank collapse
- Area susceptible to medium to high hazard due to block fall and river bank collapse.

OTHER SYMBOLS

- Dip and strike in degrees
- Thrust (MCT=Main Central Thrust)
- Lineament, fault
- Anticline, syncline
- Sinkhole
- Location of Standard Penetration Test
- River, lake, spring
- Spot height in feet
- Contour line in feet
- District boundary
- Built-up area
- Highway & bndge
- 4inor road
- Pedestrian bridge
- Dam
- Power house

*図 36　ポカラ周辺地域の地質と環境地図(地質鉱産局 1998)。G/H 番号は本書による見学地点、**srs**：地表土、**af** と **nf**（成長中あるいは停滞した）沖積扇状地堆積物、**sal**：洪水平野と低位沖積段丘、**unlc**：未分類湖成堆積物、**pk**：土石流堆積物（ポカラ層）、**Gh**：土石流堆積物（ガチョック層）、 **kn**：クンチャ層、①～⑥：見学地点（本文の説明地点番号）*

な時期の土石流の堰き止めによって現在の大きさになったとされている。

[3] 本原稿を記述した 2005 年における BC・・年は今から 2005 年前である。

自然災害及び環境問題

ポカラ盆地の自然災害は主として盆地を埋める堆積物の性質に起因している。多くの場所で土石流堆積物上には*バッドランド*が発達している。盆地の最大の自然災害問題は土地陥没である。土石流堆積物は軽度あるいは中度に石灰質物質によって固結した礫岩であり、砂質或いは泥質の基質と石灰岩、結晶片岩、片麻岩と花崗岩の礫から成っている。堆積物の高い石灰含有量のため、土石流堆積物の地下には地下水による空洞や洞窟がいろいろな深度に網状に広がっている。このため地下の調査は非常に困難である。空洞上位の地層が薄いときは地盤沈下の発生確率が高い。斜面や河岸の崩壊の危険はいたるところにあり、またカルスト地形や地盤陥没も発達している。カルスト地域には深部地下水が発達する。一方山岳地域の急斜面では地すべりと落石災害がよくある。また、河川や湖近くの地域では洪水災害の危険もある。

ポカラ盆地の１日地学見学

見学はまずストップ①、ポカラ北部のセティ河川原から始まる。ここはセティ河ダムサイトの上流でポカラ中心街の５ｋｍ北方である（図 36)。

図 37　セティ河の川原礫観察

G-1 セティ河の川原礫

セティ河右岸の河床には大小いろいろな大きさの綺麗な礫が見られる。礫種は低ヒマラヤ帯、高ヒマラヤ帯とテチスヒマラヤ帯の各種の岩石である。高ヒマラヤ帯のガーネト・藍晶石片麻岩、ガーネット片麻岩、黒雲母片麻岩や片麻状花崗岩の巨大礫がある。これらの片麻岩には時に宝石クラスの巨大な藍晶石やガーネットの結晶を見ることができる。テチス層群下部層の構成岩石である石灰岩も多い。低ヒマラヤ帯の構成岩石である千枚岩やコーツアイトも見ることができる。

G-2 カリ河のつり橋と土石流堆積物

広く深いカリ河に架かる大きなつり橋からは見事な谷の景観とその両側の土石流堆積物の観察がハイライトである（図 38）。土石流の岩相層序構成とその水平な重なり具合が明瞭に観察され、上位のポカラ層と下位のガチョック層が識別される。

G-3／H-1 山岳博物館とセティ河河岸

山岳博物館（図 39）はセティ河の段丘上にある。段丘構成物はガチョック層とポカラ層及びその上位に２ｍほどの厚さで堆積する新しい段丘礫層である。山岳博物館から北に車道を 100ｍほど行くとセティ河に下る小道がある。まず 15m ほどの高さの土石流堆積物が現れる。これらは斜面崩壊の危険があり、河床に降りる小道は斜面崩壊物の上を伝わっている。これらの厚い（約 60m）第四紀堆積物の下には低ヒマラヤ帯の千枚岩が現れる。これ

はナワコット岩体最下部のクンチャ層の構成岩である。
山岳博物館は登山や山岳景観だけでなく、ヒマラヤの地質、環境、人種や文化の詳しい展示がある。

図 39 山岳博物館の正面、広い庭と白いヒマラヤ（マナスルともマチャプチャレとも言われる）が見える。山岳博物館からは美しいアンナプルナ連峰の景観も楽しめる。

G-4/H-2 デイヴィッド滝とグプテシュワール洞窟

フェワダムのすぐ南西でシッダルタハイウエイがパルディ川を渡るところに、ガチョック層を削る美しい滝がある（図 40、41）。突然に現れる狭く深い谷は 10mほどの滝をなし、十数 m 流下して再び消失している。このような特徴的な侵蝕は土石流堆積物が堅硬でなく、しかし石灰質であることによる。このような現象はこの地域が地盤沈没を受けやすいことを示唆している。グプテシュワール洞窟はハイウエイを隔ててデイヴィッド滝の反対側にある。ここではガチョック層の岩相を詳しく観察することができる。

G-5 世界平和塔の丘登り口のクンチャ層

シッダルタハイウエイがデイヴィッド滝そばの橋を渡って西へ約 700m でハイウエイから右に、平和記念塔に登る細い車道があり、その入り口の道路側壁にクンチャ層千枚岩の良い露頭がある（図 42）。道路に沿って登ると標高約 950m 地点では粗粒の砂岩や細粒礫岩が見られる。

図 40 デイヴィッド滝、周囲はポカラ層で良い露頭観察が出来る。

図 41 デイヴィッド滝地域のポカラ層礫岩（G-4/H-2）

図 42 道路際のクンチャ層千枚岩（G-5）

G-6/H-3 世界平和塔からの北望

G-5 地点から高度差 300m、1 時間半ほど登る[1]と世界平和塔のある丘の頂上に着く。ここはポカラ盆地とアンナプルナ連峰の素晴らしい展望台である（図 43、44、45）。フェワ湖を控えたポカラの町の素晴らしい広がり、ポカラ盆地全体の展望、洪水と地すべりの地質ストップ地点まで確認できる。とりわけ、サランコット丘陵の南斜面の地すべり跡は見事である（図 46）。

図 43 世界平和塔の丘からポカラの町を見下ろす（G-6）

[1] 最近はバスが頂上直下まで行けるようになっている。

図 44 世界平和塔の丘から見るアンナプルナ連峰とマチャプチャレ（G-6）

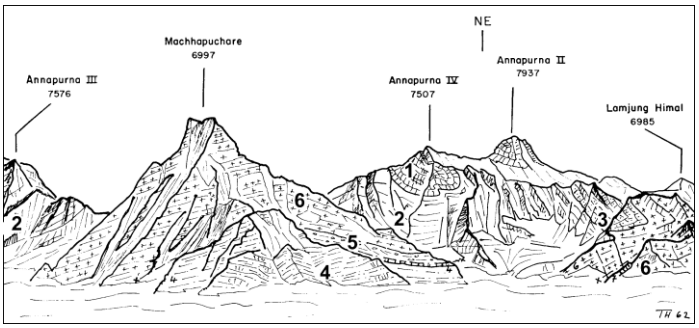


図 45 アンナプルナ連峰北斜面の地質分布（ハーゲン、1969）

Photo

図 46 フェワ湖北のサランコット丘陵南斜面には明瞭な地すべり跡が数箇所確認される

世界平和塔からは丘の急な北斜面を１時間ほど小道を下るとフェワ湖畔に着く。小道にはクンチャ層の千枚岩が敷き詰められており、クンチャ層のいろいろな岩相を観察し、採集することができる。湖畔からはボートで対岸に送ってもらうことになる。湖上からはアンナプルナ連峰とマチャプチャレの景色をじっくりと楽しむことができる。

ジョムソンームクチナート区間

地理・地形と地質

ジョムソン（標高 2740m）ームクチナート（標高 3800m）間は約 15km である（図 47)。地質的にはこの区間はすべてテチスヒマラヤ帯であり、地形的にはヒマラヤの裏で乾燥気候地帯､年間の降水量は 250mm 程度である｡地域の大部分は不毛の岩石砂漠で植生は殆どなく、全体としてチベットと同様である。この区間のカリガンダキ河の川幅は広く、数百 m から 1km である。トレッキングルートがあるこの広い川原からは主稜線やピークがよく見える。南東にはニルギリ連峰、南西にはサンダチェヒマールなど、60000～7000ｍの峰々が谷底から望まれるのである。ジョムソンからバンダ村までの 4km ほどの区間は、谷の両岸斜面は著しく急であり、バンダ村以北の地形は比較的緩やかである。カグベニ村（標高 2800m）では東のムクチナートープルクング連峰からジョン谷がカリガンダキ河に合流する。ジョン谷流域の地形は全体的に緩やかで、多分過去に広大な氷河がこの地域を覆っていたのであろう。カリガンダキ河のカグベニから上流はタッコーラ谷と呼ばれる（地元の言葉で赤い川)。タッコーラはチベットに近いムスタン地域から流れて来ている。本書ではカグベニ以北のカリガンダキ河はタッコーラとよび、カグベニ以南をカリガンダキ河と呼ぶ。しかしカロパニ以北のカリガンダキ河をタッコーラと呼ぶ人もいる。

本区間のテチス層群の地層はみな中生代層で、地層面は中あるいは急傾斜である。中程度から強度に折りたたまれた褶曲構造がよく発達している。それらの褶曲軸面は緩傾斜か或いは水平であり、従って多くの褶曲は横臥褶曲なのである。これらのテチス層群は新生代（第三紀から第四紀）の堆積物によって不整合に覆われている。これらの新期堆積物の地層面はみな殆ど水平である。

自然災害

カリガンダキ河本流沿いの低位段丘はみな殆ど水平である。一方山腹斜面下部には崩積が急斜面を作っている場合が多く、それらは最大 65 度に達している。河川湖成堆積物はときに垂直に崖である。

この地域では土石流が主な自然災害であり、地すべりと河川の側方侵蝕がそれについで多い。カリガンダキ河の主な支流は膨大な侵蝕砂礫を運び、本流との合流点で巨大な扇状地を構成している。道路工事による斜面切断は各所で斜面の不安定性をもたらしている。高標高地域ではモレーン堆積物のクリープがよく見られる。

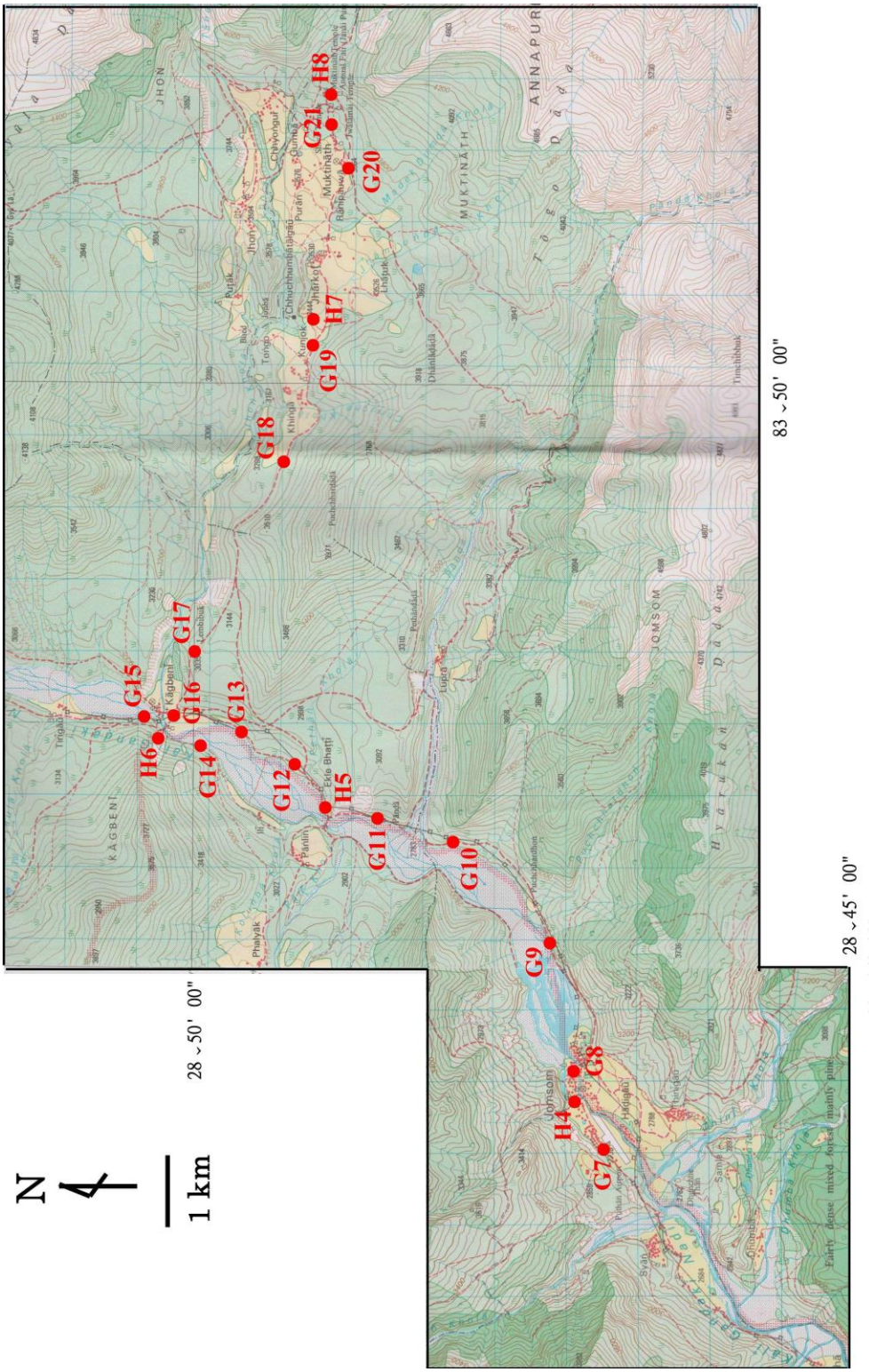


図 47 ジョムソンーコケタティ間のトレッキングルートと見学地点

(G：地質、H:自然災害)

トレッキングトレール

ジョムソン（標高 2740m）ームクチナート（標高 3800m）の距離は約 15km で、そのうちジョムソンからカグベニ（標高 2800m）は約 7km、カグベニからムクチナートは約 8km であル（図 47)。このコースに沿う集落にはエクレバティ、カグベニ、キンガ、クンジョク、ジャルコットとムクチナートがある。コース前半のジョムソンーカグベニ間は非常に緩やかであるが、後半のカグベニームクチナート間は高度差約 1000mの登りである。ジョムソンーカグベニ間のルートはすべて本流沿いで、左岸の低位段丘上あるいは河床である。この区間は高度差がなく楽なトレッキングである。カグベニでコースは本流から別れ、東から流入してくるジョン谷の左岸に沿って段丘上か山腹斜面上である。段丘も山腹斜面も氷河河川堆積物で構成されており、時折基盤のテチス層群の堆積岩が露出している。

トレッキングコースに沿う見学地点

ジョムソン村

ジョムソン（標高 2700m）はムスタン郡の郡庁所在地である。ジョムソンは空港が建設されてから大きく発展した。ジョムソンの地盤は一部は氷河性堆積物で、一部は湖成堆積物であり、カリガンダキ河の両岸の河岸段丘上に広がっている（図 48)。ジョムソン地域の基盤岩はテチス層群ジョムソン層の石灰岩である。氷河性堆積物は大小さまざまな角礫、亜角礫と砂粒で構成されている。この堆積物の上には 30m ほどの厚さの黄褐色～黄灰色の湖成堆積物が乗っている。これらの堆積物はトレッキングルートに沿って露出している。ジョムソン周辺にはいろいろなレベルの段丘の発達が著しい。ジョムソンの南西にはニルギリ北方が聳えている。静かな早朝に朝日に輝くニルギリの壮麗な姿はジョムソンを訪れる全ての旅人の記憶に深く刻まれるに違いない。

G-7A ニルギリ北峰北壁に描かれる巨大横臥褶曲構造

ジョムソンを訪れる人は誰でも、北西 10km に聳えるニルギル北峰（7061m）の壮麗な姿に息を飲む。しかしさらに驚くべきことは、良く見るとその北壁に巨大な横臥褶曲構造[1]がトレースされるのである（図 49)。コルシェン（1986）によればこの褶曲した地層は全て初期古生代のニルギリ層で、その大部分は浅海に生息したブラキオポーダ化石を含む石灰岩である。

[1] 褶曲軸と軸面が傾いていることが明らかにされているので、正しくは傾斜横臥褶曲（リクライン褶曲）である。

図 48　北方にジョムソン村を見下ろす。河川段丘の著しい発達が認められる。ジョムソン空港は写真中央部である。

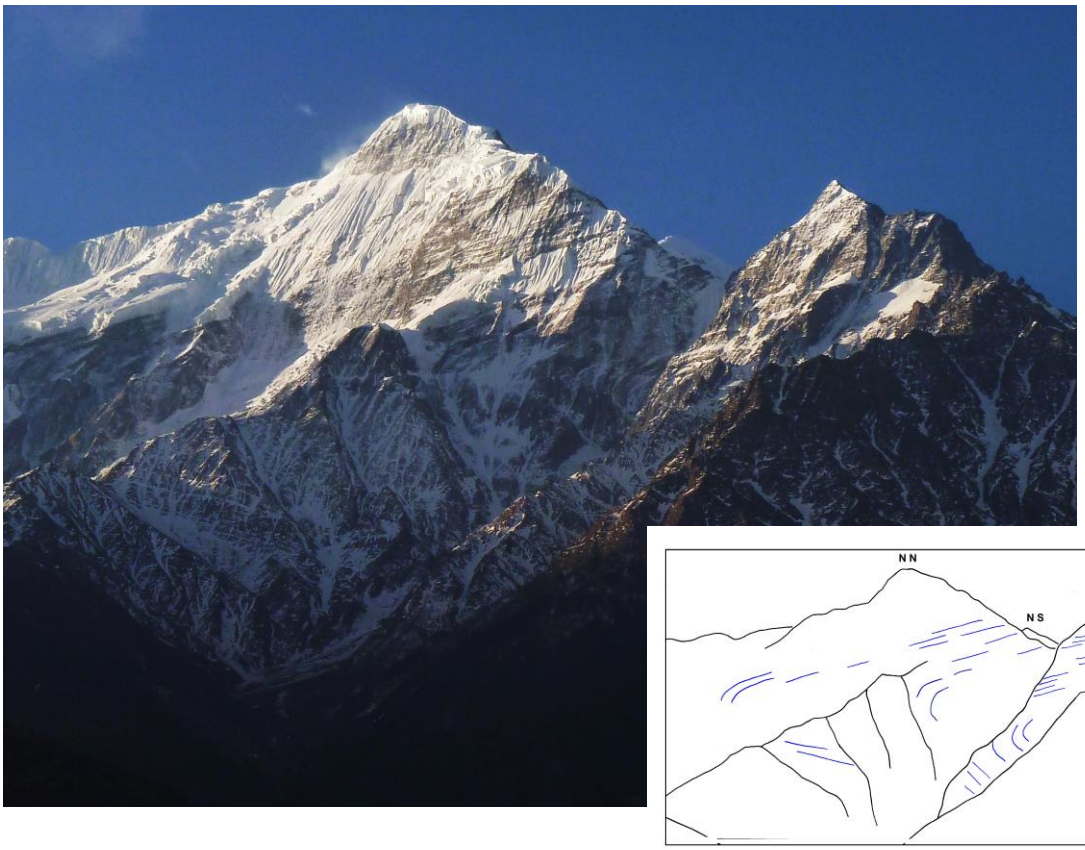


図 49 ニルギリ北峰、ジョムソンの上に聳える北壁には横臥褶曲構造が認められる。

G-7B ジョムソンに露出するジョムソン層と湖成堆積物

ジョムソン空港を出ると目の前にテチス層群ジョムソン層の巨大な岸壁が山の東斜面に広がっている（図 50)。ジョムソン層は下部ジュラ系で（約 2 億年前～1 億 7500 万年前）ある。層構造がよく発達しており、地層面はここでは南に急傾斜しており、一見単斜構造[2]のように見える。　山腹斜面の下のほうには黄色味を帯びた厚い湖成堆積物が分布している。これは細粒の泥と粘土から成る（図 51)。これらの堆積物は第四紀の湖成層でマルファ層と呼ばれている（ハーゲン 1968；岩田　　)。湖成層の厚さは 30m 以上である。湖成層はジョムソン層の上に不整合で水平に乗っている。同様の地層はジョムソンからコケタティの間、とりわけマルファ周辺やチマン谷にそうチマンガウ村周辺に分布している。

図 50 ジョムソン周辺の基盤岩類（テチス層群）と湖成層（マルファ層)、斜面の上方には基盤岩類が、下部の明黄灰色部分は湖成層（G-7B）

図 51 ジョムソンの湖成層（G-7B）

H-4 ジョムソンの河岸侵蝕

ジョムソン村は河岸段丘上にある。段丘の両端にはこの段丘を構成するモレーン堆積物が露出している。カリガンダキ河は段丘堆積物中に狭い流路を切って流れている。河川の河岸侵蝕は軍隊キャンプ付近でつり橋から下流で最も著しい。河岸周辺では河岸崩落の萌芽段階とみられる伸張地割れが認められる。

軍隊のキャンプは複数の季節性水路の扇状地上に設けられいる。悪天候時には雪解け水が流れ、これらの水路は大量の土砂をもたらすであろうし、水路にそって地すべりも起こるであろう。このようなことが起こると多くの人命と財産が失われるであろう。

2 地層全体が同一の方向、傾斜に傾いている構造を言う。実際は巨大褶曲の一方の翼であろう。巨大褶曲ではその頂部や底部以外の翼部では単斜構造になっている。

G-8 カリガンダキ河に沿う左岸山腹斜面に見るテチス層群の構造

カリガンダキ河のつり橋付近から北西方向を見るとテチス層群の諸層が東山腹の斜面に広がっている（図 52A,B)。よく観察すると軸面が東に緩く傾いた横臥褶曲構造を認めることができる。

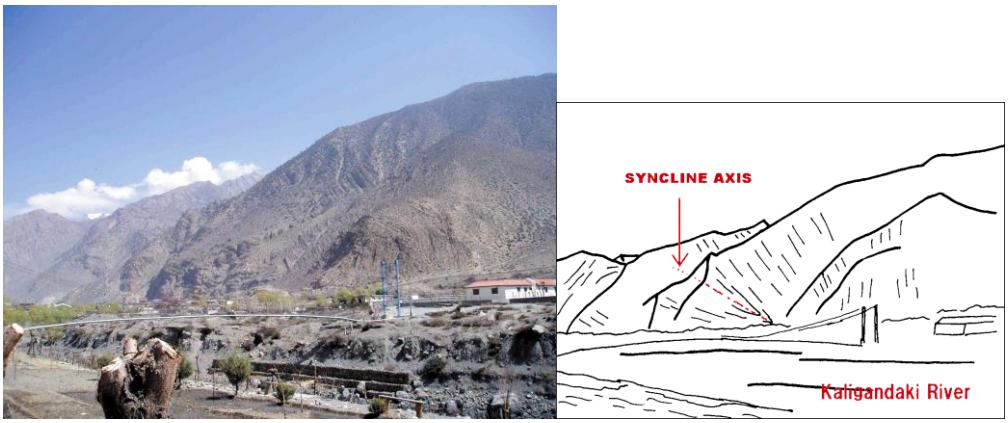


図 52A　ジョムソンから北西方にテチス層群の山腹斜面を望む

図 52B　図 52A に見るテチス層群の構造。褶曲軸面を赤破線で示した

G-9（補足見学地点）ジョムソン層の砂岩・頁岩互層と石灰岩層

旧ジョムソン村（ジョムソン北端部）を離れて最初の露頭はコースの右河岸斜面のジョムソン層である。ここは砂岩・頁岩の互層で、地層面は南に中～緩傾斜である。第四紀の湖成層がこのジョムソン層の上に、不整合で水平に乗っている。この地点の数十m北にはジョムソン層の石灰岩が露出している。

カリガンダキ河に沿ってさらに北方では南に中～急傾斜、単斜～褶曲したジョムソン層がカリガンダキ河両岸斜面に次々と良い露頭を示している（図 48 参照)。石灰岩層は多量の化石(Crinoids, Bivalves, Brachiopoda)を含んでおり、頁岩層には生痕化石（Chondrites）が見られる。

さらに北に行くとジョムソン層の上部層準になる。明黄色～明褐色の細粒から中粒砂岩で石灰岩が介在している。ジョムソンから 2km ほどのところでは右岸のジョムソン層に横臥褶曲構造が発達しているのが見られる（図 52、53)。

図 53 ジョムソン層の小横臥褶曲（ジョムソン北方カリガンダキ河右岸）（G-9）

G-10 （補足見学）ジョムソン層の石灰岩

カリガンダキ河とパンダ谷の合流点の南には暗灰色で良く成層したジョムソン石灰岩が巨大な崖を作って露出している。

G-11 化石を含むルマチャレ層

エクレバティの南 800m、カリガンダキ河左岸には含化石ルマチャレ層の良い露頭が大きな崖があり、良い露頭となっている。ここはルマチャレ層の模式地であり、岩石は暗灰色細粒のミクリティック石灰岩と頁岩の互層である（図 54）。ここでは多数の 2 枚貝化石が産出し、ベレムナイト化石もある（図 55、56）。これらの化石から本層は中部ジュラ系（1 億 7500 万年前～1 億 6000 万年前）と考えられている。

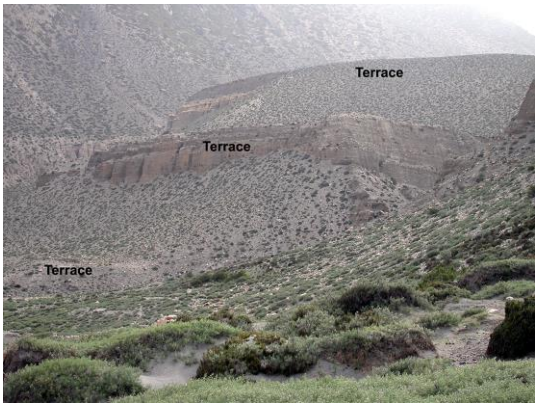
図 54 ルマチャレ層の暗灰色含化石頁岩・石灰岩互層（エクレバティ南、G-11）

図 55 ルマチャレ層中の 2 枚貝化石（エクレバティ南、G-11）

ルマチャレ層の良い露頭はカリガンダキ河右岸、エクレバティ村のつり橋基部にある。ここも暗灰色の頁岩と石灰岩互層で、２枚貝とベレムナイトの化石を多産する（図５７）。カリガンダキ河左岸にはルマチャレ層中に褶曲構造が発達しているのが認められる。
カリガンダキ河左岸、エクレバティ村からムクチナートへのショートカットルートの分岐付近には氷河性堆積物を覆う湖成層の巨大な露頭が見られる（図 58、59)。

図 56 ルマチャレ層石灰岩中の二枚貝化石（G-11）

図 57 ルマチャレ層中のベレムナイト化石



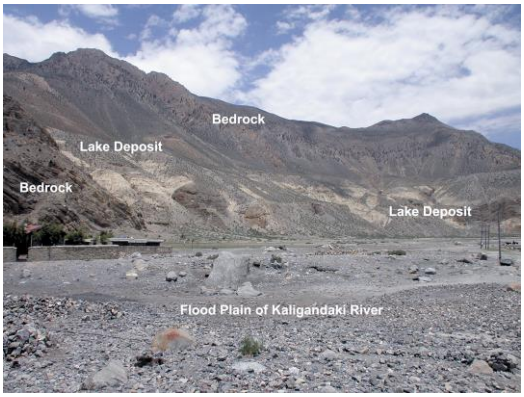


図 58 氷河河川堆積物と湖成堆積物で構成されている数段の段丘
（ジョムソンーカグベニ間）

図 59 ジョムソンーエクレバティ間に見られる湖成堆積物

H-5 エクレバティの斜面崩壊

カリガンダキ河左岸でエクレバティの南 200m地点では典型的な断層支配の斜面不安定が観察される（図 60)。ここでは地層面が南に 45 度に傾斜しており、さらに南東に 60 度に傾むく断層が発達している。優勢な節理系の 1 つは北北西に 70 度の傾斜を持っている。この節理は開いており、露頭全体に良く発達している。これらの断層と節理により、この急崖

には大きな楔形ブロックが出来ている。道路建設のため、崖の一部はオーバーハングしている。道路のさらなる拡張工事はこの崖の崩壊をもたらす可能性がある。

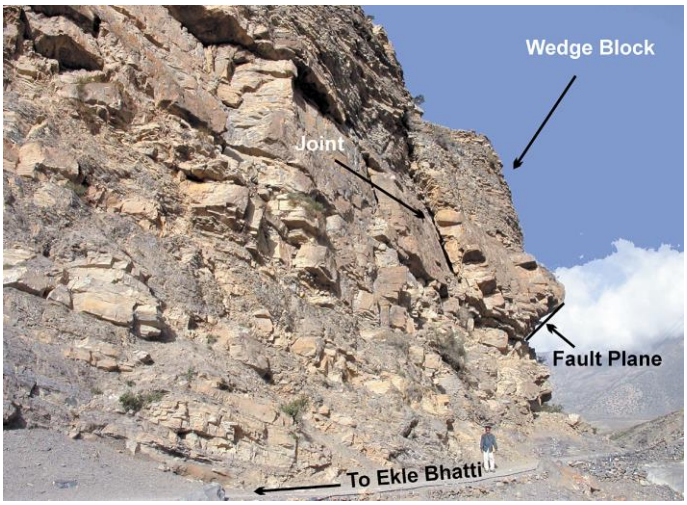


図 60 節理と断層によって作られた崖の大きな不安定楔ブロック（エクレバティ南、H-5）

G-12 エクレバティ北の第四紀堆積層

カリガンダキ河左岸、エクレバティの 500mほど北には厚い第四紀（完新世）の氷河河川堆積物が露出している(図 61)。層厚は 10m 以上で粗粒の砂岩と礫質砂岩層で、固結度は高い。一部の露頭表面には古代人（？）が彫ったいろいろな模様がみられ、自治体では文化遺産として保護工事を行なっている。礫は石灰岩と砂岩の角礫から亜角礫である。細粒礫岩もわずかに見られる。黄褐色から灰色で基質は泥質である。これらのことから本層は氷河河川堆積物と見られる。地層面は殆ど水平だが、西に緩く傾斜しているので、パンダ谷の扇状地堆積物であろう。

図 61 完新世の氷河河川堆積物（エクレバティの北、G-12）

G-13 チュク層

エクレバティとカグベニのちょうど中間付近のカリガンダキ河左岸にはチュク層（下部白亜系で 1 億 4500 万年前～1 億年前）の良い露頭がある（図 62）。礫質砂岩の厚い地層には上方粗粒化が確認される。分級度は悪く、斜交層理が発達している。砂岩中には植物化石、石炭の薄層や漣痕が見られる（図 63）。

図 62 チュク層の砂岩層（エクレバティ－カグベニ間、G-13）

図 63 チュク層砂岩中の植物化石（黒色の細長い部分、G-13）

G-14 スピティ、ムディン、及びチュク層による複雑な繰り返し褶曲構造

カグベニのすぐ南、カリガンダキ河右岸斜面には中生代テチス層群諸層が折りたたみ褶曲構造を示して露出している（図 64）。ここではチュク層（写真の明色部）とムディン層（暗色部）が繰り返し折りたたみ褶曲をなしていると考えられる。ただし本当のところはよくわからず、今後の詳細な観察と考察が必要である。

図 64 カグベニ南で折りたたみ褶曲を示すテチス層群中生代諸層

カグベニ村

カグベニ村（標高 2800m）はカリガンダキ河とジョン谷（地元ではカグ谷と呼んでいる）

の合流点にある。村はカリガンダキ河の低位段丘上に広がっている（図 65、71）。この村は上ムスタンへの入口であり、壁画で有名な 300 年以上前の修道院がある。修道院はカリガンダキ河の沖積層上にある。カグベニ村の東、ジョン谷の両岸には 200mに達する厚い河川氷河堆積物が露出している（図 70）。ジョン谷川原ではアンモナイトの化石を見つけることができる。これはジョン谷上流に露出してジョン谷の水流に侵食されているスピティ層にアンモナイト化石を多量に持つ層準があるためである。

図 65 カリガンダキの河岸段丘にあるカグベニ村、北からの南望、ニルギリ北峰が見事

H-6 カグベニの岩石斜面崩壊

カグベニ村の対岸、カリガンダキ河右岸では巨大な岩石斜面崩壊がある（図 66）。ここは地質の構造がどのように岩石崩落をもたらすかを理解できるところである。岩石の地層面は北北東に 50 度傾斜しており、一方優勢な 2 方向の節理は南西と南東に急傾斜である。これらの節理セットと層理面によって楔ブロックが作られている。カリガンダキ河にかかるつり橋の右岸基部のすぐ上の崖には楔ブロック[1]が見られ、一部はまさに崩落しそうに見える（図 66）。一方カリガンダキ河の側方侵蝕[2]は左岸で顕著であり、カグベニ村の一部の住宅はかなり危険である。

[1] 節理の交差によって作られる楔状の岩石ブロック
[2] 河川によって河岸が侵蝕されること

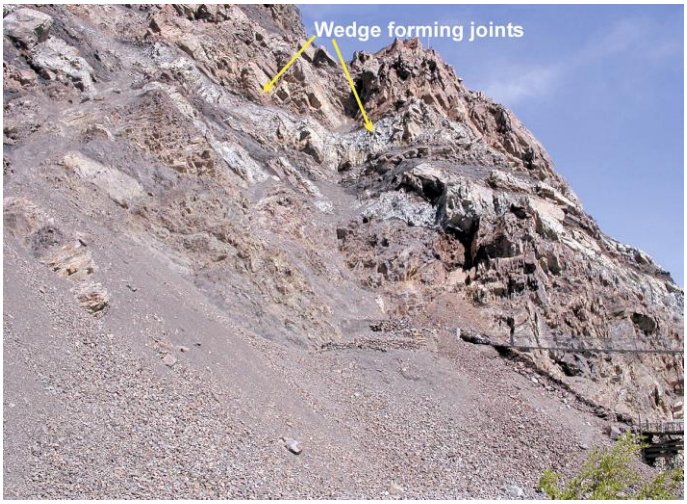


図 66 カグベニ対岸の崖に見られる典型的な楔ブロック崩落（H-6）

G-15 カグベニ村対岸のチュク層とムディン層

カグベニ村の対岸、カリガンダキ河右岸の巨大な崖は層理面が良く発達する灰色のコーツアイトと砂岩が灰色～暗灰色の頁岩の互層である(図 67)。砂岩層には斜交層理、斜交葉理、風紋、漣痕（図 68、69）が見られる。礫質砂岩も少量見られる。全体として上方細粒化が認められる。上記のような岩相は全体として本層が河川堆積物であることを示すと思われる。植物化石と二枚貝化石が含まれていることがある。また断層を伴う大褶曲構造が発達している。チュク層のすぐ南にはテチス層群最新層のムディン層と思われる暗灰色の細粒砂岩と頁岩が数ｍの幅で露出し、いちじるしくせん断を被っており（図 64)、チュク層との間には断層が走っていると思われる。

図 67 チュク層の砂岩（明灰色）と泥岩（暗灰色）（G－15）

図 68 チュク層砂岩層の漣痕図　　*69 チュク層砂岩層の風紋*

G-16 カグベニ周辺の氷河河川堆積物と数段の段丘

カグベニ村を出てムクチナートに向かうとすぐに亜角礫～角礫からなる氷河河川起源の礫層が露出している（図 70）。トレッキングコースはすぐに急斜面を登り出し、カグベニ村より 200m ほど高い中位あるいは高位段丘に着く。この段丘は素晴らしい展望台である。目の前には急傾のテチス層群とそれを不整合で覆う後期新生代の水平な湖成層、そして氷河河川性堆積物から成るいろいろなレベルに発達する段丘など、見事である（図 71、72、73）。段丘をキンガに向かって歩いて行くと、左足下のジョン谷右岸（対岸）の段丘とその端の殆ど垂直な崖に目を見張る。左岸のトレッキングルートが走る段丘と同じ氷河河川性の膨大な礫層が同じレベルに段丘を作っているのである。よくみると段丘面はわずかに西に傾斜しており、従って構成物も地形もジョン谷の侵蝕・運搬・堆積作用によるものであることがわかる。

図 70　カグベニ村の氷河河川堆積物

図 71 カグベニ村を見下ろす。急傾のテチス層群中生代累層と水平な後期新生代湖成層、それらの右の遠くには段丘の発達がみえる。遥か遠い山脈はチベット周辺山脈（G-16)。

図 72 カグベニ東のテラスからの北望。眼下にはジョン谷が写真の右から左に走り、左端でカリガンダキ河と合流している。ジョン谷右岸の段丘とその端の崖が明瞭である。遥か遠方の山脈はチベット周縁山脈（G-16)。

G-17 カグベニ東のテラスからの地質・地形展望

この段丘（標高 3035m）はテチスヒマラヤ帯の地形と地質の見事な展望台である。北方、カリガンダキ河の上流地域はタッコーラ谷（あるいはタッコーラグラーベン）と呼ばれ、上部ムスタン郡の地域である。全くの岩石砂漠地帯で、背後にはわずかに雪氷を持つ標高 5000～6000 のチベット周縁山脈が聳えている（図 73）。基盤の地質はテチス層群で、グラーベンの中ではそれを覆う後期新生代（更新・洪積世）のタッコーラ層が広く分布している。西には主稜線にわずかに雪を被ったサンダチェヒマール（標高 6000m）の急斜面で、テチス層群中生代累層の中部から下部が広く露出している（図 74）。

図 73 カグベニ東のテラスからの北望。後期新生代の氷河湖堆積物および氷河河川堆積物が広く分布するタッコーラグラーベンと背後のチベット周縁山脈（G-17）

図 74 カグベニ東テラスからの西望。急傾斜の中生代テチス層群中生代諸層に注目。背後にはサンダチェヒマールの主稜線（G-17 ）。

南方サンダチェヒマールの背後には真っ白に雪氷に覆われたダウラギリからツクチェピークに連なるの美しい稜線が聳えている（図 75)。これらの山々はすべて高ヒマラヤ帯であるが、ダウラギリ連峰は地質的には高ヒマラヤ片麻岩類でなく、テチス層群古生代（下部から中部古生界で 5 億年～3 億 5 千万年前）の諸層で構成されている。白雪のダウラギリ峰のすぐ下には南チベットディタッチメント断層が走り、その下からは高ヒマラヤ片麻岩類となるが、ここからはその違いはわからない。
ここからさらに登ってキンガあたりでは厚い湖成堆積物が現れる。これらは明黄灰色～明黄色の砂と泥の地層である。

図 75 カグベニ東のテラスからの南望、ダウラギリとツクチェ峰が美しい（G-17）

G-18 ジョン谷上流部の地形と地質の展望

さらに登ってクンジョクからジャルコット付近に来ると、広大な美しいジョン谷上流地域の地形が展望される（図 76)。部分的に雪氷に覆われた高い峰々、ヤクワカン（標高 6482m、トロン峰とも呼ばれる）とカツンカン（標高 6484m、デリアテェとも呼ばれる）はテチス層群の中生代諸層で構成されており、それらは全面露頭で見事な褶曲構造が認められる（図 81)。急峻な山腹の下にはムクチナート村周辺を含む緩斜面が広がっている。これらはモレーン、崩積、斜面・崩壊、地すべり堆積物などの角礫層と氷河河川堆積物である。さらに東～北東のジョン谷最上流地域には平坦で非常に緩く西に傾いた広大な地形面が認められる。これは多分湖成三角州で、氷河湖成堆積物が広く堆積していると思われる。遠い昔にはこのあたりにも氷河湖があったのであろう。

図 76 キンガ西からの東望。左の峰はヤクワカン（6482m）、右の峰はカツンカン（6484m）（左の峰）で中間のコルはトロン峠。ジャルコット村は写真の中央に。ムクチナートはカツンカン峰の直下に見える（G-19 ）

G-20 アンモナイト化石を含むスピティ層

スピティ層はクンジョクとジャルコットの間に露出している（図 77）。この露頭は鉛筆状へきかい[1]が発達する黒色泥岩で、薄い石灰岩層が含まれており、大小様々な球状あるいは扁平球状の石灰質団球（ノジュール）[2]が含まれている。ノジュールには化石が含まれていることが多く、時にはすべらしいアンモナイト化石が見られる。この地点はアンモナイト化石（現地語でサリグラム）の産地として有名であり、直径２ｍ近いノジュールやアンモナイト化石が産出する。

図 77 巨大な石灰質のジュールを持つスピティ層露頭（G-19）

図 78 ジャルコット付近で採集されたアンモナイト化石（G-19）

[1] ２方向の細かい平行割れ目（へきかい）が発達するため、岩石は細かい柱状（鉛筆状）に割れる。
[2] ノジュールは $CaCO_3$ の濃集による。濃集はなんらかの $CaCO_3$ の核から始まるが、化石がこの濃集核となる。

ジャルコットあたりではトレッキングコースに沿って氷河湖成堆積物が見られる。これは明灰色の細粒の砂と泥の層から成る。厚い砂と泥の層の中には時折砂岩や石灰岩の角礫が含まれている。

H-7 クジョクの土壌すべり

クンジョクからジャルコットにいたるトレッキングコースの両側は耕地になっている。トレールの足下の地面には最近の伸張割れ目や地すべり崩落跡がしばしば見られる。ジョン谷の谷底や河岸斜面はどこもゆっくりと下方にクリープしているようである。河床に近い一部の耕地では地すべりを被っている（図 79）。トレールの上方斜面にも古い地すべり痕が見られる。

この地域の土壌はいろいろなサイズの砂泥や角礫から成る氷河性堆積物である。一般的には山腹斜面に近いところにはモレーン堆積物が、下方斜面で河床に近いところには細粒の堆積物（氷河湖成の泥・粘土）が分布している。角礫を含む泥や粘土は中間地域に分布している。上の堆積物との境界からは地下水の浸出が見られる。

上記の土壌のクリープは多分以下の様な機構によると考えられる。モレーン堆積物に流れ来た氷河の融水や積雪の融水のために多量の水が斜面表面を下方に流れていく。表面水に加えて、多量の水は地面の中に浸透する。これはとりわけ斜面上方の粗粒の堆積物中に多い。しかし、斜面中部と下部は細粒の堆積物なので堆積物中の水の浸透圧力は減少される。その結果、堆積物中の間粒水の圧力は高まり、斜面の土壌は重力によって下方に滑り易くなるということだろう。

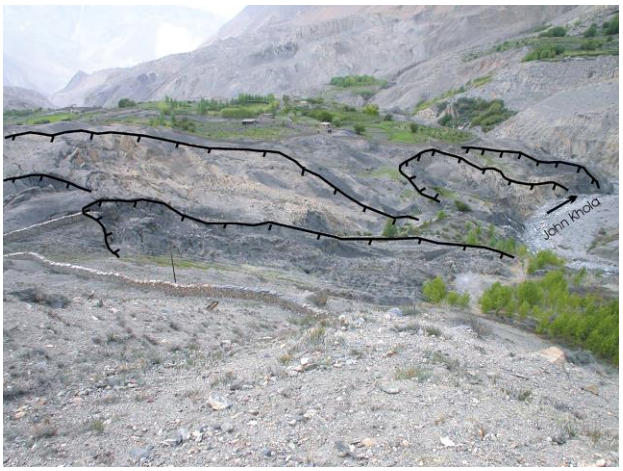


図 79 ジョン谷河床近くの地盤にみられる複数回の地すべり痕（H-7）

ムクチナート村

ムクチナート村は標高 3700m 付近にある。村の名前は村の最高地点にある寺院の名前から

来ている。この寺院周辺の斜面は厚いモレーン堆積物であり、ジョムソン層の大小の石灰岩角礫とスピティ層の黒色泥岩の小さい角礫から成っている。ムクチナート寺院の上の崖ではジョムソン層とスピティ層が断層で接している（コルシェンら 1986）。

ムクチナート寺院は南東の山腹斜面からもたらされた崩積の上に建てられている。崩積はジョムソン層の石灰岩である。ムクチナート地域にはひとつ面白い現象がある。それは寺院の下のモレーン堆積物からメタンガスが浸出しており、寺院の灯火はこのガスを利用していることである。

G-20 ヤクワカン（トロン峰）西斜面の様子

ヤクワカンとカツンカンの西斜面にはテチス層群の後期古生代から中生代の諸層が明瞭な成層構造を示して分布している（図 80）。ハーゲンはこの斜面のスケッチで複雑な褶曲構造を示した（図 81）。

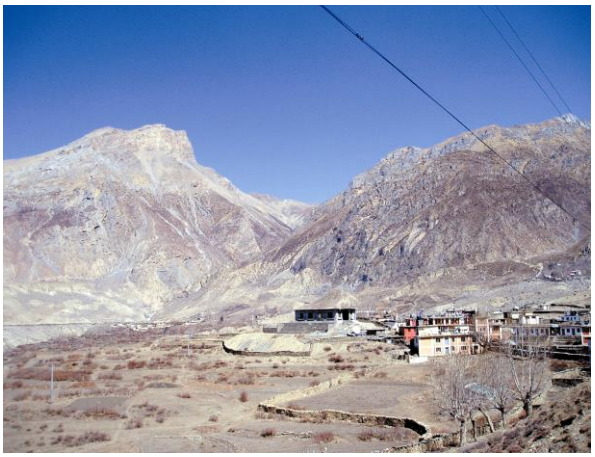


図 80 ジョン谷上流地域、テチス層群から成るムクチナート山群（左は 5270m ピークと右はヤクワカン西の 4834m 峰）と諸種の第四紀堆積物からなる斜面

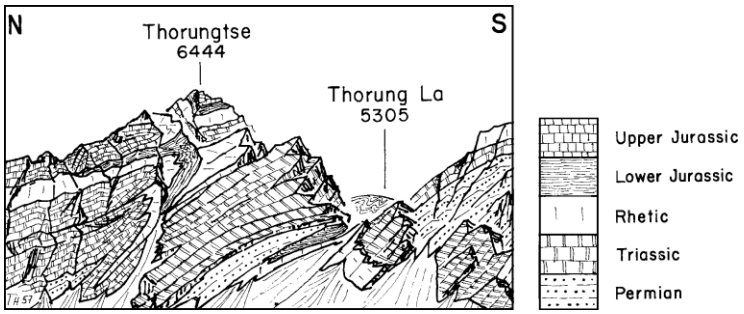


図 81 ムクチナートから見るヤクワカン（トロン峰）西斜面のテチス層群の構造（G-20、ハーゲン 1968）

G-21 ムクチナートのモレーン堆積物

ジャルコットからムクチナートに至るトレッキングコースでムクチナート村の入り口ゲートの下には石灰岩の大角礫からなるモレーン堆積物が緩い大きな丘を作っている（図 82、83)。ムクチナート寺院の下の平坦な地域も角礫から成るモレーン堆積物である。

図 82　ムクチナートのモレーン堆積物

図 83 モレーン堆積物の近映

H-8 ムクチナートクリープ

ムクチナート寺院地域はモレーン堆積物と石灰岩からなる上の崖から崩れた崩積から成っている。この崖は層理面に加えて２面の節理セットが良く発達している。これらの不連続面の発達により、この崖では斜面崩れや楔ブロック崩れが起こり易くなっているのである。上記の不連続面に左右されたと見られる過去の崩壊跡も見られた。これらの不連続面は急傾斜の崖より緩いので将来にもこの崖は上記の不連続面セットを利用した崩壊が起こるであろう。

前述のようにムクチナート寺院はモレーン堆積物と崩積の混在した斜面上に建てられている。地面は緩く北西に傾斜し、部分的には小さな凹地が発達している。これらの凹地には雨水、河川水や地下水が溜まっている。これらの凹地の 1 つが寺院のすぐ南東裏で見られた。寺院の周辺近くの樹木の多くは斜面の傾斜方向に傾いていた（図 84)。また、寺院の南西角の壁には広く開いた割れ目が出来ていた。寺院入口近くでは斜めに走る割れ目セットが観察された（図 85)。

以上の諸現象はこの地域の斜面はゆっくりと下方にクリープしており、寺院は危険に曝されていることを示している。クリープは氷河性堆積物の粒間水によると考えられる。寺院の周囲には多量の水流がある。

流水は表面を流れるだけでなく、寺院のそばのモレーン堆積物に崖下から浸透している。

モレーンには大きな角礫と多量の小礫、砂粒、泥、粘土が混在している。多分細粒物質は下層に。そして斜面の下方で多いであろう。その結果土壌の浸透水圧は減少し、モレーン堆積物中の間粒水圧が増加する。この状態は寺院周辺の地面のクリープをもたらしたのであろう。同様の状態はクジョク付近でも認められたことはすでに述べた（H-7）.

図 84 ムクチナート寺院そばの樹木の傾き（H-8）

図 85 ムクチナート寺院の壁に走る割れ目（H-8）

ジョムソンーコケタティ区間

地理・地形と地質

この区間、ジョムソン（標高 2800m）からコケタティ（標高 2420m）間は、延長約 23km である（図 86)。この区間は地理的にはテチスヒマラヤ帯及び高ヒマラヤ帯に入り、気候的には大部分が冷温帯で、マルファ以北はチベット乾燥帯である。中部では低い松の木の疎林が発達するが、南方では木は高くなり、林は密になって行く。谷底は幅 500m～1km とかなり広く、中部から南部では両岸に高い山稜（西はダウラギリ連峰で 8000m、東はニルギル連山で 7000m）が、北部では 5000m～6000m の山稜が聳える急傾斜の山腹斜面である。本区間の南端コケタティ付近で谷は急に狭くなり、植生は密になっている。

この区間の地質はテチス層群の古生代～中生代の諸層と第四紀の氷河／河川湖成堆積物、河川堆積物および崩積である。テチス層群は複雑な褶曲構造をなしているが、全体としては北傾斜で南方ほど古い層準が露出している。基盤岩類はしかし、本区間の谷沿いのコースではあまり露出していず、第四紀堆積物によって被覆されている。第四紀堆積物はいろいろな起源のものがあるが、それらが本流両岸の低位から高位の段丘を作っている。北部地域では広い段丘と湖成堆積物（マルファ層、ハーゲン 1968）の発達がいちじるしい。河川湖成堆積物は南部にのみ見られる。

自然災害

本区間では段丘の傾斜は緩いが、崖錘堆積物は 35 度とかなりの傾斜である。氷河湖成堆積物、氷河河川堆積物や河川堆積物からなる河岸が河川の側方侵蝕によって 90 度前後の急崖をなす場合も見られる。基盤岩の斜面はさらに急な崖となっており、通常 45 度程度である。

この区間では土石流、河川側方侵蝕、斜面崩壊と地すべりが主な地盤崩壊である。しかし、居住区や耕地は点在しているので自然災害自体は多くはない。カリガンダキ河本流に沿って多量の土石が堆積している。これらで構成されている中位及び高位段丘の高い端斜面が崩壊して急崖を作っていることがよく見られる。このような場所では将来に地すべりも発生するであろう。

カリ・オダール村近くでは古い斜面崩壊跡や岩盤崩落跡が認められた。本流河川が著しく狭いところでは河川の下方侵蝕が著しい。過去にカリガンダキ河本流や支流

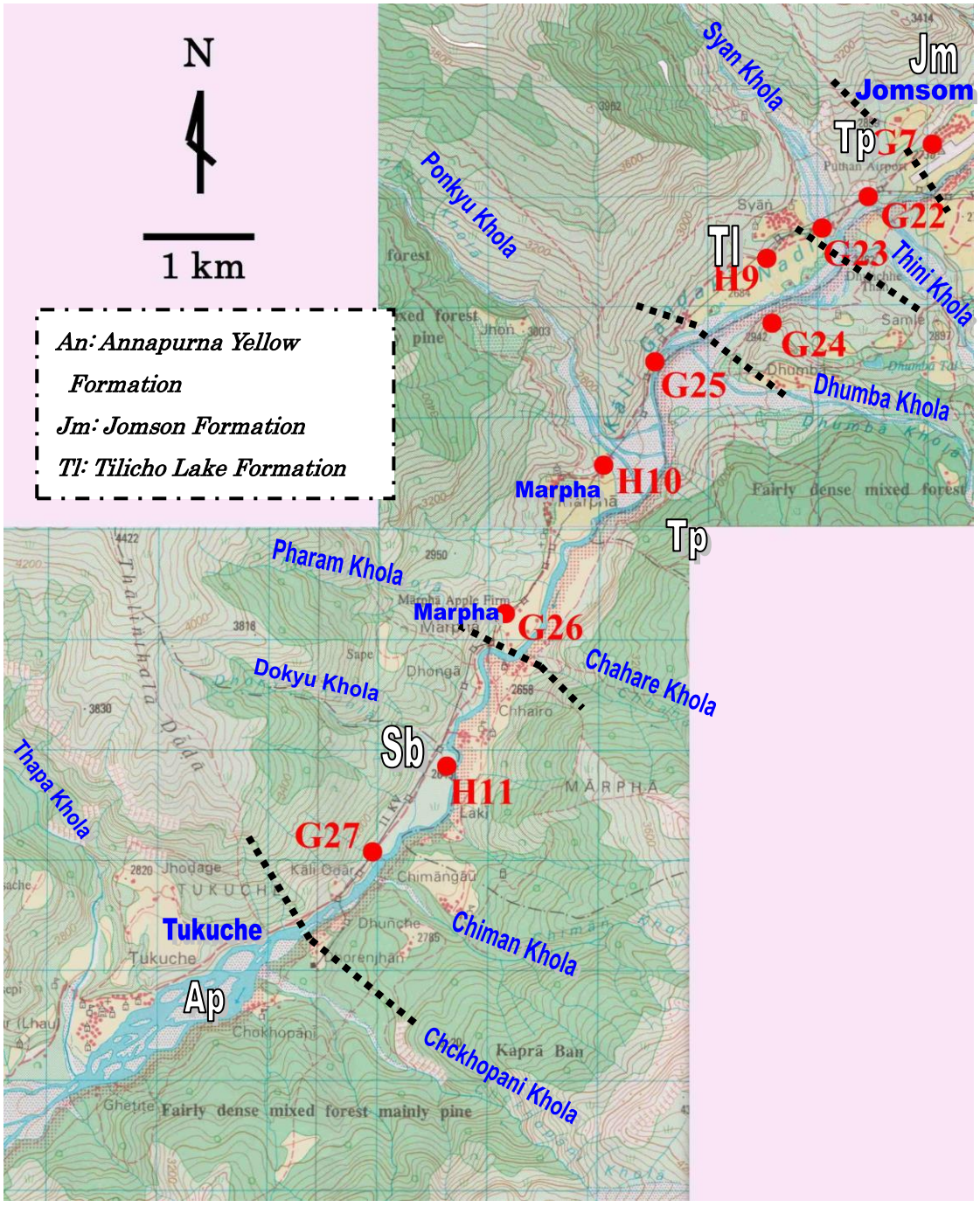


図 86A ジョムソンーツクチェ間のトレッキングルートと見学地点。G:地学見学、H:自然災害見学

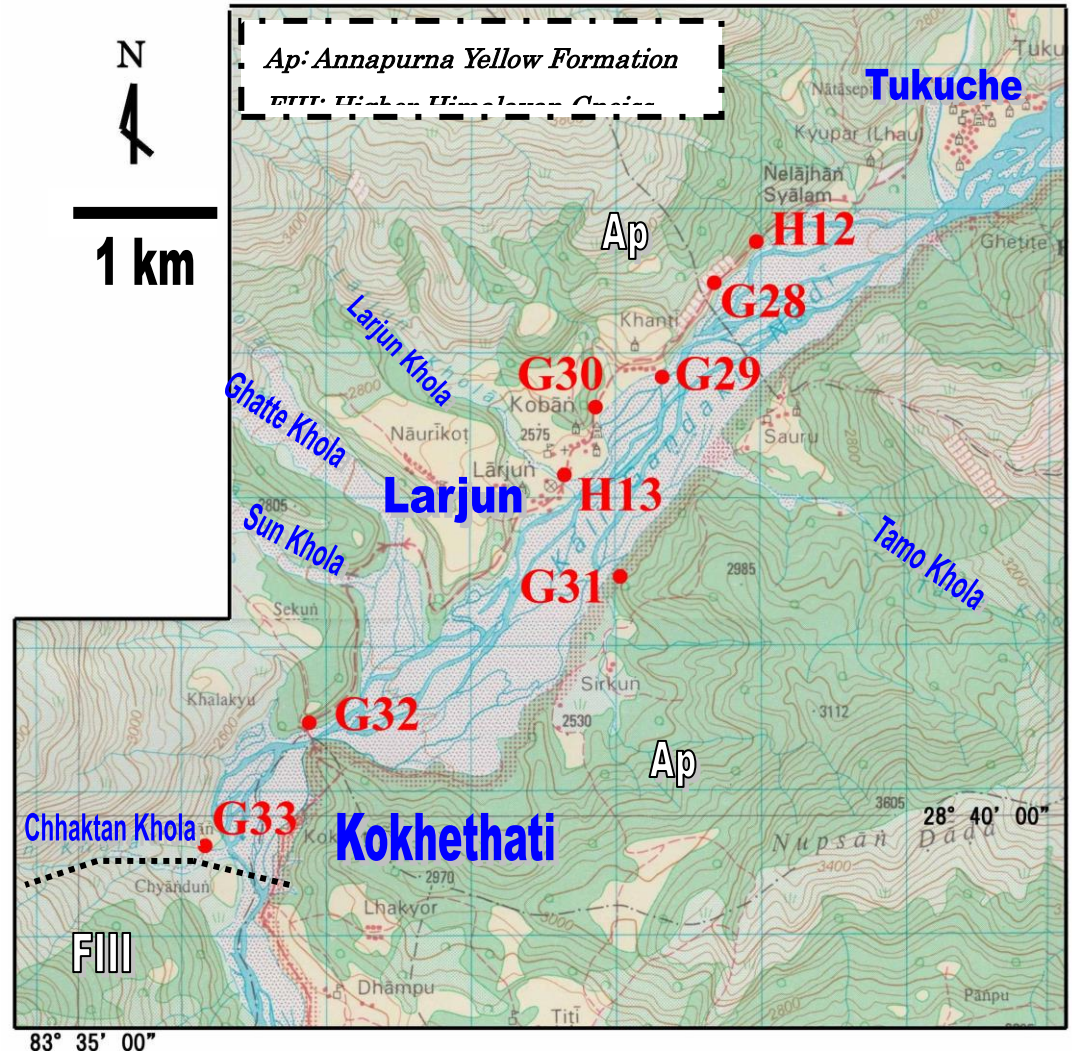


図 86B ツクチェーコケタティ間のトレッキングルートと見学地点

を堰き止めたと見られる膨大なモレーン堆積物の丘が各所で認められる。これらの堆積物は河川洪水時には土石流となって下流に移動するであろう。

トレッキングトレール

トレッキングコースは主にカリガンダキ河右岸に沿っており、低位段丘上、河床や河岸斜面上で、河床との比高は小さい。従ってトレーズは全般にゆるやかで、上り下りは少なく、楽なコースである。乾季で河川の水量が少ない時期には村民たちは

道路でなく河床を歩いている。トレール沿いでは基盤岩はしばしば第四紀堆積物に覆われており、露出は多くない。一方トレールより高い山腹斜面には基盤岩が広く露出し、しばしば見事な褶曲構造を見る個とができる。

トレッキングコースに沿う観察地点

G-22 ティニ谷合流地点で見る多段の段丘発達

カリガンダキ河右岸のシャン村近くや対岸のティニ谷両岸には明瞭な３～４段の段丘が発達している（図 87、88)。段丘構成物は河川堆積物、氷河河川堆積物、湖成堆積物と沖積堆積物である。中位段丘と高位段丘の河床比高は 50m 以上である。

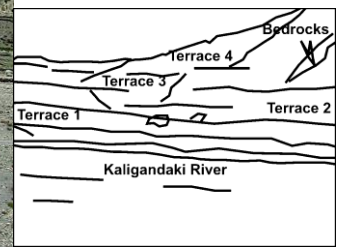


図 87（左図）カリガンダキ河左岸に発達する多段階段丘（シャン村対岸）
図 88（右図）図 87 の段丘に注目したスケッチ

H-9 シャン谷の土石流堆積物

シャン村の住人の話では、1999 年のシャン谷に沿う土石流では厚さ 4.5mに及ぶ土石流堆積物か形成されたとそうである。この事件のときのシャン谷の水位は現在の河床より 1.5 m 上位であったと見られる。土石流に含まれた最大礫は 85x60cmx60cm であった。土石流は一般に 30%程度の大礫が泥及び砂質礫と混在している。土石流堆積物の表面はカリガンダキ河本流との合流点付近ではほぼ 10 度程度であった。このような土石流が起こっている頻度、何年に一度かは不明であった。

シャン谷とカリガンダキ河の合流点で、沖積層の平地にはシャン村の一部と技術訓

練センターがあった。沖積層は本流河川よりほんの 1.5m 上なので、カリガンダキ河沿いに大きな洪水があるときはこれらの建築物は危険である。また、シャン谷には洪水対策として土手が作られているが、その高さは 1.5m ほどであった。この高さはシャン谷に沿う洪水や土石流対策としては全く不十分と思われる。

G-23 シャン谷出会いからサンダチェヒマールを望む

道路がシャン谷を渡る地点からはサンダチェヒマールの頂上とその東壁がよく見える（図 89、90)。東壁にはテチス層群の諸層が横臥褶曲をなしているのを確認できる。コルシェンら（1996）の地質図で見ると、山頂付近には下位から上位にティニチュ、ティニガオン、コーツアイト(図 90 の Q)とジョムソン（J）の諸層が分布しているので、褶曲構造がよく見える白い地層はコーツアイト層と思われる。

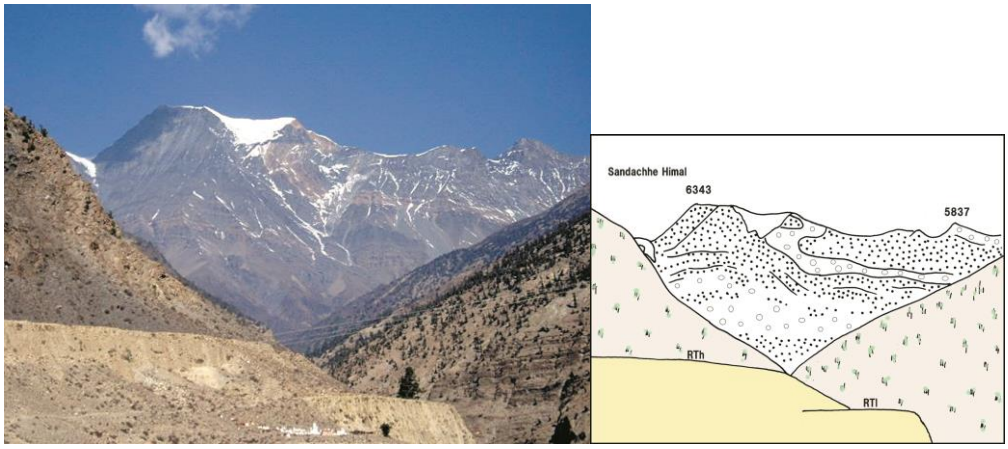


図 89 サンダチェヒマールの南東斜面をシャン谷出会いから望見する（G-22)。
図 90 サンダチェヒマール南東壁に見えるテチス層群諸層の横臥褶曲構造(G-22)。
Q:コーツアイト層、J:ジョムソン層

G-24（補足）層状緑色片岩

シャン村の南でカリガンダキ河左岸の大きく高い急崖には層状緑色片岩、泥質片岩、砂質片岩およびコーツアイトが露出している（図 91)。これらの岩石は緑色変岩相の変成岩であり、曹長石、緑泥石、絹雲母、緑廉石と多分パンペリー石などを含んでいる。地層はチリチョパス層（デボン紀）と思われる。これまでに見てきた北方の岩石から突然の大きな変成度の違いはなぜであろうか。今後よく調査せねばならない。

図 91 層状構造が良く発達する結晶片岩類でチリチョパス層と思われる（シャン村南方、G−24）

G-25 チリチョパス層の岩相

シャン村の南約 1km、カリガンダキ河右岸ではトレール上には右の山腹からの巨大な落石が沢山あり、それらはみなチリチョパス層構成岩類の絹雲母準片岩類であり、時にクレニュレーションへきかいが発達している。片状構造が層理面[1]と斜交する岩石も認められた。さらに 500m 南方ではいくつかの露頭があり、石灰質頁岩によるミリメーター単位の縞状構造を持つ石灰岩が分布している（図 92）。また、より厚い石灰質頁岩層と石灰岩の互層もみられ、そこでは石灰岩層が軸部をなす小規模な横臥褶曲構造が観察された（図 93）。

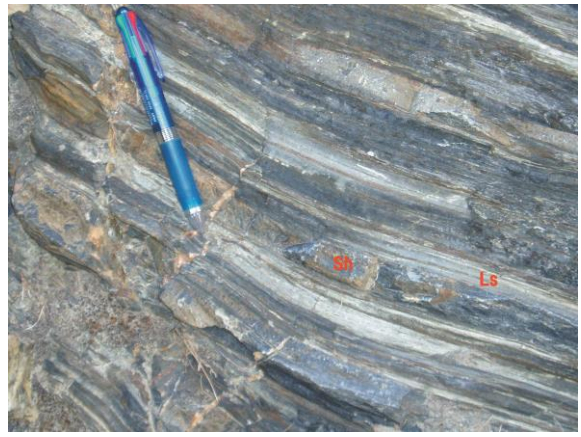


図 92 石灰質頁岩と石灰岩の薄互層をなすチリチョパス層の岩石

[1] 片理面は層理面と平行し、あるいは斜交する場合がある。片理面と層理面の方向がどのような関係になっているかは、当該地域の地質構造の考察にとって重要である。

図 93 石灰岩（Ls）と石灰質頁岩（Sc）互層で、石灰岩層を軸部にもつ横臥褶曲（赤破線）が発達する

H-10 ポンキュー谷の土石流

ポンキュー谷では 1999 年に土石流が発生した。住民によれば土石流堆積物は河川流より 2m 上まで堆積したそうである。その時の土石流が運んだ最大の礫は 2.41x1.25x0.65cm だった。土石流堆積物は大礫 20%、小礫 20%と砂・泥・粘土が 60%であった。堆積物表面の傾斜はカリガンダキ河との合流点で 17° であった（図 94）。ポンキュー谷の土石流発生頻度は不明である。シャン村のすぐ南に西からカリガンダキ河に合流するデュンバ谷にも土石流堆積物がある。

マルファ村へのポンキュー谷土石流対策として左岸に防災用の土手が築かれている。しかしその土手の高さは 1m、ところによってはすでに現在の河床から 30cm ほどしかない。マルファ村の防災対策としては緊急に新しくもっと高い土手を作る必要がある。

図 94 ポンキュー谷の土石流堆積物

マルファ村

マルファ村はトレッキングコース沿いの多くの村のなかでとりわけ美しい村とし

てよく知られている。村はカリガンダキ河の沖積堆積物上に広がっている。村の南から流れてくるファラム谷には厚い土石流堆積物が堆積している。数十 m の厚い湖成堆積物（マルファ層）が村の裏手（北側）に巨大な崖を作っている（図 97 参照）。村には川口恵海博物館と仏舎利塔があり、旅行者にとっての魅力の 1 つとなっている。日本の川口恵海師は 100 年以上前にこの村に短期間滞在し、チベット潜入の準備をしたといわれており、チベット行きの手伝いをした村人の子孫が博物館を守っているそうである。村にはりんご畑が広がっており、美味しいりんごが入手できる。またりんごブランデーもなかなか美味で、この村あるいはポカラで販売されている。

G-26-A テチス層群古生代類層の横臥褶曲およびマルファ村背後の湖成堆積物

マルファ村の対岸（南方）でファヤン谷合流地点付近のカリガンダキ河左岸斜面には巨大な横臥褶曲[1]が観察される（図 95、96）。褶曲の軸部は白色層であり、コルシェンら（1986）によればノースコル層とソンブレ層であり、外側の地層はティリチョコル層である。カリガンダキ河右岸にも横臥褶曲構造があり、一見左岸のものとは反対方向のヴァージェンス[1]である。詳しく検討してみると、右岸は向斜構造、左岸は背斜構造で褶曲軸が北西-南東方向（カリガンダキ河本流とほぼ平行）の一連の横臥褶曲構造である。

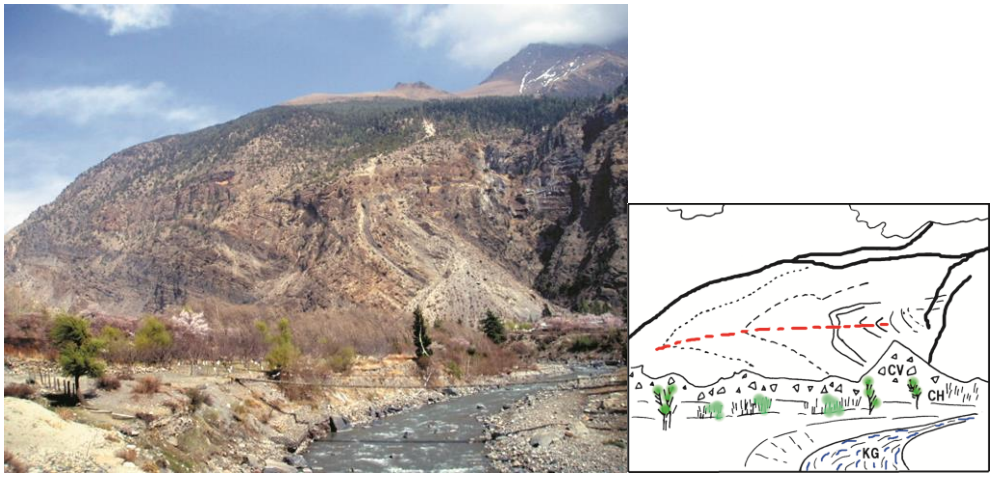


図 95（左図）マルファのカリガンダキ河左岸で認められる巨大な横臥褶曲構造（G-26A）図 96（右図）横臥褶曲構造のスケッチ、赤破線は褶曲軸面のトレース。CV:崩積、CH:チラロ村、KG:カリガンダキ河（G-26A）

[1] 褶曲軸は NE-SW でカリガンダキ河に平行に近く、右岸の横臥褶曲構造と背斜・向斜のペアをなし、北西方向への圧縮移動（ヴァージェンス）を示唆していると考えられる。

G-16B 第四紀湖成堆積物及び氷河河川堆積物

第四紀の湖成堆積物（マルファ層）及び氷河河川堆積物はマルファ村背後のファヤン谷右岸に巨大な露頭を示して広く分布している。マルファ層の下位には数十 m の厚い時地すべり堆積物が露出しており（図 97）、上位には氷河河川堆積物が乗っている。

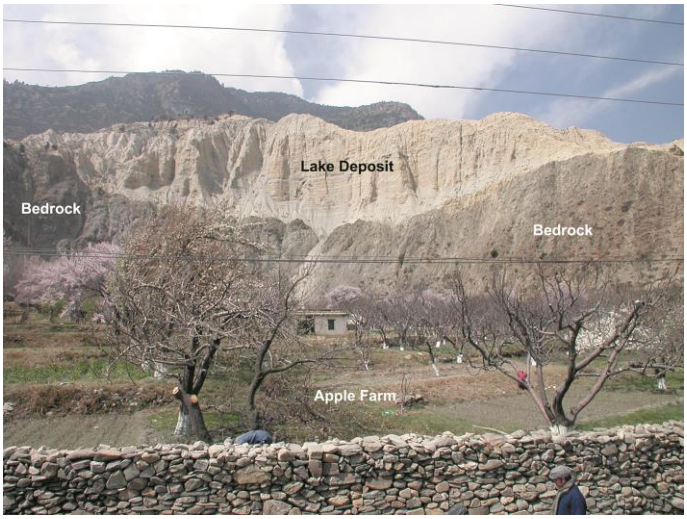


図 97 地すべり堆積物（暗灰色）とその上に乗るマルファ層（明黄白色）（G-26B）

図 98 湖成堆積物を覆う氷河河川堆積物（G-26B、マルファ村の背後）

H-11 カリオダールの河岸侵蝕

ドンガ-カリオダール間のカリガンダキ河右岸では 2 種の異なる斜面崩壊が見られ

る。ここではカリガンダキ河は流路両側の段丘（河床からの比高 40m）の間の狭い流路を流れている。ドンガ村近くでは、左岸に激しい河岸浸食が見られる。ここでは地盤の沈下が川岸から 20m 離れたところまで及んでいる（図 99)。さらに下流では右岸には大きな地すべりが発生している。ここでは約 30m の区間で 5 回の地すべり跡が確認される。地滑りはすべて河川に向かって落ちており、50cm 幅の地割れも認められた。

地すべり地点の段丘は氷河河川堆積物で構成されている。この堆積物は大礫 5%、小礫 25%と粘土及び泥質砂 70%から成っている。道路が通っている平地は河岸から山腹まで平坦な段丘面で、河川方向に傾いていない。このため、雨水や雪解け水は平坦地の上に長く留まり、河川に流れ込まずに土壌中に浸透していく。このような条件は段丘堆積物である氷河河川堆積物中の土壌の粒間水圧の上昇を招き、堆積物を河川にむかって流動させることになる。
このことは河川の側方侵蝕とあいまって地すべりが頻発する結果となっている。

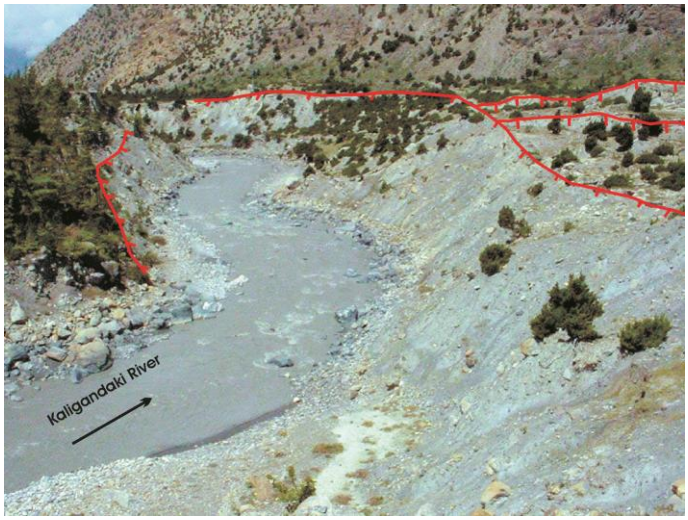


図 99 ドンガ-カリオダール間のカリガンダキ河右岸に見られる重複地すべり跡（H-11 ）

G-27 ソンブレ層の薄互層石灰岩

カリオダール村のすぐ北の大岸壁は石灰岩と石灰質頁岩の互層から成っている。石灰岩には薄い縞状構造が発達している。石灰岩相は南方に多くなっていく。泥質岩は絹雲母と黒雲母を持つ準片岩になっている。さらに南では広いカリガンダキ河川原はさらに広くなり、ダウラギリ連峰が部分的に前方に見えてくる（図 100)。

図 100 広いカリガンダキ河川原の前方にはダウラギリ連峰（右の高いピークはツクチェ峰)。

ツクチェ村

ツクチェ村（標高 2650m）はカリガンダキ河の沖積面上にあり、ここには西からラタパ谷が流れ込んできている。ツクチェはマルファと並んでカリガンダキ河沿いでは良く知られている村である。この村もりんごブランデーを作っていることで知られている。村人の話では、川口恵海師はチベット潜入前にこの村にかなり長く滞在したそうである。

H-12 ネラジャン・シャラン岩石落下

ツクチェからさらに南下してネラジャン・シャラン村に来ると、カリガンダキ河右岸の地滑り堆積物の先端の平地に耕地が広がっている。カリガンダキ河の河岸侵蝕はここではさらに進行している。地すべり堆積物の南西端地点では右岸河岸の大きな急崖の斜面崩壊でもたらされた厚い崩積／崖錐が堆積している。さらに下流ではトレッキングコースは急崖の下を通っている（図 101)。

この崖では 3 方向の優勢な不連続面がある。層理面は北北西に 30° であり、あとの 2 面（南に 75 度と東南東に 84° ）は崖の斜面と平行である。将来にはこの崖は上記の不連続面によって崩落するであろう。すでに現在オーバーハングしている部分もある。

図 101 ナラジャン・シャラム村付近の急崖

G-28 アンナプルナ黄色層中の小褶曲

ナラジャン・シャラム村から約 500m南、カリガンダキ河右岸はアンナプルナ黄色層の大岸壁であり、大きな良い露頭である。ここは中粒の石灰質灰色砂岩と細粒石灰質灰色の頁岩の互層で細かい葉理構造が発達している。所により絹雲母・白雲母片岩が変泥質岩や変砂岩に伴って産出している。葉理構造や方解石脈には小褶曲構造が見られ、それはいずれも南方ヴァージェンスの衝上センスを示している（図102、103)。

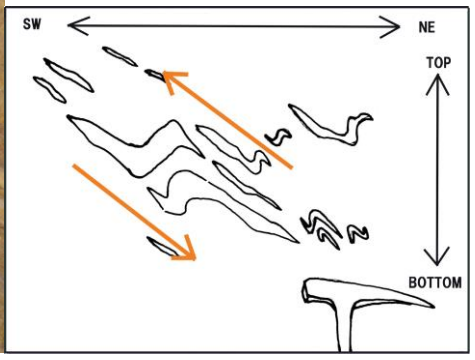


図 102（左図）アンナプルナ黄色層中の方解石脈が示す左横ずれセンスの小褶曲構造（G-28 ）　　図 103（右図）方解石脈の小褶曲のスケッチ、褶曲構造を形成する動きのセンスを示した（G-28 ）

G-29 ダウラギリ峰とニルギリ峰

ツクチェ-ラルジュン間は殆ど露頭は無い。しかし、広いカリガンダキ河川原からは西にダウラギリ峰、東にニルギリ峰の美しい白い嶺々が見事である。

図 104 広いカリガンダキ河の河床、カンティからの北望。背後にはテチス層群下位累層からなるニルギリ北峰が屹立している（G-29

図 105 カリガンダキ河川原、カンティ（図の手前右方）付近から見るダウラギリールワチャレヒマール。高ヒマラヤ片麻岩類とテチス層群の北傾斜構造が地形から明瞭である（G-29 ）

ダウラギリピークと南に続くルワチャレヒマールの間は巨大な地質構造が現れている（図 105、106)。ダウラギリピークとそこから南の 5263mピークまでの稜線はテチス層群である。しかしそこから南（図 105 では左方）のルワチャレヒマールはすべて高ヒマラヤ片麻岩類となる。5263m峰周辺の北傾斜の斜面はテチス層群と高ヒマラヤ片麻岩類両方の地質構造を示している。これに加えてこの区間では後

期新生代の氷河性堆積物、湖成堆積物、崖錐、段丘と扇状地などの発達が顕著である。

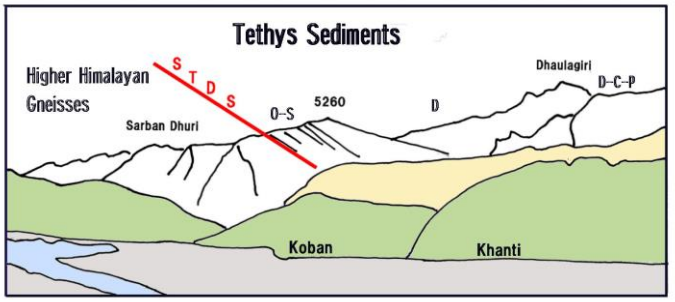


図 106 ダウラギリとルワチャレヒマールの地質構造。STDS：南チベットディタッチメント、O-S:オルドビス－シルル紀累層、D:デボン紀層、C-P:石炭紀－ペルム紀層（G-29）

G-30（補足見学地点）アンナプルナ黄色層の主岩相

コバン村の北約 200m、カリガンダキ河右岸にはアンナプルナ黄色層の良い露頭がある。アンナプルナ黄色層の主岩相は明灰色－暗灰色の石灰岩でしばしば多くの化石やウーライト構造を含んでいる（図 107）。石灰岩は泥質の結晶片岩や変砂岩の薄層と互層している。

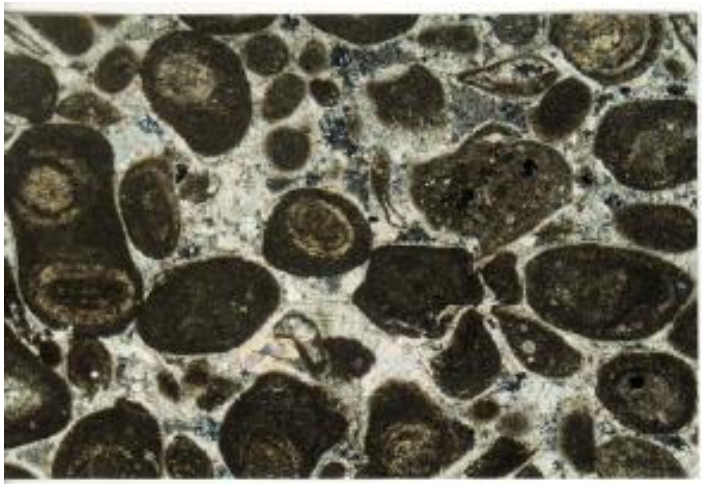


図 107 アンナプルナ黄色層のウーライト質石灰岩の顕微鏡写真（G-30）

H-13 ラルジュン谷の土石流

ラルジュン谷の出会いには 2m ほどの厚さの土石流堆積物がみられる。これは 2002 年のラルジュン土石流の跡である。このときの土石流で流されて来た巨大礫は最大

1.5m x 1.0m x 0.6mであった。土石流堆積物はカリガンダキ河との合流点で約15° の傾斜を持っている。ラルジュン谷河川近くの住宅はこの土石流事件によってひどい損壊を被っている。幾つかの建物の床は土石で覆われている。同様に河川近くのリンゴ園も厚い土石流堆積物に覆われてしまっている。この土石流の元は数キロm上流の地すべりせき止めダムによると報告されている。

住民たちは1～1.5m 高で幅 1.5m の蛇腹を河川沿いに作っている（図 108）。これによってラルジュン谷の川の流れは 20m ほどの幅になっている。過去の土石流の規模からすると、上記の蛇腹工事は将来の土石流の調整にとって充分ではないと考えられる。また、ここにかけられたつり橋も低すぎて将来の土石流で損壊を被るに違いないと思える。

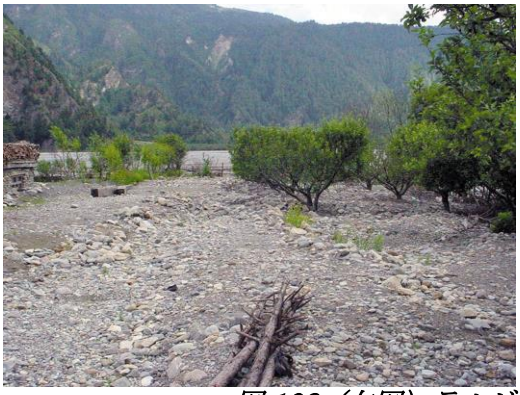


図 108（左図）ラルジュン谷の蛇腹（H-13）
図 109（右図）ラルジュン谷の土石流堆積物で覆われたりんご園（H-13 ）

G-31(補足見学地点)アンナプルナ黄色層の破砕／角礫岩相

カリガンダキ河左岸、G-33 地点付近のおよそ 3km の範囲にはアンナプルナ黄色層石灰岩の破砕・角礫質岩相[1]が見られる（図 110）。右岸には全く基盤岩の露頭がないので、多分上記破砕岩帯は右岸にも連続し、東西に伸びているものと考えられる。この破砕岩帯は南チベットディタッチメントシステム[1]に対応されるものかもしれない。

[1]後述（G-33）チャクタン谷で見られる高ヒマラヤ片麻岩とテチス層群の境界は断層でなく貫入境界であり、また、境界に新生代の花崗岩が貫入しているところがある。従って、もしディタッチメント断層がカリガンダキ河地域にもあるとすれば、上記 G-31 がディタッチメントシステムの断層破砕岩である可能性がある。

図 110 破砕質石灰岩、カリガンダキ河左岸、ラルジュンの南東

G-32 アンナプルナ黄色層の下部

コケタティ北のつり橋の両方の基部には粗粒砂質で黒雲母結晶片による片状構造を持つ灰色マーブルが露出している。この岩石はテチス層群最下部のアンナプルナ黄色層[2]である。この岩石は北方に露出していたアンナプルナ黄色層上部の岩石より明らかに変成度が高い。マーブルは石灰岩や砂岩の角礫を含む黄褐色の第四紀泥質砂層に覆われている。この泥質砂層は氷河河川堆積物と思われる。この堆積物はこの地点から北方にラルジュンまで広く分布している。

G-33 テチス層群と高ヒマラヤ片麻岩類の境界

コケタティの西へカリガンダキ河を渡ると小さい急なチャクタン谷がある。この谷には北のテチス層群（アンナプルナ黄色層）と南の高ヒマラヤ片麻岩類（第 3 層の眼球片麻岩）との境界露頭があり、STDS（南チベットディタッチメントシステム）に対応すると考えられる（図 111、112)。この地点のアンナプルナ黄色層は石灰質砂岩で、石英、長石、黒雲母、方解石から成る（図 113)。粗粒の白色マーブルも露出している。含電気石花崗岩が石灰質砂岩とマーブルに貫入している。高ヒマラヤ帯の眼球片麻岩とマーブルは明瞭な境界（図 112）で接しているが、明確な貫入関係を示す現象は見られなかった。しかし両者は貫入関係であり、貫入後に境界付近は小断層関係になったと推定される（Yoshida et al. 2004)。

[2] ある研究者は（例えば Bodenhausen et al. 1964）この地点の岩石はアンナプルナ黄色層の下のラルジュン層であるとしている

上記のことから、本地点では STDS[1] の断層はなく、テチス帯と高ヒマラヤ帯は貫入関係と認められる。

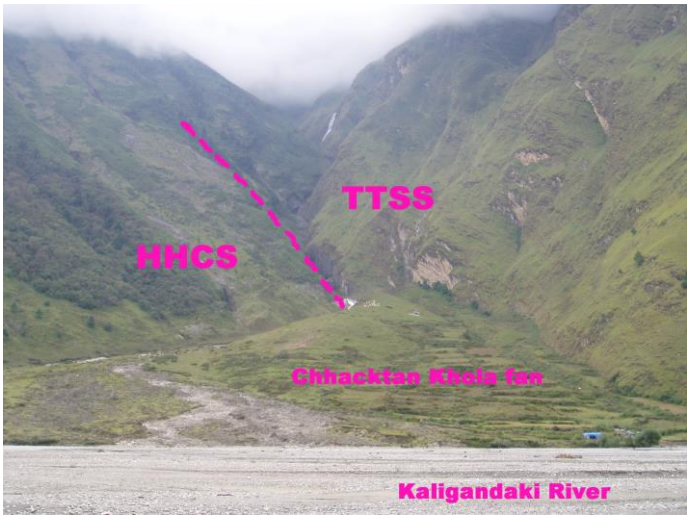


図 111 テチス帯（TTSS）と高ヒマラヤ帯（HHCS）の境界（STDS）をなすチャクタン谷（G-33）

図 112 チャクタン谷右岸におけるテチス帯マーブルと高ヒマラヤ帯眼球片麻岩の境界（G-33）

[1] テチス帯と高ヒマラヤ帯の境界を STDS と定義するならば G-33 は STDS である。しかし STDS は両帯の境界付近の巨大正断層であると考えるならば G-33 は STDS でなく、既述のように G-31 が STDS である可能性があると言える

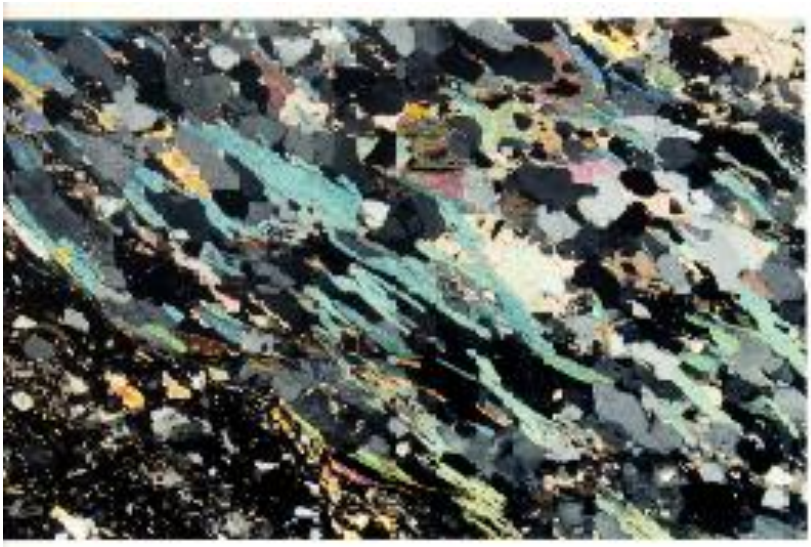


図 113 上図境界直上の変成両雲母マーブルの偏光顕微鏡写真クロスニコル像
(G-33)