

1.2 流域の地形・地質

(1) 主な河川の勾配の特徴

日本一長い河川である信濃川の流域は、長野県および新潟県に広がっています。河川名は長野県内を千曲川、新潟県内を信濃川と呼び、新潟市で日本海に注ぎます。

千曲川の支流である犀川は長野市で千曲川と合流しますが、その上流の松本市島内での梓川と奈良井川の合流部までの間を犀川と呼びます。犀川の本流である上流部は梓川と呼ばれます。

信濃川水系の主な河川の勾配を図 1.2 に示します。一般に河川勾配は上流ほど急になります。本流域では、下流から標高 500m 付近までは約 1/200 勾配と緩やかですが、標高 1000m 以上では約 1/15～1/10 と急勾配となっています。

そのうち梓川では、標高 1500m の上高地付近で、ほぼ平坦になるという特異な形状をしている

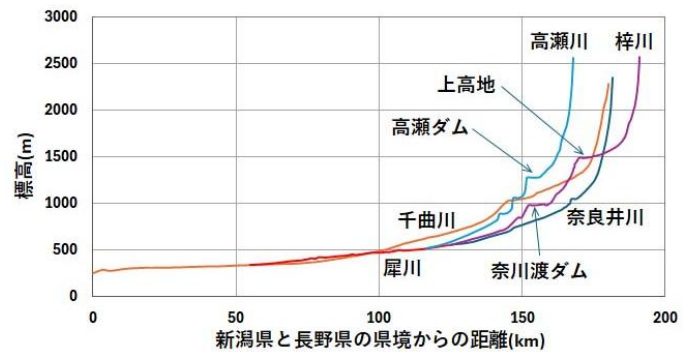


図 1.2 河川縦断面図
(国土地理院基盤地図情報をもとに作成)

のがわかります。これは、過去に焼岳火山の噴火に伴い河川が閉塞し、天然の大規模ダムができたことによりですが、詳しくは (4) で説明します。

同様に千曲川の標高 1000m 付近で勾配が緩くなっている地点があります。本冊子では述べませんが、これも仁和三年 (887) に八ヶ岳の斜面が崩壊してできた天然ダムの痕跡です (井上ほか, 2010)。

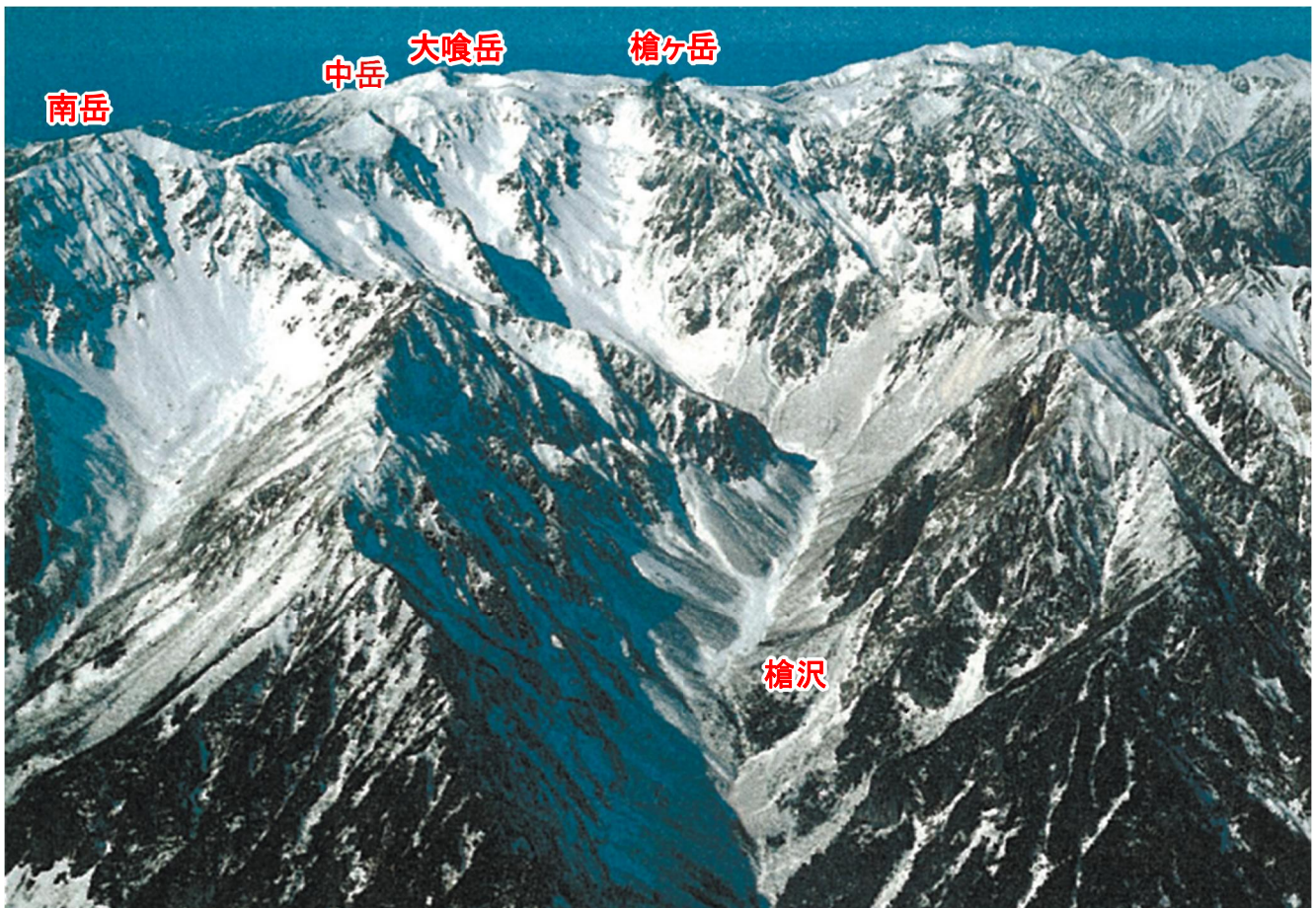


写真 1.3 槍ヶ岳-梓川上流「(松本砂防事務所, 2024 b) に加筆」

(2) 日本列島の生成と長野県の地質

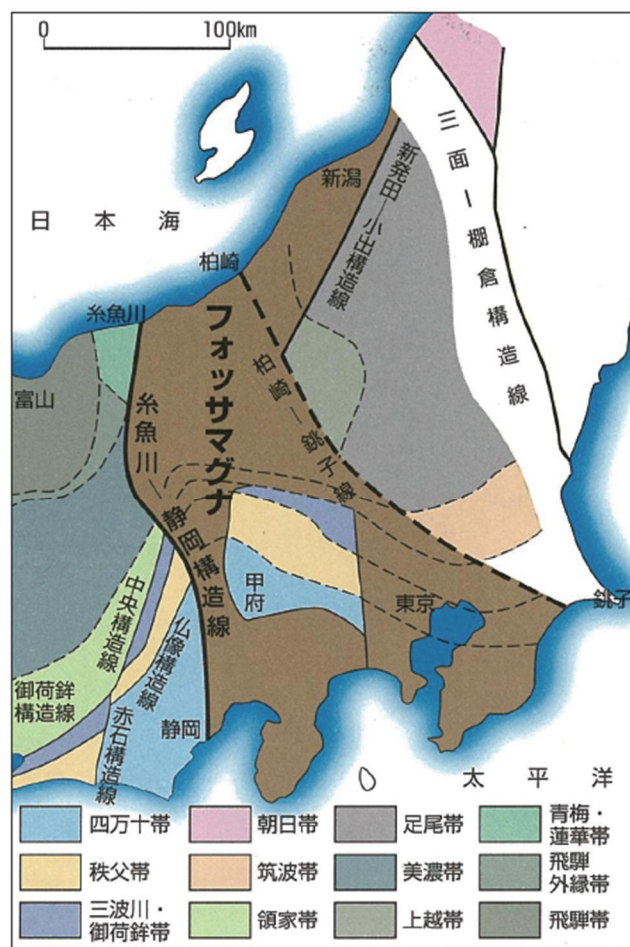
日本列島は、ユーラシア大陸の東に位置する島弧（弧状列島）で、4つのプレート（ユーラシア・北米・太平洋・フィリピン海）が境をなす地球上で類例のない変動帯です。この変動帯では、地震活動や火山活動がきわめて活発であり、その結果として多様で複雑な地形が形成されました。

およそ 2000 万年前までは、日本はユーラシア大陸の東縁にあって、まだ日本海はありませんでした。日本列島が島弧としてユーラシア大陸から分離移動したのは、2000～1500 万年前のことであり、この南進する移動の際に列島の中央部が破断され、西南日本と東北日本への分離が生じました。

図 1.3 は、中部日本の主な地質構造線と地質区を示したものです（松本砂防事務所，2024b）。

破断した部分はフォッサマグナと呼ばれ、日本列島を南北に横断する幅 70～100km の沈降帯を形成しました。沈降帯の西縁は糸魚川－静岡構造線（糸静線）と呼ばれる大断層で画されており、長野県内では小谷村、白馬村、大町市、松本盆地、諏訪盆地を通過し、甲府盆地の西から静岡市へと達しています。日本列島の中央部に位置する信濃川上流部は、複雑な地質構造と多彩な地質構成からなります。

図 1.4 は、長野県地質図活用普及事業研究会が 2015 年 11 月に作成した「長野県デジタル地質図 2015」（DVD）をもとに、信濃川上流域の範囲を抽出したものです。表 1.1 は「長野県デジタル地質図 2015」統一地質凡例をもとに、左側に統一地質凡例の年代区分（縦軸）、右側に地質特性による地質区分（横軸）を示しました。詳細は、新版 長野県地質図作成委員会（委員長：原山智）が作成したデジタル地質図の解説書をご覧ください。



資料/中央日本のおもな地質構造線と地質区(磯見・河田1968;山下1970;吉田ほか1976;小松ほか1985をもとに植村武作成の図に加筆)

図 1.3 中部日本のおもな地質構造線と地質区分（松本砂防事務所，2024b）

(3) 信濃川上流域の河川の水系網

信濃川上流域の河川の水系網は、地形・地質状況を反映して、非常に複雑です。槍ヶ岳で北と南に分かれた高瀬川と梓川（犀川）は、安曇野市押野崎で合流し、犀川となって北北東方向に流下して行きます。梓川流域は付加体の山地部を流下し、松本市島々付近で松本平に出て、北北東方向に流下します。

松本市街地付近では、女鳥羽川・薄川・田川・奈良井川が流下し、梓川に流入しています。高瀬川流域は深成岩類（花崗岩類など）の山地部を流下し、大町市野口付近で平野部に出て、南南東方向に流下します。この付近で箆川・鹿島川が流入しています。

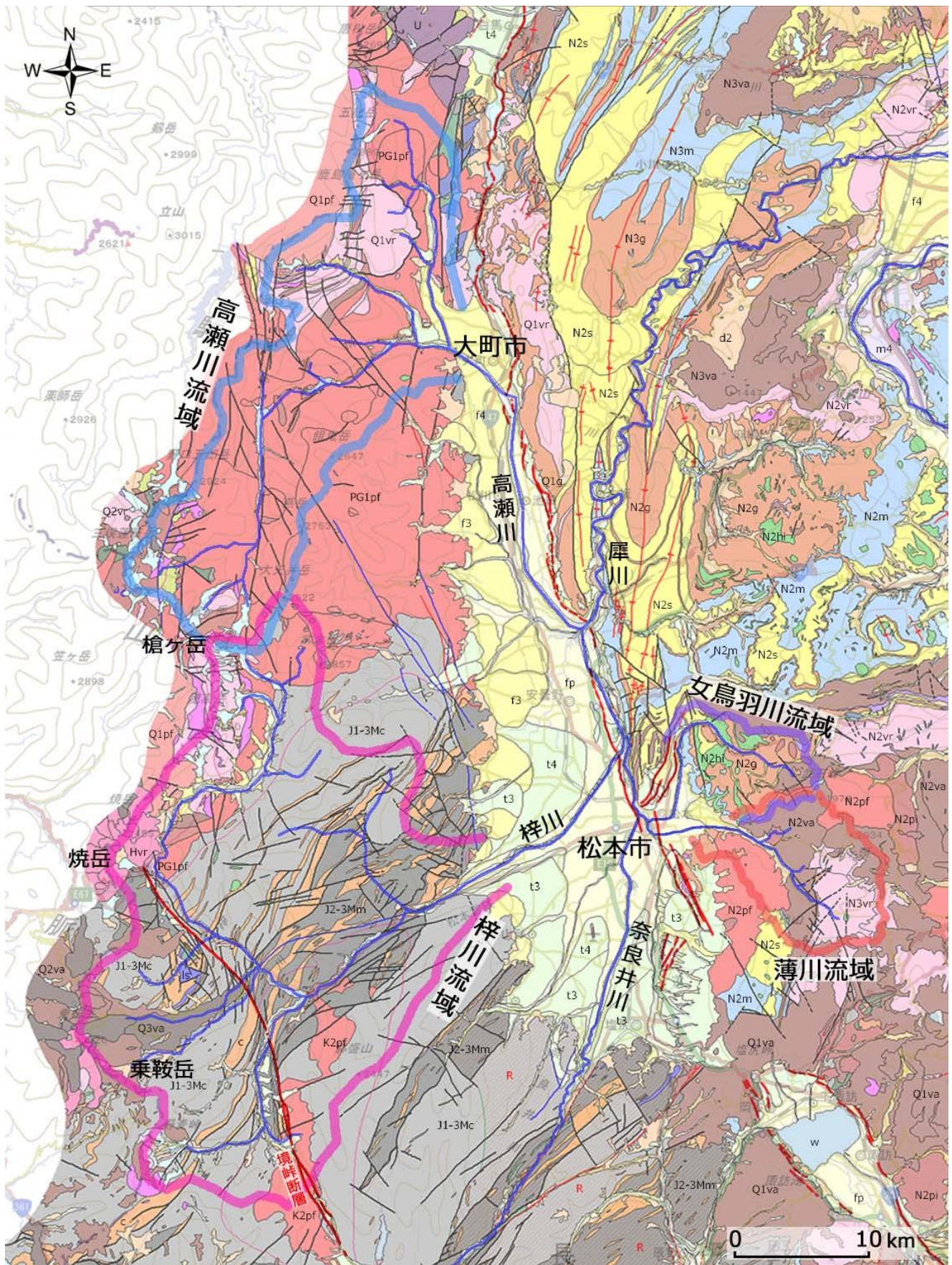


図 1.4 信濃川上流域の地質図（長野県デジタル地質図 2015, 地理院地図「標準地図」をもとに作成）
長野県地質図活用普及事業研究会編著, 2015 年 11 月, 「長野県デジタル地質図 2015」

表 1.1 長野県デジタル地質図（2015）の統一地質凡例の整理（地質年代と地質特性）

年代区分					×100万年前		記号	扇状地	段丘	崩積物	岩相・岩質、物性に基づいた区分				記号
新生代	第四紀	完新世	0.00～0.01	H	f4	f	t4	d4	堆積岩類	未固結	岩屑なだれ堆積物	da			
		更新世	～0.13	Q3	f3	t3	t	d3			d	火山山麓扇状地		vd	
			～0.78	Q2		t2		d2			はんらん原	fp			
			～2.58	Q1	[Hf4]		接触変成				現河床	a			
	第三紀	鮮新世	～5.3	N3	領家変成岩 接触変成 低-中圧型		[Hf1]	R			谷底低地	vp			
		中新世	～16.3	N2							扇状地	f			
			～23.0	N1							段丘・丘陵	t			
	古第三紀		～33.0	PG4							崩積物・土石流	d			
			～41.2	PG3							固結～半固結	砂質～礫質		g	g
			～56.0	PG2								砂質～泥質		s	s
			～66.0	PG1								泥質		m	m
	中生代	白亜紀		～101	K2	※混在岩中の異地性岩体	チャート c 石灰岩 ls 玄武岩 b				付加体	美濃帯および 領家変成岩源 岩 M		整然層	c
～145				K1	未区分				M	M					
ジュラ紀			～165	J3	混在岩 ※				m	Mm					
			～174	J2	飛騨外縁帯				超苦鉄質岩・蛇紋岩	U					
			～201	J1					火成岩類	火山岩類 v		流紋岩質～ デイサイト質	r	vr	
トリアス紀			～237	TR3	安山岩質							a	va		
			～242	TR2	玄武岩質							b	vb		
			～252	TR1	斑状～ 細粒貫入岩 h							珪長質	f	hf	
古生代	ペルム紀		～299	P								中性	i	hi	
	石炭紀		～359	C					苦鉄質	m		hm			
時代未詳				Pu					深成岩類 p	珪長質	f	pf			
										中性	i	pi			
										苦鉄質	m	pm			

断層区分

地質断層

活断層

活断層のうち松本盆地東縁断層群
および境峠断層

褶曲構造

(上より背斜、向斜、転倒背斜、
転倒向斜を示す)

・扇状地、段丘、崩積物の一部は年代で細分しています。

・地質区分の記号は、「形成年代」（左表）と「岩相・岩質、物性に基づいた区分」（右表）の組み合わせで表示しています。

・地形起伏を表現するための明暗色図と合成した地質図では、この表の色より暗めに表示されています。

- ・扇状地、段丘、崩積物の一部は年代で細分しています。
- ・地質区分の記号は、「形成年代」（左表）と「岩相・岩質、物性に基づいた区分」（右表）の組み合わせで表示しています。
- ・地形起伏を表現するための明暗色図と合成した地質図では、この表の色より暗めに表示されています。

断層区分	地質断層
	活断層
	活断層のうち松本盆地東縁断層群 および境峠断層
褶曲構造	（上より背斜、向斜、転倒背斜、 転倒向斜を示す）

大町から松本付近までの松本盆地は、東側に松本盆地東縁断層が存在し、第四紀層が厚く堆積した平野部で、塩尻市・松本市・安曇野市・大町市などの市街地が存在しています。

これらの平野部には、上流部から運搬されてきた堆積物が厚く分布し、比較的良好な地盤が形成されています。一方、松本市街地周辺は女鳥羽川・薄川・田川・奈良井川の合流地点となっており、土砂・洪水氾濫が繰り返し発生しました。

(4) 梓川上流の活火山

梓川上流には、乗鞍岳、焼岳などの活火山があり、流域の地形形成史に大きな影響を与えています。乗鞍岳は約 120 万年の歴史を持つ大規模な火山で、安山岩～デイサイトの溶岩の噴出を繰り返している火山です。ここ 1 万年では、9600、9200 年前の剣ヶ峯の噴火が起こっています。

焼岳とアカンダナ火山は、安山岩～デイサイト

の溶岩および溶岩ドームと、それらの崩落により発生した火砕流や土石流などからなっています。これらの噴火によって梓川は何度も河道閉塞され、上流部に大量の土砂が堆積し、緩やかな河谷溪谷の上高地を形成しました。最新のマグマ噴火は2300年前の焼岳円頂丘溶岩とその崩壊による中尾火砕流の活動です。焼岳では、ここ約100年間は水蒸気爆発が多発しており、大正4年(1915)の噴火で大正池が形成されました。最新の噴火は昭和37-38年(1962-63)に起こっています。

梓川上流部には、槍ヶ岳(標高3180m)、奥穂高岳(標高3190m)など、3000mを越える高山が並んでいます。氷河時代には山岳氷河が形成され、現在でも氷河地形(カール、モレーンなど)が残っています。

図1.5は、梓川の河床縦断面図で、東京電力㈱の発電用ダムと天然ダムを伴う大規模崩壊の位置(崩壊地の高さと湛水範囲)を示してあります。梓川は中堀沢地点から上流と下流では、河床縦断

面が大きく変わっていることがわかります。元々梓川は西側の岐阜県方向に流下していた河川が焼岳などの火山噴火によって、現在の松本方向に流路変更したとされています。

○巨大な古上高地湖の形成と消滅

2008年から2009年にかけて、信州大学山岳科学総合研究所は大正池北西の標高1495m地点で300m深の学術ボーリングを行いました(原山・河合, 2009; 原山, 2010; 河合・原山, 2013; 原山, 2015, 2021)。

植物片の ^{14}C 年代測定や鬼界アカホヤ火山灰(7300年前)の発見により、約1万2000年前に起きた第1次堰き止めによりできた「古上高地湖」(図1.6、図1.7)が5000年以上にわたり存続したことがわかりました。

約1万2000年前の白谷山火山からの平湯川火砕流と山体崩壊により堰き止められた古梓川は、上流部に古上高地湖を形成しました。

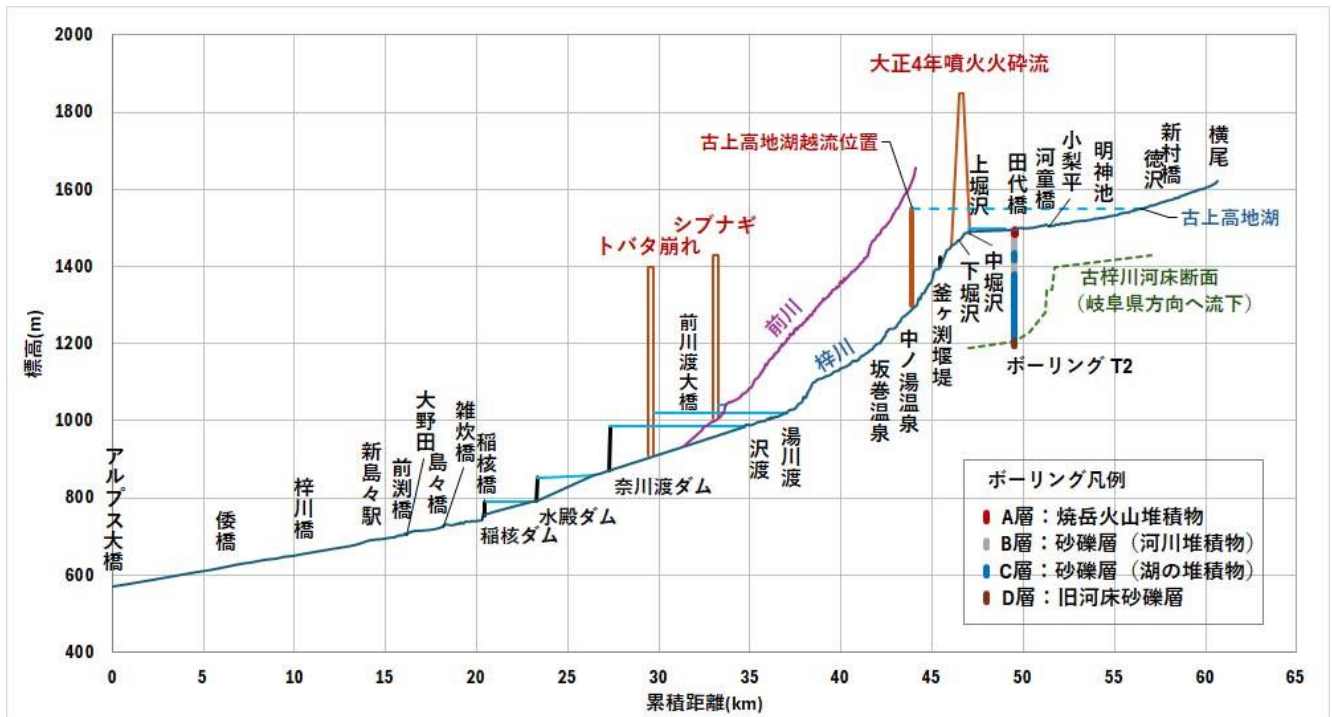


図1.5 梓川の河床縦断面図(東京電力㈱の発電用ダムと天然ダムを伴う大規模崩壊の位置を追記)
(国土地理院基盤地図情報をもとに作成)

満水となった古上高地湖は、霞沢岳と安房山の鞍部から溢流が始まり、現在の松本方向への流路となりました。

古上高地湖の最高水位は標高 1550m、水深 500m、湛水量 30 億 m^3 （黒部ダム 1.99 億 m^3 の 15 倍）と見積もられています。

古上高地湖はその後 7300 年前までの 5000 年間は少なくとも存在し、焼岳からの土石流堆積物や梓川上流からの土砂により埋め立てられました。

この間の堆積物には数mm厚のリズミカルなシルト・泥岩層が頻繁に挟まれ、湖の静水状態で分級と堆積が進行したことを示しています。

上高地の平らな谷地形（標高 1550m 以下）は、古上高地湖が埋積されたことで始まり、4000 年前の下堀沢溶岩による堰き止めも加わって完成しました（図 1.8）。

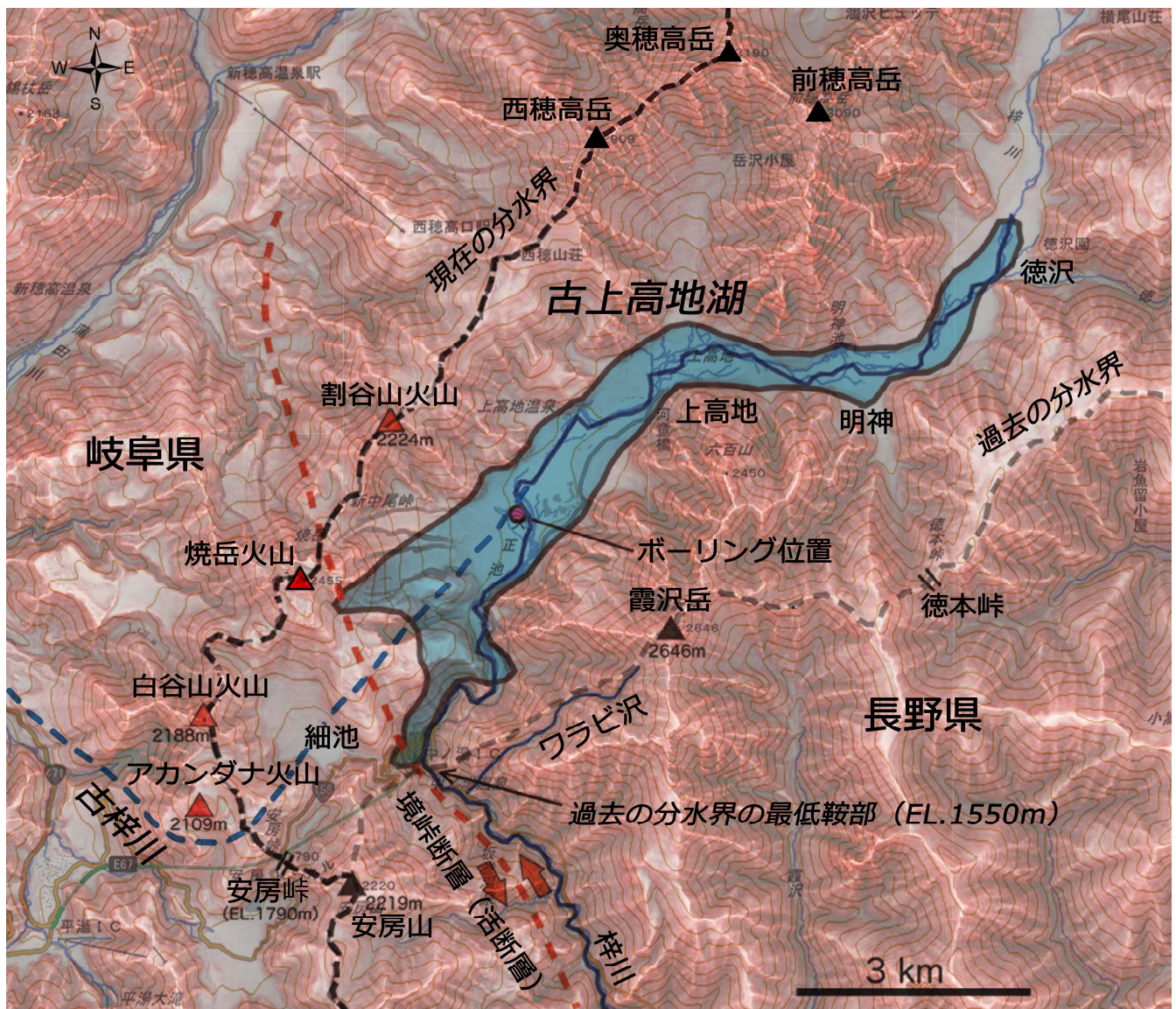


図 1.6 古上高地湖の復元図（原山，2015；原山，2021；
地理院地図「標準地図」「赤色立体地図」をもとに編集）

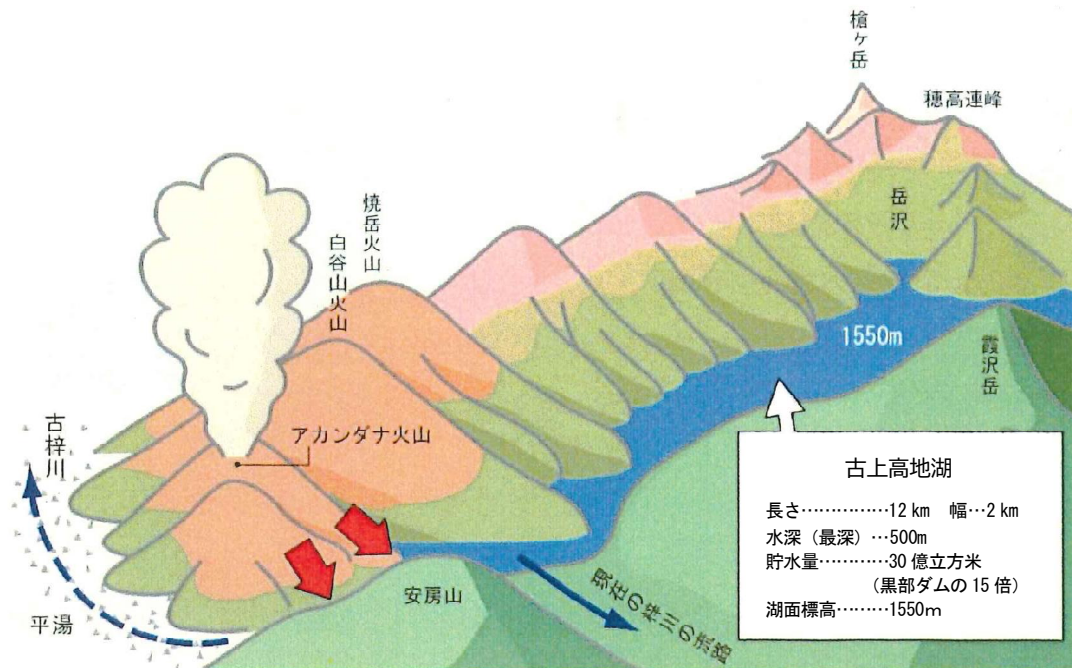


図 1.7 焼岳火山群による古梓川の堰き止めと古上高地湖の生成 (1 万 2000 年前)
(原山, 2021)

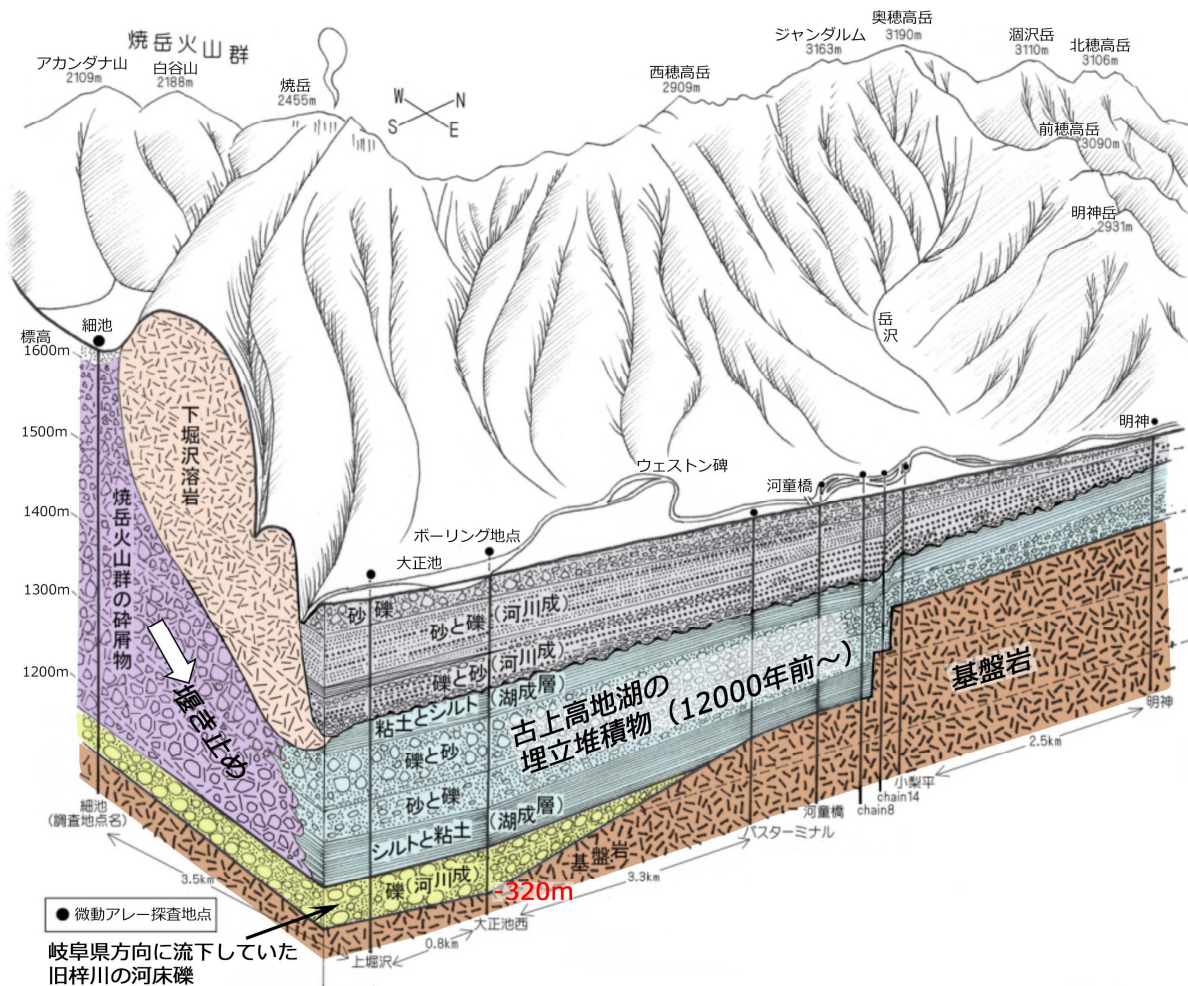


図 1.8 ボーリング調査と微動アレー探査から推定された「古梓川」と「古上高地湖」の埋積堆積物
河合・原山 (2013) をもとに、原山 (2021) で彩色・編集