

# 33

# URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・JULY 1994 特集＝八ヶ岳

株式会社クボタ

1 八ヶ岳火山－火山活動史と湖盆の変遷－ 付図＝八ヶ岳山麓の地質図(1:150,000)

2 八ヶ岳山麓の地下水 3 八ヶ岳東部地域の土壌 4 八ヶ岳の植生



南方上空からみた八ヶ岳連峰(山の名称上に付したナンバーは北から南へ順々につけてある) 撮影/渡部まなぶ



Kubota



# 旧石器時代の八ヶ岳山麓

中村由克 = 野尻湖博物館学芸員

《図Aの出典》 須藤隆司(1991) 大竹幸恵(1989) 堤隆ほか(1987)  
 保坂康夫(1989) 戸沢充則・安藤政雄編(1991)  
 戸沢充則(1964) 八ヶ岳旧石器研究グループ(1991)  
 八千穂村池の平遺跡発掘調査団(1986)  
 長野県埋蔵文化財センター(1992)

## 旧石器の遺跡群と黒曜石原産地

八ヶ岳の山麓は、旧石器時代の遺跡が多いこと、それらが標高の高いところにも立地することなど、日本の他の地方にはない特徴がみられる。諏訪湖畔の茶白山遺跡は1952年に発掘が行われ、翌年には山麓各地で旧石器時代の遺跡が確認されるなど、早くから研究者の注目するところとなった。

旧石器時代の遺跡がおおくあるところは、八ヶ岳の東麓と西南麓から諏訪湖にかけてである。おもな遺跡の分布域は、千曲川最上流の南牧村から川上村にひろがる野辺山原(矢出川遺跡群)、八千穂村の大石川上流(池の平遺跡群)、高根町の念場原遺跡群、茅野市の渋川上流(渋川遺跡群)、

西南麓の扇状地(原村周辺遺跡群)、白樺湖の周辺(白樺湖遺跡群、池ノ平遺跡群ともいう)、

霧ヶ峰の八島ヶ原遺跡群、霧ヶ峰南麓の池のくみ遺跡群、長門町の鷹山遺跡群、諏訪湖東岸の手長丘丘陵遺跡群、和田峠の和田峠遺跡群、和田村の男女倉遺跡群などである(図B)。

これらの中で、池の平遺跡群(標高1300~1750m)、渋川遺跡群(1600m)、池のくみ遺跡群(1550m)、八島ヶ原遺跡群(1640m)などの高冷地に遺跡が多く分布することが注目される。このような標高の高い遺跡は、すべて近くに石器の材料となった黒曜石が採集される石材原産地に立地することが共通している。今よりも気温の低かった最終氷期のきわめて厳しい気候条件のもと、しかも高冷地で人類が生活し続けたことはまことに驚異的であるが、この事実は、石器の原材料がいかに重要であったかを物語っている。

約3万年前以降の後期旧石器時代になると、八ヶ岳周辺で産出する黒曜石が、和田峠から関東~中

部地方の広い範囲に持ち運ばれていたことが知られている。旧石器時代の段階で、物々交換のような流通機構が成立していたかどうかは問題があるが、八ヶ岳周辺を中心とした黒曜石のネットワークが日本列島の中に存在していたことは疑いない。この観点から最近では、原産地に立地する八ヶ岳周辺の遺跡と、消費地にあたる各地の遺跡との関連性が追求され始めている。

## 遺跡の変遷と立地

今のところ八ヶ岳周辺での最も古い遺跡は、西南麓の原村の弓振日向遺跡、北麓の立科F遺跡、霧ヶ峰南麓の池のくみ及びジャコッパラなどの遺跡である。これらからは、ナイフ形石器文化初期を代表する台形状のナイフ形石器(台形様石器ともいわれる)や局部磨製石斧が出土している(図A)。これらは、およそ3.0万年前から2.6万年前頃と推定されている。

それに引き続く約2.0万年前頃からのナイフ形石器文化の後半になると、諏訪市の茶白山遺跡、茅野市の渋川遺跡、南牧村の三沢遺跡、高根町の丘の公園第2遺跡など、おおくの遺跡が知られている。図Aには、三沢遺跡および丘の公園第2遺跡から出土したナイフ形石器を示した。

およそ1.5万年前頃からは、槍先形の尖頭器(両面を加工した槍先)が多く使われる尖頭期文化がひろがった。特にこの文化は黒曜石と結びついて発達しているが、全国的にみても八ヶ岳周辺では最も古くから尖頭器が製作されており、かつこの地域の多くの遺跡がこの時期に属している。図Aには、鷹山遺跡出土のものを示した。

約1.4~1.3万年前には、南牧村の矢出川遺跡や中

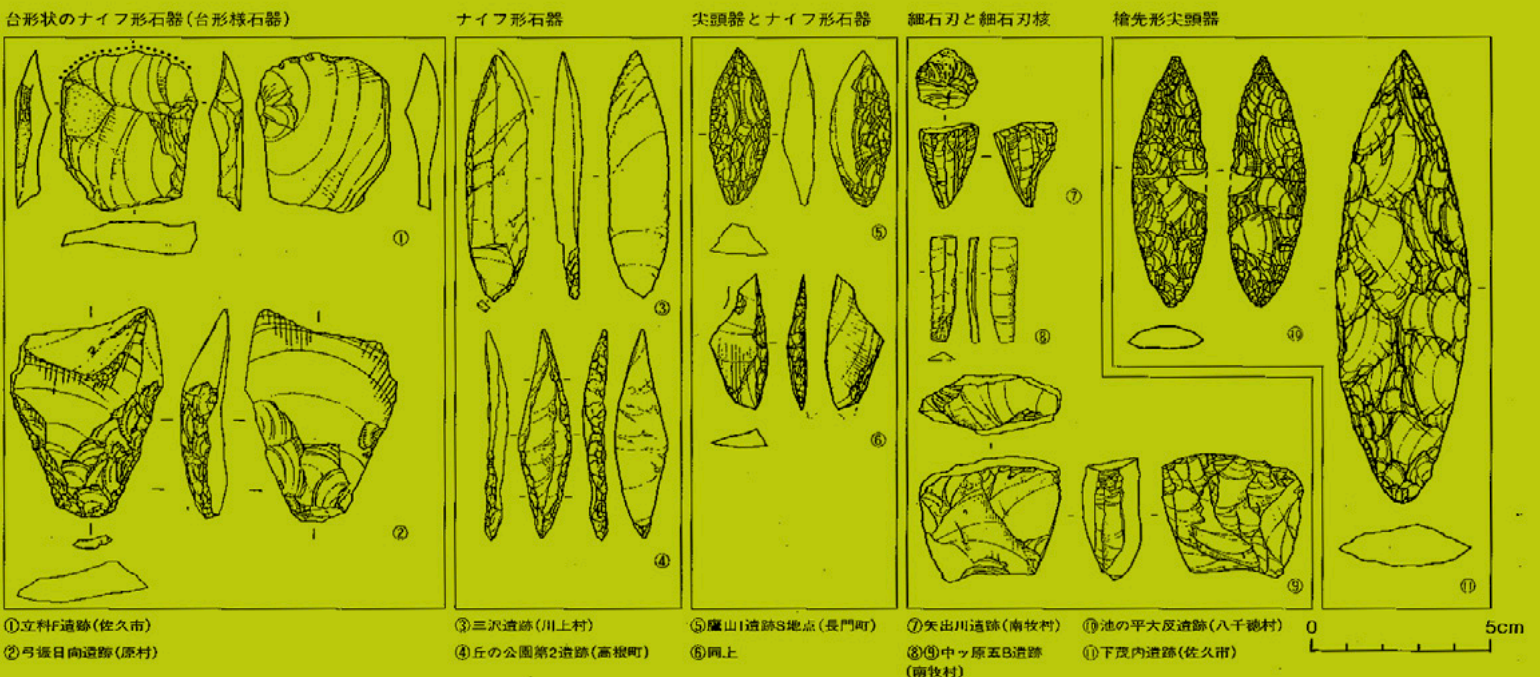
原5B遺跡をはじめとする細石器文化があらわれ

る(図A)。これは、小さな細石刃を組み合わせ使用したと考えられている。その後、旧石器時代から縄文時代への移行期には、神子芝文化に属する尖頭器があらわれる。佐久市の下茂内遺跡では、大型の槍先形尖頭器が大量に出土している(図A)。さらに諏訪湖底の曾根遺跡や北相木村の板原岩陰遺跡などに、約1.2~1.0万年前頃の縄文時代草創期の土器を持つ文化があらわれる。

旧石器時代を通して遺跡は、高原や丘陵、あるいは河川流域の段丘に立地しているが、縄文時代前・中期になると、八ヶ岳西南麓の火山麓扇状地の一部にたいへん多くの遺跡が集中するようになる。さらに縄文時代の後・晩期をかききりに、弥生時代以降になると、遺跡は低湿地にも立地するようになる。このような遺跡立地の変遷は、後氷期の段丘形成にともなう環境変化によるものもあると思われるが、それ以上に、狩猟対象の変化、採集から生産経済への変化という経済上の要因によるものと考えられている。

八ヶ岳東麓を源流とする千曲川・信濃川水系には旧石器時代の遺跡群が多く連なるが、この水系に近い野尻湖も含めてこの地域は、ナウマンゾウなどの動物化石が多く発見されていることでも注目される。現状では、ナウマンゾウ化石の年代と多くの旧石器遺跡の年代とは少し離れているが、古くからあった千曲川沿いのゾウの道は、旧石器人が獲物を追った移動ルートでもあったのではないだろうか。そう考えると、日本海側から太平洋側へむすぶ道筋として、八ヶ岳山麓は古くから人類の生活領域の一部であったことが理解される。

図A - 八ヶ岳山麓とその周辺域における主要な石器の変遷





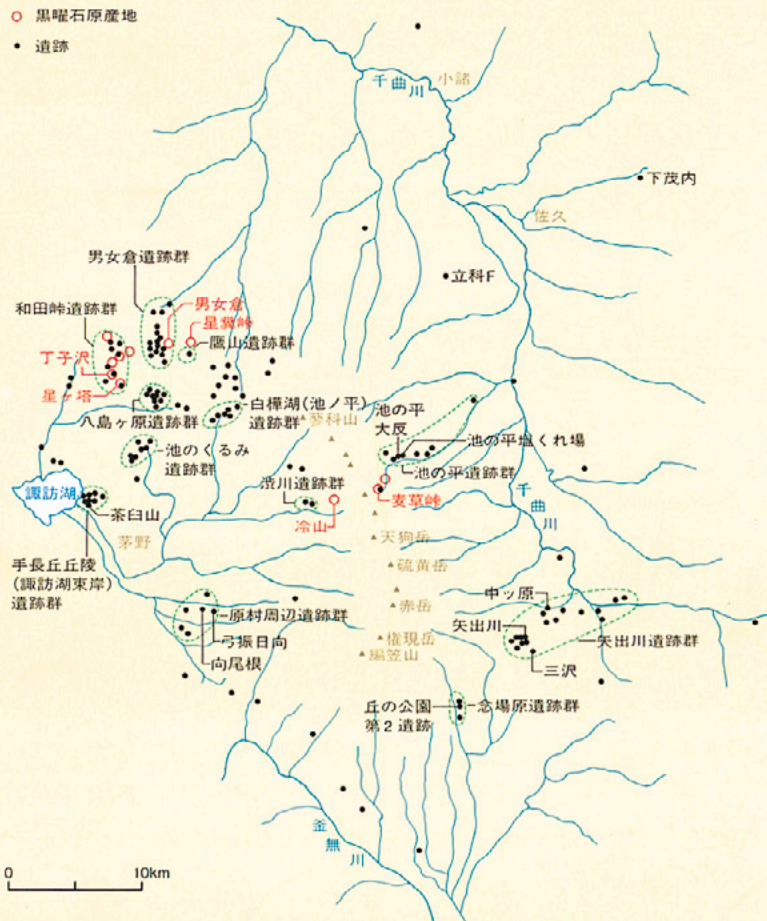
目次

特集 = 八ヶ岳

1	八ヶ岳火山 - 火山活動史と湖盆の変遷 -	
	八ヶ岳火山の概要 田中俊廣.....	2
	前期更新世の火山活動と湖盆の変遷 奥田述夫.....	8
	中期更新世の火山活動と湖盆の変遷 熊井久雄.....	14
	後期更新世の火山活動と段丘群の形成 内山 高.....	29
	八ヶ岳火山の年代 近藤洋一.....	32
	八ヶ岳地域の鮮新世末～更新世の植物 伊藤徳治.....	35
	日本各地の鮮新・更新統との対比 熊井久雄.....	37
	復元図で見る八ヶ岳火山の一生 熊井久雄.....	38
2	八ヶ岳山麓の地下水 熊井久雄.....	40
3	八ヶ岳東部地域の土壌 梅村 弘.....	48
4	八ヶ岳の植生 柴田 治.....	54



図B - 八ヶ岳周辺の黒曜石原産地と旧石器時代の遺跡分布



写真上 = 尖頭器の出土状況(池の平大反遺跡)

写真下 = 遺跡の発掘(池の平塩くれ場遺跡)

写真/中村由克



付図 = 八ヶ岳山麓の地質図 (1 : 150,000)

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 1994年7月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場



# 八ヶ岳火山

## -火山活動史と湖盆の変遷-

熊井久雄 = 大阪市立大学理学部教授

田中俊廣 = 長野県下諏訪向陽高等学校教諭

奥田述夫 = ㈱グラフィックセンター

内山 高 = 大阪市立大学理学部大学院生

近藤洋一 = 野尻湖博物館学芸員

伊藤徳治 = 同志社香理中・高等学校教諭

### 八ヶ岳火山の概要

前期更新世の火山活動と湖盆の変遷

中期更新世の火山活動と湖盆の変遷

後期更新世の火山活動と段丘群の形成

八ヶ岳火山の年代

八ヶ岳地域の鮮新世末～更新世の植物

日本各地の鮮新・更新統との対比

復元図で見る八ヶ岳火山の一生

### 八ヶ岳火山の概要

はじめに

編集 今回は八ヶ岳の特集ですが、これが火山であることを初めて知る人もおられるかと思しますので、まずその辺のところから始めてください。

田中 八ヶ岳というのは、長野県の南東部にあって、<sup>あか</sup>赤岳を主峰に南北にいくつもの峰を連ねる山塊をいいます。ここには、北端の<sup>もて</sup>蓼科山から南端の<sup>あみがさ</sup>編笠山まで、標高2,000m以上の峰が10以上、約21kmにわたって連なっており、その周辺には広大な山麓地帯がひろがっています。

歴史時代に入ってから噴火の記録がなく、また山頂部がいくつにも分かれていながら噴火口らしい地形もないので、これらの山々が火山であることに気づかれていない方もおられるかとも思います。しかし、これらはすべて第四紀に形成された火山群で、八ヶ岳では約200万年前から約1万年前までの間に盛衰を繰り返した幾多の火山が複合してみられます。火山の多い日本でも、これだけの規模と長い活動期間をもつ火山は珍しく、その意味では、火山の誕生から消滅まで、きわめて長期間におよぶ火山の一生を研究するには恰好の火山群です。

八ヶ岳のなかでも南のいわゆる八ヶ岳連峰については、そのアルプス的な山岳景観のために以前から登山愛好者にたいへん親しまれてきました。また八ヶ岳の広大な山麓地帯は、<sup>たて</sup>立科高原（北麓）、<sup>やき</sup>千穂高原、野辺山高原、清里高原、富士見高原、蓼科高原（西麓）などとよばれ、以前から高原野菜の農地や牧場として開発されてきましたが、最近では各種のリゾート施設がたくさんつくられるようになりましたので、そうした面からも多くの方々によくなじまれるようになってきたのではないかと思います。

ちなみに八ヶ岳という名前の由来ですが、解説書などには特定の八つの峰を指して八ヶ岳としているものをときたま見かけますが、地

元の人たちの話を聞きますと、八つというのは「たくさんの峰」という意味で昔から使われているようで、特定の八つの峰を指すものではありません。

### 八ヶ岳の火山の位置

図1・1は、本州中央部の第四紀火山および第四紀の内陸盆地の分布図です。図中の糸魚川 - 静岡構造線というのは、第四紀に入っても活動している日本でも第一級の構造線で、本州を東西に分ける大断裂帯、フォッサ・マグナの西縁にあたります。八ヶ岳火山は、フォッサ・マグナのほぼ中央部、糸魚川 - 静岡構造線と秩父山地との間で噴出しました。

ご存じのように日本列島の火山帯には、東日本火山帯と西日本火山帯があります。このうち東日本火山帯は、北は千島から北海道、東北地方をへて本州中央部まで緩やかな弧を描いて連なり、本州中央部からは南に向きを変え、富士・箱根・伊豆をへてマリアナの方へと再び緩やかな弧を描いて連なっているわけですが、八ヶ岳は、ちょうどこの2つの弧が交わるあたりに位置しております。

図中の松本盆地や甲府盆地は、第四紀の中期以降に形成された山間の凹みです。図の隣には本州中央部の衛星写真を示しますので、これらを比べて見て頂けば、周辺の山地やそれらの間にある火山や盆地の分布状況、あるいは1つ1つの火山体や山間盆地の大きさがよく分かるかと思えます。八ヶ岳は、ほかの火山と比べてそのボリュームが非常に大きく、すぐ南にある富士山と<sup>あしたか</sup>愛鷹山をあわせたくらいの規模をもっています。

### 八ヶ岳の地形的特徴

図1・2は八ヶ岳周辺の地形分類図および接峰面図です。接峰面図というのは、細かい谷をカバーして浸食される前の地形を復元したもので、地形の大勢を知ることができます。地形分類図は、空中写真を詳しく検討して作製しました。この図と左ページの立体写真や表紙写真などを見ていただきながら、八ヶ岳の地形の特徴をおおざっぱにみてみます。

八ヶ岳火山群は、ほぼ南北方向に、全体とし



ては緩やかに東に凸になるような弧を描いて連なり、火山群の噴出物が分布する地域は、南北は約55 km、東西は最大約30 km、面積は約1,150 km<sup>2</sup>に達します。

八ヶ岳火山群は、地形・地質の特徴から、大きくは3つの地域に分けられます。北部には、蓼科山(2,530.3m)、横岳(2,472.5m)、縞枯山(2,403m)、茶臼山(2,384m)などの、標高2,500m前後の山々が北西-南東方向に連なります。茶臼山の少し南に麦草峠がありますが、これより北側、蓼科山までが北八ヶ岳になります。これらの山々の山頂部にはいずれも、後期更新世に形成された小規模な溶岩円頂丘がのっています。このうち横岳のものが一番新しく、山頂の一部にごつごつした溶岩がみられますが、北八ヶ岳の山々は全体になだらかで山頂まで木が生えています。

その南には、丸山(2,329.6m)、中山(2,496m)、天狗岳(2,645.8m)、根石岳(2,603m)などが北北西-南南東方向に連なっており、これらの標高もやはり2,500m前後です。根石岳の少し

南には夏沢峠がありますが、麦草峠から夏沢峠までの範囲が中八ヶ岳です。中八ヶ岳という呼び方は一般には使われておりませんが、八ヶ岳火山の噴出物の特徴から私どもがつけたものです。山容は、北八ヶ岳と南八ヶ岳の中間の様相を示します。

一番南には、硫黄岳(2,760m)、横岳(2,829m)、阿弥陀岳(2,805m)、八ヶ岳の主峰である赤岳(2,899.2m)、権現岳(2,715m)などの、標高2,700m以上の高峰がほぼ南北に連なり、山稜はきわめて急峻です。その西側には、峰の松目(2,587.3m)、美濃戸中山(2,387m)、編笠山(2,523.7m)などがやはり南北に連なります。西側の山頂部は、いずれも更新世後期の溶岩円頂丘からなりますが、これらは、主稜線をつくる火山体の西側山腹あるいは南西側山腹に噴出したものとみなせます。この範囲が南八ヶ岳になります。

南八ヶ岳および中八ヶ岳の山麓を接峰面図で見ますと、等高線がほぼ同心円状にひろがっており、この斜面がスムーズな形をしている

ことが分かります。この斜面は、地形分類では主として「火山麓扇状地」あるいは「流下堆積物堆積面」になります。火山麓扇状地は火山地形に使われる一般的な用語で、山体から崩れ流されてきた岩屑が放射状に広がって堆積した堆積面です。現在では段丘化しています。流下堆積物堆積面は、泥流堆積物や軽石流堆積物の堆積面で、いわゆる「流れ山」なども見られます。

同じ火山の裾野でも、富士山のように非常に新しい活火山では、その表面が溶岩流で被われているものもあり、これは「溶岩流原面」とよべれます。将来、富士山の火山体頂部が崩壊して、その岩屑が溶岩流原面の上に堆積して裾野をつくれれば、火山麓扇状地になるわけです。ただ、南八ヶ岳の平坦な山麓緩斜面を実際に見ますと、谷の発達はまだ悪く、この斜面の形成がそう古い時期のものではないことが窺えます。

なお「扇状地・崖錐性緩斜面」としたものは主として東側の秩父山地の谷筋にみられる扇

図1・1 - 本州中央部における第四紀火山と内陸盆地の分布

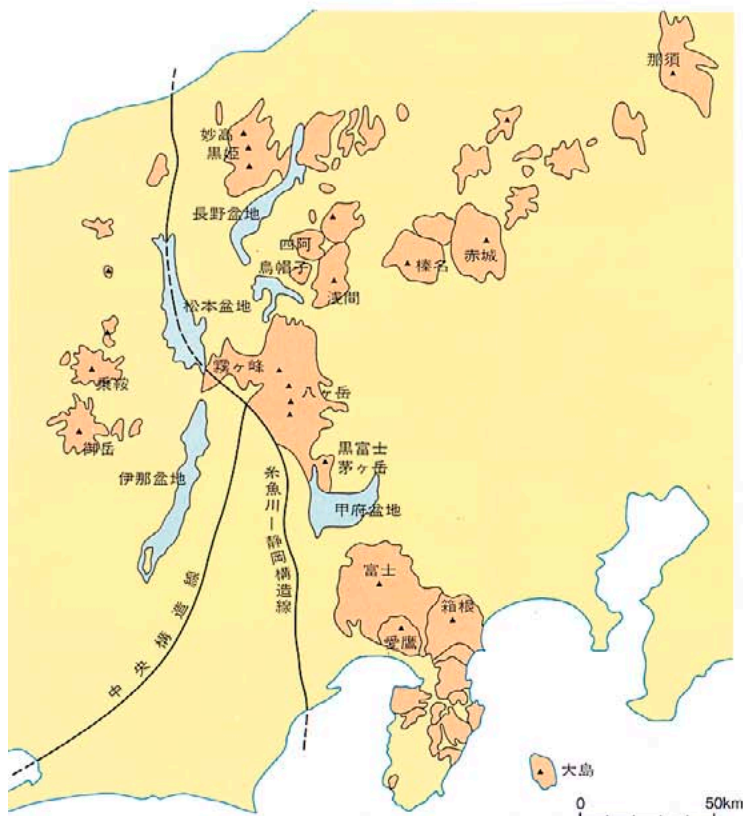
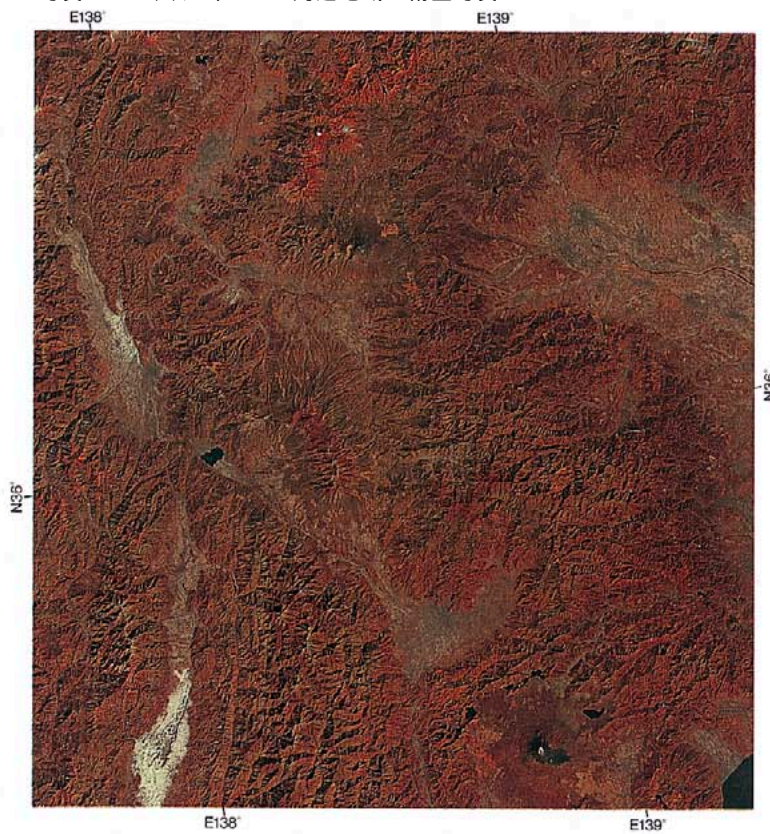


写真1・1 - 八ヶ岳とその周辺地域の衛星写真



写真提供/動リモートセンシング技術センター



写真1・2 - 東方上空からみた南八ヶ岳と野辺山原

撮影/渡辺まなぶ



写真1・3 - 南方上空から見た八ヶ岳連峰の立体写真

写真中央に2つ並んだ尖った山のうち、右(東側)が八ヶ岳連峰主峰の赤岳、左(西側)が阿弥陀岳である。赤岳から左下(南西)にのびる稜線にある尖った山が権現岳。権現岳のすぐ右下(南東)に尾根続きで見えるのが三ツ頭である。権現岳の南西側には八ヶ岳連峰南端の綱笠山があるが、写真には映っていない。赤岳の上方(北側)には、西に開いた馬蹄形の弧を描きながら険しい稜線が続くが、この中で赤岳のすぐ北側にみられるのが横岳と硫黄岳である。この辺りまでが南八ヶ岳とよばれる。

写真の一番上(北方)に突き出ている円い山が八ヶ岳連峰北端の蓼科山である。そのすぐ下(南側)には、横岳、鍋枯山、茶臼山などのなだらかな山々が連なるが、これらはみな溶岩円頂丘である。北八ヶ岳は、主としてこれらの山々でつくられている。なだらかな山容の北八ヶ岳と険しい南八ヶ岳との間において、山容もその中間の様相を示しているのが中八ヶ岳で、この中で一番尖って見える山が天狗岳である。立体写真で見ると、これらの地形の様相や特徴が見事に浮かび上がってくる。(写真・文=倉林三郎)

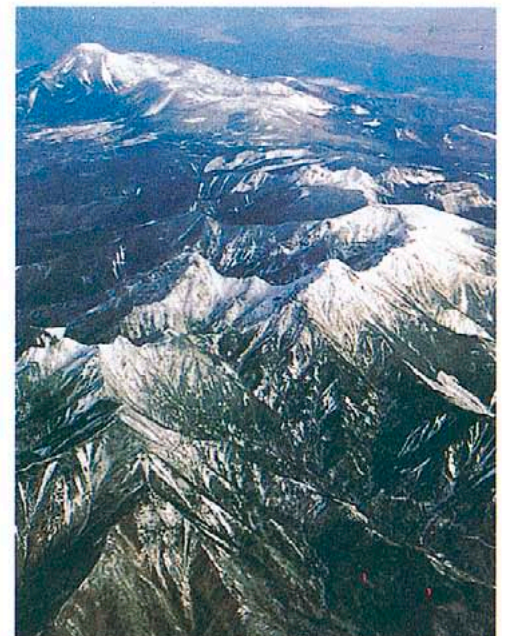
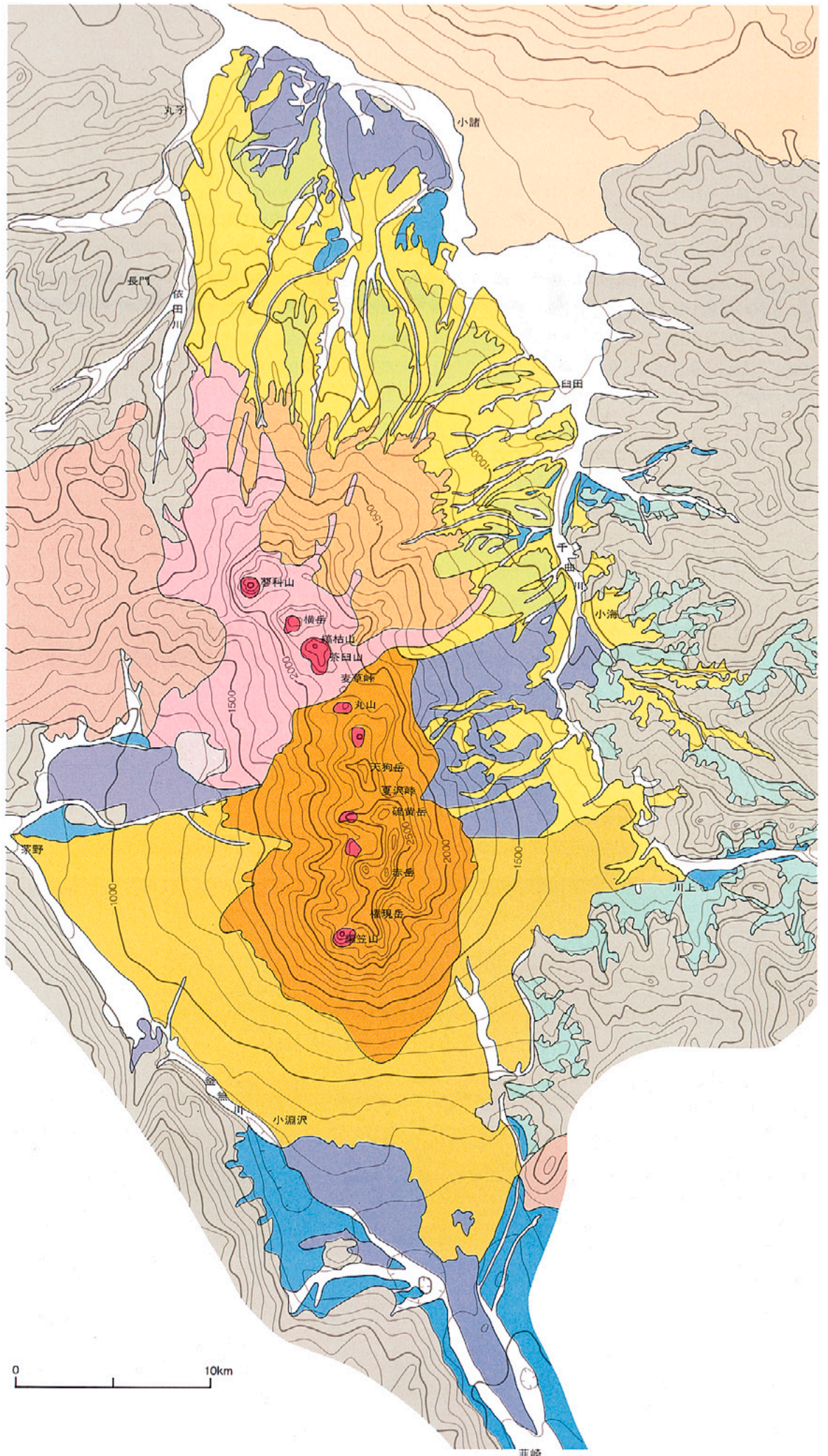




図1・2 - 八ヶ岳の地形分類図と接峰面図

- 沖積面
- 河岸段丘
- 烏帽子岳・浅間山火山山麓
- 溶岩円頂丘
- 溶岩流原面
- 流下堆積物堆積面
- 火山麓扇状地
- 扇状地・崖錐性緩斜面
- 開析された火山山体急斜面
- 火山麓平坦面
- 火山麓緩斜面
- 開析のすすんだ火山麓急斜面
- 霧ヶ峰火山などの高原状地形
- 基盤の急峻な山地





状地や崖錐性扇状地などで、一部では河岸段丘に移り変わっています。

また、山体部分は「開析された火山山体急斜面」となっていますが、硫黄岳周辺など一部に火山体の原形を残すものの、大部分は開析の進んだ急峻な山岳地帯です。山麓緩斜面との間には傾斜変換点がはっきりと認められ、接峰面図でも等高線の間隔が急に密になっています。

これに対して、北八ヶ岳の北側から東側の山麓では、接峰面図の等高線は非常に入り組んでいます。これは、この地域では谷が深く刻まれていて山麓部の開析が非常に進んでいることを示しています、実際に現地に行ってみますと、山体から放射状にのびた長くても深い谷が非常に良く発達しています。地形分類では、この地域は主として、「火山麓平坦面」「火山麓緩斜面」および「開析のすすんだ火山麓急斜面」などになります。

「火山麓平坦面」は、周囲は急な河谷壁で囲まれています、山麓平坦面がよく残されて

いる地域です。「火山麓緩斜面」は、屋根の部分だけにもとの火山山麓の平坦な斜面がよく残されている地域を示します。また「開析のすすんだ火山麓急斜面」は、もとの平坦な斜面が屋根の部分でも失われてしまっているが、その地形からもとの火山山麓の斜面が復元できるものを示し、開析がさらにすすんだ地域です。こうした地域の特徴から、北八ヶ岳の火山群の形成が非常に古い時期のものであることが推定できます。

一方、北八ヶ岳の山体上部と西側山麓の一部には、さきほど述べた「溶岩流原面」が広がっています。これは、山頂部の溶岩円頂丘と同じく、更新世後期に噴出したものです。溶岩円頂丘は、溶岩からなる半球状ないし台地状の高まりで、山稜部や山腹に分布します。図に見るように、北八ヶ岳に集まっていますが、南八ヶ岳の主稜線の西側にも点々と連なっています。これらの溶岩円頂丘はすべて更新世後期のもので、開析はほとんど進んでいません。

なお北八ヶ岳の西側、霧ヶ峰から美ヶ原には標高約2,000mのところ「霧ヶ峰火山等の高原状地形」が分布します。霧ヶ峰火山は、八ヶ岳火山の活動が始まる直前の時期に活動したもので、基盤の上を何枚もの厚い溶岩流と凝灰角礫岩層がこれを覆って平坦な地形をつくっています。北八ヶ岳の北東側は、千曲川をはさんで烏帽子岳、浅間山の火山山麓となります。また、南八ヶ岳の南東側の一部には、黒富士・茅ヶ岳火山の火山山麓がみられます。八ヶ岳の地形の特徴はだいたい以上のようなものです。こうした地形の特徴からだけでも、北八ヶ岳では非常に古い時期に大きな火山活動があったこと、しかも、その開析された火山体の上には一番新しい時期の溶岩流と溶岩ドーム（溶岩円頂丘）がこれを覆っていることが分かります。この点は、ほかの火山にはみられない八ヶ岳の大きな特徴の一つで、これにより、非常に古い時期の火山体の開析が一時的にカバーされ、それが保持されているのです。その意味で八ヶ岳は、古い時期の火山活動を調べるには恵まれた条件を備えているわけです。

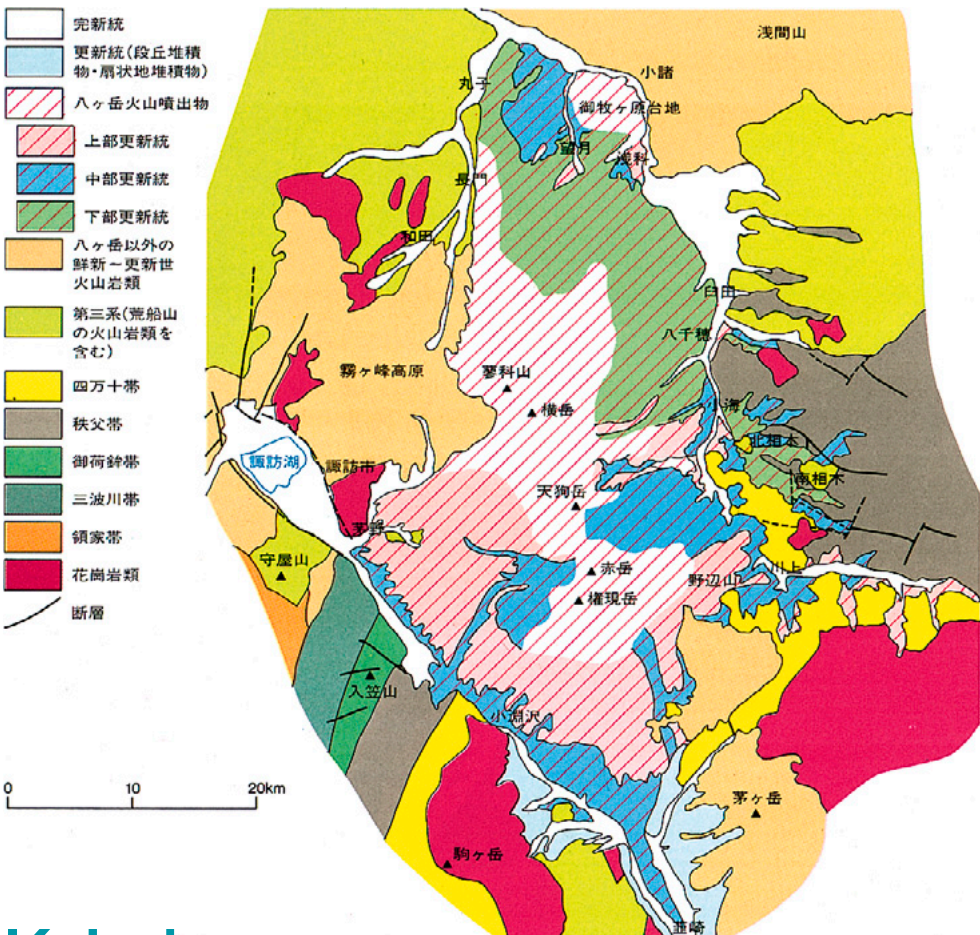
また中八ヶ岳および南八ヶ岳に発生した大規模な火山活動は、北八ヶ岳のそれよりも新しい時期のものであること、溶岩ドームをつくった一番新しい火山活動は、八ヶ岳の北から南まで及んでいることも分かります。

以上、八ヶ岳火山のおおまかなイメージをつかんでいただくために、まず火山地形を中心に述べました。約200万年というきわめて長期間にわたる八ヶ岳の複雑な火山活動史を、その周辺における環境の変遷まで含めて明らかにするためには、それぞれの火山地形を構成している地層・岩石を詳細に調査・研究することで初めて可能になります。その八ヶ岳の地質図は、今回は、15万分の1のスケールのもので付図として本誌にはさみこまれることになりました。これについては、すぐ後で熊井さんにお話させていただきます。

#### 八ヶ岳火山の基盤

なお、八ヶ岳火山をのせている基盤の地質の

図1・3 - 八ヶ岳周辺地域の地質概要図





大略は図1・3のようになっております。

さきに述べた糸魚川 - 静岡構造線は、諏訪湖のあたりから小淵沢こぶちさわの方向に向かって走り、そこから甲斐駒ヶ岳のある花崗岩と新第三系との境を南に下がっていきます。八ヶ岳の南々西側は、この糸魚川 - 静岡構造線をはさんで赤石山脈（南アルプス）になりますが、ここには、八ヶ岳の基盤をなしている古い岩石類が露出しています。

それらは、図にみるように、北北東 - 南南西方向に帯状にきれいに並んでいます。北からいいますと三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯、四万十帯で、このうち三波川帯と御荷鉾帯は変成岩、秩父帯は中・古生代の地層、四万十帯は中生代の地層です。

さらに八ヶ岳の東側をみますと、秩父帯は白田、八千穂、小海こみのあたりで、四万十帯は小海の少し南のあたりで姿をみせますが、じつはこれより西方に向かっては、これらの地層は南西方向に延びていくのです。つまりこうした古い地層・岩石は、ちょうど八ヶ岳の下では、東から南西方向に折れ曲がる恰好で分布している。これが八ヶ岳の基盤の大きな特徴の一つです。そしてその上には、主として新第三紀の火山岩盤類がのっており、これらを基盤として、八ヶ岳火山が噴出したわけです。その新第三紀の地層は、八ヶ岳の北方に広く分布しています。

#### 八ヶ岳山麓の地質図

熊井 いまのお話にありました15万分の1スケールの地質図を見てください。本日の話は、この地質図をお手元において頂きながらの話になるわけですが、この図には、八ヶ岳の火山活動や周辺環境の変遷についての、私どもの長年にわたる調査・研究の成果が集約されています。それで最初に、この地質図について簡単に触れておくのが分かりやすいかと思えます。

ご覧いただければすぐに分かるように、この地質図では、八ヶ岳の山頂部および北西部は空白になっておりまして、そのタイトルも八ヶ岳火山の地質図ではなくて、「八ヶ岳山麓の地

質図」となっています。

じつは私どもが、亡くなられた郷原保真先生の呼び掛けに応じて八ヶ岳を調べ始めたのは今から30年近くも前になります。そのときに山麓部での地層の重なりぐあいを徹底して調べることから始めたわけです。山麓部の地層というのは、砂やシルトや礫の中に火山噴出物がごちゃごちゃと大量に混ざっているので、最初はえらく戸惑います。しかし、火山が発生する直前の環境や、やがて火山が発生・成長し、さらにはそれが崩壊していくときの状態、また火山活動にともなって移り変わっていく周辺の環境などは、この地層の中だけにしか記録されていないわけです。とくに八ヶ岳のように非常に古い時期の火山がある場合には、山頂部のものは開析されてしまっているのです。山麓の地層の中にしか手がかりが残されていないのです。

ただ、広大な山麓地帯をこうした方法で調べる、つまり山麓の1つ1つの沢に入って、その露頭を下流から上流までずうっと調べていくというのは、とうてい個人でできることではありません。それで私どもは『八ヶ岳団体研究グループ』をつくって、多くの人数で手分けしながらこの調査を始めました。こうして調べても、最初の1つの沢、それは南八ヶ岳の横岳に源をもつ杣添川そうぞえという沢ですが、その沢の調査に約10年ほどもかかりました。幸いなことに、この沢には南八ヶ岳の火山活動を明らかにするための地層がよく揃っておりまして、また1つの沢を丹念に調べあげますと、鍵層となる火山灰の層序がたてられて地層の重なりぐあいがよく分かり、その後の調査はぐんとはかどります。こうして、八ヶ岳山麓に分布する大部分の地層が調べられ、きわめて長期にわたる八ヶ岳の火山活動史と周辺環境の変遷の状況が明らかになってきました。それでこの時点で、八ヶ岳団研として「八ヶ岳山麓の地質図」をまとめたわけで、それは1988年のことです。

普通、火山の地質図というのは、要所、要所の溶岩をサンプリングして調べ、それらの分

布の境目は航空写真で、いまの航空写真は非常に精度が高いため境目はほぼ正確に読み取れますから、これを判読してつくります。溶岩に覆われた下の方の地層は簡単には調べることができませんから、私どもが調査してきたような泥岩、砂岩、角礫凝灰岩などというのは、すべて一緒くたにして碎屑岩類として一色で表現されてしまいます。ですから、これらの碎屑岩類の堆積環境やその時代、また火山活動との関係などは分かりません。その代わり、上部の溶岩の方はきちんと色分けされ、溶岩の種類や年代、その分布などから火山活動の推移が明らかにされるわけです。もちろん私どもでも、その後も引き続き、この地質図で白く残されている地域の調査・研究を進めているのですが、それを地質図としてしっかりとまとめるのは、あと少しの時間が必要です。

さて八ヶ岳山麓には、鮮新世末期から完新世までの地層が分布しますが、このうち鮮新世末から前期更新世に堆積した地層は八千穂層群、中期更新世に堆積した地層は南佐久層群とよばれます。

八千穂層群は、主として北八ヶ岳山麓に分布しますが、これらは、最下部・下部・中部・上部・最上部の5つの累層に区分されます。一方、南佐久層群は、主として中八ヶ岳および南八ヶ岳の山麓に分布しますが、これらも最下部・下部・中部・上部・最上部の5つの累層に区分されます。

地質図は、こうしたそれぞれの地層の分布を示しているのですが、地質図の凡例で両層群の左側の列に示したものの大部分は湖成層、湖の底に堆積した地層で、そのなかに多くの火山噴出物をはさんでいるのです。いいかえると、北八ヶ岳における前期更新世の火山活動も、中・南八ヶ岳における中期更新世の火山活動も、それらの火山活動の場は、湖の生成するような凹地で発生し、火山活動の盛衰にともなって湖域は移り変わり消長しているのです。その辺のことが、次の話になります。



前期更新世の火山活動と湖盆の変遷

鮮新世～前期更新世の地史総括表

奥田 いまお話がありましたように、北八ヶ岳山麓には、鮮新世末期から前期更新世にかけて堆積した八千穂層群とよばれる地層が広く分布しております。

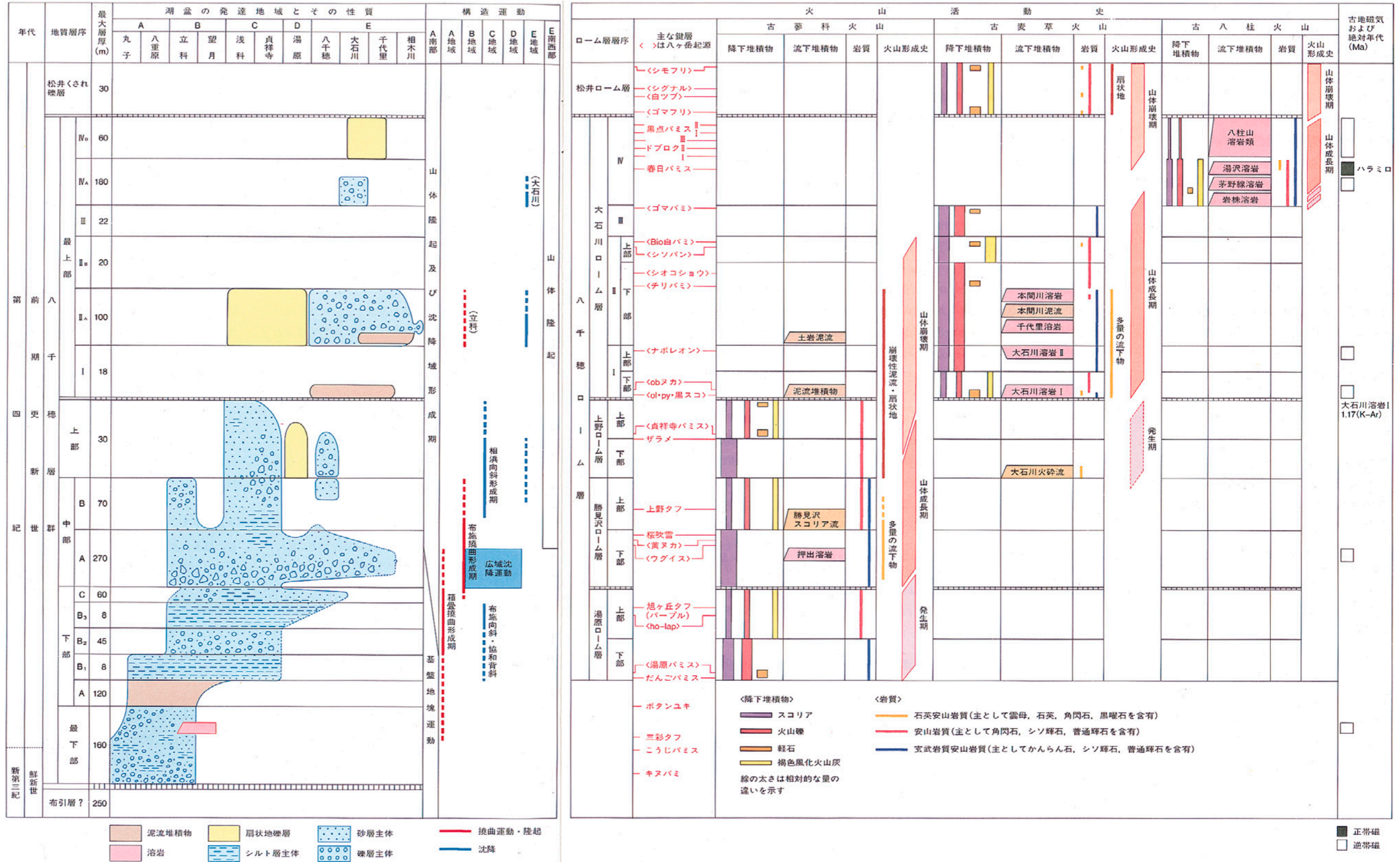
八千穂層群は、不整合あるいは非整合により最下部・下部・中部・上部・最上部の5つの累層に区分されます。それらの分布状況をよく大ざっぱにみますと、北八ヶ岳北麓の北部から東麓にかけての扇形に開いた山麓地域をほぼ3等分する形で、各累層が分布します。一番北西側の地域には最下部・下部の地層、真ん中の地域には下部・中部・上部・最上部の地層、一番南東側の地域には最上部の地層が分布するという格好になっているのですが、ただ下部と最上部の地層の分布域は、千曲川の東側まで広がっています。

これらのうち、最上部累層だけは下位層を不整合に覆って山麓全域に広がっており、山体に近づくに従って、より下位の地層を削り出して堆積しています。なお、一番北西側の地域では、最下部・下部の上に中期更新世の地層（南佐久層群最下部に相当する地層）がのっているのでもっと見づらいかもかもしれませんが、これをはぎ取った状態を想像していただければよく分かるかと思えます。

これらの地層の大部分は、シルト・砂・礫などからなる湖成（一部は河成）の地層で、その中に、火山活動に伴って流下してきた溶岩や空中から降下してきた火山礫・火山灰、あるいは火山体の崩壊ともなう泥流堆積物などを大量にはさんでいます。このように、鮮新世末から前期更新世にかけての八ヶ岳周辺域では、湖の生成とその移動、火山の発生・成長・崩壊という大きな変化が互に関連しながらおこったのですが、これらの地層を詳しく調査・研究した結果にもとづいて、その変化の様相を時間的・空間的に配列してみますと、表2・1のようになります。

この表の左方、「湖盆の発達地域とその性質」

表2・1 - 八ヶ岳山麓の鮮新世～前期更新世の地史総括表

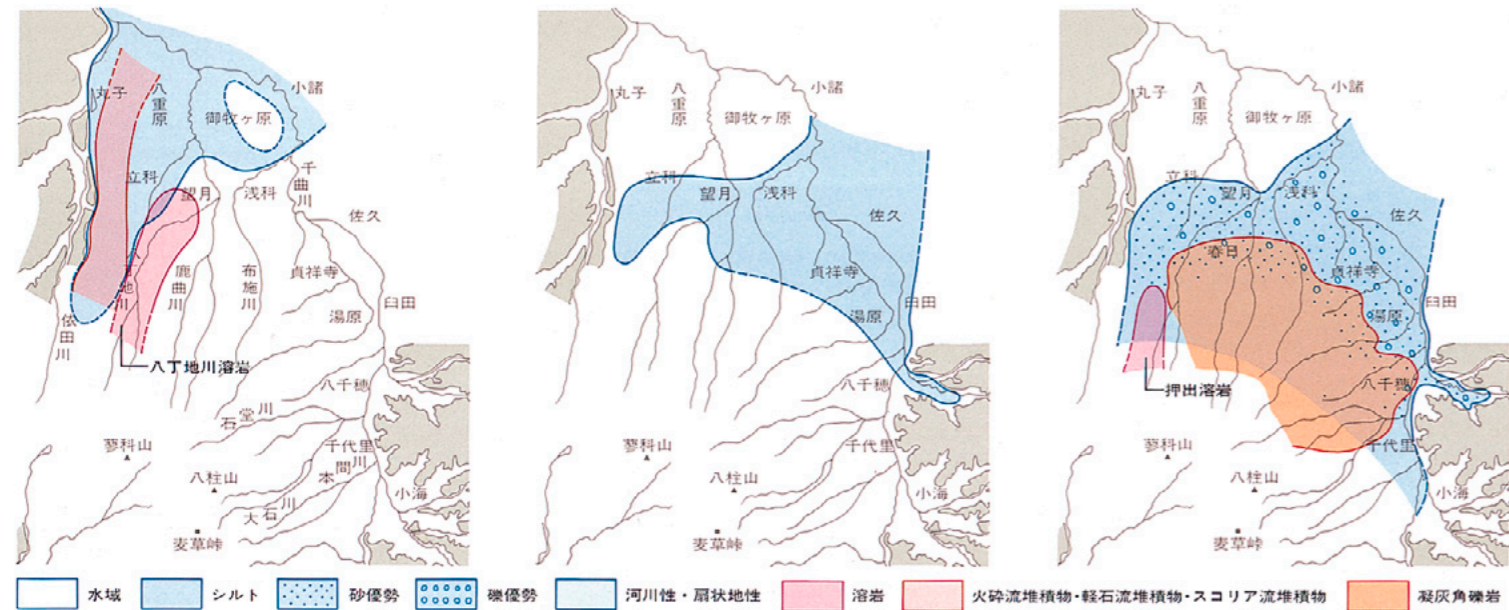




とした欄には左から丸子、八重原、立科、望月などの地域名が記してあります。これらの場所は、北西から南東に向けて順に並べてあるので、湖盆がどの時代にどの地域にあったかを知ることができます。例えば、最下部を堆積した時代には丸子から立科にかけての一番北西の地域が湖となり、下部の時代になると湖は南東に移動して立科から湯原にかけての地域が湖となる。さらに中部A層の時代には湖は最も拡大するが、中部B層の時代には湖が2つに分かれてしまう。その後、縮小した湖は消長を繰り返し、最上部の末期になると湖は消滅してしまう。そういった湖盆の変遷を読みとることができます。

一方、表の右側のスペースには火山活動の状況を示してあり、この欄の左端はローム層層序となっています。ここでローム層というのは、火山灰起源の土壌という意味でなく、風成の降下火砕堆積物、すなわちスコリア・火山礫・軽石・火山灰など、空中から降下して陸域に堆積した火山噴出物の総称として使っています。ですから、ローム層層序というのは、陸域での降下火砕堆積物の重なり方を示し、これを基本として、火山活動の時間的推移・規模・性質などが明らかにされていくわけです。

図2・1 - 最下部八千穂層堆積期の古地理（三彩タフ降灰期）

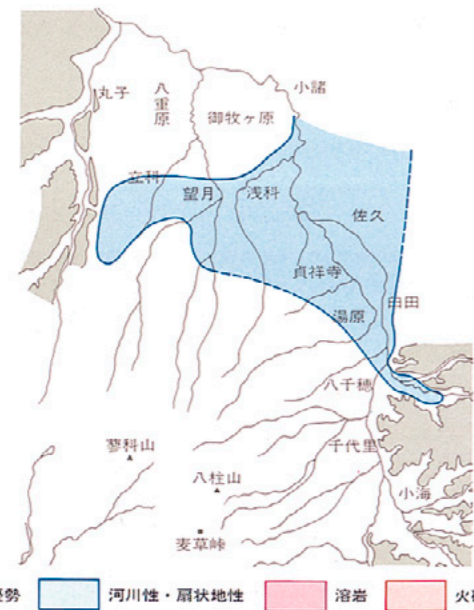


なお、空中から降下する火砕物のうち広域のものは、陸域にも水域にも同時に堆積しますから、同一層準のローム層は水中にも堆積することになります。いわゆる鍵層は、こうしたローム層には含まれる火山灰から選定されます。水中でつもった火山灰と陸上でつもった火山灰とは、露頭の観察でも容易に見分けられます。水成のものは固くパシッと出てきますが、風成のものは“ローム層”になっていて腐ったような感じで出てくるからです。風成相から水成相へと水平方向に連なる様子も、また上下方向（地層の重なり方）で水成相から風成相に移り変わっていく状態も、露頭を調べていけば分かります。

八千穂層群中のローム層は八千穂ローム層とよばれますが、これらは、鍵層によって八千穂層群の各累層と対比され、それぞれが各累層の一部となります。すなわち表2・1に示すように、八千穂層群下部には含まれるローム層は湯原ローム層、中部には含まれるのは勝見沢ローム層、上部には含まれるのは大野川ローム層、最上部には含まれるのは大石川ローム層です。こうして湖盆の変遷と火山活動との対応が明らかにされてきたわけです。

以下、地質図と表2・1をもとに、北八ヶ岳周辺におけるこれらの変動のあらましを述べま

図2・2 - 下部八千穂累層B層堆積期の古地理（旭ヶ丘タフ降灰期）



す。なお、この時代の動植物の変遷や年代の問題については、後ほど、上部更新統までを一括して伊東さんや近藤さんにお話していただきますので、ここでは触れません。

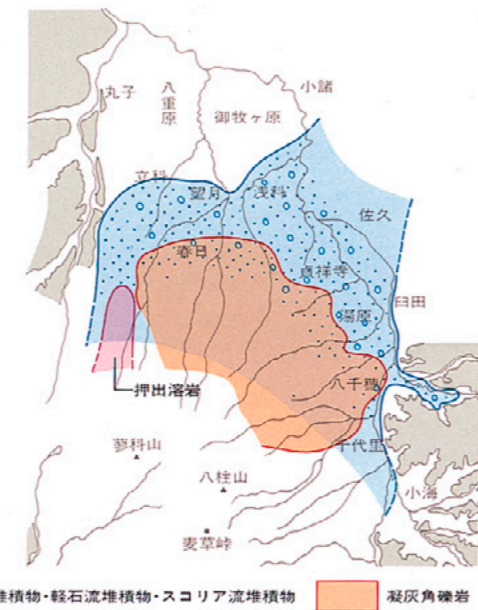
八千穂層群最下部の時代  
- 湖の誕生と霧ヶ峰火山の活動 -

北八ヶ岳地域に起きた大きな変動は、北西部における湖の誕生から始まります。丸子、八重原、立科地域に分布する八千穂層群最下部累層は、下部は礫・砂主体、中部が砂・シルト主体、上部は礫主体の地層で、すべて湖に堆積したものです。

最下部累層は、その分布西縁の依田川流域では、基盤の新第三紀層にアバットしていることから、以前は浸食域であった丸子～立科地域が相対的に沈降し、そこに湖が誕生して礫や砂が堆積し始めたものと考えられます。なお表2・1の地層層序の欄では、八千穂層群最下部累層は鮮新世の布引層を不整合で覆うことを示しています。布引層は、御牧原台地では中部更新統に被われて島状に高まりをつくっている地層ですが、最近では、布引層が最下部累層に含まれる可能性も考えられており、この点については今後の課題になっていることを一言付け加えておきます。

最下部累層の礫や砂の中にも、大量の火山砕

図2・3 - 中部八千穂累層A層堆積期の古地理（最大湖水域形成期）



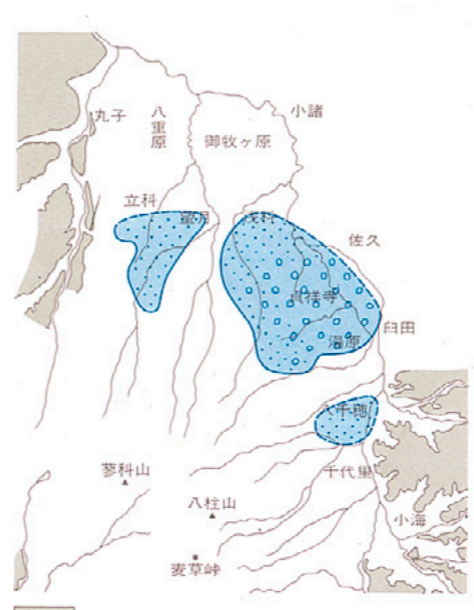
屑岩がはさまれますが、これらは八ヶ岳火山のものではなく、噴出源は霧ヶ峰周辺およびその北方にあります。最下部累層には、下位より丸子溶結凝灰岩、軽石流堆積物（鍵層のキヌバミ）、八丁地川溶岩などがはさまれます。丸子溶結凝灰岩は白っぽいデイサイト質の安山岩で、八ヶ岳火山のものとは明らかに違います。おそらく北方の古い火山が噴出したものでしょう。軽石流堆積物（キヌバミ）は依田川の流域沿いに、八丁地川溶岩は八丁地川沿いに分布します。いずれも南方に向かって層厚を増すことから、噴出源は霧ヶ峰火山と考えられます。

図2・1は、八千穂層群最下部が堆積した時代の中頃、三彩タフ降灰期の古地理図です。当時、丸子～立科地域は湖となり、その南方では霧ヶ峰火山が盛んに活動していて、軽石流や溶岩流が湖に堆積しました。八千穂層群最下部が堆積し始めるのは約170万年前頃と考えられています。

八千穂層群下部～上部の時代  
- 古蓼科火山の発生・成長と湖盆の変遷 -

《八千穂層群下部の時代》  
八千穂層群下部累層は、層相の違いから、下位よりA層・B層・C層の3部層に分けられます。A層は観音寺泥流とよばれる大規模な泥

図2・4 - 中部八千穂累層B層堆積期の古地理（上野タフ降灰期）



流堆積物で、丸子～望月地域一帯に広く厚く分布します。この堆積物中には、火山体の崩壊によって生じた巨大なブロックが大量にとりこまれています。その供給源ははっきりしません。

B層は、B<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>、B<sub>3</sub>に細分されます。B<sub>1</sub>は珪藻質シルト層主体、B<sub>2</sub>は砂・礫の互層が主体、B<sub>3</sub>はシルト主体の地層です。C層は、砂泥互層・礫層で上方へ粗粒化します。

さて、珪藻質のシルト主体のB<sub>1</sub>層は、その分布域を丸子から望月南方まで南東方向にぐんと拡大しています。当時、この地域には珪藻土を堆積するような穏やかな湖が広がっていたわけですが、そうした中で北八ヶ岳の最初の火山活動が発生します。そのことは、湯原ローム層が堆積し始めるのが、ちょうどB<sub>1</sub>層の時期にあたることで分かります。湯原ローム層が顕著に分布するのは湯原地域ですが、湯原ローム層下部は、玄武岩質安山岩の黒っぽいスコリア層が主体で、全体に火山礫を含みます。同様のスコリア層は、八千穂層群中部には含まれる勝見沢ローム層でもローム層の主体をなし、しかもその量が激増します。また、八千穂層群上部には含まれる上野ローム層でも、同様のスコリア層が主体をなしています。

図2・5 - 上部八千穂累層堆積期の古地理（ザラメ降灰期）



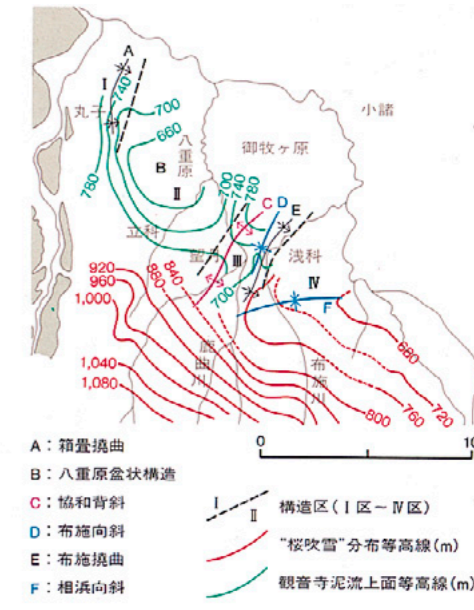
図2・7は、これらのスコリア層の分布域を調べたものですが、図のようにいずれのスコリア層も、その噴出源が現在の蓼科山近くにありこまれています。またスコリア層の層厚も、分布の軸に向かって厚くなります。それで、この火山を古蓼科火山と呼びます。

B<sub>2</sub>層の堆積期に入ると、今度は新たな構造運動が発生します。図2・6の地質構造図にみられる箱畳撓曲がこの時期に形成され、北・西側の地塊が相対的に隆起します。その結果、丸子・八重原地域が離水して湖域は南東に移り、湖は砂・礫などの粗粒な堆積物で埋積されて浅くなっていったと思われます。

さらにB<sub>3</sub>層の堆積期になると、浅科・真祥寺地域に始まったと考えられる沈降運動によって、湖は南の方に拡大します。湖の堆積物はシルト主体の細粒堆積物に変わり、前の時期よりも深くなります。古蓼科火山は、引きつづき玄武岩質安山岩～安山岩質の降下火砕堆積物を噴出し、山体を形成し始めます。図2・2がこの時期の古地理図です。

C層の堆積期になると、湖域はさらに南東方向へ広がったと思われますが、この時期の湖の堆積物中には火山噴出物が含まれず、陸上域でもこの層準のローム層が欠如しております。それでこの時期には、古蓼科火山は活動を休

図2・6 - 八ヶ岳北麓の地質構造図





止していたと考えられます。

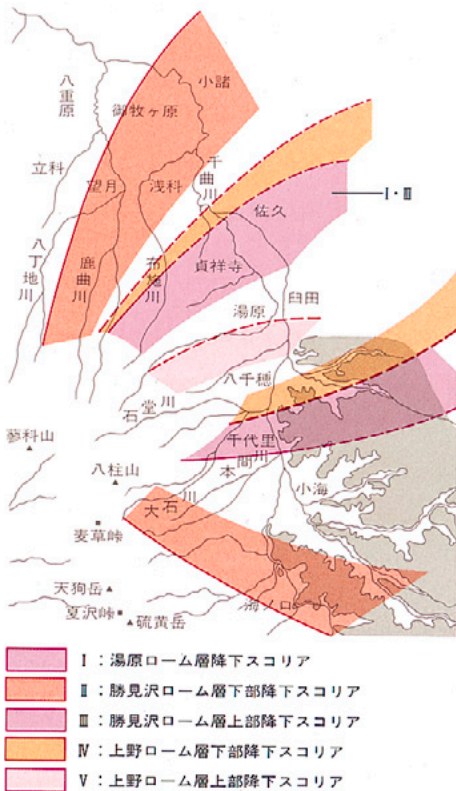
《八千穂層群中部の時代》

八千穂層群中部累層は、層相の違いから、下位よりA層・B層の2部層に分けられます。A層は凝灰角礫岩および火山角礫岩を主体とする地層、B層は砂礫主体の地層です。またこの頃から望月地域では、北北東-南南西方向の軸をもつ布施撓曲、布施向斜、協和背斜が形成され始めます(図2・6)。

A層の堆積期に入ると、休止していた古蓼科火山が再び活動し始めます。湯原付近の勝見沢ローム層の最下位は、層厚20m以上のスコリア層からなり、再活動が非常に大規模なスケールで始まったことを語っています。

こうした活動に伴うかのように、古蓼科火山の周辺地域は急激に沈降し、立科から千代里にいたる広大な地域が湖となり、湖域の広がりには八千穂層群の全期間を通じて最大になります。図2・3がこの時期の古地理図で、この図をご覧いただければ、この湖の広さが実感できるかと思えます。

また広さが最大であっただけでなく、図が示す図2・7-湯原・勝見沢・上野ローム層中の降下スコリア層の分布

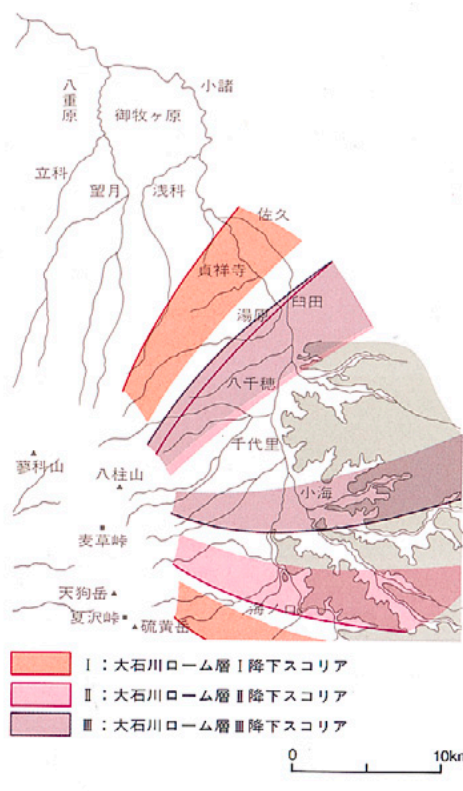


すように、火山体から湖に供給された碎屑物の量も尋常なものではありません。この時期、湖の山体寄りの望月地域の春日では、多量の溶岩・火砕流堆積物をはさむ凝灰角礫岩層が堆積していますが、その層厚は270m以上にも達しています。さらにこの時期には、望月・立科地域の一部でも層厚3~10mの押し出溶岩が流下しており、古蓼科火山が、大きな成層火山へと急速に成長していった様子がうかがえます。

その後、火山活動は次第に衰退して火山体の崩壊が始まり、大量の土砂が流出して湖域は山体側から埋積が進み、A層の末期には湖域はだいぶ縮小してしまいます。

B層堆積期の初期には、古蓼科火山を噴出源とする勝見沢スコリア流が流下します。このスコリア流は、大岳川(石室川の上流)沿いに流下した後、八千穂から北に向きを変え、北部の貞祥寺・浅科地域まで達しています。勝見沢ローム層上部の火山活動は、細粒の火山礫・火山灰の噴出が主体となりますが中断はなく、火山体の成長はなお続いていたと考えら

図2・8-大石川ローム層中の降下スコリア層の分布



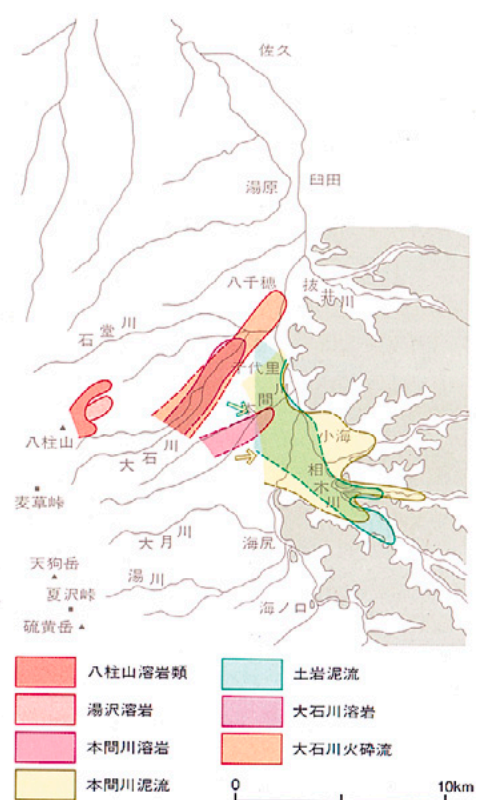
れます。

一方、湖盆の方をみますと、この時期になると布施撓曲の形成による望月地域の隆起ともあいまって、A層末期の縮小した湖域は、北部の立科地域と北東部の浅科・貞祥寺地域に2分されてしまいます。図2・4がこの時期の古地理図です。その後、湖は成層火山がもたらす碎屑物のため埋積が進んで小さくなり、B層堆積期の末期には、望月地域と湯原地域の尾根部の隆起に伴って湖は3つに分かれてしまいます。

《八千穂層群上部の時代》

八千穂層群上部累層の時代になると、前の時期の傾向が一段と進み、砂・礫主体の地層が小さな地域ごとに分かれて分布するようになります。この時期には、北部の立科地域にあった湖はすでに消滅しており、湖は北東部の浅科・貞祥寺地域と南部の八千穂地域だけになってしまいます。

一方、湯原地域の西(標高900m以上)では、層厚20mの扇状地礫層が堆積しています。これは、火山体の崩壊にともなって生じたもので、図2・9-最上部八千穂累層中の主要な流下堆積物の分布





この時期、古蓼科火山では火山活動と並行して、すでに山体の崩壊が進み始めていたようです。

火山活動の方をみますと、この時期の降下火砕堆積物である上野ローム層は、鍵層ザラメの層準で様相が一変するので、この層準を境に下部と上部に区分されます。上野ローム層下部はスコリア層が主体で八千穂地域に分布しますが、上野ローム層上部になると火山灰層が主体となり、分布域も異なって八千穂から望月東部まで広域になります。

湖の堆積物も、上野ローム層上部の時期に入ると層相がガラッと変わります。北東部の湖では、砂層から細粒の降下火砕堆積物へと変化し、さらに上限付近では風成相に移り変わってしまいます。また南部の八千穂地域の湖も、上野ローム層上部の時期に入るとまもなく消滅してしまいます。このように、上野ローム層上部の時期になると、山体側から碎屑物が湖に供給されることがなく、湖盆をつくる沈降運動はみられず、この時期の末期にはすべての地域が干上がり、浸食域に変わります。図2・5は、この時期のザラメ降灰期の古地理図です。

なおこの時代の初期には、大石川流域にデイサイト質の大石川火砕流が流下しています。この火砕流の噴出源は麦草峠付近にありますが、これについてはすぐ後で触れます。

#### 八千穂層群最上部の時代

##### - 古麦草火山と古八柱火山の活動 -

八千穂層群最上部累層は、上部累層を不整合で覆い、北は立科から南は千曲川東側の相木川流域まで、八千穂層群各累層のなかで最も広い分布域を示します。地層も、最下部～上部累層が水成層が主体であったのに対して、最上部累層は、降下スコリア層、火山灰層、溶岩、泥石流堆積物、凝灰角礫岩、礫層などの山体構成層からなり、なかでも溶岩流の多いのが特徴です。

最上部累層は、非整合により下位より、  
、  
、  
の4部層に区分され、それぞれ大石川ローム層、  
、  
、  
に対比されます。最

上部累層については、下位より順に話していきますと煩雑になりますので、ここでは火山体ごとに述べます。

#### 《古蓼科火山の崩壊》

古蓼科火山の活動は前の時期にほぼ終わりますが、この時期以降は山体の崩壊期になるわけですが、まず最上部累層の時期初頭には、湯原地域に泥石流堆積物が流下します。

最上部累層の時期になると、北東部では、望月・浅科・貞祥寺・湯原地域に山体の崩壊にともなう大規模な扇状地性堆積物が堆積します。また北部の立科地域にも、山体の崩壊による礫層が堆積しますが、これはいくぶん水つきです。地質図で、上記の地域に分布する最上部累層がこれらの地層で、地形的には火山麓平坦面や火山麓緩斜面をつくります。

一方、南東部では、本間～小海から千曲川東側の相木川流域にいたる広い地域に、土岩泥流が堆積します(図2・9)。土岩泥流は面積10km<sup>2</sup>、体積0.4km<sup>3</sup>の大規模なもので、泥石流堆積物中には中部累層A層に由来する巨大なブロックを多量に含んでいるので、この時の崩壊は、山体を吹き飛ばすような馬蹄型カルデラの形成を伴う爆発的な噴火によるもので、山体の一部は消滅したと考えられています。

#### 《古麦草火山》

大石川ローム層、  
、  
は、いずれもスコリア層と火山礫を主体としますが、各スコリア層の分布を調べると図2・8のようになります。この分布域は、古蓼科火山のそれよりもずっと南側に移っており、噴出源は麦草峠付近と推定されます。また同じ時期に発生した流下堆積物について、その流下方向から噴出源を推定すると、土岩泥流を除くいずれの流下堆積物も麦草峠付近になります。この火山を古麦草火山とよびます。なお、最上部累層の時代の主要な流下物の分布を図2・9に示しておきます。

古麦草火山の活動は、さきに触れたデイサイト質の大石川火砕流から始まります。その後休止期になりますが、大石川ローム層の時期になると火山活動が再び始まり、まず玄武

岩安山岩質の大石川溶岩が  
大石川沿いに流下します。その後スコリアや火山灰を噴出しますが、この時期の末には同質の大石川溶岩が流下します。

大石川ローム層の時期になると、火山活動は最盛期に入ります。この時期、八千穂地域には湖盆が生じ、礫主体の湖成層が堆積しますが、そこに古蓼科火山からは、さきに述べたように土岩泥流が流下してきます。

それとほとんど同じ時期に、古麦草火山の活動が活発になり、まず玄武岩安山岩質の千代里溶岩が小海付近にまで流出し、次いで本間川泥流が流下します。この泥石流堆積物は、本間川流域から千曲川を越え、相木川流域までの広い地域に流下しており、面積20km<sup>2</sup>、体積0.8km<sup>3</sup>に達する大規模なものです。その後、火山活動の性質は変化し、安山岩の本間川溶岩が本間川上流部に流出し、また同質のスコリアや火山灰が噴出します。このように古麦草火山は、この時期に最も激しく活動し、山体の成長と崩壊を繰り返しました。

大石川ローム層の時期になると溶岩の流下はなく、玄武岩安山岩質のスコリアの噴出が主になります。その後火山活動は休止し、松井くされ礫層の堆積期になると、スコリアなどを噴出しますが、この時期の活動は穏やかで、すでに崩壊期に入っております。

#### 《古八柱火山》

大石川ローム層の時期には、大石川上流の地域(標高1,350m以上)に、玄武岩安山岩質の岩株溶岩、茅野線溶岩、八柱山溶岩類、デイサイト質の湯沢溶岩などが流下します。このうち、湯沢溶岩と八柱山溶岩類の分布は図2・9に示しました。これらの噴出源は、溶岩の分布や溶岩のつくる地形から八柱山付近に求められます。それで、これを古八柱火山とよびますが、古八柱火山の活動は、この時期に限られています。

ですからこの時期の後には、北八ヶ岳の3つの火山、古蓼科火山、古麦草火山、古八柱火山はすべて山体崩壊期に入ることになります。八千穂層群は、北西部に一番古い地層があっ



て、南東側に向かって順に新しい地層が分布していると冒頭に述べましたが、これまでの話でお分かりのように、これは、湖盆が火山活動と共に、その活動にともなって北西部から南東の方へ移り変わってきたからです。そして、最上部累層の分布が南東部だけでなく広く北側の地域にもみられるのは、南東部でおきた最後の火山活動と古蓼科火山の崩壊期とが時期的に重なったことによります。

#### 松井くされ礫層の堆積

八千穂地域の松井周辺および千代里地域の溝ノ原周辺には、標高1,050~1,250mにかけて北東方向に緩く傾斜した平坦面がみられます。この平坦面をつくる礫層は、主として風化した「くさり礫」からなっており、松井くされ礫層とよばれます。この礫層は扇状地性の堆積物で、八千穂層群最上部累層を不整合に被います。

さきに述べましたように、古麦草火山の降下物がこの礫層中には含まれますが、これが、前期更新世における北八ヶ岳の火山活動の最後の噴出物となります。これ以降、中期更新世の火山活動が始まるまで、八ヶ岳の火山活動は長い休止期に入ることになります。

#### 前期更新世の火山をめぐって

編集 日本の前期更新世の火山は、八ヶ岳のほかにもたくさんあると思いますが、その分布はどんな具合になっているんですか。またそれらの火山活動史はどのようになっているんですか。

熊井 前期更新世の火山というのは、火山体がすっかり壊れてしまっているのだから、火山岩が分布しているだけなんです。だから、火山という格好では復元できない。以前、そういう図を作ってみたことがあるんですが、それは火山の分布図にはならなくて、前期更新世に噴出した火山岩の分布という、ただ火山岩の広がりだけを示す図になってしまいました。ですから北八ヶ岳のように、前期更新世火山の活動史が明らかにされたのは非常に稀な例なんです。八ヶ岳の場合には、後期更新世の火山が上についているので保存がよく、非常

に幸運だったわけです。中期更新世以降の火山になると、これは、だいたい火山として復元できます。

編集 ただ前期更新世の火山といえば、その頃はまだ阿蘇のカルデラもないし、富士山や箱根といった火山もないですね。それなのに山陰や北陸などには前期更新世の火山があるでしょう。ちょっと様子が違うのかなと感じをもったりするんですが。

熊井 たしかに山陰地方などには、花崗岩地帯の上に前期の火山岩がびよびよんと残っているんですね。またおっしゃるように、当時、九州には阿蘇火山はありませんが、そのすぐ北側の耶馬溪では前期の溶岩が数10 km<sup>2</sup>にわたって広がっていますし、阿蘇のすぐ南側には安山岩の岩体があります。富士・箱根などの火山も前期にはありませんが、その代わり伊豆に前期の火山がたくさんあるんです。それで、火山のないところを探しますと、四国とか紀伊半島の南部などにはなくて、これは今とあまり変わらないんです。ですから非常に大ざっぱにみると、少し地域がずれるだけで前期更新世の火山の分布というのはそれほど変わっていないんです。ただし、誤解のないように一言つけ加えますと、丘陵や平野の様相となると、これはまるで違います。日本列島の主要な平野と丘陵あるいは内陸盆地が形成され始めるのは、だいたい鮮新世の末期以降からです。ですから当時は、広大な関東平野が海の底であったり、また山脈もいまほど高くはなっておりません。つまり日本列島の骨格はこの時期にすでに出来上がっているにしても、その肉付きはだいぶ異なっているということです。火山の分布域が少しづつずれているのも、そうした違いを構成する要因になっているわけです。

#### 中期更新世の火山活動と湖盆の変遷

##### 中部更新統層序の対比と火山活動

《山麓各地の中部更新統の層序とその対比》  
熊井 北八ヶ岳の古い火山活動が終息した後、約30万年ぐらいいもの長い間、八ヶ岳は静穏に過ぎています。それが、中期更新世に入って約40万年前ぐらになると激しい火山活動が発生し、八ヶ岳は大きく変貌していきます。中期更新世に八ヶ岳山麓一帯に堆積した地層は、南佐久層群と野辺山原泥流に区分されます。これらの地層も、八千穂層群と同じように、火山噴出物をはさむ湖成層や扇状地堆積物、火山体からの流下物などからなっているのですが、ただ分布は非常に広域にわたっていて、八ヶ岳の東麓・南麓・西麓の一帯、それに北麓にも一部分布します。

南佐久層群は、非整合や層相の違いによって最下部、下部、中部、上部、最上部の5つの累層に区分されます。また南佐久層群には含まれるローム層は広瀬ローム層とよばれ、南佐久層群の累層区分に対応して、最下部、下部、中部、上部、最上部に細分されます。ただし最上部ローム層は、野辺山原泥流として一括される堆積物群の中の降下火砕堆積物などを含みます。

表3・1は、八ヶ岳山麓に分布する各地域の中部更新統の層序を対比し、あわせて火山活動の推移を示したものです。この表では、左端から東麓、川東<sup>かわひがし</sup>地域(千曲川東側)、南麓、西麓の順に並べ、各地域の層序と共に、それらの地層が鍵層によってどう対比されるかを示してあります。またこの表では、溶岩や泥流堆積物など火山体からの流下物は、右側の火山活動の欄に記した流下物と同色で示しましたので、その凡例を見ていただきます。流下物の場合には、湖成層に挟まれていれば湖域に、風成層や河成層・扇状地性礫層などに挟まれていれば陸域に堆積したということになります。

南麓および西麓には、地層の下方に？印と点線が記されています。これは、この部分は地



表付近での地層の露出がなく、どのような地層が分布しているのか現時点では不明ということです、ただボーリング資料からは中部累層ぐらいまでが分布すると考えられます。

ですから、ごく大ざっぱにいうと、南佐久層群は、東麓には最下部から最上部までの地層が厚く堆積し、川東地域では下部・中部の地層の一部が欠けている。南麓と西麓では、上部・最上部の地層が厚く堆積し、中部の地層までは分布するが、最下部・下部の地層は欠けている。このようになります。

《中八ヶ岳の火山と南八ヶ岳の火山》

一方、火山活動についてみると、大きくは中八ヶ岳の火山と南八ヶ岳の火山によるものに分けられます。

この時期の八ヶ岳の火山活動の噴出源を知るために、広瀬ローム層中の降下火砕堆積物の等層厚線図をつくり詳しく調べてみますと、特定の2地域が噴出源として浮かび上がってきます。図3・1は、代表的な鍵層の等層厚線図ですが、これに見るように1つの噴出源は天狗岳を中心とする中八ヶ岳、もう1つの噴出源は権現岳を中心とする南八ヶ岳です。ちょっと専門的になりますが、だいたい八ヶ岳の火山噴出物は、かんらん石を含む輝石安山岩質からデイサイト質のもので、このうち、中八ヶ岳を噴出源とするものはデイサイト質が多く、南八ヶ岳を噴出源とするものは角閃石とかんらん石の結晶を共伴するものが多い。岩質と鉱物組成の上では、そういう違いが明瞭に認められます。

また溶岩や火砕流堆積物など流下物の噴出源も、表3・1に見るように、中八ヶ岳と南八ヶ岳とに分かれます。ただし南八ヶ岳の場合は、上部累層の堆積期まではほぼ現在の赤岳の南西側付近に噴出源がありますが、上部累層の堆積期以後になると、噴出源は分散します。すなわち、現在の横岳および硫黄岳付近、権現岳付近、西岳付近、編笠山付近などの噴出源です。それで、これらを横岳火山、権現岳火山、西岳火山、編笠山火山と呼んでいます。そしてこれらと区別する意味で、上部

累層 堆積期までの噴出源を古阿弥陀岳と呼ぶことにしています。これは、阿弥陀岳付近に噴出源があったという意味ではなく、前述の時期まで南八ヶ岳に存在した成層火山を呼ぶ時に使用する名称です。

以上のように、この表には中期更新世に八ヶ岳地域におきた大きな変化の様相とその推移が記されています。これからの話もこの表を中心に進めていくわけですが、ただここではこの様相を細部にわたって1つ1つ述べる時間ありませんので、八ヶ岳火山の基本的な問題に焦点をあわせながら、この変遷のあらましに触れてみたいと思います。

南佐久層群最下部の時代

《湖の誕生と中・南八ヶ岳火山の噴火》

南佐久層群最下部累層は、地質図では北麓の一部と千曲川東側の川東地域にしか分布が見られませんが、最下部累層の代表的な岩相は東麓にみられます。図3・2は、東麓の杣添川地域の地質図です。さきにも触れましたように、私どものグループが一番最初に調査した地域で、ここには、南佐久層群の最下部から最上部までの地層が揃っており、南佐久層群の模式地となっています。

杣添川の地質図にみるように、最下部累層は広瀬から川平までの千曲川の西方にある崖に露出しています。最下部累層の層厚は約20m以上、ごく一部に風成のローム層が分布しますが、他はすべて湖に堆積した地層です。下部はシルト質風化火山灰層が主体、中部は軽石層および軽石を含むスコリア質砂層が主体、上部はスコリア層とスコリア質砂層の互層が主体で、こうした水成の降下火砕堆積物の間にシルト層や細粒の砂層が挟まれています。では、これらの降下火砕堆積物を噴出した火山はどこかということになりますが、降下物の岩質と鉱物組成を調べますと、下部から中部の火山灰層や軽石層を噴出したのは中八ヶ岳の火山、中部から上部にかけての膨大な量のスコリア層を噴出したのは南八ヶ岳の火山であることが分かります。このように南佐久層群の場合にも、まず最初に湖が誕生し、そ

の湖ができて間もなく中八ヶ岳で火山が噴火し、次いで南八ヶ岳で激しい火山活動が始まったのです。

《八ヶ岳南部の沈降と湖盆の形成》

一方、川東地域の最下部累層は、抜井川・相木川の上流部では砂礫層が主体となり、しばしば巨礫をともなう崖錐性の堆積物になります。図3・3は川東地域の地質断面図です。北東麓の千曲川東側には、さきに奥田さんの話にありましたように、八千穂層群最上部累層が堆積しており、南佐久層群の最下部累層はその上に堆積しています。

その堆積状況を断面図で見ますと、八千穂層群最上部累層の堆積面は、千曲川西側の本間川流域と東側の秩父山地側では標高が明らかに違い、後者が約90mも高くなっています。それに対して、南佐久層群最下部累層の堆積面は、千曲川の両側地域でほぼ同じ標高にあります。つまり、八千穂層群最上部累層が堆積した後、南佐久層群の最下部累層が堆積する前までに、八ヶ岳地域側は秩父山地に対して相対的に沈降したということです。

南佐久層群の最下部累層は、分布の北側縁辺では、八千穂層群最上部累層を削剥した礫が

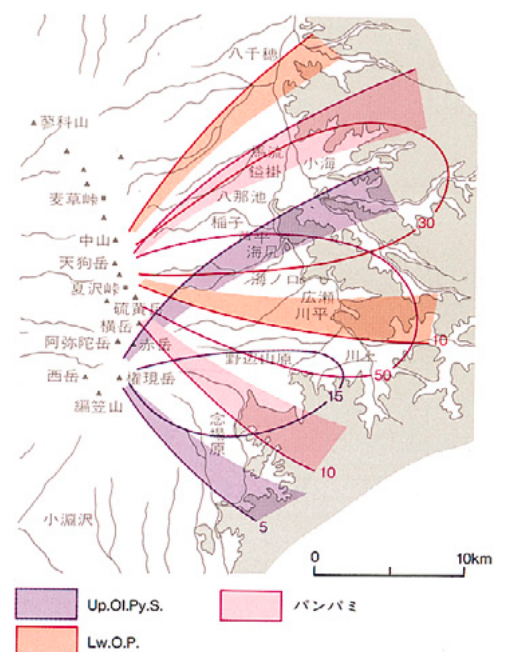


図3・1 - 広瀬ローム層中の主要な降下火砕堆積物の等層厚線図<単位 cm>



表3-1 - 八ヶ岳山麓各地の中部更新統層序対比表

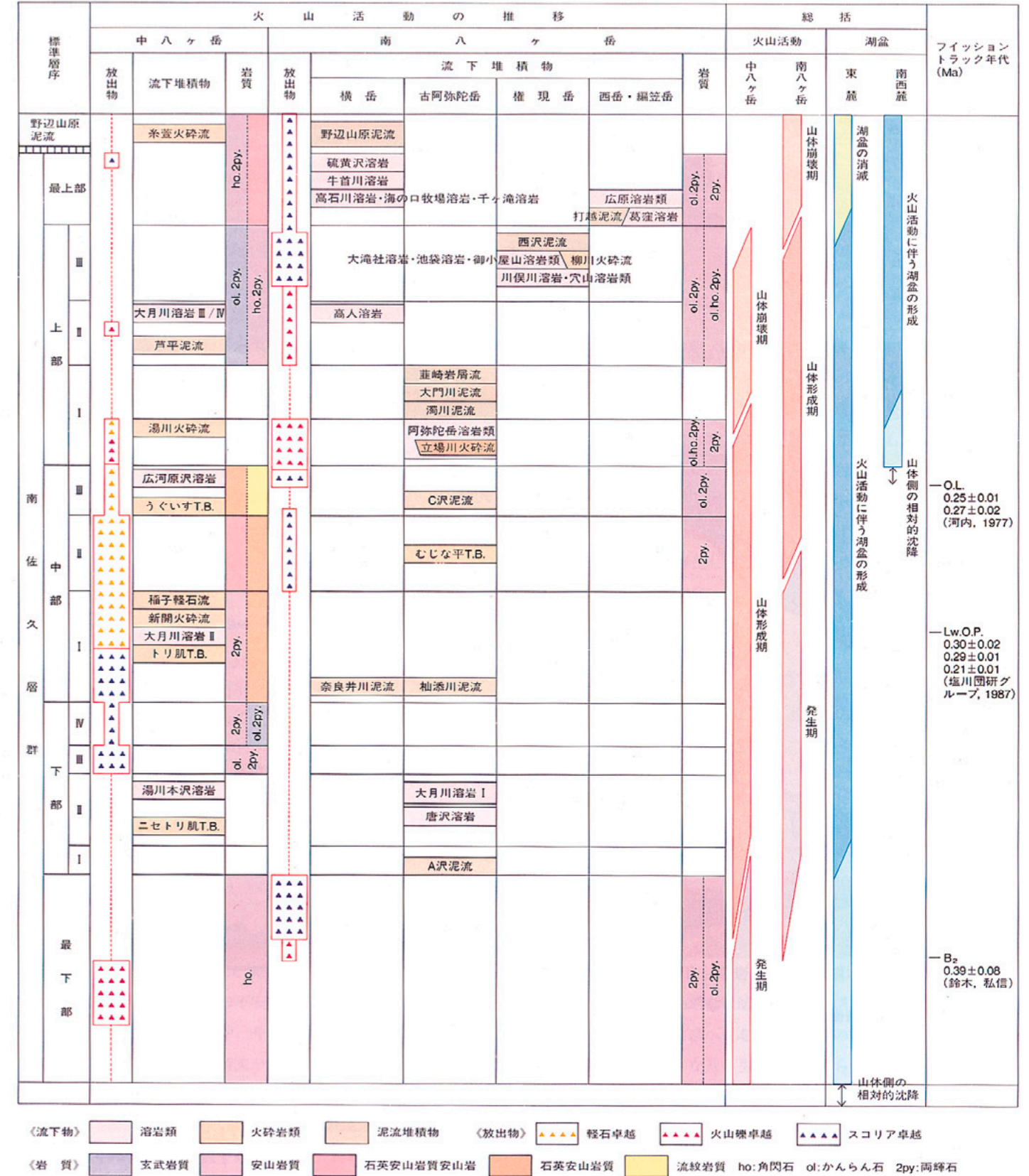
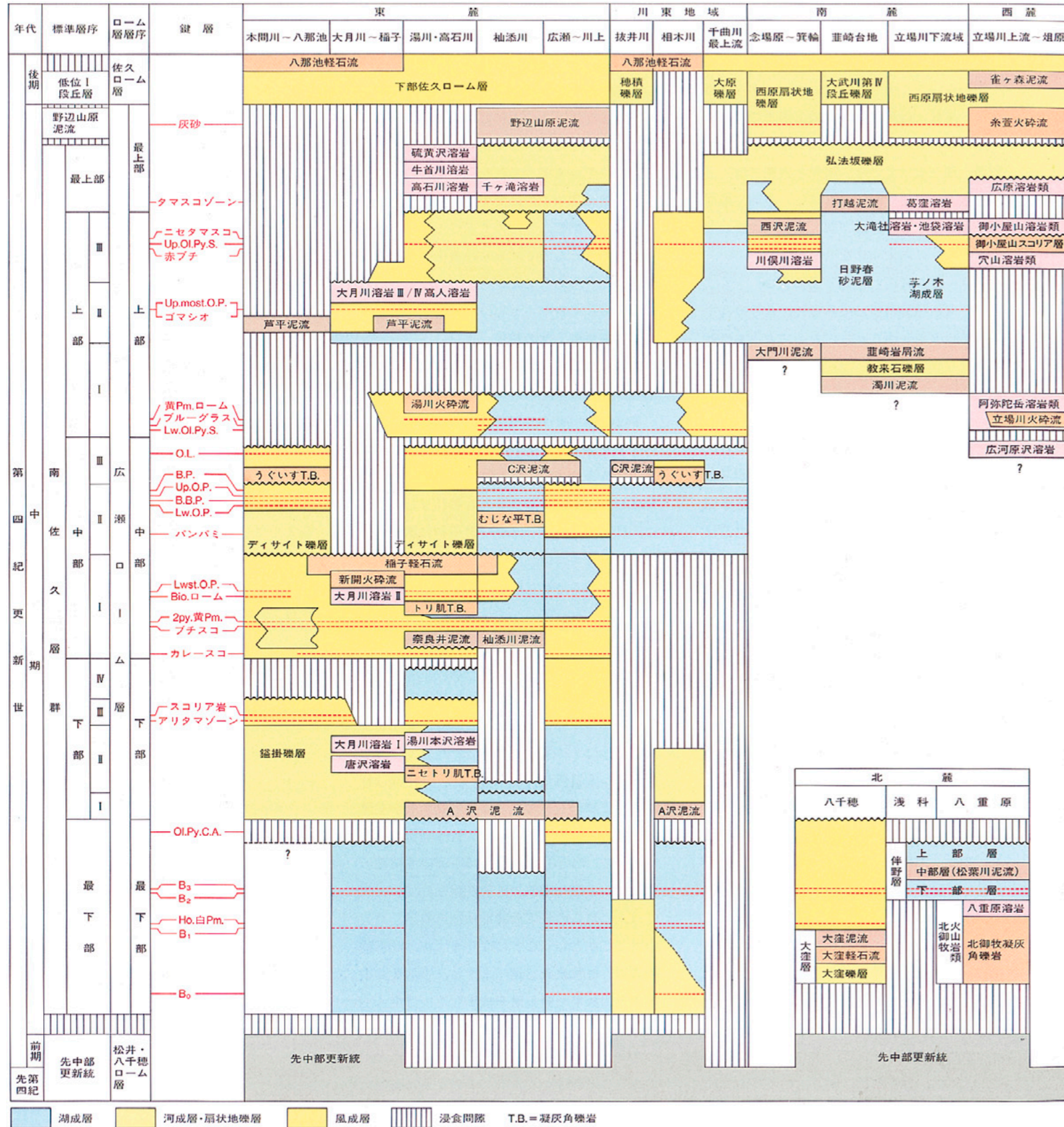




図3-2 - 杣添川地質図・断面図

<地形図は、国土地理院発行2万5千分の1図「松原湖」「信濃中島」「ハヶ番東部」「御所平」を使用。>

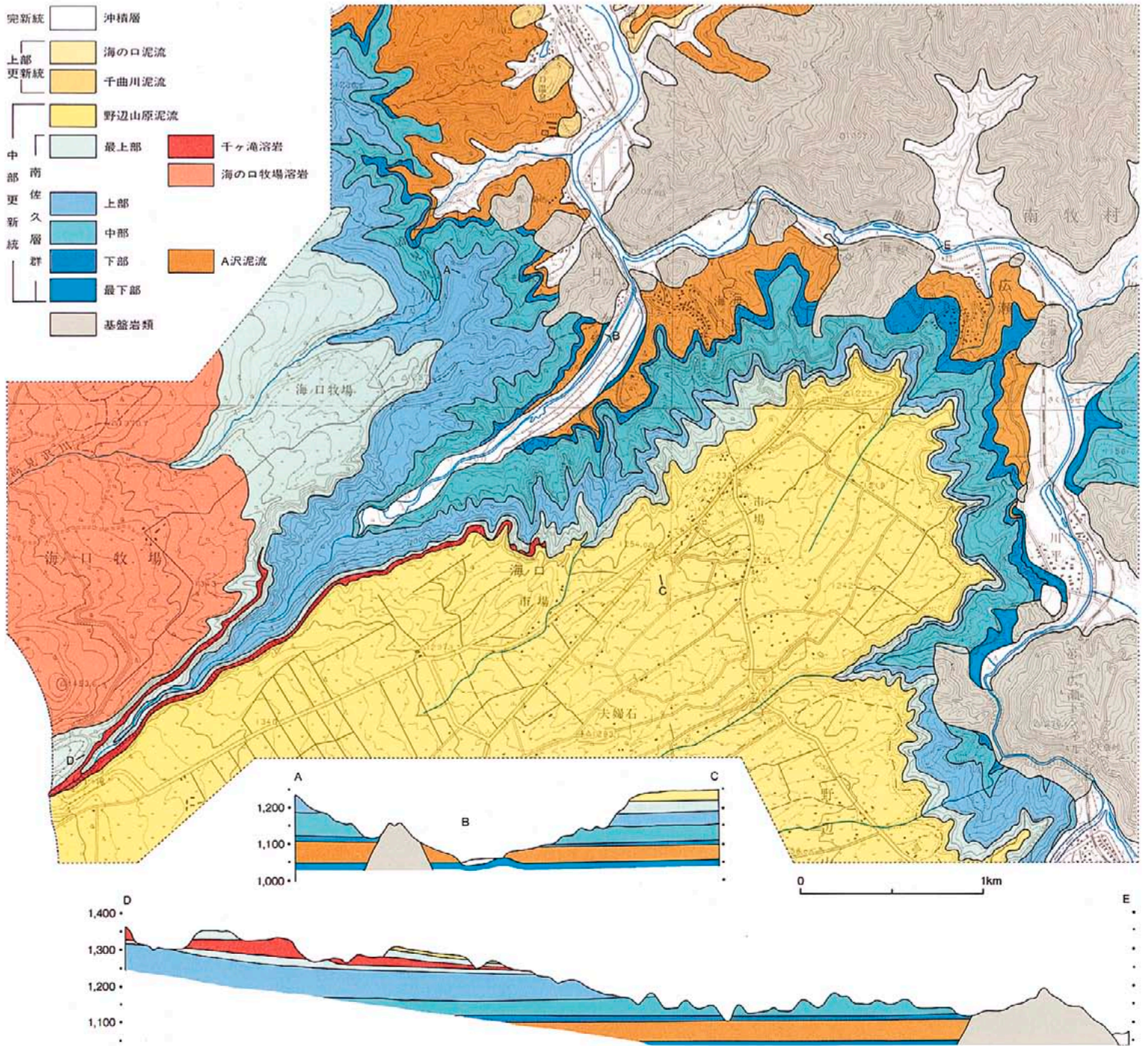
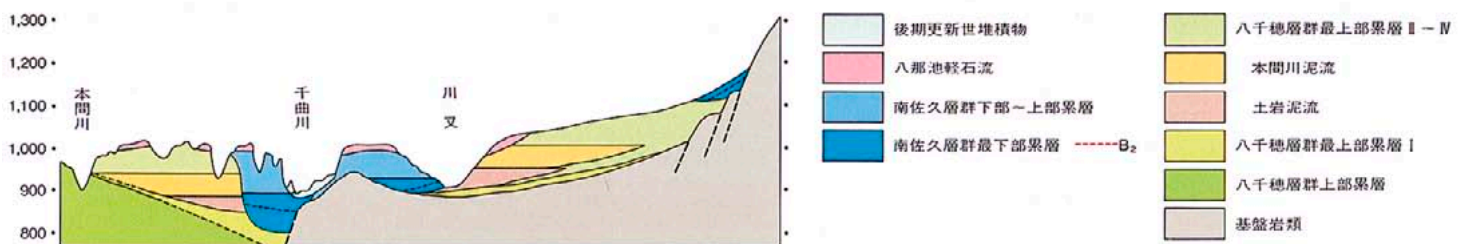


図3-3 - 川東地域地質断面図





主体となり、下位層とはアバット不整合で接しています。また北東縁の抜井川・相木川上流部では、いま述べたように崖錐性の礫層が分布します。ですからこの沈降は、最下部累層の堆積直前に急激な沈降運動によって形成され、湖が誕生したものと思われる。

図3・10-Aは、最下部累層堆積期の八ヶ岳南部の古地理図です。上述の沈降運動によって誕生した湖域は、北は本間川から南は川上地域にいたる広大なものです。湖域の西側がどの辺まで広がっていたかは不明ですが、この地層は杣添川沿いにずうっと八ヶ岳山体側へ入り込んでいるので、湖域は山体の奥深くまで広がっていたのだらうと思われる。

また、この地層の上にはA沢泥流(後述)の中には大きな泥炭質のブロックが入っています。ですから、杣添川上流地域には泥炭を堆積するような湿地ないし沼が広がっていたと考えられます。そしてさきに述べたように、この湖の西側で間もなく火山活動が発生することになります。

#### 《八ヶ岳北麓の小火山の活動》

南佐久層群の最下部累層は、地質図にみるように、北麓の八重原台地から御牧原台地にかけても分布します。このうち八重原を中心に溶岩の分布がみられますが、これは凝灰角礫岩、溶岩、礫層からなる火山岩類で、北御牧火山岩類とよばれます。八ヶ岳火山とは独立した小火山の噴出物です。北御牧火山岩類の周辺には、これを覆って伴野層とよばれる湖成の最下部累層が分布します。伴野層の上部は沼沢性の堆積物になり、それを最後に堆積が終了します。

#### 南佐久層群下部の時代

##### 《A沢泥流》

南佐久層群下部の時代は、A沢泥流とよばれる大規模な泥流堆積物の発生によって始まります。A沢泥流は、前時代の末期には縮小しつつあった湖域に流下したもので、流出源は南八ヶ岳北部に求められます。杣添川の地質図・断面図には、A沢泥流の規模や堆積状況がよく現れていますが、ここでの層厚は22m

以上、下部累層の大部分を占めています。写真3・1がA沢泥流の露頭です。一見して異様な感じをもたれたかと思いますが、これが泥流堆積物の特徴で、ここに見られる礫ようブロックは、本来の礫ではなく“偽礫”といわれるものです。

非常に大規模な泥流が物凄い勢いで湖に流れ込んでくると、湖の底や側面のものをひっかき回して、そこにあったシルト質の風化火山灰層やスコリア質の砂礫層などを巻き上げ、その勢いでそれらをまた礫状に固めてしまう。それが偽礫です。ですから、この中にはシルト層などがグニャッと曲がったまま入っているし、またどの形も、非常に不規則です。A沢泥流は、こうした偽礫ブロックを大量に取り込んでいて、大きいものでは径が10m以上にもなります。そして、杣添川の地質図・断面図に示されているように、こうした露頭がどこまでもずうっと続いています。

また、この泥流は湖底の堆積物をさらっていきますから、下位の地層は削剥されてしまいます。表3・1で、杣添川地域のA沢泥流の下位が浸食間隙となっているのは、地層が堆積しなかったのではなく、この泥流によって削剥され、その中に取り込まれてしまったからです。

このように、A沢泥流の規模は非常に大きくて、復元してみますと、例えば富士山の上半分ぐらいの山体が大崩壊したと考えるとおかしくない規模のものです。ですから、A沢泥流の発生前には、南八ヶ岳北部にはすでに成長した火山体が形成されていて、それが、下部累層堆積期の初期に一度崩壊した。こう考えないと辻褄があいません。

A沢泥流が水中堆積した後、湖は再び広がって、泥炭層をはさむ細粒～粗粒堆積物からなる下部累層が堆積します。下部累層は、杣添川の北側の高石川・湯川地域で最も厚く堆積し、層厚は36mに達します。

##### 《中八ヶ岳の火山活動と湖盆の消長》

下部累層の時期になると、山体側から盛んに碎屑物が運びこまれるようになり、湖の堆

積物は粗粒になります。湖は次第に埋積されていき、この時期の末期には、湖は消滅してしまいます。一方、古芦平尾根の北側地域には錚錚礫層とよばれる河成の礫層が厚く堆積しますが、これは当時、古芦平尾根を迂回して千曲川に合流する河谷があり、そこにこの礫層が堆積したものと思われる。

またこの時期には、湯川付近には軽石を多量に含むセトリ肌凝灰角礫岩、高石川上流付近には安山岩質の唐沢溶岩が噴出します。さらに高人付近からは玄武岩質安山岩の大月川溶岩が噴出し、中八ヶ岳の天狗岳付近からは安山岩質の湯川本沢溶岩と玄武岩質の湯川本沢溶岩が噴出しています。図3・10-Bが下部累層・堆積期の古地理図です。

下部累層堆積期になると、中八ヶ岳で再び爆発的な火山活動が始まり、湯川流域などで凝灰角礫岩や降下スコリア層が厚く堆積しています。

下部累層層は、後述の杣添川泥流によって著しく削剥されているので、この時期の様子はよく分かりません。ただ高石川の中・上流域にスコリア質の砂礫層が分布し、また杣添川泥流堆積物の中には、この層準の砂礫層を取り込んだ巨大なブロックが多量に含まれているので、高石川・湯川地域には湖が広がっていたものと思われる。なお下部累層の堆積期には、南八ヶ岳の火山からの降灰物はみとめられません。

写真3・1 - A沢泥流堆積物の露頭





《下部累層堆積後の東麓の沈降運動》

下部累層が堆積した後、中部累層の堆積が始まるまでには、暫くのあいだ時間的な空白があります。それで、中部累層の基底面等高線を調べて下部累層の堆積直後の古地形を描いてみますと、図3・4のようになります。この図は、その後の構造運動の影響を受けた状態で描かれているので、その点に注目しながら図をみてみます。

そうしますと、当時、湯川・大月間および釜掛の西から本間川にかけての地域には、山体側から東へのびる河谷のあったこと、また相木川流域では基盤山地から西へのびる河谷のあったことが分かりますが、これらの地形はその後多少の変位があるとしても、ほぼ当時の地形を示していると考えられます。

一方、湯川下流域の標高1,150mのあたりは低地になっており、また杣添川下流域の標高1,110mのあたりには比較的大きな凹地がみられます。これらの地域は、次に述べるように、中部累層の堆積期以降から湖盆の発達する地域とほぼ重なるのです。したがってその後の沈降運動の中心は、これらの低地や凹地に移り変わっていったものと考えられます。このように、中期更新世の八ヶ岳の火山活動では、少しづつ沈降中心を移動させながら、常に東麓に湖盆をともなったことが大きな特徴です。そのために、東麓には最下部から上部までの湖成層が厚く堆積することになったわけです。

図3・4 - 南佐久層群中部累層基底面等高線図



南佐久層群中部の時代

《杣添川泥流》

中部累層の堆積期は、最初は風成層の堆積から始まりますが、その後すぐにきわめて大規模な泥流が発生します。

杣添川の地質図には、杣添川の左岸一帯に中部累層が分布しますが、これが杣添川泥流堆積物です。これもA沢泥流と同じように、下部累層や下部累層のスコリア層やスコリア質砂礫層を偽礫ブロックとして多量に取り込んでおり、一番大きい偽礫ブロックでは長径が50m以上もあります。層厚は、杣添川下流域で最も厚く20m以上にもなり、その分布状況や規模から判断すると、山体だけでなく山麓をも巻き込むような大崩壊があったものと考えられます。発生源は、夏沢峠から硫黄岳の少し南あたりと思われるのですが、はっきりしたことは分かりません。

この杣添川泥流堆積物と同一層準で、湯川・高石川地域には奈良井泥流が流下します。この泥流堆積物は湯川右岸に分布し、層厚は2～4mで、杣添川泥流堆積物にくらべてぐんと薄くなります。なお奈良井泥流堆積物を覆う砂礫層中には、軽石流堆積物“トリ肌”がはさまれます。

《中八ヶ岳の旺盛な火山活動と湖盆の再生》

これらの泥流堆積物が流下した後、東麓では前述の沈降運動によると考えられる湖盆が再び出現し、杣添川から板橋川にかけての地域と、湯川下流域が湖域に変わります。

一方、中八ヶ岳を中心とする安山岩質～デイサイト質の火山活動は、この頃から最盛期に入り、上部累層の時期まで活発な火山活動を続けることとなります。この時期の火山活動の特徴は、溶岩や軽石流を次々に噴出したことです。すなわち、大月川上流域には大月川溶岩、新開周辺には安山岩質軽石流堆積物の新開軽石流、稲子小屋から稲子にかけては黒曜岩片を含むデイサイト質軽石流堆積物の稲子軽石流などで、これらの全層厚は150mにも達します。図3・10 Cが中部累層堆積期の古地理図です。

《東麓における湖盆の拡大》

中部累層の堆積期に入ると、東麓南部の湖盆は再び拡大します。それだけでなく東麓北部では、抜井川流域と相木川流域にそれぞれ新しい湖盆が発生します。

これらの湖には、山体側から河川が流入していたようで、北部の馬流付近には、大月川溶岩の礫を含む礫層が堆積しています。また東麓南部の湖盆に流入した河川は、湯川流域に稲子軽石流の礫を含む“デイサイト礫層”と愛称される礫層が堆積します。この礫層には黒曜岩片も含まれます。

この時期の火山活動についてみますと、中八ヶ岳の火山活動は依然として旺盛で、この時期には大量の降下火砕堆積物を相次いで噴出しています。一方、それまで余り活発でなかった南八ヶ岳の火山活動が、この時期に入ると降下スコリア層を噴出し始め、杣添川流域には“むじな平凝灰角礫岩”が堆積します。これ以降、南八ヶ岳の火山活動は次第に激しいものになっていきます。図3・10-Dが中部累層堆積期の古地理図です。

《C沢泥流》

中部累層堆積期は、うぐいす凝灰角礫岩とC沢泥流の流下から始まります。うぐいす凝灰角礫は、中八ヶ岳北部方面から流下した火砕流堆積物で大月川以北に分布します。

C沢泥流は、南八ヶ岳方面から流下し、広瀬から杣添川下流域を経て、海尻東方の基盤山地を乗り越えて相木川流域に達し、さらにその一部は、千曲川沿いに北流して抜井川との合流点にまで及んでいます。C沢泥流の層厚は、相木川で最大70m、抜井川では最大8mに達します。そのため、堰止められて湖ができますが、その湖に堆積した砂やシルトの層厚は千曲川上流部で20m、相木川で10mにもなっています。このようにC沢泥流は、A沢泥流や杣添川泥流をさらに上回る大規模なもので、この時期にも山体が大きく崩壊したことが分かります。なお、C沢泥流の発生源は古阿弥陀岳周辺と推定されますが、確かなことは分かりません。図3・10-Eが中部累層堆積期



の古地理図です。

南佐久層群上部の時代

### 《古阿弥陀岳の大噴火と山体の急成長》

上部累層の時期になると、南八ヶ岳の火山活動が最盛期に入り、激しい大噴火が次々に発生して、膨大な量の溶岩・火山礫・火山灰などが周辺に堆積します。冒頭で述べたように、上部累層の時期の南八ヶ岳の火山は古阿弥陀岳とよばれますが、この火山が、旺盛な噴出活動によって急速に山体を成長させていきます。それらの火山噴出物のうち、降下火砕物は東麓一帯に厚く堆積していますが、注目されるのは、西麓に流下した<sup>ひろがわらざわ</sup>広河原沢溶岩や阿弥陀岳溶岩類です。

広河原沢溶岩は、立場川支流の広河原沢に局部的に露出する細粒の安山岩溶岩で、層厚は20m以上に達し、下限は不明です。

阿弥陀岳溶岩類は、下位の広河原沢溶岩を非整合に覆い、広河原沢の標高1,900m以上、<sup>やまがわ</sup>柳川沿いの標高2,200m以上に分布し、現在の阿弥陀岳の山体をつくっています。安山岩質の凝灰角礫岩と火山角礫岩が主体で、それらの間に、溶岩や火砕流堆積物がはさまれます。広河原沢本沢に代表的な岩相がみられ、層厚は最大680m、岩相により ~ に細分されます。

図3・5が阿弥陀岳溶岩類の模式柱状図です。この図から、古阿弥陀岳が次から次に溶岩、火山礫、火山灰などを相次いで噴出し、この時期に山体を急速に成長させていったことが分かります。なお、図中の <sup>ちやうばがわ</sup> にみられる火砕流堆積物は立場川火砕流で、<sup>ちやうばがわ</sup> 沿いの標高1,270mから1,750mまでに露出します。このように、この時期に古阿弥陀岳の火山活動はきわめて激しく、山体は急速に成長して周辺の山々からは一段と高くそびえたっていたものと思われま

### 《南西麓における広い湖盆の発生》

一方、この時期には<sup>たしはら</sup>杉添川以南には湖盆がみられ、堆積の中心であった<sup>ひろがわ</sup>広瀬付近では、古阿弥陀岳の降下火砕物を主体とした厚層50m以上のシルト層が堆積しています。

南麓では、この時期の地層は露出していないのですが、次に述べる<sup>にこりがわ</sup>濁川泥流は、その中によく淘汰された未固結状態のシルトを取り込んだ大きなブロックを多量に含んでいます。ですから、上部累層堆積期には、小淵沢付近には広く安定した湖盆があったと推定されます。1971年に関東農政局計画部が地下水調査のために、この地域のボーリング調査を行っていますが、その資料からも湖盆の存在とその広さが裏付けられています。図3・10-Fが上部累層堆積期の古地理図です。

### 《大崩壊の前触れ》

上部累層と上部累層の期間は、東麓や西麓は浸食期にあたりますが、この時期に古阿弥陀岳では、火山発達史の上で画期をつくる大崩壊が発生します。その大崩壊の先駆として、まず<sup>たひらかがわ</sup>濁川泥流、<sup>かまなし</sup>大門川泥流が堆積します。濁川泥流は、<sup>かまなし</sup>釜無川とその支流の<sup>じんくわ</sup>神宮川との合流点付近を模式地とする泥流堆積物です。上部累層を削剥して赤石山地沿いに堆積しますが、ボーリング資料では、長坂町付近の地表下213mに伏在します。大きなシルトのブロックを多量に含みます。

この濁川泥流堆積物によって、当時、赤石山地から基盤岩類の礫を搬出していた河川は一時的に堰止められ、間もなく氾濫します。そこに堆積したのが<sup>まよらいらいし</sup>教来石礫層です。

大門川泥流は、東側の基盤山地沿いに流下した泥流堆積物で、<sup>ちんぱがはら</sup>念場原南部から<sup>わかみこ</sup>若神子付近にかけての、大門川下流から<sup>すだま</sup>須玉川流域に分布します。層厚は50m以上で、この上を<sup>ちらさき</sup>葦崎岩屑流が整合に被います。

### 《葦崎岩屑流》

葦崎岩屑流は、その流下経路は大門川泥流や濁川泥流とほぼ同じですが、その規模は桁違いに大きく、下流では葦崎台地をつくり、末端は甲府盆地の南部の曾根丘陵にまで達します。流下距離は50km以上に及びます。

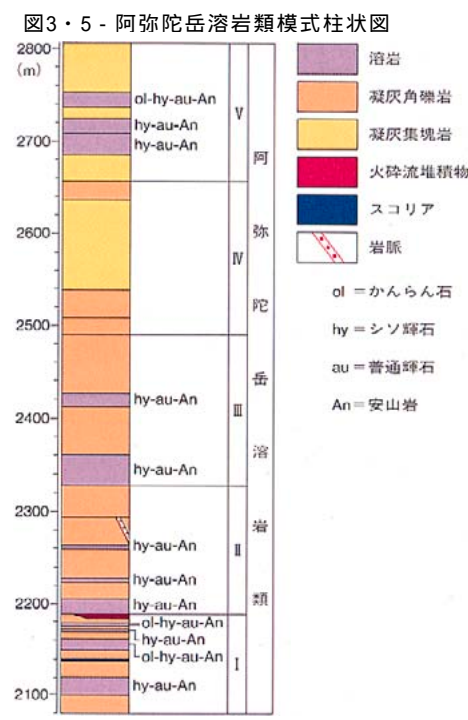
現在、富士見町から葦崎市街地にいたる<sup>かまなし</sup>釜無川左岸沿いには、高さ30~120mの断崖が延々と続くのが見られますが、これらはみな葦崎岩屑流の露頭です。同様の断崖は、若神子南

の塩川沿いでもみられます。また<sup>ひのぼろ</sup>日野春から穴山にかけての葦崎台地上には、巨大な溶岩片のブロックからなる“流れ山”が数多くみられます。図3・10-Gに、この岩屑流の流下状況を示しましたので、その規模の一端をご想像いただけるかと思

写真3・2は葦崎町の北西方にある<sup>しちりいわ</sup>七里岩台地の露頭で、崖の高さは30m、全体が岩屑流でつくられています。崖に近づいて観察すると、角ばった溶岩片や砂・泥が混じり合って大きなブロックをつくっており、なかには径3mという大きな溶岩片もみられます。これらの溶岩片のほとんどは、南八ヶ岳の山体をつくっていた安山岩質のも

このように、既成の大きな溶岩が物凄い勢いで流下し、その勢いで砂や泥を巻き込みながら大きなブロックをつくって、なだれのように流下したのがこの岩屑流の特徴です。一番大きい溶岩は、じつに長径200mという巨大なものさえあります。

それで以前は、こんな巨大な溶岩が流下するのは考えられないというので、これは、高温の火砕流が流下したときに、碎屑物の中に小さいマグマだまりのようなものができて、そ





れがもう一度噴き上がって小山や流れ山をつくったといわれたりして、岩屑流の成因がいろいろと議論されておりました。ところが溶岩の古地磁気を測ると、どの溶岩もそれぞればらばらな方向を向いていることが分かり、既成の溶岩が砕けて流下したものであることが立証されました。その場でつくられた溶岩であれば、古地磁気はある一定の方向を向くからです。

《火山体の大崩壊と馬蹄形カルデラの形成》  
一方、1980年にはアメリカ北西部のカスケード山脈西側のセントヘレンズ火山が噴火し、大崩壊がおこりました。この時には1万8000 mの上空まで噴煙が上がって異常気象の一因となり、また富士山のような美しい火山体が大崩壊し、大量の崩壊物が流下し大惨事を招いたので、ご存知の方も多いと思います。

じつは、この時に流下したのが岩屑流で、その流下距離は20 km以上、末端では多くの流れ山をつくり、その一部はスピリット湖に流れ込んでいます。また、崩壊した山頂付近には大きな馬蹄形の凹地、いわゆる馬蹄形カルデラがつくられました。

このときの噴火と崩壊の様相は、アメリカの地質調査所が中心となって、詳しく調査・研究されています。それによると、山頂部の下へ溶岩円頂丘溶岩が貫入したのがきっかけとなって、最初に山体上部のブロックが大崩壊し、その10分後に、その崩壊して開いた火口から軽石が上空高くへ噴出したとされます。

常識的に考えられるように、噴火によって崩壊がおこったのではなく、初めに崩壊があって、その後で大噴火がおきているのです。

このとき以来、火山体の大崩壊と岩屑流についての研究が盛んに行われるようになり、多くの成層火山にみられる大崩壊の主因は、火山体上部の急傾斜した不安定な地形にあり、小さな噴火や水蒸気爆発あるいは熱水の噴出や地震などが引き金となって、大崩壊が発生し、大規模な岩屑流が流下することなどが明らかにされてきました。

日本では、こうした火山体の崩壊や岩屑流について早くから研究されていたのは、金沢大学の守屋以智雄先生です。先生は、磐梯火山の明治21年(1888)の水蒸気爆発による大崩壊と馬蹄形カルデラの形成を研究して、水蒸気爆発は、従来からいわれているほど大規模ではなく、現在桜島でみられる程度の中小規模のものであったが、磐梯火山の地形が不安定であったためにそれが引き金となって大規模な崩壊が生じ、馬蹄形カルデラを形成したとされました。この研究発表は1980年のことで、セントヘレンズ火山の大崩壊のおこる少し前のことです。

また先生は、日本の多くの成層火山では、初めは玄武岩質安山岩の溶岩やスコリアなどによってかなりルーズな状態で山体の大部分がつくられるが、その後マグマの性質が変わって、粘性の高い安山岩質の緻密な溶岩がこの上を被うので火山体の内部構造が不安定であ

ると指摘し、こうした火山が成層して急峻な地形をつくると、多くの場合、馬蹄形カルデラの形成を伴う大崩壊を生じるとされています。そして山頂付近に馬蹄形カルデラのみられる火山としては、鳥海・妙高・那須・北海道駒ヶ岳・浅間などがあること、馬蹄形カルデラはその後の噴火で埋没したり、浸食でその形を消失しているが、山麓の流れ山の存在から大崩壊のあったことを示す火山として、赤城・榛名・八ヶ岳・木曾御岳・尻別・有珠・岩木・岩手などの火山をあげています。

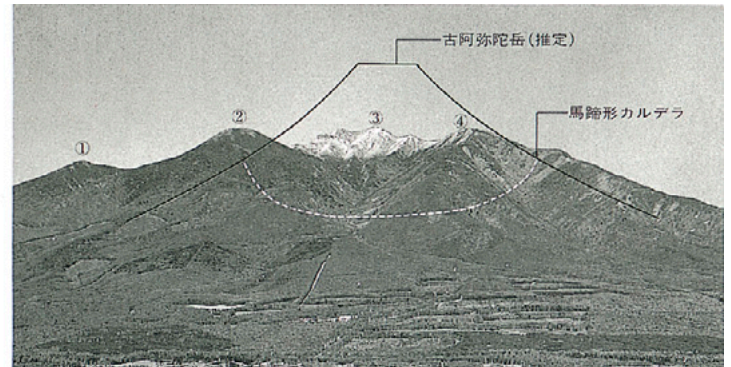
こうした研究成果は、葦崎岩屑流をもたらした大崩壊を考える上で非常に参考になりました。すなわち、古阿弥陀岳はその前の時期に急速に成長して山頂部に急峻な地形をつくっており、しかも成長した火山体上部をつくる阿弥陀岳溶岩類は、南八ヶ岳山体とは非整合関係で接しています。その上、大崩壊の兆しは濁川泥流や大門川泥流の発生にあらわれており、火山体上部の地形は著しく不安定になっていたものと思われます。こうして、普段なら余り目立たない何らかの火山活動が引き金となって、この大崩壊が発生し、山体上部には大きな馬蹄形カルデラが形成されたものと考えられます。

葦崎岩屑流の発生は、約20万年も前のことです。今では馬蹄形のカルデラ地形は埋もれていますが、岩屑流の流下経路から推定しますと、現在の権現岳の山腹から編笠山の山腹までの範囲に馬蹄形カルデラが形成された

写真3・2 - 葦崎岩屑流堆積物の露頭



図3・6 - 推定される古阿弥陀岳と馬蹄形カルデラ



----- カルデラ底(図は写真3・3による)  
①西岳(2,398m) ②編笠山(2,523.7m) ③権現岳(2,715m) ④三ツ頭(2,580m)



ものと思われます。その後、この凹地は、後で述べるように権現岳や編笠山火山などの噴出物で覆われてしまいます。

写真3・3は、南八ヶ岳南麓を小淵沢付近から撮影したものです。この写真で権現岳や編笠山の山体と山麓の傾斜をよく見ますと、これらは一連のものではなく、山麓部が別の山体によって、つまり古阿弥陀岳によってつくられたものであることが分かります。この写真に即していえば、おそらく図3・6に示した範囲に、馬蹄形カルデラが形成されたように考えられます。

#### 《古阿弥陀岳成層火山の復元》

現在、古阿弥陀岳のつくったスロープが比較的良好に残されているのは南西麓の斜面です。その斜面の形態を、浸食によって削剥された谷によるゆがみを避けるために、接峰図面をもとにして描いてみますと図3・8のようになります。図には、八ヶ岳山麓の代表的な斜面も示してありますが、このうちSが南西麓の斜面です。

図3・9は、各斜面の山頂からの距離と標高との相関近似式を求めた図で、この図には比較のために富士山の斜面傾斜角も入れてあります。そうしますと、古阿弥陀岳の勾配とほぼ同じと考えられる斜面Sが、富士山のものと同様に似ていることが分かります。

一方、阿弥陀岳溶岩類の走行傾斜から古阿弥陀岳の噴出源を推定すると、現在の阿弥陀岳の少し東南東になります。それでこの噴出源

を通る地形断面を描き、前述の斜面をもとにして、傾斜変換点を標高2,000mと2,400mに設定すると、古阿弥陀岳の高さは約3,400m前後に復元できます。つまり、現在の富士山よりはいくぶん低い程度ですから、古阿弥陀岳が周辺に抜きで大成層火山であったことが容易に想像できます。

またそれと同時に、古阿弥陀岳の山頂部を高さ約1,500mにわたって吹き飛ばしてしまったこの時の大崩壊が、いかに凄まじく想像を絶するものであったかが分かります。葎崎岩屑流が、中期更新世以降の火山体の崩壊の中では、日本で最大規模のものであったといわれる所以です。

#### 《上部累層 堆積期》

葎崎岩屑流の流下後には、上部累層の堆積が始まります。この時期には、南東麓の念場原地域に新しく湖盆が発生し、葎崎台地の凹地にも湖成層が堆積します。ただいずれも層厚は薄く、火山砕屑物もあまり含まれていません。また南西麓の立場川下流から小淵沢付近にかけても、薄い湖成層が堆積します。

他方、東麓の湖盆は、北は湯川流域から南は千曲川上流域にまで拡大し、こちらの湖成層は砂・礫が主体で厚く、多量の火山砕屑物をはさんでいます。

火山活動についてみますと、南八ヶ岳の火山活動は、古阿弥陀岳の大崩壊の後も衰えを見せず活発に続きますが、ただ噴出源はいくつかに分かれてきます。この時期の末期には、

湯川の北側地域に安山岩溶岩の<sup>たこうど</sup>高入溶岩類が流出しますが、これはその流下経路から、横岳火山のものと推定されます。

一方、中八ヶ岳の火山山麓では、この時期になると<sup>あしだいら</sup>芦平から<sup>やまいけ</sup>八那池にかけて芦平泥流が発生します。その後、中八ヶ岳の北部、中山の東方からは大月溶岩が流出しますが、それを最後に、この火山の噴出物がみられなくまります。ですから、中八ヶ岳火山はこの時期に山体崩壊期に入り、上部累層堆積期以降は浸食期になったものと思われます。図3・10-Hが上部累層堆積期の古地理図です。

#### 《権現岳火山》

上部累層の堆積期に入ると、古阿弥陀岳の大崩壊によって生じた馬蹄形カルデラの際あたり、現在の権現岳付近を噴出源として非常に激しい火山活動が発生します。権現岳火山と呼んでいるのがこれですが、この火山の活動はこの時期に集中していて、多量の溶岩類や火砕物を周辺に噴出して、南八ヶ岳の山容を新しく創り直していきます。

まず南側の<sup>かわまたがわ</sup>川俣川流域には、川俣川溶岩が噴出します。これは、柱状節理の発達する安山岩溶岩で層厚は40m以上です。

一方、西側には、<sup>あなやま</sup>穴山溶岩類、<sup>おこやま</sup>御小屋山スコリア層、御小屋山溶岩類が噴出します。

穴山溶岩類は、広河原沢の標高1,900~2,150m付近に分布します。溶岩と火山角礫岩からなりますが、溶岩には少なくとも6枚のフロ

写真3・3 - 南麓の小淵沢付近から見た南八ヶ岳の山容

撮影/渡辺まなぶ





ー・ユニットが認められます。

御小屋山スコリア層は、穴山溶岩類の堆積面上に斜面堆積し、降下スコリア層と火山礫凝灰岩からなります。層厚は7mです。

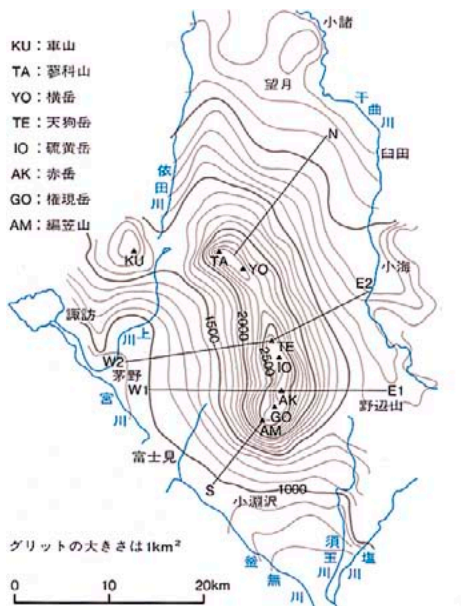
御小屋山溶岩類は、御小屋山スコリア層を非整合に被い、凝灰角礫岩、溶岩、火砕流堆積物からなります。この溶岩類の層厚は350m以上、御小屋山、阿弥陀岳の南山稜、立場岳の山体をつくっています。また柳川沿いの標高1,900~2,150mには、この溶岩類の下半部にあたる柳川火砕流が分布しますが、その層厚は40m以上に達します。

南麓の緩斜面上にも、この時期の溶岩がみられます。富士見町池袋付近の小丘に露出する池袋溶岩、小淵町大滝社付近に露出する大滝社溶岩などです。

このように権現岳火山の噴出物は、権現岳を中心に、南麓から西麓にわたって放射状に流下しており、その旺盛な活動がうかがわれるのですが、この時期の末期になると、川俣川西沢を中心に西沢泥流が発生し、それ以降は火山噴出物がみられなくなります。

いずれにしても、この時期の権現岳火山の噴出物によって、南八ヶ岳頂部にあったカルデラ地形は埋められてしまい、その上に新しい山体が姿をあらわしてきます。

図3・7- 八ヶ岳周辺の接峰面図



なお、この時期の山麓の湖盆は、前時期からのもを引き継いでいますが、すでに縮小傾向にあり、そこに権現岳火山から多量のスコリアが降下したので、この時期の末期には完全に消滅してしまいます。図3・10- がこの時期の古地理図です。

南佐久層群最上部の時代

《弘法坂礫層》

最上部累層堆積期は、最初は全域的に風成層が堆積しますが、間もなく南・東麓に水域が広がります。このうち典型的な湖成層は、千曲川・須玉川・釜無川水系の基盤山地寄りの地域にみられますが、この時期の後半には、他の地域と同様に礫層が堆積し、埋めたてられて消滅します。

この時期の礫層は、弘法坂礫層といわれ、南麓・東麓一帯を中心に西麓にも広く分布します。この礫層は、火山体からの距離や標高によって層相が著しく違います。山体側の上流域では、垂角礫が主体の崩壊性の礫層で、泥流堆積物や凝灰角礫岩をはさんでいますが、現河川の下流域では円磨された河成礫層に変わります。したがってこの時期には、火山体の崩壊が激しく進み、それに伴って前述の湖盆も急速に埋積されて消滅し、下流域から河川が形成されていったものと思われます。こ

図3・8- 八ヶ岳の地形断面図

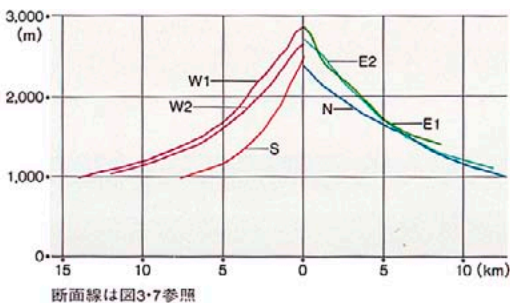
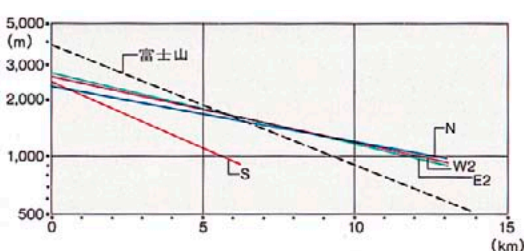


図3・9- 八ヶ岳山麓の斜面関数



うして南麓・東麓一帯には、野辺山原面や念場原面などと呼ばれる広大な山麓緩斜面が形成されることとなります。その後、この地域では、最上部累層のつくった堆積面が浸食されていく時期に入ります。

《横岳火山》

このように最上部累層の時期には、南八ヶ岳の火山は山体崩壊期に入りますが、ただそうした崩壊と並行して、溶岩や火砕物の噴出も盛んで山頂部の姿も変容していきます。

この時期には、横岳・硫黄岳付近を噴出源とする横岳火山は、現在の横岳東側に厚い降下火砕物を堆積させますが、また多量の溶岩を噴出しています。杣添川の標高1,350m付近から下流にかけては千ヶ滝溶岩を噴出し、一方では、横岳や硫黄岳などの火山体をつくる溶岩もこの時期に噴出しています。それらは下位から高石河溶岩、牛首川溶岩、硫黄沢溶岩で最大層厚は200m以上になります。この火山の噴出物は、次に述べる野辺山原泥流堆積物中にも挟まれますが、それ以降になると噴出物はみとめられません。

《西岳火山・編笠山火山》

一方、西麓では、西岳付近を噴出源とする西岳火山が、立場川左岸の広原地域から西岳の西方にかけて広原溶岩類を噴出します。また南麓では、編笠山付近を噴出源とする編笠山火山が、富士見町葛窪付近に露出する葛窪溶岩を噴出します。この時期以降の両火山の噴出物は、野辺山原泥流堆積物の中に挟まれるだけです。図3・10- J が最上部累層堆積期の古地理図です。

以上、南佐久層群の時代は、最上部累層の堆積をもって終わります。

野辺山原泥流とその相当層の堆積期

南佐久層群最上部累層の堆積が終わると、その堆積面の浸食が始まりますが、この浸食の初期に南麓・東麓一帯は、泥流堆積物、扇状地性礫層、河成礫層によって覆われます。これらの地層は、東麓では野辺山原泥流、南麓では西原扇状地礫層と呼ばれます。後期更新世の佐久ローム層に覆われますが、堆積は中



期更新世から後期更新世初頭まで連続的に生じています。それで地質図では、野辺山原泥流堆積物とその相当層は、低位 段丘を含めて示してあります。

この地層は、一般に山体側で厚く、また基盤山地の谷を埋積して平坦な地形をつくっているのですが、山麓緩斜面では大きな河川沿いを除くと非常に薄いのが特徴です。こうした点から、野辺山原泥流とその相当層は、山麓緩斜面の浸食初期に、未発達谷筋に堆積したものがそのまま取り残されたものと考えられます。この地層の堆積をもって中期更新世の時代は終了し、以後は、後期更新世の段丘形成期に入ります。

なお、この時期の初期に、西麓地域では泥流を伴った流紋岩質～デイサイト質の糸萱火砕流が流下しています。そして火山活動は、この火砕流の流下を契機として北上を始めることとなります。なおこの時期の古地理図は、後期更新世初期までを含めて描いていますので、図4・3(p.30)を見ていただきます。

#### 湖盆の誕生と火山塊（ブロック）

ところで八ヶ岳の火山では、これまでの話にあったように、八千穂層群の場合でも、南佐久層群の場合でも、いずれも最初に湖ができて、その後で火山活動がおきています。

だいたい火山の周りというのは、例えば富士山の周りには富士五湖があるというように湖があります。ただそうした湖については、多くの地形学者によって以前から、溶岩などで堰き止められてできた湖であるとされてきたわけです。しかし、実際に地質を調べてみますと、多くの火山では火山岩の下に厚い湖成層があります。例えば、八ヶ岳のすぐ北にある四阿山とか西方の御岳山がそうで、こうした火山は非常に多く、もちろん八ヶ岳もその例にもれません。

こうした湖成層が存在する以上、火山の周りにある湖は、堰き止め湖という局所的なものだけでなく、火山活動そのものに関連して湖が存在するのではないかと、という疑問がでてきます。それで八ヶ岳の調査を始めるときに

最初に火山活動が発生して、その後で湖盆が生じるのか、あるいは湖盆がさきに来て、その後で火山活動が発生するのか、それを明らかにすることが大きな課題の1つだったのです。この課題に対して八ヶ岳団研としては「まず湖盆ありき」という明確な答えを出すことができたわけです。

つまり、八千穂層群に関連する北八ヶ岳火山塊（ブロック）の活動や、南佐久層群に多量の噴出物を供給した中・南八ヶ岳火山塊（ブロック）の活動の初期には、必ず広い湖盆が発達していたということです。これらの火山ブロックの活動は、それぞれ約40～50万年間という長期にわたって続きますから、それに対応するくらい大きさの凹みがあり、まず最初用意されたというように考えられます。

#### 火山ブロックの活動と火山体の沈降

そしてこの初期の凹みは、火山ブロック内の個々の火山が噴出物を出すたびに局所的にさらに凹んでいき、最終的には初期の凹みよりもさらに深い凹みがつくられることとなります。例えば富士山にしても、周りの富士五湖というのは、一つ一つを見れば確かに堰き止められて湖になっているんですが、もっと大きく、富士山の周りを囲んでいる基盤の山から見ると、その基盤の凹みの中に富士山があって、その凹みの中途のところに湖が点々と存在している。ですから、富士山の噴出物を全部はぎ取ってしまうと、そこは相当の深さで凹みができているはずなんです。これは、もとの凹みのうえに、さらに火山活動によって下の岩石類を噴出物としてどんどん外に放り出してしまっただけですから、下の方ががらんどろになって、それで凹みが一層深くなるのです。

八ヶ岳の場合には、この凹みの程度を具体的に知ることができます。さきに示した図3・3で、南佐久層群各累層中の湖成層のレベルをみますと、秩父山地に対して八ヶ岳側が約90mも下がっています。これは、中期更新世の中・南八ヶ岳の火山活動の結果として、この凹みが生じているのです。

#### 火山活動に伴う湖盆の移動

火山活動というのは、当然、その下の岩石類を噴出するわけですが、マグマは地表近くでは必ずしも垂直に上がってくるとは限りませんで、斜めに上がってくる場合の方が多いのです。それで地表の噴火源からは少し離れた周辺の地域が凹むのですが、その場所は、火山活動に伴ってブロック内を移動します。

例えば、北八ヶ岳の火山ブロックの活動に伴って八千穂層群をためこんでいった湖盆は、北麓から時計まわりに東へ移動しています。また中・南八ヶ岳の火山ブロックの活動に伴って南佐久層群を形成した湖盆は、千曲川沿いに北から南へと移動しています。この場合には、噴火の中心も中八ヶ岳から南八ヶ岳へと移動していますから、火山活動の中心の移動と湖盆の移動はほぼ平行にシフトしているわけです。こうして、火山ブロックは全体として沈降していくこととなります。

#### 成層火山の一生と湖盆の移動

さらに、火山活動の中心の移動に伴って湖盆が動くときの様子をよくみますと、これはブロック内の個々の成層火山の成長・崩壊と、つまり成層火山の一生と密接に関連していることが分かります。

中・南八ヶ岳の火山ブロックを例にとりますと、この火山ブロックの活動期間は約40万年にわたりますが、このうちおよそ10万年ぐらいの単位でひとつの成層火山が生成・崩壊しています。ひとつの成層火山は、その前の時期の火山体が崩壊した近くにでき、最初はスコリアや火山礫などを盛んに放出します。山体が高くなるにつれて角礫凝灰岩などを噴出しますが、同時にこれが崩れ落ちて流下物を出すようになり、最後には溶岩を主とする活動となり、山体は最も高く成長します。そして、この山体が大崩壊をおこして、成層火山の一生が終わります。

湖盆の移動は、多くの場合この大崩壊をきっかけとしておきており、大量の岩屑流堆積物の上に新しい湖盆の堆積物がのっているのです。このように、火山ブロック内での成層火





図3-10 - 南佐久層群堆積期のハヶ岳山麓の古地図

A : 最下部南佐久累層堆積期 (北麓を除く)

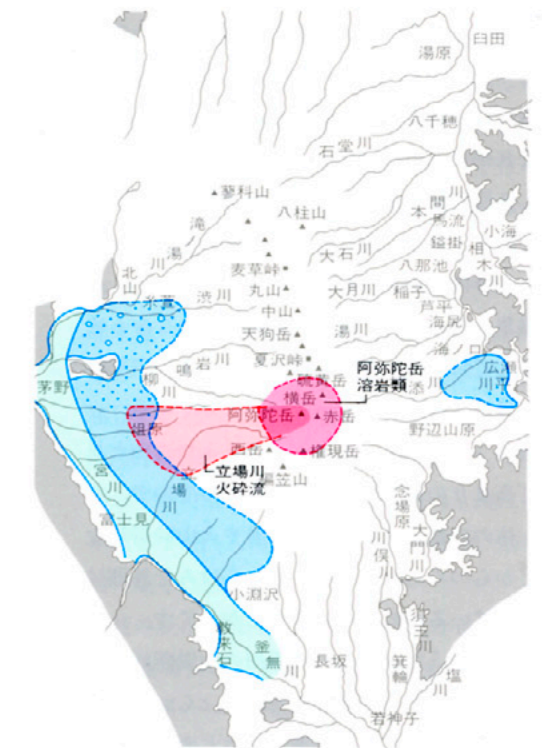
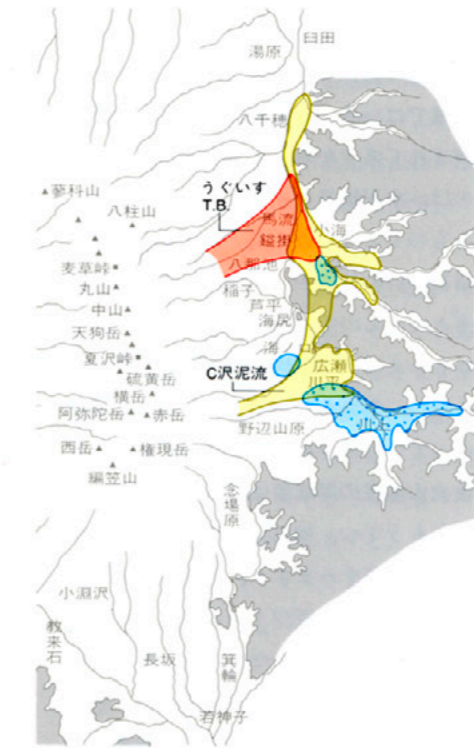
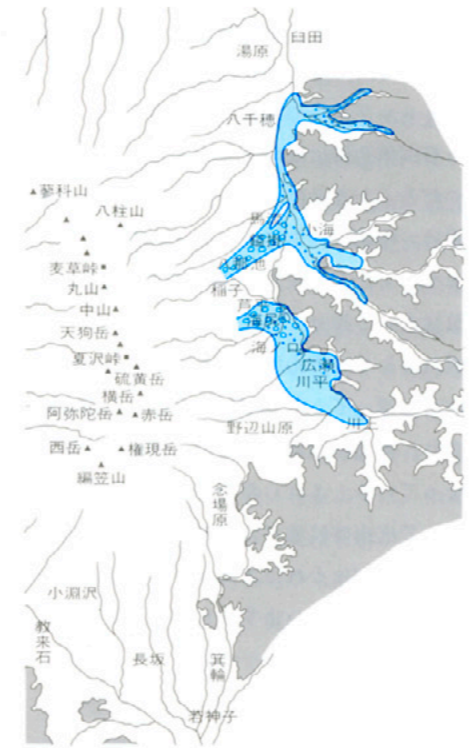
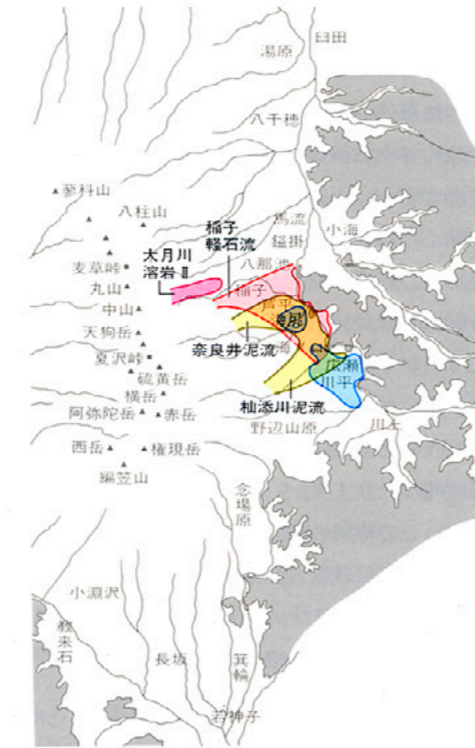
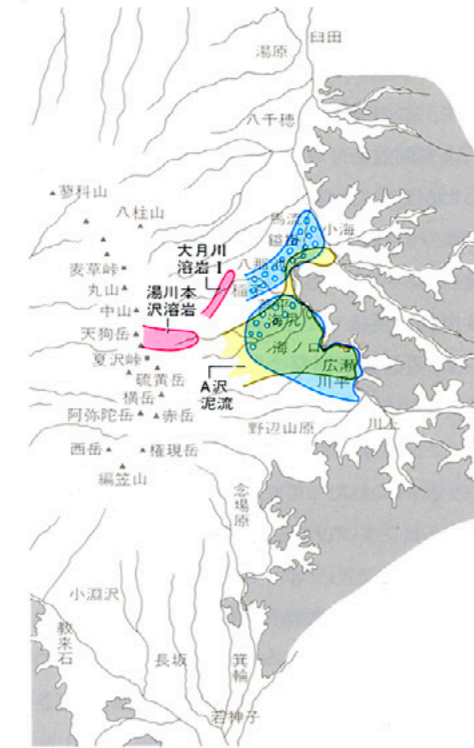
B : 下部南佐久累層 堆積期

C : 中部南佐久累層 堆積期

D : 中部南佐久累層 堆積期

E : 中部南佐久累層 堆積期

F : 上部南佐久累層 堆積期

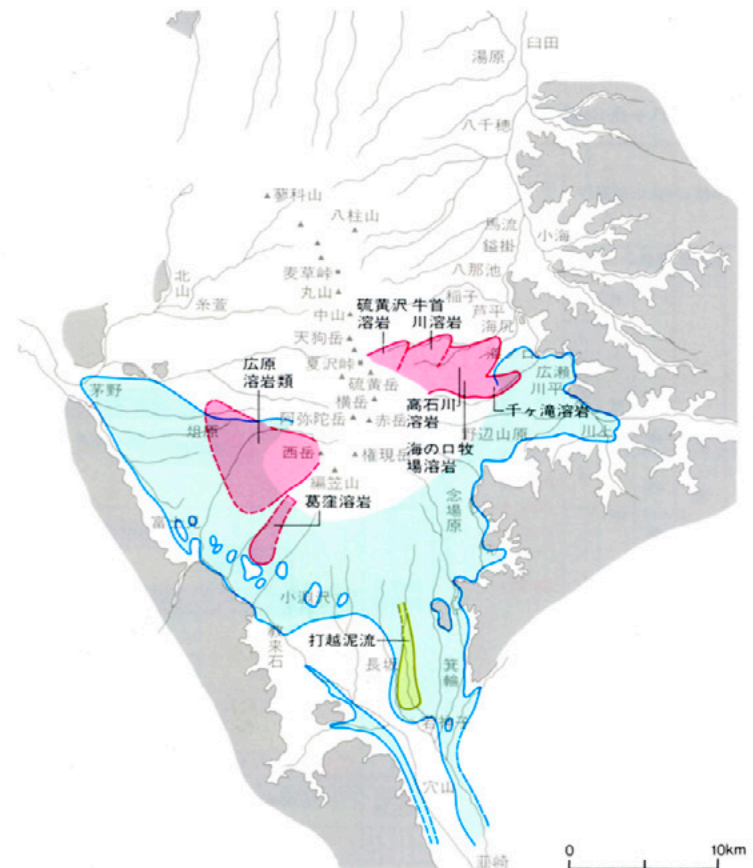
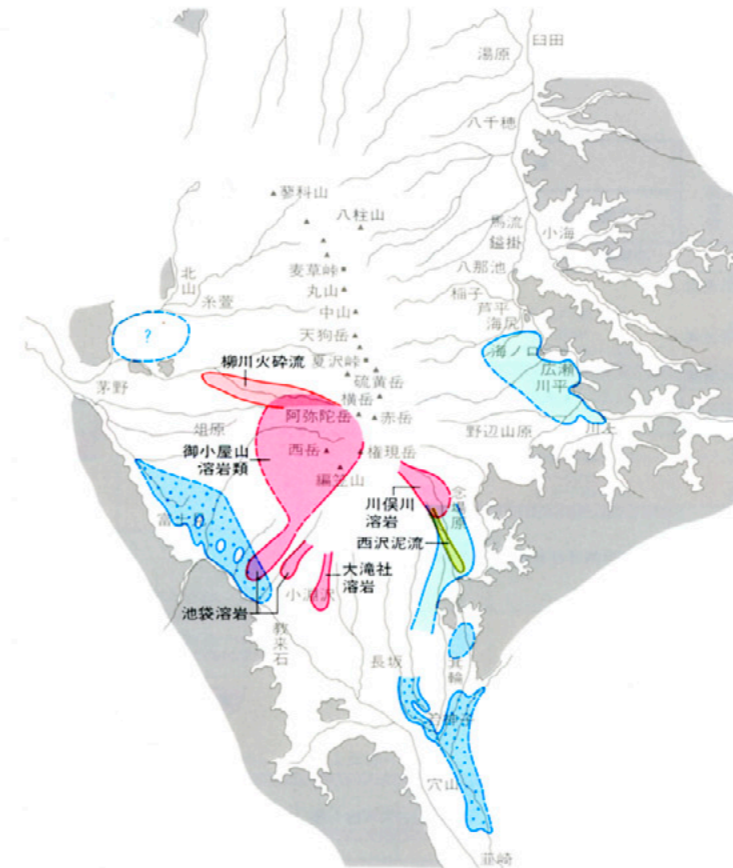
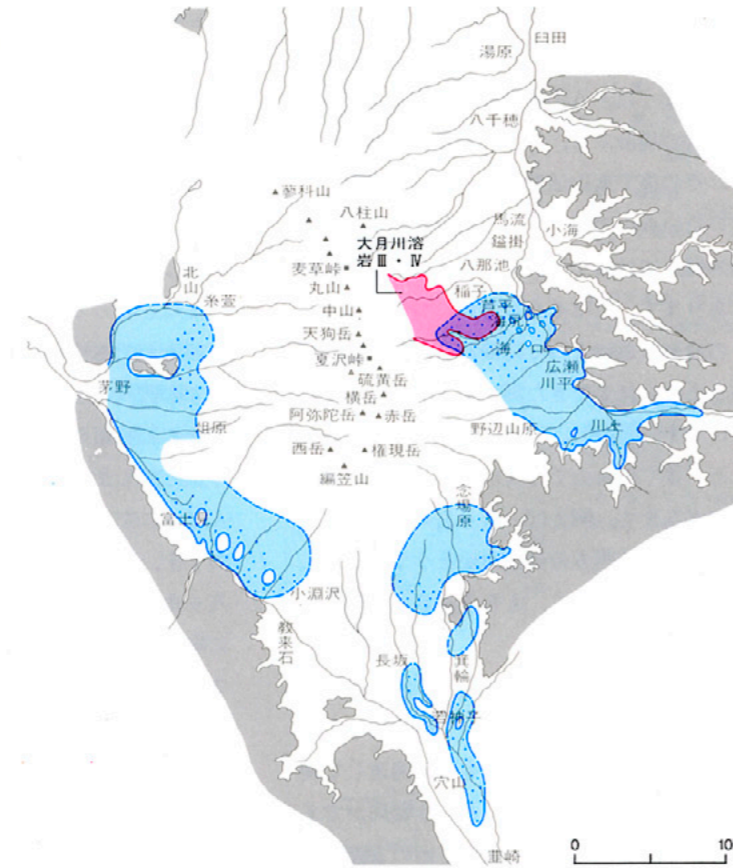
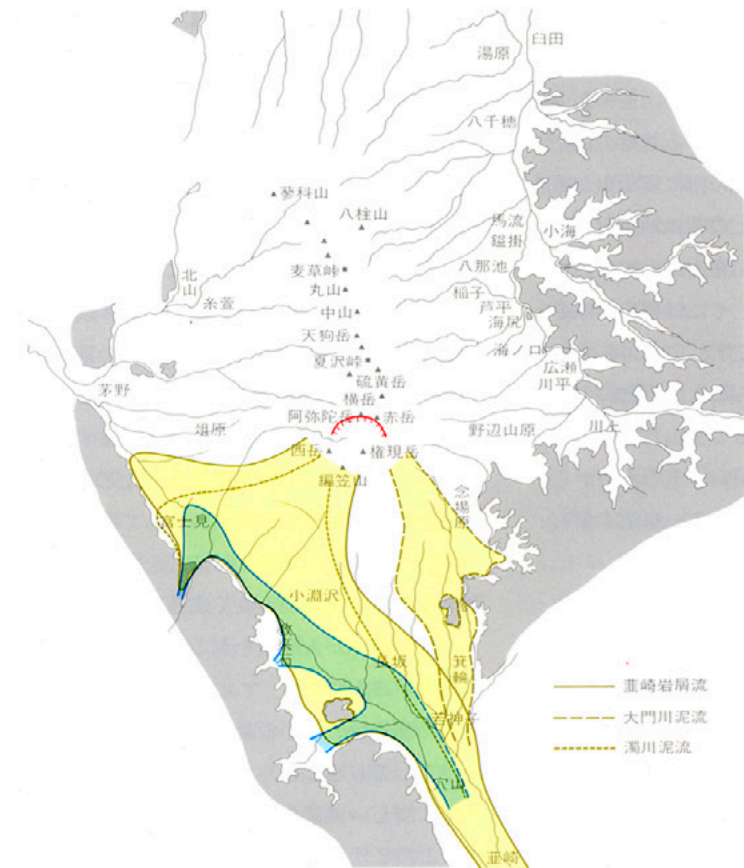


G : 上部南佐久累層 / 間不整合期

H : 上部南佐久累層 堆積期

I : 上部南佐久累層 堆積期

J : 最上部南佐久累層堆積期





山の成長・崩壊と湖盆の移動とは深く関わっていることが分かります。

なお現在の火山学は、火山の噴火について詳しく研究しているわけですが、火山活動の予測には、現在の火山活動と、いま述べたような長期の火山活動史とをつなぐ、もう1ないし2段階短いスパンでの火山活動史の法則性を探ることも必要のように思います。

火山体内部の水平構造

編集 火山体は、周辺に湖盆を伴いながら成長していくということであれば、その内部構造はどんな具合になっているわけですか。

熊井 ふつう私もは、火山を1つの山と見て高まりの部分に目を奪われがちなので、火山体の内部もさまざまな溶岩や火山砕屑物などからつくられていて、それらはみな外側に傾いているかのように錯覚しがちです。

この点を、さきほどの杣添川の地質断面図で見ますと、A-B-C断面では、AとCが山体側になりますが、上部累層まではどの地層も湖や河に堆積したもので、ほとんど水平な構造になっています。これらの堆積物の主体は火山砕屑物からなりますが、それらは、い

ちど湖に堆積した過程をへて、つまり砂やシルトの層を間に挟んだ地層となって、水平な構造をつくりあげています。

杣添川地域には特に湖成層が多いんですが、他の地域ではいろいろな層準にこうした湖成層が挟まれてますから、火山体内部の構造というのは、水平構造を主体としながらもそう単純なものでもないのです。まして溶岩や火山砕屑物だけの地層が、一様に外側に傾斜しているというものでは決してありません。どちらかといえば、杣添川の断面図に示されているように、基底から中ほどまで水平な構造をつくっているのが火山体の特徴です。

八ヶ岳火山基底の湖成層は西側に傾動するそれからもう1つ、杣添川上流から千曲川にいたるD-E断面をみますと、上位の地層は当然、山体の中心部に近づくほど傾きが大きくなり、全体としては緩やかなスロープを描いて千曲川の方角に下がってきます。

ところが基底部の湖成層、正確には最下部および下部の湖成層に注目すると、これは水平ではなく逆に山体側に向かって傾いている、実際には2～4度ぐらいの傾斜ですが、火山

体の真下に向かって沈み込んでいます。この原因については、噴出源に近いほど噴出する岩石類の量が多くなるので、中心に向かって沈み込んでいくという考えもあるのですが、私は、八ヶ岳火山の基底は、西側にある糸魚川-静岡構造線に向かって傾き沈み込んでいるのだろうと考えています。糸魚川-静岡構造線は、中期更新世に入っても活動を続けていますから、この大きな地塊運動が影響しない筈はないと思っているわけです。

いずれにしても火山体というのは、ふつうの山体とは違って、基底部にほぼ水平な湖成層があり、山麓の内部はその大部分が水平構造になっている。これらの特徴は、水の問題とも絡んで火山体に独自の様相をもたせることになりませんが、それはまた地下水のところでも話題にしたいと思っています。

後期更新世の火山活動と段丘群の形成

八ヶ岳山麓の上部更新統層序の対比表

《八ヶ岳山麓の上部更新統層序》

内山 まず最初に、表4・1の八ヶ岳山麓の上部更新統層序対比表を見て頂きます。この表の左側は、火山灰層序・鍵層の次は、段丘区分という欄になっています。中期更新世の末期から山体崩壊期に入っている八ヶ岳山麓では、後期更新世においても西麓以外の地域は浸食域となり、そこから運ばれてきた砂礫が河川沿いに堆積して河岸段丘をつくっていきます。それで、この時代の層序は段丘区分を基準にして示され、表に見るように、山麓各地の河川沿いに作られた段丘群が、火山灰層を鍵層として、古い方から順に、低位段丘群、低位段丘群、低位段丘群の3群に区分されているわけです。

後期更新世に八ヶ岳山麓に堆積した風成火山灰層は佐久ローム層と呼ばれます。このローム層は、降灰の休止期や停滞期に形成される風化帯や斜交関係を境にして、下部、中部、上部、最上部の4層に区分され、このうち中

部および上部層は、層相によってさらに細分されます。ローム層には、全部で10層の鍵層が挟まれますが、このうちオレンジパミス、青スコ、デカパミが八ヶ岳起源の降下火砕堆積物層です。これらの鍵層やローム層によって、段丘面の形成時期や火山噴出物の堆積時期が識別され、対比されるわけです。

《河岸段丘》

表4・1に見るように、北麓・北東麓・東麓の段丘群のうち低位段丘は、それぞれ礫層、穂積礫層、大原礫層からなりますが、これらの段丘面の高さ（現河床との比高）が右方の欄に示されていて、それらは、大原面、穂積面、協和面の順に低くなっています。

この点をちょっと説明しますと、北麓・北東麓・東麓の段丘は、すべて千曲川とその支流沿いに形成されたもので、そのなかでは、東麓が千曲川の上流にあたるので、同一時期に形成された段丘群のなかでは段丘面の高さが一番高くなっているわけです。

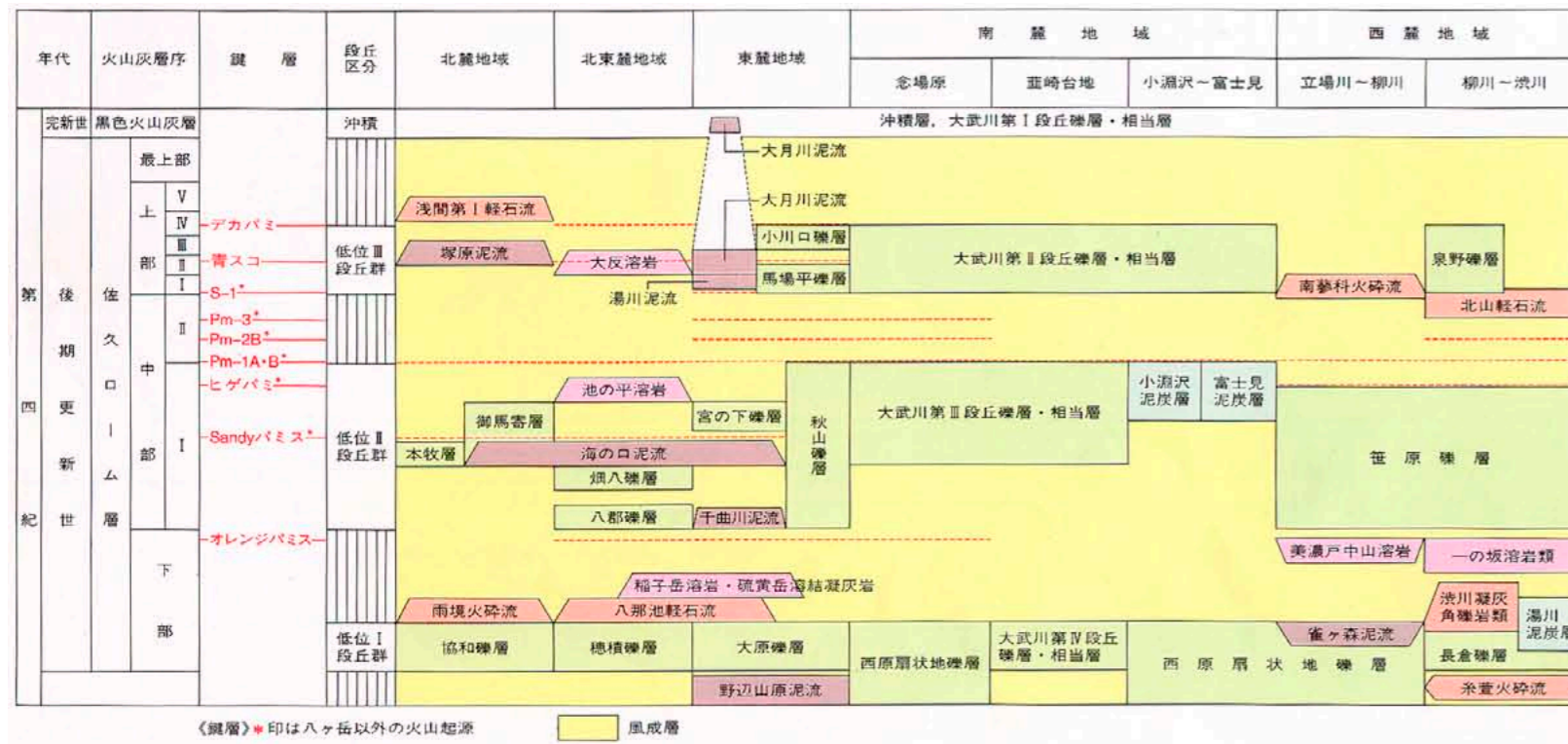
その千曲川上流域では、段丘群は図4・1のように分布しております。この地域には、大原礫層のつくる低位段丘、秋山礫層のつくる

低位段丘がみられ、低位段丘は、馬場平礫層のつくる上位面と小川口礫層のつくる下位面の2段に分かれて分布します。それらの段丘面の高さは、低位段丘の大原面は70～100m、低位段丘の秋山面は40～65m、低位段丘上位の馬場平面は20～40m、下位の小川口面は10～20mの高さにあります。日本列島の内陸部では、一般に川が下刻している

ので新しい段丘ほど低くなるわけです。北東麓の段丘群は、千曲川支流の大石川沿いから千曲川に沿い、抜井川合流点にかけて分布します。低位段丘の穂積面の高さは50～70m。低位段丘は、大石川沿いに分布する八郡面と千曲川沿いに分布する畑八面の2段に分かれますが、八郡面の高さは35～40m、畑八面の高さは25～30mです。

北麓の段丘群は、図4・2のように分布します。この地域には、千曲川支流の鹿川沿いに協和礫層のつくる低位段丘と本牧層のつくる低位段丘が分布し、一方、千曲川左岸の浅科村御馬寄周辺には御馬寄層のつくる低位段丘が分布します。本牧層は礫、砂、泥炭質シルトからなる堆積物、御馬寄層は火山灰

図4・1 - 八ヶ岳山麓の上部更新統層序対比表





質シルトが主体の湖沼成の堆積物です。それらの段丘面の高さは、鹿曲川沿いでは低位段丘の協和面は35～40m、低位段丘の本牧面は25mと低くなります。千曲川沿いでは低位段丘の浅斜面は50mで、やや高い位置に形成されています。

南麓の段丘群は、釜無川の支流および塩川や須玉川などの川沿いにつくられています。低位段丘は、津釜段丘礫層のつくる津金面が須玉川沿いに、大武川第段丘礫層のつくる大武川第面が釜無川支流の大武川上流域にみられます。低位段丘は、小池平段丘礫層のつくる小池平面が塩川沿いに、大武川第段丘礫層のつくる大武川第面が釜無川支流の川沿いに局所的に分布します。低位段丘は、神取段丘礫層のつくる神取面が塩川流域に、また大武川第段丘礫層がつくる扇状地

図4・1 - 千曲川上流域の上部更新統地質図

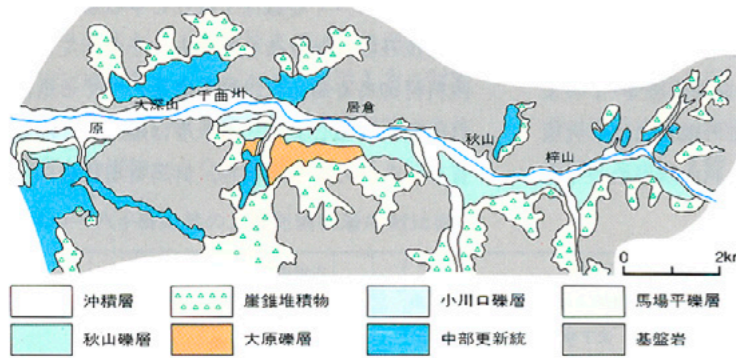
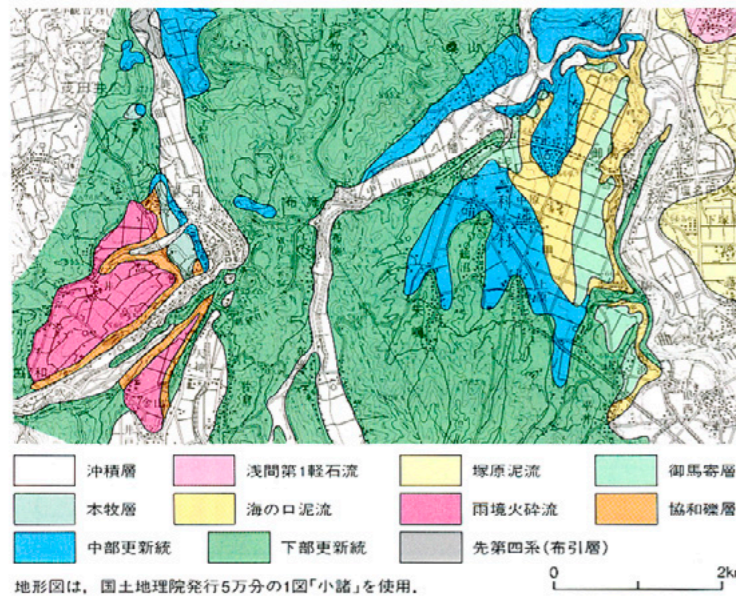


図4・2 - 八ヶ岳北麓の上部更新統地質図



地形図は、国土地理院発行5万分の1図「小諸」を使用。

面（大武川第面）が大武川と神宮川とはさまれた地域にみられます。段丘面の高さは表4・1に記されている通りです。

《火山活動》

一方、火山活動について見ますと、この時期は、溶岩円頂丘をつくる活動と爆裂火口の形成によって特徴づけられます。

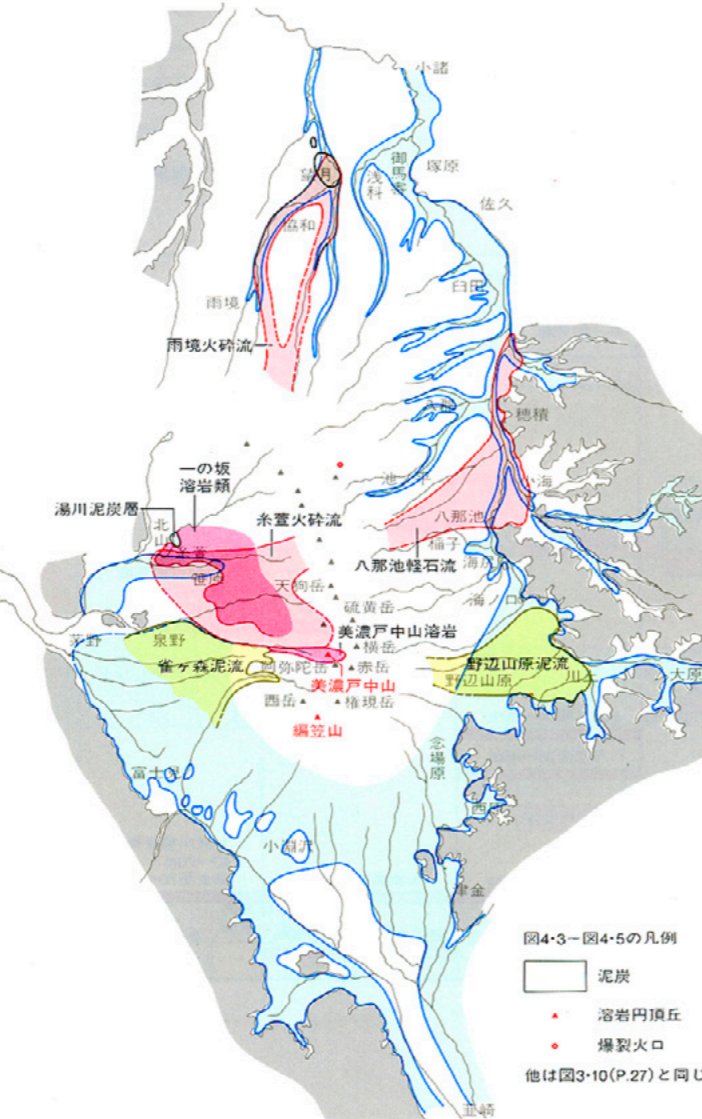
溶岩円頂丘(溶岩ドーム)は、溶岩の性質としては粘性が大きく流れにくいこと、それと溶岩の噴出が間欠的であるときにつくられます。ですから、いちど溶岩が噴出すると、それが冷えて固まるので火道は栓をされた格好になって塞がれてしまう。それでまた別のマグマの通りやすい通路を探して、今度はそこで噴出する。こうしてある範囲のところ、次々に溶岩ドームがつくられることになります。ただ噴出する溶岩の量やスピードはそれぞれ

違いますから、溶岩流を大量に流出する場合もあれば、小さなドームをつくるだけの場合もあって、その形態・規模は一樣ではないわけです。

一方、爆裂火口というのは、火道付近に残されていた高温のガスが周辺の割れ目を通して地表近くへ上がってきたときに、例えばそこに地下水があると、熱が伝わって激しく膨張し、爆裂してできるものです。下の方では周辺から強い圧力がかかっていますから爆裂できませんが、地表近くになって圧力が弱まればスポーンと爆裂し、周りの岩石を粉々に砕いて吹き飛ばしていく。そのときに、すり鉢型の爆裂火口ができるわけです。

この場合にも、軽石などを噴出する場合もあれば、また溶岩の性質によっては溶岩流の流出もみられたりして規模は一樣ではありません

図4・3 - 野辺山原泥流堆積期から下部佐久ローム層降灰期の古地理

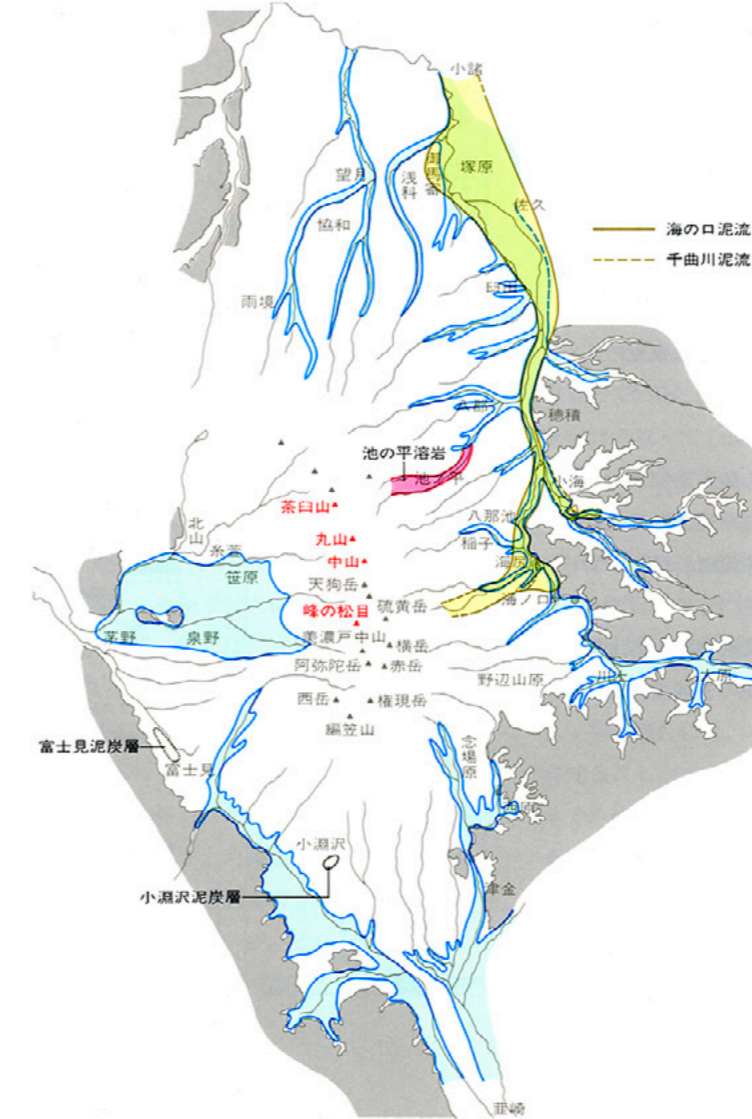


ん。佐久ローム層上部には、青スコ、デカバミとよばれる鍵層がはさまれますが、これらはいずれも爆裂火口がつくられたときに放出されたものです。なお青スコは青灰色の火山礫を含むという特徴から、デカバミは『でかいバミス(軽石)』という特徴からつけられたフィールドネームです。

このように、溶岩円頂丘にしても爆裂火口にしても、火山活動の規模からいうと比較的小さいもので、火山の一生という観点から捉えると、その最終段階の産物にあたります。その意味では、後期更新世の火山活動は、中期更新世に始まった八ヶ岳火山の最終段階の活動ということになります。

なお八ヶ岳に分布する溶岩円頂丘は、最初の地形分類図(図1・2)に示されていたように、蓼科山、横岳、縞枯山、茶白山、丸山、中山、

図4・4 - 低位段丘構成層堆積期から中部佐久ローム層降灰期の古地理

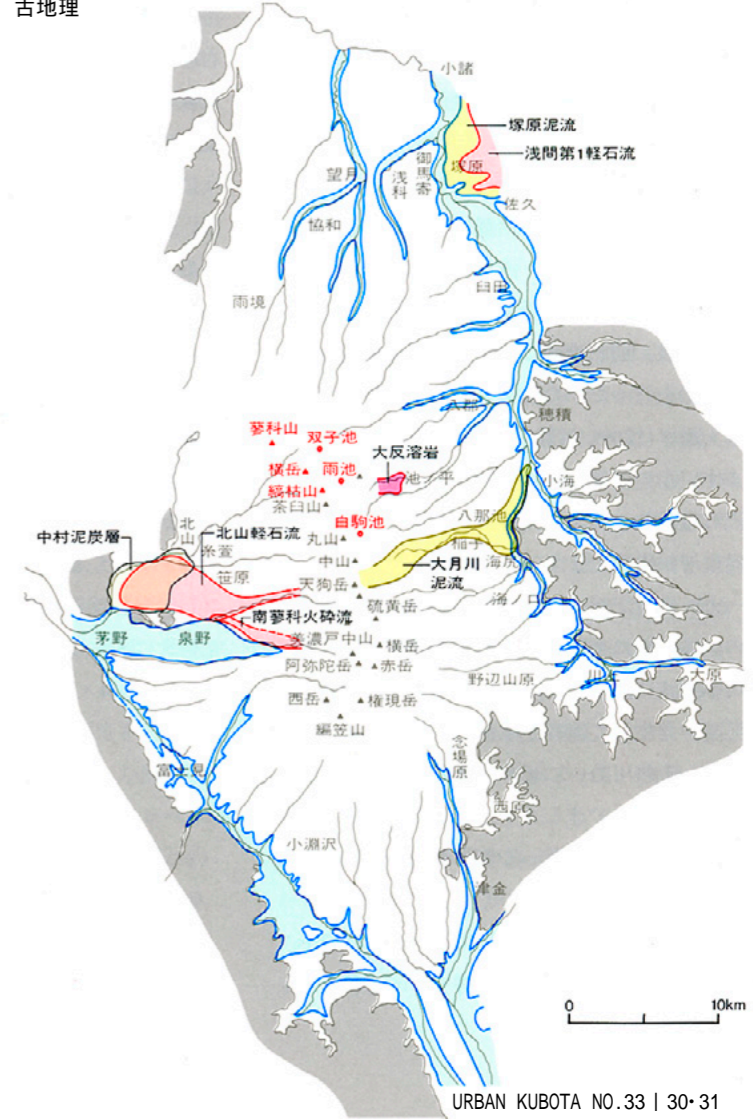


峰の松目、美濃戸中山、縞笠山など、八ヶ岳の西列の山頂部に形成されています。ただ冒頭で熊井さんが話されましたように、これらの層準・分布・内容などについてはもう少しの調査・研究が必要です。それで今日は、山麓を中心にした火山活動の話になりますので、その点は、予めお断りしておきます。

佐久ローム層下部の時代さきにお話がありましたように、八ヶ岳南麓から西麓にかけては、中期更新世末期には西原扇状地礫層が堆積しますが、この礫層は後期更新世初めまで引き続いて堆積し、火山麓扇状地を形成します。

西麓では、この礫層の堆積末期になると、柳川から立場川にかけての地域に阿弥陀岳溶岩類の礫を含む雀ヶ森泥流が流下します。また

図4・5 - 低位段丘構成層堆積期から上部～最上部佐久ローム層降灰期の古地理



火砕流堆積物を一部剝削して、河成・扇状地性の長倉礫層が堆積し、それに引き続いて、この礫層の分布縁辺部の小さな凹地に沼沢地性の湯川泥炭層が堆積します。このように西麓だけは、後期更新世に入ってもなお堆積域となっています。

一方、北麓から東麓にかけての千曲川とその流域、あるいは南麓の大武川・須玉川・塩川沿いには、前述したように低位段丘群の構成層が堆積しますが、この時期の後半になると、これらの河川は著しい浸食作用を受けることとなります。下刻量は、大武川・須玉川・塩川で約15m、千曲川上流域では約35m、相木川から千曲川中流域では約20mに達し、段丘崖がつくられます。

火山活動について見ますと、この時期の火山活動は、まず中八ヶ岳の主稜線付近から、始ま



ります。西麓側では、中期更新世末の糸萱火砕流が流下した後、長倉礫層を整合に覆って溶岩流を含む安山岩～デイサイト質の洪川凝灰角礫岩が堆積します。一方、東麓側では、稲子岳東方の大月川と本間川にはさまれた地域に八那池軽石流が流下し、続いて稲子岳から大月川左岸の標高1,960m付近にかけては稲子岳溶岩が噴出します。

その後、火山活動の場は八ヶ岳の西列に移り溶岩円頂丘が形成され始めます。まず西麓地域の山体側標高1,200～1,300m以上には、天狗岳付近から連続する溶岩円頂丘溶岩の一の坂溶岩類が噴出し、この溶岩類の少し南には美濃戸中山溶岩円頂丘の形成に伴う美濃戸中山溶岩類が噴出します。また硫黄岳付近を噴出源として“オレンジパミス”が降下します。一方この時期には、長いあいだ休止していた北八ヶ岳で火山活動が再発し、蓼科山方面からは雨境火砕流が北流し、八柱山の北東では爆裂火口の活動がみられます。図4・3が中期更新世末から下部佐久ローム層降灰期の古地理図です。

#### 佐久ローム層中部の時代

この時期に入っても、西麓地域は引き続いて堆積域となっていて、洪川から柳川周辺にかけての広い地域に笹原礫層が堆積します。この礫層は、前の時期に八ヶ岳西列で活発な火山活動を行った一の坂溶岩類の礫が主体で、最大層厚は30m、西麓の火山麓扇状地を形成します。この礫層の堆積末期には、南麓の小淵沢町付近および富士見町付近の小さな凹地に泥炭層が堆積します。

一方、東麓では、この時期の初期に南八ヶ岳の山体崩壊によって生じた千曲川泥流が千曲川中流域に流下し、さらに引き続いて海の口泥流が発生して河谷を埋積します。海の口泥流は、千曲川沿いに延々と流下し、堆積物は小諸付近にまで達します。北麓では、この泥流堆積物を整合に覆って御馬寄層が堆積し、これらが低位 段丘群をつくります(図4・2)。また南麓では、大武川・塩川沿いには、さきに述べたように低位 段丘群をつくる段丘堆

積物が堆積します。そしてこの時期の後半になると、これらの河川は浸食作用を受け、15～33mほど下刻され、段丘崖が形成されます。この時期の火山活動の場は、前の時期からさらに北上し、峰の松目、中山、丸山、茶臼山に溶岩円頂丘が形成されます。そして茶臼山方面からは、大石川源流左岸域に安山岩質の池の平溶岩が流下しています。図4・4がこの時期の古地理図です。

#### 佐久ローム層上部の時代

西麓では、洪川流域に北山軽石流にはさまれる中村泥炭層が堆積します。北山軽石流の流下後、柳川流域には、笹原礫層を削り込んで河成の泉野礫層が堆積します。これにより西麓の堆積域もほぼ衰滅することになります。この時期の火山活動は、まず西麓では洪川から柳川の広い範囲に北山軽石流が流下します。噴出源は、その流下経路から推定すると天狗岳付近にあったと思われます。この後、柳川右岸地域には南蓼科火砕流が流下します。北東麓の大石川源流左岸には、池の平溶岩を非整合に覆って大反溶岩が流下します。このように火山活動の場は北上し続け、縞枯山、横岳、蓼科山に溶岩円頂丘が形成されて、現在見るような八ヶ岳の山容が整ってきます。白駒池、雨池、双子池などに爆裂火口がつけられるのもこの時期で、北東麓から東麓の広い地域には、雨池を噴出源とした“デカパミ”が降下しています。

この時期には、天狗岳から硫黄岳にかけての山体が崩壊し、大月川泥流が発生して東麓の河谷を埋積します。この泥流は、鍵層“青スコ”に覆われる後期更新世のものだけでなく、完新世に入ってから泥流堆積物もみとめられます。図4・5がこの時期の古地理図です。

#### 八ヶ岳火山の年代

#### 下部更新統の年代

#### 《古地磁気層序》

近藤 これまでのお話で、前期更新世に始まった八ヶ岳の火山活動の全容がほぼ明らかにされたわけですが、では北八ヶ岳の火山活動が前期更新世に始まったというのは、どのような根拠にもとづいていえるのか。私は、そういった年代の問題について、少しばかりお話してみたいと思います。

第三紀末の鮮新世から第四紀更新世に堆積した地層・岩石類の年代を調べるには、いろいろな方法がありますが、その1つに古地磁気層序を用いる手法があります。これは、溶岩が冷却するさいに地球磁場と並行な方向に磁化し、その残留磁気は極めて安定して数千万年後でも変わらないという。火山岩の性

図5・1 - 古地磁気層序

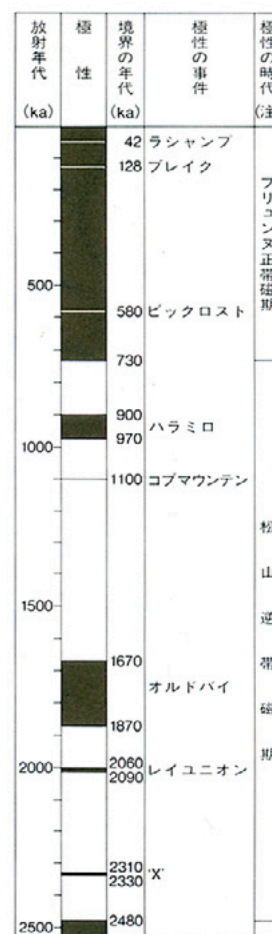


表5・1 - 地質年代代表

地質時代		絶対年代(万年)
第四紀	完新世	1
	更新世 後期	13
	更新世 中期	73
	更新世 前期	164
新第三紀	鮮新世	520
	中新世	

\* INQUA (国際第四紀研究連合) 第四紀大区分小委員会の暫定案による。

#### 図5-1の凡例

■ 正帯磁  
□ 逆帯磁

注=最近では、極性の時代の名称について10<sup>4</sup>～10<sup>5</sup>年の変化はサブクロン、10<sup>5</sup>～10<sup>6</sup>年の変化はクロン、10<sup>6</sup>～10<sup>7</sup>年の変化はスーパークロンという名称を用いている。従ってハラミロイベントはハラミロサブクロン、松山逆帯磁期は松山クロンなどと呼ばれる。ka=1,000年



質を利用したものです。

火山岩の古地磁気が測定されるようになってから、地球の歴史には地球磁場の逆転する時代のあることが知られていたのですが、1960年代以降になると、カリウム・アルゴン法による岩石の年代測定の精度が非常によくなります。それで、世界各地の火山岩の古地磁気とその絶対年代が測定され始め、地球磁場の逆転する年代が明らかになってきました。その結果、いまでは図5・1に見るような古地磁気層序が得られております。

図に見るように、250万年前以降から73万年前にいたる期間は、松山期と呼ばれる地球磁場の逆転した時代、磁北極が南半球にあった時代です。73万年前以降から現在までは、磁北極が北半球にある正帯磁期の時代で、これはブリュンヌ期と呼ばれます。ちなみに、松山期という名称は、1929年に日本の松山基範先

生がこの時期の地球磁場の逆転を始めて明らかにしたことに由来します。

このように、松山期に噴出した溶岩は逆転した磁場を獲得していますから、溶岩の残留磁気を測定すれば、その溶岩が少なくとも73万年前～250万年前のものであるかが分かります。しかも松山期の中には、3カ所だけの正帯磁の時期がありまして、90～97万年前のハラミロ、167～187万年前のオールドバイ、206～209万年前のレイユニオンという、3つの事件があることが分かっています。ですから、松山期の逆帯磁の溶岩の中にこれらの事件に対比できる正帯磁の溶岩を見つけることができれば、その溶岩の噴出した年代も分かることになります。

鮮新世と更新世の境界は約164万年前、また更新世の前期と中期の境は約73万年前とされています(表5・1)。つまり松山期は、鮮新世

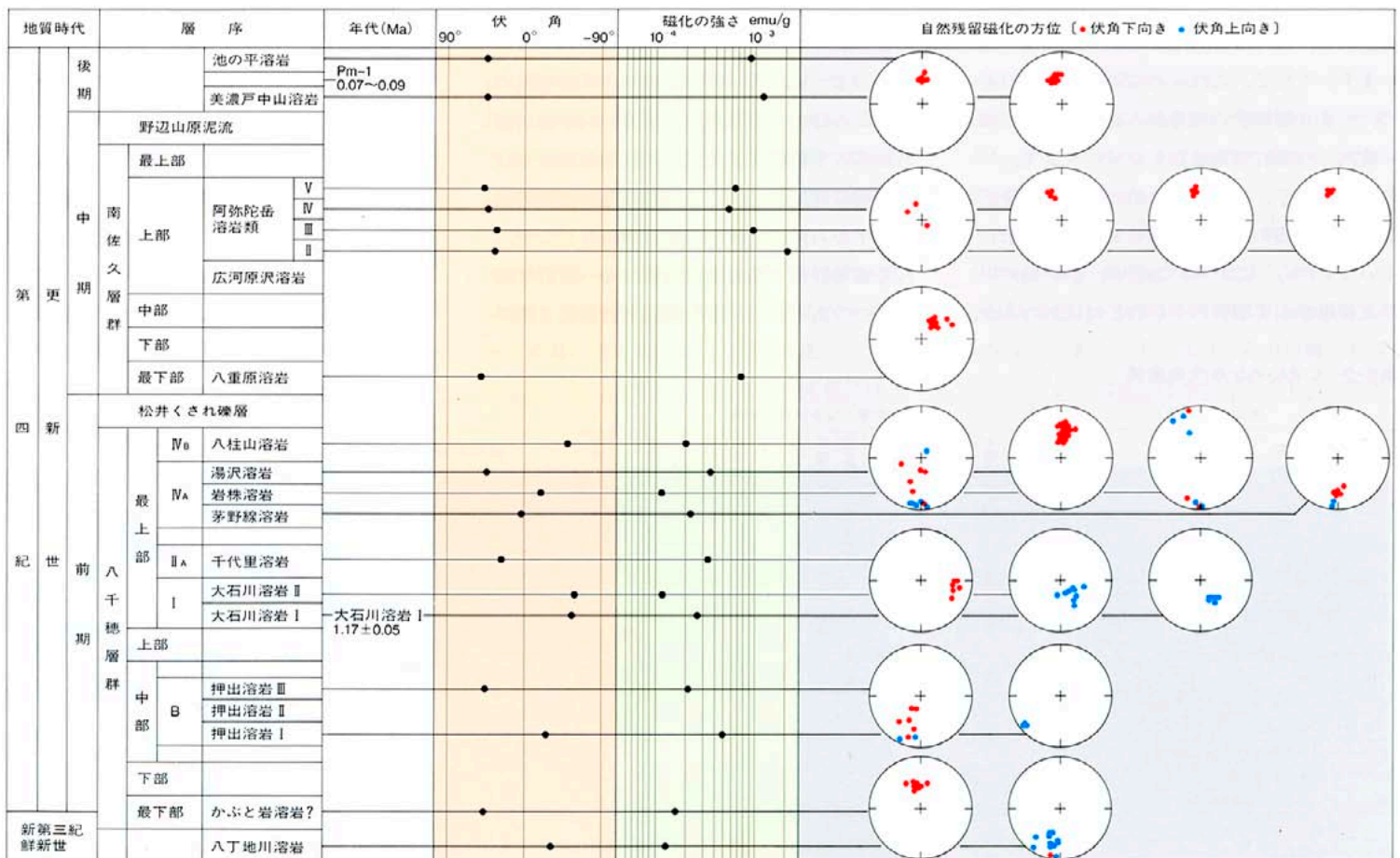
の後半から前期更新世の時代にあたり、松山期のオールドバイ事件はほぼ鮮新・更新世の境界に、松山期とブリュンヌ期の境は更新世の前期と中期の境にあります。こうした事情から、前期更新世の年代を知るには古地磁気層序を用いる手法が欠かせないものになっているわけです。

《八ヶ岳火山岩類の古地磁気》

古地磁気による編年のさいには、層準のはっきりした試料を得ることが前提になります。八ヶ岳山麓の鮮新・更新統の層序は、これまでのお話にありましたようにほぼ明らかですから、この層序にもとづいて八ヶ岳の東麓および南麓に分布する火山岩類の磁化を測定したわけですが、その結果をまとめてみますと図5・2のようになります。

この図の左側は、測定した火山岩類の層準、八千穂層群・南佐久層群・上部更新統のどの

図5・2 - 八ヶ岳北東麓および南麓に分布する溶岩の磁化方位





層準の火山岩かを示します。図の右方がそれらの火山岩類の自然残留磁気の磁化方向で、赤丸は下半球に、青丸は上半球に投影されていることをあらわし、大まかにいって赤丸は正帯磁を、青丸は逆帯磁を示すものとみなせます。

そうしますと、一番上の池の平溶岩から南佐久層群最下部の八重原溶岩までの溶岩はすべて正帯磁を示し、八重原溶岩の下位にある八千穂層群最上部の八柱山溶岩になると、始めて逆帯磁を示します。ですから、松山期とプリュンヌ期の境、つまり前期更新世と中期更新世の境は、八柱山溶岩と八重原溶岩との間にあることが分かります。

次に、その八柱山溶岩から一番下の八丁地川溶岩までの溶岩ですが、このうち、八千穂層群最上部層の千代里溶岩の岩石磁気はばらつきが激しく不安定で、正帯磁とはみなせません。この中では、八千穂層群最上部層の湯沢溶岩と最下部のかぶと岩溶岩だけが正帯磁を示し、他の溶岩はすべて逆帯磁になっています。それで、これらの溶岩が松山期のもの、つまり鮮新世の後半から前期更新世の間に噴出した溶岩であることが分かります。

ただその中で、いま述べた最上部層の湯沢溶岩と最下部のかぶと岩溶岩が正帯磁を示していますから、これらの溶岩が、松山期の中の正帯磁を示す事件のうちのどれにあたるか、

ということが問題になってくるわけです。

じつは八千穂層群の溶岩の中では、これまでにカリウム・アルゴン法によって最上部の大石川溶岩の絶対年代が測定されており、それが $1.17 \pm 0.05$  (Ma) です。そうしますと、八柱山溶岩は73万年前以前ですから、八柱山溶岩と大石川溶岩の間であって正帯磁を示す湯沢溶岩は、90~97万年前のハラミロ事件にあたることはほぼ確実と思われるます。

では、もう1つのかぶと岩溶岩はオールドパイ事件に対比できるかということ、これには問題があります。図のかぶと岩溶岩には？がつけてありますが、じつは、この溶岩の層準がまだ確定していないのです。この溶岩は、大石川流域の標高1,320m付近の1カ所にしか分布がみられず、しかも沢の下にあるので下限が不明で、それで層準がはっきりしないのです。ですから、この溶岩が正帯磁であることが分かって、いまの段階では何ともいえません。この問題は、宿題として残っているということです。

以上のように、八ヶ岳火山岩類の古地磁気の測定からは、八千穂層群最下部の八丁地川溶岩から八千穂層群最上部の八柱山溶岩までは松山期に対比され、この磁気の地層が鮮新世の後半から前期更新世の間に堆積したことが、八千穂層群最上部の湯沢溶岩は90~97万年前のものであること、また南佐久層群最下部の

八重原溶岩から上位の層準はプリュンヌ期に対比され、この時期の地層は中期更新世以降に堆積したことが、これらことが、誰にも納得できる形で明らかにされたわけです。

《旭ヶ丘タフの年代》

なお、さきほどの奥田さんの話にありました表2・1の鮮新世~前期更新世の地史総括表を見て頂きますと、湯原ローム層上部(八千穂層群下部)に鍵層の旭ヶ丘タフがあります。この火山灰の中には、紫色をしたコーディエライト(重晶石)という鉱物が入っているのですが、火山灰の中にこの鉱物が入っているのは非常に珍しい例なんです。

ところが新潟県の魚沼層群という地層の中にも、コーディエライトを含む“SK 030”と呼ばれる火山灰があるんです。この方は、層厚が1mほどありますが、ただ魚沼層群の場合にも“SK 030”のほかには、コーディエライトを含む火山灰が見つかっておりません。それで、これが八ヶ岳の旭ヶ丘タフと対比できるのではないかという有力な仮説が出されているわけです。その“SK 030”の年代がフィッシュオントラック法によって測定されていて、それが130万年前です。さきほどの大石川溶岩の年代は117万年前ですから、湯原ローム層上部の130万年前という年代は、だいたい妥当なところのように考えられます。

なお岩石・鉱物や化石などの絶対年代は、主

表5・2- いろいろな年代測定法

測定法の種類	対象となる試料の種類													測定年代範囲												
	溶岩	火砕流堆積物	凝灰岩	ガラス	化石骨	生物遺体	石灰質・深海底堆積物	黒曜石	貝化石・土器	花崗岩類	変成岩	雲母	カリ長石	角閃石	ジルコン	石英	10	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>6</sup>	10 <sup>7</sup>	10 <sup>8</sup>	10 <sup>9</sup> 年	
カリウム・アルゴン法(K-Ar)	●	●	○	○					●			●	●	●												
アルゴン・アルゴン法( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	●	●	●	○					●			●	●	●												
フィッシュオントラック法(FT)	●	●	●	●				●							●											
放射性炭素法( <sup>14</sup> C)					●	●	●	●	●																	
ウラン系列法	●	●	●		●	●						○														
ルビジウム・ストロンチウム法(Rb-Sr)	○									●	●															
ウラン・鉛法(U-Pb)										●	●				●											
サマリウム・ネオジウム法(Sm-Nd)											●															
熱ルミネッセンス法(TL)			●						●																	
電子スピン共鳴法(ESR)			●												●											
ラセミ化法					●	●																				
黒曜石水和層法								●																		



として放射性同位体を利用して測定されますが、現在用いられている年代測定法の主要なものは表5・2のようになります。このように種々の方法があるわけですが、試料や精度の問題もあって、それぞれの測定方法によって得られた年代値が必ずしも一致するとは限りません。こういう場合、測定された年代値と層序とでは、あくまでも層序が基本になりますので、層序に基づいて判断します。

#### 中部更新統の年代

次に南佐久層群ですが、これが中期更新世に堆積した地層であることは、さきに述べたように古地磁気の測定によって確かめられています。ただ古地磁気層序では、下限が73万年前より古くないことが分かるだけなので、この場合にも鍵層の年代が測定されています。

表3・1の中部更新統層序対比表には、広瀬ローム層最下部にB<sub>0</sub>, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub>, という鍵層があります。この火山灰は、黒雲母と石英の結晶がたくさん含まれているのでキラキラして非常に目立ちます。それで、結晶の多い火山灰という意味でクリスタルアッシュと呼ばれているんですが、この鍵層はかなり広域に分布していて、隣の松本盆地にも見られますし、また東は関東地方まで飛んでいます。噴出源は、まだ確定的ではないんですが、今のところ高山市東方の北アルプス山中とされています。

クリスタルアッシュは、八ヶ岳山麓にも広く分布し、南佐久層群の最下部かどうかを認定する上で非常に有効な鍵層になっているのですが、この火山灰層の年代がだいたい30~40万年前です。そうしますと、八千穂層群の一番上がだいたい70万年前ですから、その間に約30万年の不整合、地層を堆積しない削剥期があったということになります。

南佐久層群の中部になりますと、中部層では鍵層Lw.0.P., 中部層では鍵層0.L.の年代が測定されています。このうち、Lw.0.P.の年代が20~30万年前、その上位の0.L.は黒曜石をたくさん含んでいるロームですが、このロームの年代が25万年前あたりです。これ

ら2つの鍵層は、あまり時代差がなく堆積していますから、南佐久層群の中部層は約25万年前あたりと考えられます。以上の年代測定は、すべてフィッシュトラック法によっております。

#### 上部更新統の年代

約13万年前ころからは後期更新世に入りますが、この時期の鍵層の年代値は、表4・1の上部更新統層序対比表に記されています。

下位から見ますと、佐久ローム層中部には鍵層Pm-1があります。これは、御岳から飛んできた火山灰で御岳第1浮石層と呼ばれますが、この年代がフィッシュトラック法で測定されていまして、7~9万年前です。

佐久ローム層中部末期から佐久ローム層上部初期にかけては、北山軽石流が堆積しています。この堆積物中には中村泥炭層が挟まれますが、この泥炭層は、下位から第1, 第2, 第3泥炭層の3層に分けられますが、それぞれの泥炭層に含まれる材の<sup>14</sup>C年代が測定されており、それが3万~3万2,000年前です。

佐久ローム層上部には鍵層デカパミが挟まれます。この年代がフィッシュトラック法で測定されていて1万3,000年前と出ているんですが、ただこの場合には誤差範囲が±2万年ほどもあるのであまり当てになりません。その上位では、大月川泥流堆積物の<sup>14</sup>C年代が測られていて、これが2,120年前です。ですから大月川泥流は、完新世に入っても流下しているわけです。

後期更新世では、測定されている年代値は以上の通りです。ただ後期更新世の場合には、3万年前~10万年前ぐらいの間の年代測定が問題なんです。<sup>14</sup>C年代が有効なのは、3万年前ぐらいまでです。フィッシュトラック法は年代が出ることは出るんですが、ばらつきが多くてこの時期は当てになりません。カリウム・アルゴン法も、これくらい新しい時期になると信頼性が落ちてきます。ですから、この時期の年代値では、全国的にみても信頼性の高い値は出ていないように思います。

#### 八ヶ岳地域の鮮新世末~更新世の植物

##### 《第三紀型から第四紀型の植物群へ》

伊東 いまままでの話にありましたように、八ヶ岳山麓の各地には、鮮新世から更新世にかけてのさまざまな時期に堆積した湖成層が広く分布しているわけですが、これらの湖成層からは、多くの植物遺体・花粉化石が産出しています。ただ残念なことに、その産出状況はどの層準からも一様に産出しているわけではなく、かなり断片的なものです。ですから八ヶ岳では、近畿の大阪層群、新潟の魚沼層群あるいは会津の山都層群のように、植物相の変遷という形ではお話できません。その点は最初にお断りしておきます。

図6・1は、八ヶ岳地域から産出した植物遺体を層準別にまとめたものです。図で植物遺体産出地点の標高というのは現在の標高で、八ヶ岳の場合には産出地点にかなり高度差がありますので、それが分かるように100mおきに高度を示しています。

この図の地層区分で、一番下は大杭累層となっています。これは、北麓の御牧ヶ原台地から八重原台地にかけて分布する鮮新世の地層で、現在ではこの地層の一部は八千穂層群最下部累層に対比されています。ただ植物遺体を産出した模式地が八千穂層群最下部累層かどうかは、まだはっきりとは分かっておりません。その大杭累層からは、メタセコイア、フウ、アメリカバナ、アカシオニバスなどの第三紀型の温暖な植物化石がたくさん見つかっています。ですから大杭累層は、第三紀にあたる考えられます。

それが八千穂層群の時代になると、八千穂層群下部累層からはヒメバラモミ、ヒメマツハダといった第四紀型の寒冷な植物化石が出てきます。一方、メタセコイアは八千穂層群中部累層の“黄ヌカ”層準を最後として見られなくなります。花粉化石の分析結果でも、この傾向があらわれています。こうした事実から、八千穂層群最下部累層の堆積期は、第三紀型植物群から第四紀型植物群への移行期に



あたり、鮮新世と更新世との境界は八千穂層群最下部累層中に引かれると推定されます。

《南佐久層群から産出する植物遺体》

南佐久層群から産出する植物遺体は、八千穂層群のそれと比べると、かなり寒冷な要素をもつものが出てきます。最下部～中部の層準には出てくる化石は少ないのですが、コメツガ、ヒメパラモミ、ヒメマツハダなど、現在の亜寒帯の種が産出します。これらの化石は最下部、下部層あたりでは、標高1,100mを越える地点から産出していますから、現在よりも多少寒冷な気候であったと思われる。南佐久層群上部になりますと、東麓の川上地域に発達する川上湖成層から、非常にたくさんの化石が見つかっています。ここでも、ヒメパラモミ、ヒメマツハダ、コメツガ、サウ

ラ、ヒノキなど、現在の冷温帯から亜寒帯にかけての種がほとんどで、気候も現在より多少寒冷であったろうと思われます。

ただその中で上部層と層との不整合期、熊井さんの話にありました葦崎岩屑流が発生する時期ですが、この時期には、南麓の釜無川流域には教来石礫層が堆積しています。この礫層中からは、チョウセンゴヨウ、ヒメパラモミ、イラモミ、ホオノキ、ブナなどが産出し、冷温帯北部の植生に相当すると考えられます。産出地点の標高は600mほどですから、この不整合期は、その前後の時期よりも一段と寒冷であったと推定されます。

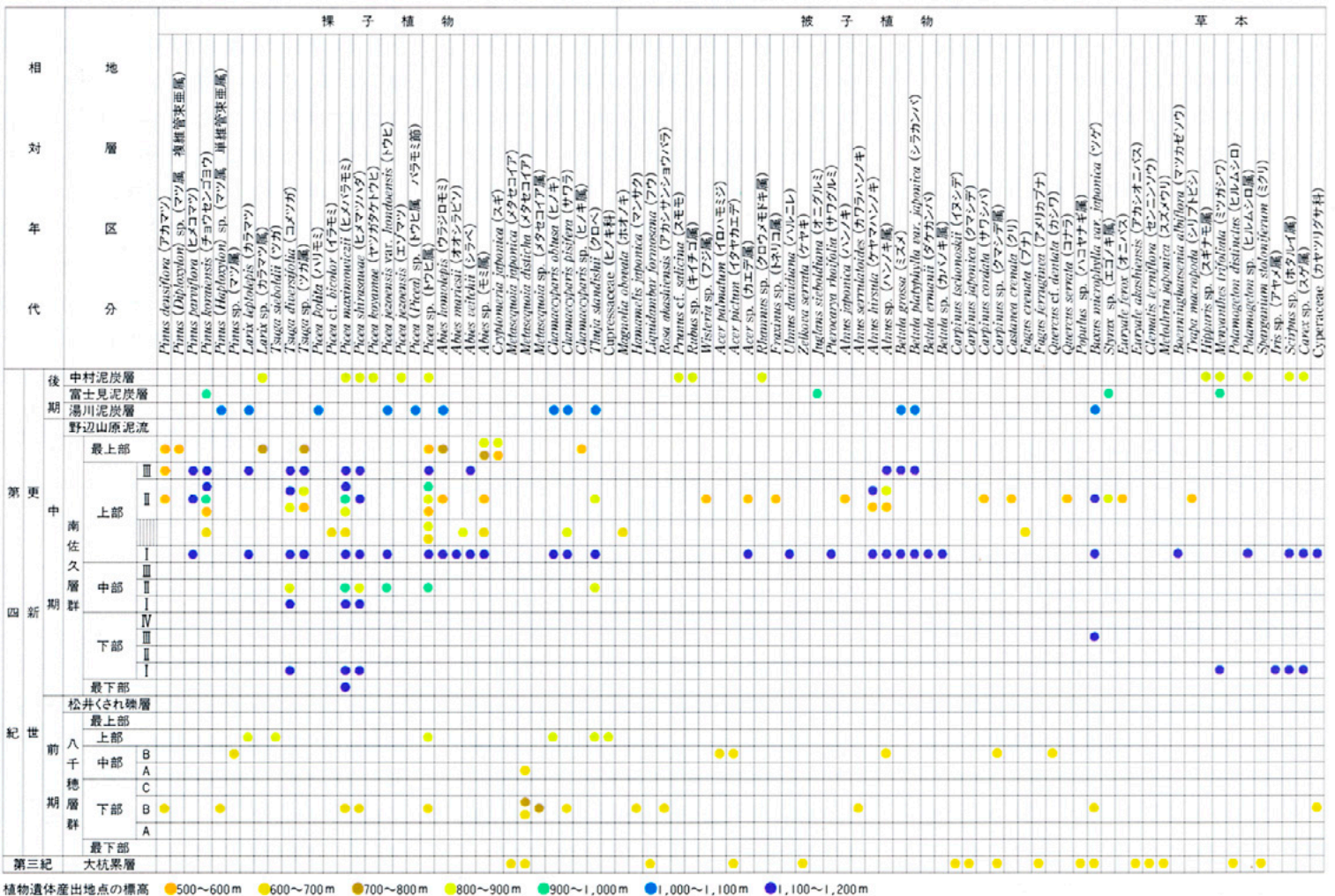
《上部更新統から産出する植物遺体》

上部更新統になりますと、下部佐久ローム層の時期には西麓地域に湯川泥炭層、中部では

南麓地域に富士見泥炭層、上部では北山軽石流中に中村泥炭層がはさまれます。これらの泥炭層からは、それぞれ図6・1に見るような植物化石が産出しています。

湯川泥炭層からは、花粉化石で温暖帯の種であるアカガシ亜属が産出します。また植物遺体はツゲのように比較的標高の低いところのものが産出することから、現在と比べてほぼ同じか少し温暖であったろうと推定されます。富士見泥炭層は、下部は亜寒帯針葉樹林要素の花粉化石が多いのですが、上部は冷温帯落葉広葉樹林要素が増加し、比較的温暖な気候が推定されます。さらに最上部になると再び亜寒帯針葉樹林要素の花粉化石が増加してきます。ですから、その頃から気候は寒冷に向かっていくように推定されます。

図6・1 - 八ヶ岳地域の植物遺体





中村泥炭層になると、チョウセンゴヨウ、ヒメバラモミ、ヒメマツハダのように、現在よりも寒冷な気候を示す植物が出てきます。表4・1の上部更新統層序表の右端には氷期区分が記されていますが、それに見るように、湯川泥炭層から富士見泥炭層にかけての時期が最終間氷期にあたり、それより上位の時期が最終氷期にあたります。中村泥炭層は、もちろん最終氷期の中に入ります。

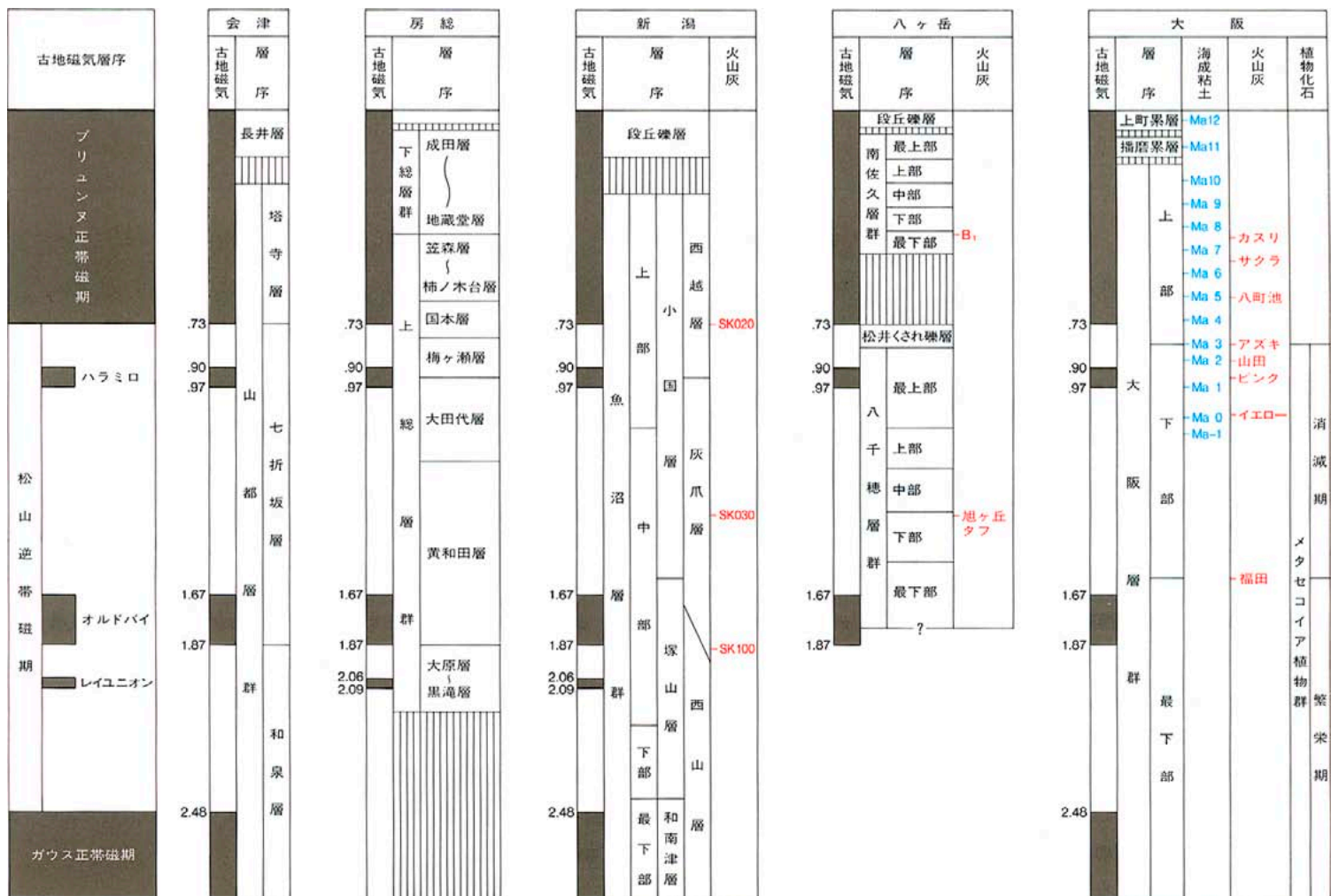
### 日本各地の鮮新～更新統との対比

熊井 初めの方でちょっと触れましたが、日本列島の人口集中域である大平野とその周辺の丘陵地帯の多くは、鮮新世末に始まる構造盆地として形成されています。ですから、ほぼ同じ時期に始まった八ヶ岳地域の変動が、こうした日本の代表的な平野・丘陵をつくっている地層の形成過程とどのように関連しているか、それを明らかにすることは、第四紀の変動と環境変遷の様相をより広域的に、より具体的に知るためには欠かせません。

図7・1は、現在の知見にもとづいて八ヶ岳山麓の鮮新～更新統、八千穂層群から南佐久層群の一連の地層と日本の代表的な鮮新～更新統とを対比したものです。この図では、さし

あたり古地磁気層序での大枠の対比と、その中で広域火山灰による層準の対比を行っております。ここでは詳しいことをお話する余裕がありませんが、例えばこの図からは、古蓼科火山の発生期、八千穂層群下部層にはさまれる旭ヶ丘タフは、新潟の魚沼層群中のSK030に対比されること、この時期、房総では半深海成の黄和田層が堆積していることが分かります。またハラミロ事件は、八ヶ岳では八千穂層群最上部層の古八柱火山の湯沢溶岩で認められますが、この時期には、大阪では紀淡海峡が開いて海が大阪平野に入り始め、これ以降、海進・海退が繰り返されています。第四紀に特徴的な氷期・間氷期の繰り返しがこの頃から始まっているわけで、そうした古気候の変遷の問題も分かってくるわけです。

図7・1 八ヶ岳地域と日本各地の鮮新～更新統との対比



古地磁気の年代は単位100万年



復元図で見る八ヶ岳火山の一生

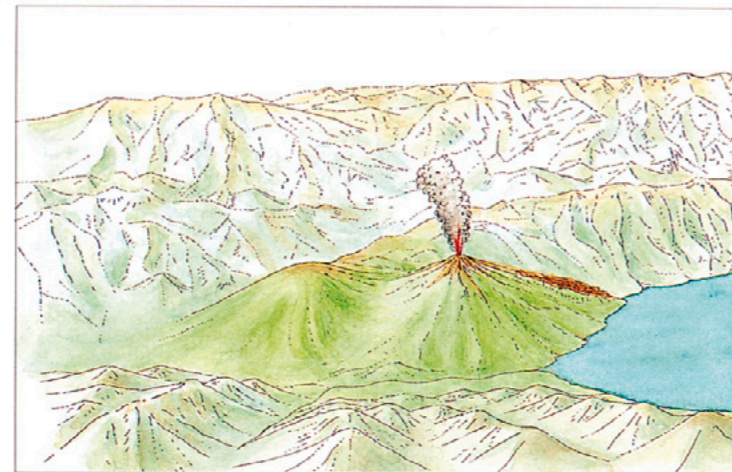
熊井 いま述べましたように鮮新世末の日本列島では、丘陵と平野あるいは内陸盆地の姿は、いまとは大分様相を異にしています。八ヶ岳周辺でも例外ではなく、現在の長野市の西側まで海が入り込んでいますし、もちろん富士山などの姿もなく、富士山の西側にも入江が深く入り込んでいました。一方、現在のアルプス周辺を見ると、それほど高くない山々が松本盆地まで連なっていました。松本盆地ができるのはずっと後の時期、更新世中期以降です。ただ前に図1・1で見ましたように、いまの松本盆地から南東方向に向かっては糸魚川 - 静岡構造線が活動していました。左横ずれ北落ちのこの断層群は、八ヶ岳側を沈降させ、相対的に現在の南アルプス側を隆起させています。また八ヶ岳火山の活動以前には、この周辺にはすでにいくつかの火山が活動しています。八ヶ岳の西側の霧ヶ峰や美ヶ原の火山は、膨大な量の溶岩を流し、現在の高原の原形をつくっていました。さらに八ヶ岳の東南には、やがて黒富士火山が活動し始めます。これらの周辺の火山とその山麓の一部は、その後、八ヶ岳火山の噴出物で覆われることになります。

図8・1は、八ヶ岳火山の一生、その要点を、周辺地域の変化の様相までを含めて7枚の復元図として、奥田さんと多田さんに描いて頂いたものです。それぞれの図のコメントは私が記しました。

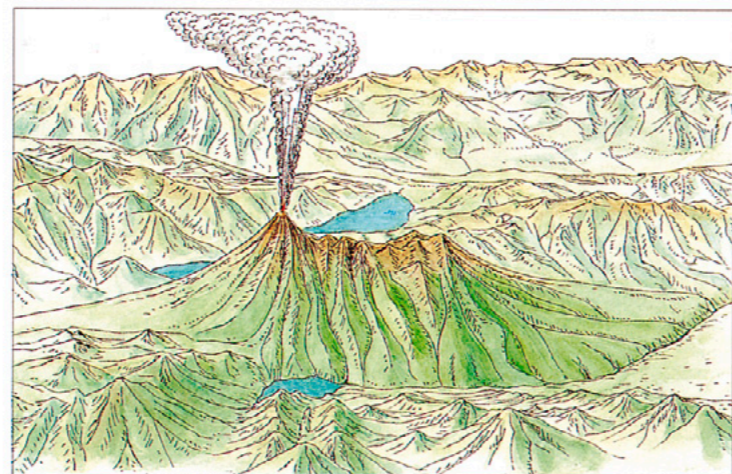


D：最上部南佐久累層堆積期 湖盆の誕生と中・南八ヶ岳火山の活動  
約40万年前頃、八ヶ岳の南東部に湖が形成された。この湖の誕生は、北八ヶ岳火山の長い休止期が終了し、中世更新世の激しい火山活動が始まる前触れとなった。湖は、現在の南八ヶ岳の懐深くまで入り込んで、広い泥炭地を形成した。この頃、松本盆地も急激に陥没して盆地化が始まった。これら一連の変動は、本州中央部を南北に縦断する第一級の構造線、糸魚川 - 静岡構造線の活動が活発化したために生じている。またアルプス側の隆起も顕著となり、山並みは険しさを増していく。

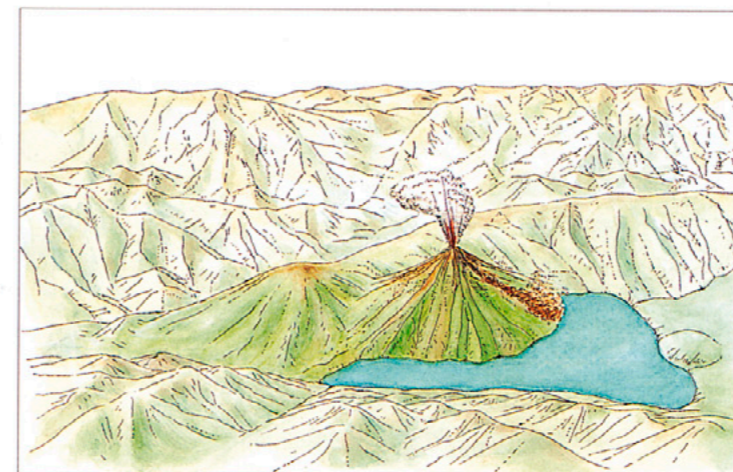
図8・1 - 八ヶ岳火山の一生/東方上空から俯瞰した復元図



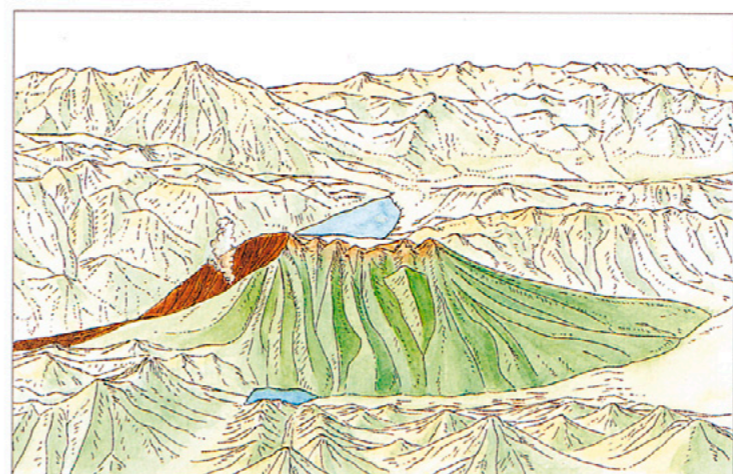
A：下部八千穂累層堆積期 湖盆の誕生と古蓼科火山の活動  
約200万年前、現在の霧ヶ峰からその南東にかけては、なだらかな溶岩台地からなる古い火山帯が連なっていたが、この頃、北佐久地方に猪苗代湖ほどの大きさの湖が誕生した。八ヶ岳の最初の火山活動は、この湖の南側、古い火山帯の北方で始まった。これが蓼科火山である。この火山は、最初、多量のスコリアを噴出し、それに続いて凝灰角礫岩類を供給して湖を埋め立てていくが、この時期の後半になると、火山活動と連動して箱畳撓曲が動きだし、湖の中心が東に移動し始める。



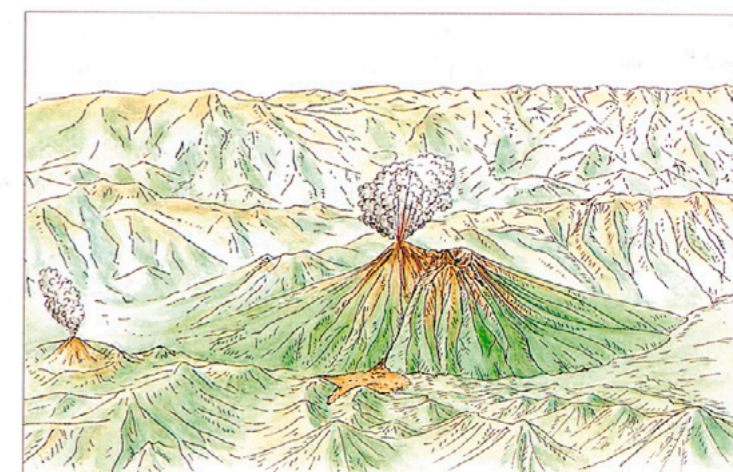
E：上部南佐久累層堆積期 古阿弥陀岳火山が大成層火山に成長  
湖の形成後、中八ヶ岳と南八ヶ岳では活発な火山活動が続き、成長と崩壊を繰り返しながら湖を埋め立てていく。やがて約20万年前頃になると、古阿弥陀岳火山は3,000mを越える大きな成層火山へと成長する。この時期、湖は前の時期よりも小さくなっており、また湖の中心は南に移動している。この頃、諏訪湖の沈降が始まり、その周辺も含めて諏訪盆地が形成される。



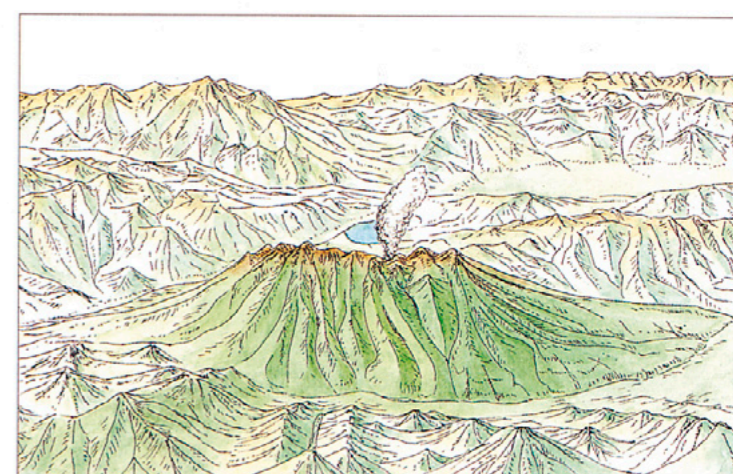
B：中部八千穂累層堆積期 古蓼科火山の成長と湖盆の移動  
成層火山に成長した古蓼科火山は盛んに活動を続け、溶岩を含む多量の流下物を噴出する。成長して高くなった山体からの崩落物とこれらの多量の噴出物によって湖底には碎屑岩類が厚く堆積し、湖は次第に埋め立てられていく。その一方で、箱畳撓曲の東側に新しい布施撓曲が活動し始める。そのため湖の中心はさらに東へと移動し、湖の一部は現在の千曲川にそって南方にも拡大し、湖域の広がりには八千穂層群の全期間を通じて最大となる。



F：古阿弥陀岳火山の大崩壊 葦崎岩屑流と馬蹄形カルデラの形成  
大成層火山に成長した古阿弥陀岳は、その不安定な構造のためしばしば崩壊し濁川泥流や大門川泥流が発生するが、やがて第四紀火山の崩壊としては日本で最大規模とみられる葦崎岩屑流が発生する(図3・10-G)。古阿弥陀岳は、その山体の上半分が崩落し、残った馬蹄形カルデラ内には横岳・権現岳・西岳・編笠山など、次の火山活動が胎動し始める。釜無川など富士川支流の河川は激しい浸食を始め、現在これらの河川の岸にはこのときの流下物からなる急崖がつくられている。



C：最上部八千穂累層堆積期 古蓼科火山の崩壊と古麦草火山の活動  
古蓼科火山は成層火山の終末期を迎える。山体の崩壊がおり、その土砂で湖は埋め立てられ、水域は千曲川ぞいの小範囲に挟まってしまう。一方、古蓼科火山の南側には新たに古麦草火山が誕生し、東麓には多量の流下物が堆積する。この頃、八ヶ岳の南東では黒富士火山が活動した。図の左側に噴煙をあげているのがそれである。その後、古麦草火山に続いてその東側に噴火口をもつ古八柱火山が活動するが、これらの活動も前期更新世の末期には沈静化し、八ヶ岳火山は長い休止期に入る。



G：後期更新世の八ヶ岳火山 溶岩円頂丘の形成  
後期更新世に入ると、火山活動は溶岩円頂丘の活動が主体になる。その活動は南八ヶ岳から北八ヶ岳へと北上し、南端の編笠山から北端の蓼科山まで、ほぼいま見るような八ヶ岳連峰がつくられる。ただ活動の場は主稜の西側になるので、東側から描いたこの復元図では十分に描出できない。この時期には、西側山麓には泥炭地を含む小規模な湖盆が形成され、そこに溶岩や北山軽石流などの流下物が流れ込んでいる。東麓や南麓では、河川の浸食期と休止期が繰り返され数段の段丘がつくられる。

原図/奥田述夫 + 多田 巽



# 八ヶ岳山麓の地下水

語り手/熊井久雄 = 大阪市立大学理学部教授

## 火山の山・水の山

一般に火山は、「火山の山・水の山」ともいわれるように、豊かな水を育む天然の貯水池となっていて、山麓には多くの湧水地帯がみられます。とくに八ヶ岳山麓の湧水地帯は、先史時代から人びとの生活に適した場所であったようで、大きい湧水の傍には旧石器時代の遺跡がみられます。おそらくこの時代には、水場にあつまるところを狩猟していたのでしょう。縄文時代になると、遺跡は、山麓の緩斜面や台地などの小さな湧水のほとりにまで広がります。さらに時代が下れば、これらの湧水を水源として農業用水が引かれるという具合で、八ヶ岳山麓の湧水は、きわめて古い時代から人々と深く関わって、その生活を支え続けてきました。この事情は、いまでも変わりありません。

では火山が、どうして天然の貯水池となっていて、山麓には多くの湧水がみられるのか。この点について、最初にごく大ざっぱに触れておきますと、まず火山体では一般に、雨や雪どけ水が非常によく地中にしみこんでいきます。つまり浸透能が大変に大きいということです。伊豆七島の利島の例では、1時間あたり50mmという強い雨ですら地下にしみこんでいます。これは、新しい火山の山腹では表土がうすく、火山礫や火山砕屑物が地表にあらわれているため、水がどんどん地下にしみこんでいくからです。

一方、火山体の上部には溶岩が多いわけですが、溶岩には多くの割れ目が入っていて、その割れ目が互によくつながっているものだから、水を非常によく透します。溶岩の下部には水を透しにくい泥質物などがありますから、地表からどんどんしみこんできた地下水は溶岩のなかを流れて下流へと流れ下っていき、やがて溶岩中や泥質層との境目などから地表に湧き出します。

この場合、地下水の流れの速さは1日に数m前後で、地表水の流れに比べればぐんと遅いので、火山体の内部では、つねに大量の地下水がゆっくりと流れていることとなります。し

かも山そのものが非常に大きいので、火山体は、豊かな水を育む超大な天然の貯水池になっているわけです。

火山のまわりを流れる河川の流量が豊富なのも同じ理由です。河川には、それ以上は流量が少なくなれないという最低水量(基底流量)がありますが、火山周辺の河川では、基底流量は豊かな地下水によって涵養されているため量が大きく、河川は安定しています。このことは、天然の貯水池の水調整が非常にうまく働いていることを示しています。

また火山体をつくっている地層の中では、溶岩について水を透しやすいのが、意外と思われるかもしれませんが、湖成の砂層です。前章で述べられているように、八ヶ岳では、八千穂層群を堆積した場合でも、南佐久層群を堆積した場合でも、湖成層が基底にあり、火山活動に伴って湖盆が移動しています。そして、一連の火山活動の最後の時期になって溶岩が集中的に流出しています。つまり火山体というのは、下部には湖成の堆積物がほぼ水平に堆積し、上部に溶岩がのっているというのが一般的な特徴なのですが、上部の溶岩の層に次いで、下部の方では湖に堆積した砂層が水をよく透すので、そういうところの地下水が利用されているわけです。

## 西麓の地下水

図1は、八ヶ岳西麓の地下水のフローネット(流線網)で、ここには火山山麓の地下水の特徴が非常によくあらわれています。図で青緑色の線は等ポテンシャル線で、地下水位の等高線です。ここでは一部被圧していますから、正しくは被圧水頭面といいます。地下水は、等ポテンシャル線(地下水面等高線)に直交して流れますから、紫色のフローライン(流線)の流れの方向も、全体として図のような格好で流れています。

その中で、紫色の流線が出てくる場所と消える場所があります。流線の始まる場所は涵養域、水が地下に入り込んでいる地域です。他方、流線が消えてしまう付近は地下水が湧泉となって地表に出てしまうところでは

その湧泉をずうっとつないでいきますと、図のような湧泉ラインができますが、このライン上では、湧出地点のほとんどは谷の中にあつて、河川の源流になっています。これが火山山麓での湧泉の分布域の上限で、このラインより上の山体側には、特殊な場合、例えば温泉や崩壊した崖の中からしみ出すようなもの以外には、湧水はみられません。山体の斜面地形と地下水面が交叉するところがこの湧泉ラインで、旧石器時代の遺跡は、このライン上にあります。

地下水面より地形的に低いところでは、必ず水が湧いて出てきます。ですから、縄文時代の遺跡はこの地域にまで広がっているわけですが、水田もまたこの湧水ラインより下のところにしか分布しません。湧泉の近くでは井戸を掘りますと、図の青緑色の丸が示すように自噴するものが多くみられます。青丸は井戸の位置で、ご覧のようにたくさんの井戸が掘られており、地下水が盛んに利用されている様子がよく分かります。

ただこの地域では、地下水によって涵養される中小の河川がたくさん流れてはいるのですが、そうした河川は、谷を深く削って谷底を流れるので、この水を上の台地で利用するためには、遠方の少し高いところの水を延々と引いてこなければなりません。

八ヶ岳西麓の場合には、南の方が最初に開発されているので、水は北の方から引くことになるので、地形的に一番低い北山の辺りが水が足りなくなります。こうして、昔から代掻きの時期になると必ず水争いがおきていたんです。それで農林省が地下水の開発を手がけることになり、当時、農林省にいた私は昭和43~45年の3年間、八ヶ岳山麓の地下水を調査することになりました。そしてこれがきっかけとなって、私はそれ以来、八ヶ岳の地質や地下水の調査・研究を続けてきたわけです。

## 北~北東麓の地下水

図2は、八ヶ岳山麓の湧泉および湧水量の分布で、この図では、1日1,000トン以上の湧水量をもつ大きな湧泉については、その湧水量







を円グラフで表しています。

まず図の北半分(大石川から北部),八千穂層群の分布する北～北東麓の地下水から述べますと,この地域での湧泉の分布では,中央部の鹿曲川<sup>かくま</sup>や細小路川<sup>ほろこうじ</sup>の左岸に多くの湧泉がみられます。ここでは,川の左岸にたくさんの小さな沢がよく発達していますが,これは地下水の流れの方向に向かって侵食が進んでいるからです。この地域では,地層が西から東へ向かって傾斜しているので,地下水の流れも西から東に向かって流れているわけで,湧泉の分布が地質構造と密接に関連していることが分かります。

次に,1日1,000トン以上の大きな湧水量をもつ湧泉をみますと,これらの分布は八千穂層群の3つの層準に集中しています。

1つは下部八千穂層で,大曲川<sup>おおくまがわ</sup>の下流域にみられる湧泉がこれにあたります。図3は八千穂層群の各累層の層相と透水係数で,透水係数は $10^{-6}$ m/secオーダーから $10^{-4}$ m/secオーダーまで優劣がありますが,図のように下部八千穂層が最も大きい値を示し,次に透水性がよいのは上部八千穂層です。下部八千穂層が透水性に優れているのは,この層には湖成の砂層が連続しているからです。

大曲川下流域は,本誌はさみこみの15万分の1地質図にみられるように,下部八千穂層が地表に顔を出していますが,これは,この地域では下部八千穂層がドーム状に盛り上がっているからです。そのため,山麓の高いところでこの層まで浸透した被圧地下水がここに湧き出してくるようになります。

大きな湧泉をもつ2番目の層準は,上部八千穂層の基底付近のもので,前述した鹿曲川流域のものがこれにあたります。

3番目は溶岩の末端付近の湧泉です。図2では,八丁地川の下流域と大石川流域の大きな湧泉がこれにあたります。八丁地川下地域に集中する湧泉は,八丁地川沿いに分布する前期更新世の八丁地川溶岩の中を流れてくる地下水が,この溶岩の末端付近で湧き出すものです。大石川流域の湧泉は,後期更新世の池

の平溶岩の中を流れてくる地下水が,この溶岩の末端付近で湧き出しているわけで,いずれも湧水量が非常に大きいのが特徴です。溶岩の地下水については,また後で触れます。

#### 南～南東麓の地下水

次に図2の南半分,南佐久層群の分布する八ヶ岳南東麓から南麓および西麓の地下水ですが,この地域の湧水の分布と湧水量を地質構造によって分けると,次のようになります。第1は,基盤岩類に堰き止められて,南佐久層群中の地下水が湧出しているもので,これらの湧泉は東麓に多く,地形的には低い場所に分布します。

第2は,標高1,600mの等高線に沿って並ぶ湧泉で,これらは,さきに図1に示した西麓の湧泉ラインに連なります。これらの湧泉のほとんどは川床沿いに分布し,山体の斜面地形面と地下水面とが交叉する場所に湧出します,この線を1,600m湧水線といっています。前述のように,これより上の山体側には大きい湧泉はありません。

第3は,1,600m湧水線より下に分布する湧泉で,この方は,山麓緩斜面や地形的に周囲より低い場所に湧出します。南佐久層群上部層の分布と関連していると考えられます。

第4は,この地域の南部に分布する非常に大きな湧泉群で,これらはみな溶岩の末端から湧出するものです。図には溶岩の露出域を示しましたので,その様子がよく分かるかと思えます。東麓や西麓にも大きな湧水量をもつ湧泉がみられますが,それらもみな溶岩の末端から湧出しています。

最後にもう1つ,河川の流量に現れてくるケースを付け加えますと,野辺山をはさんで北の杣添川と南の川俣川の流量をみますと,東麓の杣添川では単位面積あたりの流量が非常に少なく,南麓の川俣川では単位面積あたりの流量が多く,何か余分に流出している感じなんです。これは前章で述べましたように,基底の湖成層が西側に傾いているために,地下水も南西側に流れてくる。その影響が,河川の流量の大小となって現れているわけで,

野辺山付近では,上の方の斜面の地下水と下の方の地下水は,別々な方向に流れます。

#### 溶岩中の地下水

溶岩は,いま述べたように非常に大量の水を運びます。写真1は,南麓の川俣谷でみられる溶岩末端の湧水で,ここは釜無川の支流の上流になりますが,水がまったく無いところに溶岩の末端からとうとうと水が流れ落ちてきて,まさに突如として川が始まっております。火山山麓では,こうした情景はいたるところで見受けられます。

このように,溶岩末端からの湧水はものすごい量になっており,図2で見ると1日1万トン級のもは普通で,なかには1日4万トンとか5万トン級のものもあります。八ヶ岳以外にも日本の火山山麓には,こうした大規模な湧泉が多くみられますが,それらはみな溶岩末端のもので,また日本ではこうした大規模な湧泉は,石灰岩地帯の地下川を除けば,火山山麓以外にはみられません。

#### 《湧出量から推定される涵養地帯》

では,このような溶岩末端の湧水は,どのような範囲の水を集めているのか。これを調べるには,分布範囲が明らかで,下位の地層との間に非常に大きな透水性の違いのある溶岩でない測定が困難です。八ヶ岳では,こうした性質をもつ溶岩としては,図2の八丁地川溶岩と池の平溶岩,それに南麓の後期更新世の大滝社溶岩などがあります。これらの溶岩は透水性に優れ,また表層からの降雨の浸透も良好です。

それでいま,降水量から蒸発散量と地表流出量を除いた残りの雨量がすべて地下に浸透していくものと仮定しますと,末端湧泉の湧出量から,それぞれの集水面積を計算できます。そうしますと,図4の薄い青色の範囲がそれぞれの湧泉の涵養地帯と推定されます。

#### 《地下水温から推定される涵養地帯》

一方,地下水の水温というのは,その地下水が浸透する地域の降水の平均温度に近いことが知られています。例えば,富士山には氷室<sup>ひむろ</sup>という氷穴があって,この穴の中の水は非常



図2 - 八ヶ岳山麓における湧泉の湧出量分布

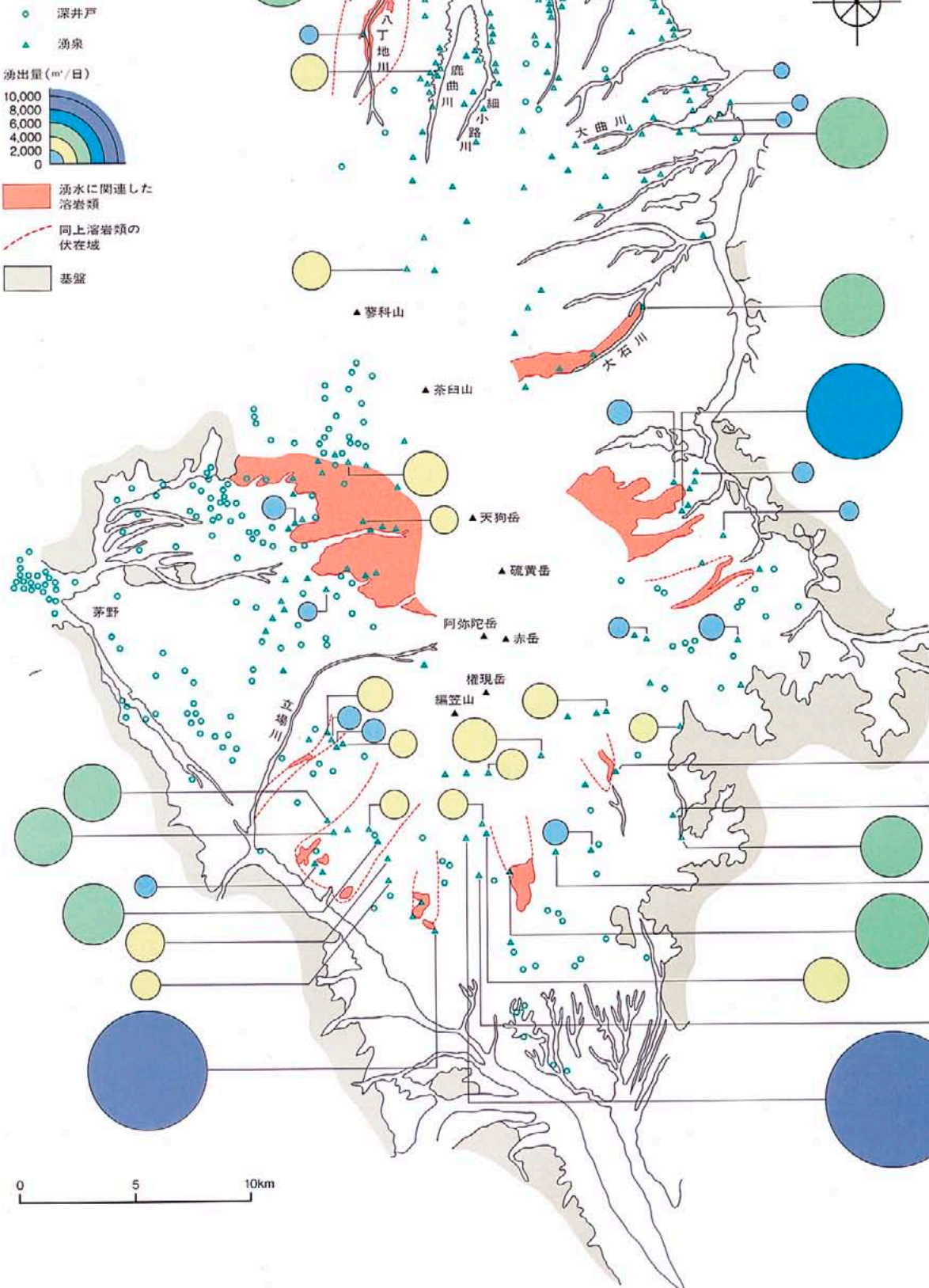
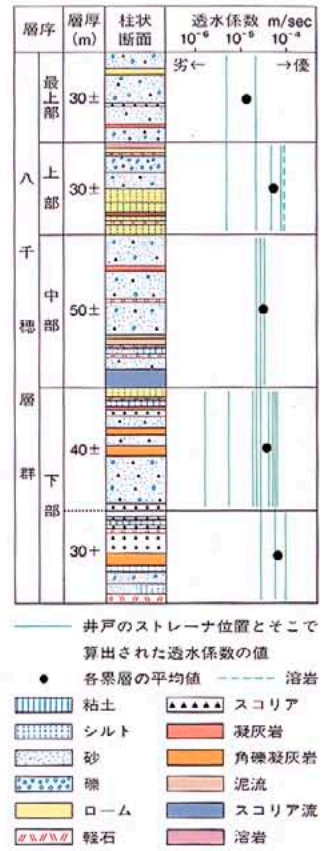


図3 - 八千穂層群中の各累層の層相と透水係数





に冷たくて場所によっては氷が張っているわけですが、これは、富士山の高いところに降った0度近くの水が浸みこんで、この氷穴に出てくるからです。ですから逆に、湧水の水温を調べることによって、その水がどの辺から流れてきたかが分かります。

八ヶ岳の場合には、諏訪、富士見、蓼科に気象観測所があります。これらの各地点ごとに年間の平均気温をみていきますと図5のようになり、標高と年平均気温とはきれいな直線上にのって変化していることが分かりました。それで、前述の溶岩末端から湧出する地下水の温度を測り、この図に合わせて各湧泉の浸透域の標高を読み取りますと、八丁地川溶岩では標高980m、池の平溶岩では標高1,320m、大滝社溶岩では標高1,320mとなり、これらが地下水温から推定される涵養地帯の平均の標高ということになります。

図4に、点線で示した等高線がこれらの標高です。図に見るように、これらの標高から推定される涵養地帯は、さきの湧出量から推定された涵養地帯とだいたい合っております。このように溶岩末端の湧水は、それぞれ図に示したような範囲に降った水が、溶岩の中を流れて湧き出しているわけです。これ以外の範囲の降水は、溶岩の分布域であっても他の方面に流れていることとなります。

#### 《溶岩と砂礫層の地下水の流れの速さ》

一番最初に、溶岩を流れる地下水の速さは地表水に比べると非常に遅いといいましたが、

写真1 - 溶岩末端の湧水（川俣谷）



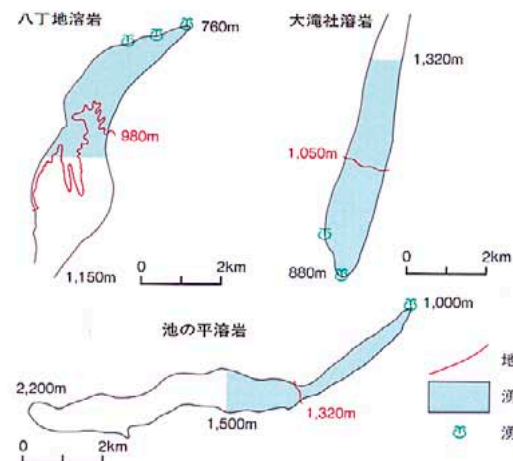
同じ地下水の中では、溶岩は非常に速いのです。溶岩というのは、岩石全体の体積からみると隙間（割れ目）は少なく、2~4%ほどしかありませんが、ただそれらはよく連結しているのです。流れのスピードが速い。つまり、非常に狭い断面を速いスピードで流れるのが溶岩中の地下水の特徴です。

それに対して砂層とか砂礫層は、断面からみた隙間は30%から45%ぐらい、ひどいものになると60%ぐらいもあって、粒子の面積よりも隙間の方が大きいものさえあります。ですから、断面では非常に広い隙間があるんですが、ただそこを流れる水のスピードは意外と遅い。段丘の砂層でも1日に約10cmほどの速さですから、100mいくのに3年ぐらいもかかります。溶岩の方は、1日に約1~10mぐらいですから、スピードは非常に速い。トータルの水の量はどうかというと、ある断面あたりの流量に換算しますと、隙間は狭いけれどもスピードの速い溶岩の方が絶対量としてははるかに多くなります。

また同じような砂層でも、火山山麓の湖成の砂層というのは、湖に堆積するときによく分級されているので等粒のものが揃っている。それで空隙が多く、前述したようによい帯水層になっているわけです。

ですから、平地での地下水の流れと火山山麓の地下水の流れとは、非常に違うところがあります。火山山麓に特徴的な溶岩の中の地下水というのは平地にはありませんし、さき

図4 - 代表的溶岩の地下水集水範囲の推定



に述べたような山体斜面と地下水面との交叉するところに湧き出すような、斜面の地下水も平地にはあまりみられません。平地の地下水は汲まないと動かないという感じですが、火山山麓の方は汲まなくとも勝手に動いている。平たくいうと、そんな違いがあるわけです。

#### 《溶岩の地下水と汚染》

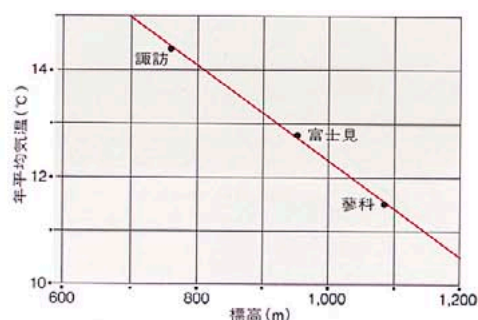
ただ、このように溶岩中の地下水はスピードが速いために、汚染に対しては余り安全ではないんです。たとえば大腸菌の場合ですと、地下に入って100日たつとだいたい死滅するんですが、溶岩の地下水では100日たないうちに湧き出してしまうケースがある。実際に八ヶ岳の山麓では、溶岩末端の湧水の中から大腸菌が検出されたという例が幾つかあるのです。砂層になりますと、井戸の水をポンプで汲み上げるわけですが、大腸菌が検出された例はほとんどありません。

#### 河川の基底流量と地下水

冒頭で触れましたように、火山山麓の河川はその流量が安定している点に特徴があるわけですが、そのことを、実際の河川の流量に即してみます。

八ヶ岳の西麓には、西麓南半分の降水をすべて集めて西に流れ、諏訪湖に注いでいる宮川という川があります。この川の流量は、1969年6月から1970年3月にかけて、つまり、かんがい期から非かんがい期にかけては、図6のような状況になっています。

図5 - 八ヶ岳における標高と年平均気温





図で、下段の棒グラフは降水量、上の方のギザギザしている線が川の流量です。そのギザギザの線を見ると、70年1月の中旬から下旬にかけてが一番低くなっていて、 $2.3\text{m}^3/\text{sec}$ ぐらいの流量になっています。それでこのラインをアカ色にしているわけですが、これが基底流量 (base flow) です。その河川では、これ以上は流量が少なくならないという最低の流量です。農業のほうでは、湧水流量と呼んでいます。

アカ色の線より上は洪水流量で、これは降水の多寡によって変動するのでギザギザの線になります。アカ線から下が基底流量で、安定している水量ということになるわけです。

このように、ひとつの河川には必ず基底流量と洪水流量とがあるわけですが、その川の基底流量の総量と洪水流量の総量とを比べ、洪水流量の比率が小さく基底流量の多いものを安定した川といい、逆に降水流量の比率が高く基底流量の少ないものを荒れ川といっています。火山山麓の河川では、この宮川にみられるように、基底流量に対する洪水流量の比率が0.2~0.3というように非常に小さく、安定した川がほとんどです。

この豊かな基底流量の元になっているのは、もちろん湧水です。火山体では、いったん降った雨は溶岩や湖成の砂層の中を流れ、巧みに調節されて川へ流出しているわけです。

次にもう1つ、川の流出量と地下水との関係を見てみます。西麓の扇状地性山麓のほぼ中央部には、矢の口川という小さな川が流れますが、この川の流域の約80%は畑地です。図7が矢の口川の流量ですが、一番上の段は不圧地下水の地下水位、つまり井戸の中の水面の高さです。ここでは-2mから-3mの間を上がったたり下がったりしています。一番下の段は降水量、真ん中の段が矢の口川の流量です。この川は、宮川のような大きい川と違うので、基底流量が小さくて洪水流量が大きいんですが、これは川が小さいのですから仕方ありません。

さて上段の図のうち、69年10月から11年半ば

までをみますと、地下水位は-2.2mから-2.8mぐらいまで直線的に下がっています。同じように12年半ばから1月の終わりまでの期間も、地下水位は一定の率で下がっています。他方、一番下の棒グラフで降水量を見ますと、この間に雨は余り降っていませんで、たまに降ると、そのときだけは川の流量が増えています。それ以外は、この期間は川の流量は一定になっている。つまり基底流量が流れているわけです。

このことから、降水の無いときには、地下水位が下がることによって基底流量が維持されている。つまり不圧地下水からの供給によって、矢の口川の基底流量が保たれていることがわかります。こうした仕組みで、地下水は

河川の流量を巧みに調節しているわけです。

#### 地下水に由来する斜面崩壊

地下水に由来する自然現象にはさまざまなものがあるが、人間の都合のよいことばかりとは限りません。火山の場合には、地下水によってときどき土石流が発生します。

前章で述べられているように、八ヶ岳火山では、火山活動の最後の時期に入ると、北八ヶ岳や中八ヶ岳では多くの爆裂火口が形成されます。これらは、山の一番高いところではなく、そこからちょっと下がった溶岩流の重なっている高原状のところにあるわけですが、これは爆裂火口ですから、当然、すり鉢型の穴ができています。そして雨池や白駒池のように水をためているところもありますが、多く

図6 - 宮川の流量と基底流量

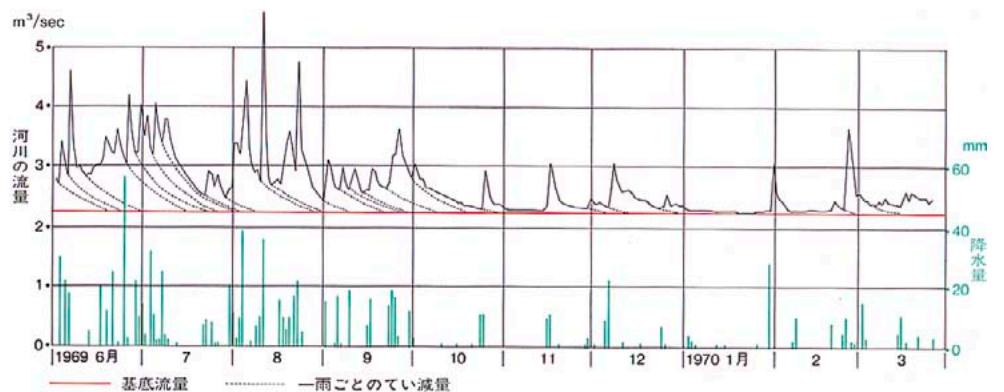
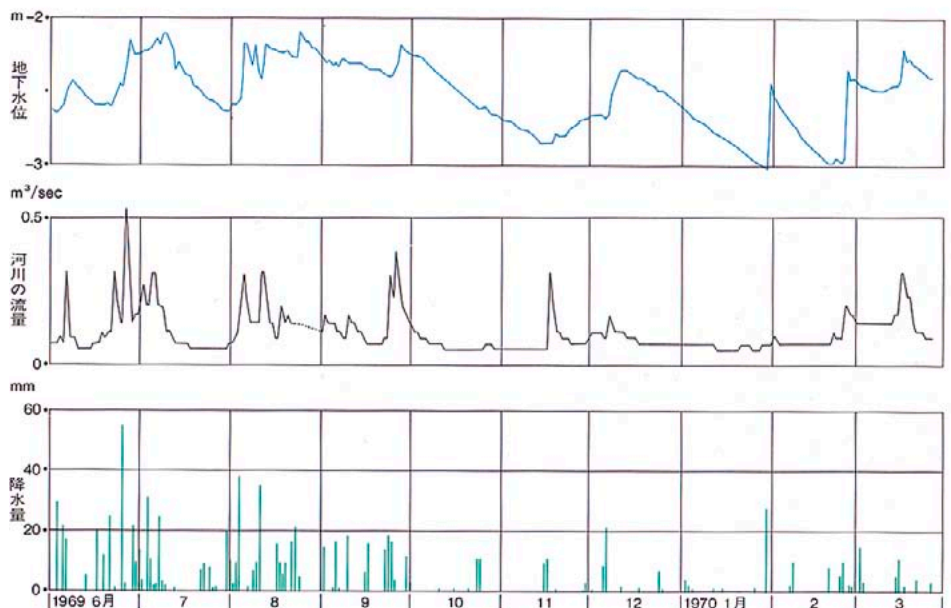


図7 - 西麓畑地帯の河川の流量 (矢の口川) と地下水位の相関









とB図では、かんがい期でも非かんがい期でも、実測値と推定値とがだいたい合ってきます。7月の下旬に一致していないところがありますが、これは推定値の方に夕立の分が影響しているためです。以上から、水田から地下水へ浸透する量が非常に多いこと、地下水位で毎日10cmぐらいの違いがみられるわけですから、水田が地下水の涵養源として非常に役立っていることが分かります。

#### 《水田からの漏水と地下水の水質》

ところが最近、地下水の水質をみると、クロール(塩素)、カリウム、カルシウム、とくに硝酸性窒素などが非常に増えてきていますが、これには、水田からの漏水が大きく関わっていることが分かってきました。

さきの図1をご覧ください。諏訪市や茅野市の街の中には非常にたくさんの井戸があり、またこのすぐ西には諏訪湖があります。それらの井戸や諏訪湖には、西麓の地下水が流れ込んでいるわけですが、水田地帯ではたくさんの肥料や農薬を使うので、この影響が地下水の水質に現われてきて、諏訪湖のアオコも、これが主因となって発生しているといわれています。

この地域では、途中の小さい川や井戸の水質が定期的に測定されています。この場合、例えば塩素を例にしますと、現在では、雨が降って地下水位が上がるときに、塩素の濃度が高くなるんです。雨が降ると薄まるのではなくて、現実には逆に濃くなるのです。

これは、どういうことかといいますと、地下

水が上から下へ浸透していくとき、最初のうちは塩素は土壌に吸着されるので余りでてこないのですが、そのうちに土壌の吸着量が少なくなり、最後には限界に達して土壌が塩素を吸着できなくなる。そうすると今度は、雨が降って地下水位が上がってきたときに、それまで土壌に吸着されていたものまでが溶け出してくる。こうして高濃度の塩素を含んだ地下水が川に流れ出す。ですから、地下水の水位が上がっていて、雨が降ってないときに塩素の濃度が一番高い。そういう状態になっているわけです。

#### 火山山麓の開発と地下水

火山山麓では、これまでの話のように、溶岩の地下水というのが非常に重要なんですが、この溶岩の上をゴルフ場などに開発した場合には、地下水の流れや水質が大きく変わってしまい、いろいろと問題をおこします。

まず、溶岩の上の植生が立体的な森林から単調な芝生に変わることによって、雨水の浸透量がだいたい3分の1ぐらいに減ってしまいます。これは、実測でも計算値でも同じ結果になっています。つまり、森林のように木の葉が立体的に密に重なっていると、雨水は葉から葉へと水滴となって伝わり、最後には幹を伝わって地表に下りてくる。そんな具合に調節されて、ジワッと地下にしみ込んでいくわけです。

それに対して芝生に降った雨水は、森林のように調節されることがなく、葉から地表へとスッと伝わってどンドン外へ排出されてし

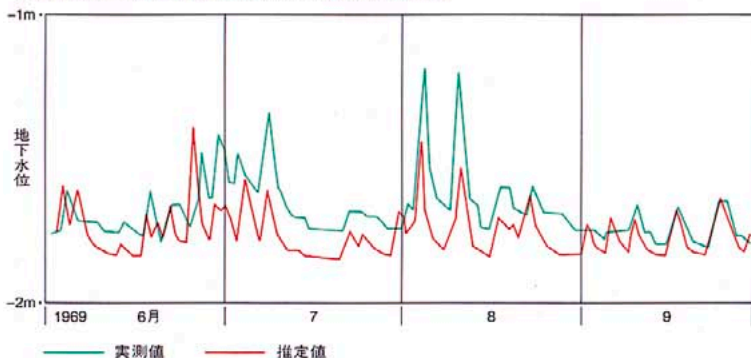
まう。そのため、地下に浸透していく雨水は森林の3分の1ほどの量にしかならない。また地下に浸透しなかった分は、河川の洪水流量の増加となって現れてきます。

そしてもう1つ、芝生の方には、除草剤や肥料がまかれますから、そうした薬が地下に浸透していきます。その結果、浸透する水の量が3分の1ぐらいに減っているところに薬が入っていくわけですから、水質がぐんと変わってしまいます。結局、湧水量もぐんと減ってくるし、その水質も悪くなるので、いろいろな問題がおこってくるわけです。

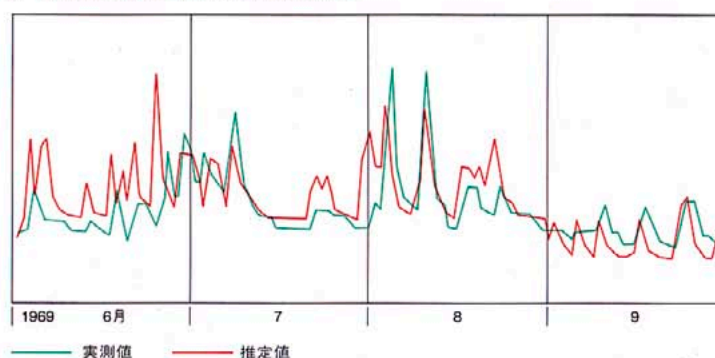
火山山麓の開発と地下水の問題では、まだまだたくさん問題があります。また八ヶ岳山麓は、現在でも、開発計画が目白押しに並んでいますから、今後もこの種の問題は、いろいろな形で起きてくると思いますが、それはまた、別の機会に取り上げていただければと思います。

図10 - 八ヶ岳西麓における水田からの漏水と地下水位の推定

A-降雨係数と地下水位低下率のみからの地下水位の推定



B-水田からの漏水を加算した地下水位の推定





# 八ヶ岳東部地域の土壌

梅村 弘 = 元長野県中信農業試験場長

八ヶ岳とその周辺域は、典型的な内陸性気候を示し、気温の年較差が大きく、降水量は比較的少ない。地域の標高は、はば700mから2,900mにまで達し、植物帯は山地帯下部から高山帯にわたる。地層・岩石類は、古生層から第四紀の火山噴出物を主体としたものまで幅広く分布し、地形も複雑である。このため、土壌は変化に富み、それらの分布状況もまた多様である。ここでは、八ヶ岳東麓から千曲川東側の秩父山地西部までの地域、行政的には長野県南佐久郡にあたる地域を対象に、土壌分布とその性質、高冷地畑作土壌の問題などについて概略を述べる。

## 土壌の種類と特徴

八ヶ岳山麓では、山地土壌については林野庁と長野県林務部により、農耕地土壌については長野県農業試験場により調査・分類されてきたが、その後、経済企画庁総合開発局により全国的な規模での国土調査（土地分類基本調査）が実施され、長野県においても、1975年に土地分類図（土壌図）が作成された。

このときの調査では、山地土壌も農耕地土壌も、一貫した自然分類体系に基づいて表1のように分類されている。図1は、表1に示した土壌統群を用いて分類された八ヶ岳東部地域の土壌図で、この地域には8土壌群14土壌統群が分布する。図2および写真1は、これらの土壌統群の代表的な土壌断面柱状図および土壌断面のカラー写真である。なお土壌断面における層位名や土壌生成作用については、本誌、No.13『土壌』特集に詳しいので、それを参照して頂くこととし、ここでは省略する。

## A 岩石地

基岩が露出し、土層のみられない地帯。八ヶ岳山地の横岳、天狗岳、硫黄岳、赤岳の周辺と秩父山地の尾根筋に沿って点在する。

## B 岩屑土

生因的特徴の違いから高山岩屑性土壌と岩屑性土壌に分けられるが、この地域には、高山岩屑性土壌がみられる。

## 《高山岩屑性土壌》

森林限界以上の急峻な山頂あるいは山腹斜面

に分布し、A層・C層をもつ土壌。A層の発達には弱く、かつ浅い。一般には石礫質のものが多く固結岩の上のっているか、あるいはまた岩屑性堆積物に移行している。八ヶ岳山地の丸山付近のほか局所的に散在する。

## C ポドゾル

大陸の湿潤冷温帯の針葉樹林や針広混合林下に発達する成帯性土壌。表層の粗腐植層（A<sub>0</sub>層）の下に強度に溶脱した灰白色の漂白層（ポドゾル層またはA<sub>2</sub>層ともいう）と、その下位に腐植・水酸化鉄・粘土などの集積層（B<sub>2</sub>層）をもつのが特徴。日本は世界のポドゾル地帯より南に位置しているので、典型的なポドゾルは少ない。低地部では北海道北部に発達の弱いポドゾル性土がみられるが、山地部では本州西部でも高山のハイマツ帯や針葉樹林帯にポドゾル性土がしばしば発達する。生因的特徴の違いから乾性ポドゾル化土壌と湿性ポドゾル化土壌に2区分される。

## 《乾性ポドゾル化土壌》

山頂や尾根筋などの乾燥しやすい場所では、落葉の分解が悪くA<sub>0</sub>が発達して有機酸が生成され、土壌はポドゾル化を受けやすい。乾性ポドゾル化土壌は、主としてこうした場所に発達し、八ヶ岳では権現岳から天狗岳の岩石地に続く尾根筋に、秩父山地では南部の金峰山から御座山にいたる尾根筋に続く斜面上部に分布する。

## 《高山ポドゾル土壌》

筆者らが、金峰山の高山帯(2,590m)のハイマツ群落下で調査した花崗岩を母材とする土壌は、前記の乾性ポドゾル化土壌とはやや異なり、典型的なポドゾルの土壌断面を示した。すなわち、比較的厚いL層と粗腐植層（F-H層）の直下にはA<sub>1</sub>層が欠き、よく発達した明瞭な漂白層（A<sub>2</sub>層）と、B層における顕著な鉄・腐植の集積がみられた。この土壌の生成については、通常のポドゾル化作用を促す要因のほか、山頂付近の貧弱な植相と、地形が急峻で土性も砂礫質なため排水良好な点が大きく影響していると考えられている。この土壌は、垂直的成帯性土壌型としては高山ポドゾルに

属し、中部山岳地帯においては同様な傾向がみられる。

## 《湿性ポドゾル化土壌》

山地帯上部から亜高山帯下部にかけて、山頂または山麓の緩斜面に出現する。堆積腐植はH層またはH-A層の形態をとり、表層では還元的傾向が強い。深くまで腐植の浸透がみとめられる腐植型と、表層に多量の二価鉄が含まれる鉄型とに区分される。八ヶ岳では、丸山、茶臼山、縞枯山など比較的緩やかな山頂近くの平坦面に、秩父山地では、横尾山、小川山、金峰山、朝日岳、国師ヶ岳、甲武信岳の稜線に沿った緩斜面に分布する。

## D 褐色森林土

湿潤温帯の落葉広葉樹林ないしそれと針葉樹との混交林下に発達する成帯性土壌。堆積腐植は少なく、A層はよく分解して無機物と混合したムル型腐植によって暗色を帯びる。B層は酸化鉄により褐色を示し塊状構造が発達する。A・B・C各層位の層界は漸変し、溶脱層と集積層の分化が不明瞭なのが特徴である。褐色森林土は6土壌統群に区分されるが、この地域には4土壌統群が分布する。各土壌型は、局所的な地形に対応して分布し、植生との関係も密接である。

## 《乾性褐色森林土壌》

排水や風通しが良く、土が乾燥に傾きがちな尾根筋や山腹斜面上部に分布する。A・B・C層位をもち、主として黒褐色のA層から褐色ないし淡褐色のB層にやや判然と推移する。

## 《褐色森林土壌》

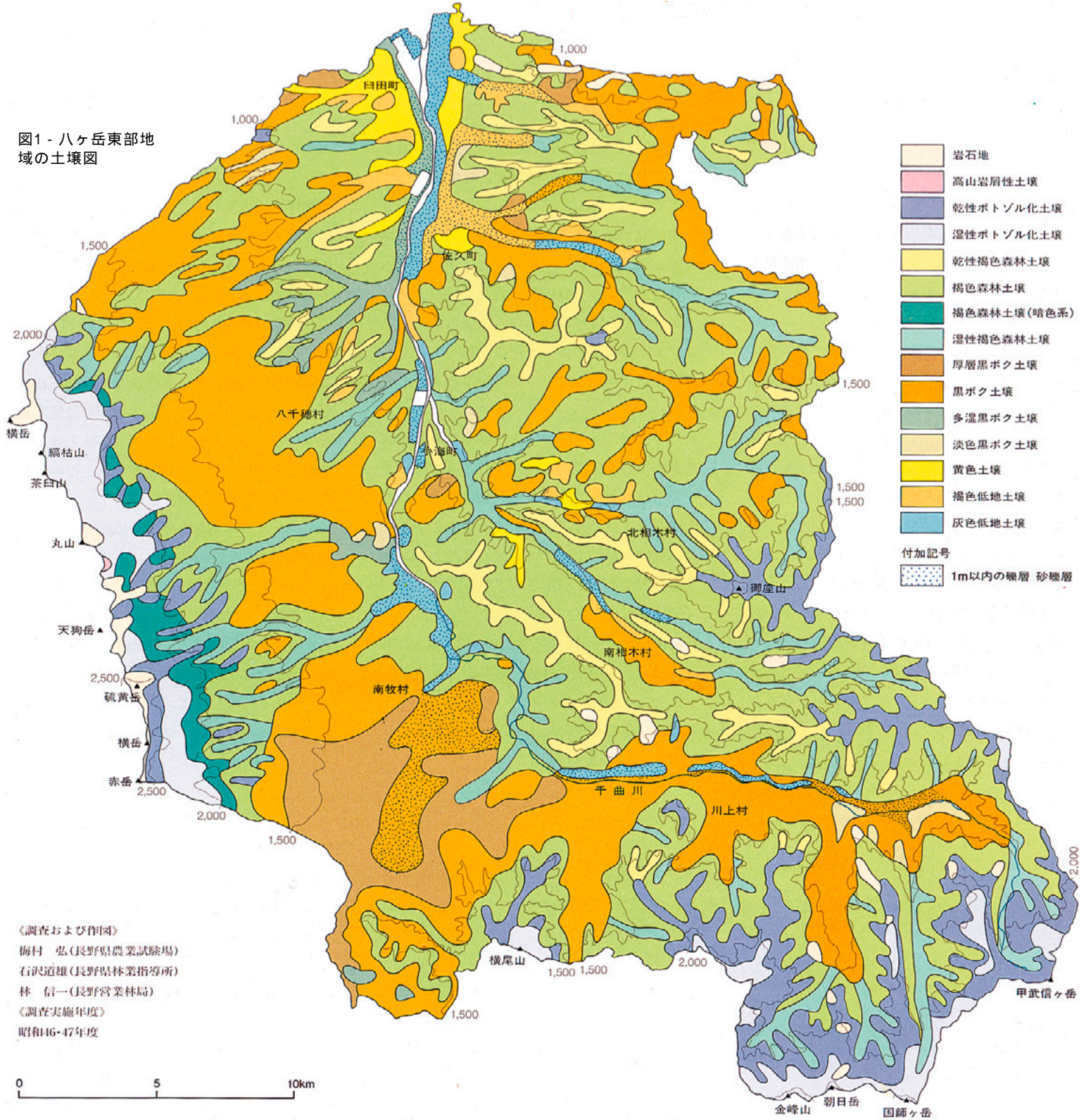
最も標準的な褐色森林土で、斜面の下部や広い緩斜地など、つねに地中水分に富む環境下に出現する。黒褐色で膨軟な厚いA層が発達し、褐色ないし淡褐色のB層に漸変する。地質条件に関係なく広範囲に分布する。

## 《褐色森林土壌（暗色系）》

褐色森林土のうち、腐植に富み暗色の表層土をもつもので、ポドゾル化土壌への漸移帯にみられる。主として八ヶ岳山麓の標高1,700~2,500mにかけての亜高山帯の山腹緩斜面や緩傾斜の尾根から斜面にかけて分布する。断



図1 - 八ヶ岳東部地域の土壤図



《調査および作図》  
 梅村 弘(長野県農業試験場)  
 石沢道雄(長野県林業指導所)  
 林 信一(長野営林局)  
 《調査実施年度》  
 昭和46・47年度

表1 - 国土調査における土壤分類表

土壤群	土壤統群	土壤群	土壤統群	土壤群	土壤統群	土壤群	土壤統群	土壤群	土壤統群
岩石地	岩石地	未熟土	風化火山放出物未熟土壤	黒ボク土	淡色黒ボク土壤	ポトゾル	乾性ポトゾル化土壤	灰色低地土	灰色低地土壤
岩屑土	高山岩屑性土壤		粗粒風化火山放出物未熟土壤		粗粒淡色黒ボク土壤		湿性ポトゾル化土壤		粗粒灰色低地土壤
	岩屑性土壤	黒ボク土	厚層黒ボク土壤	褐色森林土	乾性褐色森林土壤	赤黄色土	赤色土壤	グライ土	細粒グライ土壤
未熟土	残積性未熟土壤		黒ボク土壤		乾性褐色森林土壤(黄褐色系)		黄色土壤		グライ土壤
	粗粒残積性未熟土壤		粗粒黒ボク土壤		褐色森林土壤		暗赤色土壤		粗粒グライ土壤
	砂丘未熟土壤		多湿黒ボク土壤		褐色森林土壤(黄褐色系)	褐色低地土	褐色低地土壤	泥炭土	高位泥炭土壤
	火山放出物未熟土壤		粗粒多湿黒ボク土壤		褐色森林土壤(暗色系)		粗粒褐色低地土壤		低位泥炭土壤
	粗粒火山放出物未熟土壤		黒ボクグライ土壤		湿性褐色森林土壤	灰色低地土	細粒灰色低地土壤		黒泥土壤



面形態は褐色森林土に類似しているが、厚く堆積したA<sub>0</sub>層と脂肪状のH層がみられることが多い。

《湿性褐色森林土壌》

斜面下部の緩斜面，谷底の沢沿いの平坦地，台地上の凹地など水分の多く集まりやすい環境下に出現する。A<sub>0</sub>層はあまり発達しないが，F-H層を形成する場合もある。黒褐色の厚いA層をもち，暗褐色ないし灰褐色のB層に漸変する。

E 黒ボク土

火山灰を母材とし，腐植質の厚いA層をもち常帯性土壌。黒ボク土は，非結晶性のアロフェン（珪酸とアルミニウムが結びついた粘土鉱物）を主に含み，遊離アルミナ含量が高いのが特徴であるが，表1の国土調査による土壌分類表では，アロフェンを含まない非火山灰起源の土壌や，林業試験場で林野土壌の分類単位としている黒色土も含めてある。

黒ボク土の生成についてはまだ不明な点もあるが，一般には次のように理解されている。

中性ないし塩基性の火山性母材が高温多湿条件下で急激な風化作用を受け，珪酸や塩基類が流亡するとともにアロフェンや遊離アルミナが生成・集積する。一方，ススキやチガヤなど，根が地中によく蔓延するイネ科植物の旺盛な繁茂による有機物の豊富な供給，アロフェンの高い保水性に基づく土壌の湿り，アロフェンと遊離アルミナが微生物の腐植分解を阻止する作用など，一連の現象によるとされている。

黒ボク土は，腐植層の厚さ，腐植含量の違いによって8土壌統群に区分されているが，この地域には4土壌統群が分布する。またこの地域の黒ボク土は，標高1,400m前後より上部は林地や牧野となっているが，それより下部は主に畑地として利用されている。

《厚層黒ボク土壌》

腐植含量が10%以上ある黒色のA層の厚さが50cm以上あり，A層の明度・彩度がともに2以下の土壌。比較的傾斜の緩い凹地形面や傾斜下部に分布する。主に八ヶ岳山麓の南牧村や

川上村にみられるが，そのほか臼田町，佐久町，八千穂村などにも部分的に分布する。

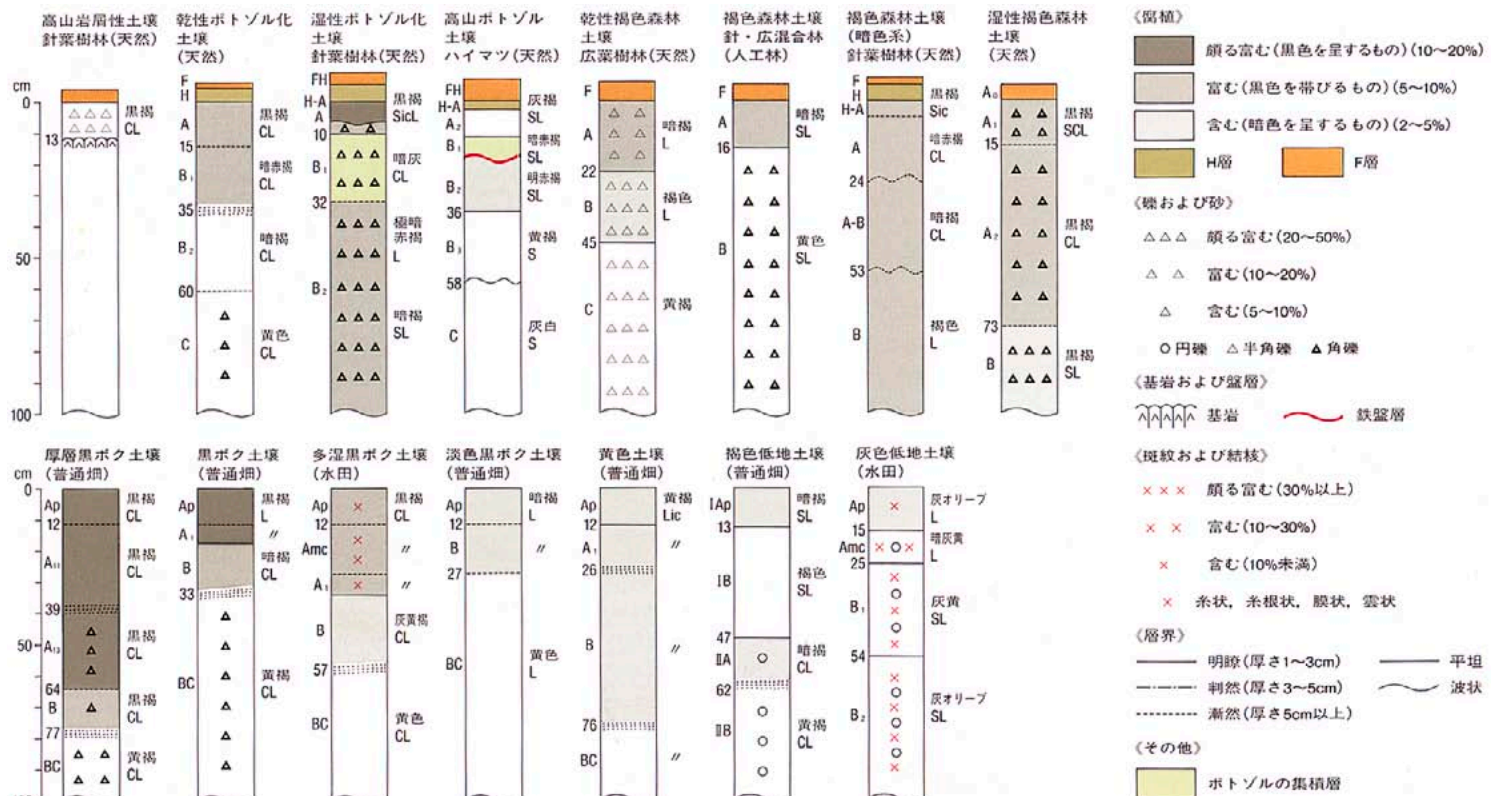
《黒ボク土壌》

黒ボク土の最も標準的な断面形態をもち，広範囲に分布する。一般に林地にあってはA<sub>0</sub>層の発達には弱い。腐植層の厚さは普通25～50cmぐらいで，明度・彩度はともに2以下，腐植含量は10%内外からそれ以上あるA層の上部は植物根に富み，特に未耕地では発達した根系がマット状をなしている。A層下部は通常最も暗色である。土性は細粒質で膨軟で軽く粒状構造をなし，土塊は砕けやすい。この土壌型は，南牧村や川上村を貫流している梓川の河岸段丘より標高が高い地帯に広く分布し，そのほか小海町，八千穂村，南相木村などにもみられる。

《多湿黒ボク土壌》

黒色のA層の厚さがほぼ50cm内外以上で，下層は灰色を帯び斑紋がみられる土壌。水田として利用されたために，灌漑水の影響を強く受けて鉄・マンガンの斑紋が形成されたもの

図2 - 八ヶ岳東部地域の代表的な土壌断面柱状図





であるが、開田後の年数が短いために斑紋の形成は一般に弱い。台地や河岸段丘上位面、あるいは丘陵地内の窪地などに分布する斑紋形成の弱い土壌も含めてある。

#### 《淡色黒ボク土壌》

断面形態は黒ボク土に類似しているが、黒色のA層の厚さがほぼ50cm以下か、または腐植含量が少なく(地表下50cmの範囲の平均で5%以下)、A層の黒味が薄い土壌。主として火山性台地や火山山麓などで地下水位の低い排水良好な地帯に分布するが、とくに傾斜地上部や凸地形の頂部など、土壌浸食を受けやすい地形面に多い。また農耕地では、近年の大型機械による深耕などで、黒ボク土壌から淡色黒ボク土壌への改変がみられる。

#### F 赤黄色土

更新世の温暖な間氷期に生成した古土壌。世界の湿潤亜熱帯の森林下では、腐植含量が低く、塩基と珪酸が流亡し、鉄・アルミニウムの酸化物に富んだ赤色土と黄色土が分布するが、赤黄色土の生成過程もこれと共通する。

赤色土と黄色土の違いは、局所的な内部排水の良否と母岩中の含鉄鉱物の量質の差によっている。B層の色が赤味をおびているのが赤色土、黄色味が強いものが黄色土で、この地域には黄色土壌のみが分布する。

#### 《黄色土壌》

一般には堆積状態がち密で、理化学性が悪く、完全な成層状態を示さないものがしばしば見られる。この地域では、臼田町、佐久町、八千穂村の丘陵地や段丘面にわずかに分布するだけであるが、八ヶ岳北麓には、御牧ヶ原、八重原台地に広く分布する。

#### G 褐色低地土

河川に運ばれて二次的に堆積した土砂や、水底につもった土砂が陸化し、土壌生成作用を受けてできた成帯内性土壌。沖積低地に分布し、全層あるいはほぼ全層が黄色ないし黄褐色を呈するのが特徴。同じ沖積低地に分布する灰色低地土やグライ土と比べると、褐色低地土は、概して排水良好で地下水位の低い地域にみられる。土性は重粘質から砂礫質まで

広範囲にわたるが、台地上の黄色土壌に比べると粗粒質の割合が高い。地下水位の変動や水田利用に伴う灌漑水の影響によって、断面中に斑紋や結核がみられることも多い。土性や礫層の有無などにに基づき褐色低地土壌と粗粒褐色低地土壌の2土壌統群に細分される。この地域には褐色低地土壌が多い。

#### 《褐色低地土壌》

比較的発達していないA層の下に、黄褐色の中粒～粗粒のB層をもっている。主な分布域は、臼田町、佐久町、川上村などの千曲川流域と千曲川に注ぐ支流の南・北相木村の沖積低地である。

#### H 灰色低地土

河川に運ばれて二次的に堆積した土砂や、水底につもった土砂が陸化し、土壌生成作用を受けてできた成帯内性土壌。沖積低地に分布し、全層あるいはほぼ全層が灰色ないし灰褐色の土層からなる。排水の程度は褐色低地土に劣り、変動する地下水の影響によって断面の主要部分が灰色化している。この土壌の生

写真1- 八ヶ岳東部地域の代表的な土壌断面写真

写真/梅村 弘・林 信一





成は水田利用と密接な関係があり、基質に鉄・マンガンの斑紋をもつのが特徴である。灰色低地土は3土壌統群に細分されるが、土壌図には灰色低地土壌として一括して示した。

#### 《灰色低地土壌》

主な分布域は、臼田町、佐久町、川上村などの千曲川流域と千曲川に注ぐ支流の南・北相木村の沖積低地である。

#### 高冷地畑作と黒ボク土

一般の農耕地に比べ標高がぐんと高く、従って気温の低い地域では、当然、作物の栽培期間や種類が制約される。八ヶ岳東部地域でも明治以降は林業と牧畜（仔馬の生産）のみが主産業であったが、1960年頃からは、この地域の標高800~1,400mの高冷地帯は、野菜の主産地として発展してきた。この背景には、食生活の改善に伴う野菜類の需要の増大や輸送手段の発達など社会的条件の変化があり、また低暖地に対する高冷地野菜作の有利性などがあるが、なによりも自然状態のままでは作物の生育に適さない土壌を積極的に改良して牧野を野菜畑に変え、粗放な耕作から集約的な営農経営へと進展させてきたことにある。耕作地へと変わった地域の土壌は、その大部分が黒ボク土なので、ここでは、黒ボク土の生産力について簡単に述べる。

#### 《黒ボク土の自然肥沃土とその改良》

黒ボク土は、孔隙率が70%前後を占め、仮比重は0.6~0.7、土性は細粒質で軽く膨軟で、粒状構造が発達し、通気・透水性も良い。このように物理的性質に優れるので、耕作は容易である。一方、化学的性質をみると、黒ボク土はアロフェンや遊離アルミナを多く含み、

これがリン酸を吸着するのでリン酸吸収係数が大きい。つまり有効態リン酸が非常に少ないのが特徴である。また酸性が強く、塩基にも欠乏している。このように黒ボク土は、養分含量が少なく自然肥沃度に劣るので、これを改良することが必要となる。

すなわち黒ボク土に対しては、石灰質資材や苦土を施して酸性を改善し、また多量のリン酸質資材や有機物（完熟堆肥）を施用して人為的に肥沃土を高めることが重要で、これにより、比較的短期間に牧野から高位生産畑に造成できる。こうして造成直後でも、ほぼ熟畑なみの収量を期待できる。

ただし、造成直後の収量は化学肥料の多量施用に負うものであって、この土壌の地力によるものではない。例えば、レタス畑では作物が必要とする可給態窒素量は、図3に見るように土壌100g中20~24mgである。この場合、30年以上の熟畑では、必要窒素量の約半分が地力窒素から供給されているのに対し、開畑3年以内の耕地では、その大部分を化学肥料に依存していて、地力窒素からの供給量は約2mgほどにすぎない。したがって黒ボク土の熟畑化には、土壌肥沃度を高めていく方策が必要となる。

#### 《リン酸の多量施用による肥沃度の向上》

黒ボク土の土壌肥沃度を向上させる化学的な改善方法としては、リン酸の多量施用をあげることができる。黒ボク土は、前述のようにリン酸吸収係数が大きく、有効態リン酸が非常に少ない。土壌中の有効態リン酸は、トルオーグ氏法により検出され、Truog-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>として示される。

表2は、高冷地黒ボク土のリン酸の性質を調べたもので、未墾地の有効態リン酸は100g中0.7mg以下と極めて少ない。しかし未墾地に隣接する熟畑では、耕地化に伴って有効態リン酸は確実に増え、またアルミ型リン酸が急激に増加している。100年以上の栽培歴をもつ熟畑では、有効態リン酸は8.40mgに達している。黒ボク土の場合、リン酸吸収係数が変わらなくとも有効態リン酸が多くなればよいのである。各種の試験結果をみると、リン酸の多量施用による土壌改良効果が最も顕著に現れる黒ボク土は、有効態リン酸3mg以下、アルミ型リン酸130mg以下、リン酸吸収係数/アルミ型リン酸15以上のものである。

さらにリン酸の多量施用は、地力窒素の出現という優れた効果を発揮する。このことは、試験圃における無リン酸区とリン酸多量施用区の実験例から、リン酸多量区では土壌中の無機態窒素が富化する事実によって明らかにされている。

《集約・多肥条件下の野菜畑とその問題点》  
八ヶ岳山麓では1965年以降、高冷地野菜の生産が急速に発達したが、その典型例は川上村にみられる。この村は昭和20年代までは所得が少なく過疎化が進行していたが、その後、広大な村有地の牧野を開畑し、レタス専作に取り組んできた。その結果、1985年時点では畑地面積は30年前に比べて3倍以上に増加し、レタスの作付けは1,500haに及んでいる。農業粗生産額は90.4億円に達しており、そのうちレタスは60.3億円で、日本中から出荷される量の1/8を占める。

表3は、川上村における1965年と1975年の農

図3 - 高温処理に伴う土壌窒素の無機化

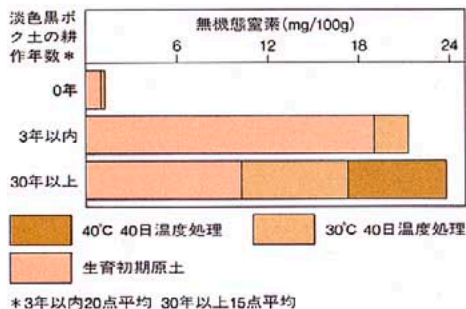


表2 - 高冷地主要黒ボク土のリン酸の性質

採土市町村	利用別	栽培年数	層序	厚さ (cm)	土性	PH (KCl)	リン酸吸収係数	Truog-P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g)	Al-P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g)	リン酸吸/Al-P
採土市町村										
南佐久郡南牧村	未耕地 耕地	0 22	1 1	0~39 0~36	LiC LiC	4.4 5.4	3,118 3,068	0.64 2.62	84.7 508.4	36.8 6.0
諏訪郡富士見町	未耕地 耕地	0 17~18	1 1	1~24 0~7	L SiCL	4.0 4.9	2,553 2,205	0.44 2.19	45.1 402.1	56.6 5.5
諏訪郡霧ヶ峰	未耕地 耕地	0 20	1 1	2~15 0~15	SiCL SiCL	4.2 4.2	2,672 2,633	0.59 0.73	69.9 174.2	38.2 15.1
上水内郡戸隠村	試験圃	100<	1	0~12	LiC	4.7	2,321	8.40	200.0	11.6



作物作付延べ面積である。この期間、川上村の農家率は変わらず逆に専業農家が増加し、一戸あたりの耕地面積は107aから219aに拡大している。そして表3に見るように、この間に樹園地が消滅し、水稻の作付け面積は19haに減少し、耕地面積の85.3%に野菜類が作付されるようになった。なかでもレタスの作付面積は1,080haに増加し、川上村の耕地面積の72%を占めるようになった。これは全国の作付面積の8.2%強にあたる。こうして粗放な耕作から集約・多肥の野菜作への転換が急速に進行した。1976年には、川上村の耕地面積は南佐久地域の約20%であるが、販売肥料では約34%を消費しており、レタス専作地帯の集約・多肥栽培の一端を示している。またこの間、マルチ栽培（ポリビニールによる地表面の被覆栽培）が普及した。こうした事態の進展に伴い、高冷地農業には新たな問題が生じてきた。すなわち単一作目の連作多肥栽培からくる品質の低下と病気の多発、そして土壌の富栄養状態の進行である。この地域では、1965年に土壌調査をおこなった地点の土壌について、11年目にあたる1976年に再調査しているが、その結果では、pH、電気伝導度、置換性石灰、置換性苦土、置換性カリ、硝酸態窒素、有効態リン酸はすべて著しい増加率を示し、なかでも置換性石灰と置換性苦土および有効態リン酸の貯蓄は著しく、土壌pHはアルカリ化の傾向が全域的に認められた。本地域では、黒ボク土のほかにも褐色低地土が野菜畑として耕作されているが、集約・多肥の段階では人為によって二次的に付加された養分供給能(人為肥沃度)が異常に

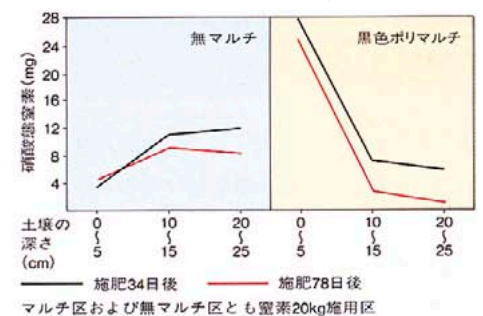
高く、土壌型の化学的性質はほとんど消去され、塩漬化に伴う土壌悪化の兆しが見られるようになった。畑地における地力培養は、一般的には有機物の多量施用を目安に進められているが、集約・多肥条件下のレタス作では、有機物の標準施用でも作柄を不安定にする。1976年の農家の聞き取り調査によると、37.5%の農家が有機物の標準施用で収量が減少している。これは、栽培期間中に硝酸態窒素が生成されるからで、これを解消するには、施肥に際して元肥を少なくすることが必要である。富栄養状態にある黒ボク土で実施した試験の結果では、無マルチ区では、窒素の施用量が10a当たり0~20kgの範囲では収量差は5%程度で少なかった。一方、マルチ区では無窒素区の収量が最も多く、窒素施用量が多くなるほど収量は減少し、種々の病徴が多発し、収穫率も低下した。マルチ条件下では地温の高まりが著しく、7月14日から8月21日までの平均気温は、無マルチ区に比べて、地表下5cmでは3.1℃高く、最高地温では3.1℃、最低地温では9.3℃も高く経過している。また硝酸態窒素は、窒素施用量が10a当たり20kgの場合、深さ0~5cmの位置で、施肥34日目にはマルチ区では無マルチ区の約9倍にも達し、施肥78日を経た収穫時でも約4倍と高かった。逆に深さ25~30cmの下層では、前者では約2分の1、後者では約4分の1と少なく、マルチ条件下では濃度障害の出現しやすいことを裏付けている(図4)。他方、レタス汁液中の窒素量を調べると、全窒素では無窒素区を除きほとんど差はみられ

ないが、硝酸態窒素は、窒素の施用量が多いほど、また同一施用量ではマルチ区が高かった。一方、カルシウムやマグネシウムは減少した。このように富栄養状態の黒ボク土では、窒素の施用量を多くすると、病気の発生が多くなり、変形球も増え収穫率が低下する。養分吸収量にも差が生じ品質が低下する。かつて、市場で問題となったムレ(萎れて商品価値を失ったもの)の発生の最大の原因は、野辺山産のレタスで追跡調査した結果では、生産地の過湿と窒素過多に由来していた。高冷地では、冬期間は作土層から下層までが凍結するために、この期間の塩基の溶脱がない。したがって、年間を通して土壌の富栄養状態が保持されるので、これを改善するには畑地の深耕がよい。一連の試験に併設した深耕区では、生育の経過が順調で収量も優り、品質的にも良品の占める比率が高く、また土壌養分濃度も明らかに希釈されていた。高冷地において大型機械を使った最も集約化の進んだレタス作を安定的に維持するには、作土下に硬盤ができないように注意し、土壌浸食を防ぐと同時に耕土層の拡大をはかるようにすることが大切である。また土壌の肥沃度の実態をよく把握し、富栄養化を防ぐとともに、ライ麦やクローバ類を裏作に入れた輪作体系を組み、有機物を畑に還元し、地力の維持培養に努めることが必要である。

表3 - 1965年と1975年における川上村の農作物の作付延べ面積 (単位ha)

地域	調査年度	水稻	麦類	雑穀	豆類	いも類	や菜	果樹	工芸農作物	桑	飼肥料作物	耕地利用率(%)	や菜		
													レタス	キャベツ	ハクサイ
川上村	1965年	160	18	8	31	35	538	0	1	46	216	134.3	175	62	174
	1975年	19	0	2	4	10	1,160	0	0	0	612	145.6	1,080	55	359
	1975/1965	0.12	0	0.25	0.13	0.29	2.16	0	0	0	2.83	1.08	6.17	0.89	2.06
長野県	1975/1965	0.86	0.06	0.24	0.35	0.56	1.27	1.16	0.49	0.66	0.44	0.82	4.42	1.20	1.47

図4 - マルチの有無と硝酸態窒素の動向





# 八ヶ岳の植生

柴田 治 = 信州大学理学部教授

本州中央部を南北に縦断するフォッサマグナ地帯は、植物地理学の上からも特異な地域とされているが、これは、この地域の地形的特徴に加えて旺盛な火山活動によるものと考えられている。これらによってもたらされる気象学的あるいは地質学的な環境要因が、植物の種分化の原因となり、特異的な固有種が分化する可能性が大きいからである。

八ヶ岳は、フォッサマグナの西縁に位置し、夏期には南寄りの風を、冬期には西あるいは北西風を正面からうける。しかし内陸性気候のために、夏の雨量および冬の積雪量は比較的少ない。植物にとってこれらの条件は、類似した規模の他の山岳に比べ、とくに冬期の環境が厳しいことを意味する。このことがまた、特異な種分化や寒冷気候起源の種を遺存させる原因ともなる。以下、図1に植生図を示し、八ヶ岳山麓の植生を概説する。

山地帯（海拔1,500mまで）の植生

山地帯の原植生は、低所ではミズナラ、コナラ、高所ではブナを主要素とした森林で、沢沿いなどの多湿地にはサワグルミを主要素とした夏緑広葉樹林が成立していたと考えられている。しかし現在ではブナ林は全く見られず、かつてのブナの分布域を示すように、山麓の山地帯に点在している2次林的なミズナラ、コナラなど、人手が強く入った後に侵入して2次林をつくりやすいナラ類の林分が比較的大きな面積を占めている。

ウラジロモミもかつては広く分布していたと思われるが、現在は大きな森林として成立している場所はなく、河川や沢沿いに小林分として分布しているのみである。なお諏訪大社御柱祭に神木として使われるのはウラジロモミで、八ヶ岳の南部山麓（美濃戸口）から伐りだされるものである。

山地帯上部には、コメツガ、サワラなどの常緑針葉樹が出現して混生しているが、コメツガは山地帯から亜高山帯にかけての岩礫が多い未熟土壌に林分をつくっており、その多くは尾根筋に成立している。

シラカンバは夏緑広葉樹に混じって点在して

いるが、シラカンバ林としてもみられる。シラカンバは陽樹で、生育には陽地を好むため、放牧地跡や樹木が伐採や山火事などで失われた跡地などに一斉に出現し、シラカンバ林をつくる。現在みられるシラカンバ林は、これらのいずれかの理由で成立したものである。しかし陽樹であるために、この林をそのまま放置すれば、後から侵入してきた樹種によって林床が暗くなるために、シラカンバ林は次第に衰退する。現在のシラカンバ林のいくつかは、このような経過を経て樹種の異なった森林に移行していく筈である。近年、シラカンバ林が観光資源として評価されていることもあって、観光地周辺のシラカンバ林は、下刈りなどの人工管理によってようやく維持されている場合が多い。

山地帯上部には常緑針葉樹のクロベも生育しているが、これは、コメツガ、サワラなどと混生しており、クロベ林と呼べる規模のものはない。夏緑広葉樹のサワグルミも、八ヶ岳南部の東山麓と西山麓に小さな林分をつくっている。

山地帯から亜高山帯下部にかけて、林分として特異的に多いのはカラマツである。これらのほとんどは、極度に人手が入った後に植栽された人工林である。カラマツは貧栄養土に植栽しても根つきがよく、成長が速いうえに管理の手間がかからないこともあって、一時期には山岳域の伐採跡にはカラマツが盛んに植栽された。このため現在の八ヶ岳のカラマツの植栽面積は、山地帯から亜高山帯下部の森林総面積の半分以上を占めている。

カラマツが植栽される以前には、アカマツ、スギ、ヒノキ、サワラ、ウラジロモミなども植栽樹種として用いられており、これらのなかには、現在は大きな森林となっているものもある。例えば、八ヶ岳南東山麓のウラジロモミ林である。他の樹種の植栽地も八ヶ岳の南部山麓に限られている。

草原には、イネ科、スゲ科などの禾本科植物を主要素とした自然草原と、適度に人手が加わった牧野とがある。前者は、森林伐採跡や

山火事跡を放置したときに出現したもので、その後は、牧場や採草地として利用されているために森林化が進んでいない。後者では、外国原産の牧草が積極的に導入され、管理されている。

このような人為圧が加わらなくても、火山灰土壌のために樹木の侵入は遅れる。このような土壌条件の所には、ススキが早い時期に侵入しやすく、そのまま放置されてススキ草原になっている所もある。またこのような草原は、種々の山地性草本植物の生育域ともなっている。この禾本草原は、八ヶ岳を囲んで山地帯上部に点在するが、東側山麓に多い。最近では、これらの草原でスキー場やゴルフ場に転用されている所がある。転用されずに牧野としての使用も中止された草原では、コナラ、ミズナラ、ズミ（いわゆるコナシ）などが侵入して、次第に森林化が進んでいる所もある。

亜高山帯（海拔1,500~2,500m）の植生  
亜高山帯植生の主要樹は、亜高山帯下部から中部では常緑針葉樹のシラビソ、上部ではこれにオオシラビソが混じってきて、亜高山帯林の大部分はこれら兩種で占められている。この帯の下部には、トウヒなどを混じえたコメツガ林もみられる。コメツガ林が岩礫の多い土壌に成立することもあって、この林床植生はきわめて貧弱で、尾根筋以外の林分でもコケ類に被われているのみである。しかしシラビソ - オオシラビソ林では、うす暗い林床にササ類が侵入していることが多い。

この帯にみられるカラマツ林は、なかには植栽されたものもあるが、ほとんどが天然林である。全国各地に植栽されているカラマツのルーツは、これらの天然林である。これらは植栽カラマツ林よりも立木密度が小さく、樹高、胸高直径のいずれも大きい。

夏緑広葉樹のダケカンバは、亜高山帯樹種として常緑針葉樹の間に点在している。しかしシラビソ、オオシラビソの生育限界高度である亜高山帯上部ではダケカンバの立木密度が大になり、シラビソ - オオシラビソ林に接して幅の狭い帯状のダケカンバ林をつくる。赤

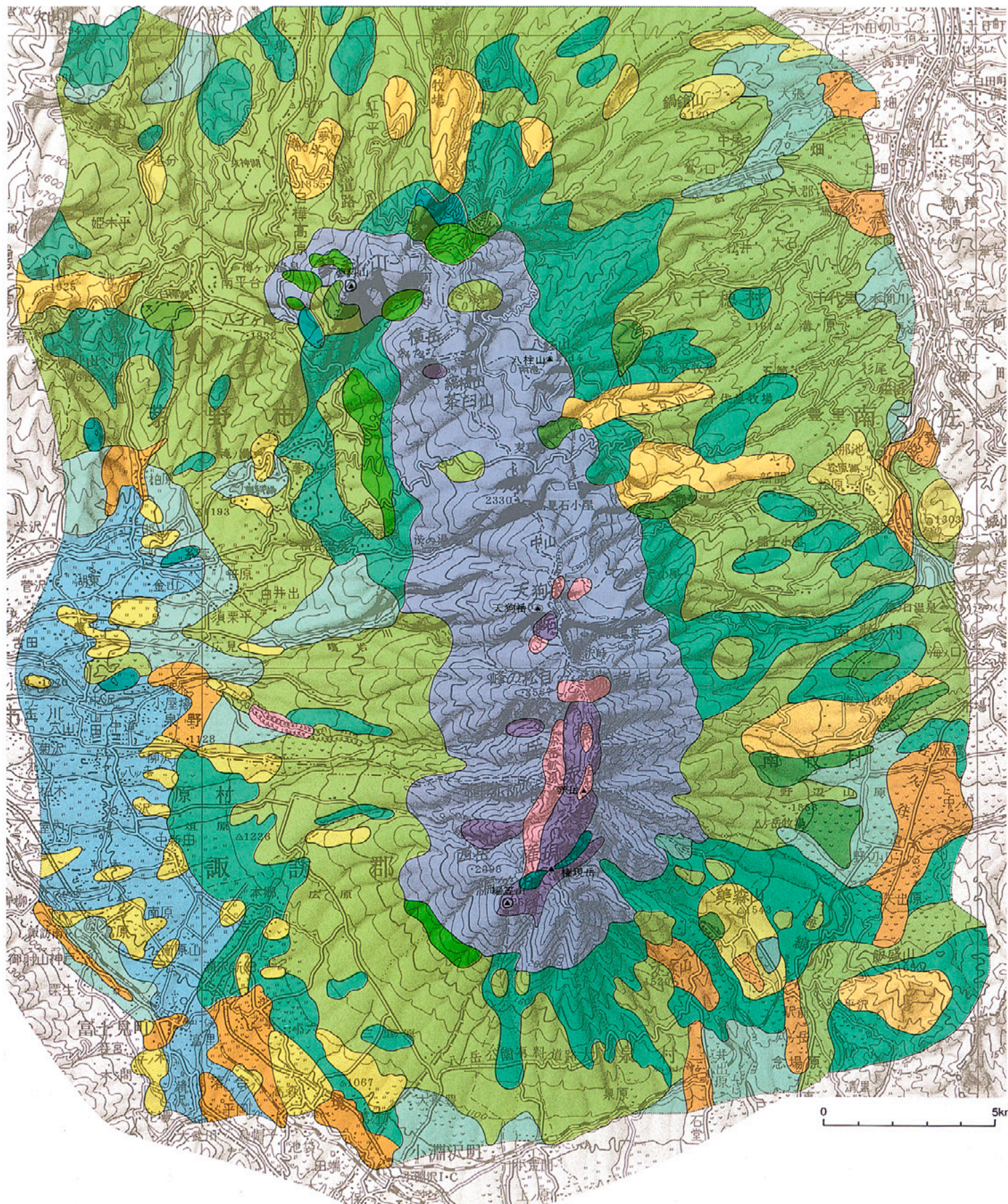




[天然記念物緊急調査「植生図・主要動植物地図、長野県・山梨県」、文化庁、昭和49年]をもとに作成。

図1 - 八ヶ岳の植生図

地形図は国土地理院発行20万分の1図「長野」「甲府」を使用。





岳から編笠山にかけての稜線の南東側山腹には、これがよく発達している。ただし気象条件が厳しいために、樹形は矮性で、自然樹高は低い。

八ヶ岳の亜高山帯常緑針葉樹には、これら以外にきわめて特異な希産種が知られている。ヤツガタケトウヒ、ヒメバラモミ、ヒメマツハダがそれで、いずれもトウヒ属である。後の2種は、八ヶ岳以外では南アルプスのきわめて限られた山岳にも生育しているが、ヤツガタケトウヒは、八ヶ岳の西岳東斜面にしか生育していない固有種である。この西岳東斜面には、海拔1,000mから2,000mの間にこれら3種が互いに分布高度を少しづつ変えながら生育している。西岳のヤツガタケトウヒ林は、学術参考保護林に指定されている。

亜高山帯上部でも、風当たりが強くなく、地形的に土壤水分が多い場所では、ダケカンバも生育するが、高茎草本群落がよく発達し、いわゆるお花畑をつくる。ヤツガタケアザミは、このような群落中で発見された種で、八ヶ岳固有である。

一般に樹木は、種類によって異なった寿命があり、樹齢がこれに近くなると樹勢は次第に弱くなり枯れていく。そのような樹木の下には、すでに次世代の幼樹が育っている。これが森林内でおきた時には、上層の樹冠が枯れ始めて太陽光が林床まで届くようになるので、幼樹はこの太陽光をうけて急速に成長を始め

る。このような大きな世代交代(更新)は、森林内の1本の木が枯れただけでも、そこに生じた光空間でおきている多数あった幼樹も、最後には1本だけが林冠部分の空所をうめるように成長していく。森林内では、通常このような更新がさまざまな場所で、何の制約もなしに行われている。

ところが八ヶ岳のシラビソ・オオシラビソ林では、このような更新が山腹の水平線上で一斉に行われており、その様子を遠方からでも見ることができる。葉を落として立ち枯れた木の膚は白っぽくなるので、生木の樹冠で緑色をした山腹の間に、これらの立ち枯れた部分が白い水平の条として見えてくるからである。山腹のこの白い条はほぼ等間隔で、普通は2~3本、多いときには数本みられることがある。これが「縞枯れ」と呼ばれている現象で、規模の違いはあるが八ヶ岳連峰のすべての峰の山腹でみられる。縞枯山は、八ヶ岳のなかで縞枯れが典型的にみられる山で、その山名もこれに由来している。「縞枯れ」については後述する。

高山帯(海拔2,500m以上)の植生帯からみれば、高山帯植生と呼べるようなハイマツ林や高山性草本群落が現れてくるのは海拔2,600mより高所であり、これより低所は亜高山性のシラビソ・オオシラビソ林である。ただし海拔高度は低くても、山頂や風通しの良い山の稜線などの風衝地には、ハイ

マツが生育している。八ヶ岳の西斜面は、日照条件が良い上に土壌は乾燥しやすく、岩石の土壌化も進みにくい。亜高山であっても環境条件がこのような厳しい場所では、本来は高山性とされる植物群落がみられる。地形的には、谷風や山風の通路となる谷の上部である。

八ヶ岳で、ハイマツが林分をつくるのは赤岳から編笠山にかけての連峰南部の山域で、北部の山にはみられない。北部の山々と同じ規模の編笠山でハイマツ林がみられるのは、この山が八ヶ岳連峰最南端にあって、卓越風の影響を最も強く受けていることによるのであろう。低所であっても風衝地の植物は、風によって葉温を低下させ、さらに強制蒸散させられることで、高山環境に相当する厳しい条件にさらされているからである。

一方、権現岳周辺には、本来は亜高山性のダケカンバ林が成立している。ダケカンバは、シラビソやオオシラビソよりも耐積雪性・耐凍性が大きい上に、崩壊地跡のような不安定土壌に先駆的に定着できる性質をもっていることによる、と思われる。

高山草本としては、他の山岳でみられる種のほとんどが生育しているが、ヤツガタケキンポウゲ、ヤツガタケナズナなど、希産種や固有種も多数生育している。同様に分布地が限定されている種として、ウルップソウ、ツクモグサがある。特にウルップソウは、北海道

写真1 - 亜高山帯針葉樹林の縞枯れ現象

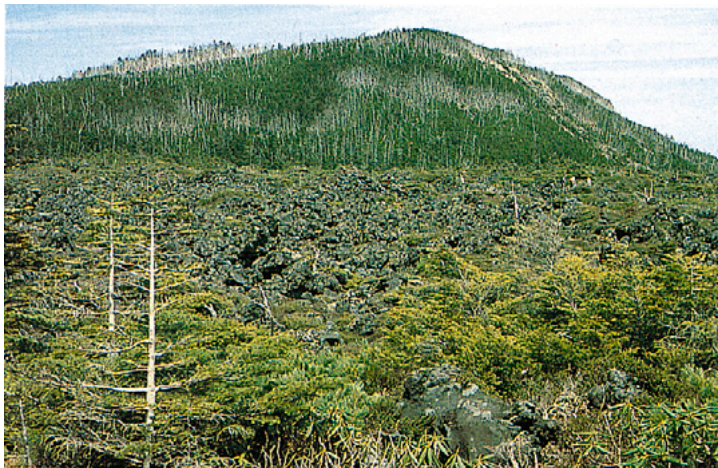
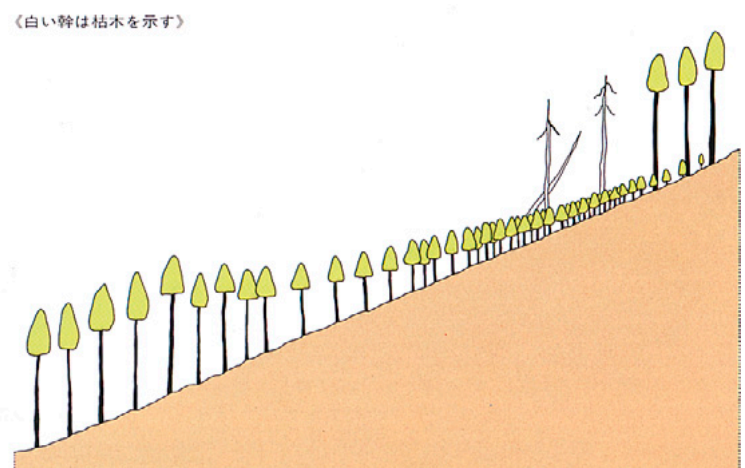


図2 - 縞枯れの断面模式図





の山岳には広く分布しているが、本州では八ヶ岳と北アルプスの白馬岳の2山岳のみに隔離分布している。ツクモグサと共に、氷河期の遺存種と思われる。1985年にツツジ科の未知の小灌木がわが国では八ヶ岳で初めて発見され、ウバウルシと命名された。この種は、北アメリカのロッキー山脈とヨーロッパ北部の山岳に隔離分布している。

八ヶ岳の峰々はすべて火山活動によってつくられているため、山頂付近は周囲が険しい岩壁に囲まれ、これの下部はガレ場になっていることが多い。岩壁・岩隙植物は、山岳環境の中でも水分条件がとくに厳しい、このような岩壁や岩の割れ目の僅かな土壌を生活の場としている。この岩壁の南側は、日照条件は良いが乾燥しやすい。このような条件の所には、チシマギキョウ、チョウノスケソウなどが生育している。北側は日陰で湿気が多いため、コケ類、シダ類、またミヤマダイモンジソウ、イワヒゲのように陰湿環境を好む種が多い。

#### ササ類の分布

ササ類は、気象環境と土壌条件がとくに厳しい山頂周辺を除いて、八ヶ岳全域に生育している。林床の暗い常緑針葉樹林では群落としての発達は悪いが、疎林や夏緑広葉樹林のように明るい林床では良く発達したササ群落をつくっている。亜高山帯に点在している禾本草原も、現存量では、ササ類の方が他の草本類よりも大きい場合が多い。これは、ササの地下部量が大きいためで、禾本草原のほとんどは潜在的なササ草原といえる。

植物の地理的分布は、原則的には冬の気温によって決まる。ただし、冬の積雪が保温効果をもつため、植物の越冬形態（積雪上や積雪中あるいは地表や地中）によって、この温度の生物的效果は異なってくる。ササ類には、越冬芽を穂の上方につけるものと地表際につけるものがあるが、この性質の違いが、最大積雪量と関係してそれぞれの分布域を変えることになる。

山岳の積雪量は、一般に山麓域で少なく山腹

で多くなるが、山頂近くでは風速が大きくなるので卓越風側で、つまり日本では多くの場合山頂付近の西側では、積雪量が再び少なくなる。八ヶ岳北部のササ類は、このような積雪量の高度的変化に対応するようにすみ分けしている。すなわち山地帯から亜高山帯の海拔1,900mぐらいまでは、短穂で地表に接した節に越冬芽をつけるミヤコザサ、これより高所の草原やシラビソ オオシラビソ林内では、長穂で地表から離れた節に越冬芽をつけるスズタケが分布する。この地域の斜面上部の稜線海拔2,250mには、坪庭と呼ばれる風衝地があり高山植生が成立しているが、ここには短穂で地表際の節に越冬芽をつけるシナノザサが生育している。しかし雪の吹き溜まりが得意な地形の所には、スズタケが生育している。これらササ類の越冬芽は、冬には、各々の生育地で常に積雪中にあって、決して雪面より上に出ることはない。

#### 縞枯れ

亜高山帯常緑針葉樹林の縞枯れ現象は、わが国では、中央アルプス、南アルプス、秩父山地、日光山地などでも知られているが、いずれも規模は小さい。八ヶ岳の縞枯れは、規模が大きく典型的な縞を描くこともあって、古くから研究者の興味をひいてきた。これらの縞枯れ現象に共通していることは、すべて亜高山帯の南から南西斜面でみられ、その地方の卓越風の方向と一致していることである。また外国では、ツガ林でも縞枯れ現象がおきると報告されているが、わが国ではシラビソ林あるいはシラビソ オオシラビソ林でみられている。

八ヶ岳の縞枯れた森林内の様子を図2に示す。斜面上方は、樹高に比較して樹冠の小さいほぼ等樹高の生木帯であるが、これの下方林縁には立ち枯れ木や倒木があらわれる。生木帯の林床にはシラビソやオオシラビソの実生幼樹が散生しているが、立ち枯れ木の林床では幼樹の立木密度がきわめて大きい。斜面を下がるにつれて幼樹の密度は小さくなり、樹高は次第に高くなる。立ち枯れから30mぐらい(平

均的な値で50mぐらいの所もある)下方で最大樹高になるが、縞枯山におけるそれは6m前後で、縞枯れをしないシラビソ林の樹高(10数m)よりも著しく低い。この最大樹高の生木帯は斜面下方に60~90mの幅があり、これの下方林縁には、再び立ち枯れ木があらわれてくる。この断面図では、縞枯れの縞は、シラビソあるいはオオシラビソがほぼ同一高度で一斉に天然更新した跡であり、この縞が次第に上方に移動していくことが示される。多くの研究者の調査結果では、縞は年ごとに2m弱上方に移動しているという。

#### 《縞枯れの原因》

縞枯れの原因としてこれまでに報告されている考えには、次のようなものがある。

(a)山岳域の卓越風は樹木の形を変えてしまうほど大きな影響があり、高木になるほどこの影響を強く受ける。岩礫地に育って蒸散過多となった樹木は、水分供給のバランスがとれなくなる。

(b)林縁部の樹木は強い卓越風にさらされるために、物理的な落葉が多くなり、岩礫地の樹木は風にゆすぶられて根を損傷する。

(c)立ち枯れ木の樹齢は70~100年であり、シラビソの寿命にほぼ等しい。

(d)立木密度が大であるために、成木の下枝は被陰されて枯れ、着葉枝は幹の上部で比較的小さな樹冠をつくる。このため、個体維持に必要な同化産物量が得られない。

(e)ツガは、抗病性のあるN-化合物を生産することで微生物による病害から逃れている。しかし大きく成長したときには、土壌-Nが相対的に欠乏してこの忌避物質を十分につくれないので耐病性が低下する。

最後の考えは、外国のツガ林の研究からえられたもので、シラビソやオオシラビソでも同様であるか否かは調べられていない。立ち枯れには、多分、これらの複数が要因として関係していると思われる。しかし、これらの考えは、ほぼ同一高度に生育している樹木で一斉に更新がおきる理由を説明するものではない。今後の課題であろう。