

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」「ハヶ岳東部」「御所平」を使用。＞

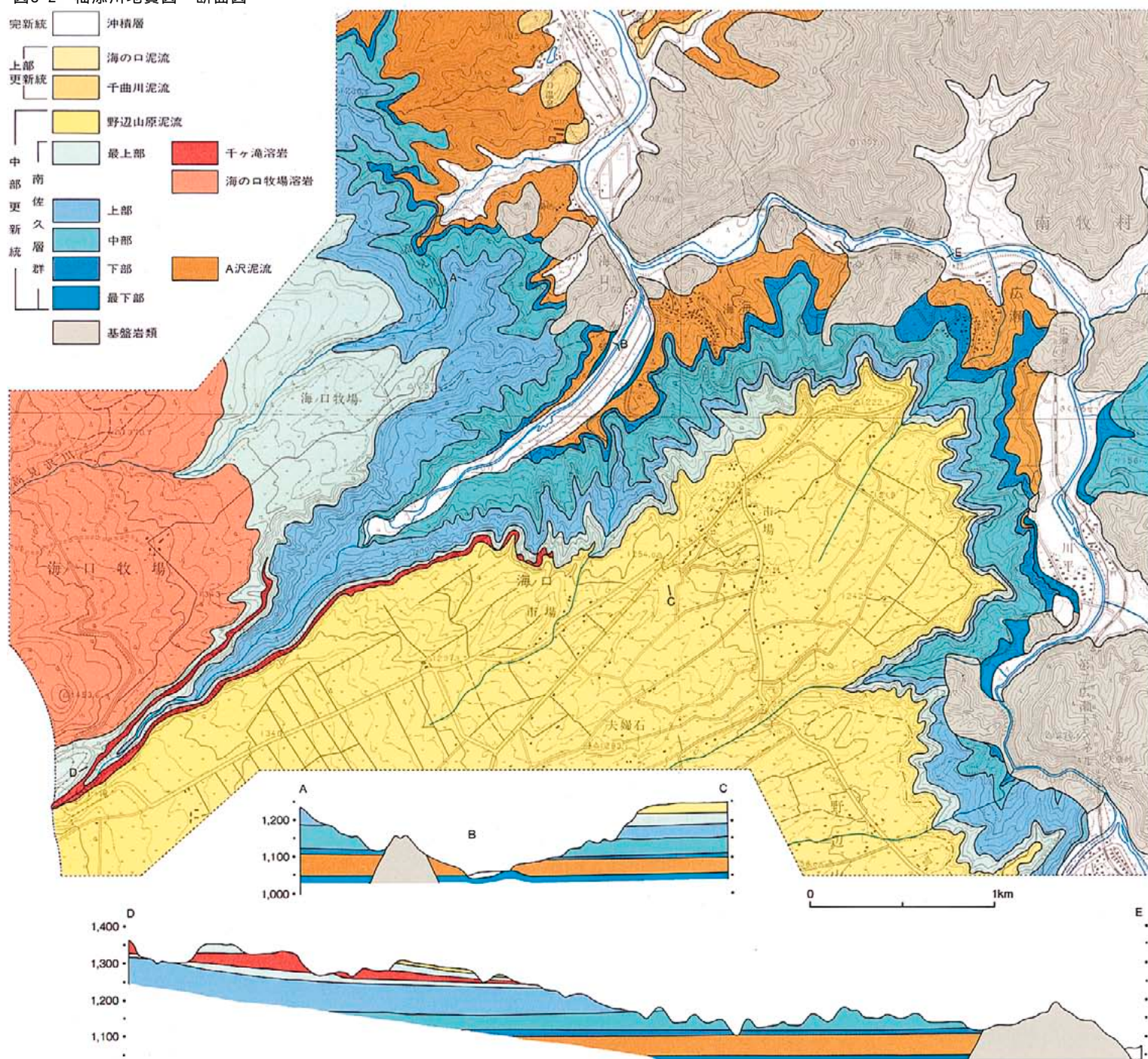
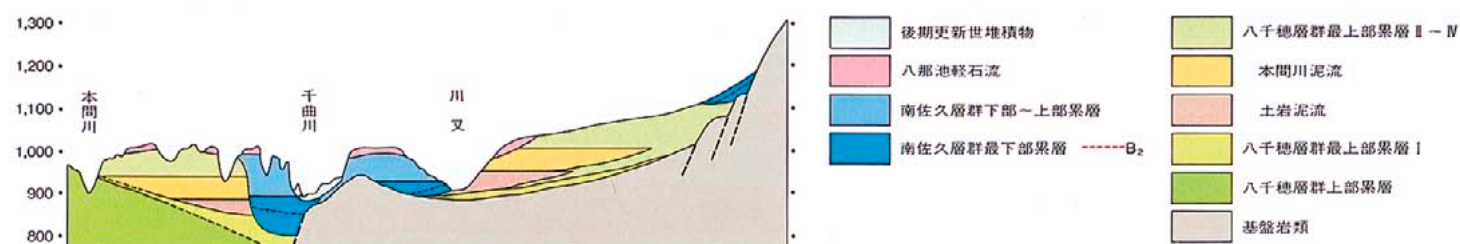


図3・3 - 川東地域地質断面図



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ます。

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ます。

また、この地層の上にのる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べます。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、前時期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のブロックは、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、湖の底や側面のををひっかき回して、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ー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ても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鑑掛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ます。

またこの時期には、湯川付近には軽石を多量に含む二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。さらに高入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ます。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・大月間および鎰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には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になります。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。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

《古阿弥陀岳の大噴火と山体の急成長》

《南西麓における広い湖盆の発生》

《蕤崎岩屑流》

URBAN KUBOTA NO.33 | 21

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。

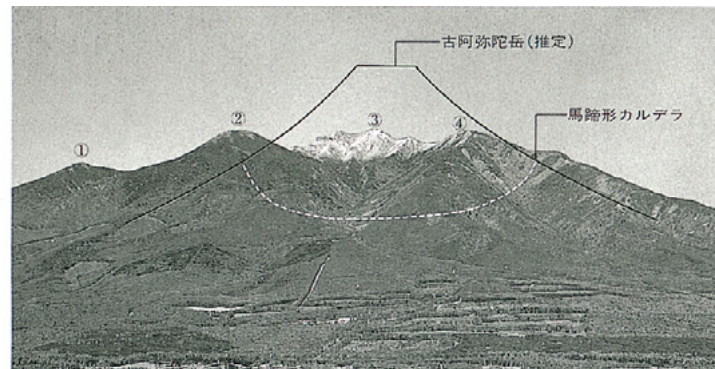
こうした研究成果は、葦崎岩屑流をもたらした大崩壊を考える上で非常に参考になりました。すなわち、古阿弥陀岳はその前の時期に急速に成長して山頂部に急峻な地形をつくっており、しかも成長した火山体上部をつくる阿弥陀岳溶岩類は、南八ヶ岳山体とは非整合関係で接しています。その上、大崩壊の兆しは濁川泥流や大門川泥流の発生にあらわれており、火山体上部の地形は著しく不安定になっていたものと思われます。こうして、普段なら余り目立たない何らかの火山活動が引き金となって、この大崩壊が発生し、山体上部には大きな馬蹄形カルデラが形成されたものと考えられます。

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関数も入れてあります。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、富士山のものと非常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ん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。葦崎岩屑流が、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》

葦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、葦崎台地の凹地にも湖成層が堆積します。ただし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^{たこうど}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^{あしだい}芦平から^{やな}八那池にかけて^{いけ}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^{かわまたがわ}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、^{あなやま}穴山溶岩類、^{おこや}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。

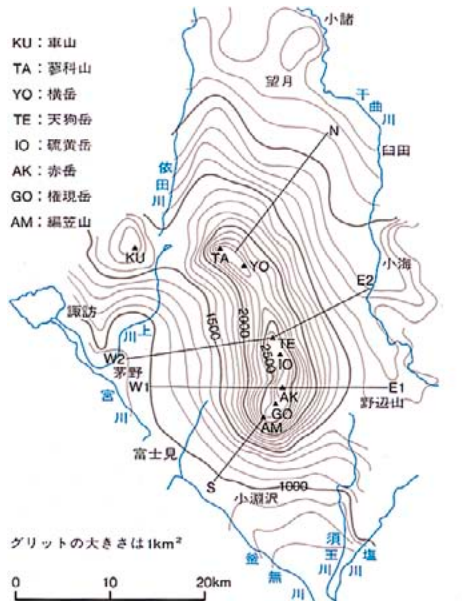
御小屋山溶岩類は、御小屋山スコリア層を非整合に被い、凝灰角礫岩、溶岩、火砕流堆積物からなります。この溶岩類の層厚は350m以上、御小屋山、阿弥陀岳の南山稜、立場岳の山体をつくっています。また柳川沿いの標高1,900~2,150mには、この溶岩類の下半部にあたる柳川火砕流が分布しますが、その層厚は40m以上に達します。

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、前時期からもの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、亜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

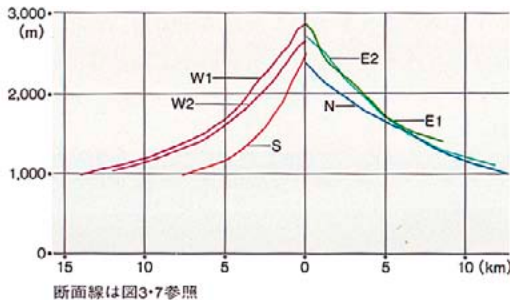
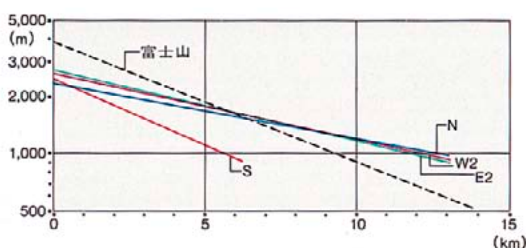


図3・9- 八ヶ岳山麓の斜面関数



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になります。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ると、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できて、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の大きさの凹みが、まず最初に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いうわけですから、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ると、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ると、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