

550.85(084.32)(523.52)[1:50,000](083)

5 萬 分 の 1 地 質 圖 幅 説 明 書

諏 訪

(東京一第23号)

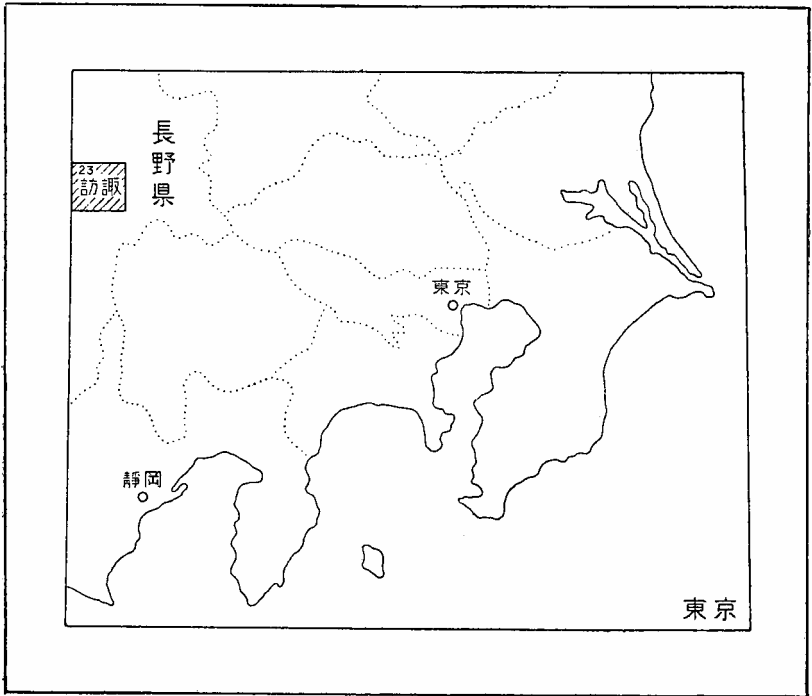
通商産業技官 沢村孝之助

通商産業技官 大和栄次郎

地 質 調 査 所

昭和 28 年

位置図



目 次

序 言	
I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 各 説	5
II. 2. 1 横河川変成岩類	5
(附) 蛇紋岩	7
II. 2. 2 古生層	9
川岸砂岩粘板岩	9
II. 2. 3 第三系	9
II. 2. 3. 1 守屋層	9
II. 2. 3. 2 第三紀火成岩類	12
II. 2. 4 第四系	21
II. 2. 4. 1 旧河成礫層	21
II. 2. 4. 2 諏訪湖周辺の火山	21
II. 2. 4. 3 霧ヶ峯火山	23
II. 2. 4. 4 蓼科火山	32
II. 2. 4. 5 北八ヶ岳火山	33
II. 2. 4. 6 八ヶ岳泥流層	34
II. 2. 4. 7 河成段丘礫層	34
II. 2. 4. 8 崖 錐	25
II. 2. 4. 9 沖積層	35
II. 3 地質構造	35
III. 應用地質	36
III. 1 概 説	36
III. 2 各 説	36
III. 2. 1 鉞 床	36

III. 2. 1. 1	金鉱床	36
III. 2. 1. 2	水鉛鉱床	36
III. 2. 1. 3	石膏鉱床	37
III. 2. 2	石材	38
III. 2. 2. 1	鉄平石	38
III. 2. 2. 2	黒曜岩	39
III. 2. 3	温泉および鉱泉	39
III. 2. 3. 1	温泉	39
III. 2. 3. 2	鉱泉	40
III. 2. 4	天然ガス	42
IV.	鉱物	42
IV. 1	和田峠産 柘榴石	43
IV. 2	上諏訪産 普通輝石	43
IV. 3	下諏訪産 普通輝石	43
IV. 4	岡谷市産 菱沸石	44
	文献	44
	Abstract	1

諏 訪

(東京一第23号)

序 言

当図幅地域の地質調査は1948年から1950年に亘って実施され、図幅東半霧ヶ峯を中心とする火山地帯は主として沢村が担当し、西半分古生層・第三紀層およびこれらに侵入した火成岩よりなる地帯は主として大和が担当した。

I. 地 形

本地域は諏訪湖を最低地とする高原地帯である。諏訪湖がかつて火口湖¹⁾と考えられたことがあるように、諏訪湖周辺には種々の火山噴出物が分布し、さらにこれらを覆って鷲ヶ峯・霧ヶ峯等の諸火山があり、火山地帯がその過半を占めている。霧ヶ峯火山の直接の基盤である諏訪湖周辺の火山の噴出物よりなる地域は、かつては多数の噴火口を持っていた火山地帯であるが、現在は地形には火山形態を明瞭に示すものはなく、わずかにその末期の活動である角閃石安山岩の小円頂丘が、川岸村高尾山(標高1,008m)を初めとして諏訪湖の周辺の諸処に突出し、火山形態の名残りを留めているに過ぎない。これに対しその後の霧ヶ峯火山等では、熔岩の分布がゞ地形と一致する熔岩台地があり、また爆裂火口がありというように、火山地形を明瞭に示している。霧ヶ峯火山は図幅東半部に散在する三峯山・虫倉山・車山・八子ヶ峯(東隣図幅丙)等よりなり、東隣図幅内の蓼科火山・北八ヶ岳火山とともに、いわゆる八ヶ岳火山群の北半を構成する。これらの霧ヶ峯・蓼科・北八ヶ岳火山は北西より南東に相接して並び、その順に新しく、かつ火山碎屑物の量を増し、火山活動は北西より南東に移動するとともに爆発性を帯びていたことを示し、この北端に位置する霧ヶ峯火山では楯状火山の特徴をよく示し、蓼科・北八ヶ岳としいに成層火山の特質を増している。また八ヶ岳火山群では一投に北東方に広く裾野を展開し、南西腹が急斜面をなすのと

著しい対照を示しているが、霧ヶ峯火山もまたその例にもれない。本火山は、ほゞ南北のきわめて狭い谷により分たれている三峯山・車山・八子ヶ峯の3地塊よりなり、さらに車山の北にほゞ東西の低地を距てて、それより北方に広大な裾野を展開する虫倉山がある。これら三峯山・虫倉山・八子ヶ峯は、地形的には東山を中央火口丘として、外輪山を構成するかのように見られるが、その地質を見ると外輪山と呼ぶには不適當で、複雑な火山生成史の過程に生じた地塊運動の結果と考えるべきである。

以上の火山地帯に対して、基盤である古生層・第三紀層・石英閃綠岩等よりなる諏訪湖北方の山地一帯は、古生層が急峻な山地を形成するのと、鉢伏山南西等に見られる断層崖の急峻な地形とを除いては、第三紀以降の削剝作用により一般に比較的平坦な山頂を持ち、起伏も少なく、霧ヶ峯・美ヶ原の熔岩台地とともに、信濃高原の中心をなしている。

また諏訪盆地はかつて2, 3の報文²⁾³⁾⁴⁾があるように1つの地溝で、両側には高さがやや対照的な断層崖がある。八ヶ岳火山の活動以前は、現在よりはるかに広大な面積を占めていたものであり、当時は水系も現在とは逆方向で、鉢伏山の溪谷より南流し、遠く甲府盆地におよんだもので、その後の八ヶ岳の激しい活動により噴出物がしだいに累積し、國有鉄道中央線富士見駅附近に新分水嶺を作り、水流は南進しえず、中央の凹地に集り諏訪湖となり、さらに水位を高め、ついに赤石山脈の北端であるいわゆる釜無山脈の一隅を破り、天竜川となって現在におよんだものと考えられる。

II. 地 質

II. 1 概 説

諏訪地方は東北日本と西南日本を断絶するいわゆる *Fossa Magna* の一部を占め、さらに西南日本を内帯・外帯に2分するいわゆる中央構造線も諏訪湖南方まで明らかにされており、その地質構造・岩石の分布・火山活動等きわめて錯雑している。中央構造線は遠く南方から、諏訪湖南方守屋山(図幅外)の南麓御堂垣外附近まで明瞭で、その延長は本図幅に入り諏訪湖に達し、*Fossa Magna* に切断されているものと考えられる。しかし御堂垣外以北は、守屋山を中心として第三紀層の堆積があり、さらに

本図幅に入っては第四紀の激しい火山活動のため、Fossa Magna の西辺と考えられる塩尻－韮崎線とともに、その噴出物下に埋没されており追跡は困難となる。

本図幅地域内は第三紀後の火山噴出物の分布が広く、図幅の大半を占めており、第三紀以前の岩層としては、岡谷市横河川上流に三波川結晶片岩に酷似し、いわゆる外帯のものと考えられる黒色片岩および緑色片岩の小分布があるほか、古生層が川岸村あらくら新倉以南の天竜川の西側に見られるに過ぎない。この古生層はいわゆる内帯のものと考えられるもので、伊那満俺⁵⁾を胚胎する古生層の東縁に当り、伊那地方では珪岩・粘板岩・砂岩の互層であるが、本地域では珪岩を欠き粘板岩・砂岩の互層である。

古生層堆積後長い削剝期間を経て、第三記の後半に至って本地域には海侵が行われ、図幅西南部守屋山附近・北西都鉢伏山・横峯・高ボッチ山等に分布する守屋層⁶⁾が堆積した。守屋層は下部は礫岩・砂岩・頁岩よりなり、上部は火山碎屑質の岩層よりなり、本間不二男により下部中新世と断定され、御坂層⁷⁾と同時代であることが確められている。守屋層下部は守屋山南方（図幅外）で古生層を被覆するといわれているが、図幅内では古生層とは断層で境している。この時代殊にその後半は火山活動が激しかったのが特徴であって、この活動は引続き下諏訪町とんぼ富部附近および萩倉附近、諏訪市しが四賀・鉢伏山北西あるいは和田峠北東の石英閃緑岩類の進入となり、さらに長地村北部より北方に広く分布する角閃石－複輝石安山岩の噴出まで、継続したものと考えられる。石英閃緑岩類としたものには、(1)変質輝緑岩、(2)細粒石英閃緑岩、(3)石英閃緑岩、(4)花崗閃緑岩等、塩基性の岩石から酸性の岩石に至る種々の岩石が区別される。進入の順序は(1)が最も古く、他は(2)、(3)の順序をとったようであり、(4)は(1)より新しいがそれ以外の岩石との直接の関係は不明である。しかし(4)が片理を示すことから、(2)、(3)より前ののものであろうと考えられる。以上はいずれも図幅内には岩体の一部が現出するのみであるが、そのおのおのは周縁部より中心部に近くなるに従って、しだいに粗粒となるほか、石理・構成鉱物にも変化があり異相が多い。

石英閃緑岩類と関連した半深成岩には、輝石玢岩・角閃石－輝石玢岩等があり、これらには主岩体である石英閃緑岩類の進入よりも前のものと、またおそらくはほぼ同時代と考えられるものがある。すなわち鉢伏山西南の東筑摩郡片丘材一帯のもの、下諏訪町落合附近のもの等は前者に属し、石英閃緑岩類の進入により著しい変質作用を

受けており、横河川西側の山腹のものは後者に属するものと考えられる。

また以上の横河川西側のものと酷似する角閃石－輝石玢岩が、ニッ山を中心として、北方は扉鉾泉(図幅外)まで広い範囲に分布している。本岩は種々の産状を示し、横河川上流では横河川変成岩を捕獲岩として包含する進入岩体であり、砥川支流赤澁沢では守屋層を覆う熔岩流となり、さらにニッ山山頂では集塊質の岩層となる等の変化がある。いずれも変朽安山岩化作用・曹長石化作用等を激しく受けているものである。

以上の火成活動の後、Fossa Magna の地帯には上部中新世および下部鮮新世の堆積、例えば北信層群⁹⁾等の堆積があったが、図幅内ではこれを欠除しており、第四紀の激しい火山活動まで本地域は剝削作用が進行し、その間わずかに川岸村新倉におけるように、古生層を覆い、第四記と考えられる複輝石安山岩、およびその集塊岩に覆われる旧河成礫層の小さな堆積があったのみである。

第四記の火山活動には、図幅東部に北北西より南南東にほぼ1線に配列する三峯山・鷲ヶ峯・霧ヶ峯・八子ヶ峯の諸峯よりなる霧ヶ峯火山と、この霧ヶ峯火山に覆われる諏訪湖周辺の火山の2つがあげられ、このほかに図幅東辺には蓼科火山・北八ヶ岳火山の一部が顔を覗かせている。このうち諏訪湖周辺の火山は火山形態が著しく破壊され、小断層が多く、局部的に激しく変質していること等から考えて、あるいは第三紀末に生じた疑いもあるが、確証がないため、一應第四紀初期の活動に係わるものと考えた。これはすでに本間不二男が指摘しているように、地殻変動による既存弱線に沿って、大小幾多の火山活動が、諏訪湖周辺より霧ヶ峯を経て大門峠におよぶ広大な地域一帯に、行われた結果生じたものであって、火山活動はその中心部にあらたに霧ヶ峯火山等が生じるとともに、衰退したものであろう。角閃石安山岩より玄武岩質安山岩まで、種々の岩型の熔岩を多量の火山碎屑物とともに噴出した。この火山活動に続いて霧ヶ峯火山・蓼科火山・北八ヶ岳火山等が北西より南東に相接して、この順に生成された。これらの火山においては、熔岩の分布は地形とよく一致するので、火山活動の時期は明らかに第四紀と考えられる。霧ヶ峯火山は車山を最高峯とする楕状火山で、石英安山岩より角閃石安山岩に至る酸性岩よりなる第1期熔岩類と、橄欖石－複輝石安山岩より角閃石安山岩に至る種々の岩型よりなる第2期熔岩類よりなり、玄武岩および酸性安山岩を伴う。

蓼科火山は本図幅地域内には、わずかにその基底を作る黒雲母－角閃石安山岩のみを

見せる。

この下部は厚い凝灰角礫岩よりなり、その上部に熔岩がある。北八ヶ岳火山も本図幅地域内には、その一部の北山熔岩と泥流層が見られるのみである。北山熔岩は累重する碎塊熔岩質の橄欖石-複輝石安山岩よりなり、火山碎屑物を含まず、東隣図幅内において蓼科基底熔岩を覆い流れている。泥流は本域では、むしろ扇状地堆積物様の状況を呈している。

これらの火山活動の終熄後、諏訪地溝を形成した断層活動があり、また温泉・鉱泉の湧出に関連ある断層活動が行われている。

II. 2 各 説

II. 2. 1 横河川変成岩類

諏訪湖北方岡谷市横河川上流に、黒色片岩・緑色片岩の累層よりなる結晶片岩が小分布する。本岩類はかつて山下傳吉¹⁰⁾・山崎直方¹¹⁾によりいわゆる三波川結晶片岩としてとり扱われ、またあるいは第三紀の変成岩と考えられたこともある。その後本間不二男はこれを後述の下諏訪附近の変成岩類と区別し、古生層変成岩とした問題の多い岩層である。今回の調査の結果によれば、その産状・変成度、ことに黒色片岩が三波川型のものに酷似すること等よりみて、やはりこれを古期変成岩とするのを至当と考える。これをいわゆる外帯に属するものとする時は、諏訪湖以北の中央構造線を解明するのに重要な手掛りとなる。本岩類は鉢伏南麓の基岩をなし、横河川上洗樽沢左岸より菅ノ沢・五百倉沢いおぐらの合流点附近を中心として、中沢・五百倉沢上流まで、水流に沿って露出する。合流点附近で守屋層変成岩と断層をもって境し、東へ黒色片岩層・緑色片岩層、再び黒色片岩層の累層よりなり、それらの片理は大略 N-S ないし N20° E に走り、ほとんど直立する。片理の方向に追跡すると黒色片岩層と緑色片岩層とは、漸移するのではないかと思われる傾向があり、この両岩層の相違を原岩石の相違に帰する時は、層理面と片理面とは一致しないものといえる。また両岩層中ことに黒色岩層中には、無数の滑面で示される小断層の発達が著しく、その中でも守屋層変成岩と断層をもって境する西縁部一帯は、激しい圧碎作用を受けている。

黒色片岩は石英・絹雲母および石墨よりなり、剝理性著しく、剝理面に沿って友黒色の絹糸光沢が見られ、緑色片岩に比べて複雑な小褶曲をなしている。絹雲母・石墨

の多寡により種々の外観がある。また石英のレンズを含むことも多く、これには幅10 cm にもおよぶものもあり、芋づる状に断続し、あるいは細脈状をなし、いずれも剝理面に平行に発達している。鏡下では外観の感じと異り、石墨の量は少なく大部分は絹雲母および石英よりなる。

石墨－絹雲母片岩 岡谷市横河川中沢

石墨が剝理面に沿って薄く発達し、灰黒色絹糸光沢を呈する。剝理面は複雑な小褶曲をなし、厚さ最大1cmにおよぶ石英のレンズが多い。

絹雲母・石墨および石英よりなり、副成分鉱物としては緑簾石と、きわめて少量の斜長石・ジルコンがある。

絹雲母は鱗片状で片理の方向に配列し、大きさ0.2mm内外の集合体をなし、一般に無色であるが時に淡黄緑色のものがある。粒状の波動消光を示す石英中に散点するものは、無色で明瞭である。石墨は褶曲の甚しい部分にことに多い。なお石英・斜長石は粒状の石英の間に斑状変晶となっている。

緑色片岩は主に緑泥石・緑簾石・透角閃石・陽起石・絹雲母、および石英・方解石・黝簾石・滑石等よりなり、これらの多寡により、緑泥片岩・緑簾片岩・緑泥－絹雲母片岩・緑泥石－陽起石－緑簾石片岩・緑簾石－緑泥石－透角閃石片岩・角閃片岩等に分けられる。角閃石類の多いものは剝理性が最も強く、剝理面には絹雲母が発達し、色調も黒味を帯びた緑色で黒色片岩に近く、緑泥質のものは淡緑色で剝理性が乏しく、緑簾質のものはその中間である。黒色片岩と移化すること前述の通りであるが、この場合緑泥質であって角閃石類を含み絹雲母の多いものが移化し、緑簾質のものは絹雲母を含むことが少なく、移化しないのが普通である。また黒色片岩は常に石英を随伴しているが、緑色片岩には石英は少なく、方解石を伴い、方解石の細脈が見られる。本岩には三波川結晶片岩に見られるような点紋を示すものは見られないが、一部ことに緑簾質のものは三波川結晶片岩に酷似する。

緑泥石－陽起石－緑簾石片岩 岡谷市横河川五百倉沢

緑色を呈し、やや軟弱な感じを與え、剝理面には絹糸光沢が見られる。緑簾石に富んだ部分は草緑色で、しばしば方解石を伴い剝理面に平行に脈状をなす。

緑簾石は0.1mm内外の柱状の結晶で、片理の方向に密に配列している。陽起石は青緑色長柱状の結晶で、大きさ0.2mm大のものが集って束状をなしていることが多

い。緑泥石はやや多色性のある緑色で0.1mm大、時に脈状をなすか鱗片状のものが片理の方向に発達する。副成分鉱物として少量の石英・曹長石が見られる。

緑簾石－緑泥石－透角閃石片岩 岡谷市横河川五百倉沢

淡緑色の部分と暗緑色の薄い部分よりなる緻密の岩石で、剥理性は著しくない。

肉眼的に暗緑色の部分は主として緑泥石と緑簾石よりなり、淡緑色の部分は主として透角閃石・緑簾石よりなる。透角閃石は微粒で不規則あるいは長柱状の集合物であり、緑泥石は脈状をなし、片理に平行、時に直角に発達している。緑簾石はこの両者の間に点在あるいは密集している。

角閃片岩 岡谷市横河川鈴川ノ沢

暗緑色細粒の脆い岩石で、片理は弱く、これを切って節理があり、節理面には方解石が発達している。

主として普通角閃石よりなり、角閃石は0.5mm大の半自形長柱状を呈するものが多い。多色性は著しく、淡褐色より褐色に変化する。周縁部は無色の透角閃石に移化している。副成分鉱物には脈状をなす緑泥石のほか、榭石・磁鉄鉱がある。

(附) 蛇紋岩

横河川東側で横河川変成岩と守屋層変成岩を境する断層の近くに、蛇紋岩の岩脈がある。この種の超塩基性岩は、構造線・断層等地殻の弱線に沿って分布しているのが一般であるが、本岩もその例にもれない。すなわち本岩は変成岩中の断層に沿って侵入したものと考えられ、さらにその後の断層活動によって、一部は守屋層変成岩と接している。幅5～20mの細い岩脈であるが、横河川変成岩の片理の方向、すなわち横河川に沿う断層の方向に3km余も連続しており、周囲の岩石との関係は、合流点附近・樽沢対岸等で良く観察される。

本岩はこの地方で“キノコ石”と称されるように、黄色ないし淡黄緑色美しいものと、これが黒色の粘板岩様の粘土鉱物よりなる部分と細かい縞状をなすものがある。前者は蛇紋石・温石綿・板温石以外は、少量の炭酸塩鉱物（方解石・霏石）が節理面に沿って見られるほか、部分的に硫化鉱物が散点するのみで、鏡下にも残存鉱物は認められない。

本岩の原岩石については、残存鉱物はないが、合流点下流約1km附近に頑火輝石の残存する蛇紋岩の轉石があり、もしこの轉石を蛇紋岩に関係があるとするならば、

原岩石は例えば頑火輝石橄欖岩のような、超塩基性岩類であろうと考えられる。

残存鉱物の存在しない本岩の蛇紋石化作用については、附近の守屋層・古生層とともに、本岩も当然圧碎作用を受けており、鏡下でも蛇紋石類が片状に配列することが認められ、歪力を受けていることを示し、また硫化鉱物が散点すること、繊維の長さが1~2mm程度のアメ色の石綿の脈がしばしば見られること、さらに蠟石化した部分があること等より鉍化作用の影響も考えられる。今かりに自己変成作用を1次的な蛇紋石化作用とするならば、その後の動力変成作用・鉍化作用等は2次、3次的のものと考えられ、残存鉱物が皆無であることも肯ける。

また蛇紋岩はそのきわめて少量が下諏訪町北方の守屋層変成岩中に断層に沿って分布する。本岩も原岩石との関係等は横河川に見られるものと全く同様で、所在不明の頑火輝石橄欖岩の相当大きな轉石1個がやや離れた所に発見されたのみで、守屋層緑色片岩が断層に沿って蛇紋岩化されたものか、あるいはこの頑火輝石橄欖岩が蛇紋石化作用を受けたものかは、露出が不良であるため断言できない。もし原岩が頑火輝石橄欖岩とされるならば、周囲の岩石が守屋層と考えられるだけに、その進入の時代については興味ある問題が起きてくる。

蛇紋岩 岡谷市横河川五百倉沢

黄色緻密の岩石で、1~2cmの暗緑部が球状をなして散点している。また黄鉄鉱も散点し2次的な鉍化作用を受けているようである。蛇紋石類の一部が平行に配列し、蛇紋岩がさらに歪力を受けている。肉眼的に球状部の核には方解石がある。金属鉱物は黄鉄鉱と磁鉄鉱が見られるが、後者は常に前者にとり囲まれており、結晶は大きい量は少ない。蛇紋石は多色性のない黄褐色を帯びており、網目構造を示す。これを貫いて温石綿の細脈が縦横に走っている。

蛇紋岩 岡谷市横河川鈴川ノ沢

全く橄欖岩に近い岩石で、割れ目に沿って方解石が発達する。黒色の縞が不規則に見られる。

複屈折の低い網目構造を示す蛇紋石・板温石と脈状の温石綿よりなる。本岩はリュウコキシンに変わっているが磁鉄鉱の多いのが特徴で、不規則の脈状をなし、また周縁が鋸歯状に入り込んだ形をなして散点する。蛇紋石は網目状のもののほか斑状変晶様ものがあり、これは波動消光を示すものが多い。2次的鉱物として滑石・緑泥石が

少量見られる。

II. 2. 2 古 生 層

川岸砂岩粘板岩

図幅南西隅の川岸村に木曾・飛弾の山地を構成する古生層の一部が露出するが、東北は諏訪湖周辺の火山の噴出物により覆われるので、分布は狭少である。この古生層の地質年代については、地域内および四近には化石の産出がなく、現在では飛弾山塊南部で発見されたフズリナの化石により、石炭紀のものと推定する以外の資料はない。

川岸村新倉以南の天竜川西側山地を構成する本古生層は、粘板岩を主とし少量の砂岩・珪岩よりなり伊那・東筑地方の珪岩を主とし輝緑凝灰岩・砂岩・石灰を挟むものとは異なる。走向の大勢は北東で、北西に傾斜するのを一般とするが、新倉西方塩坪では $N80^{\circ}E, 50^{\circ}N$ 、その西方の山頂では $N60^{\circ}E, 55^{\circ}S$ と多少の擾乱はある。しかしながらこの地方の古生層のうち中央構造線および *Fossa Magna* に最も近く露出する部分であるのに地層の擾乱・地塊運動等にさほど顕著のものはない。したがって例えば *Fossa Magna* の西縁を劃する塩尻―韭崎線等は、はるか東方に偏していると考えられる。

II. 2. 3 第 三 系

II. 2. 3. 1 守 屋 層

本図幅には、いわゆる信濃中部第三紀層の内、その下部の本間不二男によって命名された守屋層のみが現われ、(1)鉢伏・高ボッチ山およびニッ山附近、(2)守屋山北麓、(3)下諏訪町北部に露出する。(1)については本間不二男により、横河川支流樽沢より保存不完全な海棲化石が報告され、この累層の大部分は海岸近くに堆積された海成層と考えられた。また(3)のものは丹沢山塊中川附近における御坂層変成岩に酷似し、かつて山下博吉・山崎直方・本間不二男等により、あるいは三波川結晶片岩に対比され、またあるいは御坂層の変成岩と考えられたものである。今回の調査によれば、これは横河川変成岩とは区別され、守屋層の変成されたものとするのを至当と

考える。

図幅内の守屋層は礫岩・砂岩・頁岩よりなる下部と、凝灰質の岩層よりなる上部とよりなる。本層は諏訪湖南西守屋山(図幅外)附近では、直接に古期岩層を被覆するといわれているが、図幅内では古期岩層とは断層によって接するのが普通で、その状況は横河川上流右岸一帯でよく観察される。守屋層は第四紀火山岩類によって直接に被覆され、守屋層堆積後、この地方は長い間陸地として存在していたことがわかる。

礫岩は古生層の珪岩・粘板岩、稀に結晶片岩の亜角礫を含み、礫の大きさは5cm以内で淘汰作用は不良である。礫岩は上部に至るに従ってしだいに細粒となり、砂岩に漸移し、しだいに黑色頁岩との互層に移り変わる。砂岩の構成物は礫岩と同様に、珪岩・粘板岩・黑色頁岩よりなり淘汰作用は悪く、固結物質は石英・長石・珪岩粒である。また本層下部の上部には石英・長石粒のみよりなる灰白色砂岩層が1層ある。守屋層の上部は激しい火山活動による中性ないし塩基性の凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・集塊質安山岩等から構成され、これらのほとんどすべては変朽安山岩化作用を受け、いわゆる緑色凝灰岩と同様のものである。その噴火の中心は決定し得ないが、火山噴出物の分布等からみて、八ヶ岳・霧ヶ峯・美ヶ原を結ぶ第四紀の火山活動線が、当時においても1つの火山活動地帯であったらしい。

II. 2. 3. 1. 1 下諏訪町北部

ここの守屋層が分布する附近は断層群の発達が著しく、地質構造は複雑であり、さらに第四紀火山岩・河成礫層に覆われ、岩石の露出は良くない。守屋層は角閃片岩・粘板岩・進入片麻岩・ホルンフェルス等よりなり、断層に沿ってはミロウナイトが形成されている。これらは丹沢山塊のいわゆる御坂層変成岩に酷似する。角閃片岩等の緑色岩は中心部すなわち山吹城趾附近等に、残余の岩石は砥川沿いすなわち周縁部に、緑色片岩類を取り巻いたような形で露出する。一般に横河川変成岩のような顕著な剝理性を示すものではなく、わずかに剝理性を示すか、あるいは鏡下で鉱物配列が認められるに過ぎない。一部に剝理性の著しいものもあるが、分布は局限されており、断層あるいは岩脈の進入の影響によるものである。

この地区の結晶片岩様岩類は守屋層が石英閃緑岩類の進入により接触変質を受け、さらにその後の変動により生成されたものであって、ここに進入した花崗閃緑岩が圧碎されているのはこの考えを裏付けるものといえよう。

ホルンフェルス 下諏訪町注連掛東方

いわゆるヘレフリント様の岩石で、やゝもめた感じのある縞状の岩石である。縞は2~5mm程度で石英を主とする白色部、角閃石類からなる緑色部、黒雲母を主とする暗褐色部の3つの部分よりなる。最後者が量的には多く、前2者は相伴って現われる。副成分鉱物として燐灰石・リュウコキシン・磁鉄鉱・榑石および黝簾石がある。

角閃片岩 下諏訪町山吹城趾

緑色ないし淡緑色で剝理性がある。主成分鉱物は角閃石で、その他に石英・磁鉄鉱・燐灰石・榑石等がある。角閃石は柱状または粒状で、緑色を呈し多色性は余り著しくない。磁鉄鉱は微粒ではあるが線状に連り縞状をなす。

粘板岩 下諏訪町落合

黒色でわずかに緑色を帯びている。緻密やゝ軟弱であり、片理が著しい。明瞭に認められるものは石英・長石・陽起石で、これらと炭質物とからなる基質中にきわめて微小の黒雲母と思われる鱗状鉱物が散点している。

II. 2. 3. 1. 2 鉢伏・高ボッチ山・ニッ山附近

図幅内で守屋層上部・下部および変成岩が最も良くまた広範囲に分布する地域である。最下部層は横河川変成岩と断層をもって境して横河川上流に露出するミロウナイトを主とする変成岩類であり、この変成岩類と再び断層をもって境して守屋層下部の粗粒砂岩、砂岩・頁岩の互層があり、また高ボッチ山附近およびニッ山南方には上部の凝灰角礫岩・凝灰岩・集塊質安山岩等が分布する。また横河川に沿って玢岩が多く見られるが、これらには守屋層に岩床状に進入したものと、角礫を伴い熔岩流と考えられるものとの両者がある。

前者は灰緑色もしくは黝緑色、細粒ないし中粒の岩石で緑簾石を点紋状あるいは細脈状に含み、後者は淡緑色、角礫状の緻密あるいは斑状構造を示す岩石で、前者と同じく緑簾石が発達し外観では区別困難のものも多い。本岩層は鉢伏山西方で北西―南東、樽沢で北東―南西、横河川本流に沿っては南北の走向を持ち、高ボッチ山・横峯を中心として半ば盆状構造に分布する。しかし好露出である横河川の本流沿いと樽沢に沿っては断層、後期の火成岩類の進入・進出の影響による擾乱が基しく構造は適確には掴み難い。

II. 2. 3. 1. 3 守屋山北麓

この地区に見られる守屋層は、守屋山（図幅外）を中心として分布するものの最上部の凝灰岩の一部である。本岩は諏訪湖南部^{こなみ}湖南村南^{みなみ}真志野^{まじの}に露出し、緑泥石化作用を受け、変朽安山岩と区別困難な緑色凝灰岩で、高ボッチ山附近の守屋層上部のものと同様である。

凝灰角礫岩 湖南村南真志野

緑色を呈し、長石の斑晶が散点し変朽安山岩様の岩石である。変朽安山岩化作用を受けた安山岩の角礫、1mm大の斜長石の斑晶およびこれらの間を埋めて斜長石・緑泥石・方解石・リュウコキシソ・少量の燐灰石の集合物が見られる。

II. 2. 3. 2 第三紀火成岩類

第三紀火成岩類には、深成岩として石英閃緑岩類、半深成岩類として種々の玢岩類がある。石英閃緑岩類は守屋層を貫き、変質輝緑岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩等塩基性から酸性にわたる種々の岩質を呈し、またあるものはしばしば半深成岩様に移り変わる等、変化の多い岩類である。1つの侵入岩体においてはその周囲が塩基性で中心部は酸性であるのが普通であって、この関係は図幅外の東筑摩郡入山辺村中入、小縣郡和田村和田等でよく観察され、図幅内ではただ下諏訪町富部の岩体にみられる。これらでは塩基性の変質輝緑岩等が前駆的に進入し、後に石英閃緑岩等の酸性の岩石が進入しており、この関係は広く本深成岩類の通有性であるようである。しかしながら図幅内に分布する他の岩体では、岩体の一部しか分布しなかったり、また第四紀火山岩に覆われる等のために、これらの関係はあまり判然としていない。図幅内でもっとも酸性で多量の黒雲母を含み、花崗閃緑岩と称すべきものは富部に露出し、ついで酸性のものは和田峠東北・鉢伏山西北あるいは四賀等の石英閃緑岩であり、またとくに半深成岩様となり文象構造を示すものは、萩倉附近の細粒石英閃緑岩である。またもっとも塩基性の変質輝緑岩は、前述の図幅外入山辺村・和田村に、石英閃緑岩に相伴って広範囲に分布するが、図幅内ではその南東部は小丘をなして散在するか、富部の岩体に伴ってその周縁部にわずかに露出するに過ぎない。

上述の石英閃緑岩類に関連ある半深成岩類としては、横河川西側山地の守屋層に岩床状に進入している角閃石－輝石玢岩、下諏訪町落合附近の輝石玢岩等がある。

これらも1次の岩質の変化に富み、かつ2次的の変成作用によって種々の様相を呈する。すなわち落合附近の輝石玢岩は角閃石－輝石玢岩に漸移するほか、おそらくは後

続する一連の火成活動と考えられる石英斑岩・文象斑岩を伴い、複合体をなして進入している。半深成岩類の貫入の時代については高ボッチ山西方のものは石英閃緑岩により変質を受け、これより前のものである。落合附近のものは一部で細粒石英閃緑岩と接して、これに貫入された形の前駆的の進入体であろうと考えられる。横河川のもは、後述のニッ山附近の角閃石－複輝石玢岩の一部に岩質が酷似するが、その産状、甚しい変質、グフノファイヤー等の異相が多い等のことから、むしろ石英閃緑岩とほぼ同時代のものと考えの方が妥当である。

ニッ山を中心として分布する角閃石－複輝石玢岩および同安山岩については、本間不二男によって石英閃緑岩進入後のものと考えられているのを踏襲しておく。

別に石英閃緑岩とは全く関係がないと考えられるものとして、樽沢上流・赤澁沢上流に角閃石安山岩の岩脈がある。いずれも守屋層に貫入しており、第四記初期と考えられる火山岩に覆われているので、第三記の時代のものであることは推定できる。

II. 2. 3. 2. 1 変質斑岩

諏訪神社春宮裏の砥川河岸に沿って約10数mの間露出するが、周囲は河成礫層で覆われており、他岩との関係は全くわからない。岩石は黒色や、粗粒の岩石で、鏡下では斜長石・輝石・角閃石および多量の磁鉄鉱等よりなるが、変質が甚しく角閃石等は緑泥石と方解石の集合体に完全に変わっているものが多く、また多量の磁鉄鉱が折出している。本岩は岩質上、東方に分布する変質輝緑岩と密接な関係にあるも。と考えられる。

II. 2. 3. 2. 2 変質輝緑岩

下諏訪町武居^{たげい}および同町東北の山脚部に見られ、次に述べる花崗閃緑岩の周縁部に分布する。本岩は花崗閃緑岩に捕獲岩として包含され、武居入では花崗閃緑岩との接触点は判然としており、熱変質を受け堅硬な岩石となっていて、花崗閃緑岩より前の進入体であることは明らかである。すなわち同岩の周縁相というよりは、守屋層に直接に進入した前駆的進入岩体であろうと考えられる。鏡下では角閃石・斜長石等よりなり、輝緑岩組織が残存し、また斜長石にはその中心部に核があり、さらに球顆も形成されて^{註1)}いる等、花崗閃緑岩の影響を受けていることが認められる。

II. 2. 3. 2. 3 花崗閃緑岩

註1) 平山 健：香川懸白鳥本町附近の所謂スペツサルタイト及び文象斑岩について、地質調査所報告 141 号、1591 年

下諏訪町より^{たて}蓼ノ海に至る道路を中心として、下諏訪町より約1kmの間、谷を挟んで露出する。岩石は粗粒黝灰色で、やゝ片理が発達しており、淡紅色の石英と、これに対してやゝ緑色を帯びるように感じられる長石、黒雲母および少量の角閃石よりなる。

西方では変質輝緑岩と接し、その附近では角閃石の量を増して閃雲花崗閃緑岩となるとともに、変質輝緑岩を捕獲岩として包含しており、これより後期の進入であることは明らかであり、また角閃石の多いのは同岩との混成作用によるものと考えられる。岩体の東部に至るにしたがって角閃石の量を減じ、正長石を増して酸性となり、さらに東方は火山噴出物に覆われるが、岩体の主体はこの下に広く発達すると推定される。鏡下においては、正長石を含み石英は波動消光を示すほか、斜長石・黒雲母等の構成鉱物は彎曲し、切断され、花崗閃緑岩が破碎作用を受けたことを示す。本岩は上述の岩質においては、御坂山脈地方の石英閃緑岩と相違があるが、御坂層に対比される守屋層を貫くことからみて、同じく第三紀のものとする。本岩がやゝ片理構造を示すのは、この地方が著しい圧碎帯に属するからであろう。

閃雲花崗閃緑岩 下諏訪町武居

粗粒やゝ片状を呈し、淡紅色の石英に対して長石は緑色を帯びているように感じられる。そのほか角閃石・黒雲母が認められ、角閃石は最も片状に配列している。

主成分鉱物： 斜長石・石英・正長石・角閃石・黒雲母

副成分鉱物： 燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱

斜長石は量が多めで、大きさは5mm内外で曹長石に近い(Ab 85, An 15)。双晶面が屈曲しているものが見られる。石英は他形で、他鉱物の間を充填し、波動消光を示す。正長石は他形で、一般に汚濁している。角閃石は青緑色ないし緑色の多色性を示し、曹達に富むものようであり、半自形柱状を呈し、大きさ5mm大である。黒雲母は自形または半自形で、彎曲し歪力を受けたことを示している。

II. 2. 3. 2. 4 変質角閃石-輝石玢岩

本岩は高ボッチ山西腹で守屋層に進入し、角閃石-輝石玢岩が北方鉢伏山附近の石英閃緑岩の影響により、広範囲に変質されたものである。岩石は変質の度合により外觀が異なるが、一般に黝褐色あるいは黝緑色を呈し、有色鉱物あるいは時に長石の斑晶を持つ玢岩で、風化の進んだものが多い。

鏡下では斜長石・輝石・角閃石および石英・黒雲母・緑簾石等よりなるが、変質の程度により種々の変化がある。すなわち変質が進むにしたがい輝石は角閃石に、角閃石は黒雲母（時に白雲母との集合物）・緑簾石・榭石等に置換され、しだいにこれらの2次鉱物と石英とを増す傾向がある。また組織も低度の変質を受けたものは明らかに火成岩としての組織が残存しており、高度のものは斑晶斜長石を少量残存するのみで完全にホルンフェルスとなり、中程度のもはその中間でホルンフェルス様にはなるが火成岩の組織も残存し有色鉱物が集合体を作っている。なお本岩の西北部すなわち欠ノ湯南方には、守屋層水成岩を起源とすると思われる花崗岩化作用の進んだ岩石、その他の変成岩があり、また岩体西縁を被う崩土中にも同様の岩石が多量にあって、本岩体の西部にも守屋層が分布していたことが推定される。

変質角閃石－輝石玢岩 片丘村高ボッチ山西方2km

暗緑色斑状の岩石で、斑晶は2mm大の長石、不規則な形をした1～3mm大の有色鉱物が認められる。変質はもともと低度のものである。

斑状構造を示し、緑簾石・緑泥石が脈状をなす。

斑晶： 角閃石・斜長石・輝石

角閃石は大部分が輝石・黝簾石・緑簾石・榭石と1～2mmの集合体をなす。0.1mm大の他形で、淡黄より青緑に変化する多色性を示し、消光角は小さく、アルカリに富む種類と思われる。緑泥石化しても濃い緑色を呈する。斜長石には榭石を包含し、この榭石が角閃石の分解生成物のようなものであるから、変質によりあらたに晶出したものかと考えられるものがある。輝石は角閃石と相伴うが、量は少なく他形である。石基： 斜長石・角閃石・石英よりなり、斜長石・石英は0.1mm以内であるが、角閃石は微粒で0.01mm程度である。燐灰石が散点している。

変質角閃石－輝石玢岩 片丘村欠ノ湯東南1km

紫褐色細粒の岩石で、2mm大の長石および緑色の緑簾石が斑状に見られ、風化により脱色される。

石理には斑状構造を示し、明らかに火成岩の組織が残存する部分と、変質作用によるホルンフェルス様の構造を示す部分とがあり、中程度の変質作用を受けたものである。

斑晶： 斜長石・角閃石・黒雲母・輝石

斜長石は1mm大の半自形の長柱状で、中心部に核があり、周縁は不規則に入り込んでいる。角閃石は輝石・黒雲母・緑簾石と1~2mm大の集合体をなしている。他形で0.1mm大のものが多く、一般に黄緑-緑色の多色性を示し、鉄を析出しつつ黒雲母と緑泥石に変る。また青緑色の角閃石も少量見られる。黒雲母は0.1mm大の自形を示し、斑状変晶と考えられる形のものが多い。輝石は0.05~0.1mm大の他形で量は少ない。

石基： 石英と柱状の長石よりなり、燐灰石が散点している。

変質角閃石-輝石玢岩 片丘村横峯西方1km

淡褐紫色のきわめて細粒の岩石で、1~5mm大の、分解して白濁している長石か斑状に見られる。有色鉱物としては1mm大の緑簾石が点在している。

主として石英・長石・黒雲母および緑簾石等よりなり、0.05~1mm粒度のホルンフェルス様の構造を示し、高度の変質を受けているものと考えられる。

斜長石は分解が甚だしいが、源岩石の斜長石の残晶、中心部に核をもつもの、石英とモザイク状を呈するもの等が認められる。黒雲母は有色鉱物の大部分を占め、このほかには緑簾石および2次的の緑泥石が見られるのみである。そのほか緑泥石に伴って？石が見られる。

II. 2. 3. 2. 5 角閃石-輝石玢岩

本岩は高ボッチ山東部横河川西側山腹一帯において、守屋層に岩床状に侵入しているもので、菅ノ沢ゾージ崖南方檜沢上流等によく露出し、また汁垂崖では守屋層砂岩頁岩互層中に明瞭な境界をもって岩床として侵入し、これにわずかに接触変質を與えている状況がよく観察される。

岩石はゾージ崖南方では暗緑色ないし緑色、中粒ないし細粒であるが、珪化作用を受けると暗灰色流紋岩様のものとなる。いずれも後変成作用により岩石は著しく汚染され、黄鉄鉱が散点したり、緑泥石化・緑簾石化を激しく受けており新鮮の岩石はない。ゾージ崖南方のものは北方に岩体が肥厚するにしたがい、岩質が石英閃緑岩質に近ずき、本岩は石英閃緑岩とほぼ時を同じくして侵入したものと考えられる。

高ボッチ山西1kmに見られる小岩脈は緑色を呈し、輝緑岩様の塩基性玢岩からなる。

角閃石-輝石玢岩 岡谷市横河川汁垂崖対岸

黝綠色斑狀の岩石で、斑晶として多量の長石および少量の有色鉱物が見られる。

斑晶： 斜長石・角閃石・輝石

完晶質斑状構造，斜長石は1～2mm大で，分解が甚しく，斜黝簾石等を生じており，また著しく碓砕され新しい双晶ができています。成分は中性長石で，燐灰石を包裹する。角閃石は完全に緑泥石と方解石の集合物に変化している。輝石は角閃石ほどではないが緑泥石化している。

石基： 0.1mm大の石英・斜長石よりなり，2次的の変質作用を受け緑簾石・黄鉄鉱が散点している。

II. 2. 3. 2. 6 輝石玢岩

本岩は落合附近を中心として砥川沿いに分布する。岩相の変化に富みかつこの附近は第四紀になって激しい温泉作用を受けたため，岩石の外観は多種多様である。本岩の主体は黒色堅硬斑状の安山岩様岩石であるが，落合橋附近と萩倉附近では閃緑玢岩質に近い中粒の角閃石－輝石玢岩に漸移する。この角閃石－輝石玢岩は多斑晶質の斑状構造を示し，斑晶として斜長石・輝石のほか角閃石および少量の紫蘇輝石がある。

萩倉ではこの角閃石－輝石玢岩が，幅約10mの凝灰岩様の岩石を距てて，萩倉細粒石英閃緑岩に接し，長石の斑晶を持つ暗綠色緻密の岩石に変質している。

なお本岩の周縁には石英斑岩・文象斑岩・流紋岩様に珪化された玢岩等があり，石英斑岩・文象斑岩はやゝ後期の貫入岩体のものであるが，全体として複合体をなして侵入している。

石英斑岩は毒沢入口に小分布し，守屋層変成岩に直接し，これに熱変質を與えている。

文象斑岩は落合北方1kmの砥川西側に分布しているが，この地帯の激しい温泉作用のため著しく変質，白色を呈しわずかに長石の斑晶および緑簾石が認められるのみである。

輝石玢岩 下諏訪町落合

黒色斑状完晶質安山岩様の岩石で，緑簾石によって著しく汚染されている。

斑晶として斜長石と輝石があり，斜長石は1～2mm大で，中性長石ないし灰長石分に富むものであり，輝石は1mm大で光軸角が著しく小さく，時に緑簾石と方解石の集合物に変わっている。

石英斑岩 下諏訪町砥川下流

淡緑灰色で、附近に湧出する鉱泉のため、褐鉄鉱で汚染される。

斑晶： 石英・長石

石英は1～3mm大で、融蝕されて丸味を帯びている。長石は石英より粒度が小さくまたその量も少ない。カオリンその他に変っているので長石の種類はわからない。

石基： 等粒の斜長石・石英・正長石(?)・磁鉄鉱および2次的の緑泥石・硫化鉄鉱よりなる。

II. 2. 2. 2. 7 細粒石英閃緑岩

下諏訪町萩倉より西餅屋南方まで中仙道の東側の山地に分布する。もっともよく露出するのは砥川支流東俣沢に沿って、ことに発電所附近、砥川支流および赤澁沢入口等である。赤澁沢・砥沢では守屋層との関係は断層らしいが、樋橋東では守屋層と考えられる砂岩・頁岩の円礫を多量に含み、いわゆる跡倉式礫岩に似たものをその周縁部に現わしている。

岩石に中粒ないし細粒で花崗岩様のもの、玢岩様のもの、優白質のもの、優黒質のもの、また淡緑色のもの、赤褐色のもの等種々のものがある。斜長石・石英・角閃石(普通、角閃石・透角閃石・ヘスチングス石賀角閃石)時に輝石等からなり、緑簾石で汚染され、また文象構造が著しいのが特徴である。角閃石は周縁部がつねに緑泥石および緑色の黒雲母等に変り、半自形である。黒雲母は上述の角閃石より変った緑色のもののみである。副成分鉱物としては燐灰石・磁鉄鉱・ジルコン、2次的のものとしては緑泥石・緑簾石・黝簾石・榭石、稀に褐簾石が認められる。べつに鉢伏山南麓にも同様な深成岩が横河川変成岩および守屋層を貫いて分布する。岩石は淡緑色花崗岩様のもので時に守屋層の塩基性の岩石を捕獲し、また部分的に斑状構造を示すこともある。

細粒石英閃緑岩 下諏訪町樋橋

細粒花崗岩様の岩石で、長石のほか針状の有色鉱物が顕著である。

主成分鉱物： 斜長石・石英・角閃石

副成分鉱物： 燐灰石・榭石・ジルコン・緑簾石

斜長石は2～4mm大で長柱状をなし、中心部に核があり、角閃石を包含する。時に曹長石の長柱状をなすものがある。石英は斜長石とモザイク状に入り込み、典型的の微文象構造は示さない。角閃石は萌黄色よりオリーブ色あるいは濃青緑色の強い

多色性を示すが、緑色の黒雲母に変っているものが多い。またつねに磁鉄鉱の小結晶粒と随伴し、不規則な形を示す。本岩は斜長石に曹長石があること、中心部に核があること、角閃石がアルカリに富むことなどから、アルカリ溶液の影響を受けたものと考えられる。

細粒石英閃緑岩 岡谷市横河川中沢

淡緑色中粒ないし細粒の岩石で、変質した2~3mm大の角閃石、ほぼ同じ大きさの斜長石、1mm大で淡紅色の正長石と考えられるものなどが認められるが、石英は認められない。

モンゾニ岩質の細粒石英閃緑岩で、徴文象構造を示すことが特徴である。

主成分鉱物： 斜長石・角閃石・正長石・石英

副成分鉱物および2次的鉱物： 磁鉄鉱・燐灰石・緑泥石・榴石・リュウコキシ
斜長石は2mm内外で自形を呈する。正長石は最大1mmで他形である。角閃石は有色鉱物中もっとも多く、1~2mmで自形ないし半自形で、多色性はあまり強くない。X' = 黄緑色、Y' = 緑色、Z' = 緑色。C∧Z' = 15°。双晶は多いが累帯構造は見られない。つねに緑泥石・緑簾石・榴石・リュウコキシ等に分解している。べつに有色鉱物の分解したものに輝石の形態を示すものがある。石英はつねに他形で、長石と鉄苦土鉱物の間を元填するもののほか、斜長石と徴文象構造を示す。無色であるが時に包裹物によって汚染されたものがある。

II. 2. 3. 2. 8 石英閃緑岩

いわゆる御坂の石英閃緑岩といわれるものと同岩質であって、斜長石・石英・角閃石および少量の黒雲母・正長石・輝石類等よりなる粗粒・中粒の岩石で、諏訪市四賀・鉢伏山西北・和田峠東北に分布する。いずれも岩株状をなして守屋層を貫き、広く本地方の火山の基盤をなしているが、図幅内にはその一部が現出するのみである。本岩は変化に富み、黒雲母のとくに多い石英閃緑岩、あるいは石英を欠いた閃緑岩、あるいは輝石を含有し斑状となるもの等があり、また粒度も粗粒から細粒に変化する。

本岩はしばしば前駆的侵入と考えられる輝石玢岩・角閃石-輝石玢岩等を伴う。前に区別して記載した萩倉細粒石英閃緑岩も、おそらく和田石英閃緑岩体に関係あるもので、その斑状構造を示す種類であろう。

四賀石英閃緑岩は諏訪湖東南方、鉄道東側山地に分布し、北部は霧ヶ峯火山噴出物

に、東部は北八ヶ岳火山の泥流に覆われ、古期岩層との関係はまったく不明である。しかし米沢村成田付近では塩基性岩源の捕獲岩が多くなり、また東方には噴出物を距てて、米沢村・朝倉山等に守屋層変成岩が分布するので、少なくとも東辺・北辺は岩体の周縁に近いことを示すといえる。

鉢伏石英閃緑岩は図幅北西隅の片丘村欠ノ湯・牛伏寺附近に露出し、北隣図幅に広く分布するものの一部である。本岩は南縁で守屋層および守屋層を貫く角閃石－輝石玢岩に接触変質を與え、またこれらと混成現象を示す。岩質は地域内においては比較的均一で、全般的に節理が発達し20～50cmあるいはそれ以上のやや扁平の岩塊に分たれ、崖錐堆積物を作り易い。岩石はやゝ粗粒で黒雲母の量がやゝ多く、後述の和田岩体とともに石英閃緑岩ではもともと酸性で花崗閃緑岩に近い⁹⁾

また東山西方1kmに、変質角閃石－輝石？岩および守屋層砂岩を貫いて閃緑玢岩が約50mにわたって露出する。これはこの岩体の一部であろう。和田石英閃緑岩は図幅北隅に小範囲を占めるが、さらに北方にはいわゆる武石岩塊¹²⁾として広く分布する。地域内では花崗閃緑岩に次ぎ酸性で、一般に黒雲母を多量に含みやゝ粗粒であるが、北に行くにしたがい細粒となり、文象構造を示し塩基性となり、また角閃石を欠きアダメル岩というべき岩石が少量ではあるが見られる等変化が多い。図幅地域内ではほとんど均質であり、また捕獲岩も含まず、進入岩体の中心相を示すと考えられるので、南方にも霧ヶ峯火山噴出物下には火山の基盤をなして引続き広く分布していることが想像され、さらに南方の萩倉附近の細粒石英閃緑岩は、おそらくこの岩体の周縁部であろう。

なお本岩に関しては本間不二男^{註2)}によって化学分析の結果が報告されている。

石英閃緑岩 片丘村欠ノ湯東南1.5km

粗粒，花崗岩質の岩石で捕獲岩を同化している部分が見られる。

主成分鉱物： 斜長石・角閃石・黒雲母・石英

副成分鉱物：正長石。楣石・輝石・黝簾石・斜長石の量をもっとも多いが、石英および正長石も相当多く、この岩類ではもともと酸性である。斜長石は0.2～1mm大の半自形で灰曹長石に属する。角閃石は0.2～2mmで綠色普通角閃石であるが、時に淡褐色を帯びたものもあり、半自形を呈する。黒雲母は0.2～2mm大の半自形を

註2) 信濃中部地質誌 前出 P. 特殊研究 191

示すが分解が甚しく緑泥石と榧石に変わっている。石英は他形で各鉱物の間を充填している。正長石は他形で各鉱物の間を充填し、輝石は少量かつ微小である。

石英閃緑岩 片丘村欠ノ湯西方1km

中粒ないし細粒の花崗岩質で岩体の周縁相を代表する。

主成分鉱物： 斜長石・石英・角閃石・輝石・黒雲母

副成分鉱物： 磁鉄鉱・燐灰石

斜長石がやゝ斑状を呈する部分がある。有色鉱物はまったく他形で、斜長石・石英等の間を充填する。本岩は輝石の多い部類で、輝石は角閃石さらに透角閃石に、角閃石は黒雲母に変わっている。

II. 2. 3. 2. 9 角閃石－複輝石玢岩および同安山岩

本岩はニッ山を中心として広い範囲に分布し、横河川上流では横河川変成岩を捕獲する半深成岩であり、砥川支流赤澁川では守屋層を覆う熔岩流となり、さらにニッ山山頂では集塊質の岩層となる等種々の産状を示す。一般に低所ほど半深成岩様となり、高所ほど火山岩様となる傾向がある。いずれも変朽安山岩化作用等を激しく受け、緑色を呈し、ニッ山附近のものはいわゆる内村層凝灰角礫岩に似ている。また半深成岩質のものには守屋層に侵入している玢岩と岩質の区別は困難であり、本岩はむしろ石英閃緑岩の火成活動に親近関係があるように思われるが確証はない。本間不二男は中部信濃地方を広く踏査した結果、本岩を下部鮮新世のものとし、石英閃緑岩の侵入が中新世であるのと区別しているので、現在ではこれにしたがっておく。

II. 2. 4 第四系

II. 2. 4. 1 旧河成礫層

本層は淘汰良好の主に安山岩の円礫よりなる。図幅南東隅古生層山地の山頂に小分布をし、諏訪湖間辺火山の噴出物に覆われる。準平原上の堆積物であろう。

II. 2. 4. 2 諏訪湖周辺の火山

諏訪湖を中心として本図幅のほとんど全域におよぶ広範囲にわたって、複輝石安山岩・含橄欖石複輝石安山岩・角閃石安山岩等の火山角礫岩・熔岩および岩屑が露出する。

この分布は霧ヶ峯火山を隔った東側にもおよび、霧ヶ峯火山の活動以前には、この地域一帯を広く被覆し、現在よりはるかに広大なるものであることが推定される。

本火山噴出物は霧ヶ峯火山以後の火山岩類その他を除いては、すべての諸岩類を被覆する。すなわち川岸村新倉附近で古生層をニッ山南麓・湖東村等では守屋層を覆い、和田村富沢および東侯沢に沿っては石英閃緑岩上にある。霧ヶ峯火山に覆われることは東侯沢上流その他で見られる。本火山の時代を明らかに指示するものはなく、火山形態が著しく破壊され、小断層に富み、局部的に激しく変質する等の点からあるいは第三紀末に生じたものとの疑いも存するが、本火山の活動に引続き、霧ヶ峯・蓼科・北八ヶ岳と旺盛な火山活動が起っているので、一應第四紀火山に含めて考えることにした。

本火山は、これ以後の火山と異って、爆発的な活動が激しかったもののようで、火山碎屑物に富み、熔岩の量少なく、かつ各熔岩の厚さも薄く、数mの程度である。本火山の最下部と考えられる火山角礫岩は守屋層と境する東山北麓に、またその上部に位する集塊岩・熔岩が横河川および長地村東山田・赤澁川に沿ってみられ、岡谷市今井より塩尻峠に至る國道切割・同市西方山地の尖端部には、火山角礫岩ないし火山礫岩および岩屑があり、諏訪市角間新田附近にもこれと同一のものが存在する。塩尻峠南方の勝弦峠より東山附近にかけ、あるいは福沢山山頂附近・大見山西方の山地等はいずれも露出悪く、地表に散在する少量の轉石により、火山角礫岩が分布するものと推定される。なお大門峠附近では熔岩の性質が後に生じたものほど塩基性である。すなわち初めは凝灰角礫岩類を主として、種々の複輝石安山岩質熔岩を挟むが、それより上位では火山碎屑物を含まずほとんど玄武岩質熔岩のみよりなる。このような活動の後には角閃石を含む酸性の熔岩が噴出されたもののようで、諏訪湖南西山地では、前述の安山岩類を覆って、霧ヶ峯火山の熔岩に似た含橄欖石複輝石-角閃石安山岩が豊田村有賀峠(1,071m)附近に分布し、また最末期に生じたと考えられる角閃石安山岩の小円頂丘が、川岸村高尾山・塩尻峠南部その他にみられる。

なお本火山が水際に生じたものであることは、諏訪市角間新田附近の觀光道路の切割および諏訪湖南西山地の傘平附近においてよく認められる。前者では黒色ガラス質の複輝石安山岩の熔岩に覆われて、粗・細さまざまの火山礫屑物が累積して露出し、その多くは偽層理を呈し、あるいは円磨された火山岩礫を含み、あたかも三角洲に堆積したものの如き状況を呈する。

なおこの複輝石安山岩は普通輝石の互晶に富み、その凝灰角礫岩中には径4mmな

いし1cmの普通輝石結晶が散点する。このような普通輝石の巨晶の存在は、本火山の特徴で、美しい標本的結晶を採取することができる。

本火山堆積物は多くの断層に切られているもののようで、たとえば図幅北東端芦田村地内では東西の走向、北へ70°の急斜を示すが、その南東大門街道沿いには北東—南西の走向、南東へ25°傾斜、霧ヶ峯の西、観音沢ではほぼ水平、また横河川あるいは福沢山附近ではまったく不規則というように、まちまちの傾斜を示す。したがって本火山の構造を解明することは至難であるが、火山角礫岩・参岩屑等の分布その他の点より、今井附近に大きな活動中心があったのではないかと考えられ、旧塩尻峠の南には爆裂火口が推定される。このほか、長地村澁ノ湯・落合附近の砥川沿は、激しい硫気作用が行われ、岩石は粘土化し軟弱となり、しばしば地這りを生ずるが、1つの活動中心地帯がここにあったと考えられる。

また小範囲ではあるが、大門峠の貯水池の南にも、著しく変質し、変朽安山岩様を呈する部分があり、その北東芦田村地内にも黄鉄鉱染の著しい部分がある。

II. 2. 4. 3 霧ヶ峯火山

本火山は東山を最高峯とする楯状火山で、石英安山岩より角閃石安山岩に漸次変化して活動した第1期熔岩類と、橄欖石—複輝石安山岩より角閃石安山岩に至る種々の岩型よりなる第2期熔岩類よりなり、玄武岩および酸性安山岩または石英安山岩の貫入岩体も存在する。第1期も同様の経過を辿ったと考えられるが、第2期には明らかにその初め爆発的活動により火山碎屑物を多量に噴出し、その後しだいに熔岩のみを繰返し流出するようになり、最後に山体を破壊する爆発活動が起っている。その間繰返し火口が変遷し、断層が起り、さらに貫入岩体または円頂丘を生じ、かつ基盤の起伏が著しかったこと等と相まって、熔岩の分布を著しく非対照的にし、火山体の構造を複雑にした。本火山は侵蝕をあまり受けていないようにみえるが、これはほとんど熔岩よりなる楯状火山のためそう見えるのであって、東山山頂の北側などでは相当侵蝕を受け、熔岩流の傾斜より地形の方がなだらかとなり、高所より低所にかえって上部の熔岩が露出するようなことになっている。

熔岩は繩状熔岩に属し、薄板状の節理がきわめてよく発達し、ごく薄い岩滓部を有するのみである。鏡下に観察すると、一般にいわゆる同源捕獲岩に富み、斑晶と石基との区別は明瞭でなく、石基は優白質でつねに黒雲母を含んでいる。なお、橄欖石と

角閃石、とが斑晶として共存することがある。

Ⅱ. 2. 4. 3. 1 第1期熔岩類

諏訪郡より小縣郡に通ずる和田峠を中心として、過石基質石英安山岩が分布し、その一部には黒曜岩がある。この地方から出土した先史時代遺物には、この黒曜岩が使用されている。ここに第1期熔岩類と称するものは、この和田峠の石英安山岩と、和田峠東方の鷲ヶ峯を構成する角閃石安山岩類とをいう。

本熔岩類は東俣沢上流において、前述の諏訪湖周辺の火山岩類を覆い、和田峠・東俣沢上流その他において霧ヶ峯第2期熔岩類に覆われる。これは霧ヶ峯火山の先駆的活動により生じたもので、その熔岩は最下部のはなはだ酸性の石英安山岩より上方に、しだいに斑晶の量を増し、石基の結晶度を高めるとともに、塩基性となり、最上部の角閃石安山岩に連続的に移化する。この一部、和田峠の南の砥沢上流川底に、厚さ20 m以上、走向N35° E、傾斜25° SE の層理を呈する軽石質の凝灰岩が存在し、輝緑岩・細粒黄褐色複輝石安山岩等の礫を含み、その上部は粗粒の凝灰角礫岩となり、無斑晶質の石英安山岩に覆われる。同様の凝灰角礫岩は、和田峠西方の高地にも露出する。

黒曜岩は和田峠・星糞峠・^{おもぐら}男女倉附近に分布し、石英安山岩熔岩に移化し、または凝灰角礫岩中に岩片として存する。黒曜岩はその外観が異なるものが多く、普通黒色を呈するが、薄墨色・白色・無色等淡色のものもあり、その小さなものは角礫状に熔岩中に含まれる。また黒色の黒曜岩で淡灰紫色の不透明非晶質の球顆を含み、それを点紋状に散在するものから、その量を増して、これが1平面上に相連なり、黒曜岩と黒白の美しい縞をなすもの(和田峠諏訪側国道沿いに見られる)、また岩石全体が球顆で充されるものまで見られる。石英安山岩は無斑晶質ないし過石基質の、一見石英粗面岩状を呈する岩石で、斑晶としては斜長石・黒雲母・角閃石・柘榴石等が認められるが、石英はまったく含まれない。角閃石安山岩は鷲ヶ峯を構成し、過石基質淡色の岩石であるが、石英安山岩より暗色を呈し、斑晶もより多量に含み、流理構造はほとんど有しない。その下部の石英安山岩に直接する熔岩は、星糞峠西方和田峠―八島ヶ池の林道上に見られるように、ガラス質の黝褐色の部分を含み角礫状を呈する。また鷲ヶ峯の東方男女倉越の東側の小丘には、黒雲母を斑晶として含む角閃石安山岩も見られる。

II. 2. 4. 3. 2 第2期熔岩類

本熔岩類は霧ヶ峯火山の主体であるいわゆる霧ヶ峯熔岩台地その他を作り、図幅東半部に広い面積を占めて分布する。塩基性ないし酸性の各種安山岩質熔岩からなり、わずかに凝灰角礫岩類を挟み、玄武岩および酸性火山岩類の貫入岩体を伴う。これらの熔岩は、その岩質と分布から虫倉熔岩・米沢熔岩・柏原熔岩および車山熔岩に区分することができる。なお、米沢村北西部には凝灰角礫岩のみからなる小噴石丘が存在する。

本火山の地形の著しいものとしては、中央火口丘状を呈する車山と、それを一見外輪山状に囲んで存在する北方の虫倉山・三峰山と東方の八子ヶ峯であるが、熔岩の分布を見るとそのように単純なものでない。これらを境して直線状の狭い低地の存在すること、また車山の南腹にも踊場池の低地などがあり、これらはいずれも火山の活動中に生じた地塊運動の結果を示すものようである。車山には、なお、爆裂火口状または火口状をなす凹地が数多く見られ、さらに山体東部には比高約300mの殿城山と称される円頂丘があり、複雑な地形を呈する。

また基盤(石英閃緑岩類、諏訪湖周辺の火山等よりなる)も起状に富む地形を作っており、各熔岩は不規則な限られた分布をなし、とくに本火山南麓においては、米沢熔岩は北より一路南に流れ、石英閃緑岩の山地に衝突して東に方向を轉じている模様を明らかに示し、火山構造の解明を困難にしている。

熔岩の種類としては、橄欖石-複輝石安山岩・複輝石安山岩・角閃石-複輝石安山岩・複輝石-角閃石安山岩・角閃石安山岩等があり、その石基をみると、初期に噴出したものは優黒質で、後期のものほど優白質となる傾向がある。いずれも極く薄い岩滓状部を有する熔岩であるが、著しく流動性に富み、繩状熔岩に近い性質を持ち、その末端では丘陵などにさえぎられて著しい厚さを有することもある。その多くは薄板状節理に富み、時に厚さ5~20cmの板の積み重なったような美観を呈する。この節理は塩基性の熔岩によく発達し、酸性の角閃石安山岩等では不明瞭である。しかし橄欖石-複輝石安山岩には、稀に短柱状節理の発達した、径数mmの気泡に富む多孔質のものも存在する。鏡下に観察すると、塩基性の岩石は一般に完晶質で、斑晶から石基に連続的に細かくなり、両者の区別は明確でないが、酸性になるに従いガラス質となり、斑晶と石基の区別もまた明らかになる。岩石の一般的特質としては、同源捕獲岩

に富むこと、石基は通常の安山岩に比べて優白質で、つねに黒雲母を含み、石基輝石としてはほとんど紫蘇輝石のみを有し、塩基性岩においても、普通輝石は存在しても少量に過ぎない等のことがあげられる。

貫入火山岩類としては、岩脈または岩頸状の玄武岩、円頂丘状または岩株状の複輝石安山岩・角閃石安山岩・黒雲母－石英安山岩がある。

Ⅱ. 2. 4. 3. 2. 1 虫倉熔岩

本熔岩は虫倉山・三峰山および諏訪市北東方において、石英閃緑岩および本火山第1期熔岩を覆い分布する。虫倉山では約400mの厚さを有し、北隣図幅内に広大な面積を占める。ここでは、その下部約200mは不明瞭に成層した凝灰角礫岩よりなり、その上に含橄欖石複輝石安山岩・複輝石－角閃石－黒雲母安山岩・普通輝石－角閃石安山岩・含角閃石複輝石安山岩の各種の熔岩がそれぞれ5～30mの厚さで10数枚重なっている。これらのうち、酸性の熔岩は虫倉山南東壁の海拔約1,500m附近に顕著な60mの断崖をつくる。その岩石は第1期の石英安山岩に似ており、虫倉山西側の峠道に散乱する黒曜岩もこの一部と思われ、きわめて特異である。凝灰角礫岩は橄欖石－複輝石安山岩の角礫およびこれと同質の基地とからなり、角礫に富み、本質火山角礫岩と称すべきものである。諏訪市附近では、これと異って酸性安山岩はなく、下部は泥流状を呈する厚さ20m以上の凝灰角礫岩よりなり、その上に厚さ20～80mの数枚の橄欖石－複輝石安山岩がのる。この熔岩にはきわめてよく薄板状節理が発達し、石材(鉄平石)として利用される。その表面が大きく波打ち、それに平行して板状節理も波打っている。表層は時に5m以上の深さまで激しく風化してローム状赤土に変り、残存する岩片でかろうじて識別されるほどである。

なお諏訪市北方阿彌陀寺の入口には、熔岩下面の赤色を呈する岩滓状部が露出し、それは西方にゆるやかに傾斜する。ここの凝灰角礫岩は径30cm以下のやゝ円磨された大小の角礫を含み、ローム状の灰色泥土を基地としてあまり固結しておらず、また層理もない。角礫の大部分は諏訪湖周辺の火山に由来する輝石安山岩類で、少量の石英閃緑岩もまた認めらる。

Ⅱ. 2. 4. 3. 2. 2 米沢熔岩

本熔岩は車山の南西方においては虫倉熔岩と車山熔岩との間に挟まれ、その北方では第1期熔岩上に約250mの厚さで分布する。主として橄欖石－複輝石安山岩よりな

り、わずかの複輝石安山岩・角閃石-複輝石安山岩を含み、その基底部には時に凝灰角礫岩がある。各熔岩はそれぞれ5m前後の厚さを有し、その節理は本火山には珍しく短柱状を呈する。この節理は緻密な岩石には明瞭ではないが、気泡に富む脆弱な岩石にはよく発達する。鏡下にみる特質としては、多孔質であること、やゝ大型の輝石斑晶を散点すること、鱗珪石・クリストバル石などが孔隙に生じていること、虫倉熔岩よりさらに斑晶と石基との区別が明瞭でないことがあげられる。凝灰角礫岩は諏訪市東方北大塩峠附近では、約10mの厚さを有して分布する。多量のローム化した火山灰を基地として、著しくガラス質の塩基性安山岩角礫または火山弾を含む。また北大塩峠北方では角礫に富み、火山灰に乏しく、火山角礫岩状と称すべきものであるが、激しく硫黄作用を蒙り、温泉余土化している。

II. 2. 4. 3. 2. 3 拍原熔岩

本熔岩は霧ヶ峯火山の南腹に広く分布し、カシガリ山・八ヶヶ峯を構成し、諏訪湖周辺の火山、米沢熔岩を覆い、車山熔岩に覆われる。その下部には凝灰角礫岩があり、それより橄欖石-複輝石安山岩・複輝石安山岩・角閃石-複輝石安山岩と、上部ほどしだいに酸性となる多数の熔岩流があり、最上部には軽石層がみられる。なお時に、橄欖石と角閃石の共存する複輝石安山岩も存する。この下部より上部に角閃石に富む酸性の岩石となる傾向はカシガリ山附近では明瞭であるが、八ヶヶ峯ではあまり明確でなく、特に東隣図幅地内では上部の主として角閃石-複輝石安山岩よりなる部分に、しばしば橄欖石-複輝石安山岩を挟在する。熔岩各個の厚さは50mにおよぶこともあるが、これは熔岩流末端がせきとめられて厚くなったものようで、一般には10m前後のものようである。その性質は虫倉熔岩と大差なく、角閃石を含む熔岩も鉄平石に似た薄板状節理をみせている。

凝灰角礫岩は図幅東端の滝ノ湯川沿いに複輝石安山岩に覆われわずかに分布する。これは粗粒部と細粒部とが交互してよく成層し、また褐鉄鉱で汚染された侵蝕面があり、水底に堆積したものであることは明らかである。長柱状の角閃石斑晶を多量に含む角閃石安山岩質軽石を多量に含み、黒色ガラス質複輝石安山岩塊を少量有し、やゝ固結する。これらの岩塊は熔岩としてほとんど存在せず、ガラス質複輝石安山岩も本凝灰角礫岩層中に存するのみで、あるいは霧ヶ峯火山より旧期のものの疑いも存在する。

軽石層は稜線に薄く存在し、まれに20mの厚さを有したもののようである。その多くはローム状泥土に変化して、時に新鮮な軽石質の角閃石－複輝石安山岩塊を認めるのみである。この岩塊は凝灰角礫岩層中のものとは明らかに異り、まったく柏原熔岩中のものと同一である。

II. 2. 4. 3. 2. 4 車山熔岩

本熔岩はいわゆる霧ヶ峯熔岩台地の頂部を構成して、その一部は遠く南へ諏訪市北大塩峠附近にまで分布する。火山礫屑物としては米沢村北西部の小噴石丘を構成して、成層した凝灰角礫岩がみられるのみである。本熔岩は2期に分れ、初め霧ヶ峯西部に噴火口を有したと思われるきわめてガラス質の角閃石安山岩、ついで車山の北東側に噴火口を有したと思われるやゝ緻密な、むしろ柏原熔岩に似た角閃石安山岩が生じた。この後期の熔岩は東山南側の絶壁にそれぞれ20mの厚さで、10数枚重なって露出し、その中にまれに含橄欖石複輝石安山岩が挟まれる。これらの性質は柏原熔岩とほぼ同様で、ただより酸性であり、石基もガラス質であること等でやゝ異なる。

岩石記載

橄欖石－複輝石安山岩（鉄平石）

青灰色を呈する粗面の岩石で、まれに径5mmの卓状斜長石を含み、その基地は一見2mm前後の斜長石・輝石よりなる無斑晶質の岩石のごとき様子を示すが、鏡下では細かな石基を明らかに認める。

斑晶： 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・磁鉄鉱・燐灰石

斜長石は中性長石に属し、長径1.5mmの柱状を呈し、裂片双晶はよく発達する。透明なものと、白濁したものが存在する。普通輝石は径0.6mm程度、粒状を呈し、淡褐色を帯びる。ときに波状消光を示す。紫蘇輝石は径0.4mm前後、柱状をなし、著しい多色性を示す。橄欖石は溶蝕を受け、または破碎され、普通輝石粒または黒雲母に包まれる。

石基： 完晶質で長柱状斜長石・柱状紫蘇輝石・粒状普通輝石・鉄鉱および多量の細かな黒雲母・アルカリ長石よりなる。黒雲母は鉄鉱の周辺にとくに多い。珪酸鉱物は存在しない。

含角閃石複輝石安山岩（虫倉山南側の峠産）

青灰色の緻密な岩石で、径3mm以下の斑晶を散点する。

斑晶： 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・燐灰石・磁鉄鉱，ときに橄欖石を認める。

斜長石は径1.5mmの卓状を呈し，累帯構造はあまり発達しない。ガラスを含み篩状構造をなすことがある。紫蘇輝石は径0.3mmの自形柱状をなし，弱い多色性を示す。普通輝石は径0.3mm程度の粒状をなし，ときに0.7mmの波状消光をなすものもある。角閃石はオバサイト化し，その核は輝石微粒の集合よりなり，その周辺は鉄鉱に包まれる。燐灰石は自形を呈し，暗灰，色を帯びる。橄欖石は融蝕を蒙る。

石基： 隠微晶質で，斜長石・紫蘇輝石・黒雲母・磁鉄鉱およびガラスよりなる。磁鉄鉱のない優白質の部分が斑点状に存在し，この部分に黒雲母が濃集する。黒雲母はまた磁鉄鉱の周辺にも多い。

集斑状集合体： 粒状の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石よりなり，成分鉱物はいずれも新鮮であり，累帯構造はまったく存しない。

角閃石安山岩（霧ヶ峯踊場の池南側産）

灰色を呈し，流理構造の明らかなガラス質の岩石で，径2mm以下の斜長石・角閃石を散点する。

斑晶： 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・燐灰石

斜長石は径1mmを普通とする短柱状の結晶でわずかに累帯構造を示し，核部がガラス化したものもある。角閃石は長径0.5～1.5mmの長柱状自形をなし，緑色を呈し，黒色オバサイトに縁どられる。紫蘇輝石は径0.5mmの微斑晶状を呈し，融蝕を蒙り，または角閃石に包まれる。普通輝石も融蝕を蒙り，径0.5mmの円形を早する。

石基： ガラス基流晶質の組織を示し，斜長石黒雲母・紫蘇輝石・磁鉄鉱・ガラスよりなるが，紫蘇輝石の量は少ない。また斑点状に優白質の部分がある。これは石英または鱗珪石を不規則な形で核として，その周辺に主として黒雲母・紫蘇輝石およびまれに緑色角閃石よりなる磁鉄鉱を含まぬ部分がある。また流理に沿って晶洞状の空隙があり，ここには鱗珪石が美しい結晶となって存在する。

普通輝石一角閃石安山岩（虫倉山産）

虫倉山のみに見られる青灰色緻密な岩石で，ほとんど斑晶を含まず，その表層部は酸化して赤色を呈する部分と新鮮な青灰色の部分とが縞となって，渦巻状の複雑な模

様を作っている。鏡下の性質は車山熔岩に似る。

斑晶： 斜長石・角閃石・普通輝石・燐灰石・磁鉄鉱

斜長石は径2mmの短柱状をなし、角閃石は長径1mmの長柱状を呈し、淡褐色を帯び、その縁には薄く磁鉄鉱が生じている。普通輝石もわずかに淡褐色を呈し、細粒状をなす。燐灰石も褐色を帯び、細かな自形柱状をなす。

石基： 隠微晶質であるが、硝子は存在せず、斜長石・アルカリ長石・紫蘇輝石・黒雲母・磁鉄鉱・鱗珪石よりなり、その酸化された部分は不規則な細脈をなし、黒雲母に富み、赤鉄鉱が存する。

複輝石一角閃石黒雲母安山岩（虫倉山産）

本岩もまた虫倉山のみに存し、その一部は黒曜岩化しているようである。灰色の脆弱な硝子質の岩石で、斑晶に乏しい。細かな気泡に富む部分が並び流理構造を呈する。

斑晶： 斜長石・黒雲母・褐色角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は長径2mmの短柱状をなしその多くは集合体をなし、ときに普通輝石を伴う。累帯構造発達し、その核は多くの場合ガラスを含み篩状構造を呈する。黒雲母はときに2.5mmに達するが、多くは0.7mm前後の薄板状である。褐色を帯び、細粒の鉄鉱に縁どられるが、ときに淡色の細片状を呈するものも有する。角閃石は長径2mmの長柱状をなし、紫蘇輝石は径0.3mmの短柱状をなし、明らかな多色性を示す。普通輝石は径0.5mmの粒状をなし散在するものと、その他に斜長石斑晶または細粒斜長石とともに集合体をつくる長径2mmの半自形のものも存する。

石基： 隠微晶質で晶子を含むガラスよりなる。斑晶の周辺は多くの場合晶洞状をなし、鱗珪石・黒雲母・パーガス角閃石・磁鉄鉱の美晶を生じている。

II. 2. 4. 3. 2. 5 貫入火山岩類

本火山には、霧ヶ峯東側の殿城山（1,803m）の円頂丘状のものを初めとして、その東には大門街道沿いにほぼ南北に一直線に並んで、1,474m峯、1,504.5m峯など円頂丘状のものとその北と南の小岩株があり、また鷲ヶ峯より南西に向って同様一直線に並ぶ4個の岩株があり、さらに和田峠西餅屋附近には岩脈が存する。これらの岩質は石英粗面岩に近いものから玄武岩にいたるまで多種多様で、その生成も霧ヶ峯火山の活動期全般にわたっているものと考えられる。

II. 2. 4. 3. 2. 5. 1 複輝石-橄欖石玄武岩

和田峠西方にまた虫倉山東方において、虫倉山熔岩を貫く岩脈または岩株として存在する。黒色緻密の岩石で斑晶に乏しい。

斑晶： 斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉍

斜長石は径1mm程度の柱状をなす亜灰長石で、累帯構造はなく、細かな聚片双晶が発達する。橄欖石は径1mmの円形を呈し、普通輝石粒に包まれる。紫蘇輝石は径2mmの自形柱状晶と微斑晶状をなし、普通輝石と集晶をなすものがある。普通輝石は径0.3mmの粒状をなし、波状消光または時計皿構造を示す。

石基： 粗粒の間粒組織をなし、累帯した斜長石・単斜輝石（粗粒のものは普通輝石）で、細粒のものは2V≒0のピジョン輝石・鉄鉍・燐灰石・黒雲母およびわずかな無色ガラスよりなる。

II. 2. 4. 3. 2. 5. 2 複輝石安山岩

大門峠東方・鷲ヶ峯西南方等において諏訪湖周辺の火山を貫く岩株として存在する。灰色を呈する軟弱な岩石で、やや酸性であるが、車山熔岩中の複輝石安山岩に鏡下の性質はよく似る。柱状節理がきわめてよく発達する。鷲ヶ峯と大平との間の岩株は、断層に接して破碎されている。斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石およびオパサイト化して細粒の輝石集合体に変じた角閃石があり、その石基はガラス基流晶質組織を示し、斜長石・紫蘇輝石・磁鉄鉍・鱗珪石およびガラスよりなる。

II. 2. 4. 3. 2. 5. 3 角閃石安山岩

車山北東部に比高300m、基底の直径1,500mの円頂丘、また大門峠の東側に相当侵蝕の進んだ形の円頂丘がある。前者は車山熔岩とまったく同質の岩石からなる。後者はやゝ異って、径4mmの斜長石および長柱状角閃石が点在し、青色部と白色部とが縞状を呈する。ガラス質の緻密な岩石からなる。

鏡下には斑晶として卓状を呈する径2.5mmの中性長石（累帯構造をなし、その内部は多くはガラス化する）・鉄鉍を析出し、変質した径1.5mmの角閃石・黒雲母の反應縁を有する磁鉄鉍があり、その石基は硝子基流晶質組織を示し、斜長石・紫蘇輝石・細粒の鉄鉍・ガラスよりなり、斑点状に黒雲母・紫蘇輝石を伴う鱗珪石片の集合体が存する。

II. 2. 4. 3. 2. 5. 4 黒雲母石英安山岩

本岩は大門峠北方に比高約200mの円頂丘状をなして存する。山腹には青灰色ないし褐色を呈する粗面の、斑晶の目立たぬ脆弱な岩石が露出するが、下部の大門街道に面するところには黒曜石塊を含むガラス質の部分が存在する。この部分は和田峠の黒曜岩に酷似する。

鏡下には斑晶として、径1.7mm以下の清澄な斜長石（曹灰長石－中性長石）と少量の微斑晶状を呈する黒雲母を含み、石基は斜長石・黒雲母・アルカリ長石・ガラス等よりなり、隠微晶質または球状構造を呈する。

II. 2. 4. 4 蓼科火山

本火山は東隣図幅地内にその主要部があり、本図幅地内にはわずかに、その基底をつくる黒雲母一角閃石石英安山岩が見られるのみである。これの下部には厚い凝灰角礫岩が存在し、またこの上には、東隣図幅内で見ると、種々の塩基性安山岩類がのり、さらにその上に角閃石安山岩よりなるいわゆる蓼科火山の成層火山体が存在する。このように熔岩の噴出順序は霧ヶ峯火山と同じ傾向を示し、最初著しく酸性、ついで突然塩基性となり、それよりしだいに再び酸性となっているが、火山碎屑物に富み、やや爆発性を帯びた活動であった点で異っている。

II. 2. 4. 4. 1 凝灰角礫岩

本岩は大門峠東方の2.5kmの桶沢川岸に20m以上の厚さで露出し、黒雲母一角閃石石英安山岩に覆われる。軟弱で、固結不完全な灰青色を呈する岩石で、径30cm以下の不揃いな大きさの石英安山岩質軽石とその火山灰とよりなり、不明瞭な層理を示す。この北側に岩脈状に幅約2mの露岩が見られるが、これはおそらく熔岩流の残片であろう。

II. 2. 4. 4. 2 蓼科基底熔岩

本岩は硝子質の脆い岩石であって、熔岩内部では灰青色を呈し、その表面は酸化して黄褐色ないし赤褐色を呈する。細かな気泡に富む部分と、乏しい部分とが配列して、美しい流理構造を示す。肉眼的に顕著な角閃石斑晶を多量に含む黒雲母一角閃石石英安山岩である。本岩は石英安山岩としては異常に流動性の高かったもので、東隣図幅内より延々8km余の距離を流れ、霧ヶ峯火山の石英安山岩・角閃石安山岩の円頂丘を埋めている。東隣図幅内樽沢小屋附近に霧ヶ峯火山熔岩（八子ヶ峯山頂に存するガラス質

複輝石安山岩に酷似する)が高く露出すること等からみて、基盤の起伏著しく、したがってこの蓼科熔岩の厚さは変化に富むものと考えられるが、少なくとも50m前後の厚さは有するもののようである。

黒雲母一角閃石石英安山岩

斑晶： 斜長石・石英・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・黒雲母・磁鉄鉱

斜長石は直径0.5～1mmの卓状を呈し、累帯構造乏しく、まれに普通輝石粒を包有する。石英は融蝕を蒙り、径1mmの円形をなす。角閃石の多くは径0.7mm以下の大きさで、赤褐色を呈し、普通輝石あるいは紫蘇輝石を包有することがある。普通輝石は径0.5mmの自形柱状または粒状をなす。紫蘇輝石は径0.3mmの微斑晶状を呈し、同径の普通輝石粒と相伴うことが多い。黒雲母は径0.5mmの自形を呈し、ときに撓曲する。磁鉄鉱は霧ヶ峯火山のもの異って黒雲母に縁どられることはない。

石基： ガラス質で、斜長石・紫蘇輝石・角閃石・磁鉄鉱・クリストバル石等の細かな結晶を散点する無色のガラスよりなる。

II. 2. 4. 5 北八ヶ岳火山

本火山も東隣図幅内にその主要部があり、その一部の北山熔岩と泥流層とが見られるのみである。これらの部分と北八ヶ岳火山の本体との関係を確めるまでには至らなかった。

北山熔岩はそれぞれの厚さ5～数10mの累重する橄欖石－複輝石安山岩質の碎塊状熔岩よりなり、火山碎屑物をほとんど含まず、北八ヶ岳火山の低平な裾野を構成する。本熔岩は、東隣図幅内で(新湯温泉北東約1.5km)蓼科火山基底熔岩の小丘状をなして残存するものの周囲を覆い流れ、また霧ヶ峯火山体に突き当たり、これを覆っている。すなわち滝ノ湯川沿いに、湯川部落北方では、その東岸約30mの高さまでは霧ヶ峯火山柏原熔岩よりなり、この上に数枚の北山熔岩が存在する。この熔岩はさらに川を越えて西岸にまで分布する。いずれも流れた方向と逆に東方に傾斜し、明らかに八子ヶ峯の山体にのし上った形を呈する。

熔岩は不明瞭な柱状節理を呈し、細かな気泡に富み、脆弱であって、表面および底面には厚い岩滓状部を有する。岩石は一般に黒色を呈し、多量に含まれる斜長石斑晶により流理構造を示す。

なお東隣図幅内の状況を見ると、上部の熔岩ほど有色鉱物斑晶を多量に含み、かつ緻密となっているようである。

橄欖石－複輝石安山岩

北山村湯川部落東方1kmの地点で、柏原熔岩下部の凝灰角礫岩を直接覆うものをここに記載する。これは北山熔岩の最下層であって、他とほとんど同じであるが、やゝ有色鉱物斑晶に乏しい点で異なる。黒色を呈し、細かな気泡に富む岩石で、径3mm以下の斜長石斑晶を多量に含み、有色鉱物斑晶としてはまれに径1mmの橄欖石を散点する。鏡下では斑晶の大きさは微斑晶的の細かさまで漸変するが、石基はきわめて細かく、そのため斑晶と石基の区別は明瞭である。

斑晶： 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・磁鉄鉱

斜長石は径1mm前後の柱状を呈し、累帯構造なく透明である。まれに普通輝石粒を包有し、またガラス化する。普通輝石は径1.5mm以下の半自形を呈し、まれに核亥部に多数の磁鉄鉱微粒を包有する。紫蘇輝石は径0.5mmの柱状自形を呈し、明瞭な多色性を示し、ときには不規則な粒状となって普通輝石に包まれ、また普通輝石と連晶する。

石基： きわめて微細な斜長石・紫蘇輝石および少量の普通輝石・磁鉄鉱等よりなる。

II. 2. 4. 6 八ヶ岳泥流層

本層は図幅南東端、湖東村地域に扇状地地形を作り、広く露出する。

霧ヶ峯火山を米沢村塩沢南東の川底において覆い、北山熔岩を北山村糸菅部落の川底で覆っている。本層は本地域ではむしろ扇状地堆積物状を呈し、礫の多い部分とローム状泥土の多い部分とが、約2mの厚さで繰返す不規則な互層状を呈し、礫の多くは円磨されている。その層序は大体下部に固く凝結した巨礫礫層があり、これが泥流の本体をなすものとも考えられ、その上には赤色火山砂層・ロームの多い礫層・砂質ローム・礫増層を挟むローム・黒色砂質礫層等が順に存する。礫は3m大以下の不揃いな大きな種々の安山岩よりなり、また褐鉄鉱塊を含む。これは北山熔岩中に存在し、現在東隣図幅内で諏訪鉱山として稼行される鉱床に由来するものであろう。

II. 2. 4. 7 河成段丘礫層

砥川の両岸に高さ数10mに達する段丘礫層が発達している。これらの河岸に面す

る崖下に第三紀火成岩等が露出しているが、下流ではその末端はしだいにその扇狀地堆積物に移り、さらに諏訪盆地の平地に移る。

II. 2. 4. 8 崖 錐

主として断層に原因する崖錐と崩土が所々に見られる。すなわち諏訪地溝両側のもの、図幅西北部欠ノ湯附近のもの等である。

これらは河成礫層を覆い、その発達は地質に左右され、火山碎屑岩の地帯にもっとも発達している。

II. 2. 4. 9 沖 積 層

諏訪盆地および河流沿岸の平地を構成し、砂礫および粘土よりなる。諏訪湖南岸では砂礫・粘土の互層よりなる。諏訪湖の旧堆積物が下部に続き、全体としての厚さは250m内外である。

II. 3 地 質 構 造

本図幅は日本島弧の構造において、もっとも重要な Fossa Magna と中央構造線との両者が交会するところに位置する。また第三紀中葉後には、激しい火山活動に伴う数次に亘る、おもに地塊運動によって特徴づけられる変動を蒙っている。すなわち、第三紀の守屋層堆積後、石英閃緑岩によって代表される迸入を規制した地質構造、諏訪湖周辺の火山の噴出物に見られる擾乱、霧ヶ峯火山体に検せられる地塊運動、また霧ヶ峯火山噴出後（温泉鑿井の結果等から実証される）、八ヶ岳火山噴出前と思われる諏訪地溝の形成等はこれであり、なお諏訪市四賀の通称底無池等は現在も沈下を続けている。

中央構造線は日本島弧を縦断して延々と本地方に達するが、本図幅より先は Fossa Magna に分断されるとともに、第三紀以後の堆積物・火山噴出物に隠蔽されて消息が不明となる。たゞし本図幅の範囲では川岸砂岩粘板岩は内帯に属する古生層であり、また横河川変成岩類は外帯三波川型変成岩類に該当すると思われるので、両者の分布の間にその位置をわずかに推定することができる。なお本図幅内には新期の断層のうち、NNE-SSWの方向のものがかなり顕著であって、これはあたかも中央構造線の方向と一致する。

Fossa Magna に直接関連する構造は図幅附近では NNW-SSE の方向を示し、この方向性は第三紀侵入の石英閃緑岩類の分布、霧ヶ峯－蓼科山－八ヶ岳火山の配列、諏訪地溝の方向、この地方に湧出する温泉および鉱泉の配列等に明瞭に現われている。

Ⅲ. 應用地質

Ⅲ. 1 概 説

鉱床については図幅外には諏訪鉄山・伊那満庵鉱床等や、著しいものがあるが、図幅内にはニッ山南麓の金鉱床、長地村東山田附近の石膏鉱床、下諏訪町樋橋南方の硫黄鉱床等小規模のもののみである。しかしながら、今日でもその湧出量の多量を誇る諏訪温泉が諏訪市を中心として分布し、また節理の発達した火山岩が石材として盛んに使われ、この地が火山地帯に属するための恩恵が少なくない。また本図幅地域は大小断層群の顕著に発達する地域で、これらに関連して湧出する鉱泉も多く、長地村東山田北方毒沢に湧出する強酸性緑礬泉等顕著のものが多い。その他諏訪湖沿岸地帯の湖底堆積物には小規模ではあるが天然ガスが埋蔵されており、開発会社により採収され家庭用に利用されている。

Ⅲ. 2 各 説

Ⅲ. 2. 1 鉱 床

Ⅲ. 2. 1. 1 金 鉱 床

ニッ山西南1km、横河川五百倉沢西側の山腹において、石英閃緑岩中に含金石英脈がある。かつて採掘されたことがあり、現地で水車で粉碎し、製錬されたというが、2～3g/t の低品位鉱である。石英脈は幅約1mでほぼ東西の延長方向を持ち約50mの間露出するが、含金部はその一部で小規模のものである。

Ⅲ. 2. 1. 2 水 鉛 鉱 床

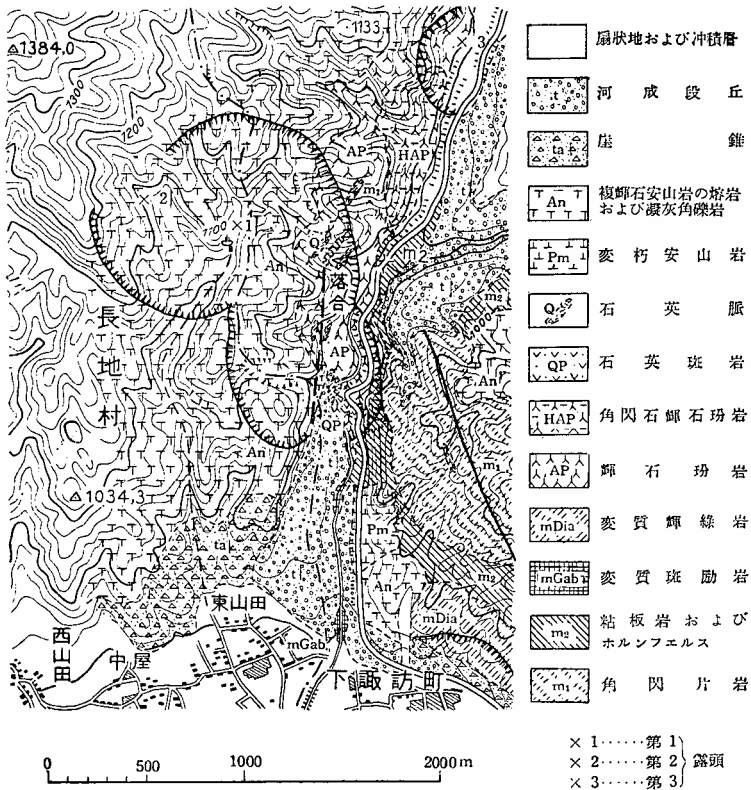
本鉱床は片丘村牛伏寺東南1km、牛伏寺川南岸にあり、第2次大戦中採掘された。

石英閃緑岩中に輝水鉛鉱のほか黄銅鉱・黄鉄鉱の鉱染するもので、低品位であり水鉛鉱の結晶粒は小さい。

Ⅲ. 2. 1. 3 石膏鉱床 (第1図参照)

長地村東山田旧澁ノ湯附近に第1・第2露頭、砥川沿い落合の北東1kmに第3露頭がある。いずれも硫黄および温泉作用により安山岩が交代作用を受け、粘土化した部分に硫黄の結晶、黄鉄鉱等とともに20~100cmの石膏の玉石を賦存するもので、その鉱床の生成過程より考えてあまり望みはない。

昭和22年九州鉱業株式会社の手により開発に着手、地表下が期待され第2露頭下部に探鉱坑道が掘進されたが、見るべき結果は得られなかった。



第 1 圖

また第1・第3露頭も表土が剥がれたが期待は持てない。第3露頭附近ではかつて大洪水の際、幅約1mの結晶石膏脈が砥川川底に見られたというが、おそらく上述のような玉石の露出したもので鉱脈ではなからう。

なお分析結果は次の通りである。

第 1 表

採取場所	Fe ₂ O ₃	CaO	SO ₃	-H ₂ O	+H ₂ O	備 考
台1露頭	—	—	22.45	—	—	良質部
台1露頭	5.13	7.42	10.80	0.18	4.98	平均
台1露頭	0.02	17.02	24.14	—	—	
台2露頭	2.06	13.83	19.26	0.41	8.70	

分析 地質調査所

Ⅲ. 2. 2 石 材

Ⅲ. 2. 2. 1 鉄 平 石

諏訪市東方1.5km字福沢山を初めとして、阿彌陀寺東方1km、北大塩峠東方1km等諏訪市の近郊で月産約500tが採掘されている(従業員約90人)。

鉄平石は霧ヶ峯火山下部の複輝石安山岩の厚さ40mにもおよぶ熔岩であって、板状節理とこれを大きく縦断して柱状節理が発達し、薄い板状のものが比較的簡単に得られ、堅硬で耐圧力があり、また比較的耐火性もあるので種々の用途がある。

色は内部は淡青灰色であるが、板状面は褐鉄鉱等が汚染され黒褐色・赤褐色・黄褐色等を呈する。

板状節理面は走向南北であるが波状を呈し、西あるいは東に20～30°傾斜している。板状節理と柱状節理は福沢山ではほぼ垂直に交わるが、他の石切場においてはかならずしもそうではない。また表土は深いものは数m、浅いものは1m程度で岩盤に達し、石材はさらに約30m下部より約15mの間が採掘され、その間の風化帯はほとんど使用に耐えぬか、小石材が得られるに過ぎない。

用途は建築用のほか、電気通信省の地下線の暗渠の被覆用に使用されており、後者は産額の40%程度を占めているにもかかわらず、その需用の30%を満しているに過ぎない状況である。なお建築用および暗渠用の規格等は第2表の通りである。

第2表

暗 渠 用

縦	横	厚	價 格
cm	cm	cm	40~50 円/1 t
30	45	2.5	1,000~1,200 円/面坪
20	45	3	〃

価格は昭和26年

建 築 用

縦	横	厚	價 格
5寸	1尺	5分	700 円/面坪
1尺	1尺	5分	〃
1	1.5	〃	〃
1.2	1.5	〃	〃

乱 型 500 円 / 面坪

価格は昭和26年

Ⅲ. 2. 2. 2 黒 曜 岩

和田峠の石英安山岩中に黒曜石が分布することはすでに述べた通りで、これは熔岩あるいは角礫状をなして産出するもので、鉍量は少なく経済価値は乏しい。

熔岩流をなし、灰白色の球顆と互層し縞状をなすものは和田峠南500mの道路上に、不透明の黒色を呈するものは和田峠東北500mの山腹に産出し、後者は不純物が少なく、また10cm内外の比較的大きなものが得られ、かつて採掘され現地に数tの貯鉍があり、小規模の稼行は可能と考えられる。

角状礫のものは男女倉附近、鷲ヶ峯西部および南部、和田峠西方山地などに見られるが稼行価値はない。

Ⅲ. 2. 3 温 泉 お よ び 鉍 泉

Ⅲ. 2. 3. 1 温 泉

諏訪温泉¹⁴⁾は諏訪市・下諏訪町・中洲村等で、火山噴出物とこれを覆う諏訪湖堆積物中より主として湧出し、諏訪市のものを主とし、下諏訪町のものがこれに次ぐ。諏訪市の温泉は中央線上諏訪駅附近・諏訪湖沿岸あるいは諏訪湖中より湧出し、掘鑿井を含めて489の湧出口を持ち、1分間の湧出量は約6,000 l で、浴用のほか醸造用、工業用等に利用されている。

諏訪湖中のものは上諏訪・下諏訪間の湖中に北北西の方向にほぼ一線をなして湧出し、最大の大釜を含むセツ釜・三ツ釜等があり、近年になり引湯利用されるようになった。上諏訪温泉については三沢勝衛の研究¹⁵⁾があり、この推定は温泉掘鑿とともに

採 取 個 所	温 度	pH	Na•	K•	Ca••
下諏訪 且 脛湯	61.0° C	7.8	193.5	17.1	146.8
下 諏 訪 兒 湯	52.0° C	7.6			85.3
下諏訪城山源湯	51.0° C	7.7			69.5
下諏訪綿の湯	45.0° C	7.4			85.3
下諏訪初噌源湯	44.5° C				102.2
下諏訪高浜真泉	40.0° C	7.8			29.8
上 諏 訪 七 ッ 釜	84.0° C	8.0	221.7	18.7	28.6
上 諏 訪 風 湯	79.0° C	8.0	232.0	21.0	40.0

にしないで事実であることがわかってきた。これによれば上諏訪温泉は諏訪盆地東辺を北北西に走る断層と、これに斜行して走る4條の裂罅に沿って上昇したものであるとされている。下諏訪温泉、中洲村の温泉はいずれも上述の北北西に走る断層群によって代表される被歪力地帯に配列するもので、下諏訪温泉は同町東北の山脚部に4カ所(自然湧出3、掘鑿井1)湧出するほか、同町東南諏訪湖津高浜附近にも掘鑿井があり、中洲村のものは赤沼附段に数カ所掘鑿され温泉が得られている。泉質は湧出個所が多いため硫化水素を含むもの、あるいはしからざるもの等種々あるが、一般に中性ないし微アルカリ性の單純泉で、無色あるいは淡黄色である。温泉は中心地である諏訪市で32～84°C、平均58°Cで、同町を離れるにしたがって、下諏訪町では最高67°C、平均約50°C、中洲村では40～45°Cとしないで低下する傾向があり、また諏訪市内でもその湧出口の位置に左右される。しかしながら泉量・深度等に影響されることは少ないようである。泉量については従来その豊富さを誇っていた上諏訪温泉は現在しないで減退の傾向があり、電力によって揚泉するものが多くなり、中にはまったく涸渇したものも少なくない。この原因として内的要因はともかくとして、外的要因に(1)掘鑿井の増加、(2)諏訪湖の水面低下、すなわち四近の静水圧の低下等が考えられ温泉保護の対策が望ましい。

なお以上の温泉の部分分析の結果を第3表に示す。

III. 2. 3. 2 鈹 泉

鈹泉は図幅西半に4カ所湧出するが、牛丘村の石英閃緑岩より湧出するものを除い

表

Mg ^{••}	Cl [′]	SO ₄ ^{′′}	CO ₃ ^{′′}	HCO ₃ [′]	CO ₂	H ₂ S
〃	309.2	643.6		37	+	
〃	243.9	366.2		43	+	
〃	235.4	333.3		31	+	
〃	226.9	374.5		50	+	
〃	209.9	419.7		50	+	
〃	306.3	156.4		87	+	
〃	249.6	144.0	6	62		
〃	272.3	50.0	6	50		

分析 地質調査所 串田たま

ては、いずれも古い火山地帯に湧出するもので酸度が強く、ことに長地村附近は強酸性の鉱泉が所々に湧出し、川流に流れ込み、牛・馬および農作物に悪影響し、貯水池を設け石灰で中和するような策が必要である。

東筑摩郡牛丘村欠ノ湯は篠ノ井線村井駅東方6km、横峯西麓の山中にあり、石英閃緑岩中より湧出し、諏訪温泉の北北西への延長に当る部分にある。附近一帯の石英閃緑岩は硫化鉱物が散点し、しばしば地じりを起すほど脆弱である。泉質は含硫化水素弱酸性緑礬泉で淡黄色を呈し、湧出口には灰白色の沈澱が見られる。泉温は約15°C、である。

諏訪郡長地村神ノ湯および宮ノ湯は下諏訪町北方約3kmの毒沢にあり、下諏訪温泉の北北西への延長上に当り、前述の欠ノ湯と下諏訪温泉を結ぶ線上にある。

附近一帯は石膏鉱床の項で述べたように温泉作用を激しく受けている地帯で、鉱泉は強酸性緑礬泉（pH 2.4）で無色透明であるが、著しい収斂性のある澁味を感じる。泉温12.5°C、湧出量は比較的豊富である。なお本鉱泉および附近の鉱泉の部分分析の結果は第4表の通りである。

諏訪郡長地村澁ノ湯は上述の神ノ湯北方約1kmにあり、神ノ湯同様著しい温泉作用を受けている地帯に湧出するもので、多量の硫化水素を含む淡黄色や白濁する酸性硫黄泉で、湧出口には灰白色の硫化物の湯の華が沈澱している。泉温は14.5°C、湧出量は少ない。附近一帯は神ノ湯同様で所々に硫酸酸、性の鉱泉が湧出し、その湧出口附近にはしばしば褐鉄鉱の沈澱が見られるほか、川流も淡黄褐色を呈し、川中のもの

は褐鉄鉱の被膜で黒褐色・黄褐色となっており、これらの河川の水が灌漑等に用いられる時は悪影響がある。

東筑摩郡塩尻町田川浦鉱泉は塩尻峠西方3kmにあり、塩尻峠付近で火山噴出物下に埋没される古い断層に沿って湧出するものと考えられる。炭酸鉄泉で泉温は約15°C、加熱して浴用に供されるが、加熱により褐鉄鉱が析出し、黄褐色となる。

第 4 表

採取個所	温 度	pH	Na•	K•	Ca••	Mg••	Cl'	SO ₄ ''	CO ₃ '''	HCO ₃ '	CO ₂	H ₂ S
毒沢鉄鉱泉					39.7	〃	14.1	271.6				
毒沢神の湯	12.5°C				29.8	〃	7.0	1547.2				
長地村澁湯	14.5°C				32.7	〃	4.3	158.0				+

分析 地質調査所 串田たま

III. 2. 4 天 然 ガ ス

明治初期諏訪市小川・島崎附近の井戸掘の際発見されたもので、現在諏訪湖東南岸一帯で諏訪天然ガス採掘供給株式会社の手により採收され、坑井総数351、諏訪市を主とする1,200余戸に供給されている。

附近の地質は湖水堆積物で、厚さおのおの0.3～1.7mの砂・粘土の互層よりなり、全層厚200～250mにおよび、地層は東西両岸に近いほど薄層となり湖心に向って傾斜している。含ガス層は深さ140～200mにあつて地下水を伴っている。ガスはメタンガスを主とするもののようで、平均熱量、は7,620cal とされている。産出量は1井当たり1日4～50m³、総量は約2,500m³ で、今後50年間の埋蔵量があるといわれている。

VI. 鉱物

図幅内に産出する鉱物には、いわゆる和田峠の柘榴石として従来著名であるもののほか、諏訪市角間新田附近の輝石の新産地等や、顕著のものがあり、それらの大要は次の通りである。

なお結晶形態は砂川一郎技官によった。

IV. 1 和田峠産 柘榴石¹⁶⁾

和田峠石英安山岩の孔隙に晶出したものである。現在は和田峠北方500mの縣道を横切る小川の川床より、不完全の結晶がきわめてわずかに採取されるに過ぎない。

IV. 2 上諏訪産 普通輝石

この地方は従来輝石の産地として著名であるが、諏訪市観光道路上に本邦有数の新産地が今回発見された。すなわち諏訪市より霧ヶ峯に至る道路上、上諏訪より約2kmの地点で、凝灰角礫岩中に見られるもので、一部は結晶弾として、一部は複輝石安山岩の斑晶として存在し、単独晶として容易に多量に摘出できる。

結晶： 平均 $5 \times 5 \times 4$ mm, 最大 $7 \times 8 \times 5$ mm, 淡黒色不透明の短柱状の完全な美晶である。結晶面はa (100), b (010), m (110), c (001), s ($\bar{1} 11$), p (10 $\bar{1}$), n ($\bar{1} 02$) よりなり、単晶には a, b, s, c, を主とするものと、a, b, s を主とするものとの2種あり、後者ははなはだ少ない。双晶は主に a (100) を双晶面とする特殊な貫入双晶で、斜方晶系の結晶に酷似する。さらにこの双晶および単晶が、種々の双晶関係を持つ22~25個まで規則的に結合している結晶もある。量的には双晶の方が遙かに多く、かつその大部分はこのような複雑な双晶関係を持って結合しているものである。

IV. 3 下諏訪産 普通輝石

下諏訪町東北約2km, 下諏訪町より御射山神社に至る道路上で、輝石玢岩の斑晶をなすものが風化分解の結果、単独晶として摘出できるもので、量は余り多くない。結晶は平均3~5mm, 最大8mm程度で、暗褐色不透明、やゝ脆く、多くは岩石片を附着して汚れている。晶相は短柱状で、主としてa (100), b (010), m (110), c (001), s ($\bar{1} 11$) よりなっている。

柱面は a, b 面がもっともよく発達し、m面は中ないし小位の発達を示す。端面は c s 面がほぼ等大の発達を示している。

しばしば a , b , c , s 面が等大に発達し骸子状を示すこともある。双晶は c 軸にやゝ伸びた柱状を示し、 a を双晶面とする特殊な貫入双晶をなし、一見斜方晶系の結晶に酷似している。この場合、端面は c のかわりに、 n ($\bar{1}02$) よりなり、2個の n 面が結合して斜方晶系の底面のように見えるのである。

IV. 4 岡谷市産 菱沸石

岡谷市横河川上流中ノ沢で複輝石玢岩の熔岩の空隙に玉髓とともに晶出する。

結晶： いずれも r ($10\bar{1}1$) よりなる無色透明の菱面体の結晶で、結晶の大きさは最大0.5cm、通常0.2cm である。

引用文献

- 1) 山下傳吉： 20万分の1，上田図幅説明書，1887年
- 2) 辻村太郎： 新考地形学，1933年
- 3) 田中阿歌麿： 湖沼学より見たる諏訪湖の研究，1918年
- 4) 山崎直方： 八ヶ岳火山彙地質調査報文，震災予防調査会報告，No. 20，1908年
- 5) 北原順一： 本邦古生層のマンガン鉱床，地球化学，No. 1，1949年
- 6) 本間不二男： 信濃中部地質誌，1931年
- 7) 山下傳吉： 前出
- 8) 本間不二男： 前出
- 9) 本間不二男： 前出
- 10) 山下傳吉： 前出
- 11) 山崎直方： 前出
- 12) 本間不二男： 前出
- 13) 河野義礼： 本邦産玻璃質岩石の研究，地質調査所報告，No. 134号，1950年
- 14) 佐藤傳藏： 長野縣諏訪温泉，地質調査所報告，No. 84，1922年
- 15) 三沢勝衛： 上諏訪温泉地の泉脈に就いて，地球，Vol. 2，1924年
- 16) 神津俣祐外3名： 和田峠産柘榴石の研究，岩石磁物磁床学雑誌，Vol. 24，No. 5，1940年

参考文献

- 1) 豊田英義： 武石和田岩塊，東大卒論，405，1930年
- 2) 島田 衛： 八ヶ岳火山，東北大岩磁卒論，1937年

- 3) 小岩井宗義： 蓼科火山，東北大岩礫卒論，1936年
- 4) 山岡和雄： 諏訪湖西南の地質，東北大岩礫卒論，1946年
- 5) 東大進論： 1942年度（633～635）
- 6) 山崎直方： 諏訪湖に就いて，地質学雑誌，Vol. 3，1895年
- 7) 神保小虎： 官有鉄道中央線下諏訪地方地変記事，地質学雑誌，Vol. 12，1905年
- 8) 八木貞助： 信濃に於ける洪積層の分布と其の時代に就いて，地質学雑誌，Vol. 25，1918年
- 9) 本間不二男： 長野縣中部地方の地質構造，地質学雑誌，Vol. 34，1927年

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000

S U W A

Tokyo, No. 23

by

KŌNOSUKE SAWAMURA & EIZIRŌ OWA

(Written in 1953)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped occupies a high mountainland around the Lake Suwa in central Japan. Geologically, it is constructed with crystalline schists, Paleozoic sediments, Tertiary sediments, Tertiary metamorphic rocks, Tertiary igneous rocks and Quaternary volcanic rocks. The Fossa Magna and the Median Line which are two great tectonic zones in Japan intersect each other in this area, but these older structures are hidden under the extensive covering of the post-Tertiary volcanic rocks.

Crystalline schists crop out along the upper reaches of the Yoko-kawa river, north of Okaya. They comprise black schists and green schists with strong schistosity. At the western contact with the Tertiary strata the strong mylonitized rocks are formed as the effect of fault movements, and a long, narrow dike of serpentine crops out along the fault.

The Paleozoic sediments, called the Kawagishi sandstone and claystone, occur in the southwestern corner of the area. The rocks

are not suffered intense metamorphism and show a monoclinical structure with northwestward dip in general.

The Kawagishi sandstone and clayslate belong to the Paleozoic complex in the Inner Zone of Southwest Japan. The Yokokawa metamorphics resemble lithologically to the Sambagawa crystalline schist which is one of the characteristic members in the Outer Zone. The Median Line may be assumed to be between these rocks with general trend N-S, having been cut into pieces and drifted away somewhat northwestward.

The Tertiary sediments are the Moriya formation and are considered to be of early Miocene in age. It is composed of conglomerate, alternation of sandstone and shale, sandstone and pyroclastic rock in ascending order. At the north of Shimosuwa, metamorphic rocks comprising amphibolite, injection gneiss and clayslate are present. The schistosity in these rocks is weaker than that of the Yokokawa metamorphics and seems to be formed by later tectonic movements; general appearance of the rocks resemble to the Tertiary metamorphic rocks in the Tanzawa mountainland

After the deposition of the Moriya formation, many stocks and dikes of intrusives such as granodiorite, metadiabase, and quartz diorite porphyrite were intruded. Granodiorite carries orthoclase and represents an acidic variety of these intrusives. It shows somewhat gneissose structure and also mylonitized appearance in some places. It is heterogeneous also in rock facies and is basic with diabasic xenoliths in the western part while acidic in the eastern part where biotite granite is frequently noticed. Metadiabase occurs always around the granodiorite or quartz diorite masses. **Quartz diorite** is variable in facies ranging from granodioritic to dioritic, and changes into porphyritic in some places.

Fine grained diorite is also found. It is characterized by granophyric texture, and carries hestingsite and secondary epidote. **Pyroxene porphyrite, hornblende-pyroxene porphyrite and quartz por-**

phyry are present as forerunners or attendants of quartz diorite. They are transitional each other and some of them has strongly suffered alteration.

A volcanic complex of propylite and andesite is distributed in the northwestern part of the mapped area. It covers fine grained quartz diorite and the upper pyroclastic bed of the Moriya formation.

After a long period of intermission, volcanism restored activities and Circum-Suwa Lake Volcano, Kirigamine Volcano, Tate shina Volcano and Kita-Yatsugatake Volcano were formed successively in these order.

Circum-Suwa Lake Volcano were formed in a wide area by violent explosions from various centers. It is a strato-volcano which consists dominantly of pyroclastic rocks intercalating lavas of basaltic andesite, augite-hypersthene andesite and hornblende andesite. Some of these volcanics seem to have been accumulated under the water as they contain thick, stratified volcanic conglomerate. The form of the volcano has been ruined, strongly eroded and faulted.

Kirigamine volcano is a shield volcano and its form is well preserved. The structure is very complex. The volcanism may be divided into two stages; in the first stage, very acidic dacite erupted at the beginning, then more basic lava and at last hornblende andesite or biotite-hornblende andesite; the second stage, began with the eruption of olivine-bearing two-pyroxene andesite lava, then repeated over-flows of more acidic lava, and at last hornblende andesite. Meanwhile basalt, augite-hypersthene andesite, hornblende andesite and biotite dacite intruded as dikes, stocks or domes.

Tateshina Volcano shows a similar succession of lava flows to that of Kirigamine Volcano, namely very acidic lava at first, then basic andesite and finally more acidic lava, hornblende andesite. However, only biotite-hornblende dacite of the basal part is distrib-

uted in this area.

The mud flow and the Kitayama lava are the products from Kita-Yatsugatake Volcano in the east adjacent map. The Kitayama lava is olivine-bearing augite-hypersthene andesite and contains insignificant amount of pyroclastic rocks.

ECONOMIC GEOLOGY

Building stone Augite-hypersthene andesite with perfect platy joints which belongs to the old lava of Kirigamine Volcano, is quarried at several places near Kamisuwa. The Plates are 2.5-3 cm in thickness, and are used as tiles for building or as covers for underground cable. Monthly product is about 500 tons.

Hot springs in the vicinity of Kamisuwa and Shimosuwa issue from the fractured zones along faults traversing the Suwa basin. They are utilized as mineral bath.

Cold springs are also utilized as mineral bath. Generally they issue in the volcanic area, but Gakenoyu spring is located in quartz diorite. Among them, springs of Kaminoyu, Shibunoyu and Tagawaura are acidic, for instance, p. H. = 2.4 at Kami-noyu.

昭和28年10月25日印刷

昭和28年10月30日発行

著作権所有 工業技術院
地質調査所

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ッ橋印刷株式会社
