

松代震源域の地質と地質構造

沢村孝之助・垣見俊弘・曾我部正敏・小林勇・長谷絃和

地質調査所

Geology and Geological Structure of the Matsushiro Seismic Area

By

K. SAWAMURA, T. KAKIMI, M. SOGABE, I. KOBAYASHI and H. HASE

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Matsushiro area is composed of early to middle Miocene Chūshin Group and Pliocene to Quaternary younger volcanic rocks. Stratigraphy of the area is summarized as follows:

			K-Ar Age
Quaternary	?	Minakamiyama dome lava (Lake deposit)	Pyroxene-hornblende andesite 3.5×10^5 (Andesite scoria and mud)
		Kimyosan volcanics	
Younger volcanics		Main body	Pyroxene andesite 5.4×10^6
		Early body	Lava and tuff breccia of pyroxene andesite
Pliocene		Takimoto formation	Lake deposit
		Hokiyadake volcanics	Basaltic andesite and basalt
		Makiuchi andesite	Pyroxene andesite
Intrusives		Quartz-diorite	21×10^6
		Quartz porphyry	
		Diorite porphyrite	
		Altered andesite	
Miocene	Chūshin Group	IV F.	Mudstone, sandstone and conglomerate
		III F.	Mudstone, sandstone, andesitic tuff and lava
		II F.	Mudstone
		I F.	Mudstone, andesitic lava and tuff breccia and dacitic tuff

The volcanism was violent in the eastern half of the area, piling the younger andesitic volcanics on the older andesitic volcanics intercalated in the Chūshin group. In the western area, there exist only thin beds of rhyolite lava and dacitic crystal tuff, and sheets of quartz porphyry. While the mass of quartz-diorite occurs in both areas.

The Chūshin group of this area has upheaved at late Miocene with the intrusion of quartz-diorite and composed a block-folding structure. The west block

shows a distinct dome structure with box-like form with NW-SE longer axis. The east block, main part of which exists outside of the surveyed area, seems to have also the same structure. Between these blocks, there exist many step faults along the valley surrounding the Minakamiyama to conform a graben-like trough which is considered to be the leftover area from the upheaval.

この地域および周辺の地質概況については八木貞助(1941, 1943)がまとめて以後、東隣地域では5万分の1地質図幅「須坂」(太田良平・片田正人, 1955), 南〜東隣地域では7万5千分の1「上田・小泉地方地質図」(飯島南海夫ら, 1963)が発表されるにとどまり、この地域の地質の詳細については、不明な点が多かった。

群発地震の発生とともに、東大地震研究所ではこの地域の調査を行ない、その結果は簡略化された地質図とともに速報された(森本良平ら, 1966)が、皆神山、奇妙山などの新期火山岩類の基盤をつくって、広く分布する新第三系の構造については、充分には報告されていない。それで、震源域の地下地質構造を解明する目的で、6月および8月に地表地質の検討を行なった。その結果の概要をここに報告する。

なお、信州大学教育学部飯島南海夫助教授は、数年前よりこの地域についての研究を進めておられ、その未公表資料を参考にすることができた。ここに厚く感謝の意を表する。

1. 新第三系の層序と火成活動

この地域の地表でみられる最も古い地層は長野県地質図(長野県地学会, 1962)の見解による中信層群に相当し、新第三紀中新世初期ないし中期に属する海底堆積物であって、これに一連の火成活動が伴われている。中新世後期以降の新第三紀層は、この地域では欠除しており、鮮新世以降において、陸上に噴出した火山岩類がみられるのみである。

新第三系の基盤となる岩石については、森本ら(1966)は、古生代の堆積岩および(または)中生代の花崗岩類であろうと推定している。今回の調査で、新第三系中にはさまっている、石英安山岩質凝灰岩のなかに小岩片として、千枚岩を見出すことができた。凝灰岩の噴出源には、変成した古生層(中国地方の三都変成岩にあたる?)の伏在することが明らかとなった。

新第三系の中信層群はこの付近では、下から“緑

色凝灰岩”を主とする内村層、黒色泥岩を主とする別所層、礫岩・砂岩の卓越する青木層に区分されているが、今回の調査ではその範囲もせまく、化石の産出も不充分であって、これら3層との明確な対比は困難なので、ここでは岩相区分を行なうにとどまった。

調査した範囲内では、中信層群は下から上まで整合一連の地層である。これを岩相によって次の4果層に区分した。その大ざっぱな区分規準を、上位から順次示す。

Ⅳ果層……礫質の部分が顕著。

Ⅲ果層……変質の著しい安山岩質の凝灰岩・溶岩が卓越する、黒色泥岩と砂岩の互層。

Ⅱ果層……黒色泥岩を主として、砂岩の薄層をはさむ。

Ⅰ果層……東部には厚く変質の著しい安山岩質の凝灰角礫岩、溶岩が発達する。西部では黒色泥岩を主として、石英安山岩質凝灰岩をはさむ。

Ⅳ果層はおおむね青木層に、Ⅲ果層とⅡ果層とはおおむね別所層に、Ⅰ果層は内村層にそれぞれ対比されようが、Ⅰ果層の黒色泥岩の岩質からみると、これは別所層に対比される可能性も考えられる。

これらの岩相を概観すると、火山活動に伴う堆積物を考慮外とすれば、堆積物の粒度は下位から上位に、Ⅰ果層からⅣ果層にかけて一次第に細粒から粗粒へと変わっている。

すなわち、Ⅰ果層の黒色泥岩は均質で、層理を示さず、粒度は細かく、珪質ではないがはなはだ硬く、他地域の別所層黒色泥岩と同じ特長をもっている。その比較的下部の、地蔵峠付近に現われる泥岩中には、有孔虫や小型の貝化石を、まれにはあるが、認めることができる。この岩相、化石からみると、Ⅰ果層はかなりの深度を示す、外洋性の堆積物であったことは疑いがない。

Ⅰ果層でもその上部には、粒度のあらかる傾

向がみられ、地域西部の石英安山岩質凝灰岩の間をしめる泥岩の中には、厚さ数 cm ~ 20 cm 程度のごく細粒でとろたがよく、ときには級化成層を示す砂岩を、しばしばはさんでいる。

Ⅱ果層では、泥岩の岩質はⅠ果層のものと全く同質で、区別がつかぬが、砂岩のはさみの量はⅠ果層に比べてずっと多くなり、個々のはさみの厚さも増し、またその粒度も粗くなっている。なお、Ⅱ果層も、ごく細粒の安山岩質凝灰岩のごく薄い層を、しばしばはさんではいるが、その量は、Ⅰ果層、Ⅲ果層に比べ、はるかに少ない。またⅡ果層の厚さは、西端で 400 m、倉科付近で 650 m、皆神山の東側では 1,000 m 内外と、西より東に向かって厚くなる傾向をもっている。

Ⅲ果層はふたたび火山活動のいちぢるしくなった時期の堆積物で、黒色泥岩も凝灰質であり、粒度もあらく、シルト質である。砂岩の量もⅡ果層よりも多くなっている。なお、西部の区域では、泥岩のなかに、径 1 cm 以下の円礫が、まれには含まれている。Ⅲ果層の厚さは、屋代付近で 400 m 内外、象山から西条にかけ 600 m 以上、鳥打峠で 500 m 以上とみつもられる。

Ⅳ果層は著しく粗粒である。泥岩も一般にシルト質ないし砂質で、とろたが悪く、ほとんど常に径 1 cm 以下の円礫を散含している。砂岩には、50 cm 以下の薄層をなし、とろたがよく級化成層を示すもののほかに、厚さ 1 m 以上で、やや凝灰質、塊状を呈して、とろた悪く礫まじりのものが存在する。礫岩は、いわゆる含礫泥岩の特長をもっており、礫の間をひろく埋めて、とろたの悪い、砂まじりの泥ないしシルトがあり、礫と礫の間は密着していないことが多い。Ⅳ果層の厚さは、屋代付近で現在みられるところは、約 300 m である。

このように、Ⅰ ~ Ⅳ果層の沈積した堆積盆地は、Ⅰ果層の堆積期に最も深く、それ以後は、逐次より浅くなっていったものと考えられる。

この間に、激しい火山活動が 3 回生じている。その噴出物は強い変質作用をこうむっており、“緑色凝灰岩”とよばれている。

その第 1 回の活動はⅠ果層堆積の前半におこっており、この地域の東半部に、多量の輝石安山岩質溶岩を噴出、少なくとも 300 m の厚さに達した。泥岩の堆積をみた休止期をはさんで、Ⅰ果層の堆積期後半に、第 2 回の活動が生じた。これは第 1 回に比べ、やや塩基性の輝石安山岩質の活動で、

溶岩も伴うが主として凝灰角礫岩を噴出し、少なくとも 200 m の厚さに達した。これも東部区域で激しく、西方に向かって、噴出物は急激に薄化消失している。西部区域では、これと時を同じくして、石英安山岩質の火山活動が生じており、5 ~ 6 枚の凝灰岩層を堆積した。これは泥岩の間にはさまり、地層を追跡し、地質構造を解析するための、よい鍵層となっている。この凝灰岩は、いずれも大型の石英結晶片を大量に含み、斜長石、黒雲母あるいは角閃石片に富んでおり、いわゆる結晶凝灰岩であって、一見、石英斑岩の岩床状を呈している。その厚さは 2 ~ 20 m で、東方に次第に薄くなり、あるいは砂岩にうつりかわり、東部区域によったところでは、2 枚が顕著に認められるだけとなる。その岩質からみても、これらはいわゆる水中火砕流堆積物で、おそらく西方からこの地域に流れこんだものである。なお、この凝灰岩よりも下位に、流紋岩の溶岩も泥岩にはさまり存在する。大型の石英斑晶をもち、凝灰岩と岩質を同じくしている。

第 3 回の火山活動は、Ⅲ果層の堆積期に生じている。凝灰岩が主で泥岩と互層している。

溶岩を伴うが、凝灰角礫岩のような粗粒噴出物はまれにしか認められない。溶岩は輝石安山岩で、変質も著しく、第 1 回の活動期のものとよく似ている。この時期の噴出物も、その主要分布はやはり東部区域で、西方に向かって次第に発達が悪くなっている。

以上のように、東部区域では、3 回にわたって安山岩質火山活動が生じているのに対して、西部区域では、第 2 回の活動期に、石英安山岩質の火山活動が起こっているのみで、この東西両地域の対照は注目される。

調査地域内には多くの貫入岩体が見られるが、その大部分は岩床状を呈し、地質構造ときわめて調和的に存在している。これらは、変質安山岩、閃緑ひん岩、石英斑岩および石英閃緑岩に区分される。いずれも地下浅所に貫入したもので、その貫入した深さ、岩体の規模などに起因する冷却速度の緩急に敏感に反応しており、同一の岩体内でも、深成岩から半深成岩ないしは火山岩までの、種々の岩質変化を示している。

変質安山岩は、この地域の南部に点在している。その一つは、延々 6 km 余におよぶ長大な岩床を伴っており、その西部では安山岩質であるが、東端

の、岩体の肥厚した部分では粗粒となり、閃緑岩質となっている。これらはすべて、I累層中に存在し、I累層堆積期後半の、第2回の火山活動と関連する貫入岩体とも考えられる。

閃緑ひん岩は皆神山の周辺に多く、II累層を貫く岩床として存在する。岩体は小規模であるが、その大半は半深成岩の岩質を示している。III累層堆積期の、第3回の火山活動に関連するものとも考えられよう。

石英斑岩は、ほとんどが、西部区域でII累層を貫く岩床として存在し、東部区域では、わずかに、鳥打峠東方でIII累層を貫く1岩体がみられるにすぎない。I累層中には含まれる石英安山岩質凝灰岩の分布が西部区域に限られていることに、よく対応している。凝灰岩とは異なって、斑晶の量は少なく、大型石英斑晶がめだつのみである。

石英閃緑岩は東西両区域ともに存在する。西部区域では、その多くは、深成岩と半深成岩の中間的な岩質を示すが、東部区域では、常に深成岩の岩質を示している。西部区域ではIV累層までも貫いている。これらは、他の岩床とは異なって、円形に近い形態で露出しているが、地質構造はほとんど乱していない。グリンタフ地域中軸にしばしば存在する、いわゆる新第三紀花崗岩類の一員であって、この地域が中新世後半に隆起に転じた際に、貫入したものである。なお、東北大学河野教授による、K-Ar法の絶対年代が奇妙山東方5km仙仁付近の石英閃緑岩について発表された。その値は2,100万年で、中新世中ごろにあたる。

以上の貫入岩類は、火山活動に関連するもので、貫入の時期に前後のあるものと考えられるが、これが、この地域の箱形褶曲構造と調和的に存在することからみると、むしろ、この構造の形成期にすべてが貫入したと考えるべきかもしれない。しかし、箱形構造形成が長期間にわたり、徐々に行なわれたために、泥岩も逐次堅硬となってゆき、貫入岩類と同じ反応を呈しえたものとも考えることも可能であろう。貫入岩類の活動期と、構造形成期との時間的關係は、今後に残された問題の一つである。

この地域の岩石は変質作用をこうむっていることが多い。“緑色凝灰岩”にみられるもの、“むらさめ石”にみられるもの、赤柴鉾山の銅鉍脈に伴う珪化作用、および珪化、粘土化を生じた温泉変質作用などに区分することができる。

“緑色凝灰岩”化は、第1～第3回にわたる火山活動により生じた火山岩類、および貫入岩類のすべてにみられる。いわゆる変朽安山岩化作用と同じで、斜長石は曹長石に、紫蘇輝石は緑泥石に変化し、また方解石、緑簾石を生じている。これは貫入岩類よりも火山岩類に強く、とくに第1回の安山岩類に強く現われているが、斜長石は完全には曹長石に変わっておらず、普通輝石も変質していない点で、典型的な変朽安山岩にまでは至っていない。石英安山岩質凝灰岩もまた、この変質をこうむり、黒雲母の多くは緑泥石に変わっている。

むらさめ石は、堅硬な黒色泥岩で、頁岩状を呈し、曹長石または緑泥石斑紋を生じているものであって、おそらく石英閃緑岩類の熱的影響をわずかにうけて生じたものと考えられる。その分布はきわめて局部的である。石英閃緑岩の影響は、わずかではあるが、石英安山岩質凝灰岩における黒雲母の再生に認められる。またその一部に電気石が生じているのは、確実な影響ということができよう。しかし、この地域には“ホルンフェルス”は存在せず、石英閃緑岩の岩体の小規模なことを示唆している。

銅鉍脈を伴う珪化作用は、この地域の東縁部のみにみられる。ほぼ南北方向をもつ、幅数m以下の石英脈が、数枚存在し、赤柴鉾山付近に密集している。

温泉作用に伴う珪化、粘土化は、局部的であるが各所にみられ明ばん石を生じていることもある。その最も顕著なものは、皆神山の東側に、加賀井温泉付近から岩沢付近にかけてみられる。頁岩も白色を呈しひん岩との識別が困難となるに至っている。奇妙山の火山岩にはこの影響は全くみられないので、その作用の最盛期は鮮新世と考えられる。ただし、後にのべるように、奇妙山の初期の活動は岩沢―皆神山間を中心としていたと推定されるので、この後火山作用が加賀井岩沢地区に重複して生じている可能性がある。

2. 新第三系の地質構造

この地方はフォッサマグナ東縁部にふくまれており、いわゆるグリンタフ地域に属するが、川中島の平野部をはさんで、西側の長野地域と松代地域とでは、地質構造も大きく異なっている。まとめると、

1) 長野市西方の山地(飯島, 1962)の長野堆

積区)；中新世後期から第四紀初期にかけての堆積岩が厚く発達し、新潟油田からつづく褶曲帯の一部(長野油田とよばれる)として、北東-南西方向の軸をもつ褶曲構造が発達する。褶曲軸はいずれも連続性がよく、互に平行に存在し、東北裏日本の油田褶曲の一般的特長をそなえている。

2) 川中島の低地(長野盆地)；第四紀に入ってから著しく沈降した地帯で、西方山地との境界部に発達する第四紀初頭の豊野層は、この低地向かって急傾斜し、沖積層の下に没している。この地域はまた地震の震源の密集する地帯で、有名な善光寺地震に伴う地盤断層は、現在の地盤の動き(平野側が沈み、西方山地側が隆起する)を反映している。

3) 河東山地(飯島、1962の中央隆起帯)；群発地震発生場となった松代地域はこの地区に属する。中新世初~中期には著しい堆積の場であったが、中新世後期に石英閃緑岩類(いわゆる第三紀花崗岩類)の広範な貫入が起こつて以後は、隆起削はく場となった。長野西方山地の褶曲構造に対し、この地区は傾動地塊構造で特徴づけられている。

しかし、この地区の内部構造、また、川中島低地帯との関係などは、これまで充分には明らかにされていなかった。

次に今回の調査の結果明らかとなった、松代地域の地質構造の概略、構造形態の特徴をのべる。図-1にはこの地域の構造図(水平断面図)を示す。

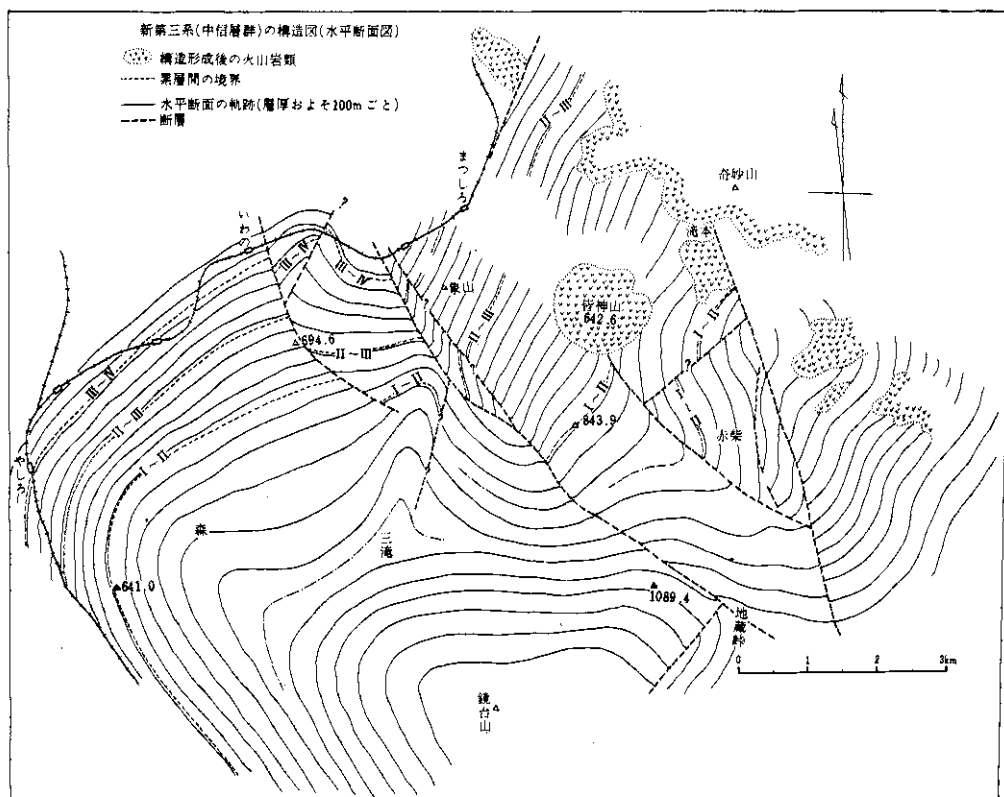


図-1 新第三系(中信層群)の構造図(水平断面図)
Structure of the Neogene Chūshin group.

構造形態の特色は、まず、更埴市森町を中心とする、大きな半ドーム状の隆起構造のみられることである。この隆起は、典型的な箱型隆起の形態をとっており、周辺は急斜し、中央に幅のひろい平坦な部分が認められる。おおよそ北西—南東方向を長軸として、幅約7km、長さは10km以上で、南方へ、調査地域外の山地に連続する。これをさらに詳しくみると、周辺の急斜帯から箱型ブロックの斜前方に向かって、不明りょうながら背斜帯がみつめられ、模式的には図-2のようになっている。

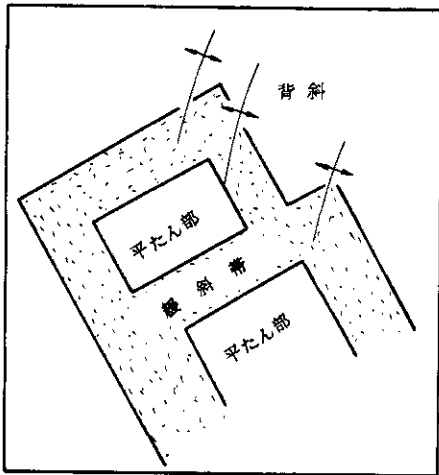


図-2 箱型隆起帯の模式図
Schematic pattern of the box-like structure.

これに対して、東方の若穂町を中心とする地域は、調査範囲外が大部分で、その詳細ははっきりしないが、従来の地質図によれば、広く玄武岩類が存在する(太田・片田, 1955)。その分布形態および、それが内村層に対比されている(飯島ら1963の大日向層の延長にあたる)ことから、この地域にも、西部に匹敵するか、あるいはそれよりも大規模なドーム構造の存在が予想される。

これら東西のドーム状隆起の中間にあっている松代区域は、相対的な沈降地域と考えられるが、その構造はすっきりとはしておらず、はっきりした沈降区というよりは、むしろ受動的な、“隆起からとり残された地区”と考えるのがよさそうである。この相対的な隆起と沈降のブロックの境界には断層帯がみつめられる。

これらの諸特徴は、ペロウソフ(1958)のブロック褶曲の示す構造様式によく一致している。

なお、隆起ブロック、沈降ブロックはともに全体として、北西方に緩傾斜している。したがって、八木貞助(1941)の“西北に背面を有する傾動地塊”は大局的には妥当な見解である。

長野市西方山地が、北東—南西方向の軸をもつ“油田褶曲”構造を示すのに対して、この地域ではそれと直交する北西—南東方向の長軸をもつ“ブロック褶曲”構造を示すために、当然、川中島低地の沖積層下には、基盤構造のぶつかりあり、大きな不連続面を考えねばならない。このことは、従来ばくぜんとはあるが指摘されてきたとおりである。

断層は北西—南東方向に連続するもののほかにも、破砕帯として、また小規模なものとして、数多く存在するが、その大部分は地質図に表示されるべきほどの地質的意義をもっていないようにみられる。

北西—南東方向の断層は、いずれも松代地区が地溝状に落ち込むような動きを示している、その落差は最大でも500m程度と考えられる。これは“ブロック褶曲”構造の完成にあずかったものであろうが、その一部は後の時期にもまた活動している。すなわち、最も東側に、滝本層を傾動させている断層がある。しかし、これも、奇妙山の火山岩類にはおおわれており、それ以後には活動した跡をみせていない。

鳥打峠断層(森本ら1966)もまた、新しい時期に活動した断層であり、奇妙山火山岩類を切っている。森本らは、この断層の延長方向を川中島の沖積平野と平行する方向に推定しているが、ここでは星野が本報告で述べているように、その小構造解析による見解に従って、北々東—南々西の方向とした。なお、森本らは鳥打峠断層の延長を妻女山の東側にのばしているが、この断層(確認できなかった。あっても小規模なもの)も鳥打峠断層の直接の延長ではなく、雁行するものと考えられる。

鳥打峠の南西、東寺尾付近には、北西—南東方向の小断層が存在する。飯島(1965MSの地質図および談話)はこの付近から南東方へ、大きな断層を推定しているが、東寺尾の断層に関するかぎり、あまり大きな断層とは考えられない。ただし、この程度の小断層が雁行して一種の破砕帯をつくっており、それが加賀井の温泉源の方向にのびている可能性は考えられる。

3. 新第三紀後期以降の火山活動と第四系

中新世の後期以降、長野西方山地の沈降に対して、河東山地は隆起に転じ、松代地域の中信層群は“ブロック褶曲”構造を形成し、陸化削はくされるに至った。河東山地はその後、激しい陸上火山活動の舞台となり、現在もなお、草津白根山などの活火山が活動を続けている。松代地域はその周縁部にあたり、火山活動はむしろ小規模であったと考えられるが、それでもなお、牧内安山岩、保基谷岳火山岩類、奇妙山火山岩類と皆神山溶岩円頂丘の生じた、4回にわたる火山活動が認められる。なお、これらの新期火山岩類も、松代市街より東の地域のみが存在することが注目される。

牧内安山岩は奇妙山麓に断片的に散在するのみで、その火山としての規模、活動中心は全く不明である。かんらん石斑晶をときには含有することのある、輝石安山岩溶岩よりなっており、その岩質の特長は奇妙山初期の溶岩に似るが、常に、軽微ではあるが変質作用を受けており、方解石細脈などを生じている点で容易に識別される。鮮新世に河東山地全般に生じた火山活動の残片と考えられよう。

保基谷岳火山岩類は牧内安山岩がほとんど侵食されつくした後に生じたもので、後者を滝本部落付近でおおっている。岩質も一変して、玄武岩ないし玄武岩質安山岩であり、径1cmにおよぶ大型斜長石斑晶を多量に含有しており、肉眼でも他から容易に区別される。これも、全般にわたって、軽く変質している。奇妙山南東の海拔1,529mの保基谷岳頂部を占め広く分布し、それより奇妙山西腹にむかって、漸次高度をさげながら、断続的に分布し、現在までに著しい侵食をうけたことを示している。主として溶岩からなるが、豊栄東方の崖などは凝灰角礫岩をはさむ。滝本部落東端では海拔600m付近に現われている。これは、当時の湖水中に流入したと考えられ、溶岩は強く変質しており、その表層部の空げきに富んでいた部分には、特に方解石などの二次鉱物が多量に生じている。当時の火山活動の中心は、明確ではないが、保基谷岳山頂の北東方とすることが妥当であり、火山体の規模はむしろ小さかったと推定される。滝本層は奇妙山の西腹の滝本部落東端で、保基谷岳の溶岩をおおって、わずかに5mほどの厚さで見られるにすぎない。溶岩の表層部の上に直接堆積しており、細かな層理をもつ泥岩にはじまり、

やや固結した砂層から砂礫層へと漸次粒度が荒くなる。砂層中には、溶岩が湖水中に崩落し堆積したとみられる巨礫層がはさまれる。この南東路上には、ほとんど玄武岩の岩片のみからなる泥質の砂礫層があり、水流の影響下に堆積したものとかわれる。これらはいずれも、保基谷岳の活動期に、その山麓に生じた湖水を埋めたるものと、考えられる。

滝本層は森本ら(1966)によりはじめて報告されたもので、泥岩に含まれる植物化石からは、地質時代は確定されず、その岩相から、長野市付近に分布する、第四紀初期の豊野層に対比される可能性があるとされている。しかし、豊野層は飯縄火山の活動期に堆積したもの(斎藤ら1960)なので、滝本層はこれより古く、長野西方山地で鮮新統の海成層が堆積していた時に、隆起地域であった松代地域に、一時湖水が生じたものとも考えられる。

滝本層の泥岩は溶岩の上ののって、60°を越す急傾斜を示している。これは堆積時の偽傾斜であろう。この上位で、砂礫層が約10°の傾斜を示すのは、付近を通る断層の影響と考えられる。この断層を境として、その東では、石英閃緑岩と牧内安山岩との境は、海拔900mの高所にあるが、断層の西では、それが海拔600mに低下している。また、奇妙山の溶岩が流出した時にも、この断層に沿って、約100mの断層崖が存在していたと推定される。

奇妙山火山岩類は、変質作用のまったくみられない、新鮮な輝石安山岩類よりなっている。これの岩質、分布に差がみられて、2回の活動期を経て生じたものと考えられる。

初期の火山岩類には、凝灰角礫岩が厚く発達しており、その一部は火山碎屑流として生じたもので、著しい爆発性の活動を行なっている。本体を形成した活動は、爆発性の活動は微弱で、溶岩のみを流し出している。その岩質からみると、初期の安山岩の石基には、珪酸鉱物(クリストパル石など)が豊富であり、アルカリ長石に乏しいが、本体の安山岩ではアルカリ長石が多量にみられ、珪酸鉱物の量は少ない、という差がみられる。

初期の火山岩類は奇妙山の北麓の千曲川沿いと、西腹の岩沢付近に現われている。かんらん石斑晶をときには含有する輝石安山岩よりなるが、千曲川沿いには、ガラス質のやや酸性の安山岩溶岩が

主としてみられ、この下に凝灰角礫岩あるいは凝灰岩が存在している。鳥打峠の北側にも、同様の溶岩があって、芝石として採石されている。この下には板状節理に富む、結晶度のよい輝石安山岩溶岩が存在する。岩沢付近では、ガラス質安山岩は1枚のみで、岩沢石として採石されている。

図-3にみられるように、ここには凝灰角礫岩が厚く発達しており、その一部は火山砕屑流として噴出したものである。この付近では、溶岩も岩沢部落と反対の方向に傾斜しており、粗大な凝灰角礫岩の存在することからみても、当時の噴火口は、岩沢と皆神山との間に存在した可能性が高い。

本体の火山岩類は、奇妙山頂より北北西に向かって、現在の地表面とはほぼ同じ傾斜で流れ下っており、その一部は滝本部落付近で、約100mの断層崖を流れ落ちて西方に向かい、さらに部落南側の谷にまで流れこんでいる。したがって、この時期の活動中心は岩沢とは考えられず、奇妙山頂から東にかけての地域に推定される。奇妙山の東西山腹林道でみられるように、その活動のはじめには、少量の凝灰角礫岩の噴出をみたが、その後は、溶岩のみを何枚も流し出している。ガラス質安山岩は、山頂付近にみられる。黒色安山岩片が不規則なレンズ状をなして、流理をよく示す灰色ガラス質基質中に存在しており、この岩質は、初期火山岩類の一員である芝石とよく似ている。しかし、芝石とは異なって、斑晶普通輝石の縁辺に、あるいは石基に、細粒の緑褐色角閃石が生じており、石基にアルカリ長石が豊富であって、顕微鏡下での識別は可能である。なお、この種の細粒角閃石は、初期火山岩類でも、千曲川沿いの大室部落南東のガラス質安山岩にみられ、本体と初期の火山岩の識別にはならない。

森本ら(1966)は、芝石などを溶結凝灰岩と判定したが、これは不均質なガラス質の溶岩の可能性が高く、少なくとも、芝石の噴出に伴ってカルデラ陥没が生じたとは考えられない。八木(1918)は皆神山カルデラ説を主張したが、今度の調査では、森本ら(1966)と同様に、周辺の山地でカルデラ説を支持する積極的な証拠は得られなかった。

奇妙山も小規模な火山体を形成したもののようで、溶岩も当時の起伏に富む地形の凹所を埋めて、不規則に分布している。溶岩の表層部はしばしば風化土壌化し、あるいは薄い砂礫層をのせており、その活動は散發的で、休止期を置いて、全体とし

ては相当の長期間にわたったものと考えられる。

滝本部落付近の清滝をつくる溶岩(本体火山岩類の最初の溶岩)のK-Ar法による絶対年代が、森本ら(1966)によって540万年(鮮新世の後期)と報告されている。火山形態の残存度、溶岩の新鮮さからみると、この値はいささか古すぎるように思われるが、奇妙山が古い時代に活動したもので、現在は全く死滅していることに誤りはない。皆神山溶岩円頂丘は沖積面から比高約250m、底面の直径約12kmの比較的大規模な円頂丘で、その地形は単一でなく、一見数個の円頂丘の集合体のような外観を呈している。その表層部は、高温で空気にふれ鉄鉱が酸化して赤褐色を呈しており、またその内部では、粗雑な部分とちみつな部分とが不均一にまじりあっている。昭和新山などのような、地下で固結した溶岩が上昇して生じたものではなく、粘性の高い溶岩が狭い火道を通して地上にあふれ出したものである。

皆神山の溶岩は、斑晶として斜長石、紫蘇輝石、普通輝石および少量の角閃石を含有しており、石基にはクリストバル石が豊富で、アルカリ長石に乏しい。この石基は、奇妙山初期の溶岩と同じ特長をもつが、角閃石斑晶の存在で、明らかに異なっている。

森本ら(1966)によれば、K-Ar法による、その絶対年代は35万年で、第四紀の後期にあたる。

湖底堆積物は、皆神山北麓での試錐によりはじめて見いだされたものである。地表から150mは皆神山の溶岩で、その下に約15mの厚さで発達し、中信層群の黒色泥岩上に乗っている。その大部分は、皆神山の溶岩に酷似する、きわめて新鮮なガラス片よりなっており、泥層を不規則レンズ状にはさんでいる。

皆神山の先駆的活動として、比較的静かな爆発活動がおこり、当時存在した湖水を逐次埋められていったものであろう。

段丘はこの地域では発達できわめて悪い。わずかに、森本ら(1966)が指摘したように、海拔650~750mに小平たん面が、皆神山の東方山地にみられる。段丘堆積物はほとんど存在しないが、わずかに赤柴白石間の東方の山道で、黒雲母を多量にふくむローム層下半に、泥層と砂礫層が数mの厚さでみられた。滝本部落南の小起伏面もこれと一連の面で、軟弱な滝本層を削って、やや広く発達したものであろう。また松代町稲葉開拓地付近に

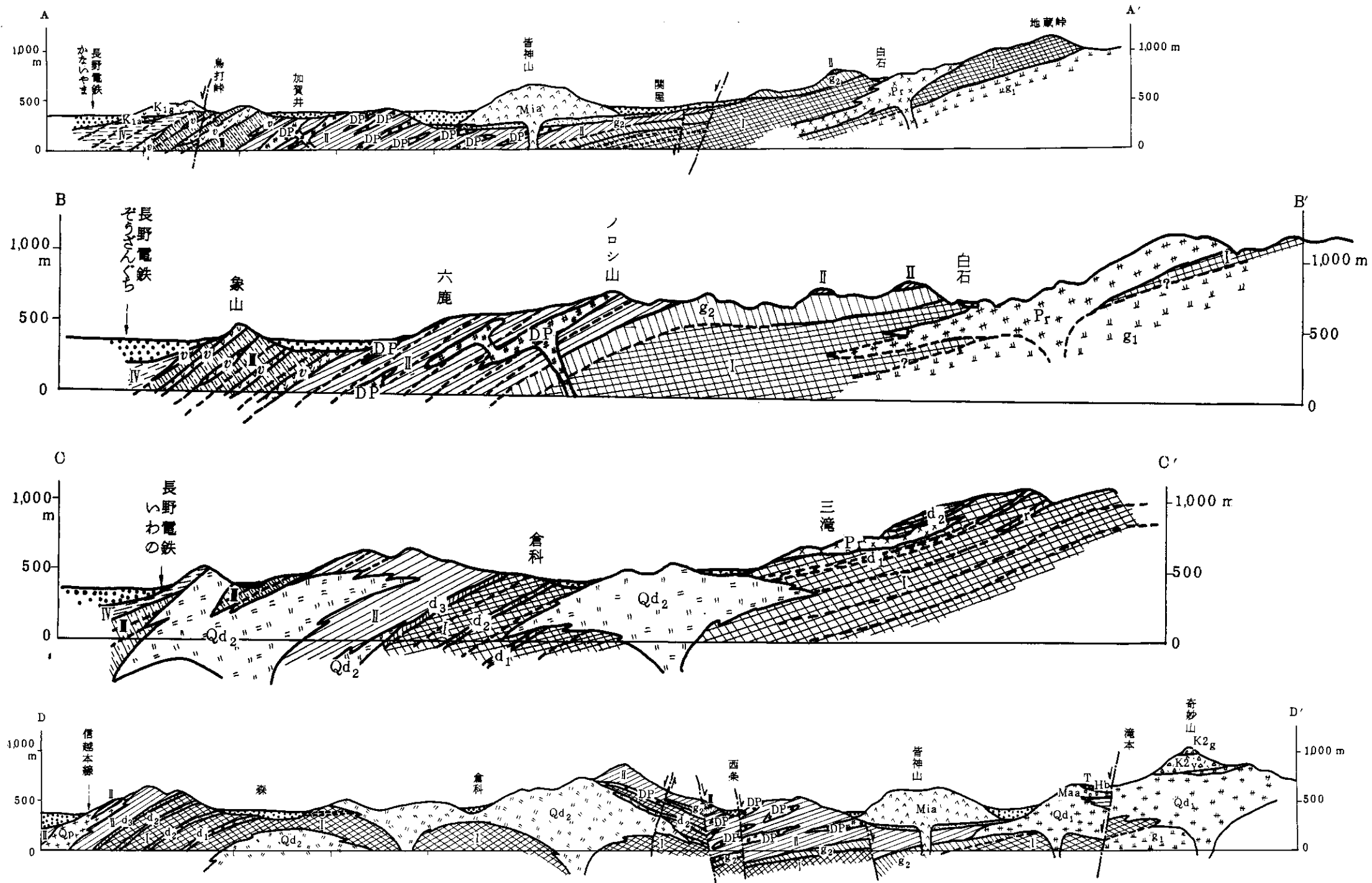


図-4 松代地域地質断面図
Geological profile of the Matsushiro area.

も、海拔 750m 内外の緩斜面が発達する。ここでは砂礫層はみられず、厚い崖錐堆積物がロームにおおわれている。

扇状地堆積物あるいは崖錐はこの地域では、皆神山北麓を通る北東—南西の線をほぼ境として、その南東側によく発達している。その一部は大規模な山くずれによって生じたものであって、白石部落の東および南の林道切割にその断面がよくみられ、一部ではローム層を介存して、古い時代から何回も生じていることを示している。赤柴部落の東 1km、桑根井部落の東 2km などにも、これに準ずる規模のものがあリ、牧内部落裏も、過去における山くずれの地形を示している。

この扇状地堆積物の面に連続して、北西部の地域には沖積面がよく発達しており、その付近は、瀬れ谷の地形を呈している。松代地域が全体として、最近の時代にもなお北西方への傾動運動を続けていることを示すものとも考えられよう。

参 考 文 献

- 本間不二男(1931):信濃中部地質誌. 古今書院.
- 飯島南海夫(1962):フォッサマグナ北東部の火山層序学的ならびに岩石学的研究(その1). 信大教育学部紀要, No.12, p.86-133.
- 飯島南海夫(1963):同上(その2). 信大教育学部研究論集, No.14, p.91-122.
- 飯島南海夫・小林国夫・斎藤豊・田中邦雄・富沢恒雄・山岸いくま(1958):フォッサマグナの構造的意義. 地球科学, No.37, p.29-33.
- 飯島南海夫・山岸いくま(1963):上田小県誌, p.61-252. 小県上田教育会.
- 河野義礼・植田良夫(1966):本邦産火成岩のK-A dating(IV); 東北日本の花崗岩類. 岩鉱, Vol.56, No.2, p.41-55.
- 長野県地学会編(1957, 1962):20万分の1長野県地質図および同説明書. 内外地図.
- 太田良平・片田正人(1955):5万分の1地質図幅「須坂」および同説明書. 地質調査所.
- 八木貞助(1918):皆神円頂丘. 地質雑, Vol.26, p.175-181.
- 八木貞助(1941):上高井郡地質誌. 上高井教育会.
- 八木貞助(1943):更埴地質誌. 更埴教育会.
- 八木貞助・八木健三(1958):上水内郡地質誌. 上水内教育会.
- 森本良平・村井勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男(1966):松代郡発地震地域とその周辺地方の地質. 震研彙報, No.44, p.423-445.