

松代群発地震地域をさぐる

沢村孝之助・垣見俊弘

昭和39年6月13日 栗島付近の地下40 km を震源とする大地震が突発して 日本海沿岸地域に大きな被害をおよぼし 特に信濃川口に位置する新潟市街で最も被害が大きく その概況は地質ニュース 120号に「新潟地震を予察して」と題して詳しく紹介されています。これからわずかに1年 昭和40年8月3日から 信濃川をさかのぼること約 160 km の松代町皆神山を中心として群発地震が発生し(地質ニュース 144号) その活動はいまもなお継続しています。これは新潟地震とは性格の異なった地震活動であり その震源も地下10 km より浅いところに集中しています。このような群発地震が観測された例はあまりなく 明治32年の摂津・有馬地方の鳴動地震 大正9年より昭和のはじめまで継続した紀伊名草山の小規模地震群 昭和34年から40年にかけての箱根火山の中央火口丘神山付近で 地下1~3 km の深さに震源をもつ地震群があります。これらはいずれも地震の規模は小さく 箱根で40年2月21日にM4の地震が発生したのが目につくくらいです。ところが 昭和5年2月から5月にかけての伊東付近の群発地震(震源は地下10 km 以内で 数km のところに集中している)から4カ月をへて 11月に再び群発地震がおこり これに伴ってM7.3の北伊豆地震が発生しました。このような例があるので 松代群発地震の推移の予想はたいへん重要な研究課題であり そのためにも群発地震そのものの解明が必要となりました。震源地域の地下構造を解明し発生機構 災害対策のための基礎資料とするためにいろいろの方法で この地域の解明に努めましたので その結果について ここで紹介します。最近の地震の状況については 幸いに現地松代におられる地震観測所 相原奎二氏の紹介を得ることができました。

地質と地質構造

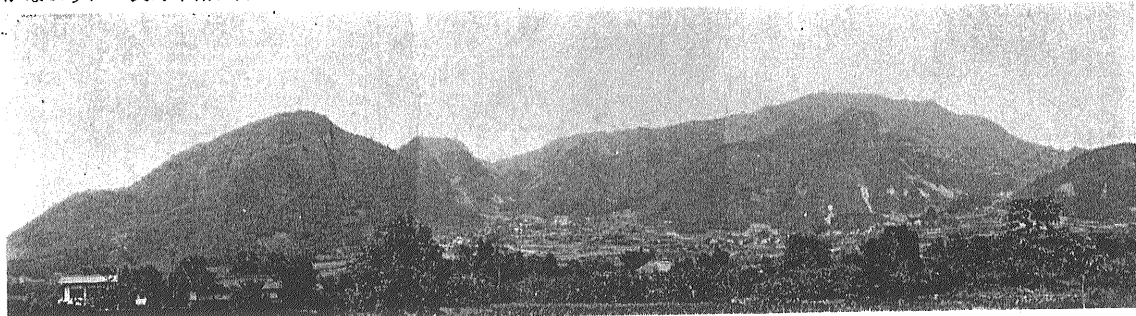
信濃の国から越後の国にかけて すなわち 長野県北部から新潟県にかけての地域は 地震の比較的良好に起こるところで 松代は この地域のほぼ南端に位置している。理科年表によれば 松代付近の 千曲川(信濃川)東岸沿いには 1853年と1858年にM(マグニチュード)5.9の地震が起こっており 下って1897年にはM6.3があり これには 引き続いて1カ年以上も小規模な地震が群生したらしいといわれている。千曲川西岸沿いに

長野付近では これより規模の大きな地震が発生している。890年にM7.4 1847年にもM7.4 1941年にはM6.4とその規模は破壊的である。

長野県北部では 地震研究所の編集した第1図に明らかなように 長野市南西方の大町でもよく起こっている

のであるが 糸魚川—静岡線を超えて西では 地震は起こらず すべてフォッサマグナ地帯にかざられている点は注目される。理科年表を整理してみると(第1表)地震は大町から北東方に 高田 高田(直江津)沖と結ぶ線上に起こっており 信濃川沿いの 長野 飯山 三条 新潟沖を結ぶ線も これに平行して 北東—南西方向をとっている。地震がフォッサマグナ地帯に限られること また北東—南西に走る2群が存在することは 地質構造の面と関連づけられそうである。1例として 長野県の地質の先覚者である 八木貞助氏のフォッサマグナ地帯の地質構造図(第2図)をかかげたが これでも 北東—南西方向は 第三紀層と第三紀火山岩類の分布の境界線であり 信濃川沿いの地震帯は ほぼこの境界線上にのっている。

フォッサマグナは 東北日本と西南日本との境界にあ



① 皆神山北東麓からみた奇妙山 中央が岩沢部落で このあたりが旧噴火口と疑われる

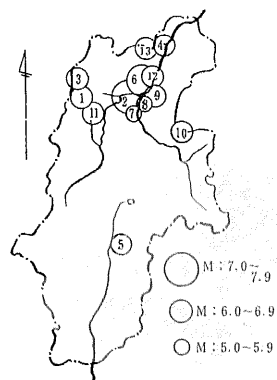
たとともに 日本の地質構造区の重要単位であって
 グリン・タフ地域の一員でもある。 グリン・タフ地域
 は 本地質ニュースに 連載で詳しく紹介されているが
 要するに 新第三紀中新世のはじめ(約2,500万年前)
 に発生した 著しい沈降帯で 激しい火山活動を伴って
 いる点に特長がある。 グリン・タフ地域では 一般に
 中新世の後期には 第一次の沈降期が終って グリン・
 タフ中軸部の隆起帯と 両側の沈降帯(これは裏日本で
 は油田褶曲帯ともよばれる)とに分化する傾向が生じて
 おり 長野県北部では これが顕著である。 八木氏の
 第三紀火山岩類分布地は この隆起帯にあたり 信州大
 学の飯島氏らによって 現在では 中央隆起帯とよば
 れている。 信越地域の地震の示す北東-南西方向は この
 中央隆起帯の方向と一致して グリン・タフ地域分化
 の際に生じた 重要な地質構造方向である。

ところで 第1表で明瞭なように 大町-高田の地震
 群は 841年から1800年頃までの約1,000年間にはよく
 起こっているが それ以後の250年は 信濃川沿いでも
 っぱら起こっているのである。 なぜこのような交代が
 起こったのか その理由づけは この地域の地史とも関
 連する興味ある課題である。 また 長野地域と 松代
 地域とでは 地震の規模に顕著な差があり 松代地域で
 は群発地震が過去にも発生していた疑がある。 地震の
 発生機構には2つの型式が考えられており その1つは
 地下でのマグマの活動により その貫入などに伴い発生
 するもので 長期にわたり深所からエネルギーが補給さ
 れ得る可能性をもつもの もう1つは 長期にわたり
 蓄積されたひずみに 岩盤が耐えきれなくなり 破壊す
 るために発生するものである。 地震も地質現象の1
 つであり 地下に生じている運動の現われなので その
 地域の地質構造 またその地域の経てきた歴史(地史)
 に規制されていることは十分予期されるところである。
 近い将来の 明快な解決のために 現在までに得られた
 松代地域の地質状況をのべたい。

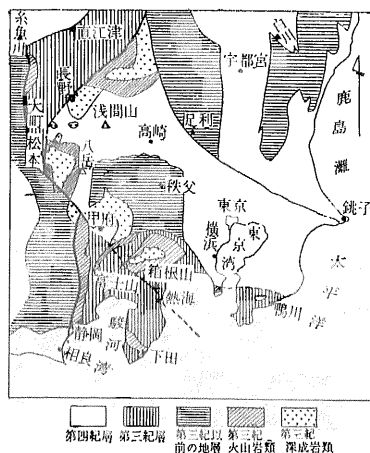
松代地域の地史 基盤について

この地域はグリーン・タフ地域の中軸帯にあたり 地表
 には新第三紀層が広く現われており その基盤となる岩
 石は第2図に示されるように 遠く離れた地域にみられ
 るのみである。 近年になって 利根川の源流からその
 東方の地域で 中国地方に分布する中生層(三畳系 ジ
 ユラ系および白亜紀火山岩類)の延長と考えられるもの
 が見出されるようになり 糸魚川-静岡線に切られるも
 のの フォッサマグナの基盤としては 中国地方の延長
 が考えられるようになった。 たまたま 松代西側の山
 地で 新第三紀層にはさまる石英安山岩質凝灰岩のなか
 に小さな破片として 千枚岩が含まれていることが 顕
 微鏡観察の結果 明らかとなった。 これは泥質岩が変
 成作用をこうむって生じたもので 中国地方の三郡変成
 岩と比べることが可能である。

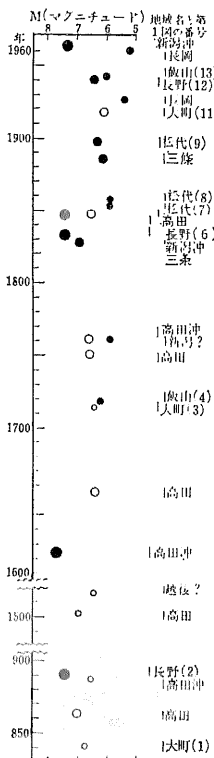
地震研究所の森本氏らは 松代地域の地下には 古生
 代の堆積岩および(あるいは)中生代の花崗岩類が存在す
 るであろうと推定していたが 古生代の変成岩(おそらく
 三郡変成岩)が伏在する可能性が強くなったわけである。
 中国地方でも 三郡変成岩には中生代の花崗岩類
 がしばしば伴われているので 松代地域の地下に伏在
 する可能性は否定できない。 また 利根川地域の中生
 層についても同様である。 これらの確認は将来の問題
 である。 ただし グリン・タ
 フ地域の基盤岩は 一般的に古
 生層であって 中生層 古第三
 紀層を欠いているので 松代地
 域に中生層の伏在する可能性は
 薄いといえよう。 現段階では
 この地域では 古生代の地相斜
 堆積物が古生代の末ないし中生



第1図 長野県北部の地震分布
 (地震研究所原図)



第2図 フォッサマグナ地域の地質構造
 (八木貞助 八木健三 原図)



第1表 信越地域の地震年表

代のはじめ(おおよそ1億5,000万年前)までには変成作用をこうむり隆起して少なくとも1億年以上の長期間中国大陸と陸続きの状態にあったものと考えてよさそうである。

新第三紀の地史

この安定した状態は新第三紀のはじめ(2,500万年前)には一変した。東北日本と西南日本の分離に伴ってフォッサマグナが発生しこれに関連してグリーン・タフ地域が生じそれらに激烈な火山活動と急激な海の侵入とともに急速な沈降運動が起こった。この運動はフォッサマグナ全域にわたって均一だったわけではないようである。たとえば南の諏訪湖付近には三波川結晶片岩が地表にも現われてフォッサマグナを南北に分けておりここでは沈降量が最も少なかったと推定される。またこの付近は最も早く沈降運動が生じたものらしくフォッサ

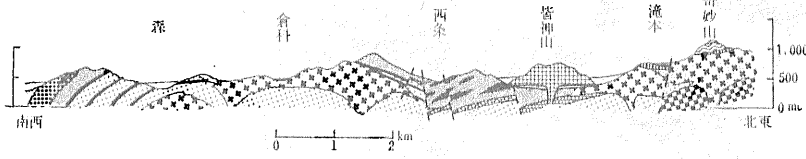
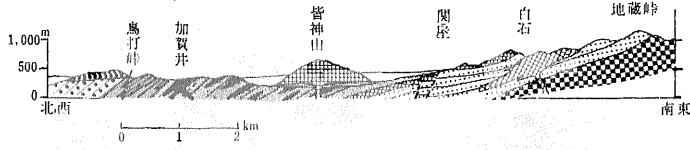
マグナで最も古い新第三紀層である守屋層がみられる。守屋層は礫岩からはじまる地層で海進があって後に火山活動が活発になったことを示している。松代地域ではこのような初期の地層はみられず松本あるいは上田の北側に存在して変質火山岩類を主とする内村層とよばれる地層が松代地域の地下に伏在するものと考えられる(後出第2表)。

この付近では内村

層の上には泥岩よりなる別所層 砂岩・礫岩からなる青木層が累重しており3層をあわせて中信層群とよばれている。長野市の西方には中信層群の上の北信層群が厚く堆積している。松代でも長野でも新第三紀層の下底部は地表に現われていないがどうも沈降運動の時期は少なくともその最盛期は諏訪湖地域から北西方へ順次波及してきているように考えられる。新第三紀層はこれらの各地でほぼ同じ程度の厚さに堆積したものと推測されるわけである。

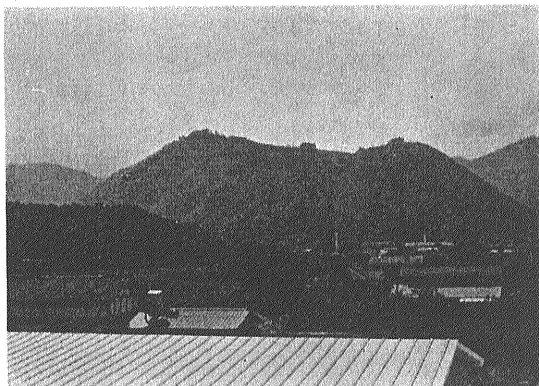
中信層群

松代地域の中信層群はその岩質の変化火山活動の盛衰にもとづいてI~IV累層に区分される。ここでは火山活動が他地域よりも長期にわたって断続しているので地層の対比はむづかしい。I累層はおそらく内村層の一部にIIおよびIII累層は別所層にIV累層は



↑第3図 a. 地質図I 垣見 沢村 小林 曾我部 長谷による

一第3図 b. 断面図



◎ 皆神山北面 東のこぶの裾に200m試錐のやぐらがみえる
青木層に対比されようが 確實ではない。

I 累層は この地域の地表にみられる最も古い地層であるが その堆積時には すでに海侵は極大に達していたようである。 そ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。 その比較的下部の泥岩（地蔵峠の北側のスキー場下手）には 有孔虫や小型の貝化石が まれではあるが 含まれている。 この岩相 化石からみて I 累層はかなりの深度を示す外洋性の堆積物と推定される。

I 累層でもその上部では 粒度があらくなる傾向がみられ この地域の西部では 厚さ数cm ないし20cm程度のごく細粒で陶汰がよく ときには級化成層を示すことのある砂岩をはさむようになる。 II 累層では砂岩のはさみの量が多くなり その厚さも増し 粒度も粗くなるが泥岩はI 累層のものと全く同質である。 III 累層ではさらに全般的に粒度が粗くなり 砂岩の量はさらに増し 泥岩もシルト質である。 なお 地域西部の泥岩のなかには 径1 cm 以下の円礫が まれではあるが含まれている。 IV 累層になると著しく粗粒となって 泥岩も一般にシルト質ないし砂質で 陶汰は悪く ほとんど常

に径1 cm 以下の円礫を散含している。 砂岩のうちで 50 cm 以下の薄層をなすものは III 累層以下と同じであるが 厚さ1 m 以上のものは 凝灰質で塊状を呈して陶汰悪く 礫まじりである。 IV 累層には また 礫岩も存在する。 これは いわゆる含礫泥岩の特長をもっており 陶汰は不良である。

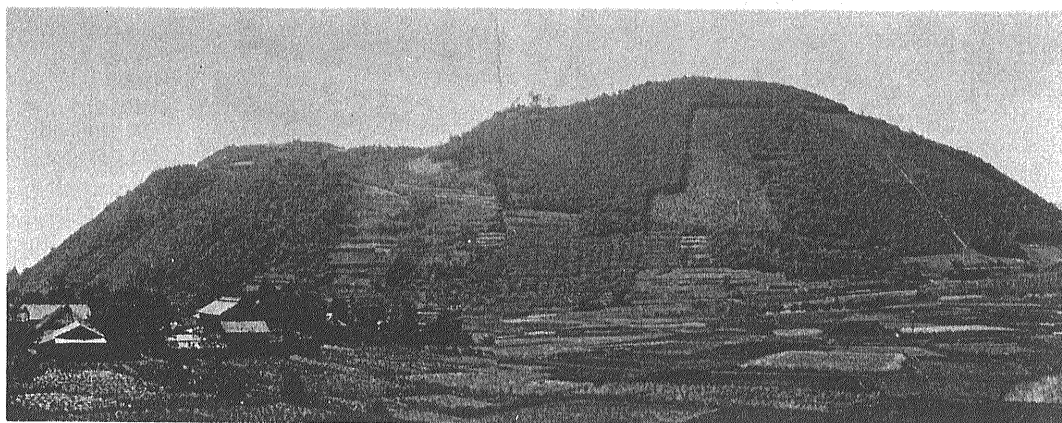
このように I~IV 累層は一連の堆積物で その堆積盆地は I 累層の堆積期に最も深く それ以後は逐次より浅くなっていったことが示されている。

火山活動

火山活動は 中信層群の堆積期間中に 少なくとも3 回生じている。 その噴出物は強い変質作用をこうむり緑色を呈しているので 緑色凝灰岩、とよばれている（地質図II）。

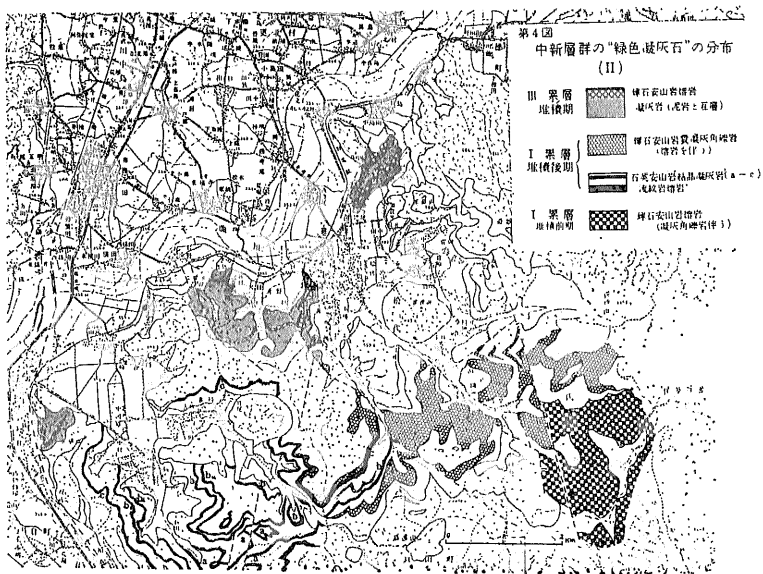
その第1回の活動はI 累層の堆積前半にみられ この地域の南東部に 多量の輝石安山岩質熔岩を噴出し 少なくとも300 mの厚さに達した。 泥岩の堆積で示される休止期の後 I 累層の堆積後半に 第2回の活動が起こった。 これは第1回に比べ やや塩基性の輝石安山岩質の活動で 熔岩も伴うが 主として凝灰角礫岩を噴出して 少なくとも200 mの厚さに堆積した。 これも東部で激しく 西方に向かって噴出物は急激に薄化消失している。 西部では これと時を同じくして 石英安山岩質の火山活動が生じており 5~6枚の凝灰岩層が生じた。

地質図には a~c の3枚（西端ではbはblとbuの2枚になっている）を示したが これらは泥岩の間にはさまっており 地層を追跡し 地質構造を解析するため有効な よい鍵層となっている。 大型の石英結晶片とともに斜長石 黒雲母 角閃石片を多量にふくむ いわゆる結晶凝灰岩で 一見 石英斑岩の岩床状を呈するものであるが 詳しく観察すれば その岩質が不均質な点で識別される。 その大部分は いわゆる水中火砕流堆積物で 西方からこの地域に流れこんだものである。



◎ 皆神山南面 一見 外輪山と中央火口丘のようにみえる

その厚さは2~20mであるが 東方に次第に薄くなって あるいは砂岩にうつりかわり 安山岩質凝灰岩礫岩中で消失する。 なお これらの凝灰岩の下位には 泥岩にはさまって流紋岩の熔岩がみられる。 これも大型の石英斑晶をもち 凝灰岩と一連の活動と考えられる。 第3回の活動はⅢ累層の堆積期に生じている。 凝灰岩が主であって泥岩と互層しており 熔岩は伴うが 凝灰角礫岩のような粗粒噴出物は ほとんど存在しない。 熔岩は輝石安山岩で 変質も著しく 第1回の活動期のものと酷似している。 第1回第2回に比べて この期の噴出物は 広く西方に及んでいるが 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。 このように 東部区域では 3回に



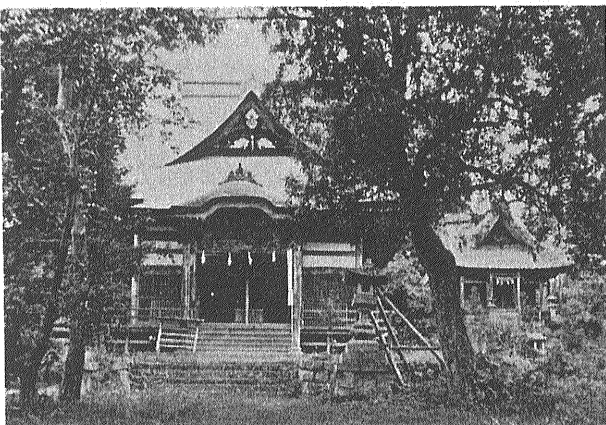
第4図 地質図Ⅱ (中信層群の緑色凝灰岩の分布)

わたって激しい安山岩質火山活動が生じているのに対して 西部区域では石英安山岩質の火山活動が 第2回の活動期において 生じているのみで この東西両地域の対照は注目し値する点である。 この対立はまた 貫入岩類にも認められる。

貫入岩類

松代地域には多種多様な貫入岩が存在するが その多くは岩床状を呈して 地質構造と一般には調和的である。 いずれも 地下浅所で固結したもので その深度 冷却速度に応じて 完晶質の深成岩から ガラスに富む火山岩に至るまで 1つの岩体内でも変化がみられる。 変質安山岩は 地域南部でⅠ累層中に点在している。 その1つは 延々6 km におよぶ岩床を作り 西では安山

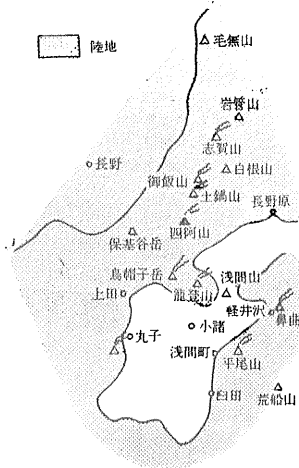
岩質であるが 東端の岩体の肥厚した部分では閃緑岩質であり 東に中心があったものと考えられる。 これらはⅠ累層の堆積後期に 第2回の火山活動に伴って貫入したものとも考えられよう。 閃緑岩は 皆神山の周辺で Ⅱ累層を貫いている。 岩体が小規模であるのに 半深成岩の岩質を示す点から これはⅢ累層堆積後期に第3回の火山活動と関連するとも考えられる。 石英斑岩は 前2者とは異なって そのほとんどが西部区域でⅡ累層を貫いており 東部区域では わずかに鳥打峠東方でⅢ累層中にⅠ岩体みられるにすぎない。 松代に南隣する上田付近では Ⅰ累層を貫く大岩体として存在するが 当地域では比較的小規模で 石英安山岩質のものも多くみられる。 これは 西部区域のⅠ累層に顕著な石英安山岩質凝灰岩の活動と密接な関係にあるとも解さ



④ 皆神山頂上の神社 地震にそなえて 支柱でささえている



⑤ 桑根井部落南端からみた奇妙山 扇状地がよく発達している 牧内部落裏の山崩れ地形が 中央から左下に細長くみえる



第5図 鮮新世後期の火山分布(飯島他原図)東北大学の河野・植田両氏により発表されている。その値は2,100万年で中新世の中頃に当たる。以上のように石英閃緑岩は東西両域にわたるが他の変質安山岩と閃緑岩は東部に石英斑岩は西部に分布しており 中信層群の火山活動と密接に関連する可能性が高い。これが事実とすると

これらが この地域の地質構造と調和的である点は 中信層群の泥岩が 現在のように火山岩類とほぼ同程度の堅硬さを示すようになって後に この地域に構造を形成する運動が起こったので 生じた現象と解釈されることになる。通常は 火成岩類が地質構造を調和的分布を示すのは 地質構造の形成期に 抵抗の少ないところに火成岩が侵入して生ずる現象と解されている。松代地域での貫入岩類の活動期と構造形成期との時間的關係はなお 今後に残された問題の1つである。

変質

これらの貫入岩類も 中信層群の火山岩類と同様な変質をうけて 緑色を呈している。この変質は グリン・タフ中軸帯に一般的にみられる現象であって 斜長石は曹長石に 輝石は緑泥石に変化し またしばしば緑簾石が生じている。この変質の著しいものが 変朽安山岩であるが この地域では やや変質が弱く 典型的な変朽安山岩はまれである。

火成岩類とともに 中信層群の泥岩もこうむっている変質に 白色粘土化ないし珪化作用がある。その著しいのは 皆神山東側の 岩沢一加賀井一鳥打峠東方にわたる地域で すべて白色を呈し 泥岩と火成岩との識別も困難となっている。この変質は 過去の激しい温泉作用に伴って生じたもので 加賀井の温泉などは その名残りと考えられる。

また この地域では 石英閃緑岩の貫入に伴って生じた熱変成作用も わずかではあるがみられる。石英安

れよう。石英閃緑岩は 東西両地区に存在し その一部はIV累層までも貫いている。これは 広くグリーン・タフ中軸帯に存在する。第三紀花崗岩類の一員であり 中軸帯が隆起に転じた頃の貫入と考えられる。奇妙山東方約5 kmの仙仁付近の石英閃緑岩の K-Ar法による絶対年代が

山岩質凝灰岩に黒雲母の再生していること ときには電気石が晶出していることは その例である。赤柴奥に産する「むらさめ石」も泥岩に作用した例とみられる。むらさめ石は 堅硬な黒色泥岩に 曹長石 緑泥石よりなる白色の点紋が散点する美しい岩石である。鳥打峠の東方にも産するが ここでは珪化作用をうけ脱色され白色の岩石となっている。

新期火山活動

松代地域では新第三紀中新世の前半にわたって 東西の区域でやや異なった火成活動が行なわれてきたわけである。この地域が隆起して以後 鮮新世から第四紀にわたっては 東部区域でのみ陸上火山活動が起こっている。この時期の活動は松代より東方ではげしく ここでは現在もなお須火帯として活火山の活動が続けられている。松代地域はその周辺部であって 牧内安山岩 保基谷岳火山岩類 奇妙山火山岩類と皆神山熔岩熔頂丘などの生成に関与した4回の火山活動が認められる。

牧内安山岩は奇妙山の熔岩の下に断片的に散在するのみで 過去における火山体の規模や 噴火口の位置などは 現在では全く知ることができなくなっている。常に軽微な変質作用をうけて 青色を帯びる輝石安山岩熔岩のみからなる。斑晶として ときには かんらん石を含有することもあるが いずれも中性の安山岩で 奇妙山の初期の熔岩とよく似ている。鮮新世の一時期に 長野市西方では鮮新世の初期 柵層の時代に激しい火山活動が起こっているから あるいはこれと前後する時期に この地域全般に生じた火山活動の残片とも考えられる。

保基谷岳火山岩類は牧内安山岩がほとんど侵蝕されつくした後に生じたもので その岩質も一変して玄武岩および玄武岩質安山岩である。長さ1 cmにおよぶ大型の斜長石を斑晶としており 他の火山岩との識別は容易である。これも軽微な変質作用をこうむっているが 火山形態はかすかに残存している。活動中心は保基谷付近からその東の地域に推定され 熔岩は海拔1529mの保基谷岳山頂部から 北西方の奇妙山西腹にむかって 漸次高度を下げながら 断続している。熔岩の間には凝灰角礫岩などの火山碎屑物をはさんでいる。その末端の滝本部落付近では 熔岩は水中に流れこんだものと考えられ やや強く変質しており 熔岩表層の穴隙に富む部分には 方解石などの二次鉱物が晶出しており 滝本層に整合におおわれている。

滝本層は奇妙山西腹の滝本部落東端路傍に厚さにして5mほどの一つの露頭がみられるにすぎない。保基谷岳の熔岩のうえに直接に堆積しており細かな層理をもち植物破片を含有する泥岩にはじまり上位に次第に粒度が荒くなりやや固結した砂層から砂礫層へと整然と累重している。砂層の一部には熔岩が水中に崩落したと考えられる巨礫よりなる部分も存在する。この南東方の路傍には保基谷岳熔岩の破片を主として新第三紀の変質安山岩・頁岩の亜円礫をまじえる火山角礫岩が流水の影響のもとに堆積しており現在は風化して粘土化して現われている。これも保基谷岳の活動に際してその山麓に生じた小湖盆を埋めた滝本層の一部と考えることもできよう。この滝本層は地震研究所の森本助教等がはじめて記載したもので植物化石からは地質時代が決定されず岩相が似ている点から長野市北東方の飯繩山麓に広く分布する第四紀初期の堆積物である豊野層に対比されるのではないかと考えている。豊野層は火山形態のよく残っている飯繩火山外輪山の活動期の堆積物なので豊野層よりも滝本層は古い時期の堆積物であり長野市北方の鮮新世の海成層の堆積していたときに隆起帯である松代地域で一時的な沈降が生じ——保基谷岳の火山活動に伴ってその周辺地域が沈降したと解することも可能であろう——滝本層の堆積を生じたとも考えられよう。

滝本層の泥岩は熔岩に接して南西方に65°の急傾斜を示しているがこれは堆積時の熔岩の形に支配された偽傾斜であるらしくその上位の砂礫層は10°前後のゆるい傾斜を示している。しかしこの傾斜は付近を通る断層の再活動により生じたものとも考えられる。

奇妙山火山岩類はこれまでの火山岩と異なって変質作用の全くみられない新鮮な輝石安山岩類よりなっている。ほとんど熔岩だけからなる奇妙山の本体の下に初期の爆発性の活動の著しかった際に生じた火山岩類が存在する。この初期のものは奇妙山北麓の千曲川沿いに散在するほか皆神山北東方の岩沢部落付近にみられる。岩沢では牧内安山岩および石英閃緑岩をおおっており黒色輝石安山岩熔岩(厚さ約5m)火山砕砕流堆積物(約15m)凝灰角礫岩(約25m)板状輝石安山岩熔岩(約25m)ガラス質安山岩熔岩(岩沢石とよばれ厚さ約20m)板状輝石安山岩熔岩(約20m)凝灰角礫岩(約40m)とこの順に重なり本体の火山岩類の一員である輝石安山岩あるいはガラス質安山岩によっておおわれている。火山砕砕流堆積物は火山角礫岩の間にはさんで上下にみられる。下部のものは岩質軟弱であるが上部のものは厚く(約10m)固く熔

結している。千曲川沿いにはガラス質安山岩熔岩がみられるが鳥打峠北側に分布して柴石として大規模に採石されている熔岩の下にはその北端でちみつな輝石安山岩熔岩がみられ大室部落では凝灰角礫岩が大室北東では凝灰角礫岩とともに赤色火山灰が存在している。

初期の火山岩類はいずれも輝石安山岩であるがまれにはかんらん石を斑晶として少量含有することがありまた大室部落南方のガラス質安山岩には普通輝石斑晶をとりまいてまた石基に角閃石が生じている。これらの全般の特長としては石基にクリストパル石などの珪酸鉱物は豊富であるがアルカリ長石に乏しくこの点が本体の火山岩類と大きな差となっている。

凝灰角礫岩の傾斜方向をみると大室部落北方ではN30°E 40°N 大室部落でN-S 20°Wと千曲川沿いではまちまちである。これは付近の断層の影響をこうむったためと考えられよう。岩沢部落では火山岩類は岩沢部落より外に向って傾斜しておりこの付近で凝灰角礫岩類の厚いことそれが北東方では分布していないことなどからこの時期の噴火口の位置は岩沢ないしは皆神山との間に存在した可能性が高い。

本体をつくる熔岩は奇妙山頂から北々西に向って現在の地表面をほぼ同じ傾斜で流れ下っている。その一部は滝本部落付近でみられるように約100mの高度差のあった断層崖を流れ落ちて西方に向いその末端は滝本部落の南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部落付近に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。本体の形成期には初期とは異なって爆発性の活動は微細であって何枚もの熔岩を静かに流し出した活動が行なわれた。ただしその最初には滝本部落東方の林道沿いにみられるように小規模な凝灰角礫岩の噴出がみられる。

熔岩は初期の熔岩と同じくかんらん石をときに含有する輝石安山岩で山頂近くに広く分布するガラス質安山岩では角閃石が普通輝石斑晶をとりまいて生長しているところもみられる。初期の熔岩との差は石基にアルカリ長石の発達が著しくクリストパル石はむしろ少量な点である。山頂付近のガラス質安山岩は流理構造が顕著で不規則レンズ状の黒色ガラス質安山岩片にとみ鳥打峠北側の芝石(初期のガラス質安山岩に属する)とは外観はよく似ているが後者には角閃石が存在しないこと石基にアルカリ長石が微量でクリストパル石が豊富である点で異なった岩質を示している。

両者はその外観から熔結凝灰岩とも考えられるが奇

妙山頂でみられるように 上位の熔岩の直下にも 軽石質の非熔結部は存在しないことからみて また黒色レンズ片に圧密された構造形態がないことから これはい不均質な熔岩であって カルデラの陥没を伴ったような火砕流として噴出したものとは異質のものと考えられる。

奇妙山は火山としては小規模なものであって 火山碎屑物の分布はせまく 熔岩も当時の地形の支配を強く受けて 不規則な分布を示すものと考えられる。その活動期間は比較的長期にわたっており 休止期を置いて断発的に活動が行なわれたらしいことが 熔岩表層部に風化帯の存在することあるいは薄い砂礫層をのせていることから推察される。

本体の活動初期に流れ出たと考えられる 滝本部落で清滝をつくる熔岩の絶対年代が 森本教授らによって発表されている。K-Ar 法によって540万年前ということで 鮮新世の中頃よりやや後の年代である。奇妙山の火山形態の残存程度 火山岩が変質をうけていない点などを考えると この年代値はいささか古すぎるようにも考えられる。しかし 奇妙山が古い時代の火山であって 現在では全く死滅したものであることに誤りはない。

皆神山熔岩円頂丘は 森本教授らの発表によれば K-Ar 法による絶対年代は35万年前ということで 第四紀の後期に生成したものである。沖積面からの比高 250m (北麓における試錐結果を考えると 少なくとも400mの厚さをもっている) 底面の直径約1.2kmの 比較的大規模な円頂丘である。その地形は単純ではなく 数個の円頂丘の集合体のような外観を呈している。

円頂丘には2種類あって その1つは 昭和神山などのように 地下でほとんど固結した熔岩が地表に押しあげられたもので その表面には ふつう 長柱状のみごとな節理が発達している。円頂丘の他の種類は 粘性の高い熔岩が 狭い火道を通して地表にあふれ出して 不規則な「まんじゅう」型をつくるものである。皆神山はその後者にあたっている。表面は緻密な部分と粗雑な部分とが不均一にまじりあっており その表層部は高温で空気にふれたために 磁鉄鉱が酸化して 岩石は赤褐色を呈している。

皆神山の熔岩は 奇妙山などと異なって 角閃石安山岩で 斑晶として普通輝石 紫蘇輝石とともに 少量ではあるが角閃石を含有している。また他に比べて 斜長石斑晶の量も多い。石基にはクリストパル石が豊富でこの点は奇妙山初期の熔岩と同じ性質をもっている。

科学技術庁防災センターで行なった 皆神山北麓の試錐の結果 皆神山の下には湖底堆積物が存在することが

明らかとなった。これは約15mの厚さで 海拔 200 m 前後の位置で 新第三系の泥岩の上に存在している。皆神山の熔岩に酷似する 新鮮なガラス片が主で 泥層を不規則なレンズ状にはさんでいる。まれに新第三系の岩石の円礫がふくまれてはいるが 奇妙山などの新しい火山岩類の礫はみられない。試錐コアの採取率が悪いので (このような軟弱な地層のコアが採取されていることは 最近の技術の発達により はじめて可能となったことである) 断言することはできないが 皆神山の生成直前には この地域に奇妙山の崖錐は存在しなかった可能性がある。すなわち 皆神山の先駆的爆発活動とともに この地域は沈降し 淡水湖が生成した。ここに スコリアが多量に堆積したが 爆発は比較的静かで その短い休止期には泥が堆積していたと考えられよう。

第四系

日本の各地では 第四紀には 数段の段丘が形成されているのがふつうである。松代地域には 段丘の発達が悪く むしろ溺れ谷地形が発達しており 第四紀にはこの地域では沈降の傾向が卓越していたように考えられる。松代地域と 長野市西方山地との間には 千曲川沖積低地が広く発達している。松代地域が中新世後半に 隆起に転じた際 長野市西方山地は これと逆に沈降運動の場となった。この西方山地も第四紀初期の豊野層の堆積以後は 隆起地帯となり 沈降は千曲川沖積低地に移っている。

松代地域でも 陵線を見ると ここには平坦な尾根がよく発達しており 鮮新世の頃には 断続的な上昇運動が生じていたことを示している。なお 詳しくみると 皆神山の東方山地には海拔 650~750 m の小平坦面があり 松代町稲葉開拓地付近にも海拔 750 m内外の緩斜面が発達する。前者の一部 赤柴・白石間東側の山道には 黒雲母を多量に含むローム層の下に泥層と砂礫層が数mの厚さをもつて現われており 稲葉では 砂礫層はみられぬが 厚い崖錐堆積物がロームにおおわれて存在する。これらは一連の面の残片で 第四紀における段丘の痕跡と考えられよう。滝本部落付近の小起伏面も その一員で 軟弱な滝本層を削って やや広く発達したものと推定される。

溺れ谷地形は 皆神山の北麓をとおり 北東-南西の線を境として ほぼそれより北西方によく発達しており この線より南東方には扇状地地形が発達する。この扇状地は 沖積面に連続しているが 扇状地そのものは 古い時代から形成され続けてきたものであり その一部は大規模な山崩れによって生じたものと考えられる。

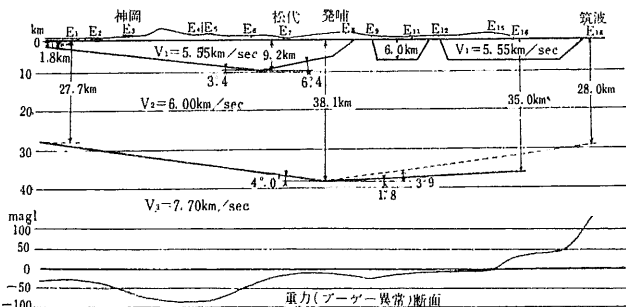
白石部落の南 あるいは東の林道沿いに その断面がよく現われてときには ロームを間にはさんでいる。赤柴部落の東 1km 桑根井部落の東 2km 付近などにもこれに準ずる規模のものがみられ 牧内部落裏にも過去の山崩れの地形がみられる。

以上のことから 新第三紀後期以降の地史を考えると 松代地域が全般に隆起に転じてから 4回の火山活動が生じた。牧内安山岩の活動期の状況は不明であるが 保基谷岳火山岩類の活動期には この地域には局地的な沈降運動か あるいは湿潤な気候状態が生じて湖水の生成がみられた。奇妙山の活動期には 再び隆起の傾向 あるいは乾燥気候になったものであろう。この活動のおそらく後に 海拔 650~750 mの段丘が発達した。第四紀後期になって 皆神山の活動が発生するとともに その周辺は沈下して 淡水湖盆が生じている。その後全般的に沈降の傾向をたどり 沖積層 あるいは扇状地堆積物が 厚く広く発達するに至った。なお この間には 千曲川平野の沈降に影響されて 松代地域は傾動運動を行ない 山地には大規模な山崩れが発生したものと考えることができよう。

松代地域の地質構造

松代地域で発生している群発地震の震源は 地下10kmより浅く 皆神山付近の下のほぼ 4kmを中心として 群発しており いわゆる地震の巣をつくっている。この巣の構造がどのようになっているかは 地震の発生機構を考えるうえで 大きな問題である。地表における地質構造は 地下の構造を何等かの意味で反映しているはずなので 今回の調査から得られたところを ここに紹介する。

そのまゝに 日本の地殻構造を検出する試みが 各大学・試験研究機関の協力による「爆破地震動研究グループ」で行なわれており その1つとして松代付近の地殻構造図(第6図)が1961年に発表されている。これは岐阜県御母衣ダム工事の際に大量の爆薬が使用され そのときに発生した人工地震波をとらえた結果なので い



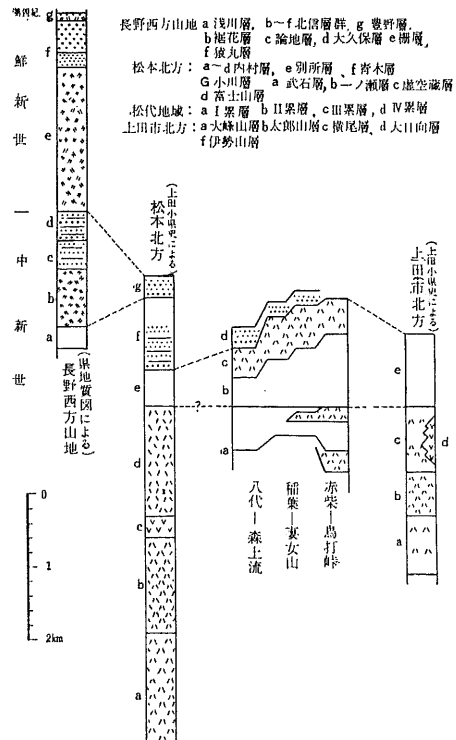
第6図 神岡 筑波間地殻構造図

わゆる片測線であって 測線末端で爆薬を使用して 逆方向の地震波をとらえる試みはなされていないので 少なくとも その表層部の結果については なお 今後検討すべき不確定要素が混入していると解すべきである。

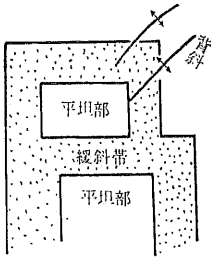
その結果によれば モホロビッチ面は地下 30~40 kmにあり それより上に いわゆる玄武岩層のVp(地震縦波速度) 6.0km/sが存在し その上には飛弾変成帯から連続して Vp5.55km/sの岩石が存在することが明らかとなった。しかも 後者は松代付近でもっとも深く 地下9.2kmまで発達することが知られた。

さきに述べたように 松代付近の地下には 三郡変成岩が存在する可能性があり これが地下 9km 前後までを占めていると考えてもよいと思われる。

松代地域では この基盤岩の上に新第三系が存在する。これが地下どの深さまでを占めているかは 資料がなく不明である。地震研究所の森本教授は 2~3kmまでは新第三紀の泥岩・火山岩よりなろうと推定している。松代地域の南方 上田市付近には 松代地域にみられるものより下位の地層が地表にあらわれており 信州大学の飯島助教授ほかの研究によれば 最下位の大峯山層が厚さ 800 m以上 その上の太郎山層が 600 m 横尾層が 700 m ないし 900 m以上 ということであるので 合計して 2000 m以上の厚さをもっている。森本教授の 2~3 kmが妥当な数字と考えられる(第2表)。



第2表 長野県北部の地質模式柱状図



第8図 箱型隆起帯の模式図

新第三系を貫く石英閃緑岩類 閃緑岩類はさきに述べたように周辺の岩石に与えている変成作用が微弱な点からみて 少なくとも大規模な岩体ではないと考えることが妥当とされよう。

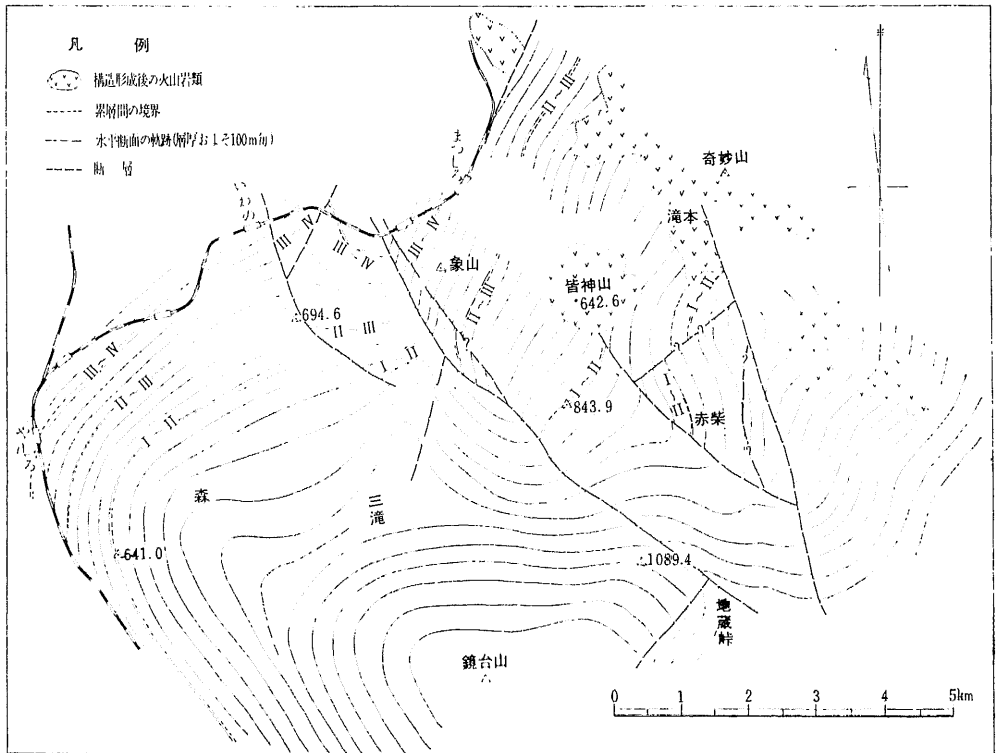
地表に現われている新第三系は 典型的な「箱型構造」をもっている。地質図Ⅱでは 石英安山岩質凝灰岩のcをみれば これがほぼ「コ」の字形を呈していることから知る事ができる。凝灰岩 a b は 一見 不規則に分布するようにみえるが これは比高1,000 mにおよぶ急峻な山腹をぬって分布するため 地層の走向傾斜と地形面との関係から生じた みかけの複雑さである。

地質構造を簡明に示すために作られたのが 水平断面図(第7図)である。これは地層の境界がある基準水平面のうえでどのように現われているかを示したものである。図上の線は 地層の走向方向を示しており 線と線の間隔は地層の傾斜を示す。地形図の等高線と同様に 線の密なところは 傾斜の急なところである。

水平断面図には 更植市森町を中心とする 大きな半ドーム状の隆起構造がみられるが その周辺部は急傾斜し 中央部に幅のひろい平坦な部分が認められ 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している。ここでは さらに詳しくみると 周辺の急斜部から箱型ブロックの斜前方に向かって 不明瞭な背斜軸がみとめられる。これを模式的に示せば第8図のようである。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 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し その分布形態およびこれが内村層に対比されていることから この地域にも西部に匹敵するか あるいはこれよりも大規模な 箱型褶曲構造が予想される。

これら東西のドーム状隆起の中間にあたる松代周辺は 相対的な沈降区域と考えられるが その構造はすっきりとしておらず 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。

この松代地区周辺には断層がよく発達している。そのうち 北西-南東方向に連続するものは いずれも松代地区が地溝状に落込んだ動きを示している。落差は最大で500 m程度と考えられる。その大部分は 箱型褶曲構造の形成にあずかったものであろうが そのうち もっとも東側の断層は 後の時期まで活動しており 保



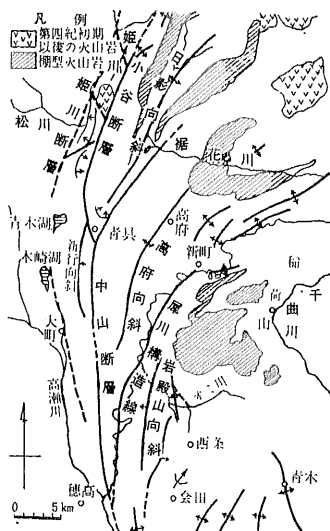
第7図 新第三系(中信層群)の構造図(水平断面図)

基谷岳火山岩類を切り 滝本層を傾動させている。しかし 少なくとも奇妙山の本体を作る火山岩類には おおわれており それ以前に活動を終っている。

これよりも新しい断層としては 千曲川沿いに 奇妙山火山岩類を切って 北東—南西性の方向をもつ鳥打峠断層がある。千曲川沿いには これに平行する断層が発達している。また鳥打峠の南西 東寺尾付近には 北西—南東方向の小断層が存在する。この程度の小断層はなお 各地でしばしばみられるが 地質図に表示すべきほどの意義は認められなかった。ただし その一部では 小断層が互に併走して一種の破碎帯をつくり たとえば 東寺尾から加賀井温泉源の方向にのびている というようなことも考えられ ここに過去の温泉変質作用が激しく行なわれていたと推定もされる。

松代区域の「沈降帯」は地下深部の構造の地表への現われとも解される。すなわち 皆神山あるいは奇妙山初期の活動中心の存在 扇状地ないし大規模な山崩れの集中などのほかにも 中新世の前半においても ほぼこの付近から東にかけて 安山岩質の火山活動が激しく 変質安山岩 閃緑岩の貫入もまた生じている。この「沈降帯」は 松代地域地下の 東西の基盤の境界にあたるのではなからうか。

広くみると 松代地域には箱型褶曲構造（ペロウソフの分類によればブロック褶曲）が発達しており その構造方向は北西—南東方向をとっている。これに対して 長野市西方山地は 中新世後期から第四紀初期にかけての地層が厚く発達しており これには 北東—南西方向の軸をもつ褶曲構造が発達している。褶曲軸はいずれも連続性がよく 互いに平行して存在し 裏日本の油田褶曲の一般の特長をそなえている(第9図)。このように 松代地域と長野西方山地とは 構造的に明瞭に異なっており 構造方向も互いに直交して 両者の間には 大きな不連続が推定される。この不連続は 千曲川沿いの沖積平野下に求められる。この長野盆地は 第四



第9図
中・北信群の地質構造図
(県地質図説明書原図)

紀に入ってから著しく沈降した地帯で 長野西方山地との境界部に存在する豊野層は この低地に向って急傾斜し沖積層の下に没しており 現在の地殻の動き すなわち盆地側が沈み 西方の山地が隆起する動きを反映している。両者の境には 有名な善光寺地震に伴って地震断層が 長野市街を通り 生じている。松代地域のブロック褶曲構造は現在では傾動地塊としての特長をもち 北西方に傾いて沖積層下に没している。ブロック褶曲と油田褶曲との不連続は 沖積層下にあつて 地震断層に平行に走っていると予想してよいであろう。これがこの地方での第一級の構造線であり これと信濃川地震帯と密接な関連をもつことは 多くの人の考えている通りである。

川中島低地帯は 沖積層におおわれて 地下構造は不明であり あるいは松代地域とも異なった構造をもつことも可能である。松代と長野とは異なった「地震の巢」の上にあるようにみかけられるのも この基盤構造に差があるためではないのであろうか。

(筆者らは地質部)

(45頁からつづく)

11月7日(月) 以上のとりまとめとその採択が行なわれた。色々の関係から内容全部の詳細についてはふれることを遠慮した点もあるが 以上が今回の会議のあらましである。日本から専門家をバンコクに派遣すること 訓練センターを東京に設けること また空中磁気や地震探査等の今後の実施(それに場合によっては観測船などによる協力)等 考える時今回の会議を通じて しめくりとして次のようなことがいえよう。

今回の会議においては 四ヶ国を含む地域の大陸棚の地下資源についての知識は 日本沿岸を除いては非常に

乏しい。このような基礎的調査には大陸棚地域の科学的解明が必要であることが参加国代表に認識されたと考える。現在はこの問題に関する具体的な援助申出は西ドイツの地震探査班だけであるが フランス 米国も援助協力のできる可能性が非常に大きい。また 日本に対しても海上物理探査 海底地質調査につき豊富な経験を有する域内先進国として援助の期待が大きく これに協力することは西太平洋沿岸地域の地質構造を解明するのにも非常に大きな役割りを果たしうる事業であると思われる。

(筆者は物理探査部長)