

長野県鹿教湯温泉周辺の新第三系と変質作用

杉山隆二*・渡辺晃二**・矢口良一***・小野和行****

1. ま え が き

従来、筆者らの一人杉山が、新潟県、山陰地方などでうちたててきた新第三系の火山層序に基づいて、昭和41年以降、長野県下の新第三系の層序を検討してきたが、従来の層序区分に基本的・初歩的段階で問題点のあることを知った。

その第1は、層序学的調査の初歩段階において、岩相分布を知ることが最も必要なことは云うをまたないが、その岩相区分された地層（岩相）を堆積時代（新旧）に直接結びつくものとして取り扱っていることである。すなわち、泥岩層を主とする別所層、砂岩・泥岩互層を主とする青木層、砂岩・礫岩を主とする小川層を、あたかも地質時代的に上下関係・新旧関係にある地層として取り扱い、別所におけるいわゆる別所層が実は層位の全く異なる同岩相の泥岩相まで無反省に用いられていることである。

第2に、火山噴出物に対する取り扱いにいくつかの問題点を見出す。例えば、後述するように、虚空蔵玄武岩層に対して、富士山安山岩層には、安山岩・石英安山岩から次期の玄武岩火山活動を伴う地層までを一括して取り扱っており、地層の単元の取り方に甚だしい不統一があるといえる。

さきに、本間不二男の「信濃中部地誌」（本間，1931）の名著があって、長野県下の地質・岩石・化石について明らかにした功績は大きい。その後、多くの調査研究がおこなわれたが、長野県東筑摩郡鹿教湯温泉附近の地域については、内村団体研究グループの調査がそれらを総括している（歌代・稲葉・林・山岸，1958；稲葉1959）。

特に山岸の緑色凝灰岩類の変質およびそれに基づく変質分帯の研究（山岸，1965，1967，1969）は精力的なものとして見るべきものがあるが、筆者らの考えからすれば、その基盤にたつ層序学的な面での問題が残っているといえる。

本論文は、筆者らが鹿教湯温泉を中心に当地域の第三紀層に対して火山層序学的見地から調査をおこない、か

つその立場で変質作用について検討を加えたものである。

この研究には、多忙をさいて調査に案内して頂き、御教示・討論して頂いた山岸いくま博士に深甚の謝意を表す。また信州大学理学部地質学教室の郷原保真助教授には、多くの助言を頂いた。ここに記して感謝の意を捧げる。

2. 従来の層序の火山層序学的見地からの検討

この地域の従来の層序を第1表に示す。

第1表 内村地域の従来の地質層序
歌代ほか（1958），稲葉（1959）

時代	層 序	岩 質
中 期 中 新 世	青 木 層	礫岩・砂岩・泥岩互層
	別 所 層	黒色泥岩・頁岩
	富士山層	複輝石安山岩，石英安山岩とその火山碎屑岩，砂岩・礫岩をはさむ
	虚空蔵層	玄武岩・粗粒玄武岩（枕状熔岩）
前 期 中 新 世	内 村 累 層	本 郷 層
		一の瀬層
	武 石 層	玄武岩，安山岩とその火山碎屑岩

2-1 内 村 累 層

内村川の南側の地質はおおむね内村累層よりなっている。下部層には玄武岩ならびに安山岩活動を伴い、上部層には石英安山岩ないし流紋岩の火山活動を伴っているようであるが、その詳細な地質構造は不明であり、今後の研究の対象といえる。しかし大観すると、南西部には下部層が存在し、北東部には上部層が発達して、武石附近には酸性火山活動を伴う上部層（流紋岩質火山碎屑岩層）が分布している。武石峠の西方には、安山岩の熔岩流とその火山碎屑岩層とを伴う地層が分布しているが、その上位の武石峠東方尾根には酸性凝灰岩層をはさむ地層が分布している。また、武石峠より鹿教湯温泉に下る新バス道路には、変質した安山岩熔岩流とその火山碎屑岩層とをはさむ砂岩・頁岩互層の分布が認められ、ま

* 東海大学海洋学部資源学教室
** 信州大学理学部地質学教室
*** 石油開発公団
**** 明治コンサルタント

た、これらは石英閃緑岩ないし石英閃緑玢岩の貫入岩体に貫かれている。この地層の構造方向はNSないしNW～SEであり、この方向を褶曲軸にして全般的に撓曲している。武石峠北東方から三才山峠にかけて分布している上記の石英閃緑岩ないし石英閃緑玢岩の貫入岩体の延びている方向もこの方向にほぼ一致している。

外生碎屑堆積岩層よりなる本郷層とされたものは、武石層・一の瀬層とされた火山岩熔岩流およびその火山碎屑岩層よりなる地層（従来のいわゆるグリーンタフ）のおおむね上位にあり、しかもこれに指交関係にあるとされているが、本郷層中にも火山噴出物層を伴っているし、武石層・一の瀬層中にも外生碎屑堆積岩層を挟有している。例えば、鹿教湯温泉の橋下の本郷層とされた黒色頁岩中にも、火山噴出物層を挟有するし、大明神岳の方面からの沢と内村川との落合附近においても、本郷層の頁岩層の上位に緑色岩石類が露出しており、武石層の火山熔岩流およびその火山碎屑岩層と何ら変るところがない。従って、外生碎屑堆積岩層の累重に各種火山活動が伴うものと理解して、層序区分をおこなうべきであると考えらる。

内村累層は新潟県のグリーンタフのうち、おそらく下部中新統に対比されるものであるが、そのうちの杉野浦（日出谷）累層か、笠取山（鹿瀬）累層か、そのどちらに対比されるものかまだ明確ではない。内村累層内部についての研究は今後詳細になされねばならないが、内村累層全体の構造に対して全く異った方向の、内村川にほぼそったEW性の分布・構造を示す地層群が、その上位に不整合をもって累重してくる。

2-2 虚空蔵層

ときに枕状熔岩となっている玄武岩熔岩流あるいは岩脈類、およびその火山碎屑岩層を伴って、当地域では割合に薄い凝灰質砂岩・泥岩層よりなる地層がある。一部では粗粒玄武岩の様相を示し、多くの杏仁孔、晶洞を伴い全般的に変質していわゆる変質玄武岩と称されるものである。

筆者らの一人杉山は以前より「玄武岩・安山岩・石英安山岩・流紋岩など、ある種の火山活動を伴う地層群を層員(member)と呼ぶ。また、基性火山活動より酸性火山活動に至る1つの火山活動の輪廻を伴う一連の地層群を累層(formation)と呼ぶ。」と提議しているが、この玄武岩によって特徴づけられる層員は、前述の如く内村累層を不整合に被っている。この玄武岩層は虚空蔵附近に標式的に露出しているが、その附近では層厚が約900mに及びかなり厚いが、西方鹿教湯温泉附近へかけて薄くなって一旦尖滅し、入山附近および三才山峠附近で再び

薄く認められるものである。高梨の北の沢、大明神岳の方よりくる沢などでこの玄武岩層の明瞭な露頭が確認される。

2-3 富士山層

虚空蔵玄武岩層の上位に、高梨の北方、あるいは鹿教湯の北西方大明神岳への道などにおいて、普通輝石安山岩熔岩流およびその火山碎屑岩層が数層のつてくることが認められる。同じ安山岩熔岩流および火山碎屑岩層が、内村川の鹿教湯より上流の北西側の山腹を作って、ここでは下位の虚空蔵玄武岩層を欠除し、内村累層を直接不整合に被っているのが認められる。内村川の南側の笠岩も、その安山岩熔岩流が内村累層よりなる山腹にひっかかっているものである。細尾の滝を作っているものもこの安山岩層であり、この層員を細尾の滝安山岩層と呼ぶことにする。なお、本層の下位、虚空蔵玄武岩層に接する部分で、厚さ3m程度の粗面岩質安山岩が高梨北方など数箇所を確認され、両層の境界を示す鍵層として有効である。

従来、富士山層と呼ばれている地層群のなかには、この細尾の滝安山層の上位にのって、富士山より市峠・梅の木峠に至る尾根筋およびその北斜面にもかなり広く分布する石英安山岩熔岩およびその火山碎屑岩層よりなる厚い地層（層員）が含まれている。これは明らかに、細尾の滝安山岩と全く異質の石英安山岩の火山活動を伴う地層（層員）であり、これを市峠石英安山岩層と呼ぶことにする。この地層は挾山湖より市峠に登る新しい林道に美事な露頭を示し、市峠附近で層厚約600mに達する。この林道が市峠に昇る旧道に交わる附近の露頭で、この石英安山岩を流紋岩岩脈が貫いているのがよく観察される。

この林道では、石英安山岩層を不整合に被って玄武岩熔岩流とその火山碎屑岩層よりなる地層（層員）があるのが明瞭に認められる。これもまた、従来は富士山層のなかに一括されていたものである。この玄武岩を主とする層員を独鈷山玄武岩層と呼称することにする。この玄武岩層は独鈷山を中心に厚く堆積するが（層厚約1100m）、その東部では急激に尖滅し、層位的には市峠石英安山岩層の上位でかつ独鈷山玄武岩層の下位にくると推定される斜長流紋岩熔岩流およびその火山碎屑岩層に断層で接するものと考えられる。すなわち、平井寺峠北方から丸子方面へかけて、EW方向にこの熔岩流と特徴のある緑色凝灰岩類が厚く堆積し（層厚約800m）、この層員を平井寺斜長流紋岩層と呼ぶことにする。本層は変質の項でも後述するように、モンモリロナイト化、斜プロチル沸石、α-クリストバライトの存在状態などからみ

て、あるいは緑色凝灰岩層の示す特徴的な岩相からしても、新潟県下における津川・七谷層に対比されるものと推定される。したがってその上位の独鈷山玄武岩層は、玄武岩火山岩類とそれに伴う黒色頁岩、砂岩・泥岩互層などの堆積岩類の存在（従来の別所層）からみて、同じく新潟県下の寺泊層に対比されて矛盾はない。

とにかく、虚空蔵玄武岩層より始まり、細尾の滝安山岩層、市峠石英安山岩層の累重があり、平井寺斜長流紋岩層に至る基性火山活動から酸性火山活動への1つの火山活動の輪廻に伴う火山岩ないし火山碎屑岩の堆積作用が認められる。そして、さらにその上に独鈷山玄武岩層に始まる次の火山活動の輪廻に伴う堆積作用の存在が認められた。

2-4 別所層・青木層・小川層

独鈷山玄武岩層の上位に、砂岩層ないし砂岩・泥岩互層がのっていることは、挾山湖岸においてよく観察される。その上に黒色泥岩層が累重してくるが、これらがいわゆる従来の別所層であり、野倉附近あるいは野倉より別所にかけて分布している。しかし、この附近では地層の層厚は極めて薄い。その上位は砂岩・礫岩層になるが、野倉の東方では礫岩は細礫で、小さな黒いチャート礫・珪質粘板岩礫が目につく。この砂岩・礫岩層を安山岩岩脈が貫き、女神山を形成して北方に流れている。夫神岳や別所の北向観音を作っているものもこの安山岩類である。上記の砂岩・礫岩層は別所の東の電車の終点、小学校附近では円礫を主とする礫岩層となつて別所層の黒色泥岩層を被っており、これが従来別所層と青木層との不整合とされていた。また、青木層は砂岩層あるいは砂岩・泥岩互層とされており、別所泥岩層の上位で砂岩層が挟まってくると、そこから青木層としている。別所層と青木層との関係は、一部不整合、一部整合として考えてきたようであるが、別所附近の別所層は独鈷山玄武岩層のうちの堆積層を主とする地層と考え、この附近の砂岩・礫岩層は、女神山における安山岩類、大明神岳における角閃石安山岩など、岩株を主とする安山岩火山活動を伴うものとして、**女神山安山岩層**（層員）と呼ぶことにする。

上記のように考察してくると、別所層はむしろ独鈷山玄武岩活動を伴う堆積層であり、青木層は女神山安山岩活動を伴う堆積層であるということになり、前記の虚空蔵玄武岩層、細尾の滝安山岩層、市峠石英安山岩層、平井寺斜長流紋岩層の1つの火山活動の輪廻を伴う累層に次ぐ、次の火山活動の輪廻を伴う累層のうちのそれぞれ1つの層員とみなされる。すなわち、別所層、青木層は火山層序学的な立場からすれば、共に層員の意味しかもた

ない地層であるといえる。

このように火山層序学的見地から上位層を考察してゆくと、地域的にはやや離れるが、田沢温泉周辺にもこれらの関係が認められ、例えば、十観山には安山岩熔岩流が認められ、上松線の青木ドライブインの東方傍で、その安山岩岩脈が青木層の砂岩・泥岩互層を貫いているのが観察される。

青木ドライブインの西方隧道を抜けると、特徴ある砂岩・礫岩層よりなり、薄い泥岩層、亜炭層を挟んでくるようになる。これがいわゆる小川層である。河鹿沢附近では、青木層と小川層とが漸移する関係が明瞭に認められる。小川層はその北方の坂北、麻積に続くものであるが、麻積附近では酸性凝灰岩層・凝灰質砂岩層を挟み、さらに北方にゆくと、いわゆる裾花凝灰岩層を挟み、石英安山岩ないし流紋岩の熔岩流を伴っている。

おそらく、いわゆる小川層は後期中新世の末期の地層と推定され、酸性火山活動を伴って隆起し、海退に際して粗粒物質を堆積した、砂岩・礫岩層の地層であると考察される。

したがって、従来の小川層もまた、1つあるいは2つ以上の層員を一括した単なる岩相区分の地層名といえる。

このように、いわゆる小川層堆積期中の中期より後期にかけて、酸性火山活動を伴うが、その後背地では石英閃緑岩ないし花崗岩・石英閃緑玢岩ないし石英斑岩の深成あるいは半深成の貫入岩体が侵入して、著しい隆起を伴っている。すなわち、広く長野県下をみると、下諏訪砥川流域、浅間温泉・美ヶ原温泉郷の背後、前記の武石峠北東方より三才山峠にかけてなどに分布するもの、八十八曲峠の小川層を貫く石英閃緑岩体、更に北方の戸倉・上山田温泉や松代附近に分布する石英閃緑岩ないし石英閃緑玢岩体、湯田中など内山温泉郷一帯に分布し、ろう石鉱床を伴う石英閃緑岩ないし石英閃緑玢岩体など、温泉やろう石鉱床に関連をもつこの種の貫入岩体はほとんどこの時代のものであると推定される。そして、これらはいわゆる中央隆起帯にそうものであり、ときに「むらさめ石」と称され、緑泥石・絹雲母化で特徴づけられる熱水変質帯を伴うものである。

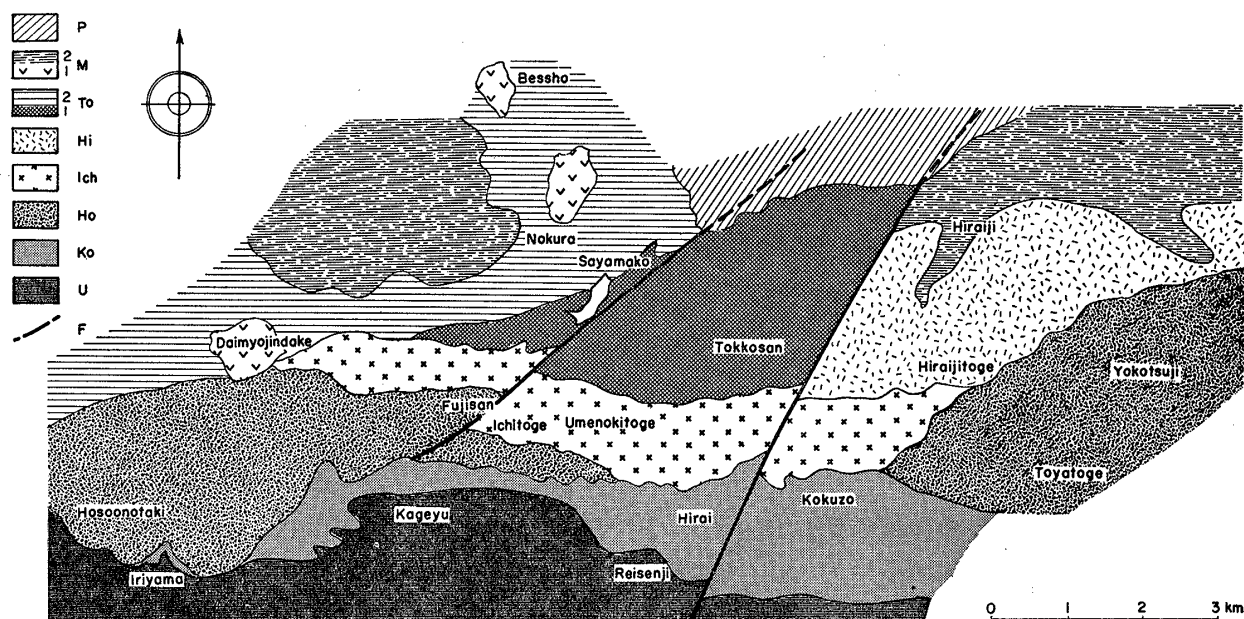
2-5 火山層序

鹿教湯温泉附近において作った火山層序を第2表に示す。

この火山層序では、内村累層については詳しい層序区分ができないが、少なくとも下部から上部へかけて基性火山活動から酸性火山活動への、1つの輪廻が存在する。ここで虚空蔵玄武岩層に始まる中部中新統を、**鹿教**

第2表 鹿教湯周辺の火山層序

時代	層	序	岩	質
後 期 中 新 世	別所 小川 青木 累層	石英安山岩ないし流紋岩層 (裾花凝灰岩層などを含む いわゆる小川層)	石英安山岩・流紋岩とその火山碎屑岩層 (石英閃緑岩, 石英閃緑玢岩など深成, 半深成岩の混入を伴う)	
		女神山安山岩層 (いわゆる青木層)	角閃石安山岩とその火山碎屑岩層, 砂岩・礫岩層	
		独鈷山玄武岩層 (いわゆる別所層)	玄武岩とその火山碎屑岩層, 泥岩層・砂岩泥岩互層	(不整合面)
中 期 中 新 世	鹿 教 湯 累 層	平井寺斜長流紋岩層	斜長流紋岩・石英流紋岩とその火山碎屑岩層, 緑色凝灰岩質砂岩層	石
		市峠石英安山岩層	石英安山岩とその火山碎屑岩層, 緑色凝灰岩質砂岩層	
		細尾の滝安山岩層	普通輝石安山岩とその火山碎屑岩層, 緑色凝灰岩質砂岩層	
		虚空蔵玄武岩層	玄武岩 (枕状熔岩) とその火山碎屑岩層, 緑色凝灰岩質砂岩層	(不整合面)
前 中 新 世	内 村 累 層	酸性火山活動を伴う上部層	流紋岩とその火山碎屑岩層, 砂岩・泥岩・頁岩層	
		基性火山活動を伴う下部層	玄武岩, 安山岩とその火山碎屑岩層	



第1図 鹿教湯附近地質図

U: 内村累層 Ko: 虚空蔵玄武岩層 Ho: 細尾の滝安山岩層 Ich: 市峠石英安山岩層
 Hi: 平井寺斜長流紋岩層 To-1: 独鈷山玄武岩層 (火山岩類) To-2: 独鈷山玄武岩層
 (堆積岩類) M-1: 女神山安山岩層 (火山岩類) M-2: 女神山安山岩層 (堆積岩類)
 P: 鮮新世堆積物 F: 断層

湯累層と仮称した。それに続く独鈷山玄武岩層に始まる上部中新統を仮に、別所—青木—小川累層とした。この累層も、少なくとも1つの火山活動の輪廻が認められる。

従って、鹿教湯温泉周辺の新第三系は、おそらく3つの火山活動の輪廻があったものと推定される。

上記の層序区分に基づく岩相区分によって、地質図を作成した。これを第1図に示す。

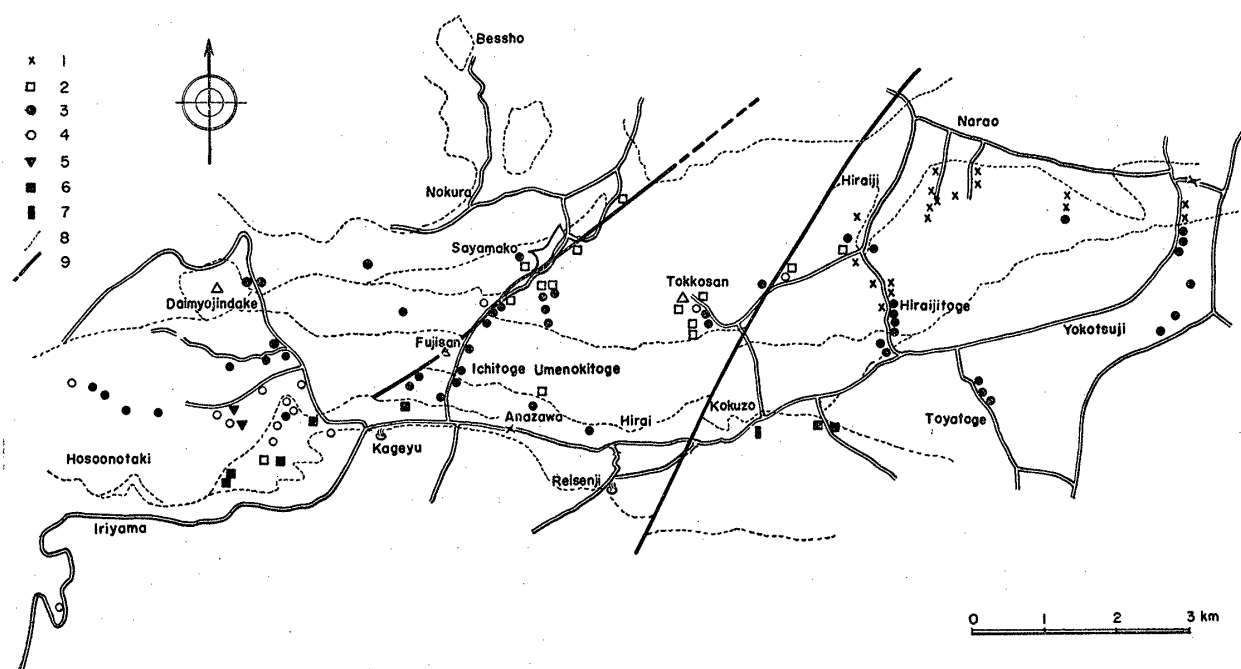
3. 変質作用

本地域の変質については、グリーンタフ地域の続成作

用による変質という立場から、稲葉の研究（稲葉, 1959）に始まり、山岸による詳細な変質鉱物による分帯の研究がある（山岸, 1965, 1967, 1969）。

本研究では、変質鉱物の分布については、ソーダ沸石など新しい産出をつけ加える以外には、大きな変化はないといってよい。ここでは、第1には従来の富士山層を火山層序学の立場からさらに細分したこと、第2には本

地域では続成変質の研究の対象となる火山性堆積岩以外に各種火山岩の熔岩流、岩脈類などが各所に卓越して存在することより、変質作用にも多様性があるという観点にたっている。換言すれば、変質鉱物と母岩との関係、および続成変質と、火山作用による同時生成の変質の問題に重点をおき、内村累層より独鈷山玄武岩層までの変質現象に検討を加えた。



第2図 沸石鉱物の産出地点

- 1: 斜プロチル沸石 2: 輝沸石 3: モルデン沸石 4: 方沸石 5: トムソン沸石
6: 濁沸石 7: ソーダ沸石 8: 各層員の境界 9: 断層

第2図に確認された沸石鉱物の産出地点を、第3図に各変質作用に伴う変質生成鉱物の共生関係と母岩との関係を示した。

なお、研究方法はX線回折実験を主とし、一部の試料については、エチレングリコール処理（モンモリロナイト・緑泥石の同定）、加熱処理（輝沸石・斜プロチル沸石の同定）、塩酸処理（緑泥石・カオリナイトの同定）によるX線回折、さらに示差熱分析、顕微鏡観察などによりおこなった。実験試料数は約230試料である。

3-1 内村累層上部

前述の如く、内村累層は酸性火山岩類すなわち石英安山岩ないし流紋岩質凝灰角礫岩を主とし、局部的に凝灰岩を挟む砂岩・頁岩の互層が存在する。凝灰角礫岩類は全般的に著しく変質作用を受けており、淡緑色化あるいは白色化を呈する場合が多い。この場合、角礫部が緑色化し、基質部が白色を呈することが多く、緑色部分は緑

泥石を主とし、若干のセリサイトおよび緑泥石・モンモリロナイト混合層鉱物が認められる。斜長石は全般的に曹長石化し緑泥石も部分的に存在する。

白色部分はセリサイトを主とし、一部に緑泥石・モンモリロナイト混合層鉱物が確認される。杏仁孔鉱物は方解石あるいは緑泥石によって占められ、沸石鉱物としては方沸石がわずかながら認められる。またチャートや泥岩などを礫種とする礫岩層の基質部には、ドロマイトが存在する場合があるが、これは火山作用の影響を受けた特殊な場合であり、また砂岩、頁岩、泥岩などの堆積岩に認められる変質生成鉱物は、セリサイトが主で、一部では緑泥石、カオリナイトが普遍的である。

この上部内村累層を貫いて、上位層の火山岩類、とくに安山岩、玄武岩の岩脈が各所に存在するが、これら岩脈は自変質状に著しく変質し全般的に緑泥石化を呈すると同時に、周辺の火山碎屑岩類にも変質を与えている。

地 質 変 質 作 用								火 山 活 動 に 伴 う 変 質 作 用							
変質鉱物	地 層	内村繁房上部 酸性岩層	虚空蔵 玄武岩層	細尾の滝 安山岩層	市 峠 石英安山岩層	平井寺 斜長流紋岩層	独鈷山 玄武岩層	内村繁房上部 酸性岩層	虚空蔵 玄武岩層	細尾の滝 安山岩層	市 峠 石英安山岩層	平井寺 斜長流紋岩層	独鈷山 玄武岩層		
	Ab														
Ser															
Chl															
Kao															
Mont															
Ch ¹ Mont															
Mixed															
Act															
Epi															
Ir.Sap															
Cal															
Dol															
Cri															
Lau															
Mor															
Ana															
Heu															
Cp															
Thom															
Nat															

第3図 各変質作用に伴う変質生成鉱物の共生関係と母岩との関係

Ab: 曹長石 Ser: セリサイト Chl: 緑泥石
 Kao: カオリナイト Mont: モンモリロナイト
 Ch/Mont Mixed: 緑泥石・モンモリロナイト
 混合層鉱物 Act: 陽起石 Epi: 緑れん石
 Ir.Sap: 鉄サポナイト Cal: 方解石 Dol: ド
 ロマイト Cri: α-クリストバライト Lau:
 濁沸石 Mor: モルデン沸石 Ana: 方沸石
 Heu: 輝沸石 Cp: 斜プロテル沸石 Thom:
 トムソン沸石 Nat: ソーダ沸石

すなわち針状結晶の微細な緑れん石、緑閃石・方解石などは明らかに火山作用に関連するものである。なお、玄

武岩の岩脈類は緑泥石化のほかにはモンモリロナイト化も著しい。

以上を総括すると、内村累層上部の酸性火山岩類およびそれに伴う堆積岩において、普遍的に存在する変質鉱物は曹長石、セリサイトでその他に緑泥石や緑泥石・モンモリロナイト混合層鉱物も認められ局部的にカオリナイトが存在する。二次的石英も鏡下で確認され、いわゆる“曹長石—緑泥石帯”とみてよい。なお、緑泥石は火山作用に伴う変質作用に於ても多産し、その他同じ産状を示すものとしては、緑れん石、緑泥石、方解石、ドロマイトがあり、沸石鉱物としては、方沸石があげられる。

3-2 虚空蔵層

玄武岩の熔岩を主とする本層は前述の如く一部で枕状熔岩が存在し、それに伴って杏仁孔が多量に発達している。この杏仁孔中には濁沸石を産する場合が多く、その周縁部には方解石あるいはドロマイトが共生する場合がある。方解石は本層の東部の杏仁孔中に特に多く産し、ドロマイトの産出は局部的に限られる。鹿教湯温泉附近では、濁沸石の他に、方沸石、トムソン沸石が杏仁孔中に認められ、虚空蔵附近の変質の著しい熔岩では、1試料のみであるがソーダ沸石の細脈が確認された。この玄武岩類には全般的に曹長石、モンモリロナイトあるいは緑泥石・モンモリロナイト混合層鉱物が存在するが、変質の著しい部分では緑泥石とモンモリロナイトが急激に増加する傾向を示す。したがって、上記の事実および杏仁孔、細脈などの産状から考えると、方解石、ドロマイト、濁沸石、方沸石、トムソン沸石、ソーダ沸石はそれぞれ玄武岩火山活動による生成鉱物と推定され、それに伴って緑泥石化、モンモリロナイト化が附随したものである。

内村累層上部、緑色片岩相の上位に位置し、しかも沸石相の下位にあるこの虚空蔵玄武岩層は、濁沸石の存在が多量に認められるものの、いわゆる“濁沸石帯”には対応しないことが以上の事実から結論される。

3-3 細尾の滝安山岩層

沸石鉱物に関していえば、この細尾の滝安山岩層から下位層ではほとんど認められなかったモルデン沸石が多量に産し、山岸の云う変質分帯の第Ⅱ帯に相当するといえる(山岸, 1969)。すなわち、安山岩質凝灰角礫岩、凝灰岩を交代して、モルデン沸石、モンモリロナイトが普遍的に存在し、一部の試料では、セリサイト、α-クリストバライトも認められる。本層は、普通輝石安山岩を主とし、鏡下の観察では、普通輝石は局部的に鉄サポナイトによって交代され、また石基のガラス質部分も脱ハリ作用を受けて、方沸石や鉄サポナイトが認められる。

一方、細尾沢上流附近を中心に岩脈類が発達し、これら岩脈類には著しくモンモリロナイト化が認められ、杏仁孔、細脈にはモルデン沸石や方沸石が存在する。また、粘土化に伴って小規模ながら珪化帯が発達するが、石英は存在せず、 α -クリストバライト、オパールなどによって占められている。

結局、本層を特徴づけるモルデン沸石とモンモリロナイトは、続成変質による生成と、火山作用に伴う2つの場合があり、方沸石も同じく2種類の産状を示す。セリサイトは本層を上限として消滅し、モルデン沸石、鉄サポナイトと共に α -クリストバライトが上位層に顕著に認められてくる。

3-4 市峠石英安山岩層

虚空蔵玄武岩層、細尾の滝安山岩層と比べて、凝灰角礫岩が多く存在するが、変質度は比較的小さい。すなわち、灰緑色の若干ながら普通輝石を含む石英安山岩と、灰色を呈する石英安山岩は、ともにその凝灰角礫岩を伴っているが、熔岩類に比べて変質は進展しているものの、比較的新鮮であり、とくに灰色石英安山岩類は方解石の細脈が認められる程度で、粘土化、沸石化は殆どない。淡緑色の石英安山岩質凝灰角礫岩類は、モルデン沸石が普遍的に存在し、 α -クリストバライトもほとんどの試料で確認できる。また、鏡下では、石基の一部を鉄サポナイトが交代している場合もあるが、細尾の滝安山岩層における程度の変質には至っていない。杏仁孔中には、周縁部を鉄サポナイト、中心部をモルデン沸石が充填している場合が多くみられる。

したがって、この市峠石英安山岩層は、基本的には下位層の細尾の滝安山岩層と同じ変質を示し、モルデン沸石、 α -クリストバライトによって特徴づけられるが、モルデン沸石の産状は同じく2つの場合が認められ、また、岩質によって変質度が多少異なる点も注目される。

なお、本層には下位層に卓越して存在した方沸石が殆ど認められなくなっている。

3-5 平井寺斜長流紋岩層

本層は、平井寺附近では凝灰岩ないし凝灰角礫岩が広く分布して熔岩類は少ないが、市峠北方あるいは大明神岳東部では、この斜長流紋岩の岩脈が下位の細尾の滝安山岩層や市峠石英安山岩層を貫いて存在する。凝灰岩類は、いわゆる典型的な緑色凝灰岩で全般に淡緑色を呈し、変質が著しい。変質鉱物には普遍的にかつ多量に存在するモンモリロナイトと、沸石鉱物では斜プロチル沸石あるいはモルデン沸石のいずれかが存在する。斜プロチル沸石は本層の上位に多く、モルデン沸石は下位に多い傾向はあるが、両者が共存することはほとんどない。斜プロ

チル沸石の大半は、明らかに凝灰岩類のガラス部分を交代して産し、続成変質の生成を指示している。

岩脈類にも斜プロチル沸石は認められるが量的に少なく、その他に方沸石、輝沸石、方解石などが認められる。

これら、粘土化、沸石化に伴って、 α -クリストバライトが常に存在するが、石英はほとんど共存しない。

熔岩類は凝灰岩類に比べて変質は少ないが、モンモリロナイト、 α -クリストバライトは認められる。

要するに、この平井寺斜長流紋岩層は、下位層に存在しなかった多量の斜プロチル沸石で特徴づけられ、 α -クリストバライトの存在と共に、酸性岩という原岩の化学組成が変質作用に大きく影響しているものと推定される。また、輝沸石は本層より上位に多く産する傾向を示している。

3-6 独鈷山玄武岩層

独鈷山玄武岩層は、狭山湖以北から別所温泉にかけては従来のいわゆる別所相当層の堆積岩類が堆積するが、狭山湖以南では玄武岩熔岩流が発達し、堆積岩層は極めて少ない。この玄武岩類には長径4~5 cmに達する晶洞や杏仁孔が多く存在し、そこにはモルデン沸石を主とし輝沸石、方沸石などの沸石鉱物が充填して、一部では方解石、玉ずいと共存する。方沸石は方解石、ドロマイトと共に細脈状に認められる場合もある。杏仁孔、晶洞の周囲は一般にモンモリロナイト化が著しく、鉄サポナイトも多く存在する。鏡下では斜長石が曹長石化している場合が一般的であるが、有色鉱物や石基の一部を交代して、鉄サポナイトが認められる。

独鈷山玄武岩類と虚空蔵玄武岩類の変質について比較検討すると、曹長石化やドロマイトの存在など両者に共通する点もあるが、前者はモルデン沸石、輝沸石、鉄・サポナイトによって特徴づけられるのに対し、後者は緑泥石—モンモリロナイト混合層鉱物や濁沸石を始めとする多種類の沸石鉱物の存在によって特徴づけられるといえる。虚空蔵玄武岩類は枕状熔岩の産出によっても明確であるように、海中堆積であるのに対して、独鈷山玄武岩類はほとんど堆積岩を熔岩流の間には挟みこまず陸上あるいはそれに近い環境での堆積を暗示するが、これら堆積条件と変質生成鉱物の組み合わせが注目される。

なお、独鈷山玄武岩層の堆積岩類には、ドロマイト、海緑石、ハロイサイト、セラドナイトが確認され、とくにドロマイトがかなり普遍的に存在するのが注目されるが、詳細な研究にはまだ至っていない。

4. 考 察

4-1 火山層序に関する考察

同じ岩種の火山活動が、どんな地質構造のどんな地質基盤のところでも、限りなく広い範囲で、同じ地質時代に噴出活動したとは考えていない。しかし、グリーンタフ地域の新第三系の層序をみると、前述したように、基性より中性をへて酸性に至る火山活動の輪廻がくり返されていることが顕著な事実として認められる。そして地殻運動の沈降・隆起のくりかえしが示す堆積作用の輪廻のうちの1つの輪廻、すなわち1つの累層をみると、下部層には基性火山活動を伴い、上部層には酸性火山活動を伴い、更に上位の次の累層の下部層には再び基性火山活動を伴うという規則性が認められる。

すなわち、一般には基性火山活動に伴って沈降がおこなわれ、酸性火山活動に伴って隆起がおこなわれ、火山活動の変遷は地殻運動に関連し、1つの火山活動の輪廻がおおむね1つの堆積作用の輪廻に対応するものと考察される。

ここに火山作用が地殻運動の隆起・沈降を起す要因として、その火山岩熔岩の粘性と流動性が考えられるが、新潟県下の新第三系の火山層序をもあわせて考えると、酸性火山岩の場合でも、ソーダ含有量の多いソーダ流紋岩（斜長流紋岩）や粗面岩の活動のときには、流動性を増して沈降をおこなっていることは興味深い（杉山, 1956）。

このように、地殻運動による堆積作用の輪廻と火山活動の輪廻との間には極めて密接不離の関連があるといえるが、このような観点から、鹿教湯附近から松本北方に至る地域の火山層序と堆積作用との関係を第3表に示した。

同じグリーンタフ地域（地質構造的に1つの特徴のある地域）では、北は北海道南西部から、東北裏日本をへて西南裏日本（北陸・山陰）に至るまで、また伊豆半島、九州などにおいても、ほとんど同様の事実が認められる。このことは、同じような地質構造条件（地質構造单元）のところでは、それぞれ同じ地質時代には、ほぼ同じような岩種の火山活動を伴い、類型の地殻運動をなしていることを示している。勿論、そのグリーンタフ地域内の各地域によって、それぞれ特性をもち、ある地域ではある種の火山活動を欠除し、したがって、それに関連する地殻運動もまた顕著でないといったようなこともある。隆起・沈降が明瞭に示されるところは海岸線附近であり、やや深い海での堆積物中では、こうした運動はあまり顕著には示されがたい。

そして、著しい隆起・陸化がなく、やや深い海での堆積状態が続くところでは、2つも3つもの輪廻にわたっての泥の層の堆積が続く可能性もある。深海での堆積は、ほぼその連続と考えるべきであろう。しかし、地殻運動の著しい、また、激しい火山活動を伴う海岸附近の地質が露呈しているところで、層員を認めて火山層序をうちたて、それを基準にして、これを次第に深い海の方へとぼして考察してゆき、やや深い海でのやや単調な外生碎屑堆積岩相一とくに泥岩層一の時代区分に役立てることは可能であり、重要なことといえる。

4-2 変質作用に関する考察

COOMBS らによって沸石相の概念がうちたてられて以来（COOMBS *et al.*, 1959, 1960）、火山性堆積岩の変質の研究が相次いでおこなわれ、本邦のグリーンタフ地域にも沸石相による変質分帯の研究がすすめられるに至った（吉村, 1961）。

本地域の変質作用を上記の見地から検討を加えた結果、いくつかの問題点が指摘される。

すなわち、本地域の各種火山岩類は、熔岩類、岩脈類が多く存在し、火山性堆積物が比較的少ない。しかもこれら熔岩類、岩脈類には杏仁孔、晶洞、細脈が発達し、それらを充填して各種沸石鉱物やドロマイト、方解石を産出するが多い。単に肉眼的観察のみではなく、鏡下では、ガラス質を交代する変質と、石基を切る細脈状の変質作用が明瞭に区別される。

したがって、本地域の変質作用を考察する場合には、続成作用による変質と、火山作用に伴う一次的な初生変質作用とを厳密に区別しなければならない。

このような観点にたって考察した場合、確かに内村累層上部は曹長石—緑泥石—石英によって特徴づけられるいわゆる緑色片岩相に属し、沸石相を形づくるその上位層との間には変質鉱物組みあわせから考えて1つの明瞭な境界が認められる。しかし、内村累層上位の虚空蔵層に認められる濁沸石は、杏仁孔中にのみ存在し、続成変質を裏づける証拠はない。換言すれば、沸石相下部を特徴づける濁沸石帯は、濁沸石が虚空蔵玄武岩層にのみ認められるにもかかわらず、存在しないことになる。

この濁沸石の存在は、平井寺斜長流紋岩層における斜プロチル沸石と同様に、玄武岩—濁沸石、斜長流紋岩—斜プロチル沸石、 α -クリストバライトという鉱物共生が示す如く、原岩の化学組成に大きく支配された生成といえる（島津, 1969）。

しかし、平井寺斜長流紋岩層上部を中心に集中して認められる斜プロチル沸石は、原岩の化学組成に強く影響されながらも、続成変質による産物とみなされる場合が

第3表 鹿教湯周辺における火山層序と堆積作用との関係

松本西方山田附近	河鹿沢・田沢附近	鹿教湯・大明神岳附近	平井寺峠・市峠・梅の木峠附近
角閃石安山岩とその火山砕屑岩層、石灰岩・砂岩をはさむ黒色泥岩層	安山岩、砂岩・泥岩互層 砂岩・礫岩層	角閃石安山岩（岩株）（大明神岳） 砂岩層をはさむ砂岩・泥岩互層	安山岩 砂岩・礫岩層（いわゆる青木層） 女神山 安山岩層
	砂岩・泥岩互層 （砂岩層をはさむ） 泥岩層（玄武岩をはさむ） 砂岩・礫岩層	砂岩・礫岩層	泥岩層（いわゆる別所層） 砂岩・泥岩互層 玄武岩とその火山砕屑岩層 独鈷山 玄武岩層
	泥岩層	黒色泥岩層	石英流紋岩とその火山砕屑岩層 斜長流紋岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層・緑色凝灰岩層をはさむ） 平井寺 斜長 流紋岩層
	角閃石安山岩とその火山砕屑岩層、石灰岩・砂岩をはさむ黒色泥岩層	緑色凝灰岩層 （石英安山岩とその火山砕屑岩層）	石英安山岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層・緑色凝灰岩層をはさむ） 市峠 石英 安山岩層
安山岩とその火山砕屑岩層および砂岩層をはさむ黒色泥岩層、砂岩・礫岩層	安山岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ）	安山岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ）	普通輝石安山岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ） 細尾の滝 安山岩層
玄武岩をはさむ黒色泥岩層	玄武岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ）	玄武岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ）	玄武岩、枕状熔岩とその火山砕屑岩層 （緑色凝灰質砂岩層をはさむ） 虚空蔵 玄武岩層
内 村 果 層			

多い。したがって、本地域では、濁沸石帯は否定されるが、斜プロチル沸石帯の存在は考えてよい。

また、山岸のいう第Ⅱ帯、すなわちモルデン沸石帯は、火山層序によって平井寺斜長流紋岩層、独鈷山玄武岩層にまで存在するに至り、上位層にまで拡がる傾向がある。しかし、モルデン沸石はこれら上位層では火山作用による産出が多く、また細尾の滝安山岩層を下限とする産出状態が明瞭であるだけに、斜プロチル沸石帯の下位にモルデン沸石帯を考えるのが妥当と考えられる。

結局、沸石相に関していえば、細尾の滝安山岩層、市峠石英安山岩層がモルデン沸石帯に、平井寺斜長流紋岩層が斜プロチル沸石帯に属し、虚空蔵玄武岩層と独鈷山玄武岩層は沸石鉱物を多量に産するものの火山作用による生成が多く、続成変質による研究の対象外と考えられる。

いずれにしても、本地域のように変質作用にも多様性のある場合には、続成変質による分帯には細心の注意が必要であろう。

文 献

COOMBS, D. S., ELLIS, A. J., FYEE, W. S. and TAYLOR, A. M. (1959), The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrother-

mal syntheses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 17, p. 53-107.

—— (1960), Lower grade mineral facies in New Zealand. *Int. Geol. Cong.*, **XXI**, pt. XIII, p. 339-351.

本間不二男 (1931), 信濃中部地誌. 古今書院, 東京
稲葉明 (1959), 長野県内村地域の火山岩類の変質について—フォッサ・マグナ, 内村団体研究, そのⅢ—, 地球科学, no. 43, p. 11-22.

島津光夫 (1969), グリーン・タフ地域の濁沸石, 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料, p. 231-235.

杉山隆二 (1956), 第三紀火成活動と地殻運動との関係, 地学雑誌, vol. 65, no. 3, p. 8-14.

歌代勤・稲葉明・林等・山岸いくま (1958), フォッサ・マグナ帯における内村地域の堆積作用と造構運動, 新生代の研究, no. 26, p. 16-23.

山岸いくま (1965), 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質について (そのⅠ). 地質雑, vol. 71, no. 836, p. 215-227.

—— (1967), 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質 (そのⅡ). 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 201-205.

—— (1969), 北部フォッサ・マグナとくに内村地域のグリーン・タフの変質. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料, p. 217-223.

吉村尚久 (1961), 北海道渡島福島地域の中新世火山砕屑岩中の沸石. 地質雑, vol. 67, p. 578-583.

The Neogene system and its rock alteration in the Kageyu spa area, Nagano Prefecture

Ryûji SUGIYAMA, Kôji WATANABE, Ryôichi YAGUCHI and Kazuyuki ONO

(Abstract)

The stratigraphy of the Neogene System and its rock alteration in the area of Kageyu spa, north central Nagano Prefecture, are studied from the viewpoint of volcano-stratigraphy. The abundant volcanic rocks together with pyroclastic fall deposits, accumulated in the age from early to late Miocene, are widespread in this area.

The volcano-stratigraphical sequence is shown in the following table.

The table clearly shows that the igneous activity consists of three cycles, each of which regularly

begins in basic volcanism and ends in acidic one.

The rock alteration is classified into the following two types.

- 1) Alteration through diagenetic process
- 2) Alteration through syngenetic process which is accompanied with the volcanism

Of the first type alteration, the "albite-chlorite zone" is recognized in the Uchimura formation, and is well distinguished from the zeolite facies recognized in the upper beds.

As to the zeolite facies, the Hosoonotaki andesite

Late Miocene	3	Megamiyama Andesite Member Tokkosan Basalt Member (Unconformity)
Middle Miocene	2	Hiraiji Plagio-liparite Member Ichitôge Dacite Member Hosoonotaki Andesite Member Kokuzô Basalt Member (Unconformity)
Early Miocene	1	Upper Uchimura Formation (Acidic volcanic facies) Lower Uchimura Formation (Basic volcanic facies)

member corresponds roughly to the "mordenite zone" and the Ichitôge plagio-liparite member to the "clin-optilolite zone" respectively. Though laumontite and analcite are found in basic rocks, the "laumontite zone" of COOMBS *et al.* (1960) is not recognized in this district. Because they occur only as amygdaloidal minerals and are undoubtedly the products of the second type alteration. Except these two zeolite

minerals, characteristic minerals of the second type alteration are thomsonite, natrolite, actinolite, epidote, dolomite and calcite.

There is something common between the two types of alteration, because chemical composition of original rocks have significant influence upon the mineral assemblage of the alteration products.