

美ヶ原・三城付近の地形と地質

*1 田中邦雄 *2 堀内 義 *3 川久保清仁 *4 永田勇夫 *5 吉田 稔

I. まえがき

美ヶ原高原は、八ヶ岳中信高原国定公園の北端にあり、松本市の東端から小県郡武石村・和田村にまたがり、頂上は 2034.3m の王ヶ頭を最高に 2,000m 級の準平原地形で、約 20 km にわたって平坦な地形を作っている。この高原は日本列島のほぼ中央に位置し、日本アルプスをはじめ 360° の展望は高く評価されているところである。この高原は交通の便もあって、年間 80 - 100 万人(長野県観光地利用者統計による)の登山者が訪れ、信州の代表的な観光地となっている。さらに、美ヶ原高原の南西に展開する三城までを含めると、かなりの数の登山者やハイカーが訪れることになる。また、最近では三城観光会社が設立され、松本市の観光の重要な位置を占めることになりそうである。

この地域は松本市の市街地からも近く、観光地として多方面から注目されているにもかかわらず、露出が悪いため地学的な研究は、従来あまり行われていなかった。

1964 年以前の研究は極めて少なく、わずかに百瀬寛一・小林国夫・山田哲雄による美ヶ原安山岩の岩石磁気の研究、信大文理学部学生岡本正ほかによる大門沢の植物化石の採取、三城牧場の流紋岩質凝灰岩の存在などの断片的な知識があるにすぎなかった。

筆者の 1 人田中(1964)は、三城凝灰岩にはさまれた砂泥質岩から *Pisolithe* および淡水性の珪藻の化石を発見し、湖沼性の堆積物であることを明らかにし、これらの一連の地層を三城累層と名づけ、これらを 5 部層に分け、その生いたちを明らかにした。

その後、諏訪の自然誌地質編(1975)の調査により、三城累層の内部の更に細かな調査が行われ、また、この累層は本地域だけでなく、鉢伏山-三峰山の稜線を越えてはるかに南方、岡谷市・諏訪郡下諏訪町地域にまで広く分布することが明らかにされた。この地質編では三城累層にあたる堆積物は二ツ山累層とよばれ、主として諏訪側の層序・地質構造が明らかにされた。

筆者らは、その後ひきつづいて美ヶ原・三城地域の調査をつけているが、その結果従来とは異った新しい事実がいくつかみつかった。この調査は将来も続行するものであるが、中間報告として、ここに報告したい。

この調査にあたり、長野東高校遠藤忠慶氏には野外調

査の一部を手伝っていただき、上田第四中学校窪田英夫氏には珪藻の化石の鑑定をしていただいた。これらの方々に厚く御礼を申し上げる次第である。

II. 位置・地形

調査地域は、北は武石峰付近から南は三峰山付近まで南北約 10 km、西はわさび沢支流の穴口沢付近から東は茶臼山・扉峠の稜線に達する東西約 7 km の地域で、この中には美ヶ原王ヶ頭(2034.3m)・茶臼山(2006.4m)などの 2,000 m を越す山列がほぼ南北に連なり、これらの山列を薄川の支流の菅溝沢・中山沢・大門沢・松沢・こなこ沢・朱沢などの河川がほぼ東西に開析している。

美ヶ原高原は、ほぼ中央に美しい塔があり、北西に武石峰(1972.6m)・焼山(1907m)、西方に王ヶ鼻(2008m)・王ヶ頭(2034.3m)、東方に物見石山(1985.1m)、南方には茶臼山(2006m)の峰があり、約 100 m 前後の起伏で、20 km にも達するほぼ平坦な高原が形成されている。この高原の成因については、古く八木貞助(1920)や本間不二男(1931)によって熔岩台地と考えられたが、小林国夫(1952・1953)によって、侵蝕によって平坦化されたメサ(Mesa)地形であることが明らかにされている。

美ヶ原高原の南西側は、標高差 600 m に達する急崖で、三城盆地や石切場に臨み、単なる侵食地形としては奇観を呈している。地形図にも明らかなように、露岩の列が 4 km にも亘って描かれており、露岩以下の斜面は大部分が美ヶ原安山岩の崖錐層およびローム層に厚くおおわれている。

三城盆地は、標高 1300 - 1400 m で、王ヶ頭南斜面の大門沢上流に広がる東西 2 km、南北 1 ~ 2 km の山懐の小盆地で、大門沢の流れに従って南西へ 10 度位の緩傾斜をしている。ここには白色の三城凝灰岩層の上を崖錐層とローム層が厚くおおっている。

この地域の侵食面については、小林国夫(1952・1953)の報告があり、最高位的美ヶ原面(1950 m)の準平原化は鮮新世末頃、その下位にくる袴越山面(1700m)や出峰面(1600m)は洪積世前期とされている。

高位の侵食面の上には、氷河周辺地形の 1 つである構造土がところどころにみられる。多くは条線砂礫であるが、武石峰を中心とした付近に顕著である。

* 1 信州大学教養部地学研究室 * 2 松本島内小学校 * 3 木曾大桑中学校 * 4 塩尻広丘小学校 * 5 上田城下小学校

III. 地 質

美ヶ原から三城へかけての全体的な層序や構造は、田中邦雄・平林照雄（1964）によりかなり明確にされてきた。それによると、この地域一帯は、第三紀中新世の内村累層のグリーンタフやこれを貫く石英閃緑岩類を基盤として、この上に形成された古三城湖に堆積した三城累層からなりたっており、三城累層は下部から上部へかけてかなり多量の火山性物質（溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰質砕屑岩など）を含んでいることが明らかにされた。さらに、三城累層の堆積時代は植物化石や古地磁気学的測定の結果からみて、中新世末から鮮新世へかけてのもので、その中は何れも整合に重なる5部層に分けられ、美ヶ原高原は最上位の美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層が洪積的に侵食・平坦化されたものと説明された。この論文では三城累層の堆積は角閃石安山岩の活動によってはじまるものと説明され、これより下位の扉鉢泉付近にみられる礫岩や砂岩は、緑色凝灰岩の中に挟まれているものと考えられていた。

その後、田中は諏訪の自然誌地質篇の調査を行い、本地域の南部から諏訪郡へかけて広範囲の調査をした結果、前述の緑色凝灰岩層に挟まれているものと考えた礫岩層や砂岩層は古三城湖の堆積物で、この上に重なる凝灰岩が緑色化しているため、緑色凝灰岩とまちがえたことを明らかにした。この礫岩は古三城湖の最初の堆積物で、基底礫岩としての要素はもちながら、多くの場合下位の緑色凝灰岩層とは断層関係で接している。また、諏訪地域では湖沼性堆積物の上位にある三峰山付近一帯の輝石安山岩類は、湖沼性堆積物とは不整合又は貫入関係であることが明らかにされた。

美ヶ原三城地域の調査は継続して続けられているが、その後明らかになった点を述べてみたい。

従来の田中・平林（1964）と比べて、新しくわかってきた事柄の要点は、(1)従来整合に重なると考えられてきた美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層は、下位の地層とは一部不整合であること、(2)美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層中の一部にかなり厚い砕屑岩（湖成層）が挟在すること、(3)三城凝灰岩層と緑色化凝灰岩層との関係は同時異相であること、(4)砂岩層・礫岩層の新しい分布、(5)扉鉢累層は下位の三城累層とは不整合であることなどである。

従って、この地域の層序を改変して、次のように定めた。

美ヶ原累層	凝灰角礫岩溶岩層 立壁沢砂岩泥岩層
扉 鉢 累 層	扉鉢凝灰角礫岩層
	三城凝灰岩層
三 城 累 層	大門沢砂岩砂質泥岩層
	扉鉢泉礫岩層
基 盤 岩 類	内村累層 石英閃緑岩類

III-1. 基盤岩類

ここで基盤岩類として一括したものには、内村累層とそれを貫く石英閃緑岩類が含まれる。

III-1-1 ア 内村累層

内村累層は、内村団体研究グループ（1953）の研究によると、海底火山の活動によって形成されたグリーンタフ（緑色凝灰岩）を主とする武石相と海成堆積物が多い本郷相が下部にあり、上部は再び海底火山の活動が激しくなり、虚空蔵層・富士山層などの玄武岩やガラス質安山岩で代表されており、その時代は下部中新世であるとされている。本地域には武石相にあたるグリーンタフが分布し、三城累層の基盤となっている。

グリーンタフは、暗緑色・淡緑色・青緑色などの緑色味を帯びた岩相で、溶岩質・凝灰岩質・凝灰角礫岩質の部分が区別される。好露頭は、駒越林道ぞい・大手橋から三城橋にかけての薄川河床・大門沢などにみられる。

薄川河床・駒越部落付近・高戸沢・足浦沢では、石英閃緑岩の貫入を受け、著しい熱変質を受けている。

高戸沢では、標高1600m付近の本層の中に径10～15cmの泥岩の薄層をはさんでいる。泥岩は硬質となり、水の抵抗に強く、緑色凝灰岩上に浮き出している。この岩相は、女鳥羽川上流のゴマアラレ沢・熊の沢・北地獄谷にも広く見られる岩相である。

大仏付近の薄川河床では、緑色凝灰岩中に葉理の発達した砂岩がはさまれており、著しい熱変質を受け、ホルンフェルス化している。

袴越ヒュッテから100mほど登った林道美ヶ原線ぞいでは、緑色凝灰岩にはさまれた砂岩泥岩互層が観察される。ここでは、凝灰質砂岩と黒色泥岩の互層で、黒色泥岩中には巣穴の化石が見られる。

駒越林道沿いでは、緑色凝灰角礫岩が多く観察される。岩相は、径5～100mmの角礫を同源の凝灰岩で膠結している場合が多く、そのほか、径2～15cmの白色凝灰岩の角礫をとりこんだ場合やクルミ大のチャートの礫を含んだ場合などもみられる。

大門沢では、原岩が凝灰岩あるいは凝灰角礫岩と思われる部分と、比較的酸性な溶岩と思われる部分とがある。前者は強く緑色化を受けており、一部には角礫なども含まれるが、後者は一見珪長岩様で白っぽく、部分的に熱水作用を受け、黄鉄鉱や磁鉄鉱が多くできており、大門沢下流部によく露出している。この中をひん岩・輝緑岩などが貫き、また後述する石英閃緑岩の底盤が近くに分布するために、二次的な熱変成を受けている部分が多い。

菖蒲沢では、緑色凝灰岩は暗緑色で堅くなっており、一部には凝灰岩が斑状にはいつている部分や黄緑色の緑れん石が球状にはいつている部分も見られる。また、一部では熱水作用を受けて、淡緑色～淡灰色となり、珪長

岩様の岩相を示す部分も見られる。

ジシャ平北方では、暗緑色で堅い岩石が見られ、緑れん石の球が目立つ。ここでは角閃石が緑泥石化作用を受けて、緑泥石に変質しているが目立つ。

本地域の緑色凝灰岩の分布に影響を与えているのは、袴越山の山頂付近を通り、N20°E方向に延びる袴越背斜である。緑色凝灰岩は東翼に厚く広く分布し、西翼では砂岩泥岩互層と移りかわっている。

III-1-1-イ 石英閃緑岩類

石英閃緑岩類は、緑色凝灰岩類を貫き、三城累層や美ヶ原累層におおわれるものである。その分布は、駒越部落付近から南方へ高遠山・宮入山を経て、鉢伏山西斜面・牛伏寺崖の湯付近まで底盤状に広がり、大きな貫入岩体を形成している。

本地域では、薄川河床・大和合沢・大仏沢・駒越部落付近に分布し、岩相は花崗閃緑岩質・珪長岩質などに变化する。花崗閃緑岩質のものは、塩基性の捕獲岩を多く含有しており、その上、著しく混成現象を起している。かつて本間不二男(1931)によって細粒閃緑岩とよばれたものは、混成作用を受けたものである。

造岩鉱物は、斜長石・正長石・石英・黒雲母・角閃石などで、少量の黄鉄鉱や燐灰石などの二次鉱物を伴っている。

高戸沢では緑色凝灰岩と接触しているため、岩相は黒色ないし暗緑色を呈し、細粒である。黒雲母・角閃石・石英・斜長石などが認められる。また、黄鉄鉱・緑泥石などの二次鉱物も生成されている。この周辺相は幅10数mにもわたっており、接触する緑色凝灰岩はホルンフェルス化し、両者の境界が明瞭でない場合が多い。このような現象は大手橋より下流の薄川河床でもみられる。

大仏沢上流・大和合沢上流は貫入岩体の中心部で、粗粒となり、黒雲母を多く含む。また、幅5～15cmのアプライトの岩脈が発達している。アプライト岩脈は石英閃緑岩に比較して風化に強いために、真砂状に風化した石英閃緑岩の表面にやや突出して残っている。

霞山荘付近の薄川河床の本岩は、温泉作用を受けて白色化し、もろくなっており、黄鉄鉱を多く含んでいる。

本久保沢では、下流は中粒で、捕獲岩が多く、角閃石は緑泥石化して全体として暗緑色を帯びるが、中流部では粗粒となり、上流部では細粒となる。

天狗の露地西方では、標高1850m地点まで露出しており、この上を美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層がおおっている。天狗の露地より北方では、美ヶ原の安山岩溶岩は、ごくわずかでうすく石英閃緑岩類をおおっているにすぎない。

III-2 三城累層

三城累層は、緑色凝灰岩を主体とする内村累層のかん没により生じた湖沼(古三城湖)に陸成層として堆積し

た火山砕屑岩を主体とする地層である。

基盤の内村累層を不整合におおい、上位の扉峠累層には軽微な不整合でおおわれる。

下部から上部へ扉鉱泉れき岩層・大門沢砂岩砂質泥岩層、三城凝灰岩層の3部層に分けられる。

火山砕屑岩は角閃石を含有することが特徴である。

三城累層の各部層は、大門沢中流・扉鉱泉一扉峠道路ぞい・本沢ほうき沢・横山沢支流穴口沢などでよく観察される。

ここで注意しておきたいことは、三城累層は、田中・平林(1964)の論文とはかなり内容が異なっていることである。1964の論文では扉鉱泉れき岩層は三城累層の中に含まれておらず、むしろ緑色凝灰岩層中の「はさみ」と考えられた。また、今回新たにした美ヶ原累層までが一括されて三城累層として取扱われていた。したがって、今回の層序の組立てによって、かなりすっきりした形になったといえよう。

三城累層は諏訪の自然誌地質編の二ツ山累層に当たる。

III-2-ア 扉鉱泉れき岩層

扉鉱泉明神館東側の道路ぞいでよく観察される。ここからはほぼ南北方向に細長く帯状にのび、北は大門沢支流寒沢西方、南は横山沢支流の穴口沢付近にまで達する。さらに南方は二ツ山の尾根を越して、下諏訪町の砥沢に沿った砥沢林道(野猿沢入口付近・坊主岩付近)にまで分布している。

基盤岩類とは多くは断層で接するが、一部では不整合にこれをおおうところもある。本地域内では、大門沢中流・扉鉱泉付近・穴口沢などで観察されるが、何れも基盤の緑色凝灰岩層とは断層で境している。砥沢林道ぞいの露頭では、多くの場合、基盤の石英閃緑岩類を不整合におおっているが、一部では断層で接しているところもみられる。

れき岩のれきは角れき～亜角れきが大部分で、れきの大きさは極めて不揃いで、細れきから巨れきにまで達し、10×15cm大の角れきをもっとも多い。時には径4.5mの緑色凝灰岩の角れきが含まれていることがある。

れきの種類は、緑色凝灰岩・石英閃緑岩・ホルンフェルス・チャート・安山岩などからなり、前二者が量的にはかなり多い。

基質は凝灰質の砂岩が多い。

膠結度は場所によって多少の差はあるが、一般にかなり高く、不透水層となっており、本層の上限からはしばしば湧水がみられる。

穴口沢では緑色凝灰岩を基盤として、その上に断層でれき岩が接している。れき岩のれきは緑色凝灰岩が多く、径50～100cm大の巨れきが約10m重なり、その上部は径20～30cmのれきとなり、次第に安山岩質のれき

が多くなり、凝灰角れき岩に移り変わる。

大門沢中流の道路ぞいでは、緑色凝灰岩との境界に約12mの破砕帯が観察される。この上流の河ぞいには、径30cm大の安山岩の垂角れきを含む大きな露頭が見られる。

本れき岩層は、三城累層の最下位の基底れき岩層で、緑色凝灰岩層のかん没によって出来た古三城湖へ最初に堆積したものである。

III-2-1. 大門沢砂質泥岩層

大門沢中流部が模式地である。

分布は基底礫岩に沿って日向沢・扉鉢泉群鷹館西・穴口沢・南沢と帯状に分布する。

岩相は中粒砂岩を主とし、全体に凝灰質、板状である。泥岩をはさみまた泥岩と互層する場合も見られる。下諏訪町砥沢ぞいでは古くは砥石として利用した。(砥石の名称はここから生じたものである)

群鷹館東側の道路ぞいでは、層理が明らかで、N 35°E、25°SEの走向傾斜を示している。ここでは、下部は中粒～粗粒の砂岩層で、全体に緑色化し、硬化している。上部は灰褐色の凝灰質砂岩となり、比較的軟らかく、板状にはげやすい。

大門沢中流では、灰褐色の細粒砂岩で、砂質泥岩をはさみ、細片になりやすい。ここでは小規模な堆積構造が多く観察され、堆積時の変動を物語るものとして注目される。

穴口沢では、基底礫岩の上部は細粒となり、凝灰角礫岩に変わるが、この上位にやや珪質な中粒砂岩が重なる。この中には厚さ10数cmのチョコレート色の泥岩が2枚はさまれるのが特徴である。

大門沢中流の砂質泥岩層からは、ブナ・カシ・シラカバ・ケヤキ・カエデ・メタセコイヤなどの植物化石が産出し、これらの化石からその時代は上部中新世と考えられている。

本層と上位の三城凝灰岩層との関係は、大門沢藤見橋南側では、前述の植物化石層の上位に2cmほどの凝灰岩層がはさまれ、その上位で三城凝灰岩層とN 50°W・10°NEの走向傾斜で接しており、特別な侵食面などは認められず、整合と考えられる。

層厚はほぼ一定しており、扉鉢泉付近・本沢・穴口沢何れも約50mである。

III-2-ウ 三城凝灰岩層

大門沢中流部の大岩橋から白砂橋付近が模式地である。

大門沢中流部から三城牧場にかけて広く分布し、これから南へ追平・桧沢上流・こなこ沢上流にかけて分布する。本地域南部の桧沢中下流・こなこ沢中下流・県道松本一唐沢線・朱沢・本沢・わるい沢に分布する緑色化し

た凝灰岩ないし凝灰角礫岩とは、同時異相の関係にある。

下位の大門沢砂岩砂質泥岩層には整合に重なるが、上位は三城地域では角閃石を含んだ扉鉢凝灰角礫岩層を欠いて、輝石を含んだ美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層に直接おわれる。両者の接触関係のみられるのは、伊達の河原1580mの地点である。ここでは境界部が5mほどの小さな滝になっており、よく観察されるが、不整合であるかどうかはわからない。

色は乳白色で、一見裾花凝灰岩に似ており、酸性に見え、斜長石流紋岩質凝灰岩とよばれたこともある。

岩質は、角閃石安山岩質凝灰岩で、角閃石を多量に含むことが特徴である。角閃石は小形で、0.5×2mmくらいである。凝灰質であるばかりでなく、時には浮石や角礫を含み、凝灰角礫岩となる。比較的軟らかいために侵食されやすく、大門沢大岩橋付近・桧沢上流などでは、白い大きな崖を作っている。

一般に無層理であるが、下部の一部では泥岩の角礫を含み、上部は砂質または泥質となったり、時には凝灰質の砂岩や泥岩～シルト岩を数枚はさむ。

側方への変化が著しく、凝灰岩・凝灰角礫岩・緑色化凝灰角礫岩と変化する。

凝灰岩層の中からは形のよいピソライト(火山豆石)が、みとれ橋上流約100m・三城から石切場へ通ずる道路傍・こなこ沢支流の研沢上流などからみつげられている。

また、みとれ橋上流の凝灰岩にはさまれる灰白色のシルト岩のはさみから淡水産の珪藻ダイアトーマ(*Diatoma* sp.)が産出した。白砂橋西側の凝灰岩の中からは、10×70cmの炭化した木片が産出した。

本層は、東へ5～10度の緩傾斜を示しており、下部の部層に比較すると、傾斜もずっと緩かで、安定した堆積相を示している。しかし、三城から石切場へ通ずる道路傍の露頭では、落差5～20cmの層内断層が数多く観察される。したがって、堆積時にはかなり振動する動きがあったものと考えられる。

緑色化凝灰岩層は本地域の南部から諏訪側へ広く分布するもので、凝灰岩あるいは凝灰角礫岩が緑色化したものである。全体として緑泥石化作用を受けて緑色化し、有色鉱物はすべて緑泥石化している。下部には1～2枚の、厚さ5m前後の砂岩または泥岩をはさみ、部分的には緑色化しない乳白色の凝灰岩がはさまれることもある。桧沢では凝灰岩の中に東沸石が形成されている。

凝灰岩の中は無層理で、走向傾斜は測定できないが、はさみで測定した値をみると、下部では50～60度東へ傾斜するが、上部へいくにつれて、緩い傾斜を示すようになる。

緑色凝灰岩層の上部には、角閃石安山岩質の凝灰角礫

岩層が分布する。これが諏訪の自然誌地質編で、二ツ山凝灰角礫岩層として扱ったものであるが、三城凝灰岩層の上部と同時異相の関係にあるので、ここで述べることとする。

二ツ山凝灰角礫岩層は、鉢伏山—三峰山の稜線から諏訪側の斜面に広く分布している。本地域では、こなこ沢・朱沢・本沢・沼沢の上流域に帯状に分布しており、小滝山東側の県道松本—唐沢線にも露出している。

岩質は、角閃石安山岩質凝灰角れき岩で、角閃石の小さな結晶をもつ角閃石安山岩の角れき、同質の溶岩および火山灰から構成され、青灰色又は灰褐色を呈する。

れきは角れき～亜角れきで、大部分が角閃石安山岩であるが、わずかに泥岩・凝灰岩・閃緑岩などのれきも含んでいる。れきの大きさは、大豆～クルミ大が一般であるが、時には径1.5mにも達する巨れきが含まれていることがある。

基質は角閃石安山岩質であるが、層相の変化が大きい。一般に小さい角閃石が入ることが特徴である。小滝山東側の県道ぞいでは、一部に流理構造も観察される。

角閃石は比較的新鮮なものが多いが、朱沢では緑泥石化作用を受けて緑色化しており、本沢やヤテイ倉沢では酸化されて茶褐色になっている部分もみられる。膠結度は高い。

本層中には数枚の砂岩層・泥岩層のはきみが観察される。これによると、三城からこなこ沢上流にかけては、5—10度東に傾斜し、県道松本—唐沢線より南では5—10度南西に傾斜している。また、扉峠を越した東側斜面ではわずかに西傾斜を示している。

本層は、前述の三城凝灰岩層とは同時異相で、検沢上流部付近で漸移する。

III-3. 扉峠累層

扉峠付近を模式地とした角閃石安山岩の凝灰角礫岩を主とした累層である。

下位の三城累層・上位の美ヶ原累層とは岩相・分布などのちがいがから独立した累層とした。

扉峠付近を中心として、北はヨモギ小場林道シジメの岩付近から南は三峰山をとりまくように、本沢上流・沼沢上流・諏訪側の立壁沢から枯寿々沢上流にかけて帯状に分布する。東は扉峠を越えて、ヤテイ倉沢上流・唐沢川上流に広く分布する。

岩相は角閃石安山岩の角れき～亜角れきを含む凝灰角れき岩層で、基質は、同質の凝灰岩・凝灰質砂岩である。固結度は低い。角れきの大きさは様々で、径1cmから2mにまで達する。大部分のものは径5～20cmである。角れきは大部分が角閃石安山岩で、肉眼では角閃石の大きな斑晶(5×10mm)が特徴である。角閃石は新鮮なものが多いが、酸化して茶褐色になっているものも見ら

れる。鏡下では緑色化した角閃石・斜長石・しそ輝石・普通輝石の斑晶が目立つ。

凝灰角れき岩の中には凝灰質の砂岩・泥岩の薄層をはさむ。固結度が低く、ほとんど水平である。

池ノ久保沢上流では、下位の三城凝灰岩の角れきを含んでいるのが特徴で、ここでは南西に10度くらいの傾斜を示している。

シジメの岩付近では、白色の凝灰岩の薄層をはさんでいる。この凝灰岩は厚さ6mで、シジメの岩をとりまくように分布し、この凝灰岩の上部には30cmの厚さの茶褐色の泥岩があり、また下部には3m+の厚さの青灰色の凝灰質の粗粒砂岩がある。この砂岩の中からは、植物化石を産出する。

管山の南では、1610mの等高線にそって、白色の凝灰岩が帯状に分布している。これは前述のシジメの岩付近のものに連続するもので、厚さは西方で8m、東へゆくにつれて薄くなり、4mくらいとなり、やがて凝灰質砂岩に移り変わる。この凝灰岩の上下には砂岩や泥岩が分布する。

鏡ヶ島南の谷では、層厚3mの凝灰質粗粒砂岩があり、この砂岩の上部に数枚の凝灰岩(厚さ5—20cm)がはさまれている。

小峠付近の本層は角閃石安山岩の亜角礫の他に三城凝灰岩の角礫を多く含み、基底礫岩の様相を示している。また、この中に結晶片岩の亜角れきを含んでいる。結晶片岩は緑泥絹雲母片岩で、長径26cmである。三城美ヶ原地域で結晶片岩がれきとして含まれるのはここだけであって、角閃石安山岩の活動した付近に結晶片岩があることを示すものであり、貴重な資料である。

本層と下位の三城凝灰岩層との関係は、露頭でみる限りでは、整合に移り変わっているように見える。しかし、岩相・膠結度・分布・傾斜などのちがいや三城凝灰岩層の角れきが本層の中に見られることなどから、両者の関係は不整合と考えて差支えない。また、上位の美ヶ原累層との関係も、岩相・分布などが著しく異なることから、不整合の可能性を示している。この関係については調査が不十分であるために、問題として将来に残しておきたい。

III-4. 美ヶ原累層

美ヶ原累層として一括したものは、美ヶ原高原頂上部から茶臼山へかけて、ほぼ1600—1700mより高所を作る輝石安山岩質の溶岩および凝灰角れき岩と、この間に極めて部分的に、厚さ150mに亘って堆積している湖沼性の砂岩泥岩互層を含んでいる。前者を美ヶ原凝灰角れき岩溶岩層とよび、後者に立壁沢砂岩泥岩層と名づける。

III-4-ア 美ヶ原凝灰角れき岩溶岩層

美ヶ原高原頂上部を構成する輝石安山岩質凝灰角礫岩および溶岩で、三城地域では三城凝灰岩層を、小峠から扉峠へかけては、扉峠凝灰角礫岩層をおおう。また、王ヶ鼻西方では基盤の緑色凝灰岩類を、本久保沢上流では石英閃緑岩類を不整合におおっている。

分布は美ヶ原高原頂上部一帯であるが、天狗の露地北西から王ヶ鼻・石切場・王ヶ頭・塩くれ場・百曲り・陣ヶ坂・茶白山・扉峠北方に広く分布し、美ヶ原南面の急崖を作っている。

岩相は輝石安山岩質の凝灰角礫岩が大部分であるが、その中に数枚の輝石安山岩溶岩およびわずかの砂岩層をはさんでいる。

輝石安山岩溶岩は凝灰角礫岩にはさまれて、4～6枚が確認される。茶白山付近で6枚、王ヶ頭・エボシ岩南斜面で4枚、王ヶ鼻南斜面の堀ヶ沢で5枚数えられる。これらを基底部の標高によって、便宜上、下位から上位へ、1610 m溶岩・1650 m溶岩・1700 m溶岩・1750 m溶岩・1800 m溶岩・1900 m溶岩に分ける。各々の溶岩について、その連続性や厚さの変化、特徴などはまだ十分に調査していないが、今までにわかったことをあげる。

各々の溶岩の厚さは一定しておらず、10～50 mが多い。例えば、堀ヶ沢では1650 m溶岩の厚さは10 m、1700 m溶岩は20 m、1750 m溶岩は30 mである。

また、一枚の溶岩についてみると、その厚さは場所によって変化がみられる。例えば、エボシ岩南面の1800 m溶岩は厚さは100 mであるが、東方へ厚さを減じ、百曲りでは40 mとなり、その東方でせん滅している。

1900 m溶岩は、厚さ約80 mで、かなり連続性があり、天狗の露地付近から王ヶ鼻・王ヶ頭・百曲り頂上部・陣ヶ坂頂上部を経て、美ヶ原高原頂上部南側の急崖を作りながら、茶白山にまで達している。この溶岩には板状節理が顕著に発達している。

各層準の溶岩には、板状節理の発達する部分・柱状節理の発達する部分、塊状の部分などが区別されるが、それらの関係についてはまだよくわかっていない。

石切場付近の1650 m溶岩は複輝石安山岩で、鏡下では0.5～1 mmの斜長石と0.6 mm内外のしそ輝石と磁鉄鉱が多く、まれに2 mm内外の角閃石や石英が入っており、石基は0.1 mm位の微晶の集合である。空隙には鱗珪石が晶出している。この溶岩は柱状に節理が発達する傾向が強い。

美ヶ原頂上部の1900 m溶岩は、斑晶としてしそ輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱・かんらん石が認められ、石基は微晶質で、斑晶と同じ鉱物からできている。

凝灰角礫岩の角礫は径5～10 cmの輝石安山岩が多いが、大きなものは径50 cmに達する。一部に火山弾様の

ものも含まれている。基質は凝灰質ないし砂質で、比較的軟らかく、水の影響を受けて成層しているところが多い。各所に泥岩の2～3 cmの薄層をはさむ。

茶白山南のこなこ沢支流の本久保沢上流では、1710 mに細粒～中粒砂岩5 cm、1730 mに細粒砂岩粗粒砂岩互層、1735 mに2～25 cmの砂岩の薄層5枚が凝灰角礫岩の中にレンズ状にはさまれている。これらの砂岩層は分級度が低く、また固結度も低い。しかし、層理はかなりはっきりしている。同様の砂岩のはさみは、茶白山南斜面1900 m、大門沢支流おん柱沢1600 m、百曲り西方の沢1720 m・1820 mにも観察され、後に述べる立壁沢砂岩泥岩層と共に、凝灰角礫岩の堆積環境を知る上で、重要な手がかりとなる。

III-4-イ 立壁沢砂岩泥岩層

エボシ岩西方の立壁沢およびエボシ岩南の沢にだけ局部的に分布するもので、凝灰質の砂岩泥岩互層を主とする。側方への分布はなく、極めて狭い分布を示している。層位的にみて、美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層とは同時異相となるが、それについての確認はできていない。

確認できる本層の最下部は、標高1645 mである。これ以下は崖錐におおわれているので明らかでない。最上部は標高1800 mで、輝石安山岩溶岩におおわれる。

層厚は約150 m。

岩相により、下部・中部・上部に分けられる。最下部では全般に凝灰質で、時には浮石の入った砂岩～砂質泥岩が多く、上位になるにつれて次第に細粒化し、葉理も顕著になる。下限から6 m上位で、大きな木片の化石が産出した。下部は一般に灰白色～白色の凝灰質泥岩と暗灰色～暗緑色で、中粒～粗粒砂岩の1～数 cmの互層が多く、一部に粗粒砂岩～礫岩を挟んでいる。下部には単層内褶曲(コンボリュート ベッディング)またはスランプ構造と思われる変形帯が、8枚数えられる。変形帯は幅20～70 cmで、葉理は認められず、すべり面もなく、層理面にはほぼ平行しており、形態的にはスランプ構造であるが、厳密な意味ではスランプ構造とは異っている。また、各所に小断層がみられるが、これはいずれも正断層ばかりである。

中部では、砂岩泥岩の互層に粗粒砂岩や安山岩角礫をもつ礫岩が挟まれてくる。角礫は径20～30 cm大のものが多い。薄く挟まれる凝灰質泥岩には葉理の発達するものが多い。中部にも水底滑動による堆積構造が4枚観察される。

上部は、さらに粗粒となり、角礫が多くなる傾向がみられる。角礫は安山岩質で、大豆～こぶし大のものが多いが、時には径50 cmに達するものも点在する。

中部から上部にかけては、砂岩に級化成層(グレーディング)が認められ、粗粒～中粒～細粒と変化しており、

一部には礫質砂—粗粒砂—中粒砂と変化している部分も見られる。また、砂岩層の一部には安山岩礫が層理面に平行して配列している部分もみられる。このあたりにも水底滑動による堆積構造が2枚観察される。

中部層の灰白色～白色の泥岩には多量の珪藻化石が含まれている。詳細については調査中であるが、浮游性の *Coscinodiscus* sp. である。

最上部は火山礫岩が厚く堆積した後、標高 1800 m で輝石安山岩溶岩におおわれている。

立壁沢砂岩泥岩層は、層位的には美ヶ原凝灰角礫岩溶岩層の中に含まれるものである。この堆積については、今後検討しなければならぬ問題が多いが、古美ヶ原湖に火山性砂屑物や溶岩が堆積する時期に堆積した湖沼堆積物で、現在の三城方面に広くひろがっていた堆積物が侵食され、その残りが立壁沢砂岩泥岩層として残っているものと解される。

III-5. 貫入岩類

本地域の貫入岩類には、角閃石安山岩と輝石安山岩がある。

角閃石安山岩は、観峰 (1423 m) を中心として、1463 m・1487 m・1608.2 m・1452 m・1372 m のピークへ広がる岩体と、小滝山を中心として東西にのびる岩体に分けられる。

両者とも同じ岩質で、扉鉢泉礫岩層・大門沢砂岩泥岩層・三城凝灰岩層を貫いている。青灰色ないし灰褐色緻密な岩石で、自形の角閃石・長石が目立つ岩石である。角閃石は酸化されて、やや褐色を帯びているのが特徴である。

観峰南西の大きな崖では、凝灰岩にわずかに熱変成を与えている。

輝石安山岩の顕著なものは、長助から釜日向にかけて連なる尾根を形成するものと、大岩橋付近のものがある。前者は釜日向の道路ぞいに響岩の岩壁を作り、三城凝灰岩を貫いており、凝灰岩は 30 cm ほどが堅く変質している。

大岩橋付近では、輝石安山岩の岩脈が三城凝灰岩に貫入しており、ここでは凝灰岩が約 1 m ほど熱変成を受けている。

このほか、輝石安山岩の小岩脈が、大門沢流域に 2 本、こなこ沢流域に 7 本、本沢上流に 1 本、わるい沢上流に 1 本が観察される。

VI. 地質構造

本地域には、多量の火山性堆積物が分布するために、構造を考えることは大変むずかしい。わずかにはさまれている堆積物のほさみや、火山岩類の流理構造などを手

がかりにして、構造を考察することしかできない。

三城累層では、下部の扉鉢泉礫岩層や大門沢砂岩泥岩層は、30—60度の傾斜を示すが、上部の三城凝灰岩層は10度前後の緩傾斜となる。扉鉢累層では、5—10度の東傾斜が多く、美ヶ原累層では、ほとんど水平に近い。褶曲はみられない。

断層は、基盤岩との境界付近にみられるものと、三城累層・扉鉢累層を切って、NW—SEに延びるものがある。

扉鉢泉礫岩層は、基盤の緑色凝灰岩層と断層で接することが多い。横山川ぞい、大門沢流域などで観察されるが、幅 10 m 前後の破碎帯を伴っているのが特徴である。古三城湖ができたかん没が再活動したものと考えられる。NW—SE方向の断層は、こなこ沢上流から県道松本—唐沢線を切って三峰山北斜面の鞍部に達するもので、三城累層・扉鉢累層が切られている。軽微な断層であるが、ほさみの泥岩や砂岩のずれが観察され、本沢上流ではこれに沿って谷が発達している。

寒沢にそって、NNE—SSW方向に、扉鉢泉礫岩層と三城凝灰岩層との間に、断層が推定される。露頭の確認はできていない。

V. あとがき

美ヶ原三城地域の地質は、最近になってかなりはっきりしてきた。しかし、山が深いこと、露出が少ないこと、崖壁に厚くおおわれていることなどの悪条件が重なり、充分にわかったとはいえない。小文も中間報告としてまとめたものであって、決してこれですべてというわけではない。問題点を整理して、まとめられるところだけをまとめてみたというものにすぎない。今後の調査によっては、改訂されるところもいくつかあろうと思う。その踏石のつもりで、まとめてみたものである。データ不足で、地史をくみ立てるまでには至っていない。何れ稿を改めて書く予定である。

文 献

- (1) 東筑摩郡・松本市郷土資料編纂会 (1958) : 東筑摩郡・松本市誌第 1 巻自然
- (2) 平林照雄・田中邦雄・深志高校地学会 (1961) : 美ヶ原・三城地域の湖成層に関して、長野県地学会報 32
- (3) 平林照雄・深志高校地学会 (1962) : 松本市・美ヶ原高原三城の新産 Pisolithe とその周辺の地質について (予報) 地学研究 12 巻 11 号 p 382—392
- (4) Fujio HOMMA (1924) : Structural Evolution of the Volcanic District, North of Lake Suwa.

Jap. Jour. Geol. Geogr. vol. 3, no.
3-4, p179-191.

- (5) 本間不二男 (1927) : 信濃中央高原高台の地質及地形学の意義, 地球, 8巻, 2号 p122-133
- (6) 本間不二男 (1931) : 信濃中部地質誌 古今書院
- (7) 飯島南海夫ほか (1956) : いわゆる“塩川層”の地質, 地質雑, 62巻, 734号, p622-635
- (8) 飯島南海夫ほか (1958) : フォッサマグナ東部の火山と基盤 地球科学 37号, p46-59
- (9) 河内晋平 (1961) : ハケ岳火山列 I, II, 地球科学 55号 p1-8, 56号 p11-17
- (10) 河内晋平・河内洋佑 (1963) : 霧ヶ峰・荒船山地区における鮮新世火山活動 I, II, 地球科学 64号 p1-7, 65号 p33-37
- (11) 小林国夫 (1952) : フォッサマグナ西部付近における第四紀編年, 信大紀要 1巻1号 p9-25
- (12) 小林国夫 (1953) : 美ヶ原一登山と地質見学—日本山岳会信濃支部
- (13) Kanichi MOMOSE・Kunio KOBAYASHI and Tetsuo YAMADA (1959) : Palaeomagnetic and Geologic Researches for the volcanic Rocks around Lake Suwa, Palaeomagnetic Researches for the Pliocene volcanic Rocks in Central Japan(2), Bull. Earthq. Res. Inst. vol. 37, p433-481
- (14) 長野県地学会 (1962) : 20万分の1長野県地質図 並同説明書
- (15) 岡本正ほか (1961) : 美ヶ原大門沢より化石植物の発見 モレーン 12
- (16) 柴田賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫 (1976) : 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトとK-Ar年代 地調月報 27 p1-8
- (17) 諏訪教育会 (1975) : 諏訪の自然誌, 地質編 信教印刷
- (18) 竹淵修二 (1959) : 砥川流域の地質, 信大教育学部卒論 (M. S.)
- (19) 田中邦雄・平林照雄 (1963) : 長野県美ヶ原三城付近の地質 (演旨) 地質雑 69巻 814号 p313
- (20) 田中邦雄・平林照雄 (1963) : 美ヶ原・三城付近の地質 信大, 教育紀要 13号
- (21) 内村団体研究グループ (1953) : フォッサマグナ内村地域の団体研究 地球科学 14号, p3-8
- (22) 八木貞助 (1920) : 信越地方第三紀の準平原に就いて 地質雑 27巻 p125
- (23) 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976) : 長野県和田峠付近の地質と岩石 地質雑 85巻 2号 p127-137

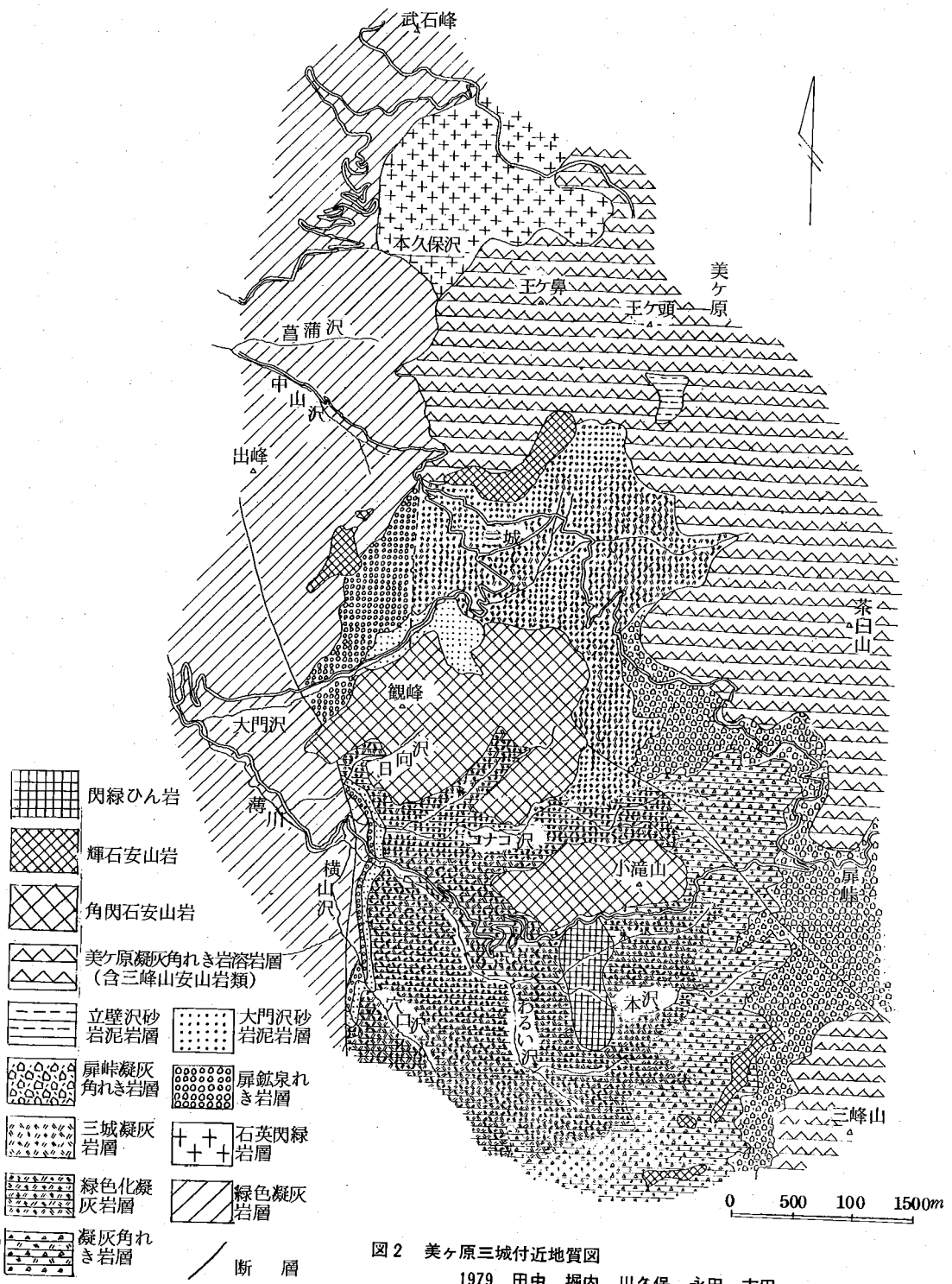


図2 美ヶ原三城付近地質図
 1979 田中, 堀内, 川久保, 永田, 吉田