原 著 論 文

糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層*

姫川団体研究グループ**

(1958年5月6日受理)

Tertiary Formations Along the Northern Part of the
Itoigawa—Shizuoka Tectonic Line

Research Group for Himekawa Region

(Abstract)

The stratigraphy and the structures of the Neogene Tertiary formations developed along the northern part of the Itoigawa-Shizuoka line have been studied for about ten years by the members of our group. The areal domain of our studies, extends in north to south direction for 51 km. from Oshino to Minami-Otari.

This paper describes the evidences for the intimate relationship of the conditions under which the volcanism and sedimentation took place in the western part of the younger orogenic zone of the so-called Fossa Magna.

The results obtained present a criticism to the concepts that the stream course of the Himekawa River might have developed along the Itoigawa-Shizuoka tectonic line.

I. ま え が き

姫川流域から松本平北部東縁にそう地帯の筆者ら以外による地質調査報告^{1~3)6~9)16)22)}は、少くないが、われわれの研究結果は、その多くのものとひどくちがつている。

筆者らの2人小林と平林は1949年いらい、この調査をおこなっているが、その間、断片的に¹¹⁾¹²⁾¹⁹⁾²⁰⁾あるいは特殊テーマ¹³⁾¹⁴⁾²¹⁾について考えをのべた。1954年より、これを団体研究にきりかえ、調査をつづけてきている。

火山岩にかんする研究はまだおわっていないが、本稿はその全域にわたる調査報告である。紙面の都合で内容をいちじるしく圧縮したが、機をえて追加するつもりである。

野外調査に協力された赤羽博司・亀井節夫・千地万造・牛来正夫・国府谷盛明・森下晶・中村三郎・田中茂門・富沢恒雄・百瀬寛一・八木健三、また化石同定に協力された生越忠・田中邦雄氏らに深謝する。なお現地諸学校片瀬恒喜・相沢恒雄・千国芳郎・横川義守・新開軍司・須沢績・牛越茂太・伊藤成一・前田利雄・故細野淳そのほ

* 1957年度日本地質学会総会において河内晋平が講演

** 小林国夫・河内晋平・野村 哲・原田哲朗・藤森義康・松田峯夫 (以上信州大学文理学部地学教室)

平林照雄 (松本深志高校) 松沢逸巳 (北海道斜里町小学校)

地質学雑誌 第64巻 第756号 1958年9月

第1図 調査地域略図

第2図 美麻北部における小谷断層附近の精査図

1: 泥岩, 2: 砂岩, 3: 泥質砂岩, 4: 礫岩,
5: タフ, 6: 石英安山岩, 7: 安山岩脈

かの先生方の御援助にあつく御礼申しあげなければならない。また調査費のうち一部分を北安曇郡教育会に、一部分を文部省科学研究費に負っている。記してあつく御礼申しあげる。

本稿であつかう地域(第1図)は糸魚川・静岡線にそい、中山断層の西側にあたる南北 51 km におよぶ地帯である。そのため地質図を3区にわけた*。

II. 全体にわたる構造のあらまし(第1図)

フォッサ・マグナの西縁部すなわち中山断層以西には、中新世末より鮮新世にわたる堆積岩と、それに伴う火砕岩類が分布する。詳しくは、別所期ごろの造山運動にともなう脊稜が生じ、それによってできた西部盆地の西縁にあたっている。

西部盆地では、時がたつにつれて、堆積区はぜんじ西に移る傾向をしめし、その順序をおいかけた第1図にみられるような NS, または NNE 方向の断層が発達する。このうち大きい運動をしめしたものととして中山断層¹³⁾**がある。この断層は第3区の南端、押野附近より北進して、小藤附近より

* 第1区姫川流域(中土駅以南一白馬町飯森まで)、第2区^{キナサ}鬼無里一青木湖の東方(北谷地~大町まで)、第3区大峰地区(木町より押野まで)。本域であつかう地層は第1表のごとくである。

** 文献 13.

NNE に鬼無里村^{ヒガシキヨウ}東京にたつする。全長約 50 km の西落ち断層である。

中山断層の北部は、かつて千地^{チチ}によって持京断層とも呼ばれたが、南部では北部よりずっと落差が大きい。

第1図のごとく笹倉のいわゆる小谷断層^{オタリ}* は南にのびて、小藤で中山断層に交わることがたしかめられた。小谷断層は野外の事実から察すると、東から西にむかう衝上性の断層である。露頭はすくなく、キノコ沢入口において、巾 10 m 余の fault gouge があり、野平南方の入ノ沢でも、破碎された dacite がある。さらに南方では、断層の位置は第2図のごとくである。そのほか姫川流路にそう姫川断層が確認され、さらに、あまり大きくない断層がその西側に認められた。これらをつうじてみると、断層によって生じた地塊ごとに東から西へ向つて、階段的におちていることがわかった。各地塊は向斜構造をとるものが多い。

第1表 フォッサ・マグナ北西部第三紀層の層序一覧 (カッコ内数字は厚さ m)

累層	小谷累層	川内累層	鬼無里累層	美麻累層	大峰累層
時代					
洪積世	豊野階	?			
	通 T・B・熔岩部層 (300+)	浅間山 T・B・熔岩部層 (300+)			
	立ノ間タフ質泥岩部層 (100)	千国火山礫岩部層 (600)			大穴山礫岩部層 (650)
	岩戸山 T・B・熔岩部層 (400+)	断層	?		日野礫岩・砂岩部層 (200)
鮮新世	猿丸階		今崩砂岩・礫岩部層 (150~230)	新行タフ・礫岩部層 (430+)	社タフ・礫岩部層 (800+)
	細貝タフ・礫岩部層 (450+)			峠砂質泥岩部層 (530±)	?
				南谷地タフ・礫岩部層 (880+)	
上部中新世	柵階		李平礫岩・泥岩部層 (960±)		
	雨中砂岩・泥岩部層 (100+)		夫婦岩部層 (900+)		
	断層				
	小川階				

T・B: 凝灰角礫岩

小谷・姫川両断層のあいだに小谷累層があり、姫川断層以西に川内累層、小谷・中山断層間に鬼無里累層^{キナ}、小谷・中山断層以西に美麻累層、南部の中山断層以西に大峰累層がある。各累層の時代関係は第1表の如し。鬼無里累層をのぞき、全体的には、大町附近でやや隆起しているが、北ほど下位層があらわれ、この傾向は中山断層以東の広い地帯のそれとは逆である**。鬼無里・小谷・美麻累層は、

* ただし笹倉は地層の対比をあやまり、この断層の西がわが、東がわに衝上したと解した。事実は逆で西落ちであることはあきらかである。

** 中山断層は、南部押野附近でもつとも大きい落差をしめし、その附近が、松本盆地の最低部であることが注目される。

向斜構造をとる。四ツ谷附近の東方山地はブロック化し、この部分でもつともおちている*。

姫川断層の西側では露頭は皆無にちかいが、それらは精査の結果、岩戸山部層の同時異相(辺縁相)とみられ、これは姫川断層についても西落ちである!

このようにフォッサ・マグナ西縁には、いくつかの西落ちの断層がみとめられているが、姫川溪谷は、たんに断層線にそう侵蝕谷で、地形的にも不連続はないし、その左岸にも第三紀層がある。したがって姫川溪谷に、糸魚川・塩尻線をひくのはまちがいであり、地質的な境界としてひくならば、やや西側にならなければならない。地形的な境界は、もつと西になる。

かつて大塚¹⁰⁾が、筆者らのいわゆる小谷累層がゆるく単斜しているのは、基盤が浅いためか、あるいは固化したためだとのべ、さらに小谷断層は、糸魚川—塩尻線にあたるものだとのべたが、小谷・川内両累層ともいちじるしい褶曲転移をうけているから、大塚の考えは誤りといわねばならぬ。

III. 小 谷 累 層

姫川のおもに右岸に分布。姫川断層と小谷断層の間にはいる。砂・泥・礫岩、タフおよびうすい T・B**、北限は調査未了でヨコネ沢に、南限は人為的に幸田断層にとつて説明する。本累層は第1表のごとくに分けられる。

(1) 雨中砂岩・泥岩・礫岩部層 (100 m+) 塊状砂岩・黒色泥岩よりなり、中部に礫岩あり。雨中南方鉄橋下で中性安山岩質 T・B の薄層がある。下限不明。上限は東親沢入口、ヨコネ沢で上位部層に整合移化する。海棲化石が多い。

a) 標準露頭 姫川兩岸にそい、和平から東親沢附近まで。

b) 記載 姫川河岸では灰色砂岩が多いが、ヨコネ沢入口には、団塊をふくむ黒色泥岩が多い。ヨコネ沢では向斜構造をとるため、上流にむかつて 30° 傾斜で N 8°E, EW, N 20°W と走向がかわる。姫川そいでは単斜***し、中部層にあたる学校付近で 5 cm 以下の石英・石英斑岩・スレート・チャート礫を主とする数枚の礫岩があり、これは、伊折・杉山・ヨコネ沢につづく。雨中南方では勾配がまし、黒川橋の下流では N 50°~80°E をしめす。鉄橋下では礫岩の上位に T・B 層があり、その上位に dacite 質のタフ層がはさまれる。このタフ層は、高府向斜の小根山タフ、鬼無里累層の一ノ坂タフ(後述)につづくものと解する。T・B 層は、戸隠 T・B 層が一ノ坂タフの直下にのびるので、それに対比する。なお黒川橋下流で小貫入がある。貝・魚・海胆(第2表)のほかに、中学校の南で植物の化石を産す。上限は、ヨコネ沢では漸移的に、東親沢ではシャープに、礫岩層に移化する。岩脈が数カ所にある(第3図)。

(2) 細貝タフ・礫岩部層 (450 m+) 礫岩がきわめて優勢で、あいだに、節理があつて固く、よく連続するタフ層†が2枚と、その下位に白くやわらかいタフ層が1枚ある。礫は、がいして 10~数10 cm におよび、円磨度は高く、石英斑岩・チャート、まれに安山岩・石英安山岩・花崗岩をふくむ。

a) 標準露頭 東親沢で、向斜の両翼が見られる。多少、岩相変化があり、坪ノ沢・オ岩沢もよい。

b) 記載 本部層の調査にはもつとも時間をかけた。タフを鍵層として、向斜構造がわかつた。南部は青鬼断層でたたれる。下位部層との関係は前述††、東親沢入口では N 80°E, 70°E で粗砂をマトリクスとし、礫の種

* さいきんの地盤運動⁹⁾でみると、北城盆地の沈降はけいぞくしているが、日本海がわから南にむかい、大町附近がもつとも隆起する部分になっている。

** T・B とは、中性安山岩の凝灰角礫岩層の略称。以下これを用いる(IV1の脚註参照)。

*** 文献 22 によれば、姫川流域の本層中に3つの向背斜軸があるように図示されているが、かかる事実はない。

† オ岩のタフと滝のタフ(後述)は、東親沢およびガツタリ沢に露頭がよいが、端から端まで固いわけではなく、梨平附近では、両岩とも側方がやわらかくなる。

†† 7万5千分の1地質図説明書⁹⁾では、本部層は雨中部層の下位になると解しているが、そういう事実はない。

第2表 雨中部層の化石 (番号は産地)

<i>Acila divaricata</i> (HINDS) 14
<i>Arca trilineata amacula</i> (YOKOYAMA) 10, 9
<i>Glycymeris yamasakii</i> (YOKOYAMA) 10, 9
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY) 7
<i>P. tryblum</i> YOKOYAMA 11
<i>P. Yamasakii</i> (YOKOYAMA) 13
<i>P. spp.</i> 7, 9, 12
<i>Felaniella usta?</i> (GOULD)
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE) 11
<i>L. sp.</i> 11
<i>Clinocardium ciliatum?</i> FABRICIUS 9, 10, 12
<i>C. sp.</i> 5, 12
? <i>Serripes</i> sp. 9
<i>Dosinia japonica</i> REEVE 10
<i>D. sp.</i> 10
<i>Mercenaria yokoyamai</i> MAKIYAMA 7
<i>Protothaca sakaensis</i> MAKIYAMA 13
<i>Spisula polynyma alaskana</i> DALL 9
<i>Soletellina commoda</i> (YOKOYAMA) 9
<i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA 12
<i>Tellina alternata</i> n. subsp. 9, 12
<i>Tellina sp.</i> 12
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS 7
<i>Mya donaciformis?</i> KURODA 1
<i>M. japonica</i> JAY 6, 13
<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA and HABE 3, 12, 14
<i>Polinices</i> sp. 9
<i>Neptunea solitaria?</i> (YOKOYAMA) 5
<i>N. modesta</i> (KURODA) 14
<i>Buccinum sinanoensis</i> MAKIYAMA 9
<i>Nassarius</i> sp. 7, 10
<i>Terebratalia koyamai</i> MAKIYAMA 6
<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA 6, 9

第3図 姫川流域雨中部層

1: 凝灰角礫岩, 2: 礫岩, 3: 砂岩・泥岩, 4: タフ, 5: 安山岩脈, 6: 川内累層, 7: 白馬乗鞍岳泥流

類・大きさの垂直変化はない。礫中に大峰型 *dacite**がある。仮称カマキリ橋で約 60 m の厚さの砂・泥・礫岩の互層があるが、これはよくのびて向斜構造をとりまく。10 月 28 日沢の 20 m の比高をもつ滝は、本部層の最上部をなすタフとともに、本部層を特徴づけ構造解析に有効であつた。前者を“滝ノタフ”，後者を“オ岩ノタフ”と仮称する。いずれも、節理のある白〜ピンク色の固いタフで、岩戸山向斜軸をとりまきよくつづく。滝のタフは坪沢上流では、部分的に T・B 状となる**。厚さ約 7 m。オ岩のタフは上位の岩戸山 T・B 層にじかに接し、本部層の最上位をしめる。梨平で最厚約 200 m となり、無節理、黄白色のやわらかいタフとなる。北にのびて、坪沢・10 月 28 日沢では、礫岩とインターフィンガーし、10 月 28 日沢よりガツタリ沢までは 2 枚にわれる。ガツタリ沢中流では、このうち下位のものが、礫岩中にきえる。これら 2 枚のタフにはさまれる礫岩は、とうた不良で、マトリクスはタフ質。礫は石英斑岩・安山岩・チャート・花崗岩などで、ガツタリ沢上流では局部的だが、複輝石安山岩の角礫が優勢となる。“オ岩ノタフ”は一般に“滝ノタフ”とおなじ岩相で、10 月 28 日沢—ガツタリ沢間では部分的にその下部が、ピッチストン状となる。タフの流理構造は向斜軸西翼では、一般に N 70°E・40°E、東翼では青鬼沢上流で浮石質タフとなり、N 20°E の走向でほとんど直立する。

* 大峰型 *dacite* とそのタフ 紫蘇輝石を含むガラス質の黒雲母石英安山岩で、そのタフもまったく組成はおなじ。大町東方をタイプとする。岩石学的性質はまえにのべた²⁰⁾。鬼無里累層をのぞく他すべてに大量の噴出をしめす。多孔質粗晶の熔岩流（流理構造）顕著。熔岩とタフの区別は困難なことが多い。一部に熔結凝灰岩もある。本域の酸性安山岩あるいはタフというものは、すべてこれである。

** 固い *dacite* がブロック化し、黄白色のタフ中に、はまりこんでいる。この黄白色のタフというのは、以前¹⁹⁾二百地タフとよんだものであるが、これは細貝部層にふくませた。

ガツタリ沢の沢口より上流 100 m のところに、 $N 75^{\circ}E \cdot 45^{\circ}E$ で、2 m の厚さの浮石質タフがみられ、上部が砂質となり、まれにチャートなど小礫をふくむ。浮石質タフは坪ノ沢口・白馬大池～梨平間、北では細貝の東・四ツ辻尾根南で向斜軸をとりまき、^{マキ}穴ノ当では固く、松ガ尾南部で小谷断層に断たれる。

北部では、本部層は城ガ峰をとりまき、ヨコネ沢に露出する。向斜軸部すなわち四辻尾根からトンネルにかけて、 $NW \cdot 30^{\circ}S$ となる。^{マキ}真木～トンネル間の橋から $N 10^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ となる。この附近つまり最下位のタフの下位の礫岩中に、厚さ 1 m 弱の *Ostrea* 層がある。これはつづかず、黒色泥岩中にわずかに 2 cm (一) のチャート礫とほかに、*Trapezium* を伴う。貝の方位は乱雑である。四ツ辻尾根～トンネル間の泥質部は、向斜軸の西にのび、バクチ岩附近で *Metasequoia* を産す。この層準は *Ostrea* 層の上位である。

本部層は岩戸山の東翼で小谷断層に接して分布する。従つて南方青鬼沢ではオ岩のタフの下位、二百地南方の沢、つまり高戸山の東麓にあらわれ、いちじるしい地辻りをおこしている。岩戸山西南部では長峯附近から幸田にかけ、礫岩が発達し、本部層に比せられる。しかしこの附近では、タフの厚層が欠けていて、小断層を仮設した。北方の祖子山沢では雨中部層に接し急に礫岩となり、ここに1つの断層が屋太郎附近へ NNW にのびるものと予想されている。

^{ヤタロウ}屋太郎一佐原間のヨコネ沢支流では、佐原一屋太郎道がとおるところで、下流は乱れているが、 $N 60^{\circ}E \cdot 40^{\circ}W$ を主とし泥・砂・礫岩である上流では NS, $N 20^{\circ}E$ で直立し、礫岩は極めて稀。特徴的な泥岩がでる。したがってこの境目を小谷断層がとおるものとみる。佐原には著しく礫岩が多いが、今のところ細貝部層に比せられる程度。

(3) 岩戸山 T・B 熔岩部層 (400 m+) 中性安山岩の T・B と、あまり多くない熔岩とからなるが、dacite やそのタフをはさむ。岩戸山と青鬼断層の南側をしめる。

a) 標準露頭 オ岩沢では下位層とのかんけいがわかるが、露頭がよいのは青鬼沢と入ノ沢。

b) 記載 細貝部層最上部のタフの上に整合する。雑色の、一般に角閃石を欠く複輝石安山岩からなる。下部にはスコリア質で、浮石をふくむ火砕質砂岩の薄層がしばしばはさまれるのが特徴。岩戸沢の 882 m 以上、青鬼沢上流にある。本部層はオ岩沢では上限不明であるが、厚さ 400 m 以上となる。入ノ沢では小断層があるが、ざつとおなじ厚さ。

青鬼沢では、本沢とキノコ沢の出合に近く、ほぼ $N 30^{\circ}E \cdot 80^{\circ}E$ で、タフをはさみ、小谷断層に接して、東翼がわずかに逆転するような一般的傾向をみせている。

本部層の上位には、立ノ間部層がくる。構造は、岩戸山向斜部をしめるものが1つ、青鬼断層以南では、立ノ間部層が鍵層となり、西に単斜するとみた。T・B 中には、水の影響を受けた火砕質砂岩があるが、化石らしいものは植物破片のみ。海成・非海成のほども不明。

(4) ^{タテ}立ノ間^マタフ質泥岩部層 (約 100 m) 本部層は、上位の^{カコウ}通部層と下位の岩戸山部層のはさみであるが、よくつづき、構造解析上重要なものであるから、独立させた。淡緑色タフ質の泥岩層で、多量の浮石をふくむ。南部では、非火砕質の礫岩がある。ほとんど直立。姫川銀座では逆転する。

a) 標準露頭 姫川銀座* (姫川河岸白馬大池～通間の連続露頭の愛称)。

b) 記載 姫川銀座では、通部層にぞくする T・B の莫大量の露頭があるが、これらは不規則な小断層で、立ノ間部層と接することが多い。本部層の北限は梨平西南方にあり、そこでは上記の T・B 層と走向 $N 20^{\circ}W$ の本部層直立層が $N 46^{\circ}E \cdot 70^{\circ}N$ の小断層で接している。主分布はそれから南方にかけて、主にタフ質泥岩 (走向 $N 50^{\circ}W$) からなり、あいだに T・B 層やパッチ状の T・B をふくむ。大町街道トンネル附近から上流では、ふたび T・B とふくざつなかんけいになる。この附近では白色または暗緑色の泥岩となり、きわめて見事なラミナをつくっている。ここでは $N 45^{\circ}W \cdot 60^{\circ}E$, ないし $N 30^{\circ}W \cdot 50^{\circ}E$ のごとく逆転する。この走向を追うと、通部落上・青鬼沢入口・入ノ沢下流・トヤノ沢・高戸山西面にあらわれて、蕨平北東山腹できえる。

入ノ沢では砂岩・礫岩 (石英斑岩が多い) があらわれ、走向はみだれているが、主なものは $N 40^{\circ} \sim 50^{\circ}E$ で直

* 沢の名、仮称名などはすべて地質図にある。

立*。青鬼沢入口では $N 5^{\circ}E \cdot 70^{\circ}W$ である。海成層だという証拠はない。

(5) 通 T・B 熔岩部層 (300 m+) 整合的に立ノ間部層にかさなり、おもに普通輝石安山岩、紫蘇輝石・普通輝石安山岩の熔岩とからなり、あいだに dacitic なタフやリソイダイト薄層をはさむ。岩相的には岩戸山部層に似る。

a) 標準露頭 姫川銀座から姫川右岸青鬼沢入口まで、および通一青鬼間の道。

b) 記載 青鬼沢、入ノ沢では 10~20 m の黒色堅緻の安山岩熔岩と T・B とが互層する。嶺方川では、立ノ間部層がなくなり、岩戸山部層とくつつく。1枚のよく追えるタフは姫川右岸にそい、嶺方川ではマフタエのヌケにでる。このタフの上位に異質 T・B** があり、中性酸性両岩の複雑な共存関係をしめす。通一青鬼間では $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ}W \cdot 70^{\circ}W$ の節理面や岩相遷移面を示し、下の青鬼沢では、下流から T・B・リソイダイト・熔岩 (以上本部層)・タフ質泥・砂・礫岩が互層し、 $N 30^{\circ}E \cdot 60^{\circ}W$ である。南限は幸田断層でたたれ、この T・B を主とする。幸田断層以南にはまつたくない。

IV. 川 内 累 層

姫川断層の西側に分布する。火山礫岩・T・B・タフを主とし、礫岩をふくむ累層。上部はおもに、白馬岳側からの砕屑物におおわれ、また姫川にのぞむ斜面には、千国以北で段丘面が発達し、露頭は少ない。岩相変化は、はげしい。本累層は、小谷累層の岩戸山・立ノ間・通部層と、同時異相とみられるが、対比すべき鍵層はなく、岩相も上部層は、岩戸山あるいは通部層に近似するが、下部は一般に水の影響の顕著な火砕質岩類からなり、確定的な対比をさまたげる。本累層は、整合する2つの部層からなり、その上下限を断層でたたれる。しかし、下限附近の沓掛断層以西の部分も本累層に入らしい。

(1) 千国火山礫岩部層 (600 m+) 千国崎より滝ノ平・姫川両岸あたり、親沢に露出し、川内・沓掛附近に分布する。親ノ原附近は、露頭はほとんどない。主として火山礫岩***・タフ質のマトリクスをもつ礫岩・タフ・T・B***・および中間型***のほか dacitic なタフなどからなる。全体的に、水によるとうたをうけている。

a) 標準露頭 親沢の入口から約 200 m のあいだに雨中部層の砂質泥岩があるが、千国部落の東端を姫川断層が通過し、それより上流にあらわれる。千国部落の中ごろの対岸に崖があり、ここを小断層 (沓掛断層) が通るとみているが、この両側では岩相はあまり変らない。親沢の出口から千国部落西附近までが露出よし。

b) 記載 下部にタフ数枚をはさみ、主に火山礫岩よりなる。ほかに、少量の泥・砂岩をふくむ。親沢では下部から礫・タフ質砂・泥・流木をふくむ中間型火山礫岩の互層で、その上位に $N 60^{\circ}E \cdot 40^{\circ}S$ の砂岩・タフをはさむ。一般走向は $N 80^{\circ} \sim 50^{\circ}E$ で、南に $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 傾く。親沢上部の泥岩質部は、イヤナ沢下流・セギ沢の一部に続く。イヤナ沢の 645 m 以上に砂岩と火山礫岩の互層がある。最上部には高橋 (若林氏宅の南) のかたい T・B

* この地層の上下判別は、まえにのべた。姫川銀座でもクロス・ラミナ、層内断層の判定で西が上である。

** 安山岩ブロックを dacitic なタフのマトリクスでうめたもの。

*** 火山砕屑岩の名称をはつきりさせるために、以下本域で用いることばを定義する。

火山礫岩: (火山円礫岩をとみなわない)円礫にかざらず、礫が多少丸味をおびており、成層の傾向、および水による運搬とうたが顕著に示されるもの。したがってマトリクスはタフ質で、スコリアを含む以外に、多少砂質または粘土質のこともある。一般にチャート・花崗岩などの水磨された円礫が、わずかにまじつてきて、礫は 1 m から 5 m まである。

凝灰角礫岩 (T・B): これは安山岩角礫と、雑色できたない凝灰質部 (スコリアをもふくむ) からなるもので、むかし集塊岩とよんだものはこれである。本域では、岩戸山・通部層はおもにこれからなる。川内累層では、高橋附近のものをタイプとする。この岩の大部分は同質凝灰角礫岩であるが、嶺方川マフタエノヌケの上位のは、異質凝灰角礫岩である。

中間型: T・B と火山礫岩の中間型。

礫 岩: 本累層、とくに千国部層中の礫岩は、マトリクスが砂質ではあるが、まつたくの大峰型でタフ質。

があり、これはつづかない。黄色のマトリクスで、複輝石安山岩の 1 m のブロックをもち、その上に $N 60^{\circ}E \cdot 45^{\circ}E$ の節理面をもつ熔岩があり、さらに厚さ 5 m のタフがある。この下面を本部層の上限とする。これらの岩相は、姫川にのぞむ急な小沢に追跡された。

(2) 浅間山凝灰角礫岩熔岩部層 (300 m+) おもに T・B 層・熔岩・火山礫岩・礫岩をふくむ。

a) 標準露頭 松沢下流・川内下姫川左岸。

b) 記載 上述のタフ層はよくつづき、分教場の裏に出る。松沢入口にはタフ・礫・火山礫岩があり、その下位に外見は welded tuff 様の硬い大峰型が 2 枚以上あり、これが浅間山につづく。松沢入口附近には $N 40^{\circ}E \cdot 70^{\circ}S$ などの小断層があり、みだれているが、青鬼断層の延長としての、大きなずれの存在は不明である。

楠川では、橋より上流に雑色の T・B があり、あいだにわずかの熔岩をはさむ。新田東方の狭長な丘陵の鞍部からくだる橋の下に、上位から $N 30^{\circ}E \cdot 40^{\circ}E$ のタフや、マトリクスがタフ質の礫岩・砂岩・30 cm 大の円礫岩がある。これらと、東方の火砕岩とは、整合であるが、その下位には露頭がない。

(附言) 杓掛断層の西北側は、白馬乗鞍岳からの火山砕屑物におおわれ、露頭はいたって少く、全体的にみると、T・B・火山礫岩・タフ・泥岩があり、千国部層の特徴をそなえている。露頭があるのは、黒川沢・大別当の沢だけで、前者には砂岩・浮石質の泥岩がある。

姫川左岸の、立ノ間より上流の T・B は、通部層のものとする。この中では、立ノ間部層が $N 46^{\circ}E \cdot 70^{\circ}N$; $N 20^{\circ}E \cdot 80^{\circ}W$; $N 50^{\circ}W$ などの、さまざまの小断層で T・B と接しているが、これは姫川断層ではない。姫川断層は、左岸西方を通ると考える。

V. 美 麻 累 層

第 3 区は、一部概報²¹⁾したから、かんたんにする。本累層と南部の大峰累層との対比関係は第 1 表参照。

(1) 南谷地タフ・礫岩部層 (880 m+) 礫岩とタフの互層が多く、日向沢中流では砂・泥岩などもはさむ。郷社窪の東部では、急勾配をとり、小谷断層に接し、南谷地まで分布する。北部では単斜構造をとる。

a) 標準露頭 南谷地川・日向沢にそい、幸田から小谷断層までがよい。

b) 記載 日向沢では、タフは礫岩と互層するが、これを南に追うと、花園西でピッチ状になり、鏡下では典型的な welded tuff である (第 4 図)。礫岩は、日向沢では水磨された礫 (約 2 cm) が上部に多く (チャート質のもの多し)、幸田附近でやや粗大となる。砂岩をはさみ、その西は断層でたたれている。嶺方・一ノ倉附近では、断層に接して泥岩が発達するが、礫岩をとめない、一般にタフ質である。北谷地・南谷地附近では、本部層上部が比較的良好に露出する。ここでは、最下部に dacite の熔岩と、そのタフがあり、礫岩・泥岩・タフの互層が上部をしめる。南谷地橋の数 10 m 下流の礫岩は、少量の安山岩の円礫をまじえ、北谷地をへて嶺方橋まで追える。礫は、石英斑岩・チャート・安山岩などの亜角礫を主とする。ふつう指頭大で、大きい礫は $20 \times 15 \times 20$ cm。マトリクスは、褐色のタフ。この上位のタフ質泥岩は、南谷地部落南東を $N 10^{\circ}E \cdot 80^{\circ}E$ にのびる。

第 4 図 峯方附近の南谷地部層中の welded tuff

Qz: 石英, 鉱物組成: Glass $\gg$ Qz $>$ Bt $>$ Mt

白色タフをはさむが、これは北に泥質になる。さらに上に、黒色泥岩があり、大左右入口の橋 100 m 下流に、本部層上限のタフがつづき、 $N 28^{\circ}E \cdot 30^{\circ}E$ で北北東にのび、小谷断層にたたれる。一般に南谷地附近では、 $N 20^{\circ}E \cdot 40^{\circ}E$ だが、本部層に発達する安山岩岩脈*の附近では、ひどくみだれる。小谷断層の一般走向をのぼすと、南

* 小谷断層に接する附近で本部層を貫き、南谷地部落西南では、先第三系のゼノリスをもつ。大きいもので厚さ 20 m (±) で、節理が発達し、いちじるしい風化作用を受け、砂岩のような顔つきをしている。

谷地川を横切らねばならないのに、ここでは地層が西から東に単斜構造で重なり、小谷断層の延長らしいものは、どうしてもみとめることはできない（第2図）。前述のごとく小谷断層は、一ノ倉・北谷地附近で東方に向きをかえ、N 20°E の走向で南にのびている。北部の郷社窪は、標高 1030 m (+) の牧歌的な平たん草原で、標高 1000 m より上には露頭なく、礫岩・タフ・dacite 質熔岩などの相互の関係をつけるのに困る。

(2) 峠砂質泥岩部層 (530 m±) 下位の南谷地タフ・礫岩部層と整合し、丸切沢向斜の両翼に分布し、西翼の大左右附近では北部を小谷断層がたち、東翼の一字田附近では中山断層に接し、上部が部分的に露出する。主に砂質泥岩と泥質砂岩のきれいな互層からなり、少量の礫をもつ。峠から西に入る滝田沢では、安山岩岩脈の貫入をみ、日影大左右・日向大左右では、小谷断層に接して小断層が発達する（第5図）。

a) 標準露頭 南谷地一峠の県道ぞい。

b) 記載 大左右入口橋 100 m 下流で、白色一灰白色の浮石質タフから、整合に暗灰色泥岩にうつるところを下限とする。上限は、峠の礫岩からタフに移るところにとる。主として、暗灰色砂質泥岩と泥質砂岩の、厚さ 5~7 cm の互層で、ごく少量の礫岩をふくむ。

本部層最上部の礫岩は、峠の南・袖沢入口・クロノリ沢上流と連続し、小谷断層にたたれている（第2図）。この礫岩

第5図 小谷断層に接する峠部層中の小断層群（大左右附近）

は、袖入口北岸のがけで砂岩をはさみ、とうたは非常におろく、マトリクスは淡赤褐色のきたないタフ質砂岩で、石英粒がめだつ。礫は、拳大一指頭大で、チャート・砂岩・石英斑岩・dacite・安山岩などである。このうち dacite は角礫であるが、他はよく水磨されている。本部層の対比層として、湯ノ海附近にせまく分布する地層がある。中山断層に接する主に暗灰色無層理の泥岩は、N 25°E・30°W の構造を示し、梨ノ木峰をすぎて小藤へ道が大きくまがるあたりでは、より上位の泥岩は次第に礫岩にかわる。この礫岩は、マトリクスが黄褐色の泥岩でとうたはわるく、礫は拳大一指頭大である。この上位に、厚さ 2 m のよく節理した砂岩があり、泥岩がつづいて、dacite に移行する。これらは南の二重・菅ノ沢の三叉路でみられる関係で、泥岩から dacite にかわることを上限とする。

(3) ^{シンギョウ}新行タフ礫岩部層 (430 m+) 本部層は、丸切沢向斜の両翼に分布し、峠部層に整合する dacite 熔岩・タフ・礫岩を主とし、全体的に細貝部層と類似の岩相で、社部層につづくと思う。

a) 標準露頭 ^{アオグ}青具〜ヤナバ。

b) 記載 青具〜ヤナバでは、丸切沢向斜の両翼に分布し、東翼では下部に砂・泥・礫岩の互層があり、それに整合的にうつる dacite 質タフからはじまる。これは N 22°E・52°W で、北方では米山部落東南で小谷断層にたたれ、南方では池ノ平部落の東にのび、大藤のコンニャク屋附近につづく。また向斜軸の西翼では、和知場附近にでる。このタフは、黒色のハリ質安山岩、および dacite の小指頭大の破片を多くふくみ、全体として、あずき色〜黄色がかつたあずき色をしている。局部的には、泥質となり、うもれ木をともなう。これに整合に、N 25°E・52°W の礫岩がかさなり、北は米山にのびて小谷断層にたたれ、南は権現沢・^カ街沢（仮称）で最厚、コンニャク屋以南にはのびない。この礫岩はルーズでとうた不良、マトリクスは黒色がかつたタフ質砂岩である。この礫岩の上部で細粒砂岩をはさむ。

最上部は一般に、硬い白色〜黄緑色の dacite 熔岩と同質のタフからなり、向斜の軸部をなす。タフは dacite・ピッチストンの破片や、まれにチャートの円礫をともなう。また浮石をふくみ、とくに黄緑色の熔岩には、流理構造が顕著である。向斜軸附近では、数枚の礫岩の薄層がはさまれる。一般に N 20°E の走向をもち、北では日向をへて塩ノ川にいたり、小谷断層にたたれ、南では新行附近の硬い白色〜ピンク色の dacite 熔岩にかわる。青具〜和知場間では、わずかの熔岩がタフ中にはさまれるだけだが、権現沢では約 30 m と厚さをまし、コンニャク屋附近では熔岩の量が圧倒的にふえ、むしろタフは少くなる。

稲尾沢では、居谷里池への分岐点より上流に礫・泥岩、タフなど（泥岩の薄層あり）からなつていて、N 60°E・30°S の層向である。

本域は他に比し **dacite** 熔岩がもつとも多いところである。また丸切向斜は、大量の熔岩を出した権現山にのびない。大藤下のコンニャク屋から稲尾沢に、断層* が仮想される。この断層以南では東に傾き、熔岩流が数枚あり、ケスタ地形をつくる。その東部に向斜構造がある。

VI. 鬼 無 里 累 層

小谷断層と中山断層とは、美麻村小藤で斜交する。この両者のあいだで、せまく分布する地層を鬼無里累層とよんでいる¹⁹⁾。ここにあつかうのは、この鬼無里累層の南の柳沢～幸田以南地域である。

おもに砂・泥・礫岩からなり、日影向斜(第1図)の両翼に北北東走向でのびる。白馬町白沢の東方、通称カジアナ附近の砂質泥岩は、本累層の最下部層で、下限は不明。上限は日影向斜の軸部になる礫岩層で、この礫岩は今崩・入山・片岡へとび、舟底型に南へつきあげている。本累層は、第1表のごとくわけられる。

(1) **夫婦岩砂岩泥岩部層 (900 m⁺)** おもに、砂質泥・泥・砂岩からなり、カジアナ背斜の両翼に分布し、下限は不明。上限は、白沢～一ノ坂間・真倉^{サナクラ}で、それぞれ上部層の泥・砂岩に整合にうつる。火山性物質は、全くふくまない。熊通沢中流に貝化石を産す。

a) **標準露頭** 白沢～夫婦岩間の山道ぞい。

b) **記載** 下部は砂質泥・泥岩を主とし、泥岩は 20 cm～2 m の厚さの中粒～粗粒砂岩を数枚はさむ。最下部は、カジアナ背斜の軸部をなし、よく節理した灰色砂質泥岩。上部は、主に砂質泥・泥質砂岩の 5～20 cm のひん互層からなり、40 cm～5 m 厚さの中～粗粒塊状砂岩を 10 数枚はさむ。この上部の、砂岩をはさむ泥岩は、柳沢・平床沢・ワデノ沢・ダンゴ沢・夫婦岩・寺沢・袖ノ沢に追える。一般走向は、N 40°E で、カジアナ背斜の西翼では 45°W、東翼では 55°E の傾斜である。

本部層の下限は不明。上限は、整合で上位の李平礫岩泥岩部層にうつる。この移化のようすは、白沢～夫婦岩間では、本部層最上部の砂質泥岩と泥質砂岩の互層が、急激に黄灰色の泥岩にかわる。そば粒山北西の南ヒノキ沢でも同じである。これに反して、南部、たとえば、真倉においては、この互層は急に厚い砂岩にうつる。

(2) **李平^{スモモダイラ}礫岩泥岩部層 (960 m[±])** 暗灰色の泥岩を主とし、わずかな中粒砂・礫岩をともなう。層相は、南北でひどくちがう。とくに、礫・砂岩のはさみは、厚さ・粒度の変化にとむ。本部層のほぼ中部に、安山岩質の火山碎屑物があり、この火山碎屑物の上位に酸性タフ層がある。

a) **標準露頭** 北ヒノキ沢・小倉沢がよい。

b) **記載** 李平附近では、最下部に黄灰色の泥岩がたくえつする。一般に塊状だが、まれに砂質泥岩の薄層をはさむ。中部の灰色～暗灰色の泥岩は、局部的に砂・礫岩をはさむ。また、町屋敷沢の入口より 100 m 上流のこの泥岩中には厚さ 50 cm の礫岩をともなう砂岩がある。これは、本域南部ではただ一つの鍵層で、南にのびて小倉沢上流・大倉沢中流、さらに万中～片岡間の路上にでる。この礫岩は、片岡附近では約 15 m の厚さで、本部層の上部をなす。さらに上位に、厚さ 4 m 土の礫岩が暗灰色～黒色の泥岩中にはさまれる。町屋敷沢入口で、この礫岩は、古生層を起源とする指頭大の亜角礫が多く、まれに拳大の円礫をもつ。マトリクスは、安山岩質碎屑物をふくむ重い泥岩で、化石をふくむ。しかし、しだいに南方にうすく、そば粒山附近でさえ、また北方のワデノ沢では 20 m だが、柳沢では、うすくなる。この礫岩のさらに上位の泥岩中に、層理の発達した酸性タフ・一ノ坂タフがはさまれ、一ノ坂からそば粒山附近まで追える。

南部で本部層の下部は、おもに中粒砂岩からなり、拳大から人頭大の円礫の礫岩をはさむ。これは、北方のそば粒山西できえる。中部層は、大倉・青具附近の暗灰色泥岩からなり、上部層は暗灰色～黒色泥岩を主とし、砂・礫岩をはさむ。

上限は、北では、マセグチ沢谷頭・テング岩で、上位の今崩部層最下部の塊状中粒砂岩に整合にうつる。南で

* この仮想断層を稲尾沢断層とよぶ。池ノ平の厚い礫岩がきえること。稲尾沢右岸の 1039.0 m 山の熔岩流は NW 走向をもち、つづかない。

は、片岡・山ノ神附近で、第6図のように移化する。

構造は一般に、北部では $N 40^{\circ}E \cdot 45^{\circ} \sim 50^{\circ}E$ 、南部では $N 20^{\circ}E \cdot 45^{\circ}E$ で、片岡附近は日影向斜の末端になり、南につきあげる。片岡・大倉沢・裏沢・山ノ神沢には、最上部に2枚の酸性タフがある。また、大倉部落東南中ノ崎に貝化石を産す。町屋敷沢でも、塩基性火成活動の周縁相と思われる前述の礫岩中に、礫とともに不規則に産し、わかつたかぎりの種類については、第X章にふれる。なお、片岡附近において本部層中の酸性凝灰岩の直下に玄能石を産する*。

(3) 今崩砂岩礫岩部層 (150~230 m) 本部層は、日影向斜の軸部をなし、東翼は一部が中山断層によりたたれる。主に古生層起源の礫をもつ礫岩からなり、少量の砂岩・泥岩・タフをはさむ。

a) 標準露頭 一ノ坂〜今崩の道路ぞい・山ノ神沢。

b) 記載 北部の今崩附近では、テング岩の砂岩を最下部として、向斜の東西両翼で下位の李平礫岩泥岩部層の上に整合にのる。これは、中〜粗粒・黄灰色・塊状で、厚さは20 m 土である。この砂岩の上に、拳大の礫岩がのる。この関係は、南部では、最下部に砂岩がなく、泥岩からぢかに親指大の礫岩にうつるから、北部とはちがつている。礫はよく水磨され、主に花崗片麻岩・花崗岩・花崗閃緑岩・チャート・結晶片岩・硬砂岩などの日本アルプス起源のもので、とくにチャートがめだつ。マトリクスは、粗砂である。今崩では拳大だが、片岡附近では上部をのぞいて、ほとんど親指大である。礫の量は南にぐつとふえ、全体的に南で厚い。

第6図 片岡、山ノ神附近における李平、今崩両部層の関係

VII. 大 峰 累 層

ここに大峰累層とよぶのは、1952¹³⁾・55²¹⁾年に、その概要を報告したものである。ここでは、おもに大町附近より南に分布するものをさし、下部より第1表のごとくわかる。このうち、社部層は北方で新行礫岩・タフ部層になる。第3区では、NS 走向で東に単斜する。前記報告があるので、記載はかんたんにする。

(1) 社^{ヤシロ}タフ・礫岩部層 (800 m+)

a) 標準露頭 常光寺より相川にいたる路傍。

b) 記載 大峰安山岩とその vitric tuff* および頻海デルタ相をしめす礫岩と、中部にわずかの白色粘土層のはさみ (*Metasequoia*, ドブ貝をふくむ) からなる。これは、小谷断層の細貝部層の下部にあたるらしいが、全体的に厚さが、かなりましているのが特徴である。

(2) 日野礫岩砂岩部層 (200 m) 本部層の上限は、社部層の上部の vitric tuff の上限にとる。金熊川支流からオコババ、長谷久保下に分布し、そのかんけいは第7図にしめす。その東限を中山断層にたたれ、主として赤味がかつた砂岩・黒つばい礫岩からなり、暗緑色の泥岩をはさむ。砂岩は白つぽく、タフ質な部分もある。礫岩の礫は2~3 cm のものが多く、礫種はチャート・赤色チャートのほか、白い石英礫をふくみ、鳥のくそのようにみえる。上限は粗大な大穴山層の礫岩があらわれてくるところをとる。

a) 標準露頭 金熊川支流・法道の東〜オコババ・相導寺^{アイドゥ}〜登波離橋間^{トワリ}、登波離橋沢などである。

b) 記載 下部では、日野の南の沢で大峰タフと *Ostrea* 砂岩がおおい、この砂岩は、*Glycymeris yamasakii* などをふくみ、海成相を示す。おそらく、高府向斜の軸部に分布する砂岩層に対比され、信州地方の最後の海水

* 町附近に産する玄能石も、本部層中のものと同様に酸性凝灰岩及び中性火山活動のあつた層準とほぼ同層準である。

** 大峰型 dacite と、その vitric tuff は、ここが模式地で、これについての岩石学的記載はすでにしてある。なお、熔岩の磁化方位は百瀬寛一によると、逆転磁化で $N 154^{\circ}E$, -56° (7個平均) をしめす。ただし層向は $NS \cdot 20^{\circ}E$ である。この安山岩はかつて本間・笹倉によつて、第四紀 dacite と考えられたものである。

第7図 大峰南方における大峰累層部層の関係

- 1: 石英安山岩熔岩, 2: 凝灰岩,
3: 砂岩および礫岩互層, 4: あまり多くない円礫をふくむ砂岩層,
5: 砂岩にとむ地層

dacite 熔岩は $N 60^{\circ}E, 40^{\circ}W$ の流理を示す。大塩では、中山断層の川岸まで砂岩があり、その上位に霊松寺東方では、1031.6 m 山の西方の鞍部湿地付近で、霊松寺をなす dacite と、そのタフとが接近し、この附近を中山断層がとおる。この断層は南部では、おもにタフの東限として、大平東方をとおり、石畳から榎尾分教場の西を通って、法道沢に達し、平出付近ではタフ層の上位となる。登波離橋沢では、その東斜面を通る。登波離橋では、断層の両側は礫質だが、鞍部のすぐ東を通る。この付近では、畑地は青木累層上に発達し、西側の山林ときわめて顕著な景観を呈する。登波離橋の南では七五三掛タフがきれるので、断層の存在がわかる。さらに南部では、シラガケタフがきれるので、ほぼ明科町付近に達することがわかる。

VIII. 火成活動について

- (1) 本域はフォッサマグナでも北縁に当るために、火成活動の様相が他地域とちがっている。
- (2) 柵期の火成活動は高府向斜、日影向斜の軸部にはげしく、本域では雨中中部層にわずかの T・B を交えるだけであつた。各種の化石にとみ、そのフォーナの類似性は、柵期のものに共通種が認められる。北部では雨中中部層の中性安山岩 T・B より上位に、石英安山岩の活動がはじまり、南部では大穴山期までつづく。すなわち、鮮新世全期間にわたって酸性火山岩の活動が顕著である。Dacitic volcanism の総量は中・南部の方が断然多く、莫大量におよぶ。

域の存在を示すものである。一般走向は、 $N 40^{\circ}E \cdot 35^{\circ}E$ だが、構造的に多少みだれている。とくに相導寺～登波離橋間に小背斜があり、また草尾山～平出間でも乱れている。上部には炭層があり、藤尾・大平に炭質泥岩がある。砂岩は一般に褐鉄鉱脈を伴い、広津村法道花見では、その表面に Halotrichite の昇華物がめだつ。長谷久保の下に炭層がはさまれ、炭層は中山断層で断たれる。北部では、金熊川支流で $N 45^{\circ} \sim 50^{\circ} \sim 35^{\circ}E$ 東にかたむく。日野附近で大峰熔岩流の上に *Ostrea* をふくむ砂岩・礫岩の互層が重なる。南方の相導附近でも、本層と社部層は東に傾いている。だから本部層は、社部層の下位にはこない。岩相的には峠部層に似ているが、層位はちがう。本層は南部でうすく、200 m くらいになるが、北部では厚くなり 350 m ほどになる。法道附近の 5 万分の 1 の地図はちがつているので、一部を航空写真により修正した (第7図)。

(3) 大穴山礫岩部層 (650 m) 花見～法道をむすぶ線をさかいとし、礫が急に大きくなる。これは大穴山部層の一般的な特徴で、これを本層の岩相遷移面とし、その上位 500 m + を大穴山部層とする。礫の多い礫岩で、礫の大きさは 20 cm を最大とする。礫種は、チャート (多い)・硬砂岩 (多い)・花崗岩・安山岩・石英斑岩である。これはすこぶる礫質で、海成層であるという証拠がなく、デルタ相を示している。

中山断層の通る位置

北部では、小藤附近で大峰累層の礫岩・タフ、東限に千見部層の砂質岩が接している。湯ノ海附近では、菅ノ沢附近で礫岩をともなう砂岩層が、dacite およびタフの下に整合に入り、断層は道路の東側をよぎる。

大塩東方では、ふたたび峠部層があらわれ、宮ノ脇には $N 80^{\circ}E, 42^{\circ}S$ をなす砂泥互層があり、NS 性の東方の地層とひどくちがう。

その南方下在池西では $N 40^{\circ}W, 30^{\circ}E$ の層向を示す。宮ノ脇西の

(3) そのような *dacitic volcanism* の分布範囲をみると、中山断層の東側では、これらに対比されるタフ層は、断片的に追跡されるだけで、*in situ* な *volcanism* の証拠はない。この事実は、他地域とちがつて、本域の基盤岩が、西部山地側とあきらかに対立する運動を示している事実と関連しないものであろうか。

(4) フォッサ・マグナの西部盆地を見わたすとき、*dyke* の貫入は特別の分布と時間的かんけいを示している。すなわち、本域では、小谷断層の西側にのみかぎつて分布し、その時代は社部層をつらぬくものまでである。このことは、本地域の *dyke* が岩戸山の火山活動(岩戸山は火山地形ではない)と密接にかんれんしてつくられたものと解される*。本域では小谷断層の西側にのみかぎつて岩脈が分布することは、基盤問題に対して重要な意義をもつものであろう。新期火山岩ができなかつたことも本域の特長である。

IX. 要 約

柵期のころには、中央隆起帯には海はなかつたが、西部にはまだかなり広い海をのこしていた。戸隠附近柵期の火山活動時に、その西側に海域があり、雨中層を堆積したが、その後、日本アルプス側の相対的隆起にともない酸性安山岩のはげしい活動と、いちじるしい礫岩の堆積をみた。ひきつづいて、おなじ地域に併行的に安山岩質の火山活動がおこつた。しかし猿丸期になると、全般的に海退相をしめしているが、海域はまだ広がつたらしい。たとえば、本域最南部の日野部層・社部層・大穴山部層が、青木累層以後の堆積をへて猿丸期におよんだかはすこぶるぎもんであるが、露頭のかぎりでは、日野部層や大穴山部層が一部で不整合的なひふくをしているという証拠はない。洪積世初期に入つてから褶曲の完成、中山・小谷断層の形成により西部がおちこみをつくり、ひきつづきこれをよぎる小断層群が生じた。この頃になると西南日本内帯側との地形的な対立は、いちじるしくなつた。さらに地塊運動がすすみ現在の松本盆地はこの地塊化運動の末期的産物になる。

X. 対 比

笹倉⁶⁷⁾ は筆者らの川内・通部層を、内村または守屋累層に、雨中・立ノ間部層を別所累層に、細貝部層を小川累層または、青木累層に、岩戸山部層を柵累層に、石英安山岩を第四紀の噴出に対比した。雨中部層の化石は、雨中南方の鉄橋にある T・B・酸性タフ層より上位に多く、これらは、下榆木化石群と似ている。これらの化石は雨中部層を別所期にすることをとうていゆるさない。本域のように地塊化したところでは、各地塊の対比が困難をきわめ、本調査なかばで、東方の第三紀層地帯の団体研究に参加し、特に岩相、火山碎屑岩の分布の検討をおこなつた。化石・岩相・火山性物質を考慮しておこなつた対比が、第1表である。鬼無里累層では李平部層に *Schizaster kinsasensis* MORISHITA¹⁵⁾, *Turritella saishuensis*, *Conchocle nipponica*, *Anadara amacula* その他巻貝などを産する。*T. saishuensis* はこの附近では田ノ頭附近の本層から斎藤によつても採集され、下榆木フォナーに特徴的である。したがつて岩相・火砕岩の分布からみて第1表の対比には無理がないことを確信する。但し、時代論には検討の余地がある。

XI. 糸魚川・静岡線の問題

本域には西方の古期岩類とはつきり境界をなす断層はない。姫川断層東側の雨中北方の和平の川岸

* 柵期の T・B を生じた火山活動域には、魚山のごとき玄武岩質の *dyke* がある。これは猿丸ないし豊野期と思われ、柵、飯綱のごとき火山活動にかんれんする。しかし、その他の地域、つまり厚い地向斜性の堆積物をつくつた、高府向斜や、日影向斜の大部分の地域には、岩脈はまつたくない。

には、長さ 10 m(+) の輝緑凝灰岩の大塊（根の有無不詳）がある。西側では、根があると思われる輝緑タフ、チャートが川内累層中の 沓掛断層の西側に **bed rock island** の形で 2 カ所ほど出ている。しかしすくなくとも川内累層分布地までは東側におちこんでいるので地形的な対立（約 200 m）をひき起し、かつ海域とならなかつた古期岩類との地質的な境界をつくつた断層（推定）は、さらに西側にある。しかし上述の如く、糸魚川—静岡線附近で、地形的な対立を示すフォッサマグナ側の新生代層中に、古期岩類が顔を出していることは本域にかぎつたことでなく、塩尻近傍でも認められる。いわゆる糸魚川・静岡線を全域にわたつてみると、地質的な境界と地形的不連続とは一致しない。しかしそれが大局的に一致することは、この構造線の方向性が、フォッサマグナの陥没をおこしたのちの度び度びの運動の方向を規定したことを示す。特に最近になつてこれにそつて盆地形成をおこした運動が、地形的に顕著な対立をみちびいたのである（1958 年 3 月）。

引 用 文 献

- 1) 中島 謙三 (1988): 20 万分の 1 長野図幅説明書.
- 2) 大塚 専一 (1890): 20 万分の 1 富山図幅説明書.
- 3) 山崎 直方 (1896) 妙高火山帯地質調査報文, 震予報 8, pp. 23~86.
- 4) 矢部 長克 (1918): 糸魚川・静岡地構線, 現代の科学 6.
- 5) 大森 房吉 (1923): 松本・糸魚川並に糸魚川輪島間地盤垂直変動, 地学雑誌, 35, pp. 59~69.
- 6) 笹倉 正夫 (1932): 姫川中・下流沿岸の地質構造的意義, 地球, 17, No. 6, pp. 1~16.
- 7) 〃 (1932): 姫川上流沿岸の地質概報 (1)~(2), 地球, 17, No. 1, pp. 33~44, No. 2, pp. 11~26.
- 8) 石井 清彦 (1937): 75,000 分の 1 白馬岳地質図及び説明書.
- 9) 藤本治義他 5 名 (1946): 長野油田の地質, 地質, 52, 613~615, pp. 48~55.
- 10) 大塚弥之助 (1946): 温故知新, 日本叢書, 84, 生活社刊.
- 11) 小林 国夫 (1948): 姫川中流に於ける糸魚川・静岡地質構造線, 地質, 54, No. 639, p. 171.
- 12) 〃 (1950): 姫川上流地方の地質構造, 地質雑誌, 56, No. 656, p. 302.
- 13) 小林国夫・平林照雄 (1952): フォッサ・マグナ西部のいわゆる大峰火山と第四紀区分について, 地質, No. 681, p. 293.
- 14) 平林 照雄 (1953): 来馬統および大峰型石英安山岩の新分布地, 地質, 59, No. 689, p. 64.
- 15) MORISHITA, A. (1953): On some Neogene Echinoids from Nagano Pref., Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, Vol. 20, No. 4, p. 224
- 16) 富沢 恒雄 (1953): 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造, 地質雑誌, 59, pp. 552~560.
- 17) 千地 万造 (1955): 上水内郡土尻川上流地域の地質, 長野県地質調査報告書, pp. 59~68.
- 18) 平林 照雄 (1955): 白馬岳附近の地質, 長野県地質調査報告書, pp. 249~262.
- 19) 小林 国夫 (1955): 姫川流域の地質, 長野県地質調査報告書, pp. 219~230.
- 20) 〃 (1955): 北安曇郡池田東方の地質, 長野県地質調査報告書, pp. 263~278.
- 21) 小林国夫・平林照雄 (1955): 松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について, 地質雑誌, 61, No. 712, pp. 30~47.
- 22) 地質調査所応用地質課 (1956): 姫川地域応用地質調査報告, 地調月報, 7, No. 7.
- 23) 原田 哲朗 (1956): 長野県北安曇郡美府村北部の地質, 信州大学文理学部卒論.