山 梨 県 早 川・釜 無 川 流 域 の 地 質

柴 田 秀 賢*・小 林 福 造**

(1964 年 12 月 12 日受理)

Geology of the Hayakawa-Kamanashigawa Region,
Yamanashi Prefecture, Japan

Hidekata SHIBATA and Fukuzō KOBAYASHI

(Abstract)

The lithology and structure of the Palaeozoic, Mesozoic, and Tertiary complexes of the region, and also the igneous rocks intruding these strata, have been studied. Recognizing that the contact effects of the Kaikoma granite intruding the Mesozoic complex vary according to the nature of the original rocks, the writers have attempted zone of metamorphic rocks by the grade of metamorphism. It has been clarified that the hastingsite-granite of Yakejizo belongs to the trondhjemite of the Miocene Green-tuff Petrographic Province and intrudes the Kaikoma granite, and that it was derived from the same magma as the Tsuburai quartz-diorite. It has been known also that the Shiojiri-Shizuoka tectonic line is cut by younger faults of N 15°~30° W and N 15°~30° E systems, the former system being a little younger.

緒 言

建設省富士川砂防工事事務所の委嘱により、昭和 37 年から夏季数日づつ調査した結果を取りまとめて報告する。

地蔵・鳳凰の北麓から早川の流路を通つて糸魚川静岡構造線が通ることは古くから知られていて鈴木敏 (1888)、岡山俊雄 (1929) によつて最初に辻山と千頭星との間を通ることが予想された。地蔵・鳳凰の花崗岩類については大塚弥之助 (1923) によつて詳しく記載され、鳳凰の花崗岩が斑状を呈しその斑晶の配列方向から地蔵の花崗岩の周縁相であつて、更に焼地蔵の花崗岩中にヘースチングサイトを発見され、白亜紀末の構造線に生じた再結晶花崗岩であるためにソーダが多いものと予想され、鳳凰花崗岩より古いものであらうとされた。柴田は永らくこれに対して疑問を持っていたが、近年赤石団研グループで集中的にこの地方を調査されて、種々の事実を発見されたが、鳳凰と焼地蔵の花崗岩の関係については、大塚沢で露頭を確認されながらもその前後関係について疑問があつた。柴田はグループの 1 人藤本丑雄からサンプルの供給を受けて、鏡検および化学分析を行なつた結果、焼地蔵の花崗岩は芦川型の中新世トロニウム岩に属し、鳳凰のものは甲斐駒型の白亜紀末の花崗岩であることを既に発表しておいた (SHIBATA, 1962)。昭和 38 年には小武川支流南沢の転石に就いて焼地蔵花崗岩が鳳凰花崗岩を貫くものを多数発見した。

39 年建設省富士川砂防工事事務所では (1964) 国際興業 (技師武田祐幸) に委嘱して地質図を作製して印刷された。地質調査には航空写真を取り入れられている。同年 7 月筆者等は転付峠への道を調査して、地層の分布を確認し、松島信幸 (1964) の調査とも一致することを知つたので、西部の中

* 東京教育大学

** 東京農工大学波丘研究室

生層の地層区分は同地質図によつた。

2. 地 質 概 説

地質は外帯の帯状構造で特徴づけられ、赤石山地の西縁中央構造線から、大体南北に連なる地層が東部へと順次に新らしいものが並ぶ。この中調査区域には所謂御荷鉾層から、鮮新統におよぶ地層が分布する。これらの地層は大部分断層で境される。調査区域には

御荷鉾系（入笠山：石英片岩・緑色片岩）	}	古生層
二 畳 系（釜無川左岸：石灰岩・砂岩・千枚岩質粘板岩）		
赤 石 層（釜無川右岸：砂岩・チャート・粘板岩・珪板岩）	}	中生層
白 根 層（白根山脈：チャート・千枚岩・砂岩・石灰岩）		
大井川層（白根前山山脈：縞状千枚岩）		
三 倉 層（白根前山山脈中腹：石英パッチ入り千枚岩質粘板岩）		
瀬戸川層（早川右岸：砂岩・粘板岩・千枚岩・輝緑岩・輝緑岩起源 緑色片岩）	}	中新統
桃ノ木層（早川左岸：頁岩・砂岩・礫岩）		
櫛形山層（櫛形山：角礫凝灰岩・凝灰岩・礫岩）		
静 川 層（富士川右岸：砂岩・頁岩・礫岩）		鮮新統

が露出する。

これらの地層は幾つかの断層群によつて分けられ、断層群の前後関係も明瞭である。殊に従来一本の線として引かれていた糸魚川静岡構造線は新らしい $N 15^{\circ} \sim 30^{\circ} W$, $N 15^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ の断層系に切られている。断層は実際に確認できるものが多く、近年野呂川林道・野呂川発電工事道路・ダム建設・丸山林道などの工事によつて地層の掘さくが進み、断層の露出したものが多い。

3. 御 荷 鉾 系

断層によつて三波川系結晶片岩と二畳系とに境されるが、岩石は三波川系と二畳系とほとんど連続する。地層は逆転し、現在の下部が千枚岩で二畳系に出るものに類似する。中部は玄武岩熔岩でパンペリー石（陽起石または藍閃石）片岩に変成し、上部は石英片岩（入笠山鞍部）からなる。

4. 二 畳 系

釜無川上流に分布する。逆転の有無は判らないが、走向 $N 40^{\circ} E$ 位が多く、西へ傾斜し、上部から千枚岩質粘板岩帯・砂岩帯・石灰岩帯に区分され、下部の石灰岩帯中には千枚岩質粘板岩中に大きい石灰岩塊を挟む。石灰岩はほとんど結晶質で、化石を産しない。釜無川の流路に平行の $N 20^{\circ} E$ の正断層で赤石層と境する。傾斜は $60^{\circ} E$ で、この方向の断層群は西へ急斜する逆断層である点と趣を異にしている。

また塩沢鉱泉前で赤石層と接する断層がある。 $N 40^{\circ} E$ ；西傾斜の逆断層で、実際に赤石層との境界を作るもので、これが釜無断層によつて切られたものである。外帯帯状構造が北部で東へ曲ることに一致するものである。

5. 中 生 層

外帯帯状構造によつて西から覆瓦状断層によつて東に新らしいものが露出する。

静岡県から連なる三倉統・瀬戸川統は東縁に露出し、尚その西にある大井川層*・白根層**・赤石層も最近赤石グループによつて化石が発見され、中生層と見られる。岩質は古生層に似るが、瀬戸川層は粘板岩・千枚岩・砂岩からなり、千枚岩の部分は南北に連る特別の地帯に産し、この部分に輝緑岩の貫入があつて、それ自身も陽起石片岩化し、千枚岩形成の偏圧時とほとんど同時期の貫入と見られる。これにおくれて貫入した甲斐駒花崗岩体にも鳳凰では地層と平行の流理組織が見られ、**sub-concordant** で、化学成分上からも白亜紀末因美型花崗岩に入るもので、白亜紀末の単位と見られる。千谷好之助(1921)の図幅では瀬戸川統は白亜系とされているが、20 万分の 1 静岡県地質図幅(1956)中では足久保の貝化石は古第三系とされているが *Lima* sp. であるため、白亜紀としても差し支えない。

三倉層は全体として千枚岩質粘板岩からなり、地層の方向に石英の脈状パッチ *patch* のある特有の岩石からなる。石英は珪板岩が千枚岩化作用を受けた際に、珪酸が分泌されたもので、荒川に見られる石英脈も、この作用の大規模のものと見られる。

大井川層は更に珪板岩が変成分化を受けて、珪酸分の分泌が行なわれて、堅硬な縞状岩を生じている。剝離性は著しくなく、むしろ片麻岩に似る。縞状方向は地層面と一致する。

白根層はチャート・千枚岩・石灰岩からなるが、千枚岩は絹雲母に富んで灰白色を帯び、片理組織が著しく、チャートは縞状を呈する。中生層中変成作用の最も進んだ岩石からなる。

赤石層はチャートを有するが、白根層より変成作用が弱く、塊状の珪板岩・粘板岩・砂岩からなり、チャートも赤色のものが多く、変成度は二畳系よりも弱い。

第 1 表 瀬戸川層岩石の分析値

岩 石	珪 千 枚 岩	千 枚 岩 質 粘 板 岩	千 枚 岩	千 枚 岩
産 地	西 山 温 泉	七 面 山 東	御 座 石 湯	石 空 川
分 析 者	柴 田	柴 田	柴 田	柴 田
採 集 者	柴 田	柴 田	柴 田	山田哲雄
SiO ₂	73.10	65.15	68.37	68.36
TiO ₂	0.41	0.61	0.47	0.61
Al ₂ O ₃	11.75	15.55	15.09	14.22
Fe ₂ O ₃	0.92	2.92	1.64	1.50
FeO	2.83	2.41	2.29	2.37
MnO	tr	0.15	0.04	0.11
MgO	1.19	1.90	1.19	1.41
CaO	0.91	0.55	1.34	0.49
Na ₂ O	1.75	4.32	2.20	2.45
K ₂ O	2.40	2.74	2.90	2.85
H ₂ O ⁺	2.97	2.50	3.52	3.18
H ₂ O ⁻	1.17	0.82	1.52	0.99
P ₂ O ₅	0.01	0.08	tr	0.01
C	0.46	—	0.28	1.07
合 計	99.87	99.70	100.85	99.63
粘 土 鉱 物 上 田 智 分 析				
モンモリロン石	nil	nil		
緑 泥 石	+	+		
絹 雲 母	+	+		

* 静岡県にある第三系の地層と同じ名で不適当であるが、今回は砂防工事事務所の地質図に従う。

** 静岡図幅中にある白根層とは異なる。

6. 甲斐駒花崗岩体

甲斐駒ヶ岳から地蔵・鳳凰へ連る中粒の花崗岩で、甲斐駒ヶ岳・鳳凰山のような周辺部ではカリ長石の斑晶があつて斑状を呈する。斑晶配列の方向は前に大塚弥之助(1923)が挙げたように、接触面に平行で、流状を呈するところもある。黒雲母を主とするが、小型の角閃石を含有する。

化学分析の結果は白亜紀岩石区特性を示し、因美型に相当する。ペグマタイト中に電気石を含み灰重石を産し、以前、教来石の石灰岩接触部に斧石を産したことがあるなど、タングステン・硼素の多い性質はむしろ山陽型に近く、御岳・大鳥・徳和などの甲府東北方の花崗岩に等しい(柴田秀賢他3名, 1958)。更に同一性質を有する花崗岩は北方青柳の西北部木船部落や下諏訪からも産し、フォッサマグナの構造上興味がある。

第2表 甲斐駒花崗岩類の分析値

岩 石	閃 雲 花 崗 岩	〃	含角閃黒 雲母花崗岩	〃	〃	〃	花 崗 岩 閃 緑 岩	黒 雲 母 花 崗 岩
産 地	尾白川(3)	尾白川(4)	尾白川(2)	下諏訪	鳳凰小屋	南精進滝	木 船	山 口
分 析 者	大 木	大 木	柴 田	柴 田	柴 田	山 田	柴 田	〃
採 集 者	大 木	大 木	大 木	茅 原	藤 本	藤 本	柴 田	〃
SiO ₂ %	70.12	70.36	72.10	70.55	71.60	70.60	66.19	75.15
TiO ₂	0.69	0.68	0.17	0.30	0.33	0.14	0.56	0.04
Al ₂ O ₃	14.85	14.45	15.15	15.35	14.41	14.59	14.47	12.38
Fe ₂ O ₃	1.27	0.58	0.57	0.76	0.79	0.76	0.35	0.36
FeO	2.15	2.87	1.35	1.98	1.79	1.36	3.34	1.03
MnO	0.05	0.04	0.01	n.d.	0.07	0.04	tr	0.03
MgO	1.61	0.93	0.91	0.87	1.56	0.70	2.38	0.29
CaO	2.27	2.58	2.08	2.91	2.15	2.46	4.06	1.29
Na ₂ O	3.60	3.44	3.83	4.31	3.40	3.54	3.90	3.80
K ₂ O	2.55	2.55	3.04	3.13	2.70	4.32	3.05	4.51
H ₂ O ⁺	1.02	0.64	0.74	0.47	0.64	0.82	1.04	1.22
H ₂ O ⁻	0.32	0.16	0.12	0.16	0.12	0.53	0.68	0.19
P ₂ O ₅	0.17	0.35	0.08	0.02	0.05	0.03	0.10	0.02
合 計	100.67	99.63	100.16	100.81	99.61	99.89	100.12	100.31
Ga ppm*	16	25	25	10	* 石川秀雄分析 (1960) ** 原子燃料公社分析係 (1959)			
V	40	22	21	64				
Pb	13	15	15	tr				
Sn	—	—	—	10				
Cr	7	8	4	4				
Ni	7	—	4	—				
Co	—	5	7	4				
U**	13	7	7					

7. 甲斐駒花崗岩による変成帯

甲斐駒花崗岩は種々の白亜紀層中に貫入するので多少接触変成の様式を異にする。野呂川林道では夜叉神隧道を出てから次第に広河原へと変成程度を増す様に見えるが、実際には瀬戸川層・三倉層・大井川層へと広域変成度が増加しており、これに従つて接触変成度が増進したものである。

瀬戸川層千枚岩に対しては黒雲母ホルンフェルス帯を最も外側に生じ、花崗岩に接近すれば片状組織が著しく、片状ホルンフェルスとなり、堇青石の点紋が大きく発達して斑状を呈し、近接部では紅柱石を生じているが、接触部では紅柱石・堇青石とも白雲母・カリ長石に交代されている。

三倉層・大井川層では広域変成作用によつて珪板岩中の珪酸の分離が行なわれて千枚岩中に石英の

脈状パッチや縞状構造を呈している為に、堇青石は肉眼では認め難く、顕微鏡によらねばならない。花崗岩体に近付けば縞状構造に平行に花崗岩の細脈の注入が行われて、注入片麻岩を生じ、堇青石は白雲母・カリ長石に変じている。肉眼では縞状片麻岩のようで、注入脈があるが、縞状千枚岩であるか判定し難い場合がある。しかしプテグマ脈があり、これらの脈状部を鏡検すれば斜長石・カリ長石を含有することで注入片麻岩であることを知り得る。注入作用が著しくなれば塊状岩となつて剝離性を減じ、大きなブロックに割れ、崩壊の形式を異にする。

注入脈による分帯は肉眼では困難であるがブロックの形、崩壊の形式などを考慮に入れて行なうことができる。

白根層ではチャートがホルンフェルス化して珪岩となり、粘板岩の挟みは片状化して、広河原河床では地層の走向 $N 20^{\circ} E$ に対して、片状方向 $N 15^{\circ} W$ を示す。花崗岩と近接する露頭がないので、どのような接触形式であるか判明しない。

赤石層では珪板岩が塊状を示すので、ホルンフェルスも暗赤褐色塊状堅硬な岩石となり、釜無川右岸の山頂部を形成する。甲斐駒ヶ岳東南部のホルンフェルス帯の広いことは認められているが、西北部のホルンフェルス帯は殆んど認められていなかったが、地層の相違によつて目立たなかったことによる。

8. 第三紀層

糸魚川静岡構造線の東側に分布し、南では春気川を境として分布している。糸魚川静岡線に接して桃ノ木層が分布し、従来その延長は保の向い付近までであつたが、国際興業の地質図同様更に南方まで分布することが明瞭になつた。橢形山層は桃ノ木層の上に整合に分布し、火山物質からなり、急に変る場合と漸変する場合とある。橢形山西を通る断層で橢形山層が落ちているが、小原島でこの断層と平行と見られる小断層から見れば、傾斜の急な逆断層で、糸魚川静岡線に略平行と見られる。

桃ノ木層

白須町では中山層と呼ばれて、或は中新統より古いものではないかといわれていたが、大塚弥之助 (1923) はこれを桃ノ木層に一括され、*Lepidocyclina japonica* を発見されて中新統とされた。 $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ の走向が多く、可成り褶曲している。桃ノ木温泉付近では傾斜西落ちである為、その東側にある橢形山層の上に乗るように見え逆転するものと見られていた。しかし、湯川では、丸山林道で2個の背斜と2個の向斜が見られ、北湯川で凝灰岩が整合に乗り、角礫凝灰岩に漸移するところが見られる。角礫凝灰岩は橢形山層のものに一致し、茂倉その他に分布するものもすべて橢形山層の一部と見られる。第4表に見られるようにX線分析の結果は火山物質によるモンモリロン石を含まず、長石質砂岩の成分を持つている。

礫岩もチャート・砂岩・千枚岩礫からなり、基地は長砂岩質であるが、花崗岩の礫は非常に少い。これに反して上部の凝灰岩中にある礫岩には安山岩の円礫を含む。

これらの構造から見れば、桃ノ木層は下部に位し、その向斜部に橢形山層の凝灰岩が整合に乗るもので、背斜・向斜・断層によつて複雑な分布を示すものと見られる。

第3表 接触変成岩の分析値

地 層	瀬戸川層	大井川層
岩 石	点紋堇青石片岩	縞状片麻岩
産 地	深沢入口	野呂川
分析者	柴 田	柴 田
採集者	柴 田	柴 田
SiO ₂	60.69	71.19
TiO ₂	0.82	0.49
Al ₂ O ₃	18.19	13.11
Fe ₂ O ₃	1.42	0.34
FeO	5.04	4.56
MnO	0.07	tr
MgO	3.32	2.28
CaO	1.38	2.04
Na ₂ O	2.45	1.85
K ₂ O	2.50	2.27
H ₂ O ⁺	2.93	1.11
H ₂ O ⁻	1.39	0.51
P ₂ O ₅	0.08	0.04
C	0.09	0.30
合 計	100.37	100.09

化石は桃ノ木温泉上流で大塚弥之助が *Lepidocyclina japonica* を発見され、柴田が南方早川沿岸小縄の下で *Pyrgo* sp. を発見した。(昭和 12 年大塚弥之助鑑定) *Pyrgo* と伴つて *Sagarites*, *Nodosalia* などが存在する。また 39 年の調査で湯川上流南湯川合流点の一つ下の沢の合流点で *Pyrgo* を多量に含む黒色頁岩を発見した。*Pyrgo* は中生代からも出るが、中新統に最も多いし、*Lepidocyclina japonica* の存在で凡て中新統と認められる。

断層帯なり剪裂帯では頁岩はうすい剝離性を生じて剝離面に絹雲母が発達し、蛇紋岩のように見えるフィロナイトを生じているが、瀬戸川層の千枚岩とは明瞭に区別し得られる。丸沢の西山断層中にもみこまれた他、湯川などにも所々に見られる。第 4 表分析値で 2 価の鉄は分析の操作上非晶質炭素のある時は還元されて決定できないが、石墨質岩の時は決定できる。よつてフィロナイト化に際しては炭素の結晶化が行なわれたものと見られる。フィロナイトは花崗岩などでは退化変成作用であるが、泥岩などでは増進変成を示すものである。

楕形山層

凝灰岩・角礫凝灰岩からなり、緑泥石化の為に緑色を呈している。角礫は主として杏仁構造の著しい玄武岩の変質したスピライトからなり円礫を混じて、礫岩に移化するところもある。楕形山本体はほとんど角礫凝灰岩と見られ、下部桃ノ木層とは整合であつたものが断層で切られて落下したものである。この断層は塩尻静岡線と略平行で同時期の形成と見られる。

静川層

凝灰岩・砂岩・礫岩・頁岩からなる。礫岩は白つぽく、礫としてチャート・粘板岩・花崗岩・石灰岩・安山岩・玄武岩・流紋岩・石英斑岩を有する。桃ノ木層に類似するが、頁岩は稍淡い灰色を呈し、礫岩中に火山岩を有することで異なる。

大部分断層で楕形山層と境するが、身延町では不整合に楕形山層の角礫凝灰岩を被う。

頁岩中には貝化石を多産する。

第 4 表 桃ノ木層頁岩の分析値

岩 石	頁 岩	フィロナイト
産 地	丸 沢	丸 沢
分析者	柴 田	柴 田
採集者	柴 田	柴 田
SiO ₂	70.09	67.55
TiO ₂	0.23	0.53
Al ₂ O ₃	13.17	13.38
Fe ₂ O ₃	1.79	1.91
FeO	—	3.40
MnO	0.07	0.08
MgO	0.39	1.71
CaO	0.96	0.78
Na ₂ O	3.25	2.75
K ₂ O	3.92	2.50
H ₂ O ⁺	3.52	4.38
H ₂ O ⁻	1.83	0.72
P ₂ O ₅	0.04	0.01
C	0.63	0.82
合 計	99.89	100.52
粘土鉱物	上田 智分析	
モンモリ ロン石	—	—
緑泥石	+	+
絹雲母	+	+

9. 第三紀火成岩類

御坂層の火山活動のサイクルとしては下部に玄武岩質のものが多く、次第に安山岩質・石英安山岩質・流紋岩質となる。

本地域において、楕形山層堆積後に玢岩から始つて斜長流紋岩に至る岩脈がこれらの地層を貫き、複合脈を作ることもある。また漸移することもある。

玢岩は珪化・曹長石化を受けたものが多く、石英斑岩に類似する。第 5 表^{もぐら}表茂倉産のものは珪化と同時に曹長石化・氷長石化も受けている。石英斑晶はなく、玢岩に移化する。これに付ずいして石膏鉾山がある。

石英斑岩は西山断層に切られているものが最も大きな岩脈をなし、芦安銅山はこの中にある。この大岩脈の他、糸魚川静岡線の西側にも小岩脈が貫入し、甲斐駒花崗岩中に貫入し、また夜叉神峠でも千枚岩中に塊状に貫入して、チャートのレンズのように見える。鏡検すれば大部分完晶質で、部分に

第5表 第三紀火成岩類の分析値

	岩 脈 類			焼 地 蔵 岩 体		円 井 岩 体		
岩 石	石英斑岩	〃 (千枚岩中)	玢 岩 (珪化)	ヘースチング サイトトロニ エム岩	〃	石英閃緑岩	〃	〃
産 地	夜叉神峠	〃	茂 倉	焼 地 蔵	大塚沢南	下円井(1)	下円井(2)	小武川
分析者	柴 田	〃	〃	柴 田	山 田	柴 田	〃	柴 田
採集者	柴 田	〃	〃	藤 本	藤 本	藤 本	〃	柴 田
SiO ₂	67.82	73.29	70.70	75.22	75.16	66.46	66.71	64.34
TiO ₂	0.33	0.19	0.23	0.12	0.07	0.52	0.53	0.53
Al ₂ O ₃	13.91	13.21	13.26	13.50	12.93	14.99	14.95	16.06
Fe ₂ O ₃	0.91	0.54	0.62	0.76	0.75	0.69	0.64	1.02
FeO	1.41	0.98	2.34	1.19	1.14	2.85	2.99	2.11
MnO	nil	0.05	0.05	0.04	0.02	0.09	0.10	0.16
MgO	0.74	1.62	0.70	0.54	0.51	1.76	1.76	2.16
CaO	3.61	0.68	0.73	0.72	0.68	4.45	4.41	5.49
Na ₂ O	4.55	3.45	4.50	4.80	5.61	3.56	3.65	4.00
K ₂ O	1.75	2.48	4.00	2.20	2.53	1.10	1.00	2.10
H ₂ O ⁺	3.93	2.44	1.41	0.76	0.33	2.25	2.19	1.54
H ₂ O ⁻	1.14	0.84	0.96	0.11	0.28	0.64	0.55	0.42
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.13	0.11	0.10
合 計	100.14	99.81	99.53	100.00	100.03	99.49	99.59	100.03

第6表 ヘースチングサイ
トの分析値

岩 石	ヘースチングサイ トトロニエム岩	
産 地	焼 地 蔵	
分析者	柴 田	
採集者	藤 本	
SiO ₂	39.54	Si 598
TiO ₂	2.15	Ti 24
Al ₂ O ₃	11.47	Al 203
Fe ₂ O ₃	8.00	Fe ^{III} 91
FeO	18.98	Fe ^{II} 237
MnO	0.77	Mn 10
MgO	1.99	Mg 44
CaO	8.55	Ca 138
Na ₂ O	5.10	Na 149
K ₂ O	1.45	K 27
H ₂ O ⁺	1.99	OH 200
H ₂ O ⁻	0.29	O 2200
P ₂ O ₅	0.06	
合 計	100.34	

よつては文象斑岩組織を呈するところもある。

焼地蔵花崗岩体

辻山の東のピークを焼地蔵と称し、これを作るものがヘースチングサイト花崗岩である。細粒から中粒の岩石で、平行組織があり、周縁で細粒質、有色鉱物が少い。孔があり浅所貫入の岩石である。有色鉱物は大部分ヘースチングサイトで少量の黒雲母を含む。カリ長石は少く、石英・曹長石が多量で曹長石にはこまかい曹長石式双晶があつて、一見微斜長石と見誤る。屈折率もバルサムより低いところからいつそう見誤まれ易い。

化学分析値からはトロニエム岩に属し、中新世の芦川型トロニエム岩型に属する。ヘースチングサイトはソーダの多い鉄ヘースチングサイトである。

ソーダの多い特性を大塚弥之助(1923)は破碎帯中に入つた再結晶作用とされたが、中新世グリーンタフ岩石区の特徴であつて(SHIBATA, 1962)、当地の石英斑岩や円井石英閃緑岩とも同一性質を示す。大塚弥之助は焼地蔵花崗岩の方が鳳凰花崗岩より古いものではないかとされたが、これらの化学性と南沢にある転石に見られる関係とから焼地蔵の方が後であることは明瞭である。大

塚弥之助の報文にもあるように、同行された井尻正二は異なつた意見を持たれ、焼地蔵は玢岩類と同時期のものとされている。花崗岩同志の貫入関係は肉眼では決定し難い場合が多く、接触部を薄片にして鏡検すれば、貫入された方の斜長石は切断され、その上に貫入した方の斜長石が平行連晶を示すこともあり、貫入した方の花崗岩中の斜長石は接触面に自形を呈して並列する場合が多い。本例ではこのような関係が見られるほか、接触部付近の鳳凰花崗岩中の角閃石は接触変成を受けて、次第に、

Na を増して青色が強くなつてヘースチングサイトに近づくことが見られる。露頭では接触部の一方の花崗岩が風化を受け易く、崩れ易くて、接触部からはがれる場合が多い。よつて転石の方が判定に役立つことがある。

円井石英閃緑岩は玢岩中に貫入し、化学分析値は丹沢の石英閃緑岩と全く一致する。

10. 洪 積 統

安山岩脈が諸所に見られるが、変質せず、新鮮なので第三紀のものと区別できる。中山の西半に露出する安山岩は八ヶ岳系のもので、含角閃石複輝石安山岩である。

八ヶ岳泥流（七里岩）は八ヶ岳火山初期のもので、中山の北部・釜無川入口左岸にも見られ、現在の釜無川の両岸にほぼ等しい高度に分布し、その上を被う八ヶ岳の火山灰ローム層や、更にこれが流されて二次的ローム層となつたものも、砂礫層も凡て同一高度にある。円井における洪積統砂礫層の上に石英閃緑岩が乗った衝上断層の地形上の特徴は、この諏訪壱崎間には出ていない。

山地の中の平坦面上に乗る砂礫層は更に高度が高い。

11. 断 層 系

幾多の断層があるが、明瞭に前後の判る断層に区分される。断層の大きいものは断層粘土の巾 2~5m に達する。近年野呂川林道・早川発電道路・ダム建設・丸山林道などの開さくされた結果、断層の明瞭に見えるものが多く、地質図中矢印で示した場所で確認できる。

本地域に発達する断層群を古い方から区分すれば

(1) 中央構造線（古生層・中生層を区

第 2 図 早川・釜無川流域の断層系

第3図 早川・釜無川の地質断面図（凡例は地質図と同じ）

分する外帯の帯状構造を支配する断層群が略々これと平行する)

- (2) 塩尻静岡線（糸魚川静岡構造線の一部・楡形山断層が略々これと平行）
- (3) N 15°~30° W 方向（野呂川断層・新倉断層）
- (4) N 15°~30° E 方向（駒ヶ岳断層・地藏断層・西山断層・丸山断層・雨畑断層等）
- (5) 新中央構造線（旧中央構造線と同じ場所）
- (6) 南北・東西方向（富士川沿岸）
- (7) 円井断層（衝上断層・洪積統を切る）

塩尻静岡線は糸魚川静岡構造線の一部であるが、古くは糸魚川から塩尻に至り、塩尻から韮崎に折れ曲つて、静岡に至るようにされていたが、実際は韮崎を通らず、糸魚川から安曇平野の西縁を通つて塩尻でずれて、南へ向かうもので、国界橋の北で、八ヶ岳礫層の下に釜無川右岸の地層の連続が露出し、更に下諏訪の北で甲斐駒型花崗岩が産することから、塩尻韮崎間には、現在の川の方に断層はなく、多くの断層の集合によつて、現在の直線的流路ができたもので、実際は南北に近い方向の断

山梨県早川金無川流域地質図

層と見られる。全体として破碎帯はなく、簗の湯丸沢間のみに巾約 1 km の破碎帯を伴い、中生層がもみこまれている。

赤石山地は N 15° W と N 15° E の断層群で切られ、前者の方が、少しく早い。N 15° E の断層群は逆断層の覆瓦状を示し、白根・赤石を含むブロックが最も運動量が大きかったことを示している。この中、釜無川断層のみは東落としの正断層で、他と性質を異にするが、生成時期は大差ないものと見られる。

中央構造線は古いものは破碎帯がヘレフリント化して、鹿塩片麻岩などを作っているが、同じ方向に、同じ場所に N 15° E の断層形成後に生じた新中央構造線はミロナイト化した緑色粘土帯を含む断層で、これに覆瓦状構造が切られている。

円井衝上断層は洪積統の砂礫層を切る新らしいものであるが、下円井の小沢の右岸では衝上断層に見えるが、左岸では石英閃緑岩の侵食洞中に堆積した砂礫層のように見え、この衝上断層が北西方へ地形的に連続しないことから、疑問がある。

12. 崩 壊 形 式

早川・釜無川は洪水による土砂の流出量の多い有名な河川である。糸魚川静岡構造線に当たる為に、破碎帯があつて、岩石が崩壊し易いものと考えられていて、筆者等もその考えを支持していた。しかし実地調査に当たって見ると、これと非常に異なり、実際に破碎帯のあるのは駒ヶ岳北麓の大簗鉾泉から青木湯にいたる巾約 1 km の 2 条の断層に挟まれた部分のみで、塩尻静岡線始め、その他の断層も 2~5m 巾の断層粘土乃至断層帯を形作るのみであることを知った。

崩壊を司るものはむしろ大きな斜面から起る震引の現象で、早川・釜無川とも粘板岩・千枚岩のような粘土質の岩石が走向を川の流路と平行にし、逆層の関係にある。これが比高の大きい斜面から風化岩層に押される為に地層の匍行を起し、地層の頂部が割れてずり落ちて来る。この為に地層の彎曲が甚しく、頂部が逆転することさえある。道路が曲つて地層を切る断面で見ればよく観察され、走向・傾斜を測る時に充分留意せねばならないことが判る。地層の彎曲の為に *tension crack* を生じて、ヒビわれとなつて崩壊し易い。ヒビわれには湧水さえある。

普通の震引ならばせいぜい地表から斜面の下部で 10m 位のところから地層の匍行が起るが、早川の一例では 50m 位から彎曲している。この地形的特殊事情によつて崩壊を起し易いことを知った。

文 献

- 鈴木 敏 (1888) : 20 万分の 1 甲府図幅説明書。
 千谷好之助 (1921) : 静岡図幅 (7 万 5 千分の 1) 説明書。
 建設省富士川砂防工事事務所 (1964) : 管内地質図 (7 万 5 千分の 1) 国際興業編。
 松島信幸 (1964) : 日本地質学会総会講演。
 岡山俊雄 (1929) : 地理学評論, 5, pp. 949~960, 6, pp. 479~499。
 大塚弥之助 (1923) : 山梨県鳳凰山・地藏ヶ岳付近の地質, 地震研究所彙報, 19, 第 1 冊, pp. 115~143。
 柴田秀賢・藤田丑雄・吉竹 博・大木靖衛 (1958) : 小鳥山付近の地質, 地質学雑誌, 64, 752, pp. 250~257。
 H. SHIBATA・S. OKADA and H. ISHIKAWA (1960) : Chemical Composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces, Part V, *Sci. Reports, Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 7, 67, pp. 217~270。
 ——— (1962) : Chemical composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces, Part X. *Sci. Reports. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 8, 72, pp. 33~47。
 静岡県 (1956) : 20 万分の 1 静岡県地質図幅説明書。