
5 萬分の 1 地質図幅説明書

飯 田

(金沢一第 86 号)

地質調査所

昭和 32 年

550.85 (084.32) (521.52) [1:50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

飯 田

(金沢一第 86 号)

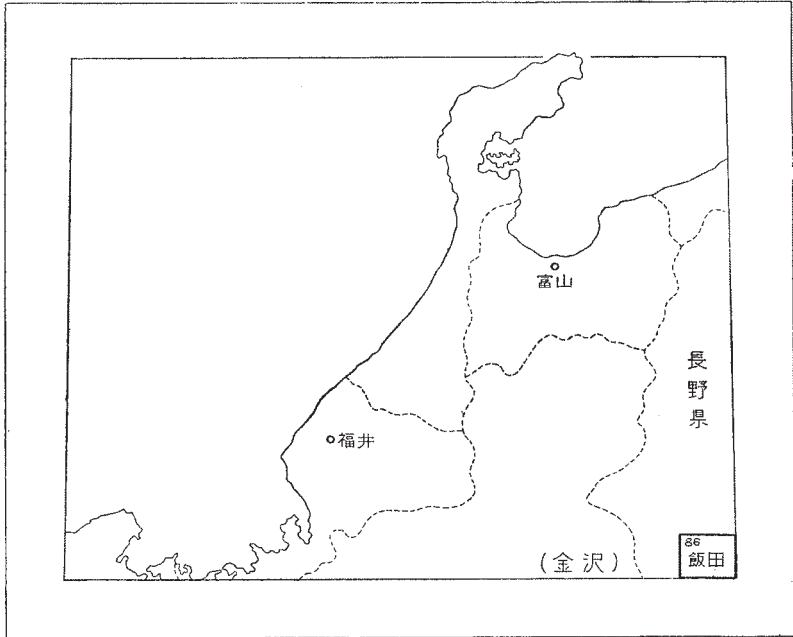
通商産業技官 河 田 清 雄

通商産業技官 山 田 直 利

地 質 調 査 所

昭和 32 年

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 天竜川西岸地域の領家変成岩類および花崗岩類	8
II. 2. 1 片状ホルンフェルス	8
II. 2. 2 変輝緑岩類	9
II. 2. 3 細粒黒雲母花崗岩	10
II. 2. 4 市田花崗岩	14
II. 2. 5 伊奈川花崗岩	15
II. 3 天竜川東岸地域の領家変成岩類および花崗岩類	20
II. 3. 1 片状ホルンフェルス～片麻岩	20
II. 3. 2 変輝緑岩類	25
II. 3. 3 斑粳岩類	27
II. 3. 4 片麻状花崗岩類	28
II. 3. 5 生田花崗岩	34
II. 3. 6 日曾利花崗岩	36
II. 4 石英斑岩～花崗斑岩	37
II. 5 新第三系（伊那層）	37
II. 6 第 四 紀 層	41
II. 6. 1 天竜礫層	41
II. 6. 2 崖錐堆積物	41
II. 6. 3 沖 積 層	42

III. 応用地質	42
III. 1 アンチモン鉱床	42
III. 2 石 材	43
文 献	46
Abstract	1

飯 田

(金沢一第86号)

本図幅は昭和29年8月から12月にいたる延160日の野外調査によって完成した。調査者のうち河田は主として天竜川西岸地域を80日、山田は主として東岸地域を80日担当した。なお本図幅調査は、村山正郎・片田正人両技官による北隣の、赤穂図幅の調査と並行しておこなわれた。

調査にあたり、領家団体研究グループの各位より各種の資料をいたゞき、多くの点につき有益な助言を受けた。また、横浜大学の鹿間時夫氏および東北大学の石井清彦・植田良夫・島津光夫の3氏からは、未発表の貴重な資料をいたゞき、益するところが大であった。

I. 地 形

本図幅地域には東西両側に相對峙して伊那山脈・木曾山脈が並走し、その間に伊那谷の低地帯が発達する。伊那山脈・木曾山脈は種々の花崗岩類および變成岩類からなり、伊那谷の低地帯は新期の礫岩層および礫層によって埋積されている。この低地帯には天竜川が南流し、また三州街道・国鉄飯田線などの交通路が走る。

木曾山脈 木曾山脈は北隣の赤穂図幅地内では、中央アルプスの名のように高山地帯を形成し、最高峯駒ガ岳で海拔2,956 mに達し、さらに南へ2,500 m以上の高度を保って続くが、本図幅地内にはいはって急激に高度を減じ、海拔2,000 m内外の山地がその大部分を占めるに至る。

木曾山脈の側面は、東側伊那谷に向かって急斜面を形成し、片桐松川・飯田松川などの峡谷に深く刻まれる。しかし、尾根筋にはいくらか平坦な部分もあり、これについては前輪廻侵蝕面のなごりの平坦面ないしは小起伏面として、木曾山脈の隆起、形



図版 1 生田村上峠附近の小起伏面と緩勾配の河川

成との関連のもとに論議されている²²⁾。また木曾山脈の東麓における断層の存在は、地形的にしばしば論議されている^{5) 26) 36)}。しかし、地質的に重要な意義をもった断層の存在はまだ確認されていない。

伊那山脈 伊那山脈は赤石山脈の西に並走する前山である。本図幅地域にはその西半部が見られるにすぎず、高度 1,000～1,500 m の山地を形成する。赤石山脈に源を発する小渋川^{註 1)}を除いては、この山地を刻む谷はいずれも浅く小規模で、伊那山脈の西面は木曾山脈の東面とは対照的な緩斜面を示す。伊那山脈の西斜面を刻む小河川は、天竜川の合流点より 1～2 km の上流に——段丘分布の東限とほぼ一致して——滝や急湍などからなる勾配の遷移点を有し、その奥ではかえって谷幅も広く開け、勾配も緩やかとなる。この附近では尾根筋もいく分平坦であって、天竜川から東方 2～5 km の間に一連の山麓階的な小起伏面を形成している。この小起伏面の上には、上峠・広町・長峯・笹見平・福島などの部落が発達する（図版 1）。このような山麓階的な小起伏面の存在は、伊那山脈の伊那谷に対する相対的な隆起が、間歇的に行われたことを示すものであろう。

伊那谷 本図幅地域中央部に南北に走る伊那谷の低地帯は、新期の礫層によって埋積されている。礫層には鮮新世最後期と思われる伊那層と、洪積世の天竜礫層とがあ

註 1) 小渋川は伊那山脈を横断する先行性河流であり、横断部には深い峡谷を穿っている。



図版2 喬木村阿島および小川附近に模式的に発達する竜東段丘

る。南隣の時又図幅地内では、この低地帯の延長上に中新世の富草層群³¹⁾が分布する。北隣の赤穂図幅地内では、天竜礫層のみが広大な扇状地をつくって発達する。

伊那谷の低地帯には、なん段かの段丘がよく発達している。こゝでは天竜川東岸の段丘（竜東段丘）と、天竜川西岸の段丘（竜西段丘）とに分けて述べる。

①竜東段丘：竜東段丘は天竜川東岸に沿う全域にわたって分布するが、とくに台城橋の狭隘部から南の伊那層の分布地域で模式的に発達し、各段の面積も広く、段丘崖も明瞭である。南端部の喬木村地内で最もよく発達する（図版2）。全体としておゝむね3段の段丘（第1段……560～580m、第2段……500～550m、第3段……460～480m）が識別できる。台城橋以北の花崗岩山地を削って段丘が発達する部分では、小規模な段が数多く発達する傾向がある。各段丘の表面には、花崗岩巨礫（径0.5～2m）を主材とする厚さ7～8mの段丘礫層（天竜礫層）がのる。

②竜西段丘：竜西の段丘は扇状地的な性格を強くもち、竜東段丘とは成因的に異なるので、両者の直接の対比は困難である。竜西段丘は全体として3～4段に区別される。市瀬八代吉⁸⁾は6段の面を識別した。鹿間時夫・小林国夫²²⁾は上・中・下に3大別し、さらに9つの面に細分した。三野与吉²⁶⁾は4段の面に分けた。こゝに三野に従っておのおのの地形面の対比を示す（第1表）。上位の段ほど天竜川に向かって著しい傾斜を示し、段丘崖の傾斜は緩く、開析の程度が進んでいる。下位の段はほぼ水平

第1表 地形面の対比

三 野	市 瀬		鹿 間 ・ 小 林	
机 山 層	竜 西	竜 東	伊 那 層	
I	I ?	I	2. Y泰阜面	
II	4	2,3上)	6. I飯田面	
			8. 阿島面?	
III	3, 5	3下 4	1. 光前寺面	3. 赤穂面
			4. 片桐面	7. 鼎面
IV	2, 6	5	8. 阿島面?	9. 松尾面

(三野, 1951)

で段丘崖が明瞭に保存されている。天竜川に沿って花崗岩を直接に覆う最下位の段丘は、むしろ竜東段丘の性格に近いものと思われる。このように竜西では、段丘面の識別が困難であり、したがって図上には、比較的良好に保存されている段丘崖の位置だけを示してある。これらの段丘面をつくる礫層（天竜礫層）は、竜東段丘同様に花崗岩巨礫（最大径3～4 m、普通約1 m）を主とし、厚さは時に30 m以上に達する。

③低位段丘：現在の天竜川の流路に沿って、現河床より5～6 mの高さの低位段丘が両岸に発達する。これは天竜川に注ぐ小河川からの押し出しによる小扇状地面を含んでおり、現河床と同様な条件のもとで生じたものと思われる。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域は西南日本の中軸変成帯をなす嶺家帯^{註2)}の北端部に近く位置する。また地域の東方僅か5 kmの地点には、中央構造線を境として外帯結晶片岩類が分布している（第1図参照）。

註2) 嶺家変成岩類およびそれと密接にともなう花崗岩類の分布する地帯をいう。

中部地方の領家変成岩類³⁷⁾は、全地域にわたって花崗岩類の貫入をうけているため、その分布が著しく寸断されている。当地域もその例列ではなく、変成岩類の分布はきわめて貧弱である。しかし北接する赤穂図幅地内にはいると、変成岩類の分布は著しく広範囲にわたって連続し、しかもそれが木曾駒ヶ岳の北方において、内帯の非変成古生層に移化することがほぼ明らかになっている。

当地域の主部を構成する領家変成岩類および花崗岩類^{註3)}は、天竜川西岸地域と東岸地域（以後、慣習に従って竜西・竜東とよぶ）とで、その分布、構造、岩石学的性質などにおいて著しいちがいがあり、これによって伊那盆地の堆積物に覆われた所に、大きな地質学的境界の存在が予想される。

竜西はほとんど伊奈川花崗岩（粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩）と、市田花崗岩（中粒黒雲母花崗岩）とによって占められる。両者の関係はあまり明らかではない。

伊奈川花崗岩中には、片状ホルンフェルス・変輝緑岩類・細粒黒雲母花崗岩などの小岩体が無数に捕獲されている。これらのうち、片状ホルンフェルスが普通堇青石黒雲母ホルンフェルスのような変成度の低く、混成作用の影響の少ないものであるのに反して、変輝緑岩類～細粒黒雲母花崗岩が、塩基性火成岩の著しい花崗岩化作用の産物であることが注目される。また、市田花崗岩自体も、成因的には細粒黒雲母花崗岩と密接な関係をもつことが推定される。このように、竜西では広範囲の深成作用と、それに伴う塩基性岩の著しい花崗岩化作用とが特徴的である。またこれら花崗岩類内部の片状構造も、一般的に微弱であり、あっても地域による差が著しい。

竜東はおもに片麻状花崗岩類と生田花崗岩（粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩）とからなり、前者の生成後ほゞその構造に対して、整合的に後者が貫入したものと思われる。これらの花崗岩類にはE-W～NE-SW方向の構造が卓越し（南端部では半ドーム構造などがあってこれが乱れる）、そのなかに残存し、あるいは捕獲される片状ホルンフェルス～片麻岩や変輝緑岩類の分布、構造と、非常によく調和している。また片麻状花崗岩類のうち、とくに片麻状花崗岩（I）のなかには、珪線石堇青石両雲母ホルンフェルスのような高変成度の岩石が含まれ、それが花崗岩類によって烈しい混成作用をうけている。そしてこれらの花崗岩類自体にも、堆積岩類に由来すると思わ

註3) 九大地質学教室唐木田芳文氏の鑑定によれば、伊奈川花崗岩・市田花崗岩・細粒黒雲母花崗岩・生田花崗岩などに含まれるジルコンは、他の地域の領家花崗岩類のものに対比され、おそらく中生代初期（三畳紀）の生成と考えられる。

れるレリクト構造が各処で認められる。しかし変輝緑岩類には、竜西の細粒黒雲母花崗岩のような特異な岩相を伴うことが少ない。すなわち、竜東では堆積岩類からの著しい混成作用と、それに整合的な大規模な深成作用とが特徴的である。

当地域東端の小渋川沿いには、生田花崗岩のNE-SW方向の構造を切って、小規模にN-S方向のミローナイトが発達している。これは、以上の花崗岩類が固結した後の運動であり、中央構造線の形成に伴うものであると思われる。

石英斑岩～花崗斑岩は、各地で以上の基盤岩類を貫ぬく岩脈をなし、木曾・飛騨地方の広大な石英斑岩類の生成（新白堊紀?）と、同時代のものではないかと推定される。

伊那層は、これらの基盤岩類が烈しく削剝された後に堆積した。Metasequoiaの

第2表 地史総括表

地域 時代	天竜川西岸地域 (竜西)	天竜川東岸地域 (竜東)
沖積世	沖積層	
洪積世	天竜礫層	
鮮新世	伊那層	
	石英斑岩～花崗斑岩 (岩脈)	
領家変成岩類および花崗岩類	伊奈川花崗岩 市田花崗岩	日曾利花崗岩 生田花崗岩
	細粒 黒雲母花崗岩 ↑ 変輝緑岩類	片麻状花崗岩類 斑斕岩類 変輝緑岩類
	片状ホルンフェルス	片状ホルンフェルス～片麻岩

産出により鮮新世後期と考えられる。当地域南方には設楽第三紀層や富草層群²⁹⁾をつくった中新世の海進があったが、下伊那地方ではこれを欠き、鮮新世に至ってこの地方に陸成の堆積盆地が形成されたものと思われる。また伊那層の基底近くには、1枚の安山岩質の凝灰角礫岩層（ミソベタ部層）が挟まれており、この部層は有効な鍵層として追跡され、当時の火山活動の跡を残している。

天竜礫層は伊那層および基盤岩類を削って堆積し、天竜川の両側に広大な段丘群を形成した。この時期には木曾山地が急激に隆起し、莫大な扇状地堆積物を供給した。このため天竜川は次第に東方に押しつけられ、ほゞ現在の位置を流れるに至ったものと思われる。

II. 2 天竜川西岸地域の頷家変成岩類および花崗岩類

II. 2. 1 片状ホルンフェルス

北方の赤穂図幅地域において広い分布を示す変成岩類は、当地域にはいって急に減少し、小岩体としておもに伊奈川花崗岩中に捕獲されている。たゞ片桐松川の上流には、市田花崗岩中に捕獲された片状ホルンフェルスがあり、やゞ大きな岩体をなす。

伊奈川花崗岩中の小岩体

幅数 m ～ 数 10 m の小岩体として飯田松川の流域に多く分布し、北部の越百川流域には全く存在しない。弱い片理をもつ細粒、緻密のホルンフェルスである。片理の方向は場所によって異なるが、普通は伊奈川花崗岩の片状構造に平行である。伊奈川花崗岩との境界は常に明瞭であり、またそれに由来するアプライト質の細脈によって貫ぬかれる。主として粘板岩および砂岩に由来し、まれにチャートを源岩とするものがある。

粘板岩源のものには、① 両雲母ホルンフェルス、② 堇青石両雲母ホルンフェルスなどがある。

{ 主成分鉱物：石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母・（堇青石）
 副成分鉱物：鉄鉱・ジルコン・電気石・チタン石・燐灰石・絹雲母

石英と長石とは径 0.1 ～ 0.2 mm の等粒寄木状組織をつくる。斜長石（灰曹長石）がアルカリ長石に接する部分には顕著なミルメカイトが生じる。黒雲母は片理に平行に配列し、その多色性は X = 淡黄色ないしほとんど無色、Y, Z = 赤褐色～オレンジ

色である。屈折率 γ は大部分 1.646 ~ 1.654, まれに 1.61 内外である (第 2 表参照)。堇青石は大部分がピナイト化して、絹雲母・鉄鋳・石英などからなる径 0.2 mm 内外の粒状の集合物に変化している。

砂岩源のものには、① 黒雲母ホルンフェルス、② 堇青石黒雲母ホルンフェルスなどがある。また以上のほかに、斜方輝石・黒雲母・斜長石・石英の組み合わせをもつホルンフェルスが、飯田松川支流の割沢で転石として発見された。

市田花崗岩中の岩体

片理 (ほぼ E-W) は弱く、岩石は著しく珪質であり、やゝアプライト質の外観を呈する部分もある。市田花崗岩に近接する附近では、幅 1 m 以下のアプライト脈が平行して何本もこれを貫ぬく。一部にはやゝ片麻岩質の部分もある。主として① 黒雲母ホルンフェルス、② 両雲母ホルンフェルス、の 2 種からなる。

主成分鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・(白雲母)
副成分鉱物: 鉄鋳・ジルコン・燐灰石・緑泥石・絹雲母

鏡下で径 0.2 ~ 0.3 mm の粒状の石英が大半を占める。波動消光が著しく、微細な液体包有物を多く含む。アルカリ長石と斜長石との接触部には、ミルメカイトが生じている。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = 赤褐色であり、屈折率は $\gamma = 1.641 \sim 1.655$ である。

II. 2. 2 変輝緑岩類

幅数 10 m 内外の岩床状ないし不規則状の小岩体として、各地で伊奈川花崗岩中に捕獲されているが、とくに北部の飯田松川上流および越百川流域に多く分布する。伊奈川花崗岩に接して狭い範囲で混成作用を蒙り、また伊奈川花崗岩に由来するペグマタイト脈・アプライト脈・石英脈などに貫ぬかれることがある。本岩は後述する細粒黒雲母花崗岩を密接に伴なうことが多く、輝緑岩質岩石から黒雲母花崗岩に至る花崗岩化作用の中間の産物であると考えられる。

細粒、緻密、暗緑色~暗灰色を呈し、まったく片状構造をもたない。ときに斑晶状の斜長石が散点する。岩質の上から (1) 黒雲母角閃石斜長石岩、(2) 角閃石黒雲母石英斜長石岩、(3) 黒雲母石英斜長石岩、などの種類を区別することができる。本岩類のうち、単独で伊奈川花崗岩に捕獲されているものには (1), (2) の岩質を示すものが多く、また細粒黒雲母花崗岩を伴ったものには (2), (3) が多い。これら

のことから、(1) → (2) → (3) の順に花崗岩化作用が進んでいるものと考えられる。

{ 主成分鉱物：斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母・石英
 副成分鉱物：アルカリ長石・鉄鉱・チタン石・燐灰石・褐簾石・緑泥石・緑簾石
 長さ1 mm 以内の半自形、拍子木状の斜長石と他形、粒状の有色鉱物との組み合わせが輝緑岩組織を明瞭に保存しており、また部分的に寄木状の変成岩組織もつくられている。輝緑岩組織をつくる斜長石（曹灰長石～中性長石）は累帯構造が著しく、絹雲母化作用を烈しく受けた石灰質の中核部と、比較的新鮮なソーダ質の外殻部とが、急激に移り変わることが多い。これにはアルバイト式集片双晶とカルルスバッド式双晶の両者が発達している。これに対し寄木状組織をつくる斜長石は、比較的ソーダ質で累帯構造に乏しく、またカルルスバッド式双晶はまったく認められない。

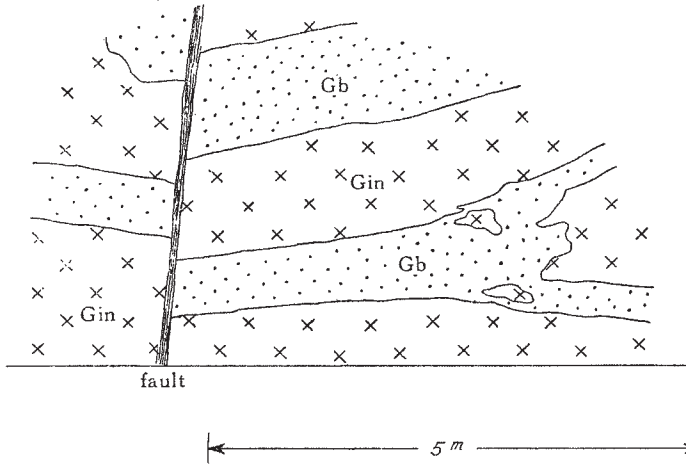
角閃石は褐色がかった緑色を呈し、陽起石質の繊維状角閃石に移化することがある。黒雲母は角閃石とともにクロットをつくったり、斜長石・石英などを包有したポイキロプラストをつくりやすい。その多色性は前述の(1) → (2) → (3) の順に X = 淡黄色 → 淡黄褐色, Y, Z = 赤褐色 → 濃褐色 ~ 暗褐色, の変化を示し、屈折率もそれにつれて著しく増加する [(1) $\gamma = 1.653 \pm$, (2) $\gamma = 1.660 \sim 1.663$, (3) $\gamma = 1.668 \sim 1.671$]。石英は他の鉱物の間隙を充填し、顕著な波動消光を示す。アルカリ長石は(3)に少量存在し、斜長石との間にミルメカイトをつくる(図版 I-1 参照)。

II. 2. 3 細粒黒雲母花崗岩

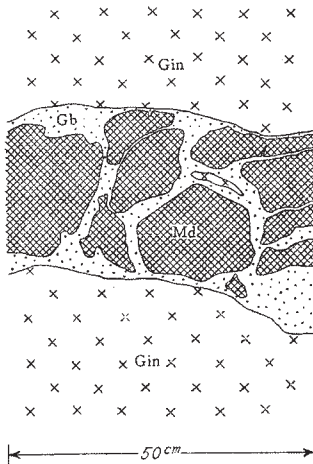
伊奈川花崗岩中には、幅数 m ~ 数 10 m の岩脈状ないし岩床状の細粒花崗岩の小岩体が、各処で無数に含まれている。灰白色～暗灰色を呈し、汚れた中核部をもつ卓状の斜長石と、ゴマ塩状に散点した黒雲母とが特徴的である。ときにアルカリ長石のポイキリティックな結晶が認められる。片状構造はまったく存在しない。本岩は当地域の南方門島発電所附近において、かつて小出博¹⁹⁾により門島花崗岩と命名された細粒黒雲母花崗岩と、岩質・産状ともに非常によく類似している。

伊奈川花崗岩との境界は常に明瞭であり、その附近でとくに著しい岩相の変化は認められない。たゞ接触部に沿って、本岩のなかに斑晶状のアルカリ長石が散点したり、伊奈川花崗岩それ自身のパッチが生じていることが多い。伊奈川花崗岩が片状構造をもつ場合には、それが本岩の岩体の伸びの方向に平行であるのが普通である。また岩床状の細粒花崗岩の岩体を、その伸びの方向に追ってゆくと、その末端部で不規則な形になることがまれではない(第2図)。

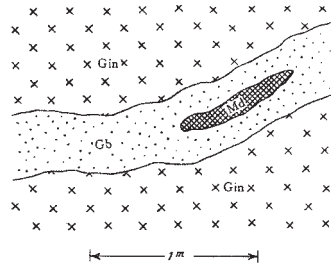
本岩は以上のように単独の小岩体として、伊奈川花崗岩中に含まれている場合もあ



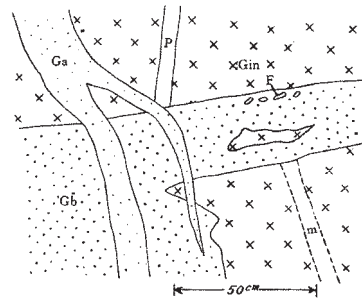
第2図 飯田市上飯田西俣沢上流大西ノ流北方1,300mの右岸の垂直な露頭スケッチ
 Gin: 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (伊奈川花崗岩)
 Gb: 細粒黒雲母花崗岩



第3図 与田切川支流オンボロ沢上流にみられる露頭のスケッチ (赤穂図幅地内) Md: 変輝緑岩



第4図 飯田市上飯田市ノ瀬橋北方道路沿いの露頭スケッチ



第5図 飯田市虚空蔵山北方河床の露頭スケッチ
 Ga: アブライト質花崗岩
 F: 斑状のアルカリ長石
 P: ペグマタイト脈
 m: 優黒色脈状部

るが、むしろ、前述の変輝緑岩類と非常に密接な関係を示しているのが普通である。その関係は、①変輝緑岩類の岩体が伊奈川花崗岩に接する縁辺部だけに本岩が生じている場合、②変輝緑岩類の縁辺部だけでなく、その岩体の内部にも網目状ないしパッチ状に本岩が生じている場合（第3図）、③変輝緑岩質の部分がさらに減少し、それが本岩の内部に局部的にレンズ状ないし楕円体状の形で残存するに止まる場合（第4図）、などのようなさまざまな様子を示している。このような産状に鏡下の事実をあわせて判断すると、本岩は輝緑岩質岩石の花崗岩化作用の産物であり、その作用が①→②→③の順に進み、ついに変輝緑岩質の部分をまったく残さない、細粒黒雲母花崗岩だけの岩体を生じたものと思われる。この花崗岩化作用には、おそらく伊奈川花崗岩が主要な役割を果たしたのであろう。しかしある場合には、本岩が明らかに伊奈川花崗岩のなかに貫入してできたような外観を呈することもある（第5図）。一方、かゝる産状を地域的にみると、北部ほど本岩のなかに残存する変輝緑岩質の部分の割合が多くなる傾向があり、北隣の赤穂図幅地内では、①と②のような産状が一般的になる。

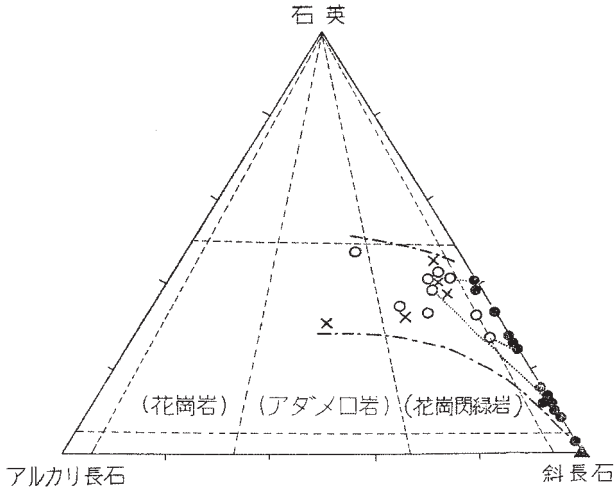
{ 主成分鉱物：斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母
 { 副成分鉱物：緑色普通角閃石・褐簾石・ジルコン・チタン石・燐灰石・緑泥石・鉄
 鋳

第6図に示された鉱物容量比によれば、大部分花崗閃緑岩に属するが、鏡下では明らかに輝緑岩組織が保存されている（図版I-2参照）。

斜長石（中性長石～灰曹長石）は長さ0.5～2 mm、半自形拍子木状ないし卓状を呈し、石灰質の中核部（それ自身拍子木状）と、ソーダ質の外套部（強い累帯構造をもつ）とが明瞭に境される。アルカリ長石に接すると外套部が融蝕されて、蚯蚓状の石英を含むミルメカイトを生じる。このような斜長石には、アルパイト式双晶とカルスバッド式双晶との両者が発達している。これらの性質は、前述の変輝緑岩類中の斜長石の特徴をよく残している。このほかに累帯構造の弱い2 mm以上の卓状の斜長石が存在することがあり、石英や黒雲母の微細な結晶を沢山包有し、アルパイト式集片双晶を主としている。

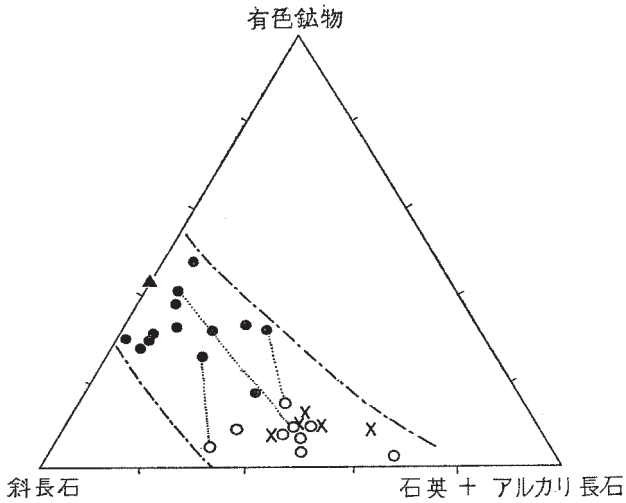
石英は主として斜長石の間隙を充填し、波動消光が著しい。アルカリ長石は最大1 cmに達するが、斜長石・石英・黒雲母などに対して、常に間隙充填の関係にあり、それらをポイキリティックに包有する。十字ニコルの下でモヤモヤした消光を示すが、格子構造は認められない。

黒雲母は0.5 mm内外で様々に散在するが、ときに1～2 mmの板状結晶の発達することがある。多色性は、X＝淡黄褐色、Y、Z＝暗褐色であり、変輝緑岩類中のそれよりも濃色で赤みに乏しく、また屈折率も増大している（ $\gamma = 1.669 \sim 1.677$ ）。まれに角閃石が存在するが、常に他形、不規則であって、変質が烈しく、黒雲母や斜長石



第6図 変輝緑岩類・細粒黒雲母花崗岩・市田花崗岩などの鉍物容量比 (1)

- ▲: 伊奈川花崗岩中のレンズ状塩基性包有物
- : 変輝緑岩類 ○: 細粒黒雲母花崗岩
- ×: 市田花崗岩
- ⋯: 同一岩体内において共存する変輝緑岩類と細粒黒雲母花崗岩との関係



第7図 変輝緑岩類・細粒黒雲母花崗岩・市田花崗岩などの鉍物容量比 (2)

などに随伴する。

本岩は飯田松川の上流において、伊奈川花崗岩との接触部に近い市田花崗岩のなかにも、長径 1 km 内外のやゝ細長い岩体として数カ所に存在する。これは市田花崗岩（この部分では中粒、優白色の黒雲母花崗岩）に移化する場合が多いが、ときには明瞭な境界をもち、その附近で市田花崗岩類似の細脈によって貫ぬかれる。漸移関係を示す場合には、ゴマ塩状の細粒黒雲母花崗岩のなかに、2～3 mm の斑晶状黒雲母が散点し始め、次第にゴマ塩状の黒雲母が減少して、遂に中粒、優白色の岩相に移化するのである。

II. 2. 4 市田花崗岩^{註4)}

飯田市の北方で始まり、北へ続いて赤穂図幅地内の中田切川流域で終る岩体である。東側は天竜礫層によって覆われるが、西側は伊奈川花崗岩（北方では片麻岩類）に接し、全体としてほゞ NNE-SSW 方向に伸び、露出する部分だけでも幅 6 km、長さ 22 km に達する。

岩体のすべてを通じて塊状の黒雲母花崗閃緑岩であり、部分的に細粒や中粒（まれに粗粒）のちがいがあつたことを除けば、わりあい均質である。また本岩の内部には片状構造・塩基性包有物・アプライト・ペグマタイトなどが非常にまれであることが特徴である。市田花崗岩のなかで中粒の部分は、C 軸方向に厚く成長した径 2～3 mm の黒雲母（角閃石と見誤りやすい）を特徴とし、細粒の部分には、ゴマ塩状に散点した黒雲母にまじつて、このような斑晶状の黒雲母が散在する。市田花崗岩の細粒の部分と、前述の細粒黒雲母花崗岩とを岩質的に区別することは、野外でも鏡下でもほとんど不可能に近く、成因的にも密接な関係のあることが予想される。

本岩は片桐松川の上流で片状ホルンフェルスの大きな岩体を貫ぬいている。これに接して、黒雲母が比較的濃集した部分と、そうでない部分とによる微弱な縞状構造（流理構造？）が、接触面に平行にできており、またこの附近では花崗岩やホルンフェルスを貫ぬくアプライト脈やペグマタイト脈が非常に多い。

伊奈川花崗岩との境界は常に明瞭であつて出入りが少なく、互に漸移することがな

註4) 浜島功・中山元（東京文理大進論，1948）により命名された。

いが、両者の新旧関係はよくわからない。念丈岳南方の兎沢では、本岩と伊奈川花崗岩との境界に沿って、それと平行（N20° E ほとんど直立）に黒雲母が縞状に集合した一種の片状構造が本岩のなかに生じている。しかしこれが流理構造を示すものかどうかは不明である。

{ 主成分鉱物：斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母
 { 副成分鉱物：緑色普通角閃石・褐簾石・ジルコン・燐灰石・チタン石・絹雲母・緑泥石・鉄鉱

第6図および第7図に示したように、鉱物容量比において、前述の細粒黒雲母花崗岩とほぼ同じ領域に含まれる。また鏡下で輝緑岩組織もよく保存されている（図版I-3参照）。

斜長石（中性長石～灰曹長石）は長さ0.5～1 mm、拍子木状で、累帯構造の著しいものと、長さ2～5 mm、半自形卓状で、累帯構造の弱いものがある。中粒～粗粒の市田花崗岩は、主として後者の型の斜長石から構成される。いずれもアルカリ長石（格子構造あり、微斜長石）によってポイキリティックに包有され、外縁部がミルメカイト化している。石英は烈しい波動消光を示し、それ自身で互に縫合組織をつくることが多い。

黒雲母は1～3 mmでC軸方向に厚く、その多色性は、X＝淡黄褐色、Y、Z＝やや赤味を帯びた暗褐色、屈折率は細粒黒雲母花崗岩のそれよりもやや低い（ $\gamma = 1.666 \sim 1.671$ ）。角閃石は本岩が伊奈川花崗岩やホルンフェルスに近接する附近にのみまれに少量存在し、不規則形をなし、変質が著しい。褐簾石は本岩の全体にわたって、少量ではあるが普遍的に存在し、ときには長さ1～2 mmの自形柱状結晶をなすことがある。

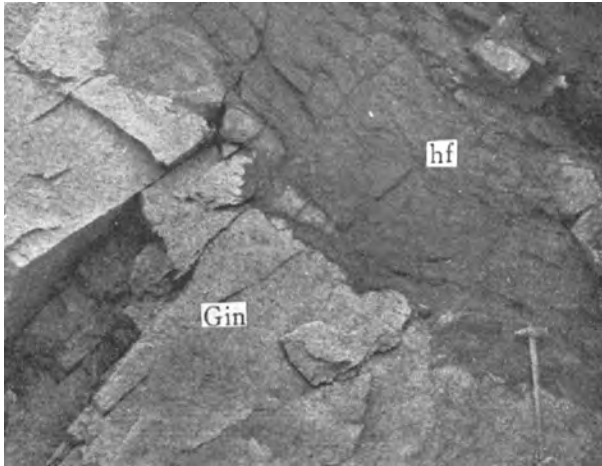
II. 2. 5 伊奈川花崗岩^{註5)}

本岩は北接する赤穂図幅地内の伊奈川流域に始まり、当図幅の竜西山地のなかばを占め、さらに西方および南方^{註6)}に連続して分布する。

灰白色、粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、1～2 cmのアルカリ長石が散点して、顕著な斑状構造を示すことが多い。有色鉱物やレンズ状塩基性包有物（径数10cm）の配列によって片状構造がつくられているが、一般にあまり著しくはな

註5) 柴田秀賢³²⁾の命名した伊奈川型花崗岩にほぼ相当する。

註6) 飯田市南方の名勝天竜峡附近にも、これと類似の花崗岩があり、小出博¹⁹⁾により天竜峡花崗岩と命名されているが、本岩との直接の関係は不明である。



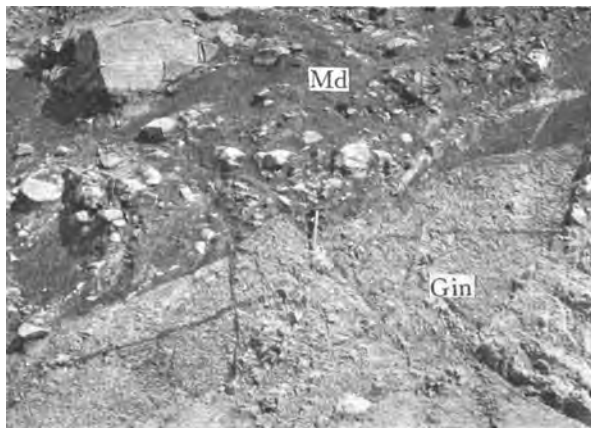
図版3 伊奈川花崗岩 (Gin) と片状ホルンフェルス (hf) の接触部
(飯田松川上流箒沢)

い註7)。その方向は場所によって、かなりまちまちであるが、大体の傾向として南半部で E-W、北半部で NE-SW の走向が優勢であり、直立ないし南北へ急傾斜する。その結果、全体として市田花崗岩をとり囲むような構造を示している。市田花崗岩との関係は不明である。一方本岩の内部には、片状ホルンフェルス・変輝緑岩類・細粒黒雲母花崗岩などの小岩体が無数に含まれており、本岩によって種々の混成作用ないし花崗岩化作用を蒙っている（各項目および図版3～5参照）。

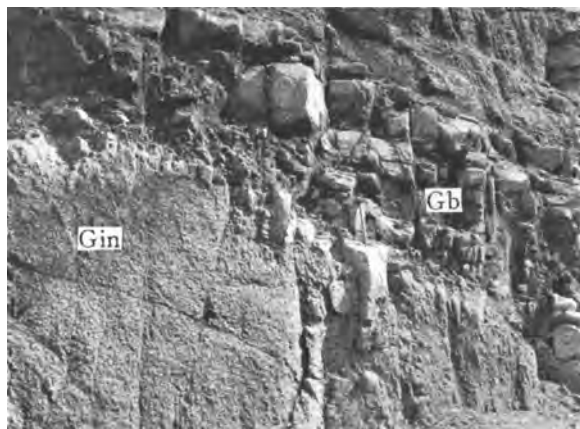
角閃石の量には多少の増減があり、このため本岩は一部で黒雲母花崗岩に移化する。またこのほかに、角閃石黒雲母石英閃緑岩・アプライト質黒雲母花崗岩・片状黒雲母石英閃緑岩などの多くの岩相を含み、これらは多くの場合本岩の主体に移化している。

本岩に伴うアプライトは、幅数 cm の細脈から数 m の岩脈に至るまで非常に豊富であるが、大きな岩脈をなすものは、前述の細粒黒雲母花崗岩と岩質・組織などの点で区別できないことが多い。またペグマタイトは大部分細脈としてのみ存在する。

註7) 本岩のかゝる性質は、斑状構造よりも片状構造を特徴とする天竜峡花崗岩と、かなり異なっている。



図版 4 伊奈川花崗岩 (Gin) 中に捕獲された岩床状の変輝緑岩類 (Md)
(飯田松川上流帯沢)



図版 5 伊奈川花崗岩 (Gin) 中に捕獲された岩床状の細粒黒雲母花崗
岩 (Gb) (飯田松川上流帯沢)

角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母・緑色普通角閃石
副成分鉱物：ジルコン・褐簾石・チタン石・燐灰石・鉄鉱

標式的な花崗岩組織を示す。斜長石（中性長石）は長さ1～5 mmの半自形卓状であり、出入の多い輪郭をもち、累帯構造に乏しいが、まれに烈しく絹雲母化された中核部をもつことがある。アルバイト式集片双晶とカルルスパッド式双晶の両者が発達し、また双晶面の屈曲することが多い。斜長石はまたアルカリ長石に融蝕されて、ソーダ質の反応縁をつくり、往々そのなかに蚯蚓状の石英をもつミルメカイトを形成する。肉眼で斑晶状にみえるアルカリ長石は、鏡下では他のすべての鉱物の間隙を充填し、それらをポイキリティックに包有している。ペルト石構造を示し、また十字ニコルの下でモヤモヤした消光をするが、格子構造は明瞭でない。石英も同じく間隙充填鉱物であり、波動消光が著しい。

黒雲母は長さ1～4 mm、常にクロットまたはシュリーレン状をなし、その多色性は、X = 淡褐色、Y、Z = やゝ赤味を帯びた暗褐色、 $X < Y = Z$ であり、屈折率は細粒黒雲母花崗岩中のものにほぼ等しい ($\gamma = 1.670 \sim 1.677$)。角閃石は1～2 mm、他形粒状で、黒雲母・チタン石などと合してクロットをつくり易く、その多色性は、X = 淡黄褐色、Y = 濃緑色、Z = 濃青緑色、 $X < Y \approx Z$ である。

角閃石黒雲母石英閃緑岩

この岩相は飯田市北方の市の瀬附近および虚空蔵山附近に発達する。中粒やゝ優黒色で、片状構造および斑状構造をまったく示さない。伊奈川花崗岩の主体である角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは漸移することが多く、その塩基性の岩相を示すものであろう。市の瀬橋の附近では変輝緑岩の小岩体を捕獲し、それに接して柱状の角閃石を多量に生じている。

主成分鉱物：緑色普通角閃石・黒雲母・斜長石・石英
副成分鉱物：普通輝石・アルカリ長石・褐簾石・ジルコン・燐灰石・チタン石

花崗岩組織を示す。斜長石（中性長石）は長さ0.5～5 mmの半自形卓状ないし粒状であり、累帯構造に乏しく、アルバイト式およびカルルスパッド式による双晶面が著しく屈曲することが多い。角閃石（長さ1～3 mm）は他形粒状のものと、柱状でポイキリティックなものがあり、またときには中心部が褐緑色、外套部が青緑色という累帯構造を示す。黒雲母（1～3 mm）は鱗片状の集合をつくり、劈開面の屈曲が著しく、その多色性は、X = 淡黄色、Y、Z = 赤褐色である。屈折率は $\gamma = 1.659 \sim 1.675$ である。少量の普通輝石（1 mm内外）がやゝ淡緑色の角閃石中の包有物として存在し、かなり変質をうけている。

アブライト質黒雲母花崗岩

伊奈川花崗岩が片状ホルンフェルスに接するところでは、常に角閃石を失い、アル

カリ長石に乏しい細粒～中粒のアプライト質黒雲母花崗岩に移化し、その末端は細脈としてホルンフェルス中に進入する。この部分の黒雲母の多色性はX＝淡黄色、Y、Z＝赤褐色であり、屈折率も低く（ $\gamma = 1.661 \pm$ ）、伊奈川花崗岩の主体よりも、ホルンフェルス中の黒雲母の光学的性質に類似している。

また飯田市の北方で伊奈川花崗岩が市田花崗岩に近接する附近には、これと類似の細粒黒雲母花崗岩相が比較的広く発達する。板状ないし鱗片状の黒雲母を特徴とし（ $\gamma = 1.669 \pm$ ）、レリクト状のホルンフェルスおよび塩基性包有物を多く伴ない、甚だ不均質な岩相である。

片状黒雲母石英閃緑岩

当地域最北端の与田切川流域に500 m内外の幅で分布し、伊奈川花崗岩と市田花崗岩の境界部に近く位置を占める。本岩は中粒、暗灰色で、多量の黒雲母が鱗片状に平行配列し、著しい片状構造を示す。本岩と伊奈川花崗岩との直接の関係は不明である。本岩のなかには片状ホルンフェルスの小岩体が挟まれているが、このホルンフェルスはわりあい縞状構造が発達しており、当図幅地内のものよりもむしろ赤隈図幅地内の片麻岩類の方によく似ている。

斜長石・石英・黒雲母を主とし、少量のアルカリ長石が加わる。黒雲母の多色性は、X＝淡クリーム黄色、Y、Z＝赤褐色であり、屈折率も低く（ $\gamma = 1.650 \sim 1.656$ ）、片状ホルンフェルス中の黒雲母の性質に近い。斜長石と石英とは明瞭な寄木状組織をつくり、また前者の双晶面の屈曲、後者の波動消光などが著しい。

伊奈川花崗岩中の塩基性包有物

径30 cm以下のレンズ状をなして配列し、伊奈川花崗岩の片状構造の一要素をなす。(1)斜長石・黒雲母・緑色角閃石・普通輝石からなるもの、(2)斜長石・黒雲母・緑色角閃石・石英からなるもの、などが区別される。本岩中の斜長石には、半自形拍子木状（1～5 mm）で累帯構造が烈しく、アルパイト式およびカルルスバッド式双晶を示すもの（残晶）と、寄木状組織（0.5 mm内外）をつくって、累帯構造およびカルルスバッド式双晶を示さないもの（変晶）とが共存し、前述の変輝緑岩類と非常によく似た組織をつくっている。

II. 3 天竜川東岸地域の嶺家変成岩類および花崗岩類

II. 3. 1 片状ホルンフェルス～片麻岩

竜東の北端部（南向村北部）に比較的広く分布する堇青石片麻岩を除けば、他の変成岩類はいずれもレリクト岩様ないし捕獲岩様の小岩体として、片麻状花崗岩類および生田花崗岩中に挟有ないしは捕獲されている。本岩類の片理は、南端部を除いてはE-W～NE-SWの走向をもち、常に周囲の花崗岩類の示す片状構造とよく調和している。

本岩類の大部分は粘板岩および砂岩に由来する（堇青石）^{註8)} 両雲母ホルンフェルスや（堇青石）黒雲母ホルンフェルスであるが、南東部の片麻状花崗岩（I）中には、珪線石をもつ高変成度の片状ホルンフェルスも存在する。またこのほかに、透輝石ホルンフェルスや尖晶石を含む珪長質ホルンフェルスなどがみいだされている。

南向村北部の堇青石片麻岩^{註9)}

片麻状花崗岩（I）の北側に広く分布し、北方の赤穂図幅地内につゞく。赤穂図幅地内では、本岩は北へ向かって片状ホルンフェルス・ホルンフェルスと、次第に変成度が低くなる。本岩は1 mm内外の鱗片状の黒雲母と、1～3 mmの粒状の堇青石とを多量に含む青紫色の粗粒ホルンフェルス様岩石である。またアルカリ長石の斑状変晶が散点したり、石英がレンズ状の集合物をつくることも特徴である。片状構造は一般に顕著であり、露頭面で微弱ながら片理面のうねりが認められることがあるが、ときにはほとんど塊状である。黒白の縞状構造はあまり明瞭でない。

本岩と南向村南部の片麻状花崗岩（I）とは、互によく調和した構造をもち、成因的にも密接な関係のあることが予想される。一方本岩中には、日曾利花崗岩や生田花崗岩類似の小岩体が処々で貫入しているが、それらによる影響は局部的なものと思われる。

大部分粘板岩起源であり、鉱物組み合わせから、(1) 堇青石両雲母片麻岩、(2) 堇

註8) () を附したものは、主成分鉱物として多量に含まれる場合と、まったく含まれない場合とがあることを示す。以下同様。

註9) 本岩は、当図幅地域においては便宜上片状ホルンフェルス～片麻岩 (hf) として塗色されているが、赤穂図幅地域において縞状片麻岩帯 (G) とされているものうち、竜東の南向村地内に分布する岩石と同質である。また本岩は浜島・中山（前出）により Non-banded gneiss、石井清彦その他³⁸⁾ (1955) により、細粒両雲母混成岩と呼ばれたものにほゞ相当する。

青石黒雲母片麻岩の2種が区別される（図版 I-4 参照）。

主成分鉱物：石英・堇青石・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・（白雲母）
副成分鉱物：鉄鉱・電気石・ジルコン・絹雲母

径 0.5 mm 内外の石英と長石とが寄木状組織をつくり、黒雲母が片理面に沿って配列する。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色ないしほとんど無色、Y, Z = 赤褐色である。屈折率は $\gamma = 1.647 \sim 1.653$ である。堇青石は最大 3 mm、粒状ないし楕円体状であり、周囲を黒雲母に囲まれる。堇青石はまた黒雲母・石英・鉄鉱などの微細な包有物に富み、それらも片理面に平行に並ぶことが多い^{註10)}。ピナイト化の程度は部分によりさまざまである。石英は斜長石（灰曹長石）よりも多量にあり、ときには数 mm の間隙充填鉱物となる。またアルカリ長石も 3 mm 内外の斑状変晶を形成することがある。

片麻状花崗岩類中の小岩体

片麻状花崗岩類中には、幅数 m ～数 10 m の片状ホルンフェルス～片麻岩の小岩体が、周囲の花崗岩の構造と整合的に数多く挟有されている。とくに片麻状花崗岩（I）中のものは烈しい混成作用を蒙り、しばしば柘榴石を含んだ不均質なアプライト質黒雲母花崗岩の岩相をへて、片麻状花崗岩（I）に移化することがある。これらのホルンフェルス類は主として粘板岩起源であり、強い片理性をもち、ときには細かい縞状構造を呈して縞状片麻岩の外観を示すことがある。鉱物組み合わせから、(1) 珪線石堇青石両雲母ホルンフェルス、(2) 堇青石両雲母ホルンフェルスなどが区別される（図版 II-1 参照）。

主成分鉱物：石英・斜長石・アルカリ長石・黒雲母・白雲母・堇青石・（珪線石）
副成分鉱物：鉄鉱・電気石・ジルコン・燐灰石

径 0.5 mm 内外の石英と長石（ミルメカイトを伴う）が寄木状組織をつくり、鱗片状の雲母と繊維状の珪線石（fibrolite）が片理面に沿って配列する。堇青石は径 0.5 mm 内外、粒状、他形で岩石中に散在し、珪線石・石英・黒雲母・鉄鉱などの微細な包有物に富む。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = 赤褐色、その屈折率は $\gamma = 1.645 \sim 1.650$ である。

生田花崗岩中の小岩体

生田花崗岩の岩体の南半部に多く、普通幅 10 m 内外の小岩体である。これらホルンフェルス類の片理は、堀越一障子山の付近では、周囲の花崗岩類と同じく E-W ～ NE-SW の走向を示すが、南端部の野田平付近では、処により非常にまちまちな走向を示すようになる。生田花崗岩との境界は普通明瞭であって、漸移することがな

註 10) かゝる産状は複変成作用によって生じた堇青石に特徴的である。

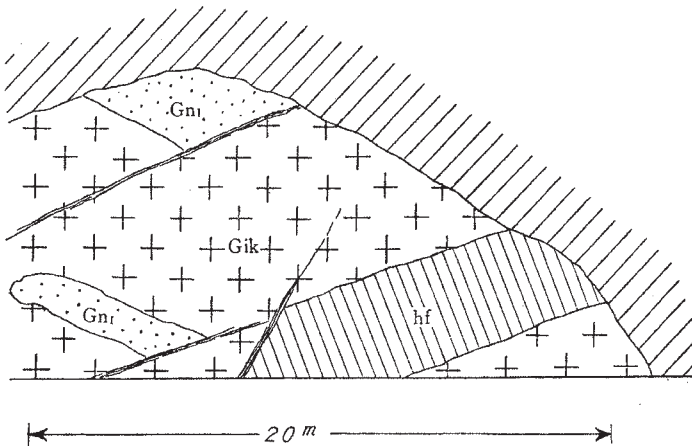
い。また生田花崗岩に由来するアプライト質細脈の進入を受けることが多い。しかし片麻状花崗岩（I）に近接する附近の生田花崗岩中のホルンフェルス類は、普通烈しい混成作用をうけている。

粘板岩に由来するホルンフェルスは、青紫色～暗紫色で、片理は弱く、ときにはほとんど塊状である。片理に平行に石英を主とする青灰色のレンズを生じることもある。(1) 堇青石黒雲母ホルンフェルス・(2) 堇青石両雲母ホルンフェルス・(3) 黒雲母ホルンフェルスなどが区別される。(1) と (2) は南向村北部の堇青石片麻岩にやゝ似ているが、それよりもずっと細粒である。

主成分鉱物：石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・（堇青石）・（白雲母）

副成分鉱物：鉄鉱・ジルコン・燐灰石・絹雲母・緑泥石

径 0.2 mm 内外の石英および長石が寄木状組織をつくり、黒雲母が片理面に沿って配列する。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y、Z = 赤褐色、屈折率は $\gamma = 1.645 \sim 1.654$ である。堇青石は径 0.5 mm 以内の粒状をなし、黒雲母・鉄鉱・石英などの微細な包有物に富み、また多少とも変質して絹雲母・緑泥石・鉄鉱などの集合物を生じている。珪質のレンズをつくる石英はやゝ粗粒で、互に縫合組織をつくり、そのなかに微細な黒雲母や液体包有物が、岩石全体の片理と平行に配列している。

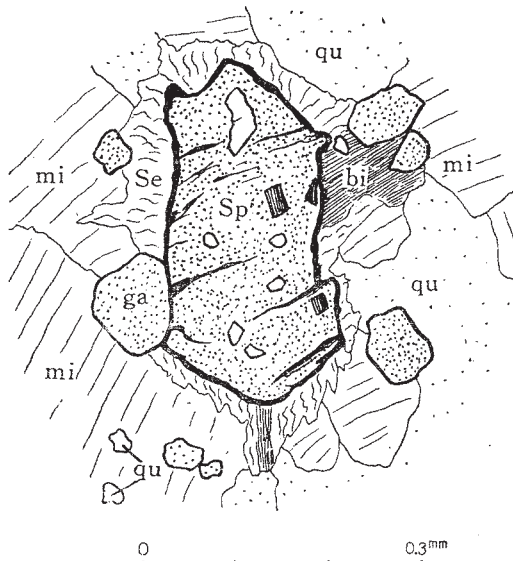


第 8 図 豊丘村北山北西方 500 m の道路沿いの垂直な露頭スケッチ

Gik：粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（生田花崗岩）

Gn₁：細粒黒雲母花崗岩（やゝ片麻状）

hf：尖晶石含有珪質ホルンフェルス

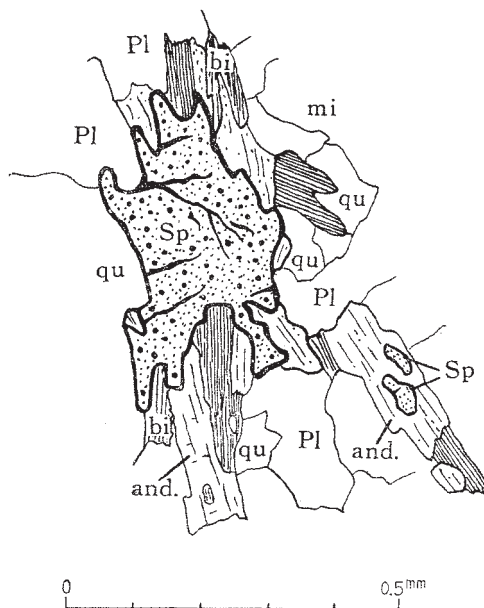


第9図 尖晶石含有珪長質ホルンフェルス（尖晶石が絹雲母の反応縁にとりまかれている例）

qu:石英 mi:微斜長石 ga:柘榴石
Sp:尖晶石 bi:黒雲母 Se:絹雲母

砂岩に由来するホルンフェルスは、豊丘村高鳥谷山および生田村柄山東方などにあり、いずれも細粒片麻状花崗岩や細粒斑状花崗岩（いずれも片麻状花崗岩（I）の一種）などを密接に伴ない、それらと一体になったものが生田花崗岩中に捕獲されている。本岩はやゝ粗粒、優白色で、黒雲母が縞状にならび、一見迸入片麻岩様の外観を呈する。（1）柘榴石黒雲母ホルンフェルス・（2）黒雲母ホルンフェルスなどの岩質が区別される。

尖晶石含有珪長質ホルンフェルス（豊丘村北山北西方約 500 m、林道に沿った露頭）
生田花崗岩に捕獲された厚さ約 3 m の小岩体である（第 8 図）。この附近の生田花崗岩には、細粒片麻状黒雲母花崗岩（片麻状花崗岩（I）の一種）や片状黒雲母ホル



第10図 尖晶石含有珪長質ホルンフェルス（尖晶石が紅柱石と黒雲母とにおきかえられている例）

Pl:斜長石 and:紅柱石

ンフェルスなどの小岩体が多数捕獲されている。本岩は淡紅色柘榴石の配列による片状構造を呈し、一般に著しく珪長質であるが、この岩体の一部には鉄鉱の非常に濃集した部分がある。

石英・微斜長石および斜長石（灰曹長石）が、径0.5 mm内外の粒状ないし間隙充填状組織を形成し、これに柘榴石・尖晶石・紅柱石・珪線石・ピナイト（堇青石仮像?）・黒雲母・鉄鉱などが加わるが、これらの量比は部分により著しく異なる。尖晶石は濃緑色（鉄スピネル?）で、微細な黒雲母・絹雲母・塵状物質などを無数に包有する。直接石英や長石に接するものもあるが、多くは第9図のように繊維状の絹雲母の反応縁にふちどられるか、あるいは第10図のように紅柱石や黒雲母などの集合体に囲まれている。

透輝石ホルンフェルス（南向村飯沼橋東方）

本岩は粘板岩源および砂岩源の片状ホルンフェルスを伴った厚さ1m弱の岩体を

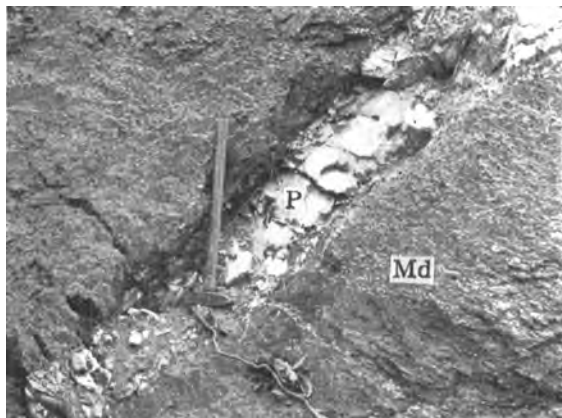


図版6 生田村柄山にみられる生田花崗岩中の
塩基性包有物の配列

なし、それら全体が、片麻状花崗岩（I）を貫ぬく生田花崗岩類似の中粒黒雲母花崗岩中に捕獲されている。細粒，緻密，塊状で，透輝石のために淡い緑色を呈し，また著しく珪質である。少量の黒雲母も散点する。鏡下では，径0.2 mm内外の粒状の石英・斜長石（曹灰長石）・透輝石が寄木状組織をつくり，またチタン石が透輝石に伴なって存在する。その成分・組織などから考えて，おそらく石灰質チャートに由来するものと思われる。

II. 3. 2 変輝緑岩類

生田花崗岩中には大小のレンズ状ないしブロック状の塩基性包有物が普遍的に多い（図版6）。とくに生田村では，これらが数10～数100 mの岩体をなしてNE-SW（西部ではE-W）方向に群状に配列し，しかも東方に向かうほどより多量に含まれる傾向がある。これら小岩体は暗緑色，塊状の細粒閃緑岩質の変輝緑岩を主体とする



図版7 生田村柄山にみられる変輝緑岩を交代して生じたペグマタイト脈

が、生田花崗岩に近接して片状を呈し、斜長石や角閃石の斑状変晶が顕著となり、最後に片状の生田花崗岩に移化する。また生田村東部では、中間型としての中粒、暗灰色、片状の石英閃緑岩質岩相が発達し、往々細粒閃緑岩質の部分と縞状構造をつくることがある。以上のような産状は、竜西の変輝緑岩類が著しい花崗岩化作用を受けた結果、塊状の細粒黒雲母花崗岩を生じているのと比較して、非常に対照的である。

本岩中には幅数 10 cm のペグマタイト脈および石英脈が普遍的に多い。かゝるペグマタイト脈の内部には、周囲と同様な変輝緑岩質の部分が残存していることがあり、前者が後者をおきかえて生じたことを示している（図版7）。

細粒閃緑岩質変輝緑岩

主成分鉱物：斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：石英・鉄鉱・チタン石・褐簾石・ジルコン・燐灰石・絹雲母

半自形、拍子木状の斜長石と他形、粒状の角閃石との組み合わせが、輝緑岩組織をよく保存している。斜長石（長さ2 mm 以内、ソーダ質曹長石～中性長石）は、累帯構造はあまり著しくはないが、往々絹雲母化された石灰質の中核部をもち、またアルバイト式双晶とカルルスバッド式双晶の両者を示す。斑状変晶をなす斜長石は、角閃石・黒雲母などの微細な包有物に富んでいる。また斑状変晶をなす角閃石は不規則な外形をもち、斜長石などをポイキリティックに包有する。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y、Z = 赤褐色であるが、本岩が生田花崗岩による混成作用を受けるにつれて、Y、Z = やゝ赤味を帯びた暗褐色となり、屈折率も著しく増大する（ $\gamma = 1.646 \sim 1.664$ ）。

中粒片状石英閃緑岩

{主成分鉱物：斜長石・石英・黒雲母・緑色普通角閃石
 副成分鉱物：アルカリ長石・チタン石・褐簾石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱・絹雲母
 輝緑岩組織が消失し、半自形、卓状の斜長石（長さ 5 mm 以内、ソーダ質中性長石）や間隙充填の石英などの、組み合わせによる花崗岩組織が目立ってくる。角閃石もほぼ柱状であるが、斜長石と同様石英によって著しく融蝕されることがある。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y、Z = やゝ赤味を帯びた濃褐色、屈折率は $\gamma = 1.656 \sim 1.663$ である。

片麻状花崗岩（I）は比較的塩基性包有物に乏しいが、南向村飯沼および桑原附近には種々の塩基性小岩体があり、著しい混成作用を蒙っている。これらは、生田花崗岩中のもと同じく、明らかに輝緑岩類に由来したと思われる細粒閃緑岩や片状石英閃緑岩などである。

片麻状花崗岩（II）中には、豊丘村壬生沢および佐原に、それぞれ径 200～300 m に達する塩基性岩体が捕獲されている。前者は細粒、塊状の、後者は中粒やゝ片状の黒雲母角閃石閃緑岩であって、いずれも輝緑岩組織を残している。後者中には最大 5 mm に達する斜長石の斑状変晶が散点し、角閃石・黒雲母などの微細な包有物に富んでいる。

II. 3. 3 斑 斨 岩 類

豊丘村春日社の岩体

片麻状花崗岩（II）中の径 300 m 内外の岩体である。主体は粗粒暗緑色の斑斨岩であり、2～3 cm のポイキリティックな角閃石が肉眼で多量に認められる。しかし本岩中には部分的に中粒閃緑岩質の岩相も含まれている。また正長石や石英の巨晶をもつペグマタイトによって数カ所で貫ぬかれている。

{主成分鉱物：普通角閃石・カミング角閃石・斜長石・黒雲母
 副成分鉱物：鉄鉱

普通角閃石はその量もっとも多く、褐色のものやゝ青味を帯びた緑色のものがあり、いずれも斜長石・カミング角閃石・黒雲母などをポイキリティックに包有する。褐色の部分にはとくに鉄鉱が濃集する傾向がある。カミング角閃石は普通角閃石に包有されてこれに移化するか、あるいは独立した繊維状の集合物として存在する。斜長石（曹灰長石）は普通角閃石中に粒状に包有されるものと、それ自身で寄木状の集合物をつくるものがあるが、いずれも累帯構造を欠き、アルバイト式・カルルス

バッド式・ペリクリン式などの双晶を示す。黒雲母の多色性は、X = 淡いクリーム色、Y、Z = 淡いオレンジ色である。

南向村銭不動の岩体

片麻状花崗岩（Ⅰ）と生田花崗岩の境界部（N70° Eの境界をもつ）に位置し、東西 200 m、南北 500 m の細長い岩体として、あたかもこの境界を切るような形で存在する。花崗岩類との直接の関係は不明である。粗粒、暗緑色で、豊丘村のものと同じくポイキリティックな角閃石が肉眼で顕著であるが、橄欖石・輝石・尖晶石などを含み、コートランド岩の性質をもっている。

主成分鉱物：普通角閃石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・斜長石
副成分鉱物：鉄鉱・尖晶石・陽起石・蛇紋石

普通角閃石には褐色種と緑色種とあり、他の主成分鉱物のすべてをポイキリティックに包有する。有色鉱物の間には、橄欖石→紫蘇輝石→普通角閃石および普通輝石→角閃石の反応系列がよく観察される。斜長石（曹灰長石）はこれらすべての間隙を充填し、とくに橄欖石との間には、淡緑色の角閃石からなる顕著なケリファイト縁をつくる。尖晶石はかゝる淡緑色の角閃石に伴なって少量存在する。紫蘇輝石には結晶の一部に劈開面と斜交する細かい線状構造（一種の閃光現象）が発達し、これに沿って鉄鉱が析出している。

II. 3. 4 片麻状花崗岩類

片状ホルンフェルスや片麻岩の無数の小岩体を各所で挟有し、それと調和的な著しい片麻状構造をもっている竜東の花崗岩類を総括して、片麻状花崗岩類とよぶ。本岩類は、その中央部に生田花崗岩の貫入をうけ、現在その周囲に、北のブロック（南向村）、南東のブロック（豊丘村東部）および南西のブロック（豊丘村西部および喬木村）として互に隔てられた分布を示し、また生田花崗岩のなかにも大小の捕獲岩として残存している。本岩類には、いろいろな岩相が含まれるが、下記のように片麻状花崗岩（Ⅰ）および（Ⅱ）の2つに大別することができる。

片麻状花崗岩（Ⅰ）……………	{ 細粒～粗粒片麻状（角閃石）黒雲母花崗岩 アプライト質片麻状黒雲母花崗岩 斑状（角閃石）黒雲母花崗岩
片麻状花崗岩（Ⅱ）……………	

片麻状花崗岩（Ⅰ）は主として北および南東のブロックを構成し、さらに東方の大河原図幅地内につゞき、中央構造線に沿うミロナイト帯の内側（西側）に広く分布するもの^{註11)}である。本岩の主体をつくるものは細粒～粗粒片麻状（角閃石）黒雲母花崗岩であるが、局部的にアプライト質片麻状黒雲母花崗岩の岩相に移化することがある。後者は、また別に、片麻状花崗岩（Ⅱ）と生田花崗岩との境界に沿って、幅の狭いセプタ（隔壁）状の岩体を構成している。斑状（角閃石）黒雲母花崗岩は南東のブロックにのみ分布し、本岩の主体に移化している。

片麻状花崗岩（Ⅱ）は本図幅地内では、南西のブロックにのみ分布が限られ、さらに南方へ^{註12)}つゞく。本岩は片麻状花崗岩（Ⅰ）よりやや後れて形成されたものではないかと思われる。

本岩類にみられる片麻状構造は、一般にE-W～ENE-SWSの走向と急角度の傾斜を示し、また東部へゆくにつれてNE-SW傾向の走向が優勢になる。かかる構造は本岩類に伴う片状ホルンフェルス～片麻岩のもつ構造と全く一致している。また南東のブロックをつくる片麻状花崗岩（Ⅰ）の一部は、豊丘村障子山附近から西へ延び、生田花崗岩中の捕獲岩として、断続しながらも、菖蒲ヶ浦・駒沢を経て下耕地附近にまで追跡できるが、これもE-W傾向の構造が一般的である。しかし、南西のブロックをつくる片麻状花崗岩（Ⅱ）については、これらとは著しく異なった構造がみられる。すなわち、南方からつゞくNE-SW傾向¹³⁾の走向は、豊丘村日向山附近でNW-SEに変じ、片麻状花崗岩（Ⅱ）の北端部の笹久保附近ではE-Wとなる。したがってこの部分では、北東方に向かって弧を張った半ドーム構造の存在が予想される。なお前述のセプタ状のアプライト質片麻状黒雲母花崗岩も、この半ドーム構造に平行な片麻状構造を示している。

片麻状花崗岩（Ⅰ）

本岩は片麻状構造の強弱、斑状構造の有無、構成鉱物の粒度、有色鉱物の量などが処によって甚だしく異なるために、全般的に非常に不均質な岩相を示している。また本岩は各処で大小の片状ホルンフェルス～片麻岩の岩体を挟有し、とくに生田村柄山

註11) 領家団研グループによって“片麻岩源ミグマタイト”³⁷⁾とよばれている。

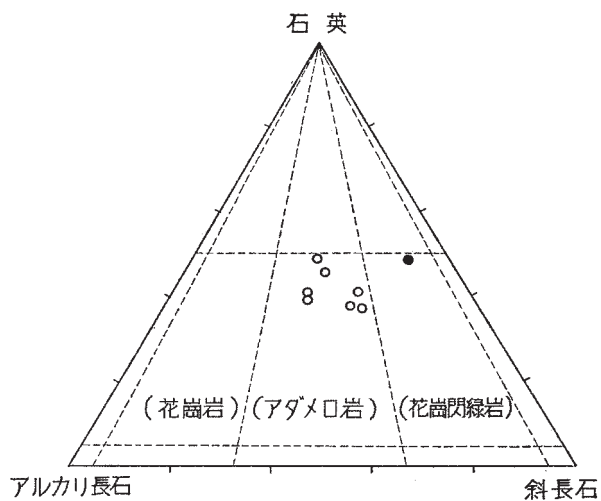
註12) 7万5千分の1地質図幅「恵那山」における片状閃雲花崗岩にほゞ相当する。本岩が天竜峡花崗岩につゞくものであるかどうかは明らかでない。



図版 8 片麻状黒雲母花崗岩に挟み込まれるリクト状の片状ホルンフェルス（生田村柄山東方）

南東方や南向村大草北方では、これら片状ホルンフェルス類の帯状またはレンズ状の小岩体と、数 10 m の幅で互層する（図版 8）。

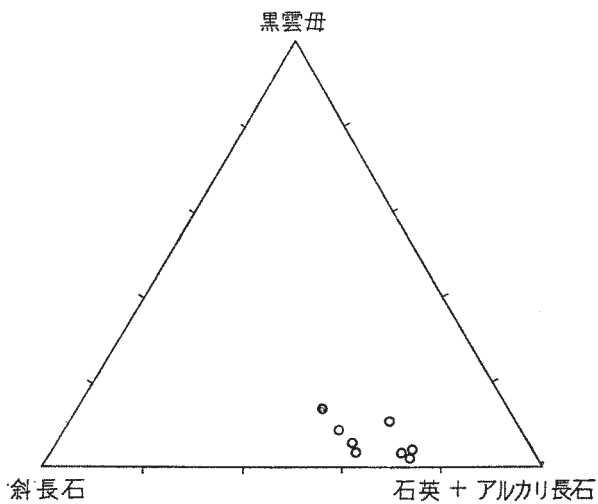
片麻状構造のもっとも著しい部分では、主として鱗片状の黒雲母からなる優黒色の縞と珩長質の縞とが、数 mm の幅で規則的にくり返している（一種の縞状花崗岩）。しかし普通は、珩長質のレンズ状部が厚くふくれあがったり、斑晶状のアルカリ長石が生じたりして、黒雲母の縞を押しわけ、その結果規則的な縞状構造を乱していることが多い。また生田村柄山東方や南向村桑原ノ滝および大嶺山附近では、この優黒色の部分に角閃石が加わることがある。以上の岩相を一括して片麻状（角閃石）黒雲母花崗岩とよぶ。また黒雲母の量が著しく減り、それが断続するシュリーレンまたはク



第 11 図 片麻状花崗岩 (I) の鉱物容量比 (1)

○: 片麻状黒雲母花崗岩 (比較的細粒で均質な部分)

●: 片麻状黒雲母花崗岩中の片麻岩質レリクト



第 12 図 片麻状花崗岩 (I) の鉱物容量比 (2)

ロットとして岩石中に散在する部分でも、大きな露頭ではその片麻状構造が明瞭である。この岩相をアプライト質片麻状黒雲母花崗岩とよぶ。この両者は互に移化していることが多い。これらが片状ホルンフェルス～片麻岩の比較的大きな岩体に接するところには、しばしば柘榴石を含む不均質な細粒黒雲母花崗岩を生じている。

斑状(角閃石)黒雲母花崗岩は、片麻状構造がやゝ弱く、その代りに斑状構造をもって特徴づけられる岩相である。斑晶状の長さ1～3 cmのアルカリ長石(淡紅色を呈することがある)に富むが、普通この斑晶の伸びの方向は不規則である。本岩中には鱗片状の黒雲母からなるシュリーレン(ときに少量の角閃石が加わる)が散在し、それが微弱な片麻状構造を呈する。本岩は片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩に対して、豊丘村障子山東方や本谷南方で移化関係にあり、また本岩の内部には、後者の小岩体が一種のレリクト岩として残存している。

一般に片麻状花崗岩類は図幅地域内の他の花崗岩類(竜西の細粒黒雲母花崗岩・市田花崗岩および伊奈川花崗岩、竜東の生田花崗岩など)に比較して、アルカリ長石の多いことを特徴とする。とくに片麻状黒雲母花崗岩はこの傾向が顕著であり、第11図および第12図に示される鉱物容量比によれば、大部分が黒雲母アダメロ岩に属する(第6図および第7図と比較参照)。

片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩(図版II-2, 3参照)

主成分鉱物: 石英・斜長石・アルカリ長石・黒雲母・(緑色普通角閃石)
副成分鉱物: 褐簾石・ジルコン・チタン石・燐灰石

径0.5～1 mmの石英・斜長石およびアルカリ長石が、主として寄木状組織(部分的には花崗岩組織)をつくり、鱗片状の黒雲母(ときに少量の角閃石)がシュリーレン状に配列することが特徴である。かゝる斜長石(石灰質の灰曹長石)は累帯構造が弱く、アルバイト式双晶を主とし、まったく双晶を示さないものもある。アルカリ長石に接する縁辺部はソーダ質になり、この部分にミルメカイトが生じる。アルカリ長石は明瞭な格子構造を示す(微斜長石?)が、光軸角は比較的小さい($2V = (-) 58 \pm 2^\circ$)。

以上のような寄木状のものほかに、間隙充填の粗粒石英や、斜長石や石英などをポイキリティックに包有するアルカリ長石(1 cm内外)などがある。黒雲母は0.5 mm以下、その多色性は、X = 淡黄褐色, Y, Z = 暗褐色～緑褐色であり、屈折率は片麻岩類の黒雲母と、生田花崗岩の黒雲母との両者にまたがる数値を示し、非常に範囲が広い($\gamma = 1.650 \sim 1.677$)。

アブライト質片麻状黒雲母花崗岩

- { 主成分鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母
 { 副成分鉱物: ジルコン・チタン石・絹雲母

石英とアルカリ長石(微斜長石?)に富み、それらが花崗岩組織をつくるが、斜長石の多い部分には寄木状組織がみられる。斜長石のミルメカイト化が顕著である。黒雲母はクロットをつくり、その多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = 暗緑褐色であるが、周辺部は往々にしてケリファイト化し、淡緑色繊維状の集合に移化している。

斑状(角閃石)黒雲母花崗岩(図版 II-4 参照)

- { 主成分鉱物: 斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母・(緑色普通角閃石)
 { 副成分鉱物: 褐簾石・ジルコン・チタン石・燐灰石・絹雲母

片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩より寄木状組織が不明瞭になり、ほとんど花崗岩組織に近い。斜長石(石灰質の灰曹長石)は半自形で、ほゞ卓状を呈し、アルバイト式集片双晶のほかにカルルスパッド式双晶も一般的であり、弱い累帯構造を示す。斑晶状のアルカリ長石は明瞭な格子構造およびベルト石構造を示し(微斜長石?)、斜長石・石英・黒雲母などを多数包有し、全体としてほゞ卓状であるが、その輪郭は出入が多く、間隙充填状である。黒雲母はクロットをつくり易く、また斜長石やアルカリ長石の縁をとりまくことが多い。その多色性は、X = 淡黄褐色、Y, Z = 暗褐色～緑褐色であり、屈折率は片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩の黒雲母の屈折率の範囲内に含まれる($\gamma = 1.657 \sim 1.669$)。角閃石は少量であり、やゞ青味を帯びた緑色を呈する。

片麻状花崗岩(II)

本岩は粗粒片麻状角閃石黒雲母花崗岩を主体とし、豊丘村木門附近でやゞ中粒の岩相が発達するほかは、比較的均質である。長さ2 cmに及ぶ斑状(ときに眼球状)のアルカリ長石および斜長石がほゞ平行に配列し、黒雲母と角閃石がそのふちをとりまいて、明瞭な片麻状構造をつくる。しかし片麻状花崗岩(I)のように、黒白の規則的な縞に分れることはなく、またそれよりも有色鉱物の量が多い。本岩中には片状ホルンフェルス～縞状片麻岩・中粒閃緑岩・斑岩・細粒片麻状黒雲母花崗岩(片麻状花崗岩(I)の一種)などの小岩体が、無数に捕獲されており、これら小岩体の伸びの方向は、たいてい本岩の片麻状構造に平行している。

- { 主成分鉱物: 斜長石・アルカリ長石・石英・黒雲母・緑色角閃石
 { 副成分鉱物: 褐簾石・ジルコン・チタン石・燐灰石

斑状のアルカリ長石は斜長石および石英を多数包有し、またそれをふちどって鱗片状の黒雲母、少量の角閃石、ミルメカイト化の著しい粒状の斜長石、細粒の石英など

の集合物が配列する。斜長石（ソーダ質中性長石）は、他形、粒状のもの（アルバイト式集片双晶を主とする）のほかに、アルカリ長石と同様半自形で斑状に成長したもの（アルバイト式およびカルルスバッド式双晶を示す）があるが、いずれも双晶面の屈曲が顕著である。この事実は、石英が烈しい波動消光を示して、互に縫合組織をつくっていることと相ならんで、本岩の形成に伴う著しい圧砕作用の跡を物語っている。黒雲母の多色性は、X = 淡黄色、Y、Z = やゝ赤味を帯びた濃褐色であり、屈折率は片麻状花崗岩（I）の黒雲母の屈折率の範囲内に含まれる（ $\gamma = 1.663 \sim 1.669$ ）。

II. 3. 5 生田花崗岩

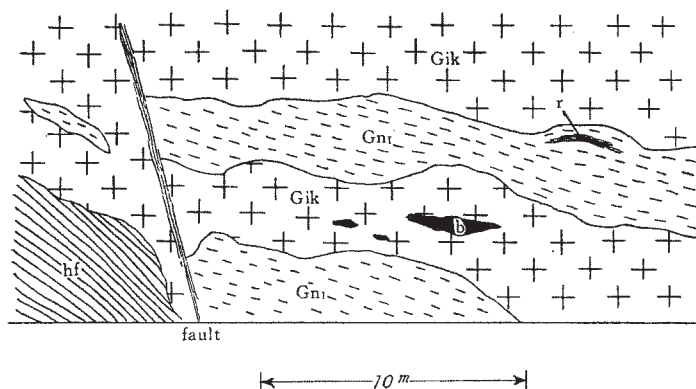
下伊那郡生田村を中心として分布し、竜東地域の大半を占める。この岩体は北部および南部で片麻状花崗岩類に接し、主として北東方向に伸びて大河原図幅地内につゞくが、一部は次第に細まりながら南方へ伸びて恵那山図幅地内につゞく^{註13)}。

本岩の主体は粗粒～中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩であるが、部分的に石英閃緑岩の岩相を含む。有色鉱物の量が比較的多く、それらが単独の自形に近い結晶をなすことが特徴である。生田村では淡紅色のアルカリ長石がやゝ斑状の様相を呈することがある。レンズ状ないしブロック状の塩基性包有物は普遍的に多いが、それ以外は概して岩相の変化に乏しい。

良好な露出面では、有色鉱物および塩基性包有物の配列によって、微弱な片状構造の認められることがあり（図版6）、普通その走向はE-Wに近く南北に急傾斜する。この走向は東部で次第にNE-SWに変じ、大河原図幅地内につゞく模様である。しかし生田花崗岩の南端部では、その構造は非常に乱れている。

本岩は片状ホルンフェルス・変輝緑岩類・細粒片麻状黒雲母花崗岩などの小岩体を多数捕獲しているが、これら小岩体の伸びの方向およびそれ自身の内部構造は、上述した生田花崗岩の微弱な片状構造とよく調和している。とくに注目すべきことは、変輝緑岩類の小岩体が大部分生田花崗岩の中央部にほゞENE-WSW方向の群をなして配列し、この群の南北では非常に乏しくなるということである。これらの事実は、生田花崗岩の貫入が、それ以前の岩石の分布や構造をよく保存するような条件のもとで行われたことを示している。

註13) 7万5千分の1地質図幅「恵那山」¹³⁾において角閃石花崗岩とされたもの、および竹内英雄⁷⁾により粗粒花崗岩とされたものにほゞ相当する。



第13図 豊丘村坂島北方300mの道路沿いの垂直な露頭スケッチ

- Gik: 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (や>片状の生田花崗岩)
 b: 塩基性包有物
 Gnr: 細粒片麻状黒雲母花崗岩 (片麻状花崗岩 (I) の一種)
 r: 片麻岩質レリクト
 hf: 黒雲母片麻岩

生田花崗岩は、北部および南東部の片麻状花崗岩 (I) に対しては、その構造に整合的に貫入することが多く、その境界は明瞭であって互に移化することがない。かかる関係は、豊丘村地内において生田花崗岩中に捕獲されている細粒片麻状黒雲母花崗岩の多くの小岩体に対しても同様である (第13図)。しかし小渋川以北の生田花崗岩には、や>中粒で片状構造の著しい部分が広く発達し、片麻状花崗岩 (I) との区別が困難になる。

本岩は豊丘村笹久保地内で片麻状花崗岩 (II) に接し、接触部附近で前者が後者をブロック状にとりこんでいるのが川底で認められる。

主成分鉱物: 斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母・緑色普通角閃石
 副成分鉱物: 普通輝石・カミングトン角閃石・褐簾石・燐灰石・チタン石・鉄鉱

ほゞ花崗岩組織を呈する。斜長石 (ソーダ質の中性長石) は普通長さ5mm内外、柱状で比較的良好に自形を保ち、アルバイト式集片双晶およびカルルスバッド式双晶の両者を示し、累帯構造を呈することが多い。ときに細粒、半自形、粒状で、累帯構造に乏しく、アルバイト式双晶を主とする斜長石が、寄木状に近い組織をつくることもある。

アルカリ長石と石英は斜長石に対して常に間隙充填の関係にある。アルカリ長石(1 cm内外)はペルト石構造が顕著であるが、格子構造は認められない。一見斑晶状に成長するものでも、その輪郭は不規則であり、また粒状の斜長石や石英をポイキリティックに包有している。斜長石に接して常にミルメカイトを生じる。石英の波動消光はあまり著しくない。

角閃石(< 5 mm)は自形に近く、や> 褐緑色の中核部とや> 青緑色の縁部とに分れて、累帯構造を示すことがある。黒雲母(3 mm以下)は単独の結晶をなすものと、クロットをつくるものがある。その多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = や> 赤味を帯びた濃褐色であり、屈折率は他のいずれの花崗岩中のものよりも著しく高い($\gamma = 1.670 \sim 1.692$)

普通輝石^{註14)}またはカミングトン角閃石^{註15)}は、いずれも緑色普通角閃石と密接に伴ない、そのなかに包有されていることが多い。副成分鉱物のうち褐簾石がもっとも多量かつ普遍的であり、長柱状で最大2 mmに達する。

南向村飯沼附近の小岩体

飯沼・丸尾附近では、片麻状花崗岩(I)および堇青石片麻岩中に、細粒～中粒の(角閃石)黒雲母花崗岩(ときに斑状を呈する)の数10 mの小岩体が幾つか認められる。周囲の岩石に対し常に明瞭な貫入関係を示し、それ自身も均質で片状構造をもたない。鏡下では斜長石の卓状、自形性が明瞭である。これらは、生田花崗岩の主体から分れた小貫入岩体であると思われる。前述の透輝石ホルンフェルスを捕獲しているのは、このうちの1つである。

II. 3. 6 日曾利花崗岩

本岩の主体は赤穂図幅地内にあり、本図幅地内にはその南端部だけが露出する。本岩は堇青石片麻岩を貫ぬく中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩であるが、微弱ながら片状構造(NE-SWの走向)を示すことがある。片麻岩に接して本岩は細粒となり、片麻岩の小破片を捕獲し、また片麻岩の方は著しい珪化作用を受けて、珪質のレンズが形成されている。一方本岩の内部には岩床状の変輝緑岩類や、細粒黒雲母花崗岩の小岩体が捕獲されており、また花崗斑岩の岩脈が本岩を貫ぬいている。

主成分鉱物：斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母・緑色普通角閃石
副成分鉱物：普通輝石・チタン石・褐簾石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱

註14) 生田村長峯南方、澁川沿いの露頭

註15) 豊丘村山田、トラック道路沿いの露頭

花崗岩組織を示す。斜長石は半自形、卓状で、長さ 5 mm 以下、累帯構造に乏しい。石英および少量のアルカリ長石がその間隙を埋める。黒雲母は 1 mm 以下で角閃石・普通輝石・チタン石などとともにクロットをつくり、その多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = 赤褐色であり、屈折率は $\gamma = 1.654 \sim 1.658$ である。普通輝石は繊維状の集合物と化し、角閃石中に包有されるものが多い。

II. 4 石英斑岩～花崗斑岩（岩脈）

石英斑岩は安平路山南方や豊丘村滝川などにおいて、幅数 m ～数 10 m の岩脈として種々の花崗岩類を貫ぬく。その方向はまちまちである。

{ 斑晶：石英・正長石・斜長石・少量の黒雲母
 石基：微細な長石・石英および緑泥石化された黒雲母からなり、顕著な微球顆組織をつくる。

花崗斑岩は南向村北部において日曾利花崗岩を貫ぬき、幅 15 m、N40° E 方向の岩脈をなす。また安平路山南方の石英斑岩も部分的に花崗斑岩に移化している。

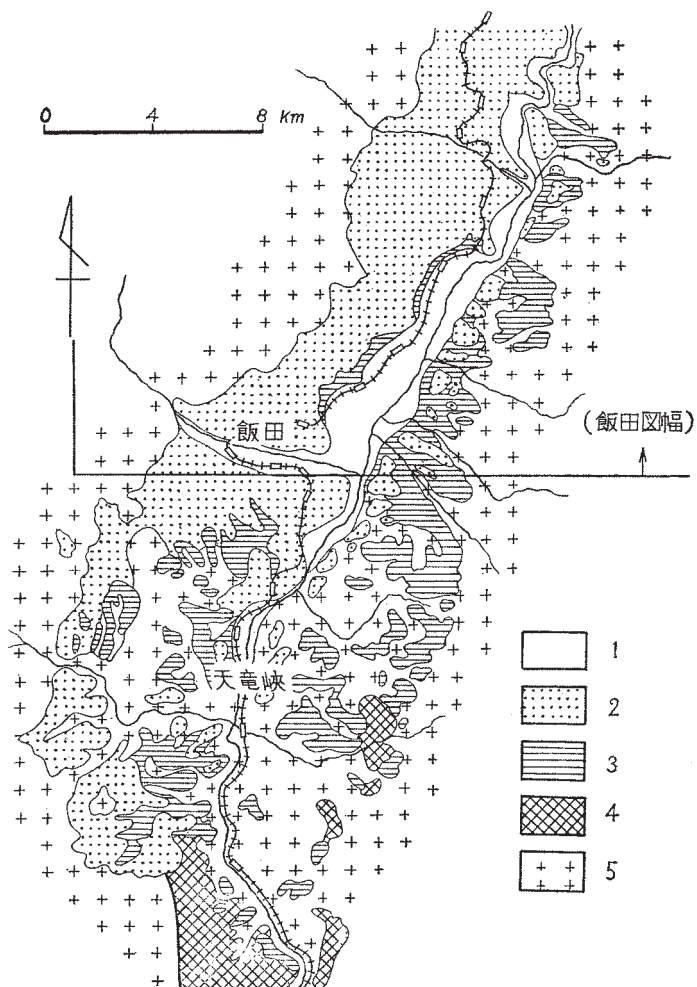
{ 斑晶：石英・斜長石・黒雲母
 石基：径 0.05 mm 内外の粒状の石英・灰曹長石および正長石と、緑泥石化した黒雲母とからなる。

II. 5 新第三系（伊那層）

本層は小林国夫・鹿間時夫²²⁾により天竜層群の下部として命名され、当地域南方の下伊那郡喬木村机山を模式地（層厚 100 m 内外）とする。天竜川の両側に分布し、その北限は上伊那郡南向村間柱である。竜東では花崗岩類の上に厚さ 100 m に及ぶ厚層として広く発達し、段丘礫層（天竜礫層）に不整合に覆われる。

竜西では比較的低位の段丘崖に沿って、天竜礫層の下位に狭く露出するにとゞまる（第 14 図参照）。

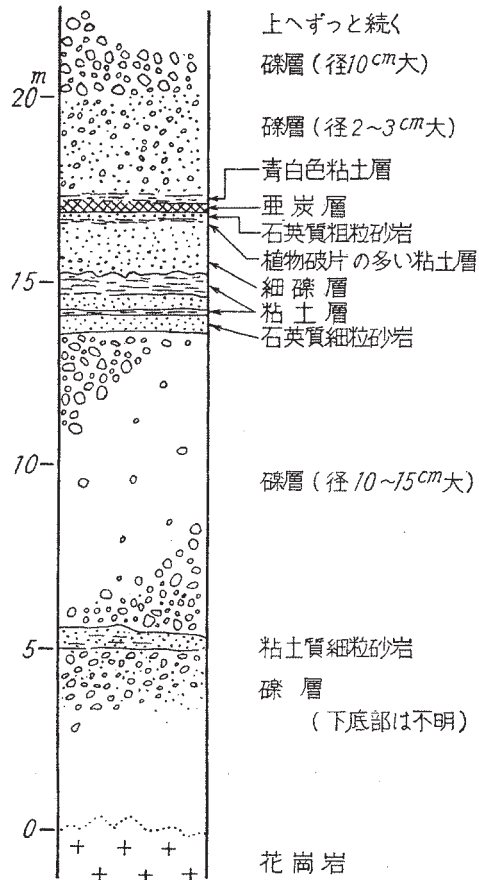
古生層（チャート・砂岩・粘板岩）、弱変成のホルンフェルス、少量の花崗岩（アプライト質、まれに粗粒）などの径 5 ～ 20 cm の円礫を主とし、粗粒の砂質物で充填される。比較的よく固結し、また礫の風化が進み、礫と充填部とが同一の風化面を示



第14図 伊那層分布図

1 沖積層, 2 天竜礫層, 3 伊那層, 4 富草層群, 5 基盤岩類

北部は本図幅の資料により, 南部は7万5千分の1地質図幅¹³⁾「恵那山」の資料によって編纂した。



第15図 豊丘村堀越小学校附近の崖にみられる伊那層の柱状図
「伊那層の問題」(坂本, 1956) 41) より引用

している。砂層の夾みが多く、遠望すると明らかに層理が認められる。層理は段丘の表面とやゝ斜交する。局部的に粘土層を挟み、植物破片がある。ことに豊丘村堀越一駒沢附近では、下底に近く(下から約15~20mまで)粘土層が挟まれ、植物破片を含んでいる(第15図)。また堀越小学校の北の谷では、下底から約10mのところ

炭薄層（厚さ 20 cm）を挟んで、そのなかから *Metasequoia* の毬果を産する。

伊那層のほぼ中位（下底から 20～30 m）に特異な岩相の 1 単層（ミソベタ部層）があり、連続性がよく、有効な鍵層となる。

三木茂³⁵⁾は上述の亜炭層から

Juglans cinerea L. var *megacinerea* (CHANEY) MIKI

Metasequoia sp.

Alnus sp.

Carex sp.

などを記載している。これによれば時代を I_1 （鮮新世最後期）ないしそれ以前と考えるのが妥当であろう。こゝでは岩相を考慮して一応 I_1 とする。

ミソベタ部層

本層の模式地は豊丘村市場東方の谷である。主として竜東の小渋川以南、少なくとも凶幅地域の南限まで分布し、竜西では片桐松川と天竜川の合流点附近にだけ確認されている。全体として茶褐色の色調を呈し、固結度が高いために侵蝕に対して強く抵抗する傾向があり、昔からオビ岩・イボ岩⁶⁾などと呼ばれている。こゝでは模式地附近の村人の通称をとって命名した。

本層は安山岩類の径 50 cm 以内の角礫ないし亜角礫を主とし、古生層の砂岩・粘板岩・チャート・ホルンフェルス・花崗岩・変輝緑岩などの亜角礫を混えた一種の凝灰角礫岩である。本岩の充填物は、上述の安山岩類や古生層の破片、斜長石・輝石・角閃石・黒雲母などの破片および、それらを膠結する緑泥石や絹雲母などの粘土質物質からなる。つぎに安山岩礫の代表的なものを記載する。

両輝石安山岩礫（豊丘村市場および北入）

斑晶：斜長石（曹灰長石）・普通輝石・紫蘇輝石
 石基：斜長石（長さ 0.1 mm 以内の拍子木状中性長石）・単斜輝石（径 0.05 mm 以内で粒状）・斜方輝石・鉄鈹・ガラス（少量）
 ハイアロピリティック組織を呈する。

両輝石角閃石安山岩礫（豊丘村北入）

斑晶：斜長石（石灰質の中性長石）・褐色普通角閃石（長柱状）・紫蘇輝石・普通輝石（少量）・鉄鈹
 石基：隠微晶質

角閃石安山岩礫（喬木村小川）

{ 斑晶：斜長石（著しく汚濁）・酸化角閃石
 石基：隱微晶質

模式地以北での層厚は4 m内外である。伴野以南では厚さ2 mくらいになり、古生層や花崗岩の円礫を混えることが多くなり、喬木村小川地内では断続するようになる。机山では本層はなくなるが、やはり伊那層の下底から20～30 mのところ安山岩の礫が散在し、北方でのミソベタ部層に相当する層準を示す。本層は普通WNWの方向に10°内外の傾斜を示している。市場および伴野では、本層の下位に厚さ1 m内外の凝灰質砂層を伴っている。

本層の成因について、かつて竜東火山説⁶⁾がとえられたことがあるが、安山岩類の起源はまだよく分っていない。

II. 6 第四紀層

本地域の第四紀層は天竜礫層（洪積世）・崖錐堆積物および沖積層からなる。これらについては地形の項でやゝ詳しく述べた。

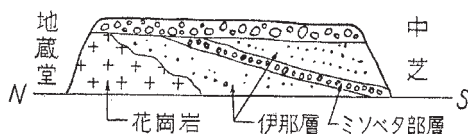
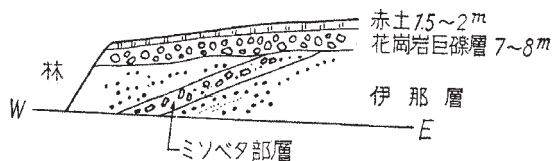
II. 6. 1 天竜礫層

本層は鹿間・小林によって天竜層群の上部とされたものであり、天竜川の両岸に広大な段丘群を形成する。竜東では各段丘の表面を覆う厚さ7～8 mの礫層であり、花崗岩巨礫（径0.5～2 m）を主材とする。下位の伊那層とは明瞭な不整合関係にあり（第16図）、かつ明らかな色調の差異（伊那層は黄褐～茶褐色、天竜礫層は白色）によって区別される。また竜西では径最大3 mに達する花崗岩巨礫を主とし、厚さは30 m以上に及ぶ。与田切川の河崖では、この花崗岩礫層が何枚も重なり合っている状態が認められる。

本層の上位には厚さ2 m内外の赤土層があるが、大部分風化残留土壌であろう。

II. 6. 2 崖錐堆積物

竜西では、後背地の崩壊による花崗岩の角礫層が、最上位の段丘を厚く覆っている



第16図 伊那層と段丘礫層（天竜礫層）との関係を示す模式図
「伊那層の問題」（坂本，1956）⁴¹⁾より引用

ことが多い。竜東では南向村の西斜面に顕著な崖錐堆積物が認められる。

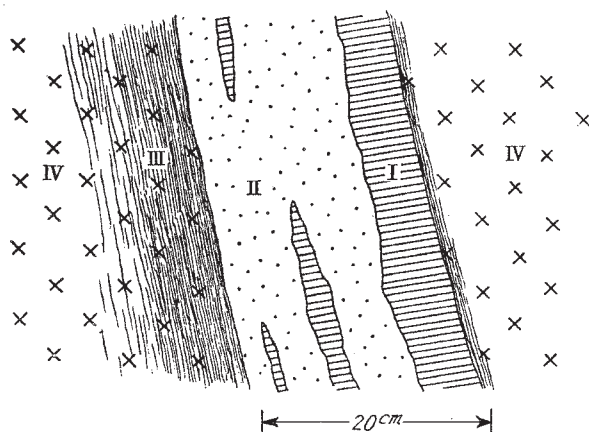
II. 6. 3 沖積層

沖積層は天竜川およびこれに注ぐ小河川に沿って分布し、とくに天竜川沿岸では明瞭な低位段丘をつくる。礫・砂・粘土層からなる。

III. 応用地質

III. 1 アンチモン鉱床

鉱床は飯田市飯田松川支流の燕沢流域にあるが、現在は廃坑となっている。母岩は粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（伊奈川花崗岩）であって、この附近で変輝緑岩類や細粒黒雲母花崗岩の小岩体をいくつか捕獲している。鉱床は露頭では1條の輝安鉱石英



第17図 飯田市上飯田西俣川支流燕沢のアンチモン鉱床の露頭のスケッチ

I : 鉱石部 II : 石英脈 III : 花崗岩の粘土化した部分
IV : 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (伊奈川花崗岩)

脈であり、 $N40^{\circ}W$, $70^{\circ}NE$ (延長は不明), 脈幅は約 20 cm, 富鉱部の幅は約 5 cm である。露頭のスケッチ (第 17 図) に示したように、幅 15 cm に及ぶ著しい花崗岩の粘土化帯を伴なう。鉱石としては、放射状の集合物をつくる繊維状の輝安鉱のほか、少量の黄鉄鉱が存在する。脈石は晶洞性の石英を主とし、絹雲母および方解石を伴なう。

III. 2 石 材

種々の花崗岩類および塩基性岩類が石材として採取されている。とくに市田花崗岩は、伊奈川花崗岩や生田花崗岩などの粗粒の花崗岩類に較べて、より堅硬であり、石材に適している。

第3表 花崗岩類の化学分析表

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	71.12	69.41	70.19	69.00	73.78	67.31
TiO ₂	0.16	0.19	0.15	0.21	0.22	0.19
Al ₂ O ₃	15.35	15.72	15.50	15.59	13.95	16.64
Fe ₂ O ₃	0.57	0.51	0.62	0.47	0.58	0.86
FeO	2.20	2.69	2.07	2.96	1.59	3.07
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
MgO	0.49	0.82	0.69	0.76	0.38	0.27
CaO	3.64	4.27	3.37	4.18	1.82	4.41
Na ₂ O	3.45	3.41	2.99	3.27	2.97	3.79
K ₂ O	2.11	2.10	3.58	2.86	3.93	2.78
P ₂ O ₅	0.05	0.11	0.11	0.07	0.05	0.05
H ₂ O+	0.49	0.37	0.43	0.50	0.39	0.36
H ₂ O-	0.19	0.18	0.21	0.10	0.05	0.18
Total	99.84	99.82	99.94	100.00	99.85	99.95

- (1) E124 細粒黒雲母花崗岩, 飯田市上飯田大西ノ滝
(2) E192 市田花崗岩 (中粒黒雲母花崗閃緑岩), 市田村大島川堂所北方
(3) E 13 市田花崗岩 (中粒黒雲母花崗岩), 飯島町前沢上流
(4) E 5 伊奈川花崗岩 (粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩), 飯島町与田切川上流
(5) 上87 伊奈川花崗岩 (粗粒角閃石黒雲母花崗岩), 大桑村横山 (上松町幅内)
(6) E334 生田花崗岩 (粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩), 生田村二丁

分析: 1955年12月

分析者: 川野・山田技官 (地質調査所化学課)

第4表 黒雲母の屈折率一覧表

岩種		黒雲母の屈折率 γ										
		161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	
竜 東 地 域	日曾利花崗岩						—					
	生田花崗岩								—			
	片麻状花崗岩 (II)							—				
	片麻状花崗岩 (I)					—						
	変輝緑岩類				—							
	片状ホノリス 片麻岩				—							
竜 西 地 域	片状ホノリス	—			—							
	変輝緑岩類					—						
	細粒黒雲母花崗岩							—				
	市田花崗岩							—				
	伊 奈 川 花 崗 岩	片状石英閃緑岩					—					
			角閃石黒雲母 石英閃緑岩					—				
		花崗閃緑岩							—			
										—		

全部で 109 コの標本から黒雲母をとり出し、液浸法によってその屈折率 γ を決定した。各岩種について、黒線の長さは γ の数値範囲を示し、その太さは数値の頻度をこく大ざっぱに表現してある。これらの数値の岩石学的な解釈は、本文の各項目のなかで若干ふれておいた。

文 献

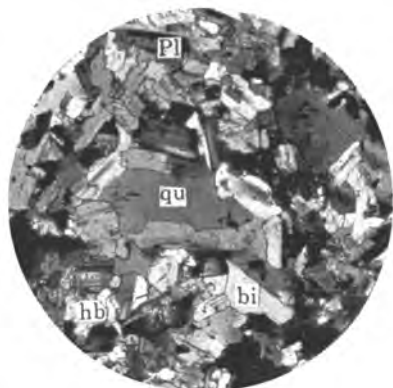
- 1) T. Harada : Die Japanischen Inseln, Berlin, 1890
- 2) 野田勢次郎: 20 万分の 1 地質図幅「木曾」, および同説明書, 地質調査所, 1912
- 3) 辻村太郎: 天竜川流域の地形, 地学雑誌, Vol. 31, p. 399 ~ 408, 461 ~ 468, 546 ~ 553, 1919
- 4) 辻村太郎: 信州伊那の山間盆地と段丘並びに天竜峡の峡谷, 地質学雑誌, Vol. 26, p. 214 ~ 220, 249 ~ 266, 346 ~ 359, 383 ~ 393, 433 ~ 446, 1919
- 5) 辻村太郎: 地形学, 古今書院, p. 253 ~ 257, 1923
- 6) 信濃教育会下伊那部会編: 下伊那郡地質誌, 古今書院, 1925
- 7) 北原寛・大江二郎: 長野県下伊那郡産鉱物記事, 地質学雑誌, Vol. 32, p. 243 ~ 252, 1925
- 8) 市瀬八代吉: 飯田盆地及び段丘, 地理学評論, Vol. 2, p. 219 ~ 231, 323 ~ 336, 418 ~ 429, 1926
- 9) 八木貞助: 信州に於ける洪積層の分布と其の時代とについて (予報) 摘要, 地質学雑誌, Vol. 35, 1928
- 10) 辻村太郎: 日本地形誌, 古今書院, p. 50, 288, 1929
- 11) 岡山俊雄: 中央日本山地の切峯面及び区分, 地理学評論, Vol. 6, p. 479 ~ 499, 1930
- 12) 岡山俊雄: 中央日本の小起伏面遺物とそれに関連せる 2, 3 の問題, 地理学評論, Vol. 6, p. 95, 1930
- 13) 石井清彦: 7 万 5 千分の 1 地質図幅「恵那山」, および同説明書, 地質調査所, 1930
- 14) 本間不二男: 信濃中部地質誌, 古今書院, 1931
- 15) 岩生周一: 長野県天竜峡附近の領家式変成岩と花崗岩との野外における関係, 地質学雑誌, Vol. 44, p. 981 ~ 999, 1937
- 16) 杉山隆二: 所謂中央線に沿える地帯に分布せる諸岩類の研究 (第 1 報), 地質学雑誌, Vol. 46, p. 169 ~ 187, 1939
- 17) 竹内英雄: 毛無山産球顆岩石の研究及びその附近の地質, 岩石鉱物磁床学会誌,

Vol. 22, p. 75~105, 107~123, 1939

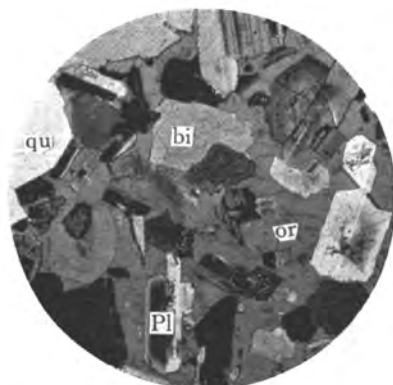
- 18) 河野義礼:毛無山産球顆岩石の化学的研究, 岩石礫物礫床学会誌, Vol. 22, p. 124~129, 159~169, 1939
- 19) 小出 博:天竜峡附近の花崗岩類, 東大農学部演習林報告, No. 30, p. 70~95, 1942
- 20) 鹿間時夫:信州の第四系に関する現在の知識, 長野県地学会誌, No. 1, 1948
- 21) 鹿間時夫・小林国夫:日本中央山地氷期の時代決定の問題(演旨), 地質学雑誌, Vol. 54, p. 152, 1948
- 22) 鹿間時夫・小林国夫:日本中央山地の氷期の時代について, 地質学雑誌, Vol. 55, p. 65~71, 1949
- 23) 三野与吉・竹松貞雄:信州伊那谷の段丘侵蝕量について, 地理学評論, Vol. 21, p. 368~373, 1949
- 24) 竹松貞雄・三野与吉:天竜川段丘の開析について(第2報)(演旨), 地理学評論, Vol. 22, p. 122~123, 1949
- 25) 槇山次郎:中部地方, 朝倉書店, 1950
- 26) 三野与吉:伊那谷の地形, 地理学評論, Vol. 24, p. 1~16, 1951
- 27) 鹿間時夫:南信の第三紀層, 長野県の地学I(長野県地学会), p. 46~49, 1951
- 28) 鹿間時夫:南信の鉱物, 同上, p. 100~121, 1951
- 29) 牛来正夫:日本列島の成立, 自然, Vol. 7, No. 3, 4, 5, 1952
- 30) 鹿間時夫:第四紀(民科地団研地学双書3), p. 15, 1952
- 31) 鹿間時夫:長野県南部の第三紀層富草層群について, 横浜国立大学理科紀要, Ser. II, No. 3, p. 71~108, 1954
- 32) 柴田秀賢:木曾谷の地質, 第2報, 長野県営林局局報, No. 19, p. 20~27, 1954
- 33) 牛来正夫:火成岩成因論(上), (民科地団研地学双書8), p. 91, 1955
- 34) 小林国夫:日本アルプスの自然, 築地書館, 1955
- 35) S. Miki: Nut Remains of Juglandaceae in Japan, Jour. Inst. Polytechnics Osaka City Univ. Ser. D, Vol. 6, p. 135, 1955
- 36) 有井琢磨:伊那谷の断層をたづねて, 伊那(伊那郷土史学会), No. 330, p. 9~

- 11, 1955
- 37) 領家団体研究グループ：領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図，地球科学，No. 25, p. 1～3, 1955
- 38) 石井清彦・植田良夫・島津光夫：長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩，岩石磁物磁床学会誌，Vol. 39, p. 1～10, 1955
- 39) K. Ishii, Y. Ueda and M. Shimazu : The Geology and Petrology at the Ina District in the Akaishi Mountain Range, Nagano Prefecture, Sci. Rep., Tohoku Univ., 3rd Ser., Vol. 5, No. 2, p. 183～200, 1956
- 40) 端山好和：変成作用における水蒸気圧の役割について，地球科学，No. 26～27, p. 19～28, 1956
- 41) 坂本 亨：伊那層の問題，伊那（伊那郷土史学会），No. 338, p. 6～11, 1956
- 42) 地質調査所編：200万分の1日本地質図，1956
- 43) Geological Survey of Japan : Geology and Mineral Resources of Japan, 1956
- 44) 山田直利・村山正郎・河田清雄・片田正人：5万分の1「赤穂」「飯田」「上松」「妻籠」図幅地域内の地質——長野県南部の領家帯およびその西方の地質について——（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, p. 395, 1956
- 45) 山田哲雄：長野県上伊那郡南向村附近の花崗岩類（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, p. 395～396, 1956
- 46) 長野県地学会編：20万分1長野県地質図および説明書，1957
- 47) T. Yamada : On the Gneissose Granites of Minakata-kashio District, Nagano Prefecture, Central Japan, Faculty of Lib. Arts, Shinshū Univ., 1957

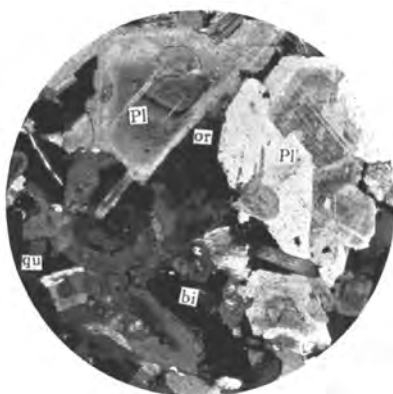
第 I 図版



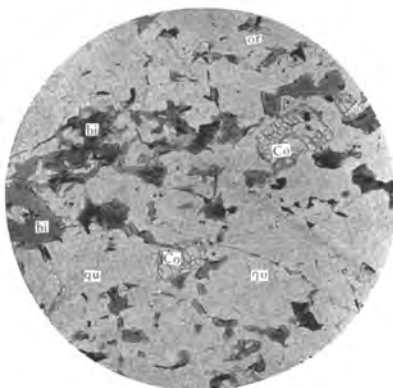
1 変輝緑岩
(飯田市飯田松川上流)



2 細粒黒雲母花崗岩
(飯田市飯田松川上流)



3 市田花崗岩
(市田村戒壇不動)



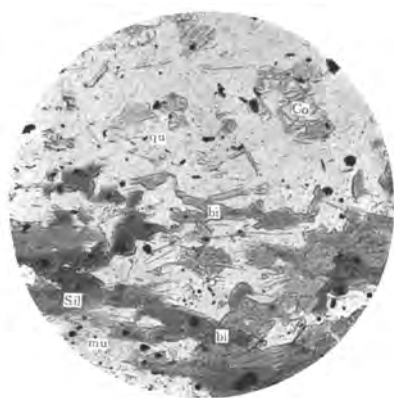
4 崱青石黒雲母片麻岩
(南向村西丸尾)

qu:石英 bi: 黒雲母 Pl:斜長石
hb:綠色普通角閃石 or:アルカリ長石 Co:崱青石

顯微鏡写真倍率

1:×20, 2:×20, 3:×15, 4:×30

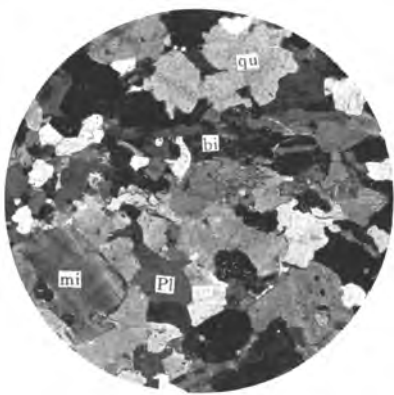
第 II 図版



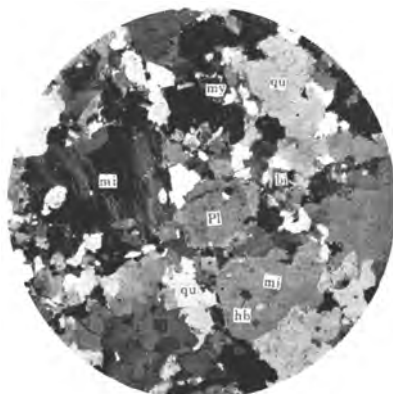
1 珪線石堇青石両雲母ホルンフェルス
(生田村柄山日影南方)



2 細粒片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩
(生田村上峠東方)



3 細粒片麻状黒雲母花崗岩
(生田村柄山日影南方)



4 斑状角閃石黒雲母花崗岩
(生田村柄山日影南方)

qu:石英 bi:黒雲母 mi:微斜長石 hb:緑色普通角閃石
Pl:斜長石 mu:白雲母 Co:堇青石 my:ミルメカイト

顕微鏡写真倍率

1:×30, 2:×6, 3:×12, 4:×6

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

I I D A

Kanazawa, No. 86

By

KIYOO KAWATA, NAOTOSHI YAMADA

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of this sheet-map is located near the eastern extremity of "the Inner Zone of Southwest Japan". Geologic sequence in the area is shown schematically in Table 1. The Ryōke metamorphic rocks derived from the so-called Chichibu Paleozoic formations and the associated granitic rocks of probably early Mesozoic age are extensively developed in both Kiso and Ina mountain ranges, which are divided from each other by the Ina basin. The Ina basin is widely covered by the Neogene Tertiary and Quaternary deposits.

There are remarkable differences in geological and petrological features of these rocks between the western area (Kiso) and the eastern area (Ina). Accordingly, the rocks of two areas will be separately described.

Table 1

Age \ Area	Western area	Eastern area
Recent	Alluvial deposit	
Pleistocene	Tenryū gravel bed (river terrace deposit and fan deposit)	
Pliocene	Ina formation (intercalating Misobeta member)	
	Quartz porphyry~granite porphyry (dyke)	
Ryōke metamorphic rocks and granitic rocks	<p>Inagawa granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite)</p> <p>Ichida granite (medium-grained biotite granite)</p> <p>Fine-grained biotite granite</p> <p style="text-align: center;">↑</p> <p>Meta-diabasic rocks</p> <p>Schistose hornfels</p>	<p>Hissori granite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite)</p> <p>Ikuta granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite)</p> <p>Gneissose granites {</p> <ul style="list-style-type: none"> Gneissose granite (II) (coarse-grained hornblende-biotite granite) Gneissose granite (I) Fine-to coarse-grained (hornblende-) biotite granite Aplitic gneissose biotite granite Porphyritic (hornblende-) biotite granite <p>Gabbroic rocks</p> <p>Meta-diabasic rocks</p> <p>Schistose hornfels~gneiss</p>

Ryōke Metamorphic Rocks and Associated Granitic Rocks in the Western Area

The rocks which occupy the almost all of the western area are Inagawa granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite) and Ichida granite (medium-grained biotite granite), although the sequence of intrusion to each other is still remained obscure. Numerous small bodies of schistose hornfels, meta-diabasic rocks and fine-grained biotite granite are captured by Inagawa granite. Among them, meta-diabasic rocks~fine-grained biotite granite may be the serial products of granitization of the pre-existing basic igneous rocks. Ichida granite may be also formed in connection with such the granitization of basic rocks, on a large scale. On the other hand, schistose hornfels is not so highly metamorphosed and granitized as these rocks.

Schistose hornfels

Schistose hornfels occurs as numerous small bodies less than several 10 m in width in the drainage basin of the Iida-Matsukawa, captured by Inagawa granite, and also occurs as a relatively large body of more than 1 km in width in the upper reaches of the Katagiri-Matsukawa, clearly intruded by Ichida granite and many aplite veins on the southern boundary of the body.

These rocks are fine-grained (0.1~0.3mm in size of the recrystallized quartz), compact and slightly schistose. They seem to have been derived from clayslate, sandstone and, rarely, chert of probably Paleozoic formations. Biotite hornfels, two-mica hornfels and cordierite two-mica hornfels might have been derived from clayslate and biotite hornfels and cordierite-biotite hornfels derived from sandstone.

Meta-diabasic rocks

Meta-diabasic rocks occur universally in Inagawa granite as many irregular or sheet-formed bodies of less than several 10 m in width. They are intruded and contaminated by Inagawa granite, and intimately accompanied by fine-grained biotite granite facies

which represent extremely granitized products of themselves.

Megascopically, they are fine-grained, massive and dark-greenish or dark-greyish in colour. Although various mineral assemblages such as biotite-hornblende-plagioclase, hornblende-biotite-quartz-plagioclase and biotite-quartz-plagioclase can be distinguished, the diabasic texture which is suggested by the combinations of lath-shaped and strongly zoned plagioclase, granular anhedral hornblende and interstitial quartz is characteristically preserved.

Fine-grained biotite granite

Similarly to the meta-diabasic rock, it is captured by Inagawa granite as many sheet-formed or dyke-formed bodies of less than several 10 m in width, which sometimes include the meta-diabasic rock as relict parts of granitization. The boundary between biotite granite and Inagawa granite is always sharp and distinct, although the latter sometimes impregnates into the former as small patches or the lenses near the boundary.

It is massive, greyish-white in colour and chiefly consists of nearly lath-shaped or tabular plagioclase, interstitial or granular quartz, poikilitic alkali-feldspar, dark-brownish biotite and, rarely, small green hornblende. Concerning the plagioclase crystals, altered calcic core and strongly zoned sodic mantle are often clearly distinguished, and the myrmekitic structures are formed between the sodic part of them and alkali-feldspars.

In respect of the above-described modes of occurrence and petrographic characters, the rock bears a striking resemblance to "Kadoshima granite" designated by H. Koide (1942) in the southerly neighbouring area.

Fine-grained biotite granite is also developed, in the upper reaches of the Iida-Matsukawa, as several stock-formed bodies of less than 1 km in diameter, which are mostly included in Ichida granite. Generally, it grades into Ichida granite (medium-grained biotite granites), but is sometimes injected by the veinlets of the latter near the contact.

Ichida granite (medium-grained biotite granites)

It occupies the eastern half of the Kiso mountain range in the “Iida” and “Akaho” sheet-map areas, and is elongated in NNE-SSW direction nearly parallel to the Tenryū-gawa (river).

It is thoroughly massive, characterized by thickly grown biotite to the direction of C axis, and relatively homogeneous, but locally fine-grained or coarse-grained. Ichida granite scarcely has basic inclusions, aplites and pegmatites in the area. It is very difficult to distinguish the fine-grained parts of Ichida granite from the fine-grained biotite granite before described in both megascopic and microscopic observations.

Under the microscope, it shows the mostly diabasic and partly granitic texture, and chiefly consists of lath-shaped~tabular, highly zoned plagioclase, poikilitic alkali-feldspar, interstitial and undulatory quartz, dark-brownish biotite, subordinate amounts of allanite and, rarely, green hornblende.

Ichida granite is intruded into schistose hornfels in the upper reaches of the Katagiri-Matsukawa.

Inagawa granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite)

It has been named in the drainage basin of the Ina-gawa in northerly neighbouring area, and is widely developed in “Akaho”, “Agematsu”, “Iida” and “Tsumago” sheet-map areas, occupying almost half of the Kiso mountain range. Tenryūkyō granite which has been named in the southerly neighbouring area seems to have a quite resemblance to Inagawa granite, but their mutual geological relations have not been ascertained.

Inagawa granite is generally greyish-white in colour, slightly schistose in some parts, distinctly porphyritic in other. In many places, it carries abundant basic oval or lenticular inclusions. Under the microscope, it typically shows the granitic texture, and chiefly consists of subhedral~tabular plagioclase (andesine), poikilitic alkali-feldspar, interstitial quartz, dark-brownish biotite and

green hornblende.

It includes, as before mentioned, numerous xenolithic bodies of schistose hornfels, meta-diabasic rocks and fine-grained biotite granite generally with sharp contact relations. Besides these, it partly shows various rock-facies such as hornblende-biotite-quartz diorite, aplitic biotite granite and schistose biotite-quartz diorite, which seem to be mostly in transitional relations to the main part of it.

Hornblende-biotite-quartz diorite occurs near Ichinose and Kokuzō-yama in the north of Iida city. It is medium-grained, rather melanocratic, characterized by large poikilitic green hornblende in some parts, and grades into Inagawa granite proper in general.

Aplitic biotite granite occurs in the north of Iida city, near the boundary between Inagawa granite and Ichida granite. It is fine-grained, characterized by scaly biotites and highly heterogeneous. Similar rock-facies locally occur in Inagawa granite near the contact with schistose hornfels. Near the latter, Inagawa granite becomes lacking in hornblende and grades into medium-grained aplitic biotite granite, and, finally, it injects into schistose hornfels as veinlets.

Schistose biotite-quartz diorite occurs in the drainage basin of the Yodagiri-gawa, and is situated between Inagawa granite and Ichida granite. It is medium-grained, dark-greyish in colour, and characterized by the distinct schistose structure due to parallel arranged scaly biotites.

Ryōke Metamorphic Rocks and Associated Granitic Rocks in the Eastern Area

The eastern area is chiefly composed of schistose hornfels~gneiss, gneissose granites and Ikuta granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite). Besides these, meta-diabasic rocks and gabbroic rocks occur as small bodies captured by the granitic rocks.

They show a striking contrast to the rocks of the western area in several points as follows: firstly, the fine-grained biotite

granite probably derived from basic rocks such as occurred in the western area can be hardly observed ; secondly, a certain part of sedimentary strata are highly metamorphosed and contaminated, resulting in such rocks as sillimanite cordierite two-mica hornfels; thirdly, gneissose granites, in themselves, have a marked schistose structure which is presumably formed, for some parts at least, by the “migmatization” of these metamorphic rocks.

After these metamorphism, migmatization and plutonism, Ikuta granite might have been concordantly intruded into schistose hornfels~gneiss and gneissose granites except in the southern extremity of the area. On this phase, Hissori granite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite) might be intruded into cordierite gneiss in the northern extremity of the area.

In the eastern etremity of the area, along the Koshibu-gawa, sheared zones of small scale having N-S trend are developed in Ikuta granite. They seem to have been formed in connection with the mylonitization movements of Median Line, after the consolidation of Ikuta granite.

Schistose hornfels~gneiss

In the northern part of Minakata village, cordierite gneiss is widely developed, gradually changing to the north into schistose hornfels and, then, into the least metamorphosed Paleozoic strata in “Akaho” sheet-map area. To the south, it is in contact with gneissose granite (I) and might have been remarkably influenced by the latter. The cordierite gneiss is bluish-violet in colour, distinctly schistose, but not-banded, and characterized by abundant cordierite crystals. Chief component minerals are mosaic quartz (0.5 mm \pm in size), cordierite, porphyroblastic alkali-feldspar, plagioclase, red-brown biotite and muscovite.

In the southeastern part of the area, many lenticular bodies of schistose hornfels~gneiss are intercalated in gneissose granites, especially in gneissose granite (I), and highly contaminated by them. In general, they are fine-banded sillimanite-cordierite two-mica hornfels probably derived from clayslate, although the rocks

lacking in sillimanite occur in some parts. Chief components of them are mosaic quartz (0.5 mm \pm in size), plagioclase, alkali-feldspar, red-brown biotite, muscovite, granular cordierite, and sillimanite (fibrolite)

Such schistose hornfels~gneiss has the E-W~NE-SW trend which almost coincides with the structure of surrounding gneissose granites.

Besides these, numerous small bodies of hornfels are captured by Ikuta granite in the southern part of the area. They are slightly schistose or, in some parts, almost massive. Among them, cordierite-biotite hornfels, cordierite two-mica hornfels, biotite hornfels, etc. might have been derived from clayslate, and they are rather fine-grained (0.2 mm \pm in size of quartz grain). On the other hand, garnet-biotite hornfels, biotite hornfels, etc. might have been derived from sandstone.

Spinel-bearing quartzo-feldspathic hornfels has been discovered near Kitayama, Toyooka village, captured by Ikuta granite. It consists chiefly of quartz (0.5 mm \pm in size), microcline, plagioclase and garnet, and subordinately of spinel, andalusite, sillimanite, pinite probably altered from cordierite, and iron ore. The last mineral is concentrated in some parts.

Diopside-plagioclase-quartz hornfels is observed near Iinuma, Minakata village, captured by the apophyse of Ikuta granite, and seems to have been derived from a kind of calcareous cherty rock.

Meta-diabasic rocks

Lenticular or blocky bodies of meta-diabasic rocks less than several 100m occur abundantly in Ikuta granite, especially as swarms in the central part of it. Main parts of these bodies are fine-grained, almost massive, dark-greenish in colour, characterized by diabasic texture, and chiefly composed of plagioclase, green hornblende and biotite. Contaminated by Ikuta granite, they are gradually changed to medium-grained and distinctly schistose rocks, which are nearly characterized by granitic texture and chiefly composed of plagioclase, quartz, biotite and green horn-

blende, and finally changed to Ikuta granite proper. Similar rocks occur in gneissose granites as several small bodies.

Gabbroic rocks

They are found in Toyooka and Minakata villages as nearly round or ellipsoidal bodies, probably captured by gneissose granite (II) in the former place and by both of Ikuta granite and gneissose granite (I) in the latter. Generally, they are coarse-grained, dark-greenish in colour and characterized by large poikilitic amphiboles. The rock of Toyooka village consists chiefly of brown and green hornblendes, cummingtonite, plagioclase and biotite, while, that of Minakata village consists of brown and green hornblendes, olivine, hypersthene, augite, plagioclase and subordinate amount of spinel, actinolite, serpentine and iron ore.

Gneissose granites

Gneissose granites show general structure of E-W~NE-SW trend, with some exceptions, coinciding with the trend of schistose hornfels~gneiss which is numerously intercalated or captured in them. They are intruded by Ikuta granite.

Gneissose granites can be classified into the following two types chiefly by field observations:

- | | |
|---|---|
| { | Gneissose granite (I) |
| | { Fine- to coarse-grained gneissose (hornblende-) biotite granite |
| | { Aplitic gneissose biotite granite |
| | { Porphyritic (hornblende-) biotite granite |
| { | Gneissose granite (II) |
| | Coarse-grained gneissose hornblende-biotite granite |

Gneissose granite (I) is developed on the north and the south of Ikuta granite, and also occur as small xenolithic bodies in gneissose granite (II) and Ikuta granite. The most of this rock-type seem to be a kind of "gneissose migmatite" probably derived from schistose hornfels~gneiss. It is quite heterogeneous and bears

many metamorphic relicts of various sizes.

Fine- to coarse-grained gneissose (hornblende-) biotite granite occupies the main part of gneissose granite (I). Chief constituent minerals are quartz, alkali-feldspar, plagioclase, dark-brown or greenish-brown biotite and sometimes green hornblende, the first three minerals constructing nearly granoblastic texture and the others schistose texture. In some places, aplitic gneissose biotite granite occurs, and usually grades into the main part of gneissose granite (I). Porphyritic (hornblende-) biotite granite occurs in the southeastern part of the area and also grades into fine- to coarse-grained gneissose (hornblende-) biotite granite. It is characterized by large poikilitic alkali-feldspars and shows nearly granitic texture.

Gneissose granite (II) occurs in the southwestern part of the area and extends further south. It shows a half dome structure near the northern border of it, due to the distinct parallel arrangement of "eye-shaped" alkali-feldspars and plagioclases. This rock-type seems to be intruded later than gneissose granite (I). Under the microscope, it shows the protoclastic texture in a marked degree.

Ikuta granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite)

It has been named in Ikuta village and occupies the almost half of the area. It might be considered as a large concordant intrusive mass with the metamorphic rocks and gneissose granites.

Ikuta granite is greyish or pinkish in colour, almost massive, but partly schistose or porphyritic. It carries basic inclusions of various sizes in abundance. It comprises hornblende-biotite granodiorite and, in local, hornblende-biotite-quartz diorite. Under the microscope, it shows nearly granitic texture composed of tabular plagioclase, interstitial quartz and poikilitic alkali-feldspar. Regarding mafic minerals, deep-brown biotite and green hornblende are quite abundant, and augite, cummingtonite, allanite, etc. are present in a small amount.

Small apophyses of Ikuta granite occur in Minakata village, being intruded into gneissose granite (I) and cordierite gneiss. They are constructed from fine- to medium-grained biotite granite.

Hissori granite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite)

Main part of this granite occurs in “Akaho” sheet-map area. It is intruded into cordierite gneiss with sharp boundaries.

Quartz Porphyry-Granite Porphyry (Dyke)

They are intruded into the granitic rocks as dykes less than several 10 m in width and, in some cases, gradually changed to each other. These rocks are assumed to be correlated with the late-Cretaceous acid hypabyssals in the Hida-Kiso region.

Neogene Tertiary

Ina formation The formation covers the granitic rocks and is developed mainly on the eastern side of the Tenryū-gawa, especially to the south of the Koshibu-gawa. It is about 100 m in thickness, and dips gently to the west. It consists mainly of conglomerate and subordinately of sandy and clayey bed and lignite bed. The pebbles of conglomerate are well-rounded and well-sorted chert, sandstone, clayslate, etc. Near Horikoshi, Toyooka village, *Metasequoia* sp. and others are included in lignite bed, and accordingly the age of the formation is considered to be late Pliocene or more earlier.

Misobeta member is tuff-breccia bed, chiefly consisting of angular~subangular andesite breccias, and the member is a remarkably continuous key-bed with 2~4 m thickness interbedded in the lower part of the formation.

Quaternary

Tenryū gravel bed (Pleistocene) It consists of granite boulder, sand, and clay. It unconformably covers the Ina formation and the granitic rocks, and forms extensive river terraces, showing almost three steps on both sides of the Tenryū-gawa. In the western side, however, the intense upheavals of the Kiso mountain range might have given rather the character of fan deposits than of

normal river terrace deposits to the gravel.

Talus deposits and Alluvium The former occurs on the foot of the Kiso and Ina mountain ranges and the latter is present in wide areas along the Tenryū-gawa and other streams.

ECONOMIC GEOLOGY

Antimony

Stibnite-quartz veins of small scale occur in Inagawa granite, in the upper reaches of the Iida-Matsukawa, but now they are not worked.

Building stone

The granitic rocks, especially Ichida granite among them, are quarried for building stone.

昭和32年12月20日印刷

昭和32年12月25日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

IIDA

(Kanazawa-86)

By

KIYOO KAWAMATA & NAOTOSHI YAMADA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1957