
5 萬分の 1 地質図幅説明書

赤 穂

(金沢一第 74 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

赤 穂

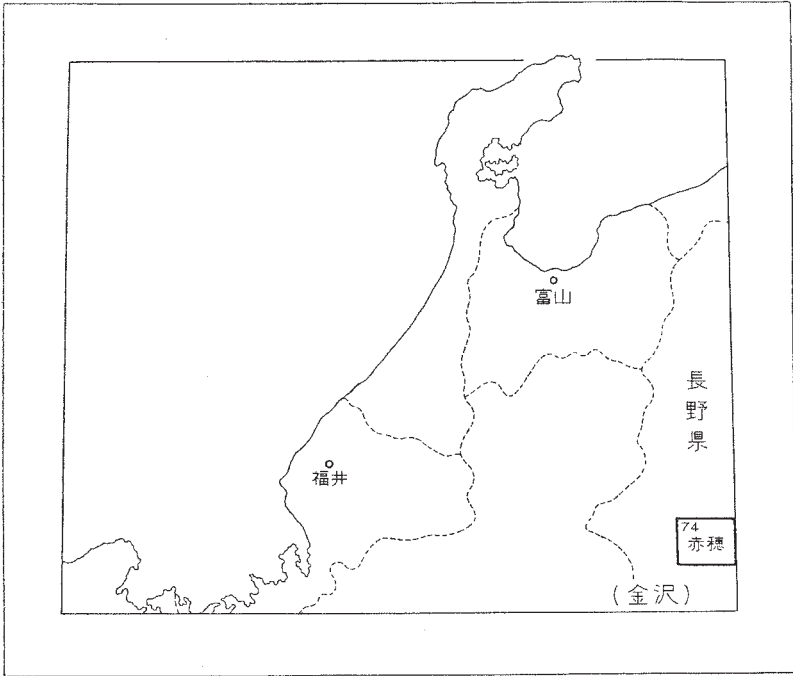
(金沢一第 74 号)

通商産業技官 村 山 正 郎
通商産業技官 片 田 正 人

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	5
II. 1 概 説	5
II. 2 古 生 層 (領家変成岩類の源岩を含む)	9
II. 3 領家変成岩類	11
II. 3. 1 黒雲母粘板岩帯	12
II. 3. 2 片状ホルンフェルス帯 I	16
II. 3. 3 片状ホルンフェルス帯 II	17
II. 3. 4 縞状片麻岩帯	18
II. 3. 5 斑斨岩～石英閃緑岩	23
II. 4 花崗岩類	25
II. 4. 1 市田花崗岩	25
II. 4. 2 太田切花崗岩	26
II. 4. 3 日曾利花崗岩	30
II. 4. 4 小岩体をなす花崗岩類	30
II. 4. 5 伊奈川花崗岩	32
II. 4. 6 木曾駒花崗岩	36
II. 5 脈 岩 類	40
II. 5. 1 輝 緑 岩	40
II. 5. 2 玢 岩	40
II. 5. 3 珪 長 岩	41
II. 6 第 四 系	41
II. 6. 1 天竜礫層	41

II. 6. 2 崖 錐.....	42
II. 6. 3 冲 積 層.....	42
III. 応用地質.....	43
文 献.....	43
Abstract.....	1

赤 穂

(金沢一第 74 号)

本図幅は、昭和 29 年 8 月から同年 12 月に至る間、延約 140 日の野外調査によって作成された。なお本図幅調査は、同時に河田清雄・山田直利技官による南隣飯田図幅の調査と、密接な連携のもとに行われた。

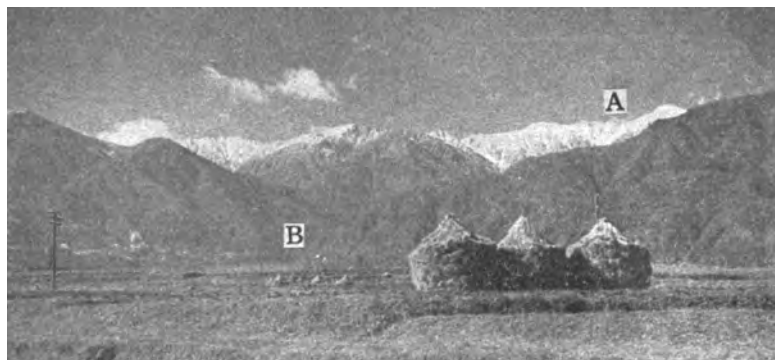
本説明書の作成にあたり、花崗岩類の記述は村山が、変成岩類の記述は片田が担当した。

I. 地 形

本図幅に含まれる地域は、地形上、① 図幅地域西半部の高山岳地域（木曾山脈）、② これと天竜川とに挟まれる新期堆積物からなる低平な地域（伊那谷）、③ 天竜川東部の開析の進んだ山地（伊那山脈）、の 3 地域に大別することができる。これらの 3 者は、相互に対照的な、変化に富んだ景観を呈している（図版 1 a, b 参照）。

本図幅は第 1 図に示すように、長野県南部の上伊那郡と西筑摩郡に跨がる地域に位置し、図幅地域内には伊那市および駒ガ根市が含まれる。図幅地域の東縁を天竜川が南流し、西半部には、木曾駒ガ岳^{註 1)}を主峯とする木曾山脈（いわゆる中央アルプス）が南北に連なっている。

註 1) 一名西駒ガ岳とも呼ばれている。



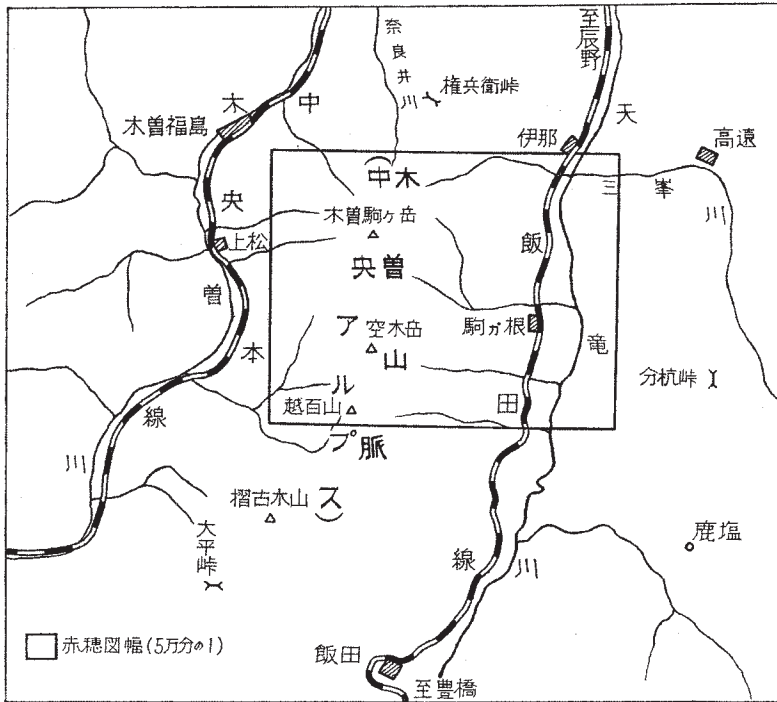
図版 1a 駒ガ根市赤穂附近から木曾山脈（中央アルプス）を望む
A: 宝剣岳 (2,933m) B: 太田切川



図版 1b 駒ガ根市赤穂南方から東方山地（伊那山脈）を望む A: 火山峠

天竜川に沿う低平な地域には、鉄道および道路が発達していて、交通の便がよいが、西半部の木曾山脈に属する地域は地形が峻しく、登山者を対象とする登山道および営林事業のための運搬道が、東方の伊那側と西方の木曾側とから若干開設されているに過ぎない。

1) 木曾山脈は一名中央アルプスとも呼ばれ、北アルプス（飛驒山脈）および南アルプス（赤石山脈）とともに、いわゆる日本アルプスの1員であり、図幅地域内にはその主要部をなす山稜が南北に連なっている。すなわち、北から南に将基頭山 (2,727 m)・駒ガ岳 (2,956m)・宝剣岳 (2,933m)・熊沢岳 (2,772m)・空木岳 (2,864m)・



第1図 図幅周辺概略地形図

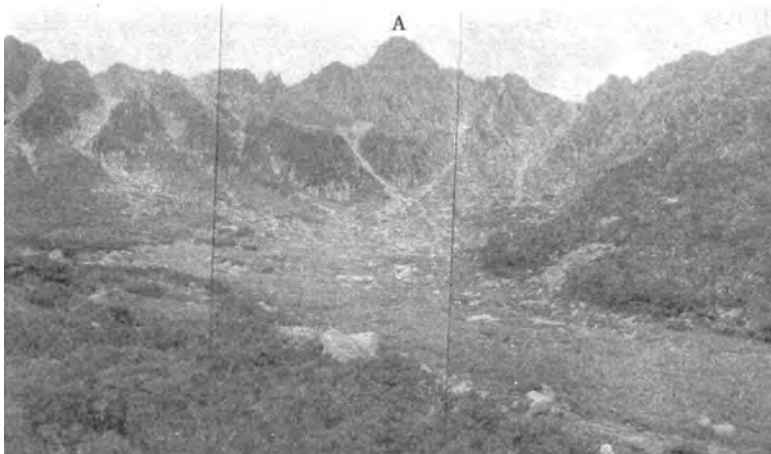
南駒ガ岳 (2,842m) 等を含む標高 2,700m 以上の主要山岳が聳える。この山稜は北端では茶白山 (2,652m), 南端では越百山 (2,613m) 等のように、高度標高は 2,600 m 程度になり、さらにこの北方あるいは南方図幅地域外では高度が減じ山容も穏やかとなる。中央の主山稜は幅の狭い屋根を形成して、花崗閃緑岩あるいは花崗岩からなる峻しい岩稜をなすことが多い。この山稜部の東西両斜面は、東側急、西側比較的緩、の非対称勾配である場合が多い。

木曾山脈の河谷については、東側斜面では、谷幅の狭い、処々に大小の滝を有する急流をなして、新期堆積物からなる天竜川西岸の平坦地帯を経て、天竜川に注ぎ、西側斜面では、東側のものに較べて比較的谷幅も広く、流れもゆるやかな河谷をなして

木曾川に注いでいる。なお、木曾山脈北端部の茶白山北側からは奈良井川が北流し、松本市附近で犀川に合流し、遂には日本海に注ぐ。

木曾山脈地域には、高度を異にする数段の平坦面が存在することが認められ、5万分の1地形図にもその大部分がかなり表現されている。これらに関連しては幾つかの報告がなされており、また北方に位置する飛騨山地（特に北アルプス地方）あるいは木曾地方に発達する平坦面との関係についても述べられている^{8) 12)}。平坦面としては、①駒ガ岳面、②空木岳面・将基頭山面（圏谷底）、③烏帽子山面、の3面が区別されている。各面の高度は、①は約2,900 m、②は約2,600～2,700 m、③は約2,100～2,200mに相当する。これらの面以列に、空木岳東方の尾根（約2,300m前後）、図幅地域中央部のオッ越南方の尾根（約1,650m）等に平坦地形が認められる。また図幅地域北西部には、崖錐堆積物で覆われた平坦地形が認められ、これらと同様な平坦地形は、西隣の上松図幅地域内の諸所に存在している^{註2)}。

主要山稜には、地質図に示すように、カール（圏谷）地形が処々に認められる。いずれも山稜の東側に限られ、かつカール底の高度は大体2,600mで、これ以下には存在しない。典型的なものは、駒ガ岳北方の濃ガ池、宝剣岳東方の千畳敷、南駒ガ岳東



図版2 千畳敷カール A:宝剣岳

註2) 5万分の1上松図幅および同説明書に記述されている（未発表）。

方の摺鉢窪等において認められる（図版2参照）。カール底には、大小の岩屑状岩塊が堆積し、摺鉢窪では厚さが約20～30 mに達することが観察され、また湿地あるいは沼が形成されている場合が普通で、附近にはいわゆるお花畠が見られる場合がある。濃ガ池はこの代表的なものである。

2) 木曾山脈と天竜川とに挟まれる天竜川西岸地域は、木曾山脈に源を発する大小の河川、特に太田切川・中田切川・与田切川等の運ぶ扇状地堆積物に覆われて、天竜川に沿い南北に連なる幅の広い低平な地形を呈している。伊那谷は河成段丘の発達で知られ、南隣する飯田幅地域内では、数段の段丘の存在が明らかに認められる場合があるが、本図幅地域内では、扇状地の発達が優勢なために、河成段丘は不鮮明になっている。広大な扇状地の発達のために、天竜川は東方に移動して現在の位置に達したものと考えられ、現在の河岸には新期の河岸段丘および現河床堆積物が認められる。木曾山脈地域に発して扇状地内を東流する各河川は、扇状地堆積物を深くえぐり、この地方で“田切り”と称する地形を形成している。

3) 天竜川東岸の伊那山脈では標高800～1,000 m前後で、なだらかな起伏を示し、開析の進んだ各河谷には岩屑が広く堆積している。

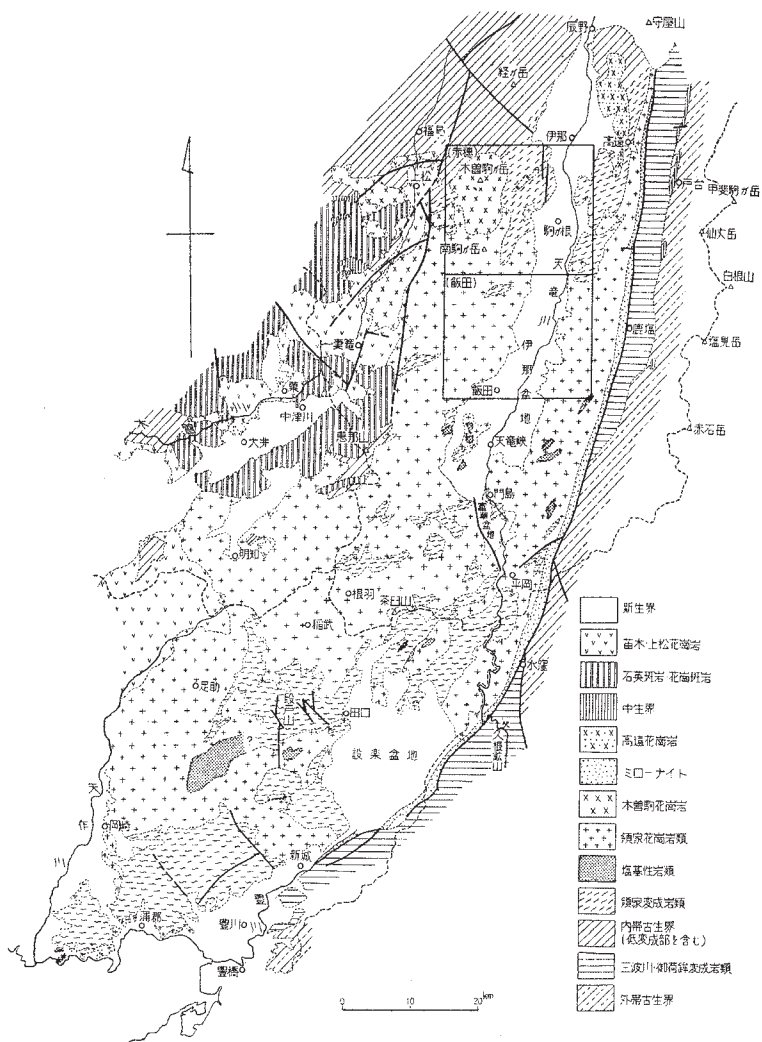
II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅に含まれる地域は、古生層、主として古生層に由来する変成岩類、花崗岩類および新期に生成された扇状地堆積物等から構成される。変成岩類および大半の花崗岩類は、中央構造線の北側に帯状に連なるいわゆる領家帯に属するもので、同帯のほぼ北端に位置する（第3図参照）。

中部地方の領家帯の概略の地質図を本図幅調査および既存の諸資料によって作成し第2図に示す。また、本図幅地域内の地史の概略を総括して第1表に示す。

古生層（未変成）は、図幅地域内では北東隅の小区域に分布しているに過ぎないが、その延長はおもに西方および北方地域外に広く分布していることが知られている。西



第2図 中部地方領家帯地質概略図

第 1 表

現 世	沖 積 層		
洪 積 世	天 竜 礫 層	(氷蝕作用 (カール形成))	
		(木曾山脈隆起)	
		玢岩・輝緑岩および珪長岩	
		木曾駒花崗岩	
		伊奈川花崗岩	
領家変成岩類および花崗岩類	縞状片麻岩帯 片状ホルンフェルス帯 I・II 黒雲母粘板岩帯	日曾利花崗岩	
		太田切花崗岩	
		市田花崗岩	
		輝緑岩 (変輝緑岩)	
		斑岩～石英閃緑岩	
		↑	石英斑岩～花崗斑岩
		古 生 代 後 期	古 生 層 (粘板岩砂岩互層, 礫岩・チャート・石灰岩および塩基性凝灰岩など)



第3図 領家帯分布概略図

隣する上松図幅地域内の古生層からは *Yabeina globosa* (YABE) が発見されており、上部二畳紀に属するものとされている¹¹⁾。この地域の古生層は粘板岩および砂岩の互層からなる。

変成岩類は一部の例外を除いて、古生層に由来するものであるが、そのうち主として粘板岩からの変成岩の変成度を基準として、低変成度のものから、黒雲母粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯Ⅰ・片状ホルンフェルス帯Ⅱ・縞状片麻岩帯、の4帯に区分され、これらの各帯は全体として帯状の分布を示している。なお、本図幅地域に連続する北方地域においては、黒雲母粘板岩帯が広い分布を示し、一部では古生層と漸移しているものようである。この変成岩類は、天竜川に沿う新期堆積物からなる幅広い地域をはさんで、その東と西に分布しているが、東西両地域の変成岩類の帯状分布は多少食い違っている。

次に、花崗岩類は、岩体および岩相により、1) 伊奈川花崗岩——図幅地域南西部に広く分布する角閃石黒雲母花崗岩、2) 市田花崗岩——図幅地域中南部に分布する黒雲母花崗岩、3) 太田切花崗岩——図幅地域中央部のおもに縞状片麻岩分布地域に認められる両雲母花崗岩、4) 木曾駒花崗岩——おもに木曾山脈主稜の大半を構成する角閃石黒雲母花崗閃緑岩、5) 日曾利花崗岩——図幅地域南東部の縞状片麻岩分布地域に認められる角閃石黒雲母花崗閃緑岩、6) その他の小岩体——上記以外の諸

処に見られる小岩体に区分することができる。

これらの花崗岩はいずれも変成岩類を貫ぬいているが、各花崗岩相互の関係を明確に示す野外の事実はあまりよく知られていない^{註3)}。おもなる花崗岩の分析値は第2表に示してある。なお、木曾駒花崗岩類似の花崗岩質岩石の小岩体が、西接する上松図幅地域内で、領家帯に含まれない地域内にも存在することが知られている^{註4)}。

天竜川西岸には、新期の堆積物が全体として南北に連なり、幅広い扇状地をなして分布している。

図幅地域内の領家変成岩類は、一般に約 N40° E の走向を示している。この走向は、大きくみて、中部地方領家帯およびその西側の古生層の一般的な走向と大体一致している。しかし局地的にみると、縞状片麻岩帯の北部（太田切花崗岩分布地域）には、半ドーム状構造がみられる。この半ドーム状構造は、その東部および北西部を断層で限られている（烏帽子岳を通る北東—南西に細長い太田切花崗岩は、断層に沿って貫入していると考えられる）。

図幅地域の北西隅にみられる古生層と領家変成岩類とを限る断層は、この部分および西隣上松図幅地域と、おそらく北隣伊那図幅地域内で、領家変成岩類の北西縁を限るものである。また、木曾山脈地域を構成する変成岩類や花崗岩類が伊那盆地に接する部分には、しばしば N-S 性の断層がみられる。西春近村にみられるもの以外は、小規模であり、あるいは局部的にわかっているにすぎないため地質図には示していないが、太田切川河岸・中田切川河岸・与田切川北部等で観察することができる。木曾山脈地域の東西両縁辺部にみられるこれらの諸断層は、おそらく木曾山脈地域の相対的な隆起および伊那盆地の生成に関係しているものであろう。

なお、図幅地域内には、有用鉱床として認むべきものはきわめて少ない。

II. 2 古生層（領家変成岩類の源岩を含む）

図幅地域北西隅に小範囲に分布する未変成の古生層は、粘板岩砂岩互層からなる。

註3) 唐木田芳文氏（九州大学地質学教室）の鑑定によれば、伊奈川花崗岩・市田花崗岩・木曾駒花崗岩中に含まれるジルコンは、他の地域の領家帯を構成する花崗岩類に含まれるものに對比され、また、時代は中生代初期と考えられている。

註4) 5 万分の 1 上松図幅および同説明書参照（未発表）。

第 2 表^{註5)}

	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
	上87	E 5	E 13	AK819A	AK 16	AK 8a	AK 61
SiO ₂	73.78	69.00	70.19	68.96	75.04	73.74	65.89
TiO ₂	0.22	0.21	0.15	0.48	0.12	0.17	0.55
Al ₂ O ₃	13.95	15.59	15.50	16.00	14.36	14.42	15.63
Fe ₂ O ₃	0.58	0.47	0.62	0.78	0.25	0.31	1.26
FeO	1.59	2.96	2.07	2.88	0.84	1.23	3.43
MnO	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.10
MgO	0.38	0.76	0.69	0.24	0.23	0.39	2.18
CaO	1.82	4.18	3.37	3.25	0.98	1.44	4.50
Na ₂ O	2.97	3.27	2.99	3.54	3.56	3.13	2.87
K ₂ O	3.93	2.86	3.58	2.59	3.77	4.31	2.51
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.11	0.17	0.08	0.08	0.13
+H ₂ O	0.39	0.50	0.43	0.65	0.41	0.41	0.64
-H ₂ O	0.05	0.10	0.21	0.14	0.13	0.15	0.16
Total	99.85	100.00	99.94	99.75	99.80	99.81	99.85

分析者 ①, ④, ⑤, ⑥, ⑦, 山田・大森技官 (地質調査所技術部化学課)
 ②, ③ 川野・山田技官 (" ")

①	上87	伊奈川花崗岩 (角閃石黒雲母花崗岩), 長野県西筑摩郡大桑村横山(上松図幅内)
②	E 5	" ("), 長野県上伊那郡飯島村与田切川上流 (飯田図幅内)
③	E 13	市田花崗岩 (黒雲母花崗岩), 長野県上伊那郡飯島村前沢 (飯田図幅内)
④	AK 819A	太田切花崗岩 (黒雲母花崗岩), 長野県駒ガ根市太田切黒川下流
⑤	AK 16	" (両雲母花崗岩), 長野県駒ガ根市太田切黒川不動滝附近
⑥	AK 8a	" ("), 長野県駒ガ根市太田切黒川オツ越附近
⑦	AK 61	木曾駒花崗岩 (角閃石黒雲母花崗岩), 長野県伊那市将基頭山

註 5) ①～⑦のうち, 試料採取地点が本図幅地域内に含まれる④～⑦は, その地点を地質図上にこれらと同符号で示してある。なお, ①は上松図幅, ②および③は飯田図幅を参照されたい。

また既述のように天竜川兩岸地域に広く露出する領家変成岩類の源岩は、変輝緑岩・斑板岩～石英閃緑岩および石英斑岩～花崗斑岩を除けば古生層とみなされ、このなかにはチャート・石灰岩・礫岩・塩基性凝灰岩および少量の斑板岩質岩石が認められる。これらに関しても、記述の便宜上、簡単にこの項でふれることにする。

チャートは一般に厚さ 20～30 m 以内で、分布としては、天竜川西岸の太田切黒川上流から北東に走る断層より南東では、まれにしか存在しない。

石灰岩はチャートに伴なうきわめて小規模のもので、いずれも厚さ 2, 3 m 以内である。

礫岩は地質図に示した以外にも、伊那市小屋敷南方・太田切黒川流域等、チャートに乏しい地域には、しばしば転石としてみいだされる。一般に、砂岩質の基質中に、小豆大から長径 2 cm 程度の粘板岩・チャート等の礫を含んでいる。また、この礫のなかには、明瞭な礫とはいいがたいもの、すなわちきわめて扁平なチャート・粘板岩や、長さ 10 cm 以上にも及ぶ不規則な（飛び散ったような）形の粘板岩がみられ、それらも主として砂岩中に含まれている。このような礫岩は、いわゆる異状堆積によるものであろう。

塩基性凝灰岩および斑板岩質岩石は、いわゆる輝緑凝灰岩と称される緑色の岩体である。塩基性凝灰岩の大部分は、やゝ不均質で粘板岩と互層し、層理を示すことが多い。しかし、木曾駒ヶ岳西方のもののように、塊状な岩体もある。斑板岩質岩石としたものは、駒ヶ根市北東の火山峠附近に、塩基性凝灰岩に伴なって露出する。この岩石は、現在は源岩の組織が改変されているために、本来の詳細な岩相は不明である。

石英斑岩～花崗斑岩質岩石としたものは、幅数 10 cm 程度またはそれ以上の、細粒、優白色の岩脈あるいは岩床である。その貫入の時期は古生層堆積後、領家変成作用前という以上に、詳しいことは明らかではない。

II. 3 領家変成岩類

領家変成岩類は、図幅地域北西隅附近を走る断層から南東に広く分布し、南東方へ向かうに従って変成度を増している。ただし、この北西限は、木曾駒ヶ花崗岩体周辺の熱変成岩分布範囲と重なっている。領家変成岩類として代表的な縞状片麻岩は、赤穂

北西方の太田切川流域、および図幅地域南東部の天竜川東岸の川沿い等に、標式的に露出している。

これらの領家変成岩類は、変成度の低いものから高いものへ、黒雲母粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯Ⅰ・片状ホルンフェルス帯Ⅱおよび縞状片麻岩帯、の4帯に分類した^{註6)}。ただし各帯は、地質図に示すように明確な境を示すものではなく、かなりの幅を持って漸移し、またしばしば錯綜している。特に片状ホルンフェルス帯Ⅰ・Ⅱ間の境界は不鮮明である。

このような変成岩類の分類は、主として粘板岩から変成した岩石の観察に基づくもので、各帯の野外および鏡下の概略的な特徴は、第3, 4表に示されている。なお第5表は、石灰岩・塩基性凝灰岩等から変成した岩石の鉱物を示したものである。このような岩石は本図幅地域内では量的に僅少なため、資料としては不備の点も多いが、各帯ごとにそれぞれ特徴があるので、わかった範囲の事実をこの表にまとめたものである。第3～5表に示した事実を補足して、主として鏡下における観察事実を記載する。

II. 3. 1 黒雲母粘板岩帯

本帯はごく軽微な変成をうけた諸岩類を含み、本図幅地域の領家帯の最外縁部を構成し、図幅地域北東隅附近の断層によって、その北西限を限られる。

図幅地内では、本帯の露出する地域は一般に高峻な地形を示すので、詳細な観察はきわめて困難であり、また後述の木曾駒花崗岩の熱変成帯と重畳しているので、北西限附近の岩石が領家変成岩類に属するものか、木曾駒花崗岩貫入の影響による熱変成岩に属するものか、を判定することは容易でない。

鏡下でみると、大部分が源岩の構造をそのまま残しており、大半の石英・長石の破片は再結晶していない。現在再結晶している鉱物としては、主として微細な石英・絹雲母・緑泥石・黒雲母(屈折率 $\gamma = 1.635, 1.638$)および電気石・鉄鉱・石墨などで、絹雲母は弱い片状配列を示すことがある。

註6) この4帯の名称は、他地域における領家変成岩類その他変成岩類の分類の際にもしばしば用いられている。しかし本図幅地域と他地域の各帯との対応は、まだ充分ではない。

第 3 表 頷家変成岩類各帯における粘板岩から変成した岩石の特徴

	黒雲母粘板岩帯	片状ホルンフェルス帯 I	片状ホルンフェルス帯 II	縞状片麻岩帯
野外における特徴	未変成の古生層に類似するが、雲母の微細な光輝や点紋状の集合体が僅かに認められる。	より粗粒、やゝ片状で黒雲母の生成によつて褐色味を帯びる。よびその層理は明瞭で、また擾乱をうけた部分は少ない。	(漸移的な性質を示す)	より粗粒、著しく片状で、しばしば黒白の縞状構造が発達する。源岩の詳細な岩種、層理の不明瞭な部分が多く、小規模の褶曲・断層がおびたゞしい。
変成岩類に伴なう貫入岩体	顕微鏡的な石英細脈がみられる。	左記に同じ	場合により、石英脈・電気石白雲母ペグマタイトまたは太田切花崗岩岩脈がみられる。	天竜川西岸地域には、多量のペグマタイト・太田切花崗岩岩脈・長石石英脈および変輝緑岩・斑礫岩～石英閃緑岩がみられる。天竜川東岸地域には細粒黒雲母花崗岩・長石石英脈および斑礫岩～石英閃緑岩がみられる。
鏡下における特徴	少量の雲母・石英などの微細な結晶が再結晶している以外に、大部分の鉱物は元のまゝ残留している。きわめて弱い片状構造がみられることもある。	ほとんど完全に再結晶している。しかし本来の組織のなごりは残つている。雲母・石墨などは片状に配列している。	長石・石英の大きさは径0.2mmくらいで、モザイク構造を示す雲母などは片状に配列している。	長石・石英の大きさは径0.5mmくらいに成長している。たゞし時に(特に石英の)粒度、結晶形は不規則である。雲母などはやゝ片状に配列している。

第 4 表 各帯における粘板岩から変成した岩石の鉱物とその性質

	黒雲母粘板岩*	片状ホルンフェルス帯 I	片状ホルンフェルス帯 II	縞状片麻岩帯
石 英			モザイク状	波状消光縫合状外形を示す。
斜 長 石	?	灰曹長石	おもに灰曹長石	灰曹長石～中性長石。まれに弱い累帯構造や曹長石質の外縁がみられる。
微斜長石	?	塵埃状包有物が多い。	包有物多く、時に細かい格子状構造がみられることがある。	格子状構造・パーサイトがみられることがある。
緑 泥 石				
黒 雲 母	きわめて淡色～赤褐色。時に点紋状集合	オレンジ色～赤褐色	(漸 移)	赤褐色～褐色
白色雲母	微細な結晶	時に斑状集合。片状構造に斜交することが多い。	時に斑状集合	
紅 柱 石		絹雲母化	絹雲母化	
董 青 石		著しくポイキリティックな斑状変晶	(漸 移)	モザイク状結晶比較的新鮮
珪 線 石			繊維状	繊維状。白雲母を交代
柘 榴 石**				
鉄 鉞 石				?
	塵埃状	左記に同様	より大型結晶	左記に同様
電 気 石	中核部は青緑色、外縁部は褐色	左記に同様	左記に同様	褐色(アメ色)

* 黒雲母粘板岩帯に関する事実は、北隣伊那図幅内の資料を加味してある。

** 柘榴石はチャート質の粘板岩にみられる。

{ ————— 比較的存在する場合 }
 {少量、またはまれに存在する場合 } 第 5 表でも同様

第 5 表 各帯における塩基性凝灰岩・石灰岩などから変成した岩石の鉱物

	黒雲母粘板岩帯*	片状ホルンフェルス帯 I	片状ホルンフェルス帯 II	縞状片麻岩帯
石英	—————	—————	—————	—————
斜長石** ?	—————	—————	—————
微斜長石	—————	—————	?	—————
方解石	—————	—————	—————	—————
緑泥石	—————	—————	—————	—————
緑簾石	—————	—————	—————	—————
雲母***
無色および淡青緑色角閃石 ?	—————	—————	—————
淡緑色および青緑色角閃石	—————	—————	—————
緑色角閃石	—————	—————	—————	—————
単斜輝石	—————	—————	—————	—————
柎榴石	—————	—————	—————	—————
珪灰石	—————	?
柱石	—————	—————	?	?
チタン石

*主として北隣伊那図幅内の資料による。

**斜長石の成分は岩体によって差があり、一般的に灰曹長石～曹灰長石である。黒雲母粘板岩帯では、曹長石を含む岩体もある。

***黒雲母粘板岩帯では、白色・緑色・褐色の雲母、他の帯では主として褐色の雲母（黒雲母）。

II. 3. 2 片状ホルンフェルス帯 I

黒雲母粘板岩帯から本帯に入ると、岩石は黒雲母によって褐色（チョコレート色）を帯び、微細な雲母（日光をあてるとキラキラ輝く）、またはまれに堇青石の斑状変晶が肉眼でも認められる。

鏡下で観察すると、粘板岩からの片状ホルンフェルス I は、多くの場合、石英・黒雲母・白雲母・石墨・鉄鉱を含み、場合によって微斜長石・斜長石・堇青石・紅柱石・柘榴石（まれ）・電気石などを含んでいる。黒雲母（屈折率 $\gamma = 1.642$ （2 コ））は片状に配列するのが普通で、黒雲母粘板岩と同様に点紋状に集合していることもある。またまれに本来の層理面に斜交した方向に伸びて成長している。石墨は、塵埃状で、著しく片状に配列することがあり、また波状に細かく褶曲していることもある。微斜長石はやゝ斑状で微細な包有物（石墨）に富み、その包有物が周囲の片理に無関係な配列を示すことがある。斜長石（An 29% 以下）は石英とまぎらわしいため、もし存在しても発見が困難であるが、まれに双晶を示して、明瞭に斜長石とわかるものがある。白雲母は黒雲母に伴なうこともあるが、一般には黒雲母と異なって、片理に無関係な方向に伸長する傾向が強く、時によると斑状変晶またはその集合体を形成している。堇青石はまれで、伊那市小屋敷南方の、黒雲母に乏しい優白色の岩石には、径 1 cm に達するきわめてポイキリティック（海綿状）の斑状変晶の例がみられる。また、小黒川上流の木曾駒花崗岩体附近には、やはり斑状で、双晶を示す堇青石がみられるが、これは後述するように同花崗岩貫入の影響で生じたものではないかと考えられる。紅柱石は、天竜川東岸の猿岩北方等に比較的まれに存在する。長柱状を呈し、結晶の大半が絹雲母様鉱物によって交代されている。

砂岩からの片状ホルンフェルス I は、やゝチョコレート色で塊状を呈し、鏡下ではモザイク組織を示している。構成鉱物としては、粘板岩からのものに比較して有色鉱物が少なく、石英が多い。また堇青石・紅柱石は存在しない。また源岩に含まれていた長石が、よごれたまゝ残留していることが多い。

チャートからのものは小黒川上流にみられ、未変成のものに比較して、チャート特有の光沢が少ない。鏡下で観察すると、細粒、モザイク状の石英中に、少量の黒雲母・白雲母・鉄鉱（主として赤鉄鉱）などが散在している。

塩基性凝灰岩からのものには、構成鉱物として、石英・斜長石・方解石・黒雲母・角閃石・単斜輝石・緑簾石（クリノゾイサイトを含む）・柘榴石・チタン石・燐灰石・葡萄石・珪灰石（まれ）・鉄鉱などがみられる。またしばしばチョコレート色（主として黒雲母の存在による）、黄緑色（緑簾石）、濃緑色（角閃石）、淡緑色（輝石）、褐色（柘榴石）および白色（方解石）などの部分が、縞状または不規則な累帯を示している。

斑岩質岩石からのものは淡緑色（～緑色）を呈し、一部に橄欖石の径数 mm に達する斑状の結晶が認められる（残晶?）。鏡下で観察すると、無色またはきわめて淡緑色の角閃石・緑泥石・滑石・鉄鉱などが存在する。

石英斑岩～花崗斑岩からのものは、伊那市内萱西方および小屋敷南方で 2 岩体がみいだされた。鏡下で観察すると、源岩の斑状構造が認められ、前者は石英斑岩質、後者は花崗斑岩～花崗岩質岩石から変成したものとと思われる。斑晶の石英は源岩中にみられる形状を比較的良好に保ち、また斜長石は一般に変質しており、2 次的の細粒石英結晶を多数包有している。有色鉱物はすべて再結晶して黒雲母・鉄鉱などに变化している。石基は完全に再結晶し、上記諸鉱物以外に白雲母・チタン石・方解石等を含んでいる。

II. 3. 3 片状ホルンフェルス帯 II

本帯は片状ホルンフェルス帯 I に比較して、小規模の断層・褶曲あるいは珪長質小岩体などの存在が漸次顕著となり、粒度が増大する。しかしまだ源岩を判別することが可能である。

鏡下で観察すると、粘板岩からの片状ホルンフェルス II は、源岩の細かい構造は残されていない。ほとんどの場合、石英・斜長石・微斜長石・黒雲母（屈折率 $y = 1.640, 1.642, 1.643$ ）・白雲母・石墨・鉄鉱が存在し、場合によっては堇青石・電気石、まれに紅柱石・珪線石などがみいだされる。

以上の諸鉱物のうち、斜長石（An 32% 以下）は本帯に入って初めて主要構成鉱物として存在する。累帯構造は顕著ではないが、双晶は普通にみられる。堇青石は石墨(?)・黒雲母などの包有物をきわめて多く含む場合と、そうでない場合とがあり、しばしば周辺部から虫喰状に、緑泥石様鉱物または微細な絹雲母に変化している。紅柱

石は比較的にまれに存在し、ほとんど絹雲母に変化している。珪線石は、次の縞状片麻岩に普通にみられる鉱物であるが、本帯内でも西春近村西方などに局部的に存在し、いわゆるファイブライトと称される繊維状、または毛状の結晶である。雲母に伴なうことが多い。電気石は赤穂東方（天竜川東部地域）などでは長さ1 cm以上に達する斑状変晶がみられる。

砂岩からの片状ホルンフェルスⅡは、粒度は幾分増大しているが、片状ホルンフェルス帯Ⅰ中のものに類似している。ごくまれに柘榴石・斜方輝石を含有するものがある。

チャートからのものは、片状ホルンフェルス帯Ⅰのものに比較して粒度を増しており、そのため樹脂光沢を持っている。構成鉱物として、石英以外に少量の黒雲母・白雲母などが存在する場合と、角閃石・単斜輝石が存在する場合とがあり、前者は白色ないしチョコレート色、後者は緑色を帯びている。

塩基性凝灰岩からのものは、外観および構成鉱物とも、片状ホルンフェルス帯Ⅰのものによく類似しているが、より片状で、粒度が増大し、構成鉱物中に無色の角閃石がみられない。

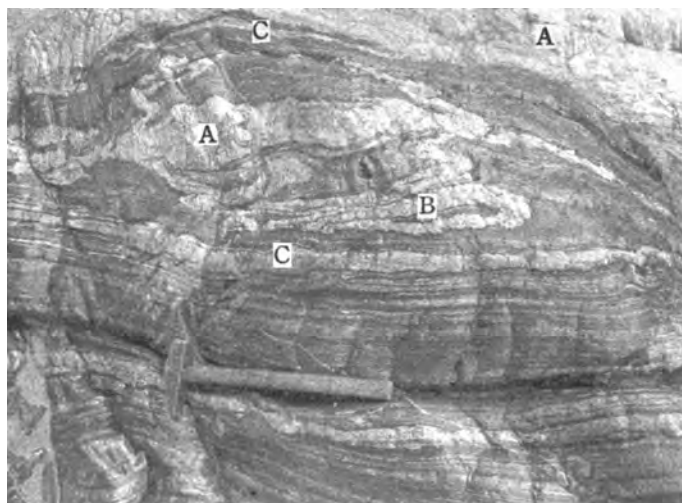
石灰岩からのものは、太田切川上流でチャートに伴なった薄層が1岩体みいだされた。片状構造を有し、石英・方解石・斜長石・単斜輝石・柘榴石・珪灰石・柱石などから構成されている。

石英斑岩からのものは、露出としては黒川上流に1岩体みいだされたのみである。灰白色、やゝ片状で、本来の組織がまだ残留し、石英・斜長石・黒雲母・白雲母・柘榴石などから構成されている。

II. 3. 4 縞状片麻岩帯

本帯に属する岩石は、古くから領家式片麻岩または進入片麻岩などとして知られていたものである。本帯は片状ホルンフェルス帯Ⅱとは異なり、天竜川西岸地域では片麻岩に伴なって、おびたしいペグマタイト・両雲母花崗岩（太田切花崗岩）小岩体・長石石英細脈・変輝緑岩および斑斕岩～石英閃緑岩などがみられる^{註7)}。一方天竜川

註7) これらの諸岩類のうち、斑斕岩～石英閃緑岩以外のものは、繁雑になるのを避けて地質図には示していない。



図版3 縞状片麻岩 (太田切川河床)

pegmatite (A) を伴ない、そのpegmatiteは著しく彎曲 (ptygmatic folding) し (B), また層々進入 (lit-par-lit-injection) 様の外観 (C) を呈する。

東岸地域の縞状片麻岩中には、地質図に示したような細粒黒雲母花崗岩の小岩体や長石石英細脈が認められる。なお縞状片麻岩自身の性質にも、天竜川の両岸地域で多少の差異を示す。まず、天竜川西岸地域の縞状片麻岩について述べると、粘板岩から変成した縞状片麻岩には、石英・長石を主とする白色部と、黒雲母に富む暗灰色部とによる幅約数 mm の縞状構造がよく発達している。この縞状構造には、片状ホルンフェルス II に、時に認められる弱い縞状構造がさらに強調されたような部分や、pegmatiteの一部がいわゆる層々進入 (lit-par-lit injection) したような部分がある (図版3 参照)。また片麻岩がpegmatiteなどに接する部分では、黒雲母が濃集したり、縞状構造がより明瞭になったり、逆に不明瞭になったり、乱されたり、あるいは縞状片麻岩がpegmatite中にぼけこんだりしている。

鏡下で観察すると、白色部と暗灰色部では、量に多少の差はあるが、いずれにも石英・斜長石・微斜長石・黒雲母 (屈折率 $y = 1.641, 1.644$ (2コ), 1.647) および少量の白雲母・堇青石・珪線石・鉄鉱・石墨 (?)・柘榴石 (まれ) などがみられる。

石英はほゞモザイク状を呈するほかに、間隙充填型のもの、あるいは長石など他鉱物内に包有されて丸味を帯びた小型のものとしてもみられる。斜長石 (An 33% 以下)

はミルメカイトを伴うことがある。微斜長石はすでに記述した各帯中よりも量的に多く、一般に包有物に富んでいる。珪線石は比較的普遍的に存在し、長石・堇青石などに包有されたり、雲母に伴っていることが多く、白雲母をしばしば交代してその仮像を示している。石墨は比較的大型の結晶で、鉄鉱との区別が付きがたい。

砂岩からの縞状片麻岩は多くは優白色であり、またやゝ片状に配列した黒雲母によって霜降状の外観を示すことがある。鏡下で観察すると、粘板岩源のものより幾分細粒であり、より典型的なモザイク構造を示している。構成鉱物の種類は、堇青石が存在しないことをのぞけば、粘板岩源のものと同差はない。

塩基性凝灰岩からのものは、花崗岩中の捕獲岩も加えて数岩体を地質図上に示してある。片状ホルンフェルス帯Ⅱ中のものに較べて一般に粒度を増し、特に黒雲母の成長が著しい。

鏡下ではネマトプラスチック組織を示すことが多い。構成鉱物として、片状ホルンフェルス帯Ⅱ中のもものと異なり、後退変成作用によると思われるものをのぞけば、緑簾石は存在しない。また角閃石の多くは緑色 (green ~ grass green) のものである。

一方天竜川東岸地域の縞状片麻岩は、天竜川西岸地域のものと同差を比較して、以下に記載するような差異を示す。

(イ) まず源岩の差異であるが、天竜川東岸には、しばしばチャートから変成したものがみられる。たゞしこれは、外観・構成鉱物とも片状ホルンフェルス帯Ⅱのものと同差はない。

(ロ) 赤穂東南東の穴山附近から、その南方の吉瀬附近にかけての岩石は、粒度・組織の点では天竜川西岸地域の片状ホルンフェルスⅡと縞状片麻岩との中間位の性質を有する。この地域のものでは、灰白色、暗灰色の部分が、天竜川西岸のものほどはっきりした明暗の対照を示さず、かつ両者は不規則に互層し、または混じていて、明瞭な片状または縞状構造は形成していない。この部分では珪線石の有無によって、片状ホルンフェルスⅡと縞状片麻岩との境界を引いた。

(ハ) 日曾利附近からその東方にかけての片麻岩は、一般に天竜川西岸地域のものより粒度が粗く、また(ロ)と同様に縞状構造は明瞭でないものもある^{註8)}。

註8) この附近の岩石は、飯田図幅において、片状ホルンフェルス～片麻岩(hf)としたもののうち、南向村北部の堇青石片麻岩として記述してあるものに相当する。

(ニ) 一般的に堇青石・珪線石がよりしばしばみいだされる。

(ホ) 石英質の部分が、肉眼的に淡褐色（淡い鉛色）を呈する場合がある。

変輝緑岩と称した岩石には、天竜川西岸の縞状片麻岩帯中にみられる塊状あるいは脈状のもの（変輝緑岩 I）と、後述の伊奈川花崗岩中に岩脈状あるいは岩床状の捕獲岩としてみられるもの（変輝緑岩 II）とがある。これらは、いずれも輝緑岩またはその類似岩が變成されたものと推定されるが、両者は、現在は多少異なった性質を示す。こゝには変輝緑岩 I につき記述し、変輝緑岩 II については伊奈川花崗岩の項で記述する。

変輝緑岩 I は、(イ) 變成帯中において、縞状片麻岩帯以外にはほとんど存在せず、本図幅およびその隣接地域の未變成古生層中には認められない。それ故、本来古生層中には存在していなかった可能性が強い。(ロ) 縞状片麻岩の細かい褶曲構造を明瞭に切っている岩脈状岩体がある。(ハ) 變成作用をうけている。したがってこの岩石の源岩は、縞状片麻岩の形成の途上で、變成作用が完結する以前に貫入した輝緑岩質岩石と考えられる。

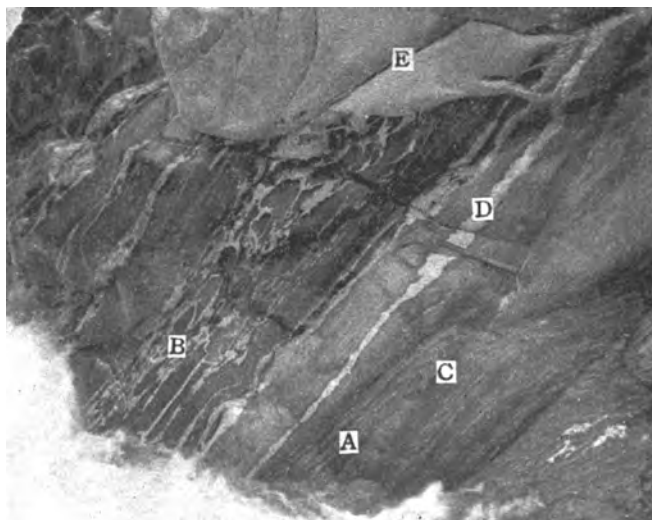
この岩石は一般に灰色～暗灰色、無片状、細粒で、しばしば径 1 cm に達する柘榴石⁹⁾の斑状変晶を含む。そしてより強く變成作用をうけた部分はより優白色（灰白色）、無片状で、この部分と暗灰色のまゝ残された部分との境界が、きわめて明瞭なことが多く、またこのような優白色部がアプライト質で、網目状を呈する露頭もみられる（図版 4 参照）。また時によっては、より強く變成作用を受けたと思われる部分が漸移的に片状構造を有するようになることも少なくない。

鏡下で観察すると¹⁰⁾、暗灰色、無片状の部分は、斜長石・緑色角閃石を主体とし、少量の石英・褐色角閃石・黒雲母・鉄鉱・燐灰石・チタン石を含んでいる。組織はしばしば輝緑岩に普通にみられるオフィティック様組織のなごりを留めている。また、柘榴石を含むものは肉眼的には暗灰色でも一般に角閃石を欠いている。

斜長石は自形に近い形を持つものが多く、中心部によごれた塩基性の部分（大体 An 60～80）が存在し、それを包んで新鮮な、より酸性の外縁部（大体 An 27～50）が取り囲んでいるものが多い。たゞし最外縁部が最も酸性とは限らない。

註 9) 東京大学都城秋穂氏の鑑定によれば、アルマンデインであろうとされている。

註 10) 鏡下の観察事実に関しては東京教育大学牛来正夫助教授の教示を得た。



図版4 縞状片麻岩・変輝緑岩・太田切花崗岩およびペグマタイトの露頭（太田切川河床）

A: 縞状片麻岩 B: 変輝緑岩, 網目状の優白色部（アブライト質）が発達している。C: 変輝緑岩, 岩脈状をなす D: ペグマタイト E: 太田切花崗岩, すべての岩類を切っている。

石英は細粒の粒状結晶であり，黒雲母は角閃石に伴ない淡褐色である。

優白色の部分は，暗灰色部に較べ石英・黒雲母の量を増し，角閃石を減じ，しばしばこれを欠く。諸鉱物は縫合状外形を示すが，モザイク状に近い部分もあり，一般の縞状片麻岩に類似してくる。

片状構造を有する部分は，野外でも鏡下でも，縞状片麻岩にきわめて類似し，この部分の観察だけでは，両者を区別することは容易でない。しかし，優白色，無片状の部分も，この縞状の部分も，斜長石に富み，微斜長石・珪線石・白雲母に乏しいという点で，一般の縞状片麻岩とはその性質を異にしている。

なお，変輝緑岩中の諸鉱物の容量比を示す図表が，後述の伊奈川花崗岩中の変輝緑岩IIの項に示してある（第4図参照）。

縞状片麻岩帯のペグマタイトは，まれに太田切花崗岩を貫ぬいているものもあるが，多くのは同花崗岩に貫ぬかれている。そして以下に示すように，同花崗岩よりむしろ縞状片麻岩に密接に関連している。量はきわめて多く，局部的には縞状片麻

岩より多い部分があり、多くは幅数 m 以下で、不規則な脈状～塊状を示す。

このペグマタイトの主要部分、すなわち幅 10 cm くらいまたはそれ以上の岩体にみられる岩相は、主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母などからなるきわめて粗粒の岩石であって、かつこれには白雲母および（または）柘榴石が存在する場合がある。

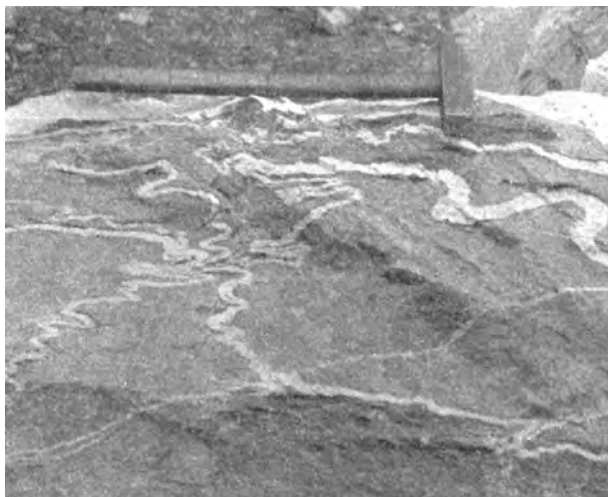
岩体の周辺部や、または幅約 10 cm 以下の岩体の末端部に当るものでは、岩相は漸移的に細粒のアプライト質となり、石英・斜長石・カリ長石を主とし、少量の雲母（主として白雲母）を含んでいる。この岩相は、変成岩中またはそれとの接触部において、きわめて複雑な現象を示している。いまその特徴的な事実を列挙すると、(イ) 片麻岩帯の「粘板岩起源の片麻岩」の項で述べたような事実（19 頁）。(ロ) 片麻岩中でのペグマタイト細脈は、きわめて彎曲したいわゆるプティグマティック褶曲 (ptyg-matic folding) をしている（図版 5 a, b 参照）。この褶曲は、程度の差はあっても大部分の細脈の部分にみられ、特に幅 1cm 程度の場合に著しい。そしてより大規模の岩体、すなわち上述の主要部分の岩相においても、黒雲母の配列から推定して褶曲をした細脈が重なり合って、形成されたと思われるようなことも多い。(ハ) 著しく縞状構造の発達した片麻岩の白色部のうち、比較的幅の広いもの（2～3 mm 以上程度）は、しばしばこのペグマタイトに連絡し、しかもペグマタイトに近づくに従って幅が広がっており、ペグマタイトの一部分が片麻岩の片理に沿って迸入 (lit-par-lit injection) した外観を呈している。

II. 3. 5 斑斨岩～石英閃緑岩

こゝに一括した岩石は一般に中粒～粗粒の塩基性岩石であって、変成岩類、まれに伊奈川花崗岩中に塊状をなして露出し、岩相はきわめて多様である。すなわち岩体によって、または同一岩体でも部分によって、コートランド岩（典型的ではなく、斜長石が少量存在する）・斑斨岩・閃緑岩・石英閃緑岩などと称しうる岩相を呈している。そして局部的には、上に述べた変輝緑岩に類似した細粒の岩相を伴っている場合もある。

斑斨岩 最も塩基性の岩相すなわち（コートランド岩質）斑斨岩は、緑色～暗緑色のきわめて堅硬な岩石で、風化面は凹凸があり、褐色の光沢を帯びている。多くの場合、長さ 2 cm に達する短柱状の角閃石が一面に発達し、それが新鮮な面では緑色～褐

(a)



図版 5 a, b 縞状片麻岩中の著しく彎曲したペグマタイト細脈 (太田切川河床)

(b)



色の光沢を有している。

鏡下で観察すると、構成鉱物は角閃石・斜方輝石・単斜輝石・橄欖石・斜長石・鉄鉱および少量の雲母・燐灰石・チタン石などである。

角閃石は淡緑色（中心部に多い）～淡褐色（外縁部に多い）で、著しくポイキリティックであり、輝石・橄欖石・斜長石などを多数包有している。斜方輝石は比較的自形に近く、無色である。単斜輝石はほとんどが不規則な外形の残晶として角閃石中に含まれる。橄欖石は丸味を帯び、角閃石中に含まれていることが多い。黒雲母は角閃石に伴ない、時にきわめて淡色である。

石英閃緑岩 上述の斑岩は斜長石の量が増大するに従ってより優白色になり、また一般により細粒となる。そして最も優白色のものは、太田切川沿岸の岩体のように斑岩質の部分を伴わず、岩相はほぼ石英閃緑岩程度と思われる。

鏡下で観察すると優白色に岩相が変化するに従い、斜長石の量を増して、橄欖石・輝石は存在しなくなる。そして次第に淡褐色の黒雲母と粒状の石英とが多くなり、角閃石も存在しなくなる。組織も不規則になり、石英・黒雲母・燐灰石などの細粒結晶の存在で、粒度も変化に富んでいることが多い。

II. 4 花崗岩類

II. 4. 1 市田花崗岩

岩体の大部分は灰色の色調を呈し、細粒～中粒の黒雲母花崗岩からなり、やや粒度の大きな斜長石が暗色の基地中に、斑状に近い状態で散点しているのが特徴的である。岩体の北端に近い部分は、灰白色中粒で、肉眼でもまた鏡下においても主体とはやや相違する岩相を示す。しかしいずれの場合にも、片状構造を示すことはない。岩体の東縁部および北半部には、幅約 10 m 前後の半花崗岩・ペグマタイトがしばしば認められ、また変成岩類と接する西縁部およびまれに岩体の中心域にも、変成岩塊をとりこんでいる場合がある。

鏡下において岩体の主体をなす細粒～中粒部は、自形～半自形粒状構造を示し、主要構成鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母が認められ、他に少量の燐灰石・

褐簾石などがある。カリ長石は全体として、岩体の南半部では比較的普通に認められるが、岩体の北部域に向かうに従ってその量を減じ、北端部においてはきわめて少量となる。他の主要構成鉱物に較べると少量で、他鉱物の間隙を填める場合があるが、南部域内の岩体では時に大きく発達して、石英・斜長石・黒雲母をポイキリティックに包含する場合もある。斜長石は比較的幅の広い短柱状を呈するものが多い。また、しばしば聚片双晶体の中央部に、絹雲母化作用を受けた部分あるいは汚濁した部分が認められる。この部分をとりかこむ他の部分は新鮮で、両者の間には比較的明瞭な境界が存在する場合が多い。またほとんどすべての斜長石は累帯構造を示し、上記の変質部を有するものでは、この部分の累帯構造と、これをとりかこむ新鮮な部分の累帯構造とは不連続であって、かつ中核部の方が周辺部よりも、全体として基性である。斜長石にこのような性質が明瞭に認められるのは、岩体の南半部、特に南端部域の岩石であって、北するに従い、不明瞭となり、後述する北端部の岩石では全く認められなくなる。石英は粒状のものが多いが、また間隙を填めるものもあり、波状消光あるいは部分消光を示すことが多い。黒雲母は暗褐色で比較的新鮮である。

北端部の岩石は主要構成鉱物の種類では、主体のもと変わらないが、少量の角閃石を伴ない、またカリ長石がきわめて少量となり、粒度が大きくなって、中粒の自形ないし半自形粒状組織を呈し、全体として花崗閃緑岩質の岩相を呈する。斜長石は前述したように、その中心部に2次的変質部を持たず新鮮で、微弱な累帯構造を示し、また時には彎曲したものが認められる。石英は波状消光あるいは部分消光を示す。角閃石は緑色普通角閃石で、小結晶体をなし、黒雲母と連晶をなすものもあり、多くは石英あるいは斜長石中にポイキリティックに包含されている。カリ長石は他鉱物の間隙を填める。

なお岩体の北端部には、比較的有色鉱物が集まった縞状の部分が見られ、この部分では黒雲母のほかに緑色普通角閃石の量も多い。また、斜長石も半自形長柱状をなし、ほとんどの長軸を一定方向に並べている。

II. 4. 2 太田切花崗岩

こゝに太田切花崗岩としたものは、太田切川中流部を中心とする地域一帯に分布し、両雲母花崗岩を主とする岩体を一括したものであるが、分布上からみれば大体3

地域に分かれている。すなわち、(1) 太田切川・黒川合流部の縞状片麻岩分布地域内、(2) 市田花崗岩体の北西縁辺地域、(3) 太田切黒川中流部の縞状片麻岩分布地域の北縁辺部、の3地域である。

これらの各岩体は分離していて、直接に相互間の関係を観察することはできないが、全体的にみて、3者が天竜川西方の変成岩類、特に縞状片麻岩の分布地域内あるいはその周辺に分布すること、および岩相上相互に多少の相違はあるが、ほとんどすべてのものが細粒の両雲母花崗岩であること、などの共通した特徴を持っている。

(1) 太田切川・黒川合流部附近に見られる太田切花崗岩は、縞状片麻岩帯の内部に位置し、他の2分布地域のものよりも岩相に変化がある。縞状片麻岩類とは不規則な形状で接するが、その接触部は一般に鮮明な境界を有する。岩相上からは、灰色細粒黒雲母花崗岩・灰白色細粒両雲母花崗岩、および最も優白色の細粒両雲母花崗岩の3者に区別される。しかし、これら3者はおのおの独立した3岩体をなすものではなく、相錯雑した分布状態を示し、それらの間にはいろいろな変成岩類からなる大小の岩体が諸処に認められる^{註11)}。3者間の相互関係のうちで、しばしば観察されるのは、灰色細粒黒雲母花崗岩は、常に灰白色細粒両雲母花崗岩およびより優白色の細粒両雲母花崗岩によって貫ぬかれており、後2者の間は、相互に急激な移化を示し、もしくは後者が前者を貫ぬいている関係である。

灰色細粒黒雲母花崗岩（上記3種のなかで量的には一番少ない）は均質で、細かい黒雲母が多量に存在し、全体として暗色の色調を呈する。鏡下において、主要構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母であり、他に褐簾石がまれに認められる。長柱状の斜長石が、粒状の石英、不定形の黒雲母とともに、方向性を示さず比較的密接し、しばしば残オフィティック様組織に近い組織を示すことが特徴である。斜長石はほとんどのものが新鮮であるが、中心部に絹雲母化作用を受けた部分があるものもある。正規の累帯構造が顕著な場合が普通である。多量に存在する長柱状斜長石はアルバイト双晶をなしているが、斑状に近くやゝ大形に発達する少数の斜長石は、いろいろな双晶形式の組み合ったものが多い。これら諸鉱物の間隙をカリ長石が埋め、時にこれが広く発達して、斜長石・石英・黒雲母をポイキリティックに包含する。黒雲母は濃

註11) この地域には、地質図に示すもののほかに多くの本花崗岩の小岩体あるいは小岩脈が存在するが、これらは繁雑になるのを避け地質図上には記入していない。

褐色を呈し新鮮である。

灰白色細粒両雲母花崗岩は、上述の灰色細粒黒雲母花崗岩に較べ、やゝ粒度が大きくなる場合があり、かつ黒雲母の量が減ずるので、やゝ白っぽい色調を呈する。粒度がやゝ大きいものには、白雲母が少量散在するのが肉眼で認められる。鏡下において、全体として自形～半自形粒状組織を呈する。主要構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母および白雲母である。斜長石は特徴ある産状を示す。すなわち、形状はアルバイト聚片双晶をなす幅広い柱状体、まれに長柱状体をなすが、その中央部は絹雲母化作用を受け、あるいは無数の塵状物で汚濁し、しばしばその汚濁部にその斜長石の劈開方向に沿って、自形に近い白雲母が数多く発達し、その発達の程度が進めば漸次大型となり、遂には斜長石の中央部あるいはしばしば斜長石の外部にもまたがって発達するようになる。白雲母が斜長石中に比較的大きく成長する場合には、白雲母の発達する部分あるいは全体にわたる部分の汚濁の程度が弱まるか、清澄になる。白雲母がさらに大きく発達する場合の斜長石は、すべて清澄である。白雲母には、このほかに斜長石とは無関係に散在しているように見えるものがあるが、種々の点から、少なくともその一部は、斜長石と関係あるものと同じ成長過程を経たものと考えられる。なお、斜長石は微弱な累帯構造を示す。カリ長石には、他鉱物の間隙を埋める不規則な形のもの、比較的大きな結晶で斑状に近い産状を示すものがある。斑状を呈するものも、周辺部は他鉱物の間隙を埋めている。また普遍的ではないが、斜長石との間にミルメカイトを生成している場合もある。石英は粒状で、波状消光あるいは部分消光を呈する。黒雲母はやゝ赤味を帯びた茶褐色で新鮮なものが多いが、なかには緑泥石に変わっているものもある。

最も優白色の細粒両雲母花崗岩は、肉眼で前述の灰白色細粒花崗岩に似ているが、やゝ白味を帯びた色調を呈すること、肉眼で認め得る白雲母の量の多いこと、および時に微弱な片状構造を呈する場合があること、などが特徴である。鏡下で、自形～半自形の粒状組織を示す。構成鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母があり、他に少量の柘榴石を伴う。白雲母は上述の灰白色細粒両雲母花崗岩中のものとはやゝ異なり、大半は斜長石とは特別な関係を示さず、おもに黒雲母と伴って他鉱物中に透入したり、あるいはとりかこむような状態を示す場合が多い。石英・カリ長石・黒雲母の諸性質は、灰白色細粒両雲母花崗岩のそれらと大差がない。

(2) 市田花崗岩の北西縁辺地域に分布する太田切花崗岩には、上に記述した太田切川中流部の各岩相のうち、灰白色および最も優白色のものに相当するものが分布する。しかし、各岩相間の関係は、露出状態が不良のために観察できない。なお、市田花崗岩体と接する付近には、しばしば市田花崗岩を貫ぬくアプライト岩脈が認められる。

(3) 太田切川中流部の縞状片麻岩地帯の北縁を限るような位置に、岩脈状をなして分布する太田切花崗岩は、灰白色、細粒、時に中粒の両雲母花崗岩に属する。地質図に示した岩体は、片状ホルンフェルス帯Ⅱと縞状片麻岩帯との、ほぼ境界をなしている比較的幅の広い岩体であるが、この岩体の近傍の縞状片麻岩帯中にも、さらに同質の花崗岩の小岩脈が認められる。これらの岩石は一般に比較的明瞭な片状構造を有して、肉眼で白雲母および径 1 mm 前後の柘榴石が散在している点などが特徴として挙げられる。鏡下において、概して半自形、粒状に近い組織を示し、やや片状を呈する。本岩に特徴的な片状構造は、斜長石がその長軸をほぼ一定の方向に並べる傾向があることと、黒雲母および白雲母が比較的明瞭な方向性を示して配列すること、とに原因している。また本岩のうちには、このような組織を示すもののほかに、やや大型の石英・カリ長石および斜長石、あるいはおもにこれらが集まって生じた粒度のやや粗い部分が、細粒部にかこまれ、かつこの細粒部が全体としてほぼ平行な縞状に発達しているものがある。細粒部に黒雲母および白雲母が発達して、著しい方向性を示し、本岩の特徴である片状構造を形成している。主要構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母および少量の柘榴石である。カリ長石には他鉱物の間隙を埋めるものと、周縁部は他鉱物の間隙を埋めるが、比較的大きく発達するものがある。他地域の太田切花崗岩のカリ長石に較べて、微斜長石構造が明瞭な場合が多い。また斜長石との間にミルメカイトを形成するのが普通に見られる。斜長石は多くは清澄で、まれに劈開に沿い白雲母を伴う。白雲母は単独もしくは黒雲母に伴って存在する。また白雲母には、まれに一部が繊維状の珪線石に変わっているものがあり、これは他地域の太田切花崗岩には認められないことである。石英には波状消光あるいは部分消光が著しい。黒雲母はやや赤味を帯びた茶褐色を呈する。

太田切花崗岩は、しばしば脈幅 10 cm 以内のペグマタイト・アプライト脈に貫ぬかれる。

II. 4.3 日曾利花崗岩

本岩は当図幅地域南東部（天竜川東岸）の縞状片麻岩地域内に分布し、本岩の分布地域は比較的なだらかな地形を形成している。暗灰色、中粒の岩石で、全体に片状構造が認められ、時にはこれが顕著な場合もある。この片状構造の方向は、周辺に分布する片麻岩の構造と大体において一致している場合が多いようである。まれに変輝緑岩あるいは塩基性凝灰岩をとり込んでいる。

鏡下で半自形粒状組織を示し、斜長石あるいは有色鉱物が微弱な方向性を示す場合もあるが、片状構造は鏡下では明瞭ではなく、局部的にはモザイク組織に近い状態も認められる。角閃石黒雲母花崗閃緑岩に属し、主要構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母・角閃石で、他にチタン石が比較的多く認められる。石英は波状消光を示すこともあるが、一般にその程度はきわめて微弱である。斜長石は新鮮である。黒雲母はやゝ黒味を帯びた褐色を呈し、緑泥石に一部変じているものもあるが、一般に新鮮で、ほとんどの場合チタン石を伴っている。角閃石は緑色普通角閃石である。

II. 4.4 小岩体をなす花崗岩類

これまでに記述した花崗岩類は、比較的広い領域を占めて分布しているものであるが、これらのほかに、新期堆積物により分布が狭く限られているもの、あるいは岩株状もしくは岩脈状の小岩体をなしているもの、が諸処に認められる。地質図には、それらの小岩体のうちの代表的なものを記入してあり、すなわち、① 駒ガ根市宮田の北西方に南北に連なる岩体 (G_1)、② 図幅地域西縁部の伊奈川流域において、伊奈川花崗岩にとりかこまれる変成岩塊中の岩体 (G_2)、③ 太田切川口附近の天竜川東岸下塩田北方の岩体 (G_3)、④ 中田切川口附近のおもに天竜川西岸（吉瀬北方）に分布する岩体 (G_4)、⑤ 図幅地域南東部のおもに天竜川東岸に岩脈状に点々と分布する岩体 (G_5)、⑥ あるいは、図幅地域東縁辺に近い大津戸附近に分布する岩体 (G_6)、などが挙げられる。

岩体 G_1 は灰色、中粒、時に粗粒の黒雲母花崗閃緑岩からなる。周縁部は斑状組織を呈する。鏡下で、石英・斜長石・黒雲母が認められ、他に少量のカリ長石・ジルコ

ン・褐簾石などが含まれる。斜長石は新鮮で僅かに累帯構造を示す。黒雲母は茶褐色を呈し、新鮮でジルコンを包有するものが多い。なお、岩体中にはしばしば楕円体状の暗色包有物が認められる。

岩体 G₂ は中粒、灰色～暗灰色の岩石で、一般に微弱な片状構造をもっている。鏡下において自形～半自形粒状組織を示し、主要構成鉱物として、角閃石・黒雲母・石英および斜長石が認められ、石英閃緑岩質の岩相を有する。角閃石は量が少ない。黒雲母は明かるい茶褐色で、他の鉱物をとりかこむような形で、全体として一定方向に配列する傾向があり、本岩の片状構造を特徴づけている。周囲の変成岩と接する部分では、岩相が不均質になることが多く、変成岩中に滲みこんだような状態を示すことがある。

岩体 G₃ は灰白色粗粒黒雲母花崗岩からなる。風化を受けると砂礫に分解し易く、本岩の分布する地域は、なだらかな丘陵状の地形を呈し、ザラザラした本岩の風化分解物で覆われている。

鏡下では、粗粒、自形～半自形粒状組織が主体をなし、この間隙を埋めて同じく粒状組織を呈する細粒部が、全体としてある方向に縞状に発達している点の特徴である。主要構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母であり、粗粒部と細粒部の構成鉱物の種類は同一である。カリ長石にはカールスバッド双晶を示すものがあり、また微斜長石構造や時にパーサイト構造が明瞭な場合がある。ミルメカイトの発達が著しく、特に細粒部に顕著であって、時にはその大半を占める。斜長石はカリ長石に較べるとやや少量で新鮮であり、累帯構造はきわめて微弱である。黒雲母は黒味がかかった褐色を呈し、おもに小形の結晶として細粒部に発達する。

岩体 G₄ は天竜川西岸において、その大半を天竜礫層に覆われていて、この岩体の連続と考えられるものは、対岸の片麻岩類分布地域に認められる。

本岩は（角閃石）黒雲母花崗岩からなる。灰色～灰白色、細粒～中粒、均質であり、片状構造を示さない。時に暗色の包有物を含んでいる。鏡下で自形～半自形粒状組織を示し、他構成鉱物をポイキリティックに含むカリ長石の存在が特徴的である。主要構成鉱物として、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石があり、他に少量のジルコン・褐簾石が認められる。石英は粒状をなし、あるいは他鉱物の間隙を埋め、ともに微弱な波動消光あるいは部分消光をするものがある。カリ長石には時にミルメカイ

トの形成が見られる。斜長石は新鮮で、正規の累帯構造を呈するものが多い。黒雲母は明かるい茶褐色を示し新鮮である。角閃石は緑色普通角閃石で、きわめて少量であり、これを欠く場合も多い。暗色包有物は、鏡下でおもに石英・斜長石・黒雲母・角閃石からなり、斜長石は短冊状を呈し、全体として残オフィティック様組織を示している。なお、幅数 cm のペグマタイト脈が発達している。

岩体 G₅ は天竜川東岸の片状ホルンフェルス帯 II および縞状片麻岩帯中に、幅 10 m 程度の塊状または岩脈状をなして点在する。なお地質図に示した以外にも諸処で本花崗岩の転石が認められる。周囲の変成岩に接する部分では、変成岩中にしみこんだような状態を呈したり、両者が混ざり合って境界が不明瞭になり、また花崗岩中に変成岩に由来すると思われる黒雲母に富んだ層状の部分が存在する場合もしばしば認められる。一般に細粒黒雲母花崗岩に相当するが、しばしば白雲母を含む。なお、まれにはペグマタイトを伴う。

岩体 G₆ は本図幅地域を僅か東にはづれた地域、すなわち市野瀬図幅地域の西端部の中曾倉附近にやゝ広く分布する花崗岩質岩体の一部に属するものと考えられる。この花崗岩質岩石の岩相は不均質で、花崗閃緑岩質の部分から花崗岩質の部分にわたる。本図幅地域内の岩体は、おもに黒雲母花崗岩質の岩相を示し、粒度は粗粒から細粒にわたる。接触部分では、周囲の変成岩のなかにしみこんだような状態を示すこともあり、両者の混ざり合ったような岩相も生じている。

II. 4. 5 伊奈川花崗岩

全体として灰白色の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に属し、一般に有色鉱物の配列によって僅かに示される片状構造を持っている。片状構造は、岩体の西半部よりも東半部において比較的明瞭に認められ、特に東縁辺部の変成岩類との接触部に沿う部分ではきわめて顕著になり、かつこの部分では岩相もまた変化に富む。

岩体内に岩脈状あるいは岩床状を呈する大小の優黒色岩が多数包含されている点が、伊奈川花崗岩の 1 特徴として挙げられる。後述するように、この優黒色岩の源岩は輝緑岩またはその類似岩と考えられるが、縞状片麻岩帯中に見られる類似の岩石（変輝緑岩 I）^{註 12)} と区別し、変輝緑岩 II として記述する。この変輝緑岩 II の分布は、岩体

註 12) 変輝緑岩 I に関しては縞状片麻岩の項参照。

の東半部に大体限られていて、西半部にはまれに認められるに過ぎない。

なお伊奈川花崗岩には、楕円体状の暗色包有物もしばしば含まれている。

1) 伊奈川花崗岩に広く分布する代表的な岩相は、肉眼で見ると、粗粒～中粒で、長径が2 cm 前後の斑晶状のカリ長石と、粒状石英からなる斑状の集合体とが、ともに長軸をほぼ同一の方向性を持って成長し、また有色鉱物もおもにこれらの斑状鉱物の存在様式に支配されて配列しているために、全体として顕著ではないが、一定の方向性を示している。

鏡下において、構成鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石、および少量のジルコン・燐灰石・褐簾石などが認められる。有色鉱物のなかでは黒雲母がおもであり、角閃石はほとんど含まれない場合もある。角閃石は緑色普通角閃石で、ほとんど常に黒雲母に随伴している。これらの有色鉱物は、自形～半自形の小晶の集合体を形成し、モザイク状に近い組織を呈する新鮮な細粒斜長石と多くは密接に相伴ない、これらはカリ長石・石英の斑状結晶と、おもに中粒の斜長石・石英などからなる基質との間隙を填めている。このような組織は、この岩相の特徴と考えられる。黒雲母は濃い茶褐色を呈し、ジルコンのほかには石英の微晶を含む場合が多く、普通新鮮であるが、局部的に緑泥石およびチタン石に変わっているものもある。斑状の大晶をなすカリ長石は、カールスバッド双晶を示すのが普通で、微斜長石構造が局部的に発達している場合があり、またパーサイト構造が認められるものもある。

2) 岩体の東縁辺部、すなわち変成岩類との接触部附近においては、上に記述した代表的な岩相とは、肉眼的にもまた鏡下でも相違する岩相が認められるが、変成岩類との直接の接触部はまだ観察されていない。なお接触部附近の転石には、変成岩類を貫ぬく中粒、灰白色の本岩岩脈が存在することを示唆するものがある。

中田切川中流部において、領家変成岩類と接する附近の伊奈川花崗岩中には、時に変成岩塊が取りこまれている。また接触部附近の花崗岩の大部分は、片状構造の著しい中粒の岩相を示し、片状構造は長軸を並べる長石類と、これをとりかこみ全体として被膜状に連なる有色鉱物とによって示される。有色鉱物が非常に多量であるために、全体として黒味がかかった色調を呈する。この片状構造に平行に、あるいは斜行して、カリ長石の大晶が斑状に点在する。さらに変成岩類との接触部に近接した一部には、細粒、片状の岩相や、有色鉱物に富む部分と少ない部分とによる縞状の細粒岩相

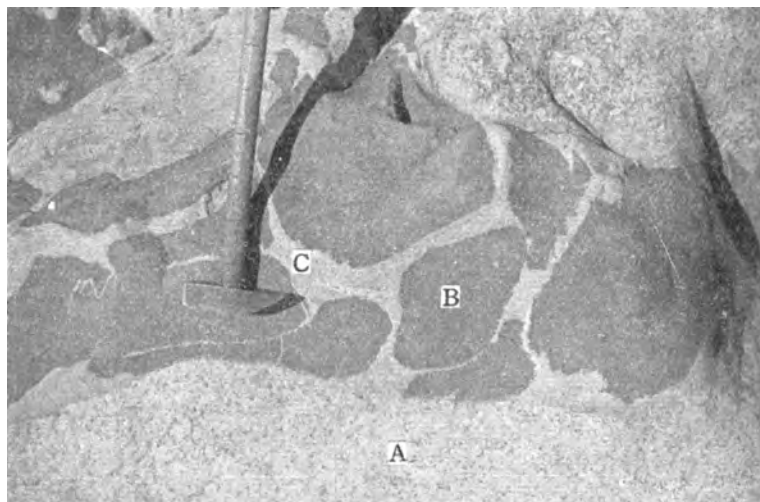
がみられる。これらの細粒部の片状構造は中粒部のそれと平行しており、また両者はともに縞状片麻岩類の示す構造方向と一致する。上述のような中粒および細粒片状岩は、伊奈川花崗岩が縞状片麻岩と接する部分（東縁辺部）にのみ認められるようである。しかし、直接の接触部を観察することができず、両者の関係はいまのところわからない。またこの接触部附近には、優白色、細粒の半花崗岩質の岩相の存在も認められる。

中粒、片状の岩石の主要構成鉱物は、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母であり、主体に較べてカリ長石が少量であることと、角閃石を欠く点とが特徴的である。斜長石は最も多量で、一定方向に長軸を並べる半自形、長柱状をなすものが多く、この岩石の片状組織の主因をなしている。しばしば彎曲しているものが認められる。石英は斜長石の間隙を埋め、著しい波状消光あるいは部分消光を示す。このような斜長石・石英の個体あるいは集合体の周辺に沿って、被膜状に細粒黒雲母が連続しており、黒雲母の被膜がレンズ状に厚みを増している場合には、モザイク組織を示す細粒の斜長石および石英をしばしば伴う。黒雲母はやゝ赤味を帯びた褐色を呈し、比較的大きく発達したものは彎曲していることがある。カリ長石は斑状結晶をなす。

細粒片状岩はおもに石英・斜長石・黒雲母・角閃石からなり、主要構成鉱物のうちでカリ長石を欠き、角閃石を含むことが中粒片状岩と相違する。石英は波状消光および部分消光が著しく斜長石はしばしば彎曲している。黒雲母は中粒片状岩にみるような連続した被膜状を形成せず、各結晶は端面の不鮮明な大小の紡錘形をなし、しばしば彎曲して、石英および斜長石の縁辺に沿って点在し、全体としておもに斜長石により示される片状方向に平行に配列している。角閃石は緑色普通角閃石で、常に黒雲母に伴う。このような有色鉱物の存在様式のために、この細粒片状岩は中粒片状岩に較べ、比較的白味がかかった色調を呈する。

岩体の北西部に当る伊奈川地域には、柘榴石を含む半花崗岩質の岩相が認められる。

3) 伊奈川花崗岩中に包有される変輝緑岩 II は、おもに花崗岩体の東半部、特に中央に近い内部に認められる。傾斜のゆるい、ほぼ水平に近い岩床状を示す場合が多い。その厚さは多くは 0.2～1 m 前後、時に数 m、まれに 10 m 以上に達する。そしてこれらの厚さを異にするものが、花崗岩体中に局部的に数岩体つつ相伴って存在する。一般に暗灰色を呈する細粒、緻密な岩石が主体であるが、大低の場合花崗岩と



図版6 伊奈川花崗岩中の変輝緑岩Ⅱ（与田切川，オンボロ沢上流）

A: 伊奈川花崗岩

B: 比較的弱く変成された部分

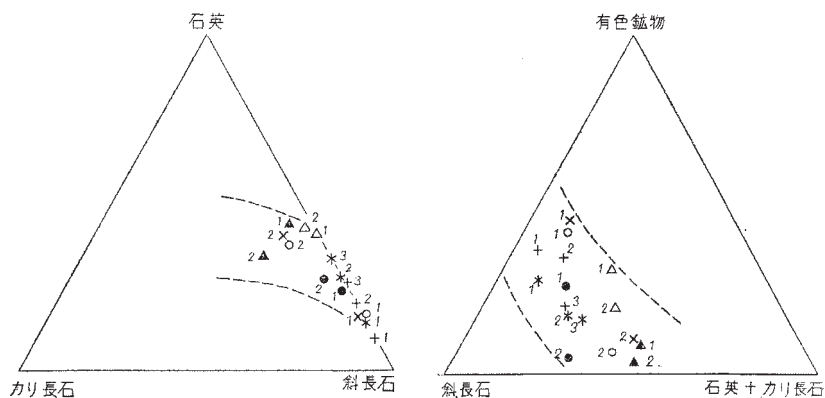
C: 強く変成された部分

の間には、より優白色の灰色細粒部が発達し、また時にはさらにこの部分と花崗岩との間に、より以上（縞状片麻岩中の変輝緑岩Ⅰにもほとんどみられないほど）優白色の部分が発達している場合がある。これらの各岩相間の境界および最外側部と花崗岩との境界は比較的鮮明である（図版6参照）。なお花崗岩との境界部には、斑状のカリ長石または斜長石が認められることがある。

暗灰色部、灰色部および最も優白色部の3者の発達様式および量は、いろいろであり、一定していないが、前2者あるいは3者が同時に存在するときには、暗灰色部はほとんどの場合後者によってとりかまれている、直接花崗岩に接することがない。

鏡下の観察によれば、暗灰色部および灰色部の諸性質は、縞状片麻岩中に見られる変輝緑岩Ⅰの暗色部と大差がない。

最も優白色の部分を鏡下で観察すると、暗色の部分よりも花崗岩様の組織に変わっていて、もはやオフィティック様組織のなごりはほとんど認められない。構成鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主とする。暗色部に較べて、やゝ多量の石英と少量ではあるがカリ長石とが存在することが特徴である。斜長石には、暗色部にみられ



第4図 変輝緑岩類の鉱物容量比

この図には、1つの岩体内に、比較的軽微な変成作用をうけた暗灰色の部分と、より強い変成作用をうけた優白色部とが同時にみられるものについての例だけを示した。

×, + : 縞状片麻岩に伴う変輝緑岩

* : 同上、柘榴石を含むもの

○, ●, △, ▲ : 伊奈川花崗岩中の変輝緑岩

おのおのの岩体は1→2(→3)の順序で、より優白色になっている。

たような塩基性のよごれた中核部が、まれにみられるが、全般的により酸性で、外縁部がAn 20%以内の値を持ったものもある。斜長石にはこのほか、やゝ大型で、あまり累帯構造を示さず、細かい聚片双晶を示すものも認められる。

なお、領家変成岩(縞状片麻岩)および伊奈川花崗岩中の変輝緑岩の鉱物容量比は第4図に示される。

II. 4.6 木曾駒花崗岩

木曾駒花崗岩は、その分布形態および岩相上の相違から、2つの岩体に大別することができる。その1つは、木曾山脈主稜の大部を構成して分布しているものであり、他は上記の岩体の西側中央部から、ほゞ南西方向に伸びる比較的狭長な岩体である。前者を木曾駒花崗岩I、後者を木曾駒花崗岩IIと名付けて区別する。両者の関係はわからない。木曾駒花崗岩Iは南北にのびる長軸をもっており、周辺地域の変成岩類の方向とは斜交した貫入形態を示している。また伊奈川花崗岩に接する南半部は、変成岩類に接する北半部に較べて細まった形態を呈している。一方、岩体内に多数認めら

れる暗色包有物は、岩体の縁辺部においては、岩体の外形に沿って配列している。本図幅地域内では、木曽駒花崗岩Ⅱは伊奈川花崗岩体と変成岩類とを境するような形で分布している。

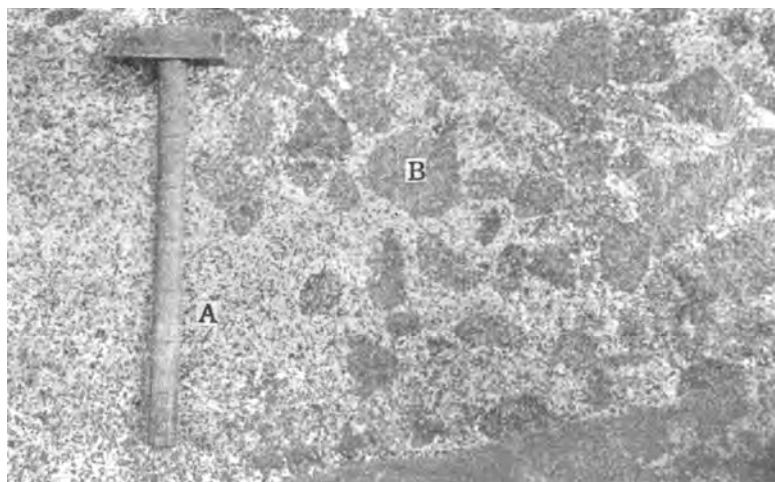
木曽駒花崗岩Ⅰは、全体として中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に相当する。構成鉱物としては、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母および角閃石がおもなもので、他に少量のジルコン・チタン石・褐簾石・燐灰石、まれに輝石などが認められる。カリ長石は岩体の中央域に較べると、縁辺域ではきわめて少量かあるいは全く欠けている。

鏡下において、岩体中央域の岩石は自形～半自形の斜長石・黒雲母および角閃石と、この間隙を埋める粒状の石英およびカリ長石とからなる。斜長石は聚片双晶をなす幅広い短柱状を呈し、新鮮で、灰曹長石～中性長石の成分を有し、一般に軽微な正規の累帯構造を示す。また黒雲母・角閃石、まれに輝石の小結晶をポイキリティックに包含する。カリ長石との間にミルメカイトを生成し、またその近くには、黒雲母との間に連晶（シムプレクタイト）を形成している場合もある。石英は清澄できわめて軽微な波状消光を呈する。黒雲母は明かるい茶褐色で、部分的に緑泥石・チタン石に変わっている。角閃石は緑色普通角閃石で、多くは黒雲母と伴っている。黒雲母と角閃石が接する場合に連晶を生じていることがある。

岩体の縁辺部は、中央域に較べるとやや細粒で、時に有色鉱物の配列による微弱な片理を示す。変成岩との接触部の近くでは変成岩塊をとりこんだり、変成岩に由来すると思われる黒雲母に富む層状の黒色部を生じたり、あるいは本岩が変成岩中に脈状またはプール状に入り込んでいたりしている。また太田切川本流においては、伊奈川花崗岩体との接触部に近い部分に、有色鉱物の集まった幅3～5 cmの数本の細長い縞が、接触境界に沿って連続している^{註13)}。

鏡下において、この部分の岩石はカリ長石を欠くこと、および石英が部分消光を示す場合が多いことを除けば、その構造・構成鉱物の諸性質は中央域のものと大差がない。また縞状部は、一定方向に並ぶ短冊状の斜長石・黒雲母および角閃石からなり、周囲のものよりも粒度を減ずるが、各構成鉱物の諸性質は周囲のものと相違しない。なお岩体の縁辺部および岩体に近い周辺地域には、ペグマタイト・アプライトおよび主岩体と同質の岩脈が時に認められる。岩脈をなす岩石のなかには、例えば太田切中

註13) たゞし両花崗岩体の直接の接触部は観察されていない。



図版7 木曾駒花崗岩I中の暗色包有物（とくに多い部分）

A:木曾駒花崗岩I

B:暗色包有物

御所谷におけるもののように、鏡下で自形～半自形細粒粒状組織を示し、おもな構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母で、主岩体に較べてカリ長石と角閃石を欠くものがある。

木曾駒花崗岩Iは、岩体内に普遍的に多数の暗色包有物を含んでいる（図版7参照）。暗色包有物は暗灰色～灰色で、一般に楕円体状を呈し、長径が10～30 cm前後のものが多いが、これより小さいものも大きいものもかなり見受けられる。母岩との境界は多くは比較的鮮明であるが、なかには不鮮明なものもある。

肉眼で暗灰色、細粒、緻密なものと、細粒～中粒で灰色を呈するものとは、鏡下でその構成鉱物および組織に相違が認められる。灰色包有物の内部に暗灰色部が残留している形状を呈するものがしばしば存在するので、前者は後者が母岩の影響をより強く受けた部分であることがわかる。鏡下において、暗灰色部は斜長石・黒雲母・角閃石がおもな構成鉱物で、他にきわめて少量の石英・カリ長石を含み、全体として残オフィティック様組織あるいはこれに近い組織を示す。斜長石には、多量に存する短冊状のものほかに、大きく斑状に発達しているものがあり、このような斜長石は黒雲母・角閃石の小結晶をポイキリティックに含有している。黒雲母は暗茶褐色で2次

的変質をあまり受けていない。角閃石は緑色普通角閃石である。石英・カリ長石は他鉱物の間隙を埋めている。一方灰色部では、暗灰色部と構成鉱物の種類は大体異ならないが、その組織および量比において相違する。すなわち、石英・カリ長石がきわめて多量になり、短冊状斜長石・黒雲母および角閃石をポイキリティックに多数含む。石英・カリ長石の量がさらに増加すると、鏡下においては、石英・カリ長石のみからなる基地中に（カリ長石>石英）、斜長石・黒雲母・角閃石の小結晶が散在する組織を呈するようになる。このような場合には、ポイキリティックに含まれる各鉱物は、不規則な輪郭を示すようになり、黒雲母は一部緑泥石・チタン石に変わり、また暗灰色部では認められない褐簾石が時に認められる。

木曾駒花崗岩IIは長石、時に石英が斑状に発達して、全体として斑状組織を有する点が、木曾駒花崗岩Iと異なる特徴である。暗色包有物は木曾駒花崗岩Iに比較して少ない。

鏡下において、半自形粒状組織を示し、おもに石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石からなり、少量のジルコン・褐簾石・燐灰石などを含む。全体として中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩に属する。斑状を呈する鉱物は、おもにカリ長石、一部は斜長石あるいは石英である。斑状のカリ長石は、おもに斜長石・石英、時に黒雲母をポイキリティックに含むのが普通である。斑状斜長石および石英にはこのような状態が認められない。

木曾駒花崗岩周辺の領家変成岩類は、この花崗岩貫入の影響によってふたたび熱変成作用を蒙っている（伊奈川花崗岩に対する影響は認められない）。この熱変成作用は黒雲母粘板岩に対してはかなり顕著であるが、より変成度の高い片状ホルンフェルスI・IIに対しては、漸次不明瞭になる。

熱変成作用の結果と考えられる現象は、黒雲母粘板岩に斑状の堇青石または紅柱石が新たに生じている点であって、一般の黒雲母粘板岩には両鉱物がみられない。またもともと両鉱物を含む片状ホルンフェルスI・IIに関しては、熱変成作用に関連すると思われる以下のような事実がみられる。

(イ) 堇青石は木曾駒花崗岩周辺部に特に多量に分布している。(ロ) その堇青石には双晶がみられ、また結晶は片状構造を乱して生長しており、あるいは脈状または著しくポイキリティックな場合が多く、他の諸鉱物より後から晶出したことを示して

いる。(ハ) 片状構造を乱して石英・長石のレンズ状の集合体が形成されていることがある。

II. 5 脈 岩 類

II. 5. 1 輝 緑 岩

太田切川中流部の太田切花崗岩分布地域内、および南方の市田花崗岩分布地域内に、輝緑岩の2岩体が認められた。いずれも幅3m前後の岩脈として存在する。

緑色、細粒、緻密の岩石で、鏡下において、構成鉱物として短冊状斜長石、無色の普通輝石、磁鉄鉱および緑泥石が認められ、これらは輝緑岩組織を呈している。

II. 5. 2 玢 岩

本岩は木曾駒花崗岩体のほゞ中心部に当る木曾駒ヶ岳附近、および伊奈川花崗岩からなる空木岳附近にしばしば認められ、このほか伊奈川花崗岩の伊奈川沿い、あるいは太田切川河口対岸の下塩田附近にも認められる。木曾駒ヶ岳附近の玢岩は、東西に延びた前岳の山稜を構成する岩脈で、その周縁部では、周りの木曾駒花崗岩を小塊としてとりこんでいる。

一般に優黒色の岩石で、緻密な石基中に斜長石あるいはしばしば石英の斑晶が認められる。木曾駒花崗岩および伊奈川花崗岩中のものは、鏡下で斑状組織を示し、斑晶として斜長石・石英が普通に認められ、また黒雲母が時に存在する。石基は微文象構造を呈する石英・カリ長石のほか、自形に近い斜長石の細粒結晶と、多量の針状をなす黒雲母とからなる場合が一般であるが、時には石基の結晶度が増して細粒になる場合がある。斑晶の斜長石は一般に新鮮で、正規の累帯構造が顕著であり、時に新鮮な黒雲母の小結晶を包含する。斑晶石英は清澄で融蝕を受けているものもある。斑晶黒雲母の多くは緑泥石に変わっている。

塩田北方の玢岩は、上記のものとはやゞ異なり、斑晶黒雲母が新鮮であり、カリ長石が非常に少なく、また石基の結晶度が高い。

II. 5.3 珪 長 岩

本岩は図幅地域北西部の滑川支流において、木曾駒花崗岩 II の分布地域内に認められる。おそらく木曾駒花崗岩 II 中に岩脈として貫入したものであろう。

優白色の緻密な岩石で、風化すると淡褐色を呈し、肉眼で紅色の柘榴石の散在を認め得る点の特徴である。鏡下では、斑状組織を示す。斑晶は比較的少なく、斜長石・柘榴石が認められる。斜長石はすべて炭酸塩化作用を受けている。柘榴石は淡紅色を示す。石基は短冊状斜長石・黒雲母および微文象構造を呈する石英・アルカリ長石からなる。

II. 6 第 四 系

II. 6.1 天 竜 礫 層

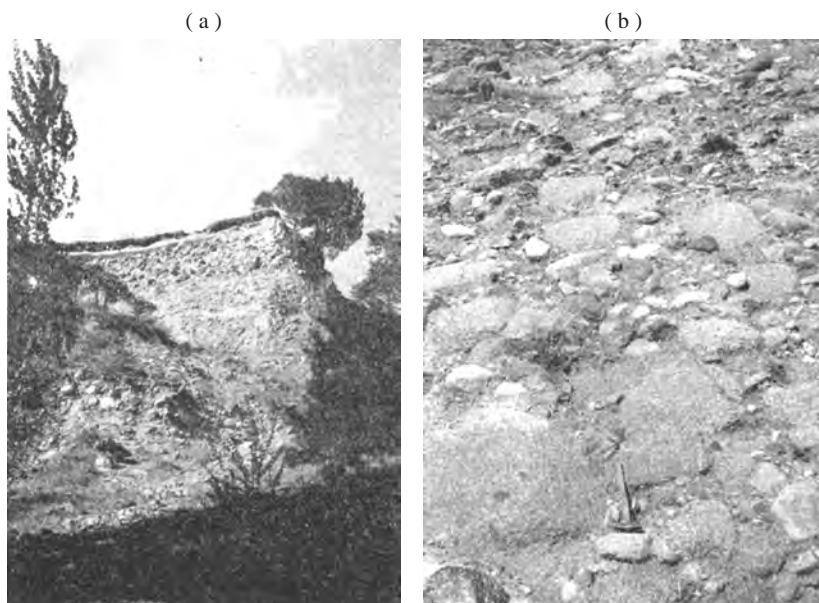
天竜礫層は段丘または扇状地を形成して、天竜川に沿って広く分布している。本層は南隣飯田図幅内では、古生層の礫を多量に含む伊那層（新第三紀層）を不整合に被覆しているが、本図幅地内には伊那層に相当するものは見あたらない。

1) 岩相は全体として一様であり、附近の山地（後背地）からもたらされた礫・砂・粘土の堆積層である。そしてさらにこれの堆積層は一面に火山灰によって覆われている。

2) 礫層は与田切川・中田切川の川沿いなど、すなわち、いわゆる“田切り”の部分に大きな露出をなしている（図版 8 a, b 参照）。厚さは数 10 m に及び、砂質の基質中に花崗岩類を主とする最大 3 m に達する大小の岩塊を多量に含んでいる。垂直方向の岩相変化は少ない。川の上流に行くに従って崖錐としての性質を帯び、礫の形、大きさは漸次不規則になってゆく。

3) 火山灰層は天竜礫層および後述の崖錐層の上位を、数 10 cm～3 m の厚さで一面に覆っている。色は白色、淡褐色または褐色で、花崗岩質岩石の風化土とまぎらわしいことも多いが、白色の軽石などを含有することで、火山灰層であることが知られる。例えば天竜川東岸地域に広く発達している白色の火山灰層は顕著である。

鏡下で観察すると、斜長石・石英・角閃石・黒雲母・石英安山岩質石基・軽石など



図版 8a, b 天竜礫層（中田切川田切り）
礫は花崗岩類および変成岩類からなる

の断片がみられる。

II. 6. 2 崖 錐

崖錐は木曾山脈山麓・天竜川東岸地方およびカール底部にみられる。木曾山脈山麓にみられる崖錐堆積層は、比較的なだらかな地形を示し、この上位にも、火山灰層がみられることもある。天竜川東岸地域のもは開析された山腹にかなり広く分布し、多くは畠に利用されている。これらはいずれも主として砂・礫からなり、天竜礫層との境界は不明瞭なことが多い。

II. 6. 3 沖 積 層

沖積層は天竜川およびその支流が形成した現河床部の堆積層で、礫・砂・粘土からなり、礫中には天竜礫層と異なって、天竜川上流地域に分布し、この図幅地内にはみられない諸岩類の礫も含まれている。

III. 応用地質

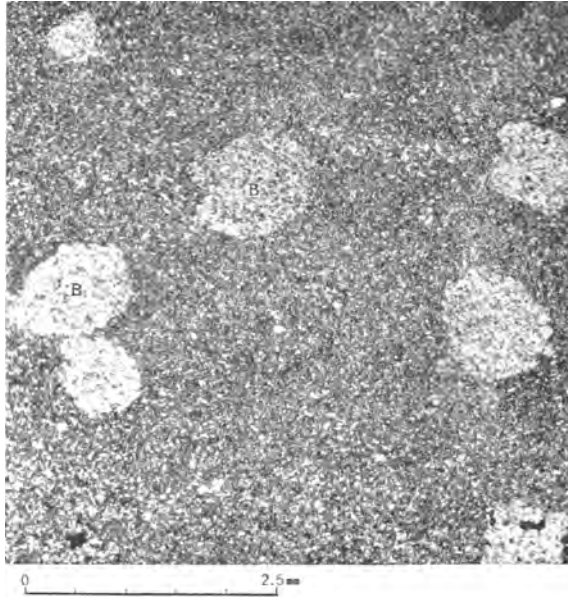
本図幅地内には、鉱石、石材などの産地としてみるべきものはないが、ごく小規模に、以下のような鉱石産地がある。① 木曾駒花崗岩の北西境界附近（西筑摩郡新開村）のペグマタイト脈から、かつて石英を採集した掘り跡がみられる。本図幅調査当時も、その北方の岩体からふたたび採掘することを計画中といわれていた。② 伊那市内萱附近では、マンガン鉱石を採掘したといわれる廃坑がある。マンガンは北隣伊那図幅地内では、処々に産出している。③ 本調査終了後、西春近村西方（オッ越北東方）では、石英の採掘を始めているといわれている。詳細は不明であるが、おそらく太田切花崗岩のなかか、その近傍から採掘しているのではないかと思われる。④ 宮田西方の太田切花崗岩中に存在するペグマタイトから、かつて石英・長石を採掘したことがあり、本調査終了後も、その附近において、長石の採掘を始めたといわれている。

文 献

- 1) 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
- 2) 辻村太郎: 天竜川流域の地形、地学雑誌, Vol. 31, 1919
- 3) 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, 1919
- 4) 辻村太郎: 日本地形誌, 古今書院, 1929
- 5) 岩生周一: 長野県天竜峡附近の頷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, 1937
- 6) 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, 1942
- 7) 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, 1948

- 8) 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, 1949
- 9) 横山次郎:日本地方地質誌「中部地方」, 朝倉書店, 1950
- 10) 中山 元:伊那地方, 主として木曾駒ヶ岳東山麓の深成岩類及び変成岩類(演旨), 地質学雑誌, Vol. 56, 1950
- 11) 鹿間時夫:第四紀(民科地団研版地学叢書3), 1952
- 12) 森田 広:木曾野尻町近傍に発見した紡錘虫石灰岩(雑報), 地質学雑誌, 1952
- 13) K. Kobayashi : A Short Report on the Geomorphic History and the Pleistocene Geology of the Matsumoto Basin and its Adjoining Mountains (1), 信州大学理学部紀要, No. 4, 1954
- 14) H. Shibata, S. Okada and K. Hara : Chemical Composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces, Part I, Science Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C, No. 22, 1954
- 15) 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, 岩石矿物硯床学会誌, Vol. 39, 1955
- 16) 小林国夫:日本アルプスの自然, 築地書館, 1955
- 17) 小林国夫・星合誠:日本における氷期および現在の雪線, 地球科学, No. 21, 1955
- 18) 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, 1955
- 19) 大木靖衛:木曾駒花崗岩の与えた熱変成作用(特に K_2O の交代作用について)(演旨), 地質学雑誌, Vol. 61, 1955
- 20) 小林国夫・森義直・原田哲朗・河内晋平:中央アルプス氷蝕圏谷底のローム層(演旨), 地質学雑誌, Vol. 62, 1956
- 21) 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, 1956
- 22) 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, 1956

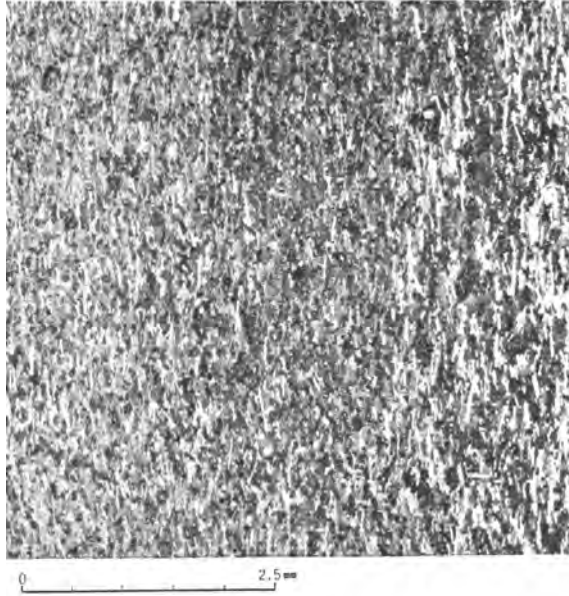
- 23) 地質調査所編：200 万分の 1 日本地質図，1956
- 24) 山田直利・村山正郎・河田清雄・片田正人：5 万分の 1 「赤穂」「飯田」「上松」
「妻籠」図幅地域内の地質——長野県南部の領家帯およびその西方の
地質について——（演旨），地質学雑誌，Vol. 62，1956
- 25) Geological Survey of Japan : Geology and Mineral Resources of Japan,
1956
- 26) 小林国夫・森義直・原田哲朗・河内晋平：中央アルプス氷蝕圏谷底の堆積物と
その地史学的意義，地質学雑誌，Vol. 63，1957
- 27) 河田清雄・山田直利：5 万分の 1 地質図幅「飯田」，および同説明書，地質調査
所，1957
- 28) 長野県地学会編：20 万分 1 長野県地質図および説明書，1957



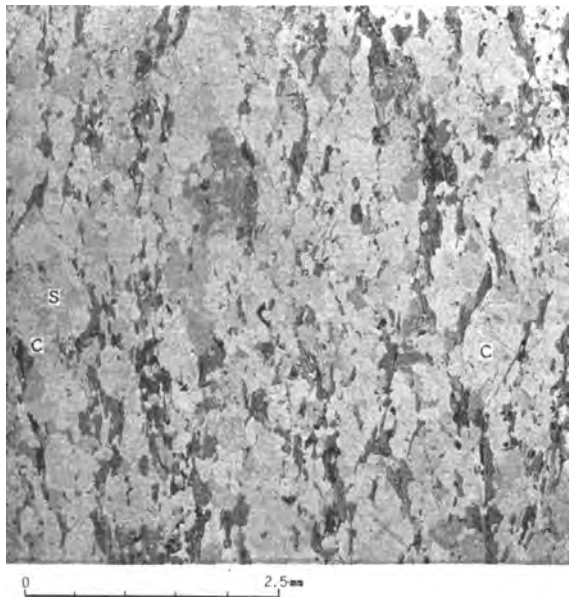
図版9 黒雲母粘板岩:黒雲母の集合した点紋(B)を含む。基質部には、細粒の石英・黒雲母・白雲母などが再結晶している(北隣伊那図幅の資料)



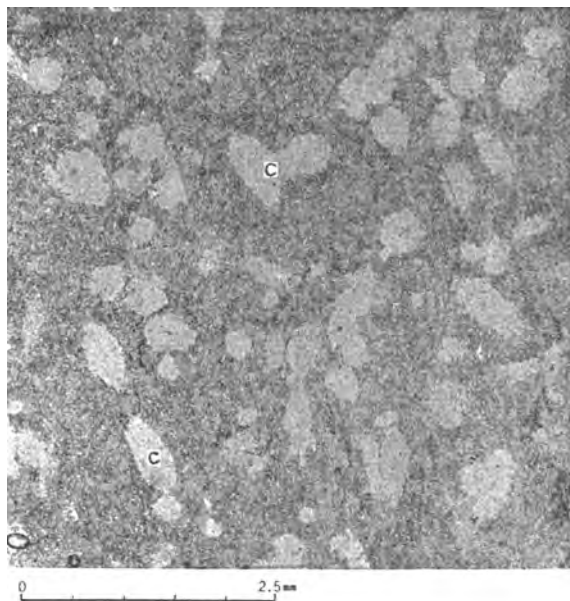
図版10 片状ホルンフェルスI:石英・黒雲母・白雲母・石墨などを含む。源岩の構造を残している(伊那市小黒川上流)



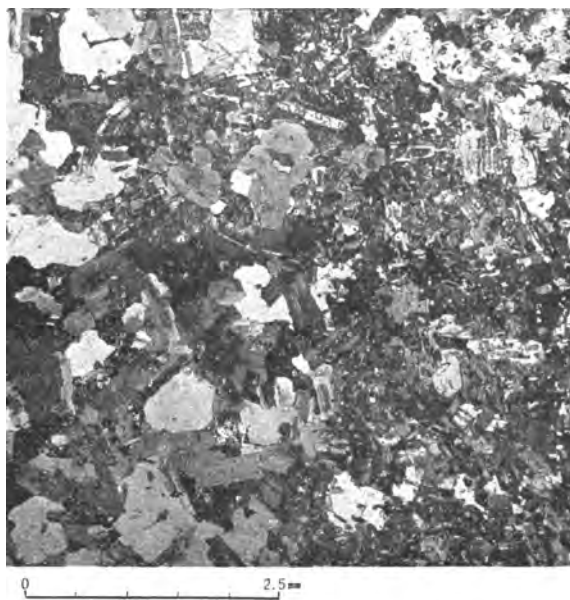
図版 11 片状ホルンフェルス II: 石英・斜長石・微斜長石・白雲母・黒雲母などを
含む。白色針状に見えるものは主として白雲母 (西春近村西部)



図版 12 縞状片麻岩: 石英・斜長石・微斜長石・黒雲母・白雲母・堇青石 (C)・
珪線石 (S) などを含む (中田切川上流)



図版 13 木曾駒花崗岩の熱変成帯に属する熱変成岩：斑状の堇青石 (C) を含む。
堇青石には写真では明らかでないが双晶がみられる (木曾駒ヶ岳北西)



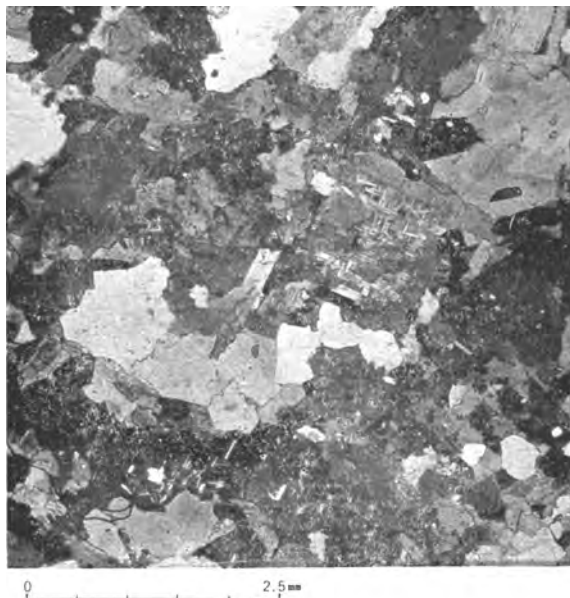
図版 14 伊奈川花崗岩中の変輝緑岩 II：右方は変成度の比較弱的細粒の部分、左
方は変成度の強い部分 (伊奈川上流)



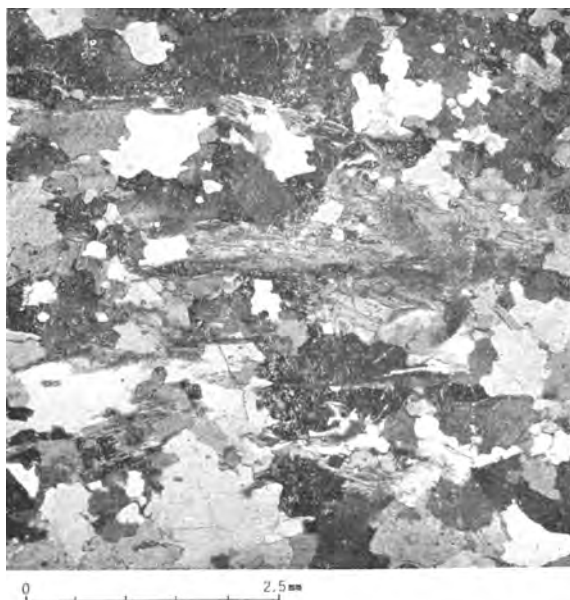
図版 15 市田花崗岩：細粒黒雲母花崗岩（与田切川上流）
斜長石は汚濁した内核部をもつ



図版 16 太田切花崗岩：細粒（白雲母）黒雲母花崗岩（太田切黒川下流）
斜長石は短冊状を呈する



図版 17 太田切花崗岩：細粒白雲母黒雲母花崗岩（太田切川・黒川合流部附近）
斜長石内部あるいはこれを切って白雲母発達（中央）



図版 18 太田切花崗岩：片状細粒珪線石白雲母黒雲母花崗岩（太田切黒川オツ越）
中央に纖維状珪線石



図版 19 伊奈川花崗岩：粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（南駒ガ岳南方）
斜長石をポイキリティックに含むカリ長石大晶（右方）



図版 20 木曾駒花崗岩 I：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（将基頭山北方）

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

AKAHO

Kanazawa, No. 74

By

MASARŌ MURAYAMA & MASATO KATADA

(Written in 1956)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is located at the southern part of Nagano prefecture, Central Japan. The Kiso mountain range occupies the middle and western parts of the area, and the Tenryū-gawa (river) drains from north to south through the eastern part of the area. The main part of the Kiso mountain range keeps 2,700~2,900 m in height. At several places more than 2,600 m high, the cirques formed by glaciers in late Pleistocene age are seen.

The mountain range which occupies the eastern marginal part of the area is lower in height and has rather gentle undulation, comparing with the Kiso mountain range.

Table 1

Recent		Alluvium	(Forming of cirques)
Pleistocene		Tenryū gravel	(Upheaval of Kiso mountain range) Porphyrite, diabase, and felsite
	Ryōke metamorphic rocks and granitic rocks		Kisokoma granite Inagawa granite Hissori granite Otagiri granite Ichida granite
		{ Zone of banded gneiss Zone of schistose hornfels I & II Zone of biotite slate	Diabase (meta-diabase) gabbro~quartzdiorite quartz porphyry~ granite porphyry
Late Paleozoic		Paleozoic sediments	(Alternations of clayslate and sandstone, conglomerate, chert, limestone, and basic tuff)

The area between the Kiso and Ina mountain ranges forms the Ina basin, being covered by the Quaternary Tenryū gravel. The Ina basin is well-known for the existence of extensive terraces. In the Akaho sheet-map area, however, scarps of the terraces are not so clear, while they are quite clear in the southern neighbouring Iida sheet-map.

The rocks of the area are composed of non-metamorphosed Paleozoic sediments, metamorphic rocks, granitic rocks and Quaternary sediments. Geological sequences are summarized in Table 1.

The non-metamorphosed Paleozoic sediments which consist of alternations of clayslate and sandstone, occupy the narrow part of the northwestern corner of this area, and border on metamorphic rocks with a fault. Their geologic age has been thought as late Paleozoic, but the detail is uncertain as no fossils have been found.

The metamorphic rocks and the granitic rocks in the area constitute the northeastern part of the so-called Ryōke zone, which stretches on the northern side of the Median Tectonic Line through Southwest Japan.

In the area mapped, the metamorphic rocks can be divided, according to the grades of progressive metamorphism of clayslate and basic tuff, etc. into four zones, i. e. zone of biotite slate, zone of schistose hornfels I, zone of schistose hornfels II and zone of banded gneiss. The petrological characters and minerals of rocks in these zones are briefly shown in Tables 2 and 3. The zone of biotite slate which represents the lowest metamorphic grade, seems to make a gradual transition to the non-metamorphosed Paleozoic sediments in the northern neighbouring Ina sheet-map area. Consequently, the original rocks of the metamorphic rocks in the area are considered to be the Paleozoic sediments, which consist of alternation of clayslate and sandstone intercalated with conglomerate, chert, limestone and basic tuff. The above-mentioned metamorphic rocks are intruded by granitic rocks at many places.

The granitic rocks can be divided into several types according to their rock facies and modes of occurrences, namely, Ichida

Table 2 Petrological characters of metamorphosed
clayslate of each zone

	Zone of biotite slate	Zone of schistose hornfels I	Zone of schistose hornfels II	Zone of banded gneiss
Megascopic characters	Very slightly schistose structure Appearance of very fine luster of micas and occasionally spot of biotite aggregate	(slightly) schistose structure Brownish color	schistose structure Considerably disturbed aspect	Strongly schistose and banded structure Abundant faults and foldings in small scale
Associated minor intrusives and quartz veins, etc.	Quartz vein in microscopic scale	Quartz vein in microscopic scale	Occasionally, quartz vein, tourmaline- micas pegma- tite and musco- vite-biotite granite (Otagi- ri granite)	In western area, of Tenryū-gawa (river); quartz vein, pegmatite (showing pygmatic folding), muscovite- biotite granite (Otagiri granite), meta-diabase, and (cortlanditic) gab- bro~quartz diorite. In eastern area, of Tenryū-gawa (river); quartz vein, fine grain- ed biotite granite, and (cortlanditic) gab- bro~quartz diorite.
Microscopic characters	Imperfect recrystalliza- tion, except fine crystals of sericite, biotite, etc.	Nearly perfect recrystalliza- tion, and parallel arrange- ment of micas and graphite	Mosaic struc- ture of quartz and feldspars, and parallel arrangement of micas, etc. About 0.2 mm in grain-size of quartz and feldspars	About 0.5mm in grain size of quartz and feldspars. Irregular grain size and sutured outline of quartz crystal occasionally.

Table 3 Minerals of each zone

		Zone of biotite slate	Zone of schistose hornfels I	Zone of schistose hornfels II	Zone of Banded Gneiss
Metamorphosed clayslate	Quartz	—————	—————	—————	—————
	Plagioclase	?	—————	—————	—————
	Microcline	?	—————	—————	—————
	Chlorite	—————	—————	—————
	Biotite	—————	—————	—————	—————
	White mica	—————	—————	—————
	Andalusite	—————	—————
	Cordierite	—————	—————	—————
	Sillimanite	—————	—————	—————
	Garnet	—————
	Iron ores	—————	—————	—————
	Graphite	—————	—————	—————
	Tourmaline
Metamorphosed basic tuff, limestone, etc	Quartz	—————	—————	—————	—————
	Plagioclase	?	—————	—————	—————
	Microcline	—————	—————	?	—————
	Calcite	—————	—————	—————	—————
	Chlorite	—————	—————	—————	—————
	Epidotes	—————	—————	—————	—————
	Micas
	Colorless & Pale blue amphiboles	—————	—————	—————
	Pale green & blue green amph.	—————	—————	—————
	Green amph.	—————	—————	—————	—————
	Clino-pyroxene	—————	—————	—————	—————
	Garnet	—————	—————	—————	—————
	Wollastonite	—————	?
Scapolite	—————	—————?	
Sphene	

————— Present dominantly or commonly

..... Present a little or rarely

granite (fine- to medium-grained biotite granite), Otagiri granite (fine-grained (garnet-muscovite)-biotite granite), Hissori granite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite), Inagawa granite (coarse-grained hornblende-biotite granodiorite) and Kisokoma granite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite). Besides these large bodies, small granite bodies or dykes are often seen in the sheet-map area. The mutual relations of these granitic rocks and the genetical relationships with the Ryōke metamorphic rocks are still remained uncertain. The characteristic features of these granitic rocks are noted below.

1) Ichida granite shows rather homogeneous rock facies on the whole. The plagioclases in it have usually cloudy, sometimes altered calcic cores which have generally the discontinuity with the more sodic mantle part.

2) Otagiri granite occurs in or near the zone of banded gneiss. Muscovite, garnet and sometimes sillimanite are seen in it.

3) Inagawa granite occupies the broad area of batholithic scale and includes many dyke- or sheet-formed, dark coloured xenoliths in it. From the results of the observations in field and under microscope, it is concluded that the original rock of these xenoliths is diabase rock.

4) The main mass of Kisokoma granite shows rather elongated form, and its long axis runs N-S, obliquely against the general trend of the metamorphic zone in the sheet-map area. Basic xenoliths are rich in Kisokoma granite.

The Tenryū gravel occurs widely on the western area of the Tenryū-gawa. It is composed of gravel, sand and clay which are transported from the Kiso mountain range composed of the granitic rocks and metamorphic rocks.

In the area, there are no ore deposits which are worked on a large scale.

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

AKAHO

(Kanazawa-74)

By

MASARŌ MURAYAMA & MASATO KATADA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1957