

5 萬分の 1 地質図幅説明書

伊 那

(金沢一第 63 号)

地質調査所

昭和 37 年

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

伊 那

(金沢一第 63 号)

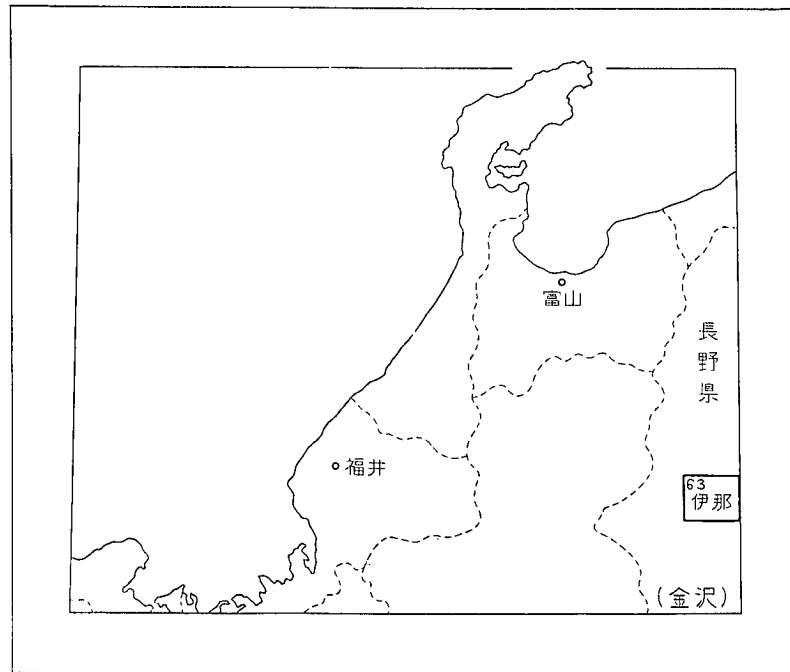
通商産業技官 片 田 正 人
通商産業技官 儀 見 博

地質調査所

昭和 37 年

目 次

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 古生層	4
II. 2. 1 古生層全般の岩相	5
II. 2. 2 味噌川層	7
II. 2. 3 敷原層	8
II. 2. 4 奈良井層	10
II. 2. 5 横川層	11
II. 2. 6 桑沢層	11
II. 2. 7 各層の岩相の比較	13
II. 2. 8 古生層の構造	13
II. 2. 9 古生層の地質時代	17
II. 3 岩脈 (I)	18
II. 3. 1 閃緑玢岩	18
II. 3. 2 石英斑岩	18
II. 4 広域変成帯	19
II. 5 岩脈 (II)	23
輝緑岩	23
II. 6 安山岩類	23
II. 7 段丘および崖錐堆積層	23
II. 8 沖積層	24
III. 応用地質	24
III. 1 マンガン	24
III. 1. 1 浜横川鉱山	24
III. 1. 2 上伊那鉱山	25
III. 1. 3 その他のマンガン鉱床	26
III. 2 その他の鉱産物	26
文 献	27
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 35 年稿)

伊 那

(金沢一第 63 号)

この地質図幅は、昭和 32～33 年（1957～1958）の野外調査の結果をまとめたものである。その際、古生層の項は主として礫見が、その他の項は主として片田が記述した。

また野外調査にあたっては、藪原・奈良井および諏訪営林署から便宜を与えられた。

I. 地 形

この図幅地域は、長野県南部の、伊那谷と木曾谷とにはさまれた木曾山脈（中央アルプス）の北部に位置し、図幅地域の中央を太平洋・日本海の分水界が屈曲しながら走っている。山脈の主峯、木曾駒ガ岳は、図幅地域を数 km 南にはずれた地点にそびえ、図幅地内では、大棚入山（2,375.2m）と経ガ岳（2,296.3m）がもっとも高峻である。そして、図幅地域を北にはずれると、山容は急におとろえる。

木曾山脈をはさんで、東に天竜川、西に木曾川およびその支流が南流しており、はては太平洋にそそいでいる。北流する河川は、東から小横川・横川川および奈良井川がある。このうち奈良井川は信濃川の源流であって日本海にそそぐが、他の 2 河川は辰野付近で天竜川に合している。谷の斜面は比較的急傾斜で、とくに横川川上流や黒沢岳周辺ではチャートなどの急崖が発達している。

天竜川の形成した伊那谷は、洪積層（段丘堆積層＝天竜礫層）をうがった河成段丘で知られているが、その典型的なものは、この図幅地域より下流にみられ、図幅地域

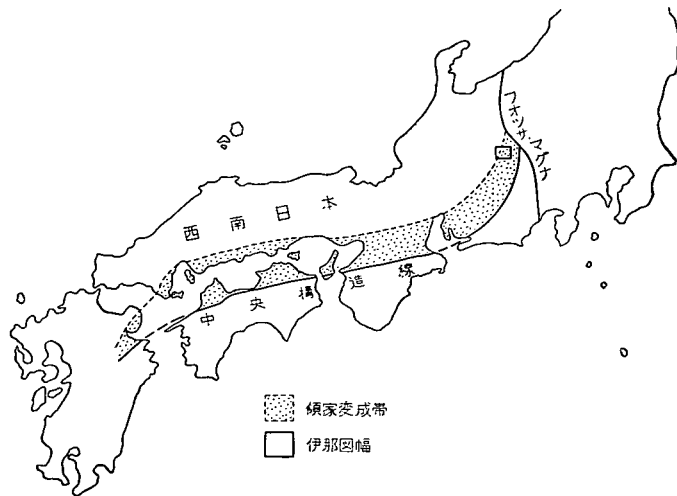
内では、一般に緩やかな、連続した扇状地となっている。しかし、辰野町付近およびそれから箕輪町にいたる電車沿線付近には、段丘崖がいくつか発達している。

以上のような河川や山嶺は、全般的に古生層の走向（および走向断層）の方向にほぼ一致している。また地質図に示された断層は大半が幅の広い擾乱帯をもち、古生層の圧砕、粘土化が著しいために、断層に沿って河川が流れ、あるいは峠、鞍部が連続的に発達し、しばしば崩壊した山腹が露出している。古くから天竜川・奈良井川および木曾川流域を結ぶ交通路であった権兵衛峠・姥神峠や鳥居峠は、いずれも断層に沿ってみられるものである。

II. 地 質

II. 1 概 説

この図幅地域は、領家変成岩類と花崗岩とからなる領家帯の北東端付近にあり（第1図）、図幅地域の北西部には非変成の古生層が、他の大半の部分には領家変成作用



第 1 図

をうけた古生層が、それぞれ分布している。そしてそれらを覆って、安山岩類、段丘および崖錐堆積層と沖積層とがみられる。

古生層は、領家変成作用をうけた部分をも含めて、NE-SWの一般走向をとっている。砂岩・粘板岩・チャートを主とした岩相の単調な繰り返しからなる非常に厚い地層である。しかし、特徴的な岩相または優勢な岩相を手がかりにしてみると、当地域の広大な古生層分布地帯にも、5つの地帯が区別できる。すなわち、北西側から、味噌川流域のチャートに非常に乏しい地帯、中央本線に沿い、チャートに富み、輝緑凝灰岩を伴う地帯、中央本線の南の山腹の泥質岩に富んだ地帯、横川川の流域のチャートの多い地帯、および南東側の伊那谷に面した山腹の、砂岩を主とした礫岩の多い地帯、に分けられる。これらの各地帯の古生層を、便宜上、味噌川層・藪原層・奈良井層・横川層および桑沢層とよぶ。いずれも、時代を明示する化石を産しないが、近隣地域の関係などを考慮に入れると、大部分が二畳系に属することは確実である。

この地方の変成岩類は、領家帯としてはもっとも変成度の弱いものに属し、花崗岩類を伴わず、従来多くの地質図では、その大半を非変成古生層としていた。しかし、今回の調査によれば、大略、木曾川—鳥居峠—奈良井川を結ぶ線から西の地層だけが非変成であり、漸移的に、または断層に境されて低変成度の変成岩に移化する。そして、東方ないし南東方にゆくにつれて変成度を増し、伊那市西方山地では比較の変成度が高くなっている。この傾向は南隣赤穂図幅地域にも続き、そこには高変成度の片麻岩類が分布し、花崗岩類が卓越している。

以上の変成岩類は（赤穂図幅地域内のものも含めて）、黒雲母粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯・縞状片麻岩帯に3分することができ、この図幅地域内には、黒雲母粘板岩帯および片状ホルンフェルス帯の低変成部が分布している。

安山岩類には2種あり、第1は図幅地域西端の尾根を覆うもので、第2は中央線平沢北方の鉄道線路傍にみられるものである。いずれも、御岳火山の活動の初期またはそれに先立って活動したものと思われるものであって、第1と同種のもの、御岳火山（西隣図幅）の東方、西方、南方に点々と分布している。第2のものは、上松図幅地域において玄武岩としたグループの一員であろう。

段丘および崖錐堆積層は、地形的により高位に発達することと、火山灰層に覆われ

ていることで沖積層と区別され、伊那谷のものは天竜礫層と称されている。

応用地質でもっとも重要なものはマンガン鉱床で、これは古生層のチャートに伴っている。

II. 2 古 生 層

古生層は、大きくみると、NE-SW の一般走向をもつてのびている。主として、砂岩・粘板岩・チャートの単調な繰り返しからなっている。一般に砂岩とか、粘板岩とかよばれる岩種のうちにも、いくぶん性質の異なるものが区別される。このような性質の違い、および異種の岩石の累積状態によって、粗粒砂岩相・細粒碎屑岩相・



図版 1 古生層の細粒砂岩と泥岩の互層（桑沢層，桑沢山東方）
この部分とはとくに層理が顕著である

泥質岩相およびチャート相の各岩相が識別される。これら各岩相は、古生層全体に一樣に発達するものではない。したがって、各岩相の発達の程度またはそれらの組み合わせにもとづいて、古生層は5層に分けられる。これらを、北西側から南東側へ、それぞれ味噌川層・藪原層・奈良井層・横川層および桑沢層と名づける。

II. 2. 1 古生層全般の岩相

粗粒砂岩相^{註1)} 粗粒の砂岩で、多くの場合2~3mの層をなしている。新鮮でない露頭では、粗粒砂岩が10m以上にもわたって厚い層をなすように見える場合もあるが、よく見ると処々に、次に述べる細粒碎屑岩相の泥岩・シルト岩を1cm内外の薄い夾みとして伴っているのがわかる。肉眼的には、層内での粒度変化に乏しく、普通はgradingの現象も不明瞭である。また、これに重なる細粒碎屑岩相または泥質岩相の泥岩・シルト岩に対する粒度変化もきわめて急激で、中間の粒度を示す部分を欠いて、いわゆるgraded beddingの明瞭な場合は非常にまれである。一般に、内部構造は認められない。しかし、とくに礫質の粒子（径2mm以上）が数cm以下の厚さで密集し、上下の砂質部に移化する場合があります。このような場合には、礫質部には成層面に平行な構造が認められる。砂岩層には、しばしば粘板岩の大きな岩片が含まれ^{註2)}、普通これらは、成層面に平行な姿勢をとっている。

砂岩は、肉眼的には均質に見えるものの、鏡下でみると、粗い砂からシルト・泥にいたる各種のサイズの粒子からなっているのがわかる。粗い砂粒が優勢なのにもかかわらず、泥質の基質が相当に多く、決して、良く淘汰された砂岩とはいえない。

次に、若干の塊状砂岩の検鏡結果を要約すると次のとおりである。構成鉱物は角ばっていて、平均粒度は0.3mm程度。主要鉱物としては、石英+ミロナティック石英が45%内外、斜長石+カリ長石が25%内外。しばしばカリ長石に較べて、より不安定な斜長石の多いのが注目される。岩片としてはチャートがもっとも多い。基質は20%内外。

細粒碎屑岩相 泥岩・シルト岩および細粒砂岩が、たいていの場合、数cm以下の厚さで、ひんぱんに交互する。またラミナの発達が著しい。量的にいえば、細粒砂岩

註1) 磯見・片田（1959）において粗粒碎屑岩相とよんだもの。

註2) 磯見・片田（1959）において第1のタイプの礫質岩とよんだもの。



図版 2 塊状の粗粒砂岩 (ss), まわりは泥岩・シルト岩の互層 (sl)
両者は急に境されている (奈良井層, 奈良井川上流)

が少なく泥岩がもつとも多い。泥岩は黒っぽく、一部には、炭質物に富んだ真黒な部分またはラミナがある。シルト岩も黒っぽい色調のものが多く、白雲母片が密集した部分またはラミナのみられることもまれでない。細粒砂岩には、泥質の基質が非常に多く、ときには白雲母片を沢山含むものがある。

ラミナは、一般に、規則正しく平行である。しかし、斜交葉理状に、sandstone dyke 状に、あるいは複雑に波うったりして、小規模にラミナの乱れる場合もまれではない。

本相には、生痕化石 *Helminthoidea* がしばしば認められ、多くの場合密集している。また、植物の破片が、シルト岩中に、ラミナ状に密集して含まれる場合もある。

泥質岩相 泥質岩のみで m 単位の層をなしている。ラミナその他の内部構造は、あまり明瞭でない。細粒碎屑岩相の泥岩と較べると、黒さにおいて劣っている。いわゆる古生層の粘板岩とされるものは、大部分この岩相に属する。

チャート相 成層面の発達したチャートが主体である。チャート相は、珪質泥岩、

または珪質泥岩・泥岩の細互層、あるいはチャート・泥岩の細互層をへて、泥質岩相に、垂直的にも水平的にも移化する。珪質泥岩には、他の岩石と細互層する場合以外には、それ自体の内部に、ラミナなど内部構造はほとんど見られない。

輝緑凝灰岩 この岩石は一般にチャートに伴なう緑色岩で、藪原層には厚さ 200m 以上に達するものがみられる。岩質はおもに玄武岩の火山碎屑岩類および熔岩、まれに岩脈である。これらの岩体は（肉眼的には非変成のように見えるが）ほとんどすべて広域変成作用をうけており、比較的原岩に近いものとしては宮ノ越およびその北方に 2, 3 の露頭がみられるにすぎない。

原岩に近いものを鏡下で観察すると、斑晶は橄欖石・斜長石からなり、石基は斜長石・鉄鉱および 2 次的鉱物からなる。橄欖石は仮像を残したまま、すべて鉄サポナイトなどの 2 次的鉱物に移化している。斜長石は変質作用をうけており、ほぼ直消光を示す。鉄鉱は磁鉄鉱およびイルメナイト (?) である。その他 2 次的鉱物として緑泥石・チタン石および方解石がみられる。また別の岩種として、おもに斜長石および単斜輝石（普通輝石およびチタン輝石）からなる岩体もある。

以上のような細粒岩体以外に、より粗粒の、粗粒玄武岩～細粒斑輝岩と称すべき岩体も時々みられる。また、箕輪町西方山中には、滑石を多量に含み、超塩基性岩に由来したと考えられる変成岩がある。

II. 2. 2 味噌川層^{註3)}

おもに、国鉄中央本線より北の地域に分布し、味噌川・塩沢にその模式的な露出が見られる。

岩相としては、細粒碎屑岩相と粗粒砂岩相とが、とくに多い。細粒碎屑岩相のうち、炭質物または植物破片に富むシルト岩・泥岩、白雲母片に富むシルト岩などが、味噌川流域の一部で、とくに目立っている。生痕化石 *Helminthoidea* も、本層にとくに多い。

味噌川層には、チャートが非常に少ない。橋戸沢の東岸のものを除いては、いずれも数 m またはそれ以下の薄層で、連続性に乏しい。橋戸沢のチャートは、層厚 100m 以上にも達する顕著なもので、厚さ数 m くらいの小さな石灰岩と輝緑凝灰岩の小レ

註3) 磯見・片田 (1959) において Ia 相とよんだもの。

ンズを伴う。この両側には、味噌川に同定される地層が整合的に分布するので、橋戸沢のチャート層は味噌川層のメンバーとみなされる。しかし、同時にこれは、味噌川層の南に分布する藪原層の一部が、褶曲のため味噌川層分布地帯中に露出するにいたったものとも考えられる。たとえば、放散虫化石に富む赤色チャートの目立つこと、石灰岩を伴うことなど、藪原層のチャート相のものに類似性を有する。

味噌川層の一部は、かつて、中生層と考えられたこともある。しかし、植物破片の産出、白雲母片に富む堆積物のあること、粘板岩の大きい岩片を含んで礫岩状に見える砂岩の多いこと、生痕 *Helminthoidea* の産出することなどは、当図幅地域の他の古生層に共通するのみでなく、広く内帯各地の古生層にも見られる。褶曲の様子も他の古生層とちがわないし、また、チャートを含む古生層（藪原層）に整合に重なっている。したがって、味噌川層が古生界の一員であることは明白である。

II. 2. 3 藪原層^{註4)}

ほぼ国鉄中央本線に沿って、幅 1~2 km の帯状をなして分布する。西部では、2帯に分かれて分布する。

岩相は、チャート相および泥質岩相を主とする。チャートの厚層が特色をなし、粘板岩と複雑に混じり合い交互しながら、えんえんと続いている。赤色や緑色のチャートが少なくなく、とくに宮ノ越の付近では、放散虫化石の多いラミナ状の部分と少ない部分とが、1 cm くらいの間隔で交互した赤色チャートが注目される。

本層のもう 1 つの顕著な特色としては、輝緑凝灰岩がよく発達することがあげられる。200m もの層厚を有するものがある。一般に、輝緑凝灰岩とチャートとは、密接に複雑に重なり合って共存し、しばしば石灰岩を伴っている。石灰岩には、奈良井付近のもののように連続性に乏しい薄層もあるが、藪原付近、贅川付近のもののように、厚さ 100m 内外、延長は少なくとも 1 km 以上の顕著なものもある。いずれも強く再結晶作用をうけ、クリノイド以外の化石はみいだされない。

本層は、粗粒砂岩相・細粒碎屑岩相に乏しく、とくに前者の岩相はまれである。しかし、藪原東方の尾根などのように砂岩のある場合、それが細粒の砂岩ではなくて、かえって粗粒塊状の砂岩、すなわち、粘板岩の大きな岩片の入った模式的な粗粒砂岩

註4) 磯見・片田 (1959) において 1b 相とよんだもの。



図版 3 藪原層の角礫岩
白い部分は石灰岩、黒い部分は粘板岩。この露頭の周辺には石灰岩・粘板岩の互層がみられるから、この岩相はそのような互層から由来しているものとみられる（砂ヶ瀬付近）



図版 4 藪原層の角礫岩
角礫も基質もともに同じ岩石。すなわち石灰質チャートからなる（砂ヶ瀬付近）

相のものであることは興味深い。

このほかに、本層には角礫岩^{註5)}が含まれている。すなわち、チャート（まれには粘板岩および石灰岩）の角礫ないし角ばった薄板状体とそれらの細かい破片とからなるものである。これは、褶曲断層運動に伴ってできたものであろう。完全に固化していることからみて、新生代以前の変動時の成生物と思われる。また、この種の岩石の特殊なものとして、長径数 cm 内外のチャート・粘板岩・石灰岩などの混じり合った角礫状岩がある。これらの角礫状体は、いずれも薄板状体をなし、かなり角ばっている。それらの配列は一見乱雑に見えるが、それぞれの個体の傾斜は不定であるものの、走向方向は大体一定である。そして、基質とみなされる泥質部自体も、あまり破碎されていない。この種の角礫状岩を、堆積物固結後の褶曲断層運動の産物とするよりも、むしろ、チャート-泥質岩-石灰岩の互層の、ほとんど堆積と同時期の *slumping product* としうる可能性が大きい。

II. 2. 4 奈良井層^{註6)}

藪原層分布地域の南東側に、帯状に分布し、奈良井川の北流する部分に模式的に、露出する。

見かけの下部（北西側）では、細粒碎屑岩相と泥質岩相とが主体であるが、泥質岩相の方が優勢である。しかし、見かけの上部（南東側）では、次第に粗粒砂岩相が多くなって南東側の横川層に移り変わる。すなわち、奈良井付近ではとくに泥質岩が目立ち、塊状の砂岩はほとんど見られないが、南西の奈良井川の北流する地塊（羽淵上流）や横川川北西岸山地では、塊状砂岩が相当に多くなる。本層の見かけの上部にあたる横川附近に分布する部分（および次の横川層にかけて）には、剝離性が発達して、はげるように成層面に沿って規則正しく平行に割れる粘板岩が多い。この特異な岩石も、肉眼的には、より粗粒物からなるラミナなどは見られない。この性質は、おそらく、領家変成作用による変成の影響が大きくひびいているのであろう。

本層には、チャート相が非常に少ない。まれに見られる数枚のチャートは、たいていは 2~3 m 以下の薄層、または粘板岩中に数 cm のチャートをときおり挟んだ互層

註5) 礫見・片田 (1959) において第 4 のタイプの礫質岩とよんだもの。

註6) 礫見・片田 (1959) において II a 相とよんだもの。

にすぎず、連続性に乏しい。輝緑凝灰岩もまれで、わずかに奈良井川の上流部に、岩脈状のものが認められるにすぎない。

奈良井層は、藪原層の一部とともに、SE に傾斜し、見かけ上は、藪原層の上に整合に重なる。一方、味噌川層は、藪原層の一部とともに NW に傾斜するので、味噌川層もやはり藪原層の上に整合に重なる地層である。したがって、奈良井層は味噌川層に対比される可能性が強い。実際、両層ともチャートに乏しい点などの類似性はあるが、前者は後者に較べて粗粒砂岩相に乏しいという差異があるし、化石のうえの証拠もまったくないので、さしあたり両層を別々の地層として扱っておく。

II. 2. 5 横川層^{註7)}

奈良井川の上流部から横川川の流域にかけて広く分布し、その上流に模式的に露出する。

本層を特色づけるのは、チャート相-泥質岩相である。粗粒砂岩相は少ない。非常に厚いチャートがなん枚も発達する。見かけの下部を占める奈良井層に対する境界は、厚いチャート層のはじめて出現する所とする。

一般に輝緑凝灰岩は少ないが、南西部、権兵衛峠付近には、かなり厚い輝緑凝灰岩が分布する。また、石灰岩の小レンズを伴う所もある。

とくに興味あるのは、本層の一部に、その南東側に分布する桑沢層と同様に、まれではあるが礫岩の発達することである。すなわち、横川層は桑沢層の特色も一部かねそなえている。

II. 2. 6 桑沢層^{註8)}

伊那谷に面した山地の山腹に分布し、古生層地帯の最南東帯を占める。

本層は粗粒砂岩相で特色づけられ、砂岩の一部に礫岩が著しく発達している。チャート相-泥質岩相はまれである。本層の横川層に対する境界は、南東側の礫岩を伴う粗粒砂岩相の連続して発達する地帯の北限、または北西側の横川層の厚いチャートの発達する地帯の南限とする。

註7) 礫見・片田 (1959) において II b 相とよんだもの。

註8) 礫見・片田 (1959) において III 相とよんだもの。



図版5 桑沢層の礫岩

白い部分はチャートの礫を主体とする。黒い部分は粘板岩の“偽礫”・粘板岩の内部にもチャート礫が入り込んでいる（桑沢山東方，転石）

礫岩は^{註9)}、たいていは粗粒砂岩の一部のなかに、長径1~2 cm、多くはそれ以下の礫の入ったものである。礫種は大部分チャートで、その他に細粒砂岩の礫もある。礫の形は一方にのびたものが多いが、角はやゝ丸味をおびている。礫はかなり密集して厚さ数 cm の層状をなすが、礫岩は粗粒砂岩に急速に移り変わる。このほかにまれではあるが、泥質の基質のなかに、同種の礫の密集した pebbly mudstone^{註10)} もある。

桑沢層は、向斜構造・背斜構造を繰り返しているため、層厚は、北西に接して分布する横川層に較べて、はるかに小さい。構造上からみると、本層は、横川層の上に重なるものとみられる。しかし、本層に特有の礫岩が横川層の一部にも発達することからみて、桑沢層が、横川層の一部と同時異相の関係にある可能性も、まったくないわけではない。

註9) 磯見・片田 (1959) において第2のタイプの礫質岩とよんだもの。

註10) 磯見・片田 (1959) において、第3のタイプの礫質岩とよんだもの。

II. 2. 7 各層の岩相の比較

味噌川層・藪原層・奈良井層・横川層および桑沢層の岩相を比較し、要約して表示すれば第1表のようになる。

第1表 古生層各層のおもな岩相

	チャート相	泥質岩相	細粒砂岩相	粗粒砂岩相	輝緑凝灰岩	植物化石	生痕化石	その他の特色
味噌川層		○	◎	◎		○	◎	雲母片を含む堆積物が多い
藪原層	◎	◎			◎	○	○	
奈良井層		◎	○	○			○	
横川層	◎	◎		○	○		○	局部的に砂岩・礫岩がある
桑沢層		○		◎			?	礫岩が多い

II. 2. 8 古生層の構造

大きくみて、古生層の一般走向は、北東部では NE であるが、中央部では N-S へと急転し、南西部ではふたたび NE にもどる。ほゞこの屈曲部にあたって NNW 方向の著しい擾乱帯がある。これを神谷断層帯とよぶ。一方、ほゞ古生層の走向に沿った擾乱帯としては、山地の北西部には奈良井断層帯が、南東縁には伊那断層帯が、それぞれ発達する。奈良井断層帯より北西の地帯では、地層は、おもに NW に傾斜する。これに反し、南東側の地塊では、地層の傾斜は SE に向かっている。

奈良井断層帯 木曾川の流路と奈良井川中流部の流路とを結ぶ線、つまり国鉄中央本線に沿って带状に分布する藪原層では、地層の傾斜の向きは一定しないが、大体、北西部では NW 傾斜が、南東部では SE 傾斜が、それぞれ優勢である。したがって、藪原層は背斜状の構造をなすことになる。また、藪原層の北西側に分布する味噌川層は、おもに NW に傾斜し、藪原層の南東側に分布する奈良井層・横川層などは、単純に SE 傾斜を示している。つまり大きくみて、大背斜構造の軸部に藪原層

が分布するとみなされる。しかし、藪原層が単に背斜構造をなすにとどまるのではなく、藪原層分布地域には平行な断層群が認められる。このような地域を奈良井断層帯とよぶ。これら断層群のため、藪原層は南西部では2帯に分かれて分布し、その間に味噌川層を挟んでいる。両側を断層で断たれたこの中間地塊の味噌川層は、断層帯の北西側の主地塊におけるのとは逆に、SEに向かう傾斜を示すことが多い。すなわち、この中間地塊は、構造的にはむしろ、奈良井断層帯より南東側の奈良井層—横川層からなる地塊の性質をおびている。要するに、藪原層分布地域は複背斜ともいふべき複雑な構造をなし、その複背斜部に付け加わった変位が奈良井断層帯にほかならない。奈良井断層帯は著しい破碎帯を伴ない、とくに奈良井付近などでは、粘板岩が粘土化している。このことは、奈良井断層帯が比較的新しい地質時代に活動したことを物語る。

第2表

	桑沢層
?.....
	横川層
.....?.....	
味噌川層	奈良井層
藪原層	
図幅地域 北西部	図幅地域 南東部

このように、奈良井断層帯は、地質構造上かなり重要な意味をもつ断層帯である。しかし、領家変成作用による変成度は、断層帯の北西側で急激に低下せず、一部の変成岩は断層を越えてはみ出している。そして、全体としてみると、南東側から北西側へとまったく連続的・漸移的である。このことは、個々の断層による落差がそれほど大きくはないということのほかに、この複背斜状構造や奈良井断層帯の発生、または



図版6 伊那断層帯の崩壊地(吹上西方)



図版7 桑沢層の緩傾斜の地層
同層はこのように緩傾斜を示す所があるが、これは他の地層にはあまりみられない現象である(桑沢山東方)

形成が、領家変成作用以前に、すでにほゞなされていたことを物語るものといえよう。

伊那断層帯 奈良井断層帯の南東側の地塊の主部を構成する地層—奈良井層および横川層—が、極端に単調な SE 方向に傾斜した構造をなすのにひきかえ、地塊の南東縁に沿って分布する桑沢層では、地層の走向が NE から E-W に近くそれたり、30° 内外の緩い傾斜角が多くなったりする。そして、桑沢層はかなり複雑な褶曲構造をなし、背斜および向斜が確認される。

一般に、桑沢層では、小断層により地層のもめている所が目立っている。とくに、山塊の伊那谷に面する山麓部付近では、直線状の山麓線に平行な、なん本かの断層群からなる擾乱帯が目立っている。これを伊那断層帯とよぶ。伊那断層帯は、新生代に入ってから伊那谷が地溝状に陥没した原動力となり、断層崖の形成に直接参与したものと見られる。現に、伊那市西方の平沢部落付近においては、天竜礫層と古生層との間にも逆断層が認められている^{註11)}、この逆断層も、伊那断層帯の一員とみなされる。このように、伊那断層帯は、第四紀に入ってから活動したことは明白である。しかし、伊那断層帯が、褶曲構造のとくに複雑な桑沢層分布地帯内に存在することは、単なる偶然とは考えられないから、伊那断層帯の発生は、おそらく、桑沢層の褶曲運動に関連したもので、古い地質時代—中生代後期またはそれ以前—to さかのぼるものと推測される。

神谷断層帯 古生層の一般走向にほゞ平行な上記の各断層帯のほかに、一般走向に斜交する断層のもっとも著しいものとしては、藪原—神谷峠—権兵衛峠を結ぶ神谷断層帯があげられる。この断層帯は、奈良井断層帯と同様に、幅 2 km にも達する範囲に破砕作用を及ぼしており、粘板岩が著しく粘土化し、地沁りを起こしている所が、神谷峠付近で至る所に見られる。このように、神谷断層帯は見かけははなばなしいが、その両側での地層のずれは意外に小さい。いうなれば、地層の一般走向の急変する弱線に生じた一種の flexure にすぎず、大規模な地塊運動を起こしたものではない。大局的な地質構造上からいえば、副次的な意義をもつにとどまっている。

神谷断層帯は、藪原から神谷峠にかけては明瞭に観察されるが、権兵衛峠から南東の方では不鮮明となり、幾本かの小断層に分岐して、伊那盆地の段丘の下にもぐるら

註11) 東京学芸大学、有井琢磨氏未発表資料。

しい。

その他の斜交断層 神谷断層帯のほかに、一般走向に斜交する断層は少なくない。その著しいものとしては、橋戸沢に沿った N-S 方向の断層があげられる。この断層を境として、橋戸沢の東の山腹に分布する厚いチャート層は断たれて、西の山腹にはまったく見られない。

このほか、同種の断層としては、塩沢・味噌川などの流路にほゞ沿うものが推定され、味噌川層がもめたり、その塊状砂岩に石英脈が無数にしみこんだりする現象が見られる。しかし、適当な鍵層がないため、断層の規模や断層による地層のずれは不明である。一般に、奈良井断層帯より北西側の地帯では、南東側における安定した単調な地質構造と異なり、N-S または NNW 方向の斜交断層による地塊化が著しいようである。

II. 2. 9 古生層の地質時代

単純に考えると、見かけ上からいえば、味噌川層が藪原層の上に、奈良井層と同じく藪原層の上に重なるので、味噌川層と奈良井層とは同時異相の関係にあるといえる。また、桑沢層は横川層の上に重なるものといえる。この考え方を表示すれば、第 2 表のようになる。しかし、地層の逆転、等斜褶曲による地層の繰返しなどの可能性も当然考えられることだし、示準化石のない現状では、古生層の各層の間の層位関係は早急に決定できない。したがって、味噌川層・藪原層・奈良井層・横川層・桑沢層の区分は、必ずしも厳密な意味における層序区分ではなく、むしろ“味噌川層”・“藪原層”・“奈良井層”・“横川層”・“桑沢層”として、それぞれ、古生層の岩相の帯状分布を表わす区分とする方が妥当であるともいえよう。

これら各層の間の真の層序関係がいずれにせよ、これら各層は、当図幅地域内では、時代を明示する化石をまったく産しない。たゞ、南西に連なる地域（上松図幅地域）内で、藪原層の延長とみなし得る箇所—野尻—に、二疊紀中・後期を示す *Yabeina katoi* を産する石灰岩が知られているにすぎない。味噌川層・藪原層・奈良井層および横川層に見られる生痕化石 *Helminthoidea* は、地向斜性の堆積環境を示す示相化石にすぎない。また、味噌川層などに含まれる植物破片も同定不可能であって、それ自体からは、地質時代を論ずる手がかりは得られない。しかし、*Helminth-*

oidea の産出も、植物破片の産状も、ともに、他の内帯各地の二畳系に共通するので、これらは、野尻の紡錘虫石灰岩の産出と相まって、当地域の古生層の各層が全体として二畳系に属することを示すものと考えられる。

II. 3 岩 脈 (I)

II. 3. 1 閃 緑 玢 岩

これは閃緑玢岩～細粒閃緑岩質の岩石で、岩脈としてみいだされる。変成作用が進むと緑色の岩石となるため、前記の輝緑凝灰岩と区別しがたくなる。概していえば、変成作用を受けると輝緑凝灰岩では角閃石に富み、閃緑玢岩では角閃石に乏しく黒雲母に富んでいるらしいが、この図幅ではわかったもののみ閃緑玢岩とし、あとは輝緑凝灰岩に一括してある。

図幅地域中央北部付近の、軽微な変成作用を受けた岩体をみると、肉眼的に灰色～灰緑色で、横川川流域の比較的大きな岩体では中心部は閃緑岩質、周辺部は細粒の玢岩質である。鏡下で観察すると、変成作用による鉱物を別とすると、主として斜長石・褐色角閃石からなり、少量の石英と、場合によっては黒雲母が存在する。

II. 3. 2 石 英 斑 岩

石英斑岩は主として図幅地域南半部に、幅 10cm～数m の岩脈として露出する。図示した以外にも、転石は多数みいだされる。風化面では黄褐色を帯び、木目のような縞模様のみられることがある。新鮮な面では白色～灰白色で緻密な石基中に径 2 mm ほどの石英・長石が散点しているのが認められ、ときに流理構造がみられる。

鏡下で観察すると、2 次的の石英・白雲母・黒雲母などが再結晶しているため、原岩の鉱物組成や組織の細かい点はわかりにくい。おそらく、本来は、細かい粒状の石基と、石英・斜長石・黒雲母の斑晶からなる岩石であったと思われる。

II. 4 広域変成帯

いままで述べてきた古生層その他は、広域変成作用の影響を受けて、領家変成帯の一部を形成している。そこで、以下にふたたび古生層を変成岩として記述する。

この地域の変成作用の影響は、少なくとも肉眼的には軽微で、再結晶が不完全であるため、変成岩類の大半は、非変成古生層と、一見して区別しがたい。

すでに赤穂地質図幅内では、この付近の変成岩類を、黒雲母粘板岩帯・片状ホルンフェルス帯および縞状片麻岩帯に 3 分帯してあるが、この図幅内でもその分類法を適用させることができ、こゝには、主として黒雲母粘板岩帯が分布している。

変成作用の影響の最初のあらわれ、つまり黒雲母粘板岩帯の始まる線は、黒雲母の晶出し始めたところと一致する。これは、非変成の地層と、一部では断層であり、一部では漸移的である。変成岩類は南東方にゆくにつれて変成度をあげ、桑沢山～経ガ岳の山嶺から東方に達すると、黒雲母が肉眼でも認められるほど再結晶がすすむ。

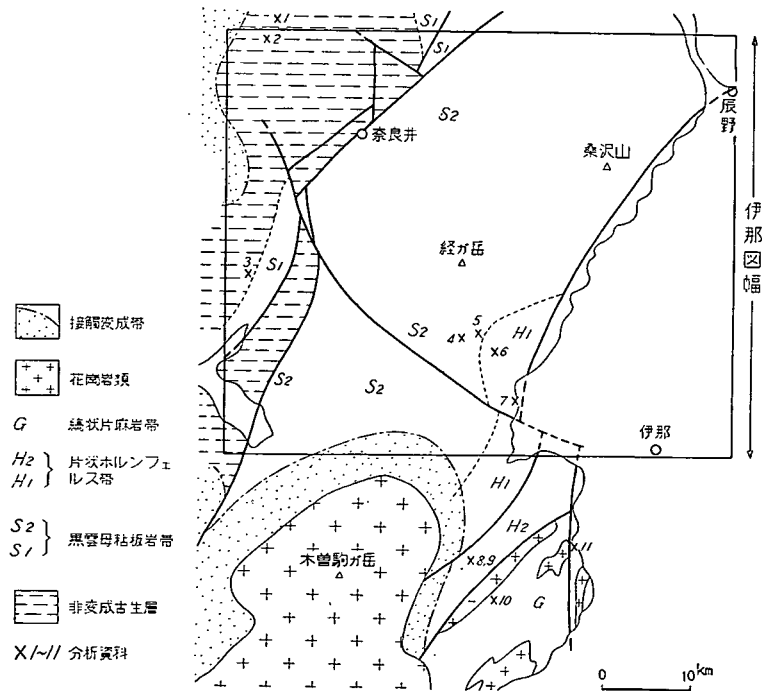
第 3 表 北部中央アルプスの変成岩の特徴

	黒雲母粘板岩帯		片状ホルンフェルス帯		縞状片麻岩帯
	S ₁	S ₂	H ₁	H ₂	G
野外での特徴	非変成古生層とほとんど変わらない	わずかに堅硬となる粘板岩には黒雲母の点紋状集合のみられることがある	片状組織が発達して来る雲母が輝いて見えるようになる	片状組織が顕著になる鉱物粒の大きさが目立つてくる	片状組織・縞状組織が顕著である小規模の褶曲・断層が多い原岩の岩種は不明瞭になつてくる
鏡下(再結晶の程度)での特徴	微量の変成鉱物が点在	基質部の再結晶が進む	ほぼ完全に再結晶たゞし原岩の組織を残している	完全に再結晶原岩の組織を残している部分と残していないモザイク組織の部分がある	原岩の組織はまったく残していない長石・石英は、一般に径 0.5mm 程度に成長している
変成岩に伴う鉱物				石英脈およびまれに(電気石を含む)ペグマタイト	ペグマタイト(多量に存在し、フチグマチック褶曲や層々侵入を示す)太田切花崗岩および変輝緑岩

さらに、権兵衛峠南東方地区では、すべての岩層は完全に再結晶し、片理が発達しはじめ、片状ホルンフェルスまたは雲母片岩と名づべき岩石が発達する。この岩石には、変成鉱物の種類が急に多様になっているから、明らかに、前記の変成岩類より一段と変成度の高い状態を示している。したがって、この地区から、次の帯、すなわち片状ホルンフェルス帯が始まると考えるのが妥当である。地質図では、石灰岩中に斜方輝石の晶出し始める線で境を引いてある。

さらに、南隣の赤穂図幅地域内に入ると、もっとも変成度の高い縞状片麻岩帯が分布する。

以上の各帯の特徴の概略は、すでに赤穂地質図幅説明書で述べてあるが、現在の段階では、それには多少訂正すべき点があり、また一方、細かい点になると鉱物学的に

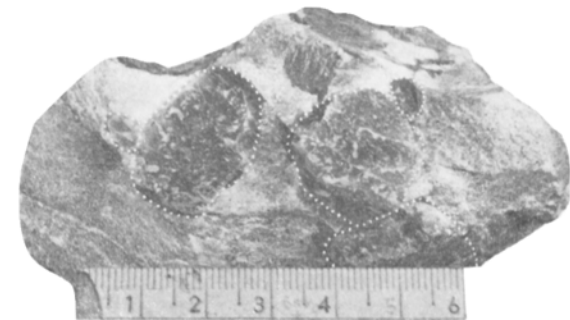


第2図 北部中央アルプスの領家変成岩類の分帯図

残された問題も少なくない。また、多く変成帯で研究されているような、塩基性岩に関する資料が十分に得られなかったのが残念である。ここでは、今回の調査で整理のついた点のみを略記することにする。

まず、黒雲母粘板岩帯をさらに2分し、片状ホルンフェルス帯を2分し、第2図のように分帯する。そして各帯の特徴は第3表のようであり、鉱物学的な事実は以下のようである。ただし、各境界線は野外ではわかりにくく、もっぱら顕微鏡観察によったものであり、推定によらざるを得ない部分も少なくない。

- S₁ 帯** 粘板岩中に黒雲母・白雲母、輝緑凝灰岩中に緑泥石（一般に伸長方向が正）・黒雲母・白雲母・緑簾石、石灰岩中にドロマイトが晶出している。
- S₂ 帯** 輝緑凝灰岩中に陽起石晶出、緑泥石の伸長方向はすべて負となる。次のH₁帯に近づくると、陽起石に伴って青緑色の普通角閃石が、粘板岩中に堇青石が晶出し始める。
- H₁ 帯** 石灰岩中に、斜方輝石が晶出し始める。ドロマイトが消失する。輝緑凝灰岩中で緑泥石・白雲母がほぼ消失する。普通角閃石が増す。粘板岩中にカリ長石が増す。
- H₂ 帯** 石灰岩中に柘榴石が、輝緑凝灰岩中に斜方輝石が晶出する。
- G 帯** 粘板岩・砂岩中で、白雲母に伴う珪線石が晶出し、石灰岩中に珪灰石・柱石が晶出する。輝緑凝灰岩中の“青緑色”の普通角閃石と緑簾石がみられなくなる。



図版8 堇青石の大きな結晶を含むチャート質粘板岩原の変成岩 (S₂帯)この図版の堇青石は横断面が示されているが、長さは最大5 cmに達する。この堇青石は、カリ長石と共存していない。

最後に、非変成古生層および変成岩類の化学分析値を第4表にあげる。

第4表 古生層および領家変成岩類の化学成分（最下段は変成鉱物）

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	IS46	IS50	IS123	6K533	7K243B	6K526	5K27	AK856	6K194	6K199	6K182
SiO ₂	62.77	64.92	72.62	64.44	75.12	67.94	62.69	55.62	69.90	62.42	64.00
TiO ₂	0.78	0.73	0.34	0.65	0.47	0.58	0.63	0.81	0.54	0.75	0.66
Al ₂ O ₃	16.60	15.87	10.54	16.73	11.21	14.45	17.59	22.13	14.01	17.58	17.57
Fe ₂ O ₃	2.71	2.80	1.05	2.60	1.06	0.96	1.36	1.05	0.49	1.02	0.72
FeO	2.74	1.73	1.51	3.04	3.46	3.90	4.72	4.33	4.04	5.24	4.17
MnO	0.18	0.05	0.07	0.03	0.14	0.05	0.08	0.08	0.06	0.07	0.04
MgO	2.06	1.96	1.38	2.11	2.30	2.16	2.77	2.28	1.96	2.76	2.26
CaO	0.50	0.36	2.66	0.72	0.34	1.67	0.94	1.12	1.68	0.84	0.97
Na ₂ O	1.84	1.94	2.44	1.92	1.25	2.59	2.06	2.35	2.56	2.15	1.73
K ₂ O	3.60	3.64	2.92	3.28	2.57	3.59	4.06	6.90	2.35	4.40	5.50
P ₂ O ₅	0.25	0.21	0.18	0.11	0.17	0.15	0.17	0.19	0.15	0.11	0.16
H ₂ O (+)	3.57	3.53	1.26	3.19	1.59	0.95	1.96	1.61	1.34	1.70	1.43
H ₂ O (-)	1.30	1.05	0.40	0.46	0.10	0.18	0.28	0.10	0.06	0.12	0.20
	Cアリ	Cアリ	C, CO ₂ アリ								
Total	98.90	98.79	97.37	99.28	99.78	99.17	99.31	98.57	99.14	99.16	99.41
岩種	非変成粘板岩	同左	非変成粗粒砂岩	弱変成粘板岩	変成チャート質粘板岩	粘板岩原片ホルス	同左	同左	同左	粘板岩原片麻岩	同左
カリ長石						○		○	○	○	○
白雲母				○	○	○	○	○	○	○	○
黒雲母					○	○	○	○	○	○	○
重晶石					○		○		○		
紅柱石							○				
珪線石									○	○	

分析者：地質調査所 大森えい技官（1, 2, 3 および 5）・山田貞子技官（その他）
 採集地：第2図に示す

II. 5 岩 脈 (II)

輝 緑 岩

これは、幅1~数mの濃緑色の岩脈であって、主として図幅地域の南東半部に分布する。広域変成作用はうけていないが、野外では変成作用を受けている輝緑凝灰岩とまぎらわしい。しかし、一般的にいうと、この輝緑岩の方が岩質がもろく、周囲の岩層より風化が進んで凹んだ露頭を示していることが多い。また、ときよると玉葱状の風化面を示すこともある。そして、輝緑凝灰岩と異なって必ず岩脈である。

鏡下で観察すると、おもに斜長石と単斜輝石とからなり、岩体によっては角閃石や黒雲母を含んでいることもある。一般に、緑泥石化作用などの変質作用が顕著である。

II. 6 安 山 岩 類

前述のように、安山岩類については2つの種類がある。第1の、図幅地域西端の尾根に分布するものは、一般にやゝ多孔質、灰色~暗色のもので、紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vd=久野久の分類、以下同様）である。

第2の、中央線平沢駅北方の鉄道線路傍の露頭は、露出している所を、ちょうど奈良井断層帯が通っていることからみて、断層に沿って噴出した火山岩の一部が、風化をまぬかれて残留しているのであろう。肉眼的には多孔質で光沢のある黒色を呈している。岩質は、普通輝石含有橄欖石安山岩（IVd）で、やゝ玄武岩に近い。

II. 7 段 丘 および 崖 錐 堆 積 層

段丘堆積層は後背地からの礫・砂・粘土と、その上位を覆う火山灰などからなる。最後のものは、大半の場所では、細粒、黄白色~黄褐色の火山灰であるが、処々に白色の軽石がみられる。

鏡下で観察すると、火山灰には、橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石または普通角閃石などを含む安山岩質のものと、黒雲母および角閃石を含む石英安山岩質のものがある。

軽石層のもっとも顕著なものは、奈良井川上流五貫目の学校裏に露出している。それは微量の石英・斜長石・角閃石および黒雲母などを含んでいる。

また辰野町付近には、上記火山灰層に覆われた、安山岩質の礫層が存在する。たとえば荒神山にその好露出がみられ、礫は主として最大径数 10 cm に達する安山岩塊である。岩質は、橄欖石・輝石・角閃石を含む安山岩がおもで、おそらく、諏訪湖周辺の火山岩類からもたらされたものと思われる。

崖錐は山腹から崩れ落ちた傾斜のある堆積層で、主として礫から構成される。段丘堆積層に移行していることが多く、礫の形は、段丘堆積層の場合と異なって角ばっている。

II. 8 沖 積 層

現河川と、ほぼ同一の高さの堆積層で、一部は段丘堆積層に潮移している。

III. 応 用 地 質^{註12)}

III. 1 マ ン ガ ン

III. 1. 1 浜横川鉱山

位置 長野県上伊那郡辰野町大字横川（辰野駅西方約 10 km）

交通 現場までは県道および林道が通じ、辰野駅・信濃川島駅から途中までバスの便がある。坑口から索道で林道まで下した鉱石は、トラックにて辰野駅まで運搬している。

沿革 明治 43 年頃発見された。最初は個人経営で、二酸化マンガンを採掘したのみで、ほとんど未開発の状態であったが、昭和 19 年頃から本格的な開発が進められた。多少の浮沈の後、昭和 27 年には、乾鉱量 34,700 t という実績高に達した。昭和

註12) 昭和 33 年 10 月現在での記述。

28 年 9 月に、現浜横川鉱業株式会社が発足し、以後、月産数 100t をあげている。

地質 鉱床付近の地質は主として粘板岩からなり、砂岩・チャートまたは輝緑凝灰岩を少量はさんでいる。走向は N40~60° E で、傾斜は一般に南東方に 50~70° 傾いている。全般的に広域変成作用をうけていて、鉱床付近では弱い千枚岩質の構造や小規模な断層がやゝ顕著である。

鉱床 鉱体は、層理面に沿って生成されており、母岩はチャートが普通でときに粘板岩、まれに輝緑凝灰岩である。この輝緑凝灰岩は鉱体に近接して存在していることが多いから、しばしば探鉱に利用されている。鉱体の形態は概して塊状または脈状である。現在の坑口は 4 本で、すべて林道より上位にあり、上から大岩坑・第一坑・旭坑・敷島坑と呼ばれている。大岩坑から敷島坑までは約 100m の距離がある。また敷島坑からさらに下位にも鉱体の存在が確かめられており、現在林道から直接坑道掘進が計画されている。なお、敷島坑上位に断層によって破碎されている部分がある。

鉱石 上鉱は Mn 40% 以上、並鉱は 33~39%、下鉱は 28~32% と区別されており、菱マンガン鉱・ブラウン鉱・バラ輝石およびテフロ石などが普通にみられる。

その他の事項 現在坑道の総延長は約 3,850m である。労務者は、坑内夫 34 名、坑外夫 18 名、その他 20 名ほど勤務している（この項の記載は、主として宮本弘道の調査報告³⁾ および浜横川鉱山発行のパンフレット「鉱山概況」による）。

III. 1. 2 上伊那鉱山

位置 長野県上伊那郡唐木沢（辰野駅北北東 3 km）

交通 現場は県道の対岸であり、鉱石はトラックで辰野駅に運搬している。

沿革 この鉱山は、北方（塩尻圏幅内）の唐木沢鉱山の一部であったが、減区により廃棄されたのを、大正元年ふたゝび鉱区が設定された。その後、未開発のまま昭和 16 年現鉱業権者（大家正勝氏）に移され、昭和 17 年出鉱を開始し、現在に至っている。

地質 付近は軽微な広域変成作用をうけた粘板岩・砂岩およびチャートからなり、走向はほぼ N20~40° E、傾斜は一定していない。また 2、3 の断層が発達している。

鉱床 チャート・粘板岩を母岩とするもので、地表の露頭は、支脈の一部がみられるにすぎない。主要な鉱床は膨縮しながら水平的に約 200m にわたって追跡し得る。しかし、2, 3 の断層によって切られており、最南端部も N40° E の断層によって断たれている。現在坑口は河床から約 100m 上位の大室坑（北）・大生坑（南）を利用している。

鉱石 テフロ鉱・菱マンガン鉱およびバラ輝石などで、Mn 含有率は一般に高く、50%に達するものがある。月産は 60~70t である。

その他の事項 労務者は現在坑内夫、坑外夫および選鉱夫をあわせて 10 名程度である（この項の記載は、主として宮本弘道の調査報告⁴⁾による）。

III. 1. 3 その他のマンガン鉱床

以上の 2 鉱山以外に調査当時採掘されているものはなかったが、図幅にマンガン鉱産地として示した所では過去に小規模に採掘されたり、また採掘を計画中といわれている。また図幅には示してないが、西筑摩郡日義村の向吉田・渡沢・野上や、奈良井川最上流部西岸などには小規模のマンガン鉱床の露頭が存在するといわれている。

III. 2 その他の鉱産物

① 西筑摩郡檜川村奈良井では、断層粘土を利用して砥の粉を採集している。また日義村神谷でも、かつて採集したという。

② 小横川川下流部では、何ヶ所かで粘板岩を採掘して、辰野町などで硯を作成している。たゞし、現在ではあまり盛んでない。

③ 西筑摩郡藪原付近および贅川付近では、数年前まで藪原層の石灰岩を原料として石灰を生産していた。

④ 檜川村経ガ岳西方などの石英斑岩の風化したものは、砥石として利用されたこともある。

⑤ 上伊那郡箕輪町、黒沢岳東方の輝緑岩や、図幅地域中央部（辰野町、横川）の閃緑玢岩は、石碑などの石材として利用されている。

⑥ 奈良井南方の、チャート・石灰岩の互層中には、方解石の結晶を産し、教材用などに用いられている。

以上のうち、④~⑥は図示してない。

文 献^{註13)}

- 1) 野田勢次郎：木曾御料林地質調査概報，地質調査所報告，No. 23，1910
- 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) 宮本弘道：長野県横川鉱山マンガン鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 1，No. 4，1950
- 4) 宮本弘道：長野県上伊那鉱山マンガン調査報告，地質調査所月報，Vol. 1，No. 4，1950
- 5) 柴田秀賢：木曾谷の地質（第二輯），長野営林局々報，12号，1952
- 6) 杉沢栄次郎：木曾の地質，「長野県の地学」II（八木貞助監修，長野県地学会編），1953
- 7) 亀井節夫：長野県北部木曾・伊那山地の地質，その一（塩尻図幅），その二（伊那・木曾福島図幅），長野県地質調査報告，1955
- 8) 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
- 9) 村山正郎・片田正人：5 万分の 1 地質図幅「赤穂」，および同説明書，地質調査所，1957
- 10) 長野県地学会編：20 万分 1 長野県地質図及び説明書，1957
- 11) 片田正人・磯見博：5 万分の 1 地質図幅「上松」，および同説明書，地質調査所，1958
- 12) 大木靖衛：木曾山脈北部の熱変成岩類，地質学雑誌，Vol. 64，No. 748，1958

註13) 未公表資料としては、東京教育大学の進級論文（1950~1955）がある。

- 13) 柴田秀賢：木曾谷北部の地質，長野林友（長野営林局発行），4月号，1958
- 14) 礒見博・片田正人：木曾山地の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察，地質調査所月報，Vol. 10, No. 12, 1959
- 15) 片田正人・礒見博・村山正郎・山田直利・河田清雄：中央アルプスとその西域の地質，その1：中央アルプスの領家帯，地球科学，No. 41, 1959
- 16) 地質調査所編：20万分の1地質図幅「飯田」，1961

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

INA

Kanazawa, No. 63

By
MASATO KATADA & HIROSHI ISOMI

(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is a part of the northeastern extremity of the Ryōke metamorphic zone which forms one of the fundamental geotectonic units of Southwest Japan. The constituents of the zone are the granites and metamorphics derived from the geosynclinal deposits of upper Paleozoic age. The granites occupy a wider area than the

metamorphics within the Ryōke zone. The Ryōke regional metamorphism shows, in spite of its regional extension, a character of thermal metamorphism compared with the "normal" regional metamorphism as seen in Scottish Highland. As to the dating of the metamorphism, the controversies have been held; one insists on the late Paleozoic age, while the other, the middle Mesozoic age.

In the area under question, the zone consists exclusively of the metamorphic rocks, which are of lower grades for the Ryōke metamorphics in general. The metamorphism decreases in intensity from SE to NW within the mapped area, and the faintly metamorphosed rocks grade imperceptibly into the non-metamorphics in some places. Namely, the important tectonic line separating the metamorphic and non-metamorphic zones does not develop here.

Paleozoic rocks

The effect of the metamorphism is not so remarkable that the original natures of the Paleozoic are left undestroyed. The Paleozoics, including the ones which have given rise to the metasediments, belong to the thick deposits accumulated in the late Paleozoic geosyncline. The main constituents are sandstone, shale, chert and

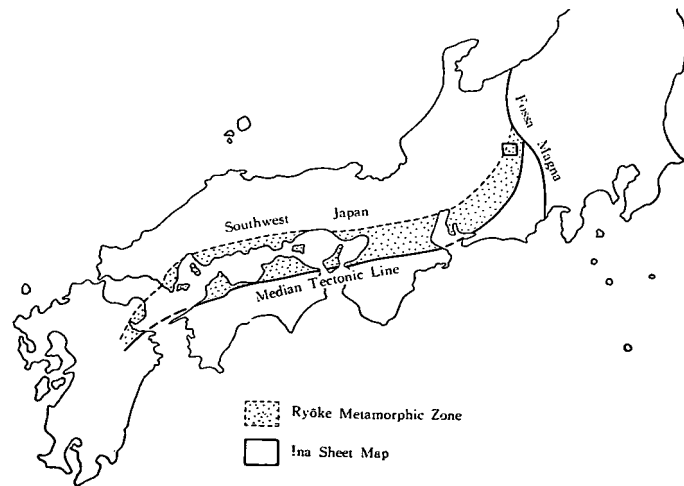


Fig. 1

their frequent alternations. The lithological feature is generally monotonous and poor in the exact key-beds. However, in a part or a special zone within the terrain of the Paleozoics, some lithological characters are rather different. These differences are the only basis to divide the Paleozoic into five formations running parallel to each other with the NE-SW trend in common.

The **Misogawa formation** occupies the most northwestern part, and consists chiefly of slate, sandstone, and their alternations. It is poor in chert.

The **Yabuhara formation** is located on the southeastern side of the Misogawa formation, and is characterized by the abundance of chert. Schalstein, the basic pyroclastics, are not rare in distribution, and accompany limestone in a small amount. As to clastics, shale is common in close association with chert, but sandstone is very scanty. Some parts of this formation are brecciated. Judging from the fact that the brecciated rocks are distributed along and within the fault zones, the brecciation may be related with the faulting. However, also the syn-depositional brecciation is not improbable.

The **Narai formation** lies in the middle area. It consists exclusively of shale in the northwestern half of the area, but accompanies sandstone in the southeastern half part.

The **Yokokawa formation** develops to the SW of the Narai formation. It is composed mainly of chert and interbedded slate. In some places, a bed of sandstone and conglomerate is intercalated.

The **Kuwazawa formation** forms the southeastern slope of mountainland facing the plain along the Tenryū-gawa (river). In this formation, sandstone and shale are predominant, and chert is subordinate. The most important characteristics of this formation is the frequent occurrence of conglomerate. The conglomerates are intercalated always in the sandstone beds, and the main constituents of pebbles are chert, the matrix being sandstone. However, pebbly mudstone, with pebbles scattered in muddy matrix, is locally observed.

These five formations are conformable to each other, but the exact stratigraphic relation or correlation among them is not known.

The possibilities that the same and synchronous bed is located in the separated two or more zones and that the same bed is designated as different formations, are not denied. Except the crinoid stems found in the limestone and radiolarians in chert, *Helminthoidea*, a fossil trail, is common in shale, especially frequent in shale of the Misogawa formation, and the mere fragments of plant fossils are the only fossils ever known. That is to say, the fossils which afford the indicator of exact age are not yielded. However, judging from the data obtained from the southwesterly adjacent area, the Paleozoics of this sheet area are concluded to be of Permian.

The five formations are all together folded intensely with the common trend of NE-SW, however, the direction of inclinations being variable in places. A lots of faults are observed in the field, but in most cases the amount of displacement is unestimated. Among the strike faults, the fault separating the Misogawa and Yabuhara formations, and the one bounding the southeasterly slope of the mountainland, namely the one marking the southeastern border of the zone of the Kuwazawa formation, are of great importance. Among the abundant diagonal faults, the most conspicuous one is the fault which runs from NNW to SSE in the central area and coexists with the slight bending of the trend of Paleozoic toward SSE. They are accompanied with the brecciation zone of considerable width.

Ryōke metamorphic rocks

The regionally metamorphosed Paleozoic rocks are, according to the grade of metamorphism, divided into three zones which are subdivided into several sub-zones. Their areal distribution or zonal arrangement is illustrated in figure 2. The metamorphic zoning is as follows :

1. Zone of biotite slate

Zone S_1 : Recrystallization of brown biotite and muscovite in clayslate; chlorite (positive elongation), muscovite, greenish colored biotite and epidote in schalstein; and dolomite in limestone.

Zone S_2 : Appearance of actinolite. Disappearance of chlorite

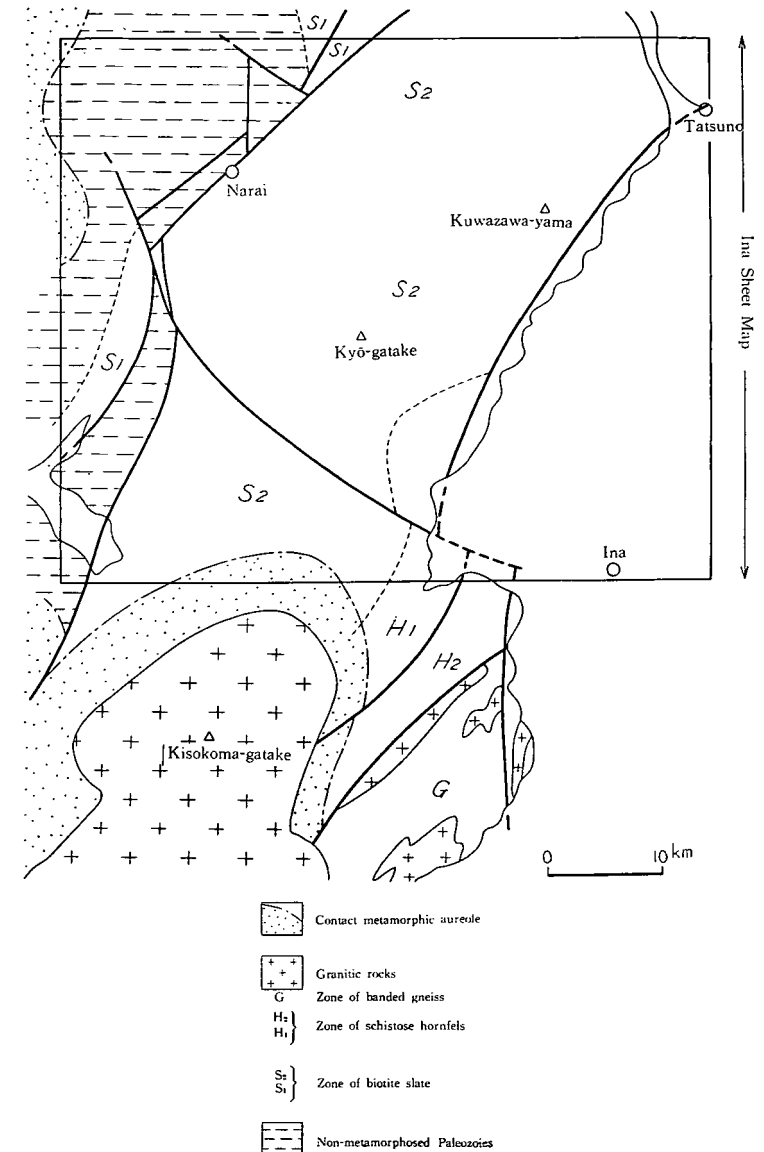


Fig. 2 Zonal Mapping of Ryōke Metamorphic Rocks in the Northern Part of "Central Japan Alps"

showing positive elongation. In the Zone S_1 and in the lower grade-part of the zone S_2 the recrystallized minerals in all rocks are merely sporadic. In the higher grade-part of this zone, bluish green hornblende in schalstein or cordierite in clayslate is present.

2. Zone of schistose hornfels

Zone H_1 : Appearance of clinopyroxene in limestone; disappearance of dolomite in limestone; and chlorite and muscovite in schalstein. In this zone rocks are perfectly recrystallized.

Zone H_2 : Appearance of garnet in limestone, and clinopyroxene in schalstein. Not exposed in the map-area.

3. Zone of banded gneiss

Zone G : Appearance of sillimanite associated with muscovite; wollastonite and scapolite in limestone; disappearance of epidote and "bluish green" hornblende. Not exposed in the map-area.

Dyke rocks

Dyke rocks are divided into two groups, according to the age of intrusion. One is the intrusives anterior to and the other is posterior to the Ryōke metamorphism. The former group comprises the diorite-porphyrite or fine-grained diorite and quartz porphyry. The rocks which belong to the latter group are diabase.

Andesites

Among the andesites distributed in the area, two kinds are discriminated. The andesite of the first one forms the ridges in the western most part of the map-area, covering the Paleozoics. The andesite belonging to the second occurs as small mass, which may be intruded along the fault. These andesites may belong to late Tertiary or early Quaternary.

Quaternary sediments

The Quaternary sediments comprise the terrace, talus and allu-

vial deposits. Among them, the terrace deposits have a large extension in form of the wide fan or terrace along the Tenryū-gawa (river). The constituents are gravel, sand and clay derived from the hinterland composed of metasediments. Moreover, the volcanic ash covers them and forms the upper part of the terrace deposits. In the interior of the mountainland, some outcrops of pumice bed are found.

ECONOMIC GEOLOGY

Manganese

Manganese deposits contained in Paleozoic chert is not so rare. But the ore body is small in most cases and only two mines are worked at present. Especially the Hamayokokawa mine is one of the representative manganese mines in Japan.

Clay

Fault clay derived from shale and chert due to brecciation of faulting is utilized for the undercoating of the japan which is the indigenous product.

Inkstone

Clayslate with platy partings was exploited formerly for the raw material of inkstone.

Lime

Limestone was quarried for lime powder several years ago at some places.

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

INA

(Kanazawa-63)

By

MASATO KATADA & HIROSHI ISOMI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1962

昭和37年1月18日印刷

昭和37年1月24日発行

著作権所有

工業技術院
地質調査所

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷所
