

550.85(084.32)(521.76/77)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

高野山

(京都一第82号)

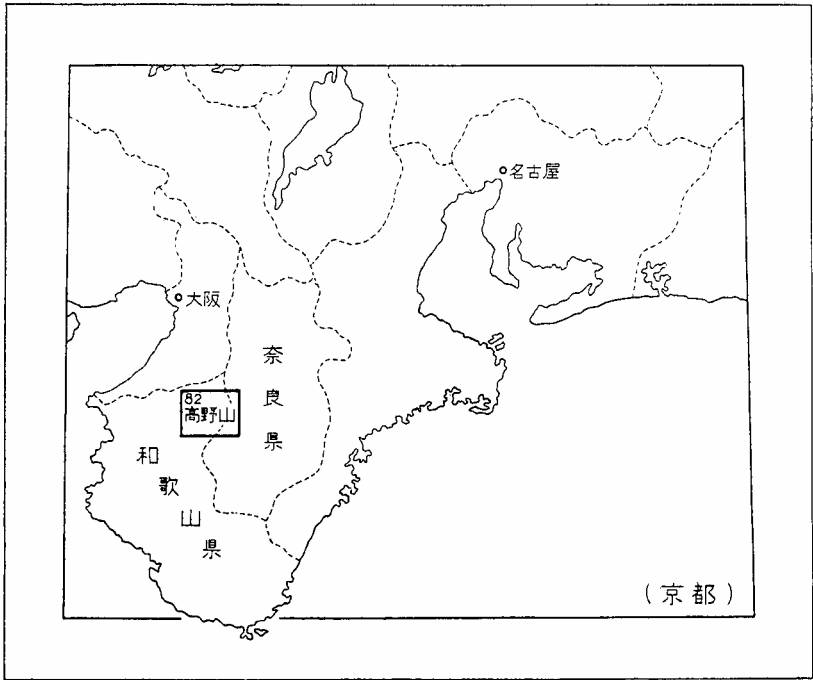
通商産業技官 平山 健

通商産業技官 神戸 信和

地質調査所

昭和 34 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 秩父帯の古生層	6
II. 2. 1 秩父帯主部の古生層	7
II. 2. 2 細川帯の古生層	23
II. 3 長瀞変成帯の岩石	25
II. 3. 1 長瀞変成岩類	25
II. 3. 2 火成岩類	30
II. 4 和泉層群	31
II. 5 出塔層	32
II. 6 洪積層・沖積層	34
II. 7 構 造	34
III. 応用地質	37
III. 1 銅	38
III. 2 金・銀	39
III. 3 粘 土	39
文 献	39
Abstract	1

高 野 山

(京都—第82号)

本図幅は昭和31年2月から昭和32年3月に至る間、数ヶ月を野外調査に費し、作成されたものである。野外調査は、御荷鉾構造線以北の長瀨変成帯を平山が、以南の古生界地帯を神戸が分担し、紀ノ川以北の和泉層群および出塔層の分布する地帯を両名が共同して行った。なお、富貴断層以東の宗檜村大久保および永谷附近については、東京大学の木村敏雄助教授に負うところが多く、御荷鉾構造線以南の地層については、名古屋大学の志井田功教授から有益な助言を受けた。また、出塔層の遺体植物産地については、大阪市立大学の三木茂教授から御教示を仰ぐことができた。

I. 地 形

本図幅地域は紀伊半島のほぼ中央に位置し、紀伊半島南部から連なる紀伊山地の一部を占めている。この地域は800~1,100mのほぼ等高な山稜で形成され、突起した山岳はみられない。紀伊山地の東方には大台ヶ原に準平原の遺物が知られているように、この図幅地域内高野山の周辺にも、準平原の遺物を思わせる高原地帯がある。このように一部には開析高原の地形もあるが、全体としていわゆる塊状山地の特徴を示し、地形的には壮年期~満壮年期の山岳である。この山岳地帯は大部分が古生層により、北部が長瀨変成岩類によって構成されているが、岩質の差異は地形の上にほとんど現われておらず、両岩相のなかに存在する断層帯や断層も、大きく地形に明瞭に現われているものはない。しかし、小さく地形に現われているものとして、長瀨変成岩類および秩父古生層を境する御荷鉾構造線は、図幅地域南西部において神谷から細川を通り新城に向かう峡谷を形つuoっている。

紀ノ川は、中央構造線によってつくられた構造谷を西流していたものであろうが、鮮新—更新統が堆積してからは流路を南側にうつし、現在の位置になったものであろう。

紀ノ川の両岸には、著しい段丘状の地形がつくられている。この段丘状の台地のなかで高位のものは、北東に続く吉野山図幅地域から次第に高度を減じながら連続して、さらに西隣粉河図幅地内に及ぶものであって、東方の室生火山地域方面から流れていた古吉野川が広大な流路をつくり、ときには湖水のような形態をとっていた当時の堆積物が残存するものであろう。低位の段丘は、次の時代の吉野川がつくった洪積層で構成され、高位段丘の麓に特徴のある形状でみられる。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域内南東の半分を構成する、非変成の古生層の露出している地帯を秩父帯と呼ぶ。古生層からは化石の産出が不十分で、時代を確定することができないが、南西動木図幅²⁵⁾からの岩石の連続性、岩相、構造などから秩父古生層の一部と考えているものである。全体としては、NE-SWの走向で北西方向に傾斜しているが、数多く



図版1 御荷鉾構造線に沿う擾乱帯

の断層によって不規則な地塊にわかれ、各地塊は走向、傾斜を異にし、きわめて複雑な構造を呈している。岩質は粘板岩・チャート・砂岩および凝灰岩などの互層である。

秩父帯は断層を隔てて長瀬変成帯に接している。この断層は御荷鉾構造線といわれているものである。一般には御荷鉾構造線は西南日本外帯のなかを、ほぼ東西の方向に走る一本の断層として知られているが、本図幅地域では他地域に較べて多少そのおもむきを異にする。すなわち秩父帯中の北側の一部分には、非変成の岩石と互層状に、低度の変成作用を受けたと思われる岩石や断層によって、破碎、圧砕を受けた岩石がくりかえして分布している（この地域を細川帯と呼ぶ、図版1参照）。このような部分は、幾本かの断層が重なりあっていて、その間に非変成岩と変成岩が破碎、圧砕をうけた岩石とともに挟まれて、くりかえすような形状に露出するにいたったものと思われる^{註1)}。このような状態であるから、幾本かの断層のなかのどれを御荷鉾構造線と

註1) このような状態については、次のような問題がある。すなわち①古生層が変成作用を受けた当時、変成度は南から北に向かって漸次高くなっていったものであって、変成度の強弱の現在見られるようなくりかえしはまったくなく、後の時代に構造線が生成し、それによってこのようなくりかえしが見られるようになったのであるか、②変成作用を受けたときに変成作用の強弱に波があって、このときすでにくりかえしが生成されたものであるか、③②の場合の上に、さらに後期の構造線の作用が加わって複雑なくりかえしの状態を呈するようになったものであるか、以上3つの違う条件のどれによって、現在の状態がつくられたのであるか、その解決はまだしていない（II.7 構造の項参照）。

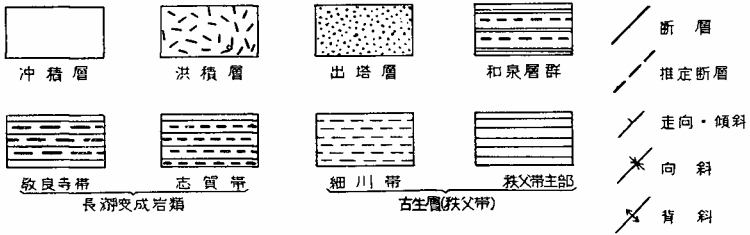
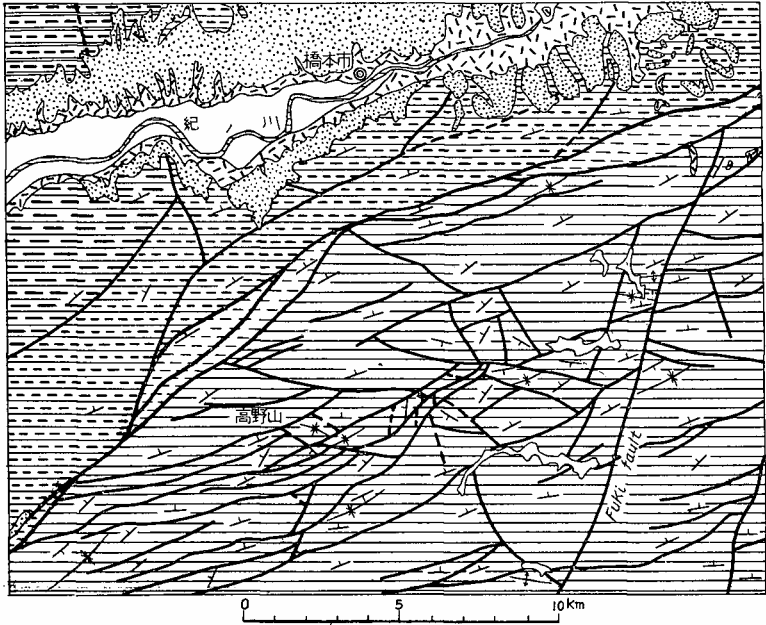


(高野町細川附近)

考えるかが問題となるが、本図幅では最北部の非変成岩の北限を通る断層を、御荷鉾構造線と考えることにする。したがって秩父帯と長瀨変成帯との境界をこの断層とするわけである。

長瀨変成帯を構成する岩類は、長瀨変成岩類と、それを貫ぬいて露出する僅かな火成岩類とである。長瀨変成岩類は従来三波川系・御荷鉾系などの名称で呼ばれていた岩類で、古生層が低温と高圧によって特徴づけられた広域変成作用を受けた変成相と思われ、大部分が変成度の弱い千枚岩・准片岩の地帯（この地域を志賀帯と呼ぶ）であり、図幅地域中央西部の小部分のみが変成度が進み、点紋で特徴づけられた結晶片岩の地帯（この地域を教良寺帯と呼ぶ）である。志賀帯・教良寺帯は吉野山図幅地域中の吉野山帯・上市帯にそれぞれ相当している。長瀨変成岩類の岩種は砂岩・粘板岩・凝灰岩・塩基性火成岩などが変質したものを主とし、おのおの中間の性質をもつものも多く、それらが互層しあう間に、珪岩・礫岩の変質したものが介在し、教良寺帯ではこれらに曹長石の点紋を生成している。変成度はもともと進んだ部分でも、緑泥石帯を越えることはない。志賀帯は全体として北傾斜の単斜構造の地層からなるが、局部的には地層がほとんど水平に近い傾斜の所もあって、波打っていることが知られる。教良寺帯は向斜形を呈し、向斜軸は北東―南西の方向をとり、南西方に緩く傾斜している。吉野山図幅²⁹⁾ 地内では上市帯と吉野山帯とは断層で境されており、当地域でも両帯に相当する教良寺帯と志賀帯とは、断層で境されている様子を示している^{註2)}。当地域の断層のおもなものは、御荷鉾構造線にほぼ平行な数本と、それにほぼ直交するものとしてである。後者は前者によって切られている。長瀨変成帯は中央構造線⁴⁾⁵⁾⁶⁾⁷⁾¹³⁾¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁹⁾²⁹⁾³¹⁾、御荷鉾構造線⁷⁾¹⁰⁾¹³⁾²⁵⁾²⁶⁾²⁹⁾³¹⁾に近く位置し、したがって各種の断層が数多く存在すると予想されるが、野外で観察されるものは少なく、地層の連続性が強い。しかしながら紀ノ川北岸では、地層の擾乱が著しい部分がある。中央構造線は四郷村信太神社の北方約60mの地点（北隣五条図幅地域との境界附近）をN70~80°Eの方向に走り、幅数mの圧碎帯をつくっているのが観察される。中央構造線の露出はその点だけであり、そのほかでは新しい堆積層で被覆されているために、位置は判

註2) 西隣粉河図幅地域内の桃山町布袋石には断層の好露出があって、こゝでは点紋帯（教良寺帯に相当する）と無点紋帯（志賀帯に相当する）とはN85°Wの走向で、南へ65°の傾斜の（幅約1.3m）断層で境されているのが観察される。



第1図 地質構造図

然としないが、長瀨変成岩類とその北側に分布していると思われる和泉層群との分布状態は、地質図の北西隅をみるとわかるように整然としていないことからみて、中央構造線は1, 2の箇所南北性の断層で切られているように考えられる。

和泉層群は、図幅地域内北西隅の小地域に分布している。頁岩・礫岩・砂岩の互層であるが、鮮新-更新統によって南側が被覆され構造は判然としない。

鮮新-更新統は、北隣五条図幅地域内菖蒲谷において、故河田喜代助博士が菖蒲谷層⁶⁾と命名した地層から、連続したものであって、吉野山図幅地域内で大淀層²²⁾²⁹⁾として記載したものである。本層の上部には河床堆積物と考えられる礫層・粘土層が堆積している。この地層は吉野山図幅地域内では、竜門層¹⁵⁾²²⁾²⁹⁾として記載した。両者の間は吉野山図幅地域内では不整合として観察されるが、本図幅地域内ではその関係が明瞭でない。そのため本地域では、両者を一括して出塔層として記載している。

紀ノ川流域には、洪積層が分布し段丘をつくり、また紀ノ川流域西西部には、沖積層の広い分布がある。

II. 2 秩父帯の古生層

この地域で秩父帯の古生層としたものは、その岩相が標式的な秩父帯の古生層の岩相とは、チャート・石灰岩および輝緑凝灰岩の発達著しく悪く、粘板岩・砂岩の互層が顕著に発達しているという点でやゝ異なる。しかしながら、西南日本外帯においては、いわゆる糸川-仏像構造線の南側と北側とでは岩相上、かなり顕著な差異が判明しており、九州および四国地域では、糸川-仏像構造線の北側に輝緑岩・輝緑凝灰岩および石灰岩の著しい地帯が知られている。本図幅地域および周辺地域においても、十津川流域において、宗檜村から南下すると城戸・立川渡・永谷・天辻・阪本・猿谷に至る間では、岩相の変化がまったく認められない。しかしながら、東隣山上ガ嶽図幅地域大塔村殿野西方において、石灰岩を含む輝緑岩・輝緑凝灰岩およびチャートのきわめて著しい地層を境に、主として南方にきわめて多くの擾乱帯ないし断層帯を認めることができる。この南方では砂岩および粘板岩のきわめて明瞭なる擾乱の少ない互層になる。擾乱帯の北の輝緑岩・輝緑凝灰岩・チャート・石灰岩の著しい地層は、南隣伯母子嶽図幅地域の北辺にも追跡することができる。これらの事実から、先に述

べた擾乱帯を、糸川—仏像構造線と認めることができるから、本図幅地域内の御荷鉾構造線以南の岩相は、秩父帯の古生層に属するものと考えられる³⁾⁷⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾²²⁾²⁶⁾²⁹⁾³⁰⁾³¹⁾³²⁾³⁴⁾。図幅地域では放散虫がチャートからみいだされるのみで、正確な地質時代は不明である。

この古生層は断層をへだてて秩父帯主部の古生層と、細川帯の古生層とに分けられる。

II. 2. 1 秩父帯主部の古生層

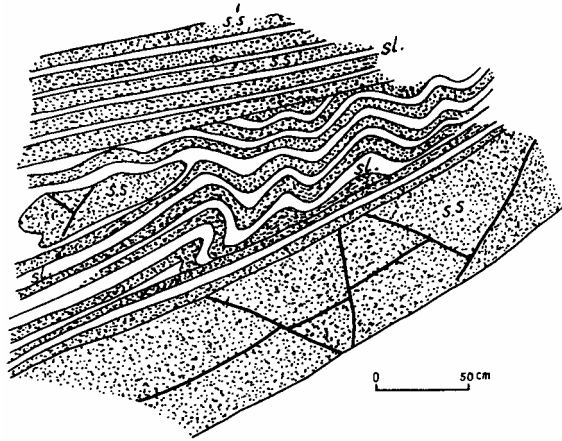
この古生層は御荷鉾構造線以南、一部では細川帯の古生層以南に分布している。現段階では地層区分ができないので、岩相をそのまま地質図上に示した。

この古生層は粘板岩・砂岩を主とし、チャート・輝緑岩および輝緑凝灰岩を挟有し、まれに石灰岩が輝緑岩ないし輝緑凝灰岩中に、団球状あるいはレンズ状に胚胎される。御荷鉾構造線あるいは細川帯に近接する部分に、千枚岩質粘板岩の挟有されることがある。

秩父帯主部の古生層は、図幅地域内の東部において、北北東から南南西に走る断層（この断層を富貴断層と呼ぶことにする）を境とし、その東と西とでは地質が多少異なっている。

富貴断層以東では、粘板岩・砂岩を主とし、チャート・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を挟有する地層が、北部から南部にわたってほぼ均等に分布する（第2図参照）。最南部の野迫川村紫園および猿谷南東方においては、輝緑岩ないし輝緑凝灰岩中に、石灰岩が団球状ないしレンズ状に含まれる。一般に輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は、チャートをしばしば伴う（図版2参照）。

富貴断層以西に分布する地層は、粘板岩・砂岩を主とし、チャート・輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を伴わない、断層以東の場合と異なり地層の分布が均等でなく、その分布状況から北部、中央部および南部に分かれる。北部は輝緑岩・輝緑凝灰岩およびチャートにより、中部は砂岩および粘板岩により、南部は輝緑岩・輝緑凝灰岩およびチャート（一部に石灰岩を挟有する）により、それぞれ特徴づけられる地帯である（第3～9図参照）。



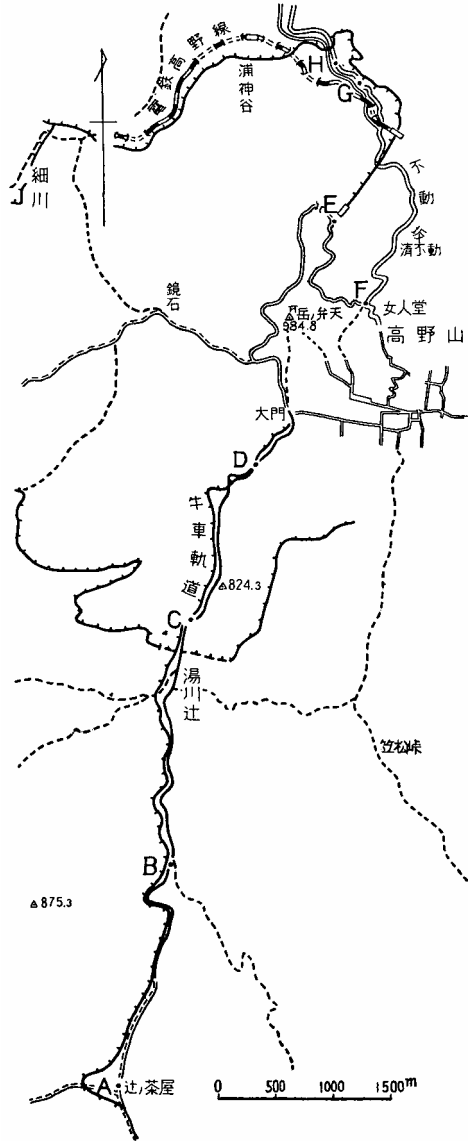
s. s. : 砂岩 sl. : 粘板岩

第2図 砂岩粘板岩互層中にみられる層間異常模式図 (大塔村山際南方)

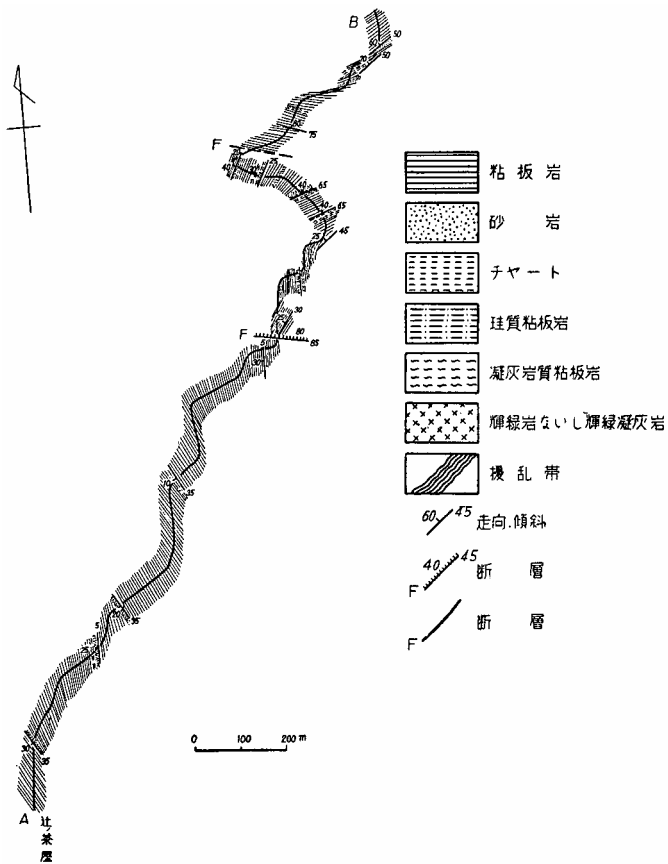


図版2 乳白色チャートと灰白色凝灰岩質粘板岩との互層。チャートは一般に2~20cmの幅を示す (大塔村山際南方)

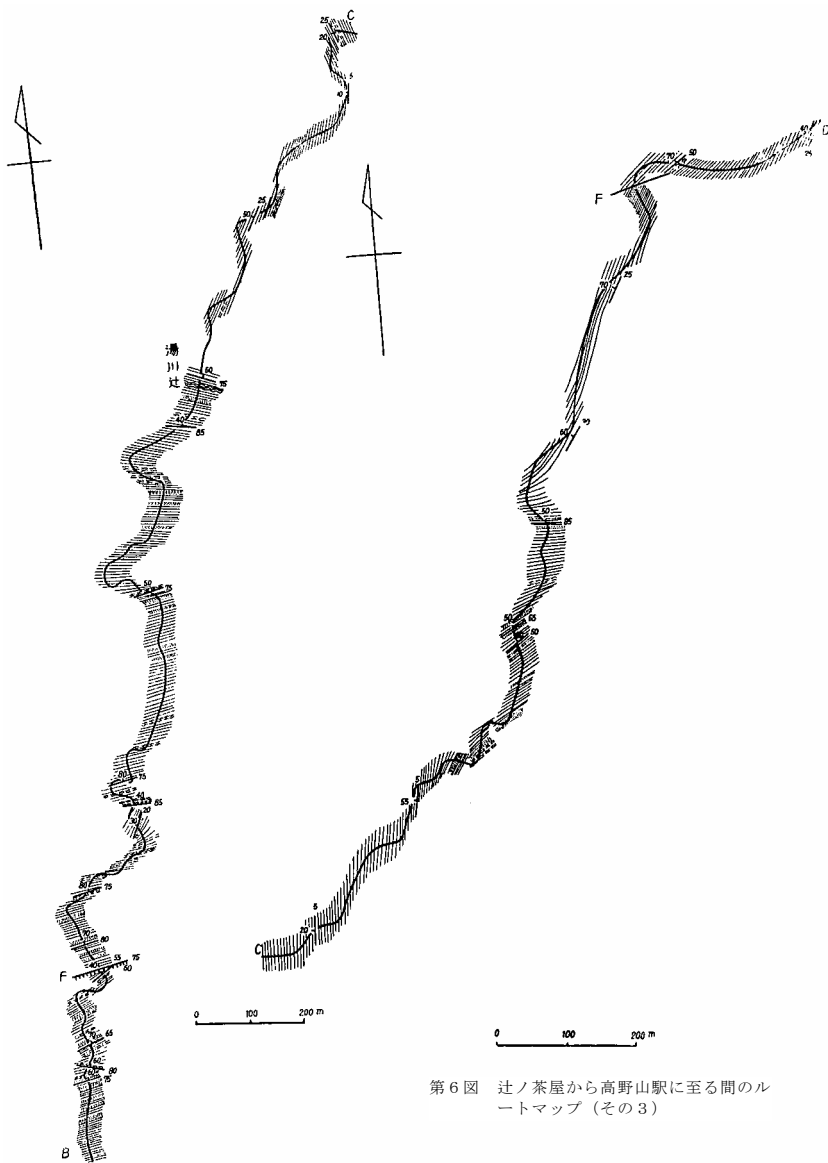
高野山



第3図 ルートマップ対照地形図

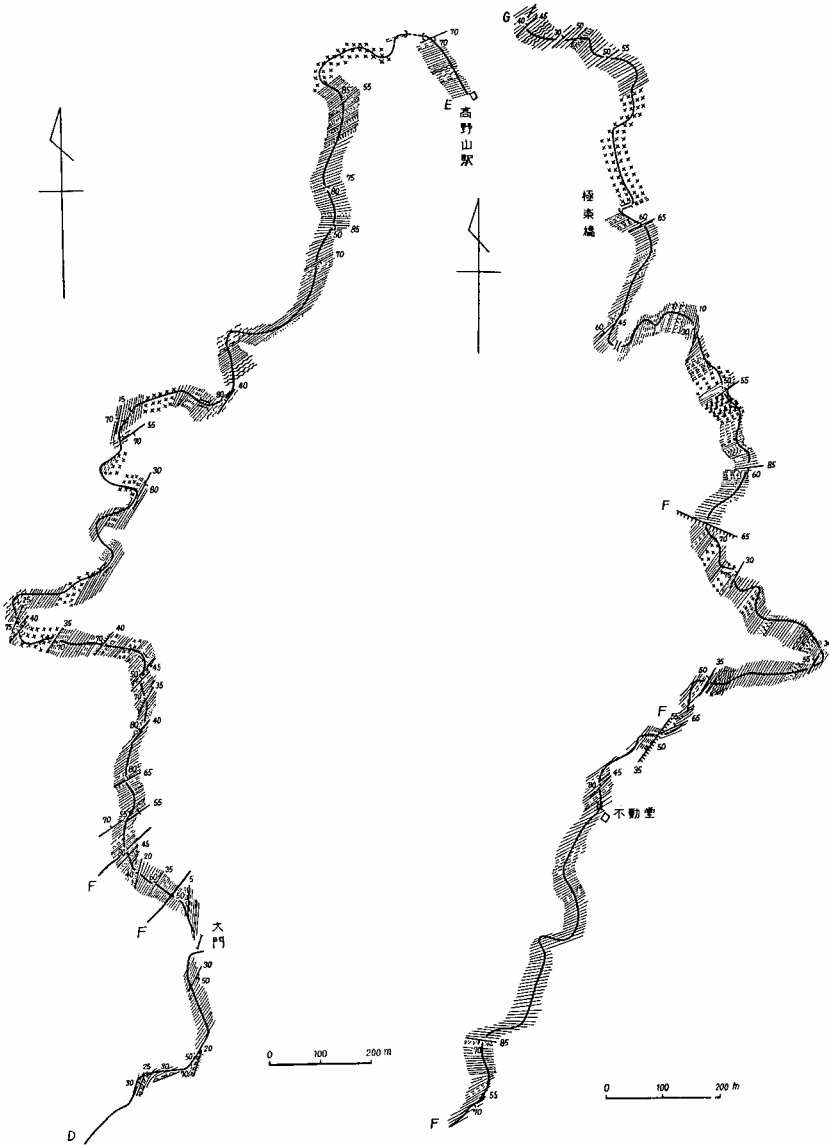


第4図 辻ノ茶屋から高野山駅に至る間のルートマップ (その1)



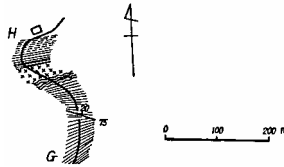
第5図 辻ノ茶屋から高野山駅に至る間のルートマップ（その2）

第6図 辻ノ茶屋から高野山駅に至る間のルートマップ（その3）



第7図 辻ノ茶屋から高野山駅に至る間のルートマップ (その4)

第8図 不動坂ルートマップ (その1)



第9図 不動坂ルートマップ (その2)

北部の地層 これは防城峯南方から黒河に至る断層以北、および黒河から平原を通り、高野山大学を経て、下湯川南方を通る断層以北に分布するものであるが、地域南西隅天狗嶽周辺の地塊、陣ヶ峯北西方桜峠東方の地塊も、これに属するものであろう。

岩質は、橋本市から高野山に向かう道路に沿い、青洲東方から南宿に至る間、平原から高野山に向かう道路上、高野街道の神谷から高野山に向かう道路上、および西高野街道の高野山から花坂に向かう道路上においてもっともよく観察される。

粘板岩を主とし、砂岩・チャートを伴ない、また輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を、かなり多く随伴している。

粘板岩は風化に対して弱く、山地では一般に風化が著しく進み、露頭はほとんどないが、道路沿いの切割り、谷沿いあるいは河川に沿っては露出がよい。粘板岩はときに10～30mの凝灰岩質粘板岩またはチャートの薄層を挟有し、また砂岩を挟有することが多い。地質図には省いてあるが輝緑凝灰岩質粘板岩は、とくに西部ないし南西部、すなわち高野町楊柳山周辺、高野町高野山周辺においてかなり多く識別される。この部分は他の粘板岩の部分から緑色～緑灰色を呈し、風化すると明瞭に緑色～緑灰色の土と化しているため、遠くからもこれを識別することができる。また、ときに珪質粘板岩を伴う部分がある。また粘板岩は凝灰岩質粘板岩ないし砂岩と、しばしば細互層することがあり、層理は明瞭であり、しばしば剝理性を示す。粘板岩は断層に沿う地帯においてよく擾乱されているが、このような部分は東部より西部の高野町附近に著しい(図版3参照)。ある場合には粘板岩が、他の場合には凝灰岩質粘板岩、あるいは砂岩が優位を占める(図版4, 5参照)。

砂岩は東部では厚さ1～10mのものが多いが、中央部ないし西部では厚さ1～10mの砂岩のほかに、しばしば40～100mに及ぶ厚い砂岩も見られる。砂岩は他の岩石よ



図版3 御荷鉾構造線近くの擾乱帯を示す（五条市大深北西）



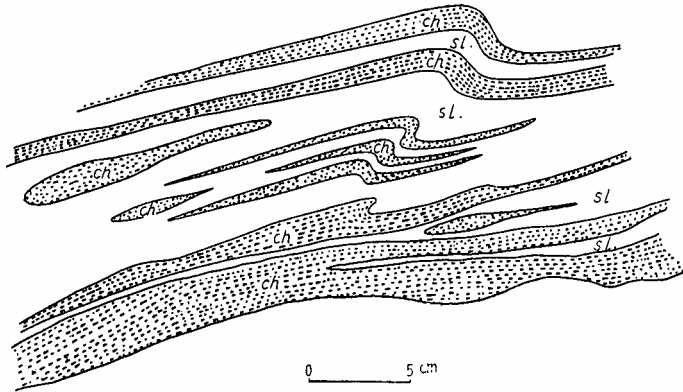
図版4 北部の地層における砂岩および黒色粘板岩の産状。レンズ状に黒粘色粘板岩が挟まれることがある（九度山町北又南西方）



図版5 北部の地層における砂岩黒色粘板岩互層（五条市大深南方）



図版6 北部の地層におけるチャート・輝緑凝灰岩および黒色粘板岩の産状（橋本市行者北方）



ch.: チャート sl.: 粘板岩

第10図 千枚岩化作用の及んだ地域にみられるチャートと粘板岩の互層の産出状況 (高野町花坂南方)

りも連続性に富んでいる。砂岩は、チャートとともに一般に東方ほうすく、西方ないし南西方に向かって厚さを増す傾向にある。

チャートは東部では少量でうすく、西部では厚くまた広く分布している。東部では厚さは一般に1m内外で、30cm内外の輝緑凝灰岩とよく互層し、また黒色粘板岩を挟有することがある (図版6, 第10図参照)。またチャートはうすいが、よく山稜を占めて分布する。西部では1~5mのチャートが著しく、図幅地域南西隅の天狗嶽附近では、10m以上に及んでいる。輝緑岩・輝緑凝灰岩あるいは凝灰岩質粘板岩と互層することが多く、とくに輝緑凝灰岩ないし凝灰岩質粘板岩の薄層の介在する場合には、チャートは1~20cmの厚さをもって帯状層理をなすことが多い。チャートは乳白色、暗灰色、赤褐色などを呈するが、これらのチャートは容易に漸移する。チャートは一般に連続性に富んでいるが、輝緑岩ないし輝緑凝灰岩と密接に相伴なって現われる場合には容易に尖滅する。西部でもしばしば山稜を占めて分布する。

輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は賀名^{あのう}生村から、富貴村・橋本市南部・九度山町南東部・高野町に向かうに従って厚さを増し、著しく多くなる。これらの岩石は一般に塊状で、層理不明であるが凝灰岩質粘板岩ないしチャートを随伴し、帯状互層を呈することがあり、層理を識別することができる。東部では輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は一般に分布も狭く、厚さ1~5mである。これらの岩石は走向方向に尖滅しやすい。中央部ないし西部では、これらの岩石はしばしば厚く、普通10~100mで、しばしば200~



図版7 中央部の地層における砂岩・黒色粘板岩の細互層（富貴村下筒香西方）



図版8 断層に伴なって見られる地層の引ずれ（富貴村上筒香東方）

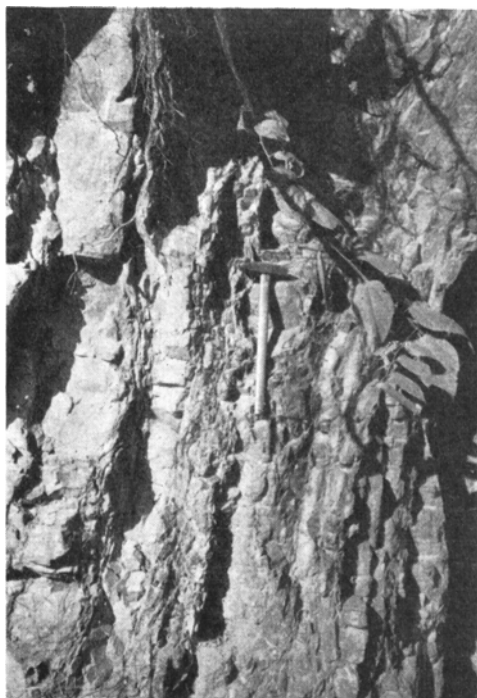
300mに及ぶことがある。

中央部の地層 これは主として粘板岩からなるが，厚い砂岩の地層を伴ってくるのを特徴とし，また砂岩・粘板岩の互層，チャート・砂岩の単層，輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を随伴する（図版7参照）。南部の地層との境界は甚だ不鮮明であるが，野迫川村今井南方から，図幅地域南縁中央附近の大滝南方に向かうものであろう。



図版9 断層に伴って見られる地層の擾乱（富貴村東富貴南方）

粘板岩はきわめて著しく，広範囲にわたって分布しており，粒度を異にするため層理を知ることができる。また，砂岩やチャートのごく薄い地層を，しばしば挟有していることによっても層理を知ることができる。この挟有される砂岩やチャートが，しばしばレンズ状ないし団塊状を呈するので，一見，礫ではないかと疑わせる場合もあるが，これは擾乱によるものであろう。また，北部の地層におけると同様，断層に沿



図版10 中央部の地層における粗粒砂岩・黒色粘板岩の細互層（橋本市北宿南方）



図版11 中央部の地層における粗粒砂岩・黒色粘板岩の細互層（橋本市北宿南方）



図版12 中央部の地層における粗粒砂岩黒色粘板岩互層の産状。砂岩は一般に塊状であるが、10cm幅の黒色粘板岩を挟有するので明瞭な帯状互層を示す（橋本市七霞山南西方）



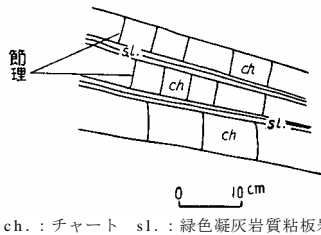
図版13 中央部の地層における粗粒砂岩の一部には黒色粘板岩の小破片を有するものがある（橋本市七霞山南西方）

っては著しく擾乱を受けている部分が多い（図版8，9参照）。粘板岩・砂岩の互層の著しく発達する地域は，野迫川村今井峠・平川・柞原およびその南西部である。

砂岩は主として高野町杖藪・富貴村河合橋・中筒香南方・882m地点・938.6m三角地点および湯川辻南方の花園村附近の周辺に，厚く，かつ広く分布している。これらの砂岩は地質図においてみられるように，粘板岩・チャートの薄い層を挟有するほか，粘板岩・砂岩の細互層を伴ってくる部分がある（図版10～13参照）。これらの厚い砂岩の地層は，地塊化されているため連続関係は明瞭でないが，分布状態から，これらの厚い砂岩の地層は，局部的に堆積されたもので，その延長は砂岩粘板岩互層に移化するものであろう。このほかにかなり厚い砂岩層が高野町大滝北方に分布し，御殿川はこの附近できわめて著しい峡谷を形成している。

チャートは輝緑岩ないし輝緑凝灰岩とともに発達が悪く，連続性に乏しく，その厚さは3～4mである。チャートは東部では輝緑岩ないし輝緑凝灰岩を，西部では30cm内外の凝灰岩質粘板岩を伴うことが多い（第11図参照）。

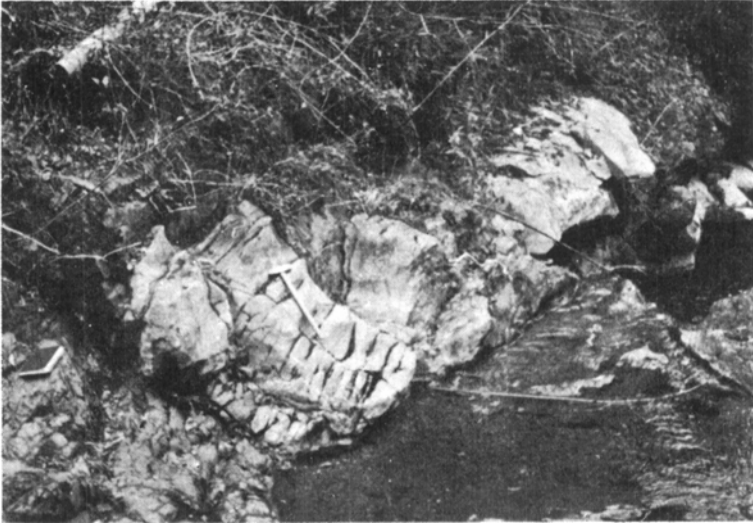
輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は発達がきわめて悪く，かつ連続性に乏しい。富貴村東富



ch. : チャート sl. : 緑色凝灰岩質粘板岩
第11図 チャートと緑色凝灰岩質粘板岩との細互層（高野町湯川辻南方）

貴・中筒香南方・上筒香・高野町杖藪南方および高野町宮村西方に見られるのみである。杖藪南方のものを除きいずれも3～4mである。

南部の地層 これは中央部の地層の南，すなわち野迫川村池津川周辺に分布し，中央部のものとは多少趣を異にし，粘板岩を主とし，輝緑岩ないし輝緑凝灰岩・チャート・砂岩を随伴している。また，レンズ状の石灰岩を伴うのを特徴とする（図版14参照）。粘板岩・砂岩の互層は，中央部の地層あるいは北部の地層においてみられるほどには顕著でない。図幅地域内におけるチャートは厚さ約1mである。輝緑岩ないし輝緑凝灰岩は，厚さ6～7mに及ぶものもあり，薄い緑色凝灰岩質粘板岩またはチ



図版14 南部において輝緑凝灰岩中にみいだされるレンズ状石灰岩の産状（野迫川村池津川北方）

ャートの地層を挟有することもある。石灰岩はレンズ状に胚胎され、長さは3～4mで、厚さは1～2mである。南部の地層は本図幅地域に南隣する伯母子嶽図幅地域の上垣内、立里荒神にまで分布する。

岩 質

粘板岩 本岩石は秩父帯主部の古生層全般を通じて発達する岩石であるが、北部には千枚岩質の部分も多い。また、断層に沿って擾乱を著しく受け、変質している部分も多い。凝灰岩質粘板岩を挟有する場合もある。

暗灰色～黒色を呈し、一般に層理が明瞭で、剝理性に富んでいる部分も多い。凝灰岩質な部分は淡緑色～緑灰色を呈し、これと細互層をなすことが多く、また桃白色～赤褐色の凝灰岩質粘板岩が含まれることもある。局部的に石英の細脈により貫ぬかれることもある。鏡下では石英の細粒を含む泥質細粒物質から構成され、細層理を識別することができる。

砂岩 本岩石は秩父帯主部の古生層において、粘板岩に次いで全体を通じてみいだされる岩石である。

灰白色、暗灰色、黒色、緑灰色を呈し、堅硬、緻密、塊状であるが定方向に割れる

性質のものもある。局部的に凝灰岩質のものもある。石英脈・方解石脈に富む部分もあり、局部的に珪化作用を受けている。風化した部分は茶褐色である。細粒の砂質粘板岩に近いものから、細粒砂岩～中粒砂岩～粗粒砂岩にわたっているが、総じて粒の淘汰がよい。また、黒色粘板岩の1mm～1cmの小角片を含むものもあり、この角片は層理面に沿った扁平なものが多い。鏡下では0.1～2mmの石英の結晶粒に富み、石英粒は粒状のことも、角張った不規則な形を呈することもある。長石粒もまばらに、しばしばみいだされるが、大きさは一定していない。このほかに密集して微細な長石粒ないし結晶が集まっている部分があるが、これらは多少凝灰岩質のようである。石英粒と長石粒との間を埋めて、方解石もしばしばみいだされる。そして、1～5mmの石英の細脈や、方解石の細脈の見られることがある。このほかに、泥質岩の細破片ないし細粒のものをかなり含む岩石もあり、また火成岩の細破片を含む場合もある。

チャート 乳白色、桃色、赤褐色、帯緑灰色、一般に光沢を有し、堅硬、緻密、塊状で、大小の角片に割れることが多い。風化に対し強い。鏡下では多くの細かい粒状の石英からなり、ときに小球状の放散虫の遺骸を含むことがある。石英粒および放散虫の遺骸は、一般に堆積面を示すように、一定の方向に配列していることが多い。また、鉄鉱を含むことがあり、あるいは細かい赤鉄鉱が密集して生じている場合が多い。また、細い石英脈および方解石脈などにより貫ぬかれていることがある。

石灰岩 秩父帯中部の古生層には、野迫川村池津川北東方および紫園西方にみいだされるのみである。輝緑岩ないし輝緑凝灰岩に挟まれて産出する場合が多い。

灰白色～乳白色を呈し、部分的に桃白色に汚染している。鏡下では一般に微細な方解石の結晶から構成されているが、局部的に再結晶し、0.2～1mmの方解石粒に富んでいる。また、方解石の細脈により貫ぬかれている。化石は未発見である。

輝緑岩および輝緑凝灰岩 本岩石はチャート・石灰岩あるいは凝灰岩質粘板岩を随伴することが多い。

緑色、緑灰色、緑褐色を呈し、一般に堅硬、塊状であるが、層理明瞭な場合もある。鏡下では流状構造や、輝緑岩質岩石の構造が識別されるものがある。

II. 2. 2 細川帯の古生層

細川帯は非変成の古生層と、長瀬変成岩類との間に挟まれて、レンズ状に露出する

地域である。本帯は非変成の古生層と、低度の変成作用を受けて生成した千枚岩類・准片岩類とから構成され、それらが互層状に露出している。本帯の岩石は全般的に破碎、圧砕されたものが多く、走向方向に数多くの断層が存在することを示している。

本帯に含まれる非変成の古生層の岩石は、粘板岩を主とし、輝緑凝灰岩・チャート・砂岩層を挟有し、ときに細粒（径10mm以下）の礫を含む礫岩層（紀伊細川駅のやゝ下流の河岸）を挟む。

変成相は古生層が弱い変成作用を蒙って生成したもので、後述する志賀帯の岩石と同質である。粘板岩から生成した黒色千枚岩や黒色片岩は、相当に強く変成作用を受けた結果を示すが、塩基性岩、たとえば輝緑凝灰岩は比較的元のまゝで存在することが多く、黒色片岩中に輝緑凝灰岩があまり片理を示さずに介在することがある（紀伊細川駅と上古沢駅間の林用軌道線路において）。また本帯の岩石は、断層や断層帯の生成に伴って生じた破碎、圧砕作用を蒙った部分が多く、そのなかには見掛け上は広域変成作用を受けて生成した岩石と同様でありながら、実は単に破碎、圧砕されただけと思われる岩石も存在している（図版15参照）。



図版15 細川帯における千枚岩質粘板岩の産状（五条市樫辻西方）

II. 3 長瀨変成帯の岩石

長瀨変成帯は長瀨変成岩類（従来の三波川系・御荷鉾系などと呼ばれていた変成岩類）と、それらを含めて小規模に露出する石英安山岩類・角閃岩類とで構成されている。

II. 3. 1 長瀨変成岩類

長瀨変成岩類は古生層の変成相と思われ、各種の千枚岩～片岩で構成されている。岩石は珪質・珪礫質の岩石、すなわち珪岩・砂岩・粘板岩などと、塩基性岩、すなわち凝灰岩および塩基性火成岩などが変成作用を受けたものであり、おのおのの中間の性質をもつものも多く、それらが複雑に互層している。

長瀨変成岩類は、本図幅地域内ではN-S方向に約8kmの幅をもっているが、最北部すなわち中央構造線の露出附近にみられるものも、東半部では曹長石の点紋をもたず、変成度の比較的低いものである。長瀨変成帯は多くの断層、ことに走向断層で切られているために層準を明らかにすることが困難である。

長瀨変成岩類は、大部分が志賀帯に属し、中央西部に教良寺帯が分布している。両者は曹長石の点紋の有無によって区別されるが、再結晶の度合も後者が著しく高い。

志 賀 帯

御荷鉾構造線によって、古生層と境されて広く分布する。御荷鉾構造線の南側にも、前述のように弱変成岩が分布しているが^{註3)}、これについては古生層の項で記載し、こゝでは御荷鉾構造線の北側の部分のみについて記述する。志賀帯の岩相は珪礫質岩石の量が、塩基性岩石の量に著しくまさり、相当量の砂岩原と思われる珪質岩を挟有しており、塩基性火成岩体がほとんど存在せず、層状含銅硫化鉄鉱床が局部的に介在している。

珪質～珪礫質岩石 志賀帯の主体をなす岩石は、珪礫質千枚岩および同質の片岩である。千枚岩質のものは比較的少なく、南部に限って露出している。黒色～暗灰色を呈し、微褶曲構造をもち縮緬様の縞状を呈する部分が各処にある。炭質物・絹雲母・石英・斜長石などを主とした微細な結晶からなることが多く、千枚岩質のものはひと

註3) 徳島県剣山地方でも同様な現象が知られている。文献9), p. 4

つひとつの鉱物の判別は困難である。准片岩にはやゝ大形の再結晶粒が局部的（片理面に平行のことが多い）にみられ、石英・斜長石の集合した部分がレンズ状に存在したり、また大形に再結晶した部分と微細な部分とが縞状を呈する場合がある。

石墨絹雲母石英片岩は再結晶が進み、0.05～0.1mmの粒状を呈し、石墨状の炭質物が波状に条線に集合して縞状を呈する。

石英片岩は灰白色、白色、淡緑色などを呈し、珩礬質の岩石中に層状にみられ、剥理性が強い。きわめて細粒のものからやゝ粗粒のものまでであるが、再結晶作用は進んでおらず、チャートに近い性質のものが多い。石英を主成分とし炭質物・絹雲母・緑泥石および鉄鉱石などを少量含んでいる。

片状砂岩は珩礬質の岩石中に、100m以下の岩層として挟まれており、ときに千枚岩・石墨絹雲母石英片岩と互層して、全体としては数100mの厚層をつくっている。原岩としては砂岩のほかに砂質頁岩であったと見られるものも、相当存在している。直径0.3mm内外の石英・斜長石の他形結晶が数多く散在し、そのあるものはやゝ楕円形～レンズ状を呈している。ときには普通輝石・褐礬石が残存する。基質は石英・絹雲母・チタン石・曹長石の微粒や少量の緑泥石・緑簾石などからなり、ときに炭質物・緑泥石・絹雲母などが線状に連続していることもある。基質の石英粒は、局部的にはやゝ強い方向性を示すが全体としては弱い。

塩基性岩石類 珩礬質の岩石に挟まれ、片状輝緑凝灰岩・輝緑片岩・陽起石緑簾石緑泥石曹長石片岩などが、多くは100m以下の層厚で露出する。古生層中の塩基性凝灰岩や、塩基性火成岩体などが変成されたもので、再結晶作用のやゝ進んだものもあるが、南部のものには残存鉱物以外の鉱物は、細粒で個々を識別することのむずかしいものもある。

片状輝緑凝灰岩は緑色で細粒、ほぼ均一であり、片状を呈し、まれに塊状部を残している。輝石・斜長石の残晶を含み、緑簾石・緑泥石・陽起石・曹長石の細かい結晶によって構成されている。本岩のなかにはときに幅数cm以下の石灰質部が介在している。

輝緑片岩は緻密、均一な塊状部のやゝ多い准片岩～片岩である。緑色～濃緑色を呈する。鉱物は平行に配列し、輝石・緑簾石・緑泥石を主成分とし、曹長石・陽起石がやゝ多量に存在し、黝礬石・ジルコン・チタン石・鉄鉱・方解石などを伴っている。

本岩は部分的には石英の縞状部と互層状に存在することがある。このような場合には、縞状をなす石英の集合部の幅は1~3mmであって、レンズ状に石英粒（径0.05~0.1mm）が集合している場合もある。高野線上古沢駅の東側の谷（地質図で「かみこざわ」の「か」の南方約100mの地点）に露出する、斑斕岩質岩石の周囲に露出する輝緑片岩には、局部的に生成したと思われる曹長石の斑状変晶がある。この斑状変晶は、教良寺帯の同質岩中にみられるものとまったく類似している。しかしながらこの岩石の東方苺萱堂の附近に露出する、斑斕岩質岩石の周囲の輝緑片岩には、このような斑状変晶は生成していない。

高野線上古沢駅と紀伊細川駅とのほゞ中間の左岸にある、葛和銅山の含銅硫化鉄鉱床は本岩中に胚胎している。

教 良 寺 帯

図幅地域中央西部には、志賀帯の北側に曹長石の斑状変晶で特徴づけられた岩相の教良寺帯がある。志賀帯との境界の断層は、当地域では確認できない。

教良寺帯を構成する岩石は塩基性岩石を主とし、珪質、珪礬質の岩石は少量である。いずれも志賀帯の岩石よりも再結晶が進み、塩基性岩石全体が径1mm内外の、斑状変晶で特徴づけられた、典型的な点紋結晶片岩である。

珪礬質の岩石は黒色~灰色を呈し、黒色部は礬土質のものであり、灰色の部分は珪質のもので、両者が縞状をなす部分もある。珪礬質の岩石は塩基性岩石と、縞状との互層をする場合もあり、紀ノ川沿岸の三谷以西ではこの傾向が強い。珪礬質の岩石の主体は石墨絹雲母曹長石石英片岩である。石英・曹長石・絹雲母・石墨を主成分とし、緑泥石・方解石などを副成分とする。点紋（斑状変晶）の曹長石は、眼球状を呈し、径0.5~1mmでなかに包有された石墨は細かい条線の縞をつくり、不規則な曲線を描き、回転した形跡を残すものもある。曹長石の周囲は石墨・絹雲母などで取り囲まれていることが多い。石英は径0.2mm内外の粒状を呈し、きわめて新鮮である。絹雲母・炭質物の縞状部の間に同様縞状に存在し、方向性が強く、直線状の縞伏部では、おおむね **B-tectonite** の形態を示す。しかしながら石英の光軸は、線構造に直角な面で片理面に対して45°の方向、すなわち対角線の方向に多く集合しており、通常の **B-tectonite** ではなく、対称的な2方向に滑動面をもった **S-tectonite** の形態を示すものが多い。絹雲母は細長い結晶として、線構造に並列するのが常であるが、なかに

は片理面に対して45°の2方向に並列するものがあって、石英光軸の集合状態ときわめてよく合致した配列を示す。

珪質片岩は塩基性片岩中に、薄層として互層状に見られ、また珪礫質片岩中にも少量存在する。石英を主成分として紅簾石・チタン石・燐灰石・無色角閃石・方解石を副成分とする。石英は0.05~0.1mmの粒状をなし、線構造の方向にやゝのびた長方形のものもみられる。副成分鉱物、ことに紅簾石の結晶は、数多い割に小形で、倍率の高い鏡下においてのみ識別される場合もある。変成度の高い長瀆変成岩としては、この地域のもは鉱物全体が小形である。石英・絹雲母の方向性は強く、前述の珪礫質の岩石の場合と同じく、2方向に対称軸をもった S-tectonite (一見 B-tectonite のようであるが) の形態を示している。

塩基性片岩は緑色~濃緑色を呈し、肉眼的にも直径1mm内外の曹長石の斑状変晶が識別される。斑状変晶の量は部分によって著しく異なり、南部では小形で量も少なく、中部以北では量も、形も大となる。またときに斑状変晶の多い部分と、少ない部分とが縞状を呈することがあり、また絹雲母・曹長石岩体の周囲では、形も量もきわめて増大している。教良寺帯の塩基性岩類は構造的に向斜型を呈し、東端ではベーズン型を呈し、全体として船底形を呈しているが、この船底形をつくる岩層は、大体において3帯に区分され、最下部は主として点紋陽起石緑簾石緑泥石曹長石片岩・点紋緑簾石緑泥石曹長石片岩で構成され、中部は藍閃石を含み、肉眼にも紺青色を帯びた緑色片岩で構成されている。鏡下では点紋角閃石緑簾石緑泥石曹長石片岩、および点紋緑簾石藍閃石曹長石片岩などである。最上部は最下部と同じく、藍閃石を欠く点紋緑色片岩である。これらの3帯はおのおのの境界も判然とせず漸移しているので、一括して地質図に塗色してある。

点紋緑簾石緑泥石曹長石片岩は、肉眼的にも径1mm内外の曹長石斑状変晶が点紋として識別され、緑色~濃緑色を呈する。点紋の集合部がときに縞状を呈し、色彩的にも緑色と白色部の縞状を呈する。緑簾石・緑泥石の細粒を主成分とし、曹長石が点紋のほかにも細粒として、基質をつくるように存在している。絹雲母・斜黝簾石・方解石・無色角閃石・石英を副成分とする。斑状変晶の曹長石には、緑簾石・緑泥石などが線状のまゝ包有されており、線状配列は点紋が回転したことを示すように、S字型を呈することがある。さらに、岩石には炭質物が含まれていない場合でも、点紋中

に線状を呈した炭質物が、包有されていることがある。

点紋陽起石緑簾石緑泥石片岩は、濃緑色や粗粒で点紋をもっている。成分鉱物は前記の岩石に陽起石、またはそれに近い緑色の角閃石を含有しているものである。緑色角閃石は長さ2~15mmでX=黄緑色、Y=淡緑色、Z=淡青緑色、Z=Y>Xである。陽起石はX=淡緑色、Y=Z=淡黄緑色である。c∧Zは約15~20°で緑色角閃石よりも小さい。

点紋緑簾石藍閃石曹長石片岩は、暗緑色~暗藍色を呈し、曹長石の斑状変晶は形も小さく、量的にも少ない。鏡下では成分鉱物は上記の緑簾石・緑泥石片岩とほぼ同様であって、それに0.02~0.1mmの藍閃石結晶が、鱗片状または繊維状に加わっているもので、ときにや大型の結晶としてみられることもある。藍閃石は一部陽起石質となり、特有の紺色を失っているものもある。

教良寺帯のなかに露出する岩石のうちで、特異なものに伊都郡見好村上天野北東に、小岩体として露出する絹雲母曹長石岩がある。本岩は周囲の緑色片岩中に、レンズ状に幅約20mで露出するものである。野外では白色を呈し、緑色の細かい縞が周囲の緑色片岩の片理面に、ほぼ平行に存在している。この縞はときには長く連続し、波状をなしてレンズ状の白色部をかこむような形をとり、またときにはとぎれとぎれに、片理面中に散って不規則な模様をつくることもある。全体として風化をうけ、堅硬な試料は得られない。緑色にみえる部分は、鏡下では絹雲母の長さ0.05mm以下の板状結晶が、連続して構成した縞状部である。白色部は径2mm以下の、曹長石の自形ないし半自形の結晶で構成され、その結晶は双晶も判然とし、変形されておらずあまり動力的な変化を受けてはいない。曹長石は全体が虫喰状を呈する場合があり、絹雲母の微細な結晶を多数包有している。曹長石の間隙には、クロット状に石英の細粒が集合していることがあるが、この石英はきわめて新鮮で、波状消光をなすが包有物はない。白色部には緑色角閃石の小結晶の集合、スティルプノメレンの鱗片状結晶、炭質物などが少量散在している。また不規則な形に緑簾石の微細結晶の集合体を含んでいる。緑色片岩中にみられる緑簾石集合部のように、線状に配列することはなく、この部分は変成度の低い輝緑片岩・変輝緑岩中にみられる緑簾石の集合部に類似している。

本岩の周囲の緑色片岩には、曹長石の斑状変晶が著しく見られ、その形も斑状変晶の平均値よりも大きく、1.5~2.5mmのものがおびただしい。このような本岩の産状

をみると、本岩は曹長石の斑状変晶と、成因的になにかの関係をもつものと思われる。斑状変晶の曹長石が集合し、特異な岩相を呈するに至ったものか、または本岩が斑状変晶の本源であったか、明らかでないが、長瀨変成岩類の一部に、普遍的に見られる斑状変晶の成因に関する一つの資料として興味ある問題である。

II. 3. 2 火成岩類

長瀨変成帯に露出する火成岩類は、小岩株として露出する変斑礫岩・変輝緑岩・石英安山岩などである。長瀨変成岩類中に記載した塩基性片岩中にも、岩床状に存在した塩基性火成岩類の変成されたものが、局部的にはあるかも知れないが、それらは野外でも鏡下でも、塩基性凝灰岩質の岩石と区別することが困難で、火成岩として取扱うことができない。

変斑礫岩・変輝緑岩 高野線上古沢駅の東側の谷およびその東方荳萱堂附近には、小岩株として斑礫岩質岩石・輝緑岩質岩石が露出している。これらの岩石は古生界を変質させた、変成作用の継続中またはその直後に貫入し、継続していた変成作用、交代作用によって部分的に変成されている。野外では草緑色～暗緑色を呈し、一般に塊状であるが片状の部分も認められ、長瀨変成岩類の塩基性准片岩や、片岩と区別しがたい部分もある。この岩体には他の多くの地域（たとえば徳島県東部・吉野山・動木・海南図幅地域内）で見られるような、角礫状の部分をもつ斑礫岩は露出していない。エヂリン輝石・普通輝石を多量に含み、斜長石とともに主成分をなしている。角閃石・緑泥石・緑簾石・黝簾石・チタン石・蛇紋石・リュウコクシン・鉄鉱物などが組合って構成されている。輝石は透輝石質またはエヂリン輝石質で、淡褐色を呈するものが多い。残斑状構造を呈し自形を示すものは少ない。通常1mm以下の長柱状または短柱状の結晶であるが、なかには長柱状で4mm以上のものもみいだされる。(+) 2V = 60°内外のものが多い。周辺部がウラル石・透角閃石に変化しているものもある。斜長石は最大2mmに及ぶものもあるが、普通は1mm以下の結晶でAn55~65程度のものである。こゝに述べている岩体では、斜長石は全体にわりソーシユル石化作用を受けている。

荳萱堂附近の岩体は、比較的細粒で輝緑岩質であり、輝石の結晶はまったく自形を失った不規則な粒状を呈している。斜長石は長柱状で、長さ1mmを超えることはな

い。緑簾石の粒状結晶を多く含んでいる。

図幅地域中央西部の教良寺帯中には、野外の観察で斑斕岩質石または角閃岩質岩石と思われるものが、小岩株として存在している。この岩体は風化が甚だしく、鏡下に見ると、岩石全体が蛇紋石化作用を受けており、新鮮な鉱物としては、僅かに透角閃石または陽起石の長柱状、針状結晶が散在しているのみである。鏡下においても原岩を判定することは困難である。

石英安山岩 伊都郡見好村花坂およびその西方には、石英安山岩の岩脈が幅3m内外に、長瀨変成岩類の片理にほぼ平行に露出する。野外では白色に風化し、径2mm以下の石英の粒状結晶が、風化をまぬかれて突起している。均一、緻密で鏡下ではやゝ斑晶に近い大形の、斜長石の仮像をもつ方解石の集合結晶が散在し、他形粒状の石英粒結晶が含まれ、石基は石英・方解石の細粒・斜長石のやゝ新鮮な長柱状結晶で構成されている。風化が甚だしく原岩は不明瞭であるが、黒雲母石英安山岩の岩脈であったと思われる。

南海高野線高野下駅前の、川底およびその北方約500mの県道側にも、同様白色に風化した石英安山岩脈がある。前者は約3m、後者は約10mの幅である。さらに橋本市須河^{すご}の川底にも、2カ所に同様な岩脈がある。片理に平行に貫入し、幅約2mである。いずれも白色に風化した石英安山岩である。

奈良県吉野郡野迫川村池津川西方、および大塔村中原南西方の秩父帯の古生層中にも、主として粘板岩を貫ぬいている石英安山岩脈がある。岩脈の幅はいずれも2, 3mである。

II. 4 和泉層群

図幅地域北西隅に、和泉山脈を構成する和泉層群が露出する。南側は中央構造線によって長瀨変成帯に接している。

本層群は菖蒲谷では鮮新-更新統上に衝上⁶⁾し、鮮新-更新統の上部の礫層(更新統と思われる)に被覆されているようであり、また吉野山図幅地域内²²⁾²⁹⁾の一部においても、鮮新-更新統(大淀層)上に衝上し、更新統(龍門層)に被覆されている。この衝上は小林貞一が、菖蒲谷時階の中央構造線⁷⁾と名づけたものに相当する。本地域内においても、同様な関係にあると予測されるが、鮮新-更新統と更新統とが、全

域にわたっては区分され難いために、一括して出塔層としたので、和泉層群は出塔層によって被覆されているということ以外、この衝上断層を示すような明瞭な露出は見られない。本地域内の信太神社付近では、和泉層群のすぐ南に長瀬変成岩類が露出し、その間に圧碎帯を伴ない、いわゆる市の川時階の中央構造線も観察される。

本層群は岩質的には、礫岩・頁岩・砂岩の互層からなる。露出が局部的であるため、その構造は明白でない。

礫岩は層理がほとんど認められず、灰色の膠結物質中に暗灰色、白色、赤褐色の円礫が径1~10cmの大きさで、おびただしく存在するものである。膠結物質は石英（粒状化され波動消光を示す）・斜長石・アルカリ長石・方解石・緑泥石などの微粒の集合体であり、礫はチャート・砂岩などが多い。火成岩原の礫はきわめて少ない。中央構造線に近い部分では、多少圧碎岩化された転石も見られるから、そのような作用を受けた部分もあるのかも知れない。

頁岩は薄層として存在する。層理はよく発達し走向E-Wに近く、60~80°Nに傾斜している。鏡下では主成分は炭質物で、石英粒や斜長石の破片を含んでいる。

砂岩は灰白色~暗灰色を呈し、細粒~中粒で、粒状の石英を主成分とし斜長石・方解石・緑泥石・鉄鉱などを含んでいる。

地質時代 本地域における和泉層群からは、化石は未発見であるが、図幅地域の北西方においては化石の産出が古くから知られ²⁾⁷⁾¹³⁾¹⁴⁾、上部白堊紀に属し、その大部分はヘトナイ世に属することが判明している。

II. 5 出^{での}塔^{とう}層

吉野川沿岸には、ことに北岸に広く、鮮新-更新統の地層が分布する。かつて河田喜代助博士は、北隣五条図幅地域内菖蒲谷（橋本市北西約3km）において、鮮新-更新統の地層を発見し、これに菖蒲谷層⁶⁾の名を与えた。この地層は吉野山図幅において、大淀層²²⁾²⁹⁾と命名してある。菖蒲谷層の上部には礫層を主とし、粘土・砂を混えた地層が不整合の関係で分布しているが、河田博士はこれについては命名していない。吉野山図幅ではこれにあたる地層に、龍門層¹⁵⁾²²⁾²⁹⁾の名を与えている。本地域では両者を合せて出塔層と呼ぶ。

3 地域の関係を表示すれば次のようである。

	菖蒲谷	吉野山図幅	本図幅
更新世 鮮新-更新世	礫・粘土・砂 菖蒲谷層	龍門層 大淀層	出塔層

出塔層は、北では和泉層群を被覆し、南では長瀨變成岩類を被覆している。全般的には水平であるが、北部においては20°内外の角度で北に傾く処もある。本層はその北限において、高度約300mの高地まで覆っており、紀ノ川沿岸の最低部では約140mの位置からみられるので、全層厚は150m内外と推定される。各部分において岩相の変化が著しく、その層序を明らかにすることは困難であるが、下部は小砂利（岩質は古生層のチャート・砂岩・和泉層群の砂岩などが多い）を含んだ礫層が多く、上部は粘土・砂層が多くなっている。下底から約60～70m附近に厚さ約5mの礫層があり、直下の粘土層と平行不整合の関係のように観察される部分があるが、その境界にあたる露出がきわめて少ないため（岩相の変化によるのかも知れない）その分布が明瞭でない。吉野山図幅において大淀層・龍門層に分層した境界は、こゝに相当するのであろう。この礫層の礫質は古生層のチャート・結晶片岩類・和泉層群の礫岩・砂岩などであり、花崗岩類もまれに見られる。紀ノ川左岸の長瀨變成岩類上に、侵蝕をまぬかれた礫層・砂層・粘土層が残存しているが、これらはおそらく出塔層の上部に属するものと考えられる。

なお、渡辺萬次郎の記事⁸⁾に従うと、橋本市字峠の粘土層中から直径2, 3cm, ときに10cm以上に達する藍鉄鉱の団塊が知られている。これはおそらく出塔層の下部の菖蒲谷層、ないし大淀層に相当する粘土層からの産出と見られる。

三木茂の研究⁹⁾に従えば、和歌山県橋本市字東家の滝脇氏瓦土採場において、出塔層の下部である主として菖蒲谷層、ないし大淀層に対比される粘土層から、多くの遺体植物^{註4)}を産出することが判明している。

註4) *Cephalotaxus obovata* MIKI (Cephalotaxaceae), *Picea Koribai* MIKI (Pinaceae), *Pseudolarix Kaempferi* GORD. (Pinaceae), *Metasequoia disticha* (HEER) MIKI (Taxodiaceae), *Metasequoia japonica* MIKI (Taxodiaceae), *Juglans cinerea* L. (Juglandaceae), *Pterocarya multistriata* MIKI (Juglandaceae), *Pterocarya stenoptera* Dc. (Juglandaceae), *Corylus heterophylla* Fisch (Betulaceae), *Fagus Hayatae* PALIB. (Fagaceae), *Quercus rubroidea* MIKI (Fagaceae), *Magnolia obovata* THUNB. (Magnoliaceae), *Prunus salicina* LINDL. (Rosaceae), *Wistaria brachybotrys* S. et Z. (Leguminosae), *Phellodendron amurense* RUPR. (Rutaceae), *Buxus japonica* MUEL (Buxaceae), *Ilex cornuta* LDL. et PAXT. (Aquifoliaceae), *Staphylea Bumalda* S. et Z. (Staphyleaceae), *Acer rubrum* L. var. *ligniatum* MIKI (Aceraceae), *Meliosma* sp. (Sabiaceae), *Vitis* cf. *Thunbergii* S. et Z. (Vitaceae), *Stewartia pseudocamellia* MAX. (Theaceae), *Pterostyrax corymbosum* S. et Z. (Styracaceae), *Sparganium* sp. (Sparganiaceae), *Pleioblastus variegata* MAKINO (Gramineae)

これ以外に妙寺町広野北方においても、遺体植物の破片を産出する。

この遺体植物の、地質時代に関する諸学者の研究に従えば、大淀層ないし菖蒲谷層は、ほぼ鮮新世に属するものと考えられる。したがって、出塔層の下部は鮮新世に属するものと推察される。

II. 6 洪積層・沖積層

いずれも河成堆積物で、未膠結の礫・砂および粘土で構成されている。

紀ノ川沿岸には、洪積層の段丘が断続してみられ、橋本市以東では河岸に10m内外の断崖をつくっている。

地域南西隅に、小範囲を示して分布する段丘堆積物は、西隣粉河図幅地内に続くもので、紀ノ川沿岸の段丘堆積物よりも、古期のものと思われる。

沖積層は橋本市以西の河岸近くに広く発達している。また、図幅地域の南東部において、富貴村西富貴・東富貴および中筒香附近、野迫川村柞原および池津川附近にも小地域を占めて分布している。

II. 7 構造

本図幅地域は地質構造上、中央構造線によって西南日本外帯・同内帯にそれぞれ属する部分に分けられる。内帯側には、和泉層群からなる和泉帯が、図の北西部に狭く露出する。その南限を通る中央構造線が、西隣粉河図幅地域から北東方向に延び、鮮新—更新統によって被覆されてはいるが、図幅地域を北東に向かい、高野口町西川附近から信太神社北側を経て、五条図幅地域をさらに北東に走っている。この間図幅地域内において、中央構造線は後の時代の南北方向の断層によって切断せられ、南北方向にある程度のずれを見せている。中央構造線以南、すなわち外帯は、長瀬変成帯と秩父帯とに分けられ、両者の間が御荷鉾構造線によって境されている。御荷鉾構造線は一般に古生層の変成相（すなわち長瀬変成岩類）と、非変成の古生層との間を走る構造線とされていたが、徳島県剣山²⁷⁾の北東部などでも知られているように、御荷鉾構造線の南側にも、局所的には変成相が存在する場合がある。本図幅地域内においても、和歌山県伊都郡見好村花坂（地質図の南西部）附近では、明瞭に非変成相と変成相が、1本の断層によって境していると思われるが、一部の地域では非変成相と変成相とは、狭い幅の変成相と非変成相とのくりかえしを間にしして移り変わるようであ

る。くりかえしの間における変成相と非変成相との境界は、断層が存在する場合もあるが、断層の存在が確認できない場合（しかし非変成相から変成相への移行は急激である）もある。これは境界が走向と一致した方向であるためでもあろう。このようなくりかえしのみられる範囲が細川帯であり、北限の断層以北の地域には、非変成相はまったく認められず、南限の断層（紀伊細川駅の南側から、旧高野街道神谷を通過するもの）以南には変成相はまったく認められない。細川帯と思われる地域は、東部まで断続的に見られるが、奈良県吉野郡賀名生村の北畠親房墓の南側の橋附近から、 $N80^{\circ}E$ の方向に西方へ延び、大深の西側までの地域も著しい一例である。この地域の南北限も、紀伊細川駅附近の場合と同様である。

非変成相から変成相への移行帯において、このような現象がみられることについては、地質概説の項の註1に述べたように、両者の間にまったく断層が存在しておらず、広域変成作用を受けた範囲と、受けない範囲とがくりかえしをもっていて、それがそのままあらわれているのであるとも考えられるが、また両者の間に多くの断層がほぼ平行に生成し、それによってくりかえしが生じているとも考えられる。本図幅地域の場合には断層の確認される場合もあり、また動木・吉野山両図幅地域内で少なくとも1本の断層が確認されているので、くりかえしは後の理由、すなわち多くの走向方向の、断層の存在によると考える方が妥当と思われる。

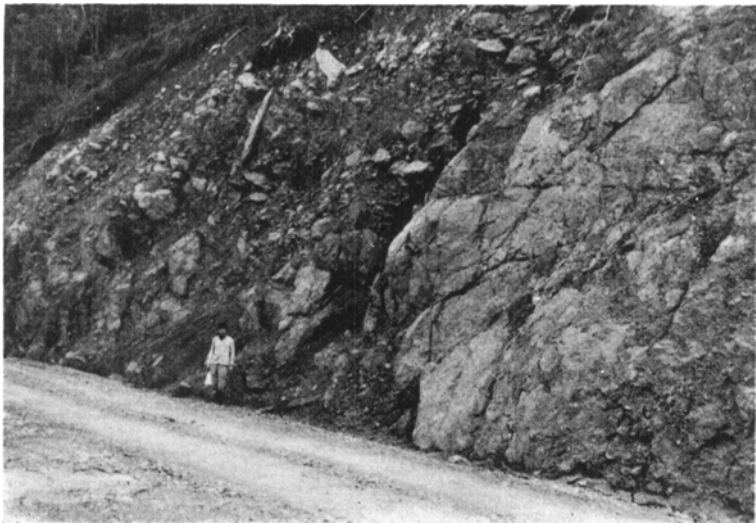
御荷鉾構造線およびこれと同性質の断層は、この地域では上記のように複雑な形態を呈しているが、全体としての傾斜は北へ $60\sim 80^{\circ}$ の角度で傾くようであり、細川帯の南側に沿ってみられる断層も、同様に考えられる。これらの断層は、ともに相当の幅の断層帯を形成している。また断層面の露出が少なく、鏡肌の観察でも擦痕の方向などについて、十分な資料が得られないが、断層帯の岩石の一部のもの、石英光軸の方向性には、断層の走向に平行な運動の結果を示す配列をなすものがあり断層の動きが一般に考えられていた、北西—南東方向のみでなかったことを示している。

長瀬変成帯は全体としては、 $N60\sim 80^{\circ}E$ の走向で北側に傾斜した、単斜構造の累層で構成されていて、御荷鉾構造線の生成以前の、北東—南西方向の断層で数地塊にわけられ、さらに御荷鉾構造線と同方向の断層によって切断せられている。南西部の志賀帯中には、ゆるやかな傾斜の部分（見好村志賀から東方にかけて）があって、地層の波打っていることが知られるが、このほかの地域では 50° 以上の傾斜を示してい

る。志賀帯とその北側に位置する教良寺帯との境は、断層によって境されているが、断層の露出はない（3頁註1参照）。

教良寺帯は向斜型をなし、東部はベーゼン型で地層は半円形を呈する。この半円形の部分（雨引山の東側）の地層は、水平に近い部分もあるが相当に傾斜している場合もあって、この部分で向斜の東端が相当撓曲しているように観察される。西部の地塊は葛和銅山通導坑内200m附近から北北東に向かう断層で、以東の地域と境されている。この断層は、林用軌道沿いの崖でも観察できる。以東の地域は、志賀帯の岩石で構成された比較的単調な互層帯で、御荷鉾構造線と同性質と思われる断層で切られている。この断層の傾斜は不明である。

細川帯は前に述べたように、御荷鉾構造線の生成に伴なって生じた、多くの断層が重なりあっている地域である。帯内にみられる変成相と非変成相との間は、断層帯または断層であって、さらに同一岩相の岩石中にも、断層の生成しているのが観察される。しかしながら細川帯の岩石の走向は、ほとんど同一方向を示し、大局的にみれば、傾斜もほとんどが北に傾斜している。これは多くの断層が、ほぼ同一性質をもつものであって、雑多な地殻変動によって構造が定められたのではなく、統一された性質の



図版16 幅広く地層の擾乱を示す断層地帯（大塔村猿谷北東方）

断層運動によって生成されたことを示している。

細川帯の南限以南に分布する、秩父帯主部の古生層としたものは、富貴断層により東西に大きく分けられており、富貴断層以西では北部、中央部および南部の3つの古生層に分けられるが、断層以东では、このような区分は不可能で、東西両地域の古生層の対応関係は明らかでない。この断層を境にした東西両地域の古生層は、さらにENE-WSW, NNE-SSWおよびNW-SE方向の断層によって、多くの地塊に分けられているが、両地域を通じ全体としては、西南日本を特徴づける帯状分布を示している(図版16参照)。これらの種々の断層に沿う地帯では、ことに粘板岩の擾乱が著しく、これらの地帯に沿って小規模の土砂崩壊が起っている。

秩父帯主部の古生層は、一般に走向東北東で、北に傾斜するが多い。しかしこの古生層の分布地域中心部の地塊の走向、傾斜は一般のものとは異なる。また一部には、南に傾斜する地域も見られ、背斜ないし向斜構造を示しているようである。しかし断層に伴って地層が南に傾斜する場合がある。また、この地層分布地域北東部には、水平に近い地層が見られる。図幅地域南西部の天狗嶽を中心とした地域では、チャートが広く分布しているが、これはおそらく、向斜構造によるものであろう。

紀ノ川沿岸および和泉層群の露出地附近に、長瀨変成岩類の局所的な露出があるが、構造的には明らかでない。

和泉層群は分布地域も狭く、構造上の特徴はみいだされていない。

出塔層は全体としては、水平に近い堆積物であるが、北側の中央構造線に近い部分では、下部層は北に20°内外の傾斜を示す部分もある。

III. 応用地質^{註5)}

図幅地域内の長瀨変成岩類、および秩父帯の秩父古生層中には、古くから銅鉦山が開発され採掘されたが、いずれも小規模であり、第2次大戦後はそのほとんどが閉鎖され、現在操業中のものはたゞ1ヵ所である。また金・銀鉦山も知られている。出塔層の粘土は瓦粘土の原料として採取されている。

註5) 図は地域内の鉦山の資料の一部は、塚脇・武市両技官からの文書による。

Ⅲ. 1 銅

葛和銅山 図幅地域内南西和歌山県伊都郡九度山町にある。高野線上古沢・紀伊細川駅の間不動谷川の左岸に開坑している。現在建設中の高野山町と九度山町とを結ぶ有料道路が、鉦山事務所のすぐ西側を通過するうえ、高野線・林用軌道が近いので交通は至便である。

鉦山は明治年間稼行され、同42年休山となってそのまま放置され、昭和30年10月頃から再開に着手し、目下旧坑の取り開けを実施中である。鉦業権者は光鉦業株式会社である。

現在取り開け中の旧坑は、かつて相当に稼行採掘されたものであるが、調査当時(昭和32年3月)は坑口から350mほど入坑が可能であった。

地質は長瀬変成帯・志賀帯に属する珪礫質千枚岩と、塩基性岩石との互層帯であり、鉦床は塩基性岩石中に胚胎する、層状含銅硫化鉄鉦床であるらしい。坑口から200mで幅約5m、N30°Eの方向で、西側に60°の傾斜の断層(地質図参照)を越えて西側の地塊にはいり、走向方向(N60~80°E)に掘進している。この附近の傾斜は北西に約50°内外である。現在鉦体に達していないので、その規模はまったく知られていない。かつての操業当時は、Cu品位9.8%を最高とし、平均品位Cu3~4%、S:38.0%であったという。現在の作業人員は約15名である。本鉦山については20万分の1和歌山図幅説明書に記述がある。

長瀬変成岩地域内には、現在閉止している銅鉦山として**細川鉦山・昭和鉦山**および**掛鉦山**などの小鉦山が存在したが、これらの鉦床は、いずれも層状含銅硫化鉄鉦を鉦体としたものようである。これらの鉦山の位置から推定すると、図幅地域内の鉦床は長瀬変成岩類の同一層準に、連続性をもって胚胎されたものとは思われず、局所的な小レンズ状の鉦体と考えられる。しかしながらこの地域は、構造的にきわめて複雑であり、層準の対比がされていないから、その点についてはさらに詳細な調査を必要とする。

細川鉦山¹⁷⁾²⁴⁾ は緑色片岩中の層状含銅硫化鉄鉦鉦床で、断層によって3鉦体に分けられる。鉦幅は5~15cmで、鉦石は黄銅鉦・黄鉄鉦を主とし、品位はCu3%、S40%である。

このほかに秩父帯古生層のなかに、高野鉱山・神森鉱山・金剛鉱山・黒石鉱山および久保鉱山が知られ、鉱床は輝緑凝灰岩中に胚胎される含銅硫化鉄鉱床として知られているが、いずれも現在休山中である。

金剛鉱山は調査当時稼行されていたが、輝緑凝灰岩・チャート・黒色粘板岩の互層に伴なって産出する、含銅硫化鉄鉱床として知られるが、出鉱量などについては不明である。

黒石鉱山¹⁷⁾²⁴⁾は千枚岩および輝緑凝灰岩中に胚胎される、層状含銅硫化鉄鉱床で、鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱を主とし、品位はCu5.98%、S32.96%である。

Ⅲ. 2 金・銀

長瀨変成岩内にある九度山鉱山は、母岩を結晶片岩とし、石英細脈による金・銀脈と称せられるが、低品位のもので、現在休山中である。

Ⅲ. 3 粘 土

紀ノ川流域の、主として右岸に分布する出塔層の下部の、いわゆる菖蒲谷層あるいは大淀層に相当すると考えられる地層には、何枚かの緑灰色～茶褐色の粘土層が挟まれる。この粘土の良質な部分は、瓦粘土の原料として採取され、現在橋本市小原田南方の南海電鉄高野線沿線において加工されている。

文 献

- 1) 金原信泰：20万分の1地質図幅「和歌山」、および同説明書、地質調査所、1902
- 2) 小林貞一：和泉山脈中の和泉砂岩層、地質学雑誌、Vol. 38, No. 459, 1931
- 3) 井上重一：和歌山県有田川流域の地質(1・2)、地球、Vol. 19, No. 5, 6, 1933
- 4) 河田喜代助：結晶片岩層と和泉砂岩層との接触地および和泉砂岩層中の結晶片岩塊について(雑)、地質学雑誌、Vol. 43, No. 514, 1936
- 5) 河田喜代助：紀ノ川流域における中央構造線の性質(演旨)、地質学雑誌、Vol. 44 No. 525, 1937
- 6) 河田喜代助：紀ノ川流域の中央構造線に沿う地質、矢部教授還暦記念論文集I、

pp. 39~53, 1939

- 7) Kobayashi, T. : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tōkyō, Sec. II, Vol. 5, Pt. 7, 1941
- 8) 渡辺萬次郎：和歌山県橋本産第三紀層中の藍鉄鉍団塊，岩石礦物礦床学会誌，Vol. 27, No. 6, 1942
- 9) 三木 茂：鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて，鉍物と地質，第9集，1948
- 10) 田中元之進：紀伊高野山近傍における所謂三波川系御荷鉍系及び秩父系の相互関係について(一)，鉍物と地質，Vol. 3, No. 3, 1949
- 11) 志井田功：吉野山地東部の秩父地帯の地質，地質学雑誌，Vol. 57, No. 670, 1951
- 12) 志井田功：大峰山塊の地質構造，地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952
- 13) 松下 進：近畿地方，日本地方地質誌，1953
- 14) Matsumoto, T. : The Cretaceous System in the Japanese Islands, The Cretaceous Research Committee, The Japanese Society for the Promotion of Science, Ueno, Tōkyō, 1953
- 15) 志井田功：龍門地方の新生代堆積物“龍門累層”について，奈良県総合文化調査報告書，吉野川流域，龍門地区，1953
- 16) 志井田功：龍門地方の地質調査，奈良県総合文化調査報告書，吉野川流域，龍門地区，1953
- 17) 地質調査所大阪駐在員事務所：鉍種別管内調査鉍山一覽表，1954
- 18) 地質調査所：日本鉍産誌，BI-c, 1954
- 19) 志井田功：吉野川流域の地質概要(1)，奈良県総合文化調査報告書，吉野川流域，1954
- 20) 志井田功：吉野川上流川上村地方の“所謂中奥礫岩”について，奈良県総合文化調査報告書，吉野川流域，1954
- 21) 市川浩一郎：奈良県吉野川上流地の上部ユラ系大追累層産軟体動物化石，奈良県総合文化調査報告書，吉野川流域，1954
- 22) 粉川昭平・志井田功：大和吉野川流域におけるメタセコイア植物化石群を含む

- “大淀累層”について (1), 奈良県総合文化調査報告書, 吉野川流域,
1954
- 23) 堀越義一・他: 日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧, 鉱山地質特別号, No. 1, 日本鉱山地質学会, 1954
- 24) 地質調査所: 日本鉱産誌, BI-b, 1956
- 25) 平山健・田中啓策: 5万分の1地質図幅「動木」, および同説明書, 地質調査所, 1956
- 26) 平山健・田中啓策: 5万分の1地質図幅「海南」, および同説明書, 地質調査所, 1956
- 27) 平山健・他: 7万5千分の1地質図幅「剣山」, および同説明書, 徳島県, 1956
- 28) 岩橋 勉: 和歌山県伊都郡九度山町笠木, 葛和銅山附近の地質と鉱床, 和歌山大学学芸学部紀要, 自然科学, 第7集, pp.30~35, 1957
- 29) 平山健・岸本文男: 5万分の1地質図幅「吉野山」, および同説明書, 地質調査所, 1957
- 30) Kimura, T. : The Geological Structure and the Sedimentary Facies of the Chichibu Group in the Eastern Kii Peninsula ; a Contribution to the Geotectonic Study of Southwest Japan, Scientific Papers of the College of General Education University of Tōkyō, Vol. 7, No. 2, 1957
- 31) 田中元之進: 和歌山県高野山附近におけるいわゆる三波川系・御荷鉾系・秩父系の相互関係並に三系間の境界について, 山梨大学学芸学部紀要, No. 2, 1957
- 32) 志井田功・梅田甲子郎: 畿南大峰山地西部の地質, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, No. 6, 1957
- 33) 鈴鹿恒茂: 紀和地方五条・橋本・高野口附近の和泉砂岩層について, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 742, 1957
- 34) 志井田功・他: 畿南の時代未詳層群について, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, No. 7, 1958

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000



KOYASAN

Kyōto, No. 82

By

KEN HIRAYAMA & NOBUKAZU KAMBE

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

GENERAL REMARKS

The area of this sheet-map is located in the northern part of the Kii peninsula in the central Japan.

Geologically, it is divided into two units, that is, the southern area belonging to the Outer Zone of Southwest Japan and the northern area belonging to the Inner Zone of Southwest Japan. The southern area is subdivided into two terrains by the Mikabu tectonic line. From the south, they are called Chichibu and Nagatoro terrains.

The Mikabu tectonic line is probably a reverse fault trending NE-SW and inclining at $60\sim 80^\circ$ to NW. The move-

ment of the line is considered to have happened in pre-middle Cretaceous.

The Chichibu terrain is composed of the Paleozoic formation, trending NE-SW and dipping to NW in general. The rocks are mainly non-metamorphosed, but along the northern periphery of the Paleozoic strata, there is a narrow belt in which the both of non-metamorphosed and metamorphosed rocks are alternated. This belt is sandwiched by faults and is called the Hosokawa zone of Chichibu terrain.

The Nagatoro terrain is composed of the Nagatoro metamorphic rocks, which are chiefly phyllites and crystalline schists, and are assumed to be the Paleozoic strata regionally metamorphosed under high pressure and low temperature. The age of the metamorphism is not clearly decided (post-Paleozoic~pre-middle Cretaceous). These metamorphites are widely distributed in an isoclinal structure, but partly show a synclinal structure. In the metamorphites, occur small dykes and masses of acidic-basic igneous rocks. The acidic rock is dyke-formed quartz andesite and is exposed scatteringly. The basic ones exposed in the middle part of the metamorphic terrain are represented by epigabbro and epidabase showing their long axes roughly parallel to the regional strike of the country rocks. It may be assumed that the intrusion of these basic masses is simultaneous with or after the metamorphism of the country rocks in age.

The northern boundary of the Nagatoro terrain is the Median tectonic line. The line runs in the direction of N80° E, from the westerly neighbouring Kokawa sheet-map through the northwestern part of the mapped area, but the scantiness of its outcrops makes it difficult to determine the feature of the line. Considering the available facts in other areas, the Median tectonic line is thought to have been formed in pre-middle Cretaceous.

Beyond the Median tectonic line, near the northwestern corner of the sheet (Inner Zone of Southwest Japan), are

exposed the sedimentary Izumi group of Late Cretaceous age. Covering the Izumi group and the northern part of Nagatoro metamorphic rocks, the Denotō formation which is Pliocene to Pleistocene in age is distributed.

Along the river Kinokawa, terrace deposits of Pleistocene and the flood plain of Alluvium are widely distributed.

PALEOZOIC FORMATION

Paleozoic formation is mainly composed of clayslate, sandstone, chert, schalstein and diabase, and the thin lenses of limestone are rarely discovered in schalstein or diabase. In the Hosokawa zone and also in the parts near the Mikabu tectonic line, phyllitic clayslate is interbedded.

There is a conspicuous fault (Fuki fault) trending NNE in the eastern part of the map-area.

The rock-facies and the geological structure of the Paleozoic formation of the eastern side of the fault are different from those of the western side. On the eastern side of the fault, clayslate, sandstone, chert, schalstein and diabase with thin intercalations of limestone are distributed with uniformity. Usually, the strike of the strata is $N25\sim 80^{\circ} E$ or EW and the dip is $10\sim 80^{\circ} N$ or S . The strata are nearly horizontal in a part, and synclinal and anticlinal structures are occasionally seen.

In the area to the west of the Fuki fault, the strata are divided into three parts, from the difference of rock-facies.

- 1) The northern part: The formation is mainly composed of clayslate, schalstein and diabase, accompanied with sandstone and chert.

The stratification is clear. But clayslate is often disturbed along faults. The disturbance of the beds is more conspicuous in the west than in the east.

- 2) The central part: The formation is mainly composed of clayslate, accompanied with the thick sandstone, alternation of sandstone and clayslate and chert.

Schalstein and diabase are scarcely discovered.

- 3) The southern part : The formation is mainly composed of clayslate, accompanied with diabase, schalstein, chert and sandstone. Rarely, thin lenses of limestone are discovered in diabase or schalstein.

The strike of the strata is NE in general and the dip is $20\sim 80^{\circ}$ N or S. Many faults run through the area, Above all, the faults of ENE and NW directions are dominant, and the structure in the southwestern portion is conspicuously complicated.

Hosokawa zone In this zone, the both of non-metamorphosed Paleozoic rocks and the metamorphosed rocks occur apparently as an alternation. Furthermore, the rocks of this zone are partly crushed and mylonitized. The non-metamorphosed rocks of this zone consist of clayslate, schalstein, chert and sandstone, intercalating conglomerate with fine pebbles. The metamorphites are similar in rock facies to those of the Shiga zone of Nagatoro terrain. This zone seems to represent the transitional part of non-metamorphic and metamorphic Paleozoic rocks, and the above-mentioned characteristic feature of this zone is probably due to an imbricated structure caused by many thrust faults which are almost parallel to the Mikabu tectonic line.

NAGATORO METAMORPHIC ROCKS

The Nagatoro metamorphic rocks consist of the rock-series from slightly metamorphosed rocks to coarse-grained typical crystalline schists. The grade of metamorphism is not beyond the chlorite facies even in the typical crystalline schists. The most part (called Shiga zone) of the Nagatoro terrain is occupied chiefly by the argillo-siliceous phyllites, fine-grained schists interbedded by thin layers of green semi-schists. The bedded deposits of cupriferous pyrite occur in this part of the metamorphic rocks. In the western central part (called

Kyōraji zone), basic schists and argillo-siliceous schists are dominant, and both are characterized by spots of ovoid albite-porphyroblasts.

The main members of the Nagatoro metamorphic rocks are as follows :

Shiga zone

A) Siliceous, argillo-siliceous members

Black phyllite and graphite-sericite-quartz schist

Chert and quartz schist

Schistose sandstone

B) Basic members

Schistose schalstein

Diabase schist

Actinolite-epidote-chlorite-albite schist

Kyōraji zone

A) Siliceous, argillo-siliceous members

Spotted graphite-sericite-quartz schist

Quartz schist

B) Basic members

Spotted actinolite-epidote-chlorite-albite schist

Sericite-amphibole-albite schist

The rocks of two zones are identified by the difference of metamorphic grade and by the presence of spots (albite-porphyroblasts). The spots are 0.2~1.5mm in diameter, and include graphite in bands, small crystals of epidote, titanite, chlorite, etc. These inclusions are arranged mostly in bands or curved rows indicating rotation of the spots (albite-porphyroblasts).

IGNEOUS ROCKS

Epigabbro and epidabase

These rocks crop out as small masses chiefly in the Shiga zone. They are pyroxene-bearing varieties modified from gabbro or diabase. Their constituents are pyroxene, epidote,

tremolite, actinolite, chlorite, zoisite and sphene. Protogeneous plagioclase is hardly found. In some specimens, aegirine-augite and glaucophane are recognized.

Quartz andesite

The rock occurs as dykes from 3m to 10m in width and parallel to the trend of the Nagatoro metamorphic rocks and Paleozoic rocks. It is porphyritic and white in color, and intensively carbonitized.

MESOZOIC FORMATION

Izumi group

The Izumi group (Late Cretaceous) is chiefly composed of conglomerate, subordinate shale and sandstone. No fossils are found in this area. As this group occurs just on the northern side of the Median tectonic line, its geologic structure is disturbed and complicated, and the strike and dip are indefinite.

CENOZOIC FORMATION

Denotō formation

Along the both sides of the river Kinokawa, the deposits which are Pliocene and Pleistocene in age are distributed. These deposits are the extension of the Shōbudani formation (Plio-Pleistocene) of the northern neighbouring sheet and the Pleistocene covering the Shōbudani formation. In this sheet, the above-mentioned two series are brought up en bloc and named the Denotō formation. The lower part of Denotō formation (probably Plio-Pleistocene) is composed of gravel, sand and clayey bed, and the upper part (probably Pleistocene) is of clay and sand.

Terrace deposit and Flood plain deposit

Pleistocene deposits composed of sand, gravel and clay occur mainly as lower terrace along the river Kinokawa. A wide flood plain of the Alluvium extends mainly along the lower part of the same river.

ECONOMIC GEOLOGY

Copper

Cupriferous pyrite deposits of bedded form (Kieslager) were worked at Kuzuwa, Shōwa, Kake and Hosokawa mines in the Nagatoro metamorphic rocks, and at Kōya, Kamimori, Kongō, Kuroishi and Kubo mines in the Paleozoic formation. Ore bodies are embedded in the basic schist, generally parallel to the schistosity. They are small in scale, and at present all the mines are closed, excepting at Kuzuwa.

At Kuzuwa, it is said that the ore is massive, fine-grained and generally associated with banded ore. The ore contains 3~4% Cu and 38% S in average.

Gold and Silver

Kudoyama mine was known as a gold-silver mine. The ore deposits are thin quartz veinlets.

Clay

Clay in the Denotō formation is quarried as raw materials for roofing tile.

昭和34年3月25日印刷

昭和34年3月31日発行

著作権所有

工業技術院
地質調査所

印刷者 北川武之輔

印刷所 細川活版所
