
5 萬分の 1 地質図幅説明書

新宮・阿田和

(京都—第103号, 同—第104号)

地質調査所

昭和29年

550.85 (084) (521.71 + 521.77) [1 : 50,000] : (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

新宮・阿田和

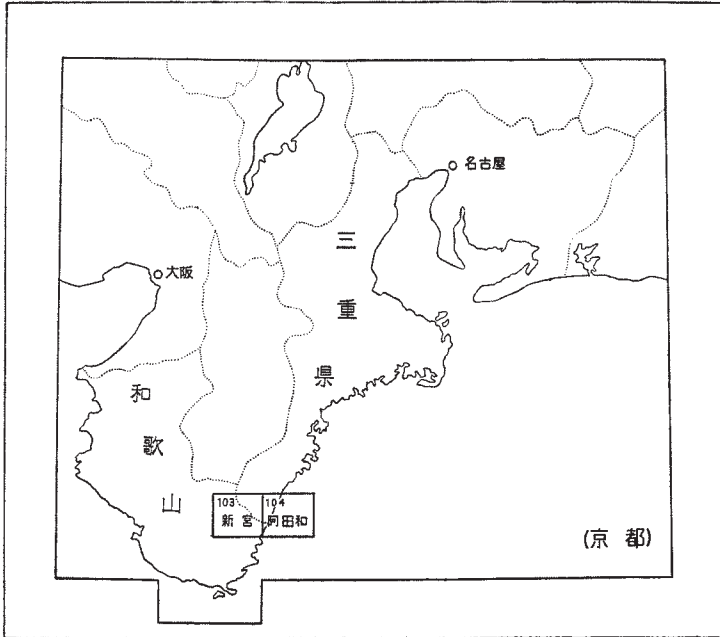
(京都一第 103 号, 同一第 104 号)

通商産業技官 村山正郎

地質調査所

昭和 29 年

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 各 説	6
II. 2. 1 東牟婁層群	6
II. 2. 2 輝綠岩	8
II. 2. 3 宮井層群	8
II. 2. 3. 1 小口累層	11
II. 2. 3. 2 志古累層	14
II. 2. 3. 3 未区分層	16
II. 2. 4 熊野酸性火成岩類および脈岩類	16
II. 2. 4. 1 微球顆状黒雲母流紋岩	16
II. 2. 4. 2 黒雲母花崗斑岩	17
II. 2. 4. 3 過晶質黒雲母流紋岩	20
II. 2. 4. 4 石英斑岩	22
II. 2. 4. 5 文象斑岩	22
II. 2. 5 第四系	22
II. 2. 5. 1 段丘堆積層	22
II. 2. 5. 2 沖積層	23
III. 応用地質	23
III. 1 銅 鋳	23
III. 2 蛭 石	24
III. 3 石 炭	24

Ⅲ. 4 石 材.....	25
Ⅲ. 5 温 泉.....	26
Ⅲ. 6 タ ム.....	26
文 献.....	26
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
 説 明 書

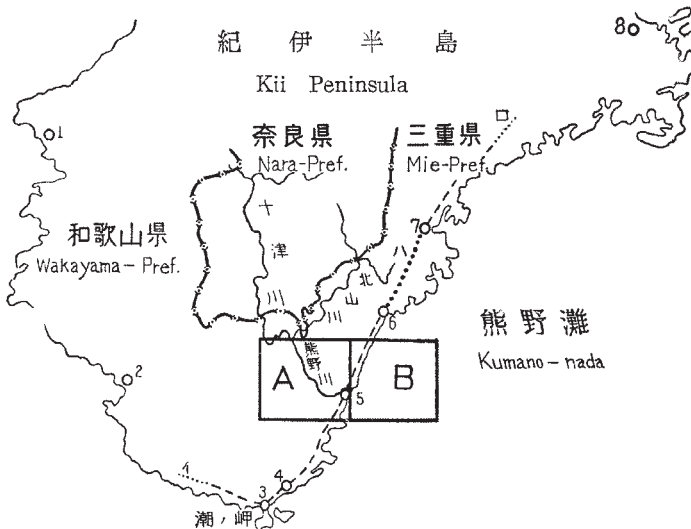
新 宮 ・ 阿 田 和

(京都—第 103 号, 同一第 104 号)

新宮図幅および阿田和図幅は、昭和 25 年 10 月中旬より昭和 27 年 3 月末日に至る間、約 130 日間の野外調査を行い、作成されたものである。両図幅は東西に連続し、東部の阿田和図幅の面積がきわめて小さく、かつ両図幅の地質は相互に密接な関連性があるために、本地質説明書には、両図幅を併合して記述する。

I. 地 形

新宮図幅および阿田和図幅は、紀伊半島の南東部に位置し、阿田和図幅は東部の海岸の狭い地域を含み、新宮図幅は阿田和図幅に西隣しておもに内陸地域を含んでいる。



第 1 図 新宮 (A) ・ 阿田和 (B) 図幅位置図

1…和歌山, 2…田辺, 3…串本, 4…古座, 5…新宮, 6…木本, 7…尾鷲, 8…宇治山田 イーロ…紀勢西線

紀伊半島あるいは同半島東半部地域の地形については多くの報告^{1), 2), 3)}があり、その山地の定高性、階段状侵蝕面の存在、あるいは撓曲運動の影響などに関する考察が述べられているが、両図幅地域内のみでは、これらの点に関する観察は充分になし得ない。

両図幅内に分布する東牟婁層群・宮井層群および火成岩類は、岩質の差異によりそれぞれ地形的特徴をあらわして



図版1 新宮図幅中北部の三津野村日足附近より、熊野川対岸の上川村和気方面を望む。火成岩地域(イ)と堆積岩(宮井層群)地域(ロ)との地



図版2 那智瀧—黒雲母花崗斑岩(熊野酸性火成岩)の末端部の急崖にかかる。

いる。すなわち砂岩および淤泥岩の厚層よりなる宮井層群の分布地域である新宮図幅西半の東部区域、およびこれと類似した岩相を示す、一部の東牟婁層群の分布地域である阿田和図幅北半部などにおいては、開析が最も進み、比較的緩やかな地形を呈している。これらの地域の稜線は、新宮図幅西半の東部区域では、大倉畑山(774.5 m)を最高とし、如法山(610.0 m)がこれにつぎ、他は大体500 m前後の高度を示し、阿田和図幅北半部においては、丸山(218 m)・浅間山(210 m)など大体150~200 mの高度を示している。

堅緻な砂岩頁岩互層よりなる大部分の東牟婁層群の分布地域である新宮図幅西部地域では、開析が比較的進んでいない。この地域の

うち、熊野川およびその支流の大塔川・四村川を含む北部の地域の稜線は、大体250~350 mの高度を示し、大日山(371 m)を最高とするが、これより南の地域では、高

度も 500～770 m となり、新宮図幅西隣地域でさらに高度を増して、紀伊半島の中軸部に連なっている。

これらの地域に対し、火成岩類分布地域である新宮図幅東半部は最も急峻な山地を形成していて、隣接する堆積岩分布地域に対し急に比高を増し、あるいは急崖を以て臨んでいる。新宮図幅南部の那智町にある有名な那智滝は、火成岩分布地域縁辺の急崖にかかったものである（図版 1, 2）。火成岩分布地域のうち、海岸に近い地域の稜線は阿田和図幅内の大烏帽子山（362.4 m）を最高に大体 330 m 前後であるが、内陸地域では一段と高度を増し、北より大地山（601.1 m）・子ノ泊山（907.2 m）・白見山（926.4 m）・烏帽子山（909.4 m）等がある。

主要な水系としては、新宮図幅の北端部において、十津川・北山川の両者は合して熊野川となり、火成岩地帯を峡谷をなして南東に流下し、同図幅の南東部に位置する新宮市の北側を迂廻して熊野灘に注いでおり、図幅内の三重・和歌山両県の県境を成している。熊野川の主要な支流である相野谷川・赤木川・楊枝川は、その流路がすべて堆積岩地域に限られ、かつ火成岩体の縁辺にほぼ平行な流路をとっている。なお中央地域の高田川も、火成岩にとりかこまれた堆積岩よりなる低地帯の河水を集めて、その地帯の一端より火成岩内を蛇行して熊野川に注いでいる。また阿田和図幅内の尾呂志川も、西方の火成岩体の縁辺に平行な流路をとって熊野灘に注いでいる。

図幅内の海岸線は、北北東より南南西にほとんど 1 直線に走り、紀伊半島南東部における最も直線的な部分に当り、陸地の上昇を示している。また海岸地域には海岸段丘が発達していて、その高度は 20～50 m に亘っているが、この地域では剝削を受けたため、階段があまり明瞭ではない。熊野川下流部には河岸段丘が残存しており、川口には狭長な砂洲が直線的な海岸線の一部をなして発達している。

II. 地 質

II. 1 概 説

新宮・阿田和両図幅を含む一帯の地域は、いわゆる西南日本外帯に属し、地質構造上、外帯の帯状構造の一部をなす古期層群と、その構造とは無関係に地域的に分布す

る新期層群，およびこれら両者よりもさらに新期の貫入になる花崗岩質岩石より構成されている。この花崗岩質岩石は，西南日本外帯の所々に点在する同種岩類のうちでも広い分布を示すものの1つであり，熊野酸性火成岩類として知られているものである。すなわち，両図幅内の地質は，基盤をなす東牟婁層群，これを傾斜不整合に蔽い，あるいはこれと断層を以て接する新第三紀に属する宮井層群，これらを買ぬきあるいは蔽う流紋岩類・黒雲母花崗斑岩，岩脈として産する輝緑岩・石英斑岩・文象斑岩および第四紀層より形成されている。これら相互の関係は，総括して第2図に示してある。

時代	層名	柱状図	層厚 m	主要岩質	主要化石	代表的露出地	註
第四紀	沖積層			砂、礫、粘土		湘潭地域および各河川の沿岸	
	段丘堆積物		20+	砂、礫、粘土		新宮市広角 加納村電友	
新第三紀	宮井層群		150+	灰白色粗粒砂岩 (層状の礫質部および10-40厚の砂岩。細粒砂岩および両者の互層を介在する)		小口村兵庫 三津ノ村龍岬	地塊運動および 初末生成 酸性火成 岩類の貫入。
			30±	細粒一中粒砂岩と泥岩の細互層		小口村大山	
			80-100	帯黄灰色中粒～粗粒砂岩 (塊状、無層理、堅硬)		小口村小和親	
			30±	細粒砂岩と泥岩の細互層		三津ノ村谷口	
			50-70	帯黄灰色中粒～粗粒砂岩 (塊質、砂質多し)		三津ノ村志古トンネル	
			60-80	細粒砂岩と泥岩の細互層 (30cm厚の砂岩を介在することあり)		小口村小口トンネル	
			50-70	灰白色中粒～粗粒砂岩 (中部に20-100cmの巨灰層を介在することあり)		九鬼村宮井 小口村小口	
			300 -500	黒色泥岩と細粒～中粒砂岩の互層 (中部には50cm厚の砂岩が発達していることあり)		九鬼村宮井 小口村和田川下流 小口村藤塚	
			700 -1000	黒色粘板岩 (塊状であるがしばしば上部に層理が発達していることある。また下流では地域的に砂岩層、含角礫泥岩層を介在する)		小口村飯御一 鑛塚 小川村成見川上流	
			30-50	砂岩(局部的に礫はレンズ状の集合体となり粗粒砂岩中に取替することあり)		調川村調川 小口村北ノ川 尾呂志村竹川	
古第三紀?	東牟婁層群		?	細粒～中粒砂岩と泥岩の細互層(局部的に礫質砂岩および泥岩層を介在する)		調川村調川	褶曲および地塊運動による新第三紀の貫入

第2図 地質総括図

東牟婁層群は主として新宮図幅西部および阿田和図幅区域に分布し、堅緻な砂岩・頁岩の互層を主とし、地域的に礫質砂岩層を挟有し、ほぼ WNW - ESE の走向を示し、一般に北に急斜するが、やや擾乱を受け小規模の褶曲構造およびこれに伴う小断層が各所に認められ、真の層厚を推定することは困難である。本層は化石を産出しないために、その時代を決定することはできないが、岩相および分布状況などよりみて、紀伊半島西南部の田辺町地域における古第三紀層牟婁統の東方延長部に相当するものと考えられる。

宮井層群は、東牟婁層群の上位に多くの場合明瞭な傾斜不整合を示して、礫岩を基底として堆積する地層群で、全層厚は 1,500 ~ 2,000 m に達し、淤泥質岩で特徴づけられる下半部の小口累層と、砂質岩で特徴づけられる上半部の志古累層に 2 大別することができる。本層群の分布区域のほぼ中央部、新宮図幅東半より阿田和図幅にかけては、火成岩体が広大な面積を占めて発達し、本層群は概ねこれに向い緩斜する半盆状構造をなして、東牟婁層群の構造と著しい対照を示している。本層群の時代については、従来しばしば論ぜられたところであるが、今回の調査においても新宮図幅西部の色川村小麦附近その他数地点で、第 1 表のごとき化石が得られ、その時代は新第三紀中新世中期と考えられる。

上に述べた火成岩体は、紀伊半島南東部に瓢状に分布する“熊野酸性火成岩類”として知られているものの南半部に当り、大部分黒雲母花崗斑岩からなり、縁辺部のきわめて限られた小区域に黒雲母流紋岩（多くは過晶質かつ凝灰質で、その一部は黒雲母花崗斑岩に移行するもの）があるが、両者の関係は未だ不明の点が多い。いずれも東牟婁層群および宮井層群を貫ぬき、あるいは蔽い、その貫入時期は中新世中期以後である。堆積岩類との接触部では接触変質がみられるが、その程度はわずかである。火成岩体内、ことに黒雲母花崗斑岩中には、種々の程度に変成作用を受けた大小の捕獲岩塊および外来結晶が多数散在しているのが認められる。

熊野酸性火成岩類は、西南日本外帯に分布する少数の花崗岩質岩石のうちの 1 つである点と、その噴出様式が広域噴出あるいは deroofting 型式に相当するものと考えられる点等で注目されている。両図幅内の本岩分布地域内には、大小の地塊が本岩にとりかこまれて所々に存在し、また両図幅内および図幅の北・南隣の地域で、周囲の既存の地盤に対して、貫入あるいは被覆の関係を有することが認められ、かつ岩体の大部

分の岩相が半深成岩に属するものである点等、その噴出様式は特徴のあるものと考えられる。第四系としては、洪積層としておもに海岸地域に段丘をなしている砂・礫および粘土層があり、沖積層としては各河川沿岸および海浜に砂・礫および粘土が認められる。

II. 2 各 説

II. 2. 1 東牟婁層群

本層群は、図幅地域内における基盤岩層をなし、おもに砂岩泥岩互層（図版3）からなり、その他礫質砂岩層および泥岩層を含む。



図版3 東牟婁層群の主体をなす砂岩泥岩互層の一例。
阿田和図幅北部の尾呂志村中立附近。

砂岩泥岩互層は、概括的に

- (1) 厚さ 10～30cm の中粒砂岩と厚さ 5～10cm の泥岩よりなる砂岩勝ちの互層、
- (2) 厚さ 20～50cm の泥岩と厚さ 5～1cm の細粒～中粒砂岩よりなる泥岩勝ちの互層、および (3) 厚さ各

5～10cm の中粒砂岩泥岩互層に 3 大別することができる。(1) はしばしば厚さ 5～10 m の泥岩層を挟有して、新宮図幅西部地域の南半部および同図幅南東部に、(2) および (3) は厚さ 5～30 m+ の礫質砂岩層あるいは泥岩層を挟有し、新宮図幅西部地域の北半部および阿田和図幅北部に、それぞれやゝ特徴的な岩相として認められる。なお新宮図幅北西部請川村地域においては、互層をなす砂岩層の堆積面に漣痕が印せられている場合があり、また稀に泥岩中に薄い炭質部を含んでいる。

礫質砂岩層は、請川村以北および阿田和図幅内に存在する。その薄層は尖滅することがあるが、厚層はよく連続して発達する。きわめて特徴ある岩相を有している。すなわち、細粒の基質とこれにより密に膠結された円礫とからなり、珪質かつ堅硬である場合が多く、新鮮な面では灰白色～帯青灰色、風化により帯褐色白色あるいはうすい

では数 1,000 m 以上に達する。また、化石を産出しないために、その時代を決定することはできない。

II. 2. 2 輝 緑 岩

阿田和図幅北部の尾呂志村では、東牟婁層群中に延長約 3 km、幅約 150 m の輝緑岩が岩床をなしてほぼ垂直に貫入しており、その一部は延長方向に伸びる山稜を形成している。この岩石は、新鮮な面では暗緑色、風化により灰緑色あるいは黒緑色を示し、きわめて堅硬緻密であって、肉眼では成分鉱物の判定が困難である。尾呂志街道における露岩は、東牟婁層群の黒色泥岩ときわめて類似した外観を呈している。貫入による接触変質は認められない。

鏡下では輝緑岩組織を呈し、斜長石と変質した有色鉱物とからなる。斜長石は曹灰長石に属し、最長 0.3 mm の柱状をなし、アルバイト双晶およびカルルスバッド双晶が普通であり、微弱な累帯構造を示している。ほとんど変質を受けていない。斜長石以外の造岩鉱物はすべて緑泥石類・蛇紋石類および方解石の集合体になっており、原鉱物を分別できない。他に緑泥石類あるいは石英・斜長石よりなる不規則な細脈が認められる。

この岩石で形成されている丸山の山頂部では、岩石中にバラ輝石がみいだされる。貫入の時期については、東牟婁層群堆積以後というほかには確証がない。

II. 2. 3 宮 井 層 群

本層群は、その分布地域の中央部に広く露出する熊野酸性火成岩類により分離されて、両図幅内の処々に分布しているが、新宮図幅西半部地域においては広い範囲を占め、かつ東牟婁層群を傾斜不整合を以て蔽う基底部より最上部までが、整合的に連続して発達しているのが観察される。⁴⁾

本層群を分けて、淤泥質岩で特徴づけられる下部を小口累層、砂質岩で特徴づけられる上部を志古累層とする。なお、熊野酸性火成岩類の東部地域および同岩類分布域内に、低地をなして露出するものは、岩相により小口累層上部および志古累層下部に相当するものと考えられる。

本層群は全体として盆状構造を示し、かつ東牟婁層群とは異なって地域的に軽微な

波状構造を示す以外は、特に褶曲構造はみられない。しかし、地塊運動の跡は処々に認めることができる。これは、宮井層群の堆積後、熊野酸性火成岩類が堆積盆地の広い範囲に亘り貫入した影響と考えられる。同岩類貫入の直接的影響を受けて、多くの小地塊に分割され、落差の小さい断層が多数発達している区域としては、新宮図幅の中北部および中南部～南西部地域が挙げられる。

また、熊野酸性火成岩類分布地域中に、島状に孤立して存在する堆積岩地塊の構造が、火成岩体周辺の堆積岩地域と連続性がなく、これは貫入に際して、基盤の地塊化が行われたことを推定させる。なお、火成岩類貫入により本層群の受けた変質は、きわめて局部的なものである。

本層群中より従来報告せられた化石のおもなもの^{5), 6)}、および今回あらたに得られた化石は、第1表に示す通りである(水野篤行^{註1)}の鑑定による)⁷⁾。下部の小口累層中より得られたものには、半深海帯—浅海帯の種が含まれ、上部の志古累層中より得られたものはすべて浅海帯に属するものである。これらの化石は、中新世中期を指示する。

第1表 (*印は新産のもの)

A. 和歌山県東牟婁郡色川村小麦(未区分層)

* <i>Trochus</i> sp.	<i>Anadara setoensis</i>
<i>Turritella kiiensis</i>	* <i>A. kiiensis</i>
* <i>T. kadonosawaensis</i>	* <i>Barbatia</i> sp.
* <i>T. s-hatai sagai</i>	* <i>Glycymeris vestitoides</i>
* <i>Neverita</i> cfr. <i>didyma</i>	* <i>G.</i> sp.
<i>Natica janthostoma</i>	* <i>G. junghuhuni</i>
* <i>Neptunea</i> cfr. <i>arthritica</i>	* <i>Pecten</i> sp.
* <i>Nassarius</i> cfr. <i>japonicus</i>	* <i>Mona</i> cfr. <i>radiata</i>
* <i>N. seclusus</i>	* <i>Crassatellites namus</i>
* <i>Olivella</i> cfr. <i>iwakiensis</i>	* <i>Vasticardium</i> sp.
* <i>Conus tokunagai</i>	* <i>Felaniella ferruginata</i>
* <i>Dentalium</i> cfr. <i>lentum</i>	* <i>Callista macra</i>
* <i>Saccella congiensis</i>	* <i>Meretrix</i> cfr. <i>meretrix</i>
* <i>Anadara nakamurai</i>	* <i>Dosinia anguloides</i>

註 1) 地質調査所, 地質部

- | | |
|----------------------------------|--|
| * <i>Dosinia nomurai</i> | * <i>Macoma tokyoensis</i> |
| * <i>D. akaisiana</i> | * <i>Angulus</i> cfr. <i>venulosus</i> |
| * <i>D. odosensis</i> | * <i>Glaucanome</i> sp. |
| * <i>Timoclea nipponica</i> | * <i>Phaxas</i> sp. |
| * <i>Venerupis siratoriensis</i> | * <i>Solen</i> cfr. <i>gouldi</i> |
| * <i>Gari</i> sp. | |

B. 和歌山県東牟婁郡小川村成見川上流 (小口累層)

- | | |
|--------------------------------|-------------------------------------|
| * <i>Thyasira bisecta</i> | * <i>Solemya tokunagai</i> |
| * <i>Lucinoma</i> sp. | * <i>Turritella s-hataii</i> |
| * <i>L.</i> cfr. <i>izirii</i> | * <i>T. tanaguraensis</i> |
| * <i>L. acutilineata</i> | * <i>Portlandia murayamai</i> (MS.) |

C. 和歌山県東牟婁郡小口村北ノ川 (小口累層)

- * *Macoma optiva*

D. 和歌山県東牟婁郡三津野村万歳峠 (小口累層)

- * *Anadara nakamurai*
* *Trapezium* cfr. *japonicum*

E. 三重県南牟婁郡相野谷村阪松原 (志古累層)

Septifer sp.

Coral gen. et sp. indet.

F. 和歌山県東牟婁郡新宮市木ノ川 (志古累層)

Pecten sp.

従来報告された化石については、以下にその代表的なもののみを記すにとゞめた。

G. 和歌山県東牟婁郡九重村宮井炭坑附近⁶⁾ (志古累層)

Turritella kiensis
Nassarius (Hinia) simizui
Anadara setoensis
Aloidis cfr. *succincta*

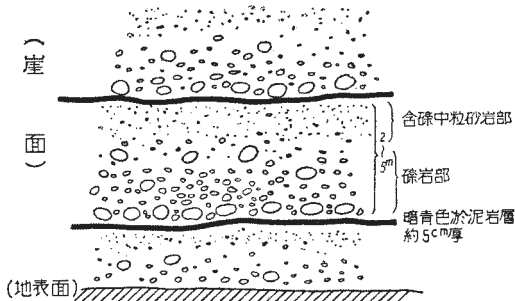
H. 和歌山県東牟婁郡小口村大倉畑峠⁵⁾ (小口累層)

Yoldia sp.

II. 2. 3. 1 小口累層

本累層は、下位より礫岩層・淤泥岩層・砂岩淤泥岩互層の3層に区分され、淤泥岩層のうちには、角礫質淤泥岩層および砂岩層として区別しうる部分を少し挟む。

礫岩層 小口累層の基底部には、東牟婁層群を傾斜不整合の関係で蔽う礫岩層があり、新宮図幅西部地域にほゞ南北に連続して分布する。この基底礫岩層は北部より南部



第4図 請川村請川谷における宮井層群の基底礫岩層の岩相の模式図。(崖の下部の一部)

請川谷附近以北においては、小口累層は請川谷西側をほゞ南北に弧状に走る断層により東牟婁層群に接し、基底礫岩は露出していないが、請川谷西側の山腹より南方は礫岩層が連続して分布する。請川谷主沢の崖には、小断層により礫岩層の上半部が小区域に露出している。こゝでは高さ約20mの崖面に、垂直距離2～5mごとに厚さ

約5cmの暗青色淤泥岩層があつて、これにより礫岩層は数層に区分される。各層はそれぞれ同様の堆積相の繰返しを示し、最下位には長径20～30cmの亜角礫が並び、上位に向うに従い礫の径を減じ、上限の淤泥岩層の直下は含礫中粒砂岩となる(第4図)。



図版4 新宮図幅西部地域の小口村大原附近における宮井層群の基底礫岩層。

礫の種類は、細粒～中粒珪質砂岩がおもで、他に請川村地域の東牟婁層群に属する礫質砂岩を少量含み、またチャート・黒色泥岩の細礫をきわめて僅かに含む。層厚は約

部に至るに従いその層厚を減じ、岩質も含礫砂岩に移化する。これらの事実は、北より(a)和歌山県東牟婁郡請川村請川谷、(b)同郡小口村大原、(c)同郡同村北ノ川等の標式的露出地において明らかに観察される。

40 m と推定される。

このような堆積様式は、請川谷南方の皆瀬川以南においては認め得ない。

大原附近においては、基底礫岩層は和田川の河岸およびその北方の小支沢中流に露出する(図版4)。この地域における本層は塊状無層理であり、大小の円礫が密在し、その間隙を細礫あるいは粗粒砂が充填している。礫の種類は、細粒～中粒珪質砂岩であって、その径は5 cm 程度のものが大半を占め、20 cm 前後のものはきわめて稀である。層厚は30～40 m と推定される。北上するに従って請川谷地域の岩相に移化する傾向を示している。

北ノ川における本層は、北ノ川南方の河岸に露出している。ここでは、礫が全体として疎となり、含礫中粒砂岩となる。礫は中粒砂岩中に部分的にレンズ状に密集する傾向がある。礫は径5 cm 程度の珪質砂岩の円礫を主とし、径10 cm に達することはきわめて稀である。層厚は約30 m と推定される。

北ノ川以南の地域では、断層のために新宮図幅内には本礫岩層は認められないが、図幅南隣の地域には、前記の北ノ川附近とほぼ同様の岩相を有する本層が見られる。

新宮図幅東北部の尾呂志村にも基底礫岩層が分布する。層厚は30～80 m で、下半部は礫が密集し、上半部は礫が散在あるいは局部的に密集しており、含礫中粒砂岩の岩相を示している。礫は径3～5 cm の中粒～粗粒砂岩の円礫を主とし、少量のチャート、稀に絹雲母石英片岩の小礫を含んでいる。

また新宮図幅南東部の海岸では、東牟婁層群の砂岩泥岩互層を傾斜不整合に蔽って、まったく礫を含まない中粒～粗粒砂岩が分布している。同砂岩中には径20 cm 程度を最大とする団球が多数認められる。

上述のごとく、この基底礫岩層は、その分布地域によりそれぞれ岩相を異にしているが、常に最上部に至って礫を急激に減じ、かつ間隙を埋める砂の粒度も小さくなり、上位の淤泥岩層に移化する。

淤泥岩層 新宮図幅西部地域において最も標式的に発達している。

本層は図幅南西部の色川村檜原および小川村北端の771.2 m 点を結ぶWNW—ESEの断層を境としてその構造を異にし、断層以北においては、走向N—SないしNNE—SSW であるが、以南においては地区ごとに区々の走向を示し、南するに従って東西性の褶曲軸を有するゆるやかな波状構造、あるいは軽微な地塊運動の影響が認めら

れるに至る。この傾向は当図幅に南接する地域の本層の一般構造であって、この図幅のこの地域は丁度 N—S および E—W 両走向の移化部に相当することを示している。

岩相は南北で差がみられ、北方の請川村大津荷および請川谷附近では、下部に厚さ 1～2 m の中粒～粗粒砂岩層が介在するのを除いては、全層均質な黒色淤泥岩よりなるが、南部の小口・色川村界附近以南においては、黒色淤泥岩中に角礫質淤泥岩（北ノ川南東方地域）あるいは中粒～粗粒砂岩（ナベワレ谷およびフドノ谷、ならびに那智谷上流地域）が介在しており、北方の本層に比較し変化に富んでいる。

上記の黒色淤泥岩は、一般に塊状、緻密、均質で、風化により褐色を帯び不規則な角状の細片に割れる。

北ノ川南東方の角礫質淤泥岩は、地質図に示すごとく全体として南北に連なり、細粒～中粒砂岩の径 1～20 cm、特に 2～4 cm のものを主とする角礫ないし亜角礫の間隙を淤泥～細粒砂が埋めたもので、円礫および泥岩の角礫がきわめて稀に含まれている。

フドノ谷中流における中粒～粗粒砂岩層は、時に礫質となり、5～20 cm の厚さで淤泥岩中に縞状に存在する場合と、厚さ 1～5 m で層状に介在する場合とがあるが、いずれの場合にも層厚の膨縮がはなはだしく、水平的の連続性に乏しい。

ナベワレ谷上流における粗粒砂岩層は層厚 40～50 m、那智谷上流のものは層厚 10～20 m に達するが、ともに局部的に発達しているものようである。なおナベワレ谷下流において、転石中より第 1 表 B に示すような化石を得た。

新宮図幅東部地域の尾呂志村片川・相野谷川沿岸・宇久井村高津気および海岸地域に分布するものは、いずれも均質、塊状の淤泥岩であり、たゞ南東部の三輪崎西方では、局部的に厚さ 10～15 cm の細粒砂岩と互層をなす場合もある。同図幅中央部の高田村高田の本層は、やゝ堅硬な岩質を示している。

本層の最上部には、5～10 cm 間隔の層理が認められる場合が多く、また厚さ 0.5 cm 前後の細粒砂岩の薄層を挟有するようになり、上位の砂岩淤泥岩互層に移化する。本層の層厚は約 700～1,000 m と推定される。

砂岩淤泥岩互層 この互層は新宮図幅西部地域においては顕著に発達し、約 300～500 m の厚さを有するが、東漸するに従い次第に消滅し・中央部の高田村地域において、すでに層厚がきわめて薄く約 50 m となり、東部地域の三輪崎西方の木ノ川およ

び相野谷川地域ではその存在が認められず、淤泥岩層上に直接志古累層最下部の砂岩層が載る。

西部地域における本層は、主として黒色淤泥岩および灰色細粒砂岩の各5～30 cmの厚さの互層よりなるが、地域により淤泥岩層が単独に厚く発達する場合もあり、それぞれ小口村滝本・同村小口和田川下流・九重村十津川下流等にて観察される。

II. 2. 3. 2 志古累層

本累層は下位より、(A) 砂岩層（一部含炭層）・(B) 砂岩淤泥岩互層・(C) 砂岩層・(D) 砂岩淤泥岩互層・(E) 砂岩淤泥岩層に5区分される。たゞし地質図には(A), (B), (C), (D) を合して砂岩層 (Ms_1), (E) を砂岩淤泥岩層 (Ms_2) として示してある。(B) より上位のものは新宮図幅の西部にみられるだけである。

砂岩層（一部含炭層） 本層は下位の小口累層最上部の砂岩淤泥岩互層、あるいはこれを欠く地域では小口累層の淤泥岩層から移化する。すなわち互層の場合には、互層の上部で次第に細粒砂岩の粒度および層厚を増して砂岩層に移化し、また淤泥岩層の場合には、その最上部に中粒砂岩の薄層を挟む厚さ5～10 m前後の部分を経て砂岩層に移化する。

新宮図幅西部地域における本層は、60～70 mの厚さを有し、小口村長井附近を境として、その北と南とで岩相を異にする。すなわち北では全体として塊状無層理であるが、中位に厚さ5～10 mの夾炭淤泥岩層が認められる。これより下部は厚さ約30 mの灰白色中粒～粗粒砂岩よりなり、粗粒部には細粒を含む場合が多い。一方、夾炭淤泥岩層より上部は厚さ約30 mの灰白色中粒～粗粒砂岩からなり、比較的層理がよく発達し、偽層を示す場合も多く、また多数の砂管を有する。夾炭淤泥岩層は、同図幅北端の九重村宮井附近より小口村長井附近まで連続し、炭層は各地において採掘されている。

長井以南の本砂岩層は部分的に細礫を含む場合があるが、大部分は灰白色細粒～中粒砂岩よりなり、夾炭淤泥岩層は認められず、南部に向って層厚を減ずる。北部では塊状であるが、南部では偽層の発達する部分が認められる。

新宮図幅中央部の高田村高田および御船村浅里における本層は、きわめて粗粒塊状の灰白色砂岩よりなり、その下部に薄い炭層を挟有しており、現在小規模に採掘されている。

同図幅東部の相野谷川上流における本層は、径 1～3 cm の円礫を密に含む礫質部が介在する中粒～粗粒砂岩層よりなり、第 1 表 E に示したような化石を産する。また南東部の三輪崎西方木ノ川における本層は、帯青灰色の中粒～粗粒砂岩層よりなり、これから第 1 表 F に示したような化石を得た。

砂岩淤泥岩互層 上記の砂岩層は、上位に向って淤泥岩層の夾みを増し、本互層に移化する。この互層は九重村音川附近、小口村小口北方のトンネル附近で観察されるが、主として厚さ各 5～30 cm の灰白色細粒砂岩と淤泥岩とから構成され、北部においては、厚さ約 3 m 程度の灰白色中粒～粗粒砂岩を数枚挟有している。層厚は大体 100 m 前後であるが、北部で厚く南部でやゝ薄くなる。

本層の最上部では、互層をなす砂岩層が層厚を増し、上位の砂岩層に移化する。

砂岩層 層厚 50～70 m の下部砂岩層、層厚 30 m 前後の中部砂岩淤泥岩互層および層厚 80～100 m の上部砂岩層の 3 つに細分され、層厚は全体として分布地域の中央部で厚く、北部および南部でやゝ薄くなる。

下部砂岩層 青灰色中粒～粗粒砂岩よりなり、部分的に細礫を含み、偽層が発達し多数の砂管を認めうる。また時に淤泥岩の薄層を挟有し、これは炭質を帯びる場合がある。本層は九重村志古北方のトンネル内によく露出している。

中部砂岩淤泥岩互層 厚さ各 10～30 cm の灰色細粒砂岩・淤泥岩の互層を主とするが、時には細粒砂岩の粒度がきわめて小となり、互層する淤泥岩層との区別が不明瞭となる場合がある。本層は九重村志古附近・小口村小和瀬附近等で観察される。

上部砂岩層 青灰色中粒～粗粒砂岩よりなり、偽層の発達もみられるが、全体として下部砂岩層に比較し塊状、無層理、堅硬である。本層は小口村小和瀬附近において観察せられ、層厚は当地域において最も厚く、南部に向うに従い減少する。本層の上位は次の砂岩淤泥岩互層に漸移する。

砂岩淤泥岩互層 厚さ各 5～30 cm の灰色細粒砂岩・淤泥岩の互層を主とし、小口村大山附近で観察され、北部では淤泥岩に富む傾向がある。層厚は 30 m 前後である。本層の最上部では砂岩の粒度が大となり砂岩層の発達が優勢となり、上位の砂岩淤泥岩層に移化する。

砂岩淤泥岩層 本層は図幅地域内における宮井層群の最上部層で新宮図幅中央部に分布し、その東辺は火成岩類により限られている。きわめて粗粒の灰白色砂岩を主と

し、淤泥岩稀に細粒砂岩あるいはこれらの薄い互層を挟有する。

主体をなす砂岩の粒度は、下位のいずれの砂岩のそれよりも大であり、おもな構成鉱物である石英・長石類の円磨度はきわめて低い。偽層の発達が著しく、時に径10～20 cmの石灰質団塊を含む。全体として膠結度が弱く、風化により崩壊して砂状を呈するのが常である。また挟有する細粒砂岩にはきわめて堅硬なものがあり、この部分が風化に堪えて板状に突出し、その間が空洞状に侵されている場合もしばしば見られる。またこの砂岩は局部的に礫を含み、そのなかには結晶片岩の礫もみられる。例えば小口村橋久保南方の本層中には、片理の方向に伸長した2×1×1 cmを最大とする絹雲母片岩の直方体状の礫が密集して、厚さ約4 cmの薄層をなしている。

本層の層厚は150 m以上と推定される。

II. 2. 3. 3 未区分層^{8), 9)}

新宮図幅西部地域の志古累層は、小口村向野附近までは北より連続して分布しているが、こゝで黒雲母花崗斑岩に切られ、色川村内の宝泉嶽の西部、小麦附近にふたたび現われている。この附近より南方では、黒雲母花崗斑岩体をとりかこむような形をして、色川村坂足・大野および那智町に亘り分布しているが、これらの地域の岩相は北部のものと比較して、砂岩層がきわめて薄くなって、淤泥岩および淤泥岩と灰色細粒～中粒砂岩との厚さ各5～20 cmの互層に富んでおり、北部地域のように細区分することは困難であるので、未区分層として一括した。

図幅内の本層の分布地域は小区域で、また熊野酸性火成岩類貫入の影響により擾乱を受けて、多くの断層が発達している。なお、本層の分布地域の北端、色川村小麦附近には、北部の志古累層の最下部砂岩層の南方延長と思われる灰白色中粒～粗粒砂岩層(本層の最下部に相当する)が分布しているが、偽層が発達していて、第1表Aに示すような介化石を得た。また、この砂岩層中には15 cm程度の石炭層が介在している。

II. 2. 4 熊野酸性火成岩類および脈岩類

両図幅内に分布する熊野酸性火成岩類としては、黒雲母花崗斑岩および過晶質黒雲母流紋岩があり¹⁰⁾、脈岩類としては、微球顆状黒雲母流紋岩・石英斑岩および文象斑岩がある。

II. 2. 4. 1 微球顆状黒雲母流紋岩

本岩は新宮図幅中北部の三津野村日足西方において、宮井層群を貫ぬき、小岩脈として露出している。また同村山本附近にも道路沿いに露出しており、15～50 cm 間隔を有する水平な節理が発達し、一見すると成層岩のような外見を示している。宮井層群および黒雲母花崗斑岩との接触部は直接認められないが、周辺の黒雲母花崗斑岩の縁辺相中に本岩の小岩片が認められるので、本岩は日足西方のものと同じく、宮井層群中に岩脈として貫入し、黒雲母花崗斑岩により貫入あるいは被覆されているものと思われる。

本岩の新鮮な面は帯青灰色を呈し、風化により帯褐緑色となり、後述する過晶質黒雲母流紋岩の外観に似ている。肉眼で石英・長石類および緑色化した黒雲母の斑晶を認めうる。

鏡下では、斑晶として石英・斜長石・アノソクレスおよび黒雲母が認められ、石英はほぼ自形を保ち、石基により僅かに融蝕を受け、軽微な波状消光を呈する。斜長石は灰曹長石—中性長石に属し、累帯構造が普通であり、いずれも新鮮かつ自形を呈している。アノソクレスは後述する黒雲母花崗斑岩中のものと光学的性質に大差がない。黒雲母は2次的変質を受けてすべて緑色を呈しており、新鮮なものは見出されない。

石基は微球顆状構造を示し、密在する微球顆の間隙を長石および石英の微細な結晶集合体が埋めている。

II. 2. 4. 2 黒雲母花崗斑岩

両図幅に亘り広く分布する。緻密、細粒の石基中に石英・長石の斑晶および少量の黒雲母を認めうる暗灰色の斑状岩である。これらの斑晶のほかにも、おもに微細な緑色鉱物・黒雲母および鉄鉱よりなる不規則な形状の長径1 cm以下の緑色部が、斑晶と同程度に密に存在しており、石基中の緑色斑点とともに、本岩にやゝ緑色がかった色調を与えている。また、最大長径1 cm、通常0.5 cm内外の小晶洞がおおむね全露出に亘り発達し、晶洞中には雲母類・沸石類および緑泥石類等の小結晶が晶出している。

本岩はきわめて堅硬であり、かつ風化に対する抵抗が強いが、厚さ1～3 cmの風化部が堅硬な被膜として岩石表面を被覆しており、新鮮な標本の採取に困難を感じる。

本岩には柱状節理の発達が普遍的で、岩体の縁辺部に相当する小口村越前峠北西方、上川村天瀬谷中流等においては、柱の横断面は長径 50cm 程度、岩体の中央部に相当する熊野川沿岸等においては、これがさらに大となり 1～3 m に達する。節理の傾斜は岩体中央部を横断する熊野川沿岸では、ほとんどすべて垂直ないし北東へ 70～80° 傾斜し、他の地域においてもこれより傾斜がゆるくなることはない。これに対して板状節理はきわめて稀であり、僅かに新宮中学校一越路峠間および尾呂志村片川上地西方において認められる程度である。このような柱状節理の発達と風化に強い岩質のために、岩体内では各所に高崖が発達している。

本岩は肉眼的にはほぼ一様の岩相を示しているが、鏡下における観察により、その石基の構造が、(1) 微文象構造を呈するもの、(2) 微花崗岩構造を呈するもの、および (3) 玻璃質～隱微晶質を示すもの、に 3 区分することができる。これらのうち (1) はきわめて限られた小区域に分布し、熊野川下流南檜杖、高田村高田川の中下流沿岸、御船村浅里南方および相野谷川下流鮎田等の、全岩体のほぼ中央部でかつ低高度の地域に分布する。(2) は最も広く、本岩分布地域のほとんど大部を占めている。(1) と (2) の関係については、例えば高田川沿岸においてみられるように、(1) の上位を占めてこれと漸移的に (2) が発達しているようである。(3) は新宮図幅南東部の佐野西方の木ノ川、同図幅中北部の三津野村山本附近等、岩体の縁辺部に認められるが、縁辺相として、普遍的なものではなく、きわめて限られた分布を示している。(2) とは漸移の関係にある。

鏡下における観察の結果は次の通りである。すなわち (1) および (2) は石基の構造以外には両者の間に著しい相違は認められない。(1) の石基はほとんどすべて微文象連晶をなす石英・アルカリ長石により形成されている。斜長石は比較的少量で多くは明瞭な自形を保ち、アルバイト双晶をなし正累帯構造を呈しており、内部は $Ab_{40}An_{60}$ 、外縁は $Ab_{70}An_{30}$ である。(2) の石基は自形～半自形を示す石英・アルカリ長石および少量の黒雲母により形成される微花崗岩構造を呈する。アルカリ長石は自形を呈し、カルルスバッド双晶を示すことが多い。斜長石はきわめて少量であり、軽微な正累帯構造を示し、内部は $Ab_{60}An_{40}$ 、外縁は $Ab_{70}An_{30}$ である。

斑晶としては (1) および (2) とともに石英・アルカリ長石・斜長石および黒雲母

を含む。前3者の大きなものは長径2 cmに達する。石英は多く融蝕形を呈している。アルカリ長石も同様の場合があるが、斜長石は融蝕されず明瞭な輪廓線を有している。

石英の中心部には微細な包有物が含まれる場合があり、外縁部の割目に沿い電気石が形成されていることがある。

アルカリ長石はほぼ自形を呈し、あるものはカルルスバッド双晶をなす。微斜長石構造およびペルト石構造は認められない。光軸角は $10 \sim 50^\circ$ の範囲に亘り、アノーソクレスに相当するものと考えられ、光軸角の大小には(3) < (1) < (2)の関係がみられる。また適当に裁断された単晶では累帯構造が観察され、光軸角は内部より外部に向い大となる。アルカリ長石のなかには、斜長石の外套で囲繞されているものがある。内部のアルカリ長石はカルルスバッド双晶をなし、外部の斜長石はアルバイト双晶とペリクリン双晶の組み合わせによる粗い篩状構造を示しており、両者の境界にはミルメカイトが認められる。

斜長石斑晶はアルバイト双晶をなす個体として存在する場合もあるが、2ないし数個の個体の集合体として存在する場合がきわめて多い。この場合には透入双晶をなす場合もあり、あるいは不規則面での結合の場合もある。累帯構造を呈しており、内部は $Ab_{40} An_{60} \sim Ab_{60} An_{40}$ 、外縁は $Ab_{60} An_{40} \sim Ab_{70} An_{30}$ を示し、(1)および(2)の間に著しい相違は認められない。また(2)中の斑晶として篩状構造を示す斜長石がしばしば認められる。

黒雲母は唯一の有色鉱物斑晶であるが、きわめて少量でありかつ形が小さく、ほとんどすべて緑泥石に変質しており、新鮮なものは少ない。風信子鉱を包含し、磁鉄鉱を随伴している。

副成分鉱物としては、燐灰石・電気石・風信子鉱および柘榴石等がおもなものである。

(3)においては、石基は玻璃質、隠微晶質ないし微晶質で、(1)および(2)とは著しい対照を示している。石基に含まれる微細な鉄鉱が、流状構造に従って配列している場合もある。斑晶としては石英・アルカリ長石・斜長石および黒雲母があり、圧碎作用を受けた影響が認められる場合が多い。黒雲母は(1)および(2)の場合と異なり、新鮮であり、かつ大きく発達している。この岩石は肉眼的にも、鏡下にお

いても、後述する過晶質石英粗面岩に類似している。

当地域の花崗斑岩は多くの捕獲岩片を含んでおり、その大なるものは長径 1 m に達するが、10cm 以下の場合が普通であり、球状、楕円体状あるいは板状を呈している。すべて岩漿の影響を強く受けて変成している¹¹⁾。また岩体中にはおもに緑泥石・鉄鉱・黒雲母および榑石等よりなる暗緑色の斑点が密に存在し、また岩体の全般に亘って紅柱石等の外来結晶が認められ、これらも捕獲岩片と母岩漿との反応の結果生成されたものと考えられる。この紅柱石は母岩漿との反応のために、多くは不規則な輪廓を有し、その反応縁には緑色ないし帯紫赤色の尖晶石が晶出している。各部分における捕獲岩片および外来結晶の疎密度は大体 (1) > (2) > (3) である。捕獲岩片の源岩としては、礫土質堆積岩が主たるものであるが、これ以外に基性斜長石・輝石よりなるオフィティック組織を示す塩基性火成岩、あるいは普通輝石安山岩も認められ、これらの起源は宮井層群だけでなく、同層群より下位にも求められるべきものであろう。

本岩と周辺の堆積岩類、おもに宮井層群との関係は、新宮図幅内では、岩体南西部の小口村滝本南東の宝竜滝、岩体南東部の新宮市三輪崎北方、あるいは阿田和図幅南部の鵜殿村飯盛附近等では貫入関係にある。接触部における接触変質作用はきわめて僅かである。他の地域では、露出状態が不良のため、両者の接触部を観察できる地点がない。しかし、新宮図幅南接の地域あるいは北方地域には、本岩が宮井層群を被覆する地点もあるとのことである。

阿田和図幅内の各地に見られる小岩脈は、東牟婁層群を貫ぬき、その貫入時期は前記の広大な黒雲母花崗斑岩と同時期と考えられる。これらは (2) 型に属する岩相を有しているが、緑色斑点および捕獲岩片はほとんど認められず、肉眼で灰色に近い外観を呈する。北部の市木村矢熊に存在するものには柘榴石が多く含まれている。

II. 2. 4. 3 過晶質黒雲母流紋岩

本岩は黒雲母花崗斑岩体と堆積岩との境界部に局部的に見出されるのが普通であるが、新宮市佐野・宇久井村高津気においては小規模の岩脈として存在しており、また尾呂志村片川上地においては、周辺を黒雲母花崗斑岩により取り囲まれる低地をなして分布している。

本岩は風化に対する抵抗が弱く、侵蝕により低平な地形あるいは尖塔状の特有な地

形を示している(図版5)。新鮮なものは帯緑灰色であるが、普通は風化により褐色がかって見え、崩れ易く良好な標本は得難い。肉眼では細粒基質中に斑晶状の石英・長石および黒雲母が認められ、また微細鉱物よりなる暗緑色の斑点が散在している。時に紅色の柘榴石を含む場合がある。外観が凝灰岩あるいは粗粒砂岩に類似する場合も多い。



図版5 新宮図幅西部地域の小口村兵連附近における過晶質黒雲母流紋岩の露岩様式。風化により尖塔状の形態を呈する。この右方には黒雲母花崗斑岩が接している。

本岩と黒雲母花崗斑岩との関係は、入鹿村楊枝川上流の北岸・上川村天瀬谷・小口村越前峠北西方および高田村西高田西方等において観察されるが、最も明瞭に両者の関係を知りうる楊枝川上流北岸では、両者は移化関係にある。しかし図幅北隣の地域では、この岩石は単独で広大な分布を示し、いろいろな点でこの図幅内と趣を異にしているようである。

堆積岩類との関係は、通常は岩層のため観察し得ないが、阿田和図幅内の井田村神ノ内においては、明らかに宮井層群を貫ぬきこれに軽微な接触変質を与えている。

また本岩中には、未変成の黒色淤泥岩を主とする堆積岩の長径1～3cmの角礫ないし亜角礫を含んでいる場合が普通であり、ことに小口村兵連・同村越前峠北西方等の堆積岩類との境界附近においては、大なるものは長径1m以上、通常は長径10～20cm大の岩塊を多数包含している。上川村以北においては、図幅外北方地域に分布する珪長質流紋岩片を捕獲している。

鏡下では石基は潜晶質ないし微晶質であり、後者では石英・斜長石および黒雲母の微晶よりなっている。

斑晶としては、石英・斜長石・アルカリ長石および黒雲母がある。進入に伴ったものと考えられる圧碎作用を受けた影響を、しばしば認めることができる。

石英は融蝕形を示し、包有物は含まれていない。斜長石は中性長石に属し、黒雲母

花崗斑岩と同じく、数個体が密集あるいは組み合せて斑晶をなしている場合が多い。斜長石内には劈開線に沿って多くの曹長石が形成されているのが常であるが、これら曹長石はいずれも光学的に同一方位を示している。アルカリ長石は比較的少量で、アノソクレースに属する。黒雲母は一般に緑泥石化作用を受けているが、新鮮なものも時に認められる。

II. 2. 4. 4 石英斑岩

新宮図幅中北部の三津野村志古西方に、宮井層群を貫ぬく小岩脈として存在する優白色ないし帯緑灰色の岩石で、肉眼で石英・長石の斑晶を認めうる。

鏡下では隠微晶質の石基中に、斑晶として石英・斜長石・アルカリ長石および黒雲母が見られる。石英は多少融蝕を受けた自形を示しており、包有物を含まない。斜長石はおもにアルバイト双晶をなし、それら数個体が不規則面で結合した集合体として存在する場合が多く、汚濁されており、曹長石分に富む中性長石に属する。アルカリ長石は自形ないし半自形を呈し汚濁されている。黒雲母はすべて緑泥石に変質しており、風信子鉱および榭石を包含している。

II. 2. 4. 5 文象斑岩

新宮図幅北西部の請川村地域内に数本の岩脈として存在する暗灰色の岩石で、肉眼で石英・長石および黒雲母を認めうる。風化により純白色に近くなる。

鏡下では石基は文象構造を呈しているが、変質により汚濁されて無数の針状絹雲母が散在している。斑晶には石英・斜長石・アルカリ長石および黒雲母がある。石英は多少の融蝕を受けた自形を示し、微細な包有物を含んでいる。長石類はすべて汚濁され多数の絹雲母を生じていて、その成分はわからない。黒雲母はすべて緑泥石に変質しており、風信子鉱・榭石等を包含している。石英以外の斑晶はほとんどすべて方解石により多少とも交代されている。

これらの岩脈群は、紀伊半島中軸部の“大峯酸性岩類”の最南端部に相当するものと考えられ、図幅北方地域に分布する。本地域において、宮井層群を貫ぬいでいるので、その貫入時期は新第三紀中新世以後である。

II. 2. 5 第四系

II. 2. 5. 1 段丘堆積層

阿田和図幅および新宮図幅の海岸地域に海岸段丘をなして堆積する礫層，および熊野川下流・尾呂志川および相野谷川流域に段丘状をなして堆積する河成礫層とがある。これらの礫層の礫には砂岩・泥岩・淤泥岩・花崗斑岩および流紋岩があり，径は1～10cmの多岐に亘り，花崗斑岩は比較的大礫をなすが10cmを超える場合は少ない。礫層中には砂層および粘土層が局部的に挟まれ，新宮市広角東方の鉄道沿線等においてよく観察することができる。

II. 2. 5. 2 沖 積 層

沖積層としては海浜を形成する礫・砂，各河川沿岸低地帯の砂・礫および粘土がある。

なお新宮市内には天然記念物として「浮島の森」という小地域があり，これは沼沢地内に他と隔絶した植物相を有する島状の泥炭層よりなる地域である。

III. 応 用 地 質

III. 1 銅 鉱

図幅地域内の金属鉱床としては，両図幅に亘り広く分布する熊野酸性火成岩類により貫ぬかれる東牟婁層群および宮井層群中に，銅鉱脈が賦存している。これらの銅鉱脈は，すべて断層に沿う断層鍾かあるいは裂罅充填式の鉱脈群であって，その分布をみると，南北に長く伸びた熊野酸性火成岩体の南端および北端，あるいは同岩体の彎曲部に近接した地域に鉱脈群の発達が見られる。すなわち，熊野酸性火成岩体の北部には新宮図幅北隣に紀州鉱山があって，その鉱脈群の一部は，図幅北端の車取地域に分布しており，南部には，図幅南隣に妙法鉱山があり，いずれも現在稼行されている。これらに対して，酸性火成岩体の東西両辺に沿った地域には優勢な鉱脈はなく，例えば東辺には新宮図幅北東部の尾呂志村西原，南東部の新宮市佐野，宇久井村高津気，西辺には新宮図幅中央部に近く小口村小和瀬および同村上長井等に鉱床があって，これらは紀州鉱山や妙法鉱山と同型式のものであるが，いずれも小規模で現在は稼行されていない。なお酸性火成岩体の内部には銅鉱脈は知られていない。酸性火成岩体の形状と銅鉱脈の発達との上述の関係は，この地方の銅鉱脈が，熊野酸性火成岩類

の貫入に関係した周辺地域の地塊運動と密接に関連して生成されたものであり、特に岩体の南北両端に近い地塊運動の著しかった地区に発達したことを示している。^{12), 13)}

車取地域 本地区には、宮井層群の最上部砂岩層およびその下位の砂岩淤泥岩互層が分布する。この地区の砂岩淤泥岩互層は淤泥岩層が厚く発達し、全体として淤泥岩層といえる岩相を示し、西方に広く分布する本層とは趣を異にしている。鉍脈はN70°~80°W方向に走る落差の小さな、ほぼ垂直の断層に沿って発達し、鉍脈中には母岩の角礫を多く含んでいる。鉍脈は黄銅鉍を主とし、方鉛鉍・閃亜鉛鉍を伴う方解石脈で、上記の互層を母岩とする部分で幅0.5~1mであるが、最上部砂岩層中では10cm以下となる。

佐野鉍山 新宮図幅南東部の新宮市佐野にあり、紀勢西線の紀伊佐野駅より西方約1kmにて達する。この地区には宮井層群下部の淤泥岩層が分布していて、鉍山附近では局部的に細粒砂岩と互層している。現在休山中で坑内に入ることはできないが、資料によれば、鉍脈は近傍の黒雲母花崗斑岩体の縁辺にほぼ平行に走るN20°W、やや西落ちの垂直に近い小断層に沿った断層鍾で、黄鉄鉍および黄銅鉍を伴う石英脈である。

これら両地域以外のものはすべて休山中で、かつ資料がないために、その状況が現在ではわからない。

III. 2 螢石

新宮図幅西北部の請川村松畑東北方約500mの地点に螢石鉍床がある。この地域には、宮井層群下部の小口累層に属する黒色淤泥岩層が分布していて、鉍床は本層中に発達している鉍脈型浅成鉍床である。N60°E方向に掘進された3坑道があるが、鉍山は数年前より休山している。そのために詳細はわからないが、鉍石はおもに石英と螢石とからなり、黄鉄鉍を伴っている場合が多いようである。螢石は0.5cm内外の粒度で緑色を呈している。

III. 3 石炭

新第三紀宮井層群の上半部、志古累層の最下部砂岩層は石炭層を挟有しており、昔から熊野炭田あるいは宮井炭田として開発されている。

炭層が広く分布しかつ開発の進んでいる地域は新宮図幅中北端の上川村小船および九重村宮井附近から、炭層の縮小消滅する小口村長井附近に至る地域のみであり、同図幅中央部に地塊をなす高田村地域がこれに次ぎ、同中央部の御船村浅里および南西部の色川村小麦附近では、きわめて薄い炭層の存在が知られているのみである。これら各地域の炭層は、地質的にほぼ同層準に属するものと考えられ、炭質はいずれも無煙炭で、発熱量は4,000～6,000カロリー、粉炭化され易い。このような炭質は、熊野酸性火成岩類等の活動をともなった火成活動の影響によりできたものと思われる。なお小口村兵連においては、過晶質黒雲母流紋岩中に取り込まれたものと推定される炭層を含む地塊があり、往時利用されたようではあるが、稼行の対象とはならないものである。

上川村小船附近における炭層は、炭丈40～100cmで、中間に炭質頁岩あるいは黒色頁岩の夾みを有するが、図幅の北隣地域に至るに従い炭丈が薄くなり、稼行の対象とならなくなる。この炭層は宮井—長井地域においては、長井附近より北の地域では、炭丈20～50cmの上層と20～60cmの下層との2炭層に分れ、上層・下層間には厚さ0.2～4mの黒色頁岩および縞状炭よりなる夾みを有する。長井附近では、上層の厚さは20～30cm、下層は数cm程度に薄くなり、上層・下層間の夾みは厚さが7m前後となる。長井以南では炭層は認められない。

地域内には数炭鉱があり、往時は合計月産約7,500トン程度の出炭があったことがあり、当時の各炭鉱の状況については、武市敏雄(本所大阪駐在員)によって詳述されている¹⁴⁾。現在は炭鉱の約半数が休山している。

高田村地域においては、北部の笹地附近できわめて小規模に採掘されているものがあるが、炭丈が40cm前後で、炭層は30～40°の傾斜を有しているために、採掘上の支障が多いものと予想される。

III. 4 石 材

黒雲母花崗斑岩が従来建築石材としてしばしば利用されていたが、緑泥石および鉄鉱等よりなる緑色斑点部が風化により直ちに凹み、あるいは酸化されて褐色斑点となって外観を損なうことと小晶洞の多いこととのために、建築石材としての価値が減じた。従って同岩は現在では、阿田和図幅北部の市木村矢熊の小岩脈が小規模に利用さ

れているのみで、他の地域のものはほとんど採掘されておらず、もっぱら土木石材として随時利用されるだけである。

また阿田和図幅中部地域に分布する東牟婁層群の礫質砂岩のなかで、珪質かつ堅硬に膠結しているものは、土木石材として利用されている。

III. 5 温 泉

新宮図幅北西部の請川村川湯および四村湯峰において、いずれも東牟婁層群の砂岩泥岩互層中に温泉が湧出している。

川湯温泉はアルカリ性泉で、泉温約 55℃である。大塔川中にも湧出していて川中に浴場がある。湯峰温泉では硫化水素泉・硫黄泉および食塩泉の 3 泉質を示すものが、きわめて小区域内に接近して湧出し、いずれも 70～90℃ の高い泉温を有している。

これらのほかに、新宮市北部の相野谷川下流の鮎田西部の黒雲母花崗斑岩分布地域中に、鉱泉の湧出（地点未詳）があつて、往時は利用されていたということであるが、現在はまったく顧みられていない。

III. 6 ダ ム

新宮図幅中央部を流れる熊野川は、きわめて水量豊富なため、その上流の十津川・北山川とともに電源開発計画の対象となっている。新宮図幅内においては、御船村小鹿附近がダム設定地点として予定され、基礎調査が行われている。同地域は広域を占める黒雲母花崗斑岩の分布地域であり、同岩中を流下する熊野川兩岸は、屹立した高崖を形成しており、地形的にはダム認定に関しきわめて好条件を有しているが、ほぼ垂直の径 1～3 m の柱状節理が発達しており、また川床に堆積している砂礫層の厚いことが予想されるので、施工に当っては検討すべき点があるであろう。

文 献

- 1) 宮崎健三：紀伊山地における高度分布の統計的研究，地理学評論，Vol. VI，No. 9，1930
- 2) 鈴木好一・稲垣誠二：熊野海岸山地及び其の周縁地域の地形と地形発達史，地理学評論，Vol. 9, No. 11, 12, Vol. 10, No. 3, 4, 1933^a, 1934^b

- 3) 辻村太郎・河田四郎:紀伊半島における海岸段丘の高度分布より見たる地盤運動の性質, 地理学評論, Vol. VI, No. 12, 1930
- 4) 水野篤行:紀伊半島南部の地質(その1, 宮井層群について, 概報), 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951^a
- 5) 鈴木好一:紀伊半島東南部の含炭第三系宮井統の地質時代に就いて, 地球, Vol. 21, No. 5, 1934
- 6) 鈴木好一・伊東朝登:紀伊半島南部第三紀層の時代に関する二, 三の新事実, 地質学雑誌, Vol. 52, No. 610—612, 1946
- 7) Mizuno, A: Notes on the miocene molluscs from the Kumano Group in the south-eastern Kii Peninsula, Japan, with descriptions of three new species, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S. No. 9, 1953^c
- 8) 石尾元:紀州南部那智附近の第3紀層, 鉱物と地質, Vol. 3, No.6, 1950
- 9) 水野篤行:下里統について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 692, 1953^b
- 10) 渡辺万次郎:紀伊熊野地方に於ける酸性火成岩類の二, 三の産状, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 21, No. 4, 1939
- 11) 佐渡道隆:紀伊熊野酸性火成岩中に認められる包裹物の影響の一様式に就いて, 地質学雑誌, Vol. 40, No. 472, 1933
- 12) 本間不二男:紀州南部の火成岩と鉱床との関係, 火山, Vol. 3, No. 4, 1938
- 13) 渡辺武男・中村威・石井健祐:紀州鉱山における銅鉱脈と地質構造との関係について, 鉱山地質, Vol. 1, No. 2, 1951
- 14) 武市敏雄:熊野炭田の炭層賦存状態について, 地質(大阪地下資源協会発行), 別冊 III, 1950

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SHINGU, ATAWA

Kyōto, No. 103, No. 104

By

MASARŌ MURAYAMA

(Written in 1953)

(Abstract)

Geology

In the following, for the convenience of description, the explanations of the two sheet maps, Shingū and Atawa are included together in the text.

The area of the two sheet maps is located at the southeastern part of the Kii Peninsula; the "Atawa" is in the coastal area and the "Shingū" in the western mountaneous area. The River Kumano, cutting through the middle part of the area, streams into the Kumano-nada at the north of Shingu City at the southeastern corner of the "Shingū" area.

Dominant rocks occurring in the area are the Higashimuro group, the Miyai group, the Kumano acidic igneous rocks and the Quaternary sediments. Their geologic sequence is summarized in Table 1.

Table 1

Quaternary	Recent	Alluvial deposits Sand, gravel and clay		Block-movements and ore deposition	Kumano acidic rocks	
	Pleistocene	Coastal terrace, and river terrace deposits Sand, gravel and clay				
Neogene	Middle Miocene	Miyai group	Shiko formation	Sandstone and siltstone	Foldings with block-movements	Diabase dyke
				Alternation of sandstone and siltstone		
				Sandstone		
				Alternation of sandstone and siltstone		
				Sandstone (coal measure)		
		Koguchi formation	Alternation of sandstone and siltstone Siltstone			
			Conglomerate			
Paleogene ?	?	Higashimuro group	Alternation of sandstone and mudstone			
			Conglomerate, conglomeratic sandstone and mudstone			
			Alternation of sandstone and mudstone			

The Higashimuro group, the Miyai group and the Kumano acidic igneous rocks give the varieties to the topography in the area. The acidic intrusives form the highest, rugged mountainland, while the Miyai group forms the lowest hills and the Higashimuro group in the western area, the moderate relief.

The straight shore line and the existence of coastal or river terraces indicate the recent upheaval of the area.

Higashimuro group

This group is mainly composed of alternation of sandstone and mudstone, but in the northern part of the area, the remarkably coarse-grained sandstone and greyish white conglomerate are predominant. Folded structures are characteristic of this formation.

The geologic age of the Higashimuro group is not clearly determined because of no traces of fossils. Seeing from rock facies as well as from structural features, however, the group may be correlated to the "Muro series" in the area of the Tanabe Sheet Map (1 : 75,000) , the southwestern corner of the Kii Peninsula and is provisionally assumed to be Paleogene in age.

Diabase

This is intruded almost parallel to the bedding planes of the Higashimuro group at the north of Atawa. It shows diabasic textures, but its constituent-minerals except plagioclase are strongly decomposed.

Miyai group

This group overlies the Higashimuro group unconformably and forms a basin structure of which central part is extensively occupied by the Kumano acidic rocks of later eruptions.

The Miyai group is divided into two formations, the Koguchi and Shiko formations which are characterized by siltstone and

sandstone respectively. Molluscan fossils, for example, *Turritella kiiensis*, *Saccella congiensis*, *Anadara setoensis*, *Glycymeris vestitoides*, *G. junghuhuni* and *Dosinia akaisiana* were newly found from this group. These fossils indicate that the Miyai group is of middle Miocene age.

The Kumano acidic igneous rocks

These comprise biotite granite porphyry, persemic biotite rhyolite and quartz porphyry, and are post middle Miocene in age.

Biotite granite porphyry is the most predominant and is extensively exposed in the eastern half of the area. It may be divided into two types according to the texture of groundmass :

(1) micrographic type and (2) microgranitic type. The former is prevailing at the lower portion in the central part of the igneous body. Both of them characteristically contain many small druses, large phenocrysts of anorthoclase, many metamorphosed xenolithes and xenocrysts of andalusite.

Persemic biotite rhyolite occurs as accessories along the margin of the biotite granite porphyry. The rhyolite is characterized by abundance of phenocrysts and often by clastic textures. But it is similar to the biotite granite porphyry in mode of phenocrysts. It is usually difficult to observe the direct relations between the persemic biotite rhyolite and the biotite granite porphyry in the field because of the detritus. At some outcrops, however, it grades into the granite porphyry in short distance. It is conceivable with certainty, therefore, that some parts of the persemic rhyolite represent, shattered marginal facies of the granite porphyry.

It has been thought hitherto that the mode of eruption of the Kumano acidic rocks may be "de-roofing" or "areal eruption". The structural relations between the surrounding sediments and

the acidic intrusives, and the abundance of xenocrysts and xenolithes in the intrusives give positive data to this consideration.

Quartz porphyry is intruded in the Miyai group as small dyke at the northern area of the "Shingū". Quartz, alkalifeldspar and biotite are phenocrysts, and titanite and zircon are accessories.

Granophyre

Granophyre is intruded in the Miyai group and the Higashimuro group as small dykes at the northwestern part of the "Shingū". It belongs to the so-called "Omine acidic rocks" which occur in a long belt of north-south direction in the central part of the Kii Peninsula.

Economic Geology

Copper

In the areas adjacent to the Kumano acidic intrusive body, epithermal chalcopyrite-pyrite veins have been found in the Higashimuro group and the Miyai group. At present, the minings in the area mapped have been mostly closed except the Kishū mine.

Fluorite

Pyrite-fluorite-quartz veins are found at Matsuhata, Ukegawamura in the northwestern part of the area of the Shingū Sheet Map. It was once worked, but has been abandoned.

Coal

At the northern area of the middle part of the "Shingū", the so-called "Kumano coal field" or "Miyai coal field" is located.

In this area, the Shiko formation of the Miyai group is widely exposed. Sandstone of the lowest part of the formation is intercalated with two or three coal beds in the north of Nagai, Koguchi-mura. The coal is anthracite. Several coal mines are working now. Besides the coal field above mentioned, coal beds which are not economically important are observed also at Sasaji in Takada-mura, Asari in Mifune-mura and Komugi in Irokawa-mura. These coal beds may be correlated to those of the "Miyai coal field".

Hot spring

Hot springs spout at Kawayu in Ukegawa-mura and Yunomine in Yo-mura in the northwestern part of the "Shingū". Kawayu spring has the chemical composition of alkaline spring and the temperature of 50–55°C. At Yunomine, these are hydrogen sulphid, sulphur and common salt springs and the temperatures of those are 70–90°C.

昭和29年10月20日印刷
昭和29年10月25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

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

SHINGU, ATAWA

(Kyōto-103, 104)

By

MASARŌ MURAYAMA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1954