

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
京都 (11) 第 65 号
NI - 53 - 9 - 13

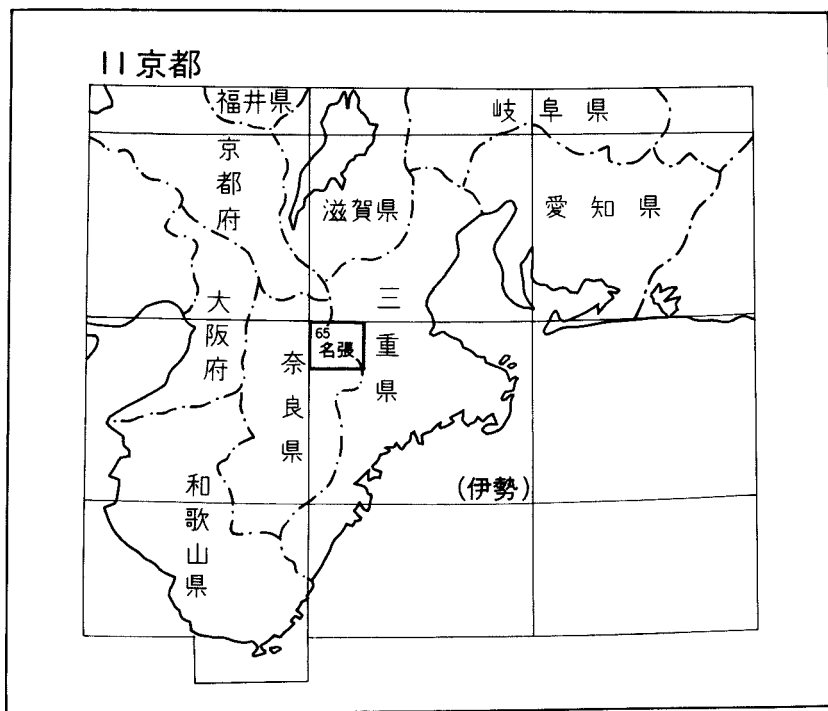
名 張 地 域 の 地 質

西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸

平成 10 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:2000,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

伏見 Fushimi
1:75,000(1932)

11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (未刊行, unpublished)	11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996)	11-54 津西部 Tsu-Seibu NI-53-8-12 (1995)
11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (未刊行, unpublished)	11-65 名張 Nabari NI-53-9-13 (1998)	11-66 二本木 Nihongi NI-53-9-9 (未刊行, unpublished)
11-75 吉野山 Yoshinoyama NI-53-15-2 (1957)	11-76 高見山 Takamiyama NI-53-9-14 (未刊行, unpublished)	11-77 丹生 Nyu NI-53-9-10 (未刊行, unpublished)

野後 Nojiri
1:75,000(1932)

目 次

I. 地 形	(西岡芳晴) 1
II. 地質概説	(西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸) 5
II. 1 変成岩類及び貫入岩類	5
II. 2 下部中新統(山粕累層)	8
II. 3 中部中新統(曾爾累層)	8
II. 4 古琵琶湖層群	8
II. 5 第四系	9
II. 6 災害地質	9
III. 変成岩類及び深成岩類	(西岡芳晴) 9
III. 1 研究史	9
III. 2 領家変成岩類	11
III. 2. 1 分布及び構造	11
III. 2. 2 岩相	12
III. 3 深成岩類	14
III. 3. 1 概要	14
III. 3. 2 斑れい岩類	15
III. 3. 3 石英閃緑岩類	18
III. 3. 4 城立トータル岩	19
III. 3. 5 福田山花崗閃緑岩	23
III. 3. 6 君ヶ野花崗閃緑岩	23
III. 3. 7 下高尾花崗岩	26
III. 3. 8 阿保花崗岩	26
III. 3. 9 岩脈	28
IV. 下部中新統(山粕累層)	(尾崎正紀) 30
IV. 1 概説	30
IV. 2 層序区分	30
IV. 2. 1 礫岩相	30
IV. 2. 2 砂岩礫岩相	32
IV. 2. 3 砂岩泥岩相	33
IV. 2. 4 砂岩相	33
IV. 2. 5 泥岩相	33
IV. 3 化石	35
IV. 4 地質構造	35

IV. 4. 1 北西-南東～西北西-東南東走向の断層群	35
IV. 4. 2 北東-南西～北北東-南南西走向の断層群	36
V. 中部中新統(曾爾累層)	(山元孝広) 38
V. 1 曾爾累層	38
V. 2 室生火砕流堆積物	39
VI. 鮮新統(古琵琶湖層群)	(川辺孝幸) 42
VI. 1 研究史	42
VI. 2 層序	45
VI. 2. 1 上野累層	45
VII. 第四系	(尾崎正紀) 51
VII. 1 層序区分	51
VII. 2 中部更新統	51
IV. 2. 1 高位段丘堆積物	51
VII. 3 上部更新統	52
VII. 3. 1 中位段丘堆積物	52
VII. 3. 2 下位段丘堆積物	52
VII. 4 完新統	53
VII. 4. 1 崩積堆積物	53
VII. 4. 2 緩斜面堆積物	53
VII. 4. 3 扇状地堆積物	53
VII. 4. 4 沖積層(谷底平野, 氾濫源, 河床, 最低位段丘堆積物)	53
VII. 4. 5 泥炭層	54
VIII. 災害地質	(尾崎正紀) 55
VIII. 1 活断層	55
VIII. 1. 1 名張断層	55
VIII. 1. 2 笠間断層	56
VIII. 1. 3 西田原断層	58
VIII. 1. 4 小波田断層	59
VIII. 1. 5 福川断層	59
VIII. 1. 6 霧生断層	59
VIII. 2 地震活動	59
VIII. 3 崩壊・地すべり	60
IX. 資源地質	(西岡芳晴) 61
IX. 1 金属鉱床	61
IX. 2 耐火粘土鉱床	61
IX. 3 亜炭	62

IX. 3. 1 三重炭田	62
IX. 3. 2 宇陀炭田	62
IX. 4 石材	63
IX. 5 温泉	63
X. 人工改変地（古墳）..... (西岡芳晴)	63
文 献	64
Abstract	69

図・表目次

第 1 図 「名張」図幅及び周辺地域の埋谷面図と地形概略図	2
第 2 図 茶白山から見た室生火砕流堆積物の山々	3
第 3 図 古光山の山腹の急崖	3
第 4 図 室生火砕流堆積物の柱状節理	4
第 5 図 名張盆地西縁の名張断層による断層崖	5
第 6 図 「名張」図幅地域の地質総括図	6
第 7 図 「名張」図幅及び周辺地域の地質概略図	7
第 8 図 領家変成岩類	12
第 9 図 珪質薄層を伴う領家変成岩類	13
第 10 図 黒雲母片麻岩の顕微鏡写真	13
第 11 図 「名張」図幅地域の深成岩類の貫入関係	14
第 12 図 「名張」図幅地域の深成岩類のモード組成	15
第 13 図 滝之原斑れい岩の層状構造	16
第 14 図 斑れい岩(滝之原岩体)<R65967>の顕微鏡写真	17
第 15 図 斑れい岩(酒屋岩体)<R65979>の顕微鏡写真	18
第 16 図 石英閃緑岩類<R65974>の顕微鏡写真	19
第 17 図 城立トータル岩中の領家変成岩捕獲岩	20
第 18 図 城立トータル岩の面構造	21
第 19 図 城立トータル岩中の暗色包有岩	21
第 20 図 城立トータル岩中の岩脈状を呈する暗色包有岩	22
第 21 図 城立トータル岩<R65968>の顕微鏡写真	23
第 22 図 君ヶ野花崗閃緑岩中の暗色包有岩	25
第 23 図 暗色包有岩の周囲の優白質層	25
第 24 図 君ヶ野花崗閃緑岩<R65966>の顕微鏡写真	26
第 25 図 下高尾花崗岩<R65970>の顕微鏡写真	27
第 26 図 阿保花崗岩中の城立トータル岩捕獲岩	28

第 27 図	阿保花崗岩 I <R65976> の顕微鏡写真	29
第 28 図	瀬戸内区の堆積物の分布	31
第 29 図	瀬戸内区の堆積物の年代と対比	32
第 30 図	山粕累層の堆積相(1)	34
第 31 図	山粕累層の堆積相(2)	35
第 32 図	伊勢地断層の露頭	37
第 33 図	室生火砕流堆積物の顕微鏡写真	41
第 34 図	室生火砕流堆積物中の本質レンズ	42
第 35 図	古琵琶湖層群の地質概略図	43
第 36 図	古琵琶湖層群の模式層序表	44
第 37 図	名張図幅内の上野累層の層序	45
第 38 図	名張市東田原の造成地西側に露出する上野累層市部部層の砂層を挟む粘土層	47
第 39 図	名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(北面)スケッチ	48
第 40 図	名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(北面)の拡大写真	49
第 41 図	名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(南面)の拡大写真	49
第 42 図	名張市下比奈知の造成地の露頭に露出する上野累層	50
第 43 図	名張市阿部田小屋出に露出する礫層主体の上野累層	50
第 44 図	名張図幅南部における第四系分布及び地形発達を示す模式断面図	54
第 45 図	名張図幅地域及びその周辺地域の活断層の分布と埋谷面図	56
第 46 図	名張断層の露頭 N1	57
第 47 図	名張断層の露頭 N2	58
Fig.1	Summary of the geology of the Nabari district	70

名張地域の地質

西岡芳晴*・尾崎正紀*・山元孝広*・川辺孝幸**

「名張」図幅地域は、地震予知のための特定観測地域8箇所の一つ「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置する。本図幅地域の現地調査は平成6年度から平成8年度にかけて行われた。

本図幅の現地調査並びに研究報告書のとりまとめに当たっては、変成岩類及び深成岩類と資源地質を西岡が、中新統の堆積岩類、第四系及び災害地質を尾崎が、中新統の火山岩を山元が、鮮新統の古琵琶湖層群を川辺がそれぞれ分担執筆した。

本調査研究を遂行するに当たって水資源開発公団比奈知ダム建設所の関係者各位ならびに三扇コンサルタントの高橋正純氏には、ダム建設現場内の調査にあたって便宜を図っていただいた。名張市遺跡調査会の関係各位には美旗古墳群に関する資料を提供していただいた。以上の方々に感謝の意を表する。

本報告書作成の際、使用した岩石薄片は元地質標本館資料調整課安部正治・北海道支所佐藤卓見技官によって作成されたものである。

I. 地 形

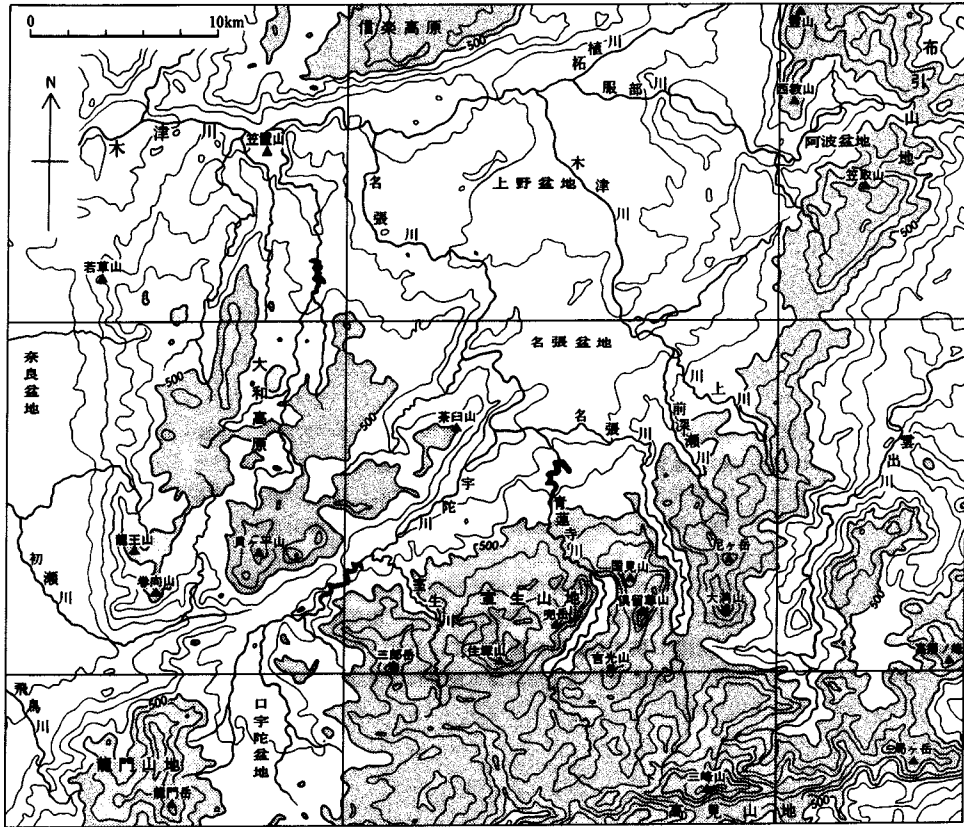
(西岡芳晴)

本図幅地域は、北緯 $34^{\circ}30' - 34^{\circ}40'$ 、東経 $136^{\circ}0' - 136^{\circ}15'$ の範囲に位置する。行政的には三重県、奈良県にまたがる。すなわち、図幅中央部-東部が三重県で、中央部の名張市、北部の上野市、東部の青山町、美杉村からなる。図幅西部-南部が奈良県で、南部の御杖村、菅爾村、西部の室生村、榛原町、山添村からなる。

本地域の地形は、中央部の名張盆地とそれを取り囲むように位置する山地で特徴づけられる。名張盆地の北側は上野盆地へとつながり、東に布引山地、南に室生山地、西に大和高原と三方が山地で囲

* 地質部 ** 山形大学 (平成6-9年度地質調査所併任)

Keywords: areal geology, geological sheet map, Mie Prefecture, Nara Prefecture, Nabari, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Ryoke Metamorphic Rocks, Joryu Tonalite, Hukudayama Granodiorite, Kimigano Granodiorite, Shimotakao Granite, Aho Granite, Yamakasu Formation, Soni Formation, Muro Pyroclastic Flow Deposit, Kobiwako Group, terrace deposits, active fault



第1図 「名張」図幅及び周辺地域の埋谷面図と地形概略図
幅500m以下の埋谷（単位：m）

まれている（第1図）。

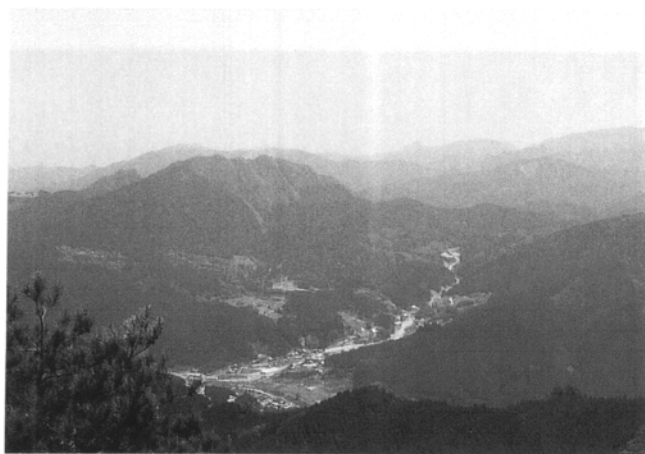
名張盆地東側の布引山地は北東の津西部図幅地域から連なる山地で、伊勢平野と上野盆地・名張盆地を境する。布引山地の北側は加太盆地^{かふた}を挟んで鈴鹿山脈につながり、北北東-南南西方向に伸びて南は名張図幅内で室生山地へ続く。布引山地は津西部図幅内の笠取山(842 m)を最高峰とし、南に向かって高度が低くなる。霊山(766 m)、西教山(682 m)などの山頂はいずれも山地北部にある。これらの山頂高度は、鈴鹿山脈や室生山地の1000-1200 m級の山地と比べるとかなり低い。名張図幅には布引山地の南部が入り、前深瀬川^{まえふかせ}及び桜峠で室生山地と境する。標高は300-800 mであり、標高500-800 mの山地主部と北西側山麓の丘陵地(標高300-500 m)に大きく区分できる。山地主部は室生山地や布引山地北部に比べて低く、際立った山頂も無い。山頂部は高原状で、名張図幅内の布引山地は青山高原ともよばれている。山地北西側の山麓には丘陵地が見られる。標高は300-500 mで起伏量も少ない。布引山地内の平地はわずかであるが、河川に沿って小規模な谷底平地が見られ、青山町霧雨^{きりう}、高尾でややまとまって発達している。

名張盆地の南側の室生山地は宇陀山地とも呼ばれ、図幅内でもっとも標高の高い地域である。室生

山地の南方は高見山地へつながり、西側には口宇陀盆地^{くちうだ}が位置する。室生山地は主として室生火砕流堆積物より構成されている。室生山地を概観すると、北部の名張盆地との境界付近や宇陀川沿いは標高300m前後の丘陵地帯であり、南へ向かって標高が高くなり1000m前後の山地となる。東側から、^{あまがたけ}尼ヶ岳(957.7m)、^{おおほら}大洞山(985.1m)、^{くろふ}倶留尊山(1037.6m)、^{かめ}亀山(849m)、古光山(952.7m)、^{かぶ}鎧岳(893.9m)、^{いぶ}兜岳(約920m)、^{くに}国見山(1916m)、^{いづ}住塚山(1009.4m)、^{さぶ}三郎岳(879.0m)の山々が連なる(第2図)。室生山地はその南方の高見山地から名張盆地へ流れ込む南北方向の3つの河川(東から名張川、^{しょうれんじ}青蓮寺川、室生川)により分断されている。それぞれの地塊内では標高は北西から南東に向かって高くなり地塊の南東端付近で北東-南西方向に連なった山頂列を形成する。地塊の東側には中部中新統室生火砕流堆積物の垂直節理を反映してしばしば急崖が見られ、これらは屏風岩などの景観を作り出している(第3図)。室生山地を縦断する3つの河川の向きは、いずれも反時計まわりに変化している。たとえば青蓮寺川は古光山西方では北東方向に向かっているが、国見山で北西方向に向きを変えている。室生川は三郎岳東方では北東ないし北向きに流れているが、室生寺付近で、北西に流れを変えて



第2図 茶臼山から見た室生火砕流堆積物の山々
名張市茶臼山より、南側の室生火砕流の山々を望む。



第3図 古光山の山腹の急崖
国見山(奈良県)より、古光山(写真中央左側)とその急崖を望む。
手前の集落は曾爾村塩井

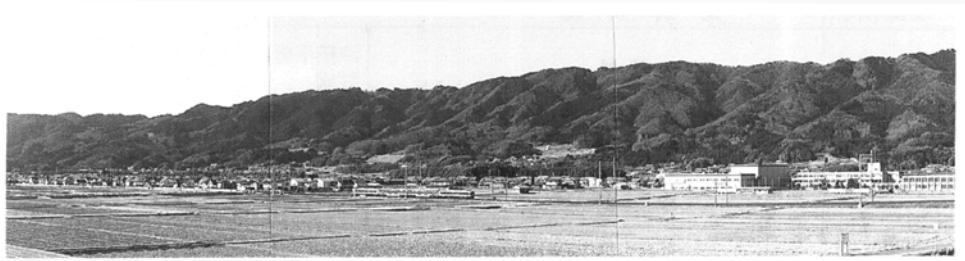
いる。名張川は俱留尊山東方では北向きの流れが、名張盆地に入る直前に西へ向きを変えている。青蓮寺川や室生川の北東方向の流れは、室生山地の階段状構造を形成した主たる要因である北東-南西方向の断層に規制されたもので、領家帯の深成岩・変成岩の露出域に存在する。名張川、青蓮寺川、室生川に見られる北西方向の流れは、宇陀川の北東方向への流れに向かって直交するように発達した向きである。それらは室生火砕流堆積物分布域に存在し、内部構造に規制されていると推察できる。室生山地内にはしばしば、室生火砕流堆積物中に地すべり性の山麓緩斜面が認められる（瓜ヶ久保、亀山、古光山西斜面、下田口、室生、赤埴^{あかぼね}、西谷など）。特に室生においては、円弧状の滑落崖、地すべり性の凹地、斜面内の二次滑落崖が認められ、典型的な地すべり地形を示す。地すべりについては災害地質の観点から第Ⅷ章で詳しく述べる。

名張盆地の西側には大和高原が広がる。大和高原は北西「奈良」図幅地域から西の「桜井」地域に広がり、北は木津川、西は奈良盆地、南は宇陀川及び初瀬川で囲まれる高原で笠置山地とも呼ばれる。標高200-700 mであり、室生山地や布引山地よりも低い山地である。高原面は全体として北へ傾斜しており、南部では標高500-700 mであるが北部の木津川沿いでは標高200-400 mとなる。主として花崗岩類より構成されるが、南部は室生火砕流堆積物からなる（第4図）。名張図幅内には大和高原の東南部が入り、南側の室生山地と宇陀川で境される。高原面は、南部の茶臼山(535.8 m)付近を最高に、概して、南へ傾斜しているが、北西端では斑れい岩よりなる神野山(618.8 m)が高原面上に突き出ている。更に細かく見ると、高原は北東-南西走向の断層により幾つかの地塊に分断されている。もっとも顕著な断層は毛原から笠間を通る笠間断層で、断層崖の比高は200 mに達する。笠間断層に沿った片平、岩屋、毛原の各集落(いずれも山添村)は、笠間断層の南側に形成された緩斜面に立地している。高原面はそれぞれの地塊内でも北西方向に傾斜している。大和高原南部の貝ヶ平山(桜井図幅内)周辺の標高の高い地域は貝ヶ平山地と呼ばれ、室生火砕流堆積物で構成されている。貝ヶ平山地ではしばしば山腹に地すべり性の緩斜面が認められる。名張図幅内でも、室生村向瀬と室生村大野に地すべり性の



第4図 室生火砕流堆積物の柱状節理

山添村小原。室生火砕流堆積物の最下部で、すぐ左側の露頭で基盤の領家変成岩類を不整合に覆う。



第5図 名張盆地西縁の名張断層による断層崖
名張市百合丘より笠間峠方面を望む、写真右端が茶臼山

緩斜面が見られる。

名張盆地は図幅の中央やや北よりに位置する。北側には上野盆地があり、名張盆地とあわせて伊賀盆地と呼ばれることもある。名張盆地は名張川とその支流の宇陀川により形成された盆地である。名張川は南方の高見山地より発し、室生山地を縦断して名張盆地に達する。宇陀川は西方の奈良県大宇陀町より発し、名張図幅内では名張断層に沿って北東方向に流れて名張盆地内で名張川に合流する。名張盆地の西縁は、この名張断層による断層崖によって大和高原と接する(第5図)。名張川は名張盆地から更に北に流れ、上野盆地で木津川に合流する。木津川は上野盆地から西に向かって流れ最後は大阪湾に流れ込む。

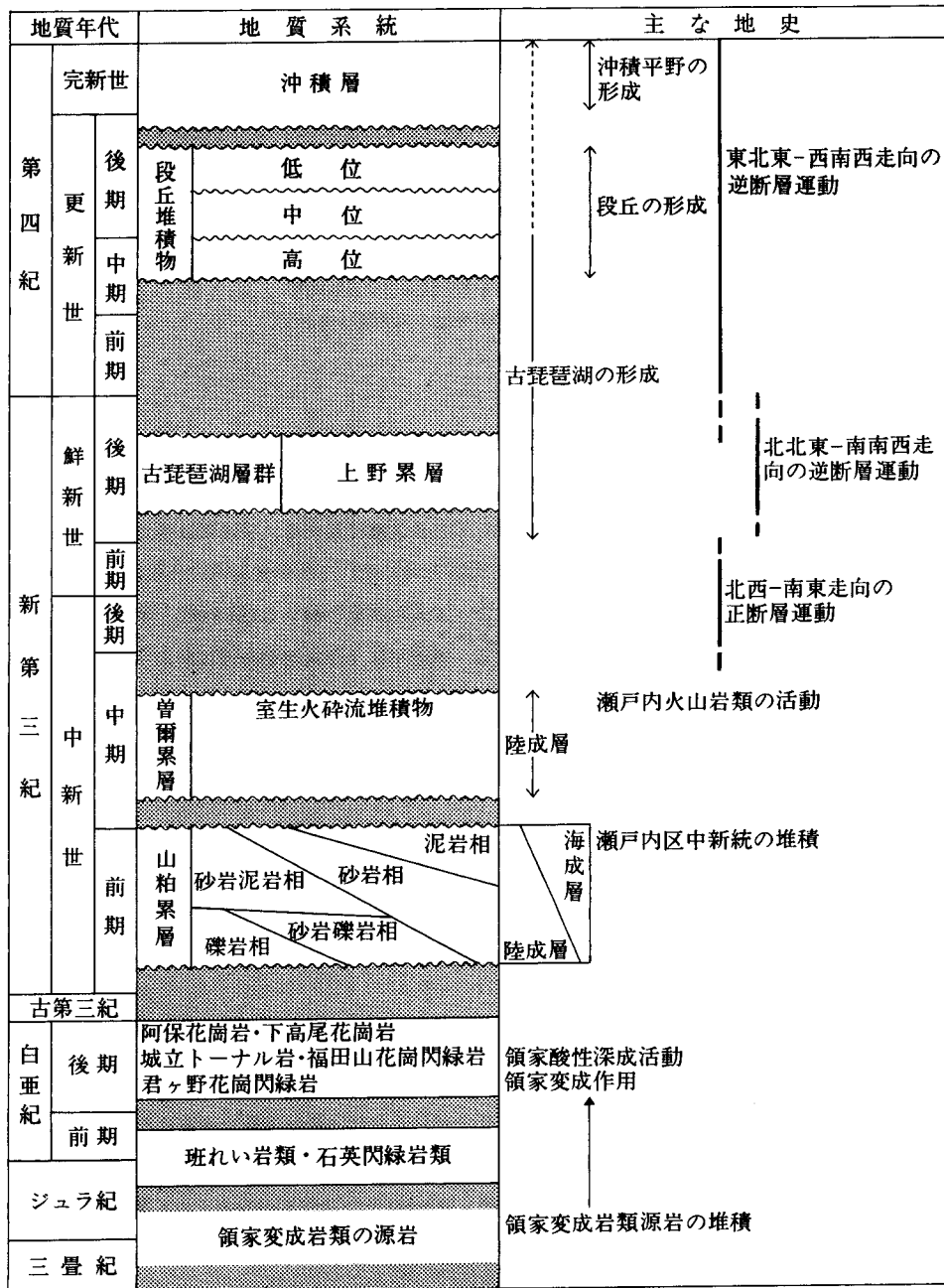
II. 地質概説

(西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸)

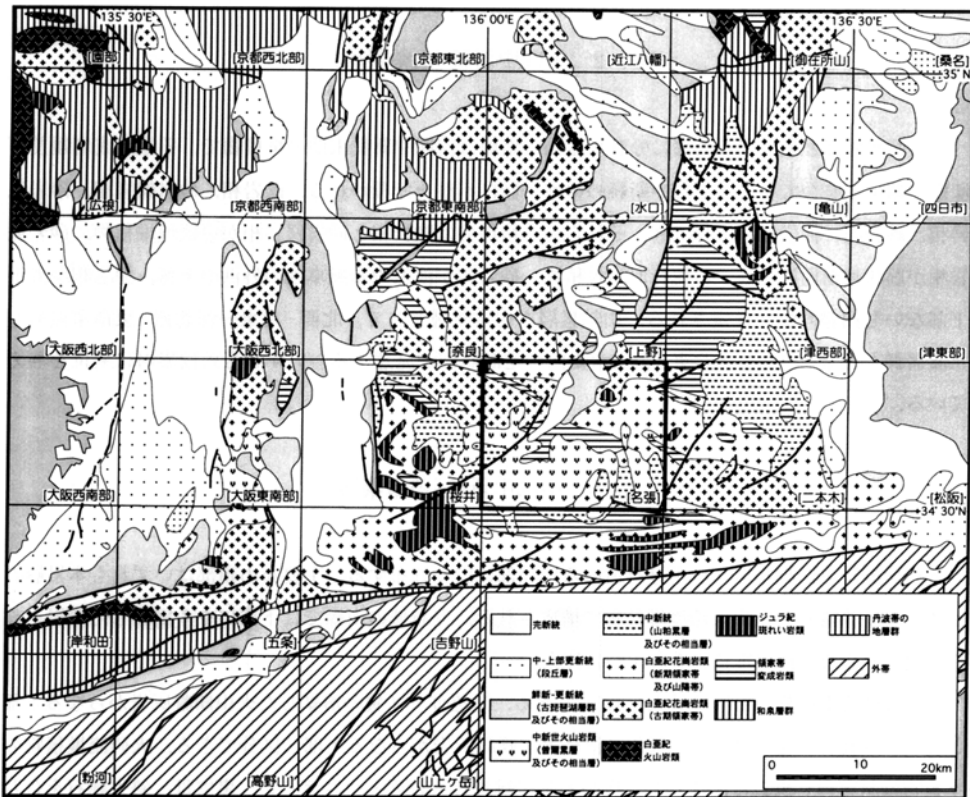
「名張」図幅地域には、古い順に中・古生代に原岩が形成され白亜紀後期に変成作用を被った領家変成岩類、白亜紀後期の深成岩類・岩脈類、そして中新世前期以降の堆積物である山粕累層(下部中新統)、曾爾累層(中部中新統)、古琵琶湖層群(鮮新-更新統)及び第四系が分布する。第6図に、本図幅地域に分布する地質系統とそれらの地史を、第7図に本図幅及び周辺地域の地質の概略を示す。

II. 1 変成岩類及び深成岩類

領家変成岩類は、図幅中央部や南部に点在して露出する。主に砂岩泥岩起源の変成岩からなり、これにチャートを少量伴う。領家変成岩中の黒雲母や白雲母から得られたK-Ar年代が60-70Maを示すことから、領家変成作用は白亜紀末期にあったと推定できる。面構造は図幅全体を通じて西北西-東南



第6図 「名張」図幅地域の地質総括図



第7図 「名張」図幅及び周辺地域の地質概略図

四角枠は「名張」図幅地域の範囲を示す。地質調査所(1992)に基づき一部を作成。

東の走向で北傾斜が卓越する。主としてざくろ石黒雲母片麻岩よりなり、ほとんどあるいは全く原岩の堆積構造を残しておらず上下判定は不可能である。しばしば面構造と平行な層状の花崗岩質岩類を伴い、ミグマタイト状を呈する。

深成岩類は塩基性岩類と花崗岩類に大別できる。塩基性岩類は斑れい岩類と石英閃緑岩類からなる。斑れい岩類は奈良県神野山の神野山岩体、名張市滝之原の滝之原岩体で径数 km の岩体を形成するほか、青山町奥鹿野、青山町酒屋、榛原町赤埴の3箇所で大規模に露出する。斑れい岩は主として角閃石斑れい岩からなり、花崗岩中の捕獲岩と解釈されている(田結庄, 1987)。石英閃緑岩類は図幅南部地域において、花崗岩中に 200 m 程度の捕獲岩として分布する。弱い面構造の認められる細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩を主とする。

花崗岩類は、城立^{じょうりゅう}トーナル岩、福田山花崗閃緑岩、君ヶ野花崗閃緑岩、下高尾花崗岩、阿保^{あほ}花崗岩及び小規模貫入岩類よりなる。城立トーナル岩及び君ヶ野花崗閃緑岩は面構造を有する花崗閃緑岩-トーナル岩を主とし、福田山花崗閃緑岩は面構造の発達した斑状の花崗閃緑岩よりなる。下高尾花崗岩及び阿保花崗岩は細粒-中粒の花崗岩を主とする。小規模貫入岩類は変成岩類中に貫入した細粒-中粒花崗岩である。

Ⅱ. 2 下部中新統(山粕累層)

名張図幅西部と名張図幅南部に分布する山粕累層は前期中新世末期の堆積物で、領家変成岩類及び深成岩類を不整合で覆い、中部中新統の曾爾累層に不整合で覆われる。礫岩相、砂岩礫岩相、砂岩泥岩相、砂岩相、泥岩相に区分でき、それらの堆積環境は礫岩相と砂岩礫岩相が扇状地堆積物、砂岩泥岩相が扇状地前面に発達する蛇行河川堆積物、砂岩相が波浪や暴風卓越の外浜中上部、泥岩相が外浜下部ないし内側陸棚と推定される。山粕累層を切る断層として、北西-南東～西北西-東南東走向の正断層群と北東-南西～北北東-南南西走向の逆断層群が発達する。いずれも曾爾累層に変位を与えている。

Ⅱ. 3 中部中新統(曾爾累層)

曾爾累層は本図幅地域の南半分を占める山頂部に広く分布する。主要な山頂部はいずれも本累層の主体をなす溶結した室生火砕流堆積物で構成される。分布域の南縁では下部にやや固結した礫岩・砂岩・泥岩からなる河川堆積物をわずかに伴う。

室生火砕流堆積物の層厚は最大で400 mである。黒色ガラス質の溶結した火山礫凝灰岩からなる下部と脱ガラス化作用を受けた白-灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる上部に区分できる。火砕流堆積物の本質物は斜方輝石黒雲母流紋岩で、斑晶として斜長石・石英・サニディン・黒雲母・斜方輝石を含むほか、ごくまれにざくろ石が認められる。柱状節理の発達が良く、名張市の香落溪や赤目四十八滝や曾爾村の屏風岩・兜岩・鎧岩によく露出している。

Ⅱ. 4 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は本図幅地域から北方の琵琶湖周辺地域にかけて、標高70-300 mの上野盆地-近江盆地に分布する。同層群は、湖沼成及び河川を主体とする沖積成の礫・砂・シルト・粘土からなる鮮新-更新統で、しばしば亜炭層を挟む。地層は、一般に北-北西に傾斜し、分布域の南ほどより下位の地層が分布する。積算した層厚は、1500 m以上に達する。この層群には、130層をこえる火山灰層が含まれており、それらは有効な鍵層になっている。

本図幅地域に分布する古琵琶湖層群は、主に図幅北部の名張市街地、桔梗が丘周辺に分布する。古琵琶湖層群最下部の上野累層に属する。上野累層は図幅北隣の「上野」図幅地域に広く分布するが、本図幅地域の上野累層は、上野累層全体の下半部に相当する。基盤の花崗岩類を不整合に覆う。層相は、主に花崗岩質砂層と淘汰の悪いシルト・粘土層(陶土層)の互層からなり、亜炭層を挟む。また分布域の西部では、砂礫層を挟む。層厚は、図幅北端部では50 m以上、分布域南部-西部で30 m以上である。

II. 5 第四系

第四系は、中部更新統の高位段丘堆積物、上部更新統の中位段丘堆積物と低位段丘堆積物、主に完新統からなる崩積堆積物、緩斜面堆積物、扇状地堆積物、沖積層(谷底平野・氾濫源・河床・最低位段丘堆積物)、泥炭堆積物に区分できる。このうち名張図幅南部に分布する高位・中位・低位段丘堆積物は、河岸段丘堆積物だけではなく、河岸段丘堆積物に連続した地形面を有する扇状地堆積物と地すべり堆積物を含めている。

II. 6 災害地質

活断層としては、名張断層などの6つの北東-南西走向、北西傾斜を示す逆断層群が知られている。これら活断層群の変位によって、ケスタ状の地形が形成され、活断層に挟まれた地塊は全体として北西方向へ傾動している。崩壊・地すべりは、キャップロックの役割をする曾爾累層上部(室生火砕流堆積物)と曾爾累層下部及び山粕累層との境界付近によく発達する。

III. 変成岩類及び深成岩類

(西岡芳晴)

III. 1 研究史

領家変成岩類と後述の深成岩類の形成は相互に関係するので、ここでは研究史を一括して記述する。

「名張」図幅地域及び周辺地域の変成岩類と深成岩類は、20万分の1「四日市」図幅(山下, 1889)や同「名古屋」図幅(三浦, 1891)、同「大阪」図幅(山下, 1892)によってその概略が明らかにされた。第二次世界大戦後、近畿地方の領家帯の変成岩類及び深成岩類に関して、特に野外地質学を中心とする研究が盛んに行われた(吉沢, 1949; 有田, 1949; Yoshizawa, 1952; 中島, 1960)。その集大成として、Yoshizawa et al. (1966)は近畿地方領家帯全域にわたり地質図をまとめた。その中で、塩基性岩類が変成度の高いところに偏って分布し、帯状配列をなすことが指摘された。また、「名張」図幅地域の変成岩類はYoshizawa et al. (1966)の“縞状片麻岩帯”に属し、近畿地方領家帯の中で比較的変成度の高い地域になっており、神野山、滝之原の比較的規模の大きい塩基性岩体が知られている。なおYoshizawa et al. の地質図はその後の研究の基礎資料として高く評価され、地質調査所の20万分の1地

質図幅「名古屋」(山田ほか, 1981)や同「京都及大阪」(河田ほか, 1986)に引用されている。

ほぼ同じ頃, K-Ar 法や Rb-Sr 法などにより変成岩類や花崗岩類の放射年代値が得られるようになり, 領家帯においては白亜紀後期を示す値が得られた(Ishizaka, 1966; 河野・植田, 1966; 早瀬・石坂, 1967; 石坂, 1969). これらに基づき, Yoshizawa et al. (1966)は領家帯の塩基性岩類を, 白亜紀の花崗岩活動のフォアランナーとしている。

1970年代に入り, 塩基性岩類の解釈について異なる解釈が行われるようになってきた。たとえば, 花崗岩類中の岩脈状の細粒塩基性岩について, それまでは岩脈状捕獲岩とされていたが, 西浦団研グループ(1974)やIshioka(1974)は, ドレライトが古期領家花崗岩類の固結後に貫入し, その後の変成作用で角閃岩化したと結論した。また, 領家帯の深成・変成作用を解明するうえで塩基性岩類が重要な鍵となるとの考えから精力的な研究が行われた(Kutsukake, 1970, 1973, 1974; 杓掛ほか, 1979など)。その結果, “変輝緑岩”の成因を次の様に考えた。すなわち, 領家帯変成作用の進行中に, 堆積岩中にソレライト質ドレライトが貫入し, その後引き続き変成作用を被ったものとした。また, 変斑れい岩については, 変成作用の最盛期を過ぎてから貫入したものとしたが(杓掛, 1977), 一方で, 初瀬岩体の例のように白亜紀花崗岩類と調和的な構造を持ち, 両者の間に成因的な関係がある可能性も指摘している(Kutsukake, 1973; 杓掛, 1977)。

1970年代後半からは, 酸性深成岩体についても岩体ごとに詳しい地質調査が行われるようになり, 岩体区分や岩体内の岩相区分, 貫入関係などの見直しが行われるようになった。

領家研究グループ(1974)は奈良県桜井南方の調査を行い花崗岩体の岩体区分を行った。桜井・原(1979)は柳生花崗岩の石英の組織に基づき固結時及び固結後の変形について考察した。政岡(1982; 1987)は近畿地方南部の岩体区分を行った。端山ほか(1982)は近畿地方東部の領家帯の変成岩・深成岩の岩相区分を行い, 変成岩においてはざくろ石と堇青石の共存が他の地域の領家帯よりも一般的であることを示した。また, 阿保花崗岩を中部地方の武節花崗岩に対比した。宮村ほか(1981)は「亀山」図幅において, 加太花崗閃緑岩を「上野」図幅の柳生花崗岩や中部地方の伊奈川花崗岩に対比した。大平(1982)は紀伊半島中央部の高見山北方地域において深成岩を10の時階に区分し, 他の近畿地方の深成岩との対比を行った。桜井とその共同研究者らは, 柳生花崗岩について構造岩石学的な研究を行い, 貫入様式と変形を明らかにした(桜井・原, 1979; Sakurai et al., 1983; 桜井・原, 1985)。これらの成果を踏まえて, 中部地方領家帯の花崗岩類との対比が総合的に試みられた(田結庄ほか, 1985)。これらの成果の一部はこのころまとめられた地質調査所の20万分の1地質図幅「名古屋」(山田ほか, 1981), 同「京都及大阪」(河田ほか, 1986), 50万分の1地質図幅「京都」(田中ほか, 1982)に引用されている。

1980年代に入ると放射年代や機器分析の精度が上がるのに伴い, より詳細な議論が可能になってきた。一方でそれらに刺激を受けて野外調査の見直しも行われた。加々美ほか(1982)や飯泉ほか(1990)では近畿-瀬戸内領家帯の斑れい岩の Rb-Sr 及び Sm-Nd 年代測定により古生代末の年代を得て, 白亜紀の花崗岩類より以前の火成活動の可能性を指摘した。変輝緑岩類についても角閃石斑れい岩と同じ Rb-Sr 全岩アイソクロンを形成するとしている(Kagami et al, 1985; 加々美ほか, 1987)。一方でたとえば生駒山地の斑れい岩(生駒山地領家帯研究グループ, 1986)などのように詳細な野外調査に基づく再

検討も幾つか行われた。田結庄(1987)はそれまで変成岩類中に貫入したとされていた奈良県神野山斑れい岩体について再検討し、実際には周囲は花崗岩類に取り囲まれており変成岩類を貫かないことを明らかにした。その上で田結庄ほか(1989)は近畿-瀬戸内領家帯の28の塩基性岩体について総括的な検討を行い、変輝緑岩中にしばしばレンズ状の斑れい岩を産すること、全岩や鉱物の化学組成が類似することから、斑れい岩と変輝緑岩は同一マグマから形成されたものと結論した。そして塩基性岩類のSm-Nd全岩年代が古生代の年代を示すことから、領家帯に分布する塩基性岩類を、古生代末の先領家基盤岩類からなる大陸縁ないし島弧での火成活動の産物と解釈した。

1990年代においても年代測定の努力は続けられた。Kagami et al. (1992)はジルコンU-Pb法で斑れい岩、変輝緑岩ともに70-95Maを得た。飯泉ほか(1993)もジルコンのU-Pb年代値として白亜紀末-古第三紀初めの年代を得ている。これらの値はこれまで考えられていた年代よりも若いものである。その後、Kagami et al. (1995)は更に精度をあげて検討し、最終的には生駒山斑れい岩体のSm-Nd全岩アイソクロン年代値としてジュラ紀を得た。加々美ほか(1996)は以上を総括し、生駒山斑れい岩はジュラ紀初期-中期に形成され、変輝緑岩類もほぼ同時期の形成であるとしている。そして、変輝緑岩類の原岩については ϵ Sr 初生値、 ϵ Nd 初生値から、海洋島火山岩類とは異なり島弧、陸弧、あるいは大陸内で活動した火山岩類としている。

III. 2 領家変成岩類(Rg, Ch)

領家変成岩類は、本図幅地域及び近隣地域に広く分布する。従来公表されている地質図では、縞状片麻岩(Yoshizawa et al., 1966)あるいは領家片麻岩(端山ほか, 1982)と区分されている。高橋・西岡(1994)は北隣の「上野」地域から北東の「津西部」地域にかけて変成鉱物組み合わせに基づき、北から南へ変成度が増すことを示した。名張図幅はその南側に位置し、大部分は砂岩泥岩起源の変成岩であり、多くは片麻岩といえるものである。これらの分布は白亜紀の深成岩類や新生代の堆積岩類により分断されており、図幅中央部や南部に点在する。

III. 2. 1 分布及び構造

本図幅地域の領家変成岩類は主として砂岩泥岩起源変成岩(Rg)から構成され、チャート起源変成岩(Ch)を伴う。分布は室生火砕流堆積物などにより隔てられ点在する。変成岩類がもっともまとまって露出するのは名張市青蓮寺湖周辺と、名張市長坂周辺である。そのほか御杖村神末、室生村たくちもつのかわ田口元角川、あかばね榛原町赤埴、みがたに山添村三ヶ谷などに分布する。

縞状構造による面構造は図幅地域全体を通じて、西北西-東南東走向、北傾斜が卓越するが一部では南傾斜が卓越する。変成岩類が最もまとまって分布する青蓮寺湖周辺では東方の名張市長瀬まで、東西から東北東-西南西走向で北傾斜の同斜構造を示す。ただし傾斜は40°-90°の範囲でばらつく。その南西側の名張市長坂においては西北西-東南東走向で35°-70°南傾斜の面構造が卓越する。両者の分布域は赤目町星川付近で連続しており、この付近に北西-南東方向の背斜構造が推定されるが、地形図上にはほぼ同じ方向にリニアメントも認められ、断層によるブロック化の可能性もある。そのほか

の地域(御杖村神末, 榛原町赤埴, 山添村三ヶ谷など)ではほぼ西北西-東南東走向北傾斜が卓越するが, 室生村元田口元角川ではばらつき, 南傾斜や北東-南西走向も見られる。

Ⅲ. 2. 2 岩相

砂岩泥岩起源変成岩(Rg)は一般に再結晶化が進み, 原岩の特徴がわかりにくくなっており, 層理面の測定は困難である。しばしば珪長質の部分と雲母質の部分とが縞状をなす片麻岩として産する(第8図)。変成度は図幅東南部の榛原町赤埴, 室生村元田口付近においては高くなっており, かなり花崗岩に似た概観を呈する部分があり, 肉眼で白雲母, ざくろ石が認められ, 優白質な薄層が見られる(第9図)。

岩石記載 黒雲母片麻岩(泥岩起源変成岩)(第10図, GSJ R65973, 美杉村太郎生江後南西800m)
有色鉱物は主に黒雲母(<0.2mm)からなり, 石英の薄層(<0.5mm)が認められる。鏡下ではグラノプラスチック組織を示す。カリ長石, 石英, 斜長石, 黒雲母よりなり, ざくろ石, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物を含む。

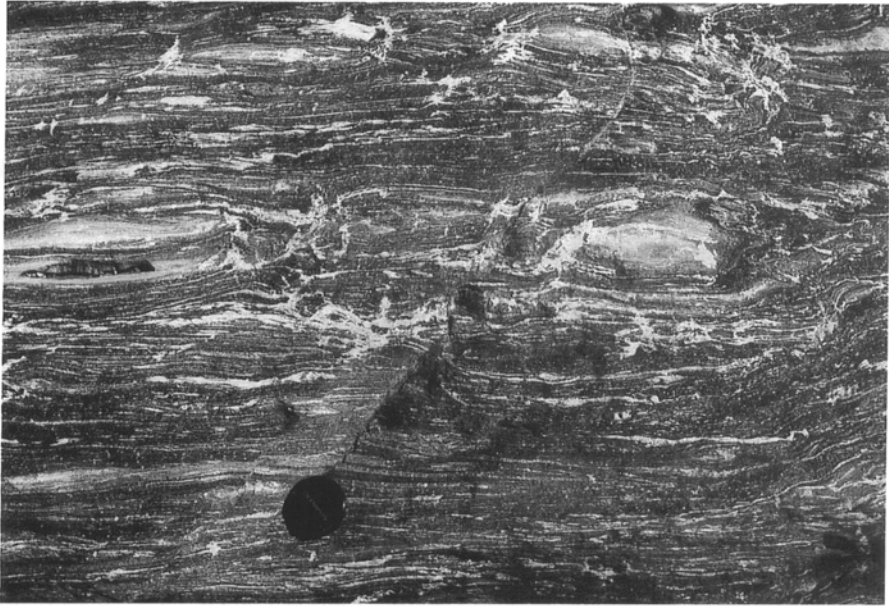
チャート起源変成岩(GSJ R65975, 御杖村敷津北西1.3km)

肉眼では, ほとんどが2mm以下の石英からなるように見える。鏡下では石英のほか, 黒雲母, 白雲母, ざくろ石, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物を伴う。黒雲母によるフィルムが見られることがある。

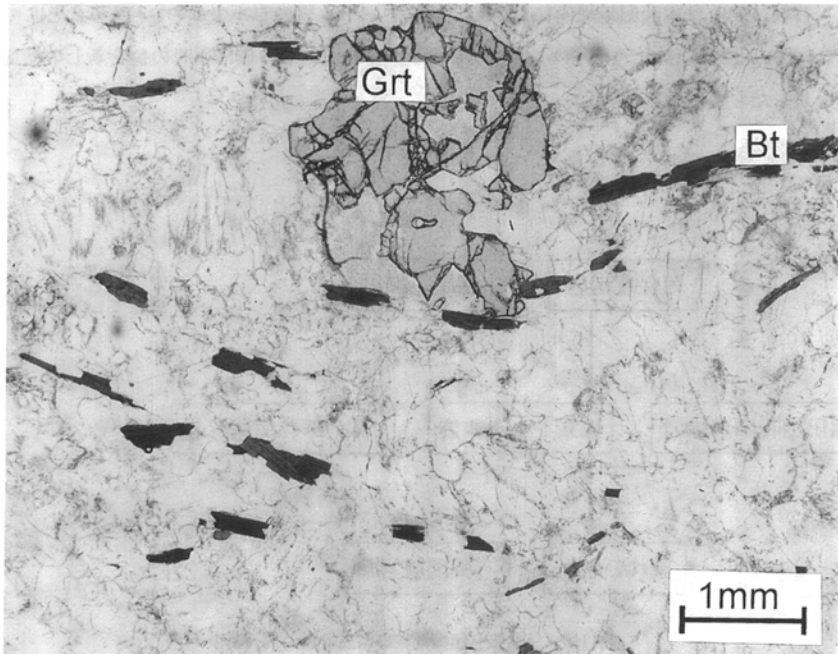


第8図 嶺家変成岩類

嶺家変成岩のうち花崗岩に近い外観を示す部分(名張市青蓮寺湖畔)



第9図 珪質薄層を伴う頷家変成岩類
珪質薄層が顕著な頷家変成岩類(名張市竜口)



第10図 黒雲母片麻岩の顕微鏡写真
Bt:黒雲母, Grt:ざくろ石

III. 3 深成岩類

III. 3. 1 概要

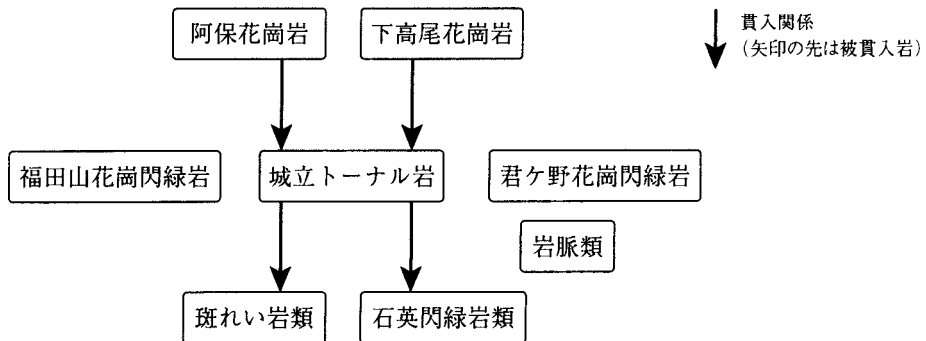
本図幅地域の深成岩類は塩基性岩類(石英閃緑岩類を含む)と花崗岩類に大別できる。深成岩類の貫入関係を第11図に示す。

塩基性岩類は斑れい岩類と石英閃緑岩類からなる。斑れい岩類は主として角閃石斑れい岩類よりなり、変成岩分布域及び城立トータル岩中に見られる。石英閃緑岩類は城立トータル岩中に見られる。この石英閃緑岩類は、従来変輝緑岩類と呼ばれてきた細粒の苦鉄質岩である。

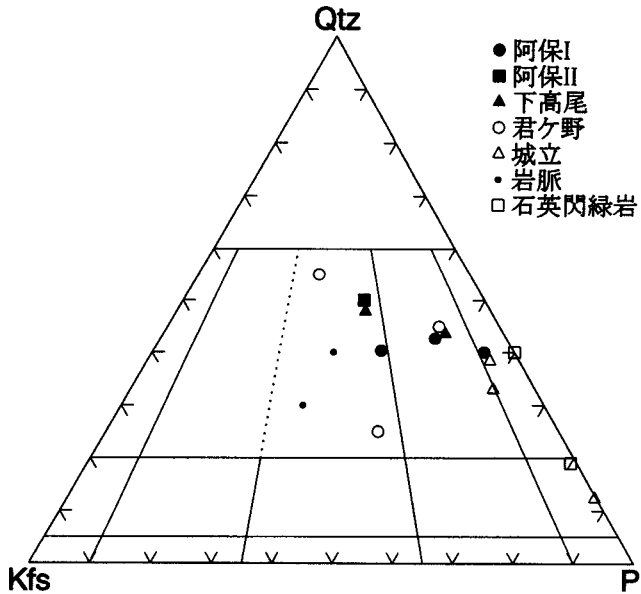
花崗岩類は城立トータル岩、福田山花崗閃緑岩、君ヶ野花崗閃緑岩、下高尾花崗岩、阿保花崗岩及び小規模貫入岩類よりなる。城立トータル岩は主として中-粗粒で面構造の発達した黒雲母角閃石トータル岩及び石英閃緑岩からなる。福田山花崗閃緑岩は面構造の発達した斑状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩よりなる。君ヶ野花崗閃緑岩は面構造の認められる中粒黒雲母花崗閃緑岩を主とする。下高尾花崗岩は主として中粒の黒雲母花崗岩よりなる。阿保花崗岩は主に細粒白雲母含有黒雲母花崗岩よりなる。小規模貫入岩類としたのは変成岩類中に貫入する細粒-中粒黒雲母花崗岩である。第12図に名張図幅地域内の深成岩類のモード組成を示す。

なお、深成岩類の分類はLe Maitre(1989)に従った。細粒・中粒・粗粒の境界は、おおむね平均粒径1mm, 5mmにおいた。

年代 石坂(1969)は本図幅地域内において、城立トータル岩のジルコンのU-Pb年代として、 $93 \pm 2\text{Ma}$ ($^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$)と $96 \pm 4\text{Ma}$ ($^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$)を求めている。なおこれらの値は原著の値を新しい壊変定数で計算しなおしたものである。



第11図 「名張」図幅地域の深成岩類の貫入関係



第12図 「名張」図幅地域の深成岩類のモード組成

Qtz：石英，Kfs：アルカリ長石，Pl：斜長石

Ⅲ. 3. 2 斑れい岩類 (Gb)

分布 斑れい岩類は神野山と名張市滝之原にまとまった岩体として分布するほか、青山町奥鹿野、青山町酒屋西方、榛原町赤埴の3箇所で小規模に露出する。

貫入関係 斑れい岩類は5岩体のうち4岩体は城立トータル岩中に分布し、1箇所は変成岩中に認められる。本図幅内で斑れい岩類と城立トータル岩との関係を確認することはできなかった。通常は斑れい岩はトータル岩中のゼノリスと解釈されることが多い(田結庄(1987)など)。

神野山岩体 沓掛(1981)により命名された岩体で、「名張」図幅の北西端の神野山周辺に、「上野」「奈良」「桜井」図幅地域にまたがって分布する径2kmの岩体である。神野山の山頂は「桜井」図幅地域内に位置する。本図幅内においてはその大部分が崖錐により被われ、また良好な露頭は見いだせなかったが、本岩体については田結庄(1987)による詳細な研究がある。田結庄(1987)によれば、神野山岩体は主として角閃石斑れい岩よりなり、輝石かんらん石角閃石斑れいノーライト、優白質角閃石斑れい岩、輝石角閃石斑れいノーライト、コートランダイトを伴い、古期花崗岩類(本報告では城立トータル岩に相当)に貫入される。本図幅では、崖錐を取り除いた斑れい岩体の分布を地形から推定して示した。

滝之原岩体 田結庄ほか(1989)により命名され、名張市滝之原北方から青山町小川内にかけて分布する東西2km、南北1.5kmの岩体である。露出面積は広いが、大部分が宅地造成地のため良好な露頭



第13図 滝之原斑れい岩の層状構造

斑れい岩が層状構造を示す露頭。ハンマーより左側が角閃石斑れい岩、右側が単斜輝石角閃石斑れい岩

は少ない。周囲には城立トータル岩が分布するが関係は不明である。また地質図では阿保花崗岩と接するように表現されているが、これも詳細は不明である。前深瀬川小川内では滝之原岩体の層状構造が発達する(第13図)。

岩石記載 黒雲母含有単斜輝石角閃石斑れい岩(第14図, GSJ R65967, 青山町小川内北北西500m)

最大25mmのポイキリティックな角閃石と1-2mmの斜長石を特徴とする岩石である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物

鏡下ではややグラノプラスチックな組織を示す。斜長石は半自形で、集片双晶が顕著であり、累帯構造は示さない。普通角閃石は淡褐色(z軸色、以下同様)で、多色性は弱く、丸みを帯びた単斜輝石、斜長石をポイキリティックに包含する。単斜輝石は粒状である。黒雲母は小さく長柱状でごく少量である(モードで1%以下)。

奥鹿野岩体：青山町奥鹿野南方において城立トータル岩中に数10m分布する塊状の角閃石斑れい岩で、岩体名は新称である。細粒の閃緑岩岩脈(厚さ60cm)に貫かれる。

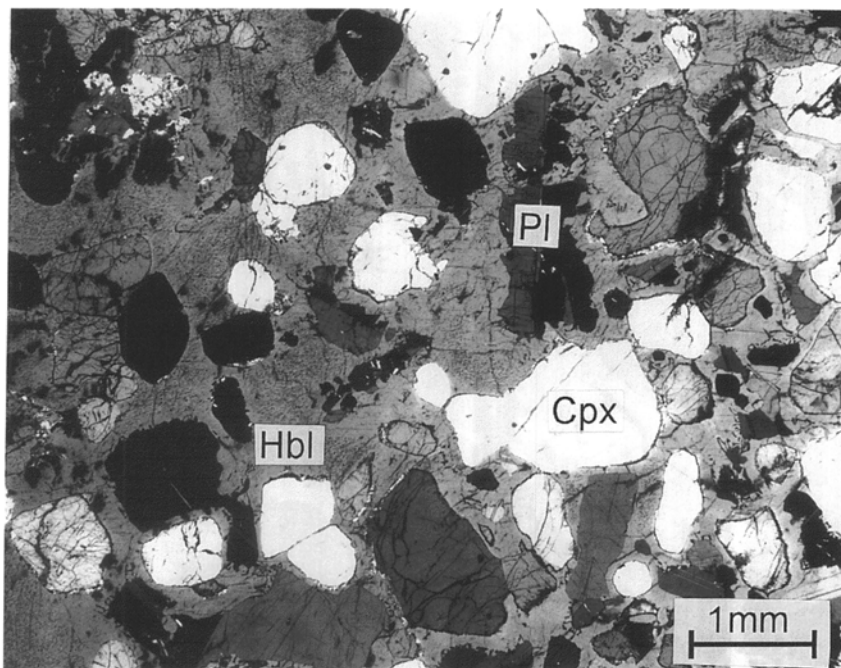
岩石記載 粗粒角閃石斑れい岩(GSJ R65971, 青山町奥鹿野南南東1.9km)

多量の角閃石(長径5mm-30mm)からなり、斜長石(2mm程度)を含む粗粒塊状の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物・変質鉱物(アクチノ閃石など)

斜長石は半自形-他形で、集片双晶が顕著であり、累帯構造は見られない。普通角閃石は淡緑



第14図 斑れい岩(滝之原岩体)(R65967)の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Cpx: 単斜輝石

褐色で多色性が弱く、アクチノ閃石化が顕著である。

酒屋岩体: 青山町酒屋の西方, 名張市との境界付近において, 城立トータル岩中に分布する。岩体名は新称である。転石には複数の岩相が認められるが, 露出が悪いため詳しい産状や周囲との関係は不明である。

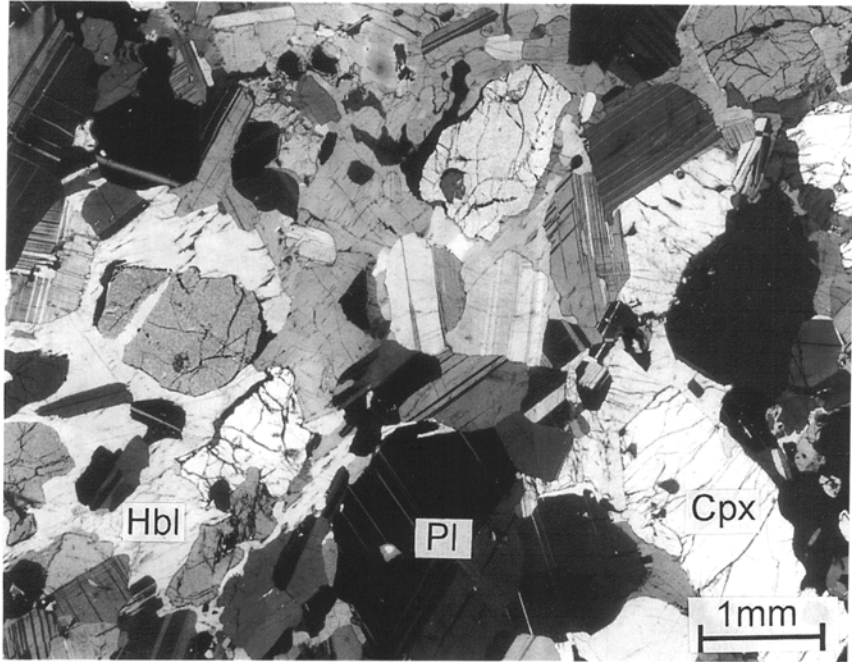
岩石記載 中粒黒雲母含有単斜輝石角閃石斑れい岩(第15図, GSJ R65979, 青山町酒屋西南西800m) 通常長径2-5mmでまれに20mmに達する角閃石と, 長径2mm程度の斜長石を特徴とする岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・普通角閃石・単斜輝石・黒雲母

副成分鉱物: 不透明鉱物

斜長石は自形-半自形で, 集片双晶が顕著であるが累帯構造をほとんど示さない。角閃石は淡褐色で多色性は弱く, ボイキリティックに丸みを帯びた単斜輝石, 自形の斜長石を包含する。単斜輝石は普通角閃石中のみ認められる。黒雲母は微小で(0.2mm以下)ごく少量存在し(モードで1%以下)褐色軸色は(Y-Z軸色, 以下同様)である。

赤埴岩体: 榛原町赤埴において, 領家変成岩中に小規模(露出幅5m)に分布する。岩体名は新称である。中粒の黒雲母角閃石斑れい岩よりなり, 角閃石の巨晶(最大長径50mm)を特徴とする。



15図 斑れい岩(酒屋岩体) (R65979)の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Cpx: 単斜輝石

岩石記載 中粒黒雲母角閃石斑れい岩 (GSJ R65978, 榛原町赤埴)

通常長径30mmでまれに50mmに達する角閃石と長径約2mmの斜長石よりなる塊状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物: 不透明鉱物・スフェン・変質鉱物

斜長石は半自形で、集片双晶が顕著である。累帯構造は不明瞭であるが核部がソーシユライト化しているものがある。普通角閃石は自形-半自形で、淡緑褐色を呈し、細粒の不透明鉱物を多数含有するものがある

Ⅲ. 3. 3 石英閃緑岩類(Qd)

分布 図幅南東部の御杖村神末敷津と曾爾村^{かすら}葛相輪の2箇所^{かすら}に分布する。敷津のものは幅250mほどの帯状に分布し、相輪のものは幅200mほどの範囲に分布する。

貫入関係 いずれも城立トータル岩中に存在するが、城立トータル岩との関係を直接観察することはできなかった。分布は帯状であるが、城立トータル岩中に同様な岩相の小規模な岩片(30cm大)が捕獲岩として取り込まれていることから、規模の大きな捕獲岩と考えられる。

岩相及び産状 本岩は弱い面構造の認められる細粒-中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩ないしトータル岩からなる。モード組成上はトータル岩も含まれるが、周囲の城立トータル岩と比べるとより細粒優黒質であるので容易に区別できる。概して不均質で、細い石英脈が多く見られる。

岩石記載 片状中粒黒雲母角閃石トーナナル岩(第16図 GSJ R65974, 川合北 500m)

3mm以下の黒雲母及び角閃石の定向配列による面構造の認められる, 平均粒径2mm程度の岩石である.

主成分鉱物: 斜長石・石英・角閃石・黒雲母

副成分鉱物: 不透明鉱物・燐灰石

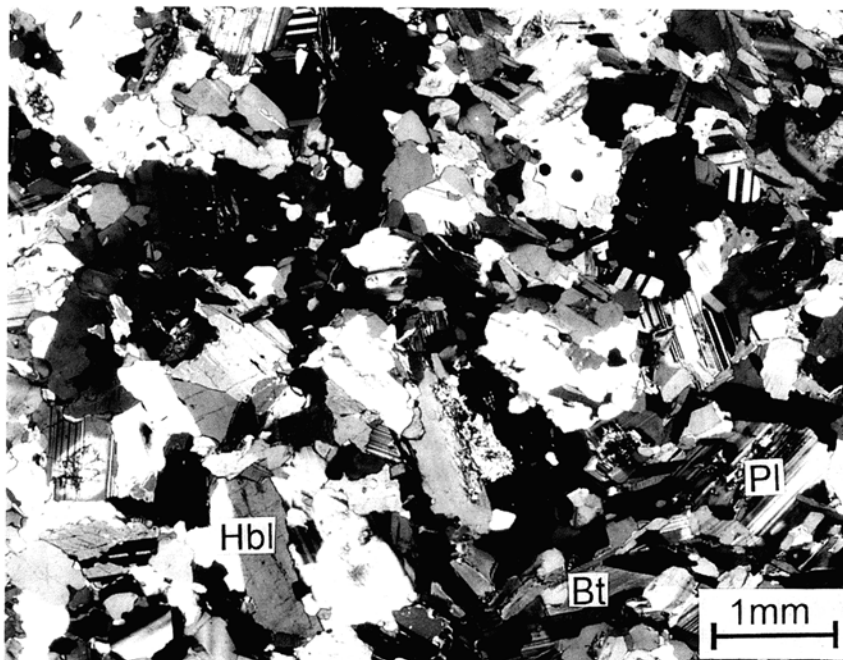
斜長石は自形-半自形で, 核部が明瞭な累帯構造を示し, ソーシュライト化しているものもあり, 細粒の角閃石を包有することもある. 集片双晶が顕著である. 石英は波動消光を示さない. 角閃石は自形-半自形で淡緑色を呈する. 黒雲母は自形-半自形で赤褐色である.

Ⅲ. 3. 4 城立トーナナル岩(Gj)

命名 端山ほか(1982)による.

分布 東隣「二本木」図幅の白山町家城から本図幅の北東部, 北隣の「上野」図幅南部, 北西隣の「奈良」図幅南西部にかけて東西方向に細長く分布する. 本図幅地域内では北東部の青山町霧雨や名張市長瀬, 南東部の曾爾村長野から御杖村石名原にかけて及び北西部の山添村片平に分布する.

貫入関係 城立トーナナル岩は領家変成岩類の構造に調和的に貫入し, 領家変成岩類を捕獲岩として取り込む(第17図). 阿保花崗岩は城立トーナナル岩の構造に非調和的に貫入しており, また阿保花崗岩中には城立トーナナル岩のゼノリスが見られる. 図幅内において城立トーナナル岩と君ヶ野花崗閃緑岩との境界を直接観察することはできなかったが, 端山ほか(1982)は東隣「二本木」図幅内において, 境界部で両者の面構造及び境界面は平行で, 貫入関係ははっきりせず, 別のところでは両者の間には漸



第16図 石英閃緑岩類(R65974)の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石



第17図 城立トータル岩中の領家変成岩捕獲岩

捕獲岩の周囲の岩相はかなり不均質で、捕獲岩の外形も不規則である(名張市岩屋)。

移帯が存在するとしており、両者の貫入時期をほぼ同時期と解釈している。

岩相及び産状 中-粗粒で面構造の発達した角閃石黒雲母トータル岩を主とする(第18図)。南部では岩相変化が激しく、1つの露頭内でも石英閃緑岩から花崗閃緑岩まで変化する。面構造は図幅地域全体を通じて東西走向北傾斜が卓越するが、局所的に乱れることがある。しばしば暗色包有岩が認められる(第19図)。その周りでは不均質な岩相を示すことが多い。塩基性岩包有岩の中には、一見岩脈状を呈するものがあり(第20図)、厚さは3-20cmで母岩の面構造と斜交する。

岩石記載 片状中粒角閃石黒雲母トータル岩(GSJ R65978, 青山町小川内北300m)

有色鉱物及びマフィッククロットの定向配列による面構造を有する平均粒径2-3mmの岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物：スフェン・褐れん石・燐灰石・ジルコン・不透明鉱物

斜長石は自形-半自形で累帯構造を示さないことが多いが、粗粒結晶では累帯構造が認められるものもある。石英はサブグレイン化が顕著で、粒子境界が縫合状を示し、波動消光が顕著である。カリ長石は少量で自形斜長石粒子の間に見られることが多い。黒雲母は自形性がよく褐色を呈する。角閃石は半自形-自形でやや褐色を帯びた緑色を呈する。

片状中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩(第21図, 名張市上長瀬)

有色鉱物の定向配列による弱い面構造を有する平均粒径2mmの岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母

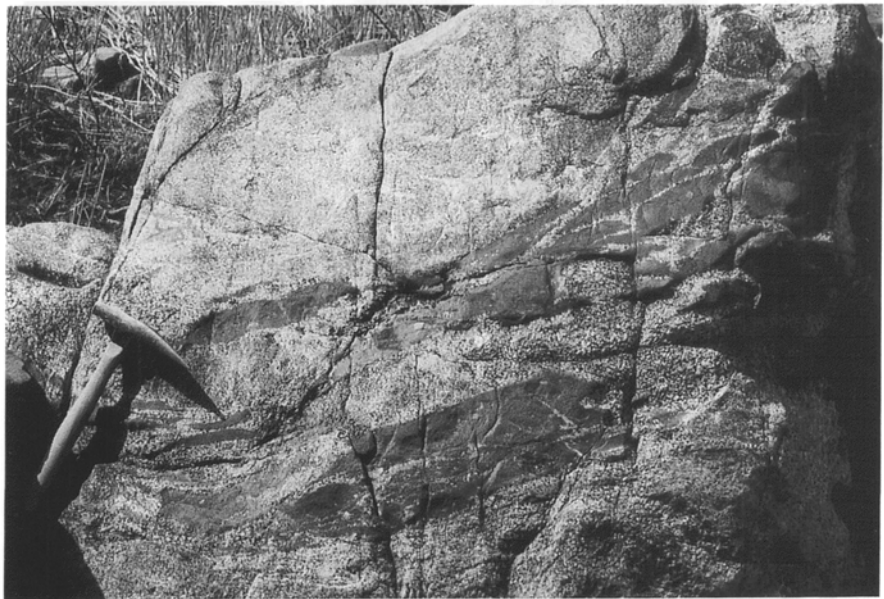
副成分鉱物：スフェン・不透明鉱物・燐灰石

斜長石は自形-半自形で累帯構造は顕著ではないが、粗粒結晶では核部と縁部が明確に区分される累帯を示し、集片双晶が顕著である。石英は細粒なものも多く、波動消光は弱い。カリ長



第18図 城立トーナル岩の面構造

城立トーナル岩は面構造が発達する。面構造は有色鉱物の配列によるものが多い(名張市小川内南)。

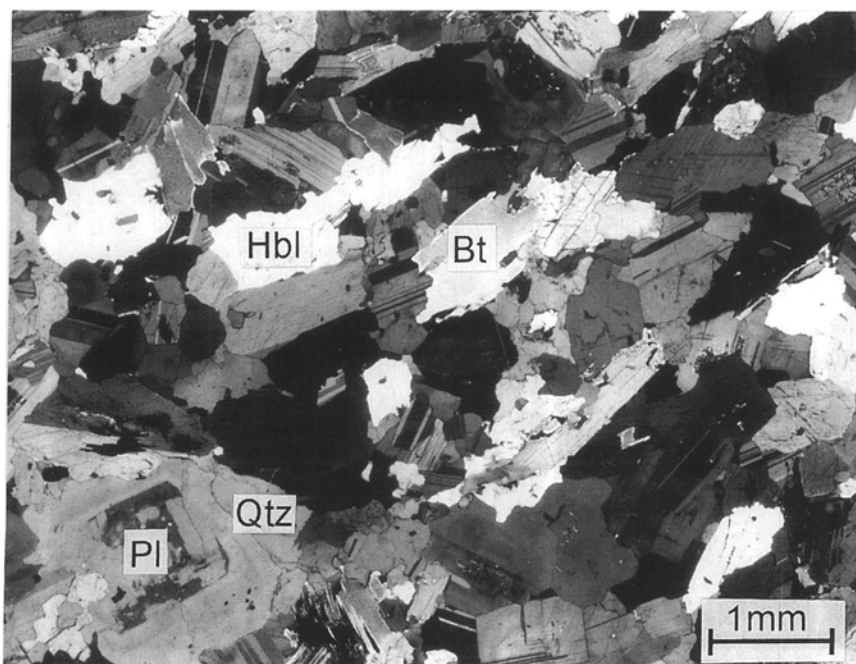


第19図 城立トーナル岩中の暗色包有岩

城立トーナル岩のうち、暗色包有岩を多く含む部分(名張市上長瀬)



第20図 城立トータル岩中の岩脈状を呈する暗色包有岩
暗色包有岩は厚さ約20cmの岩脈状で、ホストの片状構造と斜行する(名張市小川内南)



第21図 城立トータル岩(R65968)の顕微鏡写真
Qtz:石英, Pl:斜長石, Bt:黒雲母, Hbl:角閃石

石はごく少量で他の鉱物の粒間を充填する。角閃石は半自形で淡緑色を呈する。黒雲母は自形性が良く褐色を呈する。

Ⅲ. 3. 5 福田山花崗閃緑岩 (Gh)

命名 端山ほか(1982)による。

分布 主として東隣の二本木図幅に分布し、白山町福田山、白山町家城東方及び嬉野町羽根田に分布する。名張図幅内では青山町霧雨東方にごくわずかに分布するが、図幅内には露頭が見られず、沢沿いに転石が見られる。

貫入関係 図幅内においては城立トータル岩に囲まれて分布するが、両者の関係は露出不良のため、不明である。二本木図幅内においては、端山ほか(1982)は城立トータル岩と漸移関係にあるとしている。

岩相及び産状 カリ長石の斑状結晶を持ち面構造の認められる斑状粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩である。

斑状結晶は長径1cm程度である。面構造は黒雲母及び黒雲母クロットの定向配列による。白山町福田山(二本木図幅内)における面構造の走向・傾斜はN43°W64°NEであり、周辺の城立トータル岩と調和的である。

城立トータル岩も若干斑状の岩相を示すことがあり、両者の区別はつきにくいだが、福田山花崗閃緑岩のほうがやや粗粒で、斑状構造が顕著であること、面構造が弱いことから識別できる。

岩石記載 片状斑状粗粒黒雲母角閃石トータル岩(GSJ R65969, 美杉村福田山(「二本木」図幅地域))

斑状結晶は主に長径10mm大のカリ長石である。片状構造は黒雲母粒子及びフィルム状黒雲母の定向配列による。有色鉱物は長径2-5mmで、5-10mm大のクロットを形成することが多い。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・りん灰石・ジルコン

斜長石は集片双晶が顕著である。カリ長石はごく少量で、他の粒子の間や斜長石中に見られる。普通角閃石は緑褐色を呈する。黒雲母は自形-半自形で褐色を呈する。

Ⅲ. 3. 6 君ヶ野花崗閃緑岩 (Gk)

命名 端山ほか(1982)による。

分布 東隣の「二本木」図幅地域内の松阪市堀坂山から、本図幅内の美杉村広瀬にかけて東西約24km、南北約6kmの範囲に分布する。岩体の大部分は「二本木」図幅地域内に分布する。本図幅地域内ではその西端部の一部が、高尾から広瀬にかけて分布する。端山ほか(1982)は、片状黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩を主し、堆積岩源片麻岩を密接に伴う岩相を君ヶ野花崗閃緑岩としたが、上高尾付近では岩相からは城立トータル岩と区別することはできない。本図幅では、君ヶ野花崗閃緑岩をミグマタイト化が著しい岩相で花崗閃緑岩を主とする岩相と再定義して用いることにする。城立トータル岩と君ヶ野花崗閃緑岩は漸移関係にあるかもしれない。

貫入関係 城立トータル岩との関係は、両者の岩相が類似しているため境界を特定できなかったが、それぞれ面構造及び両者の境界はほぼ平行であることが多い。なお、端山らは両者はほぼ同時期に貫

入したと解釈している。

岩相及び産状 本岩は面構造の発達した中粒黒雲母花崗閃緑岩を主とするが、全体としてミグマタイト化が激しく、岩相変化が著しい。本図幅内の分布域においても、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩や、粗粒ざくろ石黒雲母花崗岩まで岩相が変化する。面構造は角閃石、黒雲母の定向配列によるものであるが、それらが連続して数cm大のフィルム状を呈することがある。面構造は広瀬付近では西北西-東南東走向で南傾斜である。

本岩はしばしば暗色包有岩を包有する(第22図)。暗色包有岩の岩相及び大きさは多様であり、大きさは数cmから1m大のものが多く、形は角礫状のものからやや丸みをおびたものまでである。岩相は細粒ざくろ石角閃石黒雲母石英閃緑岩から、母岩の城立トータル岩が細粒になった程度の岩石もある。暗色包有岩の周りにはしばしば厚さ1cm程度の石英長石質の薄層で縁どられる(第23図)。また、暗色包有岩の周囲に約数10cmの幅で優白質閃緑岩が見られることもある。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(第24図, GSJ R65966, 美杉村広瀬東北東300m)

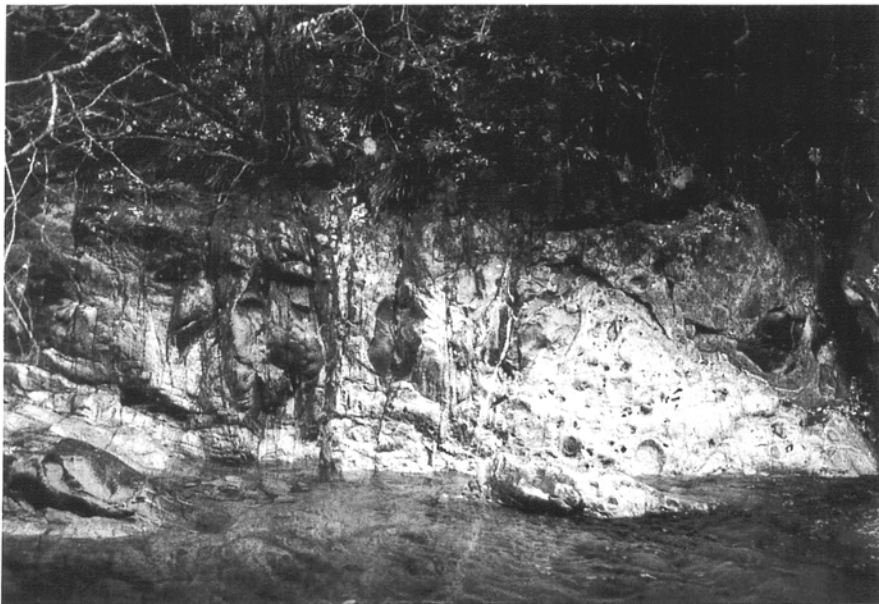
平均粒径約3mmの弱い面構造の認められる岩石である。面構造は有色鉱物の定向配列によるもので、角閃石の自形性が良く短柱状である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物・燐灰石・褐れん石・スフェン

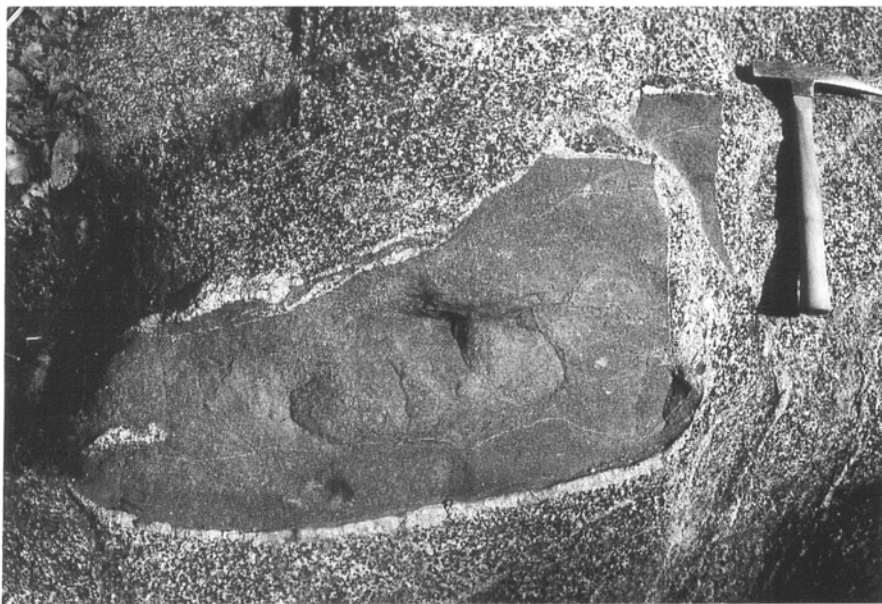
斜長石は自形-半自形で、集片双晶が顕著であり、累帯構造は弱い。石英の波動消光は弱い。

カリ長石はポイキリティックに他の鉱物粒子を包有する。黒雲母は自形-半自形で褐色を呈す



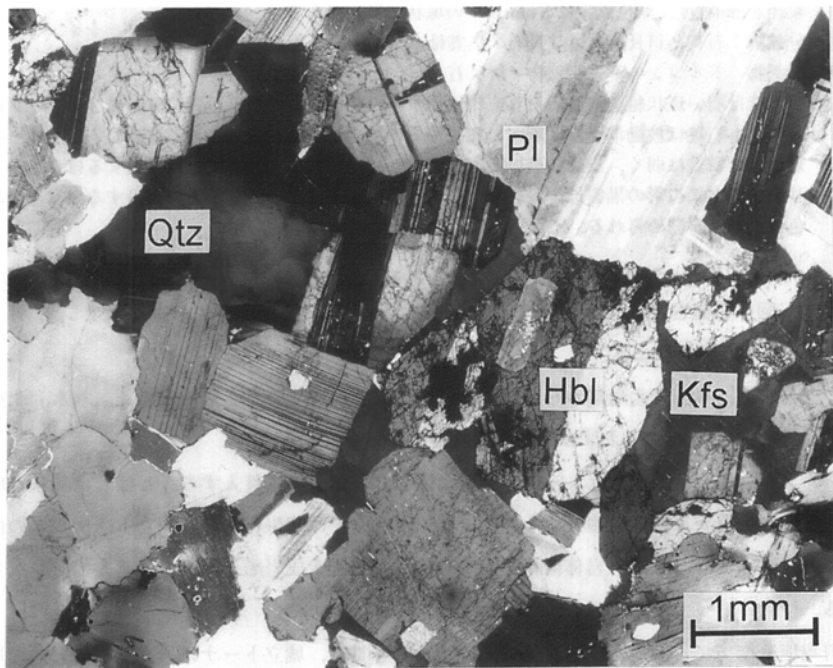
第22図 君ヶ野花崗閃緑岩中の暗色包有岩

特に暗色包有岩に富む部分で、1m-数10cm大の暗色岩が多数見られる。



第23図 暗色包有岩の周囲の優白質層

暗色包有岩の周りにはしばしば厚さ10mm程度の優白質層が見られる(美杉村広瀬).



第24図 君ヶ野花崗閃緑岩(R65966)の顕微鏡写真

Qtz:石英, Pl:斜長石, Kfs:カリ長石, Hbl:普通角閃石

る。普通角閃石は自形・半自形で緑色を呈する。

Ⅲ. 3. 7 下高尾花崗岩

命名 端山ほか(1982)による。

分布 名張市滝之原から青山町川上川上流にかけて北西-南東方向に伸びて分布し、東端の一部は東隣「二本木」図幅地域に分布する。端山ほか(1982)の示した分布範囲の西端は青山町前深瀬川付近であったが、それよりも西側の名張市滝之原付近まで分布は追跡できる。

貫入関係 城立トータル岩に貫入する。派生する岩脈が城立トータル岩を貫き、厚いものでは約500mに達する。阿保花崗岩との関係は不明である。両者は青山町床並^{とこなみ}西方で接するが、間に北北東-南南西の断層が存在すること、及び、下高尾花崗岩の岩相が西部では細粒化し、阿保花崗岩との識別が困難になることから、両者の関係を決定することはできなかった。

岩相及び産状 塊状の中粒黒雲母花崗岩を主とし、白雲母、ざくろ石を伴うことがある。

地域により若干岩相が変化する。東端の川上川上流では粗粒でしばしば斑状となり、無色鉱物が15mmに達することもある。城立トータル岩中に派生脈として見られる岩脈も同様に粗粒で若干斑状になることが多い。岩体中部の霧雨南から出合では中粒で平均粒径3-5mm程度である。岩体の西端の高尾から滝之原にかけては中粒で平均粒径2-3mm程度であり、まれに細粒の岩相も見られる。

岩石記載 中粒黒雲母花崗岩(第25図, GSJ R65970, 青山町霧雨南2km)

平均粒径2mm程度, 無色鉱物は3mm以下の塊状の岩石である。

主成分鉱物: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物: ジルコン・不透明鉱物・燐灰石

鏡下では弱い斑状組織が認められ、粒子サイズの頻度分布に2-3mmと1mmの2つピークが存在する。石英は波動消光が明瞭で、粒子境界が縫合状を示すものがある。斜長石は自形-半自形で累帯構造は弱く、集片双晶は顕著である。カリ長石は粒間充填状に存在するほか、ポイキリティックに自形の黒雲母、斜長石、粒状の石英を包有する。ジルコンと接する黒雲母には多色性ハローが認められる。不透明鉱物、燐灰石はごく少量である。

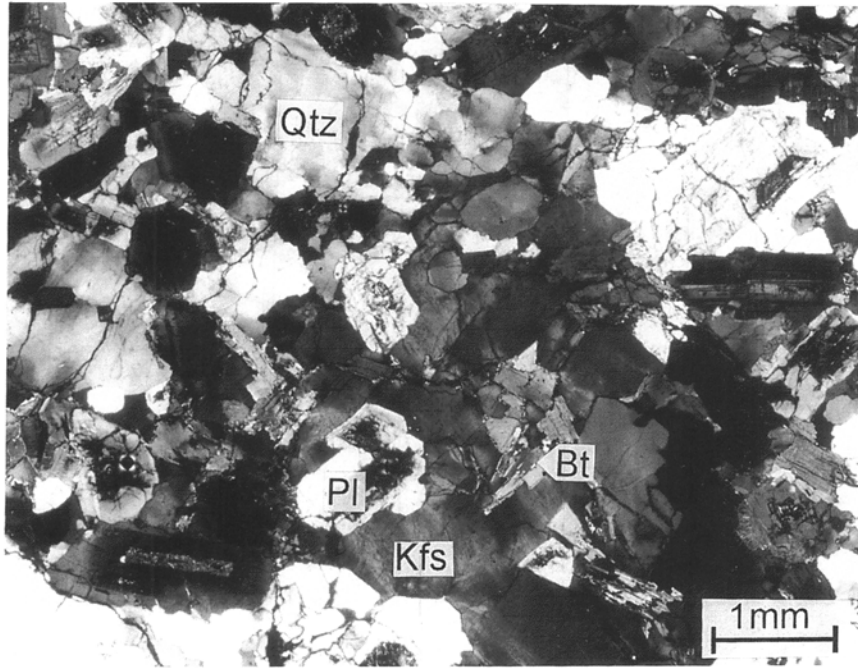
Ⅲ. 3. 8 阿保花崗岩(Ga₁, Ga₂)

命名 端山ほか(1982)による。

分布 主として、本図幅北端部から北隣「上野」図幅にかけて分布し、東隣の「二本木」北東隣の「津西部」図幅地域にかけてもわずかに分布する。

貫入関係 領家変成岩類、城立トータル岩の面構造に非調和的に貫入する。しばしば領家変成岩類や城立トータル岩をレンズ状に捕獲する。上野図幅地域内では柳生花崗岩、城立トータル岩の面構造に非調和的に貫入する。また、岩体南東端ではしばしば領家変成岩類や城立トータル岩をレンズ状に捕獲する。

青山町奥鹿野南方では阿保花崗岩が城立トータル岩を貫き、城立トータル岩を捕獲岩として取り込んでいる露頭が観察できる。ここでは、阿保花崗岩は厚さ1mの岩脈となっており、城立トータル岩との間に幅約1cmの珪長質な岩相が見られる。また、阿保花崗岩中には40cm大の不定形の城立トータル



第25図 下高尾花崗岩(R65970)の顕微鏡写真
Qtz:石英, Pl:斜長石, Kfs:カリ長石, Bt:黒雲母

ナル岩が捕獲岩として取り込まれており、この周りにも同様の珩長質な岩相が生じている(第26図)。

岩相及び産状 本岩は主として等粒塊状の白雲母含有黒雲母花崗岩よりなり、一部で黒雲母の配列による面構造が認められる。白雲母の量は地域により異なりまったく含まない部分もある。白雲母の大きさも地域により変化し、通常は肉眼で識別不可能な大きさであるが、しばしば肉眼でも確認でき、まれに最大で5mmに達するものもある。本図幅では、便宜的に肉眼で白雲母の識別可能な岩相を阿保花崗岩Ⅱとし、主岩相を阿保花崗岩Ⅰとして区別した。

図幅東部(名張盆地より東側)においては、平均粒径は1mm程度で、最大でも約2mmである。肉眼で白雲母が認められるものは少なく、阿保花崗岩Ⅰに相当する。図幅西部(名張盆地より西側)においても阿保花崗岩Ⅰは分布しここでは粒度は細粒-中粒である。

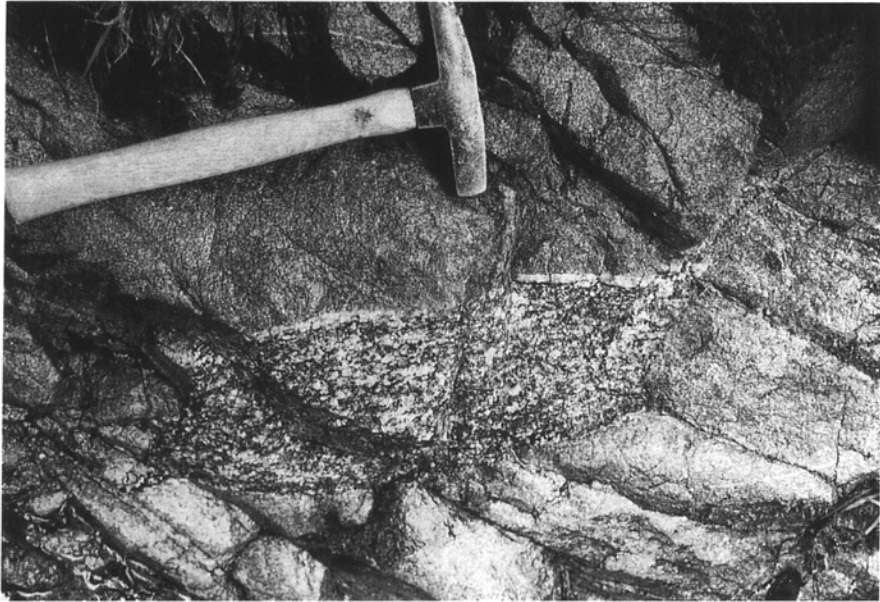
阿保花崗岩Ⅱは、図幅西部の毛原より西側に分布し、肉眼でも識別できるほどに白雲母を多く含む岩相が見られる。粒度は細粒-中粒で、白雲母に富まない岩相よりも若干粗粒である。この岩相は更に西隣の桜井図幅地域にも連続する。

岩石記載

阿保花崗岩Ⅰ(Ga₁)

細粒白雲母含有黒雲母花崗岩(第27図, GSJ R65976, 山添村毛原南南西600m)

黒雲母は0.5mm程度で、無色鉱物は1-2mmの塊状の岩石である。



第26図 阿保花崗岩中の城立トータル岩捕獲岩

城立トータル岩捕獲岩の上側に幅約1cmの急冷縁が存在する(青山町奥鹿野南方)

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・不透明鉱物

カリ長石は他形で弱いパーサイト組織を示し、自形の斜長石、黒雲母、石英をポイキリティックに含むことがある。斜長石は半自形-自形である。黒雲母は自形-半自形で褐色を呈する。白雲母は自形で薄板状のものが多く、微小で(0.1mm程度)でごく少量(<0.5%以下)存在する。ジルコンは比較的大きいものが多い(<0.3mm)。肉眼では白雲母はほとんど識別することができないものでも鏡下では見られることが多い。

阿保花崗岩II (Ga₂)

中粒白雲母含有黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R65977, 山添村三ヶ谷南南西1.2km)

黒雲母の粒径は1-2mm, 無色鉱物は2-3mmで、平均粒径2-3mmの塊状の岩石である。

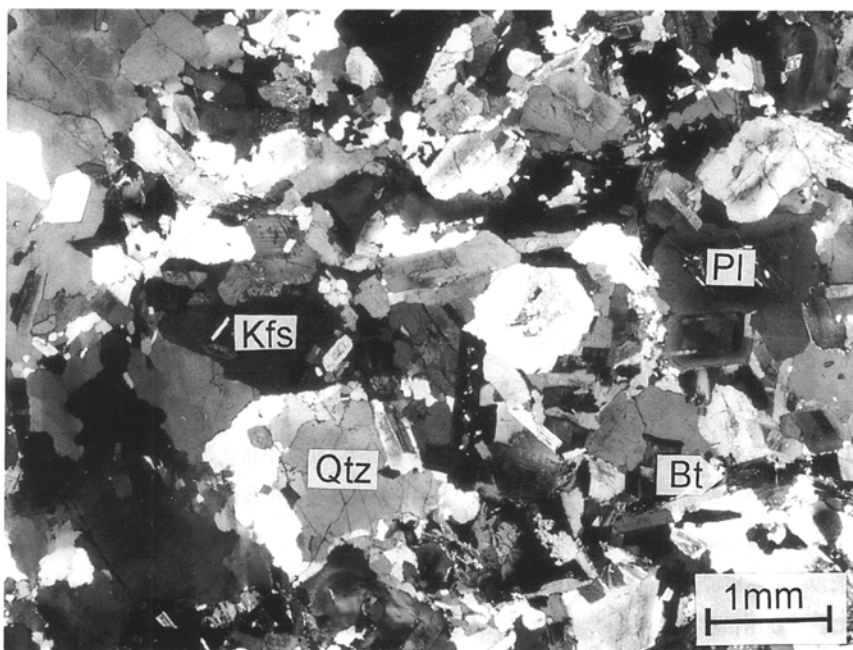
主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物：ジルコン・不透明鉱物・燐灰石

斜長石は自形-半自形で、累帯構造は弱いが核部はソーシュライト化している。集片双晶は顕著ではない。カリ長石は他形で弱いパーサイト組織を示す。石英はサブグレイン化しているものが多い。黒雲母は自形-半自形で褐色を呈する。白雲母は自形-半自形で少量存在する(モードで2%程度)。ジルコンは比較的多く、隣接する黒雲母に多色性ハローが認められる。不透明鉱物は少量で黒雲母に伴われるものが多い。燐灰石は少量が黒雲母中に包含されている。

III. 3. 9 岩脈(A)

分布 領家変成岩中にはしばしば黒雲母花崗岩の岩脈が見られる。これらの厚さは数mのオーダーから、1kmに達するものもある。規模の大きいものは青山町桜峠、御杖村東下と曾爾村瓜ヶ久保の3箇所である。



第27図 阿保花崗岩 I (R65976) の顕微鏡写真

Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Bt : 黒雲母

貫入関係 領家変成岩中に貫入する。

岩相及び産状 青山町桜峠の岩脈は細粒黒雲母花崗岩であり、暗色包有岩をまったく含まない。端山ほか(1982)では阿保花崗岩とされているが、黒雲母の色が緑褐色で変成岩中の花崗岩岩脈のものに類似しており本図幅では小規模貫入岩類の一種と解釈した。

御杖村東下の岩脈は優白質な細-中粒黒雲母花崗岩であり、やや不均質である。細長い暗色包有岩を含む。

曾爾村瓜ヶ久保の岩脈は中粒-粗粒の斑状黒雲母花崗岩であり、弱い面構造が認められる。岩相的には東下の岩脈と類似する。

岩石記載 斑状優白質中粒黒雲母花崗岩(GSJ R65972, 美杉村太郎生上出)

平均粒径 2mm 程度で、まれに最大長径 6mm の斜長石の斑状結晶を含む優白質な岩石である。

主成分鉱物 : カリ長石・石英・斜長石・黒雲母

副成分鉱物 : 燐灰石・ジルコン

カリ長石は斜長石との間にミルメカイトを生じており、ポイキリティックに自形の斜長石、黒雲母、半自形の石英を包含することがある。石英は波動消光を示さない。斜長石は自形-半自形で累帯構造が明瞭で、集片双晶が顕著である。黒雲母は自形-他形で緑褐色を呈し微小な結晶(1mm 以下)が少量存在する。

IV. 下部中新統(山粕累層)

(尾崎正紀)

IV. 1 概 説

中国地方から愛知県にかけての地域には、前期中新世後半-中期中新世の地層が分布する(第28, 29図)。これらの地層は名張図幅地域にも分布し、下部中新統は名張図幅西部では山辺層群(志井田・柴田, 1968), 名張図幅南部では山粕層群(君塚, 1932; 志井田ほか, 1960)と呼ばれる。両層群は、中部中新統の曾爾累層に不整合で覆われている(第V章参照)。

山辺層群及び山粕層群は一連の堆積物であることや両層群の層厚・岩相変化などから、本報告では両層群を累層として扱い、便宜上、両層群を山粕累層と統一した名称で呼ぶ。

IV. 2 層 序 区 分

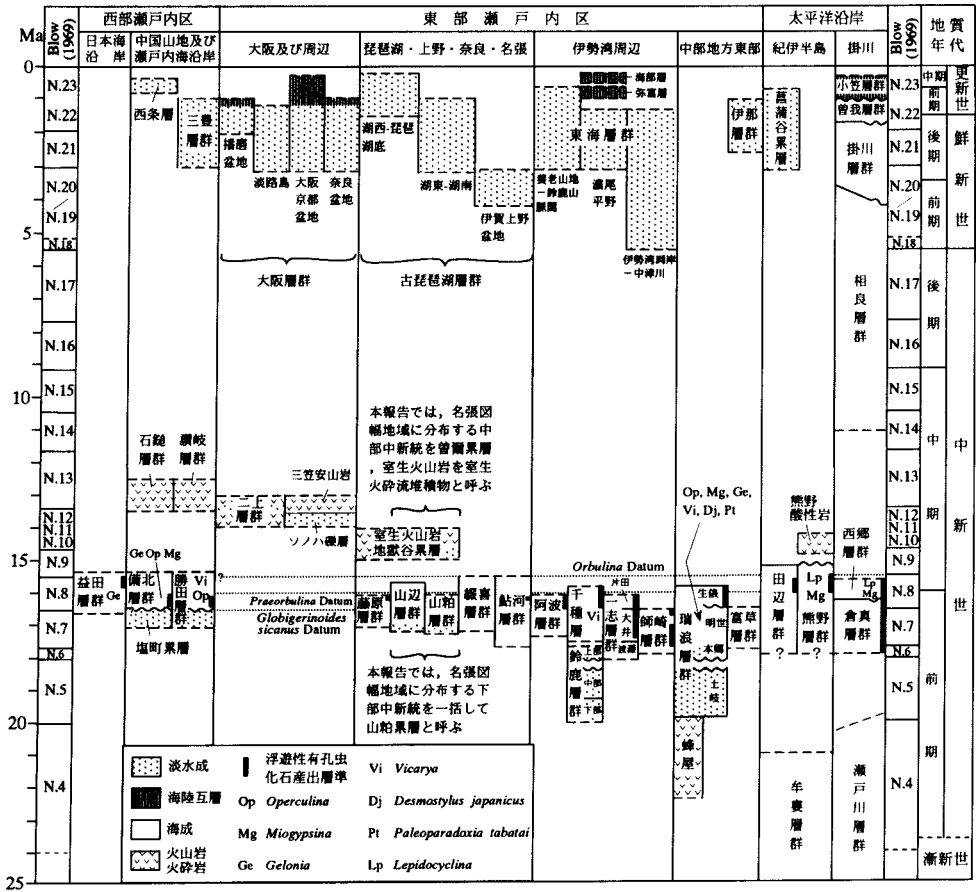
従来、山粕層群は岩相的に塩井礫岩層、伊賀見砂岩層、中太郎生泥岩層(志井田ほか, 1960)、また山辺層群は蘭生礫岩層、相河砂岩細礫岩層、外の橋泥岩層、清水砂岩層(志井田・柴田, 1968)に区分されていた。ところが、今回の調査の結果、幾つかの堆積環境の堆積物が1つの部層にまとめられているということが明らかとなった。そのため本報告では、地質図からある程度堆積環境の変化が読みとれるよう堆積相を基本として、礫岩相、砂岩礫岩相、砂岩泥岩相、砂岩相、泥岩相に区分した。礫岩相・砂岩礫岩相・砂岩泥岩相は陸成層、砂岩相と泥岩相は海成層と考えられる。各々の堆積相は漸移関係にある。断片的な分布で露頭条件もよくないため明確なことはいえないが、礫岩相と砂岩礫岩相は扇状地堆積物、砂岩泥岩相は扇状地前面に発達する蛇行河川堆積物と考えられる。また、砂岩相は波浪や暴風卓越の外浜中上部、泥岩相は外浜下部-内側陸棚と推定できる。

IV. 2. 1 礫岩相(Yg)

層位 山粕累層の基底部を占める。蘭生礫岩層(志井田・柴田, 1968)と塩井礫岩層、伊賀見砂岩層(志井田ほか, 1960)の一部に相当する。

分布 名張図幅南部では、曾爾村伊賀見・長野・塩井、美杉村太郎生・八知・石名原付近、御杖村敷津に分布する。名張図幅西部では室生村大野と深野に分布する。

層厚 名張図幅南部で層厚0-70 mと変化が著しい。名張図幅西部の大野で約30 m以上の層厚を持つ。



中新世中期の火山岩・火砕岩の地質年代は、宇部ほか (1996)、石川ほか (1996)、Uto et al. (1997)、吉川 (1997)、角井 (1998) に基づき修正した。

第29図 瀬戸内区の堆積物の年代と対比

吉田(1992)を一部修正

尼ヶ岳や伊賀見付近では欠如し、砂岩相が基盤を不整合に覆う。

岩相 巨-大礫を主体とする厚さ数 cm-5 m の正級化する礫岩層の累重からなる(第30-a 図)。太郎生の名張川両岸の露頭では直径約 2 m の巨礫も観察できる。礫岩層はレンズ状、楔状の形態を示し、基底はチャンネル構造を示すことが多い。また斜交層理のよく発達する砂岩層がレンズ状に挟まれる。まれに亜炭層が挟まれることがある。花崗岩質の粗粒砂からなる基質を持つ亜角礫-亜円礫の淘汰の悪い礫岩層で、礫種は傾家変成岩類と深成岩類を主体とする。礫岩相と基盤との間には、風化すると少し白色を呈する角礫-亜角礫の中-巨礫サイズの不淘汰な崖錐状の礫岩層がある。

IV. 2. 2 砂岩礫岩相 (Ysc)

層位 伊賀見砂岩層(志井田ほか, 1960)の大部分、特に南部に分布する伊賀見砂岩層に相当する。礫岩相と砂岩相とは漸移関係にある。

分布 曾爾村伊賀見・長野・塩井，美杉村太郎生・八知・石名原付近に分布する。

層厚 大洞山周辺で層厚約 250 m で，北西へ向かって薄くなる。

岩相 基底部に大礫(一部巨礫)を伴う厚さ数 10cm- 数m の砂岩層の累重からなる。基底部の礫は亜円礫主体である。砂岩層は斜交層理がよく発達する。また砂岩層は上方へ細粒化し，厚さ数 cm 程度のシルト・亜炭の薄層を挟むこともある。

IV. 2. 3 砂岩泥岩相(Ysm)

層位 伊賀見砂岩層(志井田ほか，1960)の一部に相当する。

分布 御杖村敷津，曾爾村長野西方-黒岩に分布する。

層厚 敷津，長野西方で約 50 m。

岩相 層厚数 cm-1 m の斜交層理の発達する砂岩と亜炭を含む泥岩の互層からなる(第 30-b 図)。砂岩層は細礫-中礫サイズの礫岩を含むこともある。泥岩層は平行葉理やリップル葉理が発達する極細粒砂岩の薄層を挟むことが多い。

IV. 2. 4 砂岩相(Ys)

層位 河砂岩細礫岩層，清水砂岩層と伊賀見砂岩層の一部に相当する。砂岩礫岩相及び砂岩泥岩相・泥岩相と漸移する。

分布 鎧岳東部，住塚山東方，俱留尊山・大洞山・尼ヶ岳・古光山の山麓に分布する。

層厚 伊賀見で 30-50 m，大洞山東方で 300 m と北西部ほど薄くなる。

岩相 厚さ数 m の中粒-細粒砂岩層の累重からなる。下部は細礫を含むこともある。また，厚さ数 cm- 数 10cm のシルト・細粒砂岩層を挟むことがある。斜交層理や平行層理が発達し，貝化石がラグに伴って産出することがある。

IV. 2. 5 泥岩相(Ym)

層位 山粕累層の上部に位置する。外の橋泥岩層と中太郎生泥岩層に相当する。一部，伊賀見砂岩層とされたものの中に挟まれる。

分布 名張図幅南部では，鎧岳東部，住塚山東方，俱留尊山・大洞山・尼ヶ岳・古光山の山麓に分布する。ほかに，室生村深野に分布する。

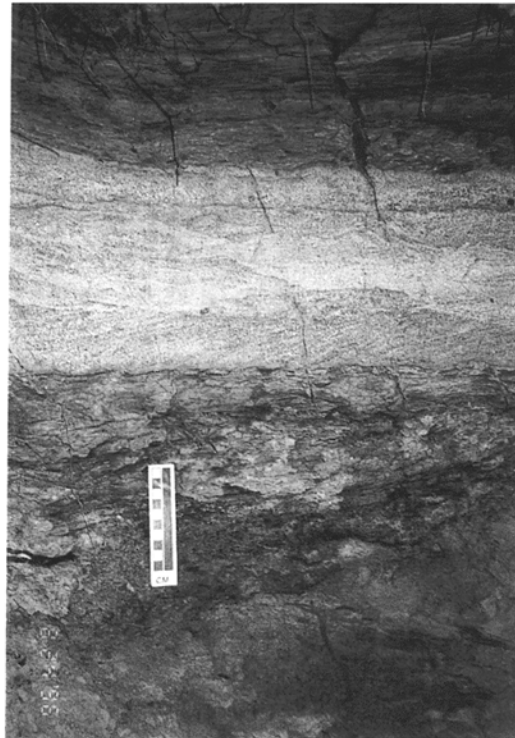
層厚 名張図幅南部の長野で 40 m 以上，伊賀見で 40 m 以上，太郎生で 100 m 以上，尼ヶ岳で 100 m 以上。いずれも上限は不明である。厚さ約 20 m の泥岩相が敷津の北で砂岩礫岩相と砂岩相に挟まれて分布する。桜井図幅内の外の橋泥岩層は模式地で層厚 30 m で，南西部ほど薄くなる(志井田・柴田，1968)。

岩相 シルト岩-極細粒砂岩を主体とする地層で，厚さ数 cm- 数 10cm の細粒砂岩の薄層を挟む(第 31 図)。外の橋泥岩層は砂岩泥岩互層から始まり，上位へ泥岩主体で，凝灰岩質となり，最上部は砂岩泥岩互層で凝灰岩質砂岩を挟むようになる(志井田・柴田，1968)。

a)



b)



第30図 山柏累層の堆積相(1)

- a) 礫岩相の露頭写真(曾爾村太郎生, 東下の北; 撮影地点1)スケールの長さは2 m
- b) 砂岩泥岩相の露頭写真(御杖村, 敷津; 撮影地点2)スケールの長さは10cm



第31図 山柏累層の堆積相(2)

泥岩相の露頭写真(御杖村敷津の北方：撮影地点3) スケールの長さは10cm

IV. 3 化石

砂岩相は *Glycymeris*, *Chlamys*, *Lucinoma*, *Dosinia*, *Macoma*, *Turritella*, *Tectonactica*, *Yoldoia* などが、また、泥岩相は *Lucinoma*, *Macoma* が多産し、ほかに *Acila*, *Portlandia*, *Turritella* などが産出する(志井田ほか, 1960; 志井田・柴田, 1968)。砂岩相は浅海の環境が、また泥岩相は *Cavolina* 産出などから暖かい海域が推定されている(志井田・柴田, 1968)。泥岩相には生痕化石が産出するが、露頭条件が悪く同定はできなかった。礫岩相・砂岩礫岩相・砂岩泥岩相は、植物・昆虫化石など淡水産の化石を産するが、詳細については不明である。

IV. 4 地質構造

名張図幅地域では、中新統を切る断層として、北西-南東～西北西-東南東走向の断層群と北東-南西～北北東-南南西走向の断層群が認められる。いずれも曾爾累層を切る断層群で、前者は正断層群、後者は逆断層群と推定される。

IV. 4. 1 北西-南東～西北西-東南東走向の断層群

小長尾断層 志井田ほか(1960)によって命名。小長尾北西部から青蓮寺川を横切り、塩井の谷の中流付近まで追跡される長さ5-6kmの北西-南東走向の正断層。北東落ちで、落差は小長尾付近で約130mと推定されている(志井田ほか, 1960)。今回の調査では断層露頭は確認できなかったが、塩井の谷の南で領家変成岩類と礫岩相(塩井礫岩層)との間に断層が、小長尾の北では曾爾累層下部の断層に

よる引きずりが確認されている（志井田ほか，1960）。

伊勢地断層 志井田ほか(1960)によって命名された，俱留尊山から伊勢地川沿いに走り石名原に至る西北西-東南東走向，北北東落ちの正断層。志井田ほか(1960)によると，露頭での断層の走向傾斜は上太郎生で $N30^{\circ}W, 30^{\circ}N$ ，杉平と小屋の間では $N60^{\circ}W, 60^{\circ}N$ ，石名原の南では $EW, 70^{\circ}N$ を示し，いずれも数10cmの断層粘土又は断層角礫が観察されている(具体的な露頭地点は示されていない)。今回の調査で，以下のように断層露頭が2箇所確認できた。

断層露頭 I-1 (御杖村敷津北西) (撮影地点4) 断層面の走向傾斜は $N75^{\circ}W, 52^{\circ}N$ で，領家変成岩類と山粕累層の砂岩礫岩相が接する(第32図)。特に引きずり褶曲は認められない。幅0.5-3cmの黒色-褐色を呈する柔らかい断層粘土が認められる。

断層露頭 I-2 (美杉村杉平) 断層面の走向傾斜は $N65^{\circ}W, 70^{\circ}N$ で，砂岩礫岩相と礫岩相が接する。断層北側の砂岩礫岩相の走向傾斜は $EW, 20^{\circ}N$ で，断層によってわずかに引きずられている。

尼ヶ岳南断層(新称) 大洞山と尼ヶ岳の間を西北西-東南東方向に走る長さ約5kmの断層。美杉村小田，広瀬付近で最大約100mの南南西落ちの変位を示すが，西北西へ急激に変位が小さくなる。断層露頭は確認できなかったが山粕累層と領家深成岩類との関係から正断層を推定した。

深野断層(新称) 室生村深野から小原に至る長さ約5kmの西北西-東南東走向，南南西落ちの断層。明確なりニアメントが存在し，断層変位は室生火砕流堆積物の断層を境にした分布から最大で約50mと推定できる。

荷阪断層(新称) 棒原町荷阪付近に存在する明確なりニアメントで，曾爾累層を切る西北西-東南東走向，北北東落ちの断層と推定できる。

赤埴断層(新称) 棒原町赤埴地域を，西北西-東南東走向，南南西落ちを示す断層。第四系の分布も規制しているが，領家変成岩類と領家深成岩類の境界にあたり，岩相による組織地形の疑いもある。

IV. 4. 2 北東-南西～北北東-南南西走向の断層群

八知断層 志井田ほか(1960)によって命名。名張図幅南東端を北東-南西方向に走る西落ちの逆断層。逢阪峠(東隣図幅「二本木」内)東南方で西南に曲がり，石名原付近で伊勢地断層に突き当たる。東側の領家変成岩類と西側の伊賀見砂岩層が接する。断層変位は最大80m東側が上昇していると推定できる。逢阪峠の東南では，山粕累層砂岩礫岩相(伊賀見砂岩層)と基盤の間，幅約1mの断層粘土を伴う走向傾斜 $N40^{\circ}E, 80^{\circ}E$ の高角逆断層が観察されている(志井田ほか，1960)。

太郎生断層(新称) 美杉村太郎生地帯を北北東-南南西に延びる長さ5kmの逆断層。志井田ほか(1960)によって断層の存在は指摘されていたが，名称は与えられていなかった。今回の調査で断層露頭は確認できなかった。山粕累層・曾爾累層と領家深成岩類の分布から，断層変位は西側が最大40m上昇したと推定できる。

広瀬断層 志井田ほか(1960)によって命名。美杉村広瀬から桜峠(尼ヶ岳北方)へ通ずる新道の傍に露頭が確認されており，塩井礫岩層の上に基盤岩類が衝上(衝上面は $N60^{\circ}E, 60^{\circ}NW$)している(志井田ほか，1960)。

山粕累層 砂岩礫岩相

領家変成岩類



山粕累層の走向傾斜
N40°W16°N

断層面 N75°W52°N

第32図 伊勢地断層の露頭

御杖村敷津の北方：撮影地点4ハンマーの長さは28cm

今井断層(新称) 曾爾村長野から太郎路に至る東北東-西南西走向の長さ5-6kmの断層。断層露頭は確認できなかったが、断層を境にした地層の分布から、今井付近で南東側が約200m上昇したと考えられること、雁行状に発達し、俱留尊山西断層と同じ系列の断層と考えられることから、南東方向へ傾斜した断層面を持つ逆断層と推定される。曾爾村長野において中位段丘堆積物の分布を規制していることも含め、活断層の疑いもある。

俱留尊山西断層(新称) 俱留尊山西の谷沿いを北東-南西方向に走る逆断層で、曾爾村塩井から青山町高尾東方まで約12kmの長さを持つ。曾爾累層の分布から、俱留尊山西付近で垂直変位は約100m(東南東側上昇)に達する逆断層と推定できる。

住塚山北断層(新称) 住塚山北を東北東-西南西方向に走る断層で、曾爾累層の分布から北西側落ちの変位が推定できる。

その他の断層 三郎岳東に北北東-南南東方向に明確なニアメントが存在する。室生火砕流堆積物の分布域を走るため岩相の違いによる組織地形とは考えられないことから、北東-南西～北北東-南南西走向の逆断層群に属すると考えられる。

V. 中部中新統(曾爾累層)

(山元孝広)

近畿地方の中央部，本図幅地域を中心に広く新生代の火山岩が分布することは古くから注目され，「室生火山群」の名で呼ばれていた(君塚，1932)．この火山岩は鮮新世に多数の火道から噴出した溶岩からなるものと当初考えられていたが，その後の志井田ほか(1960)の研究により，溶結凝灰岩で構成されることが明らかにされ，下位の礫岩・砂岩・泥岩とともに「曾爾累層」と命名された．また，その噴出年代についても，前期-中期中新世を示す放射年代値がいくつか報告され(Hirooka and Kawai, 1967; Matsuda et al., 1986)，これが鮮新世の火山岩であるとする考えは次第に否定されてきた．これらの年代値は誤差を越えて相互に矛盾していたが，最近の宇都ほか(1996)やUto et al.(1997)の研究により，火山岩の噴出年代は14.3-14.4Ma前後であることがかなりの精度で明らかになってきている．また，Torii(1983)は，火山岩の古地磁気方位が逆帯磁で偏角が著しく西に偏ることから，西南日本の時計回り回転運動の前に噴出したと考えている．

本報告では，従来「室生火山岩」と呼ばれていた火山岩を「室生火砕流堆積物」と呼ぶ．これはこの火山岩が単一の冷却ユニットからなる火砕流堆積物のみで構成されるためである．また，室生火砕流堆積物自体も，どこか遠方の別の火山から流れてきた火砕流が当時の低地を埋めて堆積しているだけで，堆積物の分布域やその周辺に噴出源があるわけでもない．君塚(1932)が噴出中心と考えた山々も基本的には火砕流台地が浸食されたものであり，「室生火山群」の名称は用いるべきではなかろう．室生火砕流堆積物は現存部分だけでもその体積は100km³を越えており，給源にはかなり大型のカルデラ火山が想定される．しかし，その給源火山がどこにあるのかについては，未だに明らかにされていない．宇都ほか(1996)は，室生火砕流堆積物が，その南に位置する紀伊半島の中新世花崗岩類と同時代であることを明らかにし，両者の成因を一緒に考えなければならないことを指摘している．

V. 1 曾爾累層

地層名 志井田ほか(1960)の「曾爾累層」による．整合一連の一累層のみからなるので，「層群」とは呼ばないことにする．

模式地 奈良県曾爾村伊賀見の北東の倶留尊山にいたる青蓮寺川の支沢．志井田ほか(1960)はこの支沢をふろの谷とし，同じく模式地に指定しているが，現地の人はこの沢を滝川(上流はケヤキ谷)と呼ぶ．不老谷と呼ばれる支沢は同村太郎路の鎧岳の南東にある．

定義 山粕累層や先新第三系を不整合に覆うやや固結した礫岩・砂岩・泥岩とこれを整合に覆う流紋岩質の室生火砕流堆積物(次項)からなる。志井田ほか(1960)の「曾爾層群」や横田ほか(1978)の「室生層群」と全く同一の地層である。西隣の「桜井」図幅地域に分布するものは志井田・柴田(1968)により「都介野層群」と呼ばれているが、その分布は本図幅地域のもので連続しており、異なる地層名を用いる必要性はない。志井田ほか(1960)は、「曾爾層群」を下位から「小長尾礫層」・「ふろの谷層」・「室生火山岩」に区分したが、本報告ではこの区分を採用しない(詳細は次項)。

分布・構造 本図幅地域の南半分を占める山地部に広く分布する。倶留尊山・大洞山・尼ヶ岳・鎧岳・住塚山などの主要な山々の山頂部は、いずれも本累層の溶結した火砕流堆積物で構成されている。一方、下部の分布は局所的で分布域の南縁にわずかに露出するにすぎない。本累層は10度以下の傾斜で北から北西に傾いており、山地の高度も名張川に向かって低くなる傾向が認められる。ただし、本累層は北東から東北東走向の断層による変位を受けており、断層を横切るルートでは同じ地層が繰り返し出現する。特に名張断層による変位は大きく、その垂直変位は200 mを越えている。

層序関係 山粕累層や先新第三系を不整合に覆う。不整合面は凹凸に富み、下位層上にできた谷地形を埋積するかたちで堆積している。ただし、山粕累層と本累層との間に大きな構造の違いは認められない。

層厚 下部を構成する礫岩・砂岩・泥岩の層厚は30 m以下。上部の火砕流堆積物の層厚は最大で約400 m。

岩相 本累層の下部の地層のうち、主要部分を占める礫岩は、アルコース質粗粒砂の基質を持つ岩片支持の塊状の円礫岩である。中礫を主体とし、礫種はチャート・変成岩・流紋岩溶結凝灰岩・山粕累層由来の砂岩及び泥岩が多く、花崗岩類の礫は比較的少ない。また、前三種の礫は良く円磨されているのに対し、山粕累層由来の礫は亜角礫や亜円礫である。砂岩と泥岩は互層しており、砂岩は中礫混じりの淘汰の悪い塊状アルコース粗粒砂、泥岩は黒色で炭質物を含み、連続性の悪い中粒砂の薄層を頻繁に挟む。これらを整合に覆う室生火砕流堆積物の岩相については次項を参照のこと。

化石 志井田ほか(1960)は下部の堆積岩から植物化石 *Styrax microcarpa* の産出を、島倉(1964)は花粉化石群集 *Carya-Liquidamber-Nyssa* 群の産出を報告している。

年代・対比 室生火砕流堆積物の放射年代値(詳細は次項)から中期中新世の地層であると判断される。

V. 2 室生火砕流堆積物

地層名 志井田ほか(1960)の「室生火山岩」による。火砕流堆積物だけからなるので「火山岩」とは呼ばないことにする。

定義 曾爾累層の上部を構成する、単一の冷却ユニットからなる流紋岩質の火砕流堆積物である。志井田ほか(1960)では彼らの「室生火山岩」の下位に非溶結の凝灰角礫岩を認め、これを「ふろの谷層」と呼び、溶結して柱状節理の発達し始めるところから上位を「室生火山岩」と定義し、その後、志井田・柴田(1968)は、「ふろの谷層」も「室生火山岩」に含まれるように定義を改めている。しか

し、彼らが「ふろの谷層」とした凝灰角礫岩も、実際には露頭面で比較的大きな黒色本質レンズが浮き上がって良く目立つ溶結凝灰岩であり、この部分を独立した地層として扱う意味はない。

層序関係 曾爾累層の下部の礫岩・砂岩・泥岩を整合に覆う。

層厚 最大で約 400 m.

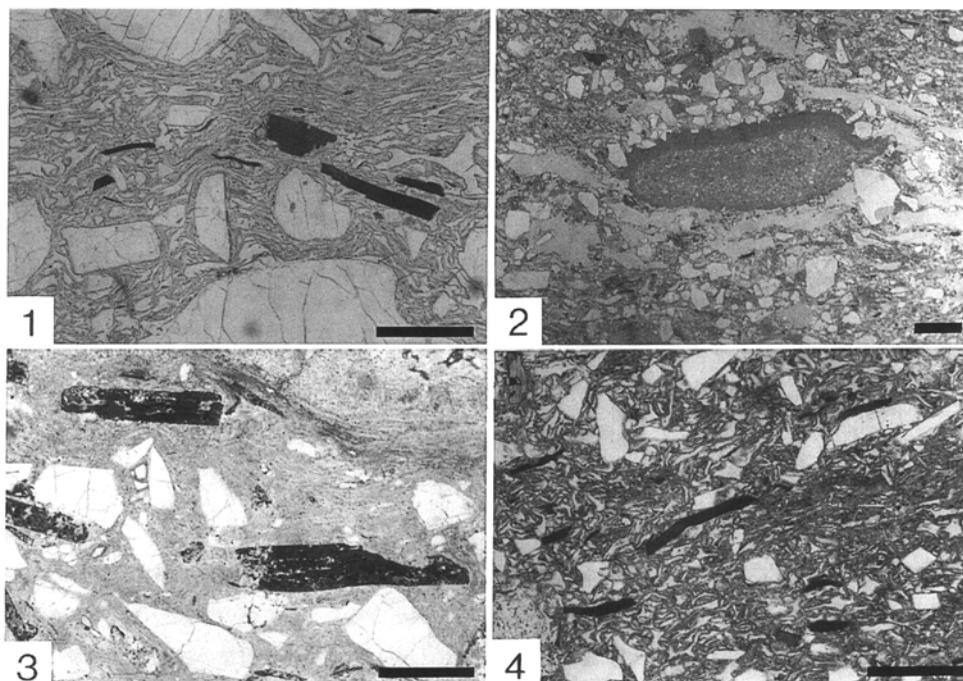
岩相 本火砕流堆積物は、黒色ガラス質の溶結した火山礫凝灰岩からなる下部と脱ガラス化作用を受けた白-灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる上部に区分できる。下部は君塚(1932)の含紫蘇輝石黒雲母石英安山岩や志井田ほか(1960)の“黒溶岩”に、上部は君塚(1932)の黒雲母石英安山岩や志井田ほか(1960)の“白溶岩”に相当し、両者は志井田ほか(1960)がすでに指摘したように漸移関係にある。このような堆積物の岩相は、本図幅地域内において共通しており、火口近傍相と見られる粗粒異質岩片の濃集する岩相や非溶結部はこれまでに確認していない。火砕流堆積物の本質物は斜方輝石黒雲母流紋岩で、斑晶として斜長石・石英・サニディン・黒雲母・斜方輝石を含むほか、ごく稀にざくろ石が認められる。本質物の岩質に、上部と下部で特に違いは認められなかった。露頭では柱状節理の発達がよく、名張市の香落溪や天然記念物に指定されている曾爾村の屏風岩・兜岩・鎧岩に良く露出する。また、名張市の赤目四十八滝もこの堆積物が削られたものである。

下部の黒色溶結火山礫凝灰岩は、堆積物の基底から厚さ約 100 m 以内の部分で構成する。多くの露頭では長径 10 cm 以下の本質レンズと石英(径 4 mm 以下)・黒雲母(径 2 mm 以下)の目立つガラス質基質で構成され(第 33-1 図)、稀に長径 20 cm 以上の本質レンズが濃集する場合がある(第 34 図)。異質岩片は径 1 cm 以下のものがまばらに含まれる程度である。塊状の部分が多いが、1-30 cm 厚の単層からなる成層部分が挟まれることがあり、岩相変化は比較的激しい。成層部では基質部の淘汰がよく、特に結晶片が濃集した部分では、一見溶結度が低いようにも肉眼では見え、志井田ほか(1960; 第 1 図版の 3)はこのような部分を非溶結凝灰岩の挟みとして記載している。しかし、鏡下では火山ガラス片の著しい溶結構造が確認でき、上下の本質レンズに富む部分とに溶結度の違いがあるわけではない。また、曾爾村にある屏風岩東端の林道沿いの露頭では、溶結した成層火山礫凝灰岩中には長径 3-6 mm の火山豆石が濃集する部分がある。火山豆石は溶結により扁平化しているが、周囲の基質よりも細粒の火山灰の集合からなり、より細かな粒子からなる外殻を持つ本来の内部構造を保持している(第 33-2 図)。

上部の溶結火山礫凝灰岩は、石英(径 4 mm 以下)・黒雲母(径 2 mm 以下)の目立つ白-灰色の凝灰岩で、本質レンズと基質の境界は肉眼ではほとんど見分けることができない。これは堆積物が長時間高温状態であったため、本質レンズや基質の火山ガラスが再結晶作用を起こした結果(脱ガラス作用)で、鏡下では微細な結晶からなる微珪長質-微球顆構造が認められる(第 33-3 図)。下部から上部へのこの岩相の変化は、溶結した火砕流堆積物にごく普通に認められる現象である。異質岩片の量も下部同様に少なく、非常に均質な見かけをしている。しかし、ごく稀には曾爾累層下部の礫岩に由来するとみられるチャート・変成岩・溶結凝灰岩・花崗岩の円礫に富む火山礫凝灰岩が、火砕流堆積物の上部にも見られる場合がある。例えば、名張市赤目から曾爾村今井に至る林道の峠部(標高 750 m 地点)での切り割りでは、やや淘汰の良い円礫濃集部が溶結した火山礫凝灰岩に包まれてレンズ状に出現し、周囲とは漸移関係にある。

火砕流堆積物の直下には、これに先行する降下堆積物が存在する場合がある(室生村の住塚山北方や名張市百々の南方)。層厚は30cm弱で、本図幅地域内ではほとんど変化しない。2つの単層で構成されており、下部は石英や黒雲母の結晶片(径1.5mm以下)の目立つ灰白色の粗粒火山灰、上部は径8mm以下の軽石火山礫で構成され、ともに淘汰が良い。上位の火砕流堆積物の溶結作用はその基底部から始まるが、下位の降下堆積物には全く溶結は認められない(第33-4図)。降下堆積物は基底部のすべての地点に存在するわけではなく、火砕流堆積物が直接、曾爾累層下部の礫岩・砂岩・泥岩を被覆する場合の方が多い。

年代・対比 宇都ほか(1996)は本火砕流堆積物の黒雲母K-Ar年代値として、 $14.44 \pm 0.16\text{Ma}$ を、また、Uto et al. (1997)は同黒雲母の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代値として $14.31 \pm 0.04\text{Ma}$ を報告している。



第33図 室生火砕流堆積物の顕微鏡写真

1. ガラス質溶結火山礫凝灰岩(GSJ R65907)美杉村飯垣内 2. 溶結した火山豆石凝灰岩(GSJ R65908)曾爾村小長尾 3. 脱ガラス化作用を受けた溶結火山礫凝灰岩(GSJ R65909)曾爾村今井 4. 非溶結の降下火山灰(GSJ R65910)名張市百々 スケールはすべて0.5mm



第34図 室生火砕流堆積物中の本質レンズ
(名張市赤目長坂東)

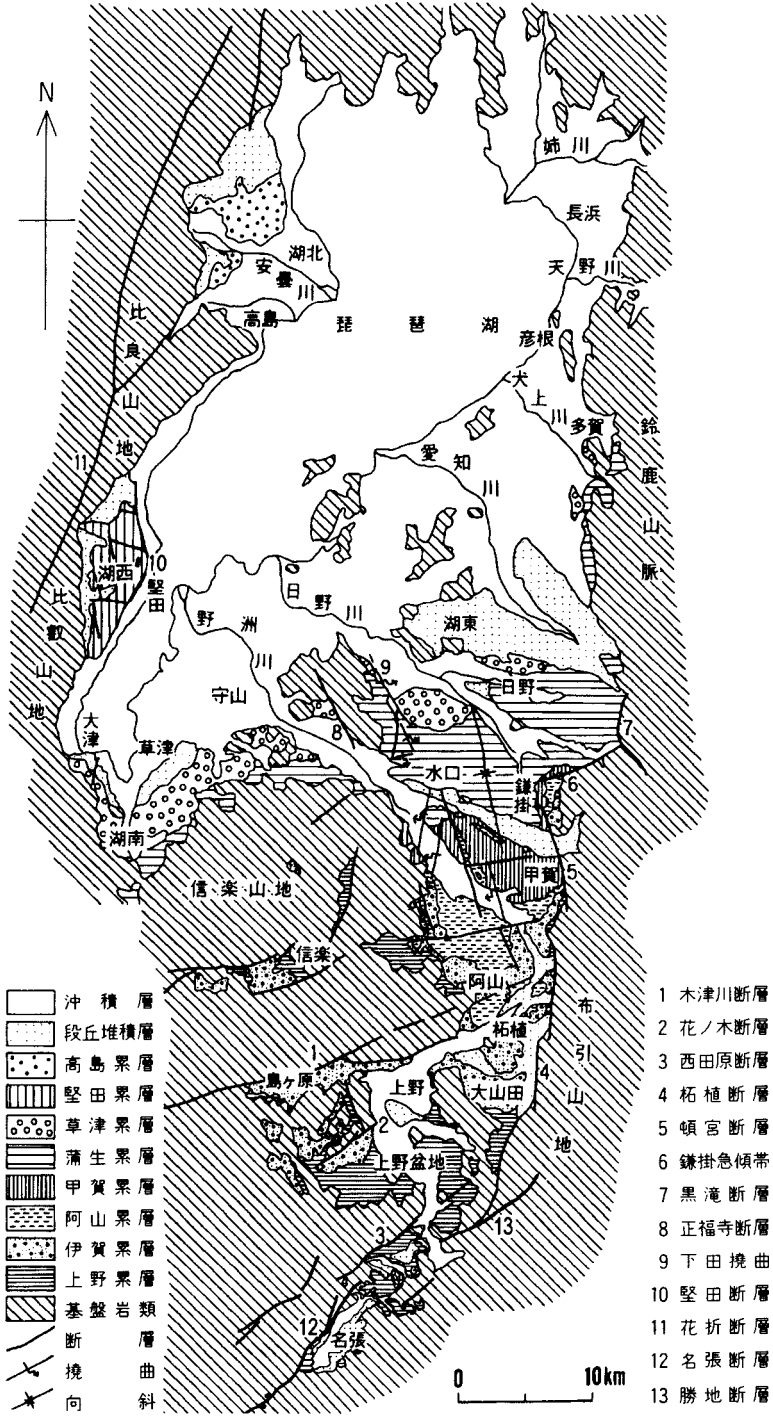
VI. 鮮新統(古琵琶湖層群)

(川辺孝幸)

VI. 1 研究史

古琵琶湖層群(第35図)のうち、地層の連続性の良い甲賀累層より上位の地層(水口以北に分布)に関しては、中村(1929)による古琵琶湖層の命名以来、火山灰層を鍵層として用いた池辺(1934)による研究をはじめ、詳しい層序学的研究が多数なされている。しかし、古琵琶湖層群の最下部の累層である上野累層が分布する、本図幅地域を含む名張市-上野市周辺に関しては、層相の側方変化が著しく、挟まれる火山灰層も連続性に乏しいことから鍵層として容易に利用できないこと、更に、地層自体の分布が限られているために、層序の確立は困難であった。

伊賀累層(Takaya, 1963)は、陶土層主体の伊賀粘土層と砂礫層主体の永谷砂泥互層に区分されている(Takaya, 1963; 近藤, 1968; 横田ほか, 1978)。一方 Kawabe (1989)は、Takaya (1963)の伊賀累層を、火山灰層を鍵層にして、下位の湖東流紋岩類の礫を含まない陶土層、シルト層、砂礫層からなる上野



第35図 古琵琶湖層群の地質概略図(林・川辺, 1993をもとに一部を修正)

累層と湖東流紋岩類の礫を含む砂礫層主体の伊賀累層の2つに区分し(第36図)、各累層の中を岩相の違いによって、地域ごとに複数の部層に区分している(川辺ほか, 1996)。

VI. 2 層 序

名張地域から北隣「上野」図幅地域のかけては、上野累層・伊賀累層・阿山累層が分布する。大局的には南ほどより下位の地層が分布し、本図幅地域には古琵琶湖層群最下部の上野累層が分布する。

VI. 2. 1 上野累層

上野累層(Kawabe, 1989)は、古琵琶湖層群の最下部の地層で、上野市南西部の花ノ木丘陵(「上野」図幅地域内)を模式地とし、島ヶ原地域南部、上野市南部、伊賀-大山田地域などに広く分布し、一部は本図幅地域にも分布する。上野累層は、層厚が最大250mで、粘土層を主体とし、砂層と礫層を挟む。本層の基底部付近や基盤の高まりに囲まれた地域では陶土層や亜炭層が発達する。北隣「上野」図幅の各地域では、火山灰層を鍵層にして比較すると、同時異相の関係が見られる。そのため、地域ごとに複数の部層区分がなされている。本図幅地域から連続する北隣「上野」図幅内の上野市南東部地域に分布する上野累層は、下位より領主谷部層、市部部層、友生部層に区分されている。本図幅地域には領主谷部層と市部部層が連続して分布する(第37図)。

本図幅地域では、鍵層となる明瞭な火山灰層が見つからないのに加え、沖積層の分布、段丘堆積層の被覆等や名張市街地や桔梗が丘周辺の宅地開発によって地層の詳細な対比が困難なため、桔梗が丘北方の名張川支流の小波田川を境に、北側の名張市新田・下小波田地域を上野市南東部地域からの連続を元に領主谷部層と市部部層に区分し、小波田川より南側の名張地域に分布するものを一括して未区分上野累層とした。

	上野盆地主部(「上野」図幅地域, Kawabe, 1989)				名張地域(本図幅地域)	
	伊賀-大山田地域	花ノ木丘陵地域	島ヶ原地域	上野市南東部地域	小波田川以北	小波田川以南
古上琵琶湖層群	中村部層 (粘土層主体) 層厚:150m	余野部層上部 (砂優勢互層) 層厚:70m	伊賀粘土層 (粘土優勢層) 層厚:40m	友生部層 (粘土優勢層) 層厚:100m	市部部層 (砂層優勢層) 層厚:20m+	未区分上野累層 (主部:砂粘土互層 西部:砂礫優勢) 層厚:50m<
	喰代部層 (砂泥互層) 層厚:50-70m			余野部層下部 (砂粘土互層) 層厚:80m		
基盤岩類	領家帯花崗岩類, 領家變成岩類					室生層群, 領家帯花崗岩類

第37図 名張図幅内の上野累層の層序

a. 名張市新田・下小波田地域

名張市新田・下小波田地域の上野累層は、層厚が100 m以上で、主に花崗岩質な粗粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されており、間に花崗岩類・領家変成岩類・室生火砕流堆積物などの礫からなる礫層を挟む。本地域の上野累層は、下位から、領主谷部層、市部部層に区分できる(第36図)。

領主谷部層(Ur)

領主谷部層は、基盤の領家変成岩類及び領家花崗岩類を不整合に覆い、市部部層に整合に覆われる。

模式地 北隣「上野」図幅内の上野市領主谷-丸山。

分布 上野市丸山-領主谷、岡波-比自岐、摺見周辺など。

層厚 約50 m。

層相 淘汰不良のシルト・粘土層を主体とする地層で、領家花崗岩類及び変成岩類の砂層や礫層、亜炭層を挟む。

市部部層(Ui)

市部部層は、下位の領主谷部層を整合に覆い、花崗岩質の粗粒砂を主体として、間にシルト・粘土層を挟む。本図幅から約100 m北側の「上野」図幅内の上野市庄田の近鉄大阪線の南側法面には市部火山灰層が挟まれているが、本図幅地域では同火山灰層は確認できなかった。

模式地 「上野」図幅内の上野市市部東方から依那具にかけて。

層厚 約50 m。

層相 層厚1-2 mの花崗岩質の粗粒砂層と、層厚0.2-0.5 mの中粒-細粒砂層、層厚0.2-1 mのシルト・粘土層の互層からなる。粗粒砂層には、トラフ型の斜交葉理が発達することが多い。粗粒砂層の下底面は、一般に下位のシルト・粘土層を不規則に覆うか、チャンネル状に削り込んでいる。これに対して、細粒-中粒砂層には平行葉理・カレントリップルが発達し、シルトや黒雲母の密集する薄層を挟む。シルト・粘土層は、塊状の場合と弱いラミナが発達する場合があります、いずれの場合にも木本類や草本類の根の化石をしばしば含む(第38図)。

b. 名張地域

未区分上野累層(U)

本層は、層厚が50 m以上で、花崗岩質の砂層とシルト・粘土層の互層から構成されており、間に花崗岩・領家変成岩類・室生火砕流堆積物などの礫からなる礫層を挟む。露出が不連続で断片的であるが、場所によって岩相が異なる。

桔梗が丘南部や名張市街地東方から名張市滝之原周辺では、一部陶土層としての岩相を示すシルト・粘土層を主体として、レンズ状の砂層を挟む(第39、40、41図)が、南部ほど砂層の割合が増え、砂層も粗粒になり、花崗岩類、チャート起源変成岩、室生火砕流堆積物などの中礫-細礫を含むよう

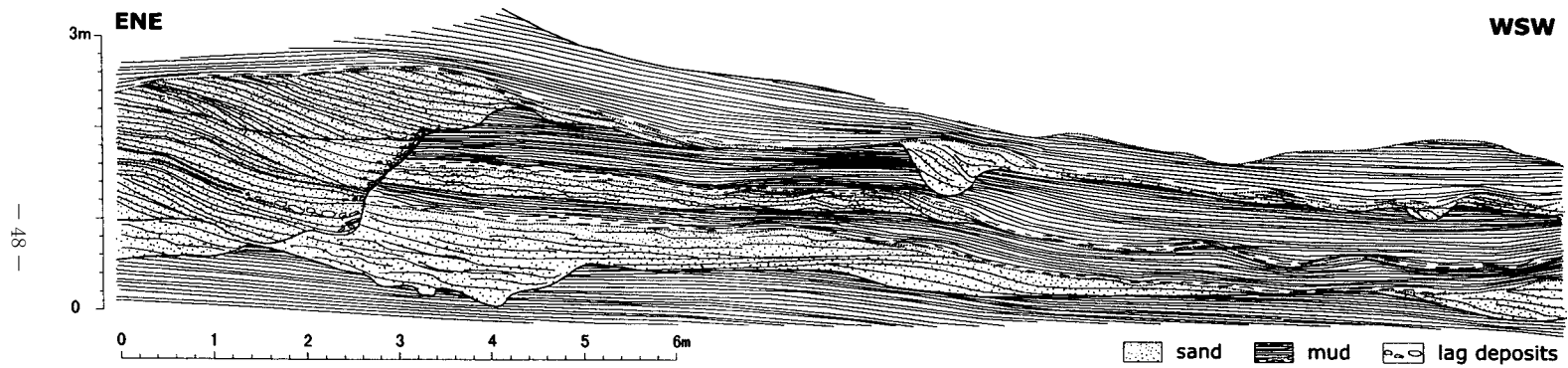


第38図 名張市東田原の造成地西側に露出する上野累層市部部層の砂層を挟む粘土層
砂層には北西方向示すカレントリップルが発達している(撮影地点5)

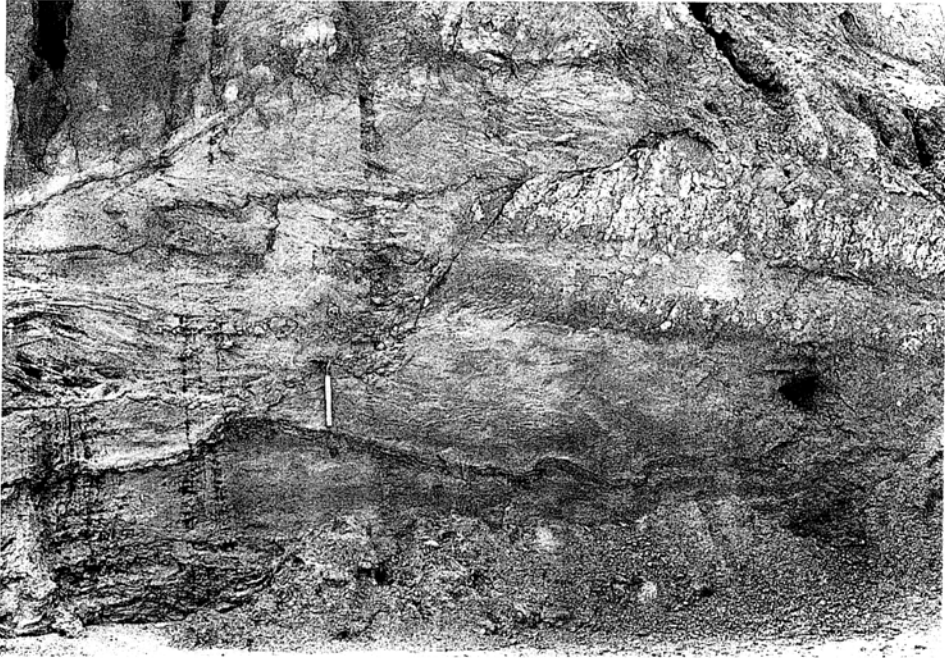
になる(第42図)。基盤付近では亜炭層を挟むこともある。桔梗が丘北部周辺では、花崗岩質砂層とシルト・粘土層との互層からなり、市部部層と同様な岩相を示す。この地域では、北隣の名張市新田・下小波田地域から連続する岩層区分が可能で、岩相的には、桔梗が丘南部以南は領主谷部層に、桔梗が丘北部のものは市部部層に対比されると思われるが、正確な境界を設定するには至らなかったため未区分上野累層と一括して扱った。

名張盆地の最南西端に位置する名張市安部田^{あべた}では、チャート起源変成岩や室生火砕流堆積物、花崗岩類、アプライトなどの中礫を含む砂礫層が分布する(第43図)。基盤の花崗岩類とは不整合の関係にあり、北東方の領主谷部層と同時異相の関係にあると考えられる。

未区分上野累層は名張市北西方の奈良県山辺郡山添村岩屋にも分布が知られている。

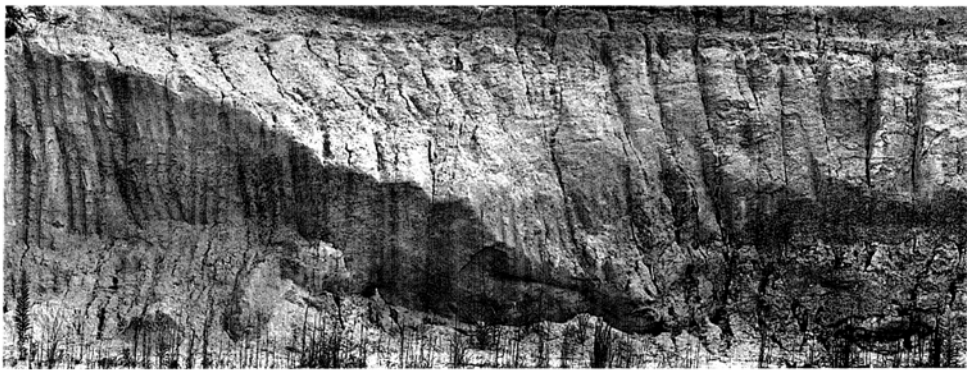


第39図 名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(北面)スケッチ
 細粒砂層を挟むシルト・粘土層を削りこんで砂層がチャンネル状に発達している(撮影地点6)



第40図 名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(北面)の拡大写真

第39図のスケッチ左側の、細粒砂層を挟むシルト・粘土層を削りこんでチャンネル状に発達する砂層の部分を書した。この露頭に連続する反対側の南面の状況(第41図)から推定すると、チャンネル状の砂層は河道からのクレバス堆積物で、シルト・粘土層に挟まる連続性のよい砂層はクレバス部分から後背地に流れ込んだクレバースプレー堆積物であると推定できる(撮影地点6)



第41図 名張市桔梗が丘に露出する上野累層の露頭(南面)の拡大写真

約20-30m北側の北面(第39図、第40図)とは異なり、チャート起源変成岩の亜円礫を主体とする細礫を含む砂層からなる。砂層は下位の砂層を不規則に削り込んでいる。砂層には、大規模なフォアセット(高さ約2m、面の走向傾斜はN52°E30°N)や大型のトラフ型クロスラミナが発達する。北面(第40図)の状況とあわせると、湿地に南東方向から流れ込む河川の河道部分の堆積物であると推定できる(撮影地点6)



第42図 名張市下比奈知の造成地の露頭に露出する上野累層

チャート起源変成岩、花崗岩類、室生火砕流堆積物などの中礫-細礫を含む砂層主体の地層。露頭の高さは約6m(撮影地点7)



第43図 名張市阿部田小屋出に露出する礫層主体の上野累層

チャート起源変成岩の中礫大-細礫大の亜円礫を主体とし、花崗岩類および室生火砕流堆積物の亜円礫を含む。一枚の礫層の層厚は40cm-1m以上で、上方細粒化を示し、最上部にシルトを伴う(撮影地点8)

Ⅶ. 第四系

(尾崎正紀)

Ⅶ. 1 層序区分

本報告では第四系を、中部更新統の高位段丘堆積物、上部更新統の中位段丘堆積物と低位段丘堆積物、主に完新統からなる崩積堆積物、緩斜面堆積物、扇状地堆積物、沖積層、泥炭堆積物に区分する。このうち高位、中位、低位段丘堆積物は、河岸段丘堆積物だけではなく、河岸段丘堆積物と連続した地形面を有する扇状地堆積物と地すべり堆積物と呼べる堆積物も含めた。

名張図幅地域南部の第四系は、志井田ほか(1960)によって今井累層、太良路礫層、新期崖錐堆積物、泥炭層に区分されていた。今井累層は本報告の高位段丘堆積物と中位段丘堆積物に、太良路礫層と新期崖錐堆積物は高位段丘堆積物、崩積堆積物、緩斜面堆積物に相当する。また、新期崖錐堆積物は主に緩斜面堆積物・崩積堆積物に相当し、一部志井田ほか(1960)の今井累層及び太良路礫層に一致する。

Ⅶ. 2 中部更新統

Ⅶ. 2. 1 高位段丘堆積物(th, th₁, th₂, th₃, th₄)

名張図幅北部では小波田川^{おぼた}、名張川沿いのほか室生川の一部に発達する。一方、名張図幅南部では大洞山^{おおほら}、倶留尊山^{くろそ}、古光山、三郎岳などの山麓に分布する。名張図幅南部の高位段丘堆積物は河岸段丘堆積物だけではなく、尾根頂部の平坦面を構成する河岸段丘堆積物と連続した8-12度の傾斜の地形面を有する地すべり堆積物と扇状地状段丘堆積物も含めた。

名張図幅北部の高位段丘堆積物の有する段丘面は1段で小波田川下流、名張川中流域の名張市内の高位段丘面の標高は220-250 mと安定し極めて平坦である。ただ、名張市内の安部田北の名張断層沿いの高位段丘面は230-280 mと川へ向かって扇状地様の傾斜を持つ。これらの地域の高位段丘堆積物は厚さ数m-10数mの砂・礫・シルト層からなる。礫は角礫-亜円礫の巨-大礫サイズを主体とする領家変成岩類・領家深成岩類・室生火砕流堆積物からなり、チャートのみ円礫主体の中礫主体となる。上部ではクサリ礫の特徴を持つが、下部では顕著ではなく、古琵琶湖層群の礫層と類似する。層厚は数m-10 m。

大洞山、倶留尊山、古光山、三郎岳山麓や室生村大野付近に分布するものは少なくとも4段の平坦面が認められる。これは、名張図幅北部に比べ浸食基準面の低下が著しかったことを示している。こ

れら地域の高位段丘堆積物は、室生火砕流堆積物の角礫- 亜角礫のブロックを主とするものから、シルト・褐炭からなる湖- 河成の堆積物へ変化する。礫種は主に亜角礫の中礫- 大礫の領家変成岩類・領家深成岩類・室生火砕流堆積物からなり、一部チャートを含む。層厚は数mから30 m。本堆積物の中で塩井東方の谷の奥の本堆積物中には厚さ約0.5mの炭質シルトを挟み、その中から淡水性の水中、水辺に關係する *Donacia* sp. (ハムシ), *Enochrus japonicus* (ガムシ), *Gaurodytes optatus* (ゲンゴロウ), *Plateumaris sericea* (ハムシ), *Pristodactyla arcuatiollis* (ゴミムシ), *Pterostichus* (s.l.) sp. (ゴミムシ), *Trechus ephippiatus* (ゴミムシ) 鞘翅目に属する昆虫の翅鞘や *Acer* sp. *Actinostemma lobatum* (?), *Betula* sp., *Carex* sp., *Nuphar* sp., *Picea* cf. *bicilar*, *Polygonum* sp. の植物化石が得られている(志井田ほか, 1960)。 *Metasequoia* 植物群の要素を含まないことから、中期更新世以降の堆積物と推定できる。

VII. 3 上部更新統

VII. 3. 1 中位段丘堆積物(tm , tm_1 , tm_2)

高位段丘堆積物と同様、名張図幅北部の小波田川、名張川沿いと名張図幅南部の大洞山、俱留尊山、古光山、三郎岳などの山麓などに分布する。

名張図幅北部では小波田川、名張川沿いの名張市新田、中村、西原町、鴻之台^{こうのたい}、赤目町などに広く分布する。有する平坦面の標高の多くは195-220 mと極めて平坦な段丘面が形成されている。岩相は厚さ数mの級化礫層の累重からなり、砂層、シルト層を挟む。最上部の1 mはチャート主体の中礫層からなり、トラ斑状の模様が認められる。

名張図幅南部の大洞山、俱留尊山、古光山、三郎岳山麓や室生村大野付近に分布する中位段丘堆積物は河川に分布は沿っているが、現河床とは70-30 mの比高を持つ。南東側ほどこの比高は大きくなる傾向にある。多くの地域で段丘面が2段に分かれて発達する。この上下面の比高は最大30 mにも達することもあるが、一般的には10 m程度である。中位段丘面は最大8度の傾斜を示し扇状地状の分布形態を示すこともある。層厚は数m-10 mで、主に淘汰の悪い亜円礫主体の中礫から巨礫からなり、一部砂やシルトを挟む。礫種は基盤を反映して、主に領家変成岩類・領家深成岩類・室生火砕流堆積物からなり、一部チャート・砂岩が含まれる。

VII. 3. 2 低位段丘堆積物(tl)

名張図幅北部の主な分布域は、名張川に宇陀川と小波田川が合流する地域で、他の地域には小規模に点在する。低位段丘面と沖積面との比高は5-30 mで、南東側ほど比高が大きくなる傾向があり、名張図幅北端部では沖積面との比高は5 m以下である。

名張図幅南部の山間部では7度程度の傾斜を持ち扇状地状に発達するものが多い。地表部で観察される扇状地性の本層は、層厚は数mで、主に淘汰の悪い亜円礫主体の中礫からなり、礫種は基盤の岩相を反映し室生火砕流堆積物・領家変成岩類・領家花崗岩類からなり、砂岩・シルト岩などからなる。

Ⅶ. 4 完新統

Ⅶ. 4. 1 崩積堆積物(c)

主に直径数mの室生火砕流堆積物の岩塊と風化岩屑からなる。室生火砕流堆積物から構成される30度以上の急傾斜面に発生する崩壊による堆積物である(第44図)。堆積域は幅は250m以下のものが主で、小規模である。山地中腹のこのような緩斜面は平坦面に近い。これらの崩壊堆積物は下位の斜面に移動し、緩斜面堆積物や扇状地性の段丘堆積物へ移行する。

Ⅶ. 4. 2 緩斜面堆積物

(下位の地層の分布や地質構造が全く読みとれなくなるので、地質図では緩斜面堆積物を省略)

名張図幅南部の大洞山・尼ヶ岳周辺、及び鎧・兜岳、住塚山の南部、三郎岳周辺、室生村大野など、室生火砕流堆積物からなる山地の山麓部を起点として発達する傾斜10-14度の緩斜面を構成する厚さ数m-10数mの堆積物で、室生火砕流堆積物の岩塊とその風化物からなる(第44図)。岩塊は長径8mの柱状の溶結凝灰岩のブロックもある。主に室生火砕流堆積物の崩壊(浸食)による後退に伴って形成された堆積物である。一部地すべり地形が認められ、下方へ移動し0次谷などを形成するものと思われる。崖錐堆積物と呼称される(志井田ほか、1960)ことがあるが、崖錐は30-40度の急傾斜面を有する円錐形の地形を構成する堆積物に限定すべきと考える。なお、緩斜面堆積物は更新世から第四紀の堆積物と考えられるが、便宜上、完新統に含めた。

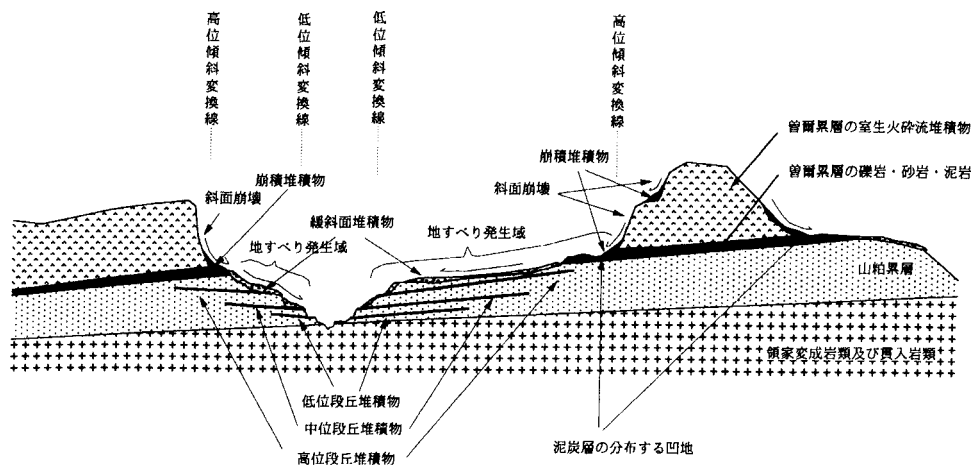
Ⅶ. 4. 3 扇状地堆積物(f)

名張図幅地域の扇状地堆積物は、規模が小さく、扇頂から扇端までの距離は100-500m、傾斜は8-15度のものが多い。室生川の北西側、曾爾村の青蓮寺川沿い、御杖村・美杉村の名張川、伊勢地川沿いによく発達する。このように規模の小さく扇状地面の傾斜が大きな扇状地は沖積錐と呼ばれることもある。主に完新世に形成されたものを示したが、一部後期更新世の後半(最終氷期)のものも含まれると推定される。なお、段丘堆積物に連続すると考えられる扇状地堆積物は段丘堆積物に含めた。角礫から亜円礫の中-大礫を主体とする。礫種は後背の山地の地質を反映しており、室生火砕流堆積物、領家変成岩類、深成岩類が多く、一部砂岩・シルト岩・チャートを含む。層厚は数m-数10mで、何れも礫種は基盤を反映する。

Ⅶ. 4. 4 沖積層(谷底平野、氾濫源、河床及び最低位段丘堆積物)(a)

名張川に宇陀川と小波田川が合流する地域である名張市市街地付近には名張図幅内としては広い沖積層が発達し、氾濫源・自然堤防・河床・最低位段丘堆積物からなる(最終氷期から縄文海進期に形成されたと推定できる)。

上記以外の名張図幅地域内の多くの沖積層は、狭長な峡谷の谷底平野堆積物として発達する。層厚も数m程度のものが多く、川の側壁の多くの場所で基盤岩が露出する。主に礫層からなり、その礫種



第44図 名張図幅南部における第四系の分布及び地形発達を示す模式断面図

は基盤を反映して、室生火砕流堆積物や領家変成岩類と深成岩類からなる。

Ⅶ. 4. 5 泥炭層 (p)

俱留尊山南側の亀池(標高約700 m; 竹岡ほか, 1982)や東側の池ノ原湿原(標高約610 m; 松岡ほか, 1983)の凹地に分布する。泥炭層の堆積する凹地は、曾爾累層中に発達する地すべり凹地と考えられる(Ⅷ章参照)(第44図)。

松岡ほか(1983)によると、池ノ原湿原では泥炭、シルト混じり泥炭、泥炭質粘土、火山灰からなり、それらの厚さは430 cmに達する。また、¹⁴C年代から約1万2千年前の前期更新世末に堆積が始まったと推定されている。池ノ原湿原においては、表層から2.2mの地下に約10cmの鬼界アカホヤ火山灰が確認されている。鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)は鹿児島県の竹島・硫黄島付近の鬼界カルデラからの広域降下火山灰である。その噴出年代は約6,300年前(放射性炭素法; 町田・荒井, 1992)で、縄文時代の初期にあたる。バブル型と軽石型火山ガラスからなり、斑晶は斜方輝石・単斜輝石からなる。西南日本各地で黒ボク土壤中に認められる。保存のよいところでは色調は濃い桃色を呈するガラス質火山灰層として識別できる。泥炭層の下位は室生火砕流堆積物(溶結凝灰岩)の風化した砂や礫からなることから、泥炭層を埋積した凹地は後期更新世末に形成されたと推定できる。

泥炭層中には黒色土状の、しばしば水草類の繊維を含んだ泥炭層が発達する。現在その一部に浅く水をたたえたHoch Moorが形成され、*Utricularia japonica*(タヌキモ) *Utricularia bifida*(ミミカグサ) *Drosera rotundifolia*(モウセンゴケ)等の食虫植物が見られ、*Nannophya pygmaea*(ハツチョウトンボ)が棲息している(志井田ほか, 1960)。

VIII. 災 害 地 質

(尾崎正紀)

VIII. 1 活 断 層

名張図幅地域内の活断層としては、名張断層、福川断層、霧生断層、小波田断層、西田原断層、笠間断層が知られている(活断層研究会編, 1991). いずれも北東-南西走向, 北西傾斜を示す逆断層である(第45図). 周辺地域の家城断層, 青山高原東縁(津西部図幅内), 勝地断層, 花ノ木断層, 木津川断層(以上, 上野図幅)などと共に, これら断層群によって, ケスタ状に山地と低地が形成されて, 活断層に挟まれた地塊は全体として北西方向へ傾動している.

なお, 名張図幅南部には北東-南西~北北東-南南西走向の逆断層群が発達する(IV章参照). 固結の断層粘土の存在, 断層による第四系の分布の規制から, これら逆断層群が活断層である可能性は否定できない.

VIII. 1. 1 名張断層

定義・位置 近藤(1968)命名. 名張市緑ヶ丘から宇陀郡榛原町上井足^{かみいだに}に至る宇陀川沿いに断層崖を伴いほぼ直線的に発達する総延長15kmの活断層(横田ほか, 1978; 活断層研究会編, 1991; 第5図).

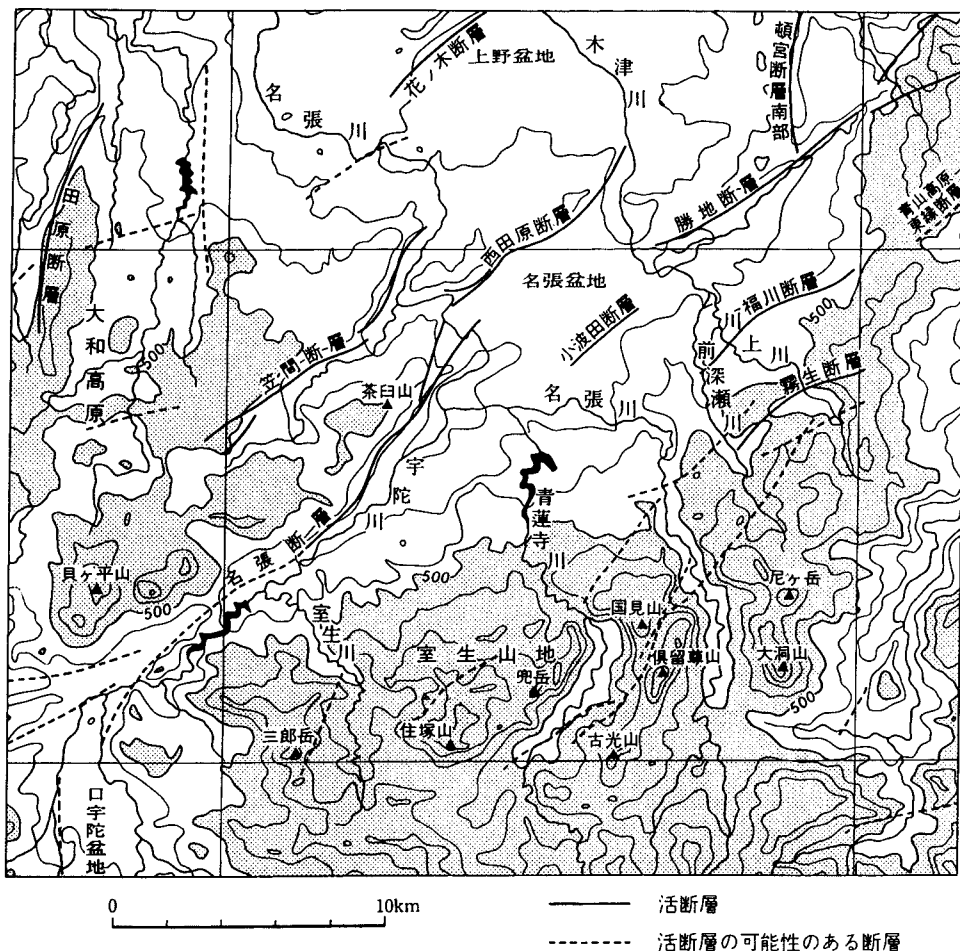
確実度及び活動度 確実度I, 活動度Cと推定されている(活断層研究会編, 1991).

断層形態及び変位 名張市緑ヶ丘から宇陀郡榛原町上井足に至る宇陀川沿いに断層崖を伴いほぼ直線的に発達する. 特に本断層の東部は明確に平地と山地の境に位置し, 断層沿いには扇状地が発達する. 変位は, 山地と平地の標高差から南東側落ち約300mが求められている.

断層露頭 横田ほか(1978)は断層面はN45°E, 60°N程度, 幅10数mに達する破砕帯の中に10-20cmの断層粘土がいくつもみられるとしているが, どの露頭で観察できるかは示されていない.

今回の調査で, 室生村大野において2箇所の露頭で断層露頭を記載できた(第46, 47図). いずれも, 第四系を切っていないため, 露頭の断層が活断層であるかは不明である. しかし, 両露頭の断層とも, 東北東-西南西の走向で, 約60度北北西傾斜を持つ逆断層で, 現在の名張断層沿いの地形と整合的な断層変位を示す.

断層露頭N1(室生村大野南西; 第46図; 撮影地点9) 断層は, 北東-南西~東北東-西南西走向, 北西へ60-80度の傾斜を示す. 断層は古琵琶湖層群未区分上野累層にあり, このすぐ南数10m先には室生火砕流堆積物が分布するものの領家変成岩類や領家深成岩類と接する露頭は確認できなかった. 断層f1は幅4-5cmの青灰色の粘性のある断層粘土が発達する断層で, 断層f2, f3は断層粘土を伴わず断



第45図 名張図幅地域及びその周辺地域の活断層の分布と埋谷面図

活断層の分布は活断層研究会編(1991)によるが、今回の調査結果を基に名張図幅内は一部加筆修正を行った。埋谷面図は、国土地理院発行の1/5万地形図「名張」と「奈良」「上野」「津西部」「桜井」「二本木」「丹生」「高見山」「吉野川」の一部を基に500m以下の幅の谷を埋谷

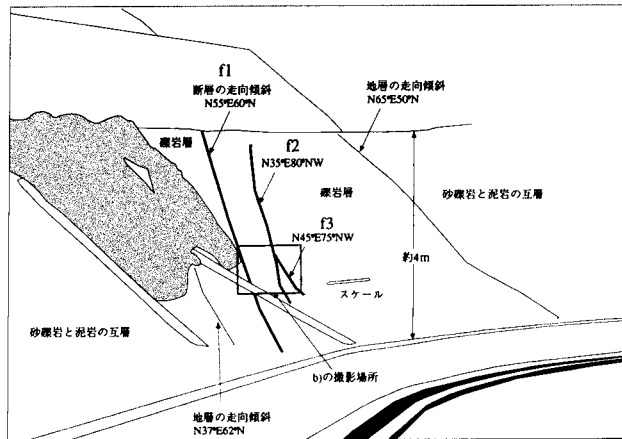
層も地層の中で尖滅する。地層は東北東-西南西方向の走向を持ち、63-50度北北西へ傾斜し、断層の走向傾斜にほぼ一致する。

断層露頭N2(室生村大野南西；第47図；撮影地点11) 室生火砕流堆積物の下位の曾爾累層中の凝灰岩質砂岩と領家花崗岩類と接する走向が東北東-西南西、傾斜が約60度北北西の逆断層である。断層粘土は曾爾累層側が幅2cmの灰色の断層粘土、領家片麻岩側が幅10cm以上の黄灰色の断層粘土が確認できた。

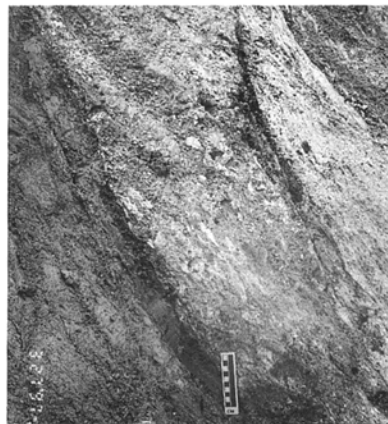
Ⅷ. 1. 2 笠間断層

定義・位置 奈良県山添村笠間付近、小原付近から片平に至る北東-南西方向に走る長さ約10kmの

a)



b)



第46図 名張断層の露頭N1

詳細は本文を参照。礫岩は材化石を含む中-大礫サイズの垂円礫の領家変成岩・花崗岩類からなり、中礫、垂円礫-円礫のチャートを含む。砂岩泥岩互層は中礫サイズの礫を含む細粒-極細粒砂岩とシルト岩・亜炭の互層からなる(撮影地点9)



第47図 名張断層の露頭N2 撮影地点11 詳細は本文を参照

活断層(横田ほか, 1978; 活断層研究会編, 1991)。今回の調査の結果, 笠間断層は, 地質図で示したように雁行状に発達する3つの断層からなることが明らかとなった。

確実度及び活動度 本断層中部では確実度I, 活動度Cとされる(活断層研究会, 1991)。いずれも, 古琵琶湖層群相当層, 中位段丘堆積物に変位を与え, 分布を規制している。後期更新世に活動した可能性が高い。

断層形態及び変位 笠間断層中央部の岩屋付近では古琵琶湖層群と花崗岩類が接すると報告されている(横田ほか, 1978)が, 断層露頭の位置は示されていない。活断層研究会(1991)では, 高度不連続から, 南東落ち約300 mの変位を推定している。

今回の調査の結果, 断層露頭は確認できなかったが, 3つの笠間断層はいずれも北北東-南南東-東北東-西南西走向, 南東側落ちの断層と推定できる。地形から求められる垂直変位はいずれの断層も200 m以下で, 顕著な横ずれ変位は認められない。

VIII. 1. 3 西田原断層

定義・位置 名張市西田原から上野市^{ゆがやま}我山に走る長さ約3km断層(横田ほか, 1978; 活断層研究会, 1991)。命名は横田ほか(1978)による。

確実度及び活動度 本断層中部では確実度I, 活動度Cと求められている(活断層研究会, 1991)。

断層形態及び変位 横田ほか(1978)によって, 断層の走向はN70-45°E, 傾斜は北西へ約70度を示

し、我山付近では局所的に水平に近くなっていると報告されている。また、古琵琶湖層群が断層によって急斜していると報告されているが、どの露頭で観察できるかは示されていない。最大垂直変位は100 m程度と推定されている。活断層研究会(1991)では、この断層は名張市家野へ連続するように描かれているが、地質図で示したように、西田原断層の主断層は名張断層と雁行状に平行して発達している断層と考えられる。

Ⅷ. 1. 4 小波田断層

定義・位置 名張市すずらん台北西部を走る長さ約4kmの断層(活断層研究会, 1991)。

確実度及び活動度 確実度Ⅱ, 活動度Cとされている(活断層研究会, 1991)。

断層形態及び変位 逆向き断層崖から北東側落ち約50 mが推定されている(活断層研究会, 1991)。今回の調査の結果、第四系を切る露頭は確認できなかった。古琵琶湖層群の分布が規制されている。

Ⅷ. 1. 5 福川断層

定義・位置 青山町福川から種生に至る長さ約5kmの北東-南西方向に延びる断層(活断層研究会, 1991)。

確実度及び活動度 確実度Ⅱ, 活動度Cと推定されている(活断層研究会, 1991)。

断層形態及び変位 高度不連続及び直線状の谷地形から南東側落ち約50 m, 谷の屈曲から右横ずれ約50 mの変位が推定されている(活断層研究会, 1991)。今回の調査では断層露頭は確認できなかった。

Ⅷ. 1. 6 霧生断層

定義・位置 北東-南西走向で、名張市長瀬から名賀郡青山町霧生に走る長さ約8kmの断層(活断層研究会, 1991)。霧生断層の西と南には同方向のリニアメントが発達する。

確実度及び活動度 確実度Ⅰ, 活動度Cと推定されている(活断層研究会, 1991)。

断層形態及び変位 直線的な高度不連続を示しその高度差から南落ち約100 m, 谷の屈曲から左横ずれ20-50 mの変位が求められている(活断層研究会, 1991)。断層の南東沿いは、古琵琶湖層群相当層が分布している。霧生断層近くの2つのリニアメントの垂直変位や横ずれ変位は顕著とはいえない。今回の調査では断層露頭は確認できなかった。

Ⅷ. 2 地震活動

被害をもたらすような、名張図幅地域を震源地とする歴史地震はこれまで知られていない。しかし、活断層と推定されている断層、特に名張断層が活動する際には、被害を及ぼす地震が発生することが予想される。

近隣のものとしては、1854年7月9日に上野西方の京都府相楽郡南山城町付近を震源地として発生したマグニチュード7.25程度の地震が知られている(活断層研究会, 1991)。また、奈良盆地から京都盆地に至る地域ではマグニチュード6-6.8程度の規模の地震が数多く報告されている(活断層研究会,

1991).

VIII. 3 崩壊・地すべり

崩壊・地すべりは、特に大洞山周辺、倶留尊山周辺、鎧・兜岳・住塚山の南部、三郎岳周辺、室生村室生・大野・深野に見られる。

浸食に対して抵抗性の高い曾爾累層の室生火砕流堆積物が、抵抗性の低い曾爾累層下部の礫岩・砂岩・泥岩と山粕累層(従来の山粕層群)の上位に載っているため、室生火砕流堆積物は節理の発達したキャップロックとしてトップリング破壊を起こす(第44図)。浸食基準面が室生火砕流堆積物の基底部より下位に存在した場合、室生火砕流堆積物は浸食により後退し、その跡に形成された平坦面には地すべり・扇状地状段丘・河岸段丘が発達する。地形的特徴でとらえると、高位傾斜変換線は室生火砕流堆積物の基底部付近、低位傾斜変換線は曾爾累層から山粕累層上部を基盤とする平坦面と川沿いの現河床の作る川沿いの崖との境界にある。高位傾斜変換線より高い急傾斜面(傾斜30度以上)で崩壊が発生し、高位傾斜変換線と低位傾斜変換線の間の緩やかな傾斜地(10-14度)で地すべりが発達する(第44図)。なお、浸食基準面が曾爾累層下部まで達していない名張図幅南西部は室生火砕流堆積物が深く削られた比高300-500mの河川谷が北北西へ流れる峡谷をつくり、多くは崩壊のみが発生する。

崩壊したものの堆積域は幅250m以下のものが主で形態は平坦面に近い。主に直径数mの室生火砕流堆積物の岩塊と風化岩屑からなる。これらの堆積物は崩積堆積物として記載した(第七章)。崩積堆積物は下位に移動し、緩斜面堆積物、扇状地性の段丘堆積物へ移行する。急な峡谷では直接現河床へ崩落する。

高位傾斜変換線直下は山腹崩壊した室生火砕流堆積物の岩塊と曾爾累層下部の分布域には、倶留尊山周辺で発達するようにハンモック状の広い平坦面を形成することが多い。このハンモック状の広い平坦面には泥炭層を埋積する山麓部の凹地が発達する。これら凹地は地すべりの発生に伴う凹地も考えられるが、多くは曾爾累層下部自体の内部剪断力による合成すべりの結果生じた凹地と推定される。

緩斜堆積物は地すべり堆積物と扱われている(志井田ほか, 1960)が、それほど顕著な地すべりは認められない。高位及び中位段丘堆積物は、谷頭凹地から始まり低位遷急線を削り下流へ連続する。いずれも部分的に地すべり地形の特徴を持つが、高位段丘堆積物の分布域は畑地の利用に限られ、中位段丘堆積物の多くは水田に利用されている。

室生火砕流堆積物と領家深成岩類に下部中新統(山粕累層)が挟まれた地域である、室生村向測・大野付近には地すべり地形が認められる。これらの地すべり地形は、本来名張断層の影響も含めた浸食基準面の低下に伴う河川沿いの段丘発達に関与した地形面、すなわち河成段丘堆積物の延長として形成された扇状地性の段丘堆積物と考えられる。また室生村室生の山腹が崩壊及び地すべりしたような地形は、室生火砕流堆積物の性質からみて、主体は蛇行した河川による浸食作用によって形成された凹地と考えられる。一方、室生村深野で見られる地すべり地形は、室生火砕流堆積物に覆われた山粕累層(従来の山辺層群)の泥岩相の分布層準で発生している。

IX. 資源地質

(西岡芳晴)

IX. 1 金属鉱床

名張図幅域内で稼行実績のある金属鉱床には金、チタン、鉄鉱があるが、現在稼行中のものはない。

チタン 名張市滝之原の滝之原鉱山においてチタンの採掘が行われていたことがあったが、現在は採掘されていない。名張市史(名張市, 1974)に基づいて以下に記載する。採掘されていたのは川砂鉄鉱床で、酸化チタンの原料として磁鉄鉱、イルメナイトを採掘した。チタンの含有量が高く(47%)高品位であった。昭和18年に採掘が始まり、戦後古河工業に採掘権が移ったが、泥水排水の公害問題で廃業した。

金 青山町福川には福川金山があり、大正15年から昭和2年くらいまで操業していた(青山町, 1979)。

鉄 青山町霧雨の鉄鉱石の採掘について記録は残っていないが、青山町史によれば、現地には横穴があり、鉄鉱石の残滓が見られる(青山町, 1979)。

IX. 2 耐火粘土鉱床

名張図幅域内で稼行実績のある非金属鉱床では耐火粘土、珪石があるが、現在稼行中の鉱山はない。本図幅北隣の上野図幅地域周辺は岐阜県や愛知県につぐ耐火粘土の生産地であり、本図幅地域においても北部の名張市に耐火粘土の鉱山があったが、1980年代頃まですべての鉱山が閉山した。中部近畿鉱山保安監督部(1984)、名古屋通商産業局(1985)に基づき以下に記載する。

亀山(名張市葺持町緑ヶ丘) 1954年に鉱区が設定され、階段掘りの露天掘りで耐火粘土を採掘していたが、1980年代末に閉山した。

日原谷(名張市滝之原) 1966年に鉱区が設定され、階段掘りの露天掘りで耐火粘土及び珪砂を採掘していたが、1980年代末に閉山した。

滝之原(名張市滝之原) 1984年頃に閉山。階段掘りの露天掘りで、耐火粘土及び珪石を採掘していた。

夏秋(名張市夏秋) 1984年頃まで、階段掘りの露天掘りで、耐火粘土及び珪石を採掘していた。

水越(名張市西田原) 階段掘りの露天掘りで、耐火粘土及び珪石を採掘していた。1970年頃から1984年頃まで採掘していた。

伊山(名張市葺持町里) 鉱区は1954年に設定され、珪石及び耐火粘土を採掘した。一時休山したが

1970年代末頃まで採掘していた。

北山(名張市) 鉱区は1954年に設定され、珪石及び耐火粘土を1966年頃まで採掘したが、正確な位置不明である。

打越(名張市) 1954年に鉱区が設定され、珪石及び耐火粘土を1970年代末頃まで採掘した。正確な位置は不明である。

三光(名張市滝之原) 1959年から1966年頃まで珪石及び耐火粘土を採掘した。

安場(名張市) 鉱区は珪石、耐火粘土鉱山として、1954年に設定され、1970年代末頃まで採掘された。

上田蔵持(名張市) 鉱区は1956年に珪石、耐火粘土の鉱山として設定され、1966年頃から1970年代末頃まで採掘された。

上田八幡(名張市) 鉱区は1966年に登録され、1974年頃から1970年代末ころまで耐火粘土及び珪石が採掘された。

IX. 3 亜 炭

名張図幅地域内では三重炭田と宇陀炭田の亜炭が採掘されたが、現在稼行中の炭鉱はない。

IX. 3. 1 三重炭田

三重炭田は主に三重県北部に位置し、一部岐阜県にまたがる亜炭田で、名張図幅はその南西端にあたる。名張図幅内で稼行実績のある主な鉱山は、亀山(名張市緑ヶ丘)、桔梗が丘(名張市桔梗が丘)、羽根(青山町羽根)、蔵持(名張市)などである。羽根炭鉱については記録は残っていないが、昭和初期頃に採掘された(青山町, 1979)。蔵持炭鉱は名古屋通商産業局(1985)に亜炭鉱山として記載があるが、正確な位置は不明である。以下に地質調査所(1960)及び鈴鹿・日下部(1973)に基づき記載する。

図幅地域における夾炭層は鮮新統上部の古琵琶湖層群最下部の伊賀粘土層(層厚約30m)であり、含炭粘土層中に一般に3層(下位から下層・中層・上層と呼ばれている)が認められ、夾炭層の基底から一般に10-15m上位に位置し、各炭層の間の距離は60-145cmである。炭層の厚さ(炭丈)は地域の中部から西部にかけては一般に下層が約100cm、中層が40-50cm、上層が45-65cmであるが、膨縮が著しく、3層とも10cm前後となるところがある。また地域縁辺部の基盤近くでは、炭層は一般に薄化あるいは消滅し、いわゆる“はね上がり”現象を呈している。名張図幅内では、亀山(名張市緑ヶ丘)と名張市桔梗が丘に炭鉱があったが現在は採掘されていない。発熱量は4,000-4,900カロリー、燃料比0.6-0.9で日本工業規格(JIS M1002)による炭質区分では褐炭(F1, F2)に属する。

IX. 3. 2 宇陀炭田

宇陀炭田は宇陀郡室生村、曾爾村に広がる炭田である。名張図幅内では室生、宇陀、太良路、敷津の4炭鉱があったが、現在は採掘されていない。亜炭層は山粕層群(中新統)に賦存している。炭質は良質であり、発熱量は6,000カロリー前後である。

室生(室生村黒岩) 正確な位置は不明である(「高見山」図幅地域内の可能性もある)。大正12年頃より採掘され、最盛期には年間3804トン、1950年頃では月産300トンを産出したが1959年(昭和34年)に閉山した。稼行対象は1層で、層厚は0.36mであった。

宇陀(室生村田口) 地下資源協会の地図では室生村室生北西約1kmが示されているが、鈴鹿・日下部(1973)では室生村田口と記されている。稼行対象は1層で層厚は0.45-0.7mである。1950年頃は月産50トンを産出した。

大和(曾爾村塩井) 地下資源協会の地図では曾爾村山粕北1km(高見山図幅内)が示されているが、鈴鹿・日下部(1973)では曾爾村塩井とされている。高見山図幅内の可能性が高い。1950年頃は月産100トンを産出した。稼行対象は2層あり、上層0.32mで膨縮が著しい。下層0.12mである。

太良路(曾爾村兜岳) 曾爾村兜岳に位置する。詳細不明。

敷津(御杖村神末敷津) 御杖村神末敷津の、南隣の高見山図幅地域との境界付近に位置する。詳細不明。

IX. 4 石 材

名張市や山添村では領家帯の花崗岩類を採取し、石垣用、石碑、灯籠などの石材とした。

山添村では毛原、助命、三ヶ谷などで採掘した。名張市では日奈知、中知山で採掘され、それぞれ日奈知石、中知山石として土木用に用いられた。

IX. 5 温 泉

名張図幅内には3個所の泉源がある。以下に金原啓司(1992)に基づき記載する。

奥香落(奈良県宇陀郡曾爾村) 温度25℃以下、湧出量30(リットル/分)で泉質はナトリウム炭酸水素泉である。

青蓮寺(三重県名張市) 温度17.4℃、湧出量9(リットル/分)、pH8.4で泉質は放射能泉である。

赤目(三重県名張市) 温度16.0℃、湧出量20(リットル/分)で泉質は単純放射能泉である。

X. 人工改変地(古墳)

(西岡芳晴)

名張市北部の美旗地区には前方後円墳を中心にして伊賀地方で最も大規模な古墳群が営まれている。

る。図幅には規模の大きい馬塚古墳と女良塚古墳を図示した。以下に名張市教育委員会(1990)より古墳群の概要を記す。十数個の古墳からなっていたが、そのうち幾つかは消滅してしまっている。美旗古墳が形成されたのは4世紀から6世紀とされている。この古墳群は昭和53年に国の史跡に指定された。

文 献

- 青山町史編纂委員会(1979) 青山町史, 1130p.
- 有田忠雄(1949) 京都府笠置附近の花崗岩類及変成岩類. 地質雑, vol. 55, p. 99-104.
- 地質調査所(1960) 日本鉱産史BV-a 主として燃料となる鉱石-石炭-, 290p.
- 地質調査所(1992) 100万分の1日本地質図(第3版).
- 中部近畿鉱山保安監督部(1984) 鉱山名簿, 47p.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良
昭・吉田 勝・河原林育朗・津村善博(1982) 近畿地方東部の領家帯の地質-特に花崗岩
の岩体区分と相互関係-. 地質雑, vol. 88, p. 451-466.
- 早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 林 隆夫・川辺孝幸(1993) 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実著:大阪層群, 12章,
創元社, p. 158-168.
- Hirooka, K. and Kawai, N. (1967) Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern
Japan. 1967 Annual Progress Report of Paleogeophysics Research in Japan, Osaka, p. 69-72.
- 飯泉 滋・Ireland, T. R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和
(1993) 近畿領家帯斑れい岩類のジルコンによるU-Pb年代. 岩鉱, vol. 88, p. 211.
- 飯泉 滋・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和(1990) 領家帯塩基性岩類の成因. 月刊地球, vol.
12, p. 424-429.
- 池辺展生(1934) 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, vol. 22, p. 110-123.
- 池辺展生(1957) 日本の新生代の積成盆地-特に中新世の積成区-. 新生代の研究, no. 24-25, p.
508-517.
- 生駒山地領家帯研究グループ(1986) 生駒山はんれい岩体について. 地球科学, vol. 40, p. 102-
114.
- 石川尚人・阿武 賢・巽 好幸・石坂恭一・板谷鉄丸(1997) 西南日本瀬戸内区, 瀬戸内火山岩類
のK-Ar年代と古地磁気方位. 地球惑星科学合同学会1996年合同大会予稿集, p. 650.
- Ishioaka, K. (1974) Finding of an orbicular structure at Kinno, Nagano-ken, and its bearing on the genesis of
the Tenryukyo granite. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 80, p. 593-618.
- Ishizaka, K. (1966) A geochronological study of the Ryoike metamorphic terrain in the Kinki district, Japan.
Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol. 33, p. 69-102.
- 石坂恭一(1969) 近畿地方領家帯のジルコンのU-Th-Pb年代について. 岩鉱, vol. 62, p. 191-197.
- 加々美寛雄・飯泉 滋・田結庄良昭・端山好和(1982) 近畿~瀬戸内地域領家帯に産するはんれい

- 岩類の Sr 同位体比. MAGMA, no. 64, p. 30-33.
- Kagami, H., Meier, M., Oerli, F., Steiger, R.H., Nakai, Y., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y. (1992) U-Pb single zircon age of gabbro from the Ryoke Belt, SW Japan (abs.). Jour. Min. Petr. Econ. Geol., vol. 87, p. 133-134.
- Kagami, H., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y. (1985) High initial Sr-isotopic ratios of gabbro and metadiabase in the Ryoke belt Southwest Japan. Geochem. Jour., vol. 19, p. 237-243.
- 加々美寛雄・田結庄良昭・飯泉 滋・端山好和(1987) 梶島, 領家はんれい岩の Rb-Sr, Sm-Nd 年代. 日本地質学会第 94 年学術大会演旨, p. 458.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a Late Cretaceous granitic terrane. Geochemical Jour., vol. 29, p. 123-135.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・岡野 修・飯泉 滋・大和田正明・田結庄良昭・端山好和(1996) 領家帯に分布する変輝緑岩類の形成年代と地球化学的特徴. 総合研究 (A) 付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, no. 1, p. 125-142.
- 活断層研究会編(1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- Kawabe, T. (1989) Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ., vol. 32, p. 39-90.
- 川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作(1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 99p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20 万分の 1 地質図幅「京都及大阪」. 地質調査所.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧, 地質調査所, 394p.
- 君塚康次郎(1932) 室生火山噴出区に就いて. 火山, 第 1 集, vol. 1, no. 2, p. 22-37.
- 近藤善教(1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, no. 231, p. 1-30.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- Kutsukake, T. (1970) On the Ryoke granitic and metamorphic rocks in the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral., vol. 37, p. 133-160.
- Kutsukake, T. (1973) Structure and petrography of the Hatsuse basin in the Ryoke Zone of the Kinki district, Japan. Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., vol. 68, p. 37-57.
- Kutsukake, T. (1974) Petrology of the gabbroic rocks in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi prefecture, Japan. Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., vol. 69, p. 52-74.
- 沓掛俊夫(1977) 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報, no. 20, p. 37-44.
- 沓掛俊夫(1981) 近畿地方領家帯神野山はんれい岩体について. 愛知大学総合郷土研究所紀要, no. 26, p. 55-60.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井 豊・山田哲雄・吉田 勝(1979) 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, no. 17, p. 47-68.

- Le Maitre, R.W.ed.(1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- 町田 洋・荒井房夫(1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 政岡邦夫(1982) 近畿地方金剛山地及びその周辺の領家花崗岩類. 地質雑, vol. 88, p. 483-497.
- 政岡邦夫(1987) 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造. 岩鉱, vol. 82, p. 60-74.
- Matsuda, T., Torii, M., Tatsumi, Y., Ishizaka, K. and Yokoyama, T. (1986) Fission-track and K-Ar ages of the Muro volcanic rocks, Southwest Japan. J. Geomag. Geoelectr., vol. 38, p. 529-535.
- 松岡数充・西田史朗・金原正明・竹村恵二(1983) 紀伊半島室生山地の完新統の花粉分析. 第四紀研究, vol. 22, p. 1-10.
- 三浦宗次郎(1891) 20 万分の1 地質図幅「名古屋」及び同説明書. 地質調査所, 70p.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭(1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 名張市(1974) 名張市史, 臨川書店, 1286p.
- 名張市教育委員会(1990) 史跡美旗古墳群.
- 名古屋通商産業局(1985) 鉱区一覧. p. 66-67.
- 中島和一(1960) 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, no. 49, p. 1-14.
- 中村新太郎(1929) 日本に於ける洪積層の分層. 日本学術協会報告, no. 5, p. 115-117.
- 西浦団研グループ(1974) 愛知県西浦半島の領家変成岩類, とくに変成岩脈について. 地球科学, vol. 28, p. 71-85.
- 大平芳久(1982) 紀伊半島中央部・高見山北方地域の領家帯の地質. 地質学雑誌, vol. 88, p. 467-481.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, vol. 28, p. 108-114.
- 桜井康博・原 郁夫(1979) 花崗岩組織の研究—特に石英について. 地質学論集, no. 17, p. 287-294.
- 桜井康博・原 郁夫(1985) 柳生 zoned pluton の貫入—流動機構—. MAGMA, no. 73, p. 59-68.
- Sakurai, Y., Yoshida, H. and Hara, I. (1983) Intrusion mechanism of a granite batholith. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Sec. C, vol. 8, p. 103-122.
- 志井田 功・荒木慶雄・藤田和夫・市原 実・笠間太郎・粉川昭平・梅田甲子郎・山田 純・山本威(1960) 室生火山区の研究—特にその南部地域について—. 地質雑, vol. 66, p. 1-16.
- 志井田 功・柴田 博(1968) 東大和高原の新第三系. 地質雑, vol. 74, p. 295-302.
- 島倉巳三郎(1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅲ—奄芸・曾爾・都介野の各層群—奈良学芸大学紀要(自然), vol. 12, p. 37-50.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄(1998) K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質雑, vol. 104(印刷中).
- 鈴鹿恒茂・日下部吉彦(1973) II. 3 燃料鉱物. 日本地方鉱床史近畿地方, 朝倉書店, p. 396-407.
- 田結庄良昭(1987) 近畿地方領家帯の神野山はんれい岩体. 岩鉱, vol. 82, p. 401-410.

- 田結庄良昭・飯泉 滋・加々美寛雄・端山好和(1989) 近畿-瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因。地球科学, vol. 43, p. 16-27.
- 田結庄良昭・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985) 近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷。地球科学, vol. 39, p. 358-371.
- 高橋裕平・西岡芳晴(1994) 三重県津西部地域, 領家変成岩の斜長石双晶様式。岩鉱, vol. 89, p. 261-268.
- Takaya, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa, with the special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol. 30, p. 81-118.
- 竹岡政治・高原 光・田中康之(1982) 奈良県曽爾高原お亀池湿原の花粉分析。京都府立大学学術報告, no. 34, p. 51-57.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学(1982) 50 万分の1 地質図幅「京都」(第4版)。地質調査所。
- Torii, M. (1983) Paleomagnetic evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at Middle Miocene time. Rock Magnetism Paleogeophys., vol. 10, p. 77-79.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂(1996) 西南日本, 中期中新世生火山岩のK-Ar 年代。火山, vol. 41, p. 257-261.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Survey of Japan: system outline and preliminary results. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 48, p. 23-46.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳郎(1981) 20 万分の1 地質図幅「名古屋」。地質調査所。
- 山下伝吉(1889) 20 万分の1 地質図幅「四日市」及び同説明書。地質調査所, 67p.
- 山下伝吉(1892) 20 万分の1 地質図幅「大阪」。地質調査所。
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題—信楽・大和高原のネオテクトニクス研究 その1—。地球科学, vol. 32, p. 133-150.
- 吉田史郎(1992) 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—。地調月報, vol. 43, p. 43-67.
- 吉川敏之(1997) 大阪東南部, 二上層群の中新世火山岩の放射年代。地質雑, vol. 103, p. 998-1001.
- 吉澤 甫(1949) 西南日本領家帯に帯状配列するノーライト群。地球科学, no. 1, p. 11-16.
- Yoshizawa, H. (1952) The metagabbroic rocks bearing ferriiferous minerals in the Ryoike zone, Japan. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol. 20, p. 55-68.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoike metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: accomplishment of a regional geological map. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol. 32, p. 437-454.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No.65



GEOLOGY

OF THE

NABARI DISTRICT

By

Yoshiharu NISHIOKA , Masanori OZAKI, Takahiro YAMAMOTO
and Takayuki KAWABE

(Written in 1997)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Nabari District is situated in the northern part of the Kii Peninsula, and occupies an area between 136° 0' -136° 15' E and 34° 30'-34° 40' N. The quadrangle includes areas of Mie and Nara Prefectures. The Nunobiki Mountains are composed of the Mesozoic Ryoke Plutonic Rocks. The Muro Mountains, 300 to 1000 m high, are composed of the Muro Pyroclastic Flow Deposit. The Yamato Highland is made up of the Mesozoic Ryoke Plutonic Rocks and the Muro Pyroclastic Flow Deposit. The Nabari Basin, with an elevation lower than 300m, is underlain by the thick Pliocene Kobiwako Group in the northwestern part of the area. The geology of the Nabari district is summarized in Figure 1.

METAMORPHIC AND PLUTONIC ROCKS

The Ryoke Metamorphic Rocks occupies the central and southern part of this area. The K-Ar ages obtained from biotite and muscovite indicate that metamorphism took place during the Late Cretaceous. The metamorphic rocks are mostly derived from sandstone, mudstone and a small amount of chert. There is also a banded gneiss with infrequent granitic layers. The primary

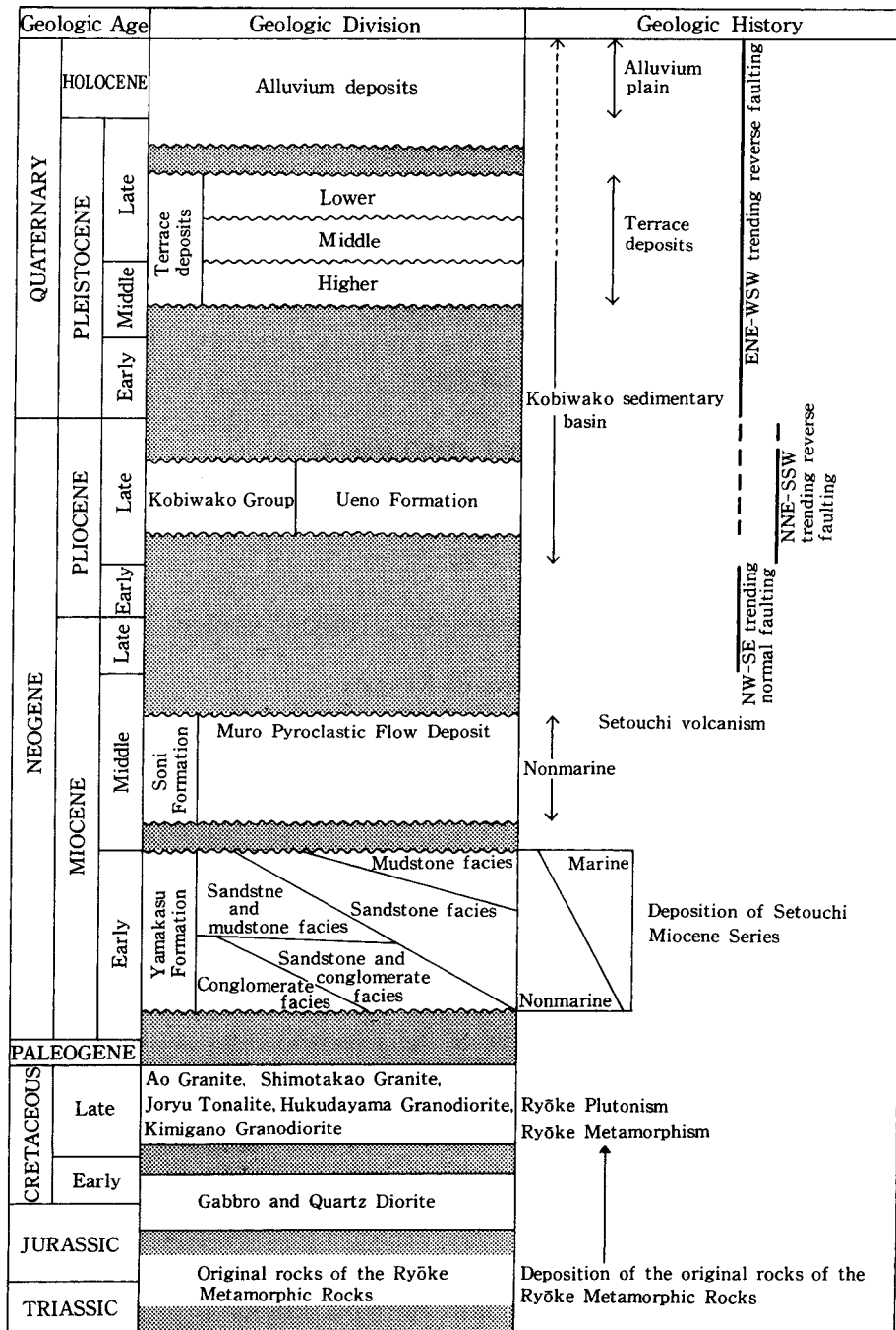


Fig.1 Summary of the geology of the Nabari district

sedimentary structures in the rocks derived from the chert are well preserved.

The plutonic rocks can be divided into mafic rocks and granitic rocks. The mafic rocks occur as xenoliths in the granitic rocks or intrusions in the metamorphic host rocks. They are mainly composed of hornblende gabbro and quartz diorite.

The granitic rocks are divided into 6 groups: (a) Joryu Tonalite, (b) Hukudayama Granodiorite, (c) Kimigano Granodiorite, (d) Shimotakao Granite, (e) Ao Granite, and (f) a dike. The Joryu Tonalite and Kimigano Granodiorite are composed of foliated granodiorite and tonalite. The Hukudayama Granodiorite consists of a foliated porphyritic granodiorite. The Shimotakao Granite and Ao Granite are fine to medium grained granites. The dike which intrudes the metamorphic rocks is composed of a fine to medium grained granite.

YAMAKASU FORMATION

The late Early Miocene Yamakasu Formation consists of fluvial to marine sediments which overlies unconformably the Ryoke Metamorphic and Plutonic rocks in the western and southern parts of the district. The Yamakasu Formation is divided into five sedimentary facies: conglomerate (Yg), sandstone and conglomerate (Ysc), sandstone and mudstone (Ysm), sandstone (Ys), and mudstone facies (Ym). Ysc gradually overlies Yg. Ys grades into Ysc and Ysm, and passes up in to Ym.

Yg, which is up to 90 m in thickness, is composed of a boulder conglomerate to sandstone with a small amount of mudstone and coal. Individual beds, up to 5 m thick, display fining upwards. Common features include channelized erosive bases and large- to medium-scale cross-bedding. The boulder to pebble sized clasts are predominately subrounded to subangular in shape.

Ysc is made by an erosive-based, with a pebbly sandstone to fine-grained sandstone which exhibits fining upwards. Individual beds are about 0.3 to 3 m in thickness, and the whole unit attains a thickness of 250 m.

Ysm is comprised of sandstone, mudstone and coal. It is arranged in fining upwards cycles which range from 0.05 to 1 m in thickness.

Ys consists of a cross-stratified to flat-laminated fine- to medium-grained sandstone. Individual beds are about 1 to 3 m thick and the overall unit attains up to 300 m in thickness. The facies have occasional erosional bases, with scattered pebbles and fossil shell.

Ym is composed of a massive to laminated mudstone interbedded with thin silty sandstone. The facies contains marine molluscan fossils. This facies attains a thickness of 40 m and overlies sandstone facies.

Yg, Ysc and Ysm are inferred to be alluvial fan deposits to fluvial deposits. Ys and Ym are interpreted to have formed in a shoreface to outer shelf environment.

SONI FORMATION

The Middle Miocene Soni Formation is composed of lower fluvial deposits and the upper Muro Pyroclastic Flow Deposit. The lower deposits are less than 30 m in thickness, and consist of a well-rounded massive conglomerate, poorly sorted arkosic sandstone, and black massive mudstone. The Muro Pyroclastic Flow Deposit is about 400 m in maximum thickness including an orthopyroxene biotite rhyolite welded tuff, which represents a single cooling unit. This deposit overlies a <30-cm-

thick, non-welded fallout ash and fine lapilli.

KOBIAWAKO GROUP

The Kobiwako Group is distributed in the Ueno and Ohmi Basins. The group, with a total thickness of more than 1,500 m, consists of fluvio-lacustrine clastic sediments divided into eight formations. The lowermost part of the Kobiwako Group distributed in the district, consists of the lower half of the Ueno Formation. These sediments, which measure more than 50 m in thickness, lie unconformably on the Late Cretaceous granitoids. The sedimentary basin of the Kobiwako Group originated in the Ueno basin during the Early Pleistocene, and subsequently migrated to the location of present-day Lake Biwa. The Kobiwako Group in this district belongs to sediments deposited during the early development of the Kobiwako sedimentary basin. The group generally dips to the north-northwest perpendicular to the faults (eg, Nabari, and Nishitawara Faults).

The Ueno Formation is mainly distributed in the low hills along the Nabari River and its tributaries. The Ueno Formation, which is more than 50 m in thickness, is composed mainly of alternating layers of unsorted clay (porcelain clay) and arenose coarse sand, with intercalated lignite beds. The formation is subdivided lithologically into two members which are the Ryoshudani and Ichibe Members in ascending order, in the northernmost part of the district.

QUATERNARY

The Quaternary deposits in this district include Middle to Late Pleistocene fluvial terrace deposits and Holocene colluvial deposits, fan deposits and alluvium.

The terrace deposits are composed of gravel, sand and silt. The deposits are divided into the upper, middle and lower terrace deposits in ascending order. The colluvial deposits consist of angular clasts and sand derived from the Muro Pyroclastic Flow Deposits. The Alluvium in the district is divided into valley bottom plain, backmarsh, river bed, lowest terrace and peat deposits.

DISASTER PREVENTION GEOLOGY

The faults, which are inferred to have formed after the Early Miocene in the Nabari District, are divided into E-W trending normal and NE-SW trending reverse faults. The normal faults cut the Miocene sequences and are overlain by Quaternary deposits. In contrast, some of the reverse faults, such as the Nabari Fault cut the Pleistocene deposits and considered to be active faults.

Landslides, which formed after the Middle Pleistocene, occurred at sequential position between the base of the Muro Pyroclastic Flow Deposits, and the Lower Soni Formation and the upper part of the Yamakasu Formation.

RESOURCE GEOLOGY

Titanium, gold and iron ore deposits were mined in the Ryoke Plutonic Rocks. Fire-clay deposits occur in the Iga Kobiwako Group. Lignite occurs in the Ueno Formation of the Kobiwako Group where it was mined up until the 1960's. The Ryoke Plutonic Rocks have been quarried at Nabari and Yamazoe for building stone.

文献引用例

西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸(1998) 名張地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nishioka, Y., Ozaki, M., Yamamoto, T. and Kawabe, T (1998) Geology of the Nabari District. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 72p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成10年3月16日 印刷

平成10年3月20日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 鈴木俊之

印刷所 株式会社 高山

東京都文京区湯島1-1-12

©1998 Geological Survey of Japan