

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第53号

NI-53-8-16

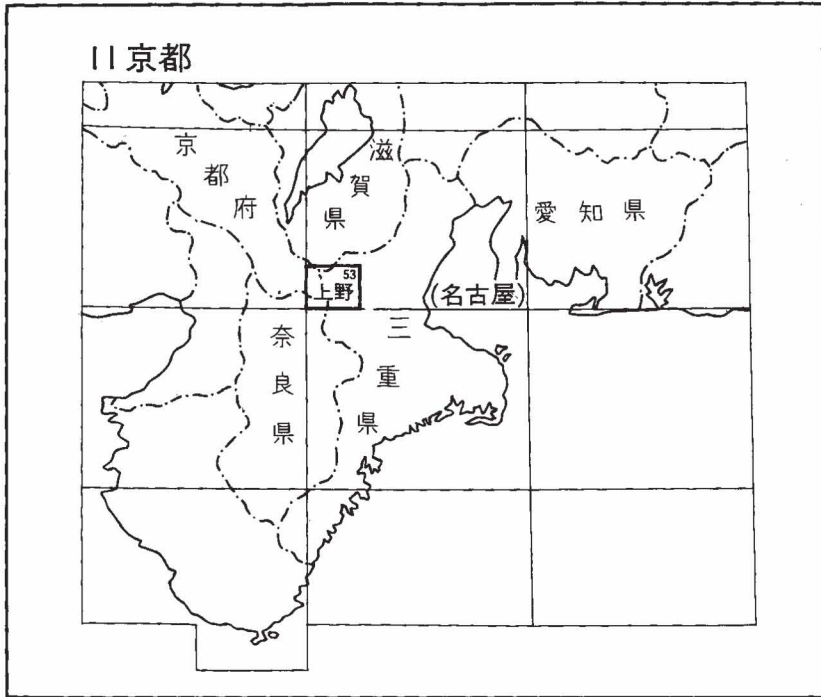
上野地域の地質

川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作

平成8年

地質調査所

位置図



()は1:200,000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

11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (未刊行, unpublished)	11-41 水口 Minakuchi NI-53-8-15 (未刊行, unpublished)	11-42' 亀山 Kameyama NI-53-8-11 (1981)
伏見 Fushimi 1:75,000 (1932) 奈良 Nara NI-53-14-4 (未刊行, unpublished)	11-52 11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996)	11-54 津西部 Tsu-Seibu NI-53-8-12 (1995)
11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (未刊行, unpublished)	11-65 名張 Nabari NI-53-9-13 (未刊行, unpublished)	11-66 二本木 Nihongi NI-53-9-9 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	(川辺孝幸)	1
II. 地質概説		2
II. 1 変成岩類及び貫入岩類	(高橋裕平)	3
II. 2 上部新生界	(川辺孝幸)	4
III. 変成岩類及び貫入岩類	(高橋裕平)	9
III. 1 研究史		9
III. 2 領家変成岩類		10
III. 2. 1 概要		10
III. 2. 2 層序及び構造		10
III. 2. 3 岩相		10
III. 2. 4 変成作用		12
III. 3 深成岩類		13
III. 3. 1 概要		13
III. 3. 2 斑れい岩類		14
III. 3. 3 花崗岩類		15
III. 4 小規模貫入岩類		23
IV. 阿波層群及び古琵琶湖層群	(川辺孝幸)	23
IV. 1 阿波層群		23
IV. 2 古琵琶湖層群		24
IV. 2. 1 研究史		24
IV. 2. 2 層序		24
IV. 2. 2. 1 上野累層		25
IV. 2. 2. 2 伊賀累層		40
IV. 2. 2. 3 阿山累層		44
IV. 2. 3 古琵琶湖層群に挟まれる火山灰層		45
IV. 2. 4 流紋岩質火砕岩類の礫を含む礫層について		48
IV. 2. 5 古地磁気層序, フィッショントラック年代及び化石		50
IV. 2. 6 地質構造		51
IV. 2. 6. 1 断層		51
IV. 2. 6. 2 撓曲構造		54
IV. 2. 6. 3 基盤と古琵琶湖層群の不整合		56
V. 第四系及び活構造	(川辺孝幸)	57
V. 1 段丘堆積物及び崖錐性堆積物		57

V. 1. 1	古期崖錐性堆積物	57
V. 1. 2	高位段丘堆積物	58
V. 1. 3	中位段丘堆積物	58
V. 1. 4	低位段丘堆積物	58
V. 1. 5	最低位段丘堆積物	58
V. 1. 6	新期崖錐性堆積物	58
V. 2	沖積層	59
V. 3	活断層	59
VI.	応用地質	60
VI. 1	資源地質	(小村良二) 60
VI. 1. 1	耐火粘土鉱床	60
VI. 1. 2	マンガン鉱床	70
VI. 1. 3	珪石鉱床	71
VI. 1. 4	亜炭	71
VI. 1. 5	土木建築材料	72
VI. 2	水文地質	(田口雄作) 72
VI. 2. 1	不圧地下水	73
VI. 2. 2	被圧地下水	84
文 献		89
Abstract		95

図・表目次

第1図	「上野」図幅地域の地質総括図	3
第2図	「上野」図幅及び周辺地域の先新第三系	4
第3図	古琵琶湖層群の地質概略図	6
第4図	古琵琶湖層群の模式層序表	7
第5図	「上野」図幅地域の古琵琶湖層群の各分布地域ごとの模式柱状図	8
第6図	縞状片麻岩	11
第7図	調和的花崗岩質脈を伴う砂岩泥岩起源変成岩	11
第8図	葉理構造をもつ砂岩起源変成岩	12
第9図	チャート起源変成岩	13
第10図	「上野」図幅地域の貫入岩類の相互関係	15
第11図	花崗岩類のモード組成	16
第12図	城立トーナル岩と阿保花崗岩の関係	17
第13図	柳生花崗岩と阿保花崗岩の関係	18

第14図	柳生花崗岩の斑状相	18
第15図	柳生花崗岩の面構造	19
第16図	信楽花崗岩，主岩相と細 - 中粒花崗閃緑岩の関係	20
第17図	信楽花崗岩，細 - 中粒花崗閃緑岩と細粒石英閃緑岩の関係	21
第18図	荒木花崗閃緑岩と柳生花崗岩の関係	22
第19図	花ノ木丘陵の古琵琶湖層群の露頭位置図及び露頭柱状図	26
第20図	島ヶ原地域の古琵琶湖層群の露頭位置図及び露頭柱状図	31
第21図	島ヶ原地域の伊賀粘土層の岩相のスケッチ	31
第22図	島ヶ原地域 - 花ノ木丘陵の上野累層柱状図	32
第23図	上野市南東部 - 伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群の露頭位置図	33
第24図	上野市南東部地域の古琵琶湖層群の露頭柱状図	34
第25図	伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群地質図	36
第26図	伊賀・大山田地域の地質断面図	37
第27図	伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群の露頭柱状図	38
第28図	「上野」図幅地域の古琵琶湖層群の礫種組成を示す図	49
第29図	上野盆地 - 近江盆地南部の古琵琶湖層群の地質構造図	52
第30図	上野市東方，喰代撓曲周辺の地質図，断面図，古琵琶湖層群の模式柱状図，及び地質構造図	55
第31図	上野市東方，喰代撓曲の概略スケッチ及び内部の詳細スケッチ	56
第32図	上野・島ヶ原・月ヶ瀬・南山城地域の耐火粘土鉱山位置図	61
第33図	齒朶谷山鉱山	62
第34図	齒朶谷山鉱山粘土鉱床図	62
第35図	齒朶谷山鉱山のM - 1 蛙目粘土(GSJ M31122)の顕微鏡写真	63
第36図	三光鉱山採掘切羽	64
第37図	法華鉱山採掘切羽	66
第38図	法華鉱山粘土鉱床図	67
第39図	耐火粘土鉱山採掘切羽の地質柱状図	68
第40図	採取試料のX線回折図	69
第41図	山田鉱山の珪酸マンガン鉱(GSJ M31121)の顕微鏡写真	71
第42図	奈良県添上郡月ヶ瀬村の山砂利採取場	72
第43図	木津川最上流部の流域と上野盆地の位置	73
第44図	上野盆地における渇水期の不圧地下水水面図	75
第45図	上野盆地における豊水期の不圧地下水水面図	77
第46図	上野盆地における豊水期と渇水期の不圧地下水の水位差	78
第47図	上野盆地における豊水期の地表から不圧地下水面までの深さ	79
第48図	不圧及び被圧地下水位の周年変化	80

第49図	渇水期における不圧地下水の水質パターン	81
第50図	渇水期における不圧地下水の水質トリリニアダイアグラム	84
第51図	豊水期における不圧地下水の水質パターン	85
第52図	豊水期における不圧地下水の水質トリリニアダイアグラム	86
第53図	地質断面図とおおよその帯水層区分	87
第54図	上野盆地における被圧地下水の水質パターン	88
第55図	上野盆地における被圧地下水の水質トリリニアダイアグラム	89
第1表	上野盆地周辺の古琵琶湖層群の地質構造要素	53
第2表	耐火粘土の化学分析値	70
第3表	上野盆地不圧地下水測水表	74
第4表	上野盆地不圧地下水水質分析結果(1994年3月1-3日調査)	82
第5表	上野盆地不圧地下水水質分析結果(1994年7月16-19日調査)	83
第6表	上野盆地被圧地下水水質分析結果(1994年12月1-3日調査)	88
Fig. 1	Summary of the geology of the Ueno District	96

上野地域の地質

川辺孝幸*・高橋裕平**・小村良二***・田口雄作†

「上野」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・神戸地区」に位置する。本図幅地域の現地調査は平成4年度から平成6年度にかけて行われた。そのほか川辺による長年にわたる調査研究資料も活用された。

本図幅の現地調査並びに研究報告書の取りまとめに当たっては、変成岩類と深成岩類を高橋が、上部新生界と地形・活構造を川辺が、応用地質のうち資源地質を小村が、水文地質を田口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、大山田村役場及び耐火粘土鉱山の関係各位からは資源地質に関する事項について種々の便宜を計っていただいた。耐火粘土の化学分析は滋賀県立信楽窯業試験場にお願した。地下水の資試料収集に際しては、三重県上野農林事務所土地改良部、上野市水道部、同新都市開発課、伊賀町水道課、(株)INAX上野工場、同上野緑工場及び地元の皆様にご協力を賜った。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地質標本館佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗・北海道支所佐藤卓見及び大阪地域地質センター青山秀喜の各技官によって作製された。鉱山の実測図は地形情報課の渡辺和明・斎藤英二の両技官により作成された。原稿調整にあたり、地質部滝沢文教技官の協力を得た。

I. 地 形

(川辺孝幸)

本図幅地域は、北緯 $34^{\circ}40' - 34^{\circ}50'$ 、東経 $136^{\circ}0' - 136^{\circ}15'$ の範囲に位置する。行政的には、三重県・滋賀県・京都府・奈良県からなる。すなわち、図幅地域中央部-東部は三重県で、北東部の阿山町・伊

*山形大学(平成4-7年度地質調査所併任) **北海道支所 ***大阪地域地質センター †環境地質部

Keywords: areal geology, geological sheet map, Mie Prefecture, Shiga Prefecture, Nara Prefecture, Kyōto Prefecture, Ueno, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Ryoke Metamorphic Rocks, Joryu Tonalite, Kabuto Granodiorite, Yagyu Granite, Shigaraki Granite, Araki Granodiorite, Ao Granite, Awa Group, Kobiwako Group, terrace deposits, volcanic ash layer, economic geology, hydrology, groundwater

賀町・大山田村，東部の青山町，中央部の上野市・島ヶ原村，南端の名張市からなる．図幅地域北西部は，滋賀県の信楽町と京都府の和束町・南山城村からなる．南西部は奈良県で，月ヶ瀬村・山添村からなる．

本図幅地域は，全般的に起伏量の比較的小さい花崗岩類や変成岩類の準平原と現在に続く断層運動で生じた構造性の地形によって特徴づけられる．図幅地域の中央北寄りに上野盆地が広く発達している．盆地内には，標高 230 - 280 m 前後の定高性をもつ開析された丘陵が，後述の木津川水系の河川の沖積低地に分断されて発達している．盆地西側の花ノ木丘陵，南東側の丘陵，北東側の伊賀丘陵と阿山丘陵などである．これらの丘陵のうち，木津川水系に面する部分から頂部にかけて，4 段の段丘平坦面が発達している．段丘平坦面は，高位のものほど開析されている．

上野盆地と周囲の山地との境界部には，盆地側が落ち込む断層が発達している．図幅地域北部の，上野盆地と北側の信楽高原との東北東 - 西南西方向の境界部には木津川断層が，図幅地域東側の布引山地との南北方向ないし北東 - 南西方向の境界部には柘植断層や頓宮断層が，それぞれ直線的に伸びる急斜面の地形をつくって発達している．木津川断層の南側にはそれと平行な花ノ木断層や西田原断層が数 km 間隔で存在し，断層沿いでやはり急傾斜の地形をなす．この方向の断層運動に伴い北落ちの傾動地塊が形成された．以上の断層群の活動と古琵琶湖層群の堆積は，密接な関連を持っていた (Kawabe, 1989)．

本図幅地域の主要な河川は，木津川及びその支流の柘植川・服部川・名張川である．木津川のうち，上野市岩倉大橋より下流側及び名張川沿いには花崗岩類が露出し，溪谷を形成している．図幅地域北西部の信楽高原にはいくつもの小河川が北流していて，図幅外北部で琵琶湖からの流出河川である瀬田川に合流する．いずれの河川も，淀川に合流して，大阪湾へ注ぐ．

II. 地 質 概 説

本図幅地域に分布する地質系統及び地史の内容を第 1 図に示す．本図幅地域の地層・岩体は，大きくみると古い方から，中・古生代に原岩が形成され白亜紀後期に広域的な領家変成作用を受けた堆積岩起源変成岩類，白亜紀後期の深成岩類と小規模貫入岩類，そして中新世前期以降の堆積物である上部新生界に区分できる．

地質年代		地 質 系 統		主 な 地 史	
第 四 紀	完新世	沖積層		沖積平野の形成	
		更 新 世	後期		新期崖錐堆積物
	中期		後期	低位	
			前期	中位	
	前期	古期崖錐堆積物	陸成相(湖成)		
	新 第 三 紀	鮮 新 世		後期	古琵琶湖層群
前期			伊賀累層		
中新世		後中期	阿波層群	海進	
前期	古第三紀	領家深成活動			
白 亜 紀	後期	小規模貫入岩類 阿保花崗岩 荒木花崗閃綠岩 標生花崗岩 - 信楽花崗岩 - 加太花崗閃綠岩 城立トータル岩		領家変成作用	
	前期	斑れい岩			
ジュラ紀	領家変成岩類の原岩		領家変成岩類原岩の堆積		
三疊紀	↓ ?				

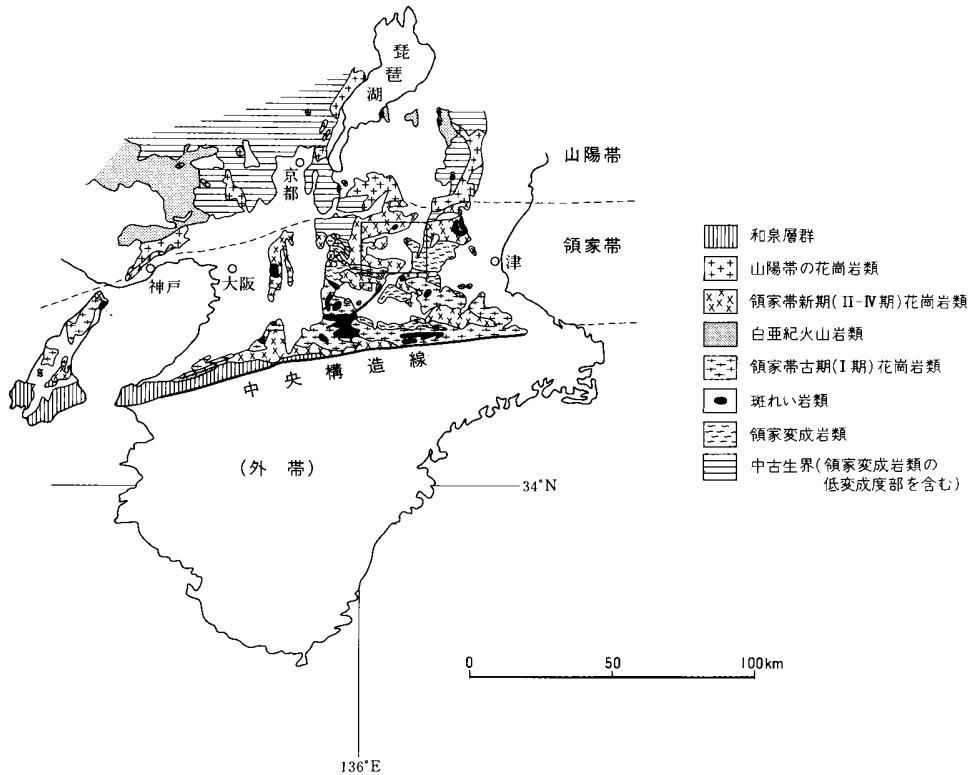
第1図 「上野」図幅地域の地質総括図

II. 1 変成岩類及び貫入岩類

(高橋裕平)

本図幅地域は近畿地方の領家帯の中核部に位置し、広域的な領家変成作用により形成された変成岩類とそれらを貫く深成岩類が広く分布している(第2図)。深成岩類は斑れい岩類と領家帯の“古期”及び“新期”の花崗岩類からなる。そのほか小規模な貫入岩類が主に岩脈として産する。

本図幅地域の領家変成岩類は、砂岩泥岩起源変成岩を主としてチャート起源変成岩を伴う。周辺の美濃帯の中・古生界から類推して、変成岩類が地層として形成されたのはジュラ紀と推定できる。変成鉱物の放射年代や花崗岩類の貫入の時期から、領家変成作用は、白亜紀末にあったと推定できる。



第2図 「上野」図幅及び周辺地域の先新第三系地質概略図

四角枠は「上野」図幅地域の範囲を示す。山田ほか編(1990)及び地質調査所(1992)に基づき一部改変。花崗岩体の帯区分は田結庄ほか(1985)に従う。

領家変成岩類の北半部では東西ないし北東-南西走向の褶曲構造で地層が繰り返す。南半部では北ないし北西傾斜で見掛上南へ向かい下位が露出する。

南半部では砂岩泥岩起源変成岩の多くは、原岩の構造を残しておらず、縞状片麻岩となっていることが多い。しばしば変成岩類の構造に調和的な花崗岩質脈を伴う。これらの砂岩泥岩起源変成岩に加えてチャート起源変成岩を伴う。チャート起源変成岩はももとの層状構造をよく残している。

北半部の砂岩泥岩起源変成岩は、再結晶しているものの葉理などの堆積構造が残っているなど南半部の変成岩に比較して良く原岩の特徴を残している。加えて少量のチャート起源変成岩を伴う。

本図幅地域の深成岩類は、主として斑れい岩類、花崗岩類、それに岩脈などの小規模な貫入岩類からなる。斑れい岩類は変成岩類中に定置したものと、花崗岩類中に包有されたものに二分できる。放射年代についてはさまざまな値が公表されていて、まだ確定しているとは言い難い。ここでは領家変成岩類の原岩形成より後で花崗岩類に先行するものとして扱う。

花崗岩類は貫入関係や岩質上の特徴から、(1) 城立トータル岩、(2) 柳生花崗岩-信楽花崗岩-加太花崗閃緑岩、(3) 荒木花崗閃緑岩、(4) 阿保花崗岩に分けられる。これらの放射年代は白亜紀後期を示す。

(1)の城立トータル岩は本図幅地域南端から南隣の「名張」地域へと分布する。変成岩類に調和的に貫入し、片状構造が顕著である。本トータル岩は古期領家花崗岩の一つで、近畿地方での田結庄(1985)による区分では領家花崗岩類第Ⅰ期のものになる。(2)の花崗岩類は中-粗粒でトータル岩から花崗岩にわたる。このうち、柳生花崗岩は本図幅地域中央部から西隣の「奈良」地域にかけて広く分布する。信楽花崗岩は柳生花崗岩と伊賀断層で接し、本図幅地域北側から北隣の「水口」地域へと分布する。加太花崗閃緑岩は、本図幅地域東端から東隣の「津西部」地域(吉田ほか, 1995)及び北東隣「亀山」地域(宮村ほか, 1980)に分布する。これら3つの花崗岩類は岩質の類似性などから、もともと連続した花崗岩体と判断できる。新时期領家花崗岩の一つで、近畿地方の区分では領家帯第Ⅱ期の花崗岩類である。(3)の荒木花崗閃緑岩は変成岩類と柳生花崗岩に非調和的に貫入する。弱い片状構造をしばしば示す細-中粒花崗閃緑岩である。近畿地方の区分では領家帯第Ⅲ期の花崗岩類である。(4)の阿保花崗岩は本図幅地域南東部から南隣の「名張」地域に分布し、城立トータル岩や柳生花崗岩の構造に非調和的に貫入する。細-中粒の比較的優白質な花崗岩からなる。領家の新时期花崗岩で近畿地方の区分ではⅣ期の花崗岩類になる。

小規模貫入岩類は主に岩脈として産するもので、閃緑岩-斑れい岩と花崗岩類に二分できる。

II. 2 上部新生界

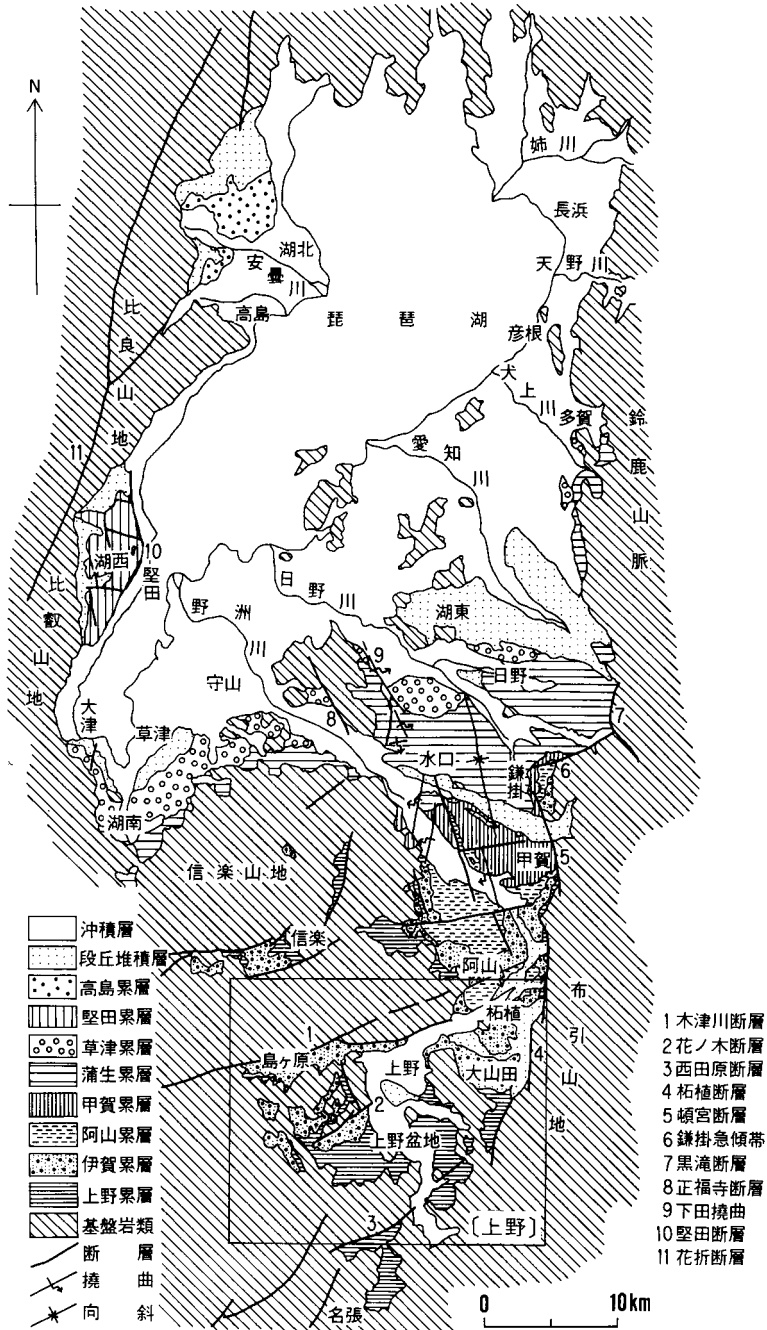
(川辺孝幸)

本図幅地域の上部新生界は、第三系中新統阿波層群、第三系鮮新統古琵琶湖層群、第四系段丘・崖錐堆積物及び沖積層に分けられる。

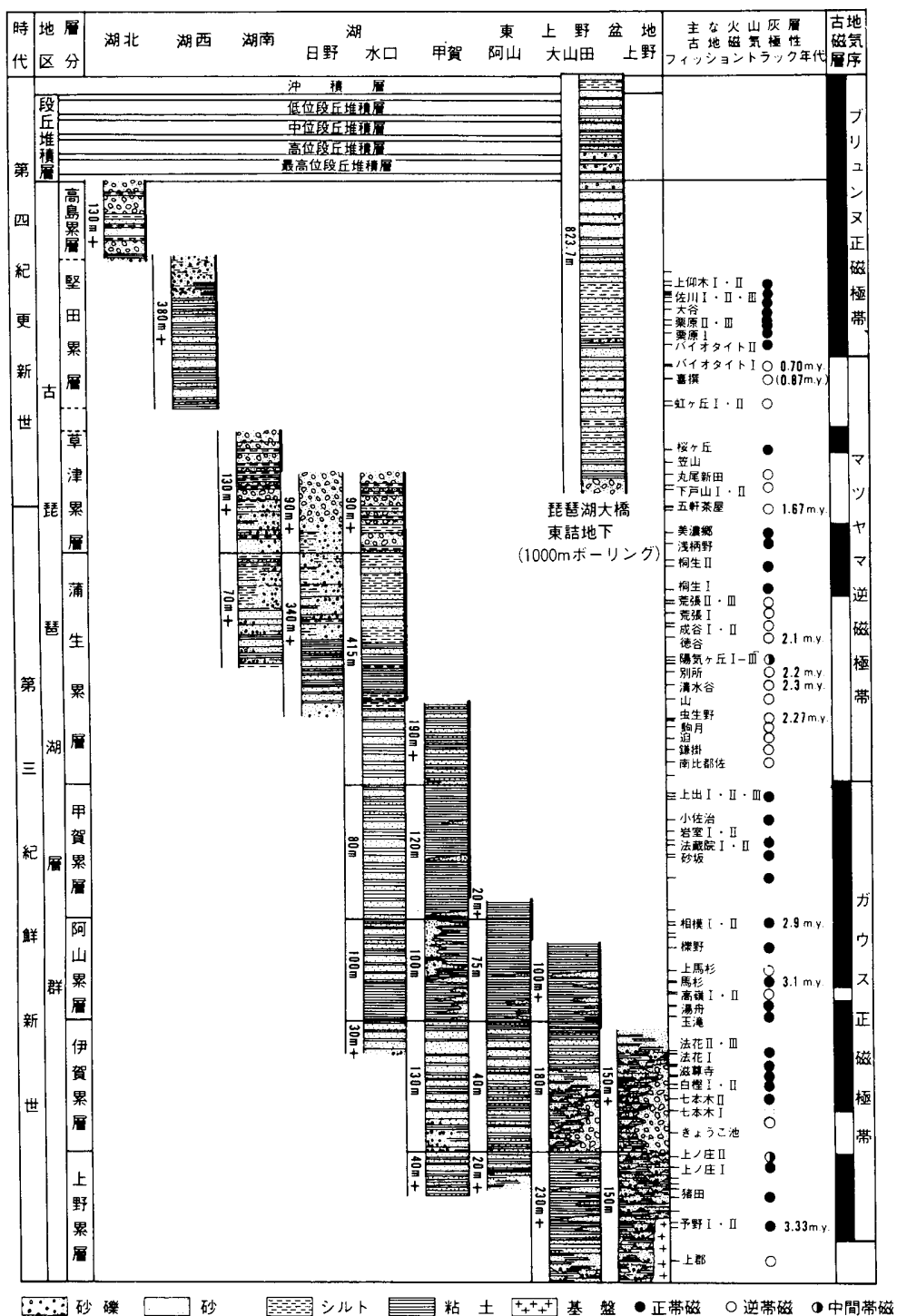
阿波層群は、東隣「津西部」図幅地域からの延長部が、本図幅地域東端部にわずかに分布するにすぎない。本図幅地域の阿波層群は、平松砂岩シルト岩層で、中新世前期のものである。古琵琶湖層群は、本図幅地域から北側の琵琶湖周辺地域にかけた、標高70-300mの上野盆地-近江盆地に分布する(第3図)。同層群は湖沼成及び河川成の礫・砂・シルト・粘土からなる鮮新-更新統で、しばしば亜炭層を挟む。地層は、一般に北-北西に傾斜し、積算した全層厚は1,500m以上に達する。この層群には、130層をこえる火山灰層が挟まれており、それらは有効な鍵層になっている(第4図)。

本図幅地域に分布する古琵琶湖層群は、下位から上野・伊賀・阿山の3累層に区分できる(第5図)。上野累層は、基盤岩類の領家花崗岩類を不整合に覆い、上位の伊賀累層に本地域西部で一部不整合に覆われる。層相は花崗岩質砂層と淘汰の悪いシルト・粘土層の互層からなり、レンズ状に砂礫層を挟んでいる。層厚は図幅地域東部から中央部で200m前後、西部で約40mである。伊賀累層は、基盤岩類を不整合で覆い、一部下位の上野累層を不整合で覆う。層相は、礫層・砂層及びシルト・粘土層の互層で、一般に上方に向かって細粒になる。層厚は約50-170mで、側方変化が著しい。阿山累層は、基盤岩類を不整合で覆い、下位の伊賀累層を整合に覆う。層相は、層厚数m-約40mの粘土層と層厚数mの砂層との互層である。本累層の層厚は70-130mである。

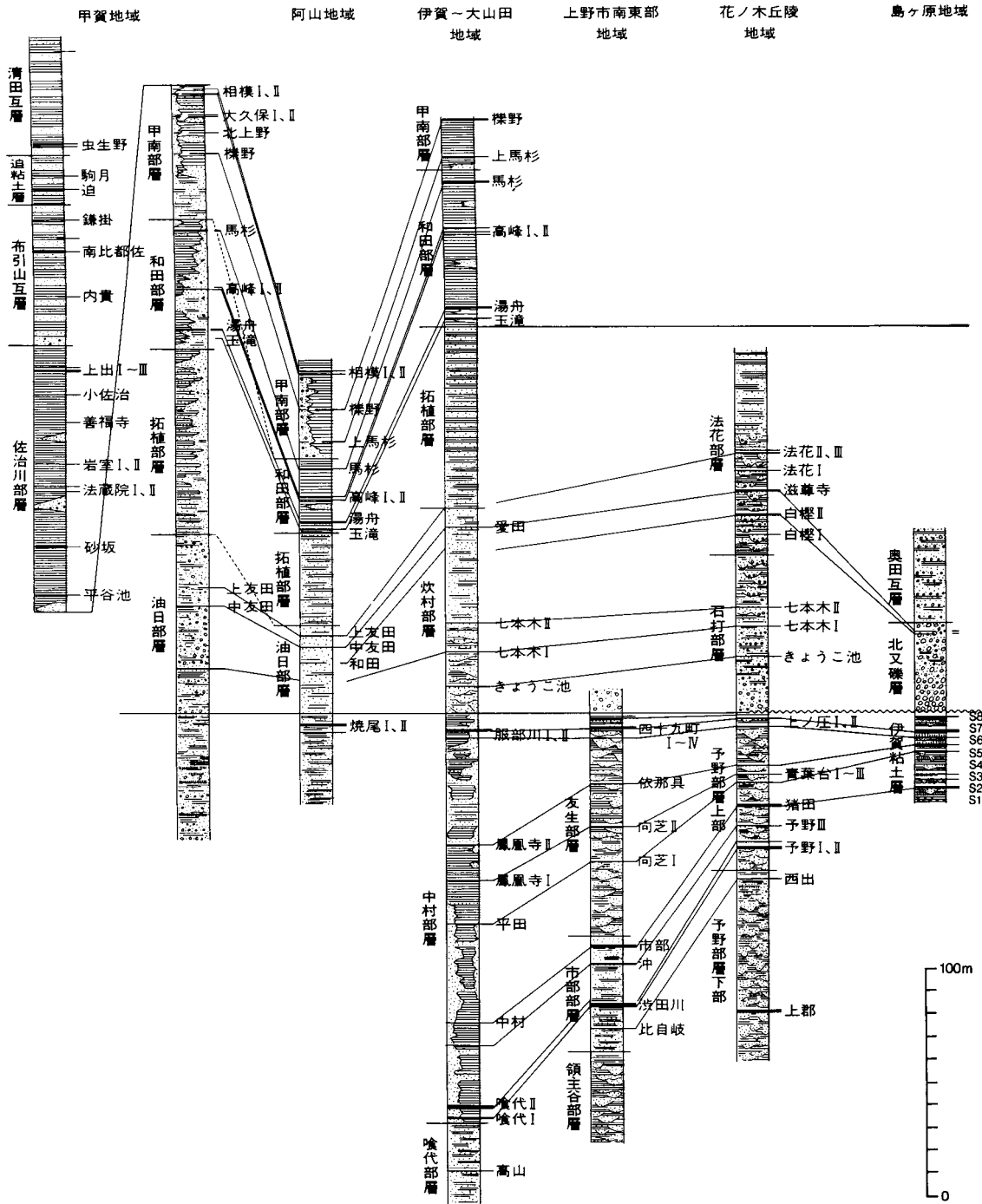
丘陵地域や山麓には、段丘・崖錐堆積物が分布する。このうち、段丘堆積物は、高位・中位・低位、



第3図 古琵琶湖層群の地質概略図 (林・川辺, 1993)



第4図 古琵琶湖層群の模式層序表 (林・川辺, 1993)



第5図 「上野」図幅地域の古琵琶湖層群の各分布地域ごとの模式柱状図 (Kawabe, 1989)

最低位の4面が認められる。崖錐堆積物は、古期と新期に分けられる。いずれも礫・砂・シルトよりなる。沖積層は、河川沿いの低地に分布し、礫・砂・シルトからなる。

Ⅲ. 変成岩類及び貫入岩類

(高橋裕平)

Ⅲ. 1 研究史

本図幅地域及び周辺地域は領家帯に位置づけられる。この地域の変成岩類と深成岩類は、19世紀末まで山下(1889, 20万分の1「四日市」図幅, 1892同「大阪」図幅)によって分布や主な岩質が明らかになっていた。第二次世界大戦前後には、野外地質学を主とする研究が盛んに行われ、それらの成果が1950年前後から1960年代にかけて公表された(吉沢, 1949; 有田, 1949; Yoshizawa, 1952; 中島, 1960)。その集大成ともいべきものがYoshizawa *et al.*(1966)による近畿地方領家帯全域にわたる地質図である。それによると、「上野」図幅地域は片状ホルンフェルス-縞状片麻岩帯になっていて、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いる。なおこのYoshizawa *et al.*の地質図はその後の研究基礎資料として高く評価され、地質調査所の編纂図(例えば山田ほか, 1981, 20万分の1「名古屋」; 河田ほか, 1986, 同「京都及大阪」)に利用されている。Yoshizawa *et al.*の地質図出版とほぼ同じ頃、本図幅地域及び周辺地域の変成岩類と花崗岩類の同位体年代値が得られるようになった。それらの多くは白亜紀後期を示す(Ishizaka, 1966; 河野・植田, 1966; 早瀬・石坂, 1967)。

1970年代から1980年代にかけては、個々の岩体の見直しとともに広域的な花崗岩体区分を試みる研究が行われた(領家研究グループ, 1974; 政岡, 1982, 1987; 端山ほか, 1982)。その総括的なものが田結庄ほか(1985)のまとめである。

本図幅地域に広く分布する柳生花崗岩について桜井・原(1979), Sakurai *et al.* (1983); 桜井・原(1985)が構造岩石学的な研究を行い、貫入様式と変形との関係を明らかにしている。

領家帯の塩基性岩類は岩石学的に従来より注目されていた(吉沢, 1949前出; Kutsukake, 1973; 沓掛, 1975)。最近では田結庄(1987)や田結庄ほか(1989)が本図幅地域を含む近畿地方の領家帯の塩基性岩類の産状の見直しや岩石学的性質を明らかにして、大陸縁ないし島弧での火成活動の産物と位置づけた。

飯泉ほか(1990)は近畿地方各地の斑れい岩のSm-Nd全岩アイソクロン年代として古生代末の値を得て、先領家変成岩の存在を示唆した。その後、同じグループがジルコンのU-Pb年代値として白亜紀末-古第三紀初めの値を出している(飯泉ほか, 1993)。Kagami *et al.* (1995)はSm-Nd全岩アイソクロン法でジュラ紀の年代を得ている。このように領家帯の塩基性岩類の時代的位置づけには議論の余地

が多い。

Ⅲ. 2 領家変成岩類

Ⅲ. 2. 1 概 要

本図幅地域及び近隣地域の変成岩類は、広域的な領家変成作用により形成されたものとして古くから注目されてきた。以下では領家変成岩類または変成岩類という二通りの言い方を用いるが、特に断わりがない限り同義である。

領家変成岩類は、本図幅地域東部にまとまって分布し、東隣の「津西部」地域や南東隣の「二本木」地域へと連続する。このほか、本図幅南端で花崗岩類中の捕獲岩として小規模に分布する。変成岩類を地質図で表現する際、片状あるいは片麻状といった岩石構造を主に区分する場合と、原岩に着目して地層としての取扱いに重点をおく場合とがある。本報告では「津西部」地域と同様に原岩に基づく分類を基本として、必要に応じて岩石構造や変成岩類の構造に調和的に産する花崗岩質岩の発達などを記載の中で補うことにする。

Ⅲ. 2. 2 層序及び構造

本図幅地域の領家変成岩類は、砂岩泥岩起源変成岩を主としてチャート起源変成岩を伴う。地層の大規模な逆転がないものとする、大局的な層序は、変成岩類北半部に分布する砂岩泥岩起源変成岩に初生的な堆積岩などが残っている上部層と、南半部の原岩の構造がわかりにくく花崗岩質脈を伴う下部層に区分できる。ただしこの見掛けの上部層・下部層の境界は、もともとの地層の境界に斜交する可能性もあるので、記載では北半部と南半部という分布域を用いる。

領家変成岩類は北西-南東方向の断層とそれを切る北東-南西方向のより新しい断層でブロック化している。北東-南西方向の断層のうち上野市我山から大山田村にかけて北東へ伸びている断層よりも南東側では、南半部の変成岩類は東西走向で北傾斜である。北半部の変成岩類は東西ないし北東-南西方向の褶曲構造で地層が繰り返している。同断層よりも北西側では、断層の近傍で一部南傾斜となるものの、それより北西側にかけては東西ないし北東-南西走向で北ないし北西傾斜の単純な同斜構造である。

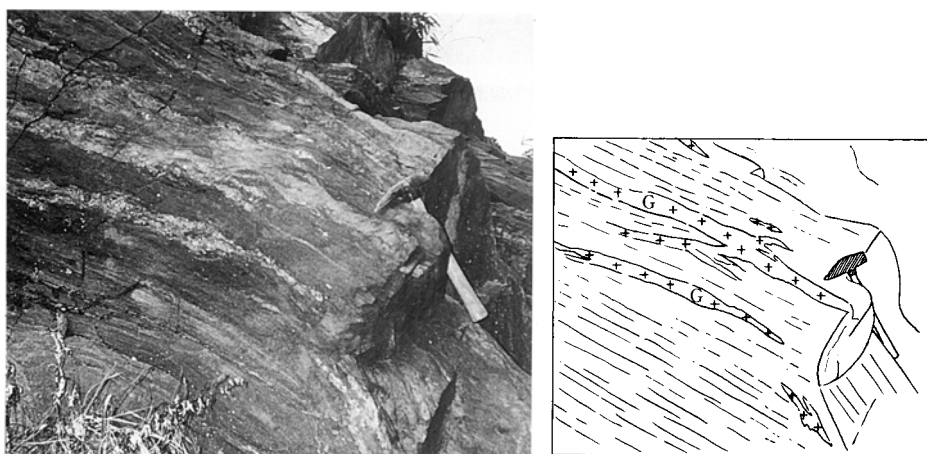
本図幅地域の領家変成岩類には、伸長性の鉱物(主に珪線石)や微細な褶曲構造(ちりめんじわ褶曲)が形成する線構造が認められることがある。その線構造は北西方向にブランチしたものが卓越する。

Ⅲ. 2. 3 岩 相

砂岩泥岩起源変成岩(Rm, Rg)：本変成岩は本図幅地域の領家変成岩類の主要な部分を構成する。本岩のうち南半部では多くは片麻岩といえるもので(Rg)、青山町勝地、滝、それに青山川にかけた一帯に分布し、更に山添村上津や広瀬等に分布する花崗岩類中の捕獲岩として産する。再結晶が進み粗粒化し、原岩の特徴が分かりにくくなっている。しばしば、珪長質の部分と雲母質の部分とが厚さいずれも0.5-2 cm程度の縞状をなす(第6図)。更にこの砂岩泥岩起源変成岩に数10 cmから数mの厚さの花崗岩質岩が変成岩の構造に調和的に産することがよくある(第7図)。



第6図 縞状片麻岩 (青山町奥山川河床)



第7図 調和的花崗岩質脈を伴う砂岩泥岩起源変成岩 (青山町妙楽地)
花崗岩質岩(G)が変成岩の構造に調和的に発達する。

岩石記載

ざくろ石珪線石片麻岩(泥岩起源変成岩) (GSJ R63452/93UN-15, Loc. 上野市摺見)

厚さ5-10 mm程度の石英長石が卓越する部分と苦鉄質鉱物が卓越する部分が縞状をなす。肉眼でもざくろ石の存在がよくわかる。構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、珪線石、ざくろ石、不透明鉱物(主に白鉄鉱)である。

北半部の砂岩泥岩起源変成岩はもとの堆積岩の特徴を残す(Rm)。大山田村広瀬から上野市摺見にかけて一帯から北側にかけて分布する。再結晶しているものの、肉眼的には原岩の特徴を良く有し、特に



第8図 葉理構造をもつ砂岩起源変成岩 (大山田村広瀬の西2km)

泥岩の薄層を挟む砂岩起源変成岩では葉理などの初生的堆積構造が残っていて(第8図)、原岩の上下関係を決定できることがある。

岩石記載

葉理砂岩起源変成岩 (GSJ R63453/92083102, Loc. 大山田村広瀬西1km)

厚さ0.5mm前後の苦鉄質な部分と石英長石質の優白質部が細かく繰り返す岩石で、もともと葉理が発達した細粒砂岩を起源とする。構成鉱物は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石である。

チャート起源変成岩 (Ru) : 本岩は砂岩泥岩起源変成岩中に層状に産するもので、多くは単層の厚さが1-5cm程度の層状チャートを原岩とする変成岩である(第9図)。本岩のうち比較的連続性の良いものが真泥の西1km付近、蓮池の北1km、蛇喰池の南1km付近に分布する。層厚は蛇喰池南のものが2-300mであるが、そのほかは大部分50m以下である。

岩石記載

チャート起源変成岩 (GSJ R65454/92082603, Loc. 上野市喰代南東1.7km)

厚さ5mm-10mmの白色珪質部と0.5-2mmの優黒質の苦鉄質薄層からなる縞状チャート起源の岩石。石英を主として斜長石、黒雲母、ざくろ石、緑泥石を伴う。

Ⅲ. 2. 4 変成作用

高橋・西岡(1994)は、東隣の「津西部」地域から本図幅地域にかけて分布する砂岩泥岩起源変成岩の



第9図 チャート起源変成岩 (大山田村真泥)

変成鉱物組合せに基づき変成作用の概略を検討した。それによると、「津西部」地域では広域的な変成作用(領家変成作用)のため、北から南へ変成度が増すような変成帯が形成された。この変成作用は泥質岩中では珪線石が一般に安定で、そのうち南側では白雲母が不安定になるというものである。

本図幅地域では、泥質岩中に白雲母を欠く地域(高橋・西岡(1994)のC帯)が白雲母を有する地域(高橋・西岡, 1994のB帯)中に散在して現れる。白雲母が消失する反応は、「白雲母+石英=珪線石+正長石+水」である。「津西部」地域ではこの反応面が地表と交叉していたため白雲母の有無による変成分帯が容易であったが、本図幅地域ではこの反応面が地表と平行に近くなっているため白雲母が散在していると解釈できる。

高橋・西岡(1994)は「津西部」地域で加太花崗閃緑岩の貫入による接触変成帯(A帯)も識別しているが、本図幅地域ではよく分からない。

Ⅲ. 3 深成岩類

Ⅲ. 3. 1 概要

本図幅地域の深成岩類は、斑れい岩類と花崗岩類に二分できる。斑れい岩類は小規模な分布をなすものばかりで、変成岩類中に産するものと花崗岩類中に産するものに二分できる。花崗岩類は貫入関係や岩質上から、城立トータル岩、加太花崗閃緑岩、柳生花崗岩、信楽花崗岩、荒木花崗閃緑岩、阿保花崗岩に区分できる。なお、従来変輝緑岩と呼ばれてきた細粒の苦鉄質岩類は、本報告では細粒石英閃緑岩と呼ぶ。本岩は成因的には斑れい岩に関連するかもしれないが、本報告では分布の上から信楽花崗岩の中で記載する。

Ⅲ. 3. 2 斑れい岩類 (Gb)

分布と産状 本図幅地域の斑れい岩類は、地質図上の分布から変成岩類分布域に産するものと花崗岩類分布域に産するものに大きく分けられる。

変成岩分布域の斑れい岩類は、図幅地域南東部上野市蓮池付近、同市喰代南東 1.5 km、同市領主谷南東 1 km 付近に産する。このほか、Yoshizawa *et al.* (1966) は領主谷東 2 km 付近にも斑れい岩類を記しているが、今回の調査ではその付近で斑れい岩類の転石すら確認していない。したがってそこではたとえ斑れい岩類があるとしても非常に小規模な岩体と判断し、地質図には表現していない。これらの変成岩類中の斑れい岩類のうち、蓮池付近の岩体は斑れい岩類をとりまくように細粒黒雲母花崗岩が発達し、したがって斑れい岩類と変成岩類は直接接していない。他の 2 岩体では貫入関係等母岩との接触部の詳細は不明だが、地質図では変成岩類に直接貫入しているように示した。

花崗岩類に伴う斑れい岩類は、図幅地域北部阿山町波敷野南西 2 km の三角点 (426.3 m) 付近と波敷野北東 0.8 km 付近、図幅地域北端信楽町溝ヶ谷北方、それに図幅地域南西端鍋倉溪付近に分布する。このほか Yoshizawa *et al.* (1966) は図幅地域南端中央部上野市神戸我山付近に斑れい岩類を記しているが、今回の調査では花崗岩類分布域で斑れい岩類の転石を一箇所確認しただけで、その分布を特定できなかった。

波敷野の岩体は信楽花崗岩に伴う細粒石英閃緑岩中に包有されて産する。溝ヶ谷の岩体は信楽花崗岩の中粒花崗閃緑岩に包有されて産する。鍋倉溪の岩体は城立トータル岩との境界部付近で斑れい岩類の転石からなる堆積物が被覆するため貫入関係等は分からない。ただし、田結庄 (1987) によると、南隣「名張」及び南西隣の「桜井」図幅地域の神野山付近では、この岩体の延長部の斑れい岩類は細粒黒雲母花崗岩に貫かれている。

岩相 斑れい岩類は中～粗粒粒状で個々の鉱物粒子を肉眼で容易に識別できる。概して堅硬で、やや風化した表面では個々の鉱物の浸食の程度の差による凹凸が目立つ。

主に斜長石と角閃石 (普通角閃石の意で使う、以下の記載でも同様) からなり、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石をしばしば含む。記載岩石学的には角閃石斑れい岩、かんらん石含有角閃石斑れい岩、かんらん石含有角閃石斑れいノーライトである。

岩石記載

かんらん石含有角閃石斑れいノーライト (GSJ R65455/93 UN-26, Loc. 阿山町音羽南)

堅硬で、主成分鉱物が 2-3 mm 程度の中粒等粒状均質な岩石。方向によっては斜長石の劈開面が光り目立つ。

斜長石 (61%)、角閃石 (19%)、かんらん石 (6%)、単斜輝石 (6%)、斜方輝石 (5%) を主として、少量のスピネル及び不透明鉱物や二次的な炭酸塩鉱物及び緑泥石を含む。斜長石は半自形で An 70-80 程度。角閃石は充填状で褐色を呈し、よく輝石類を包有している。かんらん石は他形で周縁部は変質している。輝石類は半自形を呈している。

年代 本図幅地域を含めた領家帯の斑れい岩類の年代論は、現時点では混沌としている。杵掛・仲井 (1983) は南西隣「桜井」図幅地域の斑れい岩中の斜長岩レンズのジルコンから 100.6 ± 7.3 Ma というフィッシュトラック年代を求めている。飯泉ほか (1990) は、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代として

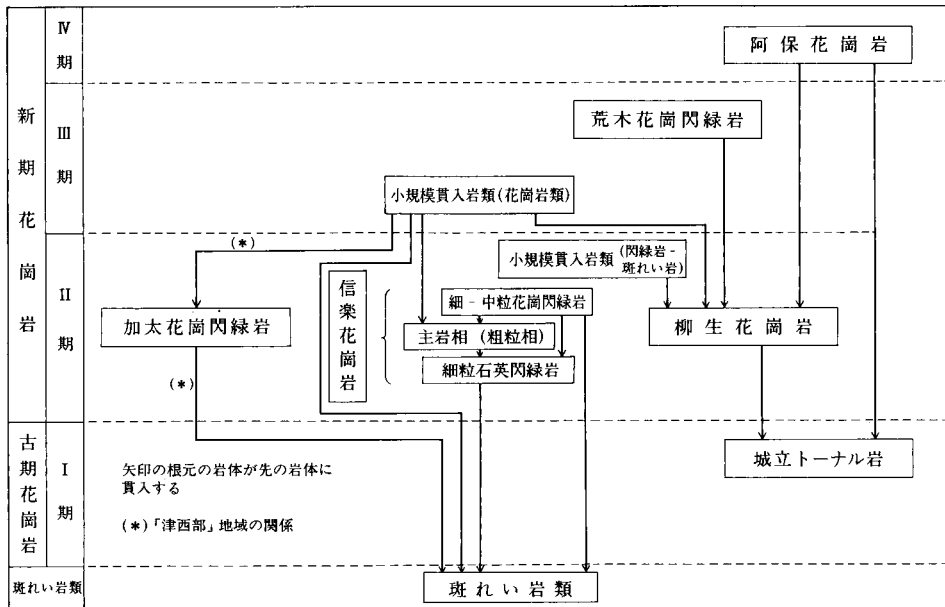
230 Ma, Sm - Nd の全岩アイソクロン年代で 246 ± 5 Ma 及び 258 ± 75 Ma と古生代末 - 中生代初期の年代値を公表した. その後同一グループがジルコンの U - Pb 年代 (SHRIMP) で 72 - 95 Ma の値を公表している (飯泉ほか, 1993). さらに Kagami *et al.* (1995) は Sm - Nd 法で再検討を行い, 角閃石斑れいノライトで 180 ± 23 Ma (Nd 初生値 0.512180 ± 0.000024), 変輝緑岩 (石英閃緑岩) で 197 ± 31 Ma (0.512166 ± 0.000035), 両者併せて求めると 192 ± 19 Ma (0.512169 ± 0.000021) となる. 角閃石斑れい岩の全岩 - 鋳物アイソクロン年代は Sm - Nd 法で 97.7 ± 5.5 Ma, Rb - Sr 法で 71.8 ± 9.5 Ma となり, 花崗岩類の貫入により熱的に若返ったものと解釈されている.

Ⅲ. 3. 3 花崗岩類

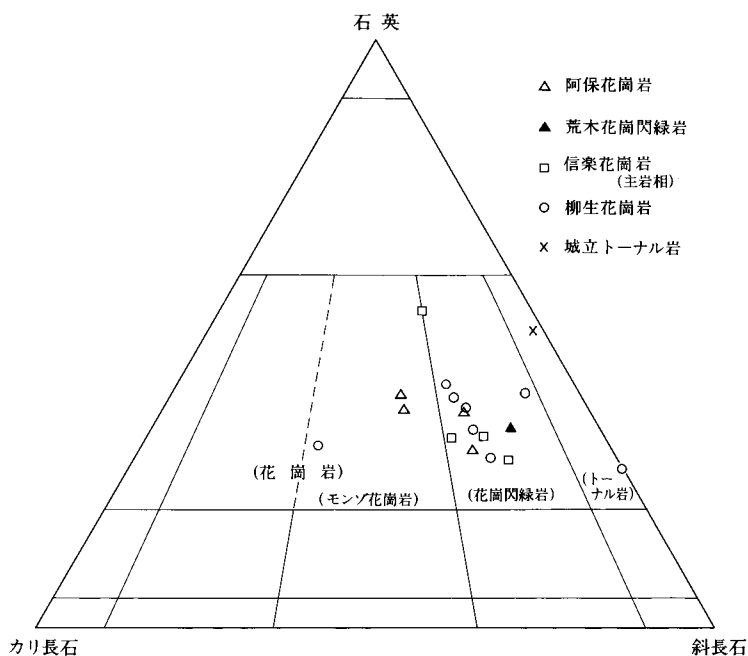
本図幅地域の花崗岩類は, 貫入関係・岩質・構造から城立トータル岩, 柳生花崗岩, 信楽花崗岩, 加太花崗閃緑岩, 荒木花崗閃緑岩, 阿保花崗岩に分けられる. 本図幅地域内におけるこれらの花崗岩類の地質学的関係のまとめを田結庄ほか(1985)の期区分とともに第10図に示した.

第10図での期区分のうち, 田結庄ほか(1985)で言及されていない岩体の区分等に若干の注釈を加える. 荒木花崗閃緑岩は金剛山地の細粒石英閃緑岩に対比した. 小規模貫入岩類のうち閃緑岩 - 斑れい岩は生駒山地の岩脈類に, 花崗岩類は金剛山地の岩脈類にそれぞれ対比できる.

なお花崗岩類のモード組成を第 11 図に示した.



第 10 図 「上野」 図幅地域の貫入岩類の相互関係



第 11 図 花崗岩類のモード組成 (区分は Le Maitre ed. (1989) による)
 信楽花崗岩については田中・福山(1993)から 4 個, 阿保花崗岩については端山ほか(1982)から
 3 個のデータを加えてある。

城立トーナナル岩 (Gj)

命名 端山ほか(1982)が南東隣の「二本木」図幅地域の白山町城立付近に模式的に露出する片麻状トーナナル岩に命名した。

分布 本図幅地域では南端の西半部山添村管生付近に比較的まとまって分布する。南端東半部上野市上神戸上小場, 青山町阿保や柏尾付近では阿保花崗岩中の捕獲岩として産する。

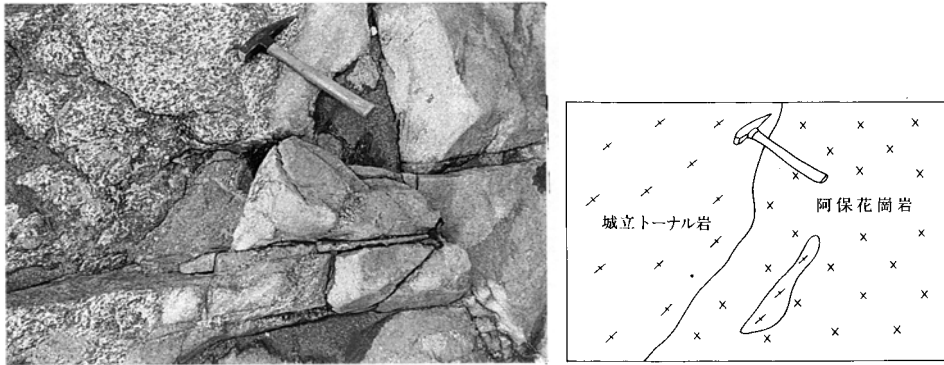
関係 本図幅地域南端西半部で, 城立トーナナル岩は, 領家変成岩類の構造に調和的に貫入している。後述の柳生花崗岩は城立トーナナル岩の構造に調和的に貫入している。図幅地域南端東半部では阿保花崗岩が城立トーナナル岩の構造に非調和的に貫入している(第12図)。

岩相と構造 中-粗粒片麻状角閃石黒雲母トーナナル岩(色指数15-20)を主とする。珪長質鉱物と苦鉄質鉱物がそれぞれ卓越した縞状構造(片麻状構造)が著しい。この構造は, 南端西半部で走向が東-西性で北へ30-50°程度傾斜する。図幅地域南端東半部では構造は一定しない。後述の阿保花崗岩の貫入によって構造が乱されているのだろう。

岩石記載

片状中粒角閃石黒雲母トーナナル岩(GSJ R63456/93UN-33, Loc. 山添村上津南南西 0.9km)

主成分鉱物は径 2-4 mm 程度。珪長質部と苦鉄質部が 2 mm 毎に繰り返す縞状構造が著しい。黒雲母はその構造に平行に配列する。



第 12 図 城立トータル岩と阿保花崗岩の関係 (青山町柏尾)
阿保花崗岩が城立トータル岩の構造を切って貫入している。

主に石英(42%)，斜長石(40%)，黒雲母(15%)からなり，カリ長石(1%)，角閃石(1%)を含む。更に褐れん石，りん灰石，ジルコンを副成分鉱物として含む。石英は波動消光をなし，しばしばサブグレイン化している。斜長石は半自形-自形で，概して均質だが，一部弱い累帯構造を示す。An35-40程度。黒雲母の多くは半自形でZ=褐色。角閃石は他形-半自形を呈し，Z=緑褐色。

年代 石坂(1969)は隣接図幅地域から本岩に相当する君ヶ野花崗岩と霧生花崗閃緑岩からジルコンのU-Pb年代として，前者から $87 \pm 2 \text{ Ma}$ ($^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$)と $92 \pm 4 \text{ Ma}$ ($^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$)，後者から $93 \pm 2 \text{ Ma}$ ($^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$)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直したものである(以下の1970年以前の論文からの引用も同様に再計算した値である)。

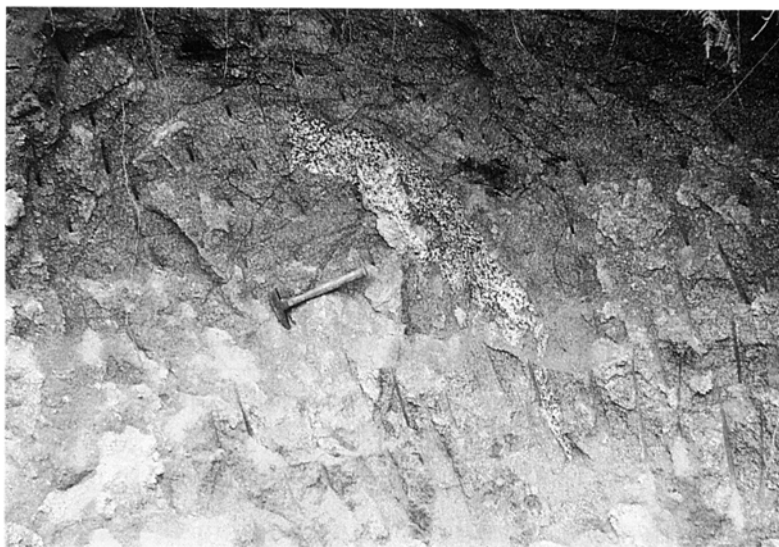
柳生花崗岩 (Gy, Gp)

命名 有田(1948)が西隣「奈良」図幅地域柳生付近から本図幅地域に広く分布する中-粗粒花崗岩類に命名。モード組成上トータル岩から花崗岩にわたるが，岩体名での花崗岩は広い意味で用いた。

分布 木津川断層より南側に広く分布し，西隣の「奈良」図幅地域へと連続する。図幅地域中央部では古琵琶湖層群や第四系の被覆により地表での分布は不連続である。図幅地域北東部敢国神社東1.5 km付近から同神社南東2 km付近に分布する花崗岩も便宜上柳生花崗岩に含めた。

関係 本花崗岩は図幅地域南西部で城立トータル岩と領家変成岩類の構造に調和的に貫入している。図幅地域南東部比自岐南東1 km付近では柳生花崗岩は領家変成岩類の構造に非調和的に貫入している。本花崗岩は図幅地域北側の信楽花崗岩とは木津川断層をもって境される。ただし，両花崗岩は本来は一続きの岩体であったが，現在では断層によって異なった浸食レベルにあると解釈されている(桜井・原，1985)。図幅地域南東部では，阿保花崗岩が柳生花崗岩に非調和的に貫入して柳生花崗岩の岩塊を取り込んでいる(第13図)。

岩相と構造 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩を主体とし，被貫入岩類との境界付近ではトータル岩質となる(Gy)。色指数は3-25と多様である。また，しばしば自形カリ長石結晶が長径2-3 cm程度となって斑状組織を呈する(Gp，第14図)。本花崗岩はしばしば暗色包有物を含む。特に，図幅地域西



第 13 図 柳生花崗岩と阿保花崗岩の関係 (上野市比自岐)
阿保花崗岩が柳生花崗岩の岩塊(中央部の粗粒部)を包有する。



第 14 図 柳生花崗岩の斑状相 (南山城村松笠)
長径 2-3cm の自形のカリ長石結晶が目立つ。

端中央部南山城村法ヶ平尾, 南西部月ヶ瀬村嵩, 更にその東 1.5 km, そのさらに南東 3.5 km の山添村吉田で数 m に達する暗色包有物を産する。

有色鉱物の定向配列や板状の暗色包有物の配列が面構造を形成する(第 15 図)。それによると, 図幅地域南西部月ヶ瀬村月瀬から吉田にかけてはほぼ東西性の走向で北へ 25-70° 傾斜する。本花崗岩中に取り込まれている変成岩類の伸びや構造もこの花崗岩中の構造に調和する。図幅地域西端の月ヶ瀬村桃



第 15 図 柳生花崗岩の面構造 (上野市岩倉)
苦鉄質鈹物の配列による面構造が、ハンマーの柄や折れ尺の伸びの方向に発達している。

香野から南山城村法ヶ平尾にかけては南北性の走向が卓越し、東へ $20-60^\circ$ 傾斜する。図幅地域西半部の中央部よりやや北側の 上野市岩倉から南山城村今山にかけて木津川沿いでは南北性の走向が卓越し西へ $15-50^\circ$ 傾斜する。

このほかの地域でも弱いながらも面構造があるが卓越した構造を認識できない。本花崗岩で斑状構造を呈するもの (Gp) の中にはカリ長石自形結晶が定向配列して線構造を形成することがある。この構造は特に、図幅地域南西部山添村遅瀬付近から月ヶ瀬村嵩を経て南山城村法ヶ平尾にかけての一角で著しい。北または北西へ $10-20^\circ$ プランジした構造が卓越する。

岩石記載

斑状粗粒黒雲母花崗岩 (GSJ R63457/93UN-42, Loc. 月ヶ瀬村嵩)

珪長質鈹物は長径 $2-6\text{ mm}$ 、黒雲母は $1-2\text{ mm}$ で、更に長径 15 mm 前後のカリ長石により斑状組織を呈する。石英粒の集合体 (石英プール) も 15 mm 程度に達する。

主に石英 (30%)、斜長石 (25%)、カリ長石 (41%、このうち斑状結晶 19%)、黒雲母 (3%) からなる。石英は波動消光をしていて、部分的にサブグレイン化している。斜長石は半自形 - 自形で弱い累帯構造を示す。核部は An 23、縁部は An 18 程度である。カリ長石はパーサイト組織を示す。黒雲母は他形 - 半自形で Z=褐色。劈開の一部はたわんでいる。

片状粗粒角閃石黒雲母トータル岩 (GSJ R63458/93UN-37, Loc. 上野市桂)

主成分鈹物の粒径は主に $2-6\text{ mm}$ で、苦鉄質鈹物 (特に黒雲母) は定向配列をして片状構造が著しい。

主に石英 (20%)、斜長石 (53%)、黒雲母 (17%)、角閃石 (9%) からなり副成分鈹物として褐れん石、りん灰石、ジルコン、不透明鈹物を含む。石英は波動消光し、部分的にサブグレイン化している。斜長石

は半自形 - 自形で An 30 前後。一部双晶面がたわむ。黒雲母は他形 - 半自形で Z=赤褐色。劈開はたわんでいる。部分的に緑泥石化している。角閃石は他形 - 半自形。Z=緑褐色で一部縁が緑色を呈する。

年代 本花崗岩の放射年代として本図幅地域島ヶ原で黒雲母の Rb - Sr 年代として 68 Ma (早瀬・石坂, 1967), 西隣「奈良」図幅地域笠置から黒雲母の K - Ar 年代として 78 Ma (河野・植田, 1966) が得られている。

加太花崗閃緑岩 (Gk)

命名 宮村ほか(1981)が「亀山」図幅で用いた。

分布 本岩の主体は、東隣の「津西部」図幅地域に分布する。本図幅地域では図幅地域の東縁北側寄り、蛇喰池の北東の斜面に分布する。

岩相 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。

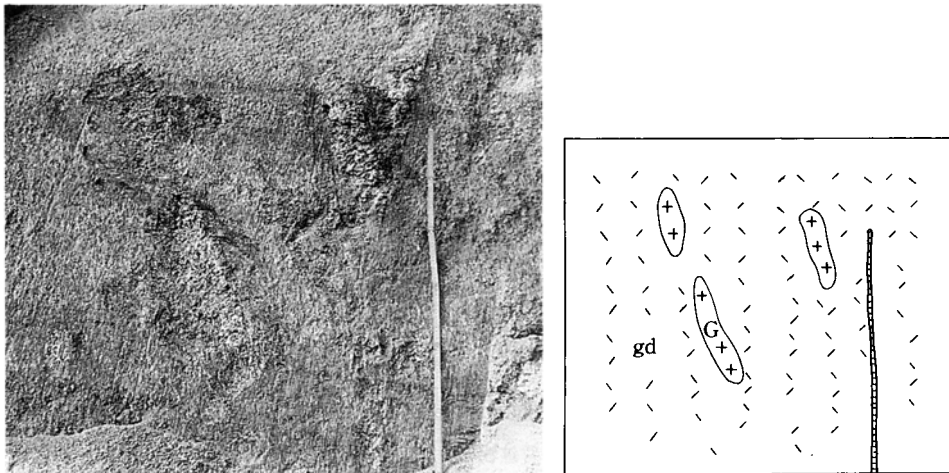
信楽花崗岩 (Gs, Gg, Gq)

命名 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982)

分布 木津川断層より北側の本図幅地域北部一帯から北隣の「水口」図幅地域にかけて広く分布する。

岩相と構造 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 - 花崗岩 (Gs) を主岩相として、細 - 中粒花崗閃緑岩 (Gg), 細粒石英閃緑岩 (Gq) を伴う。主岩相の粗粒相は本図幅地域北部に広く分布している。有色鉱物の定向配列は本図幅地域北東部阿山町向出で顕著だが、そのほかの地域では定向配列は弱いか無い。しばしば長径 2-3 cm のカリ長石自形結晶が目立つ斑状組織を呈する。

細 - 中粒花崗閃緑岩は信楽町溝ヶ谷付近から島ヶ原村中矢にかけて南北に伸びた岩体として分布する。本岩は主岩相の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入してその岩片を取り込んでいる(第 16 図)。本岩はしばしば細粒石英閃緑岩を捕獲している。図幅北端では斑れい岩も捕獲している。



第 16 図 信楽花崗岩、主岩相と細 - 中粒花崗閃緑岩の関係 (信楽町多羅尾溝ヶ谷)
細 - 中粒花崗閃緑岩 (gd) が主岩相 (G) の岩塊を包有している。



第17図 信楽花崗岩，細-中粒花崗閃緑岩と細粒石英閃緑岩の関係（島ヶ原村大道）
細-中粒花崗閃緑岩が優黒質ブロック状の細粒石英閃緑岩を包有している。

細粒石英閃緑岩は阿山町波敷野付近にまとまって広く分布する。そのほか，主岩相や細-中粒花崗閃緑岩中に小規模に包有されて分布する(第17図)。阿山町波敷野周辺では細粒石英閃緑岩は斑れい岩を取り込んでいる。

主岩相の有色鉱物の定向配列による面構造は，岩体東部で走向は南北で西傾斜，岩体中央部上野市諏訪付近で走向は北東-南西で北西へ傾斜，岩体西部島ヶ原村奥村から南山城村押原にかけて走向は東-西で北へ傾斜する。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (GSJ R63459/93UN - 24, Loc. 上野市諏訪)

主成分のうち，珪長質鉱物は径10-15mm，苦鉄質鉱物は0.5-2mm程度でほぼ塊状。

主に石英(50%)，斜長石(27%)，カリ長石(15%)，黒雲母(7%)，角閃石(1%)からなり，副成分鉱物として褐れん石，りん灰石，ジルコン，不透明鉱物を含む。石英は他形で，ごく弱い波動消光を呈する。斜長石は半自形である。概して均質でAn25-30程度だが，最外縁部がわずかにアルバイト質になるものもある。まれに核部がAn%に富むことがあるが，その場合はソーシユライト化している。カリ長石は充填状でパーサイト組織を示す。黒雲母は半自形-自形でZ=赤褐色。褐れん石やジルコンを包有し，多色性ハローを生じている。一部は緑泥石化している。角閃石は他形でZ=緑褐色。

薄片状細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63460/93UN-43, Loc. 信楽町六呂川)

主成分鉱物の粒径は1mm前後。黒雲母は弱い定向配列を呈する。

主に石英(29%)，斜長石(41%)，カリ長石(21%)，黒雲母(9%)を含み角閃石(0.1%)を伴う。副成分鉱物としてりん灰石，ジルコン，褐れん石，二次鉱物として緑泥石，炭酸塩鉱物，ゾイサイトを伴う。

細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (GSJ R63461/93UN-44, Loc. 島ヶ原村大道)

暗色細粒等粒状。苦鉄質鉱物中に白色の斜長石が散在する。

斜長石、角閃石、黒雲母、石英からなる。不透明鉱物が比較的多く、チタン鉄鉱を主として少量の黄鉄鉱からなる。このほか、副成分鉱物としてりん灰石を含む。

年代 本図幅地域北隣「水口」及び西隣「奈良」図幅地域で粗粒角閃石黒雲母花崗岩の黒雲母の K-Ar 年代として 68.4, 69.6, 70.8(±1.4) Ma と 70 Ma 前後の値が得られている(沢田・板谷, 1993)。

荒木花崗閃緑岩 (Ga)

命名 新称。

分布 図幅地域中央部よりやや北東側の上野市荒木北東 2 km から同東 1.5 km にかけて分布する。

関係 傾家変成岩類及び柳生花崗岩の面構造を切るように非調和な貫入をしている(第 18 図)。

岩相 塊状ないし弱片状の細-中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩からなる。

岩石記載

中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63462/93UN-17, Loc. 上野市上荒木)

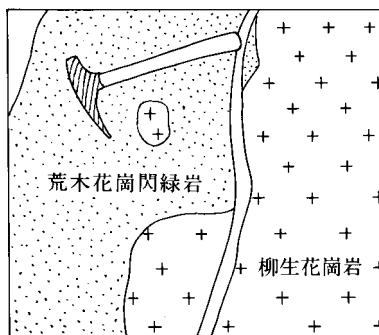
等粒状で中粒。主成分鉱物は径 0.5-2mm 程度。黒雲母は弱い定向配列をして面構造を形成する。

石英(30%), 斜長石(47%), カリ長石(12%), 黒雲母(11%)からなり、少量の角閃石を伴う。副成分鉱物として褐れん石、りん灰石、ジルコンを含む。石英は波動消光をしている。斜長石は半自形-自形を呈する。累帯構造をなし、核部は An 30-40 位(まれに An 60), 縁部は An 20 程度。カリ長石はパーサイト組織を呈する。黒雲母は半自形で Z=褐色。角閃石は Z=緑色。

阿保花崗岩 (Gh)

命名 端山ほか(1982)。

分布 図幅地域南東部から南隣の「名張」地域と南東隣の「二本木」図幅地域へと連続する。



第 18 図 荒木花崗閃緑岩と柳生花崗岩の関係 (上野市荒木, 服部川右岸河床)

関係 領家変成岩類，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(前述)．また，図幅地域南東端に分布する本岩は，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している．

岩相 塊状ないし弱片状の細粒の黒雲母花崗岩からなる．

岩石記載

細粒白雲母含有黒雲母花崗岩(GSJ R63463/93UN-39, Loc. 山添村広瀬)

肉眼では鉱物の粒径は0.5-1.0mm程度で均質である．

主に石英(36%)，斜長石(31%)，カリ長石(25%)，黒雲母(6%)からなり少量の白雲母(1.5%)を伴う．長柱状のりん灰石を副成分鉱物として含む．石英は波動消光し，しばしばサブグレイン化する．斜長石は半自形-自形でAn 20程度，カリ長石は均質な正長石，黒雲母は半自形でZ=褐色，一部は緑泥石に変質している．

III. 4 小規模貫入岩類

閃緑岩 - 斑れい岩(D)

図幅地域南東部の東縁寄り，青山町滝の北東0.8kmに細-中粒角閃石斑れい岩が小規模に露出する．周囲の変成岩類との野外の関係は不明である．東隣「津西部」地域では同質の岩石は変成岩類を非調和的に貫く岩脈として産する．

図幅地域南西部月ヶ瀬村月瀬付近の3箇所では細粒黒雲母角閃石閃緑岩が柳生花崗岩に貫入している．いずれも閃緑岩は厚さ2m前後で柳生花崗岩の面構造に非調和的に緩傾斜のシート状に貫入している．

花崗岩類(A)

花崗岩類からなる小規模な貫入岩類が，変成岩類及び柳生花崗岩や信楽花崗岩中に主に岩脈として産する．変成岩類中に産する岩体は，細-中粒黒雲母花崗岩で白雲母を含む部分もある．岩体の伸張方向は変成岩類の走向方向にほぼ平行である．柳生花崗岩を貫く岩体は，細粒花崗岩で，図幅地域南西部山添村遅瀬西南西約1kmに産する．信楽花崗岩を貫く岩体も細粒黒雲母花崗岩で，上野市諏訪に露出する．

IV. 阿波層群及び古琵琶湖層群

(川辺孝幸)

IV. 1 阿波層群

阿波層群は東隣「津西部」地域に広く分布する堆積物である．「上野」図幅地域では，図幅地域東端

部にごく一部が分布するにすぎない。

本図幅地域に分布する阿波層群は、平松砂岩シルト岩層(糸魚川, 1961)で、中新世前期の堆積物である。傾家変成岩類を不整合に覆う。厚さ数 m - 数 10 m の砂岩層とシルト岩層からなり、凝灰岩層をしばしば挟在する。

IV. 2 古琵琶湖層群

IV. 2. 1 研究史

古琵琶湖層群のうち、甲賀累層より上位の地層(本地域には分布しない)に関しては、中村(1929)の古琵琶湖層の命名以来詳しい層序学的研究が多数なされている。しかし、同層群分布南部域の伊賀累層以下に関しては、粗粒碎屑物主体の地層からなり、層相の側方変化が著しく、火山灰層の連続性に乏しいことや、更に地層の分布も沖積低地や基盤岩類によって分布がとぎれとぎれであるために、層序の確立は難しかった。Takaya(1963)、近藤(1968)、横田ほか(1978)などの研究では、伊賀累層は陶土層を主体とする伊賀粘土層と砂礫層を主体とする永谷砂泥互層とに区分されている。これらの研究では、火山灰層の追跡が十分にはおこなわれていないために、詳細な層序は未確立であった。

一方、上野盆地西部の島ヶ原地域や信楽高原地域には、流紋岩質火砕岩類(湖東流紋岩類)の礫を多く含む礫層が分布している。この礫層の層準に関しては、Nakamura(1933)は、古琵琶湖層群の陶土層より、上位にあることを明らかにして、更新世の多雨期河成堆積物であるとしている。上治(1944)は、島ヶ原地域のものについて同様な見解を示し、この礫層を北又礫層と呼んでいる。近藤(1968)は、これらの礫層のうち信楽高原地域のものを信楽礫層、島ヶ原地域のものを北又礫層と呼び、伊賀累層を“高位礫層”であるとしている。これに対し、Takaya(1963)、横山(1974)、横山・中川(1975)、横田ほか(1978)は、これらの礫層の礫径は西ほど大きくなっていることを述べ、北又礫層は伊賀累層の堆積期に当時の上野盆地から現在の木津川に沿って西方へ流出する細長く延びたチャンネルを埋積した礫層であるとしている。飯田(1980)は、琵琶湖南方の宇治田原周辺に分布する大福礫層(石田ほか, 1954)の研究を行い大福礫層が北又礫層と同じもので、現在の琵琶湖付近にあった山地から南方へ礫を運搬した“古山城川”の存在を推定している。これらの資料をもとに桑原(1985)によって古地理図が描かれている。川辺(1981, 1986)は上野盆地周辺の古琵琶湖層群の層序学的研究を詳細に行い、Kawabe(1989)は、更に北方の近江盆地までの広範囲の同層群の層序と堆積盆形成史を論じた。

以上のほか、本層群中に挟まる亜炭層や粘土層に関して、多数の報告があるが、ここでは省略する(「応用地質」の項参照)。

IV. 2. 2 層 序

上野盆地から北隣「水口」図幅地域の近江盆地南東部には、上野累層・伊賀累層・阿山累層・甲賀累層が分布している(第3図, 第4図)。このうち本地域には甲賀累層を除く3累層が分布する。これらの地層の分布及び層相・層厚は、盆地内に発達する基盤の高まりや断層及び撓曲を境に異なっている。各累層の区分については、不整合や分布域の全域をとおして層厚や層相の変換する層準、すなわち、段階

的に移動する堆積盆地の単元を基準として、火山灰層を鍵層に、同一層準を認識して区分した。各累層中の部層区分は、一つの地域内では累層区分と同様に火山灰層を鍵層としながら、層相を区分の基準とした。しかし、地域によって層相の変化する層準が異なり、一つの地域の部層区分の境界は同一層準の他の地域には連続しない。したがって、地域ごとに異なる部層区分の名称と境界を用いた。以下、古琵琶湖層群の層序を、各累層ごとに、地域に分けて述べる。すなわち、花ノ木丘陵、島ヶ原地域、上野市南東部、伊賀-大山田地域、及び阿山地域の5地域である(地質図 凡例参照)。なお本報告に用いた図及び地層名は、引用の明記があるもの以外は、Kawabe(1989)及び川辺(1990a)に一部加筆したものである。

IV. 2. 2. 1 上野累層

上野累層は、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を模式地とし、島ヶ原地域南部、上野市南東部、伊賀-大山田地域南部、(阿山地域南西部)などに分布している。上野累層は、層厚が最大 250m で、伊賀から大山田地域では粘土層を主体とするが、花ノ木丘陵や阿山地域では砂層や礫層を挟む。本累層は、層相によって、花ノ木丘陵では予野部層下部と予野部層上部に、島ヶ原地域では伊賀粘土層に、伊賀-大山田地域では喰代部層ほうじろと中村部層に区分できる(第5図)。以下に各地域ごとの層相を記述する。

a. 花ノ木丘陵

予野部層(Ul, Uu)

予野部層は、基盤の領家花崗岩を不整合に覆い、石英・長石粒を含む淘汰不良のシルト、粘土層と連続性に乏しい砂礫層の互層からなっている(第19図 b, c)。本部層中には、下位より上郷、西出、予野 I・II・III、猪田、青葉台 I・II・III、上之庄 I・II の各火山灰層が挟まれている。

西出火山灰層を境に下部(Ul)と上部(Uu)に区分される。

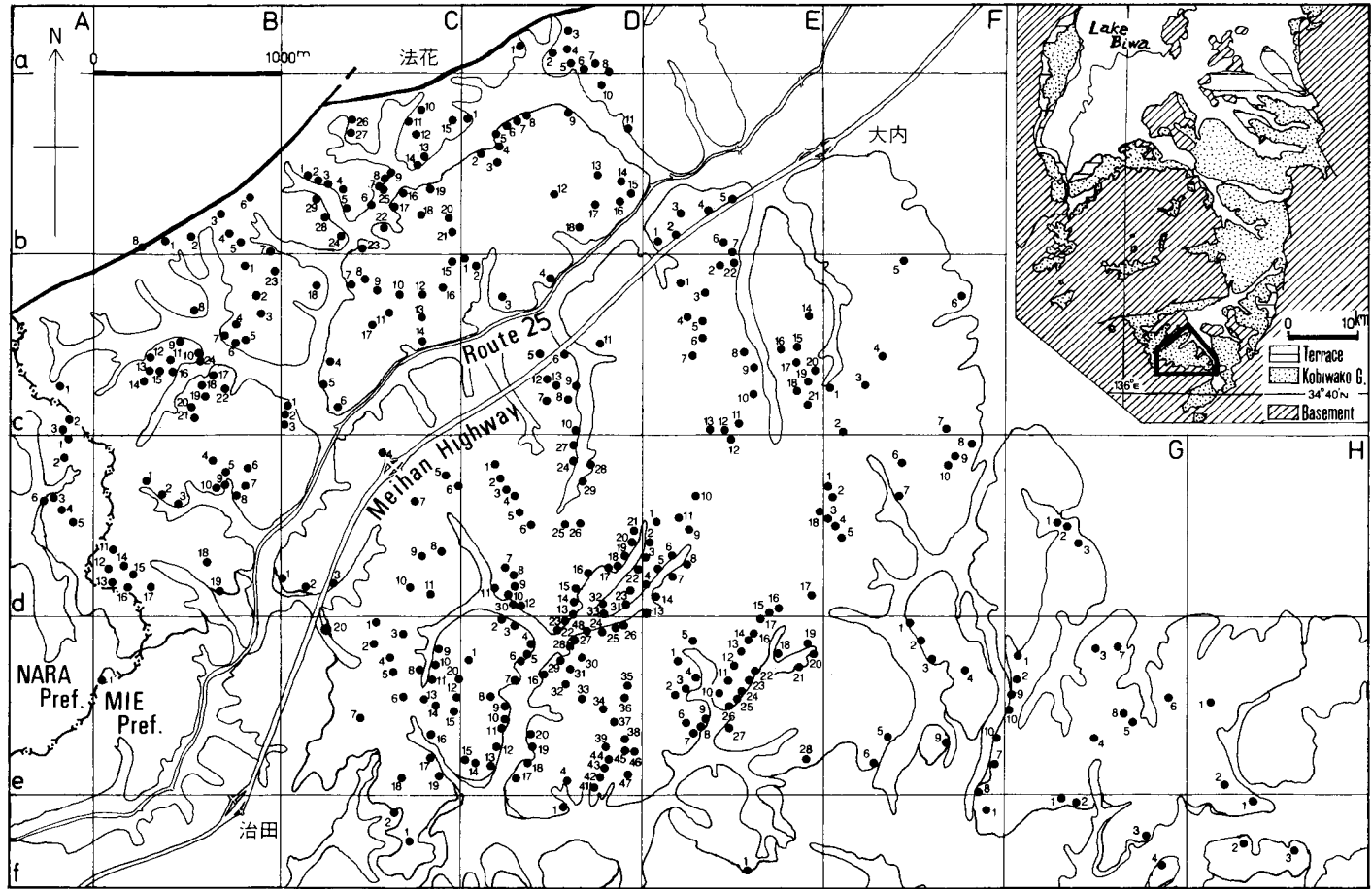
[模式地] 下部の模式地は、上野市森寺から鍛冶屋に至る広域農道沿い(露頭番号 Hf-1～3, Gf-1～3: 第19図露頭位置図, 第19図 b, c 露頭柱状図参照。以下同様)。上部は上野市予野から名阪青葉台にかけての谷沿い(De-1～15, Dd-7～12, Cd-10～11)。

[分布] 三重県上野市上之庄と京都府月ヶ瀬村月ヶ瀬工業団地を結ぶ線より南側。

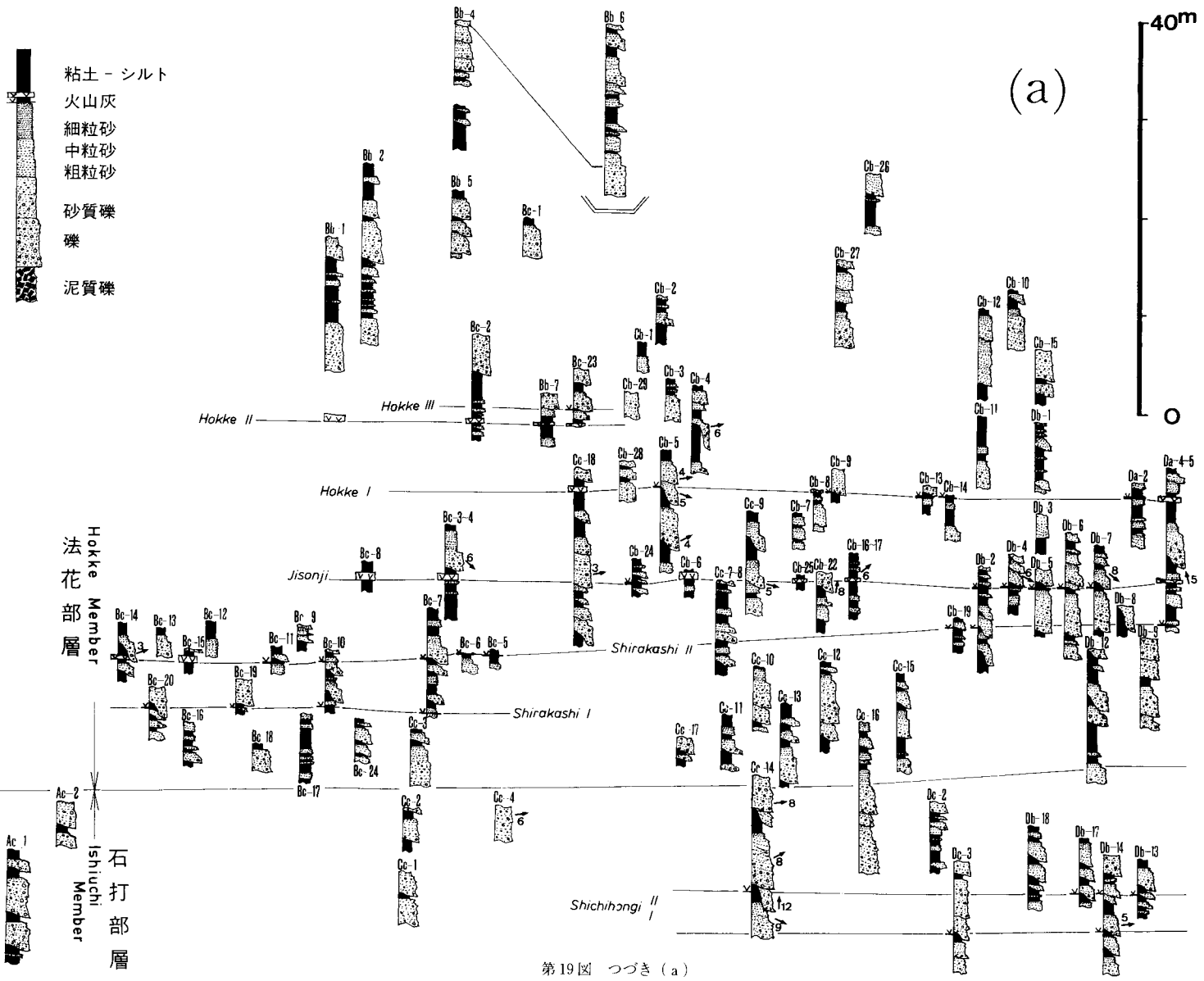
[層厚] 本部全体で 10-160 m。基盤の凸凹を埋めて堆積しているために基底の層準が変化し、層厚の側方変化が著しい。

[層相] 模式地では、本部層のうち下部(Ul)では、下半部が基盤の花崗岩の風化物を主体とする厚さ 50-200 cm の含礫砂質粘土層ないしは含礫粘土質粗粒砂層と、それを削り込んでかさなる厚さ 10-150 cm の礫まじりの花崗岩質粗粒砂層の互層である。下部の上半部は比較的淘汰のよくない礫混じり砂層と厚さ 20-150 cm の淘汰のよい中-細粒砂層、厚さ 20-150 cm のシルト・粘土層の互層からなっている。下半部のシルト・粘土層には一般に木本類の根の化石や痕跡があり、植物根などによる擾乱が認められる。

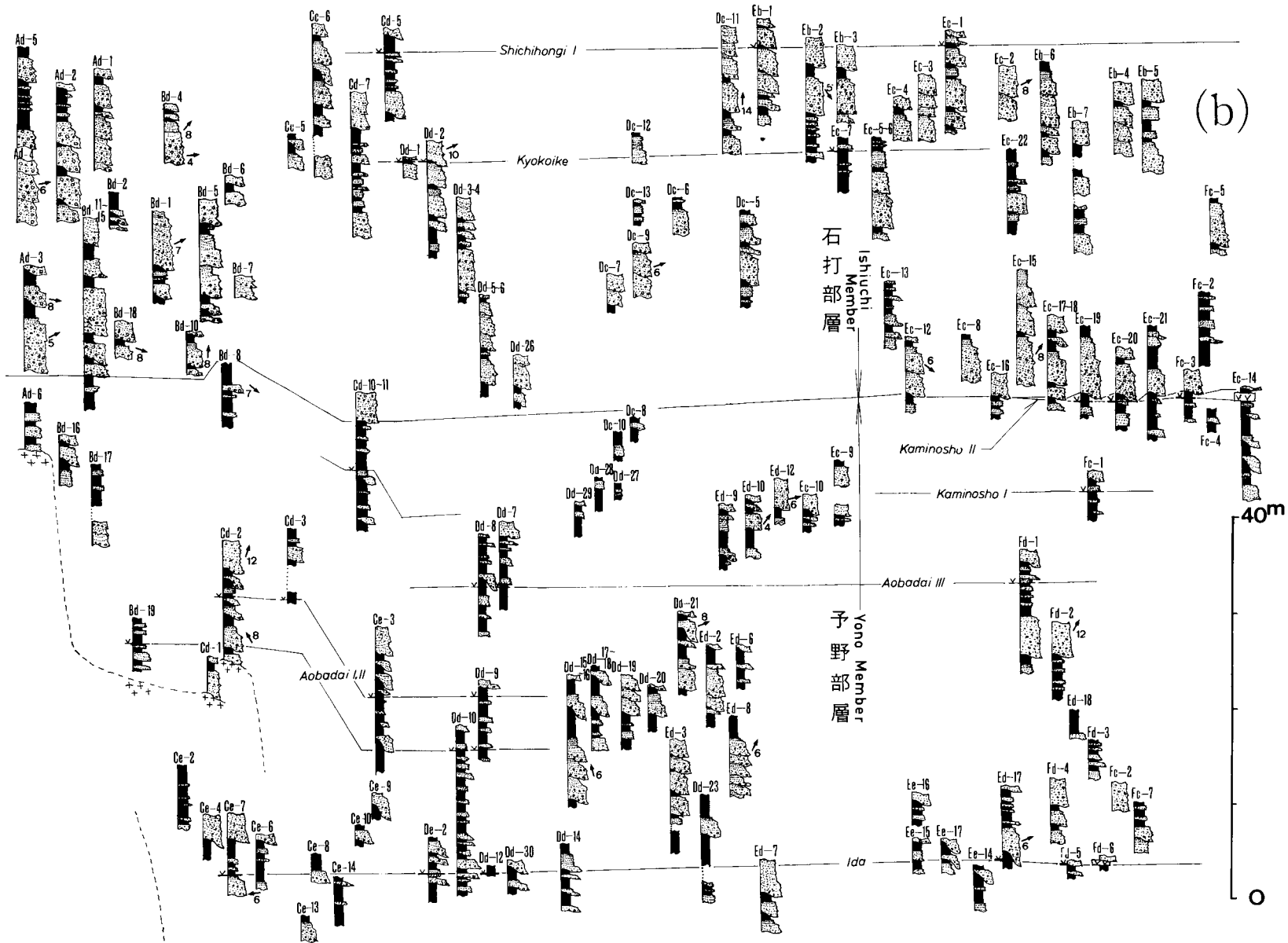
上部(Uu)では、予野 I 火山灰層付近の層準を境として、下半部が砂質礫層ないしは礫混じり砂層主体で、上半部が主に砂質シルトないしは砂質粘土層と比較的淘汰の良い砂層の互層からなっている。下



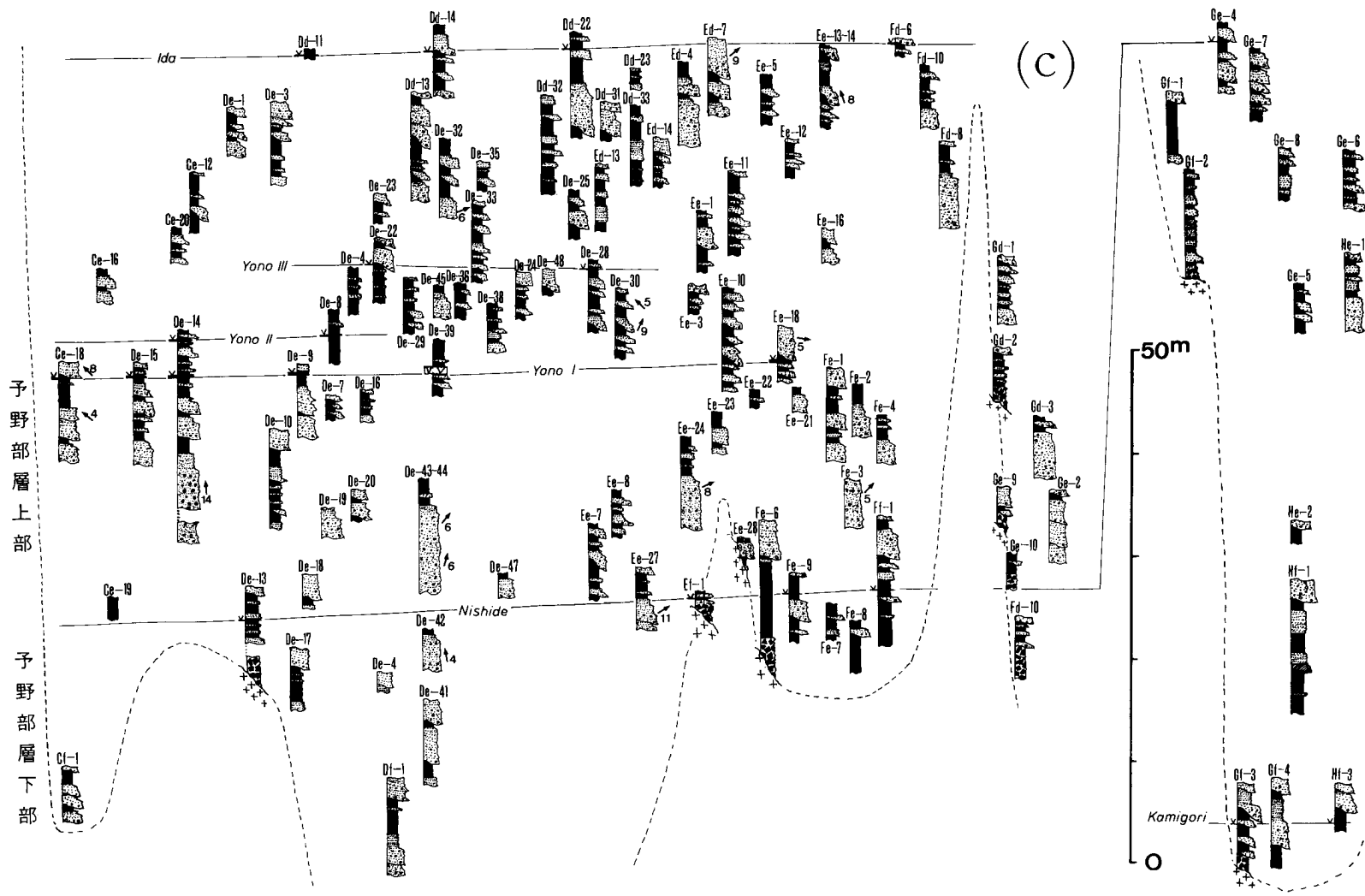
第 19 図 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群の露頭位置図及び露頭柱状図(a, b, c)
露頭番号はます目ごとに 1 より始まっている。



第19図 つづき (a)



第19図 つぎ (b)



第19図 つづき(c)

半部を構成する砂礫層は厚さ 150 cm で斜交葉理がよく発達しており、一般にシルト・粘土層(厚さ 20 - 50 cm)を削り込んでいる。上半部を構成する砂質シルト-砂質粘土層は厚さ 20 - 250 cm で、しばしば植物根の跡が認められる。上半部を構成する砂層は厚さ 20 - 100 cm で、下位のシルト層から漸移的に移り変わる砂層には平行葉理が、下位の地層を削り込んでいる場合には斜交葉理が認められる場合が多い。上半部では、これらの地層を削り込んで大規模な斜交葉理の発達する厚さ 50 - 200 cm の礫混じり粗粒砂層ないし砂質礫層が卓越している部分もある。また、名阪青葉台の南方では、シルト・粘土層が卓越している。

予野部層の基盤への湾入部では、一般に厚さ 50 - 300 cm の、花崗岩の細礫 - 中礫を含むシルト - 粘土層(蛙目粘土)ないしは礫混じり泥質砂層が主体で、縁辺基底礫層はほとんど認められず、厚さ 10 - 50 cm の亜炭層をとまっている。

予野部層を構成する砂礫層は、約 3/4 がチャートと砂岩など中・古生層起源堆積岩類の円 - 亜円礫、残りの大半が花崗岩、片麻岩など領家帯起源の亜角 - 亜円礫そして流紋岩質凝灰岩などの室生層群起源の亜角 - 亜円礫、更にわずかではあるが流紋岩質火砕岩類の円礫から構成されている(第 28 図)。

b. 島ヶ原地域

島ヶ原地域の上野累層は、伊賀粘土層とよばれている(近藤, 1968)。上位の伊賀累層北又礫層に不整合に覆われる(第 20 図, 第 22 図)。

伊賀粘土層(Uc)

島ヶ原地域の伊賀粘土層は、層厚が最大 40 m で、粘土層優勢の花崗岩質砂層と粘土層の互層からなり、亜炭層や炭質粘土層、火山灰層を挟んでいる。本層は基盤の凹みを埋めて発達しており、分布は基盤によってとぎれとぎれになっている。

伊賀粘土層には少なくとも S1 火山灰層 - S8 火山灰層の 8 層準の火山灰層が挟まれている。これらの火山灰層のうち最上部の火山灰層を除いては、花ノ木丘陵の地域の猪田火山灰層から上ノ庄 II 火山灰層までの火山灰層である。したがって、伊賀粘土層は花ノ木地域の予野部層上部に相当する。

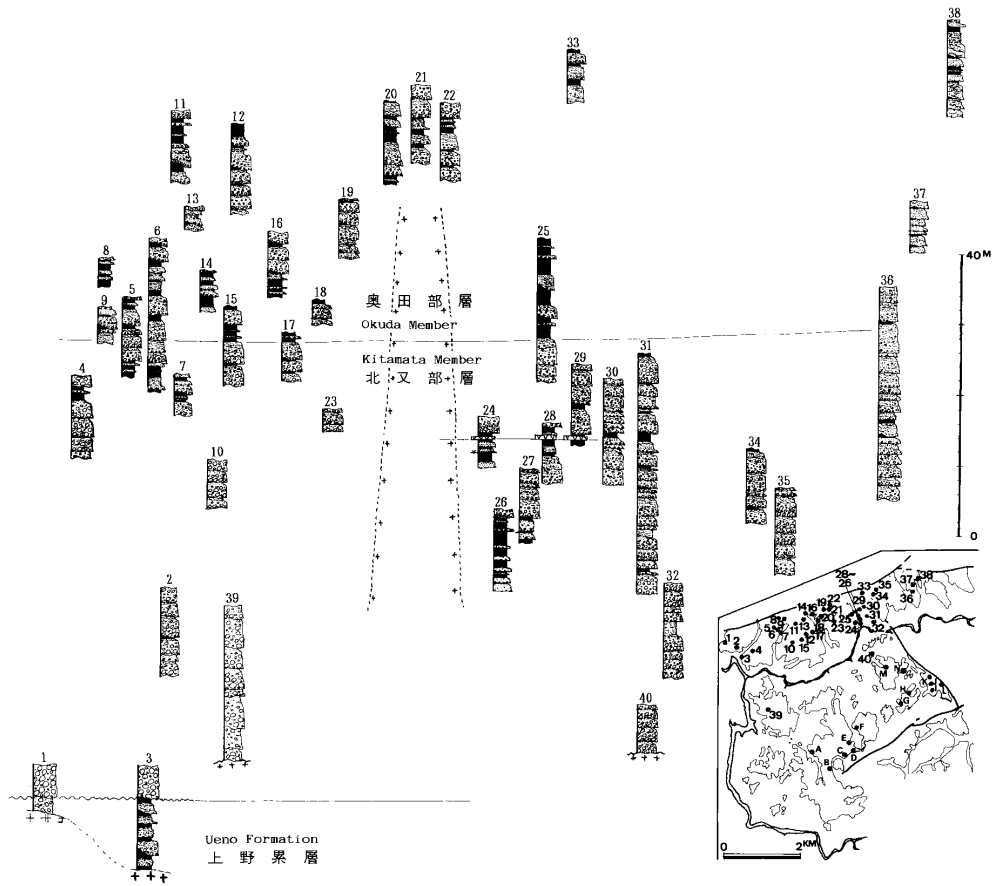
[模式地] 奈良県添上郡月ヶ瀬村石打西方の黒崎鉱山。

[分布] 三重県上野市湯蓋周辺 - 島ヶ原村鶴山周辺, 上野市三軒家西方, 三軒家南部から奈良県南山城村ホマゴルフ場にかけての東北東 - 西南西方向に延びる地域, ホマゴルフ場 - 南山城村尾山東部・石打周辺, 島ヶ原村島ヶ原ゴルフ場南部, 南山城村上出 - 長引西方など。

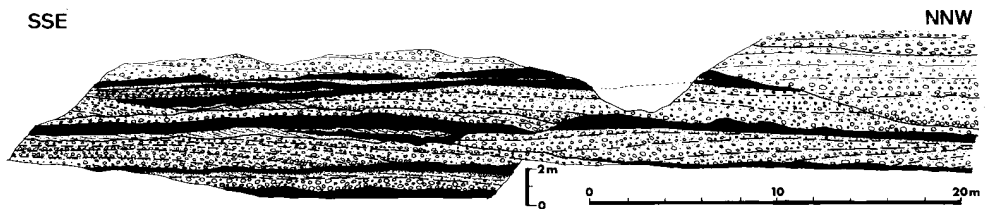
[層厚] 20 - 40 m。

[層相] 島ヶ原地域では、本層は、花崗岩質砂層, シルト層, 粘土層, 石英・長石粒を含む粘土ないしは泥質粗粒砂層(“蛙目粘土”), 炭質粘土層(“木節粘土”), 亜炭層の互層から構成されている。各分布域の中心部では、細粒砂層, シルト層, 粘土層, 木節粘土層が卓越し、トラフ状の斜交葉理の見られる花崗岩質砂層が、下位の粘土層などを削り込んでレンズ状に発達している。シルト層には、しばしば平行葉理やカレントリップル葉理が認められる。地層は、一般に、亜炭層または花崗岩質砂層にはじまり、細粒砂層, シルト層, 粘土層におわる堆積ユニットから構成されている(第 21 図)。1つのユニットの厚さは、0.2 - 2 m 前後である。

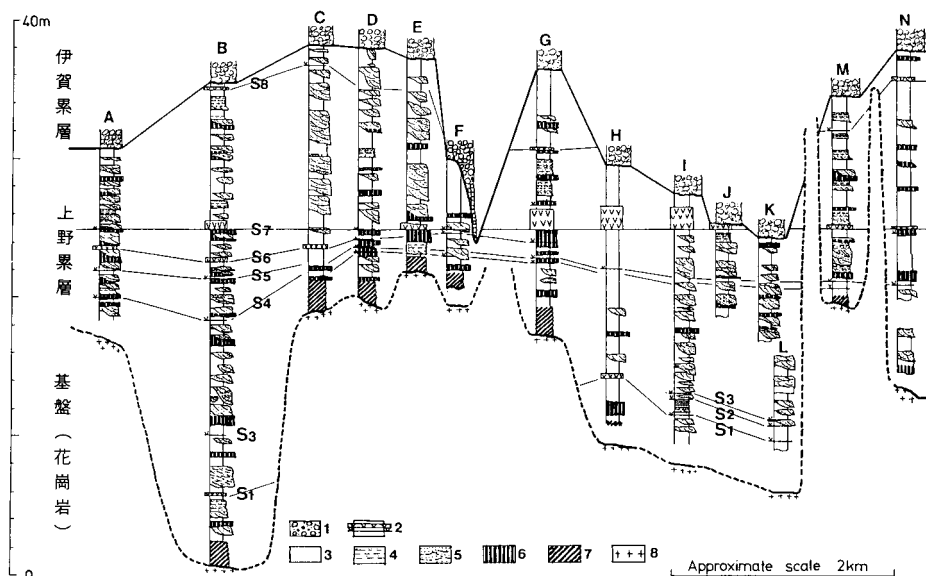
本層の基底部や基盤にアバットしている部分では、一般に蛙目粘土層が発達している。



第20図 島ヶ原地域の古琵琶湖層群の露頭位置図及び露頭柱状図



第21図 島ヶ原地域の伊賀粘土層の岩相のスケッチ (島ヶ原村三光鉱山)
黒白色は粘土, 他は砂礫.



第 22 図 島ヶ原地域 - 花ノ木丘陵の上野累層柱状図 (Kawabe, 1989 の Fig. 13)

A-N の露頭位置は第 20 図右下参照。1: 礫 (伊賀累層), 2: 火山灰, 3: 粘土, 4: シルトないし極細粒砂, 5: アルコース質粗粒砂, 6: 亜炭, 7: 蛙目粘土, 8: 花崗岩類。

西高倉より東では、伊賀粘土層は、層厚が約 40 m で、花崗岩及びホルンフェルスの中礫を含む粗粒な花崗岩質砂層から構成されており、シルトの薄層を挟んでいる。

C. 上野市南東部地域

勝地断層を挟んで名張地域の北側に位置し、木津川の沖積低地を挟んで花ノ木丘陵の東側に位置する上野市南東部地域の上野累層は、層厚が 250 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・領家変成岩類・室生層群などの礫からなる礫層を挟んでいる。本地域では、上野累層は、下位から、領主谷部層、市部部層及び友生部層に区分できる (第 5 図)。本累層の露頭位置図及び、地質柱状図を第 23, 24 図に示す。

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。本部層は、模式地周辺では、淘汰不良のシルト・粘土層を主体とし、花崗岩質粗粒砂を挟む。本部層中には、領主谷火山灰層が挟まれている。

[模式地] 上野市領主谷 - 丸山にかけて。

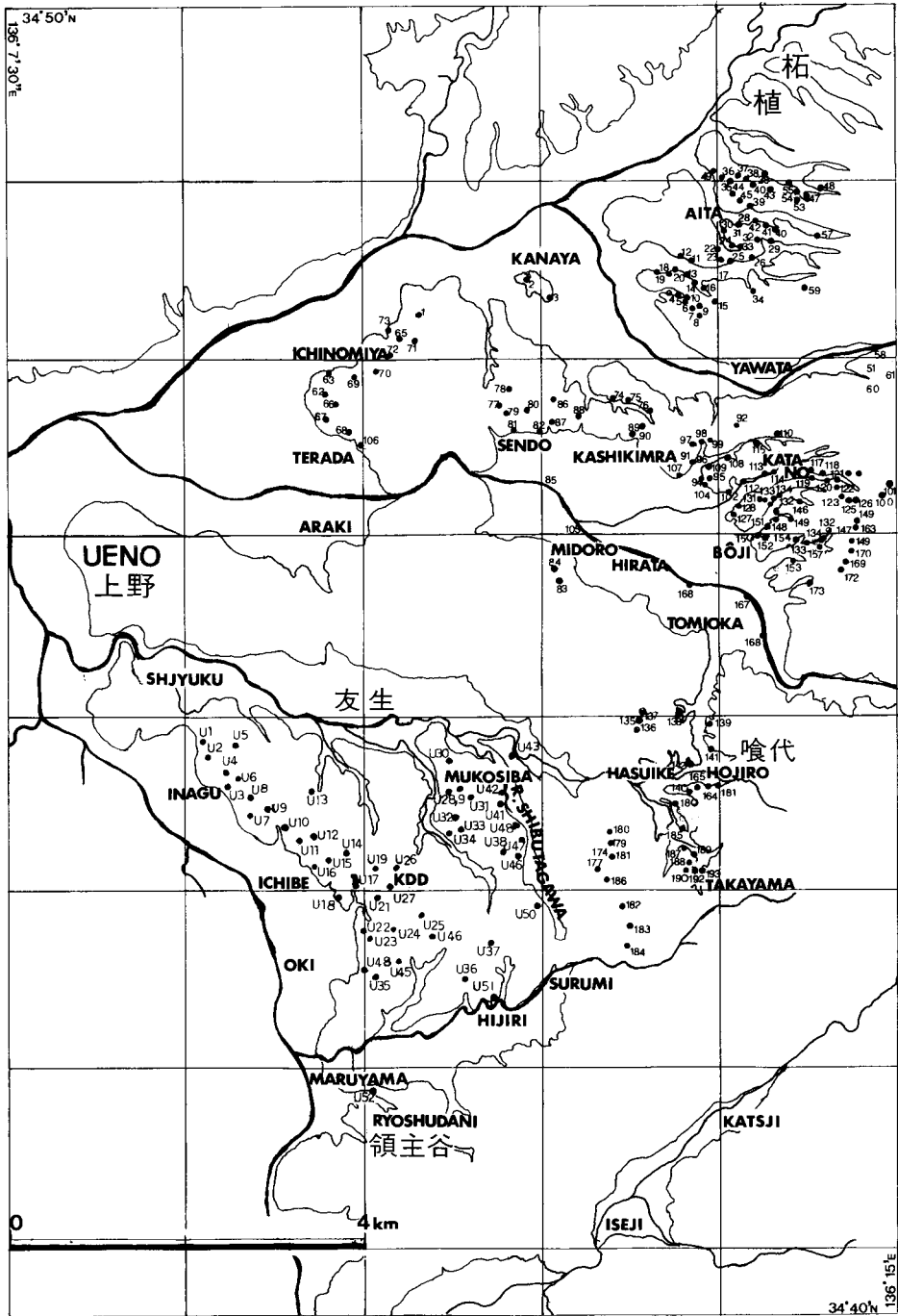
[分布] 上野市丸山 - 領主谷, 岡波 - 比自岐, 摺見周辺など。

[層厚] 約 50 m。

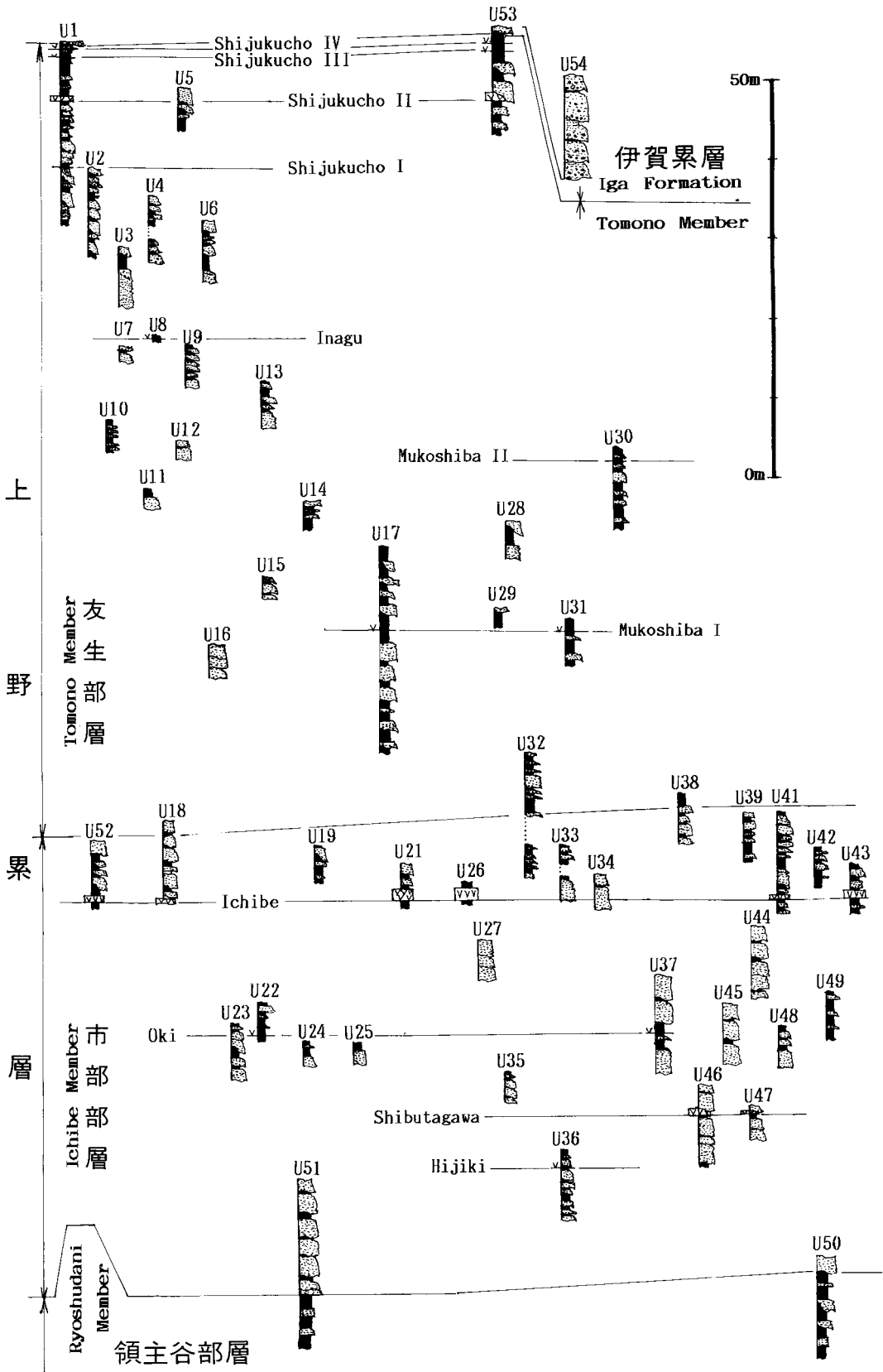
[層相] 本部層は、淘汰不良のシルト・粘土層を主体とする地層で、花崗岩類及び片麻岩類起源の砂層及び礫層を間に挟んでいる。

市部部層 (Ui)

市部部層は、下位の領主谷部層を整合に覆い、上位の友生部層に整合に覆われる。本部層は、模式地



第 23 図 上野市南東部-伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群の露頭位置図
 第 24, 27 図の露頭番号の位置を示す。



第 24 図 上野市南東部地域の古琵琶湖層群の露頭柱状図
 露頭位置は第 23 図参照

周辺では、花崗岩質の粗粒砂を主体として、間にシルト・粘土層を挟んでいる。本部層には、下位から、比自岐、洪田川、沖及び市部火山灰層が挟まれている。

[模式地] 上野市市部東方から依那具にかけて。

[層厚] 約 50m.

[層相] 模式地周辺では、層厚が 1-2 m の花崗岩質の粗粒砂層と、層厚が 0.2-0.5 m の中粒-細粒砂層、層厚が 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していることが多い。粗粒砂層の下底面は、一般に下位のシルト・粘土層を不規則または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がしばしば発達し、シルトや黒雲母の密集する薄層を挟んでいる。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。

友生部層(Ut)

友生部層は、下位の市部部層を整合に覆い、上位の伊賀累層に整合に覆われる。本部層は、模式地周辺では、比較的淘汰のよい粘土層を主体として、間に、花崗岩質の粗粒-中粒砂を挟む。本部層中には、下位から、向芝Ⅰ、向芝Ⅱ、依那具、四十九町Ⅰ、四十九町Ⅱ、四十九町Ⅲ及び四十九町Ⅳ火山灰層が挟まれている。

[模式地] 上野市上友生-四十九町にかけて。

[層厚] 約 100m.

[層相] 模式地周辺では、層厚が 0.5-2 m のシルト層と、層厚が 0.2-1 m の中粒-細粒砂層の互層から構成され、層厚が 0.5-1.5 m の花崗岩質の粗粒砂層を挟んでいる。シルト・粘土層は、下位の市部部層に比べて側方への連続性がよい。粗粒砂層は、幅が 10-20 m のチャンネルをつくって堆積している場合が多い。

d. 伊賀-大山田地域

上野市東部の花崗岩の山地を挟んで上野市南東部地域の北側に位置する伊賀-大山田地域の上野累層は、層厚が 350 m 以上で、層相によって、喰代部層及び中村部層に区分できる。本地域の古琵琶湖層群の地質図と地質断面図を第 25、26 図に示す。また露頭柱状図を第 27 図に示す。本地域の上野累層は上位の伊賀累層に整合に覆われる。以下に、下位より順に記載する。

喰代部層(Uh)

喰代部層は、基盤の領家花崗岩類及び領家変成岩類を不整合に覆い、上位の中村部層に整合に覆われる。本部層は、模式地周辺では、花崗岩質の粗粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。本部層には、高山火山灰層が挟まれている。

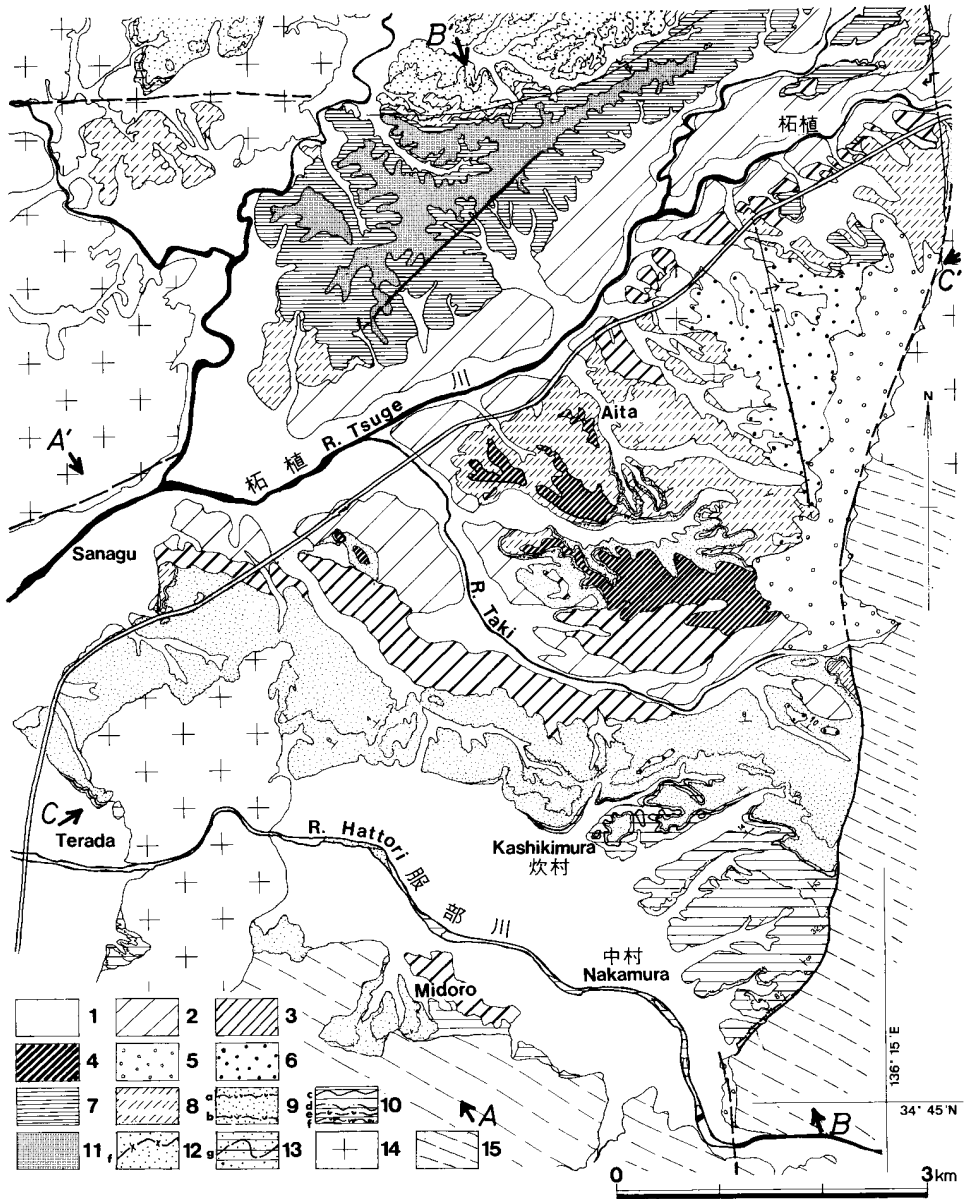
[模式地] 上野市高山から喰代北部にかけて。

[分布] 喰代地域南部、伊賀-大山田地域南東部。

[層厚] 約 50-70m.

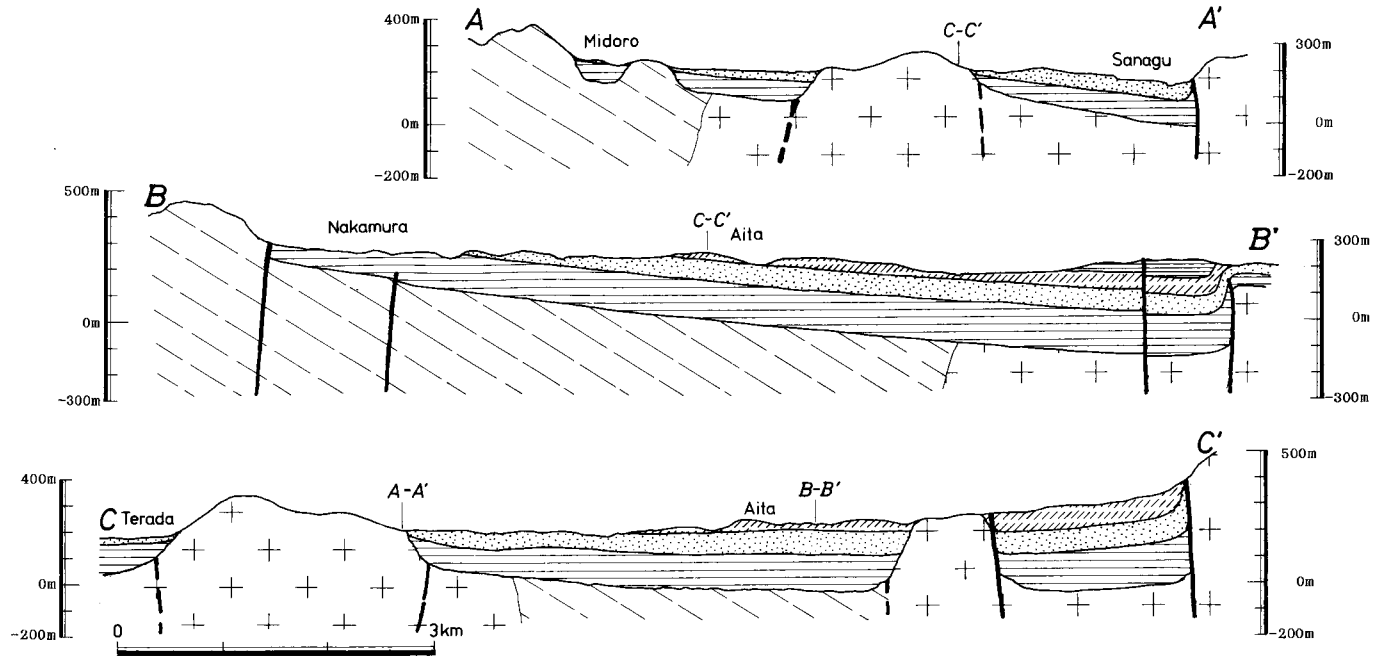
[層相] 模式地では層厚が約 50 m で、花崗岩類起源及び片麻岩起源の砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。地層の側方への連続は一般に悪い。

本部層を構成するシルト・粘土層は、一般に淘汰が悪く、砂粒を含み、植物の根の跡が認められる。

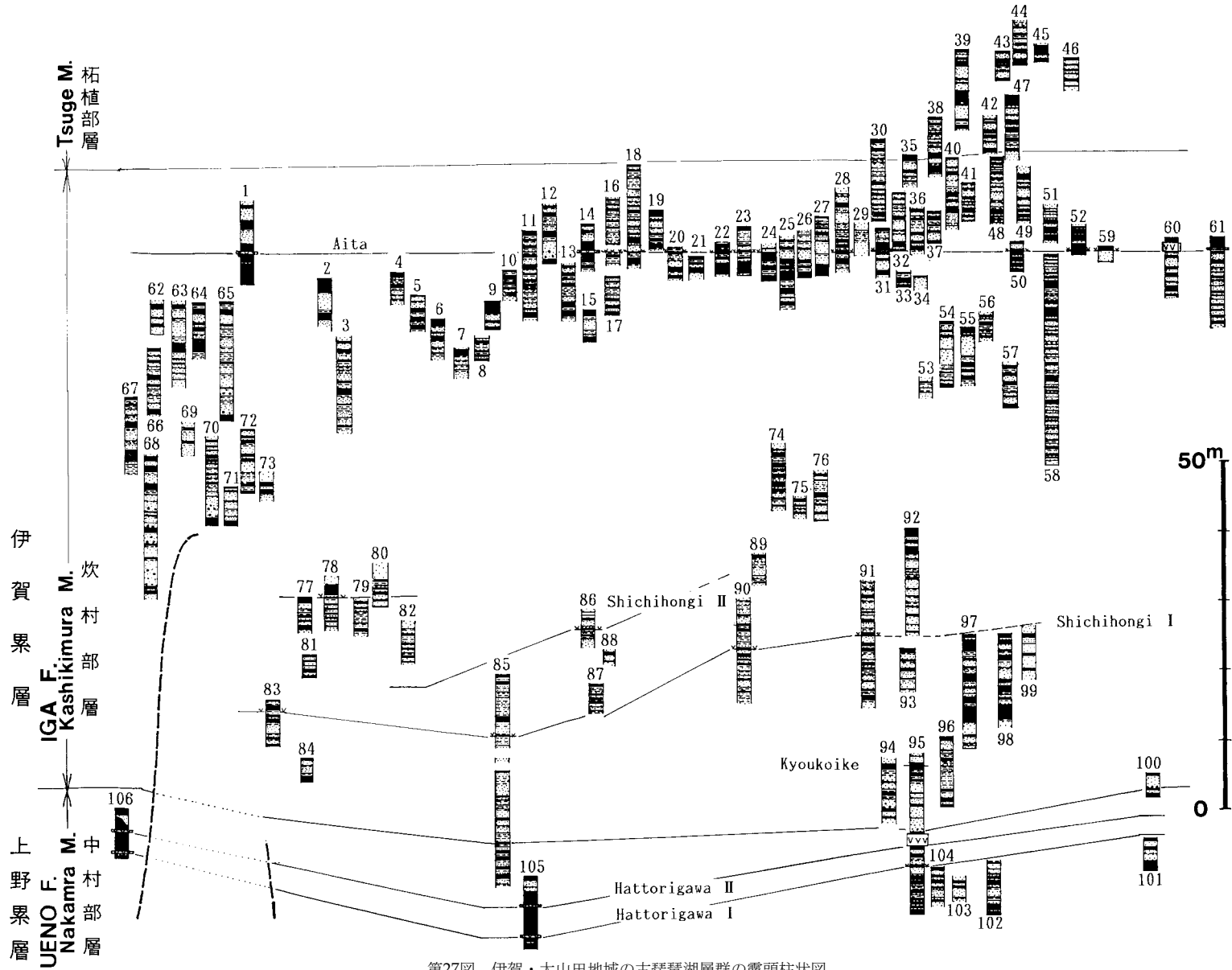


第 25 図 伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群地質図

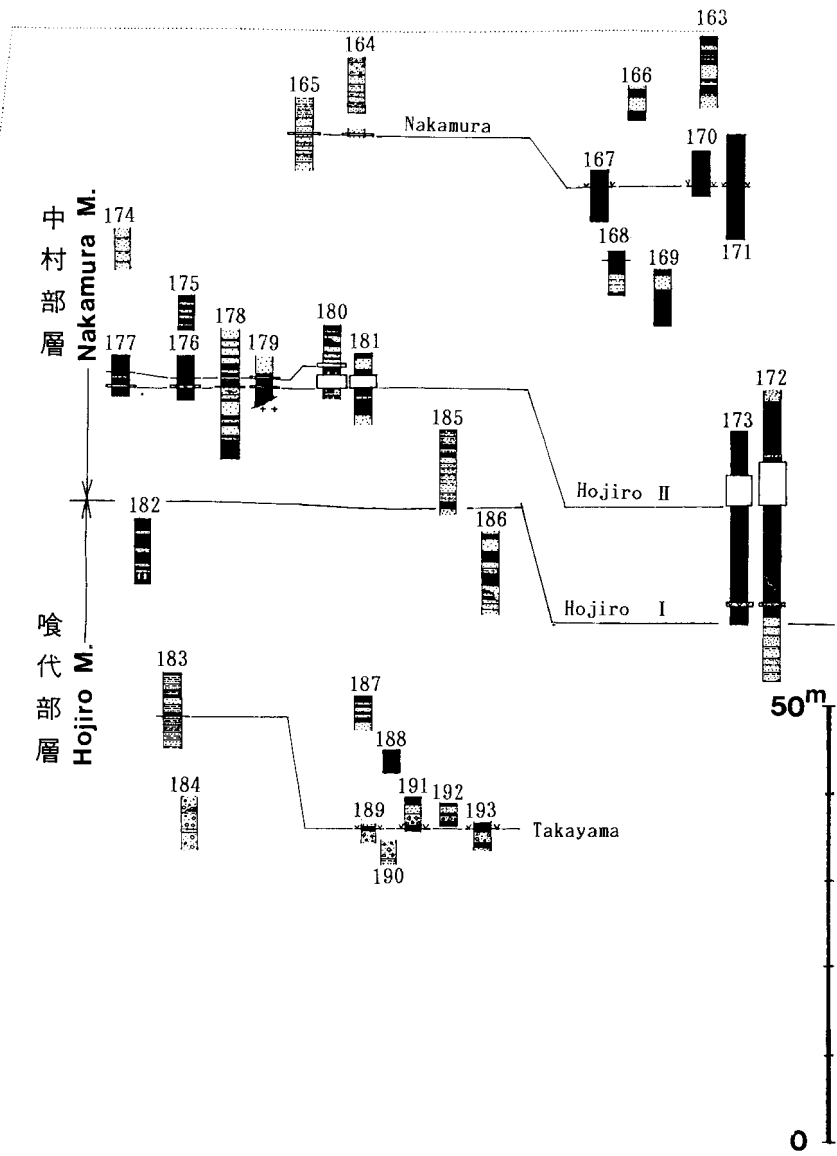
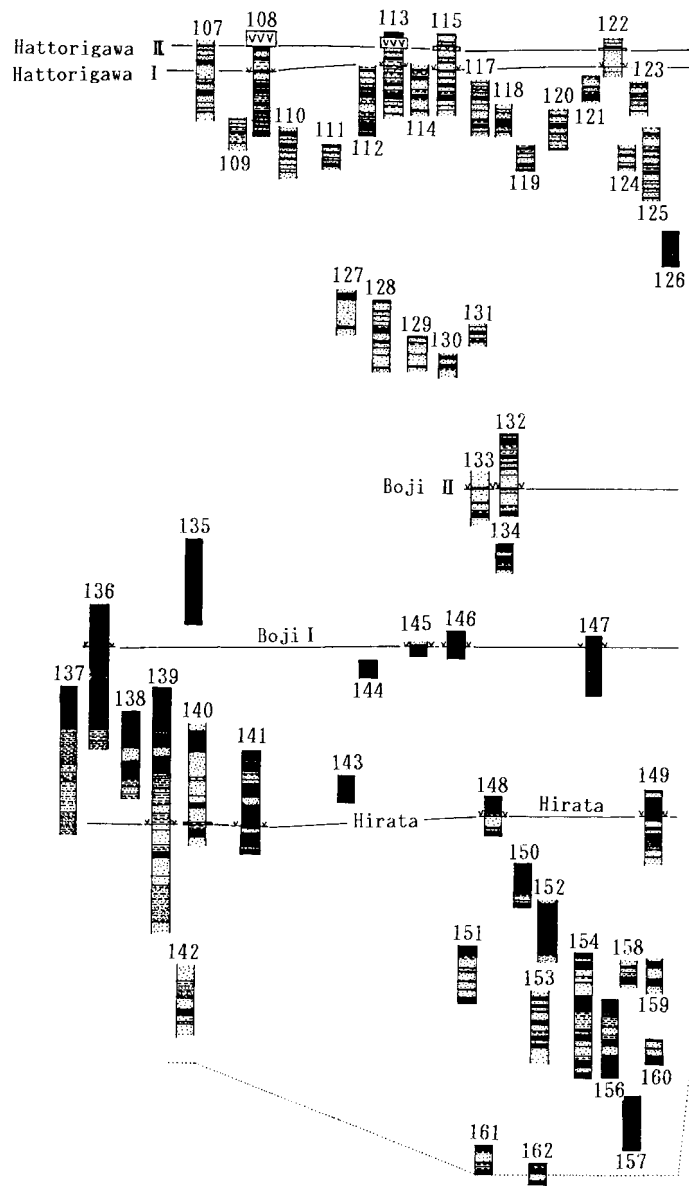
- 1: 更新世堆積物, 2: 下位段丘堆積物, 3: 中位段丘堆積物, 4: 高位段丘堆積物, 5: 新期崖錐性堆積物,
 6: 古期崖錐性堆積物, 7-11: 伊賀及び大山田地域の古琵琶湖層群(7: 甲南部層, 8: 和田部層, 9: 柘植部
 層, 10: 炊村部層, 11: 中村部層), 12-13: 阿山地域の古琵琶湖層群(12: 油日部層, 13: 上野累層), 14: 花
 崗岩類, 15: 領家変成岩類.



第 26 図 伊賀・大山田地域の地質断面図
断面図の位置は第 25 図に明示



第27図 伊賀・大山田地域の古琵琶湖層群の露頭柱状図
露頭位置は第23図参照.



第27区 つづき

本部層を構成する砂層は、一般に、下低面は、下位のシルト・粘土層を削り込んでおり、斜交葉理が発達している。間にシルトの薄層を挟んでいる。

本部層を構成する礫層は、本地域の南部地域に発達している。礫層を構成する礫は、中礫大で、泥質の黒雲母片麻岩が主体で、花崗岩を含んでいる。基質は砂質である。

中村部層(Un)

中村部層は、下位の喰代部層を整合に覆い、上位の伊賀累層に整合に覆われる。本部層は、模式地周辺では、塊状のシルト・粘土層を主体とし、数層準に砂層の卓越する層準を挟んでいる。本部層中には、下位から、喰代Ⅰ、喰代Ⅱ、中村、平田、鳳凰寺Ⅰ、鳳凰寺Ⅱ、服部川Ⅰ、服部川Ⅱ火山灰層が挟まれている。

[模式地] 鳳凰寺東方の林道沿い。

[分布] 喰代地域北部、伊賀-大山田地域南部。

[層厚] 約150m。

[層相] 模式地では、厚い塊状無層理の粘土層を主体とし、数層準に砂層を挟んでいる。

塊状無層理の粘土層は、層厚が20-30mで、イガタニシヤドブガイの化石を多量に含んでいる。ところどころ、弱い平行葉理が見られる部分もある。

粘土層に挟まれる砂層優勢の層準は、砂層およびシルト・粘土層から構成されている。砂層は、トラフ型もしくは平板状の斜交葉理、弱いカレントリップル葉理などが認められる。砂層の側方への連続は比較的よい。砂層に挟まれるシルト・粘土層は、層厚が0.1-0.4mで、一般に砂質で、しばしば弱い平行葉理が発達し、植物の根の跡が認められる。

喰代地域の平田Ⅱ火山灰層より下位の層準では、花崗岩起源及び片麻岩起源の砂層を主体とし、間に連続性の悪い、淘汰不良のシルト・粘土層を挟んでいる。

e. 阿山地域

伊賀-大山田地域の北西に位置する阿山地域の上野累層は伊賀累層の下位に、同地域西部の阿山町焼尾-槇山周辺(「水口」図幅地域南縁)に分布している。地域外ではあるが上位の伊賀累層の記載の参考として簡記する。本地域の上野累層は、川辺(1981)の伊賀累層油日層の下部に相当する。挟まれている火山灰層から、本地域の上野累層は、伊賀-大山田地域の上野累層の上半部に対比できる。上位の伊賀累層に整合に覆われる。

[層厚] 約40m。

[層相] 淘汰不良の粘土層と、チャートの細礫を含む、主に花崗岩起源からなる粗粒砂層の互層から構成されている。本地域の上野累層には、焼尾Ⅰおよび焼尾Ⅱ火山灰層が挟まれている。

IV. 2. 2. 2 伊賀累層

伊賀累層は、上野累層を島ヶ原地域、花ノ木丘陵南西部で部分的に不整合に覆い、上位の阿山累層に整合に覆われる。伊賀累層は、伊賀-大山田地域を模式地とし、花ノ木丘陵北部、島ヶ原地域、阿山地域などに広く分布している。伊賀累層は、層厚が最大150mで、伊賀-大山田地域では細礫を含む砂層の優勢な砂泥互層であるが、分布地域西部の花ノ木丘陵や島ヶ原地域では、湖東流紋岩類の中礫から大

礫を主体とする礫層に移り変わっている。また、一般に、上方に向かって細粒になる傾向を示している。本累層は、層相によって、それぞれ下位から、伊賀 - 大山田地域では炊村部層及び柘植部層に、阿山地域及び甲賀地域では、油日部層と柘植部層に区分できる(川辺, 1981)。以下に、各地域ごとの層相を記述する。

a. 花ノ木丘陵地域

花ノ木丘陵地域の伊賀累層は、全層厚が160m以上で、湖東流紋岩類の礫を含む礫層、砂層、シルト・粘土層の互層から構成されている(第19図 a, b, c)。地層は上方に向かって細粒になっており、下位から、石打及び法花部層に区分できる。下位の上野累層予野部層を、本地域の西部で不整合に覆っている(第22図)。

石打部層 (Ii) (川辺, 1986)

石打部層は、下位の予野部層を丘陵西部で部分的に不整合に覆い、上位の法花部層に整合に覆われる。本部層は流紋岩質火砕岩類の礫を含む礫層主体の地層である。本部層中には、下位より、きょうこ池、七本木 I・II の各火山灰層が挟まれている。

[模式地] 奈良県添上郡月ヶ瀬村石打東方(Ad-1~2, Ac-2)。

[分布] 石打から大内にいたる調査地域の中央部

[層厚] 約70m。調査地域の東部より、西部のほうがやや厚い傾向がある。

[層相] 模式地では、厚さが3-4mの礫層と厚さが0-2mの中粒-細粒砂層ないしはシルト-粘土層の互層になっている。シルト層や砂層は一般に上位にかさなる礫層によって削りこまれている。模式地の石打部層全体でみれば上方に向かって細粒化の傾向を示している。礫層には一般に大規模な斜交葉理が発達している。礫層から側方に移り変わる砂層には小規模な斜交葉理や平行葉理、逆級化構造がしばしば発達している。シルト・粘土層には一般に植物根の化石や痕跡が認められる。

石打部層の礫径は、西から東に向かって小さくなっている。そして、砂礫層間に挟まれるシルト・粘土層も丘陵の東部ほどよく発達している。

石打部層を構成する砂礫層は、約2/3がチャート、砂岩、頁岩などの中・古生層起源の亜角-亜円礫、約1/4から1/3が流紋岩質火砕岩類起源の円礫、残りが花崗岩、片麻岩、アプライトなどの領家帯起源の亜角-亜円礫から構成されている(第19図 a)。

法花部層 (Ih) (川辺, 1986)

法花部層は、シルト・粘土層、砂層、流紋岩質火砕岩類の礫を含む砂礫層の互層から構成されている。下位の石打部層との境界は漸移的であり、明確には決めがたい。下位の石打部層に比べて、シルト・粘土層の発達がよい。本部層には、下位より、白樫 I・II、慈尊寺、法花 I・II・III・IV の各火山灰層が挟まれている(第19図 a)。

[模式地] 上野市白樫東方農道沿い(Bc-1~7, Bb-1~6)。

[分布] 花ノ木丘陵北部の、白樫から池尻にかけての地域

[層厚] 90m+。

[層相] 模式地では、厚さ数0.1-2m前後のシルト・粘土層と中粒ないしは細粒の厚さ数0.1-1m前後の砂層、これらを削り込んで発達する厚さ0.5-3.5mの砂礫層の互層から構成されている。模式

地では、シルト・粘土層が優勢である。本部層を構成するシルト・粘土層には、一般に植物の根の化石や根跡が認められる。また、中粒ないしは細粒砂層は比較的連続性が高く、平行葉理が見られることが多い。また、一枚の砂層のなかで最も厚い部分では、削り込みを伴い、斜交葉理の見られる粗粒砂から構成されている場合もある。花部層を構成する砂礫層は、層厚が 2-4 m で、下位の互層を大きく削り込んで堆積している。砂礫層中には一般に斜交葉理がよく発達している。

花部層の層相は、下位の石打部層と同様に、西から東に向かってより細粒になっている。石打東方から三重-奈良県境付近までは砂礫層が優勢であるが、白樫西方付近を境に東側では砂・シルト・粘土層が優勢である(第19図 a)。

花部層を構成する砂礫層は、約 2/3 がチャート・砂岩・頁岩などの中生層起源の亜角-亜円礫、約 1/4-1/3 が流紋岩質火砕岩類起源の円礫、残りが花崗岩・アプライトなどの領家帯起源の亜角-亜円礫から構成されている。

b. 島ヶ原地域

島ヶ原地域の伊賀累層は、全層厚が 80 m 以上で、下半部は礫層主体の地層で、上半部は礫層・砂層・粘土層の互層から構成されている(第20図)。下半部の礫層主体の部分を北又礫層(上治, 1944)、上半部の互層を奥田互層(新称)とする。下位の上野累層伊賀粘土層を不整合に覆っている。

北又礫層(Ik)(上治, 1944; 横山, 1974を再定義)

北又礫層は、層厚が約 40 m で、湖東流紋岩類の礫を多量に含む礫層主体の地層である。北又礫層は、下位の伊賀粘土層を不整合に最大 20 m 削り込んでかさなっている。本部層上部には、2層準に火山灰層が挟まれている、

[模式地] 奈良県南山城村北又から同奥山田にかけて。

[分布] 島ヶ原地域のほぼ全域にわたって分布している。

[層厚] 30-40 m。

[層相] 北又礫層は、湖東流紋岩類、チャート、ホルンフェルス、砂岩、花崗岩、アプライトの中礫-大礫からなる礫層を主体とする地層で、砂層、シルト、粘土層を挟んでいる。北又礫層を構成する礫層は、一般に花崗岩質砂の基質からなっており、厚さが 1-3 m で、わずかに上方に向かって細粒になる傾向を示している。礫層の上位には、しばしば厚さが 0.2-0.5 m の中粒砂層ないしは粘土層が重なっているが、多くの場合、上位の礫層によって削り込まれており、直接礫層同士が重なっている。

島ヶ原村中村付近や、川本鉦山、田山東方などの基盤の凸部の東-南東に接する部分では、北又礫層はシルト・粘土層優勢の礫層・花崗岩質砂層・シルト・粘土層の互層から構成されている。この中に、島ヶ原村中村付近では、二枚の火山灰層が挟まれている。

奥田互層(Io)(川辺, 1986)

奥田互層は、全層厚が 30-40 m で、礫層・砂層・粘土層の互層から構成されている(第20図)。全体として上方に向かって細粒になる傾向を示している。下位の北又礫層との境界は、漸移的で明瞭には決めがたい。

[模式地] 三重県上野市広出から西出川に南方に至る農道沿い。

[分布] 奈良県南山城村押原周辺から三重県上野市東高倉周辺の木津川断層沿い。

[層厚] 30-40m.

[層相] 奥田互層は、模式地では、礫混じりの中粒-粗粒砂層が主体である。礫層及び礫混じり砂層は、礫層から砂層に上方に向かって漸移的に移り変わっており、両者で0.5-2mの厚さである。礫層及び礫混じり砂層には低角の斜交葉理が発達している。模式地では、奥田互層の下部では礫優勢であるが、上部ほど砂優勢である。シルト・粘土層は層厚0.2-0.7mで、上面は上位にかさなる礫層によって削られている場合が多い。

奥田互層は、分布域の西部から東部に向かって全体的に細粒になる傾向を示しており、調査地域東部の東高倉では、中粒-粗粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。

c. 上野市南東部地域

上野市南東部地域の伊賀累層(石打部層)は、本地域の北西端の上野市四十九町より北に分布しているが分布面積は狭く、露出状況はあまりよくない。全層厚が10m以上で、チャート・湖東流紋岩類・ホルンフェルスなどの中礫から細礫を含む礫まじり粗粒砂から構成されている。下位の上野累層友生部層を整合に覆っている。

d. 伊賀-大山田地域

伊賀-大山田地域の伊賀累層は、全層厚が140mで、下半部は、チャート・ホルンフェルス・湖東流紋岩類の細礫を含む粗粒砂層、淘汰のよい細粒-中粒砂層及びシルト・粘土層の互層、上半部は、淘汰のよい細粒-中粒砂層及びシルト・粘土層の互層から構成されている。下半部を炊村部層、上半部を柘植部層とする。下位の上野累層中村部層を整合に覆い、上位の阿山累層和田部層に整合に覆われる。地質柱状図は第27図参照。

炊村部層 (Im)

炊村部層は、下位の上野累層中村部層を整合に覆い、上位の柘植部層に整合に覆われる。本部層は、チャート・ホルンフェルス・湖東流紋岩類の細礫を含む粗粒砂層、淘汰のよい細粒-中粒砂層及びシルト・粘土層の互層から構成されている。炊村部層には、下位から、きょうこ池、七本木Ⅰ、七本木Ⅱ及び愛田火山灰層が挟まれている。

[模式地] 三重県阿山郡大山田村炊村から伊賀町愛田にいたる道路沿い。

[分布] 上野市佐那具町南方、大山田村千戸-炊村、伊賀町南東部など。

[層厚] 約90m。

[層相] 本部層を構成する礫まじり粗粒砂層は、層厚が0.3-2mで、一般に下位の砂層またはシルト・粘土層を削り込んで重なり、側方への連続は不良である。大型のトラフ型斜交葉理が発達することが多い。斜交葉理中にシルトの薄層を挟むことがある。淘汰のよい中粒-細粒砂層は、層厚が0.2-1.5mで、小規模なトラフ型斜交葉理や平行葉理、カレントリップル葉理などが発達しており、側方への連続性は比較的良い。シルト・粘土層は、層厚が0.1-0.8mで、弱い平行葉理またはカレントリップル葉理が見られるものが多い。

柘植部層 (It)

柘植部層は、下位の炊村部層を整合に覆い、上位の甲賀累層和田部層に整合に覆われる。本部層は、淘汰のよい中粒-細粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。

[模式地] 柘植町JR中部日本柘植駅前

[分布] 伊賀町北部

[層厚] 70-80m.

[層相] 伊賀-大山田地域の柘植部層は、淘汰のよい中粒-細粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。下位から上位に向かって、砂層優勢から粘土層優勢へと変化する。本部層の下部では、砂層は、層厚が2-3mで、主に粗粒砂からなり、シルト・粘土層は、層厚が1m未満である。上部では、砂層は、層厚が0.5-1m前後で、中粒-細粒砂からなり、粘土層は、層厚が1-2mである。柘植部層を構成する砂層及びシルト・粘土層の、側方への連続性は比較的良好。

IV. 2. 2. 3 阿山累層

阿山累層は、下位の伊賀累層を整合に覆い、上位の甲賀累層に整合に覆われる(川辺, 1981)。三重県阿山郡阿山町玉滝から滋賀県甲賀郡甲南町野川にかけてを模式地とし、伊賀-大山田地域北部、阿山地域、甲賀地域などに分布しており、主要な分布域は本図幅北隣の「水口」図幅地域にある。阿山累層は、層厚が最大130mで、塊状無層理の粘土層を主体とする地層である。本累層は、下位から和田部層及び甲南部層に区分できる(第5図)。以下に、各部層の層相について記述する。

和田部層(Aw)

和田部層は、下位の伊賀累層を整合に覆い、上位の甲南部層に整合に覆われる。本部層は、主に粘土層から構成されている。和田部層には、下位から、玉滝、湯舟、高嶺Ⅰ、高嶺Ⅱ及び馬杉火山灰層が挟まれている。

[模式地] 「水口」図幅の阿山町玉滝周辺

[分布] 本図幅地域東部の阿山町新堂周辺。

[層厚] 本図幅内では72m。「水口」図幅の阿山地域北部では28-35m、甲賀地域南東部では58m。

[層相] 玉滝・湯舟火山灰層間の層準や、高嶺Ⅱ・馬杉火山灰層間の層準に、層厚が1.5m前後の砂層を挟んでいる。

和田層の層相は、分布域の北東に向かって粗粒になっている。

甲南部層(Ak)

甲南部層は、下位の和田部層を整合に覆い、上位の甲賀累層佐治川部層に整合に覆われる。本部層は、伊賀・大山田地域では主に塊状無層理の粘土層からなっているが、「水口」図幅地域の甲賀地域では主に砂層優勢の砂泥互層から構成されており、北西方向及び北東方向に向かって粗粒になっている。本層中には、下位から、上馬杉、櫟野、北上野、大久保Ⅰ、大久保Ⅱ、相模Ⅰ、相模Ⅱ火山灰層が挟まれている。本図幅地域では、上馬杉火山灰層直上の層準までが分布している。

[模式地] 甲南町上野川周辺。

[分布] 図幅北東部の伊賀町新堂周辺。

[層厚] 約30m。

[層相] 最下部の層厚約4mの中粒砂層をのぞいては、すべて塊状無層理の粘土層から構成されている。

IV. 2. 3 古琵琶湖層群に挟まれる火山灰層

本図幅地域の古琵琶湖層群には、少なくとも 26 層準に火山灰層が挟まれている。これらは、下位より、予野部層中の上郡、西出、予野Ⅰ、予野Ⅱ、予野Ⅲ、猪田、青葉台Ⅰ、青葉台Ⅱ、青葉台Ⅲ、上之庄Ⅰ、上之庄Ⅱの各火山灰層、石打部層中のきょうこ池、七本木Ⅰ、七本木Ⅱの各火山灰層、法花部層中の白樫Ⅰ、白樫Ⅱ、慈尊寺、法花Ⅰ、法花Ⅱ、法花Ⅲ、玉滝、湯舟、高嶺Ⅰ、高嶺Ⅱ、高嶺Ⅲ、馬杉、上馬杉の各火山灰層である。これらの火山灰層はいずれもシルトないしは粘土層に挟まれているが、一般に植物根による擾乱をうけており、火山灰層が不明瞭になっている場合が多い。また、上位に重なる砂層・礫層によってしばしば削り込まれている。また、火山灰の粘土化の程度も著しく明瞭な特徴を示すものは少なくない。したがって、対比の確実性にかかわって、地域によって異なる名称が付けられている場合がある。各地域における火山灰層の名称及び各地域間の火山灰層の対比については、第 5 図に示す。本図幅地域の火山灰層のうち、西出、七本木Ⅰ、白樫Ⅱ、湯舟、馬杉の各火山灰層は他の火山灰層に比べて後述するように比較的明瞭な特徴があり、特に有効な鍵層になっている。

つぎに、本図幅地域に分布する代表的な火山灰層の岩相について、記載する。括弧内の番号は第 19 図及び第 23 図の露頭位置を示す。但し 21-26 の模式地は北隣り。「水口」地域にある。

1. 上郡火山灰層

模式地：上野市上郡西方の農道沿い(Gf-3)。

層厚：0-6cm。

層相：白色細粒ないしは中粒の火山灰層で、粘土化が著しい。

2. 西出火山灰層

模式地：上野市菖蒲谷北方の農道沿い(Fe-9)。

層相：模式地では厚さ 2 cm で透明感のある灰白色細粒-中粒の下部と、厚さ 4 cm で黄灰色中粒の中部、厚さ 2 cm で灰白色細粒の上部からなり、ガラス質火山灰層である。本火山灰層は、下部の灰白色の部分と中部の黄灰色中粒の部分の組み合わせがこの付近の層準において特徴的である。

3. 予野Ⅰ火山灰層

模式地：上野地西出北方の農場南の崖(De-14)。

層厚：一般に 10-25cm、地点 De-39 では 85cm。

層相：模式地では下部 20cm 黄白色中粒、上部 2cm は灰白色細粒で、ガラス質火山灰層である。

4. 予野Ⅱ火山灰層

模式地：予野Ⅰ火山灰層と同じ。

層厚：5-15cm。

層相：黄灰色細粒で、ガラス質火山灰層である。

5. 予野Ⅲ火山灰層

模式地：上野市予野北方の農道沿い(De-28)。

層厚：1-3cm。

層相：白色細粒-中粒で、ガラス質火山灰層である。

6. 猪田火山灰層

模式地：上野市名阪青葉台南方の県道沿い(Dd-11).

層厚：25-40cm.

層相：模式地では厚さ2cmで白色細粒-中粒の下部，厚さ20-35cmで黄灰色中粒-細粒，厚さ3cm前後で黄白-灰白色細粒の上部からなり，ガラス質火山灰層である。

7. 青葉台Ⅰ火山灰層

模式地：上野市名阪青葉台南の崖(Dd-9).

層厚：1-3cm.

層相：桃白色-灰白色細粒の火山灰層である。

8. 青葉台Ⅱ火山灰層

模式地：青葉台Ⅰ火山灰層に同じ。

層厚：1-2cm.

層相：黄白色-白褐色細粒の火山灰層である。

9. 青葉台Ⅲ火山灰層

模式地：上野市名阪青葉台南の崖(Dd-7).

層厚：0.3-1.5cm

層相：桃白色-桃褐色細粒の火山灰層である。

10. 上之庄Ⅰ火山灰層

模式地：上野市上之庄西方の谷(Fc-1).

層厚：3-5cm.

層相：灰白色-白色細粒-中粒で，角閃石が目立つ火山灰層である。

11. 上之庄Ⅱ火山灰層

模式地：上野市上之庄南方の鉄塔の下(Fc-6).

層厚：30-120cm.

層相：模式地では，下位より厚さ8cmの黄灰色中粒，厚さ8cmの緑灰色-黄褐色細粒，厚さ5cmの黄灰色細粒，厚さ40cmの黄白色中粒-細粒，厚さ4cmの暗灰色極細粒，厚さ3cmの灰白色細粒-中粒，厚さ40cmのラミナの発達する黄灰色-灰褐色細粒-極細粒からなり，ガラス質火山灰層である。

12. きょうこ池火山灰層

模式地：上野市青葉台北部の鉄塔の下(Dd-1).

層厚：0.5-3cm.

層相：灰白色-黄白色細粒-中粒の火山灰層である。

13. 七本木Ⅰ火山灰層

模式地：上野市名阪青葉台西部の鉄塔の下(Cd-5).

層厚：5-14cm.

層相：下部3-6cmは桃色-桃灰色細粒-中粒，上部2-8cmは桃灰色細粒の火山灰層である。他の火山灰層の多くがいずれも白色-黄白色を呈するのに対し，本火山灰層は桃色を呈しているのが特徴で

ある。

14. 七本木Ⅱ火山灰層

模式地：上野市七本木北東方之の崖 (Db-14)。

層厚：2-3cm。

層相：黄灰色 - 黄白色中粒 - 細粒の火山灰層である。

15. 白樫Ⅰ火山灰層

模式地：上野市白樫東部の農道沿い (Bc-7)。

層厚：1-5cm。

層相：下部3cmは桃白色細粒，上部2cmは暗灰色 - 灰白色極細の火山灰層である。

16. 白樫Ⅱ火山灰層

模式地：上野市白樫東部 (Bc-5)。

層厚：10-18cm。

層相：模式地では，下位より厚さ1cmの灰白色中粒の最下部，厚さ8cmのラミナの発達した透明感のある灰白色 - 白色中粒 - 細粒の下部，厚さ1cmのゴマシオ状白色中粒の中部，厚さ6cmのラミナの発達する白褐色 - 灰白色中粒 - 細粒の上部，厚さ2cmの灰色細粒の最上部からなり，ガラス質火山灰層である。本火山灰層は，特に下部にラミナの発達した部分と中部のゴマシオ状の部分の組み合わせが特徴的である。

17. 慈尊寺火山灰層

模式地：上野市白樫慈尊寺裏の崖 (Bc-8)。

層厚：20-60cm。

層相：模式地では，下位より厚さ1.5cmの灰白色極細粒，厚さ18cmの黄色細粒-中粒，厚さ5cmの黄褐色中粒，厚さ2cmの灰褐色細粒，厚さ7cmの黄灰色中粒 - 細粒，厚さ4cmの黄白色中粒，厚さ20cmの白褐色細粒，厚さ10cmの黄褐色中粒，厚さ14cmの暗黄褐色細粒からなり，ガラス質火山灰層である。

18. 法花Ⅰ火山灰層

模式地：上野市法花南部の民家横の崖 (Cb-17)。

層厚：30-60cm。

層相：模式地では，下位より厚さ2cmの灰褐色中粒，厚さ3cmの黄褐色極細粒，厚さ15cmの黄灰色 - 黄褐色中粒，12cmの暗黄褐色細粒 - 極細粒，厚さ3cmの黄褐色中粒 - 細粒，厚さ3cmの灰色極細粒からなり，ガラス質火山灰層である。

19. 法花Ⅱ火山灰層

模式地：上野市白樫東方の農道沿い (Cc-18)。

層厚：15-60cm。

層相：模式地では，下部25cmは黄白色中粒，上部5cmは黄灰色細粒で，ガラス質火山灰層である。

20. 法花Ⅲ火山灰層

模式地：上野市白樫北東方の農場南東の崖 (Bc-23)。

層厚：3-15cm.

層相：ゴマシオ状白色中粒の火山灰層である。

21. 玉滝火山灰層

模式地：阿山町山生田^{やむた}

層厚：5-20cm.

層相：最下部 1 cm は灰色極細粒，下部 2 cm は黄白色中粒 - 粗粒，中部 0.5 cm は黄灰色細粒，上部 3 cm は黄白色粗粒のガラス質火山灰層である。

22. 湯舟火山灰層

模式地：阿山町東湯舟。

層厚：60-150cm.

層相：下部 10 cm は黄白色中粒，中部 30 cm は白色粗粒，上部 50 cm は黄白色中粒 - 細粒のガラス質火山灰層である。

23. 高嶺I火山灰層

模式地：甲賀町高嶺。

層厚：2-10cm

層相：下部約 2cm は黄灰色粗粒，上部約 10cm は明紫灰色中粒のガラス質火山灰層である。

24. 高嶺II火山灰層

模式地：甲賀町高嶺。

層厚：2-10cm

層相：黄灰色中粒 - 粗粒のガラス質火山灰層で，高嶺火山灰層の約 2m 上位にある。

25. 馬杉火山灰層

模式地：甲賀町上馬杉。

層厚：18-30cm.

層相：下部 0.5 cm は，暗灰色，粘土質極細粒で，上部 20 cm は，黄灰色，粗粒の火山灰層で，黒雲母，高温石英などの結晶質の火山灰層である。

26. 上馬杉火山灰層

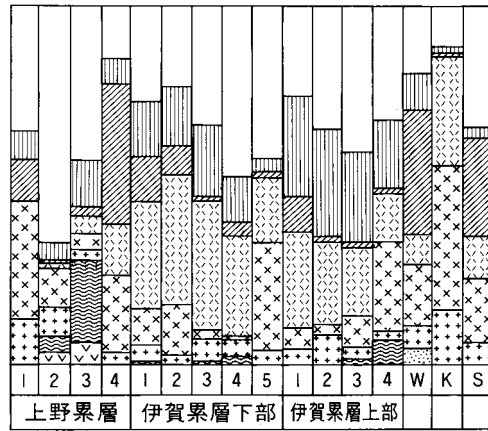
模式地：甲賀町上馬杉。

層厚：0.5-1.5cm

層相：黄灰色，中粒 - 粗粒の火山灰層で，馬杉火山灰層と同様，黒雲母，高温石英などの結晶のめだつ火山灰層である。

IV. 2. 4 流紋岩質火砕岩類の礫を含む礫層について

流紋岩質火砕岩類の礫を含む礫層は調査地域のほとんどの層準で見られる。しかし，その礫種構成(第 28 図)に注目してみると，予野部層に含まれる流紋岩質火砕岩類の礫はチャート礫などとともに円礫であり，室生層群の礫を共存していることを考えると調査地域の南西方に分布している中新統の曾爾層群中の小長尾礫岩層(志井田ほか，1960)に含まれるチャート・流紋岩質火砕岩類の円礫の再堆積の可



- チャート
- ▨ 丹波層群起源の砂岩
- ▧ 丹波層群起源の頁岩(ホルンフェルス)
- ▩ 湖東流紋岩類
- ▤ 花崗岩類
- ▦ アプライト
- ▨ 領家変成岩類
- ▧ 室生層群起源の火山岩類
- ▩ 鮎河層群起源の砂岩

第 28 図 「上野」 図幅地域の古琵琶湖層群の礫種組成を示す図 (川辺, 1990)

能性が高い、これに対して、石打部層から上位の地層では、中・古生層起源の礫は歪角-歪円礫で、流紋岩質火砕岩類の礫とともに礫径は北西ほど大きくなる。この層準の堆積期にはごく浅い滞水域の中を砂礫を運ぶ水流が下位の地層を削り込んで、蛇行しながら、西から東へと流れていたことが読み取れる。また、斜交葉理から求めた大局的な古流向は西から東の方向を示している(川辺, 1990a)。したがって、調査地域の流紋岩質火砕岩類の礫が西方から供給されたということは間違いない。

流紋岩質火砕岩類の礫の起源は、すでに述べたように現在の琵琶湖東岸を中心に分布している湖東流紋岩類であると推定され(横田ほか, 1978 ; 飯田, 1980), 調査地域北方の北又礫層は、宇治田原, 木屋峠を經由して現在の琵琶湖を含む地域から供給されたと考えられる(飯田, 1980)。したがって、調査地域の礫種組成からみれば、現在の琵琶湖地域から花ノ木丘陵地域への、湖東流紋岩類の礫を供給した水系は、石打層の堆積期に形成されたと推定できる。石打部層の堆積期に礫の大量の供給が始まることは、給源地域の急速な隆起を示しているか、あるいは上野累層の堆積期から存在していた水系(奈良盆地の方向へ流れていた?)が伊賀累層の堆積期に入って、流路変更によって古琵琶湖層群堆積盆地に流入するようになったかのいずれかであると考えられる。

IV. 2. 5 古地磁気層序, フィッシュントラック年代及び化石

古地磁気層序

上野図幅地域の古地磁気層序に関しては, 川辺(1981, 1986)による層序をもとに, 木村(1987 MS)によって花ノ木丘陵地域の上野累層-伊賀累層および阿山地域の上野累層上部-阿山累層和田部層までの火山灰層の自然残留磁気の測定が行われている。これによると, 阿山地域では, 焼尾Ⅱ火山灰層, 中友田火山灰層, 玉滝火山灰層, 湯舟火山灰層および馬杉火山灰層は正帯磁を示すのに対して, 焼尾Ⅰ火山灰層は中間帯磁, 高嶺Ⅰ火山灰層は逆帯磁を示している。花ノ木丘陵地域では, 予野Ⅰ, 予野Ⅱ, 予野Ⅲ, 猪田, 青葉台Ⅰ, 青葉台Ⅱ, 青葉台Ⅲ, 上ノ庄Ⅰ, 上ノ庄Ⅱ, 白樫Ⅰ, 白樫Ⅱ, 自尊寺, 法花Ⅰ, 法花Ⅱの各火山灰層は正帯磁を示しているのに対して, 西出火山灰層及び七本木火山灰層は逆帯磁を示している。

阿山累層に関しては, Hayashida and Yokoyama(1983)と同様, 高峰Ⅱ火山灰層の直上から高峰Ⅰ火山灰層の数 m 下位の層準まで逆帯磁を示す結果が得られている。伊賀累層以下の層準に関しては, Hayashida and Yokoyama(1983)では逆帯磁を示しているのに対して, 木村(1987 MS)では, 七本木Ⅰ火山灰層と西出火山灰層が逆帯磁を示すのみで, そのほかの火山灰層は正帯磁を示している。このことから, 予野Ⅰ火山灰層-馬杉火山灰層までの層準を Gaus 正帯磁極期の下部に対比し, 高嶺Ⅰ火山灰層の逆帯磁を Kaena Event に, 七本木Ⅰ火山灰層の正帯磁を Mammoth Event にそれぞれ対比している。また, 西出火山灰層の正帯磁を Gilbert 正帯磁極期に対比できる可能性を示している。阿山丘陵の中友田火山灰層は花ノ木丘陵の自尊寺火山灰層に, 焼尾Ⅰ及び焼尾Ⅱ火山灰層は上ノ庄Ⅰ, 上ノ庄Ⅱ火山灰層に, それぞれ相当することから, Hayashida and Yokoyama(1983)による阿山丘陵における測定資料は, 七本木Ⅰ火山灰層の前後の層準に相当する層準の川辺(1981)では未記載の火山灰層とその上下の層準のものであると推定できる。

フィッシュントラック年代

EDIS 法によるフィッシュントラック年代測定による喰代火山灰層と予野Ⅰ火山灰層の測定結果は, 喰代火山灰層が $4.01 \text{ Ma} \pm 0.28 \text{ Ma}$, 予野Ⅰ火山灰層が $3.33 \text{ Ma} \pm 0.28 \text{ Ma}$ という値を示している(Kawabe, 1989: 本報告第4図参照)。

これらの値は, 上記の残留磁気測定結果と調和的な値を示している。

化石

図幅地域の古琵琶湖層群は全て陸成層であり, 植物化石や淡水生魚類・貝化石類の産出が数多く知られている。大山田地域, とくに服部川河床の上野累層などからは, マルタニシ, イガタニシ, ドブガイをはじめとする多量の貝類化石(友田・根来, 1979; 松岡・中村, 1981; Matsuoka, 1981; 松岡, 1985; Matsuoka, 1988; 奥山茂美, 1981-1988)や, コイ属の咽頭歯やナマズなどの魚類化石(中島ほか, 1983; Nakajima, 1984; 小早川・奥山, 1984; 中島, 1985; 中島ほか, 1985), ワニ類(足跡), スッポン類などの爬虫類化石, ツダンスキー象類などの哺乳類足跡化石を産出する(琵琶湖自然史研究会, 1994; 奥山, 1994; 岡村ほか, 1995)。

また, 亜炭層をいくつかの層準, 特に上野累層に顕著に挟んでいるように, 植物遺体が多量に含まれ, 北隣の阿山・甲賀丘陵地域を含めて, メタセコイア(Metasequoia)・ヒシ(Trapa)・フウ(Liquidambar)・

トウヒ (*Picea*) などの植物化石が知られている(三木, 1948 a, b; Miki, 1957; Takaya, 1963; 中川, 1948 など). さらに泥質堆積物からは珪質微化石の報告がある(田中・松岡, 1983, 1985a, 1985b).

IV. 2. 6 地質構造

上野盆地の面及び南側の古琵琶湖層群の地質構造は, 北東北-西南西走向で南落ちの断層と北北西に緩く傾斜した地層で特徴づけられる. このような特徴は, 地形の特徴と調和的であり, 各地塊が傾動地塊化していることを示唆している.

第 29 図は上野盆地周辺の地質構造図である. 図にみるように, 周辺山地の基盤岩類と古琵琶湖層群とは多くは断層で境されているが, 火山灰層の等高線によって示される古琵琶湖層群の変形の姿からは, 盆地内部にもそれらと同方向の断層や撓曲がよく発達していることがわかる. そして古琵琶湖層群の層厚や層相は, これらの断層・撓曲を境にして変わっている. しかもこれらの断層・撓曲は, 主として北北西-南南東方向と, 東北東-西南西方向の2方向に発達し, それらが互いに切りつ切れつという関係にある. このため盆地内は, いくつかの小地塊すなわち断層や撓曲を境にして相対的に上昇する側と沈み込む側とが隣接しあう小地塊群に分かれ, これらのブロックごとに地層の様相が異なるという状況を呈す.

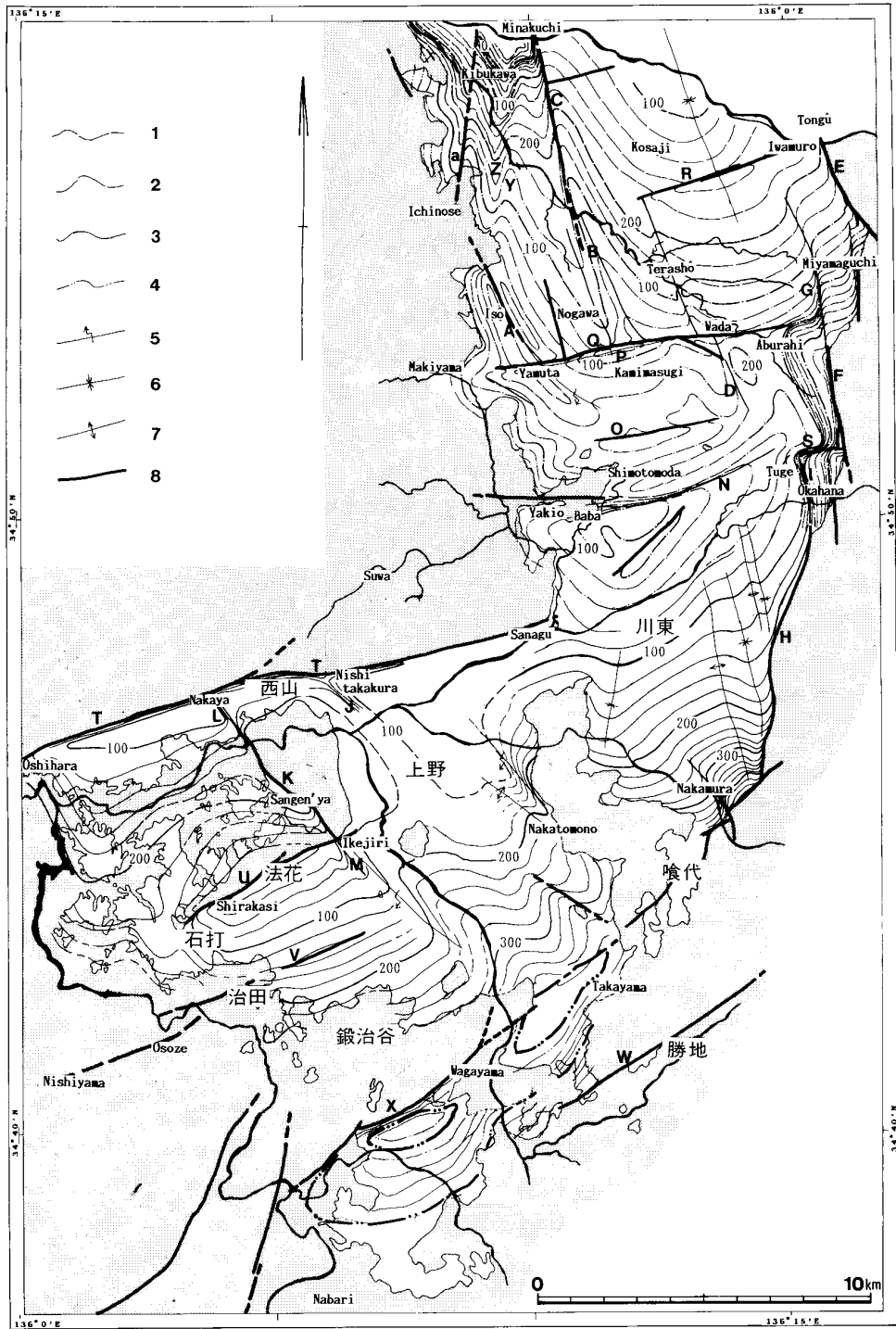
IV. 2. 6. 1 断層

古琵琶湖層群に関係する断層の諸特徴を第 1 表に撓曲と共に示す. これらの中で, 木津川断層が最も大きい. 花ノ木断層は, 石打の北方から池尻にかけて約 6 Km にわたって連続する. 基盤の嶺家花崗岩類と古琵琶湖層群を境し, 地形的にも明瞭にもその存在を推定できる. 露頭では横田ほか(1978)で記載されている露頭(Bb-8)で見られるのみであるが, その他の部分では, 地層と基盤の花崗岩の分布と地層が急斜していることをもって推定した. 地点 Bb-8 では, 断層の走向傾斜は $N46^{\circ}E52^{\circ}N$ で, 幅 1-4 cm の断層粘土をともなっている. 花ノ木断層の垂直変位量は, 断層を挟んで両側で対比できる同層準の地層が存在しないために正確な値はわからないが, 横田ほか(1978)では最大 150 m であると見積もられている.

治田-山出西方にかけての断層治田東方断層は, 東北東走向で, $70^{\circ}-85^{\circ}$ 南に傾斜した正断層である. 地点 Dd-19 では, 断層の走向傾斜は $N78^{\circ}E78^{\circ}S$ で, 垂直変位量は約 12 m である. この断層は治田の西方から遅瀬にかけて推定されている断層(横田ほか, 1978)の東への延長上に位置している.

その他基盤岩中にも, しばしば断層が認められる. 地点 Be-1 では, 1-2 m 間隔で, 走向が, $N32^{\circ}W-N40^{\circ}W$, 傾斜が東に $68^{\circ}-78^{\circ}$ 幅が 0.5-1.5 cm の断層粘土をともなう断層が 7 本認められる. これらの断層は古琵琶湖層群に不整合に覆われている.

次に断層と古琵琶湖層群の変形との関係を, 花ノ木断層沿いの事例について記述しておく. 花ノ木丘陵地域の古琵琶湖層群は, 北縁の花ノ木断層沿いを除いては, 一般に $3^{\circ}-6^{\circ}$ の傾斜で北北西に緩く傾斜している. これに対し, 花ノ木断層沿いでは, 地層は約 50 m にわたって急傾斜している. 露頭番号 Bb-2 では, 断層から 60 m 離れた地点の走向傾斜は $N80^{\circ}E4^{\circ}N$ であるが, その地点より 8 m 断層側では, $N60^{\circ}E8^{\circ}S$, 更に断層側の約 10 m の間に $N60^{\circ}E90^{\circ}$ まで連続的に変化している. そして, 断層か



第29図 上野盆地 - 近江盆地南部の古琵琶湖層群の地質構造図 (Kawabe, 1989の Fig.22)
 火山灰層(1:相模, 2:馬杉, 3:上之庄I, 4:市部)の構造等高線で示す. 5: 撓曲, 6: 背斜, 7: 向斜,
 8: 断層. A-Xは主要な断層と撓曲(第1表参照).

第1表 上野盆地周辺の古琵琶湖層群の地質構造要素

断層の区分	断層の名称	分布	長さ	断層面・軸面の傾斜	種類	下盤側	特徴	地層の変形とその傾斜			垂直変位量	地質構造図上の記号
								方向	幅	最大傾斜		
NNW-SSW	磯尾拗曲	玉滝～下磯尾	3km	E	F	N	上磯尾以北で高角断層を伴う	W	約200m	70°E (逆転)	40m～80m	A
	葛木拗曲	下馬杉～水口橋西方	10km	E	F	N	池田以北では葛木断層を伴う	W	100～250m	45°～80°	20m～80m	B
	葛木断層	池田～水口橋西方	6km	N15°W80°E	R	N	古琵琶湖層群中に発達	W		上盤側：10°～15° 下盤側：50°～60°		C
	和田拗曲	五反田～和田	3km	E	F	W		W	約100m	60°	30m～70m	D
	嶺宮断層	嶺野東方～嶺宮	10km	N10°W70°E	R	W	基盤と古琵琶湖層群を境	W	約200m	80°E (逆転)	250m+	E
	油日断層	岡鼻～油日	6km	N10°W60°E	R	W	基盤と古琵琶湖層群を境	W	約150m	50°E (逆転)	300m+	F
	油日拗曲	油日～神北方	3km	E	F	W	南端は油日断層に伴う急斜帯に続く	W	約100m	36°～70°	60m～150m+	G
	柘植断層	柘植南東方～平田東方	6km	N15°E65°E	R	W	基盤と古琵琶湖層群を境	W	約200m	65°E (逆転)		H
	柘植拗曲(Ⅰ)	柘植南東方～伊賀塗料北方	2.5km	E	F	W	南端は柘植断層の急斜帯に、北端は柘植拗曲Ⅱに続く	W	約250m	垂直	100m～160m	I
	東高倉拗曲	西高倉北方～東方	1.5km	W	F	E	北端は木津川断層に切断	E	約100m	60°	60m	J
ENE-WSW	三軒家断層	池尻北方～中矢南方	3.5km	E	R	W	基盤と古琵琶湖層群を境、断層面は三軒家北西でほぼ水平	-	-	-	50m	K
	中谷拗曲	中矢南方～中矢	2km	E	F	W	南端は三軒家断層に連続	W	約100m	35°	40m	L
	池尻拗曲	池尻東方～大内北西方	1.5km	E	F	W	三軒家断層の花ノ木断層を越えた南への延長	W	30m+	50°	20m+	M
	伊賀-阿山拗曲	千貝～倉部	6km	N	F	S	軸に直交の小断層が多数発達	S	約150m	70°S～70°N (逆転)	20m～80m	N
	友田断層群	湯舟～高嶺	6km		R	S	幅約40mの間に6本以上の南落ちの小断層群	S		20°～40°	20m (2～5m/本)	O
	阿山-油日拗曲	阿山～油日	10km	S	F	N	上馬杉～和田では、山-油日断層によって再変位	N	約100～150m	40°～75°	50m～80m	P
	阿山-油日断層	阿山～油日	9km	N82°E80°N	R	S	阿山-油日拗曲に隣接して発達、拗曲とは逆センス	S	約10m	阿山-油日拗曲と重なり馬杉から和田では再変位でほぼ水平	20m～60m	Q
	小佐治断層群	隠岐南方～岩室	4km	S	N	S	幅約30mの間に4本以上の南落ち小断層群、東北東-西南西方向の共役正断層が発達				1m～15m (0.5～5m/本)	R
	柘植拗曲(Ⅱ)	伊賀塗料北～岡鼻北方	1.5km	S	F	N	柘植拗曲(Ⅰ)に連続	N	約200m	80°		S
	木津川断層	調査地城西方の木津～円徳院	30km	N70°E54°N	R	S	西山付近で分岐、1本は北東方向に基盤中を、他方は東北東方向に基盤と古琵琶湖層群を境	S	150～200m	85°	推定 500～600m	T
NNW-SSW	花ノ木断層	石打北方～池尻	6km	N46°E52°E	R	S	花法北方で分岐、1本は北東方向に基盤中を、他方は東北東方向に基盤と古琵琶湖層群を境	S	約50m	78°N (逆転)	50m～200m	U
	治田東方断層	治田東方～山出西方	2.5km	N68°E78°S	N	S	古琵琶湖層群中に発達、治田西方～運瀬の基盤中の推定断層の東への延長				約12m	V
	勝地断層	阿保～下馬野	10km		R	S	阿保では基盤と古琵琶湖層群とを境する					W
	西田原断層	比土～鷹生	8km	W	R	S	西田原周辺では古琵琶湖層群と基盤とを境する	S	約100m	80°	30m～60m	X
	新治背斜	新治-精心区	6km	E	A		軸は北へアランジ			東翼：5°E～6°E 西翼：10°E～30°E		Y
	虫生野向斜	杉谷～虫生野	6km	E	S		軸は北へアランジ			東翼：10°E～30°E 西翼：5°E～12°E		Z
塩野拗曲	塩野～三本柳西方	4km	E	F	W	西落ち高角逆断層を伴う	W	約200m	85°E (逆転)	約80m	a	

T*1: 地質構造の種類(F: 拗曲, R: 逆断層, N: 正断層, A: 背斜, S: 向斜), Df*2: 下盤の走向, *3: 断層の実移動量, *4: 東-北東翼, *5: 西-南西翼

ら約 8m 離れた地点は、N72°E78°N と逆転している。

また、白樫付近では、軸が北北東方向で北に緩く沈み込む開いた向斜構造が認められる。向斜の東翼では地層は東北東-西南西走向で北北西に数度傾斜しているのに対して、西翼部では、西北西-東南東走向で北北東に数度傾斜している。

IV. 2. 6. 2 撓曲構造

古琵琶湖層群の堆積盆地の中には、主に北北西-南南東方向及び東北東-西南西方向の断層や撓曲が、数 km -10 数 km 間隔で、互いに切りつ切れられつる関係で発達している。古琵琶湖層群の層厚は、これらの撓曲を境にして、側方に著しく変化しており、撓曲の形成と地層の堆積が密接な関係にあることをものがたっている(川辺, 1981, 1983, 1989)。ここでは、撓曲の代表例として上野市喰代付近^{ほうじろ}で見られる例について述べる。

上野盆地東部の上野市喰代で認められる喰代撓曲(第30図)では、規模は小さいが、基盤中の断層から古琵琶湖層群の撓曲まで一連の変形が観察できる(川辺, 1989, 1990b)。この構造を境に、古琵琶湖層群の層厚が側方に変化し、断層の垂直変位と撓曲による地層の層序学的落差は上位ほど小さい。

基盤中に発達する逆断層(以下、主断層)の被覆層である古琵琶湖層群への延長上に、逆断層と同じ運動方向を示す撓曲が発達している。古琵琶湖層群中に伸びた主断層の上盤側には、共役的に、主断層にほぼ直交する方向に逆断層が発達している。また、撓曲の翼部には小断層が多く発達している(第31図)。

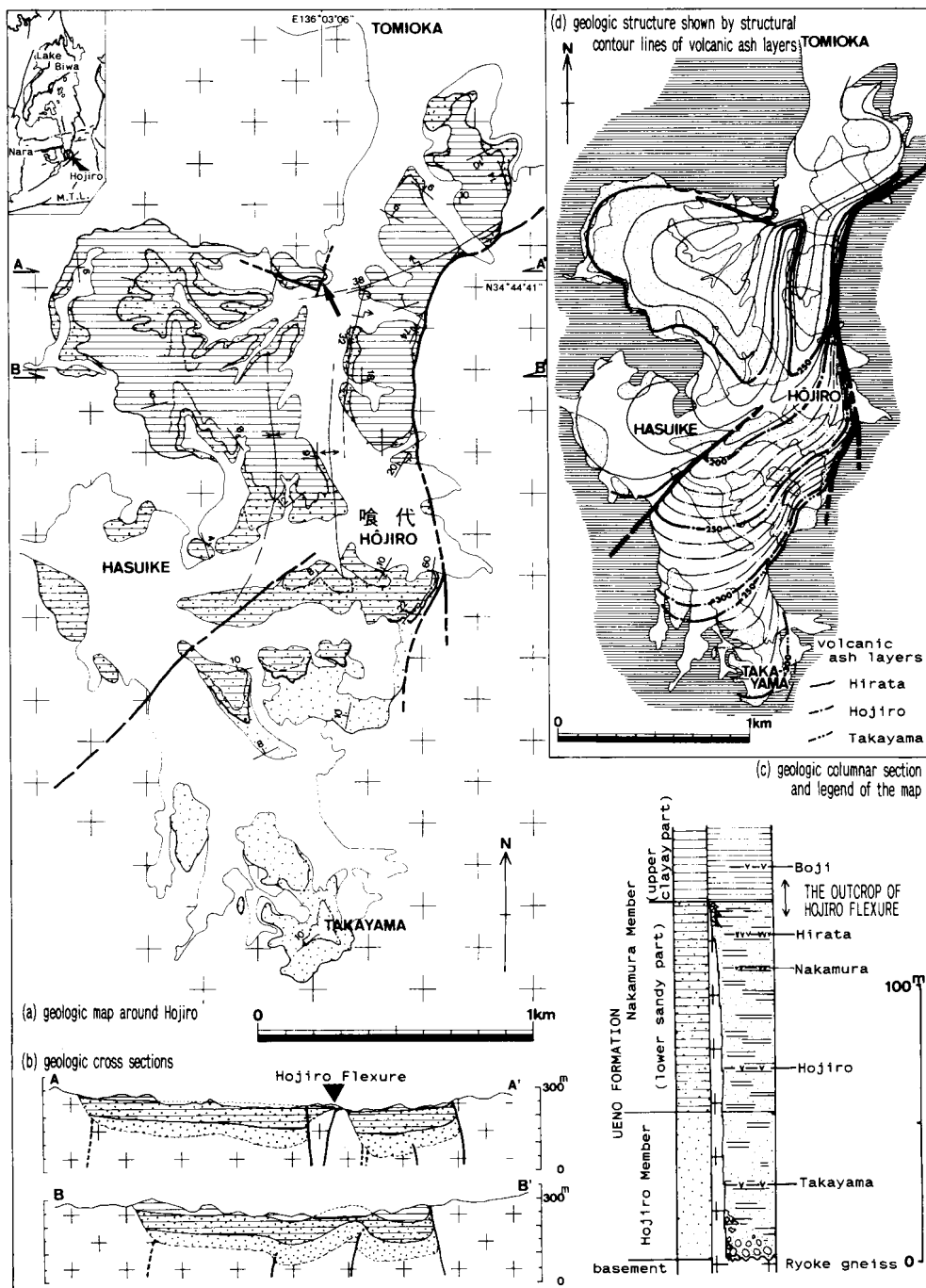
基盤中の主断層は、断層面の走向傾斜がN38°E58°Wで、1-5mmの断層粘土をともなっている。基盤中での変位量は不明であるが、基盤と古琵琶湖層群との不整合面を基準にすると垂直変位量(鉛直セパレーション)は約2.5mである。基盤中にはこの主断層に平行な断層が、4本観察できる。これらはいずれも古琵琶湖層群に不整合に覆われている。

主断層の傾斜は、下盤が古琵琶湖層群に変わる部分あたりから、徐々にゆるくなる。断層の垂直変移量は上位ほどしだいに小さくなっている。

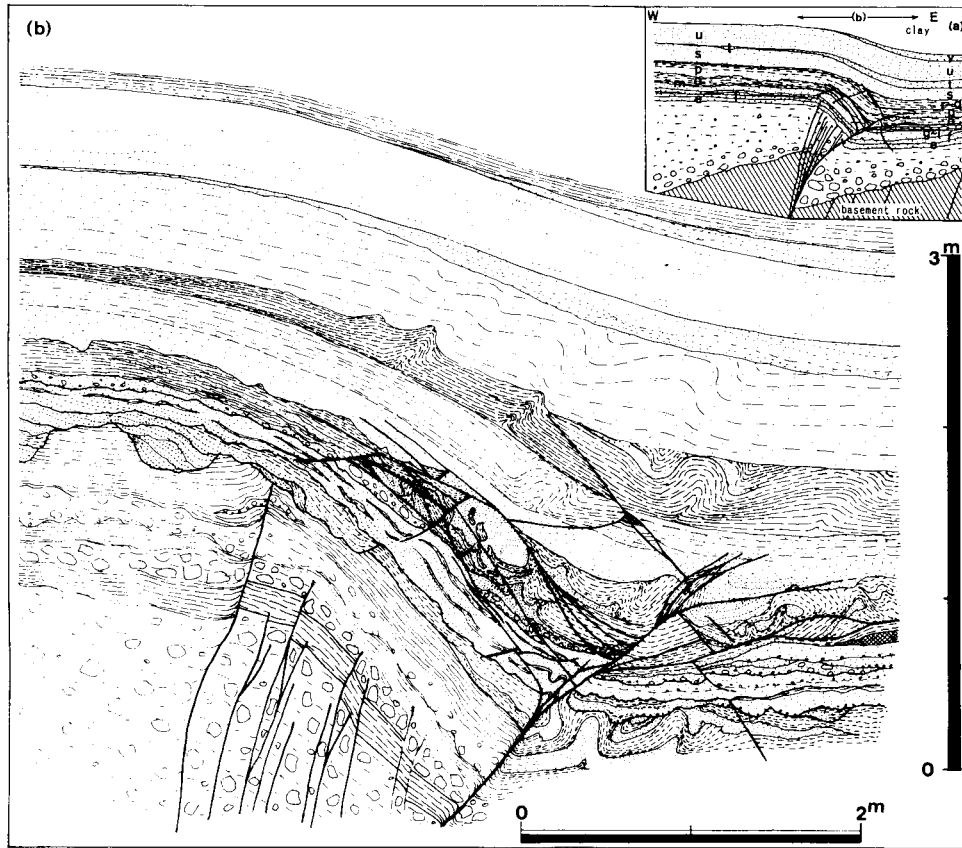
古琵琶湖層群中に発達する小断層は逆断層が多い。それぞれの断層面上に認められる条線の方向は層理面及び小断層の走向にほぼ直交しており、断層の実移動は、ほとんどが垂直方向であったことを示している。

本露頭の場合には、撓曲を境にした層厚の変化は、構造的な要因で、相対的な不等沈下が起こったとするのがもっとも妥当である。これは、撓曲をつくった基盤中の断層が活動したことによる基盤ブロックの昇降運動の結果であると考えられる。

いくつかの地層で、上位層に削られるスランプ堆積構造が認められることは、一つの地層が堆積した後、次の地層が堆積する間に上昇側が上昇し、相対的に沈下側が沈降する基盤ブロックの昇降運動=基盤中の断層活動があり、この運動の際にまだ十分に水を含んだ未固結な地層が流動してスランプ構造をつくったと推定できる。スランプを伴わない場合でも上昇側が削剥されている場合があり、運動が絶対的に上盤側の上昇を含んでいるものであったと推定できる。そして、基盤中の断層の活動によってできた、撓曲やスランプなどの地層上面の凸凹は、次の地層の堆積が始まるまでには浸食によって平坦化されたと推定できる(第31図右下部)。以上のことから同撓曲が、基盤中の断層が地層の堆積中に、断



第 30 図 上野市東方，喰代撓曲周辺の地質図 (a)，断面図 (b)，古琵琶湖層群の模式柱状図 (c)，及び地質構造図 (d) 川辺(1990b)による。



第31図 上野市東方，喰代撓曲の概略スケッチ(a)及び内部の詳細スケッチ(b)
露頭はほぼ東西方向 川辺(1990b)による。

続的に活動することによって形成されたことは明らかである。また、地層の撓曲によって変形する幅は、垂直変位量にかかわらず、撓曲によって変形する地層の層厚によって決まると判断できる。また、基盤中の断層活動による地層の撓曲変形の程度は、上位の地層ほど小さくなっている。喰代撓曲の詳細は川辺(1990)を参照されたい。

IV. 2. 6. 3 基盤と古琵琶湖層群の不整合(花ノ木丘陵)

基盤と古琵琶湖層群は、花ノ木丘陵地域の南部では一般にアバット不整合の関係にある(第22図)。西出から石打にかけては、古琵琶湖層群は、北北東-南南西の走向で東に 20° - 40° の傾斜する不整合面で基盤と接している。ここでは、予野I火山灰層から少なくとも小之庄I火山灰層前後までの約100mの地層が、順次南から北に向かってアバットしている。

予野南方から上出東方にかけては、不整合面は 30° - 40° の傾斜で東北東-西南西方向及び北北西-南南東方向の二方向の走向でジグザグに連続している。この部分では少なくとも50m以上にわたる層

準の地層がアバットしている。

また、西出の西方や南方、上郡から鍛冶屋にかけては、基盤の分布域に東北東-西南西方向及び北北西-南南東方向のへこみを埋めて地層の分布が入り込んでいる。上郡から鍛冶屋にかけての部分埋める地層は、花ノ木丘陵地域では最下位の層準の地層である。

花ノ木丘陵地域東部の森寺、山出西方、上之庄などでは、基盤が島状に露出しており、これらに対して古琵琶湖層群はアバットしている。これらの不整合面の走向は、不整合付近に認められる基盤の花崗岩中に認められる断層群の走向とほぼ一致している。一方、古琵琶湖層群の分布域では、基盤に達する深井戸が8本以上掘られている。これらの井戸資料からは、現在の国道25号線沿いの部分で基盤が地表付近まで分布しており、これより更に北では再び深くなっていることがわかる。

V. 第四系及び活断層

(川辺孝幸)

V. 1 段丘堆積物および崖錐性堆積物

段丘堆積物および崖錐性堆積物は、分布高度や不整合関係・堆積面の開析度などから、古いものから旧期崖錐性堆積物、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、新期崖錐性堆積物に大きく区分できる。ここで用いた高位・中位・低位という用語は、時代的な意味で用いたのではなく、調査地域内における地形的位置関係と新旧関係を表わす語として用いた。

V. 1. 1 古期崖錐性堆積物 (t_0)

主に、花崗岩の大-巨礫からなり、砂層・シルト層を挟在する。堆積面は開析が進んでいるためにまったく残されていない。中位段丘堆積物に不整合に覆われている。

[模式地] 中柘植から大はぎ池にかけての林道沿い。

[分布] 中柘植東方から下柘植東方にかけての鈴鹿山系西麓に分布する。

[層厚] 30-40m。

[層相] 下部約20-30mは淘汰不良の花崗岩の巨礫層からなり、連続性の悪い砂層・シルト層を挟む。花崗岩礫の最大径は基盤から約1kmはなれた付近で1.2m、分布西限の中柘植では約60cmである。上部約10mは、礫・砂・シルト互層からなり、上位になるにつれて細粒になる。

本層は全体に風化をうけており、花崗岩礫は柔らかくなって、いわゆる“クサリ礫”になっている。

V. 1. 2 高位段丘堆積物 (t_1)

主に中-大礫層からなり、現河床からの比高 40-60m の高位段丘面を形成する。

[模式地] 幸ヶ平南方。

[分布] 上野市北東部、柘植川左岸ぞいの丘陵に分布する。

[層厚] 6-10m。

[層相] 下部 4-7m は赤色化した礫層からなり、上部 2-3m は礫・砂・シルトなどの互層からなる。

下部の礫層は、主に花崗岩の中-大礫からなる。

本層は全体に赤色風化をうけており、花崗岩は“クサリ礫”になっている。

V. 1. 3 中位段丘堆積物 (t_2)

主に礫層優勢の礫・砂・シルトなどの互層からなり、現河床からの比高 20-50 m の中位段丘面を構成する。

[分布] 木津川、柘植川流域に分布する。

[層厚] 5-12m。

[層相] 中位段丘堆積物は厚さ約 12m で、下部 4-6 m は主に花崗岩・チャート・ホルンフェルスの中-大礫層からなる。上部 5-7m はシルト層優勢の礫・砂・シルト互層からなる。

V. 1. 4 低位段丘堆積物 (t_3)

主に中-大礫層からなり、現河床からの比高 5-15m の低位段丘面を形成する。

[分布] 木津川・柘植川流域に分布する。

[層厚] 2-4m。

[層相] 花崗岩・チャート・ホルンフェルスなどの中-大礫層からなり、まれに花崗岩の巨礫を含む。

本図幅より約 1 km 北東の杣川上流(「亀山」図幅地域)では礫層中に挟まれるシルト層に、AT 火山灰層に対比される、厚さ約 5cm のガラス質粗粒火山灰層が挟まれている。

V. 1. 5 最低位段丘堆積物

本堆積物は低位段丘堆積物に接し、ごく薄いため地質図では省略してある。

主に中-大礫層からなり、現河床からの比高 2-6m の低位段丘面を形成している。

[分布] 木津川・柘植川流域に分布する。

[層厚] 2-4m。

[層相] 花崗岩・チャート・ホルンフェルスなどの中-大礫層からなり、まれに花崗岩の巨礫を含む。

V. 1. 6 新期崖錐性堆積物 (t_4)

[分布] 柘植東方から山畑東方にかけての山麓及び図幅地域南西端部に分布する。

[層厚] 約 10m。

[層相] 柘植東方から山畑東方では花崗岩の大-巨礫からなり、淘汰不良の礫層である。図幅地域南

西端部では斑れい岩の巨礫からなる。両地域とも礫は風化はうけておらず新鮮である。

V. 2 沖積層(a)

木津川流域では上野盆地で沖積層は厚いが、その西側や南側の基盤岩を刻んで流れる部分では、沖積層はごく僅かの場合が多い。河床にはしばしば基盤が露出している。その他の現河床及びその周辺や低湿部にも分布し、礫・砂・シルトからなる。

V. 3 活断層

本図幅地域には、多くの活断層が認められる。以下に、Kawabe (1989)及び活断層研究会編(1991)に従って記述する。

木津川断層 図幅地域北部を東北東-西南西方向に発達し、上野盆地と北側の信楽高原とを境する。このうち、図幅地域西端の南山城村北大河原から上野市諏訪にかけたものを同断層西部、上野市西山から図幅地域北東部の伊賀町にかけて分布するものを同断層東部と区分することもある。領家花崗岩と古琵琶湖層群とが接する断層露頭が確認されている。活動度はBクラス。

頓宮断層 北隣「水口」図幅地域から北東隣「亀山」図幅地域、東隣「津西部」図幅地域を経て本図幅地域に伸びるほぼ南北方向の活断層で、上野盆地と東側の鈴鹿山系とを境する。領家花崗岩類と古琵琶湖層群、古期及びAT火山灰層を挟む新期崖錐堆積層とが接する断層露頭が確認できる(「亀山」図幅地域内)。断層破碎帯は、最大15mの厚さに達する。また、伊賀町下柘植東方では、柘植断層に派生した東落ちの北北西方向に伸びる断層-撓曲が、古琵琶湖層群および期崖錐性堆積物を変形させている。この構造に沿って、古期崖錐性堆積物は、東に最大12度傾斜している。活断層であることが確実である(確実度I)。活動度はBクラス。

勝地断層 図幅地域南東部青山町勝地付近をとおり北東-南西方向の活断層で、領家花崗岩類と古琵琶湖層群が接する断層露頭がある。活断層であることが確実である(確実度I)。活動度はCクラス。

西田原断層 図幅地域南部、上野市我山付近を北東-南西方向に通る断層である。領家花崗岩類と古琵琶湖層群が接する断層露頭がある。この断層の北東側の延長では、古琵琶湖層群中を切る断層になっている。活断層であることが確実である(確実度I)。活動度はCクラス。

花ノ木断層 図幅地域の中心よりやや南西よりの上野市法花付近をとおり、北東-南西方向に延びる断層である。領家花崗岩類と古琵琶湖層群が接する断層露頭がある。全般に水系の右ずれが認められる。活断層であることが確実である(確実度I)。活動度はCクラス。

木根断層 図幅地域中央部の上野市木根付近に、北東-南西方向に、長さ約2kmの断層が発達している。活断層であることが確実である(確実度I)。活動度はCクラス。

VI. 応用地質

VI. 1 資源地質

(小村 良二)

上野岡幅地域内で稼行実績のある鉱山は、金属鉱床ではマンガン、非金属鉱床では耐火粘土と珪石である。現在、採掘・稼行中の鉱山は耐火粘土鉱床のみである。このほか燃料資源として亜炭、土木建築材料としての石材と砂利がある。

VI. 1. 1 耐火粘土鉱床

本岡幅地域内の三重県上野市西部及び同県阿山郡島ヶ原村、奈良県添上郡月ヶ瀬村東部、京都府相楽郡南山城村東部の一帯は岐阜県及び愛知県に次ぐ木節粘土や蛙目粘土など耐火粘土の生産地であり、第32図に示したようにかつては46もの耐火粘土鉱山が稼行していた。平成6年12月現在では7鉱山が採掘・稼行中である¹⁾。耐火粘土の採掘はすべて露天掘で行われ、切羽では粘土の色調や状態によって「白木節」・「鉛木節」・「黒木節」・「松葉粘土」・「黒蛙目」・「青蛙目」などと分類して呼称することがある。なお、耐火度(SK)の低い青灰色粘土も一部採掘・稼行されている。採掘された耐火粘土は、商品名を「島ヶ原蛙目」・「伊賀木節」・「伊賀蛙目」などと付されて陶磁器や耐火物、タイルや磚子などの原料として愛知県瀬戸市や滋賀県信楽町、福岡県や大分県などへ搬送される。

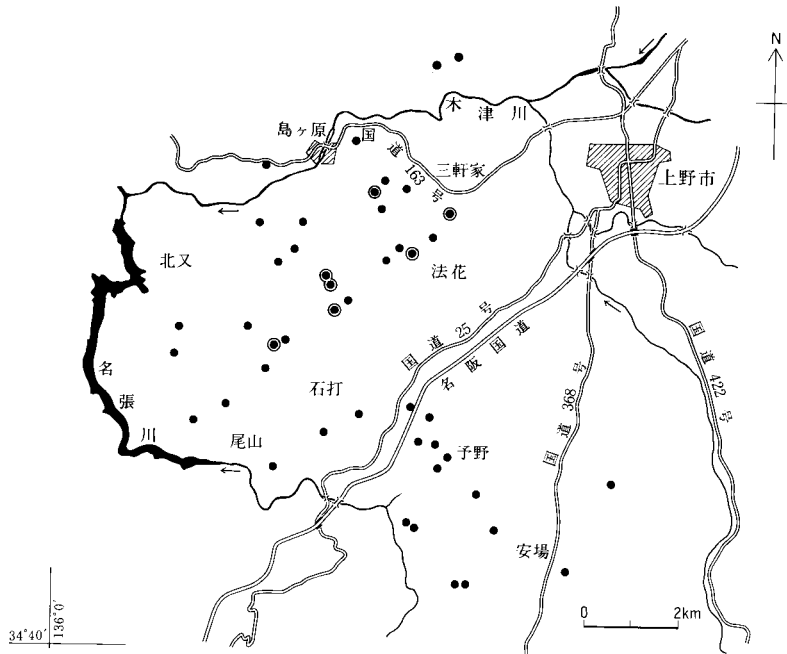
本地区の耐火粘土鉱床については、大江(1951)、武司(1961, 1963)、種村(1962)、塚脇ほか(1965, 1966)、港ほか(1967)が鉱床地質学的調査研究を行っている。このほかに小倉ほか(1990, 1991)は木節粘土などについてX線回折チャートからHinkelyの結晶度指数を算出し、構成鉱物のカオリナイトは積層不整が著しいことを指摘した。

耐火粘土鉱床は、基盤の花崗岩類の凹地を埋積した古琵琶湖層群上野累層の伊賀粘土層中に賦存する。伊賀粘土層は第IV章で記載されているように粘土(木節(質)粘土・蛙目(質)粘土・青灰色粘土など)や砂及び砂礫からなり、火山灰や亜炭²⁾の薄層を挟在する。これら伊賀粘土層は、その上部を北又礫層に覆われる。

以下に各稼行鉱山の粘土鉱床の産状・分布状況、鉱物組成、化学分析値を記載する。

¹⁾ 地質図上には7稼行鉱山のみの位置を示した。休廃止鉱山はプロットしていないので、第32図を参照されたい。

²⁾ 戦中から戦後の一時期には亜炭も採掘・稼行されていた(VI.1.4参照)



第 32 図 上野・島ヶ原・月ヶ瀬・南山城地域の耐火粘土鉱山位置図
 ◎は稼行鉱山(1994年12月現在), ●は休廃止鉱山。

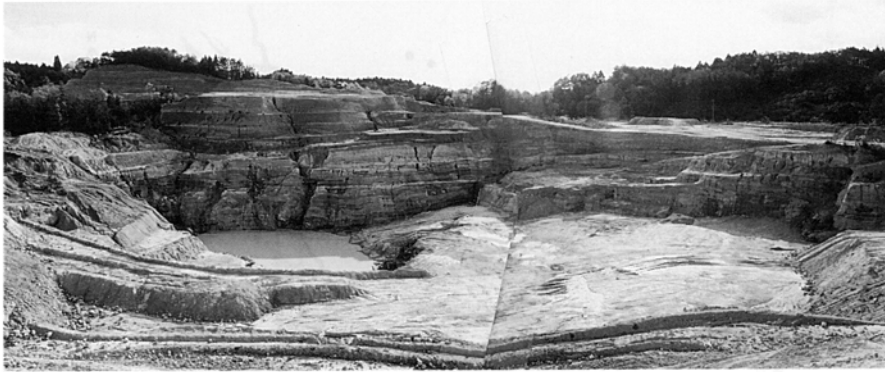
しだたにやま
歯染谷山鉱山 (第33図)

本鉱山は JR 関西本線島ヶ原駅の南方約 3.5 km の上野市白樫(通称; 笹尾谷地区)に位置する。鉱業権は昭和 40 年及び 53 年に(有)丸山陶土部によって設定され、最近では専ら蛙目粘土(水鏡蛙目を含む)を出鉱している。なお、武司(1963)が記載した「丸山歯染谷採掘場」は、現在の歯染谷山鉱山所在地の北西方約 1.5km 地点に位置した旧坑であり、現在はゴルフ場に再開発されている。

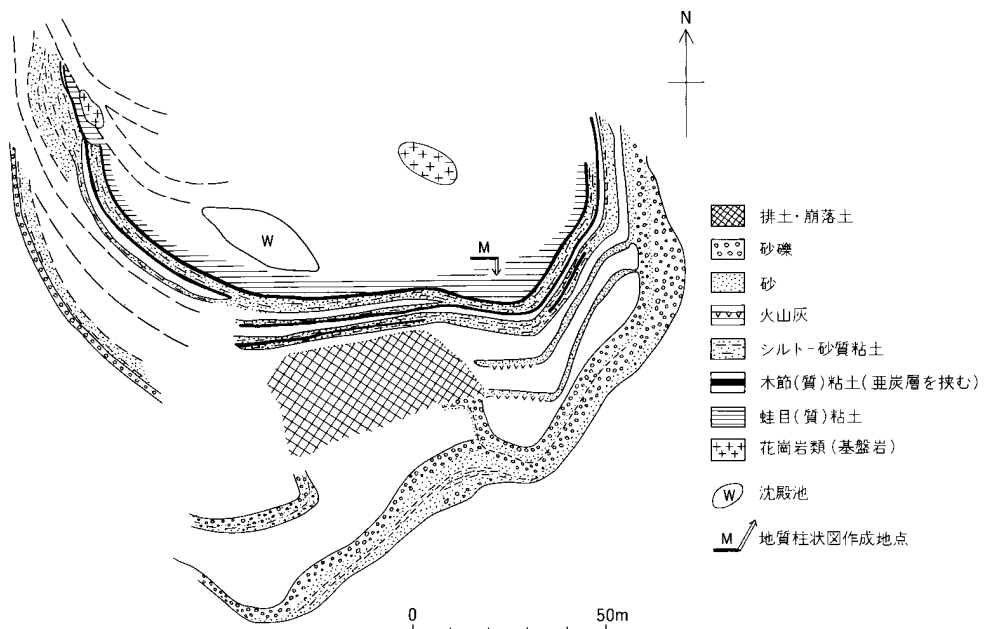
[地質・鉱床] 本鉱山の南側切羽の粘土鉱床図を第 34 図に、また、地質柱状図を第 39 図に示す。両図に見られるように採掘切羽は、基盤の花崗岩類を覆って層厚 24 m の伊賀粘土層とその上部にのる層厚 12m の北又礫層から構成される。

基盤の黒雲母花崗岩は鉱山の取付道路や採掘切羽の最下底に露出するが、肉眼では細角礫状の石英のほかは長石や雲母などが見出せず、岩質は著しく風化・粘土化して脆弱である。この花崗岩類の直上に位置する伊賀粘土層の蛙目粘土(試料 No.M-1)は層厚 10 m で、色調は青灰色や灰緑色を呈する。また、木節粘土(試料 No.M-2)は黒灰色の亜炭や細粒砂などを混在し、層厚 1.5 m である。その上位にのる砂質粘土は随所に細粒砂やシルトや亜炭層を挟み層厚 9-10 m を有し、最上部には層厚 2.6 m の灰白色含珪砂火山灰層をのせる。本火山灰層より上部は層厚 12m の北又礫層が重なる。

[鉱物組成・化学組成] 第39図の地質柱状図に付した採取試料を顕微鏡下で観察し(第 35 図)、X 線回折と化学分析を行い、第 40 図と第 2 表にそれぞれの結果を示した。M-1 試料は前述したように花崗

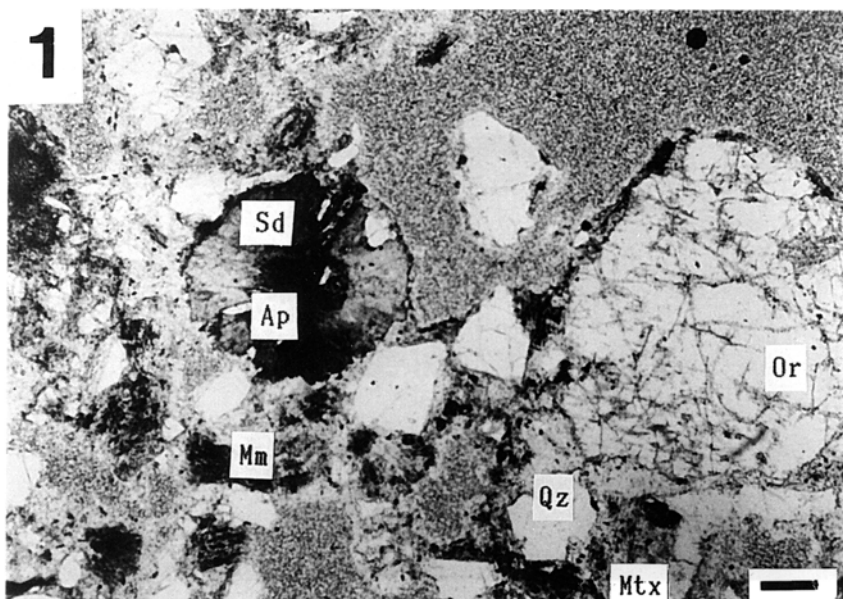


第 33 図 齒朶谷山鉦山 (1994 年 12 月撮影)



第 34 図 齒朶谷山鉦山粘土鉦床図

岩類の直上に賦存する蛙目粘土で、顕微鏡下では構成鉱物として石英>菱鉄鉱>粘土鉱物>正長石が観察される。石英は 2 mm 以下の角礫状や破片状を示し不規則な割れ目を伴い、菱鉄鉱は 1.5 mm 以下の球顆状を示して中心部が酸化した褐色を呈する。粘土鉱物は 1.5 mm 以下の板状で淡オリーブ緑色や淡褐色、暗褐色などの多色を呈する。正長石は大きさ 0.65 mm 以下の他形で破片状を示し、平行な劈開が認められる。このほかに、多色を有する加水雲母なども観察された。基質は全体にフレーク状の細粒鉱物からなる。X 線回折の結果では、粘土鉱物はカオリナイトと少量の雲母・モンモリロナイト混合



第35図 齒染谷山鉍山のM-1蛙目粘土(GSJ M31122)の顕微鏡写真
 下方ポーラーのみ。スケールバーは0.2mm。Qz：石英，Or：正長石，Ap：燐灰石，Sd：菱鉄鉱，
 Mtx：基質，Mm：モンモリロナイト。

層鉍物である。化学分析値は Fe_2O_3 が 8.46% と多く Al_2O_3 が 17.8% と少なくなっており、耐火度(SK)に影響を与えている。

M-2 試料(木節粘土)は X線回折による鉍物組成としてはカオリナイトと石英，少量のカリ長石である。化学分析値は Fe_2O_3 が 1.03% で M-1 試料よりかなり少なく， Al_2O_3 がやや多い。耐火度は SK34 である。

三光鉍山(第36図)

本鉍山は JR 関西本線島ヶ原駅の南方 2.8 km の三重県阿山郡島ヶ原村(通称；広沢地区)に位置し，後述する川本鉍山に隣接する。鉍業権は昭和 41 年及び 47 年に三光鉍業(有)によって設定され，木節粘土と蛙目粘土を採掘・稼行しているが，最近の出鉍量は木節粘土が多い。なお，武司(1963)が報告した昭和 34 年頃の三光鉍山は，採掘切羽が県道に面して位置していたが現在までの 32 年間に大規模に開発が進められた結果，三光鉍山の現在の採掘切羽は県道から約 400 m 東方へ丘陵の尾根を隔てた地点に移動している。

[地質・鉍床] 第 39 図の地質柱状図に見られるように本鉍山の採掘切羽は，基盤の花崗岩類を覆って層厚 35m の伊賀粘土層とその上部にのる層厚 60m の北又礫層から構成される。

基盤の黒雲母花崗岩の直上にある伊賀粘土層の木節粘土は層厚が 2 m，その上位の砂礫は層厚 6.3 m で上方に細粒化して基質が増し，シルトに漸移する。シルトの上位の木節質粘土(試料No.S-1)は層



第 36 図 三光鈹山採掘切羽 (1994 年 12 月撮影)

厚が 5.2m, また, 砂礫は層厚 20 m あり中部に厚さ 2-5.3 m の青灰色シルトなど(試料No.S-2)を挟有する。最上位は火山灰薄層を挟む層厚 3-8 m の青灰色シルト-木節粘土であり, 現在採掘中である。これより上部は北又礫層が重なる。

[鈹物組成・化学組成] 第39図の地質柱状図に付した採取試料は X 線回折と化学分析を行い, 第 40 図と第 2 表にそれぞれの結果を示した。

S-1 試料(木節質粘土)は 7Å ハロイサイト・雲母粘土鈹物・石英・カリ長石・斜長石からなる。化学分析値は Al_2O_3 が 23.8% とやや多く, 耐火度は SK30 である。

S-2 試料(青灰色シルト)は 7Å ハロイサイト・雲母粘土鈹物・石英・カリ長石・斜長石・菱鉄鈹が含まれる。化学分析値は Na_2O が 0.63%, K_2O が 2.77% でやや多く, このため耐火度は SK18 である。

川本鈹山

本鈹山は上述した三光鈹山の南側に隣接する。鈹業権は昭和 29 年に(有)川本鈹山によって設定され, 木節粘土や蛙目粘土を採掘・稼行している。川本鈹山はかつては坑道掘によって耐火粘土を採掘した。武司(1963)は昭和 34 年頃の第 2 坑口と第 4 坑内の地質柱状図を示し, 地質層序を記載している。現在は露天堀により鈹山東寄りで木節粘土を採掘中であり, 一部切羽の埋め戻しと並行して採掘が進められている。

[地質・鈹床] 本鈹山の地質柱状図を第39図に示す。採掘切羽は, 層厚 11-14.5 m の伊賀粘土層とその上部にのる層厚 40 m の北又礫層から構成される。基礎の花崗岩類は露出しない。切羽の最下部に観察される木節粘土(試料 No.K-1)を採掘中で, 層厚は 1 m, 上位に厚さ 1.5 m の亜炭層を挟む。亜炭

層の上位には火山灰薄層を挟む層厚 2.5 - 6 m の蛙目粘土がのる (試料 No.K-2)。蛙目粘土の上位は層厚 5 m の砂や礫で、最上部 1 m は砂質粘土 (試料 No.K-3) に漸移している。なお、ここでは北又礫層の層厚は 40 m と見積もられた。

〔鉱物組成・化学組成〕 第 39 図の地質柱状図に付した採取試料は X 線回折と化学分析を行い、第 40 図と第 2 表にそれぞれの結果を示した。

K-1 試料(木節粘土)はカオリナイト・石英・カリ長石からなる。化学分析値は Al_2O_3 が 33% と多く、耐火度が SK39 と高い。

K-2 試料(蛙目粘土)はカオリナイト・石英・カリ長石からなり、雲母粘土鉱物は第 40 図に見られるように X 線回折線が不明瞭である。

K-2 試料(良質部)は、上述の K-2 蛙目粘土層中の特に良質と思われる青灰色の粘土部分である。X 線回折ではカオリナイトと石英からなりカリ長石を含まず、化学分析値では上述の K-2 試料より Fe_2O_3 や MgO 、 CaO 、 K_2O などが少ないことを特長を有する良質の蛙目粘土である。

K-3 試料(砂質粘土)は 7Å ハロイサイト・雲母粘土鉱物・石英・斜長石・カリ長石を含む。化学分析値は Al_2O_3 が 16.6% と少なく、 Na_2O や K_2O が多く耐火度 (SK20) に影響を与えている。

法華鉱山 (第37図)

本鉱山は JR 関西本線島ヶ原駅の南東方約 3 km の上野市法花に位置する。鉱業権は昭和41年に個人によって設定され、専ら木節粘土を採掘・稼行しており、滋賀県信楽町などへ搬送される。武司(1961)は、本鉱山の鉱床切羽では木節粘土層は厚さ 2 - 2.5 m の下部層と厚さ 80 cm 程の上部層に区分でき、その上位には淡青色粘土層が堆積すること、亜炭層の発達が悪いこと、を記載した。この報告後 34 年経た現在の採掘切羽は大規模に拡張され、以下に記載するように粘土鉱床の産状や分布は一変している。

〔地質・鉱床〕 本鉱山の粘土鉱床図を第 38 図に、また、地質柱状図を第 39 図に示す。採掘切羽は、基盤の花崗岩を覆う層厚(最大)16 m の伊賀粘土層とその上部にのる層厚(最大)8 m の北又礫層から構成される。

基盤の花崗岩類は H2 地点の最下底に露出し、青緑色を呈し岩石は著しく風化して脆弱である。伊賀粘土層は、H1 地点では下位から上位へ最下部に火山灰薄層を挟む層厚 3 m の木節粘土、火山灰薄層を挟む層厚 1 m の亜炭層、層厚 1.2 m のガラス質火山灰層、炭質物片や木片を含む層厚 4 - 4.8 m の砂質粘土となる。H2 地点では花崗岩類の直上に層厚 1.6 m の木節粘土(試料 No.H2-1)、火山灰薄層を挟む層厚 3 m の青灰色粘土、火山灰薄層を挟む層厚 3.4 m の木節粘土³⁾、層厚 1.2 m のガラス質火山灰層、木節粘土を挟む層厚 1.4 m の亜炭層⁴⁾となる。H3 地点では最下部に層厚 8 m の珪砂・木節粘土・青灰色砂質粘土の累重層(試料 No.H3-1)、炭質物片や火山灰薄層を挟む層厚 1 m の木節粘土(試料 No.H3-2)、層厚 1.4 m のガラス質火山灰層、厚さ 1.6 m のシルトから漸移する層厚 3 m の細粒砂⁵⁾となり、最上部に亜炭層などがのる。これより上部は含礫砂や砂質粘土などからなる北又礫層が重なる。

³⁾ この木節粘土層には、本鉱山がかつて坑内採掘した頃の坑口(坑木)がそのまま残されている。

⁴⁾ この亜炭層には炭化の不十分な木片が多数含まれている。

⁵⁾ この細粒砂・シルト層には炭質物や木片が多数含まれるほか、立ち木状態の炭化木も観察される。



第 37 図 法華鉱山採掘切羽 (1994 年 8 月撮影)

本鉱山の粘土鉱床は第39図に見られるように 1) 北西方向へ緩傾斜を示すこと, 2) H1 地点(北)から H3 地点(南)へ層厚が増すこと, 3) 木節粘土は南方向(H3 地点)へ品位が低下し砂質となること, などの分布の特長を指摘できる。

〔鉱物組成・化学組成〕 第39図の地質柱状図に付した採取試料はX線回折と化学分析を行い, 第 40 図と第 2 表にそれぞれの結果を示した。

H2-1 試料(木節粘土)はカオリナイト・石英・カリ長石・斜長石からなる。化学分析値は CaO が 0.44% とやや多く耐火度は SK35 である。

H3-1 試料(緑灰色粘土)はカオリナイト・石英・カリ長石・斜長石からなり, チタン鉄鉱の X 線回折線も認められる。

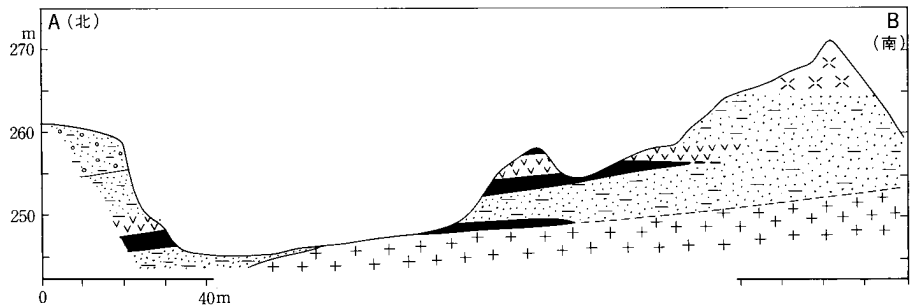
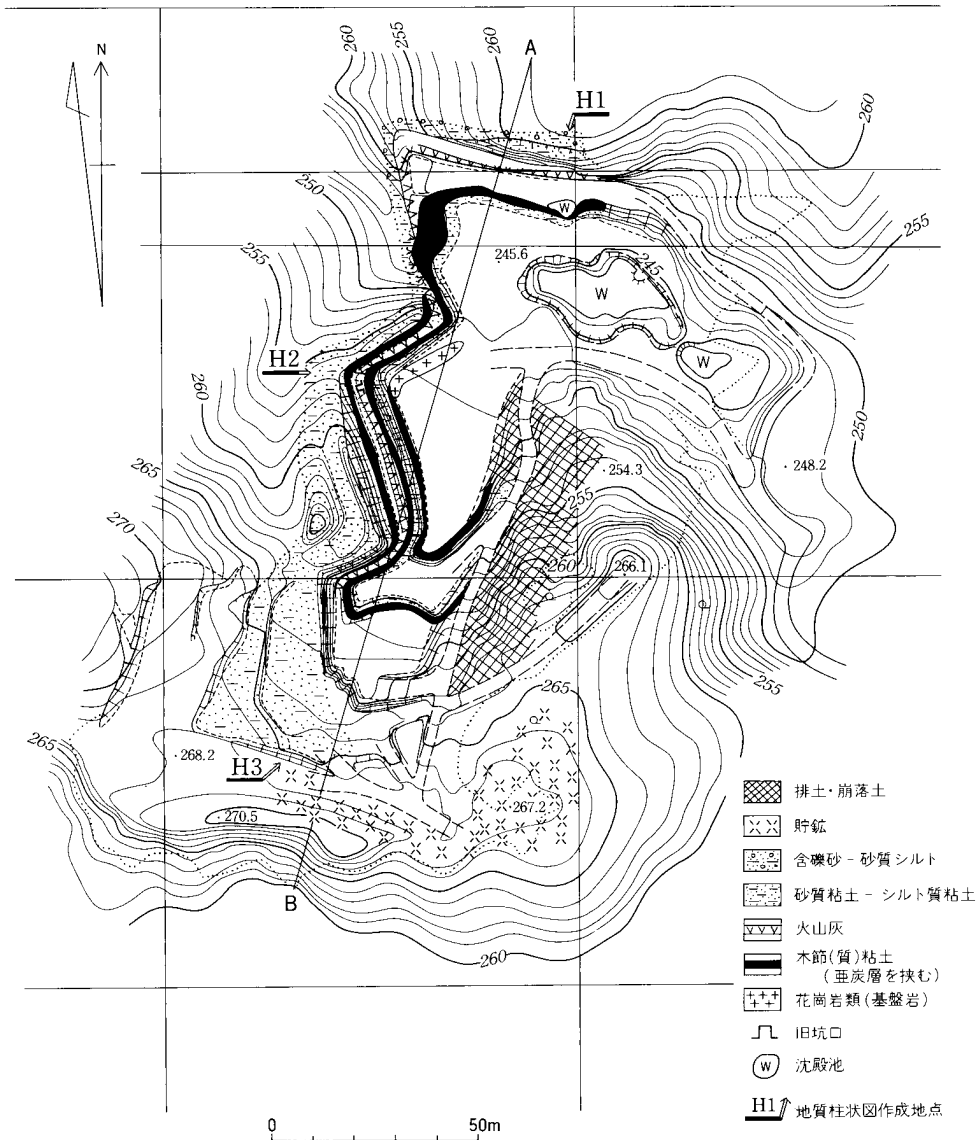
H3-2 試料(木節粘土)はカオリナイト・石英・カリ長石・斜長石を含む。

上野鉱山⁶⁾

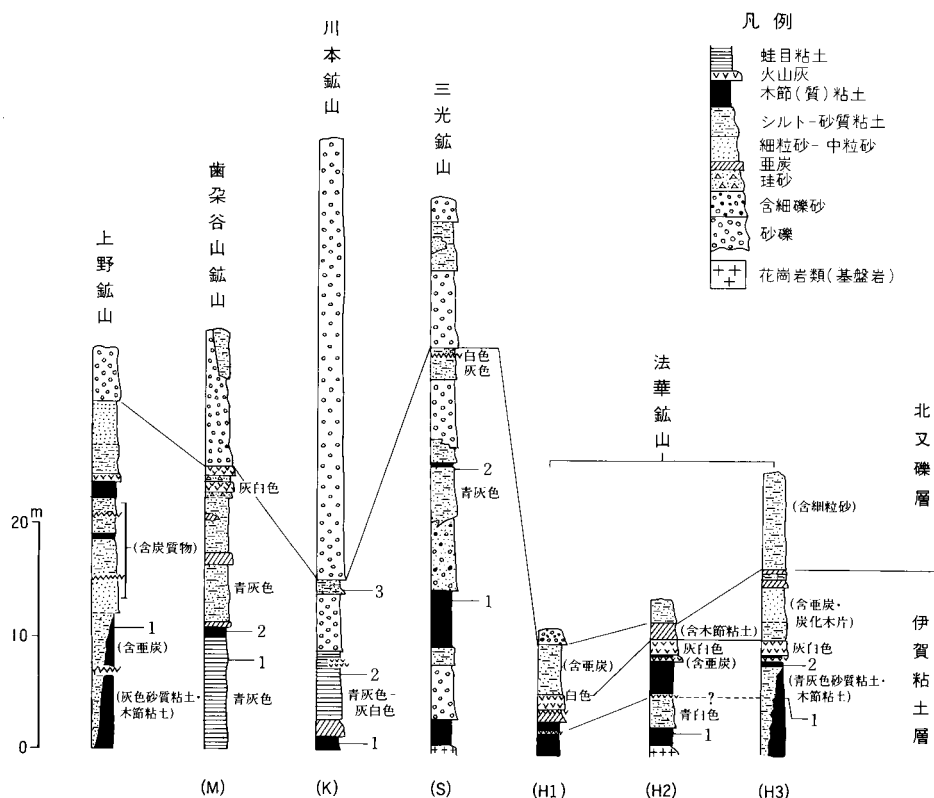
本鉱山は JR 関西本線島ヶ原駅の南南西方約 4 km の奈良県添上郡ヶ瀬村石打に位置する。鉱業権は昭和 40 年及び 45 年に黒崎耐火原料(株)によって設定され, 木節粘土や蛙目粘土を採掘・稼行し, 製品の一部は滋賀県信楽町などへ搬送される(小村, 1989)。なお, 塚脇ほか(1966)が報告した上野鉱山は, 現在の上野鉱山所在地から北へ約 500 m の地点に位置した旧坑であり, 現在はゴルフ場に再開発されている。

〔地質・鉱床・鉱物組成〕 第 39 図の地質柱状図に付した採取試料の X 線回折図を第 40 図に示す。採掘切羽は, 層厚 30 m の伊賀粘土層とその上部にのる層厚 4.5 m の北又礫層から構成される。伊賀粘土層の下部層は亜炭片を含み, 火山灰薄層を挟む層厚 12 m の砂質粘土・木節質粘土の累重層であり, 採掘対象になっている。この部位から採取した青灰色木節質粘土(試料 No.1)は, カオリナイト・石英・カリ長石を含む。上部層は層厚 18 m の砂・砂質粘土の累重層からなり, 局部的に木節質粘土や火山灰

⁶⁾ 本鉱山は平成 7 年 9 月閉山された。



第 38 図 法華鉱山粘土鉱床図



第39図 耐火粘土鉱山採掘切羽の地質柱状図
柱状図の右側の数字は採取試料番号。

層を挟む。

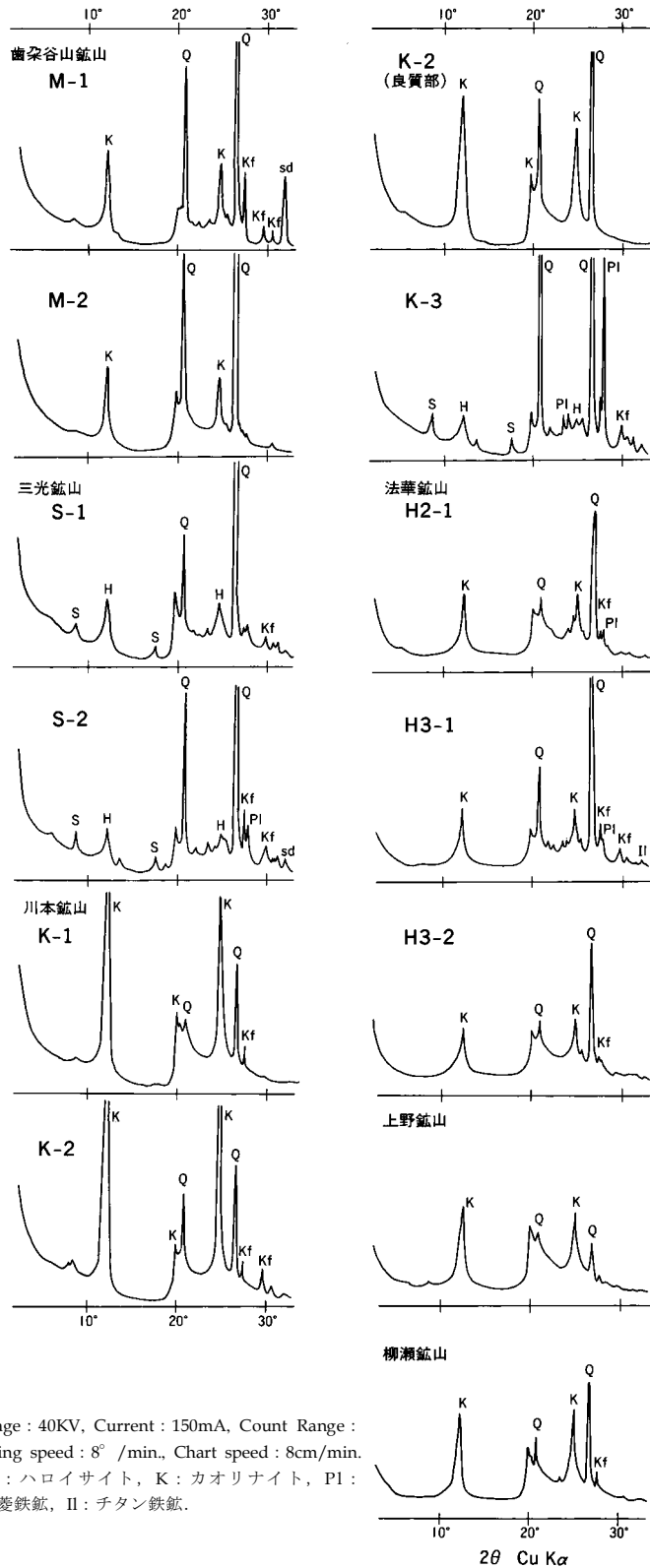
柳瀬鉱山

本鉱山は JR 関西本線島ヶ原駅の東南東方 3.5 km の上野市長田 (通称 ; 三軒家地区) に位置する。鉱業権は昭和 61 年に柳瀬鉱業 (株) によって設定され、木節粘土と蛙目粘土を採掘・稼行しているが、最近の出鉱量では木節粘土が多い。

採掘切羽は埋め戻されているため、現在はわずかな残崖しか観察できない。残崖は層厚約 3 m の青緑色砂質粘土からなり、随所に木節質粘土を挟有する。この木節質粘土には第 40 図に示すようにカオリナイト・石英・カリ長石が含まれている。

かいながし 螺流鉱山

本鉱山は JR 関西本線島ヶ原駅の東南東方 1.7 km の三重県阿山郡ヶ原村 (通称 ; 螺流地区) に位置する。鉱業権は個人によって設定され、蛙目粘土を出鉱している。切羽は小規模で、厚さ 70 m の亜炭層 2 層を挟有する層厚約 7m の砂質粘土や木節粘土の累重層からなる。



第40図 採取試料のX線回折図

回折条件 Target: Cu, Filter: Ni, Voltage: 40KV, Current: 150mA, Count Range: 4000c/s, Time constant: 0.2sec., Scanning speed: 8° /min., Chart speed: 8cm/min.
 回折線の記号 S: 雲母粘土鉞物, H: ハロイサイト, K: カオリナイト, P1: 斜長石, Kf: カリ長石, Q: 石英, sd: 菱鉄鉞, II: チタン鉄鉞.

第2表 耐火粘土の化学分析値

化学分析：滋賀県立信楽窯業試験場
耐火度 (SK)：計算値

鉱山名 試料No.	崗谷山鉱山		三光 鉱山		川本 鉱山			法華鉱山
	M-1	M-2	S-1	S-2	K-1	K-2 (良質部)	K-3	H2-1
鉱種	蛙目粘土	木節粘土	木節粘土	シルト	木節粘土	蛙目粘土	砂質粘土	木節粘土
SiO ₂	61.4	65.7	60.2	68.4	45.6	61.5	72.6	55.3
TiO ₂	0.36	0.47	0.78	0.66	0.76	0.66	0.64	0.82
Al ₂ O ₃	17.8	19.6	23.8	18.0	33.0	26.0	16.6	25.1
Fe ₂ O ₃	8.46	1.03	1.67	2.92	1.51	0.89	1.04	1.90
MnO	0.05	0.01	0.01	0.04	0.01	tr.	0.02	0.01
MgO	0.21	0.21	0.59	0.96	0.22	0.18	0.42	0.34
CaO	0.16	0.24	0.24	0.18	0.23	0.09	0.17	0.44
Na ₂ O	0.15	0.14	0.33	0.63	0.07	0.03	0.80	0.25
K ₂ O	1.82	0.75	2.01	2.77	0.73	0.34	2.94	0.77
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Ig. loss	9.05	11.34	9.67	5.13	17.18	9.67	4.34	14.48
Total	99.47	99.51	99.34	99.72	99.34	99.4	99.6	99.44
耐火度℃ (SK)	1579.836 (26-)	1743.02 (34-)	1675.078 (30+)	1492.206 (18-)	1877.604 (39-)	1761.792 (35-)	1530.232 (20)	1773.896 (353+)

試料の記号 No. (M1, S1...) は第39図地質柱状図の記号 No. に対応する。

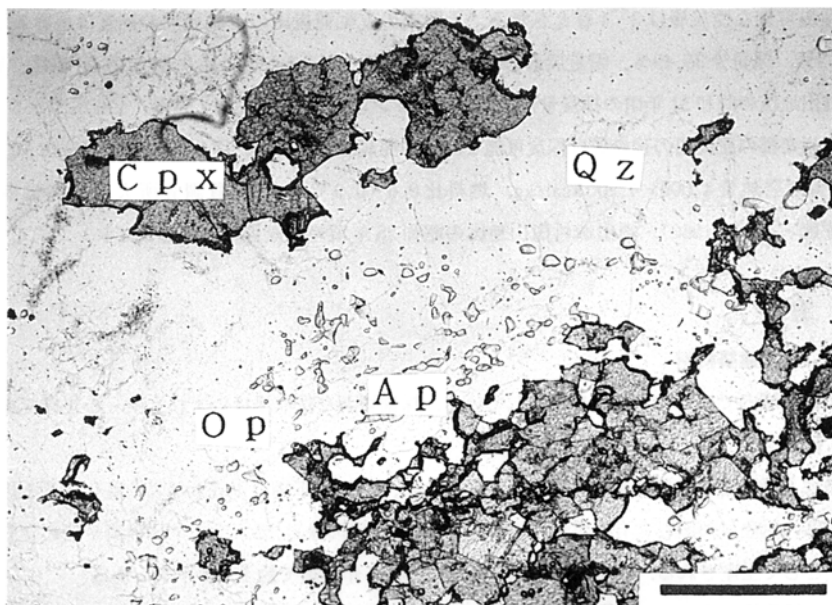
VI. 1. 2 マンガン鉱床

山田鉱山；三重県阿山郡大山田村大字真泥

大山田村の真泥池の西方約 500 m 地点に廃坑の坑口が残る。坑口は地表面から 10 m 掘り下げて取り付けてあるが、現在は浸水しているため入坑はできない。森岡(1969)によれば本鉱山は昭和 19 年頃に開坑され、昭和 44 年頃には立坑や斜坑を取り付け、動力巻き上げ機によって鉱石を坑外へ搬出していた。マンガン鉱の出鉱量は当時、月平均約 300 トンで、鉱石の用途は船舶製造用の溶接棒の原料であった。

マンガン鉱床は、傾家変成岩類の中、チャート起源変成岩中に、層状や塊状をなして胚胎する(森岡, 1969)。鉱体は N 40° W 方向に 2-3 鉱体が認められ、馬蹄形に褶曲した軸部は走向 N 70° E で北西落ち、東翼は走向 N 20° W で約 40° 東落ち、西翼は走向 NS-N 25° W で約 60° 西落ちを示す。富鉱部は褶曲軸部に集中し、最大鍾幅は 5m 以上になる(瀧本・石垣, 1984)。

鉱石はロードン石・テフロ石・閃マンガン鉱(アラバンド鉱)・菱マンガン鉱・二酸化マンガン鉱などを主とし、マンガン石榴石・ペンウイス石・ダンネモル閃石・透閃石などを伴う。鉱石中の金属 Mn の品位は 15-40% で、平均品位 Mn 25% である(森岡, 1969)。今回の調査で、筆者がズリから見出した珪酸マンガン鉱の顕微鏡写真を第 41 図に示す。鏡下ではグラノプラスチック組織を示し、主成分鉱物は多量の石英・中量の単斜輝石(マンガン単斜輝石)・中-少量の燐灰石であり、副成分鉱物は微-少量の不透明鉱物である。



第41図 山田鉱山の珪酸マンガン鉱(GSJ M31121)の顕微鏡写真
 下方ボーラーのみ、スケールバーは0.5mm. Qz: 石英, Cpx: 単斜輝石, Op: 不透明鉱物, Ap: 燐灰石

VI. 1. 3 珪石鉱床

中山白珪石鉱床；上野市上友生北東方の丘陵の山頂部付近では、昭和初期から第二次大戦後にかけて白珪石を採掘・稼行していた。原口(1950, MS.)の未公表資料によれば、領家変成岩類の砂岩泥岩起源変成岩に貫入した石英(脈)を採掘の対象としていたようで、石英(脈)は膨縮しながらN20°E方向に約60m連続するとされる。鉱石は“銀砂”として兵庫県相生方面へ出荷されたようだが、生産量など詳細は不明である。

VI. 1. 4 亜炭

上野幅地域内で稼行実績のある燃料鉱床は亜炭である。亜炭は古琵琶湖層群上野累層中に挟在し、第二次大戦中から昭和40年頃まで、同累層の分布地域で採掘・稼行された。一部の地区では亜炭層に随伴して耐火粘土(木節粘土など)も産出するので、亜炭と耐火粘土がともに採掘稼行対象とされた。これらの亜炭田は現在ではすべて廃止されている。

上野幅地域内の亜炭田は三重県内では上野市友生地区や高山地区及び阿山郡島ヶ原村(通称；川南地区)、名賀郡青山町下川原地区などに、また、奈良県内では添上郡月ヶ瀬村石打地区などに、京都府内では相楽郡南山城村田山地区や大河原地区などに位置し、それぞれの地区においても古琵琶湖層群上野累層中の挟炭層を採掘対象としていた(鈴鹿, 1948；鈴鹿・日下部, 1984)。地質図には、正確な位置が判明した3亜炭田を示した。

三重県内の亜炭田の挟炭層は木節粘土や珪砂などを随伴する7-8層の亜炭層からなるが、炭丈30cm

以上の採炭可能な亜炭層は3-4層とされる。上野市の友生亜炭田の土状亜炭の炭質は水分30.26%、灰分9.93%、揮発分36.49%、固定炭素23.32%、発熱量4,058 cal、燃料比0.64である(鈴鹿, 1948)。上野市高山地区の昭和31年頃の採炭量は、年産600トン以下である(佐藤・近藤, 1960)。

京都府相楽郡の亜炭田の挟炭層は採炭可能な4層の亜炭層を挟有し、亜炭の炭質は水分18-27%、灰分7-17%、発熱量4,000-4,900 Kcal/kg、燃料比0.6-0.9である(地質調査所大阪駐在員事務所, 1954; 佐藤・近藤, 1960)。南山城村田山地区の昭和25年頃の採炭量は、月産320トンである(地下資源協会, 1950)。

VI. 1. 5 土木建築材料

上野圏幅地域内では石材と砂利を採取している。採掘切羽や採取場はいずれも中-小規模である。

採石、砂利

採石場は上野市荒木地区に隣接して2丁場があるが、西側の丁場は平成6年8月現在採石を休止している。採掘の対象は角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(荒木花崗閃緑岩)で、土木・建築用や埋め立て用及び石材用⁷⁾として生産される。両丁場の合算生産量は平成6年実績で約1,055トンである。

砂利は3採取場がある。三重県阿山郡大山田村出後地区では、1事業所が同地区を流下する服部川の氾濫源堆積物の砂礫や砂などを採取している。また、奈良県添上郡月ヶ瀬村石打地区では、2事業所が古琵琶湖層群伊賀累層の砂を採取している(第42図)。これら3採取場の合算生産量は平成6年度内実績で約70,000m³である⁸⁾。なお、上野市七本木地区でもかつて同累層の砂が採取されたことがある。



第42図 奈良県添上郡月ヶ瀬村の山砂利採取場 (1994年8月撮影)

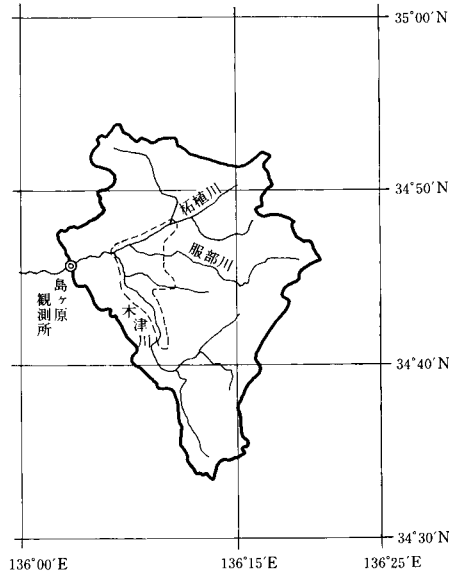
VI. 2 水文地質

(田口雄作)

本図幅地域中央部に位置する上野盆地では、地下水が多目的に利用されているので、以下にその水文

⁷⁾ 商品名：荒木石

⁸⁾ この生産量は、砂・砂利・玉石などの採取総量である。



第 43 図 木津川最上流部の流域(太い実線)と上野盆地の位置(破線)

地質についてやや詳しく記述する。

上野盆地は、第 43 図に示すように、淀川支流木津川最上流域(建設省島ヶ原流量観測所における流域面積は 512 km²)のほぼ中央部に位置し、図中の破線で囲んだ三重県上野市を中心都市とする面積約 45 km²を有する標高 130 m から 200 m までの比較的平坦な盆地である。本盆地の水資源としては、不圧地下水と被圧地下水が賦存するほか、表流水及び多くの農業用溜池が存在する。

VI. 2. 1 不圧地下水

水位

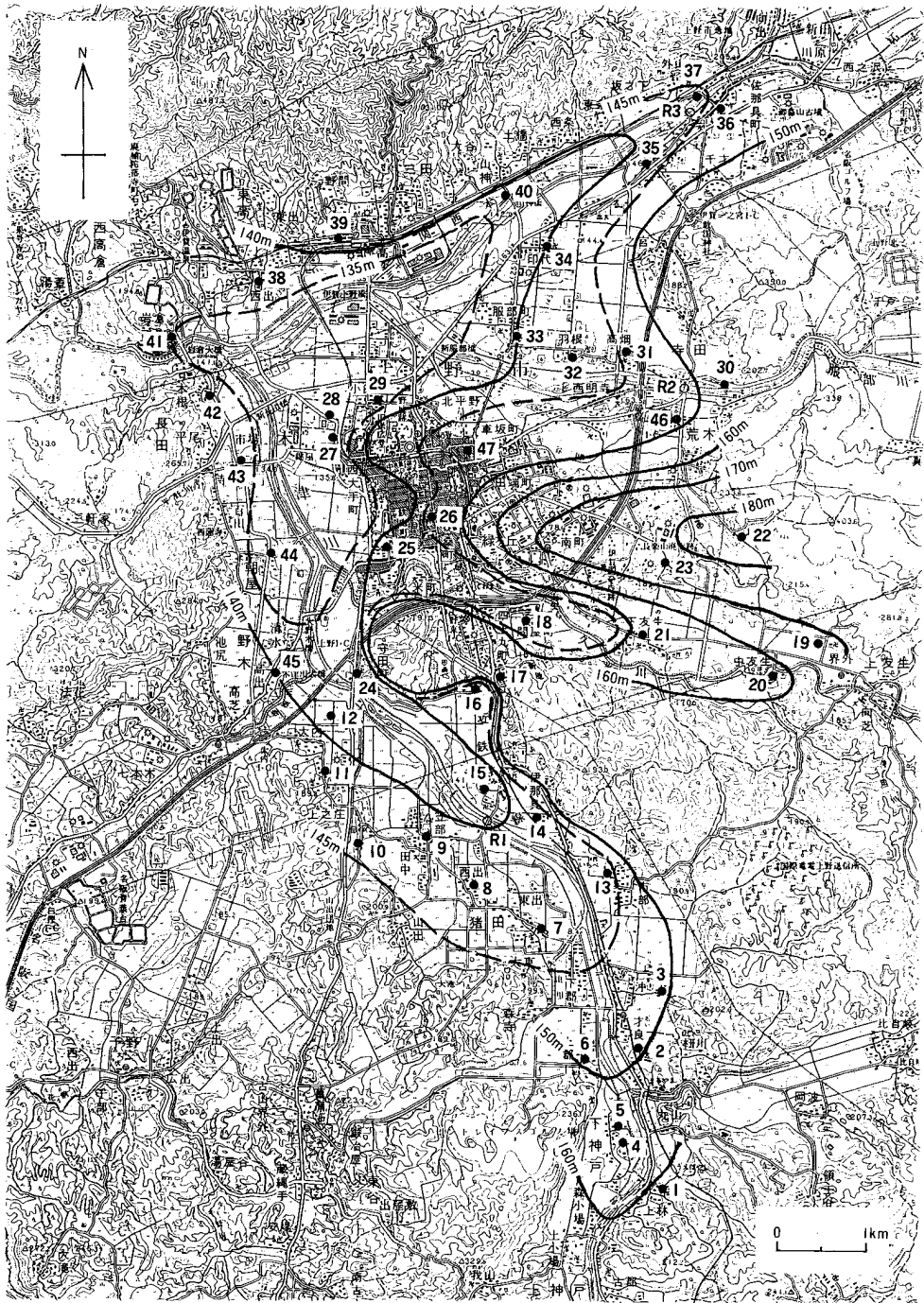
不圧地下水は、地表から 5 - 10 m の厚さに堆積する沖積層の砂礫層中に胚胎し、上野市の水道水源として大規模に利用されている。このほか、家庭用水源としても一部利用されており、本盆地の水資源としてかなり重要な位置を占めている。

本盆地における不圧地下水の調査は、大山田村平田周辺(東海農政局計画部資源課, 1967)や伊賀町愛田周辺(森, 1994)など局地的なものがあるだけであった。1994 年に本盆地全体にわたる調査を実施した結果、不圧地下水のあり方が詳細に判明した。

本盆地内の 47 箇所の観測井戸の測水結果は、第 3 表にまとめた。渇水期の不圧地下水面は、第 44 図に示すとおりである。図から明らかなように、地下水が河川を涵養する地下水面形状を呈しており、その逆の現象は見られない。また、木津川と柘植川の合流地点の約 500 m 下流の岩倉大橋付近では、地下水位標高 135 m の等高線が明らかに閉塞しており、地下水の“沈み込み(sink)”が見られる。地下水の流域外への排出口は岩倉大橋下流に位置する花崗岩の峡谷しか存在しない。したがって、本流域にもた

第3表 上野盆地不圧地下水測水表

番 号	観測井戸 所有者氏名	観測井戸 住 所	地 盤 標 高 (m)	1994年3月1-3日調査			1994年7月16-19日調査			7月と 3月と の水位 差 (m)
				水面深 度 (m)	湛水深 (m)	地下水面 標高 (m)	水面深 度 (m)	湛水深 (m)	地下水面 標高 (m)	
1	藤井 了	上林 268	165.8	2.40	0.59	163.40	1.38	1.61	164.42	+1.02
2	吉川菊男	才良 692	154.1	4.54	0.30	149.56	3.30	1.54	150.80	+1.24
3	中 克巳	沖 768	152.0	3.10	0.88	148.90	2.05	1.93	149.95	+1.05
4	萩田哲郎	下神戸 641	156.2	2.14	0.20	154.06	1.66	0.68	154.54	+0.48
5	磯田正明	下神戸 158	155.1	2.58	0.90	152.52	2.12	1.36	152.98	+0.46
6	藤村正太郎	上郡 435	154.1	4.27	0.38	149.83	3.53	1.12	150.57	+0.74
7	辻岡賢一	猪田 5648	147.0	>3.34	溜濁	<143.66	2.53	0.81	144.47	>0.81
8	仏勝寺	猪田 2159	145.1	2.40	0.24	142.70	1.98	0.66	143.12	+0.42
9	長泉寺墓地	猪田	143.5	0.65	2.31	142.85	0.48	2.48	143.02	+0.17
10	今堀純一	上之庄 1366	150.0	5.27	0.89	144.73	5.18	0.98	144.82	+0.09
11	中西克敏	上之庄 2051	143.5	0.94	0.53	142.56	0.95	0.52	142.55	-0.01
12	川口一雄	大内 2509-1	139.2	1.18	3.88	138.02	0.97	4.09	138.23	+0.21
13	森永典三	市部 1496	147.4	2.58	0.65	144.82	1.88	1.35	145.52	+0.70
14	福澤正詞	伊那具 537	144.0	2.25	0.05	141.75	1.81	0.49	142.19	+0.44
15	平木候男	伊那具 1376	141.0	1.99	0.41	139.01	1.76	0.64	139.24	+0.23
16	岡沢次男	四十九町 1349	142.1	0.37	1.24	141.73	0.38	1.23	141.72	-0.01
17	西岡丈夫	四十九町 1704	164.2	3.54	2.11	161.16	3.16	1.99	161.04	-0.12
18	谷本 宏	四十九町 2855-2	148.0	4.44	0.51	143.56	2.00	2.95	146.00	+2.44
19	田中 博	界外 206	169.3	0.95	2.01	168.35	0.89	2.06	168.41	+0.05
20	橋本正博	中友生 461	160.1	2.06	0.91	158.04	1.98	0.99	158.12	+0.08
21	辻 金蔵	下友生 2147	152.0	1.14	1.26	150.86	1.31	1.09	150.69	-0.17
22	菅家原耕司	荒木 2111	189.8	2.48	1.84	187.32	1.86	2.46	187.94	+0.62
23	山岡 勝	西明寺 2756	181.0	5.80	2.81	175.20	6.13	2.48	174.87	-0.33
24	山岡通良	守田町 1377-1	139.5	1.32	1.47	138.18	-	-	-	-
25	福田治男	木興町 2074	144.0	2.53	3.29	141.47	2.38	3.44	141.62	+0.15
26	科 理 喜	恵美須町 1596	148.6	2.24	1.06	146.36	2.05	1.25	146.55	+0.19
27	浄蓮寺墓地	小田町	133.0	2.65	0.67	130.35	1.63	1.69	131.37	+1.02
28	藤下三雄	小田町 1911	133.8	>2.64	0.01	<131.16	2.30	0.35	131.50	>0.34
29	村岡 寿	小田町 43	136.3	>3.71	溜濁	<132.59	3.21	0.50	133.09	>0.50
30	辻 恭一	寺田 516	157.6	3.94	0.52	153.66	3.81	0.65	153.79	+0.13
31	中野正次	高畑 296	150.4	4.72	0.08	145.68	3.54	1.26	146.86	+1.18
32	厚見隆子	羽根 334	147.2	3.76	1.35	143.44	3.33	2.78	144.87	+1.43
33	小宮神社	服部町	142.4	2.42	0.51	139.98	1.97	0.96	140.43	+0.45
34	中森正夫	印代 207	142.1	2.14	0.60	139.96	1.14	1.60	140.96	+1.00
35	松本三造	千才 312-2	144.3	2.65	0.12	141.65	2.26	0.51	142.04	+0.39
36	府中神社	佐那具	149.1	2.59	0.41	146.51	1.99	1.01	147.11	+0.60
37	佐那具量水標	外山 143 新橋脇	148.3	3.54	2.68	144.76	4.70	1.52	143.60	-1.16
38	奥谷竹蔵	東高倉 1249-2	141.0	3.30	0.74	137.70	2.59	1.45	138.41	+0.71
39	中村一夫	野間 74-4	141.8	0.82	2.11	140.98	0.47	2.46	141.33	+0.35
40	北部水道水源	山神橋際	139.7	3.78	1.31	135.92	3.75	1.34	135.95	+0.03
41	西岡秀秋	岩倉 68-1	136.0	1.01	1.92	134.99	1.02	1.91	134.98	-0.01
42	木根バス停向	木根 (田圃内)	138.0	1.82	3.40	136.18	1.08	4.34	136.92	+0.74
43	安本 進	市場 1030-1	138.0	2.31	0.94	135.69	1.83	1.42	136.17	+0.48
44	古川 弘	朝屋 204	136.2	2.56	0.26	133.64	1.88	0.94	134.32	+0.68
45	橋本 寺	大野木高出	141.8	1.59	0.88	140.21	1.66	0.81	140.14	-0.07
46	願興寺	下荒木	153.5	>3.37	溜濁	<150.13	1.25	2.12	152.25	>2.12
47	妙華寺	農人町	151.8	2.87	3.64	148.93	2.38	4.13	149.42	+0.49



第44図 上野盆地における渇水期の不圧地下水面図 (1994年3月調査)
 図中の黒丸は観測井の位置を示し、番号は観測井番号で第3表に対応する。
 国土地理院発行1/5万地形図「上野」使用。第45-47図も同様。

らされた降水量から蒸発散分を差し引いた本盆地の不圧地下水のすべては、本“沈み込み”から木津川に流出し、峡谷から流域外へ排出される。本盆地には、服部川流域の平田周辺、久米川流域の上友生から下友生にかけての地域、及び木津川支流の比自岐周辺に、このように花崗岩によって閉塞されたさらに小規模な盆地があり、同様な地下水の“沈み込み”現象が存在するものと考えられる。

渇水期の地下水面は地表下1-6mに現れ、湛水深は1m以下が多く、中には涸渇する井戸も見られる。一方、豊水期の不圧地下水面の形状は、第45図に示すように渇水期のそれにきわめて似ているが、全体的に渇水期よりも水位が高い。一般に、豊水期の方が渇水期に比べて水位が高いのは当然であるが、本盆地では夏季における水田への導水による影響が顕著に現れている。すなわち、豊水期の水位から渇水期のそれとの差をとって比較すると第46図に示すとおりになり、ほとんどすべての地点で0-2mの水位の上昇が観測される。しかし、調査を実施した1994年夏は異常渇水であったため、水位の上昇は通常年に比べていくぶん少なかったと思われる。

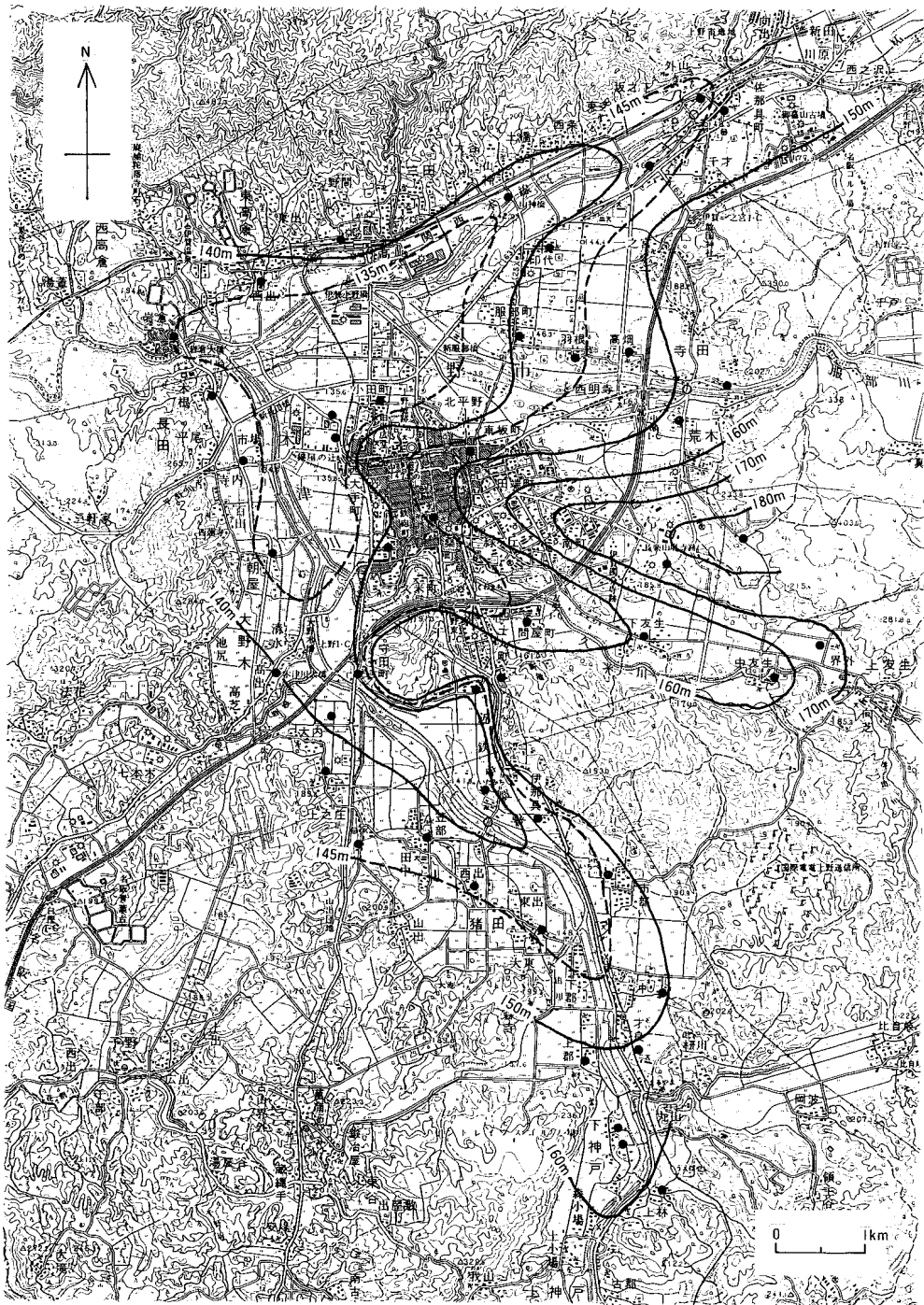
豊水期の水位を基に、地下水面までの深さを等値線で示すと第47図のようになる。それによると、主要な河川に沿う沖積低地ではほとんどが2m以浅と非常に浅い。とくに柘植川と服部川の合流点から下流の木津川との合流点にかけての地域や、上野市伊那具西方の木津川の低地域では、1m以浅と極端に浅い値を示している。地下水位が浅い地域は、大きな地震の際に液状化現象を引き起こしたり、家屋の倒壊をまねいたりする事例が多く見られるので、日頃からこれらに対する対策を怠らないように細心の注意が必要である。これに対し、上野市の中心部が位置する中位段丘上や本盆地の周縁部では、地下水面まで地表から2m以上の深さを有しており、前述の危険は少ないと推察される。

地下水位の経時的変化

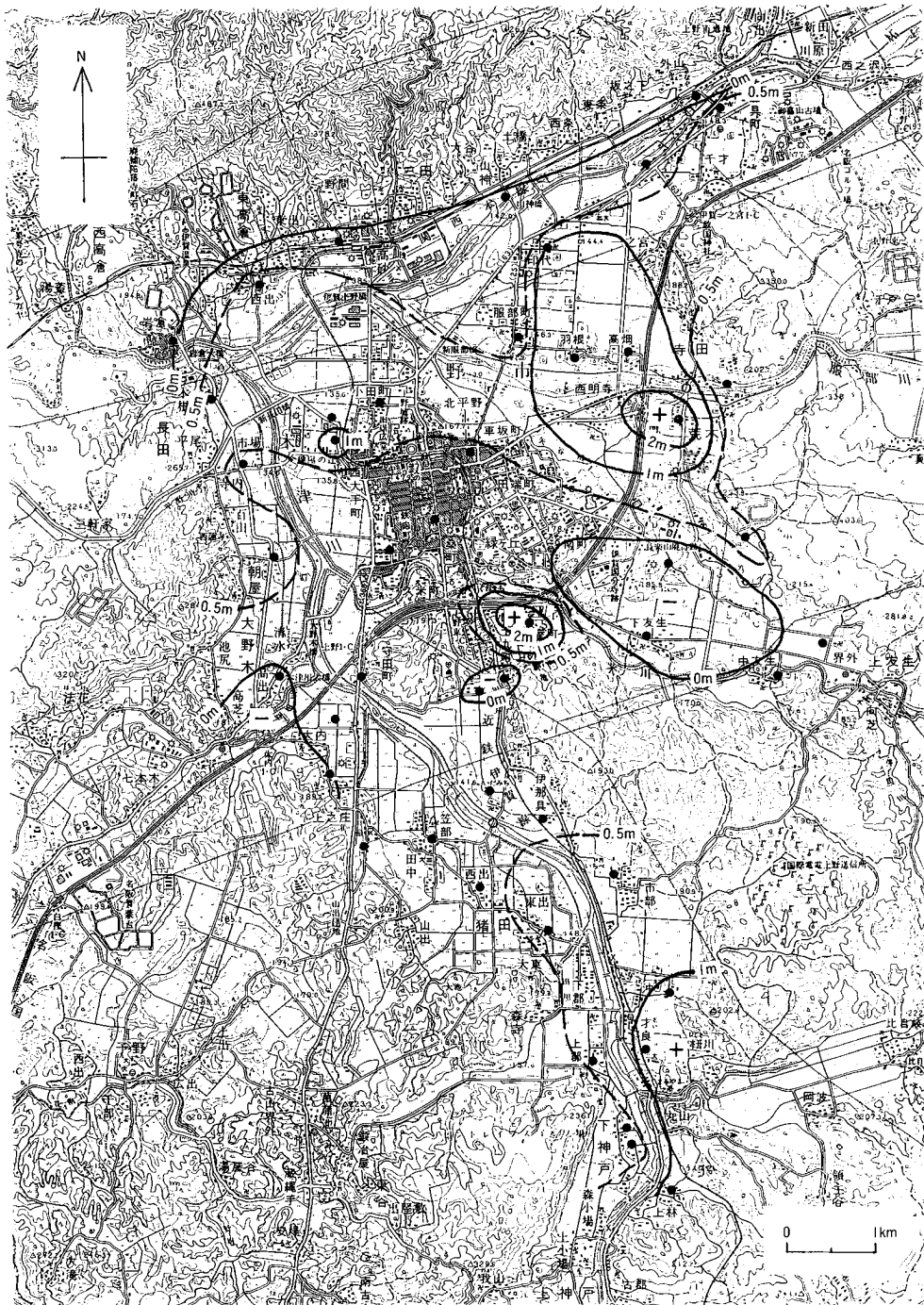
建設省では1975年以前から、上野市小田町で深さ16.05m、口径100mm、スクリーン深度4.8-14.8mの井戸においてフロート式水位計を設置して、水位観測を継続しており、その成果は毎正時の平均値を日値として「地下水位年表」に公表されている。1976年(建設省河川局, 1978)から1992年(建設省河川局, 1994)までの記録によれば、最高水位は1982年8月に134.41m、最低水位は1988年3月に131.30mで、水位差は3m強であった。この間の平均水位差は2.45mで、降水量の多寡により毎年の水位差は変動するが、平均水位差±0.5m程度に収まり、比較的安定している。地下水位の年間変動の一例として、1992年の日水位をプロットすると第48図のとおりである。図から明らかなように、3月中旬に最低水位を記録した後、水位は上昇に転じ、5月下旬から8月末まで高い水位を安定して保持する。それ以降、水位は10月に秋雨前線による降水の影響で、40-50cm上昇する以外、一方的に下降して、翌年の3月中旬に最低水位に至る変動パターンを記録する。

透水係数と地下水の平均流速

本盆地内の上水道水源井を掘削した際の、揚水試験結果を基に算出された透水係数の算術平均値は、 $2.27 \times 10^{-2} \text{ cm/秒}$ で、ごく地表に近い砂礫層の透水係数としては、ごく一般的な数値を示している。しかし、小田町付近では $2.23 \times 10^{-1} \text{ cm/秒}$ と、前述の値よりも1桁大きな値を示し、透水性はきわめて高い。ちなみに、第44図の渇水期の動水勾配(柘植川と服部川に挟まれた低地で約1/120)から、ダルシー



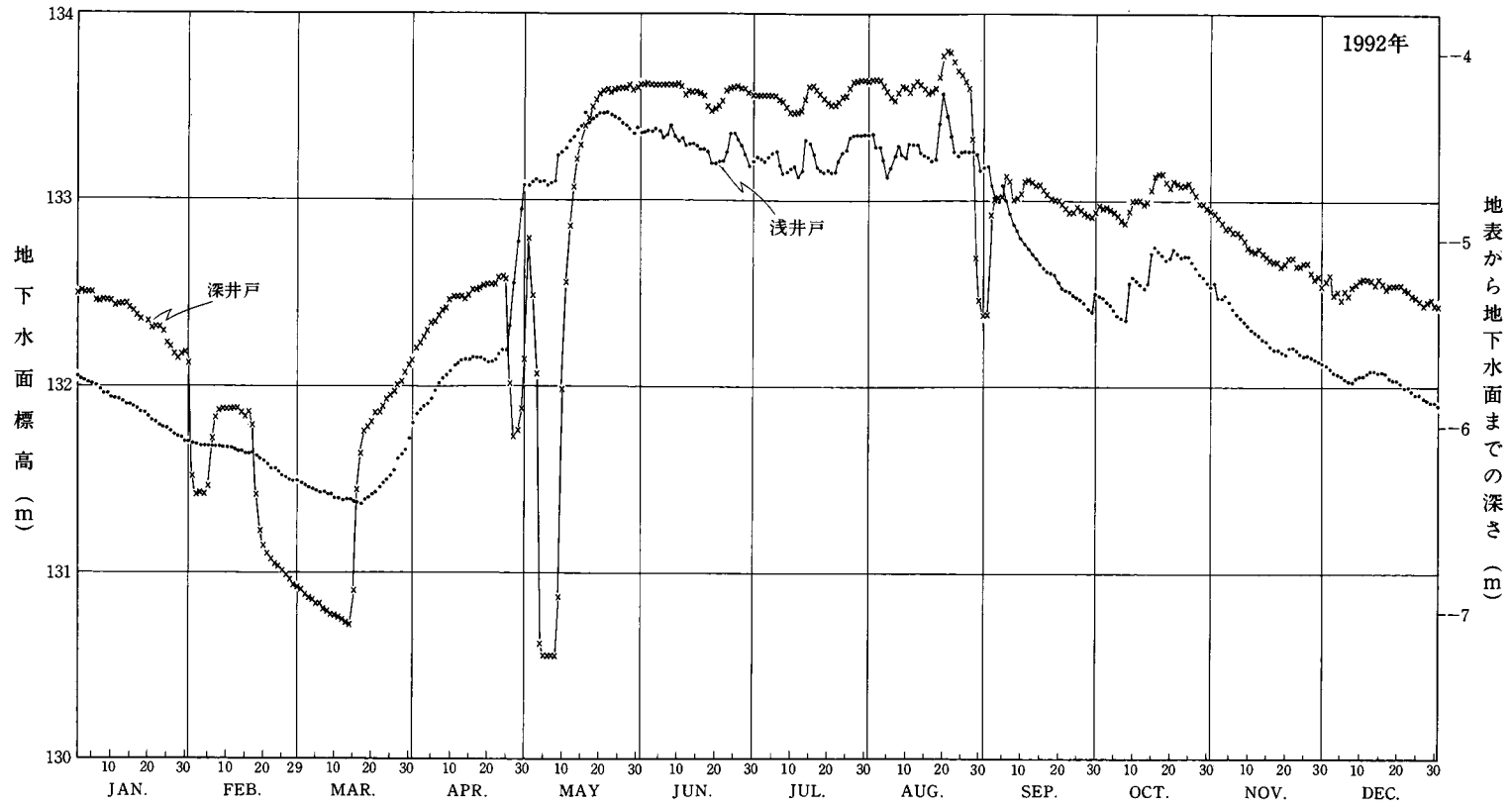
第 45 図 上野盆地における豊水期の不圧地下水面図 (1994 年 7 月調査)



第46図 上野盆地における豊水期と渇水期の不圧地下水の水位差



第 47 図 上野盆地における豊水期の地表から不圧地下水面までの深さ



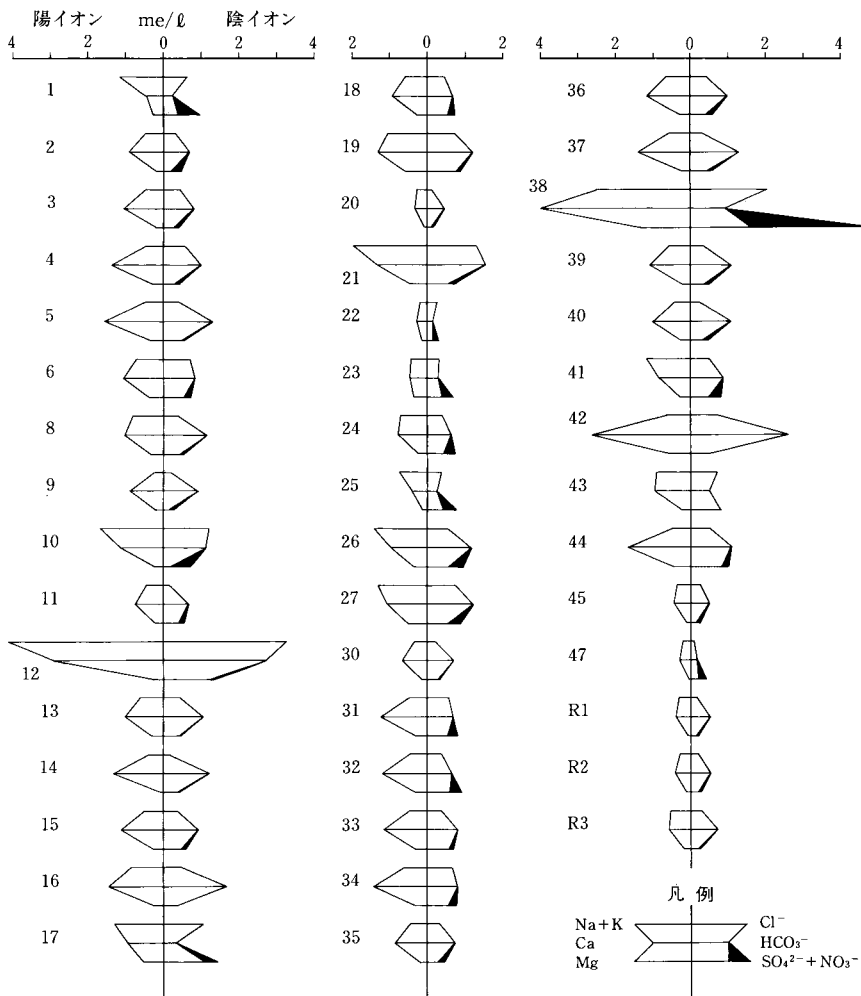
第 48 図 不圧及び被圧地下水位の周年変化 (建設省河川局, 1994 による資料から作成)

則に基づいて地下水の平均流速を計算すると 16.8cm/日 - 165cm/日となる。

不圧地下水の帯水層厚が 5 - 10 m と薄いため、本盆地の低地部では大規模な揚水は期待できない。このため、河川沿いの水道水源井の一部では、いわゆる「満州井戸」と呼ばれる集水井戸を設置し、不足する水量を確保しているところも見られる。

水質

本盆地内の不圧地下水の水質は、第 4 及び 5 表に分析結果をまとめて示した。湧水期の水質は、第 49 図に示すように、一般的には Ca - HCO₃ 型であるが、農業や家庭雑排水によると思われる人間活動起源の汚染が見られ、全般的に塩化物イオン、硫酸イオン、及び硝酸イオン濃度が高く検出されている(第 50 図)。中でも、硝酸イオンは数 mg/l から数 10 mg/l の濃度で検出され、194.0 mg/l (硝酸態窒素として 43.8 mg/l) という極端に高い値を呈するところも見られる。



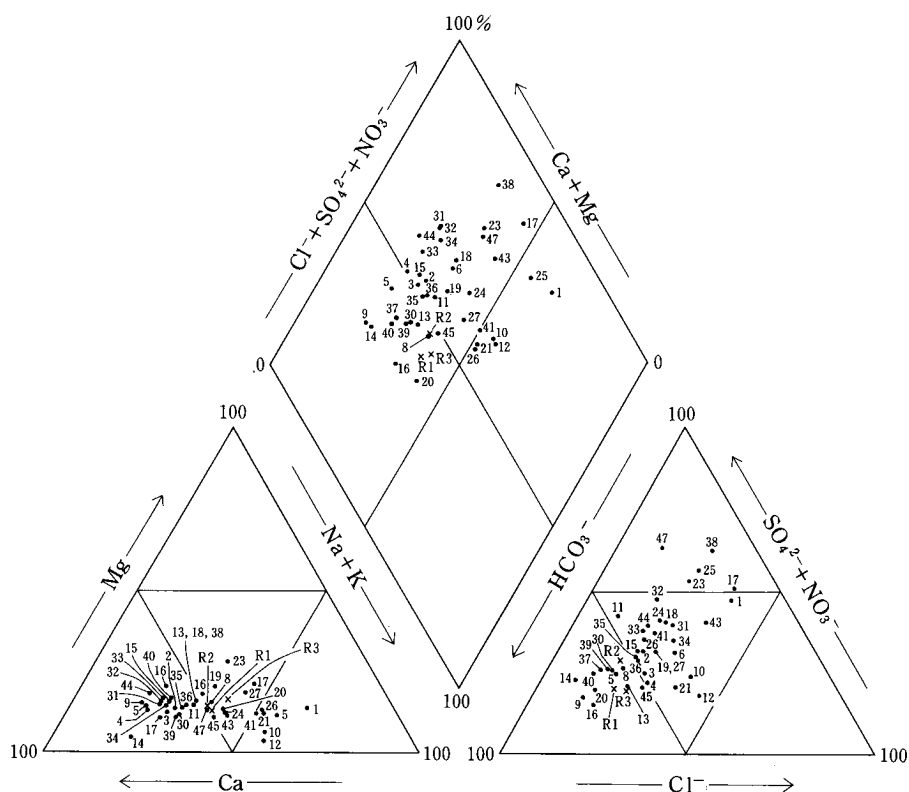
第 49 図 湧水期における不圧地下水の水質パターン (1994 年 3 月調査)

第4表 上野盆地不圧地下水水質分析結果 (1994年3月1-3日調査)

番号	試料採取地点	導電率 μS/cm	水温 (°C)	pH	RpH	7M硬度 CaCO ₃ (mg/l)	塩化物 イオン Cl ⁻ (mg/l)	硫酸 イオン SO ₄ ²⁻ (mg/l)	硝酸 イオン NO ₃ ⁻ (mg/l)	弗化物 イオン F ⁻ (mg/l)	磷酸 イオン PO ₄ ³⁻ (mg/l)	臭化物 イオン Br ⁻ (mg/l)	ナトリウム イオン Na ⁺ (mg/l)	カリウム イオン K ⁺ (mg/l)	カルシウム イオン Ca ²⁺ (mg/l)	マグネシウム イオン Mg ²⁺ (mg/l)	マンガン イオン Mn ²⁺ (mg/l)	珪酸 イオン SiO ₂ (mg/l)
1	藤井 了	213	10.1	6.1	6.3	12.8	22.3	19.9	31.0	ND	ND	0.05	21.2	10.1	8.6	3.1	0.07	15.2
2	吉川 菊男	167	12.4	6.2	6.2	34.4	12.1	12.2	13.2	ND	ND	0.03	8.8	2.5	18.1	2.4	0.03	13.9
3	中 克巳	183	12.8	6.1	6.6	40.0	15.5	13.5	7.4	ND	ND	0.04	8.9	2.2	20.4	2.4	0.03	14.8
4	萩田 哲郎	223	12.6	5.8	6.1	49.6	20.7	15.9	6.0	ND	ND	0.03	8.4	3.1	27.5	3.3	0.05	15.8
5	磯田 正明	245	11.2	6.0	6.4	64.4	15.8	24.0	3.7	ND	ND	0.03	9.3	3.7	31.4	4.0	0.05	17.8
6	藤村正太郎	248	12.8	5.8	6.4	41.6	24.9	24.3	11.9	ND	ND	0.05	15.5	3.1	21.7	4.7	0.06	19.9
8	仏 勝 寺	234	10.3	6.4	6.8	56.8	15.4	23.9	2.6	0.01	0.53	0.03	14.6	7.1	20.5	4.0	0.06	17.3
9	長泉寺墓地	137	8.5	7.3	7.6	44.0	6.5	6.1	5.6	ND	ND	0.05	4.4	2.2	17.4	2.3	0.03	11.1
10	今堀 純一	343	12.7	7.2	7.2	56.0	42.2	7.2	34.2	ND	ND	0.08	37.0	2.6	22.9	2.3	0.06	21.0
11	中西 克敏	149	7.0	7.3	7.3	32.0	5.3	20.0	6.9	0.03	1.67	ND	6.3	6.9	14.2	2.4	0.03	17.5
12	川口 一雄	781	9.5	7.9	8.1	136.0	115.7	58.1	4.1	0.37	0.03	0.08	89.3	7.9	56.7	2.8	0.15	16.0
13	森永 典三	206	8.5	7.9	7.8	52.0	16.3	20.0	2.0	0.01	0.05	0.01	12.8	3.6	20.3	3.6	0.06	18.8
14	福澤 正嗣	192	7.7	7.3	7.5	60.0	6.0	17.1	2.7	ND	ND	ND	7.2	2.8	26.9	1.0	0.05	16.0
15	平木 候男	209	10.1	6.6	6.8	44.0	14.1	24.2	5.8	ND	ND	0.02	8.9	3.8	22.2	3.5	0.05	15.0
16	岡沢 次男	260	5.5	7.2	7.3	82.0	15.6	16.2	1.0	0.04	0.02	0.02	14.4	8.2	29.3	3.1	0.06	19.0
17	西岡 文夫	329	11.8	6.6	6.7	16.4	38.0	53.5	18.8	ND	ND	0.03	25.3	7.6	18.9	6.5	0.07	22.3
18	谷本 宏	203	14.6	6.3	6.5	32.0	16.4	27.2	9.9	ND	ND	0.02	10.6	5.2	18.7	3.4	0.07	11.3
19	田中 博	324	8.1	6.6	6.8	60.0	27.4	38.9	5.2	0.02	0.05	0.03	17.9	10.9	26.3	7.2	0.15	9.2
20	橋本 正博	72.2	9.6	6.6	6.9	23.6	4.4	4.6	2.4	ND	ND	0.01	5.4	2.1	6.3	1.1	0.04	16.5
21	辻 金蔵	403	8.5	6.8	7.0	76.0	46.7	28.6	7.4	0.07	ND	0.04	36.3	14.2	26.7	5.4	0.08	15.0
22	菅家原耕司	73.8	9.4	6.2	6.3	6.8	8.4	7.8	7.2	ND	ND	0.02	3.4	1.5	5.3	1.8	0.05	5.6
23	山岡 勝	142	14.6	6.1	6.5	14.0	10.5	20.3	14.8	ND	ND	0.01	7.2	4.5	9.0	4.2	0.04	15.6
24	山岡 通良	187	9.1	6.8	7.2	30.0	13.4	22.1	13.1	ND	ND	0.01	14.8	2.6	15.5	2.5	0.03	20.1
25	福田 治男	159	11.6	7.1	7.1	12.0	12.0	22.0	18.0	ND	ND	0.02	10.9	10.2	8.5	1.8	0.04	19.0
26	料理 喜	290	13.2	6.8	6.9	56.0	19.6	27.0	21.7	0.01	ND	0.03	22.7	15.9	19.5	4.2	0.06	12.2
27	浄蓮寺墓地	321	13.1	6.7	6.9	59.2	26.6	25.8	19.7	0.01	ND	0.04	24.5	9.4	21.9	6.6	0.05	17.8
30	辻 恭一	120	11.9	7.2	7.3	35.2	7.8	12.0	3.4	ND	0.01	0.01	6.3	3.5	13.8	1.6	0.04	14.8
31	中野 政次	231	12.3	6.7	6.9	34.0	19.1	26.9	14.6	ND	ND	0.03	8.7	4.0	25.3	3.6	0.06	13.5
32	厚見 隆子	220	13.2	6.5	6.7	33.6	13.0	29.3	19.1	ND	ND	0.02	7.8	4.8	23.8	3.8	0.06	13.5
33	小宮神社	213	11.7	6.7	6.8	40.0	13.6	28.8	6.5	ND	0.01	0.02	8.6	3.1	23.1	3.8	0.07	16.7
34	中森 正夫	259	9.7	7.0	7.1	40.0	23.7	26.7	13.1	ND	ND	0.02	11.5	4.4	28.6	4.0	0.09	13.0
35	松本 三造	163	9.4	7.2	7.3	36.0	11.7	14.5	8.4	ND	ND	0.02	9.0	2.7	17.0	2.4	0.04	18.0
36	府中神社	225	10.6	6.6	6.7	48.4	16.4	19.6	11.1	ND	0.12	0.02	11.8	5.1	22.8	3.5	0.07	15.0
37	佐那具量水標	230	11.7	6.7	7.0	64.0	11.4	19.7	8.6	ND	0.07	0.01	12.0	2.3	28.2	2.7	0.06	23.7
38	奥谷 竹蔵	858	11.9	6.6	6.8	44.8	70.2	76.3	194.0	0.26	ND	ND	45.8	21.2	79.4	14.6	0.06	29.5
39	中村 一夫	197	8.0	7.2	7.2	52.0	11.1	17.2	6.0	ND	0.02	0.01	10.0	4.3	21.7	2.5	0.03	21.6
40	北部水道水源	179	11.9	6.9	7.1	52.0	8.0	14.8	6.0	ND	ND	0.01	8.9	2.0	20.0	3.4	0.05	14.8
41	西岡 秀秋	248	10.1	6.9	7.1	44.0	18.5	24.8	18.5	ND	ND	0.02	23.8	4.5	17.3	3.4	0.06	15.4
42	木根 (田圃内)	415	10.2	7.2	7.5	128.0	25.4	25.0	3.6	0.18	0.01	0.03	10.4	6.5	53.0	7.3	4.55	20.3
43	安本 進	240	8.4	7.0	7.1	24.8	25.7	37.7	1.9	ND	0.08	0.01	18.5	4.5	19.5	2.9	0.07	18.2
44	古川 弘	272	9.5	6.8	7.0	52.0	18.4	38.3	11.4	0.01	ND	0.03	10.2	3.3	33.6	5.7	0.06	16.7
45	橋本 寺	95.5	7.3	7.5	7.5	23.6	9.2	6.1	3.3	ND	0.17	ND	7.4	1.9	9.2	1.2	0.03	10.9
47	妙華 寺	73.8	13.8	6.4	6.5	8.0	2.8	10.1	12.3	ND	ND	0.02	4.0	2.4	6.3	1.0	0.03	12.2
R1	木津川猪田橋	84.2	5.2	7.2	7.3	24.0	5.9	5.3	3.1	ND	ND	0.01	6.1	1.6	7.8	1.2	0.05	10.7
R2	服部川寺田橋	91.9	6.8	7.6	7.7	24.0	5.7	9.6	2.8	ND	0.20	ND	5.8	2.5	8.1	1.6	0.06	7.7
R3	柘植川佐那具橋	139	4.2	7.3	7.4	36.0	10.9	9.7	3.2	ND	0.08	0.02	11.0	2.5	11.5	2.4	0.14	10.7

第5表 上野盆地不圧地下水水質分析結果 (1994年7月16-19日調査)

番号	試料採取地点	導電率 μS/cm	水温 (℃)	pH	RpH	7M硬度 (mg/l)	塩化物		硫酸	硝酸	非化物	磷酸		臭化物		ナトリウム	カリウム	カルシウム	マグネシウム	マンガン	珪酸
							CaCO ₃	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F	PO ₄ ³⁻	Br ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	SiO ₂		
1	藤井 了	164	18.4	5.9	6.1	17.6	14.5	22.4	9.0	tr	tr	tr	14.4	8.3	5.7	2.3	0.07	9.4			
2	吉川 菊男	157	19.5	5.9	6.3	28.4	12.8	13.1	7.9	ND	tr	tr	6.4	2.9	15.1	2.1	0.05	11.3			
3	中 克巳	200	18.9	6.2	6.6	44.0	15.5	14.1	8.2	ND	tr	tr	7.8	2.7	21.7	2.6	0.10	14.8			
4	荻田 哲郎	209	19.8	6.2	6.5	47.2	17.9	16.1	3.4	tr	tr	tr	7.2	3.0	24.0	2.8	0.09	15.6			
5	磯田 正明	239	20.6	6.2	6.5	56.0	15.3	21.5	5.1	tr	0.3	tr	7.7	5.0	27.4	3.3	0.11	16.3			
6	藤村正太郎	246	17.6	6.2	6.8	42.0	22.4	24.0	8.2	ND	tr	tr	11.7	3.7	21.2	4.6	0.11	17.3			
7	辻岡 賢一	170	20.0	6.6	6.8	33.6	11.8	16.0	7.9	tr	tr	tr	7.9	3.8	15.8	2.4	0.06	16.0			
8	仏 勝 寺	230	19.1	6.7	7.0	48.8	19.3	19.0	4.3	tr	0.9	tr	12.3	7.9	19.0	3.4	0.12	18.4			
9	長泉寺墓地	104.3	26.4	7.1	7.3	24.4	5.1	7.0	7.2	ND	tr	tr	2.9	2.3	11.4	1.7	0.05	15.0			
10	今堀 純一	308	15.5	6.9	7.0	58.4	35.1	10.1	17.7	tr	tr	tr	27.2	4.7	21.1	2.1	0.11	15.6			
11	中西 克敏	151	25.9	7.7	7.7	34.0	5.7	17.8	3.8	tr	2.1	ND	5.5	9.8	12.8	2.1	0.06	18.6			
12	川口 一雄	762	20.3	8.3	8.5	122.0	112.2	57.8	2.2	0.3	tr	tr	72.5	5.7	53.5	7.2	0.20	14.1			
13	森永 典三	233	20.8	7.0	7.0	50.8	19.7	22.7	1.0	tr	tr	tr	11.2	4.1	22.8	3.7	0.12	18.4			
14	福澤 正詞	237	19.0	7.0	7.1	58.0	13.7	26.3	1.0	tr	tr	tr	9.4	5.7	24.9	3.7	0.10	16.3			
15	平木 候男	182	21.0	6.7	6.9	32.0	16.9	21.0	10.9	tr	0.3	tr	9.0	5.0	18.6	2.6	0.11	16.5			
16	岡沢 次男	258	25.6	7.1	7.2	72.4	19.6	14.3	ND	0.1	tr	tr	11.9	9.2	26.7	2.3	0.13	19.7			
17	西岡 文夫	232	17.7	6.4	6.5	14.4	26.0	31.6	16.9	ND	ND	tr	18.9	6.4	11.0	3.8	0.12	19.7			
18	谷本 宏	234	17.1	7.2	7.3	28.0	19.4	30.1	20.9	ND	tr	tr	10.0	5.2	21.2	3.7	0.13	11.1			
19	田中 博	183	24.4	8.1	8.2	48.0	11.0	13.3	7.7	tr	tr	tr	9.2	7.7	17.6	1.8	0.10	7.9			
20	橋本 正博	104.8	20.0	7.0	7.3	25.2	8.8	8.7	0.7	ND	tr	tr	5.4	2.7	8.6	1.5	0.05	15.8			
21	辻 金蔵	280	21.0	7.9	8.0	80.0	28.5	9.9	0.1	tr	0.1	tr	19.5	10.4	20.6	3.3	0.26	15.6			
22	菅家原耕司	100.9	22.9	6.4	6.5	6.4	12.3	7.7	10.4	ND	tr	tr	4.0	2.9	7.0	2.2	0.08	7.3			
23	山岡 勝	138	15.2	5.9	6.4	12.0	9.9	20.1	13.5	ND	tr	ND	5.6	4.0	7.8	4.2	0.07	13.7			
25	福田 治男	163	18.5	6.9	7.0	19.2	10.7	22.5	13.9	ND	0.4	tr	9.4	11.3	8.8	1.8	0.06	18.8			
26	料理 喜	237	18.4	7.2	7.3	52.0	14.7	20.9	15.5	tr	tr	tr	12.4	12.6	18.1	2.1	0.11	6.8			
27	浄蓮寺墓地	338	17.3	6.5	6.7	58.4	24.0	28.8	37.0	tr	tr	tr	19.4	10.0	23.2	7.0	0.11	15.4			
29	村岡 寿	265	17.5	6.6	6.7	56.4	18.8	25.6	14.2	tr	tr	tr	11.4	5.6	26.0	4.1	0.10	12.4			
30	辻 恭一	171	17.8	7.3	7.4	44.0	11.1	16.2	2.4	tr	tr	tr	7.1	3.7	19.2	2.0	0.05	13.5			
31	中野 政次	213	17.3	7.1	7.3	36.4	19.0	19.9	13.4	ND	tr	tr	7.1	3.9	22.3	3.3	0.11	11.8			
32	厚見 隆子	238	18.0	7.1	7.3	36.4	14.5	29.8	22.9	ND	tr	tr	7.0	4.9	25.4	3.7	0.11	12.0			
33	小宮神社	129	18.7	6.9	7.0	16.8	6.7	16.7	13.7	tr	tr	tr	5.4	3.3	10.2	2.5	0.06	19.5			
34	中森 正夫	273	21.1	7.2	7.3	48.0	23.8	36.0	6.7	tr	tr	tr	13.2	6.2	25.5	3.9	0.11	14.8			
35	松本 三造	229	20.4	7.4	7.5	52.0	17.8	19.5	10.0	tr	tr	tr	10.2	4.5	23.0	3.2	0.11	18.0			
36	府中神社	240	18.5	7.3	7.3	49.2	21.1	19.6	10.8	tr	0.1	tr	9.8	5.5	23.8	3.2	0.11	13.9			
37	佐那具量水標	246	18.2	7.6	7.8	72.0	12.7	23.3	5.1	tr	0.1	tr	10.8	3.0	29.0	2.8	0.10	23.5			
38	奥谷 竹蔵	658	18.4	7.5	7.6	60.8	47.6	59.1	127.0	0.2	0.7	tr	29.0	22.6	60.2	5.4	0.24	30.4			
39	中村 一夫	178	25.8	8.0	8.1	44.8	9.6	15.5	12.4	tr	tr	tr	10.0	4.8	18.5	1.4	0.05	24.4			
40	北部水道水源	227	19.0	6.6	7.1	64.0	16.4	18.6	3.8	tr	tr	tr	10.0	3.8	24.4	3.9	0.12	14.1			
41	西岡 秀秋	249	25.4	7.9	8.0	72.8	17.2	15.6	4.1	tr	0.2	tr	16.7	7.9	20.3	3.3	0.23	19.5			
42	木根 (田圃内)	195	26.6	7.4	7.6	44.0	19.7	14.4	ND	0.2	0.2	tr	7.6	6.2	19.0	2.4	0.26	14.8			
43	安本 進	154	20.6	6.5	6.6	40.0	11.4	17.9	3.3	tr	0.2	tr	7.3	4.3	17.0	2.2	0.05	11.6			
44	古川 弘	252	20.1	6.7	6.9	56.0	15.2	38.2	1.1	tr	tr	tr	9.9	4.1	25.6	5.0	0.12	17.1			
45	橋本 寺	106.3	24.3	7.0	7.1	28.0	8.3	7.5	2.5	ND	0.1	ND	4.2	2.5	9.9	1.0	0.07	6.4			
46	願興 寺	151	22.4	7.2	7.3	28.0	10.6	13.2	12.4	ND	0.1	tr	5.5	5.7	13.5	2.0	0.05	14.3			
47	妙華 寺	63.1	18.3	5.9	6.0	4.0	1.7	10.4	8.2	ND	tr	tr	2.8	4.5	4.0	0.5	0.05	10.5			
R1	木津川猪田橋	166	32.8	8.1	8.2	44.0	14.9	11.4	0.1	tr	tr	tr	7.0	3.5	16.8	2.4	0.13	7.9			
R2	服部川寺田橋	157	28.2	8.4	8.5	40.0	13.2	13.3	1.3	ND	tr	tr	6.5	3.9	15.6	2.4	0.07	7.5			
R3	柘植川佐那具橋	236	33.9	10.4	10.4	56.0	29.5	10.5	ND	0.1	tr	tr	16.3	5.2	18.2	3.3	0.28	10.5			



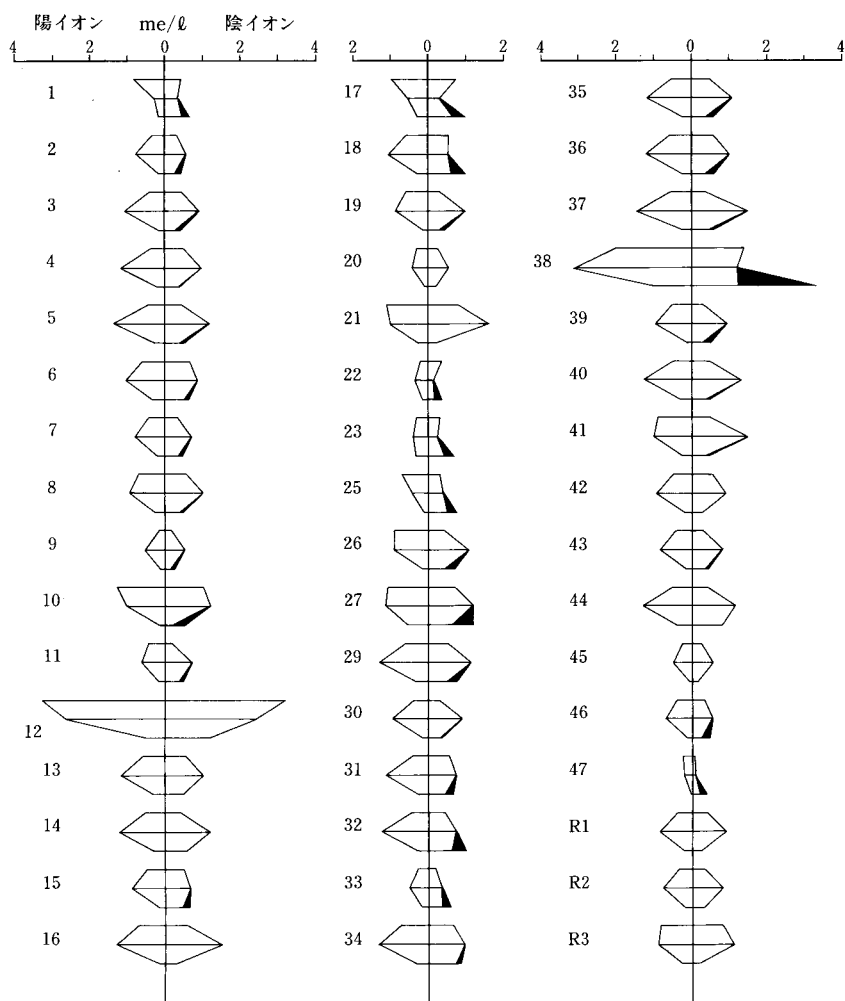
第50図 渇水期における不圧地下水の水質トリニアダイアグラム (1994年3月調査)

豊水期の水質のタイプは渇水期のそれとほとんど同様であるが、第51及び52図に示すように溶存成分量が渇水期よりも全般的に少ない。これは降水及び灌漑用水等による希釈の影響と考えられる。流域外への地下水流出が活発でない盆地内では、豊水期の降水や灌漑用水等の外部からもたらされる水による希釈効果がきわめて顕著であることが田口・塚田(1995)によっても指摘されている。伊賀町愛田川河谷における観測井で毎月1回の定期水質分析を実施した森(1994)も、同様な結果を得ている。また、灌漑期には硫酸イオン、カリウムイオン、磷酸イオン濃度がそれぞれ調和的に上昇し、施肥に伴う肥料からの溶脱の影響があることを示唆している。

これに対し、河川水の水質はCa-HCO₃型を示し、渇水期には溶存成分量が少ないが、豊水期には灌漑水の流入等によって、逆に溶存成分量が増加する傾向がある。

VI. 2. 2 被圧地下水

本盆地の被圧地下水は、第53図に示す柘植川に沿う地質断面図によれば、低地で1/1,000 - 2,000の勾配を持つ6層以上の帯水層に胚胎する。被圧地下水の透水係数は 1.3×10^{-5} cm/秒ときわめて小さく(山本, 1973)、100mを超す深度の帯水層は、水質的にも鉄分やマンガが多く含まれているため、有効とは考えられない。このため、ほとんどの揚水は第Iから第IVまでの帯水層を対象になされており、

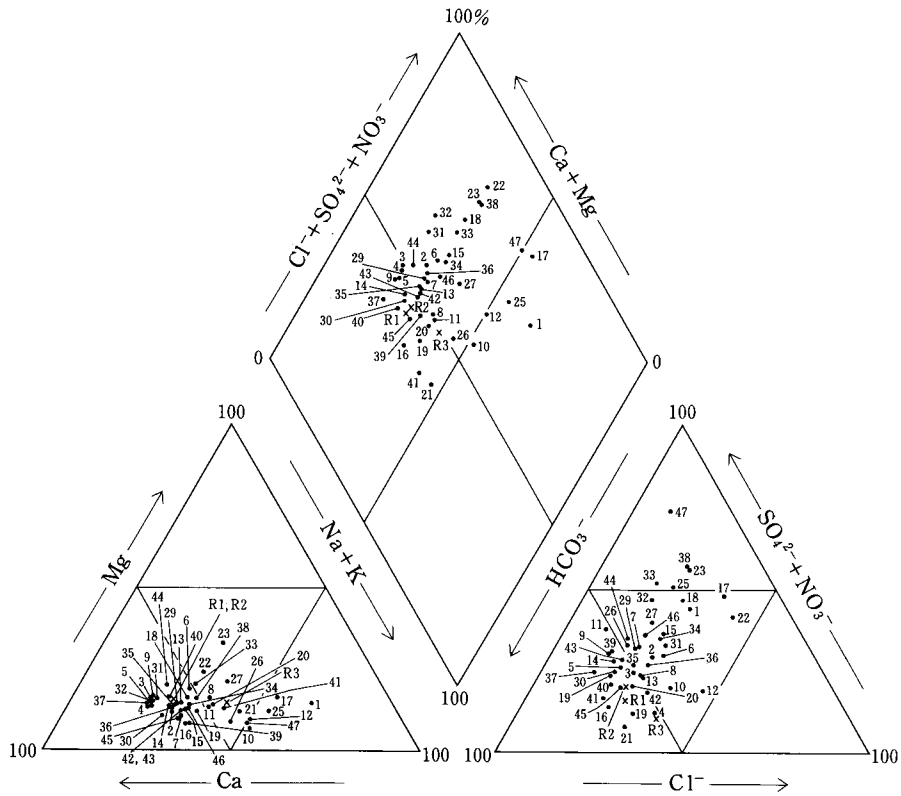


第 51 図 豊水期における不圧地下水の水質パターン (1994 年 7 月調査)
凡例は第 49 図と同じ。

主体は第 I 及び第 II 帯水層である。本盆地周縁部では帯水層の勾配が 1/125 前後ときついため、以前は自噴する井戸が多く見られた。これらの井戸は、上総掘りで掘削され、例えば、伊賀町川西、川東地区は約 50-60 m、西之沢地区は約 30-40 m の深さを有していた。しかし、開発に伴い自噴井は次第に減少し、現在では伊賀町下柘植、川西、川東、西之沢周辺にわずかに存在するだけになっている。

水位変化

不圧地下水と同様に、建設省では 1977 年 8 月から、上野市小田町で深さ 63.0 m、口径 150 mm、スクリーン深度 49.0-60.0 m の井戸においてフロート式水位計を設置して、水位観測を継続しており(建設省河川局, 1979)、その成果は「地下水位年表」に公表されている。1978 年から 1992 年までの記録に

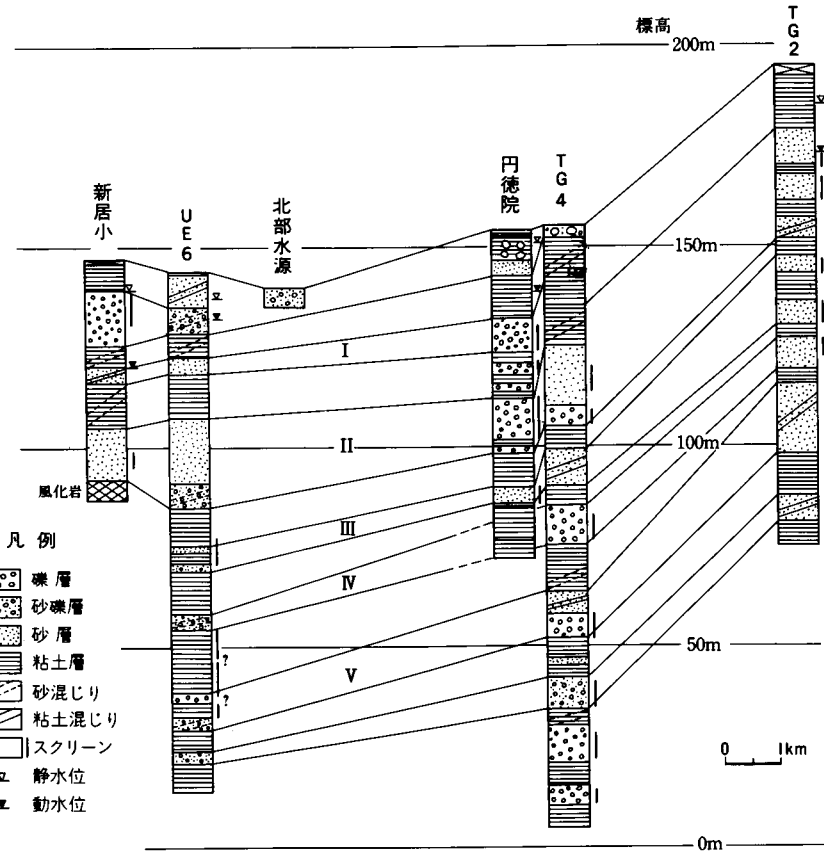
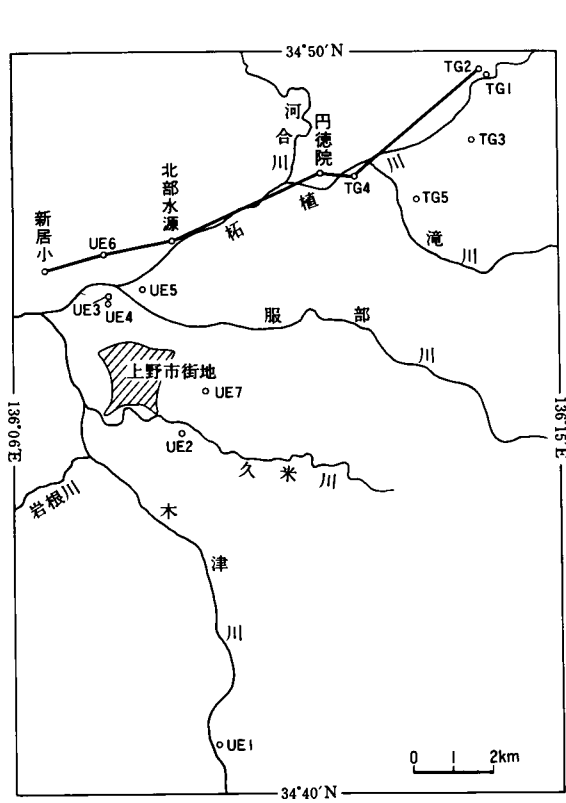


第 52 図 豊水期における不圧地下水の水質トリリニアダイアグラム (1994年7月調査)

よれば、最高水位は1982年8月に134.48 m、最低水位は1992年5月に130.55 mで、水位差は約4 mであった。この間の平均水位差は2.21 mであるが、変動幅は±1 m程度と不圧地下水に比べて2倍大きく、しかも年を経るとともに最高水位及び最低水位が低下し、更に水位差が大きくなる傾向が見られる。地下水位の年間変動の一例として、1992年の日水位をプロットすると第46図のとおりである。図から明らかのように、不圧地下水に比べ、約40 cm水頭が高いが、水位の変化パターンはほとんど同様である。ただし、灌漑等で大規模な揚水があると水位は1-2mぐらい極端に低下する。

水質

本盆地の被圧地下水の水質は、第6表に示すとおりである。また、それらをパターン及びトリリニアダイアグラムで表示すると第54及び55図のようになる。それによると、柘植川流域の被圧地下水の水質と、それ以外のものとは若干異なっている。すなわち、柘植川流域のもの(IG1からIG5及びUE6)は、一般的にCa-HCO₃型を示し、溶存成分量が少ない。陰イオンでは、塩化物イオン及び硫酸イオン濃度が非常に低い。また、陽イオンではカルシウムは低いが、マンガンが高い傾向が見られる。これに対し、

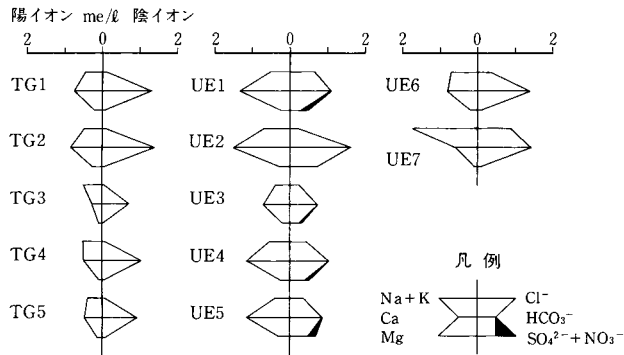


第 53 図 地質断面図とおおよその帯水層区分

第6表 上野盆地被圧地下水水質分析結果 (1994年12月1-3日調査)

番号	試料採取地点	導電率 μS/cm	水温 (℃)	pH	RpH	7Mリ度 CaCO ₃ (mg/l)	塩化物 イオン Cl ⁻ (mg/l)	硫酸 イオン SO ₄ ²⁻ (mg/l)	硝酸 イオン NO ₃ ⁻ (mg/l)	硝酸 イオン NO ₃ ⁻ (mg/l)	弗化物 イオン F ⁻ (mg/l)	磷酸 イオン PO ₄ ³⁻ (mg/l)	臭化物 イオン Br ⁻ (mg/l)	ナトリウム イオン Na ⁺ (mg/l)	カリウム イオン K ⁺ (mg/l)	カルシウム イオン Ca ²⁺ (mg/l)	マグネシウム イオン Mg ²⁺ (mg/l)	マンガン イオン Mn ²⁺ (mg/l)	珪酸 イオン SiO ₂ (mg/l)
IG1	中柘植水源井	140	17.5	8.0	8.0	64.0	3.7	3.6	ND	ND	0.22	0.03	9.5	0.9	14.3	2.6	0.80	33.7	
IG2	中柘植梅本	150	16.7	7.7	8.0	70.0	3.7	2.7	0.2	ND	0.20	0.01	9.8	0.8	16.3	3.0	0.67	29.5	
IG3	南出水源井	82	18.2	7.4	7.6	36.4	2.6	1.6	0.0	ND	0.17	ND	10.2	1.0	5.1	0.8	0.22	41.8	
IG4	塚本水源井	113	18.0	7.2	7.6	51.6	3.0	2.8	ND	0.13	0.20	0.02	11.6	1.2	9.6	0.9	0.29	38.1	
IG5	川東自噴井	102	15.9	7.1	7.3	44.4	3.1	2.9	ND	ND	0.17	0.01	8.8	1.2	8.9	1.3	0.32	29.0	
UE2	卸売団地井	257	16.4	7.0	7.6	78.8	7.0	34.8	0.1	ND	0.18	ND	15.4	1.7	29.6	3.2	0.12	36.1	
UE6	INAX 上野工場	185	17.9	6.9	7.4	68.4	12.4	4.3	0.2	0.12	0.21	0.02	14.9	2.0	16.3	2.4	0.32	32.8	
UE7	INAX 緑工場	255	18.4	7.4	7.7	70.4	32.9	0.4	0.0	1.94	0.22	0.10	38.5	1.3	11.6	1.1	0.28	35.2	
UE1	古郡簡易水道	237	18.1	6.3	6.7	52.0	22.9	16.9	6.5	ND	ND	0.06	10.4	2.7	26.9	3.0	0.07	13.3	
UE3	小田浄水場2	145	19.0	6.7	7.1	36.0	9.0	14.1	3.0	ND	0.15	0.03	7.3	2.8	13.6	2.2	0.07	11.0	
UE4	北川原水源井	221	19.8	6.7	7.1	51.6	16.1	20.3	7.1	ND	ND	0.04	10.5	3.7	23.1	3.2	0.06	12.8	
UE5	三田水源井	210	17.6	6.4	7.1	43.2	12.9	25.0	10.0	0.13	ND	0.04	7.7	3.5	23.3	3.5	0.07	11.9	

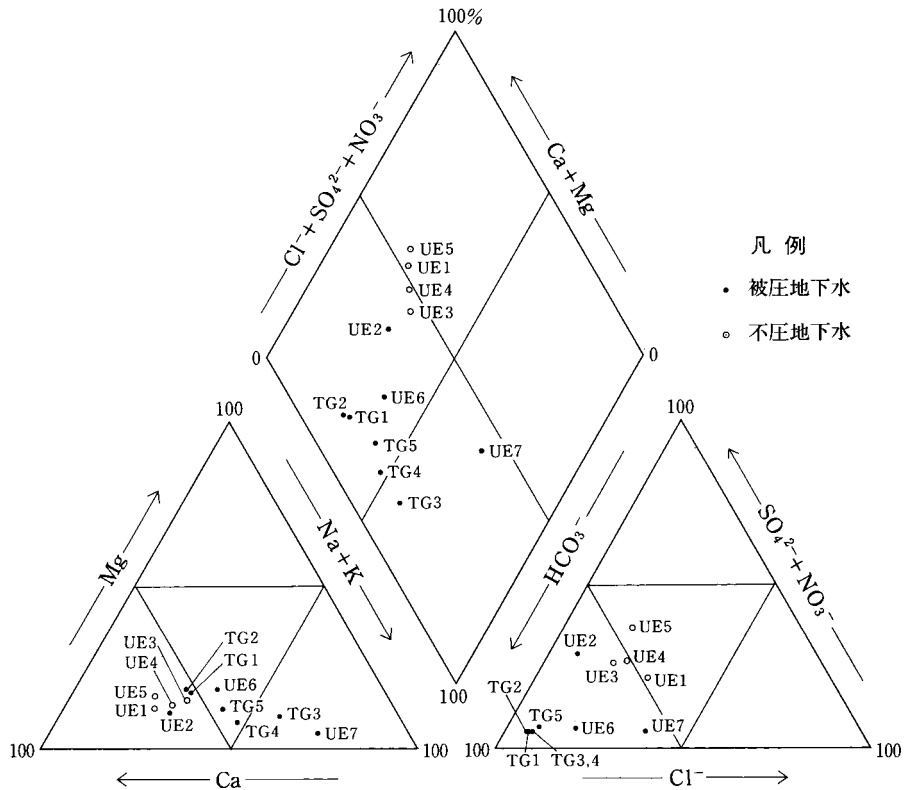
(注) UE1, 3, 4, 5 は不圧地下水である。



第54図 上野盆地における被圧地下水の水質パターン (1994年12月調査)

UE2は溶存成分が多いため、導電率が200μS/cmを超えている。水質的にはCa-HCO₃型ではあるが、硫酸イオン濃度が高く、カルシウムも高い傾向が見られる。UE7は、水質タイプはNa-HCO₃型を示し、カルシウムが極端に低く、ナトリウムが非常に高い。また、硫酸イオンはほとんど検出されず、塩化物イオン濃度が32.9 mg/lときわめて高い。これは杉崎・柴田(1961)がいうCa-HCO₃型からNa-HCO₃型へ、イオン交換によって移行するいわゆる「水質の進化」を示すものと考えられる。

また、珪酸濃度は一般に高い値を示し、30 mg/lを超えるものが大部分である。これは被圧地下水が胚胎する帯水層の地質を強く反映した結果で、不圧地下水の10数 mg/lとは対象的である。更に、マンガニオン濃度も高く0.1 mg/l以上で、最高値はIG1の0.80 mg/lを記録する、不圧地下水ではマンガンの値は一般に低く、0.06 mg/l程度である。



第55図 上野盆地における被圧地下水の水質トリリニアダイアグラム (1994年12月調査)

文 献

- 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.
- 琵琶湖自然史研究会(1994) 琵琶湖の自然史. 八坂書房, 東京, 340p.
- 地下資源協会(1950) 調査鉱山一覧. 地質(別冊1), 73p.
- 地質調査所(1992) 100万分の1日本地質図(第3版).
- 地質調査所大阪駐在員事務所(1954) 燃料之部(亜炭). 鉱種別管内調査鉱山一覧表, p.164-167.
- 原口九万(1950) 三重県中山白珪石鉱山. 地質調査所大阪支所資料(MS).
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・杵掛俊夫・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一特に花崗岩の岩体区分と相互関係一. 地質雑, vol.88, p.451-466.
- 早瀬一・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 実編著:大阪層群, 12章, 創元社, p.158-168.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T.(1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.87, p.209-221.
- 飯田義正(1980) 信楽高原西部の故知理学的研究—大福礫層より復元される鮮新世の河谷について—. 地質雑, vol.86, p.741-753.
- 飯泉 滋・Irekland, 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.
- ・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.
- 石田史朗・糸魚川淳二・森島正夫・森下 晶・中沢圭二・小黒穰司(1954) 京都府奥山田の新生代層. 地質雑, vol.60, p.160-166.
- Ishizaka, K. (1966) A geochronological study of the Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Fac. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, 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.
- 糸魚川淳二(1961) 三重県阿山郡阿波盆地の新生代層. 槇山次郎教授記念論文集, p.59-66.
- 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.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東大出版会, 363p.
- (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東大出版会, 437p.
- 川辺孝幸(1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol.87, p.457-473.
- (1983) 近畿地方における鮮新-更新世の堆積盆発達史—古琵琶湖層群の堆積盆地を中心に—, 日本の鮮新-更新統, 地団研専報, no.25, p.79-100.
- (1986) 上野盆地西部, 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.40, p.383-398.
- (1989) 近畿の鮮新-更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, vol.43, p.402-416.
- (1990a) 古琵琶湖層群—上野盆地を中心に—. アーバンクボタ, no.29, p.30-47.
- (1990b) 三重県上野市東部の古琵琶湖層群にみられる喰代撓曲の形成過程. 地質学論集, no.34(堆積盆地と褶曲構造), p.57-68.
- 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.
- 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.
- 建設省河川局編(1978) 「地下水位年表(昭和51年)」. 全国鑿井協会, 310p.
- (1979) 「地下水位年表(昭和52年)」. 全国鑿井協会, 450p.

- 建設省河川局編(1994) 「地下水位年表(平成4年)」。全国鑿井協会, 673p.
- 木村春彦(1987 MS) 上野盆地西部・阿山地域の古琵琶湖層群の古地磁気層序。大阪市大・理, 卒論, 39p.
- 小早川みどり・奥山茂美(1984) 古琵琶湖層群伊賀油日累層産のナマズ属の化石について。瑞浪市化石博物館研究報告, no.11, p.107-110.
- 小村良二(1989) 日本の陶土を訪ねて—その5, 信楽焼(滋賀県)—。地質ニュース, no.421, p.12-22.
- 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.(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.
- 沓掛俊夫(1975) 領家帯の塩基性岩類。MAGMA, no.41/42, p.14-17.
- ・仲井 豊(1983) 領家帯のはんれい岩体のフィッション・トラック年代。地球科学, vol.37, p.229-232.
- 桑原 徹(1980) 伊勢湾周辺の中部更新統—その分布と断層地塊運動—。第四紀研究, vol.19, p.149-162.
- (1985) 瀬戸内区構造運動の特性。瀬戸内区の特性, 地団研専報, no.29, p.171-189.
- Le Maitre, R. W. ed. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications. 193p.
- 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.
- (1987) 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造。岩鉱, vol.82, p.60-74.
- Matsuoka, K. (1981) The first occurrence of the fossil *Alocinna lingicornis* (BENSON) (Mesogastropoda: Bithyniidae) from Japan. *Venus. Japan Jour. Malac.*, vol.40, p.79-85.
- 松岡敬二(1985) 古琵琶湖層群伊賀累層の鮮新世淡水軟体動物群の意義。地団研専報, no.29, p.71-88.
- ・中村 喬(1981) 古琵琶湖層群堅田累層産淡水棲貝化石(予報)。瑞浪市化石博物館研究報告, no.8, p.105-126.
- Matsuoka, K. (1988) Pliocene freshwater bivalves (*Lamprotula* and *Cuneopsis*: Unionidae) from the Iga Formation, Mie Prefecture, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, New Ser.*, no.149, p.417-429.
- 三木 茂(1948a) 木節粘土, 渋土及天王寺土の成因と近畿堆積層の環境に就いて。鉱物と地質, vol.2, p.16-18.
- (1948b) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて。鉱物と地質, vol.2, p.105-144.
- Miki, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Paly. Osaka City Univ.*, (D8), p.221-272.

- 港 種雄・浅井正晴・熊谷博光・鷺山 正(1967) 耐火粘土鉱床調査各論・京都府南山城地区. 国内鉄鋼原料調査, 第6報, 通商産業省, p.171-178.
- 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.
- 森 和紀(1994) 灌漑期における不圧地下水の水質変化. 地理予, vol.46, p.150-151.
- 森岡 靖(1969) 三重県阿山郡大山田村真泥のマンガン鉱床について. 地学研究, vol.20, p.107-110.
- 中川衷三(1948) 伊賀挟炭層より出たバタグルミ (*Juglans cinerea Linne*) について. 鉱物と地質, vol.2, p.14-15.
- 中島経夫(1985) 三重県大山田村地域の古琵琶湖層群伊賀累層産コイ科魚類咽頭歯化石. 地団研専報, no.29, p.65-70.
- ・奥山茂美(1985) 古琵琶湖層群伊賀累層からのコイ属 *Cyprinus* 幼魚の咽頭歯化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.12, p.49-56.
- ・松岡敬二・吉田寿穂・奥山茂美(1983) 三重県大山田村中村のコイ科魚類咽頭歯化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.10, p.143-150.
- Nakajima, T. (1984) A new species of cyprinid fish, *Hypophthalmichthys okuyamai*, from the early Pleiocene Iga Formation of the Kobiwako Group. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.11, p.69-72.
- 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.
- Nakamura, S. (1933) Mountain gravels in the Shigaraki Plateau, Central Japan. *Rep. 5th Pacif. Sci. Congr.*, p.1593-1599.
- 岡村喜明・田村幹夫・高橋敬一(1995) 古琵琶湖層群産足跡化石の概要. 琵琶研報, no.3, p.135-199.
- 小倉義雄・中原美保・下坂康哉(1990) 三重県島ヶ原地域の峰陶土鉱床の産状および粘土鉱物について. 三重大学教育学部研究紀要(自然科学), no.41, p.25-36.
- ・大森弘子・下坂康哉(1991) 奈良県黒崎鉱山における陶土鉱床および粘土鉱物について. 三重大学教育学部研究紀要(自然科学), no.42, p.43-58.
- 奥山茂美(1981-1988MS) 伊賀盆地化石集(1-8). p.1-52. 私費出版.
- (1994) 古びわ湖層群でワニの足跡化石を発見. 地学研究, vol.43, p.83-90.
- 大江二郎(1951) 三重県島ヶ原付近木節粘土及び蛙目粘土調査報告. 地調月報, vol. 2, p.239-244.
- 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.
- ・————(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.*, Ser. C, vol.8, p.103-122.
- 佐藤 茂・近藤善教(1960) IV.4 三重炭田, 日本鉱産誌V-a, 地質調査所, p.421-433.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代 — 巨大コールドロ

- ンにおける冷却史一。地質雑，vol.99，p.975-990.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体一 甲賀地方の花崗岩類一。地質雑，vol.88，p.289-298.
- 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) 室生火山区の研究一特にその南部地域について一。地質雑，vol.66，p.1-18.
- 杉崎隆一・柴田賢(1961) 地下水の地球化学的研究(第2報)濃尾平野における地下水と地質構造との関連性。地質雑，vol.67，p.427-439.
- 鈴鹿恒茂(1948) 三重県友生亜炭田の挟炭層について。水曜会誌，vol.11，no.8，p.25-28.
- ・日下部吉彦(1984) 亜炭。瀧本清編，日本地方鉱床誌「近畿地方」，朝倉書店，p.399-405.
- 田口雄作・塚田公彦(1995) えびの市上浦地区における地下水位の変動と水質について一えびの市上浦地区の水文誌 第2報一。地理予，vol.48，p.212-213.
- 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.
- ・飯泉滋・加々美寛雄・端山好和(1989) 近畿一瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因。地球科学，vol.43，p.16-27.
- ・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.
- 武司秀夫(1961) 三重県伊賀上野島ヶ原地区耐火粘土鉱床。地調月報，vol.12，p.587-594.
- (1963) 三重県伊賀上野広沢地区耐火粘土鉱床。地調月報，vol.14，p.391-405.
- 瀧本清・石垣参策(1984) マンガン鉱。瀧本清編，日本地方鉱床誌「近畿地方」，朝倉書店，p.176-220.
- 田中伸一・福山薫(1993) 画像解析による花崗岩類のモード測定。三重大学教育実践研究指導センター紀要，no.13，p.69-77.
- 田中正明・松岡敬二(1983) 古琵琶湖層群伊賀累層から産出した珪質鞭毛虫化石について。瑞浪市化石博物館研究報告，no.10，p.193-198.
- ・————(1985) 古琵琶湖層群伊賀累層の珪藻化石群集。地団研専報，no.29，p.89-100.
- ・————(1985) 滋賀県甲賀・阿山地域の鮮新世淡水生珪藻化石。瑞浪市化石博物館研究報告，no.12，p.57-70.
- 種村光郎(1962) 三重県伊賀上野花垣地区の粘土鉱床。地調月報，vol.13，p.363-368.
- 東海農政局計画部資源課(1967) 農業用小規模地下水調査(三重県小上野地区調査報告 昭和41年度)，地質・地下水調査報告書集。p.429-562.
- 友田淑郎・根来健一郎(1979) 古琵琶湖層群から得た新しい古生物学資料。地球科学，no.33，p.137-143.

- 塚脇祐次・浅井正晴・白髭太郎(1965) 耐火粘土鉱床調査各論・奈良県月ヶ瀬地区. 国内鉄鋼原料調査, 第4報, 通商産業省, p.259-266.
- ・井神 徹・浅井正晴・飯川昌明(1966) 耐火粘土鉱床調査各論・奈良県月ヶ瀬地区. 国内鉄鋼原料調査, 第5報, 通商産業省, p.220-227.
- 上治寅次郎(1944) 京都府南部の亜炭層に就いて. 採鉱冶金, vol.21, p.9-15.
- 山田直利・斎藤英二・村田泰章編(1990) コンピューター編集による日本地質図. 1:2,000,000 地質編集図, no.22, 地質調査所.
- ・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳郎(1981) 20万分の1地質図「名古屋」. 地質調査所.
- 山本莊毅(1973) 中部圏の地下水について. 経済企画庁総合開発局国土調査課「中部圏地下水(深井戸)資料台帳」. p.5-15.
- 山下伝吉(1892) 20万分の1地質図幅「大阪」. 地質調査所.
- (1889) 20万分の1地質図幅「四日市」. 地質調査所.
- 横田修一郎・松岡数充・屋舗増弘(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.
- 横山卓雄(1974) 伊賀盆地西部の古琵琶湖層群と古流系. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨集, p.81.
- ・中川要之介(1975) 島ヶ原・月ヶ瀬地域の古琵琶湖層群地質図. 日本地質学会第82年学術大会巡検資料集.
- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴(1995) 津西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 136p.
- 吉沢 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, vol.1, p.11-16.
- Yoshizawa, H.(1952) The metagabbroic rocks bearing ferriiferous minerals in the Ryoke zone, Japan. Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, vol.20, p.55-68.
- , Nakajima, W. and Ishizaka, K.(1966) The Ryoke 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.53



GEOLOGY

OF THE

UENO DISTRICT

By

Takayuki KAWABE, Yuhei TAKAHASHI, Ryoji KOMURA and Yuhsaku TAGUTSCHI

(Written in 1995)

(ABSTRACT)

The Ueno District is situated in the northern part of the Kii Peninsula, and occupies an area between 136° 0' -136° 15' E and 34° 40' -34° 50' N. Geologically, the district belongs to the Inner Zone of southwest Japan.

The main lithologic units in the Ueno district are Jurassic metamorphic rocks of Ryoke Belt (Ryoke Metamorphic Rocks), gabbroic rocks of Jurassic to Cretaceous age, granitic rocks of Cretaceous age, marine and lacustrine sedimentary rocks of Neogene, and Quaternary sediments. The geology of the district is summarized in Figure 1.

METAMORPHIC AND PLUTONIC ROCKS

The Ryoke Metamorphic Rocks occupy the southeastern part of the Ueno district and are characterized by the presence of sillimanite, cordierite and garnet. On the basis of observations in non-metamorphosed units in adjacent areas, the original lithology of the sedimentary rocks was sandstone, mudstone, and minor chert, which were deposited during the Jurassic period. Potassium-argon ages obtained on biotite and muscovite from the metamorphic rocks and related granitic rocks indicate that metamorphism and granitic magmatism took place during the Late Cretaceous.

Geologic Age		Geologic Division		Geologic History		
QUATERNARY	HOLOCENE	Alluvium deposits		Alluvium plain		
	PLEISTOCENE	Late	Terrace deposits	Lower	Terrace deposits	
				Middle		
				Higher		
		Middle	Older talus deposits			
	Early					
	NEOGENE	PLIOCENE	Late	Kobiwako Group	Ayama Formation	Nomarine (lake)
					Iga Formation	
					Ueno Formation	
		MIOCENE	Late-Middle	Early		
Awa Group					Transgression	
PALEOGENE						
CRETACEOUS	Late	Small intrusive rocks Ao Granite Araki Granodiorite Yagju Gr. - Shigaraki Gr. - Kabuto Grd. Joryu Tonalite		Plutonism		
	Early	Gabbro		Ryōke Metamorphism		
JURASSIC		Original rocks of the Ryōke Metamorphic Rocks		Deposition of the original rocks of the Ryōke Metamorphic Rocks		
TRIASSIC		?				

Fig.1 Summary of the geology of the Ueno District.

The metamorphic rocks can be divided into southern and northern sections on the basis of lithologic differences. Banded gneiss with rare interlayered granite dominates in the southern section. Primary sedimentary structures are preserved in cherty layers. The rocks in the northern section of the district were derived from sandstone and mudstone, with minor chert. Original sedimentary structures in the sandstone and mudstone include cross stratification and parallel lamination.

The intrusive units can be divided into gabbroic and granitic rocks. Gabbro occurs as xenoliths in granitic units or as intrusions in metamorphic host rocks. Petrographically, they are classified as hornblende gabbro, olivine bearing hornblende gabbro and olivine bearing hornblende gabbronorite.

From older to younger, the granitic rocks are divided into four groups: (a) Joryu Tonalite, (b) Yagyu Granite–Shigaraki Granite–Kabuto Granodiorite, (c) Araki Granodiorite and (d) Ao Granite. The Joryu Tonalite consists of gneissose tonalite and is intrusive in the metamorphic rocks, with concordant boundaries. This tonalite corresponds to the 1st stage granitoids of the Ryoke Belt in the Kinki area. The Yagju, Shigaraki and Kabuto granitic rocks consist mainly of medium- to coarse-grained tonalite to granite. They belong to the 2nd stage of the Ryoke Belt in the Kinki area. The Araki Granodiorite consists mainly of fine- to medium-grained granodiorite and belongs to the 3rd stage of the Ryoke Belt. The Ao Granite is a fine-grained muscovite-bearing biotite granite and belongs to 4th stage. Small intrusive rocks also occur in the Ueno district and are divided into diorite-gabbro and granitic rocks.

AWA GROUP

The Awa Group is composed of Early Miocene marine sandstone and siltstone. This unit occurs locally in the eastern sector of the Ueno district.

KOBIAWAKO GROUP

A. General

The Kobiwako Group is distributed in the Ueno district and northern neighborhood. The group which is composed of eight formations, as a whole, more than 1,500m in thickness and consists of fluvio-lacustrine clastic sediments. In this district, the lower part of the Kobiwako Group is distributed, and rests unconformably on the Late Cretaceous granitoids. These are the Ueno, Iga and Ayama Formations in ascending order, and the group measures about 800m in thickness. The sedimentary basin of the Kobiwako Group originated in the Ueno basin during the Early Pleistocene (-4.0 Ma ; Takaya, 1963 ; Kondo, 1968), and subsequently migrated to the location of present-day Lake Biwa (Yokoyama, 1969). The Kobiwako Group crops out in the Shimagahara, Hananoki, southeastern hills of Ueno City, Iga, Oyamada and Ayama blocks in this district. These blocks are separated from each other by rivers and their alluvial plains or the distribution of basement rocks. The group generally dips to the north, so that its lower to upper strata crop out from south to north. The Kobiwako Group is extremely varied in its lithofacies and thickness in each block mentioned above.

B. Ueno Formation

The Ueno Formation comprises the lowermost part of the Kobiwako Group, and this formation is distributed mainly in the southern and western parts of the Ueno basin, within the Shimagahara, Hananoki, southeastern hills of Ueno City and Oyamada blocks. The Ueno Formation, of 250m in maximum thickness, is composed mainly of clay in the Oyamada block, while it consists chiefly of interbedded silt, sand and gravel in the Hananoki and the Ayama blocks.

The Ueno Formation is subdivided into two members which are designated as the Lower and Upper Yono Members in the Hananoki block, and into two members which are desig-

nated as Hojiro and Nakamura Members in the Iga and Oyamada blocks. In the Southeastern hills of Ueno City, the formation is subdivided into three members. These are Ryoshudani, Ichibe and Tomono Members in ascending order.

C. Iga Formation

The Iga Formation is characterized by gravels containing large amounts of pebbles to cobbles of the Late Cretaceous Koto Rhyolite. This formation is widely exposed in the Shimagahara block, the northern part of the Hananoki block and the Ayama block. The Iga Formation lies conformably with the Ueno Formation, except in parts of the Shimagahara block and the western part of the Hananoki block, where it lies unconformably.

The Iga Formation, of 150m in maximum thickness, is composed mainly of gravels, sand and silt beds. The clast size in this formation increases westwards laterally to the west margin of the Shimagahama block and decreases upwards. This formation reveals a fining-upward sequence. The Iga Formation in the Hananoki area is divided lithologically into two members; the Ishiuchi and the Hokke Members in ascending order and is divided into two members in the Iga and Oyamada blocks which are designated as the Kashikimura and Tsuge Members, and into two members in the Ayama block which are designated as the Aburahi and the Tsuge Members in ascending order.

D. Ayama Formation

The Ayama Formation overlies the Iga Formation conformably, and is conformably overlain by the Koka Formation. The Ayama Formation crops out in the Ayama block and in the northern part of the Iga and Oyamada blocks. The formation consists of sand, silt and clay beds. The Ayama Formation measures 130m in maximum thickness, and its thickness is extremely variable. The Ayama Formation is subdivided into two members. These are designated as Wata and Konan Members in ascending order.

E. Geologic structures

The Kobiwako sedimentary basin in the Ueno basin is characterized by a prevalence of faults and flexures which trend in north-northwest, east-northeast and north-northwest directions. These faults and flexures of different trends cut one another, and form rectangular and parallelogrammic fault-blocks. The faults and flexures cut the older geologic structures of the Ryoike Metamorphic Rocks which trend generally in a west-northwest direction. Within each block, the Kobiwako Group generally dips north-northwest at an angle of 3 to 6 degree.

QUATERNARY

The Quaternary units comprise Pleistocene terrace deposits, talus deposits and Holocene alluvium deposits. The terrace deposits are divided into Higher, Middle and Lower units, each unit less than 10 m thick. The terrace deposits are composed of pebble- to boulder-sized gravel with rare lenticular layers of sand and silt. The alluvium sediments consist of flood plain deposits and valley bottom plain deposits.

ECONOMIC GEOLOGY

Fire-clay deposits occur in the Iga Clay Member of the Kobiwako Group. These deposits are exploited for production of china, ceramic tiles, and refractory materials. Manganese deposits occur in the district as bedded or massive bodies within metamorphic rocks derived from chert in the Ryoke Metamorphic Rocks. Lignite occurs in the Ueno Formation of the Kobiwako Group and it was mined between 1940's and mid 1960's. The Araki Granodiorite has been quarried for building and grave stone. Gravels of alluvium and from the Ueno Formation are quarried for aggregate.

文献引用例

川辺孝幸・高橋裕平・小村良之・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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kawabe, T., Takahashi, Y., Komura, R. and Tagutschi, Y. (1996) *Geology of the Ueno district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 99p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 8 年 3 月 22 日 印 刷

平成 8 年 3 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 稲 葉 重 郎

印 刷 所 株式会社 イ セ ブ

茨城県つくば市天久保2-11-20

© 1996 Geological Survey of Japan