

55(521.73)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第27号

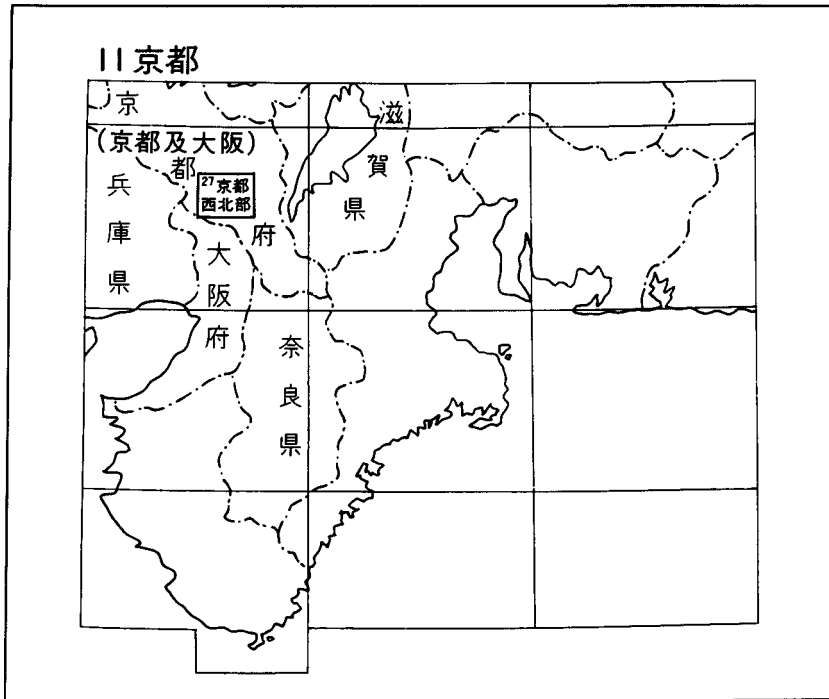
京 都 西 北 部 地 域 の 地 質

井本伸広・清水大吉郎
武蔵野 実・石田志郎

平 成 元 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	5
III. 丹波帯の中・古生界	9
III. 1 研究史	9
III. 2 構造的層序ユニット区分	10
III. 3 II型地層群	10
III. 3. 1 概説	10
III. 3. 2 灰層ユニット	12
III. 3. 3 雲ヶ畑ユニット	12
III. 3. 4 周山ユニット	12
III. 3. 5 未区分層	13
III. 3. 6 緑色岩類	13
III. 3. 7 層状チャート	16
III. 3. 8 碎屑岩類	24
III. 4 I型地層群	31
III. 4. 1 概説	31
III. 4. 2 緑色岩類	32
III. 4. 3 層状チャート	33
III. 4. 4 碎屑岩類	35
III. 5 地質構造	37
IV. 貫入岩類及び接触変成岩	38
IV. 1 花崗岩類	38
IV. 1. 1 概説	38
IV. 1. 2 行者山花崗閃緑岩	38
IV. 1. 3 池尻の小規模岩体	41
IV. 2 接触変成岩	41
IV. 2. 1 概説	41
IV. 2. 2 泥質岩源接触変成岩	41
IV. 2. 3 砂岩源接触変成岩	42
IV. 2. 4 チャート源接触変成岩	43
IV. 3 岩脈	43
IV. 3. 1 概説	43
IV. 3. 2 角閃石ひん岩	43

IV. 3. 3	単斜輝石・角閃石ひん岩	43
IV. 3. 4	輝石ひん岩	44
IV. 3. 5	珪長岩	44
IV. 3. 6	岩脈の分布様式及び形成時期	44
V.	第四系	44
V. 1	概説	44
V. 2	京都盆地の第四系	45
V. 2. 1	大阪層群上部相当層・高位段丘堆積物の未区分層	48
V. 2. 2	中位段丘堆積物	48
V. 2. 3	崖錐・扇状地及び低位段丘堆積物	48
V. 2. 4	沖積層	51
V. 3	亀岡盆地の第四系	52
V. 3. 1	大阪層群上部相当層	52
V. 3. 2	崖錐・扇状地・低位段丘堆積物	52
V. 3. 3	沖積層・後背湿地堆積物	53
V. 3. 4	深層試錐	54
V. 3. 5	基盤等深線図	55
V. 4	越畑及び神吉盆地の第四系	56
V. 4. 1	大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物からなる未区分層	57
V. 4. 2	崖錐堆積物	60
V. 4. 3	沖積層	62
V. 5	山地内河谷沿いの第四系	62
V. 5. 1	高位段丘堆積物	62
V. 5. 2	中位段丘堆積物	63
V. 5. 3	低位段丘堆積物	63
V. 5. 4	沖積層	63
V. 6	第四紀の構造運動	63
V. 6. 1	亀岡断層	64
V. 6. 2	殿田断層	65
V. 6. 3	越畑断層	65
V. 6. 4	周山断層	66
V. 6. 5	芹生断層	66
VI.	応用地質	66
VI. 1	金属鉱床	67
VI. 1. 1	タングステン・錫鉱床	67
VI. 1. 2	層状マンガニ鉄床	68

VI. 2 非金属鉱床	68
VI. 2. 1 炉材珪石鉱床	68
VI. 3 砥石	69
VI. 4 地下水	69
VI. 5 鉱泉	69
VI. 6 自然災害	70
VI. 7 都市地盤	70
文献	70
Abstract	77

図・表・図版目次

第 1 図 京都西北部地域とその周辺の接峰面図	2
第 2 図 京都西北部地域の水系図	3
第 3 図 京都西北部地域の接峰面図と活断層	4
第 4 図 丹波帯の地質概略図	6
第 5 図 丹波帯を構成するⅡ型地層群の三つのユニットとⅠ型地層群の模式柱状図	11
第 6 図 灰屋ユニット(H)と雲ヶ畑ユニット(K)の緑色岩類の分布	13
第 7 図 灰屋ユニットの緑色岩類中の枕状溶岩層の産状	14
第 8 図 灰屋ユニットの緑色岩類の産状スケッチ	16
第 9 図 灰屋ユニットの緑色岩類の溶岩層頂部のスケッチ	16
第 10 図 層状チャートの珪質層と粘土質薄層の厚さの関係	18
第 11 図 丹波帯における石炭紀後期-二疊紀放散虫化石帯と主な <i>Albaillellaria</i> の垂直分布	20
第 12 図 二疊期前期の放散虫化石を産出する層状チャート露頭 (Ⅱ型地層群, 化石産地 1)のスケッチ	21
第 13 図 層状チャートの層理面における <i>Follicucullus</i> 属放散虫化石の定方配列	23
第 14 図 頁岩の希土類元素の分布パターン	26
第 15 図 層状砂岩及び砂泥互層に見られる堆積構造	28
第 16 図 Ⅰ型及びⅡ型地層群の中粒及び粗粒砂岩の鉱物組成	29
第 17 図 礫岩の礫種構成	30
第 18 図 Ⅰ型地層群の三疊紀枕状溶岩の産状スケッチ	32
第 19 図 層状チャートにおける珪質生物遺骸とマトリックスの構成比	34
第 20 図 行者山花崗閃緑岩と丹波帯Ⅰ型地層群との関係	39
第 21 図 大谷鉱山 11 番鍾の地表での露頭	40
第 22 図 行者山花崗閃緑岩周辺における丹波帯Ⅰ型地層群中の変成鉱物の分布	42
第 23 図 京都盆地西北部の地形区分図と火山灰発見地点	46

第 24 図	京都盆地西北部の大阪層群上部と高位段丘堆積物未区分層上及び 中位段丘面で掘削された試錐柱状図	48
第 25 図	京都盆地西北部扇状地で掘削された試錐柱状図	50
第 26 図	京都盆地西北部沖積低地で掘削された試錐柱状図	51
第 27 図	亀岡盆地の扇状地で掘削された試錐柱状図	54
第 28 図	保津町今石西方の低位段丘崖の柱状図	54
第 29 図	亀岡盆地の低位段丘面で掘削された試錐柱状図	55
第 30 図	亀岡盆地の沖積低地で掘削された試錐柱状図	56
第 31 図	亀岡市宇津根橋北詰における試錐(農-1)地質柱状図	57
第 32 図	亀岡盆地の基盤等深線図	58
第 33 図	廻り田池及び越畑付近における火山灰採取地点	58
第 34 図	越畑付近における花粉分析試料採取地点と地質柱状図	59
第 35 図	廻り田池付近における花粉分析試料採取地点と地質柱状図	60
第 36 図	越畑累層の花粉・孢子化石変遷	60-61
第 37 図	a. 越畑付近の第四系の模式断面図 b. 廻り田池南岸の第四系の模式断面図	64 64
第 38 図	世木林地区の段丘堆積物を切る殿田断層系	66
第 39 図	殿田断層による段丘の変異を示す地質断面図	66
第 40 図	芹生断層系の断層変位地形	67
第 1 表	京都西北部地域の地質総括表	7
第 2 表	灰屋ユニット緑色岩類の化学組成	16-17
第 3 表	芦見谷川の三畳系緑色岩の化学組成	33
第 4 表	行者山花崗閃緑岩の化学組成	40
第 5 表	京都盆地北西部の扇状地	47
第 6 表	亀岡盆地の第四系層序対比	52
第 7 表	越畑累層の花粉分析試料の岩質	59
第 8 表	越畑盆地の火山灰の重鉱物組成	61
第 9 表	越畑の A T 火山灰のガラスの屈折率	61
第 10 表	越畑盆地の火山灰の斜方輝石の屈折率(γ)	61
第 11 表	越畑盆地の火山灰の角閃石の屈折率(n_2)	62
第 12 表	越畑盆地の火山灰のフィッシュトラック年代	63
第 13 表	京都西北部地域の活断層の諸性質	65
第 14 表	京都西北部地域の活断層に関する資料	65
第 15 表	炉材珪石鉱床	68
第 16 表	湯ノ花鉱泉成分分析表	69

第 I 図版	1	II 型地層群灰屋川ユニットの含放散虫珪質頁岩	81
	2	II 型地層群周山ユニットの砂質頁岩	81
	3	I 型地層群の珪質頁岩	81
第 II 図版	1	I 型地層群の層上チャートに挟在する珪質頁岩	82
	2	I 型地層群の含放散虫珪質頁岩	82
	3	I 型地層群の砂質頁岩	82
第 III 図版	1	II 型地層群灰屋川ユニットの砂岩	83
	2	II 型地層群雲ヶ畑ユニットの砂岩	83
第 IV 図版	1	II 型地層群周山ユニットの砂岩	84
	2	I 型地層群の砂岩	84

京都西北部地域の地質

井本伸広*・清水大吉郎**・武蔵野 実*・石田志朗**

京都西北部地域の地質調査は、昭和61年及び昭和62年度の特定地質図幅の研究として実施された。調査及びとりまとめに当たっては、丹波帯を清水・武蔵野・井本が、地形・第四系を石田が、応用地質を石田と井本がそれぞれ担当した。貫入岩類及び接触変成岩のうち、花崗岩類と変成岩については、地質部高橋裕平・高橋 浩・宮崎一博が協力した。

丹波帯に関しては、丹波地帯研究グループ各位のご協力・ご支援を得た。また同志社香里中・高等学校本田輝政氏、大阪府立牧野高等学校下西繁義氏、枚方市立小倉小学校大野征之氏には、枕状溶岩の産状に関する資料の提供を受けた。北海道大学渡辺暉夫助教授には緑色岩の化学分析値についてご教示いただいた。大阪市立吹田高等学校橋利夫氏には同氏の砂岩薄片の検鏡を許可していただいた。

花崗岩類・鉱床の調査に際しては、喜和田鉱山長原政治氏から大谷鉱山稼行当時の資料提供を受けるとともに現地を案内していただいた。また、岩脈については、大阪府立枚方高等学校貴治康夫氏から資料の提供を受けた。

第四系に関して、京都府立朱雀高等学校植村善博氏には、現地調査にご協力を頂くとともにご討論と原稿についてのご教示を頂いた。また、池田碩氏には京都市内の掘削現場の地質調査にご協力いただいた。群馬大学新井房夫教授には、火山灰の検鏡をお願いした。また同志社大学横山卓雄教授には、火山灰に関する未公表資料をご教示いただいた。ご協力頂いた方々に厚く感謝する。

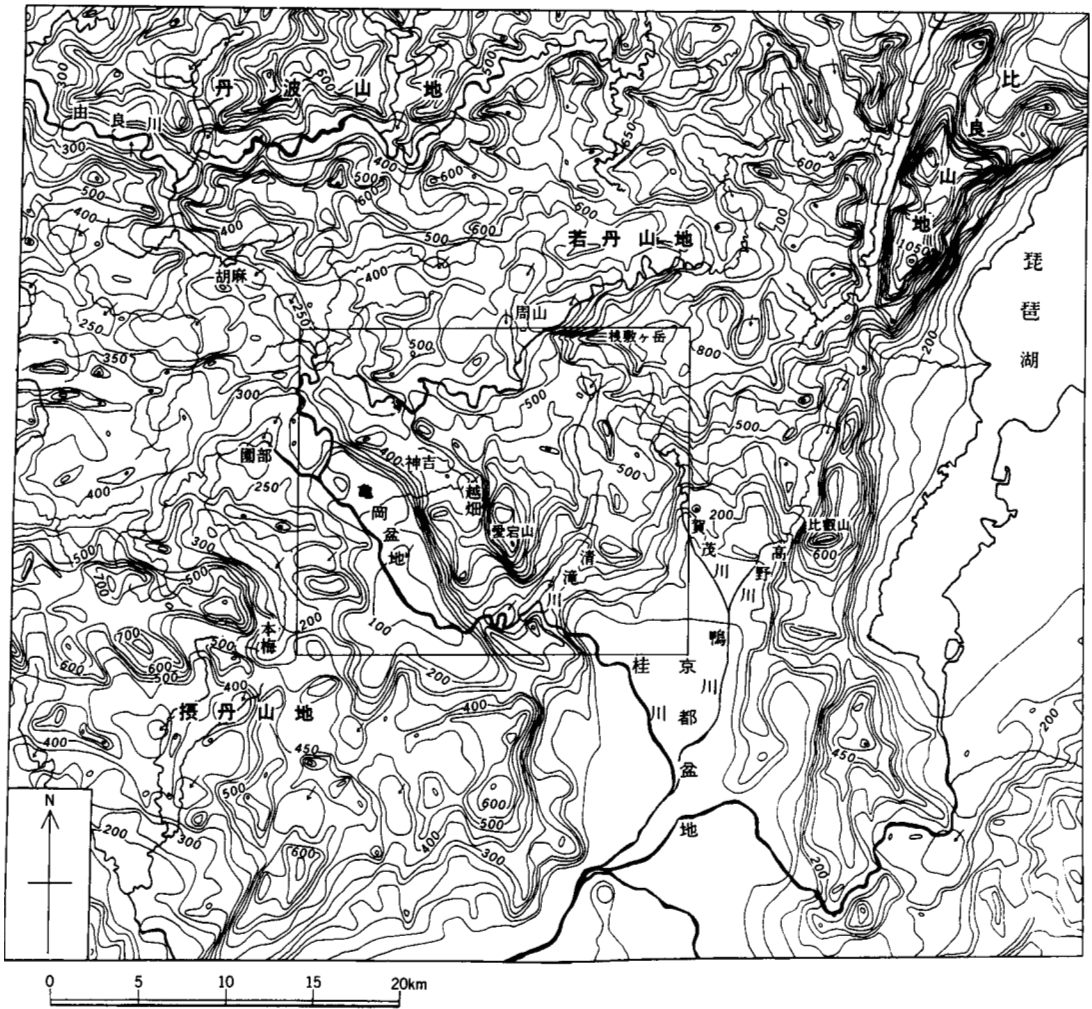
I. 地 形

京都西北部図幅地域は、丹波山地の中央から南東に位置する(第1図)。本図幅地域の西南部には北西-南東に延びる亀岡盆地があり、北東側の若丹山地じやくたんと南西側の撰丹山地せんたんとを分けている。東南隅に京都盆地の西北部がかり、若丹山地内には谷底小盆地がある。最高点は中央部にある地蔵山の947.6 mで、最低部は南東の京都市四条通沿いの27 mである。

水系は北西-南東と北東-南西系の組合せで、前者が東西に、後者は南北に近くなる傾向がある。本図幅地域の水系はすべて桂川水系である(第2図)。国土地理院発行の5万分の1地形図では本流をすべて桂川と記しているが、本報告では現地の習慣的呼称を併用し、上流部を桂川おおい(大堰川)と記す。桂川(大堰川)は、本図幅地域の中央南寄りにある愛宕山(890.5 m)から北東へ朝日峯(688.3 m)を経て、北縁の飯森山いひもり(791 m)-棧敷ヶ岳いさじき(895.9 m)、魚谷峠東方の尾根(816.2 m)に連なる山稜を分水界として、その北西側を集水域とし、亀岡盆地を南流する。その分水界の南東側には、桂川(保津川:桂川の保津峡の部分の名称)に合流する清滝川と、桂川(嵐山より下流)に合流する御室川、天神川、鴨川などがある。

本図幅地域の地形区分は水山ほか(1980)によりなされた。ここではその区分に基づき記述する。

*京都教育大学(昭和60・61年度地質調査所併任) **京都大学(昭和60・61年度地質調査所任)

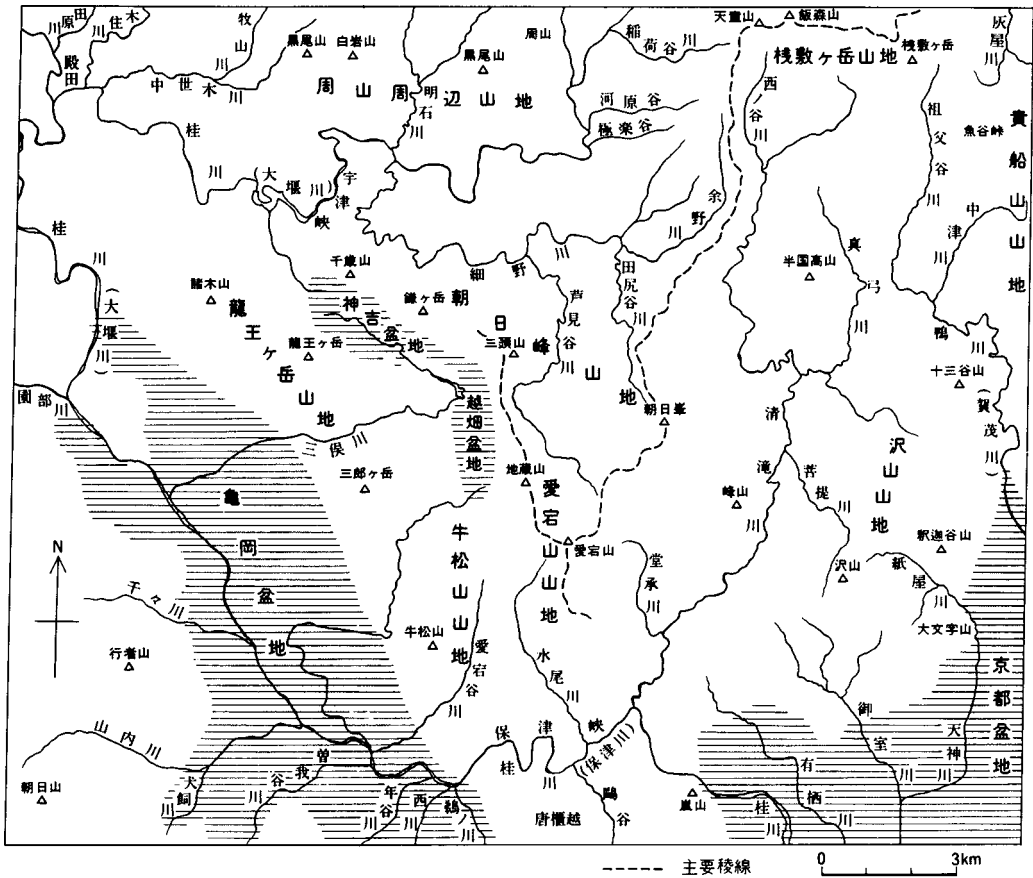


第1図 京都西北部地域とその周辺の接線面図(滋賀県・京都府, 1982; 京都府, 1983より編集).
 谷幅1km以下の埋谷法による. 等高線間隔は50m. 四角の枠は京都西北部地域を示す.

山地

丹波山地は高度600-900mの定高性を有し、一般に東高西低の傾動を示している(第3図). 小川(1944)は、「丹波山地の小起伏面地形は構造線によって分断されて地塊に分かれ、相互に示差の変位をしたために、隆起した地塊地形やくぼんだ盆地地形に分化している。」と指摘した.

本図幅地域の若丹山地は、大きくみると東方の花折断層まで広がる東西幅20kmを超える地塊で、細かくみると亀岡盆地やそれとほぼ平行の北西-南東系の断層により、幅4km前後の地塊に分断されている。これらの地塊の境界をなす断層は、水平移動成分が大きいいためか、亀岡盆地を除いては、中央部



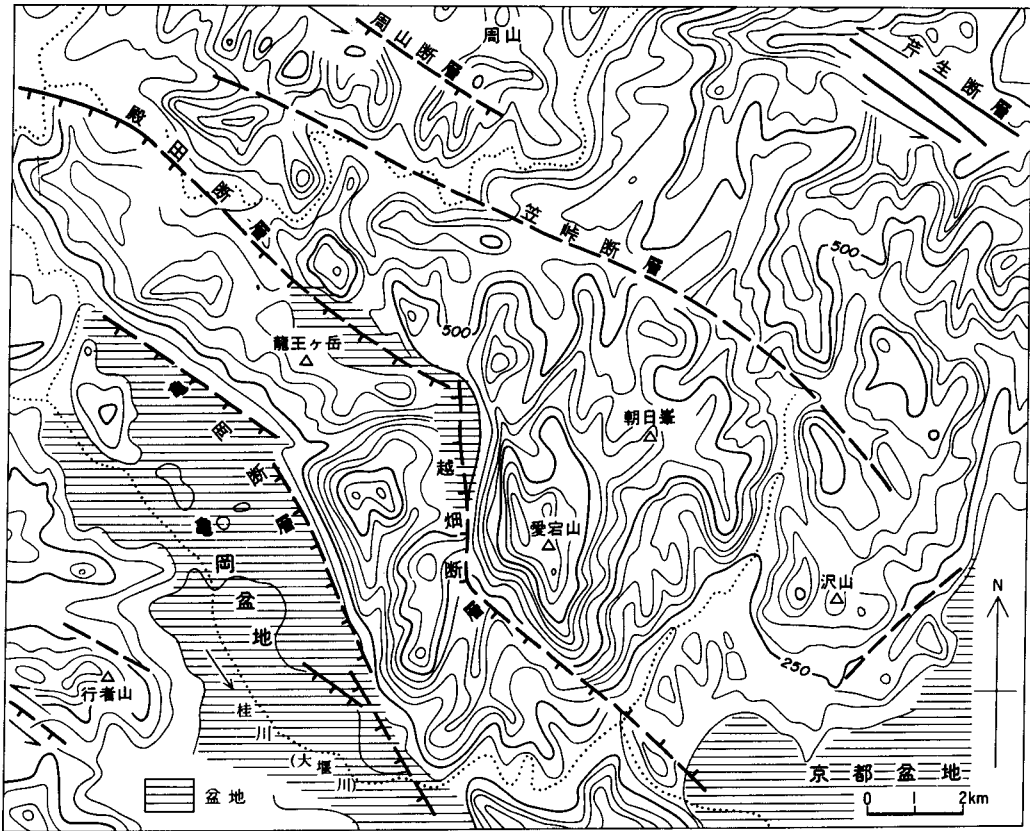
第2図 京都西北部地域の水系図。

の神吉、越畑盆地などの沈降部を持つのみである。

山地の定高性は高度600mが卓越し、中央部と北東縁に800-900mの小起伏面がある。

摂丹山地は、本図幅地域西南部にその東縁が位置し、400m前後の高度を有する。そのうち行者山(431m)山体は花崗岩でできている。

亀岡盆地北東縁の山麓には亀岡断層があり、その北東側の山地は北部が龍王ヶ岳(498.7m)山地、南部が牛松山(629.2m)山地と呼ばれる。その東方には殿田断層と越畑断層が連なる。殿田断層の北東側、殿田から千歳山(622.3m)・鎌ヶ岳(623m)・三頭山(728.2m)と連なる山地は、その南東延長にある朝日峯の名をとって、朝日峯山地と呼ばれる。南北性の越畑断層と朝日峯山地との間に愛宕山山地がある。また朝日峯山地の南東には清滝川を境にして沢山(516m)山地があり、京都盆地西北部の山をつくっている。沢山の南東側に原谷があり、北東-南西方向の断層が推定されている。この南東側の低山地縁に大文字山(233.5m)、衣笠山(199.8m)がある。



第3図 京都西北部地域の接線面図と活断層。
谷幅0.5 km以下の埋谷法による。等高線間隔は50 m。

朝日峯山地の北東縁は、^{なかせき}中世木川・大堰川・細野川・清滝川などが、それぞれ西北西-東南東方向をとる谷を連ねた線で、断層が推定されている。この線は人尾峠・笠峠・^{くぐい きょうみ}供御飯峠・京見峠を通る。この北東側には周山周辺山地、^{なかつげ}棧敷ヶ岳、貴船山山地があり、^{なかつげ}棧敷ヶ岳山地は前記したように大堰川水系と清滝川・鴨川の水系との分水界を持つ。

周山周辺山地は黒尾山(689 m)、白岩山(540 m)、黒尾山(509.4 m)と一段低い尾根を持つ。前記した龍王ヶ岳山地・朝日峯山地の西北部の大堰川流域周辺の山地も同様に550-400 mの高度を持つ。

東の貴船山山地の西縁は祖父谷川から真弓川に連なる直線の谷に引かれている。

本図幅地域内の撰丹山地は谷を隔てて、細分されている。北から殿田西方、園部東部、行者山、朝日山の各山地と、南隣の京都西南部図幅に連なる西から^{からとこ}竜ヶ岳山地、唐櫃越山地とである。唐櫃越山地は北の半松山山地と保津峡の横谷で境される。その東縁に嵐山(374.5 m)がある。

盆地

亀岡盆地と京都盆地(山城盆地の北部を限定していうことにする)とが主な盆地である。亀岡盆地は北

東縁を亀岡断層崖によって境された断層角盆地で、北東側山麓に崖錐と扇状地が連なる。また大堰川本流から離れた後背低地様のところには低位段丘面が発達する。盆地の南端部は京都西南部図幅の地域である。そこには、小規模の丘陵・高位段丘があり、その北延長が本図幅地域の唐櫃越山西麓にわずかに分布する。盆地底の標高は北部の112 mから南部へ88 mまで下がる。

京都盆地は南北性の褶曲と北東-南西、北西-南東の破断とが組み合わさった盆地と解釈できる。京都盆地の西北部が本図幅地域の東南部に含まれる。山麓には丘陵があまり発達せず、扇状地が基盤山地を埋め立てた観を呈する。桂川は亀岡盆地で礫を埋積し、基盤山地を先行谷の横谷として東へ流れ、嵯峨から京都盆地の西南部の低地を南東流する。丹波山地南部の広い集水域を持つが、保津峠を経て京都盆地に扇状地をつくるほどの運搬物質を供給していない。京都盆地には^{ならび}雙ヶ岡と船岡山の基盤岩の小丘がある。

谷底小盆地として、周山盆地・^{かみよし}神吉盆地・越畑盆地があげられる。周山断層(植村, 1988)の東方、周山付近は大堰川が宇津峠にかかる前に河道を広げ沖積低地をつくっている。また大堰川沿いに河岸段丘礫層が点々と分布する。

神吉盆地は殿田断層の南東延長部に当たり、北東側が比高100 m前後の急崖をなし、南西側は山脚が出入した埋積地形を示す。盆地底の高度は320 m-340 mである。

越畑盆地は愛宕山地の北部、地蔵山(947.6 m)の南北性尾根の西麓にあり、東から西へ向かって扇状地が発達している。しかしこの扇状地の下にはより古い第四系が盆地を埋積しており、現在の河谷は盆地の西縁を深く下刻している。

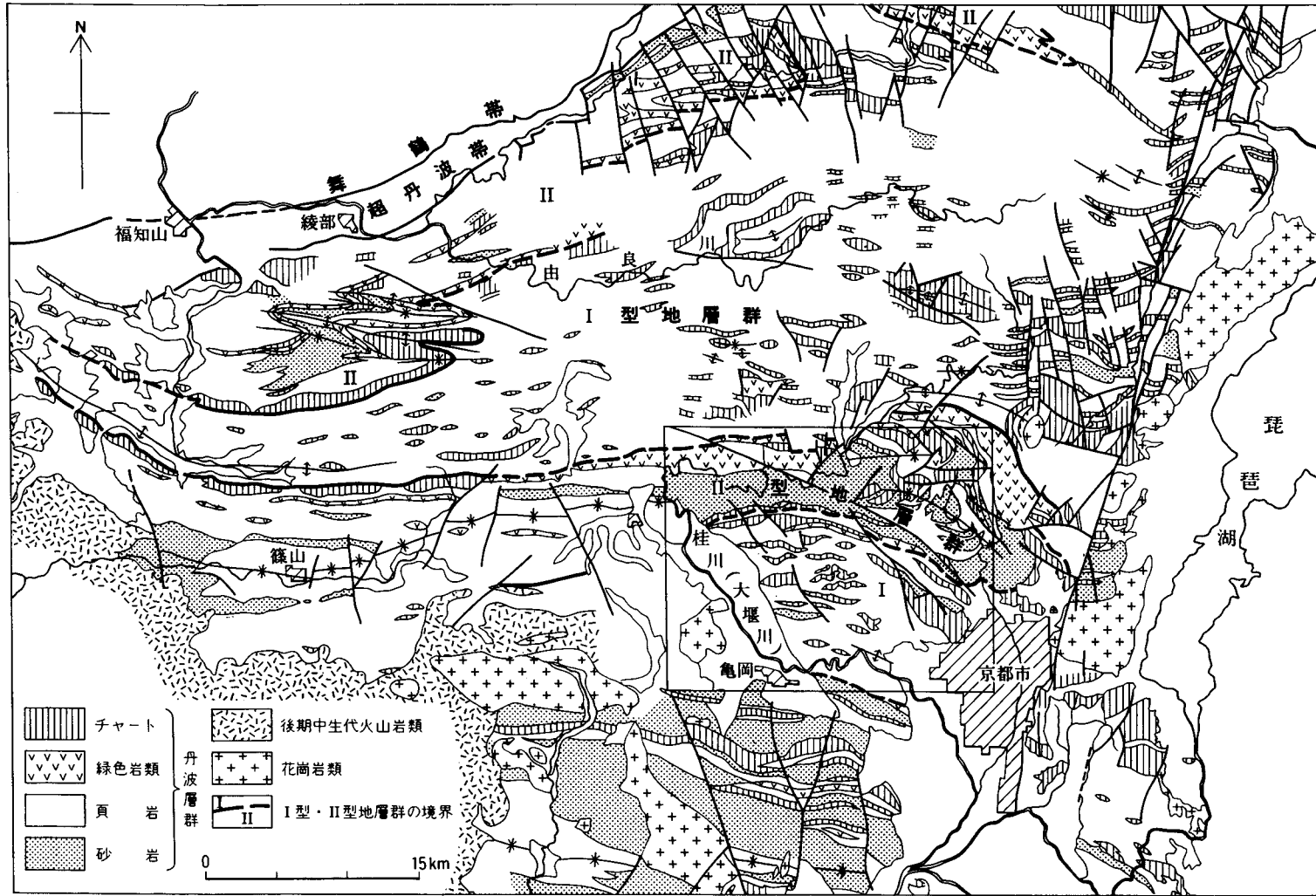
II. 地質概説

本図幅地域は、近畿地方の中央部に位置し、地体構造区分の上で丹波帯南部に当たる。中央部の山地には丹波帯の中・古生界とそれを貫く白亜紀後期の小規模な花崗閃緑岩が分布する(第4図)。山地の東西両側の京都盆地及び亀岡盆地には第四系が分布する(第1表)。

丹波帯の中・古生界は、SAKAGUCHI(1961)によって丹波層群と命名された地層である。この地層は主に泥質岩、砂岩、層状チャート、緑色岩類で構成されており、少量の礫岩や石灰岩を伴う。丹波層群には、白亜紀後期の花崗閃緑岩が貫入しており、周囲の地層に接触変成作用を及ぼしている。また、ひん岩を主とする小規模な岩脈類が貫入している。第四系のうち更新統は、本図幅地域東南部に位置する京都盆地、西南部の亀岡盆地の周辺部及び山間小盆地である越畑盆地の内部において、扇状地堆積物や崖錐堆積物、段丘堆積物として分布するほか、一部に池沼性堆積物も認められる。完新統は京都盆地、亀岡盆地の内部、桂川及び小河川の流域に、沖積層や後背湿地堆積物として分布している。

本図幅地域の丹波層群は、地質年代と岩相の異なる地層の組合せによって2組の地層群に区分され、I型地層群及びII型地層群と呼ばれている(石賀, 1983; IMOTO, 1984)。

II型地層群は石炭紀-二畳紀中期の緑色岩類(一部に石灰岩を伴う)、その上位に重なる石炭紀後期-二畳紀後期及び三畳紀の層状チャート層とこれらを覆う砕屑岩層及びオリストストローム層の組合せからなる。更に本地層群では三つの構造的層序ユニットが識別されており(楠・武蔵野, 1989)、本図幅地域



第4図 丹波帯の地質概略図(日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987に基づき一部修正).
 四角の枠は「京都西北部」図幅地域の範囲を示す.

第1表 京都西北部地域の地質総括表

地質時代		地質系統	地 史	
新 生 代	完 新 世	沖積層及び後背湿地堆積物	沖積地の形成	
	四 更 新 世	扇状地及び崖錐堆積物 段丘堆積物 { 低位 中位 高位 (未区分層) 大阪層群上部相当層	扇状地及び崖錐の形成 段丘の形成 河成・池沼性地層の堆積, 活断層の形成, 山地の上昇・盆地の沈降	
	第 三 紀		隆起・浸食	
中 生 代	白 垂 紀 後 期	行者山花崗閃緑岩	行者山花崗閃緑岩の貫入とホルンフェルスの形成 タングステン鉱床の生成, 岩脈類の貫入	
	白 垂 紀 前 期	II型地層群	ジュラ紀変動(ナップ構造の形成と正立褶曲の形成)	
	ジュ ラ 紀	雲ヶ畑ユニット	I型地層群	I型地層群 チャート・珪質頁岩などの遠洋性堆積物の堆積, チャート中のマンガン鉱床の形成 陸源性堆積物の堆積場への移動・付加・オリストストロームの形成
		灰屋ユニット		
	三 疊 紀	周山ユニット	周山ユニット?H 雲ヶ畑ユニット?H 灰屋ユニット?H I型地層群?H	
後 期 古 生 代	二 疊 紀	I型地層群の緑色岩類の形成*		
石 炭 紀	II型地層群	II型地層群 緑色岩類の形成とチャートを主とする遠洋性堆積物の堆積, 赤白珪石鉱床の形成 陸源性堆積物の堆積場への移動・付加・オリストストロームの形成(周山ユニット→雲ヶ畑ユニット→灰屋ユニット)		

H: ハイエイタス (不整合)

* 本図幅地域外

においては、下位から上位へ、灰屋ユニット、雲ヶ畑ユニット、周山ユニットと呼ぶこととする。

I型地層群は模式的には、最下位の“砥石型”珪質頁岩層に始まり、層状チャート層、含放射虫珪質頁岩の順に重なり、最上位に碎屑岩層やオリストストローム層が位置しており、一つの構造的層序ユニットを構成しているとみなしうる。それらの年代は三畳紀前期からジュラ紀後期にわたる。

これら4組の構造的層序ユニットは、それぞれ衝上断層によって接しており、相対的に古い年代組合せを持つユニットが若い年代組合せを示すユニットの上位に重なるナップ構造を形成している。

それぞれのユニットの内部においては、下位の層準に認められるチャートや緑色岩が、しばしば上位の層準のオリストストローム層中にオリストリスとして含まれる。丹波層群は、全体として東西性の軸をもつ正立褶曲構造を形成しており、本図幅地域内では北側に周山向斜、南側に保津川背斜が位置している(松下, 1953)。オリストストローム、ナップ構造、褶曲構造の形成のそれぞれの時期については確定できないが、ジュラ紀後期以降、白亜紀酸性火成活動時期以前と推定される。

花崗岩類は亀岡盆地西方の行者山周辺と同盆地内部の池尻付近に露出する。

行者山を中心とする岩体は南北約4km、東西3kmの半円形の分布を示す。主に中粒黒雲母花崗閃緑岩からなり、一部に優白色質花崗岩を伴う。花崗閃緑岩の年代としては、93.0Ma(黒雲母のK-Ar年代)、98.9Ma(Rb-Srアイソクロン年代)が得られている。岩体周辺には、しばしば石英脈が認められ、タングステン・錫鉱脈を伴う。池尻付近の岩体は、亀岡盆地内部の小丘陵に露出しており、岩質は黒雲母花崗閃緑岩であるが、風化が著しい。

花崗岩類近傍の丹波層群は接触変成を受けており、黒雲母や堇青石が生じている。亀岡市葎田野においては堇青石仮晶(桜石)が天然記念物に指定されている。

岩脈類としては、角閃石ひん岩、単斜輝石-角閃石ひん岩、輝緑ひん岩が、主としてI型地層群中に貫入している。

新生代第三紀の地層は本図幅地域においては、見いだされていない。新第三紀中新世の大規模な海進時においても、陸地であり、この間に準平原が形成されたと考えられてきた。

第四紀は大阪層群上部相当層以後の地層がある。すなわち、メタセコイヤ植物群は発見されないが、コウセキハマナツメ植物群が発見されている。大阪層群上部相当層は京都・亀岡・越畑盆地などでは、河成礫のほかには池沼成の泥・亜炭や泥炭層である。河岸段丘は高位・中位・低位の3段に大別され、いずれも礫層からなる。盆地部では大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物との識別が困難である。

扇状地堆積物と崖錐堆積物はいずれも始良-Tn火山灰を挟み、沖積層にはアカホヤ火山灰が発見される。扇状地堆積物と同時代の堆積物と思われる低位段丘堆積物は、亀岡盆地に特に広く分布する。

亀岡盆地の桂川(大堰川)沿いの沖積平野の両側には、後背湿地がある。低位段丘堆積物は最終氷期の後背湿地の堆積物と考えられる。

. 丹波帯の中・古生界

. 1 研究史

京都付近の中・古生界の研究は19世紀(明治20年代)図幅調査に始まる。層序学的な研究は中村ほか(1936)の京都西山の報告に始まるが、その後の幾つかの研究を松下がまとめた(松下, 1950, 1953)。それによると、丹波地帯は一連整合の古生界(二畳 - 石炭系)からなり、東西方向の軸を持つ褶曲によって、また同方向の衝上断層によって繰り返しているとしている。本図幅地域では周山向斜及び保津川背斜によって古生界が繰り返すとされている。坂口も丹波地帯の研究を行い、ほぼ同様の見解でまとめた(SAKAGUCHI, 1961, 1963)。それらと並行して、珪石鉱床及びマンガン鉱床の調査も進められた。

丹波地帯中央部の調査は遅れていたが、1960年代から丹波地帯研究グループによって進められ、本図幅地域については丹波地帯研究グループ(1971, 1974)の報告がある。これらの報告では、従来の見解を受け継いで、二畳系(及び一部石炭系)を主とする古生界の層序が立てられ、それが褶曲及び断層で繰り返すとされた。同時に京北町周山で後期三畳紀の *Monotis* が発見されたことから、一連の層序の上限が三畳系上部階に及び可能性が指摘されている(丹波地帯研究グループ, 1974)。三畳系の存在の可能性はNAKAZAWA and NOGAMI(1967)に始まるが、本図幅地域内では吉田・脇田(1975)によって、層状チャート中に後期三畳紀のコノドント化石の生層序が見いだされ、丹波地帯研究グループ(1975, 1979a, 1979b, 1980)は、一連の二畳 - 三畳系層序としながらも、岩相による層序の違いがあることを予想している。

チャート層の微化石生層序の研究は本図幅地域の保津川流域でISOZAKI and MATUDA(1980)によってなされ、三畳系からジュラ系に至る一連のチャート・珪質粘板岩層が確認された。放散虫化石の生層序は古生界のチャート層についても進められ、ISHIGA and IMOTO(1980)以来の一連の研究によって古生代後期の放散虫生層序の一つのタイプが作られた(ISHIGA, 1982, 1986; ISHIGA *et al.*, 1982a, 1982b, 1982c)。そのほか武蔵野ほか(1977)による石炭紀チェスター世コノドントの発見、本田・下西(1983)による緑色岩中の三畳紀サンゴ化石の発見などがある。放散虫化石についても田辺・丹波地帯研究グループ(1982)は保津川の粘板岩からジュラ紀後期の化石群集を見いだした。

このような微化石生層序の研究によって、従来の一連整合の古生 - 中生界という見解は大きく変わり、チャート・緑色岩など遠洋性相と陸源碎屑相であるターピダイトが混合した付加体堆積相とする見解が有力となった。更にそれらは地域ごとに岩相と年代を異にしており、それらが構造的にあるまとまりをもち、互いに重なっているとすると、構造的層序ユニットの概念が取り入れられるようになった。

石賀(1983)はそのような見方から、“丹波層群”全体を大きく異なる2組の地層群に分けることを提案し、それを丹波層群 型地層群及び丹波層群 型地層群と呼ぶことを提案した。本図幅地域では、周山向斜を構成するものが 型地層群、保津川背斜域を構成するものが 型地層群に当たるが、その構造はそれぞれ周山シンフォーム及び保津川アンチフォームと呼ぶべきものとしている。IMOTO(1984)も同様の見解に基づいて、丹波地帯での層状チャートの形成や構造形成を論じた。 型地層群を構成する

地層については丹波地帯研究グループの研究により、単一のものではなく、その中が更に岩相・年代を異にする構造的層序ユニットに区分されることが明らかになった。

以上の研究と並行して砕屑岩層のタービダイトについての堆積学的研究もなされてきた(清水ほか, 1974; 武蔵野・中村, 1976 など)。それによると周山向斜のタービダイトは南ないし南東方から供給された。そしてその方向に陸地が存在したと推定された(SHIMIZU et al., 1978)。砂岩組成及び砕屑性ざくろ石の組成についても楠ほか(1986)と武蔵野・笠原(1986)の研究があり、後背地の地質が論じられている。

本図幅地域の緑色岩の岩相・産状について岡市ほか(1975)及び清水(1979)、下西ほか(1977, 1978)がある。緑色岩の化学組成は HASIMOTO et al. (1970)によって報告されている。

III. 2 構造的層序ユニット区分

丹波帯の丹波層群については、微化石による地質年代が明らかになってくるにつれ、一連整合の層序をなすものでなく、異なった年代の大小の岩体を不規則にオリストリスとして含むオリストストローム層の部分が多いことが分かってきた。そのため古典的な意味での層序を立てることは全体としてはできないが、部分的には岩相・化石相の変化する層序が読みとることができる。また岩相層序は似ていても、年代が異なった層序を持つ部分が隣り合って存在する例も多い。丹波層群は遠洋相が陸源砕屑相へ付加されたものと解釈できる。断層あるいは衝上断層で境された個々の層序区分は、構造的層序ユニット(tectonostratigraphic unit)として扱う。

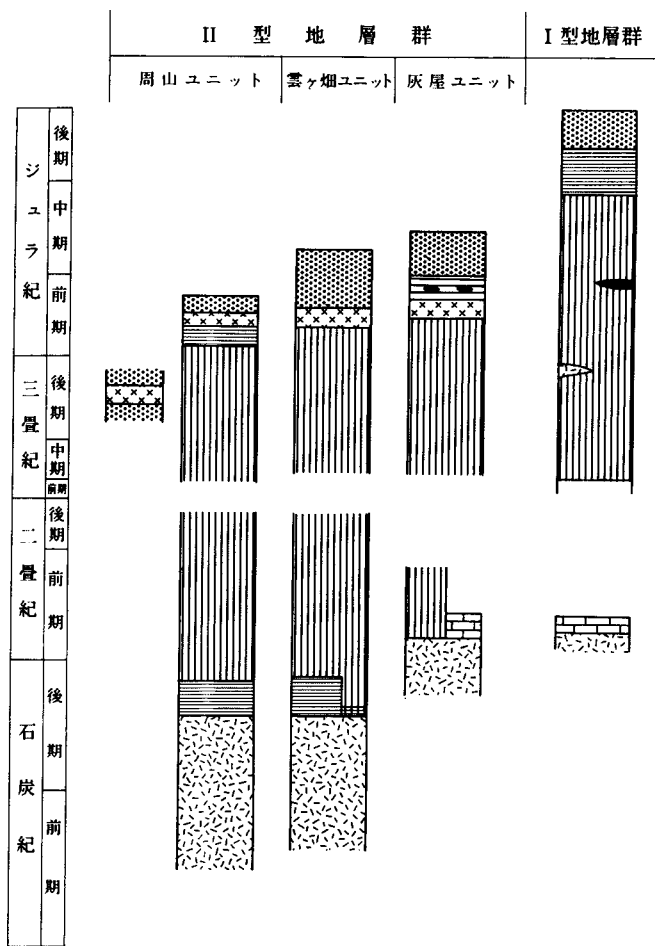
丹波層群について石賀(1983)は、I型地層群とII型地層群が識別した。本報告ではこの見解に基本的に従う。この区分は大きい単位での構造的層序ユニットに当たる。そしてI型地層群は構造的にはII型地層群より見掛けの上で下位にあるが、地質年代はより新しい。そして両者は水平方向の衝上断層で重ね合わされた後、変形を受け、正立褶曲を形成したとする。したがってそれは本来の層序関係を示す褶曲ではなく、従来背斜とされたものはアンチフォームであり、向斜とされたものはシンフォームである。

その後の研究によって、II型地層群自体も断層によって岩相層序が繰り返しているように見えるが、個々の層序の地質年代は少しずつ異なっていることが分かってきた。本図幅地域の周山向斜部では、後述のように3つの構造的層序ユニット(灰屋・雲ヶ畑・周山の各ユニット)が識別されており(第5図)、更に区分がもう一つ加わる可能性もある。なお、本図幅地域中で岩相及び地質年代の検討が不十分であるためユニットが確定できないものは“未区分層”とした。

I型地層群も、他地域の例では幾つかの構造的層序ユニットに区分される可能性がある。しかし、本図幅地域内の保津川背斜部では、今のところ明確に区分する資料に乏しい。

III. 3 II型地層群

III. 3. 1 概説



第5図 丹波帯を構成するII型地層群の三つのユニットとI型地層群の模式柱状図

(楠・武蔵野, 1989, に加筆)

a: 砂岩, b: 頁岩, c: 酸性炭灰岩, d: チャート, e: 珪質頁岩, f: 石灰岩, g: 緑色岩類, h: 赤白珪石鉱床, i: 層状マンガン鉱床及びマンガンノジュール

丹波層群II型地層群は、大きく分けて二疊系の緑色岩及び石灰岩層・層状チャート層、三疊系中部からジュラ系下部にかけての層状チャート層、ジュラ系下部から中部の碎屑岩層からなる。見掛け上、前者が下位に位置して分布するが、三疊系下部の地層は見られず、不整合関係も観察されないので、二疊系は大きな異地性岩体とみることもできる。碎屑岩層の一部からは三疊紀後期の化石を産しているが、三疊系とジュラ系との明確な関係は確かめられていない。

本図幅地域のII型地層群は北部の周山向斜部を占め、I型地層群とは断層(衝上断層)で接する。シンフォームをつくる、上記の2組の地層の組合せは、また断層によって繰り返しており、少なくとも三つの構造的層序ユニットを区分することができる。それを東から西へ、(見掛けの下位から上位へ)、灰屋ユニット、雲ヶ畑ユニット、及び周山ユニットと名付ける。この区分は周山向斜の北翼及び中軸部では

明瞭であるが、西部及び南翼では区分が困難であるので、地質図上では未区分となっている。

Ⅲ. 3. 2. 灰屋ユニット

灰屋ユニットは本図幅地域の北東部の京都市北区棧敷ヶ岳東側から雲ヶ畑中津川上流部にかけて分布する。ユニットの下部は北隣四ツ谷図幅地域内の京北町井戸南部から灰屋を経て、東の京都東北部図幅地域内の京北町芹生及び京都市左京区鞍馬から岩倉へと続く緑色岩層である。この緑色岩層の基底部は灰屋川衝上断層によって切られ、下位のⅠ型地層群の上のっている。この衝上断層に沿って緑色岩は千枚岩化し、また固結した断層破砕帯を伴っている。本図幅地域中では緑色岩層の見掛け上位にジュラ紀前期末から中期の放散虫化石を含む碎屑岩層がくる。それはタービダイトとオリストストローム層であり、オリストリスは緑色岩やチャート(三疊紀・ジュラ紀)及び砂岩、頁岩である。タービダイトは一般に厚層の砂泥互層で、雲母質のラミナイトを伴う。碎屑岩層は井戸の南方、灰屋の西方から、本図幅地域の東北部を経て貴船の西方、二の瀬、市原へと続く。なお、東側の京都東北部図幅地域内の市原では緑色岩の見掛け上位に三疊・ジュラ系の層状チャートが分布する。

灰屋ユニットの西端は京北町周山を通る東北、西南方向の断層によって切られているが、周山の西から白岩山、黒尾山を経て日吉町中世木へと東西に続く緑色岩と碎屑岩層が、灰屋ユニットの西延長部に当たる。

Ⅲ. 3. 3. 雲ヶ畑ユニット

雲ヶ畑ユニットの下半部は京北町天童山から京都市北区の棧敷ヶ岳を経て中津川中流部から東南に続く緑色岩層と層状チャート層からなる。東南端は栗夜叉谷から京都東北部図幅地域の夜泣峠西に達し、上賀茂の北から西に向かうとされているが、その先は不明瞭である。この下半部は灰屋ユニットの下半部と同じく二疊系であるが、それに比較して二疊系層状チャートの割合が多い特徴がある。雲ヶ畑ユニット上半部の碎屑岩は京北町稲荷谷から、京都市北区の大森及び雲ヶ畑に広い分布をして、周山向斜の主体をつくっており、杉坂及び細野で西北-東南に走る笠峠断層に切られている。この碎屑岩層もタービダイトとオリストストローム層からなる。オリストリスとして、チャート及び砂岩が含まれる。

雲ヶ畑ユニットの西端も周山を通る断層で切られているが、京北町柏原から西へ宇津を経て、京北町殿田へと東西に続く緑色岩層とその上位のチャート及び碎屑岩層が雲ヶ畑ユニットの延長部に当たる。ここでは緑色岩に伴うチャート層はごく少ない。

Ⅲ. 3. 4. 周山ユニット

周山ユニットの基底部は二疊系の層状チャートで、周山の東方、稲荷谷から余野を経て、大森の縁坂峠に至る。これには緑色岩を伴っていない。周山ユニットの上半部は周山から細野にかけて分布する碎屑岩層で、タービダイト層及びオリストストローム層である。頁岩の放散虫化石はジュラ紀前期を示す。オリストリスはチャート・砂岩が多く、緑色岩も見られる。

周山南方、魚ヶ淵^{うおぶら}では露頭及び転石から、三疊紀後期の二枚貝化石 *Monotis* spp. が得られており(丹波地帯研究グループ, 1971; 吉田・丹波地帯研究グループ, 1982), また凝灰質頁岩からは三疊紀後期

の放射虫化石も得られている(石賀・丹波地帯研究グループ, 1981)。この部分はオリストリスとみる見解があるが, 別個のユニットである可能性もある

3.5. 未区分層

本図幅地域西北部の八木町北部, 日吉町天若付近にも 型地層群が分布している。全体として砂岩が多く, 黒色頁岩, チャート, 緑色岩が挟在する。放射虫化石によって年代の決定されている砕屑岩, チャートもあるが, 本図幅地域の東部のような年代・岩相の詳細な検討によるユニット区分はできていない。

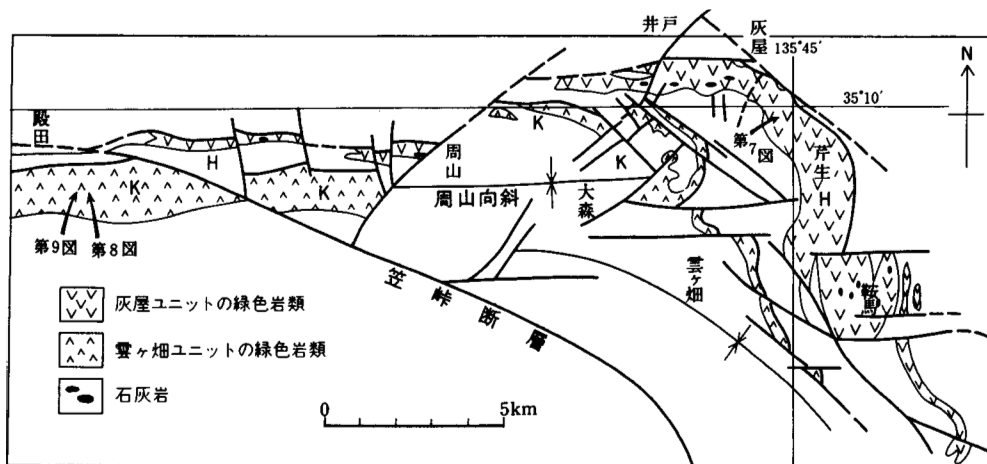
3.6. 緑色岩類

A. 灰屋ユニット

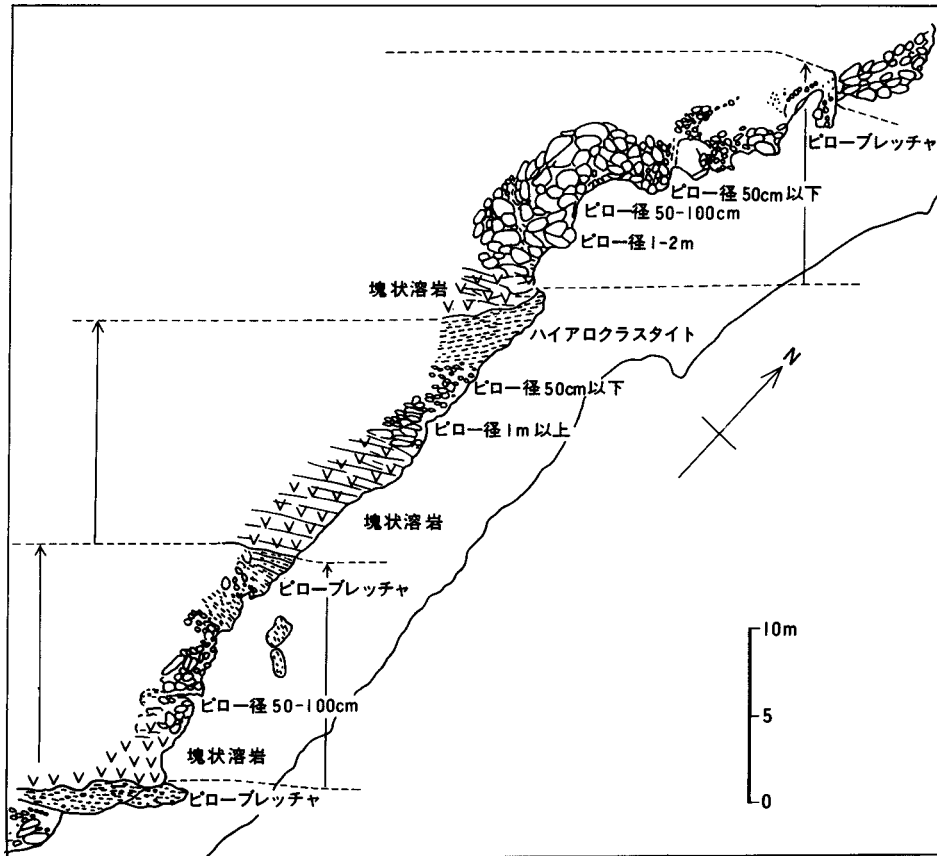
緑色岩は本ユニットの最下位を占め, 丹波地帯研究グループ(1971)でf-シャルスタイン層と呼ばれたものである。本図幅地域内では, 北東部の灰屋川沿いの狭い地域と, 魚谷峠東方及び周山西方の白岩山から黒尾山を経て中世木にかけて分布する(第6図)。隣接図幅地域と合わせると, 京都市左京区鞍馬地域から, 京北町芹生, 灰屋, 井戸を経て, 周山及び日吉町中世木へと続く延長30kmを超える分布を示す。また中川北山町北方-千歳山-船枝に分布する緑色岩類・層状チャート層の組合せも, 本ユニットに属する可能性がある。

この緑色岩の岩相は塊状溶岩, 枕状溶岩, ピロープレッチャ, ハイアロクラスタイトからなる。ハイアロクラスタイトやピロープレッチャには頁岩やまれにチャートが挟まれる。芹生・灰屋川地域では塊状及び枕状溶岩が主でハイアロクラスタイトなどは少ないが, そこから南方及び西方に向かってハイアロクラスタイトなどが多くなる。

本図幅地域内の灰屋川河床の露頭では, 溶岩層の構造がよく観察される(第7図; 岡市ほか, 1975)。



第6図 灰屋ユニット(H)と雲ヶ畑ユニット(K)の緑色岩類の分布。



第7図 灰屋ユニットの緑色岩類中の枕状溶岩層の産状(岡市ほか, 1975).
 位置は第6図に示す(灰屋川河床).
 矢印は上方への岩相変化を示す溶岩流の1ユニットを示す.

それは下位の塊状溶岩から始まり、上位に向かって枕状溶岩となり、しかも枕状団塊の径が下位から上位に向かって小さくなり、最上位にハイアロクラスタイトがくるというサクセッションをもっている。しかも、そのサクセッションが何回も繰り返し重なっている。サクセッションの個々の厚さは15ないし30 mであり、海底火山の一枚の溶岩流を示すとされている。灰屋川地域の緑色岩層の全体の厚さは1,200 mと見積もられている。

本図幅地域外の京北町井戸の飯文字釜では枝分かれる延びた枕状溶岩が発見されている(山田・丹波地帯研究グループ, 1981)。鞍馬及び井戸地域ではハイアロクラスタイトやピローブレッチャの中に石灰岩の大小の岩体があり、紡錘虫などの化石を含む。

京北町周山には厚さ360 mの緑色岩層が東西に延びて分布する。岩相は大部分がハイアロクラスタイト及びピローブレッチャである。その中に石灰岩レンズがあったが、現在は掘りつくされて残っていない。しかし転石には紡錘虫化石が認められている(丹波地帯研究グループ, 1971)。

この緑色岩層は周山から西へ続き、白岩山と黒尾山から日吉町中世木にまで続く。この付近では緑色

岩の上位に層状チャート層を伴っている。白岩山では紡錘虫を含む石灰岩の小岩塊を伴う。

灰屋ユニットの緑色岩層は、その岩相から見て、全体として次のような分布を示す。灰屋川・芦生付近は溶岩部の多い、海底火山体の中心に近い部分であり、そこから離れるに従って、溶岩部は減少し、ハイアロクラスタイトやピロープレッチャが増加し、頁岩やチャート層も伴うようになる。石灰岩体もその部分に多い。

灰屋ユニットの緑色岩層の枕状団塊は、鏡下の観察では、基質と斑晶がサブオフィチック組織を示す。基質は長さ0.2-0.5mm程度の針状及び短冊形の斜長石と、同程度の大きさの自形ないし半自形の単斜輝石の微晶ないし微斑晶からなる。斑晶は、1-2mm程度の斜長石と少量の単斜輝石である。斜長石は、斑晶も基質も同様に变质して、緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物などができている。二次鉱物としては緑泥石・炭酸塩鉱物・緑れん石・曹長石・鉄鉱類が認められる。

HASHIMOTO et al. (1970)は、東隣の京都北東部地域内の鞍馬や貴船付近の緑色岩の化学分析を行って、アルカリ玄武岩としている(第2表)。

灰屋ユニットの緑色岩の中の石灰岩レンズには前述のように紡錘虫化石が含まれる。本図幅地域の範囲では京北町周山の *Paraschwagerina* sp. と白岩山の Schwagerinid が報告されており、二畳紀前期を示す(丹波地帯研究グループ, 1971)。

周山向斜南翼部には京都市北区中川の北から西北西へ京北町長野の南方へかけて緑色岩が細長く分布している。ハイアロクラスタイト、ピロープレッチャを主とし、上位に層状チャートを伴う。芦見谷の入口付近では、ハイアロクラスタイトの中に石灰岩層が入っている。淡紅色の石灰角礫岩で、石灰質基質には二次的にできた苦灰石の微小結晶が入っている。また石灰岩基質には紡錘虫化石 *Neoschwagerina* aff. *simplex*, *Cancellina* sp., *Pseudodoliolina* sp. などがあり、二畳紀中期を示す。石灰岩角礫中には *Pseudofusulina* sp. と *Minojaponella* sp. が認められているが、これらは誘導化石と考えられている(丹波地帯研究グループ, 1971)。

B. 雲ヶ畑ユニット

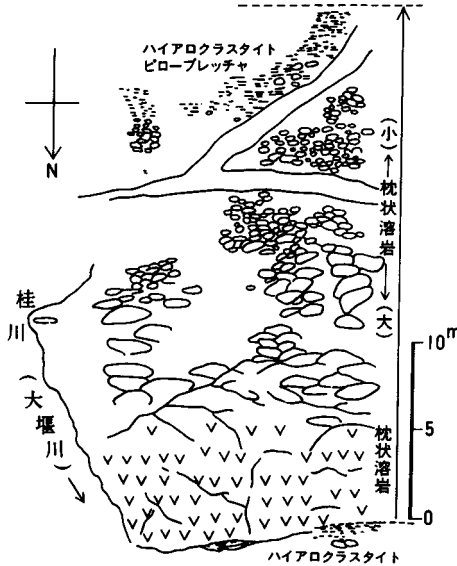
緑色岩は本ユニットの下部を占めるもので、丹波地帯研究グループ(1971)のh-シャールスタイン層に当たる。この緑色岩の上位には層状チャート層(i-チャート層)を伴うことが多く、また指交関係を示すこともある。この緑色岩は図幅地域内雲ヶ畑から棧敷ヶ岳・天童山へと続き、更に図幅地域北西部の京北町柏原から日吉町殿田へと東西に続いている。北東部のものハイアロクラスタイトやピロープレッチャを主とし、枕状溶岩部も見られる。全体の厚さは、290-390 m程である。西北部のものは層厚が800 mに達し、塊状溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイトなどからなる。日吉町殿田東方の大堰川河床には下位から上位に向かって塊状溶岩、枕状溶岩そしてハイアロクラスタイトというサクセッションの繰り返す露頭がある(第8図, 第9図; 岡市ほか, 1975)。雲ヶ畑ユニットの緑色岩には石灰岩岩体は見られず、赤白珪石を伴うことが多い。

SANO et al. (1987)は大森、京北町中地、日吉町殿田などに分布する緑色岩のS m- N d年代測定を行い、334-339 Maの値を得ている。

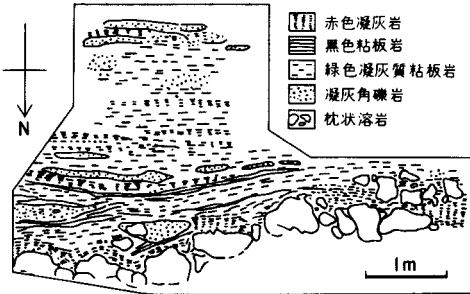
周山向斜の南翼部にも、この緑色岩に対応するものがある。京都市北区杉坂口には2-3 mの厚さの緑色岩があり、ハイアロクラスタイトと枕状溶岩からなる。その中に赤褐色の石灰岩の小レンズ(数な

第2表 灰屋ユニット

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
46.87	2.03	16.50	2.00	8.71	0.17	6.08
47.84	2.21	14.68	2.16	8.35	0.19	6.15
46.60	2.08	16.80	3.82	7.06	0.20	6.01



第8図 灰屋ユニットの緑色岩類の産状スケッチ (岡市ほか, 1975). 位置は第6図に示す.



第9図 灰屋ユニットの緑色岩類の溶岩層頂部のスケッチ (岡市ほか, 1975). 位置は第6図に示す(殿田東方大堰川河床).

いし数10cm)が点在している。石灰岩は再結晶したミクライト質であり、石炭紀チェスター世のコノドント化石(*Gnathodus bilineatus*, *G. commutatus commutatus*, *G. nodosa*など)を含む(武蔵野ほか, 1977)。この値は上記のSm-Nd年代とほぼ一致している。

Ⅲ. 3. 7. 層上チャート

A. 産状

灰屋ユニットの基底部の緑色岩類の上位には、碎屑岩類が重なることが多いが、魚谷峠の東方及び周山西方では、層状チャート層が上位に重なっている。また前述したように、中川北方-千歳山-船枝に分布する緑色岩に伴う層状チャートも本ユニットのものと考えられる。なお本ユニットの碎屑岩類は、丹波地帯研究グループ(1971)により、g-頁岩・砂岩層とされたものであるが、これにはしばしば層状チャートのスラブやブロックが含まれており、特に魚谷峠付近には大規模なものが認められる。なお、スライス、スラブ、ブロック、レンズなどの用語はWAKITA(1988)に従う。

緑色岩類の化学組成 (HASHIMOTO *et al.*, 1970)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	合計
8.85	3.16	1.62	0.29	3.85	0.10	100.23
9.50	3.82	0.81	0.35	3.96	0.17	100.19
8.57	2.46	2.60	0.26	3.62	0.17	100.25

雲ヶ畑ユニットの基底部は、緑色岩類とその上位に重なる層状チャートの組合せからなる。この層状チャート層は、丹波地帯研究グループ(1971)により i- チャート層とされたものである。この組合せは、笠峠断層(丹波地帯研究グループ, 1979a, b)以北及び周山街道(国道 162 号線)以東では、天童山・飯森山 - 棧敷ヶ岳 - 大森東町の間と、大森東町 - 雲ヶ畑中津川町東方にかけて分布しており、前者は大森向斜を構成し、後者は雲ヶ畑向斜の北翼に位置している(丹波地帯研究グループ, 1974)。

この組合せの周山街道以西及び笠峠断層以南の地域における分布については明確ではないが、殿田南方から下宇津を経て柏原にかけて分布する緑色岩類と、その上位に断続的に重なる層状チャート層に対比しうる可能性がある。なお丹波地帯研究グループにより j- 頁岩層とされた本ユニットの碎屑岩類にも、層状チャートのスラブ、レンズが含まれる。

周山ユニットの最下位には、連続性の良好な層状チャート層が分布する。このチャート層は、丹波地帯研究グループ(1971)により k- チャート層とされたもので、周山東北方から大森西町を経て余野南方へと連続し、縁坂峠付近で特に広く分布する。全体として、西にブランチした向斜構造を示す。丹波地帯研究グループ(1971)によって - 砂岩層とされた、型地層群の見掛け最上位の碎屑岩類にも多様な規模のチャートのスラブ、ブロック、レンズが含まれているが、滝又滝付近のものは規模が大きい。

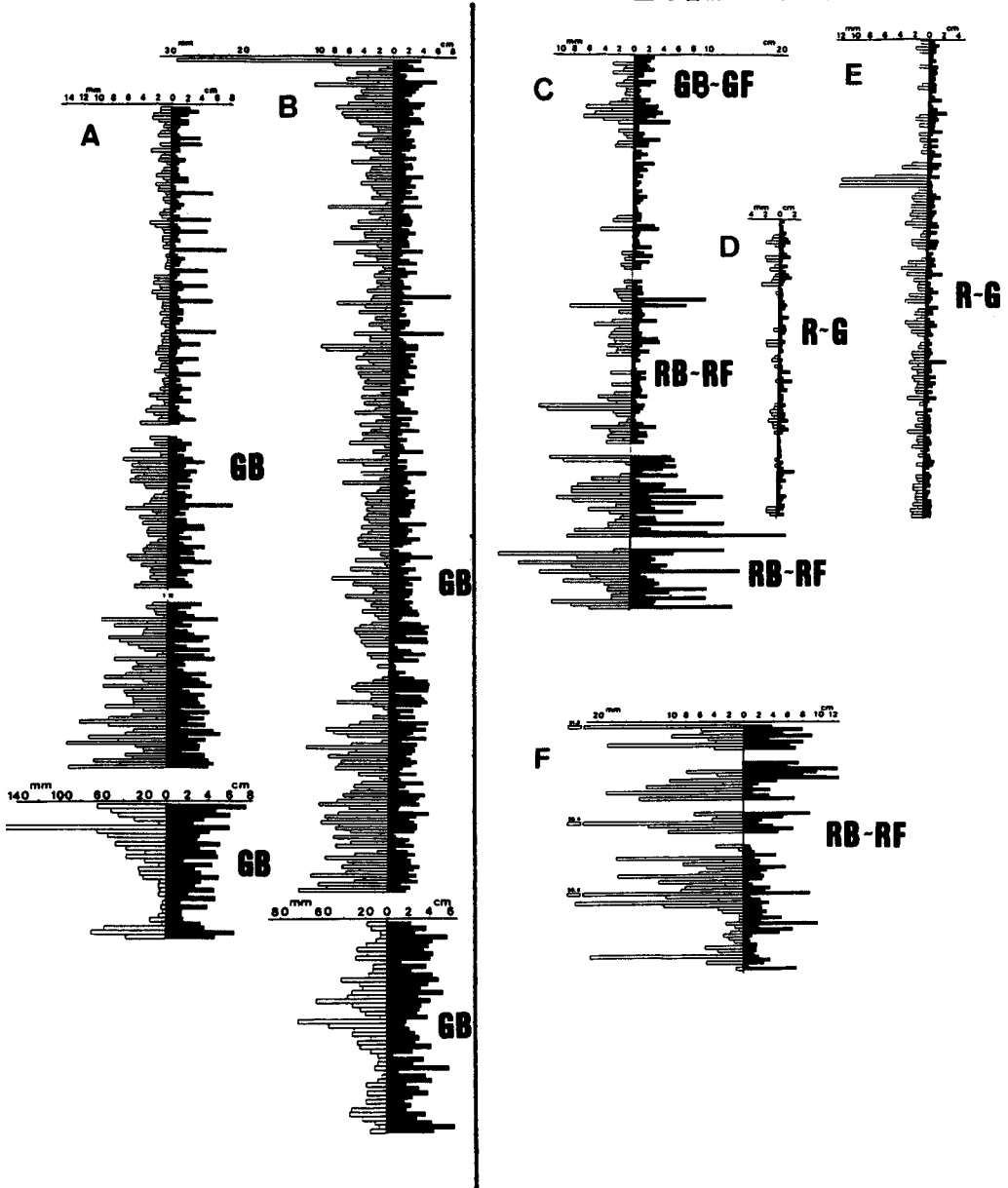
これら型地層群に含まれるチャートには二つの異なった産状が認められる。第1は見掛けの厚さ 300-750 m, 走向方向へ数 km から 10 数 km にわたって連続するもので、第2は多様な規模のブロックとして碎屑岩類に含まれるものである。後者はその産状からオリストリスをなすものと推定される。

層状チャートの特徴は珪質層と粘土質薄層が律動的な互層を形成していることにある。こうした互層の形成機構については確定していないが、珪質層と粘土質薄層の厚さの相関係数から、層状チャートは珪質タービダイトとする考えが提起されている(NISBET and PRICE, 1974; FOLK and McBRIDE, 1978; IMOTO, 1983, など)。

第10図は型地層群及び型地層群の層状チャートにおける珪質層と粘土質薄層(はさみ)の厚さの関係を示している。型地層群のチャートのうち、C及びFは緑色岩類に近接している例であり、D及びEは緑色岩類からは隔たっている場合を示している。Fの場合とCのセクションの下部においては、珪質層の厚さは1-13cmの範囲で不規則に変化し、また“はさみ”の厚さの変化も著しい。これに対し、D、E及びCのセクションの中・上部では、珪質層の厚さは、ほとんどが3cm以下と薄くなり、また“はさみ”も4mm以下で典型的な層状チャートの様相を呈するようになる。なお図に示したRB, RF, GB, GFなどの記号は、後述するようにチャートの岩質を示している。

I型地層群のチャート

II型地層群のチャート



第10図 層状チャートの珪質層と粘土質薄層の厚さの関係(imoto, 1984).

A: 京都府北桑田郡北町細野, 芦見谷川中流, B: 京都市右京区保津峡“壁岩”, C: 兵庫県多紀郡篠山町藤岡奥(本図幅外), D・E: 京都市北区大森, F: 京都府北桑田郡北町細野, 芦見谷川下流. RB, RF, GB, GFなどの記号については本文参照.

B. 岩質

IMOTO(1984)はチャートをその色調によりR型とG型に、また構成物の違いによってF型とB型に区分し、それらの組合せが丹波帯のチャートの識別にとって有効であることを示した。

R型のチャートは、赤褐、赤紫、緑、多色などを呈するもので、赤色系は酸化鉄、緑色は緑泥石の分散に起因し、もともと酸化的な環境や塩基性火山砕屑物の混在しうる環境下で堆積したものと推察される。一方、G型は灰-黒色を呈し、その色調はイライトなどの粘土鉱物や炭質物の混在による。これらのチャートはR型に比較して、還元的な環境か、溶存酸素の乏しい環境での堆積を示唆するとみなしうる。

F型は径 $0.7\mu\text{m}$ 以下の微粒石英の集合からなり、少量ながら保存の極めて良好な放散虫化石が分散して含まれることがあるのに対し、B型は放散虫化石やその破片、珪質海綿骨片など珪質微化石が主要構成要素であることが明らかなものである。なおF型を構成する微粒石英は珪質泥として堆積したものであろうが、それらが珪質生物遺骸に由来するものであるか否かは不明である。

これら4型に基づくRF、RB、GF及びGBはチャートの堆積条件の差異を示すものと考えられる。これら4種の組合せと先に述べたチャートの産状との関係について見ると、連続性の良好なチャート層では、緑色岩類と接する部分やその近傍では、RBやRFの組合せが卓越し、上位に向かうとGBやGFの組合せに移行する傾向を示す。またオリストリスをなすチャートでは、4種の組合せのいずれもが認められる。

ところでB型チャートとしたものは、放散虫や海綿骨片などの珪質生物遺骸を主要構成要素とするものであるが、II型地層群のチャートにおいては、海綿骨片を多量に含む場合が多く、特にRB型のチャートにおいてその傾向が顕著である。

C. 地質年代

ISHIGA(1986)は丹波帯のII型地層群に含まれるチャートから産出する石炭紀後期-二畳紀後期の放散虫化石について、13の化石群集帯を設定した(第11図)。これらの化石群集帯のうち、*Pseudoalibaillella nodosa* 群集帯と *Ps. bulbosa* 群集帯に属する放散虫化石は、これまでのところ本図幅地域内のチャートからは見いだされていない。*Ps. u-forma* m. I群集以降の二畳紀化石群集は産出する。したがって、石炭紀後期-二畳紀最前期チャートの分布については不明である。

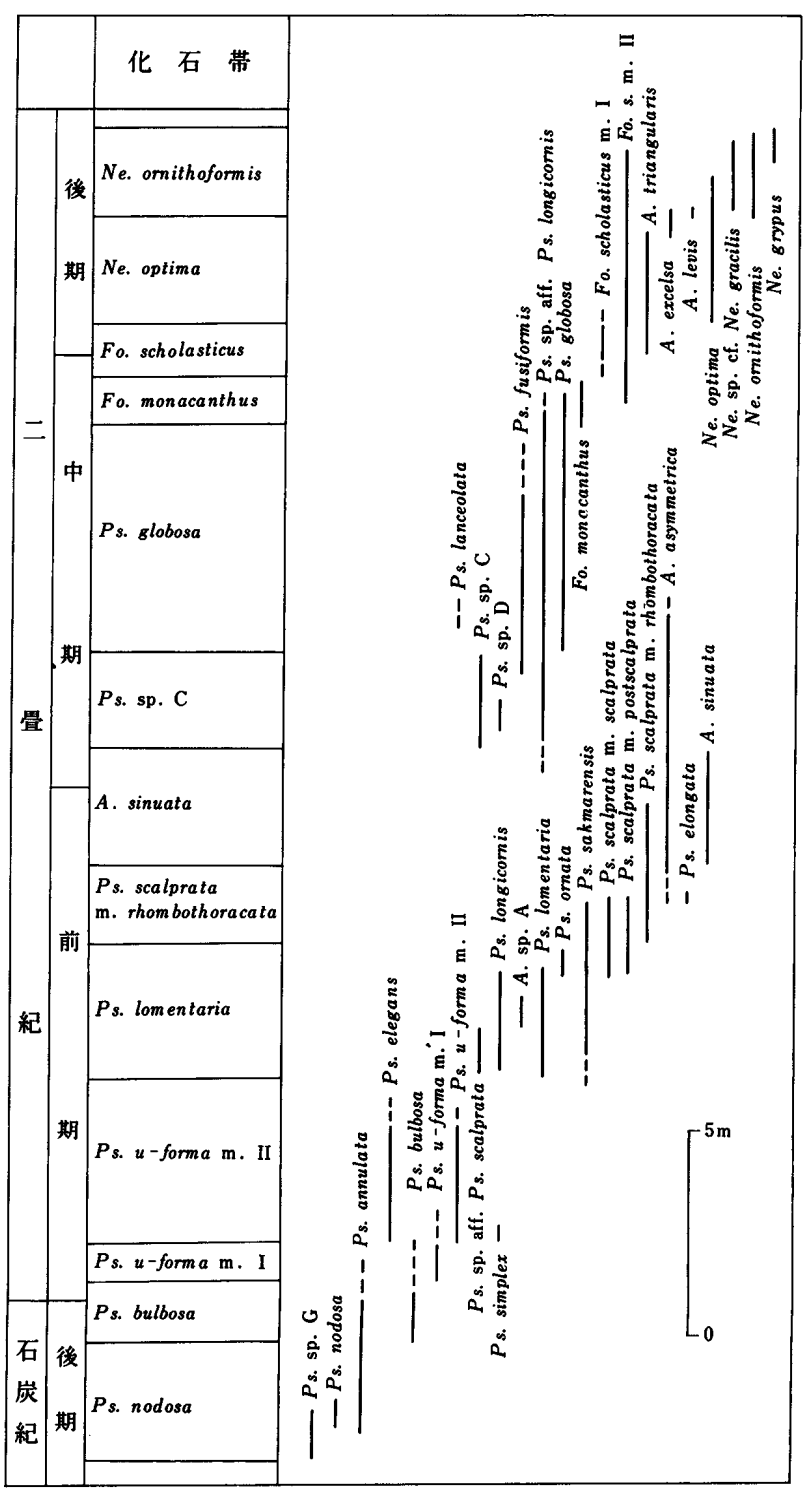
中生界のチャートは小岩体のブロックであることが多くオリストリスと考えられるものである。三畳紀最前期のものは知られていないが、三畳紀前期後半からジュラ紀前期にわたる放散虫化石は、幾つかのチャートブロックから産出している。

(i) 二畳紀前期のチャート

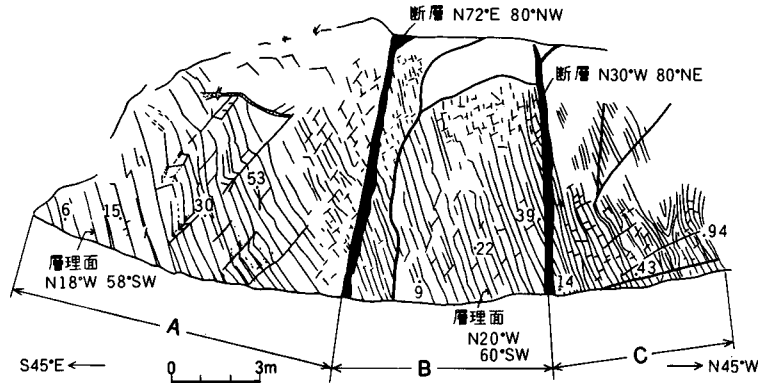
本図幅地域内では、大森地域と芦見谷地域の2地点で、放散虫及びコノドントに基づき二畳紀前期のチャートが確認されている。

大森地域：京都市北区大森東町の東北約1km地点(二畳紀放散虫化石産出地点1)の林道沿いに露出する層状チャートで、ISHIGA et al.(1984)により検討された。このチャートは雲ヶ畑ユニット基底部に位置する緑色岩類・チャート組合せに属するものである。

露頭は二つの断層によってA、B、C、の3ブロックに区分される(第12図)。地層の走向・傾斜はN 18-



第11図 丹波帯における石炭紀後期-二疊紀放射散虫化石帯と主な *Albaillellaria* の垂直分布 (ISHIOA, 1986).
Ps; *Pseudalbaillella*, *A*; *Albaillella*, *Fo*; *Follicucullus*, *Ne*; *Neobaillella*.



第12図 二疊紀前期の放射虫化石を産出する層状チャート露頭(化石産出地点1)のスケッチ(Ishiga et al., 1984).

20°W, 58-60°SWを示す。

チャートの岩質はA及びBブロックの下半部ではRB型を主とし、Bブロックの上半部及びCブロックではGB型を主とするが、F型のチャートも全ブロックに認められる。

珪質層は、A・B両ブロックでは1cm以下-15cmと多様な厚さのものが不規則に分布するが、Cブロックでは1-6cmの厚さを示すものが多い。

Aブロックから得られた時代判定に有効な放射虫化石は*Pseudobaillella u-forma* m. Iや*Ps. annulata*など*Ps. u-forma* m. I群集帯を特徴づけるものであり、その示す時代はウルフキャンプ世前期とみなしうる。またBブロックからは、*Ps. u-forma* m. II, *Ps. simplex*, *Ps. elegans*など*Ps. u-forma* m. II群集帯の特徴種が産出し、ウルフキャンプ世前・中期、Cブロックからは*Ps. lomemtaria*や*Ps. sakumarensis*など*Ps. lomemtaria*群集帯の特徴種を産するところから、その時代はほぼウルフキャンプ世中・後期とみなしうる。

芦見谷地域：京都府北桑田郡京北町細野の細野川と芦見谷川の合流点から東南約700m地点の林道沿いに露出する層状チャートで、ISHIGA and IMOTO (1980)により検討がなされた(二疊紀放射虫化石産出地点2)。

本地点のチャート層の走向・傾斜はN70-75°W, 60-70°Nを示す。岩質はRB型を主とし、RF型を伴う。RB型では球形放射虫を主とし、海綿骨片を伴う。またRF型では放射虫化石のほか、海綿骨片、コノドント、魚歯などが0.4-0.7μmの微細な石英質基質中に分散して含まれる。珪質層は2-15cmと多様な厚さを示す。このチャート層からは*Ps. u-forma* m. II群集帯及び*Ps. lomentalia*群集帯を特徴づける放射虫が産出している。

(ii) 二疊紀中期のチャート

船枝地域、芦見谷地域、田尻谷地域の3地点において二疊紀中期のチャートが確認されている。

船枝地域：京都府船井郡八木町船枝の集落北側の山稜南斜面、標高260m付近の層状チャートで、厚さ15m以上にわたって露出しており、ISHIGA et al. (1982c)によって放射虫化石が検討された(二疊紀放

散虫化石産出地点3)．チャート層の走向はほぼ東西で、北に20-30°で傾斜する．色調は下部では赤-赤褐色を呈し、中・上部に向かって灰緑色に移行する．珪質層の層厚は2-4cmと安定している．ソールマーク(荷重痕?)や平行葉理の認められる場合がある．放散虫及び海綿骨片を主とし、まれにコノドントを含む．

産出する放散虫化石群集は、下位から上位へと、ISHIGA(1986)による *Albaillella sinuata* 群集帯、*Pseudoalbaillella* sp. C 群集帯、*Ps. globosa* 群集帯及び *Follicucullus monacanthus* 群集帯を特徴づけるもので、その年代はウルフキャンプ世末-ガダループ世前期とみなせる．

芦見谷地域：二疊紀前紀のチャートの項で述べた露頭の東北約30m、標高400m付近の尾根沿いに露出している層状チャートで、走向及び見掛けの傾斜はN70-75°W、50°Nを示す．ISHIGA et al.(1982c)により厚さ2.5mにわたって放散虫群集の検討が行われた(二疊紀放散虫化石産出地点4)．

チャートはいずれも緑灰色を呈し、珪質部の層厚は2-5cmである．放散虫遺骸の配列によるコンボリユートラミナと級化構造の認められることがあり、地層の逆転が指摘され、化石群集の推移によって支持された．

産出化石は *Ps. globosa* 群集帯の特徴種からなり、レオナード世と判定された．

田尻谷地域：京都府北桑田郡京北町細野の細野川と田尻谷川の合流点から南約1.8km地点の左岸山腹に露出する層状チャートで、ISHIGA et al.(1982c)により検討された(二疊紀放散虫化石産出地点5)．チャートは緑色岩類に挟在しているレンズ状小岩体で、緑灰-灰色を呈し、珪質層の厚さは1-5cmで良く成層している．岩質は放散虫遺骸を主とし、少量の海綿骨片やコノドントを含むGB型と保存良好な放散虫やコノドント、魚歯などが微粒石英質基質中に散在しているGF型の両型からなる．GB型では *Follicucullus* 属放散虫が密集して産し定方配列を示す場合が認められた(第13図; IMOTO, 1984)．

放散虫群集は下位の *Ps. globosa* 群集帯と上位の *Follicucullus monacanthus* 群集帯の2群集帯に区分され、それらの示す年代はレオナード世-ガダループ世前期とされている．

(iii) 二疊紀後期のチャート

本図幅地域内では、二疊紀後期のチャートは余野地域において確認されている．

余野地域：京都府北桑田郡京北町余野の南西約1km地点の道路の北壁から山腹にかけて露出しているチャートで、ISHIGA et al.(1982a)により検討された(二疊紀放散虫化石産出地点6)．チャートの走向はN45-50°E、傾斜は30-40°Nを示す．

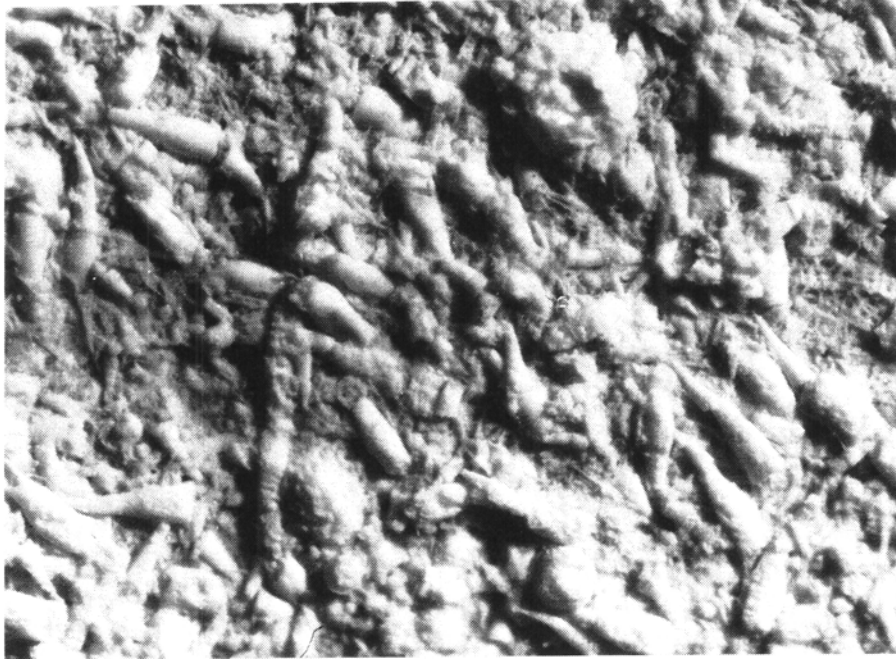
このチャートは周山ユニットの碎屑岩層にオリストリスとして含まれるスラブの一部をなす．このスラブは最大の厚さ200mで、NE-SW方向に2km以上続く．

チャートはGB型とGF型からなり、珪質部の厚さは1-4cmである．

このチャートからは *Neoalbaillella optima*, *Ne. ornithoformis*, *Albaillella excelsa*, *A. triangularis* など *Ne. optima* 群集帯の特徴種が産出しており、*Neogondolella* spp. や *Hindeodus minutus* などのコノドントが共存している．これらの示す年代はガダループ世あるいは同世以降に相当する．

(iv) 三疊紀チャート

II型地層群に含まれる三疊紀チャートの産出地点は極めて限られており、いずれも碎屑岩中にブロックとして含まれる．



第13図 層状チャートの層理面における *Follicucullus* 属放散虫化石の定方配列。京都府北桑田郡京北町田尻谷川。
スケールは0.2 mm.

周山八千代橋：京都府北桑田郡京北町周山の南800m付近，大堰川にかかる八千代橋の東側，国道162号線に面した露頭のチャート。現在はコンクリートにより被覆されている。周山ユニットの碎屑岩中にブロックとして含まれる。厚さ3 m，延長5 m。走向・傾斜は一定しない。多色を呈するRF型を主とする。Eptingidaeに属する放散虫，*Neospathodus homeri*を産し，三疊紀前期とみなせる(石賀・丹波地帯研究グループ，1981)。

下宇津：京都府北桑田郡京北町下宇津から，北方の白岩山(540m)の東側を経て宇野の集落に通じる林道において，下宇津の集落から約500 m北方の東側に露出する層状チャート。緑色岩類中にブロックとして含まれていると考えられるが，詳しい産状や規模は不明。緑灰色を呈し，よく成層している。*Triassocampe deweveri* 群集帯(八尾ほか，1982)の特徴種を産するところから，その年代は三疊紀中期とみなせる。

周山南：京北町周山から柏原へ通じる道路に沿って，周山から約150 m南方の道路わきに露出するチャート。厚さ約20mのブロックとして，碎屑岩中に含まれる。赤色を呈し，よく成層している。*Canoptum triassicum* を特徴的に産するところから，その年代は三疊紀後期とみなせる(吉田・丹波地帯研究グループ，1982)。

(v) ジュラ紀チャート

II型地層群からのジュラ紀チャートの産出地点は，三疊紀チャートと同様に極めて限られており，い

ずれも小規模なブロックとして産出する。

小野岩谷川口：京都市北区小野から大森中町へ通じる道路と岩谷川沿いの林道の分岐点付近の南側に露出するチャート。雲ヶ畑ユニットの碎屑岩類に含まれる，厚さ約1 m，延長約5 mのブロック。暗灰色を呈し，1-4cmで成層する。保存良好な *Bagonum* spp. を産し，年代はジュラ紀前期とみなせる。

周山八千代橋：三疊紀チャートの項で述べた露頭の北端に露出し，三疊紀チャートとは断層で接している。赤褐色を呈し，同色の珪質頁岩を伴う。*Parahsuum simplum* 群集帯(八尾，1986)の特徴種を産出し，ジュラ紀前期とみなせる。

このほか，京都市左京区雲ヶ畑中津川町の北北東約2.2kmの中津川沿いの地点(田辺・丹波地帯研究グループ，1987)，京都市北区杉坂北尾の北東約1 kmの真弓川沿いの地点(石賀，1985)などでもジュラ紀チャートが見いだされている。

Ⅲ. 3. 8. 碎屑岩類

層状チャートより上位の碎屑岩類の層序は，放散虫化石層序の詳細な検討によって，灰屋川ユニットについては上位から下位へ，次のような模式層序が明らかになっている(田辺・丹波地帯研究グループ，1987)

模式層序	概略の層厚
泥質混在岩層	90m+
層状砂岩・砂泥互層	160m
黒色雲母質頁岩層	50m
含放散虫珪質頁岩層	20m
酸性凝灰岩層	10m

実際には，以上の層序が一部分断され繰り返して見掛け上厚く分布している。

このような層序関係はほかの二つのユニットでも類似して観察される。ただし，それらの地質年代は構造的な下位のユニットほど新しく，上位ほど古い(田辺・丹波地帯研究グループ，1987；楠・武蔵野，1989)。

以下，泥質混在岩，頁岩，含放散虫珪質頁岩，酸性凝灰岩，砂岩，礫岩について記述する。なお礫岩は泥質混在岩層，頁岩層，砂岩層に挟在するものである。

A. 泥質混在岩

泥質混在岩は径数cmから数mあるいはそれ以上の砂岩，チャート，緑色岩をブロックとして含むもので，基質は鱗片状劈開の発達した黒色砂質頁岩である。成因的にはテクトニックメランジュとすべきものと，堆積性メランジュまたはオリストストロームとすべきものが含まれている。ただし，両者の区別については明確な基準が設けにくく，判別が困難な場合が多い。前者のものと考えられるものには，ハイアロクラスタイトを含む泥質混在岩がある。灰屋川沿いの緑色岩の付近に見られるものでは石英の分結脈が発達している。

また，スランプなどによる broken formation と考えられるものが，京都市北区雲ヶ畑川流域や北区大森北方に見られる。それはブロックとして砂岩片しか含まない。また砂岩層には部分的にブーダン構造

が観察される。

本層は放散虫化石を含有することがまれで、特に鱗片状劈開の発達した黒色頁岩や broken formation では見いだされない。放散虫化石は後述の通常の頁岩と同様の岩相のものから産出するので次項で述べる。

B. 頁岩

黒色頁岩は全体に砂質頁岩が優勢で、粗粒碎屑粒子の量は変化に富んでいるが10%程度含まれるものが多い。砂の含有量の多いものは泥質砂岩と漸移し、両者の区別は地質図上に表現が困難である。化学組成では頁岩の平均組成値(TAYLOR and McLENNAN, 1985)と比較してセリウムが極めて少なく、ナトリウムに富む傾向がある。希土類元素組成では頁岩は一般に組成が一定で変化に乏しいとされているが、丹波層群のものでは変異性に富む(武蔵野, 未公表)。ただし、多くのものでユーロピウムが負異常を示しており、酸性火成岩・火山岩起源の物質が含まれている可能性がある(第14図)。

黒色頁岩は層状砂岩付近などで雲母質になることがある。北区直谷などで観察され、平行葉理や斜交葉理が発達する。

各ユニットの黒色頁岩より抽出された放散虫化石の代表的なものは次のとおりである。なお化石データは大部分丹波地帯研究グループによるものである。

灰屋川ユニット(京都市北区直谷) : *Tricolocapsa plicarum*, *T. fusiformis*, *Sticocapsa tegiminis*, *S. sp. cf. asiatica*, *Cyrtocapsa(?) kisoensis*, *Unuma echinatus*, *U. typicus*, *Andromeda sp.* など *Tricolocapsa plicarum* Zone のもので年代はジュラ紀中期前半と考えられる。

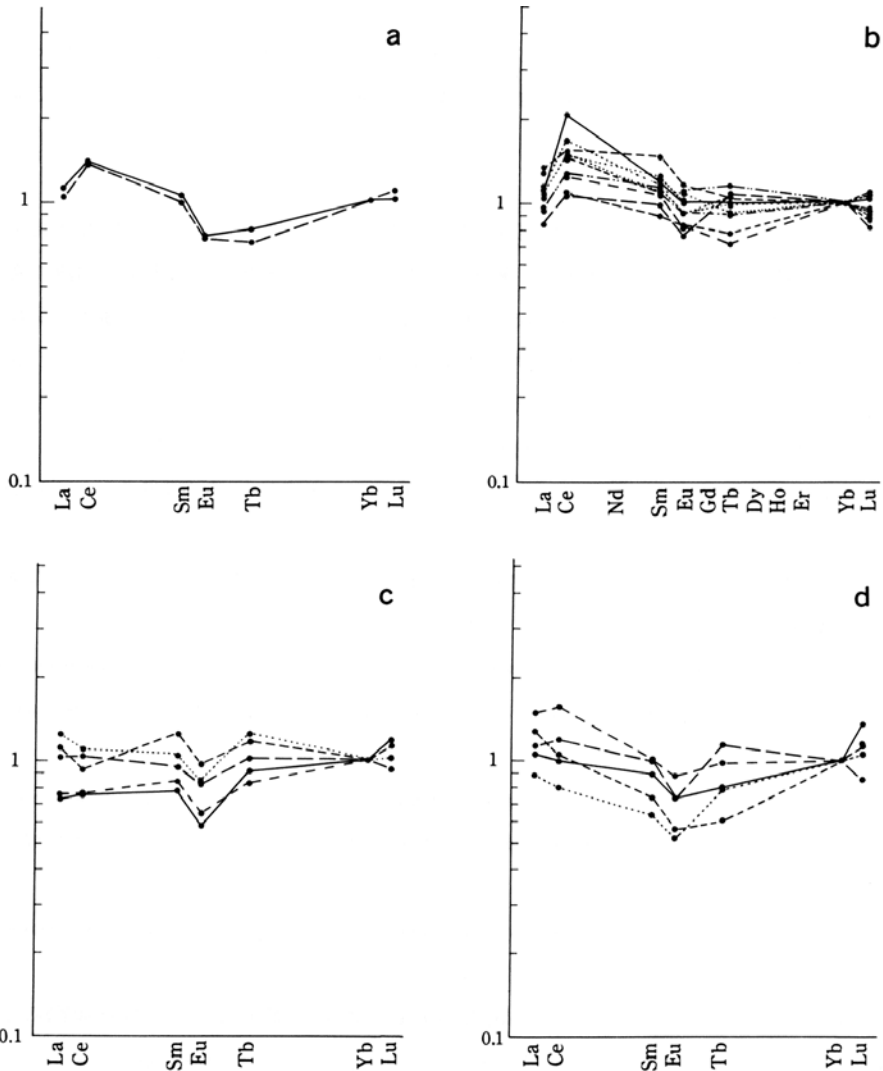
雲ヶ畑ユニット(京都市北区雲ヶ畑) : *Tricolocapsa plicarum*, *T. fusiformis*, *Cyrtocapsa(?) kisoensis*, *Cyrtocapsa masutoidea*, *Eucyrtidium unumaense*, *Unuma echinatus* など *Tricolocapsa plicarum* Zone のもので年代はジュラ紀中期前半と考えられる。

周山ユニット(京北町周山) : *Parahsuum simplum*, *Canoptum sp.*, *Trirus sp.*, *Bagotum sp.*, *Katroma sp.*, *Syringocapsa sp.* など *Parahsuum sp. C Zone* のもので年代はジュラ紀前期と考えられる。

ところで周山ユニット上部の京北町周山南方の砂岩・泥岩互層部では、三疊紀後期の二枚貝化石 *Monotis* が発見されている。初め大堰川河床の転石中から発見され、その後露頭からも見いだされた。化石産出部は泥質薄互層部である。転石中のもは *Monotis ochotica ochotica* であり(丹波地帯研究グループ, 1971)、露頭産のものは *Monotis ochotica densistriata* である(下西・丹波地帯研究グループ, 1981)。付近の岩相は下部ジュラ系の砂岩・頁岩層とはやや異なるが、両者の構造関係は不明である。なお、*Monotis* 産出地より南西1 kmの黒色頁岩層には酸性凝灰岩が挟在されている。その層より、*Canoptum triassicum* Zoneの放散虫が産出しており、上部トリアス系の分布はやや広いと考えられる。しかし、下部ジュラ系との境界については不詳である。

C. 含放散虫珪質頁岩

含放散虫珪質頁岩は、前述のように層状チャートから黒色頁岩への移行部に見られる。京都市北区杉坂口、左京区魚谷に分布するものは、灰屋川ユニットに属すもので、放散虫遺骸を大量に含有し、粗粒碎屑粒子を数%含んでいる。またこの頁岩はマンガン質で、マンガン団塊及び微粒のマンガン酸化物を含んでいる。団塊は層理に沿ってレンズ状に延びており、長さ30cm、厚さ5cm程度のものである。



第14図 頁岩の希土類元素の分布パターン(MUSASHINO, 1988). NASC及びYbで正規化したもの。
 a: II型地層群, a: 含放射虫珪質頁岩(京都市北区雲ヶ畑中津川), b: 赤色珪質頁岩(京都府北桑田郡京北町周山), c: 黑色頁岩, d: I型地層群黑色頁岩.

露頭では酸化物となっているが、もとは炭酸塩であった可能性が高い。微粒マンガン酸化物を含む頁岩の希土類元素組成では、わずかにセリウム正異常が認められる。これは現在の深海におけるマンガン酸化物の沈澱と同様の成因が想定されている(武蔵野・実本, 1985)。この頁岩より、保存のよい放射虫が抽出されている。それらは *Laxtorum(?) jurassicum*, *Hsuum (?) hichisoense*, *Unuma echinatus*, *Archicapsa pachiderma*, *Styocapsa tegimimis*, *S. japonica*, *Zartus* sp. などであり、*Laxtorum (?) jurassicum* Zone の上半部に対応している。その年代はジュラ紀前期末とみなせる。

周山ユニットでは、層状チャートから頁岩への移行部には赤色頁岩が認められる。それは粗粒碎屑粒

子に乏しく、鉄酸化物微粒子を含みや珪質なものであるが、固結度がやや低く脆弱である。本赤色頁岩も、希土類元素組成では明瞭なセリウム正異常が示される。これは堆積速度の遅い酸化的深海環境での堆積物と考えられている。またユーロピウム負異常を示すことから、酸性凝灰質物質を含む可能性が指摘されている(武蔵野・実本, 1985)。地質年代は *Bagotum* sp., *Parahsuum simplum* などを含むことから、下位の層状チャートとほぼ同じ年代で *Parahsuum* sp.C Zone でジュラ紀前期とされている(石賀・丹波地帯研究グループ, 1981)。

D. 酸性凝灰岩

酸性凝灰岩は層状チャート最上部に見られるものと、黒色頁岩中に挟在するものがある。層厚は 10cm 以内のもので大部分でチャートと同程度の数 cm の層理を示すものもある。鏡下では石英・長石片や岩片とともに脱ハリした火山ガラス様の組織が認められるものがある。放散虫化石を含有するものもある。層状チャート最上部のものは灰屋川ユニットの北区雲ヶ畑直谷などに典型的に見られる。それは厚さ 3-30cm の層理が明瞭なもので、全体で 4 m ほどの層厚がある。本層は下部より上部へ *Archicapsa pachiderma* Zone から *Laxtorum*(?) *jurassicum* Zone にかけての放散虫化石群集を含んでおり、前述の含放散虫珪質頁岩の下位に位置する。年代区分ではジュラ紀前期後半である。

雲ヶ畑ユニットでは持越峠などで黒色頁岩中に見られる。一見整合的に挟在するが、酸性凝灰岩よりは *Archicapsa pachiderma* Zone の放散虫が産出するのに対し、周囲の黒色頁岩からは *Unuma echinatus* などが産し、前者はブロックであると判断される。

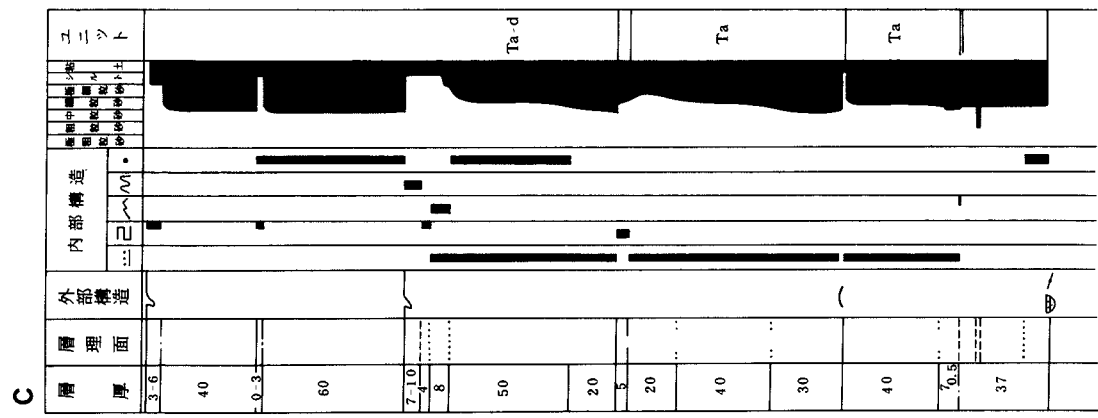
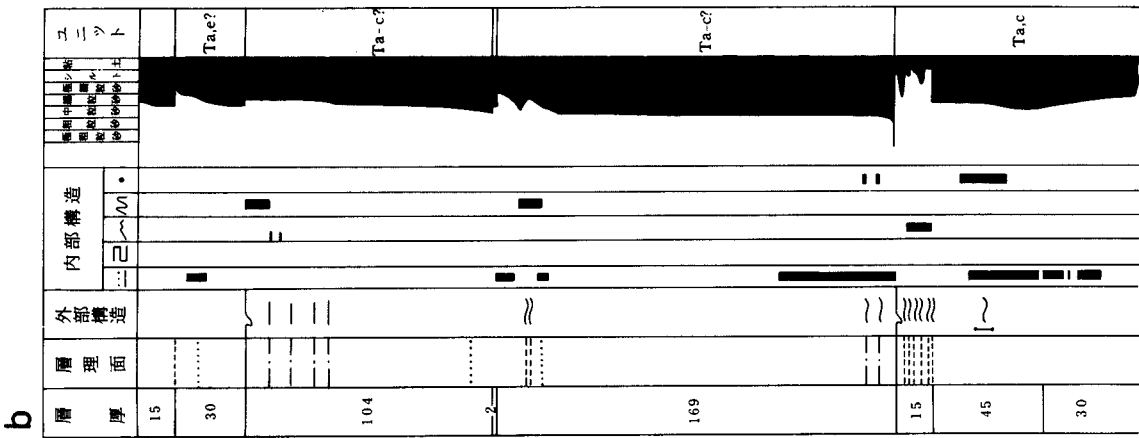
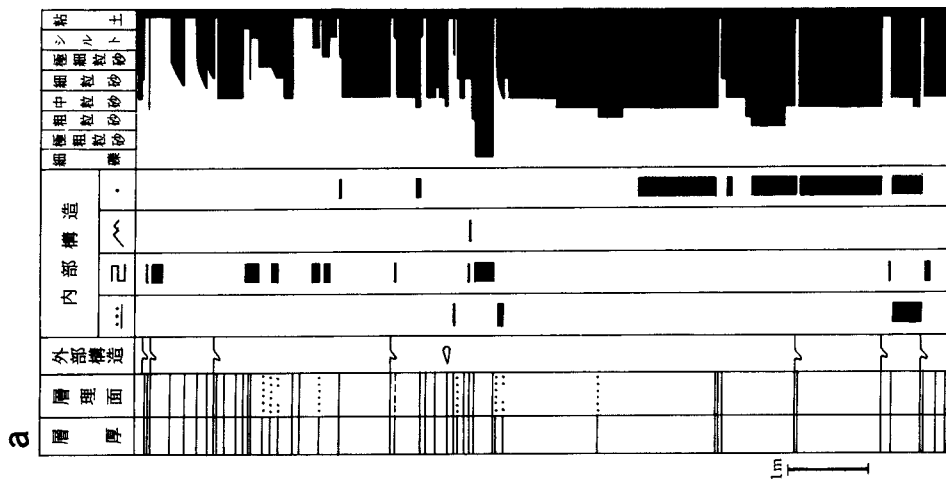
周山ユニットでは前述のように上部三畳系の酸性凝灰岩が *Monotis* 産出層付近に見られる。

E. 砂岩

砂岩層は、各ユニットごとに層相及び岩質が少しずつ異なる(第 15 図)。灰屋川ユニットの砂岩層は下位の含放散虫珪質頁岩・葉理に富む砂質頁岩から移化しており、灰色の厚層砂岩を主体とする。京都市北区栗夜叉谷付近の砂岩層は層厚 50 m 程で、外部堆積構造として通常の flute cast と共に great bulbous flute cast が見られ、南南東方からの古流向が認められる。内部堆積構造では平行葉理や級化構造が見られる以外は無構造に近いものが多い(武蔵野・中村, 1976)。層相では上方細粒化・薄層化 sequence が一部に認められ、葉理の発達した砂質頁岩を挟在することもある。雲ヶ畑ユニットの砂岩層は、シェールパッチを多量に含む厚層砂岩が多く砂岩頁岩互層もある。前者の場合、級化層理や平行葉理が認められるが斜交葉理は少ない。周山ユニットの砂岩は、灰色・暗灰色を呈し塊状砂岩が多い。しかし、一部には、層理の発達したものがあり、単層の内部堆積構造や外部堆積構造の認められるものもある。内部堆積構造では斜交葉理を欠くものが多い。京北町周山付近の砂岩層では南東ないし南南東方からの古流向が認められる(丹波地帯研究グループ, 1971)。単層の厚さは前述の栗夜叉谷のものより不規則なものが多い。

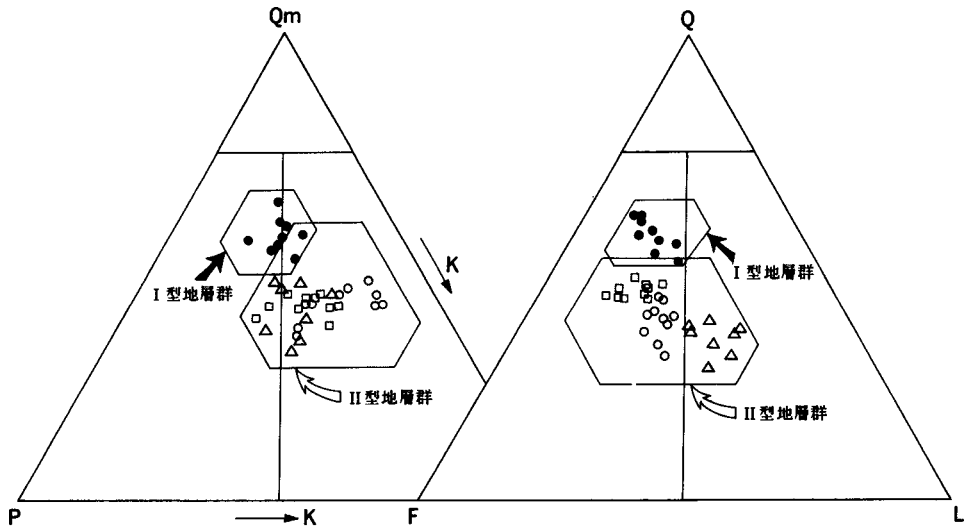
型地層群の砂岩は多くのものが長石質ないし石質アレナイト、ワッケで、粒子組成は楠・武蔵野(1989)によれば概略は次のようである(第 16 図)。

石英は多結晶石英が多い。また、波動消光を呈するものも多く、針状のルチル、燐灰石、ジルコンを含むものもある。円磨度は、subangular-subrounded のものが多い。カリ長石には、マイクロクリン、パーサイト構造が明瞭に認められるものが多い。斜長石は、アルバイト双晶を呈し包有物の多いものが



- 凡例
- 外部構造
- ～ 波状接合面
 - 〰 不規則な接合面
 - 〰 ロードキャスト
 - 〰 フルードキャスト
 - 〰 F面下に凸で
 - 〰 上面平坦な粗粒部
 - 層間に平行な部理
- 内部構造
- 〰 礫化構造
 - 〰 平行集理
 - 〰 カレントリップアップ集理
 - 〰 コンボルー集理
 - 〰 粘質片
- 層理面
- 極めて鮮明
 - 鮮明
 - やや漸移的
 - 漸移的
 - 不明瞭

第15図(図説は次ページに有り)



第16図 I型及びII型地層群中の中粒及び粗粒砂岩の鉱物組成(楠・武蔵野, 1989).
 Qm: 単結晶石英, P: 斜長石, K: カリ長石, Q: 全石英, F: 長石, L: 岩片.
 II型地層群中の砂岩 △: 灰屋ユニット及びその相当層
 ○: 雲ヶ畑ユニット及びその相当層
 □: 周山ユニット及びその相当層
 I型地層群中の砂岩: ●

多数観察された。雲母は黒雲母と白雲母が認められ、黒雲母は緑泥石化しているものが多い。岩片では、特に火成岩片が多く、微晶質から隠微晶質の石基に石英や長石の半自形の斑晶を含むものや、石基がモザイク状の石英や長石であるもの、微小な長石の集合体、短冊状組織が明瞭で不透明鉱物その間を充填しているものなどさまざまである。全体として、花崗岩や安山岩などの酸性火成岩-中性の火山岩の岩片が多いが、塩基性のもも普遍的に認められる。変成岩片では、石英片岩、緑れん石片岩、緑泥石片岩、白雲母片岩などが認められる。重鉱物ではざくろ石が極めて多い。ジルコンは包有物の多い無色ジルコンで、円磨されているものや長柱状を呈するもの、自形結晶のものがある。ジルコンでは、メタミクトやマラコン化したものは見受けられない。そのほか、クリノゾイサイト、緑れん石、モナズ石、電気石、チタン石などが認められた。

周山ユニットの砂岩のうち、前述の *Monotis ochotica densistriata* を産する砂質頁岩に連続する塊状、厚層砂岩は、ほかの周山ユニットの多くの下部ジュラ系砂岩とは岩相が異なる。前者では石英脈が発達し、やや破碎を受けている。鉱物組成では石英が多く、基質が少ない。

ここで、三畳系と考えられる砂岩を除き、各層ごとのジュラ系の砂岩の変化について見ると、周山ユニットから灰屋川ユニットへ一連の変化が認められる。砂岩の年代は上記した黒色頁岩の年代とほぼ同時期と推定されるので、この変化は年代が新しくなるに従う変化と見ることができる。それは次のよう

第15図 層状砂岩及び砂泥互層に見られる堆積構造。

a: 灰屋ユニット, 京都市北区雲ヶ畑栗夜叉谷(武蔵野・中村, 1976). b: 周山ユニット, 北桑田郡京北町周山祇園谷(丹波地帯研究グループ, 1971). c: 周山ユニット, 北桑田郡京北町細野西谷(丹波地帯研究グループ, 1971).

である。

砂岩の基質は次第に減少しアレナイト質になる。構成粒子では岩片量が少なくなるとともに、その中の酸性-中性火山岩片、堆積岩片の量が減少し、逆に花崗岩や変成岩源の粒子が増加する。重鉱物では緑れん石が減少し、ざくろ石が増加する。

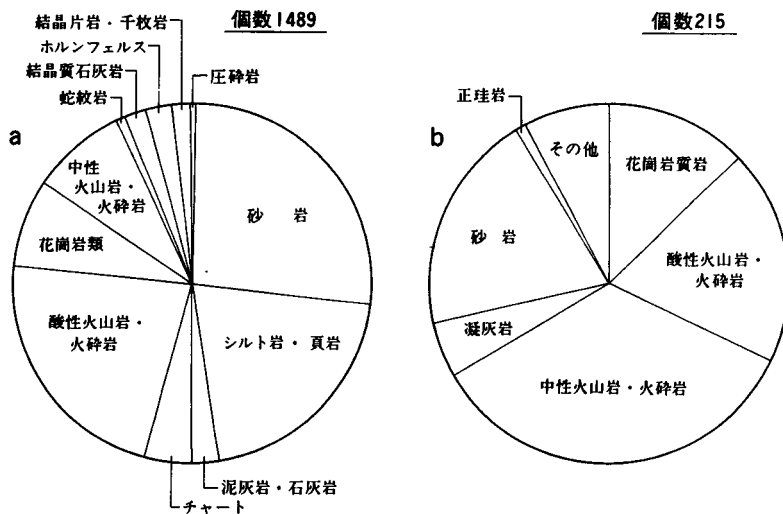
F. 礫岩

礫岩は同時浸食礫またはスランプ礫を除くと分布はまれである。灰屋川ユニットでは京都市左京区栗夜又谷の厚層砂岩の下部によく円磨された淘汰のよいpebble-granule 大の礫岩がある(武蔵野・中村, 1976)。礫種は砂岩、頁岩など堆積岩が多いが、次いで酸性火砕岩・火山岩、花崗岩質岩が多い(第17図)。またこのほかに中性-塩基性火山岩、ホルンフェルス、チャート、石灰岩、結晶片岩、蛇紋岩、泥灰岩、圧砕岩など複雑な地質構成を想定させる礫が含まれる。

雲ヶ畑ユニットでは、pebble大の円礫岩が転石で見いだされている(丹波地帯研究グループ, 1974)。礫種構成は解析されていないが、酸性火砕岩・火山岩礫が多い。

周山ユニットでは数地点で礫岩が見いだされている。そのうち周山南東方の極楽谷には、細礫から大礫に及ぶ不淘汰な円礫、垂円礫からなる礫岩がある(丹波地帯研究グループ, 1971)。礫種としては安山岩、同凝灰岩、石英安山岩、同凝灰岩、流紋岩、文象斑岩、石英斑岩、石英閃緑岩、花崗岩、片麻岩、頁岩、粘板岩、砂岩、チャート、オーソコーツァイトなどが認められている。

礫径の変化が大いいため直接の比較が難しいが、堆積岩礫を除くと、全体として酸性-中性火砕岩・火山岩や花崗岩質岩が特徴的に認められる。これは後背地における大規模な酸性火成活動を示すものと解釈されている(清水ほか, 1974)。また量は少ないが、より古い周山ユニットの極楽谷礫岩では片麻岩、オーソコーツァイトの礫が、より新しい灰屋川ユニットの栗夜又谷礫岩では蛇紋岩、結晶片岩の礫が特徴的に認められる。



第17図 礫岩の礫種構成。

a: 灰屋川ユニット, 京都市北区雲ヶ畑栗夜又谷(武蔵野・中村, 1976)。

b: 周山ユニット, 北桑田郡京北町周山極楽谷(丹波地帯研究グループ, 1971)。

III. 4 I 型地層群

III. 4. 1 概説

I 型地層群の標準的な層序は、下位から上位へと、砥石型珪質頁岩層、層状チャート層、含放散虫珪質頁岩層、砂岩泥質互層、オリストストローム層の順に重なる。岩相分布からみて砥石型珪質頁岩層の更に下位には、緑色岩類が存在する可能性がある(清水, 1987)が、現在までのところ両者の連続関係を確認するに至っていない。

本図幅地域内での I 型地層群は本図幅地域北縁部と中・南部に広く分布する。中・南部地域の大部分は周山向斜南翼 - 保津川背斜北翼に相当し、一般的には N65-70° W の走向を示し、北に傾斜する。保津川背斜軸付近から I 型地層群分布域の北限までが、整合一連の地層からなるとは考えられないが、現在までのところ、碎屑岩層からの放散虫化石の産出が限られており、またチャート層の分布も断続的であるため、構造層序的なユニットを区分するには至っていない。しかし、比較的連続性の良いチャート層が、幾つかの層準に分布しており、また鎌ヶ岳(623m)西方から田尻峠付近にかけて分布するチャート層のように、下位に近接して緑色岩類の分布する場合もあるところから、II 型地層群の場合と同様に、本図幅地域の I 型地層群は下位に緑色岩類・チャートあるいは砥石型珪質頁岩・チャート、その上位に碎屑岩類が重なる、いわゆる“上方粗粒化”岩相層序変化(LASH, 1985)が構造的に繰り返し現れているものと予想される。

砥石型珪質頁岩は主として微晶質石英及びびライト、緑泥石などの粘土鉱物からなる。シルト径以上の碎屑粒子を全く含まない。放散虫化石は保存が極めて不良であるが、研磨面を弗酸で軽く腐食することによって形状の認められる場合がある。このように砥石型珪質頁岩層はシルトや砂粒子を全く含まず、遠洋性堆積物と考えられる。層厚については、下位が断層で切られているところから正確な見積もりは困難であるが、露出する限りでは数 m - 50 m 程度である。上位の層状チャート層との境界部近くに、黒色頁岩と灰色珪質頁岩の互層が認められる場合が多い。コノドント化石により、三疊紀前期とされている(ISOZAKI and MATUDA, 1980)。

層状チャート層は、主として灰 - 灰黒色チャートと粘土質薄層との互層で、ミクライト質石灰岩や苦灰岩の薄層や、まれに緑色岩層を挟むことがある。層状マンガニ鉄床が含まれる。本来の厚さは 50 m 程度で、これらが繰り返し、数 100 m の厚層をなしている。年代は三疊紀中期 - ジュラ紀中期である。

含放散虫珪質頁岩層は灰緑色を呈し、保存の良い放散虫化石や数パーセントの石英や長石のシルト粒子を含む。本来の厚さは数 10 m、年代はジュラ紀後期である。

砂泥互層はタービダイト層で、多様な堆積構造を示す。上部は泥質基質が多くなり、砂岩、珪質頁岩、チャート、緑色岩類のブロックを含むオリストストロームとなる。これら両層は、少なくとも 1,500 m 以上の厚さを有するものと推定される。年代はジュラ紀後期である。

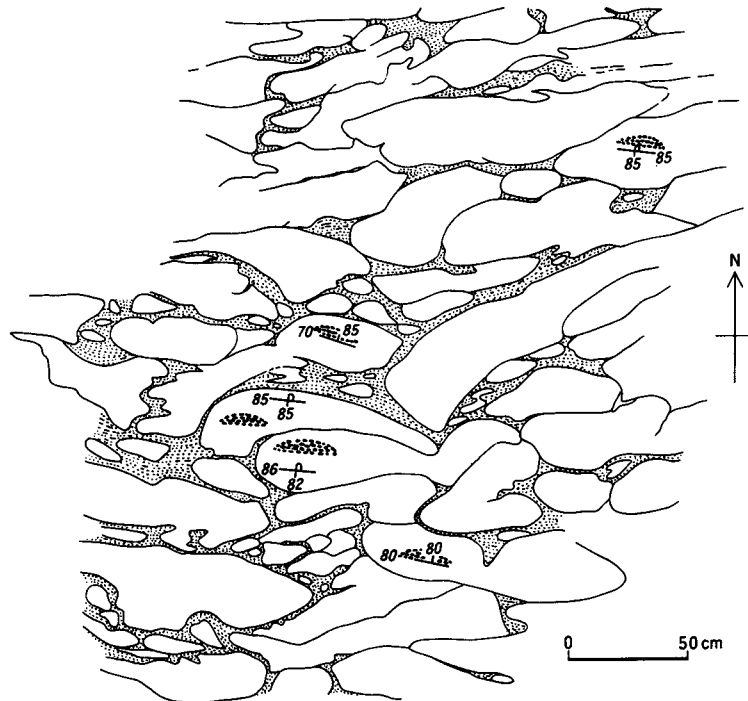
I 型地層群を構成するこれらの地層は、走向方向の断層による繰返しによって、広く分布している。

Ⅲ. 4. 2 緑色岩類

I型地層群中の緑色岩は京都西北山地の京北町細野の田尻谷川及び芦見谷川の中流部から八木町神吉へとほぼ東西に分布する。層状チャートと頁岩層の互層部の中にある。芦見谷中流部では河床に良好な露頭があり、最大層厚は130mに達する。大部分は枕状溶岩よりなるが、ピロープレッチャを伴うハイアロクラスタイトも認められる。ピローは一般に青紫色、赤紫色ないし暗緑色を呈する。個々のピローには、伸長方向で膨縮の顕著なもの、滴型のもの、ピローの上面または下面に径5-10 cm程度の瘤状突起を持つもの、ピローの内部に半円形断面の空洞を持つもの(第18図)などのタイプが識別できる。ピローの間隙は淡緑色のハイアロクラスタイトで充填されている場合が多いが、一部に白色または赤褐色の炭酸塩岩を挟むことがある。ハイアロクラスタイト中には径0.5 mmほどの偏球状のグロービュール(CARLISLE, 1963)が多数含まれ、緑泥石化しているがガラス起源と考えられる。

ピローは鏡下では針状ないし短冊形の斜長石が基質となり、填間状ないしハイアロオフィチック組織を示す。基質全体に針状ないし樹枝状のチタン鉄鉱と粒状の鉄鉱類が分散している。もとは角閃石またはかんらん石であったと見られる自形の微斑晶が少量含まれるが、変質しているために確認できない。二次鉱物として、炭酸塩鉱物、緑泥石、鉄鉱類及び石英が認められる。

発泡は顕著で、杏仁孔は炭酸塩鉱物及び緑泥石で充填されている。発泡度は14-20%に達する。化学組成は第3表のとおりである。



第18図 I型地層群の三疊紀枕状溶岩の産状スケッチ
(下西繁義・本田輝政・大野征之原因, 京北町細野芦見谷川中流の河床)。図中の走向・傾斜はピロー内に見られる半円形断面の空洞(網掛け部分)の平坦面で測定した。

第3表 芦見谷川の三疊系緑色岩の化学組成

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	合計
43.73	5.68	15.26	16.36	0.16	8.27	5.50	2.14	2.88	0.78	100.76

分析者：渡辺暉夫

本緑色岩のハイアロクラスタイト中に六射サンゴ化石が発見されており、三疊紀後期を示す(本田・下西, 1983)。

4.3 層状チャート

A. 産状

型地層群の層状チャートは、型地層群の場合と同様、二つの異なった産状を示す。第1は厚層をなして、良く連続するもので、見掛けの厚さは700mにも達し、断層によって転位しながらも、20km以上にわたって連続しているチャート層もある。第2の産状は多様な規模のスライス、スラブ、ブロックをなすもので、碎屑岩中にオリストリスとして含まれているものと考えられる。

チャート層の多くは、下部では砥石型珪質頁岩に漸移し、上部では含放散虫珪質頁岩に移行する。

層状チャート層の本来の厚さについては、上・下底ともに断層で切られる場合が多いため、正確な見積もりはできないが、連続露頭の規模と産出化石の変化から判断すれば、おそらく50m程度と推定される。砥石型珪質頁岩の厚さは、露出する限りでは数m-50mであり、含放散虫珪質頁岩も、厚く見積もったとしても50m程度である。したがって、上記3種類の岩相の全層厚は、150m程度であり、見掛けの厚さ数100mは、これら岩層層序単位が構造的に繰り返している結果と考えられる。

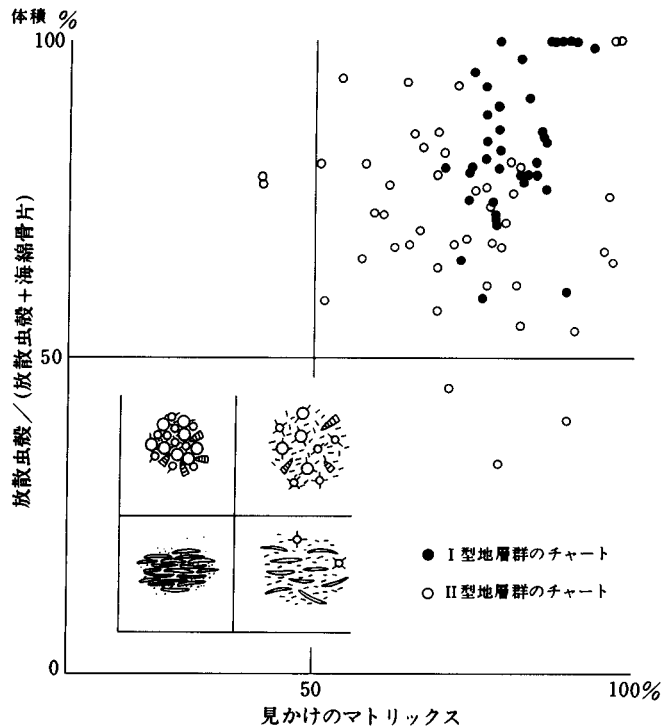
型地層群の層状チャートにおける、珪質層と“はさみ”の厚さの関係を第10図A, Bに示す。珪質層の厚さは一般的には6cm以下である。“はさみ”の厚さについては、A, B両セクションの最下部に見られるように、珪質層の厚さとほぼ同じか、あるいはより厚層をなす場合がある。セクションAでは、珪質層・“はさみ”の厚さともに下位から上位へと徐々に薄くなる傾向が認められる。

なお一部にドロマイトからなる“はさみ”を持つ層状チャートが認められる。

B. 岩質

型地層群のチャートは、その産状の違いによらずG B型を示すことが多い。R型のチャートは、1)京都市北区中川北山町から京見峠を経て釈迦谷山(291.2m)付近まで約5km以上にわたって連続するチャート層と沢ノ池付近のチャート層の一部。赤・赤褐色、2)地蔵山(947.6m)から竜ヶ岳(921m)にかけて分布する淡緑色チャート層などがある。1)のチャート層では京見峠西方で緑色岩類がチャート層中に挟在しており、2)の場合には地蔵山西方や芦見谷川上流においてミクライト質石灰岩を伴う緑色岩薄層が認められ、こうした特徴がR型チャートの分布と関係しているかもしれない。

第19図は二疊紀チャートと三疊・ジュラ紀チャートにおける放散虫遺骸と海面骨片、基質の構成比を示している。二疊紀のチャートはすべて型地層群に含まれるものであり、そのほとんどがR型である。一方、三疊紀・ジュラ紀チャートは、すべて型地層群のものでG型に属する。三疊紀・ジュラ紀チャートは放散虫チャートに分類しうるものが多いのに対し、二疊紀チャートでは海面骨片の含有量が



第19図 層状チャートにおける珪質生物遺骸とマトリックスの構成比(Imoto, 1984に加筆).
 図中のスケッチは4領域におけるチャート表面の模式的な状態を示す。円形・三角形は放射虫, 棒状は海綿骨片,
 打点部は基質を示す。

高く、骨片チャートと称しうるものもある。このような構成物の量比の差はチャートの堆積環境の違いを反映しているものであろう。

C. 地質年代

本図幅地域内の 型地層群に含まれるチャートの地質年代については、主としてコノドント化石に基づいて検討がなされた(吉田・脇田, 1975; 吉田, 1977, 丹波地帯研究グループ, 1979a, b; ISOZAKI and MATSUDA, 1980; 長尾・松田, 1982など)。また放射虫化石による年代の検討もなされているが、主として珪質頁岩を対象としたもので、チャートについての検討は十分ではない。その理由の一つは、本図幅地域の 型地層群に属するチャートは再結晶していることが多く、そのため保存良好な放射虫化石を得難いことがある。特に愛宕山(890.5m)から保津川にかけての地域においてその傾向が強い。おそらく浅所への花崗岩類の貫入の影響によるものであろう。

現在までのところ、二疊紀以前を示すチャートは、本図幅地域の 型地層群からは全く見いだされていない。またジュラ紀チャートについては、丹波地帯中央部の 型地層群では確認されている(井本ほか, 1982; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1982, 1983)が、本図幅地域においては、長尾・松田(1982)がレート階問題を論じた京都市右京区梅ヶ畑引地町のチャート露頭を除いては明確ではない。

(i) 三疊紀チャート

前述のように本図幅地域に分布するチャート層は、本来、砥石型珪質頁岩中にチャート層が挟在し始める岩相に始まり、“はさみ”の厚さが徐々に薄くなることによって典型的な層状チャートとなり、その上位においてシルト径の碎屑粒子と放散虫化石を含む珪質頁岩(含放散虫珪質頁岩)に移化するという、特徴的な岩相層序を有していたものと考えられる(IMOTO, 1984). しかしながら、こうした一連の層状関係が認められる連続露頭は極めてまれである。

ISOZAKI and MATUDA(1980)は、京都市右京区保津峡の保津川と水尾川の合流点に位置する、通称“壁岩”チャートにおいて、三疊紀アニス階からレート階に至るコノドント化石群集の産出を報告している。このチャート層の下位では砥石型珪質頁岩に漸移しており、上位はジュラ紀前期を示す放散虫化石群集を含む頁岩に移行する。

コノドント化石、*Gladigondollesella tethydis*を産出し、三疊紀中期とみなせるチャートは、芦見谷川流域や三俣川右岸から報告されている(丹波地帯研究グループ, 1979b)。また同じく三疊紀中期の*Triassocampe deweveri*群集帯を特徴づける放散虫化石が、京都市北区中川北山町から釈迦谷山にかけて分布するチャートのうち、赤褐色を呈するものから見いだされている。

本図幅地域の多くのチャートからは、*Gondolella polygnathiformis*, *Epigondolella abneptis*, *E. bidentota*など、三疊紀後期を示すコノドント化石が産出しており(吉田・脇田, 1975; 丹波地帯研究グループ, 1979b), *Capnucosphaera* sp., *Capnodoce* sp. などの放散虫化石と共存している。

Ⅲ. 4. 4 碎屑岩類

層状チャートより上位の碎屑岩類の層序は、四ツ谷図幅地域の範囲内で最近詳細な検討が進められてきた(安養寺・丹波地帯研究グループ碎屑岩サブグループ, 1983; 丹波地帯研究グループ, 準備中)。それによれば上位から下位に向かって次のようである。

層 序	概略の層厚
泥質混在岩層	300m+
黒色頁岩層	500m
砂岩・泥岩互層	80m
黒色頁岩層	40m
灰緑色珪質頁岩層	70m

ただし、上記の岩相のうち本図幅地域内では砂岩層の発達極めて悪い。以下、泥質混在岩、黒色頁岩、灰緑色珪質頁岩、砂岩、礫岩について記述する。

A. 泥質混在岩

泥質混在岩は数cmから数mオーダーの砂岩及びチャートのブロックを含むもので基質は鱗片状劈開の発達した砂質頁岩である。ブロックとしてまれに緑色岩片が認められる。含まれるブロックには地域差があり、層状チャートの分布が少ない地域では砂岩ブロックが多く、チャートブロックは少ない。ブロックには下位の砂岩や灰緑色珪質頁岩・チャートが含まれていることから、自食性のオリストストロームである可能性がある。本層からは時代決定に有効な放散虫化石は抽出されていない。

B. 黒色頁岩

黒色頁岩層は灰緑色珪質頁岩層の上位に重なるが、本層の中にも厚さ数mの灰緑色珪質頁岩が挟在する。本層の頁岩は剥離性に富み、平板状の劈開が発達する。全体に雲母質で、部分的に砂質になる部分がある。後述の砂岩層はこの黒色頁岩層に挟在する。粗粒碎屑粒子の含有量は変化に富むが、型地層群の黒色頁岩よりも含有量の少ないものが多い。化学組成では頁岩の平均組成(TAYLOR and McLENNAN, 1985)よりもセリウムに乏しい。希土類元素組成では型地層群と同様にユーロピウム負異常が認められる。

本層にはマンガン団塊が含まれることがある。露頭では通常酸化物として観察されるが、風化していないものでは直径2mm以下の炭酸マンガン粒子の集合体である(丹波地帯研究グループ、準備中)。

本図幅地域中では黒色頁岩からは時代決定に有効な放散虫化石は抽出されていないが、福井県名田庄村染ヶ谷では*Mirifusus mediodilatatus*など上部ジュラ系を示すものが見いだされている。また次項で述べる灰緑色珪質頁岩とは一部指交、上位の関係にあることから、大部分は上部ジュラ系と判断される。

なお、本報告で型地層群としたものの中に、中部ジュラ系の放散虫*Unuma echinatus*を含有する砂質頁岩が分布する。それは京北町芦見谷中流域で、典型的な型地層群のチャート層の見掛け上、上位に位置している。

C. 灰緑色珪質頁岩

灰緑色珪質頁岩層は下位の三疊系-中部ジュラ系の層状チャートから移化する。これは型地層群の特徴的な岩相の一つで、剥離性はあるが、層理は不明瞭で野外では塊状を呈する。なお、風化したものでは枯草色となる。この頁岩は放散虫の遺骸を豊富に含み、また石英、長石などの陸源粗粒碎屑物を数%含む。炭酸マンガン団塊が含まれることがある。

亀岡市の保津峡入口付近の灰緑色珪質頁岩には、保存の良い放散虫化石が含まれる。それは*Mirifusus mediodilatatus*, *Stylocapsa* (?) *spiralis*, *Gongilothorax sakawaensis*, *Ristola altissima*, *Cinguloturris carpatica*などの*Stylocapsa* (?) *spiralis* Zoneの群集を示すものである。また京北町田尻谷中流の灰緑色珪質頁岩には*Mirifusus mediodilatatus*, *Eucyrtidium* (?) *pyctum*, *Xitus gifuensis*, *Protunuma* sp. *Parvicingula* sp. aff. *P. boesii*などが含まれており(田辺・丹波地帯研究グループ, 1982)、ジュラ紀後期の群集と考えられている。

D. 砂岩

黒色頁岩中に挟在されるもので分布は狭く、図幅地域中で京都市北区高雄、京北町芦見谷、亀岡市七谷川などに露出する。

砂岩層は厚さ数10cm以下の砂泥互層をなし、一部は典型的なタービダイトである。斜交葉理の発達したラミナイトが見られることもある。ラミナイトやタービダイトの泥質部は雲母質である。

砂岩は細粒ないし中粒のものが多く、淡灰色で石英の多い長石質-石質ワッケないしアレナイトである。

楠・武蔵野(1989)によれば、その粒子組成は以下の特徴を持つ。

基質は最大33%、平均20%含まれる。石英は、型地層群のものより多く平均45%含まれる。特に、単結晶石英が29%と非常に多く、ほとんど波動消光はしない。また、円磨度がsubrounded-roundedの石英粒も認められる。長石は、22%前後含まれ、わずかに斜長石の方がカリ長石より多い。斜長石の多くがアルバイト双晶をしている。白雲母は多く、約1.2%含まれる。岩片は、約11%と型地層群のも

のと比べて極めて少ないが、Ⅱ型地層群のものと同様な組織を持った酸性-中性火山岩片が認められる。変成岩片では、石英片岩、雲母石英片岩などが認められ、堆積岩片の多くは、よく円磨されている。重鉱物は、0.4%で、ジルコンや電気石が多く、円磨された紫色ジルコンや褐色のマラコンが認められる。そのほか、アパタイト、緑れん石、チタン石が含まれているが、ざくろ石はほとんど含まれない。

なお、京都市北区中川の南方1 km に分布する塊状、厚層砂岩は楠・武蔵野(1989)ではⅡ型地層群のものとしているが、本報告では中生界チャートの性質などからⅠ型地層群とした。この砂岩層は自食性偽礫岩や頁岩偽礫を含む砂岩が多い。また皿構造などの脱水構造も観察される。鉱物組成はⅡ型地層群の灰屋川ユニットの砂岩と極めて類似し、カリ長石の多いアルコース質砂岩で、重鉱物としてざくろ石が多く含まれる。

E. 礫岩

礫岩層としては、周山向斜南翼のⅡ型地層群との境界付近や八丁背斜南翼の山国地域でチャート主体の角礫岩が認められる。それらは泥質混在岩層、砂岩層中に認められるものである。

Ⅲ. 5. 地 質 構 造

本図幅地域の丹波層群は全体として東西方向の走向で、同方向の軸を持つ大きな背斜(アンチフォーム)と向斜(シンフォーム)によって繰り返すとされたことは前に述べた。松下(1953)は本図幅地域南部の大きい背斜を保津川背斜と呼び、北部にある大きい向斜を周山向斜と名付けた。また保津川背斜の南方に東西方向の大きい衝上断層があるとした。

保津川背斜は丹波層群Ⅰ型地層群で構成され、本図幅地域南半に東西から東南に広がっている。周山向斜部は本図幅地域の北部を占め、東では東南に広がっている。両者の境界は断層と考えられている。京北町細野の芦見谷と上長野の南方では西北西-東南東方向で北に急傾斜する断層が観察されている。しかしこの断層は本来のⅠ型・Ⅱ型地層群の境界をなすものか、新しくその位置にできたものかの識別は困難である。Ⅰ型地層群とⅡ型地層群の境界をなす断層は地形には反映していることが少ない。

保津川背斜部の構造は東西ないし西北西-東南東方向の褶曲と、それに近い方向の断層の複合であり、部分的にはごく緩い傾斜を見せるところもあるが、ほとんどは北あるいは南に急傾斜する。背斜部に明確な中心軸を認めるのは困難である。亀岡盆地の西の行者山花崗閃緑岩周辺の丹波層群は、保津川背斜部の西延長に当たり、ほぼ東西走向を示すが、行者山花崗閃緑岩を中心とする背斜状の構造を作っている。この構造は花崗岩類の貫入と関連を持つのかかもしれない。

保津川背斜部全域にわたって、全体の走向を切る北北東-南南西方向の小断層と北北西-南南東方向の小断層があり、両者は共役関係にあるとみられる。ただし後者の方向の断層は新期の断層運動を受けていて、地形上よく現れている。

周山向斜部の構造は、西部ではほぼ東西方向で南に急傾斜する構造が認められ、同じ方向の断層も発達する。西部では新期の笠峠断層などに切られているため、南翼部の構造は複雑に切られており、北翼との対比は困難である。全体の構造を切る北北西-南南東の小断層と、それに共役する小断層が見られる。

周山向斜は周山から東では東西走向の軸を持つ大森向斜と、北西-南東の軸を持つ雲ヶ畑向斜に分かれ、両者の間は魚谷峠付近を通る東西方向の軸の背斜で分けられているが、断層で切られている場合が多い。

周山向斜全体は衝上断層によって3つの構造的層序ユニットに区分されることは前に述べたが、これは現在の地形には反映していない。周山向斜の複向斜構造は東西方向の断層で切られているほか、東北-西南及び西北-東南方向の断層で切られている。両者の方向を持つ小断層も発達する。

本図幅地域には保津川背斜及び周山向斜に示される古い構造のほかに西北西-東南東方向の新しい断層群が発達している。それらは一般に西北から東南に進むに従って、東南から南南東へと走向を変える傾向がある。この断層群は古い断層群と一致することも多い。また、この断層群は、断層に挟まれた地塊の北西側が沈下する傾向もあり、亀岡盆地の北東側にあつて大部分は沖積地の下に伏在している亀岡断層や、越畑断層はその例である。

日吉町殿田から京北町細野、笠峠、小野郷・杉坂と続く笠峠断層は京都盆地にまで達するもので、厚い断層破砕帯を伴い、現地形に明瞭に表現されている。笠峠断層はまた平行する小断層及び分岐する小断層を多数伴っている。

本図幅地域の北東隅にも西北西-東南東方向の断層群があり、左横ずれを示す微地形が認められる。この断層群は三峠断層(HUZITA, 1969)の延長上に当たる(丹波地帯研究グループ, 1974; 植村, 1988)。

これら新期の断層群についてはV章でも記述するが、西南日本内帯に発達する断層群の一部をなす。

IV. 貫入岩類及び接触変成岩

IV. 1 花崗岩類

IV. 1. 1 概要

本図幅地域内において、亀岡市行者山周辺と亀岡市池尻に花崗岩類が分布している。このうち、行者山を中心とする花崗岩類(行者山花崗閃緑岩)は、灰重石を産する大谷鉱山の関連火成岩として古くから注目され、多くの研究があつた。その主なものとして、長原(1969)や今井ほか(1972)の研究があり、鉱床の構造規制という観点から花崗岩類と周囲の堆積岩類の地質が明らかにされている。ISHIHARA (1971)は西南日本内帯のモリブデン鉱床とタングステン鉱床に関連する花崗岩類の記載岩石学的性質を明らかにしたが、行者山花崗閃緑岩についても全岩化学組成とモード組成が示されている。更にSHIBATA and ISHIHARA (1974, 1979)により本岩のK-Ar年代やRb-Sr年代が得られている。これらの研究により、本図幅地域の花崗岩類は白亜紀中頃に貫入したもので、タングステン鉱床を伴うことなどから、山陽帯の花崗岩類に属するとされている。(ISHIHARA, 1978)。

IV. 1. 2 行者山花崗閃緑岩

本岩は亀岡市行者山を中心として南北約4km、東西3kmわたって露出する。

本岩と被貫入岩類(丹波層群)との関係は、行者山山頂より北北西約1.5kmの道路沿いで観察するこ



第20図 行者山花崗閃緑岩と丹波帯 I 型地層群との関係。
行者山花崗閃緑岩(下半部の明色部)が丹波帯 I 型地層群(上半部の暗色部)頁岩に貫入している(行者山山頂より北北西約1.5 km の道路沿い)。

とができる(第20図)。そこでは行者山花崗閃緑岩が泥質ホルンフェルスに緩傾斜で貫入している。花崗閃緑岩には周縁相がなく、主岩相そのものがホルンフェルスに接している。また、湯ノ花温泉周辺の試錐によれば、丹波層群の下に花崗岩類の存在が認められている。

本岩は主に中粒黒雲母花崗閃緑岩(白雲母を含むことがある)からなり、そのほか優白質花崗岩が小規模に分布する。また、 $N20^{\circ}E$ 系の石英脈がしばしば中粒黒雲母花崗閃緑岩を貫いている。鹿谷から独鈷抛観音に至る道路沿いに露出する石英脈は、大谷鉦山の主要鉦脈であった11番に相当する(第21図)。

中粒黒雲母花崗閃緑岩は、灰白色で中粒な岩石で、肉眼では主成分鉱物の粒径が3mm前後である。概して等粒状で均質な岩石である。一部でカリ長石や斜長石が長径1cmになり斑状組織を呈する。

鏡下では主に斜長石・石英・カリ長石・黒雲母からなる。そのほか、白雲母を含むものもある。副成分鉱物としてジルコン・燐灰石をごく普通に含む。更にまれにスフェーンや電気石を含む。斜長石は自形-半自形で累帯構造が認められる。一般に核部は汚濁している。まれに、核部には白雲母が生じている。カリ長石は、斑状組織を形成するものを除き、他形でパーサイト組織を呈する。黒雲母は自形-半自形で一部緑泥石化しており、ジルコンを包有する。白雲母は自形-半自形を呈して、黒雲母と共生する場合と単独で産する場合とがある。

優白質花崗岩は鹿谷から独鈷抛観音に至る道路沿いと行者山東1kmに小規模に露出する。鹿谷から独鈷抛観音に至る道路沿いでは、幅1.5mの岩脈として産し、中粒黒雲母花崗閃緑岩を貫いている。本岩は優白質で、粒径2mm前後の等粒状の岩石である。

鏡下では主にカリ長石・石英・斜長石からなり、少量の白雲母と黒雲母を含む。更に副成分鉱物とし



第21図 大谷鉱山11番鑛の地表での露頭(鹿谷から独鈷嶺観音に至る道路沿い)。

第4表 行者山花崗閃緑岩の化学組成
(ISHIHARA, 1971)

試料番号	1 (118)	2 (125)	3 (129)	4 (131)
SiO ₂	68.45	69.56	68.93	74.34
TiO ₂	0.54	0.43	0.46	0.11
Al ₂ O ₃	15.26	15.25	15.56	14.22
Fe ₂ O ₃	0.23	0.20	0.24	0.08
FeO	3.09	2.59	2.55	0.32
MnO	0.09	0.09	0.06	0.02
MgO	1.27	0.88	0.91	0.14
CaO	2.87	2.75	2.90	0.74
Na ₂ O	3.40	3.34	3.49	3.73
K ₂ O	3.16	3.33	3.41	5.13
P ₂ O ₅	0.29	0.17	0.12	0.15
H ₂ O(+)	0.84	0.71	0.47	0.36
H ₂ O(-)	0.24	0.38	0.54	0.30
合計	99.73	99.68	99.64	99.64

で燐灰石・緑泥石を含む。カリ長石は一般に充填状で、一部自形を呈する。パーサイト組織が認められる。石英は充填状として産する。斜長石は自形-半自形である。白雲母及び黒雲母は自形-半自形で産する。

化学組成とモード組成：ISHIHARA (1971)により大谷鉱山坑内の花崗岩類について化学組成とモード組成が報告されている。そのうち、第4表に化学組成を示す。モード組成では、本報告の中粒黒雲母花

崗閃緑岩に相当するものは花崗閃緑岩，優白質花崗岩に相当するものは花崗岩になる。

地質年代と Sr 初生値：中粒黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母の K-Ar 年代として 93.0 ± 3.7 Ma が得られている (SHIBATA and ISHIHARA, 1974)。Rb-Sr 全岩アイソクロン年代として 98.9 ± 4.2 Ma が，Sr 初生値として 0.7101 ± 0.0003 が得られている (SHIBATA and ISHIHARA, 1979)。

IV. 1. 3 池尻の小規模岩体 (地質図では行者山花崗閃緑岩に含めてある)

亀岡市池尻の南方約 150 m にわたって花崗岩体が露出している。風化が著しく，N69° E，50° S と N4° E，70° W 方向の節理が顕著なほかは，内部構造に乏しい。岩質は行者山花崗閃緑岩の中粒黒雲母花崗閃緑岩に酷似しており，周縁相を伴わずに丹波層群に貫入している。本岩体と丹波層群との境界は東ないし南東側へ緩傾斜している。

IV. 2 接触変成岩

IV. 2. 1 概要

行者山周辺の丹波層群は，行者山花崗閃緑岩の貫入によって接触変成作用を受け，黒雲母や堇青石を含む接触変成岩になっている。亀岡市池尻東方 2km の七谷川流域でも砂岩に黒雲母が生じている。

このような接触変成岩は，頁岩中の黒雲母の出現と堇青石の出現によってそれぞれ黒雲母帯と堇青石帯に分けることができる (第 22 図)。頁岩あるいは砂岩中に黒雲母が出現する地点 (黒雲母アイソグラッド) から花崗閃緑岩までの水平距離は，最大約 5km である。頁岩中に堇青石が出現する地点 (堇青石アイソグラッド) までの水平距離は，約 0.5km である。黒雲母アイソグラッドと堇青石アイソグラッドの形は，花崗閃緑岩の輪郭にほぼ平行である (第 22 図)。以下に頁岩・砂岩・チャートに分けてこれらの接触変成岩の特徴を記す。

IV. 2. 2 泥質岩源接触変成岩

泥質岩源接触変成岩は黒色を呈し，堅硬・緻密な岩石である。

鉱物組合せは，黒雲母帯で

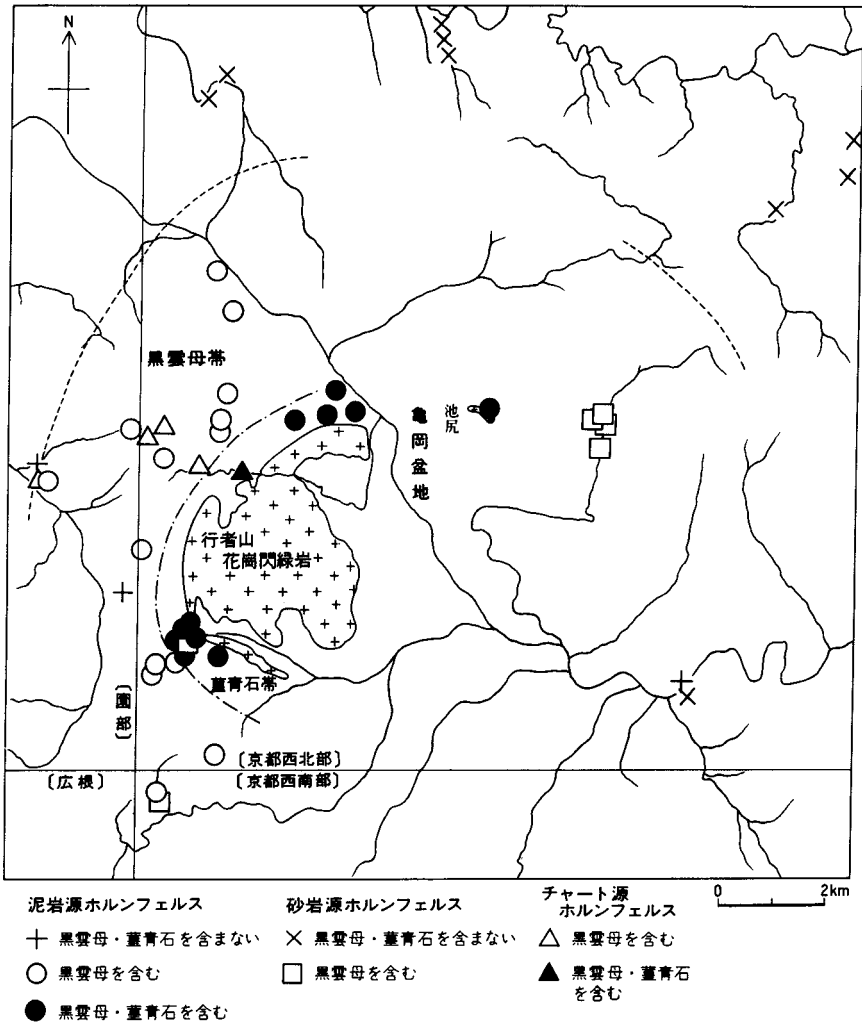
緑泥石 - 白雲母 - 黒雲母 - 斜長石 - 石英 - 不透明鉱物 - 電気石，

堇青石帯で

緑泥石 - 黒雲母 - 堇青石 - 白雲母 }
黒雲母 - 堇青石 - 白雲母 } - 斜長石 - 石英 - 不透明鉱物 - 電気石

である。

緑泥石は，単独の結晶として産する場合と，黒雲母の一部を置き換えて産する場合とがある。白雲母は花崗閃緑岩に近づくにつれて粗粒化していく。その C 軸方向の厚さは，黒雲母帯で 0.01 mm 以下で包有物を含まないが，堇青石帯では 0.1 mm に達し，包有物として石英を含み，ポイキロプラスティック組織を呈する。堇青石は，黒雲母帯と堇青石帯の境界付近で (つまり堇青石アイソグラッド付近) では，長径 0.5 mm 以下であるが，花崗閃緑岩との接触部付近では長径 6-7 mm に達し，偽六方双晶の大



第22図 行者山花崗閃緑岩周辺における丹波帯 I 型地層群中の変成鉱物の分布。
 破線：黒雲母アイソグラッド，一点鎖線：葦青石アイソグラッド。

型結晶に成長している。大部分は、白色雲母・黒雲母・緑泥石によって置換されて仮像となっている。仮像となっていないものでは、黒雲母をポイキロプラスチックに包有している。

IV. 2. 3 砂岩源接触変成岩

砂岩源接触変成岩は一般に灰白色であるが、黒雲母に富む部分では赤紫色を呈する。

変成鉱物の組合せは、黒雲母帯、葦青石帯ともに、

白雲母 - 黒雲母 - カリ長石 - 斜長石 - 石英 - 電気石 - 不透明鉱物

である。つまり、砂岩源接触変成岩では花崗閃緑岩の近くでも葦青石は出現しない。

黒雲母は、石英・斜長石・カリ長石の周囲を取り囲むように生じている。カリ長石は部分的に白雲母

に交代されている。ざくろ石がまれに含まれるが、非変成の丹波層群の砂岩中に産するざくろ石と同じ起源と考えられ、接触変成作用によるものではなく、砕屑性の結晶と考えられる。

． 2 ． 4 チャート源接触変成岩

チャート源接触変成岩は、白色 - 灰白色を呈する堅硬な岩石である。

鉱物組合せは、

黒雲母帯で

白雲母 - 黒雲母 - 緑泥石 - 石英 - 不透明鉱物、

堇青石帯で

白雲母 - 黒雲母 - 堇青石 - 石英 - 不透明鉱物

である。

． 3 岩脈類

． 3 ． 1 概説

本図幅地域において、主として 型地層群を貫く小規模な岩脈が各所に見られる。岩脈の幅は 50 cm - 10 m で、急傾斜する。幅数 mm 程度の急冷周縁相を伴うことが多い。母岩に著しい接触変成作用を与えている例は認められない。岩脈を構成する岩石は、貴治(1984)によれば、角閃石ひん岩(Hp)、単斜輝石・角閃石ひん岩(CHp)、輝石ひん岩(Dp)、珪長岩(F)に区分されている。

． 3 ． 2 角閃石ひん岩

本岩は保津川流域で多く見られるほか、芦見谷川や細野川周辺でも見られる。新鮮なものは黒色、緻密で、変質したものは灰色 - 青灰色を呈する。

主要構成鉱物は斜長石、角閃石で、ほかに少量のアパタイト、石英、緑泥石、黄鉄鉱を伴う。斜長石は 0.3 mm 程度で半自形 - 他形をなし、集片双晶が多い。角閃石は 0.3 - 3 mm の針状 - 長柱状の自形結晶で、約 40% 含まれる。多色性は Z 軸色が緑色を示すことが多い。双晶をなす。

保津川流域の岩脈は、保津川・水尾川合流点近くの屏風岩付近のチャートを貫いている例を除いて、変質が著しく、炭酸塩鉱物を多く生じている。芦見谷川中流域で三疊紀緑色岩類を貫く岩脈は、多数の珪岩捕獲岩を含む。

． 3 ． 3 単斜輝石・角閃石ひん岩

本岩は芦見谷川や大森の東北方で見られる。新鮮なものは、青灰色を呈し、緻密である。

主要構成鉱物は、斜長石、単斜輝石、角閃石で、ほかにアパタイト、石英、緑泥石、不透明鉱物を伴う。インターサタル - インターグラニユラー組織を示す。斜長石は大きさ 1.2 - 2.7 mm の半自形 - 自形短柱状で、双晶や類帯構造を示すが、一般に変質が著しい。単斜輝石は 0.3 - 0.45 mm の半自形 - 自形短柱状で、単純双晶やまれには砂時計構造が見られる。集斑状をなすものも多い。輝石の外周が褐色角閃

石に変化しているものもある。角閃石は0.15-0.45mm大の自形をなし、多色性が顕著で、Z軸色は淡褐色-褐色である。オパサイト縁を伴うものや、中心部が褐色で周縁部が緑色の累帯構造の見られるものがある。炭酸塩鉱物の反応縁を持つ石英の捕獲結晶(1.5-6mm)が多く見られる。岩脈の周縁部には、杏仁孔を埋めた方解石が見られる。

IV. 3. 4 輝石ひん岩

本岩は保津川流域や水尾川沿いに見られる。また、愛宕山から朝日峯にかけても、同じ岩型の転石が多い。新鮮なものは黒色、緻密である。

主要構成鉱物は斜長石、単斜輝石で、ほかに緑泥石、石英、炭酸塩鉱物、不透明鉱物が見られる。インターグラニューラー-サブオフィティック組織をなす。斜長石は短冊状結晶や短柱状結晶をなす。単斜輝石は0.07-3mm大で、集斑状をなすことが多く、単純双晶やまれに砂時計構造が見られる。石英の捕獲結晶(2-3mm)や、岩脈の周縁部では杏仁孔を充填した方解石が見られる。保津川沿いにJR地蔵第2トンネル付近の岩脈には、珪岩や花崗岩質岩石の捕獲岩が含まれる。

IV. 3. 5 珪長岩

本岩は七谷川東方と京都市右京区沢山南方に見られる。白色、細粒・緻密で新鮮なものは陶器状光沢を示す。石英、長石類が完晶質微等粒状組織をなし、バリオールの見られるものがある。融食された石英や、集斑状の斜長石を含む。

IV. 3. 6 岩脈の分布様式と形成時期

岩脈の貫入方向には、東西性のものと、NNE-SSW方向の2系統が認められる。細野、笠峠付近、清滝南方の角閃石ひん岩岩脈や、本図幅南部の珪長岩岩脈などは前者に属し、保津川流域の角閃石ひん岩や、単斜輝石・角閃石ひん岩、輝石ひん岩などのやや塩基性の岩脈は後者に属する。

天若や大森西方では、岩脈は見いだされていない。これらの地域はいずれも、II型地層群の分布域で、砂岩が広く分布する地域である。

岩脈の形成時期については、母岩の年代との関連で、ジュラ紀後期以降としか判定できない。ただし、珪長岩岩脈の形成は、白亜紀花崗岩類の貫入と関連しているものと推定される。また南北性の岩脈の貫入方向は、周辺の母岩に発達する節理の方向と一致していることから、節理の形成時期と関連している可能性が高い。

V. 第四系

V. 1 概説

京都西北部地域の第四系は盆地と河谷沿いとに分布する。盆地は京都盆地、亀岡盆地、越畑及び神吉盆地である。盆地内には、大阪層群上部相当層の河成・池沼成堆積物があり、それを覆って段丘・崖錐

・扇状地堆積物がある。沖積層は桂川や鴨川(賀茂川)など、大きい河川沿いに広がり、その影響の少ない低地に後背湿地堆積物がある。

京都盆地と越畑及び神吉盆地では、大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物とが識別困難なため、これを一括して、未区分層として地質図上に表現した。亀岡盆地には大阪層群上部相当層があるが、高位段丘堆積物は認められていない。河谷の主要なものは桂川の上流部であって、八木-殿田-周山付近にある。河谷沿いには河岸段丘が発達し、高位・中位・低位段丘に大別できる。

京都近傍の第四系については、松下(1953, 1971), 上治(1961), 石田ほか(1977), 日本の地質「近畿地方」編集委員会(1987)などに紹介された。京都西北部地域については、京都府(1980)の国土調査報告がある。京都西北部地域の第四系は山間・山麓部にあり、断片的な資料に基づき、地形と併せて考察することが必要である。記述は、京都盆地, 亀岡盆地, 越畑及び神吉盆地, 山地内河谷沿いの第四系の順に行う(第3図)。

V. 2 京都盆地の第四系

京都盆地の第四系は丘陵をつくる大阪層群と小規模に見られる崖錐・段丘堆積物、そして盆地内の扇状地堆積物と低地の沖積層とである(石田, 1976)。京都盆地の大阪層群はMa 6以下の海成粘土層を挟み、Ma 6より上位は河成礫層である。京都西北部地域には、大阪層群の海成粘土は見あたらず、山麓の丘陵をつくる礫層や基盤岩の尾根に載る礫層が大阪層群上部に相当するといえる。山麓の丘陵は平坦な高位段丘面に連なり、高位段丘堆積物と大阪層群上部相当の礫層との識別ができない。そのため京都西北部地域内の京都盆地側に分布する第四系は次のようにまとめられる。

沖積層

崖錐・低位段丘及び扇状地堆積物

中位段丘堆積物

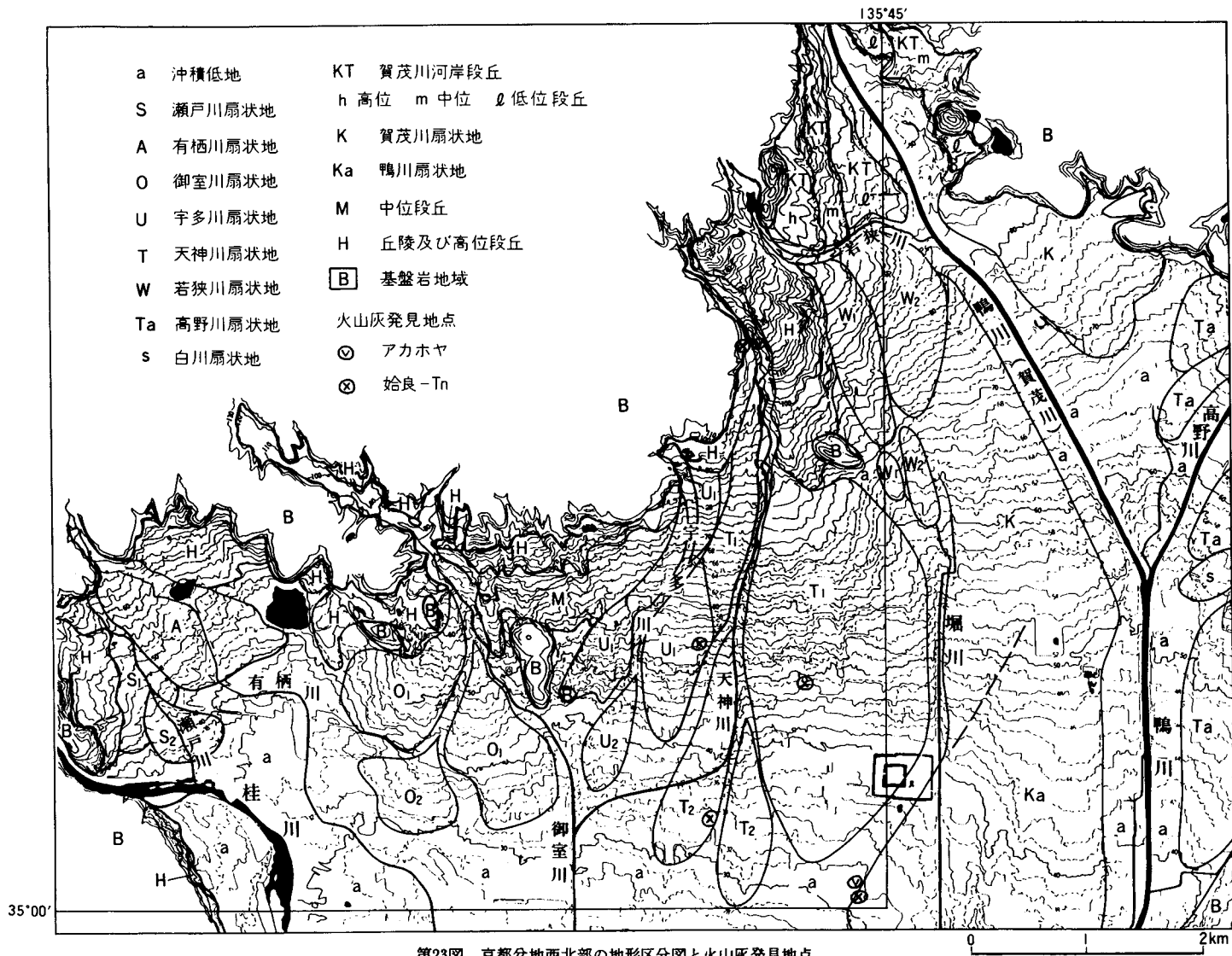
大阪層群上部相当層・高位段丘堆積物の未区分層

地形的に丘陵・高位段丘・中位段丘・低位段丘・沖積低地とそろって発達するのは鴨川(高野川との合流点より上流は賀茂川と記す)右岸の西賀茂地区である(第23図)。ここでは丘陵背面が標高160 m、高位段丘面が130 m、中位段丘面が110 m、低位段丘面が100 m、賀茂川河床が90-92 mである。そのほかの河川沿いには、河岸段丘の発達是小規模である。各扇状地の特徴を第5表に示す。

V. 2. 1 大阪層群上部相当層・高位段丘堆積物の未区分層

嵯峨野の西の小倉山から東へ西賀茂まで、山麓の丘陵・台地は風化した礫層でできている。京都府(1980)の表層地質図では、大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物が区別して表現されているが、丘陵と台地という地形の違いにより表現されたものである。

小倉山のJ R山陰線のトンネル上の尾根には、基盤岩のチャートや頁岩が露出し、それを覆って、巨礫・大礫・中礫層が点々と載っている。その南東、亀山公園の広場の西端には、東へ緩斜する斜面の末端に1.5m程度の高さの切り取りがあり、地表から厚さ80cmの赤色土の下に、厚さ60cmのチャート



第23図 京都盆地西北部の地形区分図と火山灰発見地点.

第5表 京都盆地西北部の扇状地

扇状地	高度 (m)		扇頂・扇端間水平距離 (m)	勾配	
	扇頂	扇端			
若狭川1	扇形部	140	90	500	1/10
	舌状部	90	62	1600	1/57
若狭川2	扇形部	120	87	580	1/18
	舌状部	87	55	2900	1/91
賀茂川	右岸	73	63	3500	1/350
	左岸	85	68	2000	1/118
天神川	右岸	86	42	2500	1/57
	左岸	82	40	2500	1/60
	(先端舌状部)	40	32	1000	1/125
	新时期右岸	54	30	2000	1/83
宇多川	新时期	48	32	1200	1/75
御室川	右岸	64	38	1500	1/58
	左岸	55	34	1900	1/70
	新时期	40	30	700	1/70
有栖川	扇状部右岸	67	52	750	1/50
	先端舌状部	52	42	550	1/55
	左岸	52	37	1000	1/67

の巨礫ないし中礫を含む礫層がある。これらの礫層の時代は明らかでないが、基質はよくつまって粘土化しており、未区分層とした。

御室川右岸の崖(鳴滝川西町宇多野療養所北東)では、次のような地層が観察された。河床から比高5 mの平坦地は水田であったが、その下に厚さ2 mの大-巨礫層があり、その下位に10°南に傾斜する礫・粘土層があった。礫・粘土層は下位から上位へ、細-中礫大の角礫層、薄い白色粘土、厚さ50 mの褐色植物片混じり粘土、小流木片を多く含む泥炭・亜炭層と重なっていた。その中の褐色粘土層から、*Styrax japonica* エゴノキ、*Sapium* シラキ属ナンキンハゼ類、*Ceratophyllum* マツモ類の実・種子が産した。この礫・粘土層は大坂層群上部で、上位の厚さ2 mの河成礫層に不整合に覆われる。沖積層分布域の北側に、これより3 m高い段丘面がある。鳴滝から北西へ梅ヶ畑の間の道路北側の低平な丘の崖には、下部に基盤岩が、その上位に風化した中-大礫層(未区分層)が分布する。

鷹ヶ峰の台地は北端の標高が180 mで、南南東へ次第に低くなり、船岡山の西で90 mになる。その間、水平距離約2 kmで標高が90 m下がり、その内、標高150-165 m、125-140 m、約100 mの3段の緩斜面を含む。北端の光悦寺の北400 mの地点では、基盤岩である頁岩・砂岩が赤色風化している。光悦寺から北西へ天神川(紙屋川)へ降りる坂道には、露出するだけで厚さ15 mの大礫層(未区分層)が分布している。礫岩の基底部は見られないが、谷底には基盤岩が露出している。谷底と礫層の上面は比高にして25 mあるので、鷹ヶ峰の台地をつくる礫層は北部で約25 mの厚さをもつと判断できる。その1 km南の天神川左岸の崖には厚さ10 mの礫層が見られた。

光悦寺の北東200 mに源光庵があるが、その入口の高さ1 mの切り取りには、赤色の細粒砂と粘土の不規則な細互層に中礫の風化(くさり)礫が含まれる。その下部に白色チャートの中礫大の角礫層がある。上部には縦の白色模様があり、下部の礫層には赤・白の横縞模様がある。

旭ヶ丘中学北の三叉路には北西側が約5 mの高台になっており、道路の法面にチャート礫よりなる大礫層が露出している。上部1 mのみは中礫で基質は砂でつまっていて、赤色化している。

上記の源光庵入口の小露頭の地層は高位段丘面の表層堆積物の特徴を示している。しかし、鷹ヶ峰の台地をつくる厚さ約25mの礫層は高位段丘堆積物と断定できない。大阪層群上部の礫層上に高位段丘の浸食面が形成されたとも考えられるからである。堆積面である高位段丘との識別ができなかったので、ここでは未区分層とした。

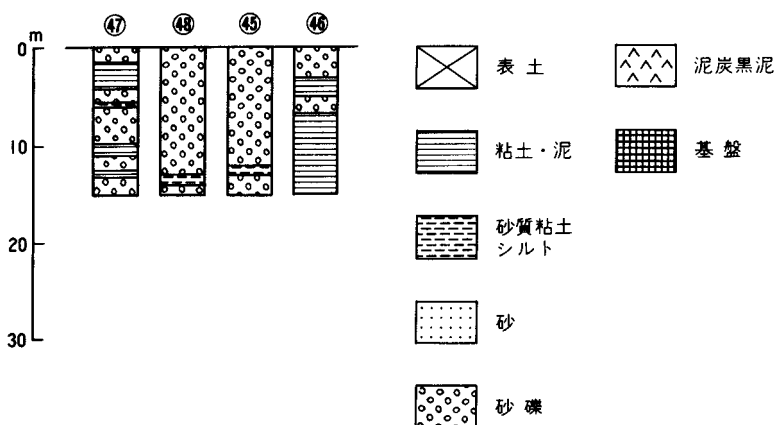
V. 2. 2 中位段丘堆積物

中位段丘は、先に述べた西賀茂とその対岸の鴨川(賀茂川)左岸の上賀茂とにある。西賀茂中学は中位段丘面上にあり、中学へ上がる道路の切り取りに厚さ5 mの大礫層が観察された。第23図の北東部(京都西北部地域東縁を画す線上)に、東からはりだした中位段丘の先端に基盤の小露頭が示されている。ここでは基盤の頁岩の上に厚さ約8 mの礫層が載り、砂岩・チャート・頁岩の大-巨礫大の亜円-円礫が密集し、表層部にはごく薄く細粒土が載っている。第23図には、双ヶ丘の北側に中位段丘にあたると思われる地形面を区分した。第24図にこの面上で掘削された試錘の柱状図を示した。砂礫と泥が比較的多く、細かく互層する。

V. 2. 3 崖錐・扇状地及び低位段丘堆積物

崖錐・扇状地及び低位段丘堆積物は、その大部分が最終氷期に堆積した地層ということで、一括した。京都盆地では、前二者に始良-T n火山灰(以下A Tと記す、町田ほか、1984)が挟まれている(石田ほか、1984;第23図参照)。

鷹ヶ峰西方の天神川(紙屋川)右岸、衣笠鏡石町の山麓の崖錐は宅地造成により断面が観察された(深



第24図 京都盆地西北部の大阪層群上部と高位段丘堆積物未区分層上及び中位段丘面で掘削された試錘柱状図(京都府, 1980より編集)。試錘位置は地質図に示す。凡例は第25, 26, 27, 29, 30図に共通。

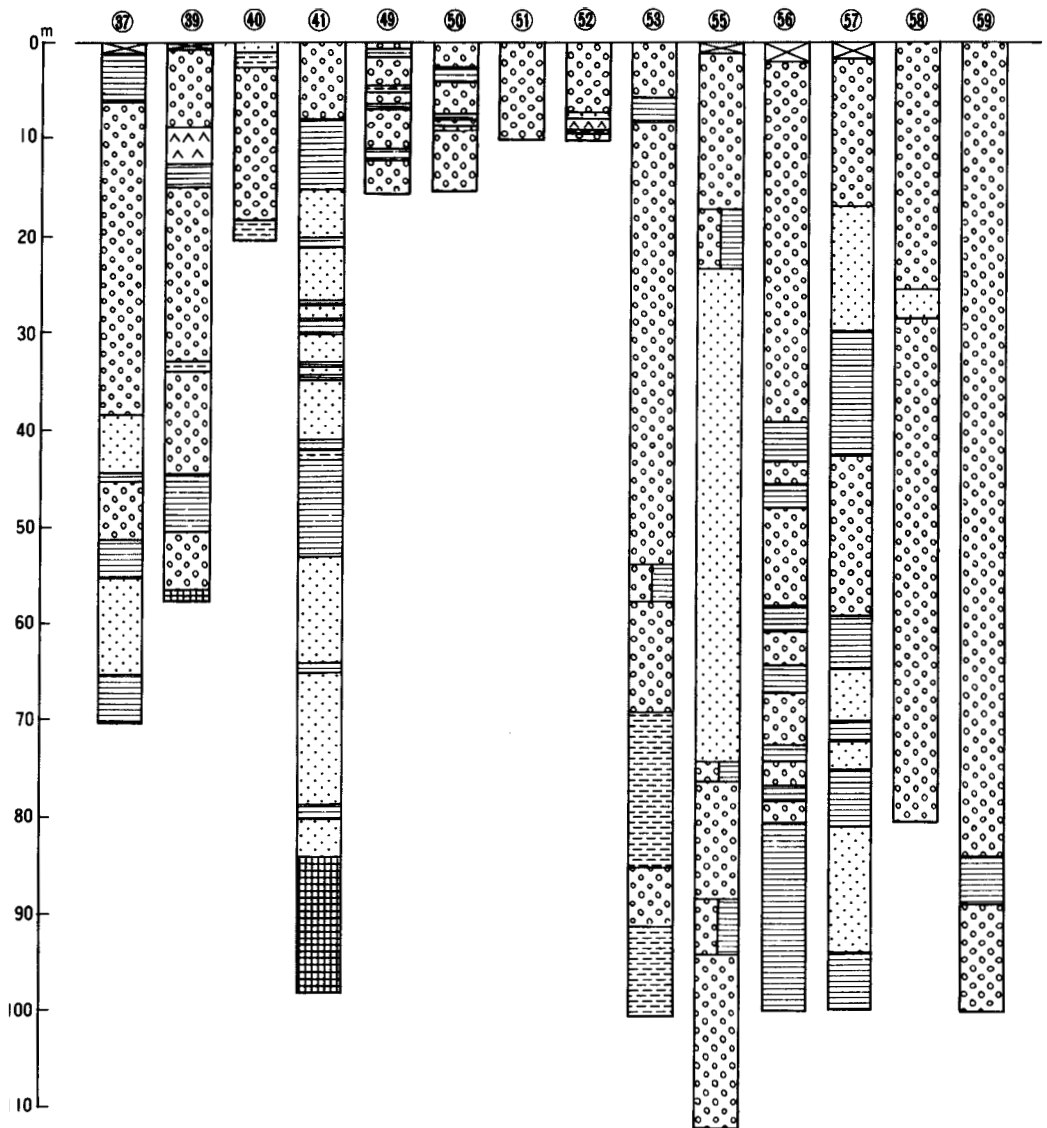
泥池団研グループ, 1982). ここでは, 基盤のチャートを覆って, 比高7 m, 水平距離10 mの斜面の上に厚さ約8 mの崖錐堆積物が載り, 高さ5 m以下が緩斜面になっていた. 厚さ約8 mの崖錐堆積物のうち, 下部4 mが粘土質の基質をもった角礫層で, 基底から1.5 m上にATが挟まれていた. ATは厚いところで30 cm, 淘汰が悪く, 風成である. 検鏡(以下, 火山灰の検鏡は新井房夫教授による)によると, ATの火山灰の最大粒径は0.9 mm. 重鉱物は多い方から順に紫蘇輝石, 鉄鉱物, 普通輝石, 角閃石である. チャート岩片を含む. 火山ガラスはバブルウォール型が軽石型より多く, 透明で, 屈折率は1.499-1.501で, モードは1.500±である. 紫蘇輝石の屈折率(γ)は約1.733である. 重鉱物組成は, 普通輝石38.5%, 紫蘇輝石19.2%, 角閃石42.3%である. また, キュリー一点温度からもATであると同定された(以下, 火山灰のキュリー一点温度の測定は横山卓雄教授による).

上記露頭の崖錐堆積物の基底から3-4.5 m上に厚さ1.5 mの褐色土が挟まれ, 比高5-7 mの急斜面の部分では, その上に厚さ約30 cmの鬼界-アカホヤ火山灰(町田ほか, 1984に従い以下Ahと記す)が載っている. 下部の緩傾斜面の部分では, Ahの上になお厚さ3 mの角礫層が載る. この角礫層は基質がなく空隙が多い. ここで扱っている崖錐堆積物は厚さ1.5 mの褐色土より下位の角礫層を示す. Ahを挟む角礫層は後氷期の崖錐堆積物である.

京都盆地北部の扇状地は, 2,500分の1地形図の等高線を読みとって分類され, 各河川名を付けて呼ばれている(石田, 1982). その堆積物はいずれも礫層であるが, 最終氷期の扇状地堆積物の厚さは分かっていない. しかしながら第25図の試錐柱状図から, 厚くても40 m程度であろうと推定できる. 第23図に扇状地の分類を示した. 西から有栖川, 瀬戸川, 御室川, 宇多川, 天神川, 若狭川の各扇状地である. 京都西北部地域の南東端に鴨川扇状地がわずかにかかっている. 鴨川扇状地は賀茂川と高野川とが合流してつくったもので, その堆積物には花崗岩由来の砂を含む(塚本, 1932). 堀川は平安京建都以前は二条城の位置から南西に流れていたと推定できる. 第23図には京都西北部地域の南東端にAT発見地点が記されている. これは旧壬生車庫跡の宅地造成工事において, 地表から深さ3 mにある礫層に挟まれる粘土レンズ中に発見されたもので, 最大厚さ15 cmでレンズ状であった. 検鏡によれば, 最大粒径0.8 mm, 重鉱物は紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・鉄鉱物の順に多く, 火山ガラスはバブルウォール型が軽石型より多く, 透明で屈折率1.499-1.501, モード1.500±である.

二条城北西の地点では, 丸太町七本松北西角の遺跡発掘調査の際に扇状地堆積物が発見された. そこでは地表から約1 mの深さまで発掘した底面から更に下へ, 厚さ50 cmの中礫層(大礫を含み, 主にチャート・砂岩垂角礫よりなる), 厚さ10-20 cmの暗褐色泥, 厚さ70 cmの火山灰質泥, 厚さ12 cmのAT, その下はシルト質粘土に細-中礫を含む層が試錐によって認められた. ATは下部4 cmが粗粒で上部8 cmが細粒であった. 検鏡によれば, 最大粒径0.6 mm, 重鉱物は角閃石が多く, ほかに紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物が含まれ, 火山ガラスはバブルウォール型が軽石型より圧倒的に多く, 透明で屈折率1.499-1.501, モード1.500±である.

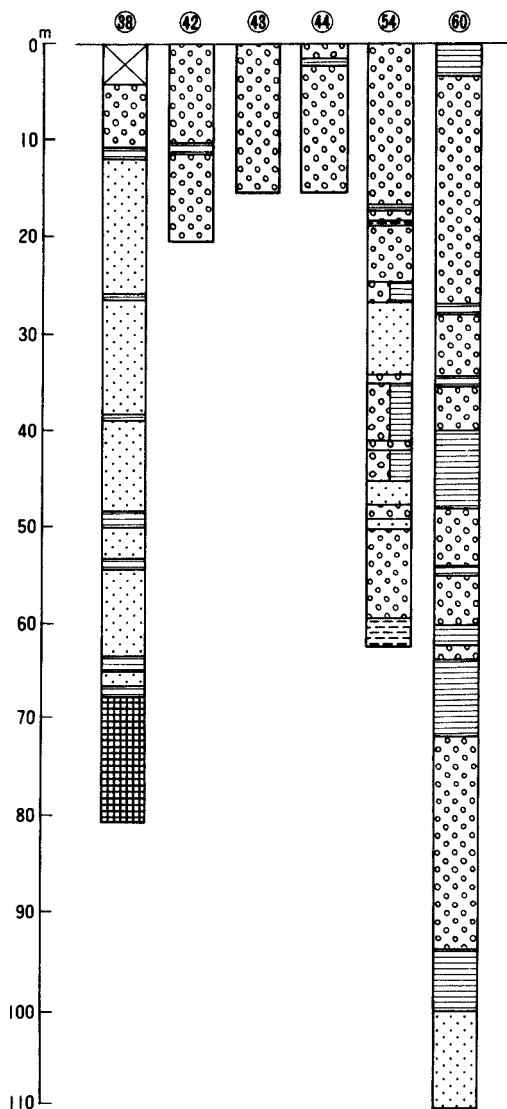
上記地点の西北西のAT発見は北区大將軍の道路工事の際で, 地表から約1 mの深さに中-大礫層に挟まれていた. ATの見掛けは水底堆積, すなわち淘汰されていて, 厚さ15 cm程度であった. この南方の新期扇状地上の地点は, 西大路御池南西の島津製作所構内で, 地表から深さ50 cmが埋土, その下50 cmが中礫, その下の厚さ1 mの泥層の下部に厚さ5-20 cmのAT火山灰が挟まれていた. 検鏡によ



第25図 京都盆地西北部扇状地で掘削された試錐柱状図(京都府, 1980より編集).
凡例は第24図に示す.

れば、無色透明のバブルウォール型の火山ガラスを主とし、緑色角閃石・普通輝石・鉄鉱物・紫蘇輝石の順の量で重鉱物を含む。火山ガラスの屈折率は1.498-1.505、そのモード1.500±である。重鉱物は普通輝石20.4%、紫蘇輝石10.6%、角閃石69.0%である。キュリー点温度の特徴からもA Tであるという。

低位段丘堆積物は先に述べたように、西賀茂とその対岸の上賀茂にある。上賀茂では基盤の頁岩が点々と露出し、段丘堆積物は厚さ2-3 m、大-巨礫を含む細-中礫層で、淘汰が悪い。西賀茂では基盤の露出はなく、堆積物は左岸より厚いと推測される。



第26図 京都盆地西北部沖積低地で掘削された試錐柱状図
(京都府, 1980より編集). 凡例は第24図に示す.

V. 2. 4 沖積層

京都盆地の西北部の沖積層は、桂川流域とそれに連なる有栖川・御室川・天神川・堀川流域の低地に分布し、嵐山・嵯峨野から壬生に広がる。また、鴨川(賀茂川)と若狭川沿いにも沖積層がある。

桂川・有栖川流域の沖積層は第26図の試錐柱状図で、厚さ約10 mの礫・砂・泥層と読み取れる。桂川は亀岡盆地で一旦礫層を堆積し、保津峡を通過して京都盆地に出るので、集水面積・水量の割には京都盆地に大量の礫を運ばず、扇状地を形成していない。堆積物は砂が比較的少なく、礫と泥が多い。桂川の堤防を人工的に建造してから後は、流路が固定したため、左岸の沖積低地は後背湿地化の傾向があると推測できる。

鴨川はかつて低位段丘を下刻し、幅広い流路(上賀茂で幅100-150 m、更に下流で250 m)をとっていたが、堤防がその中につくられ、流路を狭めた。そのため、堤防外側の沖積低地は後背湿地化の傾向にある。

堀川は船岡山付近、特にその南側の低地を水源とし、西の天神川扇状地と東の賀茂川・鴨川扇状地の間の谷を南流し、二条城付近から南西流していた。堀川の水は平常時には東西両扇状地の伏流水を水源とし、二条城付近でも多量の湧水があつて滞水し、^{おいけ}御池となっていたと考えられる。京都東北部地域の範囲であるが、堀川御池北東には厚い泥層がある。第23図の南東隅のA h 発見地は壬生の宅

地造成地で、約40 m南で発見されたA Tとほぼ同じく、約3 mの深さに、砂礫層中の粘土に挟まれて産した。厚さ約20 cmでレンズ状であった。A Tが白色であるのに対し、A hは褐色なので、野外で識別できた。検鏡によれば、最大粒径1.0 mm、重鉱物は紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物で、火山ガラスはバブルウォール型が軽石型より多く、色は褐色で、屈折率1.509-1.515、平均1.510-1.512である。

地質図には表現しなかったが、衣笠鏡石町で後氷期の崖錐堆積物がA hを挟んでいることによって確認できたことは先に述べた。

V. 3 亀岡盆地の第四系

亀岡盆地の第四系は下位から大阪層群相当層，崖錐・扇状地及び低位段丘堆積物，沖積層及び後背湿地堆積物に分けられる。亀岡盆地の第四系については，上治(1961)，近畿農政局計画部資源課(1973)の報文があり，織田(1932)，水山(1955)の地理学的研究がある。牧野内(私信)は盆地南部，主に京都西南部を調査した。それらの層序の対比を第6表に示す。

V. 3. 1 大阪層群上部相当層

上治(1961)の篠町層は亀岡盆地及び越畑盆地の“古期洪積層”に対して名付けられた。篠町は亀岡の東にあるが，篠町層の露出地の大部分は京都西南部地域の範囲に入る。京都西南部地域では，篠東方の唐櫃越山地の山麓段丘と地域南西端の湯ノ花付近の低平な丘陵をつくる，礫・砂・粘土に亜炭・火山灰を挟む地層がある。ほぼ水平で，厚さは約30 mである。堆積面を残していないこと，次に述べる植物化石を産したことから，大阪層群上部に対比される。

三木(1948)は湯ノ花の泥炭層から，*Pseudotsuga japonica* トガサワラ，*Chamaecyparis pisifera* サハラ，*Fagus japonica* イヌブナ，*Magnolia obovata* ホオノキを報告した。京都西南部地域であるが，三木(1948)は篠町字篠の亜炭層(上治は篠町字王子としている)から，*Nelumbo nucifera* ハス，*Paliurus nipponicus* コウセキハマナツメ，*Trapa macropoda* シリプトビシ，*Trapella antennifer* ヒシモドキが産したことを報告した。

V. 3. 2 崖錐・扇状地・低位段丘堆積物

亀岡盆地の崖錐・扇状地・低位段丘堆積物は，山麓の斜面をつくる。このほかに，低位段丘を下刻し

第6表 亀岡盆地の第四系層序対比

上治 (1961)		近畿農政局 (1973)	牧野内 (私信, 1975)	本報告 (井本ほか, 1989)	
亀岡礫層 30m +		沖積層・崖錐	沖積層	沖積層・後背湿地堆積物	
		扇状地礫層	扇状地及び崖錐堆積物	扇状地・崖錐・低位段丘堆積物	
		最低位段丘堆積物			
		段丘堆積物	段丘堆積物		
篠町層 50m +	王子砂礫層 5m	最高位段丘堆積物	篠層		上部 10m 礫 下部 15m*
篠村層 20m (粘土層)	篠層	王子層 5m 礫			

* : 粘土・砂・礫に火山灰・亜炭を挟む

て小規模に発達した新期扇状地がある。低位段丘堆積物は、盆地の北東側と南西側共に広く発達する。比較的規模の大きい扇状地と低位段丘との識別は、必ずしも厳密ではないが、後背地の谷から供給された礫層によって主に形成された地域が扇状地をつくり、それらの間の埋め残された後背湿地地域の平坦地が低位段丘となる。亀岡市街地が載る低位段丘はこれとは異なり、桂川の本流系の堆積物がつくる低位段丘もあることが考えられる。上治(1961)は亀岡市街地に発達する低位段丘堆積物を亀岡礫層と呼んだ。厚さ約30 mで、巨礫を混ぜる。

盆地北東側の山麓には崖錐と急傾斜した小規模扇状地が複合して連なる。それらの堆積物はほとんど観察できないが、千歳町出雲北方の出雲台の造成工事中に、地表より深さ1 mまでの基質のない角礫層と、その下位に褐色の大-中礫層が見られた。下位の礫層の礫は角がとれていて、その上部には黒土がまつまっていた。保津町北の毘沙門の南にある平安高校のグラウンド東の崖には、崖錐角礫の下によくしまった褐色の中-大礫層が、厚さ20 mあり、砂層のレンズを挟む。礫はチャート・砂岩の亜角礫である。これは大阪層群上部相当層の礫層の可能性はあるが、地質図には表現していない。

比較的発達の良い扇状地は、三俣川と七谷川の扇状地である。七谷川扇状地上で掘削された試錐柱状図は第27図に示した。

保津町今石西方の露頭の柱状図を、第28図に示した。ここは扇状地性低位段丘と表現するのがふさわしい地点である。厚さ約20 mの中礫層で、地表から5 m下位にA Tと思われる火山灰を挟む。従来、これは保津火山灰と呼んできた火山灰である。検鏡によれば、最大粒径0.9 mm、重鉱物は角閃石が多く、ほかに紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物が含まれる、火山ガラスはバブルウォール型で透明、屈折率1.499-1.501、そのモード1.500±で、新井(談)によるとA Tらしいという。

低位段丘は亀岡市街地付近のほか、西方の^{ひなだの}葎田野町・^{そがべ}曾我部町と、西方の三俣川扇状地の北西とに広がる。低位段丘上で掘削された試錐柱状図は第29図に示した。北方の2地点では、台地中央では礫層のみであるが、その東の扇状地の間の地点では、表層部に粘土層がある。葎田野町では厚さ10 mに達する粘土と泥炭層がある。KOKAWA(1961)は^{てんかわ}天川の泥炭層から次のような植物化石を報告した。*Abies veitchii* シラベ、*Picea bicolor* イラモミ、*Pinus koraiensis* チョウセンマツ、*Alnus japonica* ハンノキ、*Oxycoccus palustris* ツルコケモモ、*Menyanthes trifoliata* ミツガシワ、*Sparganium* sp. ミクリ類、*Morinia japonica* スマガヤ、*Phragmites* sp. ヨシ類、*Iris leavigata* カキツバタ。

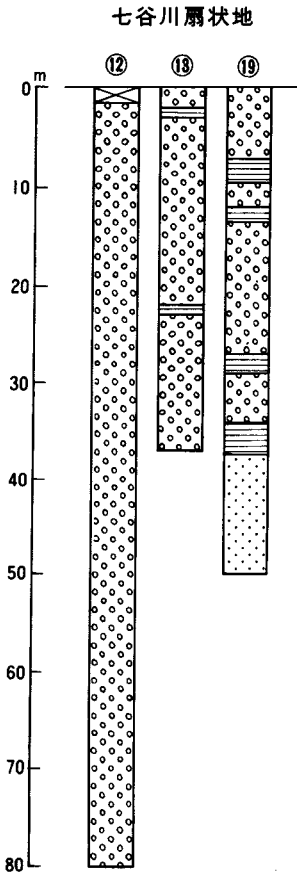
これらの植物は寒冷・湿潤地に成育したもので、最終氷期を示すものである。

曾我部町東部の曾我谷川右岸山麓にある京都学園大学入口の切取りには、厚さ15-20 cmのA Tが挟まれている。地表から下位へ厚さ50 cmの中礫大の崖錐角礫、薄い泥層、厚さ2 mの大-中礫に砂・粘土を挟む層、厚さ10 cmの白色粘土と細砂互層、A T火山灰、厚さ2 mの大-中礫層である。角礫からなる水成層である。地層は西へ3-5°傾斜している。

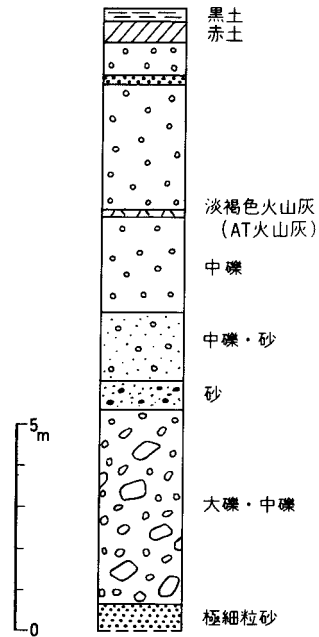
保津町西垣内の集落は、先に述べた扇状地性低位段丘を下刻して、新期扇状地の上に乗っている。扇状地の南縁は桂川(大堰川)左岸の沖積低地との間に高さ2 mの段がある。

V. 3. 3 沖積層・後背湿地堆積物

桂川(大堰川)は亀岡盆地に入って、大量の礫を堆積し、第2次大戦後までしばしば水害に見舞われ



第27図 亀岡盆地の扇状地で掘削された試錐柱状図
(京都府, 1980より編集). 凡例は第24図に示す.



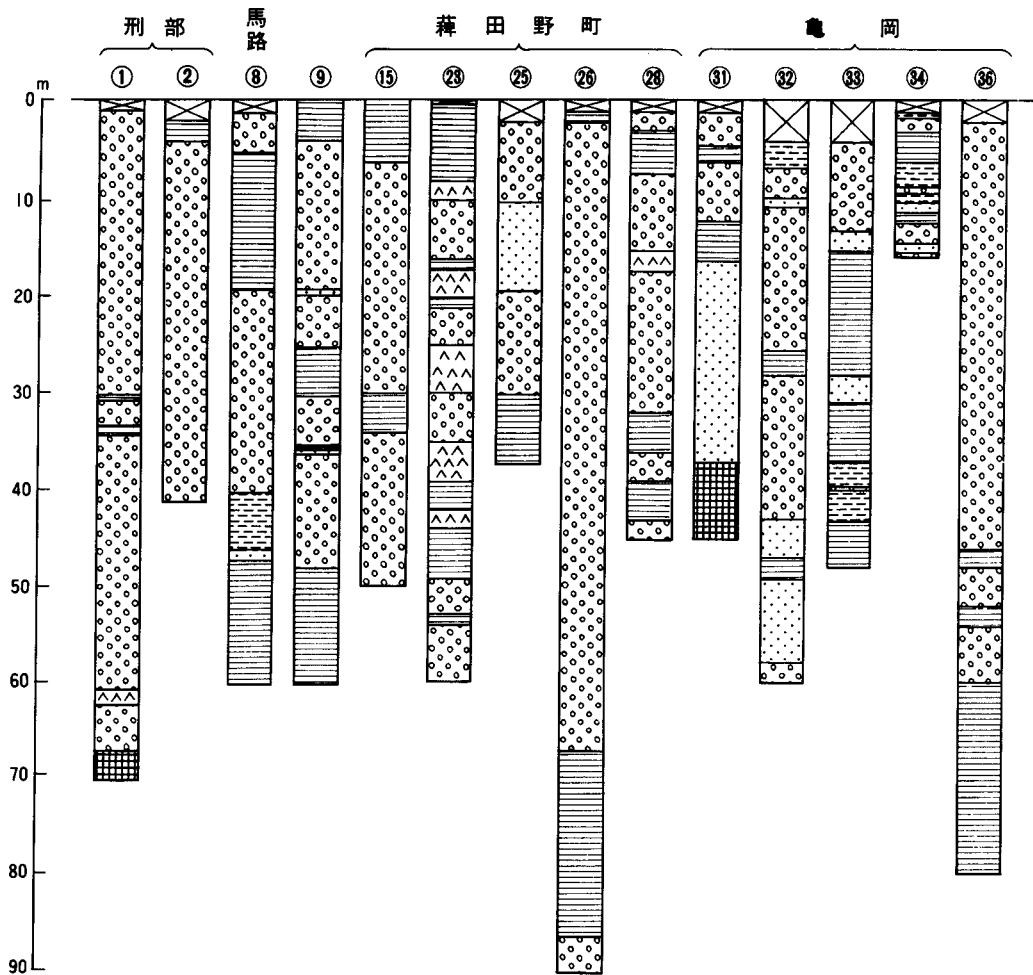
第28図 保津町今石西方の低位段丘崖の柱状図.

た. 沖積低地には自然堤防・旧河道などが見られるが, 地質図には示されていない. 桂川沿いの平野から基盤山地や扇状地の間に入り込んだ低地には, 後背湿地がある. 沖積層の上で掘削された試錐柱状図を第30図に示した. 後背湿地で掘削された試錐はないが, 表層部に泥があることが推測できる. 沖積層は多くの地点で礫層よりなるが, その厚さは不明である. 大井町の桂川右岸で掘削された16番(第30図)の試錐は例外で, 厚い砂層よりなる. これは自然堤防堆積物を示すものと推測される.

V. 3. 4 深層試錐

大堰川左岸の宇津根橋北詰で, 近畿農政局(昭和44年度)により, 試錐調査が行われた(第31・32図). 標高94mの地点から深度180mの掘削で, 168mで基盤岩に達した. 地表から71mの深さまで砂礫で, 表土の厚さ1m, 深度15mまで玉石混じりである. 71m以深は粘土と砂礫の互層で, 5-20m厚さで繰り返している.

深度71mから168mまでに2.5-20mの厚さの粘土層が6枚挟まれている. 深度145-146m, 162-163

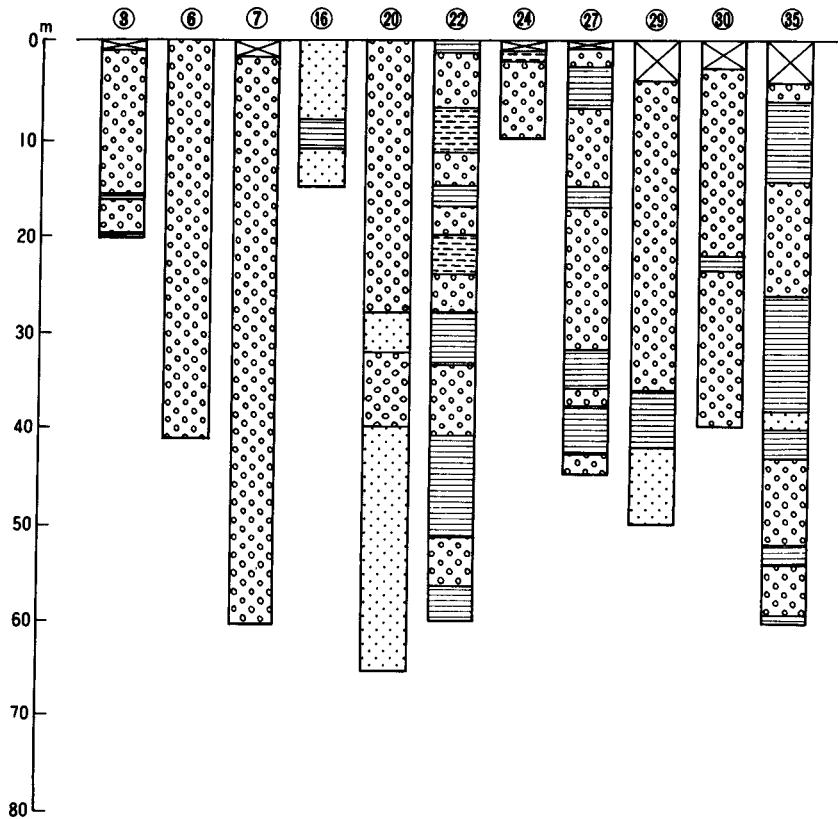


第29図 亀岡盆地の低位段丘面で掘削された試錐柱状図(京都府, 1980より編集).
凡例は第24図に示す.

mの粘土の花粉分析によれば, *Fagus-Quercus* で代表され, *Cunninghamia*, *Liquidambar* が含まれる. これは大阪層群上部で, しかも Ma3 から Ma5 の間の層準と考えられる. 深度 157.5-158.5m の粘土は *Pinus* (*Haploxylon* 優勢), *Picea*, *Abies*, *Tsuga* (*T. diversifolia* コメツガ type が多い) などを含み, この花粉組成は寒冷気候を示す.

V. 3. 5 基盤等深線図

重力探査に基づき, 亀岡盆地の基盤等深線図が作成された(第32図, 清水ほか, 1973). 亀岡盆地東西寄りに盆地の延びの方向(NNW-SSE)に, 深度200mを超える基盤の深まりがあり, 北東側山麓に南西落ち断層が推定される. この深まりの南西側も北東落ちの断層の可能性もある. また亀岡市街の北側に東



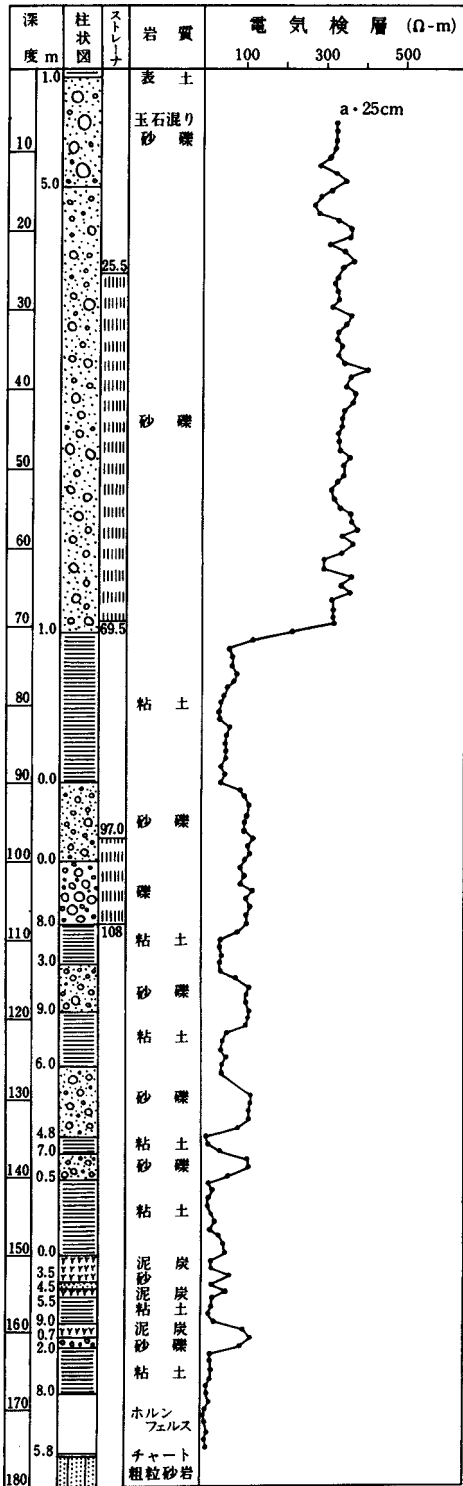
第30図 亀岡盆地の沖積低地で掘削された試錐柱状図(京都府, 1980より編集).
凡例は第24図に示す.

西性の北落ち断層が推定できる.

大堰川右岸の大井付近の高まりは, 北方の八木町付近の地形と考え合わせ, 西側山地の東麓の東落ち断層系が推定される.

V. 4 越畑及び神吉盆地の第四系

越畑及び神吉盆地の第四系については, 桂睦会(1967)の層位学的研究がある. 京都府(1980)報文はそれを再録し, 火山灰の同定について推定している. 桂睦会(1967)はこれらの盆地の第四系を下位から越畑累層・神吉累層・原累層に分けた. 越畑累層は本報告の大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物未区分層であり, 神吉累層と原累層は本報告の崖錐堆積物に含まれる.



V. 4. 1 大阪層群上部相当層と高位段丘堆積物未区分層

越畑累層の模式地は越畑西方の谷道から越畑へ上る道路沿いと、西の池へ行く尾根沿いの崖で、桂睦会(1967)の P-1 柱状図のルートである(第33・34図)。砂礫と粘土の互層で、厚さは28 m。上部に火山灰を2枚挟む。上位の火山灰は厚さ30 cm、下位のは薄く、しかも粘土化している。粘土には亜炭を挟む。

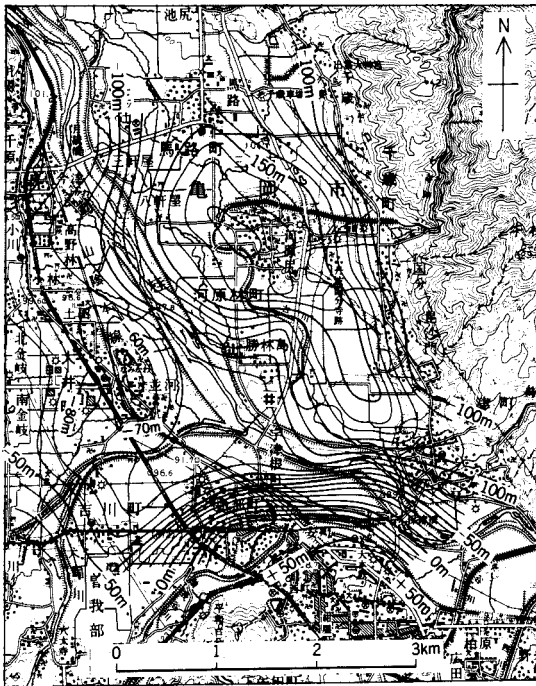
三木(1948)が越畑愛宕山裏の高度350mにある泥炭層から報告した下記の植物化石は越畑層のものと考えられる。

Sciadopitys verticillata コウヤマキ, *Alnus japonica* ハンノキ, *Lindera umbellata* クロモジ, *Trapa incisa* ヒメビシ, *T. mamillifera* イボビシ, *Sparganium* sp. ミクリ類, *Potamogeton perfoliatus* ヒロハノエビモ, *Scirpus mucronatus* カンガレイ。

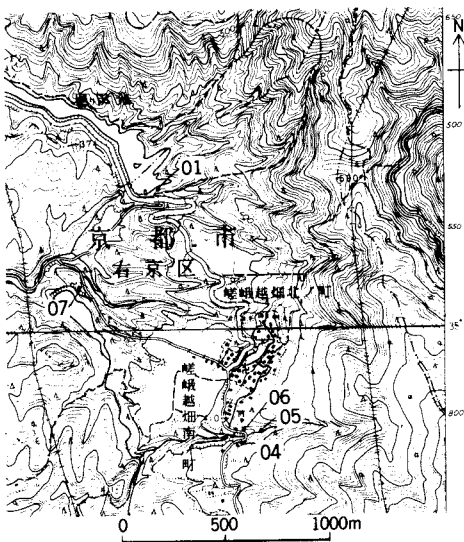
今回、越畑累層下部の粘土層の花粉分析を行った。サンプル番号870525-18-20である。採集地点及び地質柱状図を第34図に、岩質を第7表に、花粉分析結果を第36図に示す。*Picea* が優占し、*Quercus*, *Alnus*, *Pinus* のほかに、*Abies*, *Tsuga*, *Carpinus-Ostrya*, *Ulmus-Zelkova* も産する。これらは温帯の樹種であり、現在よりやや冷涼だろうかと思われる花粉組成である。

越畑南端の東西の谷を東へ上ったところに厚さ30 cmのピンク色・白色の火山灰が、西傾斜で礫・泥層に挟まれる。標高425 mの地点である。この層が越畑断層を越して西で水平になり、模式地の越畑累層上部の火山灰につながると考えられる(第37図a)。この谷で採集した越畑谷奥火山灰(第33図中の05地点87122805)の重

第31図 亀岡市宇津根橋北詰における試錐(農-1)地質柱状図(近畿農政局計画部資源課, 1973より編集)。試錐地点は第32図に示す。



第32図 亀岡盆地の基盤等深線図
 (近畿農政局計画部資源課, 1973).
 図中の#は第31図に示した柱状図の試錐地点.

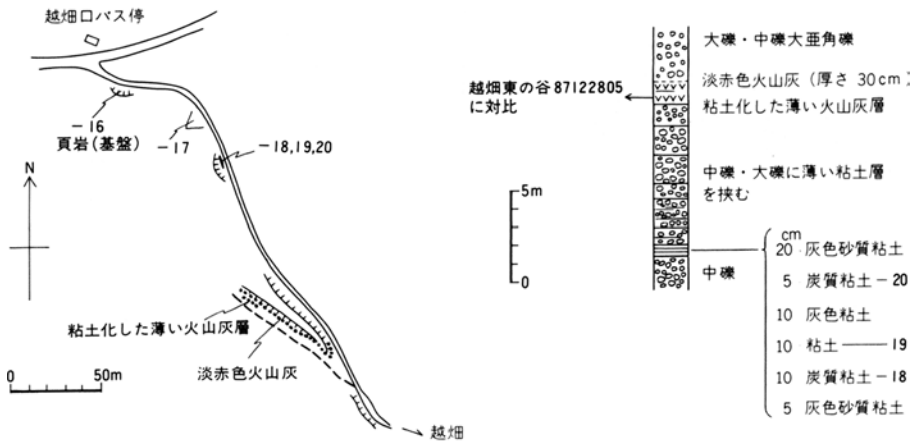


第33図 廻り田池及び越畑付近における火山灰採取地点.
 国土地理院2万5千分の1地形図「鞍田」「亀岡」を使用

鈹物組成(第8表)と斜方輝石(第10表), 角閃石の屈折率(第11表), 及びジルコンのフィッシュントラック年代(第12表)を示す。斜方輝石・角閃石火山灰で, $0.66 \pm 0.15 \text{ Ma F. T.}$ と測定された。この年代は, 大阪層群上部のMa 5前後といえる。これは亀岡盆地の篠累層に対比される。

越畑の北方, 廻り田池の南東に, 北西に $10-18^\circ$ 傾斜する粘土層を挟む礫層がある。層厚30 mに達する。4層準の粘土層(第35図)の花粉分析結果を第36図に示す。いずれも越畑累層模式地のものと似た花

870525-18,19,20



第34図 越畑付近における花粉分析試料採取地点と地質柱状図。

第7表 越畑累層の花粉分析試料の岩質

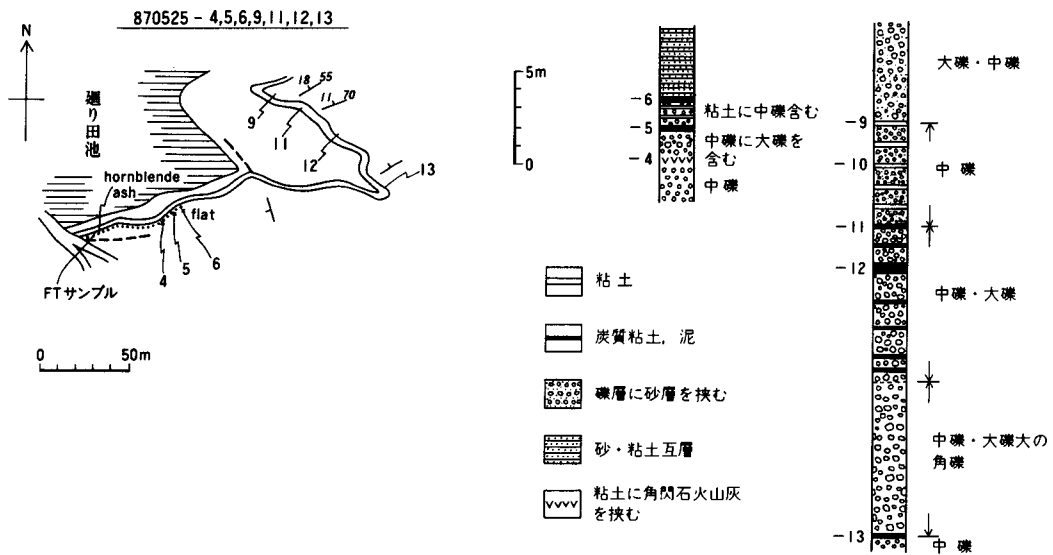
試料番号	岩 質
870525- 6	暗褐色礫混じり粘土質泥炭(亜炭)
870525- 5	暗灰黄色礫混じり粘土質泥炭(亜炭)
870525- 4	暗灰黄色礫混じり粘土質泥炭(亜炭)
870525- 9	黄灰色シルト質粘土
870525-11	暗黄灰色シルト質粘土(亜炭質)
870525-12	暗黄灰色シルト質粘土(亜炭質)
870525-13	黄灰色礫混じりシルト質粘土
870525-20	オリーブ黒色泥炭(亜炭)
870525-19	黄灰色シルト質粘土
870525-18	暗灰黄色泥炭

粉組成であり、廻り田池南東の地層は越畑累層の延長と考えられる。

廻り田池南端の林道南側の崖には、ほぼ水平の粘土を挟む礫層がある。下部5m以上(推定10m)は粘土を挟む礫層で、薄い角閃石火山灰を1枚粘土層に挟む。上部は5m以上の厚さを持ち、砂・粘土の互層に礫を含む。わずかに西に傾斜するが、東にある越畑異層が北西へ傾斜するのに対し斜交する。越畑累層に不整合にアバットしている可能性があるが、明らかにすることはできなかった。

最下位の粘土に挟まれる火山灰は、廻り田池火山灰と呼ぶが、池の南の道路の西端近くで採集したサンプル(87122801, 第33・37図b)の重鉱物組成、斜方輝石・角閃石の屈折率及びジルコンのフィッシュトラック年代測定の結果を第8・10・11表に示す。年代は 0.29 ± 0.08 MaF. T.と得られた。これは大阪層群最上部、高位段丘堆積物の年代を示すものである。

廻り田池火山灰直上の粘土とその上2層準の粘土(870525-4-6, 第35図)の花粉分析結果を第36図に示す。スギが優占し、*Tsuga*, *Abies*, *Ulmus*, *Sciadopitys*を産する。また最下位層は *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus-Zelkova*, *Acer*なども産し、関西新空港の試錐コアの花粉分析結果(古谷, 1984)と比較し、上記年代と矛



第35図 廻り田池付近における花粉分析試料採取地点と地質柱状図。

盾しない。火山灰のフィッシュントラック年代からは、越畑盆地の越畑累層は大坂層群上部に、廻り田池南端の地層は大坂層群の最上部ないし高位段丘堆積物の時代に相当する。地形的には山間・山麓の丘陵で、山麓部は地層が盆地側へ傾斜し、山麓から離れるにつれ、水平層になるが、堆積面は残していない。

V. 4. 2 崖錐堆積物

神吉盆地東端の砂礫層に大山系の火山灰(越畑火山灰)が挟まれている。この地層は神吉累層と名づけられた(桂睦会, 1967)。しかし、この火山灰のよく観察できる露頭は越畑南端の谷の入口南端の崖である(第33図04地点; 桂睦会, 1967のL-9地点)。この崖の地層は大-巨礫の角礫層で、西へ緩傾斜する。厚さは5m程度である。挟まれる火山灰は厚さ30cm, 黄赤褐色で、石田ほか(1980)は大山生竹軽石層(以下DNPと略称する)に対比した。この火山灰(87122804)の斜方輝石・角閃石の屈折率及びジルコンのフィッシュントラック年代を第10-12表に示す。年代は 0.04 ± 0.02 Ma F. T. で、大山生竹軽石(佐治ほか, 1975)と年代上矛盾しない。横山(1973)は越畑火山灰とDNPの重鉱物組成を調べた。前者は普通輝石23.0-27.0%, 角閃石77.0-72.0%で、後者は普通輝石20.0%, 紫蘇輝石3.5%, 褐色角閃石2.5%, 緑色角閃石72.0%, 黒雲母2.0%である。

越畑盆地では、神吉累層が最も高い山麓の緩斜面をつくっている。神吉盆地でこの層が盆地底を埋めるのかどうかは不明である。

越畑南方、原の集落の北方にある平坦地をつくる礫・泥層は原累層と呼ばれる(桂睦会, 1967)。基底にA T火山灰を挟む。地層の厚さは5m以下である。越畑南端の谷入口北端の崖(第33図06地点; 桂睦会, 1967のL-9の北)には、越畑累層の礫層を削り込んだ谷(東西性)を埋積した礫層が見られる。谷壁をなす越畑累層の礫層はよくしまっているのに対し、谷を埋めている礫層は未固結であり、谷壁に調和

第8表 越畑盆地の火山灰の重鉱物組成

試料名及び 試料番号	重 鉱 物 組 成 ^{*(1)}									備 考
	Ol	Opx	Cpx	Am	Opq	Id	Zr	Bi	Ap	
廻り田池火山灰 87122801	—	36	—	139	16	—	2	7	—	他に新鮮な斜長石含む。 火山ガラスは含まれない。
	0.0	18.0	0.0	69.5	8.0	0.0	1.0	3.5	0.0	
越畑谷奥火山灰 87122805	—	62	14	39	80	4	1	—	—	Am 中褐色普通角閃石を30%含 む ^{*(2)} 。
	0.0	31.0	7.0	19.5	40.0	2.0	0.5	0.0	0.0	
AT 87122806	—	59	11	8	21	—	1	—	—	Opx, Opqの一部に火山ガラスの 付着するものあり。Amは緑色普 通角閃石が主
	0.0	29.5	10.5	4.0	10.5	0.0	0.5	0.0	0.0	

注 ^{*(1)} 上段 計測粒子数 下段% ^{*(2)} スコリア質の赤褐色ガラスを少量含む。
Ol: かんらん石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Opq: 不透明鉱物, Id: イディナイト, Zr: ジルコン, Bi: 黒雲母, Ap: ア
パタイト

第9表 越畑の AT 火山灰のガラスの屈折率

試料名及び 試料番号	屈折率範囲		屈折率平均値 (mean)	測定個体数 (個)	屈折率最頻値 (Nd)	火山ガラス形態
	最小	最大				
AT 87122806	1.4968	1.5011	1.4999 ^{*(1)}	30	1.500 ≤ Nd < 1.501	H型・C型を主とする。

^{*(1)} ほかに、屈折率=1.5061, 1.5101のものが極少量含まれる。
H: 扁平型, C: 中間型

第10表 越畑盆地の火山灰の斜方輝石の屈折率 (γ)

試料名及び 試料番号	屈折率範囲		屈折率平均値 (mean)	測定個体数 (個)	屈折率最頻値 (Nd)	鉱物の種類
	最小	最大				
廻り田池火山灰 87122801	1.7038	1.7054	1.7045	20	1.704 ≤ Nd < 1.705	斜方輝石
越畑火山灰 87122804	1.7009	1.7028	1.7020	20	1.701 ≤ Nd < 1.703	斜方輝石
越畑谷奥火山灰 87122805	1.7017	1.7131	1.7072	10	— ≤ Nd < —	斜方輝石
AT 87122806	1.7133	1.7294	1.7212	10	1.720 ≤ Nd < 1.723	斜方輝石

するように層理が観察される。この谷壁下部にAT火山灰が厚さ15cm程度で谷壁に沿ってレンズ状にある。横山(私信)によれば、この火山灰の重鉱物組成は普通輝石36.5%、紫蘇輝石32.5%、角閃石30.0%で、キュリー一点温度の特徴からも、ATと同定された。水底堆積の淘汰を受けた特徴をもち、谷が埋積されていない時に地表面に降灰し、谷壁に堆積した風成火山灰と解釈される。谷を埋積した礫層は中-大礫大の角礫で水によって運ばれたものといえる。この火山灰(871228-06)の重鉱物組成、火山

第11表 越畑盆地の火山灰の角閃石の屈折率 (n_2)

試料名及び 試料番号	屈折率範囲		屈折率平均値 (mean)	測定個体数 (個)	屈折率最頻値 (Nd)	鉱物の種類
	最小	最大				
廻り田池火山灰 87122801	1.6722	1.6772	1.6750	20	$1.674 \leq Nd < 1.676$	角閃石
越畑火山灰 87122804	(1.6773) 1.6828	(1.6773) 1.6864	1.6773 1.6847	1 19	$1.684 \leq Nd < 1.686$	角閃石
越畑谷奥火山灰 87122805	1.6737	1.6914	1.6809	10	$— \leq Nd < —$	角閃石

ガラスと斜方輝石の屈折率を第8-10表に示す。

V. 4. 3 沖積層

神吉盆地には山間平野が広がり、泥質層が表層部を覆っている。

越畑盆地は下刻が進み、沖積層は礫からなる。

V. 5 山地内河谷沿いの第四系

本図幅地域には前述の各盆地以外にも、山地内の河谷に沿って第四系が散在する。特に周山と殿田付近には、大堰川の河岸段丘堆積物が発達している。殿田では3段に大別することができる。高いものから、高位段丘・中段段丘・低位段丘と呼ぶ。そのほかの河谷にも小規模な河岸段丘礫が点在する。

V. 5. 1 高位段丘堆積物

周山付近には、標高320-315mの平坦面が各所にあり、大堰川の谷へ標高260mまで下がる。これらの面をつくる地層は大礫層で、よくしまり、チャート以外の砂岩・頁岩の礫は風化しているものが多い。柏原北東の尾根の道路の切り取りで、その礫層がよく観察される。表層部は風化が進み、赤色土化している。厚さは5-7mである。

殿田東方や、その北方の下保野田しもほのだには、標高250-220mの面があり、厚さ10m程度の礫層の堆積面である。この礫層の礫は南へ傾くインプリケーションを示し、大堰川がここで北流し、由良川に合流していたことを示す。また、この時代の由良川は福知山から現在の加古川への流路をとっていたことが知られている。

亀岡の西、湯ノ花付近には、標高約170mの平坦面があり、風化した礫層よりなる。中礫大の角-亜角礫層で、赤褐色を呈する。礫の密度が大で、チャート礫以外の砂岩・頁岩などの礫は全く風化したくさり礫で、白色粘土薄層のレンズを挟む。厚さは10m程度。これは石田(1983)の園部層で、園部図幅地域の本梅川沿いにあるものの延長である。

第12表 越畑盆地の火山灰のフィッシュョントラック年代

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス		年代値 ^{(*)2} T (Ma)	誤差 ^{(*)3} ±e, T (Ma)	結晶数 n (粒)	相関係数 ^{(*)4} r	総計数面積 ΣS (cm ²)	ウラン ^{(*)5} 濃度 U (ppm)
		総数 ΣNi _s (t)	密度 ρ _s = ΣNi _s /ΣS (t/cm ²)	総数 ΣNi _i (t)	密度 ρ _i = ΣNi _i /ΣS (t/cm ²)	総数 ΣNφ (n)	ρd ^{(*)1} (n/cm ²)						
廻り田池火山灰87122801	Zircon	14	4.66 × 10 ⁵	1377	4.58 × 10 ⁵	7.60 × 10 ⁴	4.73 × 10 ¹⁴	0.29	0.08	29	0.390	30.0 × 10 ⁻⁴	48
越畑火山灰 87122804	Zircon	4	0.62 × 10 ⁵	2583	3.98 × 10 ⁵	7.02 × 10 ⁴	4.37 × 10 ¹⁴	0.04	0.02	30	0.072	64.9 × 10 ⁻⁴	46
越畑谷奥火山灰87122805	Zircon	21	1.69 × 10 ⁴	829	6.68 × 10 ⁵	7.04 × 10 ⁴	4.38 × 10 ¹⁴	0.66	0.15	36	-0.314	12.4 × 10 ⁻⁴	76

*1 ρd: 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)

*2 年代値 T = 5.96 × 10⁻⁸ × Φ_{th} × ΣNi_s / ΣNi = C × ρ_s × ρd / ρ_i

*3 誤差 e = ((1/√ΣNi_s)² + (1/√ΣNi_i)²)^{1/2} × 100 (%)

*4 r: 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρ_s, ρ_i) の相関係数

*5 ウラン濃度 U = 5 × 10¹⁰ × ρ_i / Φ_{th} (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を 12 μm と仮定する)

熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS SRM612

²³⁵U の自発核分裂標準定数: λ₁ = 7.03 × 10⁻¹⁷ (1/yr)

熱中性子の U に対する核分裂反応断面積: σ_f = 577 × 10⁻²⁴ (cm²)

²³⁵U に対する同位体比: I = 7.253 × 10⁻³ (235U/238U)

B 値: B = 6.23 × 10⁶ (Φ_{th} = B × ρd)
C (校正係数): Calibration factor (採用値)

$$C = \Phi_{th} \times \sigma_f \times I / \rho_d \times \lambda_1 = B \times \sigma_f \times I / \lambda_1 = 971$$

V. 5.2 中位段丘堆積物

中位段丘堆積物殿田付近で明瞭に識別される。ここでは標高180-190 mの面をつくる。高位面との比高は40-60 mである。厚さ5 m程度の大礫よりなる。

V. 5.3 低位段丘堆積物

河谷沿いの低位段丘は、周山付近・殿田付近にある。周山付近では、標高250-260 mの面をつくり、1-5 m厚さの大-巨礫よりなる。殿田付近では、標高150 m前後の面をつくる。殿田東方の世木林では、殿田断層によって変位している。

愛宕山の南、嵯峨水尾や西賀茂氷室などにも礫層があり、中川北山町の南方の、清滝川に菩提川が合流したすぐ下流左岸にも河岸段丘礫層がある。

V. 5.4 沖積層

河谷沿いに沖積層がある。周山付近や栃本、宇津、上世木などでは幅200 mを超す、谷床平野をつくる。主に巨-中礫と砂とからなり、比較的薄い層であると推測される。

V. 6 第四紀の構造運動

近畿の盆地形成に関して、中村(1927)は断層活動を考え、MAKIYAMA(1956)は基盤褶曲を、江原(1960)はフォッサマグナに七島海嶺が突入して張力区となり近畿の盆地が陥没したと考えた。HUZITA(1962)は近畿三角地帯を認識し、傾家帯の基盤褶曲・丹波帯の断裂とブロック化を考えた。上治(1961)は京都近傍地質誌で断層を列記・記載した。

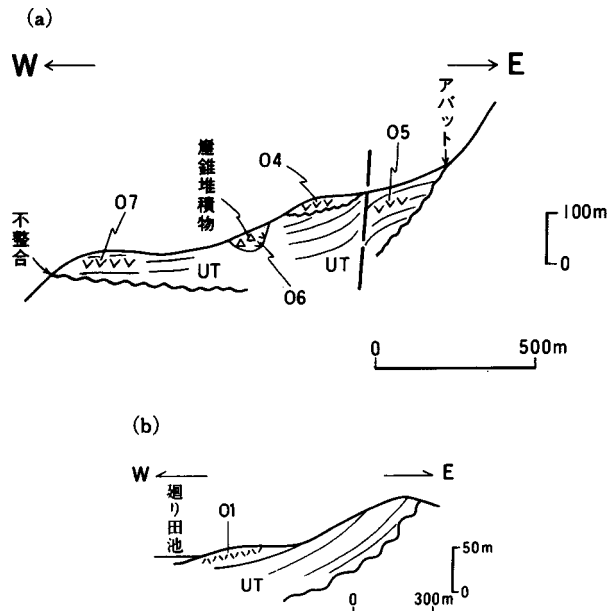
京都西北部地域を含む地域の第四紀の断層については、吉岡(1987)と植村(1988)の研究がある。吉岡(1987)によれば、殿田断層・越畑断層・亀岡

断層・保津断層・檜原断層・西山断層が京都西北部地域に関係する。植村(1988)は周山断層・芹生断層・殿田断層・越畑断層の名を挙げているが、吉岡(1987)の保津断層・檜原断層・西山断層についても図に示している。第13表に、吉岡(1987)による各断層の諸性質を、第14表に植村(1988)による活断層に関する資料を、第38図に植村による断層の分布図を示した。

V. 6. 1 亀岡断層

亀岡盆地が断層角盆地であることは、辻村(1919)が指摘し、以後地理学的・地形学的研究がなされてきた。吉岡(1987)によれば、亀岡断層は、亀岡盆地の北東縁を北西-南東に、全長約20kmにわたって連続する断層で、その北東側が隆起、その南東延長は左横ずれ変位を伴いながら京都盆地西縁まで延び、西山断層に連続すると考えられている。亀岡盆地沿いでは、比高約600mの断層線崖があるが、新鮮な変位地形は乏しいという。

断層の露頭は知られていないが、平安高校グラウンドの崖で更新統礫層が傾斜しているという記載がある(水山ほか, 1980)。篠東方の山麓の礫層は水平であったことを考え合わせると、牛松山山地と亀岡盆地の高低差をつくった構造は少なくとも前期更新世に始まっているといえる。保津峡西縁では基盤岩に構造の乱れがあり、亀岡断層が幅広い破碎帯を持つことが推測できる。保津断層は亀岡断層の盆地側にほぼ平行して走る断層であり、全長約3kmにわたって地形的にも認められる。



第37図 a.越畑付近の第四系の模式断面図。
数字は火山灰試料番号を示す。
b.廻り田池南岸の第四系の模式断面図。
数字は火山灰試料番号を示す。

第13表 京都西北部地域の活断層の諸性質（吉岡，1987を一部改訂）

断層名	全長 (km)	走 向	断層形態	センス		変位基準	変位量 (m)	活動度
				横ずれ	隆起側			
殿田断層	15	WNW-ESE	横ずれ		N	世木林 I 面	5.6-10	B
				L	N	断層角盆地	—	
越畑断層	2	N-S	撓曲		E	神吉層	10	B
亀岡断層	20	NW-SE	?		NE	断層線崖	(600)	
			横ずれ	L		河谷の屈曲	最大200	
保津断層	3	NW-SE	?		NE	Ⅲ面	3	B
						Ⅲ面面高度	15-20	
椋原断層	10	NW-SE	?		W	断層線崖	(300)	
		N-S	撓曲		W	大阪層群 Ma2-7	?	
西山断層	10	N-S	?		W	断層線崖	(300)	

第14表 京都西北部地域の活断層に関する資料（植村，1988による）

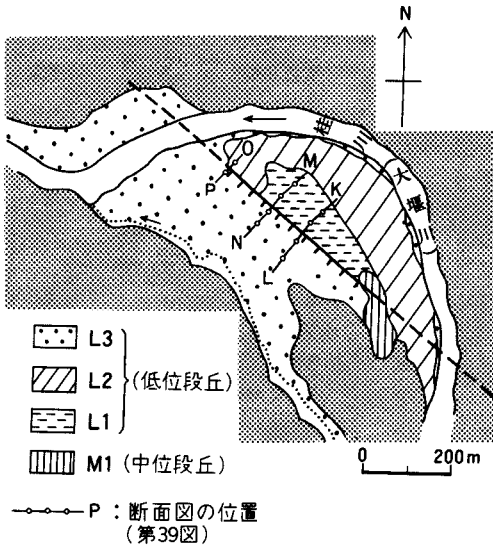
断層名	場 所 断層の走向	段丘面	水平変位 (m)	垂直変位 (m)	平均変位速度 (m/1,000y)	活動度	
殿田断層	殿 田 N70°W	H		N30-36	0.1-0.12	B	
		M1		N12-15	0.13-0.17	B	
	世木林 N50°W	M1	W25		NE5.6-10	0.28	B
		L1			NE2.5	0.19-0.33	B
		L2			0.13	B	
越畑断層	越 畑 N-S	M2		E10	0.15	B	

V. 6. 2 殿田断層

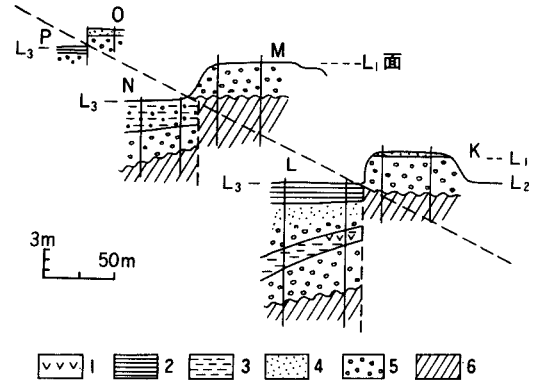
園部区幅地域東北部の須知から東へ延びる殿田断層は、河谷の屈曲や断層角盆地などの断層変位地形から、北側隆起を伴う左横ずれ断層であることが分かる。殿田の東南東世木林では、段丘面が変位している（大橋，1975）。植村（1988）は世木林地区の地形区分図と地質断面図（第38，39図）を示し、次のように述べている。1）低位段丘L₁とL₂面の垂直変位量はそれぞれ5.6-10 m及び2.5 mであり、変位の累積が認められる。2）断層の垂直変位量や砂・礫層の厚さなどが、断層の走向方向で急変するのは、横ずれによる影響であろう。3）まずL₁砂礫層が断層運動により変位し、低下した南西側は湿地となって、砂礫層上にシルトが堆積し、その間にATが降下した。4）その後L₂砂礫層を切る断層運動が発生したと推定される。なお、L₃面には変位が認められない。

V. 6. 3 越畑断層

神吉盆地から越畑盆地の東縁にリニアメントがあり、西北西方向から南北方向にかわる。越畑盆地では比高が200-300 mの断層崖をつくる。越畑断層は南北走向で約1.5 kmにわたって扇状地面に変位を与えている（植村，1988，第38図）。撓曲による変位量は10 m程度の東側隆起とみなされる。



第38図 世木林地区の段丘堆積物を切る殿田断層系 (植村, 1988).



第39図 殿田断層による段丘の変位を示す地質断面図 (植村, 1988を一部修正). 断面作成位置を第38図に示す.
1: AT火山灰, 2: 粘土, 3: シルト, 4: 砂, 5: 礫, 6: 緑色岩類

この断層は西北西-東南東走向で左横ずれ成分を持つ殿田断層の南東延長部に当たり、南北走向で東側隆起の逆断層であることから、応力場は最大圧縮応力軸 δ_1 がほぼ東西方向であったといえる。この南東延長は西側隆起の樫原断層に連なっている。

V. 6. 4 周山断層

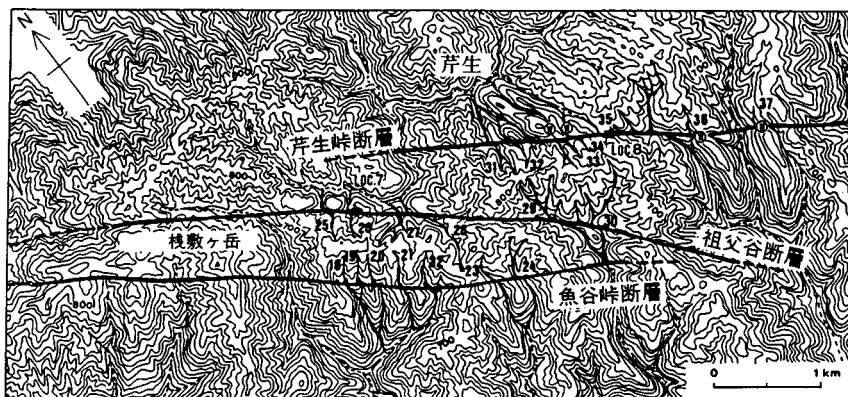
三峠断層の南東、日吉町胡麻から京北町周山へ連なる走向 $N 60^\circ W$ のリニアメントが認められる。その中央部 8 km にわたり左横ずれを示す屈曲河谷地形が発達する。京都西北部地域では、宇野・浅江の北側を通るリニアメントである。

V. 6. 5 芹生断層

本図幅地域東北隅、棧敷ヶ岳付近に、長さ 4-5 km の明瞭なる 3 本のリニアメントが認められる (第 40 図)。 $N 45-55^\circ W$ 走向で並走し、左横ずれ地形をなす。南西より魚谷峠断層・^{いおだに} 祖父谷峠断層・芹生峠断層と呼ばれ、芹生断層系として一括されている。いずれも左ずれの変位量が数 10 m から 100 m 以上認められる高角逆断層と推定された (植村, 1988)。

VI. 応用地質

京都西北部地域の応用地質については、資源と環境・土木に関して次のようなことが挙げられる。金属鉱山・非金属鉱山には、タングステン・錫・マンガン・珪石・亜炭などがあるが、いずれも現在は稼



第40図 芹生断層系の断層変位地形(植村, 1988).
 図中の数字: 断層でずれている河谷の番号
 Loc.7: N64°W, 62°Nの断層で幅1m以上の断層粘土がある.
 Loc.8: 閉塞丘あり, 60m左ずれ河谷

行されていない。亜炭は大坂層群上部相当層に挟まれている。石材には、砥石・花崗岩類のほか、骨材として砂利が含まれる。地下水・鉱泉も資源として扱われる。環境・土木に関する応用地質としては、災害・都市地盤などがある。亜炭・花崗岩類・砂利を除いて、各項について簡単に記す。

VI. 1 金属 鉱床

VI. 1. 1 タングステン・錫 鉱床

大谷鉱山: 亀岡市^{ひえだの ろくや}稗田野町鹿谷に位置する。明治末期に銅山として開発が始まり、大正3年(1914年)からは栗村鉱業所によって、タングステン鉱を対象に移行されるようになった。その後、休山、操業を繰り返してきたが、戦後は昭和26年(1951年)に再開し、一時は隆盛をみたものの、昭和58年9月、廃山となった。昭和46-55年間に平均年間粗鉱約45,000 t、精鉱約261tを出鉱した。

鉱床は行者山花崗岩中の裂き充填型の錫-タングステン石英脈で、N40°E系、N20°E系、N80°E系、の鉱脈群があり、前二者が主要な移行対象とされた。

主鉱脈の規模は、N40°E系では平均脈幅1.5m、延長700mに達し、N20°E系では平均脈幅0.8m、延長150mであった。

鉱石鉱物は、灰重石、錫石、黄銅鉱を主とし、磁流鉄鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、黄錫鉱、輝蒼鉛鉱、キューバ鉱、マッキノー鉱、方鉛鉱、白鉄鉱などを伴っている。脈石鉱物は石英を主とし、白雲母、方解石、螢石、電気石などを伴う(長原, 1969; 瀧本・中村, 1973; 中村, 1987; など)。

鉱脈形成の時期については、行者山花崗岩の年代(93Ma, SHIBATA and ISHIHARA, 1974)とほぼ同時期とみなしうる。

VI. 1. 2 層状マンガン鉱床

本図幅内に分布するマンガン鉱床は、いずれも I 型地層群の層状チャート中に層状鉱床として胚胎する。現在は全く稼行されていない。入坑調査は不能のため、吉村(1952, 1969)に基づき概要を記す。

^{ごほうだに}護法谷鉱山：京都市北区鷹ヶ峰の桃山(459 m)から北流する谷の左岸に位置する。鉱体は走向N 65-70°W, 傾斜80-85°S, 厚さ約70 cm。表層部では二酸化マンガン鉱, 深部ではチョコレート鉱, 菱マンガン鉱を主に産した。鉱床下盤の一部には赤白珪石が認められた。なお本鉱床の西方延長部は、吉兆鉱山として開発された。

^{おおしろやま}大城山鉱山：亀岡市榑田野町朝日山(441.8 m)の南斜面に位置する。鉱体の走向はN 30-60°Wで南に傾斜するが、傾斜角は一定しない。厚さ10 cm-1 mと膨縮が著しい。鉱石は、地表付近では二酸化マンガン鉱を主とし、深部ではチョコレート鉱, 緑マンガン鉱などの高品位鉱を産出した。

高村鉱山：大城山鉱山の東方延長部に位置し、走向・傾斜ともに大森鉱山の場合と同様の傾向を示す。鉱体は30 cm-数mと膨縮が顕著。鉱石はばら輝石と炭マンの縞状鉱を主とし、テフロ石やチョコレート鉱を伴う。本図幅内では最大規模の鉱床で、約4,500 トンを産出した。

これらのほか、本図幅内には、^{なべうら}鍋浦鉱山(京都市右京区越畑), 亀岡鉱山(亀岡市西野々, 西山北麓), 稻荷山鉱山(亀岡市西野々, 西山東山腹)などがある。

VI. 2 非金属鉱床

VI. 2. 1 炉材珪石鉱床

塚脇(1973)は、本地域の鉱床を山国・小野郷・洛北の3地区に分けて記述している(第15表)。また山国地区の鉱床については、安齋(1952)が概要を報告している。

山国・小野郷両地区の鉱床は、いずれも II 型地層群雲ヶ畑ユニットの基底をなす緑色岩類と層状チャート層の境界部に胚胎されており、鉱石は赤白珪石からなる。地質年代は、二疊紀前期。

第15表 炉材珪石鉱床(塚脇, 1973による)

地区	鉱山	位置	鉱床の走向・傾斜	鉱床の規模	鉱石
山国地区	旭山国	北桑田郡京北町鳴堂	N70°E, 60°N	厚さ5-6 m	赤白
	富士山国	北桑田郡京北町鳴堂	N60°-70°E, 40°-60°S	厚さ5 m, 延長30 m, 露頭8	赤白
	日新山国	北桑田郡京北町鳴堂	N50°-60°E, 60°S	厚さ5-8 m	赤白
	山国中江	北桑田郡京北町中江	N70°E, 50°S	平均厚さ7 m, 延長25 m	赤白
	天童	北桑田郡京北町中江	N70°E, 45°S	厚さ4-6 m, 延長10 m	赤白
小野郷地区	土井小野郷	京都市北区大森東町	N20°W, 40°S	厚さ5-10 m, 延長20 m, レンズ状	赤白
	小野郷	京都市北区大森東町	N55°W, 70°N	厚さ5-8 m	赤白
	小野郷二号	京都市北区大森東町	N30°E, 70°N	厚さ5-7 m, 延長50 m, レンズ状	赤白
	棧敷	京都市北区大森東町	N10°W, 50°-70°W	厚さ3-5 m	赤白
洛北地区	金閣寺	京都市北区南鷹峯	N70°W, 85°N	厚さ10 m	青白

第16表 湯ノ花鉱泉成分分析表（亀岡市，1956）

K ⁺	Na ⁺	NH ₃ ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Al ³⁺	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	CO ₂
0.072	4.599	0.026	9.755	3.104	1.836	0.050	0.120	2.457	0.120	4.130	53.02	44.58	10.62

（分析：京都市衛生研究所）

洛北地区の鉱床は 型地層群の層状チャート中に 胚胎されるもので、三畳紀のものとして推定される。いずれの鉱床も、現在は稼行されていない。

. 3 砥 石

本図幅内に産出する砥石の開発は、室町時代にまでさかのぼるといわれている。良質の合砥^{あわせ}を主とし、刀剣、剃刀、包丁、大工道具などの仕上げ用に用いられてきた。I 型地層群の最下位に位置する砥石型珪質頁岩及び上位の層状チャート層に漸移する部分で、層状チャートの厚い“はさみ”の淡黄 - 青灰色を呈する風化層が採掘の対象とされてきた。

砥石型珪質頁岩を採掘対象としている現場では、従来、見掛け上位より、八枚・戸前^{とまえ}・並砥^{すいた}・巢板に区分し、これらのうち、戸前が3-4 mと最も厚く、かつ良質とされている。

採掘地は京都市右京区梅ヶ畑を東端とし、愛宕山山頂付近、三郎ヶ岳東麓にかけて点在している。また本図幅の西南部亀岡市宮前町^{みやさき こうざき}神前付近でも採掘されていたことがある。現在は、右京区梅ヶ畑において断続的に採掘されている。

. 4 地 下 水

近畿地方の地下水資源については宮島(1982)の報告がある。

地下水は不圧地下水と被圧地下水に分けられ、前者は沖積層と扇状地・段丘堆積物が滞水層で、後者は大阪層群相当層が滞水層である。しかし、盆地の底では、段丘堆積物相当層には被圧地下水がある。地下水は工業用・農業用・上水道用などに利用されている。ビル用水の需要が増し、しだいに深井戸から揚水するようになった。一般に不圧地下水が被圧地下水より水質がよいが、近年は湖沼・河川水の水質汚染の問題が生じている。

亀岡盆地の水理地質について、清水ほか(1973)、清水・黒川(1974)の報文がある。第四紀の項で述べた深層ボーリングと基盤等深線図を中心として、井戸の観測・水質などにより考察している。

. 5 鉱 泉

湯ノ花鉱泉：泉源は亀岡市湯ノ花下峠に位置する。もとは毎分 140 l 程度で自然湧出していた地点で、昭和 31 年(1956 年)に亀岡市が深さ 150 m の試錐を実施し、日量 80t の採量を得た。

自然湧出泉の泉温は15.5℃, pH7.0で, 泉質は放射能泉(ラドン含有量11.92 マツヘ). 第16表に湯ノ花鉱泉の成分を示す.

VI. 6 自然災害

自然災害には地震・地盤沈下・崖崩れ・地すべり・水害などが考えられる. 地震については, 第四紀の項で述べた第四紀の構造運動が関連する. 地盤沈下は地下水採取との関係が指摘されているが, 京都西北部地域では問題にされたことを聞かない. しかし局部的とはいえ, 後背湿地の地域については注意すべきだろう. 崖崩れ・地すべりは水害との関係で注目されている.

水害については, 堀井(1969)の京都盆地の紙屋川(天神川)の報文があり, 鴨川の水害については, 京都市や近畿地方建設局あるいは京都地方気象台などで扱われているが, 中島(1983)の報文がある. 鴨川は昭和10年まで度重なる水害に見舞われたが, 第2次大戦後も昭和28年, 昭和47年に洪水にあっている. これらの洪水を起こした大雨については, 前線型と台風型とに分けられ, 多くは7月から9月に集中している. 大風・崖崩れなどによってもあわせて被害を受けているものが多い.

亀岡盆地とその上流の上桂川水系では, 第2次大戦後特に水害に見舞われ, 木村・水山(1964)の研究がある. 7月から9月の前線と台風による集中豪雨と土地利用の問題が指摘されているが, 亀岡盆地に広く冠水した水害は, 最大時, 水位9.29 mを記録した.

VI. 7 都市地盤

京都盆地の地盤については小堀(1978), 藤原(1982)の報文がある. これは京都市の地震対策の基礎資料作成の調査・研究で, 5,000本のボーリングデータを集め, 京都盆地表層地質図, 支持層等深線図, 地質断面図を作成, 土質学的特質について述べている. 京都西北部地域については, 表層細粒土層は1 m以内のところが多いが, 山ノ内付近に2 mを越す部分があることが指摘されている. 地質断面図によれば, 今出川通で西の宇多野, 仁和寺付近は約10 m厚さの洪積層が載り, 下位に大阪層群がある. 西大路通以東では洪積層は厚さ20 mを越す. 天神川・国道171号線沿いの南北断面では, 御池通で沖積層が厚さ5 m, 洪積層が15 mを越し, 下位に大阪層群の礫・粘土層がある. 京都西北部地域は支持層等深線図によれば, 多くが5 m以内と地盤のしっかりした礫層であるが, 山ノ内付近のように局部的に深さ5-10 mのところがある.

文 献

安斎俊雄(1953) 丹波地区炉材珪石調査報告, 各説その5, 殿田・山国・飯盛・鳥取各地区. 地質調査所月報, vol. 3, p. 31-36.

安養寺寿樹・丹波地帯研究グループ砕屑岩サブグループ(1983) 福井県名田庄村の砂泥互層. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 247.

- CARLISLE, D. (1963) Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *Jour. Geol.*, vol. 71, p. 48-71.
- 江原真伍 (1960) びわ湖, 瀬戸内海とフォッサマグナ擾乱. 日本地質学会, 関西支部報, vol. 41, p. 16-17.
- FOLK, R. L. and MCBRIDE, E. F. (1978) Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 48, p. 1069-1102.
- 古谷正和 (1984) 花粉化石調査 (泉州沖関西国際空港海底地盤の花粉層序). 中世古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」, p. 91-116.
- HASHIMOTO, M., KASHIMA, N. and SAITO, Y. (1970) Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 1-6.
- 本田輝政・下西繁義 (1983) 京都府北桑田郡京北町細野芦見谷中流の緑色岩層と碎屑岩層との関係について. 総合研究A「近畿地方を中心とする後期古生代-古第三紀の堆積盆の変遷」 DESK Newsletter, vol. 3, p. 5-7.
- 堀井 篤 (1969) 紙屋川流域の地形と水害問題. 京都府私学研究論集, 7号, p. 61-70.
- HUZITA, K. (1969) Tectonic development of Southwest Japan in the Quaternary Period. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 12, p. 53-70.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 112p.
- 藤原愛彦 (1982) 京都市の地盤について「応用地質学の最近の研究」. 日本地質学会関西支部, p. 121-130.
- 今井秀喜・金 鼎栄・藤木良規 (1972) 京都府大谷および鐘打鉱山地域の地質構造と鉱化作用. 鉱山地質, vol. 22, p. 371-381.
- IMOTO, N. (1983) Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba district, Southwest Japan. A. Iijima, J. R. Hein, and R. Siever (Eds), *Siliceous deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, p. 377-393.
- (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ., Education*, vol. 65, p. 15-71.
- 井本伸広・玉木 敦・田辺利幸・石賀裕明 (1982) 放散虫化石による層状マンガン鉱床の形成時期の検討-弓山鉱山の場合-. 大阪微化石研究会誌, 特別号 vol. 5, p. 227-235.
- 石田志朗 (1976) 主要都市及びその周辺部の地盤特性と基礎工法 (1. 西日本編) 4. 近畿地区, 4.4 京都, 基礎工4(12), p. 95-103.
- (1982) 京都盆地北部の扇状地-平安京遷都時の京都の地勢-. 古代文化, vol. 31, p. 1-14.
- (1983) 土地分類基本調査, 園部・広根 5万分の1国土調査. 京都府, 81p., II 表層地質図, I 表層地質細説, p. 35-44, I. 2 半固結堆積物, p. 36-38.
- ・井本伸広・武蔵野実 (1980) 土地分類基本調査, 京都西北部 5万分の1国土調査. 京都府, 65p., II 表層地質図, p. 29-42.

- ・中川要之助・牧野内猛 (1977) 近畿北部の内陸盆地に関する地質学的諸問題. 地質学論集, no.14, p.195-202.
- ・笹嶋貞雄・横山卓雄・竹村恵二 (1984) 近畿・中国地方の遺跡に関する火山灰層. 古文化財に関する保存科学と人文・自然科学—総括報告書—, p.940-951.
- ISHIGA, H. (1982) Late Carboniferous and Early Permian radiolarians from the Tamba Belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.333-339.
- 石賀裕明 (1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について, 丹波帯西部の例. *地質雑*, vol.89, p.443-445.
- (1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. *地球科学*, vol.39, p.31-43.
- ISHIGA, H. (1986) Late Carboniferous and Permian Radiolarian Biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.29, p.89-100.
- and IMOTO, N. (1980) Some Permian radiolarians in the Tamba district, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol.34, p.332-345.
- , ———, YOSHIDA, M., and TANABE, T. (1984) Early Permian radiolarians from the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)* vol. 38, p. 44-52.
- , KITO, T. and IMOTO, N. (1982a) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)* vol.36, p.10-22.
- , ——— and ——— (1982b) Permian radiolarian biostratigraphy. *News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol.5*, p.17-26.
- , ——— and ——— (1982c) Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba District and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.272-281.
- 石賀裕明・丹波地帯研究グループ (1981) 丹波層群1 - 砂岩層に含まれる小規模チャート岩体の地質年代. *日本地質学会関西支部報*, no.90, p.4-5.
- ISHIHARA, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.441-452.
- (1978) Metallogenesis in the Japanese island arc system. *Jour. Geol. Soc. London*. vol.135, p.389-406.
- ISOZAKI, Y. and MATSUDA, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.23, p.115-134.
- 亀岡市 (1956) 湯ノ花温泉の化学組成. 亀岡市公報「あゆみ」, no.5.
- 桂睦会 (1967) 京都市右京区, 越畑盆地の第四紀層. 大阪層群総研連絡紙, No.2, 18-22, 付図1.
- 貴治康夫 (1984) 丹波帯中央部の火成岩岩脈群の産状と岩石記載. *岩鉱*, vol.79, p.394-404.
- 木村春彦・水山高幸 (1964) 京都府上桂川水系における水害の研究. *京都学芸大紀要*, B-23, p.186-213.
- 近畿農政局計画部資源課 (1973) 農業用地下水調査開発調査. 亀岡盆地地区調査報告書, 256p. (清水

- 欣一, 黒川睦生, 相場瑞夫)
- 小堀鐸二 (1978) 京都市の地盤について (地盤図とその考察). 京都防災会議.
- KOKAWA, S. (1961) Distribution and Phytostratigraphy of Menyanthes Remains in Japan. *Jour. Biology, Osaka City Univ.* vol.12, p.123-151.
- 楠 利夫・武蔵野実 (1989) 丹波帯砂岩の特性. *地球科学*. vol.43, p.75-83.
- ・—————・安養寺寿樹・石賀裕明 (1986) 丹波帯と超丹波帯の砂岩組成. 碎屑性堆積物の研究, vol.4, p.23-32.
- 京都府 (1980) 国土調査土地分類基本調査, 京都西北部5万分の1, 65p.
- (1983) 国土調査土地分類基本調査, 園部・広根5万分の1, 81p.
- LUSH, G. G. (1985) Recognition of trench fill in orogenic flysch sequences. *Geology*, vol.13, p.867-870.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—, 古文化財に関する保存科学と人文・自然科学—総括報告書—, p.865-928.
- MAKIYAMA, J. (1956) Cyclic Nepton Group of Kinki Area, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, B*, vol.23, p.169-177.
- 松下 進 (1950) 京都府地質誌 (I). *地学*, vol.2, p41-49.
- (1953) 日本地方地質誌「近畿地方」. 朝倉書店, 313p. .
- (1971) 日本地方地質誌「近畿地方」(改訂版). 朝倉書店, 379p.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フローラに就いて. *鉱物と地質*, 第9集, p.105-144.
- 宮島吉雄 (1982) 近畿地方の地下水資源について, 応用地質学の最近の研究. 日本応用地質学会関西支部, p.29-38.
- 水山高幸 (1955) 亀岡盆地周辺の砂礫層の堆積と地形発達との関係—丹波山地の面の研究第2報—. *京都学芸大学報*, A6, p.51-81.
- ・坂口慶治・園田平悟 (1980) 土地分類基本調査, 京都西北部5万分の1国土調査. 京都府, 65p., I 地形分類図, p.11-28.
- MUSASHINO M. (1988) Sedimentary environment of the Tamba Group, Southwest Japan. With special reference to geochemical features., D.thesis, Kyoto University, 86p.
- 武蔵野実・実本正樹 (1985) セリウム正異常を示す丹波地帯のジュラ系泥質岩. *堆積学研究会報*, 22/23, p.85-89.
- ・笠原光徳 (1986) 丹波帯・超丹波帯の碎屑性ザクロ石の組成. *碎屑性堆積物の研究*, vol.4, p.41-47.
- ・中村雅利 (1976) 京都市北部雲ヶ畑地域, 栗夜叉谷の砂岩と礫岩. *京都教育大学紀要*, B, vol.49, p.25-40.
- ・吉田光広・中村雅利・脇田全啓 (1977) 京都市北区杉坂地域より石炭紀コノドントの発見. *本州地向斜内帯総研連絡誌*, vol.2, p.18-23.

- 長原正治 (1969) 京都府大谷鉾山の地質鉾床. 水曜会誌, vol. 16, p. 697-700.
- 長尾宏行・松田哲夫 (1982) Rhaetian問題とコノドント生層序—京都市西北部梅ノ尾の層状チャートでの検討結果を例にして—. 大阪微化石研究会誌, 特別号, vol. 5, p. 469-478.
- 中島暢太郎 (1983) 鴨川水害史(1) 京都大学防災研究所年報, 26B-2, p. 1-18.
- 中村 威 (1987) 白亜紀—古第三紀火成活動と鉾床. 日本の地質「近畿地方」編集委員会編日本の地質 6, 近畿地方. 共立出版, p. 222-223.
- 中村新太郎 (1927) 京都・大阪・奈良・神戸, 四近地質説明文. 地球, vol. 8, p. 37-44.
- ・松下 進・館林寛吾 (1936) 京都西山山地の地質. 地球, vol. 26, p. 311-334.
- NAKAZAWA, K. and NOGAMI, Y. (1967) Problematic occurrence of the Upper Triassic fossils from the Western Hills of Kyoto. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner., vol. 34, p. 9-22.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会 (1987) 日本の地質 6, 近畿地方. 共立出版, 297p.
- NISBET, E. G. and PRICE, I. (1974) Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge derived sediments. In HSU, K. J. and JENKINS, H. C. (eds.), Pelagic Sediments: On Land and under the Sea. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 1, p. 351-366.
- 織田武雄 (1932) 亀岡盆地. 地理論叢 1, p. 87-126.
- 小川琢治 (1944) 日本群島. 弘文堂, 372p.
- 岡市正秀・米田康郎・大野征之・重命真里子・下西繁義・本田輝政・山田耕治 (1975) 丹波地帯における枕状溶岩の産状について. 地団研専報, no. 19, p. 25-34.
- 大橋 健 (1975) 京都府大堰川中流部殿田周辺の活断層と断層変位地形. 京都府私学研究論集, 15, p. 1-11.
- 佐治孝弑・田崎和江・赤木三郎・麻田 斉 (1975) 大山火山降下堆積物の層序とその特徴. 地球科学, vol. 29, 199-210.
- SAKAGUCHI, S. (1961) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District. Part I, Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B, vol. 10, p. 35-76.
- (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District. Part. II, Palaeontology. Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B, vol. 12, p. 89-173.
- SANO, S., TAZAKI, K. and KAGAMI, H. (1987) Sm-Nd dating of late Paleozoic metabasalts in the Tamba Belt, southwest Honshu, Japan. Technical Rept. of ISEI, Ser. A, 13, p. 1-16.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. Econ. Geol., vol. 69, p. 1209-1214.
- and —— (1979) Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. Geochemical Jour., vol. 13, p. 113-119.
- 滋賀県・京都府 (1982) 国土調査土地分類基本調査, 京都東北部・京都東南部・水口 5 万分の 1, 200p.
- 清水大吉郎 (1979) 丹波地帯二疊紀・三疊紀緑色岩類の産状. 地質雑, vol. 85, p. 391-399.
- (1987) 丹波帯中央部河内谷のペルム系. 日本地質学会関西支部報, no. 103, p. 6-7.

- SHIMIZU, D., IMOTO, N. and MUSASHINO, M. (1978) Permian and Triassic sedimentary history of the Honshu Geosyncline in the Tamba Belt, Southwest Japan. Jour. Phys. Earth, 26, Suppl., 337-344.
- 清水大吉郎・志岐常正・井本伸広・藤原重彦・吉田光広 (1974) 先丹波流紋岩類—丹波帯古生界の礫岩からみた先二疊紀酸性火成活動—。GDP マグマ連絡誌, no. 2, p. 56-59.
- 清水欣一・黒川睦生 (1974) 京都府亀岡盆地の水理地質について。陸水雑, vol. 35(2), p. 82-87.
- ・—————・相場瑞夫 (1973) 農業用地下水調査開発調査亀岡盆地地区調査報告書。近畿農政局計画部資源課, 256p.
- 下西繁義・丹波地帯研究グループ (1981) 丹波層群 1—砂岩層からモノチヌ化石の産出。日本地質学会関西支部報, no. 89, p. 3-4.
- ・山田耕治・本田輝政・岡中正秀・大野征之 (1977) 丹波地帯の綠色岩の造岩鉱物と産状についての二・三の知見。本州地向斜内帯総研連絡誌, no. 2, p. 1-9.
- ・—————・—————・————— (1978) 京都西北山地芦見谷地域の綠色岩。本州地向斜内帯総研連絡誌, no. 3, p. 9-13.
- 深泥池団体研究グループ (1982) 京都盆地の沖積層シンポジウム「最終氷期から現在までの京都盆地」—資料集—, p. 11-16.
- 瀧本 清・中村 威 (1973) 錫・タングステン鉱床。瀧本 清編 日本地方鉱床誌, 近畿地方。朝倉書店, p. 231-243.
- 丹波地帯研究グループ (1971) 丹波地帯の古生界 (その2), 京都府北桑田郡京北町の古生層。地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- (1974) 丹波地帯の古生界 (その3), 京都市北方大森, 雲ヶ畑地域の古生層。地球科学, vol. 28, p. 57-63.
- (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究。地団研専報, no. 19, p. 13-23.
- (1979a) 丹波地帯の中・古生界 (その4), 京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造。地球科学, vol. 33, p. 137-143.
- (1979b) 丹波地帯の中・古生界 (その5), 京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石。地球科学, vol. 33, p. 247-257.
- (1980) 丹波地帯の中・古生界 (その6), 京都府北桑田郡京北町東南部の地質。地球科学, vol. 34, p. 200-204.
- (準備中) 丹波地帯の中・古生界 (その7), 丹波帯北部福井県遠敷郡名田庄村南部地域に分布する上部ジュラ系。
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波地帯からの *Mirifusus baileyi* 群集の産出について。日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 4.
- ・————— (1983) 丹波地帯からの後期ジュラ紀放射散虫化石の産出について。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 186.
- ・————— (1987) 丹波帯周山シンフォーム内部の中生界層序。日本地質学会関西支部報, no. 103, p. 2-3.

- TAYLOR, S. R. and McLENNAN, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution., Blackwell Sci. Pub., London., 312p.
- 塚本常雄 (1932) 京都市域の変遷と其地理学的考察. 地理論叢 1, p.155-229.
- 塚脇祐次 (1973) 珪石. 瀧本 清編 日本地方鉱床誌, 「近畿地方」. 朝倉書店, p. 278-312.
- 辻村太郎 (1919) 丹波国亀岡盆地の断層地形. 歴史と地理, vol. 3, p. 38-41.
- 上治寅次郎 (1961) 京都近傍地質誌—京都・大津・宇治・亀岡・高槻及び隣接市町を含む—. 地下資源研究所, 82p.
- 植村善博 (1988) 丹波高地西南部, 三峠断層系の断層変位地形. 地理評, vol. 61, p. 453-468.
- WAKITA, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of Mino terrane, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 39, p. 675-757.
- 山田耕治・丹波地帯研究グループ (1981) 丹波地帯中央部の層序の再検討. 地学団体研究会第35回総会 (大阪) シンポジウム資料集, p. 78-82.
- 八尾 昭 (1986) 日本のジュラ系放射虫化石帯の年代と国際対比. 大阪微化石研究会誌, 特別号, vol. 7, p. 63-74.
- ・松岡 篤・中谷登代治 (1982) 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放射虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, 特別号, vol. 5, p. 27-43.
- 横山卓雄 (1973) びわ湖周辺の第四系とびわ湖ボーリングサンプルの観察結果についておよび火山灰分析結果. 陸水学雑, vol. 34, p. 111-118.
- 吉田光広 (1977) コノドントによる丹波地帯中・南部の地質年代. 本州地内斜内帯総研連絡誌, no. 2, p. 24-30.
- ・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群-1-砂岩層中のチャート及び砕屑岩の地質年代. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 214.
- ・脇田全啓 (1975) 京都西北山地のコノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, p. 43-48.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会, 567p.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺. 九州大学理学部研究報告, vol. 9, 特別号, 2, 487p.
- 吉岡敏和 (1987) 京都盆地周縁部における第四紀の断層活動および盆地形成過程. 第四紀研究, vol. 26, p. 97-109.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyōto (11) No. 27

GEOLOGY

OF THE

KYŌTO-SEIHOKUBU DISTRICT

By

Nobuhiro IMOTO, Daikichiro SHIMIZU,
Makoto MUSASHINO and Shiro ISHIDA

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

The Kyōto-Seihokubu District is situated in the southern part of Kyoto Prefecture between lat. $35^{\circ} 0'$ and $35^{\circ} 10'$, and long. $135^{\circ} 30'$ and $135^{\circ} 45'$. The mapped district belongs geologically to the Tamba Belt, the Inner Side of Southwest Japan, and the Tamba Group consisting mainly of shale, sandstone, bedded chert, and greenstone, underlies much of the district. A small-scale intrusion of granitic rocks into the Tamba Group occurred with a contact metamorphic effect on the surrounding rocks during Late Cretaceous age. A small amount of dike rocks intruded into the same group. Quaternary sediments are distributed mainly in the Kameoka, Kyoto and Koshihata Basins as well as the narrow areas along the Katsura (Ohi) River. The stratigraphy of the district is summarized in Table 1.

Paleozoic and Mesozoic

The Tamba Group in the district is divided into two different stratigraphic units, namely The Type I and Type II Suites on the basis of the age intervals and lithologies of strata (ISHIGA,

Table 1 Summary of the geology of the Kyōto-Seihokubu district

Geologic age		Geologic system	Geologic history
Cenozoic	Holocene	Alluvium and back marsh deposits	Sedimentation of Alluvium
	Quaternary	Fan and talus deposits	Sedimentation of fan and talus deposits
	Pleistocene	Terrace deposits	Sedimentation of terrace deposits
Tertiary	The strata equivalent of the upper part of the Osaka Group	Sedimentation of fluvial and lacustrine deposits Faulting, uplift of mountains and subsidence of basin	Uplift and erosion
Mesozoic	Late Cretaceous	Gyojyama Granodiorite	Intrusion of the Gyojyama Granodiorite associated with contact metamorphism, tungsten-tin mineralization and intrusion of dikes
	Early Cret.		
	Jurassic	Type II Suite	Jurassic tectonic movement (formation of nappe structure and following upright fold)
	Triassic	Type I Suite	Type I Suite: Deposition of pelagic sediments such as bedded chert accompanied by manganese ore in places, and siliceous shale; shift and accretion of them to the continental margin, and merging with terrigenous sediments as olistoliths.
Late Paleozoic	Permian	Shuzan Unit	Greenstone belonging to the Type I Suite.* Formation of three tectonostratigraphic units in the Type II Suite, the Shuzan, Kumogahata and Haiya Units respectively; Formation of greenstone accompanied by Aka-shiro silica stone deposits and deposition of bedded chert on it; shift and accretion of them to the continental margin, and merging with terrigenous sediments as olistoliths. The three units were juxtaposed with successive, the Shuzan, Kumogahata, and Haiya Units.
	Carboniferous	Kumogahata Unit Haiya Unit	

H : Hiatus(unconformity)

* Out of this map area

1983; IMOTO, 1984) .

The Type II Suite is subdivided into three tectonostratigraphic units, namely the Haiya, Kumogahata and Shuzan Units in ascending order, the every unit thrusting upon each other. Each unit, from the base upward, generally consists of greenstone ranging in age from Carboniferous to Middle Permian, and/or bedded chert from Late Carboniferous through Permian, and Triassic, clastic rocks such as black shale and/or olistostromes in places, which contain olistoliths of chert, siliceous shale, greenstone and sandstone. The age of clastic rocks and olistostromes ranges from Early to Middle Jurassic.

The Type I Suite consists generally of bedded chert and siliceous shale ranging in age from Early Triassic to Middle Jurassic and is overlain by clastic rocks and olistostromes of Late Jurassic age.

The Type II Suite, the other suite, is thrust upon the Type I Suite, the younger one, forming a large nappe.

Strata in the district show upright folds representing from north to south in the Shuzan Syncline and the Hozugawa Anticline.

The olistostromes, nappe and folds were formed during Late Jurassic to Late Cretaceous.

Late Cretaceous Granitic Rocks

Granitic rocks occur in the southwestern area of the district as two small stocks, The Gyojayama and Ikejiri Granodiorites.

The Gyojayama Granodiorite extends about 4 km from north to south and about 3 km from east to west, and is composed mainly of medium-grained biotite granodiorite associated with a small amount of leucocratic granite. The K-Ar biotite age shows 93.0 Ma of Late Cretaceous age. Several quartz veins accompanying tungsten and tin ores are intruded. The Ikejiri Granodiorite forms a small rock mass in the Kameoka Basin and is extremely weathered.

Strata surrounding the granodiorite have undergone thermal metamorphism originating biotite and cordierite.

Dikes

Many dikes of porphyritic rocks are intruded into the Type I Suite. These intermediate dikes in many cases have a N-S trend. A few of acidic dikes are also intruded into the same suite with an E-W trend.

Cenozoic

Cenozoic sediments in the district are composed of the strata equivalent to the upper part of the Osaka Group, terrace deposits, fan deposits, talus deposits and Alluvium.

The strata of Middle Pleistocene equivalent to the upper part of the Osaka Group occur inside the Kyoto, Kameoka and Koshihata Basins, and consist of fluvial gravel and lacustrine mud associated with intercalating lignite and peat beds.

The terrace deposits consist generally of gravels, and are divided into three subgroups, namely higher, middle and lower. Inside the above mentioned basins, it is difficult to discriminate the

higher terrace deposits from the deposits correlated to the upper part of the Osaka Group.

The lower terrace deposits of the same age with the fan and talus deposits occur extensively inside the Kameoka Basin.

Both fan and talus deposits consisting mainly of gravels occur around the Kyoto and Kameoka Basins, and are intercalated with the Aira-Tn tephra and Alluvium includes the Akahoya tephra.

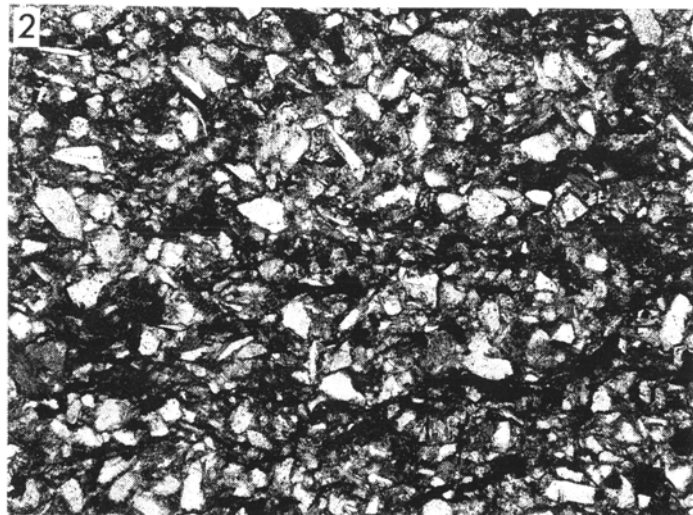
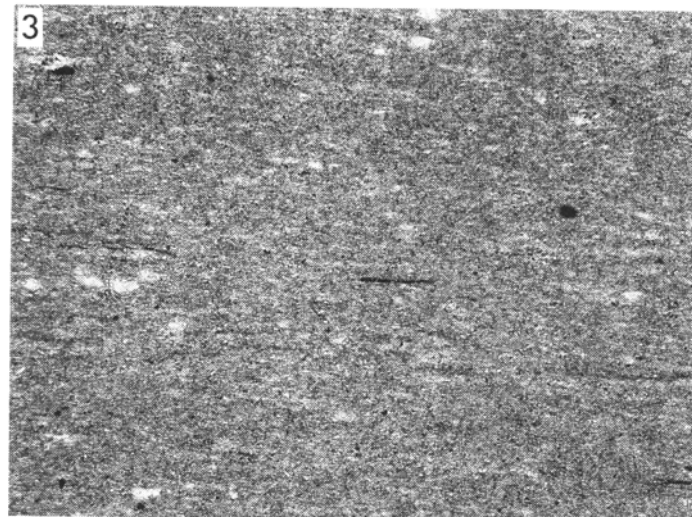
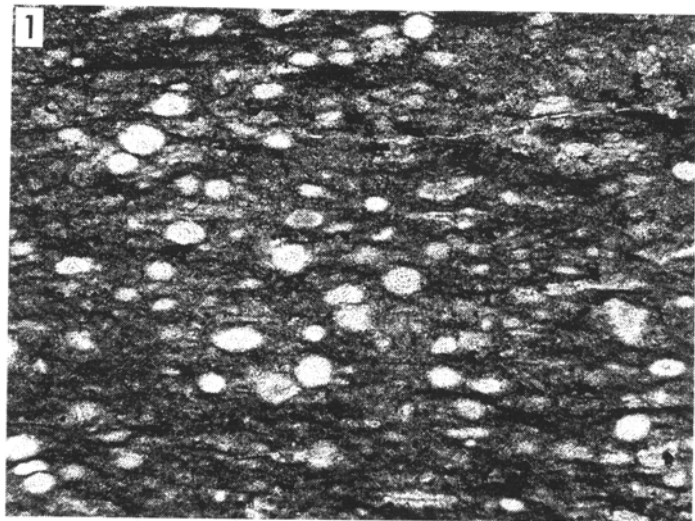
Back marsh extends along the Katsura (Ohi) River in the Kameoka Basin, and the lower terrace deposits are thought to be the back marsh deposits of the Latest Glacial Age.

Economic Geology

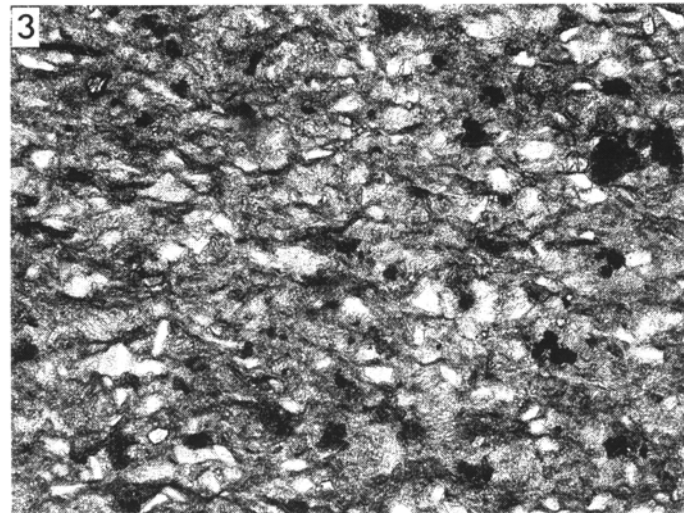
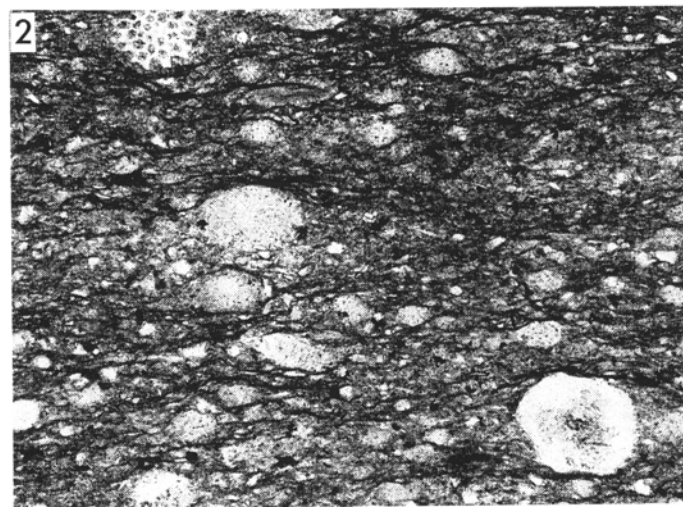
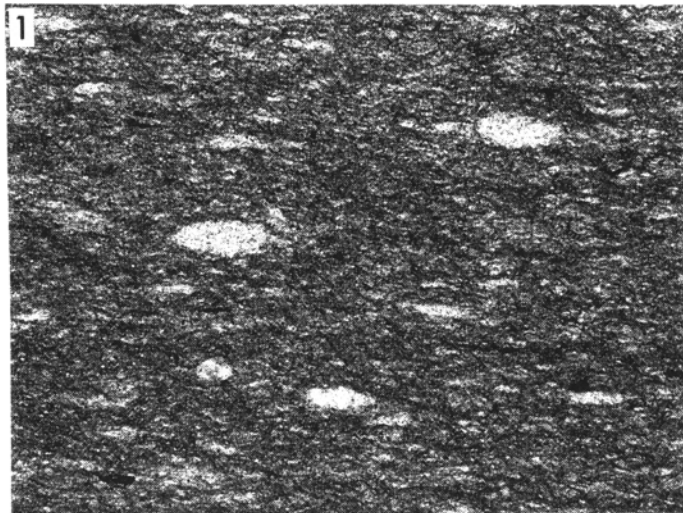
The tungsten and tin ore deposits associated with the Gyojayama Granodiorite had been worked at the Otani Mine until 1983 in the district. Several manganese ore deposits were also worked during the period of World War II and somewhat later. The deposits are syngenetically intercalated in the bedded chert formation of the Type I Suite. The ores are composed mainly of manganese carbonates and manganese oxides with subordinate amounts of manganese silicates.

Many silica stone deposits commonly named "Aka-shiro silica stone" deposits occur along the boundary between greenstone and bedded chert formation of the Kumogahata Unit. The silica stone shows agate-like and/or brecciated structures consisting mainly of red and massive chert penetrated by white quartz veins.

Siliceous shale was quarried for high quality whetstone in several places. This shale is generally dense and uniform in texture with weak fissilities, and its color ranges from light gray where fresh, to pale yellow where weathered.

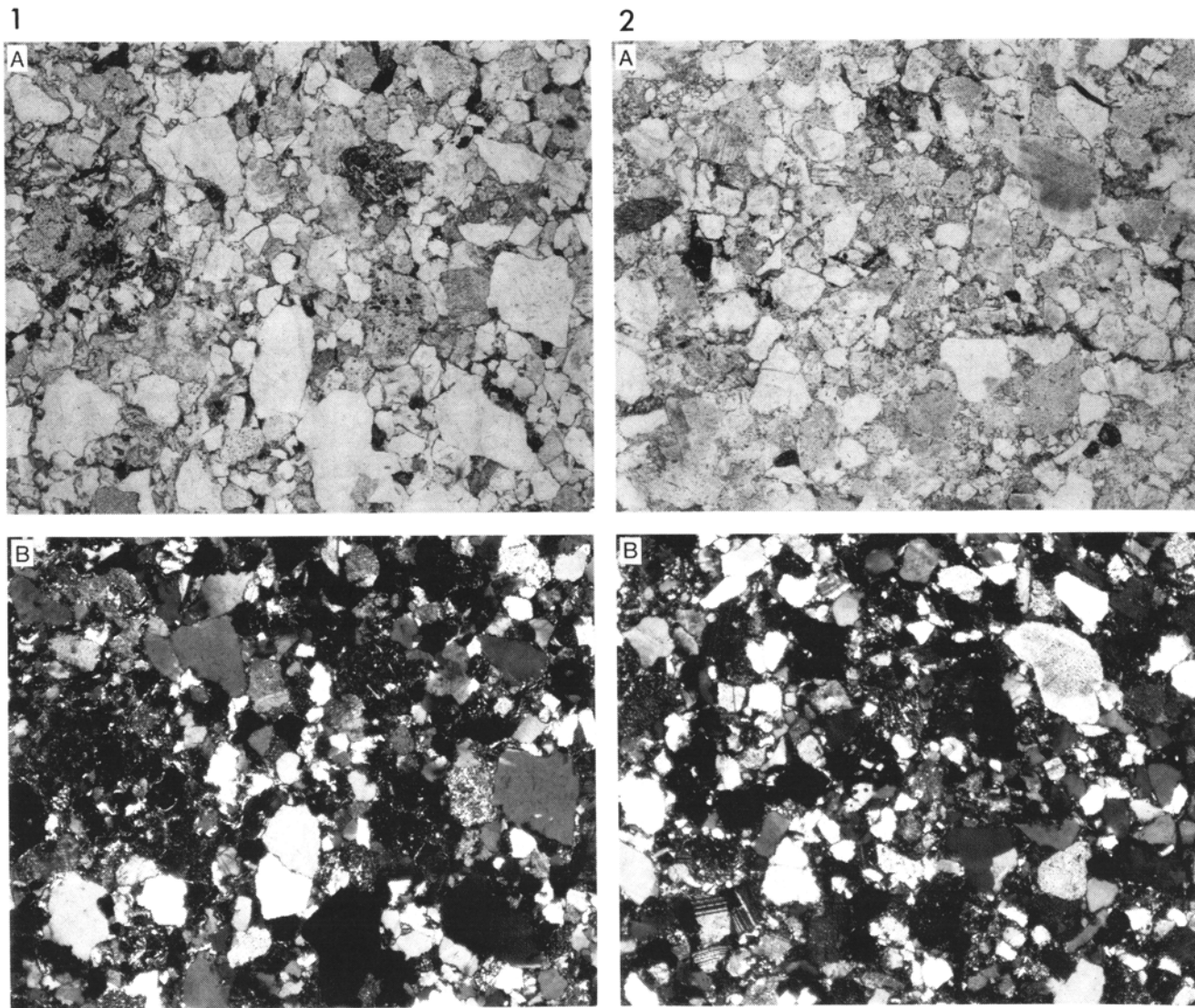


1. II型地層群灰屋川ユニットの含放射虫珪質頁岩(ジュラ紀前期末, 京都市北区杉坂口)
2. II型地層群周山ユニットの砂質頁岩(ジュラ紀前半, 京北町周山河原谷)
3. I型地層群の珪質頁岩(砥石型珪質頁岩), いずれも下方ポーラのみ



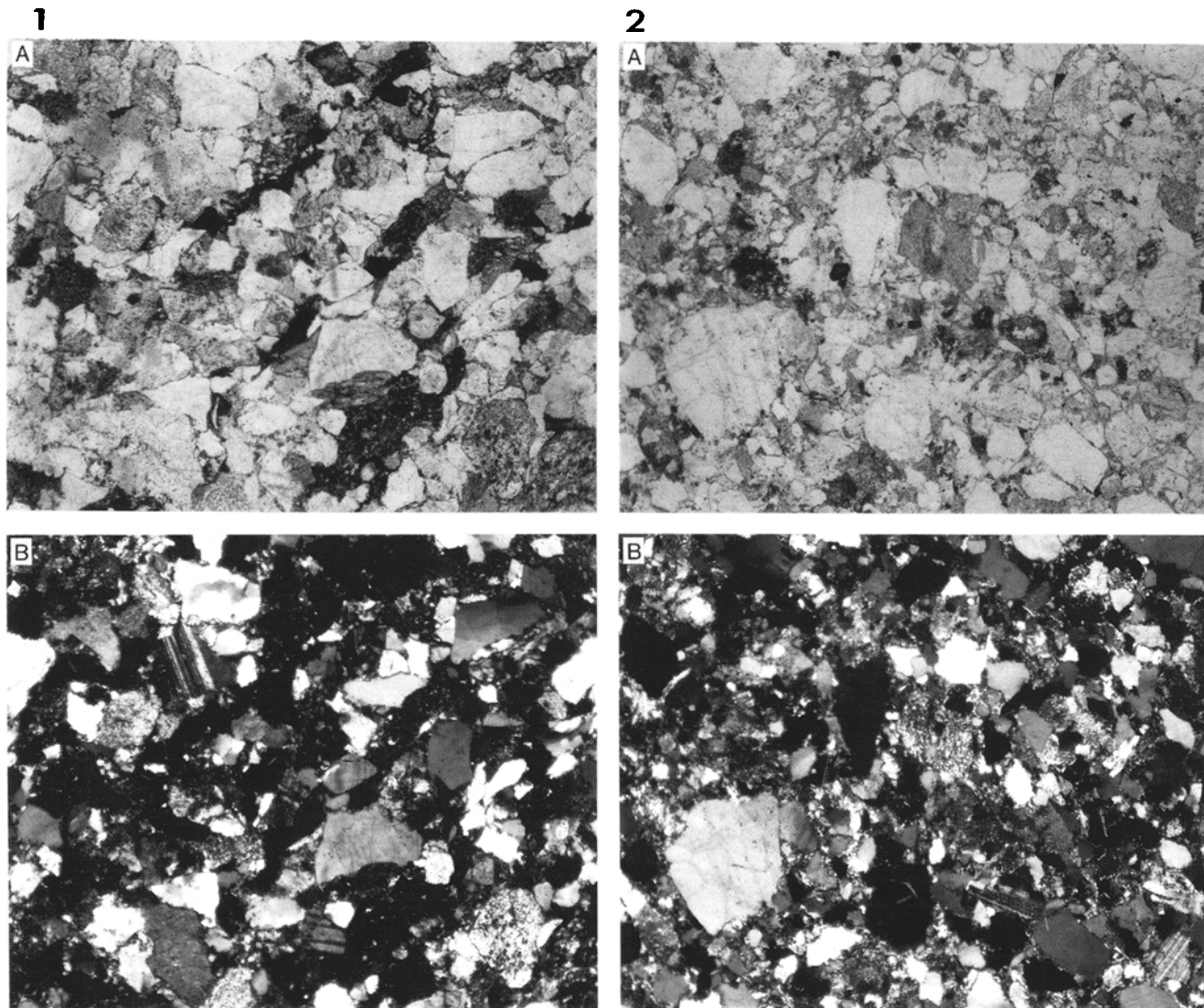
0.2mm

1. I型地層群の層状チャートに挟在する珪質頁岩(三疊紀中期), 京北町芦見谷中流. コノドントと放射虫化石を含む.
2. I型地層群の含放射虫珪質頁岩(ジュラ紀後期), 京北町田尻川中流.
3. I型地層群の砂質頁岩, 亀岡市保津峡入口.



1. II型地層群灰屋川ユニットの砂岩(ジュラ紀中期), 京都市左京区栗夜叉谷.
2. II型地層群雲ヶ畑ユニットの砂岩(ジュラ紀中期), 京都市北区持ち越し峠西方.
A: 下方ポーラのみ, B: 直交ポーラ

1mm



1. II型地層群周山ユニットの砂岩(ジュラ紀前期), 京北町周山祇園谷
2. I型地層群の砂岩(ジュラ紀後期), 京都市右京区梅ヶ畑高雄.
A: 下方ポーラのみ, B: 直交ポーラ

文献引用例

井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗（1989）京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，84p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

IMOTO, N., SHIMIZU, D., MUSASHINO, M. and ISHIDA, S. (1989) *Geology of the Kyoto-Seihokubu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 84p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成元年 3 月 24 日 印刷

平成元年 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 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

©1989 Geological Survey of Japan