

55(521.73/.75)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第14号

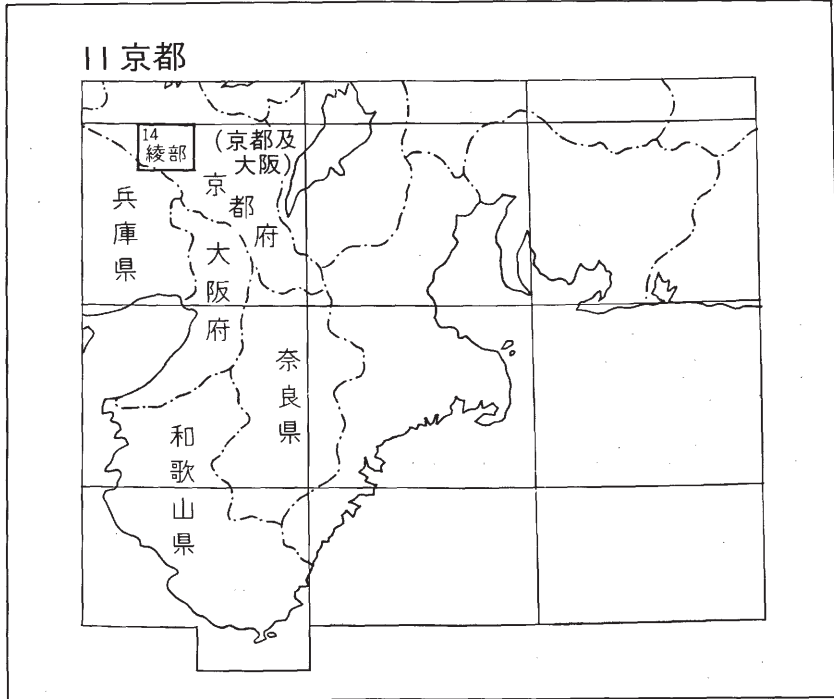
綾 部 地 域 の 地 質

木村克己・牧本 博・吉岡敏和

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	3
III. 舞鶴帯	9
III. 1 研究史	9
III. 2 夜久野コンプレックス	10
III. 2. 1 斑れい岩ユニット	11
III. 2. 2 玄武岩・頁岩ユニット	11
III. 2. 3 超苦鉄質岩	14
III. 2. 4 産出化石と地質時代	15
III. 2. 5 地質構造	15
IV. 超丹波帯	16
IV. 1 研究史	16
IV. 2 概 説	17
IV. 3 淵垣層	18
IV. 4 十倉層	20
IV. 5 口上林層	21
IV. 6 砂岩組成	24
IV. 7 産出化石と地質時代	26
IV. 8 地質構造	28
V. 丹波帯	29
V. 1 研究史	29
V. 2 概 説	31
V. 3 II型地層群	32
V. 3. 1 岩 相	33
V. 3. 2 山家コンプレックス	45
V. 3. 3 釜輪コンプレックス	47
V. 3. 4 和知コンプレックス	50
V. 4 I型地層群	54
V. 5 砂岩組成	63
V. 6 産出化石	65
V. 6. 1 紡錘虫・コノドント化石	66
V. 6. 2 放散虫化石	67
V. 7 地質時代	69

V. 8	地質構造	71
VI.	岩脈類	74
VII.	新生界	76
VII. 1	須知層	76
VII. 2	高位段丘堆積物	76
VII. 3	中位段丘堆積物	82
VII. 4	低位段丘堆積物	83
VII. 5	沖積層	84
VIII.	活構造	84
VIII. 1	三峠断層	84
VIII. 2	上林川断層	84
IX.	地震活動	86
X.	応用地質	86
X. 1	金属鉱床	86
X. 1. 1	タングステン・錫鉱床	87
X. 1. 2	層状マンガン鉱床	88
X. 2	非金属鉱床	89
X. 2. 1	炉材珪石鉱床	89
X. 2. 2	石灰石鉱床	90
X. 3	砕石	90
X. 4	鍾乳洞	91
	文 献	91
	Abstract	97

図・表・付図・図版目次

第1図	「綾部」図幅地域及びその周辺の接峰面図	2
第2図	「綾部」図幅地域付近の水系図	2
第3図	「綾部」図幅地域及びその周辺の地質概略図	4
第4図	「綾部」図幅地域の地体区分図	5
第5図	堆積岩コンプレックス・混在岩・スラブの概念図	8
第6図	綾部市北方の夜久野コンプレックスの地質図	10
第7図	夜久野コンプレックス斑れい岩の縞状構造	12
第8図	玄武岩・頁岩ユニットのルートマップ	14
第9図	超丹波帯の層序総括図	17
第10図	淵垣層の地質柱状図	19

第 11 図	淵垣層の層状チャート・珪質頁岩・砂岩頁岩互層の層序的關係を示す柱状図	20
第 12 図	十倉層の柱状図	20
第 13 図	十倉層の頁岩優勢砂岩頁岩互層	21
第 14 図	口上林層の柱状図	22
第 15 図	口上林層の成層砂岩	23
第 16 図	口上林層の砂岩頁岩薄互層	23
第 17 図	口上林層に挟まれる緑灰色凝灰岩付近の岩相を示す柱状図	24
第 18 図	超丹波帯砂岩の鉱物組成	25
第 19 図	超丹波帯砂岩の岩片組成	25
第 20 図	超丹波帯の地質断面図	28
第 21 図	十倉層と口上林層を境する断層	29
第 22 図	「綾部」図幅地域の丹波帯Ⅱ型・Ⅰ型両地層群の岩相と地質時代	32
第 23 図	和知コンプレックス B 型混在岩の研磨断面	34
第 24 図	和知コンプレックスの B 型混在岩卓越部の柱状図	35
第 25 図	和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの成層砂岩	36
第 26 図	和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの砂岩優勢砂岩頁岩互層	36
第 27 図	和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの葉理頁岩	37
第 28 図	釜輪コンプレックス砂岩スラブの柱状図	37
第 29 図	和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの柱状図	38
第 30 図	和知コンプレックスの層状チャート	39
第 31 図	釜輪コンプレックスの玄武岩火山性碎屑岩・珪石・層状チャートの 整合關係を示す露頭スケッチ	40
第 32 図	和知コンプレックスの層状チャートとミクライト質石灰岩との薄互層	40
第 33 図	和知コンプレックス質志綠色岩スラブに見られる玄武岩溶岩と石灰岩との整合關係	41
第 34 図	和知コンプレックスの斑れい岩岩床と玄武岩溶岩の産状	42
第 35 図	山家コンプレックスのチャート・碎屑岩スラブのルートマップと復元柱状図	43
第 36 図	山家コンプレックスのチャート・碎屑岩スラブに見られる珪質頁岩と 葉理頁岩の整合關係を示すスケッチ	44
第 37 図	和知コンプレックスの層状チャート・珪質頁岩・暗灰色頁岩の 累重關係を示す露頭スケッチと柱状図	44
第 38 図	分結石英脈が発達する山家コンプレックスの A 型混在岩	45
第 39 図	山家コンプレックスと超丹波帯口上林層のルートマップ	46
第 40 図	山家コンプレックスの田野ユニットの柱状図	47
第 41 図	釜輪コンプレックス下部及び和知コンプレックス最上部のルートマップ	48
第 42 図	釜輪コンプレックスの A 型混在岩	49
第 43 図	釜輪コンプレックスの破断砂岩頁岩層	50

第44図	釜輪コンプレックスのルートマップ	51
第45図	和知コンプレックスのA型混在岩	52
第46図	和知コンプレックスA型混在岩に見られるF ₁ 褶曲	53
第47図	和知コンプレックスの玄武岩火山性砕屑岩	54
第48図	和知コンプレックス広瀬砂岩スラブのルートマップ	55
第49図	I型地層群のA型混在岩	56
第50図	I型地層群のC型混在岩	57
第51図	I型地層群の破断砂岩頁岩層	58
第52図	I型地層群の砥石型珪質頁岩と層状チャートとの漸移関係	59
第53図	I型地層群の層状チャート	59
第54図	I型地層群の成層シルト岩・砂岩頁岩互層に挟まれる珪質頁岩	60
第55図	I型地層群のルートマップ	61
第56図	I型地層群のルートマップ	62
第57図	丹波帯砂岩の鉱物組成	64
第58図	丹波帯砂岩の岩片組成	64
第59図	丹波帯中央部・南部のII型・I型両地層群の総合柱状図	70
第60図	和知コンプレックスの広瀬砂岩スラブ中に発達する断層のスケッチ	73
第61図	I型地層群の砂岩頁岩互層に貫入するひん岩岩脈群	75
第62図	ホルンフェルス化した層状チャートを貫く石英脈	75
第63図	須知層の礫岩	77
第64図	由良川・土師川に沿う段丘面の縦断面図	78
第65図	由良川に沿う段丘の模式断面図	78
第66図	段丘堆積物の代表的な露頭柱状図	79
第67図	高位段丘堆積物下部の本流成礫層	80
第68図	高位段丘面とその堆積物	80
第69図	高位段丘堆積物の腐植質層の花粉分析結果	81
第70図	日吉町胡麻付近の高位段丘面の分布	82
第71図	高位段丘堆積物と中位段丘堆積物の不整合露頭のスケッチ	83
第72図	低位段丘堆積物の巨礫を含む礫層	83
第73図	丹波高地及びその周辺の活断層分布図	85
第74図	三峠断層の露頭スケッチ	85
第75図	1964年から1972年までに起こった微小地震と活断層	86
第76図	鐘打鉦山位置図	87
第77図	鐘打鉦山通洞鉦床の鉦脈図	88
第78図	京都府福知山市及び天田郡下の主要炉材珪石鉦床位置図	90

第1表	「綾部」図幅地域の地質総括表	6
第2表	超丹波帯・丹波帯北縁部の地層区分対比表	18
第3表	超丹波帯淵垣層・口上林層から産出した放散虫化石	27
第4表	II型地層群を構成する三つのコンプレックスの岩相比較	33
第5表	和知コンプレックスの石灰岩から産出した紡錘虫化石	66
第6表	和知コンプレックスの質志石灰岩から産出したコノドント化石	67
第7表	丹波帯II型・I型両地層群から産出した放散虫化石	68
付図「綾部」図幅及びその周辺地域の露頭・ルート位置図		
Fig. 1	Geologic succession in the Ayabe District	96-97
第I図版	1. 舞鶴帯夜久野コンプレックスの超苦鉄質岩の顕微鏡写真	103
	2. 同上 斑れい岩の顕微鏡写真	103
第II図版	1. 舞鶴帯夜久野コンプレックスの玄武岩の顕微鏡写真	104
	2. 同上泥岩との接触部	104

綾部地域の地質

木村克己*・牧本 博*・吉岡敏和*

綾部地域の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究として行われたものであり、昭和60-62年度の調査研究の成果に基づいた。野外調査に当たっては、舞鶴帯の火成岩類を牧本、堆積岩を木村、超丹波帯と丹波帯の中・古生界を木村、新生界を吉岡が担当した。

報告書の執筆分担は以下のとおりである。

- I. 地形: 吉岡
- II. 地質概説: 木村
- III. 舞鶴帯: 牧本・木村
- IV. 超丹波帯, V. 丹波帯, VI. 岩脈類: 木村
- VII. 新生界, VIII. 活構造, IX. 地震活動: 吉岡
- X. 応用地質: 木村

現地調査において、丹波帯について京都教育大学の井本伸広教授及び武蔵野実助教授に、舞鶴帯について近畿大学の中沢圭二教授に多くの援助・協力・討議をいただいた。京都府立朱雀高校植村善博教諭、京都大学の石田志朗助教授には三峠断層及び段丘堆積物の野外調査において協力していただき、御教示を受けた。また、丹波帯の放散虫化石の同定に当たっては、大阪市立大学堀 利栄氏に御教示をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

丹波帯・超丹波帯の調査に当たっては近畿・中部地域地質センターの栗本史雄技官に、舞鶴帯の調査に当たって早稲田大学の猪木幸男博士(元所員)に、放散虫化石の同定に関して地質部の脇田浩二技官に、岩脈類の記載については地質部の高橋裕平技官に、及び金属鉱床に関しては地質標本館の坂巻幸雄技官に教示を受けた。

本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館大野正一(元所員)、宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、木村 朗の各技官の製作によるものである。

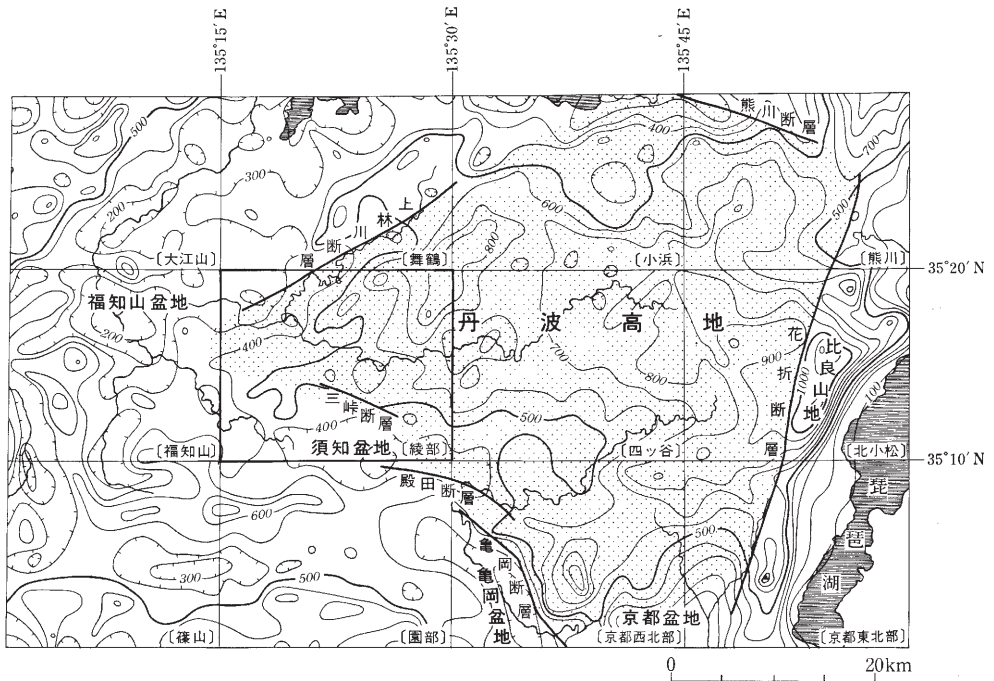
I. 地 形

綾部地域は、北緯 $35^{\circ}10' - 35^{\circ}20'$ 、東経 $135^{\circ}15' - 135^{\circ}30'$ の範囲に位置する。行政的には、その大半が京都府の綾部市、船井郡和知町・丹波町・日吉町・瑞穂町^{みずほ}、北桑田郡美山町及び天田郡三和町に属し、南西端の一部が兵庫県多紀郡西紀町に属している。

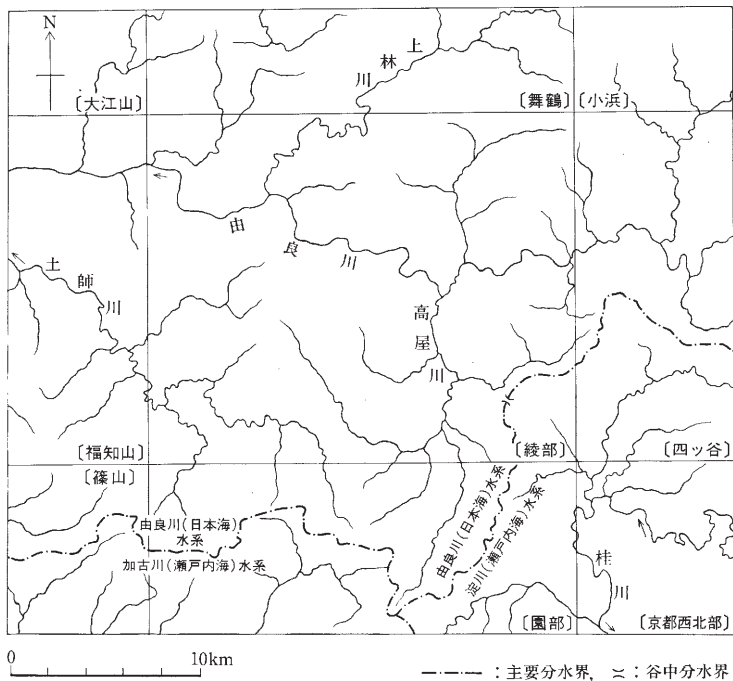
第1図に本地域及びその周辺の接峰面図を示す。本地域は近畿地方北部に広がる丹波高地の西部に当たる。丹波高地は、その東縁を花折断層、北縁を熊川断層^{かんぼやし}と上林断層、南西縁を三峠^{みとげ}・殿田・亀岡の各断層で境された、ほぼ四角の形をした高地である。山頂部にはほとんど平坦面が見られないが、高地全体に著しい定高性が認められる。その標高は北部と東部及び西南部で高く800 m-900 mであるが、中央部から西部にかけて低くなる傾向にあり、本地域では北東部を除いて400 m-600 mの高さの山が連なる。

丹波高地の北西側では、第1図から分るように、北東-南西方向に山地・低地が帯状に配列している。

*地 質 部



第1図 「綾部」図幅地域及びその周辺の接峰面図
 2 km 方眼による接峰面図を示す。等高線間隔は100 m。ハッチ部は丹波高地を示す。〔 〕は1/5万地形図名



第2図 「綾部」図幅地域付近の水系図〔 〕は1/5万地形図名

同様に高地の南西側では、ほぼ東西に延びた山地・低地が並んでいる。これらの山地の配列は中・古生界の地質構造と良く対応している。

丹波高地の南西縁には、福知山盆地・須知盆地^{しゅうち}・亀岡盆地が、北西－南東方向にやや雁行して並んでいる。これらの盆地は三峠・殿田・亀岡の3断層にほぼ沿っており、それぞれ構造性の盆地であると推定できる。このうち亀岡盆地の北東縁には亀岡断層が位置し、丹波高地との間に600 m以上の高度差が生じている。

本地域の主な河川は、由良川及びその支流の土師川^{はぜ}・上林川・高屋川である(第2図)。由良川は丹波高地の東北部に源を發し、本地域を東から西に流れ、福知山より北流して若狭湾に注ぐ。土師川は福知山市で、上林川は綾部市山家で、高屋川は和知町升谷でそれぞれ由良川に合流する。これらの河川に沿っては河岸段丘が発達するが、沖積低地の発達は良くない。沖積低地は綾部から下流の福知山盆地において幅2 km程度で広がるのみである、なお、現在の由良川水系と瀬戸内海に注ぐ淀川水系との分水界のうち、日吉町胡麻付近は典型的な谷中分水界になっている。これは高位段丘堆積物の堆積時には由良川水系であった河谷が、日吉町殿田付近で現在の桂川に争奪されて生じたものである。

II. 地質概説

本図幅地域は、地体構造の上では舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯の3帯にまたがる。各帯は東北東－西南西走向、北傾斜の帯状配列をなす(第3, 4図)。本図幅地域の地質総括表を第1表に示す。

舞鶴帯は北から順に志高帯・夜久野北帯・中央帯・夜久野南帯に区分され(猪木ほか, 1961; 中沢, 1961)、そのうち夜久野南帯が本図幅地域北西縁部の狭い範囲に分布する(第3, 4図)。

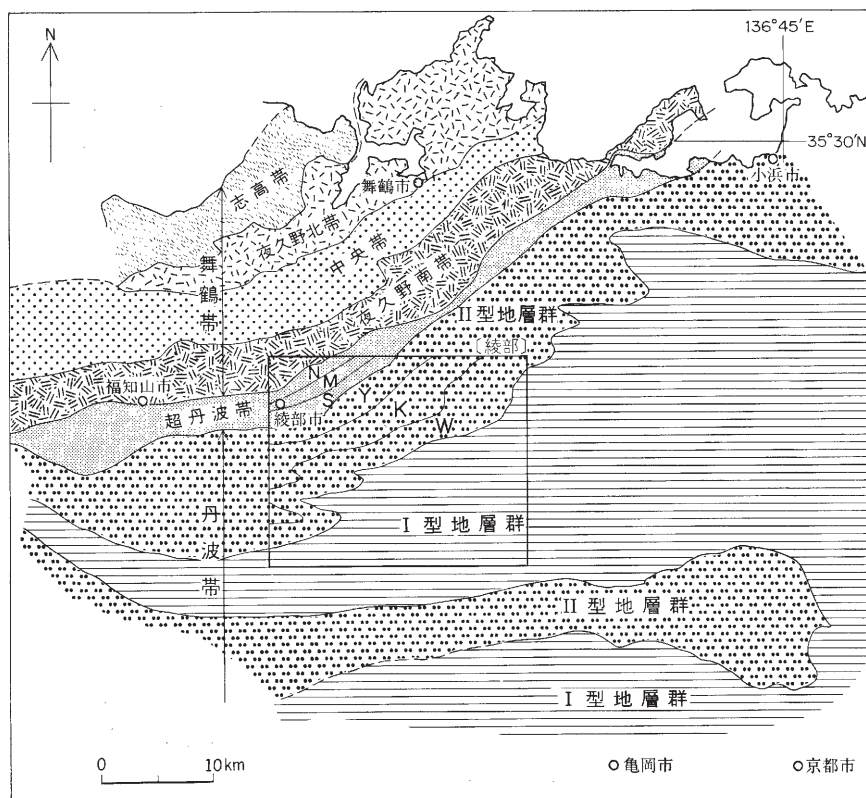
夜久野南帯は、夜久野コンプレックスからなり、主に斑れい岩からなる斑れい岩ユニットと主に玄武岩・頁岩からなる玄武岩・頁岩ユニット(猪木ほか, 1961の市野瀬層群に相当する)に区別される。両ユニットは断層で境される。北隣の舞鶴図幅地域の市野瀬層群の頁岩から、二疊紀中期後半を示す*Follicucullus monacanthus* 群集の産出が報告されている(CARIDROIT *et al.*, 1985; 栗本・木村, 1985)。

超丹波帯は、主に二疊紀中・後期の碎屑岩・層状チャートからなる(ISHIGA, 1986a, 木村, 1988)。本図幅地域では、帯状配列をなす北・中・南帯に3分され、それぞれ順に淵垣層・十倉層^{くちかんぼやし}・口上林層からなる(木村, 1988)。

淵垣層は、下位から層状チャート、珪質頁岩及び砂岩頁岩互層などの碎屑岩が順次重なる厚さ200 m以上の上方粗粒化の層序をなす。地質時代は産出した放散虫化石に基づく、二疊紀中期後半から後期である(CARIDROIT *et al.*, 1985; ISHIGA, 1986a; 武蔵野ほか, 1987; 木村1988)。

十倉層は、下部の砂岩優勢の砂岩頁岩互層から、頁岩優勢の砂岩頁岩互層及び葉理頁岩へと厚さ800 mの上方細粒・薄層化の層序をなす。本図幅地域内の十倉層からは化石産出の報告はないが、福井県大飯町に分布する十倉層相当層の大飯層において、ISHIGA(1985, 1986a)は、数地点の頁岩から、*Follicucullus bipartitus*-*F. charveti* 群集を報告している。したがって、十倉層は二疊紀後期前半の地層を含む。

口上林層は、下部では主に葉理頁岩からなり、上部では成層砂岩・砂岩優勢の砂岩頁岩互層が卓越す



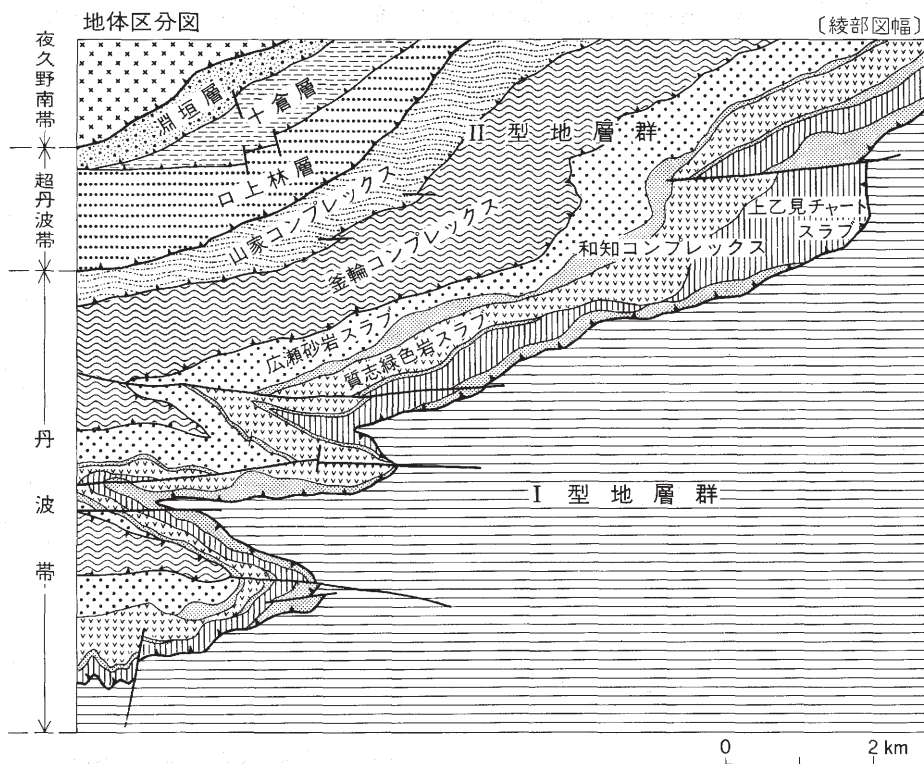
第3図 「綾部」図幅地域及びその周辺の地質概略図

N: 淵垣層, M: 十倉層, S: 口上林層, Y: 山家コンプレックス, K: 釜輪コンプレックス, W: 和知コンプレックス

る。厚さ 700 m の上方粗粒・厚層化の層序をなす。産出した放散虫化石は *Follicucullu* (?) sp. だけであり (栗本, 1986; 木村, 1988), 地質時代が確定されていない。しかし, この化石の産出と, 本層の砂岩がアルコース質であり, 舞鶴帯の二疊系よりも, むしろ三疊系の砂岩に類似することなどから, 本層が超丹波帯の他の 2 層よりも時代が新しく, 二疊紀最後期から三疊紀にわたる可能性のあることが指摘されている (木村, 1988)。

超丹波帯の全域にわたって, 北傾斜の逆断層と軸面劈開をもつ, 南フェルゲンツの閉じた褶曲が発達する。これらの地質構造の形成に先行して, 広域剪断作用によって形成された層理面剪断劈開などの層理面フォリエーションが南帯と中帯に発達している。フォリエーションの形成は超丹波帯が丹波帯上へ衝上するテクトニクスに起因する (石賀・楠, 1986; 木村, 1988)。

舞鶴帯及び超丹波帯を構成する地層群は, 主に二疊紀中・後期において, 次に示すように弧-海溝系 (arc-trench system) の前弧域を構成していたと考えられている (木村, 1988)。舞鶴帯の夜久野コンプレックスは前弧海盆の基盤をなし, その上位に二疊系舞鶴層群が堆積した。一方, 超丹波帯の各層は, 海洋プレートの沈み込み過程で形成された付加コンプレックスをなしていた。すなわち, 二疊紀後期において, 淵垣層は海溝内側斜面に付加された遠洋性堆積物と海溝付近の堆積物からなり, 十倉層は海溝内



第4図 「綾部」図幅地域の地体区分図

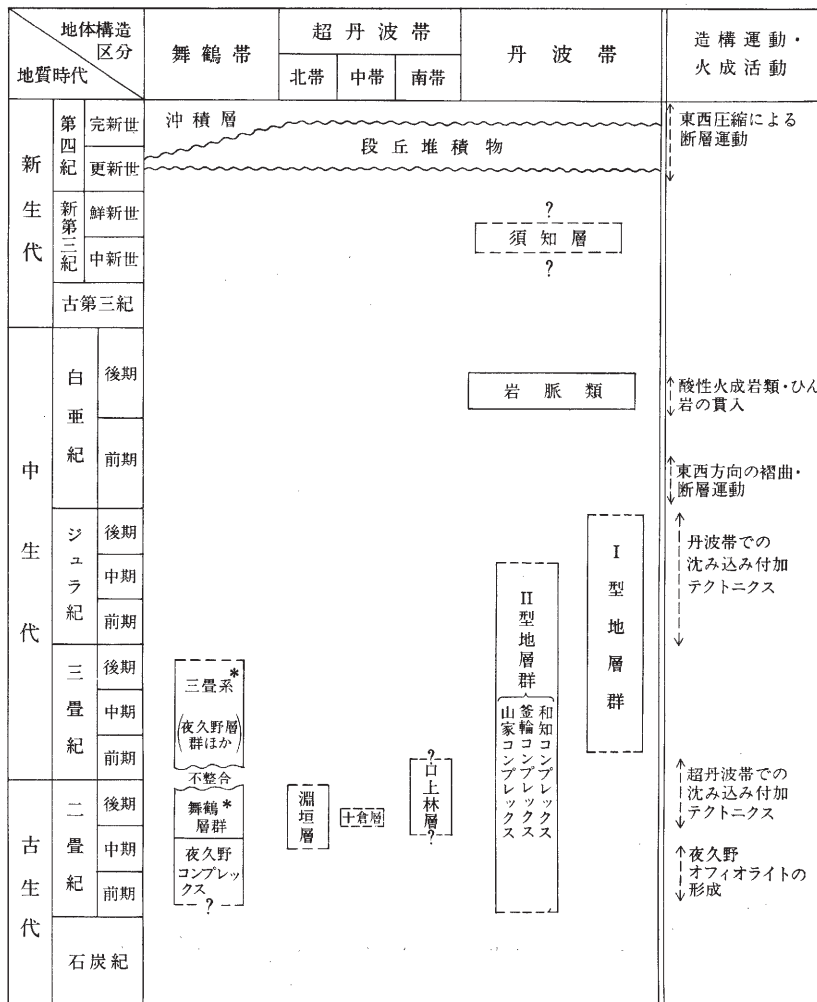
側斜面上の堆積物である。口上林層は淵垣層に続いて、海溝充填堆積物として、海溝内側斜面に付加された堆積体である。

丹波帯の地層群は、二疊紀以前の緑色岩、二疊紀-ジュラ紀前期の層状チャート、二疊紀の石灰岩、ジュラ紀の頁岩・砂岩頁岩互層・成層砂岩などの陸源砕屑岩から構成される。これらの諸岩石は、地層としての層序的累重関係や側方への連続性に乏しくさまざまな程度に破壊されており、種々の規模の岩塊と泥質基質の混合物からなる堆積岩コンプレックスを形成している。

本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスは、岩相・時代により、衝上断層で境された二つのコンプレックス、すなわち構造的上位のII型地層群と構造的下位のI型地層群に区分される(第4図)。更にII型地層群は、構造的上位から山家・釜輪・和知の3コンプレックスに細分される(第4図)。

丹波帯の堆積岩コンプレックスの基本的な変形構造は、剪断変形によって形成された構造であり、衝上断層ないし層理に平行な断層、半波長20 cm-100 m程度の閉じた褶曲、層理面剪断劈開などが認められる。これらの初期の基本構造は、西北西-東南東ないし東西方向の軸を持つ褶曲構造とそれと同方向の断層によって変形を受けている。褶曲形成に伴って、軸面に平行なスレート劈開及びちりめんじわ劈開が広く発達する。これらの東西方向の構造が白亜紀後期の岩脈によって切られていることから、初期の基本構造と東西方向の構造はジュラ紀末から白亜紀前期頃までに形成されたと判断できる。

第1表 「綾部」図幅地域の地質総括表



* 綾部図幅地域には分布していない。

丹波帯の堆積岩コンプレックスは、海洋プレートの海溝での沈み込みに伴う付加過程を通じて、遠洋性の層状チャート・石灰岩、海山起源と推定している緑色岩と、近海性の陸源堆積岩類とが混合し、種々の程度に破壊を受けたものと考えられる。

丹波帯には、ひん岩・優白質酸性岩類・石英脈などの岩脈類がわずかながらも分布している。ひん岩は、東北東-西南西方向に延び、地層の層理に平行に貫入している。優白質酸性岩類と石英脈は地層の層理を切って南北方向に貫入するものが多い。石英脈にはタングステン・錫鉱床がしばしば伴う。また、石英脈が頻繁に貫入している地域にはホルンフェルスが見られ、地下に酸性深成岩類が潜在していると推定される。石英脈中の白雲母のK-Ar年代は 91.2 ± 3.7 Maと測定された (SHIBATA and ISHIHARA, 1974)。したがって、石英脈とおそらく優白質酸性岩類の形成時期は白亜紀後期と考えられる。ひん岩

の貫入時期は確定できないが、層理に平行に貫入していることから石英脈よりも先行すると推定する。

新生代の地層としては、須知層^{しゅうち}、河成段丘堆積物及び沖積層が認められる。

須知層は、船井郡丹波町の須知盆地内及びその周辺地域の丘陵に断片的に分布しており、淘汰のやや悪い礫岩からなる。直接年代を示す資料は得られていないが、石田（1986）は固結度及び風化状態から、時代を中新世から鮮新世と推定している。

段丘は高位・中位・低位の3段に区分でき、それらの堆積物は主に礫及び砂からなる。そのうち由良川流域の高位段丘堆積物は、厚さ30 m以上の谷埋め堆積物として分布する。沖積層は、福知山盆地において比較的広く分布するほか、各河川に沿っても認められる。

本図幅地域を含む丹波高地周辺には幾つかの活断層が分布する。これらの活断層の走向は大きく2方向に分けられ、西北西-東南東のものは左横ずれ、東北東-西南西のものは右横ずれ変位を示す。このうち本図幅地域には西北西-東南東の三峠断層^{みつげ}、東北東-西南西の上林川断層^{かんぼやし}が分布する。これらの変位のセンスより、少なくとも第四紀後期にはこの地域は東西圧縮の広域応力場におかれていたと推定できる。

用語の解説

本報告の中・古生界、特に丹波帯の地層群には泥質基質と種々の岩質・サイズの岩塊からなる岩相（以下混在相と呼ぶ）が卓越している。混在相に関する用語には、これまでさまざまな用語が用いられ、同一の用語が著者によって異なった定義が与えられることも多い。そこで、本報告の中・古生界の記述に際して、混在相に関して用いた用語の意味を簡単に説明する。

A. メランジュとオリストストローム

混在相をなす岩体を示す用語としてメランジュ (melange) やオリストストローム (olistostrome) が用いられることが多い。しかし、以下の理由で本報告ではこれらの用語を用いていない。

メランジュは初めにGREENLY (1919) によって提唱され、剪断による構造的プロセスによって形成された岩体とされた。しかし、その後メランジュの成因については、構造的プロセス以外にも堆積プロセスやダイアビルなどが認められ、更にこれらが複合している例なども報告されてきた。そのため、最近ではメランジュを単に混在相をなす岩体として記載的用語として用いることが多い。しかし、それでもなお、その定義をめぐって問題がある。

RAYMOND (1984) はメランジュの定義に関する問題を整理し、「その内部において地層としての連続性が欠如し、細粒物質の基質に挟まれた、外来岩塊を含むあらゆるサイズの岩塊を包有する岩体で、2万4千分の1以下の縮尺で図示できるもの」として、メランジュを記載的用語として定義した。しかし、彼の定義において、外来岩塊の意味は、混在相を構成する岩石の形成環境のとらえ方によって外来性となる岩種が変わるので、一義的ではない。また、メランジュの規模は便宜的であり彼の示した縮尺に基づく必然性がない。メランジュを記載的に用いてもその意味するところは、RAYMOND (1984) の定義について上記に示したような問題がある。

オリストストロームはFLORES (1955) が提唱した用語であり、海底地すべりによって形成された乱堆積物を意味する。したがってこの用語には成因が含まれている。

本報告の中・古生界、特に丹波帯の地層群に発達する混在相の記載に当たっては、成因を含まない記載的用語を用いる。混在相をなす岩体を示す用語として、広く用いられているメラソジュやオリストストロームは、上記に述べた理由から適していない。そこで、本報告では記載用語として、混在相をなす岩体について混在岩 (mixed rock) を用いることにする。同用語はこれまで混在した岩相をなす岩体を示す記載用語として用いられている (平ほか, 1980)。

以下、本報告で使用する混在相に関する用語について解説する。

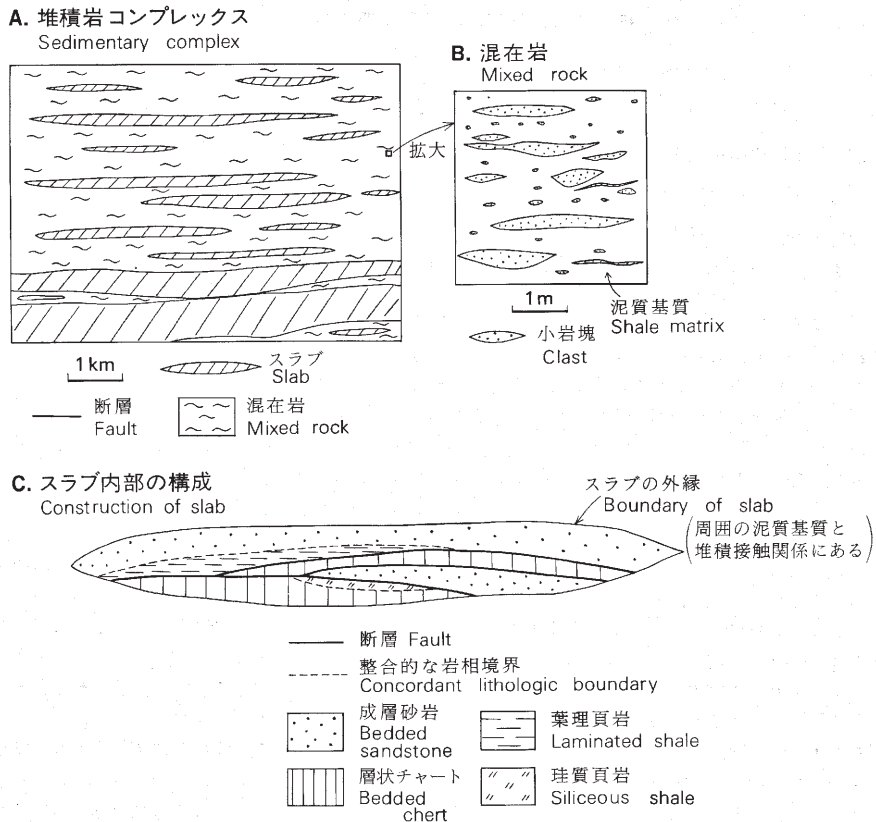
B. 整然相・破断相・混在相

地層の層相を、破断・混合の程度により、整然相・破断相・混在相の3相に区分する。整然相では、地層の層理はほとんど破断されずに、側方への連続性が良く、整合的な累重関係を保存している。破断相では、種々の程度に地層が破断され、レンズ化したコンピーテント層と、層理面剪断劈開が発達したインコンピーテントな泥質岩からなる。これには、時代や堆積環境の点で異質な岩石を混在しておらず、堆積時には、コンピーテント層とインコンピーテント層とが互層をなしていたと推定できる。砂岩部と頁岩部との互層からなる砂岩頁岩互層に特徴的に発達する。混在相は泥質基質と様々な岩相の岩塊からなる。混在相は、時代や堆積環境の異なる岩石が混合しており、もともと互層していた岩石だけが混合した破断層とは異なる。

C. 堆積岩コンプレックス・混在岩・岩塊

主に堆積岩からなり、複雑な地質構造や混在相が発達する、5万分の1縮尺の地図に表現できる規模の地質体を堆積岩コンプレックス (sedimentary complex, 第5図A) と呼ぶ。

混在相において、泥質基質に包有される岩塊 (block) を、5万分の1縮尺の地質図に図示できる厚さ50 m以上のものをスラブ (slab), それより小さいものを小岩塊 (fragment or clast) と呼んで区分する。そして、混在相を小岩塊と泥質基質からなる部分と、スラブとに区分し、前者を混在岩 (mixed rock) と呼ぶこととする (第5図A・B)。



第5図 堆積岩コンプレックス・混在岩・スラブの概念図
Schematic diagram of sedimentary complex, mixed rock and slab

小岩塊やスラブは、一般に泥質基質と堆積接触関係にある。これらの岩相境界は堆積岩本来の層序関係をもって累重している岩相境界とは成因が異なるので、地質図においては両者を区別して表現する（第5図C）。

D. 本図幅地域の中・古生界と堆積岩コンプレックス

本図幅地域では丹波帯及び超丹波帯の地層群が堆積岩コンプレックスに該当する。

丹波帯を構成する地層群については、従来丹波層群（SAKAGUHI, 1961）という名称が一般に用いられてきた。しかし、丹波層群の場合の「層群」というのは、地層が本来の層序関係をもって累重していることを前提としており、混在相が卓越する堆積岩コンプレックスからなる丹波帯の地層群の名称としては適当ではない。そのため本報告では丹波層群のかわりに名称として「丹波帯の堆積岩コンプレックス」又は「丹波帯の地層群」を使用することにする。

III. 舞鶴帯

舞鶴帯は、福井県西端から少なくとも岡山県南部まで120 km以上にわたって連続する最大幅約20 kmの細長い地帯であり、古生界（夜久野コンプレックス、二畳系舞鶴層群）及び三畳系が分布する。本図幅地域には夜久野コンプレックスのみが分布する。

III. 1 研究史

夜久野コンプレックスの研究は、山下（1894）、巨智部（1894, 1895）が京都府北部において“閃緑岩”及び“蛇紋岩”としてその分布を示したことに始まる。小川（1897）は斑れい岩として岩石記載し、杉（1925）、富田（1925a, b）はその成因を塩基性マグマからの結晶分化によるとした。KOBAYASHI（1941）は、この地域の閃緑岩・斑れい岩・超塩基性岩をまとめてYakuno basic plutonic rock（小林, 1951）では夜久野塩基性深成岩類と命名した。その後、松下（1950）は、夜久野塩基性岩類と三畳系が分布する狭長な地帯を舞鶴地帯と命名し、西南日本内帯の地質構造単元の一つとした。中沢ほか（1954）は、中-上部二畳系舞鶴層群が舞鶴帯の重要な構成要素であることを指摘した。加納ほか（1959）、猪木ほか（1961）は、夜久野塩基性岩類に伴って産する変成岩類を見だし、それぞれ分布地域から河守変成岩、舞鶴変成岩と名付け基盤岩の断片と考えた。夜久野コンプレックスという名称は、兵庫県（1961）やIgi（1973）などにより、舞鶴帯を構成する斑れい岩を主体とし超苦鉄質岩、強く破碎された花崗岩質岩石（舞鶴花崗岩）及び変成岩が密接に相伴って分布する地質体について使用された。本報告においても、この名称を使用する。

夜久野コンプレックスの成因について、Igi（1973）は斑れい岩のほか玄武岩や変成岩も含めて検討し、地向斜深部で固結した火成岩体（斑れい岩）が基盤岩（舞鶴変成岩）とともに剪断帯に沿って衝出したもの及び地向斜に噴出した海底溶岩（市野瀬層群などの玄武岩）からなるとした。石渡（1978）、ISHIWATARI（1985）は、夜久野南帯の東半部を調査し、超苦鉄質岩・斑れい岩から玄武岩までが一連のオフィオライト層序を示すとし、夜久野オフィオライトと呼び、海洋地殻-マントル断面であるとした。また、このオフィオライトは変成作用を受けており、ぶどう石-パンペリー石相から層序的下位に向けてグラニュライト相まで変成度が上昇するとした。そして、これまで舞鶴変成岩とされたものの大部分がこの変成作用の結果によるとした。最近では、舞鶴帯の西方延長からもオフィオライトが見いださ

れ、また玄武岩の化学組成の検討から、オフィオライト形成場の多様なことが指摘されている (KOIDE *et al.*, 1987 など)。

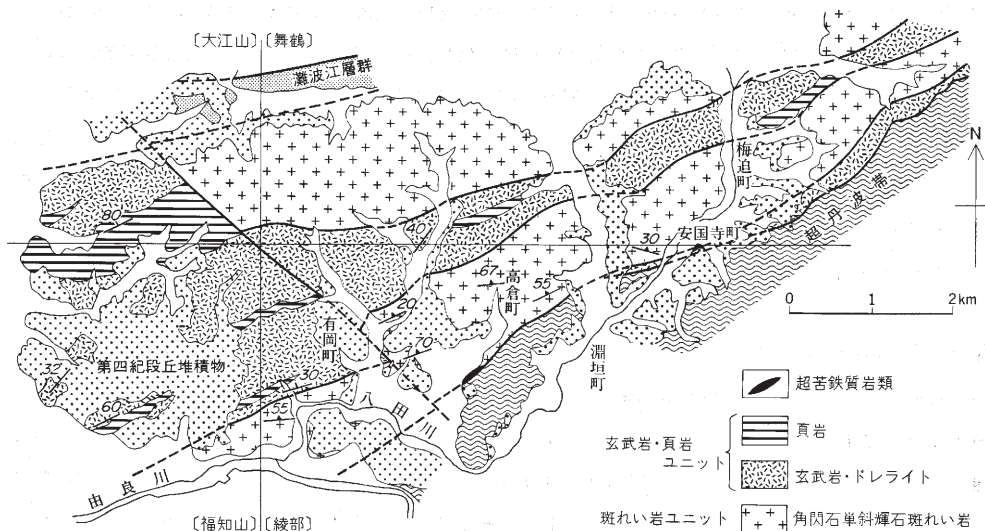
本図幅地域を含めた近畿地方北部では、舞鶴帯の古生界は帯状配列をなし (猪木, 1959 ; 加納ほか, 1959), 北から順に①チャート・緑色岩をオリストリスとして含む二畳系下見谷層・大浦層, ②夜久野コンプレックス, ③浅海性の二枚貝や腕足類化石を含む中 - 上部二畳系の舞鶴層群, ④夜久野コンプレックスが分布する。猪木ほか (1961) 及び中沢 (1961) は、この帯状配列をもとに舞鶴帯を志高帯, 夜久野北帯, 中央帯, 夜久野南帯に4区分した (第3図)。志高帯及び中央帯には、浅海 - 汽水成三畳系の志高層群・夜久野層群・灘波江層群が分布し、二畳系を傾斜不整合に覆っている (中沢・志岐, 1954)。中沢 (1961) は、舞鶴帯の地質構造を二畳・三畳両系を向斜の軸部にもつ複向斜構造であるとした。

本図幅地域の舞鶴帯夜久野コンプレックスについての研究報告はほとんどなく、木村 (1988) が主に斑れい岩からなる地帯と玄武岩が卓越し頁岩・砂岩・チャートを挟む市野瀬層群 (猪木ほか, 1961) の分布を示し、夜久野南帯に相当することを指摘したにとどまる。

III. 2 夜久野コンプレックス

本図幅地域の夜久野コンプレックスは、舞鶴帯夜久野南帯を構成するもので、図幅北西部の狭い範囲に分布する (第6図)。猪木ほか (1961), 猪木・黒田 (1965) によれば、隣接する舞鶴・大江山両図幅における夜久野南帯は幅3-5 kmで、斑れい岩を主体とし舞鶴変成岩を伴う地帯と玄武岩・頁岩からなる市野瀬層群からなり、両者は断層で境され帯状分布を示す。

本図幅地域内でも、斑れい岩と玄武岩・頁岩はそれぞれまとまった分布を示し、両者の境界は断層と判断できる。本図幅では、夜久野南帯を構成する夜久野コンプレックスを二つの構造単位、すなわち斑



第6図 綾部市北方の夜久野コンプレックスの地質図

れい岩ユニットと玄武岩・頁岩ユニットに区分する。玄武岩・頁岩ユニットは、猪木ほか(1961)の時代未詳市野瀬層群に相当する。

このほか、両ユニットの境界をなす断層及び舞鶴帯とその南側に位置する超丹波帯との境界をなす断層に沿っては、蛇紋岩化した超苦鉄質岩が産する。

Ⅲ. 2. 1 斑れい岩ユニット (Sg)

分布及び概要

綾部市街北方の由良川北岸から北東側に安国寺町まで、幅約1 kmで分布する。由良川支流の八田川が由良川に合流する地点の約1 km北の道路沿い、及び安国寺町から高倉町に通じる道路沿いに斑れい岩の良い露出がある。斑れい岩ユニットと南側の超丹波帯との境界をなす断層は、JR 舞鶴線淵垣駅西方約1 kmの採土場跡(付図、地点6)で観察できる。ここでは、N60°E、60°Nの断層面を境として、北側に強く破碎した斑れい岩、南側に超丹波帯の頁岩が分布する。頁岩は、層厚数 cm- 数10 cmのチャートを含み、剪断劈開が発達する。また、この地点では、断層に沿って炭酸塩鉱物を伴う幅数 mの蛇紋岩が産する。

岩相

主に中-粗粒の角閃石単斜輝石斑れい岩からなる。全般に変質が著しく、特に斜長石はその大部分がソーシユライト化や曹長石化しており、肉眼では灰白色・不透明に見える。また、多くの場合破碎作用を受けており、鏡下では結晶粒は劈開の湾曲や波動消光を呈する。

斑れい岩には、鉱物の粒度や苦鉄鉱物の含有量の違う岩相による縞状構造が観察される(第7図)。縞状構造を構成する各縞の厚さは数 cm- 数 m程度である。斜長石が長柱状の場合には、斜長石の長軸は縞状構造にほぼ平行に配列している。この縞状構造の部分は、この面構造に斜交する破碎作用により変位し、しばしばレンズ状になっている。

斑れい岩には幅数 cmのぶどう石脈がしばしば見られるが、後からの破碎作用のため変位し連続は良くない。

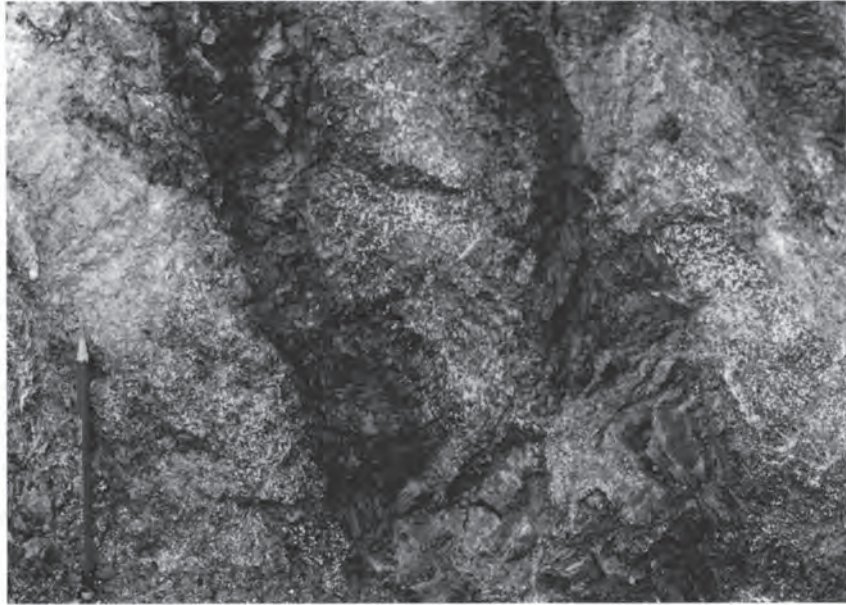
岩石記載

角閃石単斜輝石斑れい岩 (GSJ R43353) 単斜輝石(モードで30%)・角閃石(10%)・斜長石(53%)及びそのほかの鉱物(7%)からなる(第I図版2)。そのほかの鉱物は、不透明鉱物及び二次鉱物の淡緑色角閃石・緑泥石からなる。単斜輝石は径0.5-2 mmで、自形-半自形をなす。ときに劈開に沿った部分や周辺部が緑色角閃石に置換されている。角閃石は褐-淡褐色の多色性を示し、半自形の単独の粒であったり、他形で単斜輝石を取り巻いたり、また斜長石や単斜輝石の間隙を埋めている。斜長石は部分的に変質しソーシユライト化や曹長石化しているが、多くは清澄な部分を残し組成はラブラドライトである。

Ⅲ. 2. 2 玄武岩・頁岩ユニット (Sb, Ss)

分布及び概要

玄武岩・頁岩ユニットは、斑れい岩ユニットと断層関係で接し、その南北両側に分布する。



第7図 夜久野コンプレックス斑れい岩の縞状構造 (綾部市高倉町, 地点17)

斑れい岩ユニット北側の玄武岩・頁岩ユニットは、北隣の舞鶴図幅地域の梅迫町では約500 mの幅で分布するが、西南西方向に次第に広くなり、有岡町付近を通る北西-南東の断層以西では幅約3.5 kmとなる。斑れい岩ユニットとの直接の接触部は観察できない。有岡町南西方の道路沿いでは、玄武岩と斑れい岩の露頭の間には10 mほどの露出間隙がある。

一方、斑れい岩ユニット南側のものは、夜久野南帯の南縁に沿って幅250 m以下の細長い帯状分布を示し、西南西方にせん滅する。北側の斑れい岩ユニット、南側の超丹波帯淵層とはそれぞれ断層で境されている。この玄武岩・頁岩ユニットは、猪木ほか(1961)では、“夜久野”第一岩群及び丹波帯北縁部の加斗層に含まれていた。玄武岩・頁岩ユニットの岩石は、舞鶴図幅地域内の梅迫町東方の林道沿いに良く露出しており、第8図にそのルートマップを示す(付図、ルート12)。

岩相

斑れい岩ユニット北側の玄武岩・頁岩ユニット 玄武岩・玄武岩凝灰岩を主とし、暗灰色頁岩及び灰色細粒砂岩を挟む。本図幅地域内では、有岡町南西及び星原町付近に小規模に露出するのみである。なお、福知山図幅地域では(例えば福知山市報恩寺付近)枕状溶岩も分布している。玄武岩は暗灰色・塊状で、多くは細粒緻密な無斑晶質玄武岩であるが、粗粒なドレライトも産する。

玄武岩のうち、斑れい岩ユニットに近い部分約1 kmについては比較の変成が強く、暗緑-灰緑色を呈し、ときに弱い片状を帯びている。この部分の変成鉱物組合せは、緑色角閃石+緑れん石±緑泥石+曹長石+石英であり、緑れん石角閃岩相-緑色岩相のものに相当する。この部分より北では、変成の程度は弱く玄武岩の組織を明瞭に残しており、変成鉱物として緑色角閃石+緑れん石のかわりにパンペリー石及びぶどう石を含んでいる。

玄武岩の一部には珪化作用を受けて優白色を呈するものがある。それは主に長柱状の斜長石と、玄武岩の空隙を埋める細粒石英の集合からなり、苦鉄質鉱物はすべて緑泥石・粘土鉱物に変わっている。

頁岩は砂岩薄層を挟み、玄武岩中に厚さ数10 mのレンズ状の岩体として産する。頁岩は粒度がときにシルト程度となり、新鮮な部分では暗灰色を、風化した部分では灰-灰白色を呈する。頁岩の多くは細かい剝離面に富むが、剝離性が弱く塊状なものもある。

鏡下の観察によれば、玄武岩が頁岩に入り組んだ境界面で接し、細粒な急冷相を形成しているのが観察できる(第II図版2)。

斑れい岩ユニット南側の玄武岩・頁岩ユニット 本図幅地域内の分布は限られるが、舞鶴図幅地域内の梅迫町東方の村道沿いに良く露出する(第8図)。本図幅地域内では安国寺町付近において、厚さ20 m程の玄武岩塊状ないし枕状溶岩と火山角礫岩が分布するだけである。そこでは玄武岩溶岩の北側に露頭50 m程の欠如を挟んで、斑れい岩ユニットの斑れい岩が分布する。また、玄武岩溶岩の直下、幅30 cmの露頭間隙を挟んでその下位に、超丹波帯淵垣層に相当する、比較的層理面の保存の良い砂岩優勢の砂岩頁岩互層が厚さ5 m以上分布する。

梅迫町東方の林道沿い(第8図)においては、玄武岩溶岩が卓越し、赤色頁岩・砂岩頁岩互層・酸性凝灰岩・珪質頁岩を挟む。北側の斑れい岩ユニット及び南側の超丹波帯淵垣層との直接の関係はこのルートでは観察できない。なお層状チャートはこれまで市野瀬層群(猪木ほか, 1961)及びその相当層に見つかっていないので、淵垣層との境界は、厚さ4 mの層状チャートと厚さ50 m以上にわたって続く玄武岩溶岩との間を通ると判断した。

玄武岩溶岩は、塊状ないし枕状溶岩が卓越し、火山角礫岩を伴う。鏡下では岩石が変質して有色鉱物が残っていないが、斜長石の針状ないし柱状結晶を含むインターサタルないしインターグラニュラー組織が認められる。

赤色頁岩は玄武岩火山砕屑片を多量に含み、シルトサイズ以上の陸源砕屑粒をほとんど含まない凝灰質細粒頁岩である。

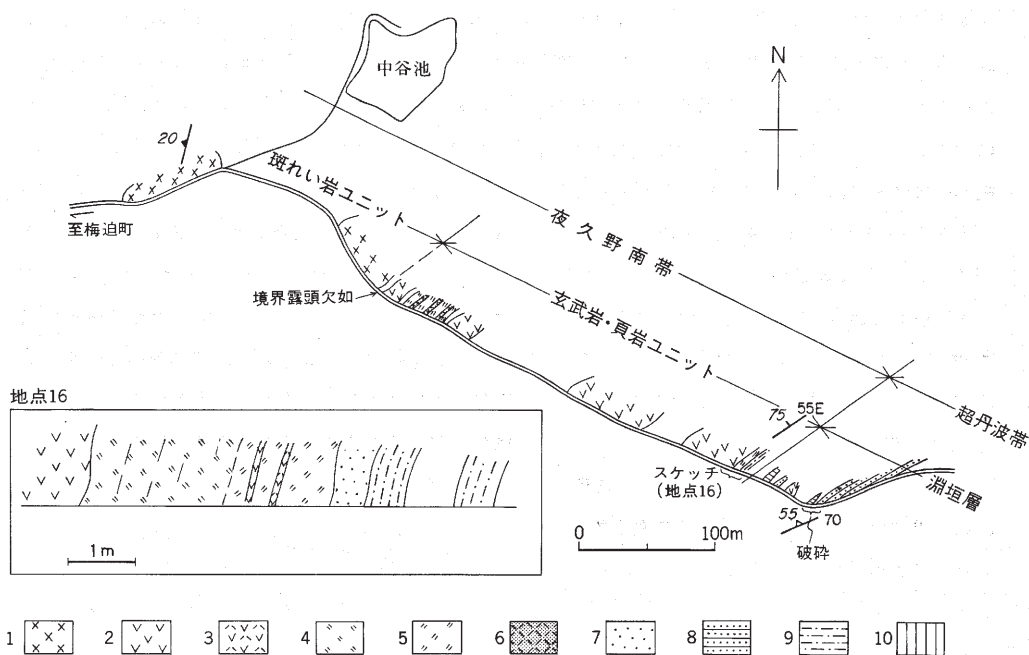
暗灰色頁岩はシルトサイズ以上の砕屑粒を20%以上含む剝離質の粗粒頁岩であり、ときに砂岩薄層を挟む。

砂岩頁岩互層は厚さ5-40 cmの砂岩層と厚さ数cmの頁岩層との互層である。砂岩頁岩互層の砂岩は細粒な石質ワッケである。

酸性凝灰岩は珪質頁岩と互層し、全体で25 m程のユニットをなして、玄武岩溶岩に挟まれている。両者の直接の関係は不明である。酸性凝灰岩は単層の厚さ1-5 mでシルトサイズの石英、斜長石の結晶片を含み、基質は隠微晶質石英からなる。

珪質頁岩はシルトサイズの砕屑粒を10%程度含む珪質な細粒泥質岩である。

玄武岩溶岩と頁岩とが直接整合的に重なっている露頭が、地点16で観察された(第8図)、そこでは北から厚さ5 m以上の玄武岩溶岩の上位に、赤色頁岩・珪質頁岩・砂岩頁岩互層が順次重なっている。珪質頁岩には、玄武岩火山性砕屑岩(basalt volcanoclastic rock)及び玄武岩溶岩の薄層が挟まれている。なお、このルートでは垂直的岩相変化から逆転していると推定できる。



第8図 玄武岩・頁岩ユニットのルートマップ (綾部市梅迫町内谷, ルート12)

1: 斑れい岩, 2: 玄武岩溶岩, 3: 玄武岩火山性砕屑岩, 4: 赤色頁岩, 5: 珪頁岩, 6: 酸性凝灰岩, 7: 厚層理砂岩, 8: 砂岩優勢砂岩頁岩互層, 9: 頁岩優勢砂岩頁岩互層, 10: 層状チャート

岩石記載

無斑晶質玄武岩 (GSJ R43354) 長柱状の斜長石と他形・粒状の単斜輝石からなる (第II図版1)。斜長石は大部分が長径0.3 mm以下で、曹長石化している。単斜輝石はほとんど変質しておらず、ときに微斑晶として産する。このほか、パンペリー石が変成鉱物として斜長石を置換したり気泡を埋めて産する。

III. 2. 3 超苦鉄質岩

分布

本図幅地域の超苦鉄質岩は、安国寺町付近及び高倉町南方に産する。安国寺町の超苦鉄質岩は、国道27号線沿いの小露頭を構成し、その出現位置からみて斑れい岩ユニットと玄武岩・泥岩ユニットを境する断層に沿って産すると推定できる。一方、高倉町南方の超苦鉄質岩は、夜久野コンプレックスの斑れい岩ユニットと南側の超丹波帯を境する断層に沿って、幅約50 mにわたり産する。超苦鉄質岩と超丹波帯との境界の断層は走向N65°E、傾斜75°Nである。この高角度の断層の北東延長沿いに、しばしば蛇紋岩の小岩塊が分布する。

岩相

両地域の超苦鉄質岩は、大部分は蛇紋岩化が著しくまた片状化しているが、一部に塊状で残留鉱物を含む部分が存在する。安国寺町の超苦鉄質岩は、残留鉱物組合せによればウェールライトである。高倉町南方の超苦鉄質岩は、ダナイトを原岩とする蛇紋岩及び少量のかんらん石単斜輝石岩である。蛇紋岩

は、鏡下では完全に蛇紋岩化し、蛇紋石とクロムスピネルからなる。かんらん石単斜輝石岩は、単斜輝石とクロムスピネル及びかんらん石の仮像である蛇紋石からなる。このうち単斜輝石は、粒径0.1-2 mmでモードの約70%を占める。スピネルは緑色を帯びた褐色である。

岩石記載

ウェールライト (GSJ R43356) 安国寺町に産する超苦鉄質岩で、主にかんらん石からなり単斜輝石及びクロムスピネルを伴う。このほか、蛇紋石、かんらん石の蛇紋石化に伴って生じた微粒な磁鉄鉱を含む。かんらん石は径0.5-2mmで、直交する劈開が発達し(第I図版1)、福知山市北方の大江山超苦鉄質岩体などで記載された cleavable olivine (KURODA and SHIMODA, 1967) に類似する特徴を示す。しばしば劈開面が湾曲し、波動消光も観察される。クロムスピネルは、赤褐色から少し緑色を帯びた褐色のものが見られる。

III. 2. 4 産出化石と地質時代

本図幅地域の夜久野コンプレックスを構成する玄武岩・頁岩ユニットから化石は未発見であるが、その北東延長に当たる舞鶴図幅内の市野瀬層群(猪木ほか, 1961)の頁岩から二畳紀中期後半を示す *Follicucullus monacanthus* 群集が見いだされている(CARIDROIT *et al.*, 1985; 栗本・木村, 1985)。また、福知山図幅内においても、本図幅地域の玄武岩・頁岩ユニットのうち北列の西方延長に当たる頁岩から *Follicucullus* sp. が見いだされている(ISHIGA, 1986a)。したがって、玄武岩・頁岩ユニットの地質時代は二畳紀中期と推定できる。なお、舞鶴層群中部層からも本ユニットと同様の放散虫群集を産し(ISHIGA, 1984)、玄武岩・頁岩ユニットは舞鶴層群中部層に対比できる。

一方、夜久野コンプレックスを構成する斑れい岩ユニットについては、斑れい岩中の角閃石の K-Ar 年代として 241-275 Ma (SHIBATA *et al.*, 1977) の、また夜久野オフィオライトの Rb-Sr 年代として 285 Ma (KOIDE *et al.*, 1987) の放射年代が報告されており、二畳紀前期を示している。なお、夜久野コンプレックスの斑れい岩と考えられる岩石が舞鶴層群中-上部層に礫として産することが知られていたが(加納ほか, 1961)、最近下部二畳系殿敷層中にも見いだされた(徳岡ほか, 1988)。したがって、夜久野コンプレックスの斑れい岩の少なくとも一部は、既に二畳紀前期に地表に露出していたことになる。

III. 2. 5 地質構造

本図幅地域の夜久野コンプレックスは、淵垣駅西方の断層露頭(第5図, 地点6)で観察されるように、南側に分布する超丹波帯の地層とは北西に急傾斜する東北東-西南西方向の断層で境される。

夜久野コンプレックス内部では、斑れい岩ユニット及び玄武岩・頁岩ユニットが繰り返して分布する。各ユニットの境は実際には観察できないが、岩石の分布から見て北ないし北西に急傾斜する断層であると判断できる。なお、斑れい岩に見られる縞状構造は東北東-西南西の走向で北西に30-70°傾斜する。また、玄武岩・頁岩ユニット中の走向・傾斜も測定数は少ないが、斑れい岩の縞状構造のそれとほぼ同じである。

一方、各ユニットの帯状配列を詳細にみると、有岡町南方で分布がずれており、この帯状配列にほぼ直交する北西-南東方向の断層の存在が推定できる。

IV. 超丹波帯

超丹波帯は CARIDROIT *et al.* (1985) が舞鶴帯と丹波帯の間に位置する構造帯として定義・命名したものである。

IV. 1 研究史

広川ほか(1957)は小浜図幅の中で、超丹波帯付近の地層を舞鶴帯の南縁に沿って分布する千枚岩質岩石からなる地層とし、丹波帯に属するものとしたが、その南に広がる丹波帯プロパーの地層とは区別し、大飯層及び加斗層と命名した。これらの地質時代を石灰岩中の紡錘虫化石と岩相の特徴に基づいて二疊紀中期とした。続いて、猪木ほか(1961)は広川ほか(1957)とほぼ同様な考え方で、舞鶴図幅地域において千枚岩質岩石からなる地層を大飯層と加斗層とに区分し、それらの分布を明らかにした。

その後、吉田・木村(1974)はほぼ大飯・加斗両層に相当する地層を時代未詳層Aとし、同層が丹波層群の上に不整合に重なること、岩質の点ではアルコース質砂岩で特徴付けられるなど舞鶴帯の三疊系に似ているとした。そして、これらを根拠としA層を三疊系と推定した。吉田(1977)はA層を上林川層と命名した。

CARIDROIT *et al.* (1985) 及び ISHIGA (1985) は、大飯・加斗両層とそれらの相当層について調査し、これらが岩相層序、地質構造及び二疊紀放射虫化石群集の特徴からみて、舞鶴・丹波両帯のいずれにも属さない1つの地質体をなすことを示した。CARIDROIT *et al.* (1985) はこの地帯を超丹波帯と命名した。その後、栗本(1986)はCARIDROIT *et al.* (1985) の超丹波帯の南に沿って分布する厚い緑色砂岩層から二疊紀放射虫化石を報告し、同層も超丹波帯に含めるべきであることを示した。なおCARIDROIT *et al.* (1985) は、同層を丹波帯の構造的最上部を構成する地層としていた。ISHIGA (1986a) は超丹波帯が舞鶴帯の南縁に沿い、福井県大飯町から兵庫県佐用にかけて120 km以上にわたって分布していることを明らかにした。そして超丹波帯がUT2 亜帯とUT1 亜帯の二つのユニットからなり、前者は主に二疊紀後期の珪質泥質岩極細互層・砂岩頁岩互層・オリストストロームからなる大飯層、後者は主に厚い緑色砂岩からなる二疊紀中・後期の氷上層^{ひかみ}で構成されるとした。

その後、本図幅地域の超丹波帯については、武蔵野ほか(1987)、木村(1988)の報告がある。武蔵野ほか(1987)は、砂岩頁岩互層から二疊紀後期後半の放射虫化石を報告した。木村(1988)は、綾部市西部地域の超丹波帯の岩相・地質構造・時代を検討し、超丹波帯の層序を後述するように新たに設定し、超丹波帯の地層群が二疊紀中期から三疊紀(?)にかけて沈み込み帯における付加コンプレックスとして形成されたと推定した。

楠ほか(1985, 1986)、石賀・楠(1986)、ISHIGA (1986a) は、超丹波帯の氷上層に属する砂岩組成を検討し、その特徴と後背地の特性について論じた。また、木村(1988)は綾部市西部の超丹波帯各層の砂岩組成を記述し、舞鶴帯の二疊系・三疊系の砂岩との比較検討を行った。

IV. 2 概 説

本図幅地域及び隣接地域の超丹波帯の地層区分については、猪木・黒田(1965)、吉田(1977)、CARIDROIT *et al.* (1985)、ISHIGA (1986a)、木村(1988)で検討されている。ここでは木村(1988)の区分に従う。

本図幅地域の超丹波帯は4 km程の幅をもって、東北東-西南西方向に帯状分布し、互いに断層で境された北・中・南の3帯に区分される。各帯は淵垣・十倉・口上林^{くちかんぼやし}の各層によってそれぞれ構成される。第9図に超丹波帯の層序、第2表に他の研究者の地層区分との対比を示す。

広範囲にわたって超丹波帯の層序区分を示したISHIGA(1986a)の層序との対応を以下記述する。各亜帯の境界の位置とそれらを構成する地層の岩相から判断して、北・中帯はUT2亜帯に、南帯はUT1亜帯にほぼ相当する。北帯を構成する淵垣層は、ISHIGA(1986a)の大飯層のうち、層状チャートを含むユニットに対応する。本図幅地域東方の福井県大浦半島赤礁地域^{あかぐり}の大飯層(ISHIGA, 1985)、西方の兵庫県青垣町^{あおがき}付近に分布する大飯層(ISHIGA, 1986a; 武蔵野ほか, 1987)の少なくとも北半分が淵垣層に相当する。中帯の十倉層は、ISHIGA(1986a)の大飯層のうち、層状チャートを欠き、頁岩・砂岩頁岩互層からなる地層に対応し、本図幅地域北東方、福井県大飯町付近の大飯層に相当する。また、ISHIGA(1986a)のUT1亜帯^{ひかみ}の氷上層は口上林層に相当する。しかし、氷上層には厚層理の緑色砂岩が卓越し、

地質時代		放散虫化石帯	超丹波帯						
			北帯 淵垣層				中帯 十倉層	南帯 口上林層	
			Aユニット	Bユニット	赤礁地域	青垣地域			
二 疊 紀	後 期	Dorashamian							
		Dzhulfian							
	中 期	Guadalupian	F. -F.						
			Follicucullus scholasticus						
		Leonardian	F. monacanthus						
			Pseudoalbaillella globosa						
	前 期	Wolfcampian	Ps. sp. C						
			Albaillella sinuata						
			Ps. scalprata m. rhombothoracata						
			Ps. lomentaria						
			Ps. u-forma m. II						
	Ps. u-forma m. I								

成層砂岩 砂岩頁岩互層 黒色頁岩 珪質頁岩 層状チャート

F.-F.: *Follicucullus bipartitus*-*F. charveti*, m.: morphotype

第9図 超丹波帯の層序総括図 (木村, 1988)による)

第2表 超丹波帯・丹波帯北縁部の地層区分対比表

広川ほか(1957)・ 猪木ほか(1961)		吉田・木村(1974)・ 吉田(1977)		CARIDROIT <i>et al.</i> (1985)		ISHIGA (1986a)		木村(1988)・本報告	
丹 波 帯	大飯層	丹 波 帯	三疊系 上林川層	超丹波帯		超 丹 波 帯	大飯層	超 丹 波 帯	淵垣層
	加斗層		不整合	丹 波 帯	緑色砂岩層 -----整合		氷上層		十倉層
	丹波帯 古生層 プロパー		二疊系		オリストストローム	丹波帯	II型地層群	丹波帯	II型地層群

各層の実線境界は断層を示し、上位に表示してある地層ほど北に分布する

頁岩を挟むという岩相的特徴と、ISHIGA (1986a) による本図幅地域内での氷上層の分布範囲とから判断すると、氷上層は口上林層の上部に対比できる。

以下の記述は主として木村(1988)に基づくものである。なお、巻末付図に露頭・ルートの位置を示す。

IV. 3 淵垣層 (Fa, Fb, Fc)

超丹波帯の北帯を構成する。木村(1988)により命名され、淵垣町付近及び本図幅地域北方の^{せいふくじ}施福寺南方の道路に沿うルートが模式地とされている(巻末付図のルート①-④)。

本層中には二つの顕著な走向断層が認められ、そのうち北側の断層を境に地質時代が異なるA・Bの二つのユニットに区分される。

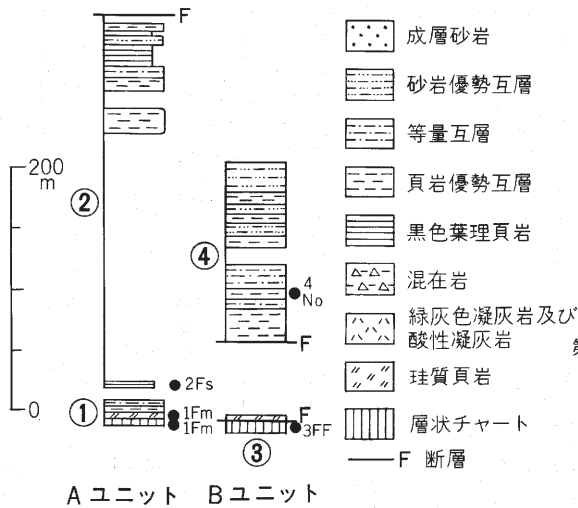
全層序にわたって連続して露出するルートはないが、時代と岩相の累重関係を考慮して、A・B両ユニットの柱状図を作成した(第10図)。層厚は正確に判断できないが、Aユニットで350 m、Bユニットで200 mと推定する。

岩 相

主に砂岩頁岩互層・黒色葉理頁岩からなり、しばしば層状チャート・珪質頁岩・酸性凝灰岩・混在岩を伴う。A・B両ユニットでの岩相組合せについての違いはなく、後に詳述するように各岩相の時代と累重関係に基づくと、両ユニットとも層状チャートから始まり、上位へ、珪質頁岩、黒色頁岩及び砂岩頁岩互層が順次累重する層序をなすと推定している。

砂岩頁岩互層には一般に砂岩部の厚さが20-100 cmの砂岩優勢の互層と、2-10 cmの頁岩優勢ないし砂岩と頁岩が等量の互層がある。比較的層理面の保存は良く、有律互層をなし、級化層理・平行葉理などの内部堆積構造が見られるタービダイト起源の互層である。砂岩は細粒ないし中粒で、青灰-暗灰色を呈し、酸性火山岩片に富むワッケである。

黒色葉理頁岩は一般にシルトサイズ以上の砕屑粒を20%以上含む粗粒、暗灰色の頁岩で、砂質の平行ないし斜交葉理が発達する。



第10図 潮垣層の地質柱状図 (木村, 1988による)
 ①-④: 柱状図作成ルート番号, 1-4: 放散虫化石産出層準と産出地点番号. ルート及び地点は付図を参照. Fm: *Follicucullus monacanthus* 群集, FF: *Follicucullus bipartitus-F. charveti* 群集, Fs: *Follicucullus scholasticus* 群集, No: *Neobailiella ornithiformis* 群集.

混在岩はチャートと砂岩の小岩塊が剝離質頁岩中に含まれるもので、厚さ2-5 mのものが数層準で認められる。チャートの小岩塊は径1-2 mである。

酸性凝灰岩は厚さ1-5 cmで成層する灰白色のガラス質凝灰岩である。鏡下では細-中粒砂サイズの石英・斜長石・カリ長石の結晶片やガラス片を含む。

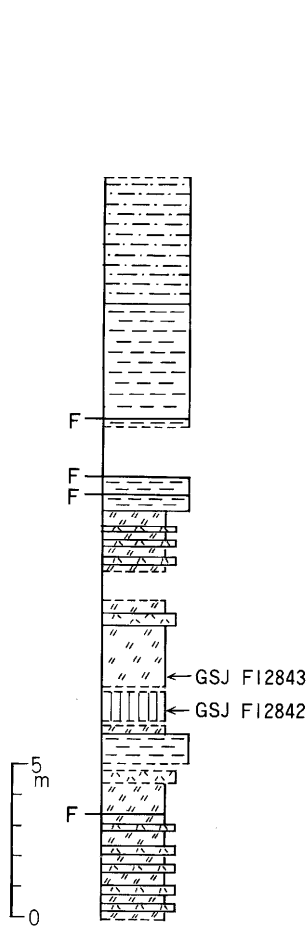
珪質頁岩は灰緑色で、一般に成層し、ときにより珪質で硬い頁岩薄層と互層する。酸性凝灰岩を頻繁に挟む。鏡下では粘土鉱物、細粒シルトサイズの石英粒及び多くの放散虫化石が認められる。

層状チャートは一般に灰緑色で、放散虫化石を多く含む。これには厚さ1-3 cmの珪質部と厚さ1 mm-2 cm程の泥質部とが薄互層をなすものと、厚さ数 cm-15 cmの比較的厚い珪質部が泥質薄層を挟み成層するものがある。泥質部の岩質は珪質頁岩に類似するがより細粒である。

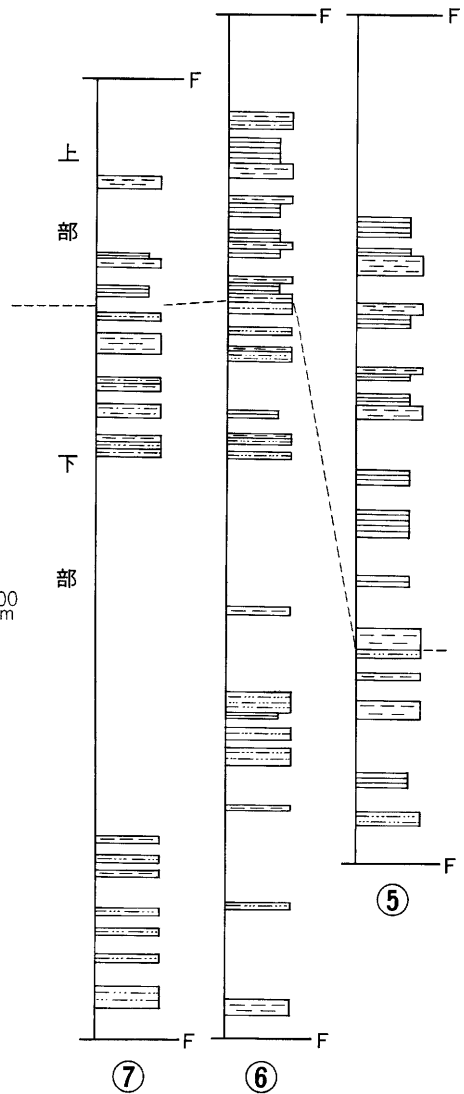
層状チャートと珪質頁岩の産状

層状チャートの産出形態には、小岩塊として混在岩に挟まれる場合と、層状チャートの上位に珪質頁岩・黒色頁岩・砂岩頁岩互層などが重なり、全体として一連の層序を構成する場合とがある。後者のタイプと判断したものは、地点1と地点2(巻末付図)の岩体であり、随伴する珪質頁岩を含めて厚さ10-20 mである。

地点1では、道路の切割に南北50 mにわたって、地層が西北西-東南東走向、20-30°北傾斜の同斜構造をなして露出する。第11図に柱状図を示した。しばしば層理にはほぼ平行な断層で地層が断たれ、各岩相の直接の関係は不確定であるが下位から、珪質頁岩・頁岩優勢互層・層状チャート・珪質頁岩の順で出現し、更に北上位を示す頁岩優勢互層が珪質頁岩の上に整合に重なる。珪質頁岩には酸性凝灰岩が頻繁に挟まれる。試料番号F12842のチャートとF12843の珪質頁岩から同一の放散虫群集が得られた(第3表)。以上述べたように、地点1では層状チャートと珪質頁岩との直接の接触関係は見られないが互いに近接して分布しており、かつ珪質頁岩の上位に泥質互層が整合に重なることから、これらは一連整合の層序をなすものと判断する。



第11図 淵垣層の層状チャート・珪質頁岩・砂岩頁岩互層の層序的關係を示す柱状図 (木村, 1988)に加筆・修正; 綾部市高倉町, 地点1) ←GSJ F12842, F12843: 放射虫化石産出層準と試料番号. その他の凡例は第10図を参照.



第12図 十倉層の柱状図 (木村, 1988)
⑤-⑦: 付図に示した柱状図作成ルート番号.
凡例は第10図を参照

地点2の層状チャートの岩体は、周囲の頁岩・砂岩頁岩互層との累重關係が分からないが、走向方向に比較的良く続くことを考慮して、碎屑岩類と一連整合の層序をなすものと推定する。

IV. 4 十倉層 (Tl, Tu)

超丹波帯の中帯を構成する。木村(1988)により命名され、^{なばたけ}十倉名畑町から施福寺に至るルートが模式地とされている(付図のルート⑤)。



第13図 十倉層の頁岩優勢砂岩頁岩互層（綾部市十倉名畑町，地点11）

上下限は断層に切られて不明で，800 mの層厚をもつ．本層の柱状図を第12図に示す．

岩 相

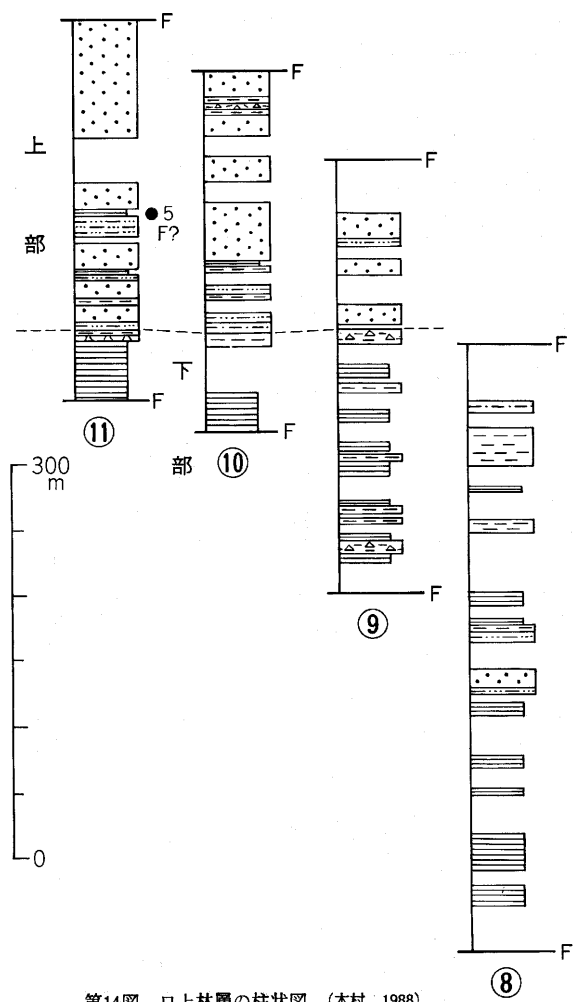
主に砂岩頁岩互層・黒色葉理頁岩・珪質葉理頁岩からなり，層状チャートを欠く．下部の砂岩優勢ないし砂岩頁岩等量互層から，上部の頁岩優勢互層及び葉理頁岩へと上方への細粒・薄層化の岩相変化を示す．砂岩と頁岩には，構造的に形成された層理面フォリエーションが見られ，片状を呈する．

砂岩頁岩互層には一般に砂岩部の厚さが5-40 cmの砂岩優勢ないし砂岩頁岩等量互層，厚さ1-5 cmの頁岩優勢互層（第13図）がある．層理面の保存は良く，有律互層をなし，級化層理，平行葉理などの内部堆積構造が見られるタービダイト起源の互層である．砂岩は一般に灰緑色を呈し，細-極細粒で，酸性火山岩片に富むワッケである．砂岩頁岩互層の頁岩部は黒色葉理頁岩・珪質葉理頁岩からなり，特に本層の上部において，珪質葉理頁岩が卓越する．

黒色葉理頁岩・珪質葉理頁岩にはシルトサイズの石英-長石粒を含む平行葉理（厚さ1-3mm）が発達する．しばしばその葉理の部分が珪質に見えるが，鏡下で観察すると，シルトサイズの石英・長石粒が葉理に濃集し，粒子の周りにはプレッシャーシャドウが発達している．そして基質は隠微晶質石英からなる．このような組織は，この葉理が本来シルト質葉理であり，造構作用の過程で葉理の基質が圧力溶解（pressure solution）に伴い珪質化したことを示すものである．

IV. 5 口上林層 (K1, K1a, Ku)

超丹波帯の南帯を構成する．木村（1988）により命名され，上林川下流及びその西方の道路沿いが模式



第14図 口上林層の柱状図 (木村, 1988)
 ⑧-⑪: 柱状図作成ルート番号, 5: 放散虫化石産出層準と産出地点番号, F?: *Follicucullus* (?) sp. ルート及び地点は付図, 凡例は第10図を参照.

地とされている(付図のルート⑩).

上下限が断層で断たれ不明であり, 層厚はおよそ700 mである. 本層の柱状図を第14図に示す.

岩相

主に成層砂岩・砂岩頁岩互層・黒色葉理頁岩からなり, 珪質葉理頁岩・緑灰色凝灰岩・混在岩・赤色頁岩を挟む. 上方粗粒・厚層化の岩相変化を示す. 下部では主に黒色葉理頁岩からなり, 上方へ次第に砂岩が厚くなり, 成層砂岩・砂岩優勢互層が卓越するようになる. 各岩石には層理面フォリエーションが発達し, 顕著に片状を呈し, しばしば層理面は剪断されている.

成層砂岩は中粒ないし粗粒の砂岩からなる. 厚さ1-2 mで成層することが多く, ときに層理面が癒着し厚い層をなす. 単層は塊状部が卓越し, 頂部付近に級化構造, 平行葉理が発達し, 基底面はときに緩く凹凸を示す. 層理面に沿うすべり面や, 破断面が発達し, 砂岩層は一般に膨縮する(第15図).

砂岩頁岩互層・黒色葉理頁岩・珪質葉理頁岩は十倉層のそれらに類似するが, 砂岩層や葉理には膨縮構造ないしレンズ化が発達する(第16図). また, 互層の砂岩は十倉層のものより一般に粗く, 細粒ないし中

粒である. 成層砂岩と砂岩頁岩互層の砂岩は灰緑色を呈するアルコース質ワッケで, 方解石や石英の脈が発達している.

緑灰色凝灰岩は厚さ数 cm-2 m 程で, 緑灰色を呈し, 頁岩や砂岩薄層と互層する(第17図). 凝灰岩は細粒ないし中粒砂サイズの斜長石・カリ長石・石英などの結晶片と不透明鉱物などからなり, 基質は粘土化している. ガラス片は認められないが, 頁岩に比べて淘汰が悪く, 石英よりも斜長石が多いことから, 凝灰岩であると推定した.

混在岩は剝離質黒色頁岩を基質とし, 砂岩, まれに最大径10 cmのチャートの小岩塊を含む. 一般に厚さ1-15 mをなし, 黒色葉理頁岩ないし砂岩頁岩互層に挟まれる.

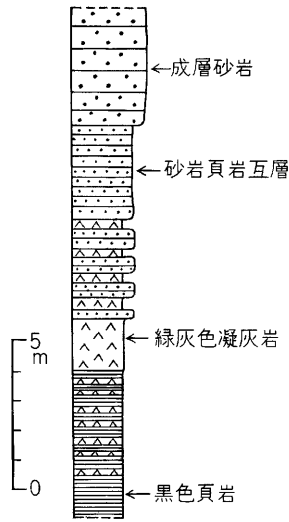
赤色頁岩はシルトサイズ以上の碎屑粒を10-20%含む頁岩で, 褐色ないし暗赤色を呈し, しばしば厚



第15図 口上林層の成層砂岩（綾部市旭町，地点12） 層理面に沿うすべり面や方向性のない破断面が発達する。



第16図 口上林層の砂岩頁岩薄互層（綾部市橋上町，地点13）
層理に平行な軸面をもつ小褶曲と膨縮構造が発達する。褶曲軸面に平行なストレート劈開を伴う。



第17図 口上林層に挟まれる緑灰色凝灰岩付近の岩相を示す柱状図 (綾部市東山町, 地点14)

さ 5-10 cm で成層している。見方町の地点 15 において厚さ 15 m の岩帯が露出する。

IV. 6 砂岩組成

以下の超丹波帯の砂岩の鉱物組成は、木村 (1988) に基づき記述する。

検討した砂岩試料数は淵垣層の細-中粒砂岩 7, 十倉層の細粒砂岩 3, 口上林層の中-粗粒砂岩 7 である。鉱物組成は、カリ長石を染色した薄片を用い、ポイントカウント法により測定した。なお、ポイント数は各薄片につき 500-700 である。粒度についてはポイントカウント法により、碎屑粒子 (著しく細長い粒子を除く) の長径を測定し、平均粒径を $(\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84) \times 1/3$ として求めた。ポイント数は各薄片につき 100 である。測定結果を第 18・19 図に示す。

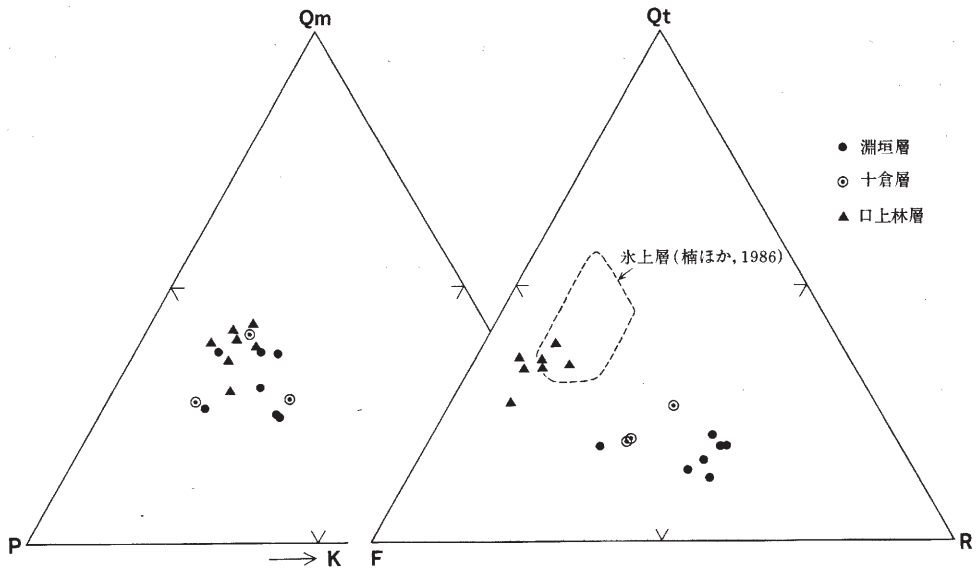
初めに各層に共通した性質を述べる。

石英は大部分が単結晶石英で、多結晶石英は全石英量の 10% 以下である。斜長石は曹長石双晶を示すものが多く、ミルメカイト構造を示すものがわずかに認められる。カリ長石では多くがパーサイト構造を示し、微斜長石構造や文象組織をなすものはごく微量である。石英・長石には融食形をなすものが含まれるが、それは特に口上林層の砂岩に多い。粒子の周囲にプレッシャーシャドウが発達することから判断して、融食の大部分は圧力溶解 (pressure solution) によるものである。

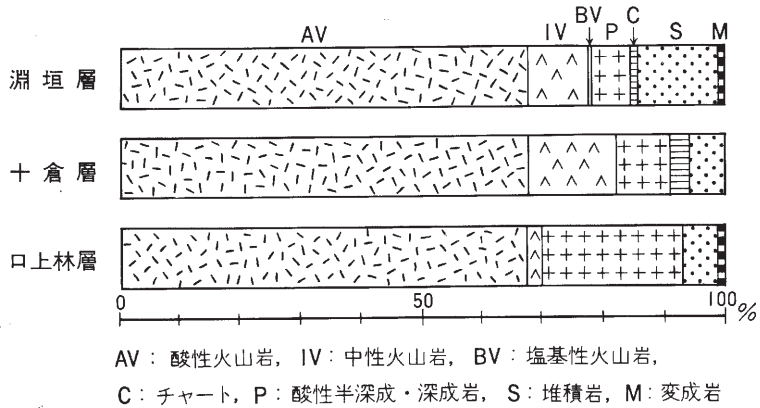
岩片には酸性火山岩、中性ないし塩基性火山岩、酸性半深成ないし深成岩、頁岩などが多く、そのほかチャート、結晶片岩なども認められる。

随伴鉱物としては不透明鉱物のほか、白雲母・黒雲母・緑泥石・緑れん石・ジルコン・スフェーンが多く、口上林層では微量ながら電気石が見られる。

淵垣層の砂岩：一般に層理面フォリエーションや剪断劈開がない。基質は 22-36% で、砂粒のモードは石英 12-21%、長石 28-48% (カリ長石/長石 = 0.23-0.41)、岩片 28-50%、雲母類 2-6%、重鉱物微量で



第18図 超丹波帯砂岩の鉱物組成 (木村, 1988)
 Qt-F-R: 全石英(単結晶石英と多結晶石英)-長石-岩片, Qm-P-K: 単結晶石英-斜長石-カリ長石.



第19図 超丹波帯砂岩の岩片組成 (木村, 1988)

ある。平均粒径は0.16-0.28 mm.

十倉層の砂岩: 口上林層のものに比べて弱い普遍的に層理面フォリエーションが見られ、砕屑粒子の周囲にはプレッシャーシャドーが発達している。基質は33-37%。砂粒のモードは石英17-23%、長石30-41% (カリ長石/長石 = 0.21-0.43.)、岩片30-33%、雲母類10-14%、重鉱物1.3%以下である。平均粒径は0.13-0.18 mm.

口上林層の砂岩: 普遍的に層理面フォリエーションが発達し、砕屑粒子には種々の変形構造やその周囲にはプレッシャーシャドーが発達している。また、基質や長石には絹雲母・方解石・緑泥石・ぶどう

石・緑れん石などができており、方解石や石英の脈がよく見られる。基質は22-40%，砂粒のモードは石英27-38%，長石46-61%（カリ長石/長石=0.20-0.33），岩片6-16%，雲母類0.6-3.5%，重鉱物2.1%以下である。平均粒径は0.22-0.40 mm。

各層砂岩組成の比較：石英-長石-岩片の三角ダイアグラム（第18図）で見ると、淵垣・十倉両層の砂岩は石英に乏しく、比較的岩片が多く、一方、口上林層の砂岩はアルコース質である。なお、同図には楠ほか（1986）による水上層砂岩の組成範囲も示してある。この範囲は口上林層の砂岩の組成範囲と一部重なり、両者は類似した組成をもつとみなし得る。石英-斜長石-カリ長石の三角ダイアグラム（第18図）では、淵垣・十倉・口上林層の3層の砂岩はほぼ同じ領域に分布する。また、既に述べたように岩片の種類は3層の砂岩ともほぼ同一だが、淵垣・十倉両層の場合に比べ、口上林層では岩片の量も少ないのに加えて中性火山岩片の割合が小さく、酸性半深成-深成岩類の割合が大きい（第19図）。

IV. 7 産出化石と地質時代

本図幅地域の超丹波帯では、5地点、6試料から時代決定に有効な放散虫化石が見いだされている（CARIDROIT *et al.*, 1985；武蔵野ほか, 1987；木村, 1988）。産出した放散虫化石を第3表、産出地点付近の柱状図を第10・12・14図、そして超丹波帯の層序の総括を第9図にそれぞれ示した。なお、各放散虫化石群集及びその時代については、ISHIGA（1986b）に基づいた。

木村（1988）は、超丹波帯の淵垣層と十倉層の地質時代を放散虫化石に基づいて考察し、また口上林層については、得られた放散虫化石が乏しいため、砂岩組成や構造配列も考慮して地質時代を検討した。以下、その結果に基づいて記述する、

淵垣層 本層のAユニットでは、地点1の層状チャートと珪質頁岩から、*Follicucullus monacanthus* 群集、地点2の黒色頁岩から *F. scholasticus* 群集が得られた（第3表）。それらの放散虫群集によると、層状チャートと珪質頁岩の時代は二畳紀中期後半、黒色頁岩のそれは二畳紀中期最後期から後期前半となる。

Bユニットの場合は、CARIDROIT *et al.*（1985）が地点3の層状チャートから *Follicucullus bipartitus*-*F. charueti* 群集、ISHIGA（1986a）と武蔵野ほか（1987）は地点4の砂岩頁岩互層の頁岩から *Neobaillella ornithoformis* 群集をそれぞれ報告している（第3表）。それらによると、層状チャートの時代は二畳紀後期前半、砂岩頁岩互層のそれは二畳紀後期後半となる。

以上のことをまとめると、淵垣層の時代は、Aユニットで二畳紀中期後半から後期前半、Bユニットでは二畳紀後期前半から後半に至る。また、両ユニットの各岩相の時代を比較してみると、Bユニットの層状チャートは、Aユニットの層状チャートや珪質頁岩よりも明らかに新しく、頁岩・砂岩頁岩互層についても同じように時代の違いが認められる。

十倉層 本図幅地域の十倉層からは時代決定に有効な放散虫化石の報告はない。しかし、福井県大飯町に分布し、本層に相当する大飯層の頁岩から、数地点で *Follicucullus bipartitus*-*F. charueti* 群集が得られている（ISHIGA, 1985, 1986a）。このことから、十倉層は二畳紀後期前半の地層を含むと判断できる。

口上林層 本層上部の頁岩から *Follicucullus* (?) sp. が得られた（第3表）。また、本図幅地域の西に隣

第3表 超丹波帯淵垣層・口上林層から産出した放散虫化石

種名	地層		淵垣層		口上林層	淵垣層					
	引用文献		木村 (1988)			CARIDROIT <i>et al.</i> (1985)				M	
	岩相		ch	si	sh	sh	ch	ch	ch	ch	sh
	産出地点		1	1	2	5	3	3	3	3	4
	試料番号		GSJ F12842	GSJ F12843	GSJ F12844	GSJ F12845	319	367	368	369	Loc. 1
<i>Albaillella triangularis</i> ISHIGA, KITO & IMOTO						○					
<i>A. levis</i> ISHIGA, KITO & IMOTO										cf.	
<i>Follicucullus charveti</i> CARIDROIT & DE WEVER						○					
<i>F. hamatus</i> CARIDROIT & DE WEVER						○					
<i>F. scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK						○	○	○	○		
<i>F. scholasticus</i> morphotype I ISHIGA			cf.	cf.							
<i>F. scholasticus</i> morphotype II ISHIGA		○	○	cf.							
<i>F. monacanthus</i> ISHIGA & IMOTO		○	○								
<i>F. (?) sp.</i>						○					
<i>Foremanhelena triangula</i> DE WEVER & CARIDROIT							○				
<i>Nealbaillella gracilis</i> TAKEMURA & NAKASEKO										cf.	
<i>N. grypus</i> ISHIGA, KITO & IMOTO										cf.	
<i>Pseudoalbaillella longicornis</i> ISHIGA & IMOTO			aff.								
<i>P. sp.</i>			○								
<i>Deflandrella manica</i> DE WEVER & CARIDROIT							○				
<i>Entactiniidae</i> gen. et sp. indet.		○	○								
<i>Ishigaum trifustis</i> DE WEVER & CARIDROIT							○				
<i>Latentibifistula asperspongiosa</i> SASHIDA & TONISHI										cf.	
<i>L. sp.</i>		○	○								
<i>Nazarovella gracilis</i> DE WEVER & CARIDROIT							○	○	○	○	
<i>N. sp.</i>		○									
<i>Praeconocaryomma sp.</i>			○								
<i>Pseudotortum kamigoriensis</i> DE WEVER & CARIDROIT								○	○		

M: 武蔵野ほか(1987), ch: 層状チャート, si: 珪質頁岩, sh: 頁岩

接する福知山市及び綾部市西部の本層相当層から、*F. (?) sp.* の産出が報告されている(栗本, 1986)。得られた放散虫化石は少なく、詳細な時代は不明だが、上記の放散虫化石の産出は、口上林層が中部ないし上部二畳系を含むことを示唆する。また、口上林層の砂岩がアルコース質ワッケであり、他の二畳系淵垣層や十倉層のそれとは明確に異なること、舞鶴帯の二畳系舞鶴層群の砂岩よりも、三畳系のそれに類似すること、そして中国帯から丹波帯にかけ、大局的にみると地層の時代が南東へ向かって若くなるという傾向がある(ISHIGA, 1986a など) ことなどを考え合わせると、口上林層は淵垣層や十倉層より

新しい(二疊系最上部又は三疊系?)可能性がある。

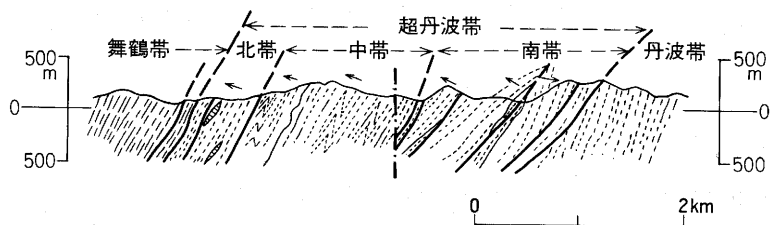
IV. 8 地質構造

超丹波帯の各地層は東北東-西南西の一般走向をもち、50-70°北傾斜で北上位の同斜構造をなす。覆瓦構造と半波長10-30mの褶曲構造が発達する。覆瓦構造は北帯の淵垣層と南帯の口上林層とに見られる。淵垣層中には地質図に示した主要な逆断層以外にも、地層が擾乱を受けていることから多数の逆断層が発達するものと推定される。十倉層には覆瓦構造を形成するような逆断層がなく、北傾斜北上位の整然とした同斜構造をなす。口上林層は逆断層により、5回繰り返す、南縁部には半波長500m、軸部が逆断層で切られた同斜褶曲が存在する(第20図)。半波長10-30m程の褶曲構造は淵垣・十倉両層にしばしば認められるが、いずれも南フェルゲンツの閉じた非対称褶曲である。

本図幅地域内では各層の境界をなす断層の露頭が、地点6-10(付図)において観察された。各露頭では断層面やそれに伴う破砕帯が見られ、50-70°北傾斜の面構造を示す(第21図)。断層破砕帯及び断層運動に伴い剪断を受けた周囲の地層には、逆断層のセンスを示すドラッグ褶曲、剪断面の非対称配列などの変形構造が観察される。

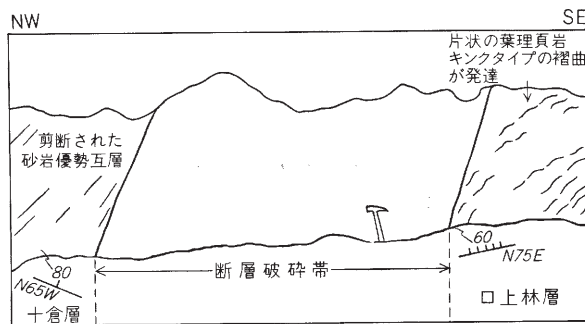
岩石構造としては、スレート劈開と層理面フォリエーションが認められる。スレート劈開は葉片状雲母の定向配列と黒色の微粒子からなる直線的なシーム(seam)群で構成される。スレート劈開は南フェルゲンツの褶曲軸面にほぼ平行で、超丹波帯全域を通して発達する。

層理面フォリエーションは層理面に平行な面構造からなり、葉片状雲母の密集層や隠微晶質石英で充填された層などの分化層(differentiated layering)、定向配列をなす石英や長石などの粒子、そして層理面剪断劈開などによって構成される。剪断劈開は黒色の微粒子からなり、網目状に配列するシーム群と、これに平行に配列する葉片状雲母で構成される。砂岩を構成する各鉱物粒子には剪断変形による種々の変形構造が生じている。層理面フォリエーションは褶曲変形を受け、かつその褶曲軸面に平行なスレート劈開により切られているので、南フェルゲンツの褶曲構造の形成に先行して形成された面構造である。層理面フォリエーションは口上林層で普遍的に発達し、十倉層では比較的弱い認められ、上位に向かって次第に弱くなる。また淵垣層では認められない。



第20図 超丹波帯の地質断面図 (木村, 1988)

←: 地層の上位の向き, —: 逆断層, - - - : 上林川断層. 断面図の位置は付図のE-Fに当たる。



第21図 十倉層と口上林層を境する断層 (綾部市旭町, 地点7)

V. 丹波帯

V. 1 研究史

松下 (1953) は近畿地方において、舞鶴帯と領家帯の間の秩父古生層からなる地域を丹波地帯として初めて命名した。次に山下 (1957) は、その地域を東に拡張し、飛騨区と領家帯との間の地域として丹波帯の名称を用いた。その後一般に松下 (1953) の丹波地帯の意味で、両方の名称が区別されずに用いられ、東方の美濃地域については別に美濃帯と呼ばれることが多い。しかし、両帯は類似した岩相・地質時代の岩石から構成されており、地体構造の上で区別されるわけではない。そこで本報告では、両地域を含めて美濃-丹波帯と呼び、便宜的に丹波地域を丹波帯、美濃地域を美濃帯と呼ぶことにする。

丹波帯の地層群について、1970年代前半までは石灰岩から得られた紡錘虫・サンゴ化石に基づいて、その地質時代が検討され、主に二畳系からなる厚い地向斜堆積物であるとされた (松下, 1953 ; SAKAGUCHI, 1961 ; 磯見・黒田, 1958 ; 丹波地帯研究グループ, 1969, 1971, 1975 など)。しかし、1970年代後半以降、コノドント・放射虫化石を用いた微化石生層序学的研究が爆発的に進み、その結果、三

畳系・ジュラ系が丹波帯の広い範囲を占めることと、ジュラ系の泥質岩にチャート・石灰岩・緑色岩などのジュラ紀以前の岩体が挟まれていることが明らかにされてきた(吉田・脇田, 1975; 松田, 1976; 丹波地帯研究グループ, 1979a, 1979b; ISOZAKI and MATSUDA, 1980; 竹村, 1980; 石賀, 1983; 井本・丹波地帯研究グループ, 1982; Imoto, 1984 など)。また, こうした生層序学的研究の成果に立って, それまでの丹波帯の地層群の層序も根本的に再検討されてきた。石賀(1982, 1983), 井本・丹波地帯研究グループ(1982), Imoto(1984)は, 丹波帯の地層群が岩相・地質時代の異なる地層からなる二つのユニットに区分できるとし, 各地層群を構成する岩相と地質時代を明らかにした。石賀(1983)は, 構造的上位の地層群をII型地層群, 下位の地層群をI型地層群と命名した。更に, 楠・武蔵野(1987), 楠ほか(1987), 田辺・丹波地帯研究グループ(1987)は丹波帯の中央部周山周辺のII型地層群を岩質・時代・砂岩組成の違いなどに基づき, T II a・T II b・T II cの三つのユニットに細分している。

また丹波帯の砂岩組成について, 坂口ほか(1970)以来幾つか研究報告がなされている。藤原(1977)は, 京北町周山から西山北部地域の砂岩中に含まれる重鉱物を検討し, その種類や量が地域によって異なることを初めて示した。丹波帯の地層群がI型とII型の両地層群に区別されて以後, 武蔵野(1984), 楠・武蔵野(1986), 楠ほか(1986)は, 両地層群の砂岩組成が異なることを明らかにした。更に, 楠・武蔵野(1987)は, II型地層群を構成する三つのユニット(T II a・T II b・T II c)において, 砂岩組成が異なり, 時代が新しくなるに従って岩片量が減る傾向があることを指摘した。これらの研究は砂岩組成が, 広域的な地層対比に有効であることを示している。

本図幅地域内での研究報告は少なく, 地質図が示されたのは, 安齋・河田(1960)に始まり, 岩生(1962), 武蔵野ほか(1980), 石賀(1983)にとどまる。

岩生(1962)は, 本図幅地域南西部と北部, 福知山図幅地域南部, 園部図幅地域北部にわたる広い地域において地質図を作成し, 厚い砂岩層とチャート層を鍵層とし, 丹波帯の地層群を3部層に区分した。また, 2層準にある緑色岩のうち, 下位の層準に多くの珪石鉱床が胚胎するとした。

安齋・河田(1960)は, 本図幅地域西部瑞穂町^{しずし}志に位置する石灰岩について, その周辺の地質図を示し, 石灰岩から得た紡錘虫化石が二畳系坂本沢統に対比できるとした。その後, SAKAGUCHI and YAMAGIWA(1973, 1975)はこの石灰岩から産出した紡錘虫化石の詳細を報告した。また, 武蔵野ほか(1979, 1980)は石灰岩中に二畳・三畳両系の不整合があることを明らかにし, 併せて石灰岩の堆積岩岩石学的研究を行った。

石賀(1983)は, 放散虫・コノドント化石を用いて地質時代と地質構造の検討を行い, 本図幅地域内では南西部地域の地質概略図を示し, その中でI型・II型両地層群の境界を明らかにした。

以上のように, これまでは本図幅地域の丹波帯について, 地質の概略が報告され, 丹波帯の地層群の基本的なユニット区分であるI型・II型の両地層群のおよその境界が示されたにとどまる。したがって, 本図幅地域の研究では岩相・地質構造の詳細, 微化石生層序に基づく時代の検討がまず必要な課題である。

V. 2 概 説

本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスは、種々のサイズの岩塊と泥質基質からなり、地層の本来の累重関係や側方への連続性がさまざまな程度に破壊され、岩相・時代の異なる各種の岩石が著しく混合されている。なお、堆積岩コンプレックスの記載に使用する用語の幾つかについては、地質概説のところで解説している。丹波帯の堆積岩コンプレックスを5万分の1の縮尺でとらえると、整然相ないし破断相のスラブと混在相の混在岩に区分できる(第5図A・B)。岩塊は主に砂岩頁岩互層・頁岩などの近海性の陸源堆積物、珪質頁岩・層状チャート・石灰岩などの半遠洋性ないし遠洋性堆積物、玄武岩溶岩・火山性砕屑岩(volcaniclastic rock)などの緑色岩から構成される。泥質基質や岩塊を構成する陸源堆積物の時代はジュラ紀を示し、一方、半遠洋性ないし遠洋性堆積物や緑色岩の時代はこれらより古く、層状チャートは二畳紀-ジュラ紀前期、石灰岩は二畳紀、一部三畳紀の時代を示し、緑色岩は二畳紀の層状チャートや石灰岩を随伴する。そして、これらの時代を異にする岩塊が無秩序に泥質基質中に包有されている。

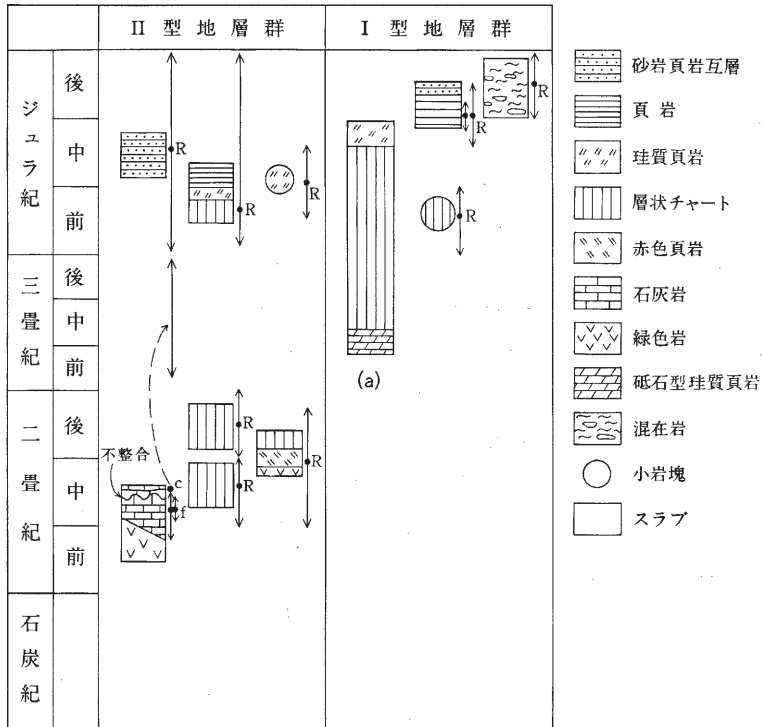
岩塊の大きさはさまざまで短径が数mm-1mのものから、幅50-1,500m、走向延長200m-30km以上の規模のものが認められる。岩塊の形は変化に富み、断面が楕円形・菱形・長方形・樽形の形のほか、先細りするシート形をなしたり、未固結時の流動変形によって不規則な輪郭を示すものもある。これらの形は岩塊の規模や岩質によっても異なり、特にスラブ規模(厚さ50m以上)の岩塊や短径20cm以上の層状チャートの小岩塊(厚さ50m未満)ではほとんど先細りするシート状の形をなす。

岩塊は単一の岩相もしくは幾つかの岩相の組合せで構成される。複数の岩相からなる岩塊内部においては、各岩相ユニットが層理に平行な断層によって境されて複合している場合と、整合関係を示す場合とがある(第5図C)。岩塊を構成する岩石は遠洋性ないし半遠洋性堆積物と緑色岩からなるグループと、陸源堆積岩類からなるグループに2分される。各グループ内の岩石は互いによく随伴し、しばしば整合関係が認められるが、両グループにまたがって、整合関係が観察される場合は極めてまれである。層理に平行な断層による岩相ユニットの複合は上記の両グループの岩相にまたがって発達する。

岩塊は基質をなす泥岩に包有され、一般に泥岩との接触面は堆積接触関係を示す。一方、岩塊内部にも基質をなす泥岩が層理や断層に沿って挟まれていることがある。

混在岩は、泥質基質とそれに含まれる一般に径数mm-5m程度の小岩塊からなる。泥質基質には層理面剪断劈開が発達し、小岩塊にはしばしば膨縮構造・剪断破壊・未固結時の流動変形などが見られる。小岩塊の長軸が、基質の層理面剪断劈開にほぼ平行に配列することが多い。

混在岩は、それに含まれる小岩塊の岩質によって、A型混在岩・B型混在岩・C型混在岩の三つのタイプに区分できる。A型混在岩は小岩塊として砂岩を含み、そのほか層状チャート・珪質頁岩・緑色岩などの種々の小岩塊を含むもの、B型混在岩は小岩塊として玄武岩火山性砕屑岩を多量に含み、層状チャート・石灰岩を伴うもの、C型混在岩は小岩塊がほとんど灰緑色の珪質頁岩からなり、層状チャートを含むものである。A型混在岩が普遍的に発達し、B型混在岩は緑色岩からなるスラブ、C型混在岩は層状チャートからなるスラブの周辺にそれぞれ産出が限られる。



第22図 綾部図幅地域の丹波帯Ⅱ型・Ⅰ型両地層群の岩相と地質時代
 化石の産出層準と化石名：・F-紡錘虫，・C-コノドント，・R-放射虫。矢印の範囲は産出化石の時代範囲を示す。
 チャート砕屑岩スラブ(a)の時代は、石賀(1983)、Imoto (1984)に基づく。

構造層序ユニット区分

各種のスラブと混在岩からなり、もとの累重関係の著しい破壊と各種の岩石の混合を特徴とする地層群においても、それを構成する岩石の岩相や時代の違いに基づいて、以下のように構造層序ユニット (tectonostratigraphic unit) が識別できる。

丹波帯の堆積岩コンプレックスは、まず衝上断層で境された二つの構造層序ユニット、すなわち構造的上位のⅡ型地層群と構造的下位のⅠ型地層群に大きく区分される。両地層群の境界には、千枚岩からなる剪断帯を伴う衝上断層(本庄スラスト)が認められる。更に、Ⅱ型地層群については三つのコンプレックスに分けられる。第22図にⅡ型・Ⅰ型両地層群を構成する各堆積岩類の時代を示す。

なお、本報告で記述する露頭・ルート の位置を巻末付図に示す。

V. 3 Ⅱ型地層群

Ⅱ型地層群は石賀(1983)により命名された。Ⅱ型地層群は本図幅地域北東部から中西部にかけて帯状に分布し、北側の超丹波帯の口上林層と断層で境され、本庄スラストを介してⅠ型地層群上に衝上している。見掛けの厚さは5-6 kmである。Ⅱ型地層群は断層で境された三つの構造層序ユニット、すなわ

第4表 II型地層群を構成する三つのコンプレックスの岩相比較

岩相	コンプレックス		
	山 家	釜 輪	和 知
含 紡 錘 虫 石 灰 岩	—	—	○
ミ ク ラ イ ト 質 石 灰 岩	○	—	○
赤 白 及 び 青 白 珪 石	—	○	△
チャートと玄武岩火山碎屑物 を含む泥質岩との薄互層	○	△	△
砂 岩 の タ イ プ	?	石質ワッケ, 一部アレナイト	長石質ワッケな いしアレナイト

○: 富む, △: まれ, —: 欠如

ち構造的上位から山家・釜輪・和知の各コンプレックスに区分される。

山家・釜輪・和知の各コンプレックスとも、化石の産出が少なく、これらの時代的關係はまだよく分かっていない。しかし、各コンプレックスの境界には千枚岩からなる剪断帯を伴う衝上断層が認められ、岩相について、第4表にまとめたように各コンプレックス間の違いが認められる。すなわち、和知コンプレックスには、緑色岩に二疊紀の紡錘虫化石を含む礁成石灰岩が随伴し、砂岩が長石質ワッケないアレナイトに属する。一方釜輪コンプレックスには、緑色岩とその上位に重なる層状チャートとの境付近に珪石（赤白及び青白珪石と呼ばれる）を伴い、砂岩は石質ワッケ、一部アレナイトに属する。また、山家コンプレックスは、珪石や含紡錘虫石灰岩のいずれも欠き、緑色岩の直上の層状チャートは玄武岩火山碎屑物を多量に含む泥質岩をしばしば挟む。以下、各コンプレックスの特徴を記述する。

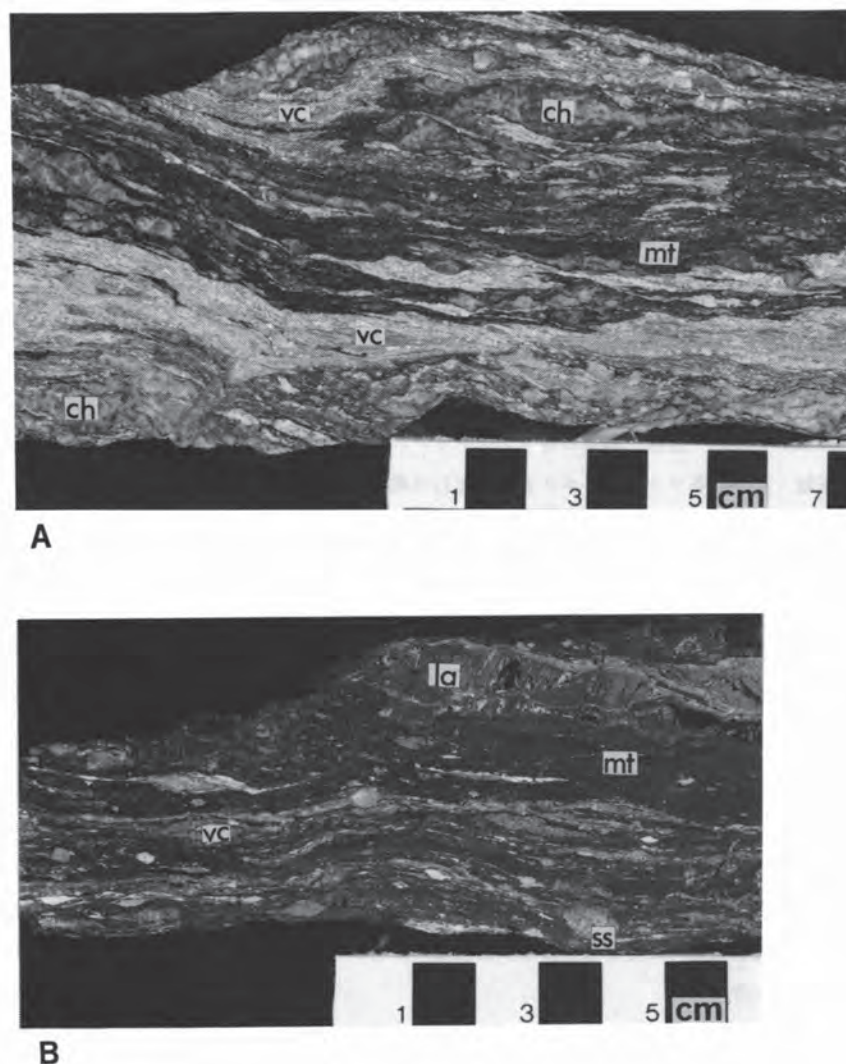
V. 3. 1 岩 相

II型地層群は混在岩とスラブとからなる堆積岩コンプレックスである。スラブは、緑色岩・層状チャート・石灰岩・珪質頁岩・成層砂岩・砂岩頁岩互層・頁岩から構成され、赤色頁岩・珪石・酸性凝灰岩・含礫泥岩などを伴う。

II型地層群の混在岩にはA型混在岩とB型混在岩がある。A型混在岩は遍在するが、B型混在岩は緑色岩スラブ内部や縁辺部に分布が限られる。A型混在岩は層理面剪断劈開が発達する暗灰色の泥質岩を基質とし、小岩塊として、主に砂岩・チャート・緑色岩を挟む。産状・岩相の詳細については後述する。

B型混在岩は暗灰色頁岩を基質とし、小岩塊として玄武岩火山性碎屑岩の薄層を頻繁に含み、玄武岩溶岩・層状チャートを伴い、まれに石灰岩・砂岩を含む。基質の暗灰色頁岩と玄武岩火山性碎屑岩とは混じり合い、しばしば両者の境界が不鮮明になっている。基質には層理面剪断劈開が発達し、小岩塊にも剪断変形が顕著である。第23図にB型混在岩の研磨断面を示す。

和知町広瀬の国道沿いの露頭において、質志緑色岩スラブ（第4図）を構成する緑色岩ユニットと砂岩ユニットとの境界にそって分布するB型混在岩の産状・岩相が良く観察できる（第24図）。ここでは、B型混在岩に径数 mm-20 cm の玄武岩火山性碎屑岩・チャートの小岩塊のほか、厚さ 1-5 m の玄武岩溶岩・火山角礫岩・層状チャート・石灰岩の各小岩塊がしばしば含まれる。成層砂岩・砂岩頁岩互層か



第23図 和知コンプレックスB型混在岩の研磨断面

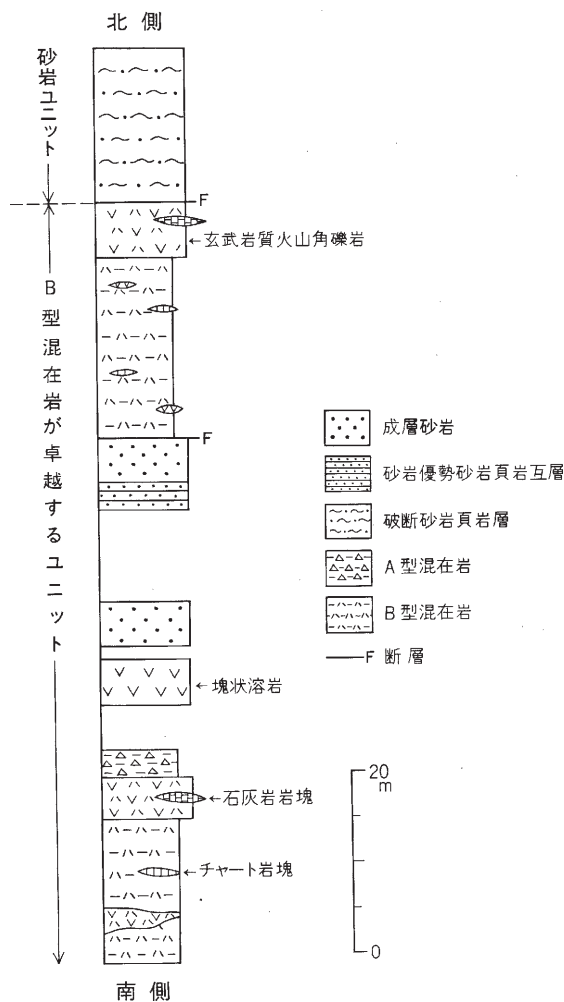
A: 泥質基質に膨縮した薄層の玄武岩火山性砕屑岩, レンズないし薄層の結晶質珪質岩が多数挟まれる. 全体に剪断変形を強く受けている. (三和町菟原, 地点 52)

B: 泥質基質に膨縮した薄層の玄武岩火山性砕屑岩, 溶岩片を多数含み, 径 1-5 mm 程度の砂岩・シルト岩のレンズを伴う (和知町上栗野, 地点 67)

mt: 泥質基質, vc: 玄武岩火山性砕屑岩, la: 溶岩, ch: 珪質岩, ss: 砂岩・シルト岩

らなる厚さ 20 m 程の岩体が断層で B 型混在岩と境されている. 全体に剪断されており, 特に混在岩の泥質基質には層理面剪断劈開が発達し, 緑色岩や砂岩には圧碎変形が著しい. 上位の砂岩ユニットは 15 m 以上の幅で破断されている.

成層砂岩は, 一般に単層の厚さが数 10 cm-3 m で成層し, しばしば頁岩薄層を挟む (第 25 図). ときに 4 m 以上の厚さをなすことがある. 挟みの頁岩中には厚さ 1-5 cm の炭質物片濃集層が挟在していることがある. 砂岩部は内部堆積構造に乏しく, 砂岩単層の頂部や基底部付近に級化層理が見られるだけで



第24図 和知コンプレックスのB型混在岩卓越部の柱状図 (和知町広瀬, ルート19)

に乏しい。

含礫泥岩には数 mm-5 cm 径の砂岩と頁岩の同時浸食礫が多く、酸性凝灰岩、中性ないし塩基性火山岩の円礫も含まれる。釜輪コンプレックスの成層砂岩が卓越するスラブに産出する。

以上の陸源堆積岩類は、砂岩スラブにおいてしばしば厚さ 50-500 m にわたり連続的に累重する。

本図幅地域北部の釜輪町の林道に沿うルートでは、成層砂岩・砂岩頁岩互層・含礫泥岩・葉理頁岩からなる厚さ 370 m 程度の層序が復元できる (第 28 図)。同ルートでは 3 か所で北上位が判明し、全体に北上位をなすと判断した。上部に成層砂岩が発達し、含礫泥岩を伴っている。上部の砂岩は、粗-極粗粒で、長径 5 mm-2 cm の頁岩パッチを多数含む。これらの碎屑岩類は釜輪コンプレックスの成層砂岩が卓越するスラブを構成する。

また、上和知川の支流に沿うルートにおいては、下位から砂岩頁岩互層を挟む葉理頁岩 (約 200 m)、

ある。

砂岩頁岩互層には、砂岩部が 10-100 cm、頁岩部が数 mm-10 cm の厚さで互層する砂岩優勢互層 (第 26 図) と、砂岩部が 2-30 cm、頁岩部が 1-10 cm の厚さで互層する頁岩優勢ないし砂岩・頁岩が等量の互層からなる。砂岩部が 20 cm 以上の互層では、弱い級化層理と頂部付近にのみ平行ないし斜交葉理が見られるにすぎないが、より薄い互層では級化層理、平行ないし斜交葉理が発達する。また、ときに砂岩頁岩互層は破断変形を受けて、種々の程度にレンズ化した砂岩と層理面剪断劈開が発達した頁岩からなる破断砂岩頁岩層をなす。

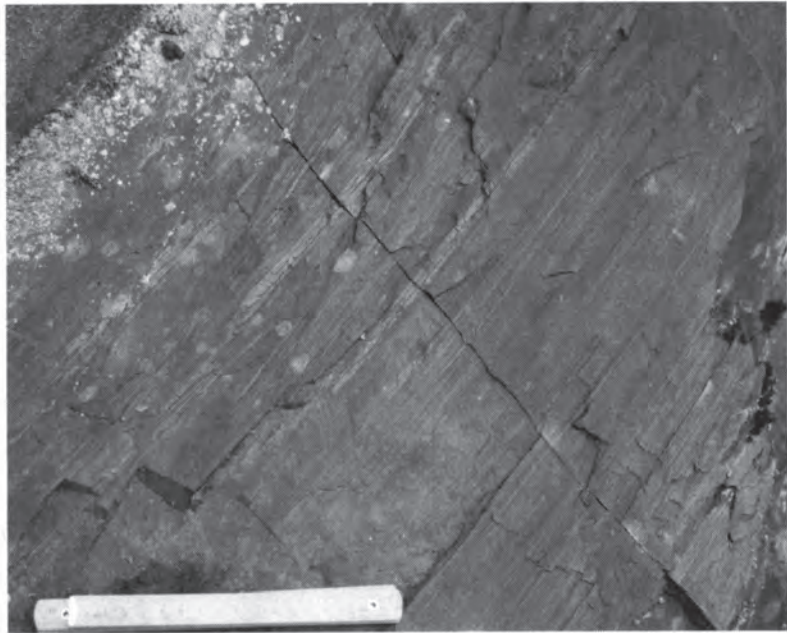
頁岩は岩相から葉理の発達する葉理頁岩と塊状な暗灰色頁岩とに区別される。葉理頁岩は暗灰色で、厚さ 1-3 mm の粗粒シルトないし細粒砂大の碎屑粒からなる平行葉理が発達する頁岩である (第 27 図)。まれに、斜交葉理が発達する厚さ 5 mm-1 cm の砂岩薄層を挟む。葉理に沿って黒いパッチ状の生痕がときに見られる。暗灰色頁岩は暗灰色を呈す塊状な頁岩であり、葉理



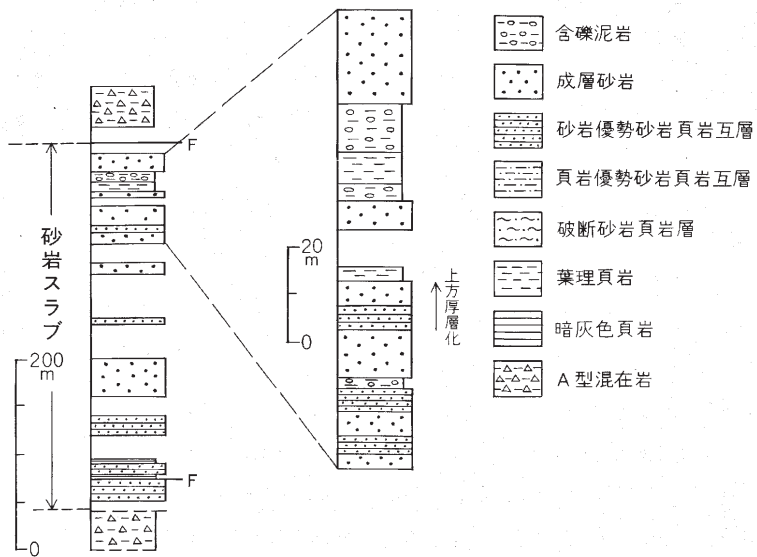
第25図 和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの成層砂岩（和知町西河内，地点65）
 砂岩（左側が上位）は2-3mの厚さで成層する。砂岩単層の基底部は粗粒でシャープな層理面であるが，頂部は中粒ないし細粒で，挟みの泥質岩へ漸移する。スケールは1m.



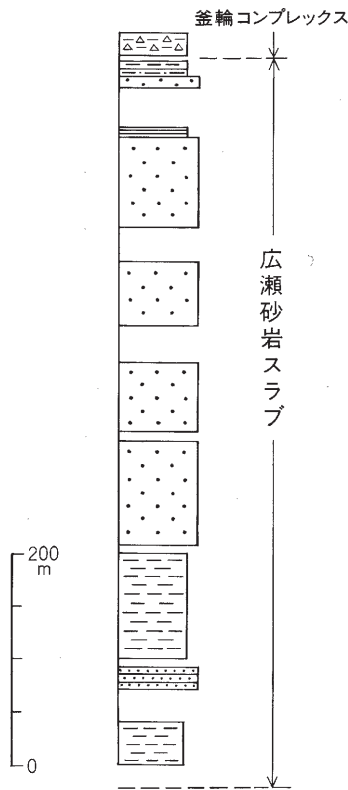
第26図 和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの砂岩優勢砂岩頁岩互層（三和町大原，地点34）
 ハンマーは約30cm.



第27図 和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの葉理頁岩 (和知町上粟野, 地点64)
 厚さ1-3mmのシルト質平行葉理が発達し, 厚さ1cm程のシルトないし砂質の薄層が挟まれる。スケールは20cm.



第28図 釜輪コンプレックス砂岩スラブの柱状図 (綾部市釜輪町, ルート18)



第29図 和知コンプレックス広瀬砂岩スラブの柱状図 (和知町西河内北西方, ルート21)
凡例は第28図を参照.

主に成層砂岩からなり砂岩頁岩互層を挟む地層(約450 m)が重なるセクションが見られる(第29図)。これは、和知コンプレックスの成層砂岩が卓越するスラブを構成するものである。

層状チャートは、灰白色、灰緑色、一部赤色を呈す珪質部と泥質部との律動的な互層からなる。互層には、珪質部が厚さ1-10 cmで数mm以下の泥質部を挟み成層するものと、珪質部と泥質部とが厚さ5 mm-2 cmで互層する二つのタイプがある。層状チャートはその連続セクションの中で、下部で成層タイプ、上部で互層タイプのものが発達するという垂直的岩相変化を示すことが多い。

鏡下では、珪質部は放射虫殻と隠微晶質石英の基質からなる。泥質部の岩質は珪質頁岩と類似するが、より細粒であり、シルトサイズの碎屑粒を含まない。しばしば珪質部は晶質で層理が癒着し、膨縮構造が発達する(第30図)。層状チャートからは、二疊紀中・後期を示す放射虫化石が地点37・59・60、ジュラ紀を示す放射虫化石が地点69からそれぞれ産出している(第7表)。

山家コンプレックスの綾部市広瀬町(地点20)には層状チャートが卓越するスラブが分布する。層状チャートの薄層を挟む玄武岩火山性碎屑岩(厚さ45 m)の見掛け上位に、下部は灰白色で珪質部が2-5 cm厚で成層し、上部では5 mm-2 cmの厚さで珪質部と泥質部とが互層する層状チャート(厚さ10 m)が整合に重なる。緑色岩直上の層状チャートの泥質部には玄武岩火山性碎屑物が含まれる。

釜輪コンプレックスの地点21に分布する層状チャートは、22 mの厚さにわたって連続して露出し、下部10 mは成層タイプのもので、上部12 mは互層タイプのものからなる。

珪質頁岩は灰色ないし灰緑色、まれに赤色を呈し、シルト大の碎屑粒を10%前後含む泥質岩である。放射虫化石を頻繁に含む。厚さ1-10 mで塊状を呈し、しばしば層状チャートと漸移しその上位に重なる。

層状チャートから珪質頁岩にかけては、一般に、層状チャートが成層タイプから互層タイプへと上方へ変化し、珪質頁岩は上方へしだいに粗くなるという岩相変化を示す。層状チャートの上位に珪質頁岩が整合に重なる関係は、地点23(山家コンプレックス)、地点68・69(和知コンプレックス)などにおいて観察される。地点32・43の珪質頁岩からは、ジュラ紀前期前半-中期前半を示す放射虫化石が産出している(第7表)。

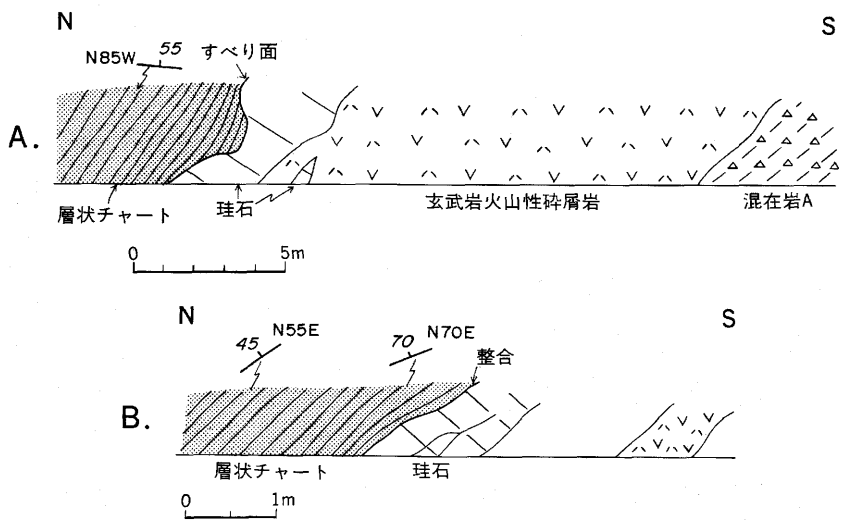


第30図 和知コンプレックスの層状チャート（和知町仏主，地点59）
チャートの層理は癒着し，スティロライト，膨縮構造が発達する．同チャートから二畳紀中期の放散虫化石が産出した（第7表）．スケールは20 cm.

赤色頁岩は，厚さ5-20 mで，常に緑色岩の近傍に産出する．これは赤褐色ないし暗赤色を呈し，玄武岩火山性砕屑物を含む泥質岩であり，塊状であるものと，成層するものがある．ときに珪質で，シルトサイズの陸源砕屑粒をほとんど含まず，また放散虫化石をまれにしか含まない．地点27の赤色頁岩（釜輪コンプレックス）から，二畳紀中-後期を示す放散虫化石が得られた（第7表）．

珪石は，鉱石名として通称赤白及び青白珪石とも呼ばれ，厚さ50 cm-5 mで塊状，灰白色，一部赤色を呈す珪質岩である．大部分が釜輪コンプレックス中にあり，一般に緑色岩に随伴している．珪石が緑色岩と層状チャートの境に産出する例が，三和町台頭付近（地点28・30）に分布するチャートスラブで観察された（第31図）．両地点では，見掛けの下位から，玄武岩火山性砕屑岩・珪石・層状チャートが累重している．

石灰岩には，二つの異なる岩相が識別される．一つは灰白色でミクライト質，厚さ数 cm-1 mの層状をなすもので，緑色岩や層状チャートに挟まれる．緑色岩に挟まれるものは山家コンプレックスにおいて数か所，層状チャートに挟まれるものは和知コンプレックスにおいて2か所で産出する．三和町菟原の土師川河床（地点52，和知コンプレックス）には層状チャートに挟まれる石灰岩が良く露出している．そこでは厚さ約20 mの層状チャート上部において，膨縮した厚さ3-20 cmの石灰岩薄層が5-50 cm間隔で挟まれている（第32図）．ほかは灰白色，塊状で，紡錘虫・海百合などの化石をしばしば含むもので，一般に厚さ数 m-200 mのレンズ状の岩体をなして産出する．和知コンプレックス中に分布し，大部分は主に緑色岩からなる厚いスラブ（質志緑色岩スラブ，詳細は後述）中の玄武岩溶岩・火山性砕屑岩に挟まれる．また，径数m以下のレンズが混在岩中にもまれに含まれる．緑色岩スラブ中の石灰岩は，

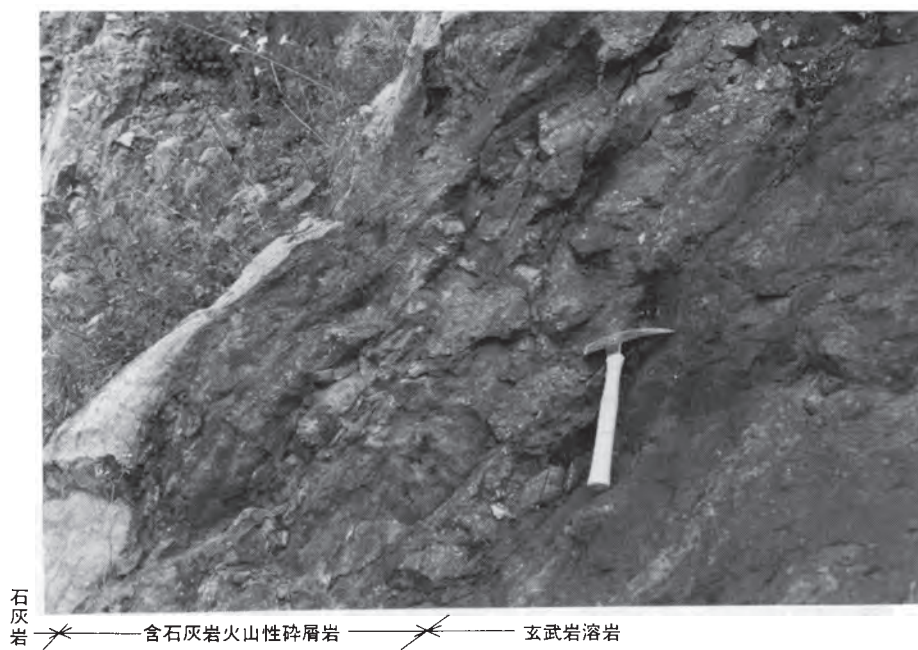


第31図 釜輪コンプレックスの玄武岩火山性砕屑岩・珪石・層状チャートの整合関係を示す露頭スケッチ (三和町台頭, A-地点28, B-地点30)



第32図 和知コンプレックスの層状チャートとミクライト質石灰岩との薄互層 (三和町菟原, 地点52)
ハンマーは約30cm.

ばしば玄武岩火山岩の上位に整合に重なったり (第33図), 玄武岩火山性砕屑岩中の角礫として含まれていることから, 緑色岩の形成に伴って堆積したものである。代表的な岩体は, 瑞穂町質志に分布する (地点38-40, 質志石灰岩と呼ぶ)。このタイプの石灰岩から二畳紀前・中期の紡錘虫化石が産出する (第5表)。質志石灰岩 (地点38-40) は丹波帯内で最も大規模な石灰岩の岩体であり, 層厚100-150mで, 走向方向

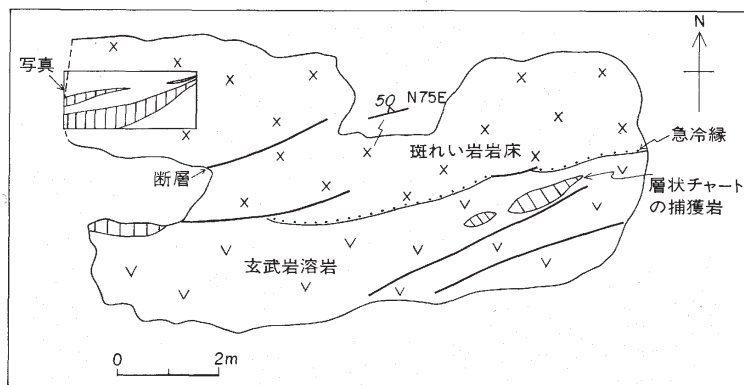


第33図 和知コンプレックス質志緑色岩スラブに見られる玄武岩溶岩と石灰岩との整合関係（瑞穂町質志，地点38） 写真右下より左上に向けて，玄武岩溶岩，含石灰岩火山性碎屑岩，ミクライト質石灰岩が整合に重なる。ハンマーは約30 cm.

質志石灰岩（地点38-40）は丹波帯内で最も大規模な石灰岩の岩体であり，層厚100-150mで，走向方向に約1 km 追跡される。緑色岩の上位に整合的に重なり（第33図），上限は直接確かめられていないが，上位にも緑色岩が続くことから，断層に切られると推定する。また，質志石灰岩の走向延長上には幾つかの石灰岩の岩体が産出する。石灰岩には紡錘虫・コノドント化石のほか，緑藻類・藍藻類・海百合・腕足介・蘇虫・小型有孔虫・巻貝などが含まれ，層相の点では礁湖中央相のものが多く，一部に海浜砂相や礁湖縁辺相を伴う（武蔵野ほか，1980）。また，武蔵野ほか（1979，1980）によれば，同岩体中に三畳系と二畳系との不整合関係が認められる。そこでは二畳系の石灰岩を不規則な形状の浸食面を介して，主に成層砂質石灰岩からなる地層が覆い，不整合上位の地層からは三畳紀前-後期を示すコノドント化石の混在群集が産出する。

緑色岩は主に玄武岩の塊状ないし枕状溶岩からなり，しばしば火山性碎屑岩，まれに斑れい岩を伴う。枕状溶岩にはしばしば発泡構造が見られる。鏡下では玄武岩溶岩は，主要な鉱物として斜長石・普通輝石からなり，インターサータルないしサブオフィチック組織を示す。無斑晶質のものが多く，一部には斜長石斑晶をもつものがある。普通輝石には，しばしば砂時計構造の消光を示し，淡褐色で多色性が強いものが認められる。二次鉱物としては，ぶどう石・緑泥石・炭酸塩鉱物が認められる。

斑れい岩は和知町広瀬付近を東北東-西南西に延びる緑色岩のユニット（和知コンプレックスに属す）にだけ産出する。同ユニットは主に斑れい岩からなり，玄武岩溶岩・火山性碎屑岩を伴う。斑れい岩や溶岩には層状チャートの捕獲岩が含まれる（第34図）。斑れい岩と溶岩との境界面はユニットの延びに平



A.

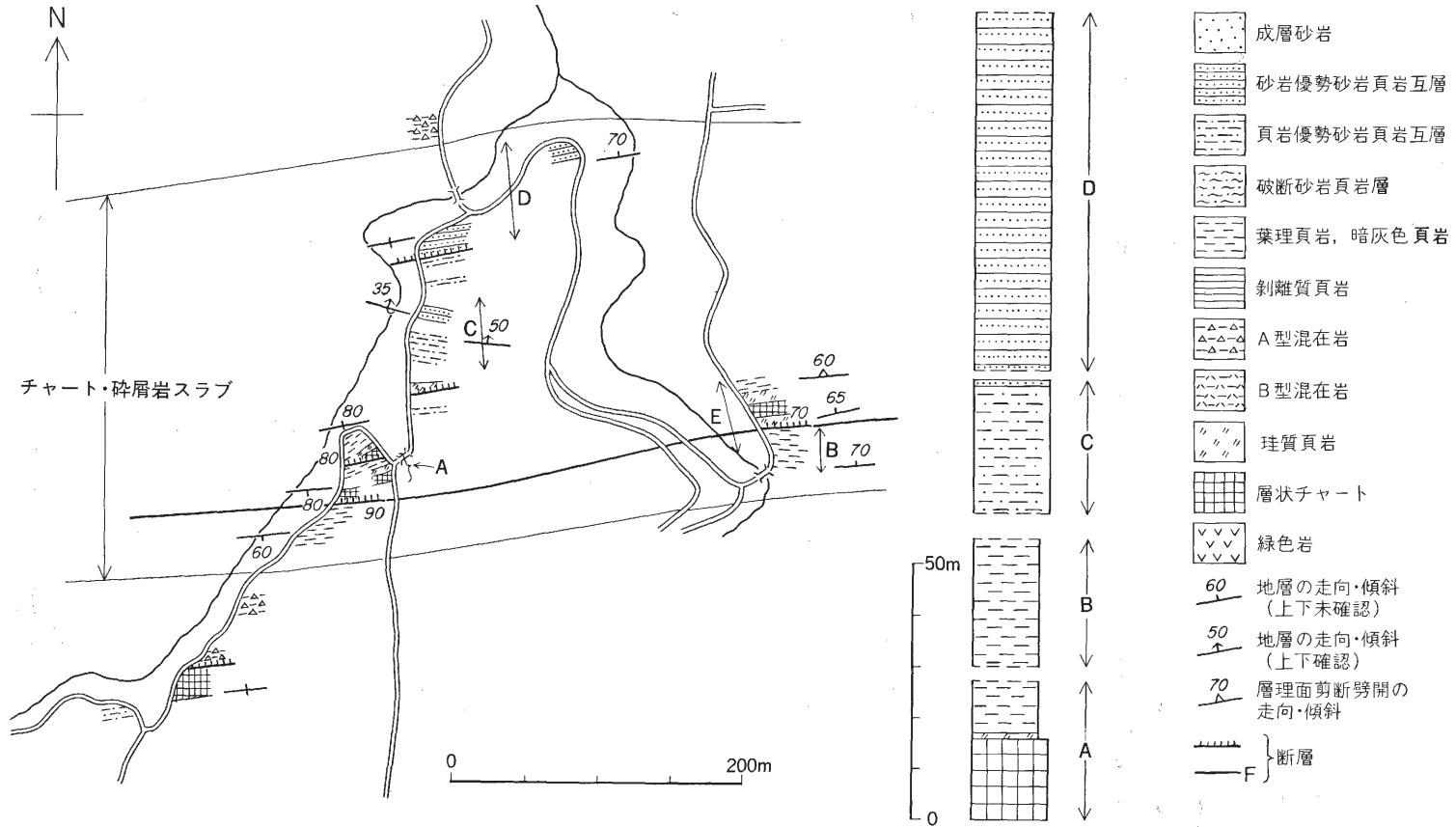


第34図 和知コンプレックスの斑れい岩岩床と玄武岩溶岩の産状 A: スケッチ, B: 写真 (和知町坂原, 地点71) 斑れい岩はチャートの捕獲岩を含み, 玄武岩溶岩との境界には急冷線が見られる. ハンマーは約30cm.

行であり, 斑れい岩には急冷線が観察されることから (第34図), 斑れい岩は溶岩中にシート状に貫入したと判断できる. 鏡下では, 斑れい岩は主に長径0.2-3 mmの斜長石と普通角閃石からなる. 普通角閃石はほとんどアクチノ閃石に変わっている. アクチノ閃石の形成は, 周辺の岩石に黒雲母ができていることから, 地下に潜伏する花崗岩体による熱変成作用によるものと推定する.

以上, 遠洋性ないし半遠洋性堆積岩類と緑色岩には, 上記に示したような層序関係が認められる. 一方で, これらと陸源堆積岩類との整合的な層序関係がわずかながらも幾つかの地点で観察される.

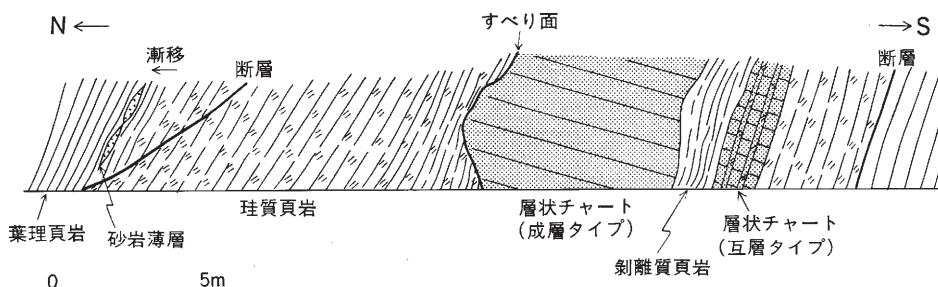
和木町南部の林道沿いで層状チャート・珪質頁岩・葉理頁岩・砂頁岩互層からなるセクションが観察できる (第35図). これらの岩相からなるユニットは山家コンプレックスに属し, 厚さ400 m, 走向延



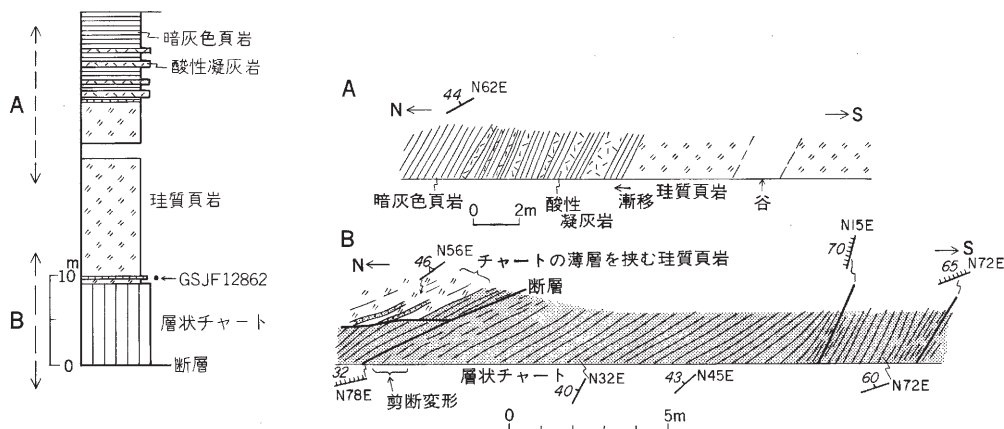
第35図 山家コンプレックスのチャート・碎屑岩スラブのルートマップと復元柱状図 (綾部市和木町, ルート15) A-Dはそれぞれ柱状図の作成位置を示す.

長4 km程度の規模をもっており、破断砂岩頁岩ユニットと断層で複合してスラブを形成している。このユニットでは一部断層で地層が切られたり、繰り返したりしているが、各岩相の整合的累重関係が次のように認められる。層状チャートは下部で珪質部の厚さが1-5 cmで成層し、上部では泥質部の挟みが厚くなり互層状を呈するようになり、上位の珪質頁岩に漸移する。珪質頁岩の上位には葉理頁岩が整合に重なる(第36図)。また、直接の関係は分からないが、葉理頁岩の北側に北上位を示す砂岩頁岩互層(50-100 m厚)が分布しているので、本来、葉理頁岩の上位に砂岩頁岩互層が重なる層序的關係があったものと推定できる。これらを総合すると、層状チャートから砂岩頁岩互層に至る厚さ約150 m程の層序が復元できる(第35図)。

和知町広瀬北方では、層状チャート・珪質頁岩・暗灰色頁岩からなる厚さ約40 mの連続的なセクションが観察できる(第37図)。同ユニットは和知コンプレックスの主に成層砂岩からなるスラブを構成する。下部から厚さ9 mの層状チャート、厚さ20 m程の珪質頁岩、珪質の酸性凝灰岩を頻繁に挟む厚さ10 mの暗灰色頁岩が整合に重なる。その北側には釜輪コンプレックスの剪断されたA型混在岩が分布



第36図 山家コンプレックスのチャート・砂岩スラブに見られる珪質頁岩と葉理頁岩の整合関係を示すスケッチ(綾部市和木町, 地点23) 珪質頁岩はその上位に葉理頁岩が整合的に重なる。下位の層状チャートとは層理に平行なすべり面で境されている。

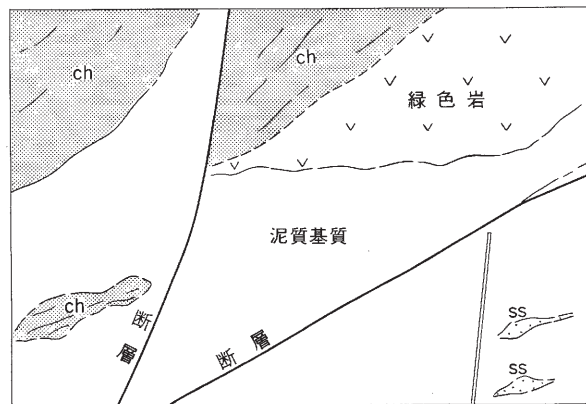
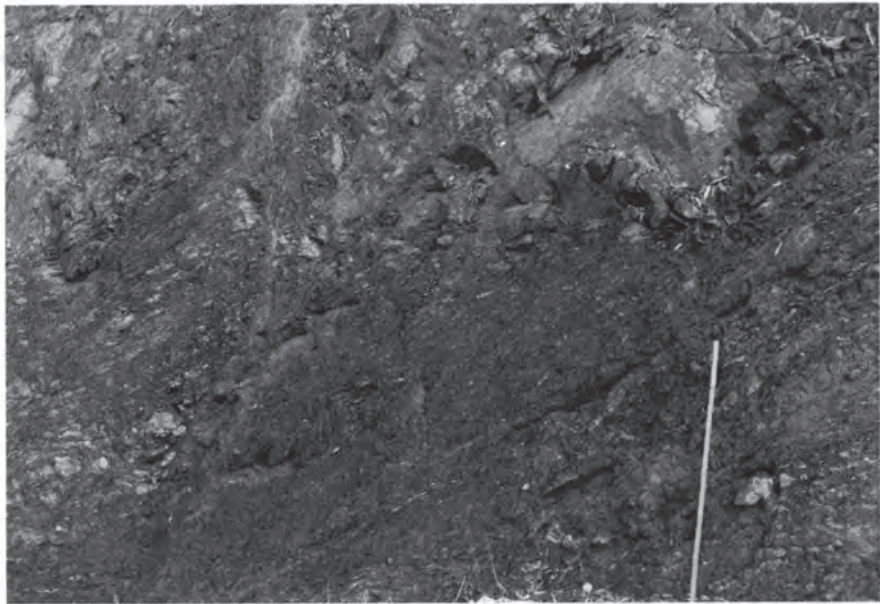


第37図 和知コンプレックスの層状チャート・珪質頁岩・暗灰色頁岩の累重関係を示す露頭スケッチと柱状図(和知町広瀬, ルート20) 層状チャート試料(GSJ F12862)から、ジュラ紀を示す放射虫化石が産出した。

し、南側では成層砂岩と断層で境されている。このセクション内の各岩相の境界はいずれも漸移的であり、層状チャートと珪質頁岩との境界では、チャート単層と珪質頁岩薄層とが互層する。珪質頁岩は上方へ粗粒化し、暗灰色頁岩に漸移する。層状チャートの最上部から、ジュラ紀の放散虫化石が産出している(地点69, 第7表)。

V. 3. 2 山家コンプレックス (新称, Yca, Ya, Ys, Yd, Yc, Yb, Ypc)

山家コンプレックスは1-2 kmの幅をもって、東北東-西南西方向に帯状に分布し、北西傾斜の同斜



第38図 分結石英脈が発達する山家コンプレックスのA型泥岩 (綾部市田野町, 地点24)
写真中央下部の泥質基質に見られる多数の白色薄層は分結石英脈である。スケールは1 m。

構造をなす A 型混在岩の基底部に沿って、構造的低位の釜輪コンプレックスの主に成層砂岩からなるスラブと衝上断層で境され、構造的上位の超丹波帯の淵垣層の砂岩とも衝上断層で境される。

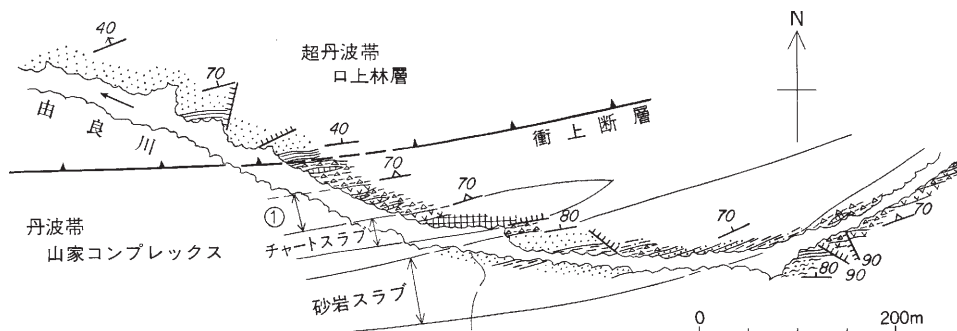
綾部市山家付近の由良川から上林川にかけてのルート、西原町付近の由良川沿いから和木町の林道沿いに山家コンプレックスの模式的な露頭が見られる(第35・39図)。

A 型混在岩が卓越し、主に破断砂岩頁岩層・砂岩頁岩互層・葉理頁岩・層状チャート・緑色岩からなるスラブを伴う。全体に層理面フォリエーションが発達しており、混在岩や頁岩には圧力溶解による分結石英脈が発達している(第38図)。特に超丹波帯との境界付近に向かってより強くなる傾向がある。スラブの規模はほかのコンプレックスに比べて小さく、厚さ 50-400 m、走向延長 500 m-4 km である。

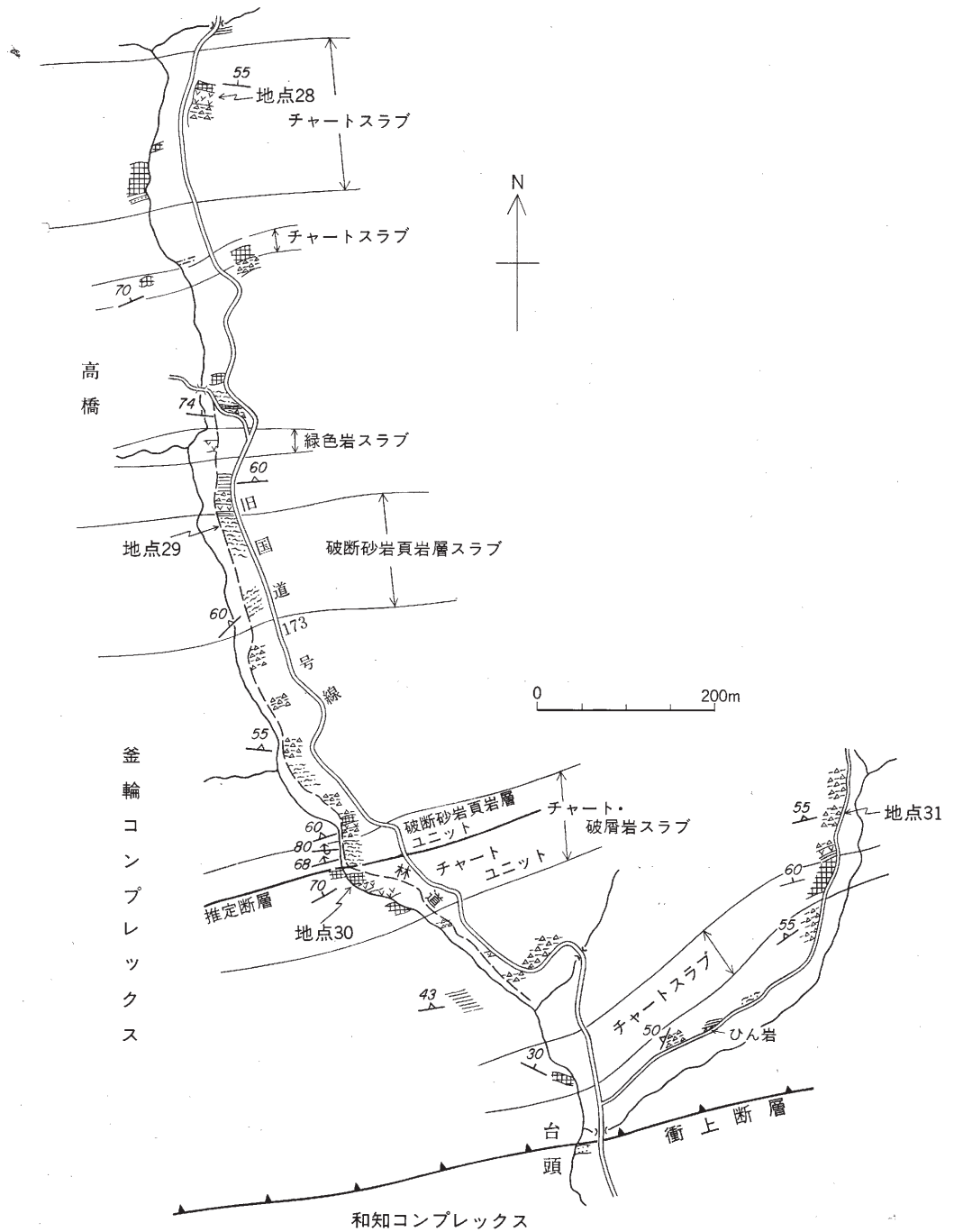
最大規模のスラブは、最大幅 400 m で、田野町から和木町を通り釜輪町まで、走向延長 10 km にわたって追跡される。このスラブは破断砂岩頁岩層からなるユニットと層状チャート・珪質頁岩・葉理頁岩・砂岩頁岩互層からなるユニットで構成される。後者のユニットには既に述べたように、下位から層状チャート・珪質頁岩・葉理頁岩が整合的に重なる層序が認められる(第35図)。

山家コンプレックスが模式的に分布する西原町付近の由良川沿いのルート(第39図)では、厚さ 5-20 m 程の層状チャート・緑色岩の小岩塊を含む A 型混在岩が卓越し、成層砂岩・葉理頁岩からなる砂岩スラブを挟む。北側には、幅 2 m の露頭欠如を挟んで、超丹波帯口上林層の成層砂岩・頁岩が分布する。境界付近の幅 100 m 以上にわたって山家コンプレックスの泥質岩や砂岩には層理面フォリエーションが強く発達し、千枚岩様を呈する。混在岩は一般に短径数 cm-2 m 程の砂岩・チャート・緑色岩の小岩塊を頻繁に含むが、第39図の①の範囲では、小岩塊の挟みが少なく、小岩塊としては厚さ 5 m 以上の緑色岩・チャートを含み、砂岩を欠く。

山家コンプレックスの北西縁部(綾部市田野町付近)には石灰質砂岩を特徴とするユニットが分布する。その広がり、上・下限及び時代は不明だが、石灰質砂岩を特徴的に含むことから、これを田野ユニット(Yca)として区別する。第40図に綾部市田野町での柱状図を示す。そこでは成層砂岩・砂岩頁岩互層・A 型混在岩からなる。A 型混在岩中の小岩塊としては短径 30 cm 以下の砂岩が卓越し、短径 5 cm 以下の珪質頁岩を伴う。石灰質砂岩は、田野ユニットに産出が限られ、成層砂岩・砂岩頁岩互層と A 型混在岩の砂岩小岩塊を構成する。この砂岩は酸性火山岩片の多い石質ワッケであり、砂岩の基質的な



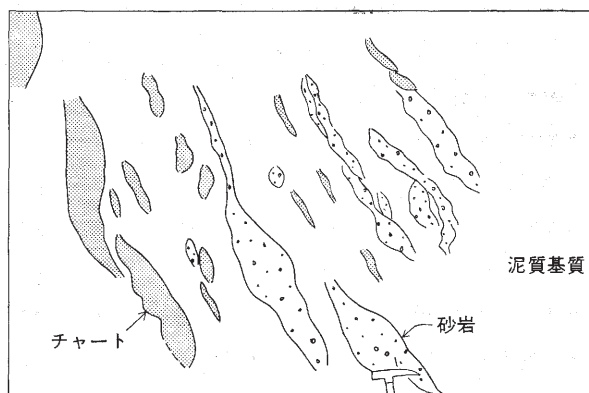
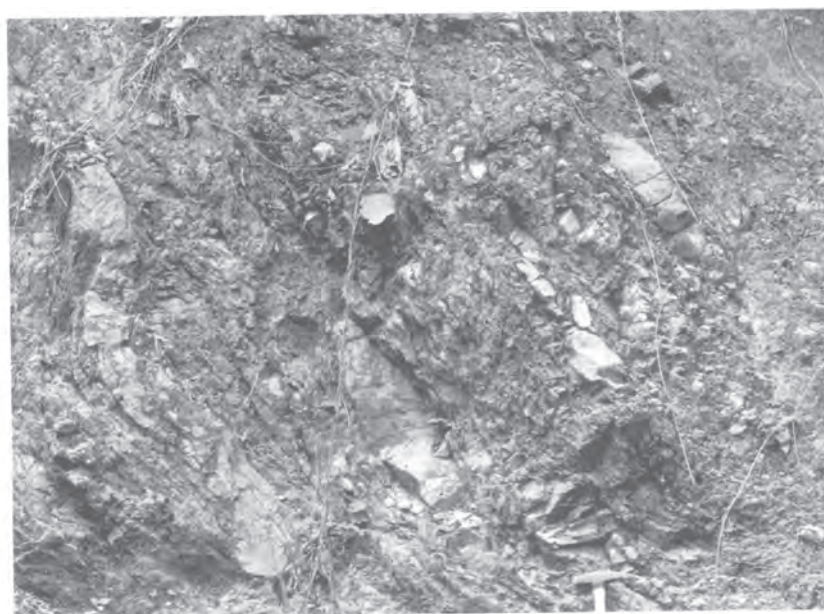
第39図 山家コンプレックスと超丹波帯口上林層のルートマップ(綾部市西原町の由良川沿い、ルート14)
凡例は第35図を参照。なお、①については本文中に記述がある。



第41図 釜輪コンプレックス下部及び和知コンプレックス最上部のルートマップ (三和町台頭付近, ルート17)
 凡例は第35図を参照.

破断砂岩頁岩スラブ周辺の混在岩では小岩塊として砂岩が卓越し、層状チャートをわずかに伴うにすぎない。一方、緑色岩・チャートからなるスラブ周辺の混在岩には、地点31の混在岩（第42図）のように、砂岩だけでなく、チャートや緑色岩の小岩塊を頻繁に伴う。また、同ルートでは、破断砂岩頁岩層の産状・岩相がよく観察できる。その大部分は砂岩頁岩互層が変形したものであり、レンズ化の著しいところでは、まれにチャートの小岩塊を含むことがある（第43図）。

上部は下原町南部の谷沿いのルートに良く露出している（第44図）。厚さ150-300 mの砂岩スラブとチャートスラブとが、A型混在岩を挟み、東北東-西南西に帯状配列をなして繰り返し分布する。砂岩スラブでは、数か所で北上位を示し、しばしば下位から葉理頁岩・砂岩頁岩互層・成層砂岩が上方粗粒・



第42図 釜輪コンプレックスのA型混在岩（三和町台頭，地点31）ハンマーの頭は約15 cm.



第43図 釜輪コンプレックスの破断砂岩頁岩層（三和町台頭，地点29）
写真中央部のレンズはチャートである。スケールは50 cm.

厚層化をなして重なる。最北部のチャートスラブの上位には、推定断層を介して砂岩スラブに属す剪断された砂岩優勢互層が重なる。また、チャートスラブの下部には砂岩頁岩互層からなるユニットが断層で層状チャートからなるユニットと複合している。混在岩は千枚岩質で剪断変形が著しい。また、スラブ内部にもわずかに混在岩が伴われる。

V. 3. 4 和知コンプレックス（新称，Wss, Ws, Wd, Wc, Wk, Wb, Wh Wg, Wl, Whc, Wpc）

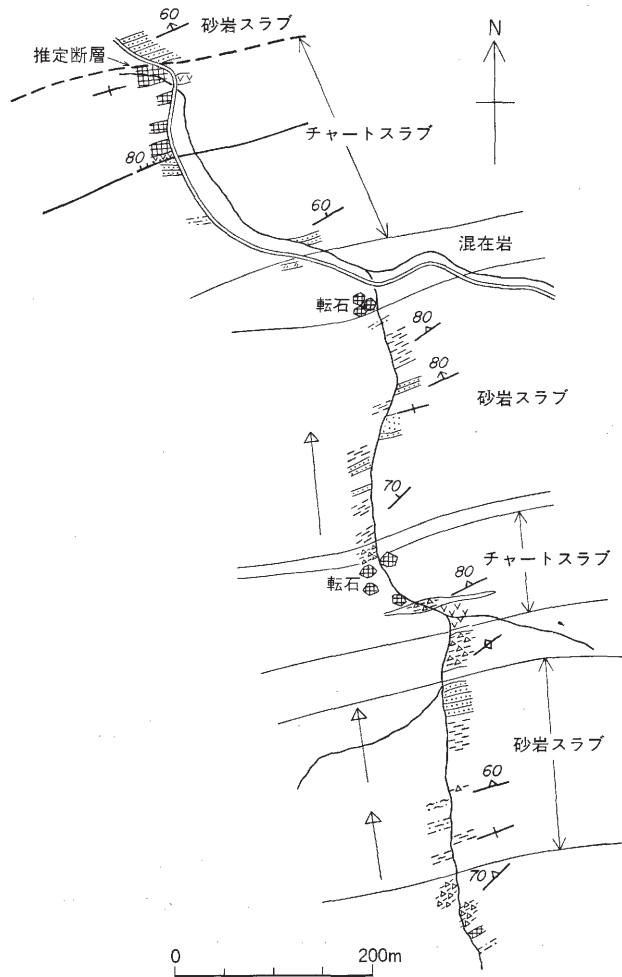
和知コンプレックスは2-4 kmの幅をもって、東北東-西南西方向に延び、南西部においては2対の半波長500-1,000 mの褶曲により曲げられる。

構造的下位のI型地層群と本庄スラストで境され、上位の釜輪コンプレックスの混在岩とも衝上断層で境される。

本図幅地域北東部、和知町の上和知川及びその支流において、和知コンプレックスの模式的な露頭が見られる。第48図に和知町仏主北方のルートマップを示す。

成層砂岩・砂岩頁岩互層・破断砂岩頁岩層・葉理頁岩・層状チャート・緑色岩からなるスラブが卓越し、A型混在岩・B型混在岩を伴う。また、スラブには暗灰色頁岩・石灰岩・珪質頁岩・酸性凝灰岩を伴う。スラブの規模は厚さ100-1,700 m、走向延長500 m-30 km以上である。

下位より、層状チャート・緑色岩・成層砂岩のそれぞれが卓越するスラブがほぼ本図幅地域全域にわたって、帯状配列をなして分布する。和知コンプレックスには、混在岩が乏しく、これらの大規模なスラブはしばしば間に混在岩を欠き断層で接する。また、これらの大規模なスラブでは、断層によって異なる岩相ユニットを合体する複合化が著しい。一方では、スラブ内部において、しばしば岩相の境界や



第44図 釜輪コンプレックスのルートマップ（綾部市下原町，ルート16）
 ↳：上方粗粒・厚層化をなす層序の上位を示す。凡例は第35図を参照。

同一の岩相内部に混在岩が挟まれている。このようなスラブと混在岩の特徴から、和知コンプレックスにおいては、混在岩に包有されるという意味で、スラブの単位を一義的にとらえられないことがある。しかし、本報告の記載においては、便宜的に和知コンプレックスを下位からチャート・緑色岩・成層砂岩がそれぞれ卓越する三つの大規模なスラブと、そのほかの混在岩・小規模なスラブとに区分する。三つの主なスラブを下位から順に上乙見チャートスラブ・質志緑色岩スラブ・広瀬砂岩スラブと称する（第4図）。

A型混在岩は和知コンプレックスの最下部の層準と質志緑色岩スラブの上位に比較的厚く発達しており、そのほかではスラブの境界や、ときにスラブの中に幅数 m-50 m で挟まれている。A型混在岩は和知町坂原の由良川河床において良く観察できる。層理面剪断劈開が発達した泥質基質中に、砂岩・シル



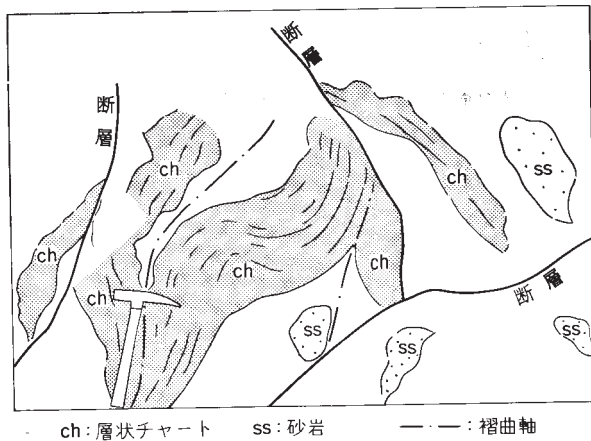
第45図 和知コンプレックスのA型混在岩 (和知町坂原, 地点72)

層理面剪断劈開が発達した泥質基質と、砂岩の小岩塊が観察できる。図中央の菱形の砂岩レンズは、淘汰の悪いシルト質基質と不規則な形の砂岩礫からなる。この砂岩レンズ内部に見られる流動変形は、明らかに剪断劈開に切られており、それに先行して生じている。

ト岩・チャートの短径2 mm-2 mの小岩塊が多数含まれている。まれに石灰質ノジュールが産出する。砂岩小岩塊には、剪断劈開に先行する膨縮構造・展張性破断、及び未固結時の流動変形(第45図)などが観察できる。剪断劈開の形成に関連した変形では、小岩塊の扁平化・破碎、まれに褶曲変形などが見られる(第46図)。

上乙見チャートスラブは、本庄スラストに断たれたり、東西走向の断層によって変位を受けたりしながらも、和知町^{ほどす}仏主から瑞穂町質志にかけて、幅500-1,700 mで、走向延長16 kmにわたって連続する。質志西方の猪鼻^{いのな}付近では、チャートスラブの分布が途切れ、その南西方の三和町^{うぼら}下川合から菟原にかけての地域には、緑色岩スラブの下位に、一部断層で接して再び層状チャートからなるスラブが出現する。上乙見チャートスラブは主に層状チャートからなり、厚さ1-2 mの極細粒珪質頁岩(砥石型珪質頁岩に岩相が類似する)、厚さ2-10 mの緑色岩を伴う。和知町下乙見から坂原にかけては、本スラブは下部に斑れい岩・玄武岩溶岩からなるユニットを複合している。同ユニットの岩相は既述した。また、三和町菟原南方においては、砂岩の小岩塊を頻繁に含むA型混在岩がチャートスラブの内部に挟まれる。

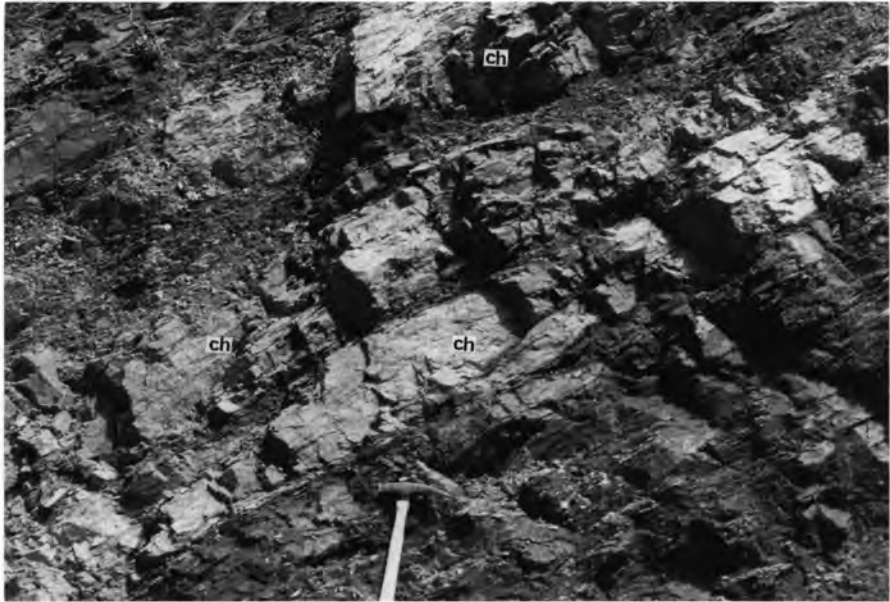
質志緑色岩スラブは、和知町の上和知川から三和町の川合を経て三和町菟原まで、本図幅地域全域にわたって追跡できる。和知町から三和町川合にかけては400-800 mの幅をもって連続するが、川合より南西方では、急速に薄層化する。本スラブは主に玄武岩溶岩からなるが、三和町^{おおみ}大身から菟原にかけては、玄武岩火山性碎屑岩が卓越する。緑色岩には石灰岩・層状チャート・赤色頁岩が伴っている。石灰岩としては、既述したように丹波帯の中で最大規模の質志石灰岩を含む。玄武岩火山性碎屑岩は層状チャートや石灰岩などのレンズをしばしば挟む(第47図)。緑色岩以外の岩相からなるユニットが断層で本スラブに複合しており、和知町広瀬から三和町中津戸にかけては、同スラブの上部において、成層砂岩



第46図 和知コンプレックス A 型混在岩に見られる F_1 褶曲 (和知町坂原, 地点72)
層状チャートの小岩塊が非対称な褶曲をなす。ハンマーは約30 cm.

・砂岩頁岩互層からなるユニット，層状チャートからなるユニットがそれぞれ断層で境されて複合している。また，スラブの上・下限付近やスラブ内部の断層に沿って B 型混在岩を伴うことが多い。

広瀬砂岩スラブは，その上限が衝上断層で断たれながら，ほぼ本図幅全域にわたって連続して分布する。本スラブは主に成層砂岩・砂岩頁岩互層からなり葉理頁岩を伴う，幅 500-1,000 m のユニットが卓越し，緑色岩・層状チャート・珪質頁岩などからなる幅 50-400 m のユニットを伴う。これらは断層で境されて複合している。こうしたユニットの複合化は和知町仏主から広瀬にかけての地域，三和町台頭



第47図 和知コンプレックスの玄武岩火山性砕屑岩（三和町友浜西方，地点50）
火山性砕屑岩には層理面剪断劈開が発達し，層状チャートのシート状の小岩塊を含む．ch：層状チャート．

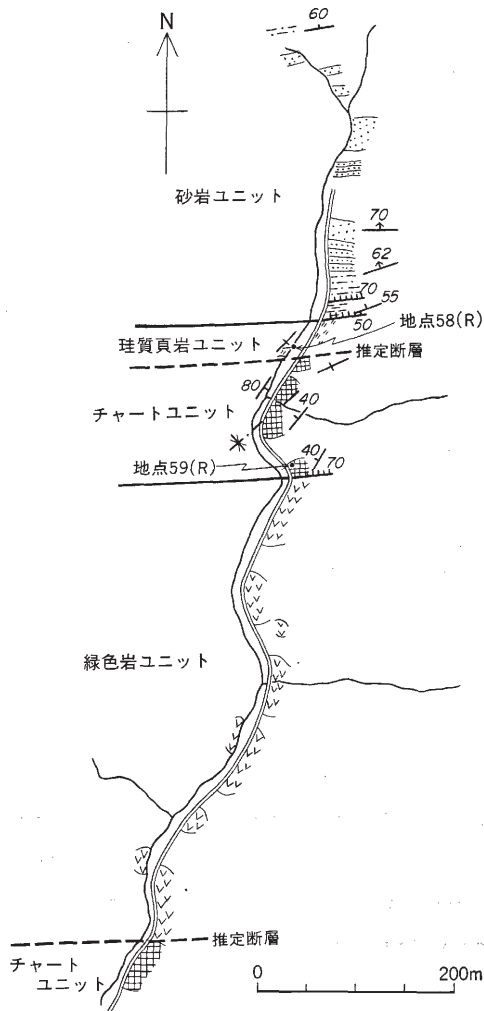
付近，三和町川合付近などで発達する．これらの中で地層が比較的連続して露出している和知町仏主北方の谷沿いのルートマップを第48図に示す．

同ルートでは，見掛けの下位から，枕状構造が発達する玄武岩溶岩，高角北傾斜の断層で境されてその上位に層状チャート，数 m の露頭欠如をおいて，酸性凝灰岩薄層を挟む珪質頁岩，そして断層で境されてその上位に葉理頁岩，更に高角北傾斜の断層を挟んで，上方厚層化をなす砂岩頁岩互層が重なる．層状チャートの最上部の厚さ 50 cm の頁岩部には，コノドントが多く含まれ，地点 59 の層状チャートからは二畳紀中期を示す放散虫化石が産出している．各岩相ユニットはいずれも断層で境されている．

V. 4 I 型地層群 (Ia, Is, Id, Ic, Ik, It, Ib, Isc, Ipc)

I 型地層群は石賀 (1983) により命名された．I 型地層群は本図幅地域の南東部を占めて分布する．東北東 - 西南西から東西走向で，40-60° 北傾斜が卓越するが，中央部では，西にプランジするアンチフォーム・シンフォーム褶曲構造をなし，全体として S 字形をなす．本図幅地域の東部の日吉町北部に分布する幾つかの比較的厚いチャートスラブ付近が，アンチフォーム褶曲の軸部に当たり，構造的には最下部になる．その南西方延長は丹波町実勢^{じつせい}から^{ひやま}松山に延びるチャートスラブ及びそれより下位の層準におよそ相当する．

構造的上位のII型地層群和知コンプレックスの混在岩又は層状チャートと衝上断層で境され，下限は



第48図 和知コンプレックス広瀬砂岩スラブのルートマップ (和知町仏主北方, ルート22)
Rは放散虫化石産出地点を示す。その他の凡例は第35図を参照。

C型混在岩は層理面剪断劈開が発達する暗灰-灰緑色の泥質岩を基質とし、ほとんど珪質頁岩からなる小岩塊を含む(第50図)。小岩塊の珪質頁岩は灰白-灰緑色で、放散虫化石を多く含む泥質岩であり、ときに色の濃淡による平行な縞状の堆積構造を示す。短径数 mm-1 cm のレンズや、厚さ数 mm-50 cm の先細りする薄層の形をなして産出する。C型混在岩はチャートスラブ周辺に主に分布し、特に、本図幅地域東部日吉町畑郷から美山町脇谷にかけて発達する。美山町脇谷川に沿うルートマップ(第55図)では、チャートスラブの南側に出現する。地点81のC型混在岩からはジュラ紀後期を示す放散虫化石が得られた(第7表)。なお、C型混在岩の基質と小岩塊の珪質頁岩とは混ざり合っているため、得られた放散虫化石が基質から産出したものとは特定しがたい。

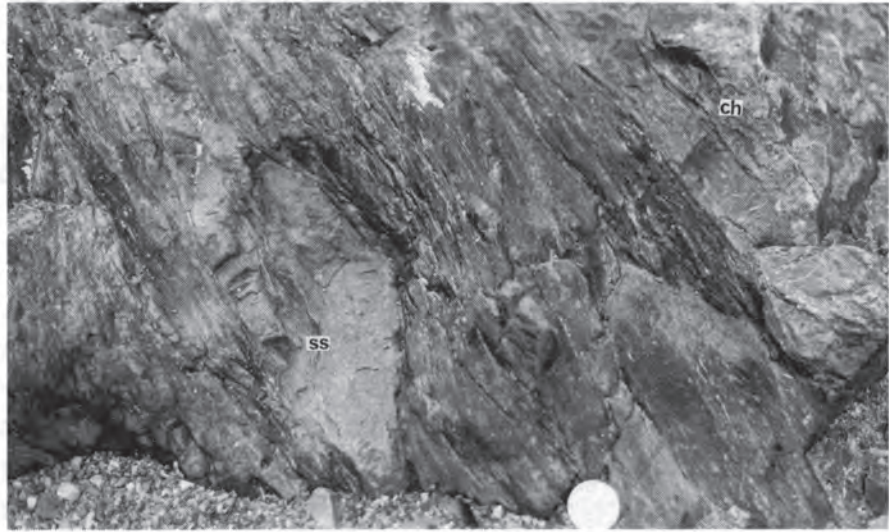
不明である。見掛けの厚さは約7 kmである。本図幅地域に分布するI型地層群は一つのコンプレックスをなす。

本図幅地域南西部瑞穂町下大久保の林道、及び美山町脇谷川に沿ってI型地層群の模式的露頭が見られる。第55・56図にそれぞれのルートマップを示す。

岩相

A型混在岩が卓越し、スラブを伴う。スラブは層状チャート・砂岩頁岩互層・成層シルト岩・砥石型珪質頁岩・珪質頁岩からなり、成層砂岩・礫質砂岩・礫岩・緑色岩・酸性凝灰岩などを伴う。スラブでは主に層状チャートや破断砂岩頁岩層からなるスラブが卓越する。スラブの規模は厚さ50-1,000 m、延長1-10 kmである。また、ほとんど珪質頁岩の小岩塊だけを含むC型混在岩がチャートスラブの周辺に産出する。

A型混在岩は層理面剪断劈開が発達する暗灰色の泥質岩を基質とし、小岩塊として主に砂岩・シルト岩・チャート・珪質頁岩を含む。第49図に地点88で見られるA型混在岩を示す。同図のA型混在岩は、径2 mm-1 cmの砂岩・シルト岩、まれに珪質頁岩・チャートの細礫を暗灰色の泥質基質中に多数含み、層状チャート・砂岩頁岩互層からなる厚さ2-20 cmの薄層を挟む。薄層内部では膨縮構造やレンズ化による変形が見られる。



第49図 I型地層群のA型混在岩 (日吉町黒瀬, 地点88)
層状チャート・砂岩頁岩互層の薄層が挟まれている。ss: 砂岩頁岩互層, ch: 層状チャート。

砂岩頁岩互層としては、砂岩部が厚さ5-20 cm、頁岩部が厚さ10-20 cmの頁岩優勢ないし砂岩・頁岩等量の薄互層が卓越し、砂岩部の厚さ30-100 cm、頁岩部の厚さ1-3 cmの砂岩優勢互層もまれに認められる。砂岩は細-中粒、ときに粗粒で、級化層理、平行ないし斜交葉理が発達する。頁岩部には白雲母・炭質物片が葉理に沿ってよく含まれる。砂岩頁岩互層はしばしば破断相を呈し、種々の程度にレンズ化した砂岩と層理面剪断劈開が発達した頁岩からなる(破断砂岩頁岩層)。三和町下大久保南方の地点54に分布する破断砂岩頁岩層には、厚さ5-40 cmの砂岩が種々の程度に変形し、断面の形で、菱形から膨縮レンズ形までの形態が見られ、頁岩には層理面剪断劈開が発達している(第51図A)。一般に砂岩のレンズは一方向へ伸長し、それに直交する方向の伸長は弱い(第51図B)。

成層シルト岩は、細粒シルト部と粗粒シルト部が2-15 cmの厚さで互層し、ときに砂岩薄層ないし葉理を挟む。粗粒シルト部には平行ないし斜交葉理、細粒シルト部には黒色パッチ状又はパイプ状の生痕がしばしば認められる。また、白雲母を普遍的に含み、それは葉理に沿って平行に配列している。地点48・49・55のシルト岩から、ジュラ紀中期後半-後期前半を示す放散虫化石が産出している(第7表)。

成層砂岩は単層の厚さが数10 cm-2 mで成層し、全体で5-15 m程のまとまりをなして産出する。砂岩は中-粗粒で、大部分塊状である。

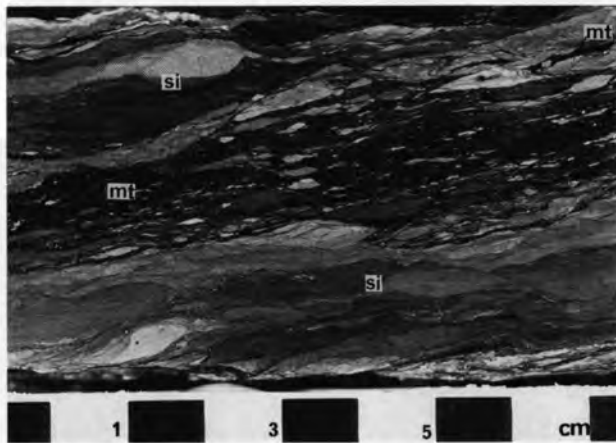
礫質砂岩は三和町友淵の林道沿いの地点51でだけ認められた。ここでは、破断砂岩頁岩層中に厚さ2-3 mのレンズ状の岩体として挟まれ、径数 mm-3 cm程の灰白色のチャートの角礫を多数含む。

礫岩は丹波町高原の林道沿いの地点80でだけ認められ、厚さ4 mの小岩塊として産出する。それは径2 mm-2 cmの珪質頁岩・黒色頁岩・チャートなどの角礫と20%以下の淘汰の悪い泥質基質からなる。珪質頁岩・チャートには保存の悪い放散虫化石が多く含まれる。

酸性凝灰岩は径1-3 mの小岩塊として、2か所で認められた。岩相は灰-灰緑色の珪質岩で、2-10



A



B

第50図 I型地層群のC型混在岩

A: C型混在岩の露頭(美山町脇谷, 地点76) 暗灰色の泥質基質に, 小岩塊として灰白色の珪質頁岩のレンズないし不規則な薄層を多数含む。カメラのふたは径5 cm。

B: 混在岩Cの研磨断面(美山町脇谷, 地点78) 珪質頁岩の小片を含む泥質基質と珪質頁岩薄層からなる。珪質頁岩薄層には膨縮構造や, 内部に流動に伴う変形構造が見られ, 泥質基質が舌状に入り込んでいる。si: 珪質頁岩
mt: 泥質基質

cmで成層する。鏡下では石英, 斜長石, 脱ハリしたガラス片などからなる。

砥石型珪質頁岩¹⁾は灰-灰緑色の珪質頁岩が2-10 cmの厚さで成層したり, 厚さ2-10 cmのより珪質で堅固な頁岩層と黒色の粘土岩層を挟み縞状をなす。砥石型珪質頁岩はほとんど粘土鉱物からなり, 極細粒の石英, コノドントや放散虫化石などの微化石を含む。シルト大の碎屑粒を欠く。まれに径3-10

¹⁾ 優良な仕上げ用砥石として用いられてきていることから, この名称が提案された(井本, 1984; Imoto, 1984)。そのほか, 砥石層(丹波地帯研究グループ, 1979a), 成層珪質頁岩(石賀, 1983)などの名称も使われている。

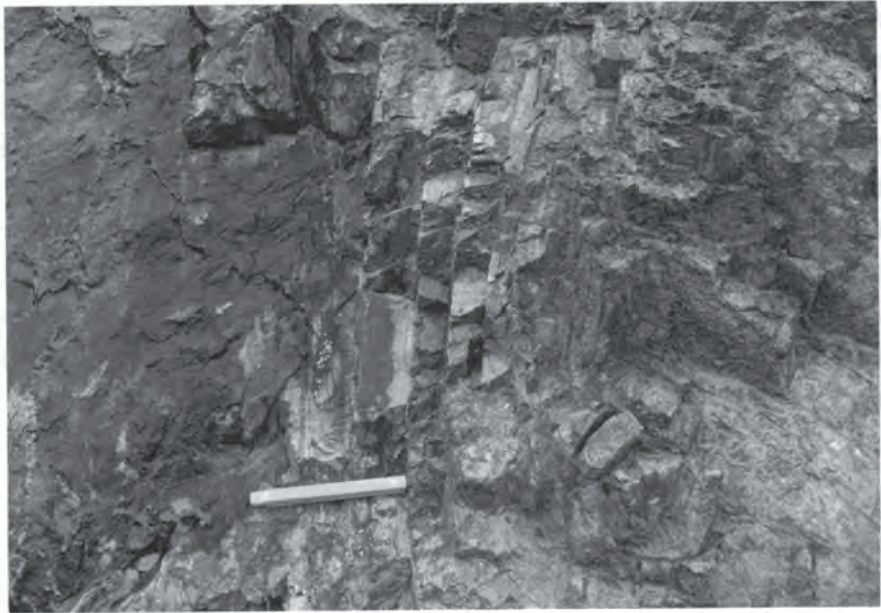


A



B

第51図 I型地層群の破断砂岩頁岩層（瑞穂町下大久保，地点54）
A：レンズ化した砂岩と剪断劈開が発達した頁岩からなる。**B**：頁岩中に含まれる砂岩の菱形レンズ、レンズは一方方向に伸長し、それに直交する方向には変形していない。スケールは50cm。



第52図 I型地層群の砥石型珪質頁岩(左半部)と層状チャートとの漸移関係 (美山町脇谷, 地点77)
スケールは20cm.

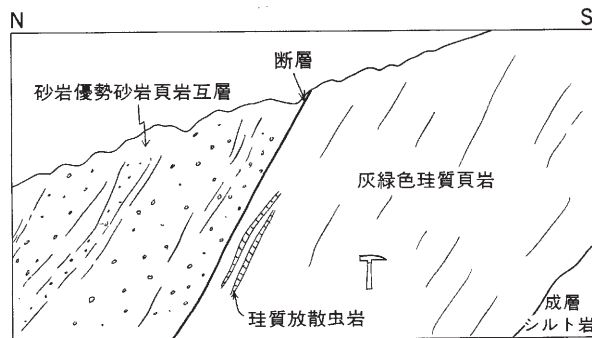
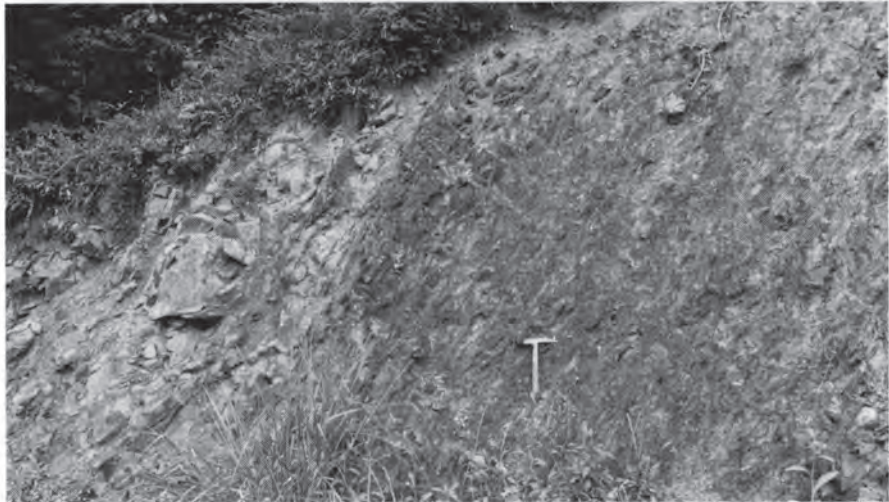


第53図 I型地層群の層状チャート (瑞穂町猪鼻, 地点45)
層状チャートは1.4cmの厚さで規則的に成層し, シェブロン及び共役タイプの褶曲(F₁褶曲)をなす. ハンマーは約30cm.

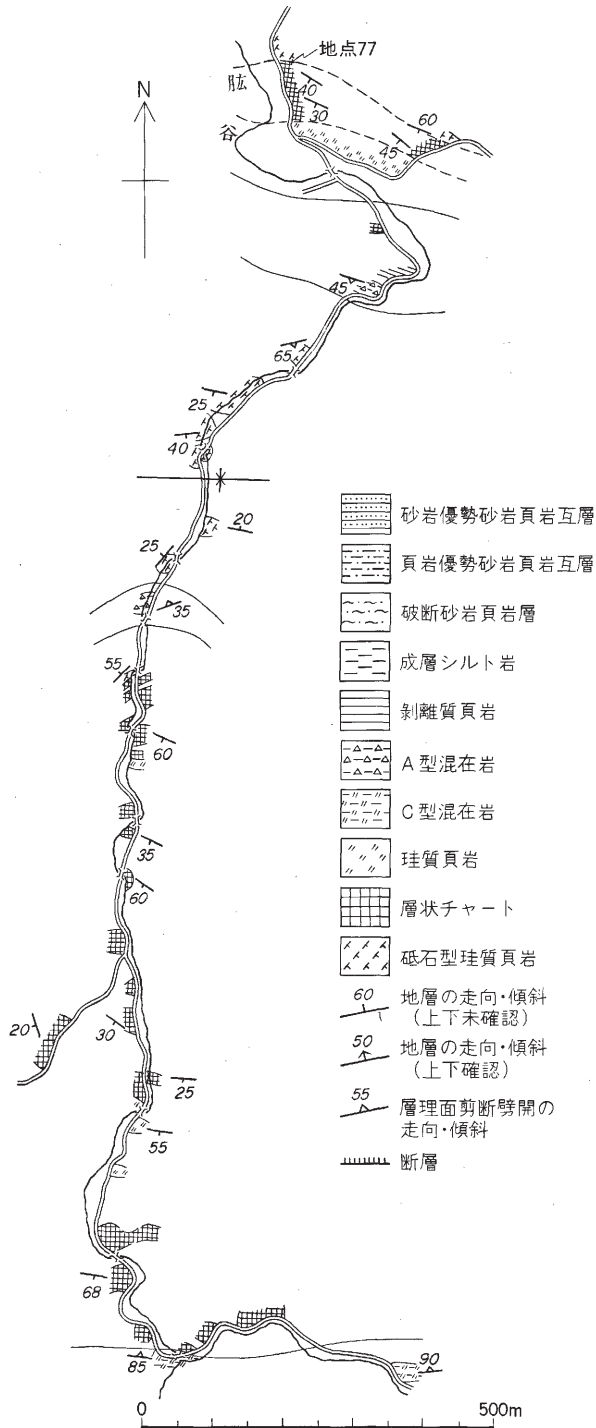
cmの菱鉄鉱ノジュールを含む。

層状チャートは灰白、灰緑色を呈す珪質部と泥質部との律動的な互層からなり、垂直的岩相変化を示す。下位の砥石型珪質頁岩との境界付近では泥質部と珪質部とが厚さ1-5 cmで互層する(第52図)。その上位では一般に厚さ2-4 cmの珪質部が泥質岩薄層を挟み成層する(第53図)。上位の珪質頁岩との境界付近では、珪質部の厚さも1-2 cmと薄層理となり、厚さ0.5-1 cmの泥質部と互層し、上位の珪質頁岩へ漸移する。鏡下での特徴はII型地層群の層状チャートと同様である。

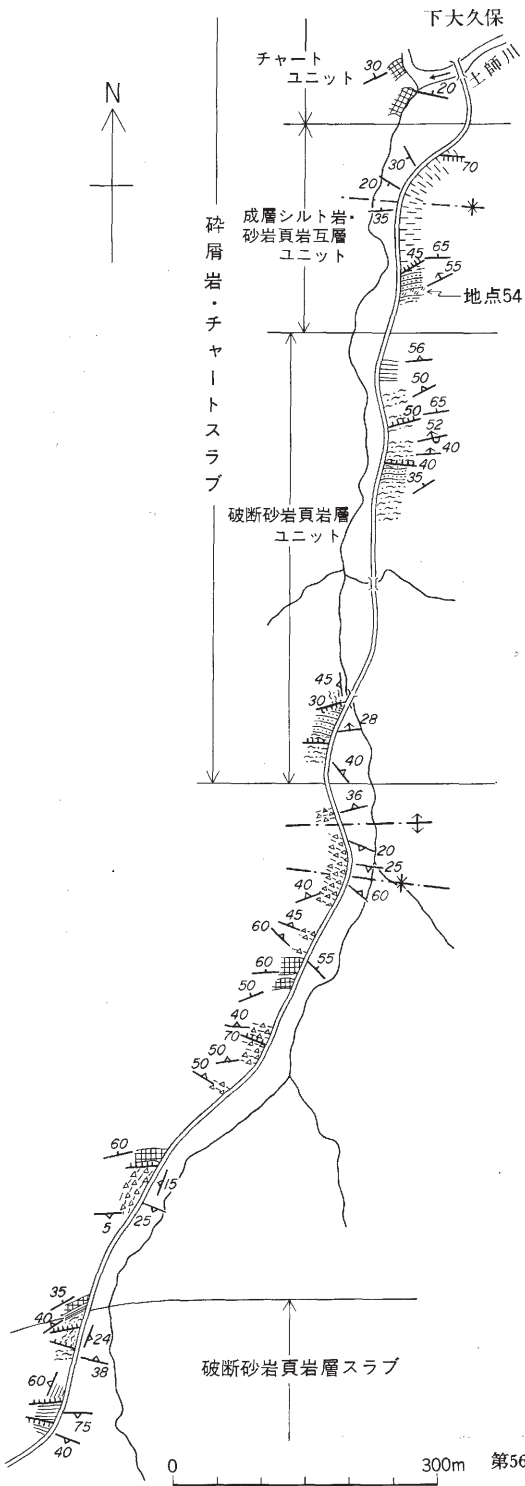
珪質頁岩は塊状で、灰緑色を呈し、粘土鉱物以外に、シルト大の碎屑粒と放散虫化石を頻繁に含む。産状では、層状チャートの上位に漸移して整合に重なる場合と、成層シルト岩の上位に整合に重なる場合とがある。瑞穂町下大久保の地点54においては、砂岩頁岩互層と成層シルト岩からなるスラブ中に珪質頁岩が挟まれる(第54図)。珪質頁岩は厚さ6 m、灰緑色を呈し、厚さ2-3 cmの放散虫化石が濃集する珪質放散虫岩を挟む。珪質頁岩は下位の成層シルト岩から漸移し、その上位に整合に重なる。この頁



第54図 I型地層群の成層シルト岩・砂岩頁岩互層に挟まれる珪質頁岩(瑞穂町下大久保, 地点53)
珪質頁岩は成層シルト岩の上位に整合に重なり、上位の砂岩頁岩互層とは断層で境されている。ハンマーは約30 cm。



第55図 I型地層群のルートマップ (美山町脇谷川, ルート24)



第56図 I型地層群のルートマップ (三和町下大久保南方、ルート23) 凡例は第55図を参照。

岩から、ジュラ紀中期後半-ジュラ紀後期前半の時代を示す放射虫化石が産出している(第7表)。

緑色岩は、単独で混在岩中に厚さ1.5-50 mの岩塊として産出し、本図幅地域内では6か所で認められた。緑色岩はほとんど玄武岩溶岩からなり、しばしば枕状構造が認められる。一般に発泡構造が発達している。本図幅地域南東部の日吉町黒瀬には、厚さ50 m程のレンズ状の形をなす緑色岩のスラブが分布する。緑色岩は短径20-50 cmの枕状団塊からなる。2-3 m南側には砥石型珪質頁岩・層状チャートからなるスラブが分布するが、両者の間にはA型混在岩が挟まれており、両者は接していない。

以上の堆積岩類の中で、砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩の3者については整合関係が、しばしば認められる。本図幅地域の東部の美山町脇谷川に沿う地点77では、チャートスラブにおいて砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩が整合的に累重する連続露頭が見られる。第55図に脇谷川に沿うルートマップ、第52図には砥石型珪質頁岩と層状チャートとの整合関係が観察できる露頭を示す。ここでは砥石型珪質頁岩は下限不明で厚さ20 m、層状チャートは厚さ40-50 m、珪質頁岩は上限不明で厚さ20 mである。このように、砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩の3者は、それらの累重関係に基づき、下位からその順で重なる層序が復元できる。しかし、これらの半遠洋性ないし遠洋性堆積岩類と緑色岩や陸源堆積岩類との層序関係は確認されていない。

本図幅地域南西部の三和町下大久保から^{みくに}三郡峠に至る林道沿いのルート(ルート23)で、I型地層群の岩相が良く観察できる(第56図)。

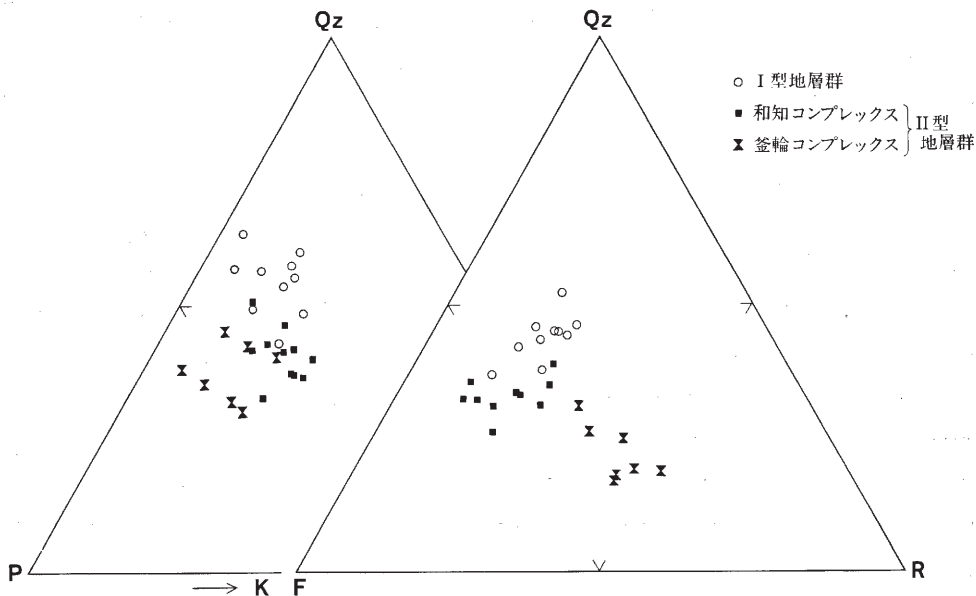
同ルートでは、東西走向で30-60°北傾斜をなす構造が卓越し、東西方向のアンチフォーム・シンフォーム褶曲が見られる。北から南に順に、砕屑岩・チャートスラブ、小規模なチャートスラブを挟むA型混在岩、破断砂岩頁岩スラブが分布する。砕屑岩・チャートスラブは、層状チャート、成層シルト岩と砂岩頁岩互層、破断砂岩頁岩層のそれぞれからなるユニットが複合したものである。各ユニットの境界は露出していないが、境界付近で岩相が急変し、地層が破碎されていることから、各ユニットは断層で境されていると推定している。主に破断砂岩頁岩層からなるユニットやスラブには、剝離質の頁岩、層理が比較的保存されている砂岩頁岩互層を伴い、まれにチャートの小岩塊を挟むことがある。A型混在岩は暗灰色の泥質岩を基質とし、砂岩・層状チャート・珪質頁岩の短径数mm-50 cmの小岩塊を多数含んでいる。混在岩に挟まれる厚さ50 m程のチャートスラブ内部にも、層理に沿ってくさび状に混在岩が挟まれる。

V. 5 砂岩組成

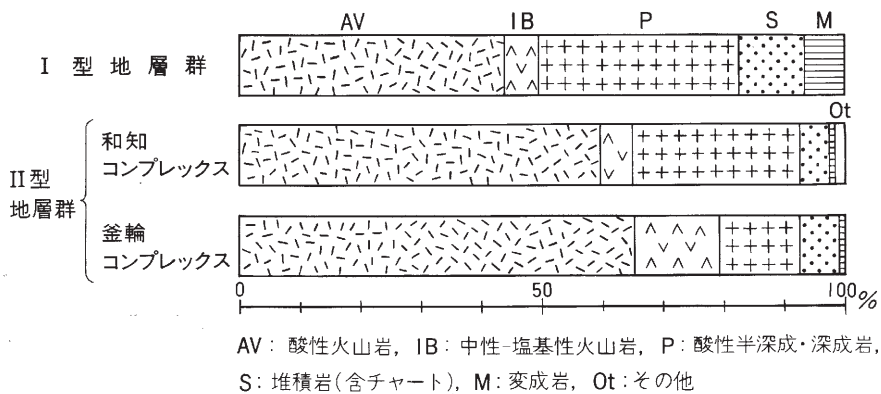
鉱物組成を検討した砂岩試料数は、釜輪コンプレックスの中-粗粒砂岩7、和知コンプレックスの中-粗粒砂岩11、I型地層群の中粒砂岩10である。鉱物組成は、カリ長石を染色した薄片を用い、ポイントカウント法により測定した。なお、ポイント数は各薄片につき500である。測定結果を第57・58図に示す。

以下、本図幅地域の丹波帯を構成する各コンプレックスごとに砂岩組成の特徴について記述する。なお、鉱物・岩片の量については、基質を除く砂粒のモードで示す。

山家コンプレックス：砂岩は剪断され、砂粒や基質が強く破碎されていたり、田野ユニットの場合は



第57図 丹波帯砂岩の鉱物組成
 Qz-F-R: 石英-長石-岩片, Qz-P-K: 石英-斜長石-カリ長石.



第58図 丹波帯砂岩の岩片組成

方解石脈が発達し細粒であるため、鉱物組成が詳しく測定できない。鏡下での観察によると、田野ユニットの石灰質砂岩は、酸性火山岩片の多い石質ワッケである。田野ユニット以外では、長石質ワッケと石質ワッケの両タイプの砂岩が認められる。

釜輪コンプレックス: 砂岩試料はすべてスラブを構成する中-粗粒砂岩から採集した。基質を12-27%含み、石質ワッケないし一部アレナイトに属する(第57図)。

石英は16-30%含まれ、大部分単結晶石英からなり、常に波動消光を示す。長石は30-39%含まれ、カリ長石/長石比は0.1-0.35である。岩片は30-50%含まれ、ほかのコンプレックスに比べ多い。岩片では

石英・長石の斑晶を含む隠微晶質組織をもつ酸性火山岩片が卓越し、酸性半深成-深成岩類、中-塩基性火山ないし半深成岩類、頁岩やチャートなどの堆積岩類、石英雲母片岩などの結晶片岩が観察された。中-塩基性火山岩には、斜長石の針状ないし長柱状結晶が卓越し、インターサタル組織を示すものが、1-3%含まれる。雲母類では、白雲母・黒雲母が0.5-2%含まれる。重鉍物は微量で、ジルコン・ざくろ石・スフェーンなどが認められる。

和知コンプレックス：砂岩はスラブを構成する中-粗粒砂岩から10試料、地点72のA型混在岩中の小岩塊の粗粒砂岩から1試料を採集した。これらは基質を10-20%含み、長石質ワッケないしアテナイトに属する(第57図)。

石英は26-39%含まれ、大部分単結晶石英からなる。一般に波動消光を示し、ときに変形ラメラが観察される。長石は38-56%と多く含まれる。カリ長石が比較的多く、カリ長石/長石比は0.23-0.45である。カリ長石には微斜長石、パーサイトが多い。岩片は11-24%含まれ、その種類や割合は釜輪コンプレックスの砂岩に類似する(第58図)。雲母類では黒雲母・白雲母が1-4%含まれている。重鉍物はほかのコンプレックスに比べて多く、1%近く含まれており、ジルコン・ざくろ石・スフェーンなどが認められる。

I型地層群：砂岩試料はスラブの中粒砂岩から6試料と、A型混在岩中の小岩塊の中粒砂岩から4試料採集した。これらは基質を13-23%含み、長石質ワッケないし一部アテナイトに属する(第57図)。

石英は30-44%含まれ、ほかのコンプレックスに比べて多い。また、比較的多結晶石英が多く、多結晶石英/石英の比は0.03-0.1である。石英は常に波動消光を示す。長石は21-40%含まれ、0.1-0.37のカリ長石/長石比を示す。岩片は11-18%含まれ、その種類はほかのコンプレックスと類似している。ただし、岩片として石灰岩が3つの砂岩試料で0.3-1%含まれる点が特徴的である。また、各種岩片の割合ではほかのコンプレックスに比べ酸性火山岩片が少なく、酸性半深成-深成岩片とほぼ同程度の量となり、そして堆積岩片と変成岩片の割合が大きくなる(第58図)。酸性半深成-深成岩片では石英・長石・白雲母からなる岩片が卓越している。雲母類は白雲母・黒雲母からなり、ほかのコンプレックスに比べて多く、1-6%含まれる。特に長径0.2-0.5mmの大きな白雲母を多く含む点が特徴である。重鉍物は微量で、ジルコン・電気石・スフェーンなどが観察された。

以上述べたように、山家コンプレックスの砂岩組成はよく分らないが、釜輪コンプレックスの砂岩は酸性火山岩片、中-塩基性火成岩を多く含む石質ワッケないし一部アテナイト、和知コンプレックスの砂岩は、比較的多くカリ長石の割合が大きく、ジルコン・ざくろ石などの重鉍物を比較的多く含む長石質アテナイトないしワッケ、I型地層群の砂岩は石英や白雲母を多く含む長石質ワッケないし一部アテナイトである。第57図の石英-長石-岩片の三角ダイアグラムにおいて、三つのコンプレックスの砂岩はそれぞれ明瞭に識別される。

V. 6 産出化石

従来、本図幅地域の丹波帯においては、石灰岩から二畳紀前・中期の紡錘虫化石及び三畳紀のコノドント化石が見いだされているが、層状チャートや砕屑岩からの化石は報告されていない。そのため、今

回、本図幅地域の堆積岩類から放散虫化石の抽出を行い、層状チャート・珪質頁岩・頁岩の計19個の試料から時代決定に有効な放散虫化石を得た。

以下、既に報告のある石灰岩から産出した化石と、今回新たに得た放散虫化石について記述し、各コンプレックスを構成する堆積岩の時代を検討する。

V. 6. 1 紡錘虫・コノドント化石

紡錘虫・コノドント化石は6地点の石灰岩から産出している。これらのうち、和知町仏主と瑞穂町質志(質志石灰岩)にある石灰岩は、II型地層群の和知コンプレックスの質志緑色岩スラブに挟まれている。そのほかの石灰岩は産出地点が詳かでないが、それらの産出した地名から、和知コンプレックスに属すると判断できる。第5表に紡錘虫化石、第6表にコノドント化石のリストを示す。

和知町仏主の石灰岩から猪木ほか(1961)は、*Pseudofusulina cf. japonica* と *Parafusulina cf. kaerimizensis* の紡錘虫化石を見だし、その時代を Artinskian (二疊紀中期前半) とした。

質志石灰岩(地点38-40)については、安齋・河田(1960)、SAKAGUCHI and YAMAGIWA (1973)、武蔵野ほか(1979, 1980)の報告がある。SAKAGUCHI and YAMAGIWA (1973)は、石灰岩から *Pseudofusulina krafftii magna*, *Aceruoschwagerina endoi* などの *Parafusulina* 帯下部の *Pseudofusulina krafftii magna* 亜帯に属する紡錘虫化石の産出を報告した。同亜帯の時代は二疊紀前期後半である。武蔵野ほか(1979, 1980)は、二疊紀の石

第5表 和知コンプレックスの石灰岩から産出した紡錘虫化石

種名	引用文献	安齋・河田(1960)							M S & Y					I			
	産出地点	質志石灰岩							A	B	C	D	E				
	各文献の産出地点及び試料番号	2	19	20	25	26	31	32	33	34	1	2	3	4	5	6	7
<i>Aceruoschwagerina endoi</i> HANZAWA A. sp.										○			○				
<i>Bivaella</i> sp. <i>Codonofusiella</i> ? sp.								○		○							
<i>Hayasakaina</i> sp. <i>Ozawainella (Millerella?)</i> sp.		○							○								
<i>Parafusulina kaerimizensis</i> (OZAWA) <i>Profusulinella</i> ? sp.				○													cf.
<i>Pseudofusulina fusiformis</i> (SCHELLWIEN & DYR.) P. <i>ambigua</i> (DEPRAT)												○					cf.
P. <i>isaensis</i> TORIYAMA P. <i>krafftii</i> (SCHELLWIEN & DYR.)										○							cf.
P. <i>krafftii magna</i> TORIYAMA P. <i>japonica</i> (GÜMBEL)										○			○				cf.
P. <i>tscheryschewi</i> (SCHELLWIEN) P. sp.											○		○	○	○	○	○
<i>Schubertella</i> sp. <i>Schwagerina semilucera</i>				○	○				○								
S. <i>krotowi</i> (SCHELLWIEN)					cf.			cf.									

SCHELLWIEN & DYR.: SCHELLWIEN & DYRENFURTH

A: 三和町日向, B: 三和町大身, C: 和知町坂原, D: 瑞穂町下大久保, E: 和知町仏主, M: 武蔵野ほか(1970), I: 猪木ほか(1961), S & Y: SAKAGUCHI and YAMAGIWA (1973, 1975).

第6表 和知コンプレックスの質志石灰岩から産出したコノドント化石 (武蔵野ほか, 1979, 1980による)

種名	産出地点	
	地点38・39 (砕石場)	地点40 (鐘乳洞)
	岩相	
<i>Epigondolella abneptis</i> (HUCKRIEDE)	○	○
<i>Ep. ciernensis</i> KOZUR & MOCK	cf.	
<i>Ep. hungarica</i> KOZUR & VEGH	○	
<i>Ep. mostleri</i> KOZUR	cf.	
<i>Ep. nodosa</i> (HAYASHI)	○	
<i>Ep. permica</i> (HAYASHI)	○	
<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKRIEDE)	○	
<i>Neogondolella bifurcata</i> (BUDUROV & STEFANOV)	cf.	
<i>Ng. bulgarica</i> (BUDUROV & STEFANOV)	cf.	
<i>Ng. constricta</i> (MOSHER & CLARK)	○	
<i>Ng. excelsa</i> (MOSHER)	○	
<i>Ng. navicula</i> (HUCKRIEDE)	○	
<i>Ng. mombergensis</i> (TATGE)	○	
<i>Ng. polygnathiformis</i> (BUDUROV & STEFANOV)	○	○
<i>Ng. timorensis</i> (NOGAMI)	cf.	
<i>Ng. transita</i> (KOZUR & MOSTLER)	○	
<i>Ng. sp.</i>	○	○
<i>Neospathodus homeri</i> (BENDER)	○	
<i>N. sp.</i>	○	
<i>Sweetognathus whitei</i> (RHODES)		cf.

武蔵野ほか(1980)は、21個の砂質石灰岩試料から、コノドントを抽出しているが、ここではそれらを一括して示す。

灰岩から紡錘虫・コノドント化石、そして、それに不整合に重なる主に成層砂質石灰岩から多数の三疊紀のコノドント化石の産出を報告した。地点39の不整合直下の石灰岩からは、*Sweetognathus cf. whitei*を産出し、その時代は紡錘虫による時代と矛盾しないとした、

そのほか、産出地点や産状の詳細が分からないが、SAKAGUCHI and YAMAGIWA (1973) は、本図幅地域における4か所の石灰岩から、*Pseudofusulina sp.*, *Aceruoschwagerina sp.*の産出を報告している(第5表)。

V. 6. 2 放散虫化石

今回得られた放散虫化石試料の採取地点を付図に、主な化石名を第7表に示す。放散虫化石の時代幅については、相田(1985)、BAUMGARTNER(1983)、ISHIGA(1986b)、MATSUOKA and YAO(1986)、八尾ほか(1982)を参照した。

第7表 丹波帯Ⅱ型・Ⅰ型両地層群から産出した放散虫化石

種名	ユニット		Ⅰ型地層群										和知コンプレックス						釜輪 コンプレックス		
			砕屑岩スラブ																		
	岩相		sh	si	sh	sh	sh	sc	sc	sc	ch	si	si	si	si	ch	ch	ch	ch	sh	r
	産出地点		49	54	48	55	84	79	78	81	56	43	42	58	32	37	59	60	69	25	27
試料番号 (GSJ)		F12846	F12847	F12848	F12849	F12850	F12851	F12852	F12853	F12854	F12855	F12856	F12857	F12858	F12859	F12860	F12861	F12862	F12863	F12864	
<i>Amphipyndax</i> sp.																					
<i>Archicapsa pachyderma</i> (TAN SIN HOK)														cf.							
A. sp.																					
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.																					
<i>Archaeo.</i> (?) <i>ambilis</i> AITA														cf.							
<i>Cinguloturris carpatica</i> DUMITRICA																					
<i>Dictyomitra</i> sp.																					
<i>Eucyrtidium</i> (?) <i>ptyctum</i> RIEDEL & SANFILIPPO																					
E. (?) <i>pustulatum</i> BAUMGARTNER																					
E. (?) sp.																					
<i>Hsum</i> sp.																					
<i>Parahsum simplum</i> YAO																					
P. sp.																					
<i>Praeconocaryomma</i> sp.																					
<i>Protunuma</i> sp.																					
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.																					
<i>Sethocapsa</i> sp.																					
<i>Stichocapsa</i> sp.																					
<i>Stylocapsa</i> (?) <i>hemicostata</i> MATSUOKA																					
<i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO																					
T. sp.																					
<i>Williriedellum</i> sp. A MATSUOKA																					
<i>Xitus</i> sp.																					
<i>Follicucullus scholasticus</i> morphotype I ISHIGA																					
F. <i>scholasticus</i> morphotype II ISHIGA																					
F. <i>scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK																					
F. sp.																					
<i>Pseudoalbaillella globosa</i> ISHIGA & IMOTO																					
P. sp.																					

sh: 頁岩, si: 珪質頁岩, sc: 混在岩 C, ch: 層状チャート, r: 赤色頁岩

Ⅱ型地層群

釜輪コンプレックス: 地点25の葉理頁岩, 地点27の赤色頁岩の2試料から放散虫化石を得た。これらの試料のうち葉理頁岩は主に砂質頁岩互層からなるスラブに含まれる。赤色頁岩は主に層状チャートか

らなるスラブに含まれ、近傍に緑色岩を伴う。

和知コンプレックス：地点 37・59・60・69 の層状チャート，地点 32・42・43・58 の珪質頁岩の計 8 試料から放散虫化石を得た。これらの試料のうち，地点 37・60 のチャートは，上乙見チャートスラブに属している。地点 59 のチャート試料は，広瀬砂岩スラブ内に挟まれる層状チャートから得た（第 48 図）。直上には断層で境されて地点 58 の試料を得た珪質頁岩のユニットが位置する。地点 69 のチャート試料は，下部から層状チャート・珪質頁岩・暗灰色頁岩の連続層序をなすユニットの層状チャートから得た（第 37 図）。地点 32 の試料は広瀬砂岩スラブに挟まれる厚さ 5 m 程の珪質頁岩から得た。同頁岩は断層によって下位の成層砂岩と境され，上位には A 型混在岩が分布する。地点 43 の試料は厚さ 4 m 程の珪質頁岩から得た。直接の関係は分らないが，下位には緑色岩スラブ，上位には A 型混在岩が分布する。地点 42 の試料は A 型混在岩中の珪質頁岩の小岩塊から得た。

これまで，山家コンプレックスからは，放散虫化石を得ていない。

I 型地層群

地点 78・79・81 の C 型混在岩，地点 48・49・55・84 の成層シルト岩，地点 54 の灰緑色珪質頁岩，地点 56 の層状チャートの小岩塊の 9 試料から放散虫化石を得た。なお，地点 54 の珪質頁岩は主に砂岩頁岩互層・成層シルト岩からなるスラブ中に挟まれ，成層シルト岩の上位に整合に重なる（第 54・56 図）。

以上の各試料の放散虫化石の時代について，産出した特徴種の構成と，b の生存範囲に基づいて検討した結果，各コンプレックスの堆積岩の時代は次のようにまとめられる。なお，II 型地層群の各コンプレックスについては，コンプレックスごとの時代の違いが検討できる程放散虫化石を得ていないので，II 型地層群として一括して各堆積岩の時代をまとめる。

II 型地層群：層状チャートからは二畳紀中期（地点 59），二畳紀後期（地点 37, 60），ジュラ紀（地点 69）の各時代を示す放散虫化石を，緑色岩に随伴する赤色頁岩（地点 27）からは二畳紀中-後期，珪質頁岩からはジュラ紀前期後半-中期前半（地点 32, 43），頁岩からはジュラ紀（地点 25）の時代を示す放散虫化石をそれぞれ得た。

I 型地層群：層状チャートからはジュラ紀前期（地点 56），碎屑岩スラブを構成する頁岩からはジュラ紀中期後半-後期前半（地点 49, 54, 55），ジュラ紀中期後半-後期（地点 48）を示す放散虫化石をそれぞれ得た。特に，地点 49 の試料は，MATSUOKA and YAO (1986) によるとジュラ紀中期末-後期初頭の極めて短い時代幅を示す *stylocapsa* (?) *hemicostata* を含む。C 型混在岩からは，ジュラ紀後期（地点 81）を示す放散虫化石が得られた。本図幅地域においては，砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩の時代がほとんど検討されていない。しかし，本図幅地域の南に隣接する地域において，石賀 (1983) は本図幅地域のチャートスラブに連続する層状チャートから放散虫化石やコノドント化石を多数見だし，層状チャートの時代が三畳紀からジュラ紀前期にわたることを明らかにしている。

V. 7 地質時代

既に報告されている紡錘虫・コノドント化石，そして今回得られた放散虫化石に基づいて，II 型・I 型両地層群の各堆積岩類の時代を検討し，その結果を第 22 図にまとめてある。以下，各コンプレックス

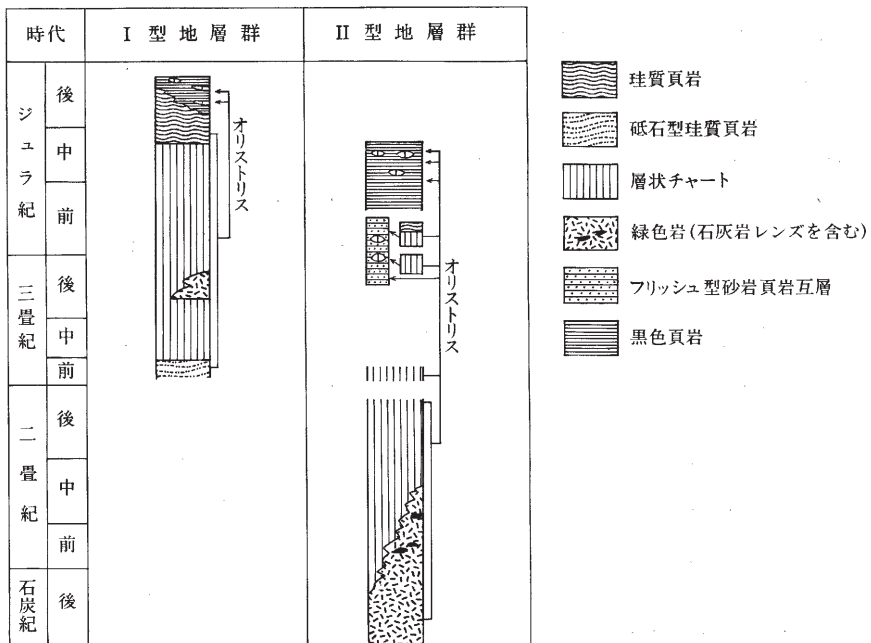
の岩相組合せと時代について記述する。

II型地層群は混在岩と、緑色岩・層状チャート・石灰岩・珪質頁岩・成層砂岩・砂岩頁岩互層・頁岩から構成されるスラブとからなる。層状チャートは大部分が二疊紀中-後期、ごく一部がジュラ紀のものである。石灰岩の時代は二疊紀前-中期である。珪質頁岩からはジュラ紀前-中期、葉理頁岩からはジュラ紀を示す化石がそれぞれ産出している。

I型地層群は混在岩と、砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩・砂岩頁岩互層・頁岩から構成されるスラブとからなる。なお、下位から砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩が順次整合に重なる連続層序セクションが認められる。時代的には、層状チャートが三疊紀からジュラ紀中期、頁岩・砂岩頁岩互層はジュラ紀中期後半から後期にわたる。

以上のように、II型地層群とI型地層群では岩相の時代的範囲が明瞭に異なる。このことは石賀(1983, 1985)、Imoto (1984) が、京都西北部・篠山両凹幅地域を中心とする丹波帯の研究によって初めて明らかにした(第59図)。これらの文献によると、II型地層群では、石灰岩は石炭紀前期、二疊紀前・中期、層状チャートは石炭紀後期-二疊紀後期、三疊紀前・後期、ジュラ紀前期、珪質頁岩はジュラ紀前期、頁岩及び酸性凝灰岩は三疊紀後期-ジュラ紀中期の各時代を示す。緑色岩の時代は随伴する石灰岩と層状チャートの時代から、少なくとも石炭紀後期から二疊紀中期にわたるとされている。一方、I型地層群の場合、砥石型珪質頁岩が三疊紀前-中期、層状チャートが三疊紀中期-ジュラ紀中期前半、珪質頁岩がジュラ紀中期後半-ジュラ紀後期前半、頁岩がジュラ紀後期であることが示されている。

次に、本凹幅地域内の堆積岩類の各岩相の時代と、上記の石賀(1983, 1985)、Imoto (1984) によ



第59図 丹波帯中央部・南部のII型・I型両地層群の総合柱状図 (Imoto, 1984による)

てまとめられた標準地域のそれとの比較を行う。

第 22・59 図から分かるように、本図幅地域におけるⅡ型・Ⅰ型両地層群の岩相層序と時代は、上記の標準地域のそれらと多くの点で一致している。また、Ⅱ型・Ⅰ型両地層群の砂岩組成の点でも、楠・武蔵野(1986)、楠ほか(1986)によって検討された標準地域のものとそれぞれ類似した特徴を示す。したがって、標準地域のⅡ型・Ⅰ型両地層群と本図幅地域のそれらとは対比しうる。なお、本図幅地域のⅡ型地層群では、モノチス化石を含む三畳紀後期の砕屑岩類、石炭紀の層状チャート・石灰岩、三畳紀前期の層状チャートが見いだされていない。しかし、これらは標準地域においても分布がごく限られており、本図幅地域について今後発見される可能性がある。また、本報告においては、Ⅱ型地層群の陸源堆積岩類の時代がジュラ紀としか認定できていない。これらは今後検討が必要な課題である。

次に、本図幅地域の和知・釜輪・山家の各コンプレックスと、本図幅地域南東方の周山地域におけるⅡ型地層群の TⅡA・TⅡB・TⅡC の各ユニット(楠・武蔵野, 1987; 楠ほか, 1987; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987) との対比について検討する。

TⅡA の f 層は、二疊紀石灰岩を伴う厚い緑色岩類からなり、TⅡB の緑色岩類からなる h 層の上位には、赤白珪石が伴う(丹波地帯研究グループ, 1975; 楠ほか, 1987)。したがって、TⅡA の f 層と TⅡB の h 層は、和知コンプレックスと釜輪コンプレックスのそれぞれに属する緑色岩スラブに随伴岩石の岩相が類似する。一方、砂岩の長石と岩片の比に注目すると、TⅡA・TⅡB と和知コンプレックス、TⅡC と釜輪コンプレックスの砂岩組成が類似する。上記の岩相の比較によると、和知コンプレックスを TⅡA に対比させうるが、ほかのコンプレックスについては岩相の特徴が対応しておらず、対比を進めるためには、構造層序ユニットの境界の位置、各岩相の時代についてより詳細な検討が必要である。

V. 8 地質構造

本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスは、北部及び南部で、東北東-西南西走向で、中程度に北に傾斜する同斜構造をなし、中央部で西北西-東南東ないし東西方向の 2 対のアンチフォーム・シンフォームの褶曲構造をなし、全体として S 字状に帯状配列する。

丹波帯の堆積コンプレックスに発達する変形構造は、その面構造の方位と形成時期が異なる三つのグループに分けられる。それぞれのグループを形成順序に従って、D₁・D₂・D₃ とする。D₁ の変形構造は層理にほぼ平行ないし緩く斜交する面構造を特色とする。それには各コンプレックスを境する衝上断層、スラブ内部に発達する層理に平行な断層、半波長 1 cm-500 m の閉じた褶曲(F₁)、層理面剪断劈開などが認められる。こうした D₁ の変形構造により、地層のもともとの累重関係や側方への連続性が破壊され、スラブ内部では地層が断層で境された岩相ユニットに分割され再配列を受けている。また、層理面の破壊や圧碎変形などが生み出されている。D₂ の変形構造は、西北西-東南東ないし東西走向で急傾斜する面構造を特色とする。それにはアンチフォーム・シンフォーム褶曲構造、断層、スレート劈開及びちりめんじわ劈開がある。D₃ の変形構造は、北北西-南南東ないし北北東-南南西走向で急斜する面構造を特色とし、断層・節理がそれに相当する。この節理に沿っては、石英脈がしばしば貫入してい

る。そのほか、丹波帯には、西北西－東南東方向の活断層（三峠断層）が存在するが、それについては、活構造の項で述べる。

以下、主要な変形構造について説明する。

本庄スラスト

本庄スラストを境として、II型地層群がI型地層群の構造的上位に押しかぶさっている。この衝上断層の直上、幅100-500mの部分は一般に強く剪断され、泥質岩には層理面剪断劈開や分結石英脈が発達し千枚岩様を呈す。層状チャートでは、スティロライトや膨縮構造が発達する。衝上断層の下盤幅100-300mの部分において、幅数mの断層破碎帯が発達し、地層が擾乱している。

和知町本庄の林道沿いに本庄スラストの断層破碎帯が露出している。断層面は走向N75°E、傾斜50°Nを示し、破碎帯の幅は50mである（地点73）。破碎帯は強く破碎された頁岩と、砂岩・チャートのレンズ状の小岩塊からなる、岩相からII型地層群のA型混在岩が破碎されたものと判断できる。上盤はチャート・砂岩の小岩塊を含むA型混在岩、下盤は破断した砂岩頁岩互層からなる。破碎帯の上盤・下盤においては、幅500-600mにわたって、本庄スラストとほぼ同方向の断層が発達している。

コンプレックスの境界をなす衝上断層

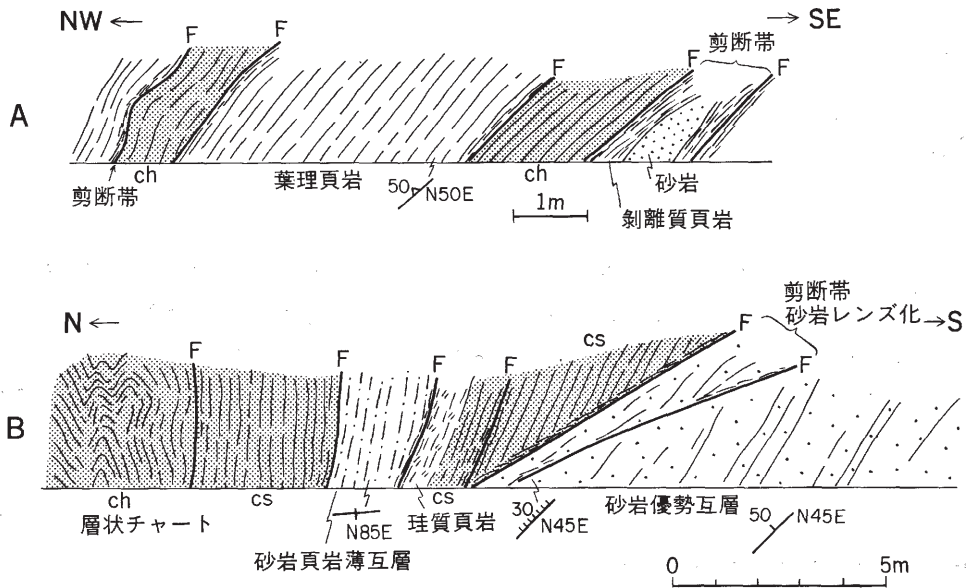
II型地層群を構成する三つのコンプレックスはそれぞれ衝上断層で境される。一般にその下盤には、成層砂岩・砂岩頁岩互層・葉理頁岩からなるスラブが位置し、上盤は剪断面が発達するA型混在岩からなる。衝上断層の直上の泥質岩は厚さ数m以上にわたって千枚岩様を呈する。

和知町上栗野北方の林道沿い（地点61）に、和知コンプレックスと釜輪コンプレックスとの直接の境界が露出している。下盤は和知コンプレックスの葉理頁岩、上盤は釜輪コンプレックスの千枚岩化したA型混在岩からなる。断層面は走向N80°E、傾斜40°Nで、幅数cmの狭い破碎帯を伴う。上盤中の剪断面は、断層面の構造にほぼ平行し、走向E-W、傾斜30°Nを示す。一方、下盤中の層理面は、走向N30°E、傾斜50°NWであり、断層面により下盤の面構造が切られている。

スラブ内部の断層

スラブ内部において、地層を繰り返したり、異なる岩相ユニットを複合させる断層が発達する。地層の繰り返しは、垂直的岩相変化を示す岩相層序に基づき認めることができる。I型地層群における主に層状チャートからなるスラブにおいては、下位から砥石型珪質頁岩・層状チャート・珪質頁岩が順次重なる層序関係に注目して、5万分の1縮尺で図示できる規模の断層による繰り返しが認められる。三和町猪鼻付近に分布するチャートスラブでは、砥石型珪質頁岩とその上位の層状チャートとが少なくとも4回繰り返している。

岩相ユニットの複合とは、ほぼ層理に平行な断層によって互いに異なる岩相からなるユニットが接合していることを意味する。複合するユニットの規模は厚さ50cm-1000mまでのものが認められる。既述したように、II型地層群の広瀬砂岩スラブに典型的に発達する。岩相ユニットが複合する断層の付近は剪断変形が集中するところであり、しばしば断層両側の岩相ユニットを構成する岩石が、小断層によって1-3mの厚さで数回繰り返したり、境界付近の岩石に強い圧碎変形が認められることがある。このような剪断変形が見られる露頭スケッチを第60図A・Bに示す。第60図Aでは、上位の葉理頁岩と下位の層状チャートとの境界をなす断層の上盤付近が示されており、幅15mにわたって、層状チャー



層状チャートの岩相…… ch：成層タイプ， cs：互層タイプ

第60図 和知コンプレックスの広瀬砂岩スラブ中に発達する断層(F)のスケッチ (美山町上栗野, A-地点62, B-地点63) A：北側の砂岩ユニットと南側のチャートユニットとの境界付近, B：北側の緑色岩ユニット南縁部の層状チャートと南側の砂岩ユニットとの境界。

ト・葉理頁岩・砂岩が層理に平行な断層で繰り返している。第60図Bでは、断層によって上位の層状チャートと下位の砂岩頁岩互層とが複合し、断層の上盤側で厚さ2m程の砂岩頁岩互層がチャート中に挟み込まれている。断層上盤の堆積岩は強く圧碎変形を受けている。

F₁ 褶曲

半波長1cm-500mの閉じた非対称褶曲であり、層状チャート・砂岩頁岩互層・成層砂岩・混在岩などに発達する。

層状チャートでは、F₁ 褶曲は半波長20-100cmのものが発達し、シェブロンないし共役形をなし、ヒンジ部で厚層化する(第53図)。半波長5-500m程度の褶曲もわずかながら、三和町猪鼻や美山町^{むかいやま}向山付近のチャートスラブ内部に認められる。

砂岩頁岩互層・成層砂岩では、F₁ 褶曲は半波長10-50m、ときにそれ以上に至る、ヒンジ部が断層で切られた等斜褶曲である。ヒンジ部が断れているため、地層の上・下を認定しないと褶曲が確認できない。和知コンプレックスの広瀬砂岩スラブにおいてしばしば観察できる。

混在岩では、F₁ 褶曲は層理面剪断劈開に平行な軸面をもち、半波長1cm-1m程度である。褶曲軸に直交する方向で、小岩塊の剪断ないし伸長によるレンズ化が発達する。露頭では褶曲形態をなす小岩塊を発見することによって、褶曲を認定することができるが、このようにして見いだされた褶曲は数か所にとどまる。しかし、混在岩の岩石試料の研磨断面においては頻繁に観察できる。第46図に和知コンプレックスの混在岩に見られるF₁ 褶曲を示す。褶曲は層状チャートの小岩塊の曲がりによって確認でき

る。

アンチフォーム・シンフォーム褶曲

これらは層位的上・下位の方向により定義される背斜・向斜褶曲ではなく、そうした方向の区別ができないD₁の変形を受けた堆積岩コンプレックスを曲げる褶曲である。褶曲は翼が空間的上方に閉じているか(アンチフォーム)、下方に閉じているか(シンフォーム)によって認定される。褶曲は本図幅地域西部で西北西・東南東、東部では東西方向で、西に10-35°プランジする。70-90°の翼間角、北に70-80°傾斜する軸面をもつ。本図幅地域西部の大規模なスラブが発達するII型地層群分布地域では、半波長1-2 kmの2対の褶曲が発達する。これらの褶曲は本図幅地域東部の、泥質岩が卓越するI型地層群分布地域に向かって波長が短くなり、半波長200-500 m程の多数の褶曲群となる、褶曲軸面にほぼ平行なスレート劈開及びちりめんじわ劈開が、半波長200-300 mの多数の褶曲が発達するI型地層群分布域に遍在する。褶曲のヒンジ付近に沿って、高角急傾斜の断層が発達する。これらの大規模な褶曲に伴う小褶曲が、層状チャート・砂岩頁岩互層・A型混在岩に見られる。

半波長1-数kmのアンチフォーム・シンフォーム褶曲は、本図幅地域だけでなく、美濃-丹波帯全域にわたって発達する(MIZUTANI, 1964; SAKAGUCHI, 1961; 丹波地帯研究グループ, 1969; 1971, YOSHIDA, 1969; 吉田・木村, 1974)。

VI. 岩脈類 (F, P)

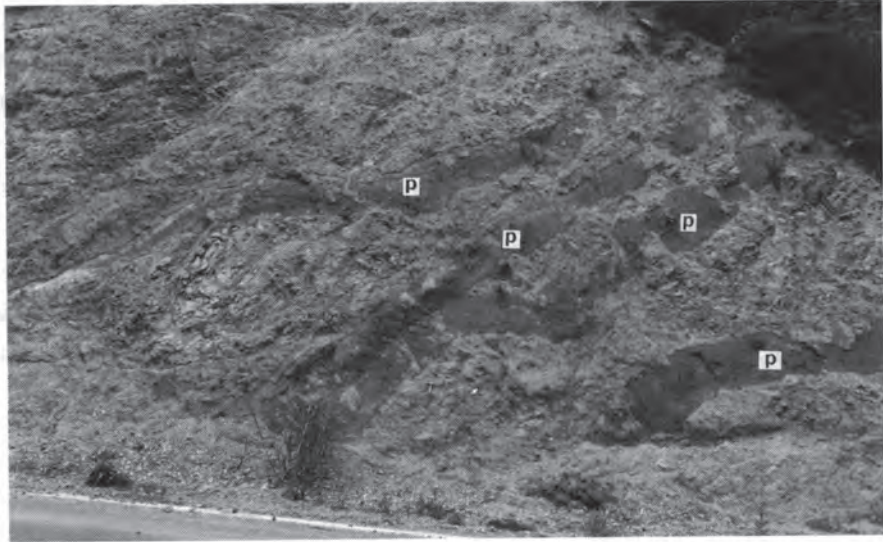
本図幅地域の岩脈類には、角閃石を含むひん岩、長石・石英の細粒結晶からなる優白質酸性岩類が認められる。また、石英脈がしばしば分布する。これらは丹波帯の地域に分布している。

ひん岩は一般に東北東-西南西方向に延び、地層の層理にほぼ平行に貫入している。特に和知町仏主東方2 kmの地点から、和知町坂原北方、広野南方及び三和町中津戸にかけて、東北東-西南西の方向の細長い幅に沿って、ひん岩が多数分布する。ひん岩は一般に幅1-10 mで、最大規模のもので、幅50 mである。三和町加用では、幅1-2 mのひん岩岩脈が群集している(第61図)。鏡下では褐色から淡褐色の多色性を示す普通角閃石と斜長石からなる完晶質な組織が観察される。

優白質酸性岩類は珪長岩・石英斑岩・細粒花崗岩からなり、それぞれ1か所ずつその分布が認められた。

珪長岩は和知町大廉おおすみに分布し、幅約100 mで緑色岩の層理にほぼ平行に貫入している。珪長質な微細な結晶からなり、径0.1-0.4 mmの石英が散在している。

石英斑岩・細粒花崗岩は丹波町実勢に互に近接して分布する。そのうち、石英斑岩は北側に分布し、層状チャートを貫いて、幅20 mで南北走向、75°西傾斜で延びる。鏡下では、径1 mm-1 cmの長石・石英の斑晶と、径0.02-0.2 mmの石英・半自形の白雲母、そして微細な石英・長石類の集合体からなる。細粒花崗岩は泥質岩の近傍に産出し、接触部は見えないが両者の分布から判断すると、岩脈は北北西-南南東方向に延び、8 m以上の幅をもつ。鏡下では、主に石英・斜長石・白雲母・黒雲母・不透明鉱物からなる細粒完晶質な組織が観察できる。このうち、石英は径0.5-2 mm程度で斑晶状をなし、そのほかは径0.05-0.2 mm程度である。



第61図 I型地層群の砂岩頁岩互層に貫入するひん岩岩脈群 (三和町加用, 地点44)
P: ひん岩 写真中下部にあるハンマーは約30cm.



第62図 ホルンフェルス化した層状チャートを貫く石英脈 (和知町鐘打, 地点89)
層状チャートには急傾斜の節理が2系統発達し, それらの節理に沿って白色の石英脈が貫入している. ハンマーは約30cm.

石英脈は一般に南北方向で、西ないし東に急傾斜し、同方向に発達する節理に沿って貫入している(第62図)。石英脈は一般に幅数 cm-80 cm で、瑞穂町北東部、丹波町北西部、和知町南東部の地域に主に分布し、特に和知町南西部の鐘打付近に発達している。石英脈は南北方向だけでなく、地層の層理にほぼ平行に貫入するものもわずかに認められる。石英脈に含まれる白雲母の K-Ar 年代 (91.2 ± 3.7 Ma) が報告されている (SHIBATA and ISHIHARA, 1974)。

鐘打付近の石英脈には、タングステン・錫が胚胎し、かつて鐘打鉱山、和知鉱山において採掘されていた。また、鉱床付近の堆積岩類はホルンフェルス化され、黒雲母ができている。このことから、鉱床の成因に関連した酸性深成岩類が地下に潜在していると推定されている(渡辺・佐々木, 1956)。そのほか、黒雲母の形成が認められるホルンフェルス化は、和知町坂原の由良川河床を中心とする半径 500 m の地域内にも認められる。そこでは玄武岩と斑れい岩に黒雲母とアクチノ閃石、砂岩には黒雲母が普遍的に生じている。

VII. 新生界

本図幅地域における新生界は、新第三系と推定される須知層と、第四紀の河成段丘堆積物及び沖積層からなる。本地域の河成段丘は、由良川・土師川などの主要河川に沿って分布し、高位・中位・低位の3段に区分した。また、最終氷期以降現在まで引き続いて堆積した一連の堆積物を沖積層とした。なお、地質図では段丘堆積物上にある崖錐堆積物及び風化土壌を段丘堆積物に含めて示してある。

VII. 1 須知層 (S)

模式地 船井郡丹波町、丹波自然運動公園の西方(「園部」図幅地域)

分布及び層序 須知盆地内及びその周辺地域の標高 200-250 m の丘陵に断片的に分布する。厚さは模式地付近で約 25 m である。

岩相 淘汰の悪い礫岩(第63図)で砂岩を挟む。礫種は丹波帯の中・古生界から由来した砂岩・泥岩・チャートを主とし、礫径は中礫-大礫である。チャート礫以外の礫は著しく風化し、クサリ礫となっている場合がある。

層序関係 丹波帯堆積岩類を不整合に覆い、高位段丘堆積物に不整合に覆われる。

堆積年代 直接年代を示す資料は得られていないが、石田(1986)は固結度及び風化状態から中新世-鮮新世と推定している。

VII. 2 高位段丘堆積物 (th)

本図幅地域における高位段丘堆積物は、由良川及びその支流、土師川などに沿って広い範囲に分布する。段丘面と現河床との比高は、下流の綾部で 60 m、上流の須知盆地では 20 m 前後である(第64図)。段丘面の開析は進んでいる。特に由良川流域では、面の勾配が緩く、その平面的分布は支流に連続して

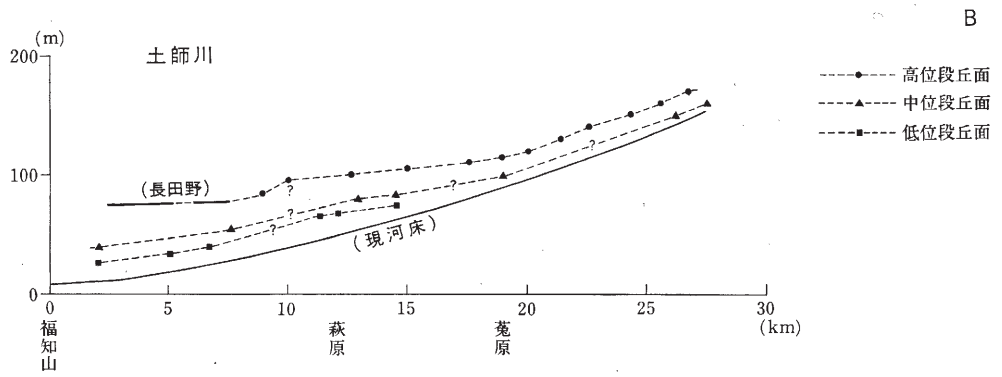
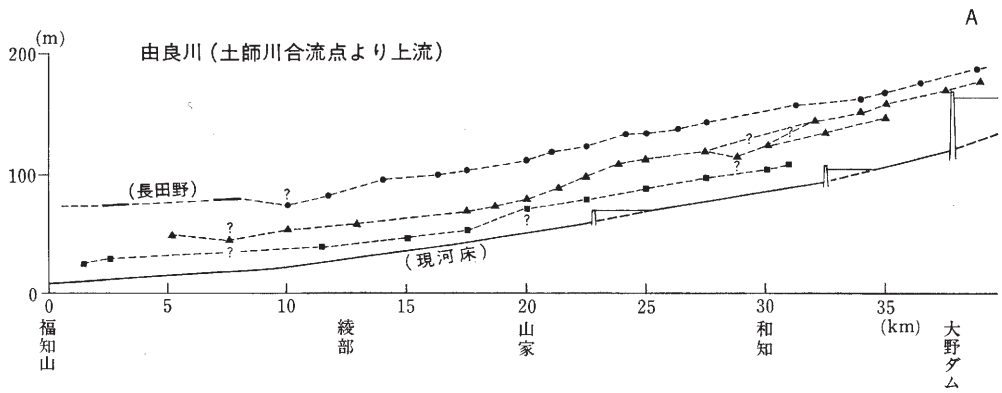


第63図 須知層の礫岩（瑞穂町檜山，地点57）ハンマーは約30 cm.

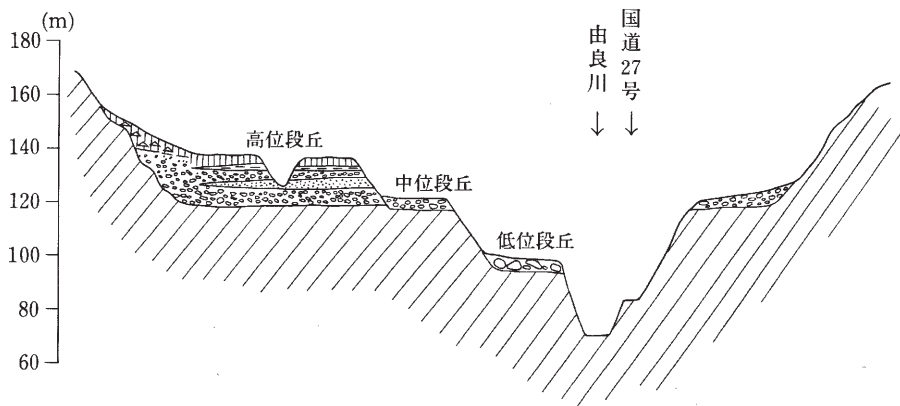
入り込むなど、埋谷堆積段丘 (filltop terrace) の特徴を有している。第65図に段丘の模式断面図を、第66図に代表的な露頭の柱状図を示す。堆積物の層厚は流域によって異なり、由良川流域では20-30+m、土師川流域の三和町菟原付近では1-5 mである。由良川本流沿いでは、下部にインプリケーションの発達した中礫-大礫からなる円礫層（厚さ2-20 m）があり、その上位にシルトと角礫の互層（厚さ1-20 m）、更に上位には赤色風化したシルト層（厚さ1-3 m）をのせる（第67, 68図）、下流の綾部市淵垣町では厚さ30 m以上の砂シルト互層が見られ、隣接する「福知山」図幅地域の中部更新統の長田野累層（福岡・藤田，1986）に連続する。丹波町高原では厚さ約30 mのシルトと角礫の互層からなり、2層準に厚さ約40 cmの腐植層を挟む（第66図，地点85）。この腐植層からはエゴノキの種子を産する。瑞穂町檜山では中礫大の亜円-亜角礫層とシルト粘土互層からなり、腐植質粘土層を挟む（第66図，地点57）。上記2カ所の腐植質層の花粉分析結果を第69図に示す。また、といし山南麓では中礫-大礫、一部巨礫からなる角礫層中に厚さ5 cmの軽石層をレンズ状に挟む（第66図，地点82）。この軽石層は緑色角閃石とカミングトン閃石を含むことから、植村（1988）はこれを町田・新井（1979）の大山松江軽石（DMP，約11万年前に降下と推定）に対比し、本稿の中位段丘堆積物に相当するものと考えている。

本図幅地域の高位段丘は、その面の連続性、赤色化したシルト層を特徴的にのせることなどから、藤田（1979）によって近畿地方中部に広く分布するいわゆる高位面に対比されている。当時の水系は現在と異なり、瀬戸内海に注ぐ現加古川と福知山盆地がチャンネルで結ばれていたことが知られている。また、現在は日吉町胡麻付近が由良川水系と淀川水系の分水界となっているが、高位段丘面は更に南東の、現在の桂川上流部に連続する（第70図）。したがってこの対比が正しければ、高位段丘形成当時は現加古川・由良川・桂川の大部分を合わせた巨大な水系が存在したことになる。

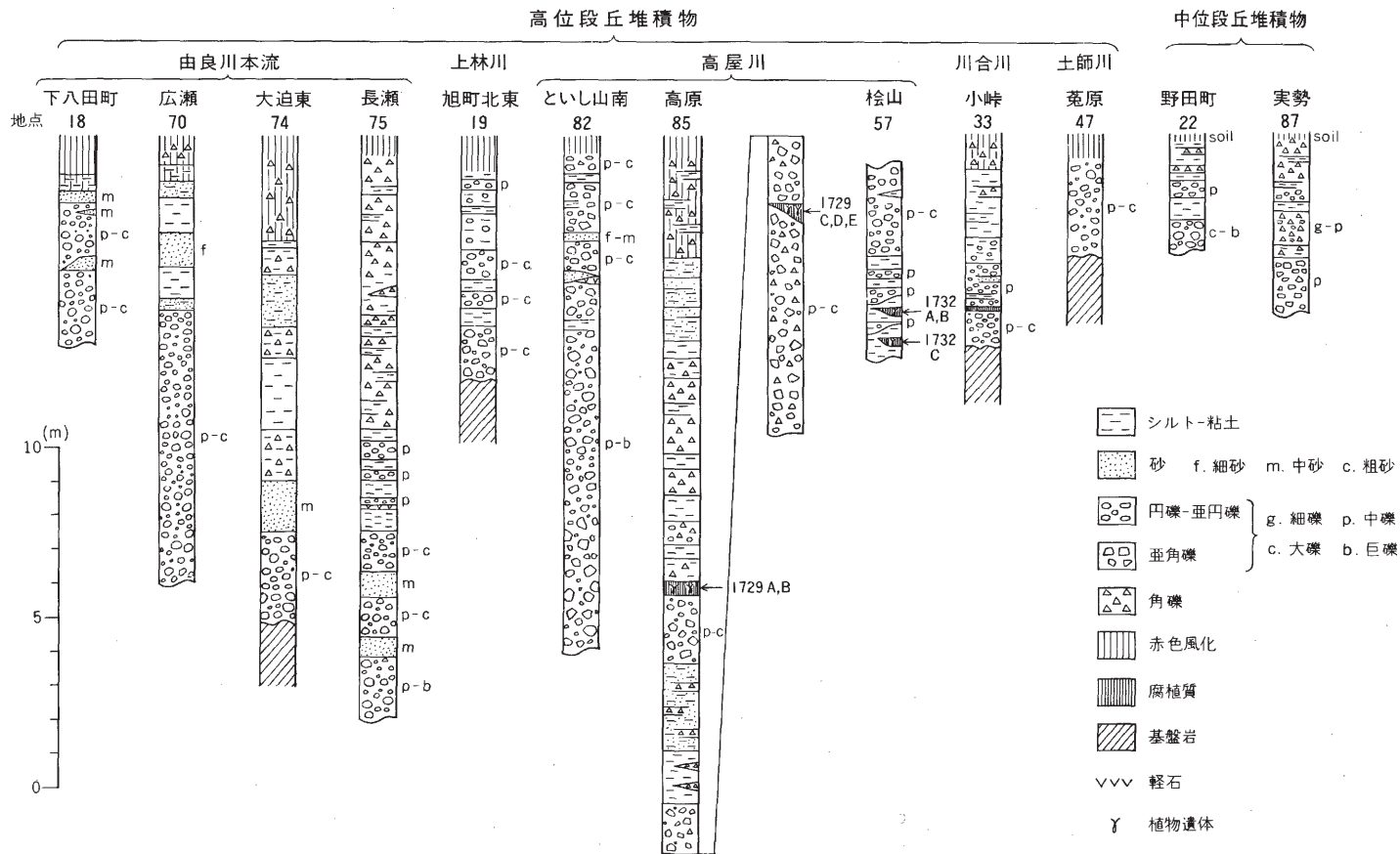
ところで大阪平野周辺における高位段丘の解釈には、従来より二つの対立する見解がある。一つは高



第64図 由良川・土師川に沿う段丘面の縦断面図



第65図 由良川に沿う段丘の模式断面図



矢印: 花粉分析試料採取層準と試料番号

第66図 段丘堆積物の代表的な露頭柱状図 (地点は付図参照)



角礫混じり
砂・シルト層

本
流
成
円
礫
層

〰〰〰不整合面

丹
波
帯
頁
岩

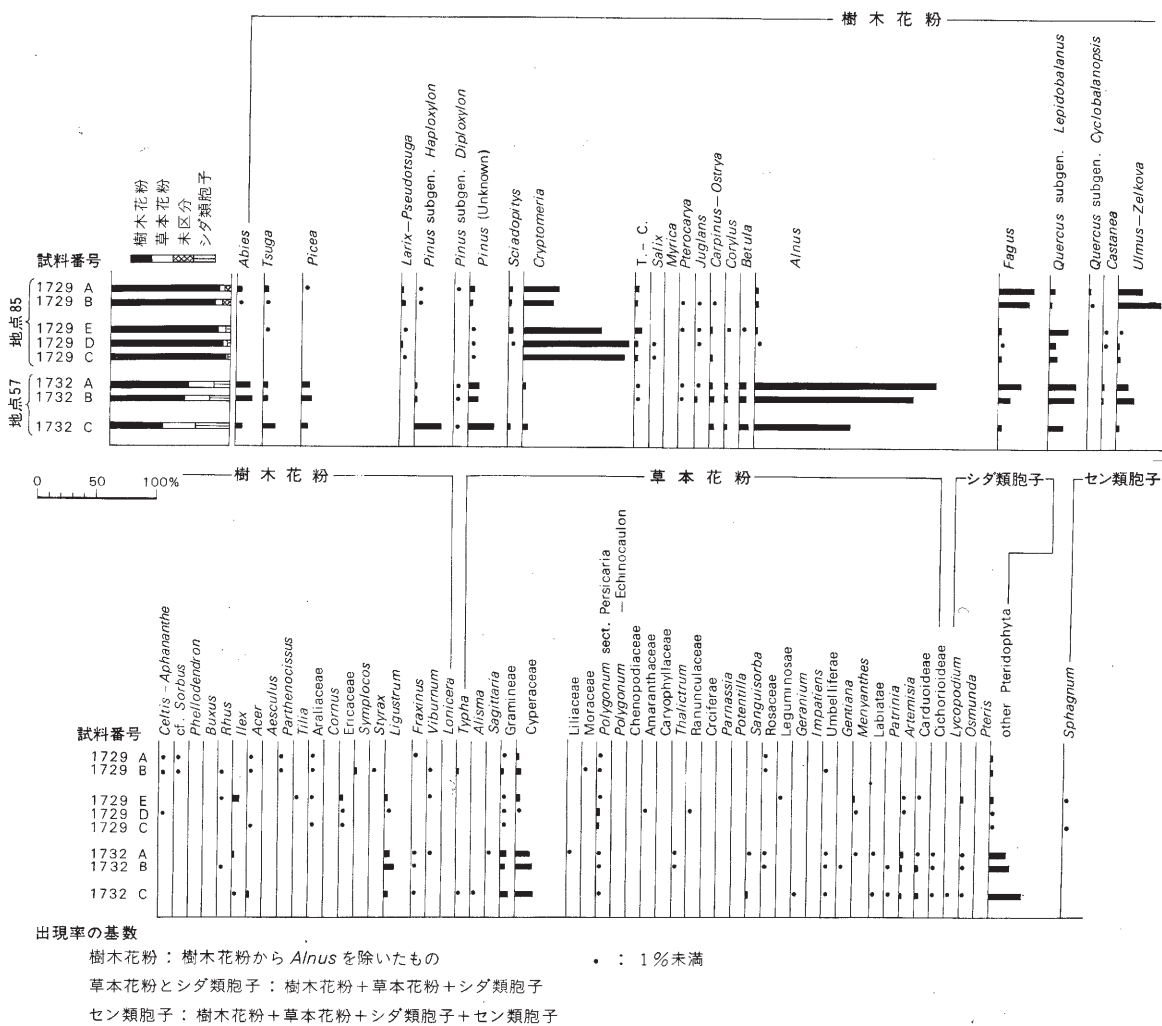
第67図 高位段丘堆積物下部の本流成礫層 (美山町大迫の東, 地点74)
スケールは2m. 丹波帯の頁岩の一部には, 円礫層から崩れた礫がかぶっている.



高位段丘面

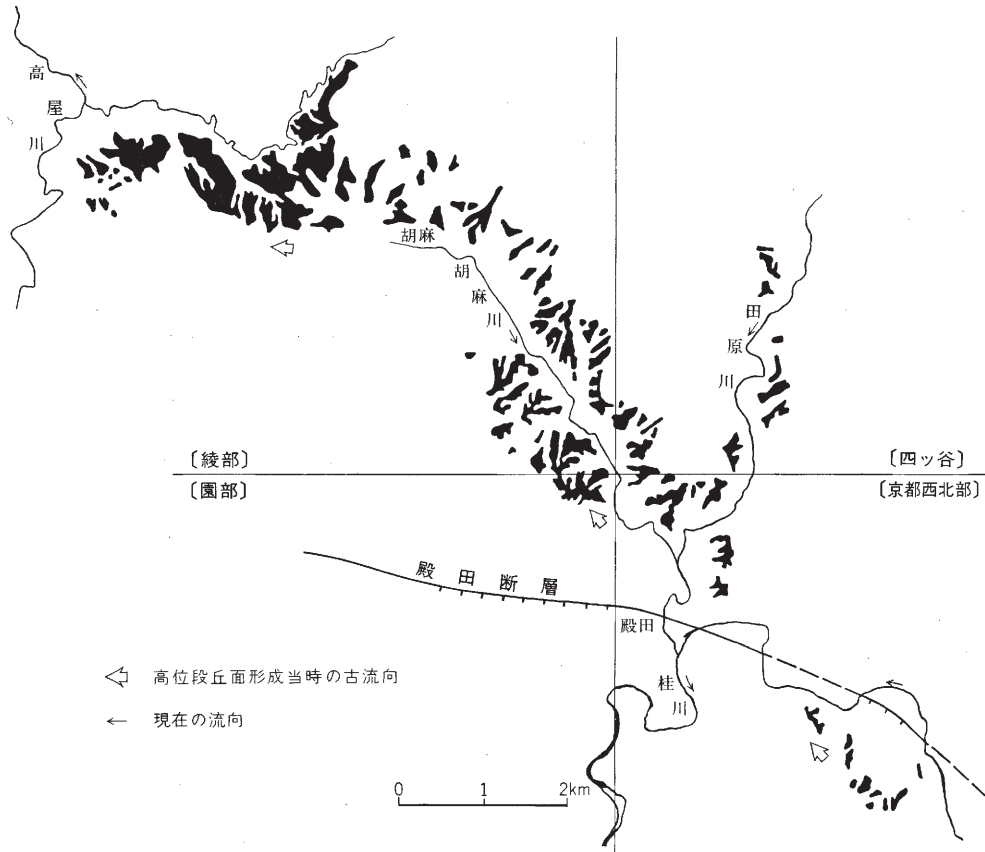
高位段丘
堆積物

第68図 高位段丘面とその堆積物 (美山町長瀬, 地点75)
左方の白く見える部分は円礫を挟むシルト層



第69図 高位段丘堆積物の腐植質層の花粉分析結果 花粉分析: パリノサーヴェイ(株)

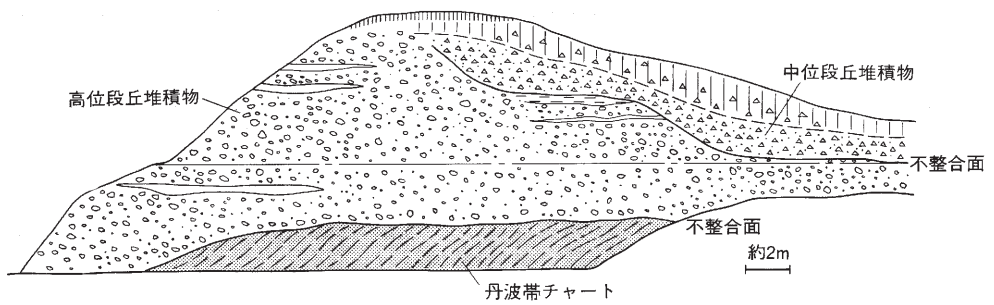
位段丘堆積物と大阪層群の間には不整合があり、高位段丘堆積物は大阪層群の様々な層準にのるベニア層であるとする見解(石田ほか, 1977 など), もう一つは高位段丘面は大阪層群の堆積面であるとする見解(藤田, 1979 など)である。由良川流域においては、福岡・藤田(1986)が古磁気及び植物化石より福知山累層と大阪層群上部とを対比し、高位段丘はその堆積面であるとした。そしてその堆積時期を更新世中期とし、更新世中期の海水準上昇による埋谷と亜熱帯的気候のもとでの離水を推定した。また、これとは別に岡田・高橋(1969)は本報告の高位段丘に相当する段丘を下末吉海進に伴うものと考えている、しかし、由良川中流域の高位段丘は、下部に本流成の礫層を伴った典型的な河成段丘であるので、海水準上昇期に上流部まで同時に埋谷が進んだとは考えにくい。また、上流部の角礫による埋積は寒冷気候下での堆積を示唆し、本層中に挟まれる軽石層は更新世後期のものと推定されている。以上のことを考え合わせると、本地域の高位段丘堆積物は、ある短期間に同時に堆積・離水したと考えるのではなく、更新世中・後期の一連の海進-海退のサイクルの中で堆積したと考えるのが妥当であろう。



第70図 日吉町胡麻付近の高位段丘面の分布 黒つぶし：高位段丘面，〔 〕内は1/5万地形図名

VII. 3 中位段丘堆積物 (tm)

本図幅地域において中位段丘堆積物としたものは、由良川及びその支流の高屋川に沿って広く分布する。段丘面と現河床との比高は、綾部で約30 m、和知で約40 mであるが(第64図)、上流の須知盆地の南部(「園部」図幅地域)では沖積面下に埋没する。高位段丘面よりも面の保存は良く、由良川・高屋川合流地点付近ではほとんど開析されていない。堆積物の層厚は1-5 mと薄く、大部分が高位段丘堆積物を切り込んだ浸食段丘(fillstrath terrace)である。堆積物は高位段丘堆積物の場合より淘汰の悪い垂角-円礫を主とし、上部に厚さ1 m程度の赤色風化土壌をのせることがある。日吉町東胡麻の南東では、高位段丘堆積物との不整合の露頭が見られる(第71図)。ここでは、中位段丘堆積物は高位段丘堆積物より細粒で角張った礫からなる。丹波町実勢では厚さ5 m以上で薄いシルト層を挟む細-中礫大の角礫層からなる(第66図, 地点87)。植村(1988)はこのシルト層から重鉱物を検出し、町田・新井(1979)の大山蒜山原軽石(DHP, 約9.2万年前に降下と推定)に対比している。また、美山町向山北岸で中位段丘上に



第71図 高位段丘堆積物と中段丘堆積物の不整合露頭のスケッチ (日吉町東胡麻の南東, 地点86)



第72図 低位段丘堆積物の巨礫を含む礫層 (和知町角) スケールは2m.

の崖錐堆積物中には町田・新井(1976)の始良 Tn 火山灰 (AT, 約 2.2 万年前に降下と推定) が挟まれる。

VII. 4 低位段丘堆積物 (tl)

本図幅地域において低位段丘堆積物としたものは、主として由良川に沿って断片的に分布するのみである。段丘面の現河床からの比高は 10 m 以下で、更に数段に細分することができる。堆積物の層厚は 1-5 m で、基盤岩を切り込んだ浸食段丘 (strath terrace) である。堆積物は大-巨礫大の亜円-亜角礫からなり (第 72 図)、上位には黒褐色土壌のみをのせる。本層の堆積年代は不明であるが、より高位の段丘・

現河床との比高などからみて、恐らく最終氷期かそれ以降と考えることができる。

VII. 5 沖 積 層

本図幅地域における沖積層は、福知山盆地において比較的広く認められるほか、各河川に沿っても分布する。由良川中流部では河床には基盤岩が露出し、沖積層は支流の出口などに薄い礫層を主体とする堆積物として見られるにすぎない。そのほかの場所では砂礫層及び腐植質のシルト層からなる。また谷頭部では土石流成の角礫層として認められる。福知山盆地以外ではいずれの場合も厚さは数 m 以下である。

VIII. 活 構 造

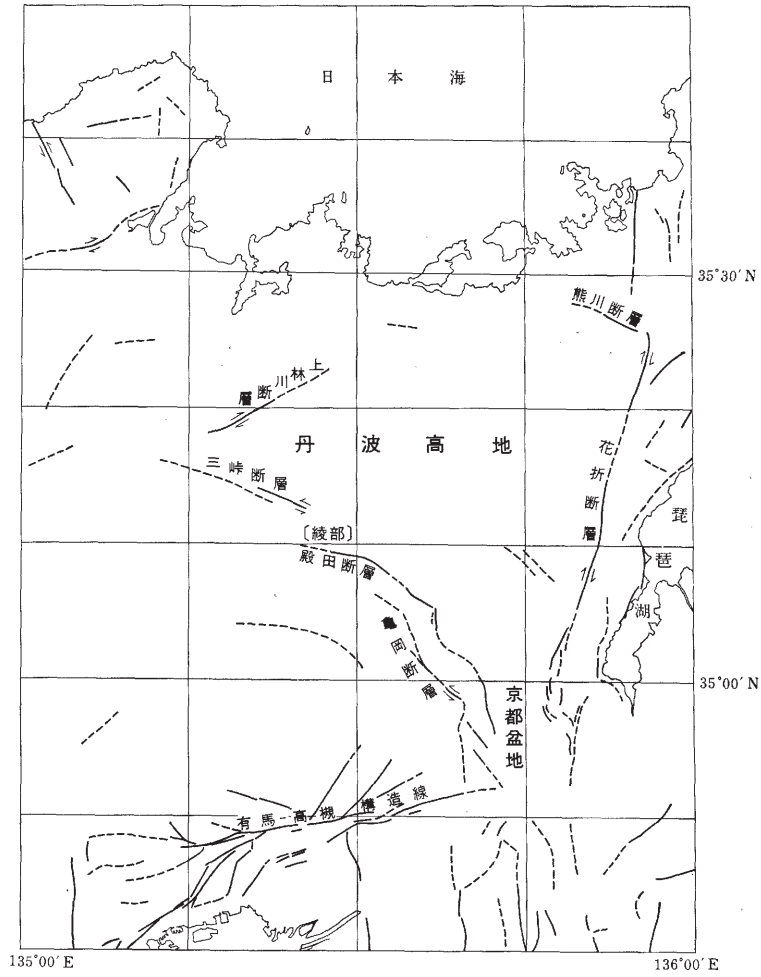
本図幅地域を含む丹波高地周辺には幾つかの活断層が分布する（活断層研究会，1980）。これらの活断層の走向は大きく2方向に分けられ、西北西-東南東のものは左横ずれ、東北東-西南西のものは右横ずれ変位を示す。（第73図）。これらの変位のセンスから、少なくとも第四紀後期にはこの地域は東西圧縮の広域応力場におかれていると推定できる。前者の方向の断層は雁行しながら京都盆地の西縁部に連続する（吉岡，1987）。これらのうち本図幅地域には三峠断層と上林川断層が分布する。

VIII. 1 三 峠 断 層

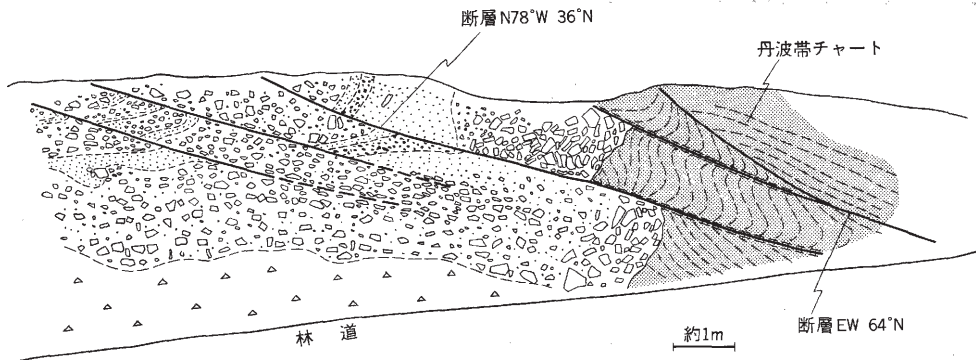
三峠山の南麓を雁行しながら西北西-東南東に走る断層で、第四紀の活動が推定されるのは三峠山南西麓から丹波町高原までの約6 kmである。断層線を横切る河谷には最大約500 mの系統的な左ずれ屈曲が認められるが、屈曲地形はあまり明確ではない。といし山南麓では、高位段丘堆積物に連続する角礫層と丹波帯のチャートとを切る断層露頭が観察される（第74図）。断層面の走向・傾斜は上部で $N78^{\circ}W$ $36^{\circ}N$ 、下部で $E-W64^{\circ}N$ で、北側が相対的に上昇した逆断層である。断層に沿っては、このほかの地点でも丹波帯の堆積岩類中には幅数10 cmの断層粘土が発達し、水平方向の擦痕が見られる。なお、この断層に沿って微小地震の集中が認められ（第75図）、後述する和知地震（ $M = 5.6$ ）も断層付近で発生している。したがって、本断層は現在まで活動を続けている活断層であると推定できる。

VIII. 2 上 林 川 断 層

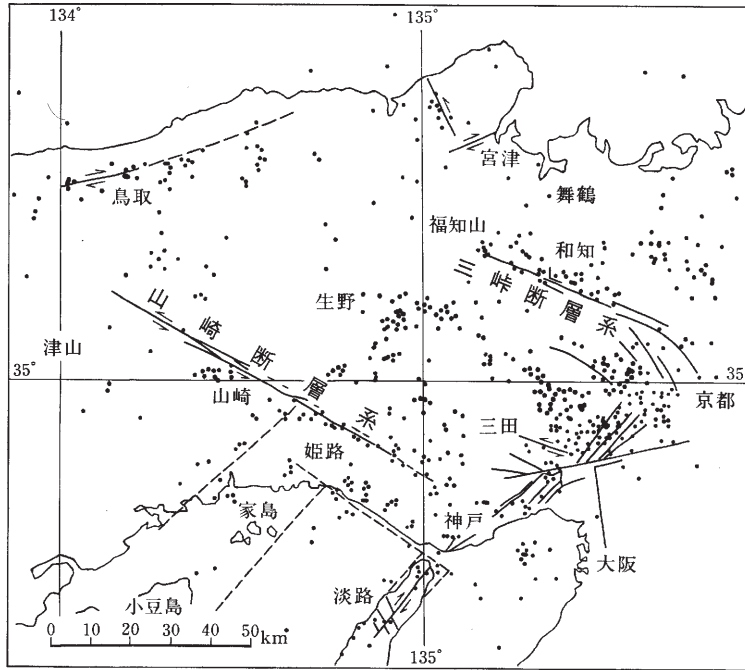
上林川断層は、綾部市下八田町付近から東北東方向に「舞鶴」図幅地域の君尾山南麓まで約15 kmにわたって延びる断層である。断層線に沿って直線状の谷地形が連続し、谷沿いには随所に断層破碎帯が認められる。この断層の南西部では、断層を横切る河谷に最大200 mの系統的な右ずれ屈曲が認められ、第四紀における右横ずれ運動が推定できる。水山（1958）は、この断層の南西延長の綾部市味方町で洪積層が切られていると記載しているが、その確認はできなかった。



第73図 丹波高地及びその周辺の活断層分布図 (活断層研究会, 1980を一部改変)
破線は確実度Ⅱ以下.



第74図 三峠断層の露頭スケッチ (瑞穂町といし山南麓, 地点83)



第75図 1964年から1972年までに起った微小地震と活断層 (藤田, 1982)

IX. 地震活動

本図幅地域を震央とする主な地震には、1968年の和知地震がある。この地震は、1968年8月18日16時12分に発震し、その直後の16時13分にも再びやや弱い地震があった。気象庁の観測によれば、震源の位置は東経135°23′北緯35°13′、震源の深さは1回目が0 km、2回目が40 km、マグニチュードは1回目が5.6、2回目が5.2と推定されている。震源の位置は三峠断層の東部付近に当たり、この地震は三峠断層の活動によるものと推定できる。この地震によって、綾部市で住宅・道路に軽微な被害が生じた。

X. 応用地質

X. 1 金属鉱床

本図幅地域内には、主な金属鉱床として白亜紀の花崗岩類に伴うタングステン・錫の深成鉱脈鉱床と、丹波帯の層状チャートに伴うマンガン鉱床とがある。しかし、これらを稼行する鉱山は、1982年迄続いた鐘打鉱山を最後に現在すべて廃鉱となっている。

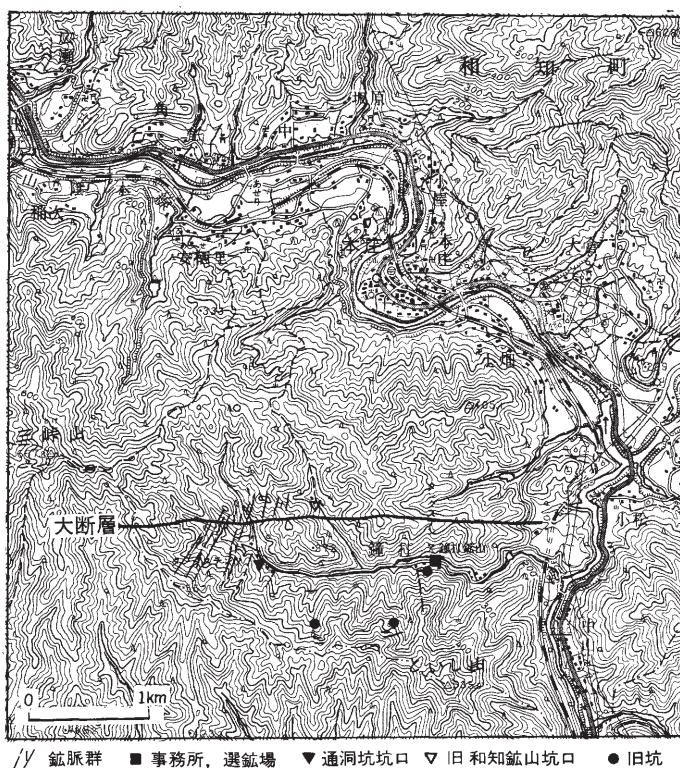
X. 1. 1 タングステン・錫鉱床

本図幅地域の東部、和知町南西部にタングステン・錫鉱を産出する大規模な鐘打鉱山と、それに隣接する小規模な和知鉱山があり、また、日吉町白土しらつちの北東方、約500 mの谷底近くに、小規模な白土旧鉱があった。いずれの鉱山も鉱床は深成鉱脈鉱床であり、I型地層群のA型混在岩及び層状チャートに貫入した石英脈中に胚胎される。

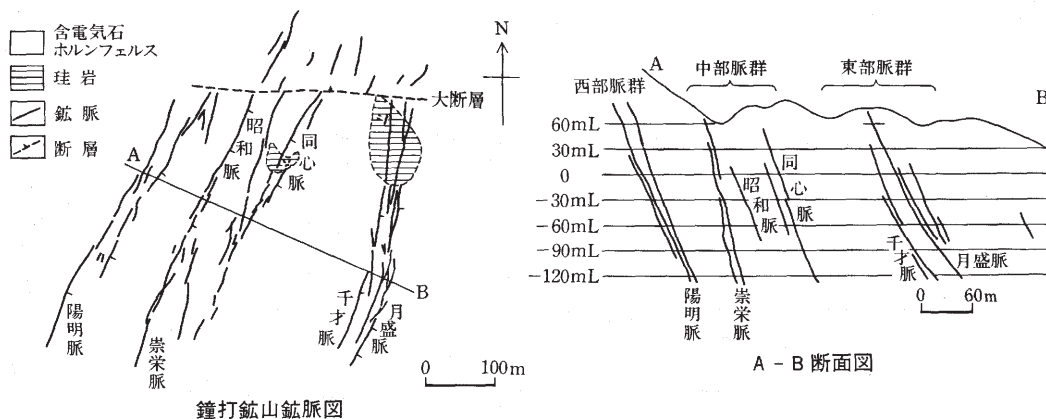
鐘打鉱山：京都府船井郡和知町に位置する。鐘打鉱山は大正時代に開発が始まり、数人の鉱業権者を経た後、1951年になって鐘打鉱業株式会社が設立され、1982年9月の閉山まで操業された。日本を代表するタングステン鉱山の一つであり、1951年以降、タングステンの年産精鉱量は220t前後で、一般に国内精鉱総量の15-18%程度を占めていた(小村ほか, 1984)。粗鉱量では、1951年から20年間の産出量は、77万6000t(品位 WO_3 0.43%, Sn 0.11%)である(瀧本・中村, 1973)。

鐘打鉱山周辺の地層は、I型地層群のA型混在岩と、砂岩頁岩互層・層状チャートからなるスラブとからなる。鉱山周辺では、地層が東西走向で、北ないし南に20-40°傾斜し、半波長20-100 mの開いたアンチフォーム・シンフォーム褶曲が発達する。鉱床はこれらの地層を貫く石英脈中に胚胎される。石英脈中の白雲母のK-Ar年代は 91.2 ± 3.7 Maと測定された(SHIBATA and ISHIHARA, 1974)。

以下の鉱床に関する記述は原口・菊池(1952)、瀧本・中村(1973)、小村ほか(1984)などによる。第76



第76図 鐘打鉱山位置図 (小村ほか, 1984に加筆・修正)
国土地理院発行5万分の1地形図「鞍部」を使用。



第77図 鐘打鉦山通洞鉦床の鉦脈図 (金ほか, 1972)

図に鐘打鉦山の位置図, 第77図に通洞鉦床付近の鉦脈図を示す。

鉦脈は南北系が卓越し, 東西系の小鉦脈をわずかに伴う。最後まで採鉦された最大規模の通洞鉦床では, 10数本のほぼ平行に走る鉦脈があり, これらは走向 $N10-30^{\circ}E$, 傾斜 $50-70^{\circ}SE$ で, 平均脈幅は $15-40\text{ cm}$, 最大 80 cm , 既知走向延長は最大約 600 m , 傾斜延長は約 450 m である。通洞鉦床の北端では, 走向 EW , 傾斜 $85^{\circ}N$ -垂直の右ずれを示す断層(「大断層」と鉦山で呼ばれていた)によって鉦脈が切れ, 北側の和知鉦山と接する。鐘打鉦山には, 鉦脈を切る, 数多くの東西系で急斜する断層が発達しており, 大断層はそのうちのひとつである。鉦床の富鉦部がこれらの断層近くに生じる傾向があるとされている。

鉦脈は主に石英からなり, 鉄マンガン重石・灰重石・種々の硫化鉦物・白雲母・錫石を伴い, しばしば正長石・電気石・燐灰石・方解石・緑泥石などを含む。このなかで採掘の対象となった鉦物は鉄マンガン重石・灰重石・錫石・黄銅鉦などである。

和知鉦山：和知鉦山の沿革, 鉦床の特徴については, 宮本・下村 (1952), 瀧本・中村 (1973) の報告があり, 以下の記述はそれらによる。

京都府船井郡和知町にあり, 鐘打鉦山の北方に隣接した位置にある (第76図)。1939年から採鉦に着手し, 終戦とともに休山したが, 1951年から再び稼行され, その年の11-12月には, 粗鉦 2124 t (品位 $WO_3\ 0.4-1.3\%$) を産出した。鐘打鉦山よりも前に閉山した。

和知鉦山は東西方向の断層を隔てて, 鐘打鉦山の北に隣接しており, 地質の特徴, 鉦脈や鉦石の特徴は鐘打鉦山のものと同様である。鉦床は走向 $N40^{\circ}E$ 及び $N10^{\circ}E$, 傾斜 $60-80^{\circ}E$ の石英脈中に胚胎する。

X. 1. 2 層状マンガン鉦床

層状マンガン鉦床は, 丹波帯の層状チャート中に整合的に胚胎する層状鉦床である。丹波帯には多数の鉦床が知られているが, 現在鉦床はすべて廃鉦又は休鉦となっている。瀧本・石垣 (1973) によると, 丹波帯に産出するマンガン鉦の鉦石鉦物は, 主に炭酸マンガン鉦からなる縞状の炭マンに微晶質のバラ

輝石・テフロ石などの珪酸塩鉱物を伴い、富鉛部には緑マンガ鉛、微細なハウスマン鉛を含む栗色炭マンを産することが多いとされている。

本図幅地域には、小規模な鉛床が多数あり、特に船井郡丹波町下山から日吉町胡麻付近と、北桑田郡美山町長瀬から脇谷付近に密集している(瀧本・石垣, 1973)。鉛床は、ほとんどが丹波帯I型地層群の層状チャート中に産出するが、美山町上和知川流域などの幾つかの鉛床は、II地層群和知コンプレックスの層状チャート中に胚胎する。

福井・塚脇(1950)、福井・影山(1951)、鶴飼・立川(1951)は、本図幅地域の鉛山を含む、京都府北桑田・船井郡内にある数多くのマンガ鉛山について、鉛床の埋蔵量・分布・産状、鉛山の沿革について詳細に報告した。また、瀧本・石垣(1966, 1973)は美山町樫原付近の三平樫原鉛山、美山町向山付近の向山栗谷鉛山について、鉛床の特徴及び周辺の地質概要について記述している。

X. 2 非金属鉛床

本図幅地域内の非金属鉛床としては、丹波帯の緑色岩に伴う炉材珪石鉛床と、丹波帯の石灰石鉛床とがある。炉材珪石鉛床はすべて既に廃鉛になっているが、瑞穂町質志にある石灰石鉛床は現在も稼働されている。

X. 2. 1 炉材珪石鉛床

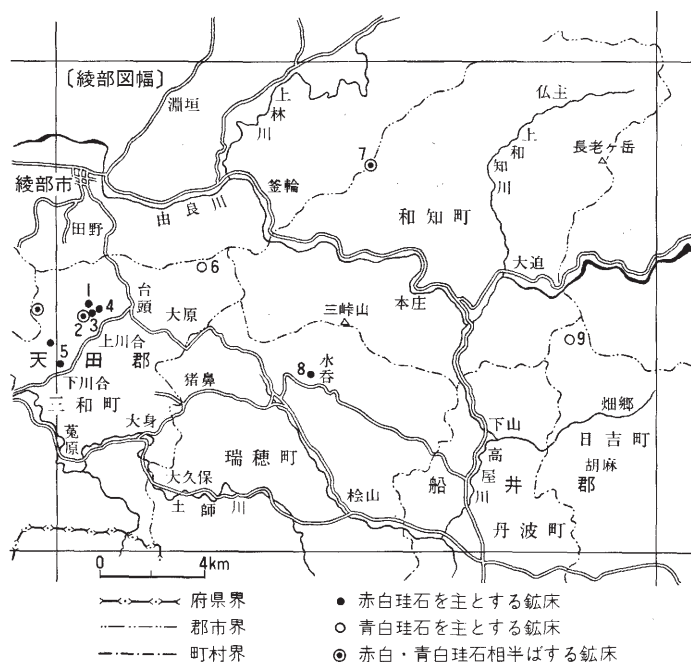
炉材珪石は、チャート質の角礫と、その間を満たしている白色の石英とからできている鉛石であり、角礫の色によって赤白珪石、青白珪石と呼ばれる。丹波帯では緑色岩とその上位の層状チャートとの境に鉛床が産出することが知られている(岩生, 1962など)。Imoto(1984)はその鉛床の大部分がII型地層群に属していることを示した。

本図幅地域の鉛床は、天田郡三和町川合周辺に集中し、そのほか小規模な鉛山が幾つか散在している(第78図)。

別所ほか(1951)、滝沢・堀井(1951)、武市ほか(1951)は、本図幅地域の川合周辺の鉛床を含む京都府天田郡に分布する炉材珪石鉛床について、鉛床の埋蔵量・分布・産状、鉛山の沿革などについて詳細に報告した。また、塚脇(1973)は丹波帯の炉材珪石鉛床の概要をまとめている。これらの文献によると、本図幅地域内の鉛床は、いずれも、厚さ3-10mの小規模なもので、多くが露天掘りされていた。

下川合付近の鉛床(no. 5)は、和知コンプレックスの、緑色岩を伴うチャートスラブ中に、上川合周辺の鉛山(no. 1-4)と釜輪町東方の鉛山(no. 7)は、釜輪コンプレックスの、緑色岩とチャートからなるスラブないし小岩塊中に、そしてno. 8と9の鉛床はI型地層群中のチャートスラブ中に胚胎する(第78図と地質図を参照)。

I型地層群に胚胎する鉛床には、緑色岩が随伴しておらず、他の鉛床とは産状が異なる。瑞穂鉛山(no. 8)については、その地質の詳細が分からないが、畑珪石鉛山(no. 9)の珪石鉛床は、砥石型珪質頁岩を伴う層状チャートからなるチャートスラブ中にあり、日吉町畑郷北東方の谷沿いに露出している。そこでは層状チャートが南北系統の断裂に沿って著しく珪化作用を受けて、白色の珪石となっている。



第78図 京都府福知山市及び天田郡下の主要炉材珪石鉱床位置図（塚脇，1973に加筆・修正）
 鉱山名1：2：山の神，3：小谷，4：加賀山川合，5：下川合，6：大原，7：鉢伏山，8：瑞穂，9：畑珪石

したがって、従来赤白ないし青白珪石と呼ばれる鉱石とは、岩質・成因とも異なったものである。

X. 2. 2 石灰石鉱床

石灰石の鉱床としては、小規模ながら現在も稼行されている質志石灰石鉱床がある。

質志石灰石鉱床：京都府船井郡瑞穂町質志の山腹に位置する（地点，39，付図）。同鉱床は，II型地層群和知コンプレックスの質志緑色岩スラブ中に挟まれる厚さ150-250 m，走向延長約1 kmの質志石灰岩を採掘している。石灰岩の岩相や産状については，和知コンプレックスの項において既述した。以下の鉱石についての記述は，安齋・河田（1960），武蔵野ほか（1980）による。

鉱石は，赤褐色の“京綿”と呼ばれる石灰岩が代表的なもので，工芸品の材料として現在も採掘されている。このほか，灰白色の素地に淡紅色の斑点のある“瑞鳳”と称せられるものがある。また，石灰用原石として石灰石が加工されたこともあった。石灰石鉱床の鉱量は少ないが，石灰石の種類に富むことを特徴とする。

X. 3 砕石

本図幅地域内で現在稼行している砕石場は，和知町下乙見の上和知川沿いに1か所あるだけである（地点66，付図）。そこでは，丹波帯和知コンプレックスの質志緑色岩スラブの玄武岩溶岩が大規模に採

掘されている。

そのほか、舞鶴帯夜久野コンプレックスの斑れい岩、超丹波帯口上林層上部の成層砂岩を砕石として利用した採掘跡がそれぞれ1か所ずつ認められる。

X. 4 鍾 乳 洞

質志石灰岩に幾つかの鍾乳洞が認められ、そのうち最大のものは質志鍾乳洞として従来より知られている。

質志鍾乳洞(地点40, 付図)は、京都府船井郡質志の山腹に位置する。国道173号線沿いに、鍾乳洞へ至る登山道の入口がある。鍾乳洞のある質志石灰岩は前記したように、丹波帯和知コンプレックスの質志緑色岩スラブに挟まれる。志岐・石田(1978)によると、鍾乳洞の入口は高さ1.5 m、幅50 cm程度で、奥は幅4 m、高さ8 mに達する所もあり、延長200 mに及ぶ。

文 献

相田吉昭(1985) 四国西部・高野付近の不入山層(ジュラ系)の放散虫化石層序。秋田大学鉱山学部研究報告, vol. 6, p. 33-41.

安斎俊男・河田茂磨(1960) 京都府質志石灰岩鉱床。地調月報, vol. 11, p. 149-153.

BAUMGARTNER, P. O. (1983) Summary of Middle Jurassic-Early Cretaceous radiolarian biostratigraphy of site 534 (Blake-Bahama Basin) and correlation to Tethyan sections, In Sherdan, R. E., Gradstein, F. M., et al. eds., *Initial Reports of the Deep sea Drilling project*, Washington, D. C., US. Government Printing Office, vol. 76, p. 569-671.

別所文吉・武市敏雄・岡野武雄(1951) 天田郡炉材珪石鉱床調査報告。地下資源調査報告書第四集, 京都府商工部工業課, p. 114-155.

CARIDROIT, M., ICHIKAWA, K. and CHARVET, J. (1985) The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan—its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area—. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 210-219.

福井三郎・影山邦夫(1951) 京都府船井郡高原村・質美村・桧山村満庵鉱床調査報告。地下資源調査報告書第四集, 京都府商工部工業課, p. 1-54.

———・塚脇祐次(1950) 京都府北桑田郡・船井郡満庵鉱床調査報告。京都府地下資源調査報告工鉱資料, 第一輯, 京都府商工部工業課, 78p.

藤原重彦(1977) 丹波地帯中・南部砂岩中の重鉱物。本州地向斜内帯総研連絡紙, no. 2, p. 10-17.

福岡敏夫・藤田和夫(1986) 福知山盆地の中部更新統。第四紀研究, vol. 24, p. 263-281.

GREENYL, E. (1919) The geology of Anglesey. *Great Britain Geological Survey Memoir*, vol. 1, p. 980.

原口九万・菊池 徹(1952) 京都府鐘打鉱山重石鉱床調査報告。地調月報, vol. 3, p. 465-469.

広川 治・礮見 博・黒田和男(1957) 5万分の1地質図幅「小浜」及び同説明書。地質調査所, 31p.

- 藤田和夫 (1979) 近畿地方における活断層の活動期判定の基準. 月刊地球, vol. 1, p. 583-591.
- (1982) 日本列島砂山論. 小学館, 136p.
- 兵庫 県 (1961) 17 万分の 1 兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 猪木幸男 (1959) 舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について. 地調月報, vol. 10, p. 1053-1061.
- IGI, S. (1973) The metagabbros and related rocks of the “Yakuno Complex” in the Inner Zone of Southwest Japan. *Rept. Geol. Suru. Japan*, no. 248, 39p.
- 猪木幸男・黒田和男 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「大江山」及び同説明書. 地質調査所, 81p.
- ・黒田和男・服部 仁 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「舞鶴」及び同説明書. 地質調査所, 50p.
- 井本伸広 (1984) 丹波地帯の中・古生界層序と地質構造の再検討. DESK 総研 (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) 報告, p. 7-15.
- IMOTO, N. (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・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 6,
- 石田志朗 (1986) 5 万分の 1 土地分類基本調査「綾部」. 京都府, p. 59-75.
- ・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.
- 石賀裕明 (1982) 兵庫県篠山盆地北方の地質一特に丹波層群を構成する 2 組の地層群について一. 日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 5.
- (1983) “丹波層群”を構成する 2 組の地層群について一丹波帯西部の例一. 地質雑, vol. 89, p. 443-454.
- ISHIGA, H. (1984) *Follicucullus* (Permian Radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, southwest Japan. *Earth Sci.*, vol. 38, p. 427-434.
- 石賀裕明 (1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol. 39, p. 427-434.
- ISHIGA, H. (1985) Discovery of permian radiolarians from Katsumi and Oi formations along south of Maizuru Belt, southwest Japan and its significance. *Earth Sci.*, vol. 39, p. 175-185.
- (1986a) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 29, p. 45-88.
- (1986b) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Ibid.*, vol. 29, p. 89-100.
- 石賀裕明・楠 利夫 (1986) 兵庫県西部の超丹波帯. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 167-174.
- 石渡 明 (1978) 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, vol. 32, p. 301-310.
- ISHIWATARI, A. (1985) Igneous petrogenesis of the Yakuno Ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contr. Min. Petr.*, vol. 89, p. 155-167.
- 磯見 博・黒田和夫 (1958) 若狭西部の地質, とくに古生層の層序と構造について. 地調月報, vol. 9, p. 133-143.
- 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.

岩生周一 (1962) 丹波地域炉材珪石の地質. 鉱山地質, vol. 12, p. 334-345.

加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正 (1959) 夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質雑, vol. 65, P. 267-271.

—————・—————・志岐常正 (1961) 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望—含花崗岩質礫岩の研究 (その 11) —. 地質雑, vol. 67, p. 463-475.

活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.

木村克己 (1988) 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, vol. 94, p. 361-379.

金 炊栄・藤木良規・竹内寿久・今井秀喜 (1972) 京都府大谷および鐘打鉱山産鉱物中の流体含有物. 鉱山地質, vol. 22, p. 449-455,

KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, sec. 2*, vol. 5, p. 219-578.

小林貞一 (1951) 日本地方地質誌 (総論). 朝倉書店, 353p.

巨智部忠承 (1894) 20 万分の 1 地質図幅「宮津」及び同説明書. 地質調査所, 64p.

————— (1895) 20 万分の 1 地質図幅「生野」及び同説明書. 地質調査所, 114p.

KOIDE, Y., SANO, S., ISHIWATARI, A. and KAGAMI, H. (1987) Geochemistry of the Yakuno Ophiolite in Southwest Japan, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido. Univ., ser. IV*, vol. 22, p. 297-312.

小村良二・坂巻幸雄・豊 遥秋 (1984) 鐘打鉱山の閉山—61 年の歴史をふりかえって—. 地質ニュース, no. 358, p. 53-60.

栗本史雄 (1986) 京都府福知山地域の超丹波帯—構成岩類と分布について— (短報). 地球科学, vol. 40, p. 64-67.

—————・木村克己 (1985) 福知山・綾部地域の舞鶴帯および超丹波帯ペルム系. 日本地質学会関西支部報, no. 99, p. 9-10.

KURODA, Y. and SHIMODA, S. (1967) Olivine with well-developed cleavages—its geological and mineralogical meanings, *Jour. Geol. Soc Japan*, vol. 73, p. 377-388.

楠 利夫・安養寺寿樹・武蔵野実・石賀裕明 (1985) 丹波帯北部に分布する灰緑色砂岩層について. 日本地質学会関西支部報, no. 99, p. 10-121.

—————・武蔵野実 (1986) 丹波層群 (I 型・II 型地層群) の砂岩の鉱物組成. 日本地質学会関西支部報第 100 号記念例会講演要旨集, no. 100, p. 45-46.

—————・————— (1987) 丹波帯, II 型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉱物組成の検討. 日本地質学会関西支部報, no. 103, p. 3-5.

—————・—————・安養寺寿樹・石賀裕明 (1986) 丹波帯と超丹波帯の砂岩組成. 碎屑性堆積物研究会報, no. 4, p. 23-32.

—————・—————・————— (1987) 丹波帯の砂岩の特性とその堆積環境. 地学団体研究会第 41 回総会シンポジウム要旨集, p. 260-266,

町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol.

- 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層一分布の広域性と第四紀編年上の意義一. 地学雑, vol. 88, p. 313-330.
- 松田哲夫 (1976) 丹波帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演 p. 49.
- MATSUOKA, A. and YAO, A. (1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleon.*, vol. 11, p. 91-105.
- 松下 進 (1950) 京都府地質誌. 地学, vol. 2, p. 41-49.
- (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- 宮本弘道・下村仁作 (1952) 京都府和知鉾山重石鉾床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 469-474.
- MIZUTANI, S. (1964) Superficial folding of the paleozoic system of central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17-83.
- 水山高幸 (1958) 綾部盆地と須知盆地の関係. 桃山歴史地理, no. 2, p. 1-6.
- 武蔵野実 (1984) 丹波地帯の2組の地層群における砕屑岩の岩質の特徴とその相違について. DESK 総研 (近畿地方を中心とする後期古生代一古第三紀の堆積盆の変遷) 報告, p. 111-115.
- ・石賀裕明・岡嶋真理子 (1979) 京都府船井郡瑞穂町質志において発見された丹波地帯ペルム系一三疊系不整合 (短報). 地質雑, vol. 85, p. 543-545.
- ・岡嶋真理子・安養寺寿樹・石賀裕明 (1980) 京都府瑞穂町, 質志石灰岩体の堆積岩岩石学的研究およびペルム一三疊系不整合. 京都教育大学紀要, B, vol. 57, p. 89-105.
- ・桐村成己・石賀裕明 (1987) 超丹波帯大飯層からのペルム紀新世 *Neotbaillella* 属放射虫の発見. 地球科学, vol. 41, p. 19-197.
- 中沢圭二 (1961) 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類 (舞鶴地帯の層序と構造 その9). 榎山次郎教授記念論文集, p. 149-161.
- ・志岐常正 (1954) 兵庫県養父郡御祓山地区の地質, 特に三疊系御祓山層群について. 地質雑, vol. 60, p. 192-201.
- ・ ——— ・清水大吉郎 (1954) 岡山県英田郡福本付近の中・古生層一舞鶴地帯の層序と構造 (その1) 一. 地質雑, vol. 60, p. 97-105.
- 小川琢治 (1897) 丹波高原北部基性岩迸出地方地質略説. 地質雑, vol. 4, p. 177-182, 211-218, 319-327.
- 岡田篤正・高橋健一 (1969) 由良川の大規模な流路変更. 地学雑, vol. 78, p. 19-37.
- RAYMOND, L. A. (1984) Classification of melanges. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 198, p. 7-20.
- SAKAGUCHI, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba District, part1, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, ser. B, vol. 10, p. 35-67.
- 坂口重雄・平岡由次・柴山元彦・曾我一郎 (1970) 京都西山地向斜堆積物の研究. 大阪教育大学紀要, vol. 19, p. 13-31.
- SAKAGUCHI, S. and YAMAGIWA, N. (1973) Studies on Fusulinid Foraminifera from the northern and central parts of the Tamba District (I). *Mem Osaka Kyoiku, Univ.*, ser. III, vol. 24, p. 69-80.
- and ——— (1975) Studies on Fusulinid Foraminiferas from the northern and central parts of

- the Tamba District (II) . *Mem. Osaka Kyoiku Uniu., ser. III*, vol. 24, p. 175-194.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIUMI, S. (1977) K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochem. Jour.* vol. 11, p. 57-64.
- and ISHIHARA, S. (1974) K-Ar ages of the tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.* vol. 69, p. 1207-1214.
- 志岐常正・石田志朗 (1978) 京都府の特異な地形地質—地質編—. 自然環境保全基礎調査報告書, 京都府衛生部公害対策室, 16p.
- 杉 健一 (1925) 丹波, 綾部付近の基性深成岩に就きて. 地質雑, vol. 32, p. 417-444.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980) 高知県四万十帯の地質とその起源. 平朝彦・田代正之編「四万十帯の地質学と古生物学」—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, p. 319-389.
- 武市敏雄・岡野武雄・別所文吉・岩生周一 (1951) 京都府天田郡炉材珪石鉱床調査報告 (丹波地域炉材珪石, 各説その三). 地調月報, vol. 2, p. 559-573.
- 竹村厚司 (1980) 亀岡市南部の丹波帯中・古生界. 大阪微化石研究会誌, vol. 8, p. 22-31.
- 瀧本 清・石垣参策 (1966) 丹波山地の層状マンガニ鉱床. 水曜会誌, vol. 15, p. 475-478.
- ・ —— (1973) マンガニ鉱. 瀧本清編日本地方鉱物誌, 近畿地方, 朝倉書店, p. 176-220.
- ・ 中村 威 (1973) 錫鉱・タングステン鉱. 瀧本清編日本地方鉱床誌, 近畿地方, 朝倉書店, p. 229-244.
- 滝沢典夫・堀井正雄 (1951) 京都府天田郡炉材珪石鉱業現況並に船井郡林谷地区地質調査報告. 地下資源調査報告書第4集, 京都府商工部工業課. p. 156-175.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ (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. 102, p. 2-3.
- 丹波地帯研究グループ (1969) 丹波地帯の古生界 (その1). 地球科学, vol. 23, p. 187-193.
- (1971) 丹波地帯の古生界 (その2). 地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, vol. 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. 同上, vol. 33, p. 247-254.
- 徳岡隆夫・渡辺暉夫・石賀裕明・LANDIS, C. A. ・ PILLAI, D. D. L. ・ 西村貢一・崔 正一 (1988) 岡山県柵原北東部のペルム系舞鶴層群と夜久野オフィオライト起源の礫岩の関係. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 206.
- 富田 達 (1925a) 丹波夜久野地方閃緑岩類の成因. 地質雑, vol. 32, p. 228-240.
- (1925b) 夜久野斜長石岩, 「丹波夜久野閃岩類の成因」続稿. 地質雑, vol. 32, p. 514-524.
- 塚脇裕次 (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.
- 植村善博 (1988) 丹波山地西南部, 三峠断層系の断層変位地形. 地理評, vol. 61, p. 453-468.

- 鵜飼保郎・立川正之（1951） 京都府下の満俺鉱床調査報告．地下資源調査報告書第4集，京都府商工部工業課，p. 56-81.
- 渡辺武男・佐々木昭（1956） 鐘打および和知鉱山のタングステン鉱床．鉱床学の進歩，富山房，p. 392.
- 山下傳吉（1894） 20万分の1地質図幅「比叡山」及び同説明書．地質調査所，80p.
- 山下 昇（1957） 中生代（上）．地団研地学双書，10，94p.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治（1982） 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放射状化石群集．大阪微化石研究会誌特別号，no. 5，p. 27-43.
- 吉田広光・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.
- YOSHIDA, S. (1969) Structural analysis of the Paleozoic system in northeastern Tamba mountainous district, with special reference to folds and cleavage. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 40, p. 25-40.
- 吉田浅男・木村敏雄（1974） 北部丹波地帯“古生層”と舞鶴地帯．GDP構造地質，no. 2，p. 65-75.
- （1977） 北部丹波地帯の三種の三疊系について．本州地向斜内帯総研連絡誌，no. 2，p. 45-52.
- 吉岡敏和（1987） 京都盆地周縁部の活断層と盆地形成運動．第四紀研究，vol. 26，p. 97-109.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyoto (11) No. 14

GEOLOGY

OF THE

AYABE DISTRICT

By

Katsumi KIMURA, Hiroshi MAKIMOTO
and Toshikazu YOSHIOKA

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

The Ayabe District is situated in the northern part of the Kyoto prefecture, geologically extending over the Maizuru, Ultra-Tamba and Tamba Belts in the Inner Zone of Southwest Japan. The geology of the district is summarized in Figure 1.

PALEOZOIC AND MESOZOIC

Maizuru Belt

The Maizuru Belt comprises the late Paleozoic Yakuno Complex and Maizuru Group, the Early to Middle Triassic Yakuno Group and the Late Triassic Nabae Group and Arakura Formation. The Maizuru Belt is divided from north to south into the Shidaka, Yakuno Northern, Central and Yakuno Southern Subbelts. The Yakuno Complex is in the Yakuno Northern and Southern Subbelts, and is composed mainly of basalt, gabbro, ultramafic rock, cataclastic granite, and metamorphic rocks. Radiometric ages and radiolarian fossils from shale interbedded in basalt indicate that the age of the Yakuno Complex is Middle Permian or older. The Mid-

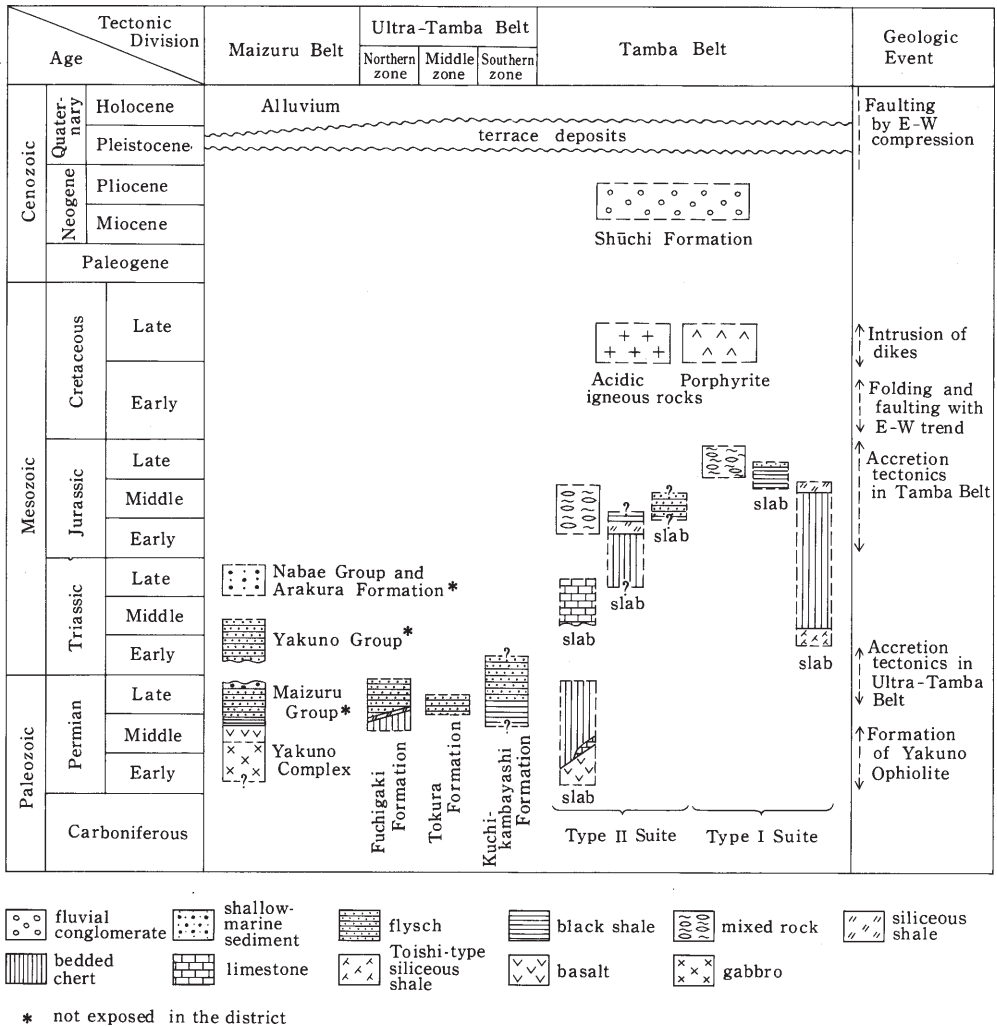


Fig. 1 Geologic succession in the Ayabe District.

dle to Late Permian Maizuru Group in the Central Subbelt shows a coarsening-upward sequence from hemipelagic shale through interbedded sandstone and shale of flysch-type to shallow-marine clastic sediments. This group is inferred to conformably rest on the Yakuno Complex. The Triassic strata are composed mainly of shallow-marine sediments and unconformably cover the Paleozoic rocks.

The northwestern part of this district is underlain by the Yakuno Complex of the Yakuno Southern Subbelt, which is divided into the Gabbro and Basalt-shale units. Both units are separated from each other by faults. The Basalt-shale unit yields late Middle Permian radiolarian fossils from shale in the adjoining district.

Ultra-Tamba Belt

The Ultra-Tamba Belt is occupied by a Permian to Triassic (?) sedimentary suite composed

of interbedded sandstone and shale of flysch-type, black shale, and bedded chert with intercalation of mixed rock. In the district, the Ultra-Tamba Belt is divided into three zones: the Northern, Middle and Southern zones, being separated from each other by reverse faults.

The Northern zone is underlain by the Fuchigaki Formation of a coarsening-upward sequence of bedded chert through siliceous shale to coarse clastic sediments such as interbedded sandstone and shale and black shale. Radiolarian fossils contained indicate that both bedded chert and siliceous shale are of late Middle to early Late Permian age, and that other clastic rocks are of Late Permian age.

In the Middle zone is distributed the Tokura Formation, 800m thick, of a fining- and thinning-upward sequence composed of interbedded sandstone and shale and laminated shale. Radiolarian fossils of early Late Permian age have been reported from its equivalent strata in the adjoining district.

The Southern zone is occupied by the Kuchikambayashi Formation, approximately 700 m thick, of a coarsening- and thickening-upward sequence composed of bedded sandstone, interbedded sandstone and shale, and black shale. This formation is inferred to range in age from Late Permian to Triassic (?) on the basis of the occurrence of *Follicucullus* (?) sp, and the following feature of sandstone,

The sandstones of the Fuchigaki and Tokura Formations are rich in rock-fragments and poor in quartz, and are similar to those of the Permian Maizuru Group in the Maizuru Belt. On the other hand, the sandstone of the Kuchikambayashi Formation is arkosic and rather similar to the Triassic sandstone of the Maizuru Belt.

Geologic structure of the Ultra-Tamba Belt is characterized by many reverse faults and asymmetrical folds with a southward vergence. Bedding-parallel foliation with shear cleavage is developed in the Southern and Middle zones, resulting from the thrusting of the Ultra-Tamba Belt on the Tamba Belt.

The above-mentioned facts and available data for the geologic relations between the Ultra-Tamba and Maizuru Belts suggest that the sedimentary suite of the Ultra-Tamba Belt was formed as an accretionary complex in the subduction zone during Middle Permian to Triassic (?) time.

Tamba Belt

The Tamba Belt is occupied by a sedimentary complex, which is represented by mixed rock and slabs of various sizes and lithology, and is characterized by the dismembering and chaotically mixing of strata. The complex generally strikes in a ENE-WSW trend and dips northwest. The concept of the terms sedimentary complex, mixed rock and slab is schematically illustrated in Figure 5.

Mixed rock is here defined as rock unit made of various blocks with different shapes measuring less than 50 m in diameter (called clast) surrounded in a scaly pelitic matrix. Mixed rock is classified into the following three types: (1) A-type mixed rock which is characterized by the inclusion of clast of diverse origin such as sandstone, chert, siliceous shale, and greenstone. (2) B-type mixed rock in which clasts consist mainly of basalt volcaniclastic rock and accompanying chert and limestone, (3) C-type mixed rock in which clasts are siliceous shale and chert. The A-type mixed rock is prevalent, while the B-type mixed rock is associated with greenstone slab and the C-type mixed rock occurs close to chert slab.

A slab is a lenticular body ranging from 50 m to 1500 m in width and attaining more than 30

km long, and is in sedimentary contact with surrounding mixed rock. A slab is a coherent unit commonly made of various rocks such as terrigenous clastic rocks, bedded chert, and greenstone. Lithologic units forming a slab are separated from each other by layer-parallel faults. Some slabs preserve their original lithologic succession from bedded chert through siliceous shale to terrigenous clastic rocks in ascending order.

The sedimentary complex of the Tamba Belt in the mapped district is divided into two tectonostratigraphic units, namely the Type II and Type I Suites from north to south, on the basis of lithology, age and structures, which are separated by the Honjo Thrust. The Type II Suite is thrust upon the Type I Suite.

The Type II Suite consists of the A-type and B-type mixed rocks and a large amount of slabs. Slabs are composed of greenstone, Middle to Late Permian bedded chert, Early to Middle Permian limestone and Early to Middle Jurassic terrigenous clastic rocks comprising bedded sandstone, interbedded sandstone and shale, and shale, containing a small amount of Triassic (?) to Jurassic chert. The Type II Suite is subdivisible from north to south into three sedimentary complexes on the basis of their lithology and structure, namely the Yamaga, Kamanowa and Wachi Complexes, which are separated from each other by thrust faults with phyllitic shear zone.

The Yamaga Complex is characterized by the predominance of the A-type mixed rock and bedded chert intercalated with basalt volcanoclastic rock. In the Kamanowa complex, sandstone is lithic wacke and arenite and brick silica-stone frequently occurs intercalated between greenstone and bedded chert. The Wachi Complex is represented by three large slabs intercalated with the A-type mixed rock. Each of the slabs is mainly composed of terrigenous clastic rocks, greenstone and bedded chert, respectively. Sandstone is feldspathic wacke and arenite. Reefal limestone of Permian age locally occurs often associated with greenstone and its largest rock is 150 m thick and 1000 m long.

The Type I Suite consists of the A-type and C-type mixed rocks and slabs. Shale matrix of mixed rock is of Late Jurassic age. Slabs are composed of Early (?) Triassic Toishi (whetstone) - type siliceous shale, Middle Triassic to early Middle Jurassic bedded chert and late Middle to Late Jurassic terrigenous clastic rocks such as interbedded sandstone and shale and bedded siltstone. Some slabs retain the original lithologic succession from the Toishi-type siliceous shale through bedded chert to siliceous shale ranging in age from Early (?) Triassic to Middle Jurassic.

The lithologic and structural features and age of these sedimentary complexes indicate that they were constructed through a series of accretionary processes during Jurassic time.

DIKES

Porphyrite dikes measuring 1 to 10 m wide intrude into the Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks, commonly trending ENE-WSW. Felsite, quartz porphyry and fine-grained granite dikes and quartz veins intrude similarly into those rocks, mostly striking N-S. Quartz veins rarely contain Sn and W ores. K-Ar age of muscovite from a quartz vein is 91.2 ± 3.7 Ma.

CENOZOIC

The Cenozoic of this district comprises the Shūchi Formation, terrace deposits, and

Alluvium. The Shūchi Formation is made of conglomerate, and is distributed locally in a small area. Its age has not been determined yet, but probably late Miocene to Pliocene.

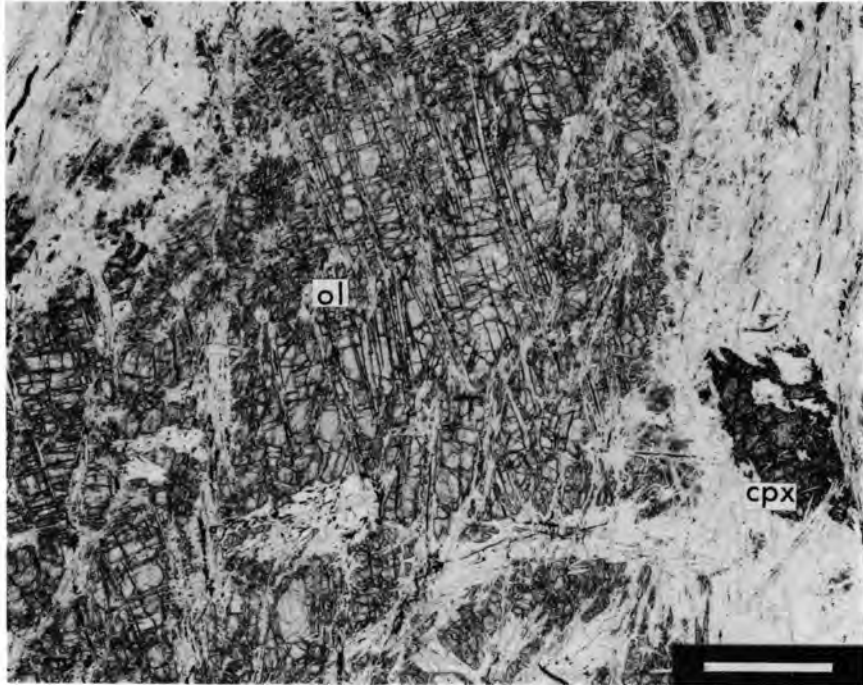
The terrace deposits are distributed along the Yura, Takaya, Haze and Yata Rivers, and are divided into the Higher, Middle and Lower.

Two active faults, the Mitoke Fault trending WNW-ESE and the Kambayashi-gawa Fault trending ENE-WSW, are recognized in this district. Minor earthquakes whose epicenters are located along the Mitoke Fault have been reported.

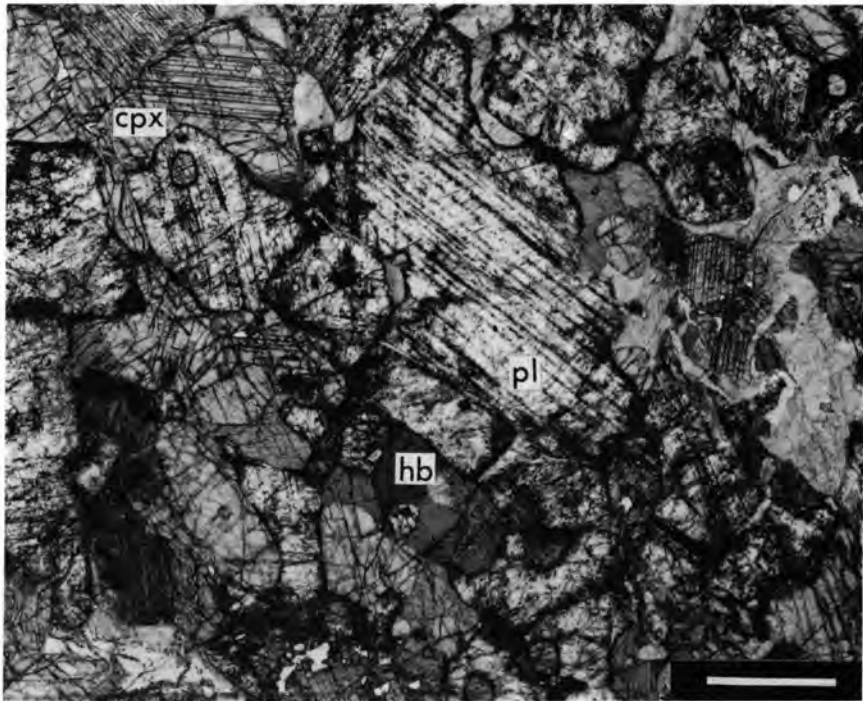
ECONOMIC GEOLOGY

In the district, there are a few W-Sn ore deposits, many Mn ore deposits, several brick silica-stone ore deposits, and one limestone deposit. The W-Sn deposits are of the hypothermal type or pegmatitic tungsten vein-type, and are contained by quartz veins. The Mn deposits are embedded mainly in bedded chert of the Type I Suite of the Tamba Belt. The brick silica-stone ore deposits, so called “Akashiro” silica-stone, are intercalated mainly between greenstone and bedded chert. Both the silica-stone ore and limestone deposits belong to the Type II Suite of the Tamba Belt. Only one limestone mine is operated, but all other mines have been closed.

Greenstones of the Wachi Complex are quarried for aggregate at one locality.

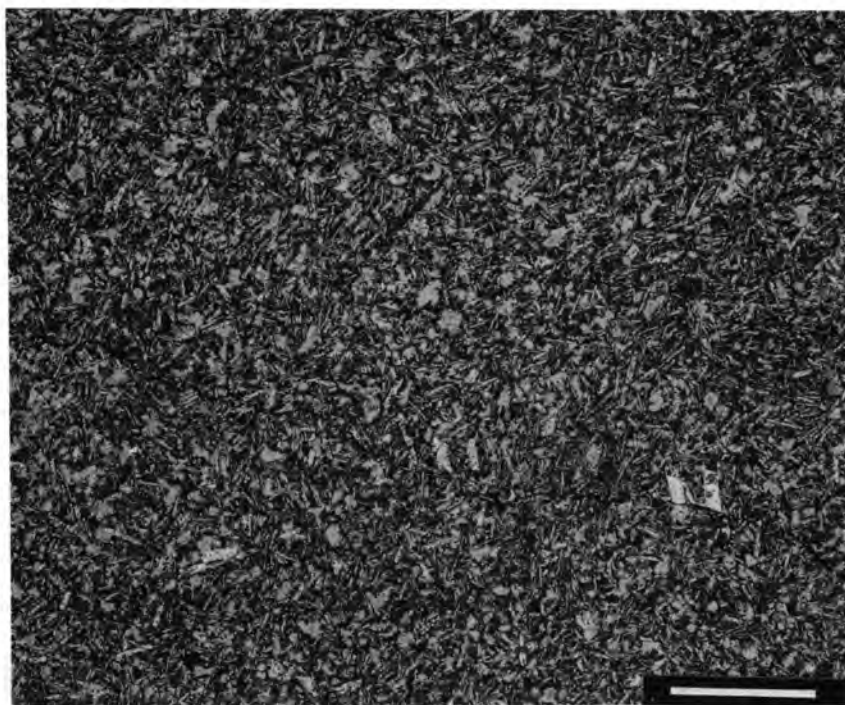


1

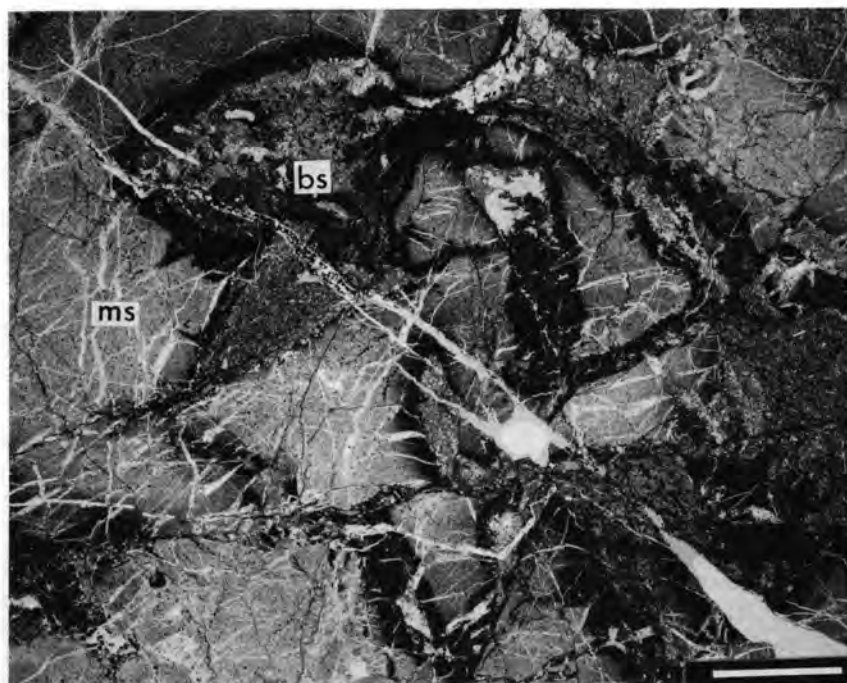


2

1. 舞鶴帯夜久野コンプレックスの超苦鉄質岩 (GSJ R43356) の顕微鏡写真 下方ボーラのみ パーは1mm
ol : かんらん石, cpx : 単斜輝石.
2. 同上 斑れい岩 (GSJ R43353) の顕微鏡写真 下方ボーラのみ パーは1mm. pl : 斜長石, cpx : 単斜輝石,
hb : 角閃石.



1



2

1. 舞鶴帯夜久野コンプレックスの玄武岩 (GSJ R43354) の顕微鏡写真 下方ボーラのみ パーは1mm.
2. 同上 (GSJ R43355) 泥岩との接触部 下方ボーラのみ パーは5mm, bs: 玄武岩, ms: 泥岩

文献引用例

木村克己・牧本 博・吉岡敏和（1989） 綾部地域の地質・地域他質研究報告（5万分の1地質図幅場），地質調査所，104p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KIMURA, K., MAKIMOTO, H. and YOSHIOKA, T. (1989) *Geology of the Ayabe district*. With Geological sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 104p. (in Japanese with English abstract 5p.).

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