

55(521.84/85)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第12号

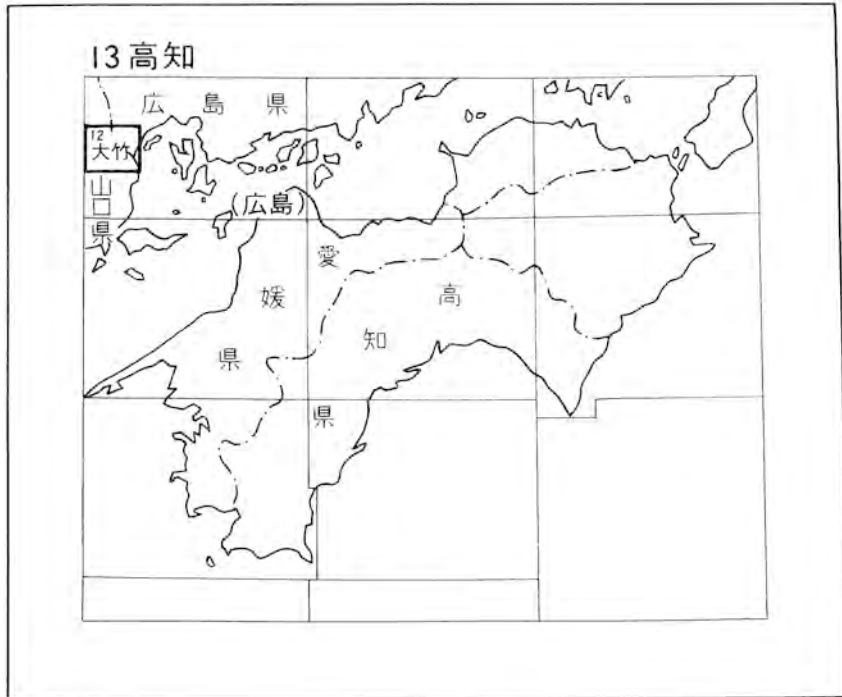
大 竹 地 域 の 地 質

東元定雄・高橋裕平
牧本 博・脇田浩二・佃 栄吉

昭和 61 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I . 地 形	1
II . 地質概説	5
III . 古生界	9
III . 1 研究史	9
III . 2 都濃層群(三郡変成岩類)	11
III . 2 . 1 分 布	12
III . 2 . 2 層序及び構造	12
III . 2 . 2 . 1 層 序	12
III . 2 . 2 . 2 岩石構造	14
III . 2 . 2 . 3 地質構造	15
III . 2 . 3 岩 相	16
III . 3 超苦鉄質岩類	19
III . 3 . 1 概 要	19
III . 3 . 2 産 状	20
III . 3 . 3 岩 相	20
III . 4 錦層群	21
III . 4 . 1 概 要	21
III . 4 . 2 層序及び構造	22
III . 4 . 3 岩 相	23
III . 4 . 4 産出化石と地質時代	24
IV . 美川層群及び玖珂層群	25
IV . 1 研究史	25
IV . 2 美川層群	26
IV . 2 . 1 層序及び岩相	27
IV . 2 . 2 産出化石と地質時代	32
IV . 2 . 3 地質構造	32
IV . 3 玖珂層群	33
IV . 3 . 1 層序及び岩相	33
IV . 3 . 2 産出化石と地質時代	40
IV . 3 . 3 地質構造	40
V . 白亜紀火成岩類	41
V . 1 概 要	41
V . 2 土生花崗閃緑岩	42

V. 3	岩国花崗岩	43
V. 4	弥栄峽花崗岩	43
V. 5	接触変成作用	45
V. 6	石英閃緑岩及び花崗斑岩	46
V. 7	岩脈類	46
V. 7. 1	輝緑岩及び斑れい岩	46
V. 7. 2	石英斑岩及び花崗斑岩	46
V. 7. 3	ひん岩	47
VI.	新生界	47
VI. 1	阿品層	47
VI. 2	百合谷層	50
VI. 3	美和層	50
VI. 4	段丘堆積物	50
VI. 5	崖錐堆積物層	51
VI. 6	沖積層	51
VI. 7	埋立地	51
VII.	活断層及び地震	53
VII. 1	活断層	53
VII. 2	地震	54
VIII.	応用地質	57
VIII. 1	金属及び非金属鉱床	57
VIII. 1. 1	タングステン・銅鉱床	57
VIII. 1. 2	含銅硫化鉄鉱床及び銅鉱脈	58
VIII. 1. 3	鉄鉱床及びモリブデン鉱床	58
VIII. 1. 4	マンガン鉱床	59
VIII. 1. 5	石灰石鉱床	59
VIII. 1. 6	亜炭鉱床	59
VIII. 2	骨材及び石材	59
文献		60
Abstract		65

図・表・図版目次

第 1 図	大竹図幅地域の埋谷面図	2
第 2 図	花崗岩山地の地形	3
第 3 図	山頂小起伏面の一例	3

第 4 図	三倉岳の岩峰地形	4
第 5 図	大竹地域周辺の地質概略図	5
第 6 図	中国地方西部における三郡変成岩類の分布	10
第 7 図	大竹地域における都濃層群柱状図	12
第 8 図 A	都濃層群砂岩勝ち互層起源の結晶片岩の露頭写真	13
	B 同砂質片岩の露頭写真	13
第 9 図	都濃層群に発達するキンクバンドの軸のプランジ	15
第 10 図	大竹地域における都濃層群の地質構造	16
第 11 図	大竹地域における都濃層群及び錦層群中の変成鉱物の分布	17
第 12 図	大竹地域の錦層群柱状図	22
第 13 図	錦層群層状チャート層の露頭写真	24
第 14 図	オリストストロームの産状	27
第 15 図	美川層群のオリストストローム	27
第 16 図	美川層群のオリストストローム中のチャート礫の周囲に認められる プレッシャーシャドー	28
第 17 図	美川層群の含葉理砂岩	29
第 18 図	美川層群の細互層チャート	30
第 19 図	細互層チャートの産状	30
第 20 図	玖珂層群のオリストストロームの基質	33
第 21 図	大きなチャートオリストリスを含む玖珂層群のオリストストローム	34
第 22 図	大きな石灰岩オリストリスを含む玖珂層群のオリストストローム	35
第 23 図	砂岩優勢な海底地すべり堆積物	35
第 24 図	泥岩層に挟在するチャートオリストリス	36
第 25 図	玖珂層群のオリストストローム中に挟在する珪質頁岩層の柱状図	37
第 26 図	チャート岩体の下底の断層破碎帯	38
第 27 図	玖珂層群の <i>Monotis</i> 産出地点 (Loc. 12) 周辺のルートマップ	39
第 28 図	玖珂層群のシルト岩の地層面に見られる生痕化石 <i>Phycosiphon</i> sp.	41
第 29 図	広島花崗岩類のモード組成	43
第 30 図	美川層群中に貫入した弥栄峽花崗岩の産状を示す露頭写真	44
第 31 図	阿品層の露頭写真	47
第 32 図	崖錐堆積物の露頭写真	51
第 33 図	岩国活断層系と山口県東部の埋谷面図	52
第 34 図	大竹図幅地域の活断層と埋谷面図	54
第 35 図	大竹断層と大竹市小方周辺の地質概略図	55
第 36 図	大竹市小方付近の大竹断層の露頭	55
第 37 図	中国地方とその周辺の地震活動	56

第 38 図	白木微小地震観測所のテレメータ地震観測網	57
第 1 表	大竹地域の地質総括表	6
第 2 表	大竹地域の都濃層群及び錦層群中の三郡変成作用による変成鉱物	17
第 3 表	都濃層群塩基性片岩中の角閃石の化学組成	19
第 4 表	変成かんらん岩の構成鉱物の化学組成	21
第 5 表	錦層群・美川層群及び玖珂層群から産出した放散虫化石	24-25
第 6 表	美川層群・玖珂層群から産出したコノドント化石	31
第 7 表	弥栄峽花崗岩の化学組成	45
第 8 表	阿品層の花粉分析結果一覧表	48-49
第 I 図版	大竹地域産二畳紀中期 - 三畳紀放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	
第 II 図版	大竹地域産ジュラ紀放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	
第 III 図版	1. 都濃層群塩基性片岩の顕微鏡写真	
	2. 変成かんらん岩の顕微鏡写真	

大竹地域の地質

東元定雄*・高橋裕平*

牧本 博**・脇田浩二**・佃 栄吉***

大竹地域の地質調査は、昭和58年度及び昭和59年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。古生界を牧本と高橋が、錦層群の産出化石と美川層群を脇田が、玖珂層群を脇田と東元が、広島花崗岩類を高橋が、地形・第四系・応用地質を東元が、活断層・地震を佃がそれぞれ担当し、全体の取りまとめ及び総合調整は東元が行った。

調査研究の過程において、広島大学理学部原 郁夫教授及び総合科学部佐田公好教授、東京大学理学部吉田鎮男助教授及び名古屋大学理学部足立 守助教授からは多くの有益な御教示を頂いた。筑波大学地球科学系佐藤 正教授には、アンモナイトの発見の経過及び鑑定結果について教えて頂いた。島根大学理学部中 孝仁氏には、他地域における錦層群の放散虫化石について教えて頂いた。山口県商工労働部上利 洋技師からは阿品層についての資料を頂いた。また、山口県博物館の橋本恭一氏には、未公表のアンモナイトの発表を快く承諾して頂いた。これらの方々に厚く感謝する。

第四系花粉化石の検討については環境地質部水野清秀技官の協力を得た。空中写真判読に関しては環境地質部寒川 旭技官の協力を得た。また、生痕化石の鑑定には地質部滝沢文教技官の協力を得た。

岩石薄片は技術部宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、木村 朗の各技官及び元中国出張所藤本アヤ子技官によって作製された。阿品層の花粉分析はバリノ・サーヴェイ(株)大島秀明・伊藤良永両氏によって行われた。

I. 地 形

大竹地域は、東経 $132^{\circ}00' - 132^{\circ}15'$ 、北緯 $34^{\circ}10' - 34^{\circ}20'$ の範囲で、山口県と広島県とにまたがり、南東部で安芸灘に臨んでいる。行政的には、山口県岩国市、玖珂郡和木町、美和町、美川町、本郷村、錦町、広島県大竹市、佐伯郡大野町及び佐伯町にわたっている。

地形的には、本地域の大部分は山地からなり、低地は少ない。海域は南東部のごく狭い範囲を占めている。

本地域の大部分を占める山地は、西中国山地の南部に当たり、山口県側は周防高原、広島県側は佐伯高原(成瀬, 1977)と呼ばれている。この山地は、本地域北東部の花崗岩山地と、その西側及び南側に広がる主として中・古生界からなる山地とに大別することができる。

本地域北東部の花崗岩山地は、北部では標高750-500m、南部でも600m前後の高度を示し、海側に向かって急激に高度を減じて、安芸灘に臨んでいる。この花崗岩山地では、全般に裸岩が多く、大きな岩塊が山腹や稜線の随所に見られる(第2図)。この山地はN-S系、NE-SW系、NW-SE系、E-W系

* 中国出張所 ** 地 質 部 *** 環境地質部



第1図 大竹圏地域の埋谷面図 谷埋めの幅は250m

などの河川や小谷によって開析されているが、南部ではそれらの河谷沿いの山腹は急傾斜となっていることが多く、しばしば岩壁状の急斜面が見られる。弥栄峡の兩岸、忠四郎山の南斜面、恵川の兩岸などがその例で、特に弥栄峡の兩岸では岩壁状急斜面の発達が顕著であり、名勝地となっている。忠四郎山-高鉢山山地では、このような急傾斜の山腹に囲まれた山地の頂部に、標高500-600mの浸食小起伏面がかなり広く発達している(第3図)。藤原・河内(1979)はこの小起伏面を忠四郎面と呼び、吉備高原面に対比した。二代木山付近でも標高500-600mの浸食小起伏面が見られる。三倉岳及び瓦小屋山では岩峰地形(第4図)が見られ、名勝地の一つとなっている。その下方にはかなり広い山麓緩斜面が発達する。山麓緩斜面は三倉岳東方や恵川上流の松ヶ原町付近にもかなり広く発達している。

一方、中・古生界からなる山地は、全般に中起伏の山地が広く、北東部の花崗岩山地のような特色のある地貌は示さない。この山地は、主として三郡変成岩類と美川層群からなる北西部山地と、主として玖珂層群からなる南部山地とに分けられる。

北西部山地は本郷村本郷以北では標高600-780m、本郷以南では400-500mである。この山地は南北方向に流れる本郷川、下畑川、生見川によって開析され、南北に細長い山地列に分けられている。大部



第2図 花崗岩山地の地形（弥栄峡右岸）露岩が多く、岩壁状急斜面も見られる



第3図 山頂小起伏面の一例（大竹市茅野原）小起伏面は忠四郎面（吉備高原面）

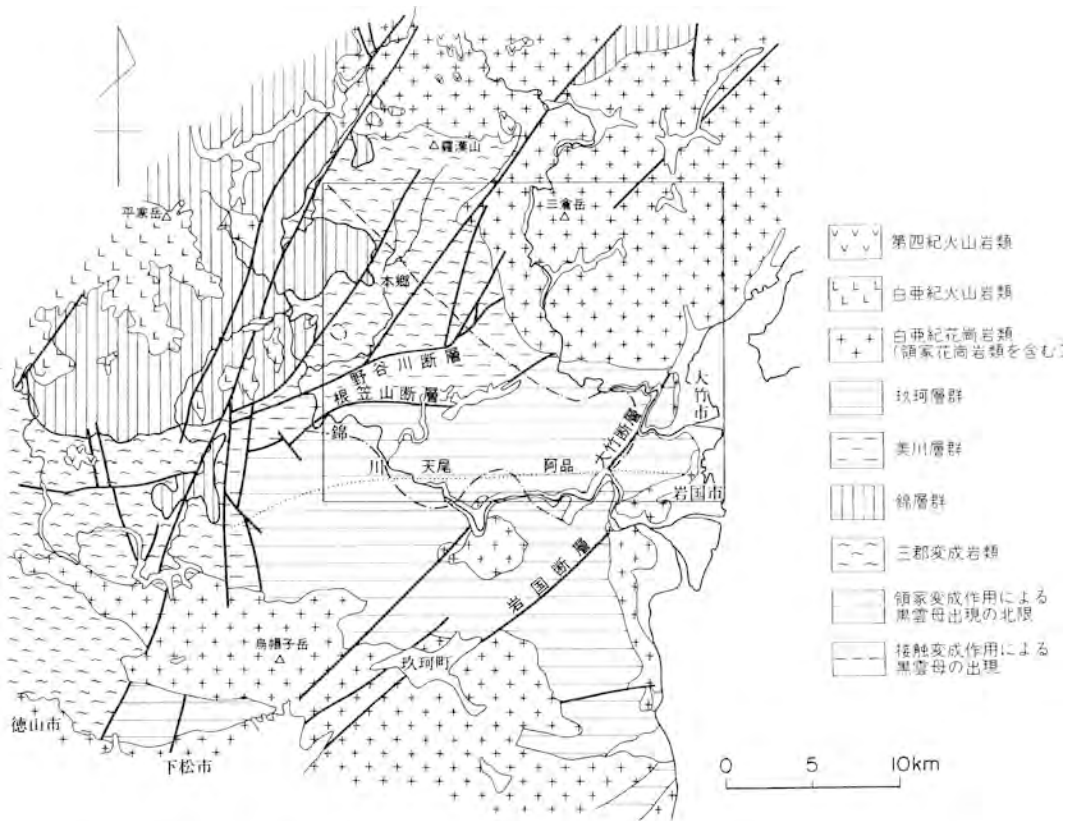


第4図 三倉岳の岩峰地形（大竹市小栗林北方の三倉岳登山道入口付近からの遠望）
山腹には緩斜面が発達し、表層部には準雑草植物がのっている

分は中起伏の山地からなるが、所々に浸食小起伏面が残されている。すなわち、成君寺山^{じょうくんじ}北方では標高600-700mの小起伏面があり、美和町の大田原付近、六呂谷付近及び二ツ野付近にも標高500-600mないしは500-550mの小起伏面が狭い範囲に見られる。これらの小起伏面は吉備高原面（藤原，1977，1980）に対比できる。山麓緩斜面は本郷付近、下畑川中流の美和町郷付近、生見川沿いの美和町畑ヶ迫付近などにごく狭い範囲に見られる。

南部山地は、大竹断層以西では標高300-500m、それ以东では180-280mである。大竹断層以西では、東西方向の尾根を持つ山地が卓越する。大部分は中起伏の山地からなるが、錦川及びその支流によって開析されている地域では、それらの河谷沿いの山腹は急斜面となっている。特に厚いチャート層の分布する所では露岩の多い急斜面を形成している。この地域の東部の岩国市丸田から持ヶ峠^{もちたお}付近にかけての地区では標高350-400mの小規模な浸食小起伏面が認められる。この小起伏面は持ヶ峠面（藤原・河内，1979）と呼ばれ、世羅^{せら}台地面に対比されている。錦川沿いの岩国市天尾^{てんのお}付近、美川町佐手付近、小郷川沿いの美和町向畑^{むかいはた}付近などでは山腹の標高160-200mの所に肩状平坦面が見られる。大竹断層以东の山地では標高100-240mの浸食小起伏面が発達している。藤原・河内（1979）はこの小起伏面を和木面と呼び、瀬戸内面に対比した。

低地は、本郷川沿いの本郷低地、渋前川^{しぶくま}と佐坂川^{さざか}沿いの美和低地、小瀬川（木野川）^{おぜ}と玖島川^{このくじま}との合流点付近の栗谷低地、小瀬川下流の大竹低地、錦川下流の岩国低地などがある。本郷低地と栗谷低地とは谷底平野からなる。美和低地は谷底平野と段丘からなる低地であり、この低地のほぼ中央部の渋前には風隙地形が見られる。大竹低地は小瀬川下流の谷底平野とそれに続く沖積平野及び干拓地・埋立地から



第5図 大竹地域周辺の地質概略図 四角の枠は「大竹」図幅地域の範囲を示す。山口地学会(1975)、通商産業省(1981)及び山田ほか(1986)に基づき、一部簡略化の上まとめた

なる。岩国低地は、錦川下流の谷底平野とそれに続く沖積平野及び干拓地・埋立地からなる。なお、岩国低地の大部分は南隣「岩国」図幅地域内にある。

II. 地質概説

大竹地域は、西南日本内帯に位置し、基盤岩類の帯状区分(広川ほか, 1982)から見れば、三郡帯と丹波帯の西方延長¹⁾にまたがる地域であり、また、白亜紀-古第三紀の深成岩類の帯状配列(村上, 1979)から見れば、山陽帯の南部に位置する。

本地域の地質は、主に古生界、ジュラ紀の地層及び白亜紀後期の広島花崗岩類から構成されている(第5図)。そのほか、白亜紀後期の小貫入岩体や岩脈類、鮮新世末-更新世の地層及び完新世の堆積物もわずかに分布している。

本地域の地質及び地史の概要は第1表に示した。

1) 領家外縁帯とも呼ばれる。

第1表 大竹地域の地質総括表

地質時代		地 質 系 統	地 史	
新 生 代	第四紀 更新世	沖 積 層	沖積地の形成	
		崖 錐 堆 積 物 段 丘 堆 積 物	崖錐の形成 段丘の形成	
	完新世	美 和 層 百 合 谷 層 阿 品 層	湖沼成の地層の形成	
中 生 代	第三紀		隆起・浸食	瀬戸内面の形成 世羅台地面の形成 吉備高原面の形成
		白亜紀後期	広島花崗岩類 { 弥栄峽花崗岩 岩国花崗岩 土生花崗閃緑岩 }	タングステン・銅鉱床、 銅鉱脈、モリブデン鉱床、 鉄鉱床の生成 ↑ 広島花崗岩類の貫入と ホルンフェルスの形成 ↓
	白亜紀前期		隆起・海退・浸食	褶曲構造の形成 黒雲母スレート・セリ サイトスレートの形成
後 期 古 生 代	ジュラ紀	玖 珂 層 群	オリストストロームを主とする地層の堆積 (二疊紀-ジュラ紀の石灰岩・緑色岩類・チャート・ 砂岩・泥岩などのオリストリスを伴う)	
		美 川 層 群	オリストストロームを主とする地層の堆積 (二疊紀-ジュラ紀の石灰岩・緑色岩類・チャート・ 泥岩などのオリストリスを伴う)	
	三疊紀		(玖珂層群・美川層群中の異地性チャート岩体中の) マンガン鉱床の形成	↓ 三郡変成作用 ↑
後 期 古 生 代	二疊紀	錦 層 群	砂岩・泥岩・チャート・酸性凝灰岩などの堆積	
		都 濃 層 群 (三郡変成岩類)	超苦鉄質岩類の定置 泥質岩・砂質岩・塩基性火山岩などの堆積 海底火山活動に伴う別子式キースラーガーの生成	

古生界は、都濃層群（三郡変成岩類）、超苦鉄質岩類及び錦層群からなり、本地域の北西部に分布する。

都濃層群は、泥質片岩と砂質片岩を主体とする下部層と、泥質片岩と塩基性片岩とを主体とする上部層とからなり、見掛け上の全層厚は約1,900mである。本層群は、三郡変成作用を受け、全般に再結晶が進んでおり、片理面の発達が良い、大部分は広義の藍閃石片岩相に属している。本地域の都濃層群は、山口県東部に分布する都濃層群全体から見れば、その下部層の上部から上部層までの層準に相当する。本層群の時代は、化石の産出がないので明らかでないが、錦層群の下位に位置することから、二疊紀前期ないしはそれ以前と考えられている。

超苦鉄質岩類は完全に蛇紋岩化されており、大部分は都濃層群の塩基性片岩と密接に伴って、その下に、地層の構造にほぼ調和的に、ほぼ同一層準に分布する。本岩類は塊状を呈することが多いが、ときに片状構造を示すことがある。本岩類の起源や定置の様式は不明であるが、少なくとも三郡変成作用による片理面の形成前に現位置に定置していたと推定される。

錦層群は、本地域の北西部に小規模に分布する。都濃層群とは低角度断層で境されその上盤に位置する。本層群の主要な分布地は本地域の西方及び北方で、本地域のものはその東端部に当たる。本層群は砂岩を主体とし、泥岩及び少量の酸性凝灰岩・チャートからなり、まれに塩基性火山岩を伴う。本層群は都濃層群とともに三郡変成作用を受け、本層群の下部では軽微なスレート劈開が発達し、酸性凝灰岩や塩基性火山岩にはパンペリー石が生成している。模式地の錦層群の層序に対比すると、本地域のものはその下部層の中-下部に相当する。錦層群の時代は二疊紀中期-後期とされているが、本地域の泥岩からも二疊紀中期の後期の放射虫化石群が見いだされた。

古生代末-三疊紀初頭には三郡変成作用が起こり、都濃層群、超苦鉄質岩類及び錦層群は広域変成岩となった。

三疊紀にも、地向斜における堆積作用は継続していたと推定されるが、本地域には原地性の三疊系は分布していない。なお、本地域のジュラ紀の美川層群や玖珂層群中には多量の三疊紀のチャート層が伴われ、また三疊紀の砂岩・泥岩も含まれているが、いずれもオリストリスないしは異地性岩体であり、ジュラ紀に海底地すべりによってオリストストロームとともに堆積したものである²⁾。

ジュラ紀にはオリストストロームを主体とする地層が堆積した。これは小島・岡村(1952)により領家外縁帯の地層とされたものに相当する。

ジュラ紀層は、美川層群と玖珂層群とに区分される。美川層群は、都濃層群(三郡変成岩類)と断層によって境されて、その南に、幅1.5-4kmで細長く帯状に分布する。玖珂層群は、美川層群の南側に広く発達する。玖珂層群と美川層群との境界も東西方向の断層である。美川層群と玖珂層群とは、かつては一連の地層(玖珂層群)とされていた(小島・岡村, 1952)が、コノドントの研究から二疊系の美川層群

2) オリストストロームは海底での重力滑動によって形成された堆積物で、泥岩基質中に砂岩やチャートなどからなる大小様々な角礫を数多く含んでいる。脇田(1983, 1984)は、オリストストロームを①砂岩礫と基質からなるエンドオリストストローム及び②チャート礫など異地性の礫を含むアロオリストストロームに区別した。更に砂岩礫の形状からエンドオリストストロームを2つに細分した。すなわち、長径/短径比が大きい砂岩礫と基質からなるエンドオリストストロームⅠと、長径/短径比が小さい砂岩礫を含むエンドオリストストロームⅡに分けた。本報告では、脇田(1983, 1984)の用語に従う。

オリストストロームに含まれる岩塊・岩片については、長径4m以下のものを礫(clast)、長径4m以上長径1-2km以下のものをオリストリス(olistolith)とし異地性のオリストリスを特に異地性岩体(allochthonous blockないし allochthonous sheet)と表現した(脇田, 1983, 1984; ABBATE *et al.*, 1970)。

と三疊系の玖珂層群とに2分された(豊原, 1976). その後, 早坂ほか(1983)によって玖珂層群にジュラ系が含まれることが明らかにされ, また, 高田・磯崎(1985)によって美川層群にも三疊紀チャートやジュラ紀珪質泥岩が含まれていることが明らかにされた. 高田・磯崎(1985)は, 玖珂層群と美川層群とがともにジュラ系を含むことと両層群の岩相に本質的差違が認められないことから, 両者を玖珂層群に一括すべきであるとの見解を示した. しかし, 本報告では, 美川層群には緑色岩類が比較的多く挟在するのに対して玖珂層群では緑色岩類が少ないこと, 美川層群の砂岩の組成が玖珂層群と異なること, 美川層群には二疊紀のチャートがあること, 美川層群の岩石は弱い片理を持つことなどから, 美川層群を玖珂層群から区別した.

美川層群は, オリストストロームを主体とし, チャート・砂岩・緑色岩類及び珪質泥岩を伴う. 本層群のオリストストロームの基質の泥岩には弱い片理が発達し, 千枚岩質になっている. 片理は, 南側の玖珂層群に近い部分では特に弱い. 本層群はしばしば緑色岩類を挟んでおり, 緑色岩類にはパンペリー石・緑れん石を生じている. 本層群の石灰岩からは二疊紀の紡錘虫化石を産し, チャートからは二疊紀及び三疊紀のコノドントを産する. また珪質泥岩からは三疊紀及びジュラ紀前期の放散虫化石を産する. それらの石灰岩やチャートはオリストリスであり, また珪質泥岩もオリストリスである可能性が大きいので, 本層群の形成時代はジュラ紀前期以降である.

玖珂層群は, オリストストローム(海底地すべり堆積物)を主体とし, チャート・砂岩・石灰岩・緑色岩類などを伴う地層である. 中位には巨大なシート状異地性岩体である柏木山チャート岩体が分布している. 異地性岩体やオリストストロームの礫・オリストリスのうち, 石灰岩からは二疊紀の紡錘虫化石, チャートからは三疊紀のコノドント及びジュラ紀の放散虫化石, 泥岩からは三疊紀の *Monotis* 及びジュラ紀前期・中期・後期の放散虫化石, そして砂岩からはジュラ紀後期のアンモナイト化石が見いだされている.

白亜紀に入ってから領家変成作用が起こった. この変成作用は玖珂層群堆積後のもので, その中軸部は本地域南方の柳井-大島地域から中央構造線に至る地域である. 本地域では, 領家変成作用の影響は弱く, 天尾-阿品線以南の玖珂層群が黒雲母スレート帯の岩石に変化し, それ以北では細粒の白雲母の定向配列によって特徴づけられる岩石となっている. 美川層群でも細粒の白雲母の形態定向配列が認められ, これも領家変成岩の弱変成部を構成すると考えられている(濡木, 1966). 美川層群の都濃層群に近い所での片理の形成, パンペリー石の形成, 美川層群と玖珂層群の褶曲構造の形成が, 玖珂層群堆積後から広島花崗岩類の貫入以前の期間に起こった.

白亜紀後期になると, 広島花崗岩類や小規模貫入岩・岩脈類の貫入があった.

広島花崗岩類は, 本地域北東部に広く分布する弥栄 峽花崗岩, 南東部の岩国花崗岩及び南縁中央部の土生花崗閃緑岩に区分される. また, 本地域南西部でも試錐によって花崗岩類の潜在が確認されている(通商産業省, 1981). これらの花崗岩類は, いずれも塊状の岩石で, 片麻構造を持たず, 古生界及び中生界の地層面を切って貫入している. 花崗岩体は, 非貫入岩側に比較的低角度で貫入していることが多く, また, それによる接触変成帯の幅が広いことから, 中・古生界の分布地域の下部にも, かなり広範囲に潜在すると判断される.

小規模貫入岩は本地域の北西部に分布する. 石英閃緑岩を主とし, 花崗斑岩を伴っている.

岩脈類は、中・古生界を貫いて多く見られる。石英斑岩ないしは花崗斑岩の岩脈が大部分を占め、輝緑岩・斑れい岩・ひん岩の岩脈も少数認められる。これらの岩脈のうちには花崗岩類による接触変成作用を受けているものもあるが、ほとんどは広島花崗岩類とほぼ同時期ないしは少し遅れた時期のものだと判断される。

白亜期後期から第三紀末期までの間には、本地域においては、浸食小起伏面が形成されているが、地層の堆積及び火成活動が行われた証拠は見いだされていない。

第三紀末から第四紀にかけての地層としては、阿品層、百合谷層、美和層、段丘堆積物、崖錐堆積物及び沖積層がある。阿品層と百合谷層とは亜炭層を挟む地層で、前者は鮮新世末-更新世前期、後者は更新世前期の地層と考えられる。美和層は段丘堆積物からなる地層で、百合谷層より若く、前期-中期更新世のものと考えられている(高橋, 1979; 三浦ほか, 1979)。段丘堆積物は中期-後期更新世、崖錐堆積物は後期更新世-完新世のものである。

Ⅲ. 古 生 界

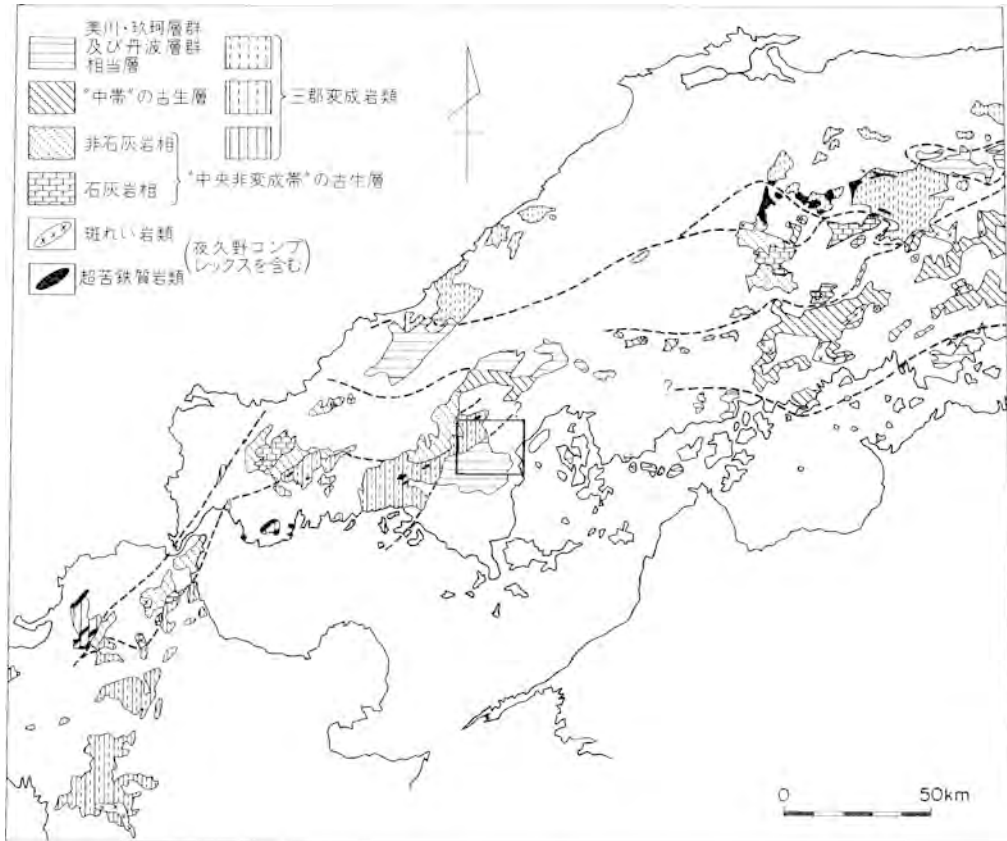
本地域に見られる古生界は、三郡変成岩類及び弱変成古生界からなり、図幅北西部を占める。本地域も含めた中国地方西部における古生界の分布域は、三郡帯(広川ほか, 1982)、三郡-山口帯(KIMURA, 1960)、あるいは三郡-中国帯(西村ほか, 1977)などと呼ばれる。そして、この帯では、三郡変成岩類のほか、かつてKOJIMA(1953)により“中央非変成帯”とされた地域を構成する古生界、及び緑色岩類を多量に伴う長谷(1964)による“中帯”の古生界が入り組んで分布する(第6図)。一方、地質構造区分の上からは、この帯の北側には飛驒帯が、南側には丹波帯及び領家帯がそれぞれ分布する。

三郡変成岩類は、古生代後期に堆積した砂岩・泥岩や塩基性火山岩類、及び超苦鉄質岩類が古生代末-中生代初めの広域変成作用を受けて形成されたとされ、低温高圧型の変成条件を示す。本地域を含めた山口県東部に分布する三郡変成岩類は、小島ほか(1951)により都濃層群と命名されている。一方、弱変成古生界は、都濃層群の北側に分布し、構造的上位に位置する。山口県東部の錦町-鹿野地域の弱変成古生界は、西村・濡木(1966)により錦層群(二疊系)と命名されている。なお、本地域における錦層群の分布は狭い。

Ⅲ. 1 研 究 史

大竹地域及びその南西延長に広くひろがる山口県東部の三郡変成岩類は、古くは鈴木(1906, 1907)、神津・中村(1911)により、その分布が示され、石墨千枚岩・輝岩・角閃岩等からなるとされた。また、小倉(1924, 1926)、宮本(1952)は、この地域の三郡変成岩類を石墨千枚岩・緑泥(緑簾)千枚岩等からなる千枚岩層として、一方錦層群を硬砂岩・粘板岩等からなる上部古生界の一部として示した。

その後、小林(1950)、松本(1951)やKOJIMA(1953)は、北九州から中国地方西部に分布する三郡変成岩類が、あいだに非変成古生界を挟んで、北側と南側に2列見られることを指摘した。そして、中国地方の基盤構造として、1)非変成古生界の下位には三郡変成岩類が広く存在する、2)非変成古生界の分布



第6図 中国地方西部における三郡変成岩類の分布
 NISHIMURA *et al.* (1983), 西村 (1985), 及び早坂 (1985) に基づき一部改変. 四角の枠は大竹地域の範囲を示す

域は複向斜部に当たる, 3) 南と北の2列の三郡変成岩類の分布域はそれぞれ複背斜部に当たる, とする考えを示した. 更に, KOJIMA (1953) は, 南と北の2列の三郡変成岩類をそれぞれ三郡変成帯山陽支脈及び山陰支脈とし, 中間の非変成古生界を中央非変成帯と名づけた. これに従えば, 大竹地域の三郡変成岩類は山陽支脈に位置する.

山口県東部における三郡変成岩類(都濃層群)の層序は, KOJIMA (1953), 岡村(1953), 西村・濡木(1966), 及びNISHIMURA (1971b)の研究から, 厚く連続性の良い砂岩層を特徴とする下部層と塩基性片岩の卓越する上部層に区分された. また, 都濃層群の地質時代は化石が産出しないものの, 本層群が非変成古生界(“上部石炭系-二疊系”)の下位に位置するとして, その原岩の時代は石炭紀ないしそれ以前(-デボン紀)とされた. なお, 本地域周辺の三郡変成岩類の放射年代として, 以下の4つの値が報告されている. すなわち, 美川町小壁及び本地域西方の錦町出合の泥質片岩に含まれる白雲母について, それぞれ, 172, 175MaのK-Ar年代(NISHIMURA *et al.*, 1983)が, 同じく錦町出合の泥質片岩について, Rb-Sr 白雲母-全岩年代で224Ma(柴田・西村, 1983), Rb-Sr 全岩アイソクロン年代で216Ma(柴田・西村, 1984)が報告されている.

錦層群は、三郡変成帯山陰・山陽支脈の間に分布する“中央非変成帯”(KOJIMA, 1953)のうち、山口県錦町-鹿野町地域のものについて西村・濡木(1966)により命名された。西村・濡木(1966)は錦層群を岩相層序から上・中・下部層に3分し、全層厚は約2,900-3,900mに及ぶとした。また、含まれる石灰岩礫中の紡錘虫化石からその地質時代を二畳紀とした。最近、本層から中・石賀(1985)により錦町木谷峡及び六日市町河内川^{ごうち}下流で、また西村・磯崎(1984)により錦町木谷峡及び錦町日下で放散虫化石が見いだされ、地質時代は中期二畳紀末-後期二畳紀初めであることが明らかになった。なお、西村・磯崎(1984)は本層中の酸性凝灰岩のK-Ar全岩年代として、223, 212Maの値を報告している。

山口県東部地域の三郡変成作用は、西村・濡木(1966)及びNISHIMURA (1971b)により初めて詳細に研究された。そして、三郡変成作用はそれまで非変成古生層とされてきた錦層群にも及んでおり、錦層群が三郡変成作用の低変成部に当たるとした。さらに、NISHIMURA (1971b)、西村ほか(1985)は、錦層群から都濃層群に及ぶ地域を塩基性火山岩類における変成鉱物の消長からA, B, Cの3帯に変成帯とした。それによれば、錦層群はパンペリー石+緑泥岩の組み合わせを示し、ぶどう石-パンペリー石相(A帯)に、都濃層群はパンペリー石-アクチノ閃石相(B帯)及び緑れん石+クロス閃石あるいは緑れん石+ウィンチ閃石からなる広義の藍閃石片岩相(C帯)に属する。

三郡変成岩類と二畳系錦層群の層序学的・地質学的関係は、三郡変成岩類から化石が発見されず、その原岩の時代が未確定なこともあり、現時点では意見の一致をみていない。KOJIMA (1953)は、両者の関係は地域により異なり、1)断層：小島(1947)の北山衝上断層に相当、2)整合関係、3)境界部には剪断帯が存在、の3つの場合があるとした。その後、西村・濡木(1966)、NISHIMURA (1971b)、西村ほか(1985)は、錦層群は現在はどこでも構造的不連続面で境されて、三郡変成岩類の上位に位置するとした。しかし、1)両者の褶曲構造は調和的で、錦層群は三郡変成岩類のなす向斜部に分布する、2)錦層群は三郡変成作用の低変成部に当たり、また錦層群から都濃層群にかけて変成度が連続的に上昇する地域が見られるなどとして、両者はもともと整合関係にあったと考えた。そして、現在両者を境する構造的不連続面は、この整合関係にあった地層が三郡変成作用後期に褶曲した際、結晶片岩層と弱変成岩層の境界で変形挙動の違いから生じた破断-滑動帯に当たるとしている。一方、濡木(1969)は、三郡変成岩類と錦層群はすべて不連続で、断層で境されるとし、更に、錦層群に認められる弱変成作用を三郡変成作用と区別し、埋没変成作用によるとした。

なお、三郡変成岩類は、中国地方西部では中・上部三畳系美祢層群に不整合に覆われ(長谷, 1950, 1963)、三郡変成作用は三畳紀前期までに終了したとされている。

III. 2 都濃層群(三郡変成岩類)

本地域の三郡変成岩類は、片理の発達した結晶片岩からなり、大部分はNISHIMURA (1971b)、西村ほか(1985)のC帯(緑れん石+クロス閃石あるいは緑れん石+ウィンチ閃石からなる広義の藍閃石片岩相)に属する。主に泥質片岩・砂質片岩及び塩基性片岩からなり、全層厚約1,900mに及ぶ。層序的には、塩基性片岩に乏しく砂質片岩の発達の良い下部層と、2層準に厚い塩基性片岩を挟む泥質片岩からなる上部層に区分される。なお、本地域では石英片岩-珪質片岩の分布は極めてまれである。

Ⅲ. 2. 1 分布

本地域の都濃層群は、図幅北西部を占め、美川町小壁^{こかべ} - 本郷村波野^{はの}の本郷川下流や本郷村本郷より東方の本郷川上流、及び美和町生見川沿いなどに典型的に発達する。東側に分布する後期白亜紀の花崗岩類とは、花崗岩類の上盤にのる産状(ルーフコンタクト)を示す。特に美和町秋掛南方では、花崗岩類の分布域中にルーフペンダントとして、都濃層群が小規模に分布する。南側の美川層群とは、ENE-WSWに走る北に急斜傾した野谷川断層(豊原, 1974)で境される。錦層群とは、低角な断層関係で接する。

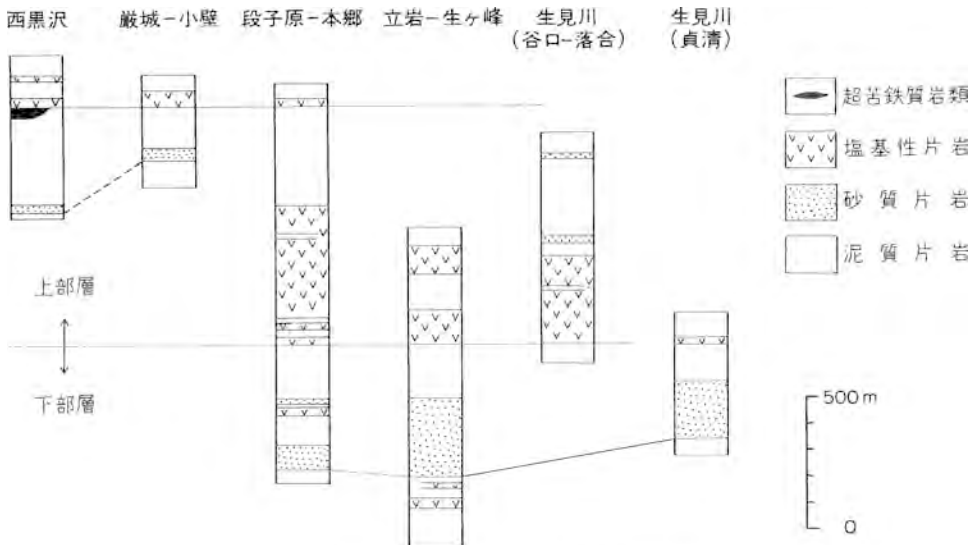
なお、第5図に示すように、都濃層群の北方延長は北隣「津田」地域内で東西約10km, 南北約2.5kmの地域を占めるが、その北は東側と同様花崗岩類の貫入で断たれる。一方、西方延長は西隣「鹿野」地域に入ってすぐの所でNNE-SSWに走る末武川構造線の北方延長によって断たれ、その西では相対的に南にずれた地域に分布する。

Ⅲ. 2. 2 層序及び構造

本地域の都濃層群は、NE-SW系を主とする断層系で大小のブロックに区分される。分布の北東半部の地域は接触変成作用を受けており、その層序及び構造の詳細な説明は困難である。また、地層の上下関係を示す証拠も得られていない。ここでは、地層の大規模な逆転や走向方向に沿う断層による地層の重複がないとして、以下に本層群の層序・構造を記載する。

Ⅲ. 2. 2. 1 層序

本地域の都濃層群は、泥質片岩を主体とするが、厚い砂質片岩を挟む下部層(層厚約800m)と2層準に顕著な塩基性片岩を挟む上部層(層厚約1,100m)に区分できる(第7図)。全体の層厚は約1,900mで



第7図 大竹地域における都濃層群柱状図

A



B



第8図A 都濃層群砂岩勝ち互層起源の結晶片岩の露頭写真（本郷村宇塚北方約1.5 kmの道路沿い）

B 同砂質片岩の露頭写真（本郷村延々原北東0.5 km 道路沿い）

ある。

下部層を特徴づける砂質片岩は層厚約 100-300m で、泥質片岩や塩基性片岩の薄層をしばしば挟む。美和町生見川沿いの貞清、下畑川沿いの西や本郷村延ヶ原^{のぶ}などに見られる。生見川上流秋掛北方にも薄い砂質片岩が見られるが、恐らくこれと同層準とみなされる。

上部層下部に位置する塩基性片岩は層厚約 240-420m で、本郷川沿い、釜ヶ原-雲照寺峠、下畑川及び生見州沿いに産する。この塩基性片岩はしばしば泥質片岩を挟み、本郷川沿いで 3 層準に、また生ヶ峰では層厚約 130m の泥質片岩が認められる。

上部層上部の泥質片岩に挟まれる層厚約 60m の塩基性片岩は、その下盤に時に超苦鉄質岩類(蛇紋岩)を伴うことを特徴とする。同様の塩基性片岩は西黒沢の北東方や南方、本郷川下流の小壁-広瀬に認められ、更に西隣「鹿野」地域の錦川沿いの錦町合や宮之串に見られる塩基性片岩に連続する。

なお、泥質片岩には、層準を問わず厚さ 1m 以下の砂質片岩がしばしば挟まれる。更に、宇塚北東や三ツ杉西方、下畑川沿いの西付近等で、泥質片岩中に伴って砂岩泥岩互層に由来する結晶片岩が見られる。この互層の砂岩層は厚さ 10cm-1m、泥岩層は 10-20cm で砂岩優勢である(第 8A 図)。

Ⅲ. 2. 2. 2 岩石構造

本地域の都濃層群には、花崗岩類の貫入に伴う再結晶作用により一部不明瞭となっているが、片理面をはじめとする各種の面構造・線構造が発達している。

片理面(S₁) 本地域の結晶片岩は全般に再結晶が進んでおり、片理の発達が良い。また、片理面は岩相境界とほぼ平行であり、層理面に対応する。片理面は、泥質片岩で特に顕著であり、石英・長石からなる優白質層と炭質物に富む優黒質層の厚さ数 mm 以下の細互層からなる縞状構造として観察される。一方、細粒凝灰岩起源の塩基性片岩では、片理は原岩の岩質を反映した粒度や色調(淡緑色-暗緑色)の異なる層の積み重なりとして発達する。

破断劈開(S₂) 都濃層群下部層の泥質片岩では、波長 1cm- 数 cm の小褶曲がしばしば見られるが、この褶曲軸面に平行に破断劈開が発達する。この面構造は片理面に高角度で交わる。特に下畑川沿いの泥質片岩でよく観察され、西から立岩にかけての地域では、破断劈開の走向は NE-SW で NW へ 20-60° 傾斜している。

小褶曲 露頭スケールで観察される小褶曲として、先に述べた破断劈開を伴うもののほかに、2 種の褶曲が認められる。1 つは、最も初期に形成された褶曲の両翼が平行な折りたたみ褶曲で、その軸面は片理面に平行である。他の褶曲は、都濃層群上部層にしばしば見られる波長の比較的長い(数 10cm- 数 m)軸面の立った褶曲である。この褶曲の軸は、NW-SE の走向で、NW または SE へ 10° 以下の落して、これは本地域に発達するキンクバンドの軸と類似した走向・落しである。

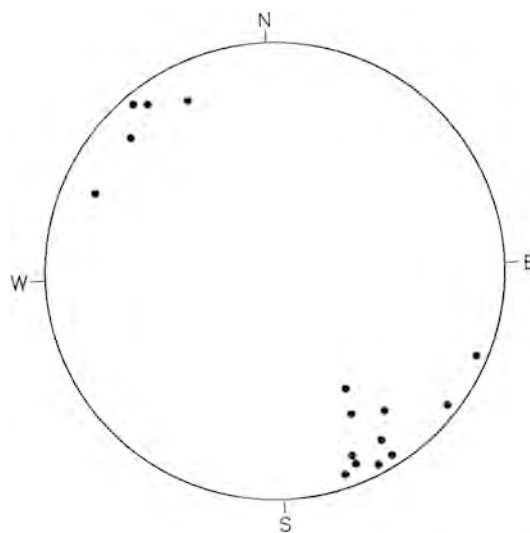
一方、片理面上に見られる線構造として以下の 4 種類がある。

鉱物線構造 柱状鉱物の定向配列による線構造である。本地域では、主に塩基性片岩において角閃石の配列で示されるが、あまり顕著ではない。特に花崗岩類近くでは再結晶のためほとんど確認できない。

交線線構造 片理面と破断劈開の交線や片理面と褶曲軸面との交線などがある。

微褶曲軸 主に泥質片岩に見られる微褶曲軸で、片理を形成している縞状構造の層が微褶曲することによる。

キンクバンド 片理面の鋭角的な折れ曲がりであり、都濃層群上部層に多く見られる。泥質片岩のほか、岩質を問わず、砂質片岩・塩基性片岩にも発達する。キンクバンドの軸の方位は、本地域を通じて比較的一定しており、NNW-SSEからNW-SEの走向で、NWへ最大 15° 、またはSEへ最大 40° 傾斜している(第9図)。なお、西村・瀧木(1966)やNISHIMURA(1971b)は本地域の西方の錦町出合において軸がENE-WSWの走向で、ENEまたはWSWに緩傾斜するキンクバンドを報告している。



第9図 都濃層群に発達するキンクバンドの軸のプランジ

III. 2. 2. 3 地質構造

本地域の都濃層群に発達する断層系は、(1) NE-SW から ENE-WSW 系の断層、(2) N-S 系の断層、(3) NE-SW から NNE-SSW 系の断層に大別でき、この順に新しくなる。このうち、全体の地質構造を規制しているのは(3)の断層で、これにより、見掛け上西側が順に落ちた構造をとる。したがって、断層の西側のブロックほど、より上位の層準が分布する。このうち、特に変位が大きい断層は、秋掛-雲照寺峠-波野と延びる断層及び茅原-宇塚-添谷と延びる断層である。ここでは、この2つの断層に境された3ブロックに区分して地質構造を記載する(第10図)。

南東ブロック

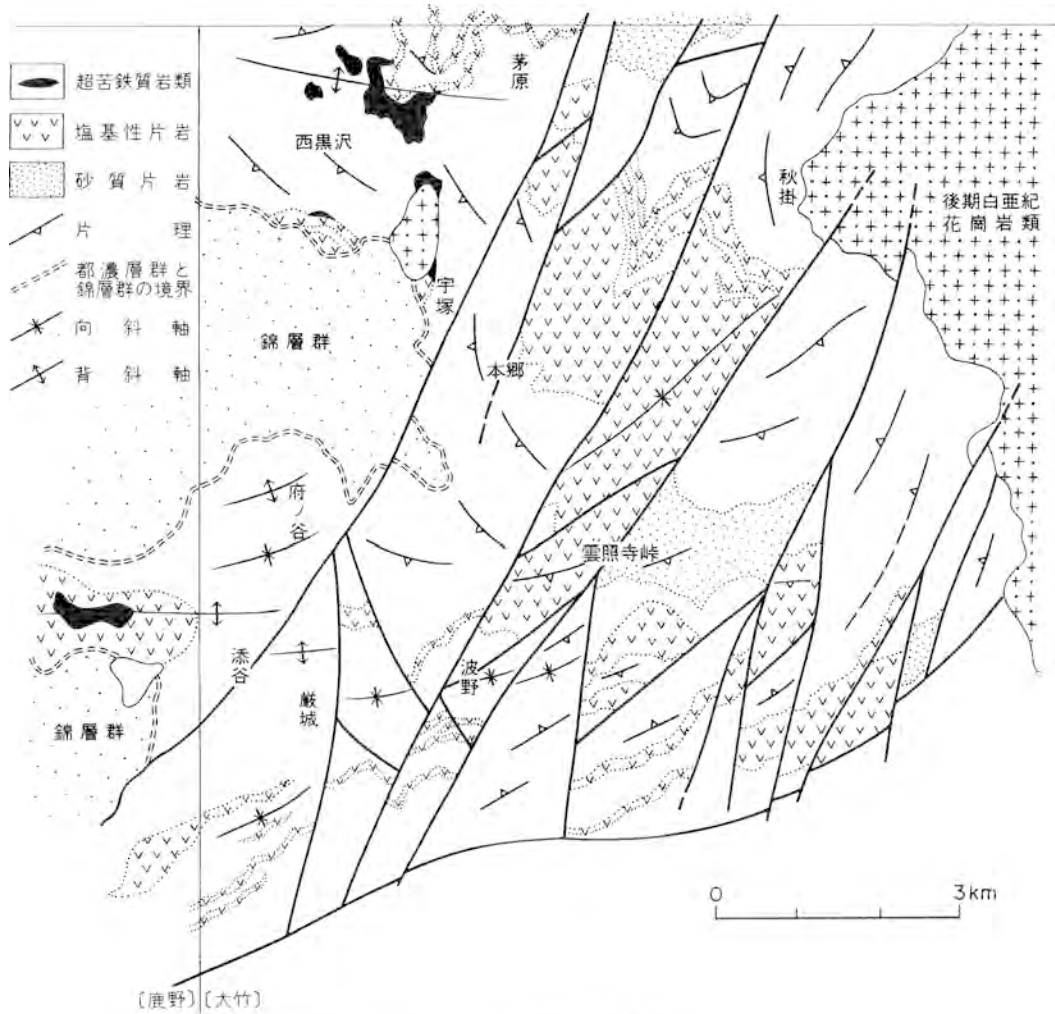
秋掛-雲照寺峠-波野を通る断層より南東に当たる地域で、NE-SW ないし ENE-WSW の一般走向で傾斜はおよそ $20-55^\circ$ である。そして、北半部では南傾斜、南半部では北傾斜を示す。この構造や塩基性片岩や砂質片岩の連続から、本ブロックは西に開いた向斜構造をなしている。

中央ブロック

北半部はNW-SEの走向で、SWへ $15-50^\circ$ 傾斜し、南西側により上位が分布する。一方、南半部の本郷川沿いの地域は、ENE-WSWの走向で、北または南へ $20-50^\circ$ 傾斜し、南東ブロックと同様西へ開いた向斜構造をなす。

北西ブロック

本ブロックは、錦層群の分布を境に北と南に分離されるが、共通した構造を示す。錦層群の北部では、西黒沢を中心にNW-SEの走向でSWへ $20-40^\circ$ 傾斜するが、上沼田から東へ茅原に延びる背斜構造の北では $15-20^\circ$ NEへ傾斜する。南部の府ノ谷周辺では、NE-SWからE-W方向の軸をもった2背



第10図 大竹地域における都濃層群の地質構造

斜1向斜による緩やかな構造が見られる。

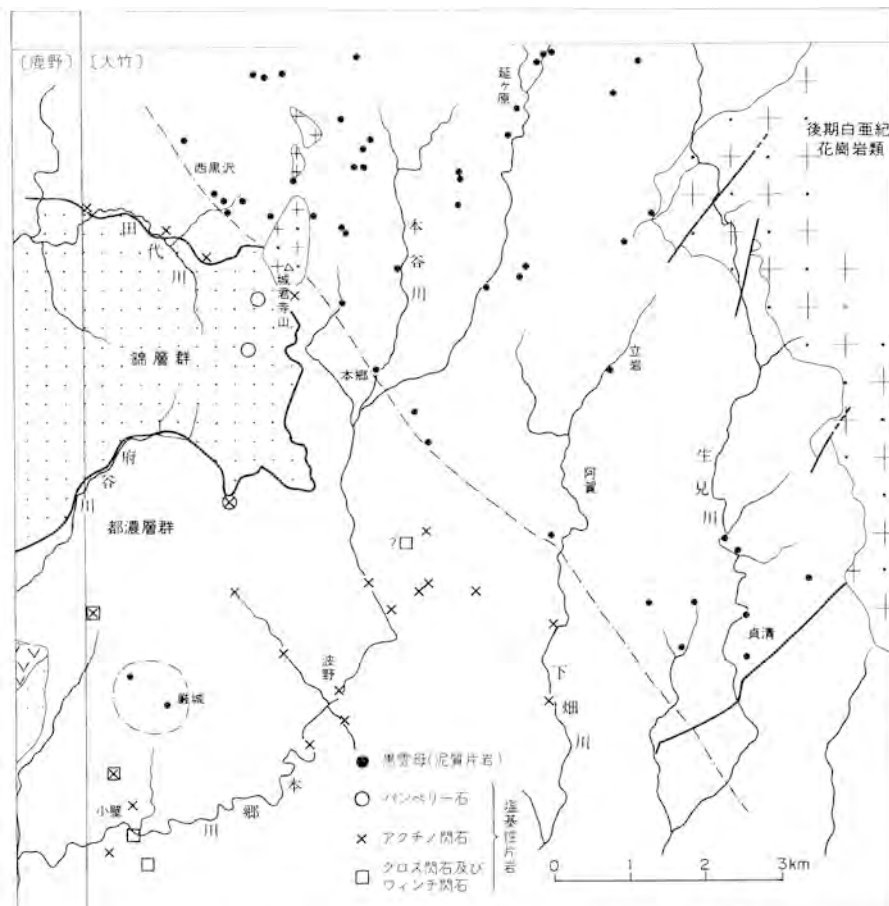
Ⅲ. 2. 3 岩 相

本地域の都濃層群は、泥質片岩・砂質片岩及び塩基性片岩からなる。このほか、石灰質片岩が1箇所確認されている。一般によく再結晶し、片理・軸面劈開や各種の線構造が発達し、特に泥質片岩で顕著である。一方、花崗岩体に近い地域や地下に貫入岩体の存在が推定される本郷川下流北方の美川町巖城周辺では、黒雲母や紅柱石の生成など接触変成作用による再結晶が進んでおり、岩石は堅硬・緻密となる。そのため片理も剝離性が弱くなり、線構造も不明瞭となる。本層群の結晶片岩中の主要な変成鉱物とその組合せを第2表に、その分布を第11図に示す。なお、本地域では、アルバイトの斑状変晶やローソン石、藍閃石、バロワ閃石等を含む結晶片岩は見いだされていない。

第2表 大竹地域の都濃層群及び錦層群中の三郡変成作用による変成鉱物

	都濃層群	錦層群
泥質岩	緑泥石	+
	白雲母	+
	スチルプノメレン	+
	緑れん石	+
	ざくろ石	+
塩基性火山岩 (錦層群では酸性凝灰岩も含む)	アルバイト	+
	緑泥石	+
	白雲母	+
	スチルプノメレン	+
	パンペリー石	(+)
	緑れん石	+
	アクチノ閃石	+
	クロス閃石及びウインチ閃石	(+)

+普遍的, (+) 少ない



第11図 大竹地域における都濃層群及び錦層群中の変成鉱物の分布 錦層群については酸性凝灰岩の変成鉱物も示す。一点鎖線は、泥質片岩における接触変成作用による黒雲母の出現地域を示す

泥質片岩 灰色-暗灰色あるいは黒色を呈し、風化した場合、淡褐色-淡灰色になる。層面片理が良く発達し、これに沿って容易に剝離する。しばしば小褶曲し、この軸面に平行な破断劈開が見られる。鏡下では、層厚0.1-1mmの石英・アルバイトからなる層と炭質物・白雲母・緑泥石に富む層が細互層する。接触変成作用を受けていない岩石の代表的鉱物組合せは、次のとおりである。

白雲母+緑泥石	}	+(石英, アルバイト, 石墨, 燐灰石, 電気石, くさび石) ±(方解石, スチルプノメレン, 鉄鉱)
白雲母+緑泥石+緑れん石		
白雲母+緑泥石+ざくろ石		

砂質片岩 淡灰色-灰白色を呈する。ときに苦鉄質鉱物に富むことがあり、緑色を帯びるため塩基性片岩と見誤りやすい。比較的塊状で、片理は余り顕著でない。片理に平行な数cm-数10cmの粗い割れ目とこれを切る節理の発達で、しばしば平板状-ブロック状に分割されている(第8B図)。鏡下では、泥質片岩と同様の鉱物組合せのほかに、砕屑粒として石英・斜長石・カリ長石・緑れん石・ざくろ石・くさび石・ジルコンが認められる。

塩基性片岩 緑色-暗緑色または暗青色を呈し、風化面では褐色-赤褐色となる。ほとんどのものが火山砕屑岩に由来するが、このうち凝灰岩起源のものでは、一般に顕著な片理が発達する。再結晶が進んでおり、ほとんどの場合原岩の組織や造岩鉱物が保存されておらず、原岩の岩質は不明である。接触変成作用を受けたものは、堅硬・濃緑色となる。また、一部はスカレン化しており、淡灰緑色(透輝石+Caざくろ石)や黄緑色を帯びた灰色(緑れん石)の片理に平行な、多くは厚さ2cm以下ときに10cmに及ぶバンドが見られる。接触変成作用を受けていない岩石の代表的鉱物組合せは以下のとおりである。

緑れん石+緑泥石+白雲母	}	±(石英, アルバイト, 方解石, スチルプノメレン, 燐灰石, 赤鉄鉱, 黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱)
緑れん石+緑泥石+アクチノ閃石		
緑れん石+緑泥石+アクチノ閃石+白雲母		
緑れん石+緑泥石+アクチノ閃石+アルカリ角閃石		
緑れん石+緑泥石+アクチノ閃石+パンペリー石 +白雲母+残留単斜輝石		

本地域の都濃層群南西部では、層序的に最も上位の府ノ谷近くの塩基性片岩にのみパンペリー石-アクチノ閃石の組合せが見いだされた。しかし、ほとんどの塩基性片岩の鉱物組合せは緑れん石+緑泥石+アクチノ閃石±白雲母である。また、アルカリ角閃石のマグネシオリーベック閃石やウィンチ閃石が、本郷川下流周辺の塩基性片岩に見いだされる(第3表)。したがって、南西部はNISHIMURA(1971b)、西村ほか(1985)によるC帯(広義の藍閃石片岩相)に属するといえる。一方、都濃層群北東部は層序的により下位に相当し、より高い変成相が期待されるが、接触変成作用を受けているため三郡変成作用によって形成された変成鉱物の検討は困難になっている。

なお、NISHIMURA(1971a)は、錦町出合を中心とする塩基性片岩及び河山鉱山で実施されたボーリングコアについて、全岩並びに残留単斜輝石の化学組成を検討して、原岩がアルカリ玄武岩質の性質を持つとしている。

石灰質片岩 本郷川下流の小壁北方に小規模に露出している。灰白色で完全に再結晶しており、鏡下

第3表 都濃層群塩基性片岩中の角閃石の化学組成

	1	2	3
SiO ₂	55.1	53.8	53.9
TiO ₂	0.00	0.17	0.03
Al ₂ O ₃	2.78	2.46	2.09
FeO*	19.7	17.7	13.2
MnO	0.20	0.33	0.38
MgO	10.6	12.3	15.3
CaO	2.28	5.90	11.7
Na ₂ O	6.09	3.81	0.74
K ₂ O	0.04	0.12	0.10
O=23及びSi+Al+Ti+Fe+Mn+Mg=13で全FeをFe ²⁺ , Fe ³⁺ に分配			
Fe ₂ O ₃	12.63	10.52	3.15
FeO	8.34	8.24	10.37
H ₂ O	2.09	2.08	2.09
Total	100.2	99.7	99.8
Si	7.887	7.750	7.738
Al ^{IV}	0.113	0.250	0.262
Al ^{VI}	0.356	0.168	0.092
Ti	0.000	0.018	0.003
Fe ³⁺	1.360	1.140	0.340
Fe ²⁺	0.998	0.992	1.245
Mn	0.024	0.040	0.046
Mg	2.262	2.641	3.274
Ca	0.350	0.911	1.800
Na	1.690	1.064	0.206
K	0.007	0.022	0.018
Total	15.05	15.00	15.02
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.69	0.73	0.72
Al/Al+Fe ³⁺	0.21	0.13	0.21
Na/Ca+Na	0.83	0.54	0.10

試料は本郷川下流小翠北方(旧河山鉱山跡)に産する塩基性片岩。EPMAによる分析。H₂Oは理想化学式に基づき計算により求めた。LEAKE(1978)の分類によれば、1:マグネシオリーベック閃石、2:ウィンチ閃石、3:アクチノ閃石。角閃石以外の鉱物組合せは、緑泥石-緑れん石-ヘマタイト-アルバイト-石英-白雲母。

では大部分等粒状の方解石からなり、少量の不透明鉱物を伴う。

III. 3 超苦鉄質岩類

III. 3. 1 概要

本地域の超苦鉄質岩類は、本郷村西黒沢北東に比較的まとまって分布するほか、秋掛北方、下畑川沿いの郷、波野周辺などに径数m-数10mの小岩体として見られる。この超苦鉄質岩類は、これまで山口県(1968, 1975)、通商産業省(1981)などでその分布・産状が明らかにされたにすぎず、本格的な研究は行われていない。本地域の超苦鉄質岩類は完全に蛇紋岩化しているか、あるいは花崗岩体に近いもの

では接触変成作用により再結晶しており、もともとの岩質は不明である。

Ⅲ. 3. 2 産 状

本地域の超苦鉄質岩類のうち、西黒沢北東のものは、上沼田まで西に延びる尾根及び成君寺山まで南に延びる尾根に分布し、成君寺山の西北西約1kmにもその続きが見られる。周囲の結晶片岩と直接に接する状況は観察できないが、超苦鉄質岩類の分布は周囲の結晶片岩の地質構造と平行である。また、すぐ上盤に塩基性片岩が見られ、両者の密接な産状は本地域北方の羅漢山周辺及び西方の錦町出合においても観察される。これらの地域の塩基性片岩は地質構造からみて同層準であり、超苦鉄質岩類は断続的ではあるが、塩基性片岩の下位に沿って、すなわち三郡変成岩類の構造にほぼ平行に層状に産している。このような一定層準を示す超苦鉄質岩類の起源や定置の様式は不明であるが、単純な固体貫入モデルでは説明できない。また、西黒沢周辺の超苦鉄質岩類は、成君寺山の東及び西の小岩体を除いて、接触変成作用を受け再結晶し塊状を呈するが、ときに片状構造が観察される。この面構造は、周囲の結晶片岩の片理面と平行であり、再結晶以前に超苦鉄質岩類に発達していた片理面である。したがって、超苦鉄質岩類は、三郡変成作用による片理面形成以前に現位置に定置していた、と推定する。

西黒沢地域以外の超苦鉄質岩類の小岩体についても、周囲の結晶片岩との接触部は観察されず産状は不明だが、いずれも岩体の伸びは周囲の地質構造に一致し、また周囲の結晶片岩の片理面に平行な片状構造が発達する。

Ⅲ. 3. 3 岩 相

本地域の超苦鉄質岩類は、蛇紋岩及びこれが接触変成作用で再結晶した変成かんらん岩からなる。すなわち、花崗岩体より遠く接触変成作用の及んでいない地域では蛇紋岩として産し、一方花崗岩体近くでは、かんらん石＋トレモラ閃石＋タルクで特徴づけられる変成かんらん岩となっている。蛇紋岩では、蛇紋岩化が完全なため、蛇紋岩化以前の原岩の性質は不明である。なお、本地域北隣「津田」地域の羅漢山周辺には、本岩類の延長部分が分布し、単斜輝石岩の小岩体が伴われる。

次に代表的岩相について記載する。

蛇紋岩 暗灰緑色－暗緑色、片状を呈するが、ときに塊状な部分も見られる。完全に蛇紋岩化しており、もともとの鉱物の仮像も認められず、残留鉱物と推定されるのは、やや粗粒・自形の磁鉄鉱のみである。蛇紋石(笹葉状、脈状など)を主体に、磁鉄鉱(細粒、粒状－塵状)、及びときに少量の炭酸塩鉱物からなる。

変成かんらん岩 塊状・堅硬で、暗灰色－灰緑色を呈する。本岩は、主にかんらん石、トレモラ閃石、タルク(滑石)からなり、斜方輝石・蛇紋石・緑泥石・鉄鉱・炭酸塩鉱物を含む。かんらん石は、粗粒・他形結晶として産するが、同一消光位を示すサブグレイン化した細粒結晶に分かれている。また、微細な磁鉄鉱を包有し汚れている。トレモラ閃石、斜方輝石とも、長柱状－針状で時に放射状に産することがあり、タルクとともにかんらん石の粒間を埋めたり、かんらん石を交代している。磁鉄鉱は大部分細粒、粒状－塵状で、かんらん石中や鉱物粒間に見られる。また、しばしば自形の赤褐色を呈するクロム鉄鉱が見られるが、蛇紋岩化以前のかんらん岩の構成鉱物である。

第4表 変成かんらん岩の構成鉱物の化学組成

	かんらん石	斜方輝石	トレモラ閃石
SiO ₂	40.5	56.3	58.6
TiO ₂	0.00	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	1.26	0.20
FeO*	8.93	5.46	2.06
MnO	0.12	0.12	0.17
NiO	0.39	0.02	—
MgO	50.5	35.8	23.8
CaO	0.02	0.19	13.6
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02
H ₂ O	—	—	2.21
Total	100.5	99.2	100.7
	atomic ratios		
Si	0.989	1.951	7.951
Al	—	0.051	0.032
Ti	—	0.001	0.001
Fe	0.182	0.158	0.234
Mn	0.002	0.004	0.020
Mg	1.838	1.849	4.814
Ca	0.001	0.007	1.977
Na	—	—	0.005
K	—	—	—
Total	3.012	4.021	15.034
O	4	6	23
Mg/Mg+Fe	0.91	0.92	0.95

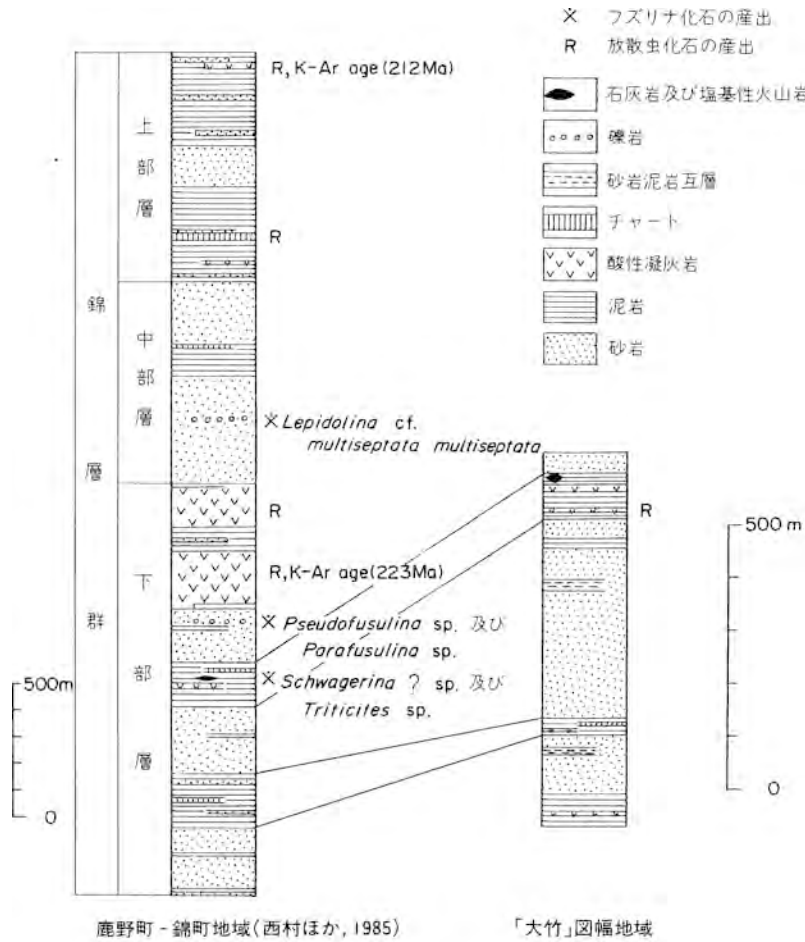
試料は本郷村成君山北方2kmから採取、EPMAによる分析で、Feはすべて2価として、またH₂Oは理想化学式に基づき計算により求めた。

なお、第4表に斜方輝石を含む変成かんらん岩の造岩鉱物の化学組成の一部を示す。斜方輝石はCaO, Al₂O₃, Cr₂O₃に乏しく、接触変成作用で生じたかんらん岩中の斜方輝石と同様の化学組成の特徴(ARAI, 1975ほか)を示す。

III. 4 錦 層 群

III. 4. 1 概 要

本地域の錦層群は、図幅北西部に東西3km、南北3kmの地域を占めて小規模に分布するのみである。本層の主体は、本地域の北及び西に隣接する「津田」、「鹿野」両地域に分布する。都濃層群(三郡変成岩類)とは、低角度の断層で境され、その上盤側に位置する。本地域の錦層群は、砂岩を主体に泥岩及び少量の酸性凝灰岩・チャートからなる。ごくまれに、石灰岩礫を含む塩基性火山岩も産する。なお、本地域の錦層群には、花崗岩類による接触変成作用の影響は認められない。



第12図 大竹地域の錦層群柱状図

III. 4. 2 層序及び構造

第12図に、本層群が模式的に発達する田代川上流及び府谷川上流に沿う路線に基づく柱状図を示す。本地域内では、本層群は全層厚約700mに及び、砂岩層を主体とし、最下部、下部、上部の3層準に顕著な泥岩層を挟んでいる。

本層群の主体をなす砂岩層は、しばしば泥岩及び砂岩泥岩互層を挟み、府谷川から北へ流れる支流や田代川上流沿いに見られる。最下部の泥岩層は、層厚60m+で、府ノ谷東方の尾根に分布する。下部の泥岩層は層厚約40mで、酸性凝灰岩やチャートを挟む。このチャートは、層厚約10m+で、本郷村本郷から西へ中国自然歩道に沿って正下峠に通じる道沿いに見られる。最上部の泥岩は、厚さ約100mで、田代川上流や宇塚から西黒沢に抜ける道路沿いでよく観察される。この泥岩は酸性凝灰岩をしばしば挟むが、顕著なものは2層準ある。上位の酸性凝灰岩は比較的厚く、厚さ数m-10数mに及び、下位のものは泥岩と細かく互層する。この最上部に見られる泥岩層の最上部近くに、石灰岩礫を含む塩

基性火山岩が含まれる。

本地域西方の錦町-鹿野町地域に分布する錦層群は、西村・濡木(1966)、NISHIMURA (1971b)、西村ほか(1985)等により研究されている。それによれば、錦層群は砂岩に富み、泥岩・酸性凝灰岩を挟む下部層、砂岩の卓越する中部層、及び泥岩質の上部層に3分され、全層厚は約2,900-3,900mに及ぶ(第12図左)。本地域の錦層群は、岩相の構成と層序からみて、この標準的層序のうち下部層の中-下部に相当する。

本層は、およそE-Wの一般走向を持ち、北縁部を除いて約15-50°(平均25°)北へ傾斜している。一方、北縁部では、20-40°で南へ傾斜しており、全体としてほぼ東西の軸を持つ向斜構造をなしている。

錦層群と下盤の都濃層群は、時に地形の等高線にほぼ平行となるような低角度の断層で境される。この断層直上の錦層群は、北側では錦層群上部の泥岩層で、南側に比べ約600m上位の部分に相当する。しかし、この断層は両層群の分布を野外で確認して求めたもので、断層の破砕帯そのものは本地域では見られない。両層群の境界部の様子は、本郷村宇塚から西黒沢へ抜ける道路沿いで観察される。宇塚のすぐ南では、変形の強い都濃層群の露出から、約30mの露頭欠除を挟んで、錦層群が産する。この錦層群も、変形・破砕が著しく、この地点から道路沿いに高度にして約70m上位に至るまで、地層の層理面の確認も多くの場合困難になっている。

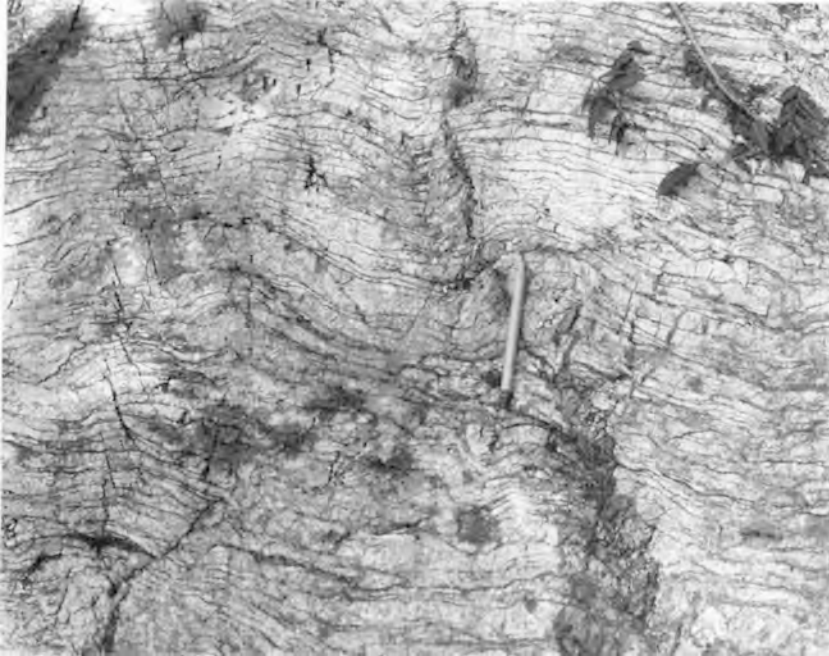
なお、両層群を境する断層及び破砕帯の詳細は、西村(1985)、西村ほか(1985)により、本地域西方の鹿野町錦川沿い田原で実施されたボーリングに際して観察された。それによれば、破砕帯はNNW-SSEの走向で約45°東へ傾斜しており、破砕帯の垂直的な幅は21.7m(錦層群6.2m、都濃層群15.5m)である。

III. 4. 3 岩 相

錦層群の岩石は、かつて“非変成古生層”とされたように最下部を除いて全般に変形は弱く原岩の構造を保持している。最下部では、泥岩に軽微なスレート劈開が発達し、泥岩・チャート等にキンクバンドが見られる。また、変成鉱物として、岩質を問わず白雲母・緑泥石が、更に酸性凝灰岩や塩基性火山岩にはパンペリー石が見られる。

以下に代表的岩相について記載する。

砂岩 灰色-暗灰色を呈し、塊状であるが、ときに厚さ20-40cm間隔の層理が発達する。中粒-極細粒の粒度のものが多く見られる。しばしば泥岩と互層する。全般に基質に富み、分級は悪い。岩片を多く含み、ときに径数mmの泥岩パッチも見られる。都濃層群との境界の断層近くの砂岩は強く変形・破砕されている。鏡下では、主に石英・斜長石・カリ長石(石英≒斜長石>カリ長石)・黒雲母(多くは緑泥石化)・岩片からなる。岩片は、塩基性火山岩類が多く、チャート・片状岩が見られる。砕屑粒は角礫-亜角礫である。重鉱物として、緑れん石・ざくろ石・くさび石・ルチル・不透明鉱物が見られる。錦層群の砂岩は、本地域南部に分布する美川層群及び玖珂層群の砂岩と比較すると、以下の特徴がある。美川層群の砂岩と同様に、基質に富む、分級が悪い、岩片を多く含む、変形が強い等の性質をもち、錦層群の砂岩は玖珂層群の砂岩と区別される。一方、錦層群と美川層群の砂岩の相違点は、美川層群の砂岩では岩片は酸性火山岩に富むが、錦層群では塩基性火山岩に富むこと、両者で重鉱物の種類は



第13図 錦層群層状チャート層の露頭写真（本郷村本郷から約1.5km西方、本郷から正下峠へ抜ける道沿い）

共通するが、美川層群の砂岩ではざくろ石が多いこと等である。また、美川層群・玖珂層群の砂岩とも黒雲母及び白雲母の碎屑片が認められるが、錦層群の砂岩ではほとんど白雲母が見られず黒雲母のみである。

泥岩 黒色-暗灰色を呈し、層理の発達は良く板状を示すが、ときに層理が不明瞭で塊状・緻密となる。また、都濃層群との境界近くの最下部の泥岩では、スレート劈開が発達し、粘板岩質となっている。鏡下では、細粒の石英・斜長石・カリ長石(?)（現在は微細な白雲母の集合）・白雲母や不透明鉱物及びこれを取り巻く炭質物を含む基質からなる。

酸性凝灰岩 本岩石は、塊状・淡青色だが、風化面では灰白色-白色で径1cm-数cmの細裂状に割れる。多くは流紋岩質凝灰岩であるが、一部に中性のものも見られる(西村・濡木, 1966)。泥岩と互層することが多いが、ときに数m-10数mに及ぶ厚いものがある。一部で級化層理も観察される。細粒凝灰岩ではしばしば珪質となり、チャートに類似した岩相を示すことがある。鏡下では、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の破片及び細粒珪長質の基質からなる。放散虫の仮像も、しばしば認められる。変成鉱物として、パンペリー石・白雲母・スチルプノメレン・緑泥石を含む。

チャート 灰白色や淡桃色を呈する。塊状のもの、及び単層の厚さ5cm-5mmからなる層状で、数mmの泥質層を挟むものがある(第13図)。鏡下では、微細な石英の集合や、これを脈状に切る石英のほか、少量の白雲母・緑泥石が見られる。

Ⅲ. 4. 4 産出化石と地質時代

本地域の錦層群のうち、本郷村成君寺山西方に分布する泥岩から、第5表に示したように

Pseudoalbaillella sp. aff. *Ps. longicornis* ISHIGA and IMOTO, *Follicucullus* sp. cf. *Fo. scholasticus* ORMISTON and BABCOCK, *Fo. monacanthus* ISHIGA and IMOTOなどが産出した。これらの化石を産出した泥岩は暗灰色を呈し、厚さ5-10mmの淡緑灰色酸性凝灰岩を1-数10cm間隔で頻繁に挟んでいる。

ISHIGA *et al.* (1982a, b)によると *Follicucullus scholasticus* を含む *Follicucullus* 属の放散虫化石は二畳紀中期の終りから二畳紀後期にかけて出現し、*Pseudoalbaillella* sp. aff. *Ps. longicornis* は二畳紀中期から二畳紀後期にかけて認められる。*Fo. monacanthus* は *Fo. monacanthus* 群集帯 (ISHIGA *et al.*, 1982a, b) を特徴づける種で、二畳紀中期の後期に産出している。*Fo. scholasticus* はこの群集帯の中部付近に最初の出現が認められるとされており (ISHIGA *et al.*, 1982a, b), 両者が共存する産出化石は *Fo. monacanthus* 群集帯の上部を示している。

以上のように産出化石から判断して、本地域の錦層群は二畳紀中期の後期前後に堆積したことが分かる。

錦層群は従来、石灰岩礫・礫質砂岩基質から産する紡錘虫化石によって二畳紀とされてきた (西村・濡木, 1966; NISHIMURA, 1971b; 藤井, 1972)。最近、本地域約10km西方の島根県六日市町において泥岩及び酸性凝灰岩から二畳紀中期の後期-二畳紀後期の前期の放散虫化石の産出が報告された (中・石賀, 1985)。これらの放散虫化石は本地域で記載している放散虫化石と内容が類似しており、ほぼ同時期の地層に相当する。

IV. 美川層群及び玖珂層群

IV. 1 研究史

玖珂層群は、山口県東部地域において都濃層群 (三郡変成岩類の原岩層群) に接してその南方に広く分布するチャートと泥岩を主とする地層群に対して小島・岡村 (1952) によって命名された。小島・岡村 (1952) の定義によれば玖珂層群は南方の領家変成岩類を含み、領家外縁帯、雲母片岩帯、縞状片麻岩帯に識別される。小島・岡村 (1952) は更に領家外縁帯の北端部における著しい剪断帯の存在に注目するとともに、この地帯の石灰岩レンズの中から、*Yabeina* ないし *Neoschwagerina* に同定可能な紡錘虫化石の産出を報告した。

本図幅地域の美川層群・玖珂層群は、領家外縁帯に属する。紡錘虫化石を含む石灰岩は、本図幅地域の区分においては美川層群の南限のものに相当する。また、剪断帯は本図幅地域における美川層群の分布にほぼ一致する。

次いで KOJIMA (1953) は、小島・岡村 (1952) で述べた剪断帯を三郡前縁剪断帯 (frontal shear zone) と名づけ、三郡変成作用の末期に北方から南方へ向かって衝上性剪断運動が働いて形成されたものと解釈した。山口県 (1954) による 20 万分の 1 山口県地質図は、以上述べた観点で描かれた。

高橋ほか (1960) は本図幅地域南西部を含む玖珂山地の層序と構造について報告した。

HASE (1961) は、美和町向畑の北方約 1km の地点から *Monotis* 2 種を記載し報告した。そして周囲の地層は古生界と考えられていたので、*Monotis* を産する三畳系碎屑岩類は、周囲の古生界の中に

“Schuppe”として挟まれているとみなした。

岡村(1963)は、玖珂層群を大田層(本図幅地域の錦層群)に対比した。また玖珂層群や都濃層群の岩石は、固化が不十分な状態で造山作用を受け、変形・褶曲構造形成後、三郡変成岩類が北から南への衝上性運動によって玖珂層群に接し、玖珂層群中に剪断帯が形成されたとした。岡村(1963)は更に卒論の報告を引用し、本図幅地域の美川層群・玖珂層群の分布域に*Parafusulina*や*Neoschwagerina*の産出を報告している。なお東元・佐田(1978)も本図幅地域及びその西方の玖珂層群の石灰岩礫岩から二疊紀紡錘虫化石を報告している。

濡木(1965)は、KOJIMA(1953)や岡村(1963)の剪断帯に注目し、地質構造を解析した。そして剪断帯を領家帯の隆起によって生じた応力のしわよせの結果、三郡変成岩類が北から南へ衝上し形成されたものと考えた。豊原(1974)は、玖珂層群のチャート中から、三疊紀コノドントを発見し、玖珂層群を三疊紀層とした。続いて豊原(1976)・TOYOHARA(1977)は、本図幅地域西部及びその西方地域の詳細な研究報告を行った。その中で、小島・岡村(1952)の玖珂層群を美川層群と玖珂層群に分けた。美川層群のチャートから二疊紀中期のコノドントを報告し、美川層群を中部二疊系とし、三疊系の玖珂層群とは異なる地層群であるとした。また玖珂・美川両層群中には多くの海底地すべり堆積物が存在することを示し、KOJIMA(1953)の三郡前縁剪断帯は、これらの海底地すべり堆積物が後生の変形で“レンズ状構造”を呈するため誤って解釈されたもので、剪断帯ではないとした。

原ほか(1979)は美和町弥栄峡付近の玖珂層群・美川層群を詳細に検討し、玖珂層群をA層とB層に区分した。そして、美川層群は巨大な南フェルゲンツの横臥背斜の発達に特徴づけられる衝上岩体で、玖珂層群B層の上に衝上し、B層のオリストストロームに構造メランジュの性格をもたせられるようになったと解釈した。また初生の層状構造を保存するA層はB層のナップの下にあり、三郡変成岩類-美川層群-玖珂層群B層-玖珂層群A層は、パイルナップ構造³⁾を形成していることを示した。

通商産業省(1981)は大竹地域大部分を含む錦川地域の地質図を作成し、地質時代についてはチャート中のコノドントに基づいて美川層群を二疊系、玖珂層群の大部分を三疊系とした。

早坂ほか(1983)は、玖珂層群(狭義)の泥岩からジュラ紀前期-後期の放散虫化石を報告し、玖珂層群の地質時代がジュラ紀後期まで若くなることを明らかにした。高田・磯崎(1985)は、美川層群中のチャートから三疊紀後期のコノドントを、また珪質泥岩からジュラ紀前期の放散虫化石を抽出し報告した。一方、脇田(1985)は美川層群の珪質頁岩から三疊紀の放散虫化石の産出を報告した。

本地域に近隣の図幅として、南接「岩国」地域の地質(東元ほか, 1983)が出版されており、本図幅地域の玖珂層群に連続する地層群が記載されている。

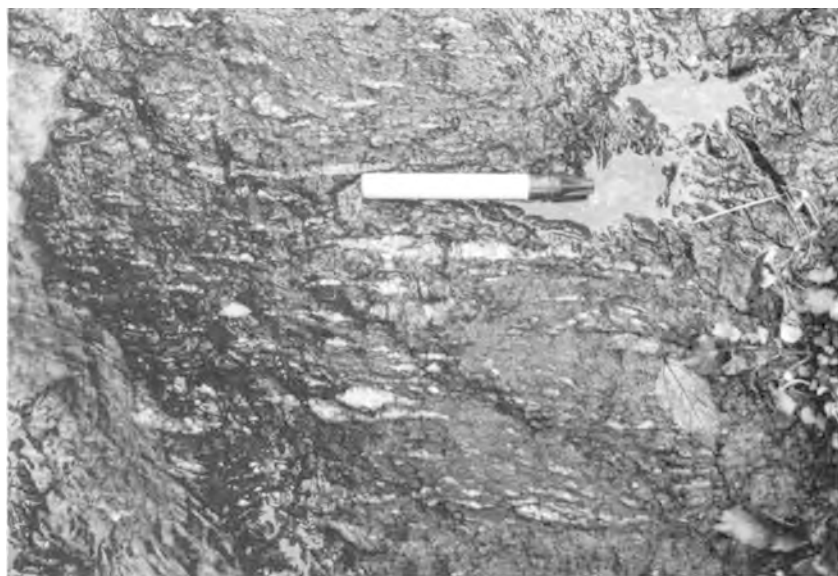
IV. 2 美川層群

本層群は、山口県玖珂郡美和町瀬戸ノ内から同郡美川町足谷流域にかけて、東北東-西南西ないし東-西方向に帯状に分布している。北縁は東北東-西南西に走る野谷川断層(豊原, 1976)によって都濃層群(三郡変成岩類)と接し、南縁は東北東-西南西ないし東-西走向の根笠山断層(豊原, 1976)によって玖珂

3) ナップが積み重なった構造。



第14図 オリストストロームの産状(美和町鮎谷西方)



第15図 美川層群のオリストストローム(美川町蚊田原林道)

層群と接している。美川層群は東部で白亜紀後期の花崗岩類によって貫入され、花崗岩類の周辺部は接触変成作用を受けている。

IV. 2. 1 層序及び岩相

「大竹」 図幅地域の美川層群はオリストストローム(泥質海底地すべり堆積物)を主体とし、塊状砂岩



第16図 美川層群のオリストストローム中のチャート礫の周囲に認められるプレッシャーシャドー
(美川町合ノ元：西隣「鹿野」国幅地域)

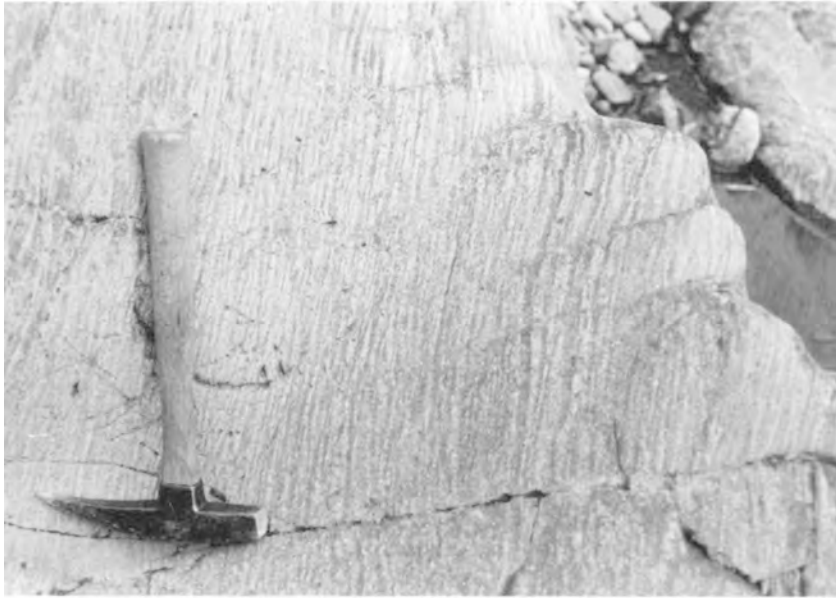
層・正常堆積の泥岩層を伴い、異地性のチャート・緑色岩類・石灰岩を挟有している。層厚は、1,000-2,000mである。

オリストストロームは、泥岩基質と径数 mm-1m の砂岩や径数 mm-10m 以上のチャートなどの礫(クラスト)・オリストリスからなる(第14図)。まれに径 60cm の珪質頁岩、径 50cm-8m の緑色岩類、径 50-150cm の石灰岩の礫(クラスト)も含まれる。泥岩基質は片理に沿って剝離しやすい黒色千枚岩質で、細粒の白雲母の並びによってできる弱い片理がある(第15図)。また片理に沿って薄く延びた白色の分結脈を有する。細長い礫は泥岩基質中で片理面に平行な方向に延びている。また、美川層群分布域の北縁部では、チャート小角礫の周囲にプレッシャーシャドー(pressure shadow)が形成されている例が認められる(第16図)。南縁部では片理が弱い。

基質の泥岩は鏡下で観察すると、泥質部では白雲母が片理面に沿って形態定向配列を示す。この泥質部に、石英・長石などの鉱物片とともに、酸性-塩基性火山岩類、シルト岩・細粒砂岩・花崗岩質岩などの岩片が認められる。また非常に細かい石英・長石からなる岩片が非常に多く挟在する。岩片・鉱物片はしばしば片理に沿った方向に長く延びている。

塊状砂岩層は厚さ数 m 以上の塊状砂岩を主体とし、5cm-1m の泥岩や砂岩泥岩互層を伴う。塊状砂岩は一般に灰色ないし暗灰色を呈し、細-中粒でしばしば葉理を有する(第17図)。分級が悪く、構成鉱物は角ばっている。いわゆる shale パッチはまれである。岩片は 25.2%(4 試料の平均)と多く、その岩片の多くが酸性火山岩片であることによって特徴づけられる。重鉱物は主にざくろ石・ジルコンである。

正常堆積の泥岩は層厚 10-100m で、伊田川及び小伊田川上流、柿木原、渋前川上流などに分布して



第17図 美川層群の含葉理砂岩（美川町友連：西隣「鹿野」図幅地域）

いる。灰色泥岩を主体とし、厚さ 30cm 以下の砂岩層や径 2m 以下の砂岩礫を含む。弱い片理があり、それに沿って平行に剥げやすい。鏡下では、白雲母が片理に沿って延びており、石英・長石などの鉱物片や酸性火山岩片などを取り囲んでいる。鉱物片・岩片の周囲には、プレッシャーシャドーが観察されることがある。

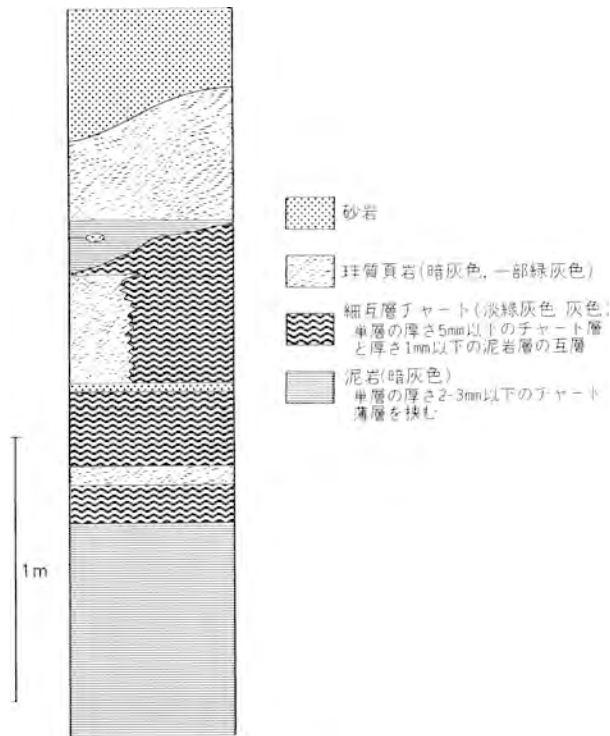
砂岩泥岩互層は、正常堆積の泥岩やオリストストローム中に独立して、もしくは塊状砂岩に伴って産する。厚さ 1cm 以下の砂岩が 1m 以下の泥岩と互層する泥岩優勢な砂岩泥岩互層と、厚さ 1-50cm の砂岩層と厚さ数 mm の泥岩層からなる砂岩優勢な砂岩泥岩互層がある。砂岩泥岩互層は一般に薄く、厚さ 30m 以下である。

異地性岩体は、チャート・珪質頁岩・緑色岩類・石灰岩などの岩石によって、単独ないしこれらの組合せで構成される。

チャートは厚さ 5-200m 長さ 20-2,000m の異地性岩体として、一般に単独でまれに珪質頁岩を伴って、オリストストロームや正常堆積の泥岩中に挟在する。また塊状砂岩中にも挟有される。チャートは白色・明灰色・灰色・暗灰色・淡褐色などを呈し、一般に厚さ 2mm-5cm (ときに 14cm に達する) の珪質部と 2mm 以下の泥質部からなる層状チャートである。しばしば波長数 cm- 数 10cm の褶曲をしている。美川層群中には珪質部が厚さ 2-5mm で泥質部が 1mm 以下の細互層チャートがしばしば見られる(第 18 図)。美和町柿木原ではこのような細互層チャートが珪質頁岩中に挟有され、側方へも珪質頁岩に漸移する様子が観察される(第 19 図)。層状チャートの珪質部は主として隠微晶質石英からなるが、やや再結晶し、より粗粒になっている部分がしばしば認められる。また、まれに自形の斜長石を伴うことがある。



第18図 美川層群の細互層チャート（美川町生見畑ヶ道）



第19図 細互層チャートの産状（美川町柿木原）

第6表 美川層群・玖珂層群から産出したコノドント化石

地層(群)名	Loc.No.	化石産出地	化石種	地質時代		
美川層群	図幅外	美川町友廻	<i>Spathognathodus</i> sp., <i>Gnathodus</i> sp. <i>Xaniognathus tortilis</i> , <i>Gondolella</i> sp. <i>Hindeodella</i> sp. (Permian type)	M. Permian	*	
	図幅外	美川町友廻	<i>Gondolella</i> sp., <i>Spathognathodus</i> spp. <i>Xaniognathus</i> spp. <i>Enantiognathus</i> <i>ziegleri</i> <i>Hindeodella</i> sp.	M. Permian	**	
	3	美川町小伊田川	<i>Epigondolella bidentata</i> , <i>Neohindeodella</i> spp.	L. Norian	*	
	10	美和町杉ヶ瀬	<i>Neogondolella polygnathiformis</i> <i>Hindeodella bogtschi</i> , <i>Enantiognathus ziegleri</i> , <i>Hindeodella multiamata</i>	L. Ladin. - Carnian	*	
	4	美川町小伊田川	<i>Epigondolella postera</i> , <i>Enantiognathus ziegleri</i>	L. Norian	*	
	11	美和町黒瀬	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>	L. Ladin. - Carnian	*	
	16	美和町黒瀬	<i>Neogondolella polygnathiformis</i> , <i>Epigondolella nodosa</i> or <i>abneptis</i>	L. Carnian	*	
	17	美和町黒瀬	<i>Neogondolella polygnathiformis</i> , <i>Chirodella dinodoides</i> , <i>Enantiognathus ziegleri</i>	L. Ladin. - Carnian	*	
	21	美和町長谷	<i>Epigondolella abneptis</i> , <i>Neogondolella polygnathiformis</i> , <i>Enantiognathus ziegleri</i>	L. Carnian	*	
	23	美和町向畑	<i>Epigondolella postera</i> , <i>Neohindeodella</i> sp.	L. Norian	*	
	玖珂層	50	美和町向畑西方	<i>Epigondolella primitia</i> <i>Neogondolella polygnathiformis</i> <i>Cypridodella mediocris</i> <i>C. muelleri</i> <i>C. aff. muelleri</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> <i>Neohindeodella dropla</i> <i>N. Suevica</i>	Latest Permian	**
		11	美和町向畑北方	<i>Neogondolella polygnathiformis</i> <i>Cornedina ancoraeformis</i> <i>Cypridodella muelleri</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> <i>Neohindeodella suevica</i> <i>Xaniognathus saginata</i>	Carnian	**
		51	美和町向畑北方	<i>Neogondolella foliata</i> <i>Xaniognathus saginata</i>	L. Ladinian	**
		10	美和町杉ヶ瀬	<i>Neogondolella bujarica</i> <i>N. excelsa</i> ? <i>Cypridodella muelleri</i> <i>Neohindeodella acquiramosa</i> <i>Neoprotospathodus muelleri</i> <i>Xaniognathus saginata</i>	E. Anisian	**
	柏木山チャート岩体	52	美和町向畑	<i>Epigondolella bidentata</i> <i>Cypridodella muelleri</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> <i>Neohindeodella suevica</i>	L. Norian	**
		24	岩国市 深谷	<i>Epigondolella abneptis</i> , <i>E. nodosa</i>	L. Carnian	*
		54	岩国市 深谷	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>	Carnian	**
		53	岩国市 深谷	<i>Epigondolella primitia</i> <i>Cypridodella mediocris</i> , <i>C. muelleri</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> , <i>Neohindeodella dropla</i> <i>N. suevica</i>	Latest Carnian	**
		55	岩国市 深谷	<i>Epigondolella primitia</i> <i>Cypridodella muelleri</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> <i>Neohindeodella multiamata</i>	Earliest Norian	**
		56	岩国市 深谷	<i>Epigondolella primitia</i> <i>Neogondolella polygnathiformis</i> <i>Neohindeodella multiamata</i>	Latest Carnian	**
57		岩国市 吉谷	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>	Carnian	**	
58		美川町 椋野	<i>Neogondolella polygnathiformis</i> <i>Enantiognathus ziegleri</i> <i>Neohindeodella suevica</i>	Carnian	**	
47		岩国市 深谷	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>	Carnian	*	
48 49		岩国市 深谷橋東方	<i>Neogondolella foliata</i> ? <i>Didymodella alternata</i> ?	Ladinian	**	

出典〔*：豊原(1976)・Toyohara(1977), **：通商産業省(1981)〕

注)地質図中に示した化石産出地点は、上記論文・報告書の小縮尺地質図から転載したものであり、正確な地点は示していない。

珪質頁岩は、一般にオリストストローム中にまれに塊状砂岩中に挟在する。厚さは50m以下で、チャートや泥岩に伴って産出する場合がある。一般に明灰色ないし灰色を呈し、弱い片理がある。鏡下では主として隠微晶質石英と細粒の白雲母からなり、しばしば放散虫遺骸を含んでいる。

緑色岩類は美川層群の分布域の南縁部に多く、北縁部にも一部分布している。厚さは3-50mで、一般に淡緑色・緑灰色・暗緑(灰)色ないし赤褐色を呈する塩基性凝灰岩であるが、一部に厚さ10m以下の緑色の塊状塩基性溶岩を伴う。溶岩は長柱状の斜長石と単斜輝石からなるが、現在はアルバイト・緑泥石・パンペリー石の二次鉱物を多く生じている。小伊田川の溶岩や美和町長野下の南方の凝灰岩などにはパンペリー石が確認されている。美川町舟津北方では、緑色岩類中に白色ないし淡紅色の石灰岩礫(径2m以下)や淡紅色のチャート礫(径数m)を伴っている。このほかにも緑色岩類にはときどきチャートのレンズを挟むことがある。

IV. 2. 2 産出化石と地質時代

美川層群の岩石には片理が発達し、しばしば再結晶していることから、化石の保存が悪く、同定に耐えるものが少ない。新たに報告する化石を含めて、今日まで美川層群で産出している化石は第5, 6表のとおりである。

このうち、チャートと珪質頁岩中のコノドント・放散虫化石はオリストリス(異地性岩体)から産出したものである。豊原(1976)によって友廻(西隣「鹿野」図幅地域)のチャートから報告されたコノドント *Spathognathodus* sp., *Gnathodus* sp. *Xaniognathus tortilis*, *Gondolella* sp. は、二疊紀中期を示す。また豊原(1976)は、玖珂層群とした地層から三疊紀のコノドントの産出を報告しているが、これらのうち三疊紀中-後期のコノドント(第6表)の産出が報告されている Loc. 3 及び Loc. 10(本地質図幅中の化石産出地点番号)は、本図幅では美川層群に含まれる。美川町高野の石灰岩から *Yabeina*(?) sp. ないし *Neoschwagerina* sp. が報告されている(小島・岡村, 1952; 岡村, 1963)。本報告で珪質頁岩から新たに抽出した放散虫化石は保存は良くないが、その形態から判断すると *Triasocampe* 属の化石(pl. 1, fig. 8-11)であり、三疊紀を示す。

以上の産出化石が示す地質時代はオリストリス(異地性岩体)の形成年代を示したものである。砕屑岩の堆積年代としては、泥岩からジュラ紀前期を示す放散虫化石 *Parahsuum*(?) sp., *Canoptum* spp.(高田・磯崎, 1985)が抽出されている。この泥岩も異地性である可能性もあるが、産出化石から推定される地質時代が少なくともジュラ紀前期以降である点を考慮して、本層群の地質時代をジュラ紀とした。

IV. 2. 3 地質構造

全体の一般走向は、E-W から ENE-WSW 方向で北へ5-45°(まれに60°)傾斜している。オリストストロームが主体であり、有効な鍵層がないこと、上下の確認が出来ないことから、全体の褶曲構造の解析は困難である。露頭や薄片のオーダーではしばしば褶曲が観察されることから、地質図に示すことのできるオーダーの褶曲によって地層が繰り返している可能性がある。美川層群の特徴は、岩石に弱い片理(schistosity)が発達することである。片理は、三郡変成岩類(都濃層群)と接する部分でははっきりしているが、南方へ向かって弱くなっている。片理が発達する北縁部の美川町合ノ元付近(西隣「鹿野」



第20図 玖珂層群のオリストストロームの基質
 ch:チャート, ss:砂岩(美和町生見川ダム)

図幅地域)では片理面とほぼ平行な方向の軸面を有する強く閉じた褶曲のほかに、ちりめんじわ褶曲・キルク褶曲なども観察され、含礫泥岩の礫の周囲にプレッシャーシャドーができています。

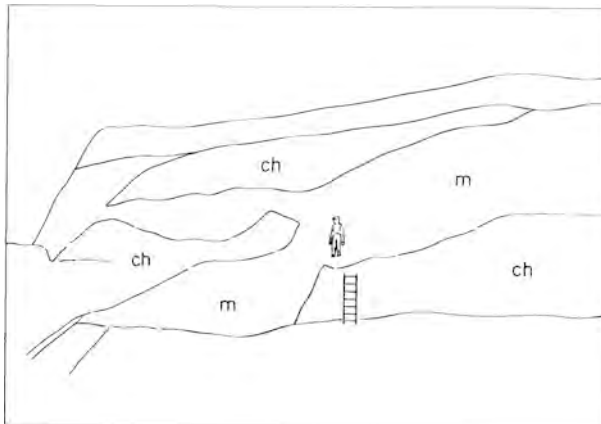
このほか波長 300-600m の正立褶曲が数箇所で見られる。

IV. 3 玖珂層群

本層群は、本図幅地域南部に広く分布している。また、本図幅地域東部及び南部では、白亜紀後期の花崗岩類に貫入されて接触変成岩になっている。また玖珂層群は領家変成作用を受けており、本図幅地域の南部の阿品-天尾線(第5図)以南では黒雲母スレート帯それ以北ではセリサイトスレート帯の岩石になっている。

IV. 3. 1 層序及び岩相

玖珂層群は、オリストストローム(泥質海底地すべり堆積物)、正常堆積の泥岩層、塊状砂岩層を主体とし、砂岩泥岩互層・珪質頁岩層などを伴う地層中に、主としてチャートからなる異地性岩体を数多く挟有する地層である。玖珂層群の中位には、異地性岩体のうちで最も巨大で連続性のよいチャート岩体(柏木山チャート岩体)が挟在している。柏木山チャート岩体は、異地性のチャート岩体の集合体で、一部にオリストストロームを挟んでいる。この岩体の上下では岩相に顕著な相違はない。玖珂層群は、「大竹」地域では4,000m以上の層厚を有する。



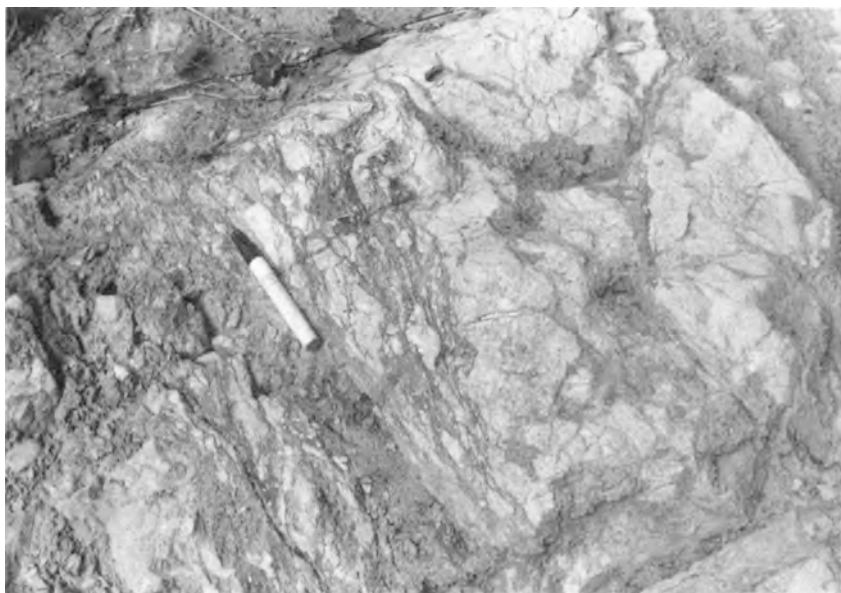
第21図 大きなチャートオリストリスを含む玖珂層群のオリストストローム
(美和町百合谷)

オリストストロームは、暗灰色の泥岩の基質(第20図)の中に径数mm-径2mの砂岩や径1cm-長径10mのチャートの礫(クラスト)・オリストリスを含む堆積物である(第21図)。まれに石灰岩・緑色岩類・礫岩・珪質頁岩の礫・オリストリスも含まれる(第22図)。入っている礫の量は様々であり、非常に礫の多い泥岩からほとんど礫を含まない泥岩へ漸移したり、1つの露頭で礫の量にばらつきがあったりする。そのほか明灰色の珪質(凝灰質?)泥岩の葉理やレンズを含むことがある。基質の泥岩には剝離性が発達し、礫はそれにほぼ平行に配列する。オリストストローム(泥質海底地すべり堆積物)に伴って、まれに砂岩優勢な海底地すべり堆積物が存在する(第23図)。

正常堆積の泥岩層は、主として灰色ないし暗灰色を呈し一般に塊状であるが、厚さ1cm以下の砂岩の薄層や葉理がときどき観察される。砂岩の薄層や葉理を伴う部分では、まれに小褶曲が観察できたり、砂岩の級化層理によって地層の上下が確認できる。弱いスレート劈開が認められるが、剝離性はオ



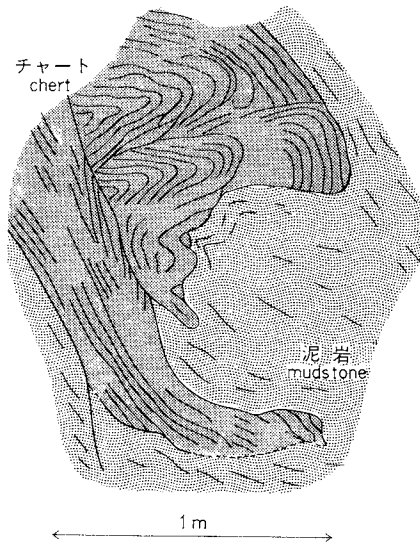
第22図 大きな石灰岩オリストリスを含む玖珂層群のオリストストローム [美和町生見川ダム]



第23図 砂岩優勢な海底地すべり堆積物 (小伊田川下流)

リストストロームの基質に比べて弱い。正常堆積の泥岩層中にもチャート礫やオリストリスが含まれることがある(第24図)。

砂岩はオリストストローム中の礫やオリストリスのほかに、塊状砂岩層として正常堆積の泥岩層やオリストストローム中に挟在される。このような塊状砂岩層は、美川町渡里、美和町東谷・百合谷や岩国



第24図 泥岩層に挟在するチャートオリストリス（美川町黒瀬）

市荒瀬から瓦谷にかけて分布する。主に塊状砂岩からなり、泥岩層や砂岩泥岩互層・エンドオリストストローム Iなどを伴う。塊状砂岩は灰色ないし暗灰色を呈する中-粗粒砂岩が主体で、一部細粒・極粗粒の砂岩も存在する。砂岩は鏡下では、亜円-亜角の粒子からなり、基質は20%前後である。鉱物片は石英・長石が多く、岩片は少ない。岩片は泥岩などの堆積岩や深成-半深成岩が多く、酸性-中性火山岩類、白雲母片岩・石英片岩・千枚岩などがわずかに認められる。重鉱物としては、ざくろ石が多く、白雲母・ルチル・ジルコンなどを伴う。

玖珂層群の砂岩は、美川層群の砂岩に比べ分級がよく、円磨度もややよい。また、基質も一般に美川層群の砂岩より少ないが、暗灰

色を呈する砂岩の一部には非常に基質の多いものがある。

砂岩泥岩互層は本層群には非常に少なく、美和町黒瀬・東谷・椀ヶ峠・上垣内・長谷・下大根川・美川町根笠東方などでわずかに認められる。砂岩泥岩互層には泥岩優勢な互層と砂岩優勢な互層がある。砂岩優勢な場合は砂岩が厚さ1-10cmと比較的薄いが、砂岩優勢な場合は砂岩層が厚さ5-100cmで泥岩層が厚さ1mm-10cmである。いずれの場合にも、級化層理が観察でき、上下の判定ができる。一般に厚い砂岩や泥岩に伴う場合が多い。美川町見錆に分布するオリストストローム中に挟在する厚さ数mの砂岩泥岩互層は、オリストストロームの礫の配列と砂岩泥岩互層の内部構造とわずかに斜交していることから、オリストリスである可能性がある。

珪質頁岩層は、灰色-灰白色ないし淡緑灰色を呈し葉理を有する珪質頁岩や、単層の厚さ3-20cmの灰色ないし明灰色珪質シルト岩-泥岩と厚さ1cm以下の淡黄(緑)灰色泥岩との互層である層状珪質頁岩からなる。また淡褐色でややザラザラした見掛けを呈し、放散虫遺骸が密集する放散虫岩をしばしば挟む。灰色-灰白色の層状チャートを挟むことがあるが、挟在するチャート層の厚さは数m以内で上下に珪質頁岩に移化する。生見川ダム北方において珪質頁岩を主体とする地層の柱状図を作成した(第25図)。

チャートは、礫やオリストリスとしてオリストストローム中に挟有される場合と、長径20m以上の異地性岩体としてオリストストロームや正常堆積の泥岩層中のいろいろな層準に挟在する場合がある。チャートの礫・オリストリスはレンズないし角礫状で、いずれも長径/短径比が美川層群のものより小さい。一般に灰色の緻密な珪質部を有する層状チャートが多いが、径数10cm以下のものには白色でザラザラした見掛けを呈し、放散虫化石を産出しない塊状のチャートもしばしば認められる。層状チャートの成層構造は一般にオリストストロームの剝離性の方向と平行であるが、美和町長浴では全く斜交

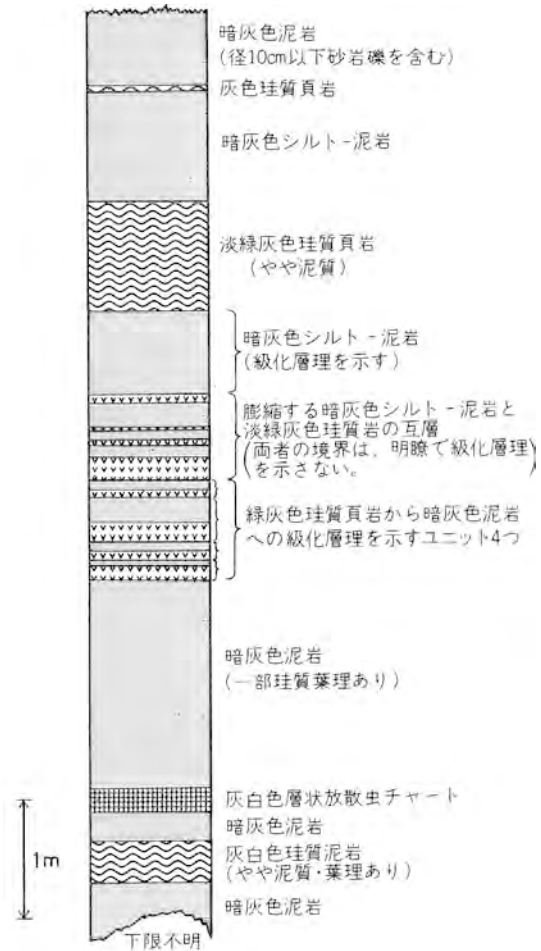
している例が認められる。

異地性チャート岩体のうちで最大の岩体は二鹿谷上流から柏木山・関戸にかけて分布する柏木山チャート岩体である。

柏木山チャート岩体は層厚 100-600m 延長 20 数 km でチャートを主体とし、オリストストローム・泥岩などを伴う。南接「岩国」図幅地域のコセンドウ山チャート層に対比され、本地域では二鹿谷上流・椋野・深谷・柏木山・阿品・関戸などに分布している。本層の大半を占めるチャートは、黒色・暗灰色・灰色・明灰色・白色・暗褐色及び淡緑灰色を呈し厚さ 1-5cm ときに 10cm の珪質部と、灰色・暗灰色・黒色を呈し厚さ 1-5mm まれに 1cm 以上の泥質部からなる層状チャートである。ときおり淡灰色の珪質泥岩層を伴う。深谷では泥岩を挟有し、関戸北方では泥岩を基質とし砂岩礫・オリストリスのほか石灰岩の礫・オリストリスを含むオリストストロームを挟有する。本層の下底にはしばしば固結破碎帯が観察され、下位のオリストストロームとは断層関係である。しかし、境界全部が断層であるかどうかは不明であり、基本的には海底地すべりによる再堆積が本層の位置の重要な要素と考え、境界には

断層を引いていない。また、チャート層中にも固結破碎帯が観察でき、チャート層内において断層による繰り返しがあることを予想させる。本層最上部のチャートは泥質であり、上位の泥岩の間には顕著な断層はなく整合である。また、岩国市阿品南方の山頂部のチャートもこの岩体の一部である可能性がある。

その他のチャート岩体は、主に層状チャートからなり、灰白色珪質頁岩(薄いチャート層を挟むことがある)や優黒色泥岩・放散虫岩を伴う。層状チャートは、灰白色・暗灰色・黒色・淡緑灰色を呈し、厚さ 1-10cm (まれに 5mm-1cm) の珪質部と厚さ 1-5mm まれに 1cm 以上の泥質部との互層からなる。しばしば層内褶曲が認められる。放散虫岩は、明灰色でやや紫がかっており、美川町見鋪では、層状チャートの上に整合に重なっており厚さ 4m である。チャート岩体の下底にはときどき断層が観察され



第25図 玖珂層群のオリストストローム中に挟在する珪質頁岩層の柱状図(美和町生見川ダム)

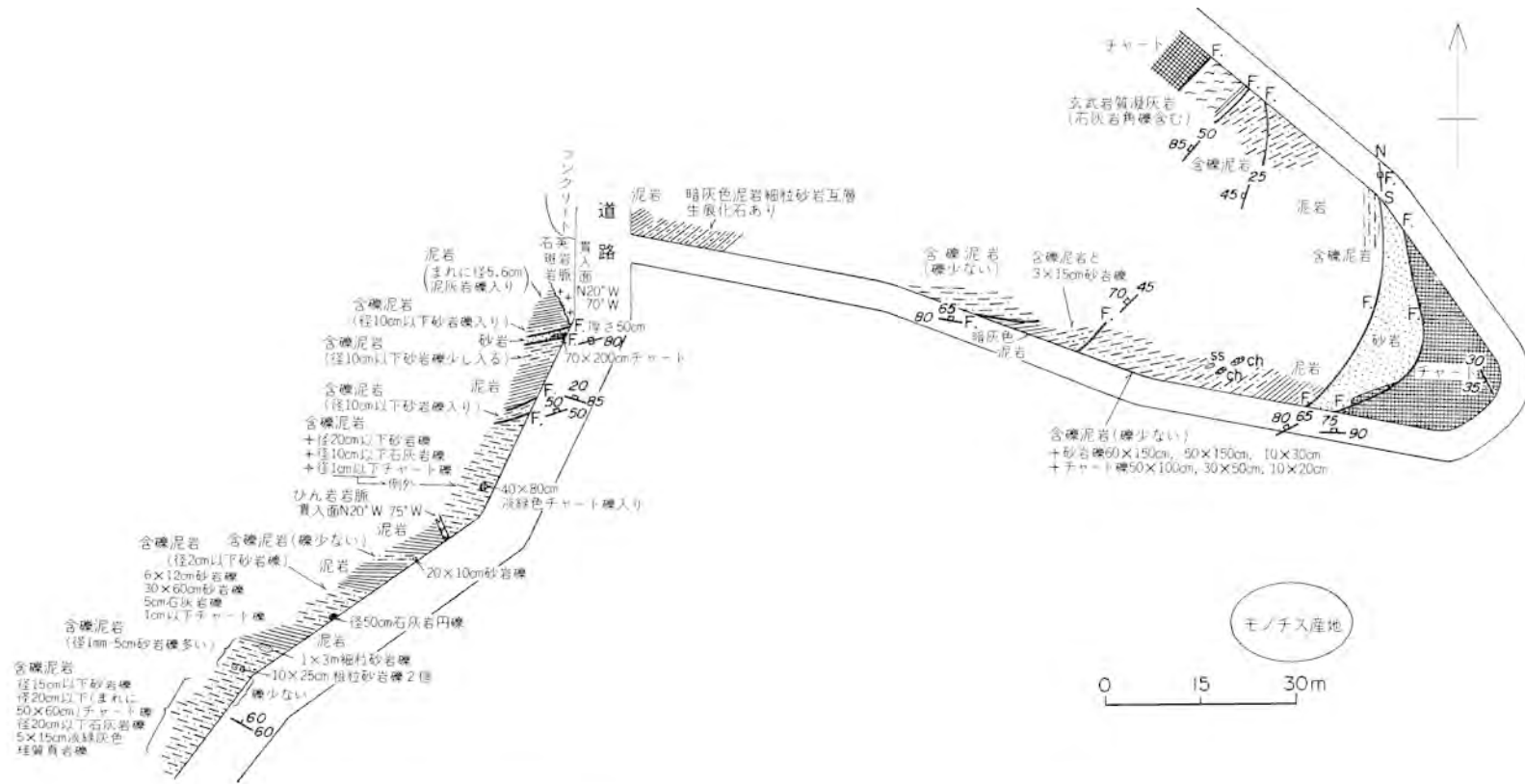


第26図 チャート岩体の下底の断層破碎帯（美和町東谷）

る(第26図)。

緑色岩類はまれに長径4-50mの礫・オリストリスとしてオリストストローム中に挟在する。厚さ数mと美川層群の緑色岩類に比べて規模が小さく、産出が少ない。岩相は単調でいずれも塩基性凝灰角礫岩からなる。美和町東谷・黒瀬・日宛・畑・岩国市深瀬・亀ヶ迫・柏山北方・阿品南方などで観察できる。黒瀬の淡緑灰色の塩基性凝灰岩中には大小様々な石灰岩礫を含む岩石であるが、他はいずれも暗緑色・緑灰色を呈する塩基性凝灰角礫岩である。塩基性凝灰角礫岩は弱い剝離性を有し、無斑晶質玄武岩や輝石・褐色角閃石の残っている斑晶質玄武岩片などの破片からなる。現在は、アルバイト・緑泥石・方解石や炭酸塩鉱物の二次鉱物に交代されている。美川層群とは異なり、玖珂層群の緑色岩類からはパンペリー石は見いだされていない。

石灰岩は灰白色-暗灰色を呈し、径10cm-4mの礫や長径4-600mのオリストリスとしてオリストストローム中に含まれる。



第27図 玖珂層群の *Monotis* 産出地点 (Loc. 12) 周辺のルートマップ (美和町向畑北方)

礫岩はオリストストローム中に径数 m のオリストリスとして存在する。灰色のシルト質ないし細粒砂質の基質と、径 5mm-2cm ときに 10cm の砂岩・チャート・石灰岩の礫から構成されている。

IV. 3. 2 産出化石と地質時代

本図幅地域の玖珂層群には、チャートから三疊紀中期-後期のコノドント(豊原, 1976; TOYOHARA, 1977; 通商産業省, 1981)やジュラ紀の放散虫化石が産出している(第5表, 第6表)。また、正常堆積の泥岩及び珪質頁岩からは、ジュラ紀前期-後期の放散虫化石(早坂ほか, 1983)が報告されている(第5表)。また本図幅地域南部(岩国市田原)では、東元・佐田(1979)によって石灰岩礫岩の基質から *Schwagerina* が、礫から *Profusulinella*, *Fusulinella*, *Triticites*, *Neoschwagerina* などの紡錘虫化石が報告されている。

大型化石では、HASE (1961)が美和町向畑のシルト質の泥岩から報告した三疊紀後期の二枚貝モノチス(*Monotis typica*, *M. mukaihatensis*)や、最近塊状砂岩層中の細粒砂岩中に発見されたジュラ紀後期のアンモナイト化石がある。このアンモナイト化石は、1980年2月7日に美和町大根の新一丁田橋工事現場において森近徳行氏によって発見された。この化石は、元山口県博物館学芸員(現:秋芳北中学校教頭)陶山義仁氏及び山口県博物館学芸員橋本恭一氏を通じて筑波大学教授佐藤 正氏に鑑定が依頼された。その結果、このアンモナイトは *Perisphinctes perisphinctes* sp. であり、Oxfordian(ジュラ紀後期)を示すことが明らかになった(佐藤 正氏, 私信)。

本図幅地域の玖珂層群中に産出した化石のうち、異地性のチャート岩体から報告された三疊紀中・後期のコノドントや、石灰岩から産出した二疊紀の紡錘虫化石は、オリストリスの原岩の年代を示し玖珂層群の堆積年代を示さない。

三疊紀後期の *Monotis* (HASE, 1961)を含むシルト岩の露頭は現在生見川ダム湖中に水没している。しかし第27図に示したように、モノチス産地周辺にはオリストストロームが広く分布しており、周囲の碎屑層岩の大半がジュラ系であることから、モノチス層もジュラ系オリストストローム中のオリストリスである可能性が高い。

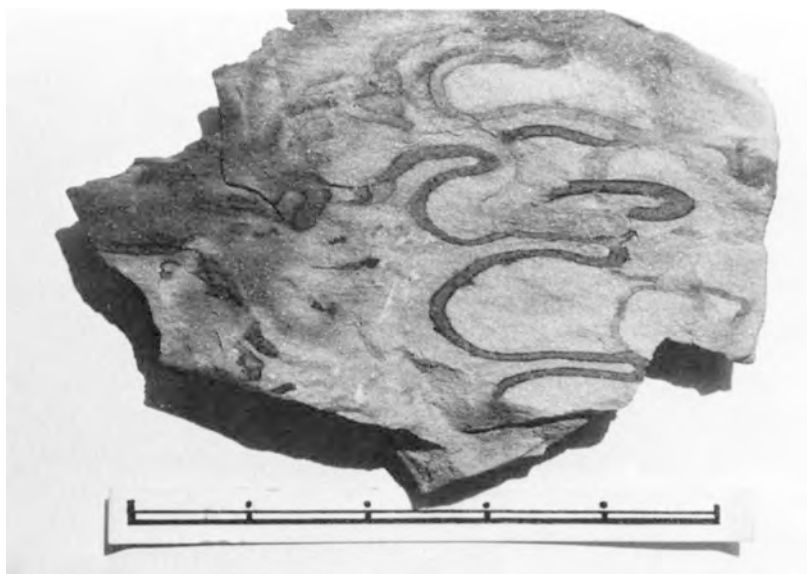
したがって本図幅地域の玖珂層群は、原地性の地層から産出したジュラ紀前-後期の放散虫化石やジュラ紀後期のアンモナイトが示すジュラ紀に堆積したとみなせる。

以上のような種々の時代を示す示準化石のほかに、示相化石として生痕化石 *Phycosiphon* sp. が美和町黒瀬(Loc. 12)で見いだされた(第28図)。この生痕化石は、SEILACHER(1964)による示相区分のうち *Nerites facies* に属し、より深海の環境を示す。

IV. 3. 3 地質構造

玖珂層群は南隣「岩国」図幅地域との境界付近に東西方向の軸を有する複背斜構造を形成しており、本図幅地域の大部分はその北翼部分に当たる。

美川層群とは、東北東-西南西方向の断層で接している。地層の多くは、東西に近い走向を有し、主に北へ一部は南に10-70°傾斜している。ただし、本図幅地域南西隅では、軸が西へ傾斜する背斜の存在によって北西-南東方向の走向で南西に25-35°傾斜している。



第28図 玖珂層群のシルト岩の地層面に見られる生痕化石 *Phycosiphon* sp. (美和町黒瀬南方)
スケールは5 cm

玖珂層群中に最も顕著なのは、東西方向の軸面を有する正立褶曲であり、地質図中において大構造を規定している複背斜を初め、中規模の褶曲が示してある。露頭において正立褶曲に伴う小規模な褶曲が、いろいろな岩相で認められる。正立褶曲には、しばしば軸面劈開が伴っている。軸面劈開は、層状チャートでは泥質部で顕著であるが、珪質部では明瞭ではなくかすかなわれ目として観察できる。オリストストロームでは、軸面劈開面は礫の配列方向や剝離面と明瞭に斜交している。

V. 白亜紀火成岩類

V. 1 概要

本地域内の白亜紀火成岩類は主に広島花崗岩類からなる。広島花崗岩類は、西南日本内帯の深成岩類の帯状区分(村上, 1979)に基づけば山陽帯に属する。本地域には、広島花崗岩類のほか小規模貫入岩体として石英閃緑岩及び花崗斑岩、岩脈類として輝緑岩及び斑れい岩、石英斑岩及び花崗斑岩、ひん岩が分布する。

広島花崗岩類は本地域も含めて神津・中村(1911)による20万分の1地質図「広島」においてその分布が示され、岩相も明らかにされた。その後、1950年代に入り、広島花崗岩類の本格的研究が行われるようになった。木野崎(1953)は鉱床学的立場から領家帯以北の花崗岩類を広島型花崗岩区と山陰型花崗岩区とに大別した。その中で、広島型花崗岩区の南側ではタングステン鉱床に富むことが指摘された。

KOJIMA (1954) は、KOJIMA (1953) の研究を踏まえ、広島花崗岩類の貫入の場が主に三郡変成帯と領家変成帯の中間の非変成帯に限られることを指摘した。その後、広島大学を中心に中国地方中央部の火成岩類の調査・研究が行われ(鷹村, 1960; 小島・吉田・濡木, 1959; 吉田, 1961), それらの研究成果は小島(1964)によって総括された。それによると、広島花崗岩(複合)体は、山口県東部から広島県を経て岡山県東部にかける東西方向と、広島市付近から島根県にかけての南北方向とに分布する。また、岩相は粗粒黒雲母花崗岩を主体とするが、被貫入岩類とルーフ接触をする場合、細粒相が発達することや、閃緑岩ないし斑れい岩質の岩相も分布することが明らかとなった。

本地域の広島花崗岩類は弥栄峡花崗岩(吉野・林, 1979の再定義)、岩国花崗岩(東元ほか, 1983)及び土生花崗閃緑岩(東元ほか, 1983)からなる。弥栄峡花崗岩は本地域北東部に広く分布し、岩国花崗岩へと連続する。土生花崗閃緑岩の主体は南隣「岩国」図幅地域に分布し、本地域ではその周辺相がわずかに分布するにすぎない。

本地域内の弥栄峡花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代については、河野・植田(1966)の測定があり、最近の壊変定数で再計算すると、85Ma となる。岩国地域では岩国花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代として $94 \pm 5\text{Ma}$, 土生花崗閃緑岩については 88 ± 4 及び $103 \pm 5\text{Ma}$ の放射年代が得られている(東元ほか, 1983)。本地域及び南隣地域におけるこれらの値は、他地域の広島花崗岩類(例えば、柴田・石原, 1974)の放射年代値の範囲に入っている。

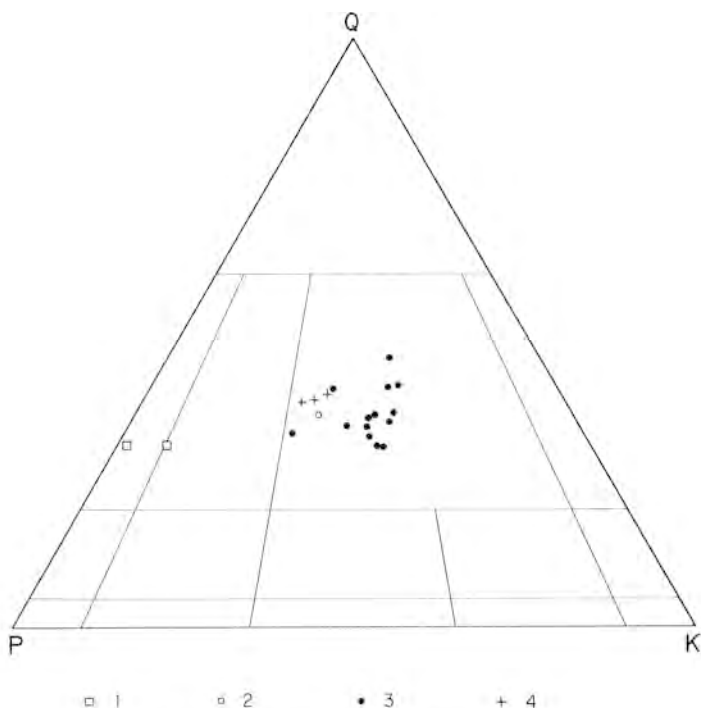
V. 2 土生花崗閃緑岩

土生花崗閃緑岩は主に南隣「岩国」図幅地域の岩国市土生を中心に分布し、主岩相と周辺相とに大別される。本地域では、岩国市細利にその周辺相の一部が露出している。本岩は玖珂層群にその構造を切って貫入しており、周囲の岩石に接触変成作用を与えている。

本岩は中粒の岩石でモード組成上花崗閃緑岩及びトーンナル岩(第 29 図)で色指数が高い(10-18)。しばしば長径 1cm 前後の長柱状角閃石斑晶が認められる。また、長径 3-5cm の暗色包有物が認められることがある。

本岩は主に斜長石、石英、黒雲母及び角閃石からなり、カリ長石を伴っている。副成分鉱物として隣灰石・ジルコン・褐れん石を含み、二次鉱物として緑泥石・白雲母・緑れん石・不透明鉱物を生じている。

斜長石は長径 0.5-3mm で半自形ないし自形をなす。アルパイト双晶やアルパイト-カールスバド双晶をなすものが多く、一部ペリクリン双晶がアルパイト双晶とともに認められることもある。累帯構造が著しく、核部はアンデシンで縁部はオリゴクレスである。石英は、0.5-3mm のものと 0.1mm 以下で粒間を埋めるものがある。カリ長石は粒間を埋め、0.2mm 以下のものが多い。また、微斜長石構造の消光を示すものが多い。黒雲母は半自形ないし他形を呈し、径 0.2mm 以下のものと 1-2mm 程度のものがある。X = 淡褐色、Z = 褐色 - 赤褐色の多色性を呈する。緑泥石化することがよくある。また、隣灰石やジルコンをしばしば包有していて、ジルコンの周りには多色性ハローを生じている。角閃石は粗粒の自形結晶として斑状をなすもののほかに、基地の部分には径 0.5-3mm の半自形ないし他形



第29図 広島花崗岩類のモード組成

Q: 石英, P: 斜長石, K: カリ長石(アルバイトラメラを含む)

1: 土生花崗閃緑岩(周辺相), 2: 岩国花崗岩, 3: 弥栄峡花崗岩(中-粗粒相), 4: 弥栄峡花崗岩(細粒相)

結晶として産する。X = 淡褐色, Y = 緑褐色, Z = 緑色の多色性を示す。

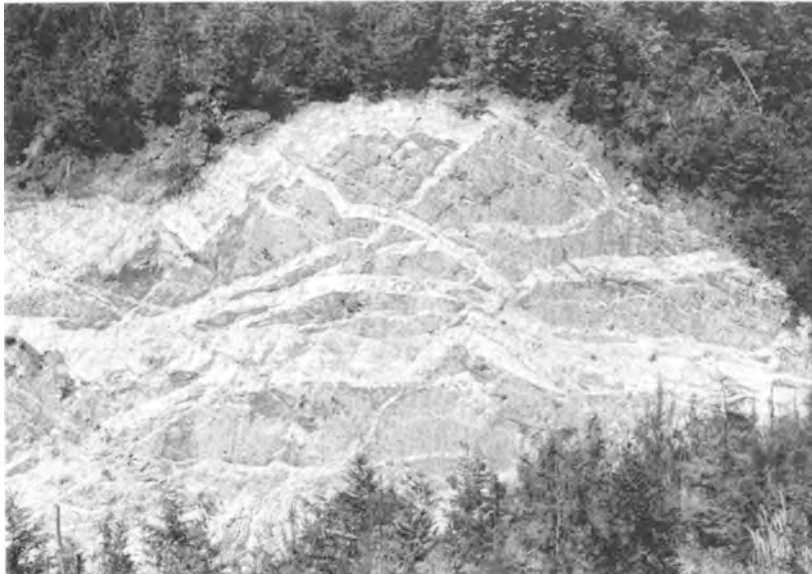
V. 3 岩国花崗岩

本岩は本地域南東端岩国駅西方に分布し、南隣「岩国」図幅地域へと連続している。本岩は北方に広く分布する弥栄峡花崗岩とは地下では連続した一つの岩体をなすものと考えている。本岩は中-粗粒黒雲母花崗岩であり、主に石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなり、弥栄峡花崗岩の中-粗粒相に類似した岩相である。

V. 4 弥栄峡花崗岩

弥栄峡花崗岩(体)という名称は吉野・林(1977)により用いられたが、ここでは本地域に分布する中-粗粒黒雲母花崗岩を主体とする岩相に対して広く用いることにする。弥栄峡花崗岩は本地域中央部の弥栄峡において典型的に露出し、本地域北東部に広く分布する。

本岩は主に塊状で均質な中-粗粒黒雲母花崗岩からなる。しばしばカリ長石が桃色を呈している。細粒相として細粒黒雲母花崗岩やアプライト質の岩相が局所的に分布することもあるが、その分布域は限



第30図 美川層群中に貫入した弥栄峽花崗岩の産状を示す露頭写真
花崗岩中に泥質岩の岩塊が取り込まれている。(美和町上駄床)

られている。本岩の内部構造はほとんど認められないが、ごくまれに長径10cm前後の暗色包有物やレンズ状にアプライトが挟在し、その周辺に黒雲母が濃集したりしており、面構造として認識されることがある。

本岩は三郡変成岩類・美川層群・玖珂層群の地質構造を切って貫入し、周りの地層に明瞭な接触変成作用を与えている(第30図)。境界は明瞭で、中-粗粒相が直接被貫入岩と接しており、まれに細粒相が生じている。

その境界は被貫入岩側へ緩く傾斜していることが多い。暗色包有物やレンズ状アプライトのなす構造は水平かもしくは被貫入岩側へ傾斜しており、これらの構造解析から弥栄峽花崗岩体は下方へ広がった形態をなすと推定する。

中-粗粒黒雲母花崗岩の主成分鉱物の粒径は、中粒相で3-5mm程度、粗粒相では5-10mm程度である。主に石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・燐灰石・白雲母・イルメナイト・蛍石を含む。石英は他形で、弱い波動消光を示す。斜長石は半自形-自形で、核部が変質して絹雲母化していることがある。アルバイト双晶をなすことが多く、一部アルバイト-カールスパド複合双晶をなす。核部はアンデシンからオリゴクレス、縁部はオリゴクレスからアルバイトの組成である。カリ長石は他形でパーサイト組織を呈する。 $2V_x = 63-72^\circ$ である。カリ長石の結晶と結晶の間はアルバイトの微細結晶により埋められていることが多い。黒雲母は半自形-他形で $X =$ 淡褐色、 $Z =$ 緑褐-褐色の多色性を示す。 $Mg/(Mg+Fe+Mn) = 0.10-0.12$ である。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。ジルコン・燐灰石・褐れん石を包有して多色性ハローを生じる。イルメナイトは黒雲母に密接に伴うことが多い。

第7表 弥栄峡花崗岩の化学組成 (通商産業省, 1981から引用)

	1		2	
SiO ₂	73.66	(71.64-76.99)	Q	31.59
TiO ₂	0.21	(0.05- 0.31)	c	—
Al ₂ O ₃	13.71	(12.31-14.48)	or	24.49
Fe ₂ O ₃	0.65	(0.40- 1.75)	ab	31.46
FeO	1.00	(0.42- 1.71)	an	8.62
MnO	0.05	(0.02- 0.10)	wo	0.58
MgO	0.33	(0.06- 0.47)	di	en 0.25
CaO	2.00	(0.46- 2.42)	fs	0.33
Na ₂ O	3.73	(3.40- 4.04)	hy	en 0.55
K ₂ O	4.14	(4.06- 4.24)	fs	0.73
P ₂ O ₅	0.01	(<0.01- 0.01)	mt	0.93
H ₂ O(+)	0.28	(0.06- 0.40)	il	0.46
H ₂ O(-)	0.11	(<0.01- 0.16)		
Total	99.88			

1:通商産業省(1981)による本國幅地域内の弥栄峡花崗岩の化学組成の平均値とその組成範囲(7個)。このうち、原著のno. 14でTiO₂=10.24%となっているが、合計があわない。0.24%とすると合計があうので、それを採用した。2のノルム値は、平均値からH₂O(+),(-)を除いて100%に再計算したのち、算出した。

細粒相は中-粗粒相の周辺相として産する場合とシート状に産する場合とがある。周辺相の例は美和町秋掛及び上駄床^{かみだど}に見られ、シート状の例は大竹市大迫付近に見られる。細粒相は色指数の違いにより、細粒黒雲母花崗岩あるいはアプライトになるが、本質的な差はない。細粒相の記載岩石学的性質は主成分鉱物の粒径(長径)が1-2mm程度となる点を除き、中-粗粒黒雲母花崗岩とほぼ同じである。

弥栄峡花崗岩はモード組成で花崗岩になり、色指数は2前後と小さい。この性質は化学組成の上にも表われており、通商産業省(1981)や天白(1982)による本地域内の弥栄峡花崗岩の化学分析値はSiO₂=71-76%と組成幅が小さい。第7表に通商産業省(1981)の化学分析値の平均とノルム組成を示す。

V. 5 接触変成作用

広島花崗岩類周辺の地層は接触変成作用により再結晶している。都濃層群(三郡変成岩類)・美川層群・玖珂層群のいずれも接触変成作用により泥質岩や砂質岩中に黒雲母が生じている(第5図)。また、玖珂層群では花崗岩の近傍の泥質岩に堇青石が生じている。接触変成作用の状況は、泥質岩や砂質岩中での黒雲母の出現(黒雲母アイソグラッド)や泥質岩での堇青石の出現(堇青石アイソグラッド)によって明確に示される。

三郡変成岩類は本郷村以北ではほぼ全域に黒雲母が生じている。しかしながら、南西部では南に向かって黒雲母の出現域は狭くなる。すなわち、黒雲母アイソグラッドの位置から花崗岩との接触部までの見掛けの距離は本地域北西端では7km以上であるが、南方に向かって狭くなり、美川層群との境界付近では2kmとなる。そのほか、美川町^{かんじょう}巖城付近の狭い範囲でも泥質岩に黒雲母が生じており、地下浅部まで花崗岩が貫入していることを示唆している。黒雲母に加えて、美和町の亀尾川及び段子原では紅柱

石が出現する。亀尾川ではコランダムも生じている。

美川層群では黒雲母アイソグラッドと花崗岩との距離は2kmである。玖珂層群では、弥栄峡周辺から東側の花崗岩の分布域にかけて広い範囲に黒雲母が出現している。花崗岩との接触部から黒雲母アイソグラッドまでの見掛けの距離は2-4km程度である。堇青石アイソグラッドの場合、見掛けの距離はほぼ1kmである。更に玖珂鉱山付近でも泥質岩に黒雲母が出現しており、花崗岩体の潜在を推定できる。一方、本地域南縁部における地層には広域的に黒雲母が出現するが、その多くは領家変成作用によるものであろう。

V. 6 石英閃緑岩及び花崗斑岩

本岩類は本郷村成君寺山及びその北方に分布する小規模な貫入岩体であり、成君寺山を構成する岩体が最も大きく、露出面積は1.2km×0.5kmである。このうち石英閃緑岩は細-中粒で等粒状の暗灰色を呈する完晶質の岩石である。主に斜長石・黒雲母・普通角閃石からなり、少量の石英・カリ長石・不透明鉱物を含む。副成分鉱物として燐灰石・ジルコンを含み、変質鉱物として緑泥石・緑れん石・絹雲母を生じている。花崗斑岩は成君寺山山頂付近で石英閃緑岩と近接して分布するが、両者の直接の関係は不明である。

V. 7 岩脈類

V. 7. 1 輝緑岩及び斑れい岩

本岩類は岩国市守内北方、同市小原、和木町関ヶ浜南方などに分布し、玖珂層群を貫く小規模な岩脈で、暗緑色の輝緑岩または斑れい岩からなる。岩脈の方向は、N-S, NNW-SSE, NNE-SSWで、脈幅は3-7mである。本岩類は主に角閃石・斜長石からなる。このうち輝緑岩では、斜長石は0.2mm前後の半自形-自形、角閃石は長径0.2-1.0mmで長柱状を呈する。斑れい岩では、角閃石・斜長石とも径1-3mmで半自形を呈する。本岩類は、そのほかに、しばしば少量の石英や不透明鉱物を含む。更に、アクチノ閃石・緑泥石・白雲母・黒雲母が生成していることがある。

V. 7. 2 石英斑岩及び花崗斑岩

本岩類は、本地域内の花崗岩類を除く地域に普通に見られる岩脈である。特に、玖珂層群及び美川層群分布域では至る所に分布している。それに対して、三郡変成岩類中では本郷川以西に特に多く分布している。本岩類の走向はNW-SE方向が卓越する。岩脈の幅は最大約100mである。本岩類は主に層理を切って非調和に貫く岩脈であるが、まれに層理に平行に進入する岩床状の産状をなす。本岩類は青灰色-灰色を呈し、径1-5mm程度の斑晶が認められる。斑晶として、石英・斜長石が普通に含まれ、時に、黒雲母・カリ長石が含まれる。斜長石・黒雲母は変質が著しく、ことに黒雲母の多くは緑泥石に交代されている。石基は微花崗岩質ないし陰微晶質である。また、花崗岩の周辺の岩脈では、接触変成作用によって、石基はホルンフェルス組織を呈することがある。

V. 7. 3 ひん岩

本岩は三郡変成岩類及び玖珂層群中に散在して分布するが、量的には少ない。岩脈の走向はE-W, NE-SW, NW-SEで、脈幅は2-10mである。肉眼的には灰緑-暗緑色を呈し、1-2mm程度の斜長石斑晶が認められる。斑晶は斜長石を主とするが、石英を含むことがある。石基は主に短柱状斜長石からなり、少量の石英が充填状に産したり、不透明鉱物が含まれていたりする。接触変成作用を受けているひん岩には黒雲母やアクチノ閃石が多数生じている。

VI. 新生界

本地域の新生界は、鮮新世末-前期更新世の阿品層、前期更新世の百合谷層、前期-中期更新世の美和層、中期-後期更新世の段丘堆積物、後期更新世-完新世の崖錐堆積物及び完新世の沖積層に分けられる。そのほか、瀬戸内海沿岸部には埋立地が造成されている。

VI. 1 阿品層

本層は、岩国市阿品付近に、東西1.5km、幅500mの範囲に、玖珂層群を覆って分布する。基盤の高度は海拔90-100mである。

本層は層厚最大40m程度のほぼ水平な地層で、下部層と上部層とに区分される(三上・上利, 1975; 山口県・広島県, 1978)。下部層は礫岩、亜炭層及び泥岩からなり、上部層は礫岩と含礫砂岩とを主とし、泥岩と砂岩を挟んでいる(第31図)。亜炭層は、厚さ最大18.3m、普通5-10mであるが、1-2mの所もある。礫岩は、チャート、含礫泥岩、砂岩、泥岩、花崗岩などの亜円礫とそれらを埋める砂



第31図 阿品層の露頭写真(岩国市阿品)

第 8 表 阿品層の花粉分析結果一覧表

花粉・孢子	試 料				
	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
<i>Abies</i>	1.9	0.9		1.2	0.6
<i>Picea</i>	0.6		0.5		
<i>Pinus</i>	1.9	3.3	0.5	1.2	2.5
<i>Larix-Pseudotsuga</i>	0.6		1.4	3.1	1.3
<i>Tsuga sieboldii</i>	0.6	0.5		0.6	0.6
Taxodiaceae	2.5	36.9	40.2	58.6	62.5
<i>Cryptomeria</i>	1.9	6.5	3.2	1.9	3.8
<i>Sciadopitys</i>		0.5			
T.C.T.		7.9	1.8	0.6	
針葉樹花粉(AP-1)計 (N)	16	121	104	109	114
(%)	9.9	56.5	47.5	67.3	71.3
<i>Juglans</i>	0.6	1.4			
<i>Pterocarya</i>		0.9	0.9	1.2	5.6
<i>Salix</i>	0.6	0.5	1.4	1.9	0.6
<i>Alnus</i>	1.2	6.5	7.8		1.3
<i>Betula</i>	4.3	0.9	0.9		
<i>Carpinus</i>		0.9	0.9		0.6
<i>Corylus</i>	1.2		0.5		0.6
<i>Castanea</i>	0.6		2.3	1.9	0.6
<i>Castanopsis</i>			0.5	0.6	
<i>Fagus</i>	5.6	11.7	5.5	5.6	2.5
<i>Cyclobalanopsis</i>		0.9	0.9		1.3
<i>Lepidobalanus</i>	2.5	4.7	0.9	0.6	2.5
<i>Celtis</i>	0.6		0.5		0.6
<i>Ulmus</i>			0.9	1.2	0.6
<i>Zelkova</i>			0.9	0.6	1.3
<i>Corylopsis</i>	1.9				
<i>Acer</i>	0.6				
<i>Aesculus</i>					0.6
<i>Ilex</i>		1.4	3.2	0.6	
<i>Tilia</i>		0.5			
Araliaceae		0.5			
Ericaceae			0.5	0.6	
<i>Styrax</i>				0.6	
<i>Symplocos</i>		0.5	0.5		
<i>Ligustrum</i>		0.5			

T.C.T.: Taxodiaceae, Cupressaceae, Taxaceae の略字

第8表 つづき

花粉・孢子	試料				
	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
広葉樹花粉(AP-2)計 (N)	32	68	63	25	30
(%)	19.9	31.8	28.8	15.4	18.8
樹木花粉(AP)合計 (N)	48	189	167	134	144
(%)	29.8	88.3	76.3	82.7	90.0
<i>Pterocarya</i>	2.5	0.9	3.2	2.5	1.9
Caryophyllaceae	2.5				
Umbelliferae	7.5	2.3	1.8	2.5	
<i>Patrinia</i>	0.6				
Carduoideae	13.0		0.5		
<i>Artemisia</i>	1.9	0.5	2.3	2.5	
Cichorioideae	1.9				
Gramineae	7.5	0.5	2.3	0.6	
<i>Typha</i>	0.6	0.5			
Cyperaceae	6.2	3.3	1.4	1.2	4.3
<i>Plantago</i>					0.6
Labiatae		0.5			
<i>Potamogeton</i>			0.5		
非樹木花粉(NAP)計 (N)	71	18	26	15	11
(%)	44.1	8.4	11.9	9.3	6.9
Tricolporate pollen	0.6	0.5	2.3	2.5	0.6
Inaperturate pollen	0.6		0.5		1.3
形態分類花粉(FP)計 (N)	2	1	6	4	3
(%)	1.2	0.5	2.7	2.5	1.9
Osmundaceae	2.5	0.9	2.3	3.1	
Polypodiaceae			0.5		
Monolete spore	21.1	1.9	6.4	2.5	0.6
Trilete spore	1.2				0.6
羊歯類孢子(FS)計 (N)	40	6	20	9	2
(%)	24.8	2.8	9.1	5.6	1.3
総計 (N)	161	214	219	162	160

試料は岩国市阿品の昭和54年当時の採掘現場の亜炭層から採取したものである。分析はバリノ・サーヴェイ K.K. による。

質物からなる。

本層の亜炭層からは *Metasequoia* sp. が見いだされており(三木, 1950; MIKI, 1950), それに基づいて, 高橋(1959)は本層の時代を鮮新世とした。今回, 本層の亜炭層の花粉分析を行った結果(第8表)では, *Liquidamber*, *Carya*, *Nyssa* など鮮新世の花粉化石が見いだされなかった。したがって, 本層の時代は ONISHI(1978)の区分の *Taxodiaceae Zone* から *Fagus Zone* の間(鮮新世末-前期更新世)に相当すると判断される。

VI. 2 百合谷層

本層は, 美和町百合谷奥の分水界付近に, 玖珂層群を傾斜不整合に覆って分布する。基盤の高度は海拔約 170m である。

本層は礫層と砂層を主体とし, 亜炭層を挟んでいる。礫層と砂層はかなり固結している。礫層の礫は亜円礫で, 礫種はチャート, 砂岩, 含礫泥岩, 泥岩, 花崗岩などである。本層中の亜炭層は, 昭和 17 年-20 年に採掘されたといわれるが, 採掘跡が崩落しているため, 詳細不明である。本層の層厚は約 20 m である。

本層の時代は, 高橋(1979)によって, 前期更新世とされている。

VI. 3 美和層

本層は, 美和町黒沢付近から柿木原付近にかけて, 東西 7km, 幅 3km の範囲に分布する。本層は美川層群と玖珂層群を覆う段丘堆積物で, 主として礫層からなり, 砂層及び粘土層を挟んでいる。基盤の高度は海拔 140-170m で, 層厚は 25m 程度である。礫層の礫は亜円-亜角礫で, 礫種はチャート, 含礫泥岩, 砂岩, 泥岩, 泥質片岩, 花崗岩などである。チャート以外の礫はくさり礫となっている。

本層からは化石を産しないが, 本層の時代は, 百合谷層より新しく, 前期-中期更新世とされている(高橋, 1979; 三浦ほか, 1979)。

VI. 4 段丘堆積物

本地域では, 美和層のほかにも, 岩国市天尾, 美和町釜ヶ原などにも段丘堆積物が見られる。

岩国市天尾では, 玖珂層群を覆う小規模な礫層が分布する。基盤の高度は約 160m である。礫層は淘汰が悪く, 層理面ははっきりしない。礫は亜円-亜角礫で, 礫種はチャート, 含礫泥岩, 砂岩, 泥岩, 花崗岩などである。礫はくさり礫化していない。層厚は 10-15m である。

美和町釜ヶ原では, 広島花崗岩類を覆って小規模な段丘礫層が分布する。一般に淘汰が悪く, 層理面ははっきりしない。礫は亜円-亜角礫で, 礫種は花崗岩を主とし, 少量の結晶片岩を伴う。礫はくさり礫化していない。基盤の標高は 150m で, 礫層の厚さは 20m 程度である。

これらの段丘堆積物の時代は中期-後期更新世と考えられる。



第32図 崖錐堆積物の露頭写真(大竹市栗谷町小栗林北方)風化した弥蒙峽花崗岩の上に厚さ約10mの堆積物がのぞ

VI. 5 崖錐堆積物層

本地域の北東部の花崗岩山地には山麓緩斜面が発達し、そこに崖錐堆積物が分布する(第32図)。本堆積物は淘汰不良な花崗岩の角-亜角礫を主とし、基質は砂・シルト及び粘土からなる。

本堆積物の時代は更新世後期-完新世と考えられる。

VI. 6 沖積層

沖積層は、河川沿いの谷底平野、小瀬川及び錦川の河口部などに分布する。

谷底平野の沖積層は、礫・砂・シルト及び粘土からなり、厚さは5-10mと推定される。

小瀬川河口部の沖積層は、礫・砂・シルト及び粘土からなる。海側に向かって厚さを増し、三角州の先端部では厚さ36m以上である。

錦川河口部の沖積層は、山地近くでは砂と礫とを主体とし、海側では厚さ30m以上で、主としてシルト及び粘土からなる。

VI. 7 埋立地

本地域では、大竹市、和木町及び岩国市の海岸部に埋立地が造成されており、工場用地、住宅用地などに利用されている。



第33図 岩国活断層系と山口県東部の埋谷面図 矢印は断層のずれの方向、ケバは落下側を示す。網かけの部分は標高500m以上の山地

Ⅶ． 活断層及び地震

Ⅶ. 1 活 断 層

本地域南東部には岩国活断層系(東元ほか, 1983)の北東部分が発達している。岩国活断層系は走向が北東-南西方向のA級の活断層系で南接「岩国」図幅地域に主として発達する(佃, 1985; 佃・寒川, 1985)。また, この活断層系は全体として水平ずれ成分が垂直ずれ成分の3-4倍の右ずれ活断層系で, 各々の断層の垂直変位はすべて南東側が沈下するという特徴を持っている。

岩国活断層系を構成する活断層のうち, その走向から本地域内まで連続する可能性のあるものは, 小畑断層, 大竹断層及び岩国断層である(第33図)。小畑断層の延長部は阿品層の分布域を通過するはずである。阿品層の堆積年代は鮮新世末-更新世前期であるので, 活断層が通過していれば必ずその影響は明瞭に表われているはずである。しかし, 阿品層の分布高度のずれなどの断層運動による変位の証拠は全く認められない。したがって, 小畑断層は本地域内には連続していないと判断した。

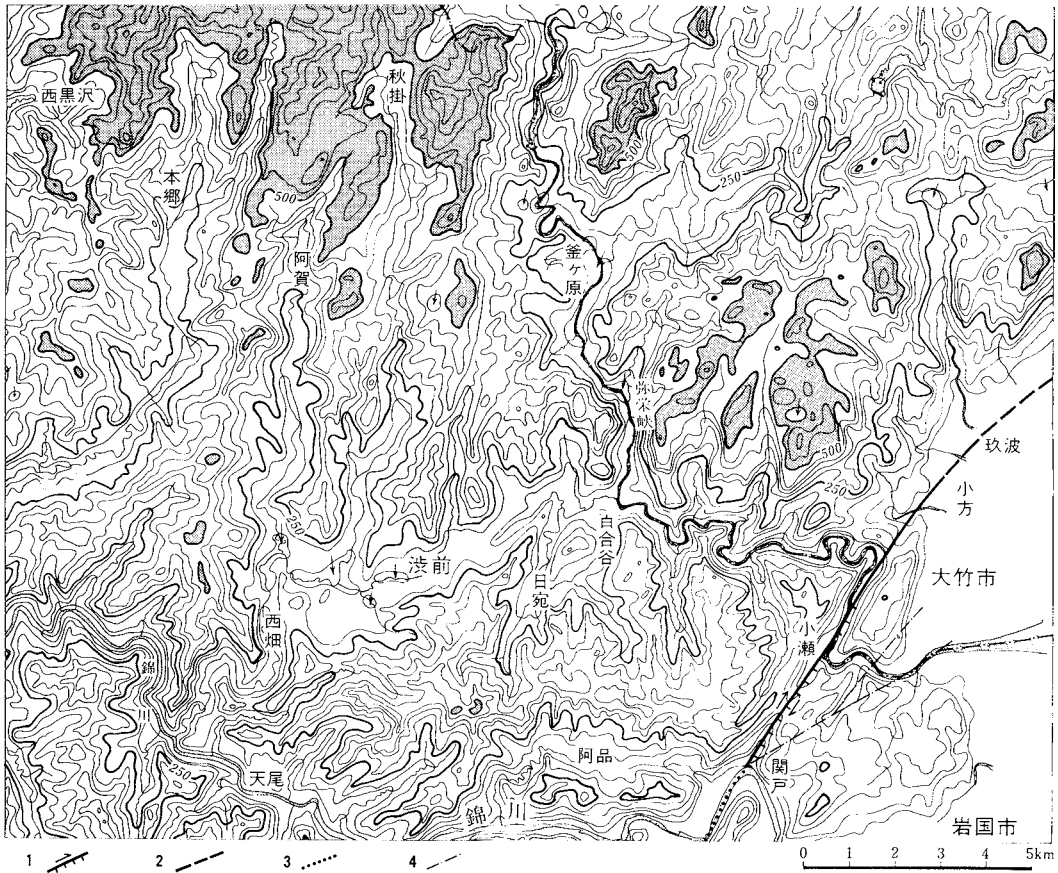
岩国断層については, 「岩国」図幅地域内で既にほとんど断層変位が認められなくなっている。また, 本地域南東端部の岩国断層の延長が期待される地域には, 地質図上に岩層がずれるなどの断層変位の証拠は認められず, 変動地形やリニヤメントの存在も確認できない。岩国断層も本図幅内には連続しないものと考えている。

大竹断層

大竹断層は岩国活断層系の中では最も長く, 本地域内の大竹市小方付近から南西に延び, 「岩国」図幅地域内の玖珂町宇谷まで追跡でき, 総延長約25kmに達する。断層の走向は, 「岩国」図幅地域内でN50°Eから本地域内のN30°Eへとやや変化している。

「岩国」図幅地域内では本断層による河川の系統的な屈曲などの断層変位地形が直線的に連続して明瞭に発達している。「岩国」図幅地域内で変動地形から見積られる最大変位量は, 北西側隆起100m, 右ずれ430mで, 水平ずれ成分が垂直ずれ成分の約4倍以上となっている。

本地域内では, 大竹断層は南の岩国市関戸から小瀬を通り, 大竹市小方に連続し, 明瞭なりニアメントを現わしている(第34図, 第35図)。しかし, 「岩国」図幅地域内で見られたような河川の系統的な屈曲地形などは, 本地域ではほとんど見られない。第35図に示した大竹市小方周辺の地質概略図から判断すると玖珂層群の分布が少なくとも500mは右ずれに変位しているように見える。岩国市関戸周辺で, 断層の両側の定高性のある山地高度を比べると, 南東側が100m程度低くなっている。本地域では, 大竹断層が活断層であることを明確に証拠づける, 第四紀層を切る断層露頭などは確認できなかった。しかし, 「岩国」図幅地域内と水平ずれのセンスが地質図から判断する限りよく一致すること, 定高性のある山地の高度差から求めた垂直変位の向きも一致すること, また, 直線的に「岩国」図幅地域から連続していることなどから, 本地域においても大竹断層は活断層であると認定した。大竹市小方から北東への連続は沖積層下に伏在して不明となる。



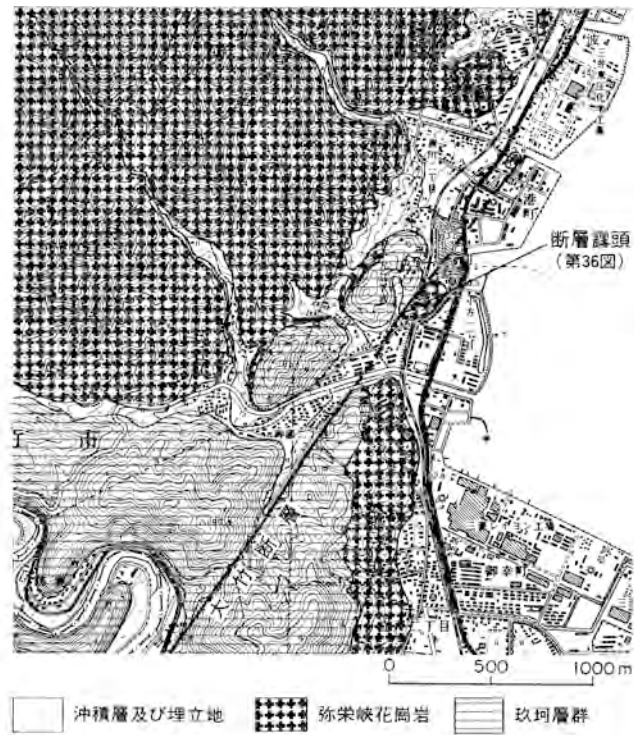
第34図 大竹区幅地域の活断層と埋谷面図

1: 活断層(矢印は水平ずれの方向, ケバは落下側を示す) 2: 活断層(不明瞭な部分) 3: 活断層(伏在部分) 4: 活断層の可能性のあるリニアメント

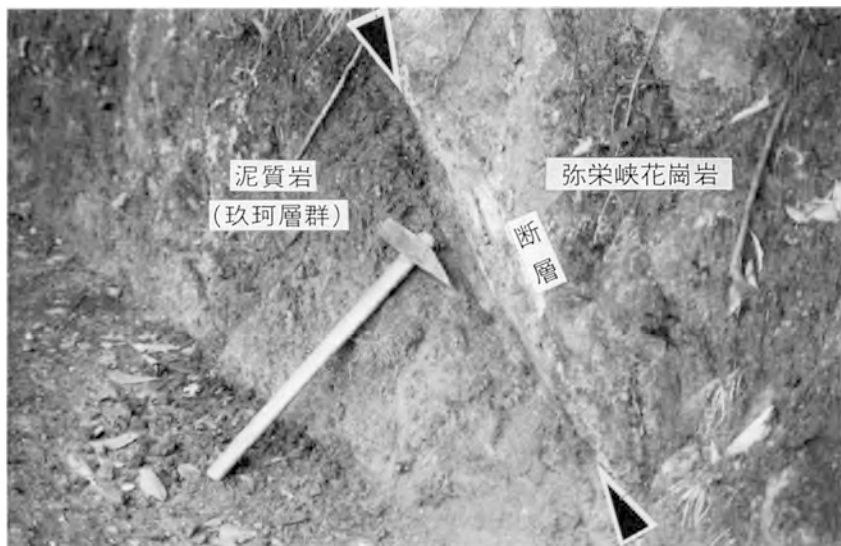
VII. 2 地震

本地域は地震予知連絡会が指定した特定観測地域「伊予灘および日向灘周辺」に含まれている。本地域内に震源をもつ大きな地震の記録は全くないが、本地域東方の安芸灘・伊予灘海域では過去にマグニチュード7級の地震が発生している(第37図)。本地域の最も近くで発生した地震は1905年(明治38年)のマグニチュード7 $\frac{1}{4}$ (宇津, 1982)の「芸予地震」である。この地震による被害は広島市, 呉市, 松山市周辺で大きかったが, 山口県側は震度もIV程度で, 被害は比較的軽微であった(今村ほか, 1905; 宇佐美, 1975)。

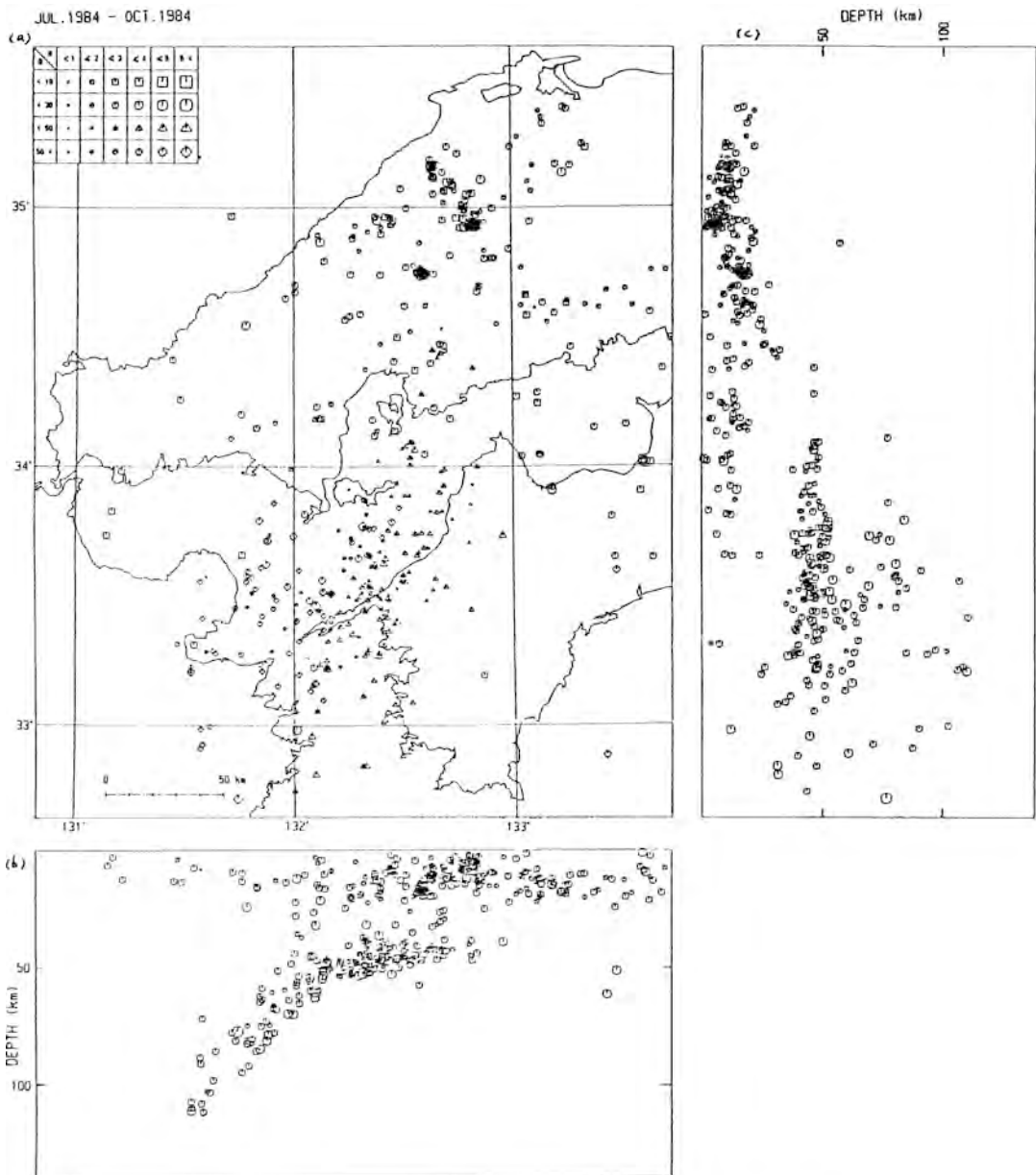
東京大学地震研究所白木微小地震観測所では昭和58年度に中国地方西部及び安芸灘・伊予灘地域の地震活動観測のためのテレメータネットワークを完成した(第38図)。これにより伊予灘海域を始め, 中国



第35図 大竹断層と大竹市小方周辺の地質概略図 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「大竹」を使用

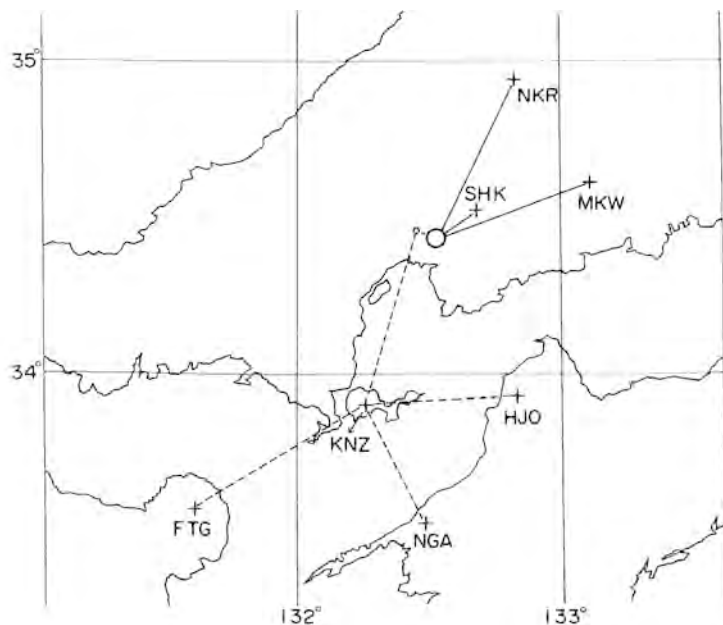


第36図 大竹市小方付近の大竹断層の露頭 位置は第35図に示す。ここでは断層を挟んで弥栄峡花崗岩と玖珂層群が接している



第37図 中国地方とその周辺の地震活動（東京大学地震研究所白木徹小地震観測所，1985）

地方西部の地震に関しては非常に精度のよい地震資料を得ることができるようになった（東京大学地震研究所白木徹小地震観測所，1985；第37図）。まだ，観測期間が短いため，地質構造との関連を見ることができるようには地震記録は蓄積されていないが，将来的には活構造の解析のために有効な資料が提供されるものと期待される。



第38図 白木微小地震観測所のテレメータ地震観測網
 +……無線観測点 +——有線観測網 ○ 観測所 ◦ 中継点
 NKR；中野原(広島県), SHR；白木(広島県), MKW；三川(広島県), KNZ；嘉納山(山口県), HJO；北条市(愛媛県), NGA；長浜(愛媛県), FTG；両子山(大分県)

VIII. 応用地質

VIII. 1 金属及び非金属鉱床

本地域は玖珂タングステン鉱床区の一部であるとともにマンガン鉱床密集地域でもある。また、かつては硫化鉄鉱の生産地としても著名であった。そのほか、小規模ではあるが、層状含銅硫化鉄鉱床、銅鉱脈、磁鉄鉱鉱床、モリブデン鉱床、石灰石鉱床及び亜炭鉱床も知られている。

VIII. 1. 1 タングステン・銅鉱床

本地域の南西部には、玖珂鉱山東部鉱床群、滝山鉱山及び深山鉱山のスカルン型タングステン・銅鉱床がある。いずれも玖珂層群中の石灰岩を交代して生成した高温交代鉱床で、鉱石は灰重石と黄銅鉱を主とし、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、錫石及びスカルン鉱物を伴う。現在、玖珂鉱山の東部鉱床群が稼行中である。

玖珂鉱山の東部鉱床群：玖珂鉱山には多数の鉱床があるが、そのうちの周防、日吉、繁栄南、八谷及び金元の各鉱床が本地域内にある。いずれも玖珂層群の泥質岩層中の石灰岩の一部または全部を交代し

て生成したスカルン型のタングステン・銅鉱床である。スカルン鉱体は石灰岩体の周縁部を交代して生成した皮殻状鉱体と石灰岩の全部又はほとんど全部を交代して生成した塊状鉱体とがある。スカルン鉱体は普通石英脈を伴い、石英脈とスカルン鉱体との交差部で富銅部を形成する。主要銅鉱物は灰重石であるが、そのほかに、黄銅鉱、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、錫石、灰鉄輝石、ざくろ石、緑れん石、角閃石、石英、螢石、方解石を伴う(東元, 1977)。

VIII. 1. 2 含銅硫化鉄鉱床及び銅鉱脈

含銅硫化鉄鉱床は三郡変成岩類(都濃層群)中にあり、銅鉱脈は大部分が三郡変成岩類中、一部が広島花崗岩類中にある。

三郡変成岩類中の鉱床は、別子式含銅硫化鉄鉱床(赤瀬)、河山式含銅硫化鉄鉱床(河山、波野小台^{はのこ}鉱床及び延ヶ原)及び銅鉱脈(釜ヶ原^{かまがら}、助光^{すけみつ}、中山^{なかいわ}、立岩^{たちいわ}、波野渋谷^{しよたに}鉱床など)に大別できる。別子式含銅硫化鉄鉱床は、緑色片岩と密接に伴って、母岩の構造に調和的に胚胎する層状鉱床で、銅鉱石は主として黄鉄鉱と黄銅鉱とからなる。河山式含銅硫化鉄鉱床は三郡変成岩類中のすべり面(剪断帯)に沿って胚胎するもので、銅鉱石は磁硫鉄鉱を主とし、少量の黄銅鉱・閃亜鉛鉱を含み、スカルン鉱物を伴っている。銅鉱脈は裂か充填鉱床で、銅鉱石は黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、石英などからなる。

広島花崗岩類中の銅鉱脈は裂か充填鉱床で、秋中、大峠などの銅鉱床がこれに属する。

河山銅山：山口県玖珂郡美川町小壁にある。万治元年(1658年)、高野山の名僧清安上人の発見と伝えられる。昭和11年から日本銅業株の所有となり、戦後本格的に操業が行われ、昭和35年前後に産出量のピークがあったが、昭和46年に閉山した。最盛期の昭和35年には、粗銅量360,557tを生産した。閉山までの総産出粗銅量は565万t以上である。鉱床は走向延長600m、傾斜延長1,200mを有し、厚さは平均約5mである。三郡変成岩類による構造規制を受けている。銅鉱石は主に磁硫鉄鉱で、黄銅鉱を含み、閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・キューバ鉱を伴う。脈石は石英・方解石・緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・透輝石・灰鉄輝石・ざくろ石・珪灰鉄鉱・ヒシングライトなどからなる(西沢, 1962; 日本銅業協会, 1965)。

釜ヶ原銅山：山口県玖珂郡美和町釜ヶ原にある。昭和13年から昭和20年まで稼行され、その後も探鉱された(通商産業省, 1981; 高島・竹田, 1956)。鉱床は電気石-銅鉱脈からなる裂か充填鉱床である。銅鉱石は多量の電気石を伴うチタン鉄鉱・黄銅鉱の鉱染状鉱で、脈石鉱物として電気石・緑泥石・緑れん石・絹雲母・燐灰石・石英・炭酸塩鉱物・珪灰鉄鉱が含まれる(竹田, 1966)。

秋中銅山：山口県玖珂郡美和町秋掛にある。約500年以前に銀、銅を対象に稼行されたといわれ、最近も探鉱された。鉱床は広島花崗岩類中の石英脈及び粘土脈で、黄銅鉱及び少量の黄鉄鉱を伴う(通商産業省, 1981)。

VIII. 1. 3 鉄鉱床及びモリブデン鉱床

鉄鉱床としては谷和銅山^{たにわ}の銅鉱床がある。モリブデン鉱床は美和町上駄床にあり、弥栄峽花崗岩中の輝水鉛銅石英脈である。

谷和銅山：広島県大竹市谷和にある。明治初期に出鉱されたらしいが、詳細は不明である。広島花崗

岩類中の閃長岩質部に発達する磁鉄鉱を鉱石とする板状-レンズ状鉱体である(広島県商工部, 1953; 添田, 1964).

VIII. 1. 4 マンガン鉱床

本地域には多数のマンガン鉱床があり, それらのほとんどは玖珂層群中にある. 美川層群中にも2・3のマンガン鉱床があるといわれる(吉村, 1952, 1969)が, 詳細は不明である.

玖珂層群中のマンガン鉱床は, いずれもチャート層中に胚胎する層状鉱床で, 海底熱水堆積鉱床と考えられる. 鉱床は層状ないしレンズ状をなして, チャート層の構造に調和的に胚胎している. 鉱体の上盤側は層状チャートであり, 下盤側は層状チャートの場合と厚さ1-2mの塊状チャートがある場合とがある. 鉱石は菱マンガン鉱を主とする炭マン型鉱石と, バラ輝石を主とする珪マン型鉱石とがある. 炭マン型鉱石は広島花崗岩類によって弱い接触変成作用を受けた鉱床に産し, 珪マン型鉱石は強い接触変成作用を受けた鉱床に産する. 両者とも鉱床露頭部では酸化マンガン鉱になっている.

本地域には約30のマンガン鉱山があるが, その開発は明治時代に始まる. その後, 第2次大戦中から昭和35年頃にかけて盛んに開発されたが, 昭和44年にはすべて休山となった. 昭和17年以後に開発された主要な鉱山は, 木野, 錦光, 小藤, 阿品, 荒瀬谷, 天尾, 南桑, 高野, 根笠などの鉱山である. 各鉱山とも鉱体の数は多いが, 個々の鉱体は規模が小さく, 走向延長100m以下, 傾斜延長50m以下である(吉村, 1952, 1969; 宮本, 1953).

VIII. 1. 5 石灰石鉱床

本地域の玖珂層群中にはレンズ状石灰岩があり, かつて, 美川町高野, 滝山, 美和町光石^{ひかりいし}などで小規模に採掘され, 肥料用として利用されたことがある. 現在稼行中のものはない.

VIII. 1. 6 亜炭鉱床

本地域の亜炭鉱床は岩国鉱山と弥栄炭鉱とで稼行された.

岩国鉱山は岩国市阿品にある. 昭和14年から昭和22年まで大豊炭^{たいほう}と称して燃料用亜炭を稼行した. その後休山していたが, 昭和43年から岩国鉱山と改称して再開し, 昭和58年まで稼行した. 夾炭層は鮮新世末-前期更新世の阿品層で, 炭層の厚さは2-10m, 炭質は木質系に属する. 大豊炭時代^{たいほう}に稼行した亜炭の発熱量は4,557calであったといわれる(中国地方総合開発委員会, 1950). 昭和43-58年に生産した亜炭は肥料用として利用された.

弥栄炭鉱は美和町百合谷にある. 昭和17年から昭和20年まで稼行し, 木質系亜炭を産したといわれる(中国地方総合開発委員会, 1950)が, 詳細は不明である.

VIII. 2 骨材及び石材

本地域に分布する玖珂層群の岩石は, 骨材としての品質が良く, 資源量も豊富であり, 運搬の便も良いため, 現在, 錦川流域の4箇所と小瀬川流域の2箇所^{2箇所}で盛んに採掘されている. そのほか, 大竹市八

丁北方では広島花崗岩類が採掘され、弥栄ダム建設用の骨材として利用されている。石材は以前には本地域北東部の5箇所⁵で採掘されていたが、現在はすべて休止している。

小瀬川流域の採石場は大竹市防鹿にある。採石の対象となっている岩石は玖珂層群のチャート及び泥質岩のホルンフェルスである。錦川流域の採石場は岩国市多田、岩国市瓦谷、岩国市守内及び岩国市天尾にある。いずれの採石場も主として玖珂層群のチャート層を採掘している。採取した岩石は、生コン用、道路用、一般土木建築用などに利用されている。本地域の最近の一般碎石の年間生産量は150万tである。

文 献

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. and PASSERINI, P. (1970) Olistostromes and olistoliths. *Sediment. Geol.*, vol. 4, p. 521-557.
- ARAI, S. (1975) Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku district, western Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 52, p. 1-16.
- 中国地方総合開発委員会編(1950) 中国地方鉱業要覧。後篇, 96p.
- 藤井厚志(1972) 秋吉地域の山口層群・大田層。地質雑, vol. 78, p. 309-321.
- 藤原健蔵(1977) 中国四国地方の地形概観。日本地誌, vol. 16, 二宮書店, 東京, p. 14-34.
- (1980) 中国地方の侵食小起伏面の諸問題。西村嘉助先生退官記念論文集, p. 159-164.
- ・河内伸夫(1979) 小瀬川流域の侵食小起伏面。弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 139-163.
- 長谷 晃(1950) 山口県西南部三疊系の層序学的研究。九州大理研報〔地質〕, vol. 2, p. 101-128.
- HASE, A. (1961) A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. 42, p. 79-84.
- 長谷 晃(1964) 古生界。広島県地質図説明書, p. 31-59.
- 原 郁夫・東元定雄・三上貴彦・西村祐二郎・沖村雄二・沢田武美・武田賢治・横山俊治・横山忠正 (1979) 弥栄峡地域の中・古生界。弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 283-324.
- 早坂康隆・磯崎行雄・原 郁夫(1983) 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見。地質雑, vol. 89, p. 527-530.
- 東元定雄(1977) 山口県玖珂鉾山の地質鉞床。地調月報, vol. 28, p. 775-793.
- ・佐田公好(1978) 山口県東部に分布する玖珂層群中の含紡錘虫石灰岩礫岩について。地調月報, vol. 29, p. 357-359.
- ・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆(1983) 岩国地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 広川 治ほか編(1982) 日本の先新第三紀地質構造区。日本地質アトラス, p. 2.
- 広島県(1964) 20万分の1広島県地質図及び同説明書。182p.

- 広島県商工部(1953) 広島県の地下資源. 広島県, 281p.
- 今村明恒・小藤文次郎ほか(1905) 震災予防調査会報告. no. 53, 87p.
- ISHIGA, H., KINO, T. and IMOTO, N. (1982a) Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, no. 182, p. 272-281.
- and ————— (1982b) Permian radiolarian biostratigraphy. *News of Osaka Micropaleontologist, Special*, vol. 5, p. 17-26.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- KIMURA, T. (1960) On the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku, West Japan. *Sci. Pap., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 10, p. 109-124.
- 木野崎吉郎(1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について(概報). 広島地質学研報, no. 3, p. 61-77.
- 小林貞一(1950) 日本地方地質誌「中国地方」, 241p., 朝倉書店.
- 小島丈児(1947) 山口県徳山市北方の所謂千枚岩類と秩父古生層との関係について. 地質雑, vol. 53, p. 85-86.
- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relation between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, no. 3, p. 17-46.
- (1954) Geological situation of the Cretaceous Hiroshima Granite. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 61-65.
- 小島丈児(1964) 深成岩類. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 87-101.
- ・岡村義彦(1952) 柳井地方(地質巡検案内書). 九州大学地質学教室, 18p.
- ・岡村義彦・吉野言生・渡辺 寛・井上 保・下山 明・添田 晶(1951) 徳山・岩国・柳井地方における古期岩層および花崗岩類地域の構造と地史概観. 地質雑, vol. 57, p. 362.
- ・吉田博直・濡木輝一(1959) 中国地方中生代後期の酸性火成活動からみた三段峡地方酸性火成岩類. 三段峡と八幡高原(総合学術調査研究報告), 広島県教育委員会, p. 45-63.
- 神津叔祐・中村新太郎(1911) 20万分の1地質図幅「広島」及び同説明書. 地質調査所, 77p.
- 松本達郎(1951) 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九州大理研報〔地質〕, vol. 3, p. 37-48.
- 三上貴彦・上利 洋(1975) 岩国市阿品層中の粘土鉱床. 山口県商工指導センター研究報告, no. 7, p. 20-24.
- 三木 茂(1950) 鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究. 自然と文化, no. 1, p. 69-116.
- MIKI, S. (1950) Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ.*, vol. 1, ser. D, p. 1-15.
- 三浦 肇・浜田清吉・林 祥彦(1979) 小瀬川流域の地形的特性. 弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 93-110.

- 宮本弘道(1952) 7万5千分の1地質図幅「津和野」. 地質調査所.
 ——— (1953) 山口県玖珂地方マンガン鉱床調査報告. 地調月報, vol. 4, p. 657-663.
- 村上允英(1979) 東中国における後期中生代-古第三紀酸性岩類の南北変化の概要. 地質学論集, no. 17, p. 3-18.
- 中 孝仁・石賀裕明(1985) 三郡-中国帯西部に分布する錦層群からのペルム紀放射散虫の発見. 地球科学, no. 198, p. 229-233.
- 成瀬敏郎(1977) 広島県の地形地域区分. 広島県史地誌編, p. 38-85. 広島県.
- 日本鉱業協会(1965) 日本の鉱床総覧(上巻). 581p.
- NISHIMURA, Y. (1971a) Chemical composition of basic schists from the Sangun metamorphic terrain in the Nishiki-chō district, Yamaguchi Pref., Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 6, p. 171-202.
- (1971b) Regional metamorphism of the Nishiki-chō district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 6, p. 203-268.
- 西村祐二郎(1985) 山口県鹿野地域のテクトニックスライドと重炭酸そうだ型冷鉱泉. 吉田博直先生退官記念文集, p. 166-175.
- ・濡木輝一(1966) 山口県錦町地域における“非変成古生層”と三郡変成岩類の地質学的関係. 地質雑, vol. 72, p. 385-398.
- ・井上 保・山本博達(1977) 三波川変成域の広がりに関連して, 1. とくに三郡帯, とくに層序と変成作用について. 三波川帯, p. 257-282.
- NISHIMURA, Y., NAKAMURA, E. and HARA, I. (1983) K-Ar ages of Sangun metamorphic rocks in Yamaguchi Prefecture and their geologic significance. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 78, p. 11-20.
- 西村祐二郎・磯崎行雄(1984) 山口県東部の錦層群の放射散虫化石及び放射年代. 内帯高圧変成帯, no. 2, p. 37-40.
- ・磯崎行雄・濡木輝一(1985) 山口県東部の三郡-中国帯および領家帯. 日本地質学会第92年学術大会見学旅行案内書, p. 17-49.
- 西沢章三郎(1962) 河山鉱山. 地質巡検案内書, no. 1, 日本地質学会69年会準備委員会, 21p.
- 濡木輝一(1966) 山口県東部の三郡変成帯と領家帯の間に発達した剪断帯の構造岩石学的研究, 地質雑, vol. 72, p. 219-231.
- (1969) 中国地方における三郡変成岩類と“非変成”古生界の地質学的関係. 地質学論集, no. 4, p. 23-39.
- 小倉 勉(1924, 1926) 7万5千分の1地質図幅「徳山」(1926)及び同説明書(1924). 地質調査所, 36p.
- 岡村義彦(1953) 徳山地域の三郡本山変成岩類の地質及び岩石について. 広島大地学研報, no. 3, p. 33-42.
- (1963) 山口県三郡帯東部における結晶片岩系と非変成古生代層群との関係. 広島大地学研報, no. 12, p. 221-234.

- ONISHI, I. (1978) Pliocene and Pleistocene pollen stratigraphy in Central and Southwestern Japan. *Memoirs, Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Miner.*, vol. XLV, no. 1, p. 1-54.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenic sedimentary structure. In: IHBRIE, J. and NEWELL, N. (eds.), *Approaches to palaeoecology*, p. 296-316, Wiley, New York.
- 柴田 賢・石原舜三(1974) 広島花崗岩中央部の黒雲母 K-Ar 年代の南北変化. 地質雑, vol. 80, p. 431-433.
- ・西村祐二郎(1983) 三郡変成岩の同位体年代. 日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨, p. 385.
- ・—————(1984) 三郡変成岩の年代学的研究. 内帯高压変成帯, no. 2, p. 31-32.
- 添田 晶(1964) 鉱床. 広島県地質図説明書, p. 125-154.
- 鈴木 敏(1906, 1907) 20 万分の 1 地質図幅「山口」(1906)及び同説明書(1907), 地質調査所, 176p.
- 高橋英太郎(1959) 西部本州における中生代以降の植物群の変遷, 山口大理科報告, vol. 10, p. 181-237.
- (1979) 弥栄峡地域の新生界. 弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 325-336.
- ・河村俊男・山田耕平・津島精一・児玉研一(1960) 山口県玖珂山地中央部の古生層. 山口大理科報告, vol. 11, p. 147-149.
- 鷹村 権(1960) 広島県西部及び北部の地質及び岩石. 岩鉱, vol. 44, p. 292-299.
- 高島 清・竹田英夫(1956) 未利用鉄資源第 3 輯, 第 5 節, 山口県, A. 玖珂郡, p. 427-435.
- 高田正治・磯崎行雄(1985) 山口県東部の含ジュラ系コンプレックス, 玖珂層群・“美川層群”の再検討. 日本地質学会西日本支部会報, no. 82, p. 8-9.
- 竹田英夫(1966) 山口県東部三郡変成帯中の鉱化作用について. 広島大地学研報, no. 14, p. 369-384.
- 天白俊馬(1982) 広島-岩国地域の広島花崗岩の化学組成. 岩鉱, vol. 77, p. 125-136.
- 東京大学地震研究所白木微小地震観測所(1985) 中国地方地震予知連絡会会報. vol. 33, p. 349-354.
- 豊原富士夫(1974) 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, vol. 80, p. 51-53.
- (1976) 山口県東部の三郡-山口帯-“領家帯”の地質構造. 地質雑, vol. 82, p. 99-111.
- TOYOHARA, F. (1977) Early Mesozoic tectonic development of the northwestern Chichibu geosyncline in west Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 19, p. 253-334.
- 佃 栄吉(1985) 岩国活断層系—その概要と発達史. 吉田博直先生退官記念論文集, p. 245-253.
- ・寒川 旭(1985) 岩国活断層系—リーデル剪断実験と比較して求めた発達過程. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 476.
- 通商産業省(1981) 昭和 55 年度広域調査報告書「錦川地域」. 150p.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料・日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327p.
- 宇津徳治(1982) 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表; 1885-1980 年. 地震研究所彙報, vol. 57, p. 401-463.
- 脇田浩二(1983) 岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層にみられる異地性岩体と海底地すべり堆積物. 地

調月報, vol. 34, p. 329-342.

- 脇田浩二(1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 1-64.
- (1985) 山口県東部の玖珂層群と美川層群. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 148.
- 山口地学会(1975) 20万分の1山口県地質図.
- 山口県(1954) 20万分の1山口県地質図及び同説明書. 39p.
- (1968) 山口県5万分の1地質図. 33シート.
- ・広島県(1978) 土地分類基本調査「大竹」. 53p.
- 山口県立山口博物館(1975) 山口県の地質. 286p.
- 山田直利・東元定雄・水野清秀(1986) 20万分の1地質図「広島」. 地質調査所.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治(1982) 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放射散虫化石群集. 第1回放射散虫研究集会論文集(大阪微化石研究会誌特別号, no. 5), p. 27-37.
- 吉田博直(1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大地学研報, no. 8, p. 1-39.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱床. 567p.
- (1969) 日本のマンガン鉱床補遺. 後編. 1004p.
- 吉野言生・林 武広(1979) 弥栄峡の花崗岩類. 弥栄峡の自然, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会, p. 337-354.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kōchi (13) No. 12

GEOLOGY**OF THE****ŌTAKE DISTRICT**

By

Sadao HIGASHIMOTO, Yūhei TAKAHASHI
Hiroshi MAKIMOTO, Kōji WAKITA and Eikichi TSUKUDA

(Written in 1985)

(ABSTRACT)**OUTLINE**

The Ōtake district extends over the eastern part of Yamaguchi Prefecture and the western part of Hiroshima Prefecture, and covers about 425 square kilometers between lat. $34^{\circ} 10'$ and $34^{\circ} 20'$ N, and long. $132^{\circ} 00'$ and $132^{\circ} 15'$ E. Geologically, the district stretches from the Sangun Belt to the Tamba Belt, and lies also in the Sanyo zone which is one of the major zone of plutonism in the Inner Side of the Southwest Japan. The district is mostly occupied by Paleozoic formations, Jurassic sedimentary rocks, Late Cretaceous granitic rocks associated with a small amount of Late Cretaceous dike rocks and Latest Pliocene to Quaternary deposits. The succession of the geologic units in this district is summarized in Table 1.

Topographically, the district is largely a mountainous region and the western part of the district belongs to the Suō Plateau, and eastern part to Saiki Plateau. Many conspicuous rocky mountains with rock walls and steep slopes are especially developed in the Saiki Plateau where

Table 1 Summary of geology in Ōtake district

Age		Geological system	Remarks		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium Deposition of Alluvium		
		Pleistocene	Talus deposits Deposition of terrace and talus deposits		
			Terrace deposits Deposition of fluvial-lacustrine deposits		
	Tertiary	Miwa Formation Yuridani Formation Ajina Formation	Weathering Upheaval Setouchi surface Sera Plateau surface Kibi Plateau surface		
		Mesozoic	Cretaceous	Hiroshima Granitic Rocks Yasakakyō Granite Iwakuni Granite Habū Granodiorite	Contact Metamorphism Intrusion of Hiroshima Granitic Rocks Intrusion of dikes of porphyrite, quartz porphyry, granite porphyry, diabase and gabbro, and stocks of quartz diorite and granite porphyry
Early	Weathering Regression Upheaval				
Jurassic	Kuga Group				
	Mikawa Group		Sedimentation of olistostromes with pelitic matrix (associated with olistoliths of Permian to Early Jurassic age)		
Late Paleozoic	Triassic				
	Mid.-Late Permian	Nishiki Group (weakly metamorphosed Paleozoic formation)	Sedimentation of sandstone, mudstone, acidic tuff and chert		
		Tsunō Group (Sangun Metamorphic Rocks)	Emplacement of ultramafic rocks Sedimentation of pelitic rock, psammitic rock, mafic volcanic rocks and calcareous rock		

Ryōke Metamorphism

Sangun Metamorphism

granitic rocks are widely distributed. Three erosion surfaces, such as the Kibi Plateau (500–700 m in height), the Sera Plateau (340–400 m), and the Setouchi surface (100–240 m) are recognized in the mountainous region. Plains are restrictedly developed along the rivers and at the mouths of the Oze River and the Nishiki River.

LATE PALEOZOIC

Late Paleozoic formations are composed of the Tsuno Group associated with small amounts of ultramafic rocks and the Nishiki Group, and are distributed in the northwestern part of the district.

The Tsuno Group is the oldest and the lowest geologic unit of this district. Rocks of the Group have been metamorphosed to crystalline schists which are called the Sangun Metamorphic Rocks. The Tsuno Group is divided into the lower and upper formations, and the total thickness is about 1,900 meters. The lower formation is largely made up of pelitic schists and psammitic schists interbedded with thin basic schists. The upper formation is mainly composed of pelitic schists and basic schists accompanied intimately with ultramafic rocks, associated with intercalating thin-bedded psammitic schists and lenticular calcareous schists. Schistosity, compositional banding, cleavage and lineation are generally well-developed and recrystallization is almost apparent. The schists of this district are characterized by the mineral assemblages corresponding to the glaucophane schist facies in a broad sense. No fossils have been found from the Tsuno Group, however, the Group is regarded to be older than Middle Permian age, from the viewpoints of the stratigraphical relation and the basic igneous activity in the Sangun Belt. And the episode of the Sangun Metamorphism is thought to be happened during Late Permian to Early Triassic age.

Ultramafic rocks are entirely serpentized, and are concordantly situated in the Tsuno Group. Most of them are associated with basic schists of the upper formation of the Group. The ultramafic rocks are schistose in places and interpreted to have emplaced before the time of the Sangun Metamorphism.

The Nishiki Group occurs on a small scale in the district. It is situated on the Tsuno Group bounded by a low-angle fault. The Group consists mainly of sandstones and mudstones associated with intercalating thin beds of acidic tuffs and cherts. Rocks of the Group are weakly metamorphosed to be slaty in the lowermost part by the Sangun Metamorphism, and are characterized by the mineral assemblages corresponding to the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies. The Nishiki Group yields radiolarian fossils from mudstone, which belong to the *Follicucullus monacanthus* assemblage indicative of late Middle Permian age.

JURASSIC

Jurassic strata are the Mikawa and the Kuga Groups.

The Mikawa Group is distributed in the central part of the district as a narrow zone between the Tsuno Group to the north and the Kuga Group to the south, bounded by faults. The Mikawa Group is composed mainly of olistostromes associated with sandstone, mudstone and olistoliths of chert, siliceous shale, greenstone and limestone. The olistoliths are various in size and shape. Large olistoliths reach one kilometer or more in length. The olistoliths contain fossils

of Permian fusulinids, Permian to Triassic conodonts and Triassic to Early Jurassic radiolarians. Sedimentation of the Mikawa Group occurred after Early Jurassic Period.

The Kuga Group occurs in the southern part of the district. It is composed mainly of olistostromes associated with mudstone, sandstone and allochthonous sheets of chert on a large scale and with olistoliths of chert, sandstone, siliceous shale, greenstone and limestone. The Kashiwagiyama allochthonous chert sheet is a largest allochthonous sheet in this area. It is composed mainly of chert intercalated with thin beds of olistostromes. Allochthonous chert blocks and sheets of the Kuga Group contain Middle to Late Triassic conodonts. The limestone olistoliths yield Permian fusulinids. Late Triassic *Monotis* occurs in the mudstone olistolith. On the other hand autochthonous siliceous shale and mudstone contain Early to Latest Jurassic radiolarians. Jurassic ammonite is found in autochthonous massive sandstone. Judging from the fossils occurred in the autochthon, the Kuga Group deposited in Jurassic age.

The Mikawa and the Kuga Groups have weakly metamorphosed by the Ryoke Metamorphism, a regional metamorphism of high-temperature type, and changed to the rocks of the Biotite Slate Zone in the southern marginal part and to those of the Sericite Slate Zone in the other part.

LATE CRETACEOUS GRANITIC ROCKS

Granitic rocks in this district are the Hiroshima Granitic Rocks, one of the major plutonic rocks in the Sanyō Zone. The rocks are widely distributed in the northeastern part of the district, and on a small scale in the southeastern part and the southern central part. They are divided into the Habu Granodiorite, the Iwakuni Granite and the Yasakakyō Granite. All of them are discordant intrusives and lack gneissose structure. The Habu Granodiorite is distributed in the southern margin of this district, and consists of medium-grained hornblende-biotite tonalite to granodiorite. The Iwakuni Granite occurs in the southeastern margin of the district, and is medium- to coarse-grained biotite granite. The Yasakakyō Granite is widely distributed in the north-eastern part of the district. It is medium- to coarse-grained biotite granite associated with small amounts of fine-grained biotite granite and aplite. The Iwakuni Granite in the district and the Yasakakyō Granite have very similar lithology. It is thought that these two granitic rocks form a continuous body below the surface.

The Hiroshima Granitic Rocks are of 85 to 103 Ma K-Ar biotite age, that is, early Late Cretaceous in age.

DIKE ROCKS

Many dikes of quartz porphyry and granite porphyry occur in the Paleozoic and Mesozoic formations. These acidic dikes have mostly NW-SE strike. Some basic dikes of diabase and gabbro intruded into the Kuga Group. A few of porphyrite dikes intruded into the Tsuno Group and the Kuga Group. Some of the above-mentioned dikes have suffered contact-metamorphic effects by the Hiroshima Granitic Rocks.

Small masses of quartz diorite associated with granite porphyry occur in the northwestern part of the district.

CENOZOIC

Cenozoic sediments in the district are composed of the Ajina Formation, the Yuridani Formation, the Miwa Formation, terrace deposits, talus deposits and Alluvium. The Ajina Formation occurs around Ajina, and consists of conglomerate, sandstone and mudstone associated with intercalating lignite beds. The Formation is of Latest Pliocene to Early Pleistocene. The Yuridani Formation occurs around Yuridani, and consists of gravel, sand, silt and clay beds associated with intercalating lignite beds. The Formation is thought to be of Early Pleistocene. The Miwa Formation occurs around Shibukuma, and consists mainly of gravel and sand beds associated with intercalating thin beds of silt and clay. The Formation is thought to be of Early to Middle Pleistocene. The terrace deposits occur around Ten-nō and Kamagahara, and consist of gravel, sand, silt and clay. The deposits are regarded to be of Late Pleistocene. The talus deposits are distributed around Kuritani, and consist mainly of angular to subangular pebbles and boulders of granites. The deposits are of Late Pleistocene to Holocene. The Alluvium is distributed along the rivers and in the coastal plains, and consists of gravel, sand, silt and clay.

ACTIVE FAULT AND EARTHQUAKE

In the mapped district, there is an active fault named the Ōtake Fault. It forms a part of “the Iwakuni Active Fault System”. The fault has NNE-SSW trend and shows the right lateral dislocation with a small amount of the vertical displacement of the northwest side up.

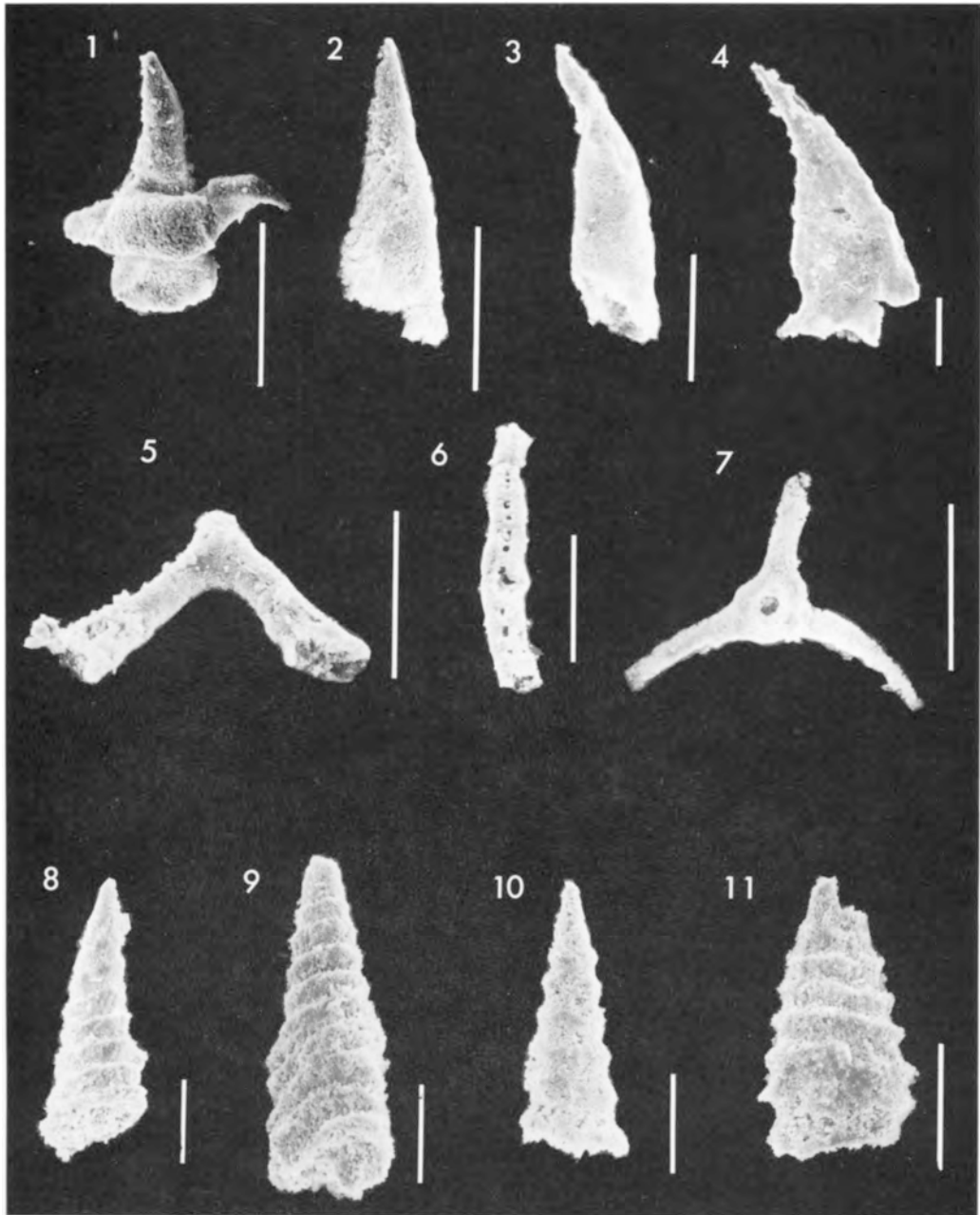
Any notable earthquakes which have the epicenter in this district have not been reported, but the Geiyo Earthquake ($M=7 \frac{1}{4}$) of which epicenter situated at lat. 34.2° N and long. 132.3° E hit this district in 1905, and slight damages were reported in the coastal region.

ECONOMIC GEOLOGY

There are many ore deposits of tungsten, copper, manganese, iron sulphide, iron, molybdenum, limestone and lignite in the district. Among them the ore deposits of the Kuga Mine are working. The ore deposits of the Kuga Mine are of a skarn type scheelite deposits associated with chalcopyrite. The ore deposits are situated in the olistostrome beds of the Kuga Group, and are thought to have been formed by replacement of limestone bodies in the beds. The Kawayama Mine which was a leading mine in Japan produced about 5,650,000 tons of iron sulphide ores during the period from 1947 to 1971. The ore deposits of the mine are of a stratobound type cupriferous pyrrhotite deposits situated along shear zone in the Sangun Metamorphic Rocks. Many copper ore deposits of vein-type also occurred in the district, but most of them are small in scale. The manganese deposits are syngenetic bedded manganese deposits situated concordantly in chert beds of the Kuga and the Mikawa Groups. The ores are composed of manganese silicates and manganese carbonates. The ore bodies are innumerable but generally small in scale. Iron ore deposit and molybdenum ore deposits are situated in the Yasakakyō Granite. Limestone lenses in the Kuga and the Mikawa Groups have ever been worked at several places. Lignite deposits at Ajina and Yuridani have also been worked.

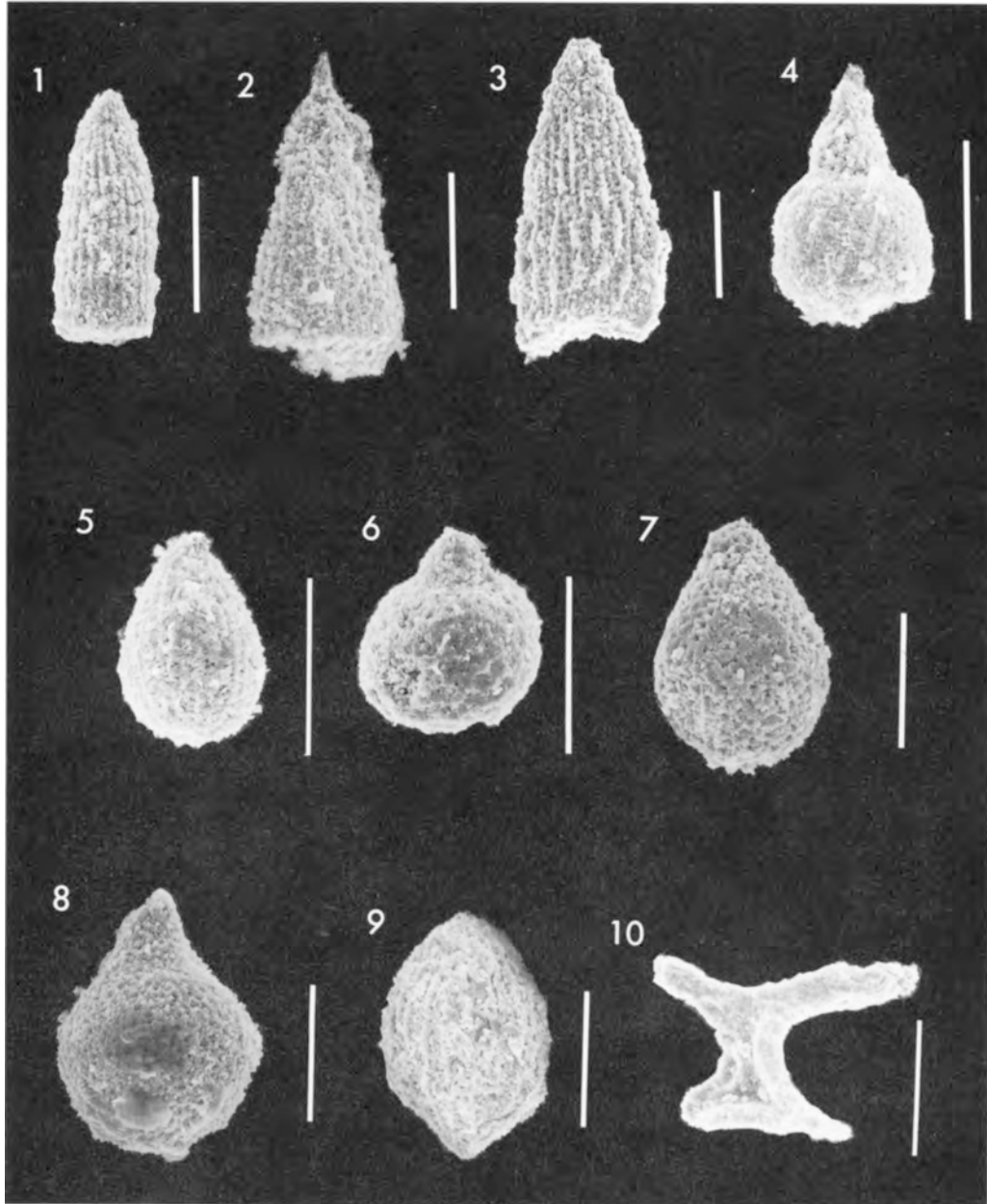
Chert beds of the Kuga Group are quarried at Ten-nō, Shu-uchi, Kawaradani, Tada and

Bōroku for aggregates. Hornfels of pebbly mudstone and mudstone of the Kuga Group is also quarried at Bōroku for aggregates. The Yasakakyō Granite is quarried at Hatchō for aggregates to make the Yasaka Dam.



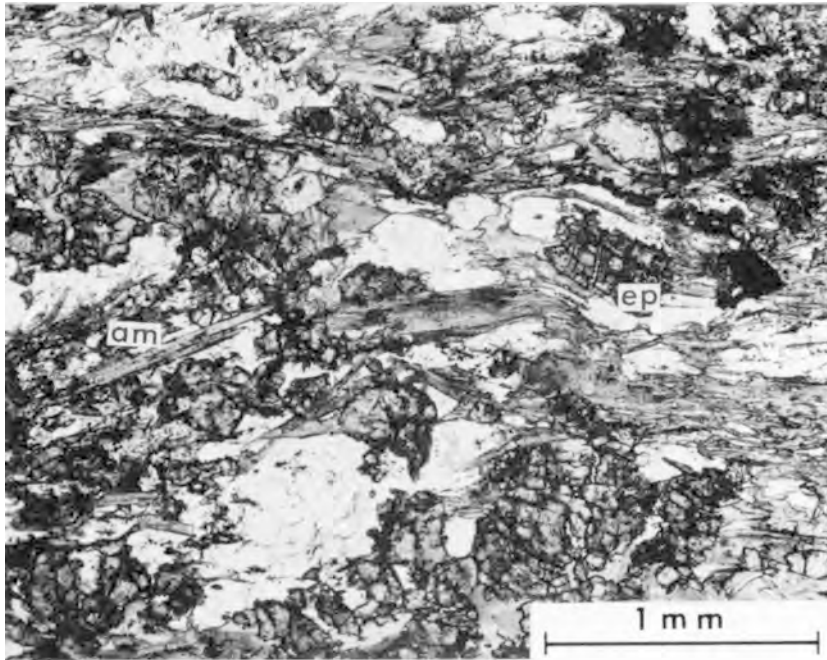
大竹地域産二疊紀中期-三疊紀放射虫化石の走査型電子顕微鏡写真 (バーは0.1 mm)
 (SEM photos of middle Permian-Triassic radiolarians occurring in the mapped district. scale bar=0.1 mm)

1. <i>Pseudoalibaillella</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO	GSJ F 9212-32	GSJ R 33322
2. <i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>Fo. scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK	9212-65	33322
3. <i>Follicucullus</i> sp.	9212-53	33322
4. <i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>F. monacanthus</i> ISHIGA & IMOTO	9211-13	33321
5. <i>Latentifistula</i> (?) sp.	9212-35	33322
6. <i>Latentifistulidea</i> gen. et sp. indet	9212-57	33322
7. <i>Nazarovispongus</i> (?) sp.	9212-72	33322
8. <i>Triasocampe</i> (?) sp.	9213-48	33323
9. <i>Triasocampe</i> (?) sp.	9213-18	33323
10. <i>Triasocampe</i> (?) sp.	9213-23	33323
11. <i>Triasocampe</i> (?) sp.	9213-36	33323

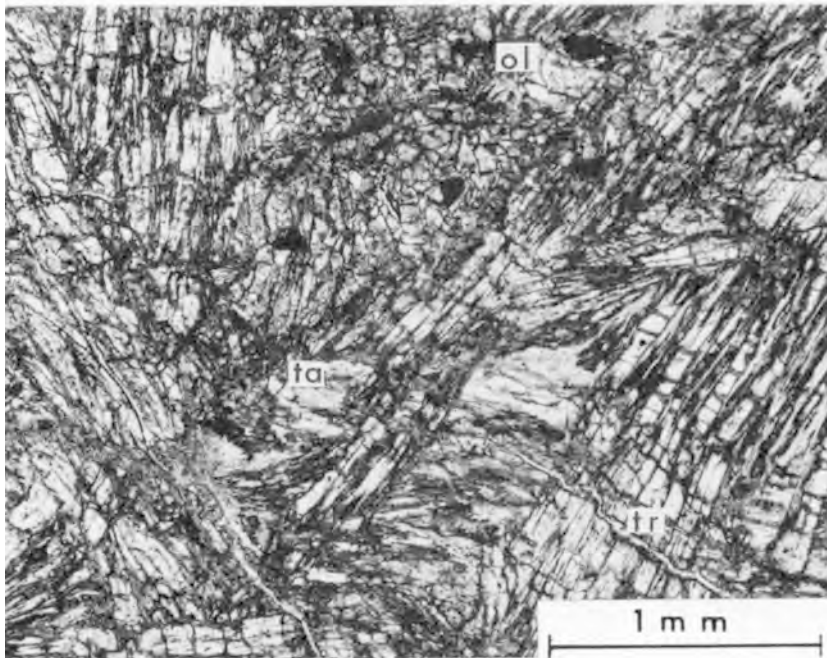


大竹地域産ジュラ紀放射虫化石の走査型電子顕微鏡写真 (バーは0.1mm)
 (SEM photos of Jurassic radiolarians occurring in the mapped district. scale bar=0.1 mm)

1. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	GSJ F 9227-36	GSJ R 33337
2. <i>Parahsuum</i> sp.	9225-46	33335
3. <i>Hsuum</i> sp.	9217-21	33327
4. <i>Eucyrtidiellum</i> sp. cf. <i>E. unumaensis</i> YAO	9227-48	33337
5. <i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. plicarum</i> YAO	9227-28	33337
6. <i>Tricolocapsa</i> sp.	9227-11	33337
7. <i>Tricolocapsa</i> sp.	9230-77	33340
8. <i>Stichocapsa</i> (?) sp.	9235-76	33345
9. <i>Protunuma</i> (?) sp.	9227-45	33337
10. <i>Spongosaturnalis</i> (?) sp.	9217-28	33327



1



2

1. 都濃層群塩基性片岩 [GSJ R33549]の顕微鏡写真
美川町小壁北方、開放ニコル。am:角閃石, ep:緑れん石
2. 変成かんらん岩 [GSJ R33550]の顕微鏡写真
本郷村西黒沢北東、開放ニコル。ol:かんらん石, tr:トレモラ閃石, ta:タルク

文献引用例

東元定雄・高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・佃 栄吉（1986）大竹地域の地質. 地域地質
研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，70p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

HIGASHIMOTO, S., TAKAHASHI, Y., MAKIMOTO, H., WAKITA, K. and TSUKUDA, E. (1986)
Geology of the Ōtake district. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv.
Japan, 70 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

昭和 61 年 3 月 20 日 印 刷

昭和 61 年 3 月 24 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東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

©1986 Geological Survey of Japan