

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	帝釈台とその周辺の古生層，とくに石灰岩層の堆積相について
Author(s)	長谷，晃；沖村，雄二；横山，鶴雄
Citation	広島大学地学研究报告，19：1 - 39
Issue Date	1974-05-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52878
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052878
Right	
Relation	



帝釈台とその周辺の古生層、とくに石灰岩層の 堆積相について

長谷 晃・沖村雄二・横山鶴雄

The Upper Paleozoic Formations in and around Taishaku-dai,
Chugoku Massif, Southwest Japan; with Special Reference
to the Sedimentary Facies of Limestones

By

Akira HASE, Yuji OKIMURA and Tsuruo YOKOYAMA

ABSTRACT: It has well been known that in the Inner Zone of Southwest Japan there are several isolated large masses of the Carboniferous-Permian limestone, surrounded by contemporaneous thick series of sandstone, shale and chert. An example is in and around Taishaku-dai, a part of the Kibi plateau, Central Chugoku.

Two distinctive facies, the central and the marginal, can be recognized in the limestones and the overlying clastic rocks of Taishaku-dai. The stratigraphy is as follows in ascending order.

Central facies

Dangyokei formation (*Endothyra* zone), 150 m. thick: Characterized by the predominance of basic volcanic and pyroclastic rocks, with some intercalation of limestone.

Eimyoji formation (*Millerella*, *Profusulinella*, *Fusulinella* and *Fusulina* zones), 150m. thick: Composed exclusively of massive limestone.

Uyamano formation (*Pseudoschwagerina*, *Parafusulina*, *Neoschwagerina* and *Yabeina* zones), 400~500 m. thick: Massive limestone. An unconformity is at the base, and a hiatus of smaller scale is also inserted between the *Parafusulina* and *Neoschwagerina* zones.

Oshigatani formation (*Yabeina* zone), 100~300 m. thick: Massive black shale, containing lenses of limestone. An ill-sorted, heterogeneous conglomerate occurs locally.

Marginal facies

Lower Idaniyama formation (*Endothyra* zone), 200 m. thick: Chert with intercalation of limestone and basic volcanic rocks.

Upper Idaniyama formation (*Millerella*, *Profusulinella* and *Fusulinella* zones), 200~250 m. thick: Chert and limestone repeated in various thickness, often showing a graded bedding as in the Lower Idaniyama.

Zenbutsujidani formation (*Pseudoschwagerina* and *Parafusulina* zones) and Arito formation (*Neoschwagerina* and *Yabeina* zones), 400~500 m. thick: Massive limestone with a small amount of chert. An unconformity is at the base of each formation.

Maedani formation (*Yabeina* zone), 1000 m.± thick: Sandstone and shale in graded alternation, succeeded by thick sandstone with a conglomerate at the top. Small lenses of limestone are included in places, and layers of basic volcanics and acid tuffite are also intercalated.

Notabiyama formation: Chert and the succeeding siliceous shale, with intercalation of acid tuffite.

The microscopic examination of limestones from more than 600 localities shows that the two facies have their respective suites of rock-types concerning the sedimentary petrographic features. The limestones of the central facies are mostly sparry; oo-sparrudite and -sparite are dominant in Carboniferous and biosparrudite (especially fusuline biosparrudite) in Permian. An autochthonous biolithite is also characteristic of this facies, though the occurrence is rather limited. Most of the Carboniferous limestones of the marginal facies are, on the contrary, micritic; bio-micrudite and -micrite rich in fragments of crinoid, bryozoa etc. are common. In the Permian marginal facies develops a calcilithite, which consists of pebbles of contemporaneous limestones as well as those of older ones, cemented by biomicritic matrix.

Judging from the distribution of macro- and micro-facies mentioned above, it may be concluded that the central facies represents sediments on reef proper (probably like a table reef) and the marginal facies those on fore-reef slope to near-reef basin. They are combined to form an organic reef complex on the submarine volcanic mound. The facies-development and the sedimentary history are diagrammatically shown on Plate V.

目 次

I. ま え が き	2
II. 地 質 概 要	3
III. 層 序	4
IV. 石灰岩の性質	22
V. 地 質 構 造	29
VI. 堆積環境と堆積史	31
VII. あ と が き	35
参 考 文 献	36

I. ま え が き

帝釈台とは西南日本内帯に点在する石灰岩台地の一つで、広島県の北東部、比婆郡東城町と神石郡神石町にまたがり、いわゆる吉備高原の一角に位置している。石灰岩の分布範囲は短径(北東-南西)約11 km, 長径(北西-南東)12 km 以上におよび、規模として山口県の秋吉台や岡山県の阿哲台に匹敵する。石炭・ペルム系の代表的発達地として、これらの石灰岩台地が多く研究者の研究対象となってきたことはいままでのことである。帝釈台についても、化石に関しては、吉野(1937)の報告以来、半沢(HANZAWA, 1941), 藤本(1944)の紡錘虫にもとづく分帯、矢部・杉山・江口(1943), 湊(MINATO, 1951, 55; MINATO & KATO, 1965), 横山(YOKOYAMA, 1957, 60), 小西(KONISHI, 1960)によるさんごの研究、遠藤(ENDO, 1957)による石灰藻の記載、赤木(AKAGI, 1958a, b)による海綿と紡錘虫および坂上・赤木(SAKAGAMI & AKAGI, 1961)による蕨虫の記載などがあり、また地質一般ないし層序・構造の面では、小倉(1921)の7万5千分の1地質図幅、望月 央の地質図(小林, 1950), 横山(1959, 60)の報告などが公にされている。1960年代前半ころまでの知識は、藤本・

猪郷 (FUJIMOTO & IGO, 1958), Carboniferous Research Subcommittee (1960), 長谷 (1964), 鳥山 (TORIYAMA, 1967) の論文の中にもまとめられているが，秋吉台や阿哲台の場合にくらべると，化石の記載も断片的であり，分帯も精密さを欠き，とくに周辺非石灰質岩層をも含めての地質の詳細については不明な点が少なからずあり，全体として研究が遅れていた。最近にいたり，沖村 (1966) と佐田 (SADA, 1967, 69, 72; SADA & YOKOYAMA, 1966, 70) はそれぞれ小型有孔虫と紡錘虫による分帯を記載とともに進め，早坂 (HAYASAKA, 1966 a, b, c) も各種化石をとり扱いはじめ，また河合 (1967) は地質構造について独自の見解を示している。

筆者らの一人，横山は，広島大学理学部および大学院理学研究科在学中，台地主部の古生層の層序・構造とさんご化石の研究を続け，その間に上述のような論文を公表し，また手記として層相発達と構造発達を考慮にいたれた全般的総括をも行なった。長谷と沖村は横山の研究を引きつぎ，その基礎にたつて全域にわたる調査を改めて実施した。調査は石灰岩層の詳しい化石層序学的研究を目標としたのではなく，周辺に発達する非石灰質岩層をも含めての層序・層相・構造の全容を把握しようとしたものである。とくに，最近，石灰岩の堆積岩石学ないし古環境論の研究がさかんになり，秋吉台では太田 (1968) がこの立場から新見解を提示しているので，筆者らも，野外における観察に顕微鏡下での岩石学的検討を加え，この両面から帝釈台の石灰岩層とそれに密接に関係する砕屑岩層の堆積相を明らかにし，堆積環境を復元しようとした。研究成果の要点は短報としてすでに報告した (長谷・沖村, 1971) が，さらにその後の資料も加え，詳細をここに記述する (2万5千分の1地形図帝釈峡・東城・福永・油木参照)。

本研究の遂行中，広島大学名誉教授今村外治先生には種々の指導・助言・激励をたまわった。同大学中野光雄博士と中居 功博士には野外調査の一端に同行していただき，秀 敬教授には火成岩の鑑定を援助していただいた。また宇都宮義也・野田陸夫両氏は卒業論文として地域の一部を調査してくださった。九州大学松本達郎教授を代表者とする総合研究「地角斜堆積物の総合的研究」のメンバーの方々からは，現地の巡検その他の機会に討論をいただいた。薄片の製作については広島大学高橋秀夫技官におおうところが多く，現地では東城町役場・日東粉化工業株式会社・神石町赤木八寿人氏・同伊勢村 進氏から便宜をうることができた。以上の方々には厚く御礼を申し上げる。本研究には文部省科学研究費補助金の一部を使用し，また金属鉱物探査促進事業団からは成羽川地域広域調査の一部として，農林省中国四国農政局からは農業用地下水賦存調査の一部として調査費その他の援助をうけたことを明記し，あわせて謝意を表す。

II. 地 質 概 要

調査地域の主要部分を占め，標高 500 m 内外の起伏のゆるやかな台地面 (吉備高原面あるいは中位侵食平坦面と呼ばれる) を形成する石炭・ペルム紀石灰岩層は，基底にいわゆる輝緑凝灰岩を伴い，上位は頁岩層ないし砂岩・頁岩・チャート層に移りかわる。台地中央を北西—南東に貫流する帝釈川にそう断層を境にして，南西側では石灰岩層が全体としてみると水平に近い構造をとって広がり，輝緑凝灰岩は台地を開析した谷沿いに，頁岩層は台地上の

高所にいずれも断続的にあらわれる傾向がある。上記断層の北東側は北西へ沈下した軸をもつ半ドーム状構造をとり、中央部の石灰岩層と頁岩層を、衝上断層を介して、輝緑凝灰岩を下位にし相当量のチャートを伴う石灰岩層がとりまき、そのさらに外側に砂岩・頁岩・チャート層が累重する。砂岩とチャートは台地北西縁を画する中山性山地を形成している。

石灰相古生界の南西側には、北西系衝上断層帯を間において、砂岩と頁岩を主とするペルム系（芳井層群）が分布する。断層帯には両側の古生界を構成する各種の岩層がサンドウィッチ状に交互に露出している。地域の北東部でも、剪断粘板岩を主とし塩基性および酸性凝灰岩を伴う特異な古生層（倉木層、仮称）が、石灰岩層の上位に重なる砂岩・頁岩・チャート層から北西系衝上断層で画されて発達する。

白亜紀のいわゆる硯石層群は地域の東部、河内から岡山県境にかけてややまとまった分布をみせる。古生界を不整合におおって水平に近く重なり、基底部には石灰岩礫岩が顕著であり、やがて石灰岩礫を減じ雑色味を増しつつ上位の赤紫色凝灰質頁岩に漸移する。同じく県境に近い岩瀬戸付近および台地北縁に近い金原の残丘にも硯石層群の小分布がある。ここでは基底礫岩は石灰岩礫をほとんど含まず、また赤色岩の発達が悪い。金原では下位に石英安山岩を伴う。

地域の南東部には古生界および一部で硯石層群を被覆して白亜紀火山岩層が発達する。河内から郷谷にかけては安山岩・同質凝灰角礫岩が、位田から須末にかけては流紋石英安山岩質火山礫凝灰岩が主体を占める。これらの火山岩層は調査範囲をこえてさらに南東方へ広がるが、その下位に石灰岩層が潜在するであろうことを谷沿いの点的露頭が示している。安山岩ないし石英安山岩は中央の台地上にもところどころ残存する。

河内西方の政光・平田付近には閃緑岩体がある。岩相変化にとみ、主体は石英閃緑岩からなるが、一部で斑礫岩相あるいは花崗岩相を示す。同種のもは栃峠・金原・銅山坂などにもあらわれる。地域の西部には比較的均質な花崗岩の大岩体があり、閃緑岩類とともに周囲に著しい熱変成を与えている。以上のほか、古生層中には玢岩・石英斑岩・珪長岩の小岩脈が少なくない。

東城町の中心部に流れこむ東城川の本流と支流に沿う標高約 450 m 以下の狭長な丘陵は、礫岩・砂岩・頁岩からなる中新世の備北層群で構成される。台地上には“山砂利”層に比較される更新世の礫層が小範囲に残存しているところがあり、また玄武岩の小ドームもある。上記備北層群として一括したものの中に“山砂利”層が誤って含まれている可能性もない。

III. 層 序

基底部の塩基性火山岩類および一部で互層ないし側方移化関係にあるチャートも含めて、帝釈台に発達する石灰岩体を帝釈石灰岩層群と総称する。この上位に重なる砂岩・頁岩を主とする累層は、最上部近くにチャートを伴ってはいるが、一括して上位碎屑岩層群と呼ぶ。野外における巨視的な岩相上の特徴から、これらの中に中央相と周縁相の相対立する 2 相を区別することができる。約 600 地点から採集した石灰岩の顕微鏡下での堆積岩石学的性質も、これに対応してそれぞれに特徴がある。中央相は帝釈川に沿う北西系断層——帝釈断層

—の南西側一帯，および北東側では半ドーム状構造の中央部，すなわち犬瀬付近から河内
 に向け地層の走向に平行に半円をえがいて走る衝上断層の内側を占め，周縁相は帝釈断層の
 北東側で上記衝上断層の外側をおもに占めている。両相の識別は比較的容易であるから，お
 のおのについて第1表に示すような岩相層序区分を行ない層名を付した。すなわち，下位か

第1表 帝釈台の古生層の層序区分

標準地質系統		化石帯	長谷・沖村・横山(1974)		横山(1959, 60)	AKAGI(1958) Carb. Res. Subc. (1960)	河合(1967)			
			総称	中央相	周縁相					
ペ ル ム 系	上 部	球磨	層上 位碎 屑 群		野旅山層	西 宇 山 層 群	野旅山層		川 西 層	
		Yabeina		押ヶ谷層	前谷層	前谷層・保元層	有頭層	宇 有頭層		
	中 部	赤坂		Neoschwagerina	宇山野層 (欠)	有頭層 (欠)	東 宇 山 層 群	有頭層・切分層・ 一里塚層	一杯水層	一杯水層
	鍋山	Parafusulina	帝 釈 石 灰 岩 層 群	宇山野層	禪仏寺谷層		宇山野層・ 諸野層		諸野層	
下 部	坂本沢	Pseudoschwagerina				宇那田層・禪仏寺 谷層・押ヶ谷層	三原野層		三原野層	
	氷川	Triticites		(欠)	(欠)	帝 釈 川 層 群	為平層	(欠)	為平層	
石 炭 系	上 部	栗木	灰 岩 層 群				?		帝 釈 川 層 群	
		秋吉		Fusulinella	永明寺層	上部 猪谷山層	永明寺層	帝 釈 層	永明寺層	為 重 層
		阿哲		Profusulinella			永明寺層	永明寺層		
		上宝		Millerella			断魚溪層	断魚溪層・ 為重層		
	下 部	鬼丸 大平		Endothyra	断魚溪層	下部 猪谷山層				

*はじめ下部ペルム系とされたが，のち石炭系に訂正

ら順に中央相では断魚溪層・永明寺層・宇山野層・押ヶ谷層，周縁相では下部猪谷山層・上
 部猪谷山層・禪仏寺谷層・有頭層・前谷層・野旅山層がこれである。宇山野層までおよび有
 頭層までが石灰岩層群を，それ以上が碎屑岩層群を構成し，石炭系とペルム系の境は宇山野
 層および禪仏寺谷層の基底にある。岩相層序区分と層名については，これまで同物異名・異
 物同名などの混乱や，化石帯ごとに層名をかえるといった化石層序区分との混同があった。
 その中で横山(1959)の区分は地質図をそえて比較的よく各層を定義づけているので，こ
 こではできるだけそれに従った。ただし，不整合を境にして石炭系の部分とペルム系の部分の
 2層群に分けられている石灰岩体は，分布・岩相上，全体として一まとまりの発達をみせて
 いるので，秋吉台の場合のように1層群として扱い，その中の細分については，やや煩雑に
 すぎる点を整理するとともに，必要に応じ定義の変更を加えた。従来層序区分のおもなも
 のとの比較も第1表にあわせて示した。

以下，各層について記述する(図版I~III)。

A 帝釈石灰岩層群

1. 断魚溪層・下部猪谷山層

a 断魚溪層

帝釈・犬瀬間の帝釈峽とその西側支谷のおもに谷沿いに断続的にあらわれ、断魚溪が模式地とされているが、よりまとまった分布は地域の南部、永野一帯（火の首・立石・上組・倉迫付近）にある。塩基性火山岩類を主とする累層で、一部に石灰岩を伴う。火山岩類は細粒・緻密でしばしば杏仁状構造を有する玄武岩質溶岩ないし凝灰岩で代表されるが、火山岩塊や火山礫を含むものも少なからずあり、また岩質的には輝緑岩といった方がよいところもある。枕状溶岩らしい構造を残しているものや、ガラス質の同質岩片だけからなるハイアロクラスタイト様のもものときにみられる。暗赤紫色・暗緑色・暗灰色・雑色などを呈し、概して無層理・塊状である。永野上組では、火山角礫岩ないし集塊岩中の岩片として玄武岩のほかに粗粒の斑礫岩が含まれ、付近には、角礫岩中の大岩塊が単独の岩体か産状は不明であるが、圧碎構造を有する斜長岩も産出する（類似のものは上記角礫岩中に小岩片としてはいる）。石灰岩は本層の比較的上部で火山噴出物と互層する。このようなところでは、凝灰岩はときとして層理を示し、また火山岩のほかに石灰岩の礫も相当量含む細礫～中礫質火山礫岩が発達する。石灰岩もしばしば凝灰質となる。

層厚は、走向・傾斜を測定しうるところが少なく、測定しえても変異にとむので、厳密な算定はできないが、全体としてきわめて緩傾斜であることから判断すると、永野付近で150 m程度（下限未詳）であろう。

b 下部猪谷山層

猪谷山・烏賊塚・為重谷の一帯に衝上断層で下限を画されて分布する。友末以南の東城川に沿っても断続的な小露出がある。横山（1959, 60）の猪谷山層の下半部に相当するもので、チャートを主とし石灰岩および塩基性火山岩類を伴う。断魚溪層とは火山噴出物が減少し、かわってチャートが発達することで区別される。猪谷山から烏賊塚にかけては、数 cm から数 10 cm 程度の厚さをもってよく成層する乳白色、ときに帯緑～帯赤紫色チャートが卓越し、この間になんかなりひんぱんに火山噴出物が挟在される。火山噴出物の個々の層は概して薄いものであるが、下部ではやや厚みを増すところがある。一部に火山岩と石灰岩の亜角礫にとむ淘汰不良の火山礫岩も伴われる。石灰岩——しばしば凝灰質——もレンズ状にはさまれるが、そう多くはない。為重谷では最下部に輝緑岩質岩石のかなり顕著なものがあり、この上位に含石灰岩礫火山礫岩と凝灰質石灰岩の互層が重なる。ここではチャートは貧弱である。東城川では巨礫大までの石灰岩礫を含む火山礫岩と級化層理を示す石灰岩・チャート互層がみられる。

全体の層厚は露出する範囲で最大 200 m 程度である。

帝釈川上流の畑・始終郷・始終名越付近、および地域南西縁の芳井層群との間の境界断層帯にも塩基性火山岩層があり、岩相上、一部は断魚溪層に、一部は下部猪谷山層に類似する。始終郷および芳井層群に接する野呂付近では相当量の頁岩・シルト岩・砂岩が伴われることに注目すべきである。

断魚溪層と下部猪谷山層からの有孔虫化石は第 2 表に示す。沖村（1966）は為重谷で下位の

猪谷山・永明寺層 (Millerella 帯)

											<i>Pseudostaffella</i> z.													
Eimyoji f.											Up. Id. f.			Eimyoji f.										
TDA25	TDA34	TDA31	TGT02	TGT03	TGT04	TNTTA15	TNRO22	TNNA54	TNICH8	TNGN24	TNGN103	TNDA13	TNDA14	TKDI4	TKYO-W1	TM51	TM102	TG57	684195	TDA26	SPY7	TNKA3	TNNO11	TNNA57
								X					X	X	X	X	X							
								X					X	X			X					X		
						X		X	X	X	X	X	?	X			X					X		
					X																	X	X	X
X	X	X		X									X									X	X	
	X							X									X						X	
								X																
								X							X									
								X						X	X	X	X				X			
X	X	X	?	?		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X		X	X	X	X	X	
								X					X											
			X	X	X	X	?		X	X	X		X	?		X							?	
														X	X	X	X			X				
														X		X					X			
															X					X	X	X	X	

Endostaffella delicata 帯と上位の *Mediocris mediocris* 帯を識別したが、この区分を調査地域の全体に及ぼすにはいたっていないので、本論文では一括して *Endothyra* 帯とした。この帯は藤本(1944)の *Staffella-Nagatophyllum* 帯に対応するものであり、さんごについては湊(MINATO, 1951, 55), 横山(YOKOYAMA, 1957)の記載もある。はじめ藤本によって Visean に対比された本帯は、のち湊, 横山, Carboniferous Research Subcommittee (1960) により Bashkirian に改められた。これに対して沖村は、小型有孔虫化石群から *Endothyra* 帯の主部は Visean に、最上部はロシアの Namurian (西欧の最下部 Namurian) に対比されることを主張した。最近、佐田(SADA, 1969)も有孔虫を記載し、飛騨山地の *Eostaffella kanmerai* 帯の化石群に比較されるものとしている。

2. 永明寺層・上部猪谷山層

a 永明寺層

帝釈の永明寺付近から峡谷沿いに犬瀬にかけてと、永野市場・和田付近から下帝釈峽をへだて向谷・郷原にかけてと広く分布する。断魚溪層上に整合的に重なり、もっぱら無層理・塊状の灰白色(ごくまれには暗灰色)石灰岩からなる。上記地帯より西方の台地を構成する石灰岩は、結晶質で化石も残っておらず、もともとの組成・組織も不明のところが多いが、その中でかなりのものは、火山岩層上に累重することからみて永明寺層に属するであろう。永野の神竜湖南西端付近では、*Millerella* で特徴づけられる部分に接して、*Profusulinella* の産出がなく、*Fusulinella* で特徴づけられる部分がくるところがあり、化石帯の分布から不整合が想定されるが、局部的であってあまり追跡できない。

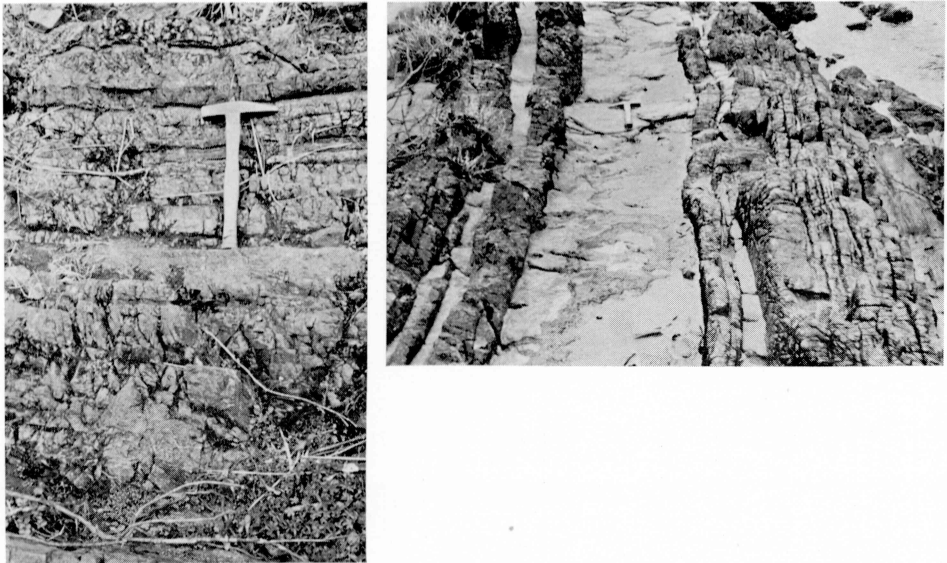
第4表 帝釈台産有孔虫化石：上部猪谷山・永明寺層 (*Profusulinella* 帯)

Species	Up. Idaniyama f.							Eimyoji f.								
	67TK3	TK187	TMPRF	MWT-Oh	TG13	TG26	TG54	SPY3	SPY5	TND-D	TAMG213	TAMG212	TAMG4	SPK8	TNDAI	TNGN712
<i>Glomospira</i> sp.		×														×
<i>Endothyra</i> sp.				×			×	×	×		×			×		
<i>Endothyranopsis</i> sp.											×					
<i>Palaeotextularia</i> sp.			×		×	×		×	×		×			×	×	×
<i>Climacammina</i> sp.													×			
<i>Tetrataxis</i> sp.				×					×							
<i>Globivalvulina</i> sp.			×					×								
<i>Amodiscus</i> sp.										×						
<i>Eostaffella</i> sp.							×					×	×			
<i>Nankinella</i> sp.									×			×				
<i>Staffella akagoensis</i> TORIYAMA																×
<i>Eoschubertella</i> sp.		×	×			×	×	×	×	×	×	×	×			?
<i>Pseudostaffella primitiva</i> REITLINGER						×										
<i>P.</i> sp.		×			×	×										
<i>Profusulinella rhomboides</i> (LEE & CHEN)								×								
<i>P.</i> sp.	×	×	×	×	×	×		×	×		?			×	×	?
<i>Akiyoshiella</i> sp.								×	×			?				?

層厚は、ごく緩傾斜であるとみて、永野一帯で概算150m程度であろう。

b 上部猪谷山層

猪谷山・烏賊塚・為重谷・東城川の一帯に下部猪谷山層と並んで露出する。永明寺層とはチャートを相当量伴うことで区別され、石灰岩とチャートの種々の割合の互層からなる。横山(1959)の最初の定義になる猪谷山層は、最上部に *Triticites*, *Pseudofusulina* を産しペルム系とされたが、この部分を切り離せば石炭系となり、火山噴出物の挟在の有無によって下部と上部に2分しうる。石灰岩とチャートのおのおのは単独でやや厚層にわたることもあるが、両者が数 cm ないし 1 m 内外の厚さをもってひんぱんに交互する場合が少なくない(第1図)。また石灰岩中に薄層として、あるいはレンズ状・ノジュール状・リボン状など



第1図 碎屑性石灰岩とチャートの互層，上部猪谷山層 (*Millerella* 帯)，東城川沿岸河内付近

種々の不規則な形をとってチャートが含まれるもの、逆にチャート中に同様の形態で石灰岩が含まれるものもよくみられる。東城川の河床では、粗粒碎屑性石灰岩—細粒碎屑性石灰岩—チャートとくりかえす互層で、級化層理を示すところが観察される。チャートはしばしば石灰質生物遺骸(海百合・腕足貝など)や石灰質岩石の微小破片を含み、このようなものが風化すると、多孔質のいわゆる軟珪石と呼ばれるものになる(下部猪谷山層にも同様のものがある)。石灰岩中に小塊として含まれるチャートには、鏡下で観察すると、石灰質化石片の周囲が蚕食されて石英微粒に置きかえられ、化石片を充填する基質部も方解石微粒と石英微粒の集合からなっていて、石灰岩の二次的交代によるとみなしうるものがある。しかし、珪質生物の刺の密集したのも別にあるから、ある程度の厚さをもつチャートの多くは一次的なものであろう。

猪谷山から烏賊塚にかけては、下から上までの全層がときに石灰岩の小レンズを含む成層した乳白色のチャート、あるいは場所によっては石灰岩とチャートの細互層で代表される

が、為重谷では最下部 (*Millerella* 帯) にだけ細互層が発達し、主部 (*Profusulinella* 帯・*Fusulinella* 帯) は無層理の石灰岩からなる。沖村 (1966) は為重谷における *Millerella* 帯と *Endothyra* 帯の分布状態から両者の間に不整合を推定しているが、確証はない。東城川でも *Millerella* 帯の部分は石灰岩とチャートのひんぱんな互層 (まれに淡緑色凝灰質石灰質岩の小レンズを含む) で代表されるが、上位に移るにつれてチャートの挟在は減少する傾向がある。為重谷や東城川では一部 (とくに *Fusulinella* 帯) に石灰岩礫岩もある。

層厚は猪谷山一鳥賊塚で最大 250 m、為重谷一東城川で 200 m 程度である。なお、帝釈断層の南西側でも畑・始終郷・竹渡などに、岩相上、上部猪谷山層に比較されるものが局部的に露出している。

永明寺層と上部猪谷山層のおのおのは、第 3~5 表に示す化石からもわかるように、*Millerella*, *Profusulinella*, *Fusulinella* の 3 帯を合わせたものを代表し、*Fusulina* 帯に相当するところも前者の一部ではみつかっている。紡錘虫については佐田 (SADA, 1967, 72; SADA & YOKOYAMA, 1970) の、さんごについては横山 (YOKOYAMA, 1957) らの記載がある。分帯は全域にわたってはまだ完了しておらず、また煩雑にもなるので、地質図に帯ごとの区別はしていない。Carboniferous Research Subcommittee (1960) は *Fusulinella-Fusulina* 帯の部分を帝釈層として永明寺層 (*Profusulinella* 帯に対比された) から分離しているが、岩相層序区分としては差を認めることができず、一括する方が妥当であろう。同じ論文の為重層は下部一上部猪谷山層の一部にほかならず、また横山 (1959) の倉迫層は断魚溪層と永明寺層に分けることが可能であり、いずれも独立の層序単位とする必要はないであろう。

3. 宇山野層・禅仏寺谷層・有頭層

a 宇山野層

宇山野層の一円に、下部猪谷山層に外側をとりまかれ半ドーム状構造の中央部を占めて分布する。これとは中新統の被覆でへだてられて、南東方、三原野呂および宇那田付近にもかなりの露出があり、また名倉付近の台地を構成するものも、多くは結晶質であるが本層に属するであろう。無層理・塊状、灰白色の石灰岩からなり、局部的に石灰岩礫岩を伴う。第 6~9 表に示す産出化石から、*Pseudoschwagerina* 帯・*Parafusulina* 帯・*Neoschwagerina* 帯 (上半部)・*Yabeina* 帯をあわせたものに対比される。横山 (1959, 60) は *Pseudoschwagerina* 帯の部分を宇那田層、*Neoschwagerina* 帯 (—*Parafusulina* 帯?) の部分を一里塚層と呼び、赤木 (AKAGI, 1958a, b; SAKAGAMI & AKAGI, 1961) は *Pseudoschwagerina* 帯・*Parafusulina* 帯・*Neoschwagerina* 帯の各部分をそれぞれ三原野層・宇山野層 (諸野層)・一杯水層としている。しかし、化石帯ごとに層名をかえるほど岩相は異なっていないので本論文では一括し、また *Yabeina* 帯にまで及ぶものとして、全体がよくそろって発達している宇山野層の名をとり宇山野層とした。分帯はまだじゅうぶんでないが、大局的な構造を示す意味で、おおまかな帯ごとの分布を地質図に示した。なお、Uralian とされた横山 (1961) の為平層は進化した型の *Triticites* を産し、下部ペルム系とすべきものである。

宇那田付近では、永明寺層の石灰岩上に *Pseudoschwagerina* 帯の灰白色石灰岩が重なる。永明寺層は *Triticites* 帯を欠如している (*Fusulina* を産するところはあるが、その分布もごく局限される) ので、*Pseudoschwagerina* 帯の基底には当然、不整合が想定される。た

第6表 帝釈台産有孔虫化石：禅仏寺谷

Species	Locality											
	Lower <i>Pseudoschwagerina</i> z.											
	Uyamano f.											
	TGDEC6	TUYM19	TUYM20	TUYM18	TUYM30	TND-A	TNDA2	TNDA3	TNDA7	TNDA8	TNDA10	TNGN4
<i>Glomospira</i> sp.	×											
<i>Palacotextularia</i> sp.	×											
<i>Tetrataxis</i> sp.				×								
<i>Globivalvulina</i> sp.				×								
<i>Hemigordius</i> sp.				×								
<i>Pachyphloia</i> sp.												
<i>Ammodiscus</i> sp.												
<i>Ozawainella</i> sp.				×								
<i>Staffella</i> sp.	×			×								
<i>Schubertella</i> sp.	×				×		×					
<i>Triticites kagaharensis</i> FUJIMOTO					×							
<i>T. simplex</i> (SCHIELLWIEN)							×			×	×	
<i>T. petschoricus</i> RAUSER, BELJAEV & REITLINGER							×					
<i>T. kuroiwaensis</i> TORIYAMA							×					
<i>T. ellipsoidalis</i> TORIYAMA							×	×	×	×		×
<i>T. haydeni</i> (OZAWA)												
<i>T. suzukii</i> (OZAWA)												
<i>T. tantula</i> TORIYAMA										×		
<i>T.</i> : sp.	?	×	×	?		×	×	×	×	×	×	×
<i>Boultonia</i> sp.												
<i>Dunbarinella cervicalis</i> (LEE)												
<i>Schwagerina okafujii</i> TORIYAMA								×				
<i>S.</i> ? <i>satoi</i> (OZAWA)												
<i>S.</i> sp.												
<i>Pseudoschwagerina</i> sp.					?							
<i>Pseudofusulina</i> sp.												
<i>Chusenella</i> sp.												

だし、石灰岩の大部分は非礫岩質である。同様の累重関係は下帝釈峽をへだてた天瀬北東でも認められる。帝釈のすぐ南では、塊状石灰岩上に淘汰不良の石灰岩角礫岩が重なるところがあり、角礫岩の基質はしばしば黄褐～赤褐色を呈し、残留土壌に起源があることをおもわせる。ここではやや結晶質で化石を見いだしていないが、おそらく永明寺層と宇山野層間の不整合が示されているのであろう。

宇山野層では、南麓部から台地中部にかけて *Pseudoschwagerina* 帯と *Parafusulina* 帯が分布している。灰白色・非礫岩質石灰岩が主体をなすが、西縁部には石灰岩礫岩も発達する。非礫岩質石灰岩からなる *Pseudoschwagerina* 帯は三原野呂にも広がる。宇山野層・三原野呂とも石炭系はあらわれるにいたっていない。*Pseudoschwagerina* 帯からは、石灰藻・紡錘虫・海綿・さんご・蘚虫・腕足貝・二枚貝・巻貝・頭足類・三葉虫などを含む多彩な化石の産出があり（早坂・西川, 1963; HAYASAKA, 1966a), その中の若干のものはすでに記載

・宇山野層 (*Pseudoschwagerina* 帯)

Upper <i>Pseudoschwagerina</i> z.																											
Zenbutsujidani f.												Uyamano f.															
TKYO-T	TKYO-W2	TKYO6	TKYO-X1	TKYO-X4	TK123	TK179	TK182	TK186	TK2011-	TK2115Z	TM57	TG24	TG51	TG53	TUYM43	TUYM46	TUYM47	685152	SPC3	685122	RGT2117	RGT2114	RGT2116	TUYM15	TUYM32	TUYM3	63515
																						x				x	
																								x			
					x															x		x			x		
																x											

もされている (YABE, 1949; ENDO, 1957; AKAGI, 1958a, b; YOKOYAMA, 1960; SAKAGAMI & AKAGI, 1961; MINATO & KATO, 1965; HAYASAKA, 1966 b, c). 宇山野層の北部は *Neoschwagerina* 帯と *Yabeina* 帯で構成される。この部分も非礫岩質石灰岩が主であり、石灰岩礫岩は局部的にしかみられない。*Neoschwagerina* 帯はこの属の進化した型のものを含み、*N. craticulifera* 帯は欠けていて *N. dowillei*-*N. margaritae* 帯しか代表しないとみてよい。したがって基底には不整合を想定しうる。縁辺部の金代・相原付近では *Pseudoschwagerina* 帯上に直接 *Neoschwagerina* 帯の石灰岩礫岩がのるところがある (*Yabeina* 帯が *Pseudoschwagerina* 帯あるいは *Parafusulina* 帯上にのる場合もあるらしい)。なお一杯水・為重谷付近では、赤紫〜緑色塩基性凝灰岩 (石炭紀前期・同後期・ペルム紀前期の各石灰岩礫を含む) と黒色頁岩が *Neoschwagerina* 帯中に少量はさまれる。

Yabeina multiseptata multiseptata, *Y. multiseptata shiraiwensis*, *Y. elongata* などで

特徴づけられ (SADA & YOKOYAMA, 1966), その他さんご (YOKOYAMA, 1960; MINATO & KATO, 1965) や石灰藻 (ENDO, 1957) の産出も知られている保元層 (横山, 1959) は, 禅仏寺谷東方に模式的に露出する灰白～暗灰色・非礫岩質石灰岩からなる層である。模式地での厚さは約 100 m で, 上下を黒色頁岩にはさまれる。この石灰岩は, 南方にむかっては頁岩・石灰岩などの礫を含む淘汰不良の礫岩中に尖滅し, 北方では金原北西まで連続し, 断層ではさみこまれた下部猪谷山層の間において, さらに金原北東へ広がる (この部分は多くは結晶質である)。黒色頁岩と礫岩は次章に述べる押ヶ谷層を構成するものである。したがって, いわゆる保元層の石灰岩はここでいう宇山野層の最上部に相当し, 押ヶ谷層と指交関係にあるものをさしていると考えらる。

宇山野呂での宇山野層の全層厚は, 構造の詳細が不明なので正確には算定しえないが, 化石帯の分布から水平ないし北へ緩傾斜とみて, 400～500 m 程度であろう。

b 禅仏寺谷層

帝釈峠の雌橋から北へ禅仏寺谷・有頭とのび, 後谷付近では結晶質のため明らかでなくなるが, ふたたび為重谷にあらわれ, さらに東城川に沿って羽場・下滝・河内と続く。ほとんどが石灰岩礫岩からなることで宇山野層と区別される。チャートを伴うが, 下位の上部猪谷山層にくらべれば量ははるかに少ない。横山 (1959) は *Pseudoschwagerina* 帯だけに相当するものとしたが, 上部は *Parafusulina* 帯にまで及ぶので, その部分も含めて禅仏寺谷層とする (第 6・7 表)。石灰岩礫岩は細礫～中礫大, とくに数 cm をこえる石灰岩の角礫ないし亜角礫を石灰質基質が充填するもので, 同時礫のほかに石炭紀石灰岩の礫が混在し, まれには塩基性火山岩類の礫も含まれる。基底部では, 基質がいくらか凝灰質のところや, 残留土壌起源をおもわせるところがある。チャートは, とくに禅仏寺谷・有頭付近に乳白色を呈しよく成層するものがはさまれるが, 連続性はよくない。

沖村 (1966) は為重谷で, 中程度の傾斜を示す石炭系の上に *Pseudoschwagerina* 帯がより緩傾斜をもって分布することから, 両者の間に斜交不整合を推定した。禅仏寺谷付近では, 上部猪谷山層のチャートの上に *Pseudoschwagerina* 帯の石灰岩礫岩があつて, 境界は画然としているが, 斜交的かどうか明確でない。地域全体としてみると, 禅仏寺谷層の分布は石炭系とむしろ平行的である。ただし, *Triticites* 帯とおそらくは *Fusulina* 帯も欠如しているので, 不整合の存在することは間違いない。帝釈川上流の如・始終郷間では, 一部で塩基性火山岩層にすぐ接して *Pseudoschwagerina* 帯の石灰岩礫岩があることに注意したい。

層厚は最大 300～350 m 程度である。

c 有頭層

禅仏寺谷層の上位にこれと並んで露出する。地域南部の三坂位田付近にも白亜系と中新統に被覆されて小分布がある。大部分が石灰岩礫岩からなることにおいて下位層とよく似ている。ただ, 禅仏寺谷層の石灰岩礫岩にくらべると, 有頭層のものは暗灰色泥質石灰岩礫をかなり含み, 全体としての色調が暗色をおびる傾向がある。もちろん, 同時礫のほかにペルム紀前期や石炭紀の石灰岩礫も混在する。上部に近く, チャートないし淡緑色・細粒緻密・珪質の酸性凝灰質岩を伴うことがあり, 雌橋付近では石灰岩礫岩と互層し, また黒色頁岩とも細互層をなす。この部分を横山 (1957) は切分層と呼んだが, とくに区別する必要はあるまい。

本層は *Neoschwagerina* の進化した型のものを含み、*N. douvillei*-*N. margaritae* 帯に対比される。しかし、一連の石灰岩礫岩の中で、上部では *Yabeina* を産するところもあるから、次記前谷層と一部、指交関係にあるものとみなされる。宇山野層の場合と同様、*N. craticulifera* 帯は欠如している（第8・9表）。下位層とは分布上ほぼ平行的であるが、始終郷付近では、禪仏寺谷層相当部がきわめて薄く、さらに上部猪谷山層上に直接、*Neoschwagerina* 帯がのっているとしかみられないところがある。

層厚は約 100~150 m 強である。

B 上位碎屑岩層群

1. 押ヶ谷層・前谷層

a 押ヶ谷層

宇山野呂の西部、為平付近から南へ郷谷・犬瀬にかけてと、東城川沿いに友末付近から宮原へかけてとに分布する。横山（1959）は宇山野呂に露出するものに本層名を与え、これを下部ペルム系としたが、証拠はなにもあげていない。無層理の黑色頁岩からおもになり、場所によって礫岩の著しい発達がある。

宇山野呂の西部では黑色頁岩が広くあらわれ、ときにわずかに細礫質礫岩ないし砂岩を伴う。細礫質礫岩は頁岩の微小破片にとみ、石灰岩片もその中に散点する。東城川沿いでも頁岩が主体をなすが、ここでは石灰岩レンズの挿入がかなり目だつ。レンズの大きいものは厚さ 50 m 近くに及び、灰白~暗灰色・非礫岩質のものからなる。一部にチャートおよび塩基性凝灰岩を薄くはさむところもある。礫岩は郷谷付近にとくによく発達する。淘汰は不良で、細礫~中礫大、ときに数 cm をこえる角礫ないし亜角礫（大礫は円磨される）からなり、礫種としては頁岩と石灰岩が多く、流紋岩ないし流紋岩質凝灰岩がこれにつぎ、その他チャート・玄武岩質岩石・圧砕酸性岩なども含まれる。基質は砂質~シルト質である。

層厚は宇山野呂・東城川で 100~150 m 程度、礫岩の顕著な郷谷付近では 300 m をいくらかこえると推定される。ただし、走向・傾斜を測定しうところが少ないので正確さを欠く。

犬瀬・郷谷・東城川などに挿入される石灰岩レンズは *Yabeina* (*Y. multiseptata shirai-wensis* ないしその近似種) を含み、東城川では下位に累重する宇山野層の石灰岩からも同属を産するところがある。また、すでに述べたように、いわゆる保元層の石灰岩は黑色頁岩に挟在され、礫岩中に尖滅する形をとっている。したがって、押ヶ谷層の少なくとも主体は *Yabeina* 帯に対比することができる（第9表）。一方、為平付近では宇山野層の *Pseudoschwagerina* 帯—*Parafusulina* 帯の部分の上に押ヶ谷層が重なってくるようにみえる。すなわち、*Schubertella*, *Triticites*?, *Schwagerina* で特徴づけられる石灰岩、また場所によっては *Parafusulina* で特徴づけられる石灰岩の上に、ほとんどへだたりをおかず頁岩があり、しかも後者の最下位近くに含まれる石灰岩ノジュールからは *Sumatrina*, *Neoschwagerina* しかみつかっていない。それゆえ、本層はここでは *Neoschwagerina* 帯まで下がる可能性もでてくる——あるいはこれを *Yabeina* 帯とすれば、かなりの地層の欠如を想定しなければならぬ。断定を下すには化石資料が不足している。

帝釈断層以西のおもに結晶質石灰岩からなる台地上にも、頁岩を主とし砂岩を伴う押ヶ谷

層類似の地層がところどころにあらわれる。帝釈では明瞭な石炭系の部分からあまり距離をおかないで頁岩がのるところがあり、ここからは *Yabeina* の産出が報告されている (横山, 1959)。

b 前谷層

帝釈峽の雄橋東方から北へ前谷・風防地とのび、さらに東へまがって戸宇・川西・川東一帯に幅広い分布を示す。地域南部の位田・郷原付近にも露出がある。有頭層上に整合に重なり、下部と上部に2分される。赤木 (AKAGI, 1958 a, b; SAKAGAMI & AKAGI, 1961) の有頭層はここでいう前谷層に相当する。

下部： 砂岩と黒色頁岩の互層で特徴づけられる。互層には各単層が数 cm から数 10 cm の厚さをもってくりかえすものが多く、しばしば級化層理が観察される。間に頁岩の薄層や葉層をはさんで比較的厚く成層する砂岩もあるが、全体としてみるとむしろ頁岩が優勢である。このような互層の発達、したがって成層状態の良好さで押ヶ谷層とは区別される。厚さにしてふつう数mをこえない程度の石灰岩礫岩レンズが相当数はさまれる。この石灰岩礫岩は泥質基質をもち、礫には下位化石帯の各種石灰岩のほか頁岩や玄武岩質岩石も含まれ、有頭層のものより全体としての色調がさらに暗く、また相対的に細粒で淘汰もよい。前谷および下川西では、有頭層に接する部分にチャートないし淡緑色・細粒・珪質の酸性凝灰質岩を伴う (より上位でも凝灰質岩と頁岩が細互層をなすところがある)。前谷では、杏仁状構造の発達する玄武岩 (一部枕状溶岩様) もはさまれるが、連続性はよくない。

前谷層下部の厚さは 50 m 強から 300 m 前後までの間に変化する。前谷以南では薄く、以東では厚くなる傾向がある。

上部： 砂岩を主とする厚層で、頁岩は無視しうる量しかない。砂岩は細粒ないし粗粒、ときに細礫質、概して塊状で、鏡下でみると、石英粒のほかに長石粒と岩片にとみ、粒の円磨度は悪く、淘汰もあまり良好でない。肉眼的にも粗粒のものでは頁岩の数 mm 大の破片がよく観察される。一部に頁岩の薄層をはさんで成層するものがある。石灰岩礫岩レンズの挿入は下部層におけるよりも減少する。野旅山から風防地にかけては、最上位に近く細礫～中礫質礫岩が追跡される (風防地でとくに顕著)。礫種としてはやはり頁岩が多く、ついで石灰岩がかなり散在し、その他チャート・流紋岩質岩石・安山岩質岩石・玄武岩質岩石などもあり、岩質は押ヶ谷層のものに酷似する。帝釈東方・風防地・川西では、ほぼ中位層準を占めて、赤紫～暗緑～暗灰色を呈し杏仁状構造の発達する玄武岩 (一部輝緑岩質、単斜輝石を含む) がはさまれる。厚いところで 100 m 弱はあり、断続的ではあるがかなりよく追跡される。

前谷層上部の厚さは、野旅山・前谷付近で概算 600 m 程度であるが、北および東にむかって厚くなる傾向があり、川西では 1,000 m をこえるのではないかと推定される。

前谷層は下部・上部とも、石灰岩礫岩から *Yabeina multiseptata shiraiwensis* ないしその近似種を産出するので、全体として *Yabeina* 帯に対比される (第9表)。

2. 野旅山層

野旅山から鴨居・檜風呂山にかけ、また戸宇北方から焼火山・川東にかけ、半ドーム状構造の最外側部を占めて露出する。下位に位置する前谷層とは、岩相は急変するが平行的な分

布を示し、おそらく整合関係にあるであろう。

最下部にはよく連続するチャートが発達する。乳白色あるいはしばしば赤色を呈し、多くは塊状であるが、頁岩とさまざまな規模で互層したり不規則に移化したりする場合もない。厚さは野旅山で 100 m 程度、鴨居や東城町市街地北東では最大 300 m 前後に達する。この上位に、やや珪質の頁岩ないしシルト岩を主とし少量の砂岩を伴う部分が重なる。上限は断層で切られているが、鴨居付近で 300m 程度の厚さのものであろう。チャートに伴い、あるいはさらに上位層準にも酸性凝灰質岩がときどきはさまれる（1 薄片でパンペリー石・ブドウ石の細脈が観察された）。細粒砂岩と頁岩あるいは頁岩と凝灰質岩の級化細互層がみられるところもある。野旅山層からはまだ時代を指示する化石を発見していないが、層序関係からペルム系最上部に属するものとみなしてよからう。

河合（1967）の川西層は押ヶ谷層・前谷層・野旅山層をあわせたものに相当する。ただし、石灰岩層群によって衝上される下位岩盤を構成するものではなく、層序関係・時代のいずれからしてもその上位に累重するものである。

C 芳井層群と倉木層

1. 芳井層群

石灰岩台地の南西側に広く露出する砕屑岩層およびこれと石灰岩層群との間の衝上断層帯については、すでに長谷（1965）の報告がある。いくらか珪質の頁岩を主とし若干の砂岩とチャートを伴う部分が下部にあり、上部は砂岩と頁岩のさまざまなくりかえしからなる。岩相および地質的位置の類似から、岡山県側、大賀台南方を模式地とする吉村（1961）の芳井層群（大岳チャート層と三原砂岩頁岩層）に比較され、ペルム紀中期から後期にわたるものと考えられている。

地質図の範囲内にあらわれるものは上部層の一部である。平田・落石・黒瀬付近では、砂岩と頁岩の数 cm～数 10 cm オーダーでのひんばんな互層がよく発達し、その中に頁岩・石灰岩（*Sumatrina* sp. を産する）・各種火成岩などの礫を含む薄い礫岩がはさまれる。石灰岩台地が近いにもかかわらず、石灰質岩の挟在がきわめて少ないことは注意を要する。いわゆる輝緑凝灰岩もあるが、貧弱なものにすぎない。

2. 倉木層

東城町市街地の北東方、岩瀬戸・大山寺付近には、野旅山層のみかけ上、上位を占めて、黒色頁岩に加うるに相当量の塩基性および酸性火山噴出物を伴うことで特徴づけられる一連の累層が分布する。頁岩は若干のレンズ状チャートを伴って最下部に発達する。概して無層理であるが、ときとして砂質の薄層をはさみ、また擬礫状体を含むところが少なくない。大山寺南東約 300m の谷沿いでは、頁岩中に石灰岩ないし細礫質石灰岩礫岩の小レンズ～ノジュールが含まれ、これから *Staffella* sp., *Schwagerina* sp., *Paraschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina* sp., *Nagatoella* sp., *Misellina* sp. が検出された。頁岩を主とする部分の上位には、いわゆる輝緑凝灰岩と淡緑色珪質の酸性凝灰岩からなる（むしろ後者が優勢、若干の頁岩をはさむ）部分があり、調査地域をこえて岡山県哲西町倉木方面へ広が

る。この地名をとって全体を仮に倉木層と名づけた（金属鉱物探鉱促進事業団，1969）。火山岩層に密接な関係をもって、夜久野貫入岩類に類似の変閃緑岩・変斑礫岩・変輝緑岩、一部に蛇紋岩もあらわれている。

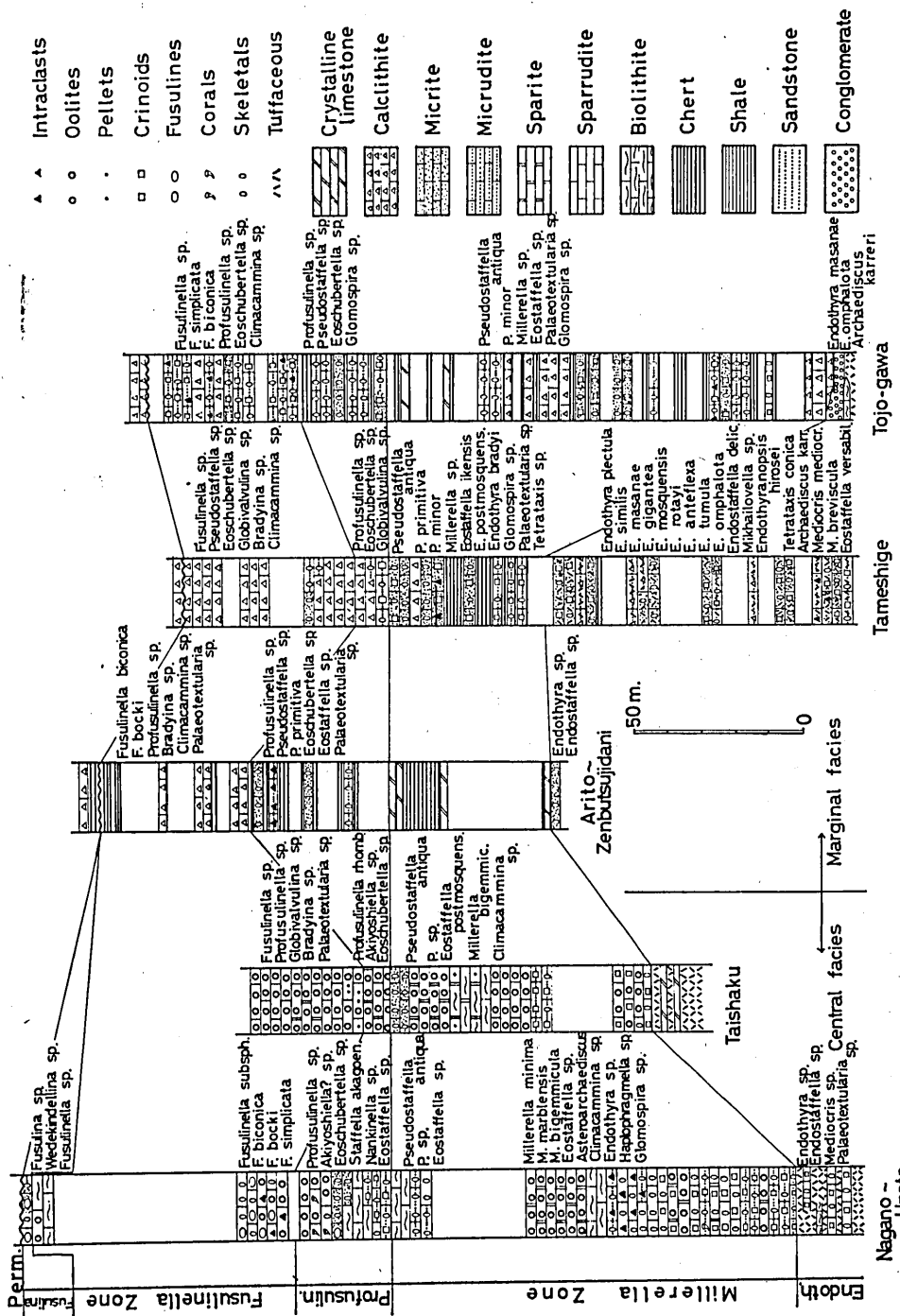
倉木層は前谷一野旅山層と平行的な分布を示すが、後者が上部ペルム系であるのに対して、前者は1産地の化石資料だけからではあるが中部ペルム系に下がると推定されるので、間に衝上性断層を考えざるをえない。ただし、これをどこに求めるか、両側の岩相に類似性があるが容易に決定しえない。なお、全体として倉木層の岩石には剪断・破碎をうけたものが多い。

IV. 石灰岩の性質

野外において把握される巨視的な層相に対応して、石灰岩の微視的性質にどのような特徴があるかを知り、この両面から堆積環境を考察するために、薄片による石灰岩の組織・組成の検討を行なった。25×30 mm ないし 50×80 mm の1枚の薄片の観察から一つの露頭全体の岩質を判断することには、石灰岩の場合、とくに危険性が少なからず伴うと予想される。たとえば、薄片試料が石灰岩礫岩の礫、礁石灰岩の間隙をうめる碎屑性石灰岩部、あるいは粒度・組成を異にする互層の一部を代表するにすぎないという場合がおこりうる。このような危険性をできるだけさけるため、野外の観察によって露頭の主体を代表するような部分を試料として採集することに留意し、場合によっては1地点から数枚の薄片を作成した（普通は1地点1枚）。さらに、採集地点の数を多くとるとともに可能なかぎりそれが地理的・層序的に調査範囲の全体をおおうようにし、大局的判断に誤りをなくすることに努めた。採集地点数は約1,000に及ぶが、そのうち再結晶が進んでいてもとの岩質の不明のところ、どの化石帯に含めてよいか層準に問題のあるところなどをのぞくと、600地点あまりの試料が利用できた。

石灰岩の堆積岩石学的分類と命名は Folk (1959, 62) に従った。原地性礁石灰岩と非原地性碎屑性石灰岩の2大別、碎屑性石灰岩については基質にもとづくスパーライト (sparite) とミクライト (micrite) の区別と、粒子すなわちアロケム (allochem) としてのイントラクラスト (intraclast)・ウーライト (oolite)・ペレット (pellet)・化石の量比にもとづく細分が本地域の石灰岩においても可能であり、さらにいわゆる石灰岩礫岩 (calclithite) があって、これらが巨視的な層相の分布に対応して特有な水平的・垂直的広がりを示す傾向がみられるので、Folk の分類の適用は大綱において妥当であると考え。岩石名を与えるにあたっては、構成要素の量比を定量的にもとめるべきであるが、本論文は石灰岩の分類と成因の詳細を論ずるのが目的でなく、石灰岩層群全体としての堆積環境と堆積史を把握しようとするものであるから、定性的検討でことたりると考え、定量的取扱いはあまり行っていない。

図版IVと第2・3図に石灰岩の岩質の水平的分布と主要ルートにそって垂直的分布をそれぞれ示した。主流沿いをのぞいた帝釈川以西の地域は、広範囲にわたり熱変成をうけているので、岩石学的検討に適しない。石炭系に関しては、中央相で帝釈南部と永野地域、周縁相で東城川沿岸と為重地域をとりあげ、定量的分析も加えて詳しい検討を行なったが、煩雑になるので図ではかなりが省略してある。これに関しては別の機会に報告されるであろう。



第2図 石灰岩の岩質分布を示す柱状図：石炭系

1. 断魚溪層

再結晶の進んでいるものが多いため、ここで検討しえたのは帝釈地域で15、永野地域で8、その他で5、計28地点からの試料にすぎない。

本層を特徴づける石灰岩は、塩基性火山岩片と生物遺骸片を含み基質が多かれ少なかれ凝灰質の calcirudite ないし calcarenite である。基質は一般に狭く、性質の不明のものもあるが、ごく微細な暗赤色火山物質からなることが多く、またやや広い基質をもつものではスパー質方解石が認められる。碎屑粒の円磨度・淘汰度はよくない。生物遺骸片としては海百合と蘚虫が主で、両者がほぼ等量に存在する場合と一方が他方をはるかに稜駕する場合とがある。ほかに石灰藻片・イントラクラスト・ウーライトなども含まれるが、従的なものにすぎず、ときに優勢になることもないではないが、それはごく限られている。以上の性質から、岩石名としては大部分が、火山質あるいは凝灰質の crinoidal and/or bryozoan biosparrudite ないし biosparite (図版VI, 1) と呼んでよいものであろう。石灰質成分の増減によって、純粋に近い石灰岩から火山碎屑岩までの間に漸移的变化がある。

一部に algal biolithite がある。帝釈地域では上述のような biosparite に小規模に伴われるにすぎないが、永野地域ではやや発達がよくなり、oosparite が間隙部や周辺部をうめているのがみられる。

2. 下部猪谷山層

やはり再結晶の進んでいるものが多く、東城川地域で9、為重地域で15、宇山野西部地域で8、計32地点からの試料を検討しえたにすぎない。

断魚溪層と比較しての大きな特徴は、本層の石灰岩ではミクライト質基質の calcirudite ないし calcarenite が顕著なことである(ただし基質部は概して狭く、多少とも火山物質を含む)。碎屑粒の構成については断魚溪層の場合と類似して海百合片と蘚虫片が多く、また火山岩片も相当量ある。biolithite は礫として以外には認めていない——東城川で *Lonsdaleoides*, *Clisiophyllum* などからなる coraline biolithite の巨礫や大礫が含まれるところがある。

上記のような火山質あるいは凝灰質の crinoidal ~ bryozoan biomicrudite ないし biomicrite (図版VI, 3) にチャートが加わるのが本層の代表的岩相であり、ときにこれらはひんばんな級化互層(図版VI, 4a, b)を形成している。為重の一部には、火山岩片や生物遺骸片が方解石セメントのフィルムで密着していて基質のほとんどない特異な石灰岩(図版VII, 1)がある。円磨度・淘汰度ともにきわめてわるく、供給源にごく近い堆積物と考えられる。

3. 永明寺層

帝釈地域で80、永野地域で96の地点からえられた試料について検討した。

無層理の塊状石灰岩からなるので、岩石学的性質は含有化石とともに層序・構造の解明に役だつ。水平的にも垂直的にも岩質はかなり変化し、その変化にはきわだった規則性はないが、*Millerella*, *Profusulinella*, *Fusulinella*, *Fusulina* の各帯でそれぞれある程度は固有の性質が認められる。全体としてみると、基質部が比較的広く(15%以上)スパー質方解石からなる石灰岩が大半をしめ、ことに oo-sparrudite ~ sparite (図版VII, 2) が優勢である点

で著しい特徴がある。局部的には bio-sparrudite~sparite と bio-micrudite~micrite もかなりみられ、また biolithite (図版VI, 2) が発達するところもある。ウーライトの核を形成するものとしては、海百合片・石灰藻片・蘚虫片・有孔虫・イントラクラストなどがあり、核の粒径が大きい場合にはウーライトは皮相的である。

Millerella 帯： 帝釈地域では本帯の大部分は oo-sparrudite~sparite からなる。一部に algal biolithite があり、ことに断魚溪東方でやや目だつが、ウーライト相との境界は明確でない。biolithite の間隙部をうめて pelsparite がある。局部的には crinoidal bio-micrudite~micrite も認められる。

永野地域でもウーライト相がかなり分布するが、帝釈地域にくらべると、他の岩相の発達のため相対的には重要度を減ずる。層序的には下部、地域的には南部に crinoidal bio-micrudite~micrite が多く、ウーライト相は上部にむかってしだいに顕著さを増す傾向を示す。中部には若干の intrasparrudite, crinoidal biosparrudite を伴って algal biolithite が認められ、永野の北部一帯でやや著しい。

Profusulinella 帯： 代表的構成岩は oo-sparrudite~sparite であるが、永野地域の南部では algal biolithite のかなりの発達があり、crinoidal bio-micrudite~micrite を伴っている。

Fusulinella 帯： *Profusulinella* 帯につづいて oo-sparrudite~sparite が主体をなす。一部で crinoidal bio-sparrudite~sparite が、またごくわずかであるが pelsparite が認められる。

Fusulina 帯： 分布がきわめて狭く、わずか2地点の試料を検討したにすぎない。それぞれ fusuline biosparrudite と biomicrudite で代表され、石灰藻と海百合の破片を少量含んでいる。

4. 上部猪谷山層

東城川地域で54、為重地域で26、宇山野西部その他で15の地点からの試料について検討を行なった。

本層は石灰岩とチャートからなり、とくに下部すなわち *Millerella* 帯の部分にひんぱんな級化互層が発達することが多いが、石灰岩についても、永明寺層とちがって oo-sparrudite~sparite と biolithite はほとんどまったくみられず、ミクライト質基質と海百合の碎屑片からおもになる bio-micrudite~micrite (図版VII, 3) が代表的な構成岩となっている点に特徴がある。海百合以外のアロケムとして、多いものから順にイントラクラスト・蘚虫片・石灰藻片・ウーライト・有孔虫・貝殻片などがあるが、このような諸種のアロケムは薄片単位でみても混在しているのが普通である。ときに海百合にかわってイントラクラストあるいは蘚虫片が主構成となる場合があり、岩石名としてはそれぞれ別の名称がつけられるが、それらが地理的あるいは層序的に特有のまとまった分布を示すことはなく、露頭のスケールにおいてもやはり混在的である。チャートと細互層をなす石灰岩の一部には、珪質海綿の刺にとむ(海百合片や蘚虫片も伴う) biomicrite (図版VII, 4) があり、また自生石英の散在するものも認められる。

本層の一部、とくに上部には、同時的な永明寺層に由来すると考えられる石灰岩礫のほか

に、*Endothyra* 帯の石灰岩礫をも含む石灰岩礫岩が挿入されることがある。このような礫岩は後述の禪仏寺谷層と有頭層とくに顕著であって、下位化石帯の礫を相当量含むという点で *FOLK* のいう *calclithite* の名を与えておくが、下位といっても地域的・時代的に一連の堆積盆地内に形成された地層であるから、本来の定義に適合するかどうか問題であり、事実、そのような礫の減少あるいは全体としての細粒化に伴って、イントラクラスト石灰岩との区別はつきにくくなる。

Millerella 帯：本帯の石灰岩はおもに *bio-micrudite*~*micrite* からなる。アロケムに関しては、海百合片を主とし10~20%程度のイントラクラストと蘚虫片を伴うものももっとも多い。粒度の点では *arenite* が *rudite* をやや稜鋭する。上位に近い層準に *calclithite* が挟在されることがある。下位に近く *algal biolithite* がみられるが、規模がごく小さく、その位置からしても、この場のものか永明寺層からの外来岩塊か判定できない。

Profusulinella 帯：蘚虫の破片を3~10%程度伴う *crinoidal bio-micrudite*~*micrite* がおもな構成岩で、一部に *intramicrudite* や *calclithite* もあるが顕著なものではない。

Millerella 帯のものよりもやや粗粒となり、*arenite* より *rudite* が卓越する。

Fusulinella 帯：東城川地域の南部では *Profusulinella* 帯の石灰岩と同様の岩質をもつが、同地域の北部と為重地域では *calclithite* が優勢になる(宇山野西部にも若干みられる)。石灰岩礫の大きさは普通数 cm 以下、ときに 10 cm 程度で、東城川から宇山野へむかって小さくなる傾向がある。

5. 宇山野層

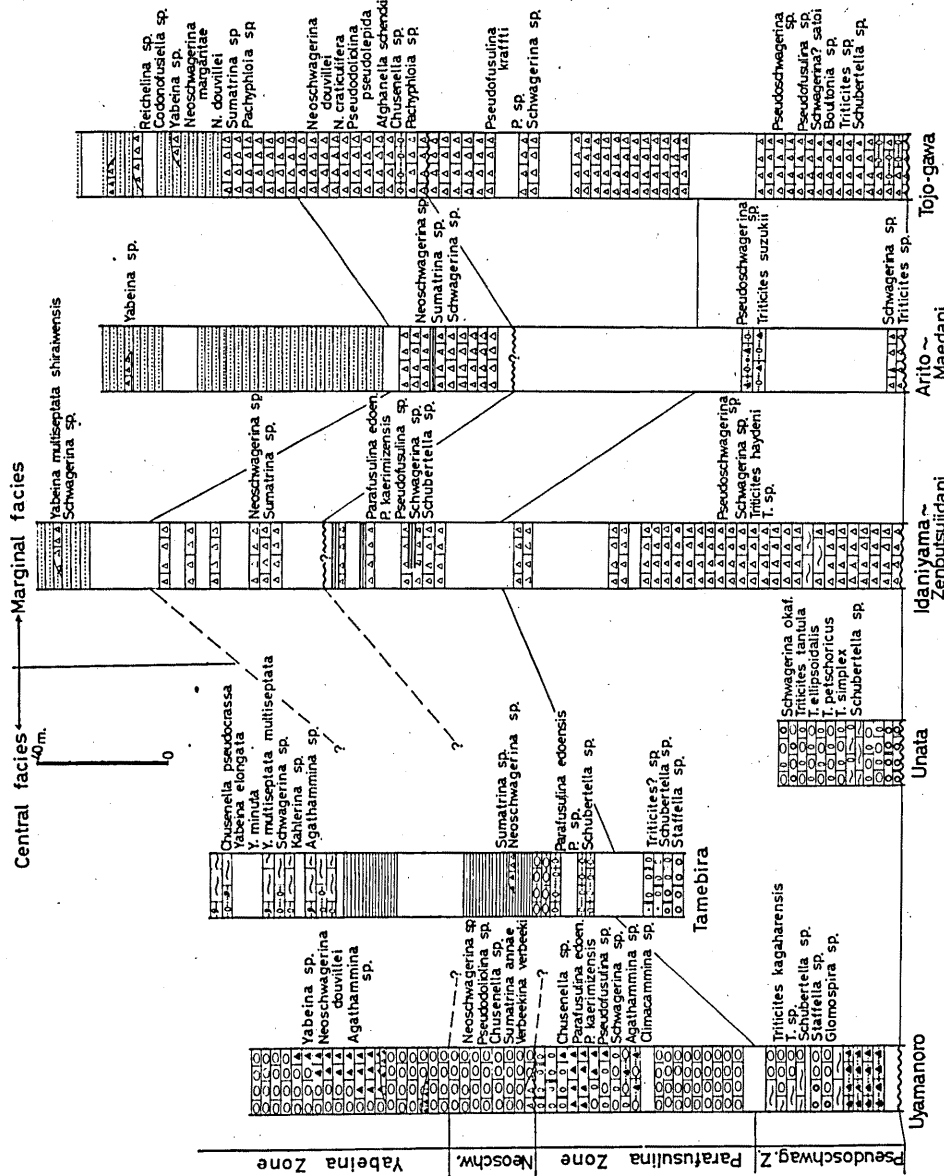
検討した試料は宇那田地域で 32, 宇山野呂・三原野呂地域で 76 の地点からえられた。

本層の石灰岩は、碎屑性のものについてみると、基質の点ではスパーライト質、粒度の点では礫岩大のものが卓越する。アロケムに関しては化石、とくに紡錘虫にとむものが多く(このことが粒度に関連するであろう)、その他、海百合片・蘚虫片・ウーライト(皮相的なものが多い)あるいはイントラクラストを主構成とするものもある。これらのアロケムは薄片単位でも混在しており、また露頭のスケールでも、紡錘虫を主構成とするものは本層のとくに中上部で比較的まとまった分布を示すが、その他のアロケムが主となるものはむしろ局部的・混在的である。全体としてみると、ウーライト相がそれほど顕著でなく生物碎屑相が優勢であることが、同じ中央相でも永明寺層とくらべての特徴といえよう。場所によっては *biolithite* がよく発達する。

周縁の石炭系あるいは上位の押ヶ谷層と接する付近には、*calclithite* や *crinoidal biomicrudite* ないし *intramicrudite* がかなりあり、中央相から周縁相への、あるいは石灰岩層群から碎屑岩層群への岩質の移化が暗示される。

Pseudoschwagerina 帯：宇那田地域では、*fusuline biosparrudite* が主体をなし、ところによって *oo-sparrudite*~*sparite* を相当量伴う。一部に *algal biolithite* がみられ、また *fusuline biomicrudite* もわずかながらある。石炭系上に不整合に重なるにもかかわらず、*calclithite* はここにはほとんど発達しない。

宇山野呂地域では、おもに同時的石灰岩礫からなり、わずかに石炭紀石灰岩礫をも含むものが下部(南縁部)にみられる。後述の禪仏寺谷一有頭層の *calclithite* にくらべると、同



第3図 石灰岩の岩質分布を示す柱状図：ペルム系（凡例は第2図と同じ）

時礫がはるかに卓越する点で異なる。この部分をのぞけば、bio-sparrudite~sparite (図版VII, 6) と oo-sparrudite~sparite が混在して分布するところが多い。fusuline biosparrudite は *Parafusulina* 帯—*Neoschwagerina* 帯にくらべると少ない。まとまった大きな分布は追跡できないが、ところどころに algal biolithite (図版VII, 5) (*Palaeoplysina laminaeformis* が主体のものもある) が認められる。露頭でみると、biosparrudite と不規則にいりまじっており、しばしば void filling や frame structure が観察される。algal biolithite の発達には三原野呂南部ではより顕著になる。

Parafusulina 帯： 宇山野呂地域の本帯の大半は fusuline biosparrudite (図版VIII, 1) で構成される。西縁部には、biosparrudite に伴って、*Pseudoschwagerina* 帯の下部にみるような主として同時礫からなる礫岩が分布する。押ヶ谷層に近接するところでは、intraclast-bearing biomicrudite があり、石灰藻・海百合・蘚虫などの破片を多く含むが、紡錘虫は大型のものがほとんどなくなっている。

Neoschwagerina 帯： 最下部に *Parafusulina* 帯以下の石灰岩礫を含む calclithite が局部的にあるのをのぞいては、ほとんど全層が fusuline biosparrudite からなる。石灰藻や海百合の破片をかなり伴うこともあるが、それらが主構成となることはほとんどない。

Yabeina 帯： いわゆる保元層を含めた本帯の石灰岩は、基質部の広い (20~40% 程度) fusuline biosparrudite と intrasparrudite が主であり、局部的に biolithite (図版VIII, 2) を伴う。後者の分布は保元付近に限られ、石灰藻を主構成とするものが多いが、一定方向をむいた群体さんごを含むところもあり、間隙部や周辺部をうめてかなり広く biomicrite が認められる。

6. 禅仏寺谷層・有頭層

検討した試料は禅仏寺谷層で 92, 有頭層で 26 の地点からえられたものである。

両層とも calclithite (図版VIII, 3, 4) の著しい発達で特徴づけられる。石灰岩礫は、層序の項で述べたように、淘汰度・円磨度ともにきわめてわるく、ふつう細礫~中礫大、まれには巨礫大に及び、多くは垂角礫状である。東城川流域から為重をへて宇山野西部にむかい礫の大きさが小さくなる傾向があり、これは上部猪谷山層に挟在される calclithite の場合と調和的である。礫種は、中央相の同時代層に由来すると考えられるものと、同じく中央相の石炭系 (有頭層の場合は中下部ペルム系も加わる) に由来すると考えられるものからなり、岩質の上でもさまざまである。礫間は crinoidal biomicrudite あるいは fusuline biomicrudite でうめられている。スパーライト質のものは礫として以外には認められない。

有頭層の calclithite ではミクライト質石灰岩の礫がかなり含まれ、同じくミクライト質の基質部もやや広く、全体として暗色をおびてくるので、禅仏寺谷層との野外での識別は比較的容易である。同時礫に対してより古い時代の礫が相対的に多くなることも注目し値する。また多少とも破損・磨滅した neoschwagerinids が礫間の基質に多産することがよくあり、禅仏寺谷層では schwagerinids の産出のほとんどが同時礫からであるのと対照的である。

7. 上位碎屑岩層群に挟在される石灰岩

押ヶ谷層で 19, 前谷層で 20 の地点からの試料を検討した。

押ヶ谷層： 東城川西岸に比較的大きなレンズ状体として黒色頁岩中に挟在される石灰岩は、基質部の広い(40%以上) intramicrudite ないし fusuline biomicrudite (図版Ⅷ, 6) からなる。海百合・蕨虫・石灰藻・貝殻などの小破片もかなり含まれるが、これらが主構成となることはない。東城川その他の地域に小レンズとしてあらわれるものには calcilithite もある。

前谷層： 石灰岩は小レンズとして含まれるのが普通であり、大部分は calcilithite (図版Ⅷ, 5) で代表される。石灰岩礫としては石炭紀とペルム紀の各時代のもがあり、岩質的にも多種多様である。頁岩や火山岩の礫もそれほど多くないが混在する。禪仏寺谷一有頭層の calcilithite にくらべると、概して粒度が小さく淘汰も良好であり、より暗色を呈する。基質部はふつう10%以下で、砂ないし泥からなる(ごく一部に細礫質のもので基質が30~40%に達するものがある)。neoschwagerinids は有頭層の場合と同じく、多少とも破損・磨滅して基質中に産することが多い。

V. 地質構造

調査地域は、古生界の層相と地質構造上の特徴から、一次的には、帝釈石灰岩層群と上位碎屑岩層群で占められる主部、芳井層群で占められる南西縁部および倉木層で占められる北東縁部の3構造単元に分けられる(図版I)。

1. 芳井層群と倉木層の構造および石灰岩層群との関係

芳井層群は、地質図の範囲内では、北西-南東に近い一般走向をとり、北東へ傾斜する(複背斜の北翼部があらわれているものである)。したがって、見かけ上は石灰岩層群の下位に位置するが、両者の時代からすれば、正規の累重関係にあるものとは考えられない。落石・永野和田間では、芳井層群最上部と石灰岩層群最下部にはさまれた幅約1.5 kmの間に、西から東へ順に、塩基性火山岩層・砂岩頁岩互層・上部石炭紀石灰岩層・塩基性火山岩層・中下部ペルム紀石灰岩層と、層序単元を異にする地層が、比較的高角度の断層を境にしてあらわれている。これを南東へ追跡すると、あるものは消滅し、ついに埤迫付近では両側の芳井層群と石灰岩層群が直接、接するようになる。北東では化石の産出がなく明確さを欠くが、やはり異なる単元の地層の交互する露出がある。全体としてみると、芳井層群はかなりの幅をもつ断層帯を間において石灰岩層群に衝上されているものと解される。詳細は長谷(1965)がすでに報告した。

倉木層も、地質図の範囲内では、西北西-東南東に近い一般走向をとり、北へ中程度の角度をもって傾斜する。したがって、上位碎屑岩層群のさらに上位に累重するようにみえるが、Ⅲ章で述べたように、この場合も両者の時代から推して衝上性断層を想定せざるをえない。倉木層に相当する地層と夜久野複合岩類に類似の火成岩類で特徴づけられる地帯は、地域の北側をとって西方へ延び、比婆郡西城町に達する。

2. 帝釈石灰岩層群と上位碎屑岩層群の構造

帝釈断層は、帝釈川に沿って始終郷・帝釈・犬瀬と、北東系後成断層で多少のずれをみせ

ながらも、北西—南東方向に延び、犬瀬以南ではやや不明確になるが、東へ変位して近屋・郷原を走る。断層に沿っては、かけ離れた層序の位置を占める地層がはさまみこまれるところがある。

帝釈断層の南西側台地では、岩層の分布から大局的には水平に近い構造が推定される。すなわち、最下位の断魚溪層は谷沿いの低地にあらわれ、最上位の押ヶ谷層は台地上の高所を占める傾向がある。ただし、必ずしも谷沿いだけでなく、やや高い位置にまで断魚溪層の露出するところがあり、さらに個々に測定される走向・傾斜はかなりの変異を示し、急傾斜の場合もあるから、低次の褶曲がその中にくりかえされているにちがいない。南方の永野・宇那田一带では、西側に断魚溪層の主要な分布があり、東側台地上を *Pseudoschwagerina* 帯の石灰岩がおおっているの、おまかにはごく緩やかに東方へ傾斜するものとみなされる。

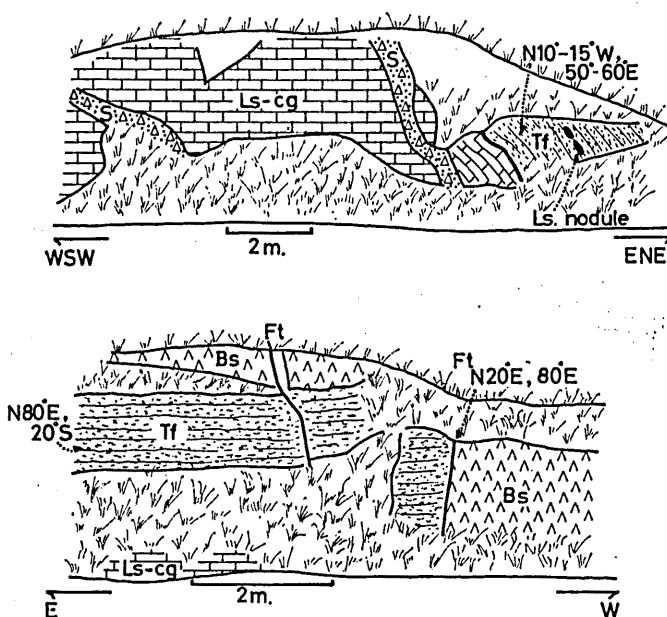
帝釈断層の北東側では、北西へ沈下する軸をもつ半ドーム状背斜と走向性衝上断層が主要な構造をなしている。背斜の頂部に相当する三原野呂・宇山野呂では、宇山野呂の *Pseudoschwagerina* 帯—*Parafusulina* 帯の石灰岩が広がり、その北・東・西の三方に、上部 *Neoschwagerina* 帯—*Yabeina* 帯の石灰岩ないし押ヶ谷層で代表される碎屑岩が露出する。三原野呂・宇山野呂では化石帯の分布からみて水平に近いらしく、これをはずれるにつれて外側へ傾斜するようになる（いわゆる保元層の石灰岩は、宇山野呂西方で南北方向の延びと西への傾斜を示し、また東城川沿いでは押ヶ谷層の頁岩が、北西—南東方向に走り中程度の角度をもって東へ傾斜している）。

上記ベルム系の外側、見かけ上の上位に石炭系があることで衝上断層の存在は明白であり、犬瀬付近から金原北西・為重谷・河内と、後成断層で多少は変位しながらもよく追跡される。相原から金原北方にかけては並走的な断層があり、これによつてベルム系中に石炭系がくさび形にはさまみこまれている。

下部猪谷山層から野旅山層にいたる各層は、西側で南北ないし北々西—南々東、北東側で西北西—東南東ないし北西—南東の一般走向をとつて順次配列する。鳥賊塚・前谷・後谷付近での分布上の屈曲は半ドーム状背斜の軸部に対応するものであろう。東城川沿いでは、前記衝上断層に接してこれと平行する転倒した背斜がある。その他、走向・傾斜の変異が低次の褶曲の存在をものがたっている。傾斜は平均的にみれば中程度（30~60°）で、下半部よりも上半部でやや急になる傾向がある。帝釈断層に近づくと、往々にして垂直となり逆転部さえ生じるにいたる。

以上を要するに、帝釈石灰岩層群と上位碎屑岩層群の一次的構造は、軸部と翼部の間を衝上性断層が走るドーム状の一大背斜と、これに隣接する水平構造の部分からなっている。水平構造の部分は、もう一つのドーム状大背斜の軸部を代表するものであろうか。もしそうであるとすれば、帝釈断層は介在する盆状向斜を切断し、その過半部を隠蔽する南西側からの衝上性断層とみなしうるかもしれない。後成の北東系および北西系断層は多数存在し（とくに前者が目だつ）、主要構造に修飾・変形を与えているが、その程度はあまり大きいものではない。

石灰岩層群と碎屑岩層群の関係については、これをすべて低角度衝上とし、後者上に前者が押しかぶさるものとする見解がある（河合、1967）。たしかに地質構造単元を異にする芳井層群は、低角度かどうかは問題としても、石灰岩層群と衝上関係にあるが、同じ単元内の



第4図 帝釈石灰岩層群(有頭層)と上位砂層岩層群(前谷層)の関係を示す露頭のスケッチ,
上:下川西,下:前谷

Ls-cg: 石灰岩礫岩(有頭層), Tf: 酸性層灰岩(前谷層),
Bs: 塩基性火山岩(前谷層), S: 未固結砂礫, Ft: 小断層

砂層岩層群についてみれば、その主体をなす前谷層は、石灰岩層群をとりまいて上位、側方に累重しており、時代的にもこれと連続するものであって、石灰岩層群下に潜入・伏在するところを筆者らはみていない(高角度断層で接するところはある)。東城・帝釈間の県道に沿う2露頭での両者の関係をスケッチで示す(第4図)。押ヶ谷層も、一部で衝上されるところはあるが、分布からして石灰岩層群を被覆するところが多いとみなさざるをえない。

VI. 堆積環境と堆積史

西南日本内帯に点在する石炭・ペルム紀の大石灰岩体については、これを海底火山丘上に形成された礁に比較する見解が、すでに10数年前、矢部(YABE, 1958)によって提示された。河野(KAWANO, 1960, 61)も、中国地方西部における非変成古生界の層相とその配列から、大石灰岩体形成の場を非石灰質岩層の堆積域に囲まれた“median swell”であると見做し、礁あるいは堆を想像した。その後、秋吉台に関しては、石灰岩の堆積岩石学的研究が進められ(衛藤, 1967)、巨視的ならびに微視的層相の解析にもとづいて、地向斜海域内での生物礁複合体が復元され、現在の環礁に比較させてその形成史が論じられた(太田, 1968; OTA, SUGIYAMA & OTA, 1969)。国外では、米国内西部のペルム紀 Capitan Reef の研究(NEWELL et al., 1953)をはじめとして、地質時代の礁をとりあつかった論文が少なからずある。

筆者らの一人、横山(1960)は、帝釈台の *Neoschwagerina* 帯に塊状相(非礫岩質石灰岩相)・礫状相(石灰岩礫岩相)・碎屑相(砂岩頁岩相)の区別があり、これらが中央隆起部の存在を暗示するかのような配列をとっていることを指摘し、堆積時の中央隆起部が後のドーム状背斜に発展したであろうことに言及した。*Neoschwagerina* 帯の時代だけでなく、それ以前から類似の配列が継続していたであろうことは、横山(1959)の当時の調査結果から容易に推測できる。以下、前章までに記述してきたことにもとづき、本地域の石炭・ペルム系の層相分布と層相発達を総括しつつ堆積環境と堆積史について考察を進める(図版V)。

1. 石炭紀

a 海底火山丘の形成

石灰岩の厚層が塩基性火山岩類を基底にして堆積をはじめたことは、中国地方の各台地にすべて共通である。帝釈台におけるこの火山噴出物の発達状態をみると、中央相とした断魚溪層では塊状でかなりの厚層に達するものがあり、石灰岩以外の夾雑物をもたないのに対し、周縁相の下部猪谷山層ではチャートがかわって主岩相となり、火山物質はその挟在こそ少なくないが厚さをはるかに減ずる。また、ここではある程度の淘汰と円磨をうけた含石灰岩礫火山礫岩がかなりはさまれ、一部には砂岩や頁岩を伴うところもある。断魚溪層よりも下部猪谷山層の方が火山噴出の中心を離れた位置にあったと推定されよう。

石灰岩は、火山物質が上位にむかって減少するのに伴って、中央相ではかなりの発達をみせる。スーパーライト質のものが多いこととアロケムの主要構成が示すように、ごく浅い海におおわれた平頂な火山丘上に海百合と蘚虫の繁栄があり、局地的には algal-coraline biolithite の存在で示される小規模な礁も形成されはじめたと考えられよう。周縁相の石灰岩については、上部猪谷山層と共通する点が多いから次項に述べる。

b 礁の発達

断魚溪層上に重なる永明寺層は無層理の石灰岩からなり、他の夾雑物をまったくもたない。石灰岩はスーパーライト質のものが主体をなし、しかも oo-sparrudite~sparite が卓越する。このことは、波浪や潮流による動揺の激しい、いわゆる高エネルギー下の浅海環境がここで支配的であったことを意味するにちがいない。Bahama Banks (ILLING, 1954; NEWELL, 1955) の更新世および現世堆積物にウーライトが顕著であることが想起されるであろうか。海百合その他の生物遺骸片も碎屑性石灰岩の構成要素として必ずしも少なくないし、一部には biolithite もあるから、全体としてみると、礁が明らかな形をとってここに発達したと推定されよう。

秋吉台では、原地礁性石灰岩やスーパーライト質の生物碎屑性石灰岩・ウーライト質石灰岩からなる“true reef facies”の内側に、ミクライト質石灰岩で特徴づけられる“lagoon facies”が発達するとされている(太田, 1968)が、帝釈台では、このような典型的な礁湖相と考えられるものまとまった広い分布がない。それは、環礁というよりも中央に礁湖をもたない卓礁(table reef, platform reef; MacNEIL, 1954)の規模の大きいものといった方がよさそうである。bio-micrudite~micriteの局所的存在は、礁平坦面上に散点する静水域を示すと考えられよう。

下部猪谷山層上に重なる上部猪谷山層は石灰岩とチャートからなり、その中で石灰岩優勢

部一石灰岩チャート互層部一チャート優勢部の移化が水平的にも垂直的にも認められる。碎屑性石灰岩とチャートのひんばんな互層が、下位層から続いて本層でもとくに *Millerella* 帯の部分に特徴的である。碎屑性石灰岩はミクライト質基質の中に海百合・蕨虫・石灰藻・貝殻の破片、有孔虫・イントラクラスト・ウーライトなどを混在させており、粒子の淘汰度と円磨度は悪く、粗粒から細粒へ、さらに珪質石灰岩ないしチャートへと級化層理を示している（石灰岩中に二次的交代作用による珪質部の小塊が含まれることも注意を要する）。それは、礁縁付近に起源をもつ浅海生物遺骸や石灰質岩片が、前礁斜面にそって運搬され、より深い低エネルギー下の水域で、その場の正規の堆積物であるチャートと互層しながら集積したものとみなされ、運搬・堆積にあずかった營力として乱泥流を想像することができよう。ライン頁岩山地の中・上部デボン系と下部石炭系で報告された礁石灰岩周縁の *allodapic limestone*, すなわち *limestone turbidite* (MEISCHNER, 1964; PLESSMANN, 1964) に比較が可能と考える。

東城川沿岸と宇山野呂地域、すなわち半ドーム状構造の北東側と西側をくらべてみると、級化互層は北東側に発達がよく、西側では石灰岩の挿入が減少しチャートが卓越する。すなわち、前者よりも後者の方がより礁本体を離れた位置を示すものとみなされる。同じことは次に述べる *calclithite* の発達状態からも推測され、ペルム系についてもいえるであろう。

calclithite の挿入は、上部猪谷山層ではおもに東城川と為重地域で数層準にみられる。あとでペルム系の場合に述べるように、これらも礁縁付近の石灰岩の破壊による岩屑が注入されたものであり、岩屑には下位化石帯に由来するものも混入しているから、礁平坦面はときおりいくらかの上昇・削剝をうけたと考えられよう。とくに *Fusulinella* 帯にこのような *calclithite* が比較的顕著なことは、永明寺層中の同帯基底に局部的不整合があることと対応している。この不整合は、飛騨山地福地の一の谷層で報告されたもの（猪郷, 1961）に比較されるであろう。

2. ペルム紀

a 礁の拡大

石炭系とペルム系の間には不整合があり *Moscovian* の一部と *Uralian* が欠如していることは、秋吉台その他の台地の場合と同様である。宇山野層は永明寺層と同じく無層理の石灰岩（一部石灰岩礫岩）からなり、他の夾雑物をほとんどまったくもたない。石灰岩はスーパーライト質のものが大部分を占め、その中でも生物碎屑性のものが卓越するが、ウーライト質石灰岩も少なからずある。下部では *biolithite* が石炭系におけるよりも顕著な発達をみせる。ミクライト質基質で特徴づけられる石灰岩の分布は限られ、スーパーライト相と混在していて、その内側を広く占有するということはない。したがって、ここでも永明寺層の場合と同様に、全体として高エネルギー下の浅海環境が支配的であった卓礁に近いものを想像することができよう。主岩相である *fusuline biosparrudite* は、太田 (1968) が “*beach sand facies*” とした *foraminiferal sandy limestone* に酷似する。

禪仏寺谷層と有頭層はほとんどまったく *calclithite* からなり、わずかにレンズ状チャートをはさむ。*calclithite* は、その性質から、礁縁付近の石灰岩に由来する岩屑が前礁斜面に集積したものと容易に推定でき、*flank breccia* (AUBOUIN, 1968) に相当するものとみなさ

れる。石灰岩礫はきわめて悪いながらもある程度の淘汰と円磨をうけ、biomicrudite がその間を充填しているから、単なる海底地送りないし転落による崖錐堆積物とするよりも、乱泥流の作用の加わったものとする方が妥当であろう。地送りないし転落による堆積時擾乱構造はほとんど認められない。

周縁相といっても、禪仏寺谷一有頭層は下部猪谷山—上部猪谷山層にくらべて粗粒相で代表されるから、礁本体により近い位置を示し、そのようなものがより礁を離れた相の上位外側に累重していることは、ペルム紀にはいり礁複合体が拡大したことを意味するであろう。

有頭層の *calclithite* は、禪仏寺谷層のものよりも下位化石帯の礫の混入が多く、またミクライト質の基質が広い（礫にもミクライト質のものが多い）。このことは、阿哲台の先積不整合（今村，1959）に対応する不整合が帝釈台でも上部 *Neoschwagerina* 帯の基底にあることとともに、ペルム紀中期後半に礁の上昇・削剝が顕著であったことを物語り（礁縁付近に化石帯の欠如の大きいところがある）、同時に、禪仏寺谷層から有頭層をへて次の前谷層へと堆積位置が順次礁本体を遠ざかっていく過程を暗示している。

b 礁の衰退

ペルム紀後期になると陸源碎屑岩が卓越してくることも、中国地方中部の各台地に共通する現象である。帝釈台では、一部に前時代のものと類似の岩質をもつ石灰岩の堆積が続いているが、中央相の大部分は押ケ谷層が代表する無層理の黒色頁岩で占められるようになる。それまでの卓礁状の礁が沈降によって外周の一部を残して消滅し、中央部に生じた礁湖状の静水域に、ミクライト質石灰岩を散点させて泥質岩の堆積がはじまったとみなされよう。押ケ谷層と次記前谷層をつなぐような形で、頁岩と石灰岩の礫にとむきわめて未成熟な礫岩が顕著な発達をみせるところがある。礁湖と外海を連絡する水路がここに示されているのであろう。

礁平坦面上の碎屑岩相を代表する押ケ谷層が比較的薄いものにすぎないのに対して、礁側面の石灰岩礫岩相——有頭層——の上位に重なる前谷層は、級化層理の発達した砂岩頁岩互層を下部とし、主部は砂岩の厚層からなっていて、全体の厚さは1,000m内外に達する。これは礁周辺の沈降部を埋めたてつつ堆積したものであり、次の野旅山層のチャートと泥質岩はそのさらに周辺に生じた沈降部に集積したものであろう。すなわち、礁の直上ではなくその外側に順次累重するものであるから、このような厚層の堆積に見合うほどの礁自体の沈降を考える必要はない。*calclithite* のレンズの挿入も上位外側にむかうにつれて減少する。碎屑岩の供給源の問題は未解決である。

Neoschwagerina 帯上部から *Yabeina* 帯にかけて、火山噴出物の挿入がかなり顕著であり、とくに酸性岩を伴うことは注目に値する。塩基性岩については、輝緑岩質あるいは枕状溶岩様のものがあって比較的近い場所での噴出が示唆されるが、酸性のものはすべて細粒かつ層灰岩様であるから、活動そのものはかなり離れたところに求められるであろう。おそらくは、中央非変成帯の南北両側にそう三郡帯ないし舞鶴帯（倉木層分布地域もその一部か）にみられる酸性火山碎屑岩類（長谷，1963，64）に比較されるものであって、中国地方におけるペルム系の対比の1規準となりうる。

3. 分 布

石灰岩層群と上位碎屑岩層群の分布が帝釈断層によって北東側と南西側に2分されていることはすでに述べた。北東側では、中央相の宇山野一押ヶ谷層をとりまいて、周縁相の下部猪谷山一上部猪谷山一禅仏寺谷一有頭一前谷層が順次半円状に発達しており、ペルム系に関しては礁複合体としての配置関係がよく保持されている。石炭紀の中央相はここでは露出するにいたっていないが、上記のようなペルム系の分布から推して、また周縁相の碎屑性石灰岩の構成物質が礁から由来したものとすれば、宇山野層の下位にそれが潜在する可能性はじゅうぶんにあり、石炭系に関してもペルム系と同様の配置関係があったであろうことが想像できる。

南西側では、熱変成のため全域にわたっての層序と層相の把握が困難な点はあるが、断魚溪一永明寺層の分布が広く、一部で永明寺層をおおって類似の層相を示す宇山野層があり、また押ヶ谷層に比較される碎屑岩もところどころにみられるから、石炭系・ペルム系ともに中央相が主体を占めるものとおもわれる。周縁相に相当するものは、ここでは北東端や南西縁にごく局部的に露出するにすぎない。しかし、本来は中央相をとりまいて帯状に発達していたと解すべきであり、それが今日局限されているのは、一方では芳井層群との間の断層帯によって、また他方では帝釈断層によって切断・隠蔽されたためであろう。

以上からすると、石炭紀とペルム紀を通じ、介在する沈降部で2分された礁複合体が、この地方の古生界の帯状配列に平行的な北西一南東方向の伸びをもって存続していたようにみえる。その規模は、2分されたおのおので、ほぼ長径10 km 強、短径数 km に達するが、断層による距離の短縮と、南東方で白亜紀火山岩層下に潜在することとを考慮すれば、さらに大きなものになるにちがいない。芳井層群と倉木層はペルム紀中期から後期に及ぶ非石灰質岩の厚層であり、前谷一野旅山層よりもさらに外側の沈降帯を代表するものとみなされる。ただし、芳井層群の現在の位置は本来よりもはるかに礁複合体に接近させられているであろう。

4. 地質構造との関係

層相分布で示される堆積時の古地理と現在の地質構造との関係を見ると、その間にかなりの調和性があるかのようなのである。すなわち、帝釈断層の北東側では、半ドーム状構造の頂部を占め、大局的には水平に近い構造をとって中央相があり、翼部に外側へむかって中程度(ときに急角度)で傾斜する周縁相が分布する。南西側でも中央相のおおまかな構造は水平に近い。

このことは、しかし、堆積時における隆起部と沈降部の分化が胚芽構造を示すものであり、引き続き褶曲および衝上の形成にあずかった変形運動に連続するものであるということ必ずしも意味しない。衝上性断層による昇降関係と本来の隆起部・沈降部の昇降関係は、一致するところもあるし逆のところもある。この問題についてはこれ以上論述する資料がない。

VII. あ と が き

本論文は、西南日本内帯における代表的石灰岩台地の一つである帝釈台とその周辺一帯の

石炭・ペルム系について、層序区分を行ない層相と地質構造を明らかにしたものである。とくに、野外で認識しうる巨視的層相にもとづいて中央相と周縁相を区別し、石灰岩の微視的性質にもこれに対応してそれぞれに特徴があることを示し、結論として、中央相は礁平坦面上の堆積物を、周縁相は前礁斜面ないし底部の堆積物を代表し、一体となって卓礁状の生物礁複合体を構成していることを述べ、その発達史を考察した。

基礎としての化石層序区分により精緻さが要求され、とくに環境と関連しての生物相の時間・空間的分布の解析がさらに必要であることはいうまでもない。また石灰岩の性質についての定量的検討も今後進められるべきであろう。

中国地方の中部には、帝釈台と並ぶ石灰岩台地——大賀台・阿哲台などが比較的近接して発達している。これらについても、ここで述べた中央相と周縁相の対立と同様の層相の対立があることを、長谷と沖村は最近の調査で認めつつある。各台地における層相分布が明らかになり、台地間に介在する非石灰質岩層とも関連づけて全体としての配列が把握されたとき、この地方一帯における古生代後期の古地理と古生界のつくる地質構造はその複雑な姿をさらにはっきりとさせてくるであろう。

参 考 文 献

- AKAGI, S. (1958a): On some Permian Porifera from Japan. *Jub. Publ. Commem. Prof. Fujimoto*, 66~72, 1 pl.
- (1958b): *Pseudoschwagerina miharanoensis*, a new Permian fusulinid, and its growth and form. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 6, (54), 147~156, 1 pl.
- AUBOUIN, J. (1965): *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam-London-New York.
- Carboniferous Research Subcommittee (Chairman H. YABE) (1960): Carboniferous System of Japan. *Geol. Surv. Japan, Rep. Spec. No. (D)*, 1~65.
- ENDO, R. (1957): Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan, XI: Fossil algae from the Taishaku district, Hiroshima-ken, and Kitami-no-kuni, Hokkaido. *Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B*, 2, (3), 279~305, 8 pls.
- 衛藤 謙二 (1967): 岩相による秋吉石灰岩層群下部層の解析. 秋吉台科博報, (4), 7~42, 5 図版.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, (1), 1~38.
- (1962): Spectral subdivision of limestone types; in *Classification of Carbonate Rocks*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 1, 62~84.
- 藤本治義 (1944): 広島県帝釈峡地方秩父系の古生物学的研究, その I. 東京文理大地鉱教室研報, (1), 1~19.
- FUJIMOTO, H. & IGO, H. (1958): The fusulinid zones in the Japanese Carboniferous. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 6, (53), 127~145.
- HANZAWA, S. (1941): The stratigraphical relation between the Carboniferous and Permian formations in Manchuria, Korea, and Japan proper. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 18, (3), 97~108.
- 長谷 晃 (1963): 広島県東部の弱変成古生界の層序. 広島地質学研報, (12), 277~294.
- (1964): 古生界. 広島県地質図説明書, 31~59. 広島県.
- (1965): 吉備高原西部, 神石・油木地方の古生界, とくに石灰岩層群と非石灰質岩層との関係について. 広島地質学研報, (14), 277~291, 2 図版.
- ・沖村雄二 (1971): 帝釈台の古生層の堆積相. 地質学論集, (6), 174~175.
- HAYASAKA, I. (1966a): An Upper Palaeozoic fauna from Miharano, Hiroshima Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 13, (3), 261~263.

- (1966b): On *Pseudoschwagerina miharanoensis* AKAGI (An Upper Palaeozoic fauna from Miharanoro, Hiroshima Prefecture, Japan, 1st note). *Ibid.*, 13, (3), 265~271, 2 pls.
- (1966c): On *Lonsdaleoides nishikawai* n. sp. (Ditto, 2nd note). *Ibid.*, 13, (3), 273~280, 1 pl.
- 早坂一郎・西川 功 (1963): 広島県産ペルム紀大型化石について (予報). 化石, (6), 27.
- 猪郷久義 (1961): 一の谷層 (石炭系) に認められた非整合と礫土質頁岩について. 地質雑, 67, (788), 261~273.
- ILLING, L. V. (1954): Bahaman calcareous sands. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 38, (1), 1~95.
- 今村外治 (1959): 岡山県下のペルム-石炭紀石灰岩層群. 岡山県地下資源調査報告, (11), 1~12.
- 河合正虎 (1967): 広島県帝釈台北東部地域の地質学的研究—中国地方における後期中生代の地殻変動, 第3報. 地調月報, 18, (7), 447~465.
- KAWANO, M. (1960): Stratigraphy of the Paleozoic formations and some considerations on their facies, in Yamaguchi Prefecture. *Bull. Fac. Educ. Yamaguchi Univ.*, 9, (2), 43~62.
- (1961): Stratigraphical and paleontological studies of the Paleozoic formations in the western part of the Chugoku massif. *Ibid.*, 11, spec. no., 1~133, 15 pls.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1969): 昭和42年度広域調査報告書—成羽川地域, 1~19. 通産省.
- 小林貞一 (1950): 日本地方地質誌中国地方. 朝倉書店.
- KONISHI, K. (1960): *Sinopora dendroidea* (YOH), auroporid coral, from late Permian of western Honshu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (40), 325~328.
- MacNEIL, F. S. (1954): Organic reefs and banks and associated detrital sediments. *Amer. Jour. Sci.*, 252, (7), 385~401.
- MEISCHNER, K. -D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken; in A. H. BOUMA & A. BROUWER (Editors), *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 156~191.
- MINATO, M. (1951): Some Carboniferous corals from southwestern Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (1), 1-5.
- (1955): Japanese Carboniferous and Permian corals. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 9, (2), 1~202, 43 pls.
- & KATO, M. (1965): Waagenophyllidae. *Ibid.*, 12, (3-4), 1~241, 20 pls.
- NEWELL, N. D. (1955): Bahamian platforms. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 62, 303~315, 2pls.
- , RIGBY, J. K., FISCHER, A. G., WHITEMAN, A. J., HICKOX, J. E. & BRADLEY, J. S. (1953): *The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico: A study in paleoecology*. Freeman, San Francisco.
- 小倉 勉 (1921): 7万5千分の1地質図幅“庄原”および同説明書. 地質調査所.
- 沖村雄二 (1966): 中国地方下部石炭系の微化石層序学的研究. 広島大地球学研報, (15), 1~46. 1図版.
- 太田正道 (1968): 地向斜型生物礁複合体としての秋吉石灰岩層群. 秋吉台科博報, (5), 1~44, 31図版.
- OTA, N., SUGIMURA, A. & OTA, M. (1969): Reef deposits in the *Millerella* zone of the Akiyoshi limestone group. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Papers*, (14), 1~12, 3 pls.
- PLESSMANN, W. (1964): Turbidite in der rechtsrheinischen Geosyncline; in A. H. BOUMA & A. BROUWER (Editors), *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 137~141.
- SADA, K. (1967): Fusulinids of the *Millerella* zone of the Taishaku limestone (Studies of the stratigraphy and the microfossil faunas of the Carboniferous and Permian Taishaku limestone in west Japan, No. 1). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (67), 139~147, 2 pls.
- (1969): Microfossils of the lowest part of the Taishaku limestone (Ditto, No. 4). *Ibid.*, (75), 119~129, 2 pls.

- (1972): Fusulinids of the *Profusulinella* zone of the Taishaku limestone (Ditto, No. 2). *Ibid.*, (87), 436~445, 2 pls.
- & YOKOYAMA, T. (1966): Upper Permian fusulinids from the Taishaku limestone in west Japan. *Ibid.*, (63), 303~315, 2 pls.
- & —— (1970): Fusulinids of the *Fusulinella* zone of the Taishaku limestone (Ditto, No. 3). *Mem. Fac. Gen. Ed. Hiroshima Univ.*, III, 4, 39~44, 1 pl.
- SAKAGAMI, S. & AKAGI, S. (1961): Lower Permian Bryozoa from Miharano, Taishaku plateau, southwestern Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (43), 105~112, 1 pl.
- TORIYAMA, R. (1967): The fusulinacean zones of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D*, 18, (1), 35~260.
- YABE, H. (1949): Two Permian fossils from China and Japan of uncertain affinity. *Proc. Jap. Acad.*, 25, (6), 215~218.
- (1958): Thick limestones of the Upper Carboniferous-Permian age in Japan; an interpretation of their mode of deposition. *Ibid.*, 34, (4), 217~219.
- 矢部長克・杉山敏郎・江口元起 (1943): 六射珊瑚型の1新石炭紀珊瑚(予報). 地質雑, 50, (600), 242~245.
- YOKOYAMA, T. (1957): Notes on some Carboniferous corals from Taishaku district, Hiroshima Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 2, (1), 73~82, 3 pls.
- 横山鶴雄 (1959): 帝釈峽地域の地質. 中国山地国定公園候補地学術調査報告. 29~41, 3 図版.
- (1960): 帝釈峽の古生層. 地学見学案内-2 (庄原・勝光山・帝釈峽), 18~33. 日本地学教育研究会広島大会.
- YOKOYAMA, T. (1960): Permian corals from the Taishaku district, Hiroshima Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (38), 239~248, 2 pls.
- 横山鶴雄 (1961): 広島県帝釈地方産 *Triticites* 動物群. 地質雑, 67, (786), 187.
- 吉村典久 (1961): 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造. 広島地学研報, (10), 1~36, 2 図版.
- 吉野益見 (1937): 備後帝釈台古生代の石灰岩化石 (1), (2). 地学雑, 49, (580), 269~278; (581), 307~318.

長谷 晃: 広島大学理学部地質学鉱物学教室
 沖村雄二: 同上
 横山鶴雄: 小野田セメント株式会社

図 版 説 明

- 図版 I 帝釈台とその周辺の地質図および地質断面図
 図版 II 帝釈台の古生層の地質柱状図
 図版 III 有孔虫化石の産地
 図版 IV 石灰岩の岩質分布
 図版 V 帝釈台とその周辺の古生層の堆積環境と堆積史を示す概念図
 図版 VI 石灰岩の顕微鏡写真

1. 凝灰質基質をもつ bryozoa-bearing crinoidal biosparrudite, 断魚溪層, *Endothyra* 帯, TNNA 49.
2. Algal biolithite, 永明寺層, *Profusulinella* 帯?, TNGN 5.
3. 火山岩礫を含む bryozoa-bearing crinoidal biomcrudite, 下部猪谷山層, *Endothyra* 帯, TM 85.

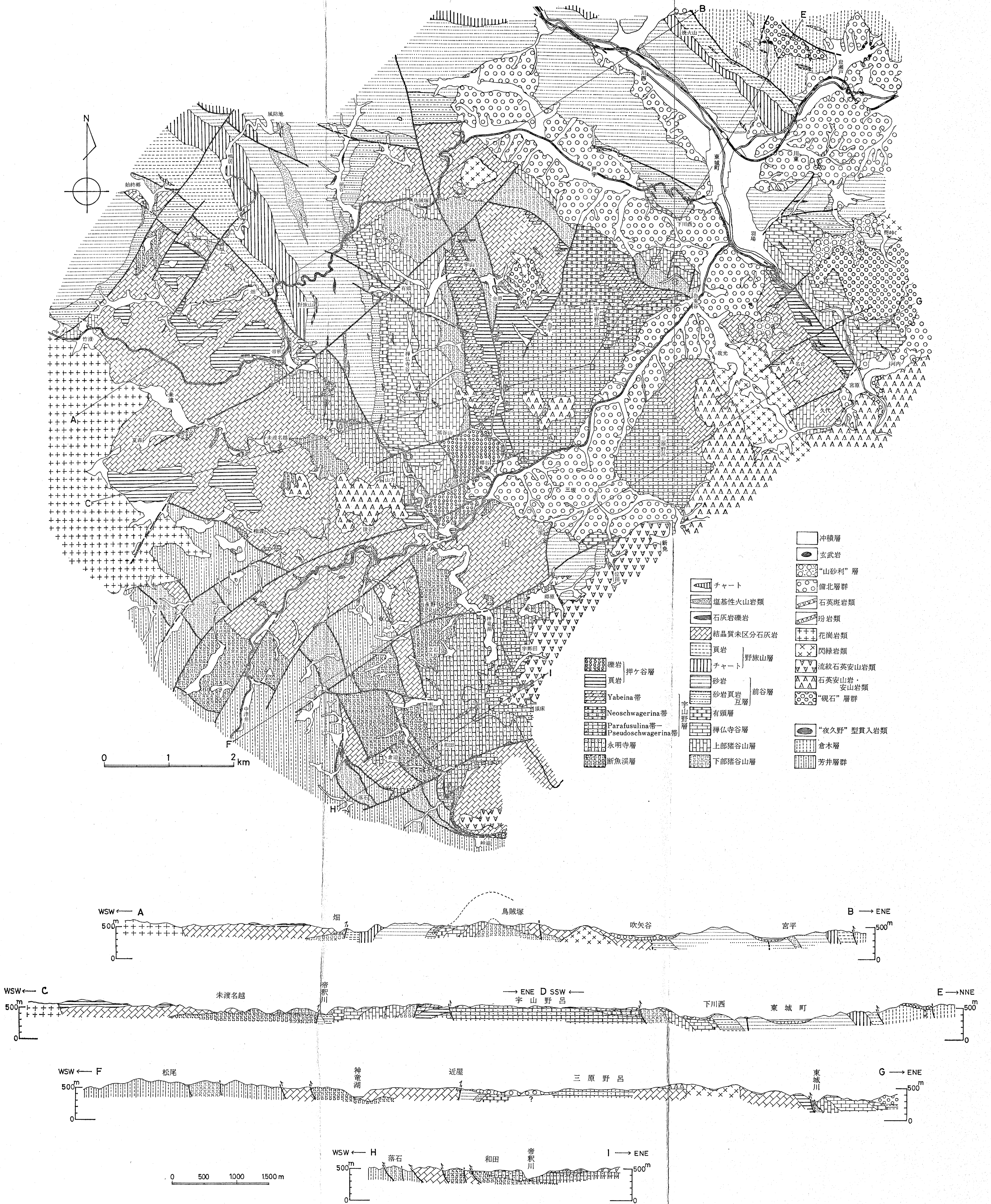
4a, b. Crinoidal bio-micrudite~micrite とチャートの互層にみられる級化層理, 下部猪谷山層, *Endothyra* 帯, a: TIDYM 1, b: TM 44.

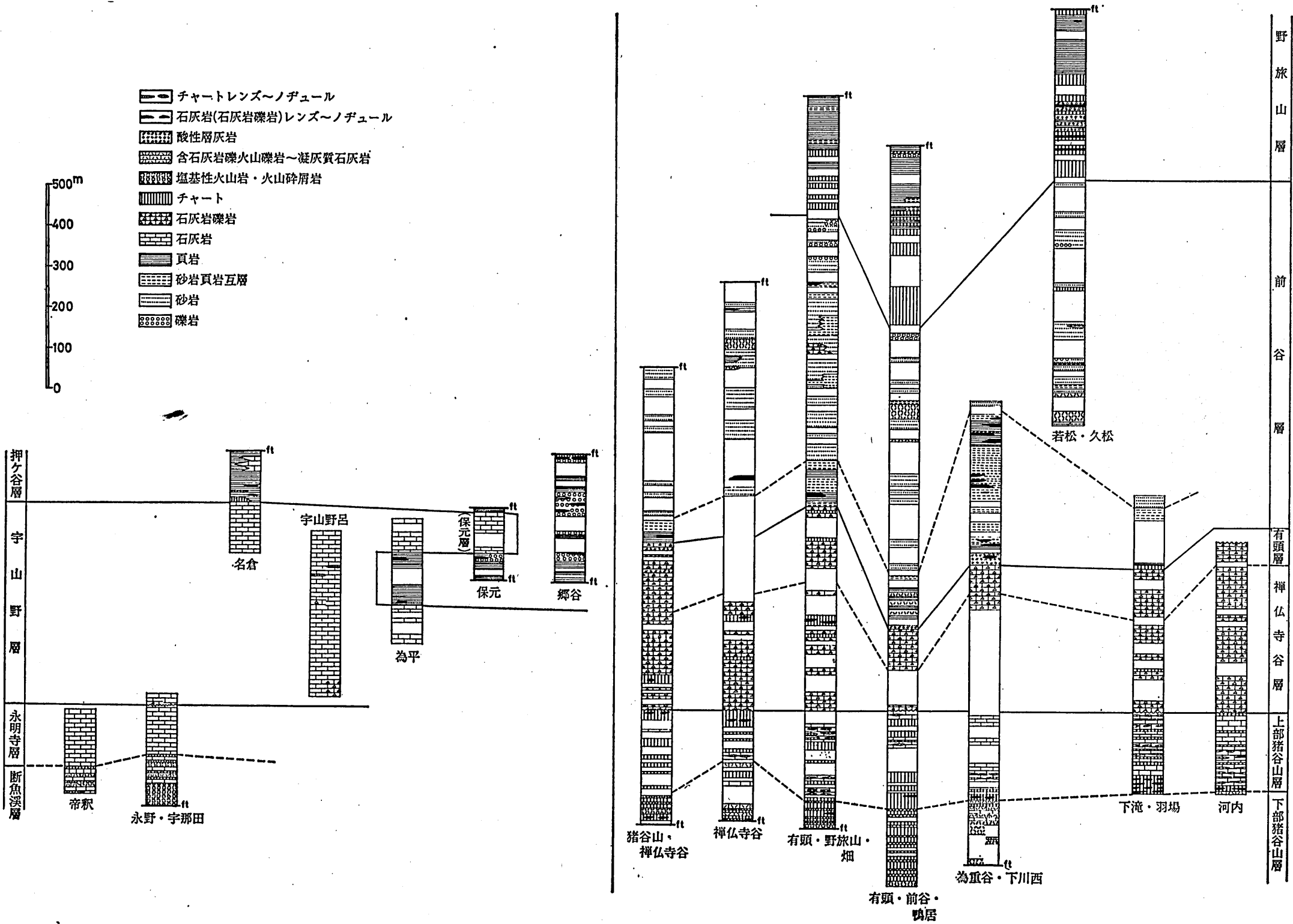
図版Ⅶ 石灰岩の顕微鏡写真

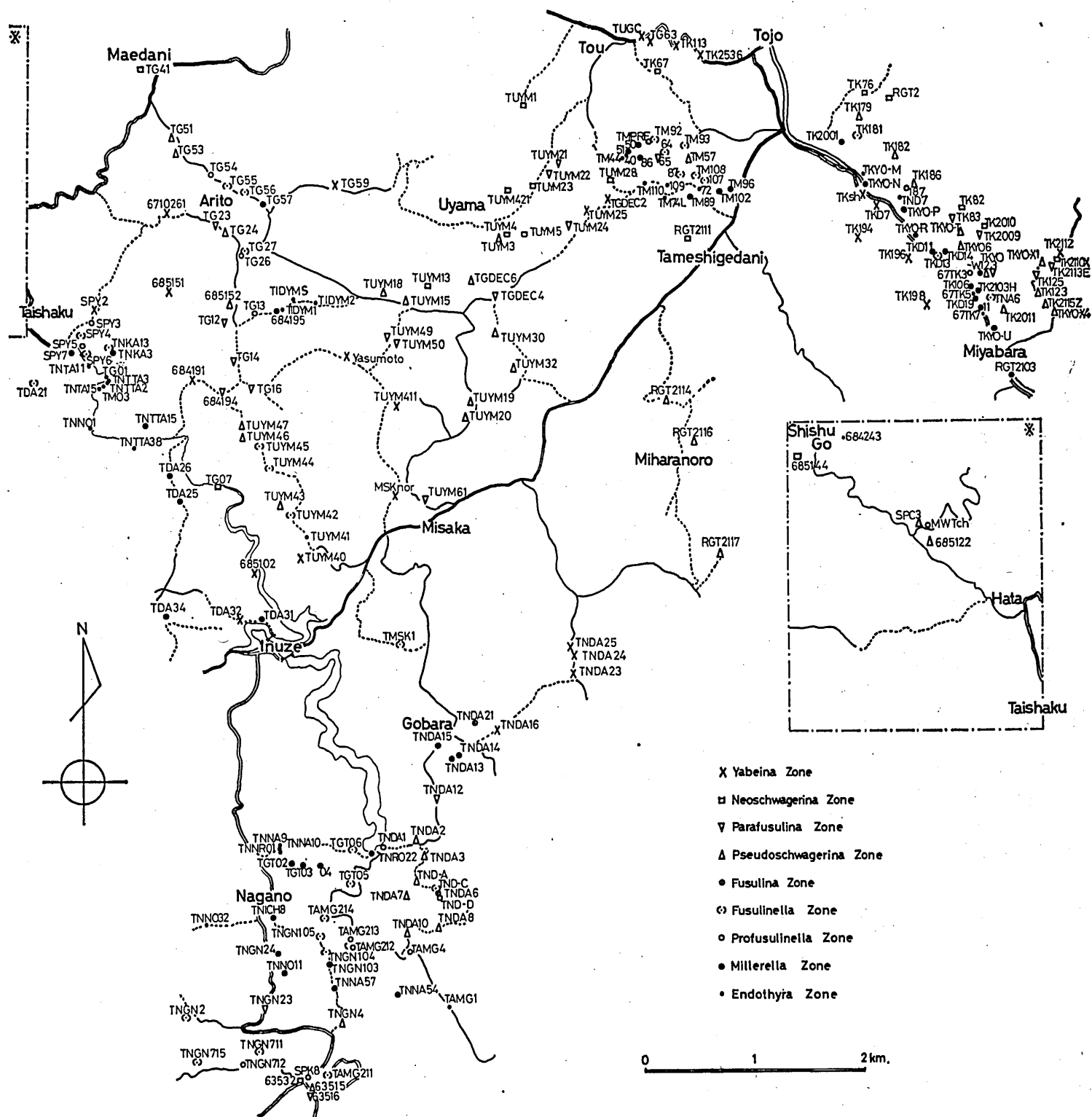
1. 基質部のほとんどない bryozoa-bearing crinoidal biomicrudite, 下部猪谷山層, *Endothyra* 帯, TM 41.
2. Oosparite, 永明寺層, *Fusulinella* 帯, TNICH 14.
3. Crinoidal biomicrudite, 上部猪谷山層, *Fusulinella* 帯, TM 81.
4. 珪質海綿の刺にとむ biomicrite (海百合片も含まれ, 部分的に石英で交代されているところがある), 上部猪谷山層, *Millerella* 帯, TM 42B.
5. Algal biolithite と fusuline biosparrudite, 宇山野層, *Pseudoschwagerina* 帯, TUYM 20.
6. Biosparite, 宇山野層, *Pseudoschwagerina* 帯, TNDA 4.

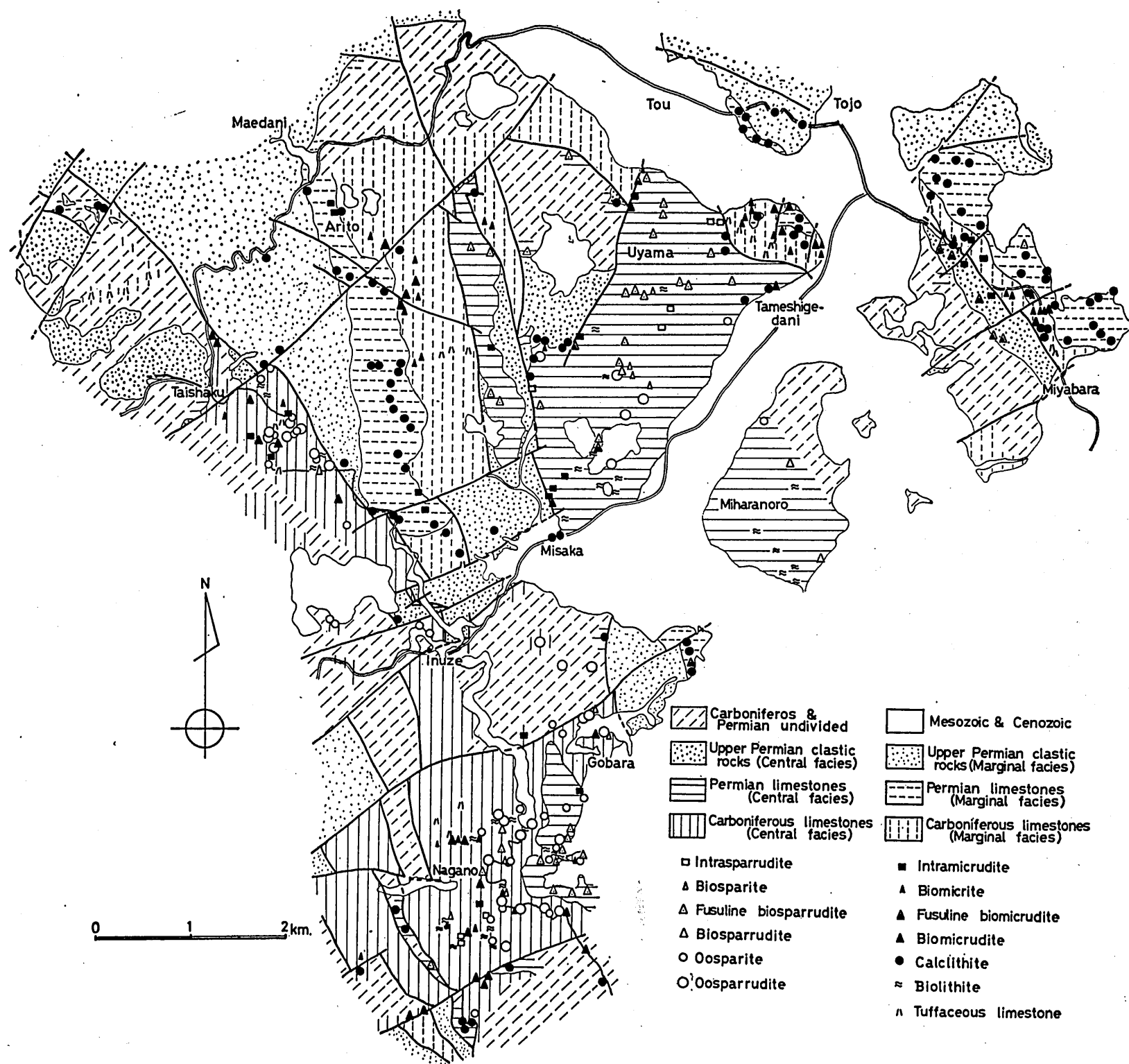
図版Ⅷ 石灰岩の顕微鏡写真

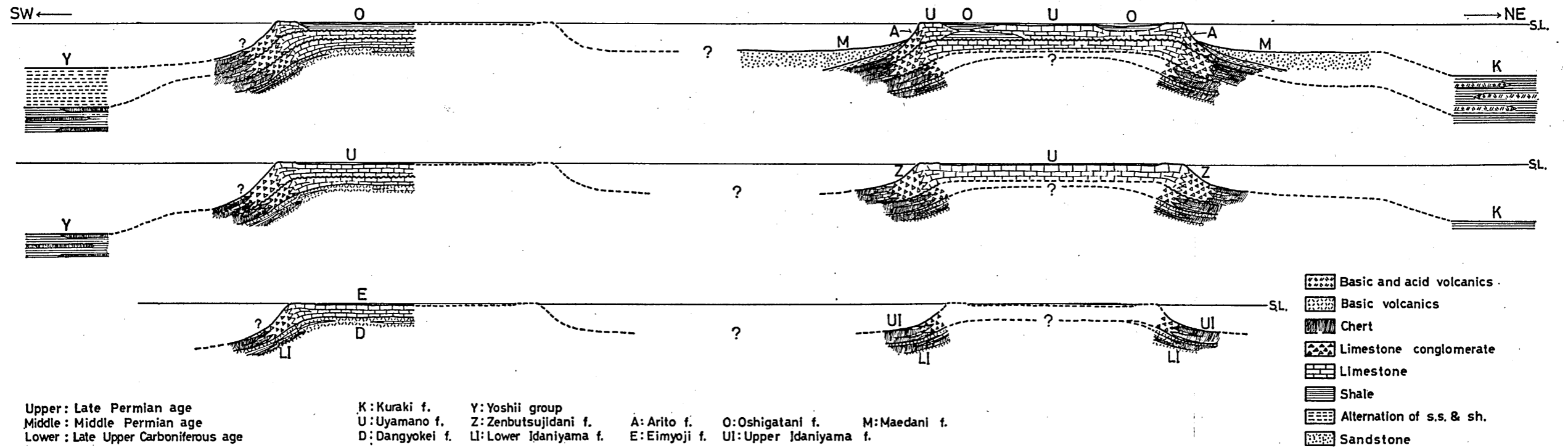
1. Fusuline biosparrudite, 宇山野層, *Parafusulina* 帯, TUYM 49.
2. Biomicrite で間隙部が充填される algal biolithite, 宇山野層(いわゆる保元層), *Yabeina* 帯, Yasumoto.
3. Calclithite, 禅仏寺谷層, *Pseudoschwagerina* 帯, TG 22.
4. Calclithite, 有頭層, *Neoschwagerina* 帯, TG 41.
5. Calclithite (基質部はシルト質), 前谷層, *Yabeina* 帯, SPY 2.
6. Fusuline biomicrudite, 押ヶ谷層, *Yabeina* 帯, TKsh.











Upper: Late Permian age
 Middle: Middle Permian age
 Lower: Late Upper Carboniferous age

K: Kuraki f. Y: Yoshii group
 U: Uyamano f. Z: Zenbutsujidani f. A: Arito f. O: Oshigatani f. M: Maedani f.
 D: Dangyokei f. LI: Lower Idaniyama f. E: Eimyoji f. UI: Upper Idaniyama f.

- Basic and acid volcanics
- Basic volcanics
- Chert
- Limestone conglomerate
- Limestone
- Shale
- Alternation of s.s. & sh.
- Sandstone

