

秋吉台の地質構造

村 田 正 文

第 1 章 序 論

I 緒 言

秋吉台は、山口県の中央部よりやや西寄りの内陸部にあり、NE-SW 17 km, NW-SE 7.5 km の略平行四辺形に近い形をした石灰岩台地である。

1923 年、小沢儀明は秋吉台の石灰岩中に上部古生代の豊富な化石群集を発見し、特にフズリナの詳細な研究からこの地域に大規模な横臥褶曲構造の存在を発表した。この研究によつて秋吉台は上部石炭系より二疊系にわたるフズリナ化石帯の模式地として重要な地域となつた。これは本邦古生層の層位学的研究の基礎となつたばかりでなく、テチス海地域の東端に位置するところから、北アメリカ大陸との層位学的対比にも大きな役割をはたしてきた。一方構造地質学の面でも日本列島の造山運動の地史を解明する一つの鍵となつてきた。そのため、小沢の研究の後も、小林貞一、杉山敏郎、半沢正四郎、河野通弘、鳥山隆三はじめ多数の研究者により、30 余年にわたつて、層位学的に、或は構造地質学的に研究が進められて来た。しかし矢部長克 (1958) が指摘したように、未解決の問題が数多く残されている。

筆者は 1957 年以來この地域の調査研究に従事し、秋吉石灰岩の層序と地質構造の究明とともに石灰岩周辺の非石灰質岩相との構造学上の関連を明らかにし、構造運動の性質とその時代について考察した。

本研究に当り、矢部長克、半沢正四郎両東北大学名誉教授、今野円蔵、浅野清両教授はじめ、東北大学理学部地質学古生物学教室諸先輩、東北大学工学部江口元起教授、九州大学鳥山隆三教授、山口大学河野通弘助教授の各位より御指導頂いた事を衷心より感謝する。又、現地調査に於て秋芳町観光課長藤村正雄、故恵藤一郎、大庭青雨諸氏に多大の御援助を頂いたことを厚く御礼申上げる。

II 研 究 史

1923 年小沢儀明は秋吉台の石灰岩中に石炭系から二疊系に至るサンゴ、フズリナを含む豊富な化石群を認め、その詳細な研究の結果から第 1 表に示すような化石帯に分け、この地域の層序を組立てた。

この研究は本邦古生層の層位学的な研究の基礎となつたばかりでなく、この層序から導かれた地質構造は成因論的構造地質の先駆として意義深いものであつた。小沢は、秋吉台東部の「帰り水」、及び於福台の江原附近に於て上部二疊紀と見られる *Yabeina*, *Sumatrina*, *Neoschwagerina*, を含む石灰岩が、地形的に見て最も低い所に分布し高所になるに従つて層位学上は下位の層準を示す化

第1表 小沢による層序と秋吉石灰岩の分帯

C.	レンズ状石灰岩を挟む頁岩、角岩および砂岩の互層、厚さ300~400m		P_3	<i>Sumatrina annae</i> subzone	
B.	秋吉石灰岩、厚さ400~450m	(3) 石灰質礫岩および石灰質角礫岩	P_2	<i>Fusulina (Pseudofusulina) ambigua</i> subzone	} <i>Neoschwagerina</i> zone
			P_1	<i>Fusulina (Parafusulina) japonica</i> subzone	
			CPg	<i>Fusulina (Parafusulina) lutugini</i> subzone	
		(2) フズリナ石灰岩	C_3^2	<i>Schwagerina princeps (Pseudoschwagerina meranginensis)</i> or <i>Fusulina (Pseudofusulina) vulgaris</i> subzone	} <i>Schwagerina (Pseudoschwagerina)</i> zone
			C_3^1	<i>Schwagerina (Pseudoschwagerina) mounghthensis</i> subzone	
			C_2	<i>Fusulinella bocki</i> subzone	<i>Fusulinella</i> zone
(1) 輝緑凝灰岩と相重なる鱗状石灰岩レンズ	C_1^2	<i>Lonsdaleia floriformis</i> subzone	} <i>Lonsdaleia</i> zone		
	C_1^1	<i>Nagatophyllum satoi</i> subzone			
A.	無化石厚層、厚さ3000m	(2) 粘板岩・砂岩・硬砂岩・輝緑凝灰岩と互層する放散虫角岩			
		(1) 頁岩・角岩と互層する硬砂岩、下部に少数の石灰岩レンズ挟在			

石帯が分布することを指摘し、全体として逆転構造をとつていると考えた。江原及び於福台周辺には *Yabeina* を含むスレートが石灰岩の下位に分布するが、(第1表C) これは石灰岩よりも上位の地層で逆転により最下位に露出していると解釈した。又於福台の北側に分布するチャートが南に傾いて *isoclinal folding* をしている事実から、秋吉台の石灰岩は周辺の非石灰質岩相の古生層とともに南から北に大きく横臥褶曲し、その上翼は後の侵蝕でけずり去られ、逆転した下翼のみが残されて現在露出していると解釈した。(第10図A) 更に、この運動は二疊紀末に行われたと考えた。

1939年杉山敏郎は、「帰り水」に於ては小沢の述べたように化石帯が逆転しているが、その北側「鹿ノ出」の斜面ではノルマルな層序で化石帯が認められる事実を指摘した。また同様にノルマルな層序を示す地域は秋吉台の南斜面にも分布する。更に秋吉台の南に分布する砂岩、チャートからなる地層(小沢の第1表A)から化石を発見し、これが秋吉石灰岩と上下の関係にあるものではなく、同時異相の関係にあり、これらの地層全体が逆転していると云う小沢の結論には部分的な修正が必要であることを報告した。

1941年小林貞一が発表した「佐川造山輪廻、に関する論文とこれを中心とする一連の報告の中で述べている見解は、小沢の解釈とは全く対照的なものであつた。小林は秋吉台を構成する石灰岩相(秋吉相)とこれを取巻くような形で分布する非石灰質岩相(山口相)の差異を重視し、この両者は元々全く別の堆積地に堆積したもので、秋吉相は現在はその堆積した場所を見ることは出来ないが、恐らく現在の日本海々底になつている地域から源地性の山口相上に大規模に北側から推しかぶせた *Klippe* であると解釈した。(第10図B) この運動は三疊紀の美禰層群堆積前に行われ、この造山運動後のモラツセ状堆積物として厚い美禰層群の生成を見たのであると説明した。この二疊紀末~三疊紀初めに行われた造山運動を「秋吉造山運動」と呼ぶことを提唱した。

1941年、1944年半沢正四郎は河野通弘の東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文を指導し、その野外観察と室内研究の資料に基いて秋吉石灰岩を第二表のように分帯した。

第2表 半沢による秋吉石灰岩の分帯

Upper Zone	: characterized with <i>Sumatrina</i> , <i>Yabeina</i> , <i>Neoschwagerina</i> , <i>Verbeekina</i> , <i>Misellina</i> , <i>Parafusulina</i> and <i>Paraschwagerina</i> .
Upper subzone	: characterized with <i>Yabeina</i> , <i>Sumatrina</i> , <i>Neoschwagerina</i> , <i>Verbeekina</i> , <i>Misellina</i> and <i>Parafusulina</i> , but lacking <i>Paraschwagerina</i> .
Lower subzone	: characterized with <i>Parafusulina</i> and <i>Paraschwagerina</i> , but lacking <i>Yabeina</i> , <i>Sumatrina</i> , <i>Neoschwagerina</i> , <i>Verbeekina</i> and <i>Misellina</i> .
Middle Zone	: characterized with <i>Pseudoschwagerina</i> , <i>Paraschwagerina</i> , <i>Schwagerina</i> , <i>Quasifusulina</i> and <i>Triticites</i>faunal break.....
Lower Zone	: characterized with <i>Fusulinella</i> .

半沢は、Lower Zone を Moscovian に、Middle Zone を Sakmarian に、Upper Zone を Artinskian に対比した。同時に Lower Zone と Middle Zone の関係については、この間に Uralian に相当する化石帯を欠くことと、秋吉石灰岩では角礫状石灰岩がこの層準にあり、礫中に *Fusulinella*, *Bradyina* を含むことから、Moscovian の石灰岩が堆積後削剝されてこの角礫岩が形成されたと解釈し、野外で十分な証拠はみられないが不整合が推定されることを指摘した。更に地質構造に関しては、秋吉台の石灰岩は大部分略水平に逆転し台地の北、南縁部で夫々北、南に急傾斜していると解釈した。

1954年、1957年、1959年鳥山隆三はその永年に亘る調査とフズリナの詳細な研究の結果を発表した。鳥山は秋吉石灰岩を第三表のように分帯した。

第3表 鳥山による秋吉石灰岩の分帯

<i>Yabeina</i> zone	: <i>Yabeina shiraiwensis</i> zone $P_{u\alpha}$
<i>Neoschwagerina</i> zone	: { <i>Neoschwagerina douvillei</i> subzone $P_{m\delta}$ <i>Verbeekina verbeeki</i> subzone $P_{m\gamma}$ <i>Neoschwagerina craticulifera</i> subzone $P_{m\beta}$
<i>Parafusulina</i> zone	: { <i>Parafusulina kaerimizuensis</i> subzone $P_{m\alpha}$ <i>Pseudofusulina ambigua</i> subzone $P_{l\gamma}$
<i>Pseudoschwagerina</i> zone	: { <i>Pseudofusulina vulgaris</i> subzone $P_{l\beta}$ <i>Triticites simplex</i> subzone $P_{l\alpha}$
<i>Fusulinella</i> zone	: <i>Fusulinella biconica</i> zone $C_{m\beta}$
<i>Profusulinella</i> zone	: <i>Profusulinella beppensis</i> zone $C_{m\alpha}$
<i>Millerella</i> zone	: <i>Millerella</i> sp. a zone C_l

秋吉石灰岩の周囲に分布する非石灰質岩相は第四表に示すように区分した。また、これらの各層に挟在するレンズ状の石灰岩から多くの化石を採集し、これらの地層が秋吉石灰岩と同時異相であるばかりでなく、その堆積地域も接近していたとの見解を明にした。

第4表 鳥山による非石灰質古生層の層序区分

別	三本松層		常	白岩層	大	荒滝山層
府	芹田層		森		田	八重ヶ原層
層	竜現地層		層	常森層	層	
群	堅田層	雁飛層群	群	相行層	群	鼓ヶ岳層
		西畑層				
		桑原層				

地質構造に就いては、秋吉石灰岩の北半部は略水平に逆転し、南半部がノルマルな層序でやゝ北に傾斜していると解釈した所から、第10図Cに示す構造を考えた。すなわち、逆転部の石灰岩は、北側の別府層群とともに南から北に横臥褶曲し、その時に常森層群の上に推しかぶせた Paraautochthonous な地塊で、これが後の第二回目の運動により北から南のノルマルな層序の Autochthonous な石灰岩上に衝上したと解釈した。この二回の運動について、第一回は二疊紀～三疊紀の秋吉造山、第二回は大賀造山であると説明した。

第5表 長谷川による秋吉石灰岩の分帯

	V-2 <i>Neoschwagerina craticulifera</i> var. <i>haydeni</i> subzone
V <i>Neoschwagerina-Verbeekina</i> zone	V-1 <i>Verbeekina verbeeki</i> subzone
IV <i>Parafusulina</i> zone	IV <i>Parafusulina kaerimizuensis</i>
III <i>Pseudoschwagerina-Pseudofusulina</i> zone	III-2 <i>Pseudofusulina vulgaris-Psf. krafftii</i> subzone
	III-1 <i>Triticites simplex</i> subzone
II <i>Fusulinella-Clisaxophyllum ofukuense</i> zone	II <i>Fusulinella biconica, Clisaxophyllum ofukuense</i>
I <i>Clisaxophyllum awa</i> zone	I-2 <i>Stylidophyllum</i> sp. subzone
	I-1 <i>Nagatophyllum satoi</i> subzone

1958年長谷川美行は、北海道大学卒業論文として秋吉台とくに「帰り水」附近を調査し、その結果を発表した。長谷川は秋吉石灰岩を第5表のように区分した。この中で最下部の *Nagatophyllum satoi* OZAWA には *Millerella* 等のフズリナは伴わないことを主張した。また、地質構造については、「帰り水」を中心として略、同心円状に各化石帯が分布し、遠隔地ほど下位のものが露出する所から、盆地状構造を考え、逆転構造に疑問があるとの意見であつた。

第2章 地 質 概 論

秋吉台を構成する秋吉石灰岩と、これを取り巻くように分布する堆積岩類は、次のように区分される。

第6表 秋吉地域の層序区分

白堊系	関 門 層 群							
三疊系	美 禰 層 群		欠 除		?			
二疊系	fault				fault			
石炭系	別府層群	河原上層	於福層	堤層	秋吉石灰岩	P _{IV}	大田層群	八重ヶ原層
		竜現地層	真木層	相行層		P _{III} P _{II} P _I		
		堅田層				C _{IV} C _{III} C _{II} C _I		二神層

各層の岩相・時代・分布・相互関係と、火成岩類について簡単に述べる。

1) 秋吉石灰岩

小沢 (1923), 半沢 (1941), 鳥山 (1954), 長谷川 (1958) 等によつて述べられたように, 石炭系中部から二疊系上部に亘る石灰岩で最下部のシャルスタインと小さなレンズ状のチャート, スレート以外は石灰岩のみからなる。全体に灰白～灰色で層理はほとんどみられない。またこの一連の石灰岩中には, 野外では不整合を示す資料は見出されない。半沢 (1941) が指摘した角礫質石灰岩も, 一定の層準に分布するものでなく様々の層準に断続して分布し化石帯を斜めに切つて連続するものもある。この角礫質石灰岩は石灰岩の角礫が大きく再結晶した方解石でセメントされたもので, 角礫の周囲に赤褐色の粘土質の物質が附着しているものもある。石灰岩中の衝上断層が観察される露頭では, 衝上面に沿つて, 同様の方解石でセメントされた角礫質石灰岩が見られる。角礫に粘土物質が附着している所から見ると, 不整合により形成された角礫が後の運動の際再び圧碎され衝上面に挟まれることは十分にあり得ることであるが, 筆者はこれらの角礫質石灰岩の大部分は構造運動によつて圧碎され形成されたものと考えている。塊状石灰岩中に於ては化石帯の分布から地質構造を解析する事になる。秋吉石灰岩は NEE~SWW 乃至 NE~SW 方向に延びる略平行な軸で褶曲をくり返しているが, 一般に背斜部は多くの衝上断層群によつて切られその形態を保存していないのに対し, 向斜部は比較的よく保存され帯状に連続する。説明上, 北から江原向斜, 入見向斜, 奥河原向斜と呼ぶ。東端部では, 江原向斜の北側に背斜構造が認められ, これを猪出台背斜と呼ぶことにする。

2) 於福層群

本地域北西, 西部の於福台周辺から常森地域に分布する非石灰質岩相の古生層で, 下位より相行層, 真木層, 堤層よりなる。

a) 相行層

砂岩を主とし薄い砂質スレートが互層する。化石を含まず時代は不明であるが, 上位層の時代から推して石炭紀と考えられる。

b) 真木層

基底に粗粒砂岩, 細礫質砂岩を含み, 砂質スレートとスレート, 砂岩の互層である。産出する化石から, 下部二疊紀と考えられる。下位の相行層とは軽微は平行不整合と見られる。

c) 堤層

スレートを主とし, わずかに砂質スレートを挟む。真木層とは整合である。多くのレンズ状石灰岩を挟み, 産出する化石から中～上部二疊紀と考えられる。

於福層群は, 秋吉石灰岩と同時異相であるばかりでなく, 互に漸移するもので, 構造の面でも秋吉石灰岩と同一の軸で褶曲している。

3) 別府層群

雁飛地域から於福層群の北側に沿つて分布し, 下位より堅田層, 竜現地層, 河原上層からなる。

a) 堅田層

チャートを主とし, 下位に砂岩, 砂質スレートを含まず。産出する化石から下部二疊紀とみられる。

b) 竜現地層

チャートとスレートとの互層であるが、チャートが極めて厚く、時に複雑な層内褶曲を示すことがある。下位堅田層とは断層で接し、時代は中部二疊紀である。

c) 河原上層

下位層に整合に重なり、砂岩を主とし、チャート、スレートを挟む。産出する化石から中～上部二疊紀と見られる。

別府層群は於福層群と衝上断層群によつて接し、後者が前者に衝上している。

4) 太田層群

秋吉石灰岩、於福層群の南側に分布し、鷲ノ巣～伊佐断層によつて境されている。下位より二神層、八重ヶ原層からなる。

a) 二神層

本地域の南縁部に分布し、チャートを主とし、砂岩、スレート、レンズ状の石灰岩、シャルスタインを挟む。化石は乏しいが、石炭紀とみられる。

b) 八重ヶ原層

基底に粗粒砂岩、礫質砂岩を伴い全体に砂岩が優勢である。砂質スレートの薄層とレンズ状の石灰岩、シャルスタインを挟む。化石に乏しく、産出するのは上部二疊紀を示すもののみであるが、その層厚からみて、下部二疊までと推定される。下位の二神層の間に軽微な不整合が推定される。

5) 美禰層群

調査地域の西縁に分布し、この地域内では最下部の平原層と、それに軽微な平行不整合をもつて重なる桃ノ木層が分布する。

a) 平原層

下部に礫岩、砂岩の互層が発達し、中部では砂岩が優位となり上部では頁岩となる。岩相変化は著しく、不連続の炭層を挟在する。

b) 桃ノ木層

礫岩、砂岩、頁岩、薄炭層の頻繁な互層である。

片山勝(1938)、小林貞一(1939)、長谷晃(1947, 51)、徳山明(1958)等多くの研究者により述べられたように、中生代三疊紀 Carnian のものである*。

雁飛山々頂附近より西寺に衝上断層に挟まれて Schuppen 状に狭長な礫岩、砂岩が分布し、美禰層群のものと類似することは既に筆者(1958)が指摘したところであるが、同様の美弥層群類似層は別府層群の北側、常森地域、伊佐南方から曾原にかけて分布する。これらからは未だ時代を確定させる十分な資料は得られていないが、しばしば植物化石の破片や薄炭層を挟在する。本層群と秋吉石灰岩とは分布を異にし直接の関係は不明であるが、多くの地域で他の古生層と明瞭な衝上断層で接している。

6) 関門層群

当地域の南北両縁辺部に分布し、雑色を呈する礫岩、砂岩、頁岩の互層と凝灰岩、安山岩等の火山岩類よりなる。長谷晃(1958)によつて詳細に調査されたように下部白堊紀のものである。

* 相行、滝口に分布する角礫質石灰岩は、多くの人々により平原層基底の礫岩として扱われて来たが、筆者は後で詳述するように、これらを二疊紀堤層として扱う。

本地域では多くの場合下位の各層を不整合に覆っている。しかし伊佐南方では関門層群を切る衝上断層があり、これにより太田層群二神層のチャート、美禰層群類似層が Schuppen 状に挟み込まれている。

7) 火成岩類

この地域に分布する火成岩類は花崗閃緑岩、閃緑岩、輝緑岩、花崗斑岩、石英斑岩、玢岩に区分される。夫々分布を異にするが、直接関係のみられるものは次のようになる。

- a) 輝緑岩は秋吉石灰岩、太田層群を貫き花崗閃緑岩、花崗斑岩、石英斑岩に貫かれている。
- b) 閃緑岩、花崗斑岩、石英斑岩、玢岩は関門層群までの各層を貫いて、衝上運動を受けていない。
- c) 玢岩は伊佐南方で衝上面に沿って貫入している。

これらの事実から、火成岩類の侵入は、関門層群堆積後期に相前後して行われたものと考えられる。

第3章 地質各論

1 秋吉石灰岩 (Akiyoshi limestone)

A) 分布

秋吉石灰岩は山口県美禰郡美東町、秋芳町、美禰市西部に亘り延長 17 km、巾 7.5 km の秋吉台の大部分を構成する。

B) 岩相

秋吉石灰岩は大部分石灰岩よりなり、最下部に約 20 m 以下のシャールスタインを含み、種々の層準に小さなレンズ状のチャートスレーを挟在するのみである。石灰岩はほとんどが灰白～灰色で稀に暗灰色、白色を呈し、塊状無層理である。石灰岩中には一部 oolitic なものや角礫質石灰岩が分布するが、一定の層準を示すものでなく、多くは連続性に乏しい。分布地域の西端部於福合に於ては、石灰岩の上部がしばしばスレートに漸移し、スレートの中にレンズ或は塊状の石灰岩として挟在される。

C) 層序

秋吉石灰岩はその岩相からみて、ほとんど一連のもので無層理であるため、層序関係は野外の観察のみではほとんど不可能である。従つて化石群集の詳細な研究とその分帯が、層序関係の決定と石灰岩の地質構造を解析する鍵となる。従来の研究者達はこの点で大きな努力を払い化石帯の細分化につとめてきた。しかし秋吉石灰岩は小褶曲による化石帯のくり返しと衝上断層による破碎により、極めて複雑な構造をとつているため、化石の生存期間を十分に検討することが不可能である。筆者はかゝる地域では化石帯の細分よりも、採集地点をより密にする方が構造解析には有効であると考えた。鳥山 (1954) は台地上や周縁部の急斜面に沿つて多くの層序断面 (Section) を設定したが、これは石灰岩が略水平な構造をもち、その間に断層がないと想定しての調査であつた。筆者は層序断面の間隔を密にするとともに化石帯の傾斜を判断するために斜面に沿つて三本以上の層序断面を作り、同時に角礫質石灰岩によつて示される断層関係にも注意をはらつた。

筆者はフズリナのみでなく種々の層準よりサンゴも多数採集した。その中には化石帯として極め

て有効なものが含まれるが、古生物学的な検討が完了していないので改めて報告する。

秋吉石灰岩はフズリナにより次の第7表に示すような化石帯に分けるのが適当と考える。その中、下部二畳系の *Pseudoschwagerina zone* はさらに二つの subzone に分けられる。

第7表 筆者による秋吉石灰岩の分帯

<i>Yabeina zone</i>	P _{IV}
<i>Neoschwagerina zone</i>	P _{III}
<i>Parafusulina zone</i>	P _{II}
<i>Pseudoschwagerina zone</i>	{ <i>Pseudoschwagerina-Pseudofusulina</i> <i>vulgaris</i> subzone
<i>Fusulinella-Fusulina zone</i>	C _{IV}
<i>Profusulinella zone</i>	C _{III}
<i>Millerella zone</i>	C _{II}
<i>Endothyra zone</i>	C _I

以下各帯について説明する。

a) *Endothyra* 帯 C_I

i) 過去の研究

秋吉石灰岩の最下部は、小沢 (1923) が C₁: *Lonsdaleia Zone* とし、それを二分し下部を C₁ⁱ: *Nagatophyllum satoi* subzone としたものである。湊 (1949, 1952, 1957) はこれを *Nagatophyllum Zone* として長門階を提唱した。また長谷川 (1958) は *Nagatophyllum satoi* には *Millerella* 等の Fusulinid を伴わないと主張した。鳥山は秋吉石灰岩の最下部を *Millerella* sp. α帯: C₁ としたが *Nagatophyllum Zone* との層位的関係は明にしていない。

ii) 本帯設定の理由と岩質

秋吉石灰岩の最下部には、層厚約 20 m 以下のシャールスタインがあり、これと interfinger して暗灰色乃至灰色の oolitic な石灰岩がある。この岩質は上部に漸移するが、本帯の石灰岩には *Millerella*, *Paramillerella* 等の *Millerella Zone* を特徴づける Fusulinid を含まず *Endothyra*, *Plectogyra* 等の小型有孔虫のみからなる。また、Coral でも、湊 (1957) が挙げる *Nagatophyllum Zone* の特徴種 *Nagatophyllum satoi* OZAWA, *Lonsdaleoides enormis* (OZAWA), *Clisaxophyllum awa* MINATO, *Lonsdaleoides toriyamai* MINATO, *Amygdalophyllum naosoidea* MINATO 等は本帯より上位から産し *Millerella* を伴うことが確かめられた。C_I 帯より産する特徴種は *Clisio-phyllum okuboense* n. sp. (MS), *Meniscophyllum longiseptata* MINATO 等である。

このように *Millerella* を含まず *Endothyra*, *Plectogyra* からなる *Millerella zone* より下位の層準として *Endothyra zone* を区分した。

iii) 分布と標式地

C_I 帯は美東町鷺ノ巣より美禰市正法寺まで秋吉石灰岩の南縁に沿って NEE-SWW 方向に細長く分布する。その最も巾広く分布するのは大久保附近で 300 m に亘る。標式的にみられるのは平原～大久保内の林道に沿う露頭である。

iv) 化石

C_I 帯より産出する化石の主要なものは次のようなものである。

Endothyra cfr. *symmetrica* E. J. ZELLER

E. *spiroides* E. J. ZELLER

E. spp.

Plectogyra spp.

Meniscophyllum longiseptata MINATO

Clisiophyllum okuboense MURATA, n. sp. (MS)

V) 地質時代

CI帯は *Millerella* を含まず *Millerella* zone ; CII帯より下位にある所から THOMPSON (1948) の Zone of *Millerella* より下位である。E. J. ZELLER (1957) は Mississippi valley で Mississippi system を小型有孔虫で分帯した。それによると、*Endothyra symmetrica* を特徴種とする化石帯は Meramecian 上部であり、これを *E. symmetrica* Zone としている。一方 ソビエトでも Viséan の下部は *Millerella* を含まず *Endothyra*, *Plectogyra* 等の小型有孔虫群が知られている。沖村 (1958) は阿哲台の石灰岩の下部を *Endothyra*, *Plectogyra*, *Granulifera* 等の小型有孔虫で分帯したが、筆者の CI帯は阿哲台の *Endothyra symmetrica* zone と *E. spiroides* zone の一部に対比される。

これらのことから筆者は CI帯を Viséan 下部、アメリカの Chesterian 下部と Meramecian に亘るものとして考える。

vi) 地質構造

CI帯の南側は鳶ノ巣伊佐断層によつて切られる。断層に接して最下部のシャルスタインが露出し、 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ SSE に傾いている。一方本帯の北側は $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ の緩傾斜で北に傾き秋吉台の下に延びている。この傾斜の変化は単なる背斜構造か南から衝上された結果の「まくれより、構造かは断定が困難であるが、シャルスタインが南側のみに限られて分布する点、及び上位の石灰岩の構造から見て一度背斜構造を作つたものがその軸附近に出来た衝上断層により更に転倒されたものと解釈するのが適当と思われる。

b) *Millerella* 帯 CII

i) 過去の研究

秋吉石灰岩から *Millerella* が報告されたのは最近である。鳥山 (1957) は従来 *Profusulinella beppensis* 帯を秋吉石灰岩の最下部の化石帯としていたが、於福台江原の東方「うずら、採石場、秋芳洞東側から *Millerella* を産することを指摘し、これを *Millerella* sp. a 帯とした。

ii) 本帯設定の理由

CII帯は CI帯に見られなかつた *Millerella*, *Paramillerella*, *Staffella* 等の Fusulinids を含む点で CI帯と区別され CI帯の上位にある。また Coral でも *Nagatophyllum satoi*, *Lonsdaleoides enormis*, *L. toriyamai*, *Clisaxophyllum awa*, *Amigdalophyllum naosoidea*, *Stylidophyllum* sp. 等、豊富な動物群を含んでいる。従つてこの部分を分け *Millerella* zone として扱つた。

iii) 分布と標式地

CII帯は極めて広い地域に分布する。秋吉台、於福台の南斜面に沿つて CI帯の北側に絵堂東方から伊佐丸山まで、鏝市～松原附近、佐山～横野附近、猪出台背斜の軸部と秋吉台の東、南縁を取巻いて広く分布する。また於福台、秋吉台上では江原向斜、入見向斜、奥河原向斜に挟まれた破碎された背斜の軸部に沿つて分布する。CII帯が標式的に見られるのは秋芳洞東側の広谷～秋吉台展望台間の観光道路に沿う露頭である。

iv) 岩質

CII帯は大部分が灰～灰白色石灰岩であるが、秋吉台南斜面では下部にやゝ暗灰色の石灰岩がみられる。猪出台背斜、芝尾東方約 350 m の地点 (Loc. 5013) 江原南東では極めて薄いチャートを挟在することがある。全体に oolitic な部分が多い。

v) 化石

CII 帯の下半部は *Millerella komatui* IGō, *M. uzurensis* MURATA, n. sp. (MS) を特徴種とし *M. cfr. marblensis* THOMPSON は本帯の中部以上で多産する。*Paramillerella* sp. A, *Staffella aka-goensis* TORIYAMA 等も上部に多いようである。

Fusulinids の他本帯からは Corals, Brachiopods, Bryozoa 等の化石を多産する。

vi) 地 質 時 代

本邦では近年各地から *Millerella* が報告されるようになった。北上山地の鬼丸層、長岩層下部、新潟県青海石灰岩、飛弾山地の福地、阿哲台、九州の球磨川流域等々で次々と発見されてきた。秋吉石灰岩の CII 帯では上下多くの層準から *Millerella* を産しその中 *Millerella komatui* IGō は福地から記載されたものであり *Millerella marblensis* THOMPSON は北アメリカ Texas の Marble Falls limestone から記載されたものである。従つて THOMPSON (1948) の Zone of *Millerella* に相当し北アメリカの Chesterian 上部から Morrowan, ヨーロッパの Viséan の上部と Bashkirian に相当すると思われる。

vii) 地 質 構 造

CII 帯の分布は秋吉石灰岩の褶曲構造をよく表現している。秋吉台北東部の猪出合から西方大正洞北部にかけて CII 帯が背斜構造を作っている。(猪出合背斜) この背斜軸は西側にゆるく沈降し河原谷では上部の化石帯しか露出しないが芝尾東方で再び極めて小範囲に露出する。また背斜軸面は 70° ぐらいの角度で南に傾く顛倒背斜構造になつている。猪出合背斜の南翼は佐山から立石を経て横野まで緩く西に傾いた向斜構造を作っている。向斜の南側は、東部では多数の衝上断層群に寸断され、更に石英斑岩の貫入により十分な帯状分布を示さないが西方には長者ヶ森附近から 334m 高地(笠木山)北方を経て鳴滝附近まで秋吉合を NEE-SWW 方向に横断して分布する。これは背斜の軸部が衝上断層群により切られ Schuppen 状に寸断されたものとみられる。於福台北東部(江原東部)では CII 帯が合地上に広い範囲に亘つて略水平に分布する。しかもここでは層位的に上位の CIII, C_{IV}, P_{I-1} の各帯が逆の順で重なり従来の逆転構造の根拠とされた地域である。これは江東東方約 1 km, 300 m 標高線附近に分布するシャルスタイン, チャートを薄く挟む部分を軸とする背斜の北翼が略水平に近い低角度にまで顛倒し更に衝上断層により北側に衝上したものと解釈される。つまり、この地域では江原附近を軸とする向斜の南側の翼が逆転し更に衝上しているのであろう。この江原向斜の東への延長は先に述べた佐山~横野の向斜に連続するものである。江原向斜の南側の背斜部は江原~入見間では江原の南約 400 m (Loc. 2507) 附近にみられ東に延び細小野北西に達する。入見向斜の南側では雨乞山北北西約 700 m (Loc. 4309) に見られ東に延びて 421.6 高地(つぐねの頭)を経て細小野南方約 500 m (Loc. 6215) に至る。こゝでも江原向斜と同様 40° 以下の顛倒褶曲と北側への衝上構造を示している。入見向斜の秋吉合への延長は、褶曲軸が西に沈降しているため東方では北側の江原向斜と接近し、更に衝上断層による破碎が著しいため、その構造を十分に残さず向斜部全体が Schuppen 状に薄く切断されその破碎帯の南縁に沿つて CII 帯が断続するに過ぎない。一方、奥河原向斜の南側の CII 帯は、絵堂東部より秋吉合於福台の南斜面に沿つて NEE-SWW 方向に帯状に分布し丸山に至つている。 45° 以下の緩傾斜で NNW に傾き下位の CI 帯を軸とする背斜の北翼を構成している。

c) *Profusulinella* 帯 CIII

i) 過 去 の 研 究

鳥山 (1954, 1957, 1958) は本邦ではじめて秋吉石灰岩に *Profusulinella* 帯を確認し最初 (1954) 秋吉石灰岩の最下部の化石帯として扱つた。後にその下部に *Millerella* sp. a 帯を区分し今日に至つた。

ii) 本帯設定の理由

秋吉石灰岩中の C_{III} 帯は、他の化石帯に比較し極めて薄い。しかし下位の C_{II} 帯に見られなかった *Pseudostaffella*, *Profusulinella* 等の Fusulininae が特徴的に見られる。また上位の C_{IV} 帯に見られる *Fusulinella* の如く *diaphanotheca* の明瞭な Fusulininae を含まない。かゝる原始的な Fusulininae のみの層準として本帯を区分した。

iii) 岩質・分布及び標式地

C_{III} 帯の石灰岩は灰白～白色を呈し岩質は他の層準と同一である。部分的には oolitic 乃至 pisolitic な石灰岩がある。

本帯は極めて薄い(標式地では 35 m)が、C_{II} 帯の分布に伴って細長く連続し構造解析には良い鍵層となる。秋吉台東北の猪出台で C_{II} 帯の北側に略 NEE～SWW 方向に分布し猪出台背斜の両翼に沿って連続する。その南側は佐山南西から小川まで C_{II} 帯の西側に重なり C_{II} 帯とともに江原向斜の東端を形成している。これは更に殖山から長者ヶ森北側を経て鳴滝東方まで C_{II} 帯の北側に沿って分布する。於福台では北東端の江良北東部 (Loc. 1610, 1611) と江原東部の江原向斜逆転部に見掛け上 C_{II} 帯の下面に沿って斜面の中腹に分布する。入見向斜では C_{III} 帯は狭長な分布を示し、秋吉台でも C_{II} 帯の背斜軸に沿って常にその上位(層位的に)に伴って C_{II}, C_{IV} 帯に挟まれて分布し長者ヶ森の南側に至っている。奥河原向斜南翼に分布する C_{III} 帯は火成岩類の貫入に伴う変成作用により東部では明でないが鳶ノ巣北西約 1 km の Loc. 2902 からは NEE～SWW 方向に C_{II} 帯に沿って伊佐丸山まで連続する。また他の分布から離れて中ノ台北部迫北北東では山頂部に分布する。

C_{III} 帯の層序が標式的に見られるのは秋芳洞北方の観光道路に沿う露頭である。またこれと同様猪出台北西斜面でも連続的に観察される。

iv) 化石

C_{III} 帯から産する Fusulinids の中主要なものは次のようなものである。

Profusulinella beppensis TORIYAMA

P. sp.

Pseudostaffella cfr. *needhami* THOMPSON

P. *kanumai* var. *pauciseptata* IGŌ

P. sp. A

P. sp. B

Akiyoshiella ozawai TORIYAMA

これらに伴って次のものを産する。

Millerella cfr. *marblensis* THOMPSON

M. sp.

Staffella akagoensis TORIYAMA

Nankinella ? sp.

Eoschubertella obscura (LEE and CHEN)

E. sp.

鳥山 (1957, 1958) が指摘するように *Profusulinella beppensis* は猪郷 (1956) が福地から記載した *Profusulinella fukujiensis* と極めて近縁のものであり、これと共存する *Pseudostaffella kanumai* var. *pauciseptata* IGŌ が秋吉からも見出されたことは両者の対比の上で重要なことである。*Pseudostaffella* cfr. *needhami* THOMPSON は、THOMPSON (1942) が New Mexico の Mud Springs Mountains の Cuchillo Negro formation から記載したものと略同定出来るものであるが多少小型である。

鳥山 (1953) 石井 (1958) が指摘するように *Fusulina* の極めて原始的な type とみられる

Akiyoshiella ozawai TORIYAMA が *Profusulinella*, *Pseudostaffella* に伴つて C_{III} 帯の最上部の層準より出現することはその系統発生の上で極めて重要である。筆者の採集した資料では、この種は更に上位の層準まで延び *Fusulinella simplicata* TORIYAMA と共存する。

v) 地質時代

Profusulinella は北アメリカでは Atokan series の下部に多く、THOMPSON (1948) はこれを Zone of *Profusulinella* とした。またソビエトでは Ural および Samara Bend の Moscovian 下部に多く産する。*Pseudostaffella needhami* はアメリカでは *Fusulinella* Zone から産出しているが、秋吉石灰岩では *Profusulinella beppensis*, *Pseudostaffella kanumai* var *pauciseptata* と共存している。また秋吉では更に上位の層準まで生存することを確かめた。従つて、本帯は Moscovian 下部, Atokan series の Zone of *Profusulinella* と或いは Zone of *Fusulinella* の下部に幾分入るかもしれない。

vi) 地質構造

分布で述べたように下位の C_{II} 帯の地質構造とよく一致して秋吉石灰岩の褶曲、衝上構造を表している。迫北北西の山頂部 (Loc. 912) は猪出合背斜が芝尾附近から北に彎曲しその軸に当るものと解釈される。

d) *Fusulinella*-*Fusulina* 帯 C_{IV}

i) 過去の研究

小沢 (1923), 半沢 (1941), 鳥山 (1954), 長谷川 (1958) によつて夫々 *Fusulinella bocki* 帯, Lower Zone, *Fusulinella biconica* 帯, *Fusulinella biconica*-*Clisaxophyllum ofukuense* 帯とされたものに相当する。

ii) 本帯設定の理由

C_{IV} 帯は C_{III} 帯以下の層準に見られなかつた *Fusulinella* を産し、また上部には *Fusulina* とともに *Beedina akiyoshiensis* (TORIYAMA) を産する。C_{IV} 帯は C_{III} 帯の上位にあり動物群からも下位のものとは全く異なる。また上位の P_I 帯とは同様に区分され、C_{IV} 帯の主要化石は P_I 帯までは生存していない。筆者はこの部分を *Fusulinella* と上部から産出する *Fusulina* を用いて *Fusulinella*-*Fusulina* zone とした。

iii) 分布と標式地

C_{IV} 帯は地質図に示すように極めて広い範囲に亘つて分布する。猪出合背斜の北翼は猪出台北部から銚峠を経て山領、殿河内南西 (Loc. 901~903) まで分布する。また南翼は大正洞附近から西に延び芝尾を経て中の合北部に達する更にこの南翼は真名岳北麓から小川、植山に至り江原向斜に沿つて分布し、長者ヶ森北方約 500 m にある高地 (北山) を経て黒岩南東部で広い分布を示し西に延び鳴滝南部に達する。於福台東部では、江良附近から江原向斜逆転部に従つて C_{III} 帯の見掛上、下位に分布する。また江原東方約 600 m (Loc. 702) 附近に小さな範囲で露出する。更に江原北西の 409.4 m 高地の西側 (Loc. 4106, 4107) 附近にも侵蝕遺物として小範囲に分布する。入見向斜の北側の部分は江原東方約 2 km (Loc. 6707-6708) 附近で比較的狭く分布するのが確かめられ、南翼は逆転衝上して重安西側 253 m 高地 (小野田セメント重安採石場) の最高部から里山瀬北東、入見にかけて分布する。また入見向斜の東への延長は、秋吉合の略中央を NEE-SWW 方向に狭長く断続し向斜の軸部に沿つて分布する。

奥河原向斜の北翼は入見東部の於福台上に巾広く分布するが、西方になるに従つて傾斜が急となるため分布する中は狭くなる。秋吉合では呼岩東岸から 625.5 m 高地 (竜護峯) の北側を経て 334 m 高地 (笠木山) の南側に延び破碎帯の中に断続して分布する。同向斜の南翼は長登り東北約 1 km (Loc. 7501) 附近と秋吉台南斜面 321 m 高地 (南山) 附近から SWW 方向に延び伊佐町北

東部にかけて帯状に分布する。

C_{IV} 帯が標式的に発達するのは 321 m 高地 (南山) 附近である。

iv) 岩 質

C_{IV} 帯を構成するのは大部分灰～灰白色石灰岩であるが、種畜場北部、河原西部、中ノ台北部等では本帯中に薄いチャート又はスレートを挟在する。

v) 化 石

C_{IV} 帯に含まれる Fusulinids の中主要なものは次の如きものである。

- Fusulinella simplicata* TORIYAMA
F. biconica (HAYASAKA)
F. itoi OZAWA
F. cfr. bocki MÖLLER
F. cfr. pseudobocki (LEE and CHEN)
F. subspherica TORIYAMA
F. jamesensis THOMPSON, PITRAT, and SANDERSON
F. hanzawai IGŌ
F. yabei MURATA, n. sp (MS)
Beedina akiyoshiensis (TORIYAMA)
Fusulina regularis ISHII
Wedekindellina cfr. matura THOMPSON

Fusulinella simplicata TORIYAMA は C_{IV} 帯全域に亘り広い分布を示すが一般に本帯下部に多く中部以上では少くなる。これに対し、*F. simplicata* と近縁とみられる *F. jamesensis* は中部に多く *F. biconica* は中部より上部にかけて多い。また *F. itoi* は上部では主要な特徴種となってくる。C_{IV} 帯の最上部は、*F. itoi* に伴つて *F. yabei*, *Beedina akiyoshiensis*, *Fusulina regularis*, *Wedekindellina cfr. matura* を産する。何れも産出地域は限られているが、*F. biconica* の密集帯よりも更に上位で、上位の P_I 帯に接近した部分である。*F. yabei* は黄竜石灰岩から記載された *F. chuanshanensis* (LEE et CHEN) と極めて近縁のもので原記載のものは *Fusulina quasicylindrica* に伴つて産出している。*Fusulina regularis* は石井 (1958) により四国黒瀬川構造帯の板取川層 It₂ の層準から記載されたもので *Fusulina cylindrica* に伴つて産する。*Wedekindellina matura* は北アメリカ Utah 州の Lower Youghall formation から記載されたものである。*Beedina akiyoshiensis* は鳥山 (1954, 1957, 1958) により秋吉石灰岩から記載され、当初 *Fusulinella* として扱われたが、後に *Fusulina akiyoshiensis* TORIYAMA として記載されたものである。石井 (1958 b) は *Fusulina* の系統発生とその層位的位置について次のことを指摘した。要約すると、

- 1) *Fusulina* の genotype *Fusulina cylindrica* FISCHER DE WALDHEIM を含む *F. quasicylindrica* 等の Eurasia 地域に出るものと、北アメリカの *Fusulina girtyi* DUNBAR and CONDRA を初めとする type とは系統発生を異にする。前者は、*Akiyoshiella ozawai* TORIYAMA 等のものを祖先系とし *Profusulinella* から分れたもので、後者は *Fusulinella* から分れたものである。従つてこれを分け、後者を GALLOWAY (1933) が提唱した如く *Beedina* と呼ぶ。
- 2) 従来北アメリカ Illinois の Pennsylvanian で立てられた分帯の Zone of *Fusulina* を Zone of *Beedina* と改めた方が良い。
- 3) Eurasia type の *Fusulina* は多くは *Fusulinella* の上位にあるが、*Akiyoshiella* のように下位から出るものもあり化石帯を分けるものとしては適当でない。
- 4) *Akiyoshiella* はその特徴とする性質が既に THOMPSON 等によつて述べられているように

Fusulina と類似している。従つて subgenus として扱う。

秋吉台の本帯から産する *Fusulina akiyoshiensis* TORIYAMA はその構造から明に *F. girtyi* type のものであり *Fusulinella* から発達したものであることは間違いない。それで筆者は *Beedina* として扱つた。

vi) 地 質 時 代

Fusulinella は Eurasia 地域では Moscovian に広く分布し、東亜では南滿、華北の太原統華南の黄竜石灰岩の下部に知られ日本でも北上山地以外の多くの地域から産出が報告されている。北アメリカでは Atokan series から Desmoinesian の下部にまで知られている。また北アメリカでは Desmoinesian の下部から所謂 *Fusulina* が *Wedekindellina* とともに産出する。従つて秋吉台の C_{IV} 帯は Moscovian の中部、北アメリカの Atokan の上部と Desmoinesian の下部を含むものとする。

vii) 地 質 構 造

C_{IV} 帯の分布によつて示される地質構造は、C_{III} 帯以下の分布とよく一致して秋吉石灰岩の褶曲衝上構造を示している。

e) *Pseudoschwagerina* 帯 P_I

i) 過 去 の 研 究

小沢 (1923) は *Pseudoschwagerina* zone を二分し、*Pseudoschwagerina muongthensis* subzone : C₃ と *Pseudoschwagerina meranginensis* (小沢の *Schwagerina princeps*) subzone C₂ とした。半沢 (1941) は Middle Zone として *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Schwagerina*, *Quasifusulina*, *Triticites* によつて特徴づけられるとした。鳥山 (1954) は *Pseudoschwagerina* zone を二分し *Triticites simplex* subzone : P_{1a} と *Pseudofusulina vulgaris* subzone : P_{1b} に区分した。長谷川 (1958) は *Pseudoschwagerina*-*Pseudofusulina* zone としこれを二分し、下位を *Triticites simplex* subzone 上位を *Pseudofusulina Vulgaris*-*Pseudofusulina krafftii* subzone とした。

ii) 本帯設定とその細分の理由

本帯は下位 C_{IV} 帯との間に著しい動物群の変化が見られる。Schwagerininae が出現することと *Fusulinella*, *Fusulina*, *Beedina* が見られなくなる点である。この点で下位の化石帯からは明に区分される。また後に述べるように本帯に産するものは、*Triticites*, *Pseudoschwagerina* と *Pseudofusulina* の原始的なもので下部二疊系を示すものに限られる。従つて上位化石帯とも区分出来る。この部分を *Pseudoschwagerina* zone とする。

筆者は更に P_I 帯を二分するのが適當と考える。何故なら、本帯の下半部は豊富な *Triticites* 化石群集からなつている。この部分には、*Quasifusulina longissima* (MÖLLER) と、*Triticites* と *Schwagerina* の中間型を示す *Schwagerina satoi* (OZAWA) がわずかに含まれるのみで他の Schwagerininae を含まない。これを *Triticites simplex* subzone : P_{I-1} とする。鳥山 (1954) は *Pseudoschwagerina muongthensis* (DEPRAT) までを含めたが、*Pseudoschwagerina muongthensis* は *Pseudoschwagerina meranginensis* THOMPSON と共に *Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN) と共存することが確かめられたからこれを除いた。P_I 帯の上半部は *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Pseudoschwagerina vulgaris* 等大型の Schwagerininae を特徴的に含む。これを P_{I-2} 亜帯とした。勿論 P_{I-2} 亜帯にも *Triticites* は存在するが P_{I-1} 亜帯に限られるものも 2, 3 種存在する。

iii) 分布と標式地

P_I 帯では一部を除きほとんど全域に亘つて P_{I-1} 亜帯, P_{I-2} 亜帯が常に伴つて分布する。従つて P_{I-1} 亜帯, P_{I-2} 亜帯を区分せずに説明する。

猪出台背斜の北部では P_I 帯の分布は極めて小範囲に限られる。猪出台北部中河内東方約 500m 附近に関門層群に不整合に覆われて P_{I-1} 亜帯がわずかの地域に分布するのみである。猪出台背斜の南翼に沿つては真名ヶ岳北斜面から南河内、殿河内南部、迫、鍛冶屋を経て中の台北部の秀折まで南北性断層により多少南北にずれながら連続して分布する。これは東端では C_{IV} 帯に沿つて植山北乃至西側まで丁度「帰り水」を中心として半同心円状の向斜構造に沿つて分布する。この江原向斜の南翼は断面図 A-A', B-B' に示すように「帰り水」の南側から真名ヶ岳及びその西側の 394.5m 高地を経て黒岩南部に巾広い分布を示し、小野南部まで連続する。更にその延長は中ノ台の中腹から北部の台上にかけて分布する。於福合北部では江原東部の台地の麓に沿つて P_{I-2} 亜帯が分布し、更に台地北部の門前、檜皮附近でも関門層群の下に点々と露出する。江原西方では 409.5m 高地とその北、東側に広く分布し江原東部の P_{I-1} 亜帯とともに江原向斜の逆転部を形成している。入見向斜の北翼での本帯の分布は、於福合と秋吉台西端に限られている。即ち、平野より細小野を経て江原～入見の略中間 Loc. 2508 に至り更に西に延びるものである。傾斜がかなり急で分布の中は限られている。入見向斜の南翼では、更に分布が限られ、里山瀬北部から重安に至る地域の高所と、細小野、平野南部の厚東川を挟む両岸のみで台上には余り延びていない。奥河原向斜の北翼では両乞山北方約 1 km 附近 (Loc. 4311, 4312, 4313) から奥河原北側を経て東部の台上で巾広い分布を示すが P_{I-1} 亜帯のみで P_{I-2} 亜帯は殆ど発達しない模様である。秋吉台では 425.5m 高地 (竜護峯) 北西部で南翼とともに向斜の軸部を形成し上位の P_{II} 帯をその中心にわずかに残すのみである。奥河原向斜の南翼は、於福合では南西部の伊佐から雨乞山を経て東に延び広く分布する。秋吉台でも竜護峯の南斜面で広く分布し、NEE に広く帯状に分布する。長登りの花崗斑岩、石英斑岩の貫入で直接は連続を確認出来ないが、東端は鞍掛山まで延びている。

P_I 帯は後に述べるように極めて複雑な構造をしている。従つてその層序を連続的に見られる所は殆どない。それで下位の P_{I-1} 亜帯の標式地として植山北側道路に沿う露頭を指定し、 P_{I-2} 亜帯の標式地として平野南部の厚東川に沿う林道を指定する。

iv) 岩質及び下位化石帯との累重関係

P_I 帯はほとんど全体が灰白乃至灰色の石灰岩で、雨乞山南斜面でわずかにチャート、スレートを挟む以外に他の岩相を含まない。たゞ P_I 帯の分布地域にはしばしば角礫状石灰岩が分布する。半沢 (1941) は 425.5m 高地 (竜護峯) 南東に見られる角礫状石灰岩が *Fusulinella* 等の下位の層準の化石を角礫中に含み、またここでは *Fusulinella* を含む石灰岩と *Triticites* を含む石灰岩の境をなしているところから、この角礫状石灰岩が不整合を示す可能性があることを指摘した。しかしこの角礫状石灰岩は東側では P_I 帯の中に、西側では C_{IV} 帯の中に延びて居ることが確かめられる。その他鳥山 (1957) も指定するように同様の角礫状石灰岩はほとんどすべての層準に見られる。従つてこれらの角礫状石灰岩を不整合の資料とすることは望ましくない。また鳥山 (1954, 1957) は植山附近で *Profusulinella beppensis* zone と *Triticites simplex* subzone が接することから、*Profusulinella* の層準までけずつた不整合を考えたが、植山附近は江原向斜の南翼が衝上断層によつて切られる部分で、筆者はこの両者の間に角礫状石灰岩が分布することを確かめ、断層による接触とみている。このように野外では P_I 帯の下部に不整合を示す確実な根拠は何も見出されないにもかかわらず、層位的には下位の C_{IV} 帯との間に著しい faunal break が見られる。従つて筆者はこの間を非堆積か軽微な不整合があるものと推定する。

v) 化石

e') *Triticites simplex* subzone : P_{I-1}

P_{I-1} 亜帯に産するものの中主要なものは次の通りである。

Triticites simplex (SCHELLWIEN)

T. tantula TORIYAMA

Triticites obai TORIYAMA

T. noinskyi var. *paula* TORIYAMA

<i>T. isaensis</i> TORIYAMA	<i>T. suzukii</i> (OZAWA)
<i>T. ozawai</i> TORIYAMA	<i>T. arctica</i> (SCHELLWIEN)
<i>T. michiae</i> TORIYAMA	

一般に P_{I-2} 亜帯のものより小型のものが多く、*T. ozawai*, *T. michiae*, *T. suzukii* 等は下部に特徴的で P_{I-2} 亜帯までは延びていないか、 P_{I-2} 亜帯の基底部に限られるようである。これらに *Nankinella akagoensis* TORIYAMA, *Schubertella kingi* DUNBAR and SKINNER 及び *Quasifusulina longissima* (MÖLLER) 等を伴う。他の *Triticites* の種は P_{I-1} 亜帯の上部から P_{I-2} 亜帯まで生存するもようである。*Schwagerina* と *Triticites* の中間的特徴を具える *Schwagerina satoi* (OZAWA) はまた P_{I-1} 亜帯上半部に *Triticites* に伴って産する。

e") *Pseudoschwagerina-Pseudofusulina vulgaris* subzone : P_{I-2}

この P_{I-2} 亜帯は秋吉石灰岩中で種類に於て最も多い。

その中主要なものは次のようなものである。

<i>Pseudoschwagerina muongthensis</i> (DEPRAT)
<i>P. meranginensis</i> THOMPSON
<i>Pseudofusulina vulgaris</i> (SCHELLWIEN)
<i>P. vulgaris</i> var. <i>globosa</i> (SCHELLWIEN)
<i>P. vulgaris</i> var. <i>megaspherica</i> TORIYAMA
<i>P. vulgaris</i> var. <i>watanabei</i> (OZAWA)
<i>P. globosa</i> var. <i>exilis</i> TORIYAMA
<i>P. isaensis</i> TORIYAMA
<i>P. ambigua</i> (DEPRAT)
<i>Paraschwagerina akiyoshiensis</i> TORIYAMA
<i>Schwagerina regularis</i> (SCHELLWIEN)
<i>Dunbarinella ? densa</i> TORIYAMA
<i>Triticites haydeni</i> (OZAWA)
<i>T. kawanoboriensis</i> HAJIMOTO
<i>T. kuroiwaensis</i> TORIYAMA
<i>T. arctica</i> (SCHELLWIEN)
<i>T. isaensis</i> TORIYAMA

Pseudoschwagerina meranginensis THOMPSON は小沢 (1923) が *Schwagerina princeps* としたものである。

vi) 地 質 時 代

石炭系～二疊系の境界問題は世界の古生代研究者の間で議論的となつてきた。日本でもいわゆる 'Uralian、問題として多くの研究者により検当が重ねられている。日本では最近九州の球磨川流域、飛弾山地、関東山地、青海石灰岩等から Uralian の *Triticites* 帯の存在が確かめられている。

秋吉石灰岩の P_I 帯下部すなわち P_{I-1} 亜帯は先に述べたように *Triticites* を特徴種とする化石群集である。また *T. simplex*, *T. arctica*, *T. ozawai* 等は Moscow Basin, Samara Bend で Uralian の地層からも報告され、*T. haydeni* は沿海州の Uralian から報告されている。従つて P_{I-1} 亜帯を Uralian に対比することも不可能ではない。しかし勸米良 (1952) が矢山岳石灰岩で確かめた所によると、*T. ozawai* は *Pseudoschwagerina morikawai* IGō に伴つて産し下位の *T. yayamadakensis* KANMERA で示される *Triticites* zone との間に conglomerate を挟み不整

合を推定している。また筆者は後に述べるように於福層群真木層の基底部から *T. suzukii*, *T. ozawai* を採集し、その下位の相行層との間に礫質砂岩、粗粒砂岩を挟み、軽微は不整合が推定される所から P_{I-1} 亜帯を P_{I-2} 亜帯とともに Sakmarian に対比するのが適当と考えている。従つて P_{I-1} 亜帯と C_{IV} 帯の間には野外では確認されていないが不整合を想定する。

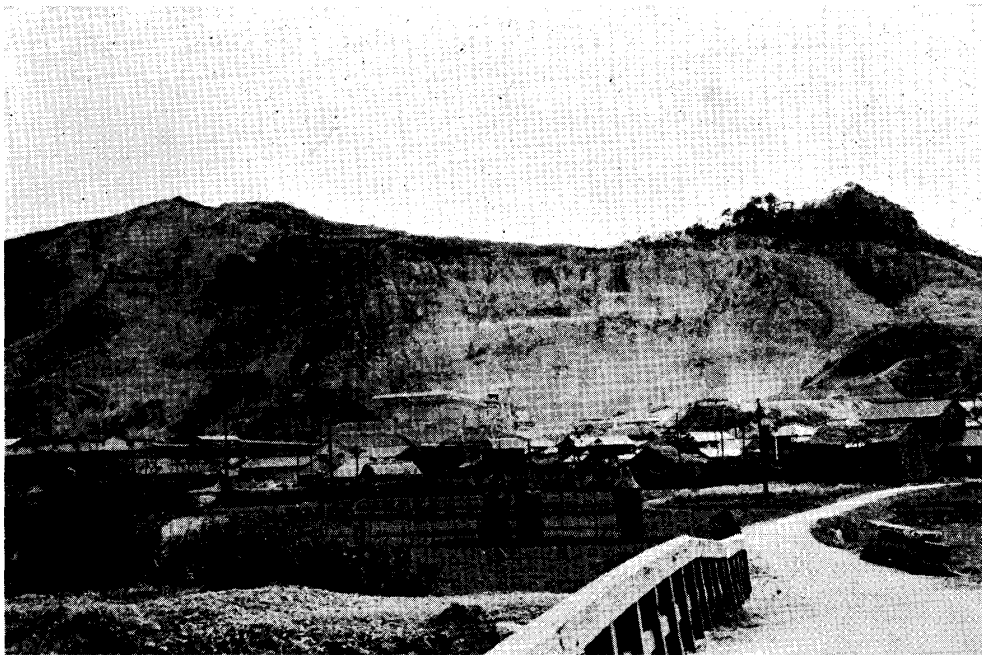
P_{I-2} 亜帯は *Pseudoschwagerina* によつて示される所から Sakmarian に対比されることは確かであろうが、その上限については多少問題がある。筆者の P_{I-2} 亜帯の上限は小沢 (1923) の C_1^3 、半沢の Middle Zone に相当すると思われるが鳥山 (1954) の *Pseudofusulina vulgaris* subzone の上限と一致するか或は *Pseudofusulina ambigua* subzone の下部を含むか明でない。それは、鳥山が *Parafusulina lutugini* (SCHELLWIEN) を *Pseudofusulina vulgaris* subzone から採集したと云う点と、*Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT) とされたものが *Schwagerina regularis* に近いものを含んでいる点で明確でないからである。

このように多少の問題はあるが、 P_I 帯を Sakmarian に相当するものとする。

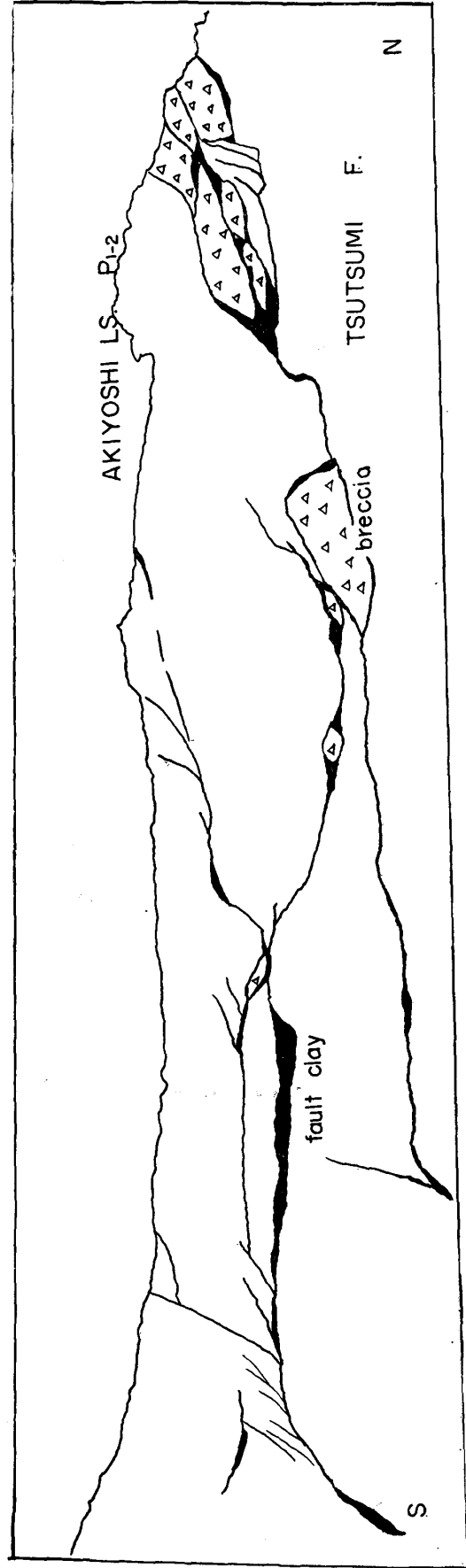
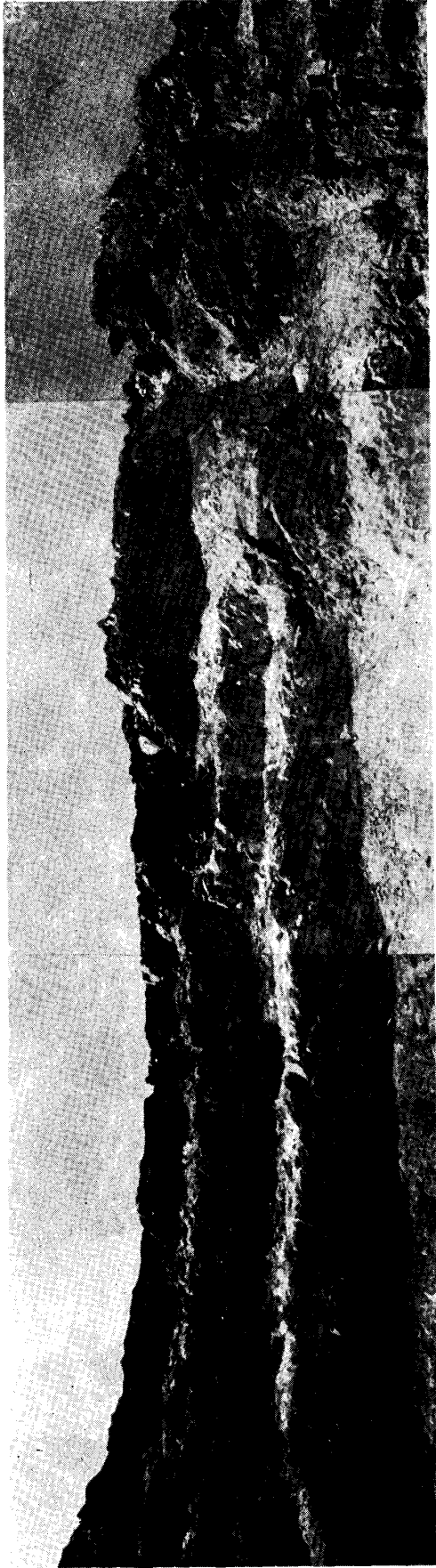
vii) 地質構造

P_{II} 帯の分布とそれの示す地質構造は、 C_{II} 帯のそれと同様秋吉石灰岩の褶曲と衝上構造の解析に重要な鍵となつてゐる。秋吉台北部にみられる P_I 帯の分布は従来大規模な横臥褶曲を推定する最大の根拠となつてきた。しかし真名ヶ岳からその西側の 393.5 m 高地にかけて分布する P_I 帯を詳細に調査した所、単なる褶曲による逆転ではないことが分つた。この附近の P_I 帯の下面は圧碎された角礫質石灰岩と 2 m 前後の厚さをもつ大きく結晶した鐘乳石状の方解石の厚層が多少厚さを変化させながら連続している。またその上に乗る本帯の石灰岩は小褶曲と小断層により極度に細断されている。これは南に傾いた軸面をもつ向斜の南翼 (逆転部) が低角度で衝上した結果とみられる。この衝上岩体は向斜軸を超えて北翼の同一層準の上にまで移動している。その為に、向斜軸の部分が衝上面下で包み込まれたような形になつてゐる。黒岩附近はこの衝上帯と下の向斜の北翼が重なり、略同一層準のものが衝上面を挟んで重なり合い複雑な化石帯の繰返しを示している。小野附近から中の台への P_I 帯の分布は、³ 帰り水、と同様の構造を示している。

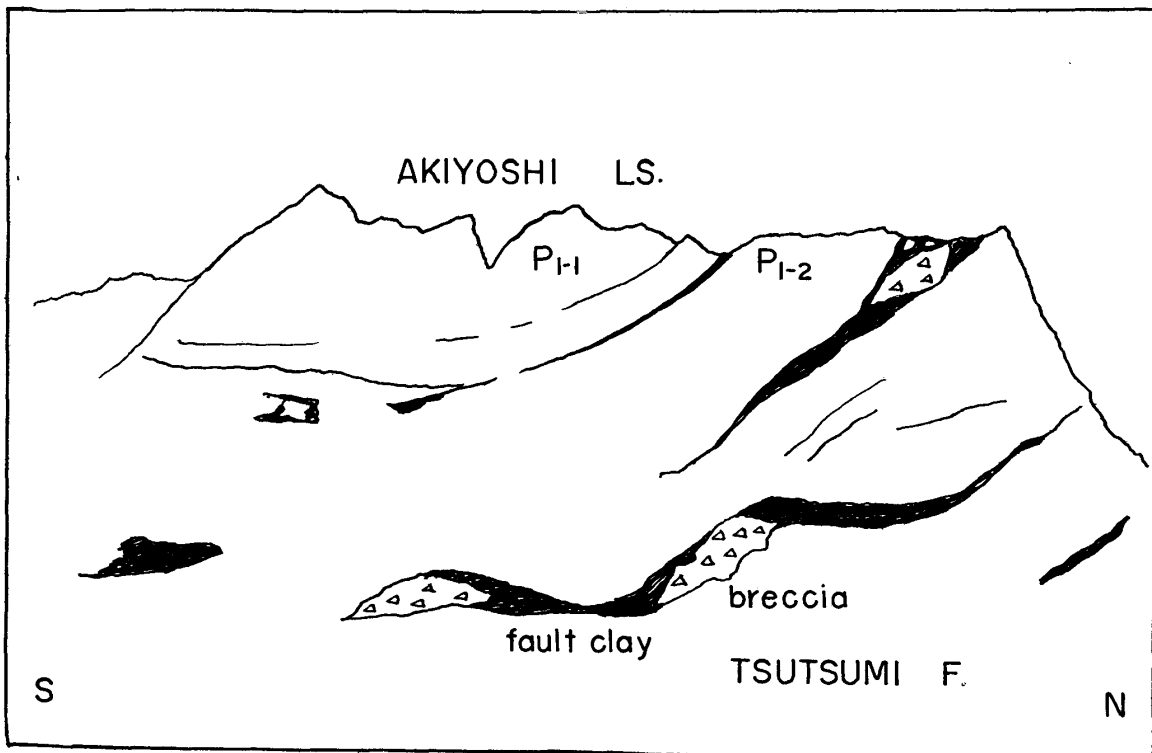
地質構造上今一つ重要な地域は重安西部の 253 m 高地に見られる衝上構造である。1958 年、筆者



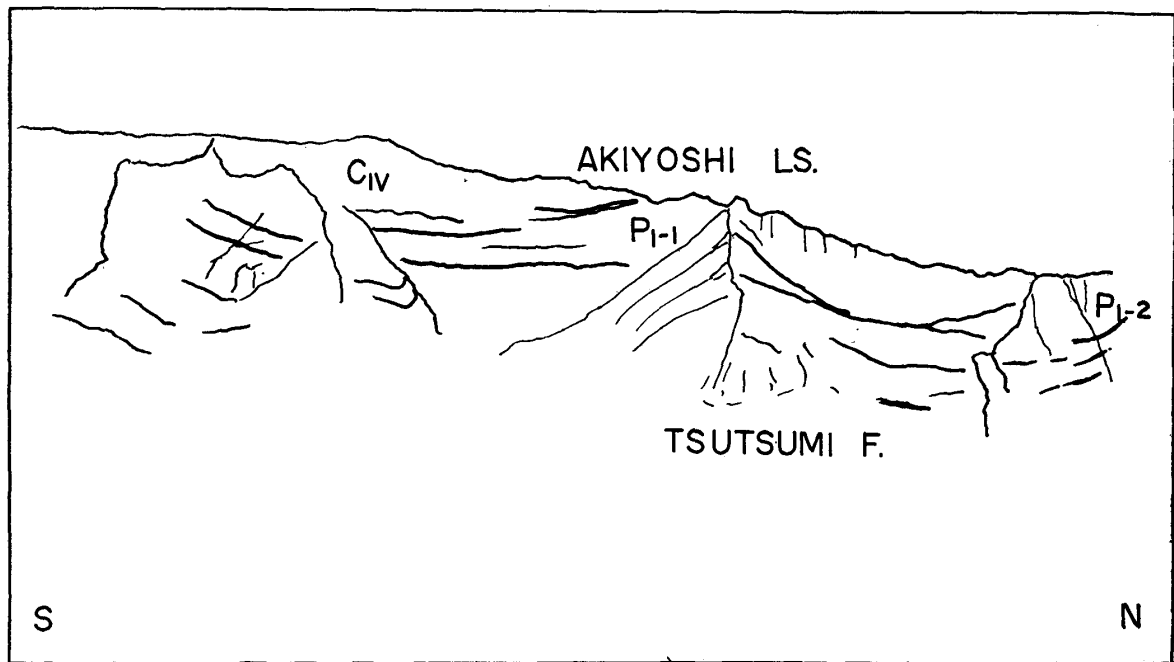
第 1 図 重安に於ける宇部ソーダ、小野田セメント採石場全景



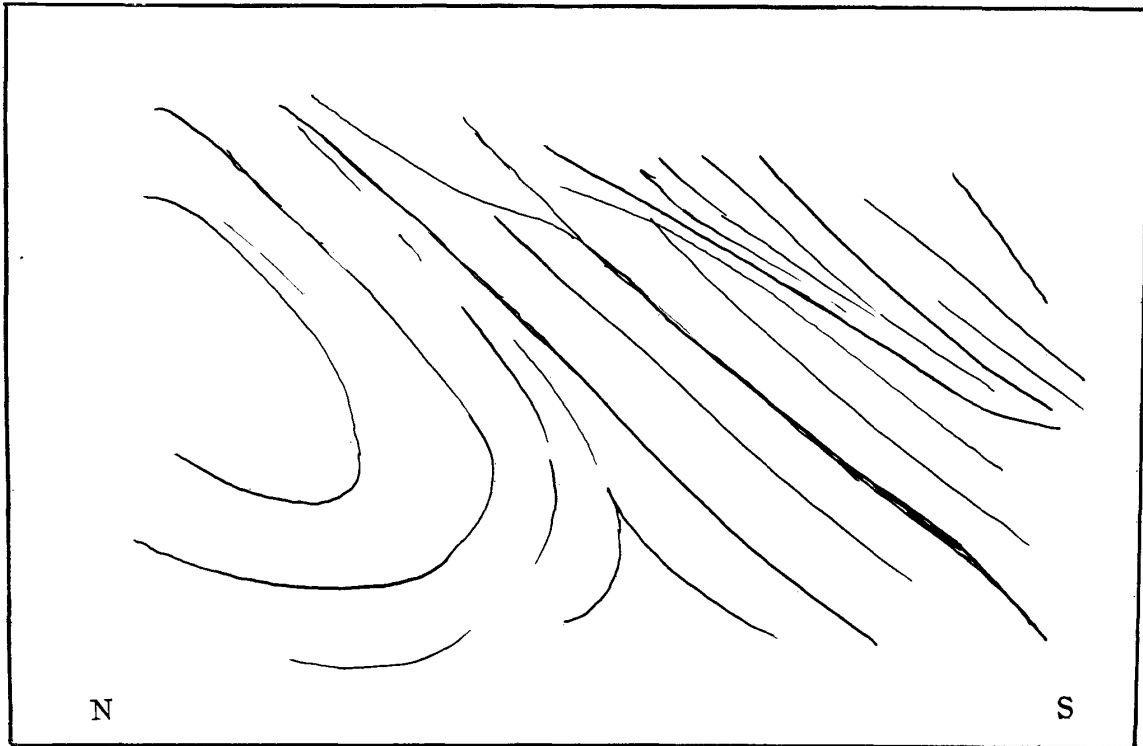
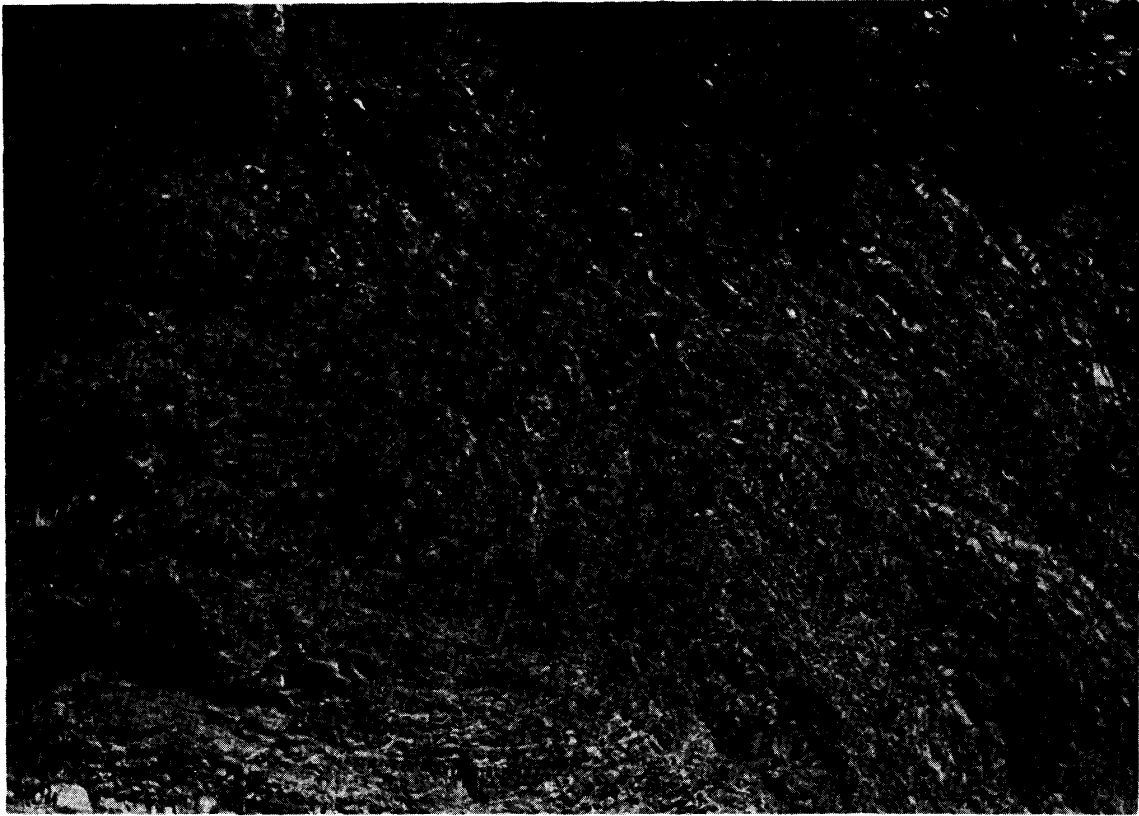
第 2 図 第 1 図の北部，字部ソード重安採石場露頭。於福層群堤層中の石灰岩上に秋吉石灰岩 P₁₋₂ 帯が衝上している。



第3図 第1図の中央部, 小野田セメント重安採石場の露頭。於福層群堤層の石灰岩上に秋吉灰岩 P₁₋₂ 帯, P₁₋₁ 帯が衝上している。



第4図 第1図の南部，小野田セメント重安採石場露頭。於福層群堤層の石灰岩スレート上に秋吉石灰岩 P₁₋₁ 帯，P₁₋₂ 帯，C_{IV} 帯が逆の順で衝上している。



第5図 重安附近で見られる於福層群堤層のスレートが秋吉石灰岩の衝上を受け小褶曲と小衝上断層により破碎されている露頭

はこの点について既に指摘したから、概況を述べるに止める。第 1, 2, 3, 4 図に示す如く、ここでは福層群堤層の *Yabeina*, *Neoschwagerina* 等を含む石灰岩及びスレート上に入見向斜の南翼逆転部が衝上している。従つて衝上面の上に *Triticites*, *Pseudoschwagerina* 等を含む P_I 帯と最高地域に C_{IV} 帯 *Fusulinella biconica* を含む石灰岩が露出する。しかも写真に示すようにその間には多数の衝上断層が見られ、全体が Schuppen 構造を示している。しかもその衝上面には断続する角礫状石灰岩と、薄い（多くは 50 cm 以下）千枚岩質スレートや断層粘土を挟むに過ぎない。完全な露頭を欠く台地上の衝上断層について重要な資料であると思う。

f) *Parafusulina* 帯 P_{II}

i) 過去の研究

小沢 (1923) は *Neoschwagerina* Zone の下部を三分し、*Parafusulina lutugini* subzone: CP_g , *Parafusulina japonica* subzone: P_1 , *Pseudofusulina ambigua* subzone P_2 とした。半沢 (1941) は Upper Zone の Lower subzone として *Parafusulina*, *Paraschwagerina* を特徴的に含む部分として区分した。鳥山 (1954, 1957, 1958) は *Parafusulina* zone を二分し下位を *Pseudofusulina ambigua* subzone: $P_{I\gamma}$, 上部を *Parafusulina kaerimizuensis* subzone: $P_{m\alpha}$ とした。長谷川 (1958) は *Parafusulina* zone を *Parafusulina kaerimizuensis* に限定した。

ii) 本帯設定の理由

本帯は *Parafusulina kaerimizuensis*, *Parafusulina edoensis*, *Parafusulina lutugini*, *Parafusulina japonica* 等の P_I 帯よりもより進化した Schwagerininae を特徴的に含む層準で上位の P_{III} 帯のように *Neoschwagerininae* を産出しない点で上下の化石帯と明瞭に区分される。*Parafusulina kaerimizuensis* は本帯の上部で密集帯を作り、野外では注意をひくが、その一部は *Neoschwagerina*, *Afghanella* と共存し、これを subzone に区分すると *Parafusulina kaerimizuensis* subzone は極めて薄いものとなり強いて細分する必要はないと思われる。

iii) 岩質・分布及び標式地

P_{II} 帯はほとんど灰～白色石灰岩よりなり上部の *Parafusulina kaerimizuensis* 密集帯は白色を呈する。於福台西部及び南西部ではしばしばスレートと漸移し、漸移する近くでは灰乃至暗灰石灰岩となる。

分布は P_I 帯に比べて極度に限られてくる。各向斜の軸に沿つて狭い範囲に分布するに過ぎない。〆帰り水、を挟んでその北側と南側に狭い分布を示す他、青景～小野間の秋吉台の北西麓、中の台の東部、細小野附近、秋吉台中央よりやゝ西に寄つた地域に夫々小さく分布し、比較的広い分布を示すのは於福台西北部から江原附近への台地斜面、奥河原東部の奥河原向斜北翼である。

P_{II} 帯が標式的に見られるのは〆帰り水、附近で逆転部ではあるが〆帰り水、の南植山に至る道路を標式地とする。

iv) 化石

P_{II} 帯に産する化石の中主要なものを挙げると次のようなものである。

- Parafusulina lutugini* (SCHELLWIEN)
- P. edoensis* (OZAWA)
- P. japonica* (GÜMBEL)
- P. kaerimizuensis* (OZAWA)
- P. gigantea* (DEPRAT)
- Schwagerina kyowaensis* (OZAWA)
- Nagatoella kobayashii* THOMPSON
- Pseudofusulina yobarensis* (OZAWA)

Pseudofusulina krafftii var. *magna* TORIYAMA

Misellina cfr. *aliciae* (DEPRAT)

これらの中 *Nagatoella kobayashii*, *Pseudofusulina krafftii* var. *magna* 等は下位の P_I 帯上部より延びるもので、また *Pseudofusulina ambigua*, *Pseudofusulina vulgaris* var. *globosa* は P_I 帯より P_{II} 帯の下部まで生存している。

v) 地質時代

北アメリカに於ては Mid Continent 地域では Leonardian と Guadalupian の下部即ち Wordian に *Parafusulina* が認められ Zone of *Parafusulina* とされている。Eurasia 地域では、*Parafusulina* は必ずしも明でなく *Pseudofusulina* とともにその層準は多少の差があるようである。日本では足尾山地に *Parafusulina* の化石群集が知られているがここでは上下の層準が明確でない。また赤坂地域では上限は明であるが下位の層準が不明である。北上山地の坂本沢層の上部には *Parafusulina* と *Pseudofusulina* の化石群集が多いがここでは *Neoschwagerina* を含まず上限が不明である。

筆者は現在の段階として P_{II} 帯を板木沢層の上部に対比するのが適当と考えている。また北アメリカの Zone of *Parafusulina* に対比し、Artinskian 全体に相当すると考えている。

g) *Neoschwagerina* 帯 P_{III}

i) 過去の研究

小沢 (1923) は *Neoschwagerina* Zone の上部を *Sumatrina annae* subzone とした。半沢 (1941) は Upper Zone の Upper subzone に *Yabeina*, *Neoschwagerina*, *Verbeekina*, *Sumatrina*, *Misellina*, *Parafusulina* によつて特徴づけられる部分と定めた。鳥山 (1954) は *Neoschwagerina* Zone を三分し下位より *Neoschwagerina craticulifera* subzone, *Verbeekina verbeeki* subzone, *Neoschwagerina douvillei* subzone とした。長谷川 (1958) は *Neoschwagerina* zone を二分し下位を *Verbeekina verbeeki* subzone, 上位を *N. craticulifera* var. *haydeni* subzone とした。

ii) 本帯設定の理由

本帯は *Neoschwagerina* によつて特徴づけられ下位の P_{II} 帯とはその点で著しく異なる。また上位化石帯のようにより進化した *Yabeina* を含まない点で区分される。筆者はこのような部分を *Neoschwagerina* Zone として一括する。鳥山 (1954) によつて三分された方法はその層位的関係は略正しいとしても、各化石帯が極めて薄くまた地域によつては中の *Verbeekina verbeeki* subzone を特長づける *Verbeekina verbeeki* を含まず *N. craticulifera* から *N. douvillei* に連続する地域もある。従つて強いて細分すれば二分して *Verbeekina verbeeki* subzone を両者に含める方が適当である。また長谷川 (1958) は「帰り水」でこの層序を立てたが「帰り水」の南が逆転構造であることに注意しなかつた為か両 subzone の位置が逆になつている。

iii) 岩質・分布・標式地

P_{III} 帯の分布は P_{II} 帯よりも一層限られる。秋吉台に於ては「帰り水」で向斜の軸を構成し、小野北方約 500 m (Loc. 5001) 附近でも向斜軸に沿つて極めて狭い範囲に露出する。何れも灰白乃至暗灰色石灰岩である。於福台西北部に分布する本帯は台の縁辺斜面に細く分布し、しばしば角礫状を呈しスレートを挟在する。入見向斜、奥河原向斜の軸として入見、奥河原の東部に細く分布する本帯も於福台の西部と同様スレートと漸移し角礫質となる。この角礫状石灰岩は先に述べた下位の層準に含まれる圧碎による角礫状石灰岩と岩質、色で著しく異なる。角礫を構成するものは石灰岩である点は類似するが基質が不純石灰岩又は石灰質頁岩で、従つて色が黒乃至暗灰色を示す。他の岩質を角礫として含まないことは同様である。この様な堆積時に形成されたと見られる角礫質石灰

岩は、上位の *Yabeina zone* には普通にみられ、非石灰質岩相の中の石灰岩はほとんど全部がこのような角礫状石灰岩である。

本帯が標式的に連続して見られる地域はない。〴〵帰り水、では上位の化石帯を欠き於福台北西部、奥河原向斜ではスレートを挟在して連続的な化石群集を確かめる事が困難である。従つて〴〵帰り水、と奥河原東北に分布する本帯を比較対比して層序を立てた。

iv) 化 石

P_{III} 帯に産出する Fusulinids の中主要なものは次の通りである。

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

N. *craticulifera* var. *haydeni* DOUTKHOVITCH and KHABAKOV

N. *douvillei* OZAWA

Afghanella schencki THOMPSON

A. *ozawai* HANZAWA

Pseudodoliolina pseudolepida (DEPRAT)

P. *ozawai* YABE and HANZAWA

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

Verbeekina akasakensis THOMPSON

Parafusulina kaerimizuensis (OZAWA)

P. *edoensis* (OZAWA)

P. *gigantea* (DEPRAT)

Nagatoella kobayashii THOMPSON

この中 *N. craticulifera* は本帯の下部に、*N. douvillei* は上部に多産する。

Verbeekina akasakensis は *Verbeekina verbeeki* よりも小型で殻壁が厚く、*V. verbeeki* の下位より産する。また本帯の最上部か *Yabeina Zone* の最下部とみられる所に *V. douvillei* が出る。これは *V. verbeeki* と酷似するが大きさが著しく大きい。

Parafusulina は下位の P_{II} 帯より延びてくるもので本帯の下部に多産する。*Afghanella* は本帯の最下部に多く、*N. craticulifera* の出現よりやや下位まで延びるようである。

v) 地 質 時 代

Neoschwagerina, *Verbeekina* を主とする化石群は、北アメリカでも Eurasia 地域と近縁のものが次第に報告されてきた。日本でも赤坂石灰岩ではこの層準がよく発達し詳細は古生物学的研究が可能である。秋吉石灰岩の P_{III} 帯は赤坂石灰岩の *Neoschwagerina zone* と略同一と見られ、Socioian から Basleoian に亘ると考える。

vi) 地 質 構 造

P_{III} 帯は先に述べたように各向斜の軸又は軸附近に分布し、以下の層準とともに秋吉石灰岩の褶曲衝上構造に参加している。〴〵帰り水、ではこの向斜軸面は南に 80° 前後傾き、本帯の下限が示す分布では北側で 70° 南側では 85° と非対称傾斜褶曲となつている。本帯の地質構造上興味ある事実は里山瀬南方の採石場で、これは奥河原向斜の南翼が逆転し衝上した部分と見られるが、その衝上断面に玢岩が貫入している。またその玢岩中には圧碎された石灰岩がとりこまれている点も観察される。

h) *Yabeina* 帯 P_{IV}

i) 過 去 の 研 究

鳥山 (1954) は秋吉石灰岩の最上部の化石帯を *Yabeina shiraiwensis* 帯とした。また *Yabeina shiraiwensis* 帯を勘米良が (1953, 1954) 球磨川流域の球磨層で提唱した *Lepidolina* 帯に対比した。

ii) 本帯設定の理由

P_{IV}帯は秋吉石灰岩の最上部（層位上）にあり Fusulinidae 中最も進化した *Yabeina* を特徴種とする。従つて下位の *Neoschwagerina* とは明に区分される。筆者はこれを *Yabeina zone* とする。

iii) 分布及び標式地

P_{IV} 帯の分布は P_{III} 帯と同様極めて限られる。秋吉台では小野北方約 500 m 附近で極めて小さく分布するのみで他の地域では知られていない。於福台では北西部の台地の斜面に沿つて江原南部まで低い部分に分布し、入見向斜の軸に沿つて東西に細長く分布するにすぎない。奥河原向斜では本帯に相当する部分は堤層のスレートに移化し、その中のレンズ状石灰岩として *Yabeina* を産するに過ぎない。従つてこの部分は、於福層群堤層として扱う。

P_{IV} 帯が標式的に分布するのは江原南西部である。

iv) 岩 質

P_{IV} 帯は多くは灰乃至暗灰色の角礫状石灰岩であるが、塊状灰色石灰岩の地域もある。またしばしばスレートに移化し、スレート中に石灰岩レンズとして挟在されることもある。角礫状石灰岩は大部分堆積時に形成されたと見られる角礫岩であるが、衝上面に沿つては圧砕による角礫質石灰岩も見られる。両者はその基質の差により区別することが可能である。

v) 化 石

P_{IV} 帯に産する Fusulinds の中主要なものは

Yabeina shiraiwensis OZAWA

Y. *yasubaensis* TORIYAMA

Y. sp.

Sumatrina annae VOLZ

S. sp.

で下部には *Neoschwagerina megaspherica*, *Verbeekina douvillei* (DEPRAT) を伴う。

vi) 地質時代及び累重関係

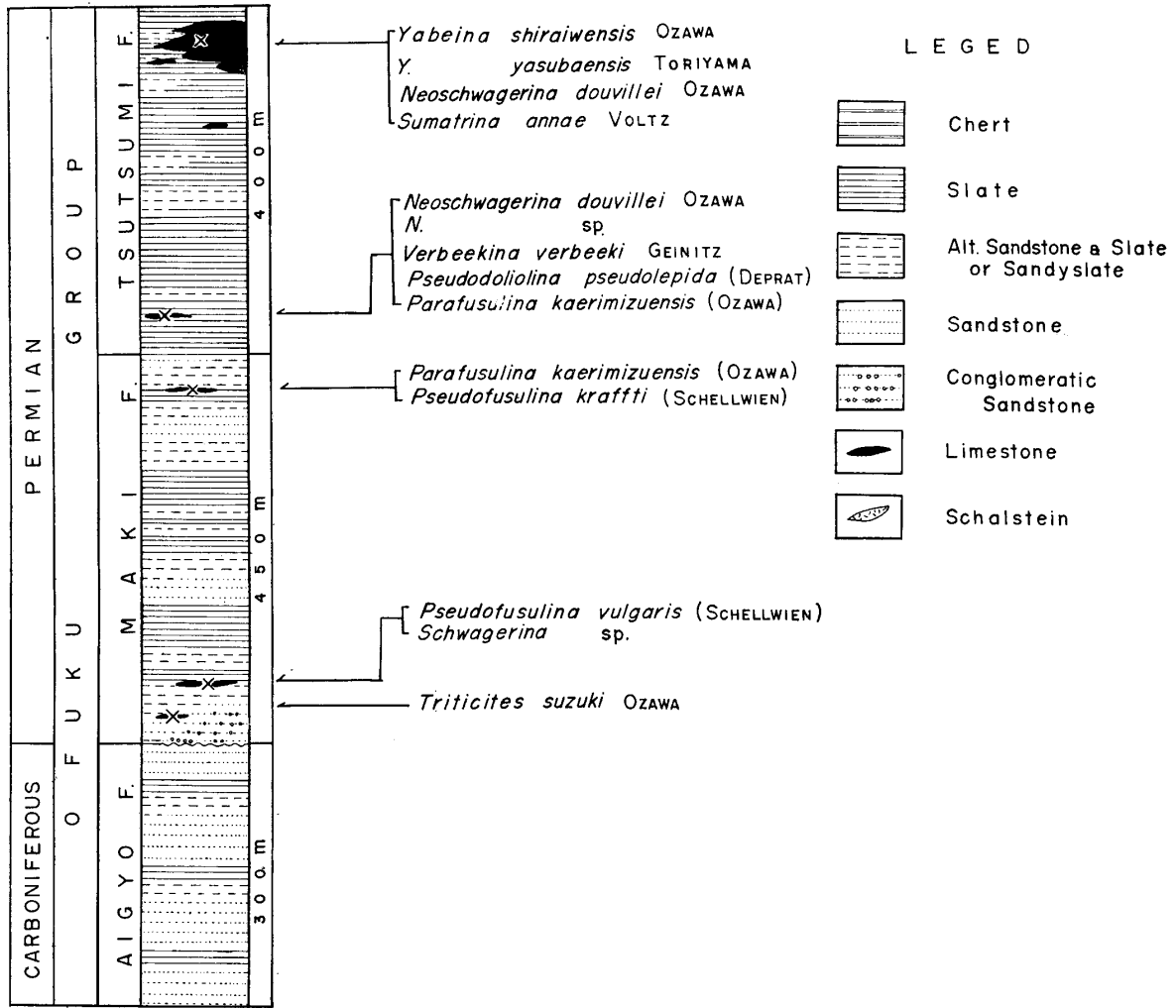
P_{IV} 帯は *Yabeina* によつて特徴づけられるところから Zone of *Yabeina* に相当することは略間違いないと思われる。勘米良 (1953, 1954) が球磨層から提唱した *Lepidolina zone* が従来赤坂石灰岩の上部で示された *Yabeina globosa zone* よりも上位のものであるか否かは議論の余地がある。現在日本で見出される資料、及び秋吉台の P_{III}, P_{IV} 帯の累重関係と赤坂のそれを比較すると、*Lepidolina zone* を *Yabeina zone* より分けて上位に置く明確な根拠は見出されない。筆者は *Yabeina zone* の中に *Lepidolina* を含めるのが適当と考えている。P_{IV} 帯は Basleoian 上部から Chideruan 下部に相当すると考える。

また P_{III} 帯と P_{IV} 帯の累重関係は構造運動史について一つの重要な点となる。日本の後期古生代の研究者の間では中後期二畳紀に構造運動が行われ、それに火成岩の迸入、変成岩の生成を伴つたと云う見方を行う人々がある。本邦の *Neoschwagerina* 石灰岩上部から *Yabeina* 石灰岩の層準にかけて、その岩質が泥質となりスレートに移化したり、角礫質石灰岩となり、花崗岩の礫を含む礫岩が多くなる傾向は全国的に見られる。秋吉では礫岩は見られないが他の傾向は同一である。然し、秋吉台では秋吉石灰岩の *Yabeina zone* と *Neoschwagerina zone* の間でも、後に述べる非石灰岩質岩相の地域でも著しい不整合を示す事実は見出されない。鳥山 (1954, 1957) は両帯の分布が異なることを根拠として造陸運動を裏付けたが、既に分布で述べたように、両帯の分布は大きく異なるものではない。秋吉台東部で上位の層準の分布が狭く、P_{IV} 帯の分布が一ヶ所に限られるのは結局褶曲軸が西に沈降していることと、南北性断層によるブロック運動で東側が上昇し、下位の層準まで侵蝕されたものと解釈される。従つて、筆者は秋吉石灰岩に於ては両帯は整合的に重なるものと見ている。また岩相が塊状石灰岩より、スレート及び角礫質石灰岩に移化するのは、P_{III} 帯

と P_{IV} 帯の間でなく P_{III} 帯の中部からである。

2) 於 福 層 群 (Ofuku group)

於福台西部から常森地域に分布し、北部の別府層群、南部の大田層群と断層で境される非石灰質古生層を於福層群とする。鳥山 (1954) の常森層群と別府層群芹田層の一部を含むものである。次の各層よりなる。



第 6 図 於 福 層 群 模 式 柱 状 図 と 主 要 化 石 産 出 層 準

A. 相 行 層 (Aigyo formation)

〔標式地〕 山口県美禰市大嶺相行より常森に至る道路

〔層 厚〕 300 m+

〔分 布〕 美禰線大嶺駅東部より常森を経て真木西部から榎田まで NE-SW 方向に帯状に分布する。又その延長は相行より南大嶺に至る路上で見られる。

〔岩 相〕 相行層は第 6 図に示すように砂岩とスレートの互層よりなる。一般に砂岩が優勢で 20~100 cm を占めスレートは多くは 10 cm 以下である。本質の上部ではスレートがやゝ砂質となり 1 m 前後の層厚を示すこともある。

〔地質時代〕 本層からは化石を産出せず時代は明でない。

〔地質構造〕 本層は $N50^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ の走向を示し、西側では $40^{\circ}\sim 60^{\circ}NW$ に傾斜するが、東側では $90^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ に傾く背斜構造を示す。その軸の方向は走行と一致し、軸に沿って石英斑岩が断続して貫入するのが見られる。

B. 真木層 (Maki formation)

鳥山 (1954) は相行層の上位に重なる地層を常森層と呼び標式地を常森～下領の道路にとつた。この標式地ではその柱状図に示されたように常森層は大部分、砂岩相となり下半部に火成岩礫を伴う礫岩がある。鳥山も指摘するようにこの礫岩はこの地域のみ分布し他の地域では砂岩、砂質頁岩となつている。筆者はこの礫岩の分布とその岩質、及び礫岩の上部に砂岩と互層して炭質物、植物化石の破片を含む薄い頁岩が見られること、この地域の常森層とされたものが多くは $60^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ に傾斜するのに対しこの礫岩は $60^{\circ}NW$ に傾き斜交すること、同様の礫岩が更に上位の鳥山の白岩層にも重なること等から美禰層群の平原層が延びており、それが浸蝕される時に残された部分ではないかとの疑いをもっている。従つて地質図で美禰層群類似層として扱つた。このように標式地で他の層序の疑をもたれる地層を含み、また常森層のものであるにしても他の地域と岩相を異にする以上これは標式地として適当でない。それで筆者は標式地を移し、新たに岩相を定めて層名を用いる方が適当と考え真木層を提唱する。

〔標式地〕 山口県美禰市大嶺北分真木部落周辺と堤に至る道路。

〔層厚〕 400m～450 m

〔分布〕 相行層の形成する背斜の両翼に沿つて帯状に分布する。その西北翼は常森～白岩の間及び真木～白岩の中間の峠附近に分布し、南東翼は日永から常森東部を経て標式地真木に至る。この延長は彎曲し NEE 方向に延び重安北部から河内附近まで分布する。また別に東渋倉より上領東部にかけて帯状に分布する。

〔岩相〕 第6図の柱状図に示すように本層の主要岩相は砂岩とスレートの互層及び砂質スレートよりなり、レンズ状石灰岩と最下部に礫質砂岩及び礫質砂質スレートを含む。最下部の礫質砂岩のみみられるのは真木西部で相行層と接する地域とその西真木～白岩に至る峠附近である。granule～pebble 大のチャート砂岩を主とする礫が砂岩中にわずかに点在する。その上部は砂岩と砂質スレートの薄互層が重なり砂質スレートに漸移する。又、日永に於ては砂質スレートを基質としてその中に pebble 以下の砂岩チャートを主とし稀に花崗岩質岩の円礫が点在する礫質砂質スレートとなつている。ここではこの中に Brachiopoda, Bryozoa の化石を含み、またその南西の延長の部分ではやゝ石灰質となり Fusulinids の化石を産する (Loc. 7102)。

上領 (Loc. 3001, 3002) 東渋倉 (Loc. 4201, 4401) には石灰岩が小レンズ状に挟在される。

〔地質時代〕 本層の各産地から出る Fusulinids は次のようなものである。

Loc. 4201 より

Staffella sp.

Nankinella sp.

Schwagerina sp.

Parafusulina kaerimizuensis (OZAWA)

P. gigantea (DEPRAT)

P. sp.

Pseudofusulina krafftii var *magna* TORIYAMA

Loc. 4401 より

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN)

P. sp.

Schwagerina sp.

Loc. 7102 より

Schwagerina sp.

Triticites sp. (何れも基質中に含まれる)

Loc. 3001, 3002

Triticites ozawai TORIYAMA

T. suzukii ? (OZAWA)

T. sp.

これらの化石からみて、本層は秋吉石灰岩の P_I 帯と P_{II} 帯に対比され Sakmarian から Artinskian と見られる。

〔地質構造と累重関係〕 本層と相行層の直接の関係を見ることの出来る露頭は見出されない。しかし相行層の直上(露頭を欠く部分 1.5 m)に礫質砂岩が見られる点、岩相の変化が余り著しくない。分布及び構造が平行関係にある等の点から下位層とは軽微な平行不整合と推定する。

本層の地質構造は相行層の背斜に沿って平行している。すなわち、背斜の北西翼では、NE~SW 方向の走向を示しつつ北に行くに従って NNE~SSW に変化し、 $70^\circ\sim 40^\circ$ NW に傾く、南東翼では NE~SW から真木以東では NEE~SWW に彎曲し $70^\circ\sim 10^\circ$ SE に傾く、また堤層の軸とする向斜を挟んで東渋倉より上領東部に至る部分は NE~SW から NEE~SWW に走向を変え、 $60^\circ\sim 10^\circ$ SE に傾く。重安東部の本層中には極めて複雑な顛倒褶曲と SE 方向からの小衝上断層が多数観察される。

C. 堤 層 (Tsutsumi formation)

鳥山 (1954) の白岩層と常森層の上部、及び芹田層の一部を含むものである。

白岩層はその標式地が常森層の場合と同様美禰層群の疑を持ち得る岩相から成り、他の地域のものと同様岩相が著しく異なる。従ってその標式地を移しまた於福台北部に分布する芹田層とされた部分が岩相上、構造上一致する為一括した。また鳥山は白岩層を秋吉石灰岩の P_{ua} 帯と限つたが *Neoschwagerina* を含む部分は岩相上区分出来ないのをこれを含めて堤層と呼ぶ。

〔標式地〕 山口県美禰市重安西方の堤附近

〔層 厚〕 上限が不明である為と複雑な褶曲を示すため正確ではないが約 400 m。

〔分 布〕 真木層に挟まれた向斜の軸を構成し祖父ヶ瀬西渋倉から NE に延び標式地堤を経て NEE に彎曲し河内南部を経て入見に至る。また別の一帯は大嶺東方曾弥より NEE に延び奥河原に至る更に相行層の背斜の北翼は相行より白岩を経て西畑西部から於福台北部の芹田附近に至る。

〔岩 相〕 本層は全体が黒色のスレートで地域によつては砂質スレートの薄層が互層するが一般にスレートが優勢である。またレンズ状石灰岩が多数挟まれるが、重安のものは最も厚く 150m 以上に達する。石灰岩はほとんど全部角礫状石灰岩で基質は不純石灰岩乃至石灰質スレートで秋吉石灰岩上部のものと同様である。角礫はほとんど全部石灰岩で他の岩質の礫は稀にスレート、チャートが見られるのみである。相行、滝口に分布する角礫質石灰岩は小沢 (1923), 片山 (1939), 小林他 (1939, 1940), 徳山 (1958) 等によつて美禰層群基底とされたが、筆者は次の理由により本層と考える。

1) 岩相、含む化石、構造からみて白岩に分布する本層の石灰岩の延長とみられる。(二疊紀以下の化石のみからなる)

2) 滝口に於てみられる角礫質石灰岩とその下位にみられる塊状石灰岩とは小林等の述べるような不整合を示すような明瞭な境で接するものでなく漸移の関係にある。

3) 滝口の下位の塊状石灰岩からは *Parafusulina* sp., *Schwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp.,

を産し角礫質石灰岩よりも下位の層準を示すものである。

4) 徳山が指摘する西波倉の美禰層群中の石灰岩は断層の圧碎帯にもみ込まれたものである。

〔地質時代〕 本層の中には多くの石灰岩を含み多くの Fusulinids を産する。

Loc. 4203, 4204, 4205, 4201, 2704, 2304, 4101, 2403, 804, 805, 806 等より得た主要なものは次のようなものである。

Neoschwagerina douvillei OZAWA

Neoschwagerina sp.

Parafusulina kaerimizuensis (OZAWA)

P. edoensis (OZAWA)

P. gigantea (DEPRAT)

P. japonica (GÜMBEL)

Nagatoella kobayashii THOMPSON

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

Pseudofusulina crassiseptata (DEPRAT)

Pseudodoliolina ozawai YABE and HANZAWA

P. pseudolepida (DEPRAT)

等である。

また Loc. 4202, 4206, 4205A, 4408, 2701, 2702, 4512, 4509, 4603, 4604, 4404, 4405, 4405, 4407, 2303, 2303B, 801, 802, 803 よりは次のものが主として産する。

Yabeina shiraiwensis OZAWA

Y. yasubaensis TORIYAMA

Y. sp.

Neoschwagerina douvillei OZAWA

N. sp.

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

V. douvillei (DEPRAT)

Sumatrina annae VOLZ

S. sp.

Parafusulina kaerimizuensis (OZAWA)

P. sp.

Schwagerina sp.

Pseudodoliolina sp.

Ozawainella sp.

この他角礫中に *Fusulinella itoi* OZAWA

F. sp.

を含む。

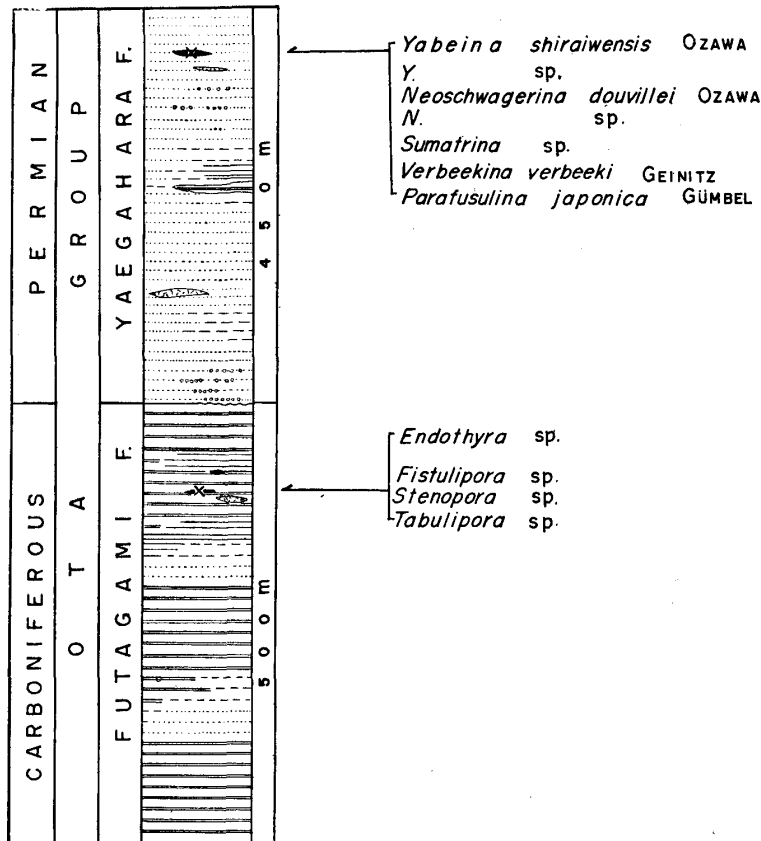
これらの化石から本層は秋吉石灰岩の P_{III}-P_{IV} 帯とみられ Socioian から Chideruan に対比される。

〔地質構造〕 相行層の構成する背斜の北翼に分布する本層は 45°~65° の角度で NW に傾斜するが桑原東方から西畑では 60°~80° で SE に傾き著しく破碎されている。於福台北部では 45° 以下の緩傾斜で南に傾き台下にもぐつている。西波倉から堤附近に分布する本層は 60° 以上の急角で南東又は北西に傾き複雑な構造を示すが入見に至る道路の南方では 60°~45° で南に傾き顛倒向斜

をなしている。この軸面は $60^{\circ}\sim 50^{\circ}$ で南に傾いているようである。曾禰より奥河原に至る本層は、やはり $60^{\circ}\sim 70^{\circ}S$ の軸面をもつ向斜をなしている。これらの向斜には何れも南側から秋吉石灰岩が衝上している。

3) 大 田 層 群 (Ota group)

秋吉石灰岩、於福層群と断層で境されその南に分布する非石灰質古生層を大田層群とする。鳥山 (1954) の大田層群と同一層群名であるが、各層に関しては多少の改正を行つた。次の各層よりなる。



第 7 図 大田層群模式柱状図と主要化石産出層準

A. 二 神 層 (Futagami formation)

鳥山 (1954) は第 4 表に示したように大田層群の最下部を鼓ヶ岳層とした。これは、大田南西約 2.5 km の 286.1 m 高地鼓ヶ岳を標式地としたものである。しかしこの地名は陸地測量部 5 万分の 1 の図幅に記載されていない。またこの岩相は鼓ヶ岳層とされた地域の岩相 (チャートを主とする) と異り砂岩が優勢で標式地としては適当でない。また秋吉石灰岩に接近して分布するチャートを主とする岩相を本層群の最上部とみて荒滝山層としたが、これは後に述べるように本層に含まれるべきものと思われる。

従つて、筆者は新たに二神層を提唱する。これは鳥山の鼓ヶ岳と北翼の荒滝山層を含むものである。南側の荒滝山層については未調査であるから言明を還けるが、地層の傾斜から見て筆者の二神層の褶曲による繰返しと解釈出来るようである。

〔標式地〕 山口県美禰市伊佐二神附近

〔層厚〕 複雑な小褶曲と衝上構造をもつため明確でないが 450~500 m。

〔分布〕 調査地域の南域の南東縁に沿って大田町東方より SWW 方向に延び標式地を経て伊佐万倉地まで帯状に巾広く分布する。その延長と見られる部分が、小林南方と祖父ヶ瀬西方の山頂部に衝上岩体として露出する。また秋吉石灰岩の南東側に断層で境されて小倉より秋吉を経て岩永本郷まで連続する。山露~曾原間は断層帯となり多くの断層に挟まれ本層らしい岩相(チャート)が分布するが、その連続、層序的位置は明でない。

〔岩相〕 第7図に示すように、本層はチャートが主要岩相である。標式地附近ではその間に20~30 mの砂岩と略同厚の砂質スレートを挟むが、東方の大田町附近では砂岩層が優勢となりその中にチャートを挟む関係に移化する。分布地の東端では再びチャートが優位となる。本層中にはシャルスタイン石灰岩の小レンズが挟在されるが褶曲構造が複雑なため、その層準は十分に確かめられない。北側に分布する本層はほとんどチャートのみからなり、わずかにスレートの薄層を挟むのみである。

〔地質時代〕 本層中に含まれる石灰岩から次の化石が見出された。

Loc. 6001A, 6001B, 6801

Endothyra sp.

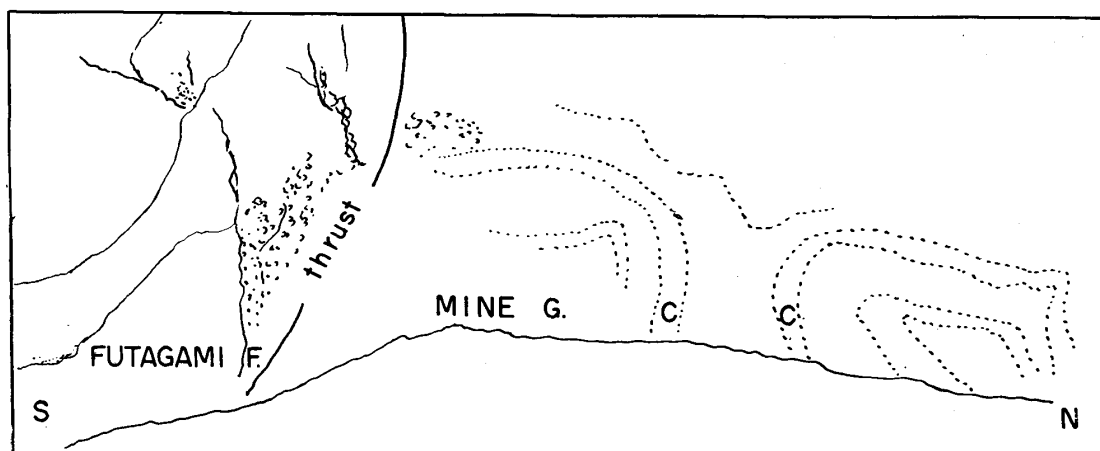
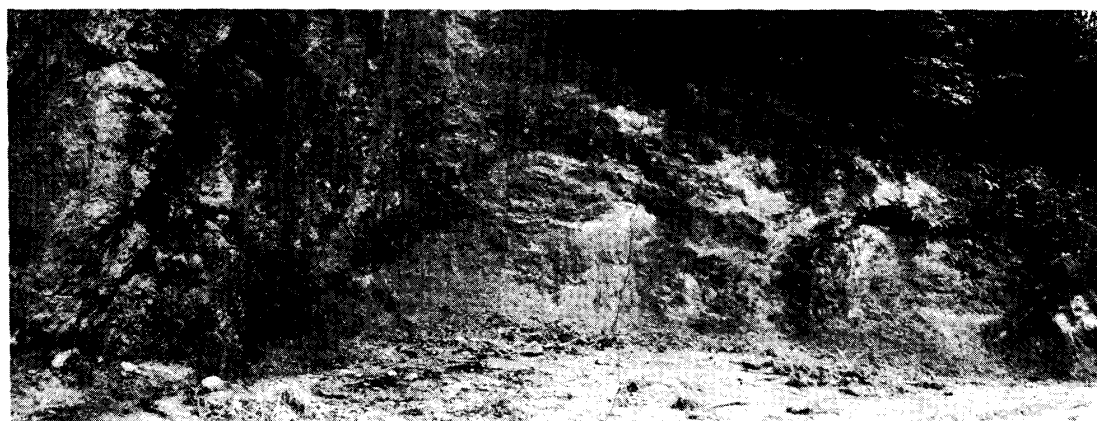
Tubulipora sp.

Plectogyra sp.

Stenopora sp.

Fistulipora sp.

Ramipora sp.



第8図 祖父ヶ瀬西方で大田層群二神層のチャートが衝上し美禰層群が著るしくもめている露頭。C: 薄炭層

本層中には *Fusulinidae* を含まず *Endothyra*, *Plectogyra* と *Bryozoa* を産するところから秋吉石灰岩の C_1 帯に対比され *Viséan* 下部に対比されると考えている。

〔地質構造〕 本層は主要岩相がチャートであるためにチャート特有の複雑な層内褶曲を示した大小多数の断層群が発達するため詳細な構造を解析することは困難であるが、南側に分布する本層は $80^\circ\sim 90^\circ$ の角度で南或は北に傾いている。西部では一般に南に傾き 60° 以下の傾斜も見られる。これは本層が背斜の軸を構成し、それが西部では、北に倒れた傾斜褶曲となるものと解釈される。曾原、山露附近では上位の八重ヶ原層に $70^\circ\sim 45^\circ$ SSE の傾斜面をもつ衝上断層群で接する。北側に分布する本層は多くは $80^\circ\sim 60^\circ$ SSE に傾き東端の小倉附近では 50° 以下の緩傾斜で NW 又は NWW に傾斜する。伊佐南方小林の南部では関門層群の間に衝上断層により Schuppen 状に本層とみられるチャートと美禰層群類似層が現れ、共に関門層群上に衝上している。また祖父ヶ瀬西方の山頂部では美禰層群平原層の石炭を挟む頁岩砂岩の互層上に本層とみられるチャートが著しい衝上を示している。ここでは衝上面下の夾炭層が小さな褶曲を示し擾乱されている。(第8図)

B. 八重ヶ原層 (Yaegahara formation)

鳥山 (1954) と同一定義に従う。

〔標式地〕 山口県美禰郡秋芳町八重ヶ原附近

〔層厚〕 約 400~450 m

〔分布〕 二神層に挟まれて大田北東の大木津より岩永本郷まで帯状に分布し、その延長は曾原附近の擾乱帯中に断層に挟まれて断続し丸山南部に達する。

〔岩相〕 本層は砂岩がほとんど全体を占め地域により砂岩砂質スレートの互層となるが互層部でも砂岩が優勢である。平原及び八重ヶ原附近では二神層と接する部分に粗粒砂岩、礫質砂岩が見られる。礫質砂岩の礫はチャートを主としわずかに砂岩の礫がみられる。

多くは granule で稀に pebble 大のものが含まれる。本層はまたシヤールスタイン及び石灰岩の小レンズを挟在する。

〔地質時代〕 本層中の石灰岩から採集された *Fusulinids* は次のようなものである。

Loc. 4301, 6802 より

<i>Nankinella</i> sp.	<i>Verbeekina</i> sp.
<i>Fusulinella itoi</i> OZAWA	<i>Neoschwagerina douvillei</i> OZAWA
<i>F.</i> sp.	<i>N.</i> sp.
<i>Schwagerina</i> sp.	<i>Yabeina shiraiwensis</i> OZAWA
<i>Parafusulina japonica</i> (GÜMBEL)	<i>Y. yasubaensis</i> TORIYAMA
<i>Nagatoella</i> sp.	<i>Sumatrina</i> sp.

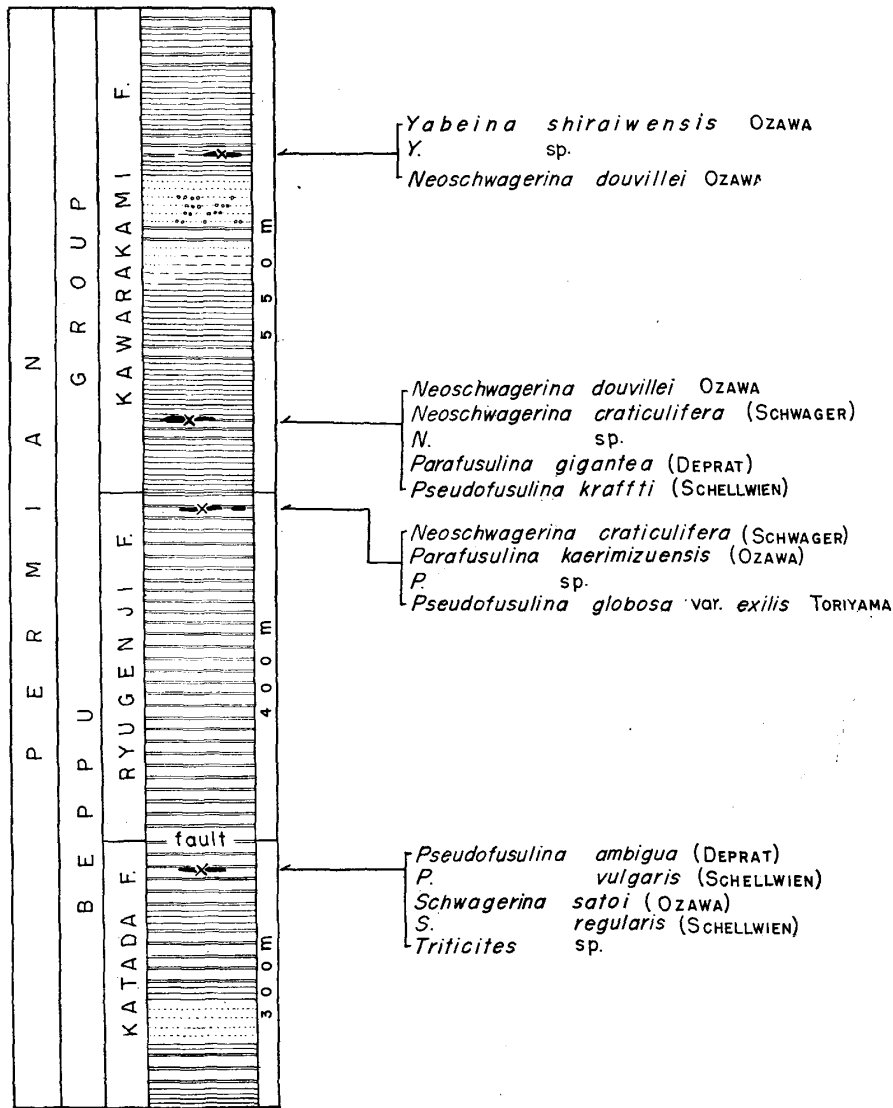
これらの産地は何れも擾乱帯の中にあるため、その層準は明確でないが化石が見て秋吉石灰岩の P_{IV} 帯に対比される。従つて本層は Chideruan までを含むとみられるが下限は明でない。下位二神層との境に礫質砂岩、粗粒砂岩を伴うところからこゝに軽微な不整合を想定出来るがこれを於福層群の真木層基底と対比すると、本層は Sakmarian 以上と解釈される。

〔地質構造〕 本層は北側の二神層と接する附近では $70^\circ\sim 60^\circ$ SSE に傾斜し、また砂質スレートと砂岩の互層中で確かめた所でもこの累重関係は正規の重なり方である。本層は南になるに従つて角度が急となり南部では $80^\circ\sim 60^\circ$ NNW に変化する。即ち向斜構造をとる。西方では南の二神層に接近した部分では $60^\circ\sim 70^\circ$ の角度で S~SSE に傾き同じ傾斜をもつ衝上断層により Schuppen 状に切られる。

4) 別府層群 (Beppu group)

於福台北部及び雁飛山地域に分布する非石灰質岩相の古生層を別府層群とする。於福層群とは断層で接する。

鳥山 (1954) の別府層群の中, 南部の芹田層を除いたものと雁飛層群を含めたものになる。次の各層から成っている。



第9図 別府層群模式柱状図と主要化石産出層準

A. 堅田層 (Katada formation)

鳥山 (1954) によつて堅田西方の上河原に至る谷を標式地として設定されたものである。

〔標式地〕 山口県美禰郡秋芳町堅田西方の上河原に至る谷

〔層厚〕 300m+

〔分布〕 堅田部落北部より西に標式地を経て萩原南方に断層により断続して細長く分布し, 更に雁飛山南側の桑原から西畑に至る地域に分布する。於福西方にも分布するようであるがホルンヘルズ化して本層と断定しかねる為除いた。

〔岩 相〕 第9図に示すように上部がチャートを主とし、スレートの薄層を挟む岩相で下部は砂岩スレートより成る。桑原、西畑地域では上部のチャートは薄く砂岩スレートが優勢となる。上部チャート中に石灰岩のレンズを挟む。この石灰岩は一部角礫状石灰岩である。また塊状に見られる部分も顕微鏡下の観察では微細な角礫質石灰岩である。基質は礫と同様の石灰岩で角礫として含まれるものは大部分石灰岩であるが稀にチャート、シャールスタインの破片を含む。

〔地質時代〕 本層の石灰岩中から産する化石は次のようなものである。

Loc. 504, 4907, 2401, 2202 より

Fusulinella cfr. *bocki* MÖLLER

F. sp.

Triticites noinskyi var. *paula* TORIYAMA

T. *simplex* (SCHELLWIEN)

T. sp.

Schwagerina satoi (OZAWA)

Pseudofusulina vularis (SCHELLWIEN)

P. *ambigua* (DEPRAT)

Schwagerina regularis (SCHELLWIEN)

Clisaxophyllum awa MINATO

Stylidophyllum sp.

これらの中 *Fusulinella* と *Clisaxophyllum*, *Stylidophyllum* は大きな角礫中に含まれたものでこの角礫中には他の fusulinids の種を含んで居ない。

この化石から本層は秋吉石灰岩の P_I 帯に対比し Sakmarian とみるのが適当と考える。

〔地質構造〕 本層は断層に挟まれて分布するのみならず本層中にも断層が見られる。本層は一般に 60°~80° SE~SSE に傾斜するが、これは本層中の断層面とも平行である。砂岩中で確かめた所では多くは逆転構造になつている。

B. 竜 現 地 層 (Ryugenji formation)

鳥山 (1954) によつて上河原の谷を標式地として設定されたものである。

〔標式地〕 山口県美弥郡秋芳町河原上南部の谷

〔層 厚〕 約 400 m

〔分 布〕 雁飛山南方桑原附近より西寺経て竜現地、河原上南部から NE に延び坂水、半田に至る。また一部は芹田北方で断層に挟まれ小さく分布する。

〔岩 相〕 第9図に示すようにチャートが大部分を占め一部に砂岩、砂質スレートがレンズ状に挟まれる。また本層上部には石灰岩のレンズが略同一層準に分布する。この石灰岩は角礫状石灰岩である点は他の層と同様であるがチャート稀シャールスタインの角礫を含み全般に珪質となつている。

〔地質時代〕 本層の石灰岩から採集される Fusulinids は次のようである。

Loc. 2201, 2102, 4901, 4902, 4905, 4908, 2404, 2405, 2408 より

Triticites ? sp.

Schwagerina regularis (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina globosa var. *exilis* TORIYAMA

P. *krafti* var. *magna* TORIYAMA

Parafusulina japonica (GÜMBEL)

P. *edoensis* (OZAWA)

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

N. sp.

Pseudodoliolina ozawai YABE and HANZAWA

等である。

これらの化石から見て本層は秋吉石灰岩の P_{III} 帯の下部に対比され Socioian の下部と考えら

れる。下限は断層であり化石を伴わず不明であるが Artinskian も含むかもしれない。

〔地質構造〕 本層は主要岩相がチャートであることとその中に極めて多数の小衝上断層を伴うため全体の主要な構造を野外で見出すことは困難であるが、上部に含まれる石灰岩（略同一層準を示す）の分布から見ると背斜構造を示している。即ち北翼は Loc. 4906, 4902, 4901 で示され南翼は 2404, 2405, 4908 で示される。全体が $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ SSE \sim S に傾斜する所から南に傾く軸面をもつ傾斜褶曲と見られる。本層中見られる多くの小衝上断層は 50° 以下の低角で S \sim SE に傾斜した衝上面を示している。

C. 河原上層 (Kawarakami formation)

鳥山 (1954) の芹田層の上部と三本松層を含む。河原上層の名称は鳥山 (1948) が河原上附近を標式地として使用したが後に芹田層と改めたものである。その時は岩相その他の定義は示されていない。筆者は改めてこの名称を定義し使用する。

〔標式地〕 山口県美禰郡秋芳町河原上附近と北西に延びる谷

〔層厚〕 550m+

〔分布〕 標式的附近より SWW に立石西方迄下位層の北側に沿って分布する。また一部は萩原東部から芹田北方に断層に挟まれて小さく分布する。

〔岩相〕 第9図に示すように本層下部はスレートが優勢で、その中にチャートの数m以下の薄層を数枚挟在し、中部は砂岩、砂質スレートとなる。この砂岩は一部粗粒となりスレート、チャートの破片を含む礫質砂岩となる。上部は再びスレートが主要岩相となり 2m 以下のチャートをレンズ状に 1, 2 枚挟む。下位と上位に夫々石灰岩レンズを挟む。石灰岩は他の層と同様角礫質石灰岩である。萩原東部に分布する本層は上部のみでスレートを主とし石灰岩レンズを挟む。

〔地質時代〕 本層中の石灰岩は略二つの層準を示す。

Loc. 4905A, B 4903A, B は

Parafusulina gigantea (DEPRAT)

P. sp.

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

N. *douvillei* OZAWA

N. sp.

Pseudodoliolina pseudolepida (DEPRAT)

P. sp.

で下位を示し、

Loc. 4904, 2406 よりは

Neoschwagerina sp.

Yabeina shiraiwensis OZAWA

Y. sp.

等を産する。

これらの化石から本層は秋吉石灰岩の P_{III} 帯上部より P_{IV} 帯に及ぶものとみられる。従つて Socioian より Chideruan に及ぶと考えられる。

〔地質構造〕 本層は NE \sim NEE の走向で $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ SE \sim SSE に傾き化石の示す層位関係から顛倒した単斜構造を示す。また本層中、特に北部では走向に略平行して $60^{\circ}\sim 20^{\circ}$ SE \sim SSE の面を持つ衝上断層が多数みられ、覆瓦構造を示している。また本層の北側に分布する美禰層群類似の砂岩層上に N60°E 65°SE の衝上面をもつて衝上している。

5) 変成古生層

雁飛山北西の上田代附近に千枚岩質スレートが分布する。これは調査地域内では極めて小範囲に止り断層によつて周囲の美禰層群と境されていて層位的な位置及び古生層との関係は不明であるが鳥山(1954)が台層としたものの一部である。鳥山は久下附近より *Parafusulina*, *Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT), *Pseudofusulina* sp. 等を採集し、これが秋吉石灰岩の鳥山の $P_{1\beta}$ 又は $P_{1\gamma}$ に対比されることを確かめた。またこの石灰岩を含む部分と千枚岩との関係は前者が上位であるとしている。またこの変成古生層は豊ヶ岳変成岩類の一部で所謂三郡変成岩の一部であると云う見方は正しいと思われる。調査地域ではこの変成岩は NEE~SWW 方向に延び 50° ~ 40° SE~SSE に傾斜している。

第 4 章 地 質 構 造

1 秋吉石灰岩の地質構造

既に各論に於て詳述したから総括的に説明する。

秋吉石灰岩の地質構造は褶曲運動と衝上運動に支配されている。褶曲構造で現在その概形を止めているものは、一列の背斜と三列の向斜で、各向斜間の背斜は、後の衝上運動により衝上岩体として破碎され原形を止めていない。その配列は北より猪出合背斜、江原向斜、入見向斜、奥河原向斜の順になる。各褶曲軸は略平行し、南に傾斜する軸面をもつ傾斜褶曲で褶曲軸は西に緩く沈降している。

北側の猪出合背斜は 60° ~ 70° SE~SSE に傾く軸面をもち NE~SW に延びて、南北性断層により多少ずれながら猪出合から中の合まで連続する。猪出合背斜の南側は江原向斜が連続する。背斜軸に略平行して「帰り水」、小野北部、江原と延び、夫々軸部が露出する。向斜の軸面は 75° ~ 45° SE~SSE に傾き、この向斜の南翼は極めて低角度に顛倒する。江原向斜の南側は背斜部をほとんど残さずに入見向斜に隣接する。入見向斜は江原向斜に比べ軸面の傾斜はやゝ急で、 60° ~ 75° SE~SSE となるがその南翼が低角逆転することは同様である。入見向斜は於福台ではその形態が明であるが、秋吉台では衝上運動により擾乱され、又軸の上昇により底部が露出して十分に形を止めていない。入見向斜の南側には奥河原向斜が隣接する。奥河原向斜は北側の二向斜に比べ更に軸面の傾斜が少く 70° ~ 90° でわずかに南側に傾斜する。奥河原向斜の南翼は秋吉台於福台の南縁で背斜構造を形成する。

これらの褶曲構造に更に衝上断層が加わっている。主要衝上面は、略 NEE~SWW の方向に延び褶曲軸と幾分交斜するようである。またその傾斜は北側で緩く略水平に近い角度をとり、南で急角度の南傾斜となつている。衝上断層の多くは背斜軸と逆転した向斜の南翼に集り、褶曲構造を著しく破碎している。江原向斜、入見向斜西部ではそのために低角逆転した南翼が略水平に近い衝上断層に切られて衝上し、向斜軸の北側にまで移動して向斜の軸部を内側に包みこむような構造となつている。過去の研究者達によつて横臥褶曲と見られたのはこのためである。これらが単純な褶曲による逆転でないことは「帰り水」の構造や重安西部で見られる逆転衝上の機構から推定される。即ち逆転部では衝上断層が略水平に重なり合つて覆瓦構造をなしているものと思われる。各向斜の間に形成された背斜部が現在その形態を止めていない理由も同様のものと思われる。つまり背斜部が衝上断層群により薄く切断され北側の向斜部の逆転したものの上に衝上し破碎されたものであろう。奥河原南西で、入見向斜の逆転衝上した岩体上に奥河原向斜の北翼が衝上している様子はこの機構をよく表している。また奥河原向斜では、その向斜軸にも急角であるが衝上断層が発達してい

る。於福台では向斜軸が北側の翼に、又南翼が向斜軸に夫々順に衝上している。

このように秋吉石灰岩の地質構造は、褶曲と衝上の二つの運動が組合つて出来た *Nappe* 構造である。しかし秋吉石灰岩に見られる衝上断層が、褶曲軸と幾分斜交するように見えること、向斜軸を包みこむような形で、略水平に衝上岩体が移動していること、及び、後に述べるように三疊紀美禰層群上に古生層が衝上する運動が見られ、しかも古生層の褶曲と美禰層群のそれとが著るしく程度を異にすること等から、衝上断層の中には褶曲よりも後に、褶曲の時出来たであろう衝上面に沿つて更に動いたものもあると解釈する。

2 於福層群の地質構造と秋吉石灰岩の相互関係

於福層群の褶曲構造を概観すると、於福台北部で堤層の示す緩い向斜構造、相行層の形成する背斜、その南西で堤層を軸とする向斜、更に曾禰より奥河原に至る向斜となる。これらの褶曲軸は互に略平行し西部で NE~SW 方向に延び東側で NEE~SWW に変化する。この中南西部の二向斜は、何れも $70^{\circ}\sim 60^{\circ}$ SE~SSE に傾く軸面をもつ傾斜褶曲で、その南西翼は逆転構造をとっている。

秋吉石灰岩と於福層群は同時異相であるばかりでなく、特にその上部堤層は、岩相上も酷似し、漸移することはすでに述べたところであるが、褶曲構造の点でも両者はよく一致する。すなわち南西部で堤層の形成する二つの向斜はその軸に沿つて延長すると、秋吉石灰岩の入見向斜、奥河原向斜の軸と一致する。また、向斜の軸面が南に傾き南翼が逆転し、向斜間の背斜部を欠く点にまで類似している。於福台北部の堤層は、その傾斜に沿つて延長すると、江原向斜の下側（正規の層序）の翼に連続する。このように見ると相行層の背斜を、軸に沿つて延長すると、江原向斜、入見向斜の間にある背斜軸に連続するものと解釈される。

鳥山、小林等によつて指摘されたように、石灰岩と非石灰岩相（多くはスレート）の接触する附近では、多くの場合スレートが擾乱されている。また確かに衝上断層で両者が接する所も多数の露頭で見られる。重安西部、入見に至る谷の南側、曾禰~奥河原間、於福台北部等がそれである。これらの箇所は、何れも向斜の南翼が逆転し北側の軸又は軸の更に北側まで衝上したものである。これらの擾乱が小林等の説明するような大規模な衝上面を示すものとはどうも解釈出来ない。於福層群中でもスレートに挟まれた石灰岩が、褶曲、衝上の運動を行つた結果周囲のスレートとの間に多少の擾乱がみられることは普通である。

これらの事柄から筆者は秋吉石灰岩と於福層群は互に隣接した地域の堆積物で共に原地性のものであり、後の褶曲、衝上運動に於ても岩相による多少の差はあるにしても、同様の褶曲、衝上を行つたと解釈する。

3 於福層群と別府層群の相互関係

別府層群は全体として竜現地層を軸とする南に傾いた軸面をもつ背斜構造を示している。背斜の南翼は多数の衝上断層群により薄く切断され褶曲の形態を止めていないが、各層の重なる様子から見て、背斜の南翼から向斜部にかけてが *Schuppen* 状に破碎され衝上しているものと解釈される。これらの衝上断層は、NE~NEE, $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ SE~SSE の衝上面を示している。於福層群と堅田層を境する断層もこれらの衝上断層と同傾向のもので同時に於福層群中にも同様の衝上断層が生じている。従つて於福層群が南から衝上したものと解釈することが出来る。しかし両層群の各岩相構造、層位に多くの類似点が見出される所から、これらの各層が、互に接近した地域の堆積物でそれが後に衝上したものと見るのが妥当であると考えられる。

4 大田層群の構造と秋吉石灰岩の相互関係

大田層群は調査地域の南縁で二神層を軸とする背斜構造を示し、その北側の八重ヶ原層は向斜をなし、北側に再び二神層が分布する。南縁の背斜軸は、西方で次第に北に例れ、八重ヶ原層及び美彌層群類似層上に衝上している。北側の二神層は平原～伊佐断層で境されて秋吉石灰岩と接する。この断層は、平原～伊佐間で秋吉合、於福合の南縁に沿つて多くの場所で観察されるが、鳶ノ巣以東では、二神層中に延び、秋吉石灰岩との境には輝緑岩の貫入を見るだけである。

断層面にはチャート、砂岩、シャルスタインの破碎されたブロックと断層粘土を伴う圧碎帯が見られる。圧碎帯の巾は場所により異り、秋吉附近では数m以上に達する。断層面は $80^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の急角で南に傾いている。この断層と平行する同様の衝上断層が大田層群中、特に西部に密集することは先に述べたが、正法寺附近で一ヶ所だけ北に傾く断層を見ることが出来る。これは八重ヶ原層の砂岩と砂質頁岩の互層中に $N40^{\circ}W$, $40^{\circ}NE$ の衝上面をもつて 30cm 前後の圧碎帯を伴っている。この附近は先に述べたように全体が断層帯と見られる地域で破碎が著しいことと、この北傾斜の断層で接する両岩体の岩相に著しい差が見られず略連続することからこの衝上断層は副次的なものとしてよいと思われる。従つて主要断層はやはり南に $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ で傾く衝上と解釈している。

層位的に見ると秋吉石灰岩と大田層群は同時異相にあることは先に述べたがその二神層と秋吉石灰岩の南縁に分布する C_1 帯とは略同一層準に対比される。しかも断層を境にして両者の構造は背斜の両翼に分布する形をとつている。また、東端部の大田層群の二神層が緩い背斜を形成して秋吉石灰岩の下にもぐる構造を考え合せると、大田層群と秋吉石灰岩の岩相上の対立は著しいものであるが、この断層を生じる前の両者の位置は小林 (1941) の解釈のように全く別の堆積地を示すものでなく隣接して堆積したものが褶曲し背斜構造を作り、その両翼の岩相の差とシャルスタインの如く圧碎されやすい岩石を軸としたことがここに断層を生じさせた原因と解釈出来るようである。互に隣接してなお石炭紀から二豊紀の長期に亘り、かくも著しい岩相の差異を続けるか否かは堆積機構上の大きな問題である。矢部長克 (1958) は海底火山に起因する堆上の堆積物として石灰岩が生成されたのではないかと云う意見を発表している。

伊佐西方では、秋吉石灰岩と大田層群を切る断層の位置は明でないが、伊佐南方の小林附近に分布する結晶質石灰岩と、関門層群の間に玢岩が貫入している所からみて、この結晶質石灰岩が秋吉石灰岩の延長で断層は玢岩の貫入の流路となつたとも見られる。

5 美禰層群の地質構造と古生層の関係

調査地域の西側に隣接する三豊紀 Ladinian から Norian に及ぶ美禰層群は、平原層、桃ノ木層、麻生層と合せて 2500m に及ぶ湖成～浅海性の厚い堆積層である。長谷晃(1951)、徳山(1958)等の調査結果から見ると、大嶺地域の美禰層群は全体として $NE\sim SW$ の軸をもつ半盆地状の向斜構造をとりその西北側は所謂長門構造帯で切られている。

調査地域内の美禰層群と基盤の古生層の関係は、多くは断層で境されている。その衝上関係の最も明瞭に見られるのは、古生層の南北両縁である。雁飛山北斜面より、万光に至る衝上断層は鳥山 (1954) により「雁飛衝上」と名付けられ、また筆者 (1958) はこの衝上断層の詳細とともに雁飛山南斜面より西寺にかけて巾狭く雁飛衝上と平行する衝上断層に挟まれて美禰層群類の砂岩、礫岩が分布することを指摘した。この延長は竜現地北部に現れて、美禰層群桃ノ木層上に竜現地層のチャートを衝上せしめ更に東に延びて立石、河原上北部で美禰層群類の砂岩層上に、 $N60^{\circ}E50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ SSE の衝上面で河原上層を衝上せしめている。また南側の祖父ヶ瀬～滝口間の山頂部では、 $30^{\circ}\sim 65^{\circ}$ の角度で南に傾く衝上面を境として上位に二神層とみられるチャートが衝上し、下位の美禰層群平原層上部の薄夾炭層を伴う砂岩、頁岩の互層が著しい擾乱をうけているのがよく見られる(第8

図) また西波倉では稼行炭層を挟む美禰層群の一部が著しい擾乱をうけつゝ堤層上に衝上しているのが見られる。更に曾原南部、小林南部では美禰層群類似層の砂岩、薄夾炭頁岩の互層上に、二神層が高角衝上している。於福層群西縁部で両者の相互関係の明らかな地域は少いが、桑原、相行、相行南部等では、両者の境附近特に美禰層群中に略南北で東に傾く断層群が見られ傾斜の擾乱を伴うことともに石英斑岩の貫入がみられる。従つてこの地域も多くは断層関係と考えられる。大嶺駅東部では、両者の間にて擾乱が見られずまたその分布から不整合関係と推定される。常森東部の礫岩を主とする美禰層群類似層は化石の証拠を欠き断定出来ないが、これが美禰層群の一部とすると、こゝでは明に傾斜不整合と見られる。

これらの資料と古生層の褶曲構造と大嶺地区の美禰層群の褶曲軸が略平行するにもかかわらずその傾斜や褶曲の波長で著しく異なる点厚狭地域の古生層と三疊紀層の関係からみて、両者の間に著しい不整合が推定される。

6 関門層群と基盤岩類との相互関係

本地域の南北両縁辺部に分布する関門層群は、長谷 (1958) の調査により下関亜層群とされるもので、多くの地域で基盤の秋吉石灰岩、別府層群、大田層群、美禰層群を不整合に覆っている。関門層群の基底部は赤紫色の凝灰岩及び偽層する砂岩礫岩に始まり多くは凝灰質で雑色を示す。秋吉台北部の関門層群の基底にチャート砂岩とともに多くの石灰岩礫 (cobble 以下) がみられる。これは別府層群を覆う地域でも東部では著しい特徴を示している。

両者が断層で接するのは秋吉台北部の坂水、半田地域と、小林南方の他、明ではないが竜現地北部である。坂水・半田地域では竜現地層とみられるチャートと関門層群が接し、断層面は明でないが擾乱帯の様子から NEE~SW で高角の逆断層と見られる。小林南方では、関門層群の末端に近く NEE~SWW で 80° ~ 60° SSE に傾く衝上断層があり、これに伴つて二神層、美禰層群類似層が Schuppen 状に夫々断層に挟まれて露出し、ともに関門層群上に衝上している。竜現地附近では、美禰層群上に竜現地層を衝上せしめた衝上面に近く関門層群が著しい急傾斜 (70° NW) を示している。

7 火成岩類の進入

a. 花崗閃緑岩 於福台西部に分布し、秋吉石灰岩、別府、於福両層群の各層を貫き、著しい熱変成を与えている。また、於福台西部では衝上面と見られる角礫状石灰岩中に岩脈状に進入している。

b. 閃緑岩 秋吉台西方の銭屋南部、秋吉の経塚附近に岩脈として小さく分布し、秋吉石灰岩、輝緑岩に貫入している。

c. 石英斑岩・花崗斑岩 秋吉台東部に広い分布を示すとともに秋吉台周辺及び於福、別府、大田、美禰、関門の各層群中に岩脈として貫入している。またその多くは褶曲軸、衝上断層に沿つて貫入している。

d. 輝緑岩 秋吉石灰岩の東部、東南部に貫入するとともに秋吉石灰岩と大田層群の境に沿つて貫入している。また閃緑岩、石英斑岩、花崗斑岩により貫かれている。

e. 玢岩 伊佐南方に分布し秋吉石灰岩の延長部と関門層群の境に沿つて貫入している。これは恐らく平原~伊佐断層の延長部とみられる。またこの玢岩は、小林南部の関門層群を切る衝上断層によつて切られている模様である。別に里山瀬南方の旧採石場石灰岩中の衝上面に沿つて同様の玢岩が貫入している。

8 構造運動の時期に関する考察

a. 古生層の褶曲構造の時期

古生層内で二疊紀の基底に非堆積或は軽微な不整合が推定されたにしても、その間で上下層に構造的な差異は全く認められない。一方古生層と三疊紀美禰層群の間では、この地域では積極的に傾斜不整合を示す資料は少いが褶曲の程度に於て著しい差異が認められる。また厚狭地域で三疊紀と大田層群の一部とみられる古生層間に著しい傾斜不整合が認められることは、多くの研究者によつて指摘された所である。これらの事柄から美禰層群堆積前に古生層の著しい褶曲運動が行われたことは容易に理解される。筆者は、この地域では、運動が SE~SSE 方向からの圧力によつて行われ、NE~NEE 方向の軸をもつ南に傾く軸面をもつ傾斜褶曲を形成したものと考えている。勿論秋吉石灰岩、於福、別府、大田の各層群はその岩相の差異により傾斜の程度には多少の差は生じたであろうが、全く別々の運動を起したものではない。この褶曲運動により美禰層群の堆積盆地が形成されたものと見られる。この造山運動は小林の秋吉造山運動とは多少意味を異にするが同時期のものである。すなわち上部二疊系の各層の堆積後、三疊系以前である。

b. 衝上運動の時期

美禰層群堆積前の、褶曲運動時の褶曲の著しかつた部分、特に石灰岩地域や岩相の境に沿つては、過褶曲から発展して衝上断層の生成が見られたであろう。更に現在秋吉石灰岩中に見られる衝上断層の多くは、於福、別府、大田の各層群間に発達し、更にこれらの各層が美禰層群上に衝上する運動の時、褶曲時に出来た衝上面に沿つて更に移動したと思われる。これらの運動が、美禰層群堆積後、即ち、三疊系 Norian 以後であることは明である。この地域では Norian 以後、白堊紀の関門層群までの地層が欠除している。美禰層群の西域には所謂長門構造帯を挟んでジュラ紀の豊浦層群が分布しているが、長門構造帯のために美禰層群との直接の関係は明でない。東北日本の北上山地では皿貝層群とジュラ紀の葦ノ浜層の間に小貫・坂東 (1958) の「松岩運動」が知られている。これは斜交不整合ではあるが、激しい褶曲や衝上運動を伴うものではなく又西南日本にまで及んだか否か疑問である。豊浦以後は、松本、長谷等によつて指摘されるように全般的造山性の構造変形、堆積盆の移動、後背地の上昇と剝削の時期であるが、その最も著しいのは、関門層群の下関亜層群堆積後とその上の八幡層堆積後である。河合正虎 (1957) は大賀附近の調査から、硯石層群 (= 関門層群) 中に石灰岩の巨礫が分布することを指摘し、これを衝上岩体の一部と解釈して、大賀衝上は硯石層群堆積中であると結論した。秋吉地域でも秋吉台北部の関門層群の基底に石灰岩礫が広く分布することは先に述べたが、その産状から見てこれを衝上岩体又は衝上による破碎岩体と見ることはとうてい不可能である。またその分布は衝上運動の方向性から見ても矛盾する。筆者はこれらは現在の秋吉台及びその北側の関門層群の下に広がっているであろう石灰岩地域の上昇により、こゝから礫として供給されたと見る方が妥当であると考えている。長谷 (1958) によると西中国から北九州に及ぶ地域の火成岩類特に玢岩類の貫入は八幡層堆積前より始まつているとされている。従つて秋吉地域の衝上運動は、下関亜層群堆積後、火成活動前と見るのが妥当であろう。下関亜層群は、松本、長谷等によると宮古世~ギリヤーク世に及ぶとされている。これは淡水産貝化石から朝鮮の新羅統に対比されたもので、海成層との関係は明でないが、東北日本で花崗岩の侵入を伴う造山運動即ち所謂大島運動より幾分後のようである。

この時期を選ぶのに最も大きな弱点は、関門層群を切る衝上断層が野外で極めて少ししか見られないことと、関門層群の褶曲の程度が、下位層準のものに比較して弱いことであろう。長谷は関門層群の褶曲は基盤に近い所で弱く、隔るに従つて強くなり逆転するに至るものもあると報告している。水平方向の圧力に対して基盤の古期岩相が衝上運動を起し、その上に乗る関門層群自体は極めて限られた部分が褶曲したに過ぎないと考えられる。

第5章 秋吉台及びその周辺の古生層の堆積機構に関する考察

西南日本内帯では、青海、伊吹～藤原岳、阿哲、大賀、蔵目喜、半田、秋吉、平尾と略北東々～南西々に一列に石灰岩台地が分布している。変成作用により時代不詳の平尾台を除くと、他の中部石炭系より中、上部二畳に亘る永い地質時代の堆積物の殆どが石灰岩とシャールスタインによつて占められている。しかもこれらの石灰岩台地の周辺に分布する古生層は、石灰岩台地と略同時代に亘る堆積物であるにもかかわらず、スレート、砂岩、チャートのような碎屑岩類によつて占められ石灰岩、シャールスタインは極めて少く、小レンズ状に挟まれてくるに過ぎない。石灰岩地域と、非石灰質碎屑岩類の岩相上のこの著しい対立は、西南日本外帯、東北日本ではほとんど見られない現象であると同時に小林(1941)がこれらの石灰岩地域が、秋吉、大賀の運動によつて遠隔の地より移動してきたクリッペであると考えた大きな原因でもある。従つて秋吉地域で見られる秋吉石灰岩と碎屑岩類の比較からその堆積を考察することも意義のあることと考える。

秋吉石灰岩は、他の石灰岩台地に比較して、シャールスタインが極めて少く、わずかに最下部に20 m 以下のレンズ状に含まれるにすぎない。他の堆積物はほとんどが純粹の石灰岩によつて占められている。石灰岩自身の層厚は著しい運動により圧縮又は伸長され明でないが、概算して1000m程度と見られる。その中 C_{IV} 帯迄の占める層厚が約2/3 になつている。 C_V 帯までの石灰岩、特に C_{II} 帯のものの中には、Fusulinids の他 Brachiopoda, Bryozoa, Algae とともに豊富な Corals を産する。この Corals は普通厚く帯状に密集し化石帯を作り堆積時は Bioherm を形成していたものと推定される。二畳紀の石灰岩では Corals は比較的乏しく、また密集帯を作るものはみられなくなる。 P_{III} 帯上部より P_{IV} 帯の石灰岩はしばしばスレートに移化するとともに角礫(堆積作用時に形成された)石灰岩となることは先に述べたとおりである。周辺の碎屑岩類中最下位の二神層は、チャート中に石灰岩のレンズを挟み、その石灰岩は oolitic であるとともに C_I 帯と同様の化石を産出する。この石灰岩は岩質上秋吉石灰岩と同一である。しかし他の層準に含まれる石灰岩はほとんどが多かれ少かれ角礫状となり、中にはチャート、シャールスタイン、スレートの小さな破片がみられ、また明に下位の層準と判断される化石を含んだ角礫を混在している。これらの角礫状石灰岩中に含まれる角礫の中の化石及び岩質は秋吉石灰岩中のそれと同一であり、これらが堆積時に、秋吉石灰岩から供給されたものと見ることが出来る。即ち秋吉石灰岩の堆積中に、その末端が破壊され、角礫として周辺の碎屑堆積物中に挟み込まれたものと解釈される。この時、秋吉石灰岩と周辺の碎屑岩類とは堆積面の深度で多少の差があり、角礫の供給源である前者が高位置を占めていたことが推定される。また、この深度差が同時に岩相の差を作つた原因でもあつたと解釈される。中上部二畳紀ではこの深度差が次第に少くなり、略同様の堆積物を形成したものと見られる。このような石灰岩と角礫状石灰岩は現在生成されつゝある Coral reef とその周辺の角礫状石灰岩の形成の機構と類似している。他の石灰岩台地では石灰岩の基底部に、厚いシャールスタインが分布するのが普通である。筆者の調査した藤原岳地域では、下部二畳紀の大部分がシャールスタインに占められ、その中には熔岩、集塊岩も見られる。従つてこの Coral reef は火山島の周辺又は海底火山を基盤として生成されたものと解釈出来、石灰岩台地の配列は火山列島を示すものであろう。

第6章 結 論

1. 秋吉石灰岩は上部より次のように分帯される。この中、 P_I 帯と C_{IV} 帯の間には faunal break があり野外では確認されないが非堆積が平行不整合が考えられる。他の各化石帯は整合と見られる。

Yabeina zone P_{IV}

第8表 秋吉石灰岩の化石帯の対比表

SYSTEM		AKIYOSHI LIMESTONE									
		Y. OZAWA (1923)		S. HANZAWA (1941)		R. TORIYAMA (1957)		Y. HASEGAWA (1958)		M. MURATA (1961)	
		subzone		subzone		subzone		subzone		subzone	
P E R M I A N	Fusulina Zone	P ₃ <i>Sumatrina annoe</i>		Yabeina <i>Sumatrina</i>		P _{4d} <i>Yabeina shrawiensis</i>		P _{IV} Yabeina zone			
	Neoschwagerina	P ₂ <i>Pseudofusulina ambigua</i>		Neoschwagerina <i>Verbeekina</i> <i>Misellina</i> <i>Parafusulina</i>		P _{III} <i>Neoschwagerina douvillei</i> <i>Verbeekina verbeeki</i> <i>Neoschwagerina craticulifera</i>		P _{III} <i>Neoschwagerina craticulifera</i> var <i>haydeni</i>		P _{III} <i>Neoschwagerina zone</i>	
	Parafusulina	P ₁ <i>Parafusulina japonica</i> <i>Parafusulina lutugini</i>		<i>Parafusulina</i> <i>Paraschwagerina</i>		P _{III} <i>Parafusulina kaerimizuensis</i> P _{III} <i>Pseudofusulina ambigua</i>		P _{IV} <i>Parafusulina kaerimizuensis</i>		P _{II} <i>Parafusulina zone</i>	
	Pseudoschwagerina	C ₃ <i>Pseudoschwagerina meranginensis</i> C ₃ <i>Pseudoschwagerina muongthensis</i>		<i>Pseudoschwagerina</i> <i>Paraschwagerina</i> <i>Schwagerina</i> <i>Quasifusulina</i> <i>Triticites</i>		P _{IV} <i>Pseudofusulina vulgaris</i> P _{IV} <i>Triticites simplex</i>		P _{III-2} <i>Pseudofusulina vulgaris</i> <i>Pseudofusulina krafftii</i>		P _I <i>Pseudoschwagerina vulgaris</i> subzone <i>Triticites simplex</i> subzone	
	Triticites										
	Fusulina										
	Fusulinella	C ₂ <i>Fusulinella bocki</i>		<i>Fusulinella</i>		C _m <i>Fusulinella biconica</i>		C _{IV} <i>Fusulinella biconica</i> <i>Clisaxophyllum ofukuense</i>		C _{IV} <i>Fusulinella Fusulina zone</i>	
	Profusulinella	C ₂ <i>Lonsdaleia floriformis</i>				C _m <i>Profusulinella beppensis</i>		C _{II} <i>Profusulinella zone</i>			
	Millerella	C ₁ <i>Nagatophyllum satoi</i>				C ₁ <i>Millerella sp. a</i>		C _{II} <i>Millerella zone</i>			
	Clisaxophyllum	I-1 <i>Nagatophyllum satoi</i>						I-1 <i>Nagatophyllum satoi</i>		C _I <i>Endothyra zone</i>	

- Neoschwagerina zone* P_{III}
- Parafusulina zone* P_{II}
- Pseudoschwagerina zone* { *Pseudoschwagerina-Pseudofusulina*
- vulgaris subzone* P_{I-2}
- Triticites simplex subzone* P_{I-1}
- Fusulinella-Fusulina zone* C_{IV}
- Profusulinella zone* C_{III}

Millerella zone.....C_{II}
Endothyra zone..... C_I

2. 各化石帯を過去の研究者のものと対比すると第8表のようになる。
3. 秋吉台周辺に分布する古生層は次のように分けられ、化石及び累重関係から対比すると第9表のようになる。二疊紀の基底に軽微な平行不整合があるようである。

第9表 秋吉地域古生層の対比表

別府層群	於福層群	秋吉石灰岩	大田層群
河原上層	堤層	P _{IV}	八重ヶ原層
竜現地層		P _{III}	
堅田層	真木層	P _{II}	
		P _I	
.....	?	?	↑? ?
.....	相行層	C _{IV}	二神層
		C _{III}	
		C _{II}	
		C _I	

4. 於福層群と秋吉石灰岩は互に漸移し、同一地質構造を示す。また、別府、大田両層群も同時異相の関係にあり接近して堆積したものと考えられる。従つてすべて原地性のものである。
5. 秋吉石灰岩及び周辺の古生層は、岩相による程度の差異はあるが北側に倒れた傾斜褶曲をし衝上断層により北側に夫々衝上している。
6. 秋吉石灰岩と周辺の地層の関係を過去の研究者のものと比較して図示すると第5図となる。
7. 褶曲運動は美禰層群堆積前即ち二疊紀以後三疊紀 Ladinian 前である。
8. 衝上運動は褶曲運動に伴つて生成されたものもあろうが、主要なものは美禰層群堆積後、即ち三疊紀 Norian 以後である。その後の時代を限定する資料は乏しいが最も大きく動いたのは恐らく関門層群下関亜層群堆積後即ち白堊紀ギリヤーク世以後、玢岩、斑英岩等火成岩類の貫入前であると考えられる。

参 考 文 献 (古生物関係のみのものは除く)

DUNBAR, C. O. (1940) : The Type Permian, Its Classification and Correlation. Bull. Amer. Petrol. Geol., Vol. 24, No. 2, pp. 237-281.
 —— (1942) : Artinskian Series (Discussion), ditto., Vol. 26, No. 3, pp. 402~409.
 藤本治義 (1952) : 本邦石炭系・二疊系の化石帯(要旨). 地質学雑, 第 58 卷, 第 682 号.
 藤田博志 (1958) : 新潟県西頸城郡古生代青海石灰及びその周辺地域の地質. 東北大理学部地質古生物教室研究報告, 第 48 号.
 HANZAWA, S. (1941) : The Stratigraphical Relation between the Carboniferous and Permian Formation in Manchuria, Korea and Japan proper. Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. 17, No. 3.
 —— (1944) : Stratigraphical Distribution of Fusulinid Foraminifera found in South Manchria and Japan. ditto, Vol. 19, Nos. 1~4.
 HAYASAKA, I., and MINATO, M. (1951) : Carboniferous Formation in the Japanese Islands. Compte Rendu, Troisième Congrès de Strat. et Géol. du Carbonifere. Heerlen. 1951.
 長谷 晃 (1951) : 山口県の三疊系. 地質調査所報告特別号. 73~89 頁.
 —— (1958) : 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広島大, 地学研究報告. 第 6 号, pp. 1~50 頁.
 猪郷久義 (1956) : 飛弾山地福地附近の石炭系二疊系, 特に一ノ谷層群の防蝕虫化石帯について. 地質学雑誌.

- 第 62 卷, 第 728 号.
- IGŌ, H. (1957) : Fusulinids of Fukuji, Southeastern Part of the Hida Massif, Central Japan. Tokyo Univ. Education, Sci. Rep., Ser. C, No. 47, pp. 217-240.
- 石井健一 (1956) : 四国西部の板取川層群. 上部石炭系中部統にかんする問題について. 地質学雑誌. 第 62 卷 第 724 号, 20-29 頁.
- ISHII, K. (1958A) : Fusulinids from the Middle Upper Carboniferous, Itadorigawa Group in Western Shikoku, Japan. Part I. Genus *Fusulina*. Jour. Inst. Polytechnics Osaka City Univ., Ser. G., Vol. 4, p. 1-20, pls. 1-5.
- (1958B) : On the Phylogeny Morphology and Distribution of *Fusulina*, *Beedeina*, and allied fusulinid Genera. *ditto.*, Vol. 4, pp. 99-64, pls. 1-4.
- 勘米良龜齡 (1952A) : 熊本県氷川流域に於ける上部石炭系及び下部二畳系. 地質学雑誌. 第 58 卷, 第 676 号, 17~32 頁.
- (1952B) : 九州南部における古生界の層序および化石帯. 同上. 第 58 卷, 第 682 号, 319~320 頁.
- KANMERA, K. (1954A) : Fusulinids from the Upper Permian Kuma Formation, Southern Kyushu, Japan, with Special Reference to the Fusulinid Zone in the Upper Permian of Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., Vol. 4, No. 1, pp. 1-338.
- (1954B) : The Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan (Part I). Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. 25, Nos. 1-2, pp. 117-144.
- (1955) : The Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. (Part II). *ditto.*, Vol. 27, Nos. 3-4, pp. 178-192.
- 小林貞一 (1939) : 西南日本の地帯構造. 地学雑誌. 第 5 卷. 第 604 号.
- (1940) : 長門筑前の地質について. 同上. 第 616 号.
- KOBAYASHI, T. (1941) : Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 5, pt 7, pp. 219-578.
- 小林貞一 (1948) : 日本群島地質構造論. 上巻・中巻. 古今書院.
- (1950) : 日本地方地質誌総論. 朝倉書店.
- (1951) : 同上. 中国地方. 朝倉書店.
- (1959) : 古期中生代の秋吉褶曲山脈. 地学雑誌. 第 68 卷, 第 3 号, 1-9 頁.
- MINATO, M. (1955) : Japanese Carboniferous and Permian Corals. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. & Mineral., Vol. IX, No. 2, p. 1-202.
- MINATO, M. and KATO, M. (1957) : On the Carboniferous Coral Zone in the Akiyoshi Plateau, Southwest Japan. Proc. Japan Acad., Vol. 33, No. 9, pp. 541-546.
- 長谷川美行 (1958) : 秋吉台の地質構造に関する一考察 (予報). 地球科学, 第 39 号, 15-18 頁.
- 河野通弘 (1950) : 秋吉台石灰岩について. 山口大理学会誌, 第 1 卷., 49-54 頁.
- MATSUMOTO, T. (1949) : The Late Mesozoic Geological History in the Nagato Province, Southwest Japan. Japan. Jour. Geol. Geogr., Vol. 21, Nos. 1-4, pp. 235-243.
- 河合正虎 (1957) : 中国山地に於ける後期中世代の地殻変動について. 地質学雑誌, 第 63 卷, 第 740 号, 289-299 頁.
- 村田正文 (1958) : 秋吉台の地質構造 (その一). 「有孔虫」, 第 9 号, 10-19 頁.
- 小沢儀明 (1922) : 石灰岩に伴う礫岩蚕岩斑点状石灰岩偽角礫岩について. 地質学雑誌, 第 36 卷, 第 357 号.
- (1923) : 秋吉台石灰岩を含む所謂秩父古生層の層位学的研究. 同上, 第 29 卷, 第 357 号.
- OZAWA, Y. (1925) : Palaeontological and Stratigraphical Studies on the Permo-Carboniferous Limestone of Nagato, Pt. 2, Palaeontology. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Vol. 45, Art. 6, pp. 1-90.
- THOMPSON, M. L. (1948) : Studies of American Fusulinids. Univ. Kansas. Paleont. Contrib : Protozoa, Art. 1, pp. 1-184.
- (1954) : American Wolfcampian Fusulinids. *ditto.*, Art. 5, pp. 1-226.
- 杉山敏郎 (1939) : 山口県美禰郡秋吉地方の古生層の二三の事実について. 地質学雑誌, 第 46 卷, 第 544 号, 13-22 頁.
- OKIMURA, Y. (1958) : Biostratigraphical and Paleontological Studies, on the Endothyroid Foraminifera from the Atetsu Limestone Plateau, Okayama Prefecture, Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 2, No. 3, pp. 235-264.
- 鳥山隆三 (1948) : 雁飛・常森層群の層序 (演旨). 地質学雑誌, 第 54 卷, 第 169 号.
- TORIYAMA, R. (1954A) : Geology of Akiyoshi, Part I. Study of the Akiyoshi Limestone Group. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., Vol. 4, No. 1, pp. 39-97.
- (1954B) : Geology of Akiyoshi, Part II. Stratigraphy of the Non-calcareous Groups

- developed around the Akiyoshi Limestone Group. *ditto.*, Vol. 5, No. 1, pp. 1-46.
- (1958) : Geology of Akiyoshi, Part III. Fusulinids of Akiyoshi. *ditto.*, Vol. 7, pp. 1-264.
- 鳥山隆三 (1957) : 秋吉台の地質. 山口県教育委員会.
- YABE. H. (1948) : Neoschwagerininae DUNBAR and CONDRA. Proc. Japan Acad. Tokyo, Vol. 24, No. 9, pp. 1-10.
- (1949A) : The Zone of *Millerella* in Japan. *ditto.*, Vol. 25, No. 5, pp. 165-167.
- (1949B) : Fusulinid Zones in the Carboniferous of Japan. *ditto.*, Vol. 25, No. 5, pp. 168-174.
- (1958) : Thick Limestones of the Upper Carboniferous-Permian Age in Japan; An Interpretation of their Mode of Deposition. *ditto.*, vol. 34, No. 4, pp. 217-219.
- 矢部長克 (1958) : 秋吉台地質構造についての若干の問題. 「有孔虫」, 第 9 号, 1-9 頁.

On the Geological Structure of the Akiyoshi Plateau

Masafumi Murata

ABSTRACT

As a result of the geological studies on the structure of the Akiyoshi Plateau in Miné-gun, Yamaguchi Prefecture, the rocks were classified into the units shown in Table 6, and each of them are described in detail in the text.

From the fusulinids collected from the Akiyoshi limestone the following zones were recognized, from the lower to the upper; *Endothyra* zone (C_I), *Millerella* zone (C_{II}), *Profusulinella* zone (C_{III}), *Fusulinella-Fusulina* zone (C_{IV}), *Pseudoschwagerina* zone (P_I), *Parafusulina* zone (P_{II}), *Neoschwagerina* zone (P_{III}), and the *Yabeina* zone (P_{IV}). Among these zones, the *Pseudoschwagerina* zone is subdivided into *Triticites simplex* subzone (P_{I-1}) in the lower and the *Pseudoschwagerina-Pseudofusulina vulgaris* subzone (P_{I-2}) in the upper. Between the *Fusulinella-Fusulina* zone and the *Triticites simplex* subzone the top of the Zone of *Fusulina* and the whole of the Zone of *Triticites* are missing. Although no unconformity could be observed in the field one is expected because the two fossil zones are missing. The upper part of the *Neoschwagerina* zone to the *Yabeina* zone changes to a muddy facies and breccia limestone becomes dominant, but no unconformity could be determined.

The relationship between the Akiyoshi limestone and the non-calcareous rocks which are distinguished into groups and formations is shown in the correlation table (Table 6). The Katada formation, the lowest of the Beppu group corresponds to the *Pseudoschwagerina* zone and the *Parafusulina* zone, the former of non-calcareous and the latter of calcareous rocks. The Ryugenji formation (Beppu group) is equivalent to the lower part of the *Neoschwagerina* zone, the Kawarakami formation (Beppu group) corresponds to the upper part of the *Neoschwagerina* zone including the *Yabeina* zone. The Aigyo formation of the Ofuku group yielded no fossils and thus its age is not certain, but from its relation to the superjacent formation whose age is known, it is considered that it belongs to the Carboniferous in age. The Maki formation can be correlated paleontologically with the *Pseudoschwagerina* zone to the *Parafusulina* zone.

The Maki formation contains in its lower part a facies of coarse grained sandstone and granule conglomerate, and thus it is considered that a slight unconformity may exist between it and the Aigyo formation. The Tsutsumi formation from paleontological evidence can be correlated with the *Neoschwagerina* zone to the *Yabeina* zone. The Futagami formation in the lower part of the Ota group is a chert facies with intercalated small limestone lenses which have yielded *Endothyra*, *Plectogyra*, and therefore, may be correlated with the *Endothyra* zone of the Akiyoshi limestone. The Yaegahara formation shows a slight parallel unconformity at its base and yields from its upper part fossils enabling correlation with the *Yabeina* zone.

From the distribution of the fossils in the Akiyoshi limestone it is inferred that in the northeastern part of the present area there is an anticline, and in its southeastern part there are three synclines almost with parallel lineation. The anticlines between the synclines are cut with thrust faults, riding over the synclinal structures and their original structures remain merely as relics. The synclinal axes trend NE-SW to NEE-SWW with the western side gently plunging and the axes-plane is inclined at 60°-80° towards the southeast.

Previous authors have assumed a major recumbent fold of the present area, however, this may have been a misinterpretation of anticlinal structures thrust up on the synclines.

The age of folding of the non-calcareous Ofuku group coincides with that of the Akiyoshi limestone and the age of faulting of both groups is in agreement. The axes of folding of the Akiyoshi limestone and Ofuku groups correspond with one another. These two groups were not deposited in different areas as previously thought, but are contemporaneous in deposition but of different facies, and therefore, were subjected to the same movements and at the same time. The Beppu and Ota groups have folding axes of NEE-SWW, being the same as the Akiyoshi and Ofuku groups. The latter rides over the former with thrust fault, and the Ota is thrust up on the Akiyoshi limestone and the Ofuku group. The relation between the Paleozoic rocks and the Triassic Miné group is a distinct thrust plane, dipping towards the south. The Cretaceous Kwamon group covers the Paleozoic and Miné groups with distinct clino-unconformity, but at places the latter two, separately, are thrust up on the Cretaceous Kwamon group. In the south of Isa, the thrust plane is invaded with porphyrite. The geological age of diastrophism is post-Permian to pre-Triassic, because the significant folding structures observed in the Paleozoic rocks do not influence the Triassic deposits. The thrust faults were developed at the time of this magnificent folding. The next movement occurred after the deposition of the Miné group.