

山口県美禰市付近の中古生界について
—中国山地における後期中生代の地殻変動 第2報—

河 合 正 虎*

**On the Deformation of the Mesozoic and Paleozoic Systems
in the Mine District, Yamaguchi Prefecture, Japan**

(Late Mesozoic Crustal Movements in the Chūgoku Province,
the Inner Zone of Southwest Japan Part II)

by

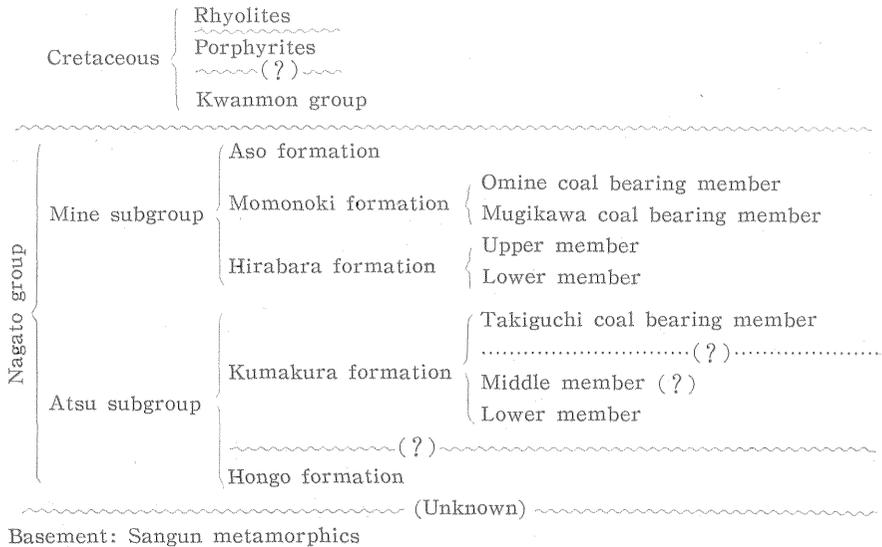
Masatora Kawai

Abstract

1) The geological systems in this area in ascending order are as follows: The Sangun metamorphics, the non-metamorphosed Paleozoic Akiyoshi super-group and Ota group, the Paleozoic or Triassic Kamiryō formation, the Triassic Nagato group, the Lower Cretaceous Kwanmon (Inkstone) group and porphyrite, the Paleocene(?) Nozako quartz diorite and quartz porphyry and the Quaternary sediments.

2) The Akiyoshi super-group is composed of the Akiyoshi limestone and the Gampi chert and Hiranoyama chert formations. The Ota group is lithologically divided into the Ota group in a narrow sense comprizing sandstone and clayslate and the Tsunemori formation consisting of clayslate accompanied by sandstone.

3) The Mesozoic rocks in this area are classified in descending order as follows.



* 広島駐在員事務所

4) There are very important features, named the Sanyō and Sanin overthrust systems in this area. The Sanyō system is composed of the Ojigase, Kamiryō, Saigatoge, Gampi, Yamatsuyu, Akiyoshi and other thrusts.

The Ojigase and Kamiryō thrust sheets consist of the Paleozoic Tsunemori formation, and the both thrusts are probably continuous. The former had thrust on the Triassic Mine and Atsu subgroups and the Cretaceous Kwanmon group, and its thrust line is traced from Sobara, through Ojigase and Kuwabara to Kawarakami. The latter had pushed on the Kamiryō formation in the vicinity of Kamiryō.

G. Yoshino (1954) discovered the Saigatoge thrust fault in the eastern adjacent area. The Ota group consisting of the Saigatoge thrust sheet had pushed on the Sangun metamorphics in Saigatoge, and it is probably connected on the Kitayama thrust fault in the eastern adjacent areas of Yamaguchi prefecture (After J. Kojima, 1947). (See Fig. 1 Compiled geological map of the western Chugoku region, Inner Zone of Southwest Japan)

The Gampi thrust has pushed the Gampi chert over the Mine subgroup and Kwanmon group and the Ojigase thrust sheet (Tsunemori formation). This thrust fault is found in the Maki, Nishihata, Kuwabara, Gampi mountain, Nishidera, Takiguchi and other areas. The Yamatsuyu sheet comprizing the Hiranoyama chert has thrust up mainly the Takiguchi coal bearing member (Atsu subgroup) and partly the Ota group consisting of the Saigatoge sheet and the Tsunemori formation (Ojigase sheet), and is covered by the Cretaceous porphyrite.

The Akiyoshi sheets pushed the Akiyoshi limestone over mainly the Tsunemori formation, the Ota group, the Gampi and Hiranoyama formations and partly the Triassic Nagato and Cretaceous Kwanmon groups.

The Ojigase, Gampi and Akiyoshi sheets are invaded by the Nozako quartz diorite and the quartz porphyry.

On the whole, the Sanyō thrust sheets formed imbricated structure by these thrust faults. Also, each sheet probably formed imbricated structure by many minor low-angle faults similar to the Akiyoshi limestone sheet in the Shigeyasu area. (See M. Murata, 1960, p. 17~22) The Sanyō thrust sheets are probably displaced from south or east to north or west.

The Sanin sheets composing the Sangun metamorphics thrust up on the Nagato and Kwanmon groups and the non-metamorphosed Paleozoic strata of thin slices of the Sanyo sheets. This system consists of the Hirano thrust in the northwestern area, the Habu thrust in the southwestern adjacent area and other faults, and its sheets may be toward from north or west to south or east. The Hirano thrust is cut by dykes of quartz porphyry.

5) After or amidst the deposition of the Kwanmon group, and before the eruption of porphyrite and rhyolites, and the intrusion of the Nozako quartz diorite and quartz porphyry, the Sanyo and Sanin thrust systems were completed. The eastern extension of the Sanyo system is inferred to be continuous with the well-known Kitayama thrust. The geological age of two thrust systems is mid-Cretaceous.

6) The geological structures of the Cretaceous, Triassic and older strata are controlled by the two thrust systems and the older strata suffered the greater disturbance. The Triassic Nagato group forms a large synclinorium comprizing a

syncline toward southwest from Shimotashiro, an anticline and many minor foldings from Ojigase to Sugihara, two synclines and an anticline toward west-southwest from Sobara, and other foldings in the southern adjacent areas.

7) The crustal movements in the Chūgoku province land are not short-period events, but progressed intermittently from about late Jurassic to early Tertiary, based on data of T. Matumoto (1947a) and M. Kawai (1957), and are remarkably similar to that in the Hida plateau region (M. Kawai, 1961b).

要 旨

昭和36年末山口県美禰市付近の中古生界を調査し、若干の新事実を発見した。調査は僅か旬日に過ぎなかつたので、既発表の文献および筆者がかつて調査した当時の知識および域外における研究等を併せて地殻変動に関する見解をまとめた。

(1) 本地域および周辺部の中生界は三郡変成岩類と非変成中生界とに大別され、非変成中生界は秋吉累層群(仮称)と大田層群とに区分されるべきである。

(2) 秋吉累層群には秋吉石灰岩と、主体がチャートからなる地層(雁飛層および平野山層など)を含めるべきが至当である。

(3) 大田層群は常森層を含めて非石灰相および非チャート相の中生界を一括すべきものである。大田層群は砂岩および粘板岩を主体とした地層であり、常森層はそのうちの粘板岩にとみ砂岩を伴う地層である。従来よばれた大田層群中にも粘板岩にとむ部分もあり、また常森層にも砂岩がかなり多い地層を挟む。研究が進むにつれて、大田層群と常森層とは一連の層序区分による再編成が可能と考える。

(4) 本地域周辺の三畳系は各地区ごとに異なる名称でよばれているが長門層群(仮称)として一括されるべきである。本地域のかつて厚保および美禰両層群はそれぞれ亜層群とすべきものと考える。

(5) 三畳系と非変成中生界とは常に衝上断層の関係にある。秋吉石灰岩・雁飛層・平野山層および常森層を衝上地塊とする断層をそれぞれ秋吉・雁飛・山露および祖父ヶ瀬の諸衝上とよぶ。これらの衝上は低角度の小断層を伴ない衝上地塊にはしばしば鱗片構造が形成される。そして各衝上は一連の地殻変動によって生成され、非変成中生界はまた全体として鱗片構造がつくられる。祖父ヶ瀬衝上は、その東方の延長が才ヶ峠衝上に連なり、さらに北山衝上と同一のものであろう。

(6) これらの非変成中生層を衝上地塊とする断層を山陽衝上系として一括する。本衝上系は南または東から、北または西に向かって転位したものである。

(7) 三郡変成岩類を衝上地塊とする衝上には、域内で平野衝上、域外で埴生衝上(仮称)などがある。これらの衝上を一括して山陰衝上系とよぶ。本衝上系は北または西から南または東に向かって転位した。

(8) 三畳系長門層群および白堊系関門層群は上述の非変成と変成した両中生界を衝上させた異なる系統の2方向の力をうけて擾乱されている。

(9) この衝上群の完成は関門層群下関門層群堆積後または堆積中であらう。

(10) 衝上の完成後に玢岩や流紋岩の噴出があり、さらに石英閃緑岩などの深成作用がつついた。

(11) (5)ないし(10)で示されることは、飛騨高原における地殻変動の発達ときわめてよく似ている。ただし飛騨高原では2つの異なる衝上系が玢岩-安山岩および流紋岩の噴出後に完成している。

(12) なお軟珪石金ヶ原鉱山の地質鉱床・現況および軟珪石の成因につき略述し、また瀧口および竜現寺炭鉱の現況を附記した。

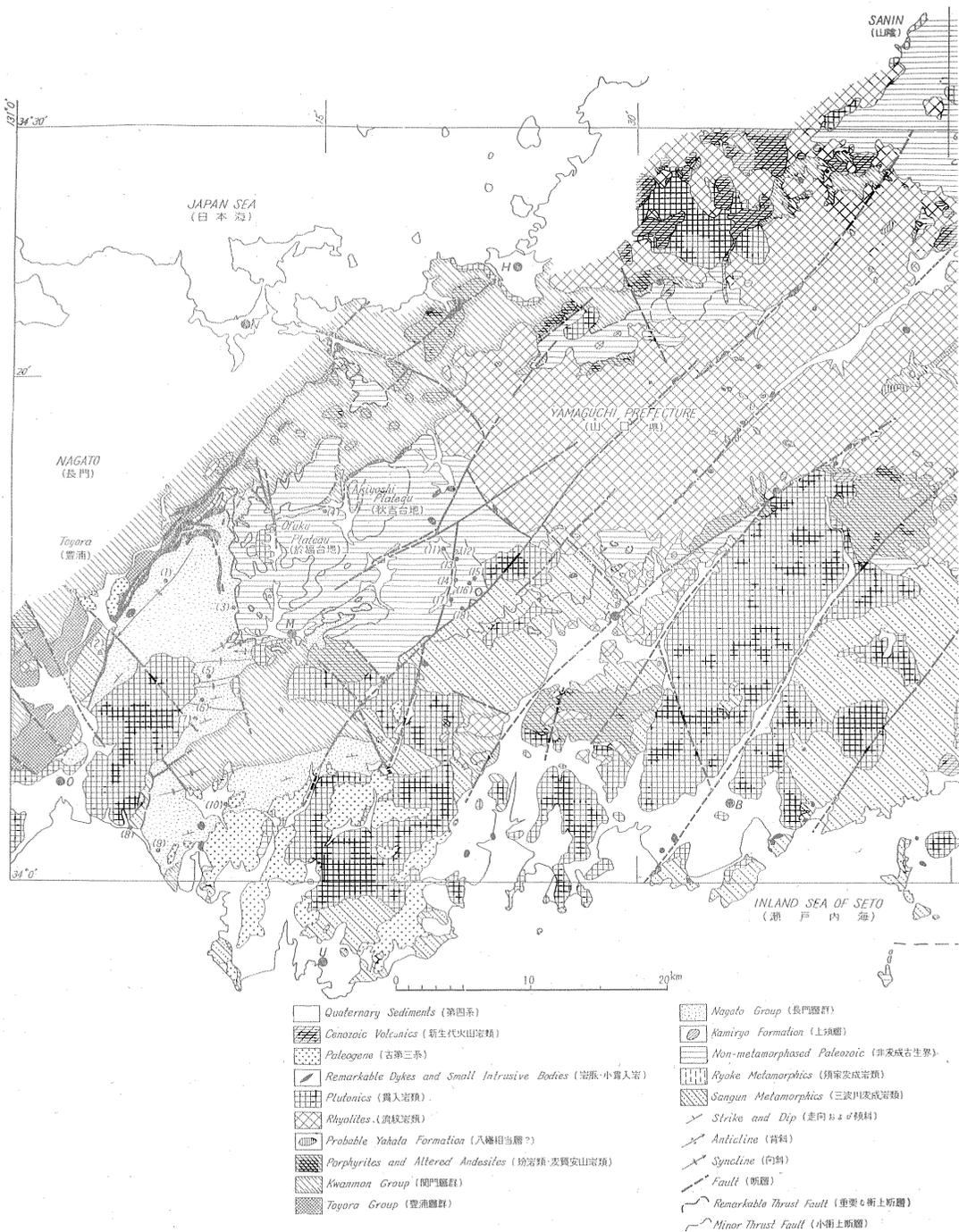
1. はじめに

昭和36年末美禰市東部の中生界を踏査した。本地域の東側は秋吉石灰岩を、西側では三畳系を対象として多くの研究が行なわれた。今回は1961年12月末の僅か旬日の調査に過ぎないので、詳細な記載を行なうことはできなかったが、幾つかの新事実を発見したので他の資料を引用して地殻変動に重点をおき見解をのべる。

本地域の北半部は筆者がかつて、九州大学在学中(注1)に今野円蔵(元)教授および松本達郎教授の指導をうけて踏査したことがある。

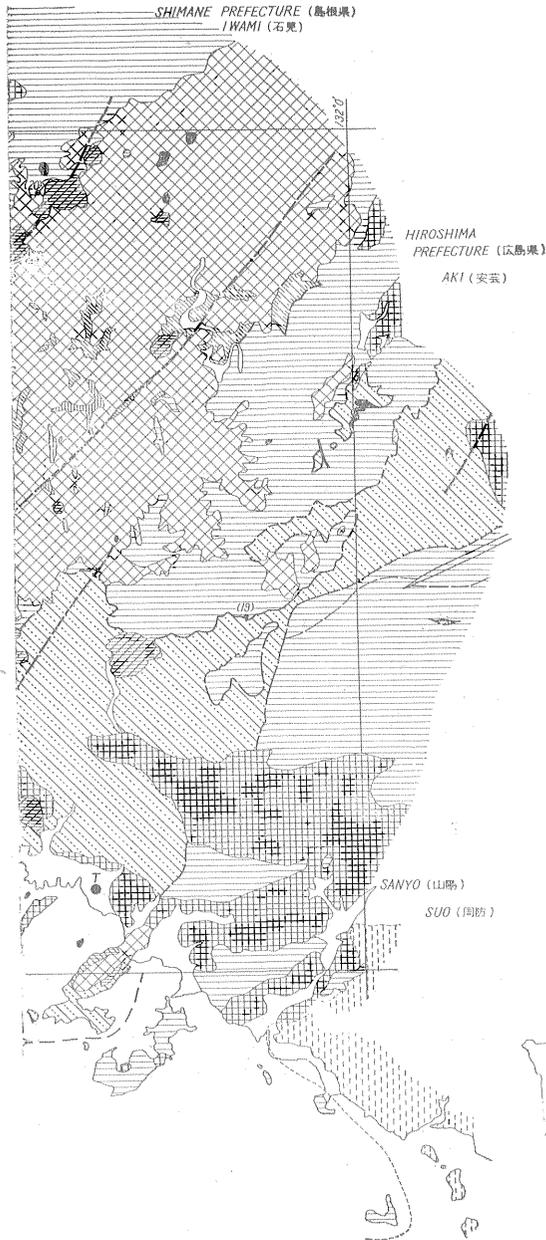
調査に当つて、宇部石炭支局炭業課・宇部興産山陽無煙炭業所・小野田セメント重安工場・竜現寺炭鉱および瀧口無煙炭鉱より多くの便宜が与えられた。また、古生代の紡錘虫および中生代の動物化石の鑑定はそれぞれ広島大学佐田好おおよび中野光雄両助手の援助を受け、三畳系の地質に関しては山口理科教育センター内藤源太郎氏から助言をいただいた。上記の方々に謝意を表す。

注1) 昭和18年進級論文作製のため。



第 1 图 山口県主要部
Compiled geological map of the main part in the Yamaguchi

山口県美禰市付近の中古生界について (河合正虎)



Compiled by M. Kawai based on data of M. Kawai (1962 a, b & 1963), K. Akagi (1927), A. Hase (1951, 1958), S. Imamura and others (1951), M. Kawano (1961), K. Miyamoto (1952), M. Murata (1960), T. Ogura (1922 & 1924), H. Sato (1933), R. Toriyama (1954).

Explanation of symbols

- (B) Hofu City (防府)
- (H) Hagi City (萩)
- (M) Mine City (美禰)
- (N) Nagato City (長門)
- (O) Ozuki (小月)
- (T) Tokuyama City (徳山)
- (U) Ube City (宇部)
- (Y) Yamaguchi City (山口)
- (1) Aso (麻生)
- (2) Toyoga-take (豊方岳)
- (3) Omine station (大嶺駅)
- (4) Beppu (別府)
- (5) Shirōgawara (四郎ヶ原)
- (6) Kumanokura (熊倉)
- (7) Hongo (本郷)
- (8) Habu (楯生)
- (9) Tsubuta (津布田)
- (10) Asa (厚狭)
- (11) Ota (大田)
- (12) Amagoi M. (雨乞山)
- (13) Akitani (秋谷)
- (14) Takayama (高山)
- (15) Yotsuse (四瀬)
- (16) Ayagi (綾木)
- (17) Kakinokibara (柿木原)
- (18) Saiga P. (才方峠)
- (19) Kitayama (北山)
- (20) Tsuwano (津和野)

地域の地質略図
Prefecture, Western Honshu, Japan

2. 地質の概要

本地域の地質系統は古生界・古生界ないし三疊系の上領層・三疊系長門層群・白堊系関門層群(硯石層群)・玢岩・野迫石英閃緑岩・石英斑岩・洪積層および沖積層に大別される。第1図は山口県主部の地質略図で、第2図は美禰市付近の地質図である。

2.1 古生界

古生界は三郡変成岩類と非変成古生界とに分かれる。

2.1.1 三郡変成岩類

三郡変成岩類は非変成古生界とは断層によって接し、域外において三疊系津布田層群によって不整合に覆われる。本地域では北西部に僅かに分布し、豊ヶ岳千枚岩類(注2)または台層(注3)とよばれるものの一部である。ここでは千枚岩質粘板岩を主とし、角閃岩および片状半花崗岩に貫かれ、また蛇紋岩も伴っている。鳥山隆三(1954b, p. 40~41, loc. 218)は久下の礫質石灰岩から *Staffella* sp., *Fusulinella* sp., *Triticites* sp., *Schwagerina regularis* (SCHHELLWIEN), *S.* sp., *Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT), *P.* sp., *Parafusulina* (?) sp. を報告し、台層は *Pseudofusulina vulgaris* subzone ないし *P. ambigua* subzone に対比されるとのべた。しかしこの付近には雁飛層が分布し、石灰岩は雁飛層中のものに似ているので、なお検討が必要であろう。

2.1.2 非変成古生界

非変成古生界は秋吉累層群と大田層群とに大別される。

A. 秋吉累層群(仮称)

本累層群は鳥山隆三(1948a)の秋吉石灰岩層群とその周辺部のチャートの厚層(雁飛および平野山両チャート層など)とを一括した地層に与えた仮称である。

秋吉石灰岩 秋吉台および福台を構成する石灰岩を主体として一部に輝緑凝灰岩を伴う。従来秋吉石灰岩層群とよばれたものである。秋吉衝上によって一般に常森層(域外では大田層群)などの上ののっている。小沢儀明(1923)によって詳細な層序区分が行なわれて以来多くの学者(注4)によって種々の立場から検討された。

村田正文(1960)によれば8化石帯に区分される。石灰岩系は下から *Endothyra* Zone, *Millerella* Zone, *Profusulinella* Zone および *Fusulinella-Fusulina* Zone に4区分される。*Endothyra* Zone は長谷川美行

(1958)の *Nagatophyllum satoi* に比較して Visian に *Millerella* Zone と *Profusulinella* Zone を鳥山隆三(1954a)と同様に Visian-Bashikirian に対比し、さらに *Fusulina* の産出を認めて *Fusulinella-Fusulina* Zone を Moscovian とし、Uralian のみが欠除するとした。二疊系は鳥山と同様に、下から *Pseudoschwagerina*, *Parafusulina*, *Neoschwagerina* および *Yabeina* の各 Zone をそれぞれ、Sakmarian, Artinskian, Socioian および Chidiruan に対比した。村田は *Pseudoschwagerina* Zone を *Triticites simplex* および *Pseudoschwagerina-Pseudofusulina vulgaris* の2 subzone に分けたが、鳥山(1954a)のように *Parafusulina* Zone を *Pseudofusulina ambigua* および *Parafusulina kaerimizuensis* subzone に、*Neoschwagerina* Zone を *N. craticulifera*, *Verbeekina verbeeki* および *N. douvillei* の3 subzone に細分することをしなかった(村田, 1960, p. 41~42)。秋吉地域では *Lepidolina* Zone は未発見である。

秋吉台石灰岩の主体は本地域より東方にあるが、一部はその西側に散在し、また薄い輝緑凝灰岩やチャートを伴うことがある。本地域の西半部に分布するものは福台から西に連続したものが削剝によって分離され、古生界の西縁部では岩体はきわめて小さく、一般に角礫質であるが、東方に向かって均質となり、岩体も比較的に大きいものがある。筆者は秋吉石灰岩の主体を調査しなかったが、丸山部落の東において村田(1960)の *Endothyra* Zone の西限部において Small foraminifera とともに *Endothyra* spp. が採取された。滝口付近の角礫質石灰岩は異なる時代の化石を含む種々の角礫を含むので、かつて三疊系美禰層群の基底礫岩とみなされたことがある(片山勝, 1939; 小林貞一, 1940, 1941, 1948, 1950; 徳山明, 1958a; 村田正文, 1958)。この付近にはチャートの小岩体があり(鳥山, 1954a, bの秋吉石灰岩層群)、その上に角礫質石灰岩がのっている。村田(1960, p. 29, loc. 4203 A, B, C)はこの石灰岩から *Pseudofusulina crassiseptata* (DEPRAT) その他の化石を採取し、これらは礫中のもので、最も若い *Neoschwagerina douvillei* OZAWA によって *Neoschwagerina* Zone のものとした。筆者は北部(村田の loc. 4203 B 付近)には *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp., および *Triticites* sp. が、南部(村田の loc. 4203C 付近)には *Neoschwagerina* cf. *megaspherica* DEPRAT, *N.* cf. *douvillei* OZAWA, Cf. *Yabeina* sp., *Schwagerina* sp. の存在を知った。滝口の東方には諸所に石灰岩の小岩体がある。鳥山(1954a, b)は祖父ヶ瀬付近

注2) 小林貞一(1926)による。

注3) 鳥山隆三(1954b)による。

注4) 小倉勉(1922), 杉山敏郎(1939), 半沢正四郎(1941), 小林貞一(1941), 鳥山隆三(1940-1954a), 長谷川美行(1958), 村田正文(1960)など。

(loc. 64 & 204) および渋谷 (loc. 104 & 206) のものを *Neoschwagerina Zone* に含め、日永のもの (loc. 127) は *Yabeina Zone* に含めた。日永のものは肉眼では均質な部分もあるが顕微鏡下では角礫質で *Neoschwagerina* および *Yabeina* とともに *Schwagerina* sp. をも産出する。村田 (1960) は祖父ヶ瀬東方の石灰岩 (loc. 4204, 4205 & 4206; 鳥山の loc. 204) を *Neoschwagerina Zone* に、日永のもの (loc. 4202, 鳥山の loc. 127) を *Yabeina Zone* に、渋谷のもの (loc. 4201 & 4401) は *Pseudoschwagerina—Parafusulina Zone* に対比した。この村田の loc. 4201 は鳥山の loc. 104 で、最も若い化石をもって時代を示すならば *Yabeina Zone* に含められるべきである。また伊佐の東方 (丸山) のものは *Yabeina Zone* (鳥山, 1954 a & b, loc. 590; 村田, 1960, loc. 4301) に含められた。北方の白岩の石灰岩 (鳥山, 1954 a & b, loc. 54, 61, 73, 76, 79 & 202; 村田, 1960, loc. 2303 A & B, 4405, 4406 & 4407) はいずれも *Yabeina Zone* に対比された。筆者は白岩 (鳥山の loc. 54, 村田 loc. 2303B の付近) より *Schwagerina* sp., *Ozawaiella* sp. を採取した。これらの石灰岩はいずれも角礫質で、角礫中から時代の異なる種々の化石が産出する。したがって僅かの薄片では化石のすべてを示されず、また化石の示す最も新期の時代を確認することは容易でない。鳥山 (1954 a & b) および村田 (1960) は角礫質石灰岩を桑原のものと同様に一種の礫岩として取り扱い、非石灰質古生界に含めた。筆者はいずれも秋吉石灰岩の一部とみなす。この種の石灰岩は秋吉石灰岩の主体からあまり離れていないその周辺に堆積したものであろう。秋吉石灰岩の堆積が火山列島の周辺に行なわれたことを示すと同時に、おそらくその時期における局所的な隆起または火山の噴火によってその周辺にこの種の礫岩が堆積したものであろう。しかし、これらの一部には衝上断層の生成に伴った断層角礫が存在する可能性もある。

雁飛チャート層 北西部から北部に広く分布するチャートを主体とする地層を雁飛チャート層とよぶ。本層は珪質粘板岩を伴ない石灰岩を挟む。本層は小林貞一 (1940, 1941) の雁飛統の角岩、鳥山 (1948, 1954 b) の雁飛層群の主部および別府層群 (または河原上層群の竜現寺層あるいは河原上および三本松両層) に当る。本層は常森層および三疊系美禰層群の上に衝上断層で、また関門層群下関西層群 (硯石層群) とも衝上断層で接すると推定される。

本層は秋吉石灰岩の周辺相である。したがって所々に石灰岩の小岩体や、石灰岩とチャートとの縞状交互層を

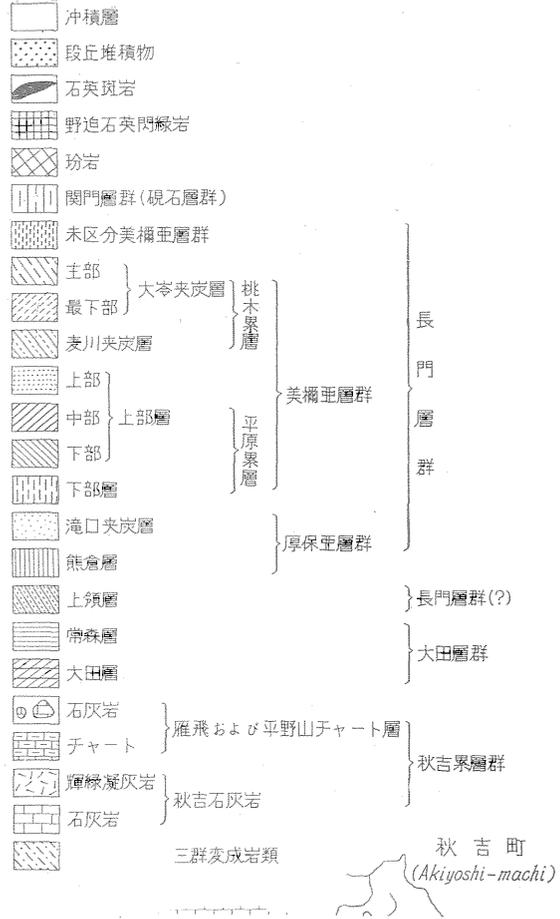
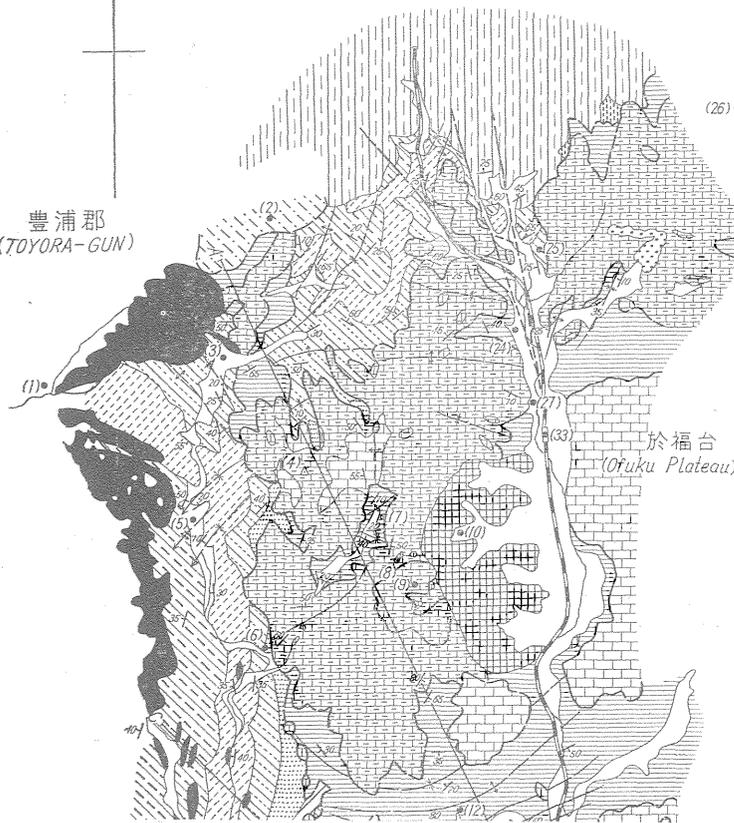
伴なう。一般に秋吉石灰岩に近接する地域で石灰岩が優勢となる傾向がある。その好例は大和鉱山坑内 (小倉勉, 1921; 上野三義・土井啓司, 1956; 関根良弘, 1958; 大和鉱山資料) および於福鉱泉の試錐資料 (村田, 1958, p. 15) で、本層の東部では石灰岩にとむことがわかっている。矢部長克 (1958, p. 5~6) は鳥山 (1954) の雁飛層群が別府層群の竜現寺層に対比され、秋吉石灰岩と同一の運動によって美禰層群の上位にのったことを予想した。

桑原の石灰岩から杉山敏郎 (1939) によって *Fusulinella bocki* (HAYASAKA) その他の化石が発見され、小林貞一 (1940) は Pennsylvanian を示すものとした。鳥山 (1954a & b) は *Triticites*? sp. をも発見し (loc. 80 & 81), この石灰岩の時代は Pennsylvanian または Lower Permian と考えた。村田 (1960, loc. 2202) はさらに新しい化石 *Pseudofusulina vulgaris* (SCHHELLWIEN) や *Schwagerina regularis* (SCHHELLWIEN) らも共存していることを指摘した。筆者は西側の石灰岩 (鳥山の loc. 80) から *Algae*? を、東側のもの (鳥山の loc. 81) から *Schwagerina* sp. の破片を得た。この石灰岩は角礫質であるので、村田 (1960, p. 34) は最も若い化石によって地質時代を Sakmarian と考えた。村田は上田代東方の石灰岩から *Triticites* sp., *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER) その他の化石が共存することを指摘している (1960, p. 34, loc. 2201)。雁飛山の北側の石灰岩の旧採掘所 (鳥山の loc. 133, 村田の loc. 60) からの転石中には石炭系の石灰岩に特有の *Oolite* が多数見られる。礫岩中のものかも知れないが、礫自体としては多量であるので、雁飛衝上によって挟み込まれて、石炭系が存在するかも知れない。鳥山 (1954, a & b) および村田 (1960) の別府層群に属するチャートは筆者は雁飛チャートに当ると推定する。また、別府層群中の石灰岩の多くは雁飛チャート中のものと推定する。

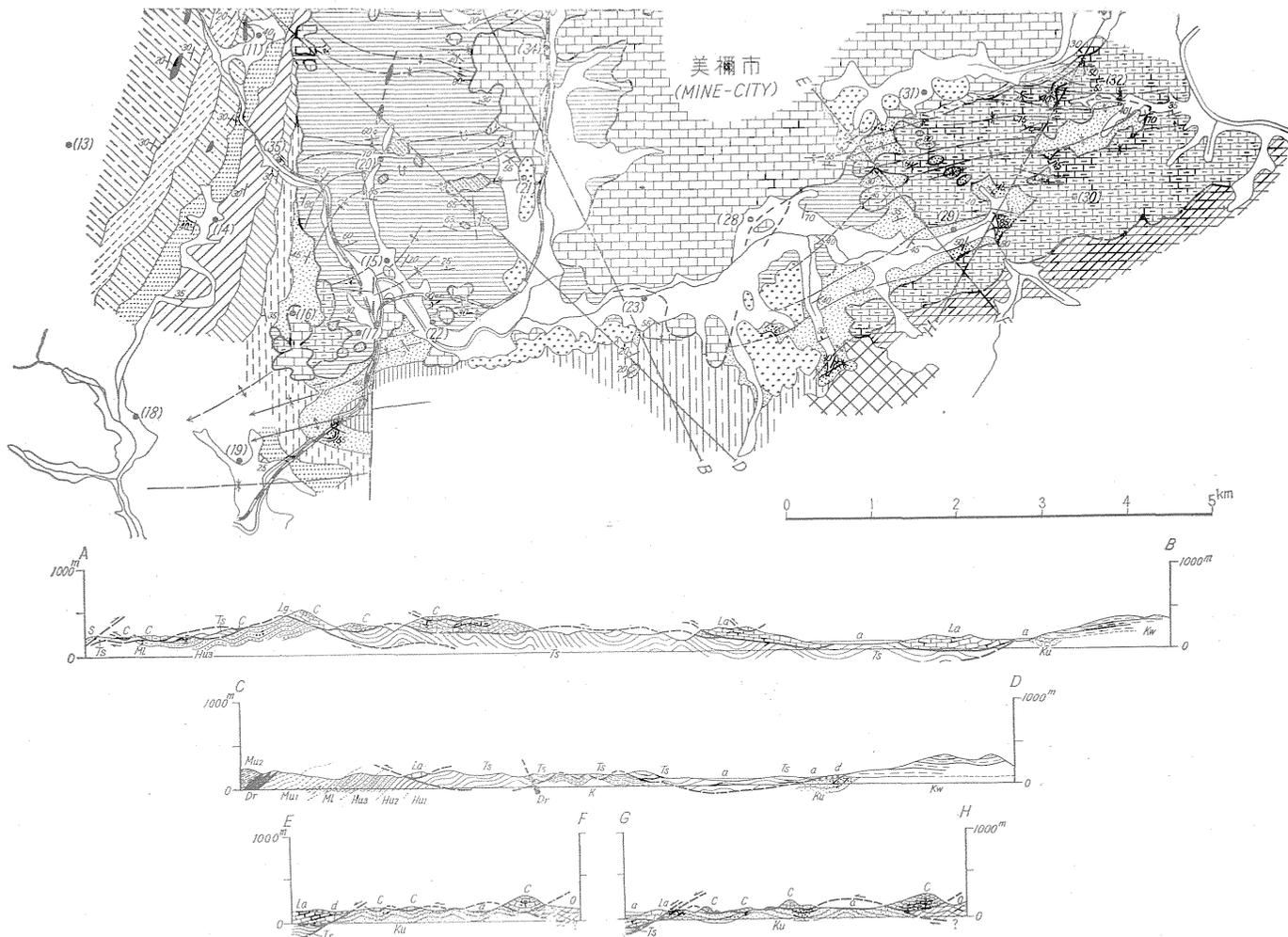
西寺東方の石灰岩は諸所にレンズ状をなして散在し、一部に明瞭な礫岩を認めるが、他は一般に角礫質であって、種々の化石を含み、その化石の示す下限は *Millelrella*? や *Fusulinella* によって石炭紀であるが、最も若い化石の示す時代は一般に *Neoschwagerina* または *Yabeina Zone* である (鳥山, 1954 a & b; 村田1960)。すなわち、雁飛チャート中の石灰岩は鳥山や村田によって非石灰質古生界に含められ、筆者によって秋吉石灰岩の周辺相の一部とみなされた角礫質石灰岩と同様な性質をもつ。これは雁飛チャートが秋吉石灰岩の周辺相から漸移したことを暗示するものであろう。

山口県
(YAMAGUCHI PREFECTURE)

豊浦郡
(TOYORA-GUN)



地質調査所月報 (第 14 卷 第 10 号)



- (1) 台(Dai), (2) 平野(Hirano), (3) 上田代, (4) 雁飛山 (Gampi M.), (5) 下田代, (6) 養原, (7) 西畑, (8) 小野田金原鉱山, (9) 大和鉱山, (10) 野迫(Nozako), (11) 白岩, (12) 真木, (13) 榎木(Momonoki), (14) 平原(Hirabara), (15) 日永, (16) 滝口(Takiguchi), (17) 祖父瀬(Ojigase), (18) 杉原, (19) 四郎ヶ原, (20) 常盤(Tsunemori), (21) 上領(Kamiryō), (22) 波倉, (23) 伊佐, (24) 西寺(Nishidera), (25) 滝現地, (26) 河原上, (27) 古屋, (28) 丸山, (29) 曾原, (30) 平野山(Hirano M.), (31) 正法寺, (32) 山露(Yamatsuyu), (33) 於福駅, (34) 重安駅, (35) 大嶺駅

第2図 美禰市付近の地質図
Geological map of the Mine district in the Yamaguchi Prefecture

平野山チャート層 南東部の平野山を中心として分布し、常森層および三疊系の上に衝上している。本層の南側には大田層群が広く分布している。本層と大田層群との関係は未確認であるがおそらく衝上断層であろう。北側の秋吉石灰岩との関係も明らかでないが、輝緑凝灰岩を伴う秋吉石灰岩が秋吉衝上によって本層の上ののっていると推定される。本層は鳥山 (1954 b) の大田層群の荒滝山層の主部、村田 (1960) の二神層の主部および八重ヶ原層の一部に当る。本層はチャートを主とし、珪質粘板岩と石灰岩の小レンズを挟む。雁飛層と比較すると石灰岩が乏しい。筆者は本層から化石を発見し得なかったが、村田 (1960) によると南側を大田層群とみなし、北側は断層によって分かれ、輝緑凝灰岩の薄層をへだてて秋吉石灰岩の *Endothyra Zone* がある。彼の大田層群中には秋吉石灰岩から僅かに離れたところに *Fusulinella itoi* OZAWA, *Parafusulina japonica* (GÜMBEL), *Neoschwagerina douvillei* OZAWA, *Yabeina yasubaensis* TORIYAMA 等の幾つかの層準の化石を混在する石灰岩 (p. 32, loc. 6802) を、それよりさらに遠く南に距った所から *Endothyra* sp. その他の化石を含む石灰岩 (p. 31, loc. 6001 & 6801) を認めている。この南側の石灰岩は石炭系を示すか否かについてはなお検討する必要がある。なぜならばチャート中の石灰岩は若い時代のものも必ず古い時代を示す化石を共存するから、今後の調査によっては、より新しい時代の化石が発見される疑いが残される。

本層は雁飛層と同様に秋吉石灰岩の周辺相であろう。

B. 大田層群

上記のチャートを主とする地層が秋吉石灰岩の周辺相であるのに対し、いわゆる大田層群と常森層とは石灰岩より離れて堆積したと考えられる。

筆者は関根良弘 (1962) とともに大田層群を調査した。秋吉東方の大田東部における大田層群は見かけの下位から柿木原互層・綾木輝緑凝灰岩層・四瀬砂岩層・秋吉輝緑凝灰岩層および雨乞山互層に区分される。柿木原層は粘板岩および砂岩からなり、綾木層は輝緑凝灰岩を主とする。四瀬層は砂岩を主とし粘板岩を伴う。秋谷層は輝緑凝灰岩およびチャートからなり、僅かに粘板岩および凝灰質砂岩を伴う。雨乞山層は粘板岩および砂岩からなり、珪質粘板岩を伴う地層である。大田の東では褶曲軸はほぼ東西ないし NE—SW を示し、西に向かって沈み幾つかの向斜と背斜構造の繰り返しが見られる。南東部では走向がほぼ東西で北に傾斜する。広範囲に地質を調査しなくては全貌を把握できないが、岩質が柿木原層と雨乞山層、綾木層と秋谷層とそれぞれ対応して類

似することから、四瀬層は北に転倒した背斜の核心として露出し、その北翼に秋谷層と雨乞山層、南翼に綾木層と柿木原層とが分布する可能性がある。筆者らは化石を採取し得なかったが、鳥山 (1954b, p. 8, loc. 698) によれば高山 (四瀬層または綾木層) から *Yabeina cf. gubleri* KANMERA の産出が報告されている。

常森層は粘板岩にとむ地層であるが、ところによってはかなり砂岩も著しく含まれる。いわゆる常森層群と大田層群とは分布地域を異にし、直接の関係は不明であるが、本地域の南東部ではかなり接近し、双方の間に密接な関係の存在することを暗示する。現状では両者の関係が明らかでないので、大田層群は砂岩相、常森層は粘板岩相とみなした。大田層群の詳細なる層序区分の樹立によって常森層との関係が明瞭になるであろう。

常森層から産する化石は Brachiopoda, その他 (片山勝, 1938, p. 128, 村田正文, 1960, p. 27) および Fusulinids (村田, 1960, p. 27, loc. 7102) で、他の石灰岩からのものは多分秋吉石灰岩に当るものと推定される。

2.2 時代未詳の上領層

上領西方から常森に通ずる道路傍には4カ所、上領西方には2カ所、常森南東部に1カ所露出する含礫岩層を上領層とよぶ。

本層は礫岩を主体とし、中粒ないし粗粒の砂岩がかなり豊富で、細粒砂岩や頁岩をも伴い、また炭質物をも含む。礫は主として円礫ないし歪円礫であって、礫の大きさはクルミ大を普通とし、時には人頭大のものもある。礫種はチャート、砂岩および花崗質岩石等でまれに石灰岩が水食されたと思われる抜けあとも見られる。岩質は厚保重層群の最上部の滝口夾炭層に類似する。小沢儀明 (1923) および小倉勉 (1927) は本層を三疊系とみなしたが、片山勝 (1938) および鳥山隆三 (1954 a, b) は常森層の一部とした。村田 (1960) は常森層の上に不整合関係での上領層の可能性があるとして述べた。

常森層の粘板岩は一般に走向が E—W 性であるのに対し、上領層は NE—SW および NW—SE の走向で、E または W に傾斜して褶曲を繰り返す。本層は明瞭に逆断層の関係で常森層と接することがあり、常森の部落より少し東では厚さ数 m の地層が角礫岩を伴って常森層中にもみ込まれていること、窪地のみに現われて山嶺部では上領層の走向の延長部に常森層が現われるなどのことから、筆者は上領層は常森層の地窓から露出するものとみなす。

2.3 三疊系長門層群

本地域の三疊系は Ladinic ないし Carnic の地層で

ある。長谷晃 (1950, 1951) は杉原一伊佐を結ぶ大構造線を考え、その北側を大峯区、南側を厚保区とし、両区は異なる堆積区とみなした。彼は厚保区の三疊系は下部を厚保層群、上部を美禰層群とし、両者は整合関係にあるが、大峯区の三疊系は美禰層群が直接に古生界を覆うものとした (長谷, 1951, p. 81 & 86)。小林 (1940) は厚保層群 (層) の上部は大峯区的美禰層群の基底部の滝口層に当るとした (p. 243 & 246)。筆者は滝口層が厚保層群上部に当る点は支持するが、古生層を不整合に覆っていないことを強調する。したがって三疊系下部を厚保層群、上部を美禰層群とすべきである。

2.3.1 厚保亜層群

長谷 (1950, 1951) は本亜層群を不整合によって2分し、下部を本郷層・上部を熊倉層とよんだ。本郷層の下限は未詳であるが、南方域外で、本郷相当層の津布田層群 (亜層群?) 下部の平松層は厚狭川河口で三郡変成岩類を不整合に覆う基底礫岩から始まる (小林, 1946, p. 246; 長谷, 1950, p. 104 & 1951, p. 75)。

本地域の厚保亜層群は熊倉層であって *Daonella yoshimurai* KOBAYASHI, *Anodontophora* spp., *Oxytoma* sp., *Halobia subaustrica*, "*Pseudomonotis*" sp. 等の介化石やいわゆる "*Rhaetic flora*" を産出し、炭質頁岩を挟有する (長谷, 1951, p. 79~80)。熊倉層からは無煙炭層から変成した黒鉛が諸所に知られている (久保ら, 1956, p. 367~369)。本亜層群は小沢 (1927) および片山 (1939) の厚保統に当る。

滝口夾炭層 本層は小林 (1940, 1941) の滝口層から基底礫岩と考えられた角礫質石灰岩を除外したものである。長谷 (1950, 1951) は大峯区で片山 (1938) および小林 (1940, 1941) によって指摘された滝口層 (または平原層 A 帯) が古生界を不整合に覆うことを認め、他方厚保区では厚保・美禰両亜層群が整合関係とした。本層は長谷の熊倉層の上部層に当るであろう。

筆者は炭層を鍵層として地質構造を解明した。夾炭層は美禰線大峯駅付近から南のびて滝口に達し、滝口の南方で古生界の下位に、もぐったものが一部は岩質を変じて熊倉層に移化し、他は夾炭層として東に向かい祖父ヶ瀬南東方より伊佐南方山地 (関門層群の下位に伏在) から曾原および山露付近まで露出する。

本層は南部から南東部にかけては砂岩と頁岩との互層からなり礫岩や炭層を挟む。大峯駅から滝口南方にかけてはかなり礫岩が優勢であり、局部的には不整合様の部分もある。図版1はその例である。礫種はチャート・砂岩および花崗質岩石からなり、石灰岩を含む時と含まぬことがある。礫の大きさは最大のものが人頭大であるが

一般には拳大以下となる。滝口付近では炭層は3層があり、下から稗田1層、同2層および同3層とよばれる。炭層の間隔は北に向かって狭くなり、南に向かって拡がる傾向がある。地層の走向および傾斜は滝口炭鉱より北では比較的安定するが南に向かっては激しく攪乱され、炭層の厚さも一定しない。祖父ヶ瀬から東に向かつては走向はほぼ東西であるが小褶曲がはなはだしく、炭層は激しく膨縮し、また1~3層の区別も明瞭でない。

滝口付近から多くのいわゆる "*Rhaetic flora*" のほか、*Oxytoma* sp. や *Anodontophora* sp. を産出し (長谷, 1951, p. 81 & 83)、また多数の植物化石や化石樹幹 (径 20~30cm) もみいだされる。この樹幹にはすでに年輪が示されている。図版2に化石樹幹とその年輪を示した。伊佐東方の本層は頁岩にとむの鳥山 (1954 a & b) によって常森層と考えられたが、山露北部から *Neocalamites* sp. を産し、伊佐南東方から化石樹幹がみいだされた。小林 (1940, p. 246) は *Anodontophora* の共存によって厚保層の上部 (厚保亜層群熊倉層) は滝口層に当ることを指摘している。本層は長谷 (1950, 1951) の大峯区平原層 I 帯、徳山明 (1958) の滝口層に当る。

2.3.2 美禰亜層群

本亜層群は厚保亜層群の上に整合に重なる。長谷晃 (1950, 1951) および徳山明 (1958) は滝口層を本亜層群に含めたが、筆者はこれを厚保亜層群の熊倉層に対比して本亜層群から除いた。

本亜層群は下から平原・桃木および麻生の3層からなる。

A. 平原層

平原層は滝口夾炭層の上に整合する浅海性堆積物である。本層は堆積の周期性から下部および上部に2分される。

下部層 礫岩・砂岩および頁岩からなる。2~3層の薄い炭層ないし炭質頁岩を挟む。

本層の下部では一般に粗粒であるが、上部になるにつれて細粒となる傾向がある。動物化石に乏しい。厚さは大峯駅付近で約100mであるが、南部の滝口付近では厚くなると考えられる。ただし、滝口付近でははなはだしく褶曲されて見掛け上からも厚さが増すと思われる。

上部層 下部では一般に粗粒であるが、上部になるにつれて細粒になる傾向は下部層と同様である。粗粒ないし中粒砂岩と頁岩との互層からなり、礫岩—含礫砂岩や細粒砂岩を含む。連続性に乏しい粗悪な炭層を挟む。本層は長谷 (1950, 1951) のIIないしIV帯に当り、*Mine-trigonia*, *Palaeopharus*, *Oxytoma* 等を多数に産出する層準である。本層は堆積の周期性から下部・中部およ

び上部に3分される。

下部は一般に粗粒で、上部がこれにつぎ、中部では頁岩が最も多い。本層の上部は北は白岩・桑原をへて下田代東部に達し、雁飛チャート層の衝上によって覆われる。雁飛山の南西中腹から南に流れた転石中には *Bakevelloides hekiensis* (KOBAYASHI & ICHIKAWA), *Palaeopharus maizurensis* KOBAYASHI & ICHIKAWA?, *Pleuromya?* sp. および *Minetrigonia?* sp. がみいだされた注5)。雁飛山の少し東方には小さい地窓や半窓があり、西畑北方の谷の奥には尾根の鞍部に厚い中粒砂岩があり、それから化石樹幹の破片が発見された。おそらく本層の上部であろう。

本層の厚さは北部では不明であるが、大岩駅付近では380~450mあり、南に向かって多少厚くなる傾向がある。しかし、四郎ヶ原付近では多くの小褶曲から組合わされる背斜構造が形成されるので、正確な厚さの算定は困難である。

B. 桃木層

桃木層は平行不整合の関係をもって平原層の上ののりと考えられている(長谷, 1951, p. 82; 徳山, 1958 a, p. 457)。しかし、この不整合が桃木層のオーバー・ラップ(片山, 1939, p. 132; 小林, 1940, p. 245)をもって示されるならば、考慮の余地がある。それは桃木層が古生界を覆ったものでなく、衝上断層によって逆に古生界に覆われるためである。

本層の主要部は湖成層からなり、多量のいわゆる“Rhaetic flora”を産出し、域外の最上部に僅かに *Halobia* を産出注6)する。本層は下から麦川夾炭層および大岩夾炭層に区分される。

麦川夾炭層 本層は礫岩・砂岩および頁岩からなり、麦川層と称する炭層を挟む。北部の竜現寺ないし上田代では粗粒で、礫岩ないし含礫砂岩が優勢であるが、南に向かって漸次細粒となる傾向がある。平原層と同様に厚さは場所によって異なり、薄い部分は80mほどであるが厚い部分は約180mに達する。

大岩夾炭層 麦川夾炭層に整合し、比較的に顕著な礫質岩をもって始まり、連続性にとむ炭層一下から藤谷河内層・下層・上層および猪木層、と多くの不連続な粗悪な炭層を多数に含む地層である。最下部の礫質岩は徳山(1958)によって桃木デルタとよばれ、藤谷河内層に近づくにつれて急激に粒度を減少し砂岩と頁岩との互層が著しくなる。この最下部は北で厚く下田代付近では約250mであるが、南に向かって厚さを減少しておよそ100

mとなる。大岩夾炭層の主部は砂岩と頁岩との互層からなり、諸所に礫岩を挟む。本層の下部は藤谷河内層を挟み北部の西寺北方に現われるほかは、域内に見られず、本地域の西方に大岩夾炭層より上位の地層が広く分布している。

C. 麻生層

大岩夾炭層に整合する麻生層は域外の西方に分布し、本地域には現われない。長谷(1950, 1951)によると *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Anodontophora* sp., その他の介化石や *Podozamites lanceolatus* (L. & H.) 等の植物化石を産出する。小田層とよばれる隸行炭層も挟まれる。おもに浅海ないし瀬海性堆積物である。

D. 未区分の美禰亜層群

北東部の西寺の北東方には美禰亜層群と考えられる地層がある(小林, 1940, p. 245; 村田, 1961, p. 6)。西寺の北東方のものは礫岩にとむ地層で、岩質および地質構造からみて桃木層に当たると考えられ、その東方の地層もほぼ同層準またはこれに近いものであろう。

2.3.3 三疊系の堆積環境

ここでは調査が不完全であるので、厚保亜層群の上部から美禰亜層群の大岩夾炭層下部までしか論及できない。

調査地域内の三疊系は岩質変化にとみ、粗粒な礫質岩が優勢である。そして一般に南部に向かって粒度を減少する傾向がある。厚保亜層群の上部は祖父ヶ瀬南方では熊倉層とよばれ浅海性であるが、その北の滝口付近および東方の曾原の周辺では夾炭層で介化石に乏しい。これらの事実は海は南西方に開けて、北東側から物質を供給されたことを示す。三疊系は浅海ないし瀬海性介化石と不連続性ないしは連続性にとむ多数の炭層を挟有することからみて、湾入性堆積物と考えられる。おそらく堆積盆地は本地域を含む西側の大岩地域のみでなく、長谷(1950, 1951)の大岩・厚保および厚狭の3区を含むかなり規模の大きい地域—たとえば大阪湾と大阪平野とを合わせたような—の堆積物であろう。滝口夾炭層中の化石樹幹や美禰亜層群中の礫質岩によって、上述の堆積盆地ではしばしば氾濫原野になったであろう。すなわち、小林(1950, p. 92~93)の指摘したように造陸運動を繰り返して三疊系が堆積された。

桃木・麻生両層のうちには三郡変成岩類の物質・花崗質岩石および火山岩から由来した礫をも含む(徳山, 1958, p. 462~463)。このことは美禰亜層群堆積の後期には初期よりも一層広範囲から物質が供給され、その源のうちには、これらの種々の岩石からなる山地が露出していたことを示す。

注5) 中野光雄鑑定

注6) 長谷(1951, p. 83) 参照

2.4 関門層群 (硯石層群)

本地域に分布する関門層群は上部に当る下関亜層群で、下部の腕野亜層群は存在しない。関門層群はかつて硯石層群とよばれたものである。

下関亜層群と非変成古生界との関係は衝上断層と推定される。

下関亜層群は本地域の北縁部に広く、また一部は南縁部にも分布する。北東部の西寺北方では大峯夾炭層を不整合に被覆することが観察される。伊佐の南方では下関亜層群の分布地域中の峡谷の川床部または谷間に狭く瀧口夾炭層が現われる。また一部には山嶺部に狭くチャートも分布する (小倉, 1922)。村田 (1960, p.7) は古生界と三疊系が下関亜層群と衝上断層で接し、Schuppen状に挟み込まれたと解釈した。筆者の観察によると三疊系は下関亜層群の下位に分布するものが上位の地層の削剝によって露出したものである。チャートの分布は衝上断層によって下関亜層群の上位におしかぶさったものと推定される。

下関亜層群は雑色の礫岩・赭色砂岩・赭色頁岩および凝灰角礫岩ないし凝灰岩からなり、一部に珩岩の熔岩流を伴なう。礫岩は一般に火山岩が最も多く、石灰岩・砂岩およびチャート等を含むが、岡山県成羽周辺や広島県東城周辺に見られるような大部分が石灰岩の礫からなるものは少ない。本層群の地質構造は三疊系のはなはだし擾乱に対して比較的単調である。

本地域から化石は未発見であるが長谷 (1958, 1960) によって下部白堊系上部ないし上部白堊系下部 (宮古世ないしギリヤーク世) と考えられている。

2.5 火成岩類

A. 珩岩

南縁部の伊佐南東方山地には珩岩が非変成古生界三疊系および大田層群等を覆っている。

本地域の西方の関門層群 (下関亜層群) との関係は明瞭でないが、おそらく、珩岩が関門層群を不整合に覆うものである。

珩岩はこのほかに岩脈として美禰亜層群中に所々に貫入し、また関門層群中に熔岩・岩床および岩脈として現われる。

B. 野迫石英閃緑岩

本岩は野迫付近で非変成古生界を貫き、周囲の岩石に接触変質を与えている。野迫西方の大和鉱山は本岩の貫入によって生じた接触交代作用によって生じた銅鉱床を稼行したもので、鉱床は緩く東に傾く低角度断層の下盤の破碎帯に胚胎したと推定される。本岩の周辺部には諸所に鉱床やスカルの生成が知られている (小倉, 1921,

1922)。

C. 石英斑岩

石英斑岩は古生界に貫入し、また三疊系を岩床状または不規則な形の岩脈として貫く。

本岩脈は珩岩を覆う流紋岩類に伴ったものでなく、野迫石英閃緑岩の貫入と密接な関係を有すると推定される。おそらく石英斑岩の主要なものは三疊系の地質構造の完成後に貫入したであろう。

2.6 新生界

南部地域の伊佐の近くには小区域に段丘堆積物である砂礫層が小規模に分布する。

沖積層は伊佐付近および美禰線沿線に分布するものを除くと他はきわめて狭い。

3. 地質構造

3.1 秋吉層群の地質構造の概要

A. 秋吉石灰岩

筆者は秋吉石灰岩を調査の対象としていないので詳細に記述することはできない。ここでは従来研究された事実について簡単にふれて、重要な若干の事実について論及するに止める。

重安では常森層の上に秋吉石灰岩がのっている。下位には *Yabeina Zone* の石灰岩があり、その上に *Triticites Subzone* のものがある。鳥山 (1954a, b) は *Yabeina Zone* を常森層に含め、衝上断層で *Triticites Subzone* がのると解釈した。村田 (1960, p.17~22) は同様な観念に立ったが *Triticites Subzone* の上に *Pseudoschwagerina-Pseudofusulina vulgaris Subzone* をへてさらに *Fusulinella-Fusulina Zone* が断層粘土や角礫を伴って順次に重なることを指摘した。すなわち、*Yabeina Zone* の常森層の上に幾つかの衝上断層によって秋吉石灰岩が鱗片構造をつくってのっていることを発見した。筆者は *Yabeina Zone* も秋吉石灰岩であるとみなす。この石灰岩は延長 1.8km、厚さ約150mであるが3つの確認された衝上と1つの推定された衝上の組合わせによってほぼ水平に分断される。秋吉石灰岩はこのような多数の小衝上によって組合わされるが、全体としては大きい衝上——秋吉衝上——によって常森層と接する。

瀧口に見られる角礫質石灰岩は種々の異なる時代の化石を含む異質の角礫からなっていることから、かつて美禰亜層群の基底礫岩と考えられた (小林, 1940; 徳山, 1958)。

B. 雁飛チャート層

本層は秋吉石灰岩と同様に山嶺部のみに分布し、峡谷

などの低地には常森層が見られる。両者の境は衝上断層で常森層の粘板岩には一般に破碎帯が見られる。

秋吉石灰岩中に見られるような低角度の断層(衝上)は明瞭に確認し得るものは少ない。大和鉱山の坑内に見られた鉱床の上盤および鉱床を含む破碎帯の下盤とを分つ断層(小倉, 1921など)はこのような低角度の断層であろう。(上野および土井, 1956b, p. 169を見よ。)

滝口におけるチャートは秋吉石灰岩の下位に見られる唯一の例で、石灰岩はチャートの上に衝上断層でのものであろう。

C. 平野山チャート層

本層自体の構造は詳らかでないが、全体としては水平に分布し、滝口夾炭層の上のっている。本層の南限は大田層群の上のっていると推定される。

3.2 常森層の地質構造

局部的には単斜褶曲・半ドーム構造および半盆地状構造等が見られ、多くの小褶曲もあり、その地質構造はきわめて錯雑している。

地層の走向は種々に変化し、傾斜も水平に近いものから垂直のものまでであり、また時には逆転していることも認められる。

常森層は大峯駅—上領間以南では北に傾く半ドーム状構造を形成する。すなわち上領の近くでは走向がNW—SEで、東または北に傾斜するが、大峯駅の近くでは走向がNE—SWで北または西に傾斜し、それより南では一般に走向がE—Wで北に傾くものが優勢である。

それより北の常森層ははなはだしく擾乱され、層理が不明瞭のことも珍しくない。上領ないし真木間ではNE—SWないしNW—SEの走向が変化して現われ、一般に北に傾斜するが、幾つかの小褶曲によって南に傾斜することもあり、真木より北方では南傾斜となっている。常森層の西限では走向が種々に変化することは他の場合と同様であるが、全体として走向は南北に近く、西または東に傾斜する。

北半部において雁飛層の下から現われる常森層の走向はNE—SW方向が卓越し、小褶曲を繰り返しながら全体としては南傾斜である。

美濃線より以西、上領—大峯駅以北の常森層は全体として半盆地状構造をつくる。

3.3 上領層の地質構造

一般に上嶺—大峯駅を結ぶ以南の常森層の走向および傾斜と似た傾向の構造である。常森層の構造との差はNE—SWまたはN—Sの軸で小褶曲が繰り返されるのに対して、上領層の近くの常森層には明瞭な褶曲は見ら

れないことである。常森南部の上領層はE—Wの背斜構造を形成している。

上領層の褶曲は三畳系に見られる小褶曲と同様な傾向にある。

3.4 長門層群の地質構造

まず山口県南西部の三畳系全体の地質構造を概観する。

長谷晃(1950)は大構造線によって山口県南西部の三畳系を大峯・厚保および厚狭の3区に分けて地質構造を説明した。

大峯区では、西側で豊ヶ岳千枚岩類(筆者は三部変成岩類とみなす)と大構造線をもって境され、それに接近して美濃層群は北北東方向に軸をもち(軸がうねっている)南南西に開いた向斜半盆地構造をなし、ほぼ北北東—南南西にのび30°内外の傾斜で漸次に南東に地層が古くなり、常森層に接するがその境界は原初の不整合にそって大きな衝動が起っているとす。伊佐—杉原を結ぶ南側の厚保区では西ないし南南西に開いた半盆地状向斜をなして、南翼では漸次に地層が古くなって大峯区では発達しなかった厚保層群の下部が現われるが、基盤までは露出しない。さらに大構造線をへて厚狭区に移る。厚狭区では三畳系をWSW—ENEの向斜構造をなした関門層群が不整合に覆うけれども、一部には三畳系の上半部も露出し、この三畳系は関門層群よりも複雑な複向斜を形成する。南に向かうと厚保相当層の津布田層群(重層群?)が厚狭川河口で三部変成岩類を傾斜不整合で覆うと説明されている(長谷, 1950, p. 102)。

この説明は大局的には正しいが、筆者は伊佐—杉原線は滝口以西にのびず、湾曲して北に向かうものと考え。また、滝口層は厚保層群と漸移し、古生界を不整合に覆ったものでなく、厚保—美濃両層群は整合関係と考える。この見解の下に、地質構造を解釈する。三部変成岩類を不整合に覆った三畳系は、南ではENE—WSWから北に進むにつれて漸次にNNE—SSWに転ずる褶曲軸をもって地層が繰り返す。南の厚狭区で大向斜につき、大い構造線によって次の背斜部が欠除されるが、厚保区に入ると西南西に沈む大きい向斜と背斜とが明瞭である。その北側ではE—WないしNE—SW方向の多数の小褶曲によって擾乱される。この擾乱帯は比較的に大きい東に向かって沈む向斜と南西に沈む背斜構造の複合されたもので、従来ここに構造線が考えられた。擾乱帯の北側が大峯区である。三畳系は大きく褶曲しながら漸次に若い地層となり、NE—SWの南西に沈む向斜構造が北西部に現われる。全体として大規模な半盆地状複向斜を形成するものと考えられる。

A. 厚保亜層群の地質構造

すでにのべた三畳系の構造の一部を構成する。滝口南方域外 (四郎ヶ原付近) にほぼE-Wの大向斜が知られる (長谷, 1951)。祖父ヶ瀬の南東には西に向かって急に沈む同方向の半ドーム状背斜が見られる。それより北には東西性と北東-南西方向との2系統の小褶曲が複雑に組合わさっている。東西性の小褶曲は概して南側に北東-南西方向の小褶曲は北側で顕著である。かくして南側の祖父ヶ瀬南東方を通して東に向かって沈む大向斜と北側の滝口南方から北東にのびる南西に沈む大背斜とが形成されている。この複雑な褶曲の組合わせによって本地域の厚保亜層群は非変成古生界の南西ないし南限にそって分布する。

B. 美禰亜層群の地質構造

本亜層群の各層は非変成古生界の西限にそって緩く斜交して分布する。

地層の走向は一般に南ではNE-SWで、大峯駅-下田代間ではN-S、下田代以北でははなはだしく擾乱されるのが常である。

走向は平原ないし下田代間でも連続的に変化するものではなく、NE-SWからNW-SEまでの範囲で走向が交互に変化し、地層は細く湾曲する。傾斜は一般に20~65°の範囲で緩急を交互に繰り返して西に傾くが、時には70~75°で急斜することや、南北性の小褶曲によって東に傾くこともある。

下田代から上田代に至る間はNEに向かう走向とNWに向かうものがあり、また2つの方向に向かう小褶曲も見られる。NWに向かうものは下田代以南の走向・傾斜および褶曲軸とともに域外西方に南西に沈む半盆状大向斜構造の東ないし北東側の翼部が単斜褶曲を形成することを示すものである。NEに向かう方向性は美禰亜層群が北東に連続し、西方域外の大向斜構造が上田代の近くでふたたび現われてきた (不顕著であるが) ことを示す。

上田代より北東に向かっては、地層は一般に激しく擾乱され、北東に進むにつれてNEからNNEに変化する向斜構造が美禰亜層群の中軸部にあり、その北西側に同傾向の背斜、南側にNEからEに向かう背斜とその南側に同じ傾向の向斜構造が繰り返される。さらにこれらの東側にはNW-SEおよびN-S性の断層によって美禰亜層群は地塊化されるが、そのうちの西側のものは北に沈む背斜構造、その東は北西に沈む半盆状構造、さらに東ではNEにのびる向斜構造をつくっている。上田代より北東に向かう美禰亜層群の褶曲軸は非変成古生界の分布と近縁関係にあり、かつそれは同時に雁飛層の下位の衝上面および常森層下位の衝上面とも密接な関係にあ

る。

4. 後期中生代の地殻変動

4.1 衝上断層

秋吉石灰岩は常森層および平野山層と、平野山層は三畳系と、雁飛層は常森層および三畳系と、常森層は三畳系また上領層とも衝上断層によって接し、それぞれ秋吉・山露・雁飛・祖父ヶ瀬および上領衝上とよばれる。

A. 秋吉衝上

秋吉石灰岩は秋吉台および於福台の高所を占めて、ほとんど水平に分布している。台地の周囲の川筋にそった低地には粘板岩や一部にチャートが露出し、於福台の西縁部ではこれが顕著である。秋吉石灰岩と常森層とは衝上断層で接し、これがため常森層の粘板岩はしばしば圧砕され、また両者の構造に不調和がある。

この衝上は小林貞一 (1940, p. 244) によって指摘され、小林 (1941) は秋吉石灰岩が原地性の常森層の上に北方から大規模な運動によって転位したとみなした。この衝上は鳥山 (1954 a, b) によっても認められ、一部は小林と同様に古生代ないし三畳紀初頭、他はジュラ紀末ないし白堊紀初頭に生成されたとみなされた。

筆者は地質構造でのべた通り、秋吉石灰岩中に多くの小衝上群が生成されたものであり、これは逆の見方をすれば小衝上群の総和として秋吉衝上が現われて秋吉石灰岩の周囲をふちとるものと推定する。

B. 雁飛衝上

本衝上は雁飛層が美禰亜層群に衝上している事実から、鳥山 (1954 b, p. 17) によって指摘された。地質図に示されるように北部地域で雁飛層の周囲を取り巻き、所々に小さいクリップと半窓や地窓をつくる。雁飛層は美禰亜層群のみでなく常森層の上にもっている。重安北部で雁飛層と秋吉石灰岩の接するところでは両者の間は漸移か断層か不明である。しかし、いずれにせよ大局的には雁飛衝上は秋吉衝上と一連のものともみなされる。

滝口付近の雁飛層と秋吉石灰岩との関係も確認できないが、おそらく相互の間には小衝上による鱗片構造の生成が推定される。

雁飛衝上の断層面は雁飛層の分布からみてほぼNE-SWの軸によって褶曲 (波状に起伏) しているものである。この褶曲軸の方向は地窓から現われる常森層や美禰亜層群の褶曲と類似性があり、緩く斜交するようである。

雁飛衝上によって下位の地層は一般に激しく擾乱され、しばしば破碎帯がつくられる。また雁飛層自体もしばしば破碎されることがあり、桑原における角礫質石灰

岩はこの種のものともみならずもできる。図版3に桑原における雁飛チャート層の破碎帯を示した。ここでは破碎帯の幅は約280mである。

本衝上は美禰亜層群のみでなく、関門層群の上にも古生界をもたらせたと推定される。

C. 山露衝上

南東部の平野山層の周囲も衝上断層で下位の厚保亜層群にのっている。この衝上を山露衝上とよぶ。ただし秋吉石灰岩との間は秋吉衝上である。この衝上面は全体としてはほぼ水平であるが局部的には30~40°位で傾斜することもある。衝上面は波状に起伏し(褶曲している)、起伏の頂部または底ののび(褶曲軸の方向)はほぼENE—WSWで、下位の厚保亜層群の褶曲軸の方向と一致する傾向をもつ。これがために川筋に当る低地には衝上面の起伏の頂部に当たるところで地窓が見られる。図版4は山露に見られる衝上断層で、図版5に山露西方の地窓に現われた厚保亜層群(滝口夾炭層)と平野山層との関係を示した。

D. 祖父ヶ瀬衝上と上領衝上

常森層と三疊系との関係は従来不整合と考えられていた。南西域の古生界が三疊系と衝上断層で接する事実は村田(1960, p. 31~32)によって指摘された。彼はこの古生界を大田層群の二神層とよんだが、これは筆者の雁飛層に当るものである。村田(1960, p. 39)はまた祖父ヶ瀬東方において滝口夾炭層と常森層(彼の堤層)との間に擾乱帯を認め、三疊系が常森層に衝上したとみなしたが筆者の観察によると、ここには衝上による破碎帯があり、常森層が逆に滝口層に衝上したもので断層面は走向がN85°Wで北に70°の傾斜を示している。この露頭では滝口層には炭質頁岩を挟み、常森層には秋吉石灰岩が角礫としてもみ込まれる。常森層が滝口層に衝上することは、このほか祖父ヶ瀬付近には2つの地窓^{注7)}とその西方(滝口付近)に1つのクリッペが存在することによって示される。これらによって本衝上を祖父ヶ瀬とよぶ。

本衝上は祖父ヶ瀬東方から南に迂回して滝口を通り、北に向かって白岩および桑原をへて上田代に達し、進路を東ないし北東に転じて西寺の北方から北東方に向かう。北部では雁飛の衝上地塊によって広く覆われ断片的にししか現われないが、中部以南では一部に雁飛・秋吉の両衝上による地塊にかくされるに過ぎない。祖父ヶ瀬より東では新期の岩層に覆われてその存在はやや不明瞭であるが、伊佐の東方の常森層の南限を画す。本衝上は雁

注7) 村田(1960)によってここに衝上断層が指摘された(p. 31~32)。

飛衝上と同様に美禰亜層群および関門層群の上に古生界を押し上げると推定される。

上領層は常森層中の地窓から現われると考えられるが、この衝上を上領衝上とよぶ。常森層には常森東部で擾乱帯が見られ、厚さ数m以下の上領層を取り込んでいる。逆断層の関係で両層は接し、その断層には破碎帯が伴うのが常である。図版6は上領西部、図版7は上領南西方で見られる断層である。この断層は局部的には高角度であるが、上領層を比較的に低い地形の部分に露出させるに過ぎないので衝上断層と考えられる。筆者は祖父ヶ瀬衝上面の一部が本衝上に当たると推定する。

E. 平野衝上

すでにのべた諸衝上は衝上地塊が非変成古生界である。これに反して三郡変成岩類を衝上したものがある。

域外西方には松本(1951)によって長門構造線とよばれたものがあり、これは衝上の性質を有することが指摘された。長門構造線の北東の延長部は本地域の北西部に僅かに現われ、衝上地塊をなす豊ヶ岳変成岩類の延長部は平野衝上によって非変成古生界および美禰亜層群と接する。本衝上は北西から南東に向かったと推定される。

F. 域外における衝上

北山衝上は山口県東部から西にのびて、非変成古生界(大田層群の相当層)を三郡変成岩類に衝上させた。この衝上は小沢(1929)によってその存在が予想され、小島丈児ら(1947, 1950)によって確認された。小島らはその西方に延長部は域外の(伊佐より12km東方)オケ峠に現われ、これを吉野言生(1954)はオケ峠衝上とよんだ。北山衝上については河野通弘(1961)によって諸所で追跡されている。筆者も山口県東部(1962b)およびオケ峠の近く(関根ら, 1962)を調査してその存在を確認した。オケ峠付近のものはNE—SW方向の断層で切断されるが、大田層群の南限を画するものである。本地域の南東部の大田層群の南限において、オケ峠衝上の存在を確認する必要がある。この衝上は祖父ヶ瀬衝上に相当すると思われる。

岡山県南西部の大賀衝上は小沢(1925)によって発見され、小林(1941)によって西南日本内帯の佐川輪廻の大賀階を示すものとされた。大賀衝上は上部三疊系と関門層群の上に石灰岩にとむ地層を衝上させた(河合, 1957)。

近接地域には三郡変成岩類を衝上させたものも知られている。南西方の埴生付近で三疊系に三郡変成岩類が西から東に向かつてのし上げ、一部に地窓がある(長谷, 1950, p. 127および小林, 1950, p. 74を見よ)。

4.2 衝上断層生成の時期

秋吉衝上の生成は小林(1940, 1941)によって古生代

末ないし三疊紀初頭と考えられ、また鳥山 (1954a, b) によって一部は大賀階 (ジュラ紀末ないし白堊紀初期) とされた。矢部 (1958) は秋吉衝上は雁飛衝上と一連の運動によることを推定した。雁飛衝上は鳥山 (1954 b) によって指摘されるように明らかに美禰亜層群の堆積後である。村田 (1960) は本地域の古生界の褶曲を二疊紀以後三疊紀ラヂック前で、衝上運動の主要なものは美禰亜層群堆積後 (ノーリック後) で、最も大きく動いたものは関門層群堆積後 (ギリヤーク世後) とみなした (p. 41および43)。

筆者 (1957) は大賀衝上の時期を関門層群下関亜層群堆積の初期頃とみなした。本地域においても下から祖父ヶ瀬衝上の上に秋吉一雁飛衝上が重なり、その双方が下関亜層群の上に古生界をのせたと判断されることから、下関亜層群堆積中またはその後に衝上が完成されたことは疑いない。しかし中部日本の飛騨高原においてはジュラ系および下部ないし上部白堊系が分布するので衝上の地質時代や、衝上地塊の進行の段階がかなり明らかにされた (河合, 1961 b) が、本地域では美禰亜層群と下関亜層群との間の地層を欠除するので、その過程を明らかにすることはできない。現在の段階では衝上の完成は玢岩 (下関亜層群堆積後) の噴出より古いものと推定される。

4.3 後期中生代の地殻変動とその性格

本地域の三疊系の擾乱は非変成古生界の衝上群 (山陽衝上系と仮称する) の影響を受けたものである。さらに山陽衝上系に対して異なる系統の衝上系があり、これは三郡変成岩類を衝上地塊としている。その衝上群は山陽衝上系に対し逆の方向に働いたと推定される。これをかりに山陰衝上系とよぶ。

上田代から平野付近にかけて美禰亜層群の擾乱は山陰衝上系の影響をも受けている。予想としてはいわゆる大宍区の三疊系の褶曲は山陽および山陰の両衝上系によって圧迫されたために生成されたと思われる。もしそうであれば飛騨高原における地殻変動とその性格がはなはだしく類似している (河合, 1961 b, p. 367)。

非変成古生界の境界と三疊系の分布はかなりの調和性を示す。換言すれば両者は緩く斜交している。この事実は両者の間に一見不整合関係の存在を示すように見える。これは従来の見解であった。これに対して筆者は山陽衝上系によって三疊系の地質構造が衝上面に対してかなり明瞭な調和性を示すような擾乱を与えられたと解釈する。また、衝上地塊をなす非変成古生界には各地質系統および岩質を異にするもの間にはほとんどの場合に衝上があり、また秋吉石灰岩自体のうちにも幾つかの小

衝上があって、衝上地塊中には鱗片構造の存在が知られる。これらは飛騨高原におけるものとよく似ている (河合, 1961 b, p. 371)。

飛騨高原の衝上面と同様に本地域の衝上面も波状に起伏している。局部的に高角度の断層面が認められることも衝上面の褶曲を意味すると考えられる。地質断面図に見られるように雁飛衝上面はその起伏 (褶曲) が最も顕著である。秋吉衝上面の詳細は不明であるが、祖父ヶ瀬衝上面についても衝上線の湾曲、クリッペ・地窓の存在および上領衝上の存在等から雁飛衝上と同様のことが推定される。

山陽衝上系の衝上地塊のもたらされた方向は本地域に2系統のものが存在することから南または東から^{注8)}、他の系統一山陰衝上系は北または西から移動したと推定される。

秋吉衝上の南縁は北に傾き、その上の秋吉石灰岩は南に倒れた褶曲が行なわれている。と指摘された (矢部, 1958, p. 5)。このことは必ずしも衝上地塊が北からのものであることを意味しなくて、反対に南からの場合もありうる (河合, 1961 b, p. 364, fig. 5 の例を見よ)。秋吉石灰岩の根は北九州の平尾石灰岩であると考えられた (松本, 1951, p. 43)。

このようにして三疊系の堆積盆地はかなり大規模の衝上地塊群 (両衝上系) によって覆われた。筆者の見解によれば、秋吉台一於福台において上から下に地層を順次に剥ぎ取るならば、(1)秋吉石灰岩、(2)チャートからなる地層 (平野山層など)、(3)常森層または大田層群をへて、(4)三郡変成岩類 (またはその非変成の部分) とその上の上領層(?)または三疊系、さらにこれらを被覆する関門層群の複合岩類が現われ、場合によっては複合岩類は(1)ないし(3)とともに、(5)花崗岩類によって貫かれているであろう。

飛騨高原における後期中生代の地殻変動は幾つかの段階をもって間欠的に進化した (河合, 1961 b, p. 368~369)。本地域ではジュラ系ないし関門層群下部 (脇野亜層群) が存在しないので変動の段階について筆者は資料をもたない。

松本 (1947 a, p. 87; 1947 b, p. 242) は西中国の構造発達史を詳細に検討して次の結論を導いた。構造的変

注8) ただし小島丈児は山口県南部において北山衝上は北から南に向かったと推定した。そして三郡変成岩類もまた北から南に向かい、南側の非変成古生界 (小島は中間不変成帯とよんだ) の上に三郡帯が 50°N の逆断層でおし上っていると指摘した (今村ら, 1951, p. 5)。

形および変位は短期間に急激に完成されたのではなく、比較的長い期間に間欠的に逐次に進み、おもな変動の段階は5つに区分される。(1)豊浦層群堆積後豊西層群堆積前(上部ジュラ紀中)、(2)豊西堆積中(ジュラ・白堊両紀の境ないし白堊紀初晩)、(3)豊西後硯石層群堆積前(古白堊紀前紀)、(4)硯石堆積中(脇野・下関両層群間の不整合)ならびに玢岩の貫入前(古白堊紀中頃)、(5)硯石後ならびに玢岩系の火山活動後酸性岩類の貫入前(白堊紀中葉)とした。

本地域における三畳系と関門層群の地質構造の差異はその間に上記の(1)ないし(3)の変動の存在を暗示し、また衝上群の完成は(4)に相当し、衝上面の褶曲は(5)によって形成されたであろう。ただし、(5)には火山活動と深成活動の2つの時期、ないしは最近幾つかの異なる火成活動が知られてきた(村上, 1960; 吉田, 1961)ので、それらによっても影響されたであろう。

5. 結 論

美禰市周辺の非変成古生界は岩質・分布および地質構造によって、秋吉累層群および大田層群に大別される。チャートを中心とする地層は秋吉石灰岩と近縁関係を有し、火山列島の周辺相であると推定される。

美禰両層群の下部は古生界の周囲を取り巻いて分布し、両者の間にはゆるい斜交が見られる。これは美禰両層群が古生界を不整合に覆ったと考える一根據であったが、実は両者の間には衝上断層があって、単に構造的な調和性が表現されているに過ぎない。

三畳系は美禰両層群が古生界を不整合に覆ったものでなく、同時に厚保両層群をも不整合に覆っていない。したがって予察的ながら山口県下の三畳系は長門層群として一括するべきであり、2つの層群として区分するのは正しくない。両層群の間に不整合な現象が存在するとしても、それは時代の間隙を示すものでなく、単に堆積の異常性を示すに止まるであろう。

古生界は局部的には鱗片構造をつくる。顕著な衝上は異なる岩質相互の間にも見られ、秋吉・雁飛・山露および祖父ヶ瀬等の諸衝上がおもなものである。これらの衝上群によって非変成古生界は2つの地質系統とさらに幾つかの岩質に分断されたものである。この系統の衝上群が山陽衝上系である。

これに対して、衝上地塊を三郡変成岩類とする異なる系統のものが存在し、そのものを山陰衝上系とよぶ。

本地域の三畳系は2衝上系によって圧迫されて複雑な褶曲がつくられたもので、西方の美禰両層群も同じ影響によって向斜構造が形成されたであろう。また、両衝上

系の衝上地塊によって三畳系はかなり広範囲にわたって被覆されたとみなされる。

小沢(1923)は秋吉石灰岩の地質構造を解明し、石灰岩は南から北に向かった横臥褶曲をとるとのべた。小林(1941)はこれに対して石灰岩は北から南に向かって移動したもので剪断帯をもって常森層に接することを指摘した。彼はこの変動を三郡変成岩類の変成作用と結びつけ、その地質時代を古生代末ないし三畳紀初頭とし、秋吉造山運動とよんだ。鳥山(1954 a, b)は秋吉石灰岩を再検討して、秋吉造山運動のほかに小林の佐川輪廻の大賀階の変動をも認めて新見解を発表した。村田(1960)は秋吉石灰岩の受けた擾乱は古生代末から中生代末にかけて漸次に変形が進んだとし、地質構造を南から北に向かった鱗片構造によって説明した。

筆者は主として非石灰岩相の古生界と三畳系の地域を調査し、地質系統の再区分と再編成および地質構造の再検討により、矢部(1958)によって推定された通り秋吉造山運動を示すとして指摘された秋吉衝上は、後期中生代に行なわれた変動を示すことを知った。

本地域において三畳系の擾乱はこの変動により、しかも飛騨高原で指摘したように2系統の衝上系によって圧迫されて激しい褶曲が行なわれた。衝上系の完成は下関両層群堆積中またはその後で、玢岩の噴出前である。本地域およびその西方を含む松本(1947 a, b)の地質構造の発達史を検討した結果は、飛騨高原における構造発達ときわめて類似している。本地域における衝上系の完成が古白堊紀中(または白堊紀中葉)であるのに対し、飛騨高原では新白堊紀末頃である(河合, 1961 b)ことを除けば西南日本内帯の東部と西部とにおける地殻変動はきわめて類似している。

本地域の衝上系のうちには祖父ヶ瀬衝上がオケ峠をへて北山衝上と連続すると予想される。これが正しいならば追跡されている延長は東方へ約75kmにわたっている。

飛騨高原においては地殻変動と火成活動との間に密接な関係がある。中国地方西部にも飛騨高原と類似する火成活動が存在するが、相互の関係については別の機会にのべる。

文 献

- 1) 赤木 健: 7万5千分の1地質図幅室積ならびに同説明書, p.1~19, Pls.1~3, (英文摘要1~2), 1927
- 2) 土井啓司: 山口県大津郡三隅町磁硫鉄鉱調査報告, 未利鉄, I, p.363~366, 1954

- 3) Hanzawa, S.: The Stratigraphical Relation between the Carboniferous and Permian Formation in Manchuria, Korea and Japan Proper, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 17, No. 3, 1941
- 4) 長谷 晃: 山口県西南部三畳系の層序について, 地質学雑誌, Vol. 53, Nos. 622~627, p. 81~82, 1947
- 5) 長谷 晃: 山口県西南部三畳系の層序学的研究, 九州大学理学部研究報告 (地質学), Vol. 2, No. 2, p. 101~128, 1950
- 6) 長谷 晃: 山口県の三畳系, 日本の三畳系, 地質調査所報告特別号, p. 73~89, 1附図, 1951
- 7) 長谷 晃: 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造, 広島大学地学研究報告, No. 6, p. 1~50, pls. 1~12, 1958
- 8) Hase, A.: The Late Mesozoic Formations and their Molluscan fossils in West Chugoku and North Kyushu, Japan, Jour. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 3, No. 2, p. 281~342, pls. 31~39, 1tab., 1960
- 9) Hase, A.: A Find of *Monotis* (*Entomonotis*) from Eastern Yamaguchi Prefecture, Japan, Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., No. 92, p. 79~83, pl. 12, 1961
- 10) 長谷川美行: 秋吉台の地質構造に関する一考察 (予報), 地球科学, No. 39, p. 15~18, 1958
- 11) 今村外治外14名: 20万分の1山口県地質図および同説明書, 山口県, 1951
- 12) 岩生周一: 山口県大峯珪石調査概報, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 1, p. 22~24, 1950
- 13) 片山 勝: 美禰統の層序学的研究, 地質学雑誌, Vol. 46, No. 546, p. 127~141, 1pl., 1map, 1938
- 14) 河田茂麿・上野三義・武司秀夫: 岡山県新見阿哲地区石灰石鉱床調査報告, 岡山県新見阿哲地区石灰石鉱床調査報告, 岡山県商工部, p. 1~12, 1960
- 15) 河合正虎: 飛騨山地西部における後期中世代の地殻変動第1報, 地質学雑誌, Vol. 62, No. 733, p. 559~573, 1map, 1956
- 16) 河合正虎: 中国山地における後期中生代の地殻変動について, 地質学雑誌, Vol. 63, No. 740, p. 289~299, 1map, 1957
- 17) 河合正虎: 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動第2報, 地質学雑誌, Vol. 65, No. 771, p. 760~765, 1map, 1959
- 18) 河合正虎: 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動第3報, 地質調査所月報, Vol. 12, No. 10, p. 747~762, 4 pls. 1961a
- 19) Kawai, M.: Late Mesozoic Crustal Movements in the Hida Plateau, Central Honshu, Japan, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol., Vol. XI, No. 3, p. 347~380, 3 maps, 1fig., 1961b
- 20) 河合正虎: 飛騨高原東部における後期中生代の地殻変動, 地質調査所月報, Vol. 12, No. 12, p. 903~920, 3 pls. 1961c
- 21) 河合正虎: 山口県錦川水系宇佐川宇佐郷および深須ダム予定地点付近の地質, 地質調査所月報, Vol. 13, No. 3, p. 271~278, 1962a
- 22) 河合正虎: 中国山地における後期中生代の地殻変動一とくに美禰市付近の地質(演旨), 地質学雑誌, Vol. 68, No. 802, p. 418, 1962b
- 23) Kawano, M.: Stratigraphical and Paleontological Studies of the Paleozoic Formations in the Western Part of the Chugoku Massif, Bull. Fac. Education, Yamaguchi Univ., Math. & Sci., Vol. 11, Special No. 1~133, 15 pls., 3 maps, 2 tabs., 1961
- 24) 河野迪也: 山口県大峯炭田南西部地区調査速報, 地質調査所月報, Vol. 2, No. 8, p. 395~397, 1951
- 25) 木野崎吉郎・添田晶: 山口県大津郡磁硫鉄鉱調査報告, 未利鉄, III, p. 363~366, 1956
- 26) Kobayashi, T.: Note on the Mesozoic Formations in Prov. Nagato, Chugoku, Japan, Jour. Geol. Sec. Tokyo, Vol. 33, 1926
- 27) 小林貞一および昭和13年度東大中期生一同: 長門筑前の地質について, 地質学雑誌, Vol. 52, No. 616, p. 242~249 (英文摘要 6

- 頁), 1940
- 28) Kobayashi, T.: Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. V, part 7, p. 219~578, 4 pls, 4 maps, 1 fig., 2 tabs., 1941
- 29) 小林貞一: 日本群島地質構造論上巻, 日黒書店, p. 93, 2図版, 1950a
- 30) 小林貞一: 日本群島地質構造論中巻前編, 日黒書店, p. 278, 2図版, 1地質図, 1950b
- 31) 小林貞一: 日本地方地質誌総論, 朝倉書店, 1950c
- 32) 小林貞一: 日本地方地質誌, 中国地方, 朝倉書店, 1951
- 33) 小林貞一: 後期中生代の秋吉褶曲山脈, 地質学雑誌, Vol. 68, No. 3, p. 1~9, 1959
- 34) 小島丈児: 山口県徳山市北方の所謂千枚岩類と秩父古生層との関係について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 53, Nos. 622~627, p. 85~86, 1947
- 35) 小島丈児・佐々木伝一: 山口県玖珂郡河山鉱山付近の地質, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 652, p. 1~5, 1950
- 36) 久保恭輔・藤原清丸: 山口県大峯炭田熊ノ倉付近の放射能鉱物調査, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 8, p. 307~370, 1956
- 37) 松本達郎: 長門にみられる後期中生代地史一特に地殻変動の問題に関連して, 地質学雑誌, Vol. 53, Nos. 622~627, p. 87, 1947
- 38) Matsumoto, T.: The Late Mesozoic Geological History in the Nagato Province, Southwest Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 21, Nos. 1~4, p. 235~243, 1949
- 39) 松本達郎: 北九州・西中国の基盤地質構造, 九大研究報告, 地質之部, Vol. 3, No. 2, p. 37~48, 1951
- 40) 宮本弘道: 7万5千分の1地質図幅“津和野”, 地質調査所, 1952
- 41) 村上允英: 中国西部における白堊紀及び第三紀火成活動, 山口大理科報告, Vol. 11, p. 21~126, 15 pls, 1960
- 42) 村田正文: 秋吉台の地質構造(その1), 有孔虫, No. 9, p. 10~19, 1958
- 43) 村田正文: 秋吉台の地質構造, 東北大理, 地質・古生物学教室研究邦文報告, No. 53, p. 1~46, 1図版, 1地質図, 1960
- 44) 村山賢一: 7万5千分の1須佐図幅および同説明書, 1930
- 45) 小倉 勉: 於福鉱山付近の鉱山調査報文, 地質調査所報告, No. 82, 1921
- 46) 小倉 勉: 7万5千分の1地質図幅山口および同説明書, 地質調査所, p. 1~67, (英文摘要6頁), 1附図, 1922
- 47) 小倉 勉: 7万5千分の1地質図幅徳山および同説明書, 地質調査所, p. 1~36, (英文摘要3頁), 1924
- 48) 小沢儀明: 石灰岩に伴う礫岩・蚕岩・斑点状石灰岩偽角礫岩層等について, 地質学雑誌, Vol. 29, No. 351, p. 487~497, 1922
- 49) 小沢儀明: 秋吉台石灰岩を含む所謂秩父古生層の層位学的研究, 地質学雑誌, Vol. 30, No. 357, p. 222~243, 1map, 1923
- 50) Ozawa, Y.: The Post-Paleozoic and Late Mesozoic Earth Movements in the Inner Zone of Japan, Jour. Fac. Sci. Tokyo Univ., Ser. II, Vol. 1, pt. 2, p. 91~104, 1925
- 51) Ozawa, Y.: Geological History of Southwestern Japan during Mesozoic Time, Proc. 3rd. Pan-Pacific Sci. Congr., Tokyo, I, 1926a
- 52) Ozawa, Y.: 西南日本における第三紀以前の地殻変動, 地理詳, II, 1926b
- 53) Ozawa, Y.: 7万5千分の1地質図徳山を讀みて其の地域の構造を解釈す, 地質学雑誌, Vol. 36, No. 435, p. 507~519, 1929
- 54) 佐藤戈止: 7万5千分の1地質図幅柳井津並びに同説明書, p. 1~20, (英文摘要1~4), 1933
- 55) 関根良弘: 山口県大和鉱山珪灰石調査報告一第1報, 珪灰石の産状と鉱石について, 地質調査所月報, Vol. 9, No. 10, p. 675~688, 1958
- 56) 関根良弘・河合正虎: 山口県金ヶ峠鉱山銅鉛床調査報告, 未発表, 1962
- 57) 杉山敏郎: 山口県美禰郡秋吉地方の古生層の2, 3の事実について, 地質学雑誌, Vol. 46, No. 544, p. 13~22, 1939

- 58) 徳山 明: 長門美禰地域の美禰統, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 756, p. 454~463; & Vol. 64, No. 757, p. 537~550, 1map, 1958
- 59) 鳥山隆三: 雁飛一常森層群の層序(演旨), 地質学雑誌, Vol. 54, No. 639, p. 169~170, 1948
- 60) Toriyama, R.: Geology of Akiyoshi, Part I, Study of the Akiyoshi Limestone Group, Mem. Fac. Sci. Kyushu, Univ., Ser. D, Geol., Vol. IV, No. 1, p. 39~97, 1 map, 1 fig., 1954 a
- 61) Toriyama, R.: Geology of Akiyoshi, Part II, Stratigraphy of the Non-calcareous Groups developed around the Akiyoshi Limestone Group. Ibid, Vol. V, No. 1, p. 1~46, 1 fig., 1 tab., 1954b
- 62) 鳥山隆三: 秋吉台の地質, 山口県教育委員会, 1957
- 63) 上野三義: 岡山県阿哲地方および広島県帝釈地方の軟珪石鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 3, p. 111~118, pls. 1~3, 1956 a
- 64) 上野三義・土井啓司: 山口県大和鉱山銅鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 4, p. 167~176, 1956 b
- 65) 矢部長克: 秋吉台地質構造についての若干の問題, 有孔虫, No. 9, p. 1~9, 1958
- 66) 吉田博直: 中国地方の後期中生代の火成活動, 広島大学地学研究報告, 8号, p. 1~39, pls. 1~6, map 1, 1961
- 67) 吉野言生: 山口市周縁の地質, 広島大学地学研究報告, No. 4, p. 27~34, 1 map, 1954

附I. 軟珪石鉱床

1. 鉱山名 金ヶ原鉱山
 鉱業権者 小野田セメント株式会社
2. 位置と交通

山口県美禰市於福下にあり, 美禰線の於福駅より野迫を通り, 採掘現場まで約 2.5km で, トラック道路を通ず。交通は便利である。

鉱業事務所は重安駅前小野田重安(石灰石) 鉱業所

3. 地質

粘板岩を主とし砂岩を混える常森層の上に緩い傾斜の雁飛衝上によって雁飛層が衝上地塊としてのし上げている。雁飛層はチャートを主体とし, 珪質粘板岩を伴ない, 薄い石灰岩のレンズを挟み, しばしばチャート石灰

岩との薄層が縞状に互層するところがある。これらを野迫石英閃緑岩が貫き周囲の岩石に接触変質を与えている。

4. 鉱床

軟珪石鉱床は雁飛チャート層を母岩としたものである。

野迫西方には緩く東に傾く衝上性の断層があり, その下盤側は破碎帯が伴なう。破碎帯は石灰質にとみ, 接触交代作用によってスカルン帯が生成され, 銅鉱床が胚胎している。この銅鉱床を大和鉱山が稼行した。金ヶ原鉱山は大和鉱山鉱区の一部を買収したもので, 軟珪石鉱床はこの破碎帯のチャートを採掘している。

鉱石は黄褐色ないし灰色を呈し, 泥質化している。部分的にはやや硬い塊状のチャートを含むが, 一般に軟質である。塊状の部分も一般に握力で粉碎できる。品位は $SiO_2 < 92\%$ 以上の良質のものである。第1表は本鉱山産鉱石の分析表である。

第1表 小野田金ヶ原鉱山産軟珪石分析値

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
95.74	0.10	1.07	1.23	0.07	0.08	0.01	0.01
Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	-H ₂ O	Total	Ig. loss	
0.15	0.13	0.06	1.21	0.14	100.00	1.30	

分析: 川野昌樹

この付近には軟珪石化したチャートが諸所に見られる。おもな地域は於福駅の北西から西寺に至る道路ぎわ(西側), 西寺の北西部および竜現寺東方山地等である。

5. 現況 (昭和36年12月現在)

採掘方法 露天掘

従業員 7名 (内運転手3名)

出鉱量 月産 3,800t

用途 セメント製造用粘土

運搬 山元より小野田セメント工場にトラックで直送する。

6. 軟珪石の成因に対する考察

軟珪石は元来堅硬であるべきチャートが軟質になったものである。

本地域の軟珪石鉱床賦存地域の地質学的特性をのべると次の通りである。

(1) 衝上断層 (または衝上性低角度断層) に伴なう破碎帯に賦存する。

(2) この破碎帯中のチャートには石灰岩の薄層と縞状に細互層するものが多い。

(3) 石英閃緑岩の貫入によって接触変質を受けている。

本地域の軟珪石鉱床は露頭で見る限り、チャートであるが、採掘切羽で観察すればきわめて軟弱で、地表下のかかなり深部まで及んでいる。図版8は金ヶ原鉱山の採掘切羽である。ここでは岩石は変質しており、その状況を完全に把握できないが、若干の観察をのべる。灰色を呈する軟珪石中にはほぼ水平な黒色部によって層理様の縞構造が見られる。これは原岩中の異物と推定される。珪灰石の生成は原岩中に石灰岩の存在を暗示する。切羽の観察によると原岩はチャートとともに石灰岩が存在していたであろう。

この切羽の地並は大和鉱山の旧坑の直上で、スカルン帯の風化物を含むものと推定される。軟珪石中の比較的硬い部分の顕微鏡写真を図版9に示す。それによると岩石の大部分は微粒の石英からなり、一定方向に石英の配列していることが明瞭である。褐鉄鉱で充填された空隙が石英の配列と並行して明瞭に認められる。おそらく層理を示すものであろう。また、この配列を横切って種々の方向の亀裂(褐鉄鉱で充填)が認められる。不規則な亀裂は破碎帯として生じたものであろう。すなわち、金ヶ原鉱山の軟珪石は、(1)破碎帯において、(2)鉱化作用によって石灰質物質が変質し、(3)熱水または地下水の作用によって異物の大部分が除かれ、(4)チャート中の珪酸が濃集したものと推定される。

本地域の鉱床と類似する他地域の鉱床は岡山県阿哲台地区および広島県帝釈地区に知られている。河田ら(1960, p.7)によれば、軟珪石鉱床は珪質岩と石灰岩との細互層したものを母岩とし、風化作用をうけて石灰石の部分が除かれ珪質部が残留したと考えた。上野(1956)は帝釈台および阿哲台の軟珪石鉱床を調査し、その性状および鉱物組成等を詳論した(p.112~114)。鉱床は石灰岩上に珪酸分を濃集したものであり、石灰岩と軟珪石の化学成分を比較すると石灰岩が軟珪石化の過程をたどり、一部は明らかに石灰岩から変化した。珪酸は石灰岩中に初生的に含まれたものでなく、近くの珪質岩の風化分解物により、一部には上昇熱水液によって供給されたと解釈した。上野の解釈によると石灰岩に含まれた珪酸が供給源でないとしているが、付近には珪質岩と石灰岩との細互層が存在することがのべられ、論文にもその存在を認める事実が挙げられている。例えば玉髄質石英の多い部分が縞状に生じた(p.112, fig.2)とされるものは明らかにチャートと石灰岩との細互層の部分である。上野は石灰岩中に石英が沈殿して漸移帯をつくることを認め、図版1および2に顕微鏡写真を示した。

彼は石英が方解石を置換して、石灰岩が軟珪石化作用をうけたとのべた。筆者はこの漸移帯は主として初生的なものと考えた。また石英は微細な玉髄質石英の集合からなり、石英中の小孔は褐鉄鉱で充されらんとしている。金ヶ原鉱山産のものにも同様な事実がある。すなわちこの石英はチャートを構成するもので、石英中の小孔は方解石の抜け跡であろう。阿哲台産のものには縞状構造の見られる鉱石があり、阿哲台と帝釈台の双方に多孔質の鉱石が知られる(上野, p.114, 第4表)。

これらの事実は鉱床の母岩は河田ら(1960)の指摘した通り、石灰岩とチャートとの互層帯であるか、あるいはチャート中に石灰岩が混在したものである。

上野によれば鉱床は石灰岩の凹凸面の多い面上に浅く拡がり扁平な形状をなし、また地形の傾斜にそって生成され、大きく拡がる鉱床は小沢によって削割されて丘陵の上だけに残っているという(1956, p.112)。このことは単なる風化作用よりも地下水の影響が大きいことを暗示する。

以上を総合すると、軟珪石鉱床は石灰岩とチャートの細互層をするチャートまたは石灰岩を母岩とし、石灰質部が除去され、珪質部が濃縮されて軟弱になったものである。軟質化の原因には破碎帯の生成もあるが、石灰分の除去が最大の原因であろう。石灰分の除去は地下水の浸食作用と思われるが、一部には熱水溶液の影響も考えられる。

附II. 滝口炭鉱および竜現地炭鉱

滝口無煙炭鉱

1. 位置および交通

美禰線南大峯駅で下車し、北方約800mに鉱業事務所がある。交通は便利。

2. 鉱区 山口県採掘393号(96,250アール)

ク 416号(52,000アール)

鉱業権者 山口無煙炭鉱株式会社

宇部市大字際波1167

3. 地質および炭層

夾炭層は三疊系厚保區層群上部の熊倉層に相当する滝口夾炭層である。走向はゆるく湾曲しながら全体としては南北に走り、15~45°、平均25°で西に傾斜する。稼行されている炭層は3層があり、下から稗田1層、同2層および同3層とよばれる。炭層の厚さはかなり膨縮するが平均しておよそ1層が炭丈約2.1m、2層が2.0m(山丈2.1m)、3層が2.6m(山丈3.4m)で、相互の間隔はおよそ36.5mおよび56mである。

第1層は滝口北方(稗田)から南に向かって坑内にお

山口県美禰市付近の中古生界について (河合正虎)

いて約325m連続し、露頭部を併せて延長約680mが追跡される。第2層は滝口北方から滝口の部落まで坑内で570m、露頭部を併せて約850mのび、第3層は滝口北方から滝口南西方まで坑内で1,200m、露頭を併せて1,350m連続して、断層による転位はない。

炭層はおもに粉炭からなり、僅かに塊炭を伴ない、発熱量はおよそ4,000～5,000calである。

現在は主として稗田3層が採掘され、傾斜方向に坑口より100～250m(最大深度は坑口より約120m)の間を稼行中である。

4. 現況

従業員 坑内37名、坑外20名、計57名

月産 約1,500t

竜現地炭鉱

1. 位置および交通

美禰線於福駅で下車し、北方の竜現地まで約2.5kmで坑口に達する。事務所は駅より500m北方の古屋にある。

2. 鉱区 山口県採掘626号(700,000坪)

鉱業権者 萩岩無煙炭鉱株式会社

萩市大字唐樋町51

3. 地質および炭層

三畳系美禰五層群の麦川夾炭層中の炭層を稼行している。稼行炭層は2層で、下層は厚さ約1.5m、上層は1.6mであるが、いずれも薄い夾みを伴なう。両層の間隔は詳らかでないが数mと考えられる。炭層は南西部では走向がN40°Eで30°Wに傾くが、東に進むにつれて湾曲し走向を北に転じ、東側の雁飛山チャート層の衝上断層(雁飛衝上)の走向と並走する。

品位は下層が3,600～4,200cal、上層が4,000～4,800calで、いずれも粉炭を主とし僅かに塊炭を伴なう。

4. 現況

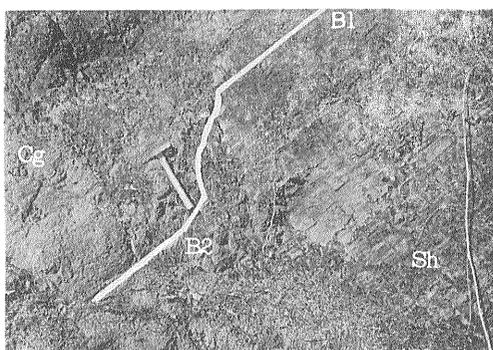
月産 約700t

(昭和37年10月1日稿)

追記 炭層の分析値

炭鉱名	炭層名	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	全硫黄 (%)	発熱量 (カロリー)	補正純炭に対する		灰の色	粘結性	備考
								固定炭素	発熱量			
山口無煙	第1層	5.15	20.97	5.88	68.00	1.13	6020	94.18	8340	灰 淡 赤	非	粉 炭
	第2層	5.08	16.72	4.96	73.24	1.41	6470	95.29	8420	淡褐(赤)	〃	
	第3層	5.34	24.20	4.64	65.82	0.36	5630	96.06	8220	濃橙(褐)	〃	
竜現地 (萩岩無煙)	—	3.64	43.36	4.60	48.40	1.75	4260	97.72	8600	淡 橙	〃	粉および塊炭
徳 定	—	8.20	30.22	4.83	56.75	0.62	4840	95.93	8180	褐	〃	小塊 伊佐産 休 山

分析: 村田 富子

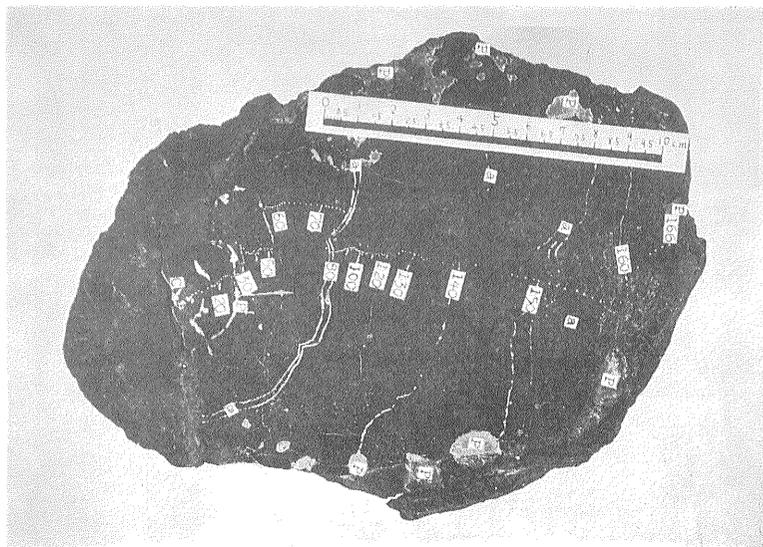


図版1 滝口夾炭層にみられる堆積の異常性

稗田2層（炭層）の厚さは、ここでは約2mありその上に厚さ約2.5mの炭質頁岩がのりさらに約3mの暗灰色頁岩と砂質頁岩の互層がある。Shはその部分で層理が写真のような縞模様をなしている。上位の礫岩 Cgは夏蜜柑大のものを含み、右手上方では明瞭に整合であるが左手下方では境界が斜交して不整合様の関係にある。位置：稗田西方（北西に向かって写す）。
 B1：整合関係 B2：不整合様の境界 Cg：礫岩 Sh：頁岩，縞模様は層理（N20～30°W，40～45°W）。植物化石を含む。

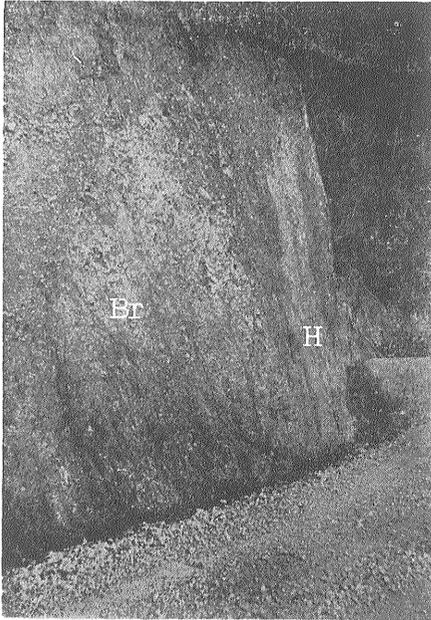


(A) 標本の外観



(B) 同上断面

図版2 三疊系長門層群滝口夾炭層（厚保亜層群）の珪化木
 a：年輪，C：中心，P：黄鉄鉱，年輪の数：166以上



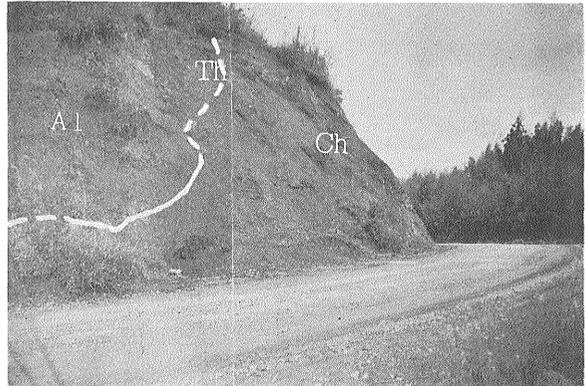
図版3 雁飛衝上にそつた雁飛チャート層の破碎帯

桑原東部における破碎帯の幅は約280mである。

位置：桑原の部落から東へ250mの地点

Br：破碎したチャート

H：ハンマー



図版4 山露衝上の露頭

位置：山露北部の滝口層の北東限。

Ch：平野山チャート層

Al：滝口夾炭層の砂岩頁岩の互層（左方の道路の直上から
Neocalamites sp. を採取した。）

Th：山露衝上



図版5 山露西部の地窓から露出した滝口層の露頭

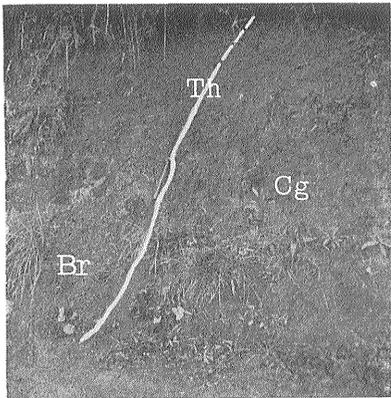
位置：山露から正法寺に至る道路（中央の道標は種善場入口を示す。）

Ch：平野山チャート層

Cg：礫岩 } 滝口夾炭層

Sh：頁岩 }

Th：山露衝上（推定）



図版6 常森層と上頷層との関係 (1)

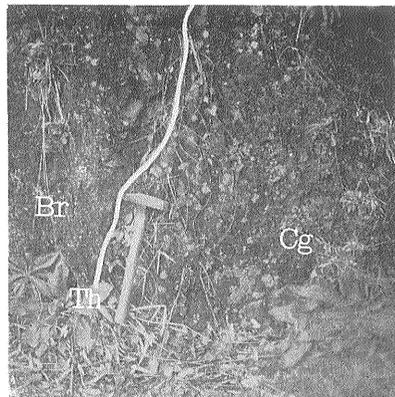
位置：上頷部落より西へ約300m

Br：常森層の破碎帯 (N5°W, 25°Eの層理を示すところがある。)

Cg：上頷層の礫岩 (拳〜クルマ大の礫岩, かなり圧砕されている)

Th：衝上断層 (N15°E, 30°E)

(最も大きい地窓の東限)



図版7 常森層と上頷層との関係 (2)

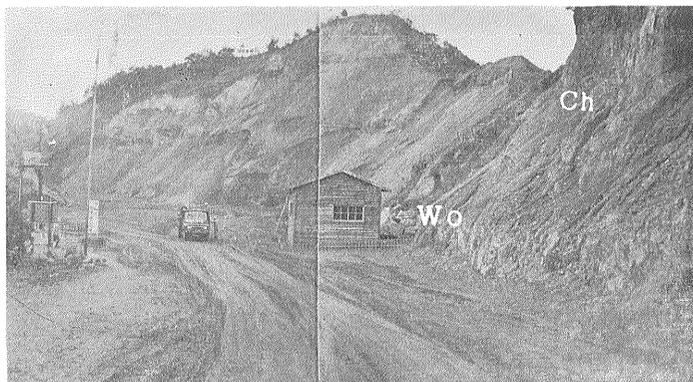
位置：上頷部落より南西方約1kmの地点

Br：常森層の破碎帯 (約10m西側で層理はN45°E, 25°Nを示す)

Cg：上頷層の礫岩 (釜柑大) (10数mの露出があり, 中央部の砂岩の夾みでN15°W, 80°Wの層理を認める。)

Th：衝上断層 (N35°W, 70°W), 上頷層の東限の断層はN5°W, 55°Eを示す。

(小地窓の西限)



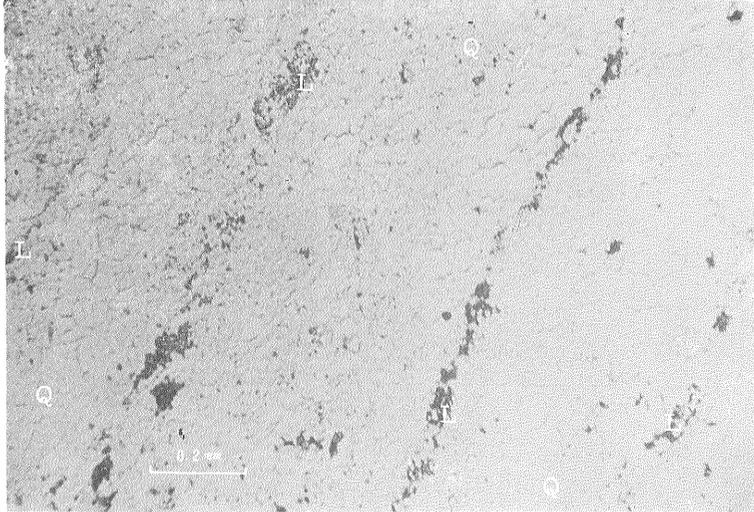
図版8 小野田金ヶ原鉱山の採掘場

軟珪石は黄褐色ないし灰色を呈し, 黒色の水平または緩い傾斜の層理面(?)が見える。この地並は大和鉱山の旧坑(福栄坑)の水準より約15mの真上である。

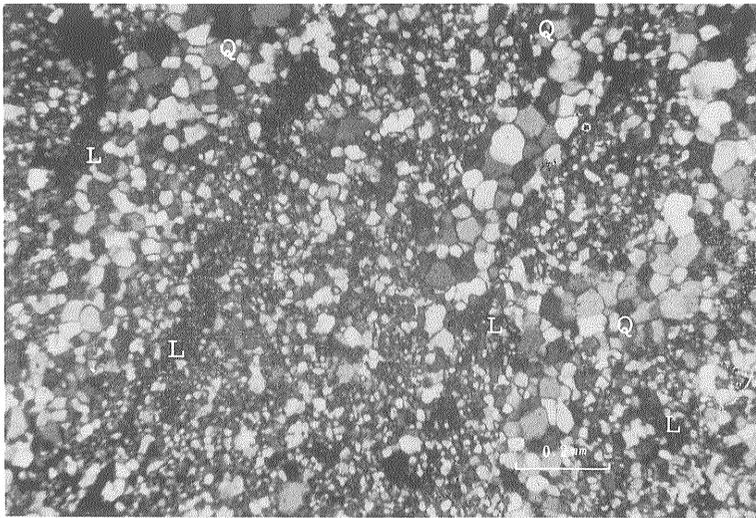
位置：野迫西方(採掘場で西方をのぞむ)

Ch：軟珪石

Wo：珪灰石(厚さ3~4m, 長さ数m)



(A) Under open nicol



(B) Under crossed nicols

図版9 軟珪石鉱床中のチャートの顕微鏡写真

Q : Quartz
L : Limonite