岡山県南西部井原市周辺に分布する上部古生界の層序 および地質構造の再検討

堤 昭 人*

Re-examination of stratigraphy and geological structure of the upper Paleozoic formations
in the Ibara City, southwest Okayama Prefecture

Akito Tsutsumi*

Abstract The Maizuru Belt and the Ultra-Tamba Belt are ENE-WSW trending structural belts which stretches from Kyoto Prefecture to the middle part of Okayama Prefecture. The surveyed area is situated at the westward extension of these structural belts. The Paleozoic group which crops out in the area is divided into three E-W trending zones, which are juxtaposed one another bounded by faults. The constituent strata of each zone are newly named the Saya, Shimoshigi and Hiehara Formations.

The Saya Formation, more than 500 m thick, is composed chiefly of slate with subordinate amounts of chert laminite and acidic and basic volcanic rocks. Most of these rocks are fissile due to the development of slaty cleavage.

The Shimoshigi Formation, approximately 750 m thick, is subdivided into the lower and upper members; the former is composed mainly of basic volcanic rock and the latter of slate and alternating beds of slate and sandstone with subordinate conglomerate. The slate is characterized by a well-developed slaty cleavage. Radiolarian assemblages indicate that the upper member is Middle to Early Permian in age.

The Hiehara Formation, more than 2000 m thick, is also subdivided into the lower and upper members. The lower member is composed of slate, pebbly slate, acidic and basic volcanic rocks with minor amounts of chert and red slate, while the upper member consists mainly of basic volcanic rock.

Based on analysis of structural elements, such as slaty cleavage, lineation and fold axis, three deformation stages are recognized in the structural development of the Saya and the Shimoshigi Formations and two deformation stages of the Hiehara Formation. During the first deformation stage, closed to tight folds with an axial plane slaty cleavage were formed. During the subsequent second stage of deformation open folds were formed. In the Saya and Shimoshigi Formation the second deformation is associated with formation of crenulation cleavages. Then the Saya and Shimoshigi Formations underwent the third deformation process characterized by kink folds that are locally superposed on the earlier structures.

Key words : stratigraphy, structural geology, Paleozoic, Komachi Formation, Sabara Formation

1990 年 7 月 21 日受付. 1990 年 12 月 20 日受理.

* 岡山大学自然科学研究科. 岡山市津島中 3-1-1. Department of Materials Science, The Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, Okayama 700, Japan.

は じ め に

岡山県下の先白亜系は北側より中国帯、舞鶴帯および超丹波帯の3帯に区分されている(鈴木ほか, 1988). 舞鶴帯は京都府北部舞鶴市付近を模式地とする幅15-20 kmの带状の地帯で、ほぼ東北東-西南西の方向に連続する。岡山県下では^{やなはら}柵原地域(光野ほか, 1975; Nishimura & Ishiga, 1987)を通して金川地域(中沢・清水, 1963; 石賀ほか, 1988)までその連続が確認されているが、これより西方ではその性格が不明瞭となる。舞鶴帯の南側に分布する地層は従来古生層として一括して扱われてきた(光野・杉田, 1980)が、最近鈴木ほか(1988)により瀬戸町地域に超丹波帯の大飯層および氷上層に対比される地層が分布することが明らかにされた。しかし、舞鶴帯と同様に、これより西方への延長はよくわかっていない。

以上の地域の西方延長にあたる岡山県・広島県境付近、上部三畳系成羽層群の南側には、三郡変成岩類として扱われている粘板岩を主体とした地層および大量の塩基性火山岩類を伴うことで特徴づけられる地層の分布する地域がある。この地域の地質については光野(1959, 1960), Mitsuno (1963), 寺岡(1958, 1959), 長谷(1963), 長谷ほか(1975), 定金・野瀬(1981, 1983), 野瀬・余田(1966), Koide(1986, 1987)ら多くの研究者により、主として層序学的研究が行われてきた。

長谷ほか(1975)はこの地域の古生界を南北2帯に区分し、北側の地帯を構成する、粘板岩主体で酸性火山岩、塩基性火山岩、チャートなどを伴う地層を川町層、南側の地帯を構成する、塩基性火山岩、粘板岩主体で酸性火山岩、チャートなどを伴う地層を佐原層と命名し、佐原層上部がその層序、岩相および化石の示す時代などから東方の舞鶴層群の一部に対比される可能性を示した。しかしながら、彼らも指摘しているように佐原層のうち、塩基性火山岩層の構造的な下位に分布する粘板岩主体で酸性火山岩、チャートなどを伴うことを特徴とする地層は舞鶴層群中には知られていない。また時代論の根拠となった二畳紀の紡錘虫化石を産する地層を佐原層に含めるか否かの問題があり、佐原層をそのまま舞鶴層群に対比するには問題が残る。

川町層と佐原層の層位関係、および構造的関係について、定金・野瀬(1981, 1983)は両者を同一の地層とみなし、北側に分布する川町層は褶曲により逆転しているものと解釈した。一方、長谷ほか(1975)は川町層と佐原層とを同時異相的なものとする見かた、および川町層

が佐原層よりも下位の地層となみす見かたの2通りの見解を示し結論は下さなかった。また、長谷ほか(1975)は構造的にこれらの地層は、北翼の逆転した向斜構造を形成するとともに北に傾斜する断層を生じ、川町層(逆転翼部)が佐原層(正位部)の上ののっているものと解釈した。

以上のように、この地域の地層について多くの研究が行われているが、その層序、年代、地質構造などに関して解決されていない問題が多く残されている。著者は1984年頃より、これらの舞鶴帯あるいは超丹波帯の西方延長と目される、岡山県井原市、後月郡芳井町および川上郡川上町周辺地域の調査を行ってきた。層序の確立においては特に、スレート劈開などの構造要素をもちいた褶曲構造の解析結果を加味して調査、研究を行った。

本論では調査地域の古生界を新たに3帯に区分し、各地帯を構成する地層の層序、岩相、および地質構造の記載を行う。また他地域の古生層との対比について若干の考察を行った。

謝辞 本研究を進めるにあたり岡山大学光野千春教授には終始懇切な指導と激励を賜わり、原稿の校閲をしていただいた。岡山大学鈴木茂之博士には室内、野外において多くの助言を賜わり、原稿も読んでいただいた。島根大学石賀裕明博士には本地域の地質に関して有益な御意見を賜わり、また化石の鑑定をしていただいた。岡山大学故杉田宗満講師には多くの御教示を賜わった。岡山大学柴田次夫助教授、斉藤俊明技官には写真撮影において御助力いただいた。現地での宿泊に際しては久安朗氏に大変お世話になった。以上の方々に心から感謝の意を表する。

地 質 概 略

調査地域は岡山県南西部の井原市、後月郡芳井町、川上郡川上町および広島県福山市の一部にまたがる(第1図)。本地域に分布する地層群の大半は古生層で、古生層中には変斑レイ岩、圧碎花崗岩などの夜久野岩類が進入している。調査地域北縁には上部三畳系成羽層群が分布し、南側の古生層とは断層で接する。調査地域南部には白亜紀花崗岩が貫入しており、周囲の古生層に接触変成作用を及ぼしている。花滝東方では第三紀層が、井山、^{りゅうず}龍頭、^{めおとみち}夫婦淵、花滝東方などでは更新世山砂利層が上記の中・古生層および岩体を不整合に覆って分布する。

層序および岩相

調査地域の古生界は、岩相、層序、および地質構造を

第1図. 井原地域の地質図および調査地域の位置。凡例は第2図に示す。

第2図. 井原地域の地質断面図.

詳細に検討した結果、ほぼ E-W 性の方向で南北に帯状配列をなす 3 帯に区分すべきであることがわかった。よって本論では調査地域を北から南に向かって 3 帯に区分し、各地帯を構成する古生層を佐屋層、下鳴層、稗原層と新たに命名した。

A. 佐屋層(新称)

本層は長谷ほか(1975)による川町層主部下半部(km1)に対比される(第1表)。

[模式地] 模式地は種から上房にかけての別所川沿いである(第3図, ルート5)。

[分布] 佐屋層は調査地域北部の小原周辺から佐屋、高岳にかけて東西に帯状に分布し、南限は後述の下鳴層と、北限は上部三畳系成羽層群と断層で境される。

[岩相] 佐屋層は粘板岩を主体とし礫質粘板岩、チャート、石灰岩、酸性火山岩、塩基性火山岩をしばしば挟在する。また厚さ数 m のチャート、石灰岩レンズが数層挟まれる(第4図)。

[層序] 佐屋層の層理面はほぼ E-W 性の走向を有し、北に 20°~40° 前後で傾斜する。

長谷ほか(1975)は地層の正逆判定について本層の南に隣接して分布する見かけ上、下位にあたる粘板岩・砂岩互層を主とする地層(本論の下鳴層)が逆転していることなどから本層はその大半が逆転しており、大局的に北に向かって下位の地層が現われているものと解釈した。

第3図. 地名, 柱状図の作成位置: 1~38, 露頭位置: ①~⑦, 第10図の範囲および放散虫化石産出位置: Loc. 1.

第1表. 層序対比表.

間を結ぶ実線は、結ばれている2つの地層が互に対応することを示し、破線は2つの地層が特定層準で対応することを示す。

第4図. 佐屋層の柱状図.

しかしながら、著者は以下の理由により佐屋層に逆転がないものと判断した。別所川沿いに露出する、佐屋層の粘板岩は一部で砂岩と互層し、砂岩中には級化層理が見られ、すべて北上位を示す(第3図ルート4の地点①、ルート5の地点②)。また佐屋、および高岳に分布する粘板岩中に挟まれる砂岩中にも級化層理が見られ、やはり北上位を示す(第3図ルート2の地点③、ルート7の地点④)。このような事実から佐屋層の主体である粘板岩、およびこれに挟まれる礫質粘板岩、チャートラミナイト、酸性火山岩などの地層はすべて整合的に重なり、断層、褶曲などによる大きな逆転構造は存在しないと考えられる。したがって、佐屋層は北ほど上位の地

層が現われるものと結論した。

[層厚] 佐屋層の全層厚は上限および下限を断層で境されるが、約500m以上と推定される。

[岩質] 粘板岩：佐屋層の代表的構成岩である。粘板岩は無層理粘板岩と礫質粘板岩の2者に大別される。

(a)無層理粘板岩 この岩石は一般に黒色細粒で無層理であるが、一部で細粒砂岩と厚さ2~8mm単位の互層を形成する。粘板岩中にはスレート劈開がよく発達し岩石は剥離性に富む。碎屑粒子は0.03mm程度の石英、長石からなり、泥質基質中にはスレート劈開面と平行に発達するdusty seams(於保, 1981)および細粒白色雲母、緑泥石の形態定向配列が観察される。

(b)礫質粘板岩 本岩は風化すると黄土色を呈し、他の岩石と容易に識別される。泥質な基質中に2~10mmの礫を含むもので、スレート劈開がよく発達しており岩石は剥離性に富む。礫種は砂岩、細粒酸性凝灰岩、粘板岩を主とし流紋岩の礫もまれに見られる。また石英、長石の結晶破片を含む。砂岩、酸性凝灰岩および粘板岩の礫はスレート劈開面と平行に著しく扁平化した長楕円に近い形態をとり、その長軸の方向は後述する線構造の方向に一致する。泥質基質中には黒色のdusty seamsが発達し、細粒の白色雲母が礫の扁平方向と平行に多量に生じている。

チャートラミナイト：本岩は厚さ数 μm ~数mm単位の泥岩とチャートの細互層で特徴づけられる。泥岩は黒色から灰黒色で、粗粒な碎屑粒子をほとんど含まないクレイサイズのを主とする。主に微粒な白色雲母からなり、他に微粒な石英、緑泥石を含む。前述の粘板岩にみられるdusty seamsは認められない。これらの白色雲母、緑泥石は層理に平行に配列している。チャートは透明感のある乳白色から淡緑色を呈する。主として微粒な石英からなり、他に微粒な白色雲母、緑泥石を含む。

酸性火山岩：酸性火山岩は乳白色から淡緑色を呈し、微弱なスレート劈開が発達する。主として細粒~中粒の酸性凝灰岩であるが、一部には粗粒な火山礫凝灰岩も見られる。鏡下では、石英、斜長石、カリ長石の結晶破片が見られ、微粒な結晶がこれらの間を埋めている。変成鉱物としては白色雲母、緑泥石、パンベリー石などが認められ、白色雲母および緑泥石には弱い形態定向配列が見られる。

塩基性火山岩：塩基性火山岩には溶岩および火砕岩が認められる。

塩基性溶岩は、緑色から暗緑色を呈し、塊状のものが大半を占める。鏡下では残存結晶として単斜輝石、斜長石が見られ、サブオフィチック組織やバリオリチック組

織を示すことが多い。変成鉱物としては緑泥石、パンペリー石、緑閃石、緑簾石などが認められる。

火砕岩は一般に淡緑色を呈し、溶岩に比べてスレート劈開がよく発達する傾向がある。鏡下では残存結晶の単斜輝石、斜長石の結晶片が観察される。また一部には緑色普通角閃石斑レイ岩の岩片および緑色普通角閃石、斜長石の結晶破片を含む火砕岩が認められるが、単斜輝石は含まれない。これらの火砕岩の基質部分および単斜輝石、角閃石の結晶破片の周囲、割れ目には細粒針状の緑閃石が生じており劈開面と平行に形態定向配列している。その他の変成鉱物としては緑泥石、パンペリー石、緑簾石、スチルプノメレン、チタン石などが観察される。

チャート：チャートは高岳南、別所川沿い、青梅^{あおうめ}北方などで見られ、多くの場合厚さ 3 mm 前後の泥質な部分と厚さ数 cm の珪質な部分とが互層をなす。鏡下では、石英粒子が周囲の岩石中に発達するスレート劈開面と平行に扁平化した形態をとり、形態定向配列をしているようすが観察されるものがある。また細粒の白色雲母、緑泥石が劈開と平行に多量に配列しているものもある。別所川沿いに見られるチャートには珪質部が直径 1 mm 程度の扁平化したレンズ状を呈し、個々のレンズの間を泥質物質が充填しているようすが観察される。

石灰岩：石灰岩は鏡下では細粒(径 0.03 mm)の方解石粒子を主とし、径 0.4~0.8 mm 程度の丸みを帯びた方解石粒子が点在しているのが観察される。この岩石には方解石粒子の粒度差による層理が発達し、またしばしば薄い(0.5 mm 前後)泥質な層を挟む。小原では塩基性凝灰岩と数 mm 単位の互層を形成しているものが認められること、また、まれに石英、斜長石の碎屑粒子を含むことなどから上記の観察結果も考えあわせると本岩は碎屑性の石灰泥岩の可能性がある。

【時代】本層からは時代決定に有効な化石は得られなかった。石賀ほか(1989)は調査地域の東方、黒萩付近に分布する、佐屋層の延長と考えられる地層からペルム紀中世後期以降の時代を示す *Follicucullus* sp. の産出を報告している。

B. 下鳴層(新称)

本層は下部部層、上部部層の 2 部層に区分され、下部部層は長谷ほか(1975)の川町層主部上半部(Km2)に、上部部層は川町層上部(Ku)および佐原層上部(Su)の一部に対比される(第 1 表)。

【模式地】模式地は鳴川^{しきがわ}沿い、梅木から川町^{こうまち}北方にかけてで(第 3 図ルート 8, 11)、鳴川の川床に良好な露出が見られる。

【分布】下鳴層は佐屋層分布域の南側に東西方向に約 2 km の幅で帯状に分布する。本層は佐屋層、および稗原層と断層で境される。下部部層は下鳴層分布域の北縁を占めて、松谷から笹之丸にかけて細長く帯状に分布し、後述する向斜構造の北翼に位置している。

【岩相】主として粘板岩、粘板岩・砂岩互層、塩基性火山岩からなり、酸性凝灰岩、礫岩、石灰岩を伴う。

【層序】本層は主に塩基性火山岩からなる下部および主に粘板岩・砂岩互層からなる上部の 2 部層に区分できる(第 5 図)。

下部部層：主に、塩基性溶岩および同質火砕岩からなり、粘板岩および酸性火砕岩を伴う。本部層は Mitsuno (1963) による下部塩基性火砕岩層に対比され、佐屋、青梅、大平などで、小規模の層状硫化物鉱床を胚胎している(光野, 1959, 1960; Mitsuno, 1963)。

下部部層の上半部および後述する上部部層下半部には、特徴的に酸性火砕岩が数層挟まれる。地域西方、松谷、青梅では細粒酸性凝灰岩として分布するが東方に向かうにつれて粗粒となり、佐屋周辺では長谷ほか(1975)が記載した酸性火山礫凝灰岩として分布する。これより東方では再びその粒径を減じ、細~中粒酸性凝灰岩となる。

上部部層：上部部層は、粘板岩・淡緑色砂岩互層を主とし、酸性凝灰岩を頻繁に挟む下半部ならびに、粘板岩・灰白色砂岩互層を主とし、一部に礫岩、石灰岩を伴う上半部に二分される。

調査地域西方の広島県福山市池尻周辺には粘板岩・砂岩互層より構成される地層(長谷, 1963 の C3, 長谷ほか, 1975 の佐原層上部(Su))が分布し、その一部に佐原層の時代論の根拠となった紡錘虫化石を含む礫岩が挟まれる。この地層は粘板岩・砂岩互層にて代表され、砂岩中には級化層理が顕著に認められること、また塩基性火山岩を介在しないことなどの岩相上の特徴から、川町周辺に分布する下鳴層上部部層の連続であると判断される。

下鳴層上部部層と下鳴層下部部層との関係は、下鳴の東方津賀川の川床で観察できる。すなわち塩基性溶岩および同質凝灰岩からなる下鳴層下部部層の上位に下鳴層上部部層の粘板岩が塩基性凝灰岩との互層を介して整合に重なる(第 3 図, ルート 9)。

【層厚】約 400 m 以上と推定される下部部層、および約 350 m 以上と推定される上部部層合わせて下鳴層の全層厚は約 750 m 以上と推定される。

【岩質】塩基性火山岩：下鳴層下部部層を代表する構成岩である。塩基性火砕岩および同質溶岩からなる。塩基

第5図. 下鳴層の柱状図.

性火砕岩には剥離性が発達する場合が多い。一方、塩基性溶岩は塊状のものを主とする。

塩基性火砕岩は一般に淡緑色～暗緑色で、泥の薄層を挟むものもある。細粒な凝灰岩には鏡下で残存結晶として斜長石、単斜輝石の破片が認められ、基質および単斜輝石の割れ目や周囲には針状細粒の緑閃石および緑泥石の形態定向配列が観察される。その他の変成鉱物としては緑泥石、パンペリー石、緑簾石、ブドウ石、チタン石などが観察される。下鳴層分布域西部の、小原には数 cm に達する玄武岩、斑レイ岩の岩片を含む火山礫凝灰岩が分布する。これらの岩片には剥離面と平行な扁平化が見られ、また圧碎組織の発達するものも認められる。基質は斜長石、単斜輝石、緑色普通角閃石などの細粒結晶片および、形態定向配列する緑閃石、緑泥石からなる。

塩基性溶岩は暗緑色～赤褐色を呈し、塊状である。佐屋では溶岩中に枕状構造が観察される。一般に変質が著しいが、鏡下では単斜輝石の残存結晶および仮像を示す斜長石がしばしば観察される。またオフィチック組織が認められるものもある。変成鉱物としては緑泥石、パンペリー石、緑簾石などが見られる。

酸性火山岩：大半が凝灰岩であるが一部に火山礫凝灰

岩が分布する。酸性凝灰岩は一般に乳白色～淡緑色を呈し、細粒なものには一見チャートに見えるものがある。

下鳴層下部部層では、厚さ数 m 単位の単層として存在するものを主とするが、下鳴層上部部層では淡緑色砂岩と互層を形成している粘板岩中に、厚さ数 cm の層として頻繁に挟まれ、酸性凝灰岩には級化層理が認められる。この酸性凝灰岩と下位の粘板岩との境界は明瞭で上位に向かうにつれて次第に細粒となり、粘板岩に漸移する。鏡下の観察では、角ばった長石、石英などの結晶片および酸性火山岩質岩片が、再結晶した微粒な基質中に散在している。一般に長石は微粒な白色雲母、緑泥石の集合体に変質している。基質中には緑泥石、白色雲母などの形態定向配列が認められる。

酸性火山礫凝灰岩は下鳴層下部部層の中位付近から上部部層との境界付近に数層レンズ状に挟まれる。凝灰質基質中に数 mm～数 cm 大の流紋岩、花崗岩、石英安山岩、酸性凝灰岩、泥岩などの礫を含むものである。本岩は層準によりその岩相が異なる。下鳴層下部部層の塩基性火山岩中に挟まれるものでは、比較的粗粒(数 cm 大)な角礫が凝灰質基質中に雑多に含まれ礫には扁平化したようすは認められない。一方、下鳴層上部部層の粘板岩層との境界付近では、粘板岩と互層を成し、数 mm～数

cm 大の礫はスレート劈開面と平行に扁平化している。

粘板岩・淡緑色砂岩互層：上部部層下半部を特徴づける岩石である。単層の厚さが 10 mm 前後の互層で、頻繁に酸性凝灰岩の薄層を挟むことを特徴とする。塊状粗粒砂岩は挟まれない。砂岩および酸性凝灰岩は野外でしばしば不規則なレンズ状の形態を呈している。

粘板岩は黒色でスレート劈開が良く発達しており、また線構造も顕著である。砕屑粒子は主に石英、長石からなり、他に緑泥石、白雲母、不透明鉱物などを含む。泥質基質中には、スレート劈開と平行に発達する dusty seams および緑泥石、白色雲母の形態定向配列が観察される。粘板岩中には、放散虫または海綿の骨針などの生物遺骸が認められることがある。

砂岩は淡緑色を呈し細粒でシルト質のものを主とし、スレート劈開がよく発達する。多くの場合級化層理が発達するが斜交層理はほとんど認められない。鏡下では砕屑粒として長石、白雲母、緑泥石、燐灰石が観察され、岩片として酸性凝灰岩などを含むワッケである。また淡緑色を呈することから緑泥石に富むものと思われる。基質には dusty seams および白色雲母、緑泥石の形態定向配列が認められる。

粘板岩・灰白色砂岩互層：上部部層上半部を特徴づける岩石である。厚さ数 cm～数 10 cm 単位の互層で、ときに数 m に達する塊状砂岩を挟む。また礫岩が数層挟まれる。

粘板岩は上述の淡緑色砂岩と互層をなすものと同様の性質を有する。

砂岩は灰白色で細粒シルト質なものから粗粒のものまで変化に富み、スレート劈開が発達する。級化層理が認められ、また斜交層理が発達する。鏡下の観察から石英、長石および酸性凝灰岩岩片に富んだワッケである。方解石粒子に富んだ石灰質砂岩も数層挟まれる。スレート劈開組織は粘板岩に発達するものに比べると弱い。dusty seams および白色雲母、緑泥石などの形態定向配列が認められる。

砂岩に級化層理が発達し、また斜交層理が発達する部分や地層に平行な葉理構造を示す部分が認められることなどからこの互層はタービダイトとみなされる。

礫岩：上述の粘板岩・灰白色砂岩互層中に数層挟まれ、松谷、川町、池谷、花滝と東西方向に追跡される。礫径 2 mm～数 cm 大の亜円～亜角礫で、礫種は粘板岩、酸性凝灰岩、花崗岩、石灰岩を主とし、他に砂岩、チャート、塩基性火山岩を含む。基質は砂質でスレート劈開が発達する。個々の礫は上記劈開面と平行に扁平化し、その長軸は後述する線構造に一致している。

第 6 図. 産出放散虫化石. 1, 2 : *Follicucullus sholasticus* Ormiston and Babcock morphotype I Ishiga. 3～5 : *Follicucullus sholasticus* Ormiston and Babcock morphotype II Ishiga.
スケールは 100 μ m.

石灰岩：川町から青梅にのぼる林道を 200 m ほど行った地点には石灰礫岩の露出が見られる。本岩は乳白色を呈する岩石で、鏡下では石灰質基質中に 2～5 mm 程度の方解石、石英の結晶破片および石灰岩、酸性凝灰岩などの岩片が観察される。また、ウミユリの破片を多量に含む。

[時代] 池谷、明治ダム建設現場の上部部層下半部、粘板岩・淡緑色砂岩互層中から今回ペルム紀中世後期～新世前期の時代を示す *Follicucullus sholasticus* Ormiston and Babcock morphotype I Ishiga (3 個体) および *Follicucullus sholasticus* Ormiston and Babcock morphotype II Ishiga (7 個体) を得た (第 3 図 Loc. 1, 第 6 図)。

調査地域西方の広島県福山市池尻周辺に分布する礫岩の基質より長谷 (1963)、長谷ほか (1975) は、*Yabeina shiraiwensis*, *Neoschwagerina* sp., *Schwagerinids* などの紡錘虫化石を報告し、その時代をペルム紀新世 *Yabeina-Lepidolina* 帯に対比している。

C. 稗原層 (新称)

稗原層は下部部層、上部部層の 2 部層に区分される。下部部層は長谷ほか (1975) の佐原層主部 (Sm1～Sm3) に、上部部層は佐原層主部 (Sm4)、および佐原層上部 (Su) の一部に対比される (第 1 表)。

[模式地] 模式地は稗原町周辺および天神山、洞々、および川相^{かわい}周辺の地域である。

[分布] 稗原層は調査地域の南半部に広く分布し、北側に分布する下鴨層とは断層で境される。下部部層は調査地域南部経ケ丸山周辺から稗原周辺にかけて広く分布する。上部部層は美星町星田、芳井町花滝、片塚、二五山、天神山などの地域に広範に分布し、特に川相周辺に分布する上部部層の上半部は盆状構造を形成するという特徴をもつ。

[岩相] 稗原層は粘板岩、および塩基性火山岩を主体と

第7図. 稗原層の柱状図.

し、礫質粘板岩、酸性凝灰岩、およびチャートなどを伴う。

〔層序〕本層は主に粘板岩、礫質粘板岩、酸性凝灰岩よりなる下部部層、および塩基性火山岩、粘板岩からなる上部部層の2部層に区分される(第7図)。

下部部層：下部部層は主として粘板岩より構成される。本層は泥質な基質中に、酸性火山岩、塩基性火山岩、チャートなどの不規則な形状を呈する礫を相当量伴うことで特徴づけられる層である。

上部部層：本部層は塩基性溶岩を主とする下半部と粘板岩を主とする上半部に細分される。

上部部層下半部は塩基性溶岩を主とし同質火砕岩を伴うことで特徴づけられる。その他、わずかに粘板岩、酸性凝灰岩、チャート、赤色粘板岩が挟まれる。粘板岩は井山、片塚、花滝などに小規模な露出が見られ、一部で砂岩と互層を成す。井山では粘板岩とその上位の塩基性凝灰岩が間に厚さ5cm程度の酸性凝灰岩を介して整合

に接する。上部部層下半部と上部部層上半部との境界付近には塩基性火山礫凝灰岩がほぼ普遍的に出現し、下半部と上半部の境界を追跡する上での鍵層として有効である。本岩層は上半部粘板岩層と指交関係にあり(第7図)、洞々の沢の入口付近(第3図、ルート24)では上半部の粘板岩と1cm単位の互層を介して整合的に重なるようすが観察される。

上部部層上半部は主として、粘板岩よりなり一部に砂岩、礫岩、酸性凝灰岩を挟む。また粘板岩と塩基性凝灰岩の5~10cm単位の互層および粘板岩と中粒砂岩との数mm単位の互層も一部に挟まれる。長谷ほか(1975)はこの川相周辺に分布する粘板岩主体の地層を、下崎から池谷にかけて分布する地層と同一の層準(第1表のSu)として扱った。しかしながら、本層を構成する粘板岩層は黒色無層理のものを主とし、シルト岩あるいは砂岩とほとんど互層を形成しないこと、さらに塩基性凝灰岩の薄層を一部で挟むことなどの特徴は、粘板岩・砂岩の

第8図. 稗原層下部部層礫質粘板岩スケッチ.

頻繁な互層で特徴づけられる下崎、池谷周辺の地層と明らかに岩相を異にする。以上の理由により川相周辺の粘板岩を主体とする地層を梅木周辺の下鳴層上部部層と区別し、稗原層に区分した。

〔層厚〕 約 1200 m と推定される下部部層、および約 800 m 以上と推定される上部部層合わせて、稗原層の全層厚は約 2000 m 以上と推定される。

〔岩質〕 粘板岩：稗原層下部部層および上部部層上半部に厚層をなして産する。上部部層の塩基性火山岩中にも一部薄層として挟まれる。

下部部層中の粘板岩は主に無層理粘板岩と礫質粘板岩に大別できる。両者の区分は漸移的なものであり明瞭に分けられるわけではない。

(a) 無層理粘板岩 細粒黒色で無層理の泥質部を主とするが、一部にシルト岩および酸性凝灰岩の薄層を挟む。シルト岩の薄層は連続性が非常に悪く、一般にはレンズ状を呈する。また酸性凝灰岩もシルト岩と同様に不規則なレンズあるいは礫として含まれるものを主とする。野外では微弱な劈開が観察できるがその剝離面は平面でなく、細かく湾曲した不規則な面であることが多い。また線構造もほとんど認めることができないものが多い。鏡下の観察では、角ばった長石、石英の他に酸性凝灰岩の岩片が頻繁に認められる。泥質基質中には白色雲母、緑泥石などの形態定向配列、および dusty seams

の発達で特徴づけられるスレート劈開が観察される。この劈開は下鳴層上部部層中の粘板岩中に発達するものに比べるとその発達程度は弱い。

(b) 礫質粘板岩 泥質な基質中に不規則な形の数 mm ～数 10 cm 大の礫を多量に含むもので、鳥越付近の宇戸川の川床に良好な露出が見られる。礫種は主として石英、長石などの結晶片、細～粗粒酸性火山岩よりなり他に砂岩、塩基性火山岩などの岩片を含む。また石英、長石などの結晶破片が多量に含まれる。礫の大きさはさまざま、数 mm 前後の細粒なものから数 10 cm に達するもの(第 9 図)まで見られる。これらの礫はさまざまな形態を呈する。すなわち周囲の泥質基質との境界が複雑に入り組んでいるもの(第 8 図、第 9 図 a)や、周囲の泥質基質との境界が滑らかな、細長いレンズ状を呈するもの(第 9 図 b)などが観察される。また亜円礫程度の丸みを帯びたものも認められ、特に酸性溶岩の礫には丸みを帯びたものが多く観察される。鏡下の観察でも、個々の礫と基質との境界が滑らかなもの、および不規則に入り込んだ形で接するものが見られる。このようにさまざまな形態を呈する各種の礫が粘板岩中に混在するようすは、堆積構造の一種と考えられるが、今後の検討を要する。

上部部層中の粘板岩は黒色無層理のものが大部分を占めるが、部分的に細粒シルト岩の厚さ数 mm の薄層を

第9図. 稗原層下部層酸性火山岩類の産状。

挟む。上部部層の上半部の中位付近では一部で厚さ数 mm 程度の細粒砂岩と互層を形成するものが認められるが、下鳴層上部部層に見られるような、厚さ数 cm～数 10 cm の砂岩と頻りに互層をなす粘板岩は認められない。鏡下では石英、長石の結晶破片の他に岩片として酸性凝灰岩および細粒泥岩を多量に含むことを特徴とする。また放散虫や海綿動物の骨針をしばしば含む。泥質な基質中には、層理と斜交する dusty seams および微粒な白色雲母の形態定向配列で特徴づけられるスレート劈開が観察される。岩石自体の剝離性は下鳴層を構成する粘板岩に比べると弱い。

酸性火山岩：酸性溶岩および同質火砕岩で代表される。

酸性溶岩は特に地域西南部稗原町から西江原町にかけて広く分布する。石英、斜長石、カリ長石の斑晶からなる流紋岩を主とする。変質が著しいが、しばしば球顆状組織が観察される。

酸性火砕岩は層準によりあるいは同一層準であっても地域により、その産状に変化が認められる。下部部層中の酸性火砕岩の産状は以下の 2 つに大別できる。すなわち 1 つは、地域南部経ケ丸山周辺から大仙山にかけてあるいは稗原町周辺から西江原町にかけて見られるもので、粘板岩中に層状に挟まれるもの、あるいは粘板岩と互層を形成するものを主とする。他の 1 つは鳥越から夫婦淵にかけての宇戸川沿いなどに分布するもので、厚さ数 cm から数 m の層あるいはレンズとして粘板岩に挟まれるもの、および前述の礫質粘板岩中に不規則な形の礫あるいはレンズとして取り込まれているもの(第 9 図 a, b)を主とする。中部および上部部層中の酸性凝灰岩は一般に粘板岩中に薄く挟まれる形で産する。

酸性火砕岩は下部～上部部層通じて一般に淡緑色から乳白色を呈する。細粒緻密な凝灰岩から径 4～10 mm の火山礫を含む火山礫凝灰岩まであり、粒度は変化に富む。細粒なものは、微粒で珪長質な基質中に細粒の石英、斜長石、カリ長石などの結晶片を含む。

火山礫凝灰岩は地域南部大仙山、稗原町などに露出し、凝灰岩基質中に 4 mm 前後の石英、斜長石、カリ長石などの結晶片および 4～20 mm の流紋岩、珪長岩などの岩片を含む。また異質岩片として粘板岩、玄武岩、ハンレイ岩岩片が少量含まれることがある。

塩基性火山岩：上部部層を代表する構成岩で、主として溶岩からなり火砕岩も相当量伴う。

塩基性溶岩は一般に暗緑色から赤褐色を呈する。枕状構造を示すものがしばしば認められる。細粒で斑状組織を示す玄武岩から中～粗粒のドレライト様のものまでである。鏡下では斑晶として、単斜輝石、斜長石が認められ、細粒の斜長石、単斜輝石、ガラスが石基を構成する。しばしばオフィチックないしサブオフィチック組織が認められる。

塩基性火砕岩には凝灰岩と火山礫凝灰岩が認められる。塩基性凝灰岩は細粒～中粒で成層している場合が多い。砕屑粒として斜長石、単斜輝石破片を含み、ほかに玄武岩の岩片を含む。花滝、池谷などに分布する凝灰岩はチャート層あるいはレンズを挟む。また上部部層中位付近では粘板岩と厚さ 5～10 cm 単位の互層をなし、凝灰岩中には級化層理が発達する。

塩基性火山礫凝灰岩は淘汰が悪く、礫径は 4 mm から数 cm に達するものまでさまざまであり角礫を主とする。礫種は塩基性火山岩片、スコリア片を主とし、他に斜長石の結晶片を含む。

チャートおよび赤色粘板岩：下部部層の上限付近および上部部層下半部の塩基性凝灰岩中にレンズ状に挟まれる。チャートは灰白色から赤褐色の緻密な岩石で、微粒な石英および緑泥石、白色雲母からなる。赤色粘板岩は龍頭、花滝に良好な露出が見られ、剝離性に富む。赤色のチャートと漸移し、鏡下では剝離面に平行な細粒の雲母の定向配列が観察され、シルトサイズ以上の大きさの砕屑粒子は含まれない。0.05～0.1 mm 程度の大きさの海綿動物の骨針をよく含む。

【時代】石賀ほか(1988)は川相周辺に分布する稗原層上

部部層の粘板岩より *Pseudoalbaillella aidensis* Nishimura and Ishiga, P. sp. D などの放散虫群集を報告しており、その時代をペルム紀中世前期に対比している。

地 質 構 造

近年三郡中国帯、舞鶴帯などの地質構造の解析が進み、これらの地帯を構成する地層が、数度の重複変形を被っていることが明らかにされている(杉田, 1973; 光野 ほか, 1975; 鈴木 ほか, 1982; 鈴木, 1987; Oho, 1988, 1989 など)。調査地域の地層について、地層の分布パターン、級化層理、スレート劈開、および線構造などの野外で得られたデータの解析結果とともに、鏡下で観察した小構造の重複関係を利用して褶曲構造を解明することに努めた。その結果、佐屋層、下鳴層については少なくとも3回の変形が、稗原層には2回の変形の重ね合わせが認められた。本論では各地層の褶曲構造の概要を述べる。なお、小構造などについての詳しい記載は稿を改めて報告する予定である。

A. 佐屋層の地質構造

調査地域に分布する佐屋層は、断面図(第2図)に示されるように層理面が北に40°程度傾斜する同斜構造をなしており、地質図上での地層の分布に影響を与えるような向斜構造、あるいは背斜構造は確認できなかった。しかし、サンプルあるいは薄片内での小構造の観察から、形成時期の異なる少なくとも3回の変形が重なってしまっていることが明らかになった(堤, 1989)。

[1 回目の変形] 1 回目の変形はスレート劈開を形成した変形であり、一部にこの劈開を軸面劈開とする波長0.3 mm 前後の閉じた微褶曲構造を伴う。スレート劈開面上には劈開自身を構成する白色雲母、緑泥石、緑閃石などの変成鉱物および石英、長石などの粒子の伸長配列方向としての線構造が発達する。スレート劈開面はN60W~N60Eの走向で北に30°~50°傾斜し、線構造はE-W 性の方向で東に0°~45°ブランチする(第12図 a, b)。この変形構造は佐屋層分布域全域に発達している。

[2 回目の変形] 2 回目の変形は層理面およびスレート劈開面をともに曲げるもので、波長数 mm~数 cm の両翼の開いた小褶曲で代表される。この褶曲は軸面劈開として、N45E~N75E の走向で50°~70°南に傾斜するちりめんじわ劈開を伴う。ちりめんじわ劈開は層理面およびスレート劈開面を切るように発達することから、一回目の変形より後に形成されたと判断される。2 回目の変形により形成された小褶曲軸の方向は一回目の変形により形成された線構造の方向とほぼ平行である(第12

図 a, b)。この褶曲は地層の地質図上での分布には影響を与えていない。ちりめんじわ劈開は佐屋層分布域のほぼ全域にわたってその発達が見られる。

[3 回目の変形] 3 回目の変形は幅1 cm 前後のキンク褶曲で特徴づけられ、その褶曲軸はほぼN30W の方向で20°~50°北にブランチする(第12図 b)。この褶曲は局所的に発達し、地層の地質図上での分布に影響を与えていない。

B. 下鳴層の地質構造

下鳴層は3回の重複変形を受けており、現在の地層分布は1回目と2回目の変形の重ね合わせに支配されている。

[1 回目の変形] 北翼が逆転し、褶曲軸面が北に20°~50°傾斜した向斜褶曲構造を形成した変形である。この構造は、翼間角が10°~30°の閉じた褶曲で特徴づけられ、褶曲軸はE-W 性の方向で東に10°前後でブランチする(第1図, 第2図)。褶曲軸跡はNE-SW~N-S 性の断層により連続性を断たれながらも、ほぼE-W 方向に追跡される。この向斜構造はスレート劈開の発達を伴い、スレート劈開面は層理面と斜交する。スレート劈開面上には白色雲母、緑泥石などの変成鉱物や、石英、長石などの粒子の伸長方向の配列によりつくられる線構造が発達し、E-W 性の方向で東に10°前後ブランチする。野外での観察からこの線構造はスレート劈開面と層理面の交線の方向と一致する。スレート劈開面および線構造などの構造要素は褶曲構造の軸部付近で特に強く発達し、翼部でその発達程度が弱まる傾向がある(堤・光野 1987)。

スレート劈開面が北翼の逆転した向斜褶曲構造の上方に収束するパターンを示し(第11図)、線構造は向斜構造の軸の方位とほぼ一致することからこの劈開面は向斜構造形成に伴って形成されたものと考えられる。

1 回目の変形により形成された向斜褶曲構造は西方地域でその褶曲軸跡がE-W 方向から、NE-SW 方向に緩やかに波曲し、スレート劈開面および線構造が一定の方向を示さなくなるという特徴をもつ(第1図, 第10図)。これは後述の2 回目の変形による影響を反映しているものと考えられる。この変形の重ね合わせについては、項目を改めて記述する。

[2 回目の変形] 褶曲軸面が南に高角度で傾斜し、翼間角が約140°で、波長500 m 程度の両翼の開いた褶曲構造で特徴づけられる変形である。褶曲軸はほぼE-W 方向で西に30°程度ブランチする。発達の程度は弱いながらも褶曲軸面劈開としてちりめんじわ劈開を伴うことがあり、劈開面はE-W 性の走向で南に高角度で傾斜

第10図. 川町, 下崎周辺地域のルートマップ.

する。この褶曲構造は西方地域の下崎周辺(第10図)に分布する地層でよく発達している。下崎周辺の地層には2回目の変形により形成された褶曲構造として2つの背斜構造と1つの向斜構造が形成されている。

[3回目の変形] N-S方向の褶曲軸を有する幅1cm前後のキンク褶曲で特徴づけられる。この褶曲は局部的に発達し、地層の地質図上の分布には影響を与えていないが、前述したスレート劈開面やちりめんじわ劈開面を変形させている。したがって、キンク褶曲は前2回の変

形後に形成されたものと考えられる。

[1回目の変形と2回目の変形の重複について] ここでは川町, 下崎周辺の地域(第10図)に分布する下鴨層に見られる, 1回目の変形と2回目の変形の重ね合わせについて記述する。

1回目の変形により形成された向斜構造の褶曲軸跡は地層の分布, 級化層理による正逆判定などから, 川町付近から下崎を通して松谷へと連続すると判断される。川町付近(第10図, 区域I)ではほぼE-W方向を向く褶曲

第11図. 川町, 下崎周辺地域の断面図.

軸跡は, 下鳴周辺(第10図, 区域Ⅲ)で NE-SW~N-S 方向を向くようになり, 松谷周辺で再びその方向が NE-SW~E-W 方向に変化する. 1 回目の変形により形成されたスレート劈開面, および線構造にも, 褶曲軸跡と同様に下鳴周辺で緩やかに波曲する傾向が見られ, この波曲に伴って線構造のプランジの方向も東から西へと変化する. スレート劈開面, および線構造が波曲するようすは下崎周辺(第10図, 区域Ⅱ)の下鳴層にも認めることができる. このような, 1 回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸跡, スレート劈開面, および線構造の方向, およびプランジが変化することは 2 回目の変形による影響を反映しているものと考えられる. 今回ステレオ網を用いて, 第10図に示した区域Ⅰ, Ⅱ, およびⅢ内の地層について変形の重ね合わせの検討を行い, また 2 回目の変形により形成された褶曲構造の軸方向を推定した.

第12図cに区域Ⅰ内に分布する下鳴層中の層理面の極, スレート劈開面の極, および線構造をプロットした. この地域は 1 回目の変形により形成された北翼の逆転した向斜褶曲構造のヒンジ部にあたる. ステレオ網上でスレート劈開面の極は N-S の方向で南に 45° プランジした付近に集まり, 大きなばらつきは認められない. 一方, 層理面の極は N80E の方向で東に 10° プランジする付近(第12図c, B1)を極とする大円を描く傾

向にある. 線構造はこの大円の極とほぼ平行な位置にプロットされる. スレート劈開面, および線構造の方位が一定しているところから, この区域では 2 回目の変形 1 回目の褶曲構造に大きな影響を及ぼしていないと判断され, B1 は 1 回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸と考えられる.

区域Ⅱ内に分布する下鳴層中の層理面の極は N82W の方向で西に 27° プランジする付近(第12図d, B2)を極とする大円を描く傾向にあり, スレート劈開面の極も, ほぼ同様の方向で西に 40° プランジする付近を極とする大円を描く. 一方, 線構造は東にプランジするものと西にプランジするものがあり, その方向にばらつきが見られる. 区域Ⅰで認められた, 層理面の極の描く大円の極付近での線構造の集中は認められない.

区域Ⅲ内に分布する下鳴層中の層理面の極は, N72W の方向で西に 28° プランジする付近(第12図e, B2)を中心とする大円を描くように分布する. 一方, 線構造は東にプランジするものと西にプランジするものがあり, その方向にばらつきが見られる. 区域Ⅰで認められた, 層理面の極の描く大円の極付近での線構造の集中は, 区域Ⅱと同様に認められない.

区域Ⅱ, およびⅢにおいて, 層理面あるいはスレート劈開面の極の描く大円の極と, 1 回目の変形に伴われる線構造の方向が一致しなく, 線構造が集中しないとい

第12図. a: 佐屋層のスレート劈開面およびちりめんじわ劈開面の極. b: 佐屋層の線構造. c: 川町, 下崎地域(区域Ⅰ)の下鴨層の層理面の極, スレート劈開面の極, および線構造. d: 川町, 下崎地域(区域Ⅱ)の下鴨層の層理面の極, スレート劈開面の極, および線構造. e: 川町, 下崎地域(区域Ⅲ)の下鴨層の層理面の極, スレート劈開面の極, および線構造. f: 鳥越, 佐原周辺の稗原層の層理面の極, スレート劈開面の極, および層理面とスレート劈開面の交線方向. g: 川相周辺の稗原層の層理面の極, スレート劈開面の極, および層理面とスレート劈開面の交線方向. h: 洞々周辺の稗原層の層理面の極, スレート劈開面の極, および層理面とスレート劈開面の交線方向. (シュミット網. 投影はすべて下半球投影).

う結果から, この大円の表す褶曲構造は1回目の変形とは別の, すなわち2回目の変形により形成されたものであると推定され, 線構造の分散は2回目の変形の影響によるものと考えられる. この結果を Turner & Weiss(1963)の方法で解釈すると, これらの大円の極(第12図dおよびeのB₂)は2回目の変形により形成

された褶曲構造の褶曲軸の方向と考えられる. 川町, 下崎周辺地域において上述の解析結果から得られた, 1回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸(第12図cのB₁)と, 2回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸(第12図dおよびeのB₂)は約45°で斜交する. したがって, 1回目の変形により形成された線構造

は、2 回目の変形の影響により B2 を中心として、約 45° の角度をなす小円を描くように変化するものと予想される。第 12 図 d および第 12 図 e にプロットした線構造は、かなりのばらつきはあるものの、上述の条件で描いた小円上を変化しているものと考えられる。

B. 稗原層の地質構造

稗原層は 2 回の重複変形を受けており、現在の地層分布は 1 回目と 2 回目の変形の重ね合わせに支配されている。

[1 回目の変形] 褶曲軸面が北に 40° 程度傾斜した向斜および背斜褶曲構造を形成した変形である。この構造は波長が 2 km 前後で、翼間角が 80°～120° の開いた褶曲で特徴づけられ、一部で北翼が逆転している。褶曲軸跡は NE-SW～NW-SE 方向を向く。この褶曲構造はスレート劈開の発達を伴い、スレート劈開面は層理面と斜交する。スレート劈開面が向斜褶曲構造および背斜褶曲構造の褶曲軸面に平行であり、層理面とスレート劈開面の交線の方向が向斜および背斜構造の褶曲軸の方向とほぼ一致することから、この劈開面は向斜および背斜構造形成に伴って形成されたものと考えられる。

佐原～種を通る N-S 性の断層(第 1 図)以東に分布する稗原層中に発達する褶曲構造の褶曲軸は E-W 性の方向で、東に 20° 前後プランジする。一方、この断層以西に分布する稗原層中に発達する褶曲構造の褶曲軸は、そのプランジの方向が東から西に緩やかに変化し、また層理面とスレート劈開面の交線の方向にも褶曲軸と同様の変化が見られる。このことは 2 回目の変形による影響を反映しているものと考えられる。この変形の重ね合わせについては、項目を改めて記述する。

[2 回目の変形] 褶曲軸面がほぼ垂直で、翼間角 100°～120°、波長 1.2 km 以上の、N-S～NNE-SSW 方向を向く褶曲軸を有した開いた褶曲構造で特徴づけられる。この褶曲は佐原～種を通る N-S 性の断層(第 1 図)以西に分布する稗原層中に発達し、軸面劈開を伴わない。

[1 回目の変形と 2 回目の変形の重複について] ここでは稗原層に見られる 1 回目の変形と 2 回目の変形の重ね合わせについて記述する。

第 12 図 f に佐原～種を通る N-S 性の断層(第 1 図)以東の鳥越、佐原周辺に分布する稗原層中の層理面、スレート劈開面、および層理面とスレート劈開面の交線方向をプロットした。この地域には地層の分布、層理面の走向・傾斜の変化から判断される背斜構造、および向斜構造が発達する(第 1 図)。層理面の極は、E-W の方向で東に 20° プランジする付近(第 12 図 f, B)を極とする大円を描くように分布する。一方、スレート劈開面の

極は多少のばらつきは見られるが、N15E の方向で南に 30° 程度プランジする付近にプロットされる。層理面とスレート劈開面の交線方向は層理面の極が描く大円の極付近に集まる。スレート劈開面の方位がほぼ一定しており、また層理面とスレート劈開面の交線の方向が層理面の極の描く大円の極とほぼ平行な関係にあることより、この地域では 1 回目の褶曲構造に 2 回目の変形は影響を及ぼしていないと判断され、第 12 図 f の B は 1 回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸と考えられる。

佐原～種を通る N-S 性の断層(第 1 図)以西の川相、洞々周辺に分布する稗原層に発達する、1 回目の変形により形成された向斜および背斜褶曲構造の褶曲軸は、前述のように地域によりプランジの方向が変化する。鴨川以西の二五山、川相周辺の地域の稗原層の層理面の極は、ステレオ網上で、N45W の方向で南東に 20° プランジする付近(第 12 図 g, B)を極とする大円を描くように変化し、層理面とスレート劈開面の交線の方向も、層理面の極の描く大円の極と同様に NW-SE～E-W 方向で東にプランジする。スレート劈開面の極は N40E の方向で南に 60° 程度プランジする付近に分布する。一方、鴨川以東の洞々周辺に分布する稗原層の層理面は、N54W の方向で北西に 20° プランジする付近(第 12 図 h, B)を極とする大円を描くように分布する。層理面とスレート劈開面の交線の方向も、層理面の極の描く大円の極と同様に NW-SE 方向で北西にプランジする。このような 1 回目の変形により形成された褶曲構造の褶曲軸のプランジの方向の変化は 2 回目の変形によるものと考えられる。

佐屋層と下鴨層および下鴨層と稗原層の累重関係

長谷ほか(1975)により推定された川町層と佐原層の境界について検討を行い、今回の調査で明らかとなった佐原層と下鴨層、および下鴨層と稗原層の構造的関係について記述する。

A. 長谷ほか(1975)の主要断層の検討

長谷ほか(1975)の川町層と佐原層の境界として推定した断層は、本論で定義した下鴨層上部部層中を通る(第 10 図)。ここでは川町、下崎周辺の地域(第 10 図)を例にして、長谷ほか(1975)の川町層と佐原層との境界を、本論で定義した下鴨層と稗原層の境界の位置に変えるべきであることを述べる。

長谷ほか(1975)による、川町層と佐原層の区分の根拠は下記の 3 点に要約される。

(1)北側の地層(川町層)が逆転しているのに対し、南側の地層(佐原層)は緩やかに波曲しながら正位に重なり、両者がそのまま連続するとは考えにくい。

(2)北側の地層は南側の地層に比べて剥離性に富み線構造の発達程度がよい。

(3)北側の地層中の岩石がパンペリー石-緑閃石相を示すのに対し、南側の地層中の岩石はブドウ石-パンペリー石相を示し変成度に差が認められる。

第 10 図に長谷ほか(1975)による推定断層を示した。当地域には北方より順に、下鳴層下部部層を構成する塩基性火山岩層、同上部部層粘板岩・砂岩互層および稗原層上部部層を構成する塩基性火山岩層が分布する(第 11 図)。長谷ほか(1975)の断層境界は、川町から松谷にかけて分布する粘板岩・灰白色砂岩互層と、その南側に分布する粘板岩・淡緑色砂岩互層との境界に当たる。

前述のように当地域の下鳴層には、1 回目の変形により形成された、東西方向の軸を有する向斜構造が発達し、北翼は逆転している。下崎周辺の、佐原層上部として扱われていた粘板岩・淡緑色砂岩互層は、この向斜構造の南翼に位置し、その北側の粘板岩・灰白色砂岩互層(長谷ほか(1975)の川町層)の下位に重なって分布する。これらの地層はそのまま小原周辺の地層が逆転した地域に連続しており(第 11 図)、ここでも同様に粘板岩・淡緑色砂岩互層が粘板岩・灰白色砂岩互層の下位にきている。すなわち以上の地層は同一の、1 回目の変形により形成された向斜構造に参加しており、(1)の構造的不連続性は考えにくい。

下鳴層上部部層中の岩石には上記向斜褶曲構造の軸面劈開としてスレート劈開がほぼ普遍的に発達し岩石が剥離性を呈する要因となっている。さらに白色雲母、緑泥石の定向配列も一般に認められる。前述のようにこれらの構造要素は、川町付近を通る向斜褶曲構造の軸部付近で特に強く発達し、翼部でその発達が弱まる傾向にある。長谷ほか(1975)が佐原層として扱った下崎周辺の粘板岩・淡緑色砂岩互層は上記向斜褶曲構造の南翼に位置するために、褶曲の軸部に位置する川町付近の岩石に比べてスレート劈開、線構造、変成鉱物の発達が弱い。したがって、下鳴層上部部層に関しては、彼等の区分の根拠となった(2)変形度、および(3)変成度の違いは 1 回目の変形により形成された向斜褶曲構造の軸部および翼部での構造要素の発達程度の違いによるものであると判断される。

以上のことから、本論で定義した下鳴層上部部層は一連の地層として捉えることが可能である。

佐屋層および下鳴層の塩基性火山岩にはスレート劈開のよく発達するものが多く、また凝灰岩にはパンペリー石-緑閃石の組み合わせが認められる。一方、下鳴層の南側に分布する稗原層塩基性火山岩中にはスレート劈開はほとんど発達せず、ブドウ石-パンペリー石の組み合わせで特徴づけられ、変形度、変成度に関して佐屋層、下鳴層の岩石との間に差が認められる。泥質岩について見た場合にも稗原層の粘板岩に発達するスレート劈開は、佐屋層および下鳴層の粘板岩に発達するスレート劈開に比べて弱い。以上のことから、長谷ほか(1975)の指摘した地質構造、岩石の変形度あるいは変成度における不連続性は下鳴層とその南側に分布する稗原層との境にあると判断される。

B. 佐屋層と下鳴層の関係

今回佐屋層と定義した地層はほぼ E-W 性の走向で北に数 10° 傾斜し、前述のように地層は正位に重なり北ほど上位の地層が現われる。一方、南側に隣接して分布し、見かけの下位に当たる下鳴層は川町から池谷へと発達する向斜構造の北翼に相当し、地層は逆転している。逆転層である下鳴層と逆転していない佐屋層とは断層関係にあると推定される。

C. 下鳴層と稗原層の関係

梅木周辺に分布する下鳴層は前述の 2 回目の変形により形成された向斜褶曲構造の影響で西方に凸の弧状を呈し、その南翼に位置する地層は N20W~EW の走向で西方および南方に $12^\circ\sim 42^\circ$ 傾斜する(第 10 図)。一方、この南東側に分布する、稗原層を構成する塩基性火山岩層の一般走向は N80W で北方に $17^\circ\sim 65^\circ$ 傾斜し、北側の下鳴層の走向と明らかに斜交する。また、池谷周辺の下鳴層の一般走向は NW~WNW で北に $20^\circ\sim 60^\circ$ 傾斜するのに対し、南側の稗原層の一般的な走向は ENE で北に $20^\circ\sim 30^\circ$ 傾斜し両層の走向は斜交する(第 1 図)。さらに下鳴層に発達する 1 回目の変形により形成された向斜褶曲構造の褶曲軸跡は、池谷周辺の稗原層との境界でその連続を断たれ、稗原層中には連続しない。以上のことから下鳴層と稗原層とは構造的に斜交するものと判断できる。

今回両層が断層で接するようすを明治ダム建設現場(第 2 図、地点⑤)、池谷(第 3 図、地点⑥)および花滝(第 3 図、地点⑦)で確認した。たとえば花滝では稗原層塩基性火山岩層の見かけの上位に、断層を境として下鳴層上部部層の粘板岩層が重なる。この断層面は走向 N72E で北に 31° 傾斜する。破碎帯の幅は 5 cm で粘土化している。

以上のことから下鳴層と稗原層とは断層関係にあるも

のと判断できる。

下鳴層と稗原層の境界について

前章で述べたように、佐屋層および下鳴層は南側の稗原層に比べてより高い変成度および強い変形度を示すという点において共通している。また地質構造についてみた場合に、佐屋層および下鳴層はスレート劈開の発達を伴う 1 回目の変形の上に、2 回目の変形として走向ほぼ E-W で南に高角度で傾斜するちりめんじわ劈開を褶曲軸面とする開いた褶曲構造が重なり、さらに N-S 方向の褶曲軸をもつ褶曲構造が 3 回目の変形として重なるという共通した変形史をたどる。一方、稗原層の 1 回目の褶曲の上に重なる 2 回目の褶曲は N-S 方向の褶曲軸をもつ開いた褶曲で特徴づけられ、佐屋層および下鳴層に発達する 2 回目の、ちりめんじわ劈開を伴った E-W 方向の褶曲と性質が異なる。岡山県旭地域の三郡変成岩中には、1 回目の、片理を褶曲軸面とする褶曲構造に、ちりめんじわ劈開を褶曲軸面とする ENE-WSW 方向の褶曲軸を有した 2 回目の褶曲が重なり、さらに 3 回目の N-S 方向の褶曲軸をもつ褶曲が重なるという変形の重ね合わせが報告されている (Oho, 1988, 1989)。調査地域の佐屋層および下鳴層の地質構造は、変形の時期を特定できないが、その重複変形の回数、褶曲形態、および褶曲軸の方向性などの性質は旭地域の三郡変成岩類に発達する地質構造に類似する。以上のことから佐屋層と下鳴層は同一の変形史を経てきた地帯であり、さらに下鳴層と稗原層の境界は変形史を異にする地帯の境界であると考えられる。

下鳴層の分布域について

長谷ほか(1975)により、下崎、梅木周辺から池谷にかけて分布する地層(本論の下鳴層上部部層)に対比されていた、地域中央部川相周辺に分布する粘板岩主体の地層は、前述のようにその岩相、層序から稗原層上部部層と改変し下鳴層上部部層と区別した(第 1 表)。

一方、地域西方広島県福山市池尻周辺の粘板岩・砂岩互層は従来佐原層として、上述の川相周辺の粘板岩主体の地層(本論の稗原層上部部層)に対比されていたが、前述のようにその岩相および年代から下鳴層に区分される(第 1 表)。

以上のことから、下鳴層は早里から池谷を経て川町へと E-W 方向に連続し、松谷を通る南北系の断層(千峰断層)以西の地域では池尻周辺に再び分布するものと考えられる(第 1 図)。

下鳴層、稗原層と他地域の地層との対比

今回、明治ダム建設現場の下鳴層上部部層の下半部より得た放散虫化石より、下鳴層上部部層の時代は、ペルム紀中世後期からペルム紀新世前期に対比されると考えられる。このことは、石賀ほか(1988)が広島県池尻周辺の下鳴層上部部層より報告している時代と調和的である。一方、川相周辺の稗原層上部部層の上半部の時代は放散虫化石よりペルム紀中世前期とされており(石賀ほか, 1988)、下鳴層上部部層よりも古い年代を示す。両層はともに塩基性火山岩より構成される層の上位に粘板岩を主体とする地層が重なるという点では共通しているが、稗原層には厚層砂岩、タービダイトなどで特徴づけられるフリッシュ性の堆積相が認められず、逆に下鳴層には塩基性凝灰岩の薄層を挟む黒色粘板岩の厚層が認められない。

京都府舞鶴地域を模式地とする舞鶴層群は下位より、主に塩基性火山岩よりなる下部層、無層理泥岩が主体をなし、その下位と上位に酸性凝灰岩を挟むことで特徴づけられる中部層、および砂岩優勢な上部層の 3 層に区分されており(鈴木ほか, 1982)、岡山県柵原地域でも同様の層序をなす(光野ほか, 1975; Nishimura & Ishiga, 1987)。当地域に分布する下鳴層は塩基性火山岩で代表される下部部層の上位に粘板岩、粘板岩・砂岩互層で代表される地層が重なり(上部部層)、また、上部部層中には礫岩が挟まれてくる。化石が示す時代からも下鳴層は長谷(1963)長谷ほか(1975)が *Yabeina shiraiwensis* などの化石を報告した池尻周辺の地層も含めて舞鶴層群下部層および中部層の一部に対比できる。

一方、稗原層は従来、舞鶴層群下部層および中部層の一部に対比されていたが、酸性火山岩を頻繁に挟むこと、不規則な形状の礫を多数含む礫質粘板岩が分布すること、およびチャートが伴われることなどの岩相上の特徴は兵庫県下に分布する上月層に類似する。

ま と め

(1)調査地域の古生界を 3 帯に区分し、各地帯を構成する地層を北側より佐屋層、下鳴層、稗原層と新たに命名した。各層は互いにほぼ E-W 方向に走る北傾斜の断層で境され、ほぼ東西方向の走向をもって配列する。

(2)佐屋層は粘板岩を主とし礫質粘板岩、チャートラミナイト、酸性火山岩、石灰岩およびチャートを伴う。佐屋層の岩石にはスレート劈開がよく発達する。

(3)下鳴層は塩基性火山岩を主とする下部および粘板岩・砂岩互層、塊状砂岩、礫岩よりなる上部の 2 部層

より構成される。下鳴層の岩石にはスレート劈開がよく発達する。今回得られた放散虫化石によると、下鳴層上部部層の時代はペルム紀中世後期からペルム紀新世前期に対比される。下鳴層はその岩相、層序および時代から舞鶴層群下部層、中部層の一部に対比できる。

(4)稗原層は、主として酸性火山岩、塩基性火山岩、礫質粘板岩よりなり、一部にチャート、赤色粘板岩を挟む下部、ならびに塩基性火山岩を主体とし上半部で粘板岩を伴う上部の2部層より構成される。既に報告されている放散虫化石によると、上部部層の粘板岩の時代はペルム紀中世前期に対比される。稗原層の岩相は上月層中の岩石と類似性を有する。

(5)佐屋層、下鳴層および稗原層はスレート劈開を形成した変形およびそれを曲げる2回目の変形といった重複した変形を被っており、下鳴層および稗原層では地層の分布にその影響が現われている。佐屋層および下鳴層にはさらに局所的な3回目の変形が識別される。

文 献

- 長谷 晃, 1963, 広島県東部の弱変成古生界の層序. 広島大地学研報, **12**, 277-294.
- ・門藤正幸・秀 敬, 1975, 岡山県井原市付近の弱変成古生層. 広島大地学研報, **20**, 1-20.
- 石賀裕明・菅田康彦・船越伸明・竹下浩征・徳岡隆夫, 1989, 岡山県西部地域におけるペルム系舞鶴層群の層序・構造, とくに酸性火山岩について. 島根大地質学研報, **8**, 61-71.
- ・高松雅俊・滝川 卓・西村貢一・徳岡隆夫, 1988, 岡山県井原北西および金川地域の舞鶴層群の放散虫生層序. 島根大地質学研報, **7**, 39-48.
- Koide, Y., 1986, Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 329-348.
- , 1987, Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **82**, 1-15.
- 光野千春, 1959, 中国地方東部の三郡変成帯概報. 地質雑, **65**, 49-65.
- , 1960, 中国地方東部の三郡変成帯におけるキースラーガーの型. 地質雑, **66**, 212-228.
- Mitsuno, C., 1963, Zur kenntnis des Oberpaläozoikums in Östlichen Chūgoku, Südwest-Japan. *Geol. Rept., Hiroshima Univ.*, no. 12, 419-443.
- 光野千春・濡木輝一・杉田宗満・浅見正雄, 1975, 柵原鉱床地域の地質と硫化鉄鉱床の産状: 柵原鉱床地域の地質・鉱床の研究(その1). 鉱山地質, **25**, 331-345.
- ・杉田宗満, 1980, 岡山県地質図(10万分の1). 内外地図 K. K.
- 中沢圭二・清水大吉郎, 1963, 岡山市北方金川周辺の二畳系. 地質雑, **68**, 662-664.
- Nishimura, K. and Ishiga, H., 1987, Radiolarian biostratigraphy of the Maizuru Group in Yanahara area. *Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, **21**, 169-184.
- 野瀬重人・余田和祥, 1966, 岡山県川上郡成羽町南部に分布する基盤岩類について. 岡山大地理学研報, **1**, 93-96.
- 於保幸正, 1981, 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織. 地質雑, **87**, 657-673.
- Oho, Y., 1988, Multiple deformation of the Sangun metamorphic rocks in the Asahi area, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 411-417.
- , 1989, Superimposed folds of the Sangun metamorphic rocks in the Ochiai-Asahi area, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 541-551.
- 定金司朗・野瀬重人, 1981, 後月郡芳井町周辺の地質の教材化. 岡山県教育センター紀要, no. 71, 1-25.
- ・———, 1983, 岡山県川上郡成羽町南方(美星町とその周辺)の地質の教材化. 岡山県教育センター研究報告書, 1-34.
- 杉田宗満, 1973, 明延・大身谷地域の舞鶴層群の地質構造. 日本地質学会第80年学術大会演旨, 294.
- 鈴木茂之, 1987, 舞鶴帯東部の堆積史と造構史. 広島大地学研報, **27**, 1-54.
- ・西岡敬三・光野千春・杉田宗満・石賀裕明, 1988, 岡山県瀬戸町地域の超丹波帯. 地質雑, **94**, 301-303.
- ・杉田宗満・光野千春, 1982, 舞鶴地域における舞鶴層群の層序と地質構造. 地質雑, **88**, 835-848.
- 寺岡易司, 1958, 岡山県成羽町南域に分布する三郡変成岩類の源岩の時代. 地質雑, **64**, 620-621.
- , 1959, 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三畳系成羽層群について. 地質雑, **65**, 494-506.
- 堤 昭人, 1989, 岡山県南西部における弱変成岩中の片理. 日本地質学会第96年学術大会演旨, 386.
- ・光野千春, 1987, 岡山県南西部上部古生界の構造解析—スレート劈開を利用して—. 日本地質学会西日本支部会報 no. 88, 関西支部会報 no. 104, 併号, 11.
- Turner, F. J. and Weiss, L. E., 1963, *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGRAW-HILL, 545p.

(要 旨)

堤 昭人, 1990, 岡山県南西部井原市周辺に分布する上部古生界の層序および地質構造の再検討. 地質雑, 97, 197-216. (Tsutsumi, A., 1991, Re-examination of stratigraphy and geological structure of the upper Paleozoic formations in the Ibara City, southwest Okayama Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 197-216.)

岡山県南西部井原地域の古生層を北側より佐屋層, 下鳴層および稗原層の3層に区分した. 各層は互いに断層で境され, ほぼE-Wの走向で分布する. 佐屋層は主として粘板岩よりなりチャートラミナイト, 酸性火山岩, 塩基性火山岩, チャート, 石灰岩を伴う. 下鳴層は塩基性火山岩を主とする下部, 粘板岩・砂岩互層よりなり礫岩を伴う上部の2部層に区分される. 放散虫化石によると上部部層の時代はペルム紀中世後期からペルム紀新世前期に対比される. 稗原層は粘板岩, 礫質粘板岩, 酸性火山岩を主とする下部, 塩基性火山岩を主とする上部の2部層に区分される. 岩相, 層序およびその時代から下鳴層は舞鶴層群下部および中部層の一部に対比可能である. また稗原層の岩相は上月層の岩石に類似する.

佐屋層, 下鳴層には少なくとも3回の, 稗原層には少なくとも2回の変形の重ね合わせが認められる.