阿讃山脈東部板野一引田地域の和泉層群

森 永 宏* 奥 村 清*

Upper Cretaceous Izumi Group in the Eastern Part of the Asan
Mountains, Shikoku, Japan

Hiroshi MORINAGA and Kiyoshi OKUMURA

Abstract :

Upper Cretaceous strata Izumi Group which is distributed in the Kami'ita'cho—Hike-ta'cho area, located in the eastern part of the Asan Mountains (fig. 1) is stratigraphically divided into the following six formations in ascending order as shown in fig. 7: Goshō Formation (900m+ in thickness), Kawamata F. (330-450m), Izumitani F. (150-800), Miyagatani F. (130-350 m), Ohyamahata F. (110 m-420 m) and Osaka F. (1500m+).

The total thickness of these formations exceeds 4420 m. The present strata is lithologically subdivided into three units, namely the northern, central (axial part of the sedimentary basin) and southern parts (figs. 2, 3, 4 and 5).

Turbidite facies are prevalent in the central part. The turbidites consist mostly of 20-300 cm of stratified sandstone and of 10-50 cm of alternating bedded sandstone and mudstone. On the contrary, the northern and southern parts mainly consist of mudstone which interfingers with turbidites along the boundary between the central part of the sedimentary basin.

The sole marks which were measured at 118 points in the present area show mainly an east to west orientation (figs. 8, 9 and 10). Other orientations, e. g. from north to south or from south to north, were hardly found. The orientations of sole marks suggest that turbidity currents run in the direction of the axis of the sedimentary basin.

Pyroclastic materials (fig. 6), which are well-stratified in the strata, are rhyolitic in composition. These were transported from the eastern areas by the bottom currents and deposited normally in the present area.

I. ま え が き

四国東部に分布する中生界和泉層群は主として徳島県と香川県にまたがる阿讃山脈を構成している(第1図)。和泉層群については1890年, HARADA によってその名が与えられて以来, 地質構造, 堆積構造, 年代等に関する研究が次々に公にされてきた。

和泉層群は, その分布の長軸の方向と一致する東西に延びる軸をもつ向斜構造をもち(中野 1951; 1953), 主として北部の浅海性堆積物と中軸部の乱泥流堆積物とによって構成されている。また, 中軸部では東から西に向う古流向が卓越し(須鎗 1966; 須鎗ほか 1968), 阿讃山脈東部の和泉層群はアンモナイトや放散虫の研究からカンパニア初期から後期にかけて堆積したものであることが明らかにされた(坂東・橋本 1984; 須鎗・橋本 1985; 山崎 1987)。そのほか, 層序学的には中川(1960), 堆積学的

* 鳴門教育大学自然系地学教室 Department of Earthscience, Naruto University of Education

には NISHIMURA (1976), 西村, 飯島, 歌田(1980), 西村 (1984) 等の研究がある。また, 平ほか (1986)は, 和泉層群は中央構造線の左横ずれ運動によって中央構造線の北側に生じた前弧海盆の堆積物であるとの見解を示した。

今回の調査は阿讃山脈東部徳島県板野郡板野町, 上板町, 土成町, 香川県大川郡引田町にまたがる東西 12km, 南北 10km の地域について行った。この研究によって, 当地域の層序について 2~3 の新しい知見を得ることができた。また, 本地域に含まれる凝灰岩や古流向などについても新しい事実が

第1図 研究地域の位置図

1: 和泉層群 2: 領家花崗岩類 3: 泉南流紋岩類 4: 三波川結晶片岩類 5: 御荷鉾緑色岩類 6: 秩父系 (古生界) 7: 秩父系 (中生界) 8: 四万十層群 (中生界) M. T. L.: 中央構造線 B. T. L.: 仏像構造線

第2図 地質図

1: 礫岩 2: 成層砂岩 3: 砂岩勝ち互層 4: 砂岩泥岩等量互層 5: 泥岩, 泥岩勝ち互層 6: 凝灰岩 7: 動物化石 8: 植物化石 G: 御所累層 I: 泉谷累層 K: 川股累層 M: 宮ヶ谷累層 O: 大山畑累層 Os: 大坂累層

第3図 地質断面図

凡例の1～6および図中の記号は第2図のものと同一 7: 三波川結晶片岩

明らかになったので報告する。

謝辞：この研究を進めるに当たり有益な助言を頂いた鳴門教育大学松濤聡氏，アンモナイトの同定をしてくださった徳島県土成小学校橋本寿夫氏に感謝申し上げる。また，資料提供などにご協力を頂いた徳島県立教育研修センター祖父江勝孝氏，鳴門教育大学院生横山達也氏にお礼を申し上げる。

II. 地質概説

本地域に分布する和泉層群は南側に分布する三波川結晶片岩類と中央構造線で接し，北側に分布する傾家花崗岩類を不整合に覆っている（第2，3，4，5図）。本調査地域の和泉層群には向斜構造が発達する。本地域の和泉層群は岩相の特徴から向斜軸を中心とする地域（中軸部）および北部ならびに南部の地域に分けることができる。

北部および南部には泥岩および泥岩勝ち互層が分布する。中軸部には主として成層砂岩および砂岩勝ち互層が分布し，成層砂岩は礫岩をレンズ状または層状に挟む。この砂層および互層は側方に向かって層厚を減じ，北部および南部の泥岩または泥岩勝ち互層の中で指交状に尖滅する。中軸部には凝灰岩層が5層含まれる。

北部での走向は $N40^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ ，傾斜は $30^{\circ}\sim 40^{\circ}S$ である。中軸部にみられる向斜構造の軸は東西に延び，東に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜している。南部では走向 $N40^{\circ}W\sim N50^{\circ}E$ ，最大傾斜は $30^{\circ}N\sim 30^{\circ}S$ である。中央構造線の近くには，これと並走する小断層と小規模な背斜構造がある。

III. 岩相・層序

1) 岩相

(1) 凝灰岩

本地域に分布する凝灰岩は連続性がよく優れた鍵層となる。筆者らはこれらを下位のものより順に T_1 ， T_2 ， T_3 ， T_4 ， T_5 （第2，3，5，7図）と呼ぶことにする。

第4図 地名索引および地質柱状図作製ルート図

図中のルート番号は第5図地質柱状図の番号と対応する。

A: 相坂 (あいさか) Ai: 相婦 (あいぶ) H: 林 (はやし) Hi: 平間 (ひらま) In: 大伏 (いぬふし) Iz: 泉谷 (いずみだに) Ka: 川端 (かわばた) Km: 川股 (かわまた) Kn: 神宅 (かんやけ) Kt: 黒谷 (くろだに) Ku: 黒羽 (くれば) Md: 三津 (みつ) Ms: 見坂 (みさか) My: 宮川内 (みやがわうち) Oa: 大寺 (おおてら) Ob: 大須 (おおす) Og: 大坂越 (おおさかごえ) Ok: 奥郷 (おくのごう) Ot: 大谷 (おおたに) Ou: 大坂 (おおさか) Oy: 大山畑 (おおやまはた) R: 羅漢 (らかん) S: 蔵佐 (ぞうさ) Sa: 坂元 (さかもと) Se: 千足 (せんぞく) Sh: 小路 (しょうじ) T: 唱谷 (となえだに) Te: 天神前 (てんじんまえ) Ya: 山王子 (やまのおおじ)

凝灰岩 T1~T5 は見かけ上ほぼ同じ岩相を呈し、1層の厚さは最大40m に達する。T1, T2, T3 の層厚は北部では小さくなって尖滅する。T4, T5 は北部ほど層厚を減じるが、尖滅することなく、北部の泥岩または泥岩勝ち互層の中に延びている。凝灰岩は火山岩片が卓越する部分と砂が卓越する凝灰質砂岩の部分とに分けることができる。火山岩片が卓越する部分は0.03~0.2m の厚さで成層し、緑白色、珪質である。火山岩片は濃緑色、細粒で、長径0.5~2 cm のパッチ状を呈し、流状の組織を示す。凝灰質砂岩は0.1~1 m の厚さで成層し、灰緑色である。細粒から粗粒で平行ラミナが発達し、火山岩片が卓越する部分と同様の火山岩片を含む。

筆者らは T1~T5 の各凝灰岩中の火山岩片をそれぞれ5カ所で採集し、薄片にしたものを偏光顕微鏡で観察し、ポイントカウンターを用いて、おのおの200点における構成物質の種類を調べた。その結果は次の通りである。

構成鉱物は石英、長石および緑泥石化していてもとの鉱物の種名が判定できない有色鉱物である。これら以外に基質と岩片とがある。第6図にはこれらの割合を石英-長石-岩片および石英+長石-基質-岩片の2種類の三角ダイアグラムに示した。

構成物質の平均含有比は石英10%、長石22%、その他の鉱物1%、基質57%、岩片10%で、石英など無

第5図 地質柱状図

凡例の1, 2, 4~8は第2図のものと同じ。3: 砂岩勝ち互層

第6図 T1~T5 の凝灰岩の鉱物組成

色鉱物の含有比の高いことが特徴的である。石英および長石の中には融食形を示すものが含まれており、融食形の石英は石英全体の16%、融食形の長石は長石全体の5%である。基質中の12%は緑泥石であるが、その他のものは粘土鉱物である。これらの含有比は凝灰岩の層によって多少の差が認められる。

各凝灰岩の概要は次の通りである。

T1:〔模式地〕 土成町見坂の採石場。

〔分布・層厚〕 模式地 (20m) [() 内は層厚を示す。以下同様]、山王子の北東 500m (20m)、見坂、平間、相婦の東750m (30m)、東谷、千足、黒羽の南東1000m (5m)。

〔組成〕 石英14%、長石39%、その他の鉱物1%、基質44%、岩片2%である。融食形の石英は石英全体の14%、融食形の長石は長石全体の5%である。岩片が比較的少なく、長石が多い。

T2:〔模式地〕 上板町北泉谷川上流、和泉寺の北2500m の林道沿い。

〔分布・層厚〕 模式地 (15m)、山王子の北東1500m、平間の東1000m、北泉谷川上流、荒倉谷の入り口(35m)、川股 (5m)。

〔組成〕 石英12%、長石21%、その他の鉱物2%、基質53%、岩片12%である。融食形の石英は石英全体の10%、融食形の長石は長石全体の4%である。融食形の石英が比較的少ない。

T3:〔模式地〕 上板町大山の西400m の林道沿い。

〔分布・層厚〕 模式地 (25m)、泉谷の北1000m (10m)、大山の西500m、小路、ビク山の西 1000 (15m)、坂元の南1500m。

〔組成〕 石英13%、長石21%、その他の鉱物1%、基質58%、岩片7%である。融食形の石英は石英全体の29%、融食形の長石は長石全体の7%である。融食形を示す石英、長石が比較的多い。

T4:〔模式地〕 北灘町大須、大須橋の西250m の海岸。

〔分布・層厚〕 模式地 (18m+)、天神前の北西1500m 付近、泉谷、宮ヶ谷上流の西斜面、神宅 (20m)、大山 (25m)、小路の東400m (15m)、ビク山の北 300m (40m)、坂元の南750m(20m)、大須、三津(5m)。

〔組成〕 石英7%、長石14%、その他の鉱物1%、基質65%、岩片13%である。融食形の石英は石英全体の12%、融食形の長石は長石全体の6%である。石英、長石は比較的少ない。

T5:〔模式地〕 北灘町大須の南西 1 km の県道沿い。

〔分布・層厚〕 模式地 (10m)、大谷 (10m+)、大山畑、鉢伏山の西1100m (10m)、龍王山の西 200m (20m)、大坂越の北1000m、大須の南500m、三津 (5m)。

〔組成〕 石英6%、長石14%、その他の鉱物1%、基質65%、岩片14%である。融食形の石英は石英全体の9%、融食形の長石は長石全体の4%である。石英、長石が少なく、融食形の石英や長石も比較的少ない。

(2) その他の岩石

礫岩: 成層砂岩中に厚さ0.5~30m でレンズ状または層状に挟まれる。礫岩中の礫は小礫や大礫の円礫が多く、まれに巨礫がある。円磨度は0.6前後である。礫種は石英斑岩、流紋岩、溶結凝灰岩、チャートなどが多く、砂岩、花崗岩も含まれる。基質は中粒砂および粗粒砂である。

成層砂岩: 厚さ0.2~3m の砂岩からなり、厚さ0.03~0.3m の泥岩を挟む。砂岩は中粒または粗粒で、灰青色である。綫化、平行ラミナなどの堆積構造が発達し、底面にはフルートキャスト (flute cast)、グループキャスト (groove cast)、ロードキャスト (load cast) および生痕化石が見られる。

砂岩勝ち互層: 厚さ0.1~0.5m の砂岩と厚さ0.05~0.2m の泥岩の互層である。互層中の砂岩には綫化などの堆積構造が発達し、底面にはフルートキャスト、グループキャストおよび生痕化石がみられる。

砂岩泥岩等量互層: 厚さ0.1~0.5m の砂岩と厚さ0.1~0.5m の泥岩との互層である。互層中の砂岩は細粒または中粒、灰青色である。綫化構造が発達し、底面にはフルートキャスト、グループキャストおよび生痕化石がみられる。

泥岩勝ち互層: 厚さ0.03~0.2m の砂岩と厚さ0.1~0.5m の泥岩の互層である。この互層中の砂岩は細粒である。砂岩の底面や泥岩中には生痕化石がみられる。

泥岩: 厚さ0.1~0.5m で成層し、暗灰色である。厚さ0.05~0.1m のシルトまたは細粒の砂岩を挟む。

第7図 層序区分と対比
凡例の1~8は第2図のものと同じ

からなり、宮内川から山王子付近で中軸部の成層砂岩と指交状を呈する。次の地点では成層砂岩中に礫岩をレンズ状または層状に挟む。黒羽の南700m, 黒羽の南東1000m, 千足, 東谷, 西谷, 相婦の北東750m, 相婦, 平間, 見坂。黒羽の南700m および黒羽の南東1000m での礫岩層の厚さは最大30m, その他の地点での厚さは0.5~2mである。

〔層厚〕 900m+。

〔構造〕 見坂付近に軸をもつ向斜構造がある。南部では落差が数10cm 前後の破碎帯を有する小断層が発達する。宮川内の東700m では、山内 (1977) のしゅう曲型 (横臥しゅう曲型) に属する小規模なスランプ構造が発達する。

〔化石〕 宮川内から *Archaeozostera* sp., *Pravitoceras* sp., *Turrilites* sp., *Ananchytes* sp., *Holaster* sp., *Didymoceras awajiense* (Yabe) など (平山 1953; 中川 1960) を産出するほか、相婦の北東700m, 平間の北東1000m, 山王子の北東500m の成層砂岩から *Archaeozostera* sp., 宮川内の北東700m の泥岩勝ち互層の泥質部からアンモナイトを産出する。

川股累層: T1 の下限から T2 の下限まで。中川 (1960) の主として坂元泥岩および宮川内互層の一部に相当。

〔模式地〕 上板町北泉谷川上流, 和泉寺の北3000m の林道沿い。

〔岩相〕 模式地では主として成層砂岩である。中軸部の成層砂岩は川股付近で指交状に尖滅し、北部の泥岩に変わる。南部では泥岩および泥岩勝ち互層である。

〔層厚〕 330~450m。

〔構造〕 見坂の東700m 付近に軸をもつ向斜構造がある。北泉谷川上流和泉寺の北3100m の林道沿いでは、しゅう曲型 (横臥しゅう曲型歪型) (山内, 1977) に属する小規模なスランプ構造が見られる。

〔化石〕 山王子の北東800m, 宮内ダムの東300m, 相婦の東1200m の成層砂岩および北泉谷川上流の砂

2) 層序区分

本地域の和泉層群はすでに中川 (1960) によって研究され、層序区分がなされているが、今回の調査で新たに発見された凝灰岩 (T1~T5) によって6累層に区分することができる。これらの区分を中川 (1960) の区分と比べるといくつかの点で相異があるので改めて次のように呼ぶことにする。すなわち、下位から上位に向かって順に御所累層, 川股累層, 泉谷累層, 宮ヶ谷累層, 大山畑累層および大坂累層である。各累層は互いに整合関係にある。第7図はこれらの中川 (1960) の区分と比較したものである。

御所累層: 下限は未調査。上限は T1 の下限まで。中川 (1960) のおもに千足互層および坂元泥岩の一部に当たる。

〔模式地〕 土成町平間宮川内ダム周辺。

〔岩相〕 模式地では主として成層砂岩である。本層の岩相は側方に激しく変化し、中軸部の成層砂岩は千足付近で指交状に尖滅し、北部の泥岩に変わる。北部での本累層は主として泥岩からなる。南部では泥岩および泥岩勝ち互層

岩勝ち互層から *Archaeozostera* sp., 坂元の東750m で泥岩から *Didymoceras* sp. を産出する。

泉谷累層：T2 の下限から T3 の下限まで。中川（1960）の坂元泥岩および宮川内互層の一部に相当。

〔模式地〕 引田町荒倉谷の林道沿い。

〔岩相〕 模式地では主として成層砂岩である。川股の東800m 付近では中軸部の成層砂岩が砂岩泥岩等量互層、泥岩および泥岩勝ち互層を多く挟むようになり、黒羽の南東1500m で北部の泥岩に変わる。南部では成層砂岩が多く、泥岩および泥岩勝ち互層を挟む。

〔層厚〕 150～800m。

〔構造〕 和泉谷寺の北1km 付近に軸をもつ向斜構造がある。

〔化石〕 北泉谷川中流、和泉寺の北750m, 1500m, 2000m の成層砂岩中より *Archaeozostera* sp., 和泉寺の北2000m の成層砂岩中から *Ostrea* sp. を産出。

宮ヶ谷累層：T3 の下限から T4 の下限まで。中川（1960）の宮川内互層および坂元泥岩の1部に相当。

〔模式地〕 上板町宮ヶ谷付近。

〔岩相〕 模式地では主として暗灰色をした泥岩からなる。中軸部にある向斜軸の北翼では主として泥岩、南翼では泥岩と成層砂岩との互層となる。北部では成層砂岩が多い。北部や中軸部の成層砂岩は厚さ0.5～2m の礫岩を層状に挟む。南部では主として泥岩が広く分布するが、断層で切られているため泉谷累層との境界は不明である。模式地からは動物化石を産出する。

〔層厚〕 130～350m

〔構造〕 戎神社の北700m 付近に軸があるドーム状の向斜構造がある。

〔化石〕 上板町宮ヶ谷、盗人谷から *Didymoceras awajiense* (Yabe), *Turritiles* sp., *Neophylloce-
ras hetonaiense* Matsumoto, *Hamites* sp., *Inoceramus* sp., *Cladophlebis acutipenis* Oishi, *Acila* sp.
(平山 1953), *Tracia* sp. (中川 1960) のほか、宮ヶ谷 (戎神社の北1300m) の成層砂岩中より *Didy-
moceras* sp. が産出。

大山畑累層：T4 の下限から T5 の下限まで。中川（1960）の大山寺互層にほぼ相当。

〔模式地〕 引田町小路の南東1000m 付近。

〔岩相〕 模式地では主として成層砂岩である。中軸部では泥岩を挟む成層砂岩が多い。泥岩は北部ほど厚い。南部では主として成層砂岩である。本累層の成層砂岩は小礫や大礫からなる厚さ0.5～2.5m の礫岩をレンズ状または層状に挟む。

〔層厚〕 110～420m。

〔構造〕 大谷には小さい向斜構造が、大山畑の南東1000m には小断層がある。

〔化石〕 大山畑から *Pravitoceras sygmoidale* Yabe, 泉谷の東から *Aphorodina* sp., *Archaeozostera* sp. (中川 1960) を産出するほか、大山畑、大須、小路の南東750m の成層砂岩中から *Archaeozostera* sp., 泉谷の北700m からアンモナイトが産出。

大坂累層：T5 の下限から上、ただし上限は未調査。中川（1960）の大坂越互層および牛の鼻凝灰岩に相当する。

〔模式地〕 大坂越の県道沿い。

〔岩相〕 模式地では主として成層砂岩および砂岩勝ち互層である。本累層は岩相上、上部と下部とに分けられる。中軸部での下部層は主として成層砂岩よりなり、泥岩を挟む。中軸部での上部層は主として砂岩勝ち互層よりなり、砂岩と砂岩泥岩等量互層を挟む。北部での下部層は成層砂岩で泥岩を挟む。北部での上部層は砂岩勝ち互層および成層砂岩からなる。本累層の南への岩相変化は激しく、中軸部の成層砂岩および砂岩勝ち互層は急に泥岩および泥岩勝ち互層を多く挟むようになり、南部の泥岩に変わる。本累層の成層砂岩は厚さ0.5～5m の礫岩を層状に挟む。

〔層厚〕 1500m+。

〔構造〕 唱谷付近では傾斜が急になり、逆転しているところもある。奥郷には小さなしゅう曲構造があり、黒谷の北西700m には小さな背斜構造がある。大坂越の西800m には、しゅう曲型（波状形）（山内1977）に属する小規模なスランプ構造がある。神宅の北1500m から唱谷を通る軸を持つ向斜構造がある。

〔化石〕 板野町蔵佐から *Niponaster cf. hokaidoensis* Lambert (中川 1960) が産出。

IV. 地質構造

1. 中央構造線およびその他の小断層

本調査地域での中央構造線は大寺から犬伏、羅漢を通り天神前に至る。大寺の西700m では泥岩が幅数10m にわたって破碎されている。天神前でも泥岩が破碎されている。祖父江 (1986) は天神前と犬伏で破碎された結晶片岩を発見し、構造線は断層面が走向 $N75^{\circ}E$ 、傾斜 $65^{\circ}N$ を示すと報告した。

川端—羅漢—泉谷—林を通る断層は泉谷の西500m で幅2m の泥岩の破碎帯を伴い、断層面は走向 $E-W$ 、傾斜 $60^{\circ}N$ である。神宅—山王子を通る断層は泉谷の北700m で幅2m の泥岩の破碎帯を伴い、断層面は走向 $N50^{\circ}E$ 、傾斜 $70^{\circ}N$ である。この断層より南に分布する宮ヶ谷累層には小さい断層が発達している。

黒谷—大山畑の南800m を通る断層は黒谷と盗人谷で幅2m の破碎帯をともない、断層面は走向 $N60^{\circ}W$ 、傾斜 $70^{\circ}N$ を示す。T5 の分布から南側が落ちた断層であることがわかる。

大須と大山畑では、T4 と T5 を切る小さな断層がある。

第8図 流痕の分布とその流向

1: 流向が明らかなもの 2: 流向が明らかなでないもの

2. 背斜・向斜構造

中軸部には、軸が唱谷一盗人谷上流（戎神社の北1000m）―北泉谷上流（和泉寺の北1000m）―見坂を通る向斜構造がある。この向斜軸の延びる方向は $N80^{\circ}E$ で東に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜している。向斜軸の北翼での地層は走向 $N30^{\circ}\sim 50^{\circ}E$ 、傾斜 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}S$ 、南翼では走向 $N10^{\circ}\sim 50^{\circ}W$ 、傾斜 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}N$ である。向斜軸の南翼では小さなしゅう曲構造がある。大谷には軸が走向 $N50^{\circ}E$ の摺鉢状の向斜構造がある。黒谷の北西700m には、軸が走向 $N70^{\circ}E$ でしゅう曲の両翼の傾斜が $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の背斜構造がある。奥郷に分布する大坂累層中の泥岩勝ち互層および砂岩泥岩等量互層には走向 EW で、翼の傾斜が $10^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の向斜および背斜構造がある。泉谷の西1.3km では傾斜が $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ のドーム状の背斜構造があるが、最初のものを除くといずれも規模は小さい。

第9図 累層ごとの流向
同心円の中心を通る線は groove cast の方向を示す。() 内の数字は測定個数。

V. 古流向解析

本調査地域の成層砂岩および砂岩勝ち互層にはフルートキャスト、グループキャスト、カレント・クレセントキャスト、バウンスキャストなどの流痕が観察される。今回の調査で流向を測定した古流痕の数は、御所累層18、川股累層8、泉谷累層39、宮ヶ谷累層8、大山畑累層9、大坂累層36、合計118である（第8図）。測定値に対しては走向方向を軸として地層を水平な状態に戻す補正を行った。

御所累層、川股累層では古流向は主として東→西ないし東北東→西南西を示す。泉谷累層では、東北東→西南西を示すものが多く、北部ではそれと斜交する東南東→西北西を示すものがある。宮ヶ谷累層、大山畑累層では東→西から北東→南西の幅広い方向を示す。大坂累層では、主として東北東→西南西を示し（第9図）、累層による流向の違いは小さい。全体的には西微南に向かう流れが卓越する（第10図）。

第10図 全古流痕の流向の頻度分布

VI. 考察とまとめ

1. 本地域の和泉層群中の凝灰岩を構成する火山岩片の石基には流理構造を持つものが多く、石英や長石には融食形を示すものが高い比率で含まれている。流理構造があり、かつ融食形の石英や長石を斑晶としてもつこれらの火山岩片は流紋岩であるといえる（黒田・諏訪 1983）。

この流紋岩質火山岩片の起源は、古流向から、本地域の東方に求められる。岩片は個々がばらばらになっているので、既存の凝灰岩の二次的な堆積によるのではなく、火山噴出物が直接海底に達し堆積したものである。T4、T5 は他の凝灰岩と同様中軸部において厚く堆積し、側方において層厚を減少するが、尖滅することなく北縁部に達しており、タービダイトの多い中で通常の堆積物の特徴を示している。

須鎗ら（1968）が概算しているように、和泉層群の層厚が50000m で、これが1250万年かかって堆積し

たものとする、平均して、T1, T2, T3, T4, T5 の各火山岩片はそれぞれ約11万年、20万年、9万年、10万年の間隔を置いて噴出したことになる。

2. 本地域の和泉層群の主部がタービダイトであるという指摘はすでに多くの研究者によってなされている(須鎗 1966; 須鎗ほか 1968など)。特に、須鎗(1968)は古流向を調べ、北縁部では北から南への、中軸部においては東から西への流れが優勢であったことを指摘した。筆者らの今回の118地点における観察・測定の結果によると次のことがいえる。

① 流痕が特定の層準に限られることなく、全層準からほぼ平均して発見されている。このことは混濁流が全堆積期間を通じてほぼ一様に生じたものであることを示している。

② 須鎗(1966)は古流向が北部では北→南、中軸部では北東→南西、南部では東北東→西南西ないし東→西を示すことから、1つの混濁流は北縁部から発し、次第に西に偏向し、東西方向になると考えた。また、中軸部の東西方向の流れの源は東方にあるのではなく、東北方向にあるとした。今回の筆者らの調査では、図10に示す通りで、北から南に向かう古流痕が観察できたところは北部で2カ所だけである。これらのことから、筆者らは一部の粗粒な堆積物は側方流として北から供給された可能性はあるものの、ほとんどのタービダイトは東→西の流れによって供給されたものであると考える。

③ 流痕を有する砂岩の厚さは0.2m 以上で、その底面の砂は粗粒である。まれに流痕が礫岩の底面にみられることもある。流痕は成層砂岩、砂岩勝ち互層に多く、泥岩勝ち互層や砂岩泥岩等量互層にはまれである。

④ 火山岩片を多く含む砂岩では、層厚が1m に達するものでも流痕が認められなかった。これは海底において、混濁流が発生するときの臨界角度が海底を構成する物質の密度に大きく左右されており、火山岩片を多く含む砂岩層はそのほかの地層に比べて混濁流が発生しにくい性質をもっていることを示すものとする。

3. NISHIMURA (1976) は和泉層群の構成物質は三波川結晶片岩帯からは供給されなかったと述べた。今回の調査でも、いろいろな層準から採取した礫岩中の礫は、前述の通り花崗岩などいずれも中央構造線以北の地域より供給されたもので占められており、隣接する三波川帯からの供給物はまったく発見されなかった。これは和泉層群堆積当時、三波川帯は海底にあって侵食を受けていなかったか、あるいは三波川帯は碎屑物を供給できないような特殊な地形を呈していたものと考えられる。

本地域の和泉層群の全層厚は4420m 以上に達するが、これらを構成する砂岩の構成物質や岩相は層準によってほとんど変わらない。このことは本地域の和泉層群が堆積する期間を通してその堆積環境に大きな変化のなかったことを示しているものと考えられる。

文 献

- 坂東祐司・橋本寿夫(1984): 阿讃山地における和泉層群産アンモナイトとその生層序. 香川大教育研報, **34**, 1, 11-39.
- HARADA, T. (1890): Die Japanischen Inseln, eine topographische—geologische Übersicht. Verlag u. Parey, Berlin.
- 平山 健(1953): 7万5千分の1地質図脇町図幅, 同地質説明書, 地質調査所, 23.
- 黒田吉益・諏訪謙位(1983): 偏光顕微鏡と岩石鉱物 [第2版]. 共立出版, 111p.
- 中川衷三(1960): 阿讃山脈東部の和泉層群について. 徳島大学芸学部紀要(自然科学), **10**, 53-62.
- 中野光雄(1951): 讃岐山脈中部の和泉砂岩層, 特に層序と構造について. 地質雑, **57**, 275-276.
- (1953): 讃岐山脈中部の地質. 広島大学地質研報, **3**, 1-13.
- NISHIMURA, T. (1976): Petrography of the Izumi Sandstones in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. Jour. Geol., **82**, 231-240.
- 西村年晴(1984): 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質雑, **90**, 157-174.
- ・飯島 東・歌田 実(1980): 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. 地質雑, **86**, 341-351.

- 祖父江勝孝 (1986) : 阿讃山脈南麓でみられる 中央構造線 と 断層地形. 徳島県教育研修センター研究紀要, **70**, 65-74.
- 須鎗和巳 (1966) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その 1). 徳島大教養部紀要 (自然科学), **1**, 19-14.
- ・大戸井義美・久米嘉明・近藤和雄・東明省三・祖父江勝孝・寺戸恒夫・坂東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典 (1968) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その 2). 徳島大教養部紀要 (自然科学), **2**, 7-16.
- ・橋本寿夫 (1985) : 四国東部の和泉層群より産した放散虫群集. 徳島大教養部紀要 (自然科学), **18**, 103-127.
- 平 朝彦・斉藤靖二・橋本光雄 (1986) : 日本列島形成の 基本的プロセス——プレートの 沈み込みと横ずれ運動. 日本列島の形成—変動帯としての歴史と現在 (岩波書店), 376-383.
- 山内靖喜 (1977) : 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その 1, 形態. 地質雑. **83**, 475-489.
- 山崎哲司 (1987) : 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, **93**, 403-417.