

## 愛媛県重信町下林の和泉層群中に認められる過褶曲構造

山崎 哲司・高橋 治郎

(愛媛大学教育学部地学教室)

(平成3年4月25日受理)

### OVERFOLD IN THE IZUMI GROUP AT SHIMOBAYASHI, SHIGENOBU TOWN, EHIME PREFECTURE

Tetsuji YAMASAKI and Jiro TAKAHASHI

*Department of Geology, Faculty of Education,*

*Ehime University, Matsuyama, Ehime, 790 Japan*

(Received April 25, 1991)

Geology and geological structure of the Uppermost Cretaceous Izumi Group at Shimobayashi, Shigenobu Town, southeast of Matsuyama City was studied. The overfold whose vergence is north, exists at the northern part of the area.

The geometrical aspect of the overfold was examined accurately, by tracing the key tuff bed. Besides, at Locs. 1 and 2 (Fig. 2), Yokone, Shigenobu Town, the geometry of overfold can be observed within each outcrop. Formation of the overfold is supposed to be caused by tectonic movement, rather than by gravitational sliding or by mass movement.

#### I. はじめに

愛媛県松山市南東方の愛媛県温泉郡重信町下林周辺地域を調査し、和泉層群中の過褶曲の形態を検討した。

調査地域周辺の和泉層群については、中川 (1958)<sup>1)</sup>、Nakagawa (1961)<sup>2)</sup>、原田 (1965)<sup>3)</sup>、高橋 (1977)<sup>4)</sup>、1986)<sup>5)</sup> などの研究がある。原田 (1965)<sup>3)</sup> は、温泉郡重信町から川内町にかけての和泉層群の調査を行い、松山平野南部の本調査地域周辺に、過褶曲が存在することを報告している。しかしながらこの報告中では“東西の背斜軸が存在し、この背斜構造は北翼が急傾斜をなし一部では overturn している”と述べられているに過ぎず、褶曲の形態や連続性についての言及はなされていない。

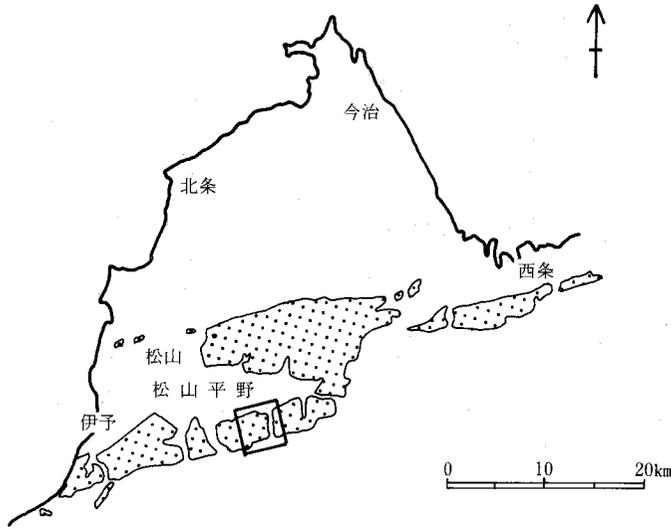


図1 位置図

網かけ部は和泉層群分布域。枠内は調査地域。

褶曲構造の形態を明らかにした。また、重信町横根南方（図2の Loc.1 と Loc.2）においては過褶曲の形態の一部が観察された。以上について報告する。

なお、野外調査時のデータの収集に際しては、愛媛大学教育学部地学教室の黒田立史、森泰祐の両氏に一部お手伝いいただいた。ここに深く感謝の意を表す。

## II. 地 質

調査地域には主として上部白亜系の和泉層群が分布している。本地域では、和泉層群はその分布の南限で、中央構造線や花山衝上断層を境として三波川変成岩類や中～上部始新統久万層群の二名層や明神層と接している。久万層群は調査地域の西方の城の代山周辺や東方の番駄ヶ森南方では和泉層群を不整合に覆っているが、和泉層群中に発達する褶曲構造には参加していないことより、和泉層群の褶曲は久万層堆積前に完了していたとされている（高橋，1986）<sup>51</sup>。また主として中央構造線沿いに、中部中新統石鎚層群の安山岩類の貫入岩体が認められる。

和泉層群は主として砂岩泥岩の互層よりなるが、互層の岩相区分に際しては、須鎗（1966，1973）<sup>71</sup>の区分を基準とし、砂岩比（砂岩層の全層厚に占める割合）40%未満を泥岩勝ち砂岩泥岩互層，40～60%を等量砂岩泥岩互層，60%を越えるものを砂岩勝ち砂岩泥岩互層と区分した。本地域の和泉層群は、厚さ50cm～1 mの砂岩層と20～50cmの厚さの泥岩層が互層する、砂岩勝ち砂岩泥岩互層より主として構成されている。砂岩は中粒～粗粒で、荷重痕・グループキャストなどの底痕・平行葉理・コンポリュート葉理・級化層理などの堆積構造が認められる。泥岩は暗灰色～黒色であるが、風化のため茶色～焦茶色を呈することが多い。また泥岩層中には直径数cm～10数cmのレンズ状ノジュールが含まれることがある。

なお本地域の和泉層群は、高橋（1986）<sup>51</sup>の層序区分に従うと、拝志川以西の下位層準は七折層に、拝志川以东の上位層準は除層にあたる。

一方で松山平野の北方に分布する和泉層群の地質構造に関しては、原田（1965）<sup>31</sup>により南フェルゲンツの過褶曲が推測されており、高橋（1986）<sup>51</sup>は松山市小野谷における南フェルゲンツの過褶曲の形態を明らかにしている。

これらの和泉層群中に認められる褶曲構造は、和泉層群形成後の中央構造線の活動と関連していると考えられる。今回の調査では、過褶曲部周辺の走向・傾斜の変化を詳しく測定するとともに、重信町下林において層厚10 m強の凝灰岩層を追跡することにより

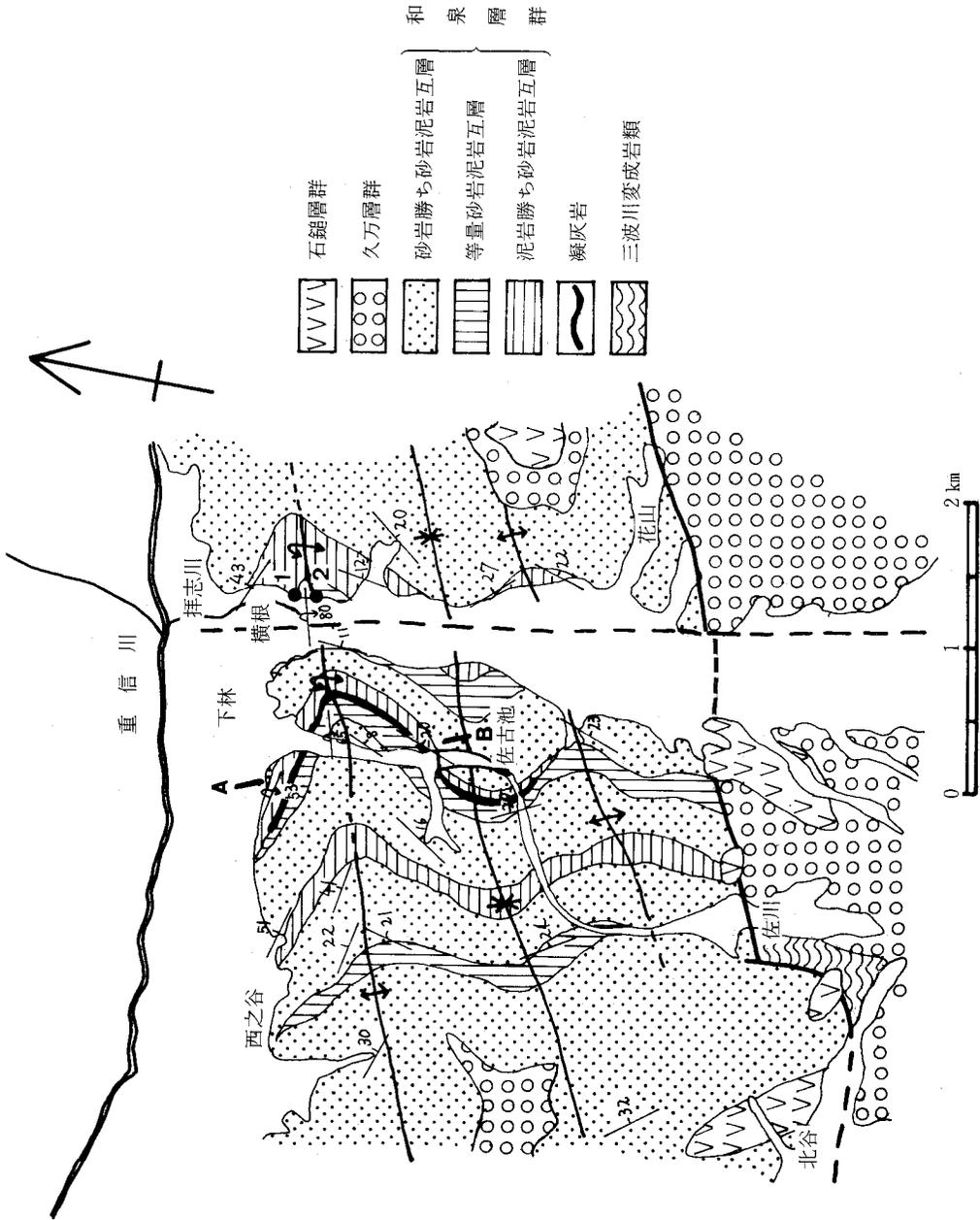


図2 地質図

調査地域の和泉層群の年代を決定するデータは得ていないが、調査地域の西方の伊予市～伊予郡砥部町地域の和泉層群より、高橋・山崎（1991）<sup>81</sup>が放散虫化石を報告している。高橋・山崎（1991）<sup>81</sup>は泥岩およびノジュール中より *Amphipyndax stocki*, *Diacanthocapsa* cf. *ancus*, *Dicthyomitra duodecimcostata*, *D. koslova*, *D. tiara*, *Stichomitra campi*, *Thecampe* cf. *altamonten-*

sisなどを報告し、*D. duodecimcostata* や *D. koslovae* の多産によりその年代を白亜紀のカンパニアン中期であろうとした。調査地域の和泉層群の堆積年代もほぼ同様であると推測される。

### III. 地質構造

#### 褶曲構造の概要

調査地域の和泉層群中には、走向・傾斜の変化より西南西-東北東方向の、1条の向斜軸と2条の背斜軸の存在が推定される(図2)。北側に位置する背斜の北翼は、本地域の西部では $30^{\circ}$  N±と比較的緩傾斜であるが、より東では $40^{\circ}$ ~ $50^{\circ}$  Nと傾斜が急となり、調査地域東部の重信町下林周辺では $50^{\circ}$ ~ $60^{\circ}$  Sの逆転層となっている。一方、この背斜軸の南翼から南側では、地層の傾斜は一般に $20^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ であり、緩やかな褶曲構造を形成している。

#### 過褶曲

温泉郡重信町下林において、南北幅約500m、東西1km強の範囲で地層の逆転が認められた。これは砂岩単層中の粒子が見かけ上の下位から上位へと粗粒になること、見かけ上の砂岩上面に荷重痕が認められること、砂岩層と泥岩層の境界面が見かけ上の砂岩上面では明瞭で底面では漸移関係にあることで確認される。

下林の佐古池北方の別府から見舞野にかけての地域では、地層の走向・傾斜が北から南へと概ね次のように変化する。 $N58^{\circ}W \cdot 50^{\circ}S$  (逆転層) -  $N74^{\circ}W \cdot 56^{\circ}S$  (逆転層) -  $N86^{\circ}E \cdot 65^{\circ}S$  (逆転層) -  $EW \cdot 84^{\circ}S$  (直立) -  $N54^{\circ}W \cdot 36^{\circ}N$  (正常層) -  $N30^{\circ}E \cdot 8^{\circ}E$  (正常層) -  $N26^{\circ}E \cdot 20^{\circ}E$  (正常層)。また見舞野の北西部と佐古池には厚さ10m前後の青灰色のハリ質凝灰岩層が砂岩泥岩互層中に挟在しており、両凝灰岩層の上下の岩相は共に等量~泥岩勝ち互層である。こうした地層の走向・傾斜の変化と鍵層(凝灰岩層)を含めた岩相の一致より、図3に示されるような北フェルゲンツの過褶曲の構造が推定される。

同様な過褶曲の構造は、見舞野の東方約800mの拝志川沿いでも確認することができる。この地域では下林橋の周辺で南傾斜の逆転層が観察される。

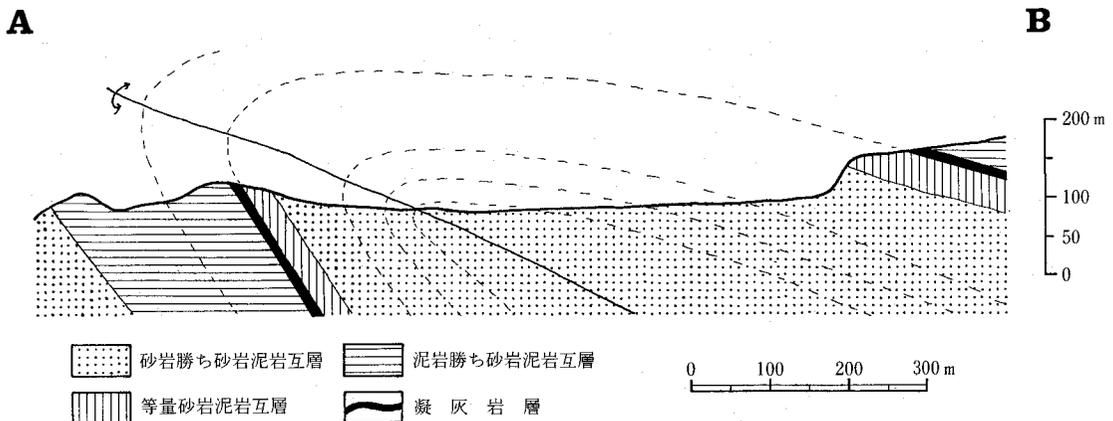


図3 佐古池周辺地域の南北地質断面図(図2のA-B断面)

下林橋の南方約250 mの拝志川西岸では、ほぼNSの走向で10°ほど東傾斜の正常層が観察される。そして北方へとN44°W・11°N(正常層) - N66°W・12°N(正常層) - N86°W・68°S(逆転層)と変化し、下林橋ではN80°E・80°Sの逆転層が観察される。南傾斜の逆転層は、下林橋の北方約180 mの地点まで川沿いに、連続的に観察される。地層の走向はN70°~80°Eであるが、傾斜は南から北へと80°S - 66°S - 56°S - 45°Sと緩傾斜となる傾向がみられた。

また拝志川沿いに観察される逆転層の最北部に当たる、N70°E・45°Sの走向・傾斜の地層が露出する地点の6 m上方の崖(Loc.1)においては、図4に示すような褶曲構造が観察される。

この露頭では泥岩勝ちの砂岩泥岩互層が認められる。地層は北側では北傾斜となっているが、

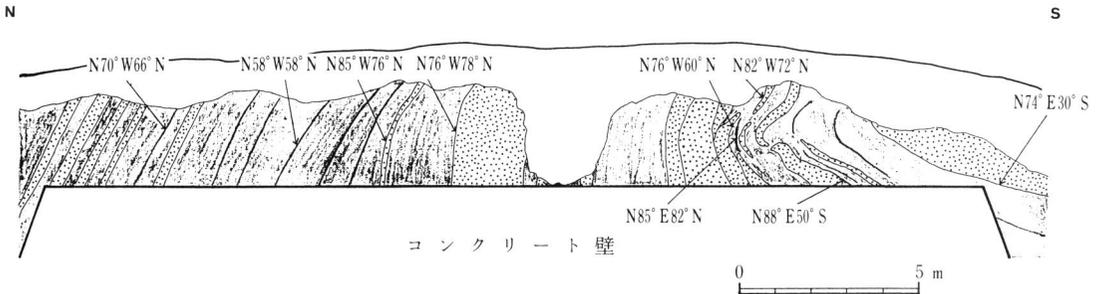
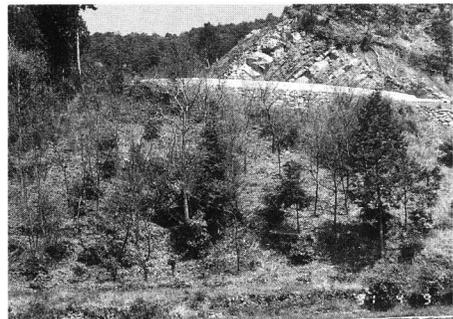


図4 褶曲構造のスケッチ(Loc. 1)

南へと次第に垂直となり、露頭の南側では南傾斜の逆転層が観察される。地層の走向・傾斜は図中にも書き入れてあるが、北から南へとN70°W・66°N(正常層) - N58°W・58°N(正常層) - N85°W・76°N(正常層) - N85°E・82°N(直立) - N88°E・50°S(逆転層) - N74°E・30°S(逆転層)と変化している。このLoc.1より北方では、地層の走向・傾斜はN70°~80°W・40°~50°Nで正常層であり、概略的な調査では本調査地域の北東方の地域に、東西方向の軸をもつ向斜構造の存在が推測される。したがって、Loc.1は過褶曲構造の解消される地点と推定される。なお、露出状態が良くないので明瞭ではないが、この露頭中で過褶曲となっている部分では砂岩層の厚さが褶曲軸部で薄くなる傾向がみられ、一部は引きちぎられている。



Loc.1の約200 m南方のLoc.2の地点では、約10 mの高さの崖の上方の道路沿いにN70°W・45°Nの地層が露出している。一方崖の中部には見かけ上、逆方向の傾斜を呈する逆転層が認められる(図5)。したがってLoc.2は過褶曲の北翼部の、褶曲軸近くにあると考えられる。また、逆転層の部分は図6に示されるように、地層の一般的な走向・傾斜はN70°~85°E・40°~60°Sであるが、地

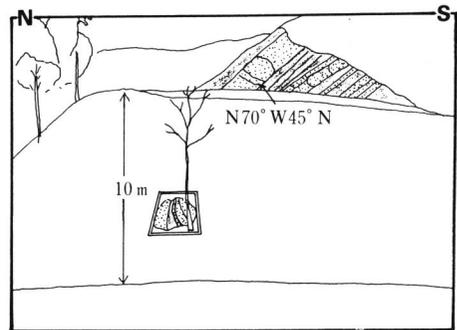


図5 Loc. 2で観察される過褶曲構造

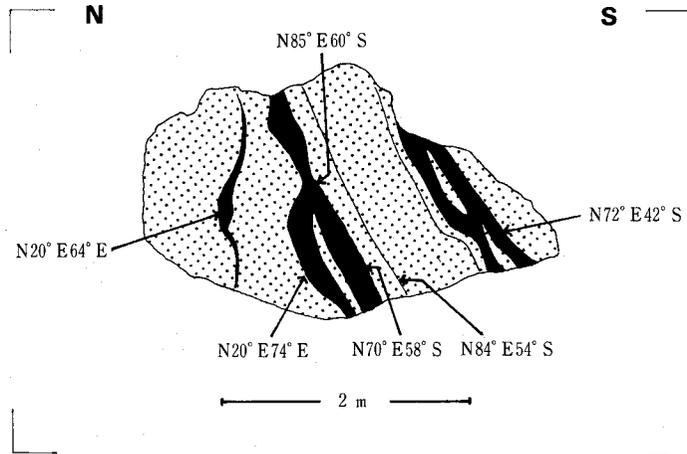


図6 Loc. 2における逆転部のスケッチ (図5の枠内)

層の一部はN20° E・64°～74° E方向の層理面をもっており、褶曲構造形成時に流動を伴う変形構造が生じたものと推測される。

#### Ⅳ. 考 察

重信町下林周辺で観察される過褶曲構造の西方延長方向では、地層の逆転を伴わない背斜構造が認められる。Loc.1より北側では過褶曲構造が解消されていることより、逆転を伴わない傾斜褶曲の背斜構造の中で、北翼の一部が逆転して過褶曲が形成されているものと考えられる。

見方を変えると、上記のように過褶曲の軸が西方の背斜構造に連続することや、過褶曲部に認められる厚い凝灰岩層が、より南方の向斜軸南翼部へと追跡できるということから、この地域に認められる過褶曲は大規模な崩壊や地沁りに起因するものではなく、和泉層群中の褶曲構造を作り出した構造運動によって作られたものであると考えられる。

松山平野の北方の和泉層群中に存在する南フェルゲンツの過褶曲に関しては、高橋(1986)<sup>5)</sup>が論じており、中央構造線の砥部時階の地塊運動と関連して発生した重力滑動により形成されたのであろうと推測している。

松山平野を挟んだ南方の和泉層群中に、褶曲軸が逆方向に倒れた北フェルゲンツの過褶曲が存在することになるが、これは先に述べたような理由で、重力滑動によって形成されたものではなく、構造運動により褶曲構造が形成された際に、その一部がより変形を強く被り、過褶曲となったと考えられる。

こうした過褶曲構造の形成過程に関しては検討中であり、作業仮説の域を脱していない。注目すべき事柄としては、中央構造線を和泉層群と三波川変成岩類あるいは久万層群との地質境界の断層と規定すると、調査地域の西方から東西方向に追跡される中央構造線が地域西部の重信町佐川において北方へとその位置が変移することである。それとともに本地域の東部には花山衝上断層が存在していることも褶曲構造の形成を論じる際に考慮すべきであろう。

花山衝上断層は高橋(1977)<sup>4)</sup>が松山市南部を調査した際に中央構造線とは性格を異にする断層であるとして命名し、高橋(1978)<sup>9)</sup>によってその活動様式や変位量について論じられた。砥

部川河床などでは中央構造線は北傾斜の断層として観察されるのに対して、花山衝上断層は南傾斜の断層である。この衝上断層は砥部時階の中央構造線を切って発達しているものと推定されており、南側に分布する二名層が南傾斜の断層に沿って北側の和泉層群上に衝上しているものとして表現される（高橋，1986<sup>5)</sup>。

以上のような、和泉層群の南側に位置する岩体の北方への変位を伴うような構造運動によって、北フェルゲンツの褶曲構造が作り出された可能性が考えられる。ただし、花山衝上断層は久万層群を変位させていることより、花山衝上断層の影響により過褶曲が形成されたとすると、和泉層群中の褶曲構造が久万層群堆積前に完了した（高橋，1986<sup>5)</sup>とする考えとは矛盾が生じる。したがって和泉層群堆積後の新期の堆積物との関係とも合わせて、今後過褶曲構造の成因について詳しい検討を進める必要がある。また、過褶曲構造が調査地域の東方へとどの程度の範囲にわたって追跡されるのか、および松山平野を挟んで逆の傾きを示す、北方の和泉層群中の過褶曲構造との関連性についても検討する必要がある。

## 文 献

- 1) 中川衷三, 1958, 愛媛県温泉郡重信川上流の地質, 主として和泉層群について. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), v. 8, p. 37-45.
- 2) Nakagawa, C., 1961, The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, v. 11, p.77-124.
- 3) 原田幹彦, 1965, 松山市東方地域の和泉層群の研究. 九州大学理学部研究報告, v. 8, p. 137-156.
- 4) 高橋治郎, 1977, 愛媛県松山市南部の地質と中央構造線. 地質雑, v. 83, p. 325-340.
- 5) 高橋治郎, 1986, 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”. 愛媛大学教育学部紀要, 第三部, 自然科学, v. 6, p. 1-44.
- 6) 須鎗和巳, 1966, 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その1). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), v. 1, p. 9-14.
- 7) 須鎗和巳, 1973, 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告 (地質) 特別号, v. 6, p. 489-495.
- 8) 高橋治郎・山崎哲司, 1991, 愛媛県中・東予地方の中央構造線と和泉層群. 日本地質学会第98年学術大会見学旅行案内書, p. 121-138.
- 9) 高橋治郎, 1978, 愛媛県の中央構造線—松山地域を中心として—. MTL, no. 3, p. 3-9.