

松山市東方の和泉層群中に発達する褶曲 I

山崎 哲司・高橋 治郎

(愛媛大学教育学部地学教室)

繁藤 正和

(広島県甲奴郡甲奴町立甲奴中学校)

(平成4年4月27日受理)

FOLDS IN THE CRETACEOUS IZUMI GROUP IN THE EAST FROM MATSUYAMA CITY, EHIME PREFECTURE, PART I

Tetsuji YAMASAKI, jiro TAKAHASHI

Department of Geology, Faculty of Education,

Ehime University, Matsuyama, Ehime, 790 Japan

Masakazu SIGETOH

Kohnu Lower Secondary School, Kohnu, Hiroshima, 729-41 Japan

(Received April 27, 1992)

Geology and geological structure of the Uppermost Cretaceous Izumi Group in the southwestern part of Kawauchi Town, southeast of Matsuyama City was studied.

Yamasaki and Takahashi (1991) investigated the Izumi Group at the Shimobayashi area to the west of the studied area, and described the overfold whose vergence is north.

The overfold, whose vergence is north, with east-west trending axis also exists at the northern part of the area, and is traceable through the area.

The shape of the fold in the studied area differs from the one in the Shimobayashi area. The axial plane of the fold in the Shimobayashi area is inclined, on the other hand the one in the area is slightly inclined.

I. はじめに

四国北西部の愛媛県松山市東方約15kmの、愛媛県温泉郡川内南東部地域を調査し（図1）、和泉層群中の褶曲構造を明らかにした。山崎・高橋（1991）¹⁾で報告したように、本調査地域の西方の温泉郡重信町下林周辺に分布する和泉層群中には、北フェルゲンツの過褶曲構造が認められる。北フェルゲンツの過褶曲の形成については、褶曲軸が北に倒れていることから、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の可能性を考えた（山崎・高橋，1991）¹⁾。過褶曲の形成機構を考え、より明確にする上で、過褶曲構造の連続性と形態の変化を詳しく調査することは重要である。

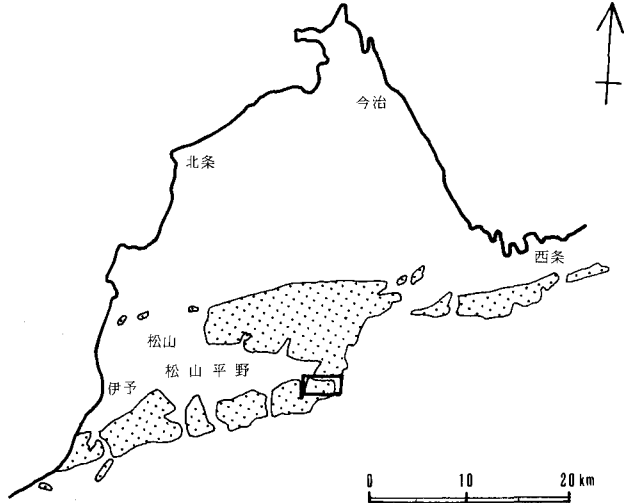


図1 位置図

網かけ部は和泉層群分布域。枠内は調査地域。

本調査地域は、重信町下林で認められた過褶曲の軸の延長線上に位置している。そこで筆者らは、本調査地域の和泉層群の岩相分布を調査するとともに、堆積構造からの地層の逆転の認定と走向傾斜の変化により、褶曲構造を詳細に検討した。

II. 地質

1. 概説

調査地域は松山平野の南東方で、地域の大部分には上部白亜系の和泉層群が分布しており、一部の地域では新第三系石鎚層群の安山岩類の貫入岩体が、東方では古第三系久万層群と三波川結晶片岩類が観察される。本地域は中央構造線の桜樹屈曲部の西側にあたり、地域南方では中央構造線を切ると考えられている花山衝上（高橋，1977）²⁾が東西方向に追跡され、東部では、南北方向に中央構造線が追跡される（図2）。

2. 和泉層群

和泉層群は、松山市西方の喜多郡長浜町青島から阿讃山地をへて紀伊半島の和泉山脈まで、最大幅約12km、総延長300kmと東西方向に細長く分布している。和泉層群は、大局的には東方へ沈降する東西方向の褶曲軸をもった向斜構造をなしている。主向斜の軸は本地域の北方に位置しており、調査地域は主向斜の南翼部にあたる。

和泉層群は、分布の北縁部に基底礫岩層が東西に分布しており、この南側には和泉層群の主部をなす砂岩泥岩互層が分布している。北縁部の堆積物は含有化石などから正規性の浅海堆積

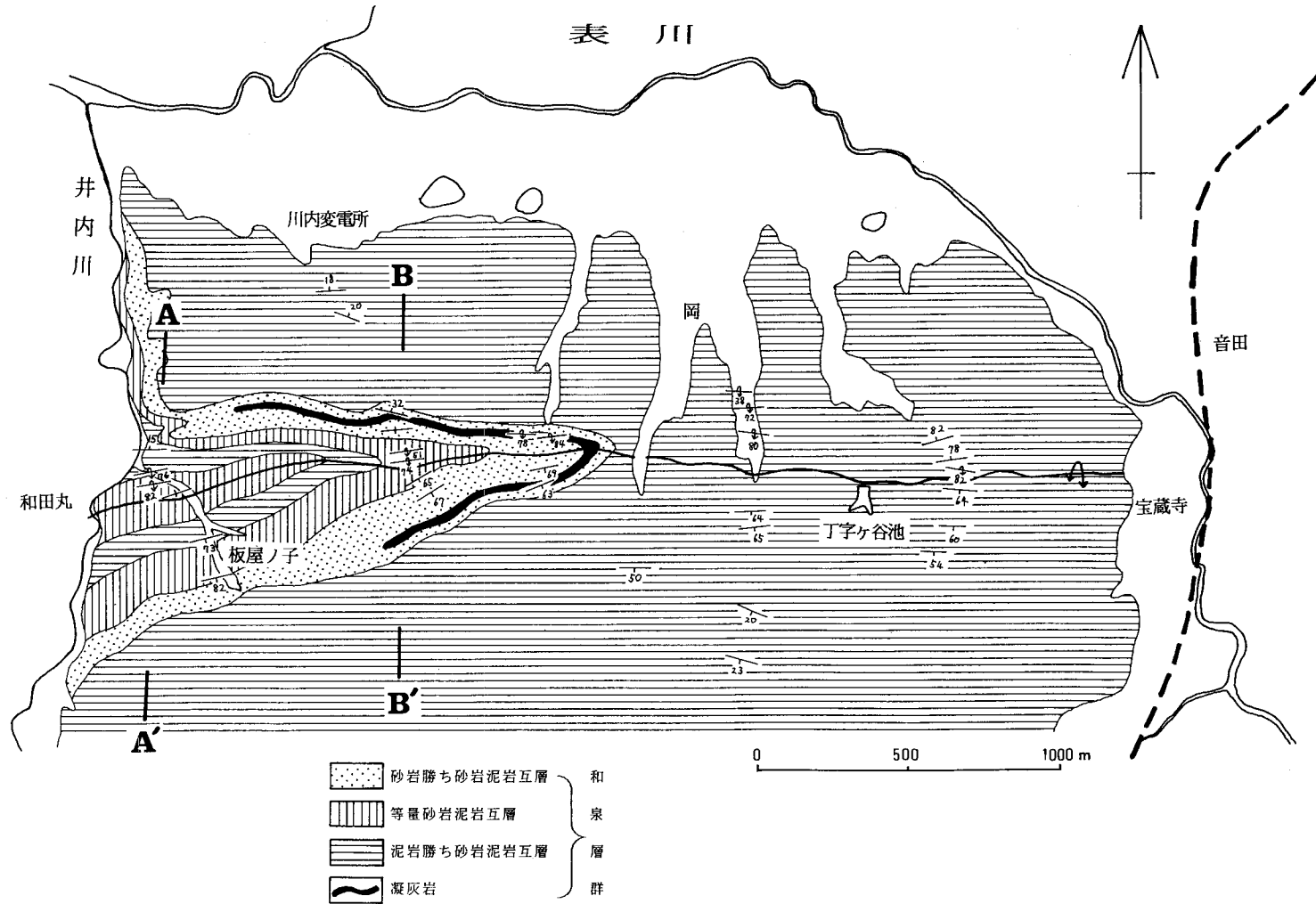


図2 地質図

物と考えられており、砂岩泥岩互層は堆積構造などから乱泥流堆積物と考えられている。調査地域に分布する和泉層群は、乱泥流堆積物と考えられる砂岩泥岩互層より構成されている。

砂岩泥岩互層中の砂岩は風化により一般に薄茶色、黄土色、あるいは灰色を呈する。構成粒子は中粒～細粒なものが多く、数mmの炭質物を含むものも見られた。砂岩単層中に級化が明瞭に認められるものはごくわずかであった。このため、地層の上下判定には荷重痕などの底痕を主に使用した。

砂岩泥岩互層中の泥岩は一般に黒色を呈するが、風化のため茶色、焦茶色を呈するものもある。また泥岩層中には、直径10～15cmのたまねぎ状の風化構造が観察される。

砂岩泥岩互層中には時に凝灰岩層が挟在する。凝灰岩は灰色～暗灰色で、細粒ハリ質であり、葉理が発達しているものもある。

筆者らは調査に際して、砂岩泥岩互層の岩相区分に高橋ほか(1990)³¹などで用いられた、次のような基準を使用した。砂岩比(砂岩の全層厚に占める割合)60%以上は砂岩勝ち砂岩泥岩互層、40～60%は等量砂岩泥岩互層、40%未満は泥岩勝ち砂岩泥岩互層とした。

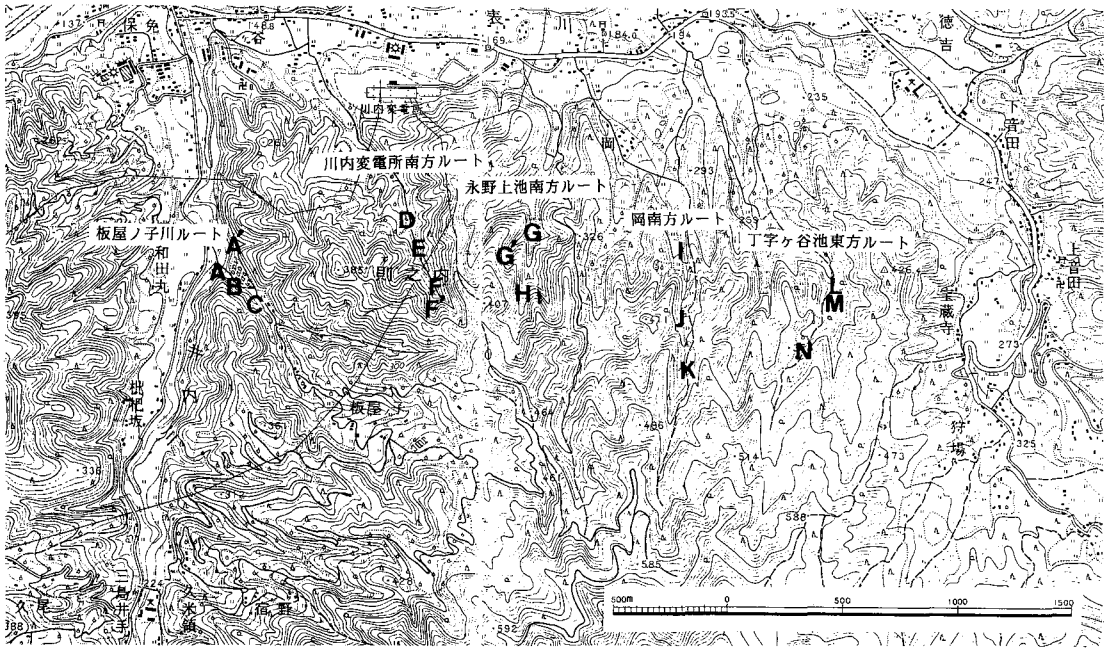


図3 ルート図
 国土地理院発行の2万5千分の1地形図
 「伊予川内」の一部を使用した。

以下に、調査地域の主要なルート(図3)に沿って、岩相分布および走向・傾斜の変化をのべる。

(1) 板屋ノ子川ルート

本ルートは、調査地域の西端にあたる。板屋ノ子川の谷の入り口の地点A付近では、東西方向の走向で5°～20°北傾斜の、緩傾斜の砂岩勝ち～等量の砂岩泥岩互層が観察される。砂岩の

厚さは10~30cm, 泥岩の厚さは5~10cmで, 砂岩は非常に硬く粒度は中粒~細粒である。泥岩は黒色を呈し, まれにたまねぎ状の風化が認められることがある。なお, 地点A北方の地点A'では凝灰岩の転石が認められた。

地点Aから7~8m上流側(南東方向)では, 急傾斜の地層(泥岩勝ち砂岩泥岩互層)が観察される。急傾斜の地層群について詳細に見ると, 水平距離にして4~5mの間で南東側へと, 80°ほど北傾斜-垂直-80°~86°南傾斜と地層の傾きが連続的に変化する。南傾斜の地層群については, 底痕から逆転した地層群と判定される。

地点Bまでの間は, 泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。この互層の走向は, ほぼEWで南に80°~85°傾いている。この地層群は, 砂岩底面の荷重痕から, 逆転していることが認められた。地点B付近には, ほぼ垂直の層理面をもつ等量砂岩泥岩互層が観察される。この南東側の地点Cでは, 3mほどの厚さの灰色の凝灰岩層が観察される。地点C付近およびその南東側には砂岩勝ち~等量の砂岩泥岩互層が認められるが, これらは底痕より逆転していない, 正常層と判定される。したがって地点B周辺部が過褶曲の軸部にあたると推定される。

地点C付近の地層の走向・傾斜は, ほぼEW・70°~80°南傾斜である。より南東側では泥岩勝ち砂岩泥岩互層が散点的に観察されるが, 30°~40°Sと地層の傾斜は緩くなっている。

(2) 川内変電所南方ルート

本ルートは, (1)のルートより約700m東に位置する。ルート北縁部から地点Dまでの間には泥岩勝ち砂岩泥岩互層が分布しており, 厚さ50cm前後の泥岩と厚さ10cm程度の砂岩からなる互層が観察される。砂岩の粒度は中粒~細粒であり風化をあまり受けていない。この地層群の走向はほぼEWで傾斜は30°前後北傾斜である。

地点Dでは, 全層厚約40mにも達する凝灰岩層が観察される。この凝灰岩層は, 厚さ30~50cmの層が幾重にも積み重なっており, 色は灰色を呈し葉理が発達している。凝灰岩層の走向は, N80°W~EWであり, 傾斜は南方へと23°-32°-48°Nと次第に急傾斜となっている。

凝灰岩層の100mほど南側の地点E周辺では走向N70°E~EWで, ほぼ垂直な層理面をもつ等量~砂岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。砂岩はあまり風化されておらず非常にかたく, 中粒で厚さは10~30cmである。地点E周辺での地層の傾斜は, 北から南へと51°S-74°S-84°S-83°Nと変化している。南傾斜の地層群については, 砂岩層底面の荷重痕により逆転していることが認められた。

地点Fは, 地点Dより約300m南に位置し, 砂岩勝ち砂岩泥岩互層が観察された。この付近の地層の走向はN65°Eで, 傾斜は63°~70°Sである。あまり風化されておらず, 非常に硬い中粒の砂岩を主体とする。E地点周辺の地層については, 砂岩層底面の荷重痕により正常層と判定された。

以上より, 地点E周辺での, 地層の傾斜が南傾斜から北傾斜に変化した地点付近が過褶曲の軸部に当たると推定される。

また, 地点F'付近で, 多量の凝灰岩の転石が認められた。これは, 地点Dで観察された厚い凝灰岩層がこの地点の上流側に存在することを示すものであろう。

(3) 永野上池南方ルート

本ルートは, (2)ルートより約500m東に位置する。本ルートの北部では, 厚さ30~50cmの泥岩と10cm程度の厚さの砂岩の互層よりなる泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。この地層群の走向・傾斜は, N80°~84°W・67°~73°Nである。

地点G周辺では砂岩勝ち砂岩泥岩互層が認められる。砂岩層の粒度は中粒～細粒で、地層の走向・傾斜はN80°W～EW・50°～60°Sである。この地層群は、砂岩層底面の荷重痕により逆転層であると判定される。

地点Gの南側では、(2)ルートで観察された凝灰岩層に類似した岩相を示す凝灰岩層が観察される。厚さは5m以上であり、葉理が認められる。凝灰岩層の走向はN85°E、傾斜は56°Sである。凝灰岩層の南方では、砂岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。この互層の走向はN76°E、傾斜は69°Sである。

地点Hは地点Gより約250m南に位置し、灰色で葉理をもつ凝灰岩層が観察される。厚さは約40mであり、非常に厚い。走向はN68°E、傾斜は63°Sである。

なお、(3)ルートの西に位置する谷の地点G'で凝灰岩層が確認された。露頭の状況が悪く、厚さにして1m強の範囲が観察されたのみであったが、走向・傾斜から地点Gの南側で観察された凝灰岩層に連続するものと思われる。地点G'の凝灰岩層の走向・傾斜は、N85°W・79°Sである。

(4) 岡南方ルート

本ルートは、(3)ルートの約600m東に位置する。北縁部およびその北方で観察される泥岩勝ち砂岩泥岩互層はほぼ水平であるが、その南側では傾斜が30°～35°Sとなり、南方150mほどの間で40°～60°～75°Sと変化し、地点Iで80°Sの傾斜となる。この間では、一部で等量砂岩泥岩互層が観察されるが、主として砂岩の厚さが10～20cm、泥岩の厚さが30～50cmの泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察された。砂岩の粒度は中粒で、級化層理は確認できなかったが、荷重痕によりこの地層群は逆転した地層と判定される。地層の走向はN80°W～N78°Eである。また地点Iでは厚さ6～7mの凝灰岩層が観察される。地点Iの南側約100mの間でも泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察されるが、露出が悪く散点的であった。

地点Jは地点Iより約250m南に位置し、この周辺では走向・傾斜がN78°～82°E・64°～66°Sの泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。砂岩の厚さは10cm、泥岩の厚さは30～50cmを主体とした互層である。荷重痕などの堆積構造は確認できなかったが、地層の傾斜がやや緩くなっていること、および西方で推定された過褶曲の軸の延長方向から、正常層であろうと推定される。

地点Kは、地点Jの約200m南に位置し、泥岩勝ち砂岩泥岩互層が観察される。ここで観察される地層の傾斜は10°～20°Sと非常に緩やかである。

(5) 丁字ヶ谷池東方ルート

本ルートは(4)ルートの約500m東に位置する。北縁部で観察される泥岩勝ち砂岩泥岩互層の走向・傾斜は、N60°～76°E・53°～82°Nである。砂岩の厚さは10cm程度で、粒度は中粒～細粒である。泥岩は黒色を呈し、厚さは10～20cm程度である。

地点Lでは、安山岩がほぼ東西方向に貫入しているのが観察される。地点Mは、地点Lより50m南に位置し、砂岩と泥岩の等量互層が観察される。この等量互層の走向はほぼEWで傾斜は垂直であるが、その50mほど南方では80°Sの傾斜の地層が、より20mほど南方では80°Nの傾斜の地層が認められる。この北傾斜の地層はまた、そのすぐ南方で60°～80°Sの傾斜の地層へと移り変わる。

堆積構造からは、このルートに分布する地層の大部分が正常層であることが判明した。堆積構造からの逆転層の認定はできなかったが、上記のような傾斜の変化より、垂直の層の南側で

認められた北傾斜の地層が背斜の軸部に相当し、垂直の層との間の 80° Sの地層は逆転層であろうと推察される。

地点Mより南の地点Nでは、 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ Sと傾斜の緩い地層が観察される。また、地点N周辺では東西方向の貫入面をもつ安山岩が観察された。

III. 地質構造

1. 従来の研究との比較

調査地域の層序・地質構造を報告したものには中川 (1958)⁴⁾、原田 (1965)⁵⁾、高橋 (1986)⁶⁾がある。これらの研究では過褶曲についての記述はなされていない。

地質の項でのべたように、板屋ノ子川ルートではルートの北縁に「水平層」が分布しており、これがごくわずかの距離ではほぼ垂直の層へと変化するが、従来の報告では傾斜の急激に変化する場所に断層を推定して、構造の急変を説明しようとしている。また背斜軸を、北傾斜の地層から南傾斜の地層に変わる地点 (中川, 1958)⁴⁾、に、あるいはほぼ垂直 (南傾斜) の地層群と $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の南傾斜の地層群との間に想定 (原田, 1965)⁵⁾している。

これに対し、筆者らは地層の逆転を確認することにより過褶曲構造を認識し、構造の急変も、連続した過褶曲構造の一部と考えた。また層厚40mほどの非常に厚い凝灰岩層の追跡を行い、推定した過褶曲構造の存在をより確かなものとした。

2. 過褶曲の形態

本地域の北縁部には、傾斜が $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ あるいは 10° 以下という、水平に近い地層が分布している。先にも触れたように、板屋ノ子川ルートではこの「水平層」がごく短距離ではほぼ垂直の層に移り変わっている。この間は水平距離にして7~8mであり、露頭状況はあまり良くないが、谷沿いにはほぼ連続して観察することができる。観察される限りでは、大きな変位を伴うような断層破碎帯は認められない。また、 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 北傾斜からほぼ垂直へと移り変わるまでの間に $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 北傾斜の地層が認められる。

以上のようなことから、図4のように、この地点が過褶曲からその前面の水平層へと移り変わる地点であるため地層の傾斜が短い距離で急変しているのであり、構造の急激な変化は断層によるものではないと推定される。

板屋ノ子川ルートでは、この南側に垂直に近い傾斜をもつ逆転層が分布し、逆転層の南側には垂直な層が、そしてより南には $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 前後南傾斜の、急な傾きをもつ正常層が広く分布する。

一方、より東方の川内変電所南方ルートでは、ルートの北部で 30° 前後北傾斜の地層が観察され、厚い凝灰岩層の認められる地点で $23^{\circ} - 32^{\circ} - 48^{\circ}$ Nと、短い距離で傾斜が急となり、そ

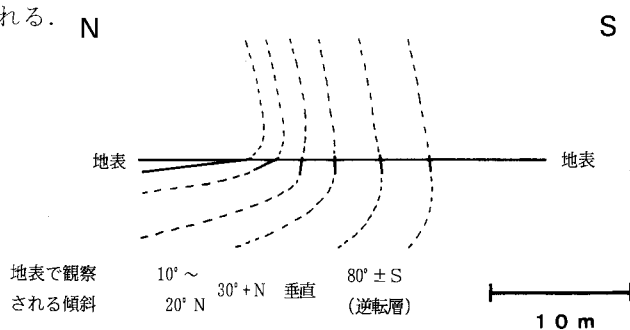


図4 板屋ノ子川谷入り口の地質構造

の約100 m 南側ではほぼ垂直の地層となる。これよりも南では $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ Sの逆転層が観察され、 83° Nという傾斜を示す過褶曲軸部をはさみ、 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 南傾斜の正常層へと移り変わる。先の板屋ノ子川ルートと比較すると、逆転層のすぐ北側の地層が 30° 前後北傾斜と、 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ Nの板屋ノ子川ルートで見られる地層よりもやや傾斜が急になっている点、および南翼の傾斜が $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ とやや緩い点が異なっている。

すぐ東方の永野上池南方ルートで認められる構造は、川内変電所南方ルートと類似している。

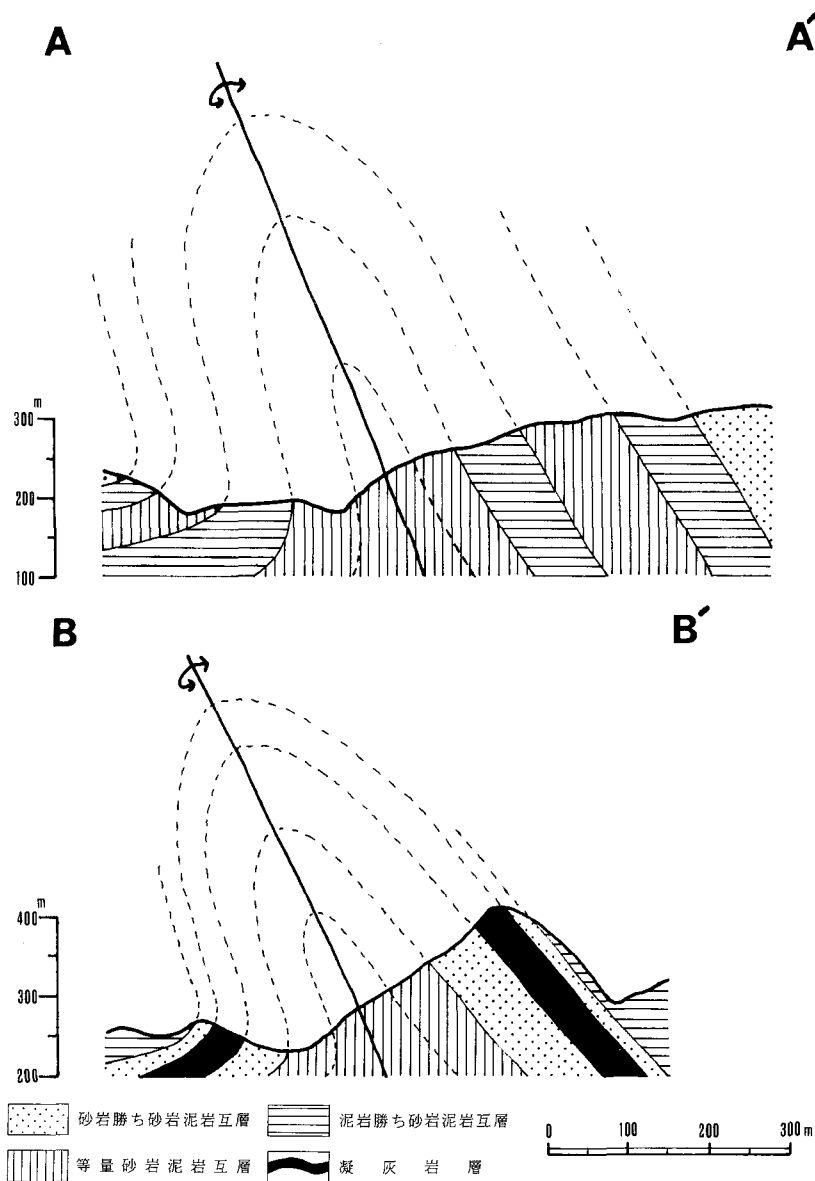


図5 地質断面図 (図2のA-A', B-B'断面)

より東方の岡南方ルートでは、北縁の水平層より逆転層へと移り変わる地点で、南北幅100 m ほどの間で $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ S と、他のルートと比較すると傾斜の緩い逆転層が認められる点が異なっている。

また設定したルートの最も東に位置する丁字ヶ谷池東方ルートでは、背斜軸の北翼で南傾斜の逆転層はほとんど認められず、 $53^{\circ}\sim 82^{\circ}$ N の傾斜をもち、わずかに軸部の近くで南傾斜の逆転層が認められるのみである。

以上のように細部についてみると、過褶曲の形態は調査地域内でも場所毎に多少の差異が認められる(図5参照)。しかしながら、地層の走向・傾斜から想定される背斜軸の延長方向はほぼ東西方向であり、各ルートの推定された褶曲の軸部は、軸の延長方向に並んでいる。したがって、調査地域の北部には、構造的に連続した過褶曲が存在すると考えられる。

また、川内変電所南方ルートの地点D(図3)で認められた厚い(層厚約40 m)凝灰岩層の追跡により、過褶曲構造の存在がより明確となった。永野上池南方ルートにおいて、褶曲の北翼の地点G、南翼の地点Hで厚い凝灰岩層が観察され、また地点Gの西方の地点G'でも凝灰岩の存在が確認された。そしてまた川内変電所南方ルートの、褶曲南翼部の地点F'周辺では多量の凝灰岩の転石が観察された。この地点F'の谷の上流側に厚い凝灰岩層が存在する証拠と考えられる。また、板屋ノ子川ルートの北部の地点A'でも凝灰岩の転石が認められた。地点A'は板屋ノ子川の北方の谷の入り口に位置しており、この谷の上流側にも厚い凝灰岩層の存在する可能性があるかと推測される。

以上のような凝灰岩層の分布は、推定した過褶曲構造から推測される分布と非常によく一致しており、凝灰岩層以外の岩相の分布も同様に、過褶曲構造を支持する。

3. 西方地域の褶曲構造との比較

調査地域で認められた過褶曲の軸周辺の一般的な走向は、 $N85^{\circ}W\sim N85^{\circ}E$ であり、調査地域東部を除くと、軸部を挟んで、北翼南翼の地層ともが、 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ S となっている。地域東部の丁字ヶ谷池東方ルートでは、北翼の傾斜は北傾斜主体となっているが、軸部付近では $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ と垂直に近い傾斜をもつ地層が分布する。したがって、調査地域で確認された背斜構造は、両翼ともに軸部から水平距離にして100~250 m の間に、垂直に近い急傾斜の地層が分布していることが特徴であり、図5のように褶曲軸が北へやや倒れた形態の過褶曲が想定される。急傾斜の地層の北側には 30° 前後から 10° 以下の緩い北傾斜の地層が広がっており、一方南側には $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ S そしてより南では 20° 前後南傾斜と、南方へと幾分傾斜の緩くなる傾向を示す地層群が分布している。

一方、調査地域西方の重信町下林において山崎・高橋(1991)¹¹⁾の報告した過褶曲は、北翼部では $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ S と急傾斜の逆転部が見られるが、南翼の地層の傾斜は緩く、軸部の南側では $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 南東に傾斜した地層が観察される。したがって下林周辺で観察される過褶曲の構造は図6のように軸が北へ大きく倒れた形態となる。また、本調査地域では、過褶曲の前面にほぼ水平な地層が広く分布しているのに対し、重信町下林では、過褶曲の前面に $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ N と傾いた地層が分布している点も大きく異なっている。

このように下林周辺で観察された過褶曲と、今回の調査地域で認められた過褶曲の形態は大きく異なっているが、共に軸を延長した方向に互いの過褶曲の軸は位置しており、軸の方向も同じであることより、連続した構造である可能性が高い。

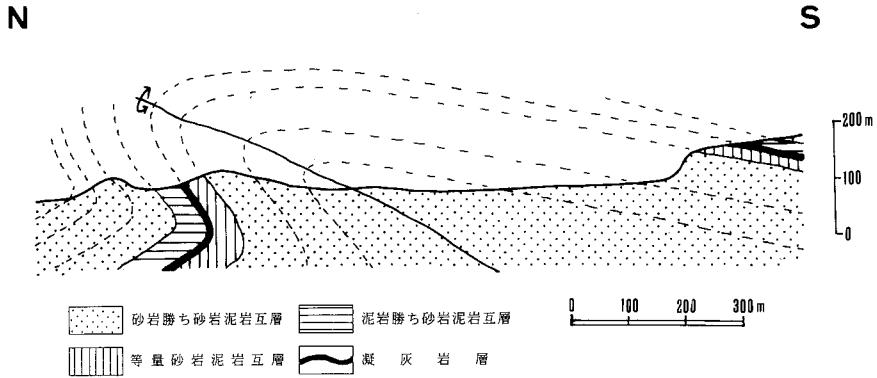


図6 重信町下林地域の南北地質断面図
山崎・高橋（1991）を一部修正。

今後は両地域の間を詳しく調査し、連続性を確認するとともに、形態の変化を一層明確にする必要がある。過褶曲の形成については、褶曲軸が北に倒れていることから、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の可能性が考えられる。過褶曲の形成機構を考え、より明確にする上でも、褶曲の連続性と形態の変化を詳しく調べて行く必要がある。

文 献

- 1) 山崎哲司・高橋治郎, 1991, 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. 愛媛大学教育学部紀要, 第Ⅲ部(自然科学), v.12, no.1, p.119-125.
- 2) 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, no.6, p.325-340.
- 3) 高橋治郎・山崎哲司・横田佳憲・川西潤・井上宗弥, 1990, 愛媛県伊予市および伊予郡双海町付近の地質. 愛媛大学教育学部紀要, 第Ⅲ部(自然科学), v.10, p.19-29.
- 4) 中川衷三, 1958, 愛媛県温泉郡重信川上流付近の地質. 徳島大学学芸紀要(自然科学), v.8, p.37-45.
- 5) 原田幹彦, 1965, 松山市東方地域の和泉層群の研究. 九大理研報, v.83, no.6, p.325-340.
- 6) 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Ⅲ部(自然科学), v.6, p.1-44.