讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”*

中 川 典**・中 野 光 雄***

(1963 年 4 月 2 日受理)

On the “Median Tectonic Line” along the Southern Foot of the Central Part of the Sanuki Mountain, Shikoku, Japan

Tsukasa NAKAGAWA and Mitsuo NAKANO

(Abstract)

The “Median Tectonic Line” is one of the most important and complicated faults in the geology of Japan. From various points, this great fault had been studied and discussed by Yabe (1915), Yabe and Ozaki (1961), Yehara (1936, 37), Kobayashi (1941) and others. At present, it is deemed that this tectonic line might have been due to various modes of displacements happened at several times. In Shikoku it runs longitudinally along the boundary between the Izumi group of the Inner Zone and the Sambagawa crystalline schist of the Outer Zone.

In this area, the “Median Tectonic Line” can be distinguished into the following two phases :

Pre-Shobudani Phase (Reverse Fault?)

Late Pleistocene Shobudani Phase (Thrust Fault)

The former is well developed in the western part of the district, and is covered by the Pleistocene river terrace gravel bed with a distinct clino-unconformity. The fault trends N 75-85 E, and dips N 60-80. On the other hand, the latter is represented by a thrust fault in the eastern wing where the Izumi group is thrust up on the Pleistocene formation with a distinct fault plane having N 75 E strike and N 25-35 dip. Both faults are almost parallel in direction, but sometimes the latter cuts off the former. The fault zones of 10 m. or more in breadth are composed of fault breccia and fault clay etc., but the “Kashio mylonites” or their similar rocks are entirely lacking in the district.

It is interesting to see that two types of NNW-SSE fault are well observable and they are distinguished as follows :

Pre-Shobudani Phase

Post-Late Pleistocene Shobudani Phase

The former was formed in the later stage of the movement of the pre-Shobudani “Median Tectonic Line”, and is covered by the gravel bed. While, the latter cuts the “Median Tectonic Line” by the Shobudani phase, it might have been created by the block movement of the Sanuki mountain.

The Pleistocene river terrace gravel formation is divided into two members called Shibo and Seiriki gravel beds. The older or former is characterized by the presence of well sorted pebbles derived from the Sambagawa crystalline schist region, but such kinds of gravels are absent in the latter. It seems that this phenomenon was influenced by the movement of the “Median Tectonic Line” during the Shobudani phase.

I ま え が き

西南日本を内帯および外帯に 2 分するいわゆる中央構造線は、日本の地質構造を論述するうえに重

* 1963 年 2 月 24 日 日本地質学会西日本支部総会で講演

** 徳島県立鴨島商業高等学校

*** 広島大学理学部地質学鉱物学教室

地質学雑誌 第 70 巻 第 821 号 1964 年 2 月

要であり、古くより多くの学者により研究されて来た。

ここに報告する地域は、讃岐山脈（阿讃山脈ともいう）中央部西端の南麓に位置し、その地質は中野光雄（1953）・中川衷三（1961）等により報告されたことがある。地形学的には辻村太郎（1924）の“西南日本中央線の地形的意義”という興味ある研究がある。筆者らは数年前より、四国吉野川沿岸をほぼ東西に走る“中央構造線”の性格を解明する目的をもって、本地域の地質研究に従事した。その結果、当地域内において観察される“中央構造線”は、その活動時期について菖蒲谷時階のものと、それ以前のものとにわけられ、それぞれ運動形式が異なることが判明したので、ここにこれまでに得た事実を報告する。

この論文を草するにあたり、いろいろと御指導を賜った広島大学の今村外治教授、また貴重な御助言をあたえて下さった徳島大学の中川衷三・須鎗和巳の両博士に深く感謝の意を表する。尚この研究にいろいろと便宜をあたえて下さった前鴨島商業高等学校長川西勝信氏、現同校校長日野進吾氏、同校教頭蔵本正二郎氏、徳島県理科学会会長浅田登氏（海南高等学校長）に深く謝意を表する。

II 地形および地質の概要

本地域の北部には、和泉層群よりなる讃岐山脈がほぼ東西につらなり、その南方には、いわゆる中央構造線を境として、三波川結晶片岩類よりなる急峻な地形を呈する四国山脈が存在する。これらの両者間の低地を流れる吉野川の流域には、洪積世の堆積物と考えられる礫層によつて構成せられる段丘の好発達が見られ、また上記古期岩層を開析した広い沖積平野が存在する。

調査地域内に小分布を占めて発達する結晶片岩類は、緑色片岩よりなり、ときに絹雲母片岩および石英片岩の薄層を挟む岩層で小島丈見ら（1956）の三縄層の一部に相当する。これらの岩石は“中央構造線”の近くでは多くの場合破碎帯となつてゐるが、計測出来る範囲では、それらの走向はほぼ東西、北に $65^{\circ}\sim 70^{\circ}$ で傾斜する。

中野（1953）・中川（1961）等により研究された和泉層群は、北方に分布する花崗岩類を不整合に被覆し、主として砂岩・頁岩の互層よりなり、ときに礫岩・凝灰質岩の薄層を挟む地層で、その厚さは約 8,000m に達する。本層群は讃岐山脈の脊梁部をほぼ東西に走る褶曲軸をもつ大複向斜構造を形成している。そのため調査地域では本層群の走向は一般に $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}W$ で、傾斜は $N20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ を示し、“中央構造線”の近くでは多くの場合、破碎・擾乱がいちじるしい。

上記古期岩層をほぼ水平に被覆し低夷な地形を呈する段丘礫層が広く発達する。またときにはこの礫層が和泉層群の衝上を受けているが、その近接部で地層は $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の傾斜を示すこともある。この段丘礫層は岩質上、下位の^{しばう}芝生礫層と、上位の^{せいらき}勢力礫層とに分ける事が出来、両者の関係はほぼ整合と考えられる。

芝生礫層は、三野町芝生^{こうちだに}北方の河内谷付近に好露出を示し、主として礫層よりなり、時に砂・粘土の薄層を挟む地層で、その層厚は 40m 以上である。本層を構成する礫は、比較的良好に淘汰された経数cm の円又は亜円礫で、結晶片岩類及び和泉層群のものであり、石英片岩以外の礫は風化により灰ないし褐色を呈することが多い。礫間を充填する物質は、ほとんど礫構成物質と同種の砂粒である。本層中には、酸化鉄の薄層を挟む部分があり、またしばしば結晶片岩源の物質をほとんど含まず、一見上位の勢力礫層と区別困難な部分もある。

勢力礫層は下位の芝生礫層と異なり、和泉層群からの供給物質のみで、結晶片岩類の礫は全く含まない地層である。三野町勢力北方に好露出があり、その層厚は約 50m と推定される。本層中に認められる礫は、淘汰不良な角～亜角礫で、その大きさは一般に数cm～10数cm であるが、ときに径 1

m に達する巨礫を含むことがある。これらの礫は和泉層群から由来した砂粒により充填される。本層はとくに偽層にとみ、しばしば角礫をそのまま押し流したような異常堆積があり、礫の風化もほとんど進んでいない。

両礫層はともに化石を産出しないが、岩質上、芝生礫層は東明省三ら (1963) の切戸礫層、勢力礫層は馬場礫層と土柱礫層を併せたものに対比される。

III 地 質 構 造

本地域内において観察されるおもな断層は“中央構造線”およびそれを切る NNW-SSE ないし N~S 方向のものである。

A “中央構造線”

“中央構造線”の活動の時期およびその運動形式については、江原真伍 (1936, 37), 小林貞一 (1941), 矢部長克 (1915), 矢部長克・尾崎 博 (1961) 等により論述されているように、それが数次にわたり活動し、その運動にともなつてしばしば鹿塩「ミロナイト」およびそれに類似の岩石が付随する事実が認められている。

調査地域内において観察される“中央構造線”についても、あきらかにその活動の時期とその形式において性格の異なるものがあるが、紀伊半島 (平山 健・岩本文男, 1957)・設楽盆地などで認められるような鹿塩「ミロナイト」様岩石の分布は存在せず、断層粘土や断層角礫をともなう断層破碎帯として現われている。本地域の“中央構造線”の記述は便宜上、河内谷を境として西部及び東部に分けて進めることにする (第1図および第2図参照)。

第1図 徳島県三好郡三野町芝生付近の地質図及び地質断面図

西部地区に発達する中央構造線

三野町花園より西方三好町山口 (旧足代村内) にいたる約 5km のうち、中央約 2.5km の間は、地形がきわめて急峻であり、吉野川の侵蝕により、礫層の存在はまったく認められない。これに反し花園、太刀野および旧足代村台付近には、主として芝生礫層よりなる河岸段丘の発達がいちじるしく、

第2図 露頭の位置

その谷間の処々に、地窓状に“中央構造線”にともなつた結晶片岩類と和泉群層からなる断層破碎帯が現われる。さらに中央の地域においてもところどころに同様の破碎帯があり、ほぼ東西につらなる。一般に断層破碎帯の走向は $N75^{\circ}\sim 85^{\circ}E$ 、傾斜は $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ が卓越する。次におもな露頭について略述する。

1. 三野町太刀野（馬谷，Loc. 5）の高度約 120m には巾約 10m の断層破碎帯が存在し、結晶片岩礫を含む芝生礫層が破碎帯部分を不整合に被覆している（第3図参照）。

2. 同じく太刀野の堂が谷（Loc. 6）の高度約 100m の地点は露出が悪く、“中央構造線”の性格を明確には把握し難いが、数m の巾にわたり断層破碎帯が存在し、その上方約 10m には、ほぼ水平に芝生礫層が見られる。

3. それらの西方の宮谷（Loc. 7）の高度約 150m の地点の谷壁には、巾数m の結晶片岩類の破碎された部分があり、芝生礫層により被覆されている。断層破碎帯の走向は $N85^{\circ}E$ 、傾斜は $N80^{\circ}$ である。

4. 太刀野の原部落の東側の谷（Loc. 8 高度約 100m）には、和泉層群の岩石のみよりなる崩土の下に巾約 10m にわたり青色縞状粘土をともなう断層角礫がある。破碎帯の走向は $N80^{\circ}\sim 90^{\circ}E$ を示し、傾斜は $N75^{\circ}$ である。

5. 原の西方約 600m の不動渡し（Loc. 9）付近には、30m 以上にわたり“中央構造線”の好露出があり、結晶片岩類と和泉層群との接触部はともにいちじるしく破碎されている。この地点においては、走向 $N85^{\circ}E$ 、傾斜 $N70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の破碎帯が観察される。

6. それらの西方の台（Loc. 10, 高度約 110m）にはほぼ水平に広がる芝生礫層の直下に、10m 以上にわたり断層破碎帯が存在する。破碎帯の走向は $N80^{\circ}E$ 、傾斜は $N65^{\circ}\sim 75^{\circ}$ である。この地点での破碎帯の部分には青色縞状の断層粘土が多い。

7. Loc. 10 の西側の谷（Loc. 11, 高度約 110m）には巾 10m 以上にわたり破碎された和泉層群があり、その南約 10m の地点には破碎された結晶片岩類の露頭がある。いずれも不整合関係で芝生礫層と接する。この地点における破碎帯の走向は $N80^{\circ}E$ 、傾斜は $N65^{\circ}\sim 70^{\circ}$ である。

第3図 旧期中央構造線破碎帯を覆う芝生礫層

説明 A：芝生礫層，B：破碎帯（結晶片岩類），U：不整合
位置 三野町太刀野馬谷（Loc.5）

以上の事実より判断すれば本地区の“中央構造線”は、芝生礫層堆積前に形成されたもので、それ以後には活動していない。また上述のようにこの地区の本構造線は、見かけ上の正断層である。しかしながら“中央構造線”のもつ複雑な運動を考えると露頭では正断層と見られるが、本質的には逆断層であり、形成後の転位によつて今の型態をとるに至つたという疑いがある。

東部地区の“中央構造線”

三野町芝生河内谷より東方勢力の北部飯屋の谷 (Loc. 1) までの約 1.5km の間に発達する“中央構造線”は、すでに中野ら (1951) により指摘されたように、北部に分布する和泉層群が $25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ の傾斜をもつて、その南部に発達する礫層の上に押し上げた衝上断層をもつて表現されている。また本地区内にも一部では西部地区において述べた先菖蒲谷時階の“中央構造線”の延長も存在し、前者により切断されている。以下おもな露頭について略述する。

第4図 旧期中央構造線破碎帯部分を覆う芝生礫層

説明 A: 芝生礫層, B: 破碎帯 (結晶片岩類), U: 不整合
位置 三野町芝生北方うるし谷 (Loc. 3a), 第5図×印がこの露頭

第5図 うるし谷における芝生衝上

説明 C: 勢力礫層, I: 和泉層群
F: 芝生衝上 (走向 $N75^{\circ}E$ 傾斜 $N25^{\circ}$), ×印が第4図の位置

位置 第4図より 10m 下方の谷底 (Loc. 3b)

1. 三野町勢力より北方の“滝の奥”にいたる道 (Loc. 2, 高度 160m) には、礫層が分布し、高い位置に発達する芝生礫層と低い位置の勢力礫層との境界部には巾数mの破碎帯が存在しその走向は $N75^{\circ}E$, 傾斜は $N30^{\circ}$ である。

2. 芝生より鎌窪にいたる道路を北上すると、高度 160m 付近で、勢力礫層から芝生礫層に急変する。この地点よりさらに北へ約 100m 進むと、東方の小谷 (ウルシ谷) の上流に向かつてくだる道がある。道の入口より約 20m 低い地点 (Loc. 3a 高度約 150m) には路面に沿い芝生礫層が分布し、その直下に結晶片岩類の断層破碎帯 (北に急傾斜) が存在し、芝生礫層により不整合に被覆されている (先菖蒲谷時階の“中央構造線”) (第4図参照)。さらに約 10m 北でその下方約 10m の谷底には和泉層群が勢力礫層上に衝上している好露出がある (第5図参照)。衝上面の走向は $N75^{\circ}E$, 傾斜は $N25^{\circ}$ である。すなわちここでは新旧2回の“中央構造線”が見出され、新期のものが古い本構造線の破碎帯を切つている。

3. 芝生の北西河内谷の東壁には約 500m にわたる礫層の急崖があり、この付近 (Loc. 4) に分布する和泉層群はいちじるしく破碎され、その走向 $N75^{\circ}E$, 傾斜 $N30^{\circ}$ の衝動面をもつて芝生礫層・勢力礫層上に衝上するところが見られる。またこの付近には断層を示す「ケルンコル」や「ケルンバット」の特徴的な地形が見られる。これが今村ら (1949) の芝生衝上である (第6図参照)。

B. NNW-SSE 方向の断層

調査地域内には地質図に示されるように、NNW~SSE 又は N-S 方向の断層が存在する。これらのうちには明らかに段丘礫層を切るものがある (勢力の北方)。また三野

町太刀野 (Loc. 6 と 7 との間) を通るものは、“中央構造線”を切るが、礫層に被覆されている。したがってこの方向の断層運動には少なくとも 2 回の時期があつた。実在断層について記述すると次のものがある。東部地区で勢力北方の飯屋の谷 (Loc. 1) の東壁は和泉層群よりなり、西壁には勢力礫層が分布し、谷底には巾 10 数 m に及ぶ断層破碎帯があり、その走向はほぼ $N10^{\circ}W$ 、傾斜は $W80^{\circ}$ である。明らかに断層によつて両側の地層に食い違いが見られる。

第 6 図 河内谷東壁における芝生衝上
説明 A : 芝生礫層, C : 勢力礫層, B :
破碎帯 (和泉層群), F : 芝生衝上
位置 三野町芝生河内谷 (Loc. 4)

IV 構造発達史

上述のように、本地域内に発達する“中央構造線”には少なくとも活動の時期が 2 回あり、またそれを切る NNW-SSE 性の断層も存在する。これらの運動の時期を古いものから列举すると次のようになる。

- 1 段丘礫層堆積前に活動した“中央構造線”(逆断層?)
- 2 1 を切る NNW-SSE 方向の断層

(以上先菖蒲谷時階)

- 3 段丘礫層堆積後に活動した“中央構造線”(菖蒲谷時階)
- 4 菖蒲谷時階の“中央構造線”を切る NNW-SSE 性又は N-S 性の断層

先菖蒲谷時階の“中央構造線”はその走向 $N75^{\circ}\sim 85^{\circ}E$ 、傾斜は $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ で、その後の NNW-SSE 性断層により少しく変位するがほぼ $N80^{\circ}E$ 方向にのびる逆断層(?)である。それに反し、その後に生じた菖蒲谷時階の“中央構造線”は走向 $N75^{\circ}E$ 、傾斜 $N25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ の衝動面をもつ低角度の衝上断層であり、この 2 面性をもつ“中央構造線”はほぼ東西にのびる。紀伊山地で平山・岩本 (1957, p. 25) の指摘した“かなりの中をもつて平行に位置を異にして生じた”現象とはややことなり、本地域内では古期の“中央構造線”に近接しその南側に生じた菖蒲谷時階の“中央構造線”は旧期のものを切断している。また菖蒲谷時階の“中央構造線”を切る NNW-SSE 性断層は菖蒲谷時階かまたはその後にひきつづく讃岐山脈の地塊運動により生じたものであろう。菖蒲谷時階の“中央構造線”の転位量は、基盤の起伏等にも関係するので容易に決定出来ないが、新期の衝上線を境として、その南北両側の芝生礫層より判断すれば、およそその垂直転位量は 70m を越える。この運動の開始により河川の流路変化がおこり、芝生礫層より新らしい勢力礫層の堆積がはじまつたものであろう。

V 結 語

本地域内に発達する段丘礫層は、岩質上、下位の結晶片岩礫より構成されている芝生礫層と、結晶片岩礫をまったく含まない勢力礫層に分けられる。

“中央構造線”は両礫層によつて不整合に被覆される先菖蒲谷時階の逆断層(?) 走向($75^{\circ}\sim 85^{\circ}E$ 、傾斜 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}$) と、 $N75^{\circ}E$ 、傾斜 $N25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ の衝動面ならびに 70m 以上の垂直転位量をもつて両礫層上に衝上する“菖蒲谷時階”の衝上断層にわけられ、両者はほぼ平行して東西に走る。前者に接近してその南に生じた後者は前者を切断する。またこれら 2 回の“中央構造線”の活動により、巾 10m 以上の断層粘土・断層角礫よりなる断層破碎帯が生成されたが、鹿塩「ミロナイト」お

よびその類似岩石は存在しない。さらに“中央構造線”を切断する NNW-SSE 性ないし N-S 性断層にも新旧 2 種のものがあり、新期のものは、菖蒲谷時階の“中央構造線”を切っている。

参 考 文 献

- 平山 健・岸本文男 (1957) : 5 万分の 1 地質図, 吉野山図幅および同説明書, 地質調査所。
今村外治・中野光雄・岩本昇海 (1949) : 讃岐山脈南北両側に発達する衝上断層について。(予報)(演旨) 地質評, 22 (3~5), 130。
河田喜代助 (1939) : 紀の川流域の“中央線”に沿う地質。矢部教授還暦記念論文集, 1, 39-53。
KOBAYASHI, Teiichi (1941) : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sect. 2*, 5, (7)。
小林貞一 (1950) : 日本地方地質誌, 四国地方 朝倉書店。
小島丈児・秀 敬・吉野言生 (1956) : 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置。地質雑, 62, (724), 30-45。
NAKAGAWA, Chuzo (1961) : The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, 11, 77-124。
中野光雄 (1953) : 讃岐山脈中部の地質, 広大地研報. (3), 1-13。
中野光雄・今村外治 (1951) : 讃岐山脈中部の地質特に最新世の衝上断層について (演旨) 地質雑, 56, (656), 284-285。
東明省三, ほか 10 名 (1963) : 徳島県阿波郡林町付近の砂礫層—徳島県吉野川周辺の第四系の研究, その 2 (演旨), 日本地質学会関西支部報 (48), 西日本支部報 (32) 合併徳島大会号, 3。
辻村太郎 (1924) : 西南日本中央線の地形的意義。地質雑, 31, (366-369)。
YABE, Hisakatsu (1915) : The Ichinokawa Conglomerate and its Geological Meaning. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2*, 4, (1), 1-12。
矢部長克・尾崎 博 (1961) : 西南日本における中央構造線中区の考察。国立科学博物館研報, 5, (3) 121-141。
YEHARA, Shingo (1936) : On the Echelon Structures of Shikoku and the Origin of Japanese Arcs. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 13, (1-2), 1-24。
江原真伍 (1937) : 中央線の構造数種 (演旨) 地質雑. 44, (525), 599-600。