

## 砥部衝上断層近くでのボーリング結果について

高橋 治郎

(愛媛大学教育学部地学教室)

大龍 昭智・山内 昭広

(大成技建株式会社)

(平成4年4月27日受理)

## RESULTS OF BORING NEAR THE TOBE THRUST

Jiro TAKAHASHI

*Department of Geology, Faculty of Education,*

*Ehime University, Matsuyama, Ehime, 790 Japan*

Akitomo DAIRYU and Akihiro YAMAUCHI

*Taisei Giken Co., Ltd., Matsuyama, Ehime, 791-11 Japan*

(Received April 27, 1992)

A well was bored 100m near the Median Tectonic Line (Tobe thrust), Tobe Town, Ehime Prefecture. This well drilled in the search for hot spring have shown the existence of sheared alternating beds of sandstone and mudstone, phyllonite-like rock, conglomerate and schists. A phyllonite-like rock is a dyke which intruded along the Median Tectonic Line.

This paper presents some new date on the lithofacies and structure of the borehole core.

### はじめに

今日、各種工事に関連して地質調査の一環として、また、石油や温泉、地下水など資源調査のために、多数のボーリングが実施されている。こうしたボーリングから得られた資料は地質学的にきわめて重要であるが、その資料が公表されることはきわめて稀である。

このたび、愛媛県伊予郡砥部町役場企画課の発注による温泉調査のボーリングが、砥部町岩谷口をよぎる中央構造線(砥部衝上)の約30m北側において実施された。本ボーリング結果は、これまで地表でしか観察できなかった当地域の中央構造線の研究に役立つと考えられるので報

告する次第である。

本稿を草するにあたり、資料の公表を許可していただいた砥部町役場企画課に心よりお礼申し上げます。

## 地質概要

本地域の地質については、岡田 (1972)<sup>11</sup>、永井ほか (1977)<sup>21</sup>、高橋 (1977)<sup>31</sup>、1986<sup>41</sup>、1992<sup>51</sup>、高橋・山崎 (1991)<sup>61</sup>などの報告がある。

ボーリング地点は、図-1、2に示すように砥部町岩谷口を北流する砥部川右岸にある。ここには最上部白亜系和泉層群が分布しており、南は中央構造線 (砥部衝上) によってその分布が断たれている。和泉層群は、中央構造線の北側6~8 mの間が強く破碎されている。また、この北側には、変位量20~30 cmのみかけ上北側落ちの正断層と判定される小断層が数条発達している (高橋, 1977<sup>31</sup>, 1986<sup>41</sup>)。

中央構造線は、南に分布する中~上部始新統久万層群と北側に分布する和泉層群を境しており、断層に沿って堀越 (1964)<sup>71</sup>の言うフィロナイト様岩石、竹下 (1991)<sup>81</sup>の言う優白色岩が幅約50~100cmで貫入している。フィロナイト様岩石と久万層群の接触部の走向・斜面がN70°E・30°Nと測定され、これが中央構造線の走向・斜面に一致している。この断層露頭は、中央構造線の砥部時階の活動を示す模式地となっており、断層は砥部衝上と呼ばれている。なお、本露頭は「国の天然記念物」に指定 (昭和13年

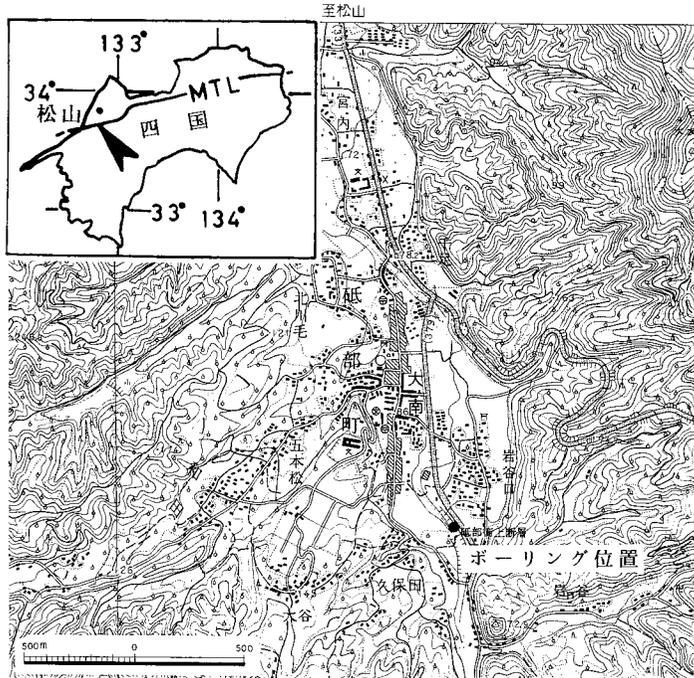


図-1 ボーリング位置 MTL: 中央構造線 (国土地理院発行2万5千分の1地形図「砥部」の一部を使用)

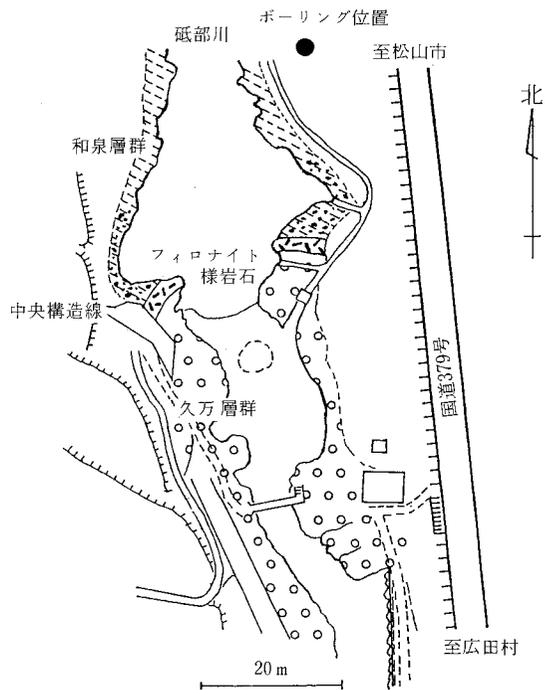


図-2 中央構造線付近の地質図とボーリング位置 (高橋・山崎, 1991に加筆)

5月30日) されている。

中央構造線の南には、約180 mにわたって、砥部川河床に久万層群が露出している。久万層群は、構成礫種によって下位の二名層と上位の明神層とに二分され、両者は不整合関係にあるとされた(永井, 1972<sup>9)</sup>) が、構成礫種によって二分することは困難であり、また、不整合関係も認められない(甲藤・平, 1979<sup>10)</sup>, 木原, 1985<sup>11)</sup>, 1986<sup>12)</sup>, 高橋, 1992<sup>3)</sup>)。当地においては、下位は三波川変成岩類の角礫から成り、上位に向かって和泉層群から供給された砂岩礫が増加し、中央構造線の近くではほぼ100%が和泉層群由来の砂岩礫より成る。なお、中央構造線のすぐ南の久万層群中に砂岩層の挟みがあり、この層が断層活動により引きずり上げられているが、付近の礫岩層を含めて破碎はされていない。久万層群とその下位層との関係は、上流の砥部川にかかる大岩橋の下流約50 mにおいて観察することができ、ここでは久万層群が三波川変成岩類を盲不整合関係で覆っている(高橋, 1992<sup>5)</sup>)。

### ボーリング結果

ボーリングは、孔口が89.76 mの標高から深度100 m (標高 -10.24 m) まで孔径66mmで掘進され、本地域の基盤である三波川変成岩類中に到達した。図-3に深度26 mまでの掘削結果を示すが、50cmの表土の下に深度19.8 mまで破碎された砂岩泥岩(図-3では頁岩としているが文章中は泥岩を使用する)互層が、この下に安山岩(フィロナイト様岩石)が深度21 mまで分布している。安山岩の下位には、礫岩層が深度62.95 mまで続き、これ以深が黒色片岩を挟む緑

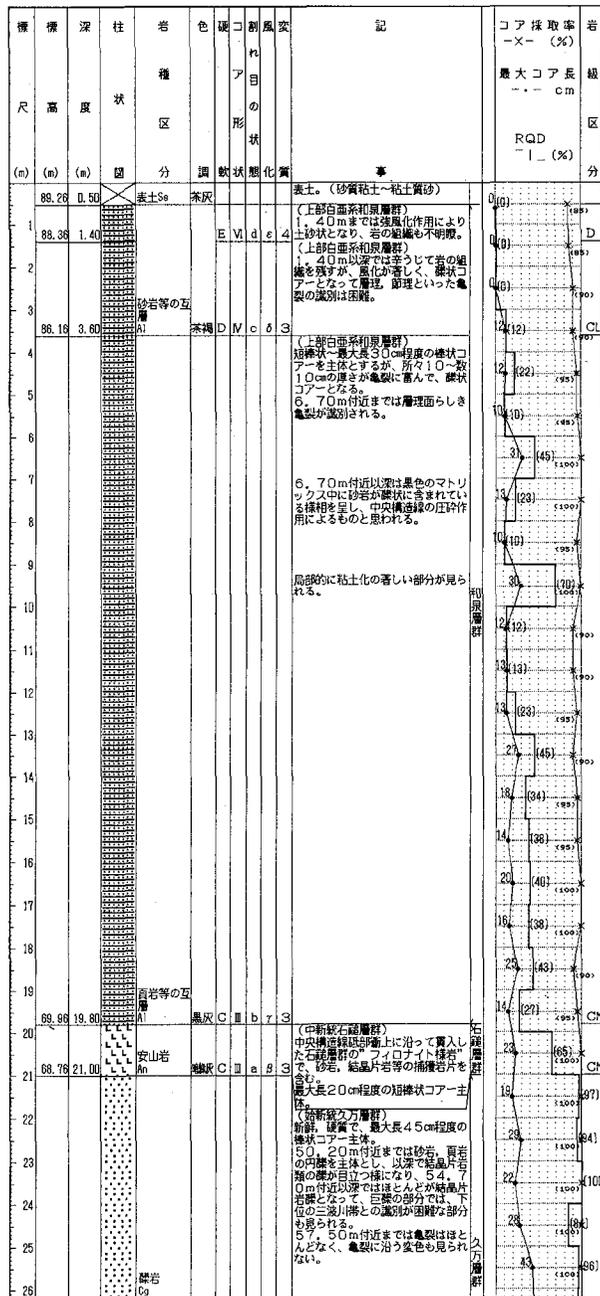


図-3 ボーリング柱状図 (深度26 mまで)

色片岩である。

破碎された砂岩泥岩互層は、和泉層群のメンバーで、深度3.6mまでは強風化作用を受け、茶褐色を呈し、不明瞭ながら岩石の組織を残しているというものである。深度3.6m～6.7mのものは黒灰色を呈し、破碎されているが辛うじて層理面が識別される。6.7m以深のものは、地表の中央構造線近くで観察されるものと同様に、圧碎された泥岩中に引きちぎられた砂岩が礫状に混在している。強風化されている部分を除いた、すなわち深度3.6m～19.8mの和泉層群のRQD (Rock Quality Designation, 掘進長1mに対する長さ10cm以上のコアの総和の百分率)をみると、断層直上は27%でその上位は38%前後で推移しながら深度11m～12m付近で12～13%と非常に悪くなり、9m～10mでは70%、さらにその上位は10%、23%と再び非常に悪い岩盤となっている。

深度19.8m～21mまでは、砂岩や結晶片岩の岩片を捕獲した暗緑色の安山岩で、RQDは65%である。この安山岩としたものは、地表で中央構造線に沿って貫入しているフィロナイト様岩石と同じものである。30度の傾斜で貫入しているので、真の厚さは約1mということになる。

深度21m～62.95mまでは、礫岩層である。この内、52.2mまでは灰色を呈し、和泉層群由来の砂岩の円礫を主とし、泥岩の礫を混えている。礫岩層は新鮮で堅く、大部分が最大長45cm程度の棒状コアとして採取された。したがって、RQDも80～100%ときわめて高い値になっている。中央構造線のすぐ下位においても、RQDが97%、94%と高い値を示し、断層活動による破碎は地表でと同様に肉眼的には認められない。

深度52.2m～54.7mにおいては、結晶片岩の礫が目立つようになり、54.7m以深では大部分が結晶片岩の礫より成る。礫は角が取れておらず、ほとんど運搬されずに堆積したものと判断されるが、断層角礫と見間違ふような礫支持礫岩である。巨礫のものもあり、礫か基盤の岩石かの区別は、掘削中には困難であった。したがって、結晶片岩中を数m掘削した時点で、62.95mまでが礫岩であると決定された。なお、深度57.4m付近を掘削時に排水中に発泡がみられ、また、自噴量3ℓ/分程度の湧水があった。この付近には、亀裂に沿って数cm程度の厚さで赤色粘土化がみられ、RQDも51%、65%と低い値を示す。

これらの礫岩層は、久万層群に属するものである。

62.95m以深は、緑色片岩を主体とした黒色片岩を挟む三波川変成岩類である。深度72m付近までは石英脈が目立つ。ボーリングのコアは、局部的には亀裂に富んで礫状コアとなるが、大部分は短棒状～棒状(最大長75cm程度)コアとして採取された。RQDは大半が70%以上で、亀裂の多い部分(深度64～65, 76～77, 95～97, 99～100m)では30～40%台となる。亀裂面の多くは赤褐色に汚染されているが、90m以深では亀裂に汚染がみられなくなる。深度76m～78mで自噴量8ℓ/分の、86mで自噴量9ℓ/分の湧水があった。

## ま と め

ボーリング結果は、地表調査結果ときわめてよく一致している。すなわち、中央構造線は、すくなくとも深度20mまでは30°Nの様な傾斜であり、断層に沿って厚さ約1mのフィロナイト様岩石が貫入している。また、断層の上盤である和泉層群側は破碎されているが、下盤である久万層群側は破碎されていない。

久万層群は、その構成礫種が急変するものではないので、礫種で2つの果層に区分すること

はできない。また、基盤の三波川変成岩類とは盲不整合関係である。  
以上のことがボーリングにより、立体的にも明らかになった。

## 文 献

- 1) 岡田篤正, 1972, 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動. 愛知県立大学文学部論集, 一般教育編, no.23, 68-94.
- 2) 永井浩三・宮久三千年・東 正治, 1977, 石鎚山第三系と砥部陶石. Guidebook for Excursion, 日本地質学会第84年年会, p.1-34.
- 3) 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.
- 4) 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. 付図2.
- 5) 高橋治郎, 1992, 愛媛県伊予郡砥部町, 砥部衝上断層南方の地質. 愛媛大学教育学部紀要, 第三部, 自然科学, v.12, no.2, p.25-30.
- 6) 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.121-137.
- 7) 堀越和衛, 1964, 四国西部(愛媛県)における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について. 愛媛大学紀要, II, v.5, no.1, p.7-16.
- 8) 竹下 徹, 1991, 中央構造線砥部衝上断層に沿う優白色岩の変形微細構造とその意味. 地質雑, v.97, no.2, p.175-178.
- 9) 永井浩三, 1972, 四国, 始新統久万層群. 愛媛大学紀要, 自然科学, D, v.7, no.1, p.1-7.
- 10) 甲藤次郎・平 朝彦, 1979, 久万層群の新観察. 地質ニュース, no.293, p.12-21.
- 11) 木原茂樹, 1985, 愛媛県中央部, 久万町周辺の始新統久万層群の層序と堆積環境. シンポジウム「スラブ」の形成とテクトニクス論文集, p.133-144.
- 12) 木原茂樹, 1986, 四国北西部, 古第三系久万層群の三波川変成岩類源堆積物について. *Clastic Sediments (Jour. Res. Clas. Sed. Japan)*, no.4, p.33-40.