

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第25号

NJ-54-16-14, 22-2

相馬中村地域の地質

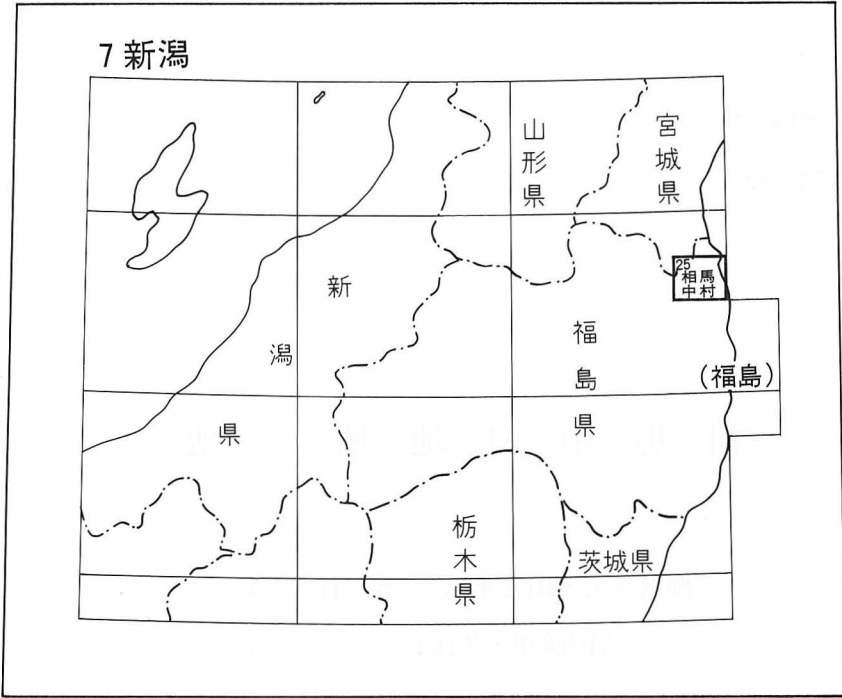
柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一

吉岡敏和・久保和也・滝沢文教

平成8年

地質調査所

位置図



( )は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

|   |   |  |
|---|---|--|
| <p>7-15<br/>桑折<br/>Kōri<br/>NJ-54-22-5<br/>(未刊行, unpublished)</p>     | <p>7-16<br/>角田<br/>Kakuda<br/>NJ-54-22-1<br/>(1988)</p>                           |  |
| <p>7-24<br/>保原<br/>Hobara<br/>NJ-54-22-6<br/>(未刊行, unpublished)</p>   | <p>7-25<br/>相馬中村<br/>Sōmanakamura<br/>NJ-54-16-14,22-2<br/>(1996)</p>             |  |
| <p>7-34<br/>川俣<br/>Kawamata<br/>NJ-54-22-7<br/>(未刊行, unpublished)</p> | <p>7-35・36<br/>原町及び大甕<br/>Haramachi and Ōmika<br/>NJ-54-22-3,16-15<br/>(1990)</p> |  |

## 目 次

|                                      |             |    |
|--------------------------------------|-------------|----|
| I. 地 形                               | (吉岡敏和)      | 1  |
| I. 1 山地・斜面の地形                        |             | 4  |
| I. 2 丘陵・平野の地形                        |             | 4  |
| I. 3 河川・湖沼・海岸の地形                     |             | 4  |
| I. 4 変動地形                            |             | 6  |
| II. 地質概説                             |             |    |
| (柳沢幸夫・坂野靖行・田沢純一・滝沢文教・久保和也・山元孝広・吉岡敏和) |             | 7  |
| II. 1 畑川破砕帯中央断層以東(南部北上帯)の先第三系        |             | 7  |
| II. 2 畑川破砕帯中央断層以西(阿武隈帯)の先第三系         |             | 13 |
| II. 3 新生界                            |             | 13 |
| II. 4 地質構造の概要                        |             | 15 |
| III. 変成岩類                            | (坂野靖行・久保和也) | 16 |
| III. 1 概要と研究史                        |             | 16 |
| III. 2 山上変成岩類                        |             | 17 |
| III. 3 松ヶ平変成岩類                       |             | 20 |
| III. 4 畑川破砕帯沿いの変成岩類                  |             | 24 |
| IV. 相馬古生層                            | (田沢純一)      | 26 |
| IV. 1 概要と研究史                         |             | 26 |
| IV. 2 合ノ沢層                           |             | 27 |
| IV. 3 真野層                            |             | 27 |
| IV. 4 立石層                            |             | 29 |
| IV. 5 上野層                            |             | 30 |
| IV. 6 大芦層                            |             | 30 |
| IV. 7 弓折沢層                           |             | 32 |
| V. 鹿狼山層(時代未詳)                        | (滝沢文教)      | 34 |
| VI. 相馬中村層群(ジュラ系-下部白亜系)               | (滝沢文教)      | 35 |
| VI. 1 概要と研究史                         |             | 35 |
| VI. 2 粟津層                            |             | 37 |
| VI. 3 山上層                            |             | 38 |
| VI. 4 栃窪層                            |             | 40 |
| VI. 5 中ノ沢層                           |             | 42 |
| VI. 6 富沢層                            |             | 45 |
| VI. 7 小山田層                           |             | 48 |

|                                     |             |    |
|-------------------------------------|-------------|----|
| VII. 前期白亜紀火山岩類                      | (山元孝広)      | 50 |
| VII. 1 高倉層                          |             | 50 |
| VIII. 白亜紀貫入岩類                       | (久保和也)      | 51 |
| VIII. 1 概要と研究史                      |             | 51 |
| VIII. 2 畑川破碎帯以東の貫入岩類                |             | 53 |
| VIII. 2. 1 輝石角閃石斑れい岩                |             | 53 |
| VIII. 2. 2 中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩        |             | 55 |
| VIII. 2. 3 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (国見山花崗閃緑岩) |             | 55 |
| VIII. 2. 4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (宇多川花崗閃緑岩) |             | 56 |
| VIII. 2. 5 中粒片状黒雲母花崗岩               |             | 57 |
| VIII. 2. 6 中-粗粒黒雲母花崗岩 (八丈石山花崗岩)     |             | 58 |
| VIII. 2. 7 中-細粒黒雲母花崗岩               |             | 59 |
| VIII. 2. 8 花崗閃緑斑岩及び珪長岩              |             | 60 |
| VIII. 2. 9 角閃石ひん岩                   |             | 61 |
| VIII. 2. 10 花崗岩類の岩石帯磁率について          |             | 61 |
| VIII. 3 畑川破碎帯以西の貫入岩類                |             | 62 |
| VIII. 3. 1 角閃石斑れい岩                  |             | 62 |
| VIII. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩            |             | 62 |
| VIII. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩          |             | 63 |
| VIII. 3. 4 中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩)     |             | 64 |
| VIII. 3. 5 花崗斑岩                     |             | 64 |
| VIII. 4 その他の貫入岩類                    |             | 65 |
| VIII. 4. 1 超苦鉄質岩                    |             | 65 |
| VIII. 4. 2 細粒角閃石黒雲母閃緑岩              |             | 65 |
| IX. 中新統                             | (山元孝広・柳沢幸夫) | 66 |
| IX. 1 概要と研究史                        |             | 66 |
| IX. 2 塩手層                           |             | 67 |
| IX. 3 天明山火山岩類                       |             | 71 |
| IX. 4 霊山層                           |             | 75 |
| IX. 5 大内層                           |             | 80 |
| IX. 6 赤柴層                           |             | 83 |
| X. 鮮新統(仙台層群)                        | (柳沢幸夫)      | 86 |
| X. 1 概要と研究史                         |             | 86 |
| X. 2 亀岡層                            |             | 88 |
| X. 3 竜の口層                           |             | 89 |
| X. 4 向山層                            |             | 90 |

|                                      |                                |
|--------------------------------------|--------------------------------|
| X. 5 大年寺層                            | 93                             |
| XI. 第四系                              | (吉岡敏和) 99                      |
| XI. 1 段丘堆積物                          | 99                             |
| XI. 1. 1 高位段丘堆積物                     | 99                             |
| XI. 1. 2 中位段丘堆積物                     | 100                            |
| XI. 1. 3 低位段丘堆積物                     | 101                            |
| XI. 2 地すべり堆積物                        | 402                            |
| XI. 3 扇状地及び山麓緩斜面堆積物                  | 102                            |
| XI. 4 沖積層                            | 102                            |
| XI. 5 降下火山砕屑物                        | 102                            |
| XII. 地質構造                            |                                |
| (柳沢幸夫・滝沢文教・坂野靖行・久保和也・吉岡敏和・山元孝広・田沢純一) | 104                            |
| XII. 1 破砕帯及び剪断帯                      | 104                            |
| XII. 2 先第三系の地質構造                     | 105                            |
| XII. 3 新第三系の地質構造                     | 108                            |
| XIII 第四紀地殻変動                         | (吉岡敏和) 111                     |
| XIII 1 活断層                           | 111                            |
| XIII 2 沿岸部の垂直変動                      | 114                            |
| XIII 3 地震活動                          | 115                            |
| XIV 応用地質                             | (坂野靖行・柳沢幸夫・滝沢文教・久保和也・吉岡敏和) 116 |
| XIV 1 地下資源                           | 116                            |
| XIV 1. 1 銅鉄鉱床                        | 117                            |
| XIV 1. 2 砂鉄鉱床                        | 117                            |
| XIV 1. 3 黒鉛鉱床                        | 117                            |
| XIV 1. 4 ウラン鉱床                       | 117                            |
| XIV 1. 5 石炭及び亜炭                      | 118                            |
| XIV 1. 6 珪砂                          | 119                            |
| XIV 1. 7 粘土                          | 119                            |
| XIV 1. 8 石灰岩                         | 119                            |
| XIV 1. 9 碎石・石材                       | 120                            |
| XIV 2 地下水                            | 120                            |
| XIV 3 温泉                             | 123                            |
| XIV 4 地すべり                           | 123                            |
| XIV 5 鍾乳洞                            | 123                            |
| 文献                                   | 125                            |
| Abstract                             | 136                            |

## 図・表目次

|      |  |    |
|------|--|----|
| 第1図  | 阿武隈山地の接峰面図と活断層                                       | 2  |
| 第2図  | 「相馬中村」地域周辺のレーダー画像                                    | 3  |
| 第3図  | 「相馬中村」地域の主な河川と地形                                     | 5  |
| 第4図  | 天明山山頂付近から見た相馬市市街地と松川浦                                | 6  |
| 第5図  | 縄文海進のピークを示す海食洞                                       | 6  |
| 第6図  | 阿武隈山地の主要な破砕帯・断層                                      | 8  |
| 第7図  | 「相馬中村」, 「原町及び大甕」, 「浪江及び磐城富岡」図幅地域の主要な破砕帯・剪断帯・断層の位置と名称 | 9  |
| 第8図  | 「相馬中村」図幅地域の地質総括図                                     | 10 |
| 第9図  | 珪長岩岩脈に貫かれている緑れん石角閃岩                                  | 18 |
| 第10図 | レンズ状の珪質岩を有する泥質片岩                                     | 21 |
| 第11図 | ドレライト起源の塊状な綠色岩                                       | 22 |
| 第12図 | 微褶曲の発達する泥質-珪質片岩                                      | 23 |
| 第13図 | 中粒片状黒雲母花崗岩中の泥質変成岩ゼノリス                                | 25 |
| 第14図 | 相馬古生層下部の地質柱状図  | 28 |
| 第15図 | 相馬古生層上部の地質柱状図  | 31 |
| 第16図 | 弓折沢層上部の頁岩砂岩互層  | 33 |
| 第17図 | 弓折沢層下部に見られる含花崗岩礫岩                                    | 33 |
| 第18図 | 相馬中村層群の地質柱状図 その1, 栗津層・山上層                            | 38 |
| 第19図 | 栗津層基底部の礫岩  | 39 |
| 第20図 | 相馬中村層群の地質柱状図 その2, 栃窪層・中ノ沢層                           | 41 |
| 第21図 | 中ノ沢層の部分地質柱状図   | 44 |
| 第22図 | 相馬中村層群の地質柱状図 その3, 富沢層・小山田層                           | 47 |
| 第23図 | 相馬中村層群砂岩組成の層序的变化                                     | 49 |
| 第24図 | 貫入岩類の貫入関係  | 54 |
| 第25図 | 花崗岩質岩類のモード組成   | 54 |
| 第26図 | 自形性の良い普通角閃石が特徴的な宇多川花崗閃緑岩                             | 57 |
| 第27図 | 斑状カリ長石の目だつ中粒片状黒雲母花崗岩                                 | 58 |
| 第28図 | 「相馬中村」及び「角田」図幅の中新統対比図                                | 66 |
| 第29図 | 塩手層の柱状図  | 68 |
| 第30図 | 塩手層のプラナー型斜交層理を持つ砂岩に認められる再活動面 (R)                     | 70 |
| 第31図 | 塩手層の湖成堆積物  | 70 |
| 第32図 | 天明山火山岩類の玄武岩スコリア降下堆積物                                 | 73 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 第33図 | 天明山火山岩類の玄武岩火砕サージ堆積物                           | 74  |
| 第34図 | 天明山火山岩類を不整合に覆う霊山層                             | 76  |
| 第35図 | 霊山層の柱状図                                       | 77  |
| 第36図 | 霊山層のラハール堆積物                                   | 78  |
| 第37図 | 霊山層の湖成堆積物                                     | 78  |
| 第38図 | 大内層の柱状図                                       | 82  |
| 第39図 | 大内層の亜炭層                                       | 83  |
| 第40図 | 双葉断層東側の中新統及び鮮新統の層序対比                          | 85  |
| 第41図 | 鮮新統の地質総括図                                     | 87  |
| 第42図 | 亀岡層及び竜の口層の柱状図                                 | 89  |
| 第43図 | ジュラ系富沢層を不整合に覆う向山層                             | 91  |
| 第44図 | 向山層及び大年寺層最下部の柱状図                              | 92  |
| 第45図 | 相馬市北萱倉付近のルートマップ                               | 93  |
| 第46図 | 向山層と大年寺層の層序関係                                 | 94  |
| 第47図 | 向山層と大年寺層の層序関係                                 | 95  |
| 第48図 | 大年寺層（下部）の火山灰層                                 | 96  |
| 第49図 | 大年寺層（上部）の火山灰層                                 | 98  |
| 第50図 | 相馬市柚木付近に分布する高位段丘堆積物の海成層                       | 100 |
| 第51図 | 相馬市茶屋ヶ岬の中位Ⅰ段丘堆積物                              | 101 |
| 第52図 | 沖積層のボーリング柱状図                                  | 103 |
| 第53図 | 中位Ⅰ段丘堆積物上にのる安達太良-岳軽石層                         | 104 |
| 第54図 | 松ヶ平変成岩類及び山上変成岩Ⅱの微褶曲軸の下半球ウルフネット投影図             | 106 |
| 第55図 | 松ヶ平変成岩類の片理面の極及びそれにフィットする大円の極の下半球ウルフネット<br>投影図 | 107 |
| 第56図 | 相馬中村層群を切るN 70°W 方向の断層                         | 109 |
| 第57図 | 霊山層を変位させる畑川破碎帯の正断層                            | 110 |
| 第58図 | 塩手山付近における双葉断層の変位地形                            | 112 |
| 第59図 | 低位Ⅱ段丘を変位させる双葉断層の低断層崖                          | 113 |
| 第60図 | 双葉断層の断層露頭                                     | 113 |
| 第61図 | 双葉断層の断層露頭                                     | 114 |
| 第62図 | 第3段丘（本報告の中位Ⅰ段丘に相当）の旧汀線高度分布                    | 115 |
| 第63図 | 宮城県岩沼市-福島県いわき市間の水準点変動                         | 116 |
| 第64図 | 相馬中村図幅地域東部の水理図                                | 121 |
| 第65図 | 相馬中村図幅地域東部の深井戸柱状図                             | 122 |
| 第66図 | 松川浦喜楽荘第1号温泉掘削地質柱状図                            | 124 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 第1表   | 花崗岩質岩類のK-Ar年代値                                      | 57  |
| 第2表   | 中新統のジルコン・フィッショソ・トラック年代値                             | 67  |
| 第3表   | 塩手層産の貝化石  | 71  |
| 第4表   | 塩手層及び霊山層産の植物化石                                      | 72  |
| 第5表   | 大内層産の植物化石   | 84  |
| 第6表   | 本図幅地域周辺における段丘区分の対比表                                 | 99  |
| 第7表   | 鹿島町べこ湯鉄泉の水質分析表                                      | 125 |
| Fig.1 | Summary of the geology of the Sōmanakamura district | 137 |



## 相馬中村域の地質

柳沢幸夫\*・山元孝広\*・坂野靖行\*\*・田沢純一\*\*\*

吉岡敏和\*・久保和也\*・滝沢文教\*

「相馬中村」地域の地質図の作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、現地調査は平成4-6年度に実施された。

野外調査にあたっては、先第三系の変成岩類を坂野・久保、相馬古生層を田沢、相馬中村層群を滝沢、高倉層を山元、白亜紀貫入岩類を久保、中新統を山元・柳沢、鮮新統を柳沢、地形・第四系及び第四紀地殻変動を吉岡がそれぞれ担当した。室内研究及び原稿の執筆は、上記の分担に従って行い、全体の取りまとめは柳沢が行った。

本図幅の調査研究に際し、相馬市山内工業株式会社の中村正吾氏には、相馬市内の深井戸のデータを提供していただいた。筑波大学地球科学系の野田浩司教授には第三系の軟体動物化石について、海洋地質部の中村光一技官には本地域及びその沖合いの地質に関して御教示いただいた。以上の方々に深く御礼申し上げる。

本研究のために使用した薄片及び研磨片は、安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗・佐藤卓見の各技官による製作による。

### I. 地 形

(吉岡敏和)

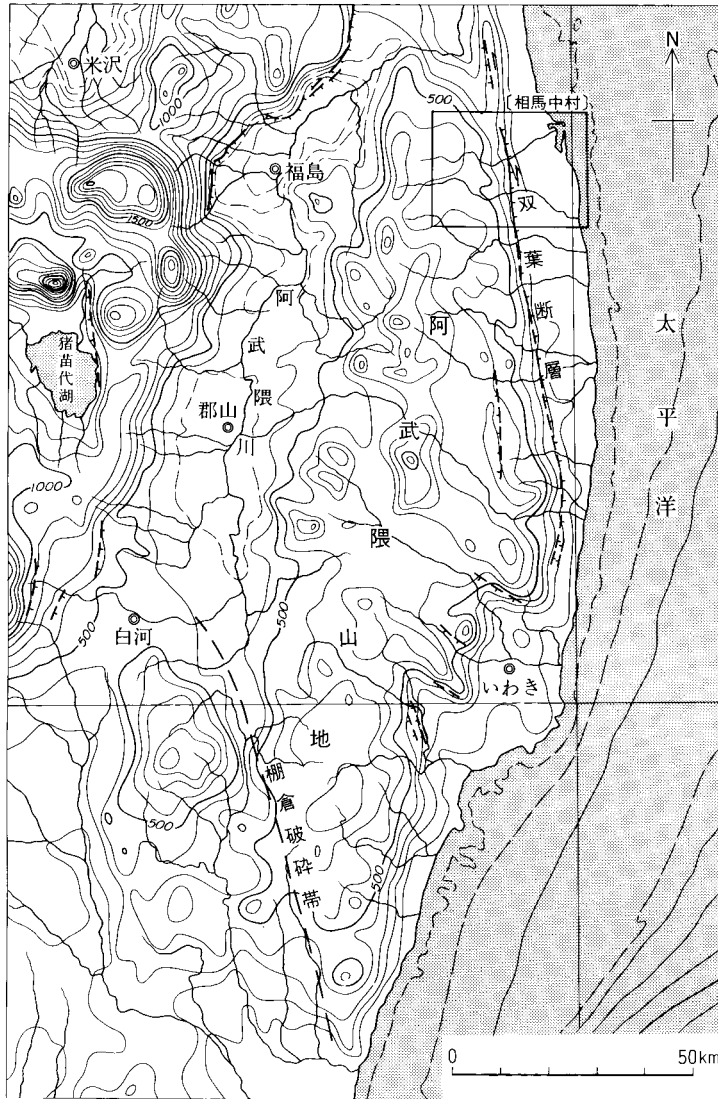
「相馬中村」図幅地域は、北緯 37°40' - 50'、東経 140°45' 以東太平洋に至るまでの範囲に相当する。行政的には福島県の相馬市・原町市、相馬郡鹿島町・飯舘村、及び宮城県伊具郡丸森町にまたがる。

本図幅地域は、阿武隈山地の北東部とその東側の低平な丘陵部からなり、その境界部には、双葉断層(双葉破砕帯)が北北西-南南東方向に延びている。第1図には本図幅地域を含む阿武隈山地とその周辺

---

\*地質部 \*\*地質標本館 \*\*\*新潟大学

Keywords : geological map, 1:50,000, regional geology, Somanakamura, Fukushima, Japan, Abukuma, Hatagawa Fracture Zone, Futaba Fracture Zone, Futaba Fault, metamorphic rocks, granitic rocks, sedimentary rocks, volcanic rocks, terrace deposits, Devonian, Carboniferous, Permian, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene



第1図 阿武隈山地の接峰面図と活断層 (活断層研究会, 1991)  
接峰面は岡山俊雄による100m間隔の等高線で示す。

の接峰面図を、第2図には本地域周辺のレーダー画像を示す。本地域が双葉断層の東西で著しい地形のコントラストを示すことは、これらの図からも明らかである。

本図幅地域における阿武隈山地の標高は500-600mで定高性を持ち、山頂部にはしばしば小起伏面が認められる。これに対して東部の丘陵地の標高は100m未満で、細かく複雑に谷が入り組んでいる。双葉断層は本図幅地域内では大谷断層おほやがたとも呼ばれ、第四紀後期にも活動している活断層であるが、断層に沿って顕著な断層崖は見られない。むしろその東側の、中生界と鮮新統の境界が、山地と丘陵部の地形的な境界となっている。



第2図 「相馬中村」地域周辺のレーダー画像  
 A：畑川破砕帯，B：双葉破砕帯(双葉断層)

## I. 1 山地・斜面の地形

本図幅地域の西部を含む阿武隈山地は、西縁を阿武隈川と棚倉破砕帯、東縁を双葉断層と太平洋で境された、ほぼ平行四辺形の平面形を呈する山地である（第1図）。山地全体にわたって著しい定高性が認められ、従来から隆起準平原と考えられてきた（三野，1942など）。山頂部や山間部には小起伏の地形が認められ、阿武隈山地はこれらの小起伏地形とそこに突出するいくつかの独立峰によって構成されている。本図幅地域では北西部と南西部で台地状の小起伏地形が発達するが、その他の山地地域は河川の下刻が激しく、深い谷が刻まれている（第3図）。小起伏面上には、面を構成する堆積物は認められず、これらは浸食面と考えられる。

阿武隈山地の浸食小起伏面の発達については、中村（1960）、小池（1968）、Koike（1969）などによって研究がなされている。中村（1960）は、独立峰の山頂を連ねた仮想平坦面をも含めた3段の浸食小起伏面を区分し、それらは中新世以前から鮮新世以降にかけて断続的に形成されたと推定した。これに対し、小池（1968）、Koike（1969）は、山地の西北部で中村（1960）の区分した最も低い面を更に6段に細分し、これらは山地の隆起速度の緩急によって形成されたと考えた。また中村（1960）のいう山頂を連ねた平坦面の存在は考えにくいとした。

一方、比較的緩傾斜の尾根状斜面には地すべり地形が、斜面の下部や谷頭部には山麓緩斜面が見られる。地すべり地形は図幅地域北部の天明山周辺で顕著に分布する。山麓緩斜面の発達する地域は塩手層の砂岩の分布地域とほぼ一致し、特に、相馬市胡桃坂の横川右岸や、鹿島町上栲窪の真野川左岸で顕著に発達する。面の傾斜は15-20°で、主として塩手層起源の砂質の堆積物からなる。

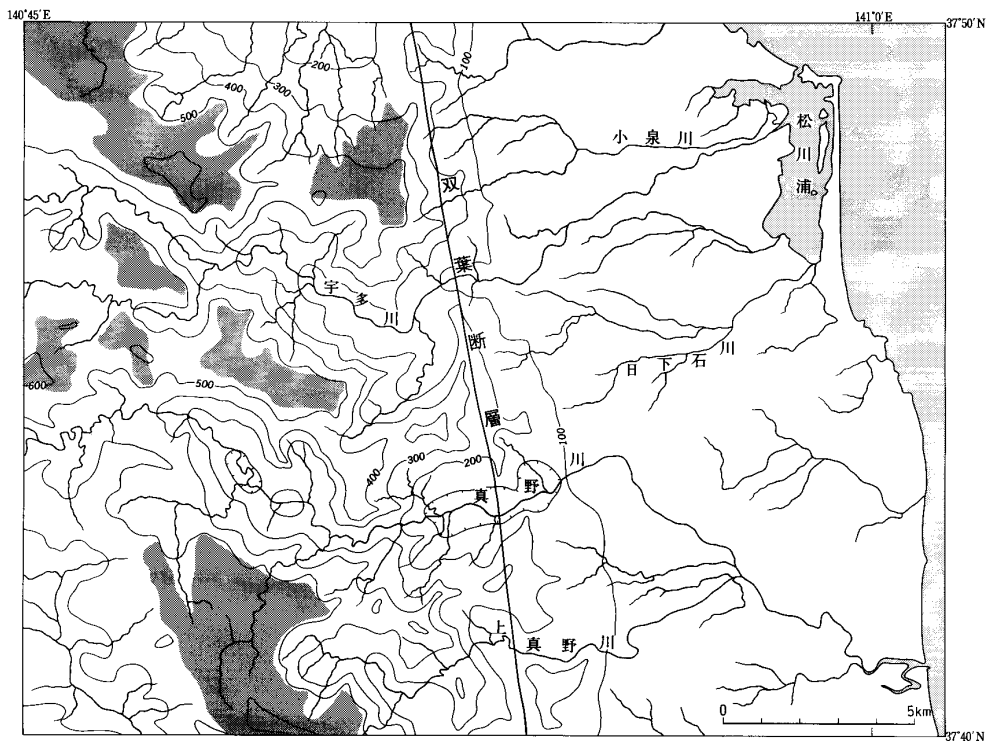
## I. 2 丘陵・平野の地形

本図幅地域の太平洋岸には、約8kmの幅で丘陵地帯が広がっている。これらの丘陵は鮮新統の堆積岩類で構成され、開析が進んでいる。丘陵の標高は北ほど低くなる傾向にあり、北部の相馬市付近では丘陵の一部が沖積層に埋没して、分離丘陵の形態をとる。

丘陵地帯の中で主要な河川に沿っては平野が広がる。平野は沖積低地と段丘で構成され、そのうち沖積低地は宇多川及び真野川沿いで比較的広く分布する。沖積低地は最大約2kmの幅で広がり、河川沿いに分布する自然堤防と後背湿地で構成される。段丘は高位、中位、低位に大きく3分され、中位段丘は更に3つに、低位段丘は2つに細分される。高位段丘は丘陵の頂部に分布し、いくつかのレベルに分かれる可能性があるが、面の保存が悪く、細分は不可能である。段丘面と現河床との比高は、北ほど小さくなる傾向にある。段丘は大半が河成であるが、海岸沿いの中位Ⅰ及びⅢ段丘は海成段丘である。また、相馬市蒲庭から柚木にかけての丘陵上に分布する高位段丘堆積物相当層は海成の砂層からなる。

## I. 3 河川・湖沼・海岸の地形

本図幅地域を流れる主な河川を第3図に示す。このうち比較的規模の大きな宇多川及び真野川は、阿



第3図 「相馬中村」地域の主な河川と地形  
 アミ部は侵食小起伏面の分布を，等高線は500mの谷埋めによる100m間隔の埋谷接峰面を示す。

武隈山地に源を發し，図幅地域を西から東へ横断して，太平洋に注ぐ。また，本地域北西部の宮城県域は北流して太平洋に注ぐ阿武隈川の水系に，南西部の飯館村草野付近は南隣する「原町及び大甕」図幅地域から太平洋に出る新田川の水系に属する。本図幅地域の河川に共通する特徴として，上流部(図幅地域西縁から西隣の「保原」図幅地域)では比較的勾配が緩く，谷底平野を伴っているが，中流部(本図幅地域西縁から双葉断層付近まで)では勾配が急になり，深い峡谷を形成している。更に下流では再び緩勾配となり，幅2km程度の氾濫原を形成している。

松川浦は相馬市の東部海岸沿いに位置する，面積5.8km<sup>2</sup>の汽水湖である(第4図)。太平洋との間は長さ5kmに及ぶ沿岸砂州で分離されているが，明治43年に北岸の牛鼻毛において人工の水路が開削され，現在では太平洋とつながっている。流入する河川は小泉川，宇多川，日下石川及び小規模な河川で，小泉川及び宇多川の河口には三角州が発達する。なお，松川浦の北西には新沼浦が，南方には八沢浦が存在したが，いずれも大正から昭和初期にかけて，干拓により消滅した。これらの湖沼は，縄文海進時に湾入していた海が，その後の海退により閉塞されて形成された潟湖と考えられる。

本図幅地域の海岸線はほぼ直線状であるが，北部の鶴の尾岬と中部の茶屋ヶ岬において海岸線の突出



第4図 天明山山頂付近から見た相馬市市街地と松川浦



第5図 縄文海進のピークを示す海食洞 (相馬市立切北)

が見られる。鮮新統からなる丘陵が直接海に面するところでは、ほぼ垂直な海食崖が発達し、その高さは相馬市蒲庭付近で約 50 m に達する。一方、沖積低地が海に面した部分では海岸線に浜堤が発達する。相馬市立切北では、八沢浦干拓地に面して、標高約 3 m の高さに海食洞が見られ(第5図)、縄文海進の最高海面期に形成されたものと考えられる。

#### I. 4 変動地形

図幅地域中央を縦断する双葉断層(大谷断層)に沿っては、顕著な断層崖は見られないものの、各所に第四紀の活動を示す変動地形が明瞭に認められる。詳細は第四紀地殻変動の章で述べるが、宇多川の右岸では低位段丘を変位させて比高約 10 m の低断層崖が見られ、その南の塩手山の東麓では、約 2 km

にわたって系統的な河谷の左横ずれ屈曲が認められる。塩手山より南では尾根上に鞍部が連続し、真野川及び上真野川に沿う低位段丘上には、不鮮明ではあるが低断層崖が認められる。

一方、相馬断層に沿っては直線的な地形境界(リニアメント)が認められるが、直接断層活動を示すような変位地形は見られない。

## II. 地 質 概 説

(柳沢幸夫・坂野靖行・田沢純一・滝沢文教・久保和也・山元孝広・吉岡敏和)

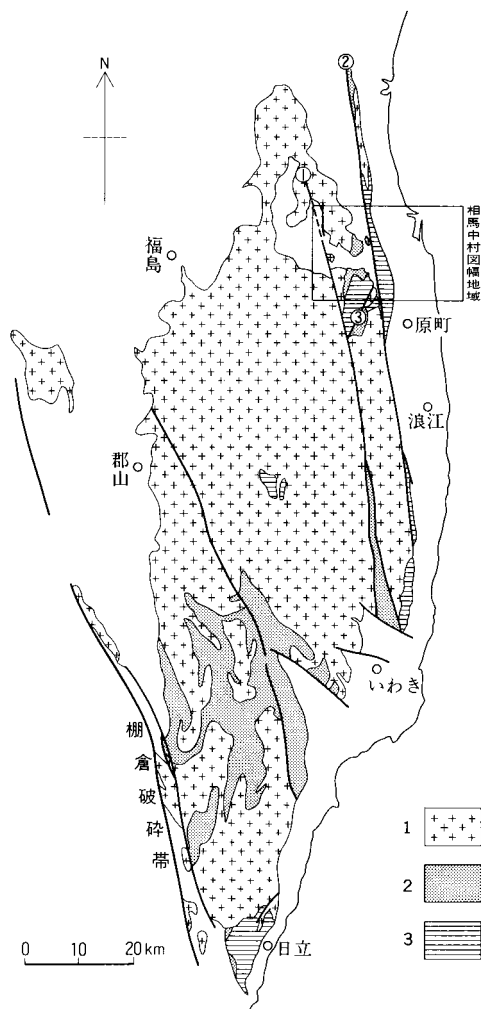
「相馬中村」図幅地域は、阿武隈山地の東縁北部に位置し(第6・7図)、先デボン系から完新統までの幅広い時代範囲の各種地質系統が分布する(第8図)。それらは下位より、先デボン系時代未詳の山上・松ヶ平変成岩類及び鹿狼山層、デボン系-二畳系の相馬古生層、中部ジュラ系-最下部白亜系の相馬中村層群、下部白亜系の高倉層、前期白亜紀に活動した花崗岩類を主とする各種貫入岩類、中新統の塩手層・天明山火山岩類・壺山層・大内層・赤柴層、鮮新統の仙台層群、更新統の高位・中位及び低位段丘堆積物、及び沖積層に分けられる。

本図幅地域には、北北西-南南東に平行して伸びる2列の破碎帯、畑川破碎帯及び双葉破碎帯が発達している(第7図)。また、本図幅南部から南隣「原町」図幅内にかけては、北東-南西方向の社地神剪断帯が、畑川破碎帯と双葉破碎帯の間に存在する。これらの破碎帯は、本図幅地域の先第三系の分布及び構造を強く規制している。そこで、第8図では畑川破碎帯及び双葉破碎帯の主要な断層である畑川破碎帯中央断層及び双葉断層を境界として、3つの地質区、すなわち西から(1)畑川破碎帯中央断層以西、(2)畑川破碎帯中央断層-双葉断層間、(3)双葉断層以東の3地区に分けて、各地質系統の層序を示した。

このうち、(2)及び(3)の両地区を合わせた地区、すなわち畑川破碎帯中央断層以東の地域は、構成する地質系統の類似性からみて地体区分上南部北上帯の南方延長部にあたる。一方、(1)の畑川破碎帯中央断層以西は、いわゆる阿武隈帯に相当する。そこで、先第三系の記述は、畑川破碎帯中央断層以東地域(南部北上帯)と畑川破碎帯中央断層以西(阿武隈帯)に分けて行うこととする。

### II. 1 畑川破碎帯中央断層以東(南部北上帯)の先第三系

畑川破碎帯中央断層以東の先第三系は、先デボン系時代未詳の山上・松ヶ平変成岩類と未区分変成岩類及び鹿狼山層、デボン系-二畳系の相馬古生層、中部ジュラ系-最下部白亜系の相馬中村層群、下部白亜系の高倉層、下部白亜系の花崗岩類を主とする各種貫入岩類からなる(第8図)。このうち、鹿狼山



第6図 阿武隈山地の主要な破砕帯・断層

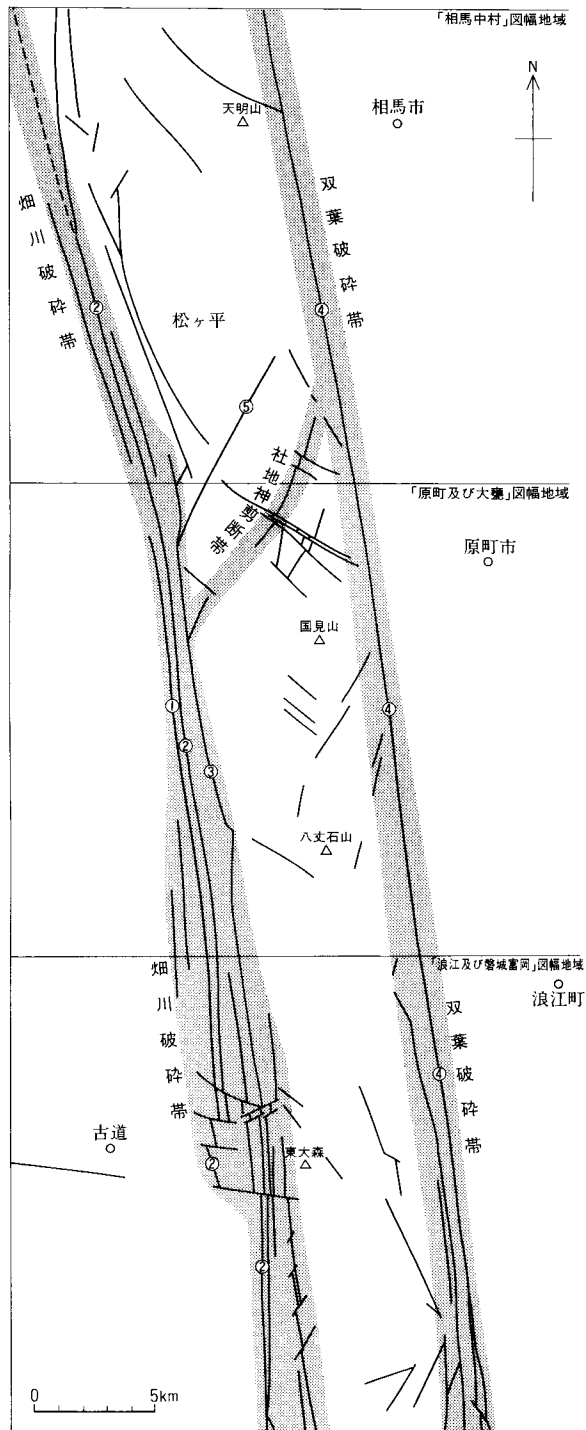
①燧川破砕帯，②双葉破砕帯，③社地神剪断帯，1：花崗岩質岩，2：変成岩類（御斎所・竹貫・八茎・助常・山上・松ヶ平・割山変成岩など），3：中・古生代堆積岩類

層と相馬中村層群は双葉断層以東に，山上・松ヶ平変成岩類，未区分変成岩類，相馬古生層，高倉層及び貫入岩類は双葉断層以西に分布する。

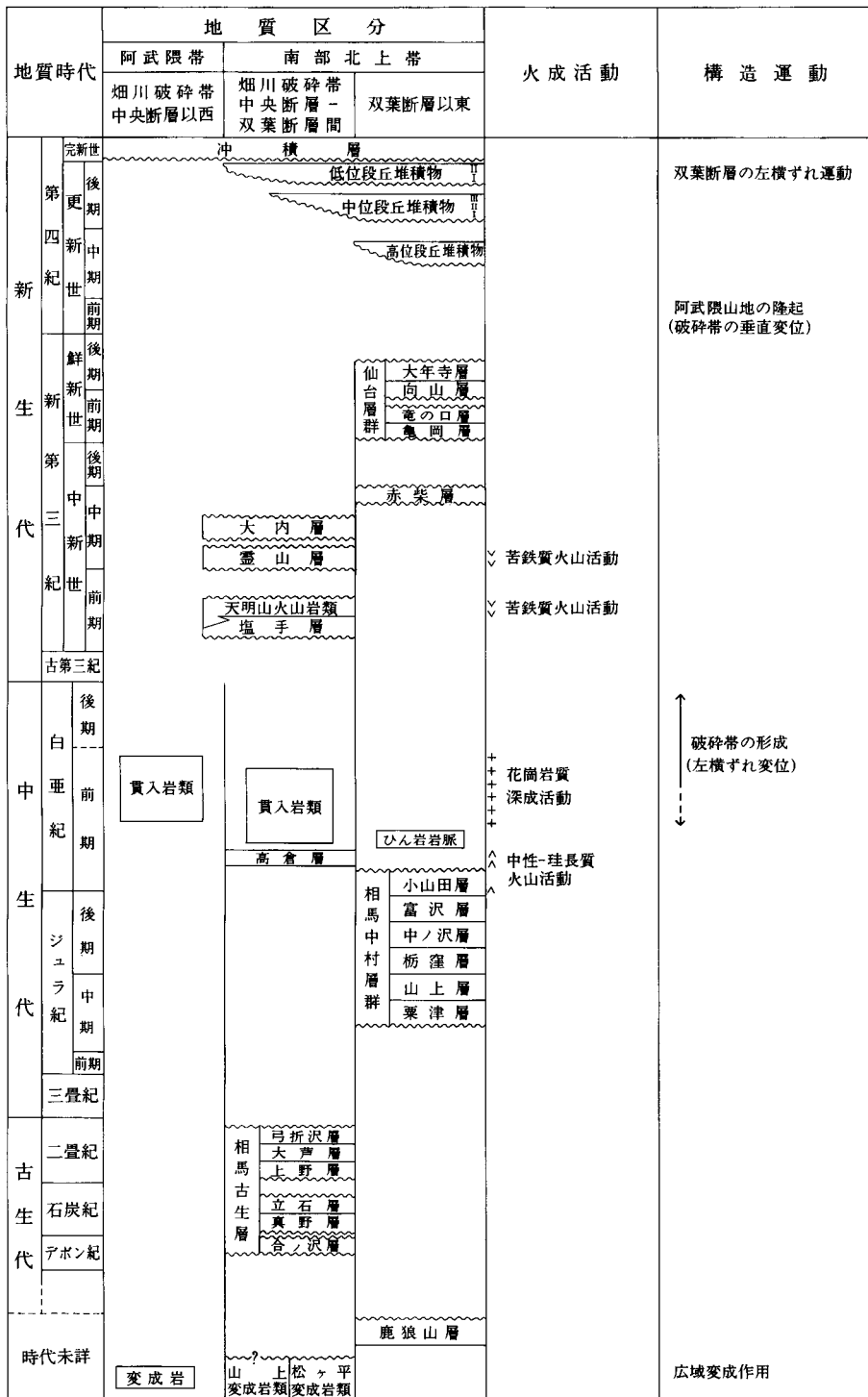
これらのうち，変成岩類と堆積岩類に関しては，三疊系が欠如すること以外を除けば，南部北上山地と極めて共通性が高く，従来から南部北上帯に属するものとみなされてきた（吉田，1975など）。また，貫入岩類に関しても，最近の図幅調査研究（久保ほか，1990，1994）によって，燧川破砕帯中央断層以東の貫入岩類が北上山地花崗岩類の特徴を有し，燧川破砕帯中央断層以西の阿武隈帯の花崗岩類とは特徴を異にすることが明らかにされた。

**山上・松ヶ平変成岩類** 燧川破砕帯中央断層以東の最古期の岩石は，山上・松ヶ平変成岩類である。





第7図 「相馬中村」, 「原町及び大甕」, 「浪江及び磐城富岡」 図幅地域の主要な破砕帯・剪断帯・断層の位置と名称  
 ①畑川破砕帯西側断層, ②畑川破砕帯中央断層, ③畑川破砕帯東側断層, ④双葉断層, ⑤地蔵木断層. 網目は破砕している範囲を示す.



第8図 「相馬中村」図幅地域の地質総括図

阿武隈山地東縁から北上山地西縁にかけては、松ヶ平・母体変成岩類(黒田, 1963)と総称される藍閃石片岩-緑れん石角閃岩相の変成岩類が点在し、その分布域は松ヶ平・母体帯と呼ばれ(加納, 1970)、一連の低温高压型変成帯に属することが知られている。本図幅地域内の山上・松ヶ平変成岩類は、南隣「原町及び大甕」図幅地域内の助常変成岩類とともに、この松ヶ平・母体変成岩類の一部に含まれる。山上変成岩類は、宇多川沿い及びその北方域に分布する変成岩類で、変成度の高い緑れん石角閃岩及び白雲母石英片岩と、変成度の低い苦鉄質片岩及び砂質片岩からなる。一方、松ヶ平変成岩類は、真野川沿いの松ヶ平付近に分布する泥質-珪質片岩を主とする変成岩類である。なお、山上及び松ヶ平変成岩類の相互関係は、両者の分布域が第三系によって隔てられており不明である。この他に泥質及び苦鉄質変成岩からなる未区分変成岩類が畑川破碎帯沿いに分布する。

**鹿狼山層** 鹿狼山層は、双葉断層以東に分布する中部ジュラ系-最下部白亜系の相馬中村層群の下位に位置する地層で、砂岩を主とし一部砂岩頁岩互層を挟む。隣接するジュラ系に不整合に被覆されると推定される。本層は、ジュラ系の下位に位置することと岩相の類似性から、南部北上山地の三疊系稲井層群に相当する可能性も残るが、化石は産出せず、その時代は現在のところ未詳である。

**相馬古生層** 相馬古生層は、下位より合ノ沢層(上部デボン系)、真野層(下部石炭系)、立石層(下部-中部石炭系)、上野層(下部二疊系)、大芦層(中部二疊系)、及び弓折沢層(上部二疊系)の6層から構成される。これらはいずれも海成層で、層相及び化石相からみて南部北上山地の上部古生界との共通点が多く、地体構造区分の上では南部北上帯の一部とみなされている(吉田, 1975)。ただし、南部北上山地の古生界でも、西部の鶯ヶ森・長坂地域の古生界に似ている。

最下部の合ノ沢層は、凝灰質頁岩・凝灰岩細粒砂岩互層及び頁岩など凝灰質な岩相を特徴とする上部デボン系である。下位の松ヶ平変成岩類との層序関係については、従来不整合あるいは整合という2つの考え方があったが、この報告では不整合と考える。化石及び岩相から、本層は南部北上山地の鶯ヶ森層に相当するものと考えられる。

真野層は、砂岩と頁岩の互層を主体とする下部石炭系で、下位の合ノ沢層を不整合に覆う。化石内容から、本層は南部北上山地の日頃市層に対比される。

立石層は、塊状石灰岩からなる下部-中部石炭系で、南部北上山地の鬼丸層と長岩層に相当する。本層と下位層との関係については、議論があるが、本報告では Tazawa *et al.* (1984) に従い整合と考える。

上野層は、砂質頁岩と頁岩からなる下部二疊系で、下位の地層を不整合で覆う。南部北上山地の坂本沢層に対比される。

大芦層は、上野層に整合に重なる中部二疊系で、細-中粒の砂岩を主体とする。南部北上山地の叶倉層に相当する地層と考えられる。

弓折沢層は、相馬古生層の最上部を占める地層で、下部が黒色頁岩、上部が頁岩砂岩互層からなる。上部二疊系と推定され、南部北上山地の登米層下部-中部に対比される。

**相馬中村層群** 相馬中村層群は、下位より栗津層、山上層、栴窪層、中ノ沢層、富沢層及び小山田層からなる中部ジュラ系-最下部白亜系である。主に碎屑岩類からなる浅海成層と陸成層で、南部北上帯の唐桑-牡鹿亜帯の中部ジュラ系-最下部白亜系に岩相・堆積相などが似ている。

栗津層は、相馬中村層群の基底層で鹿狼山層を不整合に覆うと推定される。本層は、海成の黒色-暗

灰色の砂質頁岩を主とするが、基底部は海成または瀕海成の砂岩及び礫岩からなる。化石から中部ジュラ系とされている。

山上層は、栗津層に整合に重なる成層した砂岩からなる海成層で、上部ジュラ系と考えられる。

栃窪層は、山上層を整合に覆うアルコース質の粗 - 中粒砂岩、細粒砂岩と頁岩から構成される上部ジュラ系である。大部分は非海成層と考えられ、植物化石を産する。

中ノ沢層は、中下部の砂岩(館ノ沢砂岩部層)と上部の石灰岩(小池石灰岩部層)から構成される海成層で、栃窪層から漸移する。館ノ沢砂岩部層は、粗 - 中粒のアルコース砂岩からなり、貝化石の密集層を挟む。小池石灰岩部層は、暗灰色の成層した石灰岩からなり、側方によく連続する。貝化石、アンモナイト及びサンゴ化石など豊富な動物化石を産することで知られる。

富沢層は、中ノ沢層の小池石灰岩部層を整合に覆う粗粒砂岩と頁岩の互層からなる地層で、大部分が陸成の最上部ジュラ系である。植物化石を産する。

小山田層は、相馬中村層群の最上部にあり、最下部は最上部ジュラ系、主体は下部白亜系である。本層は、下位の富沢層から漸移し、海成黒色頁岩を主とするが、下部には珪長質の凝灰岩を挟むことを特徴とする。

**高倉層** 本層は、安山岩ないしデイサイトとその火砕岩からなる下部白亜系である。本層の火山岩は、白亜紀深成岩の貫入による熱変成と、その後の圧砕変形を被っている。南隣「原町及び大甕図幅」では、本層は下部と上部に細分されているが、本図幅地域内では、圧砕変形が著しいため火山岩本来の産状の認定が難しく、細分はできない。本層の噴出年代は、本層の K-Ar 年代 ( $121 \pm 6.0$  Ma) と本層に貫入している深成岩の K-Ar 年代から、白亜紀前期と考えられる。同時代の火山岩は、南部北上山地でも原地山層・山鳥層などが知られており、これらは高倉層と岩質・岩相などに共通点が多い。

**前期白亜紀貫入岩類** 高倉層堆積後、この地域は広範な深成活動の場となり、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(宇多川花崗閃緑岩)、中粒片状黒雲母花崗岩、中 - 粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)、中 - 細粒黒雲母花崗岩、花崗閃緑斑岩及び珪長岩が順次貫入した。また社地神剪断帯に沿って中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、また、相馬中村層群には角閃石ひん岩が岩脈として貫入している。これらのうち、角閃石ひん岩以外は、程度の差はあれすべて、貫入時に畑川破碎帯・双葉破碎帯・社地神剪断帯及びそれらに平行する断層などを形成した構造運動による変形を被っている。

これらの貫入岩の K-Ar 鉱物年代は約 130 - 95 Ma で、白亜紀前期の活動を示す。この年代が、いわゆる阿武隈花崗岩類の年代よりもやや古いこと、磁鉄鉱を普遍的に含むために岩石帯磁率が高いなどの岩石学的な特徴から、畑川破碎帯中央断層以東の貫入岩類は、中央断層より西に広く分布する阿武隈花崗岩類とは明瞭に区別され、北上山地の白亜紀花崗岩類に対比できる。

なお、この他に貫入岩として超苦鉄質岩及び輝石角閃石斑れい岩が花崗岩類中の捕獲岩体として分布する。これらの貫入時期は不明である。

## II. 2 畑川破碎帯中央断層以西(阿武隈帯)の先第三系

畑川破碎帯中央断層以西の阿武隈帯には、白亜紀に活動したいわゆる阿武隈花崗岩類と、それに伴う変成岩及び角閃石斑れい岩が分布する。

変成岩類は、ホルンフェルス化した泥質岩源の片状岩で、畑川破碎帯に平行な断層に沿ってセプタ状に産する。

角閃石斑れい岩は畑川破碎帯の断層沿い及びその西方に分布し、周辺に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩などに貫入され局所的に熱変成を被っている。

本図幅地域の阿武隈帯の花崗岩質岩類は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩、中粒黒雲母花崗岩(淡紅色黒雲母花崗岩)及び花崗斑岩からなり、この順序で貫入している。この他に、いわゆる暗色包有物に相当する細粒角閃石黒雲母閃緑岩が、数 cm から数十 m の露頭サイズのものまで様々な規模で分布している。

## II. 3 新生界

本図幅地域の新生界は、中新統・鮮新統及び第四系(更新統・完新統)からなる。本地域内には、古第三系は分布しない。

**中新統** 本地域の中新統は下位より、塩手層、天明山火山岩類、霊山層、大内層及び赤柴層からなる。このうち赤柴層以外の地層は、双葉断層の西側に主として分布し、北隣「角田」図幅地域の角田盆地に分布する中新統の南縁部を構成する。一方、双葉断層の東側に分布する赤柴層は、本地域東方の海域を中心として発達する相馬沖-常磐沖堆積盆の西縁辺部の一部である。

塩手層は、先第三系基盤岩のつくる谷状の凹地を埋積した下部中新統で、河川堆積物、浅海成堆積物及び湖成堆積物からなる。河川堆積物は礫岩・砂岩からなる流路堆積物と砂岩泥岩を主とする氾濫原堆積物から構成される。浅海成堆積物は塊状砂岩や斜層理の発達した砂岩からなる。湖成堆積物は砂岩の薄層を挟む葉理泥岩からなる。

天明山火山岩類は、塩手層と指交関係にある玄武岩質の火砕岩及び溶岩流からなる単成火山群の産物である。噴出中心は図幅内各地に点在し、岩体ごとに小規模な独立山体を形成している。このため、これらを1つの累層として一括することはできないので、地層命名規約上の正式な地層としては取り扱わず、「天明山火山岩類」として記載した。

霊山層は、玄武岩溶岩流、降下堆積物とラハール堆積物・河川堆積物及び湖成堆積物からなる陸成層で、下位の塩手層及び天明山火山岩類を不整合に覆う。西隣「保原」図幅内の霊山西方付近を主な噴出中心とする成層火山体とその山麓扇状地及びせき止め湖の堆積物と考えられる。K-Ar年代から、16 Ma 前後の堆積物と考えられ、中部中新統である。

大内層は、霊山層を不整合に覆う陸成の中部中新統で、礫岩・砂岩・泥岩・流紋岩凝灰岩からなる。顕著な上方細粒化が認められ、下部が礫岩・粗粒砂岩からなる河川堆積物、上部は亜炭を挟む泥岩・細

粒砂岩からなり、最上部は葉理泥岩からなる湖成堆積物となっている。

赤柴層は、双葉断層東側の相馬中村層群の分布域の東に接して分布する上部中新統で、下部は不淘汰な礫岩から、上部は海成の泥質細粒砂岩から構成される。上部からは、海生の軟体動物化石及び珪藻化石を産する。

**鮮新統(仙台層群)** 本図幅地域内に分布する鮮新統は、宮城県仙台地域を模式地とする仙台層群に相当する地層である。地層の分布の連続、岩相の類似性及び微化石層序の対比から、本地域の鮮新統が仙台地域の仙台層群に連続することは確かなので、久保ほか(1990, 1994)と同様、地層名は模式地の仙台地域の名称をそのまま用いる。仙台層群は下位より、亀岡層、竜の口層、向山層及び大年寺層の4層からなる。これらの鮮新統は、双葉断層の東側に広がる低平な丘陵地を占めて広く分布する。

亀岡層は、泥岩・亜炭から成る陸成層であるが、本図幅地域内では分布域が極めて狭く、2箇所認められるにすぎない。

竜の口層は、泥岩からなる内湾性の海成層で、亀岡層を整合に覆うほか、ジュラ系相馬中村層群を直接不整合に覆う。分布域は限られ、おそらく小規模な谷状の凹地を埋積したものと推定される。模式地では、竜の口動物群と呼ばれる本邦鮮新世の代表的な軟体動物群を産するが、本地域ではわずかに貝化石の破片が産出したのみである。

向山層は、竜の口層を不整合に覆う陸成から汽水成の堆積物で、礫岩・砂岩・泥岩・亜炭及び珪長質凝灰岩からなる。下部は河川成堆積物からなる陸成層を主体とするが、上部は内湾汽水性の環境で堆積した泥岩からなり、一部で貝化石を含む。

大年寺層は、向山層を整合に覆う砂岩及び泥岩からなる海成層で、本図幅地域東部の低平な丘陵地の大部分を占めて広く分布する。本層は、下部が砂岩、上部が泥岩及び砂岩泥岩互層からなる。本層下部の砂岩は、最下部は斜層理の発達した海浜堆積物から始まり、上方へ細粒化して陸棚域の塊状細粒砂岩に移化する。上部の泥岩層は外側陸棚から斜面域の堆積物で、外洋性の珪藻化石が多産する。上部に挟まれる砂岩は、級化層理を持つ重力流堆積物である。

**第四系** 本地域の第四系は、主に段丘堆積物と沖積層から構成される。

段丘堆積物は、高位、中位、低位の3つに大別され、更に中位及び低位段丘堆積物は、それぞれ3つ(I, II, III)及び2つ(I, II)に細分される。このうち、中位I段丘面が、後期更新世最終間氷期の最大海進時に形成された南関東の下末吉面に対比される。したがって、これより古い高位段丘堆積物は中期更新世に、また低位段丘堆積物は後期更新世最終氷期から完新世にかけて形成されたものと推定される。高位段丘堆積物は、山地に近い部分では礫層からなるが、一部では三角州から浅海成の堆積物を含む。中位段丘堆積物も礫層を主体とするが、海岸近くの一部では海成と推定される礫混じり砂層を含む。低位段丘堆積物は、主に礫層からなる。なお、低位段丘堆積物のうち低位II段丘堆積物としたものは、時代的には沖積層と重複し、沖積層との区別は本質的ではない。

沖積層は、各河川に沿って沖積低地を形成して分布する。

本地域の第四系としては、そのほかに地すべり堆積物・扇状地及び緩斜面堆積物及び降下火山砕屑物がある。地すべり堆積物は、典型的な地滑り地形を伴う比較的成形成時期が新しいと推定されるものと、地滑り地形のはっきりしない古期のものがある。いずれも山地斜面を構成する先第四系基盤岩とその

基質をなす表土からなる。扇状地及び緩斜面堆積物は、主として山地内の谷の谷頭部や、直線的な斜面の下部に緩斜面を形成して分布する。降下火山砕屑物は、山地斜面や段丘面を薄く覆って分布し、風化火山灰及び降下軽石からなる。

## II. 4 地質構造の概要

本図幅地域の西半分は阿武隈山地に属し、先第三系の変成岩類・堆積岩類・火山岩類及び深成岩類が分布し、それを中新統が薄く覆っている。一方、図幅の東半分は低平な丘陵とその間の平野からなり、主に鮮新統及びこれを覆う段丘堆積物・沖積層が分布している。

本図幅地域の地質構造は、北北西－南南東に平行して伸びる2列の破碎帯、畑川破碎帯及び双葉破碎帯によって特徴づけられる(第7図)。また、本図幅南部から南隣「原町及び大甕」図幅地域内にかけて発達する北東-南西方向の社地神剪断帯も、本地域の地質構造を大きく規制している。

畑川破碎帯及び双葉破碎帯は、阿武隈山地東縁に沿ってN10°W方向に約100 kmにわたって連続する破碎帯で、両破碎帯の北方延長は、第三系の被覆によって角田より北方でははっきりしなくなるが、畑川破碎帯の延長は宮城県北部から秋田県南東端に認められる鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)に相当すると考えられるので、少なくとも畑川破碎帯は延長約200 km以上に及ぶ。また、双葉破碎帯の北方延長も、被覆する新第三系の隆起部及び撓曲帯として宮城県仙台市西方までたどることができる。

畑川破碎帯は、本図幅地域では、福島県飯館村八木沢南方から真野ダム上流小滝まで北北西方向に連続する、数列の断層とマイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する幅2-3 kmの帯状部として認められる。小滝から北方では、花崗岩類を被覆する新第三系壺山層によって畑川破碎帯の分布は途切れるが、本図幅地域の北西隣接地域内の丸森町中下東方から同町五重麦にかけての地域に、北北西に伸びるセブタ状変成岩とマイロナイト帯の発達で特徴づけられる畑川破碎帯が再度露出している。その位置は本図幅地域内の畑川破碎帯の延長方向と一致することから、新第三系に被覆された地域にも地下で畑川破碎帯が連続していることは明白で、その位置は小滝から本図幅地域北西端の道場岩にいたる直線状の地域である。この地域には壺山層を切る若い断層群が発達しており、その走向は松ヶ房ダム以北では畑川破碎帯からやや東にそれる。

双葉破碎帯は、畑川破碎帯の東方8-9 kmの位置でそれに平行して走る破碎帯で、地形的には、中・古生界とそれを薄く覆う中新統からなる阿武隈山地と、その東方の主として新生界からなる丘陵及び平野地域を境する。本図幅地域内では、相馬中村層群分布域の西縁を画して直線的に伸びる主要な断層である双葉断層を中心として、幅1 km前後にわたってマイロナイト・カタクラサイト化が顕著な地域として認められる。本図幅地域内の双葉断層は第四紀における累積的な断層活動が認められる活断層であり、その最新の活動は少なくとも低位段丘堆積物II堆積以後である。

社地神剪断帯は、<sup>じさはら</sup>鹿島町檜原北方から、南隣「原町及び大甕」図幅地域の原町市社地神を経て原町市助常南西方で畑川破碎帯に至る北東-南西方向の剪断帯である。主として相馬古生層と、先デボン系変成岩類及び白亜系火山岩類(高倉層)・貫入岩類からなる岩石群との境界をなす。剪断帯近傍の岩石に

は、顕著なマイロナイト化と部分的なカタクラサイト化が観察される。

### Ⅲ. 変成岩類

(坂野靖行・久保和也)

#### Ⅲ. 1 概要と研究史

本図幅地域内に分布する変成岩類は、1)相馬市山上付近の宇多川沿い、双葉破碎帯沿いの相馬市羽黒山付近及び丸森町青葉川沿いに分布する山上変成岩類、2)相馬郡飯館村松ヶ平から鹿島町上栢窪の真野川沿いに主に分布する松ヶ平変成岩類、3)畑川破碎帯沿いに分布する変成岩類の3者がある。

阿武隈山地東縁部から北上山地西縁部にかけての地域には、松ヶ平・母体変成岩類(黒田, 1963)と総称される藍閃石片岩-緑れん石角閃岩相の変成岩類が点在する。加納(1970)はこの変成岩類の分布地帯を松ヶ平・母体帯と呼んだ。本図幅内の山上変成岩類及び松ヶ平変成岩類はこの松ヶ平・母体変成岩類の一部である。松ヶ平・母体変成岩類は一連の低温高圧型変成帯(松ヶ平・母体帯)に属することが、多くの人々によって指摘されている(加納, 1958; 原, 1974; 原・梅村, 1979; 前川, 1981)。

#### [研究史]

##### (1) 山上変成岩類

黒田・小倉(1960)が命名し、相馬市宇多川流域の山上変成岩類は緑れん石角閃岩であり、相馬市羽黒山付近では緑れん石-陽起石片岩と緑色及び黒色点紋片岩からなることを明らかにした。Kuroda and Ogura (1963)は緑れん石角閃岩の記載を行った。Iwamatsu (1975)は、宇多川流域の山上変成岩類は石英片岩を挟む細粒緑れん石角閃岩、白雲母石英片岩を挟む粗粒緑れん石角閃岩及び紅れん石片岩を伴う白雲母石英片岩よりなることを示し、岩相図を公表した。前川(1988)は山上変成岩類は苦鉄質岩・砂岩・泥岩・チャートなどを原岩とするとし、各岩石の変成鉱物組合せを示した。Akasaka *et al.* (1993)は紅れん石片岩の記載を行った。放射年代に関しては、緑れん石角閃岩の白雲母の K-Ar 年代として 300 Ma(河野・植田, 1965)、白雲母片岩の白雲母の Rb-Sr 年代 (Sr 同位体比初生値を 0.709 として計算)として 283 Ma(柴田ほか, 1972)、緑れん石角閃岩の普通角閃石の K-Ar 年代として 225 - 239 Ma(蟹澤ほか, 1992)が報告されている。

##### (2) 松ヶ平変成岩類

佐藤(1956)が松ヶ平層と命名。加納(1958)は松ヶ平層に特徴的に出現する縞状を示す緑色珪質千枚岩を記載し、母体層との岩相の類似性を述べた。黒田・小倉(1960)は、松ヶ平変成岩類は主に砂岩片岩を



挟む黒色片岩からなり、緑色岩を伴うことを明らかにした。原ほか(1972)、原・梅村(1979)は松ヶ平変成岩類の岩相図を公表し、変成岩類と周囲の古生層との間に構造的な不調和があることを示した。前川(1988)は、松ヶ平変成岩類は苦鉄質岩・泥質岩・砂岩・チャート及び少量の蛇紋岩・角閃岩からなるとし、苦鉄質岩からアルカリ角閃石を報告した。蟹澤ほか(1992)は緑れん石角閃岩の普通角閃石の K-Ar 年代が 495Ma であることを明らかにした。

松ヶ平変成岩類と隣接する古生層との関係、特に上部デボン系合ノ沢層との関係は多くの研究者によって議論されてきた。Sato (1956, 1974)は松ヶ平変成岩類とその上位の合ノ沢層との関係を不整合とした。原ほか(1972)、原・梅村(1979)は構造地質学的研究から、加納(1975)は合ノ沢層・石炭系真野層の礫岩の礫の一部は松ヶ平変成岩類起源と考えられることからこの考えを支持した。永広・大上(1990)は、松ヶ平変成岩類由来の砕屑片を大量に含む礫質砂岩が合ノ沢層の基底にあり、それが直接松ヶ平変成岩類を覆うことを明らかにし、両者の関係を不整合とした。一方、Minato and Iwabuchi (1979)は、松ヶ平変成岩類と合ノ沢層との現在の関係は断層であるとし、同変成岩類の原岩はデボン系で、上部デボン系堆積後、石炭系堆積前に変成作用を受けたと考えた。また箕浦(1985)は、松ヶ平変成岩類はジュラ紀の付加体が高压型の変成作用を受けてできたもので、この上位に南部北上帯の中・古生界が衝上していると考えた。

### III. 2 山上変成岩類 (Ye, Ym, Ys, Yp)

**分布・産状** 山上変成岩類は新第三紀層の分布に隔てられ、相馬市山上付近、相馬市羽黒山付近及び丸森町青葉川沿いの3地域に分かれて産する。このうち、前2者では、西縁は白亜紀花崗岩質岩類によって貫かれ、東縁では同岩類と断層で接する。また、南縁は新第三紀層によって覆われて、松ヶ平変成岩類との関係は不明である。一方、丸森町青葉川沿いの山上変成岩類は宇多川花崗閃緑岩分布域にルーフペンダントとして存在し、その北縁は花崗閃緑斑岩岩脈によって貫入されている。

山上変成岩類は変成度の違いから、変成度が高く曹長石斑状変晶を普遍的に含む緑れん石角閃岩及び白雲母石英片岩と、変成度の低い苦鉄質片岩及び砂質片岩に区分される。凡例では表示していないが記述の便宜上、高変成度のものを山上変成岩 I、低変成度のものを山上変成岩 II と呼ぶことにする。全体的にみて東側に山上変成岩 I が、西側に山上変成岩 II が分布し、両者は北北東-南南西から北東-南西方向の断層で接し、境界付近の岩石は羽黒山周辺ではカタクラサイト化し、山上北東方ではマイロナイト化している。また相馬市旗巻峠付近では山上変成岩 II の西側に断層を介して山上変成岩 I が分布する。山上変成岩 I は主に緑れん石角閃岩よりなり白雲母石英片岩を挟む。但し、相馬市板屋及び旗巻峠付近では白雲母石英片岩が卓越する。今回は確認できなかったが、Iwamatsu (1975)及びAkasaka *et al.* (1993)によると山上変成岩 I には紅れん石片岩が出現するとされている。山上変成岩 I は層面片理が発達しており、その走向は N-S から N20°E で、40°-80°E または W に傾斜している。山上変成岩 I の大部分は花崗岩質岩による接触変成作用の影響を受けていない。接触変成作用の影響を受けている地域は相馬市尖森付近と相馬市山上の宇多川花崗閃緑岩との接触部である。相馬市山上の接触変成作用を受けている範囲は宇多川花崗閃緑岩との接触部から約数 100m である。

山上変成岩Ⅱは主に苦鉄質片岩よりなり砂質片岩を挟む。相馬市旗巻峠付近及び丸森町青葉川沿いでは砂質片岩が卓越する。まれであるが紅れん石片岩が出現することがある。山上変成岩Ⅱは層面片理が発達しており、その走向はN-SからN45°Eで、20°-80°NまたはSに傾斜している。山上変成岩Ⅱの大部分は花崗岩質岩による接触変成作用を被っている。接触変成作用を受けていない地域は、相馬市旗巻峠東方、羽黒山付近及び間ノ次郎付近である。相馬市小豆畑付近では接触変成作用を受けている範囲は宇多川花崗閃緑岩との接触部から約1kmである。

山上変成岩類は花崗閃緑斑岩、角閃石ひん岩及び珪長岩の岩脈に貫かれる。これらの岩脈は幅約5m以下なので地質図には表示していない。前2者は山上変成岩Ⅰ及びⅡを貫くのに対して、珪長岩は、双葉破砕帯沿いの山上変成岩Ⅰ(相馬市旗巻峠-羽黒山南方及び相馬市尖森周辺)を貫く(第9図)。

## 岩石記載

### 緑れん石角閃岩 (Ye)

緑れん石角閃岩は片状構造を示し、曹長石斑状変晶が発達している。主に青緑色の普通角閃石・緑れん石・曹長石からなり、白雲母・石英・方解石・ザクロ石がさまざまな割合で含まれている。副成分鉱物としてスフェン・ルチル・燐灰石が含まれる。ザクロ石は割れ目や周縁部において緑泥石や緑れん石に交代されている。旗巻峠から羽黒山に分布する本岩石はまれに普通角閃石を欠くことがある。この岩石は緑れん石白雲母片岩と呼ぶべきもので、主に緑れん石・白雲母・曹長石・石英・緑泥石・方解石からなる。

山上尖森付近の緑れん石角閃岩は厚さ5-20cm程度の石英に富む層を挟む。この層は石英を主体と



第9図 珪長岩岩脈に貫かれている緑れん石角閃岩 (相馬市尖森の砕石場跡)  
ハンマーの長さは約35cm

して、他に緑れん石・普通角閃石・緑泥石・ザクロ石・曹長石・方解石・燐灰石・不透明鉱物を含む。

#### 白雲母石英片岩 (Ym)

比較的粗粒な白雲母・石英を主体とし、しばしば曹長石斑状変晶が発達する。主要鉱物組合せは白雲母・石英・曹長石・緑れん石・ザクロ石・緑泥石である。緑れん石またはザクロ石が含まれないことがある。副成分鉱物として方解石・ルチル・スフェン・燐灰石・電気石などがある。

#### 苦鉄質片岩 (Ys)

苦鉄質片岩は層面片理及び微褶曲が発達している。全体的にアクチノ閃石・緑れん石に富み、石英と曹長石に富む薄層を少量挟んでいる。またときに、石英・曹長石に富む層(厚さ1 mm 以下)を多く挟むものがみられ、この層と苦鉄質鉱物からなる薄層とで縞状構造を構成する。全体的に苦鉄質層が卓越するものを苦鉄質片岩と呼び、石英・曹長石に富む層が卓越するものを、苦鉄質な砂質片岩と呼ぶことにする。苦鉄質片岩の変成鉱物組合せはアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・石英・曹長石・リュウコクシンである。

#### 紅れん石片岩 (Ys)

紅れん石片岩は羽黒山南方の沢において見出された。厚さは約1 mで、上部は新第三紀層に覆われ見かけ上の下位に砂質片岩と苦鉄質片岩が分布する。本岩石は石英に富み、その鉱物組合せは石英・白雲母・曹長石・緑泥石・紅れん石・燐灰石・不透明鉱物である。

#### 砂質片岩 (Yp)

砂質片岩は石英と曹長石を主体とし、苦鉄質なものとそうでないものとに分けられる。

苦鉄質なものは、石英・曹長石・緑れん石・アクチノ閃石・緑泥石・リュウコクシンからなり、石英・曹長石に富む部分と緑れん石・アクチノ閃石に富む部分の互層した縞状構造が発達する。

苦鉄質でないものは、主に石英・曹長石・白雲母・緑泥石からなり、燐灰石・スフェン・方解石などが加わる。本岩石には、石英・曹長石に富む部分と白雲母に富む部分の互層した縞状構造が発達し、両層の量比は石英・曹長石に富む層が卓越するものから、ほぼ等量のものまで変化する。青葉川沿いに分布するものは微褶曲の発達が著しい。

#### 接触変成作用

接触変成作用を被った緑れん石角閃岩・苦鉄質片岩・苦鉄質な砂質片岩では、片状構造と斜交する無数の微細な針状及びやや粗粒柱状の緑色角閃石とデカッセイト組織を示す黒雲母が認められ、更に苦鉄質片岩及び砂質片岩では石英・斜長石がモザイク状を呈する。白雲母石英片岩及び苦鉄質でない砂質片岩の場合は石英・斜長石がモザイク状で、デカッセイト組織を示す黒雲母が認められ、砂質片岩ではこれに加えてザクロ石が生じている。

変成年代

永広・大上(1991)は、上部デボン系合ノ沢層が下位の松ヶ平変成岩類を不整合に覆うことから(永広・大上, 1990), 松ヶ平・母体変成岩類の変成年代は、変成岩類が地表に露出し上部デボン系に覆われるのに要する時間を考慮して、先シルル紀であるとし、山上変成岩類の Rb-Sr 年代(283 Ma : 柴田ほか, 1972)を白亜紀花崗岩質岩の接触変成作用などの影響をうけた若返りと解釈している。また蟹澤ほか(1992)は山上変成岩類の緑れん石角閃岩の年代測定を行い、その K-Ar 年代(225-239 Ma)は白亜紀花崗岩質岩などによる若返りと解釈している。

### Ⅲ. 3 松ヶ平変成岩類 (Me, Mg, Mps)

**分布・産状** 松ヶ平変成岩類は、鹿島町植ノ畑から地蔵木付近を通る地蔵木断層以西においては、古生層を取り巻くように馬蹄形に分布し、真野川・西沢川・相ノ沢川及び堰場川河床に連続的に露出している。地蔵木断層以東においては、本変成岩類は古生層と花崗岩質岩との間に南北に伸びて帯状に分布する。

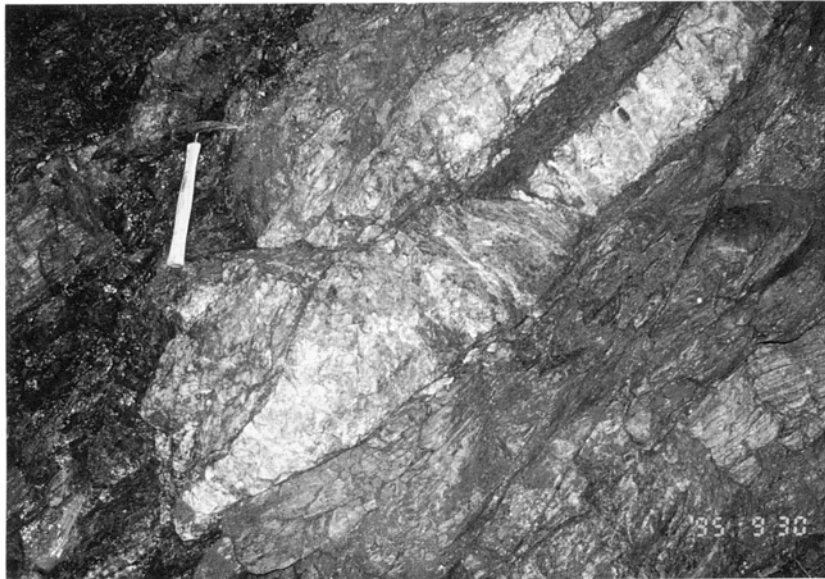
地蔵木断層以西の変成岩類は、その北縁を新第三紀層に覆われ、西縁は花崗岩質岩によって貫かれる。真野ダム周辺から南へ八木沢峠周辺にかけては接触変成作用の影響が認められる。接触変成作用を受けている範囲は花崗岩質岩の接触部から約 1 km である。本変成岩類の南には古生層が分布する。原ほか(1972), 原・梅村(1979)が不整合の根拠の 1 つとしている構造的不調和性、すなわち変成岩類の層面片理が古生層との境界に対して多くの地点で高角度で斜交することが今回の調査でも再確認されたことから、永広・大上(1990)の研究結果をふまえて本図幅では相ノ沢川から堰場川流域付近のほぼ東西方向を示す変成岩類と古生層との境界は不整合であるとする。したがって本変成岩類の変成年代を先デボン紀と考える。しかしながら堰場川における不整合面(永広・大上, 1990の Loc.2-C)は剪断を受けていることから、不整合面は変位していると考えられる。この他の境界では、両者は南北及び北東-南西方向の断層で接する。

地蔵木断層以東の本変成岩類は、東側花崗岩質岩とまた西側は古生層とそれぞれ断層で接する。

松ヶ平変成岩類はその大部分が泥質-珪質片岩で、部分的に緑れん石角閃岩・緑色岩類・砂質片岩・珪質岩を挟んでいる。緑れん石角閃岩及び緑色岩類はそれぞれ幅数 10-250 m 及び約 5-250 m で連続性に乏しい。砂質片岩は層厚 5-10 m であるが、泥質片岩中に幅数 cm-10 cm 程度のレンズとして存在することがある。珪質岩は灰白色のチャート様岩で、泥質片岩中に幅数 cm-数 m 程度のレンズとして存在する(第 10 図)。

本変成岩類の泥質-珪質片岩には層面片理がよく発達している。地蔵木断層以西において、東半部では走向 N30°E-N10°W, 傾斜 40°-80°W, 西半部では走向 NS-N40°E, 傾斜 50°-70°E である。地蔵木断層以東では走向は N30°E-N20°W で、傾斜は 40°-60°W である。

松ヶ平変成岩類は鹿島町立石南西部及び堂大神山北東部において幅数 m 以下の角閃石ひん岩岩脈に貫かれる。



第 10 図 レンズ状の珪質岩を有する泥質片岩 (鹿島町相ノ沢川)  
ハンマーの長さは約 35cm

## 岩石記載

### 緑れん石角閃岩 (Me)

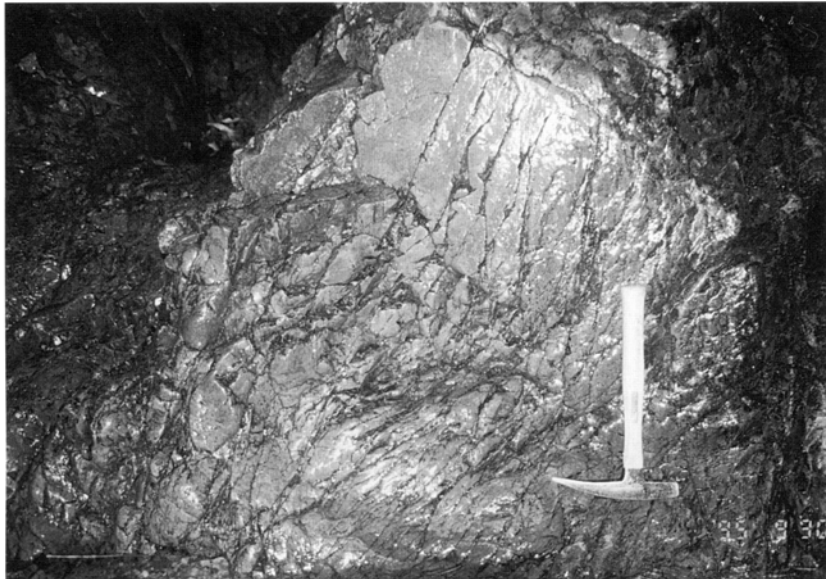
一般に片理は発達せず塊状であるが、相ノ沢川に分布するものは片理が発達する。緑れん石角閃岩は主に緑色 - 淡緑色の普通角閃石・緑れん石・曹長石・緑泥石・方解石・スフェーン・燐灰石からなり、石英またはザクロ石を含むことがある。まれに緑れん石を欠くものも存在する。塊状のものでは、普通角閃石及び曹長石は半自形から他形を示し定向配列を示さない。ザクロ石は割れ目や周縁部から緑泥石化または緑れん石化している。また、上栞窪巳之和付近に分布する緑れん石角閃岩には、普通角閃石のリムや割れ目に沿ってアクチノ閃石が生じている。

### 緑色岩類 (Mg)

緑色岩類は塊状なもの(第 11 図)と片状なものに区分できる。

塊状を示す緑色岩は残留鉱物である単斜輝石、(まれに淡褐色普通角閃石)と曹長石化した斜長石を含む。完晶質の火成岩組織が保存されておりドレライト起源である。残留鉱物仮像と考えられるリュウコクシンも普遍的に存在する。変成鉱物としてアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・石英・曹長石・燐灰石がある。また一部のもは変形作用をうけており、より再結晶が進んでいる。前述の残留鉱物は著しく変形していて、単斜輝石は破片状となりその周囲をアクチノ閃石やアルカリ角閃石が取り巻いている。変成鉱物としてはアクチノ閃石・アルカリ角閃石・緑れん石・緑泥石・石英・曹長石があり、この他にスティルプノメレーンが出現することがある。

片状を示す緑色岩は、主に曹長石化した斜長石・緑泥石・方解石・リュウコクシンから構成される。



第 11 図 ドレライト起源の塊状な緑色岩 (鹿島町相ノ沢川)  
ハンマーの長さは約 35cm

緑れん石・石英・燐灰石がこれに加わることがある。曹長石化した斜長石は半自形 - 自形の柱状を示す。リュウコクシンは不定形を示す微細結晶集合体のほかに残留鉱物仮像としても存在する。

#### 泥質 - 珪質片岩 (Mps)

泥岩砂岩の互層を原岩とし、泥質部分と珪質部分の互層する縞状構造及びちりめんじわ微褶曲が発達する (第 12 図)。珪質部分はレンズ状になることがある。またしばしば比較的粗粒な石英のレンズ状集合体を含む。泥質部分と珪質部分の量比は著しく変化する。泥質及び珪質部分の層厚は 1 mm 以下から数 cm 程度まで変化する。泥質部分は主に絹雲母・緑泥石及び炭質物からなり、石英・曹長石粒子がこれに加わる。炭質物の量は相馬古生層の頁岩に比べると少ない。珪質部分は主に微細な石英及び緑泥石とそれを基質にして島状の石英・曹長石粒子からなる。泥質及び珪質部分には電気石が存在することがある。電気石は碎屑性粒子であると考えられる。また、珪質部分を欠く泥質片岩と呼ぶべき岩石も存在する。泥質片岩は主に絹雲母からなり緑泥石・炭質物・石英・曹長石がこれに加わる。泥質片岩中の炭質物の量は相馬古生層の頁岩に比べかなり少ない。

#### 砂質片岩 (Mps)

砂質片岩は弱い片理が発達するが、泥質片岩中の小レンズとして産するものは塊状であり砂岩組織が明瞭に保存されている。微細な石英及び緑泥石を基質として石英・曹長石粒子が存在する。絹雲母・緑泥石及び碎屑性のジルコン・電気石・緑れん石がこれに加わる。砂質片岩を構成する石英・曹長石粒子の粒度は多くの場合細粒である。



第 12 図 微褶曲の発達する泥質-珪質片岩 (鹿島町上栴窪巳之和西方, 真野川)  
クリノメーターの長径は約 10cm

#### 珪質岩 (Mps)

灰白色のチャート様岩である珪質岩は塊状であり片理を示さない。主に微細な石英及び緑泥石よりなり、少量の絹雲母、細柱状の曹長石、方解石などがこれに加わる。また石英と曹長石からなる脈が発達する。原岩として酸性凝灰岩が推定される。

#### 広域変成作用及び原岩について

緑色岩類の角閃石がアクチノ閃石またはアルカリ角閃石であり、泥質-珪質片岩、砂質片岩及び珪質岩にはザクロ石や黒雲母が生じていない(接触変成作用を被った岩石を除く)ことから、これらの岩石は低温高圧型変成岩の低変成度部分に相当すると考えられる。一方緑れん石角閃岩はこれらの岩石に比べて著しく高い変成度を示す。高変成度の緑れん石角閃岩は、より低変成度の泥質-珪質片岩中に散在している。また、緑れん石角閃岩以外にもドレライト起源の緑色岩や酸性凝灰岩起源と考えられる珪質岩が泥質-珪質片岩中に散在する。各岩石の産状は前川(1981)によって明らかにされた母体層群の場合と類似している。前川(1981)による母体層群についての解釈と同様に、松ヶ平変成岩類の場合もその原岩は砂泥質岩基質中にドレライト・緑れん石角閃岩塊などを含む海底地汙り堆積物(オリストストローム)もしくはメランジユと解釈することができる。その後これらの堆積物は低度の藍閃変成作用を被ったと考えられる。緑れん石角閃岩中の普通角閃石のリムに生じているアクチノ閃石は藍閃変成作用により生じたと考えられる。また泥質-珪質片岩の炭質物の量が相馬古生層の頁岩に比べて少ないことや砂質片岩中の碎屑粒子の粒度が細粒であることから松ヶ平変成岩類の原岩の基質は遠洋性堆積物を主体としていると推定することができる。

#### 接触変成作用

花崗岩質岩の接触変成作用により、泥質-珪質片岩・砂質片岩には黒雲母が生じ、泥質片岩には堇青石が生じていることがある。接触変成作用を受けた緑れん石角閃岩では、斜長石がモザイク状となり、淡緑色角閃石にデカッセイト組織が発達する。また粗粒角閃石の外形を残したまま内部は細粒の柱状淡緑色角閃石の集合体となっていることがある。

#### 周辺の変成岩類との比較

松ヶ平変成岩類中の緑れん石角閃岩は山上変成岩Ⅰのそれとほぼ同一の鉱物組合せを有し、両者とも緑れん石角閃岩相の変成岩であるが、それらの産状は大きく異なっている。松ヶ平変成岩類の緑れん石角閃岩は泥質-珪質片岩中に散在し、泥質-珪質片岩は片理及び微褶曲が発達するが、緑れん石角閃岩はそのほとんどが塊状であり片理は発達しない。また松ヶ平変成岩類の緑れん石角閃岩は比較的粗粒で高変成度であるのに対して、周囲の泥質-珪質片岩は非常に細粒で低変成度であり、両者の変成度は著しく異なっている。これに対して、山上変成岩Ⅰを構成する緑れん石角閃岩と白雲母石英片岩は両者とも片理がよく発達し、それらの片理はほぼ平行である。また両者は比較的粗粒で曹長石斑状変晶を有することから同一の変成度と考えられる。

松ヶ平変成岩類中の砂質片岩(及び泥質-珪質片岩・珪質岩)と緑色岩は鉱物組合せからみて山上変成岩Ⅱの苦鉄質でない砂質片岩と苦鉄質片岩(及び苦鉄質な砂質片岩)にそれぞれ類似し、緑れん石角閃岩を除く松ヶ平変成岩類と山上変成岩Ⅱとはほぼ同一の変成度であると考えられる。しかしながら松ヶ平変成岩類では砂泥質岩を主体とするのに対して山上変成岩Ⅱは苦鉄質岩を主体とする点で異なる。構成岩石種の量比からみると山上変成岩Ⅱは苦鉄質岩を主体とする助常変成岩類(久保ほか, 1990)に類似する。

### Ⅲ. 4 畑川破碎帯沿いの変成岩類 (Mt)

畑川破碎帯に沿っては変成岩類がセブタ状に分布しており、本図幅地域内では相馬市手倉山西方 1.5 km の宇多川上流松ヶ房ダム付近、飯館村真野川上流の小滝東方、飯館村八木沢西方の3地域に小規模分布する。前2地域のものは北上花崗岩類に対比される花崗岩質岩類中のゼノリスとして、最後の地域のものは阿武隈花崗岩類中のゼノリスとして産する。

松ヶ房ダム周辺の変成岩は、ダム北部とダム下流部に各々幅 150 m 前後のゼノリス状ブロックとして分布する。また、周囲の中粒-細粒黒雲母花崗岩及び中粒片状黒雲母花崗岩中にも径数十 cm 以下の小岩塊として多数含まれている(第 13 図)。この付近の中粒-細粒黒雲母花崗岩は白雲母と径 0.5-2 cm の鉄ばんザクロ石を含んでおり、花崗岩質マグマによる変成岩の同化作用があったと判断される。主に砂質の薄層を挟む泥質変成岩からなり、少量の苦鉄質変成岩を伴う。本変成岩には片理が発達しており、その走向は N 20°E-N-S で、50°-90°西傾斜である。全体に花崗岩質岩による接触変成作用を被っている。泥質変成岩の構成鉱物は石英・斜長石を主体として黒雲母・燐灰石・電気石がこれに加わる。白雲母・緑泥石が含まれることもある。石英・斜長石はモザイク状である。黒雲母は定向配列を示





第 13 図 中粒片状黒雲母花崗岩中の泥質変成岩ゼノリス (相馬市手倉山西方 1.5km の宇多川上流松ヶ房ダム付近)  
ハンマーの長さは約 35cm

さない。苦鉄質変成岩は淡緑色角閃石を主体とし緑れん石・石英・斜長石がこれに加わる。角閃石にはデカッセイト組織を示す部分がある。全体にマイロナイト化をうけており、鏡下でレンズ状を呈する角閃石集合体が認められる。

飯館村小滝東方の変成岩は真野川北岸壁に露出している。畑川破碎帯中の断層のすぐ東に位置し、中粒片状黒雲母花崗岩中でその片状構造と平行に NS 方向に伸びる幅 15 m のセプタ状岩体として分布する。この岩石は珪質部と泥質部の細互層する縞状構造が顕著で、閉じた流れ褶曲が発達する。鏡下ではマイロナイトの特徴を有する。本変成岩は主に石英・カリ長石・斜長石・白雲母からなり少量の黒雲母・スフェーン・燐灰石がこれに加わる。黒雲母はデカッセイト組織を示すことがある。

飯館村八木沢西方に位置する変成岩は、畑川破碎帯西縁の断層に沿って断続的に分布し、阿武隈花崗岩類中の幅数 m から 10 数 m の数列のセプタ状ゼノリスとして産する。周囲の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は強片状で、変成岩近傍には変成岩と平行に細粒黒雲母花崗岩岩脈が発達する。本変成岩は砂質の薄層を挟む縞状の泥質変成岩で、局所的な小褶曲が発達する。風化が進んでおり、検鏡可能な試料は採取できなかった。

## IV. 相馬古生層

(田沢純一)

### IV. 1 概要と研究史

本図幅地域の古生界は相馬古生層と呼ばれ、図幅中央南部の真野川流域から上真野川流域にかけて分布する。更にこの南延長は「原町及び大甕」図幅(久保ほか, 1990)地域の北部に分布する。相馬古生層は下位より上部デボン系合ノ沢層, 下部石炭系真野層, 下部-中部石炭系立石層, 下部ペルム系上野層, 中部二畳系大芦層, 上部二畳系弓折沢層の6層に区分される。これらはいずれも海成層で, 岩相・化石相から南部北上山地の上部古生界に対比される。しかしながら南部北上山地の古生層と比較して地層が薄く, 特にデボン系・石炭系の層厚は南部北上山地の1/5-1/10である。また立石層を除いては石灰岩に乏しい。化石は種数・個体数ともに少なく, 保存状態も良くない。構造的には, 下位の松ヶ平変成岩類と共に北部では南へまた南部では北へブランチする南北に細長い盆状の複向斜をなしていたものが, NNE-SSW方向の左横ずれ断層(地蔵木断層)により分断, 約10 kmの水平変位がなされ, 現在の構造が形成されたと考えられる。

〔研究史〕相馬古生層に関する研究は, Yabe and Hayasaka (1915)により石炭紀サンゴ *Lithostrotion somaense* の化石が記載されたのが最初である。その後長尾(1931), 杉山(1944)により二畳紀紡錘虫・サンゴ・腕足類・二枚貝・三葉虫などの化石が報告された。更に Hayasaka and Minato(1954)によりデボン紀腕足類化石が, Sato (1956)により石炭紀サンゴ化石が記載された。また Minato (1955)により石炭紀サンゴ, 二畳紀紡錘虫・サンゴ・腕足類化石がリストに追加された。層序と構造については半沢(1954), Sato(1956, 1974), 佐藤(1973)により地質図が公表され, 大要が判明した。その後 Minato *et al.* (1979), Tazawa *et al.* (1984)によっても地質図が示された。特に Minato *et al.* (1979)は従来の産出化石の記録を整理し, それに基づく時代論を述べた。近年層序・構造についてはIwamatsu (1975), 原・梅村(1979), Tazawa *et al.* (1984), 柳井ほか(1988), 永広・大上(1990), 久保ほか(1990), 化石については Minato and Minoura (1976), Tazawa and Gunji (1982), Tazawa *et al.* (1984), 田沢(1984), 石崎(1984), 加藤(1984), 加藤ほか(1987), 高泉ほか(1985), 柳井ほか(1988)の貢献がある。しかし, 相馬古生層各層の層序関係, 構造及び時代については未解決の問題がいくつか残されている。例えば, 松ヶ平変成岩類-合ノ沢層, 合ノ沢層-真野層, 真野層-立石層の関係については各々整合, 不整合の両説がある。また柳井ほか(1988)が提唱した“立石ナツプ”についても検証がなされていない。産出化石の多くは未記載である。

## IV. 2 合ノ沢層 (A)

**定義と命名** 赤紫色 - 緑色凝灰質頁岩, 淡緑色凝灰岩灰色細粒砂岩互層及び暗灰色頁岩からなる上部デボン系. Sato (1956) 命名.

**模式地と分布** 従来の報告では模式地について不明瞭. 本報告では合ノ沢(現在の地形図では相ノ沢)中流右岸の林道(植ノ畑支線)を模式地に指定する. 模式地付近とその北東約 1 km の真野川長岡砂防ダムより下流右岸山腹斜面に露出する.

**層厚** 約 80m.

**層序関係** 本層と下位の松ヶ平変成岩類との層序関係については, 不整合(Sato, 1974; 原・梅村, 1979; 永広・大上, 1990 など)と整合(Iwamatsu, 1975)の2つの説がある. 永広・大上(1990)は模式地付近の合ノ沢支流の露頭で不整合面を観察できると述べているが, そこは Minato and Iwabuchi (1979) のように断層である. しかし, ①松ヶ平変成岩類は遠洋性堆積物を主とするメラングジュ相堆積物を原岩としており, 浅海成の合ノ沢層とは堆積環境に大きな違いがある, ②合ノ沢下流左岸山腹斜面において両者は構造的に不調和であるなどの理由から, 基本的には不整合であるように思われる.

**岩相** 下部は赤紫色 - 緑色凝灰質頁岩, 中部は淡緑色酸性ないし中性凝灰岩と灰色細粒砂岩の互層, 上部は暗灰色頁岩からなる(第 14 図). 中部の凝灰岩砂岩互層は腕足類化石を含む.

**化石と時代** Hayasaka and Minato (1954) は次の6種の腕足類を記載し, それらにより本層の時代を後期デボン紀と考えた: *Sinospirifer sinensis* var. *australis*, *Cyrtospirifer* cf. *kindlei*, *Cyrtospirifer* sp. a, b, c, *Camarotoechia* sp. Sato (1956, 1974) は腕足類 *Sinospirifer sinensis*, *Cyrtospirifer* sp., *Chonetes* sp. をリストアップした. また田沢(1984)は *Cyrtospirifer* sp., *Schizophoria?* sp., *Spiriferacea* gen. et sp. indet. を図示・報告した. これらの化石はすべて模式地付近で採集されたものである. 柳井ほか(1988)は真野川右岸の本層から産出した *Cyrtospirifer australis*, *Cyrtospirifer* sp. を図示・報告し, ここにも本層が分布することを明らかにした. 以上の産出化石と岩相上の類似より, 本層は従来の見解(Hayasaka and Minato, 1954; Sato, 1956; Minato and Kato, 1979)どおり, 南部北上山地の鶯ヶ森層に対比される上部デボン系であると考えられる.

## IV. 3 真野層 (M)

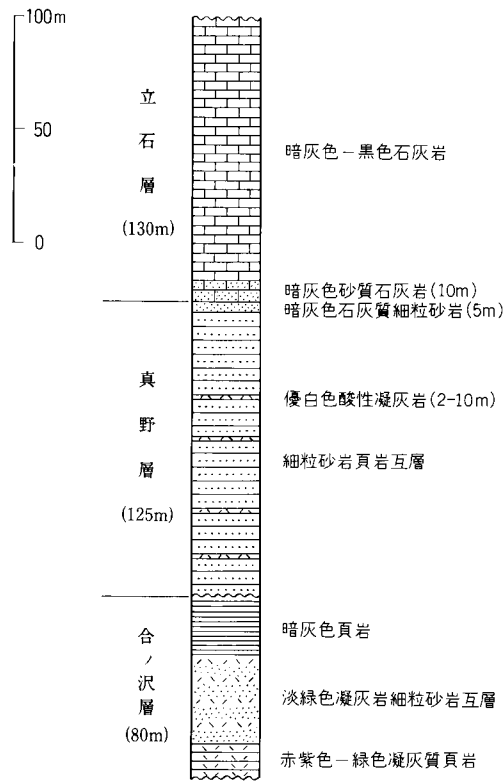
**定義と命名** 灰色細粒砂岩と暗灰色頁岩の互層を主体とする下部石炭系. Sato (1956) 命名.

**模式地と分布** 模式地は立石東方の真野川沿い(Sato, 1956; 永広・大上, 1989). 模式地付近のほか, 相馬古生層分布域東端の長沢中流から上真野川にかけて分布する.

**層厚** 約125m.

**層序関係** 下位の合ノ沢層及び松ヶ平変成岩類を不整合で覆う.

**岩相** 主に灰色細粒砂岩と暗灰色頁岩の互層からなり, よく成層している. 下部から中部にかけての数層準に厚さ 2 - 10 cm の白色酸性凝灰岩をはさむ. 最上部の約 5 m は暗灰色石灰質細粒砂岩からなり,



第14図 相馬古生層下部の地質柱状図

腕足類化石を含む。

**化石と時代** 本層の化石については、Sato (1956, 1974)により腕足類 *Leptagonia* cf. *analoga*, *Schizophoria respinata*, *Syringothyris* spp., *Spiriferina* cf. *transversa*, *Spirifer* sp., 四射サンゴ *Lophophyllidium* sp., 三葉虫 *Phillipsia*? sp. の産出が報告された。次いで Minato et al. (1979)により腕足類 *Dictyoclostus* sp. がリストに追加され、これらの化石により本層は最下部石炭系 Lower Tournaisian に対比された (Sato, 1956; Minato et al., 1979)。その後 Tazawa et al. (1984)は本層最上部から産出した次の7種の腕足類を記載し、それらが前期石炭紀 Late Visean を示すとした：*Leptagonia analoga*, *Rugosochonetes* cf. *celticus*, *Yanishewskiella* cf. *angulata*, *Spirifer* sp., *Brachythyris* sp., *Syringothyris* sp., *Tylothyris laminosa*。また高泉ほか(1985)は三葉虫 *Conophillipsia* sp., *Linguaphillipsia*? sp. α, β, *Paladin*? sp. を記載し、柳井ほか(1988)は腕足類 *Schizophoria resupinata*, *Fusella* sp., *Choristites* sp., *Orthotetes* cf. *keokuk*, *Georgethyris* cf. *acutiloba* を図示・報告した。以上の化石から本層は南部北上山地の日頃市層に対比される下部石炭系であるとみなされる。本層の時代は、特に下限について不明であるので、Tournaisian-Late Visean としておく。

#### IV. 4 立石層 (T)

**定義と命名** 暗灰色 - 黒色塊状石灰岩を主体とする下部 - 中部石炭系。半沢 (1954) 命名。Sato (1956) 再定義。半沢 (1954) の天沼層の一部も本層に含まれる。

**模式地と分布** 従来の報告では模式地が不明瞭。立石の南南西約 60 m の山椒魚沢下流 - 大穴鍾乳洞間の林道を模式地に指定する。模式地以外では、立石東方の真野川右岸及び堂六神山南斜面に露出する。更に長沢中流に小範囲であるが露出する。

**層厚** 約 130 m.

**層序関係** Minato (1955), Sato (1956) 以来本層と下位層との間には下部石炭系の Upper Tournaisian-Lower Visean 相当層を欠く大きな不整合があるとされてきた (Minato *et al.*, 1979)。Tazawa *et al.* (1984) は主に化石の証拠から両層間を整合であるとした。柳井ほか (1988) は本層基底層をナップの滑動面とみなし、久保ほか (1990) は「原町及び大甕」図幅地域で両層間が不整合である可能性が強いと述べている。本調査で直接下位層との関係を観察できなかったが、Tazawa *et al.* (1984) に従い整合と考える。

**岩相** 主に暗灰 - 黒色塊状石灰岩からなるが、最下部の約 10 m は暗灰色砂質石灰岩となっている。全体として再結晶した部分が多く、化石の保存状態も良くない。石灰岩にはしばしば不定形の珪質ノジュールが含まれる。

**化石と時代** 本層産出化石のなかでは四射サンゴが最もよく調べられている。Sato (1956) は次の 13 種 (亜種) を図示・記載した：*Lithostrotion (Siphonodendron) asiatica* var. *minor*, L. (S.) *pauciradiale*, *Lsomaense*, *Lonsdaleia (Styliodophyllum) floriformis abukumensis*, L. (S.) *japonica*, *Lonsdaleia* sp., *Dibunophyllum* cf. *asiaticum*, *Dibunophyllum* sp. a, b, c, *Koninckophyllum* sp., *Palaeosmia murchisoni*, *Hexaphyllia* sp. また次の 5 種をリストに掲げた：*Lithostrotion (Siphonodendron)* sp., *Caruthersella* sp., *Lophophyllidium* sp., *Palaeosmia* sp., *Carcinophyllum* sp. 更に Minato and Minoura (1976) は *Adamanophyllum abukumaense* を記載し、Minato (1955) *Kueichouphyllum* sp., *Siphonodendron* sp., *Cyathophylloid* gen. et sp. Indet., 加藤 (1984) は *Siphonodendron pauciradiale*, *Palaeosmia* sp., *Aulokoninckophyllum?* sp., *Axophyllum* sp., *Arachnolasma* sp., *Adamanophyllum?* sp., *Lonsdaleia duplicata*, *Dibunophyllum* cf. *bipartitum*, *Adamanophyllum abukumaense* を載録した。その他の化石としては、床板サンゴ *Sinopora* cf. *choiana* が加藤 (1984), 加藤ほか (1987) により、硬骨海綿 *Chaetetes* sp. が半沢 (1954), 加藤ほか (1987) により図示・報告されている。また紡錘虫 *Millerella* sp., *Ozawainella* sp., *Staffella?* sp., *Fusulinella?* sp. が Sato (1956) の産出化石リストにあげられている。これらの化石から従来いわれているように本層が下部石炭系 Upper Visean 相当層を含むことは確実である。さらに上記 *Sinopora*, *Chaetetes* は南部北上山地の長岩層から産出する種と類似し (加藤, 1984; 加藤ほか, 1987), *Fusulinella* も中期石炭紀を示すことから、本層上部が中期石炭紀に及ぶ可能性は強い。以上の化石と岩相的に似ていることから、本層は南部北上山地の鬼丸層と長岩層の両者に対比される下部 - 中部石炭系であると考えられる。

#### IV. 5 上野層 (Uw)

**定義と命名** 灰色 - 暗灰色砂質頁岩及び白色葉理を伴う灰色 - 暗灰色頁岩を主体とする下部二畳系。半沢 (1954) 命名。本層は、Sato (1956) では「Uwagaya Formation」とされているが、これは模式地とされる上野が「うわがや」と読まれたためと考えられ、実際に現在の5万分の1地形図では「上萱」と表記されている。しかしながら、その後、佐藤 (1973) 及び Minato *et al.* (1979) では「上野層」あるいは「Uwano Formation」とされ、また隣接する「原町及び大甕」図幅 (久保ほか, 1990) でも「上野層」としている。本報告では、半沢 (1954) に従い「上野層」を用いることとする。

**模式地と分布** 模式地について従来の報告では不明瞭。弓折沢下流 - 上真野川流域 (弓折沢との合流点より下流約 300 m の間) を模式地に指定する。模式地以外では合ノ沢中流に比較的良好に連続する層序の露出がある。本図幅地域では古生層分布域の大半を占める中部 - 上部ペルム系を東、北、西の3方向から取り囲むように分布するほか、中央南端部の蛇石沢上流にも露出分布する。

**層厚** 模式地で約 250 m。合ノ沢中流で約 325 m (第 15 図)。

**層序関係** 下位の立石層、真野層、合ノ沢層及び松ヶ平変成岩類を傾斜不整合で覆う。本層と下位層との関係を直接観察できる露頭はないが、模式地の上真野川 - 弓折沢合流点より上真野川に沿って約 300 m 下った場所で、それより下流では真野層の砂岩層の走向傾斜が N 8° E, 32° - 50° E である一方、上流における本層の頁岩及び砂岩層の走向傾斜が N 35° - 40° E, 56° - 70° N を示し、両者は構造的に斜交する。

**岩相** 灰色 - 暗灰色頁岩及び砂質頁岩が卓越する。頁岩は堅硬で、ハンマーでたたくと薄くはがれ、しばしば白色の厚さ数 mm 程度の層理面と平行する葉理がみられる。模式地では最下部付近に厚さ約 25 m の緑灰色粗粒砂岩ないし礫岩が発達している。この礫岩は最大礫径 5 cm の安山岩・砂岩・頁岩などの角礫を含む。石灰岩は合ノ沢中流と山椒魚沢上流に露出しているが、灰色を呈し、厚さ 2 - 5 m の連続性に乏しいレンズ状岩体が下部から中部にかけての 2 層準と最上部付近の 1 層準に挟在する。

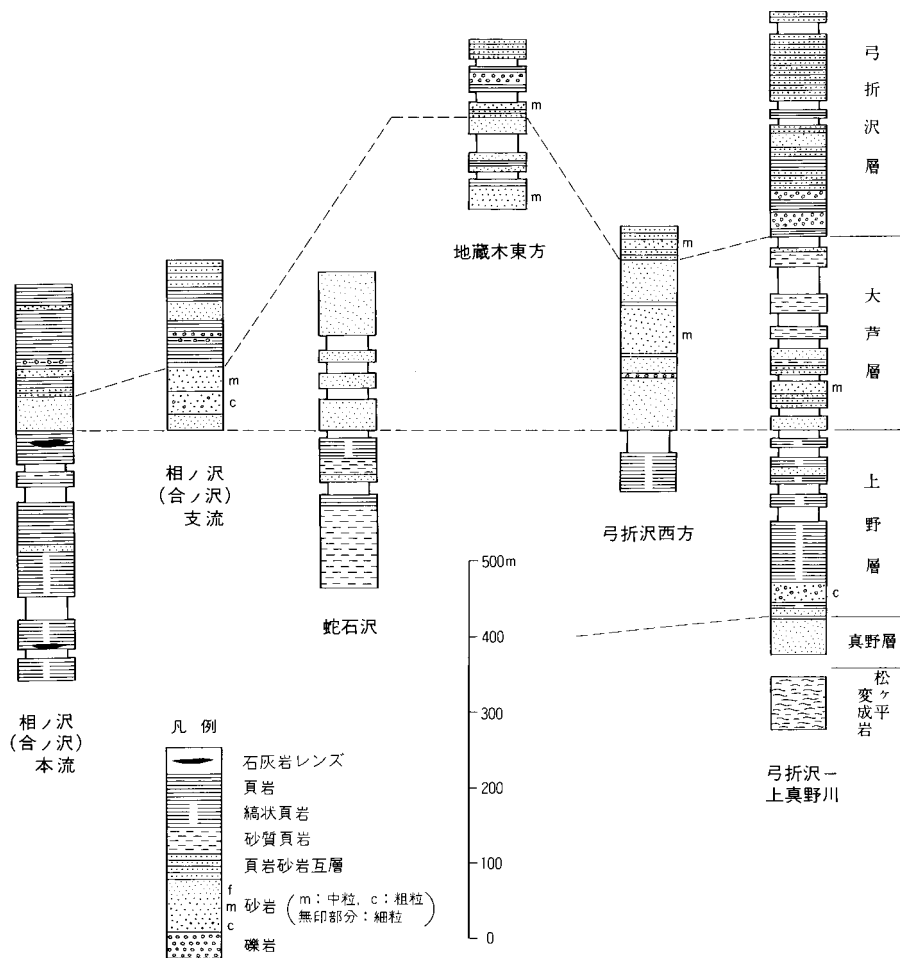
**化石と時代** これまでに本層から佐藤 (1973) は紡錘虫 *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina?* sp. を報告している。また、石崎 (1984) は紡錘虫 *Chalartoschwagerina?* sp., *Schubertella* sp., *Pseudofusulina?* sp., *Schwagerinidae* gen. et sp. indet. を図示・報告している。これらの化石の産出層準は不明瞭であるが、いずれも前期二畳紀を示し、南部北上山地の下部二畳系坂本沢層の下部及び上部に産出するものである。以上の化石から本層は坂本沢層に対比される下部二畳系であると考えられる。

#### IV. 6 大芦層 (O)

**定義と命名** 灰色ないし淡緑灰色細粒 - 中粒砂岩を主体とする中部ペルム系。半沢 (1954) 命名。

**模式地と分布** 従来の研究では模式地が明示されていない。地藏木付近の特に蛇石沢、東鉛沢及び地藏木東方の沢を模式地に指定する。

**層厚** 模式地で約 420 m。地藏木断層の東側では層厚 250 - 420 m であるが、西側では層厚 60 - 80 m



第15図 相馬古生層上部の地質柱状図

と薄くなる。

**層序関係** 下位の上野層の上に整合で重なる。佐藤(1973)は本層基底に不整合があるとし、この不整合をもたらした“大芦変動”を提唱したが、その根拠とされた上野層と大芦・弓折沢両層との間の構造的差はないと考える。

**岩相** 主に塊状の灰色ないし淡緑灰色細粒-中粒砂岩からなり、頁岩の薄層をはさむ。弓折沢では上部層が暗灰色砂質頁岩に石化している。模式地の東鈴沢下流では下部に厚さ2mの暗灰色石灰岩レンズが挟在する。大芦付近では本層中部に厚さ3-5mの礫岩層が発達している。この礫岩は径2-10cmの砂岩、頁岩、花崗岩、安山岩、安山岩質凝灰岩などの垂円礫のほか50×70cmの大きさの石灰岩偽礫を含み、南部北上山地で薄衣式礫岩または薄衣型礫岩とよばれているものに類似する。本層を特徴づける淡緑灰色砂岩は南部北上山地の中部二疊系叶倉層の砂岩と岩相的にきわめてよく似ている。

**化石と時代** 佐藤(1973)は本層中部の砂質頁岩中の石灰岩レンズから紡錘虫 *Monodioxodina matsubaishi* を報告した。また Tazawa and Gunji (1982) は本層上部の砂岩から次の5種の腕足類を記載し、これらが中期二畳紀 Punjubian を示すと述べた：*Megousia koizumii*, *Megousia* sp., *Spiriferella keilhavii*, *Martinia* sp., *Punctospirifer?* sp. そのほか未記載ではあるが、腕足類 *Linoproductus cora*, *Lep-todus* sp., *Spiriferellina cristata*, *Hustedia* sp., 三葉虫 *Pseudophillipsia* sp., 二枚貝 *Schizodus* sp., *Aviculopecten* sp. などの産出報告がある(長尾, 1931; 杉山, 1944; Minato, 1955; 田沢, 1984)。これらの化石と岩相的類似より、本層は南部北上山地の叶倉層に対比される中部二畳系であると考えられる。

#### IV. 7 弓折沢層 (Y)

**定義と命名** 剥離性に富む黒色頁岩と頁岩砂岩互層を主体とする上部二畳系。半沢(1954)は本層の一部、地蔵木断層の東側に分布するものについて植ノ畑層と命名した。その後 Sato (1956), 佐藤(1973) は地蔵木断層の西側に分布する本層も含めて弓折沢層とした。

**模式地と分布** 佐藤(1973)は上野(現在の地形図では上萱)付近一帯を模式地としたが、ここでの本層は複向斜の軸部付近に位置し、小褶曲を繰り返すなど構造が複雑であり、模式地としては不适当である。永広・大上(1989)が指定した弓折沢上流を模式地とする。地蔵木断層をはさんで東西両側に、各々向斜軸部を中心として広範囲に分布する。模式地のほかに木淵沢、合ノ沢上流及び太古沢によく露出している。

**層厚** 模式地で約 300m。

**層序関係** 下位の大芦層の上に整合で重なる。上部は新第三系に覆われる。

**岩相** 下部では黒色頁岩、上部では頁岩砂岩互層が卓越する。いずれも 30-60 cm 単位で成層する。下部の2層準で礫岩層を、また1ないし2層準で灰色細粒砂岩の薄層をはさむ。黒色頁岩は剥離性に富み、ハンマーで容易に大きなブロックを割り取ることができるもので、岩相的に南部北上山地の上部二畳系登米層の黒色頁岩に似ている。頁岩砂岩互層は厚さ 1-6 cm の黒色ないし暗灰色の頁岩と灰色細粒-中粒砂岩の単層からなる砂岩優勢互層である(第 16 図)。本層下部にみられる礫岩は厚さ 3-20 m で、いわゆる“薄衣型礫岩”に相当する(第 17 図)。この礫岩の基質は細粒砂岩または泥岩で、花崗岩・安山岩・酸性凝灰岩・砂岩・頁岩・石灰岩などの亜円礫からなる。礫径は多くが 2-5 cm, 最大 20 cm に達する。そのほかに 1×1.5 m あるいはそれ以下の大きさの石灰岩偽礫をしばしば伴い、この石灰岩に紡錘虫化石が含まれることがある。合ノ沢の本流と支流で本礫岩は層厚 1-2 m と薄くなるかまたは亜円礫を含む黒色頁岩に移化している。

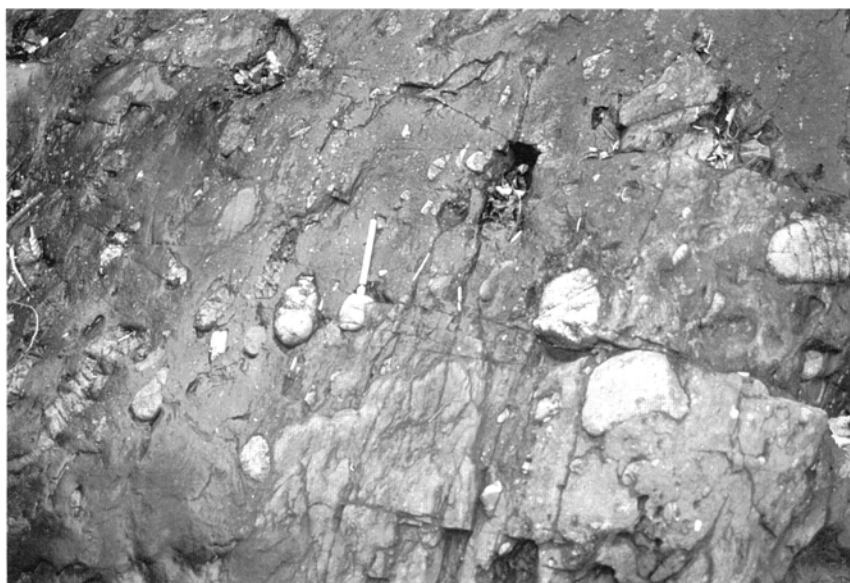
**化石と時代** 本調査で礫岩中の石灰岩偽礫から紡錘虫 *Lepidolina* sp. を採集した。これまでに半沢(1954), Sato (1956), 佐藤(1973)により大芦層産出化石として報告された紡錘虫 *Lepidolina toriyamai*, *L.* sp., *Verbeekina* sp., *Pseudodoliolina* sp., *Ozawainella* sp., 四射サンゴ *Wentzelloides maiyaensis*, *Waagenophyllum indicum* などはずべて本層礫岩の石灰岩礫または石灰岩偽礫から採集されたものと考えられる。本層の時代については上記化石が示す中期二畳紀の後期よりは新しいことが明らかである。



が、それ以上のことはいえない。岩相的に本層は南部北上山地の登米層の下部 - 中部層に似ていることから、おそらく登米層下部 - 中部に対比される上部二疊系であると思われる。



第 16 図 弓折沢層上部の頁岩砂岩互層 (弓折沢)



第 17 図 弓折沢層下部に見られる含花崗岩礫岩 (弓折沢上流)  
泥質岩をマトリックスとする“薄衣型礫岩”。ペンの長さは約 15cm

## V. 鹿狼山層 (Kr) (時代未詳)

(滝沢文教)

**定義** 双葉断層の東側に沿って分布する砂岩優勢な先ジュラ紀堆積岩類。

**地層名** 割山層(先デボン系?の泥質変成岩を主とする)に一括されていたものを、黒田・小倉(1960)が、砂岩優勢な部分を鹿狼山層として分離、藤田ほか(1988)再定義。

**模式地** 「角田」図幅地域内の鹿狼山東麓の沢筋に、模式的に露出する。

**分布** 本地域中央北部の相馬市初野西方で双葉断層の東側に分布する。

**層序関係** 時代未詳で、隣接するジュラ系とは大部分断層で接するが、本来はジュラ系に不整合で被覆されていた可能性が強い。第三紀層には随所で不整合に覆われる。割山層(藤田ほか, 1988)とは、砂岩が圧倒的に多いという岩相の違いのほか、全般的に岩石の変成度と変形度が低いことによって区別される。

**岩相** 細-中粒, 一部粗粒の塊状又は成層砂岩を主とし, しばしば中層理砂岩頁岩互層及び頁岩を挟む。成層砂岩及び砂岩頁岩互層における砂岩層の厚さは, 一般に2 m以下で, 数10 cm位のことが多い。成層良好な部分もしくは頁岩層を挟有する場合には平行葉理が良く発達する。級化構造は一般に不良である。本層は全般的に破碎化しており, 部分的に剪断変形により片状化している。そのため割山層との識別の難しい場合がある。本層の砂岩は多くの場合, 基質として炭酸塩鉱物に富むのが特徴である。砂岩は新鮮面で淡青灰色-淡灰色, 風化面で淡黄灰色-灰白色を呈する。頁岩は厚くても20 m以下で, しばしば葉理が発達している。

変形構造についてみると, 砂岩では, 微小割れ目の発達による破碎化は全般的であるが, 肉眼的に片状構造は認められないが, 鏡下ではしばしば, 層理面に平行な砂粒の定向配列と, スレート劈開と同様な線状の黒色部分(dusty part)の発達が認められる。頁岩は一般に微小割れ目に富み, キンク褶曲や低角の小規模剪断帯などの変形構造がときどき見られる。また, 層理面にほぼ平行な弱い片状構造が発達する場合もある。北隣の角田図幅内の本層では, 頁岩が局所的に千枚岩化している場合があり, 泥質マイロナイトと考えられている(藤田ほか, 1988)。

砂岩の鉱物組成は, かなり均質一定しており, 石英・斜長石を主とし, カリ長石・緑れん石・スフェンを伴うほか, リュウコクシン・電気石・アパタイト等を少量含有する。カリ長石の含有量は, 場所によってかなり多量(10-20%)な場合もある一方, ほとんど含まれない場合もあるなど変化に富む。岩片は非常に少なく, 微晶質石英(チャート?)がごく少量あるのみである。基質は20-40%と多く, 大部分方解石からなり, 白雲母・緑泥石を伴う。砂岩の分類(Okada, 1971)からは, 本層の砂岩は長石質ワツ

ケに属する。一般的に砂粒径の淘汰は不良でかつ、角張っている。ジュラ系の砂岩とは基質量や淘汰度といった組織的特徴によっても相違する。すなわち、本層の砂岩は粒径の淘汰は不良で、かつ角張っており、基質量もジュラ系砂岩よりも多い。

本層の層厚は、頻繁な断層の存在のため不詳であるが、少なくとも 500m 以上と判断できる。

対比 化石を産しないので不詳である。ジュラ系栗津層の下位に位置すること、変成及び変形度や地質構造上の位置から、割山層より若く、ジュラ系(相馬中村層群)以前の地層であることは確実である。

本地域周辺に分布する中生層及び古生層と本層を比較してみる。相馬の古生層(上部デボン-二畳系)には、本層のような砂岩卓越層は存在しないし、本層の砂岩は、南部北上帯の古生層砂岩が火山岩片を多量に含有する石質砂岩であるという特徴にも合致しない。したがって、相馬の古生層に対比は困難である。一方、中生層と比較すると、岩相的には南部北上山地の稲井層群(中・下部三畳系)にかなり類似している。本層が上部古生界やジュラ系と近接して分布するという地質状況も、稲井層群の場合と似ている。砂岩の基質に方解石の多いことや泥質岩も石灰質であることなど岩質の点でも両者は似かよっている。しかし、砂岩の鉱物・岩片組成に若干の相違が認められ、本層の砂岩が岩片の乏しいのに比べて、稲井層群では花崗岩・火山岩・変成岩など相当量の岩片を含む点(滝沢, 1977)で異なる。したがって、鹿狼山層が稲井層群によく似た点はあるものの両者の対比には疑問があり、本報告では鹿狼山層を割山層より上位の先ジュラ系と位置づけしておく。

## VI. 相馬中村層群(ジュラ系 - 下部白亜系)

(滝沢文教)

### VI. 1 概要と研究史

本層群は双葉断層の東側に沿って南北方向に狭長に分布し、本地域を中心として南北の延長 27 km, 幅 2-4km に広がる。

本層群は、下位より栗津層・山上層・栢窪層・中ノ沢層・富沢層及び小山田層の 6 層からなり、中部ジュラ系から最下部白亜系に及ぶ。ジュラ紀 - 白亜紀の境界は小山田層中にある。全層厚は本地域で約 1,900 m, 原町地域の本層群上限部含めると、2,300 m である。砂岩と頁岩を主体とし礫岩をときどき挟む。中ノ沢層上部に厚さ数 10 m の石灰岩層(小池石灰岩部層)を挟む。栢窪層と富沢層の大半は陸成層で、植物化石を多産する。そのほかの地層は浅海層で軟体動物化石を産する。すなわち、相馬中村層群は陸成層と海成層とが交互する環境変化の著しい沿岸相を示す。

従来、本層群の基底層として北沢層(正谷, 1950 の初野層と同義)が設定されていたが、角田地域(藤

田ほか, 1988)での鹿狼山層に関する知見と今回の相馬中村地域の調査研究の結果を総合すると, “北沢層”の大部分は, 鹿狼山層と同じ地層であり, 一部栗津層最下部の砂岩を含むことが判明した. すなわち, 北沢層とされていた砂岩優勢の地層は「角田」図幅地域に模式地をもつ鹿狼山層と岩相と岩質が一致し, 全く同じ地層である. 従来北沢層から産出した貝化石を含む層準は栗津層下部に含められる.

相馬中村層群の構造的特徴は, 全体として背斜構造を有していることであり, このことはこのジュラ系 - 下部白亜系が堆積盆の形を保有せず, 全くの後生的な造構作用に規制された地質構造であることを示している. この背斜構造は双葉断層と平行であり, この構造が双葉断層の形成と関連したことを示唆している. 東西方向に本層群の分布状態をみた時, 東西両側により若い地層が重なり, 大局的に背斜構造をなすといえる. 双葉断層にほぼ平行した  $N 10^{\circ} W$  方向の断層(双葉断層の副断層?)によって縦方向の寸断が著しいのも大きな構造的特徴である.

**研究史** 相馬中村層群に関する研究報告は, 明治時代以来沢山あり, 層序学的研究, 古生物学的研究, 堆積岩石学的研究, 堆積学的研究など多岐にわたる. その中でも古生物学的研究が最も多い. 相馬地方に中生界の存在を最初に示したのは, 山下(1896, 1898)であろう. Yabe and Aoki (1924) は化石からの裏付けによって中生界とした. その中生界をジュラ系と特定したのは Shimizu(1927, 1930)である.

層序学的研究については, 徳永・大塚(1930)が端緒で, 富沢 - 栢窪付近のジュラ系の層序を地質図付で示した. ジュラ系全体の層序を最初に報告したのは, 正谷(1950)及び Masatani and Tamura (1959)である. 北村ほか(1955)は宮城県南東部から福島県北東部の広域的な地質を報告した中で, 本層群について独自の層序と地質図を示した. Mori (1963) は正谷(1950)では扱われていなかった本層群の南部部を含むほぼ全域の地質図と層序を中ノ沢層サンゴ化石とともに報告した. 東北農政局(1988)及び久保ほか(1990)は, 従来詳細が不明であった原町地域の本層群について, 特に各層の分布状況について新知見を提供した.

化石の研究では, Shimizu (1927, 1930)は中ノ沢層からチトン世のアンモナイトを報告した. 大石(1934), Oishi (1940), Kimura and Ohana (1988a, 1988b) は植物化石を, Eguti (1951), Mori (1963) 及び Beauvais and Mori (1988) はサンゴ化石, Tamura (1959, 1960) は貝化石, Sato (1962) はアンモナイト, 松岡(1989)は放散虫化石をそれぞれ報告した. オリジナルな研究ではないが, 福島県教育委員会(1984)は相馬中村層群の化石の紹介を行っている.

他方, 堆積岩石学分野では, Kimura (1953) 及び木村 (1954) による中ノ沢層の堆積環境に関連した黄鉄鉱の起源と砂岩組織に関する研究は, 当時としてはかなり先駆的な研究であった. 江口・庄司(1965)の小池石灰岩の堆積サイクルと石灰岩組織に関する精緻な研究も画期的であった. Okami (1969) 及び Okami *et al.* (1976) は砂岩組成と礫岩の礫種組成を検討し, 石英砂岩とオーソコーツァイト礫の存在を明らかにした. Takizawa (1985) はジュラ系全般の堆積相と堆積環境を論じている. 森野(1992)は江口・庄司(1965)と同様に小池石灰岩の堆積相解析を行った.

以上多岐にわたる研究がなされてきたが, 構造地質学的研究はまだなされていない.

## VI. 2 栗津層 (As, Aw)

**定義** ジュラ系相馬中村層群の基底層で、礫岩・砂岩(As)にはじまり黒色ないし暗灰色の砂質頁岩(Aw)を主とする海成層。

**地層名** 正谷(1950)による。

**模式地** 栗津西方で、三角点 210.8m の北側の沢。基底礫岩は南萱倉の沢床(2箇所)に露出する。

**分布** 栗津、山上、小野西方の主分布域のほか、初野西方に小分布する。

**層厚** 模式地で約 280m と見積られる。

**層序関係** 藤田ほか(1988)の「角田」図幅地域での産状及び本地域南萱倉で見られる状況から、鹿狼山層を不整合に覆うことは確実である。上位の山上層に整合に覆われる。

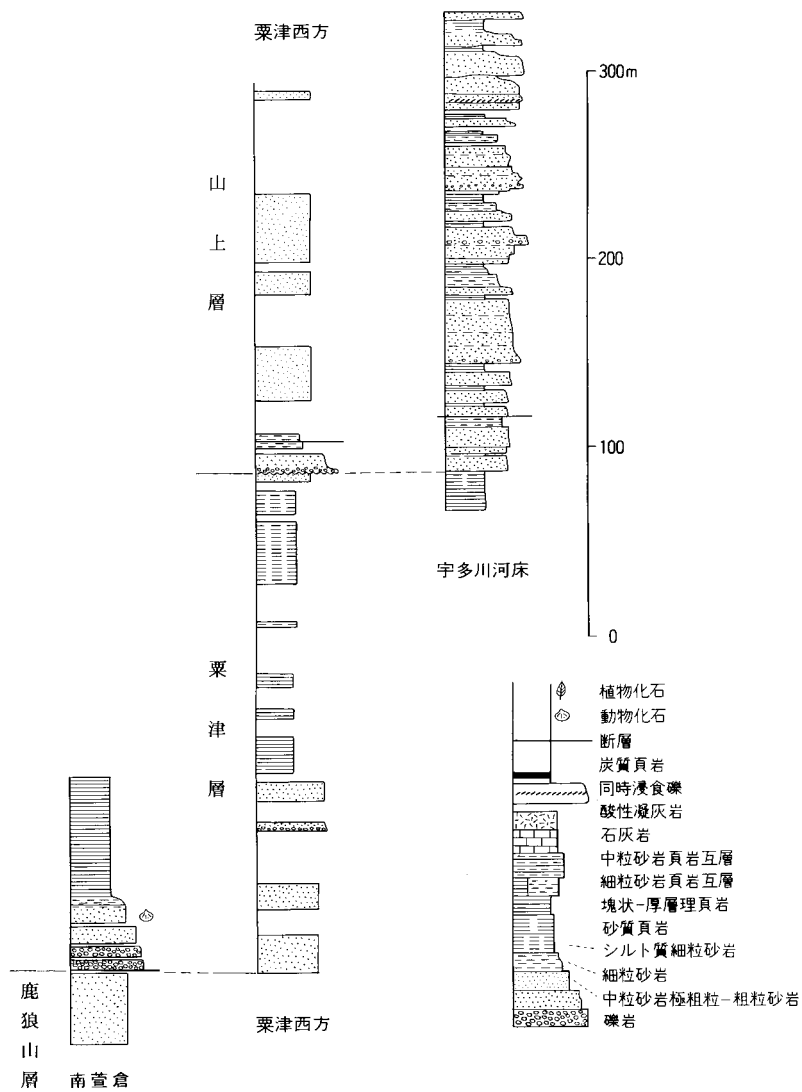
**岩相** 栗津層は、黒色の砂質頁岩で代表される地層で、基底の大礫-中礫礫岩に始まり、粗-中粒砂岩(厚さ 30 m 以上)を経て、黒色の砂質頁岩(厚さ 200 m 以上)に至る 1 堆積サイクルを示す(第 18 図)。基底部の砂岩層中にも砂質頁岩を挟むことがある。砂岩層からは二枚貝(Trigonids)等の化石を多産する部分があるが、化石の保存状態は余り良くない。

礫岩は、萱倉西方の沢の河床に露出し(第 19 図)、露出する部分の礫岩の厚さは約 5 m であるが、転石の状況から 10 m 以上の厚さを持つと推定できる。礫は長径 3-15 cm の円礫を主体とし、最大礫径群は優白色の花崗岩質岩で、長径 32 cm, 28 cm といった巨礫を含む。それらは有色鉱物の少ないグラノフリックなアダメライトである。他の礫種は、デイサイト・珪長質凝灰岩・頁岩・粘板岩・細粒黒雲母花崗岩・ひん岩・珪質片岩-砂質片岩などである。花崗岩質岩やひん岩ではアルカリ長石を多く含むものが目立つ。

礫径の淘汰度は花崗岩質岩の巨-大礫を含む部分を除けばおおむね良好で、上方に砂岩に漸移する。砂岩は塊状の粗-中粒砂で、基質に少量の方解石をもつ長石質アレナイトである。岩片として花崗岩類・アプライト・中-珪長質火山岩・泥質-珪質片岩などを少量含む。砂岩層上部では、三角貝ほかの摩耗した貝化石を産する。この砂岩から漸移して上位には青灰色の極細粒砂岩-粗粒シルト岩(厚さ 30-50 m)があり、上方に黒味を増しながら本層の主部を特徴づける黒色の砂質頁岩に移化する。

主部の砂質頁岩層(Aw)は一般に塊状であるが、厚さ数 10 cm-2 m の単位で成層面の見られる場合が少なくない。この砂質頁岩層の下半部には数 m 厚の中粒砂岩層(部分的に粗粒)を 4-5 枚挟むほか、厚さ 2-3 cm で葉理の発達した極細粒砂岩薄層を挟むことがある。本層の最上部 20-30 m 厚の砂質頁岩はやや石灰質で砂岩薄層をよく挟み、生物擾乱の痕跡が顕著である。

**化石と年代** 模式地付近において、*Bigotites* sp., *Latitrigonia pyramidalis*, *Vaugonia awazuensis* などを産し(Masatani and Tamura, 1959)、中部ジュラ系のバジヨス階-バトン階に対比される(Sato, 1962; Mori, 1963)。三角貝は下部の砂岩層に多産する。



第18図 相馬中村層群の地質柱状図 その1, 栗津層・山上層

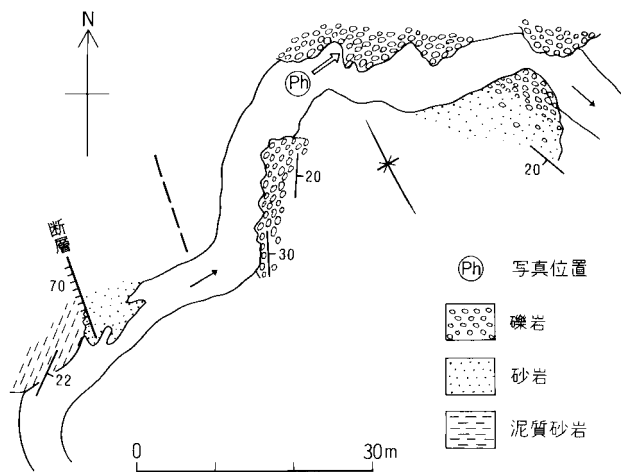
### VI. 3 山上層 (Ym)

**定義** 栗津層頁岩の上位にあつて成層した中粒-粗粒砂岩を主し頁岩を伴う海成の上部ジュラ系。

**地層名** Mori (1963) の命名。正谷 (1950) の須萱砂岩層に同じ。

**模式地** 相馬市山上の宇多川河床。

**分布** 宇多川河床を中心として北は栗津方面，南は錢上平西方まで。相馬中村層群の中で分布面積は最小。



第19図 栗津層底部の礫岩 (初野南西南葎倉の沢床)

**層厚** 約250m.

**層序関係** 栗津層の砂質頁岩を整合に覆う。生物擾乱の痕跡をもつ山上層の最下部は0.3-1mの単位で成層する中粒砂岩でやゝ石灰質である。

**岩相** 本層は大部分が成層砂岩からなり、下部が中粒で上部に向かい粗粒砂岩が多くなり、一部礫質である。成層の単位は下部は0.3-2m、上部では0.5-5m位と厚層化する。成層状態など外見上はタービダイトに似るが、級化層理その他タービダイトの特徴は認められない。しかし、栗津西方では本層最下部の頁岩偽礫を含む極粗粒砂岩が凹凸のある境界をもって栗津層の頁岩を覆う部分があり、堆積

同時的浸食構造と推定されるなど、部分的には重力流堆積物の可能性をもつ。泥質岩は下部では葉理の発達した成層頁岩が2層あり、上部では厚さ5m以上の塊状シルト質頁岩を挟む。

本層の粗粒砂岩は色調や風化状態などの諸特徴が中ノ沢層の砂岩と酷似し、断層でブロック化している部分では、両者の識別が非常に難しい。砂岩は一般に長石質アレナイトで、岩片は少ないが酸-中性火山岩や花崗岩及び微結晶石英を含む。有色鉱物として緑れん石、黒雲母を普通を含む。宇多川右岸の本層上部の粗粒砂岩中には黒雲母花崗岩やオーソコーツァイトの礫(径5-15cm)が含まれる。

頁岩は部分的に生物擾乱の痕跡があり、上部の粗粒砂岩には斜交層理が発達するなど、浅海相を示している。

**化石** 正谷(1950)及び Masatani and Tamura (1959)は本層の基底部と中上部とから、*Latitrigonia uncarinata*, *Ibotrigonia masatanii*, *Scaphotrigonia somensis*, *Nipponitrigonia sagawai*, *Myophorella (Promyophorella) sugayensis* など二枚貝化石を報告しているが、これらによる年代の特定は難しい。上下位の地層との関係から、カロブ階と推定される(Mori, 1963)。

#### VI. 4 栴窪層 (Tc, Th)

**定義** アルコース質の粗-中粒砂岩、細粒砂岩と頁岩から構成される上部ジュラ系で大部分陸成層である。

**地層名** 正谷(1950)及び Mori(1963)による。徳永・大塚(1930)の御山層の一部に相当。

**模式地** 相馬市富沢及び池上付近の沢沿によく露出する。層名の鹿島町栴窪付近は露出不良。

**分布** 相馬市今田から南に鹿島町を経て、原町市北部までの低山地の主稜部を構成する。相馬中村層群全体の中で中軸部を占め、分布面積は最も広い。

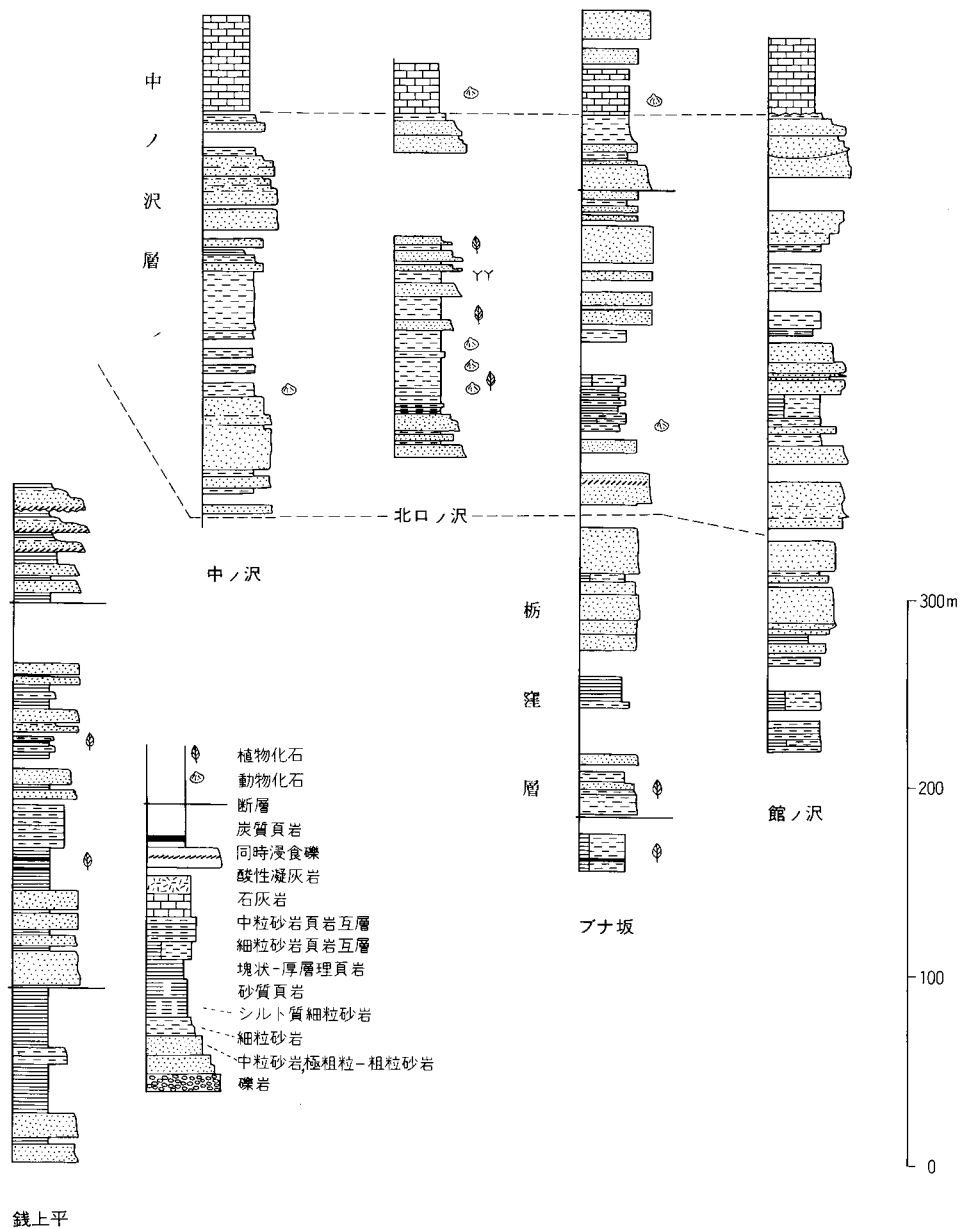
**層厚** 断層や褶曲が著しく、全体の層厚は不明である。露出する限りの層厚は約450m。

**岩相** 粗-細粒のアルコース砂岩と灰緑色-暗灰色-黒色の頁岩からなる。本層の主体(Tc)は、厚さ10m前後の粗粒砂岩が従属的に頁岩を挟んで繰り返し累重して厚層(厚さ100-200m)をなすもので(第20図)、ときに50m前後の厚層砂岩もある。砂岩は典型的なアルコースで、石英32-60%、長石20-35%、黒雲母2-5%(最大9%)で、長石質アレナイトに相当する(第23図)。岩片は山上層と同様少なく、黒雲母の多いことが他の地層と比べての特徴。一般に細粒なほど石英に富む。なお、礫岩はまれで、粗粒砂岩中に花崗岩や脈石英の中-細礫が点在するにすぎない。

厚さ数10m程度の頁岩優勢な層準(Th)が、少なくとも2層あり、それにはしばしば細粒砂岩が挟在し、互層状をなすこともあって、このような部分に炭質頁岩や植物化石がよく見いだされる。頁岩は暗灰色-灰緑色のことが多く、墨黒色の炭質頁岩を伴うことがある。ときに石炭薄層を挟有する。かつてこの石炭が採掘され、小山田(ブナ坂)などには、石炭のズリ山が残存している。この炭質物を伴う泥質岩-細粒砂岩の存在は含黒雲母粗粒砂岩とともに本層を特徴づける。

以上の諸岩相の垂直的出現順序は、場所によって多少異なるが、大まかには下部に粗粒砂岩、中部に頁岩-細粒砂岩、上部に塊状の中粒砂岩が優勢である。また、水平的には、北部で粗粒砂岩が多くみられるが、南部ではそれがかなり少なくなって中粒-細粒砂岩が勝ってくる。





第 20 図 相馬中村層群の地質柱状図 その 2, 枋窪層・中ノ沢層

岩相に成層の単位や堆積構造などを加味すると、桧窪層には次のような種類の層相 (a - e) が識別される。

a) 粗粒砂岩と頁岩の砂岩優勢な極厚層理互層で、上方細粒化型の小規模堆積サイクルを示す。サイクルの単位層厚は 5 - 15 m 位。山上南方から富沢西方にかけての本層下部と中上部の 2 層準に見られる。滝沢(1976)の蛇行型河川成堆積サイクルに相当する。

b) 粗粒塊状砂岩：5 - 30 m 位の厚層をなす。長石質砂岩(アルコース)でゴマ塩状に黒雲母をかなり多量に含有。層相 a) のような砂岩層上部での細粒化は見られず、部分的に斜交層理を認める。砂粒の淘汰はあまりよくない。この層相は本層中下部などに見られ、網目状河川起源と推定される。

c) 中粒一部細粒の塊状又は厚層理砂岩：1 - 5 m 位の単位で成層し、ときに弱い平行葉理を示す部分がある。砂粒の淘汰は比較的良好、本層の上部によく発達し、上下位の層相を考慮して、河口や海浜を含む沿岸成堆積物の可能性が強い(Takizawa, 1985)。

d) 細粒一部中粒砂岩と頁岩の薄層理又は中層理互層。砂岩には平行葉理が発達し、しばしば斜交葉理も見られる。ときに植物化石を含む。互層における砂岩の厚さは一定せず 1 - 50 cm の範囲で変化する。あまり厚くはなく、最大で 20 m 位、次の層相 e) と隣接あるいはその中に挟まれる場合が多い。氾濫原又は湖沼の浅い部位での堆積が推定される。

e) 暗灰色頁岩を主体とし、ときに細粒砂岩薄層を挟む。部分的に葉理が発達、黒色の炭質頁岩薄層を挟むことがある。湖沼環境又は氾濫原での堆積が推定できる。

本層は、ときどき植物化石を産したり、薄い石炭層を挟むが、海成動物化石は知られていない。泥質岩は暗灰色 - 灰緑色のことが多く、炭質な場合には黒色を呈し、海成頁岩の示す安定した黒色とは色調を異にする。黄鉄鉱の含有率は海成の頁岩に比べて非常に少ない。また、ところどころに河川成堆積サイクルが見られる。以上の諸特徴から、本層の大半は陸成層と推察されている (Takizawa, 1985)。前述した垂直的な岩相の変化は、堆積相が本層下部から上方に向けて、網目状及び蛇行型河川成相→湖沼相及び沖積低平地の氾濫原相→蛇行型河川成相→河口を含む沿岸成相へと推移したことを示唆しているであろう。すなわち、沈降性の沖積平野における上流域から下流域への堆積環境の変化を示していると思える。

**化石と時代** 動物化石は産しない。徳永・大塚(1930)、大石(1934)、Oishi (1940)、木村(1984)及び Kimura and Ohana (1988 a, 1988b)によって次のような植物化石が報告されている。*Cladophlebis exiliformis*, *Cl. isikawaensis*, *Cl. lobifolia*, *Cl. acutipennis*, *Cl. undulata nipponensis*, *Nilssonia orientalis*, *Onychiopsis elongata*, *Podozamites* sp., *Pseudoctenis* cf. *lanei*, *Ptilophyllum pecten*, *Pt. pachyrachis*, *Sagenopteris petiolata*, *Zamiophyllum* cf. *buchianum*, *Zamites yabei*。

これらの植物化石から年代を特定することは難しいが、上下位の地層の年代から、桧窪層はジュラ紀後期オクスフォード期と推定されている (Masatani and Tamura, 1959 ; Mori, 1963)。

## VI. 5 中ノ沢層 (Nk, K, Kc)

**定義** 粗粒 - 中粒アルコース砂岩(下部と中部)と石灰岩(上部)からなる浅海成の上部ジュラ系であ

る。浅海生動物化石を多産する。

**地層名** 徳永・大塚(1930)提唱, 正谷(1950)再定義。

**模式地** 「相馬中村」図幅地域内。富沢西方の中ノ沢及び小池の館ノ沢。

**分布** ジュラ系全体の中で西部と東部分かれて分布する。模式地を含む東部は富沢から南方に分布する。西部は主に結晶質石灰岩が双葉断層に沿って分布する。

**層厚** 模式地で230m, このうち石灰岩が約50m. 南部の館ノ沢で300m.

**層序関係と層序細分** 下位層とは整合で陸成→海成という層相の変化で分けられる。模式地の中ノ沢や小山田のブナ坂では、本層の下限は多量の貝化石を含有する石灰質暗色砂岩とその直下位の優白色長石質粗粒砂岩の出現(正谷, 1950のリマ砂岩)によって、比較的容易に識別できるが、桁窪層の最上部が塊状又は極厚層理中粒砂岩の厚層で構成される場合があり、そのような場合、本層との境界の判別が難しい。しかし、貝化石が産出しない場合でも、桁窪層の砂岩には見られない生物擾乱の痕跡の出現によって本層の下限を識別可能である。

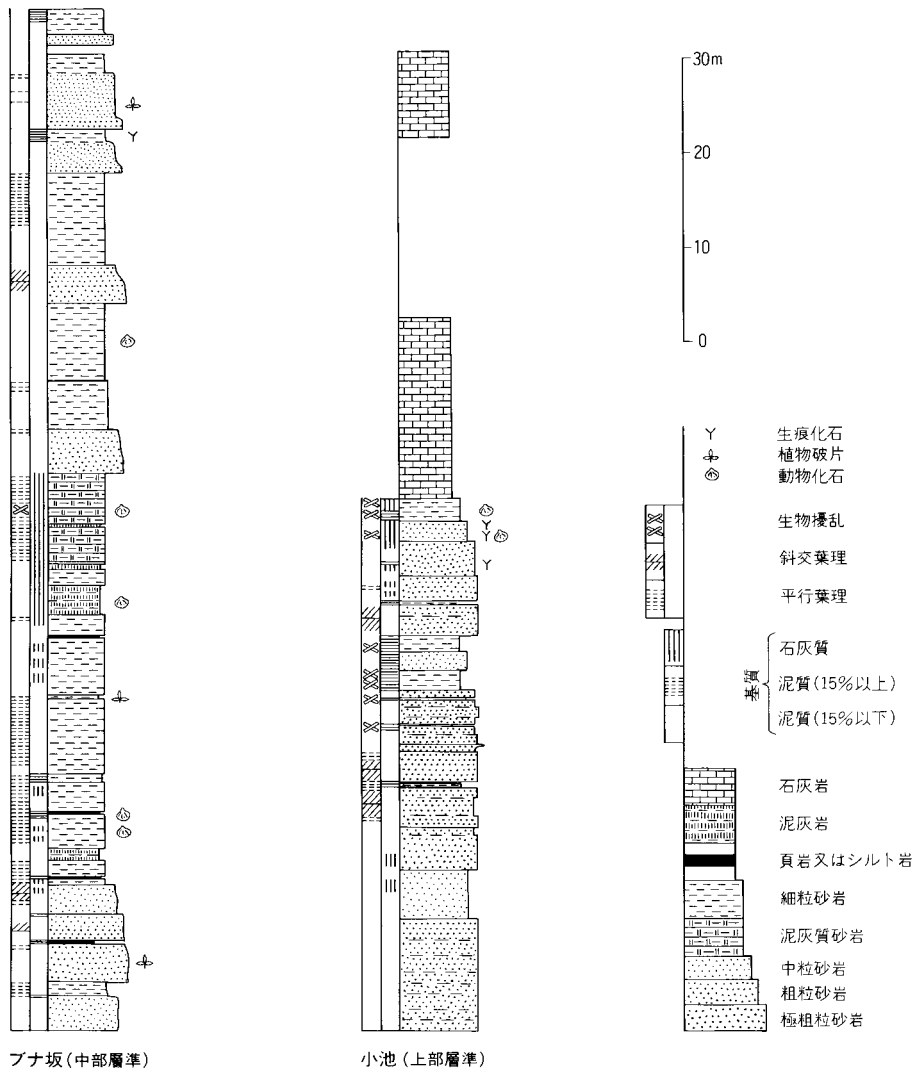
**岩相** 〈館ノ沢砂岩部層 Nk〉 本層下-中部の砂岩を館ノ沢砂岩部層(新称)と呼ぶ。館ノ沢砂岩部層の特徴である黄白色粗粒砂岩は一般に塊状で、細-中粒砂岩を挟むが細粒の泥質岩を挟むことは稀である。本部層は下部と上部に優白色粗粒砂岩、中部に細-中粒砂岩が優勢な場合が一般的である(第20図)。下位の桁窪層のアルコース砂岩とよく似ているが、中ノ沢層砂岩の方がより粗粒で優白色である。また、石英とカリ長石が多く、斜長石・岩片が少ないこと、黒雲母が肉眼ではほとんど認められないこと、などの特徴をもつ。風化砂岩では基質部(石灰質のことが多い)が白くなったり、硫黄分からなる黄色い粉を析出していることもある。中ノ沢層砂岩は南方に向かって粗粒化し、かつ層厚が大きくなる傾向にある。石灰岩層の直下位には厚さ10m以下の暗灰色の石灰質細-中粒砂岩が存在し、その中にしばしば貝化石を密集して含む。

細-中粒砂岩は、本部層の中部に厚さ数10mのまとまった層準を占めている(第21図)ほか、粗粒砂岩と交互する場合もある。粗粒砂岩に比べて、黒雲母や黄鉄鉱が多く、淘汰が良好で、かなり円磨された砂粒が多い。ブナ坂奥では泥質の細粒砂岩がよく発達し、貝化石を多産しアンモナイトも含む。

本層の砂岩の堆積岩石学的研究が木村(1954)によってなされている。それによれば、砂岩は組成上①粘土質基質と黒雲母に富む暗灰色中粒砂岩、②石英に富む白色粗粒砂岩、③石灰質中-粗粒砂岩、の三つに大別される。Kimura(1953)は本部層における黄鉄鉱の産状を記載し、成因を論じた。

〈小池石灰岩部層 K, Kc〉 中ノ沢層の上部を特徴づける石灰岩相で、よく成層し側方に連続する。模式地では50m前後、南方に向かって薄くなり原町図幅地域押釜で尖滅する。この石灰岩は暗灰色で通常ウーライト石灰岩とミクライト石灰岩がそれぞれ2-10mの単位で交互しており小堆積サイクルが認められる。このサイクルは水流作用の活発な開いた海の時期と、その弱い潟や湾のように閉じた環境の時期との交互を示している(江口・庄司, 1965)。サンゴや層孔虫・ウミユリのほか、巻貝、二枚貝、ときにアンモナイトなど動物化石を豊富に含む。側方への連続性のよい石灰岩層で、南北の延長は25km以上に及ぶ。

双葉断層に沿う本石灰岩(Kc)は、再結晶化して白色を呈するが岩体の東側部など部分的には暗灰色で、やや不明瞭であるがウーライト構造を残存していることもある。ときに破砕化した本層の優白色粗



第 21 図 中ノ沢層の部分地質柱状図

粒砂岩を双葉断層に沿って石灰岩の西側に随伴する場合もある。この双葉断層沿いの本石灰岩は、傾斜が 50 度以上で走向に直角な方向での露出幅がしばしば 250 m 以上に達する。おそらく本石灰岩の傾斜が西方であったり東方であったり変化しているから、褶曲あるいは断層によって繰り返して厚層化しているのであろう。

本図幅北縁部で双葉断層の西側に分布する中ノ沢層は、アルコース砂岩と石灰岩からなるが、地層面は不規則にうねっており、全体に微小なクラックが発達し、かつ岩石全体が“ルーズ”である。また、石灰岩が見かけ上 2-3 枚あり、複雑な地層の重複が予測される。このような岩石全般の特徴と双葉断層の西側に突出して分布するという特異性から、この部分の中ノ沢層は東方から移動してきた“根無し

地塊”である可能性が強い。おそらく新第三紀における割山隆起帯(藤田ほか, 1988)の隆起に伴い, 双葉断層の東側で鹿狼山層の上位にあった相馬中村層群がその西方の凹地に向かって地回りブロックとして移動したものと考えられる。ちなみに, 菅野(1955)は本報告では地回り地塊とした旗巻峠付近の古期岩塊の乱雑な集合体から構成される“地層”を割山層とみなした上で, 新第三系の上をほぼ水平な衝上断層を境として割山層がのっている」と解釈した。旗巻峠付近の古期地回り地塊中のブロックの多くは, 相馬中村層群もしくは鹿狼山層起源のものである。この古期地回りも割山隆起帯の隆起作用に関係したものと推察される。

**化石と時代** 化石は二枚貝を田村(1959), Tamura(1959, 1960), アンモナイトをShimizu(1927, 1930), Sato(1962), 佐藤(1984), サンゴ化石をEguchi(1951), Mori(1963)及び Beauvais and Mori(1988)がそれぞれ記載している。軟体動物化石として, *Virgatosphinctes* sp., *Neumayriceras*., *Neum.* cf. *callicerum*, *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri*, *Aspidoceras* sp., *Lithacoceras* sp.(以上アンモナイト), *Grammatodontakiensis*, *Parallelodon koikensis*, *Aequiptecten kotsubu*, *Camptonectes* sp., *Pteria masatanii*, *Gervillia tatenosawensis*, *Somapecten kamimanensis*, *Lima(Plagiostoma)* sp., *L. (Ctenoides) tozana*, *Ctenostreon proboscideum*, *Myophorella* sp., *Astarte ogawensis*, *Opis (Trigonopsis) torinosuensis*, *Protocardia tosensis* (以上二枚貝類)のほか, *Nerinea* など腹足類も知られている(加瀬, 1984)。サンゴ化石として, *Acanthogyra* sp., *Aplosmilium somaensis*, *Apl.?* *tochikuboensis*, *Astrocoenia* sp., *Enallhenia nipponica somaensis*, *Gonicora?* sp., *Latomeandra?* *eguchii*, *Montlivaltia?* sp., *Myriophyllia* sp., *Stylina (Convexastrea) somaensis*, *Thamnasteria abukumaensis*, *Thamn. torinosuensis*, *Thamn.* sp., *Thecosmilium tosaensis*, *Latomeandra somaensis* が報告されている。

以上の化石, 特にアンモナイトによって, 中ノ沢層はジュラ紀後期キンメリッジ期-チトン期前期に対比されている(Sato, 1962)。

## VI. 6 富沢層 (Tm)

**定義** 中ノ沢層の小池石灰岩部層の上位にあつて, 粗粒砂岩と頁岩からなる地層で, 大部分が陸成の最上部ジュラ系である。

**地層名** 徳永・大塚(1930)命名, 正谷(1950)及び Masatani and Tamura(1959)再定義。

**模式地** 層名の鹿島町富沢付近では露出が余り良好でなく, むしろ鹿島町小山田のブナ坂やウマ沢によく露出する。

**分布** 相馬市富沢から南に鹿島町を経て原町市までの東部の主分布域では, 東西の幅約 500 m 以下で南北に帯状に分布する。西側では栲窪付近の双葉断層沿いに小分布する。

**層厚** 模式地(ウマ沢)で 400m, 北部で約 350m,

**層序関係** 中ノ沢層小池石灰岩部層を整合に覆う。中ノ沢層最上部の暗灰色石灰質細粒砂岩(ワッケ)又は砂質石灰岩を, 富沢層最下部の淡青灰色中粒石英砂岩(アレナイト)が整合に覆う。この石英質砂岩は上方に急激に粗粒化し, 粗粒石英質砂岩の厚層となる。

**岩相** 本層は粗粒砂岩と頁岩からなり, 砂岩が優勢である。下部は塊状で泥質岩の挟みは非常に少な

いが、中部から上部では頻りに頁岩の量比が増大する。極粗粒砂岩がかなり多く、相馬中村層群の砂岩の中で最も粗い。本層の砂岩は垂直的に組成変化が著しく、下部で石英質、中部から上方に酸性火山岩の岩片量を増す(第23図)。富沢層の粗粒砂岩はしばしば礫質で酸性火山岩礫を多量に含有する。他に脈石英・オーソクォーツ・チャート・花崗岩類などを含む。含まれる花崗岩礫は、一般に径1-5 cmときに10 cmである。本層の礫岩については、Okami *et al.* (1976)の詳しい研究がある。頁岩は色調、成層状態、割れ方などにおいて他層の海成頁岩と異なる。すなわち、色調は海成の安定した黒色-暗灰色とは異なり、本層の頁岩は海成頁岩に比べて淡色で、黄灰色-灰色-緑灰色-黒色と様々である。成層は一般に弱く塊状部分が多い。あっても成層の間隔は不規則である。割れ方はくみ大-大豆大で、海成頁岩のように葉片状に割れることは少ない。

本層の岩相層序は下位より次のとおりである(第22図)。

1) 石英質砂岩：厚さ180 m。下半部は塊状砂岩、上半部では細粒砂岩ないし砂質シルト岩の薄層よく挟む。上半部では極粗粒砂岩-細礫質砂岩と頁岩同時浸食礫が見られ、上方細粒化を示す砂岩層が3-4枚ある。富沢層の最下部を構成するこの石英質砂岩はOkami (1969)により詳しく研究されて、南部北上山地の牡鹿-唐桑地方にまで延長する鍵層的な存在である(Takizawa, 1985)。

2) 黄灰色-灰緑色頁岩：厚さ15-40 m。多くは塊状で葉理がなく、風化すると大豆大のバラス状に割れる。ときに葉理の発達した粗粒の凝灰質砂岩や珪質緻密な細粒凝灰岩を挟む。この頁岩は北側に厚く南方に向かって薄化する。

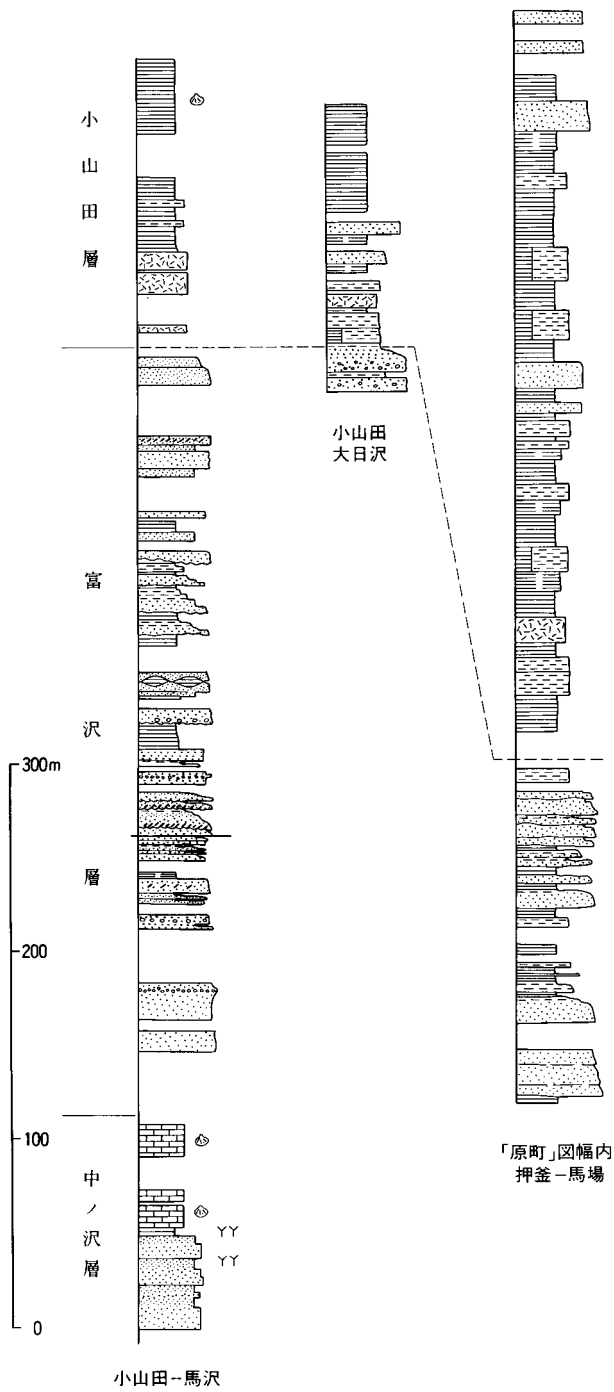
3) 粗粒砂岩-頁岩の極厚層理互層：厚さ100 m以上。砂岩5-10 m、頁岩2-7 mの比率の交互層で、一般に上方細粒化型の小堆積サイクルを示す。頁岩の割合は層序の上部ほど多い。小堆積サイクルの下底部は同時浸食面で境され、砂岩部の70-80%は、極粗粒又は粗粒で、ときどき礫岩を伴う。泥質岩の同時浸食礫を含むこともある。砂岩には、比較的大型の斜交層理(cross-bedding, セットの厚さ10 cm以上)がよく発達する。砂岩部の上部は中粒砂岩→細粒砂岩→砂質頁岩となり頁岩に移化する。この砂岩と頁岩の漸移帯はしばしば砂岩頁岩薄互層からなる。サイクル上部の頁岩部中には、細粒砂岩薄層や黒色の炭質頁岩を挟むことがある。なお、この小堆積サイクルにおける頁岩部が欠如して、上方細粒化型砂岩部だけが2-3回複合成層して厚層砂岩をなすことがある。

4) 極厚層理-塊状粗粒砂岩：厚さ100 m前後。泥質岩の挟みが少なく淡緑色を帯びた極粗粒-粗粒砂岩を主とし中粒砂岩を挟む。礫質でときに酸性凝灰岩の角礫(数10 cm大以下)を含み、肉眼でも酸性火山岩の岩片が多量に確認できる。風化して優白色を呈する。

富沢層の砂岩は(特に中-上部で)桁窪層や中ノ沢層の砂岩に比べて粗粒で淘汰が不良である。後背地で酸性火山の活動が生じた反映であろう。下部の石英質砂岩は砂粒の円磨度は不良で、花崗岩類を主とする後背地において、温暖な気候下で長期の深層風化が続行した後、急速な隆起と剝削によってもたらされたと推察される。

**化石と時代** 次のような植物化石が、本層から報告されている(Masatani and Tamura, 1959)。  
*Podozamites lanceolatus*, *Onychiopsis elongata*, *Otozamites* sp., *Ptillophyllum* sp., *Podozamites* sp.

これらの植物化石は、わが国のジュラ紀から下部白亜系にまたがって報告されており、詳しい年代の特定は難しい。本層の下位の中ノ沢層と上位の小山田層の海成動物化石の示す年代から推測して、富沢



第 22 図 相馬中村層群の地質柱状図 その 3, 富沢層・小山田層  
凡例は第 20 図参照

層の年代はジュラ紀後期チトン世と推定する。

## VI. 7 小山田層 (Ky)

**定義** 相馬中村層群の最上部にあり、海成黒色頁岩を主とする地層で、最下部は最上部ジュラ系、主体は下部白亜系である。下部に酸性凝灰岩を挟む。

**模式地** 鹿島町小山田西方

**分布** 鹿島町御山から南に小池の山麓沿いの主分布域のほか、西方において栃窪より南の双葉断層沿いに分布する。

**層厚** 模式地では約 150m、隣接する「原町」地域では約 650m。

**層序関係** 下位の富沢層から漸移する。模式地では、富沢層最上部の礫質粗粒砂岩から中-細粒砂岩を介して黒色の頁岩に漸次移化するセクションにおいて、珪質(凝灰質)細粒砂岩を本層の下限とする。上限は新第三系に不整合に被覆される。

**岩相** 黒色頁岩を主とするが、砂質-珪質頁岩、細粒砂岩を頻繁に挟在する。頁岩優勢の細粒砂岩頁岩互層が原町地域の本層上部(第 22 図)に見られるが、本地域では最下部に良くみられる。また凝灰質砂岩・淡緑色の凝灰質シルト岩をとこところに挟む。中部には厚さ 5m 前後の粗粒砂岩が 2 枚挟まれる。ちなみに模式地では砂岩の挟みに乏しく、下部に厚さ約 20m のデイサイト質粗粒凝灰岩を挟む。また下部には、風化すると真っ白になるさまざまな厚さをもつ細粒珪質凝灰岩を挟む。

栃窪より南の双葉断層沿いに厚い黒色頁岩層が幅 500m 以下で露出する。この頁岩層は周囲の地層と断層で接し、他層との層序関係を確認できない。この頁岩中に珪質緻密凝灰岩や酸性火山岩片を含有する粗粒-中粒砂岩を挟在することから、小山田層と判断できる。ただし、東部の模式地の頁岩より幾分細粒である。

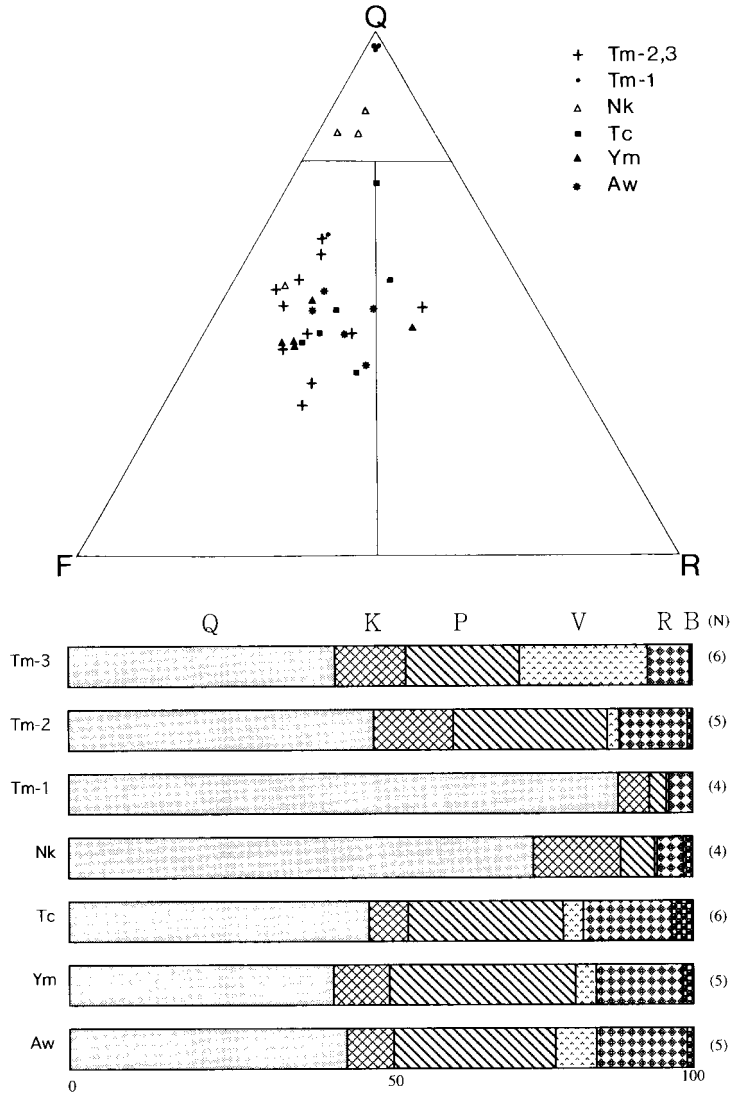
本図幅地域では本層のより上部の層準は、新第三系に被覆されて見ることができない。それは「原町」図幅地域に露出している。

**化石と対比** 模式地付近では、本層の最下部からジュラ紀最後期のアンモナイト *Virgatosphinctes cf. rotundicus* などが、本層中部からは *Paraboliceras cf. fascicostatus*, *Parakilianella umazawensis*, *Thurmanniceras sp.* など白亜紀初期のアンモナイトが出ており (Sato, 1962)、本層の下部にジュラ紀-白亜紀の境界が存在することになる。上限は白亜紀前期のバランジュ期に及ぶであろう。なお、松岡 (1989) は、本層の模式地付近の 3 箇所から、以下のような放散虫化石を報告し、その時代を白亜紀古世前期と考えた。

*Pseudodictyomitra cf. carpatica*, *Archaeodictyomitra sp.* *Xitus cf. spicularius*, *Sethocapsa cf. kaminogensis*, *Hemicryptocapsa capita*, *Cryptamphorella sp.*, *Zhamoidellum sp.*, *Holocryptocanium(?) sp.*

小山田層に対比される黒色頁岩を主とする下部白亜系には、南部北上山地の牡鹿地方の鮎川累層の長渡頁岩部層、唐桑地方の磯草層がある。





第 23 図 相馬中村層群砂岩組成の層序的变化

地層名 Aw : 栗津層, Ym : 山上層, Tc : 柳窪層, Nk : 中ノ沢層, Tm-1 : 富沢層下部, Tm-2 : 同中部, Tm-3 : 同上部.

鉱物名 Q : 石英, K : カリ長石, P : 斜長石, (F : 長石), B : 雲母, V : 火山岩片, R : その他の岩片・鉱物. 三角ダイアグラムは Okada(1971)による.

## VII. 前期白亜紀火山岩類

(山元孝広)

### VII. 1 高倉層 (Tk)

**地層名** 山元ほか(1989)の「高倉層」による。

**模式地** 本層下部は原町市高倉の碎石場，上部は原町市大原の南西 2 km の新田川流域に模式的な露頭がある(どちらも南隣の「原町及び大甕」図幅内；久保ほか，1990)。本図幅には未区分火山岩のみが分布する。

**分布・構造** 本図幅の南縁の双葉断層西側にわずかに分布する。本層の火山岩は走向が北北東-南南西で高角の片状構造を持ち，片状花崗閃緑岩と共に「原町及び大甕」図幅から伸びる社地神剪断帯を構成している。

**層序関係** 前期白亜紀の深成岩に貫入される。

**層厚** 圧砕変形が著しいため，本図幅内の火山岩の層厚は不明である。模式地では本層上・下部を合わせた層厚が 1500m を越える。

**岩相** 本図幅内の火山岩は，面構造や線構造の発達した安山岩ないしデイサイトを主体としている。いずれも角閃石や黒雲母斑晶を含み，火山岩の特徴は「原町及び大甕」図幅の高倉層上部と一致する。模式地の本層上部は安山岩及びデイサイト質の溶岩・再堆積した火砕岩の互層で構成されるが，本図幅の火山岩は，圧砕変形のため火山岩本来の産状を認定することができない。

**岩石記載** 本層の火山岩は白亜紀深成岩の貫入による熱変成とその後の圧砕変形を受けている。圧砕変形の程度は場所により様々で，ほとんど未変形のものも認めることができる。これに対し，熱変成は全ての試料で確認することができ，鏡下ではアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・黒雲母などの二次鉱物が認められる。ただし，原岩の組織は保存され，斑晶鉱物の多くが残留しており，本層の火山岩の再結晶作用は不完全である。圧砕変形の著しい火山岩は，鏡下でシアバンドの発達した縞状構造 (fluxion banding) を持つ基質と斜長石・普通角閃石ポーフィロクラストが認められる。縞状構造を構成しているのは斜長石・緑泥石の細粒集合体と黒雲母・緑泥石ないし普通角閃石の細粒集合体である。微小断層による変形やカタクラサイト化がこれらの変形組織に重複しているものも多い。

黒雲母角閃石安山岩 (GSJ R63169)

産地：福島県相馬郡鹿島町櫛原の山岸南方 1.2km の支沢，37°40'45.4"N，140°53'30.5"E，標高 140m。

産状：社地神剪断帯中の弱変形岩。

鏡下の特徴：斑晶は多量の斜長石(< 4.0 mm)、やや多量の角閃石(< 1.8 mm)とごく少量の黒雲母(< 1.0 mm)からなる。斜長石斑晶は新鮮で、清楚な自形のもの、汚濁帯を持ちやや他形のものからなる。角閃石斑晶はすべて針状淡緑色角閃石の集合体に分解しており、斑晶の外形のみを保存している。石基はインターサタル組織を持つが再結晶化を受けており、斜長石・針状淡緑色角閃石・鉄鉱・緑泥石・緑れん石・黒雲母からなる。微小断層による変位があるほかは、薄片内に変形構造が認められない。

**年代・対比** 本層の火山岩の噴出年代は、「原町及び大甕」図幅に分布する上部火山岩の K-Ar 年代値(121±6.0 Ma)と本層に貫入している深成岩の K-Ar 年代値(久保・山元, 1990)から、白亜紀前期 Hauterivian と考えられている(山元ほか, 1989)。この噴出年代は、北上山地の非火山性の最下部白亜系(相馬中村層群相当)を覆う白亜紀前期火山岩、原地山層・新月層・鼎浦層・山鳥層などの噴出年代(Hauterivian; 柴田, 1985)とよく一致する。

## VIII. 白亜紀貫入岩類

(久保和也)

本図幅地域には、苦鉄質-珪長質にわたる各種の白亜紀貫入岩類が存在する。それらの多くは「原町及び大甕」図幅地域に分布するものの北方延長部に相当する。したがって、両図幅地域にまたがって分布する岩石種については、「原町及び大甕」図幅(久保ほか, 1990)での定義に従う。

これらの貫入岩類は原町地域の場合と同様に畑川破碎帯中の特定の断層(畑川破碎帯中央断層(久保ほか, 1990))及びその北方延長域を境にその東西で特徴が異なるので、畑川破碎帯以東に分布する貫入岩類と畑川破碎帯より西の貫入岩類とに分けて記述する。なお、超苦鉄質岩と細粒角閃石黒雲母閃緑岩に関しては別項で扱う。

### VIII. 1 概要と研究史

阿武隈山地は、その地質学的特徴に基づいて南部地域、中・北部地域、及び東縁地域の3地域に大別される。南部地域は花崗岩質岩類に密接に伴って変成岩類や堆積岩類が広範に分布する地域である。中・北部地域は阿武隈山地の大部分を占める地域で、主として花崗岩質岩類から構成されている。東縁地域は畑川破碎帯以東の主として花崗岩質岩類と南部北上帯に対比される変成岩や中・古生界堆積岩類から

なる地域である。

阿武隈山地南部地域の花崗岩質岩類は、Gorai (1944) によって貫入時期の異なる3つの岩石群に分けられ、その詳細が明らかにされた。その後、牛来正夫・黒田吉益・渡辺岩井ほかの阿武隈研究グループによって、阿武隈山地全域にわたる調査がなされ、研究の総括及び阿武隈山地全域の地質図が公表された(渡辺ほか, 1955)。渡辺ほか(1955)は、花崗岩質岩類をその活動時期に基づいて2大別し、相馬ジュラ紀層の堆積を境にしてそれ以前に貫入したものを古期、以後のものを新期とした。すなわち、古期岩類は古生代末期 - 中生代初期、新期岩類は白亜紀前 - 中期の貫入と考え、両岩類共に斑れい岩が活動したとしている。

阿武隈山地中・北部地域におけるその後の研究報告としては、Sendo (1958) が三春町から大滝根町・浪江町にいたる地域の地質図を公表している。また深沢・大貫(1972)及びTanaka (1980) が船引町北部の斑れい岩体周辺、久保(1973)が三春町周辺、八島ほか(1981)が二本松市から本宮町にわたる地域の地質図を公表している。阿武隈山地東縁地域に関しては、阿武隈研究グループの研究以後のものとしては、柴田(1987)、Minato *et al.*(1979)、渡辺ほか(1983 a, b)、資源エネルギー庁(1987)及び藤田ほか(1988)の研究がある。これらの研究によって阿武隈山地の地質は部分的にはあるがより詳細に分かってきた。しかしながら、花崗岩質岩類の分類や火成活動史における各岩体(岩相)の相対的位置づけは渡辺ほか(1955)の総括と同じである。

花崗岩類の活動時期に関しては、河野・植田(1965)を初めとして、Maruyama (1978)、柴田・内海(1983)、柴田(1987)、柴田・田中(1987)などによって多数の放射年代が報告されたが、その多くは南部地域に関するものである。その結果少なくとも鉾物年代に関しては、渡辺ほか(1955)による古期・新期花崗岩類の間にはっきりした年代差は認められず、ともに90-120Maの値を示すことが明らかになった。

要約すると、「原町及び大甕」図幅の調査研究を開始した1987年の時点における、阿武隈山地の中・北部地域及び東縁地域の貫入岩類に関する一般的理解は概略下記のとおりである。

- 1) 貫入岩は古期と新期に2大別され、それぞれ花崗岩類に先立って斑れい岩が貫入している。
- 2) 古期・新期の花崗岩類は白亜紀中 - 後期に貫入した。古期・新期の斑れい岩の時期については花崗岩類以前の貫入であるということ以外明らかでない。
- 3) 阿武隈山地中・北部地域には、片状構造の発達を特徴とする古期の石英閃緑岩 - 花崗閃緑岩が広く分布し、それを貫いて新期の花崗閃緑岩と花崗岩の岩体が点在する。
- 4) 阿武隈山地東縁地域では、花崗岩類はすべて新期花崗岩類に属し、古期花崗岩類は分布しない。
- 5) 新期花崗岩類は、花崗閃緑岩と花崗岩に分けられ、更に花崗岩は灰色黒雲母花崗岩・淡紅色黒雲母花崗岩・複雲母花崗岩に細分され、この順に貫入している。
- 6) 畑川破砕帯の東西で先新第三系の変成岩類・堆積岩類の特徴は異なり、畑川破砕帯の西に分布するものは阿武隈帯に、東に分布するものは南部北上帯に対比される。しかしながら阿武隈花崗岩類は畑川破砕帯の両側にまたがって分布する。したがって畑川破砕帯は貫入岩類に関しては先新第三系の構造線としての性格を持たない。

また、阿武隈山地南部地域に関しては、放散虫化石の発見(Hiroi *et al.*, 1987)により御斎所変成岩類の原岩年代はジュラ紀と考えられるようになった。

このような状況の下で 1987 年から 1989 年にかけて「原町及び大甕」図幅の研究が行われた。その結果は、阿武隈山地東縁地域の地質、特に白亜紀火成岩類についての従来の見解を大きく変更するものであった(久保ほか, 1990; 久保・山元, 1990)。その主要な点は以下のとおりである。

1) 原町地域の白亜紀火成岩類は畑川破砕帯を境に大きく 2 分され、その両側にまたがって分布するものは無い。

2) 畑川破砕帯以西の花崗岩類はすべてチタン鉄鉱系列に属し、K-Ar 年代値や、岩体の連続性から、阿武隈山地花崗岩類に対比される。

3) 畑川破砕帯以东の花崗岩類はすべて磁鉄鉱系列に属し、より古い K-Ar 年代値や、相伴う変成岩類・火山岩類の性質等から、北上山地の白亜紀花崗岩類に対比される。

4) 畑川破砕帯は阿武隈山地と南部北上山地の先新第三系地質体を境する構造線である。これを境に変成岩類・堆積岩類ばかりでなく、火山岩類・深成岩類も明確に区別される。

その後、「原町及び大甕」図幅地域でなされた上記の結論は、「浪江及び磐城富岡」図幅地域においても成立することが示された(久保・高橋, 1992; 久保ほか, 1994)。また、原町地域の地質構造に関しては、社地神剪断帯の変形についての研究が公表されている(久田・高木, 1992)。

最近では、川俣から常盤にかけて点在する斑れい岩体とその周辺の地質について久保(1994)により報告され、また坂口(1995)によって二本松市周辺地域の地質がまとめられるなど、阿武隈山地全域にわたる各種深成岩類の詳細が明らかにされつつある。

## VIII. 2 畑川破砕帯以东の貫入岩類

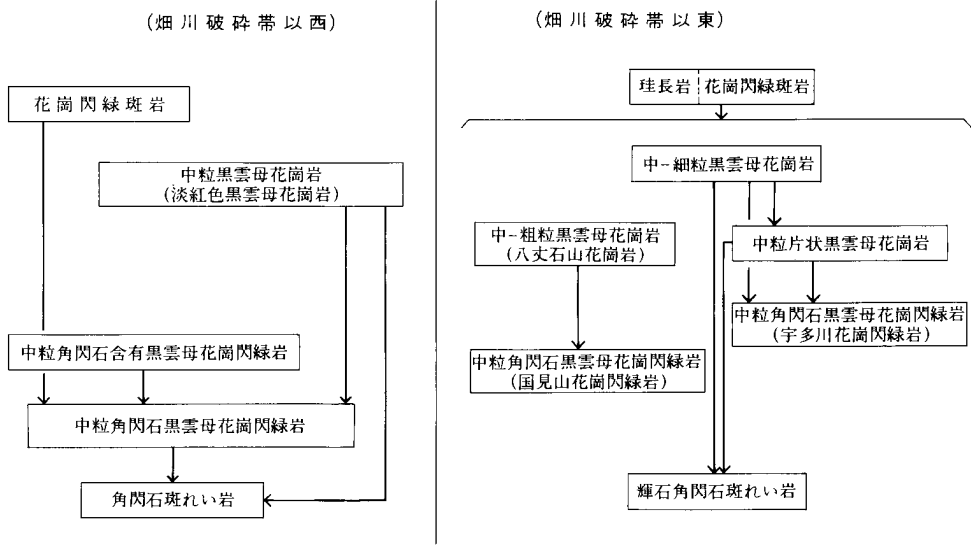
本地域内には、輝石角閃石斑れい岩・中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(宇多川花崗閃緑岩)・中粒片状黒雲母花崗岩・中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)・中-細粒黒雲母花崗岩・花崗閃緑斑岩及び珪長岩・角閃石ひん岩が分布する。

主要な貫入岩類の野外での関係を第 24 図に示す。本図幅地域は第三紀火山岩類により広範に覆われ、また、分布が離れていたり断層境界の場合が多いため、原町や浪江地域に比べて、各岩体の相互関係は不明確な場合が多い。各岩石のモード第 25 図に示す。

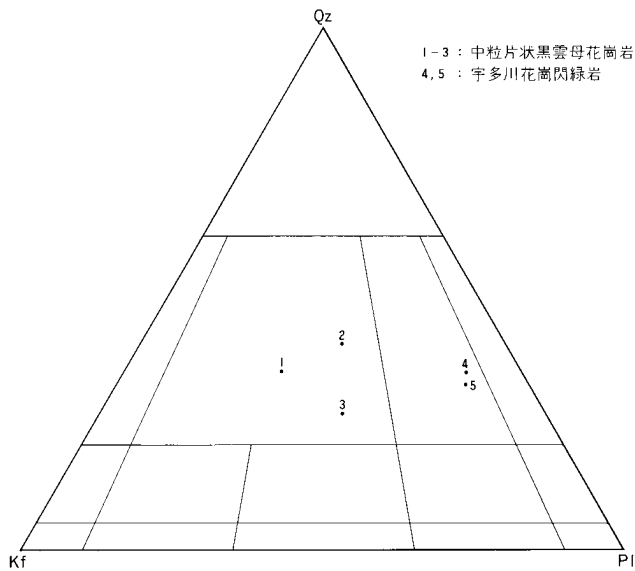
### VIII. 2. 1 輝石角閃石斑れい岩 (Gb)

**分布及び対比** 宇多川上流の松ヶ房ダムから北方に 2 km に渡って分布し、単一の岩体を構成する。岩体の東縁と南縁は畑川破砕帯東半部を構成する断層によって境される。周囲に分布する中粒片状黒雲母花崗岩、中-細粒黒雲母花崗岩、花崗閃緑斑岩によって貫入され、局部的に熱変成を被っている。

**岩相及び産状** 本岩は長径 3 mm 前後の斜長石に富む灰黒色の均質岩である。有色鉱物はおもに長径 3 mm 前後の普通角閃石で、色指数は約 40% である。20 - 25 $\times$ 10<sup>-6</sup> SIU の比較的高い岩石帯磁率を示す。松ヶ房ダム北岸の道路沿いでは中粒片状黒雲母花崗岩によって貫入され、不規則に入り組んだ境界を示す。



第 24 図 貫入岩類の貫入関係



第 25 図 花崗質岩類のモード組成 PI-Q-Kf 図  
1 : 中粒片状黒雲母花崗岩, 2 : 宇多川花崗閃緑岩

### 岩石記載 輝石角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物(土石英，黒雲母)

副成分及び二次鉱物：淡緑色角閃石・電気石・スフェン・緑泥石

斜長石は半自形，長径 1.5-4 mm で An 成分に富むコアと An 成分に乏しいリムからなる。コアはほぼ均質で周縁部にわずかに反復累帯構造を伴い，リムは正の累帯構造を有する。普通角閃石は緑褐色(Z軸色，以下同様)で，斜長石粒間を埋めてオフィチック組織を示す。褐色-帯青緑色のリムを伴うことが多い。単斜輝石及び斜方輝石は普通角閃石中でレリック状をなす場合が多いが，斜長石粒間で多形で産するものもある。不透明鉱物は普通角閃石中で丸みを帯びた粒状もしくは不規則な外形をなす。チタン鉄鉱と磁鉄鉱からなり，チタン鉄鉱は単独粒子としての他に磁鉄鉱中のラメラとしても産する。

## Ⅷ. 2. 2 中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GdS)

**分布及び対比** 「原町及び大甕」図幅の新田川上流域から本図幅地域の榎原にかけて，社地神剪断帯に沿ってその東側に連続的に分布する。また，双葉破砕帯に沿って，その西側に断続的に分布する。

**岩相及び産状** 本岩は普通角閃石に富む中-細粒の中-弱片状岩である。普通角閃石は半自形で粒径は一般に長径 2-5 mm であるが，その他にほぼ自形の粗粒結晶が散在するのが特徴的である。普通角閃石の粗粒結晶は長径 6-10 mm で，5-10 cm 間隔で分布する。全体に急傾斜の片状構造が発達している。長径 15-20 cm の扁平な暗色包有物が数 m 間隔で認められる。幅数 m の花崗閃緑斑岩及び珪長岩の岩脈によってしばしば貫かれる。

### 岩石記載 中-細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・白雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形，長径 1-6 mm で弱い反復累帯構造を示す。石英は他形で，強い波動消光を示し，サブグレイン化して径 0.1-0.5 mm の細粒結晶の集合体になっている。カリ長石は他形で，細かいパーサイト組織を示す。黒雲母は半自形，径 0.5-3 mm で，褐色(Z軸色，以下同様)である。しばしば緑泥石・スフェンに交代されている。普通角閃石は半自形，長径 1-6 mm である。褐色で均質であるが，淡緑色の狭いリムを伴うことがある。不透明鉱物は粒状の磁鉄鉱である。

一般に変形構造が明瞭で，斜長石の曲げや折れ，破断部へのカリ長石・石英の充填，普通角閃石の曲げや折れ，黒雲母の曲げやキック，マイカフィッシュ形成などが認められる。双葉破砕帯近くでは石英の流動構造が顕著である。また，細脈状にカタクラサイト化した部分が認められる。

## Ⅷ. 2. 3 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩) (Gdk)

**分布及び対比** 本図幅地域内では，飯館村下八木沢から相馬市落合にかけて，畑川破砕帯に沿って断続的に分布する。久保ほか(1990)が「原町及び大甕」図幅で命名した国見山花崗閃緑岩に相当する。

**岩相及び産状** 本岩は，自形性の良い斜長石と淡紅色カリ長石で特徴づけられる中粒岩である。一般に斜長石・普通角閃石が弱く定向配列する均質岩で，径 10 cm 前後の暗色包有物を少量含む。岩石帯磁率は  $4-7 \times 10^{-6}$  SIU である。八丈山花崗岩及び花崗閃緑斑岩に貫かれるのが確認されたが，本図幅地域では本岩体の外縁の多くは断層であり，また，第三系に被覆される範囲が広いので，他の花崗岩

質岩体との貫入境界は観察できなかった。

#### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・褐れん石・ジルコン・緑泥石・緑れん石・方解石

斜長石は半自形、長径 0.5 - 5 mm で An 成分に富むコアと An 成分に乏しいリムからなる。コアは反復累帯構造を、リムは正の累帯構造を有する。レンズ状のポーフィロクラストを形成し、アルバイト双晶ラメラの微小すべり・キンクバンド・曲げ・石英で充填された展張割れなどを示すことが多い。石英は径 3 - 7 mm の粒状 - 他形で強い波動消光を示し、種々のサイズにサブグレイン化している。カリ長石は他形で、部分的にやや広いプール状 - 半自形を示す。黒雲母は半自形、径 0.5 - 2 mm、暗褐色で、緑泥石・緑れん石・スフェンに交代されていることが多い。他結晶粒間で細長く延び、またしばしばマイカフィッシュを形成している。普通角閃石は半自形、長径 1 - 5 mm で褐緑色 - 帯青緑色である。レンズ状やフィッシュ型のポーフィロクラストを形成し、展張割れや劈開に沿う割れを伴うことが多い。不透明鉱物は主にチタン鉄鉱のラメラを有する磁鉄鉱で、わずかに赤鉄鉱を伴う。磁鉄鉱は丸味を帯びた粒状である。

#### Ⅷ. 2. 4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(宇多川花崗閃緑岩) (Gdu)

**分布及び対比** 丸森町奈良又川流域から相馬市の宇多川流域にかけての地域、真野ダム上流小滝周辺及び真野ダム南方の梵天大滝周辺地域に分布する。相馬市滝平西方 700 m の宇多川北岸から採取した試料の角閃石 K - Ar 年代は 114 Ma である(第 1 表)。

**岩相及び産状** 比較的自形性の良い普通角閃石の目立つ中粒の均質岩である(第 26 図)。普通角閃石は長径 4 mm 前後が一般的であるが、8 mm に及ぶものも稀に認められる。岩石帯磁率は  $1.0 \times 10^{-6}$  SIU 以下の低い値であるが、不透明鉱物として磁鉄鉱を含み磁鉄鉱系列に属している。径 5 - 10 cm の暗色包有物に富んでいる。有色鉱物の配列による面構造の発達は一般に微弱で、暗色包有物も扁平なもの少ない。

普通角閃石の自形性が良いことと、石英の粒状結晶が目立たないこととによって、国見山花崗閃緑岩との識別は比較的容易である。

中粒片状黒雲母花崗岩及び中 - 細粒黒雲母花崗岩に貫かれる。八丈石山花崗岩との貫入境界は観察していないが、後述するように鏡下の再結晶組織等から八丈石山花崗岩により貫入されているものと判断する。

#### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石・白雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径 1 - 5 mm で比較的自形性が良い。反復累帯構造が顕著で、正累帯するリムを伴う。結晶中央部に高 An 組成の核部を有する場合がある。この核部は多くの場合微細な白雲母や緑れん石に交代されている。石英は他結晶粒間で他形をなす。強い波動消光を示し、径 0.2 - 1 mm にサブグレイン化していることが多い。カリ長石は他形で、微細なパーサイト組織を有する。黒雲母は半自形 - 他形、径 0.5 - 2 mm で、褐色である。曲げやキンク等の変形構造が一般的に認められる。普通角閃石は半自形で自形性は良く、長径 1 - 6 mm で、褐緑色である。不透明鉱物は粒状の磁鉄鉱及びチタン鉄鉱で、量は少なく、黒雲母中に含まれることが多い。



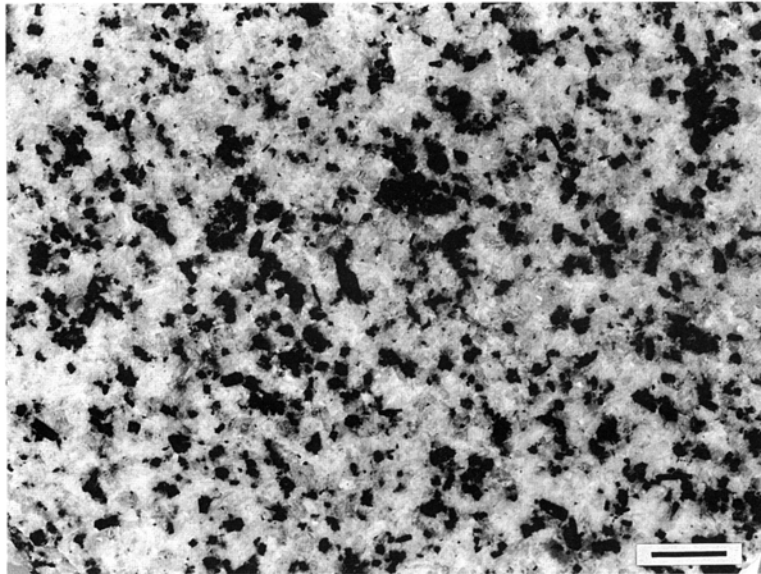
第 1 表 花崗岩質岩類の K-Ar 年代値

| No. | 試料登録番号      | 測定対象  | K (%) | <sup>40</sup> Ar rad (10 <sup>-5</sup> scc/gm) | <sup>40</sup> Ar rad (%) | 年代 (Ma)  |
|-----|-------------|-------|-------|--|--------------------------|----------|
| 1   | GSJ R       | 普通角閃石 | 0.57  | 0.26   | 87.2                     | 114±6    |
| 2   | GSJ R 63171 | 全岩    | 3.61  | 1.32   | 98.6                     | 91.5±4.6 |

1：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（宇多川花崗閃緑岩）

2：珉長岩

試料位置は地質図に示す



第 26 図 自形性の良い普通角閃石が特徴的な宇多川花崗閃緑岩

なお、本岩と国見山花崗閃緑岩及び八丈石山花崗岩との貫入の前後関係は野外では確認できなかったが、飯館村八木沢峠北方 1 km の地点の本岩には、黒雲母のデカッセイト組織や普通角閃石のふるい状構造等の再結晶組織が認められ、八丈石山花崗岩による熱変成を被っているとみられること、及び国見山花崗閃緑岩の 126 Ma (普通角閃石の K-Ar 年代) や八丈石山花崗岩の 114 Ma (黒雲母の K-Ar 年代) (久保ほか, 1990) という年代測定値との比較から、本岩の貫入時期は国見山花崗閃緑岩の後、八丈石山花崗岩の前と判断した。

#### Ⅷ. 2. 5 中粒片状黒雲母花崗岩 (Grs)

**分布及び対比** 相馬市手倉山東側及び西側山腹地域から、真野ダム上流小滝東方地域まで、畑川破砕帯に沿ってその東側に分布する。

**岩相及び産状** 本岩はやや斑状の淡紅色カリ長石の目だつ中粒岩で、一般に片状構造が発達している



第 27 図 斑状カリ長石の目だつ中粒片状黒雲母花崗岩  
K: カリ長石, スケールは 1cm

(第 27 図). 特に手倉山南西の宇多川流域では, うねったフィルム状の黒雲母や石英等による急傾斜の面構造が発達する. この面上には展張した黒雲母が配列し,  $10^{\circ}$ 前後の低角で南に傾斜する線構造を構成している. 岩石帯磁率は  $1.0 \times 10^{-6}$  SIU 以下の低い値である. 宇多川支流の中井塚では, 鏡下でごくわずかの普通角閃石が認められる. 手倉山南西の宇多川南岸の採石場跡地では, 片状構造の発達した宇多川花崗閃緑岩を捕獲し, 塊状均質の中粒黒雲母花崗岩によって貫かれている. この中粒黒雲母花崗岩は細粒片状の黒雲母花崗岩に貫かれている.

#### 岩石記載

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 普通角閃石(まれ)・燐灰石・ジルコン・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形, 長径 1-6 mm で変形により角の落ちた外形のことが多い. 弱い反復累帯構造を示す. 石英は粒状もしくは他形で強い波動消光を示し, サブグレイン化が著しい. 多くの場合流動構造を示し, レンズ-フィルム状集合体をなす黒雲母と共に面構造を発達させている. カリ長石は他-半自形, 径 0.5-10 mm で, パーサイト組織が発達する. 斜長石の細粒結晶を包有することがある. ポーフィロクラスト様に周囲を細粒石英で取り巻かれて丸みを帯びた外形をなしたり, 内部に微細石英で充填された破断面が発達することが多い. 黒雲母は半自-他形, 径 0.2-2 mm で, 暗褐色である. 曲げやキック等の変形構造が一般的で, マイカフィッシュや細粒結晶からなるレンズ-フィルム状集合体が発達する. 普通角閃石は帯青緑色で, 黒雲母に伴ってごく少量がまれに認められる. 不透明鉱物は粒状の磁鉄鉱・チタン鉄鉱・赤鉄鉱でいずれも量はごく少ない.

#### Ⅷ. 2. 6 中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩) (GrH)

**分布及び対比** 真野ダム西縁部から飯館村八木沢にかけて, 畑川破碎帯中及びその東側に分布する. また, 原町蔵跡南方で双葉破碎帯に沿って小規模分布する. 「原町及び大甕」図幅地域内に広く分布する八丈石山花崗岩(久保ほか, 1990)の北方延長部に相当する.

**岩相及び産状** 本岩は、長径 0.5-3 cm の淡紅色カリ長石に富み有色鉱物に乏しい中-粗粒の均質岩である。長径 1-3 cm のカリ長石が散在しやや斑状の印象を与える部分と、径 1 cm 以下のカリ長石が均質に分布するやや細粒の部分とがあり、本図幅地域のもののほとんどは後者である。「原町及び大甕」図幅地域と比較して全般により細粒である。一般に少量の暗色包有物を含んでいる。

八木沢北部において、八丈石山花崗岩は国見山花崗閃緑岩中に小岩脈として貫入し、また、直線的に延びる断層境界で接する。断層境界は幅 3-5 cm の断層粘土を伴い、断層から 80 cm 以内の国見山花崗閃緑岩は破碎していることが多い。

#### 岩石記載 中-粗粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・ジルコン・スフェン・緑泥石・緑れん石・方解石

斜長石は半自形、長径 0.3-8 mm で比較的自形に近いものが多く、反復累帯構造を示す。石英は粒状もしくは他形で強い波動消光を示し、また、サブグレイン化している事が多い。カリ長石は他-半自形、径 0.5-5 mm で、パーサイト組織が発達する。斜長石と接する部分ではミルメカイトが形成されている。黒雲母は半自形、径 0.3-3 mm で、暗褐色である。しばしば緑泥石・緑れん石・スフェンに交代されている。不透明鉱物は粒状もしくは他形の磁鉄鉱である。

### Ⅷ. 2. 7 中-細粒黒雲母花崗岩 (Grb)

**分布及び対比** 本図幅地域北西端を流れる阿武隈川支流の内川及び鷲の平川流域から松ヶ房ダムにかけて及び丸森町横森から北方にかけて分布する。「角田」図幅(藤田ほか, 1988)における丸森複合花崗岩体のうちの弱片状黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩の南方延長部に相当する。この弱片状黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩の放射年代としては、柴田(1987)の測定値の再編成によって得られた  $104.2 \pm 7.8$  Ma という Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値が、久保・山元(1990)によって報告されている。

**岩相及び産状** 本岩は淡橙色のカリ長石に富むやや細粒の弱片状岩である。松ヶ房ダム堰堤北岸及びその 2.7 km 北方の林道沿いではザクロ石を含む。特に松ヶ房ダム堰堤北岸の場合は径 8 mm に及ぶ暗赤褐色のザクロ石が肉眼で認められる。この地点の本岩は同時に白雲母も含み、また泥質変成岩の小岩片を多数包有していることから、泥質変成岩との混成作用の結果生成したものと考えられ、岩石帯磁率も  $0.2 \times 10^{-6}$  SIU 程度の低い値である。一方混成作用が認められずザクロ石も含まない岩相では、岩石帯磁率は  $2.0 \times 10^{-6}$  SIU 前後である。

#### 岩石記載 中-細粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：ザクロ石・白雲母・褐れん石・燐灰石・ジルコン・電気石・緑泥石

斜長石は半自形、長径 1-6 mm で弱い反復累帯構造を示す。石英は他形で、強い波動消光を示す。サブグレイン化して径 0.5 mm 前後の粒子の集合体を形成していることが多い。カリ長石は半自形、長径 1-5 mm で、細かいパーサイト組織を有する。主として結晶粒界に沿って、ミルメカイトの発達した細粒斜長石が多数生成している。粗粒結晶は斜長石と共に弱い定向配列を示す。黒雲母は半自形、径 0.1-3 mm で、褐色である。局部的にデカッセイト組織が認められる。不透明鉱物は粒状で黒雲母に伴われることが多い。主として磁鉄鉱からなり、一部赤鉄鉱を伴う。ザクロ石は径 0.1-5 mm の粒状で、粗粒結晶は多数の裂隙によって分断され、他鉱物を間に挟んでいる。白雲母は半自形で量は少なく、黒雲母に伴うことが多い。

## Ⅷ. 2. 8 花崗閃緑斑岩及び珪長岩 (Gdp)

**分布及び対比** 「原町及び大甕」図幅地域や「浪江」図幅地域の場合と同様に、畑川破砕帯・双葉破砕帯中及び両破砕帯に挟まれた地域に幅数 m から十数 m の岩脈として多数分布する。断層や岩体境界等に沿って貫入していることが多い。

量的には花崗閃緑斑岩の方が圧倒的に多く、珪長岩は双葉破砕帯沿いの花崗岩質岩中でよく認められる。地質図で表現した代表的岩脈のうち、双葉破砕帯沿いのもの以外はすべて花崗閃緑斑岩である。

岩相及び産状花崗閃緑斑岩は斑晶に斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・スフェンを有する斑状岩である。幅数 m 以下の小規模な岩脈の場合は、斑晶が目立たない青黒色の細粒岩のことが多い。一方、比較的大規模な岩脈や岩体では、灰-灰黒色の石基中に斜長石や淡紅色カリ長石斑晶が目立つ斑状岩となる。一つの岩脈中で周縁部の青黒色細粒岩から中央部の灰黒色斑状岩へと漸移する場合がある。

相馬市栗津西方で相馬中村層群中に分布する花崗閃緑斑岩は、斜長石・石英の斑晶の他に二次的と判断される緑れん石と白雲母の粗粒結晶を有し、方解石と緑泥石による変質の進んだ岩石で、双葉破砕帯以西に一般的な新鮮な花崗閃緑斑岩とはやや特徴を異にする。

珪長岩は灰白-淡橙色の斑状岩で、斑晶量は少ない。石基部は非常に緻密で、流紋岩の流理に似た不均質な縞が認められることもある。幅数 m の岩脈として産し、固結後の剪断作用などの変形を被った地域に選択的に分布する傾向が認められ、自らもマイロナイト化等の変形をこうむっている事もある。花崗閃緑斑岩と相伴うことが多く、また花崗閃緑斑岩を貫いていることもある。

なお、真野ダム上流小滝東方の中粒片状黒雲母花崗岩には局所的に強マイロナイトしている部分があり、強片状化した花崗閃緑斑岩と珪長岩の複合岩脈が貫入している。珪長岩は強マイロナイト化した花崗閃緑岩中にその片状構造と調和的な厚さ 5 cm 前後の薄層としても貫入している。この斑晶のごく少ない灰白色緻密で、微細な片状構造を有する珪長岩について、そのK-Ar全岩年代を測定したところ、91.5 Ma であった(第1表)。畑川破砕帯のマイロナイト化及び珪長岩の形成の時期を示す手がかりの一つとして注目される。

### 岩石記載 花崗閃緑斑岩

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・スフェン

斜長石は自-半自形、長径 0.3-5 mm で弱い反復累帯構造を示す。径 1 mm 前後の集斑状結晶も認められる。融食形を示すこともある。石英は径 0.5-12 mm の丸味を帯びた粒状で、融食による湾入部が発達する。強い波動消光を示し、部分的にサブグレイン化している。カリ長石は半自形もしくは融食形、長径 4-18 mm で、融食による湾入部が発達する。微斜長石構造を示す。普通角閃石は半自形、長径 0.5-2.5 mm、褐緑色で、部分的に黒雲母に置換される。黒雲母は半自形、長径 0.2-1.5 mm、緑褐色である。キンクバンドや曲げが発達し、結晶周縁部にはデカッセイト組織を伴うことがある。不透明鉱物は主にチタン鉄鉱と磁鉄鉱からなり、わずかに黄鉄鉱を伴う。不透明鉱物とスフェンは少量で、ほかの有色鉱物に伴われる。

石基：粒径 0.1 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・燐灰石からなる。微細な石英とカリ長石の集合からなる微文象構造様の斑状組織が認められることもある。石基部に片状構造が発達するものがあり、その場合主として黒雲母の定向配列が顕著である。片状構造は細かくうねりながら、斑晶を取り巻いて連続する。斑晶には石英のサブグレイン化や黒雲母のたわみ等の変形構造が発達し、その両端部には、やや粗粒の石基からなるプレッシャーシャドウに似た構

造が認められる。

#### 岩石記載 珧長岩

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・(±ザクロ石)

斜長石は半自形，長径 0.4 - 3 mm，均質で灰曹 - 曹長石組成である。しばしば鱗片状白雲母に交代されている。石英は半自形もしくは融食形，径 0.5 - 1.5 mm で強い波動消光を示すことが多い。カリ長石は半自形，長径 0.8 - 1.5 mm でパーサイト組織を有する。ザクロ石は径 0.1 - 0.5 mm の粒状で不規則な外形を示す。斜長石には石英で充填された展長割れ，石英には割れやずれなどの変形構造が認められる。

石基：粒径 0.02 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・不透明鉱物・燐灰石・緑泥石・白雲母からなる。微細な石英とカリ長石の集合からなる微文象構造様の斑状組織が発達する。長径 0.5 mm 以下の針状の緑泥石が均質に分布することがあるが，これは黒雲母を交代したものと判断される。

### Ⅷ. 2. 9 角閃石ひん岩 (Ph)

**分布及び対比** 相馬市粟津西方や相馬郡栃窪南方において，双葉破碎帯以东の相馬中村層群中の小規模な岩脈として分布している。本岩は宮城県石巻及び牡鹿半島周辺地域の中・古生層を貫いている多数の岩脈類のうちの角閃石ひん岩(滝沢ほか，1984；滝沢ほか，1987)に対比される。

**岩相及び産状** 本岩は自形性の良い斜長石と普通角閃石の斑晶が目立つ斑状岩で，石基は褐灰 - 灰緑色である。岩脈は厚さ数 m から数 10 m で，母岩の構造に調和的に貫入することが多い。

#### 岩石記載 角閃石ひん岩

斑晶：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物・単斜輝石(まれ)

斜長石は自 - 半自形，長径 0.4 - 5 mm で弱い反復帯構造を有する。ソーシュライト化が顕著である。普通角閃石は自 - 半自形，長径 0.2 - 3 mm で，褐緑色のコアとリムの間に狭い帯状の淡緑色部を挟むという累帯構造を示す。単斜輝石は半自形，径 2 mm 前後で均質である。不透明鉱物は半自形，径 0.2 - 1 mm で，普通角閃石中に含まれることが多い。

石基：径 0.1 mm 以下の，半自 - 他形の斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物からなる。岩石はさまざまな程度に変質し，斑晶では斜長石の一部にソーシュライト化，普通角閃石の一部もしくは全部に緑泥石化が認められる。石基部では緑泥石・絹雲母・方解石による置換が顕著である。

相馬中村層群中の岩脈としては，この他に輝石ひん岩や斜長石ひん岩もわずかに認められるが，地質図には表示していない。

### Ⅷ. 2. 10 花崗岩類の岩石帯磁率について

川川破碎帯中央断層以东の花崗岩類は一般に不透明鉱物として磁鉄鉱を有し，磁鉄鉱系列に属することが，少なくとも「原町及び大甕」及び「浪江」図幅地域に関しては実証されている。本図幅地域の場合もこの点は基本的には変わらないが，宇多川花崗閃緑岩・中粒片状黒雲母花崗岩及び中 - 細粒黒雲母花崗岩の 3 者は，野外でのカップメーターによる測定では  $1.0 - 2.0 \times 10^{-6}$  SIU と低い値である。これらの花崗岩類はどれも不透明鉱物として磁鉄鉱を有するので磁鉄鉱系列に属することに変わりはないが，北上花崗岩類に一般的な岩石帯磁率と比べるとかなり低い値である。一般に，西南北海道の奥尻岩体や阿武隈山地東縁の花崗岩類の例に見られるように，北上帯西縁の花崗岩類は典型的な北上花崗岩類

と比べて岩石帯磁率がやや低い傾向があるが、この傾向を考慮しても本図幅地域の3岩体はかなり低い値といえる。この原因の一つは、中-細粒黒雲母花崗岩に関しては小岩片としてしばしば包有されている泥質堆積岩・変成岩類との混成作用の影響によるものと判断される。他の2岩体については明確なことは言えないが、やはり変成岩類を密接に相伴っていることから、その影響が推定される。

### VIII. 3. 畑川破砕帯以西の貫入岩類

本地域内には、角閃石斑れい岩・細粒角閃石黒雲母閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・中粒黒雲母花崗岩(淡紅色黒雲母花崗岩)・花崗斑岩が分布する。これらの貫入岩類の貫入関係を第24図に示す。また、各岩石のモードを第25図に示す。

#### VIII. 3. 1 角閃石斑れい岩 (Gbh)

**分布及び対比** 飯館村八木沢西方2箇所に幅200m前後のレンズ状岩体として小規模な分布を示す。畑川破砕帯を構成する断層のうちの一つ、畑川破砕帯中央断層に沿ってその西側に位置する。また、飯館村中頃にも長径2km程の小岩体として分布する。周囲の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒黒雲母花崗岩に貫かれる。肉眼及び鏡下での特徴から、「原町及び大甕」図幅地域の浪江町塩浸に分布する阿武隈花崗岩類中の斑れい岩に対比される。岩石帯磁率は $0.7 \times 10^{-6}$  SIUと低い。

**岩相及び産状** 畑川破砕帯中の本岩は長径1cm前後の普通角閃石に富む緑黒色の均質岩で、長径7mm前後の白濁した斜長石の散在が特徴的である。長石様鉱物及び微細な結晶片で充填された細脈が発達しており、畑川破砕帯の断層形成に関与した圧砕作用を被っていると判断される。飯館村中頃の岩体は周囲の花崗岩質岩類による同化作用が進んでおり、閃緑岩質の混成岩様の部分が多い。

#### 岩石記載 角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：淡緑色角閃石・スフェン・緑泥石・ゾイサイト

斜長石は全般に渡って均質に分布する細粒結晶と、数cm間隔で散在する粗粒結晶とがある。前者は、半自形、長径0.5-2mmで普通角閃石にポイキリチックに包有される。後者の粗粒結晶は半自形、長径4-8mmである。両者共に、An成分に富むコアとAn成分に乏しいリムからなる。コアの部分に累帯構造は認められないが、劈開等に沿ってAn成分に乏しい部分が細脈状に発達しているため、非常に不均質な様相を呈する。リムは正の累帯構造を有する。普通角閃石は褐緑色で、多数の細粒斜長石を包有するポイキリチック組織を示す。淡緑色のリムを伴うことが多い。粒径は4-8mmで、10mmを越すものもある。不透明鉱物としては少量のチタン鉄鉱が認められるのみである。微細な破断脈が局所的に発達し、斜長石の破断や普通角閃石のサブグレイン化が認められる。

#### VIII. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo)

**分布及び対比** 本図幅地域南西縁の飯館村草野周辺から畑川破砕帯中央断層にかけて分布する。草野の北方には霊山層火山岩類が広く分布するが、本図幅地域北部西縁の宇多川流域で同火山岩類に覆われてその間から本岩が小規模露出する。畑川破砕帯以西の霊山層火山岩類の下には本岩が広く分布するも

のと考えられる。

「原町及び大甕」図幅地域で飯館村津島から中屋敷にかけて広範に分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の北方延長部にあたる。

本岩は阿武隈山地主部に広範に分布する、いわゆる阿武隈古期花崗閃緑岩(渡辺ほか, 1953)に相当する。

**岩相及び産状** 半自形普通角閃石の目立つ中粒の均質岩で、一般に普通角閃石の定向配列による面構造が認められる。特に畑川破砕帯中及びその近傍では面構造の発達局所的に顕著である。

径5-15 cmの長円-レンズ状の暗色包有物もしくは径数 cmのマフィック・クロットが数十 cmに1個程度の割合で普遍的に含まれており、またそれらの局所的な濃集部が認められる。

#### 岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・燐灰石・褐れん石・ジルコン・緑泥石

斜長石は半自形、長径0.8-7 mmで、弱く正累帯もしくは反復累帯するコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造を示す。石英は他形もしくは粒状で、強く波動消光する。サブグレイン化しているが、肉眼では径1-7 mmの粒状をなす。カリ長石は他形で、細かいパーサイト組織を示す。局所的に半自形の粗粒結晶が認められる。普通角閃石は半自形、長径0.8-5 mmで3 mm前後のものが最も多く、褐緑色である。周縁部で淡青緑色になる累帯構造が認められる。黒雲母は半自形、径1-3 mm、褐色で、緑泥石に一部置換されている。微細な燐灰石を多数包有することがある。不透明鉱物は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われることが多い。主にチタン鉄鉱からなり、わずかに磁鉄鉱と黄鉄鉱を伴う。

### Ⅷ. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdy)

**分布及び対比** 畑川破砕帯に沿って極く小規模分布しており、真野ダム西方の飯館村木戸木から鉄柄へ抜ける林道沿いで観察できる。「原町及び大甕」図幅地域の飯館村比曾、葛尾村野行等に分布する中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(久保ほか, 1990)に対比される。

**岩相及び産状** 長径4 mm前後、最大15 mmのカリ長石を含む中粒の均質岩である。カリ長石はごく淡い橙色で、粗粒半自形で明瞭に識別できるものから、劈開面の反射によりその存在が分かる程度に目立たないものまでさまざまである。

本岩中の普通角閃石は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の中のものに比べて、より細粒で量も少なく自形的でないので目立たない。

径5-20 cmのレンズ状の暗色包有物が0.5 mに1個程度の割合で普遍的に含まれている。畑川破砕帯に近いことから、暗色包有物の配列と鉱物の定向配列による面構造の発達が顕著である。

#### 岩石記載 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：スフェン・燐灰石・褐れん石・ジルコン・緑泥石・白雲母・緑れん石

斜長石は半自形、長径1-6 mmで、弱い反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはプールの状で、粒径1-4 mmである。サブグレイン化が顕著で、流動構造が発達する。カリ長石は他形、もしくは他結晶を包有してポイキリティック組織の粒状結晶を構成する。粒状結晶は長径2-4 mmが一

一般的であるが、10 mm を越えるものも認められる。細かいパーサイト組織と微斜長石構造が発達する。黒雲母は半自形、径 0.5-3 mm、暗褐色である。他結晶粒間で細長く伸び、曲げやたわみ、折れが顕著である。普通角閃石は半自形、長径 1-4 mm で褐緑色である。不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で、量は極く少なく、黒雲母に伴われることが多い。

#### Ⅷ. 3. 4 中粒黒雲母花崗岩(淡紅色黒雲母花崗岩) (Grp)

**分布及び対比** 本図幅地域南西端の飯館村芦原からトゲノ先にかけて、複数の小岩体として分布する。また、宇多川上流松ヶ房ダム西方で、新第三紀火山岩類の間からわずかに露出する。「原町及び大甕」図幅地域北西端に分布する淡紅色黒雲母花崗岩(久保ほか、1990)の北方延長部にあたる。

**岩相及び産状** 淡橙-淡紅色カリ長石に富む中粒優白質の均質岩である。ニツ森山頂付近では細粒でわずかにザクロ石を含む岩相を伴う。

##### 岩石記載 中粒黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物：燐灰石・褐れん石・ジルコン・電気石・ザクロ石・緑泥石

斜長石は半自形、長径 1-4 mm で、弱い反復累帯構造の重なった正の累帯構造を示す。石英は他形で、径 3-5 mm の粒状部を形成する。強く波動消光し、サブグレイン化している場合が多い。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は 5 mm 前後が一般的である。やや幅の広い(最大 0.05 mm)パーサイト組織が発達し、斜長石との間にはミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形、径 0.5-2 mm で緑褐色-暗褐色である。不透明鉱物は細粒粒状のチタン鉄鉱で、量はごくわずかである。

#### Ⅷ. 3. 5 花崗斑岩 (Gp)

**分布及び対比** 飯館村草野から関沢にかけて分布し、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を貫く 1 × 1.5 km のストック状の小岩体を構成する。「原町及び大甕」図幅地域で岩脈として畑川破碎帯以西の各所に分布している花崗閃緑斑岩に対比される。「原町及び大甕」図幅地域では一般に小岩脈として産し、周辺急冷相に単斜輝石を含むなど本図幅地域のものよりやや苦鉄質な場合が多い。両者の組成差は貫入形態の相違に起因するのであろう。すなわち、「原町及び大甕」図幅地域では小岩脈状の場合が多いので、周縁急冷相に見られるようなより苦鉄質の岩相が勝るのに対して、本図幅地域の場合はストック状であるため、より珪長質の徐冷岩相の占める割合が多いのであろう。

**岩相及び産状** 本岩は帯褐灰色緻密な石基中に斜長石及び石英の斑晶の目立つ斑状岩である。岩体周縁部には幅数 m の青灰色の周縁岩相が認められる。

##### 岩石記載 花崗斑岩

斑晶：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

斜長石は自-半自形、長径 2-8 mm で反復累帯構造が顕著である。5-10 個の結晶が集めた径 5 mm 前後の集斑状斜長石がしばしば認められる。石英は径 2-6 mm の丸みを帯びた粒状で、強い波動消光を示す。普通角閃石は自-半自形、長径 2-4 mm、緑褐色で、周縁部に帯青緑色のリムを有する。周囲を細粒の黒雲母に取り巻かれることが多い。黒雲母は半自形、径 0.5-2 mm で、褐色である。不透明鉱物は径 0.1 以下で黒雲母中に極く少量認められる。

石基：粒径 0.1mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物からなる。



## VIII. 4 その他の貫入岩類

### VIII. 4. 1 超苦鉄質岩 (U)

「原町及び大甕」図幅地域では断層に沿ってセプタ状の超苦鉄質岩体が各所に分布しているが、本図幅地域では北西端部に見られるのみである。すなわち、丸森町枯木峠から駒滝不動尊(「角田」図幅地域内)にかけての地域及び枯木峠南西部に、 $0.3 \times 5 \text{ km}$  及び  $0.1 \times 0.5 \text{ km}$  の規模の、北北東-南南西方向に細長く伸びた2つの岩体として分布している。岩体の伸びの方向に平行で西に $70-80^\circ$ 急傾斜する片状構造が発達し、鏡下では圧砕による片状組織と熱による再結晶組織とが認められる。また、熱変成したスカルン化岩が超苦鉄質岩に伴って小規模分布する。藤田ほか(1988)の清滝超塩基性岩の南方延長部に相当する。

本岩は主としてかんらん石からなり、少量の不透明鉱物、緑色スピネル、単斜及び斜方輝石を伴うペリドタイトである。地域的に蛇紋石に富む場合と、再結晶かんらん石に富む場合とがある。変形と熱変成とを被っており、岩体縁辺部では片状構造が発達し、また透角閃石・タルク・緑泥石に交代されている。超苦鉄質岩と周囲の中-細粒黒雲母花崗閃緑岩との野外での関係は明らかでないが、上述の産状の他、粗粒単斜輝石のポーフィロクラストが透角閃石に交代されていること、細粒基質部の透角閃石が定向配列すること等の鏡下の特徴も併せ考えると、超苦鉄質岩は花崗閃緑岩の貫入以前に現位置に存在し変形を被っていたと判断される。すなわち、本図幅地域の2岩体は花崗閃緑岩中のゼノリスで、おそらくはルーフペンダントの一部であろう。

### VIII. 4. 2 細粒角閃石黒雲母閃緑岩 (D)

本岩は花崗岩質岩類中に普遍的に認められる細粒優黒質の岩石で、変輝緑岩と俗称されている岩石(Sendo, 1958 など)に相当する。径数 cm の暗色包有物として本図幅地域内のほぼ全ての花崗岩類中に認められる。畑川破砕帯以西では比較的広範囲に分布し、西隣の「川俣」図幅地域では径数 km 以上の範囲を占めている。本図幅地域内では松ヶ房ダム上流域の図幅地域西端部に小規模露出する。分布域の西縁ではその西側に広く分布する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫かれており、鏡下では普通角閃石にふるい状構造等の再結晶組織が認められる。また、その境界部付近約 40 m の範囲で両岩石は共に強片状化している。

鏡下では、比較的自形性の良い斜長石・普通角閃石と、その間を充填するポイキリティック組織の石英が特徴的である。石英と同様に、カリ長石や黒雲母のポイキリティックな粗粒結晶が分布する場合もある(久保ほか, 1990)。

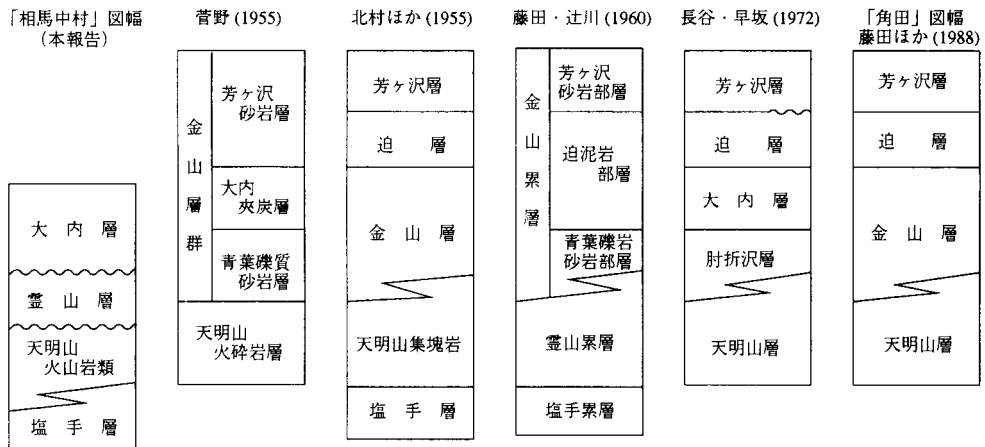
## IX. 中 新 統

(山元孝広・柳沢幸夫)

### IX. 1 概要と研究史

本図幅の中新統は、双葉断層の西側に分布する塩手層・天明山火山岩類・霊山層・大内層と、双葉断層の東側に分布する赤柴層からなる。塩手層は前期中新世の浅海-陸成層で、非火山性碎屑物を主とし、玄武岩からなる天明山火山岩類と指交している。霊山層は中期中新世初期の玄武岩溶岩流・ラハール堆積物・河川堆積物からなる陸成層で、下位層を不整合に覆っている。大内層は中期中新世の陸成層で、非火山性碎屑物を主とし流紋岩火砕流堆積物を挟んでいる。本層も下位層を不整合に覆う。赤柴層は後期中新世の陸-海成層で、非火山性碎屑物を主としている。

本図幅から「角田」図幅にかけての中新統の層序は菅野(1955)や北村ほか(1955)によりまず確立され、その大枠は形を代えながらも後の研究で受け継がれてきた(藤田・辻川, 1960; 八島, 1962; 長谷・早坂, 1972; 藤田ほか, 1988; 第28図)。すなわち、いずれの研究でも本地域の中新統は下位から「塩手層」・「霊山(または天明山)層」・「金山(または青葉)層」の順に整合で重なるものと見なされていた。しかし、本報告ではこの地層区分を見直し、新しい層序を再確立することにする(第28図)。なぜなら、これまで「霊山(または天明山)層」と一括されていた火山岩を主とする地層が不整合を挟んで二



第28図 「相馬中村」及び「角田」図幅の中新統対比図

第2表 中新統のジルコン・フィッシュン・トラック年代値

| 地層名／産地<br>試料名  | 結晶数<br>(個) | 自発核分裂飛跡<br>ps<br>( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) | (Ns)  | 誘発核分裂飛跡<br>pi<br>( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) | (Ni)   | 熱中性子線量<br>pd<br>( $10^4 \text{ cm}^{-2}$ ) | (Nd)   | 相関<br>係数<br>r | ウラン<br>濃度<br>(ppm) | 年代値(Ma)<br>Age $\pm 1\sigma$ |
|--|------------|---|-------|---|--------|--|--------|---------------|--------------------|------------------------------|
| 塩手層／福島県鹿島町権原 (37°41'59.7"N, 140°52'53.5"E)                   |            |   |       |   |        |  |        |               |                    |                              |
| GSJ R61998   | 29         | 1.53  | (678) | 2.01  | (887)  | 7.03                                       | (1083) | 0.851         | 230                | 20.0 $\pm$ 1.2               |
| 大内層／宮城県丸森町大山 (37°48'39.0"N, 140°51'30.4"E)                   |            |   |       |   |        |  |        |               |                    |                              |
| GSJ R61997   | 27         | 0.99  | (406) | 1.72  | (685)  | 7.02                                       | (1087) | 0.876         | 190                | 14.8 $\pm$ 1.0               |
| 金山層清水凝灰岩 (藤田ほか, 1988)／宮城県丸森町伊手 (37°53'37.0"N, 140°49'27.8"E) |            |   |       |   |        |  |        |               |                    |                              |
| GSJ R63170   | 30         | 0.92  | (703) | 1.74  | (1331) | 8.82                                       | (1358) | 0.058         | 160                | 17.3 $\pm$ 1.0               |

分されること、従来の「金山(または青葉)層」に本報告の霊山層の河川堆積物が含まれていること、更にこれを非火山性の陸成堆積物(本報告の大内層)が不整合に覆うことが明らかになったからである。その結果、すでに藤田ほか(1988)として出版されている北隣の「角田」図幅と本図幅とでは、中新統の区分に大きな違いが生じるようになった。今回は「角田」図幅内の中新統の再調査を十分に行うことはできなかったが、今後は藤田ほか(1988)の「金山層」内部の層序を見直し、上位の海成中新統「迫層」・「芳ヶ沢層」との関係問い直す必要がある。ちなみに、彼らの層序で 14.8  $\pm$  1.0 Ma の年代値を示す本報告の大内層中の流紋岩火砕流堆積物(藤田ほか(1988)の「金山層下部金津凝灰岩」に相当)よりも上位にあるとされる「金山層最上部：清水凝灰岩」からは、これよりも有意に古い 17.3  $\pm$  1.0 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代値(GSJ R 63170)を得ている(第2表)。

本図幅及びその周辺の中新世火山岩については、これまでに多くの岩石学的研究が行われ、この火山岩が未分化な玄武岩を含む島弧ソレライトであることが明らかにされている(八島, 1962; 1963; 周藤・八島, 1974; 石坂・巽, 1980; 周藤ほか, 1985; 吉田ほか, 1985)。しかし、これらの研究では基本となる層序を八島(1962)に従っているため、時代の異なる2つの火山岩が同列に扱われ議論されている。今後、西隣の「保原」・「桑折」図幅に分布する中新世火山岩の層序を再検討した上で、各火山岩の岩石学的性質を問い直す必要がある。

本報告では、水を媒質として流動した陸成の火砕堆積物の記載用語に、ラハール堆積物を用いる。ラハールの同義語として火山泥流もしばしば用いられてきた。しかし、実際の堆積物には泥をほとんど含まないものがあること、かつて火山泥流と呼ばれていた堆積物に岩屑なだれが含まれる場合があることから、火山泥流の用語は用いない。また、本報告では陸成-浅海成堆積物の記載に、Gms や St 等の岩相コード(Miall, 1978)を用いる。

## IX. 2 塩手層 (Sf, Sl, Ss)

**地層名** 北村ほか(1955)、藤田・辻川(1960)、久保ほか(1990)の「塩手層」による。

**模式地** 福島県相馬市山上の宇多川沿い(北村ほか, 1955)。ただし、この模式地では本層の河川堆積



**層厚** 最大 150m 程度で、西方に薄くなる。

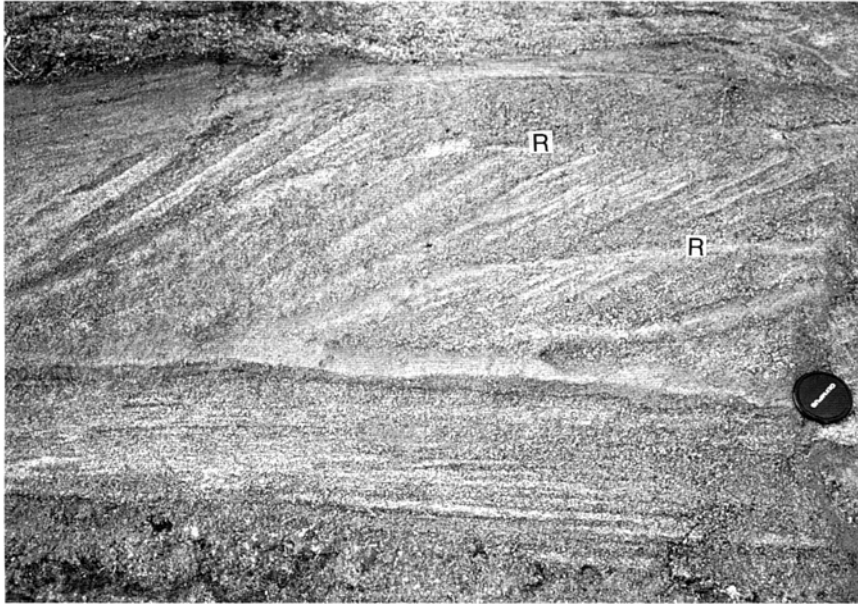
**岩相** 本層は河川堆積物、浅海成堆積物と湖成堆積物で構成される(第 29 図)。基底部には河川堆積物があり、これを浅海成堆積物が東から西へオーバーラップしながら整合関係で覆っている。したがって、岩相境界と構造は明らかに斜交している。また、湖成堆積物は丸森町大内の斉川付近にのみ分布する局所的な岩相である。

河川堆積物は岩片支持でインブリケーションを持つ淘汰の良い塊状円礫岩 (Gm)・トラフ型斜交層理を持つ淘汰の良い円礫岩 (Gt)・トラフ型斜交層理を持ち上方細粒化の顕著な中礫混じりの極粗粒 - 中粒砂岩 (St) からなる流路堆積物と、平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩 - シルト岩 (Fl)・リップル葉理を持つ中粒 - 細粒砂岩 (Sr)・レンズ状の断面形態をしたトラフ型斜交層理を持つ粗粒 - 細粒砂岩 (St)・細礫混じりで淘汰の悪い塊状粗粒 - 中粒砂岩 (Sm) の互層からなる氾濫原堆積物を主体としている(第 29 図の 2)。流路堆積物の古流向は各化石谷の伸長方向とおおむね平行で、大局的には東を向いている。氾濫原堆積物には流紋岩ガラス質凝灰岩が挟まれることがある。また、Fl の岩相からは保存の良い植物化石が見いだされる。このほか、本報告で河川堆積物としたものの中には、明らかな扇状地堆積物も見いだされ、化石谷側壁の高角不整合面下に小規模に発達している。この堆積物は泥質砂の基質を持つ淘汰の悪い塊状の角礫岩 (Gms) と連続性の悪い平行層理を持つ中 - 細礫大の亜角 - 亜円礫混じりの極粗 - 中粒砂岩 (Sgb) の互層からなる(第 29 図の 1)。Gms を構成する角礫は直下の基盤岩に由来しており、径数 m の巨礫が混じっている。

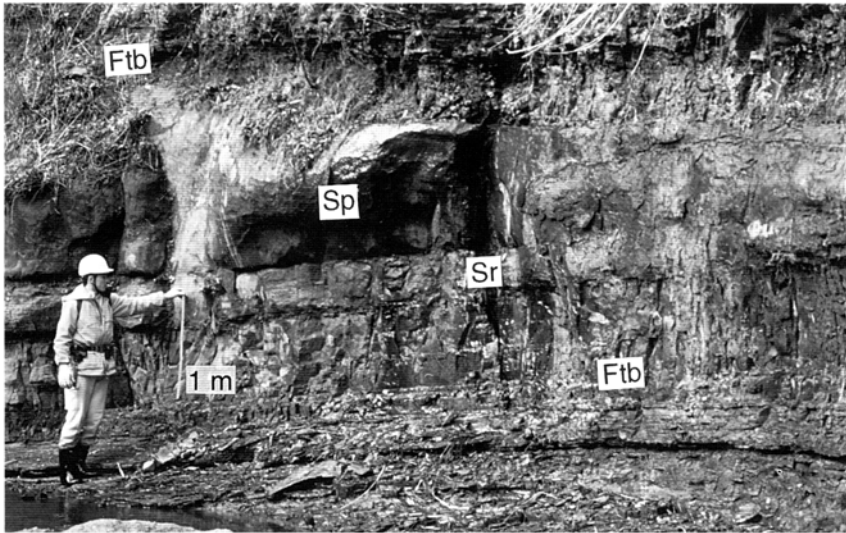
浅海成堆積物は、生物擾乱を受けた塊状泥質粗 - 中粒砂岩 (Smb)、プラナー型斜交層理の発達した粗 - 中粒砂岩 (Sp)、トラフ型斜交層理の発達した淘汰の良い粗 - 中粒砂岩 (St)、平行葉理やウエーブリップル葉理の発達した中粒 - 極細粒砂岩及びシルト岩互層 (Sh, Sr, Fl)、細礫混じりで淘汰の悪い塊状粗粒 - 中粒砂岩 (Sm) からなる。このうち、Sp の岩相は鹿島町禧原、の山岸付近の本層下部で特に厚く発達する(第 29 図の 4)。ここでは再活動面を持つ層厚 2.0 - 1.5 m の Sp が北西にフォアセットしながら累積し、再活動面下には自生の貝化石を含んだ炭酸塩岩質の団塊が並んでいる。古流向は明らかに海側からの流れを示唆しており、この岩相は上げ潮潮汐デルタの堆積物と判断される。本層の上部には St・Sp・Sm・Smb 互層が多く見られるが、この岩相にも潮汐流の影響を示すヘリンボーン構造や再活動面(第 31 図)が発達している。

湖成堆積物は、上方粗粒化を示すリップルラミナを持つ極細 - 中粒砂岩 (Sr)・プラナー斜交層理を持つ中 - 極粗粒砂岩 (Sp) と正級化層理を持つ細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩 - シルト岩の細互層 (Ftb) からなる(第 31 図)。Sr と Sp の岩相はデルタ前置層と判断され、北向きの古流向を示すものが多く、この方向に尖滅していく。この岩相の下面には著しい加重変形が認められることがある。Ftb の岩相は底置層に相当するもので、保存の良い植物化石を多産する。また、本堆積物には、再堆積した玄武岩火砕岩が挟まれることがある。

**化石** 鹿島町禧原の山岸付近の浅海成堆積物から貝化石が産出する。ここから北村ほか(1955)と植村ほか(1986)は第 3 表の貝化石を報告している。また、鈴木(1963)は模式地の宇多川沿いの河川堆積物中に挟まれる細粒凝灰岩から第 4 表の植物化石を報告している。このほか、丸森町斉川の湖成堆積物からも植物化石が多産する。



第30図 塩手層のプレーナ型斜交層理を持つ砂岩に認められる再活動面(R) (福島県鹿島町樽原北方の林道沿い)  
再活動面は潮汐堆積物に特徴的な斜交層理の不連続面で、斜交層理を北西から南東に前進させた流れはその方向から引き潮流であったと判断される。



第31図 塩手層の湖成堆積物 (宮城県丸森町大内の齊川)  
正級化層を持つ細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩-シルト岩の細互層(Ftb)・リップルラミナを持つ極細-中粒砂岩(Sr)・プレーナ斜交層理を持つ中-極粗粒砂岩(Sp)の順に重なる上方粗粒化構造が認められる。

第3表 塩手層産の貝化石 産地：福島県鹿島町檜原の山岸付近

---

|   |
|---|
| 北村ほか (1955)   |
| <i>Cardium shinjiense</i> Yokoyama  |
| <i>Phaxus izumoensis</i> Yokoyama   |
| <i>Panomya simotomensis</i> Otuka   |
| <i>Venus yokoyamai</i> Makiyama   |
| <i>Vicarya yokoyamai</i> Takayama   |
| 植村ほか (1986)   |
| <i>Hiatula minoensis</i> (Yokoyama)   |
| <i>Meretrix</i> cf. <i>arugai</i> Otuka                                     |
| <i>Cyclina japonica</i> Kamada  |
| <i>Siratoria siratoriensis</i> (Otuka)                                      |
| <i>Compsomyax</i> cf. <i>iizukai</i> (Yokoyama)                             |
| "Venus" sp.   |
| <i>Solen</i> sp.  |
| <i>Panope</i> cf. <i>nomurae</i> Kamada                                     |
| <i>Vicaryella</i> cf. <i>jobanica</i> Kamada                                |
| <i>Batillaria</i> ( <i>Tateiwaia</i> ) <i>yamanarii</i> Makiyama            |
| <i>Batillaria</i> ( <i>Tateiwaia</i> ) cf. <i>sitoui</i> (Nomura and Zinbo) |

---

**年代・対比** 本層は、亜熱帯性の貝化石群や暖-亜熱帯性の植物化石を含む塩手植物群を産することから、常磐炭田地域の柵平層(滝層)に対比されてきた(鈴木, 1963)。鹿島町檜原北方の林道沿いの本層最上部に挟まれる流紋岩ガラス質火山豆石凝灰岩(GSJ R 61998)のジルコン・フィッシュオントラック年代値は  $20.0 \pm 1.2$  Maで(第2表)、柵平層の凝灰岩からのジルコン・フィッシュオントラック年代値( $20.8 \pm 1.2$  Ma; 久保ほか, 1994)と一致しており従来の対比に問題はない。

### IX. 3 天明山火山岩類 (Te)

**地層名** 従来、「天明山火砕岩層」(菅野, 1955)、「天明山集塊岩層」(北村ほか, 1955)、「霊山累層天明山火砕岩部層」(藤田・辻川, 1960)、「霊山層」(八島, 1962)及び「天明山層」(藤田ほか, 1988)と呼ばれてきた火山岩を主とする地層は、不整合面を挟んで二分され、このうち下位の火山岩を天明山火山岩類と再定義する。

**模式地** 宮城県丸森町大内の青葉南西1 kmの青葉川沿い、福島県相馬市の北沢から天明山に至る道路沿い、相馬市山上の中井塚西方1 kmの宇多川沿い、福島県飯館村湯舟の西方800 mの真野川沿いに模式的な露頭がある。

**分布・構造** 双葉断層西側の塩手層や霊山層に付随して断片的に分布し、それぞれ独立した岩体をなす。構造は塩手層と調和的で大局的には水平である。しかし、岩体内部の火砕岩層理面は火砕丘の構造を反映して $30^\circ$ 程度傾くことが多い。

**層序関係** 塩手層と指交し、霊山層に不整合に覆われる。塩手層との指交関係は飯館村松ヶ平付近でよく観察でき、塩手層の砂岩・礫岩の下位や挟みに本火山岩類を見いだせる。また、本火山岩類が塩手層を覆う場合も、両者の間には炭質物に富む淘汰の悪い古土壌が挟まれ、根をつけた化石立木が両者に

第4表 塩手層及び霊山層産の植物化石 (鈴木, 1963)

|   | 塩手層 | 霊山層 |
|---|-----|-----|
| <i>Cephalotaxus</i> sp.                                     | R   |     |
| <i>Metasequoia japonica</i> (Endo) Miki                     | R   |     |
| <i>Sequoia</i> sp.  |     | C   |
| <i>Smilax trinervis</i> Morita                              | A   |     |
| <i>Carya</i> sp.  | R   | R   |
| <i>Salix varians</i> Goeppert                               |     | R   |
| <i>Populus kobayashii</i> Suzuki                            |     | C   |
| <i>Betula mioluminifera</i> Hu and Chaney                   |     | R   |
| <i>B. nathorsti</i> Suzuki                                  |     | C   |
| <i>B. oobae</i> Suzuki                                      |     | R   |
| <i>Carpinus ellipticibracteata</i> Huzioka                  | R   |     |
| <i>C. protocordatus</i> Suzuki                              | C   |     |
| <i>C. jobanensis</i> Suzuki                                 | A   | R   |
| <i>C. kon'noi</i> Suzuki                                    |     | C   |
| <i>Ostrya subvirginiana</i> Tanai and Onoe                  |     | C   |
| <i>Fagus jobanensis</i> Suzuki                              | C   |     |
| <i>Quercus hanagai</i> Suzuki                               | A   | A   |
| <i>Zelkova ungeri</i> (Ett.) Kovats                         | C   | A   |
| <i>Z. elongata</i> Suzuki                                   | C   | C   |
| <i>Ulmus longifolia</i> Unger                               | R   |     |
| <i>Cinnamomum</i> cf. <i>scheutzeri</i> Heer                | R   |     |
| <i>Lindera umbellatum</i> Rehd.                             | R   |     |
| <i>Liquidambar japonica</i> Suzuki                          |     | C   |
| <i>L. formosana</i> Hance                                   | R   |     |
| <i>Foetigilla ryozenensis</i> Suzuki                        | R   | A   |
| <i>Sorbus</i> sp.   | A   |     |
| <i>Buxus japonica</i> Hüller Arg.                           | R   |     |
| <i>Rhus miosuccedania</i> Hu and Chaney                     | C   |     |
| <i>Ilex geniculata</i> Maximowicz                           | A   |     |
| <i>Euonymus</i> cf. <i>palaesieboldianus</i> Tanai and Onoe | C   |     |
| <i>Acer subpictum</i> Saporta                               | A   |     |
| <i>A. iwaii</i> Suzuki                                      | A   |     |
| <i>Kalopanax acelifolium</i> (Nathorst) Hu and Chaney       | R   |     |
| <i>Cornus</i> sp.   | R   |     |

産地：福島県相馬市山上の宇多川沿い(塩手層)，宮城県丸森町筆甫の松ヶ房ダム上流(霊山層)

A : Abundant, C : Common, R : Rare

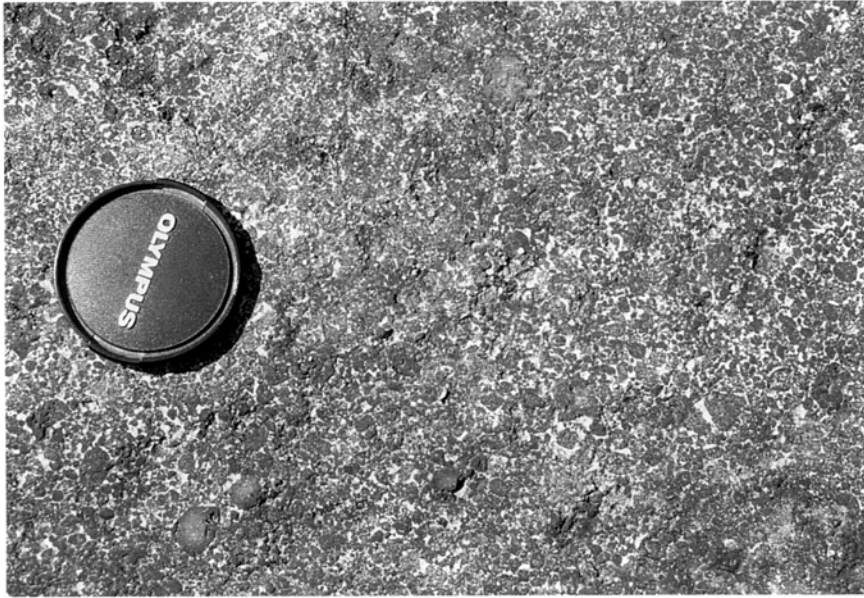
またがって見いだされることがある。

**層厚** 岩体毎に層厚はまちまちで，変化も激しい。比較的厚い相馬市の北沢から天明山に至る道路沿いの岩体で，180mの層厚を持つ。

**岩相** 本火山岩類は，玄武岩火砕岩(降下堆積物・火砕サージ堆積物など)や同質の溶岩流で構成される単成火山群の産物である。噴出中心は図幅内の各地に点在し，岩体毎に独立した小山体を形成している。火山体はいずれも火砕物の放出で始まり溶岩流の流出で終わる一輪廻の噴火でできている(ただし，溶岩流を伴わず火砕物の放出だけで終わったものもある)。複成火山に普通に見られる山体の浸食・再堆積(ラハールや河川堆積物の形成)作用は，全く認められない。

玄武岩火砕岩には，噴火様式を反映して様々な産状のものが認められる。例えばよく発泡したスコリアからなる非常に淘汰の良いラピリストーン(第32図)は，マグマ噴火による降下堆積物である。また，結晶度の多様な発泡の悪い多面体型のスコリアや少量のカリフラワー状の火山弾からなり基質に火山灰





第 32 図 天明山火山岩類の玄武岩スコリア降下堆積物 (宮城県丸森町大内の青葉)  
玄武岩スコリアはよく発泡し、牛糞状の外形をしている。スコリア粒間の白色部は基質を埋めた方解石

を伴うやや淘汰の良いラピリストーンは、マグマ水蒸気爆発による降下堆積物と判断される。このほか、平行層理やサンドウェーブ(砂波)層理を持つやや淘汰の悪い火山礫凝灰岩 - 粗粒火山灰(第 33 図)や基盤岩の岩塊を含む淘汰の悪い塊状の凝灰角礫岩からのものは、マグマ水蒸気爆発による火砕サージ堆積物である。火砕サージ堆積物にも発泡の悪い多面体型のスコリアが普通に含まれるが、その含有量は様々で、ほとんど全てスコリアからなるものから、90%以上破碎された基盤の花崗岩碎屑粒子が混入するものまでである。本火山岩類の各岩体ではこれらの火砕岩が時間間隙を挟まず数 10 m 以上の層厚を持っており、火砕丘が形成されていたと判断できる。一つの岩体でマグマ水蒸気爆発とマグマ噴火の産物が共存する場合は、前者が下位にある(例えば丸森町大内の青葉南西 1km の青葉川沿い)

玄武岩溶岩流は、上記の火砕岩に付随し、かつこれを覆っている。両者の境界部では赤色酸化した火砕岩や溶結降下火砕岩が見いだせる。溶岩流はアア溶岩に特有のクリンカーを表面に持ち、その層厚は 15 m - 50 m 以上と玄武岩にしては非常に厚い。火砕丘の中央部にあることとその厚さから判断して、これらの溶岩流は火口を満たしたものであろう。

飯舘村の関沢付近には本火山岩類の火道角礫岩も見られ、発泡の悪い多面体型のスコリア・火山弾・異質岩片(花崗岩類)からなるラピリストーンが基盤に対しパイプ状に貫入している。

**岩石記載** 本層の大部分を構成する玄武岩は、かんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石玄武岩である。斑晶に斜方輝石を伴うものはごく稀にしか産出しない。また、かんらん石玄武岩には斜長石斑晶を欠くものと伴うものがある。記載岩石学的には上位の霊山層の玄武岩と区別することができない。



第 33 図 天明山火山岩類の玄武岩火砕サージ堆積物 (相馬市山上の滝平北方の林道沿い) 波長 10m 以上のサンドウェーブ層理(写真では半波長分が見られる)と平行層理を持つやや淘汰の悪い火山礫凝灰岩 - 粗粒凝灰岩からなる。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61984)

産地：福島県相馬郡飯館村木戸木，37°43'34.1"N，140°46'40.2"E，標高 410 m。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶はかんらん石 (<1.8 mm) からなる。かんらん石斑晶のごく一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち，斜長石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

モード組成：かんらん石=14.6%，石基=85.4%。

#### 単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R 61986)

産地：宮城県伊具郡丸森町齊川，37°49'8.1"N，140°50'29.0"E，標高 185 m。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶は多量のかんらん石 (<3.4 mm) と少量の単斜輝石 (<1.6 mm)，微量の斜長石 (<1.2 mm) からなる。斑晶は非変質。石基はインターグラニューラー組織を持ち，斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。割れ目沿いに緑泥石を生じている。

モード組成：斜長石=0.6%，かんらん石=14.2%，単斜輝石=4.4%，石基=80.8%。

#### 単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R 61983)

産地：福島県相馬市北沢，37°47'15.2"N，140°51'54.2"E，標高 325 m。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (<2.2 mm) ・かんらん石 (<1.8 mm) ・単斜輝石 (<1.8 mm) からなる。かんらん石斑晶の一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち，斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

モード組成：斜長石=16.0%，かんらん石=6.4%，単斜輝石=4.0%，石基=73.6%。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61985)

産地：福島県相馬郡飯館村関沢，37°40'18.8"N，140°45'31.4"E，標高 535 m.

産状：火道溶岩.

鏡下の特徴：斑晶は少量の斜長石(<0.7 mm)・かんらん石(<1.0 mm)からなる。かんらん石斑晶の一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち，斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

モード組成：斜長石=1.4%，かんらん石=2.2%，石基=96.4%。

**年代・対比** 本火山岩類の噴出年代は，塩手層と指交することから，前期中新世である。Tsunakawa *et al.* (1983) は南西隣の「川俣」図幅の福島県東和町木幡山付近の玄武岩岩脈群(原著では八島(1962)の「霊山層」相当)から  $21.7 \pm 0.5$  Ma (平均値) の K-Ar 年代値を報告している。この年代値は塩手層の放射年代値と誤差の範囲で一致しており，木幡山の岩脈は本火山岩類に対比される。

### IX. 4 霊山層 (Ry, Rb, Rl)

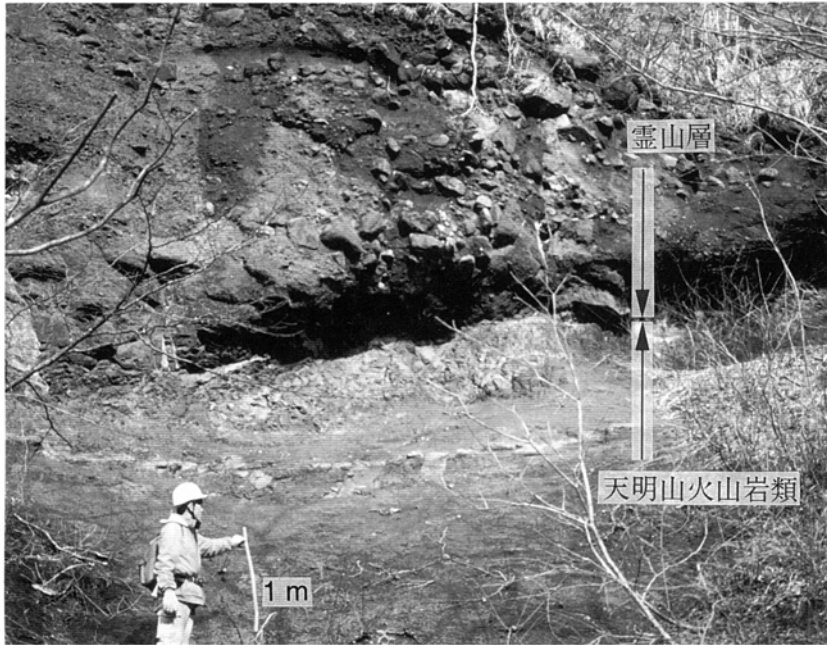
**地層名** 従来，「天明山火砕岩層」(菅野，1955)，「天明山集塊岩層」(北村ほか，1955)，「霊山累層天明山火砕岩部層」(藤田・辻川，1960)，「霊山層」(八島，1962)及び「天明山層」(藤田ほか，1988)と呼ばれてきた火山岩を主とする地層は，不整合面を挟んで二分され，このうち上位の地層を霊山層と再定義する。また，宮城県丸森町に分布する菅野(1955)の「青葉礫質砂岩層」，北村ほか(1955)の「金山層」，藤田・辻川(1960)の「青葉礫岩砂岩部層」及び藤田ほか(1988)の「金山層」は下位の「霊山(または天明山)層」から漸移するとされていたが，この様な部分の「金山(または青葉)層」は例外なく本層の河川堆積物に相当している。つまり，従来の層序では本報告の天明山火山岩類と霊山層との境界，または霊山層中のラハール堆積物と河川堆積物との境界に「金山(または青葉)層」の下限が設定されていた。そのため，従来の層序では，本報告の霊山層と上位の大内層の不整合関係が見落とされ，霊山層の一部が上位層に含まれている(第28図)。

**模式地** 福島県霊山町の霊山庵から霊山山頂に至る登山道沿い(「保原」図幅内)に粗粒降下堆積物，福島県飯館村湯舟の西方3 kmの真野川沿いに溶岩流とラハール堆積物，福島県相馬市の塩手山南方1.5 kmの林道沿いにラハール堆積物と河川堆積物の模式的な露頭がある。

**分布・構造** 双葉断層西側の宮城県丸森町筆甫から飯館村の真野川上流域，飯館村の松ヶ平から相馬市の塩手山に至る山稜，宮城県丸森町大内周辺に分布する。本層の傾斜は10°以下で，ほぼ水平である。

**層序関係** 塩手層と天明山火山岩類を不整合に覆い，大内層に不整合に覆われる。本層基底の不整合面は凹凸に富み，塩手層が埋積した化石谷に重複して新たな化石谷が形成されている。基本的に霊山層は流路充填堆積物として不整合面を覆っており，下位の天明山火山岩類との岩相の違いは明瞭である(第34図)。

**層厚** 飯館村の真野川上流部で250 m以上，同村松ヶ平の東方で200 m以上の層厚を持つ。ただし，縁辺部の丸森町大内では，基盤へのオーバーラップと上位の大内層による削剥で，層厚が20-10 mにまで減少する。



第 34 図 天明山火山岩類を不整合に覆う霊山層 (宮城県丸森町大内の斉川)

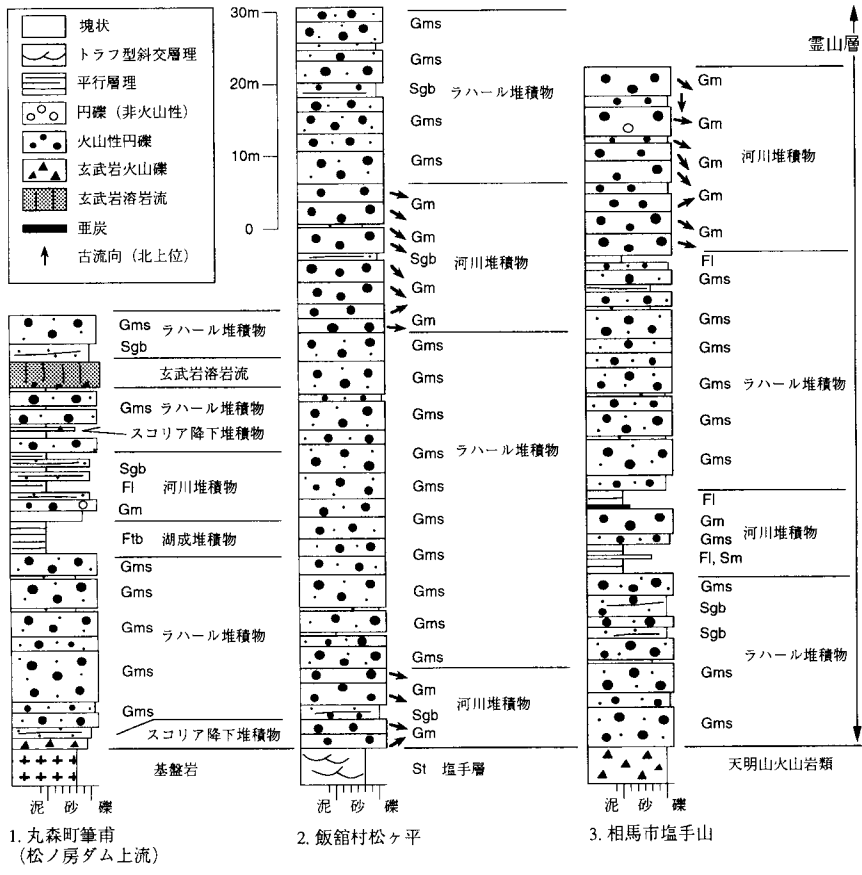
天明山火山岩類はやや淘汰の悪い玄武岩スコリア火山礫凝灰岩-粗粒凝灰岩(降下堆積物)からなる。霊山層は極粗-中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い火山礫岩(ラハール堆積物)からなり、凹凸に富んだ侵食性の不整合面を覆っている。

**岩相** 本層は玄武岩溶岩流・降下堆積物とラハール堆積物・河川堆積物・湖成堆積物からなる陸成層である(第35図)。碎屑物は大部分が玄武岩で、稀に安山岩・デイサイト・基盤の花崗岩類を伴っている。

玄武岩溶岩流は、図幅西縁の丸森町筆甫周辺と飯舘村の真野川上流部に分布する。各溶岩流の厚さは4m-80cmで、アア溶岩特有のクリンカーを上面・下面に伴っている。

玄武岩降下火砕物は粗粒火山灰-細粒ラピリサイズの発泡の良いスコリアからなるものや、多様な結晶度のやや発泡の悪いスコリア-火山砂からなるものがある。本図幅での層厚は20cm以下で、分布の西側ほど出現頻度が高い。ラハール堆積物や河川堆積物中の淘汰の悪い塊状シルト岩(Fm)に挟まれていることが多い。西隣の「保原」図幅の霊山付近では単層厚が数m以上の火山角礫岩からなる粗粒降下堆積物が層厚200m程度の火砕丘を形成している。

ラハール堆積物は本層の主体をなしており、本図幅内の各地に分布する。本堆積物は、極粗-中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い塊状の凝灰角礫岩-火山礫岩(Gms; 第36図)を主とし、連続性の悪い平行層理を持つ中-細礫混じりの極粗-中粒砂岩(Sgb)、スコアフィル(scour-fill)斜交層理や低角斜交層理を持つよく成層した極粗-中粒砂岩(Ss)を伴っている。碎屑物のほとんど全てが玄武岩からなり、稀に基盤の花崗岩類や変成岩類の礫を含むことがある。Gmsの単層の厚さは4.5m以下のものが多いが、稀に7.0mを越えるものがある。また、その最大粒径は2.5m以下のものが多い。SgbやSsの岩相はGmsに伴い各地で見られるが、その出現頻度は丸森町大内周辺で特にならなっている。当地での



第35図 霊山層の柱状図

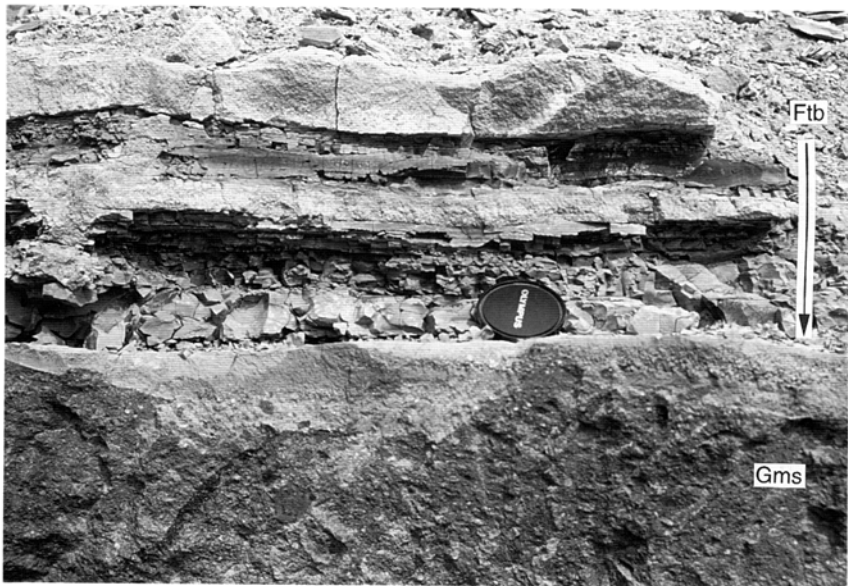
最大粒径は 20cm 以下のものが多く、ラハール堆積物の縁辺相と見なせる。

河川堆積物は、丸森町大内から相馬市天明山南麓、同市塩手山から飯館村大倉周辺の本層分布域東側で発達する。この堆積物は岩片支持で淘汰の良い塊状の円礫岩 (Gm)、トラフ型斜交層理を持つ淘汰の良い円礫岩 (Gt)、平行層理を持つ淘汰の良い極粗粒 - 中粒砂岩 (Sh)、平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩 - シルト岩 (FI)、塊状のシルト岩 (Fm) からなる。碎屑物の大部分が玄武岩からなり、一部で基盤の花崗岩類や変成岩類由来のものを含む。また、本層最上部の Gm 中には玄武岩以外に安山岩やデイサイトの大礫が含まれている。全体に Gm の岩相が卓越するが(第35図)、丸森町大内周辺では FI や Fm の岩相も目立ち、この様な部分に亜炭層を挟在している。

湖成堆積物は、丸森町筆甫の松ヶ房ダム上流部に局所的に分布する岩相で、その層厚は 4.5 m である(第35図1)。本堆積物は正級化層理を持つ粗 - 細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩 - シルト岩の細互層 (Ftb) からなり(第37図)、流紋岩ガラス質薄層を数枚挟んでいる。砂岩の構成粒子はほとんどが玄武岩である。また、極細粒砂岩 - シルト岩は保存の良い植物化石を含んでいる。本堆積物の直上には淘汰の悪いアルコース質の塊状粗粒砂岩(層厚 1.6 - 4 m)があり、これを挟んで上位の河川(氾濫原)堆



第 36 図 霊山層のラハール堆積物 (福島県相馬市塩手山南方の林道沿い)  
 極粗 - 中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い塊状の凝灰角礫岩からなる。構成岩片は玄武岩であるが、多種多様の斑晶組合せ・結晶度・発泡度のものが混在している。



第 37 図 霊山層の湖成堆積物 (宮城県丸森町筆甫の松ヶ房ダム上流部)  
 正級化層理を持つ粗 - 細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩 - シルト岩の細互層(Ftb)からなり、ラハール堆積物(Gms)に挟まれる。この露頭のシルト岩からは保存の良い植物化石を多産した。

積物に移化する。

**岩石記載** 本層の大部分を構成する玄武岩は、かんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石玄武岩である。斑晶に斜方輝石を伴うものはごく稀にしか産出しない。また、かんらん石玄武岩には斜長石斑晶を欠くものと伴うものがある。記載岩石学的には下位の天明山火山岩類の玄武岩と区別することができない。玄武岩以外の火山岩として、本層最上部の河川堆積物中から非変質の斜方輝石単斜輝石安山岩や角閃石デイサイトの円礫が見いだされる。斑晶のかんらん石や石基のガラスは緑泥石で置換されているものが多いが、ほとんど未変質の岩石も含まれている。

勝井・藤田(1960)は天明山南山腹の本層基底部から、比較的 Na<sub>2</sub>O に富む暗緑色の流紋岩礫の産出を報告し、これを堆積当時の火山活動に由来したと推定している。今回の調査でも、不整合面直上の花崗岩類の礫が混じったラハール堆積物に、同様の流紋岩礫が含まれることを確認している。しかし、この流紋岩には緑れん石などの二次鉱物が含まれること、産出が本層の基底部に限定されること、基盤の花崗岩類の中には花崗閃緑斑岩やその急冷相の流紋岩の岩脈が普通に存在することから、流紋岩礫は基盤由来の異質礫であると考えている。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61995)

産地：宮城県伊具郡丸森町松ヶ房，37°47'58.0"N，140°45'44.1"E，標高 240 m。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (<3.0 mm) と少量のかんらん石 (<0.8 mm) からなる。斑晶は非変質。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

モード組成：斜長石=9.0%，かんらん石=1.9%，石基=89.1%。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61989)

産地：福島県相馬郡飯舘村木戸木，37°43'35.1"N，140°46'40.3"E，標高 415 m。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶は、かんらん石 (<2.6 mm) からなる。一部のかんらん石は緑泥石で置換されている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。僅かに発泡している。

モード組成：かんらん石=15.6%，石基=84.4%。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61993)

産地：福島県相馬郡鹿島町上柵窪，37°43'47.6"N，140°52'9.7"E，標高 200 m。

産状：岩脈。

鏡下の特徴：斑晶は多量の斜長石 (<2.0 mm) と少量のかんらん石 (<1.0 mm) からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

モード組成：斜長石=28.6%，かんらん石=0.8%，石基=70.6%。

#### 単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R 61988)

産地：福島県相馬郡鹿島町上柵窪，37°43'51.3"N，140°51'41.3"E，標高 245 m。

産状：ラハール堆積物中の岩塊。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (<2.8 mm) ・かんらん石 (<1.2 mm) ・単斜輝石 (<2.6 mm) からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、一部のが緑泥石で置換されている。石基はインター

サータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。  
モード組成：斜長石=19.6%，かんらん石=9.5%，単斜輝石=2.5%，石基=68.4%。

#### かんらん石玄武岩 (GSJ R 61992)

産地：福島県相馬市新宿，37°45'22.2"N，140°47'44.5"E，標高 540 m。

産状：ラハール堆積物中の岩塊。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.4 mm)・かんらん石(<1.4 mm)からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。

モード組成：斜長石=19.2%，かんらん石=3.6%，石基=77.2%。

#### 斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R 61991)

産地：福島県相馬市北沢，37°47'14.6"N，140°51'41.0"E，標高 390 m。

産状：河川堆積物中の大礫。

鏡下の特徴：斑晶は多量の斜長石(<3.0 mm)と単斜輝石(<4.0 mm)・斜方輝石(<3.6 mm)からなる。集斑状組織を持つ。石基はハイアロオフィティック組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・火山ガラスからなる。非変質。粘土鉱物で充填された径 4.0 mm 以下の気泡を持つ。

モード組成：斜長石=27.2%，斜方輝石=4.2%，単斜輝石=8.4%，石基=60.2%。

#### 石英含有角閃石デイサイト (GSJ R 61994)

産地：宮城県伊具郡丸森町大山，37°49'20.5"N，140°51'16.9"E，標高 150 m。

産状：河川堆積物中の大礫。

鏡下の特徴：斑晶は多量の斜長石(<2.8 mm)と角閃石(<1.5 mm)，微量の石英(<0.6 mm)からなる。石英斑晶は融食が著しい。石基はハイアロピリティック組織を持ち、斜長石・角閃石・鉄鉱・火山ガラスからなる。非変質。

モード組成：石英=0.4%，斜長石=22.2%，角閃石=4.4%，石基=73.0%。

**化石** 丸森町筆甫の松ヶ房ダム上流の本層湖成堆積物からは保存の良い植物化石を多産する(第4表；鈴木，1963)。

**年代・対比** 鹿島町上枌窪のラハール堆積物を貫くかんらん石玄武岩 (GSJ R 61993) から、16.3±0.8 Ma の K-Ar 年代値を得ている。また、Ohki *et al.* (1993) は模式地の霊山町霊山庵から 14.8±1.6 Ma，相馬市の副霊山から 15.5±0.9 Ma の K-Ar 年代値を報告している(ともに「保原」図幅内)。上位の大内層のジルコン・フィッシュトラック年代値(第2表)も参考にすると、本層の年代は中期中新世初頭と判断される。このほか、Ohki *et al.* (1993) は福島県梁川町に分布する八島(1962)の「霊山層」から 15.6-13.0 Ma の K-Ar 年代値を報告している(北西隣「桑折」図幅内)。この地域の中新世火山岩が、本報告の霊山層と同一のものであるのか、上位の火山岩を含むのかは今後の課題である。

## IX. 5 大内層 (Ou)

**地層名** 菅野(1955)の「大内夾炭層」を再定義した。すなわち、本報告の大内層は菅野(1955)の「大内夾炭層」と下位の「青葉礫質砂岩層」の一部、長谷・早坂(1972)の「大内層」と下位の「肘折沢層」の一部を合わせたものに相当する陸成層である。彼らは本層に挟まれる火砕流堆積物の上面で累層を区



分していたが、上下両層とも整合で共通した堆積相からなることから一括した。北隣「角田」図幅の本層相当層は「金山層」と呼ばれていたが(藤田ほか, 1988), 彼らの「金山層」は本報告の霊山層を含むため従来の地層区分をそのまま使うことができない。また、「金山層」の名称自体にも問題があり、同地層名は加藤(1951)により「羽前金山」図幅の中期中新統に対して既に用いられている(大沢・角, 1961)。混乱を避けるため本報告では「金山層」の名称を使用しない。

**模式地** 宮城県伊具郡丸森町佐野の旧大内炭鉱周辺(「角田」図幅内)。

**分布・構造** 本層は双葉断層西側の宮城県丸森町大内周辺に分布する。地層の傾きは $10^{\circ}$ 以下と緩く、多くの場合北東に傾斜する。

**層序関係** 霊山層を不整合に覆う。分布の西縁では霊山層は削剥され、本層が直接先新第三系を不整合に覆っている。北隣の「角田」図幅では、本層は海成の迫層・芳ヶ沢層に整合で覆われるとされている(北村ほか, 1955; 藤田ほか, 1988)。

**層厚** 分布の中央部で80-60mの層厚を持つが、南及び西方に向かって薄くなる。下位層上に刻まれた浸食地形を埋積しているため、層厚の変化が激しい。

**岩相** 本層は礫岩・砂岩・シルト岩・流紋岩凝灰岩からなる陸成層で、顕著な上方細粒化が認められる(第38図)。すなわち、下部では礫岩・粗粒砂岩が多く、上部では亜炭層を挟在するシルト岩・細粒砂岩が卓越する。また、本層の下部にはよく連続する非溶結の火砕流堆積物が一枚挟まれている。

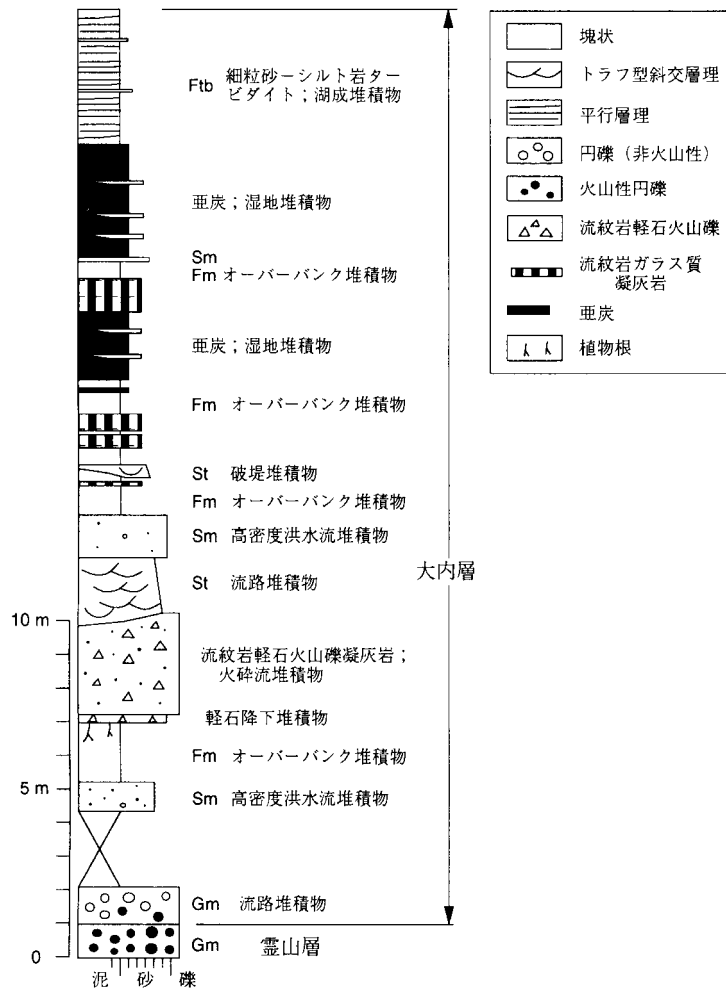
本層の下部は、岩片支持で淘汰の良い塊状の円礫岩(Gm)・トラフ型斜交層理を持つ淘汰の良い極粗-中粒砂岩(St)・平行層理を持つ淘汰の良い粗-細粒砂岩(Sh)・中礫混じりの淘汰の悪い塊状の粗粒砂岩(Sm)・塊状のシルト岩(Fm)の互層からなる。GmとStの古流向はユニモーダルで、北東を向くものが多い。Gmの礫種は花崗岩類が圧倒的に多い。不整合面直上のものは玄武岩円礫が半分ほど混じるが、ほとんど全て玄武岩・安山岩・デイサイトの円礫からなる下位の霊山層の河川堆積物とは見かけが全く異なる。

下部に挟まれる流紋岩火砕流堆積物は、層厚8-2.5mで径10cm以下の白色軽石を含む非溶結塊状火山礫凝灰岩からなる。肉眼では基質の灰白色火山灰と黒色の炭化木片がよく目立つ。稀に、火山豆石を含んでいることがある。異質岩片は径1cm以下のものが多く、その量は少ない。堆積物の直下には層厚15-10cm、粒径5mm以下の軽石降下堆積物を伴っている。堆積物の上面は高密度洪水流堆積物や河川の流路堆積物(主にSt)で削剥されている。

本層の上部は塊状で植物根を伴うシルト岩(Fm)・平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩-シルト岩(Fl)・細礫混じりで淘汰の悪い塊状の中粒砂岩(Sm)・流紋岩ガラス質凝灰岩・亜炭の互層と、正級化層理を持つ細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩-シルト岩の細互層(Ftb)からなる(第39図)。亜炭層は厚さ3m以上のものもあるが、いずれも厚さ10cm以下のガラス質凝灰岩や砂岩の薄層を頻繁に挟んでいる。

**岩石記載** 本層には多数の降下火砕堆積物と1枚の火砕流堆積物が挟まれているが、これらは全て流紋岩質である。

流紋岩軽石火山礫凝灰岩 (GSJ R 61997)



第38図 大内層の柱状図 (宮城県丸森町大内の大山)

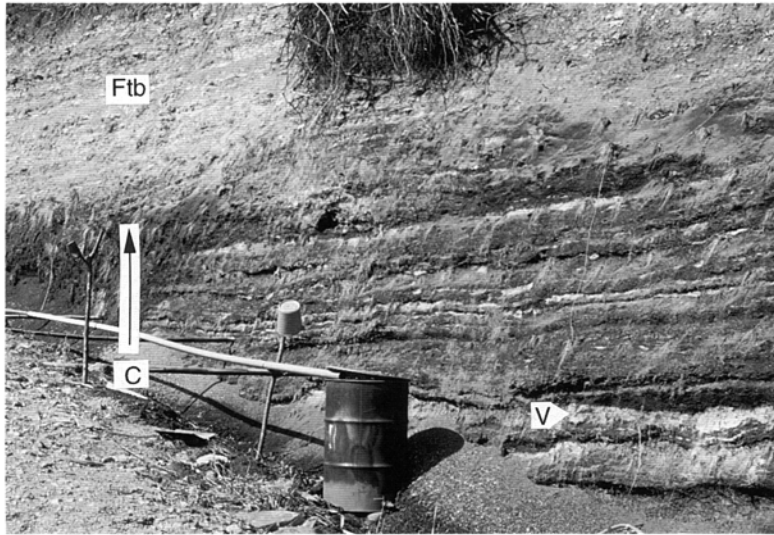
産地：宮城県伊具郡丸森町大内の大山， $37^{\circ}48'39.0''N$ ， $140^{\circ}51'30.4''E$ ，標高280m.

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：斜長石(<1.2 mm)・石英(<1.0 mm)・鉄鉱・ジルコン・軽石片・火山ガラス片・異質岩片からなる。ビトロクラスティック組織を示し，非溶結。異質岩片には玄武岩・花崗岩が認められる。非変質。

**化石** 植物化石を多産する。河野ほか(1969)は模式地から27種の植物化石を同定し，これらを台島型植物群に対比している(第5表)。

**年代・対比** 本層の流紋岩火砕流堆積物(GSJ R 61997)からは中中新世を示す $14.8 \pm 1.0$  Maのジルコン・フィッシュントラック年代値が得られている(第2表)。この年代値は植物化石群から推定される年代と矛盾しない。



第 39 図 大内層の亜炭層(C) (宮城県丸森町大内の大山)  
 亜炭層中には厚さ 10cm 以下のガラス質凝灰岩や砂岩の薄層(V)が頻繁に挟まれる。亜炭層の上位には正級化層理を持つ細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩-シルト岩の細互層(Ftb)からなる湖成堆積物がある。

## IX. 6 赤柴層 (Akc, Aks)

**定義** 双葉断層の東側にあつて鮮新統に不整合に覆われる中新統で、下部が礫岩、上部が海成砂岩からなる。

**地層名** 藤田(1988)による。名称は、菅野(1955)の「赤柴砂岩層」に由来する。大脇・大和(1952)の「村田介層」の一部、菅野(1955)の「赤柴砂岩層」の一部、北村ほか(1955)及び平山(1960, 1961)の「初野層」の一部は本層に一致する(第 40 図)。

**模式地** 福島県相馬郡新地町赤柴南西の立田川沿い(北隣「角田」図幅地域内)。

**分布・構造** 本図幅地域内では、主として相馬市初野町北方の山地の東斜面に分布するほか、相馬市北萱倉付近の小規模な背斜の軸部にわずかに露出する。

**層序関係** 本図幅地域内では、鹿狼山層及びジュラ系中ノ沢層にアバットすると考えられるが、その関係は確認できない。

**層厚** 本層上部の砂岩層は、「角田」図幅地域内では約 180 m の層厚を持つ(藤田ほか, 1988)。下部の礫岩層は場所によっては層厚が 200 m 以上あると考えられるが、層理が不明瞭なため正確な厚さは算定できない。

**岩相** 本層は、下部の礫岩層(Akc)と上部の砂岩層(Aks)からなる。

礫岩層(Akc)は、大礫大の角礫ないし亜角礫からなる礫岩からなる。淘汰が悪く、層理ははっきりしない。礫種はほとんど鹿狼山層及びジュラ系起源の砂岩及び頁岩である。この岩相は、その特徴から

第5表 大内層産の植物化石 (河野ほか, 1969)

|  |   |
|--|---|
| <i>Comptonia naumannii</i> (Nathorst) Huzioka              | A |
| <i>Carya miocathayensis</i> Hu and Chaney                  | R |
| <i>Pterocarya asymmetrosa</i> Konno                        | R |
| <i>Carpinus shimizu</i> Tanai                              | R |
| <i>Carpinus subcordata</i> Nathorst                        | R |
| <i>Carpinus subyedoensis</i> Konno                         | R |
| <i>Castanea miomollissima</i> Hu and Chaney                | A |
| <i>Quercus mandraliscae</i> Gaudin                         | A |
| <i>Quercus nathorsti</i> Kryshstofovich                    | R |
| <i>Quercus sinomiocenicum</i> Hu and Chaney                | C |
| <i>Quercus subvariabilis</i> Tanai                         | A |
| <i>Celtis</i> cfr. <i>miobungeana</i> Hu and Chaney        | R |
| <i>Ulmus</i> cfr. <i>longifolia</i> Unger                  | R |
| <i>Zelkova ungeri</i> (Ettings) Kovats                     | C |
| <i>Cinnamomum oguniense</i> Morita                         | D |
| <i>Actinodaphne nipponica</i> Tanai                        | R |
| <i>Neolitsea japonica</i> Tanai                            | R |
| <i>Machilus ugoana</i> Hozioaka                            | R |
| <i>Parabenzoin protopraecox</i> (Endo) Tanai               | C |
| <i>Lindera gaudini</i> (Nathorst) Tanai                    | R |
| <i>Liquidambar miosinica</i> Hu and Chaney                 | C |
| <i>Parrotia fagifolia</i> (Goeppert) Heer                  | A |
| <i>Rosa usyuensis</i> Tanai                                | D |
| <i>Sapindus kaneharai</i> Tanai                            | R |
| <i>Camellia protojaponica</i> Huzioka                      | R |
| <i>Alangium aequalifolium</i> (Goeppert) Kryshst and Borsk | A |
| <i>Diospyros miokaki</i> Hu and Chaney                     | R |

A: Abundant, C: Common, R: Rate (尾上 亨 採取・鑑定)

崖錐性の礫岩と推定される。本図幅地域内では、相馬市初野町北方山地の東斜面や初野町付近の地蔵川河床に露出する。

上部砂岩層 (Aks) は、バイオターベーションの発達した海成の泥質細粒砂岩からなり、一部では砂質泥岩となる。シルト粒度の細粒珪長質凝灰岩薄層(厚さ数 cm - 十数 cm)を多数挟む。「角田」図幅地域内の赤柴南西の立田川沿い及び菅谷西方の沢では、最上部に厚さ約 8 m の白色の珪長質塊状粗粒凝灰岩を挟む(藤田ほか, 1988, 第 55 図)。本地域では、相馬市北萱倉付近の背斜の軸部で、鮮新統向山層の礫岩の下位にわずかに露出する細粒砂岩が、この岩相に相当するものと考えられる(第 45 図参照)。

**化石** 模式地の赤柴南西立田川沿いの河床に分布する本層上部の砂岩層 (Aks) からは、貝化石が産出する。また、砂岩層 (Aks) からは全層準で海生珪藻化石が多産する。

**時代(年代)・対比** 産出した珪藻化石群集は、*Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa and Akiba, *D. vulgaris* (Okuno) Yanagisawa and Akiba を含み、*D. praedimorpha* Akiba ex Barron 及び *D. dimorpha* (Schradler) Simonsen を欠くことから、Akiba (1986) の *Thalassiosira yabei* Zone (NPD 5C) と認定さ



れる。したがって、本層上部の砂岩層 (AKs) の年代は、中期中新世と推定される。

**備考** 本報告の赤柴層は、大脇・大和(1952)の「村田介層」、菅野(1955)の「赤柴砂岩層」、北村ほか(1955)及び平山(1960, 1961)の「初野層」にほぼ一致するが、本図幅地域内ではこれらの地層の分布と赤柴層の分布は一致しない。

大脇・大和(1952)の「村田介層」は、初野から小野にかけて分布するとされているが、地質図から判断するかぎり、そのほとんどは鮮新統の向山層上部及び大年寺層下部に相当する。また、岩相の記載をみる限り、主に凝灰質頁岩よりなり植物化石を含むということからみても、この推定は支持される。

菅野(1955)の「赤柴砂岩層」は、「角田」図幅地域内の赤柴西方の道路北側の崖及び道路下の河床を模式地として設定され、赤柴付近及び初野から萱倉にかけて分布するとする。模式地付近での「赤柴砂岩層」の分布は、この報告での赤柴層の分布と一致するが、本図幅地域内の初野から萱倉にかけての「赤柴砂岩層」の分布域は、向山層上部及び大年寺層下部の分布域となっている。菅野(1955)は、萱倉付近で「赤柴砂岩層」が鮮新統の「萱倉層」に不整合に覆われる露頭のスケッチを図示している(菅野, 1955, 第1図)が、この露頭で「赤柴砂岩層」とされているのは、本報告の向山層上部の内湾性の青灰色泥岩 (Md) である可能性が高い(第47図参照)。したがって、「村田介層」と同様に、初野から萱倉にかけての「赤柴砂岩層」は向山層上部及び大年寺層下部に相当する。

北村ほか(1955)の「初野層」は、初野付近を模式地として設定され、中新統と考えられた地層である。しかし模式地の初野付近には、鮮新統の向山層上部及び大年寺層下部のみが分布している。珪藻化石分析でもこの付近には、中新統は分布していないことが明らかにされており(柳沢, 1990)、したがって「初野層」は、向山層上部及び大年寺層下部と同義ということになる。

## X. 鮮新統

(柳沢幸夫)

### X. 1 概要と研究史

本図幅地域内に分布する鮮新統は、宮城県仙台地域を模式地とする仙台層群に相当する地層である。分布の連続、岩相の類似性及び微化石層序に基づく対比から、本地域の鮮新統が仙台地域の仙台層群に連続することは確かなので、久保ほか(1990, 1994)と同様に、地層名は模式地の仙台地域での名称をそのまま用いることとする。

模式地の仙台地域では、仙台層群は下位より、亀岡層、竜の口層、向山層及び大年寺層の4層からなるが、本地域にもこれら4層が発達する(第41図)。これらの鮮新統は、双葉断層の東側に広がる低平

な丘陵地を占めて広く分布する。

亀岡層は、泥岩・亜炭から成る陸成層である。竜の口層は、泥岩からなる内湾性の海成層で、亀岡層を整合に覆うほか、ジュラ系相馬中村層群を直接不整合に覆う。亀岡・竜の口層は、分布域が狭く、おそらく谷状の凹地を埋積したものと推定される。向山層は、竜の口層を不整合に覆う陸成から汽水成の堆積物で、礫岩・砂岩・泥岩・亜炭及び珪長質凝灰岩からなる。下部は河川成堆積物を主体とするが、上部は内湾性の泥岩からなり、一部で貝化石を含む。大年寺層は、下部が砂岩、上部が泥岩からなる海成層で、向山層を整合に覆う。上部の泥岩層からは外洋性の珪藻化石が多産する。

本図幅地域を含む福島県浜通り地域に分布する鮮新統の層序学的研究は、1950年代に Kamada (1950)、大脇・大和(1952)、北村ほか(1955)及び菅野(1955)などによって行われ、その層序の大枠が確立された(第40図)。その後、平山(1960, 1961)は、常磐炭田地域の層序をまとめた中で、本図幅地域の鮮新統について詳述した。一方、本図幅地域より南方の双葉郡地域にも、本図幅地域の鮮新統が連続して分布するが、それについては、Hayasaka (1956)、江口・鈴木(1960)及び須貝ほか(1957)などが層序学的研究を行っている。これらの研究は、地層名の違いを除けばいずれも、この地域の鮮新統が下部の陸成層と上部の海成層からなり、一回の海進で形成されたと考えている点では共通しており、本報告で亀岡層・竜の口層とした下位の堆積サイクルを認識していない。また、いずれの研究も、本報告で大年寺層とした泥岩を主とする海成層を、仙台地域の竜の口層に相当するものと考えている点でも共通している。

1970年代以降は、東北農政局(1979)によって、本図幅南部から原町図幅にかけての鮮新統の詳しい地質図が出版された。また、地質調査所の地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)として、岩沼図幅

| 地質時代 | 地層区分 | 地質図での記号 | 岩相   | 層厚(m)          | 岩相    |                       |
|------|------|---------|------|----------------|-------|-----------------------|
| 鮮新世  | 後期   | 仙台層     | 大年寺層 | D <sub>3</sub> | 180+  | 砂岩・砂岩泥岩互層             |
|      |      |         |      | D <sub>2</sub> |       | 泥岩                    |
|      |      |         |      | D <sub>1</sub> |       | 砂岩                    |
|      | 前期   | 群       | 向山層  | Md<br>Mk       | 60-90 | 泥岩<br>砂岩<br>礫岩・凝灰岩・亜炭 |
|      |      |         | 竜の口層 | Tt             | 20    | 泥岩・砂岩                 |
|      |      |         | 亀岡層  | Km             | 8     | 泥岩・砂岩・亜炭層             |
|      |      |         | 赤柴層  | Aks<br>Akc     |       | 砂岩<br>礫岩              |

第41図 鮮新統の地質総括図

(小出・藤田, 1975), 仙台図幅(北村ほか, 1986), 角田図幅(藤田ほか, 1988), 原町及び大甕図幅(久保ほか, 1990), 浪江及び磐城富岡図幅(久保ほか, 1994)と次々に出版され, 更に土地分類基本調査の一環として, 表層地質図も, 岩沼図幅(北村・中川, 1982), 相馬中村図幅(鈴木ほか, 1990), 原町・大甕図幅(鈴木ほか, 1991)及び浪江・磐城富岡図幅(鈴木ほか, 1992)が刊行され, 浜通り地域の鮮新統の詳細な層序・分布・構造が明らかにされてきた。また, 微化石層序学の研究としては, Koizumi (1972), 竹谷ほか(1986), 柳沢ほか(1989)及び柳沢(1990)などがある。

## X. 2 亀岡層 (Km)

**定義** 亀岡層は, 竜の口層の下位にある陸成層からなる下部鮮新統である。

**地層名** 岩井(1949)の「亀岡層」による。

**模式地** 宮城県仙台市亀岡付近の広瀬川右岸(「仙台」図幅地域内)。

**分布・構造** 本層は, 相馬市東藤木南方及び同市焼切北東の丘陵に, 竜の口層の下位にわずかに分布するのみである。分布が局所的で, しかもその分布状態からみて, 幅数百 m 程度の小規模な谷状の凹地の底に堆積したものと推定される。走向はほぼ南北で,  $5-6^{\circ}$  の傾斜で東に傾く。

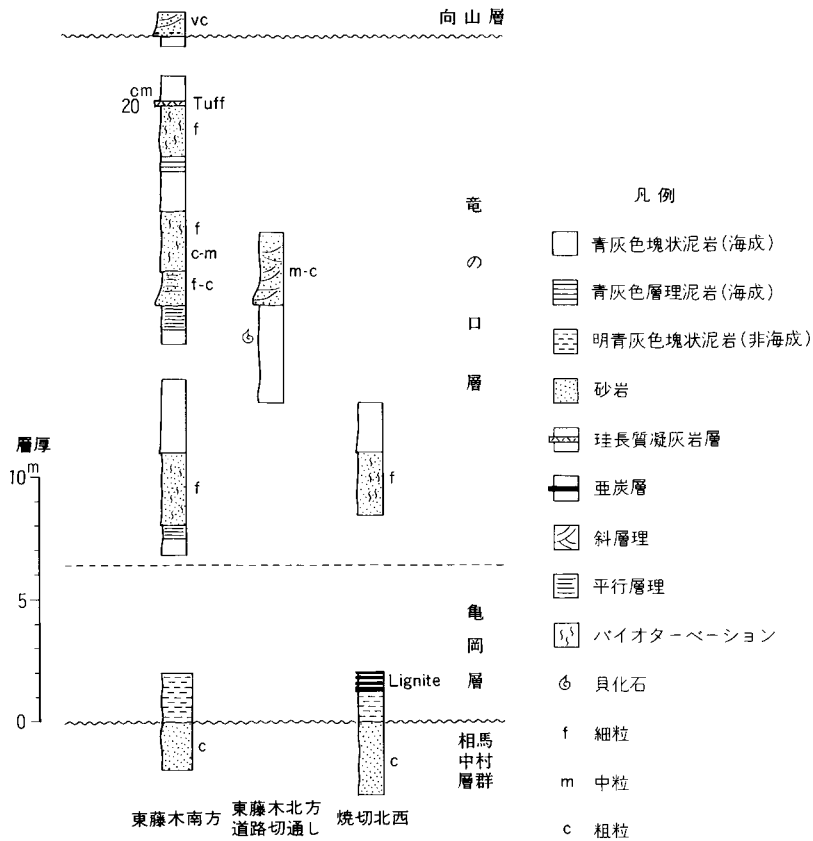
**層序関係** 東藤木南方及び同市焼切北東で, ジュラ系相馬中村層群の富沢層または中ノ沢層を不整合に覆うのが観察される。基底部には, 礫岩や砂岩などの粗粒堆積物は発達せず, 本層の泥岩が直接, 富沢層または中ノ沢層のアルコース砂岩を覆う(第 42 図)。

**層厚** 露出が悪いので正確にはわからないが, 最大でも 8 m 程度と推定される。

**岩相** 東藤木南方では, 不整合の上に明青灰色の泥岩が見られるが, それ以外は露出が悪く岩相の詳細は観察できなかった。しかし, 大脇・大和(1952)によれば, この付近に厚さ約 1.2 m の亜炭層が発達し, 稼行の対象とされていたようである。焼切北東では, 林道の終点で, 厚さ約 1 m の亜炭層を挟む泥岩層が最下部に発達するのが確認できた。本図幅地域の亀岡層には粗粒な堆積物はほとんど挟みせず, 小規模な谷の底を埋めた低湿地の堆積物からなると推定される。

**年代・対比** 前期鮮新世と推定される。柳沢(1990)は, 模式地の仙台付近における珪藻化石層序と Manabe (1979, 1980) の古地磁気層序に基づいて, 本層を古地磁気層序の Epoch 5 の上部に対比し, その年代を後期中新世末とした。「原町及び大甕」図幅(久保ほか, 1990)でもこの見解を踏襲したが, その後中村・天野(1994)は, 竜の口溪谷の竜の口層について古地磁気層序の再検討を行い, 測定したすべての試料が安定した残留磁気を保持していないことを明らかにした。この結果, 本層を後期中新世に位置づける積極的な根拠は失われた。珪藻化石のみでは, 本層の時代を細かくは限定できないが, 一般的な堆積速度と層厚などを総合的に考慮すれば, 現在のところ本層は下部鮮新統と考えておく方が妥当である。





第 42 図 亀岡層及び竜の口層の柱状図

### X. 3 竜の口層 (Tt)

**定義** 竜の口層は主に泥岩からなる海成下部鮮新統である。

**地層名** 岩井 (1949) の「龍ノ口層」による。

**模式地** 宮城県仙台市竜の口溪谷(「仙台」図幅地域内)。

**分布・構造** 本層は、相馬市焼切北東、同市東藤木北方の道路の切り割り、東藤木南方及び鹿島町台畑の 4 箇所にわずかに分布するのみである。その分布状態からみて、幅数百 m 程度の小規模な谷状の凹地の底に堆積したものと推定される。焼切北東及び東藤木南方では走向はほぼ南北で、 $5-10^{\circ}$  の傾斜で東に傾く。台畑では、走向は北東-南西で、南に  $22^{\circ}$  傾斜している。

**層序関係** 東藤木南方及び同市焼切北東では、亀岡層を整合に覆うと推定されるほか、相馬中村層群の富沢層を直接不整合に覆うものと見られる。

**層厚** 露出が悪いので正確にはわからないが、最大約 20m 程度と推定される。

**岩相** 青灰色泥岩とバイオターベーションの著しい泥質の細-粗粒砂岩を主とする岩相から構成される(第42図)。泥岩は塊状であるが、一部では層理が発達する。また一部では、平行層理のある粗粒砂岩が挟在する。東藤木北方道路切割りでは、斜層理のある中-粗粒砂岩が泥岩の上位に見られる。東藤木南方では、本層最上部に厚さ20 cmの白色シルト粒度の珪長質凝灰岩が挟まれている。台畑では、植物片を含む青灰色泥岩が発達する。岩相及び貝・珪藻化石の特徴から判断して、本層は内湾の泥ないし砂底の堆積物であると考えられる。

**化石** 東藤木北方道路切割りの泥岩中からは、二枚貝の印象化石が認められた。また、柳沢(1990)は、原町図幅内の本層から内湾生種を主とする珪藻化石を報告した。

**年代・対比** 前期鮮新世。柳沢(1990)は、珪藻化石層序と Manabe (1979, 1980)の古地磁気層序を基にして本層の最下部に中新統-鮮新統境界があると考え、本層を最下部鮮新統に位置づけたが、中村・天野(1994)のいうように本層群の古地磁気が安定なものでないとすれば、本層の最下部に中新統-鮮新統境界があるという積極的な根拠はなくなる。Koizumi (1992)は、竜の口層下部に認められる *Thalassiosira temperei* の終産出層準の年代を約4.4 Maと推定しており、この値と竜の口層の層厚・堆積速度を考慮すれば、本層は最下部鮮新統ではなく、約4.4 Ma前後の下部鮮新統と考えておくのが現在のところ妥当であろう。

#### X. 4 向山層 (Mk, Md)

**定義** 竜の口層を不整合に覆い、大年寺層に整合に覆われる主として非海成層からなる地層とする。

**地層名** 柴田(1953)による。Kamada (1950)の「Otagawa Formation」、大脇・大和(1952)の「相馬層」、北村ほか(1955)の「久保間層」、菅野(1955)の「萱倉層」、東北農政局(1979)の「竜の口層 a層」は、ほぼ本報告の向山層に等しい(第40図)。

**模式地** 宮城県仙台市向山北方の広瀬川沿いの崖(「仙台」図幅地域内)。

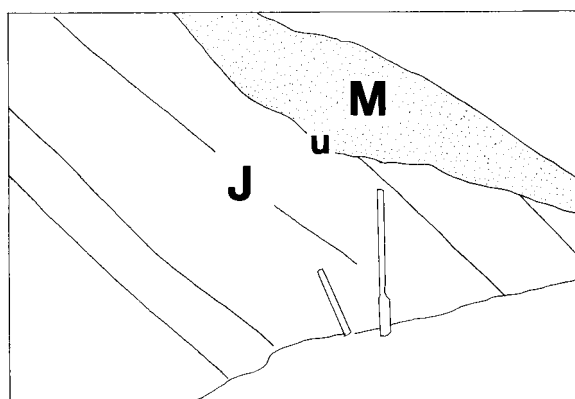
**分布・構造** 原町市深野から相馬市初野町にかけて、相馬中村層群の分布域の東側に南北に分布する。本図幅の南部の深野から宇多川の南岸までは、走向がN10°Wで、東に3-10°の傾斜で、比較的緩やかな構造をしているが、宇多川以北では、30-60°以上の傾斜となり、急傾斜の構造である。萱倉付近では、断層に伴う一対の向斜・背斜からなる褶曲があり、本層はこの褶曲に参加している。

**層序関係** 宇多川以南の本図幅南部では、下位の竜の口層を不整合に覆う(第42図)。また、亀岡・竜の口層を欠く場所では、相馬中村層群を直接不整合に覆う。この関係は、原町市仲山付近の露頭で確認された(第43図)。一方、宇多川以北では、向山層は相馬中村層群を不整合に覆うほか、断層関係で接する。また、萱倉及び初野町付近では、中新統赤柴層を不整合に覆う。

**層厚** 本図幅地域南部で約80-90m、北部では60-70mである。

**岩相** 本層は主として河川成堆積物からなる下部(Mk)と、汽水-内湾性堆積物からなる上部(Md)から構成される(第44図)。

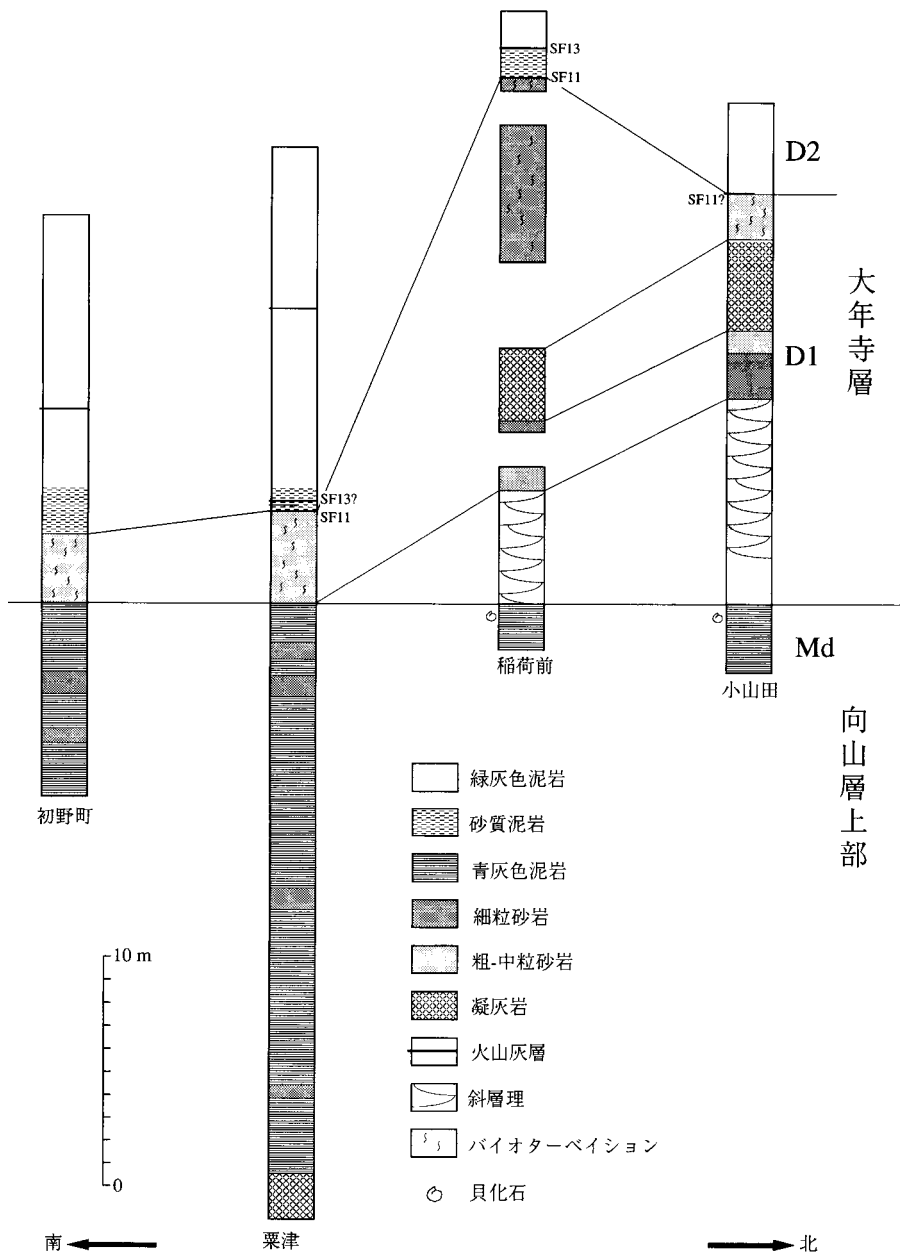
向山層下部(Mk)は、泥岩・砂岩・礫岩及び凝灰岩からなり、亜炭層を挟む。本図幅地域内では、主として厚さ数10 cmないし3-4 mの青灰色泥岩と厚さ数 cmから1-2 mの細-粗粒砂岩の互層からな



第43図 ジュラ系富沢層を不整合に覆う向山層 (原町市仲山北方)  
 J: ジュラ系富沢層, M: 向山層下部, u: 不整合面

り、しばしば泥岩中に厚さ数 cm - 50 cm の亜炭層または亜炭質泥岩を挟む岩相からなる(第45図)。泥岩は塊状で、炭質物を含み、風化すると細角に割れる。砂岩はトラフ型斜交層理かまたは不規則な層理が発達する。この岩相は、河川の後背湿地に発達する小規模な池沼のような環境の堆積物と思われる。このほかに、中-小礫岩と斜交層理のある粗-極粗粒砂岩からなる岩相が局部的に見られるが、この岩相はその特徴から網状河川堆積物と考えられる。

向山層上部 (Md) は青色の塊状泥岩からなり、一部で厚さ数 10 cm のバイオターベーションを受けた細粒砂岩層を挟む岩相で、鹿島町小山田以北にのみ発達する(第44図)。この岩相は、淡水-汽水生の湖沼性珪藻を産すること、一部で貝化石を含むことから、ラグーン堆積物と考えられる。



第 44 図 向山層及び大年寺層最下部の柱状図



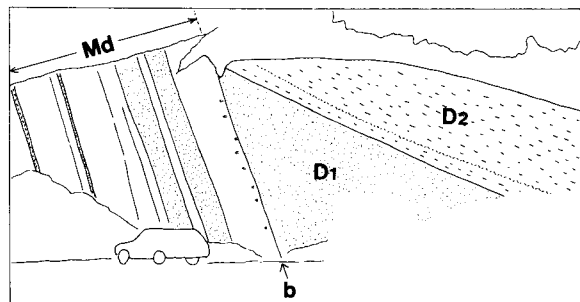
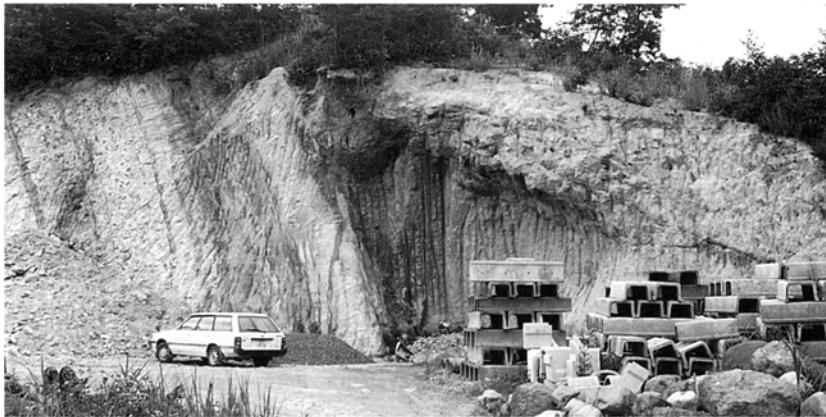
食面となっており、粟津付近では両層の傾斜に明らかな構造差が存在する(第46図)が、これは不整合ではなく、大年寺層を堆積させた海進に伴う浸食面であると解釈される。この関係は、相馬市北萱倉でも確認できる(第47図)

**層厚** 上限は不明であるが、露出する限り最大180mの層厚を持つ。

**岩相** 本層は、主として下部が砂岩から、上部が泥岩からなる。また火山灰層(SF10-35)が多数挟まれ、良好な鍵層となる(第48・49図)。本層の岩相は、第41図に示すように、砂岩相(D<sub>1</sub>)、泥岩相(D<sub>2</sub>)、砂岩及び砂岩泥岩互層(D<sub>3</sub>)の3つの層相に区分できる。

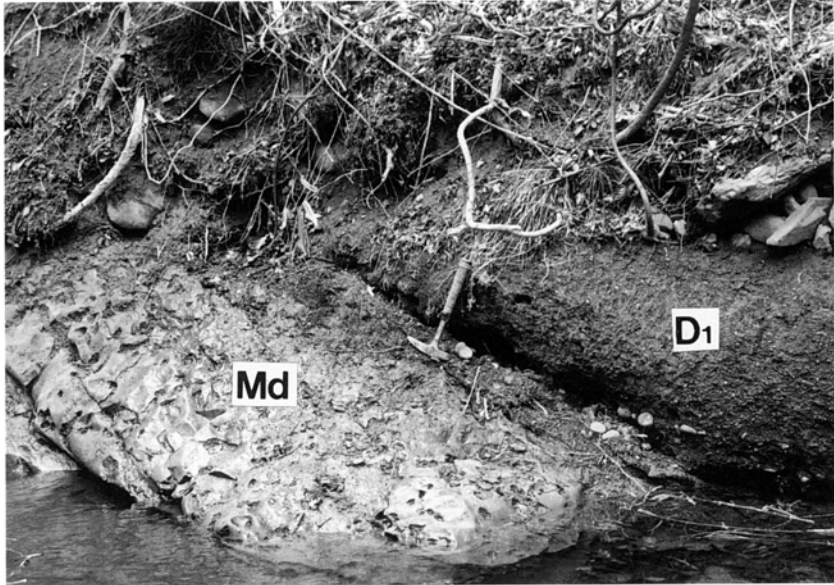
**砂岩相(D<sub>1</sub>)**は、大年寺層の下部を占める海成砂岩で、大脇・大和(1952)の「安養寺層」、東北農政局(1979)の「竜の口層b層」に相当する。本図幅南部の原町市深野から鹿島町小池付近では、本相は、下位より、プラナー型斜層理の発達した磁鉄鉱まじりの粗粒砂岩、トラフ型斜層理の発達した粗粒砂岩、塊状の細粒砂岩の順に累重し、上位の泥岩相に漸移する。一方、これより北方では、漸次厚さを減じて、次第にパイオターベクションを受けた淘汰の悪い粗粒砂岩へと岩相が変わる。更に相馬市粟津以北では、厚さ2-3m以下になっているので、地質図では表示していない。

**泥岩層(D<sub>2</sub>)**は、大年寺層上部の大部分をしめる海成の泥岩で、下位の砂岩相(D<sub>1</sub>)からは漸移する。緑青色の塊状泥岩からなり、まれに厚さ数-数10cmの薄い砂岩層を挟むことがある。



第46図 向山層と大年寺層の層序関係 (相馬市粟津源蔵田堤南方民家の裏手)

Md: 向山層上部(ラグーン堆積物), D<sub>1</sub>: 大年寺層下部のD<sub>1</sub>相(砂岩相), D<sub>2</sub>: 大年寺層のD<sub>2</sub>相(泥岩相), b: 大年寺層の基底



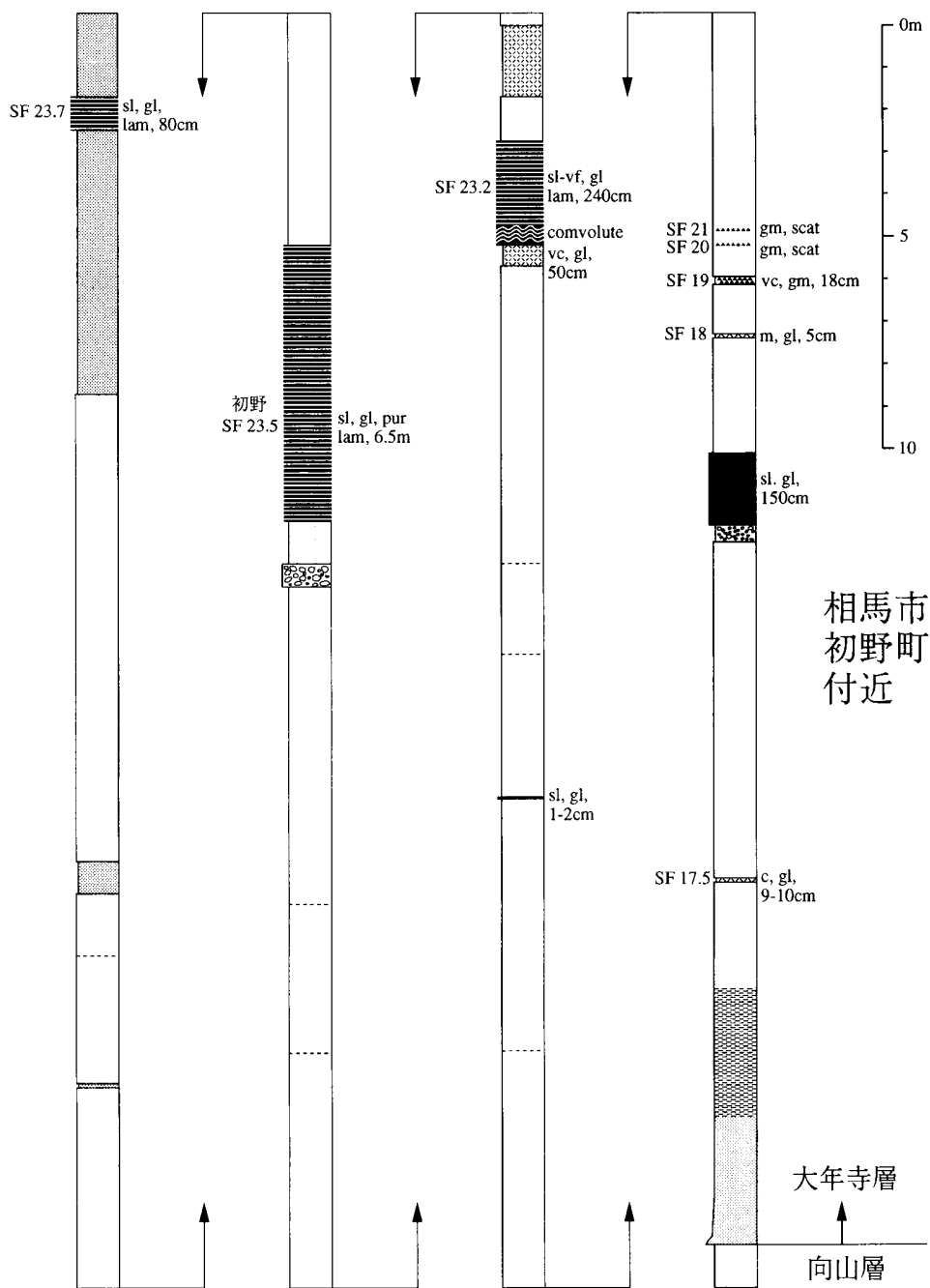
第 47 図 向山層と大年寺層の層序関係 (相馬市北萱倉の川床)  
Md : 向山層上部(ラグーン堆積物), D<sub>1</sub> : 大年寺層下部の D<sub>1</sub> 相(砂岩相)

**砂岩及び砂岩泥岩互層 (D<sub>2</sub>)** は、厚さ数 cm - 数 m の膨縮の著しいルーズな中 - 粗粒砂岩と厚さ数 cm - 数 10 cm の泥岩からなる岩相で、菅野 (1955) が「坂元砂岩層」、Kamada (1950) が「Karasuzaki Formation」と呼んだ地層にほぼ相当する。この岩相は、この本図幅地域南東端の鹿島町烏崎付近から南隣「原町及び大甕」図幅地域にかけてと、本図幅地域北端の相馬市黒木地域から北隣「角田」図幅地域にかけての 2 地域に分布するが、両者の層準は異なる。前者は、本層最上部の火山灰層 SF 31 の数 m 上位から SF 34 の層準にかけて発達し、真野川以北では泥岩相 (D<sub>2</sub>) に変化している。これに対し、後者は、本層中部の火山灰層 SF 23.7 - 26 にかけての層準に発達し、南方に各砂岩層が薄化せん滅して、泥岩相 (D<sub>2</sub>) に移化する。

火山灰層 (SF 11 - 34) は、砂岩相 (D<sub>1</sub>) 最上部よりも上位の層準に多数挟在する (第 48・49 図)。多くは、厚さ 40 cm 以下の降下火山灰であるが、SF 23.5 は、下底に礫質の粗粒部を伴う火砕流堆積物である。種類は、白色 - 淡紫色のガラス質細 - 粗粒火山灰層、紫蘇輝石、普通輝石、普通角閃石などの有色鉱物を含む結晶質火山灰層である。

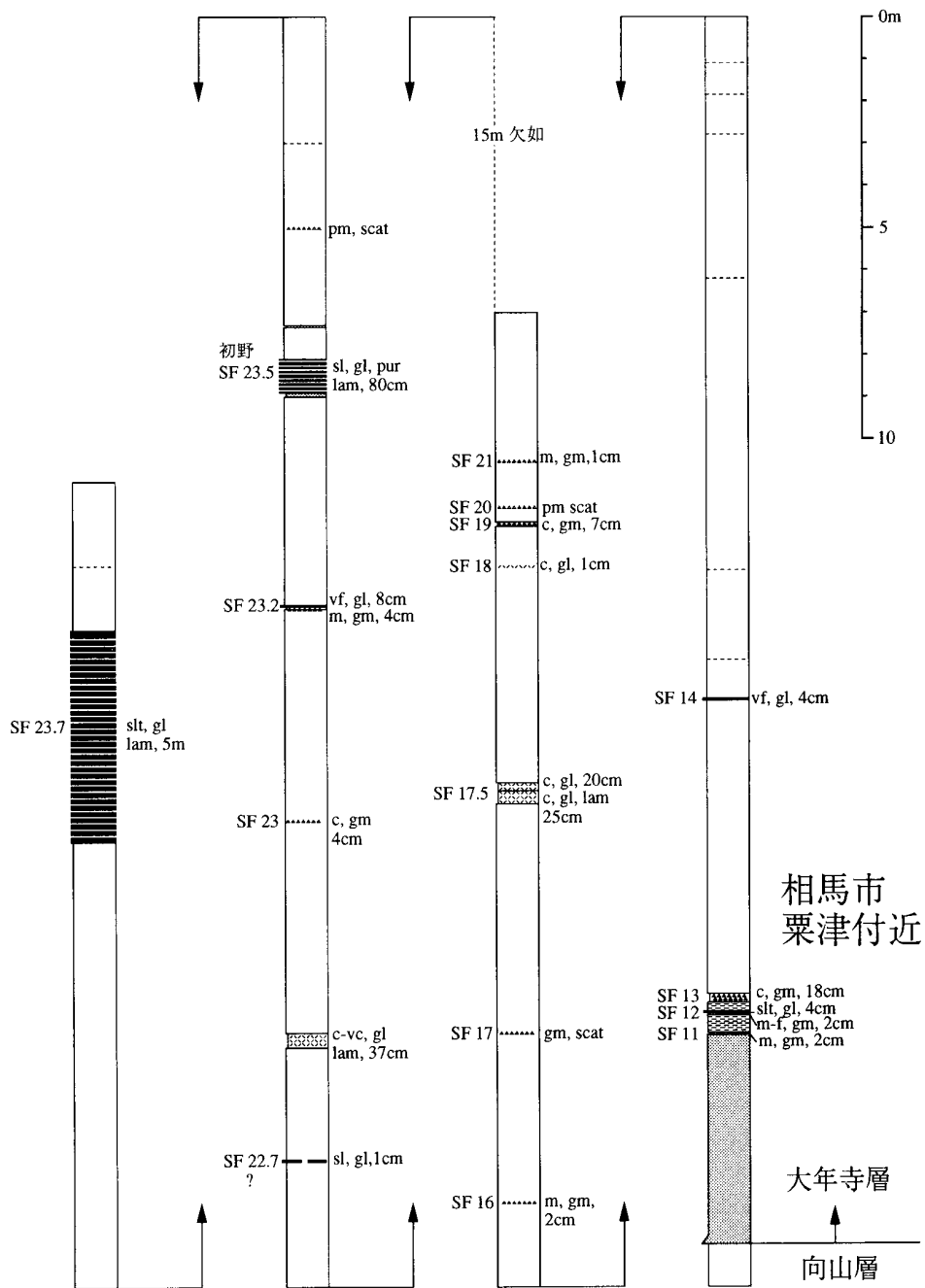
**化石** 本層の泥岩層 (D<sub>2</sub>) からは、海生珪藻化石が多産する。柳沢 (1990) は、相馬市初野町付近のルートで本層の珪藻化石分析を行っている。そのほか、本層の泥岩及び砂岩中からは、貝化石が産出する。また、Sakamoto and Ueno (1988) は、相馬市稲田付近の宇多川堤防で、魚類(サメガレイ)の化石を報告している。

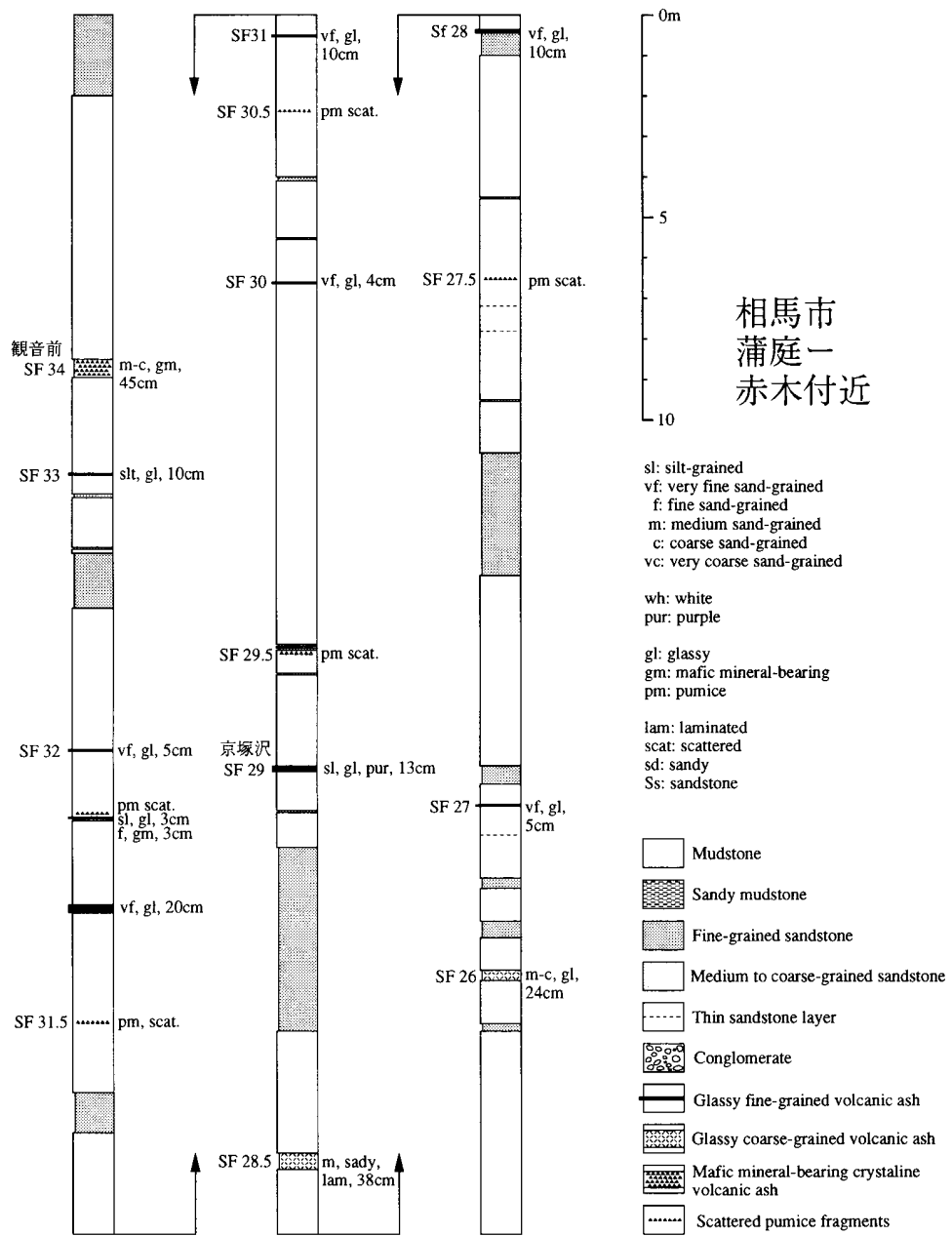
**年代・対比** 珪藻化石層序では、本層は Akiba (1986) の北太平洋珪藻化石帯区分の *Neodenticula kamtschatica* Zone (NPD 7B) から *Neodenticula koizumii*- *N. kamtschatica* Zone (NPD 8) に対比される (柳沢, 1990)。年代は後期鮮新世である。



第 48 図 大年寺層(下部)の火山灰層 凡例は第 49 図参照







第 49 図 大年寺層(上部)の火山灰層

## XI. 第四系

(吉岡敏和)

### XI. 1 段丘堆積物

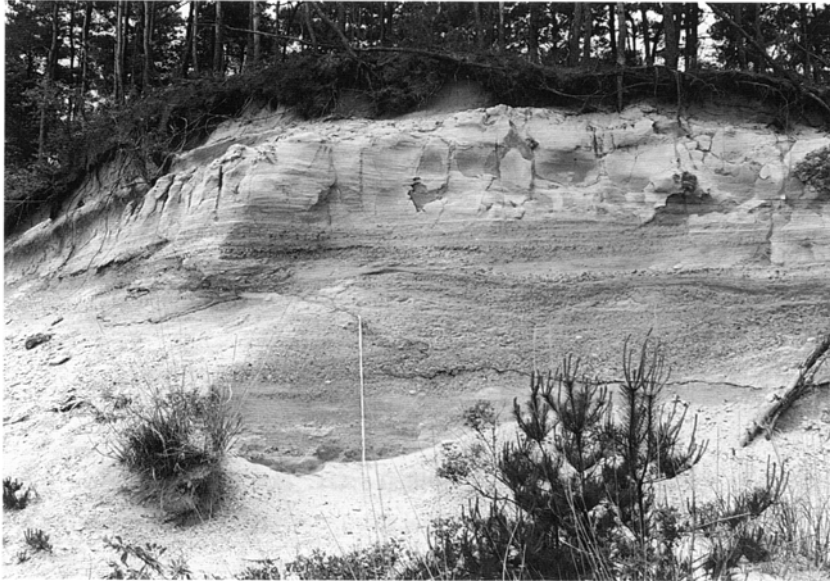
本図幅地域東部の丘陵地域及び山地内の主な河川に沿っては、段丘堆積物が分布する。本地域の段丘は、高位、中位、低位に大きく3分され、中位段丘は更に3つに、低位段丘は2つに細分される。高位段丘は丘陵の頂部に分布し、いくつかのレベルに分かれる可能性があるが、面の保存が悪いため細分することは不可能である。このうち中位Ⅰ段丘が後期更新世最終間氷期の最大海進時に形成された南関東の下末吉面に対比され、高位段丘は中期更新世に、低位段丘は後期更新世最終氷期から完新世に形成されたと推定される。なお、相馬市蒲庭から柚木にかけての丘陵頂部に分布する海成の砂層主体層は、その堆積面を確認できないが、分布高度から高位段丘堆積物と同時代のものと考えられるため、高位段丘堆積物に含めて表示した。第6表に従来の段丘区分との対比表を示す。

#### XI. 1. 1 高位段丘堆積物 (th)

本図幅地域の高位段丘堆積物は、本図幅地域東部の丘陵の頂部で鮮新統を不整合に覆って分布する。段丘面の保存はよくないが、相馬市松道付近では比較的広い範囲に平坦面が認められる。面の標高は60-80mで、現河床との比高は約50mである。堆積物は大礫-巨礫大の円-亜円礫からなり、5-10mの厚さを有する。一方、相馬市蒲庭から柚木にかけての丘陵頂部において高位段丘堆積物とした堆積物は、10-15mの厚さを有し、下位の鮮新統を不整合に覆って分布する海成主体層である。層相は、下位からチャンネルを形成する河成の礫層、海成の礫混じり粗粒砂層、細かいラミナの発達した淘汰の良い

第6表 本図幅地域周辺における段丘区分の対比表

| 中川 (1961) | 岡ほか (1981) | 「原町及び大甕」<br>久保ほか (1990) | 本報告<br>柳沢ほか (1996) |
|-----------|------------|-------------------------|--------------------|
| 第Ⅴ段丘      | 第5段丘       | 低位Ⅱ段丘                   | 低位Ⅱ段丘              |
| 第Ⅳ段丘      | 第4段丘       | 低位Ⅰ段丘                   | 低位Ⅰ段丘              |
| 第Ⅲ段丘      | 第3a段丘      | 中位Ⅱ段丘                   | 中位Ⅲ段丘              |
|           | 第3段丘       | 中位Ⅰ段丘                   | 中位Ⅱ段丘<br>中位Ⅰ段丘     |
| 第Ⅱ段丘      | 第1,2段丘     | 高位Ⅱ段丘                   | 高位段丘               |
| 第Ⅰ段丘      |            | 高位Ⅰ段丘                   |                    |



第 50 図 相馬市柚木付近に分布する高位段丘堆積物の海成層  
スケールは 2m

砂層で構成され、三角州から浅海成の地層と考えられる(第 50 図)。この海成層は地形的な平坦面を伴わないため、段丘面を伴う高位段丘堆積物との関係は確認できない。しかし、分布高度と層相から見て、おそらく高位段丘堆積物に連続するものと考えられるので、本報告では高位段丘堆積物として記載した。

#### **XI. 1. 2 中位段丘堆積物 (tm<sub>1</sub>, tm<sub>2</sub>, tm<sub>3</sub>)**

中位段丘堆積物は、主として本図幅地域東部丘陵地域の河川及び海岸沿いに、比較的広い段丘面を伴って分布するほか、山地内の相馬市胡桃坂付近及び鹿島町栞窪付近にも分布する。中位Ⅰ段丘堆積物は海岸沿いの丘陵頂部に分布し、段丘面の比高は現河床から 15-25m である。面上には厚さ 50cm-1m の風化火山灰質土壌をのせる。相馬市茶屋ヶ岬に露出する中位Ⅰ段丘堆積物は、厚さ約 5m で、下部約 1m は中礫-大礫大の円礫からなり、その上位に約 2m の海成と推定される礫混じり砂層がのる(第 51 図)。上部の約 2m は再び中礫-大礫大の円礫からなり、河川成の中位Ⅱ段丘堆積物に相当するものの可能性がある。中位Ⅱ段丘堆積物は、本図幅地域最南部の原町市上北高平付近に広く分布するほか、低地沿いの丘陵部に断片的に分布する。また、真野川流域の栞窪付近では山地斜面にも分布が認められる。段丘面の現河床との比高は低地で 20-30m で、栞窪付近では 60m 以上に達する。堆積物は中礫-巨礫大の亜円礫-亜角礫からなり、厚さは 5-10m である。中位Ⅲ段丘堆積物は、相馬市小野、ハツカラ、鹿島町小池付近で比較的まとまった範囲に分布するほか、低地の縁辺や、山地内の相馬市胡桃坂付近及び丸森町大内付近にも分布する。段丘面と現河床との比高は上流ほど大きくなる傾向があり、低地で 5-15m、胡桃坂付近で約 50m である。堆積物は中礫-大礫大の亜円礫-亜角礫からなる。



第 51 図 相馬市茶屋ヶ岬の中位 I 段丘堆積物  
スケールは 2m

中位段丘堆積物の年代については、中位 I 段丘堆積物が海成の堆積物からなることから、南関東の下末吉層に対比され(岡ほか, 1981), 後期更新世最終間氷期の最高海面期の堆積物と考えられる。それ以下の段丘についてはその後の海退海進に伴うものと考えられ, 岡ほか(1981)は本報告の中位 III 段丘を南関東の小原台面に相当するものと推定している。

### **XI. 1. 3 低位段丘堆積物 ( $tl_1$ , $tl_2$ )**

低位段丘堆積物は、宇多川・真野川・上真野川といった主要河川の中流部を中心に分布する。段丘面と現河床との比高は 5-10 m で、下流に向かって比高を減じ、海岸付近では沖積層に埋没する。現河床との比高の大きい上流部では、本報告では低位 I 段丘と低位 II 段丘に 2 分して表示し、それより低位の段丘は沖積層として表示したが、低位 II 段丘と段丘化した沖積層との区別は本質的ではない。堆積物は、いずれも中礫 - 巨礫大の亜円礫 - 亜角礫からなり、厚さは 5 m 以下のことが多い。面の比高が小さくなる下流部では、堆積物の露出は悪く、露頭で堆積物を観察することはできない。低位段丘堆積物は、その分布から最終氷期から完新世にかけての堆積物と考えられ、鈴木・小荒井(1990)によって報告された、真野川沿いの低位 II 段丘堆積物からの  $3,740 \pm 120$  B.P. という  $^{14}\text{C}$  年代は、この推定と矛盾しない。

## XI. 2 地すべり堆積物 (ls)

本図幅地域西部の阿武隈山地内には、緩斜面を形成して、地すべり堆積物が分布する。宇多川及びその支流の横川に沿う相馬市並木から板屋付近で、比較的広い範囲に発達し、上部に半円状の滑落崖と、その下部に凸形の緩斜面を持つ典型的な地すべり地形を伴う。堆積物は、山地斜面を構成する基盤岩からなる岩塊と、その基質をなす表土からなる。地すべり堆積物の年代については具体的なデータは得られていないが、地形から判断して完新世から後期更新世以前のもが含まれると考えられる。

## XI. 3 扇状地及び緩斜面堆積物 (f)

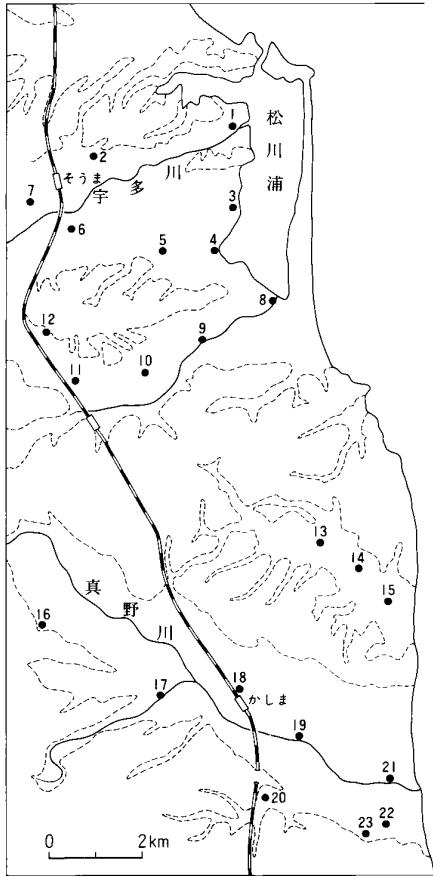
主として山地内の谷の谷頭部や、直線的な斜面の下部に緩斜面を形成して分布する。堆積物は、比較的淘汰の悪い角礫-亜角礫からなる場合と、ほとんど花崗岩起源のマサ状土からなる場合がある。これらは、地すべり堆積物と比較して基質の淘汰がよいことから、成因的には地すべりと異なり、流水の影響を受けて堆積したものと考えられる。

## XI. 4 沖積層 (a, al, ab, ap)

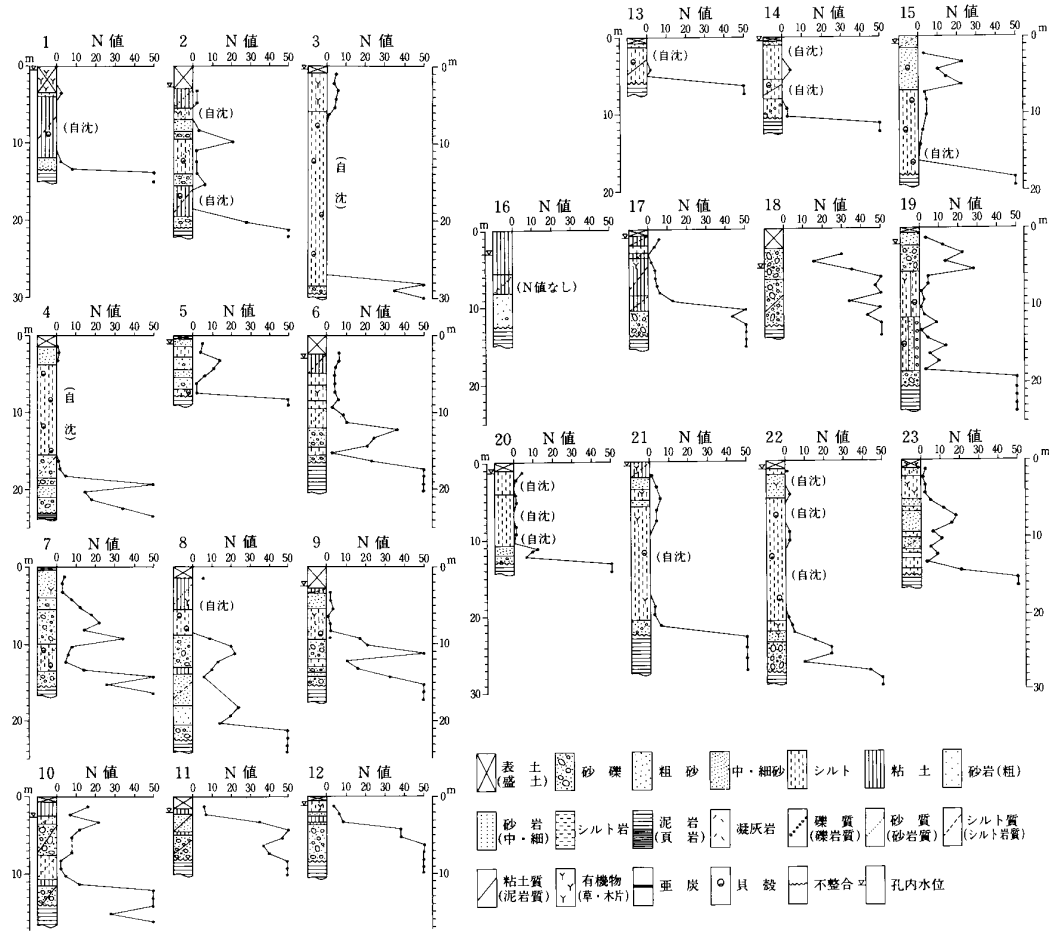
本図幅地域の沖積層は、各河川に沿って沖積低地を形成して分布する。地質図では特に、微高地を形成する自然堤防堆積物 (al) 及び海岸堆積物 (ab)、沿岸流で形成された沿岸州堆積物 (ap) を区別して表示した。沖積低地は山間部では幅 300 m 以下であるが、太平洋岸の丘陵地帯では幅 2-3 km に達する。第 52 図に沖積層のボーリング柱状図を示す(鈴木ほか, 1990)。この図によれば、沖積層の厚さは海岸沿いで 25-30 m に達し、その中部の大半の部分が貝殻片を含む海成のシルト層であることがわかる。なお、このほかのボーリング資料は、福島県地盤・地質調査資料集編集委員会(1993)に集録されている。

## XI. 5 降下火山砕屑物 (地質図では省略)

本図幅地域では、山地斜面や段丘面を薄く覆って、第四紀の降下火山砕屑物(風化火山灰、降下軽石など)が分布する。太平洋岸の鹿島町南海老では、中位 I 段丘堆積物の直上にある風成砂に挟まれて、厚さ 5-10 cm の黄白色軽石層が認められる(第 53 図)。この軽石層は、発泡の悪い軽石と岩片を多く含むことを特徴とし、安達太良火山起源の岳軽石層(Ad-D; Arai *et al.*, 1986)に対比される。安達太良-岳軽石層は、福島盆地付近で阿蘇-4 火山灰層の下位に位置することが確認されており(鈴木・早田, 1993)、その年代は少なくとも 8 万年前よりも古いと考えられる。



位置図



第52図 沖積層のボーリング柱状図 (鈴木ほか, 1990)



第 53 図 中位 I 段丘堆積物上にある安達太良-岳軽石層 (鹿島町南海老)

## XII. 地 質 構 造

(柳沢幸夫・滝沢文教・坂野靖行・久保和也・吉岡敏和・山元孝広・田沢純一)

本図幅地域には、北北西 - 南南東に平行して畑川破碎帯及び双葉破碎帯が伸びる(第 7 図)。また、本図幅南部から南隣「原町及び大甕」図幅地域内にかけて、両破碎帯の間に北東 - 南西方向の社地神剪断帯が発達する。

### XII. 1 破碎帯及び剪断帯

畑川破碎帯及び双葉破碎帯は、阿武隈山地東縁に沿って N10°W 方向に約 100 km にわたって連続する破碎帯である。両破碎帯の北方延長は、第三系の被覆によって角田より北方でははっきりしなくなるが、畑川破碎帯の延長は宮城県北部から秋田県南東端に認められる鬼首 - 湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)に相当すると考えられるので、少なくとも畑川破碎帯は延長約 200 km 以上に及ぶ。

**畑川破碎帯** 畑川破碎帯は、本図幅地域では、福島県飯舘村八木沢東方から宮城県丸森町東山北方にかけて分布する数列の断層と、マイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する幅 2 - 3 km の帯状部



として認められる。

**双葉破砕帯** 双葉破砕帯は、畑川破砕帯の東方8-9 kmに平行して走る破砕帯である。双葉破砕帯の北方延長は、被覆する新第三系の隆起部及び撓曲帯として宮城県仙台市西方までたどることができる。この破砕帯は、中・古生界の地体区分では、南部北上帯の中を走るので、畑川破砕帯とは異なり地体構造上では重要性は低い。地形的には、中・古生界とそれを薄く覆う中新統からなる阿武隈山地と、その東方の主として新生界からなる丘陵及び平野地域を境する。本図幅地域内では、相馬中村層群分布域の西縁を画して直線的に伸びる双葉断層を中心として、マイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する幅 kmの破砕帯として認められる。双葉断層は、断層面の確認できる鹿島町東原や炭跡では垂直であり、地形的な特徴からもほとんどの部分で、断層面は垂直であると考えられるが、相馬市羽黒山以北では断層の両側の地層の分布や構造からみて、断層面が東に数十°傾いた低角の逆断層となっているものとみられる。

本図幅地域内の双葉断層は第四紀における累積的な断層活動が認められる活断層であり、完新統の低位段丘堆積物Ⅱを切っているため、その最新の活動は少なくとも低位段丘堆積物Ⅱ堆積以後である。

**社地神剪断帯** 社地神剪断帯は、鹿島町檀原北方から、南隣「原町」図幅の原町市社地神を経て原町市助常南西方で畑川破砕帯に至る北東-南西方向の剪断帯である。畑川破砕帯及び双葉破砕帯に斜交し、それらに切られる。主として相馬古生層と、先デボン系変成岩類及び白亜系火山岩類(高倉層)・貫入岩類からなる岩石群の境界をなす。剪断帯近傍の岩石には、顕著なマイロナイト化と部分的なカタクラサイト化が観察される。なお、社地神北方では、新第三系の塩手層の礫岩が、マイロナイト化した相馬古生層の石灰岩及び貫入岩と断層で接しており、社地神剪断帯を構成する断層の一部は、新第三紀以降にも活動したと推定される。

## XII. 2 先第三系の地質構造

本地域には花崗岩類を除く主要な先第三系として、山上・松ヶ平変成岩類、相馬古生層、鹿狼山層及び相馬中村層群の4者が分布しており、それぞれかなり複雑な地質構造をもっている。この中で、双葉断層の西側に分布する前2者は北上山地の西縁部に位置する母体-蔦ヶ森地方の古期岩類に近縁であるのに対し、双葉断層の東側に分布する相馬中村層群は北上山地東部の唐桑-牡鹿地方の中生界によく類似していることから、両者の元々の位置関係(双葉断層形成前)は、現在以上に離れていた可能性がある。双葉断層による古期岩類の変位については、大規模な右水平ズレを推定した見解(Otuki and Ehira, 1978)もあるが、まだ試論の域をでない。

### 1) 山上変成岩類の地質構造

山上変成岩類は高変成度の緑れん石角閃岩と白雲母石英片岩からなる山上変成岩Ⅰと低変成度の苦鉄質片岩と砂質片岩よりなる山上変成岩Ⅱに分けられる。全体的には東側に山上変成岩Ⅰが、西側に山上変成岩Ⅱが分布し、両者は断層で接する。

山上変成岩Ⅰの片理の走向は多くの場合 NNE-NE 方向で、それらの傾斜は西落ちである。相馬市板屋付近では NE 方向の断層の東側では東傾斜、西側では西傾斜である。

相馬市山上付近の山上変成岩Ⅱの片理の走向はNE方向でその傾斜は東-中央部では南東落ち、西部では北西落ちであり、全体として一つの背斜構造を有している。相馬市羽黒山付近の山上変成岩Ⅱの片理の走向はNNE-NE方向で、その傾斜は北西落ちである。羽黒山付近の山上変成岩Ⅱは、山上付近に発達する背斜構造の西翼部の延長部分と考えられる。

## 2) 松ヶ平変成岩類の地質構造

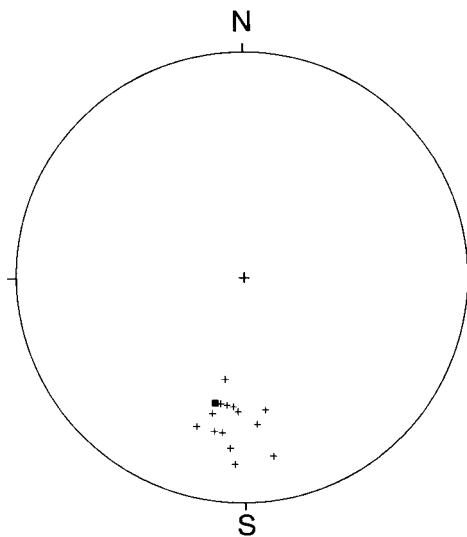
松ヶ平変成岩類は相馬古生層の下位にあつて、それを取り囲んで抱くように分布する。大局的には両者は同一の向斜構造を有しているが、軸部は共にNNE方向の断層となっている。注目されるのは堂六神山南東部の真野川沿いでは変成岩の層面片理は南北性で一様に西傾斜であるのに対し、古生層は松ヶ平変成岩類との境界が東西方向にのびていて大きく斜交することである。同様な現象は植ノ畑南西部でも見られる。また、緑色岩類や角閃岩の分布の方向が古生層と松ヶ平変成岩類との境界に斜交している。このことから松ヶ平変成岩類と古生層との間には構造上の不連続性があるといえよ。

松ヶ平変成岩類の泥質-珪質片岩は小褶曲-微褶曲がよく発達し(第12図)、顕著なちりめんじわ劈開(crenulation cleavage)を伴う。微褶曲軸はほぼ南北方向で南に10-20°プランジしている(第54図)。また、片理面の極の分布から推定した向斜軸はほぼ南北方向で南にプランジしており、微褶曲軸に一致する(第55図)。

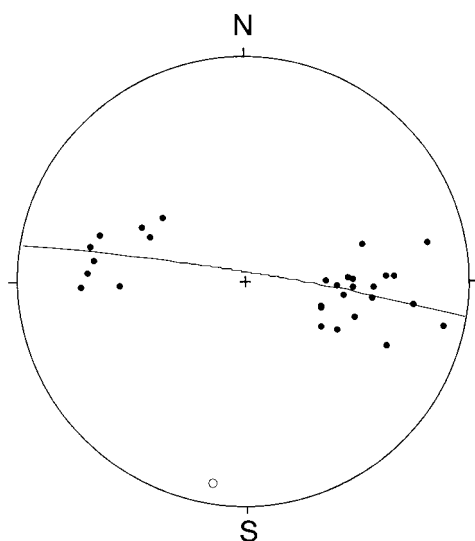
図幅地域南縁部の上真野川沿いに分布する松ヶ平変成岩類は剪断変形を受けており社地神剪断帯の一部をなしている。

## 3) 相馬古生層の構造

相馬古生層には、NNE方向の褶曲構造と同方向の断層がよく発達している。褶曲は波長10-20mといった小規模なものから数100mの規模までが認められる。褶曲は北上山地に一般的に見られる剪断褶曲(shear folding)であり(Iwamatsu, 1975)軸部では地層の層厚が肥大化していることになる。一般的に閉じた褶曲は少なく、軸の開いたopen foldsの場合が多い。



第54図 松ヶ平変成岩類(+ )および山上変成岩Ⅱ(■)の微褶曲軸の下半球ウルフネット投影図



第 55 図 松ヶ平変成岩類の片理面の極(●)及びそれにフィットする大円の極(○)の下半球ウルフネット投影図

泥質岩と石灰岩にはスレート劈開がよく発達しており、化石は強く変形している。ストート劈開の方向は NNE - SSW で西方に  $70^\circ$  以上急傾する。しかし松ヶ平変成岩に見られる層面片理や微褶曲構造は古生層には全く認められない。

古生層分布の中央部を NNE 方向に縦走する地蔵木断層は、地層の分布状況からみて、左水平ズレの成分が大きい。この断層の方向が社地神剪断帯と平行であることと、同剪断帯においても左横ズレの変形が普遍的であること(久保ほか, 1990)から社地神剪断帯の形成に関連する構造と推定できる。

#### 4) 鹿狼山層及び相馬中村層群の構造

双葉断層の東側に分布するこれらの地層は、双葉断層に沿って延長 40 km 近くに及んでおり、この断層の影響を強く受けている。両者の構造変形の度合いを比較すると、相対的に鹿狼山層の方が破砕化や局所的剪断変形が強い。両者の構造的特徴は、断層によって複雑化しているものの、大局的に背斜構造をなすことである。付加体を形成する地層群は別として、通常の浅海相堆積盆で形成された堆積体は盆状又は向斜構造の形態で保存されている場合が圧倒的に多く、堆積体が背斜構造として保存されているケースはきわめて希である。この背斜構造の形成は鹿狼山層及び相馬中村層群が、元来の堆積盆を反映した構造(初期構造)を全く失っていることを示唆し、双葉断層の造構運動に強く関連したものであることは確実である。双葉断層の主断層に並走する多数の断層及び破砕帯が鹿狼山層及び相馬中村層群中に発達する。

鹿狼山層の構造は北側の「角田」地域でよく現れており、背斜を呈している(藤田ほか, 1988)。鹿狼山層の構造変形上の特徴は、①全般的に層面片理は見られない。②微小割れ目を伴う砂岩では破砕化が著しいこと。③スレート劈開が発達し、砂粒子オーダー(0.1 程度)にも剪断変形が及んでいて、鏡下で黒い筋模様(dusty part)がよく観察される。④局部的であるが、キンク褶曲や泥質岩のうねり変形などが認められる。この他、泥質岩は急傾斜の部分で局所的に千枚岩化し、セリサイトが多量に形成され

ている場合がある。このような部分では角田地域に分布する割山層(割山変成岩：藤田ほか，1988)と酷似する。これは多分双葉断層に平行なマイクロナイト帯に相当する局所的な変形であろう。ほかに鹿狼山層に関係する構造として、ほぼ水平な断層群の存在がある。この水平-緩傾斜の断層は本地域では余り多くはなく、北側の角田地域の割山隆起帯(藤田ほか，1988)でかなり頻繁にみられる。そこでは白亜紀の花崗岩体の上に鹿狼山層がほぼ水平にのっている場合もある。

相馬中村層群は、褶曲と断層により地層の配列が非常に複雑化している。とくに双葉断層から約1 km以内は断層と破砕帯が頻繁であり、地層の半分以上が破砕化していることもある(富沢西方など)。このような部分では走向の乱れも著しく、E-W方向やNE方向を示す構造がしばしば見られる。一方、富沢から南部の背斜東翼部は、東に40-50°の同斜構造で地層の乱れはほとんどない。

双葉断層に沿って再結晶化した石灰岩が狭長に伸びているが、この石灰岩は中ノ沢層小池石灰岩部層であって、東側の同石灰岩とは元来背斜構造の両翼をなしていた。双葉断層沿いのこの石灰岩は、最大幅250 m以上(傾斜50°以上)と、東側のものより大きく肥厚化している。恐らく、断層や向斜・背斜によるくり返しによって肥厚したものであろう。

褶曲構造はそのほとんどが、軸部及び翼部に断層や被砕帯があつて形態が乱されており、南側に僅かにプランジする場合が多い。相馬中村層群全体を支配する背斜構造の軸部は断層になっている場合が多く、双葉断層の方向にほぼ平行なN10°W位である。副次的褶曲として、N-S方向の長さ2-3 kmの短い向斜・背斜が雁行状に配列している。小山田西方のジュラ系の西半分には中ノ沢層に占められる2列の向斜が走向方向の断層を伴って短冊状に配列する。これは、ジュラ系全体がつくる背斜軸の頂部に相当する。

南北性の断層は破砕帯が顕著であるが、NE方向及びWNW方向の胴切り断層では、被砕帯はそれ程顕著ではない(第56図)。但し、頁岩ではときに鱗片状劈開が顕著に発達する場合がある。地藏川沿い及び栗津西方の栗津層頁岩ではとくに鱗片状劈開や碎片化が著しく、断層運動に伴う剪断作用によって形成されたものと推定される。

双葉断層の形成以前の相馬中村層群の初期地質構造は、北から南へより若い地層が現出すること、栗津層及び山上層の分布状況に留意すると、NNE方向で東側上位であったと推定される。恐らく、堆積盆の中軸部を示す向斜軸は現在新第三系に被覆されている地域東部に伏在している可能性が考えられる。

### XII. 3 新第三系の地質構造

**双葉断層西側** 双葉断層の西側の阿武隈山地に分布する新第三系は、下位より中新統の塩手層・天明山火山岩類・霊山層及び大内層からなり、若干のうねりはあるものの大局的には、北西-南東の走向で、北東に2-6°の緩い傾斜で傾いている。図幅北端の丸森町青葉付近では、新第三系は、傾斜が8-10°とややきつくなり、角田盆地内の丘陵を構成する新第三系へと連続している。図幅北端の旗巻峠付近に南北性の向斜構造が認められ、旗巻峠の東では、走向は南北で西に12-20°の傾斜となっている。

双葉断層西側の中新統は、双葉破砕帯付近では、双葉断層によって相馬中村層群と接する。また、畑

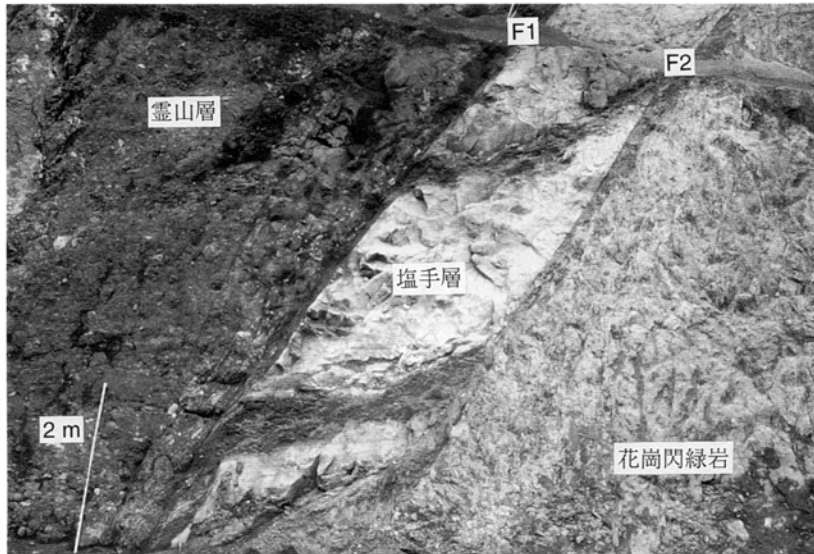


第 56 図 相馬中村層群を切る N70°W 方向の断層 (初野の地藏川沿い)  
西方で鹿狼山層も切っている。

川破碎帯付近では、この破碎帯を構成する数本の断層によって切られているが、断層によるずれは小さく、いずれも数十 m 以下である。ずれのセンスは、東落ち及び西落ちの両方がある。社地神剪断帯付近では、この剪断帯の断層の 1 つに塩手層の礫岩が切られている。これは、原町市社地神北方の林道沿いの露頭で観察された。この他に、天明山から丸森町青葉にかけての地域では、北西 - 南東及び北東 - 南西方向の断層がいくつかあり、いずれも中新統を切っているが、ずれは小さく数十 m 以下である(第 57 図)。

**双葉断層東側** 双葉断層の東側の新第三系は、中新統の赤柴層と鮮新統の仙台層群からなり、相馬中村層群の東側に分布して低平な丘陵を構成している。この地域の新第三系の走向は双葉断層に平行の NNW - SSE で、一般的には東に傾く単斜構造をなしている。分布域の大部分の地域では、傾斜は 2° 以下で東に傾いているにすぎないが、相馬中村層群に接する新第三系分布域の西縁では、1 - 1.5 km 程度の幅の急傾斜帯が存在する。

この急傾斜帯は、南部では傾斜が 8 - 10° 程度であるが、北方に向かって傾斜が徐々にきつくなり、宇田川以北では、撓曲、断層及び褶曲を伴って傾斜が 30° 以上の急傾斜帯となっている。すなわち、相馬市小野から初野町にかけては、鮮新統と相馬中村層群との境界は断層となっており、向山層下部及び上部が相馬中村層群の粟津層と断層で接している(第 45 図)。この断層は大脇・大和(1952)及び北村ほか(1955)のいう相馬断層の一部に相当する。相馬市萱倉付近では、この断層の東方に、断層に平行の軸を持つ一対の小規模な向斜及び背斜が認められる。向斜及び背斜の翼部は一部で断層となっている。南萱倉では、河川沿いの露頭で、この向斜の軸部が観察できる。一方、北萱倉では、背斜の軸部に中新統の赤柴層上部と思われる砂岩が露出し、それをとりまいて向山層が、西翼が 50 - 80°、東翼が 30 - 26°



第 57 図 霊山層を変位させる畑川破砕帯の正断層 (福島県飯館村大倉)  
 本図幅西側の飯館村八木沢から丸森町筆甫にかけては霊山層を切る NNW-SSE の断層が集中し、  
 その多くは写真にあるような高角正断層である。F1 : N6°E 53°W ; F2 : N6°E 49°W

の傾斜で分布する(第 45 図)。

この一対の褶曲は、その南方では不明瞭になるが、おそらくは、相馬市粟津付近にみられる撓曲に連続する。粟津付近では、相馬中村層群を不整合に覆う向山層下部の傾斜が 25° 前後なのに対し、その東に分布する向山層上部の傾斜が最大 70° 前後となり、撓曲構造を作っている。しかし、その上位の大年寺層では、傾斜が 30° 程度に急減しており、この関係は粟津の源蔵田堤南の人家の裏手の露頭で確認できる(第 46 図)。この構造ギャップは、向山層上部と大年寺層下部の間の海進に伴う浸食の時期に相当することから、この撓曲構造の主要な運動はこの時期に起こったものと推定される。

相馬市初野町以北では、中新統の赤柴層・向山層及び大年寺層下部が 50-30° の急傾斜帯をなして、北隣「角田」図幅内へと連続する。

前述のように、鮮新統はその西縁部の急傾斜帯を除くと、大部分の地域では、2° 以下の傾斜で東に緩く傾いているにすぎないが、相馬市松川浦付近では、南北性の不明瞭な一対の向斜・背斜が認められる。この褶曲構造は、火山灰鍵層の SF 26 の分布から認識できるものであるが、深井戸のデータからもこの付近に褶曲構造が存在することが示唆される。

## XIII. 第四紀地殻変動

(吉岡敏和)

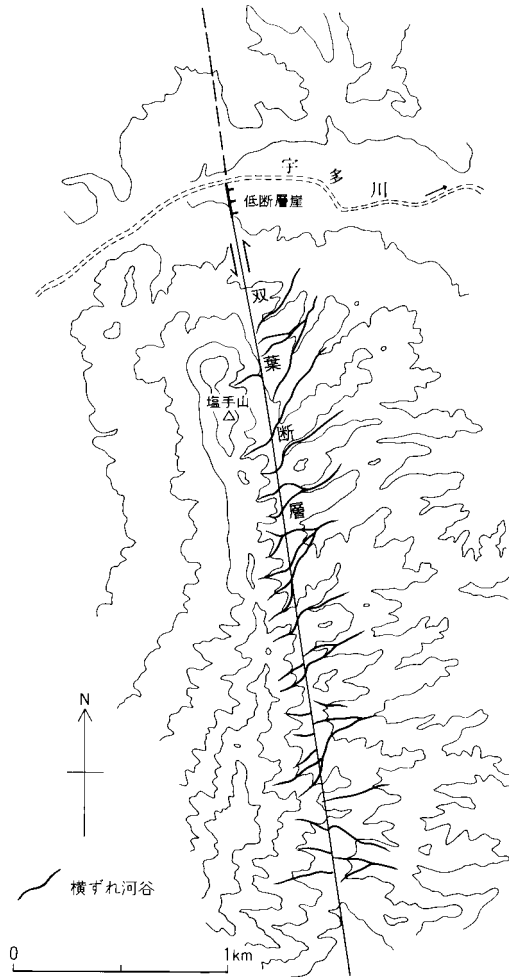
### XIII. 1 活断層

本図幅地域の活断層としては、図幅中央部をほぼ南北に縦断する双葉断層がある。双葉断層は、双葉破砕帯の最新の活動として生じたもので、宮城県角田市東部から福島県双葉郡広野町に至る全長約 100 km に及ぶ。断層は阿武隈山地の東縁を限り、N10°W の走向でほぼ直線状に延びる(第 1 図)。この双葉断層の北部に当たり、本図幅範囲にほぼ相当する相馬市旗巻峠付近から鹿島町・原町市境界付近にかけての約 18 km の区間は、第四紀における累積的な断層活動が認められる活断層である。

この区間の双葉断層は<sup>おおがわ</sup>大谷断層(北村ほか, 1955)とも呼ばれ、地質学的には、断層の西側に分布する中新統塩手層と、東側に分布する中生界相馬中村層群の境界をなす。断層面はほぼ垂直で、地質構造及び地形から見た変位は、基本的に東側隆起・左横ずれを示す。

双葉断層に沿っては、北から順に以下に示すような断層変位地形及び断層露頭が見られる。まず、天明山の東麓に当たる図幅地域北端から宇多川までの区間では、断層線を横切って延びる尾根に、連続する鞍部と系統的な尾根線の屈曲が認められる。屈曲の向きはすべて左横ずれを示し、屈曲量は 100 - 200 m である。宇多川から南、塩手山の東麓付近の断層変位地形を第 58 図に示す。宇多川右岸の相馬市茄子小田では、低位Ⅱ段丘面を切って比高約 10 m の低断層崖が認められる(第 59 図)。この地点から南に約 3 km の区間では、シャープなりニアメントと 50 - 150 m の屈曲量を持つ河谷の左横ずれ屈曲などの変位地形が連続する(松本, 1976 に記載)。

更に南では、断層地形はやや幅の広い鞍部の連続として確認されるのみであるが、この区間の鹿島町東原及び蕨跡では、真野川及び上真野川の河岸に断層露頭が観察される(鈴木・小荒井, 1989)。東原の断層露頭(第 60 図)は、真野川の河谷が低位Ⅱ段丘を浸食してできた比高約 8 m の崖に露出する。露頭の下部にはジュラ系中ノ沢層の石灰岩と中新統塩手層の砂岩及び礫岩が、上部にはこれらを不整合に覆って、厚さ 2 - 3 m の低位Ⅱ段丘堆積物の礫層が露出する。中ノ沢層及び塩手層は、断層面に平行な走向でほぼ直立しており、断層から数 m の範囲ではいずれも細片状に破砕されている。両者の境界は崖錐に覆われて確認できない。断層面は、ほぼ垂直で段丘堆積物内では 2 - 3 本に分岐しながら、堆積物最上部までを切っている。段丘堆積物の基底での垂直変位は約 1.5 m の西側隆起を示す。段丘堆積物は、下部が大礫 - 巨礫大の円 - 亜円礫からなる本流成の堆積物で、上部はやや細粒で風化土壌を伴う支流成の堆積物である。断層付近では、断層運動に伴う地層の引きずりや礫の回転が認められる。

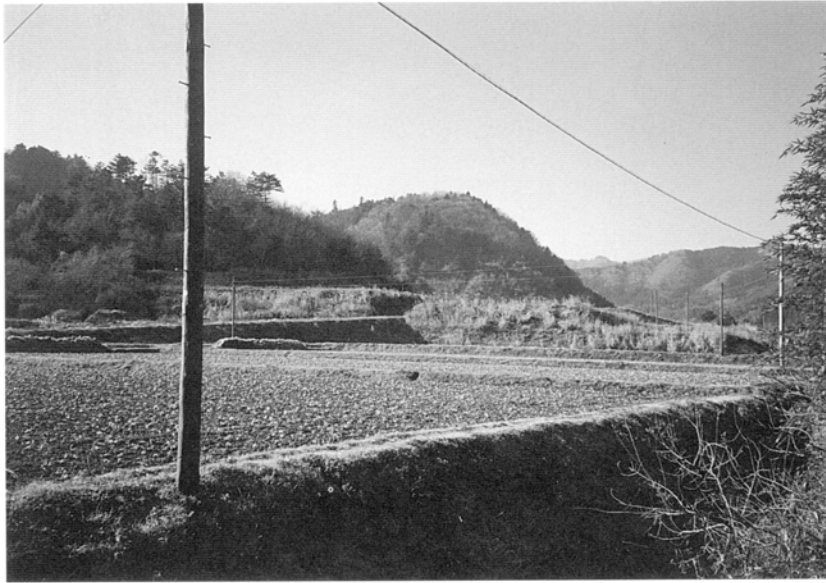


第 58 図 塩手山付近における双葉断層の変位地形

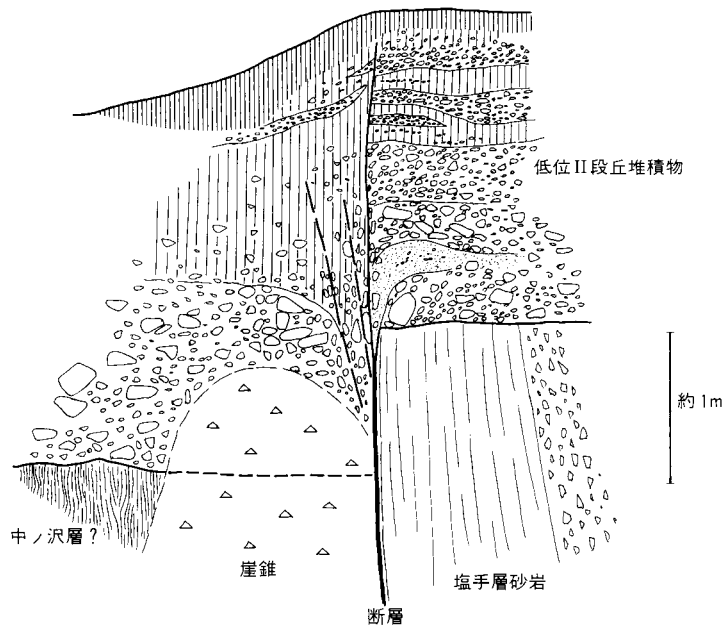
蕨跡の断層露頭(第 61 図)は、上真野川の右岸、低位Ⅱ段丘面が浸食されてできた、比高約 10 m の崖に露出する。露頭の下部にはジュラ系中ノ沢層の石灰岩と中新統塩手層の砂岩及び礫岩が断層で接して露出し、上部には厚さ 2-3 m の低位Ⅱ段丘堆積物の礫層が、これらを不整合に覆っている。断層面はほぼ垂直で、少なくとも段丘堆積物の下部までを変位させている。段丘堆積物の基底での垂直変位量は西側隆起で約 1.5 m である。断層面には幅約 5 cm の軟らかい断層粘土が認められ、これを挟んで幅約 50 cm は、中の沢層、塩手層とも黒色を呈する粘土及び細片状の破碎帯となっている。これ以外の中ノ沢層の石灰岩は片状ないし角礫状に破碎されている。段丘堆積物は、やや淘汰の悪い中礫-巨礫大の垂円礫からなり、断層沿いでは礫の回転によってその配列が乱れている。

この断層の最新活動時期は、これらの断層露頭で変位を受けていることが確認された低位Ⅱ段丘堆積





第 59 図 低位Ⅱ段丘を変位させる双葉断層の低断層崖 (相馬市茄子小田)



第 60 図 双葉断層の断層露頭 (鹿島町東原)



第 61 図 双葉断層の断層露頭 (鹿島町炭跡)  
スケールは 2m

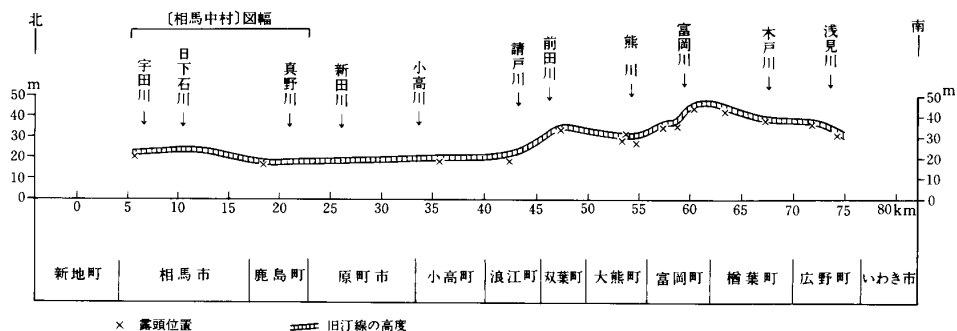
物の堆積以降であることは明らかである。鈴木・小荒井(1990)は、その年代について、低位Ⅱ段丘堆積物(鈴木・小荒井, 1990のⅢ面構成層)離水直後に形成された土壌から、 $3,740 \pm 120$ B.P. という<sup>14</sup>C年代を報告しており、双葉断層の最新の活動時期は、少なくとも 3,700 年前以降であると考えられる。しかし、断層露頭からは、複数の断層活動を読みとることができず、また、横ずれ変位量の見積もりが困難なため、平均変位速度や活動周期は不明である。

双葉断層(破碎帯)の発達史について、大槻ほか(1977)は、中新世には地塁を形成する破碎帯の西側の地域が主として沈降し、鮮新世には破碎帯の東側の全域が沈降したと述べている。そして、左横ずれを伴う第四紀の活動は、新しい応力場の下での再活動と考えた。

双葉断層以外の活断層としては、活断層研究会(1991)によって確実度Ⅲとされた、いくつかのリニアメントが分布する。そのうちの 1 つは図幅地域西部の相馬市松ノ房から宇多川沿いの小田原にいたるリニアメントで、残りは双葉断層及びそれに平行に延びる相馬断層(北村ほか, 1955)に沿って分布するものである。いずれのリニアメントに沿っても第四紀の断層活動を示す地形的・地質的証拠は認められず、活断層である可能性は低い。

### Ⅲ. 2 沿岸部の垂直変動

本図幅地域を含む阿武隈山地東側の太平洋沿岸地域には、海成の中位Ⅰ段丘が帯状に分布する。この段丘の旧汀線の高度から、岡ほか(1981)によって更新世後期以降の垂直変動量が検討されている。本図幅地域における旧汀線の高度は、相馬市台畑で約 20 m、鹿島町南海老で約 15 m で、わずかであるが北



第 62 図 第 3 段丘(本報告の中位 I 段丘に相当)の旧汀線高度分布 (岡ほか, 1981)

に高く南に低くなる傾向がある。第 62 図に岡ほか(1981)による周辺地域の中位 I 段丘の旧汀線高度分布を示す。この分布を見ると、阿武隈山地東側の旧汀線高度は、南部の富岡町・楡葉町境界付近で最も高く、北部の鹿島町付近で最も低くなっていることがわかる。この旧汀線は同時に形成されたと考えられるので、この高度差は純粋に地殻変動を表現したものとみなしうる。したがって、少なくとも更新世の後期以降に、この地域では相対的に北部より南部が隆起し、その相対的隆起速度は約  $30 \text{ m}/12 - 13$  万年と推定できる。これに対し最近 80 年間の水準点の変動を示したのが第 63 図である。この図と第 62 図とを比べると、全体的な傾向はよく似ているが、原町市 - 富岡町間の相対的な変動の速度は約  $13 \text{ cm}/80$  年で、過去 12 - 13 万年のものに比べ 6 - 7 倍大きい値を示す。この理由については明らかでないが、岡ほか(1981)は、最近になって相対的隆起速度が速くなったか、現在の速度は第四紀後期の一様な運動のなかのゆらぎに過ぎない、という 2 つの解釈を考えている。

### XIII. 3 地震活動

本図幅地域には、内陸部を震源とする被害地震は知られていない。本図幅の周辺では太平洋の沖合いで  $M=6.5$  以上の大規模な地震が起きている。このうち本図幅地域に被害をもたらした地震としては、1938 年の福島県東方沖地震がある。この地震は 1938 年 11 月 5 日 17 時 43 分に発震し、震源は東経  $141^{\circ}11'$  北緯  $37^{\circ}20'$  深さ 30 km で、マグニチュード 7.5 であった。福島県の広い範囲で震度 5 の強震を記録し、いわき市小名浜では波高 107 cm の津波を観測した(渡辺, 1985)。この地震のあと同地域を震源とする地震が群発し、同年 11 月 30 日までに津波を記録したもの 7 回、有感地震は 300 回を数えた。この地震によって浪江町などで軽微な被害が出、福島県全体では死者 1、負傷者 9、住家全壊 16、同半壊 42、小崖崩れ、道路亀裂などの被害があった。この地震のほかにも、1936 年 11 月 3 日の地震、1938 年 5 月 23 日の地震、1978 年 6 月 12 日の宮城県沖地震で小規模な津波や軽微な被害があった。



#### **XV. 1. 1 銅鉄鉱床 (福山上鉱山)**

相馬市山上金谷原南方の山上変成岩類の緑れん石角閃岩中に胚胎する接触交代鉱床である。鉱床の西方及び東方に花崗岩質岩の露出がある。本鉱床は大正の初期に銅山として探鉱され、含銅 2-3% の鉄石若干を出したが、出鉱実績は明らかではない。その後第二次大戦中、柿原金市氏により探鉱され鉄鉱床に会したが、規模が小さく発展に至らないで休山した。鉱床は不規則塊状の磁鉄鉱塊で、一部に黄銅鉱を伴う(渡辺, 1953 ; 福島県, 1964)。

#### **XV. 1. 2 砂鉄鉱床**

相馬市及び鹿島町の海岸には、現世の海浜砂鉄鉱床があり、主にチタン原料として採掘されていた。福島県(1965)によれば、砂鉄層は、珪酸塩鉱物とともに磁鉄鉱、チタン鉄鉱を含み、本地域の砂鉄は一般にチタンの含有率が高いのが特徴で、稼行対象はいずれも  $TiO_2$  が 5% 以上である。1964 年当時、相馬市原釜に処理工場を持つ高千穂鉱業所が、本図幅地域内では相馬市磯部・原釜、及び鹿島町烏崎などの海岸で稼行していた(福島県, 1965)。

なお、相馬沖の海底表層砂鉄の対象として、採泥式による調査が行われているが、期待される高品位の砂鉄鉱床は発見されていない(日本高周波鋼業ほか, 1965)。

#### **XV. 1. 3 黒鉛鉱床**

相馬中村層群中に、石炭が火成岩の貫入による熱変質を被って生じた黒鉛が産出する。福島県(1965)によれば、本図幅地域には以下の 2 鉱山が稼行していたが、現在はいずれも廃山となっている模様であり、その正確な位置は不明である。

**日本黒鉛鉱山・東邦黒鉛鉱山** 宇多川にかかる堀板橋の南方約 0.5 km の相馬市一里坂の西方にあった。鉱床は相馬中村層群の砂岩頁岩互層中に挟在した石炭層が、ひん岩岩脈の貫入によって黒鉛化したものである。厚さ 1 m の不規則脈状-塊状をなし、膨縮が著しい。固定炭素は 30% 内外にすぎないが、土状黒鉛として利用された。日本黒鉛(株)によって、1943 年に坑道が穿たれ、その後 1949 年に東邦黒鉛に買収され、鉱種名変更を行い黒鉛鉱区として 1951 年に認可された。山元原鉱の不足から休止することが多く、1957 年以降は出鉱されていない。

**大原黒鉛鉱山** 原町市深野にあった。東邦黒鉛と同様な黒鉛化石炭で、1937 年に日本炭坑(株)によって大原無煙炭として創業された、その後黒鉛として開発された。なお、類似のものは、鹿島町櫛原及び同町小山田西方でも黒鉛または無煙炭として採掘されたが、無煙炭としては灰分は多く、黒鉛としては耐火度に乏しい。

#### **XV. 1. 4 ウラン鉱床**

本図幅地域の宮城県伊具郡丸森町青葉から北隣「角田」図幅地域内の丸森町大内にかけての地域(大内地域)では、1957 年に本邦ではじめて含ウラン褐炭層及び炭質泥岩層が中新統中に発見され、その後 1957 年から 1966 年にかけて地質調査所を中心として、地質・試錐・物理検層・地球化学的調査など多方面にわたる大規模なウラン鉱床の総合探査調査・研究が実施された。調査研究結果は、河野ほか

(1969), 坊城ほか(1969)及び垣見ほか(1969)などによって公表されている。

含ウラン層は、丸森町佐野地区(「角田」図幅地域内)の大内炭坑付近の大内層の露頭などから見いだされた。層準は、本層の稼行炭層の層準の褐炭及び炭質泥岩で、含ウラン層中の最高品位は、褐炭層中の炭質泥岩から 0.16%  $U_3O_8$  の部分が見つかった。しかし、ウランの濃度は全般に低く、経済的に稼行可能な含ウラン層は最終的に発見されなかった。

## **XII. 1. 5 石炭及び亜炭**

本図幅地域での石炭及び亜炭資源としては、上部ジュラ系栲窪層の石炭、中新統大内層中の石炭、及び鮮新統亀岡層・向山層の亜炭層がある。

栲窪層は、砂岩及び頁岩からなる陸成層で、粉炭状になった数枚の無煙炭の薄層を挟む。地質調査所(1960)及び福島県(1965)によれば、炭層は数枚あるが、稼行に耐えるのは1-2層で、レンズ状をなし、厚さの変化が激しく、局部的に2-3 mに達することもある。一般に粉炭化しており、炭質頁岩を混在し、灰分が多い。炭質は黒色で軟らかく、黒鉛に類似する。無煙炭としては、灰分が多く火付きが悪い。相馬無煙炭小山田鉱業所、鹿島無煙炭榎原鉱業所、及び日本炭坑大原無煙炭などで採掘されたが、量が少なく、長く創業を続けることはできなかった。

大内層の炭層を稼行対象とする炭田は、本図幅地域の宮城県伊具郡丸森町青葉から北隣「角田」図幅地域内の丸森町大内及びその周辺に発達し、大内(亜)炭田と呼ばれていた。大内炭田には丸森町佐野にあった大内炭鉱をはじめとして幾つかの炭鉱が存在した。本図幅地域内では、丸森町青葉の大葉炭鉱・上野原炭鉱が存在したほか、旗巻峠付近にも小規模な炭鉱が稼行していたが、いずれも現在は廃鉱となっている。

河野ほか(1969)、垣見ほか(1969)などに基づく、大内炭田の炭層・炭質は以下のとおりである。大内層中には幾つかの層準に炭質物を挟むが、主な稼行対象となっていたのは、本層中部に挟まる流紋岩火砕流堆積物の上位約20-30 mに挟在する炭層で、本図幅内及び雉尾川沿いによく連続する。炭質は褐炭で、純炭カロリーは5,200-6,700 kcal/kg、灰分は10-30%である。

鮮新統の亀岡層・向山層の亜炭を対象とした相馬亜炭田は、北は相馬郡新地町、南は双葉郡浪江町付近にわたる南北約40 km、東西約5 kmの範囲で、本図幅地域は、この亜炭田の最北部にあたる。大脇・大和(1952)、地質調査所(1960)及び福島県(1965)に基づく、相馬亜炭田の炭層、炭質などは以下のとおりである。

本亜炭田の稼行炭層は主に向山層中のものであるが、相馬市富沢南西では、一部亀岡層の亜炭層が採掘されていた模様である。向山層中の亜炭層は下・中・上層の3層があり、下層は向山層基底より約20 m 上位、中層はその上位2-5 mに、また上層は中層の上約50 mのところに挟在している。厚さは、下層が約0.7 m、中層が1.5-0.6 m、上層は1 m以下である。上層は分布が狭くわずかに採掘されたにすぎない。中層及び下層は発達が良いで、とくに中層の分布が最も広く本亜炭田の主要な炭層となっている。中層が最も肥大しているのは相馬市富沢付近の丘陵で、本亜炭田の主要な産地となっていた。炭質は木質亜炭を主とし、発熱量は4,000-4,900 kcal/kgである。本図幅内では、最盛期には20近い炭鉱があったが、現在はすべて廃山となっている。

#### **XV. 1. 6 珪砂**

相馬中村層群の富沢層下部には石英質砂岩が挟在し、少なくとも1970年頃までは鹿島町小山田西方ウマ沢で珪砂として採掘されていた(鈴木・伊部, 1962)が、現在は廃止されている。この石英質砂岩は第23図に示したとおり基質を除く鉱物組成で石英が90%近く含まれ、他はカリ長石、多結晶石英(変成岩起源)、有色鉱物などで、富沢層の下部に厚さ20-40mで側方によく連続している。Okami(1969)によりその分布・層序的位置、及び堆積岩石学特徴の記載がなされている。それによれば上下位を長石質粗粒砂岩に挟まれた厚さ約20mの部分に石英質砂岩があり、石炭及び砂質頁岩の薄層を挟んで小規模なサイクロセムを形成するという。

わが国では、ジュラ紀を含む中-古生界で、このようにまとまった厚さの石英質砂岩の産出は珍しい。年代も岩相も酷似する石英質砂岩は北上山地の唐桑(小々汐層下部)-牡鹿地方(鮎川層下部)にも、富沢層と同じかそれ以上の厚さで発達している(Takizawa, 1985)。おそらく後背地での強い風化作用と運搬作用により、淘汰度と成熟度が高くなったと考えられる。成因に関する詳しい討論は省略するが、すぐ下に小池石灰岩部層が存在することとは強い因果関係を持つであろう。すなわち、後背地に近い浅海域で石灰岩が形成し得るのは、後背地の隆起が鎮静化して碎屑物の供給が減少したからであり、その時期に後背地(主に花崗岩)は海域でサンゴが生息できるような温暖な気候条件の下で著しく深層風化した。その後再び後背地は活発に隆起し、長石など不安定鉱物が強い風化作用によって淘汰され、石英のみが堆積盆地に供給されたと考えられる。

#### **XV. 1. 7 粘土**

本図幅地域内の阿武隈山地東縁の鮮新統中に、粘土が産する。福島県(1965)、増井・国井(1962)及び五十嵐(1986)によれば、その産状及び性質は以下のとおりである。

主な産地は、相馬市富沢西方及び鹿島町羽山北方であり、その他に鹿島町小池付近に採土場がある。従来粘土の層準は、太田川層(本報告の向山層)中とされてきたが、実際には本報告の亀岡層及び竜の口層の分布域にあたるので、おそらく粘土層の層準はこれら両層中にあるものとみられる。多くの場合、亜炭など炭質物の薄層の上下盤に発達し、粘土中にも多少の炭質物を含む。一般に連続性に乏しく、規模は小さいが、それぞれの地区で延長数十m、厚さ数mの規模の粘土化帯の賦存が見られる。

五十嵐(1986)は、相馬市富沢西方、鹿島町縦木沢-隠野、鹿島町小池採土所-北沢溜池産の粘土の分析を行った。それによれば、これらの産地の粘土は、石英・カオリナイト・セリサイトを主体とし、モンモリロナイトを伴うことを特徴とし、全般的に鉱物組成上の変化が著しく、単味による製品化は困難であるとしている。増井・国井(1962)によれば、このほかに相馬市台町付近、同市北小野付近及び同市塚部付近にも粘土鉱床があり、一部は土管・煉瓦の原料として使用されたという。

#### **XV. 1. 8 石灰岩**

本図幅地域内で、石灰岩として利用可能な資源としては、相馬古生層の石炭系立石層の石灰岩と、相馬中村層群の上部ジュラ系中ノ沢層中の石灰岩(小池石灰岩部層)がある。渡辺・菅木(1954)、早川ほか(1964)、阿部ほか(1964)及び福島県(1965)によれば、その岩質及び利用状況は以下のとおりである。

立石層の石灰岩は、模式地の立石付近は交通の便が悪くこれまでほとんど採掘されたことはないが、社地神付近に分布するものは、白色緻密の優良な石灰岩で、石灰の原料として採掘されたことがある。

小池石灰岩部層は、相馬中村層群のつくる背斜構造の東西両翼に分布する。このうち西翼のものは、双葉断層に接してその東側を南北に断続的に伸びる。岩質は一般に結晶質で化石を含まない。相馬市黒木西方で採掘されたほか、鹿島町檜原北方でも採掘が試みられたことがある。一方、東翼のものは相馬市富沢西方から南隣「原町」図幅地域内まで連続する。岩質は、一般に灰黒色で化石に富み、一部ではウーライトを含む。相馬市富沢西方、鹿島町御山付近、同町小山田西方などで採掘され、石灰の原料として用いられたことがある。

#### XIV. 1. 9 砕石・石材

砕石資源として現在稼行中の砕石場は、相馬市山上前原（徳和産業山上砕石場）、相馬市山上小豆畑（二瓶砂利建設）及び相馬市滝平（萩野採石山上採石場）の3地域である。前原では山上変成岩類の緑れん石角閃岩及び白雲母石英片岩を、小豆畑では山上変成岩類のホルンヘルス化した苦鉄質片岩を、滝平では宇多川花崗閃緑岩をそれぞれ稼行対象としている。

### XIV. 2 地下水

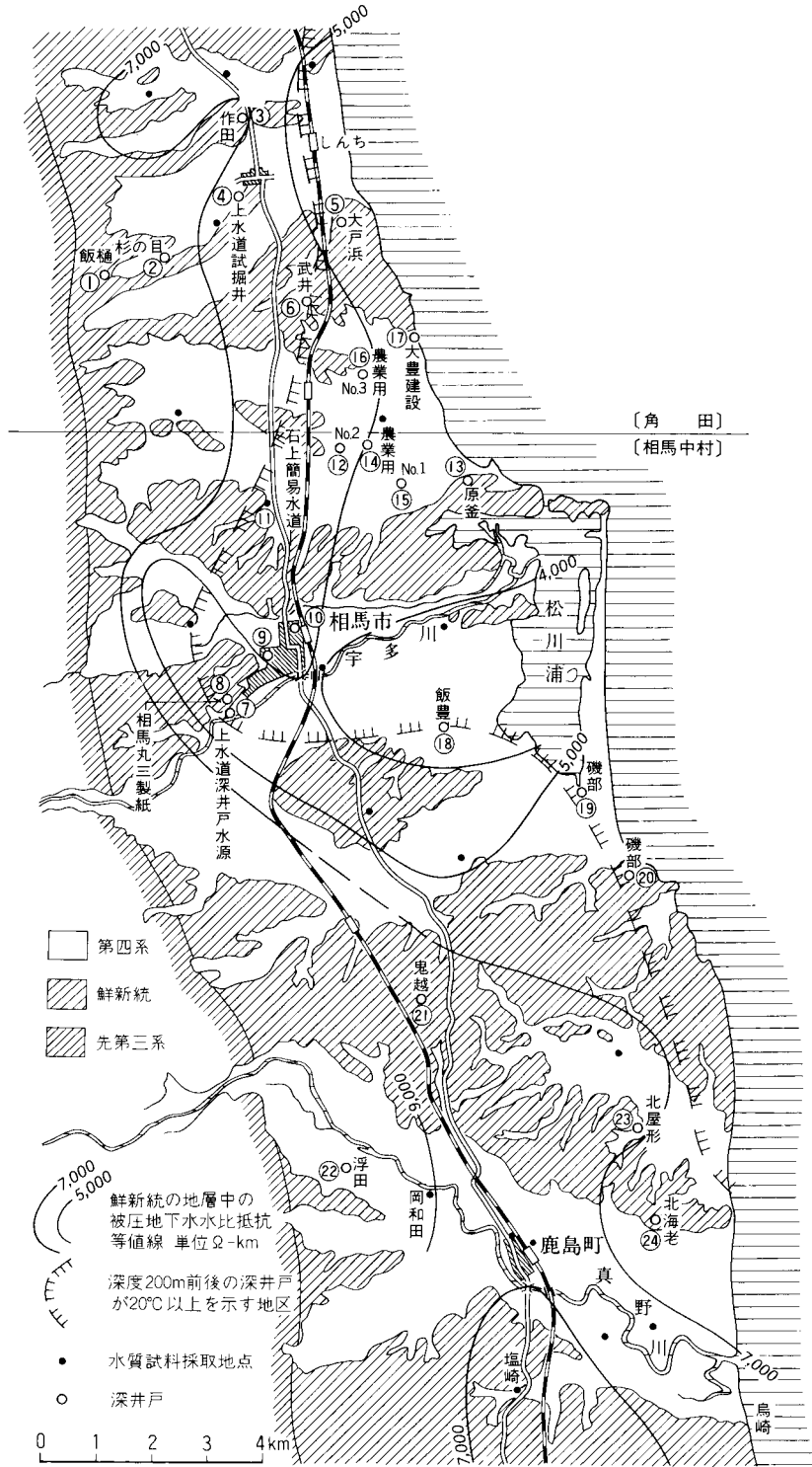
本図幅地域内で利用されている地下水としては、沖積層及び段丘堆積物中の浅層地下水と、鮮新統中の深層地下水とがある（経済企画庁、1963）。

本図幅内の大きな河川沿いの沖積層の砂礫層が局部的に良好な浅層地下水層を形成しており、たとえば相馬市では宇田川の伏流水を、また鹿島町では上真野川の伏流水を取水して上水道用水として利用している。鈴木ほか(1990)によれば、その合計量は  $12,000 - 15,000 \text{ m}^3$  /日に達している。しかし、礫層の分布が小範囲に限られ、また層厚が 10 m 前後にすぎないので、一般に沖積層中の浅層地下水の発達状況はあまり良好とは言えない。一方、段丘堆積物中にも多少の浅層地下水が存在するが、民家の生活用水を満たす程度で、大規模な開発の対象とはなり得ないようである。このように、本図幅地域では、浅層地下水の発達状況は一般にあまり良好とは言えない。

これに対して、鮮新統中には豊富な深層地下水が存在し、地下 150 - 300 m の深井戸によって利用されており、 $2,000 - 3,000 \text{ m}^3$  /日程度の取水が可能とされている。帯水層は、地質構造・層序及び岩相から判断して、向山層中の砂層、及び大年寺層下部の砂岩層 ( $D_1$ ) の最下部の淘汰の良い粗粒砂岩と思われる、これらが全体的に安定した帯水層を形成している。地下水は被圧面地下水で、これを取水する井戸はおおむね自噴する。

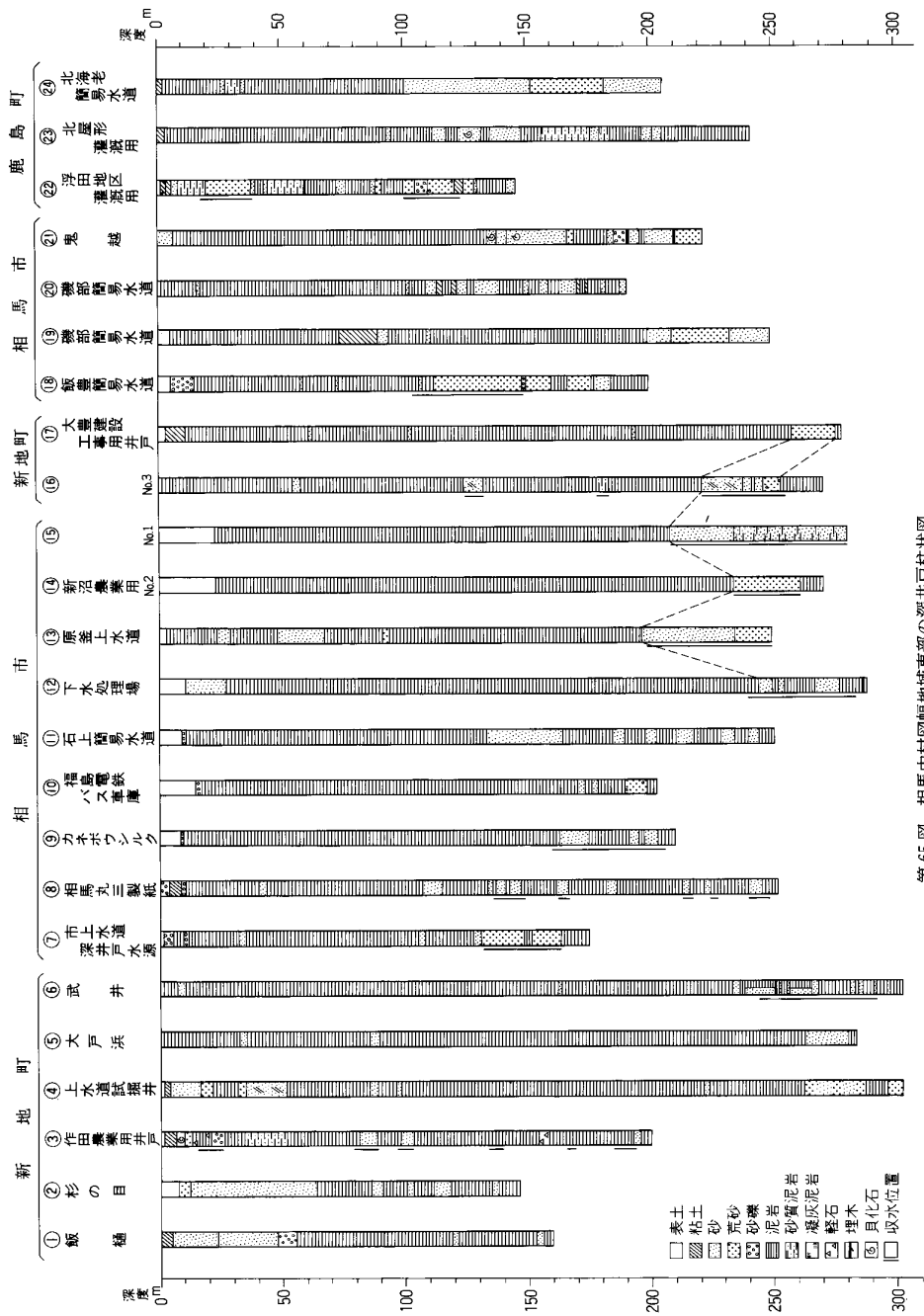
森・池田(1966)によれば、相馬市及び鹿島町西部の山地寄りでは地下 160 - 180 m 付近に、また、東方の海岸寄りでは 200 m 以深に砂層が発達し、ここから深層の地下水が揚水されている。森・池田(1966)、福島県(1965)及び本図幅の調査の資料に基づいて、本図幅地域内及び周辺の深井戸の位置及び柱状図を第 64 図及び第 65 図に示した。ここに示した他にも深井戸があり、それらは国土庁(1980)にお





第 64 図 相馬中村図幅地域東部の水理図

森・池田(1966)の第 5 図に基づき一部改変。深井戸番号は、第 65 図と共通



第 65 図 相馬中村図幅地域東部の深井戸柱状図  
 森・池田(1966), 福島県(1965)及び本図幅の調査に基づく。

よその位置と岩相が示されている。

森・池田(1966)によれば、地下水はおおむね 20°C以上を示し、酸性度が低く、また、アルカリ度 1-2 emp, Clはほぼ 3-5 ppm の値を示す。特徴として塩化物に比較して硫酸塩が多いことがあげられる。また、山側の地下水は、Mg/Ca (当量比)が平均よりもかなり低い。この特徴は石灰岩地帯の地下水にみられる特徴と一致するので、この地区の地下水の水質は、基盤の石灰岩に影響されているものと推定されている。

#### XIV. 3 温 泉

本図幅地域内には、海岸沿い及び阿武隈山地東縁に沿って数箇所に鉱泉がある。

海岸沿いの鉱泉としては、蒲庭鉱泉、松川浦温泉及び松川浦公園温泉がある(福島県, 1978)。

蒲庭鉱泉は、相馬市蒲庭字前迫にあり、鉱泉は大年寺層の泥岩中の断層面より自然湧出する。温度は 15°C、流出量は 7.0 リットル/分で加熱して浴用に使用されている(福島県, 1960, 1965, 1967, 1978)。

松川浦温泉は、相馬市尾浜字平前にある。1971年に深度約 850 m のボーリングが行われ、花崗岩質岩中の断層破碎帯より湧出をみた(三本杉, 1975)。温度 31.7°C、湧出量 107 リットル/分で、泉質は、含塩化土類塩泉である(福島県, 1978)。第 66 図に柱状図を示す。現在、旅館の浴用として利用されている模様である。

松川浦公園温泉は、相馬市松川浦公園内にあり、1970年に深度 341 m のボーリングが行われ、深度 295mで鮮新統と花崗岩類の間の不整合が見つかり、この付近から温度 28°C、揚湯量 200-230 リットル/分の湧出をみた(三本杉ほか, 1971; 福島県, 1978)。

阿武隈山地東縁の双葉断層沿いにも鉱泉が点在し、本地域でも 3 箇所で利用されている。それらは、北から羽黒鉱泉(相馬市初野西方)、べこ湯(鹿島町小山田)及び風穴の湯(鹿島町小池)の 3 つの鉱泉である。詳細は不明であるが羽黒鉱泉はほぼ双葉断層上に位置し、源泉採水地点には破碎した石灰岩が露出する。後 2 者の採水場所は小池石灰岩部層の分布域に合致する。したがって、これらの鉱泉は小池石灰岩部層中に存在する破碎帯又は断層に沿って湧出する地下水と推定される。永井茂氏(元環境地質部)によるべこ湯源泉水の分析結果を第 7 表に示す。

#### XIV. 4 地 す べ り

本図幅地域内には、数箇所に地すべり堆積物が分布する。このうち、宮城県丸森町大内地区、福島県相馬市山上字白谷地区、鹿島町上栲窪字今宮地区の 3 地区が林野庁所管の地すべり防止区域に指定されている(宮城県, 1978; 東北地方土木地質図編纂委員会, 1988)。

#### XIV. 5 鍾 乳 洞

真野川の立石の上流堰場川沿いに分布する石炭系立石層の石灰岩中には、大穴鍾乳洞群と呼ばれるい



第7表 鹿島町べこ湯鉱泉の水質分析表

|                                  |           |          |
|----------------------------------|-----------|----------|
| EC (電気伝導度) : 356 $\mu$ S/cm      |           |          |
| pH (水素イオン濃度) : 7.4(8.0) (弱アルカリ性) |           |          |
| <成分>弱純重炭酸土類泉                     |           |          |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>    | (炭酸水素イオン) | 192 mg/l |
| Cl <sup>-</sup>                  | (塩素イオン)   | 5.3      |
| SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>     | (硫酸イオン)   | 6.2      |
| NO <sub>3</sub>                  | (硝酸イオン)   | 0.3      |
| Na <sup>+</sup>                  | (ナトリウム)   | 5.5      |
| K <sup>+</sup>                   | (カリウム)    | 0.4      |
| Ca <sup>+</sup>                  | (カルシウム)   | 63.6     |
| Mg <sup>+</sup>                  | (マグネシウム)  | 1.4      |
| SiO <sub>2</sub>                 | (珪酸)      | 7.1      |

分析 : 永井 茂 技官

くつかの鍾乳洞が発達している(鈴木, 1984)。大穴鍾乳洞のほか清流洞, さんしょう洞, 子宝の泉などが知られている。このうち大穴鍾乳洞が最も大きく, 南北約 300 m, 東西 120 m, 垂直距離 50 m の範囲に分布し, 2-3 層の水平洞から構成されて, 総延長は 1700 m を越えている。

## 文 献

- 阿部 宏・佐原義利・深谷純一(1964) 石灰石鉱床調査各論 B.相馬南部地区. 通商産業省鉱業審議会 鉱山部会国内鉄鋼原料開発調査分科会編, 国内鉄鋼原料調査第2報, 日本鉄鋼連盟, p. 310 - 316.
- Akasaka, M., Watanabe, J., Togari, K. and Kawamura, M. (1993) Mineralogy of piemontite-bearing schist in the Yamagami metamorphic rocks of northeastern Abukuma Plateau. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.88, p.141 - 156.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific, in Kagami, H., Karig, D. E. and Coulbourn, W. T. *et al.*, *Init. Rep. DSDP.*, vol.87, U. S. Govt. Printing Office, Washington, p.393 - 481.
- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T. and Yamagata, K. (1986) Catalog for Late Quaternary Marker-tephras in Japan II - Tephras occurring in Northeast Honshu and Hokkaido-. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, no. 21, p.223 - 250.
- Beauvais, L. and Mori. (1988) *Amphineandra*, a new genus in the Family Amphistraeidae (Meozoic scleractinia). *Geobios*, no.21, p.103 - 108.
- 坊城俊厚・佐藤良昭・鈴木泰輔・野口 勝・中川忠夫(1969) 宮城県角田盆地および大内“第四露頭”付近の含ウラン層. 地調報告, no.232, p.677 - 686.

- 地質調査所編(1960) 日本鉱産誌, BV-a, 主として燃料となる鉱石, 地質調査所, 775p.
- 檀原 徹・岩野英樹(1995) 火砕流堆積物の FT 年代測定—仙台層群広瀬川凝灰岩層の場合—. フィッション・トラックニュースレター, no.8, p.25-34.
- Eguchi, M. (1951) Mesozoic Hexacorals from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol.24, p.1-96.
- 江口元起・鈴木舜一(1960) 常磐炭田北端部における深部の層序および構造. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 2nd ser. (Geol.) Spec., vol., no.4, p.424-436.
- ・庄司力偉(1965) 福島県鹿島町付近のジュラ紀石灰岩の堆積環境. 地質雑, vol.71, p.237-246.
- 永広昌之・大上和良(1989) 阿武隈山地・八溝山地; 古生界の堆積岩類. 生出慶司・中川久夫・蟹沢聰史編, 日本の地質2, 東北地方, 共立出版, p.58-59.
- ・————(1990) 阿武隈山地東縁部の松ヶ平変成岩と上部デボン系合ノ沢層の層位関係. 地質雑, vol.96, p.537-547.
- ・————(1991) “松ヶ平・母体帯”と南部北上帯—東北日本の古生代構造発達史に関連して—. 中川久夫教授退官記念論文集, p.23-29.
- 藤田至則・加納 博・滝沢文教・八島隆一(1988) 角田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 99p.
- ・辻川正昭(1960) 相馬市西方の中新統の諸問題—阿武隈山地北縁の第三系(その5). 地質雑, vol.66, p.363-370.
- 深沢丈夫・大貫 仁(1972) 北部阿武隈山地のはんれい岩類について. 岩鉱, vol.67, P.1-10.
- 福島県地盤・地質調査資料集編集委員会編(1993) 福島県地盤・地質調査資料集, 福島県地質調査業協会, 1309p.
- 福島県企画開発部開発課(1965) 福島県鉱産誌, 296p.
- 福島県厚生部業務課(1960) 福島県の温泉, 346p.
- (1967) 福島県の温泉, 80p.
- 福島県教育委員会(1984) 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, 28p.
- 福島県生活環境部(1978) 福島県の温泉, 94p.
- 福島県総合開発調査局(1954) 開発を待つ地下資源—福島県地下資源資料—, 268p.
- Gorai, M. (1944) Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisyo-Takanuki district, southern Abukuma plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ.*, ser. D, vol.2, p.239-321.
- 半沢正二郎(1954) 東北地方. 日本地方地質誌, 朝倉書店, 344p.
- 原 郁夫(1974) 阿武隈帯, 松ヶ平・母体帯, 北上帯. 地質学論集, no.10, p.25-27.
- (1976) 広域変成帯における層面片理形成の意味. 島弧基盤, no.3, p.9-12.
- ・池田幸夫・梅村隼夫(1972) 阿武隈山地東縁変成岩類の研究—松ヶ平変成岩類の時代論—. 総合研究A「本州造山以前の日本の基盤岩類の研究」研究連絡紙 基盤岩類, no.3, p.5-14.
- ・梅村隼夫(1979) 松ヶ平・母体変成岩類の時代論 日本列島の基盤. 加納 博教授記念論文

- 集, p.559-578.
- 長谷弘太郎・早坂 功(1972) 宮城県大内地方の地質および地質構造. 岩井淳一教授退官記念事業会編, 岩井淳一教授記念論文集, p.377-387.
- 早川典久・山崎 拓・国井 敬・根田武二郎(1964) 石灰石鉱床調査各論 A. 相馬北部地区. 通商産業省鉱業審議会鉱山部会国内鉄鋼原料開発調査分科会編, 国内鉄鋼原料調査第2報, 日本鉄鋼連盟, p.307-310.
- Hayasaka, H. (1956) Pliocene mollusca from the Futaba district, Fukushima Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Res. Bull.*, no.25, p.13-20.
- Hayasaka, I. and Minato, M. (1954) A Sinospirifer-faunule from the Abukuma Plateau, northeast Japan, in comparison with the so-called Upper Devonian brachiopod faunule of the Kitakami Mountains. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.16, p.201-211.
- 平山勝美(1960) 阿武隈山地東縁地域に分布する第三系の地質学的研究—とくに層序および構造発達史について—. 立教大学研究報告(一般教育部)自然科学, no.7, p.11-65.
- (1961) 阿武隈山地東縁地域に分布する第三系の地質学的研究(II). 立教大学研究報告(一般教育部)自然科学, no.8, p.19-45.
- 五十嵐俊雄(1986) 福島県相馬地区の粘土鉱床. 陶磁器原料資源調査報告書(昭和60年度), 工業技術院地質地質調査所, p.41-56.
- 石坂恭一・巽 好幸(1980) 福島県東北部の霊山火山岩類の微量元素について [予報]. 岩鉱, vol.75, p.10-13.
- 石崎国熙(1984) 上野層産二疊紀紡錘虫化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, p.10.
- 岩井淳一(1949) 仙台付近の新生代層. 地球科学, no.1, p.23-27.
- 岩松 暉(1971) 北上・阿武隈山地の褶曲の構造階層. 地質雑, vol.77, p.289-294.
- Iwamatsu, A. (1975) Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol.19, p.95-131.
- 垣見俊弘・平山次郎・関根節郎・池田喜代治(1969) 炭層中におけるウラン初生的濃集の可能性. 地調報告, no.232, p.659-675.
- Kamada, Y. (1950) A preliminary report on a Pleistocene marine fauna from Fukushima Prefecture. *Short Papers IGPS*, no.1, p.48-53.
- 蟹澤聰史・永広昌之・大上和良(1992) 松ヶ平—母体変成岩類中の角閃岩類の K-Ar 年代とその意義. 岩鉱, vol.87, p.412-419.
- 菅野三郎(1955) 北阿武隈金山付近の地質. 東京教育大地鉱研究報告, no.4, p.11-23.
- 加納 博(1958) 東北地方の時代未詳変成岩類—母体層と松が平層の緑色岩類の対比について. 地質雑, vol.64, p.616-617.
- (1970) 日本列島の先中生代地帯構造区分. 市川浩一朗・藤田至則・島津光夫編, 日本列島地質構造発達史, 築地書館, 図4-1, p.6.

- 加納 博(1975) 礫からみた先シルル紀地向斜基盤. 地団研専報, no.19, p.115-130.
- 加藤友喜(1984) 中ノ沢層産ネリネア化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no. 6, p. 12-13.
- 加藤磐雄(1951) 東北地方油田第三系下部層の堆積学的考察(第2報), 下部層に於ける火成活動(新庄盆地東縁脊梁部の第三紀完晶質火成岩について). 岩鉱, vol.35, p.91-106.
- 加藤 誠(1984) 立石層産石炭紀サンゴ化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, p.9.
- ・橋本一雄・江崎洋一(1987) 立石のサンゴ化石. 鹿島町教育委員会・日本洞窟協会東北支部編, 平電子印刷所, p.1-10.
- 活断層研究会(1991) [新編] 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 勝井義雄・藤田至則(1960) 東北表日本の中新統から発見された亜アルカリ火山岩について. 地球化学, no.46, p.43-44.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課(1963) 全国地下水(深井戸)資料台帳, 東北編, 684p.
- 木村達明(1984) 柗窪層産植物化石(既報). 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, p.14-17.
- Kimura, Tatsuaki and Ohana, T. (1988a) Late Jurassic plants from the Tochikubo Formation (Oxfordian), Somanakamura Group, in the Outer Zone of Northeast Japan. I. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, Ser. C, vol.14, p.103-133.
- and —————(1988b) Late Jurassic plants from the Tochikubo Formation (Oxfordian), Somanakamura Group, in the Outer Zone of Northeast Japan. II. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, Ser. C, vol.14, p.151-185.
- Kimura, Toshio (1953) The origin of pyrite in the Nakano-sawa formation. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.1, p.35-41.
- 木村敏夫(1954) 中の沢層の砂岩と石灰岩. 地質雑, vol.60, p.67-80.
- 北村 信(1967) 宮城県 20 万分の 1 の地質図及び同説明書(宮城県の地質). 宮城県商工労働部中小企業課, p.32.
- ・石井武政・寒川 旭・中川久夫(1986) 仙台地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 134p.
- ・中川久夫(1982) 表層地質図(土地分類基本調査), 5 万分の 1 「塩竈・岩沼」, 宮城県, p.38-45.
- ・柴田豊吉・上田 朗(1955) 松川浦周辺地域の地質および構造. 東北大地質古生物邦文報告 no.45, p.84-96.
- 小池一之(1968) 北阿武隈山地の地形発達. 駒沢地理, no.4・5, p.109-126.
- Koike, K. (1969) Geomorphological development of the Abukuma mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.40, p.1-24.
- Koizumi, I. (1972) Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima



- Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.86, p.340-359.
- Koizumi, I. (1992) Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127, in Pisciotto, K. A., Ingle, J. C. Jr., von Breymann, M. T., Barron, J. *et al.*, *Proc. ODP., Sci. Results*, vol.127/128, Part 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p.249-289.
- 国土庁土地局国土調査課(1980) 全国地下水(深井戸)資料台帳, 東北編. 740p.
- 河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 亨(1969) 宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層. 地調報告, no.232, p.641-658.
- 河野義礼・植田良夫(1965) 本邦産火成岩の K-Ar dating (III) -阿武隈山地の花崗岩類. 岩鉱, vol. 54, p.162-172.
- 久保和也(1973) 中部阿武隈山地三春町付近の花崗岩類. *MAGMA*, no.32, p.11-14.
- ・山元孝広(1990) 阿武隈山地東縁原町地域の白亜紀貫入岩類-岩石記載および K-Ar年代-. 地質雑, vol.96, p.731-743.
- ・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩(1994) 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- ・————・————・山元孝広・滝沢文教(1990) 原町及び大甕地 域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- 黒田吉益(1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no.67, p.21-29.
- ・小倉義雄(1960) 北部阿武隈山地における点紋片岩の発見とその意義. 岩鉱, vol. 44, p. 287-291.
- Kuroda, Y. and Ogura, Y. (1963) Epidote-amphibolites from the northeastern Abukuma plateau, Japan. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, vol.8, p.245-268.
- 前川寛和(1981) 北上山地南西部母体層群の地質. 地質雑, vol.87, p.543-554.
- (1988) 東北日本の低温高压型変成岩類-母体-松ヶ平帯-. 地球科学, vol. 42, p. 212-219.
- Manabe, K. (1979) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan. *Sci. Repts. Fukushima Univ.*, no.29, p.51-50.
- (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan (II). *Sci. Repts. Fukushima Univ.*, no.30, p.49-71.
- Maruyama, T. (1978) Geochronological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ.* Ser. A, 5, p.53-102.
- 正谷 清(1950) 福島県相馬地方の侏羅系に就いて. 地質雑, vol.56, p.499-505.
- Masatani, K. and Tamura, M. (1959) A stratigraphic study on the Jurassic Soma Group on the eastern foot the Abukuma mountains, northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.30, p. 245-257.
- 増井淳一・国井 敬(1962) 福島県原町市付近および大堀の粘土. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工

- 業用鉱物資源開発調査委員会, p.144-150.
- 松本秀明(1976) 阿武隈山地東縁・塩手山付近の活断層. 東北地理, vol.28, p.176.
- 松岡 篤(1989) 相馬中村層群小山田層(最下部白亜系)からの放散虫化石. 化石, no.46, p.11-16.
- Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary, In Miall, A.D. ed., *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no.5, p.597-604.
- 湊 正雄(1942) 北上山地に於ける先坂本沢階不整合と其の意義. 地質雑, vol. 49, no. 581, p.47-72.
- Minato, M. (1955) Japanese Carboniferous and Permian Corals. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser.4, vol.9, p.1-202.
- , Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. eds. (1979) *The Abean Orogeny. Variscan geohistory of northern Japan*, Tokai Univ. Press, 427 p.
- and Iwabuchi, Y. (1979) Stratigraphic relationship between the Upper Devonian Ainosawa Formation and the so-called Matsugadaira metamorphic complex. In Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M., eds., *The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern Japan*, Tokai Univ. Press, p.71-72.
- and Kato, M. (1979) Upper Devonian: Correlations. In Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. eds. *The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern Japan*, Tokai Univ. Press, p.71.
- and Minoura, N. (1976) *Adamanophyllum* from Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol.17, p.365-372.
- 三野与吉(1942) 地形原論. 古今書院, 517 p.
- 箕浦幸治(1985) 北上・阿武隈はどこからきたかー東日本の地質構造のなりたちー. 科学, vol.55, p.14-23.
- 宮城県(1978) 宮城県防災・保全等規制現況図.
- Mori, K. (1963) Geology and paleontology of the Jurassic Somanakamura Group, Fukushima Prefecture. *Japan. Sci. Rep., Tohoku Univ.* 2nd ser. (Geol.), vol.35, p.33-65.
- 森 和雄・池田喜代治(1966) 仙台市南東部から福島県太平洋岸一帯の地域地下水について. 地調月報, vol.17, p.551-574.
- 森野善広(1992) 上部ジュラ系小池石灰岩の堆積環境. 堆積学研究会報, vol.37, p.122-124.
- 長尾 巧(1931) 三葉虫の新産地. 地質雑, vol.38, p.255.
- 中川久夫(1961) 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群. 地質雑, vol.67, p.66-78.
- 中村謙治・天野一男(1994) 仙台市周辺に分布する仙台層群の堆積相と海水準変動. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p.147.
- 中村嘉男(1960) 阿武隈隆起準平原北部の地形発達. 東北地理, vol.12, no.3, p.62-70.
- Nakazawa, K. and Newell, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*,

- ser. B, vol.35, p.1-108.
- 南部松夫・岡田広吉(1956) 未利用鉄資源(第3輯)通産省地下資源開発審議会鉱山部会, p.268-271.
- Needham, D. T. (1987) Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges. *Geol. Mag.* no.124, p.311-318.
- 日本高周波鋼業・仙台通産省局・福島県(1964) 鉄鉱床論各論 A. 相馬沖地区. 通商産業省鉱業審議会鉱山部会国内鉄鋼原料開発調査分科会編, 国内鉄鋼原料調査第3報, 日本鉄鋼連盟, p.60-62.
- Ohki, J., Shuto, K., Watanabe, N. and Itaya, T. (1993) K-Ar ages of the Miocene Ryozen basalts from the northern margin of the Abukuma Highland, Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.88, p.313-319.
- 生出慶司・藤田至則(1975) 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 27p.
- 大石三郎(1934) 相馬中生植物化石層の時代について. 地質雑, vol.41, p.265-268.
- Oishi, S. (1940) The Mesozoic Floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, ser 4, vol.5, p.156-181.
- 岡 重文・桂島 茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢 昭(1981) 福島県東海岸地域の段丘変形. 地調月報, vol.32, p.275-292.
- Okada, H. (1971) Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol.79, p.509-525.
- Okami, K. (1969) Sedimentary petrographic study of the quartzose sandstone of the Tomizawa Formation. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol.41, p.95-108.
- , Masuyama, H. and Mori, T. (1976) Exotic pebbles in the east ernterrain of the Abukuma Plateau, Northeast Japan (part 1) — the conglomerate of the Jurassic Somanakamura Group—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.82, p.83-98.
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢(1953) 北部阿武隈高原東南地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の5). 東京教育大地鉄研究報告, no.2, p.79-89.
- 大貫義男(1969) 北上山地地質誌, 東北大地質古生物研邦報, no.69, p.1-239.
- Otuki, K. and Ehiro, M. (1978) Major strike-slip fault and their bearing on spreading in the Japan Sea. *Jour. Phys. Earth*, vol.26, Suppl., S537-S555.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文(1977) 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, vol.31, p.1-14.
- 大沢 穠・角 清愛(1961) 5万分の1地質図幅「羽前金山」, 同説明書, 地質調査所, 66p.
- 大脇 巖・大和栄次郎(1952) 福島県相馬亜炭田調査概報. 地調月報, vol.3, p.38-44.
- 西城 潔(1987) 阿武隈山地北部における斜面形成と地形発達(演旨). 地理予, no.31, p.30-31.
- Sakamoto, K. and Ueno, T. (1988) A fossil of the Righteye Flounder, *Clidoderma asperrimum*, from Pliocene Tatsunokuchi Formation, Soma City, Fukushima Prefecture, Japan. *Bull.*

- Natn. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C., vol.14, p.37-43.*
- 三本杉巳代治(1975) 阿武隈山地東縁部相馬市松川浦沿岸に発達する新第三紀層に被覆されている花崗岩体に存在する断層と温泉との関係. 三本杉温泉研究所研究報告, no.5, p.5-11.
- ・三本杉トミ・厚海弘道・光井清森(1971) 相馬市松川浦地域の温泉開発. 三本杉温泉研究所研究報告, no.1, p.1-6.
- 笹田政克(1984) 神室山-栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類-その1 鬼首-湯沢マイロナイト帯-. 地質雑, vol.90, p.865-874.
- Sato, Tadashi. (1962) *Studes Biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japan. Mem. Soc. Geol. France nouv. ser., no.94, p.1-122.*
- 佐藤 正(1984) 中ノ沢層産アンモナイト化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, p.13-14.
- 佐藤敏彦(1956) 北東部阿武隈山地に発見された上部デヴォン紀層(予報). 地質雑, vol. 62, p. 117-118.
- Sato, Toshihiko (1956) On the Tateishi formation and its Carboniferous coral fauna, in the north-western part of Abukuma massif, Japan. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku, Soc. C., vol.36, p. 235-261.*
- 佐藤敏彦(1961) 相馬古生層(阿武隈高原)の層序と構造運動の概要. 地質雑. vol.67, p.406.
- (1973) 相馬古生層(福島県, 北東部阿武隈山地)の二畳系にみられる古生代末の地殻変動について. 信州大学教養部紀要(自然科学), no.7, p.91-104.
- Sato, Toshihiko (1974) The geological map and stratigraphic relationship of the Upper Devonian Ainosawa Formation in the Soma district, Fukushima Prefecture, Japan. *Jour Fac. Lib. Art., Shinshu Univ., Pt.2, no.8, p.5-14.*
- Sendo, T. (1958) On the Granitic Rocks of Mt.Otakine and its Adjacent districts in the Abukuma Massif, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. ser. III, vol. IV, no.1, p.57-167.*
- 柴田 賢(1985) 白亜紀の放射年代-特に地質年代尺度に関連して-. 地質学論集, no. 26, p. 119-133.
- (1987) 阿武隈山地北端部, 丸森地域の花崗岩類の Rb-Sr 全岩年代. 岩鉱, vol. 82, p. 36-40.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yamagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. in Cohee, C. V., Glaessner, M. F. and Hedberg, H. D. eds., *Contributions to the geologic time scale, Studies in Geology, Am. Ass. Petroleum Geologists*, no.6, p.143-164.
- 柴田 賢・田中 剛(1987) Nd・Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代. 岩鉱, vol. 82, p.433-440.
- ・内海 茂(1983) 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 78, p. 405-410.

- 柴田 賢・Wanless, R. K.・加納 博・吉田 尚・野沢 保・猪木幸男・小西健二(1972) 日本列島の2, 3のいわゆる基盤岩類のRb-Sr年令. 地調月報, vol.23, p.505-510.
- 柴田豊吉(1953) “仙台層群”の層序からみた2, 3の問題(演旨). 地質雑, vol.59, p.352.
- 資源エネルギー庁(1987) 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告, 阿武隈東部地域(昭和61年度). 通商産業省資源エネルギー庁, 149p.
- Shimizu, S. (1927) A Tithonian species of *Perisphinctes* from the Torinosu limestone of Koike, Province of Iwaki, Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.5, no.4, p.219-222.
- (1930) Notes on two Tithonian species of *perisphinctes* from Trinosu limestone of Koike, Province of Iwaki, Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.7, no.2, p.45-48.
- 周藤賢治・八島隆一(1974) 福島県東北部の霊山火山岩類のSr同位体比. 岩鉱, vol.69, p.373-380.
- ・八島隆一・滝本俊明(1985) 福島県東北部・霊山地域の未分化カンラン石ソレアイト. 岩鉱, vol.80, p.55-72.
- 須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸(1957) 日本炭田図, 常磐炭田地質図及び説明書, 地質調査所, 143p.
- 杉山敏郎(1944) 日本産三葉虫類に就いて. 東京文理科大学地鉱研究報告, no.1, p.21-31.
- 鈴木敬治(1963) 植物化石よりみた東北日本新第三系-中新統下部層と植物化石群-. 化石, no.5, p.63-77.
- 監修(1984) 福島県地学のガイド, コロナ社, 258p.
- ・吉田 義・堀内俊秀・白瀬美智男(1990) 土地分類基本調査「相馬中村」II表層地質, 国土調査, 福島県, p.23-34.
- ・————・————(1991) 土地分類基本調査「原町・大みか」II表層地質, 国土調査, 福島県, p.23-37.
- ・————・————(1992) 土地分類基本調査「浪江・磐城富岡」II表層地質. 国土調査, 福島県, p.26-40.
- 鈴木光郎・伊部幸美(1962) 福島県原町市付近のけい砂. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, p.218-225.
- 鈴木毅彦・小荒井 衛(1989) 福島県相馬郡鹿島町における双葉断層(大谷断層)の断層露頭と最近の活動に関する一考察. 活断層研究, no.6, p.23-29.
- ・————(1990) 双葉断層系大谷断層の最新活動に関する<sup>14</sup>C年代資料. 東北地理, vol.42, p.17-19.
- ・早田 勉(1993) 福島県周辺に分布するテフラー沼沢火山起源のテフラを中心に-. 第四紀学会講演要旨集, no.23, p.110-111.
- 高泉幸浩・橋本一雄・小泉 斉(1985) 阿武隈山地相馬地域の下部石炭系真野層産出三葉虫. 地学研究, vol.36, p.183-193.
- 竹谷陽二郎・相田 優・岡田尚武・尾田太良・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹(1986) 福島県双葉地域の多賀層群より産する微化石調査報告. 福島県立博物館調査研究報告, no.12, 53p.

- 滝沢文教(1976) 南部北上牡鹿半島のジェラ系にみられる河川成堆積サイクル. 地質雑. vol. 82, p. 625-642.
- (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地団研専報, no.20, p.61-73.
- Takizawa, F. (1985) Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.36, p.203-320.
- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984) 石巻地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・久保和也・猪木幸夫(1987) 寄磯地域の地域の地質, 地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.
- Tanaka, H. (1980) Gabbroic rocks from the northern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ., Natl. Sci.*, vol.10, p.127-142.
- 田村 実(1959) 相馬ジュラ紀層群産の鳥の巣二枚貝化石群について. 地質雑, vol.65, p.280-289.
- Tamura, M. (1959) Taxodonta and isodonta from the Jurassic Soma group in North Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.36, p.168-180.
- (1960) A Note on Neoburmesia, A peculiar Jurassic pelecypod, with description of mitilids and myacids from the Upper Jurassic Soma group in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.38, p.275-283.
- 田沢純一(1984) 相馬古生層産腕足類化石. 福島県浜通り地方化石調査報告, 福島県立博物館調査報告, no.6, p.6-8.
- Tazawa, J. and Gunji, Y. (1982) Middle Permian brachiopods from the Oashi Formation, Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no.50, p.67-75.
- , Gunji, Y. and Mori, K. (1984) A Visean brachiopod fauna from the Mano Formation, Soma district, Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.134, p.347-360.
- 東北地方土木地質図編纂委員会編(1988) 東北地方土木地質図及び解説書, 財団法人国土開発技術センター, 461p.
- 東北農政局計画部(1979) 原町地区地盤沈下報告書. 161p.
- 徳永重康・大塚弥之助(1930) 相馬中生層に関する新事実について. 地質雑, vol.37, p.575-592.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K. (1983) K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, vol.17, p.269-275.
- 植村 武・柳沢幸夫・大槻憲四郎(1986) 島弧横断ルートno.26(佐渡・中条-小国-玉庭-米沢-福島-原町), 地質図・地質横断面図及び同説明書. 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 宝文堂. 仙台.
- 渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫(1953) 北部阿武隈高原東北地域の地質-阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の4). 東京教育大地誌研究報告, no.2, p.69-78.
- ・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆二(1955) 阿武隈高原の火成活動-阿武隈高原の地

- 質学的岩石学的研究(其の9). 地球科学, no.24, p.1-11.
- 渡辺 順・高畑裕之・内山幸二・土屋 篁(1983 a) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯(新称)” —  
I. 構造帯設定の根拠とその意義. 地質雑, vol.89, p.331-346.
- ・高畑裕之・内山幸二・土屋 篁(1983 b) 阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯(新称)” —  
II. “フェルサイト”岩脈群の成因. 地質雑, vol.89, p.455-468.
- 渡辺萬次郎(1953) 浜三郡の銅鉄鉱床. 福島県地下資源資料, no.10, 福島県総合開発調査局, 35p.
- 渡辺偉夫(1985) 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 206p.
- Yabe, H.(1939) Palaeozoic Formation of Japanese Island. *Proc. Sixth Pacific Sci. Congr.*, p.377-458.
- and Aoki, R. (1924) Mesozoic and Cenozoic History of the Abukuma Plateau and its Foreland along the Pacific. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol.3, p.23-34.
- and Hayasaka, I. (1915) Palaeozoic Corals from Japan, Korea and China, III. *Lonsdaleia, Lithostroton, Diphyphyllum and Thysanophyllum. Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.22, p.127-142.
- 山元孝広・久保和也・滝沢文教(1989) 阿武隈山地東縁部の白亜紀前期火山岩類—福島県原町地域、高倉層の岩相と噴出年代—. 地質雑, vol.95, p.701-710.
- 山下伝吉(1896, 1898) 20万分の1地質図幅 zone 14. col XIII “FUKUSHIMA”及び、福島図幅地質説明書, 農商務省鉱山局地質課, 111p.
- 柳沢幸夫(1990) 仙台群層の地質年代—珪藻化石層序による再検討—. 地調月報, vol.141, p.1-25.
- ・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史朗・田中裕一郎・本田 裕・棚橋 学(1989) 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質. 地調月報, vol. 40, p. 405 - 407.
- 柳井修一・小関 攻・兒子修司・浜田隆士(1988) 阿武隈山地北部の上部デボン系—下部石炭系と立石ナップ. 地球科学, vol.42, p.179-186.
- 八島隆一(1962) 霊山層中の火山岩類(その2). 福島大学芸学部理科報告, no.5, p.31-43.
- (1963) 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分(予報). 岩鉱, 50, p.135-141.
- ・中通り団体研究会(1981) 中通り・川桁地域の変成岩類(I)—中通り地域の結晶片岩類と超塩基性岩類. 福島大学教育学部理科報告, vol.31, p.109-126.
- 吉田 尚(1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, no.19, p.103-114.
- 吉田武義・阿部智彦・青木謙一郎(1985) 新第三紀・霊山火山岩類の地球化学的研究. 核理研報告, vol.18, p.203-216.

追記：本稿脱稿後、以下の研究論文が公刊された。

- Yokoyama, K. (1995) Jurassic sandstone of the Somanakamura Group, eastern margin of the Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Mem. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, no.28, p.7-19.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.25



## GEOLOGY

OF THE

## SŌMANAKAMURA DISTRICT

By

Yukio YANAGISAWA, Takahiro YAMAMOTO, Yasuyuki BANNO, Jun-ichi TAZAWA,  
Toshikazu YOSHIOKA, Kazuya KUBO and Fuminori TAKIZAWA

(Written in 1995)

---

(ABSTRACT)

### GENERAL REMARKS

The Sōmanakamura district is located in the northeastern margin of the Abukuma Mountainland, northeast Japan. In this district, mylonite and cataclastic rocks associated with the Hatagawa and Futaba Fracture Zones run from north to south. The two fracture zones, each with a width of 1–3 km, extend over a distance of about 100 km along the eastern margin of the Abukuma Mountains.

Within the Hatagawa Fracture Zone, three major faults are recognized: the Western, Central and Eastern Faults. By contrast, the Futaba Fracture Zone is mainly restricted to the Futaba Fault (Fig. 1). In addition, northeast-trending Shajigami Shear Zone occurs between the Hatagawa and Futaba Fracture Zones.

On the eastern side of the Futaba Fault, Mesozoic formations crop out in contact with the fault. Pliocene sedimentary rocks are widely distributed in the rest of the Somanakamura district. The narrow area between the Futaba and Central Faults is occupied by metamorphic rocks, Paleozoic sedimentary rocks, Lower Cretaceous volcanic



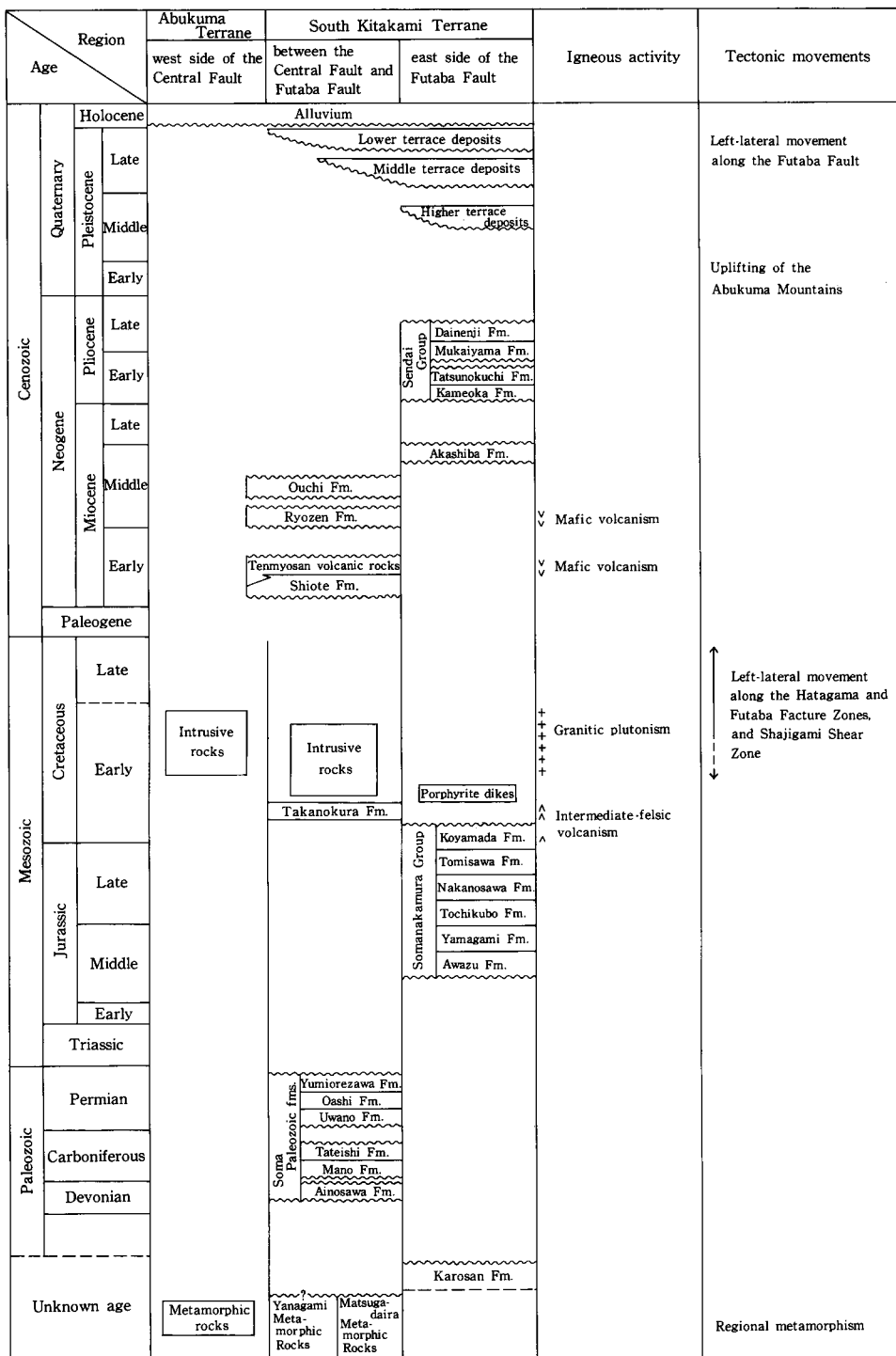


Fig.1 Summary of the geology of the Somanakamura district.

and intrusive rocks and Miocene volcanic and sedimentary rocks. On the western side of the Central Fault, “Abukuma-type” granitic rocks occur along with metamorphic and gabbroic rocks.

#### PRE-TERTIARY ROCKS OF THE EASTERN SIDE OF THE CENTRAL FAULT

The pre-Tertiary rocks of the eastern side of the Central Fault of the Hatagawa Fracture zone consist of pre-Devonian metamorphic rocks (Yamagami and Matsugadaira Metamorphic Rocks) and sedimentary rocks of unknown age (Karasan Formation), Devonian to Permian sedimentary rocks (Soma Paleozoic formations), Middle Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks (Somanakamura Group) and Lower Cretaceous volcanic and plutonic rocks (Takanokura Formation and a variety of plutonic rocks). These geologic units can be correlated with those in the South Kitakami Mountains on the basis of similar lithology and stratigraphic successions. This similarity is interpreted to indicate that the eastern side of the Central Fault of the Hatagawa Fracture zone is part of the South Kitakami Terrane.

#### **Yamagami and Matsugadaira Metamorphic Rocks**

The Yamagami Metamorphic Rocks are divided into the fault-bounded Yamagami Metamorphic Rocks I and Yamagami Metamorphic Rocks II. These two units correspond to higher and lower grade metamorphic facies, respectively. The Yamagami Metamorphic Rocks I consist of epidote-amphibolite and muscovite-quartz schists containing albite porphyroblasts. The Yamagami Metamorphic Rocks II are composed of mafic and psamitic schists with subordinate piemontite schist. Representative mineral assemblages of the main rock types are as follows:

Epidote-amphibolite

Hornblende + epidote ± garnet ± chlorite ± muscovite ± quartz + albite ± rutile ± sphene ± apatite,

Muscovite-quartz schist

Quartz + albite ± epidote ± garnet + chlorite + muscovite ± rutile ± sphene ± apatite,

Mafic schist

Actinolite + epidote + chlorite + quartz + albite ± apatite.

The Matsugadaira Metamorphic Rocks consist mainly of pelitic-siliceous schist with subordinate epidote-amphibolite, greenstone, psamitic schist and siliceous rock. The epidote-amphibolite (higher metamorphic grade) occurs sporadically within pelitic-siliceous schist (lower metamorphic grade). Microfolding and crenulation cleavage are typically present in pelitic-siliceous schist. Representative mineral assemblages of the main rock types are as follows:

Epidote-amphibolite

Hornblende + epidote ± garnet + chlorite ± quartz + albite ± sphene ± apatite,

Greenstone

Actinolite ± alkali amphibole + epidote + chlorite ± stilpnomelane + quartz +

albite ± apatite

Chlorite ± epidote ± quartz + albite ± apatite,

Pelitic–siliceous schist

Quartz + albite + chlorite + sericite + carbonaceous matter.

### **Metamorphic rocks along the Hatagawa Fracture Zone**

Metamorphic rocks occur along the eastern part of Hatagawa Fracture Zone as small septum-like masses. These rocks consist mainly of psammitic–pelitic and mafic metamorphic rock. They present well-developed schistosity and are intruded and thermally metamorphosed by the Kitakami-type granitoid.

### **Karosan Formation**

The pre-Jurassic Karosan Formation occurs in the northern part of the Somanakamura district. Its lower limit and maximum thickness are unknown, and its precise age has not been determined due to the lack of fossil evidence. The Karosan Formation is mainly composed of sandstone with subordinate shale. The sandstone corresponds to poorly sorted feldspatic wacke consisting of quartz and feldspar with abundant calcite in the matrix. The sedimentary rocks of the Karosan Formation are commonly sheared or fractured due to intense deformation probably associated with the Futaba Fault.

### **Soma Paleozoic Formations**

These Devonian to Permian shallow marine sedimentary rocks occur in the central-southern area of the Somanakamura district. At specific intervals, they contain many fossils of brachiopods, corals, fusulinids and other marine invertebrates. In ascending order, they are divided into the Ainosawa, Mano, Tateishi, Uwano, Oashi and Yumioresawa Formations.

The Ainosawa Formation overlies the Matsugadaira Metamorphic Rocks above a probable unconformity, and consists of reddish purple to green tuffaceous shale, alternations of light green tuff and gray sandstone, and dark gray shale. This formation has a total thickness of about 80 m, and contains *Cyrtospirifer australis*, and can be correlated with the Upper Devonian Tobigamori Formation of the South Kitakami Mountains.

The Mano Formation lies unconformably over the Matsugadaira Metamorphic Rocks and the Ainosawa Formation, and consists mainly of gray sandstone and dark gray shale, with several thin acidic tuff intercalations. The Mano Formation is about 125 m in total thickness. This formation contains *Leptagoia analoga*, *Rugosochonetes cf. celticus* and *Tylothyrus laminosa*, and can be correlated with the Lower Carboniferous Hikoroichi Formation of the South Kitakami Mountains.

The Tateishi Formation is conformable over the Mano Formation, and consists of dark gray to black limestone. The formation is about 130 m thick. It contains *Siphonodendron pauciradiale*, *Lonsdaleia duplicata* and *Chaetetes* sp., and can be correlated with the Lower to Middle Carboniferous Onimaru and Nagaiwa Formations of the South Kitakami Mountains.

The Uwano Formation lies unconformably over the pre-Permian rocks, and consists mainly of laminated gray to dark gray shale, with a basal layer of conglomerate and some

thin layers of sandstone and limestone. The formation has a total thickness of about 325 m. The Uwano Formation contains *Pseudoschwagerina* sp. and *Pseudofusulina* ? sp., and correlates with the Lower Permian Sakamotozawa Formation of the South Kitakami Mountains.

The Oashi Formation is conformable over the Uwano Formation, and consists mainly of gray to greenish gray sandstone, with several thin layers of shale, conglomerate and limestone. The formation has a total thickness of about 420 m. The Oashi Formation yields *Monodiexodina matsubaishi*, *Megousia koizumii* and *Spiriferella keilhavii*. It correlates with the Middle Permian Kanokura Formation of the South Kitakami Mountains.

The Yumiozawa Formation conformably overlies the Oashi Formation, and consists mainly of black shale in its lower part and thin-bedded alternating shale and sandstone with minor conglomerate in its upper part. The formation is more than 300 m thick. Although this formation is fossil-poor, it can be lithologically correlated with the Upper Permian Toyoma Formation of the South Kitakami Mountains.

### **Somanakamura Group**

The Middle Jurassic to Cretaceous Somanakamura Group crops out in a narrow zone along the Futaba Fault, forming a north-south trending anticlinorium. The Group is divided into six formations, as shown in Table. 1. With the exception of the terrestrial Tochikubo and Tomizawa Formations, these sedimentary rocks are shallow to off shore marine in origin. The total thickness of the group is more than 1900 m. Many of its main features such as the sedimentary facies and cycles, and the composition of sandstone are similar to those of the Jurassic strata in the South Kitakami Mountains.

The Awazu Formation lies unconformably over the Karosan Formation. The lowermost part of the Awazu Formation is composed of coarse- to medium-grained arkosic sandstone. Its basal conglomerate contains pebbles of graphic and adamellitic granite and volcanic rocks. The formation is 280 m thick, and consists mainly of black shale. It yields bivalves such as *Chlamys awazuensis*, *Latitrigonia pyramidalis*, *Vaugonia awazuensis* and *Bigotites* sp. On the basis of these fossils, the formation is assigned a Late Bajocian or Early Bathonian age.

The Yamagami Formation is about 250 m thick, and consists mainly of stratified medium-grained sandstone, accompanied by alternating fine- to coarse-grained sandstone and shale. This formation crops out in the southern part of district and contains rare marine molluscan fossils.

The Tochikubo Formation consists of arkosic sandstone and shale with coal seams. This formation yields abundant plant fossils, but lacks marine fossils, probably because of a non-marine origin.

The Nakanosawa Formation consists mainly of arkosic or calcareous sandstone. In its upper part, it also contains impure limestone (Koike Limestone Member). The formation is characterized by abundant marine molluscan fossils. In addition, the Koike Limestone contains abundant fossils such as stromatoporoids and corals which are common to the Torinosu Fauna. The Koike Limestone Member is probably Early Tithonian in age because of the occurrence of *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri*.

The Tomizawa Formation is composed of arkosic sandstone and shale in thick-bedded

alternations, and is lithologically similar to the Tochikubo Formation. This unit lacks marine fossils and is considered to be mostly non-marine in origin.

The Koyamada Formation, the uppermost unit of the Somanakamura Group, is dominated by black shale and interlayered dacitic tuff. Most of this formation is Berriasian in age because it yields *Parakilianella umazawensis* and *Thurmanniceras* sp.

### **Takanokura Formation**

The Takanokura Formation is a product of an intense terrestrial volcanism that took place in Japan during the early Cretaceous. The formation consists of andesite, dacite and their volcanoclastic products, and was subjected to contact metamorphism by intrusion of plutonic rocks. K-Ar age of the Takanokura Formation is  $121 \pm 6.0$  Ma, which corresponds to the Hauterivian. Similar volcanic rocks of comparable age have been described in the Harachiyama and Yamadori Formations of the South Kitakami area.

### **Intrusive Rocks**

Abundant plutonism occurred in the Sōmanakamura region during the Cretaceous. The following plutonic lithologic succession has been identified: medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Kunimiyama Granodiorite), medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Udagawa Granodiorite), medium-grained schistose biotite granite, medium- to coarse-grained biotite granite (Hachijoishiyama Granite), medium- to fine-grained biotite granite, granodiorite porphyry and felsite. The granodiorite porphyry and felsite occur mainly as dikes along the shear zones or faults. Close to and along the Futaba Fracture Zone and the Shajigami Shear Zone, medium- to fine-grained schistose hornblende-biotite granodiorite occurs. To the east of Futaba Fracture Zone, hornblende porphyry is recognized as dikes intruding the Somanakamura Group.

Pyroxene-hornblende gabbro and ultramafic rock are recognized, but their emplacement age is not known.

## **PRE-TERTIARY ROCKS ON THE WESTERN SIDE OF THE CENTRAL FAULT**

The pre-Tertiary rocks on the western side of the Central Fault of the Hatagawa Fracture Zone is composed of Early Cretaceous granitic rocks and associated metamorphic and gabbroic rocks.

### **Metamorphic rocks**

The metamorphic rocks occur as septum-like masses along the western part of Hatagawa Fracture Zone. They are intruded and thermally metamorphosed by "Abukuma-type" granitoids, and consist of pelitic rocks with well-developed schistosity and banded structure.

### **Intrusive rocks**

In order of emplacement, the following intrusive rocks have been recognized in this region: hornblende gabbro, medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, medium-grained biotite granite (pink

biotite granite) and granodiorite porphyry. With exception of the hornblende gabbro, whose age is unknown, these units were emplaced during the Early Cretaceous.

## CENOZOIC

Cenozoic rocks in the mapped district consist mainly of Miocene sedimentary and volcanic rocks, Pliocene sediments (Sendai Group), Pleistocene to Holocene terrace deposits and alluvium.

### **Miocene**

Miocene rocks occur separately on the western and eastern sides of the Futaba Fault. The Miocene sequence on the western side of the Futaba Fault is composed of terrestrial to shallow-marine sedimentary rocks and volcanic rocks. In ascending order, the lithologic units identified are Shiote Formation, Tenmyosan volcanic rocks, Ryozen Formation and Ouchi Formation.

The Early Miocene Shiote Formation is composed of fluvial conglomerate and sandstone, lacustrine siltstone, and shallow-marine sandstone. This formation is 150 m in maximum thickness and filled the paleo-topography of the pre-Tertiary basement. A zircon fission track age from accretionary lapilli tuff in the upper Shiote Formation is  $20.2 \pm 1.2$  Ma.

The Early Miocene Tenmyosan volcanic rocks are intercalated with the Shiote Formation, and consist of lava flows and pyroclastic rocks of olivine and clinopyroxene-olivine basalts. Vents of the Tenmyosan unit have been recognized throughout the western side of the Futaba Fault.

The Middle Miocene Ryozen Formation consists of olivine basalt and clinopyroxene-olivine basalt lava flows, and deposits of pyroclastic fall, lahar, fluvial and lacustrine origin. This formation is more than 250 m in maximum thickness and lies unconformably on the Shiote Formation and the Tenmyosan volcanic rocks. The eruptive center of this formation is located on Mt. Ryozen, 5 km west of the mapped district. The K-Ar age of a basalt dike intruding into the lower Ryozen Formation was determined as  $16.3 \pm 0.8$  Ma.

The Middle Miocene Ouchi Formation is composed of fluvial conglomerate to siltstone, lacustrine siltstone, and rhyolite pyroclastic rocks. This formation is 60 to 80 m thick and rests unconformably on an erosional channel that cuts across the Ryozen Formation. The fission track age of zircon from a rhyolite pyroclastic flow deposit in the lower Ouchi Formation was determined as  $14.8 \pm 1.0$  Ma.

The Miocene sediments on the eastern side of the Futaba Fault is the late Middle Miocene Akashiba Formation, which is distributed along the eastern margin of the Abukuma Mountain. The formation is composed of poorly-sorted conglomerate in its lower part and marine muddy fine-grained sandstone in its upper part. Marine mollusks and diatoms occur in the upper part.

### **Pliocene**

The Pliocene Sendai Group, which is distributed widely in the hilly area on the eastern

side of the Futaba Fault, is divided in ascending order, into four formations: Kameoka, Tatsunokuchi, Mukaiyama and Dainenji. The Sendai Group comprises two sedimentary cycles separated by an unconformity; the lower cycle consists of the Kameoka and Tatsunokuchi Formations and the upper cycle consists of the Mukaiyama and Dainenji Formations.

The Kameoka Formation is a non-marine sediments composed mainly of mudstone and lignite. The Tatsunokuchi Formation is conformable over the Kameoka Formation, and consists of bluish gray massive mudstone and fine-grained sandstone deposited in an intrabay environment.

The Mukaiyama Formation is terrestrial to brackish and rests unconformably on the Tatsunokuchi Formation. The formation is composed of conglomerate, sandstone and mudstone with lignite seams and felsic tuff layers. The lower part consists of fluvial deposits and the upper part of lagoonal mudstone intercalated with felsic tuff.

The Dainenji Formation is Late Pliocene in age and consists of open marine sandstone and mudstone. A number of volcanic ash layers interlayered in the upper part of the formation provide useful marker beds. Marine diatoms and mollusks have been documented from this formation.

### **Quaternary**

The Quaternary deposits are distributed along the main rivers and coast, and comprise terrace deposits and alluvium.

The terrace deposits are divided into Higher, Middle (I, II and III) and Lower (I and II). The Middle terrace I deposits can be correlated with the Shimosueyoshi Terrace of the Southern Kanto region. This terrace was resulted from a maximum transgression during the latest interglacial period of the Middle Pleistocene. The Higher terrace deposits are composed of gravel near the Abukuma Mountain, and deltaic to shallow marine sediments near the coast. The Middle terrace deposits are also composed mostly of gravel and also contains partly marine gravel-rich sand layers near the coast. The Lower terrace deposits consist mainly of gravel.

Alluvium is distributed along rivers, forming alluvial plains. It is composed of gravel, sand and silt.

## **ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY**

### **Underground resources**

Ore deposits in the Somanakamura district include copper-iron and uranium deposits. The copper-iron deposit is of contact metasomatic origin and occurs in epidote amphibolite of the Yamagami Metamorphic Rocks. The ores in this deposits consist of massive magnetite with minor chalcopyrite. Uranium-bearing lignite and coaly mudstone were discovered in the Miocene Ouchi Formation in 1957. Exploration for economic deposits, however, has not been successful.

Non-metallic deposits in Somanakamura district include graphite, coal, lignite, clay, limestone and building stone. Graphite deposits occur in the Jurassic Somanakamura Group. The deposits were mined after World War II, but now abandoned. Coal seams

occur in the Upper Jurassic Tochikubo Formation and the Miocene Ouchi Formation. Lignite seams occur in the Pliocene Kameoka and Mukaiyama Formations and were mined at numerous localities after World War II. At present they were all closed. Clay from the Pliocene Kameoka and Tatsunokuchi Formations has been mined for ceramic material. The clay consists mainly of kaolinite and illite. Limestone of the Carboniferous Tateishi Formation and the Jurassic Nakanosawa Formation was mined at several localities. Epidote-amphibolite, muscovite-quartz schist, and mafic schist of the Yamagami Metamorphic Rocks have been quarried for building stones. The Udagawa granodiorite has been also used for building purposes.

### **Ground water**

Pliocene and Quaternary sediments in the eastern lowland area of this district yield ground water which has been used for agriculture and industry .

### **Active fault**

The Futaba Fault has been active during the late Quaternary. The active part of the fault, termed Ogai Fault, is about 18 km long and extends from the Hatamaki Pass to the northern part of Haramachi City. The plane of this fault is vertical and shows left-lateral movement. The Lower terrace II deposits, which were dated at  $3740 \pm 120$  years before present, have been cut by the Ogai Fault. This indicates that the latest movement along the Ogai Fault took place less than 3700 year ago.



文献引用例

柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教(1998) 相馬中村地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yanagisawa, Y., Yamamoto, T., Banno, Y., Tazawa, J., Yoshioka, T., Kubo, K. and Takizawa, F. (1996) *Geology of the Sōmanakamura district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000. Geol. Surv. Japan, 114p. (in Japanese with English abstract 9p.).

---

---

平成 8 年 3 月 22 日 印 刷

平成 8 年 3 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 佐 藤 隆 男

印刷所 佐藤印刷株式会社

茨城県水戸市松ヶ丘2丁目3-23

---

---

© 1996 Geological Survey of Japan