

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第46・47号

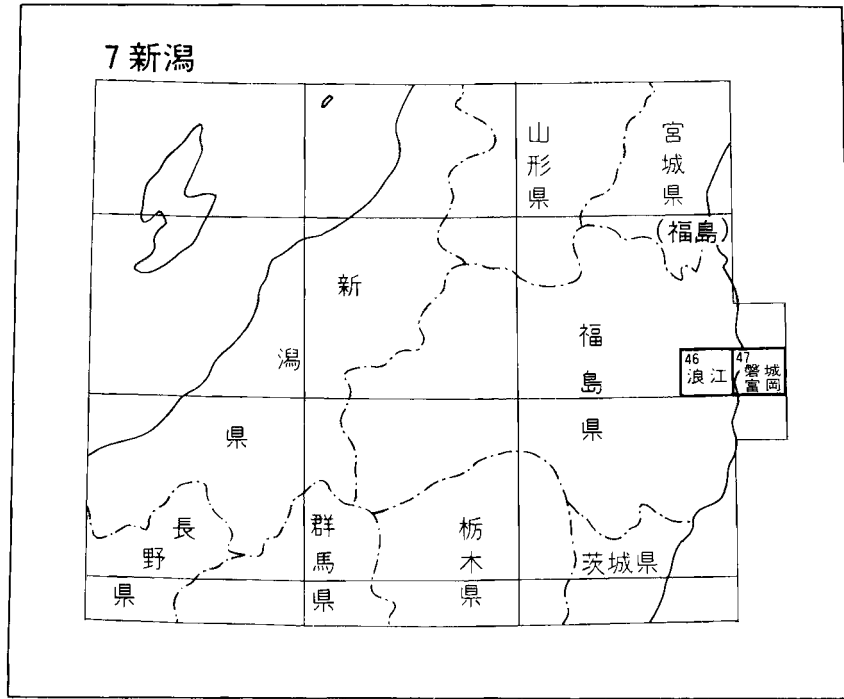
浪江及び磐城富岡地域の地質

久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩

平成6年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和) 1
I. 1 山地・斜面の地形	4
I. 2 河川・平野の地形	5
I. 3 海岸地形	6
II. 地質概説	(久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩) 7
II. 1 主要な破碎帯・断層	7
II. 2 畑川破碎帯中央断層以東の先第三系	10
II. 3 畑川破碎帯中央断層以西の先第三系	12
II. 4 新生界	12
III. 変成岩類	(久保和也・高橋 浩) 13
III. 1 双葉破碎帯沿いの変成岩類	13
III. 1. 1 双葉破碎帯西縁に分布する変成岩類	13
III. 1. 2 双葉断層沿いに分布する変成岩類	15
III. 2 畑川破碎帯沿いの変成岩類	16
III. 2. 1 野上川以北の変成岩類	16
III. 2. 2 野上川以南の変成岩類	17
III. 3 畑川破碎帯以西の深成岩中の変成岩類	18
IV. 白亜紀貫入岩類	(久保和也・高橋 浩) 20
IV. 1 研究史	20
IV. 2 畑川破碎帯以東の貫入岩類	22
IV. 2. 1 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩(大倉山石英閃緑岩)	22
IV. 2. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)	25
IV. 2. 3 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩	25
IV. 2. 4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相)	26
IV. 2. 5 中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)	29
IV. 2. 6 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(川房花崗閃緑岩)	30
IV. 2. 7 細粒黒雲母角閃石トータル岩	30
IV. 2. 8 閃緑斑岩	31
IV. 2. 9 細粒黒雲母花崗閃緑岩	33
IV. 2. 10 花崗閃緑斑岩	34
IV. 2. 11 珪長岩	35
IV. 2. 12 圧碎岩岩片を多数含む岩脈について	36
IV. 2. 13 双葉破碎帯以東の先第三系基盤岩類	39

IV. 3 畑川破碎帯以西の貫入岩類	40
IV. 3. 1 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩	40
IV. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	42
IV. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩	42
IV. 3. 4 中粒黒雲母花崗岩 (淡紅色黒雲母花崗岩)	44
IV. 3. 5 細 - 中粒黒雲母花崗岩 (灰色票雲母花崗岩)	45
IV. 3. 6 花崗閃緑斑岩	46
IV. 4 その他の貫入岩類	47
IV. 4. 1 超苦鉄質岩類	47
IV. 4. 2 細粒角閃石黒雲母閃緑岩	47
V. 第三系 (柳沢幸夫・久保和也)	48
V. 1 白水層群	50
V. 1. 1 石城層	50
V. 1. 2 浅貝層	56
V. 1. 3 白坂層	57
V. 2 湯長谷層群	58
V. 2. 1 櫛平層	58
V. 2. 2 五安層	60
V. 2. 3 水野谷層	60
V. 3 第三紀貫入岩類	61
V. 4 多賀層群	61
V. 5 仙台層群	63
V. 5. 1 向山層	63
V. 5. 2 大年寺層	64
VI. 第四系 (吉岡敏和)	71
VI. 1 段丘堆積物	71
VI. 1. 1 高位段丘堆積物	71
VI. 1. 2 塚原層	75
VI. 1. 3 中位段丘堆積物	75
VI. 1. 4 低位段丘堆積物	76
VI. 2 扇状地及び緩斜面堆積物	76
VI. 3 地すべり堆積物	76
VI. 4 沖積層	77
VI. 5 降下火山砕屑物	77
VII. 地質構造 (久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩)	79
VII. 1 畑川破碎帯	79

VII. 2 双葉破碎帯	80
VIII. 第四紀地殻変動	(吉岡敏和) 83
VIII. 1 活断層	83
VIII. 2 沿岸部の垂直変動	84
VIII. 3 地震活動	84
IX. 地下資源	(柳沢幸夫・久保和也) 85
IX. 1 碎石・石材	85
IX. 2 粘土鉱物	86
IX. 3 石炭	86
文 献	87
Abstract	93

図・表・図版目次

第 1 図 「浪江及び磐城富岡」図幅地域周辺のレーダー画像	2
第 2 図 阿武隈山地周辺の接峰面図及び活断層の分布	3
第 3 図 浪江町酒井付近から見た阿武隈山地	4
第 4 図 「浪江及び磐城富岡」図幅地域の地形及び主な河川	5
第 5 図 太平洋岸の海食崖及び海食洞	6
第 6 図 阿武隈山地の主要な破碎帯・断層の位置と名称	8
第 7 図 「浪江及び磐城富岡」及び「原町及び大甕」図幅地域の主要な破碎帯・剪断帯・断層の位置と名称	9
第 8 図 花崗岩類中の NE-SW 系の断層	10
第 9 図 双葉破碎帯西縁の泥質変成岩の顕微鏡写真	14
第 10 図 変火山岩類を貫く花崗岩質岩脈	15
第 11 図 畑川破碎帯の泥質変成岩の顕微鏡写真	16
第 12 図 畑川破碎帯の泥質片岩の顕微鏡写真	17
第 13 図 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中の泥質変成岩	18
第 14 図 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の泥質変成岩の顕微鏡写真	19
第 15 図 貫入岩類の貫入関係	22
第 16 図 花崗岩質岩類のモード組成 PI-Q-Kf 図	23
第 17 図 大倉山石英閃緑岩の顕微鏡写真	24
第 18 図 玉ノ湯花崗閃緑岩主岩相の顕微鏡写真	28
第 19 図 玉ノ湯花崗閃緑岩の黒雲母中のアパタイト	28
第 20 図 閃緑斑岩の顕微鏡写真	32
第 21 図 細粒黒雲母花崗閃緑岩中の八丈石山花崗岩のゼノリス	33

第 22 図	細粒黒雲母花崗閃緑岩の産状	34
第 23 図	玉ノ湯花崗閃緑岩中の圧砕岩含有岩脈	36
第 24 図	玉ノ湯花崗閃緑岩中の岩脈の分布	37
第 25 図	圧砕岩含有岩脈の顕微鏡写真	38
第 26 図	圧砕岩含有岩脈を貫く花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真	38
第 27 図	中粒片状角閃石黒雲母トータル岩の顕微鏡写真	41
第 28 図	高帯磁率を示す中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真	44
第 29 図	花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真	46
第 30 図	浪江・磐城富岡図幅地域の第三系の層序と周辺地域の第三系との対比	48
第 31 図	第三系の層序	49
第 32 図	常磐炭田地域の層序と化石層序に基づく対比	51
第 33 図	第三系の層序の対比	52
第 34 図	地表及び試錐における第三系の対比	54
第 35 図	富岡町本町西の試錐コアの岩相	55
第 36 図	単斜輝石ドレライトの顕微鏡写真	62
第 37 図	大年寺層が石城層上部を不整合に覆う露頭	64
第 38 図	大年寺層の岩相	65
第 39 図	大年寺層最下部D _{1a} の岩相中に見られる貝殻片を含む礫質砂岩	65
第 40 図	大年寺層最上部のD ₄ の岩相(泥岩砂岩互層)	66
第 41 図	大年寺層の火山灰層の岩相	68
第 42 図	大年寺層上部の火山灰層	70
第 43 図	本図幅地域及びその周辺の太平洋側丘陵地域の段丘区分図	72
第 44 図	主な段丘堆積物の露頭柱状図	74
第 45 図	中位Ⅱ段丘堆積物の礫層	75
第 46 図	沖積層のボーリング柱状図	78
第 47 図	鮮新統向山層及び大年寺層と花崗岩類が接する双葉断層の断層露頭	82
第 48 図	双葉断層の付近のルートマップ	83
第 49 図	中位Ⅰ段丘(岡ほか, 1981の第3段丘に相当)の旧汀線高度分布	84
第 1 表	「浪江及び磐城富岡」図幅地域の地質総括表	11
第 2 表	櫛平層の凝灰岩のフィッシュトラック年代	60
第 3 表	大年寺層下部(D _{1a})から産出した軟体動物化石	67
第 4 表	本図幅地域及びその周辺の段丘区分の対比表	74
Table 1	Summary of the geology of the Namie and Iwaki-Tomioka district	94

第 I 図版	101
1. 泥質変成岩	
2. 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）	
3. 大倉山石英閃緑岩	
第 II 図版	102
1. 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩	
2. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相）	
3. 粗粒淡紅色カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩の粗粒カリ長石含有岩相）	
第 III 図版	103
1. 細粒黒雲母角閃石トータル岩	
2. 閃緑斑岩	
3. 細粒黒雲母花崗閃緑岩	
第 IV 図版	104
1. 圧碎岩含有岩脈	
2. 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩	

浪江及び磐城富岡地域の地質

久保和也*・柳沢幸夫*・吉岡敏和*・高橋 浩*

「浪江及び磐城富岡」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、浪江地域は平成2-4年度、磐城富岡地域は平成5年度に実施された。

野外調査に当たっては、先第三系の変成岩・火成岩類及び第三紀火成岩類を久保・高橋、第三系を柳沢、第四系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、全体のとりまとめは久保が行った。

本図幅地域の調査研究に際し、大年寺層産鯨類化石の同定について岩手県立博物館の大石雅之学芸員にお願いした。筑波大学地球科学系、野田浩二教授には第三系の軟体動物化石について、また大堀相馬焼協同組合事務長、山田秀安氏には粘土鉱床について御教示頂いた。以上の方々に深く御礼申し上げる。

中村光一技官には試錐コア及び第三系の地質について、小村良二技官には粘土鉱床について、また、変成岩類の検鏡に当たっては牧本 博技官、火山岩類の検鏡に際しては山元孝広技官の協力を得た。

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・佐藤卓見の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

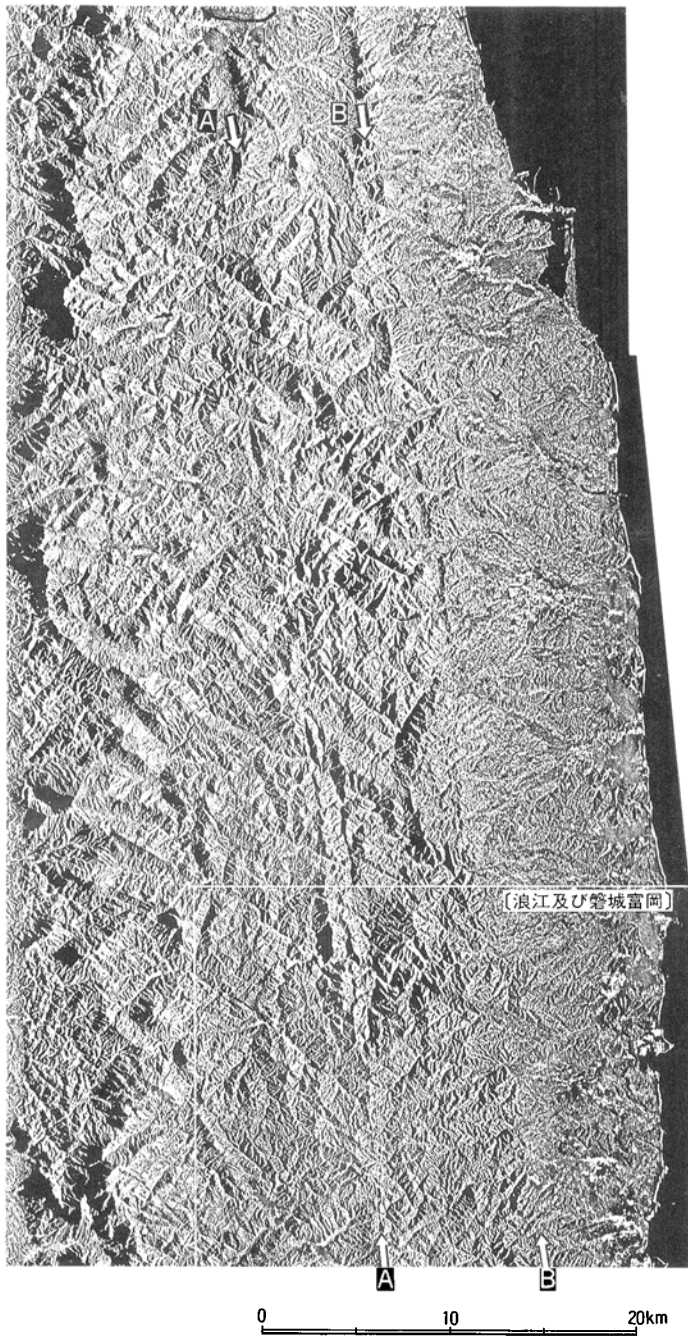
(吉岡敏和)

「浪江及び磐城富岡」図幅地域は、北緯 $37^{\circ}20' - 37^{\circ}30'$ 、東経 $140^{\circ}45'$ 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双葉郡浪江町・双葉町・大熊町・富岡町・楡葉町・葛尾村・川内村、及び田村郡都路村にまたがる。

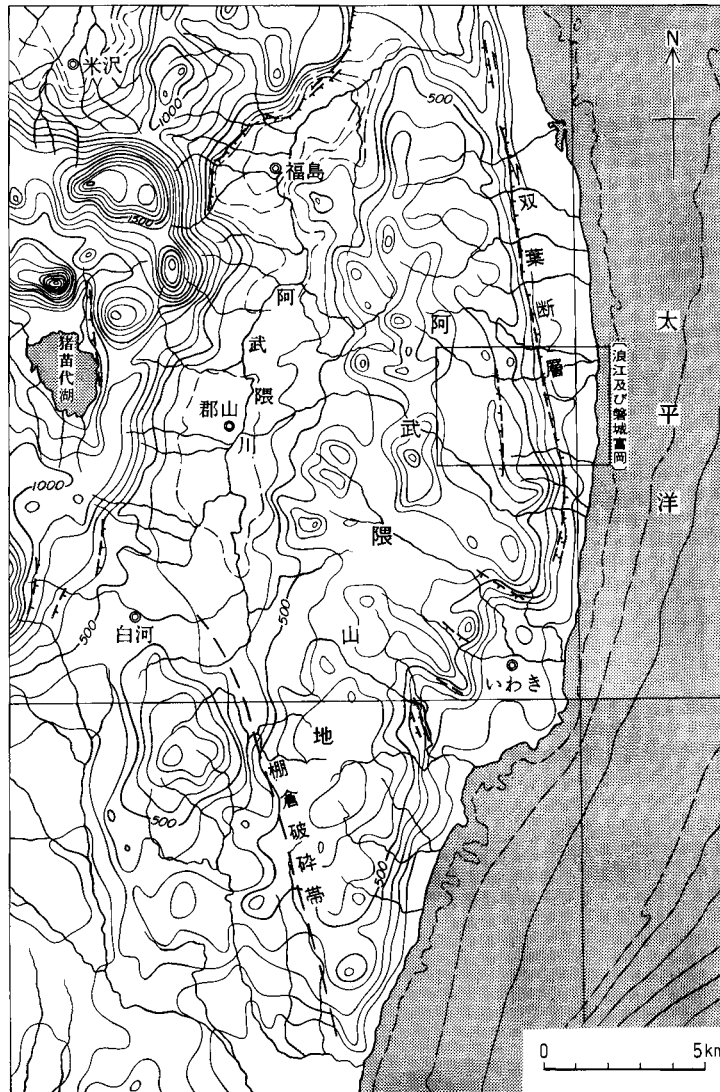
本図幅地域は阿武隈山地の東縁中央部に位置し、山地の東縁を限って図幅地域のほぼ中央を南北に双

*地質部

Keywords : geologic map, 1:50,000, Namie, Iwaki-Tomioka, Abukuma, Kitakami, Hatagawa Fracture Zone, Futaba Fracture Zone, Futaba fault, granite, felsite, mylonite, cataclasite, Cretaceous, Oligocene, Miocene, Pliocene, Shiramizu Group, Yunagaya Group, Taga Group, Sendai Group, Quaternary, terrace deposits.



第1図 「浪江及び磐城富岡」図幅地域周辺のレーダー画像
 (モザイク画像全国統一, NJ 54-22 福島, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 元新エネ地第 82 号による承認).
 矢印Aは畑川破砕帯, Bは双葉破砕帯の位置を示す.



第2図 阿武隈山地周辺の接峰面図及び活断層の分布 (活断層研究会, 1991)

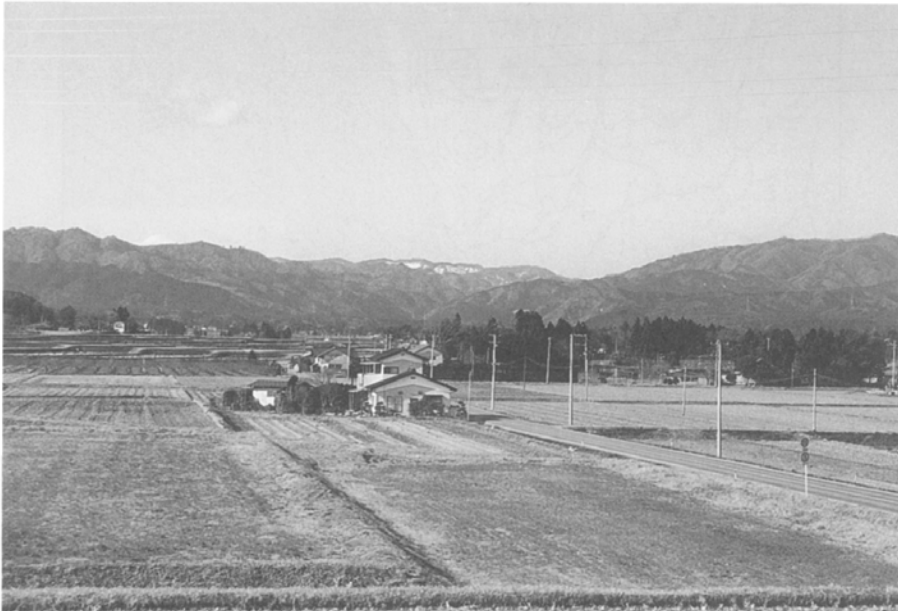
葉断層（双葉破砕帯）が通過する（第1図）。本地域周辺のレーダー画像（第1図）及び接峰面図（第2図）からもわかるように、双葉断層の両側の地形は対照的で、西側の阿武隈山地側には標高500-700mの比較的小起伏な山地が広がるのに対し、断層の東側は標高200m以下（ほとんどが100m以下）の低平な丘陵及び段丘からなる。両者の境界はほぼ双葉断層と一致して極めて直線的であるが、崖地形は明瞭でない。また、双葉断層に平行して西約8kmの位置に畑川破砕帯が通り、この破砕帯を境に西側の山地高度は東側より約100m高くなっている。

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2図にその接峰面図を示す。阿武隈山地は、その全域にわたって著しい定高性が認められ（第3図）、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。本図幅地域では一般的に西ほど山地の起伏が小さくなる傾向があり、川内村南から糠塚^{ぬかづか}にかけてとその西の三郡森から大鷹鳥谷^{おおたかどや}にかけて、及び図幅地域西南部において台地状の小起伏面が発達する。これらの小起伏面は格子状の短い谷によって開析され、平坦面はほとんど残存しない。また、面を構成する堆積物は認められず、これらは侵食面と考えられる。

このような侵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。中村は、独立峰の山頂を連ねた仮想平坦面をも含めた3段の侵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。小池は、山地の西北部で中村の区分した最も低い面をさらに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。また中村のいう山頂を連ねた平坦面の存在は考えにくいとした。

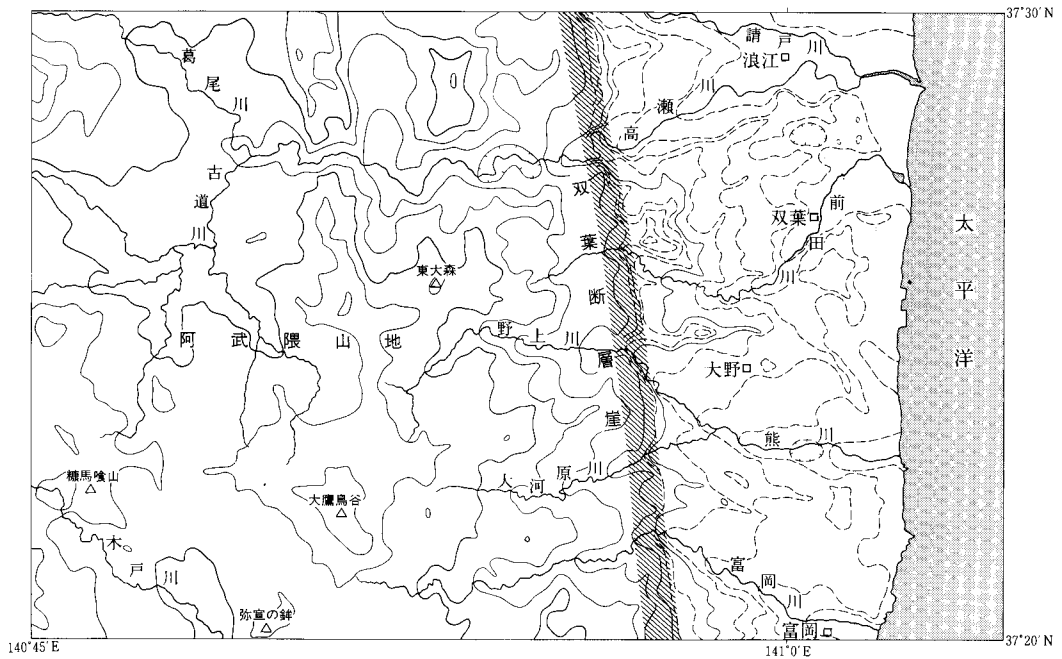
なお、山地内には谷頭部や山麓を中心に緩斜面が発達する。この緩斜面は花崗岩の角礫やそれが風化したマサからなり、前述の侵食小起伏面とは異なるものである。地質図ではこのうち堆積物が顕著に認められるもののみを扇状地及び緩斜面堆積物（f）として図示した。



第3図 浪江町酒井付近から見た阿武隈山地
正面の谷は高瀬川の峡谷。山地の前面は双葉断層崖。

I. 2 河川・平野の地形

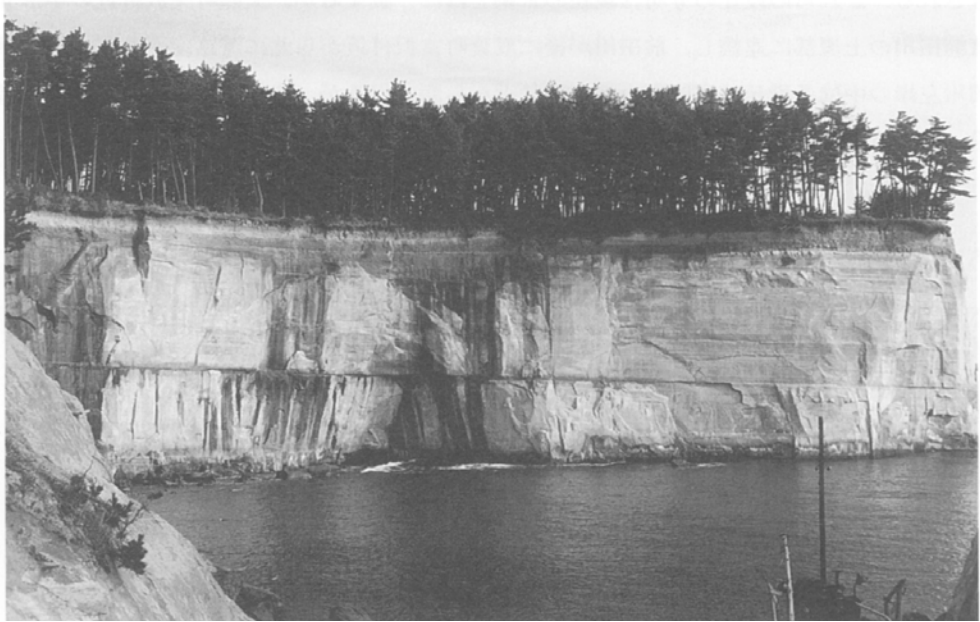
本図幅地域を流れる主な河川としては、北から順に高瀬川、熊川、富岡川などがあり、いずれも阿武隈山地に源を發し太平洋に注ぐ（第4図）。本図幅地域の西側約1/3の範囲の阿武隈山地は高瀬川及び南流する木戸川の流域に当たるが、この地域では山地の起伏が小さいため、それぞれの河川は本支流とも勾配が小さく、谷底には沖積低地が発達する。また、熊川上流の野上川及び富岡川の上流部にも小起伏面上に谷底低地が認められる。しかし、いずれの河川も中流部に当たる山地東縁部の双葉断層と畑川破砕帯の間では深い溪谷を形成している。また、双葉断層より下流では再び勾配が小さくなり、幅500m-2kmの沖積平野及び数段の河岸段丘が発達する。河岸段丘は熊川及び富岡川のそれぞれ左岸で特によく発達し、高位から高位Ⅰ、高位Ⅱ、中位Ⅰ、中位Ⅱ、中位Ⅲ、中位Ⅳ、低位Ⅰ、低位Ⅱ段丘の8段に区分される。これらの段丘の分布は現在の水系とほぼ一致するが、大熊町夫沢付近の中位Ⅱ、中位Ⅲ段丘は前田川の上流部に連続し、前田川が後に双葉町富沢付近から北に流路変更したことを示す。また、富岡川左岸の中位Ⅱ段丘は富岡町小良ヶ浜付近から海に出るが、中位Ⅲ段丘以降は現在の富岡川の流路に沿っている。



第4図 「浪江及び磐城富岡」図幅地域の地形及び主な河川
等高線は500mの埋谷接峰面を示す。

I. 3 海岸地形

本図幅地域は太平洋に面しており、その海岸線はほぼ直線状である。鮮新統大年寺層からなる丘陵が直接海に面している部分では、比高 20-30m の海食崖が形成されており、丘陵上には台地状に海成の中位 I 段丘面が広がっている。海食崖はほぼ垂直で、現在も崩落により崖の後退が引き起こされている。本地域南部の熊川以南では海岸線がやや不規則な形態になるが、これは海食崖の高さが高くなるためと考えられる。また富岡町小良ヶ浜東方の海岸には高さ約 30m の海食崖下部に海食洞が見られる（第 5 図）。一方、沖積平野が海に面している部分には浜堤が形成され、特に請戸川河口と前田川河口の間でよく発達している。



第 5 図 太平洋岸の海食崖及び海食洞（富岡町小良ヶ浜東方、小良ヶ浜漁港）

II. 地 質 概 説

(久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩)

II. 1 主要な破砕帯・断層

「浪江及び磐城富岡」図幅地域は阿武隈山地の東縁中央部に位置する(第6図)。本図幅地域には、ほぼ南北方向に平行して伸びる2列の破砕帯、畑川破砕帯及び双葉破砕帯が発達している(第7図)。

畑川破砕帯と双葉破砕帯は、阿武隈山地東縁に沿ってN10°W方向に約100kmにわたって連続する破砕帯である。更に、畑川破砕帯の北方延長は鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)と考えられるので、畑川破砕帯は延長200km以上に及ぶ長大な破砕帯ということになる。

本図幅地域内の畑川破砕帯は、葛尾村木取場東方から川内村下川内にかけて分布する、数列の平行な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2-3kmの帯状部として認められる。畑川破砕帯は本図幅地域中央の野上川の北方1kmの地点をほぼ東西に走る断層によって切られ、その南側が東方にずれている。「原町及び大甕」図幅地域では、畑川破砕帯に分布する断層のうち、特に発達の顕著な3本の断層を、西から順に畑川破砕帯西側断層・中央断層・東側断層と呼んだ(第7図)。それらは岩体の境界になっているだけでなく、断層に沿って変成岩・超苦鉄質岩などを挟むという特徴を有する。それらの断層は、本図幅地域では上述の野上川北方の東西系断層までは追跡されるが、その南では断層の対応関係は不明確である。但し、畑川破砕帯中央断層については、阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類を貫する断層として位置づけられるので、同じ性格を有する川内村割山峠の東1kmを通る断層を、畑川破砕帯中央断層の南方延長部と考えてよいであろう。

双葉破砕帯は大局的には中・古生界基盤岩類と新生界を境する破砕帯である。本図幅地域では、浪江町宮の上から富岡町赤木にかけて連続する幅約1kmの変形集中域で、マイロナイト・カタクラサイトが顕著に発達する。高瀬川より南の地域では、双葉破砕帯の西縁に沿って数列の平行な断層が発達している。

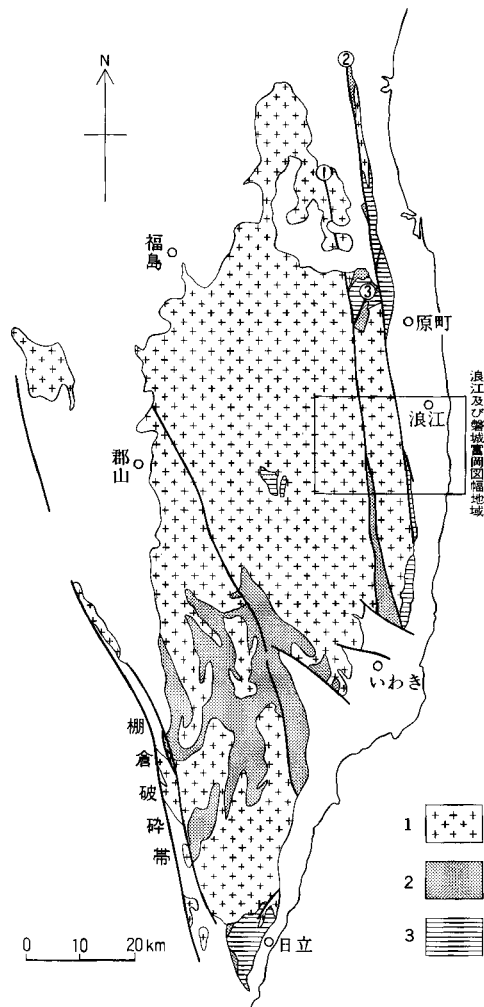
双葉破砕帯の断層のうち最新の活動を示すのは双葉断層(活断層研究会, 1980)で、その活動時期は更新世後期まで及ぶ。双葉断層の南方延長部は、「原町及び大甕」図幅地域から「浪江及び磐城富岡」図幅地域北縁部にかけてはほぼ垂直な断層であるが、高瀬川流域以南では西に傾斜する逆断層となる。野上川以南では、この断層に沿ってその西側に、先第三紀基盤岩類を不整合でおおう古第三系が急斜した逆転層として細長く分布する。

本図幅地域南縁富岡町周辺でのボーリング資料によれば、双葉破砕帯の東約1.5kmの地点では標高

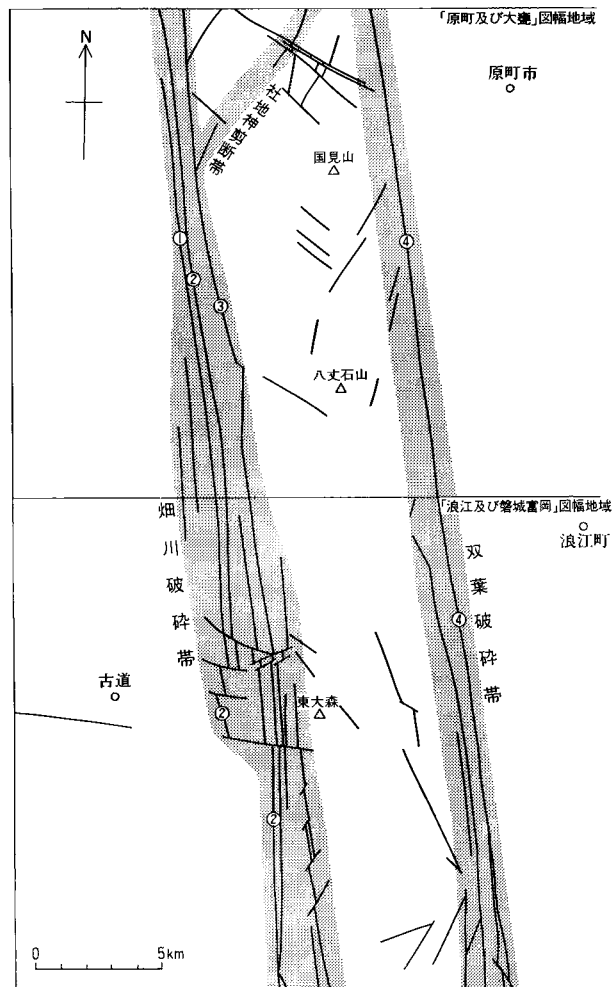
— 685mで、同じく2.5kmの地点では標高— 764. 7mで新第三系は基底に達し、その下には先新第三系花崗岩類の分布が確認されている（江口・鈴木, 1960；柳沢ほか, 1989）。したがって当地域では、第三紀以降双葉破砕帯を境にその西側は東側に対して少なくとも800m以上上昇している事が判る。

畑川破砕帯と双葉破砕帯に挟まれる地域には北西— 南東方向及び北東— 南西方向の断層が発達しており（第8図）、貫入岩類の分布もこれらの構造に規制されている。貫入岩類の片状構造は北東— 南西方向が一般的で、岩体の貫入境界も同方向に伸びるものが多い。

畑川破砕帯・双葉破砕帯に発達するマイロナイトの非対称小構造は、「原町及び大甕」図幅地域の場合と同様に「浪江及び磐城富岡」図幅地域でも、これらの破砕帯が左横ずれのセンスを有することを示



第6図 阿武隈山地の主要な破砕帯・断層の位置と名称
 ①：畑川破砕帯，②：双葉破砕帯，③：社地神剪断帯，1：花崗岩貫入岩類，2：変成岩類（御斎所・竹貫・八基・助常・松ヶ平・山上・割山など），3：中・古生代堆積岩類



第7図 「浪江及び磐城富岡」及び「原町及び大甕」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：同，中央断層，③：同，東側断層，④：双葉断層

している。両破砕帯のこの左横ずれ断層運動の活動時期は、白亜紀前期の深成活動以降、新第三紀の火山活動以前であるが、前述のように双葉破砕帯では更にそれ以降、阿武隈山地の上昇をもたらした垂直変位を伴う断層運動が生じている。畑川破砕帯のカタクラサイトを伴う断層や畑川破砕帯の南北方向の断層を高角度で切る断層は、この時期の形成である可能性が高い。

双葉破砕帯の東側には、新生界が広範に分布する。一方、双葉破砕帯以西は主に先第三系基盤岩類が分布するが、その地質構成や特徴は畑川破砕帯中央断層を境にその東西で大きく異なっている。したがってこの項では、中・古生界に関しては畑川破砕帯中央断層以東地域と畑川破砕帯中央断層以西地域に分けて記述する。本図幅地域の地質を総括して第1表に示す。



第 8 図 花崗岩類中の NE-SW 系の断層
 NNW-SSE 方向の崖を西側から見る。N 58°E 70°S の断層を境に北側(写真の左側)の玉ノ湯花崗閃緑岩と南側の大倉山石英閃緑岩が接する。
 (川内村榎塚)

II. 2 畑川破砕帯中央断層以東の先第三系

畑川破砕帯中央断層以東地域の先第三系は、先デボン系の八茎変成岩に対比される変成岩類、古生代の堆積岩及び火山岩を原岩とする変成岩類、白亜紀前期貫入岩類等から構成されている。これらの地表での分布域はすべて双葉破砕帯以西に限られ、双葉破砕帯以東では新第三系の下に伏在する。

従来、この先第三系のうち、変成岩類と堆積岩類は南部北上帯に属するとみなされていた(吉田, 1975 など)が、貫入岩類に関しては、畑川破砕帯の東西でその特徴は変わらないとして、阿武隈花崗岩類で一括されてきた(渡辺ほか, 1955 など)。しかしながら「原町及び大甕」図幅地域に関する研究(久保・山元, 1989, 1990; 山元ほか, 1989; 久保ほか, 1990)によって、畑川破砕帯以東に分布する火山岩類及び深成岩類はすべて北上山地の火山岩類及び深成岩類に対比され、同等のものは畑川破砕帯以西には分布しないことが明らかになった。すなわち、畑川破砕帯中央断層以東の先第三系はすべて北上山地の先第三系に対比され、畑川破砕帯の西に分布する阿武隈山地の地質体とは区別される。これは、畑川破砕帯が阿武隈山地と南部北上山地の両地質体を境する、先第三系の構造線であることを意味する。この結論は「浪江及び磐城富岡」図幅地域に関する研究によって更に裏付けられた。

畑川破砕帯中央断層以東地域で最古期の岩石は変成岩類である。変成岩類は、マイロナイト化した泥質片岩及び角閃石片岩と、泥質岩、苦鉄質岩、石灰岩及び火山岩を原岩とする変成岩類との 2 種がある。前者は畑川破砕帯南半部に分布し、八茎変成岩に対比される。後者は畑川破砕帯北半部及び双葉破砕帯とその西縁沿いに分布し、原岩の年代は古生代と推定される。

畑川破砕帯中央断層以東地域の貫入岩類としては、中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩(大倉山石英閃緑岩)・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(国見山花崗閃緑岩)・中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩・中粒角閃石黒

		地質区分			火成活動	構造運動など		
地質時代	地域	畑川破砕帯 中央断層以西	畑川破砕帯 中央断層 - 双葉断層間	双葉断層以東				
	新 生 代	第四紀	完新世	沖積層				
更新世			後期		低位段丘堆積物		北部で双葉断層 の左横ずれ運動	
			中期		中位段丘堆積物	塚原層		
			前期		高位段丘堆積物			
第三紀		鮮新世	後期		仙台層群	大年寺層 向山層		久遠長賀火山活動
			前期					
		中新世	後期	貫入岩類		多賀層群	▽ 苦鉄質火山活動	海退
			中期					海進
			前期			湯長谷層群		水野谷層 五安層
古第三紀		漸新世		湯長谷層群	湯長谷層群	▽ 陸長賀火山活動	海進	
				桐平層	桐平層			
		始新世		貫入岩類	白水層群	白坂層		海退
						浅貝層		海進
					石城層			
中生代	白亜紀	後期	貫入岩類		+ 花崗岩質 + 深成活動 (斑れい岩・ トータル岩・ 花崗閃緑岩・ 花崗岩など)	↑ 破砕帯の形成 (左横ずれ変位) ↓		
		前期						
	ジュラ紀							
	三疊紀							
	古生代	二疊紀	?	?				
石炭紀		変成岩類	変成岩類					
デボン紀		?	?					
時代未詳		?	?	変成岩類		広域変成作用		

第1表 「浪江及び磐城富岡」 図幅地域の地質総括表

雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）・中-粗粒黒雲母花崗岩（八丈石山花崗岩）・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩）・細粒黒雲母角閃石トーナル岩・閃緑斑岩・細粒黒雲母花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩・珪長岩が分布する。

これらの貫入岩類の鉱物K-Ar年代は130-90Maにわたり、白亜紀前期に前述の火山岩類を貫いてほぼこの順に貫入しているが、国見山花崗閃緑岩と大倉山石英閃緑岩の場合のように分布地域が離れていて相互の前後関係が不明なものもある。

これらの貫入岩類は、程度の差はあれすべて貫入時に畑川破砕帯・双葉破砕帯やそれらに平行な断層などを形成した構造運動の影響を被っている。特に花崗閃緑斑岩と珪長岩は貫入時の応力場を反映して、断層や破砕帯の分布地域に選択的に貫入している。

その年代がいわゆる阿武隈花崗岩類と比べてやや古いことや、磁鉄鉱を普遍的に含み岩石帯磁率が高いなどの岩石学的特徴から、畑川破砕帯中央断層以東地域の貫入岩類は、中央断層以西に広範に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される。

II. 3 畑川破砕帯中央断層以西の先第三系

畑川破砕帯中央断層の西側には白亜紀のいわゆる阿武隈花崗岩類と、それに包有される変成岩・超苦鉄質岩類が分布している。

変成岩類は泥質・砂質及び苦鉄質の変成岩で、花崗岩質岩類中の北東-南西方向に伸びる捕獲岩体群として、本図幅地域西縁中央部に集中的に分布する。

超苦鉄質岩は変成岩類と共に上述の捕獲岩体群を構成する。局部的に片状構造の発達した蛇紋岩である。

本地域内の花崗岩質岩類は、中粒片状角閃石黒雲母トーナル岩・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）・細-中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）・花崗閃緑斑岩で、この順に貫入している。これらの貫入岩類の鉱物K-Ar年代として、「原町及び大甕」図幅地域内では95.7及び101Maが得られている（久保ほか、1990）。

II. 4 新生界

本図幅地域は、常磐炭田地域の北端部に位置しており、第三系の層序は常磐炭田の主要部（福島県いわき市付近）の層序とほぼ共通する。常磐炭田の第三系は下位より下部漸新統の白水層群、中新統の湯長・白土・高久・多賀層群及び鮮新統の仙台層群からなり、各層群はそれぞれ不整合の関係で重なっている（柳沢ほか、1989）。これらの地層群のうち、本図幅地域には、白水層群（石城、浅貝、白坂層）、湯長谷層群の下部（櫛平、五安、水野谷層）、多賀層群、及び仙台層群の上部（向山、大年寺層）が認められ、阿武隈山地の東側の低平な丘陵地に主として分布する。

下部漸新統の白水層群は、陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進期の堆積物で、下位より石城層、浅貝層及び白坂層に区分される（須貝ほか、1957）。石城層は礫岩・砂岩・泥岩からなる陸成-一部海成の堆積層で、数枚の石炭層を挟んでかつては常磐炭田の主要な夾炭層となっていた。浅貝

層は、浅海成の細粒砂岩からなる地層で、浅貝動物群と呼ばれる古第三紀特有の軟体動物化石群を産する。最上部の白坂層は、海成の灰色泥岩層である。

本図幅地域に分布する下部中新統湯長谷層群は、下位より櫛平層、五安層及び水野谷層からなる。櫛平層は、礫岩・砂岩及び泥岩からなる陸成層で、凝灰岩を挟んでいる。五安層は海成の細粒砂岩からなる。水野谷層は五安層から漸移する海成の泥岩層で砂岩層を挟む。

中 - 上部中新統の多賀層群は、泥質の極細粒砂岩 - 砂質泥岩からなる海成層で、微化石を多産する。本層群は丘陵部の地下に広く伏在するが、地表には分布していない。

最上部の鮮新統仙台層群上部は、向山層と大年寺層の2層からなる。向山層は、礫岩・砂岩・泥岩からなる陸成層で亜炭層を挟んでいる。大年寺層は、下部が砂岩及び砂質泥岩、上部が泥岩からなる海成層で、双葉断層の東側の丘陵地の大部分を占めて、本図幅地域内の第三系の中で最も広く分布する。

これらの第三紀堆積岩類とは分布域がかけ離れるが、畑川破碎帯以西地域の花崗岩質岩を貫いて第三紀の岩脈が小規模分布している。貫入時期についての明確な証拠はないが、岩石学的類似性から「原町及び大甕」図幅地域及びその北の「相馬中村」図幅地域に分布する火山岩類の一部に対比される。

第四系は主として段丘堆積物と沖積層からなる。段丘堆積物はその分布高度から、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に大きく3分され、高位及び低位段丘はさらに2つずつに、中位段丘は4つに細分できる。中位段丘堆積物には海成のものが含まれる。海岸沿いには塚原層が、中位I段丘堆積物の下位に、谷埋め堆積物として分布する。沖積層は河川に沿って谷を埋めて分布しており、請戸川・高瀬川・前田川の下流部では最大で25m以上の厚さをもつ。

III. 変成岩類

(久保和也・高橋 浩)

本図幅地域内に分布する変成岩類は、1) 双葉破碎帯沿いの変成岩類、2) 畑川破碎帯に沿って分布する変成岩類、3) 畑川破碎帯より西のいわゆる阿武隈花崗岩類中の捕獲岩として分布する変成岩類、の3つがある。これらの変成岩類について個別に記述する。

III. 1 双葉破碎帯沿いの変成岩類

III. 1. 1 双葉破碎帯西縁に分布する変成岩類 (Mp)

本図幅地域南端部の富岡町上手岡の南西部で、双葉破碎帯の西でそれと平行な2列の断層の間に分布する。分布の北縁と南縁はそれぞれ玉ノ湯花崗閃緑岩と大倉山石英閃緑岩の貫入で区切られ、また、全

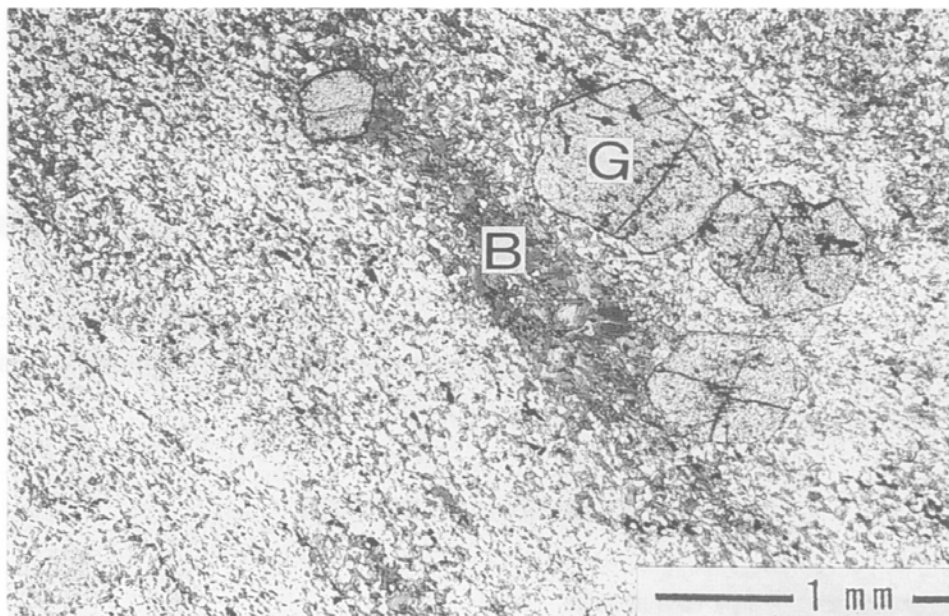
域に渡って幅数 m から十数 m の珪長岩の岩脈群により貫入されている。本地域から、本図幅地域南隣の川前地域^{かつこうやま}にかけて断続的に分布し、渡辺ほか（1983a）の郭公山層に相当する。

主として泥質堆積岩を原岩とする暗褐色の変成岩類で、部分的に苦鉄質鉱物に富む帯緑色部を伴っている。苦鉄質部は、熱変成により原岩の組織がほとんどの場合残存しないが、まれに鏡下で、斜長石斑晶や間粒状組織の石基部が認められることから、少なくともその一部は火山岩起源であると判断できる（地質図では変火山岩類と表記）。例えば、新潟島変電所南西 2 km の採石場では、採石場のほぼ中央を走る N35°W42°S の断層を境にその東には苦鉄質鉱物に富む帯緑色の変火山岩類、西には局部的に珪線石・堇青石を含む泥質変成岩が分布している。これらの変火山岩類の原岩は安山岩（一部は玄武岩）組成の溶岩もしくは貫入岩である。

苦鉄質鉱物に富む変成岩類は、赤木から大倉山東方の小ピークに向かう林道沿いでも認められ、ここでは泥質変成岩中に幅約 80 m の範囲に渡って帯緑色の部分が分布する。この帯緑色部は鏡下では、微細な緑泥石と鉄鉱物に富み、再結晶が進んでいる部分では緑泥石を欠く代わりに緑色の角閃石を多数含んでいる。これらは苦鉄質鉱物に富む堆積岩と言うべきものである。

岩石は分布域の東西縁を区切る断層の形成に関連すると考えられる片状化と、花崗岩類による熱変成とを被っているため、原岩の層理面を見いだすのは困難であるが、前述の林道沿いの泥質ホルンフェルス中の粒度差による縞状構造の方位が、N60°W35°S、N45°W45°S 等であることから判断して、原岩はおおむね NW 走向南傾斜の構造を持っている。

岩石の再結晶の程度は、極く微弱で原岩粒子の組織を残しているものから、完全に再結晶組織を示すものまでである（第 9 図）。再結晶鉱物としては、黒雲母・白雲母・緑色角閃石が一般的で、局部的に堇青



第 9 図 双葉破碎帯西縁の泥質変成岩の顕微鏡写真（下方ポーラ）
B：黒雲母，G：ザクロ石（富岡町大倉山東方 2 km の林道）

石・ザクロ石・緑れん石が、まれに珪線石が認められる。特に、珪長岩にブロック状に取りこまれた岩泥質変成岩の場合には繊維状の珪線石の発達が顕著である。ホルンフェルス化の程度の弱いものでは、苦鉄質鉱物のほとんどは緑泥石である。

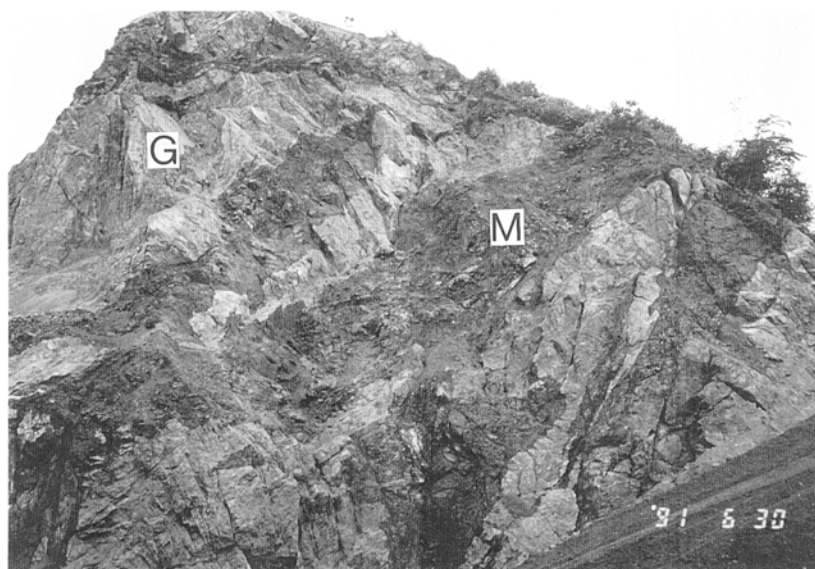
泥質変成岩の主要な鉱物組合せは、斜長石＋石英＋カリ長石＋黒雲母＋電気石＋不透明鉱物±堇青石±珪線石±ザクロ石±白雲母±緑泥石、苦鉄質鉱物に富む変成岩の場合は、斜長石＋石英＋緑色角閃石＋黒雲母±不透明鉱物±電気石±緑れん石±白雲母±緑泥石である。また、変火山岩類の主要な鉱物組合せは、斜長石＋淡緑色角閃石＋不透明鉱物＋緑泥石±緑れん石である。

これらの変成岩類の原岩の年代は不明であるが、当図幅地域南隣の川前地域で本変成岩の南方延長に位置する部分から古生代の有孔虫化石が見いだされている（菅谷ほか，1979）ので、ここでは古生代としておく。

Ⅲ. 1. 2 双葉断層沿いに分布する変成岩類 (Mv)

双葉断層とその500m西方を併走する断層に挟まれる狭小な地域に分布する。国見山花崗閃緑岩、玉ノ湯花崗閃緑岩、大倉山石英閃緑岩及びそれらからの派生岩脈によって貫かれる（第10図）。また幅数mの無数の珪長岩岩脈に貫かれる。主として前項で記述したのと同様の変火山岩からなり、少量の泥質-砂質変成岩類を伴う。

岩質的には前項の「双葉破砕帯西縁に分布する変成岩類」と同じであるが、構成岩種の量比が大幅に異なるので、地質図では区別した。破砕帯内に位置するため岩石は強く圧砕されており、また熱変成を



第10図 変火山岩類を貫く花崗岩質岩脈

花崗岩質岩 (G) は幅数 m の岩脈群を構成し、変火山岩類 (M) 中に貫入している。変火山岩類も花崗岩質岩も共に強く圧砕されており、岩脈の形状も改変されている。本採石場の花崗岩質岩は斑状石英を含む等の岩石学的特徴から玉ノ湯花崗閃緑岩に対比される。
(大熊町野上の採石場)

被っているため、原岩の構造や組織、岩石種は不明である。泥質-砂質変成岩は角閃石等の苦鉄質鉱物に富み、縮緬じわ褶曲を有するものも認められる。野上川以南では比較的まとまって分布し、砕石資源として大熊町野上や富岡町大木戸川原で採石されている。

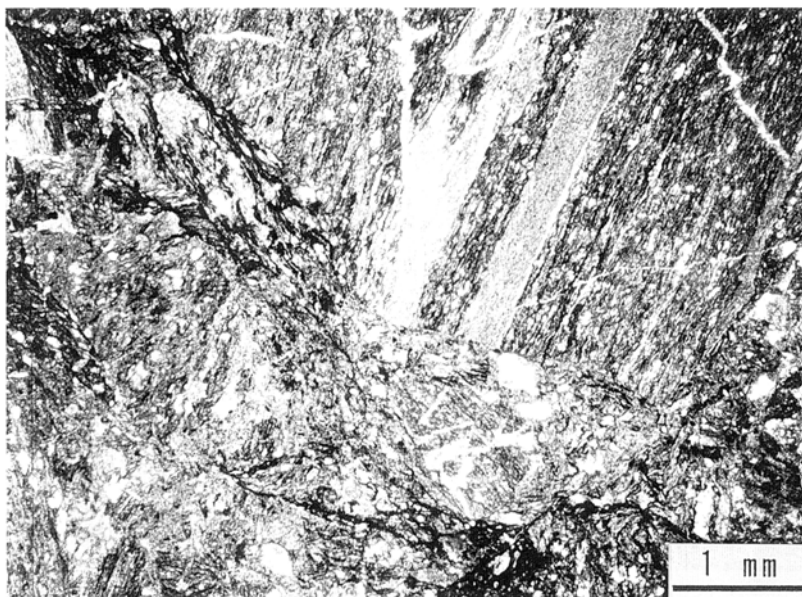
Ⅲ. 2 畑川破碎帯沿いの変成岩類

Ⅲ. 2. 1 野上川以北の変成岩類 (M, L)

本図幅地域の中央を東西に横切る野上川より北の地域で、畑川破碎帯の断層に沿って細長いセブタ状の岩体として分布する。隣接する花崗閃緑岩・花崗岩・珪長岩によって貫入され、熱変成を被っている。主として泥-砂質堆積岩からなる変成岩類で、石灰岩を伴う。極く局部的に斑れい岩を原岩とする部分が認められる。岩石の再結晶の程度は極く微弱で原岩の組織を残しているが、多くの場合マイロナイト化やカタクラサイト化を被っている (第11図)。

泥-砂質変成岩類の主要な鉱物組合せは、斜長石+石英+カリ長石+黒雲母+不透明鉱物+白雲母+緑泥石±緑れん石である。多くの場合、黒雲母のほとんどは緑泥石で置換されている。

石灰質変成岩類は数mから数十mの幅で断層に沿って細長く分布するほか、畑川南南西2kmの地点では比較的まとまって分布する。岩石は片状構造が顕著で、鏡下では径1-2mmのポーフィロクラストと微細な基質からなる斑状組織を示す。これらの変成岩類の原岩は、その位置関係と岩質の類似性から、「原町及び大甕」図幅地域に分布する古生層に由来すると考えられる。



第11図 畑川破碎帯の泥質変成岩の顕微鏡写真 (下方ポーラ)
炭質物に富み、熱変成の程度は低い。圧砕を被り、原岩の組織を残す角礫を多数含んでいる。
(畑川西方750mの高瀬川河床)

Ⅲ. 2. 2 野上川以南の変成岩類 (My)

本図幅地域の南端から南隣の川前地域にかけて、畑川破碎帯中央断層沿いに断続的に分布する。また、畑川破碎帯東縁の断層に沿って小規模分布する。

畑川破碎帯中央断層沿いの変成岩類は主に泥質片岩で、部分的に角閃石片岩を伴う。共にホルンフェルス化している。泥質片岩には微褶曲が発達しており（第12図）、黒雲母に富む部分と角閃石に富む部分が縞状構造を示す場合もある。石英にはサブグレイン化と流状構造が発達し、マイロナイト化が顕著である。主要な鉱物組合せは、斜長石+石英+カリ長石+黒雲母+白雲母+不透明鉱物+電気石±緑泥石±角閃石である。角閃石片岩には細かい縞状構造が発達し、石英の薄層を伴って微褶曲している。石英にはサブグレイン化と流状組織が発達している。緑れん石は細粒で均質に分布する場合と、脈状をなす場合とがある。後者の場合、緑れん石は微褶曲してブーディン構造を示す。主要な鉱物組合せは、斜長石+石英+角閃石+不透明鉱物+緑泥石±緑れん石±黒雲母±白雲母である。

畑川破碎帯東縁の断層沿いの変成岩は輝石角閃石片岩で、南北方向の尾根筋に点々と露出する。単斜輝石角閃石斑れい岩を原岩とし、ホルンフェルス化して細粒粒状になっているが、単斜輝石と斜長石の量比の差による縞状組織は残存している。主要な鉱物組合せは、単斜輝石+角閃石+斜長石+不透明鉱物+緑れん石±スフェンである。

これらの変成岩類は畑川破碎帯中を南に十数kmに渡って追跡され、八茎変成岩へと連続することから、八茎変成岩に対比するのが妥当である。八茎変成岩は先デボン系と考えられている（黒田，1963；小貫，1966）。

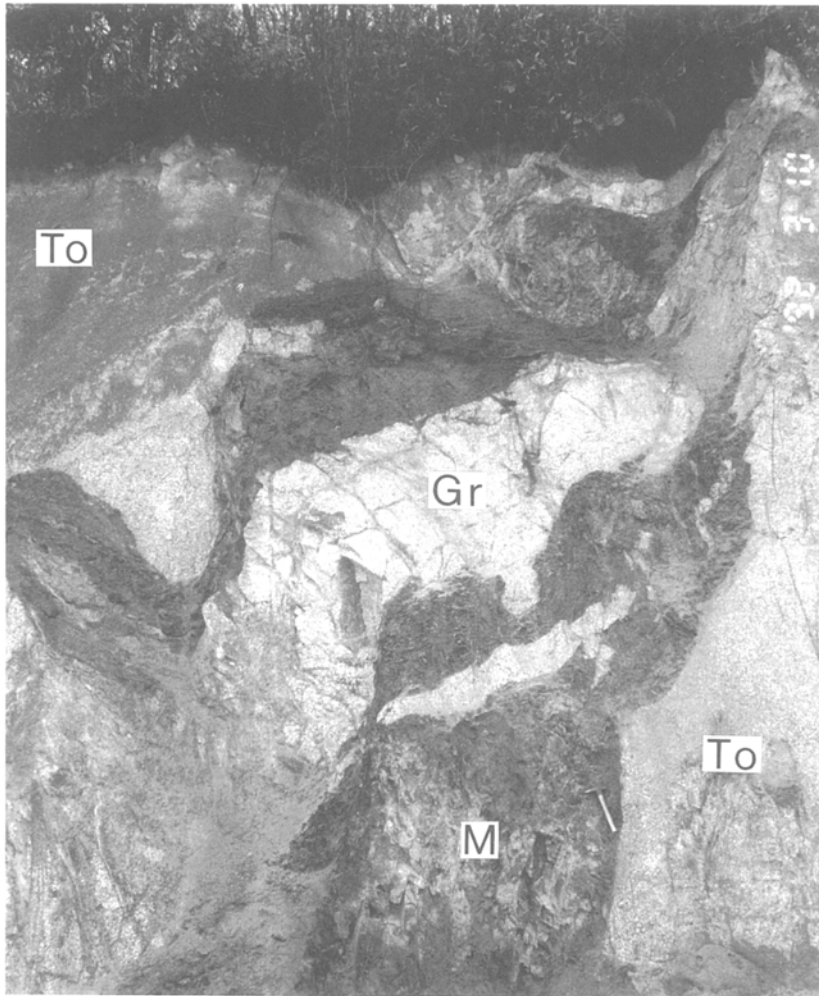


第12図 畑川破碎帯の泥質片岩の顕微鏡写真（斜交ポーラ）
縞状構造や微褶曲構造が発達する。石英はサブグレイン化して流動構造を示す。（川内村坂シ内東方2 km）

Ⅲ. 3 畑川破碎帯以西の深成岩中の変成岩類 (Ma)

畑川破碎帯以西の阿武隈花崗岩類分布地域の変成岩類としては、都路村石橋及び馬洗戸周辺に集中的に分布する(第Ⅰ図版1)。泥質変成岩を主とし、若干の砂質変成岩及び苦鉄質変成岩を伴う。中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中のゼノリスとして、幅10m-100m、長さ1-3kmの小岩体や、ミグマタイト様の不規則な外形をした小岩塊を構成する(第13図)。いくつかの岩体は超苦鉄質岩(蛇紋岩)を伴っている。

泥質変成岩の主要な鉱物組合せは、石英+斜長石+カリ長石+黒雲母+不透明鉱物±ザクロ石±白雲



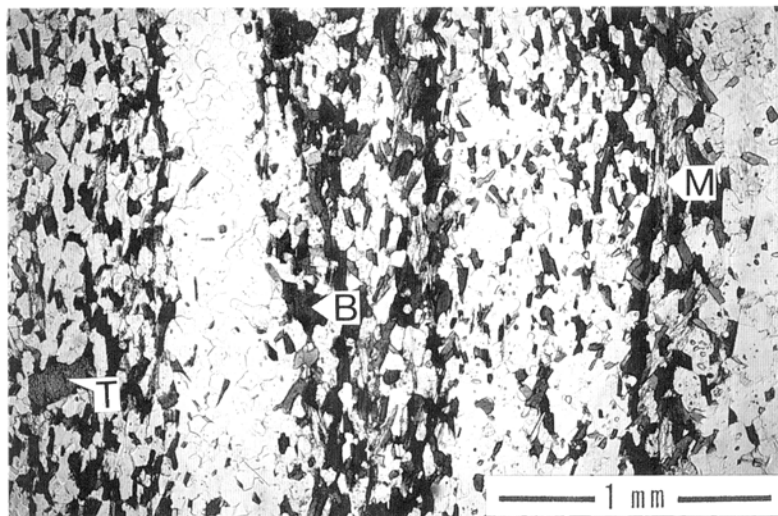
第13図 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中の泥質変成岩
泥質変成岩(M)はトータル岩(To)中で不規則な外形を示すゼノリスとして産し、変成岩の周辺には
しばしば細粒優白質黒雲母花崗岩(Gr)が伴われる。(都路村馬洗戸)

母土電気石土緑泥石である。黒雲母の濃集による縞状構造が発達し、黒雲母は面構造に平行に並ぶ。白雲母は細粒で定向配列する場合と、ポイキロプラストを形成する場合とがある。母岩の中粒片状角閃石黒雲母トータル岩は固結後の変形により片状化しているが、変形していない中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の泥質変成岩にも縞状構造が発達している（第14図）ので、これらの泥質変成岩の縞状構造の形成は花崗岩類の貫入以前と推定できる。言い替えるとこの泥質変成岩は、泥質堆積岩が単に偏圧下で接触変成したものではなく、黒雲母片岩のような縞状もしくは片状の岩石が接触変成したものである可能性が高い。

苦鉄質変成岩の主要な鉱物組合せは、斜長石+石英+淡緑色角閃石±不透明鉱物±スフェン±電気石、斜長石+石英+普通角閃石+不透明鉱物+単斜輝石、等である。前者は超苦鉄質岩に相接して産する。片状構造が発達し、熱変成によると考えられるモザイク組織が顕著である。原岩は斑れい岩や苦鉄質層状岩で、それらが接触変成によって角閃岩化したものであろう。

馬洗戸南東部では相伴う超苦鉄質岩とともに顕著な縞状構造が発達し、背斜状の褶曲構造が認められる。また、鏡下でも微褶曲構造が認められる。これらの縞状構造や変形構造が花崗岩類の貫入以前からあったかどうかは明らかでないが、泥質変成岩の場合と同様の理由から、苦鉄質変成岩の場合もこれらの構造は接触変成以前に既にあった可能性が高い。

それらの縞状構造や片状構造の成因としては、広域変成によると考えるのが自然であろう。但し、マイロナイト化した非変成岩が後に接触変成を被った場合にも、本変成岩類と類似の組織になる事が予想される。したがって、超苦鉄質岩（蛇紋岩）を伴っていることを考え合わせると、本変成岩類は強変形した非変成岩が後に接触変成を被ったものであるという可能性も無いとは言えない。結論を出すには、ザクロ石等の変成鉱物の組成累帯の検討やファブリックの解析等が必要であろう。



第14図 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中の泥質変成岩の顕微鏡写真（下方ポーラ）
泥質変成岩には、黒雲母(B)と白雲母(M)の濃集による縞状構造が発達している。やや粗粒の電気石(T)が少量認められる。全体に熱変成による再結晶組織が発達する。（都路村石橋）

IV. 白亜紀貫入岩類

(久保和也・高橋 浩)

本図幅地域の白亜紀貫入岩類としては、苦鉄質-珪長質にわたる各種の深成岩類と岩脈類が存在する。それらの内の多くは「原町及び大甕」図幅地域に分布するものの南方延長部に相当する、したがって、両図幅地域に共通し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砕帯中の特定の断層（畑川破砕帯中央断層（久保ほか、1990））を境にその東西で特徴が異なるので、畑川破砕帯以東に分布する貫入岩類と畑川破砕帯より西の貫入岩類とに分けて記述する。なお、超苦鉄質岩に関しては別項で扱う、

IV. 1 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地域に大別することができる。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。東縁地域は畑川破砕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) によって貫入時期を異にする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グループによって、調査地域は阿武隈山地全域に広げられた。その研究結果は渡辺ほか (1955) に総括され、阿武隈山地全域の地質図が公表された。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-中期の貫入と考えた。そして、両岩類共に初めて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・浪江町にかけての比較的広範な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。

一方阿武隈山地東縁地域に関しては、柴田 (1987)、Minato *et al.* (1979)、渡辺ほか (1983a, b)、資源

エネルギー庁 (1987) 及び藤田ほか (1988) の研究がある。阿武隈グループの研究以後のこれらの研究によって阿武隈山地中・北部地域及び東縁地域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) の総括と大筋において変っていない。

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測定されたが、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鉱物年代に関しては、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 90-120 Ma 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) 畑川破碎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、畑川破碎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。しかしながら分布する花崗岩類は全て阿武隈花崗岩類に対比され、それらは畑川破碎帯の両側にまたがって分布する。したがって畑川破碎帯は貫入岩類に関して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。

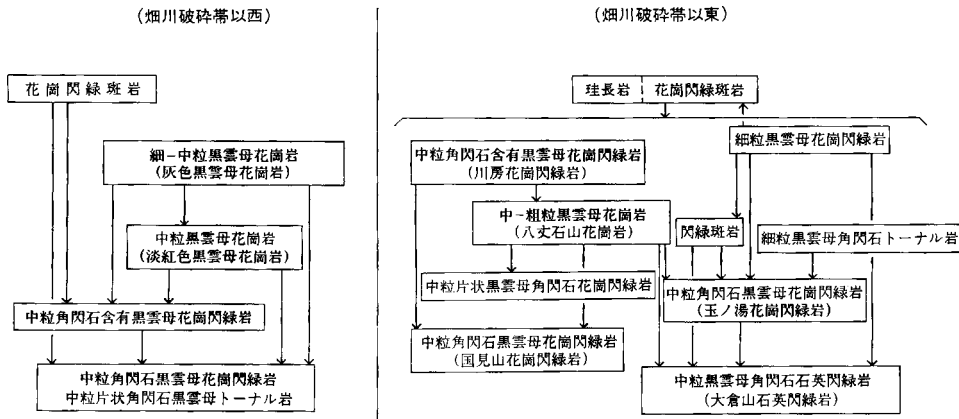
このような状況の下で 1987 年から 1989 年にかけて「原町及び大甕」図幅の研究が行われた。その結果は、阿武隈山地東縁地域の地質、特に白亜紀火成岩類についての従来の見解を大きく変更するものであった (久保ほか, 1990 ; 久保・山元, 1990)、その主要な点は以下のとおりである。

- 1) 原町地域の白亜紀火成岩類は畑川破碎帯を境に大きく 2 分され、その両側にまたがって分布するものは無い。
- 2) 畑川破碎帯以西の花崗岩類はすべてチタン鉄鈹系列に属し、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) 畑川破碎帯以東の花崗岩類はすべて磁鉄鈹系列に属し、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) 畑川破碎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。

「原町及び大甕」図幅地域でなされた上記の結論は、「浪江」図幅地域においても成立しており、その一部は久保・高橋（1992）で公表された。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）。

IV. 2 畑川破碎帯以東の貫入岩類

本地域内には、中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（国見山花崗閃緑岩）・中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩）・中-粗粒黒雲母花崗岩（八丈石山花崗岩）・中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩）・細粒黒雲母角閃石トータル岩・閃緑斑岩・花崗閃緑斑岩・珪長岩・細粒黒雲母花崗閃緑岩が分布する。これらの貫入関係を第15図に示す。また、各岩石のモードを第16図Aに示す。



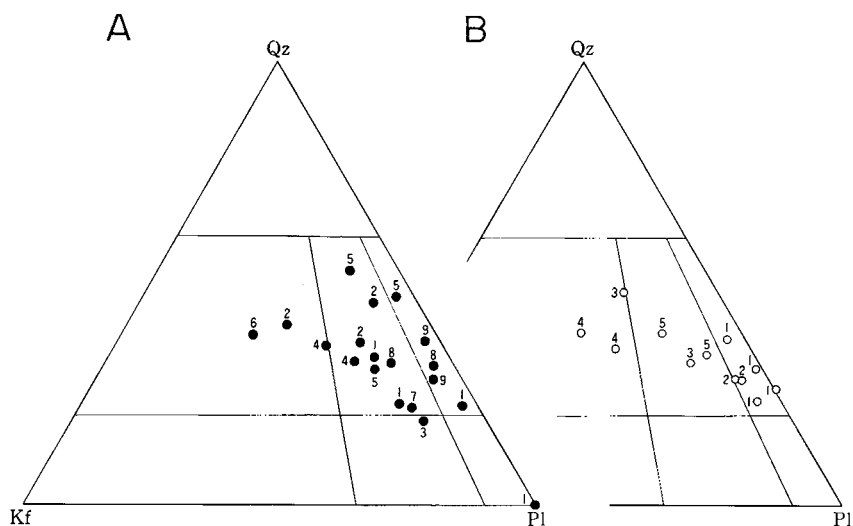
第15図 貫入岩類の貫入関係

IV. 2. 1 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩（大倉山石英閃緑岩）(Q d o)

分布及び対比 富岡川流域南方の大倉山から、南接する川前図幅地域の井出川流域の南方萩塚山周辺地域にかけて広範に分布する。また、浪江町焼築北方、高瀬川流域申壠から東大森にかけて、楓沢東方の野上川流域、野上川流域玉ノ湯の南西から富岡川流域五枚沢西方にかけての各地域に小規模分布する。

これらは大野ほか（1953）の玉ノ湯型A相新期花崗閃緑岩、Sendo（1958）のTokorobu Type Quartz-Diorite、渡辺ほか（1983a）の閃緑斑岩に相当する。但し、渡辺ほか（1983a）はその貫入時期を古生代としている。

岩相及び産状 本岩はやや細長い普通角閃石に富む中-弱片状の中粒岩である（第1図版2）。肉眼で石英が目立たず、黒雲母も比較的少量である点で、他の花崗閃緑岩類の優黒質部とは識別される。色指



第 16 図 花崗岩質岩類のモード組成 PI-Q-Kf 図

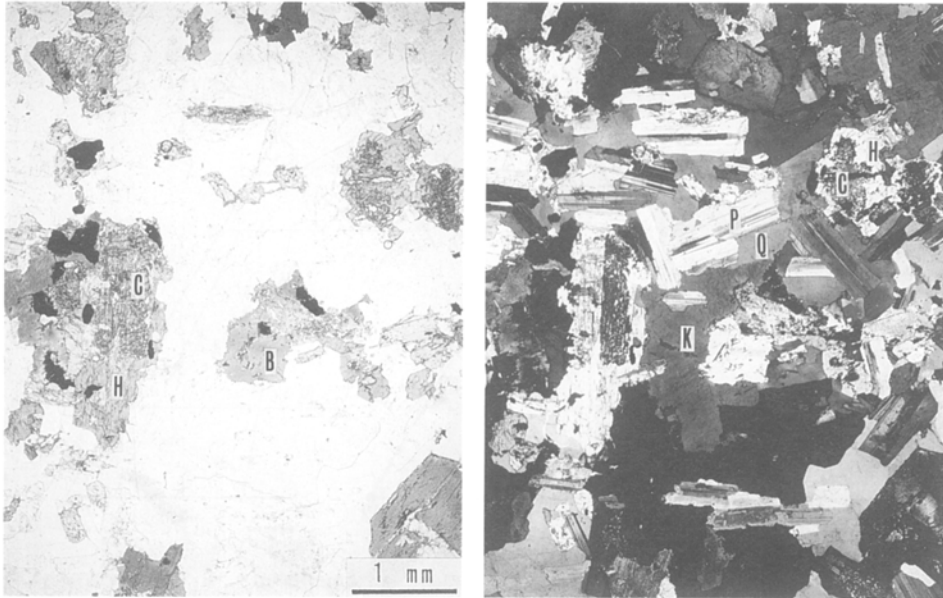
- A: 畑川破砕帯以東地域の貫入岩類 1: 大倉山石英閃緑岩, 2: 国見山花崗閃緑岩, 3: 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩, 4: 玉ノ湯花崗閃緑岩の上岩相, 5: 玉ノ湯花崗閃緑岩の粗粒カリ長石含有岩相, 6: 八丈石山花崗岩, 7: 川房花崗閃緑岩, 8: 細粒黒雲母角閃石トータル岩, 9: 細粒黒雲母花崗閃緑岩
- B: 畑川破砕帯以西地域の貫入岩類 1: 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩, 2: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 3: 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩, 4: 淡紅色黒雲母花崗岩, 5: 灰色黒雲母花崗岩

数は 23-27 程度であるが、楓沢東方の野上川支流では、数十 m に渡って、やや粗粒で普通角閃石に富む優黒質の部分が認められる（第 I 図版 3）。また、「川前」図幅地域井出川流域の横山でも、同様に優黒質部が局部的に発達する。この地域の普通角閃石はレリック状の単斜輝石を含んでおり、本岩中で最も苦鉄質となっている（第 17 図）。

本岩の粒度は、斜長石の長径で 2-4 mm 程度が一般的であるが、万右エ門沢東方の野上川流域ではやや粗粒（斜長石の長径 4-6 mm）である。また、前述の井出川流域では全体にやや細粒（同、1-2 mm）となっている。浪江町焼築北方及び、高瀬川流域申瘤の場合は周囲の花崗岩・花崗閃緑岩の貫入によって種々の程度に熱変成、変形その他の変化を被って、やや不均質な外観を呈する。数十 cm 間隔で径 5-15 cm の暗色包有物を含んでいる。

本岩は、周囲に分布する中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩・玉ノ湯花崗閃緑岩・八丈石山花崗岩等によって貫入されている。富岡川以北では複数の小岩体として分布するが、それらは複数の貫入体から成るのではなく、大倉山付近を中心とする単一の岩体が周囲の貫入岩類と断層運動とによって分断されたものであろう。それらの小岩体が NNE-SSW 方向に伸びた形状であるのは、周囲の貫入岩類の貫入時の運動及びそれ以降の変形作用の結果である。富岡川片倉上流 1 km の採石場では、玉ノ湯花崗閃緑岩との間に N30°E70°N 方向、幅 30 m の破砕帯が発達している。この破砕帯はカタクラサイト化した大倉山石英閃緑岩からなっている。

後述するように、本岩はほぼその全域に渡って熱変成と変形作用とを被っており、その程度は南部程微弱である。



第 17 図 大倉山石英閃緑岩の顕微鏡写真 (左: 下方ポーラ, 右: 直交ポーラ)

P: 斜長石, Q: 石英, K: カリ長石, C: 単斜輝石, H: 普通角閃石, B: 黒雲母 (記号は以下同)
 (本図幅地域南隣の川前地域, 橋栗村塩貝西方 1.5 km の井出川河床)

岩石記載 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩

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・単斜輝石 (まれ)

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・ぶどう石
 斜長石は半自形, 長径 0.6-4 mm で An 成分に富むコアと An 成分に乏しいリムからなる。コアは反復累帯構造を, リムは正の累帯構造を有する。粗粒結晶のコアは鏡下で組成不均質の様相を呈する事が多いが, これは入り組んだ反復累帯構造のせいである。石英は他形で, 強い波動消光を示し, サブグレイン化していることが多い。カリ長石は他形で, 細かいパーサイト組織を示す。普通角閃石は半自形, 長径 1-4 mm であるが, 楓沢東方野上川流域の粗粒部では長径 7 mm 前後に及ぶ。褐緑色 (Z 軸色, 以下同様) で均質であるが, 前述の粗粒部等では淡緑色の狭いリムを伴い, 中央部程より褐色となる累帯構造を有する。井出川流域では, 普通角閃石中にレリック状の単斜輝石が含まれている。黒雲母は半自形, 径 0.5-1 mm で, 褐色 (Z 軸色, 以下同様) である。外縁や劈開沿いに細粒スフェンを伴うことが多い。不透明鉱物は粒状で, 主として磁鉄鉱からなり, 少量のチタン鉄鉱を伴う。チタン鉄鉱に富む部分もある。普通角閃石や黒雲母中で, 周囲を細粒のスフェンに取り囲まれて産する事が多い。

本岩のうち富岡川以北に分布するものは, 普通角閃石と黒雲母にしはしばデカッセイト組織が発達し, とくに高瀬川流域申窟の黒雲母に顕著である。一般に弱い変形構造を有し, 石英のサブグレイン化や斜長石・黒雲母の曲げやたわみが普遍的である。富岡川片倉上流 1 km の採石場で, 本岩は破碎帯を境に玉ノ湯花崗閃緑岩と接している。この破碎帯中で本岩はカタクラサイト化し, その近傍の強片状部では, 石英の流状組織や斜長石の割れ等の変形構造と共に, 石英・斜長石の微細粒状化や黒雲母の微細なデカッセイト組織等の再結晶組織が認められる。

IV. 2. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (国見山花崗閃緑岩) (G d K)

分布及び対比 本図幅地域内では双葉破砕帯及び畑川破砕帯に沿って、南北に細長く分布する。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の南方延長部に相当する。

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10cm前後の暗色包有物を少量含む、本図幅地域では双葉及び畑川の両破砕帯沿いに分布するので、片状構造が顕著で、マイロナイト化やカタクラサイト化を被り、緑泥石化等の変質が進んでいることが多い。片状構造は一般に急傾斜で、鉱物の配列による水平に近い線構造を伴う。

しはしば認められる強マイロナイト化した層状部では、結晶粒子の細粒化が進んでおり、サブグレイン化した石英粒子の形状から、畑川破砕帯・双葉破砕帯とも左横ずれせん断変形を被っていることが分る。また、双葉破砕帯東縁近くでは多数の小断層を伴って圧砕され、緑灰色細粒のカタクラサイトとなっている。

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・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0.5-10mm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・キックバンド・曲げ・石英で充填された展張割れなどを示す事が多い。石英は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の半自形を示す。黒雲母は半自形、径0.5-2mm、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伸び、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1-5mmで緑褐色である。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、展張割れやへき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鈷のラメラを有する磁鉄鈷で、わずかに赤鉄鈷を伴う。磁鉄鈷は丸味を帯びた粒状である。

IV. 2. 3 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (G d s)

分布及び対比 本図幅地域の中央から南端にかけて、畑川破砕帯に沿って細長く分布する。周縁のほとんどを断層で境されているため、他の岩体との時間的前後関係は不明な場合が多い。野外での貫入関係からは、大倉山石英閃緑岩より若く八丈石山花崗岩よりは古いと言える。すなわち、富岡川流域の五枚沢西方1kmで大倉山石英閃緑岩を貫き、大熊町旭ヶ丘北東1kmや、同、毛戸ダム東方0.5kmの地点で八丈石山花崗岩に貫かれる。浪江町東大森北西の高瀬川支流域では、八丈石山花崗岩との境界付近の本岩中に、黒雲母のデカッセイト組織や普通角閃石のモザイク化等の熱変成組織が認められる。

岩相及び産状 本岩は普通角閃石に富む中粒の中-弱片状岩である (第II図版1)。普通角閃石は半自形で径は一般に長径2-5mmであるが、その中に散在するほぼ自形の粗粒結晶が特徴的である。普通角閃石の粗粒結晶は長径6-10mmで、5-10cm間隔で分布する。全体に変形による片状構造が発達しており、その方位はNS-35°E走向で急立している。長径15-20cmの扁平な暗色包有物が数m間隔で認められる。

本図幅地域内では北から南に向かって、色指数・普通角閃石の粒径共に若干増加する傾向が認められる

岩石記載 中程片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩

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1-6mmで反復累帯構造を示すコアと正累帯する狭いリムからなる。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0.1-0.5mm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0.5-3mmで、褐色である。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で、長径1-4mmが一般的であるが、長径10mm前後に及ぶ粗粒結晶も認められる。褐緑色で均質であるが、まれに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。石英の流状構造は顕著でない。また、細脈状にカタクラサイト化した部分がまれに見いだされる。

IV. 2. 4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相）(GdTr)

粗粒淡紅色カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩（GdTrk：粗粒カリ長石含有岩相）を伴う

分布及び対比 本岩は、玉ノ湯から楓沢にかけての野上川流域から、南方の大川原川流域にかけて分布する。野上川より北の範囲では、分岐して貫入する八丈石山花崗岩と北西-南東方向の断層とによって分断され、高瀬川流域を北限に尖滅する。富岡川以南ではその分布範囲は急激に狭まり、畑川破碎帯に沿って幅500m程度で細長く分布する。大野ほか（1953）の玉ノ湯型C相及びD相新期花崗閃緑岩に相当する。また、Sendo（1958）のTomiooka Type Hb-Bt Granodioriteに相当する。

大野ほか（1953）は、畑川破碎帯と双葉破碎帯に挟まれて、野上川から木戸川にかけての範囲に分布する花崗岩類を玉ノ湯型花崗閃緑岩と名づけ、その岩質の地域的特徴に基づいて、A-E相に細分した。A相は本稿の大倉山石英閃緑岩、B相は中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩にほぼ相当する。また、C相、D相は本稿の玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相と粗粒カリ長石含有岩相にそれぞれ相当する（但し分布範囲は大幅に異なる）。大野ほか（1953）はこのA-E相が相互に密接な成因関係があるとして一括しているが、本研究では、野外で漸移関係にあるC相とD相以外に岩相相互の特別な関係は認められないので、C・D相を一括して玉ノ湯花崗閃緑岩とし、その他の岩相は各々独立のものとして扱った。

岩相及び産状 本岩は石英の粗粒結晶の目立つ、ほぼ均質の中粒岩である。片状構造は一般に微弱であるが、富岡川流域等で局所的に顕著な部分も認められる。粗粒斑状の石英は径5-8mmが一般的であるが、大きいものは径10-12mmに及ぶ。普通角閃石は国見山花崗閃緑岩と比べてやや細粒（苦鉄質鉱物の径2-4mm）で、岩石は全体により優白質な印象を与える。カリ長石は白色もしくは淡紅色である。岩相は地域によってやや変化するが、斑状の石英を含むという点は共通している。

岩相変化としては、上述の主岩相（第II図版2）の他に、やや細粒の岩相と粗粒淡紅色カリ長石含有岩相（第II図版3）とが認められる。どちらも主岩相とは漸移関係にある。これらの3岩相からなる岩体を、玉ノ湯花崗閃緑岩体と呼ぶことにする。暗色包有物は普遍的に認められる。径5-20cmの楕円状で数十cm間隔で含まれている。

やや細粒の岩相は、双葉町東大森西方に分布している。この地域では中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩との境界であるNS方向の断層に沿ってその東側約500mの範囲が、石英で径4mm以下、苦鉄質鉱物で2mm前後とやや細粒になっている。

粗粒カリ長石含有岩相は、大熊町日隠山北東から南西にかけての地域に、NE-S 方向に伸びた楕円状をなして断続的に分布する。また玉ノ湯温泉等野上川流域にも小規模分布する。粗粒カリ長石含有岩相は主岩相に粗粒カリ長石が加わったものに相当する。粗粒カリ長石は半自形で淡紅色を呈し、一般に長径5-15mmの結晶が5-10cm間隔で分布する。最大長径は30mmに及び、20mm前後の結晶もしばしは認められる。

主岩相との漸移部は富岡川流域五枚沢の500m上流及び250m下流で観察できる。ここでは典型的な粗粒カリ長石含有岩相から主岩相に向かって、粗粒カリ長石の含有量が急激に減少し、50m程度で全く認められなくなる。すなわち、粗粒カリ長石含有岩相は50m程度の漸移帯を挟んで主岩相に移化する。

この地域の粗粒カリ長石含有岩相と主岩相は共に偏平な暗色包有物に富んでいる。この暗色包有物及び主要構成鉱物の配列による面構造は、N35°E68°N、N33°E60°S等で、大局的には両岩相の境界と調和的な方位を示している。しかしながら細かく見ると、例えば五枚沢上流の境界では、面構造は上述の漸移境界とは直角に近い高角度で斜交して、一方からもう一方の岩相へと連続しているのが観察できる。

主岩相と粗粒カリ長石含有岩相との相違は粗粒カリ長石の存否で、カリ長石が比較的自形に近くまた他の鉱物を包有してないことから判断して、両岩相への分化は岩体貫入時もしくはそれ以前の出来事である。したがって、岩相境界と斜交する岩石の面構造は岩体貫入後の変形作用を反映したものと見える。鏡下で石英のサブグレイン化等の変形構造が認められる事、暗色包有物が非常に偏平であること、面構造の方位が、畑川・双葉両破砕帯近傍で特に顕著になるNE-S系の片状構造と一致すること等は、この結論と調和的である。岩相境界も大局的にはNE-S系の片状構造と調和的であることは、玉ノ湯花崗閃緑岩貫入時、貫入の場は既に両破砕帯を形成したのと同様の応力条件下にあったことを示唆している。

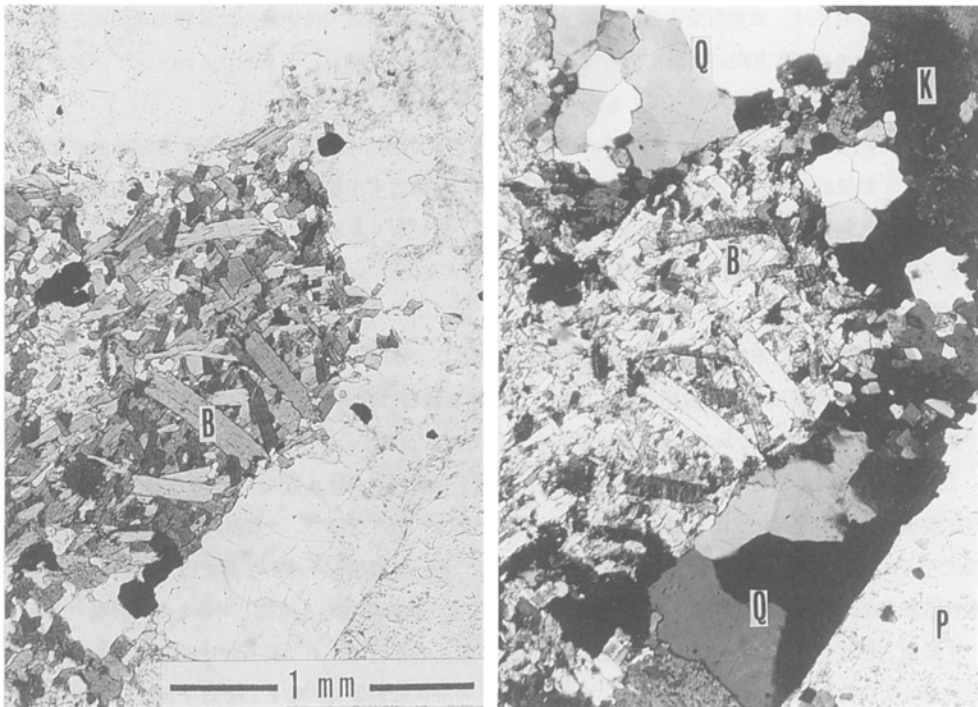
野上川以北では、本岩は糖晶質な印象を与える。鏡下では黒雲母の大部分がデカッセイト組織を示し、普通角閃石は一部黒雲母に交代されている。また、珪長質鉱物は部分的に細粒モザイク組織を示す(第18図)。これは熱変成による再結晶組織で、熱源はおそらく八丈山花崗岩であろう。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

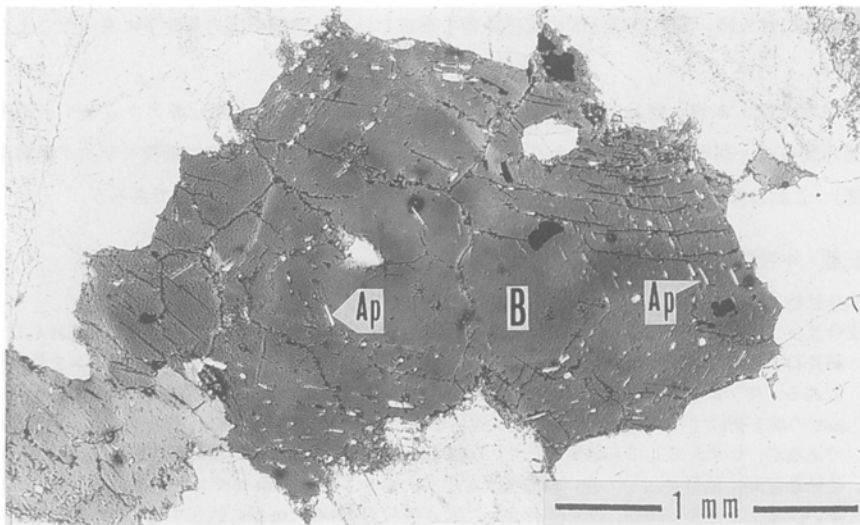
主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・不透明鉱物

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

斜長石は半自形で、比較的自形性が良く、反復累帯構造が顕著である。正累帯するリムを伴う場合もある。単一結晶粒は長径1-5mmであるが、しばしは数個の結晶が集斑状に接して、径5-10mmの塊を構成する。これは斜長石粒間を占める石英とカリ長石の分布が不均一である事と相補的であるが、いずれにしても結果として、肉眼では斜長石は実際よりも粗粒な印象を与える。石英は他結晶粒間で他形をなし、強い波動消光を示し、径0.2-0.5mmにサブグレイン化している事が多い。また、径5-8mm、最大径15mmに及び粗粒結晶が数cm毎に散在する。この粗粒結晶もサブグレイン化して数個に分割されていることが多い。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0.5-2.5mmで、褐色である。微細なアパタイト粒子を多数含んでいる。黒雲母のC軸に直行する面を観察した場合、アパタイトは黒雲母の各柱面に平行に



第18図 玉ノ湯花崗閃緑岩主岩相の顕微鏡写真 (左: 下方ポーラ, 右: 直交ポーラ)
 黒雲母にはデカッセイト組織が発達し, 石英はモザイク状に細粒化している. (浪江町十方山南方2 km)



第19図 玉ノ湯花崗閃緑岩の黒雲母中のアパタイト (下方ポーラ)
 黒雲母のC軸にはほぼ直交する面上で, アパタイト (Ap) は黒雲母の柱面と平行に配列している.
 (富岡町五枚沢北東1 kmの富岡川支流河床)

並ぶ傾向が認められる(第19図)。普通角閃石は半自形で自形性は良く、長径1-4mmで、褐緑色である。不透明鉱物は粒状で、主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱を伴う。

粗粒カリ長石含有岩相の鏡下での特徴は、淡紅色の粗粒カリ長石が存在すること以外は主岩相の中粒閃石黒雲母花崗閃緑岩と同じである。粗粒カリ長石は半自形で微細なパーサイト構造を有し、内部に丸みを帯びた細粒石英を少量含むことがある。

IV. 2. 5 中-粗粒黒雲母花崗岩(八丈石山花崗岩)(GrH)

分布及び対比「原町及び大甕」図幅地域内の請戸川流域から本図幅地域高瀬川流域にかけて広く分布する。高瀬川以南では断層で分断され、また分岐して玉ノ湯花崗閃緑岩に貫入、尖滅する。畑川破碎帯中にも小規模な岩脈として、また断層に挟まれて細長く分布する。久保ほか(1990)の八丈石山花崗岩の南方延長部に相当する。

岩相及び産状 本岩は、長径0.5-3cm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1-3cmのカリ長石が散在しやや斑状の印象を与える部分と、径1cm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る。「原町及び大甕」図幅地域と比較して本図幅地域では全般により細粒で、比較的粗粒な浪江町三程北東から畑川南方の地域でもカリ長石は最大長径1cm程度である。また「原町及び大甕」図幅地域で局部的に分布するザクロ石と白雲母を含む岩相は、本図幅地域では手倉山東方の畑川破碎帯中で泥質變成岩を貫く部分で例外的に認められるのみである。

畑川から焼築にかけての高瀬川流域の数カ所で、八丈石山花崗岩は玉ノ湯花崗閃緑岩・大倉山石英閃緑岩と貫入境界で接しているのが観察される。大倉山石英閃緑岩は畑川東方で八丈石山花崗岩と玉ノ湯花崗閃緑岩に貫かれている。玉ノ湯花崗閃緑岩と八丈石山花崗岩の前後関係は、野外の観察のみでは判定困難であるが、近接する両岩のうち、鏡下では玉ノ湯花崗閃緑岩のみに明瞭な再結晶組織が認められる。したがって、大倉山石英閃緑岩・玉ノ湯花崗閃緑岩・八丈石山花崗岩の順に貫入したと結論する。

モードではほとんどが花崗岩の領域に入るが、カリ長石の量比や色指数にはかなりの幅がある(第16図A)。一般に少量の暗色包有物を含んでいる。

なお、中-細粒の黒雲母花崗岩の小岩脈が随所で玉ノ湯花崗閃緑岩を貫いている。それらの内比較的大規模なものは、畑川破碎帯東縁の断層が野上川及び大川原川と各々交差する付近に集中的に分布している。それらの中-細粒黒雲母花崗岩は岩質上北方の八丈石山花崗岩本体と差がないので、地質図では八丈石山花崗岩としたが、それらのすべてが八丈石山花崗岩と同時期の貫入であるという保証は無い。しかしながらいづれにしても、玉ノ湯花崗閃緑岩より後の貫入であることに変わりはないので、八丈石山花崗岩が玉ノ湯花崗閃緑岩より若いという点は変わらない。

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・褐れん石・ざくろ石(まれ)・ジルコン・白雲母・スフェン・緑泥石・緑れん石・方解石

斜長石は半自形、長径0.3-8mmで比較的自形に近いものが多く、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、また、サブグレイン化している事が多い。石英の粒

状結晶は径8mmに及ぶ。カリ長石は他-半自形、径0.5-1.0mm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0.3-1mm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。褐れん石は累帯積造の顕著な自形で、「原町及び大甕」図幅地域に比べて産出はまれである。

IV. 2. 6 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩（川房花崗閃緑岩）(Gdw)

分布及び対比 「原町及び大甕」図幅地域の請戸川流域川房から本図幅地域の浪江町畑川にかけて、畑川破碎帯東側断層に沿ってその東に分布する。渡辺ほか（1953）の川房型新时期花崗閃緑岩、久保ほか（1990）の川房花崗閃緑岩に相当する。

岩相及び産状 本岩は、有色鉱物が径2mm以下と比較的細粒であること、カリ長石が淡紅色を帯びること、などを特徴とする中粒の均質岩である。カリ長石の色は白色に近いものから明瞭な淡紅色まで、地域によってかなり異なるが、本図幅地域では比較的明瞭な淡紅色である。やや片状の部分では複数の斜長石が接合してできている長径15mm前後の紡錘体が散在することがある。一般に少量の暗色包有物を含んでおり、その局所的な濃集部が認められる。

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：燐灰石・スフェン・ジルコン・褐れん石（まれ）・白雲母・緑泥石・緑れん石

斜長石は半自形、長径0.8-7mmで反復累帯構造を示すコアと正累帯する狭いリムからなる。粗粒結晶のコアにはパッチョーニングが発達し、アンチ・パーサイトが認められる。石英は他形で、しばしば径4-10mmのプールの状部を形成する。強い波動消光を示し、サブグレイン化が顕著である。カリ長石は鏡下では他形であるが、ポイキリティック組織を有する粗粒結晶を構成することが多く、その長径は15mmに及ぶ。細かいパーサイト組織を有し、斜長石と接してミルメカイトを形成している。黒雲母は半自形、径0.4-1.2mmで、褐色である。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0.8-5mmで、青味を帯びた緑褐色である。粗粒結晶には、中央部で緑褐色となる累帯構造を有するものがある。不透明鉱物は粒状で、主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱を伴う。

畑川破碎帯近くでは、斜長石の折れや曲げ、石英の流動構造、黒雲母の曲げやマイカフィッシュ形成などの変形組織が発達する。

IV. 2. 7 細粒黒雲母角閃石トータル岩 (Tn)

分布及び対比 本岩は大川原川流域の坂下ダムを挟んでその南北に極く局所的に分布する。本岩に対比される岩体は他に見いだしていないが、岩相的には新田川花崗閃緑岩と比較的類似している。

岩相及び産状 本岩は長径0.5-2mm、最大6mmの細長い普通角閃石が特徴的な細粒岩である（第III図版1）。色指数は15%前後で、新田川花崗閃緑岩程には苦鉄質鉱物に富まない。1-2m間隔で径3-5cmの暗色包有物が認められる。

周囲の玉ノ湯花崗閃緑岩との関係は、坂下ダム貯水池北岸の断層による境界以外には境界部の露頭が欠如しているため確言できないが、坂下ダム下流200mの地点で玉ノ湯花崗閃緑岩に熱変成による再結晶組織が発達していることから、本岩は玉ノ湯花崗閃緑岩中に貫入しているものと考えられる。

岩石記載 細粒黒雲母角閃石トータル岩

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（まれ）・緑泥石・白雲母・緑れん石

斜長石は自一半自形、長径0.3-1mmが一般的で、その他に径2.5mm前後のやや粗粒の結晶が散在する。顕著な反復累帯構造を示す。石英は径0.1-0.4mmの粒状もしくは他形をなし、斜長石粒間を埋める。波動消光が顕著で、しばしばサブグレイン化している事が多い。カリ長石は他形で、量は少ない。普通角閃石は半自形、長径0.5-2mm最大6mmで細長いものが多い。褐緑色であるが、淡緑色の狭いリム以外と、無色のコアから成る粗粒結晶も認められる。黒雲母は半自形、径0.2-1mmで、褐色である。不透明鉱物は粒状で、黒雲母中に含まれる事が多い。チタン鉄鉱が主で、少量の磁鉄鉱を伴う。長径1mmに及ぶ褐れん石がまれに見いだされる。

IV. 2. 8 閃緑斑岩 (Dp)

分布及び対比 本岩は、幅数mから数十mの岩脈として、畑川破砕帯と双葉破砕帯に挟まれる地域のほぼ全域に渡って分布する。地質図にほそのうち主要なものだけを示す、野上川流域玉ノ湯の北西から富岡川流域五枚沢西方にかけての地域には、NE-SW方向に伸びる岩脈群として集中的に分布する。また、高瀬川流域焼築南西、玉ノ湯北東等にも比較的密集して分布する。

本岩は「原町及び大甕」図幅地域にも分布している。すなわち、「原町及び大甕」図幅で花崗閃緑斑岩としたものの内の一部（小規模なため地質図には表示していない）は、本閃緑斑岩に相当する。「原町及び大甕」図幅では閃緑斑岩を花崗閃緑斑岩に含めて、単独の記載を行わなかったが、その理由は、花崗閃緑斑岩のうち幅1-2m程度のものや、周縁急冷相の部分は青緑色で斑晶が少ないため、肉眼で閃緑斑岩との区別が困難である事と、地質図に表示可能な規模の閃緑斑岩が存在しない事による。

渡辺ほか（1983a）は本稿における大倉山石英閃緑岩と閃緑斑岩を区別せず、一括して閃緑斑岩とした。しかしながら、閃緑斑岩は岩脈として大倉山石英閃緑岩及び玉ノ湯花崗閃緑岩中に貫入しており、玉ノ湯花崗閃緑岩に貫かれる大倉山石英閃緑岩とは明瞭に区別すべきものとする。

但し大倉山石英閃緑岩に伴う閃緑斑岩のうち、1カ所だけではあるが、玉ノ湯花崗閃緑岩に貫かれる場合が見つかっている（第22図）。このことは、閃緑斑岩の活動時期の幅広さを示すものかも知れないが、あるいは、この項で扱っている閃緑斑岩とは異なり、それに先行する、大倉山石英閃緑岩の細粒岩相に相当するものがあるのかもしれない。

岩相及び産状 本岩は青黒色-灰黒色の基質中に、斜長石・普通角閃石の斑状結晶が散在する細粒岩である。花崗閃緑斑岩に比べて、より斑晶に富む傾向が認められる。（第III図版2）。

一般に幅1-5mの岩脈として産し、大規模なものでは幅30m前後に及ぶ。小規模な岩脈は斑晶の少ない青黒色細粒岩から、幅広い岩脈は灰黒色の斑状岩から成る事が多い。また、幅広い岩脈は周縁急冷相として青黒色細粒岩を縁辺部に伴う事がある。

大川原川上流域及び五枚沢北西方では比較的粗粒な岩相が幅広く分布するが、それらは複数の岩脈から構成されている可能性が高い。

岩脈は急立し、走向はNE-SWもしくはNNE-SSW方向が卓越している。畑川及び双葉破砕帯付近では断層に沿う場合が多い。

閃緑斑岩は岩相的には花崗閃緑斑岩のより苦鉄質なものに相当し、貫入時期や貫入方向等について両

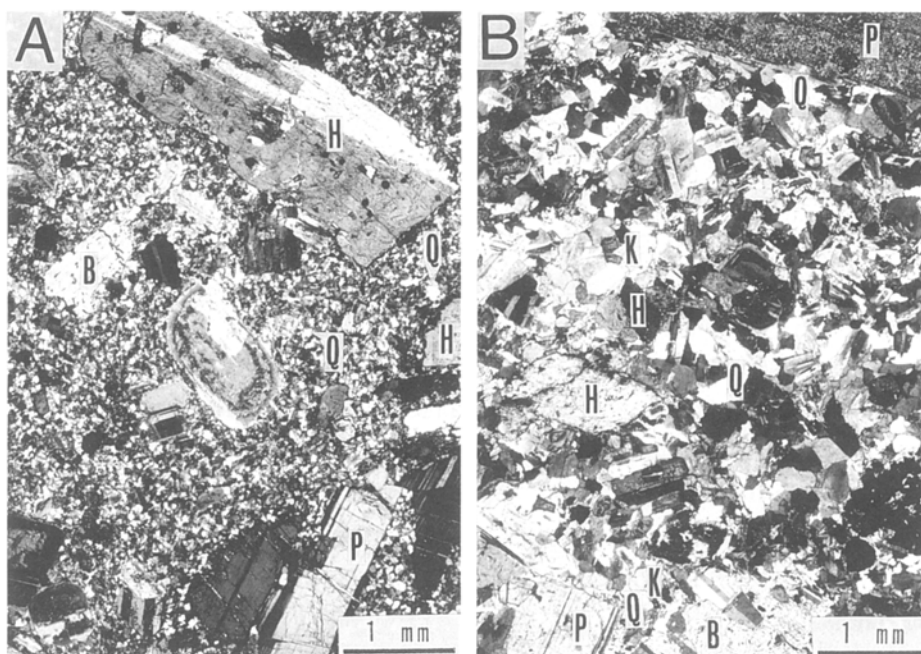
者の間で系統的な差を認めるに至っていないので、その区別は現在のところ厳密なものではない、ちなみに、野外では、斑晶に石英やカリ長石を有し、石基部が灰-灰黒色（新鮮でない場合は淡橙色を帯びる）の場合は花崗閃緑斑岩とし、斑晶が角閃石に富み、石英やカリ長石をほとんど含まず、石基が青黒色のものを閃緑斑岩とした。したがって、青黒色緻密で斑晶をほとんど含まない場合にはどちらとも確定できないが、鏡下で検討を加えたいいくつかの例から判断すると、その大部分は閃緑斑岩であった。いずれにしても、本図幅で区別した閃緑斑岩と花崗閃緑斑岩の両者が、共通のマグマに由来し単に分化の度合いが違うだけなのか、あるいは成因的には無関係であるのかは今のところ不明である。貫入の時期については、閃緑斑岩は八丈石山花崗岩の熱変成を被っている場合があるのに対して、花崗閃緑斑岩は八丈石山花崗岩中に明瞭に貫入しているので、閃緑斑岩が花崗閃緑斑岩に先行する。

閃緑斑岩の顕微鏡写真を第20図に示す。

岩石記載 閃緑斑岩（斑状岩相）

斑晶：斜長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

斜長石は自-半自形、長径0.3-4mm、最大7mmで反復累帯構造を示す。普通角閃石は自-半自形、長径0.3-4mm、最大6mmで褐緑色である。周縁部は、やや帯青緑色となり、また、弱い反復累帯構造を有する場合もある。比較的細粒の結晶では、内部に多数の微細な不透明鉱物を有することがある。黒雲母は半自形、径0.5-1.5mmで帯緑褐色である。普通角閃石に比して量は少ない。デカッセイト組織の集合体を構成する事もある。不透明鉱物は細粒粒状の磁鉄鉱とチタン鉄鉱で、普通角閃石や黒雲母に伴って少量分布する。デカッセイト組織の黒雲母に伴う場合はスフェンと共存する事が多い。



第20図 閃緑斑岩の顕微鏡写真（直交ポーラ）

A：基質部が細粒の閃緑斑岩（大熊町日隠山北方1kmの野上川支流沿い）

B：基質部がやや粗粒の閃緑斑岩（富岡町五枚沢北方1kmの富岡川支流沿い）

基質部には微文象組織が認められる。

石基：粒径 0.05mm 以下の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石からなる。

石基部が比較的粗粒のものでは、グラフィック組織を示す事が多い。石基中の有色鉱物の容量比は、斑晶の場合とは逆に黒雲母が普通角閃石より多い。但し細粒岩相の場合は普通角閃石に富む。

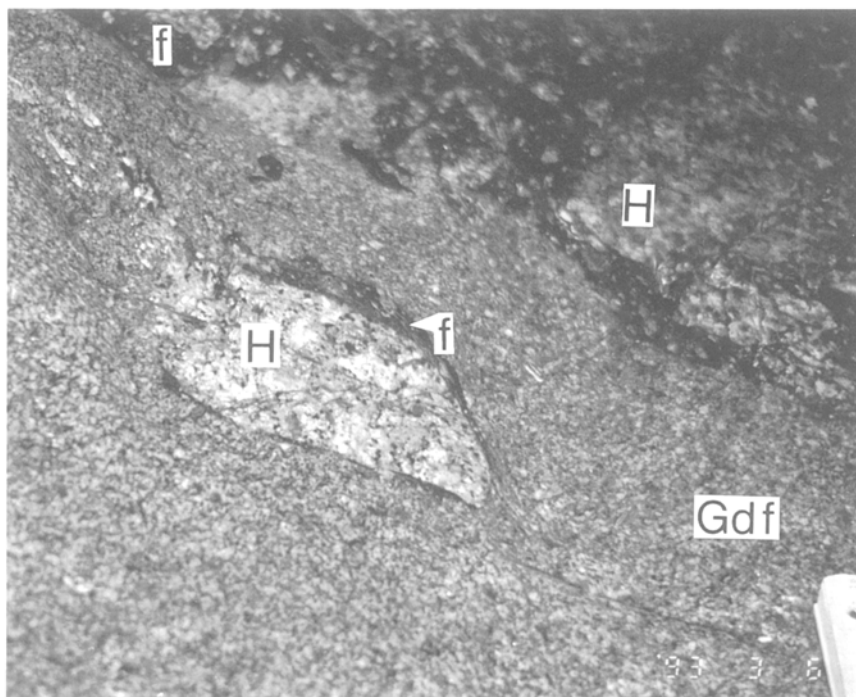
IV. 2. 9 細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)

分布及び対比 細粒黒雲母花崗閃緑岩は高瀬川流域焼築南方 0.5km の高瀬川支流及び十万山南南西 1km の地点に分布する。分布が極く局所的であるせいか、本岩についての既存の報告はなく、周辺地域からも本岩に相当する岩石は報告されていない。本岩の貫入時期は、次項で述べる産状等から判断して、花崗閃緑斑岩・珪長岩とほぼ同時期である。

岩相及び産状 本岩は径 1mm 以下の黒雲母に富む細粒の均質岩である（第Ⅲ図版 3）。

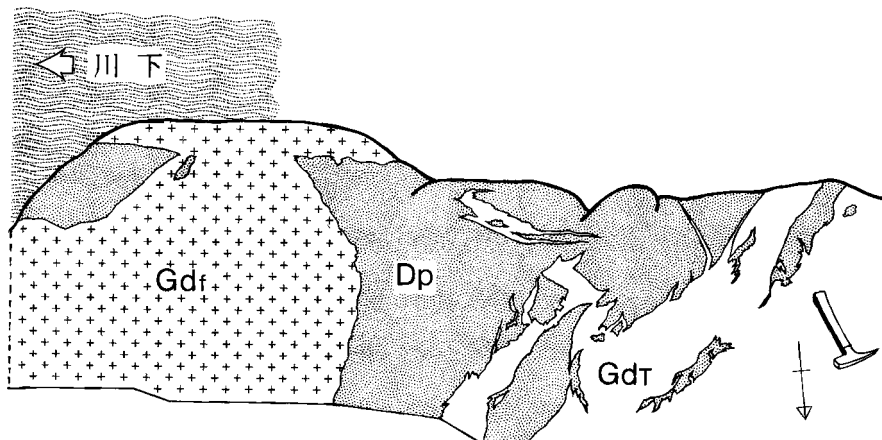
焼築南方の高瀬川支流では、八丈石山花崗岩中の幅約 200m に及ぶ花崗閃緑斑岩岩脈集中域に、幅 10-20m の複数の貫入体として分布している。ここでは、本岩は八丈石山花崗岩と珪長岩をゼノリスとして包有している。八丈石山花崗岩ゼノリスは多くの場合カタクラサイト化した灰黒色の微細粉状部を伴っている（第 21 図）。また、本岩はシャープな境界で花崗閃緑斑岩に貫かれている。

十万山南南西に分布する細粒黒雲母花崗閃緑岩の産状を第 22 図に示す。ここでは、閃緑斑岩及び大



第 21 図 細粒黒雲母花崗閃緑岩中の八丈石山花崗岩のゼノリス
細粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf) 中の八丈石山花崗岩の岩片 (H) は周囲に同岩のカタクラサイト化した微細粉状部 (f) を伴っている。また、図の右上方の八丈石山花崗岩は、微細粉状部で間を充填された小岩片の集合体を構成している。これらから、八丈石山花崗岩がカタクラサイト化した後、細粒黒雲母花崗閃緑岩が貫入した事が判る。

(浪江町焼築南方 500m の高瀬川支流河床)



第22図 細粒黒雲母花崗閃緑岩の産状

Gdf: 細粒黒雲母花崗閃緑岩, Dp: 閃緑斑岩, Gdt: 玉ノ湯花崗閃緑岩, 図の左端から2m川下で, 細粒黒雲母花崗閃緑岩は大倉山石英閃緑岩を貫く. 閃緑斑岩は大倉山石英閃緑岩を貫き, 細粒黒雲母花崗閃緑岩と玉ノ湯花崗閃緑岩に貫かれる. (浪江町十萬山南西1kmの前田川河床)

倉山石英閃緑岩を貫き, それらに熱変成作用を及ぼしている. 玉ノ湯花崗閃緑岩とは直接接しないが, 挟在する閃緑斑岩を貫く玉ノ湯花崗閃緑岩に対しても, 熱変成作用を及ぼしている.

これらの産状から, 細粒黒雲母花崗閃緑岩は玉ノ湯花崗閃緑岩・八丈石山花崗岩の貫入後, それらを貫いて貫入してきた花崗閃緑斑岩・珪長岩と同時期に相前後して貫入した事が判る. また, 本岩は花崗閃緑斑岩・珪長岩と同様に, 母岩が破断やカタクラサイト化等の変形作用を被っている部分に選択的に貫入しているように見える.

岩石記載 細粒黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・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・緑泥石・白雲母

斜長石は半自形, 長径0.6-2.5mm, 最大3.5mmで, 反復累帯構造を示す. 石英は径0.3-1mmの粒状もしくは他形, 及び径3mm程度のプール状をなして斜長石粒間埋める. 波動消光が顕著で, プール状部はサブグレイン化している事が多い. カリ長石は他形で, 量は少ない, 黒雲母は半自形-他形, 径0.3-2mmで, 褐色である. 不透明鉱物は半自形粒状または他形で, 主として磁鉄鉱からなり, ごく少量の硫化鉱物を伴う.

IV. 2. 10 花崗閃緑斑岩 (Gp)

分布及び対比 畑川破砕帯と双葉破砕帯の間で, 幅数m-10mの岩脈として多数分布する. 地質図には主要なものだけ表示したが, そのほとんどは両破砕帯内に分布する. 「原町及び大甕」図幅地域では, 小規模な岩脈としての他に, 高の倉ダム周辺に比較的広範に分布する(久保ほか, 1990).

渡辺ほか(1983a)が, 本図幅地域に南接する川前地域で閃緑斑岩としたものには, 本岩と同質のものも含まれていると思われる.

岩相及び産状 本岩は斑晶に斜長石・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として産するとき、斑晶の自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の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ことから、青黒色細粒岩と灰黒色斑状岩はそれぞれ周縁急冷岩相と徐冷岩相に相当すると考えている。斑晶の斜長石とカリ長石は岩脈の延びの方向に平行に並ぶ事が多い。

岩石記載 花崗閃緑斑岩（灰黒色斑状岩相）

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・ザクロ石（まれ）

斜長石は自-半自形、長径0.3-4mmで弱い反復累帯構造を示す。径1mm前後の集斑状結晶も認められる。石英は径0.5-1.2mm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4-18mmで、融食による湾入部が発達する。微斜長石構造を示す。変形作用により破断されている事がある。普通角閃石は半自形、長径0.5-2.5mm、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0.2-1.5mm、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が認められる事がある。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。ザクロ石は径0.05-0.5mmの粒状で不規則な外形を示す。いくつかに分割されている事が多い。微細な淡褐色粒子を含むため汚れて見えるコアと無色透明のリムから成る累帯構造を有する。産出はごくまれである。

石基：粒径0.1mm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。

石基を構成する粒子が0.02mm前後以下の場合、等粒状をなす事が多いが、石基部がそれより粗い場合には、微細な石英とカリ長石の集合からなる微文象構造を有する粒子が多数認められる。また石英・長石の琵琶の周囲には、微文象構造が発達している事が多い。主として黒雲母の定向配列による片状構造が発達するが、片状構造の目立たないものもある。石基中の片状構造は、細かくうねりながら斑晶を取り巻いて連続する。

IV. 2. 11 珪長岩 (F)

分布及び対比 珪長岩は、畑川破碎帯以東の地域において、幅数mの岩脈として広範に分布するが、量的にはわずかである。本図幅地域では、富岡町大倉山東方2kmの林道沿いで、変成岩・花崗閃緑岩を貫く岩脈群として、また、双葉破碎帯中で火山岩類を貫く岩脈として集中的に分布する。

本岩は、久保ほか(1990)の珪長岩に相当し、本図幅地域南隣川前地域で渡辺ほか(1983a)がフェルサイトとした岩石もこれと同じものである。

岩相及び産状 本岩は少量の斑晶を含む灰白-淡橙色の細粒緻密な岩石である。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。花崗岩類・変成岩類を貫く岩脈として産し、細角割れしている事が多い。せん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。

岩石記載 珪長岩

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・ざくろ石（まれ）

斜長石は半自形、長径0.6-3mm、均質で灰曹-曹長石組成である。石英は半自形もしくは融食形、径0.8-1.5mm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0.8-1.5mmでパーサイト組織を有する。ざくろ石は径0.1-0.5mm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。

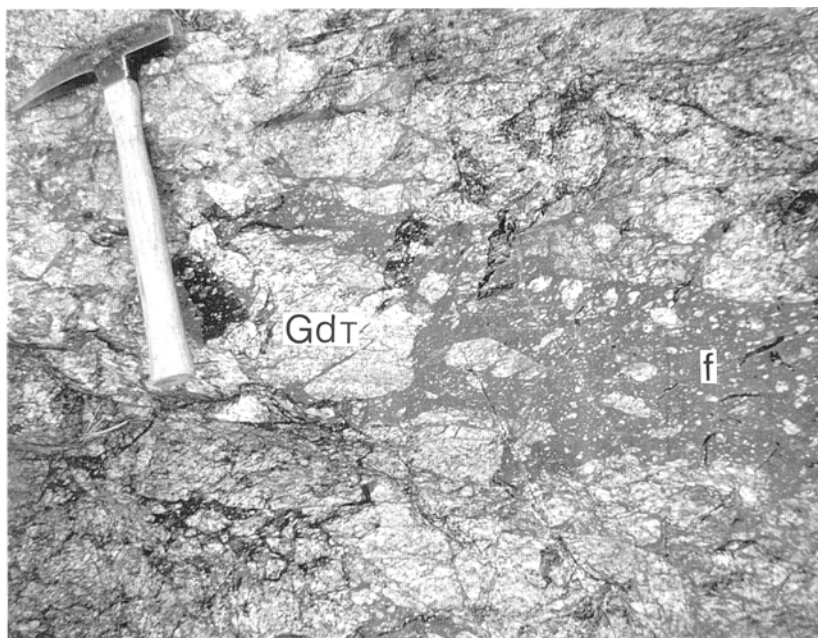
石基：粒径0.02mm以下の斜長石・石英・カリ長石・不透明鉱物・燐灰石・緑泥石・白雲母からなる。

極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。不透明鉱物は磁鉄鉱である。

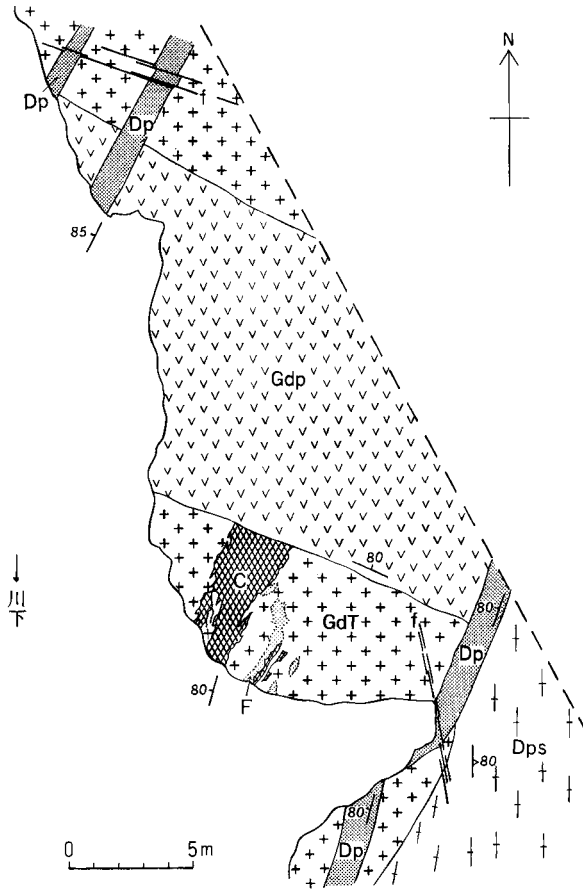
IV. 2. 1 2 圧砕岩岩片を多数含む岩脈について

本図幅地域内数カ所には、圧砕岩の岩片と灰黒色緻密な基質部からなる幅数十 cm から数 m の脈状部が認められる (第 23 図, 第 IV 図版 1)。その代表的なものは高瀬川流域の焼築上流 700 m の地点で観察できる (第 24 図)。ここでは圧砕岩含有岩脈は玉ノ湯花崗閃緑岩中に発達し、母岩との境界部では、緻密な基質部から成る細脈が、破碎された母岩中へと伸びている。圧砕岩含有岩脈中に多数含まれる岩片のほとんどは母岩の玉ノ湯花崗閃緑岩の圧砕されたもので、その他には珩長岩が少量認められる。それらは比較的角のとれた、垂円状の外形をしており、珩長岩の場合は融食形に似た不規則に湾入した外形のものも認められる。また、珩長岩と玉ノ湯花崗閃緑岩の境界に沿って圧砕岩含有岩脈が発達している場合も認められる。

鏡下では、圧砕岩含有岩脈の緻密な基質部は粗粒の珩長質鉱物が圧砕されて出来た細粒結晶粒子と微細な半自形黒雲母及び石英・長石等珩長質鉱物の細粒結晶からなる (第 25 図)。基質部もその中に含まれる岩片も共に圧砕による石英のサブグレイン化や流状組織を示しており、また、結晶粒子も岩片も共に弱い定向配列を有し、かつそれらの構造は相互に調和的な方位を有する事から、岩脈は間入後も変形をこうむっていると判断できる。基質部の火成岩的組織や粒径の揃った黒雲母の均一な分布、ポーフィロクラストを構成する粗粒結晶に認められる熱変成組織等は、圧砕岩含有岩脈の形成には液相 (マグマ)



第 23 図 玉ノ湯花崗閃緑岩中の圧砕岩含有岩脈
Gdτ : 玉ノ湯花崗閃緑岩, f : 灰黒色緻密な基質部 (浪江町焼築西方 700 m の高瀬川河床)



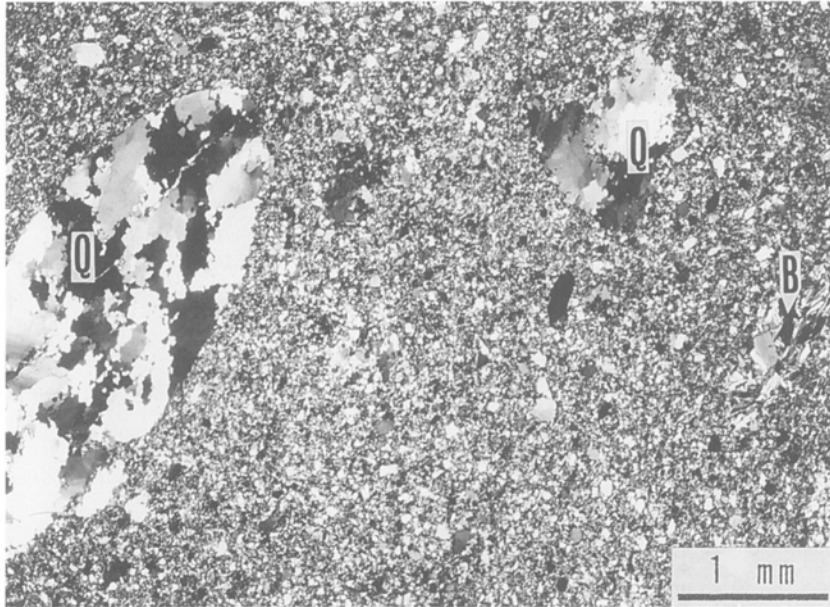
第24図 玉ノ湯花崗閃緑岩中の岩脈の分布

Dp : 閃緑斑岩, Dps : 片状閃緑斑岩, Gdp : 花崗閃緑斑岩, C : 圧砕岩含有岩脈, F : 珧長岩,
GdT : 玉ノ湯花崗閃緑岩, f : 断層. (第23図と同一地点)

が伴っていた事を示唆する。この液相はこの時期に活動している閃緑斑岩または花崗緑斑岩を形成したマグマに由来すると推定されるが、カタクラサイト形成に伴って生じた液相である可能性も無いとは言えない。いずれにしても、花崗閃緑斑岩の石基部との粒径差から判断して、圧砕岩含有岩脈の基質部のほとんどは粉碎された結晶片に由来し、液相の占める割合は小さかったであろう。

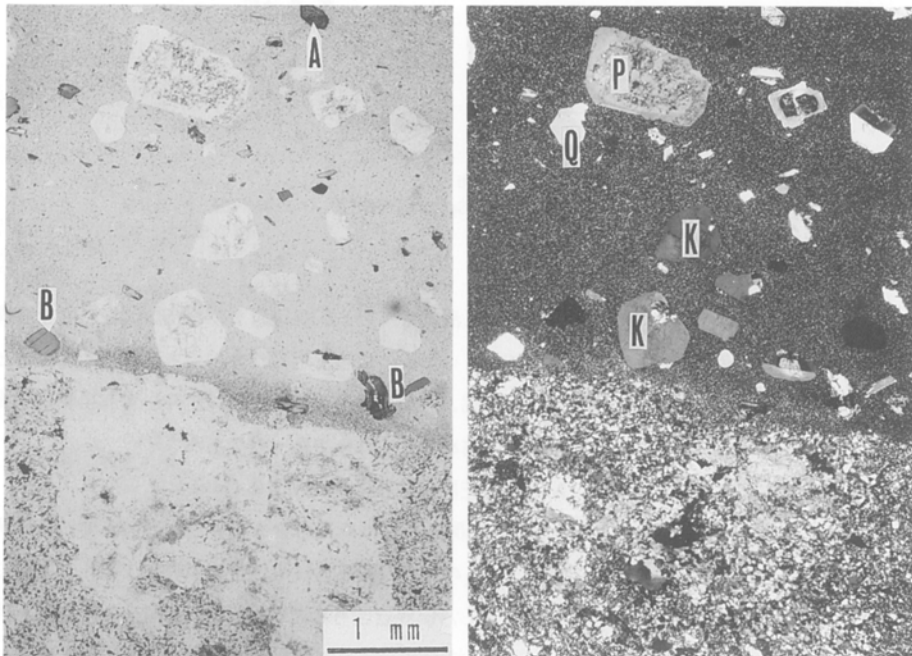
また、圧砕岩含有岩脈は、 $N70^{\circ}W80^{\circ}N$ 方向の花崗閃緑斑岩（第24図のGdp）によって貫入され、その貫入境界はシャープである（第26図）。この花崗閃緑斑岩は圧砕岩含有岩脈と同方向に伸びる片状閃緑斑岩（第24図のDps）によって切られている。この片状閃緑斑岩は固結後の圧砕による片状構造の発達が顕著で、その方位は貫入方向とわずかに斜交し、圧砕岩含有岩脈の方位により近い。この片状閃緑斑岩を切って、閃緑斑岩（第24図のDp）が貫入しておりその方位は圧砕岩含有岩脈と平行である。この閃緑斑岩は、圧砕された玉ノ湯花崗閃緑岩の岩片をごくわずかに含んでいる。

以上の事から、本圧砕岩含有岩脈及びその周辺の岩石の形成過程は以下のようにまとめられる。



第 25 図 圧砕岩含有岩脈の顕微鏡写真（直交ポーラ）

図の斑状部は玉ノ湯花崗閃緑岩に由来する石英のポーフィロクラストで、サブグレイ化している。黒雲母はスフェンを伴ってデカッセイト組織の楕円状集合体を構成するものと、微細結晶として基質中に均一に分布するものがある。（第 23 図と同一地点）



第 26 図 圧砕岩含有岩脈を貫く花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真（左：下方ポーラ，右：直交ポーラ）

図の上半部が花崗閃緑斑岩。花崗閃緑斑岩の石基部は圧砕岩岩脈の基質部に比べてずっと細粒である点に注意。
A：褐れん石
（第 23 図と同一地点）

1. 玉ノ湯花崗閃緑岩中にN20°E80°N方向の破砕帯形成。破砕帯部の玉ノ湯花崗閃緑岩はカタクラサイト化。
2. この破砕帯中に、圧砕された玉ノ湯花崗閃緑岩の岩片と微細粒子を多数取り込みつつマグマ（おそらくは閃緑斑岩または花崗閃緑斑岩を形成したマグマ）が貫入、固結し、圧砕岩含有岩脈を形成した。この貫入にやや先行して一部で珩長岩の貫入があった。
3. 玉ノ湯花崗閃緑岩及び圧砕岩含有岩脈を切って圧砕岩含有岩脈とほぼ直交方向に花崗閃緑斑岩が貫入。
4. 圧砕岩含有岩脈とわずかに斜交する閃緑斑岩が花崗閃緑斑岩を切って貫入。固結後変形を被り、圧砕岩含有岩脈とほぼ平行な片状構造を形成し、片状閃緑斑岩となる。
5. 花崗閃緑斑岩及び片状閃緑斑岩を切って、圧砕岩含有岩脈とほぼ平行に閃緑斑岩が貫入。

この形成過程から、珩長岩・閃緑斑岩・花崗閃緑斑岩の貫入と玉ノ湯花崗閃緑岩の圧砕作用（カタクラサイト化）が密接に関連し、時期的にも相前後している事が判る。

なお本岩はパキスタン等ヒマラヤ地域の花崗岩質岩中で観察されるシュードタキライト（Shand, 1916等）と肉眼的には酷似している。阿武隈山地東緑地域でもシュードタキライトの存在する可能性は高く、「原町及び大甕」図幅（久保ほか、1990）でも該当すると思われる例を示した。しかしながら、上述の高瀬川流域の例に関しては、ガラスやその脱ハリ化した組織等のシュードタキライトであることを明確に支持する証拠は得られてないので、圧砕作用時の火成活動によるマグマ貫入によるものと解釈している。

本岩は渡辺ほか（1983b）の圧砕性花崗岩にほぼ相当すると思われる。この圧砕性花崗岩には脱ハリ化した部分が認められるという事なので、カタクラサイト化に際して液相の形成があったことは「原町及び大甕」図幅地域の例から見ても間違いのない所であろう。しかしながらこの液相を珩長岩を形成したマグマと直接結び付けるという渡辺ほか（1983b）の解釈は、渡辺ほか（1983b）でも述べられているように、「両者を結びつける中間現象」が見いだされてない事から、単なる推論に過ぎず本稿では採用しない。珩長岩中に圧砕岩ゼノリスは見いだされず、逆に圧砕岩含有岩脈中のみならず、細粒黒雲母花崗閃緑岩中にも珩長岩ゼノリスが見つかるという事も、渡辺ほか（1983b）の解釈にとって不都合である。

IV. 2. 13 双葉破砕帯以東の先第三系基盤岩類

双葉破砕帯以東地域には第三系が広範に分布するが、第三系の下には不整合を境に先第三系基盤岩類が存在することがボーリングによって確認されている（第34図参照）。

例えば富岡町本町西の標高50.4mからの到達深度1,005mのボーリング（A-1）によれば、深度815.1m以深は花崗岩質岩から構成されている（第34図③；柳沢ほか、1989）。当地点の花崗岩質岩は主として中粒黒雲母トータル岩からなり、細粒角閃石黒雲母閃緑岩と中粒黒雲母花崗岩を少量伴う。50°前後に急立した片状構造が全般に渡って発達しており、また細脈状のカタクラサイト化した部分が随所に認められる。

中粒黒雲母トータル岩は $7-15 \times 10^{-3}$ SIUという高い岩石帯磁率を示し、磁鉄鉱系列に属する。鏡下では黒雲母はデカッセイト組織を有し、平行配列した面状もしくはレンズ状の集合体を形成する。黒雲

母集合体中にはしばしば半自形の緑れん石が形成されている。このトータル岩に相当するものは本図幅地域では地表には見いだされていないが、その岩石学的特徴の類似性から、畑川破碎帯と双葉破碎帯の間に分布する白亜紀花崗岩質岩類の一部と考えられる。

細粒角閃石黒雲母閃緑岩も、変形により著しく片状化しているため確かなことは言えないが、大倉山石英閃緑岩もしくは新田川花崗閃緑岩の細粒優黒質岩相というべきものである。

本ボーリング地点は双葉断層の東方2kmに位置する。花崗岩質岩の片状化・カタクラサイト化等の変形の程度は双葉断層西方1kmにおける花崗岩質岩類よりも著しく大きい。このことは双葉破碎帯が、双葉断層の東でより幅広く発達していることを示すものかもしれない。あるいは、単にボーリング地点付近での断層の存在を示すものかも知れない。いずれにしてもこの変形は黒雲母の再結晶や緑れん石の晶出を伴うような深所のできごとであり、上に載る下部漸新統白水層群が変形していないことから、前期漸新世以前の形成であることは明らかである。

IV. 3 畑川破碎帯以西の貫入岩類

本地域内には、中粒片状角閃石黒雲母トータル岩・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）・細-中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）・花崗閃緑斑岩が分布する。これらの貫入岩類の貫入関係を第15図に示す。また、各岩石のモードを第16図Bに示す。

IV. 3. 1 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩 (To)

分布及び対比 都路村古道の南西部で、上山口から頭ノ巣^{つぶり}にかけての東西4km南北5kmの範囲に分布する。前述の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と同じく阿武隈古期花崗閃緑岩（渡辺ほか、1953）に対比される。従来から阿武隈古期花崗閃緑岩で一括されている岩石は、地域によって粒度やモード等にかんがりの変化が見られ（Sendo, 1958等）、また、御斎所竹貫地域では石川岩体・鮫川岩体等貫入時期がわずかに異なる複数の岩体に分かれている事などから、川俣・常葉地域等阿武隈山地主部においても複数の貫入単元から成る可能性は大きい。したがって、分布が連続せず岩相的にもかなり異なる本図幅地域の片状角閃石黒雲母トータル岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは、各々別の岩体に由来する可能性がある。

岩相及び産状 本岩は、半自形普通角閃石の目立つ中粒岩で、後述の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と似ているが、顕著な片状構造を有する事、より苦鉄質鉱物に富む事等の点で区別される（第IV図版2）。

周囲の角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩・淡紅色黒雲母花崗岩・灰色黒雲母花崗岩に貫入され、全体としてそれらの捕獲岩体を構成している。岩体の北縁は直線状に伸びるWNW-ESE方向の断層で区切られている。

本岩から成る捕獲岩体には全域に渡ってN10°-50°E、60°-85°Sの片状構造が発達しており、またその構造に調和的な分布を示す超苦鉄質岩及び泥質変成岩のゼノリスを多数包有している。これらのゼノリスは本捕獲岩体の北縁を区切る断層の北の角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中にも分布することから、北

縁の断層の水平変位量は余り大きくないと判断できる。強いて推定すれば、その変位は左ずれで、水平距離で2km程度であろう。

本捕獲岩体は西側がより苦鉄質で、特に都路村石橋の西方から馬洗戸にかけての地域の本トータル岩は色指数が高く、また、しばしは単斜輝石を含んでいる(第27図)。鏡下では一般に黒雲母のデカッセイト組織や、モザイク状の斜長石及び石英が部分的に認められ、熱変成による再結晶組織と判断される。

岩石記載 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩

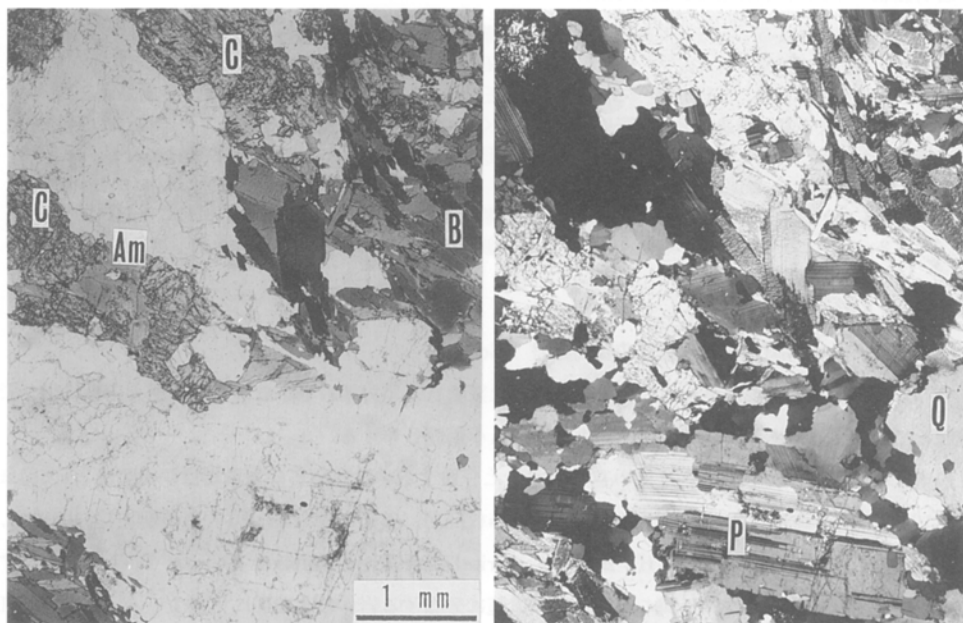
主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石・単斜輝石・不透明鉱物

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・緑れん石

斜長石は半自形、長径0.8-6mmで、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。石英は他形で、強く波動消光する。カリ長石は他形で、量は少なく、単斜輝石を含む岩石では特に少ない。黒雲母は半自形、径0.5-3mm、褐色で、しばしばデカッセイト組織が認められる。普通角閃石は半自形、長径0.8-4mmのものが一般的で、その他に長径6-8mmの自-半自形結晶を少量含む。弱い累帯構造を示し、結晶中央部は淡緑褐色、周縁部では淡褐緑色である。単斜輝石は径0.5-4mmの半自-他形結晶で、斜長石粒間では他形をなす。部分的に普通角閃石を伴う事が多い。不透明鉱物は細粒粒状で量は少なく、黒雲母もしくは普通角閃石中に含まれることが多い。主にチタン鉄鉱である。

中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中の片状構造について

本岩中の片状構造の顕著な部分は片状構造に沿って割れ易く、鏡下では斜長石の割れや石英のサブグレイン化、黒雲母の曲げや波動消光等が認められる。また、粗粒結晶境界に沿って局所的な細粒化やミ



第27図 中粒片状角閃石黒雲母トータル岩の顕微鏡写真 (左: 下方ポーラ, 右: 直交ポーラ)
Am: 淡緑色角閃石 (都路村馬洗戸)

ルメカイトの形成が認められる。したがってこの片状構造は岩石固結後の変形作用によって形成された事は明らかである。また、本岩が固結時に顕著な流理構造を有していたであろうことは、超苦鉄質岩及び泥質変成岩ゼノリスの形状及びそれらとの位置関係から容易に推定できる。

この片状構造の形成時期は、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の貫入時もしくはそれ以前である。なぜなら、周囲の角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩には顕著な片状構造が認められないからである。また本岩中の熱変成によると考えられる黒雲母の再結晶粒子も片状構造と平行に並ぶものが多いことから、片状構造を形成した応力場は角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩貫入時まで存続していた可能性が高い。

IV. 3. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo)

分布及び対比 本図幅地域西縁の田村郡都路村石橋北方に極小範囲分布する。「原町及び大甕」図幅地域では相馬郡飯館村から双葉郡葛尾村東平にかけて北東-南西方向に細長く分布し(久保ほか, 1990), その南方延長は本地域西隣の常盤地域の広範な分布域へと連続している。本図幅地域西端は、その分布域の東縁境界部に当たる。

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、地域によっては普通角閃石の定向配列が発達するが、本図幅地域ではあまり顕著でない。

径5-15cmの長円-レンズ状の暗色包有物もしくは円形のマフィック・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・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・線泥石

斜長石は半自形、長径0.8-7mm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。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。黒雲母は半自形、径1-3mm、褐色で、緑泥石に一部置換されている。普通角閃石は半自形、長径0.8-7mmで4mm前後のものが最も多く、褐緑色である。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。

IV. 3. 3 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gdy)

分布及び対比 田村郡都路村古道を中心に、北は双葉郡葛尾村木取場から南は双葉郡大鷹鳥谷山まで連続して分布する。また、双葉郡河内村坂シ内にも小範囲分布する。

前者は「原町及び大甕」図幅地域の葛尾村野行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)の南方延長部に当たる。また、大野ほか(1953)、渡辺ほか(1953)の古道型新期花崗閃緑岩、Sendo(1958)のFurumichi Type Hb Bt Granodiorite (First Type Younger Granitic Rocks)に相当する。一方後者は、本図幅地域南隣の川前地域に広範に分布する岩体の北端部に相当する。前者とは淡紅色黒雲母花崗岩によって隔てられているが、その両側で両者の岩相は類似しているのもともと単一の岩体であったものが淡紅色黒雲母花崗岩の貫入で2分された可能性が高い。

なお、坂シ内以南地域での角閃石含有花崗閃緑岩の存在は今回新たに確認されたもので、従来は淡紅色黒雲母花崗岩が分布するとされていた（大野ほか（1953）、Sendo（1958）等）。この地域における従来の地質区分については、今後の調査研究によって大きく修正される事になる。

岩相及び産状 長径4mm前後、最大20mmのカリ長石を含む中粒の均質岩である。カリ長石は白もしくはごく淡い橙色で、粗粒半自形で明瞭に識別できるものから、へき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。本図幅地域では、都路村古道北東部及び古道以南の畑川破碎帯に沿う地域でカリ長石の橙色が濃くなる傾向が認められる。また、カリ長石は双葉郡大鷹戸谷山周辺で径10-15mmと比較的粗粒となる。「原町及び大甕」図幅地域に分布するものに比べて、カリ長石は全般にやや細粒である。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。

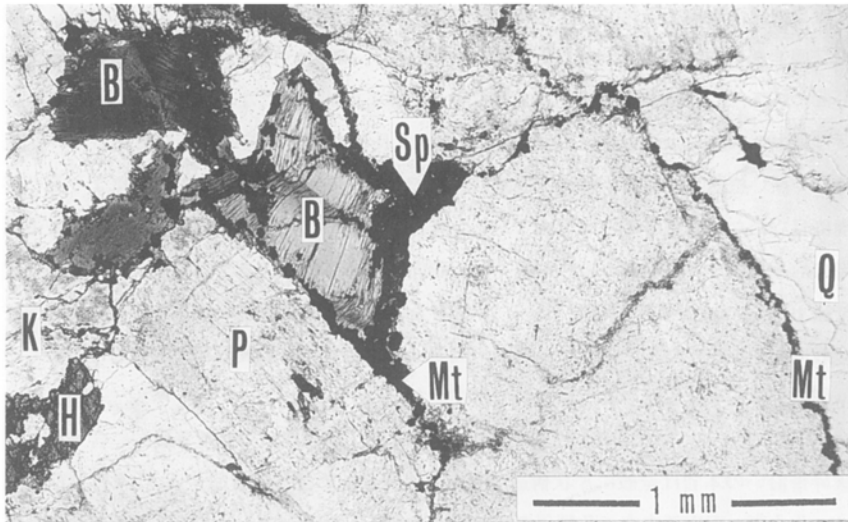
径5-20cmの円-レンズ状の暗色包有物が0.5-3mに1個程度の割合で普遍的に含まれている。

畑川破碎帯沿いの本岩は全般に片状構造が発達し、局部的に強片状を呈する。「原町及び大甕」図幅地域では、北北東-南南西走向で急傾斜の片状構造中に、それとわずかに斜交する数条のウルトラマイロナイト化した層状部の発達が見られた（久保ほか、1990）。本図幅地域でも同様に片状化しているが、ウルトラマイロナイト化部は畑川破碎帯の断層の極く近傍に限られる。畑川破碎帯からはやや西によるが、大鷹戸谷山西方500mのほぼ南北方向の断層に沿っても、強片状化した本岩中にウルトラマイロナイト化した薄層が見られる。

なお、本岩は不透明鉱物として初生の磁鉄鉱を含まないため、チタン鉄鉱系列の花崗岩類に属し（久保ほか、1990）、岩石帯磁率は一般に 2.0×10^{-3} SI unit前後以下であるが、都路村小滝沢東方から大鷹戸谷山東方にかけての畑川破碎帯近くの本岩には、局所的に $4-8 \times 10^{-3}$ SI unitと高い岩石帯磁率を示す部分が散在する。それらの高帯磁率を示す岩石には、鏡下では第28図に示すように破碎脈や結晶粒界、特に黒雲母の周縁部に沿ってスフェンや雲母様鉱物と共に微細な自形性の良い磁鉄鉱が二次的に生成しているのが認められる。一方、初生と判断できる産状の磁鉄鉱は見いだされない。したがって、当該地域の角閃石含有花崗閃緑岩も初成的には他地域のものと同ならず、その高帯磁率は二次的な変質を被った結果と結論される。含まれる不透明鉱物種が岩体区分の重要な要素となる本図幅地域の様な場合には、帯磁率計の利用は非常に簡便で有効ではあるが、測定値を無条件で岩体区分の指標とすることはできず、風化作用や変質、鉱化作用等の二次的作用の有無の検討が不可欠である。本図幅の作成に当たっては、主要岩石の全てについてそのような検討と、鏡下での不透明鉱物種の同定を行ったことは言うまでもない。

本岩は細粒黒雲母角閃石閃緑岩及び中粒片状角閃石黒雲母岩を貫き、淡紅色黒雲母花崗岩及び灰色黒雲母花崗岩に貫かれる。貫入境界はいずれもシャープである。細粒黒雲母角閃石閃緑岩との貫入関係は都路村岩井沢で、中粒片状角閃石黒雲母岩との貫入関係は、都路村馬洗戸でそれぞれ観察できる。淡紅色黒雲母花崗岩との貫入関係は葛尾村手倉の北2km及び南南東2kmの地点、都路村上道ノ内等随所で観察される。灰色黒雲母花崗岩との貫入関係は都路村石橋で見られる。

また、超苦鉄質岩と泥質変成岩からなる小岩体をゼノリスとして包有する。それらのゼノリスは都路村石橋から上道ノ内にかけての地域に局在し、中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中にゼノリスとして含



第 28 図 高帯磁率を示す中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真（下方ポーラ）
 黒雲母の周縁部に微細なスフェン (Sp) と磁鉄鉱 (Mt) が形成されている。また、結晶粒界や斜長石中の裂開に沿って雲母様鉱物と磁鉄鉱が形成されている。それらはいづれも岩石固結後の二次的晶出物と判断される。(大熊町三郡森南方 500 m)

まれるものと同質である。石橋北東部のゼノリスは、超苦鉄質岩体の内部にそれを貫く中粒片状岩を伴っており、このゼノリスが元々中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中のゼノリスであった事を示している。

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 1-7 mm、最大 10 mm で、顕著な反復累帯構造を示す。石英は他形もしくはブル状で、粒径 8 mm に及ぶ。強い波動消光を示す。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 2-6 mm が一般的であるが、20 mm を越えるものもまれに認められる。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。普通角閃石は半自形、長径 1-4 mm で褐緑色である。結晶中央部でより褐色味が増す累帯構造を示す事が多い。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。主にチタン鉄鉱でわずかに黄鉄鉱を伴う。

IV. 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 本図幅地域北西端の葛尾村落合周辺地域、手倉山周辺の畑川破碎帯西縁に沿う地域、及び本図幅地域南西端の川内村上川内周辺地域に分布する。前 2 者は「原町及び大甕」図幅地域に分布する淡紅色黒雲母花崗岩（久保ほか、1990）の南方延長部に当たる。川内村周辺のものは、「原町及び大甕」図幅地域に分布する淡紅色黒雲母花崗岩と、岩体としては不連続であるが（地下で連続する可能性は大だが）、岩相は同一である。なお、渡辺ほか（1953）は、本岩と八丈石山花崗岩とを一括して新期淡紅色黒雲母花崗岩としているが、久保ほか（1990）、久保・山元（1990）で示されたように、両者は特徴も貫入時期も異なる別々の岩体である。

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。柵平から塩浸にかけてはより優白質で、少量の白雲母を含む。中粒片状黒雲母角閃石石英閃緑岩及び角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩を貫く。また、葛尾村落合や、川内村前谷地で観察されるように、細-中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）に貫かれている。

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・緑泥石・白雲母

斜長石は半自形、長径1-4mm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3-5mmの粒状部を形成する。強く波動消光し、光学的方位がわずかに異なる幾つかの部分に分割されていることが多い。カリ長石は他形もしくは半自形で、粒径は5mm前後が一般的である。やや幅の広い（最大0.05mm）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0.5-2mm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。白雲母は斜長石の中央部を置換する二次鉱物として産するが、「原町及び大甕」図幅地域の浪江町柵平から塩浸にかけての地域では初生鉱物としても含まれている。

IV. 3. 5 細-中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）(Gr)

分布及び対比 本図幅地域北西端の葛尾村雨ノ内から都路村平蔵内にかけて、及び川内村十人窪周辺地域に分布する。これらは「原町及び大甕」図幅地域で、淡紅色黒雲母花崗岩の西縁に沿って幅2kmの帯状に細長く分布する灰色黒雲母花崗岩（久保ほか、1990）の南方延長部に当たる。また、渡辺ほか（1953）の新时期灰色黒雲母花崗岩に相当する。

岩相及び産状 本岩は径1-2mmの黒雲母に富む細-中粒の均質岩である。カリ長石は白-淡橙色で、粒径10mmに及ぶポイキリティック組織の粗粒結晶を構成するが、へき開面の反射によりその存在が分かる程度で目立たない。淡紅色黒雲母花崗岩との接触部付近では、カリ長石は淡紅色の細粒結晶となる。一般に暗色包有物をほとんど含まないが、都路村馬洗戸南西2kmの採石場（常葉図幅地域）ではやや多く、径5cm前後の暗色包有物が数十cmから数mの間隔で含まれている。馬洗戸南西の岩体は「原町及び大甕」図幅地域のものに比べてややカリ長石に乏しく、モードでは花崗閃緑岩の領域に入る部分が多い。

本岩は、馬洗戸南西1kmで中粒片状黒雲母角閃石岩を貫き、また葛尾村西ノ内、川内村高市島等で淡紅色黒雲母花崗岩に貫入している。

岩石記載 細-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・緑泥石

斜長石は半自形、長径0.5-3mmで、反復累帯構造を示す。石英はカリ長石中では半自形粒状、そのほかの場合は他形で、径2-3mmの粒状集合部を形成することが多い。強い波動消光を示す。カリ長石は他結晶粒間で他形をなすが、ポイキリティックな粗粒結晶の一部であることが多い。その場合の長径は6-10mm前後に及ぶ。パーサイト組織が発達し、斜長石との間にミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形、径0.4-2mmで緑褐色-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。

IV. 3. 6 花崗閃緑斑岩 (Gp')

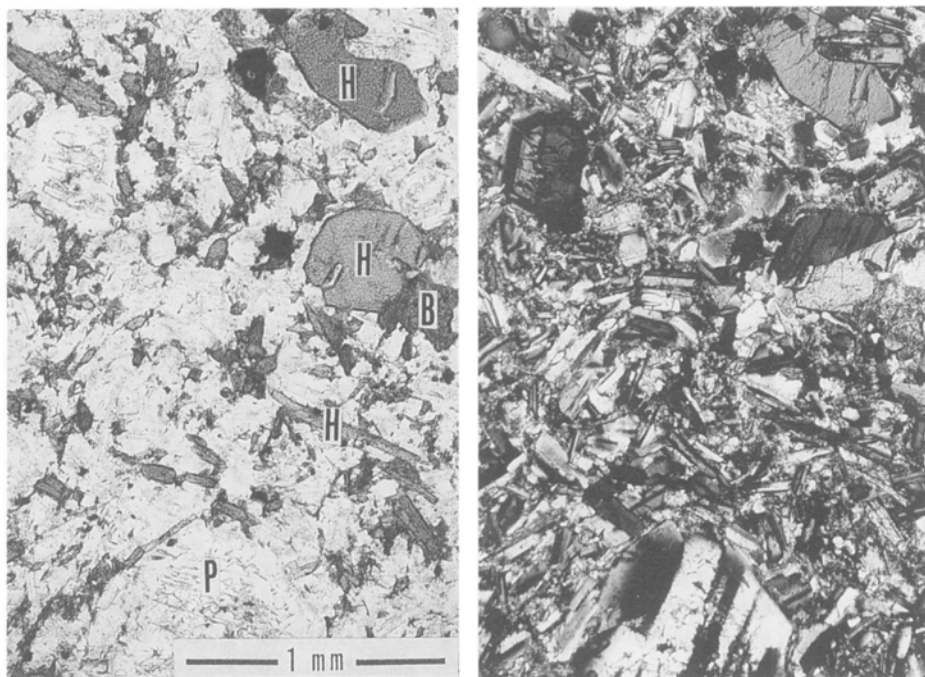
分布及び対比 花崗岩類を貫く岩脈として畑川破碎帯以西の各所に分布する。「原町及び大甕」図幅地域では、岩脈の規模は比較的大きく、幅40mに及ぶものが「原町及び大甕」図幅地域の双葉郡浪江町下津島などで見いだされる。本図幅地域では幅数10cmから数mが一般的で、最大でも20m程度である。

岩相及び産状 本岩は灰黒色緻密な石基中に白色自形の斜長石斑晶の目立つ斑状岩で、石英の斑晶の目立つ部分もある。上記の「原町及び大甕」図幅地域の大規模な岩脈の場合は、斜長石斑晶は長径4-10mmのものが一般的で、そのほかに径10mm前後の集斑状斜長石が散在する。しかしながら本図幅地域に分布する小規模な岩脈の場合には、斑晶斜長石は径0.5-5mmで、量も少ない。岩脈の方位には一定の傾向が認められ、北西-南東走向で急立するものが多い。本岩の顕微鏡写真を第29図に示す。

岩石記載 花崗閃緑斑岩

斑晶：斜長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・(石英・単斜輝石)

斜長石は自-半自形、長径0.5-5mmで弱い正もしくは反復累帯構造が顕著である。結晶中央に高An%のコアを有することがある。普通角閃石は自-半自形、長径0.5-5mm、縦横比が8:1前後の長柱状の場合が多い。緑褐-褐色で、弱い反復累帯構造が認められる。黒雲母は半自形、径0.5mm以下で、褐色である。量は少なく、緑泥石化していることが多い。不透明鉱物は径0.1-0.4mmの粒状である、石英は径0.5-2mmで融食形をなすことが多い。単斜輝石は半自形、径0.5-3mmで、内部に斜長石・不透明鉱物の細粒結晶を含むことが多い。石英・単斜輝石は全試料からは見いだされない。特に単斜輝石は、本図幅地域からは見いだされなかった。



第29図 花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真 (左：下方ポーラ、右：直交ポーラ)
(都路村馬洗戸北東500m)

石基：粒径0.1mm以下の斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・スフェン・憐灰石からなる。

不透明鉱物はチタン鉄鉱である。

IV. 4 その他の貫入岩類

IV. 4. 1 超苦鉄質岩類 (U)

畑川破砕帯中及び以東地域に関しては、「原町及び大甕」図幅地域では断層に沿ってセブタ状の分布が各所で見られたが、本図幅地域では富岡町赤木北方の双葉破砕帯中に1ヶ所分布するのみである。ここでは双葉断層に沿って、両側を断層に挟まれた形で分布する。数十mから最大でも50mの幅で、南北に約1kmに及ぶ細長い岩体をなし、著しく圧砕された蛇紋岩から構成されている。

畑川破砕帯以西の阿武隈花崗岩類分布地域に関しては、超苦鉄質岩は都路村の石橋及び馬洗戸周辺に集中的に分布する。この場合、砂質及び苦鉄質変成岩を伴って、幅10-100m、長さ1-3kmの小岩体を構成し、中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び中粒片状角閃石黒雲母トータル岩中のゼノリスとして産する。局所的に片状構造の顕著な部分がある。超苦鉄質岩は、鏡下では蛇紋石と少量の不透明鉱物から構成されており、蛇紋岩化したかんらん岩である。

IV. 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。小さなものでは径数cmの暗色包有物として本図幅地域内の花崗岩類分布域のほぼ全域に分布する。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。本図幅地域内では葛尾村関下及び都路村榎梨に比較的まとまって分布している。本岩は周囲の花崗岩類によって貫入され、しばしば混成岩的な様相を呈する。また斑状変晶状の斜長石が散在する場合も多い。

鏡下では、比較的自形性の良い斜長石と、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)。

細粒角閃石黒雲母閃緑岩の源岩や成因については未だ解明されていないが、前述の川俣図幅地域の場合には、細粒角閃石黒雲母閃緑岩分布域の中心において斑れい岩と漸移関係にあることが分かっている。したがって、細粒角閃石黒雲母閃緑岩のうち少なくとも一部は斑れい岩を源岩としている。

V. 第三系

(柳沢幸夫・久保和也)

本図幅地域は、常磐炭田地域の北端部に位置しており、第三系の層序は常磐炭田の主要部（福島県いわき市付近）の層序とほぼ共通する。常磐炭田の第三系は下位より古第三系の白水層群、新第三系の湯長谷、白土、高久、多賀及び仙台層群からなり、各層群はそれぞれ不整合の関係で重なっている（第30及び31図；須貝ほか，1957；柳沢ほか，1989）。これらの地層群のうち、本図幅地域には、白水層群

時代		常磐炭田 須貝ほか(1957) 柳沢ほか(1989) を一部改変	本 報 告		「原町・大襲」地域 (久保ほか, 1990)	
鮮 新 世	後期	仙台層群	仙台層群	大年寺層 向山層	仙台層群	大年寺層 向山層 亀の口層 亀岡層
	前期					
中 世	後期	多賀層群	多賀層群			
	中期					
	前期			高久層群		
新 世	後期	白土層群	中山層			
		湯長谷層群	平層 亀ノ尾層			
	前期	水野谷層	湯長谷層群	水野谷層	水野谷層	
		五安層		五安層	五安層	天明山層
		櫛平層		櫛平層		塩手層
漸 新 世	後期					
	前期	白水層群	白水層群	白坂層	白坂層	
		浅貝層		浅貝層	浅貝層	
石城層			石城層	石城層		
		先第三系	先第三系	先第三系		先第三系

第30図 浪江・磐城富岡図幅地域の第三系の層序と周辺地域の第三系との対比

時代	地層区分		岩相		層厚 (m)	主な岩相	報告のある化石・年代値						
			N	S			軟 体 動 物	珪 藻	珪 質 鞭 毛 藻	有 孔 虫	凝 灰 石 化 石	放 散 虫	花 粉
鮮 新 世	後 期	仙 台 層 群 (上 部)	大 年 寺 層	D4	190+	泥岩・泥岩砂岩互層 (海底地すべり) 泥岩							
				D2		砂質泥岩・泥質細粒砂岩							
				D1c									
				D1b									塊状細粒砂岩
				D1a									凝灰質砂岩 砂岩泥岩細互層
中 新 世	後 期 中 期	多 賀 層 群		330+	上部：砂質泥岩・泥岩								
					下部：泥質極細粒-細粒砂岩								
中 新 世	前 期	湯 長 谷 層 群	水野谷層	150+	塊状青灰色泥岩 砂岩層を挟む								
			五安層	100	塊状細粒砂岩								
			櫛平層	50-80	礫岩・砂岩・泥岩からなり 凝灰岩を挟む								←フィッシュントラック 20.8±1.2Ma
漸 新 世	前 期	白 水 層 群	白坂層	240+	灰色塊状泥岩								
			浅貝層	175-180	塊状細粒砂岩 軟体動物化石多産								(浅貝動物群)
			石城層	上部	(No.1)								粗粒-細粒砂岩の不規則互層 最上部に石炭層(1番層)
				下部	(No.2) 上層								50-215
先第三紀	先第三系基盤岩				火山岩類・花崗岩類・変成岩類								

第31図 第三系の層序

(石城層, 浅貝層, 白坂層), 湯長谷層群の下部(栢平, 五安, 水野谷層), 多賀層群, 及び仙台層群の上部(向山, 大年寺層)が発達し, 阿武隈山地より東側の低平な丘陵地に主として分布する。なお, 多賀層群は地表には露出せず試錐によって地下に伏在していることが確認されているのみである。

V. 1 白水層群

地層名 Otuka (1939) による。本層群は中村 (1913) によって「下部第三紀層」と呼ばれたが, その後 Watanabe (1926) によって“Siramizu Series”と命名され, さらに Otuka (1939) によって地層命名法の見地から“Shiramizu Group”と改称された。その後, Hatai and Kamada (1950) は, 「白水」の地名が層群名・層名及び部層名など Otuka (1939) の「白水層群」とは異なった地層単位に既に多く使用されていて混乱を招きやすいという理由から, 本層群を“Uchigo Group” (内郷層群) と改めた。しかし, 常磐炭田の地質を総括した須貝ほか (1957) では「白水層群」を用いており, さらに最近の総説 (たとえば, 高橋, 1986; 柳沢ほか, 1989; 大上, 1989) でもこれを踏襲しているため, 本報告でも「白水層群」の名称を使用する。

様式地 福島県いわき市内郷白水町 (5 万分の 1 「平」図幅地域内)。

層序関係 常磐炭田全体では, 上部白亜系の双葉層群及びそれより下位の変成岩類及び花崗岩類を不整合に覆う。本図幅地域の地表では, 花崗閃緑岩及び変成岩類を不整合に覆う。

層序区分 本層群は, 陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進的な堆積相を示し, 下位より石城層, 浅貝層及び白坂層に区分される (須貝ほか, 1957)。石城層は礫岩・砂岩・泥岩からなり石炭層を挟む。浅貝層は, 浅海成の細粒砂岩からなる地層で, 浅貝動物群と呼ばれる軟体動物群を産する。最上部の白坂層は, 海成の灰色泥岩層である。

時代 哺乳動物化石・軟体動物化石・珪藻及び珪質鞭毛藻化石から, 本層群は全体として前期漸新世の前期の堆積物であると推定されている (第 32 図; 柳沢ほか, 1989)。

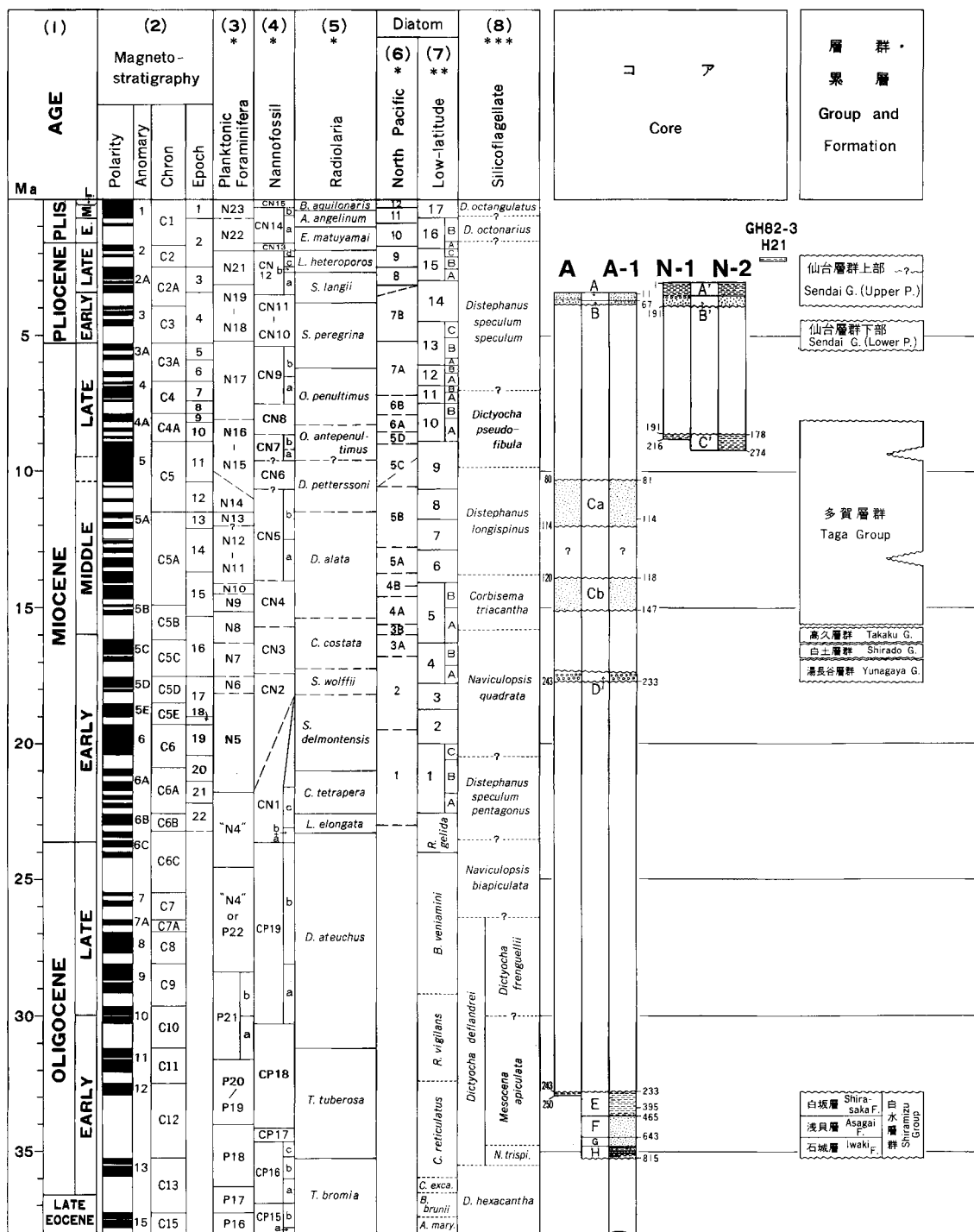
V. 1. 1 石城層 (Iw₁, Iw₂)

地層名 徳永 (1927) による。紺野 (1938) 及び須貝ほか (1957) の「石城夾炭層」に等しい。中村 (1913) の「基底層」・「夾炭層」及び「石城砂岩層」をあわせたものに相当する。三田 (1951) の「石城夾炭層」と「下部浅貝砂岩層」をあわせたものが, 本報告の石城層に相当する (第 33 図)。

様式地 福島県いわき市常磐湯本付近 (5 万分の 1 「平」図幅地域内)。

層序関係 本層は, 双葉断層沿いの地表分布域では, 花崗閃緑岩・変成岩類などの先第三系を不整合に覆う (三田, 1951; 須貝ほか, 1957; 江口・鈴木, 1960)。特に三田 (1951) は, 富岡町赤木北方の旧上岡炭鉱付近の沢で, 本層が淡白-淡青色の粘土を挟んで先第三系基盤岩を不整合に覆う露頭を図示している (三田, 1951, 付図 10 のスケッチ)。しかし, 本図幅の調査では, 露出不良のためこの関係を直接確認することはできなかった。

双葉断層東側の大年寺層分布域の地下に伏在する石城層は, 先第三系基盤岩を不整合に覆うことがいくつかの試錐で確かめられている (第 34 図; 江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989)。



第32図 常磐炭田地域の層序と化石層序に基づく対比 (柳沢ほか, 1989). (1)完新世は省略, (2) Berggren *et al.* (1985), (3) Blow (1969), (4) Okada and Bukry (1980), (5) Riedel and Sanfilippo (1978), Sakai (1980), Reynolds (1980), (6) Akiba (1986), (7) Barron (1985), Fenner (1985), (8) Bukry (1974).

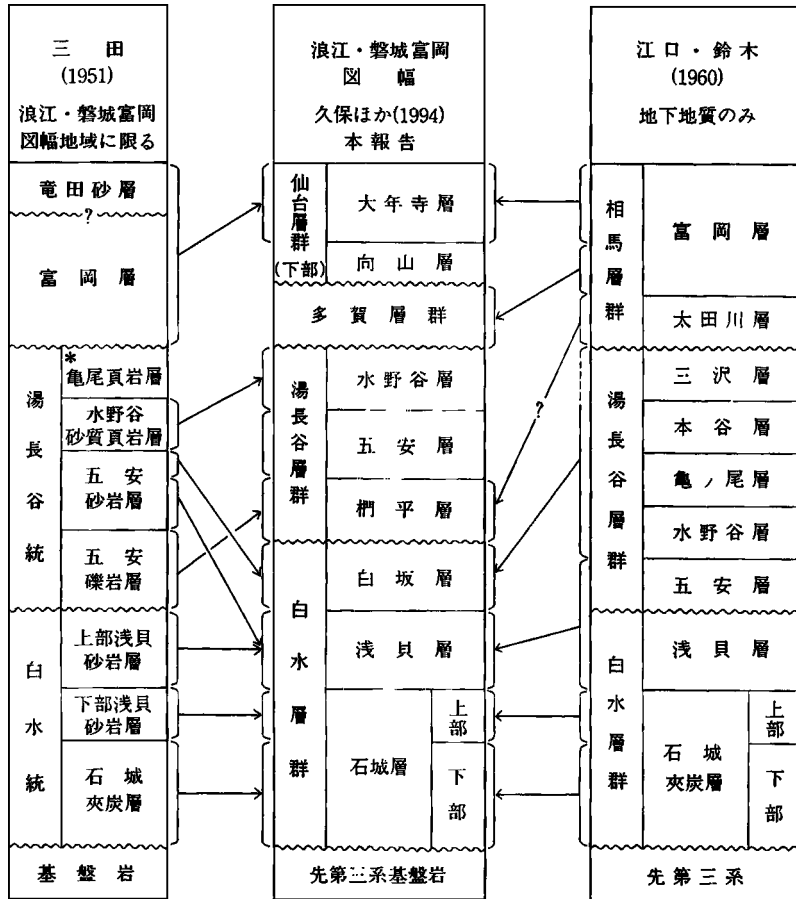
上位の浅貝層には整合に覆われる、

分布・構造 本層は地表では、本図幅南縁の富岡町赤木付近から双葉断層の西縁に沿って、北方の大熊町山神東方まで狭長な撓曲帯を作って分布する。双葉断層の活動に伴って大きく変位しており、走向は双葉断層に平行（北北西）で、傾斜はほぼ垂直ないし西に高角度で逆転している。

双葉断層の東側の鮮新統大年寺層分布地域の地下にも右城層が広く伏在していることが知られている（江口・鈴木，1960；柳沢ほか，1989）。地質構造は単純な同斜構造で、東に5-7°の傾斜で緩く傾斜している。

岩相 現在地表では、本層の露出状況は極めて悪く、岩相の観察はほとんど不可能である。したがって以下の岩相の記載は、三田（1951）及び江口・鈴木（1960）に基づくものである。

本層は主に礫質砂岩・砂岩及び泥岩からなり、数枚の石炭層を挟む。岩相の変化から、本層は下部（Iw₁）と上部（Iw₂）に分けられる（江口・鈴木，1960）。



* 本図幅地域内に分布せず

第33図 第三系の層序の対比

石城層下部 (lw_2) は、三田 (1951) の「石城夾炭層」にほぼ相当する部分で (第33 図)、礫質砂岩・砂岩・泥岩及び石炭層の周期的互層からなり、いわゆる輪廻層を形成する。南隣「川前」図幅地域内の広野町地域では、本層下部は礫質岩を主として明瞭な周期を示す堆積輪廻が発達している (江口ほか, 1953)。しかし、本図幅地域内では、石城層下部は砂岩が優勢な岩相で、やや不完全な輪廻層が多くなっている (江口・鈴木, 1960)。なお、本図幅地域では、石城層下部の基底は、一般に著しく風化した基盤の角礫を含む厚さ 1-5 m の粘土からなる。場所によっては粗粒砂岩が基底に存在する場合があるものの、顕著な基底礫岩は発達しない。

石城層上部 (lw_1) は、三田 (1951) の「下部浅貝砂岩層」に相当する (第33 図)。主に暗灰色の粗粒-細粒砂岩の不規則な互層からなり、炭酸塩団塊を含むことがある。岩相は上位の浅貝層に類似し、また軟体動物化石を含む点でも共通するが、層理がややはっきりしていること、粒度が全体としてやや粗いことで区別される。

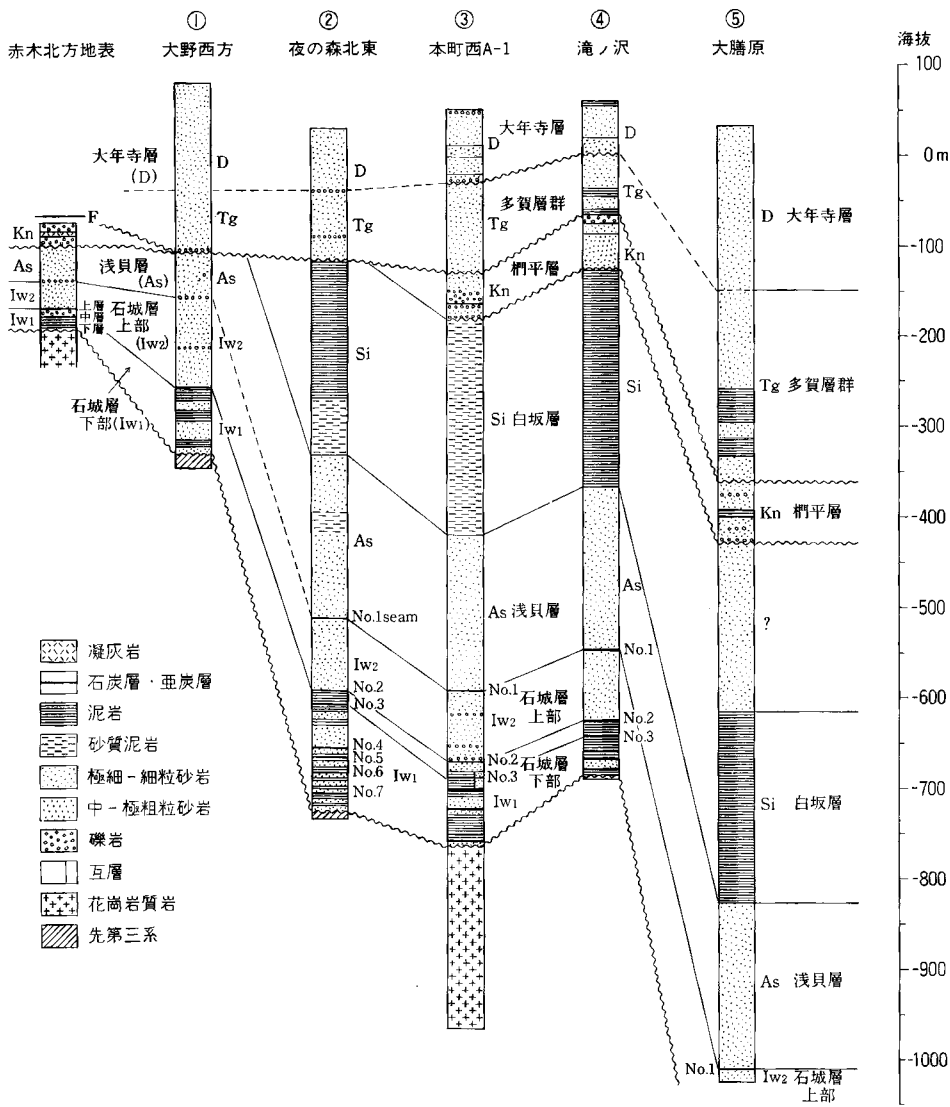
双葉断層より西側の地表露出部では、数枚の石炭層が本層下部に挟在している。このうち、主要な石炭層は 3 枚あり、上層・中層・下層として区別されている (三田, 1951; 第34 図) 炭層の厚さは平均して 50-60cm で、最大 2.5m に達するが、層厚の変化が激しい。

一方、双葉断層の東側の地下深部でも数枚の石炭層が挟在し、上位より 1 番層-7 番層までが識別されている (江口・鈴木, 1960; 第34 図)。このうち、上部の 1 番層から 3 番層までは比較的良好に連続し、各試錐間での対比も容易であるが、4 番層以下の石炭層は基盤の起伏の影響からか変化が著しく、発達も局所的である。1 番層は、石城層と浅貝層の境界にあり、石城層の上限を決める良好な準層となるが、双葉断層より西側の地表露出部では認められない。ただし、地表部では石城層と浅貝層の境界部には、石炭の円礫を含んだ礫岩層が発達しており、これが地下の 1 番層に相当するものと考えられている (江口・鈴木, 1960)。2 番層は、石城層下部と上部の境界に位置し、地表における上層の石炭層に対比される。

層厚 双葉断層西側の赤木付近の地表では、層厚は約 50 m である。一方、双葉断層の東側の地下深部では、層厚は 140-215 m で、東に向かって増加する。ただし、石城層上部の厚さは 80 m とほぼ一定で、下部の層厚のみが増加する。

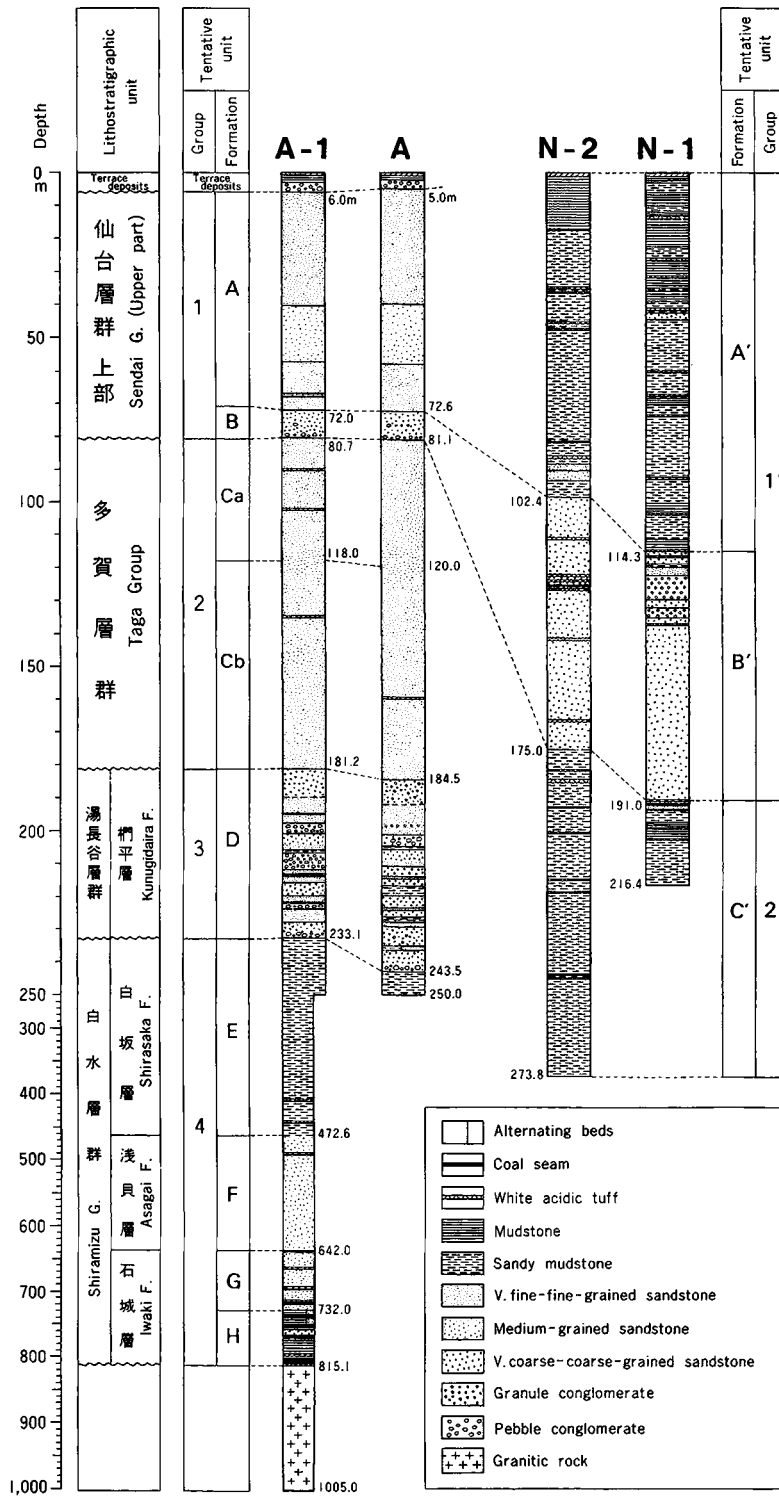
化石 本層中には植物化石が産する (横山, 1920; 遠藤, 1950; Huzioka, 1961 など) が、本図幅地域内からは同定に耐える植物化石は報告されていない。花粉化石については、高橋 (1963) 及び佐藤 (1989) の研究がある。特に、佐藤 (1989) は、本図幅地域内の富岡町本町西の試錐 (第35 図; 柳沢ほか, 1989 が検討した試錐と同一のものと思われる) のコアについて花粉分析を行っている。それによれば、石城層の花粉化石群集は、*Quercus* と温かい要素の花粉を多く含む *Tricolpate pollen* が群集の大半を占め、それに *Liquidamber*, *Rhus*・*Nyssa*・*Ilex*・*Carya* といった温暖な要素がわずかに付随し、さらに *Alnus*・*Pinaceae*・*Taxodiaceae* が伴ってくる組成であり、全体として北海道の古第三系の石狩層群の花粉群に似た温暖な花粉組成を示す。

時代・対比 石城層の時代は、哺乳動物化石 '*Anthracothema tsuchiyai* Takai ()' の産出により、Priabonian とされ (Takai, 1961)、始新世末と考えられていたが (斎藤ほか, 1984)、Toida (1986) は Takai (1961) の標本を *Antelodon* 属に同定し、本属の生存範囲から石城層の年代を前期漸新世としている。



第34図 地表及び試錐における第三系の対比

①, ②, ④及び⑤は江口・鈴木(1960), ③は柳沢ほか(1989)による試錐の柱状図。①は大野駅西方1850m, ②は夜の森駅北東800mに位置する。③, ④及び⑤の位置は柳沢ほか(1989)参照。④は5万分の1「川前」図幅, ⑤は「井出」図幅地域内に位置する。



第 35 図 富岡町本町西の試錐コアの岩相 (柳沢ほか, 1989)

V. 1. 2 浅貝層 (As)

地層名 徳永 (1927) による. 中村 (1913) の「浅貝砂岩層」に由来する.

本報告と, 三田 (1951) 及び江口・鈴木 (1960) の層序区分では, 浅貝層の認定については大きく食い違っている (第33図). 三田 (1951) は夾炭層の上位の砂岩層を「下部浅貝砂岩層」と「上部浅貝砂岩層」に区分したが, このうちの「下部浅貝砂岩層」は, 須貝ほか (1957) 及び江口・鈴木 (1960) に従って石城層に含め, 「石城層上部 (Iw2)」とした. また, 富岡町赤木付近で三田 (1951) が「五安砂岩層」とした砂岩を主とする岩相については, 含まれる軟体動物群が模式地の五安層の新第三紀型の軟体動物群とは全く異なり, 古第三紀型の浅貝層のそれと同一であることから, この岩相の大部分を浅貝層と認定し, 「上部浅貝砂岩層」とあわせて浅貝層とした.

江口・鈴木 (1960) の地下での層序のうち, 「浅貝層」と「五安層」とした部分全体が, 本報告の浅貝層に相当する (柳沢ほか, 1989; 第33図).

模式地 福島県いわき市常磐湯本町浅貝山 (5 方分の1「平」図幅地域内).

層序関係 下位の石城層を整合に覆う. 双葉断層東側の地下深部では, 白水層群中の最上部の石炭層 (1 番層) の上限をもって浅貝層の基底としている (江口・鈴木, 1960). 一方, 双葉断層西側の地表露出部では, 1 番層は発達しないので, この石炭層に相当すると推定される石炭の礫を含む礫岩層の基底を浅貝層の下限とした. なお, この礫岩は石炭の円礫を含むので, 石城層の間には軽微な浸食があったことは確かであるが, これはおそらく浅貝層を堆積させた海進に伴う波浪作用による浸食であり, 大きな時間間隙を伴う陸上での浸食不整合とは異なる性格のものである. なお, 佐藤 (1989) は, 花粉群集が石城層の温暖な組成から, 浅貝層の温-冷温な組成に急変することから, 両層の間に不整合が存在する可能性を述べている.

上位の白坂層には整合に漸移する. 富岡町赤木北方の旧上岡炭鉱付近では, 浅貝層は下部中新統の櫛平層の礫岩に不整合に覆われる.

分布・構造 地表では, 図幅南縁の富岡町赤木付近から双葉断層の西の縁に沿って北方の大木戸川原まで狭長な撓曲帯を作って分布する. 走向は双葉断層には平行 (北北西) で, 傾斜ほぼ垂直ないし西に高角度で逆転している.

一方, 双葉断層の東側の鮮新統大年寺層分布域の地下深部にも浅貝層が広く伏在し, 東に向かって5-7°の緩傾斜で傾斜している (江口・鈴木, 1960; 柳沢ほか, 1989).

岩相 暗灰色ので無層理塊状細粒-極細粒砂岩からなる. 風化すると褐色を呈し, 玉葱状に割れる. 炭質物の微細片を混じえ, またしばしば炭酸塩団塊を含む. 上方に向かって粒度を減じてシルト質となり, 上位の白坂層の泥岩に移化する. 全層準で軟体動物化石を多産する.

層厚 富岡町赤木付近の地表露出部では, 本層の上限が不整合で欠如したり断層で切られているため, 本来の層厚は不明であるが, 現在露出する限り層厚は最大50mである. 双葉断層の東側の地下深部では, 層厚は175-180mで極めて一定している.

化石 本層から多産する軟体動物化石群は, 「浅貝型動物群」と呼ばれ (Otuka, 1939), 古くから多くの研究が行われてきた (Yokoyama, 1924; Makiyama, 1934; Hirayama, 1955; Kanno, 1961; Kamada, 1962; 根本・大原, 1979 など). 本図幅地域内では, 三田 (1951) が, 富岡町北方の旧上岡炭

鉾付近の本層から多くの軟体動物化石の産出を報告している。また、三田（1951）が「五安砂岩層」とした部分（本報告では浅貝層とした）からも多くの軟体動物化石が産出している（三田，1951；根本・大原，1979）。一方，地下深部の浅貝層からも豊富な化石が報告されている（江口・鈴木，1960；柳沢ほか，1989）。それらによれば，本層の軟体動物化石群は，*Acila(Truncacila)oyamadensis* Hirayama, *Cyclocardia laxata*(Yokoyama), *Clinocardium asagaiense* (Makiyama), *Mya grewingki* Makiyama 及び *Turritella tokunagai* Yokoyama などを主要な構成要素としており，その内容から北海道の古第三系幌内動物群に対比される（Mizuno, 1964）。また，堆積深度としては，内湾の上-中浅海帯を示す（根本・大原，1979）。

佐藤（1989）は，富岡町本町西の試錐で認められる本層の花粉化石分析を行っている。それによれば，本層の花粉群集は全般に Pinaceae と Taxodiaceae が大半を占め，*Tsuga・almus・Tricolpate* Pollen が 10% 程度伴ってくる組成で，全般に温-冷温帯性の花粉組成を示し，下位の石城層の温暖な花粉群集とは著しく異なっている。

Asano（1949）は本層から底生有孔虫化石を報告している。また，江口・鈴木（1960）も，本図幅地域の地下深部の本層から若干の底生有孔虫化石を報告している。

時代・対比 本層から産する浅貝型軟体動物群は，漸新世の群集であると考えられている（Mizuno, 1964）。また，浅野（1962）も底生有孔虫化石から本層を漸新世としている。

V. 1. 3 白坂層 (Si)

地層名 徳永（1927）による。中村（1913）の「白坂頁岩層」に由来する。

三田（1951）の「五安砂岩層」のうち富岡町赤木付近に分布するものの最上部の泥岩層は，本報告の白坂層に相当する（第33図）。江口・鈴木（1960）が「水野谷層」・「亀ノ尾層」及び「本谷層」に対比した泥岩層は，本報告の白坂層に相当する（第33図）。

模式地 福島県いわき市常磐湯本町白坂（5万分の1「平」図幅地域内）。

層序関係 下位の浅貝層から整合に漸移する。地下深部では，下部中新統柵平層の礫岩に不整合に覆われる。地表では，双葉断層で鮮新統大年寺層と接する。

分布・構造 地表では，富岡町赤木付近の双葉断層の西側に分布し，東に50-60°の傾斜で傾斜する。双葉断層の東側の地下深部では，傾斜5-7°で東に緩く傾斜する。

岩相 本層は灰色の泥岩からなる。地表露出部では，露頭不良のため，岩相の詳細は不明であるが，全般に塊状の泥岩からなるようである。一方地下の白坂層は，富岡町本町西の試錐A-1（第35図）では，比較的良好な灰色の砂質泥岩よりなり，最上部には不明瞭な層理は見られるもののそれ以外は無層理塊状である。ところどころに軟体動物化石が含まれ，また白色凝灰岩薄層が2枚本層下部に挟まれている。

層厚 上限を不整合で切られているので，もともとの層厚は不明であるが，地表部では30-40m 地下では210-240mである。

化石 本層は，軟体動物化石には乏しいが，江口・鈴木（1960）によれば，南隣「川前・井出」図幅地域内の試錐から，*Periploma besshoense* (Yokoyama), *Cyclocardia laxata* (Yokoyama) などの化石が産出

している。

柳沢・鈴木（1987）及び柳沢ほか（1989）によれば、本層からは、*Dictyocha deflanderei*, *Mesocena apiculata*, *Naviculopsis biapiculata* などの珪質鞭毛藻、*Rouxia obesa*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Sceptroneis pesplanus* などの珪藻化石を産する。

時代・対比 柳沢・鈴木（1987）及び柳沢ほか（1989）によれば、本層から産出する珪質鞭毛藻化石群集は、Bukry（1974）の *Dictyocha deflandrei* Zone の *Mesocena apiculata* Subzone と認定され、時代は前期漸新世とされる（第32図）。また、本層から産出する *Rouxia obesa* を含む珪藻化石群は、その組成から前期漸新世の群集であると考えられている（柳沢・鈴木，1987）。以上の微化石層序から、本層の年代は、前期漸新世であると考えられる。

V. 2 湯長谷層群

地層名 Otuka（1939）による。Watanabe（1926）の“Yunagaya Series”に由来する。

模式地 福島県いわき市常磐上湯長谷町付近（5万分の1「平」図幅地域内）。

層序関係 下位の白水層群を不整合に覆う。常磐炭田全域をみると、本層群は上位の白土層群に不整合に覆われるが、本図幅地域内では白土・高久層群は欠如し、多賀層群に直接不整合に覆われる。

層序区分 本層群は下位より、柵平層（滝層）、五安層、水野谷層、亀ノ尾層、平層からなる（第30図；須貝ほか，1957）が、本図幅地域内では、下部の柵平・五安・水野谷層のみが分布する。なお、本層群の最下部の柵平層に関しては、須貝ほか（1957）は「滝層」の地層名を使用しているが、鎌田（1972）が明らかにしているように、模式地の滝層は漸新統の石城層をも含んでいる可能性が高く、地層名として適当ではないと判断されるので、本報告では、層序関係が明確な柵平層を使うことにする。

時代・対比 柵平層からは、20.9Ma（K-Ar）及び23.4Ma（フィッシュントラック）の年代値が報告されている（木村，1988）。また、本報告でも柵平層の凝灰岩のフィッシュントラック年代として、20.8Maの値を得た。水野谷層からは、低緯度珪藻化石帯区分（Barron，1985）のNTD 4B（16.7-16.0Ma）に認定される珪藻化石が産出する（久保ほか，1990）。また、亀ノ尾層からも同様な珪藻化石群が産出し（秋葉，1985）、さらに Riedel and Sanfilippo（1978）の *Stichocorys delmontensis* Zone から *S. wolffii* Zone に対比される放散虫化石が産出する（竹谷ほか，1990）。最上部の平層は、放散虫では *Stichocorys delmontensis* Zone から *S. wolffii* Zone に、石灰質ナノ化石層序（Okada and Bukry，1980）では CN 1 あるいは CN2 に対比され、さらに浮遊性有孔虫化石層序（Blow，1969）では N6 よりも古い層準を示す化石が報告されている（竹谷ほか，1990）。また珪藻化石では、Akiba（1986）の NPD2 に相当する群集が平層から見つかっている（小泉，1986）。以上のデータからみて、湯長谷層群は明らかに前期中新世の後期の堆積物である（第32図）。

V. 2. 1 柵平層（Kn）

地層名 半沢（1954）による。江口・庄司（1953）の「柵平頁岩砂岩層」に等しい。なお、本層の記載は鎌田（1972）に詳しい。

三田 (1951) の「五安礫岩層」は本報告の柵平層に等しい。また、柳沢ほか (1989) が地下深部で多賀層群と解釈した地層のうち、最下部の「D 層」は、本報告の柵平層に相当すると判断される。

模式地 茨城県北茨城市磯原柵平付近 (5 万分の 1 「高萩」 図幅地域内)。

層序関係 浅貝層を不整合に覆う。この関係は、富岡町赤木北方の旧上岡炭鉱付近の河床で確認できる (第 47 図参照)。浪江町末森付近では、基盤の花崗岩類を不整合に覆い、上位の五安層に整合に覆われる。双葉断層東側の地下深部では、白坂層の上に不整合で重なる。

分布・構造 双葉断層に沿って、富岡町赤木北方及び浪江町末森付近に分布する。赤木付近では、走向はほぼ南北、傾斜はほぼ垂直で、場所によって東に 80° 急傾斜したり、逆に西に 80° で逆転している。末森付近では、走向は北北西で東に $40\text{--}20^\circ$ 傾斜する。

双葉断層の東側の大年寺層分布域の地下深部にも本層が伏在する (第 34 図)。傾斜 5° 以下の緩い傾斜で東に傾く。

岩相 本層は、礫岩・砂岩及び泥岩からなり、凝灰岩を挟む。

富岡町赤木付近では、本層の基底には火山岩礫を主とする礫岩があり、これが浅貝層の砂岩を不整合に覆っている。この礫岩は、変質した流紋岩及び安山岩の中礫大の亜円礫を主とし、それに頁岩・花崗岩類の中円礫を伴う礫岩で、凝灰質の基質で固まっている。流紋岩の礫は巨礫大になることもあり、また石炭の礫もわずかに含まれる。この上位には、青灰色 - 暗青灰色のシルト粒度の細粒凝灰岩を主とする岩相が重なる。この中には、黒雲母を含む細粒凝灰岩が挟まれる。この上位には更に黒色頁岩・チャート・変成岩の円礫からなる礫岩層が重なっており、一部に層厚 1-2m の泥岩層が挟まる。三田 (1951) によれば、凝灰岩中に質の悪い炭層が 2-3 枚挟まる。

浪江町末森付近では、本層は巨 - 大礫大の円礫岩からなる。礫はほとんど花崗岩類からなり、基質はアルコーズ質である。

双葉断層東側の地下深部の柵平層は、発つかの試錐のデータによれば、地表と同じく礫岩を主体とする岩相が発達しているようであるが、砂岩も挟在しており、地表よりも岩相がやや細粒である。富岡町本町西の試錐 (柳沢ほか, 1989) では、本層の基底には、大礫大の礫からなる礫岩があり、これが白坂層を不整合に覆っている。その上位の岩相は礫岩とルーズな粗粒砂岩の 2-3m 単位の繰り返しで、ところどころに厚さ数十 cm の砂質泥岩が挟まれている。礫は花崗岩質岩、チャート、流紋岩の円礫 - 亜円礫である。砂質泥岩は全体に腐植質で、一部亜炭質である。また、砂岩中にも木片や植物片が混じっている。

層厚 赤木付近で最大約 50m、森付近で約 80m である。地下深部では層厚は 50-70m である。

化石 砂質泥岩及び砂岩中に植物片が含まれているが、同定に耐えるものはなかった。

時代・対比 富岡町赤木北方の旧上岡炭鉱付近に露出する本層中部の含黒雲母細粒凝灰岩についてジルコンのフィッシュトラック年代を測定した。その結果、 $20.8 \pm 1.2\text{Ma}$ の値が得られた (第 2 表)。この値は、木村 (1988) が本層について報告している 20.9Ma (K-Ar) 及び 23.4Ma (フィッシュトラック) の年代値とほぼ一致する。したがって、本層は前期中新世の堆積物であることは確実である。

本層は、岩相・層序・年代から見て、北隣「原町及び大甕」図幅地域内に分布する下部中新統塩手層の礫岩相 (久保ほか, 1990) に対比される (第 30 図)。

第2表 梶平層の凝灰岩のフィッシュントラック年代

試料	岩石鉱物	年代値	自発核分裂飛跡 ρ_s (N_s) (cm^{-2})	誘導核分裂飛跡 ρ_i (N_i) (cm^{-2})	$\rho(X^2)$ (%)	ドシメータ ρ_d (N_d) ($10^4 \times \text{cm}^{-2}$)	γ	ウラン 濃度 (ppm)
Ha1587	細粒凝灰岩 ジルコン (30個)	20.8±1.2 (Ma)	1.51×10 ⁶ (764)	2.07×10 ⁶ (1044)	26	7.66(1179)	0.674	220

測定者：株式会社京都フィッシュントラック 植原徹

原子炉：立教大学原子炉 TRIGA MARK II

測定法：外部ディテクター法

エッチング条件：KOH：NaOH=1：1 (mol) etchant, 225℃, 29^h00^m

熱中性子照射線量測定法：NBS-SRM 612 glass+Mica, Zeta ζ =372±5

年代値の計算式
$$T = \frac{1}{\lambda_D} \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \rho_d)$$

ここでTは年代値, λ_D は²³⁸Uの全壊変定数($1.480 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$),

ζ は測定ごとに校正されたzeta値である

誤差の計算式

$$1\sigma = [1/\sum N_s + 1/\sum N_i + 1/\sum N_d + (\sigma_{zeta}/\zeta)^2]^{1/2}$$

γ は ρ_s と ρ_i の相関係数

V. 2. 2 五安層 (Go)

地層名 徳永 (1927) による. 中村 (1913) の「五安砂岩層」に由来する.

なお, 三田 (1951) の「五安砂岩層」は, その軟体動物化石群集が浅貝層のそれとほぼ同じ組成であり (三田, 1951; O'Hara and Nemoto, 1982), 明らかに模式地の五安層の中新世型の群集 (O'Hara and Nemoto, 1984) とは異なっているので, 五安層には対比はできない. 本報告では, 三田 (1951) の「五安砂岩層」は浅貝層と同じものであり, 浅貝層が断層で繰り返しているものと解釈した (第33図). また, 三田 (1951) の「五安礫岩層」は, 前述のとおり, 梶平層に対比した.

横式地 福島県いわき市五安付近 (5万分の1「平」図幅地域内).

層序関係 下位の梶平層に整合に重なる. 上位の水野谷層に整合に漸移する.

分布・構造 浪江町末森付近から北隣「原町及び大甕」図幅地域内にかけて, 双葉断層の東縁に沿って分布する. 走向は双葉断層にはほぼ平行 (北北西) で東に50-300の傾斜で傾く.

岩相 本層は雲母質でバイオターベーション (生物擾乱) の発達した塊状の細粒砂岩からなる. 一部で炭酸塩団塊を含む.

層厚 露出する限り最大100mである.

化石 本図幅地域内では化石は発見できなかったが, 北隣「原町及び大甕」図幅地域内の小高町東畑では軟体動物化石が産出している (久保ほか, 1990),

時代・対比 下位の梶平層の放射年代及び上位の水野谷層の珪藻化石年代から, 本層は前期中新世の後期の堆積物であると推定される (第32図).

V. 2. 3 水野谷層 (Mz)

地層名 徳永 (1927) による. 中村 (1913) の「水野谷頁岩砂岩層」に由来する.

模式地 福島県いわき市常磐水野谷町付近（5 万分の 1「平」図幅地域内）。

層序関係 下位の五安層を整合に覆う。鮮新統の向山層及び大年寺層とは断層で接する。

分布・構造 本図幅地域北縁の浪江町末森付近から、北隣「原町及び大整」図幅地域の室原にかけて、双葉断層の東縁に沿って分布する。走向は双葉断層に平行で（北北西）、東に 40-12° 傾斜する。

岩相 本層は、やや硬質の青灰色塊状泥岩を主とし、これに青灰色の細粒-粗粒砂岩（1m 以下）を挟むが、本図幅地域内では、砂岩層の挟みはほとんどなく、泥岩のみからなる（久保ほか、1990 の第 63 図）。

層厚 露出する限り約 150m である。

化石 本層の泥岩から珪藻化石が産出する。本図幅地域内では、浪江町末森付近から珪藻化石が検出された（久保ほか、1990 の第 62 図及び第 6 表）。

時代・対比 本層に含まれる珪藻化石群集は Barron（1985）の低緯度珪藻化石帯区分の NTD 4B（16.7-16.0Ma）に認定される。したがって本層の年代は前期中新世の末である（第 32 図）。

V. 3 第三紀貫入岩類

本図幅地域の先第三系を貫いて、単斜輝石ドレライトの貫入岩体が少数ながら分布する。都路村古道発電所の北西 0.5km の地点や、浪江町畑川の南南西 4km の畑川破碎帯中に分布し、いずれも幅数 10m 以下の岩脈である。岩脈は急立し、北西もしくは畑川破碎帯に沿って南北に伸びている。岩質の類似性から、「原町及び大整」図幅地域の第三紀貫入岩類に対比される。「原町及び大整」図幅地域では、野手上山のかんらん石単斜輝石古銅輝石玄武岩質安山岩から 13.4Ma の K-Ar 全岩年代値が得られている（久保ほか、1990）。本図幅地域のもは野手上山のものより分化した岩相で、ドレライト組織を有する等、より貫入岩的色彩が濃い。本岩の顕微鏡写真を第 36 図に示す。

岩石記載 単斜輝石ドレライト

斑晶：単斜輝石・斜長石・不透明鉱物

石基：単斜輝石・斜長石・普通角閃石・石英・不透明鉱物

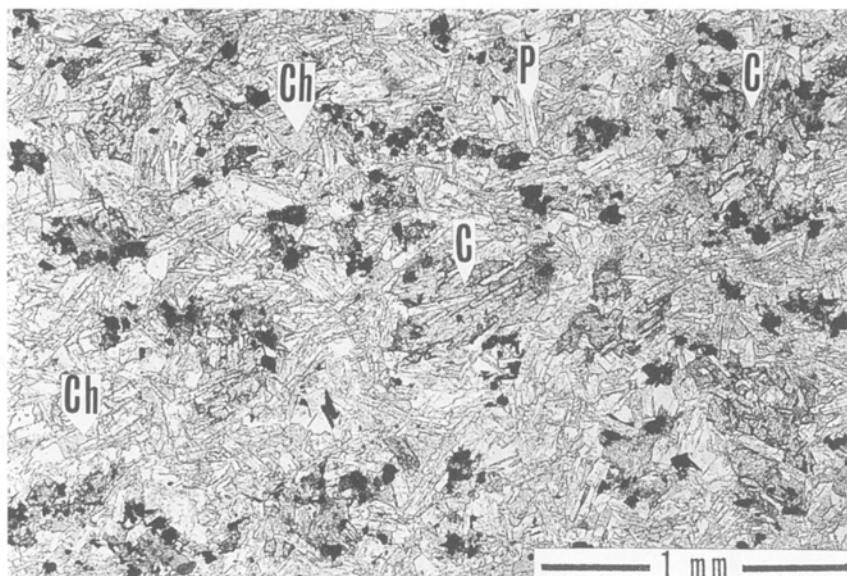
不透明鉱物は磁鉄鉱とチタン鉄鉱である。石基部はオフィティックな単斜輝石と斜長石からなり、単斜輝石の周縁部は褐色の普通角閃石に移化する。単斜輝石と普通角閃石はしばしば線泥石に交代されている。

V. 4 多賀層群

地層名 Otuka（1939）による。多賀層群、多賀層または多賀統という地層名は、常磐炭田地域の新第三系のさまざまな地層単位について用いられているが、本報告では、高久層群の上位に不整合で重なり、仙台層群に不整合に覆われる堆積物の総称として用いる。

柳沢ほか（1989）の Ca 層、Cb 層および C' 層に相当する（第 35 図）。

なお、本図幅地域内では本層群を累層単位に分割することは困難なので、多賀層群として一括している。



第 36 図 単斜輝石ドレライトの顕微鏡写真 (下方ポーラ)
Ch: 緑泥石 (都路村馬場北東 1.5 km)

模式地 現在用いられている意味での多賀層群については、明確な模式地は指定されていない。ただし、本層群は、茨城県が多賀地方（旧多賀郡地域；現在の北茨城市から日立市にかけての地域）に広く分布していることから、名付けられたものとみられる。

層序関係 本図幅地域では、櫛平層を不整合に覆い、大年寺層に不整合に覆われる。

分布・構造 本層群は、本図幅地域内では地表には分布せず、大年寺層分布域の地下に伏在する。構造は東に 5° 以下の傾斜で傾く同斜構造である。

岩相 本層群の下部は、主に塊状の灰色泥質極細粒-細粒砂岩からなり、ところどころに軽石片、貝殻片及び木片を混じえる（第 35 図）。また厚さ数 cm 以下の白色の細粒凝灰岩薄層を数枚挟む。本層群の上部はやや細粒となって暗緑灰色の塊状砂質泥岩または泥岩からなり、一部中粒砂岩および白色細粒凝灰岩の薄層を挟む。

層厚 富岡町本町西の試錐 A-1 及び A では、約 100m である（第 35 図）。層厚は西に向かって減じ東に向かって増加し、海岸付近の地下では約 330m 程度となる。

化石 本層群からは各種微化石が多産する（第 32 図；柳沢ほか，1989）。珪藻では、Akiba (1986) の NPD4A から NPD5D の各化石帯が確認されている。珪質鞭毛藻では、*Corbicema triacantha* Zone から *Dichtyocha pseudofibula* Zone の群集が産出する。浮遊性有孔虫では、本層群下部に Blow (1969) の N. 9 の、また放散虫では Riedel and Sanfilippo (1978) の *Dorcadospyris alata* Zone 及び *Diartus pettersonii* Zone の群集がそれぞれ検出されている。石灰質ナンノ化石では、本層群下部に Okada and Bukry (1980) の CN3-4、本層群上部に CN7b-8a の化石群が産出する。

時代・対比 本図幅地域に存在する多賀層群は、浮遊性微化石層序から、その年代はおおよそ 15-9

Maにわたると推定される。ただし、柳沢ほか（1989）が指摘しているように、13-14Ma付近にハイエイトスが存在する可能性がある（第32図）。

V. 5 仙 台 層 群

地層名 岩井（1949）による。

模式地 宮城県仙台市（5万分の1「仙台図幅」地域内）。

層序関係 本図幅地域内では、下位の多賀層群を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。

層序区分 模式地の仙台地域では、本層群は下位より亀岡・竜の口・向山・大年寺層の4層からなる（第30図）。このうち、竜の口層と向山層の間には顕著な不整合があり、これにより本層群は、下部と上部に分けられる。本図幅地域内には、仙台層群上部の向山層と大年寺層のみが分布する。

時代・対比 古地磁気層序（Manabe, 1979, 1980）及び珪藻化石層序（柳沢, 1990）から、本層群の年代は後期中新世末から後期鮮新世の後期にわたることが明らかになっている（第32図）。

V. 5. 1 向山層 (Mk)

地層名 柴田（1953）による。Hayasaka（1956）の“Otagawa Formation”，江口・鈴木（1960）及び鈴木ほか（1992）の「太田川層」に相当する。

模式地 宮城県仙台市向山北方の広瀬川沿いの崖（5万分の1「仙台」図幅地域内）。

層序関係 本図幅地域内北端の浪江町室原では、水野谷層を不整合に覆う。浪江町高倉及び大熊町石熊付近では、花崗岩類と断層で接する。なお、北隣「原町及び大甕」図幅地域内では、ジュラ系相馬中村層群、五安層及び水野谷層を不整合に覆う（久保ほか, 1990）。

分布・構造 双葉断層に沿って、浪江町室原、同高倉及び大熊町石熊付近に断続的に分布する。いずれの分布域もレンズ状の狭い帯状分布域である。走向は双葉断層に平行で、傾斜はほぼ垂直か、西の高角度で逆転している。なお、大熊町石熊以南では、本層は地表にも地下にも分布せず、大年寺層が直接多賀層群またはそれ以下の地層を覆っている。

岩相 分布域が狭く、露出状況も良くないため、本図幅地域内での岩相の詳細は不明であるが、断片的な露頭から判断すると、本層は礫岩・砂岩・泥岩からなり、亜炭及び白色の酸性凝灰岩を挟んでいる。

層厚 断層によって寸断されているため正確な層厚は不明である。

化石 亜炭層の上下の炭質泥岩中には植物の葉が含まれている場合があるが、同定に耐えるものは採集できなかった。

時代・対比 模式地の仙台地域の向山層は、古地磁気層序の Gilbert Epoch の最上部に相当し、その年代は前期鮮新世末（3.7-3.4Ma）であるとされる（第32図；柳沢, 1990）。本地域の向山層もほぼ同じ時代であると推定される。

V. 5. 2 大年寺層 (D_{1a}, D_{1b}, D_{1c}, D₂, D₄)

地層名 岩井 (1949) の「大年寺層」による。

徳永 (1948) 及び三田 (1951) の「富岡層」と「竜田層」をあわせたものは本層に相当する。

Hayasaka (1956) の“*Ishikuma Formation*”と“*Fujigai Formation*”をあわせたもの、また鈴木ほか (1992) の「石熊層」と「藤谷層」をあわせたものに相当する。また、須貝ほか (1957) の「富岡層」と「竜田層」をあわせたもの、及び江口・鈴木 (1960) の「富岡層」は本層に等しい。

模式地 宮城県仙台市門前町 (大年寺山) 東方の広瀬川宮沢橋付近の崖 (5 万分の 1「仙台」図幅地域内)。

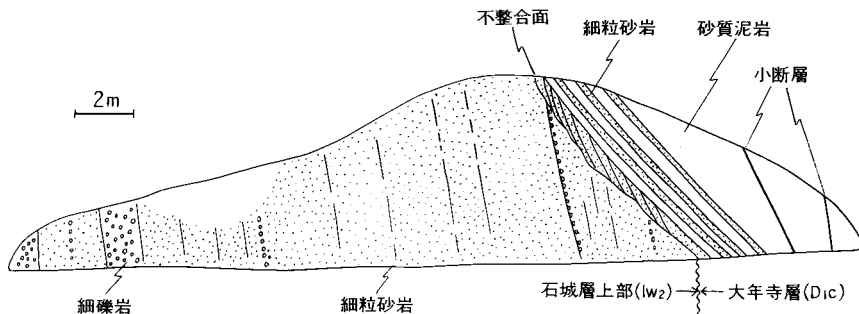
層序関係 本来は下位の向山層に整合に重なるが、本図幅地域内では断層で接する。地下深部では、多賀層群を不整合に覆う。また下部中新統湯長谷層群, 下部漸新統白水層群, 及び先第三系基盤岩とはほとんどのところで断層で接するが、大熊町山神では、石城層上部 (Iw₂) の砂岩層を不整合に覆っているのが観察される (第 37 図)。

分佈・構造 双葉断層東側の低平な丘陵地の大部分を占めて地表及び地下に広く分佈する。双葉断層の近傍数十 m の地帯では急傾斜となるが、それ以外の地域では、おおむね傾斜ほ 5° 以下でゆるく東に傾斜する。

岩相 本層は海成の砂岩, 砂質泥岩及び泥岩からなる。また、火山灰層が多く挟まれ良好な鍵層となっている。本層の岩相は第 38 図に示したように、下部の砂質な部分 (D_{1a}, D_{1b}, D_{1c}) と、上部の泥質な部分 (D₂, D₄) からなる。

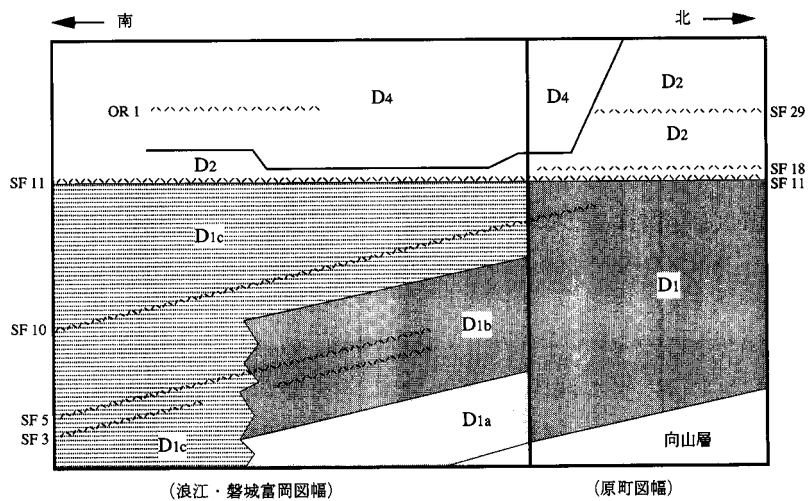
砂質な本層下部 (D_{1a}, D_{1b}, D_{1c}) は、北隣「原町及び大甕」図幅 (久保ほか, 1990) で砂岩層 (D₁) した岩相に相当するが、本図幅地域内では全体に細粒化して、この部分の最上部は砂質泥岩に移化しており、3つの岩相に細分が可能である。本層上部の D₂ 及び D₄ は「原町及び大甕」図幅 (久保ほか, 1990) での D₂ 及び D₄ に一致する。なお、「原町及び大甕」図幅地域の北部に分佈する D₃ に相当する岩相は、本図幅地域内には発達しない。

D_{1a} は、凝灰質砂岩及び砂岩泥岩細互層からなる岩相で、本層の最下部に発達する。この岩相の下部は、軽石片の散在する明灰色または暗灰色の中粒 - 細粒砂岩と、泥岩の薄層の細互層からなる岩相が発



第 37 図 大年寺層が石城層上部を不整合に覆う露頭
(大熊町山神青木家の裏の露頭)

達する。砂岩の厚さは通常 10-30cm, 時に 50-100cm で, 泥岩層は 1-5cm 程度である。風化面は赤錆色ないし赤褐色を呈する。浪江町高倉の高瀬川南岸の崖では, この細互層中にはときおりチャンネル構造が見られ, チャンネル内は貝殻混じり礫質砂岩が充填している (第 39 図; Hayasaka, 1956)。この岩相は, 浪江町高倉の高瀬川南岸の崖, 及びそこから南に伸びる支流沿いでよく発達する。D_{1a} の上部は, 軽石片が多数散在する塊状ないしやや層理の発達した凝灰質中粒砂岩からなる。固結度は低く, パ



第 38 図 大年寺層の岩相



第 39 図 大年寺層最下部 D_{1a} の岩相中に見られる貝殻片を含む礫質砂岩 (浪江町高倉, 高瀬川南岸の崖)

イオターベーションが顕著に発達し、しばしば斑点状に見える。浪江町小野田付近の道路沿いの崖、清水付近の水田脇の露頭、及び猿田南方の沢では、この凝灰質砂岩の中に貝化石密集層が挟在する。特に小野田で見られる貝化石層は保存状態が良好である (Hayasaka and Hangai, 1966)。岩相 D_{1a} は、主に本図幅地域の北部の浪江町室原 - 高倉付近に分布するが、大熊町石熊の南方で消滅し、これより南には分布しない。

D_{1b} は、黄褐色の塊状細粒砂岩からなる岩相で、 D_{1a} の上位に重なっている。ルーズでイオターベーションが発達する。この岩相は、浪江駅の西方の台地、浪江町井手から大熊町石熊にかけて分布するが、熊川を越えると急激に細粒化し、 D_{1c} の岩相に移化する。

D_{1c} は暗青緑灰色の塊状砂質泥岩及び泥質極細粒砂岩からなる岩相で、 D_{1b} の上に重なる。一般に上方に向かって粒度を減じ、下部が泥質極細粒砂岩、上部が砂質泥岩からなり、最上部では一部泥岩となっている。著しいイオターベーションが発達し、生痕も多く見られる。

D_2 は、暗青緑灰色の泥岩からなる岩相である。下位の D_{1c} とは火山灰鍵層 SF11 付近で境される。本図幅地域では、海底地すべりのため、この岩相の大部分は失われており、大熊町東平から富岡町仏浜付近まで分布するにすぎない。

D_4 は、大規模な海底地すべりによって生じた凹地を埋積している岩相で、泥岩とそれに挟まる薄い砂岩層からなる (第 40 図)。この海底地すべりは、北隣「原町及び大甕」図幅地域では、 D_2 の下部の火山灰層 SF21 と SF22 の間にある (久保ほか, 1990) が、本図幅地域内ではさらに下位の SF11 の直上またはその下層準まで海底地すべりで欠如している場合があり、浪江町高瀬から南方の大熊町東平の北までは、 D_2 の岩相が欠如している。本図幅地域内では、地すべりブロックは存在せず、 D_4 の岩相が D_2



第 40 図 大年寺層最上部の D_4 の岩相 (泥岩砂岩互層)
(双葉町郡山の海岸の崖)

またはD_{1c}の上に直接載っているだけである。したがって、露頭の規模では、単にD₂の泥岩またはD_{1c}の砂質泥岩が上方に向かってD₄の泥岩砂岩互層に岩相が変化しているようにしか見えない。D₄中にはさらに2次的な海底地すべりが少なくとも2回認められる。

本層中には多数の火山灰が挟在し、良好な鍵層となる(第41及び42図)。

層厚 陸域に分布する限り最大190mである。

化石 本層からは種々の化石が産出する。

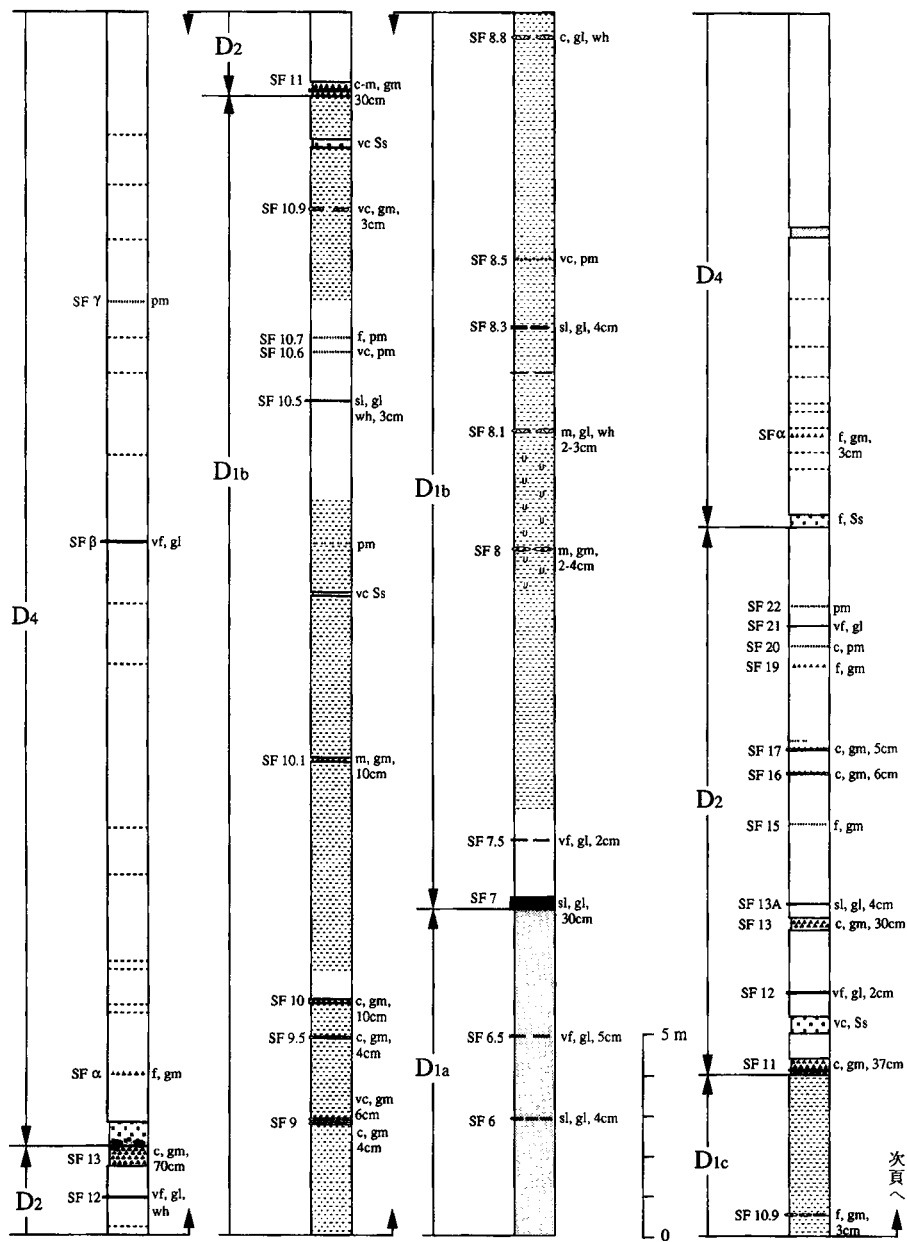
軟体動物化石は、本層下部のD_{1a}の岩相から多産する。主な産地は浪江町小野田の道路沿い、大堀清水の水田脇、猿田南方の沢及び高倉の高瀬川南岸の崖がある。このうち、高倉についてはHayasaka (1956)の、また小野田についてはHayasaka and Hangai (1966)の報告がある(第3表)。それによれば、両産地の軟体動物群集は、*Glycymeris yamaguchii* Hayasaka, *Umbonium (Suchium) giganteum yamamotoi* Sugiyamaなどを優占種としており、さらに小野田では*Fortipecten takahashii* (Yokoyama)が産出している。

D_{1c}の岩相では、大熊町諏訪西方の熊川沿いの崖、及び同町大川原の大川原川沿いから軟体動物化石

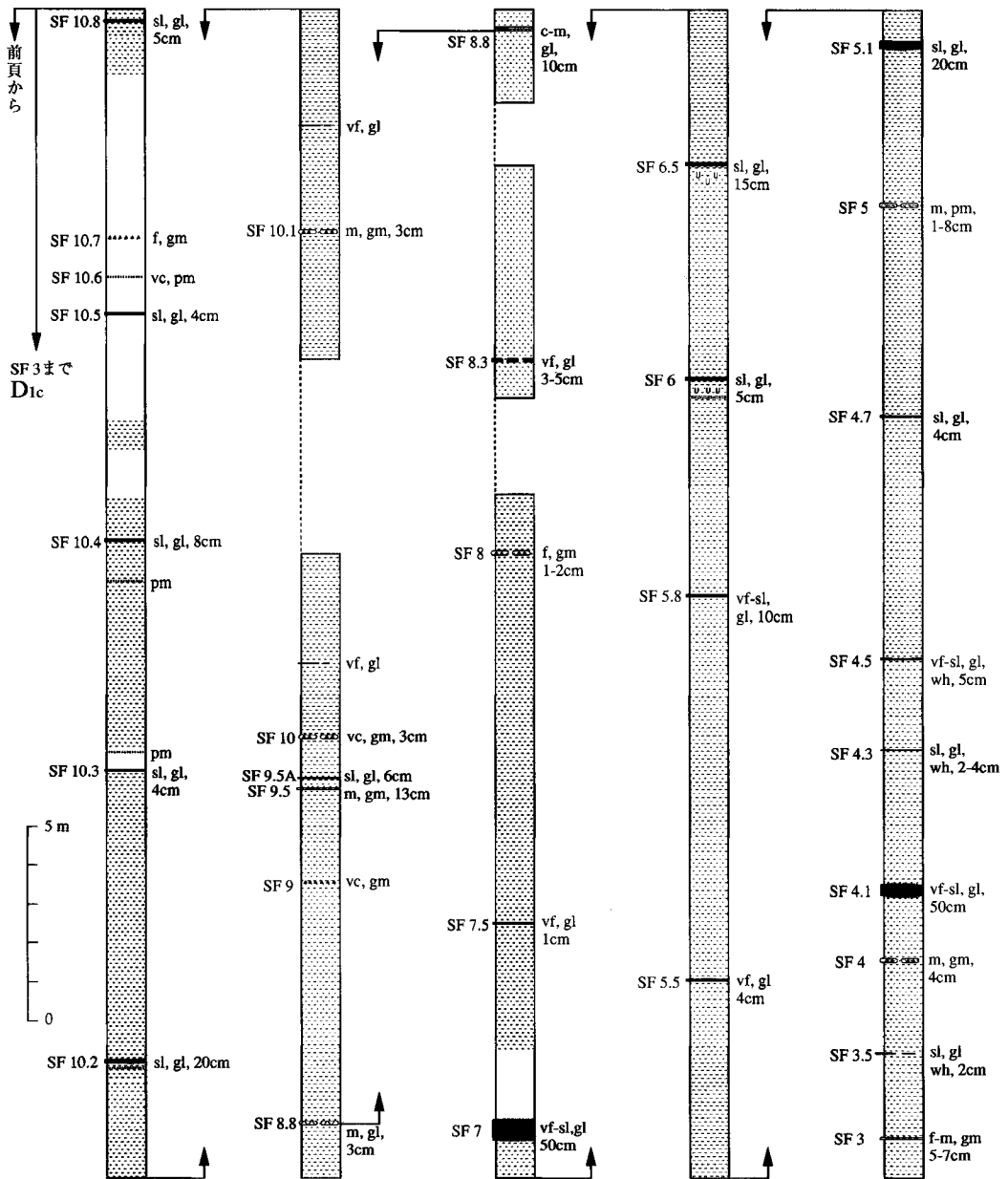
第3表 大年寺層下部(D_{1a})から産出した軟体動物化石

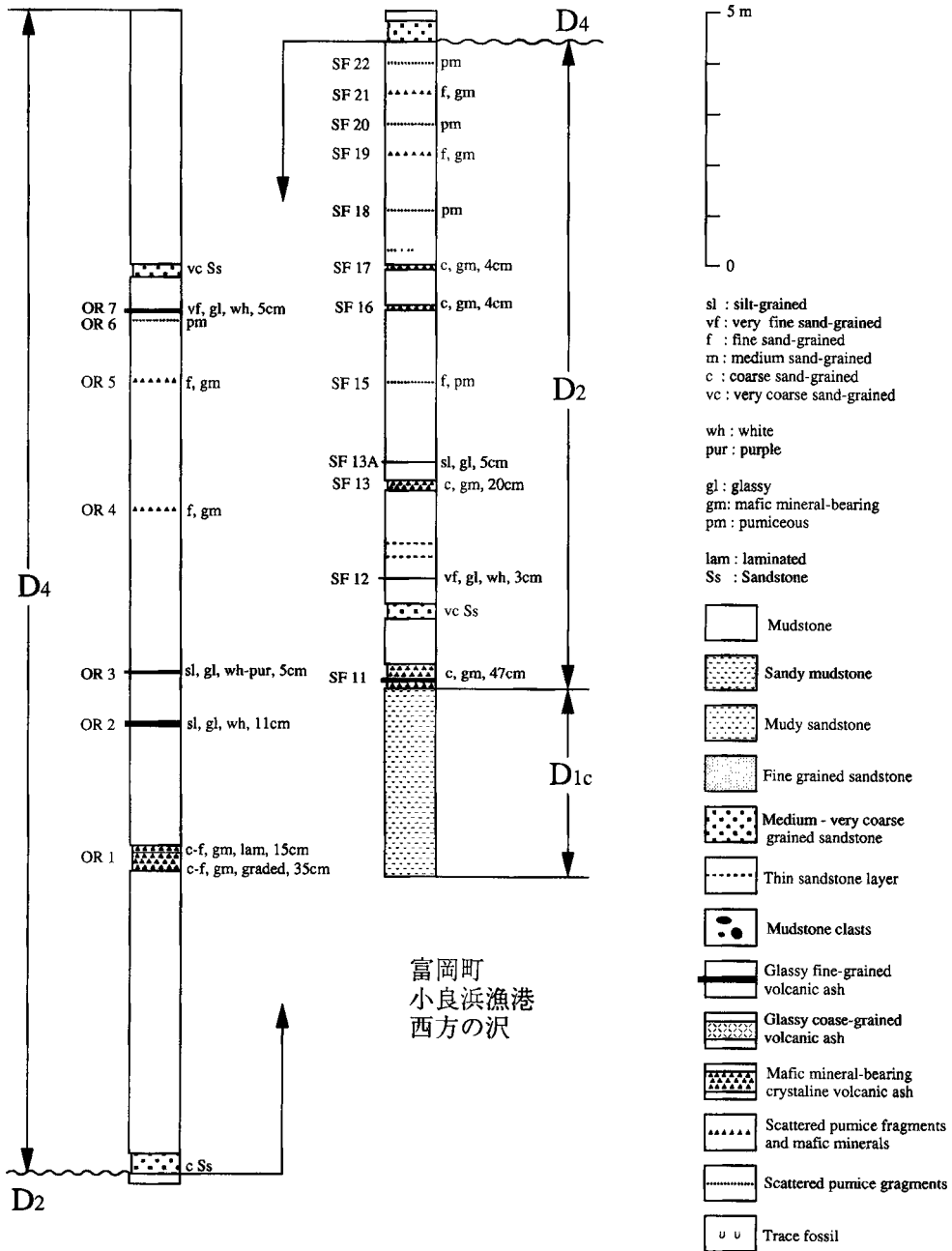
Genus and Species	浪江町高倉 Hayasaka (1956)	浪江町小野田 Hayasaka and Hangai(1966)
<i>Nucula tenuis</i> (Montagu)	R	
<i>Acila (Truncacila) insignis</i> (Gould)	C	C
<i>Glycymeris yamaguchii</i> Hayasaka	VA	VA
<i>Glycymeris</i> cfr. <i>nakamurai</i> Makiyama		R
<i>Mizuhopecten ibaragiensis</i> (Masuda)	R	R
<i>Fortipecten takahashii</i> (Yokoyama)		F
<i>Venericardia (Cyclocardia) ferruginea</i> Clessin	A	A
<i>Lucinoma</i> sp.	R	
<i>Clinocardium</i> cfr. <i>hatai</i> Hayasaka		R
" <i>Clinocardium</i> " <i>nomurai</i> Hayasaka	C	R
<i>Dosinia japonica</i> (Reeve)	C	
<i>Mercenaria chitaniana</i> (Yokoyama)	F	
<i>Spisula polynyma voyi</i> (Gabb)	F	
<i>Dentalium</i> cfr. <i>weinkauffi</i> Dunker	A	
<i>Dentalium weinkauffi</i> Dunker		A
<i>Minolia pseudobscura</i> (Yokoyama)	A	A
<i>Umbonium (Suchium) giganteum yamamotoi</i> Sugiyama	VA	VA
<i>Turritella</i> cfr. <i>ikebei</i> Kotaka	A	
<i>Turritella ikebei</i> Kotaka		A
<i>Neverita (Glossaulax) didyma</i> (Bloten)	A	A
<i>Tectonatica janthostomoides</i> Kuroda and Habe		F
<i>Pyrene bouchardi</i> (Dunker)	F	
<i>Siphonalia</i> cfr. <i>fusoides</i> (Reeve)	R	
<i>Olivella fortunei</i> (Marrat)	C	C
<i>Granotoma</i> sp.	R	

VA: very abundant (10+), A: abundant (5+), C: common (3+), F: few (2), R: rare (1).



第 41 図 大年寺層の火山灰層の岩相 凡例は第 42 図参照





第 42 図 大年寺層上部の火山灰層

が産出する。さらに D_4 の岩相では、富岡町小良ヶ浜漁港北方の海岸の露頭から保存の良い軟体動物化石が産出する。

双葉町新山付近の D_{1c} の最上部の層準から、髯鯨 (Mysticeti gen et sp. indet.) が産出している (長谷川ほか, 1993)。また、大熊町長者原付近の D_{1c} の最上部の層準から齒鯨の化石が見つかった (國府田, 1985)。さらに、富岡町小良ヶ浜漁港北方の海岸の露頭の貝化石層からも髯鯨の骨が見つかった。

また、本図幅地域の大年寺層からは珪藻化石 (Koizumi, 1972; 竹谷ほか, 1986; 柳沢ほか, 1989; 柳沢, 1990; 長谷川ほか, 1993) 及び放散虫化石 (長谷川ほか, 1993) が報告されている。

時代・対比 柳沢 (1990) 及び長谷川ほか (1993) によれば、本層の D_{1a} , D_{1b} , D_{1c} 及び D_2 は、Akiba (1986) の北太平洋珪藻化石帯区分の NPD 7B から NPD 8 に相当する。また、 D_4 は同じく NPD 9 に認定される。放散虫化石層序では、 D_2 は Riedel and Sanfilippo (1978) の *Sphaeropyle langii* Zone の中 - 上部に、また D_4 は、*Lamprocyrtis heteroporos* Zone に対比される (長谷川ほか, 1993)。以上の化石層序から、本層の年代は後期鮮新世と推定される (第 32 図)。

VI. 第四系

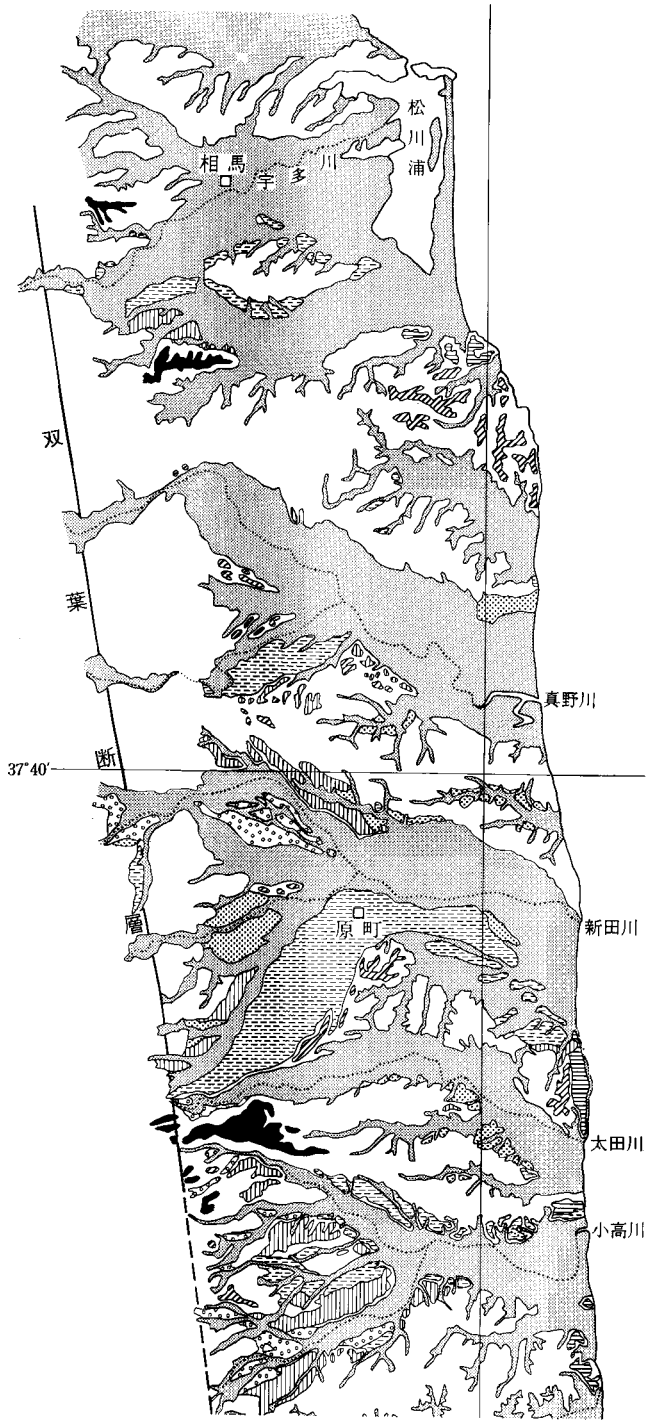
(吉岡敏和)

VI. 1 段丘堆積物

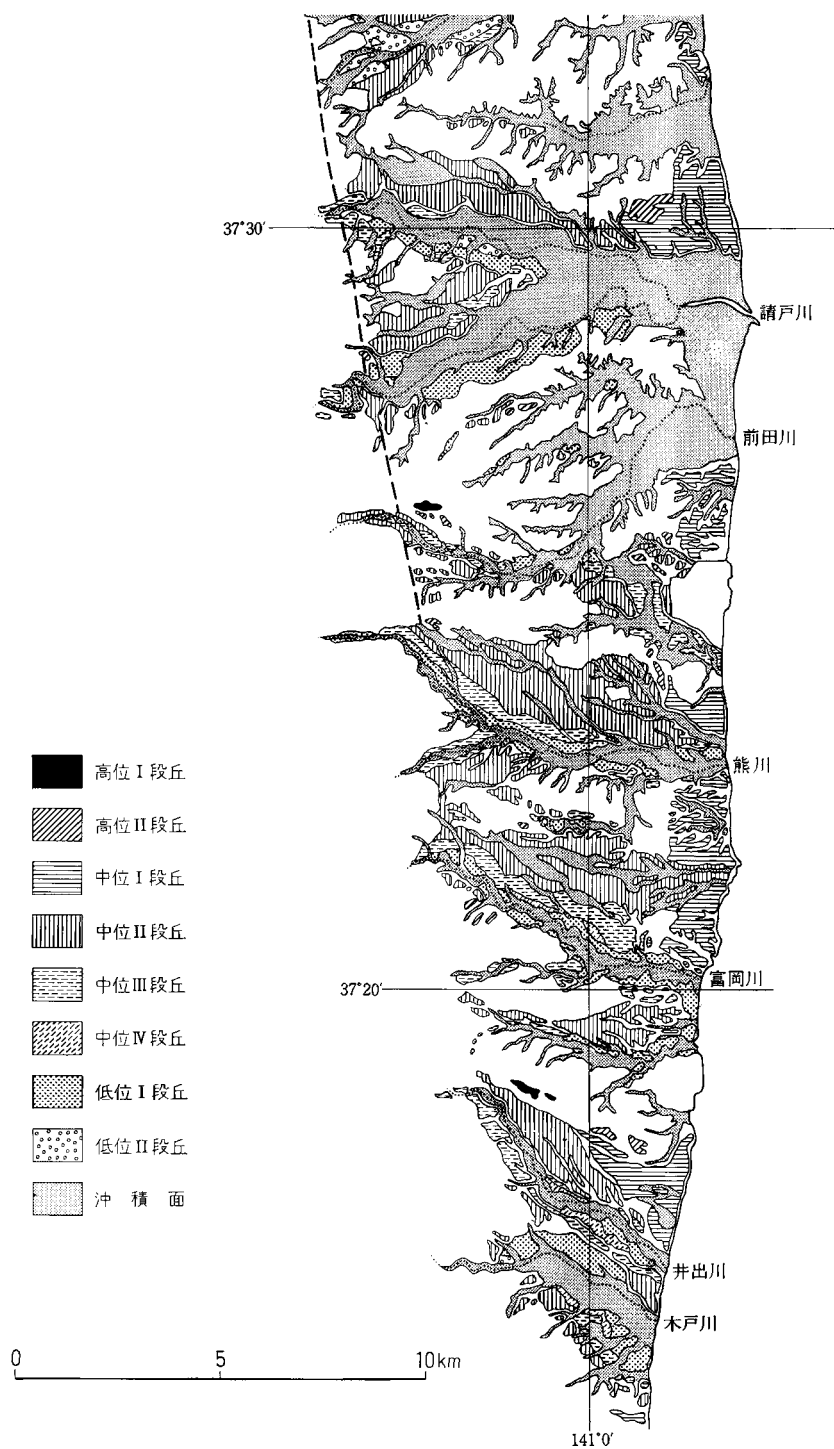
本図幅地域の段丘堆積物は主として双葉破砕帯の東側に分布する。久保ほか (1990) では、「原町及び大甕」図幅地域において、これらの段丘を高位 I, 高位 II, 中位 I, 中位 II, 低位 I, 低位 II 段丘に区分した。しかし、本図幅地域では「原町及び大甕」図幅地域に比べ、段丘面の比高が高く、また面の保存も良好なため、地形面の状況を再検討し、本報告では中位段丘を I から IV の 4 面に区分した。本報告の中位 I 及び II 段丘が久保ほか (1990) の中位 I 段丘にほぼ相当する。これらの段丘のうち、海岸沿いの中位 I, III 段丘は堆積物の層相から海成であると考えられるが、そのほかはすべて河成段丘である。なお、「原町及び大甕」図幅地域では高位 II 段丘に海成の堆積物が認められたが、本地域では確認されていない。第 43 図には周辺地域を含む範囲の段丘区分図を、第 4 表には従来の段丘区分 (中川, 1961; 岡ほか, 1981) との対比を示す。また、第 44 図には主な段丘堆積物の露頭柱状図を示す。

VI. 1. 1 高位段丘堆積物 (th_1 , th_2)

本図幅地域の高位段丘堆積物は丘陵の頂部に断片的に分布する。高位 I 段丘は双葉町八房平の北でのみ認められ、標高 180-185m に平坦面が比較的良く保存されている。堆積物は露頭では確認できない



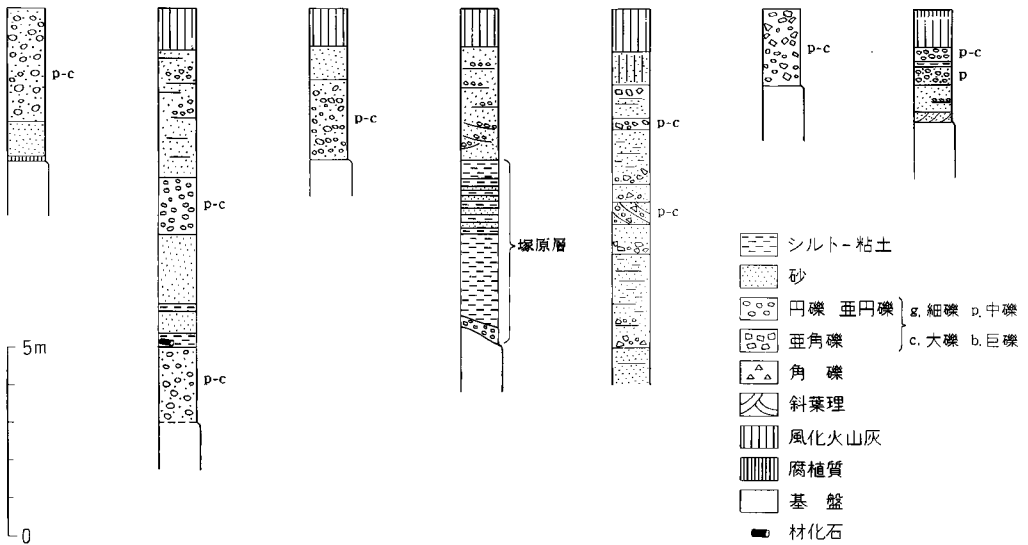
第43図 本図幅地域及びその周辺の太平洋側丘陵地域の段丘区分図



第4表 本図幅地域及びその周辺の段丘区分の対比表

中川(1961)	岡ほか(1981)	久保ほか(1990)	本報告 (久保ほか, 1994)
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IV段丘
			中位III段丘
第II段丘	第3段丘	中位I段丘	中位II段丘
			中位I段丘
第I段丘	第1, 2段丘	高位II段丘	高位II段丘
		高位I段丘	高位I段丘

大熊町南台 浪江町棚塩 富岡町小良ヶ浜 双葉町小沢 浪江町井手 双葉町節迫 双葉町小沢
 高位II段丘堆積物 中位I段丘堆積物 中位I段丘堆積物 中位I段丘堆積物 中位II段丘堆積物 中位II段丘堆積物 中位III段丘堆積物



第44図 主な段丘堆積物の露頭柱状図

が、面の周辺に花崗岩類（花崗岩・花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩；以下同様）の中礫大の亜円ないし亜角礫が散在するのが認められる。高位II段丘は現河床からの比高が40-50mの丘陵頂部に認められるが、段丘面の保存は良くない。堆積物は花崗岩類の中礫大の亜円礫からなる礫層からなる。いずれの段丘面についても、面上の載る風化火山灰質土壌については露頭では確認できなかった。

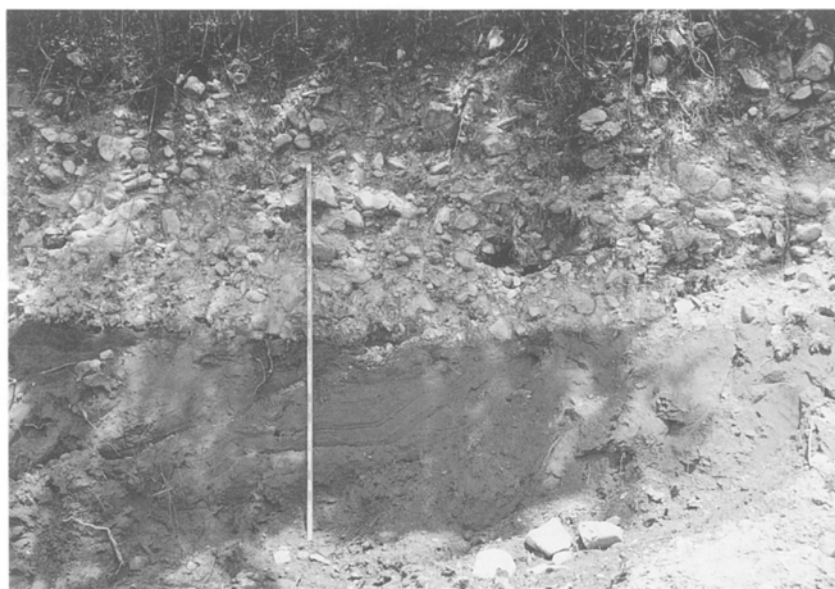
VI. 1. 2 塚原層 (Tk)

双葉町小沢南方の海食崖では、中位 I 段丘堆積物の砂礫層の下位に厚さ約 4-5m のシルト及び砂層が谷埋め状に分布するのが認められる。この堆積物は分布形態から「原町及び大甕」地域を模式地とする塚原層 (Suzuki and Nakagawa, 1971) に相当すると考えられる。模式地において、本層からは植物化石 (Suzuki and Nakagawa, 1971) 及び魚類化石 (上野, 1984), 貝化石 (小笠原・島本, 1984) の産出が報告されている。本層の堆積時期については、地形との関係や産出化石, 及び堆積残留磁気 (真鍋, 1974) より、最終間氷期の最大海進時と考えられている。

VI. 1. 3 中位段丘堆積物 (tm_1, tm_2, tm_3, tm_4)

中位段丘堆積物は、本図幅地域東部の主要な河川及び海岸に沿って広く認められる。このうち、中位 I 段丘はほとんどが海成で、海岸沿いに台地状の段丘面を形成して分布する。汀線高度は大熊町南台で約 45m, 富岡町小浜で約 50m であり、南ほど高くなる傾向がある。堆積物は花崗岩類の亜円礫及び円礫混じりの粗粒砂からなり、3-5m の厚さを有する。上位には厚さ約 1m の風化火山灰質土壌を載せる。

中位 II 段丘は中位 I 段丘をわずかに下刻するか、もしくはほとんど比高を持たずに形成された河川成の段丘で、主要河川に沿って最も広く分布する。堆積物は花崗岩類の亜円礫からなり (第 45 図), 厚さほ 2-5m である。現河床との比高は、高瀬川沿いで 30-40m, 熊川沿いでは約 20m, 富岡川沿いでは約 25m である。この中位 II 段丘は、中位 I 段丘とほぼ連続した分布を示しており、中位 I 段丘が離水するときの河床面と考えられる。すなわち、中位 I 段丘離水時の海退に伴って、海岸沿いでは下方侵食



第 45 図 中位 II 段丘堆積物の礫層 (双葉町節辺迫)
スケールは 2 m

作用が働き、1 段低い位置に河床面が形成されたが、中上流部では河床面の高さは下がらず、引続き堆積が進行したものと解釈できる。

中位Ⅲ段丘は熊川及び富岡川の左岸で比較的広く発達し、堆積物は花崗岩類の中礫大の亜円礫からなる。しかし、海岸沿いの双葉町小沢や大熊町大の東方では厚さ約 2m の円礫混じりの粗粒砂からなり、海成の堆積物と考えられる。現河床との比高は熊川沿いで約 15m、富岡川沿いで約 20m である。中位Ⅳ段丘は富岡川の左岸のみに分布し、中位Ⅲ段丘との間は約 5m の比高を持つ段丘崖で填されている。堆積物は花崗岩類の中礫大の亜円礫からなる。

中位段丘の形成時期については、中位Ⅰ段丘が南関東の下末吉面に対比され（岡ほか，1981）、中位Ⅲ段丘も海成の部分があることから、いずれも最終間氷期の海進・海退に伴って形成されたと考えられる。

VI. 1. 4 低位段丘堆積物 (t_{11} , t_{12})

低位段丘堆積物は、各河川が山地から丘陵部に流れ出る双葉断層付近から下流で比較的広く分布する。高瀬川及び前田川の沿岸では、段丘面は下流に向かって現河床との比高は減じ、沖積層に埋没するが、熊川及び富岡川の沿岸では海岸沿いまで段丘面が分布する。現河床との比高は高瀬川沿いで特に高く、浪江町大堀付近では 20m に達する。堆積物は主として花崗岩類の亜円 - 亜角礫からなり、上流部で厚くなる傾向がある。なお、図幅地域西部の都路村古道付近には、高瀬川及びその支流に沿って、沖積面との比高が 10m 程度の段丘面が認められる。この段丘面が太平洋側丘陵地域のどの面に対比されるかは明らかでないが、沖積面との比高や面の開析度などから低位Ⅰ段丘面に相当するものと考えた。

VI. 2 扇状地及び緩斜面堆積物 (f)

本図幅地域の山地及び丘陵を刻む谷の出口には小規模な扇状地堆積物が分布する。

浪江町谷津田付近では、高瀬川右岸の低位Ⅰ段丘面上に、鮮新統大年寺層からなる丘陵を刻む谷からの扇状地堆積物が比較的広く分布する。堆積物は大年寺層起源の砂及び泥で、扇状地面の勾配は 5° 程度である。

また阿武隈山地内には、谷頭部や斜面の基部に 5-10° の勾配をもつ緩斜面が存在する。この緩斜面を構成している堆積物は、主として花崗岩類の巨礫を含む角礫層からなり、マトリックスは花崗岩の風化したマサの場合と表土の場合がある。また、巨礫を含まず細粒物のみからなる場合もある。この堆積物の堆積時期については、上位に安達太良 - 岳軽石層 (Ad-D ; 後述) を含む風化火山灰をのせる場合と何もせない場合があり、さまざまな時期のものが含まれている。

VI. 3 地すべり堆積物 (1s)

本図幅地域東部、太平洋側丘陵地帯の大熊町東台付近には、約 1km 四方にわたって、平均斜度 5° 以下の緩斜面に比高 5-10m の小丘が点在する地形が見られる。堆積物は露頭では確認できないが、表層

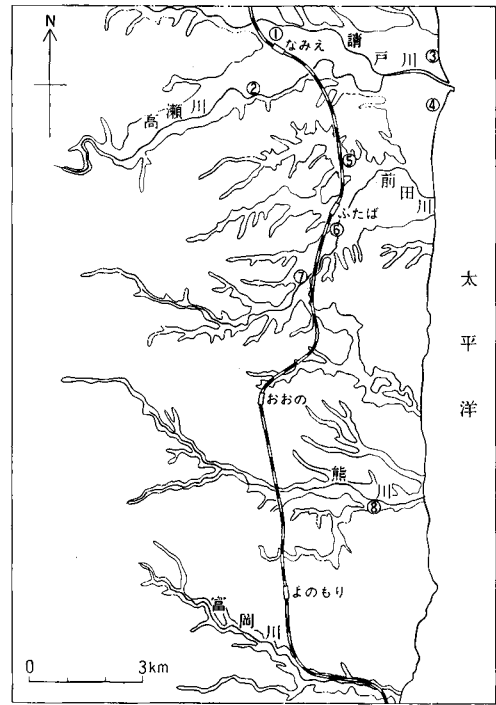
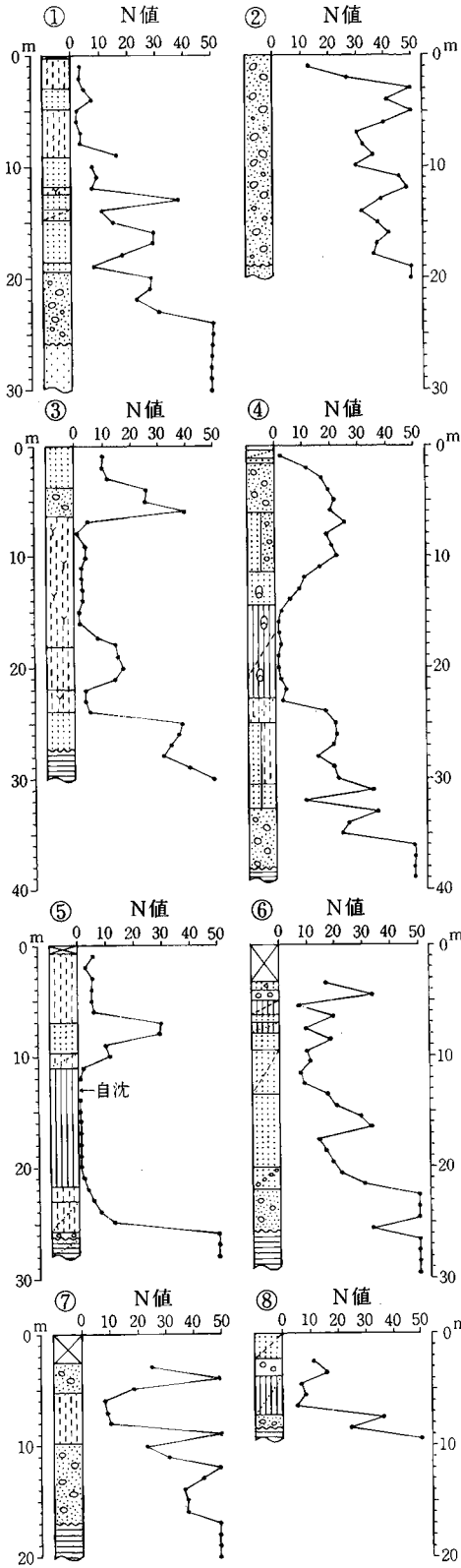
では大年寺層起源の砂及びシルトと表土が混在しているのが認められ、この地形は表層地すべりによるものと推定される。

VI. 4 沖積層 (a, al, ar)

本報告では、後水期の海面上昇期から現在まで引き続いて堆積した地層をまとめて沖積層とする。したがって、時代的には更新世後期から完新世のものが含まれる。地質図では特に、微高地を形成する浜堤堆積物 (ar) 及び自然堤防堆積物 (al) を区別して示してある。本図幅地域内の沖積層は、太平洋側丘陵地帯を開析する谷に沿って分布するほか、図幅地域西部の阿武隈山地内を流れる主要河川に沿っても分布する。第46図には本地域における沖積層のボーリング柱状図(鈴木ほか, 1992)を示す。これによれば、北部の請戸川・高瀬川・前田川に沿う地域では厚さ25m以上の沖積層が分布する。この中で請戸川河口付近(ボーリング地点④)では厚さ約38mと最も深くなっており、中部には貝殻を含む海成の粘土層が挟まれる。南部の熊川及び富岡川沿いでは十分な資料が得られず、沖積層の厚さは不明である。

VI. 5 降下火山砕屑物(地質図では省略)

本図幅地域の山地斜面上や中位・高位の段丘面上には第四紀の降下火山砕屑物(風化火山灰, 降下軽石)が認められる。風化火山灰層は、山地斜面上では花崗岩類を直接覆っており、斜面の下部など局所的に5m以上の厚さを有する。中位段丘面上の風化火山灰層は厚さ50cm-1mである。図幅地域西北部の葛尾村付近では、山地尾根及び緩斜面上の風化火山灰層中に黄白色の軽石層が挟まれることがある。北部ほどしばしば認められ、最大層厚は約30cmである。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。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。



- | | | | | | |
|--|----------|--|--------------|--|---------|
| | 表土 (盛土) | | 粗粒砂 | | 不整合 |
| | 礫 (含質礫) | | 細粒砂岩 | | シルト |
| | 砂礫 | | シルト質 (シルト岩質) | | 泥岩 (頁岩) |
| | 中粒砂岩 | | 貝殻 | | 粘土 |
| | 砂質 (砂岩質) | | 中・細粒砂 | | 有機質 |

第46図 沖積層のボーリング柱状図
(鈴木ほか, 1992)

VII. 地 質 構 造

(久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩)

VII. 1 畑川破碎帯

畑川破碎帯は阿武隈山地東縁に沿ってN10°W方向に約100kmにわたって連続する破碎帯である。その北方延長は鬼首-湯沢マイロナイト帯(笹田, 1984)に続くと考えられるので、畑川破碎帯は延長200km以上に及ぶ長大な破碎帯である。本図幅地域では、数列の平行な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2-3kmの带状部として認められる。断層群は本図幅地域中央の野上川の北方1kmの地点をほぼ東西に走る断層によって切られ、その南側が東方にずれている。

「原町及び大甕」図幅地域では、畑川破碎帯に分布する断層のうち、特に発達の顕著な3本の断層を、西から順に畑川破碎帯西側断層・中央断層・東側断層と呼んだ(第7図)。それらの断層は、本図幅地域では上述の野上川北方の東西系断層までは追跡されるが、その南では断層の対応関係は不明確である。それらのうち、阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類を境する断層として位置づけられる畑川破碎帯中央断層については、川内村割山峠の東1kmを通る断層がこれに相当する。すなわち、「原町及び大甕」図幅地域と同様に本図幅地域でも阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類は特定の断層を境にその分布域が明瞭に区別され、両者が入り交じって分布するという事はない。

畑川破碎帯に発達するマイロナイトの非対称小構造は、本破碎帯が左横ずれのセンスを有することを示している。この左横ずれ断層運動の活動時期は、白亜紀前期の深成活動以降、新第三紀の火山活動以前である。横ずれの変位量については、大槻・永広(1992)が60kmと見積っている。但し大槻・永広(1992)は鬼首-湯沢マイロナイト帯を双葉破碎帯の北方延長としており、ちなみに双葉破碎帯の変位量は130kmと見積っている。

畑川破碎帯中の南北性の断層は、地質図では岩相境界となっているものだけを表現してある。

断層に沿って、強片状化した珪長岩や泥質・苦鉄質変成岩類がセブタ状に分布している。断層の多くはカタクラサイト形成時の変位をも被っているためか、露頭として見いだすことは困難である。

破碎帯中の花崗岩質岩類には片状構造が発達し、その方位は一般にNNE-SSW走向で急立し、線構造はほぼ水平である。断層近傍では、この強-弱片状花崗岩質岩中に幅数cmから数十cmの層状のウルトラマイロナイトが見いだされる。花崗岩質岩類の片状構造とウルトラマイロナイトとは一般に斜交している。例えば、葛尾村木取場北東600mでは、強片状の中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩中に幅15cmのウルトラマイロナイトが層状に発達している。この場合、花崗閃緑岩の片状構造はN5°W90°、

ウルトラマイロナイトはN45°W78°Sの方位で、水平の線構造を有している。「原町及び大甕」図幅地域ではこのようなウルトラマイロナイトの1部から、シュードタキライトと考えられる部分が見いだされている(久保ほか, 1990)。

阿武隈山地は第三紀以降に大幅に上昇している。第三紀以降の変動については、畑川破碎帯では周囲に第三系が分布しないため双葉破碎帯程明瞭ではない。しかしながら畑川破碎帯のカタクラサイトを伴う断層や、畑川破碎帯の南北方向の断層を高角度で切るマイロナイト化を伴わない断層は、第三紀以降の阿武隈山地の隆起に関わる変動に関係して形成されたと考えられる。先第三紀に形成された横ずれ断層の多くは第三紀以降にも再活動し、垂直方向に変位したのであろう。変位量については、直接のデータはないが、カタクラサイト化の度合いは双葉破碎帯より弱いので、後述する双葉破碎帯の変位量と同程度かそれ以下であろう。

畑川破碎帯の南北方向の断層を高角度で切る断層の一つである大熊町楓沢の北方1kmのWNW-ESE方向の断層は、比較的大規模で、都路村石橋を通る同方位の断層に連続する可能性が強い。本断層の場合、水平方向にも1.5km程度の変位が推定される。

VII. 2 双葉破碎帯

双葉破碎帯は畑川破碎帯の東方約8kmの地点で、それと平行に走る破碎帯である。阿武隈山地東縁を区切って南北に約100km連続している。畑川破碎帯と同様に数列の平行な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2-3kmの帯状部である。畑川破碎帯と比べてマイロナイト化の度合いは弱く、ウルトラマイロナイトは本図幅地域からは見いだされていない。畑川破碎帯と同様に、マイロナイトの非対称小構造から左構ずれ断層運動による形成で、その時期も畑川破碎帯とほぼ同じと考えられる。

破碎帯中の断層のうち、最も大規模なものは双葉断層と名付けられている(第7図)。現在地表で見られる双葉断層は、白亜紀に生じた横ずれ剪断帯としての双葉破碎帯が、第三紀以降の造構応力場の変化に対応して西上がりの縦ずれ断層として再活動して生じたものである。この断層は、北は宮城県岩沼市南方から、南は福島県いわき市久之浜町まで約100kmにわたって連続する大断層で、地形的には阿武隈山地とその東の海岸に沿う低平な丘陵地帯の境界となっている。現在の阿武隈山地は、主としてこの双葉断層の活動によって、阿武隈山地側が北方に傾動しながら大きく隆起した結果生まれたものである。

双葉断層の北半では、断層は先第三系と新第三系分布域の間を画し、断層面はほぼ垂直であるが、南部では断層は第三系分布域の中を走り低角な逆断層となっている。さらに、断層が海に没する南端部では断層ではなく撓曲帯として現れている。このような断層の性格の地域的な変化について、恒石(1966, 1984)は、双葉断層の近傍に分布する第三系中の共役小断層の解析によって、その原因を明らかにした。それによれば、共役断層系の解析から主応力軸が断層からの距離によって系統的に回転しており、このことは、双葉断層が曲面断層であること、すなわち構造的に深いところでは断層面は垂直であり、浅いところでは断層面が低角になる断層であることを示しているという。なお、Tsuneishi(1978)は、模型

実験によって、実際に双葉断層で見られるような曲面断層が生じることを証明している。本報告でも、この考え方に従って双葉断層の地質断面を推定した。

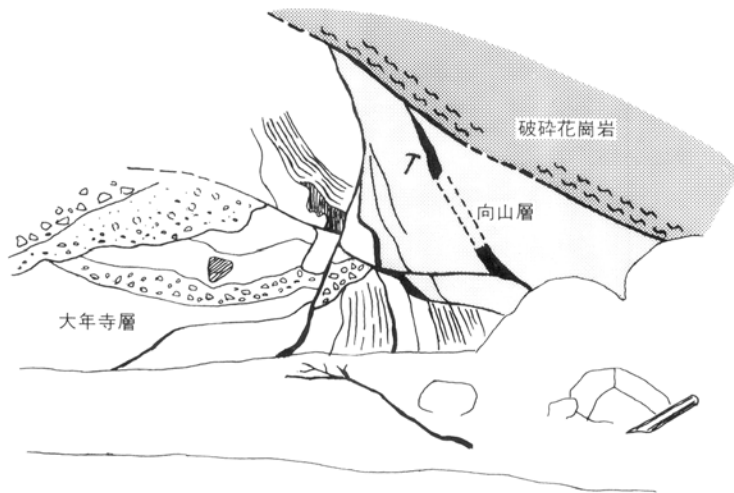
本図幅地域内での双葉断層は、図幅北端の浪江町室原から南端の富岡町赤木付近まで、北北西に阿武隈山地の東縁を画して延びている。宝原から高瀬川までの部分では、双葉断層の主断層は花崗岩類と五安層の境界を画しているが、浪江町末森西方では櫛平層が花崗岩類を不整合に覆っているため、ここでは断層は花崗岩類の中を走っているものと見られる。断層の西側約50mの幅の部分では、花崗岩類は著しく破碎している。断層のトレースは直線的であり、断層面はほぼ垂直に近いものと思われる。

主断層から東に約300mの湯長谷層群と大年寺層の境界も、近傍の大年寺層がほとんど垂直に近い急傾斜となっているので、おそらく断層になっているものと推定される。

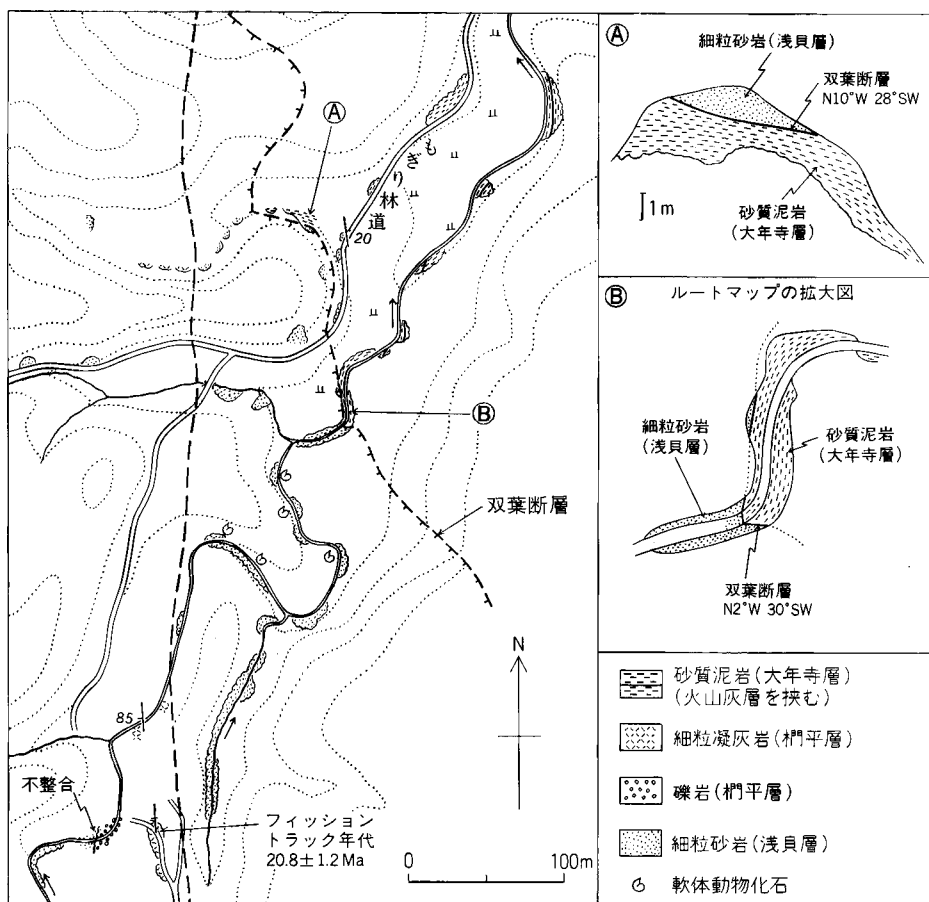
浪江町高倉の高瀬川南岸では鮮新統の向山層及び大年寺層に花崗岩類が衝上している断層露頭（第47図）が見られる。断層面の走向傾斜はNS, 400wで、厚さ約30cmの軟らかい断層粘土が認められる。花崗岩類は細片状に破碎されて黒色ないし暗灰色を呈し、鮮新統は引きずられてほぼ直立している。また、鮮新統中には主断層から分岐したと見られる、より低角な断層が認められる。この断層はその位置から双葉断層の主たる断層と考えられるが、この断層は露頭上部に広がる中位II段丘面を変位させていない。

これより南では、双葉断層の断層面は次第に西傾斜の低角に変化する。このため、稜線や山腹の林道における断層の位置が河床での位置よりも系統的に東にずれるようになる。高倉から南方の大熊町大川原までは、双葉断層は先第三系と大年寺層との間を走るが、大熊町山神及び諏訪西方では、石城層がレンズ状に断層に沿って挟み込まれている。

大熊町大川原から富岡町赤木までは、双葉断層は白水層群と大年寺層を画する低角逆断層となっている。赤木北方の旧上岡炭鉱付近では、2箇所断層を直接確認できる（第48図）。断層面は西に20-30°傾き、上盤に浅貝層の細粒砂岩が、下盤には大年寺層の砂質泥岩がある。大年寺層は断層に近傍で層理が局所的に逆転しており、また断層から離れたところと比べ、固結度が相対的に高くなっている。双葉断層の西約120-180m離れて、これに平行する東上がりの断層が並走している。断層面は直接確認できないが、大川原と富岡町大木戸川原では先第三系が繰り返すこと、また赤木北方では先第三系と浅貝層が繰り返して露出することから、この断層が推定される。この断層は、三田（1951）及び須貝ほか（1957）の大木戸川原逆断層の一部が一致し、おそらく双葉断層に共役の逆断層と考えてよい。



第 47 図 鮮新統向山層及び大年寺層と花崗岩類が接する双葉断層の断層露頭
 (浪江町高倉, 高瀬川沿い)



第48図 双葉断層の付近のルートマップ
(富岡町赤木北方, 旧上岡炭鉱付近)

VIII. 第四紀地殻変動

(吉岡敏和)

VIII. 1 活断層

第2図には阿武隈山地周辺に分布する活断層が示されているが、このうち本図幅地域内には双葉断層が位置する。双葉断層は本図幅地域を南北に縦断し、阿武隈山地と沿岸の丘陵部を区切っている。断層

に沿っては、両者の境界をなして比高200-300mの直線崖が連続するが、開析が進み、三角末端面は認められない。阿武隈山地は、この双葉断層の活動によって鮮新世から前期更新世にかけて隆起したものと考えられるが、少なくとも木地域内では段丘面を変位させておらず、更新世の中期以降は活動していないと考えられる。

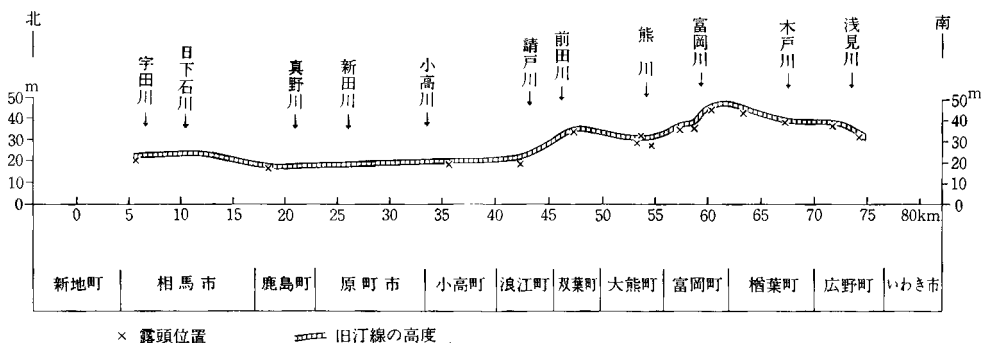
双葉断層の西約7kmにはほぼ平行して畑川破砕帯が通過し、この破砕帯を境に西側の山地高度は東側より約100m高くなっている。しかし、畑川破砕帯に沿って断層変位地形は見いだされておらず、この高度差が断層活動によるものか否かは明らかでない。

VIII. 2 沿岸部の垂直変動

本図幅地域を含む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、大熊町南台で約45m、富岡町小浜で約50mである。第49図に岡ほかによる周辺地域の中位I段丘の旧汀線高度分布を示す。この図では本図幅地域付近の旧汀線高度はやや低く示されているが、本地域内で南に向かって高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、この高度差は純粹に地殻変動を表現したものとみなしうる。従って、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30m/12-13万年と推定できる。岡ほかは、この図と最近80年間の水準点の変動を比べ、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13cm/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とを指摘した。

VII. 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が、本図幅地域沖の太平洋で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



第49図 中位I段丘(岡ほか, 1981)の第3段丘に相当)の旧汀線高度分布 (岡ほか, 1981)

の福島県東方沖地震がある。この地震については「原町及び大甕」図幅（久保ほか，1990）に記載したように，1938年11月5日17時43分に発震し，震源は東経141°11′北緯37°20′深さ30km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107cm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，小屋崩れ，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。

IX. 地 下 資 源

（柳沢幸夫・久保和也）

IX. 1 砕石・石材

本図幅地域内の先第三系基盤岩類の一部は道路工事等に用いる砕石資源として利用されている。採石場は，北から順に浪江町宮の上，大熊町野上，富岡町大木戸川原，同町片倉西方，同町片倉南西の富岡川沿い2ヶ所，同町新福島変電所南西，同町赤木西方の各地点に分布する。このうち片倉南西の富岡川上流のものは現在稼行していない。

これらの採石場の内富岡町片倉西方及び富岡川沿いの計3ヶ所を除いて他はすべて双葉破砕帯中に位置し，古生界の変火山岩及び泥質－苦鉄質変成岩を稼行対象としている。破砕帯内に位置するため岩石は著しく破碎され，またしばしば珪長岩及び花崗岩質岩によって貫入されている（第10図）。新福島変電所南西の採石場では，変火山岩の一部に幅4-5mの著しく鉄分に富む帯状の鉍化変質帯が数丈認められる。

富岡町片倉西方及び富岡川沿いの計3ヶ所の採石場では花崗岩質岩を稼行対象としている。このうち片倉南西1kmの採石場では採石場中央に位置するNE-S 方向の断層を境に西側の大倉山石英閃緑岩と東側の玉ノ湯花崗閃緑岩が接しているため，その両者を採石しているが，他の2採石場の稼行対象は玉ノ湯花崗閃緑岩である。

建築用石材資源としては，畑川破砕帯より西の，いわゆる阿武隈花崗岩分布域の各所で花崗岩類が採石されている。対象となる花崗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）・細－中粒黒雲母花崗岩（灰色黒雲母花崗岩）の4種で，特に細－中粒黒雲母花崗岩は細粒均質なために，採石場が集中している。

本図幅地域内では、地域西縁から西隣の常葉地域にかけて分布する灰色黒雲母花崗岩からなる山体、檜山が稼行対象となっている。本岩体を対象に、主に山体の南東側の数ヶ所で採石が行われている。本図幅地域内の採石場としては、都路村馬洗戸の採石場が本図幅地域地域西縁から常葉地域にまたがって分布するのみである。採取された石材は墓石・建材等に加工されている。

IX. 2 粘 土 鉱 物

浪江町大堀では江戸時代の元禄年間から陶器の製造が始まり、相馬大堀焼として知られている。大堀焼の原料となる粘土は、大堀南方約2.5kmの浪江町井手の通称美森山付近から坑道により採取されていた。この粘土層は双葉断層に沿ってレンズ状に分布する地層中のものと推定されるが、現在では地表にほとんど露出がないため正確な層準は不明である。本報告では鮮新統向山層中のものとして地質図で表現しているが、下部漸新統石城層中の粘土層である可能性も否定できない。高橋（1977）及び青山（1979）などの記述から推定すると、粘土を含む地層の厚さは最大でも数mであったと思われる。

増井・国井（1962）によれば、この粘土は石英・長石及び粘土を主とした砂質粘土層で、いわゆる蛙日粘土に相当し、この間に厚さ0.5-1.0mの暗灰色の粘土（木節粘土）が挟まれており、厚さの変化が激しく一部レンズ状をなしている。

第二次大戦中及び戦後の一時期には、さらに南方の大熊町石熊の道路の交差点付近、及び同町山神でも粘土の採掘が行われたことがある。このうち、石熊の粘土は大堀粘土の採掘地点と同じ地層のものと思われるが、山神の粘土は付近の地質からみて、おそらく石城層中のものと推定される。

現在はいずれの地点でも粘土の採掘は行われていない。

IX. 3 石 炭

富岡町赤木北方には、夜の森及び上岡の2つの稼行炭鉱が存在したが、現在は廃坑となっている。いずれも、石城層下部に挟在する下層・中層・上層の3つの石炭層を稼行対象としていた。これらの炭鉱の稼行状況や炭層の層厚・炭質などは、三田（1951）及び須貝ほか（1957）に詳しい。

なお、双葉断層東側の大年寺層分布域の地下深部にも石城層が広く伏在しており、少なくとも7層の石炭層が存在する（江口・鈴木、1960；柳沢ほか、1989）。

文 献

- 秋葉文雄(1985) 亀ノ尾層(下部中新統)の珪藻化石群集:いわゆる *Kisseleviella carina* Zone と *Thalassiosira fraga* Zone の再検討. 日本珪藻学会第6回大会講演要旨, p. 18.
- 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. Rept. DSDP*, vol.87, U. S. Govt. Printing Office, Washington, p.393-481.
- 青山國丸(1979) 焼物の破片を語る. 148p.
- 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. Rept. Tokyo. Metropolitan Univ.*, no.21, p.223-250.
- Asano, K. (1949) Foraminifera from the Asagai Formation (Tertiary) of Fukushima Prefecture, Japan. *Jour. Palaeont.*, vol.13, p.473-478.
- 浅野 清(1962) 有孔虫化石群から見た日本の古第三系, 東北大学理質古生物邦文報告, no. 57, p. 1-32.
- Barron, J. A. (1985) Miocene to Holocene planktic diatoms. In Bolli *et al.*, (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 763-809.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic geochronology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.96, p. 1407-1418.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In, Bronnimann, P. and Renz, H. H. (eds.) *Proc. First Intern.Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, p. 199-422. Leiden, Netherlands.
- Bukry, D. (1974) Stratigraphic value of silicoflagellates in nontropical regions. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol.85, p.1905-1906.
- 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. 東北大理科報告(地質学) 特別号, no. 4, p. 424-436.
- ・庄司力偉(1953) 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その1) 茨城県磯原町付近-. 地質雑, vol. 59, p. 99-108.
- ・———・鈴木舜一(1953) 常磐炭田における炭層堆積状態の研究(その2) 一福島県双葉群 広野町付近VII. 地質雑, vol. 59, p. 544-551.
- 遠藤誠道(1950) 常磐炭田白水層産化石植物群(要旨). 地質雑, vol. 56, p. 277-278.
- Fenner, J. (1985) Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms. In Bolli *et al.*, (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 713-762.
- 藤田至則・加納 博・滝沢文教・入島隆一(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.

- 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.
- 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.
- 半沢正四郎 (1954) 東北地方. 日本地方地質誌, 344p. 朝倉書店.
- 長谷川善和・大石雅之・竹谷陽二郎・丸山俊明 (1993) 福島県双葉町より産出した鯨類化石. 福島県立博物館調査研究報告, no.23, p. 1-44.
- Hatai, K. and Kamada, Y. (1950) Fossil evidence for the geological age of the Uchigo Group, Joban Coa-field. *Short Papers Inst. Geol. Palaeont. Sendai*, no.2, p. 58-73.
- Hayasaka, H. (1956) Pliocene mollusca from the Futaba district, Fukushima Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum res. Bull.*, no.25, p.13-20.
- and Hangai, T. (1966) A new locality of *Fortipecten takahashi* (Yokoyama) in Fukushima Prefecture, with reference to its associated fauna. *Sato ho-on kai Museum Res. Bull.*, no.34, p.29-37.
- Hirayama, K. (1955) The Asagai Formation and its molluscan fossils in the northern regions, Joban Coal-field, Fukushima Prefecture, Japan. *Sci. rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, vol. 4, p. 49-130
- Hiroi, Y., Yokose, M., Oba, T., Nohara, T. and Yao, A. (1987) Discovery of Jurassic radiolaria from acmite-bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.93, p. 445-448.
- 久田 司・高木秀雄 (1992) 阿武隈山地東縁, 社地神剪断帯の断層岩の変形と構造. 地質雑, vol.98, p.137-154.
- Huzioka, K. (1961) A new Paleogene species of the genus *Comptonia* from Joban Coal-field, with reference to the stratigraphical consideration of the Tertiary *Comptonia*, northeastern Japan. *Jour. Min. Coll. Akita Univ.*, (A), vol.1, p. 60-68.
- 岩井淳一 (1949) 仙台付近の新生代層. 地球科学, no.1, p.23-27.
- Kamada, Y. (1962) Tertiary marine mollusca from the Joban Coal-Field, Japan. *Spec. Papers. Palaeont. Soc. Japan*. no. 8, p. 1-187.
- 鎌田泰彦 (1972) 常磐炭田における櫛平層の設立と滝夾炭層の層位的位置. 岩井淳一教授記念論文集, p. 389-402.
- Kanno, S. (1961) On some consideration of the molluscatl fauna from the Asagai Formation. *Trans. Proc. palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 42, p.73-78.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 木村勝弘 (1988) 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究. 石油公団石油開発技術センター年報, 昭和62年度, p. 14-16.
- 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.
- 小泉 格 (1986) 常磐炭田新第三系の珪藻化石層序—湯長谷・白土・高久層群—. 北村 信教授記念地質学論文集, p.175-192.
- 紺野芳雄 (1938) 常磐炭田第六区磐城国双葉郡久之浜町付近説明書, 地質調査所, 40p.
- 囲府田良樹 (1985) 大熊町産出の鯨類化石 (オオクマイルカ). 大熊町史編纂委員会 (編), 大熊町史, vol. 1 (通史), 大熊町 p.30-36.
- 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.
- ・高橋 浩 (1992) 阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類から見た阿武隈帯の東縁・西縁. 地団研 46 回総会シンポ要旨集, p.111-115.
- ・山元孝広 (1989) 阿武隈山地東縁「原町」地域の火成岩類. 日本地質学会第 96 年学術大会 演旨 p.573.
- ・——— (1990) 阿武隈山地東縁原町地域の白亜紀貫入岩類. —岩石記載及び K-Ar 年代—. 地質雑, vol. 96, p. 731-743.
- ・柳沢幸夫・吉岡敏和・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, 155p.
- 黒田吉益 (1963) 東北日本の変成・深成岩類の相互関係. 地球科学. no. 67, p. 21-29.
- 榎山次郎 (1920) 常磐石炭層の時代. 地質雑, vol. 27, p.103 - 110.
- Makiyama, J. (1934) The Asagaian Molluscs of Yotukura and Matchigar. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ.*, Ser. B, vol. 10, p.121-167.
- 真鍋健一 (1974) 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について. 第四紀研究, vol.13, p. 21-25.
- Manabe, K. (1979) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan, (I). *Sci. Rept. Fukushima Univ.*, no. 29, p. 51-65
- (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, north Honshu, Japan, (II). *Sci. Rept. Fukusima 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.
- 増井淳一・国井 敬 (1962) 福島県原町市付近および大掘の粘土. 東北の工業用鉱物資源, p. 144-150. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M. (eds.) (1979) The Abean Orogeny. Tokai Univ. Press, 427p.
- 三田正一 (1951) 常磐炭田双葉地区北部地質調査報告. 地調報告, no.140, p.1-44.

- 三野与吉 (1942) 地形原論、古今書院, 517p.
- Mizuno, A. (1964) Summary of the Paleogene molluscan faunas in North Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 207, p. 28.
- 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.
- 中村新太郎 (1913) 常磐炭田第老区磐城国岩城郡湯本村付近地質図. 地質調査所.
- 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, p. 62-70.
- 根本修行・大原 隆 (1979) 常磐炭田双葉地区の浅貝層の貝化石. 千葉大教養研究報告, B-12, p. 45-60
- 小笠原憲四郎・島本昌憲 (1984) 塚原層産貝類化石. 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第6集, p. 24-25.
- O'Hara, S. and Nemoto, N. (1982) Molluscan fossils from the "Goyasu Formation" in the Futaba district of the Joban Coalfield. *Jour. Coll. Art. Sci. Chiba univ.*, B-15, p. 57-64.
- (1984) Molluscan fossils from the type Goyasu Formation of the Joban Coalfield. *Jour. Coll. Art. Sci. Chiba univ.*, B-17, p. 45-61.
- 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. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleont.*, vol. 5, p. 321-325.
- 大上和良 (1989) 第3章 白亜系一古第三系, (4) 双葉・石城・多賀地域. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質2 東北地方, 共立出版, p. 78-80.
- 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). 東教大研報 no. 2, p. 79-89.
- 小貫義男 (1966) 阿武隈山地入茎・高倉山地方の古生層の層位及び構造. 松下 進教授記念論文集, p. 41-52.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformation in Japan (with short remarks on Tertiary Paleogeography). *Jubilee Publ. Comm. prof. H. Yabe. Sixtieth Birthday*, vol. 1, p. 481-519.
- 大槻憲四郎・永広昌之 (1992) 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成立ち. 地質雑, vol. 98, p. 1097-1112.
- Reynolds, R. A. (1980) Radiolarians from the western North Pacific, Leg 57, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, *Init. Rept. DSDP*. U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C., vols. 65, 57, p. 735-769.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleont.*, vol. 23, p. 61-96.
- 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫 編 (1984) 日本の古第三系の生層序と国際対比. 山形大学, 137p.
- Sakai, T. (1980) Radiolarians from Site 434, 435, and 436, Northwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, *Init. Rept. DSDP*, U. S. Govt. Printing Office,

- Washington D. C., vols. 65, 57, p.695-733.
- 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.
- 佐藤誠司 (1989) 常磐炭田第三系の花粉層序学的研究. 地質雑, vol. 95, p. 171-187,
- Sendo, T. (1958) On the granitic rocks of Mt. Otakine and its adjacent districts in the Abukuma Massif, Japan. *Sci.Rept.Tohoku Univ. Ser. III, vol. IV, no. 1, p. 57-167.*
- Shand, S. J. (1916) The pseudotachylyte of Parijis (Orange Free State). *Geological Society of London Quarterly Jour.*, vol. 72, p.198-221.
- 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.
- 柴田 賢 (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.
- ・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
- 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.
- 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. 143p., 地質調査所.
- 菅谷政司・根本修行・大原 隆 (1979) 阿武隈山地東縁部から産した紡錘虫化石. 平地学同好会会報 (特別号), p.42-46.
- Suzuki, K. and Nakagawa, H. (1971) Late Pleistocene flora from the Pacific coast of Fukushima Prefecture, Japan. *Sci.Rept.Tohoku Univ.,2nd ser.*, vol.42, p.187-198.
- 鈴木敬治・吉田 義・堀内俊秀・白瀬美智男 (1992) 土地分類基本調査「浪江・磐城富岡」II 表層地質図. 国土調査, p.26-40.
- 鈴木毅彦・早田 勉 (1993) 福島県周辺に分布するテフラ-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.
- 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報告, no.12 一微化石調査一. 福島県教育委員会. 53p.
- ・———小野俊夫・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹・栗原宗一郎・高柳洋吉 (1990) 常磐炭田に分布する新第三系の地質時代と堆積環境. 福島県立博物館調査研究報告, no. 20 一浜通り地方形成史の解明-, 99p.
- 高橋 清 (1963) 常磐炭田における花粉層位学的研究. 九州大理研究報告 (地質), vol.6, p.77-94.
- 高橋治之 (1986) 第2巻 新第三系, 2.4 関東地方北部, (6) 日立・常磐南部. 日本の地質「関東地方」編集委員会編, 日本の地質「関東地方」, 共立出版, p.134-136.
- 高橋良一 (1977) 相馬のやきもの. ふくしま文庫40, 福島中央テレビ, 170p.
- Takai, F. (1961) A new Anthracothere from the Shiramizu Group in the Joban Coal-Field, Japan With notes of its geological age. *Proc.Japan Acad.*, vol.37, p.255-266.

- Tanaka, H (1980) Gabbroic rocks from the northern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ., Nat. Sci.*, vol.10, p.127-142.
- 徳永重元 (1948) 常磐炭田富岡町付近の多層質群. 資源科学研究所彙報, no.12, p.43-46.
- 徳永重康 (1927) 常磐炭田の地質. 早大理工紀要, no.5, p.1-316.
- ・大塚弥之助 (1930) 相馬古生層に関する新事実について. 地質雑, vol.37, p.575-592.
- Tomida, Y. (1986) Recognition of the genus *Enbteodon* (Artiodactyla, Mammalia) from Joban Coalfield, Japan, and the age of the Iwaki Formation. *Bull. Nat. Mus., Ser. C*, vol. 12, p.165-170.
- 恒石幸正 (1966) 阿武隈山地広野地域の地質構造. 地震研究所彙報, vol.44, p.749-764.
- (1984) 4. 断層. 木村敏雄編, 地質構造の科学, 朝倉書店, no.6, p.67-120.
- Tsuneishi, Y. (1978) Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol.53, p.173-242.
- 上野輝弥 (1984) 塚原層産魚類化石. 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. 26.
- 渡辺偉夫 (1985) 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 206p.
- 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). 東教大研報 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 (1983a) 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 (1983b) 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.
- Watanabe, K. (1926) Tertiary System. *Geol.Min.Resour.Japan Emp.*,p.34-67.
- 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.
- 柳沢幸夫 (1990) 仙台層群の地質年代—珪藻化石層序による再検討—. 地調月報, vol.41, p.1-25.
- ・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・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.405-467.
- ・鈴木祐一郎 (1987) 常磐炭田漸新統白坂層の珪藻及び珪質鞭毛藻化石. 地調月報, vol.38, p.81-98.
- 八島隆一・中通り団体研究会 (1981) 中通り・川桁地域の変成岩類 (I) 山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.
- Yokoyama, M. (1924) Molluscan remains from the middle part of the Jo = Ban Coal = Field. *Jour. Coll.Sci. Tokyo Imp. Univ.*,vol.45, Part.3, p.1-23.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.46 • 47

GEOLOGY

OF THE

NAMIE AND IWAKI-TOMIOKA DISTRICT

By

Kazuya KUBO, Yukio YANAGISAWA, Toshikazu YOSHIOKA
and Yutaka TAKAHASHI

(Written in 1993)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The mapped district lies in the northeastern margin of the Abukuma Mountains, northeast Japan. In this district the Hatagaya and Futaba Fracture Zones run from north to south. The two fracture zones extend over a distance of about 100 km along the eastern margin of the Abukuma Mountains. The fracture zones have a width of 1 to 3 km and are associated with mylonite and / or cataclasite.

Within the Hatagawa Fracture Zone, three major faults exist, named as the Western, Central and Eastern Faults respectively. And within the Futaba Fracture Zone, the Futaba Fault is the main fault.

On the east side of the Futaba Fault Paleogene formations crop out in contact with the fault, and Neogene formations are distributed widely on the rest of the district.

In the narrow area between the Central Fault and the Futaba Fault, Pre-Tertiary metamorphic rocks and intrusive rocks occur.

On the west side of the Central Fault, so-called Abukuma granitic rocks and associated metamorphic and ultramafic rocks occur.

The outline of the geology in the district is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of the geology of the Namie and Iwaki-Tomioka district.

Age	Region	west side of the Central Fault	between the Central Fault and Futaba Fault	east side of the Futaba Fault	Igneous activity	Tectonic movement		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium			Left-lateral movement along the Futaba Fault		
		Pleistocene	Late		Lower terrace deposits			
					Middle terrace deposits		Tsukabara Fm.	
					Higher terrace deposits			
		Early						
	Neogene	Pliocene	Late		Dainenji Fm.	Felsic volcanic activity	Uplifting of the Abukuma Mountains	
			Early		Mukaiyama Fm.			Transgression
		Miocene	Late	Intrusive rocks		Taga Group	Mafic volcanic activity	Regression
			Middle			Mizunoya Fm.		Transgression
			Early			Goyasu Fm.		Regression
	Paleogene	Oligocene		* Kunugidaira Fm.	Kunugidaira Fm.	Felsic volcanic activity	Transgression	
				Shiramizu Group	Shirasaka Formation			
					Asagai Formation			
		Eocene			Iwaki Formation			
		Paleocene						
Mesozoic	Cretaceous	Late			+Granitic plutonic activity +Tonalite. +Granodiorite. +Granite etc.	Left-lateral movement along the Hatagawa and Futaba Fracture Zones		
		Early	Intrusive rocks	Intrusive rocks				
	Jurassic							
	Triassic							
Paleozoic	Permian	?	?					
	Carboniferous	Metamorphic rocks	Metamorphic rocks					
	Devonian	?	?					
Unknown age		?	Metamorphic rocks		metamorphism			

Fm. : Formation G. : Group * Yunagaya Group

PRE-TERTIARY ROCKS ON THE EAST SIDE OF THE HATAGAWA FRACTURE ZONE

On the east side of the Central Fault in the Hatagawa Fracture zone, metamorphic rocks and Early Cretaceous intrusive rocks occur. These rocks are similar to those of the South Kitakami Mountains respectively, and can be correlated with the geologic units of the South Kitakami Mountains.

Metamorphic rocks occurring in the Hatagawa Fracture Zone

Two types of metamorphic rocks occur in the Hatagawa Fracture Zone. One is distributed in the southern half of the mapped district and consisted of pelitic schist and basic schist. The rock is strongly mylonitized and thermally metamorphosed. It is correlated with the Yakuki Metamorphic Rocks occurring to the south of the mapped district. The Yakuki Metamorphic Rocks is considered as Pre-Devonian.

Mineral assemblages are as follows:

Pelitic schist

plagioclase + quartz + K-feldspar + biotite + muscovite + opaque minerals + tourmaline ± chlorite ± amphibole

Basic schist

plagioclase + quartz + amphibole ± opaque minerals + chlorite ± epidote ± biotite ± muscovite

The another type is distributed in the northern half of the mapped area. It consists mainly of pelitic metamorphic rocks associated with minor amount of mafic metamorphic rock and limestone. The original texture of the rock is well preserved, though it suffers the mylonitic and cataclastic deformations partly and is thermally metamorphosed weakly. The rock is regarded as thermally metamorphosed equivalents of the rock of Soma Paleozoic Formation.

Mineral assemblage of the pelitic metamorphic rock is as follows.

plagioclase + quartz + K-feldspar + biotite + opaque minerals + muscovite + chlorite ± epidote

Metamorphic rocks occurring in the Futaba Fracture Zone and its western margin

In this district, pelitic metamorphic rocks associated with minor amount of mafic metamorphic rocks, and metavolcanic rocks occur. In the Futaba Fracture Zone, metavolcanic rocks are predominant and pelitic metamorphic rock is the major constituents in the western margin of the fracture zone. Those rocks are thermally metamorphosed in various grade, that is, one is completely recrystallized and the other preserves the original texture.

Mineral assemblages are as follows:

Pelitic metamorphic rocks

plagioclase + quartz + K-feldspar + biotite + tourmaline + opaque minerals + cordierite ± sillimanite ± garnet ± muscovite ± chlorite

Metavolcanic rocks

plagioclase + pale-green amphibole + opaque minerals + chlorite + epidote

These metamorphic rocks are regarded as the thermally metamorphosed equivalents of

the rocks of Paleozoic Formation crops out in the Kawamae district.

Intrusive rocks

During the Early Cretaceous time, vigorous plutonism occurred in this region.

Medium-grained biotite-hornblende quartzdiorite (Okurayama Quartzdiorite), medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Kunimiyama Granodiorite), medium-grained schistose biotite-hornblende granodiorite, medium-grained hornblende-biotite Granodiorite (Tamanoyu Granodiorite), medium- to coarse-grained biotite granite (Hachijoishiyama Granite), medium-grained hornblende-bearing biotite Granodiorite (Kawabusa Granodiorite), fine-grained biotite-hornblende tonalite, diorite porphyry, fine-grained biotite granodiorite, granodiorite porphyry and felsite were emplaced successively.

Granodiorite porphyry and felsite tend to occur along the shear zones or faults.

PRE-TERTIARY ROCKS ON THE WEST SIDE OF THE HATAGAWA FRACTURE ZONE

On the west side of the Central Fault in the Hatagawa Fracture zone, Early Cretaceous granitic rocks, so called Abukuma granitic rocks, and associated metamorphic and ultramafic rocks occur.

Metamorphic rocks

Metamorphic rocks occur as relatively large-scale xenoliths measuring about 0.2 × 1 km within the medium-grained schistose hornblende-biotite tonalite and medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite. The metamorphic rocks consist mainly of pelitic metamorphic rocks with minor amount of mafic metamorphic rocks.

Mineral assemblages of the metamorphic rocks are as follows:

Pelitic metamorphic rocks

plagioclase + quartz + K-feldspar + biotite + opaque minerals ± garnet ± muscovite ± tourmaline ± chlorite

Mafic metamorphic rocks

plagioclase + quartz + pale-green amphibole ± opaque minerals ± sphene ± tourmaline

plagioclase + quartz + hornblende + opaque minerals + clinopyroxene

The metamorphic rocks are thermally metamorphosed by the surrounding granitic rocks. It is not clear whether the rocks had already been metamorphosed regionally before they were captured in the granitic rocks.

Ultramafic rocks

Ultramafic rocks occur as xenoliths associating with metamorphic rocks within the medium-grained schistose hornblende-biotite tonalite and medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite. The rock is completely serpentinized.

Intrusive rocks

Intrusive rocks in this region are as follows, in order of intrusion; medium-grained schistose hornblende biotite tonalite, medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite, medium-grained biotite granite (pink biotite granite), fine- to medium-grained biotite granite (gray biotite granite) and granodiorite porphyry. They intruded during the Early Cretaceous time.

TERTIARY

The Tertiary system in the mapped district is mainly distributed on the hilly areas to the east of the Abukuma Mountains. It consists of the Lower Oligocene Shiramizu Group, the Lower Miocene Yunagaya Group, Lower to Middle Miocene basaltic intrusives, the Middle to Upper Miocene Taga Group and the Pliocene Sendai Group in ascending order.

Shiramizu Group

The Early Oligocene Shiramizu Group rests on the pre-Tertiary basement rocks and is lithologically subdivided into the Iwaki, Asagai and Shirasaka Formations in ascending order. The group is exposed in a narrow area west of the Futaba Fault, dipping steeply or almost vertically. It also occurs several hundreds meters below the surface of the hilly area east of the Futaba Fault.

The Iwaki Formation is composed of pebbly sandstone, sand stone and mudstone intercalating a number of workable coal seams. The lower part of the formation is characterized by cyclic alternation of non-marine pebbly sandstone, sandstone, mudstone and coal seams, which form typical cyclothems. On the contrary, the upper part is represented by dark gray marine coarse- to fine-grained sandstone containing shallow marine molluscan fossils. The formation ranges in thickness from 50 to 215 meters, thinning eastward.

The Asagai Formation conformably overlies the Iwaki Formation. It is a poorly stratified fine- grained sandstone containing abundant shallow marine molluscan assemblage known as " Asagaian Fauna ". The formation is about 180 meters in thickness.

The Shirasaka Formation consists of gray marine mudstone. It lies conformably the underlying Asagai Formation, and has a maximum thickness of 240 meters. The formation yields well-preserved diatom and silicoflagellate fossils of Early Oligocene age.

Yunagaya Group

The Lower Miocene Yunagaya Group unconformably covers the Shiramizu Group and crops out in a narrow flexure zone along the Futaba Fault. The Kunugidaira, Goyasu and Mizunoya Formations constitute the Yunagaya Group in this district. The upper part of the group consisting of the Kamenoo and Taira Formations is missing in the mapped district probably due to remarkable erosional event prior to the deposition of the overlying Taga Group.

The Kunugidaira Formation is composed mostly of pebble- to cobble-sized conglomerate of non- marine origin, and contains some fine felsic tuff layers in its middle part. The thickness of this formation varies from 50 to 80 meters.

The overlying Goyasu Formation, about 100 meters in thickness, consists of poorly stratified shallow marine fine-grained sandstone. Calcareous concretions are sometimes found in this formation.

The Mizunoya Formation is bluish gray marine mudstone intercalating sandstone layers. Marine diatom fossils indicative of latest Early Miocene age occur in this formation.

Taga Group

The Taga Group is marine muddy deposits of Middle to Late Miocene age. It unconfor-

mably overlies the Yunagaya Group and consists of muddy very fine-grained sandstone and sandy mudstone in its lower part, and of diatomaceous mudstone in its upper part. The group is not exposed in this district, but it is widespread beneath the surface of the hilly area. The total thickness of this group exceeds 330 meters. The group yields a variety of microfossils such as diatoms, foraminifers, radiolarians, calcareous nannofossils and Silicoflagellates, all of which are indicative of early Middle Miocene to early Late Miocene age.

Sendai Group

The Sendai Group in Sendai area, Miyagi Prefecture is divided into the Kameoka, Tat-Sunokuchi, Mukaiyama and Dainenji Formations in ascending order. However, only the latter two formations occur in this area. The group is widely distributed in the hilly land east of the Abukuma Mountains.

The Mukaiyama Formation is Lower Pliocene non-marine sediments which unconformably overlies the Miocene deposits. It is composed of conglomerate, sandstone and mudstone intercalating lignite seams and felsic tuff. The formation is exposed in a limited area along the flexure zone near the Futaba Fault.

The Dainenji Formation is Upper Pliocene open marine deposits composed of sandstone and mudstone. The formation includes a number of thin volcanic ash layers which serve as good key beds useful for precise correlation. A maximum thickness is ca. 190 meters. A large-scale submarine landslide deposits occur in the upper most part of the formation. Marine diatoms, radiolarians, calcareous nannofossils, molluscs and fossil whales have been reported from this formation.

QUATERNARY

Quaternary strata, including terrace deposits and Alluvium, are distributed on the coastal region and along the main rivers. They consist of gravel, sand and mud. Terrace deposits are divided into the Higher I, Higher II, Middle I, Middle II, Middle III, Middle IV, Lower I and Lower II terrace deposits. The Higher terrace deposits were formed in Middle Pleistocene, and others were Late Pleistocene in age. The Tsukabara Formation which consists of silt and sand, is distributed just below the Middle I terrace deposits filling small valleys. Alluvium is distributed along each river.

The Futaba Fault in the Futaba Fracture Zone delineates a straight line between the Abukuma Mountains and the coastal lowland. The Abukuma Mountains were uplifted in Pliocene to Early Pleistocene being accompanied by faulting. The northern part of this fault has been active even in Late Pleistocene, although this fault doesn't cut the terrace deposits in this district.

ECONOMIC GEOLOGY

Building stones

For the aggregate, metavolcanic rocks and sheared granodiorite (Tamanoyu Granodiorite), in and along the Futaba Fracture Zone, are quarried.

In many places around the Indate-mura, Katsurao-mura and Miyakoji-mura,

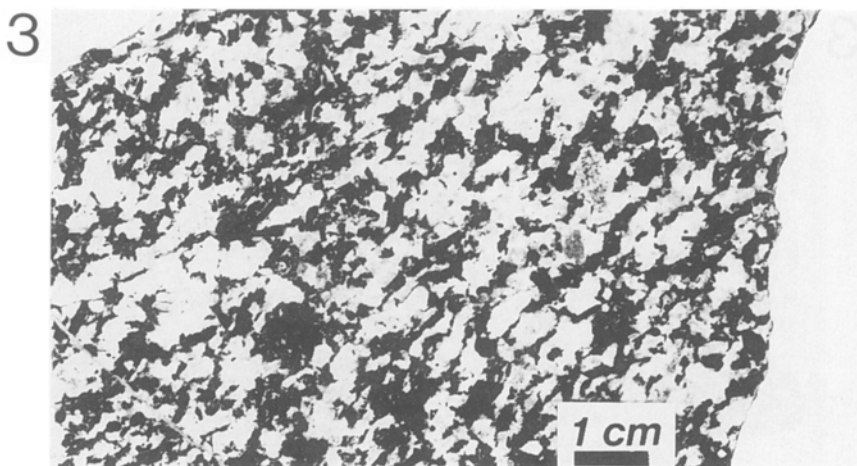
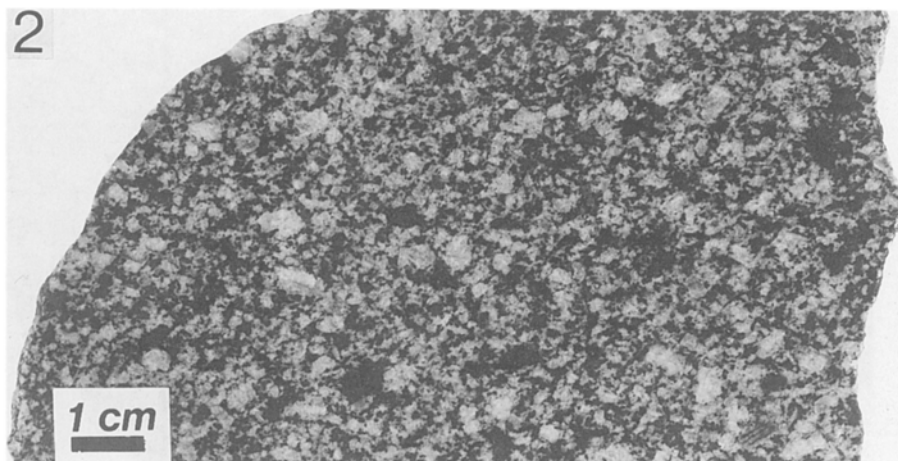
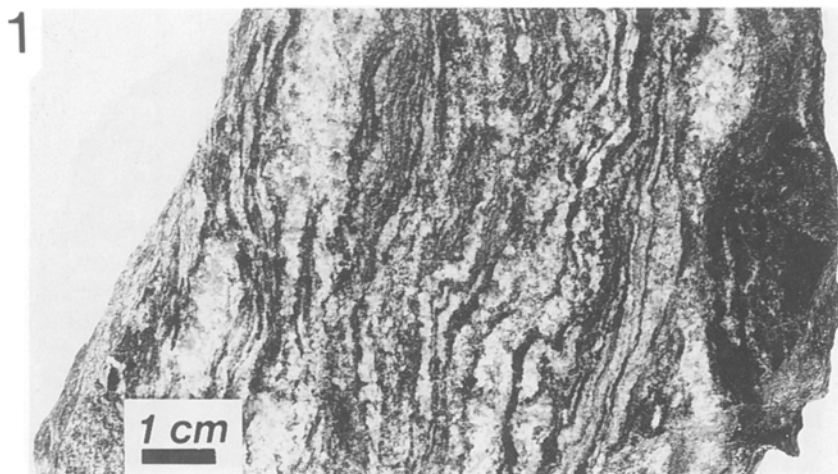
granitic rocks are quarried for building stones. These granitic rocks are so-called Abukuma granitic rocks, and especially fine- to medium-grained biotite granite is valuable for its homogeneity and fine-grained texture. In the mapped district, biotite granodiorite occurring in the Umaaraito, Miyakoji-mura is quarried.

Clay

Kaolinite with a minor amount of montmorillonite occurs in the Mukaiyama Formation distributed along the Futaba Fault. The clay has been used for pottery known as "Obari-yaki".

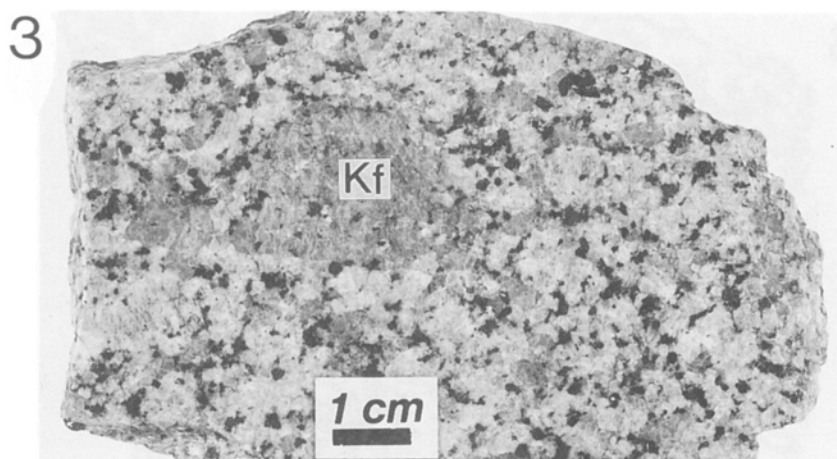
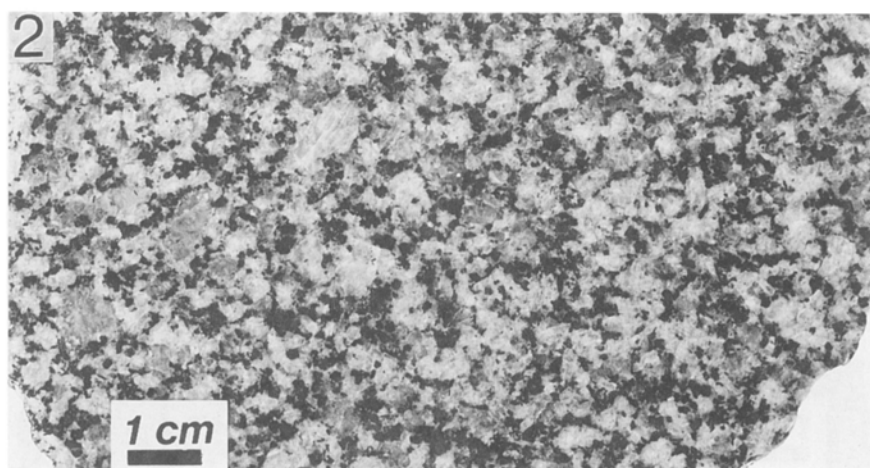
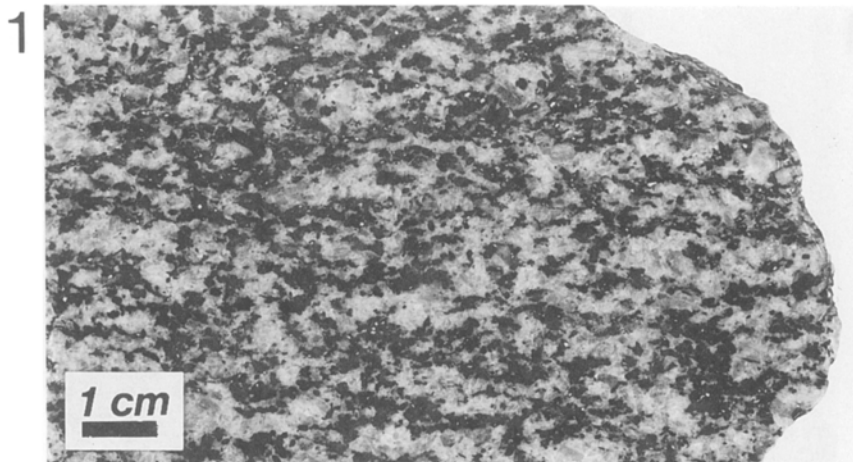
Coal measures

The Lower Oligocene Iwaki Formation contains many important workable coal seams in its lower part. During 1950's and 1960's, the coal seams were mined at several mines, but all of the mines have been closed at the present.



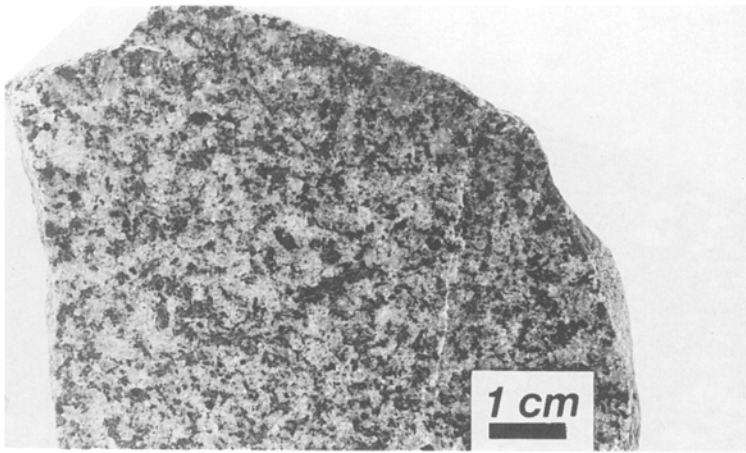
1. 泥質変成岩 GSJ R 60883
中粒片状黒雲母花崗閃緑岩中のゼノリスとして産する。(都路村馬洗戸)
2. 中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩。(大倉山石英閃緑岩) GSJ R 60884
大倉山石英閃緑岩の一般的な岩相。(大倉山の北北東 2 km)
3. 大倉山石英閃緑岩 GSJ R 60885
大倉山石英閃緑岩の粗粒優黒質岩相。(楓沢東方 500 m の野上川支流河床)

第II図版

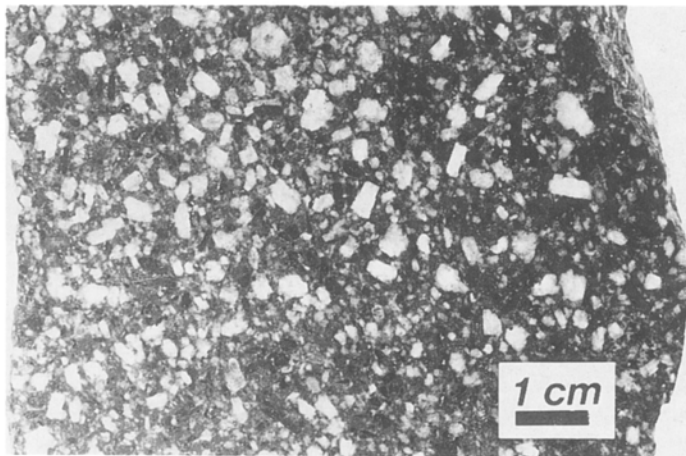


1. 中粒片状黒雲母角閃石花崗閃緑岩 GSJ R 60886
(川内村五枚沢南西 2 km)
2. 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(玉ノ湯花崗閃緑岩の主岩相) GSJ R 60887
(川内村五枚沢東方 800 m の富岡川河床)
3. 粗粒淡紅色カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(玉ノ湯花崗閃緑岩の粗粒カリ長石含有岩相) GSJ R 60888
Kf: 淡紅色カリ長石
(大熊町楓沢東方 1 km の野上川沿い)

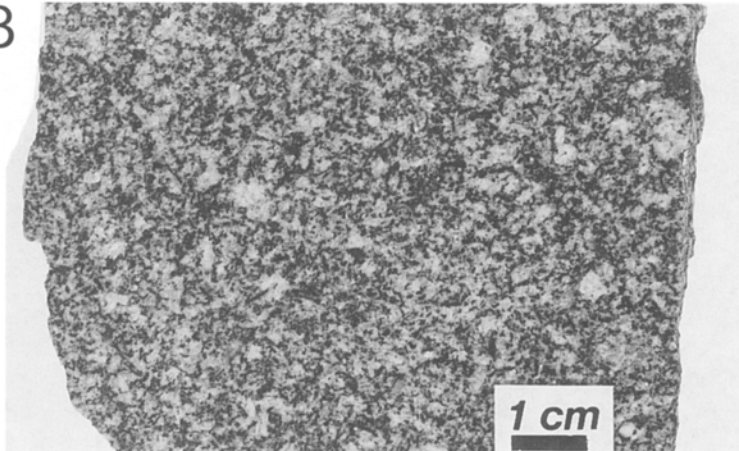
1



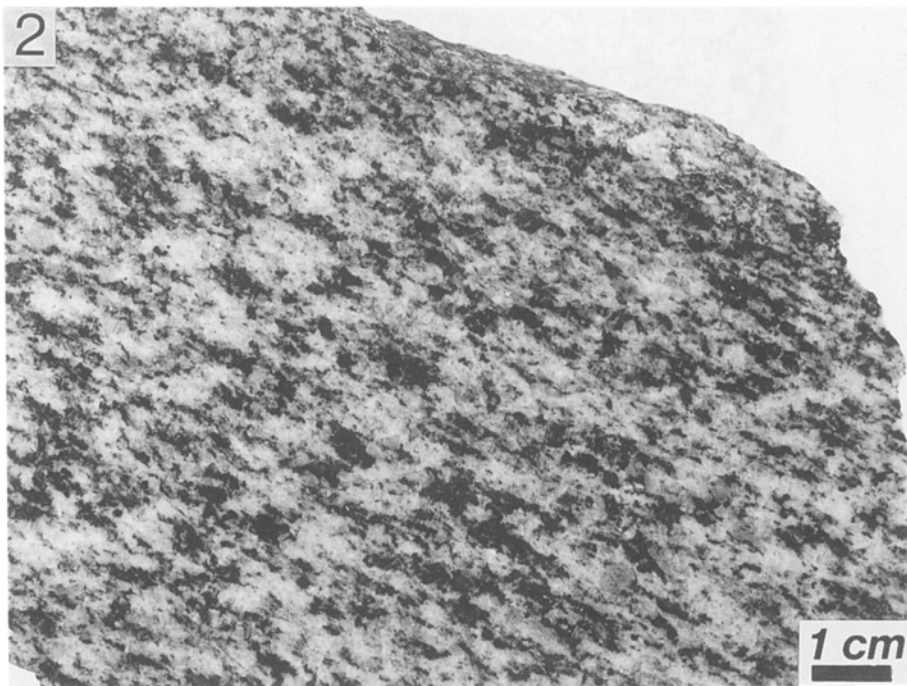
2



3



1. 細粒黒雲母角閃石トータル岩 GSJ R 60889
(坂下ダム堰堤北東 200 m の大川原川支流)
2. 閃緑斑岩 GSJ R 60890
(川内村五枚沢西方 900 m の富岡川河床)
3. 細粒黒雲母花崗閃緑岩 GSJ R 60891
(浪江町焼築南方 500 m の高瀬川支流河床)



1. 圧砕岩含有岩脈 GSJ R 60892
Gdt: 玉ノ湯花崗閃緑岩の岩片. (浪江町焼築西方 700 m の高瀬川河床)
2. 中粒片状角閃石黒雲母トーナル岩 GSJ R 60893
(都路村馬洗戸北東 2 km)

文献引用例

久保和也・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, 104 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kubo, K., Yanagisawa, Y., Yoshioka, T. and Takahashi, Y. (1994) *Geology of the Namie and Iwaki-Tomioka district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 104 p. (in Japanese with English abstract 7 p.)

平成 6 年 3 月 18 日 印 刷

平成 6 年 3 月 22 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 溝 手 堅 治

印刷所 アサヒビジネス株式会社

茨城県つくば市竹園2-11-6

©1994 Geological Survey of Japan