

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第64号

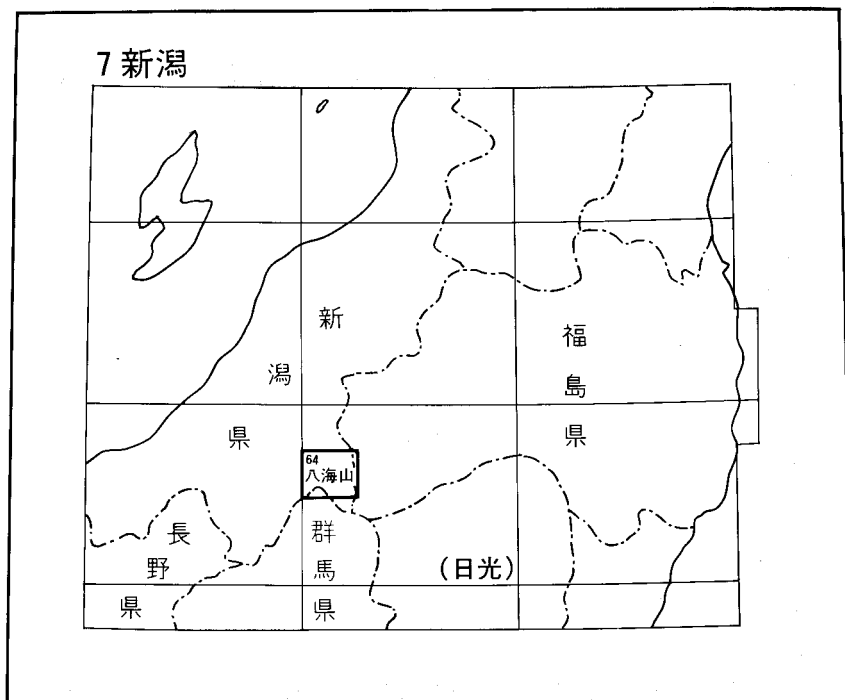
## 八海山地域の地質

茅原一也・小松正幸

平成4年

地質調査所

位置図



( )は1:200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	(茅原一也) 2
II. 地質概説	(茅原一也) 7
II. 1 上越帯と足尾帯の地質的特徴	7
II. 1. 1 上越帯	7
II. 1. 2 足尾帯	10
II. 2 上越帯と足尾帯の境界	12
II. 3 花崗岩類	13
II. 4 花崗岩中の岩脈群	13
II. 5 新第三系	13
II. 6 表層地質—第四系	16
II. 7 地質構造—特に断層系について	16
III. 足尾帯中生界	(茅原一也) 21
III. 1 水無川層群及び水無川変成岩類	21
III. 1. 1 概説	21
III. 1. 2 水無川層群	21
III. 1. 3 水無川変成岩類	24
III. 1. 4 水無川変成岩類中の異地性ブロック	31
III. 2 非変成中生界—干溝層群	35
III. 2. 1 概説	35
III. 2. 2 大桑原累層	36
III. 2. 3 茗荷沢累層	38
III. 2. 4 奥只見ダム西方地域の未区分非変成中生界	38
III. 2. 5 岩脈類	39
III. 3 非変成中生界中の超塩基性岩及び塩基性岩ブロック	39
III. 3. 1 未区分足尾帯(奥只見ダム西方地域)の異地性ブロック	39
III. 3. 2 荒沢岳北斜面の超塩基性岩オリストリス	42
IV. 上越帯の中ノ岳変斑れい岩類	(茅原一也・小松正幸) 43
IV. 1 概説	43
IV. 2 構造及び岩相	44
IV. 3 周囲の岩石類との関係	45
IV. 4 岩質	46
IV. 5 変斑れい岩類を貫く岩脈類	49

V. 上越帯の中生界—奥利根層群	(茅原一也)	51
V. 1 研究史		51
V. 2 分布		51
V. 3 層序・岩相		52
V. 4 化石・地質年代		54
V. 5 堆積環境		55
V. 6 地質構造		55
V. 7 奥利根層群を貫く岩脈群 (越後沢ひん岩岩脈など)		55
VI. 白亜紀—古第三紀花崗岩類	(茅原一也)	57
VI. 1 只見川花崗岩類		57
VI. 1. 1 只見川古期花崗岩類		58
VI. 1. 2 只見川新期花崗岩類		58
VI. 2 水無川変成岩類・中ノ岳変斑れい岩類及び奥利根層群を貫く花崗岩類		59
VII. 花崗岩類を貫く岩脈群	(茅原一也)	60
VII. 1 岩脈の分布		60
VII. 2 岩脈群の種類と産状		61
VII. 3 岩脈の貫入方向		63
VII. 4 節理系と貫入時代		63
VIII. 新第三系	(茅原一也)	65
VIII. 1 城内層群		65
VIII. 1. 1 概説		65
VIII. 1. 2 大倉層		66
VIII. 1. 3 八海山層		67
VIII. 1. 4 化石と地質時代		68
VIII. 2 奥只見緑色凝灰岩層		69
VIII. 2. 1 分布及び岩相		69
VIII. 2. 2 緑色凝灰岩を貫く流紋岩岩脈群		69
VIII. 3 荒沢岳デイサイト—石英斑岩類		70
VIII. 3. 1 分布		70
VIII. 3. 2 基盤岩との関係		70
VIII. 3. 3 岩質		70
VIII. 3. 4 構造		73
VIII. 3. 5 生成時代		73
VIII. 4 水長沢山溶結凝灰岩層		74
VIII. 4. 1 分布		74

VIII. 4. 2 岩相	74
VIII. 4. 3 堆積年代	75
IX. 第四系 - 中・上部更新統 - 完新統	(茅原一也) 76
IX. 1 更新世未区分段丘堆積物	76
IX. 2 崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物	76
IX. 3 地すべり堆積物	77
IX. 4 沖積層一氾濫原堆積物	77
X. 応用地質	(茅原一也) 77
X. 1 金属鉱床	77
X. 1. 1 大湯・大倉鉱山	77
X. 1. 2 南越鉱山	80
X. 1. 3 銀山鉱床	85
X. 1. 4 その他	85
X. 2 ダム地質—特に三国川ダムについて	85
X. 3 温泉	88
X. 4 トンネル地質	89
X. 5 地すべり・崩壊	89
X. 5. 1 下津川崩壊性地すべり	89
X. 5. 2 奥只見地すべり性崩壊	90
XI. 資料 (岩石の K-Ar 年代測定)	(茅原一也) 90
XI. 1 試料	90
XI. 2 測定結果	91
文献	92
Abstract	97

## 図・表・図版目次

第 1 図 八海山地域及び周辺地域の地形	2
第 2 図 八海山地域水系図	4
第 3 図 八海山連峰の地形	5
第 4 図 荒沢岳東面の地形	5
第 5 図 荒沢岳北面の地形	6
第 6 図 奥只見湖 (人造湖) 及び周辺地域の地形	6
第 7 図 上越帯・足尾帯地質概略図	8
第 8 図 上越帯地質略図	11
第 9 図 八海山図幅地域地質略図	14

第 10 図	八海山図幅地域の総合地質柱状図	15
第 11 図	八海山図幅地域の断層系と褶曲系	18
第 12 図	駒ノ湯断層の露頭	19
第 13 図	先ノ淵断層破碎帯	20
第 14 図	水無川変成岩類地域の地質略図及び断面図	22
第 15 図	水無川変成岩類の走向線図	23
第 16 図	水無川変成岩類の模式柱状図	25
第 17 図	水無川変成岩類地域の模式断面図	25
第 18 図	水無川変成岩類中の異地性ブロック分布図	28
第 19 図	水無川変成岩類の小構造分帯図	28
第 20 図	チャートラミナイトの Kink band	29
第 21 図	水無川変成岩類中に発達する Intrafolial 褶曲	29
第 22 図	水無川変成岩類中に発達する Crenulation Cleavage	30
第 23 図	水無川変成岩類中に発達する Ductile fault	30
第 24 図	水無川変成岩類中に発達する monoclinic kink band	31
第 25 図	水無川変成岩類中に発達する kink band, sinistral 及び reverse type	32
第 26 図	水無川変成岩類中に発達する ductile mylonite band	32
第 27 図	水無川変成岩類中に発達する ductile mylonite band	33
第 28 図	水無川変成岩類中に発達する石英脈の層 flow による変形	34
第 29 図	水無川変成岩類中に発達する石英脈の右横ずれ変位	35
第 30 図	大桑原層のチャート	37
第 31 図	奥只見ダム地域地質図	40
第 32 図	奥只見ダム西方の丸山の変ダナイトにみられる層状構造	41
第 33 図	奥只見ダム西方の変斑れい岩の層状構造と優白質部	42
第 34 図	三国川流域地質図	50
第 35 図	奥利根層群地質図	52
第 36 図	奥利根層群の模式柱状図	53
第 37 図	奥利根層群中の岩脈の分布と進入方向	56
第 38 図	斑状花崗岩（只見川古期花崗岩類）	57
第 39 図	角礫状花崗斑岩	58
第 40 図	花崗岩中の珪石脈と塩基性岩脈	60
第 41 図	花崗岩中の各種岩脈	61
第 42 図	花崗岩中の平行岩脈群	62
第 43 図	花崗岩中の岩脈	62
第 44 図	奥只見湖地域の貫入方位	63
第 45 図	奥只見湖及び周辺地域における花崗岩中の岩脈に関する統計的処理図	64

第46図	緑色凝灰岩層の基底礫岩	69
第47図	荒沢岳デイサイト基底部の赤色礫岩・砂岩層	71
第48図	斑状デイサイトの板状節理	71
第49図	大湯・大倉鉱床分布図	78
第50図	南越鉱山地質鉱床図	81
第51図	南越鉱山地質断面図	81
第52図	南越鉱山裂か分布図	82
第53図	大倉鉱床地質鉱床図	82
第54図	大倉本鍾南部C-D断面図	83
第55図	日向, もちば鉱床地質鉱床図	83
第56図	もちば鉱床地区A-B断面図	83
第57図	御神楽鉱床地質図	83
第1表	八海山図幅地域の層序総括表	9
第2表	水無川変成岩の鉱物共生	27
第3表	足尾帯のオリストリスと上越帯オフィオライトの分布	39
第4表	コートランダイトの鉱物組成と化学成分	47
第5表	奥利根層群の層序・岩相	54
第6表	南越鉱山付近の諸岩類の関係	80
第7表	南越鉱床の鉱脈一覧	84
第8表	南越鉱山の年生産量	84
第9表	ひん岩類一覧表	87
第10表	K-Ar年代測定結果	92
第1図版		105
1.	干溝層群のホルンフェルス質玄武岩凝灰岩	
2.	干溝層群のホルンフェルス質チャートラミナイト	
3.	干溝層群の緑れん石-方解石-絹雲母千枚岩	
4.	干溝層群のホルンフェルス質砂岩・シルト岩	
第II図版		106
1.	中ノ岳変斑れい岩類の変ダナイト	
2.	中ノ岳変斑れい岩類のスピネルカンラン岩	
3.	中ノ岳変斑れい岩類の緑れん石角閃岩	
4.	中ノ岳変斑れい岩類の変玄武岩	
第III図版		107
1.	荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の貫入角礫岩	

2. 荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類の石英斑岩
3. 荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類の黒雲母角閃石石英斑岩
4. 荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類の角閃石石英斜長石デイスাইト
5. 荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類の黒雲母緑色角閃石石英斜長石デイスাইト
6. 荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類の磁鉄鉱褐色角閃石石英斜長石デイスাইト



## 八海山地域の地質

茅原一也\*・小松正幸\*\*

5万分の1八海山図幅の地質調査は主に筆者らによって実施されたが、次の地域の地質調査は以下の方々のご協力によって実施されたものである。いずれの地域も地形は極めて峻険であり、野外調査は困難を極めたが協力者各位のご努力により極めて貴重な資料が得られた。また、昭和58年度から60年度にわたっては文部省科学研究費による総合研究「上越帯・足尾帯の構造地質学的・岩石学的研究」が行われ、本図幅地域内についても調査研究が実施された。

以下、本図幅地域内の主要調査ルートと協力調査者各位を現在の所属と共に列挙する。

水無川変成岩地域 ————— 竹之内 耕(糸魚川市役所)

十字峡-中ノ岳-兎岳-丹後山-灰の又山-荒沢岳ルート ————— 小松正幸(愛媛大学)

三国川支流下津川上流地域 ————— 小山内 康人(福岡教育大学)・番場光隆(三菱マテリアル)

三国川源流-丹後山ルート ————— 黒川勝己(新潟大学)

三国川源流-本谷山ルート ————— 小山内 康人ほか

北ノ又川源流・兎岳ルート ————— 小山内 康人(福岡教育大学)・番場光隆(三菱マテリアル)・大和田正明(山口大学)

中ノ岐支流二岐川・平ヶ岳ルート ——— 小山内 康人(福岡教育大学)・番場光隆(三菱マテリアル)・大和田正明(山口大学)

恋ノ岐川・大倉山ルート ————— 小山内 康人(福岡教育大学)・番場光隆(三菱マテリアル)・大和田正明(山口大学)

銀山平-鷹巣ルート岩脈調査 ————— 卯田 強(新潟大学理学部)・塩川 智(金属鉱業事業団)

中ノ岐川支流魚止沢ルート ————— 平野吉彦・馬場幹雄(㈱キタック)

上記の方々の野外調査協力がなかったならば本図幅の完成は不可能であった。

調査開始の時点では上記の方々と連名で報告書を作製する予定であったが、その後諸種の事情のためこれが不可能となった。この点を明記して上記の方々に深甚の謝意を表する次第である。

また、奥只見湖沿岸については、その後も1989年まで船を用いた調査を継続実施した。この際、新潟県湯之谷村役場の各位及び(株)キタックの安井茂則氏から多大のご協力をいただいた。ここに深く感謝申し上げます。

奥利根層群については、新潟県内の地域は筆者らが直接調査対象としたが、群馬県内の利根川源流地域のものはすべて小林ほか(1976-1980)奥利根地域学術調査報告書によったことを明記し、関係の方々に厚く感謝する次第である。

\*元新潟大学(地質調査所併任)、現㈱キタック \*\*愛媛大学(地質調査所併任)

Keywords : areal geology, geologic map, 1 : 50,000, Hakkaisan, Niigata, Fukushima, Gunma, Joetsu Belt, Ashio Belt, Mizunashigawa Metamorphic Rocks, Himizo Group, Okutone Group, Nakanotake, metagabbro, Jonai Group, Okutadami, green tuff, Mizunagasawayama, welded tuff, Arasawadake Complex, dacite-quartz porphyry complex, complex, dacite, quartz porphyry, andesite, rhyolite, granite, dike swarm, Keizuru Fault, Kengakurayama Fault, Daikura Fault, Arayama Fault, Komanoyu Fault, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, K-Ar age, Okutadami Dam

# I. 地 形

(茅原一也)

八海山図幅地域は、北緯  $37^{\circ} 0' - 37^{\circ} 10'$ 、東経  $139^{\circ} - 139^{\circ} 15'$  の範囲にあり、新潟県南東部に位置する。行政区分としては、北魚沼郡湯之谷村、入広瀬村、六日町、福島県桧枝岐村の一部、ならびに群馬県水上町の一部を含む。



第1図 八海山地域及び周辺地域の地形

八海山図幅地域(以下八海山地域と称する)の地形の基本は、広義の三国山脈主稜の北方延長を占める南北山稜と只見川本流及びその左岸支流、ならびに魚野川支流である。この南北主稜は、北は技折峠から、駒ヶ岳・中ノ岳・兎岳・丹後山・越後沢山を経て巻機山に到る。この主山稜は八海山地域のうち西の3分の1よりの地域を走り、西側の魚野川水系と東側の只見川水系の分水嶺をなす。この南北主稜からは兎岳南から南東にのびる稜線が分かれており、尾瀬原にまで至る。主稜線とこの南東方向の稜線は利根川源流の分水嶺をなす。八海山地域内では、この南東稜線上に藤原山(1,703m)、下藤原山(1,750m)及び劔ヶ倉山(1,997m)、主峰である平ヶ岳(2,139m)など、2,000m級の山々が位置している(第1, 2図)。

越後三山：南北主稜の中ノ岳から西方へ尾根が下り、再び上昇して八海山に連なる。駒ヶ岳・中ノ岳及び八海山は全体として他の山稜にくらべてひととき高い山塊を作っており、越後三山と称せられている。第四紀以降著しい隆起を示す山塊である(第3図)。

黒又川水系の分水嶺：南北主稜の技折峠南から東方に延びる稜線があり、赤崩山(1,164m)や日向倉山(1,430m)が位置している。東部では北方へ屈曲して隣接図幅内の末丈ヶ岳へ連なる。この東西稜線は北側の黒又川水系と南側の北ノ又川水系との分水嶺をなす(第2図)。

荒沢岳山塊：この山塊は独立した地形を示しており、北ノ又川と中ノ岐川によって取囲まれ、北側は断層地形を示す。これと平行するように主峰の荒沢岳(1,968m)から東西方向の稜線が延びている(第4, 5図)。しかし、荒沢岳から灰の又山(1,852m)を経て兎岳までは連続した北東方向の稜線を形成している。

魚野川水系：南北方向の主稜線の西側には魚野川の支流が深いV字谷をなして西方に流下している。最も北のものは佐梨川源流部をなし、道行沢・灰ノ又沢・大チョウナ沢・長瀬沢に分岐している。これらのうち主流は大チョウナ沢であり駒ヶ岳に発している(第2図)。水無川は上流部で水無川変成岩地帯を下刻し、オツルミズ沢に分岐し、源流部は極めて峻険な峡谷を形成している。三国川は上流部で変斑れい岩地帯を刻んでおり、十字峡で北方の黒又川と南方の下津川を合わせている。本流は地域外の小沢岳に発して北流している。これらの源流はいずれもV字谷を形成している。

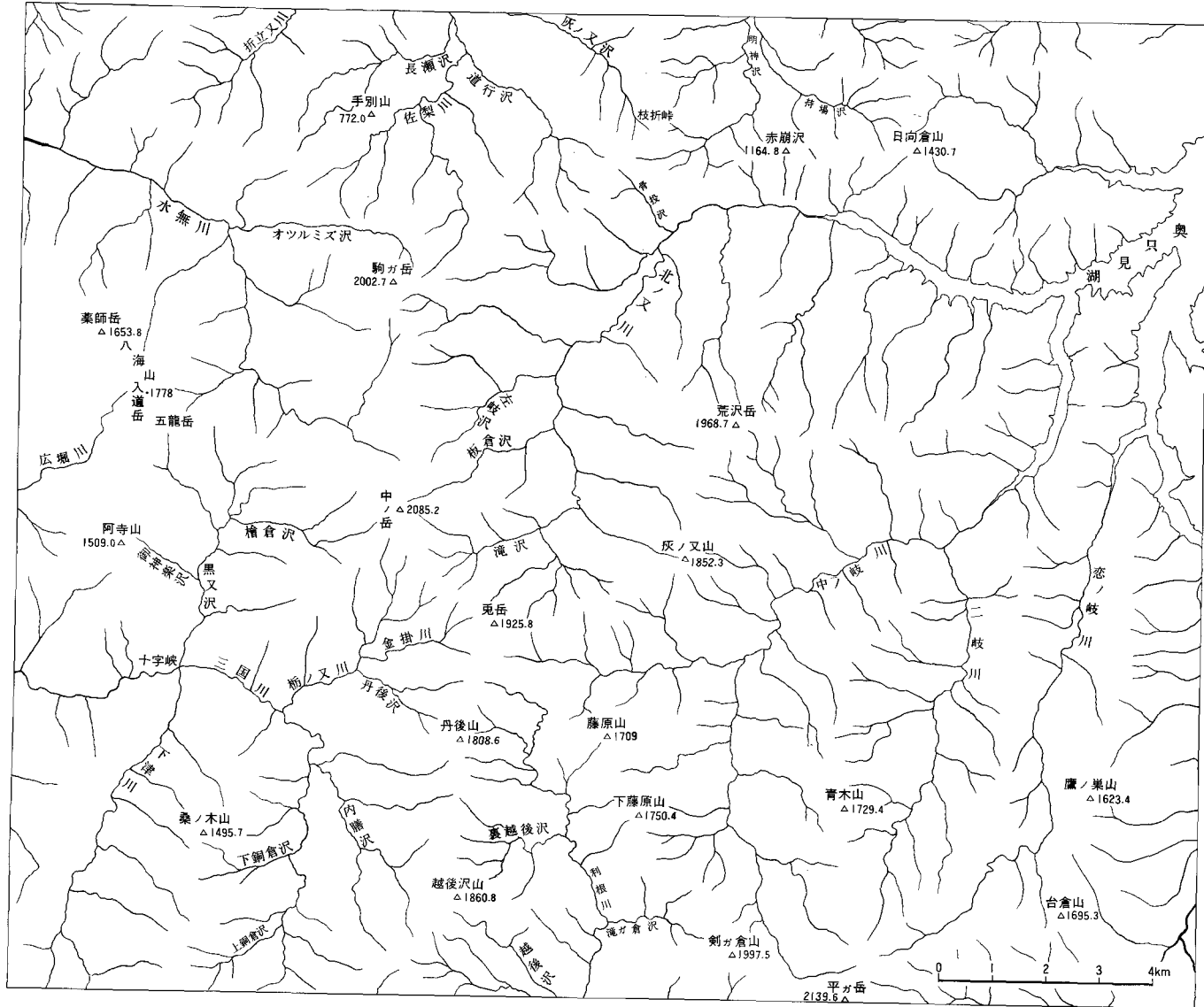
只見川水系：八海山地域の東端で、只見川本流が北流し、本地域の東約3分の1の範囲の河川は只見川水系に属している。

只見川の支流としては、北から、仕入沢、北ノ又川、中ノ岐川、恋ノ岐川及び大白川がある(第2図)。北ノ又川は中ノ岳・兎岳の中間に源を発し下流で中ノ岐川を分ける。上流では銀山平西で流路を北東-南西方向をとるが、下流では東西方向となる。中ノ岐川は、中流で二岐川を分け、上流では西沢を分けて流路を変え南北方向となり平ヶ岳につきあげている。上流部の流路方向は地質構造と深くかかわっている。恋ノ岐川は台倉山に源を発し南北方向の流路をとっているが、これも只見川本流に平行して存在する断層方向に関連している。

大白沢は八海山地域の南東隅で只見川本流に合している。大白沢は平ヶ岳南東の群馬県境地域まで広い流域をもち、主に花崗岩地帯を下刻している。

奥只見湖(銀山湖)：昭和34(1959)年奥只見ダム(堤高150m、堤長350m)の完成以後、只見川本流、北ノ又川、中ノ岐川に貯水面積11.50km<sup>2</sup>、貯水量601,000×1,000m<sup>3</sup>の大きな人造湖を生じた(第6図)。

八海山地域では次のような地域に河成段丘地形が発達している。八海山地域北部の佐梨川中流には比高10m、15mの2段の河成段丘がある。八海山北西部の水無川中流地域では比高5m及び8mの2段の



第2図 八海山地域水系図

河成段丘が発達している。北ノ又川の石抱橋より上流地域では、特に東岸地帯で比高5mと10mの2段の河成段丘がかなり広く発達している。この地域では、中荒沢付近で比高8m程度の河成段丘がかなり



第3図 八海山連峰の地形。駒ヶ岳より望む。城内層群の成層構造が認められる



第4図 荒沢岳東面の地形。デイサイトの成層構造

連続的に発達するほか、中ノ岐川合流点までの南岸地帯にも、かつての河成段丘が認められる。中ノ岐川の左岸地帯でも、かつての河成段丘が湖の左岸地帯に一部存在している。



第5図 荒沢岳北面の地形。緩い尾根地形は花崗岩地形。デイスサイト地帯は急勾配となる



第6図 奥只見湖(人口湖)及び周辺地域の地形。両岸は花崗岩地帯、左方は荒沢岳、遠景は駒ヶ岳

## II. 地 質 概 説

(茅原一也)

八海山図幅地域は、現在の地質構造区分によれば、大部分が上越帯及び足尾帯に属している(第7, 8図)。しかし、本図幅地域西方には新第三紀の城内層群、東部には同じく新第三紀の緑色凝灰岩層が基盤岩を不整合に覆って分布する。本図幅地域の中央部には後期白亜紀-古第三紀の花崗岩類が広く分布する。

西部に分布する城内層群に関しては1950年に城内層の名称が提唱され、引き続いてその層序・構造が報告された。その後、筆者らの1人(茅原)は研究を継続し、その詳細を明らかにした。

しかし、基盤岩の調査・研究は、他の地域に較べて著しく遅れていた。1948年頃には、戦後に設けられた新潟県経済再建期成同盟会により、当時稼行されていた本図幅地域北西部、佐梨川源流地域の大湯(鉄)鉱山および隣接の大倉(鉄)鉱山を含む鉱床地域の調査が行われたに過ぎない。

1948年、戦後新たに設立された電源開発株式会社による奥只見ダムの建設計画が定められ、ダム本体に関連する地質調査が開始された。また、湛水予定地域および周辺地域の地質並びに鉱産資源の調査、更に分水予定水路に沿う地域の地質調査が新潟県(資源課)および新潟大学地質鉱物学教室(代表 杉山隆二教授)により実施された。1950-1951年には、只見川本流および支流(中ノ岐川, 北ノ又川, 恋ノ岐川, 仕入沢, 大白沢など)の地質調査がなされ、1952年にはダム地点から小出北東方の破間川に至る水路予定地域の地質の調査が行われた。また1952年には、群馬県沼田から尾瀬沼・尾瀬原を経て只見川本流沿いに会津柳津までの間の地質調査が杉山隆二・津田禾粒・茅原一也によって行われた。これとは別に地質調査所の沢村孝之助技官により、1950年に只見川本流沿いの地質調査報告書(沢村, 1950)が公刊された。

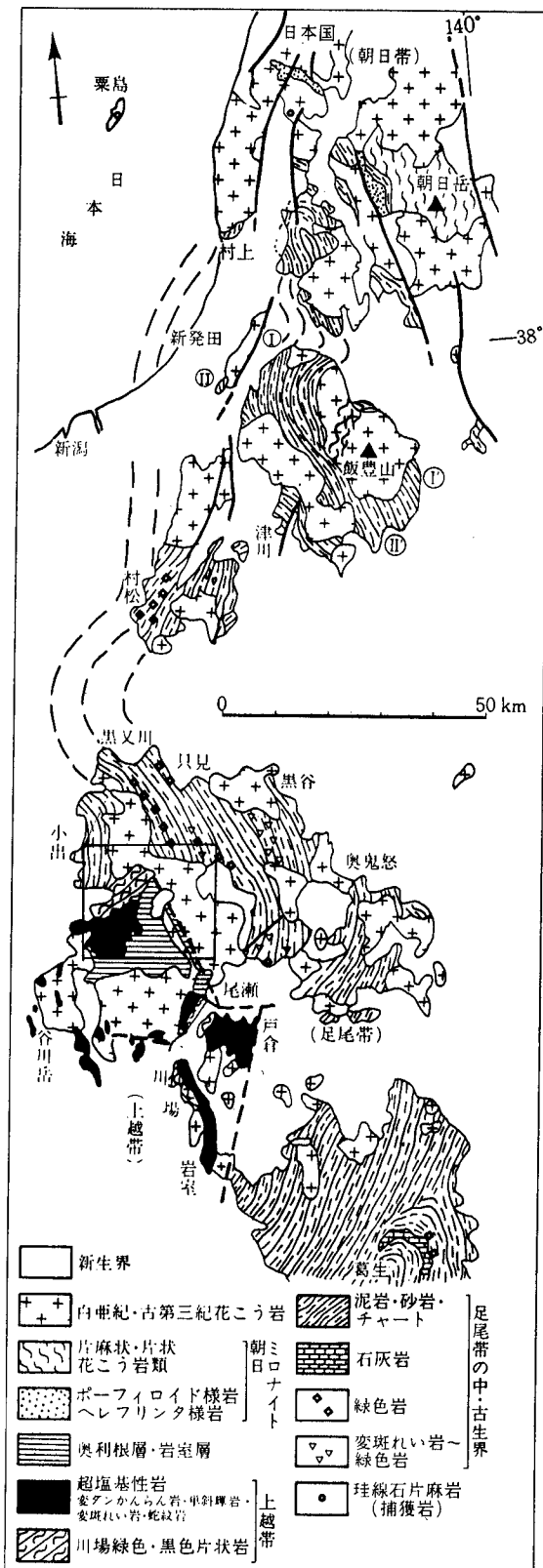
八海山図幅地域の層序総括表を第1表に、また、本地域の総合地質柱状図を第10図に示してある。

### II. 1 上越帯と足尾帯の地質的特徴

#### II. 1. 1 上越帯

##### 1) 上越帯の構成と構造区分

上越帯は飛騨外縁構造帯の東方への延長と考えられてきたが(磯見・河田・1968; Hayama *et al.*, 1969; Chihara *et al.*, 1977; 小松, 1980) 再検討の余地がある。上越帯の東縁, すなわち、足尾帯との境界は、東西方向の断層によってやや複雑に変位するが、ほぼ南北方向の断層線で限られている(第16図)(須藤, 1976; 茅原, 1985a)。しかし、これらの断層には新期の流紋岩との間の断層が含まれており、古期岩石相互の断層を示すものではない。ただし、岩室東方では、両者が接近して分布しているの



第7図 上越帯・足尾帯地質概略図  
(茅原, 1986 a. 四角枠内は八海山地域)



第1表 八海山図幅地域の層序総括表

地質時代			地層名及び岩石名	火山岩	深成岩及び半深成岩	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖積層 地すべり堆積物 崖すい堆積物	テイサイト 石英斑岩  流紋岩 安山岩	新期花崗岩類 (34Ma) 平行岩脈群 古期花崗岩 (57-58Ma)	
		更 新 世	旧期扇状地堆積物 段丘堆積物			
		新 第 三 紀	鮮 新 世			荒沢岳アイサイト-石英斑岩 (Ma)
			中 新 世			水長沢山溶結凝灰岩層
	古 第 三 紀	後 期	奥只見緑色凝灰岩層 城内層群 { 八海山礫岩部層 大倉安山岩部層			
		中 期				
		前 期				
	古 第 二 紀					
	中 生 代	白 亜 紀				
		ジ ュ ラ 紀	(上越帯)			(足尾帯)
三 疊 紀			奥利根層群	上権現堂山層群 茗ヶ沢累層 干溝累層 大桑原累層		
古 生 代	二 疊 紀	水無川変成岩類 (?)	中ノ岳変斑れい岩類 (?)			
	石 炭 紀					

で、両帯の境界断層は須藤(1976)の示したものと大きく距たるものではないであろう。

両帯の境界断層は尾瀬沼付近までは追跡できるが、これより北方では不明となる。おそらく、この地域で大きく東西方向に変位し、只見川支流中ノ岐川上流を経て荒沢岳西側へ続いていくと推定される(茅原, 1981a)。

大地質構造の観点から、本帯の地質構造の基本を制するものとして、“新発田-小出線”(山下, 1970)と“柏崎-銚子線”(山下, 1970)が提唱されている。

蛇紋岩や中生層の分布西縁は魚野川以西にあることが新幹線大清水トンネル内の地質資料から確認されている(茅原ほか, 1981a)。

“上越帯”は超塩基性岩(ダナイト・ハルツパージャイト起源の蛇紋岩, 単斜輝石岩), 藍閃石結晶片岩を含む各種結晶片岩及びホルンフェルス化したその他の片状岩, オフィオライト質の閃緑岩-変斑れい岩-枕状溶岩複合体, コートラングタイト-変斑れい岩-変玄武岩層状岩体(中ノ岳変斑れい岩類), 奥利根層群(上部三畳系), 岩室層群(下部ジュラ系)及び戸倉沢層(下部白亜系)などの存在によって特徴づけられている。これらのうち, 奥利根層群(上部三畳系)は上越帯に特有であって, 飛騨外縁構造帯には存在していない。岩室層群は青海・蓮華帯の来馬層群に, 戸倉沢層は手取層群にそれぞれ対比され, 層相および化石種が酷似している。これらの中生層は足尾帯の同時代層と比較すると層相からみて前者は浅海性, 後者は深海性地向斜相という全く対立的な堆積岩層である。

上越帯は構成岩体の分布から2分することができる。東側の片品帯は, 変玄武岩(枕状溶岩)-変斑れい岩-閃緑岩複合体で特徴づけられ, 西側の谷川岳帯は結晶片岩・蛇紋岩で特徴づけられる。ほぼ中間地帯には片状ホルンフェルスが点在している(第8図)。

片品帯は, 構成岩石の特徴から西南日本舞鶴帯に対比される。すなわち, 構成岩石がオフィオライトの性格を一部にもっているのが特徴である。谷川岳は超塩基性岩及び片状岩からなる。

### 2) 中ノ岳変斑れい岩類

片品帯に属する最大岩体をなす中ノ岳斑れい岩類は, 層状構造を示し, 最下位にコートラングタイトのブロックを含む片麻状変斑れい岩があり, その上位には単斜輝石を残す片麻状変斑れい岩, 片麻状角閃石変斑れい岩, 変輝緑岩-変玄武岩が存在する。岩体の東部は著しいシエアーを受けており, 一部は角閃岩となっている。本岩体の一部の断層沿いにはダナイトや蛇紋岩を伴っている。この岩体の大部分は八海山地域の南西部に広く分布している。

### 3) 奥利根層群

本層群は, 八海山地域では南東部の利根川源流地域, 中ノ岐川上流地域, 北ノ又川上流地域及び三国川支流下津川上流地域にかけて広く分布している。東縁は景鶴断層(後述)によって境され, 西縁は中ノ岳斑れい岩体や花崗岩類と断層で接している。

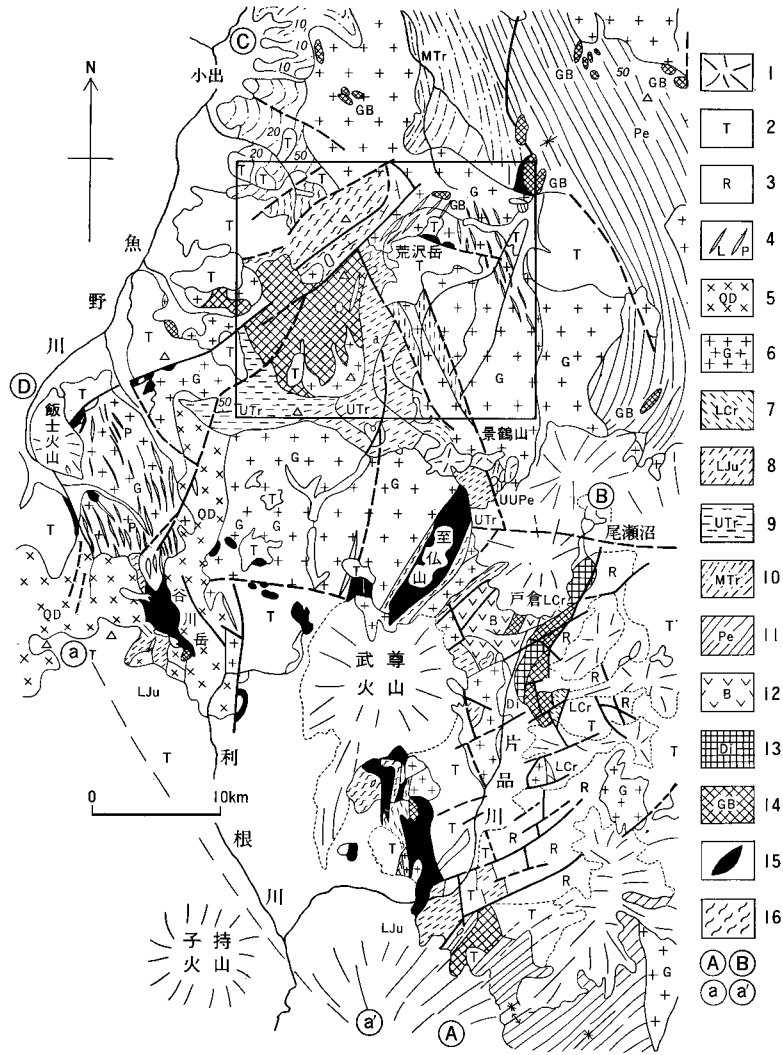
この地層は, 小林(1955)によって発見された二枚貝化石 *Monotis* によって, 三畳系であることが明らかにされた。本化石は *Monotis cf. ochotica*, *M. cf. ochotica* var. *eurachis*, *M. tenuicostata* var. *mabara* であり(藤本・矢部, 1955), 後期三畳紀ノール階のものである。本層群は浅海成ないし半深海成の頁岩・砂岩を主とする。

奥利根層群は, 下位から水長沢層・井戸沢層・剣ヶ倉層・東俣沢層にわけられた(木崎・新井, 1955; 戸谷ほか, 1958; 飯島ほか, 1979)。その後, 小林ほか(1979)は, 全体的な調査研究の結果, 小穂口沢累層, 本谷山累層, 剣ヶ倉累層, オイツクイ累層, 大利根累層に区分した。本報告でもこれに準拠する。

## II. 1. 2 足尾帯

足尾帯は一般に主に頁岩・砂岩からなり, 一部では厚いチャートを挟む海成層であり, 上越帯の中生界とは対立的な層相を示している。八海山地域及びその周辺地域では石灰岩・緑色岩ほか超苦鉄質岩の異地性ブロック(オリストリス)を各地で含んでいるという特徴がある。

足尾帯西帯(正しい分布が不明であるので, 便宜的に最西側に分布する地帯をこのように呼ぶことにす



第8図 上越帯地質略図(茅原, 1985. 四角枠内は八海山地域)

1. 第四紀火山, 2. 新第三紀層, 3. 流紋岩, 4. 岩脈(L流紋岩, Pひん岩), 5. 石英閃緑岩類, 6. 白亜紀-古第三紀花崗岩, 7. 白亜紀層, 8. 前期ジュラ紀層, 9. 後期三疊紀層, 10. 三疊-ジュラ紀層, 11. 二疊-三疊紀層, 12-14. 片晶(12. 変玄武岩, 13. 閃緑岩, 14. 変斑れい岩), 15. 超苦鉄質岩(蛇紋岩が主), 16. 水無川変成岩類, a-a' 柏崎-鏡子線, A-B 片晶構造線, C-D 新発田-小出線

る)の地質研究は、足尾帯の他の地域に較べて遅れているが、最近、村松東方(薦田, 1979MS), 小出東方(高島, 1980MS), 黒又川流域(三崎, 1980MS), 末沢川流域(黒川ほか, 1984) および只見町伊南川支流(黒谷川)流域(芝野, 1985)など、各地域の層序・化石・地質構造が明らかにされた。とくに、津川地域からは、ジュラ紀放射虫化石が発見された(水谷ほか, 1984)。

八海山地域の西部に分布する水無川変成岩類はかつて上越帯に含まれていたものである(茅原・西田, 1968; Hayama *et al.*, 1969)。しかし、竹之内の研究(1986)により、これの層相は周辺地域の岩相

及び足尾帯非変成堆積岩類と類似性が強いこと、また、一部ではこの非変成中生界に漸移することなどから足尾帯の中の変形の強い特殊な変成岩であることが明らかにされ、足尾帯の一部に含められた。これにしたがって、本書では水無川変成岩類は足尾帯に含めて記述することにする。

本図幅地域の北西部及び北東部に分布する基盤岩は、足尾帯の西部を構成する地層の一部である。

小出北東方に分布する地層群は高島(1985)により上権現堂山層群と命名され、下部層と上部層とに2分された。同層群は大略南北走向で西側に傾斜しているが、権現堂山断層を初めとするNW-SEもしくはE-W方向の断層によって分断されている。

筆者(1986c)はこれを小出東方及び南東まで拡大して一括した。そして上権現堂山層群を下位より、大桑原・羽根川・毛の又沢川・干溝・茗荷沢の各層に区分した。本層群下半の大桑原・羽根川及び毛の又沢川層はチャートが卓越し頁岩を伴うのに対し、上半の干溝層及び茗荷沢層は頁岩主体で、チャート・緑色岩・石灰岩等のブロックを少量含むオリストストローム相を含んでいる。大桑原層からは、前期三畳紀のコノドント化石(佐藤, 1981MS), 毛の又沢川層からは中-後期三畳紀の時代を示すコノドント化石(高島, 1981MS; 植村・高島, 1985)がそれぞれ発見されている。

竹之内(1986)は小出東方に分布する地層群を干溝層群として再定義し、新たに定義された干溝層群は全体として上権現堂山層群の上位に整合的に重なるものとした。本書ではこの地層名を用いて記述する。

一方、上権現堂山層群分布域の東方数-10kmの末沢川及び破間川流域(入広瀬村)に分布する足尾帯西部のこれまで未詳中生界とされた地層からは、最近、多量のジュラ紀放射虫化石が発見されており(山田・黒川, 1985; 黒川ほか・1985; 佐久間ほか, 1985), 上権現堂山層群及び干溝層群からも、将来、ジュラ紀を指示する化石が発見される可能性は残されている。更に本地域北方の東蒲原郡三川村や津川地方などの足尾帯西部の未詳中生界からも、西南日本の美濃丹波帯と同様にジュラ紀化石が豊富に産出する(とくにオリストストローム相では)ことを勘案すると、同層群の上限がジュラ紀に及ぶ可能性は十分にあり得る。

## II. 2 上越帯と足尾帯の境界

上越帯・足尾帯の区分・関係については、それがどのような衝突境界であるか、未だ検討課題が多く残されている。この境界には横ずれ大断層のような顕著なものがないこと、花こう岩の貫入による境界の転位・変成・固化なども問題を複雑化している。両帯の境界地域に分布する超塩基性・塩基性岩類はこの問題に対して一つの手掛りを与えるものである。

片品川東側にみられる上越帯(片品川帯)と足尾帯とのおおよその境界は、南隣「藤原」図幅において、尾瀬沼付近を通る東西方向の推定断層によって大きく西方へ変位している。そして、至仏山超塩基性岩体の東側から、北方の荒沢岳(八海山図幅地域)の方向へのびる。荒沢岳南方では、中ノ岐川上流において、奥利根上部三畳系は更に東側まで分布しており、NNW-SSE方向にのびている(第8図)。

また、荒沢岳西方でも、北ノ又川中流に奥利根層群が一部露出している。

只見川支流の中ノ岐川上流に含石灰岩礫岩・砂岩・頁岩層があり、稜線地帯において連続的分布を示す奥利根層群とは花こう岩によって隔てられてその東側に南北方向に分布している。岩相は奥利根層群

に酷似している。その更に東側は花こう岩と断層で接している。その南東方に位置している景鶴山の南斜面に分布する古期岩層は、石灰岩ブロック中から二畳紀後期のフズリナ化石を産すること（藤本・小林, 1961）から、全体として二畳系上部層と考えられてきたが、この岩層の中には北北西-南南東方向の顕著な断層があり、両側で岩相が異なっている。西側は珪質礫を含む礫岩層を挟有し、岩相的に奥利根層の延長と考えられる。含フズリナ石灰岩ブロックを含む地層は断層の東側に存在し、足尾帯のものである。この断層を景鶴断層と呼ぶ。本断層は上越帯東縁を限るものである。

### II. 3 花 崗 岩 類

八海山地域の東半部は広く花崗岩類によって占められている。この花崗岩類は白亜紀-古第三紀花崗岩である（第9図）。尾瀬から北隣の須原図幅地域内にわたって広く分布する花崗岩類は“只見川花崗岩”として一括されている（茅原, 1986b）。

この花崗岩類は、10×50km規模の北北西-南南東にのびる複合岩体を形成し、優白質粗粒の黒雲母花崗岩がおもな岩相であるが、場所によって岩相変化がみられる。

只見川源流地域では、斑状黒雲母花崗岩で、径1-3cmの桃色のカリ長石斑晶をふくんでいる。この岩相は奥利根の須田貝花崗岩と似ている。桧枝岐花崗岩によって貫かれている。なお、岩脈として石英ひん岩・石英斑岩・アプライト・ざくろ石白雲母アプライトなどを伴っている。

只見川本流およびその支流域では、岩体の幅が最も広く、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩・粗粒の優白質黒雲母花崗岩・斑状の大型で淡桃色のカリ長石をもつ黒雲母花崗岩・アプライト質優白質細粒花崗岩などからなっている。粗粒の優白質黒雲母花崗岩中には、塩基性および酸性の岩脈群がみられる。黒又川流域では、粗粒の優白質黒雲母花崗岩が主体である。

これらの花崗岩類のうち、優白質細粒アプライト質花崗岩及び花崗閃緑岩は更に新しく古第三紀末-前期新第三紀の貫入体である可能性がある。

以上の複合岩体のほかに、八海山地域では、水無川変成岩を貫く小岩体、中ノ岳斑れい岩を貫く花崗岩体などがある。














### II. 4 花崗岩中の岩脈群

八海山地域東半部に分布する花崗岩中には極めて多数の岩脈群が貫入している。これらは主として景鶴断層より東側にのみ分布している。岩質からみると塩基性-中性の岩石群と酸性岩とに大別される。

一般に塩基性-中性の岩脈は東西性の方向をもつものが多く、酸性岩脈は北北西-南南東のものと北東-南西-北北東-南南西方向を示し、東部では平行岩脈群となっている。

### II. 5 新 第 三 系

八海山地域内に分布する新第三系は、西部に分布する城内層群、東部に分布する奥只見緑色凝灰岩層、

-  沖積層・洪積層
-  蘆雄・地すべり堆積物
-  荒沢岳アイサイト  
水倉沢山凝灰岩
-  新第三紀グリーンタフ
-  新期花崗岩
-  古期花崗岩
-  上権現堂山層群
-  水無川変成岩類
-  奥利根層群
-  越後沢山ひん岩
-  変斑れい岩
-  緑色岩
-  超古鉄質岩



第9図 八海山凶嶺地域地質略図

地質時代		地層名及び岩石名		柱状図	層厚 (m)	岩相	化石その他		
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層				礫・砂・粘土		
		更新世	新期扇状地堆積物				礫・砂		
			崖錐堆積物			角礫・砂			
			旧期扇状地堆積物			礫			
			末区分段丘堆積物			礫・砂			
	第三紀	新 中 世	城 内 層	八海山 礫岩部層	上部		20 - 300	礫岩 砂岩 凝灰質頁岩砂岩互層	植物化石
					下部		30 - 150	礫岩・砂岩 (頁岩及びシルト岩を挟む) 火山円礫岩	
			大 倉 部 層	大 倉 山 岩 層			100 - 450	安山岩質凝灰角礫岩 安山岩・玄武岩溶岩 (枕状) 黑色硬質頁岩・凝灰質砂岩 黑色硬質頁岩 安山岩質凝灰角礫岩 玄武岩溶岩	植物化石 ドレライト岩脈
							120 ±	黑色頁岩・凝灰質砂岩 角礫岩・円礫岩 頁岩 不淘汰角礫岩	ドレライト岩脈
古第三紀	古第三紀-					新期花崗岩類 優白質細粒花崗岩 角閃石黒雲母花崗閃緑岩			
中 生 代	白 亜 紀	白亜紀花崗岩類					岩脈 { 石英斑岩 ひん岩 ドレライト		
		古期花崗岩類 斑状花崗岩 粗粒黒雲母花崗岩							
	ジュラ紀	(上越帯)	(足尾帯)	(上越帯)	(足尾帯)				
	三疊紀	奧利根 層群	上権現堂 山層群		2000 +	2000 +	黑色頁岩 砂岩頁岩互層	Entomonotis コノドント	
						千枚岩質粘板岩 珪質砂岩 チャート	塩基性-超塩基 性岩 石灰岩の異地性 ブロック		
古 生 代		水無川 変成岩類				片状チャートラミ ナイト千枚岩 (一部 ホルンフェルス化)	同 上		
	中ノ岳変斑れい岩類 超塩基性岩					変輝緑岩及び閃緑岩 角閃石斑れい岩-閃緑岩 片麻状角閃石斑れい岩 蛇紋岩			

第 10 図 八海山図幅地域の総合地質柱状図

中央部の荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類, 及び南部の利根川源流の稜線部に分布する水長沢山溶結凝灰岩層である(第10図).

城内層群は西隣の十日町図幅地域内に広く分布し, 下位より大倉層, 及び八海山層に区分されている(柳沢ほか, 1985). 八海山地域では西部の八海山を中心として分布し, 上記の地層のうち, 大倉層の大倉安山岩部層と八海山層の八海山礫岩部層のみが存在している. 基盤の水無川変成岩類とはすべて断層で接している.

なお八海山地域の南西部の稜線部には大倉安山岩部層に属する凝灰岩及び礫岩が分布している.

奥只見緑色凝灰岩層は八海山地域の東部で, 奥只見湖の湖岸に露出している. これは更に東部に分布するものの一部である. 岩相はいわゆる津川緑色凝灰岩と同じである. 基底の礫岩が花崗岩を不整合に被覆し, その上位に成層状態の良好な酸性緑色凝灰岩が重なっている. 分布地域の西部では花崗岩と断層で接している. 左岸では流紋岩の岩脈が多い.

荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類は, 八海山地域の中央部に位置し, 独立した地形を呈する荒沢岳山塊を構成している. 山体は深い谷で刻まれている. この岩石類は基底部にわずかに礫岩および凝灰岩を伴うだけで, 全体としてはほとんど火砕岩を挟まない. 南東部は半深成岩の岩相を示し花崗岩の中に貫入している. 上部は成層構造を示す噴出岩の岩相を示し, 全体として半深成-噴出岩複合体である. K-Ar年代は4.3m.y.を示す.

水長沢山溶結凝灰岩層は, 八海山地域南西部の県境稜線地帯で越後沢山より南西の地域に分布している. 奥利根層群を不整合に覆っている. 時代は中新世末-鮮新世と考えられる.

荒沢岳デイスাইト-石英斑岩類と水長沢山溶結凝灰岩層とは同一の火山岩区に属するものと考えられる.

## II. 6 表層地質—第四系

八海山地域では, 北西部の佐梨川沿岸, 西部の三国川沿いに二段の河岸段丘が発達し段丘礫層をのせている.

只見川水系では, 北ノ又川上流の銀山平地域で二ないし三段の段丘地形が発達し, いずれも段丘礫層が分布している. また, 北ノ又川中流域では特に南岸地域に段丘が二段発達し, 段丘礫層をのせている. 中ノ岐川では下流域に段丘礫層が分布している.

全域を通じ谷の下流部には崖すい堆積物が発達し, 大きな谷では岩屑流(あるいは土石流堆積物)がかなり大規模に分布している.

三国川支流の下津川下流左岸では地すべり崩土がやや大規模に分布し, 奥只見ダム西方では大規模な地すべり性崩壊によって広く崩土地帯が広がっている.

各河川に沿っては比較的小規模に現河川の河床堆積物が分布している.

## II. 7 地質構造—特に断層系について

八海山地域はこの中央部を南北方向に走る剣ヶ倉山断層によって, 西側の水無川変成岩類, 中ノ岳斑



れい岩類、奥利根層群と東側の花崗岩類の分布地域とに大きく区分される。奥利根層群と東側の花崗岩類とは、元来貫入接触面であったと考えられる。

北ノ又川源流地域では、変斑れい岩と荒沢岳デイサイトとが剣ヶ倉山断層で接するが、この部分のデイサイトには著しい破碎帯が存在している。また、斑れい岩中には断層に平行な流紋岩脈がある。北部では、断層に近い花崗岩は一般に破碎されている。

#### 東部地域の断層

剣ヶ倉山断層以東の花崗岩中の断層には次のものがある。

景鶴断層：本断層は剣ヶ倉山断層に平行して走り、奥利根層群と花崗岩類とを境している。すなわち、奥利根層群の分布東縁を限る断層、すなわち上越帯の東縁断層である。八海山地域南部では花崗岩の貫入のため不明瞭となっている。

剣ヶ倉山断層以東の断層群には次のものがある。

荒沢岳北面断層：本断層は荒沢岳北面において、デイサイト岩類と花崗岩とを限る東西方向、南落ちの正断層であり、地形的には断層線崖を形成している。

恋ノ岐断層は恋ノ岐川中流を横切る北東-南西方向の断層である。この断層から北東側には粗粒の黒雲母花崗岩があり、数多くの北西-南東方向の平行岩脈があるのに対し、南西側では岩脈の存在しない優白質細粒花崗岩と花崗閃緑岩が分布している。

その他、花崗岩中の推定断層として鷹ノ巣山北方の東西性断層や大倉山東側を通る北北東-南南西方向のあがり断層の存在が推定される。

須原口断層は旧只見川本流と旧北ノ又川合流点の付近を通る東落ちの正断層である。断層は稜線の東側を通り、花崗岩と奥只見緑色凝灰岩とが接している。

丸山断層は奥只見ダム西方において、丸山を構成する超苦鉄質岩の西側に存在する断層である。

銀山平断層：北ノ又川は銀山平西で流路を北東方向に転じている。この中流部での方向と周辺地形（兩岸の直線的な山麓線を示す谷地形）から、兩岸に北東方向に2本の銀山平断層の存在が推定される。これらとは別に、剣ヶ倉山断層から分岐した断層が平行して北西側に走っていて黒又川源流に達している。この地域では、花崗岩中の岩脈群も同じ方向を示していることが注目される。

大沢山断層：恋ノ岐川中流を通る東西方向の断層で、このため新期と旧期の花崗岩の分布に食い違いがある。この断層の南側の新期花崗岩には平行したシエアーゾーンがいくつか認められる。

台倉山断層：平ヶ岳登山路の台倉山西側を通るNNW方向の断層であって、西側の只見川前期花崗岩と東側の只見川後期花崗岩とを境している。

#### 西部地域の断層

剣ヶ倉山断層より西側では北から足尾帯非変成中中生界（干溝層群）、水無川変成岩類、中ノ岳斑れい岩類及び奥利根層群が分布しており、その中では北東-南西方向の断層が卓越していることが著しい特徴である。

大桑原断層：八海山地域北西隅において、干溝層群の大桑原累層と茗ヶ沢累層を境する断層で、走向NW-SE、南西落ちの性質をもつ。茗ヶ沢断層を分岐させる。

駒ノ湯断層：八海山地域北西部にある北東-南西断層である。北西側の花崗岩・花崗閃緑岩と南西側の



水無川変成岩類との境界をなす断層であって駒ノ湯温泉の河床に断層露頭が明瞭に観察できる(第12図).

中ノ岳変斑れい岩類地域の断層群および破碎帯

中ノ岳変斑れい岩類を切る主要断層は次のようで、いずれもNE-SW方向をとる.

大倉(だいくら)断層はN45° Eの走向で南東に傾斜し、中ノ岳西方から十字峡西方へ通る. 中ノ岳付近では水無川変成岩類と斑れい岩体とを境とする断層で、南越鉦山の主要鉦脈はこれに沿って発達している. また、この断層剪断帯では蛇紋岩の貫入がみられる(上野, 1962; 山岸, 1963; 佐々木, 1961, 1965). この断層が三国川本流と交わる付近では、幅約100m以上の断層破碎帯を生じており、主断層に平行して、その北側に花崗岩・ひん岩の重複岩脈が存在している. 破碎帯の一部には、一見片状蛇紋岩の外観を呈する緑泥石岩が形成されている.

あらかま断層: 大倉断層の西側に、これと平行して走り、北部では水無川変成岩の向斜軸に一致している. 鉦床地域では60°北西傾斜である. 大倉断層とこの断層との中間にN30° Eで70°西に傾く延長の小さいみかぐら断層があり(佐々木, 1961, 1965)、南部で並走する先ノ淵断層がある.

下津川断層: N30° E方向で、南部では粘板岩層と斑れい岩体とを境している. 破碎帯の一部には緑泥石岩が生じている. この断層に沿って幅約500mの破碎帯が発達し、十字峡付近にあるダナイトは、この断層帯に沿って侵入したものであろう. 下津川下流左岸の地すべり性崩壊の素因もこれに関係していると考えられている.

日向山(ひなたやま)断層: 下津川断層の東側にこれと平行して走る. 北部ではN30° E方向で、一部は変質輝緑岩の岩脈によって貫入され、岩脈の西側には断層破碎帯および粘土帯(幅約5m)を生じている.



第12図 駒ノ湯断層の露頭



第 13 図 先ノ瀨断層破碎帯

大割山断層：岩体の西部で  $N45^{\circ} E$  方向に走り、花崗岩体と斑れい岩体とを境している。

高倉山断層：大割山断層の北西側で  $NE$  方向に走る断層である。花崗岩と斑れい岩、あるいは水無川変成岩類と斑れい岩を境している。

しばくろ沢角礫パイプ：黒又沢下流右岸のしばくろ沢に、斑れい岩体中に長径  $200m$  でほぼ円形の礫状破碎帯がある（佐々木, 1965）（第 56 図）。角礫が多く半円礫を部分的に混在し、そのほとんどが斑れい岩礫であるが一部に石英安山岩礫が混在している。部分的に礫間のマトリックスを交代して各種鉍石・石英・方解石が存在する。北方の大倉花崗岩と石英安山岩との関連から推定し、黒雲母花崗岩株の潜頭貫入によって形成された角礫パイプと考えられている。

兎岳断層は北西側の中ノ岳変斑れい岩体と南東側の奥利根層群とを境する推定断層であるが、詳細は不明な点が多い。

野中沢断層：八海山地域南西隅において  $NW$  方向に走る断層であって、西隣の十日町図幅地域内から連続するものである。北東側の斑れい岩と南西側の奥利根層群とを境している。

以上の基盤岩類の中に認められる諸断層のほか、城内層群と東方の水無川変成岩類とを境する広掘断層及び高石沢断層がある。これらは西落ちの正断層である。

### Ⅲ. 足尾帯中古生界

(茅原一也)

#### Ⅲ. 1 水無川層群 (A<sub>1</sub>・A<sub>2</sub>・B) 及び水無川変成岩類 (Mi)

##### Ⅲ. 1. 1 概説

水無川変成岩類の名称は、茅原・西田(1968)により片状ホルンフェルスによって特徴づけられる複変成岩類に与えられたもので、変成岩類内部の岩相については、詳しく述べられていない。その後の研究でも、準片岩・千枚岩・チャートラミナイト・緑色岩からなり、初生的なスランブ構造を伴うオリストストローム相(茅原, 1985b ; Chihara *et al.*, 1977)程度の岩相記載であり、水無川変成岩類を構成する岩層・層序についての記載は、ほとんどないといった状況であった。竹之内(1986)により、水無川変成岩類の原岩について、岩相の広がり、分布、層序などが明らかになり、また、周辺関連地域との対比をする上でも、変成岩類の層序は重要であるので、水無川変成岩類を構成する地層群は水無川層群として新たに定義された。

##### Ⅲ. 1. 2 水無川層群

水無川層群は、その岩相により、大きく2分される。

A. 異地性外来岩塊を含み、チャートラミナイト(吉田, 1981)様岩を基質とするオリストストローム相を呈する岩相。

B. 砂岩及び礫岩などの粗粒相が卓越し、チャート、砂岩のブロックを含む岩相。

Aの岩層は、含まれる異地性外来岩塊の種類により、さらに2分される。すなわち

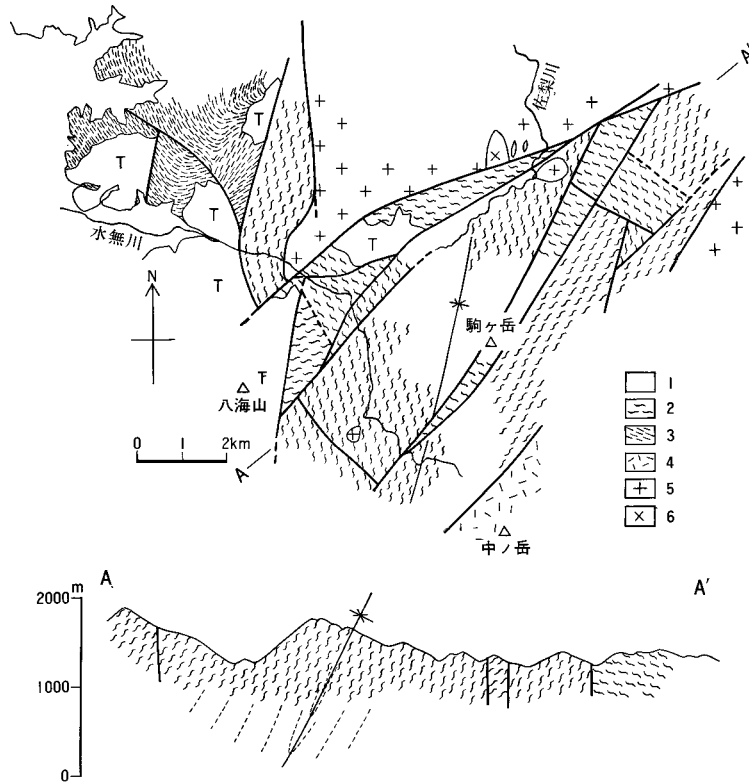
A1: チャートラミナイト様岩を基質として、チャート・砂岩のブロックを主として含むオリストストローム相。

A2: 超塩基性岩・変斑れい岩・変玄武岩・チャート・石灰岩・砂岩のブロックを含むオリストストローム相で、チャートラミナイト様岩を基質とする。塩基性の外来岩塊を含むことを特徴とする。

A岩層は、水無川変成岩類の大部分を占め、B岩層は、水無川変成岩類の構造を支配する向斜構造の軸部及び東部に分布する。

##### (1) A<sub>1</sub>層

黒色頁岩、砂岩薄層をラミナ状に挟在する黒色頁岩及び珪質薄層がラミナ状に挟在される黒色頁岩(チャートラミナイト様岩)を主体とし、チャート薄層を挟在する。黒色頁岩中には、砂岩層のレンズ状



第14図 水無川変成岩類地域の地質略図及び断面図(竹之内, 1986)

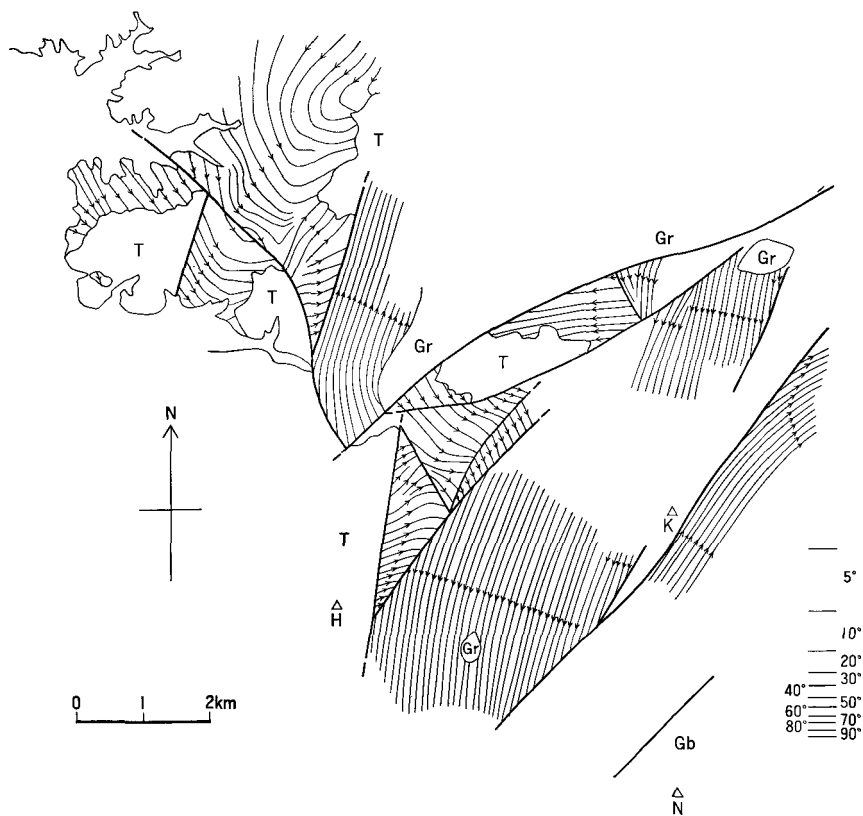
1. 城内層群, 2. 水無川変成岩類, 3. 同上接触変成作用を受けてない部分,
4. 中ノ岳変斑れい岩, 5. 花崗岩, 6. 閃緑岩-斑れい岩

薄層を挟在したり、葉状頁岩の片理を特徴づける砂岩薄層、珪質薄層が、レンズ状を呈したり、不規則なうねりを呈している。また、もともと正常層をなしたと思われる砂岩層が角レキ状を呈し、その間に黒色頁岩が充てんするのが観察される。これらは、堆積物が未固結な段階での変化と考えられる。これらは、葉状頁岩のほか、厚さ0.5-1cmの極細粒岩と、厚さ0.3-2cmの頁岩の細互層や、葉状頁岩中に厚い層状砂岩を挟在する場合がある。挟在される砂岩層には、層状の正常節理、小断層及び、層状斜交石英脈が形成されており、層状斜交脈は、層面に平行な単純剪断で、弱いS字状を呈する場合がある。また、比較的厚い砂岩層の一部には、膨縮を生じている場合がある。

含まれるオリストリスは、ほとんどが灰色層状チャートで、径は数m-数10mで、5万分の1の地質図に記入可能なブロックとしては、佐梨川支流道行沢中流の屑状チャートがあげられる。含まれるブロックの層状チャートの構造は、周囲の頁岩の構造と、若干斜交するか、もしくは、ほとんどが調和的である。ほかに、少量ながら、石灰岩、砂岩のブロックが認められる。石灰岩は、熱変成作用により大理石に変化している。緑色岩類は、ほとんど認められない。

## (2) A<sub>2</sub>層 (Afを含む)

本層は、比較的良好に連続する珪質層と頁岩層との細互層及び珪質層をラミナ様に挟在するような岩相(チャートラミナイト様岩)を主体とする。珪質層の単層の厚さは、平均0.5cm程度で、最小は1mm以



第 15 図 水無川変成岩類の走向線図(竹之内, 1986)

下のものもあり、最大は3cm程度である。頁岩層と非常に密に互層する場合がある。吉田(1981)は、この水無川流域に分布する岩相をチャートラミナイトとして記載した。

これらの珪質層の薄層は、レンズ化することなく比較的よく連続するものや、膨縮を繰り返しながらも連続するものもある。灰白色の珪質層が比較的厚いところ(1-3cm)では、不規則なうねりを呈して、膨縮が著しい。また、不連続なレンズ状の珪質層が、層に平行に配列してフォリエーションを特徴づけている場合もある。水無川中流及び高倉沢中流では、稀に、淡緑-緑灰色の酸性凝灰岩起源の薄層ないしレンズを挟在する。頁岩層は、水無川地域では、黒雲母がよく結晶し、紫色を呈するが、佐梨川流域では、黒雲母の結晶はそれほど良好ではなく、黒色を呈している。顕微鏡下では、珪質層は、ポリゴナルな石英粒に置き換っており、花崗岩の進入により、焼きなましをうけたものと考えられる。また、本層は、圧密作用、剪断作用による変形をうけており(後述)、石英脈がフォリエーションに平行に、引き伸ばされたりするのが観察される。

以上、本層のフォリエーションを特徴づける灰白色薄層は、堆積時に形成された層理面(So)と石英脈が引き伸ばされたもの(Si)である。一般に、堆積時に形成された珪質層は隠微晶質で比較的細粒であるが、石英脈起源の珪質層は粗粒な石英からなっている。

珪質層が膨縮せず連続するチャートラミナイト様岩では、珪質層が次第に層厚を増し、層状チャートに移化するように見えるところもある。珪質層が膨縮を繰り返し、レンズ状にちぎれている場合は、厚さ1-10cm程度の細粒-中粒砂岩のレンズを含んだり、長径30-40cm程度のチャートレンズを含む場合がある。珪質層は、しばしばコンポリュートラミナ様または不規則なうねりを示す。

水無川上流・佐梨川上流域では、珪質層が細かく伸ばされたり、レンズ状の砂岩層が押しつぶされて伸ばされたような岩相が観察されるが、これは、フォリエーションに対し、調和的な剪断作用によるものである(後述)。

また、本層には、淡緑-緑灰色の葉状酸性凝灰岩(Af)を挟在する。白色珪質層のラミナを挟在したり、薄い泥質層をラミナ様に挟在する。顕微鏡下では、石英・斜長石・カリ長石などの碎屑粒子が含まれ、周囲を細粒の石英・長石が埋める。アクチノ閃石・緑レン石・不透明粘土鉱物が、フォリエーションに沿って配列している。水無川流域に分布し、層厚は数m-180mで、北方から南方へ減少する。

本層に含まれるオリストリスとして、変玄武岩・変ハンレイ岩・超塩基性岩・閃緑岩・チャート・砂岩があげられる。変斑れい岩体については後で詳述する。超塩基性岩は、かなり接触変成作用を蒙っており、滑石やトレモラ閃石・蛇紋石を生じているが、原岩を推定できるものでは、ダナイト・単斜輝岩・角閃石岩などで、ダナイトが大部分を占める。ダナイト中には、ロジン岩の白色ノジュールを含む。

### (3) B層

黒色頁岩層と珪質層薄層との細互層、チャートラミナイト様岩及び細粒砂岩層と黒色頁岩との細互層を主体とし、中粒-極粗粒砂岩層・細礫岩-中礫岩層をよく挟在する。本層は、A層と比較して、粗粒相が卓越し、チャートラミナイト様岩が少なく、挟在される薄層が砂岩層であることが多い。また、含まれるブロックもチャート・砂岩等が主体であることから区別される。

本層には、上述の岩相以外に、粗粒-極粗粒砂岩層と頁岩層の互層も一部挟在する。挟在する礫岩層の層厚は、10数cmから数10cmであり、礫は、層理面方向に伸長している。礫種は、頁岩、チャート・細粒-中粒砂岩・石灰岩・玄武岩であり、頁岩は、葉片状に著しく伸長している。チャート・頁岩・砂岩・玄武岩・石灰岩の順で多く、亜角-角礫で、淘汰はそれほどよくない。玄武岩礫は、顕微鏡下で、確認できるもので、斜長石の短冊状結晶が認められるが、他は黒色不透明な粘土鉱物である。アクチノ閃石や緑レン石などの変成鉱物は生成していない。礫岩層は、基質が少ない、クラストサポートである。本層に挟在される砂岩層・礫岩層には、A層に見られない級化構造がしばしば認められる。

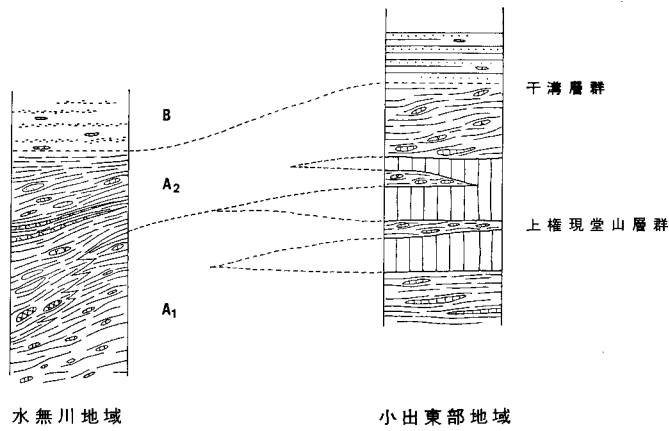
含まれるオリストリスは、A層と比べ量的に少ないが、水無川変成岩類東方に分布する本層では、比較的チャートのブロックを多く含む。量的には、チャートが多く、砂岩ブロックは少量である。緑色岩類は、小倉山付近に稀に分布するにすぎない。

## III. 1. 3 水無川変成岩類 (Mi)

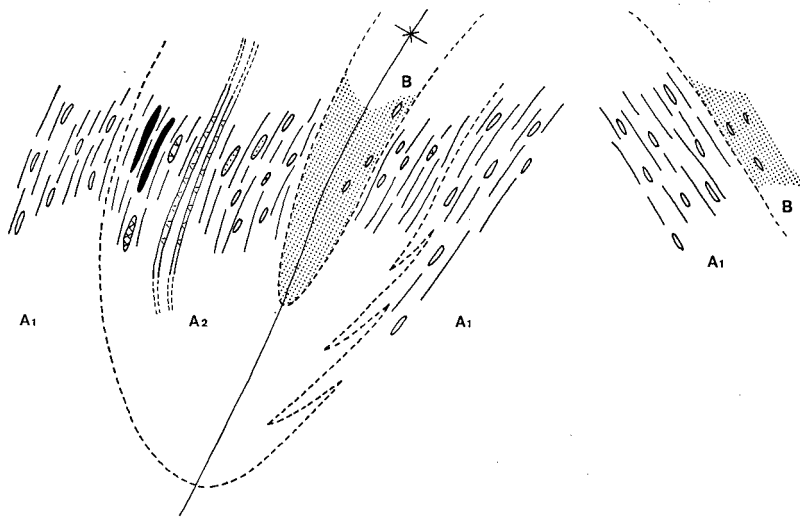
### (1) 概説

竹之内(1986)によれば、水無川変成岩類(水無川層群・前述)は、北方で花崗岩類とほぼ東北東-西南西方向の断層で境され、南方では、中ノ岳変斑れい岩体と北東-南西方向の断層で接する。北西方では、非変成堆積岩類(上権現堂山層群・干溝層群)と南北性の断層で接する。また、新第三系下部中新統城内層





第 16 図 水無川変成岩類の模式柱状図(竹之内, 1986)



第 17 図 水無川変成岩類地域の模式断面図(竹之内, 1986)

群とは、大部分断層関係、一部不整合関係で接する。水無川変成岩類は、原岩堆積後の弱変成作用を受けた後、花崗岩の進入に伴う接触変成作用を受けた複変成岩である (Chihara *et al.*, 1977 ; Hayama *et al.*, 1969)。チャートラミナイト (吉田, 1981) 様岩、泥質片岩からなり、しばしば、スランプ構造を伴っている。また、様々な異地性外来岩塊が数 cm- 数百 m オーダーのブロックとして含まれ、それらは緑色岩類 (変玄武岩・変斑れい岩・凝灰岩)・超塩基性岩・チャート・石灰岩・砂岩などからなる。変成岩類の上部には、砂岩礫岩で構成される粗粒相が発達する。全般的に水無川変成岩類の岩相はオリストストローム相で特徴づけられ、弱変成作用と同時にあるいは、後の剪断作用による様々な変形小構造が良好に発達している。泥質岩と緑色岩類との直接的な接触関係は、露頭では見い出せない。しかし、緑色岩類

とくに変斑れい岩の鉱物組合せ、鉱物反応をみると、普通角閃石の縁がアクチノ閃石に交代されるのがしばしば観察され、アクチノ閃石はまた、独特の針状結晶として産する場合がある。このことから、原岩は、角閃石斑れい岩(?)で、もとは、角閃岩相程度の変成作用をうけたものが、その後、緑色片岩相程度の変成作用をうけたものと考えられる。さらに後、花崗岩の進入に伴う接触変成作用をうけたと考えられる。

すなわち、

1st stage : 角閃石が安定であるような角閃岩相の変成作用

2nd stage : 角閃石がアクチノ閃石に交代するような緑色片岩相の変成作用(後退変成作用)

3rd stage : 針状アクチノ閃石の生成を伴う接触変成作用

を認めることができる。

一方、緑色岩に伴って産する泥質岩は、細粒なセリサイトが、観察されるにすぎず、緑色片岩相-角閃石相に至る中度の変成作用をうけたとは考えられない。以上の事実から、変斑れい岩体が貫入岩体であることは否定される。さらに、両者の直接的な接触関係を露頭で見い出せないが変斑れい岩体の近隣に産する泥質岩は、全般に強い剪断作用をうけたようには見えないことから、構造的にもみ込まれてもち上げられた可能性に近い。また、野外観察で認められるような緑色岩類と泥質岩の産状から、これら緑色岩類は、泥質岩を基質としたブロックである可能性が高い。水無川変成岩類は、ほぼ南北ないし北北東-南南西走向を有し、西方へ $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ 急傾斜するような東フェルゲンツの軸面をもつ向斜構造を形成している。水無川変成岩類分布域北東及び西方では、断層運動によるブロック化が著しい。特に西方では、急傾斜帯と比較的緩傾斜のドーム状構造をもつ帯が断層で繰り返し、緩傾斜の干溝層群、上権現堂山層群に移化する。これらのことから、従来、上越帯の構成員として考えられていた水無川変成岩は足尾帯に含めることにした。

水無川変成岩類中の貫入岩類としては、輝緑岩・閃緑岩・ひん岩・石英斑岩・斑れい岩・流紋岩・花崗岩が存在する。

## (2) 鉱物組成

水無川変成岩類南部を構成する岩石類の鉱物組成を第2表に示す。

## (3) 水無川変成岩類の変形相

本地域の地質略図を第13図に示す。水無川変成岩類は、南北両側が断層で境されてそれぞれ中ノ岳斑れい岩類及び白亜紀花崗岩類と接し、新第三系とは大部分断層関係で接するが、一部は不整合関係である。

変成岩類は、主としてチャートラミナイト(吉田, 1981)様岩及び泥質岩起源の緑色片岩相を示し、これが白亜紀-古第三紀花崗岩による接触変成作用を受けてホルンフェルスとなったものである。走向は南北ないし北北東-南南西で、西へ急斜するが、東フェルゲンツの等斜状向斜構造をつくっている。岩質の特徴として、水無川流域では超塩基性岩・変斑れい岩・変玄武岩などのブロックや連続性のよい酸性凝灰岩層を含み、また、佐梨川流域では変斑れい岩ないし閃緑岩・変玄武岩のブロックを含むことが挙げられる。

なお、水無川下流には、接触変成を受けていない泥質片岩-準片岩が南北性の断層に境されて分布する。

水無川変成岩類中の、チャートラミナイト中にしばしばスランプ褶曲が発達するが、明らかに後成変

形によるとみられる次のような構造が観察される(植村・竹之内, 1984)(第19図).

(1) イントラフォリアル褶曲: 軸部がかなり鋭角的な角型のものと円型のものがあり, いずれも珪質層をコンピテント層として形成されている. 形態的には tight close fold で, 2分の1波長・振幅ともに数cmのものが多い. 珪質層のレンズが褶曲した根無しタイプのものもあるが, これは堆積性の可能性もある(第21図).

(2) シェス褶曲: 今のところ佐梨川流域で少数認められるにすぎない. YZ断面に相当する楕円の長径が30cm-1m程度, 産状はイントラフォリアルである.

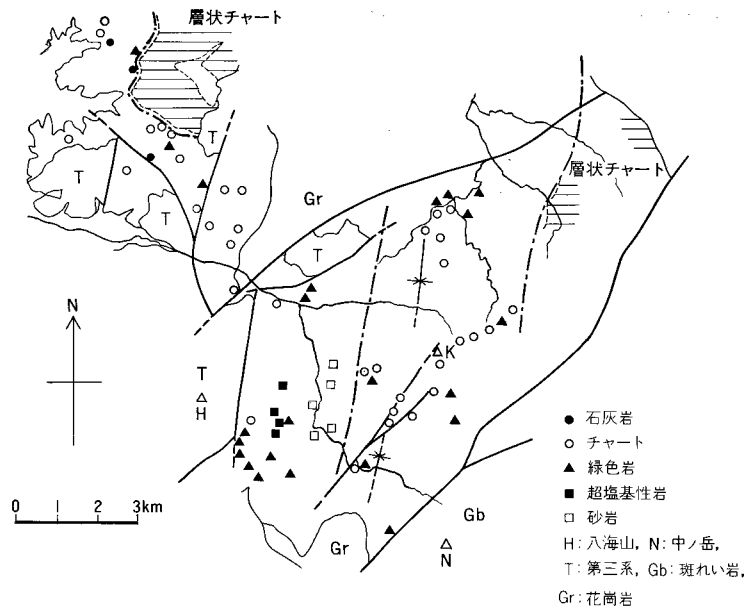
(3) クレニユレーション クリベッジ: 水無川上流の半波長5mほどのイントラフォリアル褶曲の軸部に発達する. 劈開面は小褶曲の軸面, したがって片理面に一致し劈開面の間隔は2-5cm程度である(第22図).

(4) ドラッグ断層: 引きづりを伴う延性断層タイプの小断層で水無川流域に広く分布する. 断層面は走向東西で垂直に近く, 露頭面での長さは10-30cm程度で, これに沿って石英脈ができていている場合がある. 次のキンクバンドに切られている.

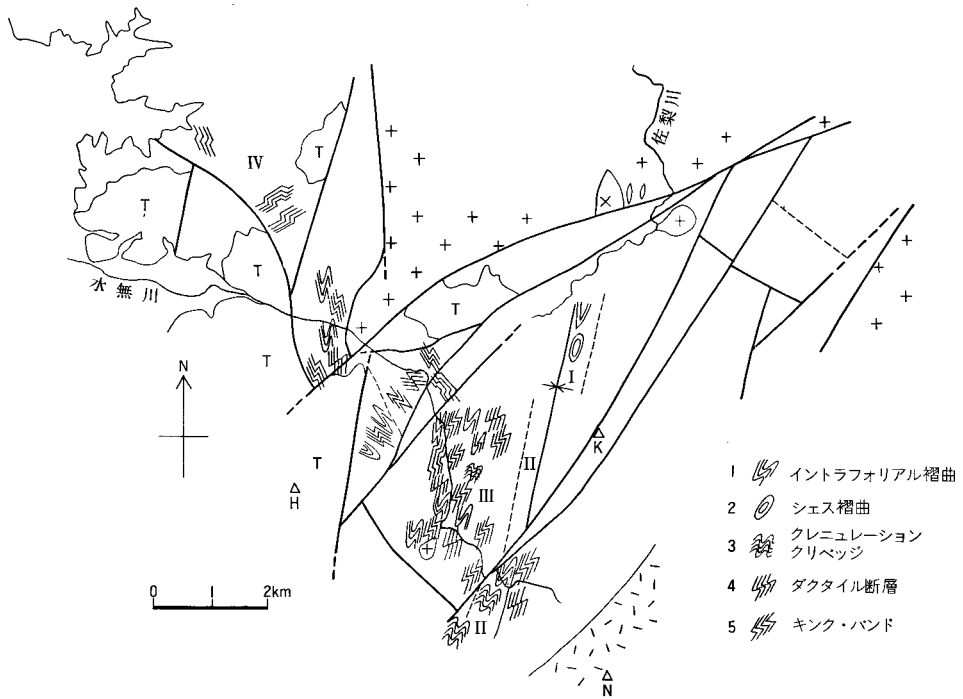
(5) キンクバンド: 水無川地域でフォリエーションの良く発達した岩石に広く形成されている. 水平面に近い産状の観察されるものが多いので, この位置でみて, キンク面に沿う見かけの運動と区別する

第2表 水無川変成岩の鉱物共生

原 岩	鉱 物 組 合 せ
泥 質 岩	石墨-黒雲母-斜ユーレン石-緑色角閃石-石英-斜長石 石墨-白雲母-緑泥石-石英 石墨-黒雲母-緑泥石-石英-斜長石 石墨-白雲母-黒雲母-石英-斜長石 石墨-白雲母-黒雲母-ザクロ石-石英-斜長石 方解石-白雲母-黒雲母-石英 石墨-黒雲母-白雲母-緑泥石-斜長石-石英 石墨-黒雲母-ザクロ石-石英
石 灰 質 岩	方解石-緑レン石-石英 方解石-透輝石-石英-斜長石 方解石-透輝石-斜ユーレン石-石英-斜長石 無色角閃石-石英-斜長石 方解石-緑色角閃石-石英
塩基性凝灰岩	石墨-緑泥石-黒雲母-緑レン石-淡緑色角閃石-石英-斜長石(方解石-リンカイ石) 石墨-黒雲母-緑レン石-斜ユーレン石-青緑色角閃石-石英-斜長石 方解石-磁鉄鉱-緑泥石-緑色角閃石-斜長石 磁鉄鉱-黒雲母-緑色角閃石-石英-斜長石 緑レン石(または斜ユーレン石)-緑色角閃石-石英-斜長石 透輝石-斜ユーレン石-緑色角閃石-石英-斜長石
珪 質 岩	石墨-緑泥石-セリサイト-緑レン石-斜長石-石英 緑色角閃石-斜長石-石英 黒雲母-緑色角閃石-石英



第 18 図 水無川変成岩類中の異地性ブロック分布図(竹之内, 1986)



第 19 図 水無川変成岩類の小構造分帯図(竹之内, 1986)  
N: 中ノ岳, H: 八海山, K: 駒ヶ岳, T: 新第三紀層



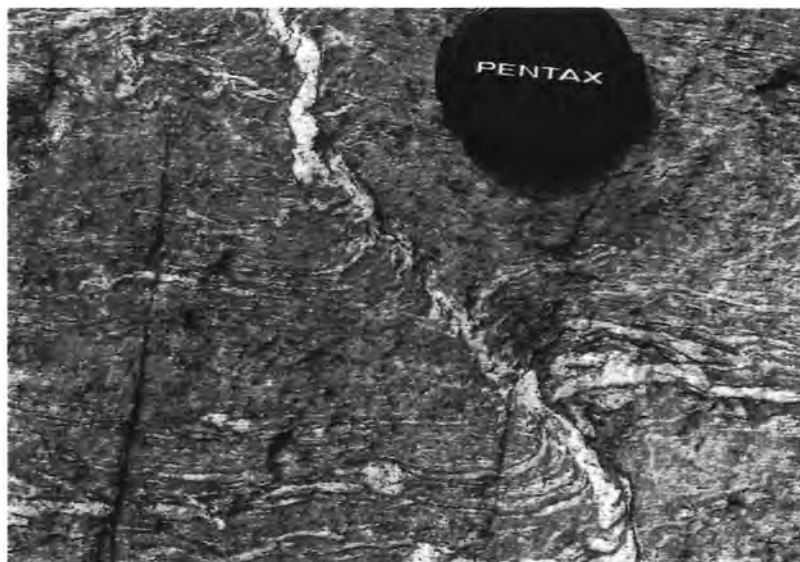
第20図 チャートラミナイトの Kink band



第21図 水無川変成岩類中に発達する Intrafolial 褶曲



第22図 水無川変成岩類中に発達する Crenulation Cleavage



第23図 水無川変成岩類中に発達する Ductile fault

と、組み合わせによって4種類が分類される。さらに配列状態としては共役状・雁行状・単斜状のものがあり、最後のものは、斜め座屈による非対称小褶曲と区別困難なものもある。キンクバンドの発達はチャートラミナイト様岩や酸性凝灰岩に良好で、大きさは幅1-2cm、長さ10cm前後のものが最も多い(第24・25図)。

(6) ミロナイトバンド：幅1-10cm程度のもので、ホルンフェルス化を受けている(第26・27図)。

以上のような変形小構造以外に顕微鏡下で観察される何種類もの変形微小構造があるが、これについては省略する。

水無川変成岩類に発達する変形小構造の共存状況は暫定的に4つに分帯することが可能であり、それらの空間的配列状況は第19図のようになる。

### Ⅲ. 1. 4 水無川変成岩類中の異地性ブロック

#### (1) 八海山稜線付近に分布する変斑れい岩

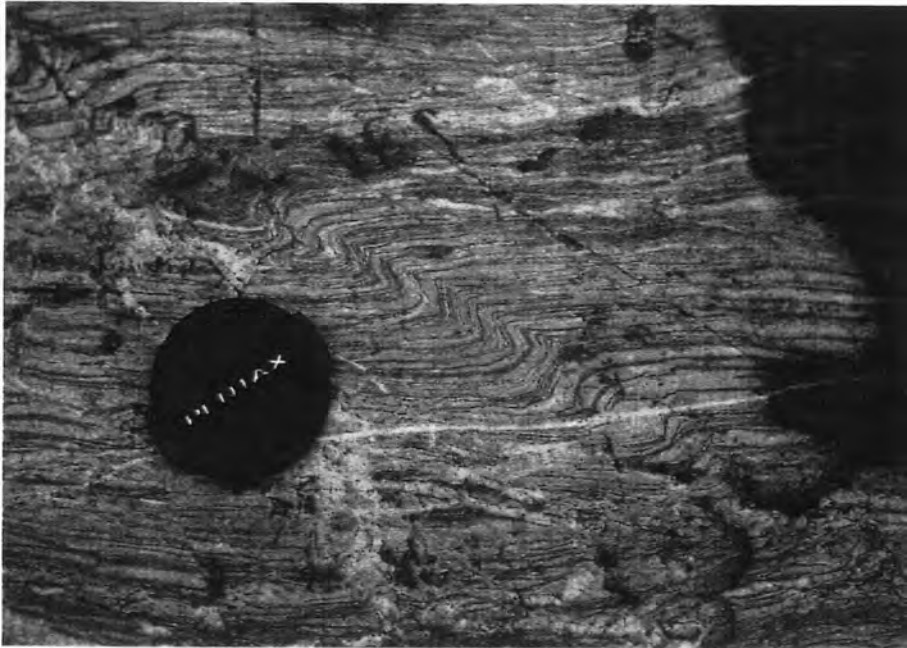
水無川変成岩類の泥質片状岩中には、片麻状角閃石変斑れい岩、角閃石斑れい岩、変玄武岩、変塩基性凝灰岩、変輝緑岩、蛇紋岩が分布する。これらの諸岩石は、いくらかの圧砕作用を蒙っており、中でも、激しい圧砕作用を受けたものは、ほとんど以前の鉱物及び組織を残していない。

##### a. 片麻状角閃石変斑れい岩 (Gb)

肉眼的には、片麻状構造が認められる濃緑-緑色を呈する中粒-粗粒斑れい岩である。鏡下では、普通角閃石は、淡褐色-淡緑色を呈し、一般に半自形-他形である。粒径は最大が4mm程度で、平均0.5-0.8mm程度である。Cataclastic bandが発達しているが、その圧砕方向に沿って、劈開面が分離し、



第24図 水無川変成岩類に発達する monoclinic kink band

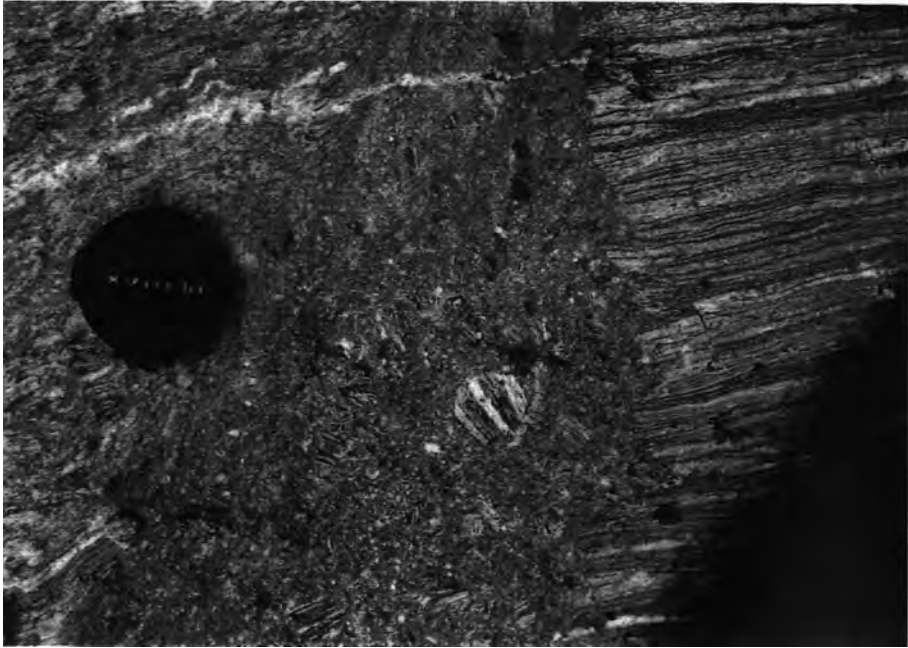


第25図 水無川変成岩類中に発達する kink band, sinistral 及び reverse type



第26図 水無川変成岩類中に発達する ductile mylonite band





第27図 水無川変成岩類中に発達する ductile mylonite band

短冊状になっているのがしばしば観察される。また、変形をうけたものは、波動消光を示す。また、屈曲、折れまがり等の他、キंकバンドや半波長1mm、振幅1.2mm class 1B-1C (Ramsay, 1967) 程度の褶曲が認められる。Cataclastic bandの周囲では、劈開面に沿う slip で板状になったものが、針状の角閃石に移り、さらに、針状のアクチノ閃石に交代されているのが観察される。アクチノ閃石は、淡緑色-無色、粒径は0.3-1mm程度で針状を呈する。産状には、細粒の針状結晶が方向性をもたずに散らばるようになっているものと、普通角閃石の縁を針状に交代するものの2つがある。斜長石は粒径が平均0.5-1mm、最大1.8mm程度で、しばしばアルバイト式双晶を呈する。全体的にセリサイトなどにより汚濁されている。結晶内に及ぶ変形もよく認められ、微小断層やキंकバンドが観察される。キंकバンドは、リバースタイプのもが多く、引きずりを伴うものも存在する。共役キंकバンドの場合、一般に共役剪断面角  $2\theta$  は  $2\theta > \perp R$  である。斜長石同士の粒間は、しばしば縫合状の形態を示しながら、それぞれが接しているのが観察される。

#### b. 角閃石斑れい岩 (Gb)

肉眼的には、濃緑色-黒色、中粒-細粒斑れい岩である。顕微鏡下では、普通角閃石は、粒径が平均0.5-0.8mm程度で、淡緑色-淡褐色を呈し、青緑色を示すものも認められる。後の変形(圧砕作用)によって劈開面に沿い分離を起こし、板状にバラバラになっているのがしばしば観察され、劈開面に沿い緑泥石化している場合がある。波動消光・屈曲・キंकバンドが認められる。また、cataclasisをうけた細粒部には、緑泥石やセリサイトが生成しており、青緑色普通角閃石の縁をアクチノ閃石が交代し、その周囲を緑泥石がとり囲むように生成している場合もある。緑レン石は、cataclastic band内の細粒基質



第28図 水無川変成岩類中に発達する石英脈の層 folow による変形

内に散らばるように存在する。また、脈中には、緑レン石・緑泥石・斜長石・石英が充てんするものと、緑レン石がほとんど充てんするものがあり、後者の場合、緑レン石の結晶の伸長方向は、脈の伸長方向と直交することがしばしばある。特に圧砕化が著しいものでは、肉眼的に、片麻状角閃岩変ハンレイ岩様に見えるが、顕微鏡下では、火成岩の組織は残しておらず、角閃石などは残っていないが、斜長石はかろうじて原形をとどめており、圧砕が著しい。全体にセリサイト・緑泥石などの粘土鉱物に移化しており、極細粒の不透明物質が充てんしている。セリサイト・緑泥石の葉片がフォリエーションを特徴づけている。

## (2) 緑色岩 (Gr)

八海山から中ノ岳に至る稜線及びそれより南部に多く分布している。

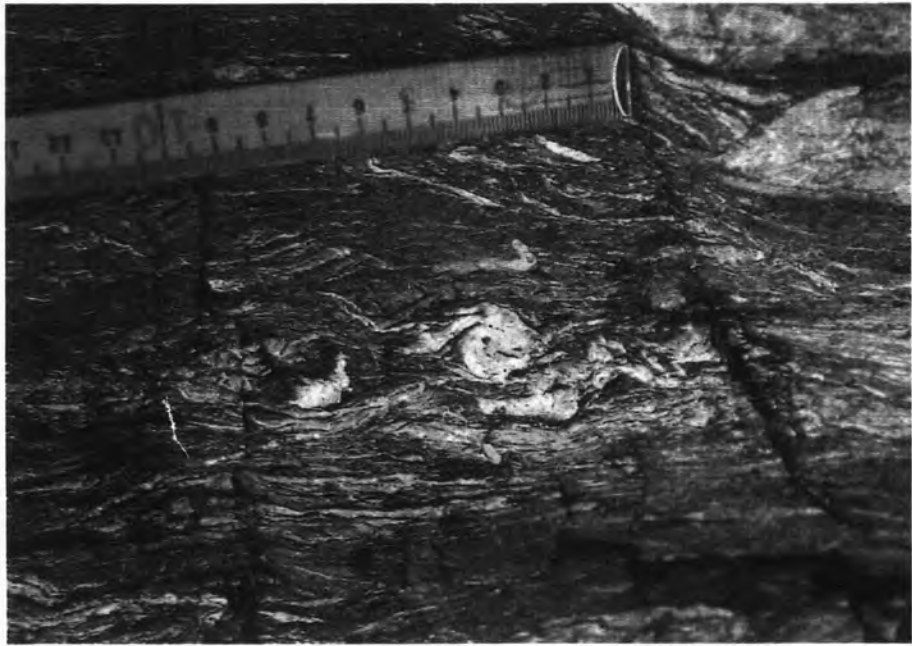
### a. 変玄武岩 - 変塩基性凝灰岩

肉眼的には、淡緑-緑色を呈し、細粒である。顕微鏡下では、針状のアクチノ閃石・緑レン石・斜長石が存在する。また、径0.5cm程度の滑石・クロムスピネルからなる包有物をもつ。滑石は、以前はカンラン石(ダナイト)で、後の接触変成作用で交代したものと考えられる。この岩石中の小脈は緑レン石が充てんしている。

### b. 変閃緑岩

柱状で自形の普通角閃石が無方向に配列し、アクチノ閃石が、普通角閃石の縁を交代したり、あるいは、単独の針状結晶として存在する。また、石英は汚濁をまぬがれ、鮮明である。鉱物組合せ、組織より、閃緑岩起源と推定される。

## (3) 超苦鉄質岩 (UI)



第 29 図 水無川変成岩類中に発達する石英脈の右横ずれ変位

五竜岳北方に分布し、ダナイト起源のもので、多くは蛇紋岩に変化している。

(4) 砂岩 (S) 珪質、細 - 中粒のものが多い。

(5) チャート (ch) 灰色層状チャートが主で、一般に再結晶している。

### Ⅲ. 2 非変成中生界 - 干溝層群

#### Ⅲ. 2. 1 概説

八海山地域に分布する非変成中生界は足尾帯西帯に属し、北西隅の水無川中流北岸地域と北東隅の奥只見ダム西方、すなわち只見川支流の仕入沢流域に狭く分布する。

八海山地域北西方、すなわち小出東方の古期堆積岩類として一括されてきた中生界は、層状チャート・頁岩層で特徴づけられる上権現堂山層群と構造的に上位にくるオリストストローム相で特徴づけられる干溝層群とに二分される (竹之内, 1986; 柳沢ほか, 1985; 茅原, 1986c)。本図幅地域にはこのうち干溝層群のみが分布している。新たに定義した干溝層群は頁岩層及び砂岩頁岩細互層を主体とし、緑色岩・砂岩・石灰岩及びチャートをブロックとして含むオリストストローム相で特徴づけられる。本層群は前述の上権現堂山層群の上位に整合的に累重するものと考えられる。

干溝層群は下位の大桑原累層と上位の茗荷沢累層とに区分される。大桑原累層は下部に厚いチャート層を挟み、上部は上述のオリストストローム相で特徴づけられる。茗荷沢累層は珪質層頁岩層の細互層

及び葉状頁岩を基質として、異地性岩塊をあまり含まず砂岩頁岩の細互層を主体とする岩相を示すもので、新たに定義したものである。大桑原層と茗荷沢層は整合関係である。

### Ⅲ. 2. 2 大桑原累層 (Ok)

**地層名** 新称 (柳沢ほか, 1985).

**模式地** 南魚沼群大和町大桑原東方の沢沿い (北隣須原図幅地域内).

**分布** 本図幅地域北西の干溝東方から大池川上流部にかけて広く分布している。南東部は本図幅地域内の高石沢上流地域まで分布している。

**層厚** 1,100m +

**層序関係** 東部では高石沢断層によって水無川変成岩類と接している。北隣の須原図幅地域内では花崗岩によって貫入されている。

**岩相** 大桑原累層は岩相によって上・中・下部の三部層に区分される。

下部層は、佐梨川以南では層状チャートを主体とし (第 30 図), 2-3cm オーダーで間に頁岩の薄層をフィルム状に挟む。また、しばしば黒色頁岩層を挟んでいる。砂岩のレンズを挟み、しばしば不規則な波曲構造を呈する。所によりスランプ構造が発達している。

中部層は小出図幅地域の干溝付近から大桑原南東方、さらに八海山地域北西部にわたり広く分布している。上位の茗荷沢層とはNW方向の大桑原断層で接する。

中部層は主として黒色頁岩からなり、層状チャート・石灰岩・緑色岩などのブロック (2m-十数m) を含むオリストストローム相である。黒色頁岩はラミナ構造が顕著に認められる。部分的に珪質岩のレンズ状薄層を挟んでいる。やや千枚岩質のものを鏡下で観察すると、緑色の珪質部と黒色泥質部とが細かく互層している。泥質部は主として顕著な方向性をもつイライトの鱗片状細粒結晶の集合体からなり、石英・斜長石の角ばった細片が散点している。ところどころに緑泥石を混じえる石英細片からなるチャート質部分が小礫あるいはレンズ状に挟まれている。緑色珪質部は石英・斜長石の細片が多く、緑泥石及び少量のイライトがその間を充填している。

層状チャートのブロックは、数十mのものから1-2mのものまで大きさは種々で、下部層全体を通じて含まれている。不規則塊状のものや層状のものまで形状も変化に富む。一部には層状チャートもあるが、大部分は塊状で粗粒な外観を呈する。

緑色岩ブロックは本層のうちでも特にその最下部 (湯谷東方, 大桑原北東方) に多い。これらは1-数mの小岩体として含まれる。岩質は緑色細粒岩で変玄武岩質である。

石灰岩ブロックは、同様に中部層のうちでも特に最下部 (湯谷東方) に多く含まれている。大きさは数m前後のものが多い。色は淡灰-灰白色を呈し結晶質で、化石は産出しない。

上部層は、一般にラミナ構造のよく発達した黒色頁岩から構成されている。剥理性が顕著なところが多い。下部層に比べて異地性ブロックは少ないが、チャート・珪質頁岩・緑色岩ブロックを少量含んでいる。

黒色頁岩には、しばしばスランプ構造が認められ、一部 (板木南方) では砂岩と互層するところがある。ラミナ構造の著しい頁岩 (板木東方) は、鏡下では泥質部と珪質部の薄互層からなり、前者が卓越して

いる。このうち珪質部は厚さ1mm以下で、主として石英の粒状集合体からなり、少量の斜長石と緑泥石は存在する。一方泥質部は主としてイライトの微細片の集合体からなり、石英の細片が少量散在している。またイライト-緑泥石がすじ状に散在している。

板木南方の頁岩層は全体としてスランプ構造を示し、チャート・珪質頁岩の1m前後のブロックを含んでいる。更にアプライト質花崗岩のブロック(30-50cm)が少量含まれているのが注目される。鏡下では珪質部と泥質部の極薄層の互層をなす。全体としては波曲状を示す微スランプ構造がある。珪質部は0.25mm以下の厚さで、主に石英からなり緑泥石の微片を伴う。一方泥質部は主にイライトの集合体で緑泥石を少量混じえており、石英・斜長石の細片が散点している。

ブロックとしては、チャートのほかに、緑泥石珪質岩・緑色岩・砂岩などがある。緑色岩は変玄武岩(15cm-1m)(雷土北方、虫野北方)、変斑れい岩、超塩基性岩(虫野東方)などで少量含まれている。

**地質構造** 大桑原累層は全体としては西方に緩く傾斜する単斜構造を示している。

地層の傾斜からみると、中部層のうち東半部は $30^{\circ}$ 以下で、 $15-20^{\circ}$ の緩傾斜を示すものが多いが、西半部(干溝-湯谷間)は急傾斜帯となり $40-50^{\circ}$ 西の傾斜をもっている。更に上部層になると、再び緩傾斜となり $20^{\circ}$ 前後西へ緩傾斜している。大桑原南東地域(八海山図幅地域)では、中部層は次第に走向が東西方向から北東方向に変わり、南あるいは南東方向に傾斜している。本図幅地域では上部の茗荷沢層とは全体としてNW方向の断層(大桑原断層)によって接している。小構造については特に特徴はないが、上部層の一部にはキंक褶曲が認められる。

**化石・時代** 大和町大桑原東方に露出する下部層の層状チャートから、佐藤(1981, MS)は、*Neospathodus*, *Anchignathodus*, *Diplodolella*, *Prioniodina* (*Cypr-idodella*), *Hindeodella* 属のコノドント化石を検



第30図 大桑原層のチャート

出し、その時代を三畳紀前期(?)とした。

### Ⅲ. 2. 3 茗荷沢累層 (My)

**地層名** 新称.

**模式地** 南魚沼群大和町茗荷沢付近(西隣十日町図幅地域内)

**分布** 本図幅地域の北西部で、大桑原断層の南西側に分布し、更に南東では水無川以北に分布するが、かなりの部分は中新統の城内層群によって覆われている。

八海山地域の北西隅地域では干溝層群下部の大桑原層及び茗荷沢層の南部が分布している。そのうち大桑原層の東部は水無川変成岩類と断層で接し、また、南部および東部の一部では新第三紀の城内層群最下部の安山岩および同質凝灰角礫岩層によって不整合に被われている。

**層厚** 800m+

**層序関係** 本図幅地域内では下位の大桑原層とはNW方向の断層(大桑原断層)で接するが、南東隣八海山図幅地域内の水無川支流高石沢上流では干溝層の上位に整合に重なっている。中新統城内層群に不整合に覆われる。

**岩相** 黒色頁岩の薄層と1-2 cmの細粒砂岩との細互層を主体としている。一般に剥理性が顕著であって板状に割れ易い。一部は千枚岩質となり、破面は強い光沢を持つ。塊状砂岩・チャート・緑色岩の小ブロックをまれに含んでいる。

茗荷沢付近の黒色頁岩は、肉眼的には黒色千枚岩質頁岩が主で片理様構造がよく発達している。厚さ4 mm以下の石灰質層と頁岩層とが細かい互層を形成している。片理面は強い黒色光沢を持つ。鏡下では、泥質部は結晶度のよいイライト片の集合層とイライト・緑泥石からなる層との細互層からなり、いずれもよい定方位配列を示す。石灰質部は再結晶した方解石粒集合体からなる。

**地質構造** 一般走向は北西-南東から北東-南西に転じ、西または南方に傾斜している。本図幅地域内では、西部は北西-南東、東部は北東-南西方向の走向を示し、西あるいは北西に20°-50°の傾斜を有している。小構造として特記することはないが、水無川に近いところでは変形が強くなる傾向を示している。

**化石** 未発見である。

### Ⅲ. 2. 4 奥只見ダム西方地域の未区分非変成中生界 (Pm)

本地域では黒色頁岩層と変形の著しいチャートラミナイト様岩が分布している。八海山地域北側の須原図幅地域内には二畳系・三畳系及び一部にはジュラ系に属する中生界の黒色頁岩、砂岩頁岩互層が広く分布し、黒又川流域では黒又川層群(三崎, 1980)、末沢川では末沢川層群(黒川ほか, 1985)、只見川東方では黒谷層群(芝野, 1985)などの名称が与えられている。

八海山地域北東部に分布する黒色頁岩層は上記の中生界の南への延長部に相当する。

黒色頁岩層: 黒色で板状、一部塊状の泥岩を主とし、ごく一部に礫岩を挟む。本層は北部および東部(只見川本流及び袖沢流域)に広く分布するものの一部である。本層の特徴は大小の超塩基性-塩基性の岩石類を異地性ブロックとして多く含んでいることである。この岩石類については後述する。

チャートラミナイト層：本層は奥只見ダム西方の仕入沢上流に分布し、黒色頁岩層の西側に沿って北西-南東方向に延びている。黒色頁岩層と断層で接する。本層は厚さ1cm以下の珪質部と頁岩との互層からなり、複雑な変形をうけており、一見、水無川変成岩に類似している。

本地域の非変成-弱変成堆積岩類の顕微鏡写真を第1図版に示してある。

### Ⅲ. 2. 5 岩脈類

本地域北西隅に分布する大桑原層及び茗荷沢層には石英斑岩及び流紋岩の岩脈類が少数分布している。

石英斑岩：大桑原層を貫く、走向NEEで幅20m、長さ約400mである。肉眼的に灰白色を呈し、1mm以下の石英及び長石の斑晶が認められる。

流紋岩：大桑原層及び茗荷沢層を貫いて4本の岩脈がある。いずれも幅10m以下で走向はNWを示し、延長200m程度である。灰白色緻密で、無斑晶質である。

## Ⅲ. 3 非変成中生界中の超塩基性岩及び塩基性岩ブロック

八海山地域及び周辺地域に分布する超塩基性-塩基性岩体は、足尾帯の中に存在するオリストリスと、上越帯の中に存するオフィオライトメランジを構成するものとに区分することができる(第31図、第3表)。

### Ⅲ. 3. 1 未区分足尾帯(奥只見ダム西方地域)の異地性ブロック

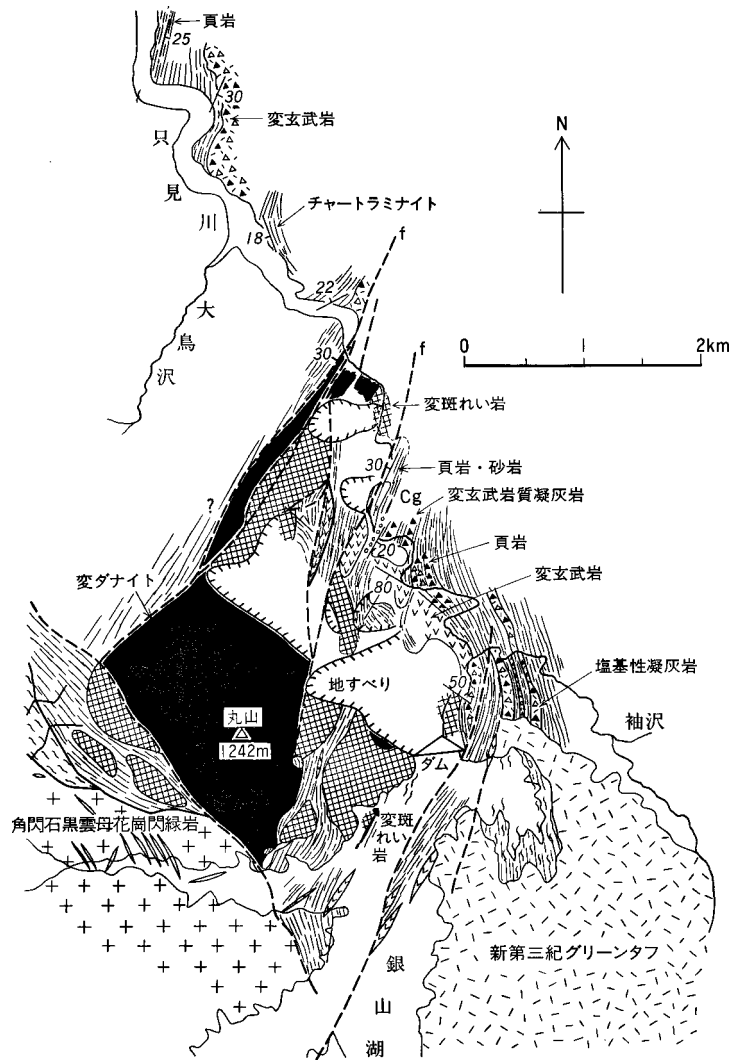
奥只見ダム西方地域に超塩基性岩・変斑れい岩・変玄武岩類の岩体が存在している(茅原, 1984b)(第31図)。

第3表 足尾帯のオリストリスと上越帯オフィオライト岩体の分布

上越オフィオライト岩体	足尾帯のオリストリス
5. 至仏山(メタグナイト, ハルツパージャイト, 変はんれい岩, 変閃緑岩)	1. 奥只見ダム地域(グナイト, 変はんれい岩, 変玄武岩)
6. 川場(蛇紋岩, 変はんれい岩, 片状岩, 石灰岩)	2. 荒沢岳北斜面(クリノパイロキシナイト, 蛇紋岩)
7. 岩室東方(蛇紋岩, クリノパイロキシナイト, 角閃岩)	3. 南沢中流(クリノパイロキシナイト)
8. 戸倉(超塩基性岩, 変はんれい岩-閃緑岩, 変玄武岩)	4. 利根川下流柿平東方(変はんれい岩, 変輝緑岩, 緑色岩, 片状メタベイサイト)
11. 中ノ岳(コートラングイト, 変はんれい岩, 変輝緑岩, 角閃岩)	9. 小出南東方(超塩基性岩, 変はんれい岩, 変緑色岩)
	10. 六日町東方(変はんれい岩, 緑色岩)

このうち、八海山地域内に分布するものは次のようである。

11. 中ノ岳(コートラングイト, 変はんれい岩, 変輝緑岩, 角閃岩)	1. 奥只見ダム地域(グナイト, 変はんれい岩, 変玄武岩)
	2. 荒沢岳北斜面(クリノパイロキシナイト)



第 31 図 奥只見ダム地域地質図(茅原, 1985)

この地域では、一部蛇紋岩化したダナイトと角閃石変斑れい岩が約 $4.0 \times 2.7$ kmの区域に分布している。変かんらん岩, 蛇紋岩, 変斑れい岩, 変玄武岩-変輝緑岩, などに細分される。これらは超苦鉄質ないし苦鉄質岩であって、珪酸分が少なく鉄分やマグネシウム分の多い岩石である。これらの岩石類は、かつては中古生界中に貫入した火成岩類と考えられたものであるが、現在筆者らは、これらは中古生層の粘板岩(あるいは泥岩)の中に包有されているオリストリス(異地性岩塊)であると考えている。

変ダナイト(Du): この岩石は丸山一帯を構成して分布している。新鮮なものは暗黒色、塊状であるが、風化したものは暗褐色を呈する。転落した岩塊は表面が黄褐色の風化殻で被われている。一部のものは結晶粒の差異によって縞状構造を呈する。



変ダナイト岩体は中央部に位置し、丸山(1,242m)を中心として分布している。鏡下では、カンラン石が残存し、トレモラ閃石を多量に生じており、蛇紋石からなるメッシュ構造がよく発達している。一部には縞状構造が発達し(第32図)、また、それらが小断層によって繰返し変位しているところがある。

変斑れい岩(Gb)：変斑れい岩はいくつかの岩体に分れて黒色頁岩の中に含まれており、変かんらん岩体を取囲むように分布している。塊状で一様なものと、角閃石の多い優黒質の部分と斜長石の多い優白質の部分とが互層して縞状構造を呈する部分とがある。肉眼的には粗粒であって、ゴマシオ状の外観を呈する(第33図)。

顕微鏡下では緑色-緑褐色を呈する角閃石と斜長石からなる。斜長石はしばしば斜ユーレン石粒で交代され、一般に変質により汚濁している。

蛇紋岩(Sp)：変斑れい岩に伴い、剪断帯や断層に沿ってわずかに分布する。その一部はシルバーライントンネル八崎口にやや広く分布し、また、ダム右岸にもわずかに分布している。更にその連続と考えられるものがシルバーライントンネル内にも存在している。

角閃石変斑れい岩は、黒色頁岩によって隔てられ、一部は断層関係をもって変ダナイト岩体の両側に分布している。西側では、断層によって境され、斑れい岩のブロック状岩体を含む黒色頁岩があり、更にその西側には変形の著しい砂岩頁岩層が分布し、花崗閃緑岩によって貫入されている。南側では、変斑れい岩は黒色頁岩に隔てられて3つの岩体として分布している。北部では、露出不良であるが、頁岩によって隔てられて斑れい岩がある。変斑れい岩は、一部に単斜輝石が残存するが、大部分は緑色角閃石とソーシユライト化した斜長石からなる。一般に片麻状構造が発達しているが、ところにより著しい剪



第32図 奥只見ダム西方の丸山の変ダナイトにみられる層状構造



第 33 図 奥只見ダム西方の変斑れい岩の層状構造と優白質部

断を蒙っている。

緑色岩(変玄武岩・同質凝灰岩)ないし変輝緑岩(Grk): 変玄武岩はいくつかの層状の岩層として黒色頁岩の中に介在しており, 変斑れい岩の見掛け上, 上位に重なっており, これを取巻くように分布している。

肉眼的には塊状で暗黒色を呈するものと凝灰角礫岩様を呈するものがある。一部のものは緑黒色を呈する。

顕微鏡下では輝石が残存し, 一部は角閃石化しているが, 明らかに玄武岩組織を残している。

変玄武岩は, 只見川本流沿いに分布する。その西側の変斑れい岩との間には黒色頁岩層があり, 北部ではこの上に 30-50° の傾斜で重なっている。ダム北側の地点では, 著しく不均質で, しかも角礫状を呈する斑れい岩の上に砂質泥岩が重なり, その見掛け上位に変玄武岩が分布している。本流左岸の変玄武岩は一般に塊状であり, 所により黒色頁岩・礫岩を挟んでいる。東岸支流の袖沢では見掛け上位の頁岩層が淡緑色変玄武岩質凝灰岩と互層している。

北部の断層近くでは, 変斑れい岩と超塩基性岩とが混在する部分がある。この岩体と北側の頁岩層を境する断層沿いでは, 頁岩層中に引きずり褶曲が形成されている。

上記のような産状からみて, ダナイト・変斑れい岩体は, 足尾帯最西側の頁岩中のオリストリスである可能性が極めて大きい。

### Ⅲ. 3. 2 荒沢岳北斜面の超塩基性岩オリストリス

只見川支流の北ノ又川と中ノ岐川との間にそびえる荒沢岳(1,968m)北斜面において, カンラン石クリ

ノパイロキシナイトやハルツバージャイトなどの超塩基性岩が0.3-2.5m大の大小のブロックとして黒色頁岩中に産する。このため、全体として礫岩様の露頭景観を示している。カンラン石の一部は蛇紋石化している。黒色頁岩のうち、北側のものはホルンフェルス化を蒙っており、更に北側に分布する花崗岩とは断層で接している。黒色頁岩層は全体として南方に傾斜しており、著しいシアーを蒙っている。南側は荒沢岳を構成する石英ひん岩によって貫入されている。この頁岩も岩質からみて足尾帯最西側のものの一部と考えられる。

#### IV. 上越帯の中ノ岳変斑れい岩類 (Gbn)

(茅原一也・小松正幸)

##### IV. 1 概 説

上越帯東縁部(片品帯)には、北から中ノ岳変斑れい岩類、至仏山超塩基性岩体、戸倉オフィオライト岩体、川場超塩基性岩-変斑れい岩-片状岩複合体、岩室東方超塩基性岩体などが南北方向に不連続的に配列している。

これらは、いずれも変形度の高い片状岩(泥質岩・珪質岩・塩基性凝灰岩起源の岩石)を密接に伴っている。構成岩は、超塩基性岩・変斑れい岩-閃緑岩・変玄武岩などであって、全体としてオフィオライト性の岩石類である。しかし、これらは構造的に連続性を示さず、個々の岩体は、それぞれ別個の配列方向を示している。

中ノ岳コートランダイト・変斑れい岩-輝緑岩・角閃岩体(茅原ほか, 1976, 1982b)は片品帯の最北部に位置しており、西隣の十日町図幅地域の三国川下流左岸地域まで延びて分布している。北側は水無川変成岩類と断層で接し、南側は奥利根(上部三畳紀)層群と断層で接している。

新潟県南魚沼郡三国川上流域において、東西約15km、南北約10kmにわたり広く角閃石変斑れい岩体が露出している。この斑れい岩体は上越帯に数多く点在する斑れい岩体のうちで最大のもので中ノ岳変斑れい岩体と呼び、それを構成する岩石を中ノ岳変斑れい岩類と呼ぶ。

中ノ岳斑れい岩体の北部には鉱脈型のPb-Zn鉱床があり、かつて東邦亜鉛南越鉱山として開発された。この地質と鉱床については佐々木(1961, 1965, 1968)の詳しい研究がある。これを除くと中ノ岳変斑れい岩類については不明な点が多かったが、1975年筆者らの地質調査により岩体の全貌を把握するに至った。しかし、県境地帯は地形が峻嶒を極めるため、未だ不明の点も残されている。

中ノ岳変斑れい岩体の貫入時代については不明であり問題が残されている。K-Ar年代の測定では花崗岩の貫入の影響と考えられる若い年代を示す。しかし、上越帯の生成史から推測して古生代末-三畳紀

初期と考えられている。

中ノ岳変斑れい岩類は、全体として広域変成作用を受けている。その鉱物組合せは、総括的にみて、緑色角閃石-酸性斜長石-斜ユウレン石 (= 緑レン石) であって、緑レン石-角閃石相のうちで低温型のものに属すると考えられる。斑れい岩体に隣接する水無川変成岩の鉱物組合せも同様な変成相に属するようである。

中ノ岳変斑れい岩類を変斑れい岩として取扱う場合には、原岩がどのようなものであったかという問題が残る。角閃石類その他成分鉱物の化学組成について十分な検討をしていないので結論的なことは言えないが、一部に輝石の残晶の存在すること、また褐色角閃石が一部に見られ周縁部で淡緑色角閃石に移過すること、などから判断して原岩としては角閃石-単斜輝石斑れい岩を一応考えておきたい。

中ノ岳変斑れい岩体は主に片麻状角閃石変斑れい岩からなる。野外観察では次のものが区別される。すなわち、コートランダイト、角閃石変斑れい岩-粗粒・中粒・細粒斑れい岩ペグマタイト、優白質変斑れい岩-角閃岩質変輝緑岩、及び角閃岩である。また、一部には閃緑岩質のものがある。

これらは大別して2つのグループに区分される。そのうち1つはキュミュレート角閃石に富む優白質な変斑れい岩で、若干のトロクトライト、カンラン石斑れい岩及び、輝岩を伴っている。他の1つは非集積岩である。

角閃石変斑れい岩体の一部に、変かんらん岩および蛇紋岩のような超塩基性の小岩体が伴っている。これらはいずれも断層あるいは剪断帯に沿って侵入したものと考えられる。

変斑れい岩の一部には片麻状構造が発達しており、断層や剪断帯では著しい剪断縞状構造が認められる。

片麻状構造が発達するものでは、中粒-細粒部と優白質粗粒部とが互層する場合と粗粒-ペグマタイト質部が細粒部中に脈状に延長する場合などが区別される。そのほかに、粗粒でも角閃石が一定方向に伸長して片状構造を呈するものなどがある。

## IV. 2 構造及び岩相

中ノ岳変斑れい岩体には全体的に片麻状構造の発達がみられ、更にいくつかの断層によって切られており、また破碎帯がいくつか認められる (第 34 図)。

十字峡から中ノ岳への登山路沿いでは、細粒-粗粒の角閃石変斑れい岩、優白質斑れい岩、角閃岩などが交互に分布しており、更に、前述のように粘板岩帯を挟んでいる。これらの岩石類はいずれもほぼ南北方向に伸びた帯状構造を示している。

丹後山登山路では、細粒の輝緑岩質斑れい岩、やや粗粒優白質斑れい岩が交互に伴い、角閃岩が多い。また、花崗岩に接して片状粘板岩ホルンフェルスの薄い挟みがある。鏡下で、この片状岩は水無川変成岩類の中の緑色岩とほぼ同質のものであって、主に斜ユウレン石-淡緑色角閃石からなるやや粗粒の部分と、泥質岩起源で微粒・波曲状の雲母様集合体とからなり、さらに再結晶度の低い clastic な部分とが細かく互層している。県境の稜線地帯には変玄武岩質-変輝緑岩質岩が広く南北方向に帯状分布をし、兎岳付近のものに続いている。

十字峡から以東の三国川本流沿いの地域では、その東半分(ひん岩脈より柄ノ又沢の間)において顕著な片麻状構造が発達する。片理面は $N10^{\circ}-70^{\circ}W$ 方向で南西方向に $30-80^{\circ}$ の傾斜を示し、西方のものほど南北方向に変わっている。これらの斑れい岩は、粗粒優白質斑れい岩、細粒斑れい岩が5-20cmの幅で互層する状況を呈している。この地域の斑れい岩は岩体全体の中で最も粗粒部が卓越している。なお、この地域にはペグマタイト質部分が多いことも特徴である。ひん岩岩脈から以西では片麻状構造がやや不明瞭となるが、部分的にはNW-SE方向を示す。そして細粒質の斑れい岩が多い傾向を有している。

三国川上流部において、上記の岩石類の南への延長部では西側の花崗閃緑岩体に近い部分では中粒優黒質の斑れい岩であるが、東方へ次第に細粒となり角閃岩質のものに移化している。これには弱い片理がしばしば認められる。この中の岩脈としては、幅10cm-10m程度の花崗閃緑岩・アブライト・ひん岩などがある。

十字峡以西の三国川本流域では、細粒質の斑れい岩が多く、片麻状構造が認められ、西縁部では南北ないし北北東-南南西方向の走向を示している。

十字峡以南の下津川流域では、一般に細粒斑れい岩が多く、片麻状構造は部分的に発達する。その方向は北北東-南南西方向を示すものが多い。

中ノ岳変斑れい岩体を全体としてみると、東側の約3分の1を占める地域は、細粒のものが多く、かつ角閃岩の発達が量的に多い。中部の3分の1は粗粒部分が広く分布し、片麻状構造が顕著に発達している。西側の3分の1の地域では、細粒-中粒の斑れい岩が広く分布し、片麻状構造の発達が不良で塊状部が多いといえよう。

斑れい岩は全体的に機械的な変形を著しく受けている。すなわち、中ノ岳変斑れい岩体は、全体として著しく破碎されていることが地表調査及びボーリング調査で明らかになっている。東半部では、南北ないし $N10^{\circ}E$ 方向と $N30^{\circ}W$ 方向の断層及びシエアーが卓越しており、西半部では $N30^{\circ}-50^{\circ}E$ の断層破碎帯が数本存在している。ボーリング結果では、ところにより地表下40-50mまで破碎が著しい。この破碎構造は岩体の定置の時に形成されたものと後生的な変形とが組み合わさったものであろう。

後述するように顕微鏡的にもその影響が認められる。この変形は変斑れい岩化にも重要な要因となったものと考えられる。

#### IV. 3 周囲の岩石類との関係

中ノ岳変斑れい岩体は、北部で水無川変成岩類と接している。水無川変成岩類は、黒色千枚岩・砂岩・チャート、緑色岩、準片岩(-結晶片岩)など、低度の広域変成作用を受けて生成した岩石類が、その後、主として花崗岩の貫入によって熱変成作用を蒙って、その大部分がホルンフェルス化した複変成岩である(茅原・西田, 1968; Hayama *et al.*, 1969; 佐々木, 1961, 1965, 1968)。変斑れい岩体に近い地域ではほとんど再結晶化しており、その鉱物組合せは第2表の如くである。

変斑れい岩体に接する地域では、水無川変成岩類は、阿寺山稜線、およびあらやま沢との中間で南北

方向に延びる2本の背斜軸をもつ複背斜構造を示し、50-70°の傾斜をなすところが多い(上野, 1962; 山岸, 1963; 佐々木, 1968)。綠色岩には、明らかに粘板岩と互層し輝緑凝灰岩起源のものと、粘板岩の層理に沿って含まれる輝緑岩質のものがある。後者の場合ではやや塊状であって、肉眼的には細粒の斑れい岩に漸移するように見える。輝緑岩質岩は、アクチノ閃石・Abにとむ斜長石・緑泥石・石英からなり、パンペリー石が認められるところもある(佐々木, 1968)。熱変成の影響のある部分では、綠色普通角閃石と斜長石を主とするが、一部では透輝石・緑レン石・黒雲母が生じていることがある。

黒又沢上流では、綠色岩と斑れい岩が接触し、しかも断層による剪断と鉍化作用を受けて複雑な関係になっている。水無川変成岩類分布地域ではかなり北部まで輝緑岩質の小岩体のブロックが多く存在する(茅原・西田, 1968)。

本岩体の北西部では、下位の準片岩類に被いかぶさるような漏斗形の形態を示している。

中ノ岳変斑れい岩体は東縁では、ほぼ南北方向の境界面をもって奥利根層群(上部三疊系)に接する。この粘板岩は全体的に軽微なホルフェンス化を受けている。また部分的に珪質となり、色が白っぽくなることもある。大水上山(1,830m)付近では、一見、角礫岩様の見掛けを呈し、珪質になっているところがある。

この粘板岩層と変斑れい岩本体との間には、幅約100mで南北方向に貫入した変玄武岩-輝緑岩岩脈があり、兎岳(1,925m)西側から丹後山(1,808m)山頂にわたって分布している。また、中ノ岳と兎岳の中間に幅約100mの粘板岩帯が挟まれており、南北方向に延びているが、南の栃ノ又沢上流地域では更に厚くなっているようである。この粘板岩体とは別に、栃ノ又中流にも粘板岩が小区域に窓状分布している。これらの粘板岩類は黒色で千枚岩質である。

佐々木(1968)は、変斑れい岩体が“古生層”堆積岩とともに軽度の広域変成作用のほか、花崗岩貫入による熱変成作用を蒙っていること、綠色岩が変斑れい岩体周縁部の大倉沢やあらやま沢に多く分布すること、岩体の縁辺部で綠色岩に漸移するようにみえることなどから、変斑れい岩体は中生層中に介入する綠色岩と同一の火成活動の所産で、古生層の堆積時に引続いた時期に浅所に貫入したものと推定し、西南日本の“夜久野塩基性岩”に対比されるものではないかと考えた。

しかし、筆者らの調査では、上に述べたように、中ノ岳変斑れい岩体は奥利根層(上部三疊系)を貫くとは考えられず、また、水無川変成岩類が小出東方の“中生層”に漸移し、かつそれが三疊系である可能性をもつことから、この点については更に検討を要する。

変斑れい岩体の西縁は、白亜紀型の花崗岩によって貫入され、一部は断層で接している。貫入面に近いところ(三国川ダム)では花崗岩中に多数の斑れい岩捕獲岩が混在し、一見、閃緑岩質となることがある。岩体の南縁については未だ不明の部分が残されているが、下津川上流では奥利根層群の頁岩層と断層で接しており、南東では白亜紀型花崗岩によって貫入され、この花崗岩は奥利根層群とは断層で接するなど複雑な境界線を示している。

#### IV. 4 岩 質

中ノ岳斑れい岩体は、全体としてゆるい角度をもつ層状構造を示し、下位よりカンラン石・角閃石変

第4表 コートランタイトの鉱物組成と化学成分

	カンラン岩		角閃石		Mg-ヘルシナイト	単斜輝石	
SiO <sub>2</sub>	36.47	38.30	43.96	40.76	0.00	49.50	49.85
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.93	2.72	0.00	0.51	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	9.94	11.96	63.79	3.51	3.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.17	0.36	0.22	0.64	0.79
FeO	21.33	21.65	8.28	7.97	19.10	5.57	5.79
MnO	0.00 <sub>2</sub>	0.00 <sub>3</sub>	0.16	0.15	0.12	0.10	0.16
MgO	41.89	39.88	16.43	16.73	16.64	15.52	14.99
CaO	0.00 <sub>1</sub>	0.00 <sub>1</sub>	11.86	12.43	0.00	23.05	23.85
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	2.00	2.43	0.02	0.20	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.55	0.49	0.00	0.02	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.11	100.39	94.30	96.00	99.91	98.62	99.66

斑れい岩, 単斜輝石-角閃石変斑れい岩及び角閃石変斑れい岩, 角閃岩, 変輝緑岩-変玄武岩からなっている。最下部の部分にはコートランタイトがレンズ状ブロックとして含まれている。斑れい岩には片麻状構造が発達している。各種斑れい岩の顕微鏡写真を第II図板に示してある。

本岩体を構成する主な岩種についての顕微鏡的観察結果の概要を以下に述べる。

(a) コートランタイト 岩体の最下部にレンズ状ブロック(大きさ5-10m)として含まれている。肉眼には優黒色岩石で, 鏡下では褐色角閃石とかんらん石その他からなる。かんらん岩は他形・粒状で角閃石結晶の中に包有されている。コートランタイトの鉱物組成と化学成分を第4表に示す。

(b) 普通輝石を含む変斑れい岩 粗粒のものに限って認められる。普通輝石残晶は, 緑色角閃石中に虫喰い状の不定形をなして存在し, 全体として同時消光を示す。黒又沢第一通洞出口附近及び黒又沢沿いのみ認められるものである。

(c) 粗粒角閃石変斑れい岩 肉眼的に優黒色, 粗粒である。顕微鏡下では, 斜長石・淡緑色角閃石・斜ユウレン石を主成分とし, その他少量含まれるものとしては, 無色角閃石(?)・不透明鉱物・緑レン石・燐灰石などがある。斜長石と角閃石とほぼ等粒状組織をなしている。斜長石は他形を呈し, アルバイト式双晶を示す。双晶面はしばしば屈曲し, また小さいスリップ面で変位していることがある。更に全体として波動消光を示すなど機械的変形の跡が強弱の差はあるが全体的に認められる。一般にいわれるソーシュライト化を受け, 汚濁した観を呈するが, 一部に新鮮な斜長石が小脈状に存在する。

斜ユウレン石は, 微粒-小粒として多数散在し斜長石を交代しているが, しばしば粗粒となり集合して小脈状をなす。特有な異常干渉色を示す。

緑色角閃石は, 他形, 一部半自形を呈し, 伸長した外形を示す。細長いもので屈曲している結晶では, いくつか消光位を異にする部分の集合体となり, 各部分にも波動消光が認められる。多色性は淡緑褐色-無色に近い淡緑色を示すものが多い。両端がばらけて針状結晶の集合体に移過するものもしばしば認められる。

粗粒の斜長石・角閃石結晶の間を埋めて, 角閃石の微粒針状結晶と斜長石粒状結晶との集合体が存在

することがある。

無色角閃石の細粒結晶集合体はプール状或いは小脈状に少量存在することがある。屈折率は綠色角閃石よりも低い。

不透明鉱物は他形・細粒結晶として少量存在する。緑レン石は細粒結晶として綠色角閃石中に存在することがある。

(d) 著しく圧砕を受けた変斑れい岩 この場合には、斜長石は更に著しい波動消光を示し、モルタル構造をもつものから、更に次第に粒状化が進行する。極端な場合には結晶全部が細粒結晶の集合体になり、斜ユウレン石-斜長石粒状集合体となる。斜ユウレンはその量を増加し、場合により斜長石を完全に交代する。結晶は粗粒となり、脈状あるいはプール状をなすことがある。

綠色角閃石は、伸長性がより顕著になり、波状の線状配列を示す。結晶は細粒のものが多くなり、斜長石・角閃石の細粒集合体部分が増加する。

(e) 中粒-細粒の角閃石斑れい岩 構成鉱物および組織について粒度の分化以外基本的な違いはない。しかし、細粒になるにつれて斜ユウレン石の量が増加する傾向をもつ。また、一部のものでは、青綠色角閃石が出現する。例えば、岩体西縁部の斑れい岩においては、淡褐色角閃石の大型結晶の間に細粒の淡青綠色角閃石の集合体が少量存在し、また、褐色角閃石の周縁部に累常構造をなして発達している。

(f) 優白質斑れい岩 上記の通常の斑れい岩と比べて粗粒のものが多く、斜長石結晶の量が多いが本質的に違いはない。

(g) 角閃岩 肉眼的には優黒色・緻密な岩石で、しばしば片理が発達している。野外観察から、角閃岩は、著しい機械的影響下での再結晶化と、ある種の成分のしみ込みにより変化しているようにみえる。

鏡下では3つのタイプが区別される。

第一タイプは、本質的には角閃石変斑れい岩と同質のものであるが、細粒・片状で著しく *cataclastic feature* をもつものである。角閃石は淡緑褐色-淡綠色を呈し、細粒で顕著な波動消光を示しポーフィロクラスティックである。斜ユウレン石は微粒で角閃石結晶を埋めるものと、集合体として存するものがある。斜長石は一部 *porphyroclastic* で粒状化しているものも多い。斜長石を主とするバンドがしばしば発達する。第2のタイプは、片状でゼノプラスチック、粒状な組織をもつ角閃岩である。やや細粒の角閃石の多い部分と微粒な斜長石質部との互層からなっている。角閃石は多形、淡綠色で弱い多色性を示す。斜長石は新鮮で、粒状一部長柱状で、時にやや大型結晶が *porphyroclast* 様をなす。双晶が一般に発達し、一部のものは屈曲している。不透明鉱物は多形、細粒で僅かに存し、角閃石と伴う。斜ユウレン石は一部にごく僅か存在する。

第3のタイプは、細粒かつ *xenoblastic* な組織を示し、淡綠色(-青綠色)でやや高い干渉色を示す角閃石と、やや Ca 質でソーシュライト化していない斜長石から主になっている。せつ石の粒状結晶が散在している。斜長石と斜ユウレン石の細粒結晶からなる細いバンドや、緑レン石を伴う斜ユウレン石のみの集合体からなるバンドがしばしば片理に平行して存在する。この種の角閃岩は、中ノ岳附近から東側にかけて発達している。

(h) 変玄武岩-輝緑岩 兎岳西方の変玄武岩は舞状組織を呈し、やや粗粒である。肉眼的には緑黒色・緻密な外観を示す。鏡下で斑晶斜長石は半自形を呈し、新鮮で双晶が発達する。石基は填間状-間粒状(-



部オフィチック)組織を呈し、柱状の斜長石とその間を埋め元来の有色鉱物を交代した角閃石・緑色雲母・斜ユウレン石(=緑レン石)などから主になっている。斜長石は新鮮で細長くのび屈曲し、波動消光が著しい。角閃石は針状結晶の集合体をなし、淡緑色で多色性は弱い。その他、緑色雲母の鱗片状集合体、および少量の不透明鉱物や石英がある。

丹後山西の変玄武岩は、上記のものに較べて更に細粒であり、緑色角閃石を欠き緑レン石の多いことで区別される。鏡下では斑状組織が顕著で、やや角礫化している。斑晶斜長石は大形で半自形を呈し、双晶が発達する。一部は新鮮であるが、一部は斜ユウレン石(=緑レン石)で交代され、更に弱い絹雲母化および緑泥石化を受けている。微斑晶として普通輝石が少量存し、周縁部は角閃石化している。また、完全に緑泥石化した輝石(?)微斑晶も認められる。石基は微粗面岩状-間粒状組織をもち、斜長石は新鮮、短冊状で、その間を微粒の斜ユウレン(?)と緑泥石が充填する。斜ユウレン石(=緑レン石)はプールの状・仮像あるいは細脈として存するほか、不透明鉱物・石英の細粒、モザイク状集合体がしばしば存する。

(i) 閃緑岩(Di) 斑れい岩体の西部において、三国川ダム右岸で斑れい岩を貫いている。更に花崗岩に貫入されているため花崗岩化作用を受けている。露頭では一般にマサ化が著しいが、その中に硬質の部分がブロック状に残っている。

斑れい岩に伴う超苦鉄質岩としては、コートランダイトのほかに次のものがある。これらは断層あるいは剪断帯に沿って衝入したものと考えられる。

(j) 変かんらん岩 十字峡附近に産するものは、著しく圧砕を蒙り、一部蛇紋岩化した岩石で、カンラン石・角閃石・蛇紋石から主になっている。カンラン石は粗粒で、へき開および裂開に沿って蛇紋石化している。角閃石は無色に近いタイプで波曲状・条線状に配列している。蛇紋石の鱗片状集合体からなる部分がかんらん岩の部分を占める。これには不透明鉱物の微粒集合体、無色緑泥石の条線状集合体が伴っている。

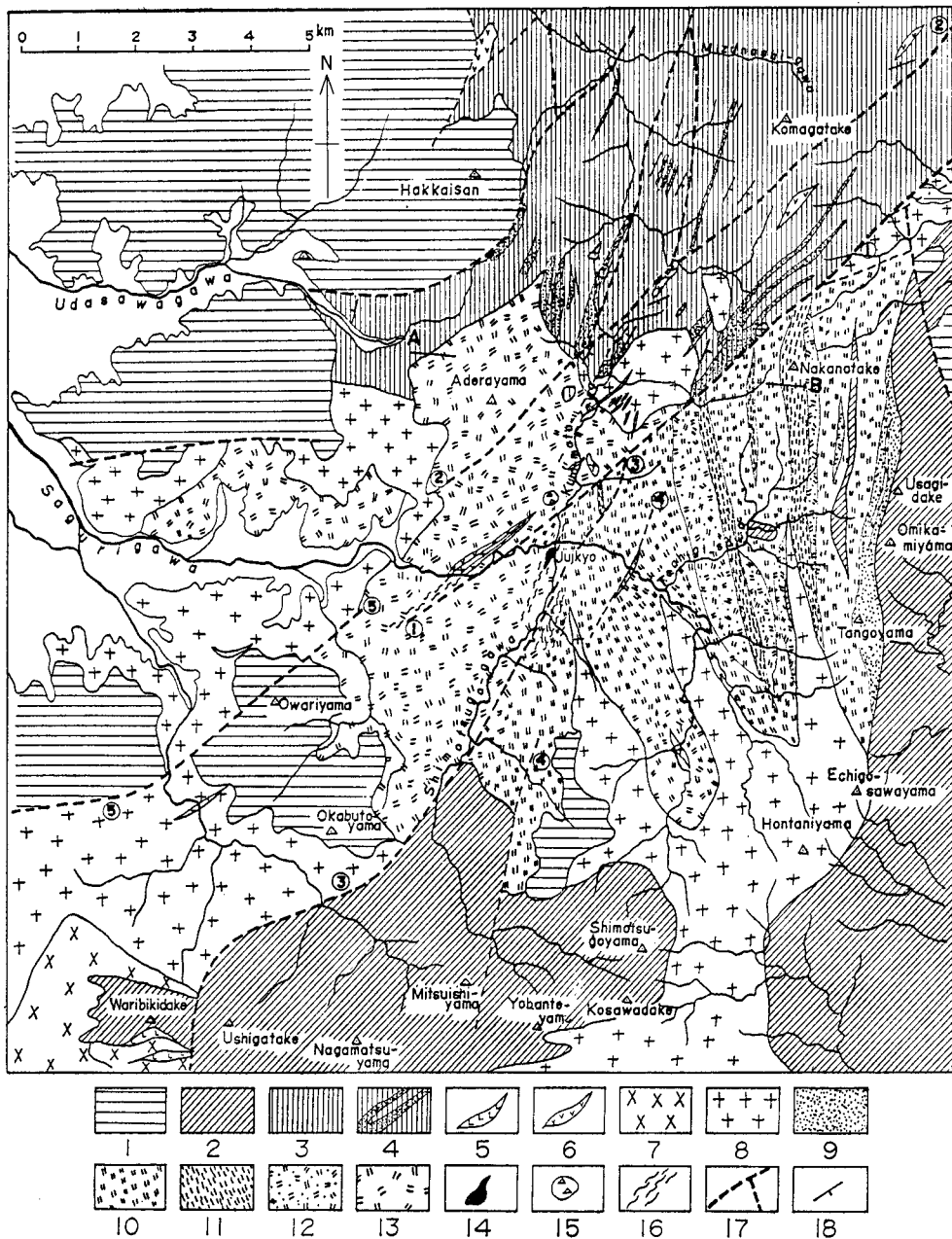
宇田沢川上流の超塩基性岩は、肉眼的に黒色で弱い片理を示す。カンラン石・角閃石・スピネルから主になっている。カンラン石は細粒・粒状の集合体として存在する。角閃石は無色に近く、結晶は伸長し、集合して波曲状を示す。角閃石と伴って緑色スピネル(ヘルシナイト)の粒状結晶がかんらん岩に多量に存在している。そのほか不透明鉱物および光学的に等方で無色の蛇紋石様鉱物が含まれている。

(k) 蛇紋岩 黒又沢上流の大倉断層に沿って延長500mにわたって貫入している。一般に大倉断層に沿う各点には、必ず蛇紋岩あるいは滑石質岩石が上・下盤に、0.3-1m幅で発達し、最も広いところでは5mに及ぶ。一般にその片理構造は断層方向と75-85°の角度で斜交している。蛇紋岩は、鏡下では鱗片状・細粒の蛇紋石鉱物の密な集合体からなり、そのほかに滑石、炭酸塩鉱物、磁鉄鉱などが認められる。

#### IV. 5 変斑れい岩類を貫く岩脈類

##### ひん岩及び変質輝緑岩(P)

ひん岩は黒又沢上流の大倉花崗岩周辺に数多く存在する(佐々木, 1968)。三国川本流沿いでは、斑れい岩中の断層をうめて変質輝緑岩の岩脈がいくつか存在する。



第 34 図 三国川流域地質図

1. 新第三系, 2. 上部三畳系(奥利根層), 3. 水無川変成岩(黑色片岩), 4. 水無川変成岩(綠色岩), 5. 石英斑岩・ひん岩, 6. 変質輝綠岩, 7. 石英閃綠岩, 8. 花崗岩, 9. 變輝綠岩質斑れい岩, 10. 変麻状角閃石變斑れい岩, 11. 角閃岩, 12. 優白質斑れい岩, 13. 角閃石變斑れい岩(塊状), 14. 超塩基性岩, 15. プレッチャパイブ, 16. 破碎帯, 17. 断層, 18. 走向・傾斜
- ①大倉断層 ②あらやま断層 ③下津川断層 ④日向山断層 ⑤大割山断層

石英斑岩-流紋岩及びデイサイト (Qp)

黒又沢中・上流で斑れい岩および花崗岩を貫く石英斑岩-流紋岩岩脈として存在する。

デイサイト

大倉花崗岩体の周辺地区にデイサイト岩脈が多数貫入している。主要鉍脈と密接な関係を持ち、鉍脈胚胎の断層・裂隙に沿い鉍脈に先駆貫入している。無斑晶質で一般に熱水変質をうけている。

以上に述べた大倉花崗岩およびその周辺の岩脈群は黒又沢中-上流地域に密集して存在し、鉍脈生成とも密接に関連している。しかし、これらを更に広くみて、しばから沢破碎帯や三国川本流沿いの重複岩脈を含めて考えると、要するに大倉断層とあらやま断層とに挟まれたNE方向で幅約2kmの帯状地域全体を特殊なゾーンとして注目する必要がある。大倉花崗岩自体も斑れい岩体の東・西縁に分布する花崗岩とは貫入時期について異なる可能性がある。

## V. 上越帯の中生界—奥利根層群

(茅原一也)

### V. 1 研究史

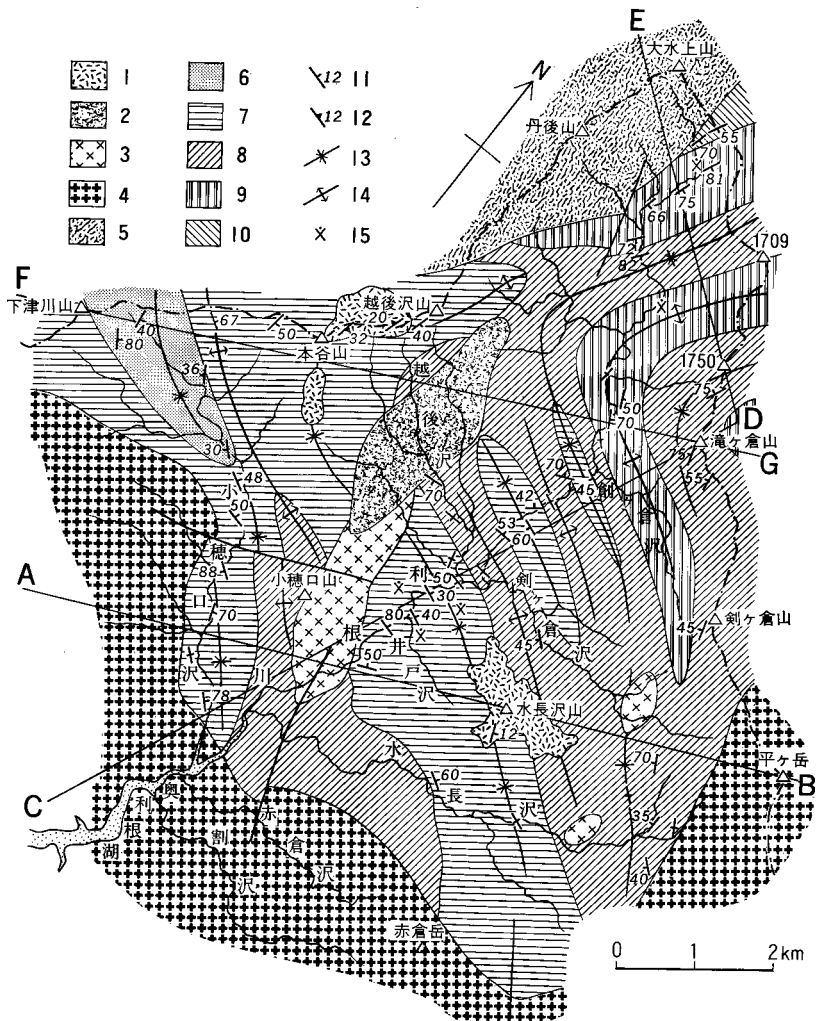
利根川源流地域(奥利根地域)は深い峡谷によって刻まれており、地形が極めて峻険であるため野外地質調査は極めて困難であった。1954年頃には鉍山会社による探鉍が行われ、古くは木崎・新井(1955)、戸谷ほか(1958)の報告がある。

この地域に分布する地層は、小林(1955)によって発見された二枚貝化石 *Monotis* によって、三畳系であることが明らかにされた。

しかし奥利根層群の広域の岩相・地質構造については、最近1976年から1980年にわたり、小林・三雄・飯島静男・須藤定久および萩原 哲氏らによって精力的に調査研究が進められ全貌が明らかになった(小林ほか, 1976, 1977, 1978; 飯島ほか, 1979)。

### V. 2 分布

奥利根層群は、本流と水長沢および小穂口沢合流点より上流の利根川源流地域に広く分布し、その一部は西側県境稜線に沿って巻機山まで延び、八海山地域では三国川支流下津川上流部、中ノ岐川・北ノ又川源流部にまで分布している(第9図・35図)。その東縁は景鶴断層によって限られている。



第 35 図 奥利根層群地質図(小林ほか, 1978, 1979)

1. 水長沢山溶結凝灰岩, 2. ひん岩, 3. 文像斑岩, 4. 花崗岩, 5. 中ノ岳斑れい岩, 6. 小穂口累層, 7. 本谷山累層, 8. 剣ヶ倉累層, 9. オイツクイ累層, 10. 大利根累層, 11. 走向・傾斜,
12. 逆転層, 13. 向地斜軸, 14. 背斜軸, 15. 化石産地

### V. 3 層序・岩相

一般に奥利根層群は、下位から水長沢層・井戸沢層・剣ヶ倉層・東俣沢層にわけられ次のように要約される(木崎・新井, 1955; 戸谷ほか, 1958; 飯島ほか, 1979; 吉田・戸谷, 1986)。

水長沢層は、頁岩・砂岩の互層からなる。黒色頁岩からは *Monotis* の破片がでている。層厚は 890m に及ぶ。花崗岩の貫入をうけ、ホルンフェルス化している。

井戸沢層は、黒灰色の頁岩と灰白色アルコースからなる。一部に厚さ1-1.5mの礫岩をはさみ、チャートの細礫がふくまれる。頁岩の一部に炭質物がふくまれ、石墨化している。中部に頁岩がちの頁岩と砂岩の互層があり、*Monotis*を多くふくむ化石層がみいだされる。このうえにはアルコース・砂岩と頁岩の互層・頁岩がかさなる。さらに上位に、厚さ約1mの石灰質の化石層をともなう砂質頁岩があり、この上位の砂質頁岩に保存のよい*Monotis*が豊富にふくまれている。全体の厚さは約550mである。

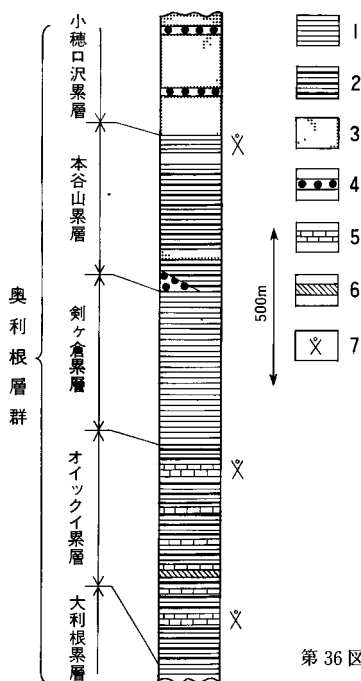
剣ヶ倉層は、礫岩及び頁岩からなる。礫岩は、チャート・砂岩の円磨された細礫をふくみ、厚さ約1mである。その上位には、厚さ約100-150mの頁岩があり、さらに斜交葉理のよく発達した砂岩と頁岩の互層がかさなる。全体の厚さは約200mである。

東俣沢層は、石灰質の頁岩からなり*Monotis*化石を多くふくんでいる。

本層群は、八海山地域では、小林ほか(1976-1980)にしたがい、下位より(a)大利根累層、(b)オイックイ累層、(c)剣ヶ倉累層、(d)本谷山累層、(e)小穂口沢累層の5累層に区分されるが、層厚は全体で2,000mを超えるものと推定される(第5表)。構造は概ねオイックイ付近より上流で北東走向、それより下流では北西走向の背斜・向斜を繰り返している。貫入岩体の近辺では局所的に擾乱するなど、小規模の構造も概して複雑である。

次に各累層について述べる(第36図)。

オイックイ累層：利根川本流のオイックイならびに深沢合流点付近に分布する砂岩・頁岩互層で、小林(1955)の東俣沢層および剣ヶ倉沢頁岩層の一部に相当する。単層の厚さ0.5-2mの砂岩・頁岩互層か



第36図 奥利根層群の模式柱状図(小林・飯島・須藤, 1978)  
 1. 頁岩層, 2. 砂岩・頁岩互層, 3. 砂岩, 4. 礫岩,  
 5. 石灰岩, 6. チャート, 7. 化石産出層準

第5表 奥利根層群の層序・岩相(小林ほか, 1978)

地層名	層厚(m)	岩相	化石	分布その他
小穂口沢累層	>300	塊状, 細-中粒砂岩, 粗粒砂岩・礫岩はさむ		小穂口沢上流
本谷山累層(井戸沢累層)	400-500	砂岩・頁岩, 塊状砂岩や頁岩を伴う。最下部に花崗岩・石英斑岩ほかを含む礫岩	井戸沢周辺で多量の貝化石	水長沢中流部井戸沢周辺, 小穂口沢流域本谷山-越後沢山
剣ヶ倉累層	300-500	頁岩, 頁岩優勢な砂岩頁岩互層		剣ヶ倉沢周辺, 滝ヶ倉山-剣ヶ倉山, 水長沢上-下流部
オイックイ累層	400-700	砂岩・頁岩(0.5-2m)互層, 石灰岩-石灰質頁岩のレンズ状薄層をはさむ	下部の石灰岩からウミユリ化石, 上部から皿貝期貝化石	深沢, 丹後コボラ, 丹後沢周辺, オイックイ周辺
大利根累層	>200	塊状頁岩, 頁岩優勢互層		利根川源流部-北又川源流部, (新潟県側)大水上山-丹後山東斜面

らなり, 層理が明瞭である。推定層厚は400-500mである。

剣ヶ倉累層: 裏越後沢流域, 滝ヶ倉山・剣ヶ倉山付近, 越後沢流域, 剣ヶ倉沢流域, 水長沢上・下流域に広く分布している。本累層は主として頁岩からなり, 木崎・新井(1955)の水長沢頁岩層および剣ヶ倉沢頁岩層に, ほぼ相当する。東俣沢合流点付近ならびに丹後コボラ合流点付近に分布する本累層基底部の頁岩層中には砂岩, 礫岩, 石灰岩の薄層が挟有され, 貝化石を多産する。本累層上部には砂岩層を挟有することが多い。本累層の厚さは300-600mと推定される。

本谷山(ほんたにやま)累層(井戸沢累層): 井戸沢周辺から水長沢中流域に分布する砂岩・頁岩互層で, 木崎・新井(1955)の井戸沢砂岩・頁岩互層にほぼ相当する。本累層を構成する砂岩, 頁岩の単層の厚さは, いずれも10-50cm程度であるが, しばしば, 厚い塊状の砂岩・頁岩を挟む。最下部に, よく円磨された花崗岩, 石英斑岩, チャート, 粘板岩, 砂岩などの礫からなる礫岩を伴う。本累層下部の砂岩・頁岩互層の一部では, 砂岩が偽礫化して, 未固結時に混入したものであろう。

小穂口沢累層: 小穂口沢上流地域に分布する細-中粒塊状砂岩を主とし, 粗粒砂岩及び礫岩を挟み, きわめて浅い水域での堆積を示す。層厚は300m以上である。

#### V. 4 化石・地質年代

石灰岩レンズおよび頁岩層の一部からは,

*Entomonotis* cfr. *ochotica* (Keyserling)

*E.* cfr. *ochotica* (Keys) var. *eurachis* (Teller)

*E. tenuicostata* Kobayashi et Ichikawa var.

mabara Kobayashi et Ichikawa

(以上, 藤本・小林, 1955, 原著のまま)

*Naticopsis* sp.

*Monotis (Entomonotis) subcircularis* (Gabb)

*Monotis (Entomonotis) ochotica* (Teller)

*Monotis (Entomonotis) zabaikalica* (Kiparisova)

(中沢圭二氏の同定による)

などの貝化石その他を産し、その時代は三畳紀末ノーリック期である。

## V. 5 堆 積 環 境

小林ほか (1978) は次のように要約している。

最下位の大利根累層が頁岩の卓越したやや深い海の堆積相を示すのに対し、その上位のオイックイ累層は礫を含む石灰岩薄層を挟む砂岩・頁岩互層で浅海の堆積相を示している。オイックイ累層の頁岩の一部は比較粗粒なシルトからなり、レンズ状の砂層を多数挟んでおり、極めて浅い海(深さ数十m)での堆積を示している。さらに上位の剣ヶ倉累層では、再び頁岩が優勢となり、やや深い海での堆積を示すが、本谷山累層では再びやや浅海での堆積を示すと考えられる砂岩・頁岩互層となり、最上部に貝化石を多産する頁岩を挟み、上位の極めて浅い水域での堆積を示す小穂口沢累層へと変化している。

このように、奥利根層群の堆積環境は、深海から浅海、さらに深海から浅海・海浜(?)へと変化しており、深海から浅海へという堆積サイクルを2回有している(小林ほか, 1978)。

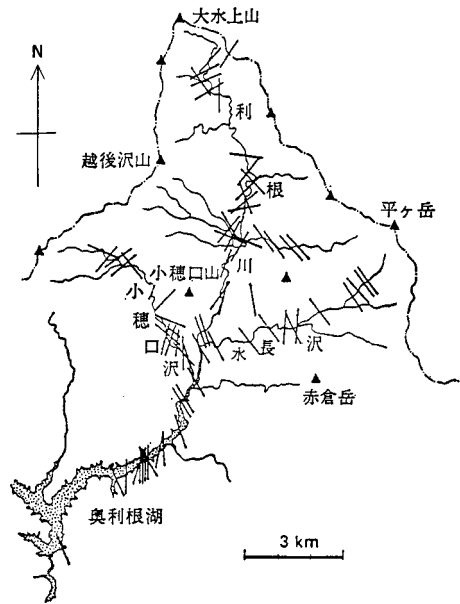
## V. 6 地 質 構 造

本層群の示す構造は、北西方向から北東方向へ湾曲した軸を有する複雑な褶曲構造によって特徴づけられている(第35図)。この構造は、本地域の先新第三系の示す南北方向の構造(例えば片品構造帯(Hayama *et al.*, 1969; 須藤, 1976)の示す方向)と基本的には一致しているものの、従来考えられているものよりはるかに複雑な構造である。おそらく中生代後期における花崗岩類の侵入など大規模な地殻変動を反映したものであろうといわれる(小林ほか, 1978)。

## V. 7 奥利根層群を貫く岩脈群(越後沢ひん岩岩脈など)

本層群中に多数の岩脈が存在する(第37図)。岩脈の多くは幅5m以下のひん岩-安山岩で、他に文象斑岩、石英斑岩、流紋岩、角閃石-黒雲母デイサイトがある。特に変閃緑ひん岩は花崗岩侵入前のものであって熱変成作用を受けている(小林ほか, 1978)。岩脈の方向は大別して、南北方向、 $N40^{\circ}-60^{\circ}W$ 方向、 $N10^{\circ}-30^{\circ}E$ 方向、 $N40^{\circ}-30^{\circ}E$ 方向のものが区別される。一部のものとは地層の走向と一致している(第37図)。奥利根湖岸には顕著なひん岩の南北性平行岩脈群がある。

これらの岩脈群のうち最大のものは越後沢ひん岩(小林ほか, 1978)である。本岩は越後沢上流部に広く分布し、岩株状の岩体を形成している。長石および角閃石の斑晶を多量に含むひん岩であるが、岩体



第 37 図 奥利根層群中の岩脈の分布と進入方向  
(小林・飯島・須藤, 1978)

周辺部には、灰白色緻密な岩相をかなり広範囲に伴う。

鏡下では、斜長石および角閃石の斑晶と、細粒完晶質の石基からなる。斜長石斑晶は最大長径5mmに達し、拍子木状自形結晶で、しばしば著しい累帯構造を呈し、変質を受け、一部に緑れん石を生じている。角閃石斑晶は最大長径3mmの自形結晶あるいは自形結晶集合で、ほぼ完全に變質し、多量の緑泥石、緑れん石、黄鉄鉱を生じている。石基は0.05mm内外の珪長質鉱物の集合からなる。本岩のようなひん岩類は新第三系火砕岩類に伴って、各地で認められ、本岩もおそらく新第三紀に形成されたものと考えられる。



## VI. 白亜紀-古第三紀花崗岩類

(茅原一也)

八海山地域には花崗岩類が広く分布している。その貫入位置によって大きく次のように2分することができる。

(1) 只見川花崗岩類

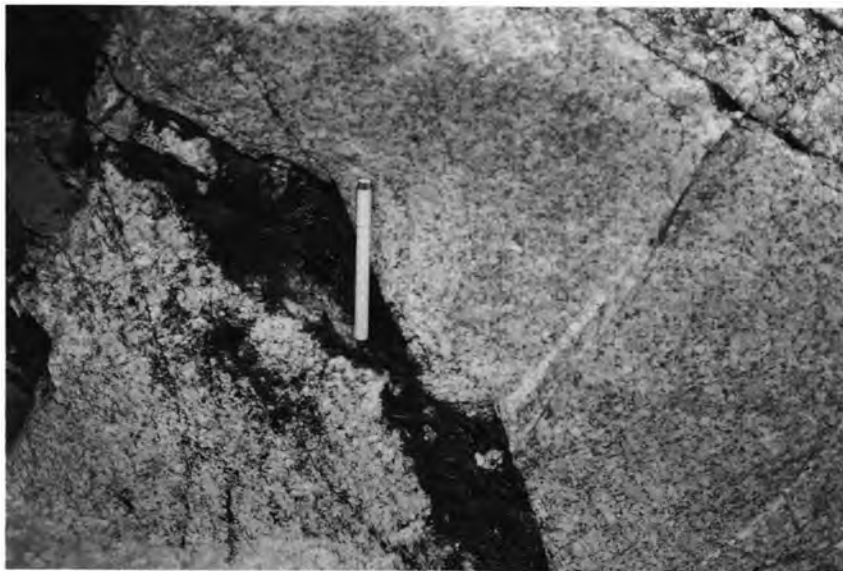
(2) 水無川変成岩, 中ノ岳変斑れい岩類及び上越帯(奥利根層群)の花崗岩類

また, 只見川花崗岩類は貫入時期により, 岩脈群より前の(1) 古期花崗岩類と, 岩脈群形成後の(2) 新期花崗岩類との2種に区分することができる。

### VI. 1 只見川花崗岩類(G・GD・PG・Gpg<sub>1</sub>・Gpg<sub>2</sub>)

只見川花崗岩は概説で述べたように, 北西-南東方向に細長い分布を示しているが, 八海山地域において最も幅広く存在し, 剣ヶ倉山断層より東側に分布している。岩質により次のような種類に区分できる。

優白質斑状粗粒黒雲母花崗岩 (PG) } 古期花崗岩類 (古第三紀後期)  
優白質粗粒黒雲母花崗岩 (G)



第38図 斑状花崗岩 (只見川古期花崗岩類)。桃色カリ長石巨晶含む, 恋ノ岐川上流

角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GD)	}	新期花崗岩類(白亜紀—古第三紀前期)
角礫質花崗斑岩様花崗岩(Gpg <sub>1</sub> ・ <sub>2</sub> )		
優白質細粒アブライト質花崗岩(ApG)		

### VI. 1. 1 只見川古期花崗岩類

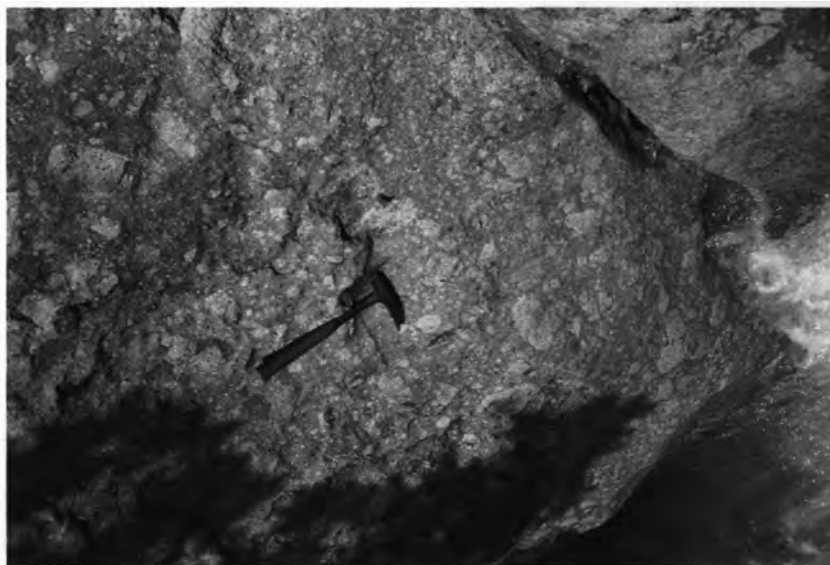
優白質粗粒黒雲母花崗岩(G)は、銀山平より下流の中ノ岐川流域に広く分布し、また、中ノ岐川本流域ならびに二岐川、恋ノ岐川下流域から只見川本川左岸にわたって最も広く分布している。すなわち、花崗岩体全体の中核部を占める岩相で小川型に属する。所によりマサ化が著しい。北又川北方の赤崩山には花こう岩化した角閃石斑れい岩の捕獲岩体がある。

優白質斑状粗粒黒雲母花崗岩(PG)は、北ノ又川上流域、中ノ岐川上流域に広く分布している。大きくみると剣ガ倉山断層の東側に沿った地域に分布するが、花崗岩体全体としてみると、かつて貫入接触部に沿って大型の桃色カリ長石が発達したゾーンに相当するといえることができよう。すなわち、花崗岩体全体の周縁相を示す岩相といえることができる(第38図)。

### VI. 1. 2 只見川新期花崗岩類

角閃石黒雲母花崗閃緑岩(GD)は、2カ所に分布している。1つは八海山地域北東部の仕入沢流域で、北東側は足尾帯の黒色頁岩層と変形の著しいチャート・ラミナイト層の中に貫入しており、南西側は粗粒黒雲母花崗岩と貫入接触関係を示している。他の1つは中ノ岐川支流の二岐川下流から黒沢山一帯に分布している。

角礫質花崗斑岩様花崗岩(Gpg<sub>1</sub>・Gpg<sub>2</sub>)は恋ノ岐川中流に分布している。岩質は中粒で角礫状を呈し、長石が斑晶状に存在する。岩脈はほとんど存在しない。



第39図 角礫状花崗斑岩。恋ノ岐川中流

優白質細粒アプライト質花崗岩 (ApG) は、八海山地域では2カ所に分布している。その1つは北部の黒又川上流で優白質黒雲母花崗岩をおそらく貫く小岩体である。他の1つは本図幅南東部に分布するもので優白質黒雲母花崗岩の中に貫入しているものである。この花崗岩は只見川本川上流の鷹之巢付近から上流一帯、大白沢流域にわたって分布している。岩質は細粒、半花崗岩質 (アプライト質) で有色鉱物としては黒雲母がごく少量含まれるのみである。本岩中には流紋岩・ひん岩の岩脈はほとんど存在しない。岩質や岩脈のないことなどから、本岩は優白質粗粒花崗岩中に貫入した第三紀花崗岩である可能性が大きい。

中粒黒雲母花崗閃緑岩は、奥只見湖より上流、大津岐川合流点より上流の本川およびその右岸側に分布している。岩質は中粒で黒雲母の多い花崗閃緑岩である。前述の粗粒花崗岩中には多数の岩脈があるのに対し、本岩中には岩脈がほとんど見当たらないとの点で区別されるもので、この花崗岩とは断層で接するものと推定される。

## VI. 2 水無川変成岩類・中ノ岳変斑れい岩類及び奥利根層群を貫く花崗岩類

### (1) 水無川変成岩類を貫く花崗岩類 (GM・GDM)

八海山地域の北西部において、佐梨川流域に花崗岩類がやや広く分布している。花崗岩には2種が区別される。1つは佐梨川右岸に分布する中粒の大湯型中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GDM) である。他の1つは左岸側に広く分布する優白質粗粒黒雲母花崗岩 (小川型) である (GM)。本岩中には長瀬沢下流部で花崗岩化作用をうけ閃緑岩質となった角閃石斑れい岩が捕獲岩体として含まれている。

以上のほか、道行沢下流部に黒雲母花こう岩の小岩体があり、そのほかにも小岩脈がある。

### (2) 中ノ岳変斑れい岩類を貫く花崗岩 (Gg)

三国川支流の桧倉沢、三国ダムサイト西方、三国川-源流域に花崗岩類が分布している。ここでは中ノ岳斑れい岩中の花崗岩として一括する。すべて小川型に属する。三国川支流黒又沢支溪の桧倉沢一帯に分布する花崗岩は小岩株状を呈し、北側は水無川変成岩中に貫入し、南側は中ノ岳斑れい岩中に貫入している。

この花崗岩は佐々木 (1986) により大倉花崗岩と呼ばれ、57 m.y. の放射年代 (K-Ar 法) が得られている。一般に中粒、灰白色で緑色角閃石・黒雲母・石英・斜長石・マイクログリンパーサイトからなり、角閃石がやや多く花崗閃緑岩質となるところがある。このほか、黒又沢下流部にも花崗岩の小岩体がある。

三国川ダムサイトの西方、大割山断層より以西に広く分布している花崗岩は、北側の斑れい岩中にも複雑な形状で貫入している。岩質は中-粗粒の黒雲母花崗岩 (小川型) で、優白質で淡桃色を呈する。一般に著しいマサ化を受けている。同様な花崗岩の小岩脈はさらに西部にも多数存在しており、いずれもマサ化が著しい。

三国川上-源流域の花崗岩は3本の岩脈状をなして斑れい岩中に貫入し、その方向は概ね NNW 方向である。いずれも中粒の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩である。南限は奥利根層群と断層で接する。

### (3) 奥利根層群を貫く花崗岩 (GDo)

八海山地域南西隅において、奥利根層群中に貫入している花崗閃緑岩がある。これは隣接図幅からの連続である。

## VII. 花崗岩類を貫く岩脈群

(茅原一也)

### VII. 1 岩脈の分布

奥只見湖(銀山湖)地域には、白亜紀型の只見川花崗岩類が広く分布し、水無川変成岩類・中ノ岳変斑れい岩及び奥利根層群にも侵入している。これらを基盤として不整合または断層関係で中部中新統が被覆する。特に古期花崗岩類を母岩として数多くの岩脈が貫入し、平行岩脈群を形成している。

岩脈群の分布をみると、おおよそ次の4地域に区分することができる。

(1) 北ノ又川(銀山平より上流)地域

この地域には酸性岩脈と塩基性岩脈の2種があるが、いずれも走向は北東-南西方向である。

(2) 奥只見湖(旧北ノ又川および中ノ岐川)湖岸地域

この地域では中性-塩基性岩脈と酸性岩脈の2種の岩脈群が存在する。中性-塩基性岩脈は、東西性、北



第40図 花崗岩中の珪石脈と塩基性岩脈、奥只見湖北岸

東-南西性, 北西-南東性の走向を示し, 酸性岩脈は北東-南東性, 北北東-南南西性のものが多い(第40図・41図).

(3) 奥只見湖(旧只見川本川)左岸地域

この地域には顕著な平行岩脈群が存在している. ことに南東部では中性-塩基性岩脈が少なくとも15本以上も集中して存在している. これらの貫入方向は北北西-南南東, 北東-南西性のものが卓越している(第42図・43図・44図).

(4) 中ノ岐川支流の二岐川地域

この流域の優白質粗粒花崗岩の中には中性ないし塩基性岩脈が密集して存在している. 酸性岩脈は数が少ない. これらの岩脈の貫入方向は西北西-東南東性, 北東-南西性のものが卓越しているのが特徴である.

野外地質調査は主に河川沿いおよび登山道について行ったので, 地質図上では岩脈の分布は限られて表現されているが, 景鶴断層から東側では広く分布するものと思われる.

## VII. 2 岩脈群の種類と産状

平行岩脈群を構成する岩石は大別して, 輝緑岩, 玄武岩・ドレライト・ひん岩などの中塩基性岩類と文象岩・流紋岩・石英斑岩などの酸性岩類との2種類である. 一般に塩基性岩脈は破碎, 変質が著しく, 酸性岩脈は比較的新鮮である. この組織上の差異は露頭における産状・前後関係と一致し, 塩基性岩脈



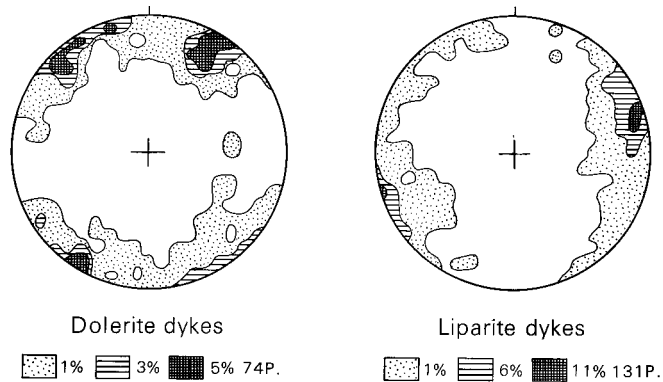
第41図 花崗岩中の各種岩脈. 奥只見湖北岸



第42図 花崗岩中の平行岩脈群，恋ノ岐川北岸



第43図 花崗岩中の岩脈（恋ノ岐川上流）（塩川，1982）  
左はドレライト，右は流紋岩（下半球等積投影）



第44図 奥只見湖地域の貫入方位(下半球投影)

ドレイイト岩脈は高角で、 $N 60^{\circ} \pm 10^{\circ} W$  と  $N 50^{\circ} \pm 10^{\circ} E$  の二方向に卓越が認められる。流紋岩脈は、南北系でバラツキはあるが、 $N 15^{\circ} \pm 10^{\circ} W$  方向に貫入していることがわかる。貫入角度は、高角であるがやや東傾斜のものが多い。

が酸性岩脈に切られているのが観察できる。

中塩基性岩脈(Do)は北西-南東方向の帯をなして分布し、厚さ10m以下、平均2-3mである。岩脈の貫入方向はいずれも高角で、 $N 60^{\circ} \pm 10^{\circ} W$  と  $N 50^{\circ} \pm 10^{\circ} E$  の2方向が卓越し、共役性傾斜移動型割れ目を充填したものと考えられる。

一方、酸性岩脈(R, Qp)は恋ノ岐川付近及びその東方に著しく集中して分布し、厚さ20-30mと一般に厚い。また流理構造がよく発達する。貫入方向は $N 15^{\circ} \pm 10^{\circ} W$ に集中を示すもののバラツキもみられる。貫入角度はいずれも高角であるが、やや西傾斜のものが多い。卓越方位から推定される応力場は明らかに塩基性岩脈とは異なり引張型割れ目を充填したものである。

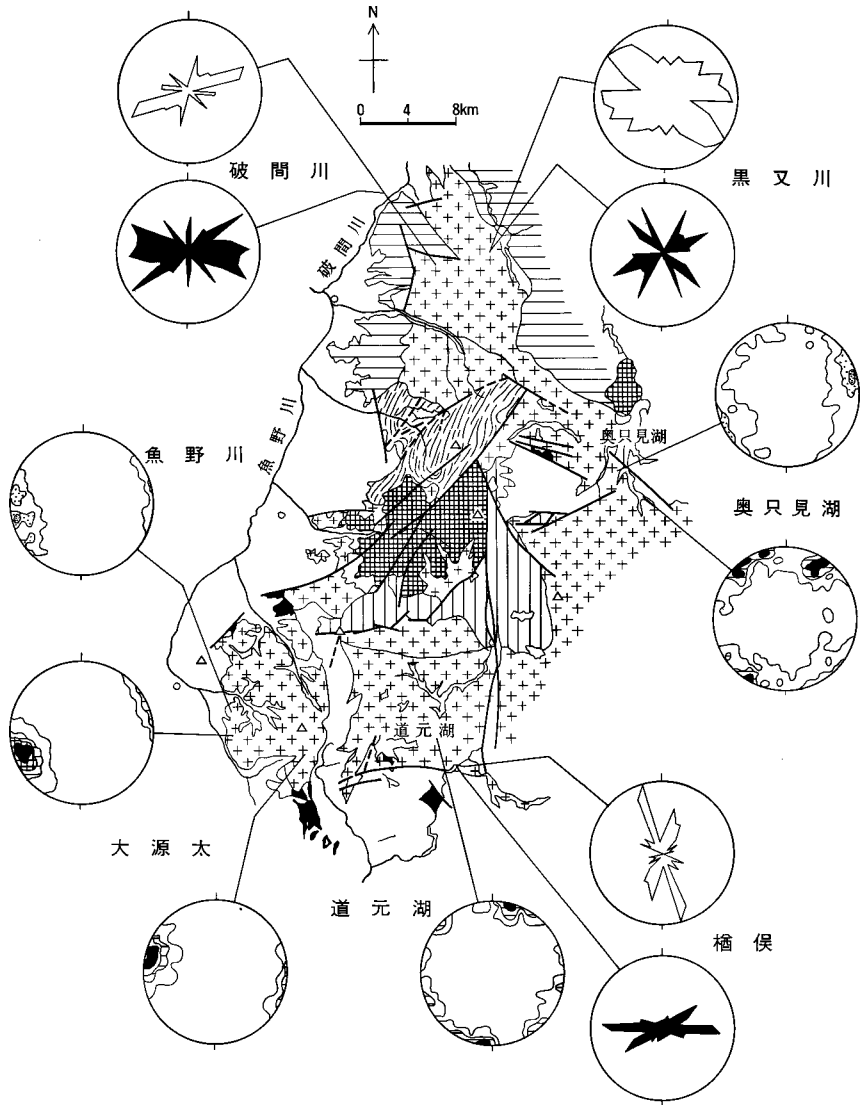
### VII. 3 岩脈の貫入方向

花崗岩中の岩脈は八海山地域のみならず、北は「須原」地域の黒又川流域、南は「藤原」地域の奥利根地域(須田貝花崗岩)、「越後湯沢」地域の湯沢東方地域(大源太花崗岩)にも広く分布している。これらの岩脈の貫入方向をヒストグラム及び面の極のステレオ投影で示したのが第45図(塩川原図)である。只見川花崗岩中の岩脈については、中-塩基性岩脈の東西方向と酸性岩脈の南北ないし北北西-南南東性方向が顕著である。

### VII. 4 節理系と貫入時代

花崗岩体中には節理系がよく発達する。高角で  $N 50^{\circ} \pm 10^{\circ} E$ ,  $N 40^{\circ} \pm 10^{\circ} W$  方向に弱い集中が認められる。これらは平行岩脈群貫入に先だって形成したものであるが、塩基性岩脈と同様、共役剪断性傾斜移動型である。

岩脈の貫入時期を示す事実は直接得られていないが、被覆する新第三系にはこの種の岩脈が全く見られないことから、(漸新世-) 前期中新世頃であろうと考えられる。



第 45 図 奥只見湖及び周辺地域における花崗岩中の岩脈に関する統計的処理図(塩川ほか, 1982)



## VIII. 新 第 三 系

(茅原一也)

八海山地域に分布する新第三系には、(1) 城内層群(八海山付近)、(2) 奥只見緑色凝灰岩層(奥只見湖本流兩岸地域)、(3) 荒沢岳デイスイト-石英斑岩類(荒沢岳付近)及び(4) 水長沢山溶結凝灰岩(利根川源流稜線地域)がある。

### VIII. 1 城 内 層 群

#### VIII. 1. 1 概説

城内層群は、新潟県魚野川東側に分布し、先新第三系基盤岩を不整合に被覆し、主として安山岩・玄武岩及び礫岩からなる新第三系に対し命名されたものである(池辺, 1953)。その後、この岩相については茅原(1966, 1974a, b)、茅原・西田(1968)、柳沢ほか(1985)が報告をした。

八海山地域の北西部、水無川流域・宇田沢川流域から八海山山稜を構成して分布する。この城内層群は隣接の十日町図幅内で魚野川右岸地域に広く分布するが、八海山地域ではその東部が分布している。

このほか、八海山地域の南西部で稜線上に安山岩質凝灰角礫岩や礫岩が分布している。高所に分布するため詳細不明であるが、ここでは一応、城内層群に含めることにした。

上部の礫岩層は八海山の山頂部を広く構成しているほか、桂山山頂部・大割山・金城山・隣接図幅内の塩沢南方の山稜地帯などにも厚く発達している。この礫岩層は東部では基盤岩類を直接覆っていることから下位の安山岩層とは不整合関係にある可能性が強い。

城内層群からは、上部の礫岩層中の泥岩から台島フローラに属する植物化石を産する(米谷盛寿郎, 1985, 私信)。岩質や地層の連続状態からみると、南隣越後湯沢図幅内の白坂層・松川層、谷川連峰の新第三系、水上東方の粟沢層などと恐らく一連のものであるので、従来、全体として台島層に対比されてきた。

最近、越後図幅地域内の湯沢層の黒色硬質頁岩中からN9-10を示す有孔虫が検出された(渡辺喜久男, 1982, 私信)ので、登川北岸地帯の黒色頁岩も、それに対比される可能性を生じてきた。城内層群のうち、南部に分布するものには泥岩がかなり多いので、目下、微化石の検出に努めているが未だ成功していない。

城内層群は岩質及び層位関係から次のように区分することができる。

八海山層 金城山火山円礫岩部層  
 坂戸山砂岩頁岩部層  
 八海山礫岩部層  
 大月凝灰岩頁岩部層  
 大倉層 大倉安山岩部層  
 下長崎礫岩頁岩部層

これらの各層及び各部層は、一般に西方で厚く東方で薄くなる傾向を示し、また、各層のいろいろな層準のものが基盤を覆うので、全体としても基盤岩にアバットしている関係になっている。しかし、最上部の礫岩層の一部は更に広くオーバーラップして基盤岩を直接に覆っており、一部のものは浸食により分離した分布を示している。八海山地域では、北西部のアオリ(1,206m)や、南西部の稜線上に分布するものがその例である。八海山地域では、城内層群は東側の水無川変成岩類とすべて断層で接している。

八海山地域に分布する城内層群は上記の各部層のうち、大倉安山岩部層大月凝灰岩頁岩部層および八海山礫岩部層である。

#### Ⅷ. 1. 2 大倉層 (Jo<sub>1</sub>, Jo<sub>2</sub>, Jt)

大倉層は城内層群の下半部を占め、下位より下長崎礫岩頁岩部層、大倉安山岩部層及び大月凝灰岩頁岩部層の三部層から構成される。

**地層名** 柳沢ほか(1985)による。

**分布** 魚野川以東の山岳地帯の山麓部を占めて広く分布する。八海山地域では大倉安山岩部層のみが分布している。

大倉安山岩部層 (Jo<sub>1</sub>, Jo<sub>2</sub>)

**分布** 本部層は全地域を通じて広く分布している。水無川流域では、兩岸の山麓地帯に広く分布している。宇田沢川流域では、右岸支流の屏風沢谷部に露出している。

**層厚** 約100-450 m.

**岩相** 全体として安山岩あるいは玄武岩の溶岩流と凝灰岩・凝灰角礫岩からなっているが、地域によって状況が異なる。

水無川右岸地域では、安山岩・同質凝灰岩・安山岩溶岩の順に重なっている。安山岩は変質が著しく、一部は緑色を呈し、凝灰角礫岩は雑色を示す。

八海山北斜面では、下位から、塩基性安山岩溶岩、安山岩質凝灰角礫岩、安山岩溶岩、及び安山岩質凝灰角礫岩が順次重なっている。

下位の安山岩は、暗灰色、緻密で無斑晶に近い。西部のものは赤紫色-暗緑灰色を呈し、緻密で塩基性である。流理構造を示すものもある。上部の溶岩は灰色-赤紫色を呈し斜長石斑晶が多い。一部には流理構造が発達する。

下位の凝灰角礫岩は、主としてあずき色-淡緑色の角礫岩-火山礫凝灰岩からなり、薄い細粒の凝灰岩及び安山岩溶岩を挟んでいる。

上位の凝灰角礫岩は、一部に斑れい岩、花崗岩、粘板岩などの亜角礫-亜円礫を含み、特に東方で多く、一般に堅硬である。礫は淘汰度が悪く、岩相の変化が著しい。

安山岩溶岩は次の種類からなっている。

変質輝石（玄武岩質）安山岩

変質輝石安山岩

変質紫蘇輝石-普通輝石安山岩

変質輝石（粗面岩質）安山岩

変質長石質安山岩

変質長石質輝石安山岩

八海山南斜面の斑状安山岩溶岩では、一部に自破砕構造が発達する。この上位の凝灰角礫岩は凝灰岩を挟み、安山岩角礫（数mm-10cm）のほかに粘板岩の薄片をまれに含む。

**層序関係** 水無川流域では、基盤を直接に覆っている。最下位には基盤岩の角礫状の巨礫を含み、急激に凝灰角礫岩に移化する。

#### 大月凝灰岩頁岩部層 (Jt)

**分布** 水無川左岸に分布する。

**層厚** 最大150mに達する。

**岩相** 下部は凝灰質シルト岩と火山礫凝灰岩からなり、中部では白色凝灰岩-凝灰角礫岩と凝灰質シルト岩からなっている。上部は火山円礫岩・凝灰質砂岩・赤褐色凝灰岩及び灰色シルト岩からなる。

### VIII. 1. 3 八海山層 (Jn<sub>1</sub>, Jn<sub>4</sub>)

本層は城内層群の上部を占め、下位より八海山礫岩部層、坂戸山砂岩頁岩部層及び金城山火山円礫岩部層からなるが本図幅地域に分布するのは八海山礫岩部層のみである。

**地層名** 柳沢ほか（1985）による。

**分布** 八海山西部に主として分布する。このほか水無川右岸のアオリ、南西部の茅ノ木山・ネコブ山及びその方面の1,064.8m三角点の山頂付近にも分布する。

**岩相** 本層は礫岩、砂岩、頁岩及び火山円礫岩などからなり、層序及び岩相上三つの部層に区分される。岩相全体としては、下位の大倉層に比べ火山性の堆積物が少ないことが特徴である。

**層序関係** 下位の大倉層を不整合に覆っているものと推定される。

#### 八海山礫岩部層 (Jn<sub>1</sub>, Jn<sub>4</sub>)

**一般的特徴** 八海山礫岩部層は城内層群の著しい特徴の一つである。特に八海山山地には厚く、かつ広く分布している。八海山頂上部の8つの峰はこの礫岩から構成されており、特異な地形を呈している。

八海山地域においては、この礫岩層は上下に2分される。下部は火山円礫岩層であり、上部は正規の礫岩層である。両者は全体として大倉安山岩層を覆っている。

**層厚** 下部は30-150m、上部は20-300mである。

**分布及び岩相** 八海山稜線地帯に分布するものは、一般に堅硬である。基質部は、下位の火山円礫岩層では淡緑色-淡褐色の凝灰質砂岩であって、上位の礫岩では暗灰色砂岩となる。礫は中-巨礫で亜円礫-円礫を主とする。礫種は安山岩が主であるが、そのほかに、粘板岩、花崗岩、砂岩、チャート、ホルンフェルス、凝灰岩、流紋岩、斑れい岩などを含む。なお、転石として緑色片岩、輝緑岩、閃緑岩、黒色準片岩などが認められるが、これらも元来は礫として含まれていたものであろう。中位から上位の層準には基盤岩に由来する礫が多い。一般に岩相の側方変化が著しく、礫の淘汰は不良である。

八海山稜南斜面では、同様に下部は火山円礫岩層である。これには火山礫凝灰岩及び凝灰岩を挟んでいる。礫は1-30 cmの角礫-亜円礫で、安山岩、花崗岩、粘板岩を主とし、ほかに砂岩、凝灰岩がある。基質部は、下部は凝灰質で、上部は砂質となっている。礫岩中には砂岩が卓越するところがあり、泥岩には炭質物を含むところがある。

**下位層との関係と対比** 八海山礫岩部層は下位の大倉安山岩部層の凝灰角礫岩や安山岩など、ところにより異なる岩層を被覆する。また、西隣「十日町」図幅地域の金城山西方では坂戸山砂岩泥岩層の上に重なっている(柳沢ほか, 1985)。アオリ、茅ノ木山及びネコブ山付近では基盤岩の上にオーバーラップしている。これらのことから、八海山礫岩部層は下位の地層に対し不整合関係にある可能性が高い。

西隣「十日町」図幅地域の魚野川左岸の五日町西方において掘削された六日町SK-1号井(石油資源開発K.K.)においては、七谷泥岩層の下位に厚い礫岩があり、更にその下位には安山岩・玄武岩が存在する。上部の礫岩は八海山礫岩部層のものに類似し、下位の火山岩は変質状況や岩質からみて大倉安山岩に類似している。

これらのことから、八海山礫岩部層は津川層に対比される可能性をもっている。

#### VIII. 1. 4 化石と地質時代

最近、白石・鴨井(1990)は城内層群分布地域の南部、小松沢北方の下長崎礫岩頁岩部層中から植物化石を報告した。以下、その要旨を述べる。

##### (1) 産出層と産状

植物化石の産出層準は城内層群の最下部に近い頁岩層である。頁岩は平行葉理が顕著で、色は暗灰-淡褐色で、炭質物の少片を多く点在させる。植物化石は印象が殆どで、量的にはあまり多くはない。岩相から推して、淡水成層ではないかと考えられる。これまでに、城内層群上部の礫岩層から Liquidambar その他の植物化石を産出したという報告がある(山田・黒川, 1985)が、詳細は明らかにされていない。

##### (2) 化石群

産出化石は8属8種である。内訳は針葉樹1種、沼沢性の多年生草本1種、残りは全て広葉樹(内1種は常緑広葉樹)で、山地寄りの湖沼周辺に広がる温帯広葉樹林の植生を反映したものと考えられる。組成上は *Parrotia* など“台島型”フロラの要素を主体とするが、*Fagus Antipofi* といった“阿仁合型”の要素が混入する点で注目される。

##### (3) 城内層群の時代

従来、城内層群は全体として台島層に対比されてきた(例えば、茅原ほか・1981a)。しかし、山田ほか(1985)は有孔虫化石群集の内容から津川・七谷階に対比した。また、柳沢ほか(1985)も城内層群上部の

八海山礫部層は津川層に対比される可能性がある旨を述べている。白石・鴨居(1990)らは、植物化石群その他の内容について検討した結果、城内層群の上部層(八海山層)と下部層(大倉層)とを、それぞれ西黒沢階・台島階に対比するのが妥当と考えている。

## VIII. 2 奥只見緑色凝灰岩層(Gt, cg)

### VIII. 2. 1 分布及び岩相

奥只見ダムより上流の只見川本川右岸に広く分布するほか、北ノ岐川合流点より恋ノ岐川合流点付近までの左岸にも分布する。

本層は基底礫岩層(cg)と緑色凝灰岩層(Gt)とに区分される。

基底礫岩層はダムの上流右岸及び左岸の一部に露出が見られる。古生層や花崗岩の角礫を多数含んでいる(第46図)。緑色凝灰岩層は只見川本川の右岸で典型的に、しかも連続的な地層を見ることが出来る。緑色凝灰岩は典型的な“津川緑色凝灰岩”の岩相を示す。緻密なデイサイト質細粒凝灰岩、粗粒砂質凝灰岩、火山礫凝灰岩、軽石質凝灰角礫の互層から主になっている。一部に珪化して硬質な部分がある。下部にはガラス質レンズを含む溶結凝灰岩が挟まれている。全体として緩傾斜であるが、上流部の右岸では北側に $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ の斜面を示している。

### VIII. 2. 2 緑色凝灰岩を貫く流紋岩岩脈群(L)

奥只見湖左岸に分布する緑色凝灰岩中には多数の流紋岩岩脈が貫入している。これらに対し、右岸側の凝灰岩中にはこの岩脈が全くといっていいほど存在しない。従って、本川の中央部に断層あるいは構造線の存在することが推定される。岩脈に沿っては所により粘土化が著しい。岩脈の方向は南北性のも



第46図 緑色凝灰岩層の基底礫岩。奥只見湖右岸

のが卓越している。岩脈の幅は1-10 m のものが多く、稀に20 m に達する。直立しているものが多く、しばしば柱状節理が発達している。

### VIII. 3 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類(Ar, Ap, Cg)

#### VIII. 3. 1 分布

この岩石類は荒沢岳(1,968m)および灰の又山(1,852m)を中心として、平面的には東西9km、南北には5.5kmのほぼ卵形をなし、中ノ岐川河床からは比高約1,100mの高まりをもち、独立した山塊を形成している。北部は明瞭な東西方向の断層によって北側の花崗岩と接している。

#### VIII. 3. 2 基盤岩との関係

北ノ又川支流の中ノ岐川下流左岸において花崗岩を不整合に覆って礫岩層(Cg)があり、主に花崗岩の円磨された中-大礫からなっている。この傾斜は30° 南西である。この上部には緑色の凝灰角礫岩が重なっている。これを貫くように石英ひん岩がある。また、中ノ岐川中流でも花崗岩を覆う礫岩が分布している。

荒沢岳北西部の蛇子沢および坪倉沢上流でも基底に礫岩(Cg)があり花崗岩を不整合に覆っている。荒沢岳南方の西ノ沢支流、岩魚沢中流では最下位の安山岩が奥利根層群の黒色頁岩の見掛け上、上位にある。ここでは黒色頁岩を被って礫岩層がある。この礫岩の礫は $\phi = 10-100\text{mm}$ で、礫種は砂岩、頁岩および花崗岩である。この礫岩の上位に安山岩溶岩が重なっている。

中ノ岐川沿いでは石英ひん岩-石英斑岩など半深成岩的であって花崗岩中に貫入している。中ノ岐川支流の二股川入口付近で石英ひん岩と花崗閃緑岩との貫入接触面が観察される。貫入面は北へ70° 傾斜している。

北ノ又川上流では奥利根層を覆って砂岩礫岩層(Cg)が分布する。層厚は約150mである。本層は赤色のアルコース質砂岩、花崗岩の中-小礫を含む礫岩の互層からなり、一部に安山岩層や安山岩質角礫岩を挟んでいる(第47図)。この上位に厚いデイサイトが重なっている。

#### VIII. 3. 3 岩質

各種の石英斑岩及びデイサイトの顕微鏡写真を第III図版に示してある。

##### (1) 貫入相

貫入角礫岩 (中ノ岐川支流西ノ沢) (第III図版1)

多くの異質岩片をもつ岩石で、本質的な斑晶としては石英・斜長石をもつ。石基はごく細粒で微斑晶質の石英・斜長石の角礫質細片を含んでいる。

石英斑岩(中ノ岐川) (第III図版2)

肉眼的性質：斑状組織 灰色石基に石英・斜長石斑晶が散在。

顕微鏡的性質：斑状組織



第47図 荒沢岳デイサイト底部の赤色礫岩・砂岩層. 北ノ又川上流大ピラヤス沢出合付近



第48図 斑状デイサイトの板状節理. 北ノ又上流シッカイ沢出合上流

斑晶：石英-他形（融蝕形），0.7-1.0mmで大型，珩長質のコロナをもつものがある。斜長石-自形-半自形，0.7-2.0 mmで大型のものが多い。汚濁することがある。一部は炭酸塩鉱物化，双晶普通。

石基：珩長質で0.05 mm±の結晶粒からなる。

#### 黒雲母角閃石石英斑岩（中ノ岐川）（第Ⅲ図版3）

肉眼的性質：花崗斑岩様外観を呈する。

顕微鏡的性質：斑状組織

斑晶：角閃石-輝石後のウラル石；斜長石；石英；黒雲母-一部緑泥石化。

石基：陰微晶質，珩長質結晶集合体からなる。

#### 角閃石石英斜長石石英斑岩（中ノ岐川支流西ノ沢）

肉眼的性質：斑状組織，灰色緻密の石基中に大形石英，斜長石，他形有色鉱物が斑晶として散在。

顕微鏡的性質：斑状組織

斑晶：角閃石-1.0-1.5 mm，半自形-他形，外廓は破碎，磁鉄鉱包有物多し；斜長石-自形-半自形，炭酸塩鉱物化著し；石英-他形（融蝕形），0.6-2.0mm。

石基：珩長質，細粒（0.05mm±），炭酸塩鉱物が多い。

#### (2) 噴出相

肉眼的にはいずれも斑状組織を示し，大型の斑晶としては石英・斜長石・角閃石などが認められる。

石基は緻密で，暗灰色・灰色・灰白色など各種の外観を呈している。以下，いくつかの岩種について顕微鏡観察結果を述べる。

#### 角閃石石英斜長石デイサイト（西ノ沢）（第Ⅲ図版4）

肉眼的性質：黒灰色石基に白色斜長石散在。

顕微鏡的性質：斑状組織

斑晶：角閃石-自形-半自形，0.3-0.7 mm，多くは緑泥石化；石英-他形（融蝕形），0.3-1.5 mm；斜長石-自形-半自形，0.3-2 mm，大部分は炭酸塩鉱物化および汚濁化；磁鉄鉱-他形，0.1-0.3 mm，少量。

石基：褐色ガラス質部分と少量，小形の斜長石からなり，流状構造を呈する。

変質-中程度，炭酸塩鉱物で交代される。

#### 黒雲母緑色角閃石石英斜長石デイサイト（西ノ沢）（第Ⅲ図版5）

肉眼的性質：褐灰色石基に白色斜長石散在。角閃石は少量。

顕微鏡的性質：斑状組織

斑晶：黒雲母-半自形，0.3 mm±，少量，周縁はオパサイト化；角閃石：他形-半自形，1.1-1.5 mm，多色性は緑色-褐色，一部緑泥石化；石英：他形（融蝕形），0.3-1.1 mm；斜長石-半自



形 - 自形, 0.6-1.2mm, 双晶および累帯構造が発達, クラックに沿い汚濁.

石基: ガラス質, 少量の斜長石と磁鉄鉱粒含む. 一部脱玻璃化.

#### 磁鉄鉱褐色角閃石石英斜長石デイサイト (西ノ沢) (第III図版6)

肉眼的性質: 斑状組織, 灰色石基に白色斜長石と角閃石が散在.

顕微鏡的性質: 斑状組織

斑晶: 褐色角閃石 - 自形 - 半自形, 0.2-1.1 mm, 一部周縁部はオパサイト化; 磁鉄鉱 - 他形 - 半自形, 0.1-0.6 mm, 少量; 石英 - 他形 (融蝕形), 0.3-1.5 mm, 斜長石 - 自形 - 半自形, 0.2-1.6 mm, クラックに沿い汚濁, 双晶発達.

石基: 陰微晶質, 珩長質, 斜長石・磁鉄鉱の微斑晶含む.

#### 磁鉄鉱含有褐色角閃石石英斜長石デイサイト (西ノ沢)

肉眼的性質: 斑状組織, 灰色石基に白色斜長石斑晶が散在, 角閃石斑晶は少量.

顕微鏡的性質: 斑状組織

斑晶: 磁鉄鉱 - 微斑晶質・半自形 - 他形, 0.1-0.2 mm, 少量; 角閃石 - 他形 - 半自形, 0.4-1.0 mm, 周縁はオパサイト化; 石英 - 他形 (融蝕形), 0.2-1.2 mm; 斜長石 - 半自形 - 自形, 0.3-1.4 mm, 双晶発達, クラックに沿い汚濁.

石基: 珩長質, 陰微晶質.

#### 磁鉄鉱含有褐色角閃石石英斜長石デイサイト (西ノ沢)

同上のものと大差ないが自形で八角の断面をもつ高温型石英斑晶が認められるのが特徴である.

### VIII. 3. 4 構造

本岩石類は半深成岩の貫入相と噴出岩相とに区分される.

このうち噴出岩相は顕著な層状構造を示している. それらは節理その他の違いによる層状構造, 特に連続性の著しい柱状節理の発達する層によって明らかな違いが認められ, この層状構造は遠望しても明瞭に認められる. この層状岩体は全体として7-8枚が識別される. このうち最上部層は荒沢岳-花降岳, 荒沢岳-灰の又山の稜線部一帯を広く構成している. 以上の層状構造はいずれも水平に近い.

### VIII. 3. 5 生成時代

荒沢岳半深成岩-噴出岩複合体の生成時代については層序的に花崗岩類・岩脈類より新期であるとし  
かえない, また, 化石は全く産出しない.

K-Ar年代: 貫入岩について全岩 K-Ar年代測定の結果は第10表に示すように4.3Maである. 一方, 奥利根源流域に分布する水長沢山溶結凝灰岩は岩質的にも荒沢岳デイサイトに近似しており, 後述のように中新世末ないし鮮新世とされている. このことを考えると上記の4.3Maという生成時代は矛盾しない. これらを一体として考慮すると, 利根川源流域から荒沢岳にかけ中新世末-鮮新世の酸性火

山岩区の存在したことが考えられる。

## VIII. 4 水長沢山溶結凝灰岩層 (Mz)

### VIII. 4. 1 分布

小林ほか(1976)の命名による。本層は利根川源流地域の奥利根層群分布地域内において、高所の尾根沿いに点在している。八海山地域では越後沢山から南の稜線上で狭い地域に分布している。

1978年における小林ほかの調査では、露頭としては確認されなかったが、井戸沢の転石、および越後沢ならびに新潟県三国川の転石として認められた。井戸沢の転石は水長沢山山頂部の本層に由来するものであろう。また後二者の転石から、本岩が越後沢山南面の県境尾根付近にも分布することが推定された。

### VIII. 4. 2 岩相

上記の転石は、いずれも径数十 cm ないし 1 m 余の歪円礫ないし円礫で、暗灰色ないし黒色である。最大長径 20cm に達する溶結凝灰岩に特有の本質レンズ、および径 3cm 以下の砂岩、頁岩、斑れい岩などの石質岩片を含む。

鏡下では、約 40% の斑晶を含み、斑晶鉱物は多い順に斜長石、石英、普通輝石、不透明鉄鉱物である。斜長石は最大長径 4 mm に達し、著しい累帯構造を呈するものが多く、石英は長径 2 ないし 5 mm で、著しい融食形を示す。石基は大小のガラス破片からなり、これらは溶結によって著しく偏平化している。普通輝石石英安山岩(デイサイト)質の溶結凝灰岩である(1976年の報告では紫蘇輝石石英安山岩質としたが普通輝石石英安山岩質の誤りであったので訂正された)。その後同質の溶結凝灰岩が越後沢山南方の稜線上にも分布することが明らかになった(小林ほか, 1978)。本地域の溶結凝灰岩の岩相は模式地の水長沢山のものと多少異なるが、後で述べる理由から、水長沢山溶結凝灰岩の一部とみなされた。分布は2ヵ所に分かれる。ひとつは小沢岳山頂およびその周辺である。他のひとつは三ツ石山の東約 800 m の稜線上である。

小沢岳周辺の溶結凝灰岩は、小沢岳の北西面と南西面に柱状節理の発達した崖をつくって露出し、北東面にも露出する。後者では斜面に平行な節理も発達する。本岩中にみられる葉理面は、その測定値が南西の尾根で N35° W27° E, N20° W22° E, N10° W12° など、北西面で N75° W, 20° S と一定しない。しかし柱状節理の様子や、全体の分布状況から推定すると、これらの値が堆積の変動を直接反映するとは考えられない。岩層のみかけの傾斜はやや急で、これは本岩堆積当時の地形に傾斜があったためとみられる。北東斜面を約 250m 下った地点で、本岩は下位の頁岩層を不整合に被う。また北西斜面には本岩の基底部と思われる露頭が遠望される。本層の厚さはおよそ 150m、厚く見積っても約 200 m 程度である。普通輝石石英安山岩質のガラス質結晶凝灰岩からなり、強度に溶結して緻密堅硬である。暗灰色ないし帯緑灰色を呈し、斑晶が多量に含まれ、本質レンズは肉眼で少量認められる。この点、水長沢山の溶結凝灰岩と異なり、越後沢山南のそれに似る。鏡下ではビトロクラスチックな組織は失われ、基質は脱ガラス化している。斑晶鉱物として斜長石、石英、普通輝石、それに少量のカリ長石と不透明鉱物を含む。二次鉱物として方解石、緑泥石などがみられる。ほかに細粒砂岩などの外来小岩

片を有する。

三ツ石山東の溶結凝灰岩は斜面上の2-3ヵ所に小さく露出する。塊状で節理に乏しく、風化面あるいは葉理面に平行な剥理がみられる。付近には同種の転石が多数みられる。本岩は下位の花崗岩を多量に捕獲し、また、ごく近接してかなり風化した花崗岩が露出する。したがって本岩が巻機山花崗閃緑岩を不整合に被うことになる。一部の露頭でN-S 65° Wの葉理面が測定された。この露頭は転石の疑いもあるが、断層に伴って変位した可能性もある。層厚は20 m以上、数10 m以内と推定される。露出面積は数mm四方以内である。溶結の程度からみると、侵食されて失われた部分は残存するものをはるかに越える量であろう。普通輝石を含む石英安山岩質溶結凝灰岩であるが、花崗岩に由来する外来結晶を多量に有し、正確な鉱物組成は不明である。灰褐色-黄褐色を呈し、小沢岳のものに較べて軟かい。本質レンズに富み、肉眼でも著しい溶結構造が観察される。石英で両錐形あるいはその破片状を呈するものは透明で、花崗岩に由来する淡灰色のものとは明瞭に区別される。鏡下において、本質的な斑晶と思われる斜長石は、外来のそれに較べてはるかに新鮮である。しかしこの点でそのすべてを区別することは困難である。外来結晶を除けば火山ガラスがやや多く、ガラス結晶質凝灰岩である。鏡下では溶結の著しいビトロクラスティックな構造を呈する。肉眼的な特徴や鏡下での一般的性質は水長沢山の溶結凝灰岩のそれに近い。

上記2分布地の溶結凝灰岩は互いに異なる岩相を示す。しかしながら両者の差異は色、硬さ、密度および斑晶量などである。このような相異は、溶結凝灰岩の形成機構を考えれば、同一のフロー・ユニット中にさえも生じうるものである。つまり本質的な差異ではない。それに対して両者は鉱物組成がほぼ一致し、地理的分布状況や周囲の岩石との関係もよく似ている。従ってこれら2分布地の溶結凝灰岩は、堆積の時期に仮にごく短く短いがあつたとしても、ほとんど相前後して形成されたと考えられる。本地域の溶結凝灰岩を利根川水源地域の水長沢山溶結凝灰岩の一部とみなしたことも上の考え方によつた。

#### Ⅷ. 4. 3 堆積年代

水長沢山溶結凝灰岩の堆積年代について小林ほか(1976, 1977, 1978)によつて簡単に述べると、本地域周辺の各地にいくつかの地質時代に属する多くの溶結凝灰岩が分布する。その中で中新世末ないし鮮新世の形成とされる溶結凝灰岩が岩質的にいちばん近い。そして広域的(関東地方北西部)な火成活動の同時性を考慮した上で、ほぼ同時期に形成されたものと考えられた。すなわち本岩の堆積年代は中新世末ないし鮮新世と推定される。

なお、小林ほか(1977)は、水長沢山溶結凝灰岩と切ヶ久保溶結凝灰岩(服部, 1974)の鉱物量比を比較して両者の対比をした。その後の報告(小林ほか, 1978)では、切ヶ久保溶結凝灰岩の3タイプに分けた場合の斑晶鉱物組合せや量比(須藤ほか, 1977)からみると、それらのいずれも水長沢山溶結凝灰岩のそれと直接対比できないとした。しかしながら服部氏(談話1978)によれば、服部(1974)の鉱物量比はほぼ切ヶ久保タイプⅢのものであり、その後の調査によつても、石英が「微量」以上に多く含まれることは確実だそうである。

## IX. 第四系 - 中・上部更新統 - 完新統

(茅原一也)

### IX. 1 更新世未区分段丘堆積物(t)

八海山地域北部の佐梨川及びその支流の流域には2段の河岸段丘が発達し、段丘礫層がのっている。北西部の水無川流域にも沖積面からそれぞれ5m, 8mの比高をもつ2段の河岸段丘が発達し、厚い段丘礫層が分布している。

西部の三国川流域では中位の河岸段丘の発達があるが上流ではごくわずかである。

北ノ又川の石抱橋から上流では3段の河岸段丘がやや広く発達し、いずれも段丘礫層が分布している。また、中・下流の奥只見湖南岸でもところどころ河岸段丘があり、段丘礫層の発達がみられる。中ノ岐川下流にあたる湖畔の左岸で一部に段丘礫層の発達がみられる。本地域南東隅の只見川本川沿いには2段の河岸段丘が発達し、いずれも段丘礫層をのせているが、3段目の地形は燧ヶ岳火山に由来する泥流堆積物であり、多数の安山岩礫を含んでいる。

### IX. 2 崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物(f)

新潟県南魚沼地域の東部山岳地域では旧期崖錐堆積物の発達が一般に顕著である。しかし、水系によりかなりその発達程度に差異があり、また、地質によっても著しい差異が認められる。場所によっては崖錐堆積物が流下あるいは移動して連続し、扇状地堆積物に移化している。

扇状地については、その発達の規模及び形成時代により大きく新旧二つに区分することができる。

その一つは、比較的小規模で、扇頂部が高い位置にあり、傾斜が大きいものである。時代的には旧期のもので、その前縁には急崖が存在している(第1型)。他の一つは、大きな河川の下流部に発達し、規模が大きく、扇頂部は低い位置にあり、勾配は非常に小さいものである(第2型)。この第2型に属する扇状地堆積物は、特に魚野川低地帯に流入する河川において特徴的に分布している。八海山地域では只見川本川の両岸にみられる。

崖錐性扇状地は本地域の東部山地に広く分布している。その一部は下流部において土石流扇状地に移化している。このような旧期の崖錐性扇状地のうちで、特に規模の大きいものを挙げれば、北から次のとおりである。

水無川流域では大倉南方斜面、三国川流域では深瀬北方斜面、只見川流域では鷹之巢付近のものが代

表的なものである。

八海山地域では山腹斜面に広く崖すい堆積物が分布している。このうち、特に三国川流域の変斑れい岩地域で発達が著しい。これは断層破砕帯の存在が顕著であることと深くかかわっている。

只見川本流左岸地域(図幅南東隅)では、新期の花崗岩地帯に崖すいの発達が顕著であり、これらは下流で岩屑流に移化している。

### IX. 3 地すべり堆積物(Ln)

三国川支流下津川下流左岸にやや広く分布する(後述)ほか、十字峡下流の三国川右岸に小規模に分布している。

八海山地域で地すべり堆積物が最も大規模に分布するのは本図幅地域北東隅すなわち奥只見ダム西方地域である。

### IX. 4 沖積層(a)ー氾濫原堆積物

完新世における上述以外の表成堆積物について沖積層を区分する。沖積層は各河川の河床及びその沿岸沿いの各所に分布する。主なものは八海山地域内では水無川及び三国川、只見川水系では北ノ又川及び只見川本川に分布する。構成物は主に玉石混じりの砂礫や粘土からなる。

## X. 応用地質

(茅原一也)

### X. 1 金属鉱床

八海山地域において、これまでに探鉱・開発された金属鉱床は(1)大湯・大倉鉱床、(2)南越鉱床及び(3)銀山鉱床が主なものである。その他、2・3の鉱床(Mo, Mnなど)があるが、ここでは省略する。

#### X. 1. 1 大湯・大倉鉱山

八海山地域の北西部で水無川変成岩類中にある鉱床である。1946年(昭和20)ごろに探鉱された。以下、昭和23年に現地踏査した片山信夫氏の私信に基づいて概要を述べる。

##### (1) 概説

本鉱床地域は新潟景北魚沼郡湯之谷村と南魚沼郡大和町(旧東村)とにまたがり、地形は極めて峻峻であり、かつ多雪地帯である。

地質は水無川変成岩類と、それを貫く花崗岩、蛇紋岩、および城内層からなり、各所に鉱床が胚胎している。

銅鉱床は緩傾斜の鉱脈を主とする真山鉱床群、蛇紋岩中の塊状交代鉱床の滝ノ沢鉱床群、角礫凝灰岩を母岩とする中央鉱床などに分類されるが、その鉱石はいずれも黄銅鉱と磁硫鉄鉱を主とし若干の石英を伴っている(第49図)。

## (2) 地質の概要

本地域の地質は中古生界の粘板岩層、それを貫く花崗岩・細粒斑れい岩質閃緑岩、水無川変成岩の千枚岩層とこれを貫く蛇紋岩、新第三系の流紋岩質凝灰岩、安山岩及び同質凝灰岩、凝灰質礫岩からなっている。

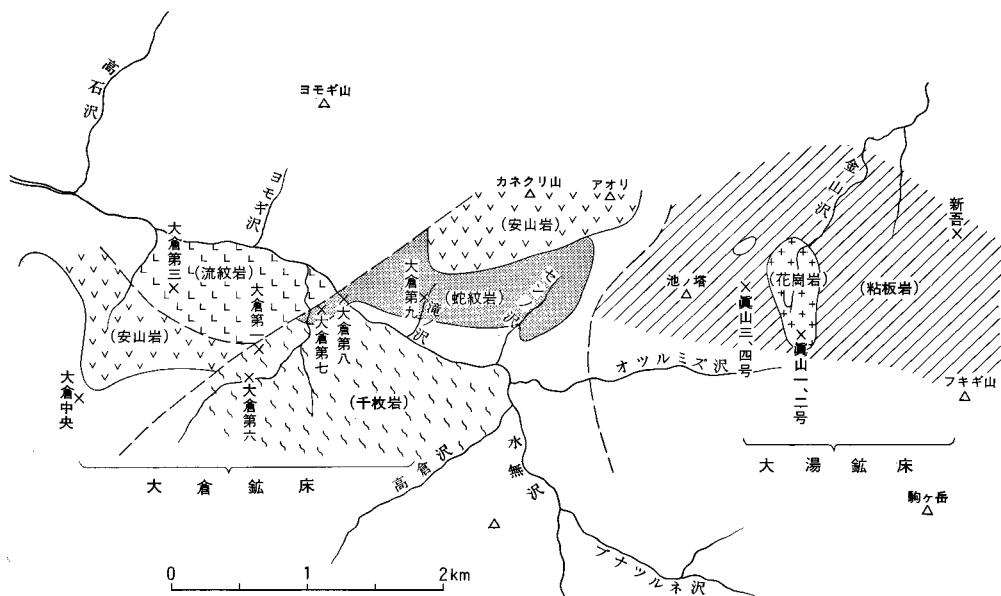
粘板岩層はほとんど粘板岩のみからなり、一部に薄いチャートを挟んでいる。粘板岩の節理は郡境の尾根では明瞭で、走向北15-30°E、傾斜はほとんど垂直である。この節理に沿って石英脈及び鉱脈の一部が形成されている。

花崗岩は金山沢を中心とする小地域に分布し、小岩株状に粘板岩層に貫入している。石英及び微斜長石を主とし、少量の白雲母を伴う。

真山四号鉱床付近には細粒斑れい岩質閃緑岩の岩床が粘板岩層中にみられる。この方向に平行な裂か

が真山区域の粘板岩層及び花崗岩中に発達し、大部分の鉱脈がこれに沿って形成されている。

千枚岩層は、オツルミ沢下流では細かいちりめん状の微褶曲をしている。縞模様の一般走向はN



第49図 大湯・大倉鉱床分布図(片山による)

10°-30° W で、傾斜は垂直に近く、仙ノ沢との中間では30° W である。ここでは30°-40° W のピリヒがオツルミズ沢で見られる。

蛇紋岩は帯緑黒色、緻密な岩石で不均質であり、仙ノ沢上流では二次角閃石からなる岩石がある。一部に石綿があり、また滑石を生じている。

凝灰質礫岩層は鬼ノ岳中腹及び大倉中央鉱床付近に分布する。礫種は黒雲母花崗岩、粘板岩、チャート及び変質安山岩類であって、分級度は低く、また、しばしば角礫に近くなる。最大のものは黒雲母花崗岩礫で径50 cm に達する。

断層としては千枚岩層の東及び西の境に衝上断層の存在が推定される。西側の断層の一部は大倉第七鉱床の坑内に現れ、走向 N50° E、傾斜 50°-60° SE である。

### (3) 銅鉱床

銅鉱床の主なものは、

大湯鉱山-新吾、真山一号・二号・三号・四号

大倉鉱山-第六、七、八、九、及び中央鉱床

であって、

(イ) 真山鉱床群(新吾、真山一、二、三、四号)

(ロ) 滝ノ沢鉱床群(大倉第七、八、九号)

(ハ) 中央鉱床

に分類できる。

(イ) 真山鉱床群: 粘板岩層(新吾、真山三号)及び花崗岩(真山一・二号)、細粒斑れい岩質閃緑岩(真山四号)を母岩とする鉱床群であって、西方に30°-40° 傾斜するものが多い。

いずれも黄銅鉱-磁硫鉄鉱-石英脈であって、所により閃亜鉛鉱を伴っている。母岩が粘板岩の場合は、あまり著しい変質を認めないが、その他の場合には黄銅鉱の鉱染が著しく多少粘土化している。

真山一号鉱床は真山鉱床群の中で最も重要なものである。鉱床露頭は金山沢の源流域で海拔1,000-1,060 m の間にあり、全体として走向 N20° W、傾斜約 35° W である。その推定総延長は350 m 以上である。脈幅は数 cm- 数 10 cm であるが、一部では30-60 cm に達する。

真山一号鉱床では下盤に亜鉛鉱脈を伴っている。他の鉱床については省略する。

(ロ) 滝ノ沢鉱床群: 水無川支流の滝ノ沢を中心として分布し、蛇紋岩を母岩とする鉱床である。磁硫鉄鉱を主とする不規則塊状の鉱体を主とし、その一部に黄銅鉱を多量に含むことがある。また、その周辺には珪石帯を伴うことが多い。次のような鉱床がある。

大倉第九鉱床 水無川右岸 3 鉱体あり。

① 磁硫鉄鉱、下盤に粘土及び角礫帯

走向 N50° E、傾斜 50° S

② 磁硫鉄鉱、下盤に角礫粘土

走向 N15° W、傾斜約 50° W

③ 黄銅鉱多し

大倉第八鉱床 水無川左岸

磁硫鉄鉱，一部に黄銅鉱多し

大倉第七鉱床 同上，N50° E，傾斜 50° SE 方向の断層に沿ひ鉱体がある。

大倉第六鉱床 同上，マス沢上流，幅数 m の珪石帯があり，局部的に黄銅鉱を伴う。

(ハ) 中央鉱床：細越沢上流，凝灰質礫岩を母岩とする。一部に高品位の銅鉱があるが，詳細不明である。

#### (4) 銅鉱石

本地域の銅鉱はいずれも主として黄銅鉱，磁硫鉄鉱及び石英からなる。

銅の平均品位からみると，(i) 銅2%以上のもの，(ii) 平均品位銅1%前後のもの，及び(iii) 緻密な磁硫鉄鉱からなり，銅 1000 分の 1 台あるいはそれ以下のものに分類できる。

### X. 1. 2 南越鉱山

八海山地域の南西部，三国川上流支流の黒又沢流域に南越鉱床がある。豊臣時代から金，銀，銅を採掘していたといわれている。昭和 25 年，日満鉱業(株)が若井朝則から鉱区を買収し，採鉱を開始した。昭和 30 年 (1955) 東邦亜鉛の所有となり，翌年開発に着手，昭和 38 年 (1963) 月産 1,000t の試験操業に入り，昭和 40 年 (1965) 月産 5,000t の出鉱量となる。昭和 46 年休山となり現在に至る。昭和 41 年までの産出金属量は，Pb4,288t，Zn7,354t，Cu302t である。

以下，主として佐々木伝一 (1961, 1965)，上野忠夫 (1962)，山岸俊男 (1963) に基づいて本鉱床について概説する。

南越鉱山 (東邦亜鉛 K.K. 南越鉱業所) は昭和 31 年以来採鉱・採掘が行われ，現在は休山中である。昭和 38 年には粗鉱 5,000t / 月 (Pb4.0%，Zn8.0%，Cu0.6%) の生産があった。

#### (1) 鉱床の母岩

鉱床地域は水無川変成岩，変斑れい岩並びに後期貫入の黒雲母花崗岩，ひん岩，石英斑岩，石英安山岩の小規模な岩脈によって構成されている (第 50 図) (第 6 表)。

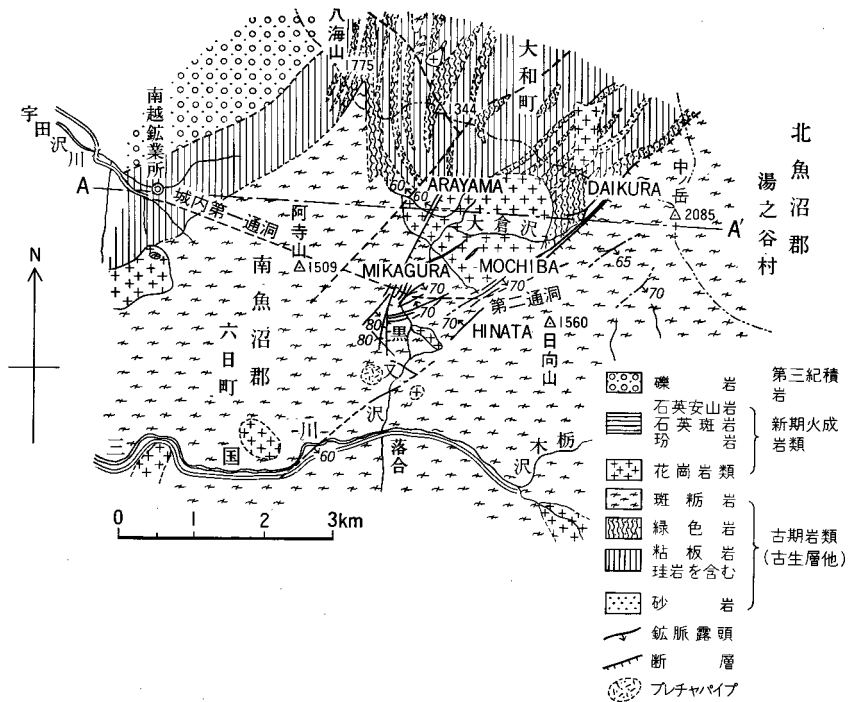
#### (2) 鉱床の概要

南越鉱山の鉱床は前記諸岩中に胚胎する銅を随伴する鉛，亜鉛の鉱脈鉱床である。主要な鉱床は大倉

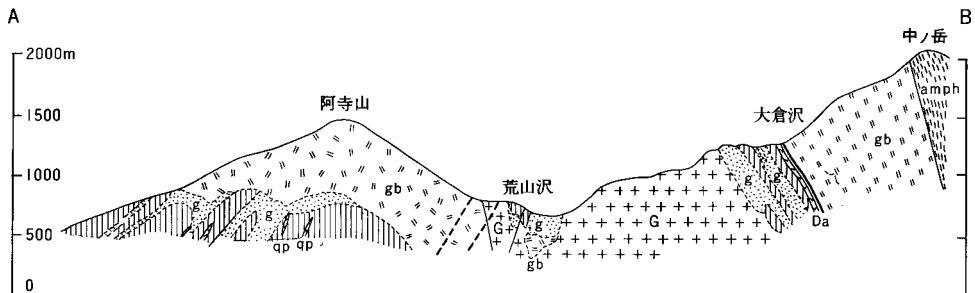
第 6 表 南越鉱山付近の諸岩類の関係 (佐々木, 1968)

区 分	構 成 岩	変成作用および鉱床の形成	時 代
新 期 火成岩類	石英斑岩，石英安山岩 岩脈 ひん岩……………岩脈	鉱床の形成  熱変成作用を およぼす	} 第三紀
	黒雲母花崗岩…………岩脈 ひん岩……………岩脈		
古期岩類	蛇紋岩……………岩脈 斑れい岩…ロボリス? 粘板岩，緑色岩，砂岩 珪岩	熱変成作用を うけている 弱い広区域変成作用をうけている	中生代初期 - 古生代 古生代





第50図 南越鉍山地質鉍床図(佐々木, 1961)



第51図 南越鉍山地質断面図(佐々木, 1968 に一部加筆)

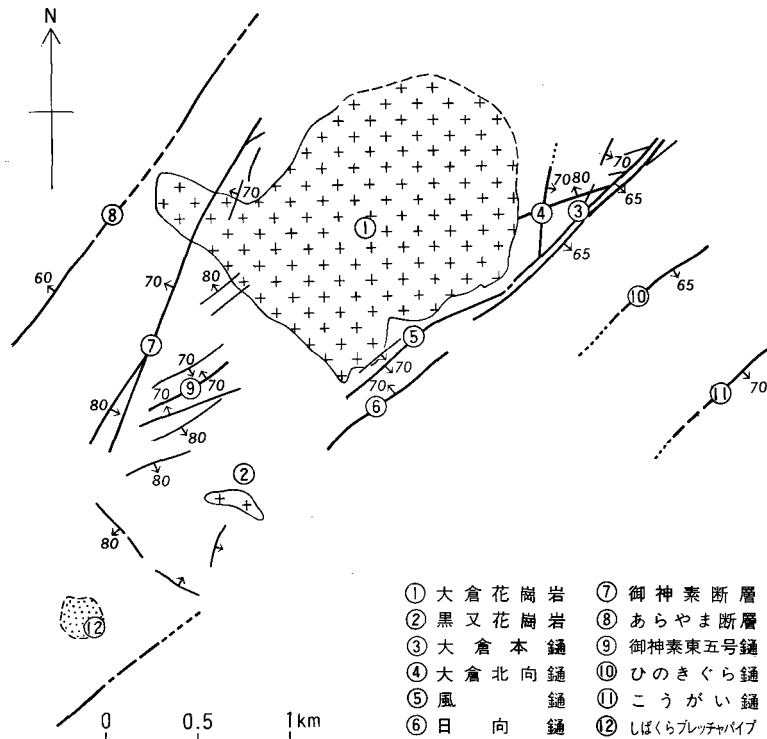
gb: 変斑れい岩, amph: 角閃岩, G: 大倉花崗岩, qp: 石英斑岩, Da: 石英安山岩, g: 綠色岩, ss: 砂岩

花崗岩の周辺に発達しており、大倉花崗岩の東側に大倉鉍床、ひのきぐら鉍床、こうがい鉍床があり、南側にもちば鉍床、日向鉍床、南西側に御神楽鉍床、西側にあらやま鉍床がある。またこれらの他に御神楽鉍床の南方にしばくら鉍床及び八エ門沢鉍床がある(第52図)。

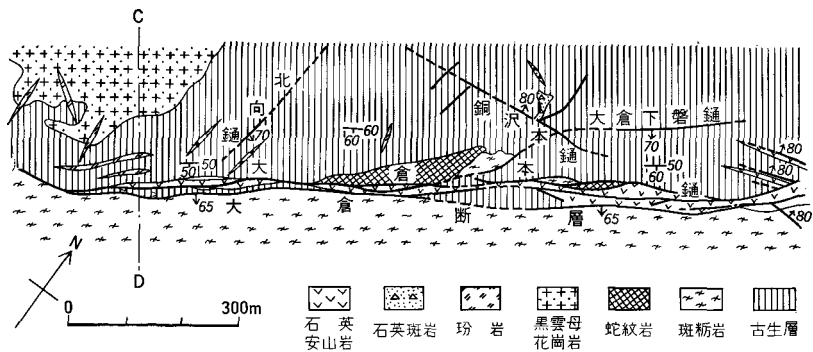
各鉍床は多くの露頭を有し、これらは標高1,700-400 mの間に広く分布している。鉍脈を胎する断層裂かば東北東-西南西の方向のものが多い。

### (3) 鉍石鉍物

鉍脈の主要鉍物は各鉍床を通じてほぼ同一で、主要なものは方鉛鉍、閃亜鉛鉍、黄銅鉍、磁硫鉄鉍、



第52図 南越鉱山裂か分布図(佐々木, 1968)

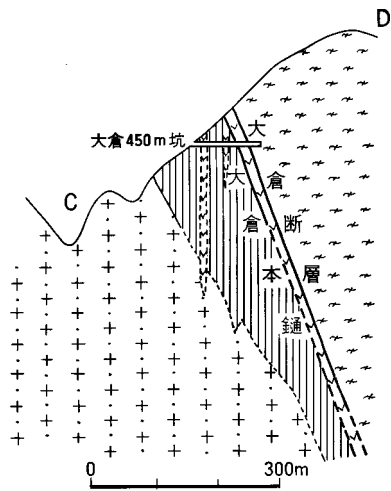


第53図 大倉鉱床地質鉱床図(佐々木, 1968)

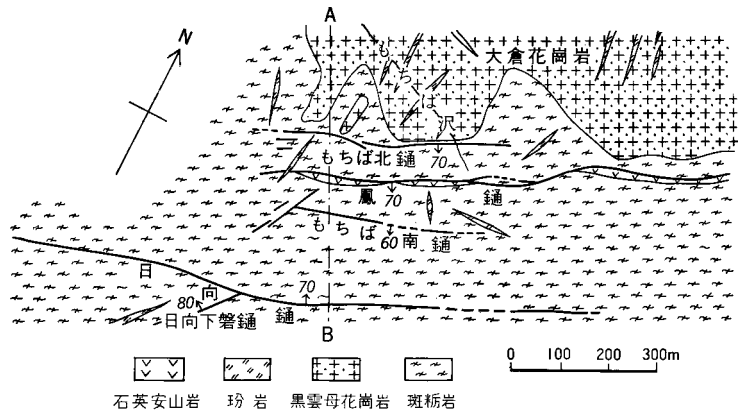
硫砒鉄鉱, 黄銅鉱であり, これに少量の磁鉄鉱, キューバ鉱, 四面銅鉱が随伴し, 脈石は石英と方解石である. これらの鉱物の晶出順序, 共生関係からみると, 南超鉱山の鉱床は深-中熱水性の鉱床であると判断される.

#### (4) 主要鉱床の概要

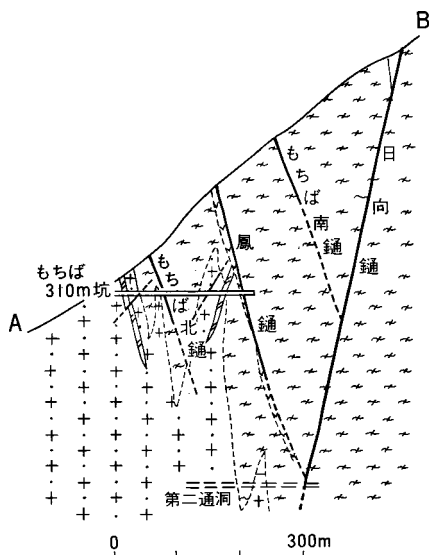
a. 大倉鉱床: 大倉断層 (走向  $N60^\circ E$ , 傾斜  $65^\circ SE$ ) の下盤剪断帯には蛇紋岩があり, さらにこれを切って石英安山岩の貫入がある. 大倉本鍾 (走向  $N60^\circ E$ , 傾斜  $65^\circ SE$ ) は大倉断層にほぼ平行な裂かに胚胎し, 長さ  $1,500 m$ , 脈幅は  $0.5-2.0 m$  である. また, 北部の剪断帯中には数カ所に数 m の塊状鉱染鉱



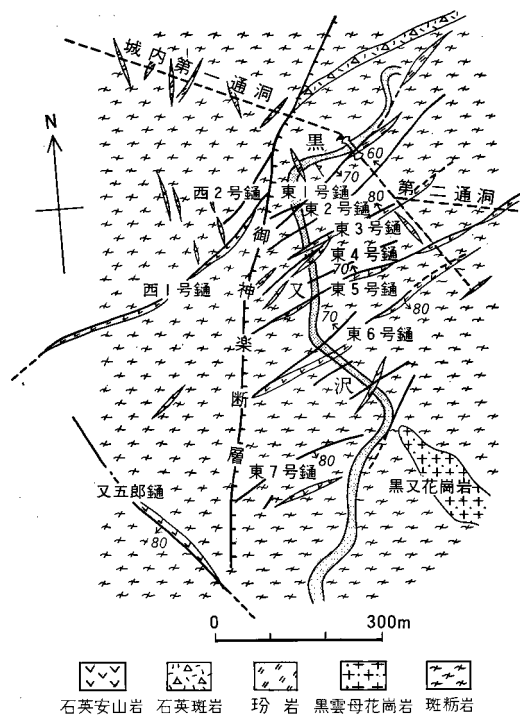
第54図 大倉本鍾南部 C-D 断面図 (佐々木, 1968)



第55図 日向, もちば鉱床地質鉱床図(佐々木, 1968)



第56図 もちば鉱床地区 A-B 断面図(佐々木, 1968)



第57図 御神楽鉱床地質図

体がある。更に南部，中部では分岐した北向鍾，大倉下盤鍾，大倉上盤鍾などがある（第53，54図）。

b. 日向，もちば鉱床：大倉鉱床の南西側に連続して，長さはさらに1,200mのび鳳鍾（走向N70°-80° E，傾斜65°-75° SE）と呼ばれる。その西南部にはもちば北（N70° E，70° SE）及びもちば南（N70° E，70° SE）などの平行脈がある。

日向鉱床はN70° E，傾斜70° NWを示す（第55図）。

c. 御神楽鉱床：第57図に示したような鉱脈群からなる。この地区の鉱脈はいずれも脈幅0.15-0.8 mの細脈で，その延長は400-600 mである。御神楽断層は一部に鉱体の賦存があり，鉱化作用が認められる。

以上の各鉱床を構成する鉱脈一覧を第7表に示してある。

### (5) 生産量

南越鉱山の昭和38-45年度における生産量を第8表に示した。

第7表 南越鉱床の鉱脈一覧(佐々木，1961)

主要鉱脈名	鉱脈数	走 向	傾 斜	既 開 発		平均脈幅	平均品位 (主要鉱種)	露頭鉱床	潜頭鉱床	鉱床胚胎域の範囲
				走向延長	傾斜延長			露頭から最下部への垂直深度	地表より鉱脈上限および最下部への深度	
御神楽東2号鍾	1	N40° E	70° NW	m	m	0.50	Pb% 8.6 Zn% 7.4 Cu% 0.2	66+	m 上限m 下限m	E-W 4 km N-S 3 km
” 東3号鍾	1	N60° E	86° NW	570	105	0.30	8.0 7.5 0.9	212+		
” 東5号鍾	1	N60° E	70° NW	630	150	0.70	7.9 7.7 0.7	238+		
” 西1号鍾	1	N30° E	70° SE	560	280	0.40	3.6 12.2 0.7	265+		
20号本鍾	1	N40° E	70° SE	160	64	0.50	11.8 9.1 1.0	148		
大倉本鍾	2	N40° E	60° SE	1,240	0	2.00	4.5 9.5 0.9	1,000+		
銅沢本鍾	1	N70° E	60° NW	260	0	2.00	6.9	76+		
鳳 鍾	3	N60° E	70° SE	800	0	0.50	3.3 7.3 0.7	584+		
日 向 鍾	1	N60° E	70° NW	940	340	1.20	5.4 9.1 0.9	728+		

第8表 南越鉱山の年生産量(新潟県，1977)

年 度	粗 鉱 量 t	精 鉱 量 (t)			
		銅	鉛	亜鉛	硫化鉄
38	8,198	67	277	870	298
39	31,379	536	843	3,269	3,118
40	51,973	535	1,220	6,333	6,179
41	59,117	242	1,398	5,415	8,285
42	66,374	216	1,501	4,743	6,021
43	70,635	256	1,584	3,473	4,250
44	68,105	248	1,105	3,216	3,984
45	36,949	242	1,085	2,798	2,749

(東邦亜鉛株式会社)

### X. 1. 3 銀山鉱床

#### (1) 沿革

北魚沼郡湯之谷村の会津県境の只見川流域に1642年(寛永19)に銀鉱が発見され、1692年(元禄5)には高田藩によって只見川原に上田・白峰銀山が開発された。この銀鉱を小出まで搬出するために指定された宿駅は銀山八宿と呼ばれた。小出から芋川・大湯・坂本宿を経て旧技折峠(1,236m)の難所を越えて北ノ又の石抱に出、更に須原口から銀山御陣屋、買石原に至ったのである。浪拝から買石原にかけて銀山役所や製錬所を中心に一時は1,000軒余りの鉱山町が繁栄したといわれる。銀山はわずか7-8年で終わり、後は鉛山として断続的に幕末まで続いた。現在はそのすべてが1958年から始った奥只見電源開発の貯水ダムに埋没してしまってその面影をしのぶ由もない。奥只見湖はそのため銀山湖ともいわれる。

#### (2) 鉱床

現在、一部に旧坑があり、また、湖面が低下すると坑口の一部が現れるものが1-2あるのみである。奥只見ダム湖畔に存在する多くの流紋岩脈には壁面にしばしば粘土化や鉱化作用が認められる。銀山鉱床の銀鉱脈もこのような鉱化作用に関係したものであると思われる。しかし、詳細は不明である。

### X. 1. 4 その他

中ノ岐川上流の剣ヶ倉山北斜面には花崗岩中にモリブデン鉱床(輝水鉛鉱)が小規模にあることが知られている。また、中ノ岐川下流にはごく局所的にマンガン(軟マンガン鉱)の小脈があり、探鉱されたことがあったといわれている。

## X. 2 ダム地質 - 特に三国川ダムについて

八海山地域において、現在建設中のダムとしては、三国川中流の三国川ダム(完成予定、平成4年度末)がある。そのほか、本地域の北東端に隣接して奥只見ダムがあるが、ごくわずかに本図幅地内からはずれるので説明を省略する。しかし、このダムによる湛水域は只見川本川及び支流の中ノ岐川に広く存在している。その湛水面積は約11.50km<sup>2</sup>、総貯水量約601,000×1,000m<sup>3</sup>である。

#### 三国川ダムの諸元

目的：多目的(治水・水道・発電)ダム

形式：中央コア型ロックフィルダム

堤高：119.5m

堤頂長	419.5 m	洪水調節容量	1800 万 m <sup>3</sup>
堤頂幅	10 m	堆砂容量	770 万 m <sup>3</sup>
堤体積	680 万 m <sup>3</sup>	水道用水容量	90 万 m <sup>3</sup>
集水面積	76.2 km <sup>2</sup>	設計洪水流量	1690 m <sup>3</sup> /秒
湛水面積	0.76 km <sup>2</sup>	計画洪水流量	1100 m <sup>3</sup> /秒
総貯水容量	2750 万 m <sup>3</sup>	計画最大放流量	100 m <sup>3</sup> /秒
有効水容量	1980 万 m <sup>3</sup>	調節容量	1000 m <sup>3</sup> /秒

## 基盤岩地質

ダム地域を構成している岩石は主として変斑れい岩であって、これを貫いて花崗閃緑岩、花崗岩、ひん岩などの岩脈が多数存在している。斑れい岩体の中には断層及び破碎帯が顕著に発達している。

### (1) 変斑れい岩

変成作用の結果、元来存在した輝石が角閃石に変化しているほか、種々の変成鉱物を生じているので変斑れい岩と呼ばれる。

ダム地域内に広く分布し、一括して変斑れい岩とよばれるものは、肉眼的にも顕微鏡下でも著しい岩相変化を示し、一般に縞状構造が発達している。肉眼的には野外で次のようなタイプが識別される。

- ①変斑れい岩 - 粗粒, 中粒 - 細粒
- ②優白質粗粒斑れい岩
- ③優黒質細粒斑れい岩 (一部角閃岩様)
- ④斑れい岩ペグマタイト (角閃石巨晶含む)
- ⑤変コートランド岩 (スピネル・かんらん石・角閃石からなる超塩基性岩)

以下、主として右岸地域の状況について説明する。

十字峡より以東では、縞状構造及び片麻状構造の発達する変斑れい岩が主で、片理の走向・傾斜は一般に $N10^{\circ}-20^{\circ}W$ で南西に $20^{\circ}$ 内外の傾斜を示している。下津川沿岸では優黒色細粒の変斑れい岩が多い。この地域では南北方向に近い断層や剪断面が顕著に発達し、走向東西で南に緩傾斜する節理系もしばしば発達している。

十字峡からチチ沢間では片麻状構造が顕著で $N20^{\circ}-30^{\circ}W$ ,  $30^{\circ}SW$ 傾斜の片理構造を示している。黒又沢右岸では角閃石巨晶を含むペグマタイト質斑れい岩がレンズ状に介在し、一部に変コートランド岩質のレンズ状ブロックを含有している。

チチ沢 - 大戸沢付近では優黒質の縞状斑れい岩が卓越している。

大戸沢 - 滝沢西方の間では、優白色粗粒斑れい岩と優黒質中-細粒斑れい岩が有律的な互層を形成し顕著な縞状構造を示している。その片理は $N60^{\circ}E$ ,  $10-20^{\circ}NW$ 傾斜を示している。優白質斑れい岩には角閃石巨晶集合体がクロット状に多数含まれているのが特徴である。滝沢東方でこの中に金雲母-角閃石-変輝緑岩の岩脈がある。滝沢左岸から先1淵堰堤下流、第1排水口入口付近にわたり著しい破碎帯がNE方向に存在している。母岩は縞状構造の発達した変斑れい岩であるが、剪断方向に花崗岩・ひん岩類が複合岩脈として貫入し複雑な構造を呈している。

切山沢下流左岸にはコートランド質超塩基性岩があり、斑れい岩ペグマタイト脈によって貫かれている。

切山沢 - カラホリ沢間では、中-細粒で縞状構造の発達する優黒質斑れい岩が卓越し、多くの花崗岩脈によって貫入されている。

ダムサイト右岸のノリ面では、斑れい岩ブロックを多数に含む閃緑岩がNE方向に延びている。

### (2) 花崗岩

花崗岩は、斑れい岩中の岩脈として出現している。中-細粒の黒雲母花崗岩で、しばしばアブライト質である。大割山断層以西では広く分布している。一般にマサ化している。

ダム地内では、チチ沢東方から出現し、滝沢から西方の断層破碎帯では多数存在している。更に西方では次第に数を増し、ダムサイト周辺では、地表部、調査横坑、及びボーリング内にも多数出現している。

(3) 閃緑岩

ダムサイト右岸のノリ面にやや広く露出しており、斑れい岩ブロックを多数包有している。閃緑岩自体も新鮮な部分がマサ化した部分の中にブロック状に存在する。これらは更に花崗岩脈によって複雑に貫かれている。

(4) ひん岩

斑れい岩の中の岩脈として多数存在している。ち密な岩石で一部は斑状を呈する。特に破碎帯内に密集して存在している。北東-南西方向をとるものが多い。

第9表に示したような種類が区分される。

断層及び破碎帯

三国川ダム湛水地域内の斑れい岩体を切る主要な断層系及び破碎帯は、上流側から、

(1) 下津川断層帯、(2) 大倉断層延長部、(3) 先ノ淵断層破碎帯、(4) ダムサイト上流側の断層、及び(5) 大割山断層などである。

(1) 下津川断層帯

第9表 ひん岩類一覧表(三国川ダム調査事務所報告, 1976)

位置	岩石名	色調	記 事			
			硬 さ	そ の 他	RQD%	
上流 ダム サイト	ボーリング No.3 13.50 - 19.45m 21.70 - 27.20m	輝 緑 岩 (玢岩 P <sub>01</sub> )	濃青灰	硬 質	緻 密 亀裂多し	0 - 60
	RT-1 20 - 54m 70 - 71.5m	(玢岩 P <sub>02</sub> ) (玢岩 P <sub>01</sub> )	褐 色 濃青灰	硬 - 軟 硬	10cm程度に砕け 易い 緻 密	
	RT-2 5 - 30m	(玢岩 P <sub>02</sub> )	褐色 - 青 灰	硬 - 軟	20cm以下 (10cm前後多し)	
	RT-3 0 - 3m	(玢岩 P <sub>01</sub> )	濃青灰	硬	緻 密 10cm以下に砕ける	
	ボーリング No.1 16.00 - 50.20m	玢 岩 (玢岩 P <sub>02</sub> )	暗青緑	軟 - 硬	全体的にクラック 多し	0 - 40
下流 ダム サイト	ボーリング No.1 31.40 - 31.85m	玢 岩	暗 灰	硬		
	ボーリング No.1 17.55 - 18.40m 27.20 - 29.00m	玢 岩 安 山 岩 (閃緑岩)	黒 青 灰	硬 硬	細 粒 細 粒	88 - 94
	ボーリング No.2 (A測点) 41.30 - 45.90m	玢 岩	暗 緑	硬		0 - 10
	ボーリング No.7 13.70 - 14.30m	角閃石安山岩 (従来ひん岩と していたもの)	灰 黒	硬	細 粒 緻 密	(50)

十字峡付近において、黒又沢及び三国川本川並びに下津川沿いに顕著にみられるNS-NNE方向の断層群である。下津川の流路方向を規制しており、地すべり性崩壊とも深く関わっている。

#### (2) 大倉断層延長部

十字峡下流の第1屈曲部においてみられるNE方向の断層である。幅約20-3mの剪断帯を伴い、一部に葉片状緑泥石帯を生じている。この断層帯にはアブライト質花崗岩岩脈の貫入を伴っている。更にひん岩も伴う。上流右岸の厚い崖すいや地すべりの発生場所を規制しているように見られる。

#### (3) 先ノ瀨断層破碎帯

先ノ瀨堰堤下流から滝沢の橋付近を通る北東-南西方向で、幅約30mの顕著な断層破碎帯である。縞状の斑れい岩を密集して貫入している花崗岩及びひん岩が共に強い剪断を蒙っている。共役的なシェアにより斑れい岩はブロック状に分断されている。滝沢下流の道路ノリ面の崩壊はこの破碎帯の中で発生したものである。

この破碎帯は、ダムサイト上流案に関連したボーリング調査や横坑調査によって既にその存在が分かっていたものであるが、付け代え道路ノリ面の掘削により、その全貌が明らかになった。

#### (4) ダムサイト上流側の断層

ここではNE方向及びNNE方向の断層が存在している。

#### (5) 大割山断層

ダムサイト下流側のNE方向の断層であり、三国川右岸では、花崗岩と閃緑岩を境し、左岸側では斑れい岩と花崗岩とを境している。

### X.3 温泉

八海山地域東部の只見川本川の左岸には、かつて温度50℃の温泉が自然湧出<sup>なみおがみ</sup>して浪拝温泉と呼ばれ、露天風呂として利用されていた。

この地質的背景をみると、左岸地帯には緑色凝灰岩層が分布し、この中に南北方向の多くの流紋岩の岩脈が貫入している。浪拝温泉はおそらくこの岩脈を通路として上昇しているものと考えられる。一方、右岸の緑色凝灰岩の中にはこの種の岩脈がないので、只見川本川の中央部を通る断層の存在が推定される。この断層が温泉湧出を規制していると思われる。熱源は花崗岩体の深部にあり、この一帯の地温勾配は高い。

上流の恋ノ岐川下流部にも温泉(温度25℃)の自然湧出が知られ恋ノ岐温泉と呼ばれる。現在湖面が低下すると、温泉源が一部現れるといわれる。この温泉は同様に流紋岩の岩脈に沿って上昇している。

その他、中ノ岐川下流の湯ノ入沢の下流部にも温泉の徴候が認められたといわれる。

以上を総合すると、浪拝温泉を中心としてこの地域の花こう岩体には地温勾配の高い地帯が明らかに推定される。



## X. 4 トンネル地質

1958年(昭和33)から奥只見ダム建設に伴って、工事中運搬道路として新潟県湯之谷村からダムサイト左岸まで総延長22kmのトンネルが掘さくされた。そのうち八海山地域を通過しているのは約16kmである。このトンネルは1967年(昭和42)以降、奥只見有料道路(奥只見シルバーライン)として一般に供用されたが、1977年(昭和52)以後は無料の県道として使用されている。

トンネル内の地質は地表の基岩地質とおおむね対応しており、特に銀山平付近から北西にかけては多くの塩基性-中性の岩脈がある。奥只見ダム出口付近では、超塩基性岩と変斑れい岩とはNE方向の断層で接し、剪断帯が認められる。これに沿って一部に蛇紋岩が介在している。

## X. 5 地すべり・崩壊

八海山地域内における主要な地すべりは、(1)三国川支流、下津川下流左岸の崩壊性地すべりと、(2)奥只見ダム西方、すなわち丸山北東斜面の地すべり性崩壊である。

### X. 5. 1 下津川崩壊性地すべり

本地すべり地は、十字峡から約700m南方の下津川左岸山腹斜面に位置している。

三国川は、1969年(昭和44)8月8日未明の大出水により、わらびの付近から下流部一帯に洪水とともに流出した土砂による大災害を引き起した。その時の土砂流出は主として下津川から供給されたものであった。それを契機として、下津川に本格的な砂防事業の早期着工の必要性が生じ、1969年(昭和48)7月6日、下津川第1号ダムが着工した。

当初設計の段階では、左岸側は一部が岩盤と見られたが、掘削の結果、崖錐の中の大岩塊(径5m内外)であった。そこで更に掘削中、8月下旬に入ってから降雨日数が増加し、8月23日に約1,000m<sup>3</sup>の崩壊が始まり、8月30日までに4回の崩壊が続き、計約4,600m<sup>3</sup>の岩もろとも崩壊があり、掘削上部の山腹には広範囲にわたる亀裂が発見された。

その後設置された調査委員会の検討結果を要約すると次のようである。

(1) 崩壊地及び背後の斜面一帯は、変斑れい岩、変閃緑岩から構成され全体的に広い破碎帯を形成しており、所により蛇紋岩化、緑泥石化している。崩壊前の斜面の平均勾配は1割2分(約40°)、最急勾配は1割1分であった。

(2) 崩壊の直接的な原因は風化表土層の崩れ易い素因と、ダム床掘り掘削による引張り、連続降雨等を受けたこと等によるもので、地すべり性でないことが明らかとなった。

(3) 崩壊したのは浅部の表土が落ちたもので、深部は現在は安定しているものと考えられる。崩壊地上部の亀裂のある斜面は崩壊したものと同質で深さは7m程度である。

基岩面形はほぼ平面に近い形であって、円弧状の深いものではない。このことは、当初の地表面形にほぼ平行した風化表土層の崩落であることを示すものと考えられ、深さの変化がなかったことがそれを

裏付けている。

(4) この斜面における湧水の状態を見ると、床掘削前には法先から約15 m、高さで8 m付近にあったものが、掘削が進行するにつれて切取面に沿って上昇し、崩壊直前には旧ノリ先から30 m、高さでは19m上の切取面からの湧水に変わった。つまり表土を切取ることにより湧水箇所は上昇して行ったわけであって、切取り面以下は水を透さない程度に締っていたものと見る事ができる。

崩壊後の湧水は、ノリ先付近に低下し、かつての湧水は崩土中を通してノリ先に達する経路をとるようになったといえる。つまり、地下水の通路と、崩落面とほぼ同一面であったといえるようである。

(5) 崩壊地背後の旧期地すべり地の存在の可能性について

この問題に関連し、古い地すべり跡ではないかという疑いは次の理由によるもので、それは、① 下津川左岸にはこれに隣接して明らかな地すべり地形が認められること、② 全体的な地形が地すべり地形に類似していること、③ 緩斜面に落差1 m程度の段地形が存在すること、④ 下津川河床付近にすべり面粘土に似た、厚い礫混り粘土層が存在すること、⑤ 弾性波探査による破碎岩層が大きな円弧状に認められ、旧地すべりのようであること、などである。

旧地すべりに対する反論もあるので、委員会報告では、断層・自破碎・変質などによって形成された地形である可能性が大きく、仮に旧期の地すべり跡であったとしても、永い間変位していない状態であって、末端に小崩壊があったとしても、それによって大きな地すべり活動に転移することははいえないと考えられた。

## X. 5. 2 奥只見地すべり性崩壊

奥只見ダム左岸の八崎池地すべりはダム建設以前から知られていたものである。

丸山北方では超苦鉄質岩が広範囲に崩壊しており、その土石は岩屑流として谷を埋めている。これらの土石は古い地すべり地を被覆しているものであると考えられる。土石塊の充填物はすべて赤色土である。

## XI. 資料(岩石のK-Ar年代測定)

(茅原一也)

### XI. 1 試料

K-Ar年代測定のため筆者らの採集した以下の試料について測定の可否を検討した。試料は「八海山」「藤原」「小千谷」「十日町」の各図幅地域内から得られたものである。

(1) 花崗岩類

① 桃色カリ長石の巨晶を含む角閃石・黒雲母花崗閃緑岩 (標本番号 80602) (黒雲母は95%以上が緑泥石化, 斜長石は変質著しい) [産地-二股川] [不適]

② 中粒角閃石・黒雲母花こう岩 (KC-01)

(黒雲母は新鮮だが少量, 斜長石は中心部のみ一部変質) [恋ノ岐川] [適]

③ 中粒優黒質黒雲母・角閃石花崗閃緑岩-トータル岩 (KC 80801) (斜長石は累帯構造著し, 黒雲母の緑泥石化は少ない, 全体にクラックあり炭酸塩鉱物が充填) [只見川支流仕入沢] [適]

(2) 火山岩類

④ 黒雲母花崗斑岩 (KC1705) (黒雲母一部緑泥石化, 一般に風化, 角閃石は輝石のウラル石化, 斑晶は斜長石・石英・ウラル石・黒雲母, 石基は陰微晶質) [中ノ岐川] [適]

⑤ 角閃石デイサイト (デイサイト結晶凝灰岩) (80614) 斑晶は石英・斜長石・角閃石, 石基 (マトリックス) はヴィトロクラスティック (?) あるいは脱披璃したガラスシャドーあり) [中ノ岐川] [適]

(3) 塩基性-超苦鉄質岩類

⑥ 蛇紋岩 (かんらん岩) (102113) (カンラン石はクラック多く, 変形著し) [戸倉] [不適]

⑦ 細粒角閃石斑れい岩 (7792413) (角閃石は淡緑色-無色, および針状アクチノ閃石, 斜長石は著しく変質) [戸倉] [不適]

⑧ 葉片状中粒角閃石斑れい岩 (KC 82120407)

(中粒斑れい岩ホルンフェルスで針状角閃石の放射状集合体, 斜長石は双晶が消えかかる位に再結晶) [三国川ダム] [適]

⑨ 斑れい岩ペグマタイト

i) 葉片状変質斑れい岩 (83071002B)

(斜長石は原形をとどめず, アクチノ閃石, 緑レン石の微晶がある) [三国川] [不適]

ii) 珪長質脈 (ミルク色斜長石あり) をもつ斑れい岩ペグマタイト (KC 83729) [三国川] [不適]

iii) 変質優白色斑れい岩 (KC 8372901)

(斜長石は原形をとどめず, 多くの細脈は曹長石質斜長石, 緑レン石, 炭酸塩鉱物からなる) [三国川] [不適]

iv) ペグマタイト質角閃石斑れい岩 (KC11C)(角閃石は褐色, 中核部に単斜輝石残存, 縁は緑色を呈する) [三国川ダム] [適]

⑩ 角閃石片麻岩-角閃岩 (KC 12) (結晶は変形著し) [三国川] [不適]

## XI. 2 測定結果

K-Ar 法 (Teledyne 社測定) による測定結果を第 10 表に示してある。

(1) 花崗岩類

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (KC-01) の K-Ar 年代は平均して  $59.1 \pm 3.0\text{Ma}$  で, 水無川変成岩および中ノ岳斑れい岩中の大倉花崗岩の K-Ar 年代  $58\text{Ma}$  と類似の値を示し, 古第三紀花崗岩に属している。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (KC80801) は, 野外地質調査によると, 岩脈がほとんどなく, しかも新鮮で

第10表 K-Ar年代測定結果

標本番号	分析試料	同位体放射年代 (Ma) (百万年)	<sup>40</sup> Ar			岩石名
			(scc / gm × 10 <sup>-5</sup> )	% <sup>40</sup> Ar	% K	
KC-01	全岩	59.1 ± 3.0 平均				角閃石-黒 雲母花崗岩
		58.7 ± 2.9	.558	80.1	2.40	
		59.6 ± 3.0	.566	83.8	2.41	
KC 80801	全岩	34.6 ± 1.7 平均				角閃石黒雲 母花崗閃緑 岩
		34.3 ± 1.7	.452	78.2	3.35	
		34.9 ± 1.7	.460	77.3	3.37	
KC 1705	全岩	4.3 ± 2.2 平均				黒雲母角閃 石デイサイ ト斑岩
		4.1 ± 2.2	.039	43.0	2.41	
		4.5 ± 2.2	.042	41.1	2.42	
80614	全岩	4.0 ± 2.2 平均				角閃石デイ サイト
		3.9 ± 2.2	.032	41.2	2.10	
		4.0 ± 2.2	.033	36.0	2.10	
KC 11 C	全岩	43.7 ± 2.2 平均				角閃石はん れい岩
		42.1 ± 2.1	.053	40.5	.32	
		45.3 ± 2.3	.057	42.4	.32	

あるので若い時代のもので推定したが、測定結果は平均して 34.6 ± 1.7Ma で古第三紀末の貫入岩である。

(2) 荒沢岳半深成岩～噴出岩複合体

中ノ岐川に露出する石英斑岩類は貫入相を代表するものであるが、K-Ar年代測定結果は4.0-4.5 Maの年代を示し、若い時代の生成を示している。利根川源流域に分布する水長沢山溶結凝灰岩の生成年代はおおよそ中新世末-鮮新世とされているが、荒沢岳石英安山岩類はこれより更に若いことになる。

(3) 塩基性岩 - 中ノ岳斑れい岩

ペグマタイト質角閃石斑れい岩 (KC11C) は42-45Ma (平均 43.7 ± 2.2Ma) の値を示し、予想した年代より著しく若い。中ノ岳斑れい岩中には古第三紀型の花崗岩の貫入体が多く、また、明らかに鏡下でも斑れい岩ホルンフェルス (KC 82120407) と認められるものがある。このようなことから、この測定結果は明らかに花崗岩の貫入の影響を示しているものと考えられる。

文 献

- 新井房夫編 (1964) 群馬県の地質と地下資源. 20万分の1群馬県地質図説明書.  
 茅原一也 (1966) 新潟県南魚沼郡水無川上流地域の千枚岩・結晶片岩帯. UMP地質構造部門 B-zone  
 連絡紙, 3.  
 —— (1974a) 新潟地区の火山層序について. 地質調査所報告, no.250-1, p.183-234.  
 —— (1974b) 新潟積成盆地の新第三系火山層序. 石油技誌, vol.39, no.4, p.201-215.

- 茅原一也 (1981) 足尾帯西帯の岩石と構造. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, p. 354.
- (1982) 新潟堆積盆地および周辺地域の基盤構造と新生代火成動史. 地質学雑誌, vol.88, p. 983-999.
- (1984a) 上越帯・足尾帯 (西帯) の地質概観—研究の現状と課題—. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.3-23.
- (1984b) 上越帯・足尾帯境界部の超塩基性岩—塩基性オリストリス. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.433.
- (1985a) 上越帯・足尾帯境界地域の超塩基性岩類. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.111-132.
- (1985b) 上越帯における水無川変成岩—中ノ岳はんれい岩複合体. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.354.
- (1986a) 上越帯の構成. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.3, p.9-15.
- (1986b) 足尾帯西部地域の地質. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.3, p.16-19.
- (1986c) 小出東方の足尾帯. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.3, p.20-30.
- (1986d) 帝釈・三国山地の火成岩類. 日本の地質3「関東地方」, 共立出版, p.62.
- ・小松正幸 (1982a) 飛騨外縁帯 (特に青海—蓮華帯) 及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, no.21, p.101-116.
- ・—— (1982b) 飛騨外縁構造帯のジュラ紀変動. 地球, vol.4, p.449-466.
- ・—— (1986) 田子倉湖周辺地域の足尾帯. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.3, p.58-68.
- ・——・黒川勝巳・今井直哉 (1976) 新潟県三国川流域の中ノ岳斑れい岩体 (第一報). 新潟大地鉦研究報告, no.4, p.263-273.
- ・——・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智 (1981) 越後湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 108p.
- ・西田彰一 (1968) 越後三山・奥只見地域の地形および地質. 「越後三山・奥只見自然公園学術調査報告」 (日本自然保護協会調査報告), 34, p.19-55.
- ・——・島津光夫 (1977) 新潟県南魚沼地域の地形および地質. 新潟県文化財年報, 15「南魚沼」, p.84-137.
- Chihara, K., Shimazu, M., Komatsu, M. and Kurokawa, K. (1977) Geological structure and its development of the western part of the Joetsu Tectonic Belt, central Japan, Part 1, *Geology. Sci. Rept. Niigata Univ.*, ser. E, 4, p.1-4.
- Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W. and, Summer, S.J.M. (1971) The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophys.*, vol. 12, p.23-53.
- Cosgrove, J.W. (1976) The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. London*, vol.132, p. 155-178.
- Dewey, J. F. (1965) Nature and origin of kink bands. *Tectonophys.*, vol.1, p.459-494.
- 藤本治義・小林二三雄 (1961) 奥羽地方内帯の古生層について. 地質雑, vol. 67, p.221-227.

- 藤本治義・矢部之男（1955）利根川水源地域東俣沢層産 *Entomonotis* について. 地学雑, vol.64, p. 103-104.
- 服部幸雄（1974）群馬県吾妻郡高山村北部の地質—特に石英安山岩について—. 群馬大学教育学部卒業論文（手記）, 25p.
- Hayama, Y., Kizaki, Y., Aoki, M., Kobayashi, S., Toya, K. and Yamashita, N. (1969) The Joetsu Metamorphic Belt and its bearing on the geologic structure of the Japanese Island. *Memoir. Geol. Soc. Japan*, no. 4, p.61-82.
- 飯島静男・小林二三雄・萩原 哲（1979）続奥利根地域学術調査報告書—巻棧山・小沢岳地域学術調査報告書一. II各説. 地形・地質編, p.3-31.
- 磯見 博・河田清雄（1968）フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, p.4-12.
- 建設省三国川調査事務所（1976）三国川ダム調査報告. 建設省, 155p.
- 木崎善雄・新井房夫（1955）奥利根地域鉱床概査報告. 群馬県, 16p.
- 小林二三雄（1955）利根川水源地域の地質. 地学雑, vol.64, p.26-32.
- ほか（1976）奥利根地域学術調査報告書I. 群馬県, p.7-16.
- ほか（1977）同上II. p.5-43.
- ほか（1978）同上III. p.5-51.
- ほか（1979）同上IV.
- ほか（1980）同上最終版. p.5-22.
- 小林敏雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一（1985）小千谷地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の1地質図幅), 地質調査所, 177p.
- 小松正幸（1980）飛騨外縁帯の基本的構造及びそのフォッサ・マグナ東翼への延長. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, no.1, p.117-121.
- Komatsu, M., Tazaki, K. and Kuroda, Y. (1977) Ophiolite suite rocks in some ophiolite belts in Japan. *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*. Editions Technip, Paris, p.3-17.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也（1985）北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大理学部, 地鉦研究報告, no.5, p.132-148.
- 葛田靖志（1979）新潟県村松地域の中古生層の地質と岩石. 新潟大・地鉦卒論 (MS.).
- 黒川勝己・山田裕之・佐久間州彦・高橋克哉・矢島祐介（1985）新潟県入広瀬村大白川東方の足尾帯. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.11-16.
- 三崎 隆（1980）新潟県北魚沼郡入広瀬村黒又川流域に分布する中・古生層の地質構造. 新潟大・地鉦卒論 (MS.), 102p.
- 水谷伸治郎・植村 武（1984）新潟県下のジュラ系と足尾帯. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p. 44-50.
- 新潟県（1962）20万分の1新潟県地質図及び説明書. 29p.

- 西田彰一・茅原一也(1973) 柏崎・銚子線にまつわる諸問題. 地質学論集, no.9, p.9-24.
- Ramsey, J. G. (1967) *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568p.
- 佐久間州彦・山田裕之・黒川勝己(1985) 新潟県入広瀬村末沢川源の地質. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.17-25.
- 佐々木伝一(1961) 新潟県南越鈿山の地質と鈿床. 鈿山地質, vol.11, p.45-46, p.78-83.
- (1965) 南越鈿山の地質と鈿床の形成. 鈿山地質, vol.15, p.70-71, p.92-102.
- (1968) 南越鈿山の地質と鈿床の形成. 広島大学研究報告, no.17, p.1-2.
- 佐藤 裕(1981) 新潟県南魚沼郡大和町大桑原のチャート層から三疊期(?)コノドント化石の発見(矢島・黒川(1981)に紹介)(MS.).
- 佐藤 昇・小松正幸(1985) 片品帯, 戸倉オフィオライト岩体. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.133-139.
- 佐藤 正・吉田鎮男・木村敏雄(1974) 奥只見・黒川又地域の地質構造. 「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」, 総合研究報告, p.15-21.
- ・———・———(1975) 新潟県黒川又地域の二疊-三疊系. 地質雑, vol.81, p.709-711.
- 沢村孝之助(1950) 奥只見流域の地質. 地質調査所月報.
- 芝野 靖(1985) 福島県伊南川流域の足尾帯-黒谷層群一. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.47-67.
- 塩川 智(1982) 大源太花崗岩体及び周辺の地質構造と岩脈群の形成機構. 新潟大理学部修士論文(MS.), 162p.
- ・卯田 強・茅原一也(1983) 新潟県銀山湖周辺の平行岩脈群について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p.488.
- 白石秀一・鴨井幸彦(1990) 新潟県南魚沼地域の中新統(城内層群)から産出する植物化石について. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p.188
- 須藤定久(1976) 群馬県片品地域の地質. 地質学論集, no.13, p.229-240.
- ・服部幸雄・木崎善雄(1977) 群馬県北部の新第三紀溶結擬灰岩類-その1-切ヶ久保地域(予報). 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p.185.
- 杉山隆二(1952) 奥只見ダム湛水地域地質調査報告. 新潟県, 30p.
- (1953a) 奥只見ダム分水予定路線地質調査報告. 新潟県, 20p.
- (1953b) 只見川流域地質調査報告. 電源開発株式会社, 40p.
- 高橋克也・黒川勝己(1984) 新潟県入広瀬村大白川東方の足尾帯「中・古生層」. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.34-40.
- 高島 司(1981) 新潟県北魚沼郡破間川中流地域の地質と構造. 新潟大地鈿卒論(MS.), 94p.
- 竹之内 耕(1986) 新潟県水無川変成岩類の変形相. 新潟大理学部修士論文(MS.), 180p.
- 戸谷啓一郎・端山好和・林 真悟・神沢憲治・木崎善雄・大竹 忍・高橋武夫・武井視朔・山下 昇(1958) 片品川上流の中生層について. 地質雑, vol.71, p.375.
- 卯田 強・植村 武・竹之内 耕(1984) 青海変成岩類と水無川変成岩類との変形相系列の比較. 総研

- 「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.30-33.
- Uemura, T. (1981) Deformation facies, series and grades. *J. Geol. Soc. Japan*, vol.87, p. 297-305.
- 植村 武 (1984) 変形系列の時空的展開. 北海道地質構造研究会誌, no.15, p.6-10.
- ・長谷川美行・三崎 隆 (1984) 黒川又流域のコノドント化石. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.41-43.
- ・高島 司 (1985) 魚沼山塊中部上権現堂山地域の古期堆積岩類. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.41-45.
- ・竹之内 耕 (1984) 水無川変成岩類の変状相解析. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.24-29.
- Uemura, T. and Takenouchi, K. (1986) Note on deformation facies-Mizunashi gawa metamorphic rocks, Central Japan. *Sci. Rept. Niigata Univ.*, ser. E, p.89-101.
- 上野忠夫 (1962) 南越鉦山の地質と鉦床. 新潟大地鉦卒論 (MS.), 22p.
- 渡辺 穰 (1953) 最近の探鉦成果 (新潟・長野地方). 石油技誌, vol.18, p.25-36.
- 矢島祐介・黒川勝己 (1981) 新潟県入広瀬村末沢川沿いの先第三系基盤岩類. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no.2, p.164-170.
- 山田裕之・黒川勝己 (1985) 新潟県入広瀬村大白川のチャート層からジュラ紀放射散虫化石の発見. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, no.2, p.5-9.
- 山岸俊男 (1963) 南越鉦山の地質と鉦床. 新潟大地鉦卒論 (MS.), 80p.
- 山下 昇 (1970) 柏崎 - 銚子線の提唱. 島弧と海洋, 東海大学出版会, p.179-191.
- ・端山好和・林 信吾・神沢憲治・木崎喜雄・大竹 忍・高橋 洌・高橋武夫・武井 朔・戸谷啓一郎 (1965) 片品構造帯について. 地質雑, vol.71, p.371-372.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤禎一 (1985) 十日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, p.104.
- 吉田鎮男 (1981) チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状. 地質雑, vol.87, p. 131-141.
- 吉田 尚・戸谷啓一郎 (1986) 奥利根層群. 日本の地質3 関東地方, 共立出版, p.57.



## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.64



## GEOLOGY OF THE HAKKAISAN DISTRICT

By

Kazuya CHIHARA and Masayuki KOMATSU

(Written in 1991)

---

(Abstract)

### GENERAL REMARKS

The Hakkaisan district is located in the southeastern part of Niigata Prefecture, covering the area from lat.  $37^{\circ} 0' N$  to  $37^{\circ} 0' N$ , and from long.  $139^{\circ} 00' E$  to  $139^{\circ} 15' E$ .

Topographically the district is mountainous as a whole, belonging to the Mikuni and Echigo Mountains (Sanmyaku), and their main ridges run from north to south in the western part of the district. One of the main ridges extends from Mt. Nakanotake (2,085m) to Mt. Hakkaisan (1,778m), the other running from Mt. Usagidake (1,295m) to Mt. Hiragatake (2,139m). The Tadami River flows from south to north along the east margin of the district.

The Echigo-Sanzan including Mt. Hakkaisan, Mt. Nakanotake and Mt. Komagatake (2,002m) is a distinct uplifting mountain since late Miocene age.

The Hakkaisan district is underlain mainly by Paleozoic to Mesozoic rocks of the Ashio Belt, the Nakanotake Metagabbro and upper Triassic Okutone Group of the Joetsu Belt, Paleogene granitic rocks and thick sequence of Miocene pyroclastics. Pleistocene and Holocene deposits are scarcely distributed. The geology of the district is summarized in Table 1.

Tectonically the Hakkaisan district belongs to the Ashio and Joetsu Belts. The Joetsu

(Metamorphic) Belt can be divided into the Katashina Belt composed of a complex of metabasalt, metagabbro and diorite, and the Tanigawadake Belt consisting of serpentinite and crystalline schists. The Katashina Belt is correlated with the Maizuru Belt and the Tanigawadake Belt is correlated with the Hida Marginal Belt in Southwest Japan, respec-

Table 1 Summary of geology in Hakkaisan district.

Geologic age		Stratigraphy		Volcanic rock	Plutonic and hypabyssal rocks	
Cenozoic	Quaternary	Holocene		Dacite ~ quartz porphyry		
		Landslide deposits				
	Pleistocene	Talus deposits				
		Old fan deposits				
	Neogene	Pliocene				Rhyolite
		Miocene	Arasawadake Dacite-Quartz Porphyry Complex (4Ma)			
Late			Mizunagasawayama Welded Tuff Formation			
Middle		Okutadami Green Tuff Formation				
Paleogene	Early	Jonai Group	Hakkaisan Conglomerate Member	Andesite		
		Okura Andesite Member				
Mesozoic	Cretaceous				Younger granites (34Ma)	
	Jurassic	(Joetsu Belt)		(Ashio Belt)	Dike swarm	
		Triassic	Okutone Group	Himizo Group	Myogasawa Formation	Older granites (57,58Ma)
	Okuwabara Formation					
Paleozoic	Permian	Mizunashigawa Metamorphic Rocks (?)		Nakanotake Metagabbro (?)		
	Carboniferous					

tively.

The Triassic Okutone Group is one of the important constituents of the Joetsu Belt.

The westernmost part of the Ashio Belt is composed of the Mizunashigawa Metamorphic Rocks derived from the Mizunashigawa Group and the nonmetamorphic Himizo Group, the latter being widely distributed to the east of Koide Town. Only the Mizunashigawa Metamorphic Rocks and the southeastern part of the Himizo Group are distributed in this district.

The Mizunashigawa Metamorphic Rocks grade into the Himizo Group in the western edge of the belt.

The nonmetamorphic sedimentary strata of the Mesozoic in the district are lithologically divided into two units; the lower unit consisting mainly of stratified chert and the upper unit characterized by olistostromal facies. The former can be correlated with the uppermost part of the Kamigongendoyama Group (Uemura and Takashima, 1985) and the latter is the Himizo Group (Takenouchi, 1984).

The nonmetamorphic sedimentary strata generally show a N-S to NW-SE trend, dipping southwest.

From the stratigraphic relation the Mizunashigawa Group may be assigned to late Paleozoic in age.

## ASHIO BELT

### MIZUNASHIGAWA METAMORPHIC ROCKS

In the upper reaches of the Mizunashi River, the Mizunashigawa Metamorphic Rocks are composed mainly of schistose “chert-laminite” and pelitic phyllite. The rocks have been considered to be an element of the Joetsu Tectonic Belt (Hayama *et al.*, 1969; Chihara *et al.*, 1977). However, as the result of detailed study by Takenouchi (1984), it is assigned to a special facies of the Paleozoic of the Ashio Belt.

The Mizunashigawa Metamorphic Rocks consisting of pelitic schist and schistose hornfels are distributed along Mizunashigawa and Sanashigawa rivers and in the so-called Echigo three mountains (Mts. Komagatake, Nakanotake and Hakkaisan).

The Mizunashigawa Metamorphic Rocks are in fault contact with the Nakanotake Metagabbroic massif in the south and with Cretaceous to Paleogene granites in the north. Their relation to Tertiary formations is fault contact in most places but unconformable in part.

The metamorphic rocks are represented roughly by green schist facies derived chert-laminite and pelitic rocks characterized by olistostrome facies including exotic blocks of sandstone, chert, greenstone and basic to ultramafic rocks such as metagabbro, metabasalt and ultramafic rock along the Mizunashi River, and metagabbro, diorite and metabasalt along the Sanashi River.

In the lower reaches of the Mizunashi River the pelitic phyllite to semischist without effect of contact metamorphism are distributed and separated by a N-S trending fault, from the metamorphic facies.

There are the following deformed and related structures of mesoscopic scale in the Mizunashigawa Metamorphic Rocks.

1. The deformation facies of the Mizunashigawa Metamorphic Rocks consists of five groups lying within the domain of “Moderate to lower high grade (Moderate contrast

facies)” .

2. This deformation facies is divided into six stages and four zones forming a regular sequence in time and space; that is to say, the deformation grade decreases with time and with distance from the axis of a major syncline.

3. A model to interpret such deformation sequence is probably that of the uplifting process of the massif under the increasing tectonic stress.

## UNMETAMORPHIC MESOZOIC

The Mesozoic comprises the Himizo Group in the northwestern corner of the district and undifferentiated strata in the northeastern corner of the district which are the southern extension of the Suezawa and/or Kurodani Formations developed in the neighbouring areas along the Tadami River.

The Mesozoic Himizo Group is represented by chert-dominant facies in the lower part, whereas by olistostrome facies associated with chert, greenstone and limestone blocks in the upper part. Conodont fossils from the lower part indicate Triassic age. However, radiolarian fossil evidence from the neighbouring areas suggests that the upper part may range up to Jurassic age.

The group is lithologically divided into two units; the Okuwabara and Myogazawa Formations in ascending order.

The lower member of the Okuwabara Formation consists mainly of bedded chert with thin interbeds of black shale and sandstone, measuring 1,100 meters thick. The formation is inferred to be of the early Triassic(?) based on conodont fossils. The upper member of Okuwabara Formation, conformably underlain by the lower member, is characterized by olistostrome facies composed mainly of black shale containing numerous large blocks of bedded chert, greenstone and limestone, whereas the upper most member is made up of laminated black shale with a small amount of allochthonous blocks. The upper member of the formation is about 850 meters in thickness.

The Myogazawa Formation, about 800 meters thick, rests conformably on the underlying Okuwabara Formation and consists of thinly bedded black shale and sandstone with rare blocks of sandstone, chert and greenstone.

The undifferentiated strata consist of deformed chert-laminite and black shale, abundantly including huge exotic blocks of metadunite, hornblende metagabbro, metabasalt and basic metapyroclastics. The shales are partly schistose and phyllitic and have undergone thermal contact effect. The typical mineral assemblage is graphite-sericite-muscovite-quartz.

## JOETSU BELT

### NAKANOTAKE METAGABBRO

The Nakanotake Metagabbro is one of the important constituents of the Joetsu Belt, but the age of intrusion is not known clearly.

The Nakanotake hornblende metagabbro mass is widely distributed in the Saguri-gawa valley, occupying an area of about 15km wide and 10km long, and being the largest body of the gabbro masses in the Joetsu Belt.

The metagabbroic mass is in fault contact with the Mizunashi-gawa Metamorphic Rocks in the north and with the Upper Triassic Okutone Group in the east. On the other hand, the gabbroic mass is intruded by Paleogene biotite granite in the west and south.

The gabbro body has a stratified structure gently dipping east as a whole.

The gneissic structure develops in the gabbroic rocks especially in the central and eastern parts of the mass. Generally the gabbroic mass is strongly suffered mechanical and cataclastic deformation. The gabbroic body is cut by several distinct faults trending northeast.

In the lower part some cumulate rocks such as cortlanditic rock and pegmatitic rocks are developed.

The non-cumulate metagabbroic mass consists of coarse- to fine-grained hornblende metagabbros, gabbro pegmatite, leucocratic gabbro, metabasaltic rocks and amphibolite from west to east. The essential mineral assemblage is pale green hornblende, clinozoisite (to epidote) and sodic plagioclase, which show that the metamorphic condition of the gabbro belongs to the epidote-amphibolite facies.

From the fact that the chinopyroxene and brown hornblende relics are sometimes found, the metagabbro is considered to have been derived from a hornblende-chinopyroxene gabbro.

Two small masses of dunite and peridotite are associated with the gabbro along fault and shear zones. They are more or less serpentized, showing remarkable shear structure.

In the central part of the mass many dike rocks such as granite, porphyrite, quartz-porphry, dacite and altered diabasic rocks intrude into the gabbroic mass.

#### OKUTONE GROUP

The Okutone Group is one of the important constituents characterizing the Joetsu Belt. The western margin of this group is fault contact with the Nakanotake gabbro and is intruded by granites in the east side. The group is strongly folded as a whole.

The Okutone Group is divided into the following four formations in ascending order.

Okutone Formation: massive black shale, 200 to 500m in thickness.

Oitsukkui Formation: alternation of sandstone and shale, 400 to 500m in thickness.

Kengakura Formation: black shale intercalating sandstone, conglomerate and limestone in the basal part, 300 to 600m in thickness.

Hontaniyama Formation: alternation of sandstone and shale intercalating conglomerate in the basal part.

The limestone and a part of shale yield

*Monotis ochotica* var. *eurachis* (Teller)

*Monotis tenuicostata* var. *mabara*

*Monotis subcircularis*

*Monotis ochotica*

*Monotis zabaikalica*

Those fossils indicate that the Okutone Group is of Late Triassic age.

#### PALEOGENE GRANITES

The eastern half of the district is widely occupied by the so-called Cretaceous to Paleogene granites, which are a part of "Tadamigawa Granite" intruding into the Ashio Belt in the northwest-southeast direction and occupying a wide area of 50 km long and 10 km wide.

The granite complex is as a whole in fault contact with the Mizunashi-gawa Metamorphic

rocks, Nakano-take metagabbro and Okutone Group, in which small stocks, necks and dikes of granitic rocks are distributed.

Chronologically the granitic rocks are divided into two groups, older and younger.

The former is older than the dike swarm and the latter is younger than the dikes.

The granitic rocks are lithologically divisible into the following rock species:

Older granites: coarse-grained leucocratic biotite granite and porphyritic coarse-grained biotite granite

Younger granites: coarse-grained biotite granodiorite, medium-grained hornblende biotite granodiorite and fine-grained aplitic leucocratic granite

The coarse-grained leucocratic biotite granite is widely distributed in the central part of the granite complex and the porphyritic biotite granite constitutes the peripheral part of the complex.

The granodiorite intrude into the biotite granite in the northeastern and central parts of the complex. The Fine-grained aplitic granite intruded into the older biotite granite as a stock extending northwesterly in the southern part of the district. The northern part of the stock is highly brecciated and looks like granite porphyry with porphyroclastic potash feldspar.

## DIKES IN GRANITIC ROCKS

Dikes are widespread as parallel dike swarm in the older granitic rocks. However, the dikes are very scarce in the younger granitic complex.

A wide variety of dikes consisting of diabase, dolerite, porphyrite and rhyolitic rocks are recognized. Along the upper reach of the Kitanomata River, the dikes show a northeast trend. On the contrary the distinct parallel dike of rhyolitic rocks shows a northwest to north-south trend along Tadami River, and basic dikes show a tendency of east-west trend.

Age of intrusion of dikes is exactly not known, but presumably of the late Paleogene.

## NEOGENE

The Neogene in this district is divided into the Miocene Jonai Group in the western part, the Okutadami Green Tuff Formation along Okutadami Lake, the Miocene to Pliocene Arasawadake intrusive to effusive dacitic complex in the central part, and the Mizunaga-sawayama Welded Tuff Formation.

The Jonai Group, the lowest stratigraphic unit of the Neogene in the district, shows "green tuff facies" and is composed of lavas of andesite and basalt, their pyroclastic rocks, and thick conglomerate.

The group gently dips to the west as a whole, and in the eastern part it abuts on the pre-Tertiary basement, being partly in fault contact with it.

The Jonai Group is the early Miocene sequence of probably non-marine origin. The group in the Hakkaisan district is divided by an unconformity into the Okura and Hakkaisan Formations. The Okura Formation consists of lavas and volcaniclastic rocks of andesite and basalt, whereas the Hakkaisan Formation is composed mainly of non-volcaniclastic sediments such as conglomerate, sandstone and siltstone. The Daijima Flora reported from the group suggests early middle Miocene age of the group.

The Okutadami Green Tuff Formation is distributed along the Okutadami Lake. The formation is lithologically divided into the lower basal breccia and conglomerate member and upper dacitic to green rhyolitic tuff members. The lower member unconformably overlies the granitic rocks and is composed of pebbles of granites and slaty rocks cemented by arkosic matrix.

The upper member is composed mainly of alternation of pale green dacitic pumice tuff and sandy tuff, displaying a well-stratified appearance. The formation shows a typical "Tsugawa Green Tuff facies" which is one of the standard one in the Niigata Sedimentary Basin.

The Arasawadake dacite-quartz porphyry complex consists of basal conglomerate, hypabyssal quartz porphyry and effusive lava. The latter two are gradational to each other. The maximum thickness is about 400m. The K-Ar age of the complex is about 4 m.y.

The Mizunagasawayama Welded Tuff Formation is restricted in distribution only along the high peaks in the southwestern area of the district. The formation consists mainly of dacitic welded tuff. The Arasawadake Dacite and the Mizunagasawayama Dacite belong to the same Miocene to Pliocene volcanic province.

## QUATERNARY

Quaternary deposits in this district include Pleistocene and Holocene fluvial terrace deposits, Pleistocene to Holocene landslide deposits, mudflow deposits, fan deposits, talus and alluvial cone deposits and alluvial plane deposits.

The terrace deposits in the district are divided into two units, lower and middle terrace deposits, which are inferred to be middle to late Pleistocene in age.

The pleistocene landslide deposits are distributed along the western and northeastern edges of the district, namely along the left side of Shimotsugawa River and to the west of Okutadami Dam. They are composed of colluvial soils and rock blocks derived from underlying bedrocks. The stratigraphic relation to the terrace deposits indicates that the landslide occurred in late Pleistocene time.

The fan deposits composed of gravels widely spread along the Tadami River.

The talus and alluvial cone deposits are mainly distributed on the gentle slope and along small valleys at the foot of mountains in the district.

The alluvial plane deposits are distributed along the Tadami, Sanashi and Saguri Rivers, consisting of gravel, sand and clay.

## GEOLOGIC STRUCTURE

The most important structural elements of this district are the Kengakurayama and Keizuru faults.

The Kengakurayama fault runs from north to south in the central part of the mapped district and divides the district into two areas. The area to the east of the fault is composed mainly of the Paleogene granitic complex ("Okutadami Granite") and the Arasawadake dacite-quartz porphyry complex occupying the central part of the eastern area.

The Keizuru fault runs parallel to the Kengakurayama fault on the eastern side of it and marks to the eastern boundary of the Joetsu Belt.

In the eastern granite region, the several faults generally extend northwesterly, of which the Maruyama fault separates the ultramafic rock mass from the non- metamorphic sedimentary unit. The Koinomata fault with a NW trend clearly separates the coarse-grained biotite granite of older phase associated with parallel dike swarm from the younger granitic masses. Also the Daikurayama fault separates the older granitic mass from the younger granites.

In the upper course of the Kitanomata River, NE trending faults and dikes are conspicuous.

The Okutadami Green Tuff Formation overlying the granitic basement dips gently to the north as a whole, but is fault contact (by the Subara fault) with the granitic mass in the western edge.

In the western area of the district the pre-Tertiary basement rocks are widely distributed. They are, from north to south, the Mizunashigawa Metamorphic Rock, the Nakanotake Metagabbro and the Okutone Group, of which the latter two units belong to the Joetsu Belt.

The region occupied by the Mizunashigawa Metamorphic Rocks and the northwestern part of the Nakanotake Metagabbro are characterized by the prevalence of NE trending faults, of which the most important are, from north to south, the Komanoyu, Owariyama, Arayama, and Daikura Faults. Along the Daikura fault the Pb-Zn champion veins are developed in the Nanetsu Mine.

The Mizunashigawa Group extends northeastward in plan and shows a synclinal structure as a whole, the synclinal axial plane inclining steeply west.

The Nakanotake metagabbro massif is in fault contact with the surrounding units such as the Mizunashigawa Metamorphic Rocks and the Okutone Group and shows a gently eastward dipping stratiform.

The Okutone Group constitutes a synclinorium composed of four synclines and four anticlines. Those axes are curved and show a convex form to the west as a whole.

The Mesozoic Himizo Group as well as the Neogene Jonai Group gently dip to the west as a whole and is in fault contact with the Mizunashigawa Metamorphic massif.

## APPLIED GEOLOGY

There are three metal deposits in the district, but no working quarry is present.

The Oyu-Okura Fe-Cu deposits are of mesothermal vein type and are located in the phyllitic rocks of the Mizunashigawa Metamorphic Rock, partly in serpentinite and also in the andesitic tuff breccia. The ore minerals are mainly pyrrhotite and chalcopyrite and the gangue minerals are quartz and carbonate minerals.

The Nanetsu Pb-Zn deposits are of mesothermal vein type, and are located in the Nakanotake metagabbro. The champion vein is intimately related to the Daikura fault and the mother rock is presumed to be dacite or quartz porphyry dikes.

The Ginzan Ag deposits are of epithermal vein type, which are located in the granite along the Okutadami Lake. The deposits were worked in about 1662-1699, however the details of the deposit are not known.

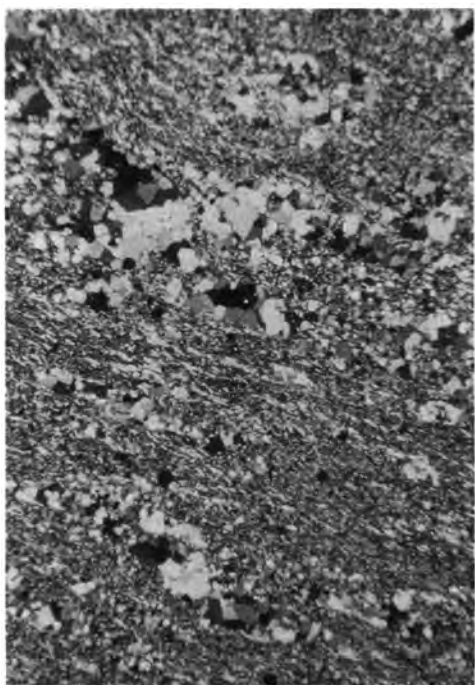
In this district there are two high dams; the Okutadami Dam in the northeastern corner and the Sagurigawa Dam in western edge of the district, the latter being now under construction.



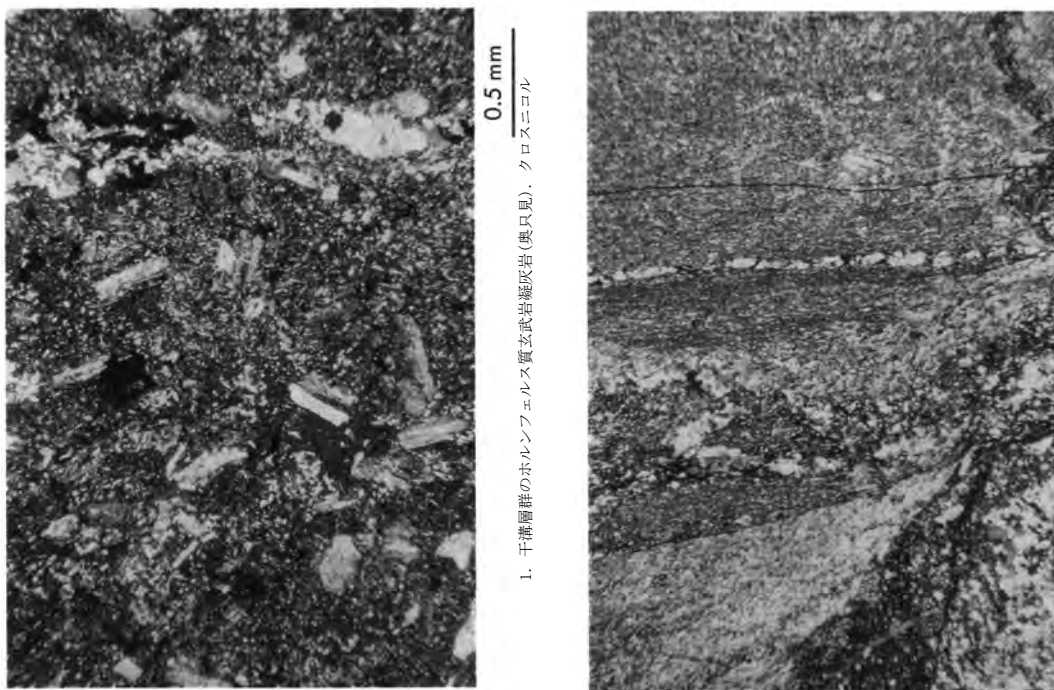


1

1. 干溝層群のホルンフェルス質玄武岩凝灰岩 (奥只見), クロスニコル  
0.5 mm

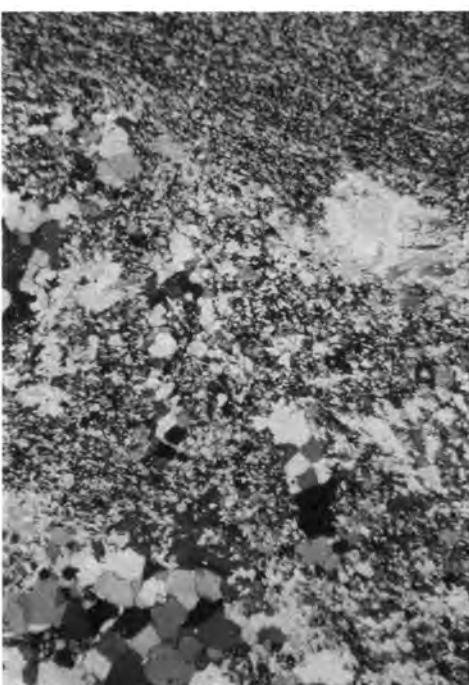


2. 干溝層群のホルンフェルス質チャートラミナイト (奥只見), クロスニコル  
0.5 mm



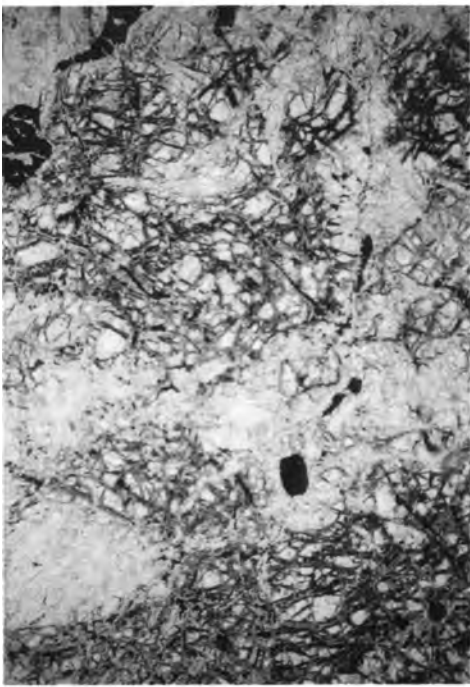
3

3. 干溝層群の緑れん石-方解石-絹雲母千枚岩 (奥只見), クロスニコル  
0.5 mm



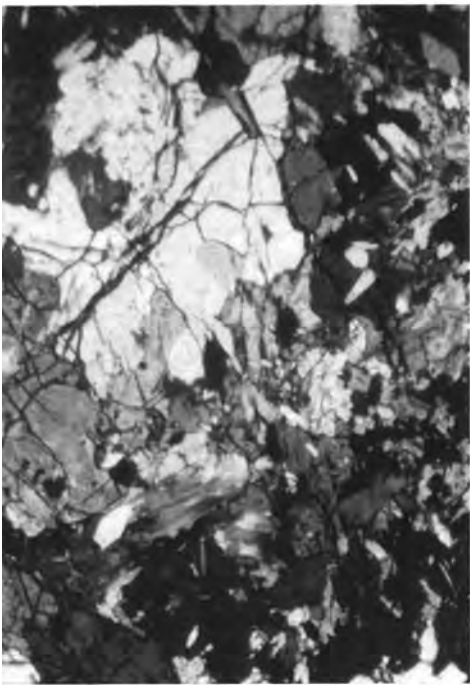
4

4. 干溝層群のホルンフェルス質砂岩・シルト岩 (奥只見), クロスニコル  
0.5 mm



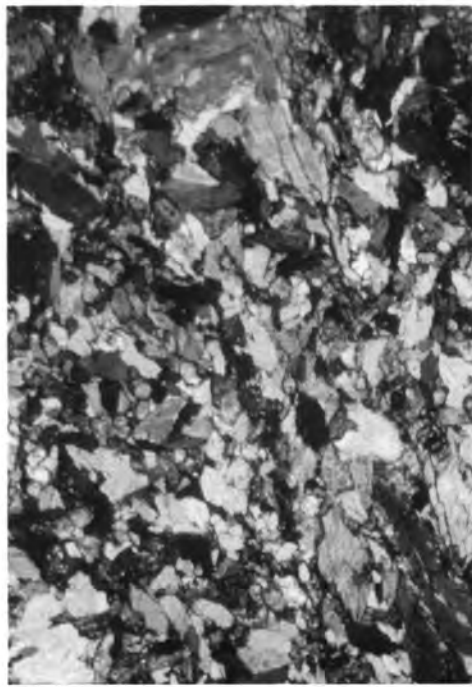
1

1. 中ノ岳変斑れい岩類の安ダナイト(二国川, 平ノコル)



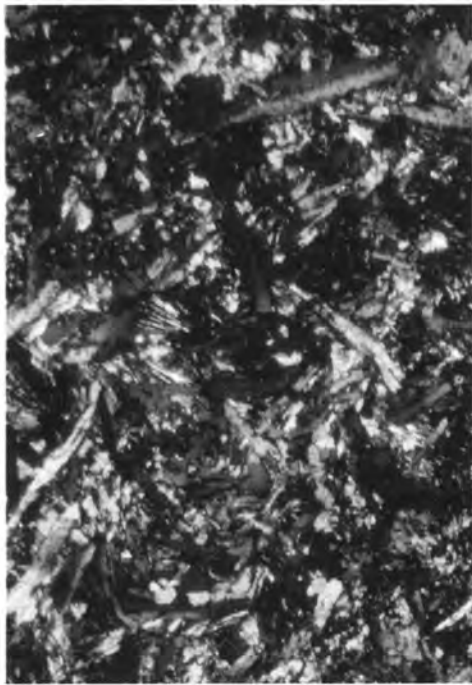
2

2. 中ノ岳変斑れい岩類のスビネルラン岩(宇田沢, クロスニコル)



3

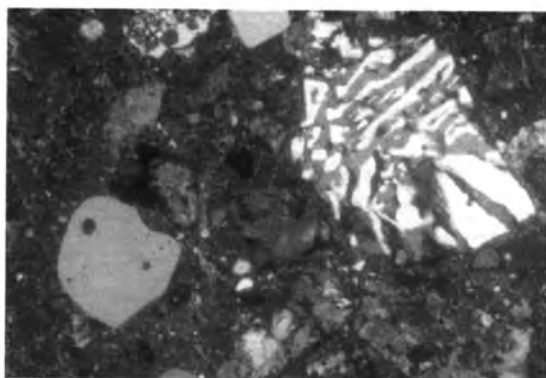
3. 中ノ岳変斑れい岩類の安ダナイト(二国川, 平ノコル)



4

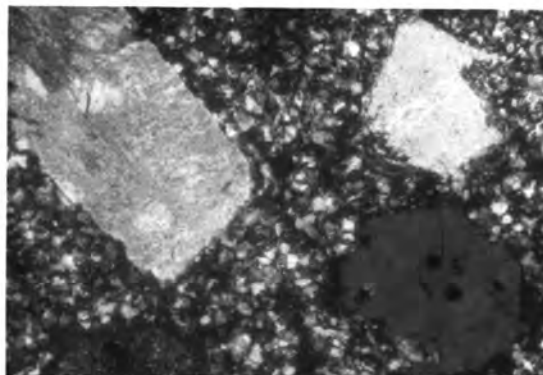
4. 中ノ岳変斑れい岩類の安ダナイト(中ノ岳ノト鬼出, シロスニコル)

1



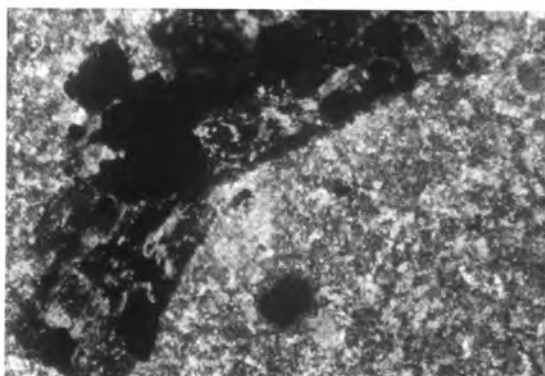
0.5 mm

2



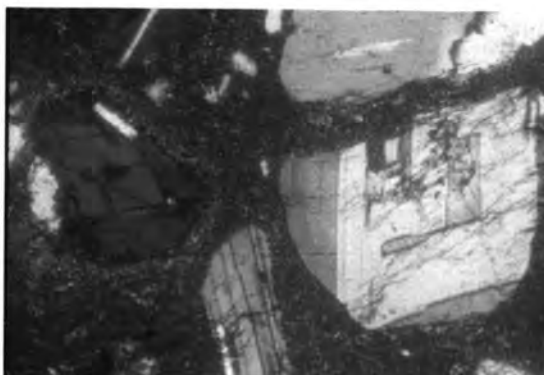
0.5 mm

3



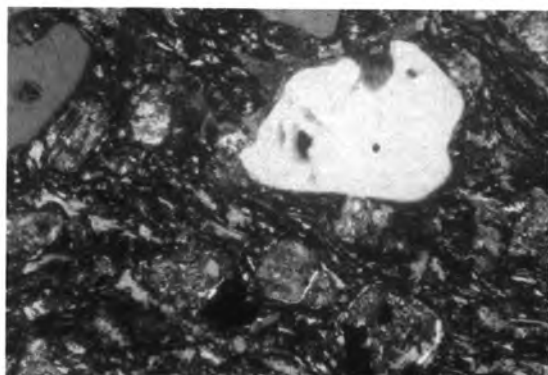
0.5 mm

4



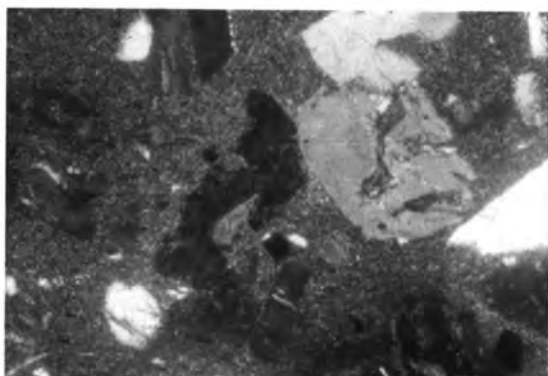
0.5 mm

5



0.5 mm

6



0.5 mm

2. 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の石英斑岩(魚止沢). クロスニコル
3. 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の黒雲母魚閃石石英斑岩(魚止沢下流). クロスニコル
4. 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の角閃石石英斜長石デイサイト(灰ノ又山西ノ沢). クロスニコル
5. 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の黒雲母緑色角閃石石英斜長石デイサイト(西ノ沢). クロスニコル
6. 荒沢岳デイサイト-石英斑岩類の磁鉄鉱褐色角閃石石英斜長石デイサイト(西ノ沢). クロスニコル

文献引用例

茅原一也・小松正幸(1992) 八海山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)  
地質調査所, 107p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Chihara, K. and Komatsu, M. (1992) *Geology of the Hakkaisan district*. With geological  
Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 107p. (in Japanese with English  
abstract 8p.).

---

---

平成4年3月10日印刷

平成4年3月14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 和田 信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘2-9-13

---

---

©1992 Geological Survey of Japan