

55 (524) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

札幌 (4) 第 64・65・71・72 号

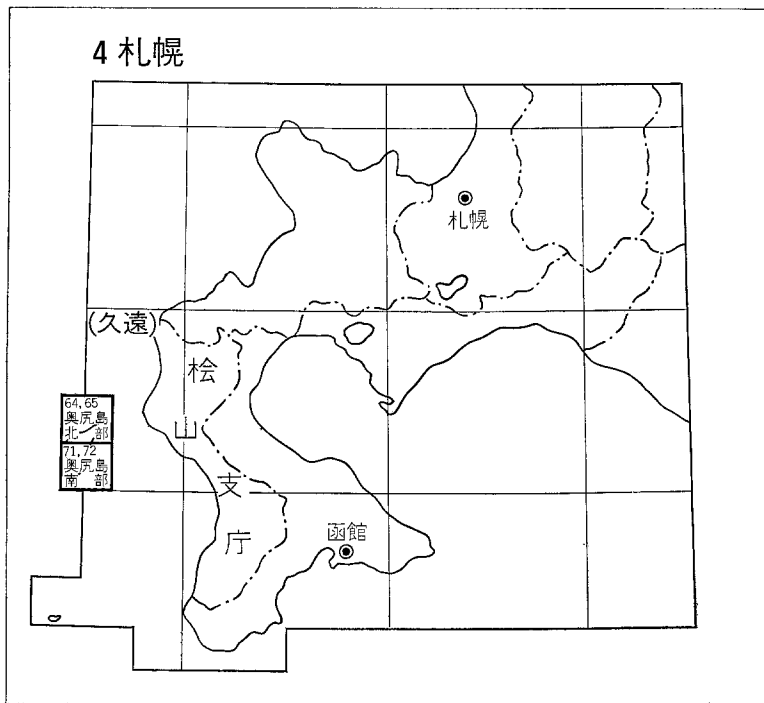
奥尻島北部及び南部地域の地質

秦 光男・瀬川秀良・矢島淳吉

昭和 57 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	8
III. 中生界	12
III. 1 奥尻層	12
III. 2 藻内火山岩類	14
III. 2. 1 藻内溶結凝灰岩	14
III. 2. 2 安山岩溶岩	16
III. 2. 3 ドレライト岩脈	17
III. 3 深成岩類	17
III. 3. 1 花崗閃緑岩類	17
III. 3. 2 斑れい岩	21
IV. 新第三系	22
IV. 1 青苗川層群	22
IV. 1. 1 松江玄武岩層	22
IV. 1. 2 烏頭川層	24
IV. 1. 3 青苗川層	26
IV. 2 釣懸層	31
IV. 2. 1 砂岩部層	31
IV. 2. 2 泥岩部層	33
IV. 2. 3 火砕岩部層	34
IV. 3 千畳層	39
IV. 4 仏沢層	41
IV. 4. 1 砂岩部層	41
IV. 4. 2 火砕岩部層	43
IV. 5 米岡層	43
IV. 5. 1 シルト岩部層	43
IV. 5. 2 火砕岩部層	45
IV. 6 神威山層	49
IV. 7 勝潤層	50
IV. 8 勝潤山流紋岩	53
IV. 9 岩脈類	54
IV. 9. 1 ひん岩	54
IV. 9. 2 流紋岩	55

IV. 9. 3 玄武岩及びドレライト	55
IV. 9. 4 安山岩	56
V. 第四系	57
V. 1 海成段丘堆積物	57
V. 2 河成段丘堆積物	63
V. 3 沖積層	63
V. 4 砂丘砂	64
V. 5 火山灰	64
VI. 地史及び地質構造	65
VII. 応用地質	69
VII. 1 銅・鉛・亜鉛・錫及びモリブデン鉱	69
VII. 2 マンガン鉱	69
VII. 3 ウラン鉱	70
VII. 4 硫黄鉱	71
VII. 5 褐炭	72
VII. 6 パーライト	72
VII. 7 骨材	73
VII. 8 温泉	73
VII. 9 その他	74
文 献	75
Abstract	79

図・表・図版目次

第1図 奥尻島周辺地域の海底地形図	2
第2図 奥尻島の切峯面図	3
第3図 奥尻島の河川系図	3
第4図 奇岩「鍋釣岩」	4
第5図 奥尻島の海成段丘分布図	5
第6図 初松前地域の海成段丘地形	6
第7図 海底地形分類図	7
第8図 奥尻層の流紋岩質成層凝灰岩	12
第9図 奥尻層の流紋岩質凝灰岩と凝灰質泥岩との互層からなるホルンフェルス	13
第10図 奥尻層中の流紋岩凝灰角礫岩	14
第11図 異質岩片を多く含む藻内溶結凝灰岩	16
第12図 深成岩類分布図	18

第13図	松江玄武岩層柱状図	23
第14図	烏頭川層柱状図	25
第15図	青苗川層柱状図	27
第16図	釣懸層柱状図	32
第17図	釣懸層・火砕岩部層の凝灰岩凝灰質砂岩互層	37
第18図	釣懸層・火砕岩部層の玄武岩スコリア凝灰岩と凝灰質砂岩の互層	37
第19図	千畳層の珪質頁岩層	40
第20図	千畳層の基底部における柱状図	40
第21図	仏沢層柱状図	41
第22図	仏沢層の砂岩層と海成段丘堆積物	42
第23図	米岡層柱状図	44
第24図	米岡層のシルト岩部層と火砕岩部層との漸移部に発達する軽石凝灰岩凝灰質砂岩互層	46
第25図	米岡層・火砕岩部層中の火山円礫岩と凝灰質砂岩	47
第26図	米岡層・火砕岩部層中の凝灰角礫岩	48
第27図	米岡層・火砕岩部層中の火山角礫岩層と安山岩の球状岩塊	48
第28図	勝澗層柱状図	51
第29図	勝澗山流紋岩と勝澗層の関係	53
第30図	勝澗山流紋岩溶岩	53
第31図	海成段丘堆積物柱状図	58
第32図	火山灰分布図	64
第33図	火山灰層柱状図	65
第34図	地質構造概念図	67
第35図	鉍産物分布図	70
第1表	奥尻島の海成段丘面	4
第2表	奥尻島地域地質総括表	9
第3表	奥尻層及び藻内火山岩類の化学組成	15
第4表	花崗閃緑岩及び斑れい岩の化学組成	20
第5表	新生代火山岩類の化学組成	23
第6表	青苗川層群産出花粉化石表	24
第7表	釣懸層・砂岩部層産出貝化石表	33
第8表	釣懸層・砂岩部層産出花粉化石表	34
第9表	釣懸層・泥岩部層産出有孔虫化石表	35
第10表	釣懸層・泥岩部層産出珪藻化石表	36
第11表	米岡層・シルト岩部層産出珪藻化石表	45
第12表	勝澗層産出花粉化石表	52

第13表	勝澗山流紋岩の黒曜岩とパーライトの化学組成	54
第14表	奥尻島における段丘面区分の対比	57
第15表	放射能異常地試料のウラン分析値	71
第16表	硫黄鉱生産実績	71
第17表	石炭工業分析表	72
第18表	幌内温泉及び神威脇温泉の化学分析値	74

第 I 図版 1 流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真 (下方ニコルのみ)

2 同上, (直交ニコル)

第 II 図版 1 花崗閃緑岩の顕微鏡写真 (直交ニコル)

2 同上, (下方ニコルのみ)

第 III 図版 1 花崗岩の顕微鏡写真 (直交ニコル)

2 斑れい岩の顕微鏡写真 (直交ニコル)

第 IV 図版 フケ歌沢段丘堆積物中の淡水性珪藻化石

奥尻島北部及び南部地域の地質

秦 光男*・瀬川秀良**・矢島淳吉***

本地域の地域地質研究報告は、北海道開発庁の委託によって作成されたものであり、野外調査は昭和41年から47年までの7年間にわたり実施された。調査研究に当たっては、花崗岩類については矢島が、段丘堆積物を主とする第四系については瀬川が、そのほかの主として新第三系からなる地域については秦が担当した。なお、昭和41年の野外調査では北海道支所の山口昇一技官の協力を受けた。また、硫黄鉱床に関する調査には北海道支所の故五十嵐昭明技官の協力をえた。

この研究を進めるに当たり、基盤岩をなす中生代火山岩類及び花崗岩類については、本所地質郡山田直利技官・北海道支所の成田英吉技官及び久保和也技官の協力を受けた。

化石については、花粉化石を北海道大学の佐藤誠司博士に、植物種子は福島大学の鈴木敬治教授に、珪藻化石は高田盲学校の長谷川康雄氏及び上越市立城西中学校の藤田剛氏に、有孔虫化石は石油資源株式会社の大倉保氏に、貝化石については元所員大山桂博士及び北海道大学魚住悟教授にそれぞれ同定をしていただき、かつ多くのご教示を受けた。岩石の化学分析は、東北出張所の阿部智彦技官に、岩石薄片の作成は、北海道支所の谷津良太郎技官ほかによって行われた。また、現地調査に当たっては奥尻町役場・同町教育委員会及び動力炉・核燃料開発事業団ウラン調査班から種々の便宜を受けた。なお、調査後に石油資源株式会社の秋葉文雄氏からは時代決定に関わる重要な珪藻化石の産出についてお知らせいただいた。

ここに上記の方々に対し厚くお礼申し上げる。

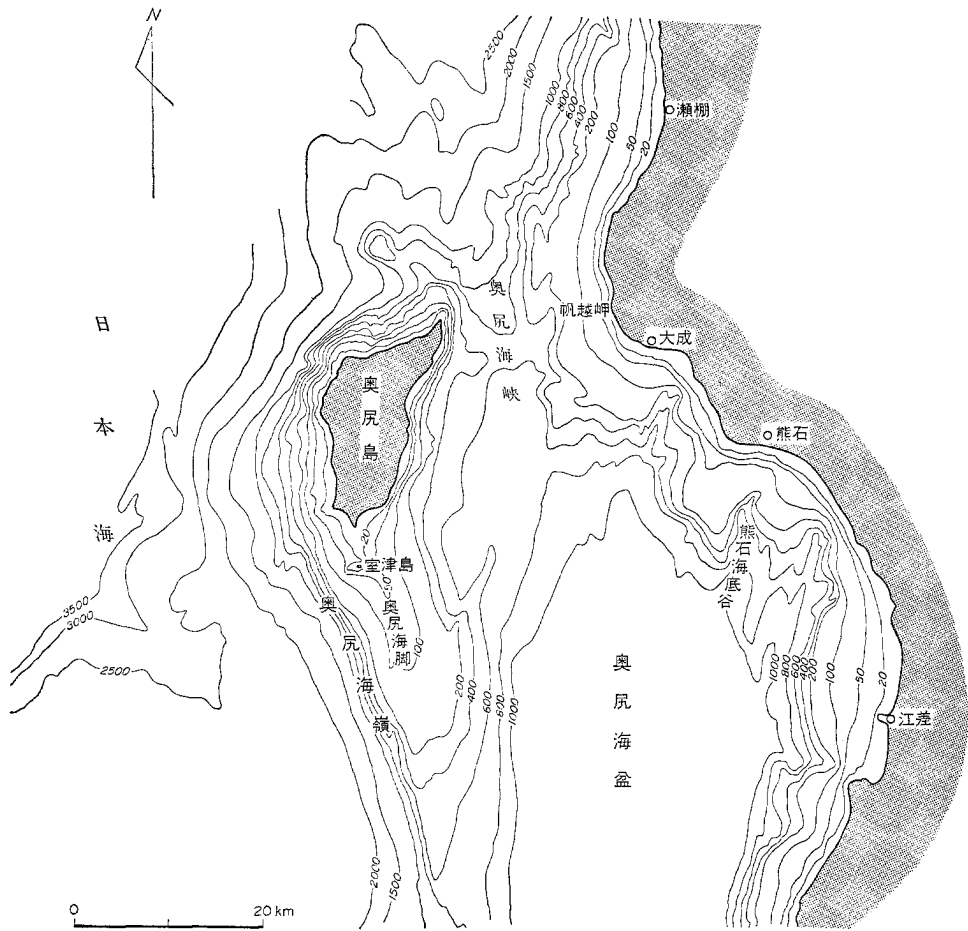
I. 地 形

奥尻島は、北海道渡島半島のほぼ西端に当たる久遠郡帆越岬より西方約18kmに当たる日本海上の島で、周囲約60km、面積約144km²ある。島の北端稲穂岬から南端の青苗岬までは直線距離で約24km、東西の幅は最大で約9kmとなっている。奥尻島には室津島、無縁島、トド島、沖のハッピをはじめとする多くの小島や岩礁が付随している。

20万分の1海底地形図(第1図参照)によると、奥尻島の西側海域は奥尻海脚(沖ノ場)と称される水深150mの島棚から、一挙に奥尻海嶺を経て2,000mの海まで落ち込み、更に西では3,000m余まで下り、前者はやや直線状の急崖をなしている。矢部・田山(1934)はこれを断層線崖と報じている。本島の東側には北と南から海底谷が入り込んでいるが、久遠郡の帆越岬と本島との間は最も浅い所で水深約600mの奥尻海峡をなしている。なお帆越岬沖の海底地形の突出部の延長に奥尻島があり、渡島半島部と密接な関係をもつことを示している。

本島の南東方には深さ1,300mの奥尻海盆があり、南方には奥尻海脚(沖ノ場)の島棚がある。この

* 地質部
** 北海道教育大学函館分校
*** 北海道支所

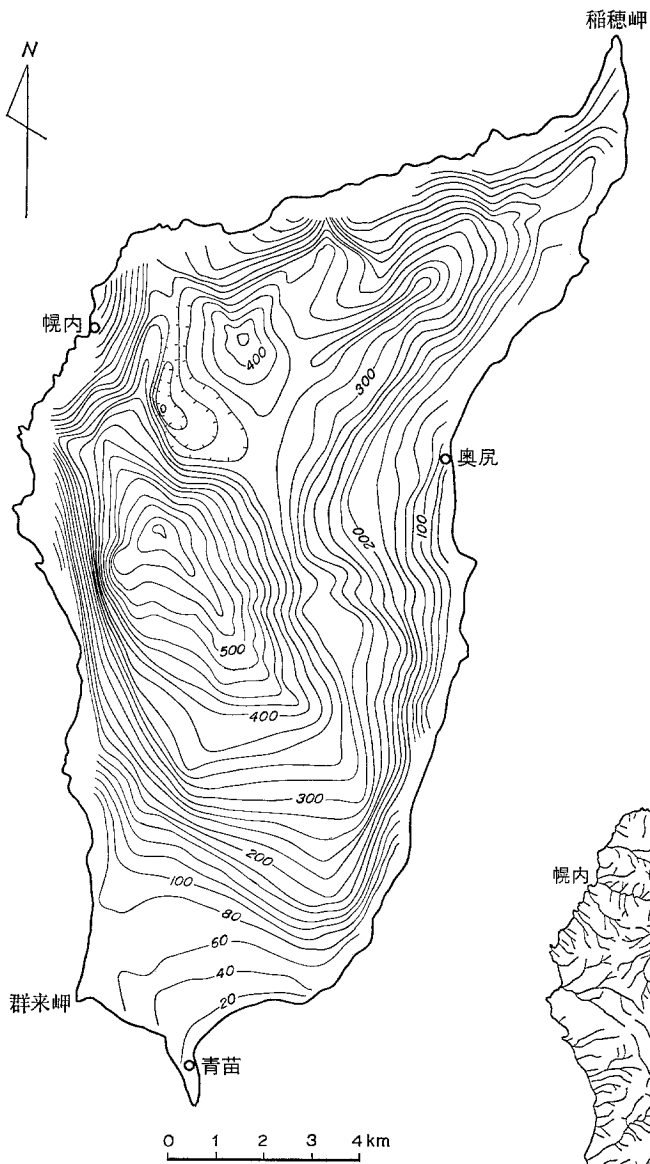


第1図 奥尻島周辺地域の海底地形図（海上保安庁発行の第6325号及び第6326号海底地形図による）水深はm

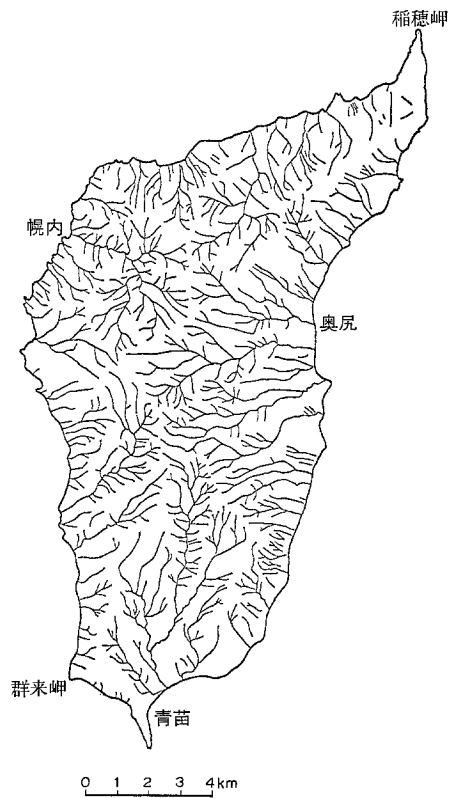
島棚は海深150m位までの浅海部をなし、その南北の延長は奥尻島の大きさにほぼ等しい。

奥尻島は低平な丘陵性山地と極めて貧弱な海岸平地からなっている。地形上の特徴は、島の最高点の神威山（標高584.5m）を含め、10段余の海成段丘が形成されていることで示されるように、更新世以降の隆起運動と密接な関係をもっている。1km²の方眼をかけて作った切峯面図（第2図）によると、神威山を中心として「く」の字型の隆起をなしていると思われるが、島の形状と必ずしも一致していないのは、形成過程における地盤運動・ユースタティックな海水準変化及び海食作用などによるものと考えられる。

河川は、第3図の河川系図に示されるように分水嶺が西及び北に偏しているために、西岸及び北岸では短小であり、河川勾配が強いため急流が多く、かつ海岸は急崖をなしている。これに対して、東岸及び南岸においては比較的大きな河川（鳥頭川・赤石川・釣懸川及び青苗川など）が多く、一般に河川勾配は緩やかで好対照をなしている。これらの河川の中で特に著しい形態上の特色を示すものは幌内川で、上流において多くの支流を分岐し、切峯面図でも著しい凹地をなし、横谷となっている。これら各



第2図 奥尻島の切断面図



第3図 奥尻島の河川系図



第4図 奇岩「鍋釣岩」(仏沢層を貫く黒雲母含有普通輝石安山岩岩脈)

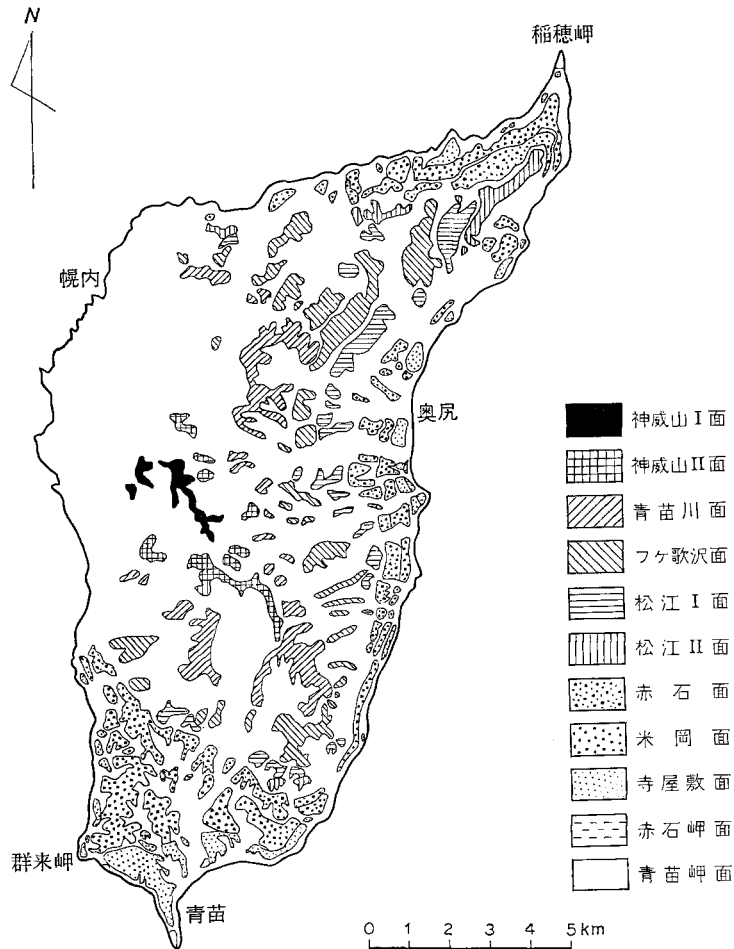
河川では海成段丘の形成に関連した滝の多いことも特色の一つである。なお、西岸及び北岸の著しい急崖の形成は、本島の地体構造に起因する点もあるが、ことに冬期に猛烈を極める西北風一波浪海蝕—によるもの(渡辺, 1928; 鈴木・園木, 1935)と考えられる。

海岸線では、多くの突出部があり、特に北の稲穂岬、東の赤石岬及び青苗岬は規模が大きく、かつ、それぞれ構成される地質を反映した形態をもっている。また、第4図のような貫入岩による奇岩も形成されている。海岸平野の発達は極めて貧弱であるが、南部の青苗地域では幾分広く、その一部には小規模な砂丘が形成されている。

海成段丘の発達は、特に南部から東部にかけてより良好であり、北西部では相対的に発達が悪い。段丘地形の発達のよいことは古くから知られており、これまで渡辺(1928)、鈴木・園木(1935, 1936)、

第1表 奥尻島の海成段丘面 古館(1936)、瀬川(1972, 1974)及び宮浦(1975)などの研究がある。

段丘名	標高	
1) 神威山Ⅰ面	580-520m	本島の段丘地形を瀬川(1972, 1974)が、第5図及び第1表のように分類した。
2) 神威山Ⅱ面	500-400m	
3) 青苗川面	400-360m	神威山Ⅰ面は、本島の最高点の神威山付近の平坦面で、段丘堆積物と思われる円礫層が1m以上認められる。
4) フケ歌沢面	260-240m	
5) 松江Ⅰ面	200m	神威山Ⅱ面は、神威山Ⅰ面の周辺に分布する平坦面であるが、その堆積物は明らかでない
6) 松江Ⅱ面	180m	
7) 赤石面	160-100m	青苗川面は、神威山Ⅱ面の下方に位置し、青苗川上流の両岸で南北の尾根をなして比較的広く分布する。また、島の北部では幌内川と塩釜川の分水嶺をなして南北に分布している。高位の面であるため、や
8) 米岡面	100-80m	
9) 寺屋敷面	60-50m	
10) 赤石岬面	40m	
11) 青苗岬面	4m	

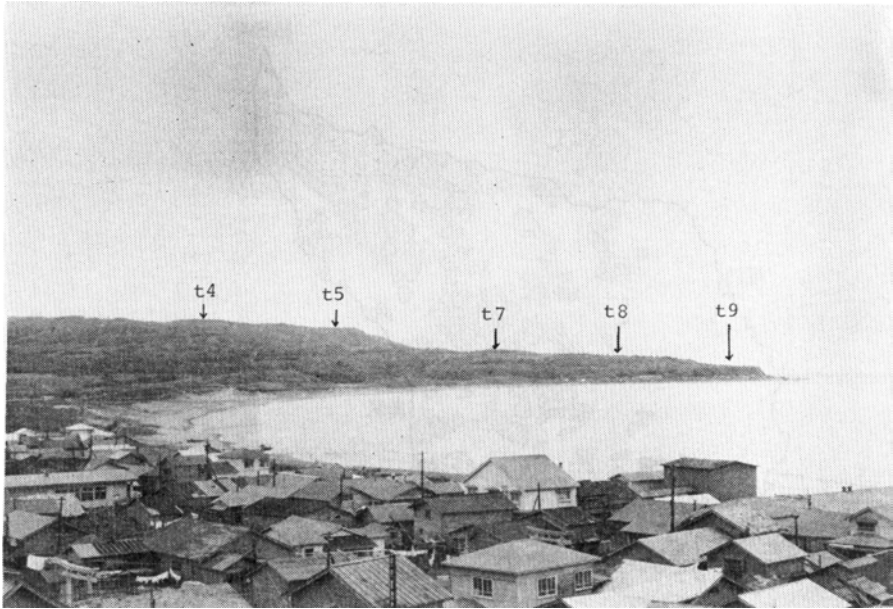


第5図 奥尻島の海成段丘分布図 (瀬川, 1974に一部加筆)

や起伏に富んでいる。青苗川上流での観察によると、角礫層が薄く堆積しているが、基盤岩の青苗川層の風化侵食によるものと思われる。この関係は北部でも同様であり、青苗川面は侵食面の性格をもつものと思われる。

フケ歌沢面は、南部では青苗川面の南方と東方に分布し、東西方向では標高260-240mとほぼ等高度を示すのに対し、南北方向には280-320mと北部に高度を増す傾向がみられる。北部では青苗川面の東方と北方に分布し、ほぼ320m前後の旧汀線を示している。堆積物は南部においては角礫が多く、青苗川層由来のものからなる。これに対して北部では層厚1.5m程度で最大1m程度の円礫をのせるところや、礫層の下に比較的厚い(約1.5m)泥炭を伴う粘土層が見出されるなど変化に富んでいる。これらのことから、少なくとも北部では波食作用と沿岸潮流の影響下にあったものと思われる。

松江I面は、南部の松江部落北部から恩顧歌北方にかけて発達するもので、北部では球島山東方の宮津付近に比較的広く分布している。堆積物は南部では波食作用を受け円礫化したものと角礫とが混在する礫層からなるが、北部では主として現地性の角礫層からなっている。



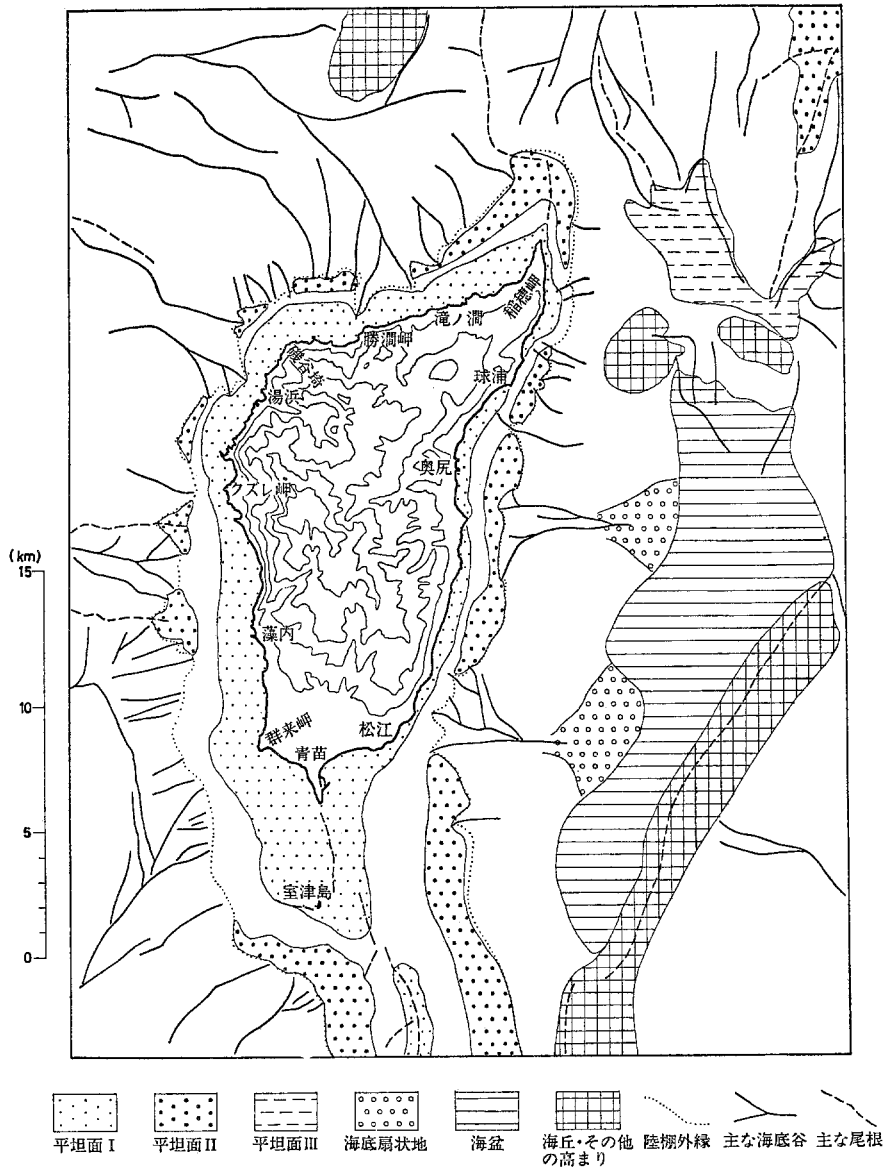
第6図 はつまつまき 初松前地域の海成段丘地形 (t4: フケ歌沢段丘, t5: 松江Ⅰ段丘, t7: 赤石段丘, t8: 米岡段丘, t9: 寺屋敷段丘)

松江Ⅱ面は、松江Ⅰ面の下方に分布し、模式地の松江部落北方では両者は漸移的關係を示している。南部では狭い範囲にしか分布しないが、北部では比較的広い範囲に分布する。高度は180m付近に一定している。この面の堆積物は、南部においては比較的厚く、円形度も高く、堆積面的なものと思われる。これに対し北部では松江Ⅰ面の堆積物と同様に、薄い現地性の角礫層のところが多く、堆積環境を異にしている。

赤石面は、比較的連続のよい段丘面で、東部では断続的であるが、南部及び北部でも連続して認められる。南部では旧汀線が西から東に140-120mと漸減し、東岸では南から北へ120-140-160mと高度を増している。北部では130-140mとほぼ一定した高度を示している。発達のよい南部の青苗川地域では、湖水堆積物と思われる粘土層を伴うなど堆積物は比較的厚い。これに対して北部では基盤岩の上になれに円礫が点在するか、あるいは全く欠いており、侵食面的な性格を示している。

米岡面は、下段の寺屋敷面とともに島の南部において極めて広い分布を示している。しかし、段丘面は比較的起伏に富んでおり、南部では100mから80m内外の旧汀線を示す。一方東海岸では南部の65mから赤石岬北方の110mまで、南から北へ高度を増す傾向を示している。北部では100-90mのほぼ一定した高度を示し、安定していたことを表している。基盤岩高度は旧汀線高度と相伴った動きを示している。すなわち南部ではあまり大きな変化はなく、東岸では南から北に高度を増している。南部における堆積物は、大部分が砂層で占められており、堆積場所が海岸より比較的遠い沖合の環境にあったものと思われる。東岸では基盤岩から由来した角礫が多く、旧汀線付近で堆積したものと考えられる。

寺屋敷面は、奥尻空港のある面で、南部において最も面積が広く、そのほか北東海岸や北部にも点在する。この面は地質構造との関係が明瞭であって、寺屋敷部落から青苗岬方面にかけての褶曲運動が段丘面の高度変化に明瞭に現れている。また、米岡向斜の構造や青苗川断層(千畳-初松前)は基盤岩高



第7図 海底地形分類図 (海上保安庁水路部, 1979による)

度に影響を与えている。島の北岸の稲穂一滝ノ澗間では基盤高度は56m内外の一定した高度を示し、旧汀線高度と類似した変化を示している。旧汀線高度は、南部では一般に西から東に60-30mと高度を減じている。また、島の北東岸では80-60m、北岸では60m内外の高度を示している。堆積物は一般に段丘面の狭い西岸と東岸では、角一円礫を包含する砂礫層を主体とし、段丘面の広い南部では一般に砂層の堆積が多く、米岡面の堆積環境と類似している。

赤石岬面は、東岸の赤石岬付近にのみ分布する段丘面で、旧汀線高度はほぼ40m程度を示し、その基盤岩高度は赤石岬や鳥頭川付近では標高17-19mと等高度をなしている。しかし、釣懸川左岸での基盤

高度は標高約30mを示し急に高くなっている。これは釣懸川に沿って東西方向に走る断層の影響を受けたものとみられる。

青苗岬面は、最も新しい段丘面で旧汀線高度は約4mで、青苗岬や稲穂岬など局部的に分布する。縄文海進当時に形成されたものと考えられ、沖積段丘である。この面はほとんど堆積物を伴わないところと、泥炭・粘土層及び砂層を薄く堆積しているところがある。

海底地形については、海上保安庁水路部（1979）による詳しい報告があり、海底地形分類は第7図のように示されている。これによると、奥尻島周辺の陸棚上には顕著な2段の平坦面（平坦面Ⅰ及び平坦面Ⅱ）があつて、その外側の陸棚斜面は一般に急傾斜となり、斜面上部には多くの海底谷が形成され、複雑な地形を呈しているようである。平坦面Ⅰは、水深50m以浅に見られるもので、水深0-20mと30-50mとに区別できる面が形成されている。平坦面Ⅱは、水深90-120mで、その平坦面の端が陸棚外縁となっている。なお、松江と奥尻の東方では陸棚外縁部から発生している海底谷が奥尻海盆に達する下流部には、海底扇状地が形成されている。

Ⅱ. 地 質 概 説

本地域は、いわゆるグリーンタフ地域に当たり、その西縁に位置している（秦，1976）。

本地域では、中生代の堆積岩及び火山岩類と、これに侵入する白亜紀の花崗閃緑岩を主体とする深成岩類を基盤岩として、新第三紀以降の活発な火山活動と堆積作用によってもたらされた新第三系が広く発達し、更にこれらを覆って第四紀の海成段丘堆積物が形成されている。

本地域の地質層序は第2表に示した通りである。

基盤をなす中生代の奥尻層は、西海岸の穿出南部に狭小な地域を占めて分布するもので、主として流紋岩質凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、流紋岩溶岩、泥岩などを伴う堆積岩で構成されている。藻内火山岩類は主として乾陸上における火山活動による流紋岩溶結凝灰岩及び安山岩溶岩からなる。これらは花崗閃緑岩類による熱変成作用をうけて、堇青石ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルスなどの熱変成岩となっている部分も多い。

奥尻層及び藻内火山岩類は、いずれも流紋岩を主体とする火山岩類であり、両者は一連のものであろう。

その時代は、先に秦・山田（1971）が述べたように白亜紀初期の一連の酸性火山活動に関係する時期のものと考えられる。

深成岩類は、海岸地域に基盤をなして広く分布している。角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、部分的に花崗岩・石英閃緑岩・石英斑岩などの岩相を含み、斑れい岩のゼノリスやアプライトの岩脈を伴っている。主体をなす花崗閃緑岩は、全域にわたって中粒のほぼ均質な岩相を示しており、全体として単一の岩体と見なされる。なお、本岩体は前述の奥尻層及び藻内火山岩類に接触熱変成を与えている。花崗閃緑岩の黒雲母によるK-Ar年代測定で 95.8 ± 3.1 Maという値が得られていて（柴田・山田，1978）、島津（1964）の阿武隈侵入帯の延長とする考えが強い（柴田・石原，1977；柴田・山田，1978；SHIBATA and ISHIIHARA，1979）。

第2表 奥尻島地域地質総括表

時代	地層名	主な岩相	化石・火成活動その他		
第四紀	沖積層(a)及び砂丘砂(s)	砂・礫及び粘土			
	海成段丘堆積物 (t1) (t1)	礫・砂・粘土及び泥炭	花粉 珪藻		
新第三紀	勝潤層 (Kt)	砂岩・礫岩及び泥岩	花粉(勝潤山流紋岩, Kr) 魚・昆虫		
	神威山層 (Ka)	安山岩凝灰角礫岩—火山角礫岩, 安山岩溶岩及び凝灰質砂岩を伴う	安山岩		
	米岡層 火砕岩部層 (Ya) 火砕岩部層 (Ys) 仏沢層 シルト岩部層 砂岩部層	安山岩火山角礫岩—凝灰角礫岩 珪藻質シルト岩, 凝灰岩を伴う		珪藻	
	千畳層 (Sj)	珪質頁岩及び泥岩	凝灰質砂岩	有孔虫	
	釣懸層	泥岩部層 (Tm) 火砕岩部層 (Tp)	泥岩	玄武岩凝灰角礫岩・スコリア凝灰岩及び砂岩	珪藻 有孔虫
		砂岩部層 (Ts)	砂岩・礫岩及びシルト岩		貝・花粉
	青苗川層群	青苗川層	安山岩溶岩 (Al) 安山岩火砕岩 (Aa) デイサイト溶岩 (Ad) デイサイト及び安山岩火砕岩 (Ao)	花粉	デイサイト 流紋岩
		烏頭川層 (Ab)	流紋岩溶岩及び同質凝灰岩		
		松江玄武岩層 (Am)	玄武岩溶岩, シルト岩及び褐炭を伴う	花粉	
	白亜紀				← 深成岩類 (Gd, Gb)
藻内火山岩類		安山岩溶岩 (Ma) 流紋岩溶結凝灰岩 (Mw)		← 関係不明	
奥尻層 (Ok)		流紋岩凝灰岩・凝灰質砂岩及び泥岩			

基盤岩を覆って広く分布する新第三系は、第2表に示したように下位から、青苗川層群の松江玄武岩層・烏頭川層及び青苗川層、釣懸層、千畳層、米岡層、千畳層から米岡層に対比される仏沢層、神威山層及び勝潤層からなる。

新第三系最下部の松江玄武岩層は、主として玄武岩溶岩からなる。局所的ではあるが水成の炭質頁岩—泥岩などを挟んでおり、玄武岩の活動には数回の休止期があったといえる。堆積の中心は南部地域にあったと思われるが北西部の神威脇地域にも分布しており、かなり広い範囲を占めている。なお、この玄武岩層の基底には局所的に基底礫岩といえるものが認められるのが、多くの地域では伴っておらず、陸上部における裂力型の噴出形態であったと推定される(秦, 1976)。挟有する炭質頁岩—泥岩からは花粉化石が見出されている。

烏頭川層は、主として流紋岩溶岩及び同質凝灰岩からなり、泥岩・砂岩などの薄層を不規則に挟有するもので、中央東部の烏頭川—赤石川流域を中心とした比較的狭い範囲に形成された地層である。これらの岩石は全般に珪化などの鉍化作用を受けており、特に強い地域では原岩の構造をとどめていないのがみられる。なお、珪化木及び炭質物を多く含む泥岩が不規則に認められるが、時代を指示できるよ

うな化石は産出しなかった。

青苗川層は、主としてデイサイト及び安山岩の溶岩、同質火砕岩によって構成されている。その分布は最大で本島全域にわたって広く発達している。デイサイト及びデイサイト質な火山活動は南部の青苗川流域を中心に、相対的には下部を占めて発達しており、輝石安山岩を主とするものは釣懸川以北に広く発達している。このほか、南部のホヤ石川から青苗川上流域、北東部球島山周辺地域では褐炭層を挟有する凝灰質砂岩及び泥岩が多く発達している。なお、北東部地域ではこの褐炭層や砂岩中にウラン鉱床が形成されている。また、珪化木が多く産出することも本層の特徴といえる。

このように、青苗川層群を構成する地層は火山岩類を主とする堆積物からなり、中には溶結凝灰岩を伴っている。また、産出する化石は植物（珪化木・花粉など）のみであって、その堆積は全期を通じて陸域で行われたものと考えられる。花粉化石は暖温性のものも含まれるが、全般的には *Pinaceae*, *Tsuga* などを多く含む冷温性の阿仁合型植物群に近い組成をもっている。

釣懸層は、浅海性の砂岩及び礫岩で始まる海成層で、下位の青苗川層あるいは基盤岩に対してアバットする形態で不整合に覆って発達している。本層は、北部の宮津地域、中央東部の釣懸地域及び南部の青苗川地域に分かれて分布している。その下部は3地域とも同様の化石を伴うなど共通した要素をもった砂岩層で占められているが、上部は南部の青苗川地域では泥岩層を、北部の玄武岩の火砕岩層を厚く伴うなど異った岩相を示している。下部の砂岩部層は、礫岩を伴う中—粗粒砂岩からなり、*Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella notoensis*, *Mizuhopecten kimurai*, *Ostrea gravitesta*, *Dosinia nomurai* などの八尾—門ノ沢動物群に当たる貝化石（Uozumi and Fujie, 1966）を多産する。また、挟有する炭質物中から得られた多くの花粉化石は、*Liquidambar* を含む温暖性の台島型植物群を示している。上部の泥岩部層は、暗灰色を呈する砂質泥岩からなり、東北裏日本の七谷・西黒沢層から特徴的に産出する底生（*Hopkinsina shinboi* など）あるいは浮遊生（*Globigerina praebulloides* など）の有孔虫や、*Coscinodiscus interectus*, *Denticula nicobarica* など多くの珪藻化石を産出する（秦・長谷川, 1970）。このような産出化石から本層の時代は、前期中新世末に当たり、西南北海道の標準層序の訓縫層に対比できる。

千畳層は、主として珪質頁岩で構成される地層で、その分布は南部の青苗地域に限られている。基底部には薄い海緑角砂岩が発達しており、下位の釣懸層と接している。一般に構造的には整合関係にあるが、南西部では不整合関係である。珪質頁岩の発達がよい米岡向斜西翼（海岸地域）で、層厚は200m内外あるが、東翼では珪質頁岩の発達は悪く、その厚さも50m以下となっている。本層からは、*Makiyama chitanii* を普遍的に産するほか、*Haplophragmoides renzi*, *Martinottiella communis* などの砂質有孔虫、魚鱗及び鯨骨を産出する。

本層は、東北裏日本—西南北海道にかけて広く発達するいわゆる硬質頁岩層に相当するもので、西南北海道の標準層序とされている八雲層に対比される。

仏沢層は、中央東部の奥尻地域に分布し、凝灰質砂岩及び凝灰岩を主体とする下位の砂岩部層と上位の安山岩の凝灰質礫岩などからなる火砕岩部層とに分けられる。本層は南部の釣懸川地域では下位の釣懸層と整合的であるが、北西方へ向ってアバットする形態で、更に下位の青苗川層を不整合に覆って発達している。本層はこれまで釣懸層とされていた一部であるが、砂岩部層の上部の凝灰質砂岩から

Denticula kamschatica など、米岡層と同様な珪藻化石を産出することから米岡層準の堆積物といえる。珪質頁岩などの泥質相の発達がないが、南部地域で下位の釣懸層から漸的に発達しているの、岩相は異なるが下部の一部は千畳層準のものに当たるものと推定した。なお、これらの地層区分の取り扱いについては今後の課題として残されている。

米岡層は、下位の千畳層から整合漸移するシルト岩部層と、西海岸の千畳から神威岩地域にかけて発達する輝石安山岩の火砕岩を主とする火砕岩部層とに区分され千畳海岸北部の地域では、下位の地層にアバットする形で不整合に発達している。なお、この両部層は指交する同時異相の関係にある。シルト岩部層は、暗灰—灰色を呈する凝灰質ないし珪藻質な塊状シルト岩からなり、薄い珪質凝灰岩を挟んでいる。火砕岩部層は、紫蘇輝石普通輝石安山岩の火山角礫岩—凝灰角礫岩を主とし、シルト岩と指交する千畳海岸地域では、火山円礫岩・凝灰質砂岩及び凝灰岩を多く伴っている。シルト岩からは、*Coscinodiscus marginatus*, *Denticula kamschatica* などによって代表される珪藻化石群（秦・長谷川, 1970）が産出している。このほか、シルト岩には *Makiyama chitanii* も多く含まれ、火砕岩部層からは *Clamys* など稀に貝化石も産出する。本層の厚さは最大で約140mである。本層の時代は、珪藻化石によって後期中新世末から鮮新世に当たるものといえる。その岩相・化石から西南北海道の標準層序の黒松内層に対比できる。

神威山層は、中央西部の神威山を中心として発達する比較的新鮮な輝石安山岩の凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とし、溶岩及び凝灰質砂岩を不規則に伴っている。下位の米岡層以下の地層を不整合に覆って分布している。輝石安山岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩が主で、普通輝石安山岩も含まれている。なお、火砕岩の角礫にはしばしば角閃石安山岩が含まれることと、上部には角閃石安山岩の噴出も認められる。

勝潤層は、下部は礫岩及び砂岩層からなり、中部は沈澱成の硫黄鉱床を伴う灰色泥岩層、上部には勝潤山流紋岩溶岩、同質軽石凝灰岩を伴う凝灰質砂岩層から構成される。本層は北西部の幌内川上流部を中心とした陥没性の湖沼成の堆積物で、青苗川層及び花崗閃緑岩類を不整合に覆って発達している。陥没の量が大きかったと思われる幌内川上流部では、厚さは210mあるが、そのほかの地域では120m内外である。本層下—中部からは花粉化石、中部からは植物葉、木幹、少数の昆虫及び淡水魚の化石などを産している（鈴木・園木, 1936）。花粉化石の組成は、極めて寒冷な気候を示す更新世のものとは異なることと、堆積物の固結度、層序関係などから、秦（1975）は本層の時代を鮮新世とした。

このほか、新第三紀における岩脈類として、青苗川層群堆積時のものと思われるものに、ひん岩及び流紋岩が、釣懸層から米岡層堆積時にかけての玄武岩—ドレライト及び安山岩、勝潤層堆積後期のガラス質流紋岩などがある。

第四系の主なものとしては、本島全域にわたって広く発達している11段の海成段丘堆積物、青苗川・釣懸川流域などの河岸段丘堆積物、各河川流域と海岸地域に形成された完新世の沖積層からなり、南部の海岸地域には小規模な砂丘が認められる。

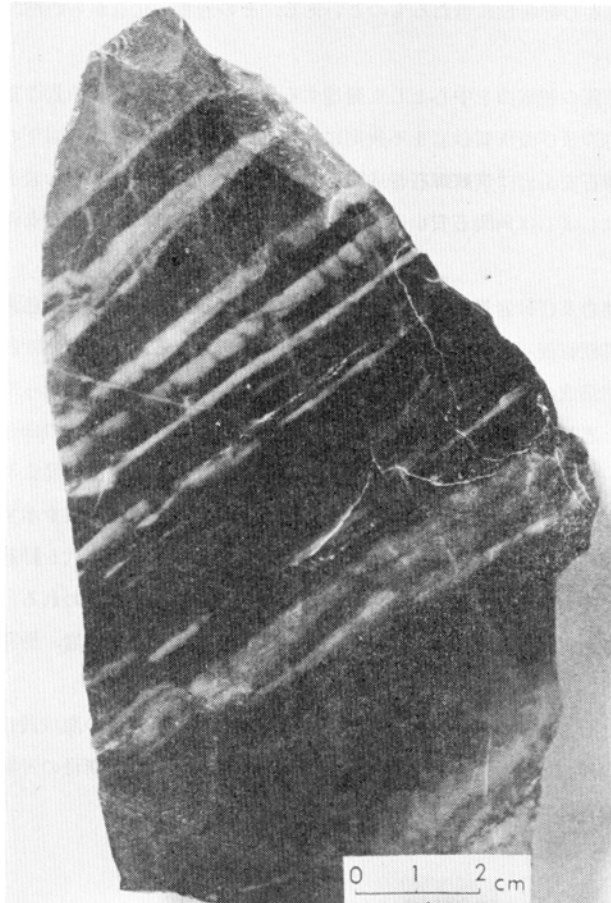
Ⅲ. 中生界

Ⅲ. 1 奥尻層 (Ok)

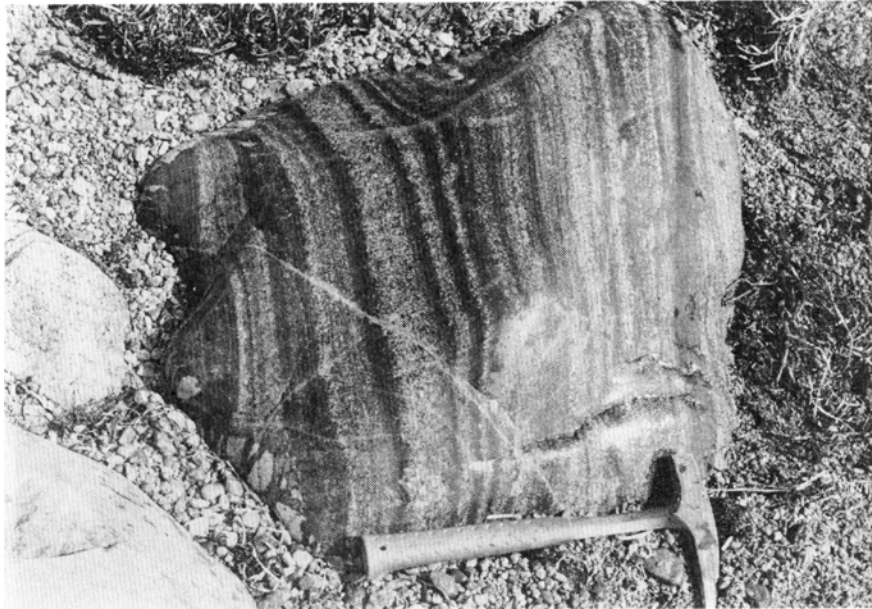
奥尻層は、西海岸の穿出南部海岸地域を模式地として秦・矢島 (1970) によって命名されたものである。

本層は、穿出南部の海岸約800m間の地域に分布し、北部は白亜紀に進入した花崗閃緑岩と、南部では東西方向のホヤ石断層で切られ、米岡層の火砕岩部層と接している。なお、海岸南部の岩礁が発達している付近では露出が良好であるが、北部の山側では不良で連続して観察できない。

本層は、主として流紋岩質凝灰岩及び凝灰質砂岩からなり、泥岩・流紋岩凝灰角礫岩及び流紋岩溶岩を伴っている。第8図及び第9図の写真でも判るように、凝灰岩と泥岩などはよく成層しており、本層は明らかに水底に堆積したものといえる。なお、本層は白亜紀の深成岩類の進入による熱変成作用を蒙



第8図 奥尻層の流紋岩質成層凝灰岩



第9図 奥尻層の流紋岩質凝灰岩と凝灰質泥岩との互層からなるホルンフェルス（転石）
黒っぽい部分に堇青石ができています

ってホルンフェルス化し、黒雲母・白雲母・堇青石などを晶出している。

主体をなす流紋岩質凝灰岩は、灰白—灰色を呈し、細粒の均質で塊状をなすものと、流紋岩岩片を含む極粗粒のものがある。前者は南部の岩礁に露出する地域に多く、後者は北部地域で多く認められる。なお、これらの岩石は全般にわたって熱変成作用と強いシアーを受けている。

鏡下では、斑晶は斜長石・石英・苦鉄質鉱物及び鉄鉱からなる。斜長石はほぼ灰曹長石の組成で、弱い異帯構造を示し、シアーされて幾つかの個体に破壊されていることが多い。石英は径1mm以下で融食形ないし破片状である。苦鉄質物質は著しく変質し、二次的な黒雲母や緑泥石の集合物になっているが、元来は主に黒雲母であったと思われる。基質は、再結晶作用によって生じた微粒の石英、アルカリ長石・黒雲母などからなり、一般に均質であるが、一部に黒雲母に富むやや泥質の組成を示す部分がある。なお、溶結構造は全く認められない。凝灰質砂岩は灰—灰白色を呈する細—中粒の砂岩で、その厚さは数cmから数10cm程度で、流紋岩質凝灰岩と互層状をなして発達している。その岩質はデイサイトから流紋岩質で、流紋岩質凝灰岩との境界は漸移している部分も多く、一連の火山活動による産物と思われる。

流紋岩溶岩及び流紋岩凝灰角礫岩は、北部地域で、凝灰岩や砂岩中に挟在しているが、これらの厚さは薄く数m程度のものである。凝灰角礫岩は第10図で示されるように、灰白—白色を呈する流紋岩角礫を灰—灰白色の同質凝灰岩が埋めているもので、この岩石も写真で見られるように強いシアーを受けている。

泥岩は、暗灰—黒色を呈する凝灰質泥岩で、多くは主体をなす凝灰岩及び砂岩の互層状をなす部分に薄く（単層の厚さは数cm）発達しているにすぎない。



第10図 奥尻層中の流紋岩凝灰角礫岩 (茅田南部海岸, 転石)

本層は、NE-SW方向の走向を示し、北部ではほぼ直立、南部では南東方向に80-85°と、全体として直立した構造をなしている。なお、本層の厚さは単順な同斜構造と見なすと約750mとなるが、岩石全体が強いシアーを受けていることから層内には多くの断層があるものと考えられる。本層から化石は産出しなかった。流紋岩質凝灰岩の化学分析値は第3表に示した通りである。

本層は、鈴木・園木 (1935) によって古生層とされたものであるが、その岩相は対岸の北海道西南部に広く分布する中一古生層 (松前層群) とは異なり、後述する藻内溶結凝灰岩に近似した流紋岩質火砕岩を主体としていることから、秦・山田 (1971) 及び山田・秦 (1976) は、中生代の地層 (藻内溶結凝灰岩とほぼ同時期の下部白亜紀) であろうとした。

III. 2 藻内火山岩類

本岩類は、藻内川流域に広く分布する藻内溶結凝灰岩類 (秦・矢島, 1970 ; 秦・山田, 1971 ; 山田・秦, 1976) と、同様に熱変成作用を受けている安山岩溶岩及びドレライト岩脈を含めたものである。本岩類はその産状から陸域における火山活動によるものと考えられる。なお、本岩類の主部をなす藻内溶結凝灰岩は、前述の奥尻層の凝灰岩と同質の流紋岩で、一連の火山活動の産物と思われるが直接の関係は不明である。

III. 2. 1 藻内溶結凝灰岩 (Mw)

藻内溶結凝灰岩は、鈴木・園木 (1935) によって藻内石英斑岩とされたものに相当し、秦・矢島 (1970) によって藻内溶結凝灰岩と命名されたものである。本岩は藻内川流域を模式地とし、藻内川本流、南部

第3表 奥尻層及び藻内火山岩類の化学組成

(分析者：阿部智彦)

の小沢、青苗川支流右股川上流にかけて広く分布する。そのほか、本岩に当たるものとしては西海岸北部の穿出北部海岸、神威岩対岸及び神威脇東方地域などに小露出として分布している。

本岩は、藻内川地域では花崗閃緑岩との接触部は見られないが、神威脇東方地域では花崗閃緑岩のルーペンダントとして分布している。いずれの地域においても熱変成作用を受けホルンフェルス化している。

本岩の大部分は、暗灰色を呈する緻密な流紋岩溶結凝灰岩からなり、まれに厚さ数10 cm-1 mの砂質な細粒凝灰岩、凝灰質シルト及び砂岩を挟んでいる。このほか、特に藻内採石場付近には、第11図に示されるように泥岩及び安山岩などの異質岩片を多く含む溶結凝灰岩が発達している。

主体をなす溶結凝灰岩は、暗灰色を呈する緻密・堅硬な岩石で、珪質な石基中に破片状ないし自形の斜長石斑晶（長径1-5 mm）を含み、ときに扁平化した軽石質レンズ（長径1-3 mm）をかなり普遍的に含んでいる。

鏡下では、斑晶は斜長石・石英・苦鉄質鋳物及び鉄鋳からなる。斜長石は半自形一破砕状で径1.7 mm内外のものが多く、灰曹長石（An15-18）であり、弱い累帯構造を示すことがある。石英は少量で一般に融食形である。苦鉄質鋳物（おもに黒雲母）の斑晶は熱変成作用のため微細な黒雲母の集合体によって置き換えられている。石基は、ガラス片が強く溶結した構造を示し、脱ガラス化作用及び熱変成作用により生じた微粒の石英、アルカリ長石から構成される。このほか、異質岩片としては熱変成作用により二次的な黒雲母を多量に晶出している無斑晶質安山岩がある。本溶結凝灰岩の顕微鏡写真は第I図版1-2に、化学分析値は第3表に示した通りである。

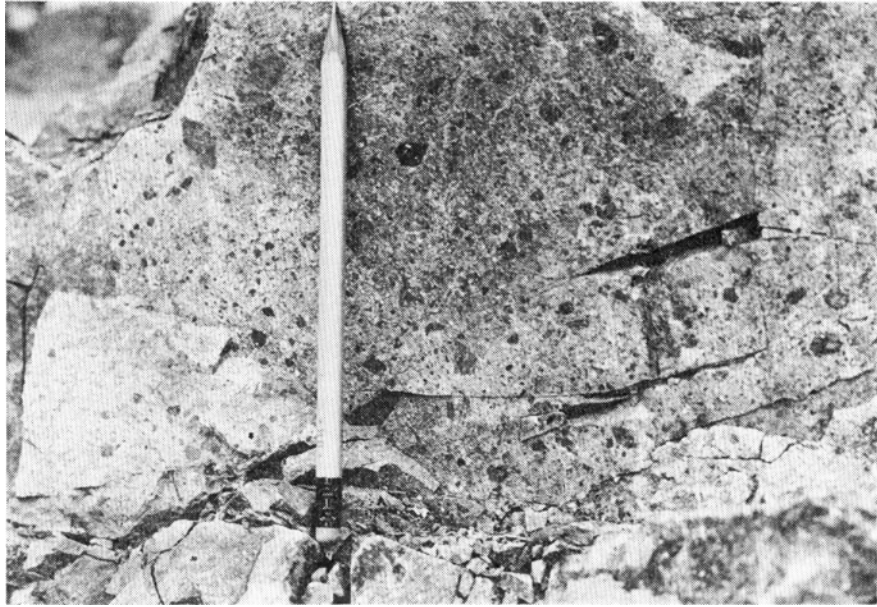
細粒凝灰岩は、いずれも流紋岩質で藻内川下流の採石場と、上流部で認められる。厚さは前者で約1 m、後者では15 cm程度である。凝灰質シルト岩は藻内川南の沢中流で認められる。

穿出北部域、神威岩対岸地域及び神威脇東方地域に分布する本岩は、いずれも主体をなす流紋岩溶結凝灰岩からなっている。

なお、藻内川地域では鋳化作用も強く受けている。藻内川中流部には硫化鋳物を伴う石英珪化脈が多く認められるほか、この時期の熱水変質によって母岩の溶結凝灰岩は広く変質を受けている。これらの

	1	2	3	4
SiO ₂	73.06	72.25	61.88	55.17
TiO ₂	0.30	0.27	0.73	1.01
Al ₂ O ₃	14.36	13.80	16.99	16.45
Fe ₂ O ₃	0.77	1.86	2.13	1.83
FeO	1.53	1.31	3.27	6.01
MnO	0.04	0.04	0.10	0.15
MgO	0.30	0.48	2.93	4.98
CaO	2.05	1.87	4.59	8.60
Na ₂ O	3.42	3.79	2.56	2.60
K ₂ O	3.41	3.30	2.54	1.47
P ₂ O ₅	0.04	—	0.14	0.20
CO ₂	—	—	—	0.04
S	—	—	—	0.01
H ₂ O(+)	0.59	0.60	1.25	1.12
H ₂ O(-)	0.07	0.05	0.45	0.11
Total	99.94	99.62	99.56	99.75
C. I. P. W. norms				
Q	34.59	32.63	21.99	8.18
C	1.41	0.59	2.02	—
or	20.15	19.50	15.01	8.69
ab	28.94	32.07	21.66	22.00
an	9.91	9.28	21.86	28.87
di	$\left\{ \begin{array}{l} \text{wo} \\ \text{en} \\ \text{fs} \end{array} \right.$	—	—	5.11
		—	—	2.94
		—	—	1.93
hy	$\left\{ \begin{array}{l} \text{en} \\ \text{fs} \end{array} \right.$	0.75	1.20	7.30
		1.75	0.50	3.23
mt	1.12	2.70	3.09	2.65
il	0.57	0.51	1.39	1.92
ap	0.09	—	0.32	0.46
cc	—	—	—	0.09

- 1) 奥尻層の流紋岩質凝灰岩（西海岸の穿出，試料番号 OS1a）
- 2) 流紋岩溶結凝灰岩（藻内，試料番号 OH693）
- 3) 安山岩溶岩（藻内東方，試料番号 OS29）
- 4) ドレライト岩脈（藻内川，試料番号 OS13）



第11図 異質岩片を多く含む藻内溶結凝灰岩（藻内採石場）

鉍化作用については、成田ほか（1980）によって詳しく述べられている。それによると、この熱水変質の特徴は、緑れん石—緑泥石—曹長石—石英—炭酸塩鉍物、絹雲母—石英、正長石—電気石—石英の組み合わせによる変質帯をなしているという。

本岩は、挟在するシルト岩、細粒凝灰岩あるいは溶結構造によってその内部構造を知ることができる。しかし、最も広く分布する藻内川地域では、N-S系、NW-SE系及びNE-SW系の多くの断層によってブロック化されていて、層序を明らかにすることができなかった。ただ、各ブロック内部における傾斜角は40-85°とかなり急傾斜を示しており、最大のブロック内における層厚は400m以上に達する。

Ⅲ. 2. 2 安山岩溶岩 (Ma)

安山岩溶岩は、藻内川中流と藻内川南の沢の中—上流にかけて分布している。前者ではN-S系の断層に挟まれてブロック状に藻内溶結凝灰岩中に認められ、後者では新第三紀の松江玄武岩により不整合に覆われているが、最も広く分布している。なお、藻内溶結凝灰岩とは多くの場合断層関係にあるが、南の沢上流部の観察では本溶岩が上位に重なっている。

本溶岩は、暗緑色を呈する緻密で堅硬な岩石で、肉眼的には斜長石の柱状自形結晶（長さ2-3mm）が認められる。

鏡下では、斑晶は斜長石、変質した苦鉄質鉍物、鉄鉍、少量の石英からなる。斜長石はほぼ中性長石（An 40-50）で、累帯構造が顕著である。苦鉄質鉍物は熱変成作用によってほとんど二次的な黒雲母の集合体に置き換えられているが、外形から、黒雲母及び角閃石であったと思われる。石英は常に融食形をなしている。石基は流理構造を示し、拍子木状の斜長石、苦鉄質鉍物（現在は黒雲母）、鉄鉍及び微細な珪長質鉍物からなる。

本溶岩の化学分析値は第3表に示した通りである。

Ⅲ. 2. 3 ドレライト岩脈 (Mb)

玄武岩岩脈は、藻内川下流の採石場北方の河床で、藻内溶結凝灰岩中にNNW-SSE方向に延びる幅約200mの岩脈で、流紋岩溶結凝灰岩を貫いており、岩脈内部にも凝灰岩の捕獲岩片が見られる。この玄武岩は、暗灰色を呈する細粒、緻密で著しく堅硬な岩石で、肉眼的には斑晶鉱物はほとんど認められない。

鏡下では、斑晶は斜長石及び苦鉄質鉱物からなる。原岩のオフィティック組織はほぼ保存されているが、苦鉄質鉱物ほとんど二次的な変質で繊維状のアクチノ閃石及び鱗片状黒雲母の集合体によって置き換えられており、わずかに普通輝石の残晶が認められるにすぎない。斜長石は自形・柱状で、一般に径0.1-0.4mmで、曹灰長石 (An 70) の組成を示すが、累帯構造が著しい。

この玄武岩の化学分析値は第3表に示した通りである。

Ⅲ. 3 深成岩類

本島には白亜紀に進入した深成岩類が、基盤岩をなして広く分布している。その大部分は花崗閃緑岩であるが、部分的に花崗岩・閃緑岩・石英閃緑岩・石英斑岩などの岩相を含み、斑れい岩のゼノリス及びアブライトの岩脈を伴っている。

主体をなす角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、全域にわたって中粒のほぼ均質な岩相を示しており、全体として単一の岩体と見なされる。本岩体は前述の奥尻層及び藻内火山岩類に接触変成作用を与えている。また西海岸の穿出（モタテ石付近）の花崗閃緑岩の黒雲母によるK-Ar年代測定で $95.8 \pm 3.1 \text{Ma}$ という値が得られている（柴田・山田, 1978）。

この値は対岸の渡島半島の瀬棚—久遠地域あるいは今金地域に分布する花崗岩類から求められたK-Ar年代より若干若く、更にSr同位体組成なども阿武隈山地の花崗岩類に近似しており、構造的には島津（1964）の阿武隈進入帯の延長とする考え方が一般的であるが（柴田・石原, 1977；柴田・山田, 1978；SHIBATA and ISHIHARA, 1979）、これに対する疑問も出されており（成田ほか, 1980；久保, 1982）、なお今後の検討を要する課題である。

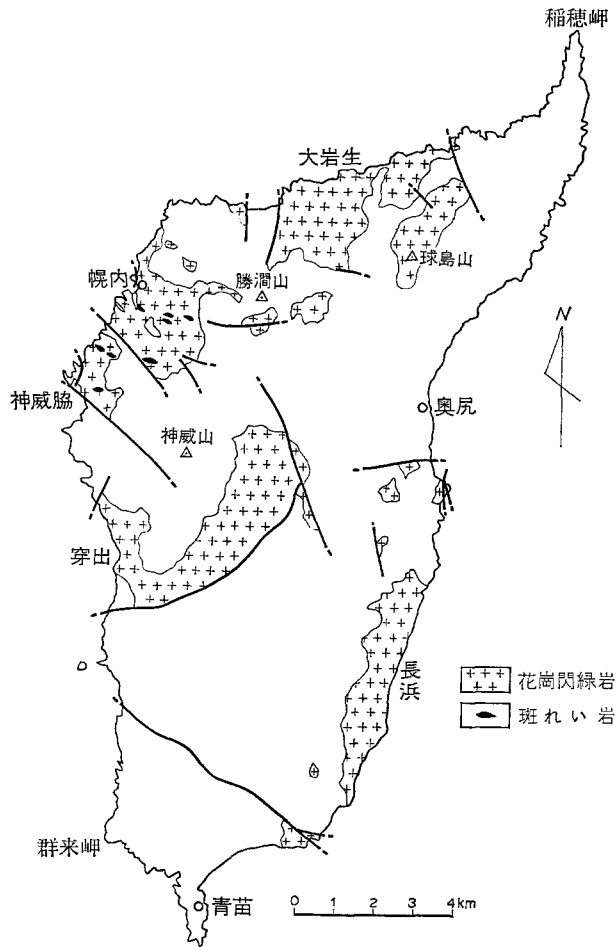
Ⅲ. 3. 1 花崗閃緑岩類 (Gd)

花崗閃緑岩類は、第12図に示されるように本地域の新第三系の基盤をなして、北部から南部にかけて広く分布している。主として中粒均質な角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなるが、その分布位置から大岩生・長浜・穿出及び幌内の4地域に分けて記述する（第12図参照）。

大岩生地域

大岩生川を中心とする北部海岸地域から大岩生川上流域及び球島山地域にかけて分布するものを呼ぶ。このほか、北東方の稲穂岬の海岸にも小露出が認められる。

岩質は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、一般に中粒で分布範囲全体にわたり、ほぼ均質な岩相を示して



第12図 深成岩類分布図

いる。海岸や沢筋では新鮮な露頭をなしているが、段丘面下の海食による風化部分では真砂化していることもある。

大岩生川一滝ノ澗間の海岸の一部には電気石を含む赤褐色カリ長石ペグマタイトの細脈が見られるほか、球島山北斜面には肉眼的な文象構造を示す赤褐色カリ長石—石英ペグマタイトの転石が多数認められる。

花崗閃緑岩は、顕微鏡下では第Ⅱ図版に見られるように中粒完晶質で、局部的に石英—カリ長石の文象組織を示すことがある。主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石及び黒雲母からなり、不透明鉱物及びジルコンを少量伴っている。斜長石は自形—半自形で一般に0.5-1.5mm程度であるが、5mm位までの粗粒結晶も少量存在する。また、顕著な反復累帯構造を示し、ときにソーダ質外殻をもつことがある。また、An組成に富む部分から選択的に絹雲母化していることが多い。石英及びカリ長石は他の鉱物の間を埋めて産し、後者には局部的に微細な微斜長石構造が見られる。普通角閃石は自形—半自形で粒径は1.5-4mmに及ぶ。多色性はX=黄緑色、Y=褐緑色、Z=淡褐緑色であるが、一般

に結晶の周縁では弱い累帯構造を示し、Y=黄緑色となる。この多色性の変化は結晶内部に何回か反復して観察される場合もあり普通角閃石の複雑な晶出過程を示唆している。また、結晶内部に細粒の斜長石を包有する 경우가多く、一部に緑れん石、緑泥石化が進んでいる。黒雲母は半自形で径0.5-1.5mmのものが一般である。多色性はX=淡黄色、Y≒Z=濃褐色で、周囲から緑泥石化が進んでおり、一部はチタン石あるいは緑れん石に変化している。

長浜地域

鳥頭川・赤石川及び赤石岬に点在するものも含め、長浜から弥右衛門岬に至るまで連続して海岸地域に露出するものである。

岩相は、ごく一部に細粒石英閃緑岩質なものを含むほかは、大岩生地域のものと同質で、全体的に均質な中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなっている。なお長浜における同岩採石場で、緑泥石化した節理面にモリブデン鉱の認められたことがある。

鏡下では、主成分鉱物において普通角閃石と黒雲母の重比に多少の変化があることと、随伴鉱物として褐れん石及び燐灰石が認められるなどのほかは、変質の状態まで大岩生地域のものと同様の性質を示している。

弥右衛門岬産の本岩の化学分析が鈴木・園木（1935）及び佐藤・白幡（1965）によって行われている。その分析値は第4表に示された通りである。

穿出地域

西海岸の神威岩からモタテ石沢に至る地域からホヤ石川上流部（島の中央部）にかけて分布している。

大部分は黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなるが、モタテ石沢付近の詳細な観察（成田・太田，1977，成田ほか，1980）によれば、閃緑岩・石英閃緑岩・アダメロ岩・石英斑岩・アプライト及び微文象岩など多様な岩相を含んでいる。これら各岩相の境界は多くは漸移的なものであるが、アプライト及び微文象岩と他の岩相の間には比較的明瞭な境界の認められることがあり、これらの岩相は北西—南東方向の伸長を示して分布するようである。また、花崗閃緑岩の1分枝とみられる花崗斑岩が奥尻層を貫いている部分を海岸の岩礁から小沢にかけて観察することができる。

花崗閃緑岩の比較的新鮮な部分の顕微鏡観察によれば、中粒完晶質で局部的にミルメカイトを含み、主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母及び普通角閃石からなっている。黒雲母に対する普通角閃石の相対的量の小さいことが前記2地域のものとの相異点であるが、両鉱物の多色性など光学的性質の特徴は異ならず、普通角閃石が弱い累帯構造を示す点も共通している。副成分鉱物としては角閃石・不透明鉱物及びジルコンなどが認められる。斜長石は自形—半自形で粗粒と細粒の結晶が混在していることが多い。石英は剪断の影響と思われる強い波動消光を示し、カリ長石とともに填間状に産する。全体に緑泥石・緑れん石・絹雲母及び方解石などの二次鉱物の生成が顕著である。

なお、本地域及び幌内地域では、より岩相変化に富むことと鉱化作用に伴う変質の著しいことで特徴づけられる。本地域の花崗閃緑岩2個についての化学分析値は第4表に示した通りである。

幌内地域

北西海岸の幌内から神威脇にかけて分布するもので、大部分は花崗閃緑岩で占められるが斑れい岩・閃緑岩・石英閃緑岩・トロニウム岩・花崗閃緑斑岩・黒雲母花崗岩・アプライト及び微文象岩など様々

第4表 花崗閃緑岩及び斑れい岩の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65.68	64.70	65.50	64.10	67.28	52.45	56.84
TiO ₂	—	0.50	0.49	0.62	0.43	0.80	1.32
Al ₂ O ₃	13.31	15.76	16.52	15.90	14.58	19.12	15.44
Fe ₂ O ₃	1.62	1.16	1.44	1.96	1.58	0.24	2.60
FeO	5.91	3.70	2.48	3.15	2.93	6.26	6.02
MnO	—	—	0.08	0.11	0.11	0.14	0.20
MgO	1.88	2.04	1.76	2.12	1.50	4.93	3.88
CaO	5.14	5.12	4.65	4.50	4.09	9.98	6.95
Na ₂ O	4.02	3.42	3.18	3.23	2.98	2.64	2.75
K ₂ O	1.33	2.46	2.70	2.55	2.83	1.18	1.85
P ₂ O ₅	—	—	0.09	0.11	0.09	0.18	0.31
CO ₂	—	—	0.08	0.64	—	0.86	0.62
S	—	—	—	—	—	0.14	—
H ₂ O(+)	—	0.70	0.97	0.84	1.19	0.76	1.05
H ₂ O(-)	—	0.60	0.20	0.20	0.10	0.21	0.16
Ig. loss	0.64	—	—	—	—	—	—
Total	99.53	100.16	100.14	100.03	99.68	99.89	99.99
C. I. P. W. norms							
Q	21.47	20.18	23.32	23.28	27.11	3.35	12.48
C	—	—	0.31	1.39	—	—	—
or	7.86	14.54	15.96	15.07	16.72	6.97	10.93
ab	34.02	28.94	26.91	27.33	25.22	22.34	23.27
an	14.34	20.39	21.97	17.56	18.05	36.84	24.36
di	wo	4.66	2.09	—	—	0.69	3.40
	en	1.58	1.03	—	—	0.35	1.88
	fs	3.21	1.02	—	—	0.33	1.38
hy	en	3.10	4.05	4.38	5.28	3.39	10.94
	fs	6.30	3.99	2.70	3.35	3.22	9.12
mt	2.35	1.68	2.09	2.84	2.29	0.35	3.77
il	—	0.95	0.93	1.18	0.82	1.52	2.51
ap	—	—	0.21	0.25	0.21	0.42	0.72
cc	—	—	0.18	1.46	—	1.96	—

- 1) 花崗閃緑岩 (弥右衛門峠) 鈴木・園木 (1935), 分析者: 園木文平
- 2) 花崗閃緑岩 (弥右衛門峠) 佐藤・白幡 (1965), 分析者: 佐藤文男・白幡浩志
- 3) 花崗閃緑岩 (モタテ石) 成田ほか (1980), 分析者: 大森江い・寺島 滋
- 4) 花崗閃緑岩 (幌内) 成田ほか (1980), 分析者: 大森江い・寺島 滋
- 5) 花崗閃緑岩 (穿出) 本報告 (試料番号 OS27), 分析者: 阿部智彦
- 6) 斑れい岩 (幌内) 本報告 (試料番号 OH969), 分析者: 阿部智彦
- 7) 微斑れい岩 (幌内) 成田ほか (1980), 分析者: 大森江い・寺島 滋

な岩相を示し, またその中に粗粒相や細粒相も認められる。

北西—南東方向の断層で隔てられた神威脇北部では, 全体に黒雲母花崗岩質の部分が多く, 穴澗の海岸付近でわずかに花崗閃緑岩質となっている。花崗岩質の部分は, 主として斜長石 (灰曹長石—中性長石で径1.0-2.5mm)・石英・カリ長石及び黒雲母からなり, 普通角閃石を少量伴う。副成分鉱物としてはジルコン・燐灰石及び不透明鉱物が見出される (第Ⅲ図版, 1)。

幌内を中心とする地域はほぼ全体的に花崗閃緑岩質で, 一般に黒雲母は角閃石より少なく, 石英・カリ長石が文象構造を示すことが多い。また, 地域全体を通じて二次変質が著しく, 緑泥石・絹雲母・方

解石・ぶどう石・粘土鉱物などへの変質が進んでいる。

アプライトは神威脇から幌内にかけての海岸地域で岩脈状に多数認められる。アプライトの幅は数cmから数mで、貫入方向は北西—南東方向のものが多く、しばしば数cmにわたり放射状に集合した斑状の電気石を伴うことがある。主成分鉱物は、文象組織を示すカリ長石と石英であるが、ときに斜長石、黒雲母を伴うことがある。本岩においても変質は顕著で石英のほかは絹雲母化・方解石化及び粘土化が進んでいる。

本地域の花崗閃緑岩の化学分析値（成田ほか、1980）を第4表に示す。

変質作用

穿出地域及び幌内地域の西部海岸地域では先第三紀の高温型熱水性鉱化作用と新第三紀末—第四紀における硫黄鉱化作用が錯綜しており、岩石の様相も複雑なものとなっている。この両地域内においては、大岩生及び長浜両地域に比べ、北西系及び南北系の剪断帯がよく発達しており、特に南北系のものが顕著である。先第三紀の鉱化作用は、この剪断帯に沿って行われており、伴う変質には広い範囲にわたるものと、剪断帯周辺に発達する局所的なものが区別される。モタテ石から幌内にかけてほぼ全域にわたって広く認められる変質は緑泥石—絹雲母—方解石—石英組合せのもので、これにときに緑れん石を伴っている。剪断帯の近くに発達する変質帯は電気石—石英—絹雲母—カリ長石の組合せで、藻内川下流、モタテ石沢、幌内海岸などに認められる。

藻内川下流及び穴澗の沢上流では変質帯の一部に小規模なスカルン帯が形成されている。藻内川のものは、河口の採石場（藻内溶結凝灰岩）下の河中に3mほどの幅で露出する緑れん石スカルンで、緑れん石—電気石—方解石—緑泥石—石英組合せの粗粒集合中に自形の燐灰石、ジルコンを少量伴っている。穴澗の沢上流域のものもやはり溶結凝灰岩の分布する付近に2mほどの幅で産し、アクチノ閃石を主とするスカルンである。アクチノ閃石・電気石・石英及び方解石を主とし、自形の燐灰石、ジルコンのほか、格子状集合のルチルを伴っている。いずれの場合も黄鉄鉱を少量伴うほか、金属鉱石は認められない。以上の変質帯中に伴われる鉱化作用（斑岩銅鉱型及び鉱脈型）については応用地質の項で述べる。

幌内周辺ではこれら先第三紀の鉱化作用に加え新第三紀末—第四紀の硫黄鉱化作用、更には温泉変質も重複して原岩の判断が困難なばかりでなく、変質相の識別も容易でないものとなっている。硫黄鉱化作用及び温泉変質に伴う変質鉱物としては、石英・絹雲母・カオリン・モンモリロナイト・ミョウバン石・蛋白石などが認められるが、それらの分帯は明らかにし得なかった。

Ⅲ. 3. 2 斑れい岩 (Gb)

幌内から神威脇に分布する花崗閃緑岩中にも、斑れい岩をゼノリスとして産出する。そのほとんどは露出範囲で径数mの小ブロックであり、最も大きな露出でも幅5m、延長20m程度である。肉眼的には暗緑色を帯びた黒色を呈する中粒の岩石で、一般に花崗閃緑岩との境界は明瞭である。境界面の走向は北西—南東方向を示し、小岩体がその方向に配列する傾向がみられる。

鏡下の観察によれば、その多くは斜方輝石と単斜輝石のいずれか又は両者を含み、少量の石英を伴う斑れい岩ないし石英斑れい岩である。主成分鉱物は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・普通角閃石・石英及び不透明鉱物からなり、少量のカリ長石及び燐灰石を伴っている。斜長石は自形でアルバイ

ト双晶を有し、累帯構造を示すものもあるが、多くは均質でAn70内外の組成を示す。粗粒結晶と細粒のものが混在し、それぞれ1.2-3.0mm, 0.2-0.4mm程度の長径を持つものが一般的である。輝石は自形一半自形でウラル石化したものが多く、特に斜方輝石の変質は顕著である。共に粗粒斑状を呈し（第Ⅲ図版, 2参照）径1.2-2.5mmであるが、単斜輝石には細粒のものも多く見られ、それらは径0.2mm内外である。普通角閃石は量的には少なく、細粒（0.3mm以下）でオフィティックに細粒斜長石の間を占めている。一般に平行ニコル下で淡褐緑色であるが、周縁部は淡緑色へと変化する。初生黒雲母の産状は普通角閃石と同様であるが粒度はやや大きく（-0.4mm）、量的にもやや多い。多色性はX=淡黄色、Y≒Z=褐色である。更に、ウラル石とともに再結晶した黒雲母もしばしば認められ、黒雲母はときに不透明鉱物を取り囲んで集合している。石英は填間状で、局部的にカリ長石と文象構造を示すことがある。

本岩相のうち湯の浜海岸近くに分布するものは、いずれも周囲の花崗閃緑岩と同様に著しい緑泥石—絹雲母—方解石—石英組合せの変質を被っている。勝淵山の西麓に露出する小岩体のみは弱変質した細粒の両輝石斑れい岩で斜長石・石英・斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石・黒雲母及び不透明鉱物のほか、少量の燐灰石を伴っている。化学分析値は第4表に示した通りである。

IV. 新 第 三 系

本地域に分布する新第三系は、下位から、主として陸成の火山噴出岩類からなる青苗川層群（松江玄武岩層・烏頭川層・青苗川層）、海成堆積岩からなる釣懸層・千疊層・仏沢層・米岡層、陸成の神威山層及び勝淵層とに区別される。このほかに、ひん岩・玄武岩・安山岩・流紋岩などの貫入岩類がある。また、本地域では海成堆積岩からなる釣懸層—米岡層が、下位の青苗川層群を含めた基盤岩に対してアバットする形態で点在して分布することと、局地的に多くの火砕岩類が発達し、正常な陸源碎屑物堆積層と複雑な指交関係をなすことが多い。これらの層序関係は第2表に示した通りである。

IV. 1 青苗川層群

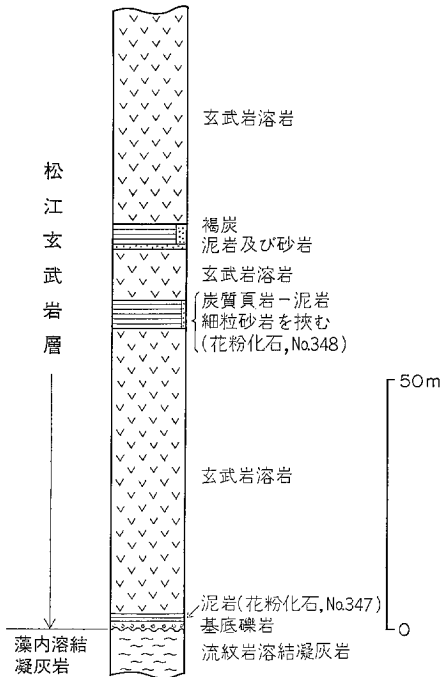
青苗川層群は、新第三紀初期の陸域における火山噴出物を主体とする火山岩—堆積岩類を一括したもので、下位から松江玄武岩層・烏頭川層及び青苗川層に区分される。松江玄武岩層は本地域の南半部に、烏頭川層は中央部に、青苗川層はほぼ全域にわたって発達している。

IV. 1. 1 松江玄武岩層 (Am)

松江玄武岩層は、南部東海岸の松江付近を模式とし、青苗川断層以北で神威脇東部—烏頭川をむすぶ地域に点在して認められる。基盤岩類とはいずれも不整合関係で、藻内川地域及び神威脇東部では藻内溶結凝灰岩を、そのほかの地域では花崗閃緑岩を覆って発達している。

藻内川本流における本層の基底部では、第13図に示すように藻内溶結凝灰岩を覆って基底から厚さ約50cmの亜角—円礫からなる礫岩層、厚さ約1.5mの炭質物を含む暗灰色泥岩層、玄武岩溶岩と重なっ

第5表 新生代火山岩類の化学組成



第13図 松江玄武岩層柱状図 (藻内川本流)

ている。しかし、このような基底礫岩を伴う堆積岩は、そのほかの地域ではほとんど認められず、玄武岩溶岩が基盤岩に直接乗っている。

本層の主部は、暗灰—黒色を呈する緻密な、かんらん石普通輝石玄武岩溶岩からなるが、藻内川本流上流部では、厚さ5-6mの炭質頁岩・泥岩及び砂岩からなる2枚の堆積岩層を挟有しており、玄武岩の火山活動中に少なくとも2度の休止期があったといえる。

かんらん石普通輝石玄武岩溶岩は、鏡下で斜長石と普通輝石による典型的な玄武岩組織をなすもので、変質したかんらん石を散含している。斜長石は卓状で、大きさは0.03×0.3mm程度で、中性長石 (An 40-それ以下) の性質を示す。輝石は自形で、多少緑泥石化している。かんらん石は自形を呈し、大きさは0.5-1.0mmでその多くは蛇紋石化あるいは緑泥石化されている。随伴するものには、鉄鋳及び不透明鋳物が見られ、しばしば結晶間を埋めて緑泥石ができています。また、方解石—菱鉄鋳の細脈及びプール状のものが認められる。なお、本岩の化学分析値は第5表に示した通りである。

玄武岩溶岩中の2枚の堆積岩層は、第13図で示されているように、一層は基底から約60m上部にあって、主として植物破片を含む黒色を呈する炭質頁岩—泥岩からなり、厚さ5-10cmの細粒砂岩を50-70cm

	1	2	3	4
SiO ₂	52.56	64.20	47.42	58.73
TiO ₂	1.79	—	1.22	—
Al ₂ O ₃	17.04	12.92	16.06	11.29
Fe ₂ O ₃	2.56	2.61	3.08	2.78
FeO	5.57	6.51	5.18	8.81
MnO	0.13	0.06	0.10	0.09
MgO	4.62	2.30	8.72	4.33
CaO	8.22	5.44	7.30	7.24
Na ₂ O	3.84	3.77	3.25	3.16
K ₂ O	1.14	1.54	1.06	1.92
P ₂ O ₅	0.51	—	0.25	—
CO ₂	—	—	0.04	—
S	0.01	—	—	—
H ₂ O(+)	0.92	—	4.63	—
H ₂ O(-)	1.02	—	1.33	—
Ig. loss	—	0.70	—	1.4
Total	99.93	100.05	99.64	99.75
C. I. P. W. norms				
Q	2.84	19.63	—	10.03
or	6.74	9.10	6.26	11.35
ab	32.49	31.90	27.50	26.74
an	25.89	13.78	26.10	10.95
di	4.83	5.51	3.44	10.42
hy	en	3.07	2.06	2.52
	fs	1.44	3.56	0.60
ol	en	8.43	3.67	8.07
	fs	3.96	6.35	1.91
mt	fo	—	—	7.80
	fa	—	—	2.03
il	3.71	3.78	4.47	4.03
ap	3.40	—	2.32	—
cc	1.18	—	0.58	—
	—	—	0.09	—

- 1) 松江玄武岩 (松江, 試料番号 OH141, 分析者: 阿部智彦)
- 2) 石突ひん岩岩脈 (神威山, 分析者: 園木文平)
- 3) ドレライト岩脈 (群来岬, 試料番号 OH55b, 分析者: 阿部智彦)
- 4) 神威山層の安山岩 (神威山, 分析者: 園木文平)

第6表 青苗川層群産出花粉化石表

(同定者, 佐藤誠司)

化石種	松江玄武岩層			青苗川層					
	産地番号			藻内川	ホヤ石川	青苗川	幌内川		大岩生川
	347	348	348'	490	528	72090707	72090709 イ ロ		72090702
Pinaceae	45	21	19	10	28	68	43	54	19
<i>Tsuga</i>	4	3	+	+	5	—	4	4	4
Taxodiaceae	18	51	9	26	16	4	3	1	6
<i>Salix</i>	1	3	+	—	+	—	—	—	+
<i>Carya</i>	3	+	9	6	1	—	2	+	1
<i>Juglans</i>	+	—	1	—	+	—	1	+	+
<i>Pterocarya</i>	3	—	2	2	8	+	3	3	4
<i>Alnus</i>	5	2	1	7	21	13	12	13	27
<i>Betula</i>	+	—	1	+	+	4	5	3	+
<i>Carpinus</i>	3	5	5	3	2	2	2	3	5
<i>Corylus</i>	+	1	5	+	1	—	2	1	1
<i>Fagus</i>	4	—	3	4	2	—	7	4	5
<i>Quercus</i>	3	7	19	9	—	—	—	—	—
<i>Ulmus</i>	} 4	} 2	} 7	} 12	} 6	—	} 1	} 3	10
<i>Zelkova</i>									—
<i>Tilia</i>	—	—	—	—	2	—	2	2	4
<i>Ilex</i>	—	—	—	+	—	—	—	—	1
<i>Acer</i>	+	—	+	—	+	—	—	—	—
<i>Liquidambar</i>	—	+	2	—	—	—	—	—	—
Triporate pollen gen. indet	2	2	4	3	4	1	7	3	9
Tricolpate pollen gen. indet	4	3	2	17	—	7	5	4	4

注: Pinaceae は *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉。属まで識別不能なものと可能なものが試料により異なるので一括。数字は比率 (%) で, 1%未満については+記号で示した。

の間隔で挟んでいるもので, その厚さは約 6m ある。なお, 炭質頁岩からは花粉化石を産出する (第13 図, 第6表参照)。上位の一層は, 前述の地層の約10m上部にあつて厚さは約5mある。暗灰—黒色を呈し, 炭質物を多く含む泥岩を主とし, 灰色の凝灰質細粒砂岩の薄層を挟んでいる。なお, 最下部には厚さ70cmの砂岩を, 泥岩中にはチョコレート色を示す部分が, 最上部には厚さ15-50cmの褐炭層の発達するなどの特徴がある。

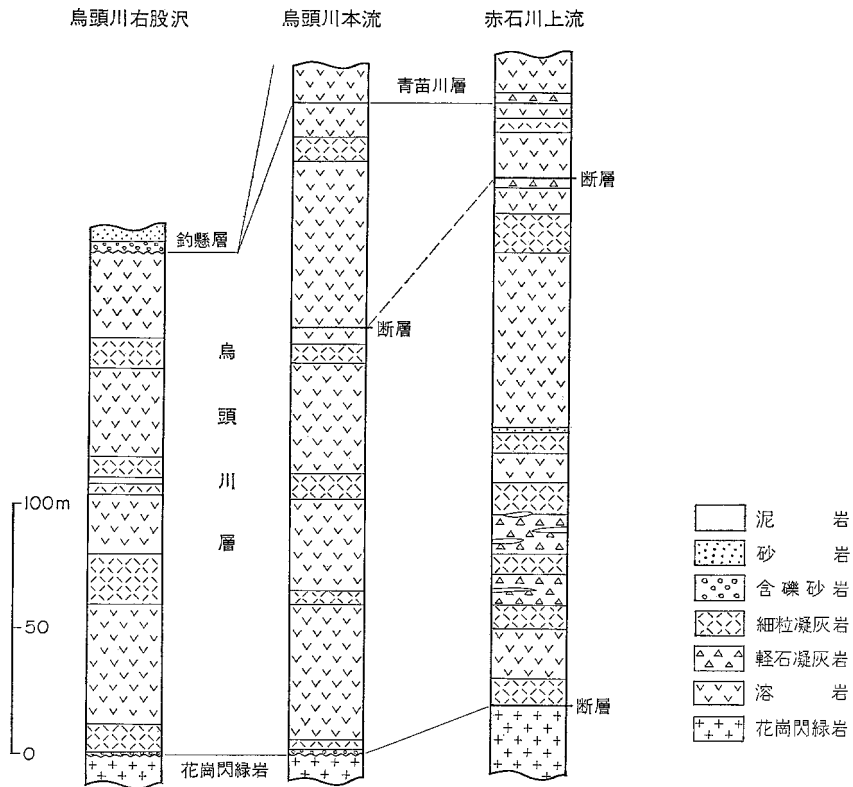
このほか, 烏頭川海岸地域では基底部近くに火山礫凝灰岩を伴っている。また, 西海岸の無縁島及びその周辺の玄武岩は, 鉍化作用による変質を強く受けている。

本層の層厚は, 藻内川本流で最大で180m以上ある。松江地域で120m内外, そのほかの地域では薄く50-70m程度である。なお烏頭川中流部では, 花崗閃緑岩と上位の烏頭川層との間に, 厚さ2mの玄武岩溶岩として認められるにすぎない。

化石は, 前述のように花粉化石を産出するのみである。

IV. 1. 2 烏頭川層 (Ar)

烏頭川層は, 烏頭川中流域を模式地として鈴木・園木 (1935) によって命名されたものであるが, そ



第14図 鳥頭川層柱状図

の分布範囲は大きく異なる。また、秦・矢島（1970）の鳥頭川流紋岩としたものにほぼ相当するが、再定義する。

本層は、谷地断層以南の鳥頭川、赤石川、小倉川及び長浜の小沢にかけての地域に分布するにすぎない。下位の松江玄武岩層との関係は、鳥頭川下流・赤石川中流及び恩願歌の沢で、その上位に発達しているのが観察できる。そのほかの地域では、基盤の花崗閃緑岩を直接不整合に覆って分布している。

本層は、主として流紋岩溶岩及び流紋岩凝灰岩からなり、礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩などの薄層を挟有している。岩相の柱状図を第14図として示したが、これらは全般的に鉱化作用による珪化などの変質を強く受けていて、全体にその構造を知るのはかなり困難である。

鳥頭川流域における本層基底部には、厚さ20-30cmの基底礫層が認められる。これは含礫砂岩といえるもので、角礫状の流紋岩小礫を含んでいる。

主部をなす流紋岩溶岩及び細粒凝灰岩は、数mないし数10m単位で互層している。

流紋岩溶岩は、灰一灰白色を呈し、肉眼で斜長石及び石英粒が認められる岩石で、一部には流理構造の発達しているものもあるが、全体に珪化などの変質作用を被り、その構造がよく分からないものが多い。

鏡下では、斑晶は斜長石及び石英からなる。斜長石の大きさは0.5mm内外のものが多く、比較的新

鮮なものでは灰曹長石の性質を示すが大半は炭酸塩鉱物などに置き換えられている。石英は自形—融食形を示し、大きさは1mm内外のものが多く、石基は斜長石・石英などの微粒晶質なもので、斜長石の多くは変質して外形のみが残されている。なお変質の著しい部分では、曹長石—緑泥石—緑れん石組合せのほかに、絹雲母—石英—黄鉄鉱の変質が網状に発達し、石基の大部はこれらに置き換えられている。更に珪化の著しい部分では、径1mm内外の石英のモザイク状集合となっている。

凝灰岩には、軽石凝灰岩と細粒凝灰岩がある。軽石凝灰岩は、灰白色を呈し、軽石の粒度は1-2cm程度である。赤石川流域に多く発達しており、下部に発達するものでは不規則に薄い泥岩及び砂岩を挟んでいて層理を知ることができる。なお、赤石川の上流部には、弱い溶結したものも認められる。細粒凝灰岩は、多少層理を示すものもあるが、一般には塊状である。鏡下では、ほとんどが絹雲母—石英—黄鉄鉱組合せによる変質を受けている。

泥岩は、前述のように赤石川流域の軽石凝灰岩中に不規則に挟有するもので、暗灰—黒色を呈する凝灰質泥岩で、その厚さは最大で50cm程度である。このほか烏頭川右股沢の中部で、厚さ約1mの砂質泥岩層が認められる。

砂岩は灰色を呈する凝灰質中粒砂岩で、炭質物を含んでいる。

本層の厚さは、変質によって不確実な要素が多く明確でないが、230m内外と思われる。

本層からは化石を産出しないが、赤石川流域の軽石凝灰岩中に珪化木（径10cm×長さ60cm）が認められた。

本層の構造は大局的にはNNE-SSW方向の走向で、西へ傾斜する形態をとっているが、中間にはNNE-SSW方向で基盤の花崗閃緑岩の盛り上がりがあって、その西側では向斜構造が認められる。そのほか、NNW-SSE方向の断層が顕著に発達している。

IV. 1. 3 青苗川層 (Ao, Ad, Aa, Al)

青苗川層は、南部地域の青苗川流域を模式地として、鈴木・園木（1935）によって命名されたもので、秦・矢島（1970）及び秦（1976）の青苗川層主部に相当する。

本層は、新第三系で最も広い範囲にわたって発達している地層で、模式地の青苗川地域のみならず、北部地域にも広く発達し、更に南方の宝津島にも分布している。

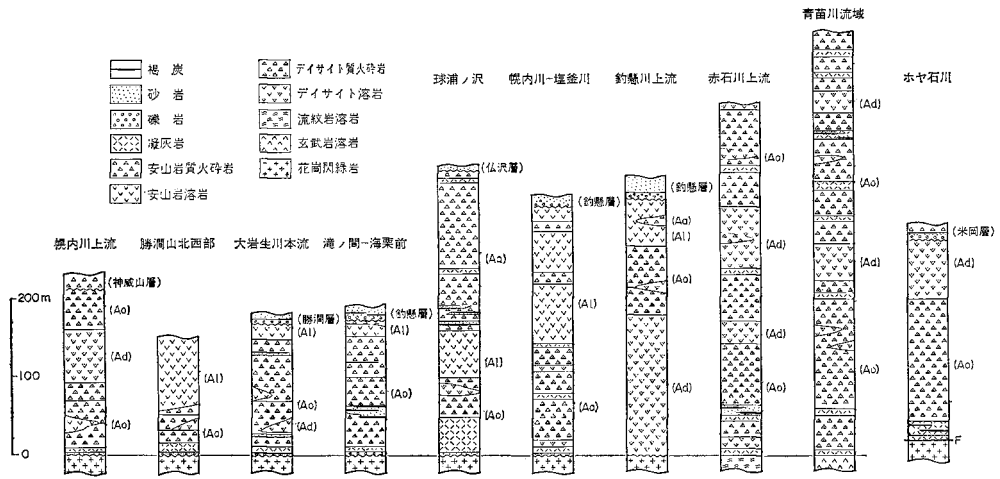
本層と下位層との関係は、南部の松江玄武岩層及び烏頭川層の分布する地域ではそれぞれの地層の上位にあって、構造的には整合的である。そのほかの地域では、基盤の花崗閃緑岩を不整合に覆って発達している。

本層は、主としてデイサイト及び安山岩の溶岩、同質火砕岩から構成されており、局所的に泥岩及び砂岩などを伴っている。なお、層序的には下部がデイサイトを、上部は安山岩を主体としている。なお、地質図では主体をなす岩質及び岩相によって区分した。

本層の柱状図を第15図に示したが、各地域によってその発達が異なり、更に岩相変化も著しい。したがって、ここでは南部地域・北部地域及び宝津島地域に区別して述べる。

南部地域

青苗川流域から赤石川上流・烏頭川上流及びホヤ石川流域にかけて分布し、青苗川流域では南北方向



第15図 青苗川層柱状図

の軸をもつ大きな向斜構造をなして発達している。

本地域では主として下部を占めるデイサイトを主とする凝灰角礫岩及び凝灰岩からなり、デイサイト溶岩・安山岩溶岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩などを挟有している。これらは、互いに指交する関係で複雑な形で堆積している。したがって、地質図では火砕岩類を主とするものと (Ao)、主な溶岩流 (Ad) とに区分して示した。

主体をなす凝灰角礫岩は緑泥石化などの変質を被り、緑色を帯びているものが多いが、そのほかに黄灰色、チョコレート色、あるいは緑色とチョコレート色との混合した雑色を呈するものもある。凝灰角礫岩の角礫の大きさは5-30cmのものが最も多い。角礫の岩質は、角閃石デイサイト、黒雲母角閃石デイサイト、角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩などからなり、軽石・火山砂・デイサイト及び安山岩の破砕岩片で固結されている。

角閃石デイサイトは、石英・角閃石・斜長石の結晶が目立つ斑状の岩石で、一般に風化して淡緑灰—淡灰色を呈するものが多い。鏡下で斑晶は、斜長石・角閃石及び石英からなる。斜長石は大きさ0.5-1.4mmで灰青長石の性質を示すものが多く、炭酸塩化を受けている。角閃石は大きさ0.3-1.6mmで、淡黄から褐色の多色性を示すが大半はオバサイト化されている。石英は大きさ0.6-2.5mmで、多くは融食形をなしている。石基は隠微晶質ないしガラス基流晶質で、微細な斜長石・石英・ガラス及び鉄鉱などからなっている。

黒雲母角閃石デイサイトは、肉眼的には角閃石デイサイトとほぼ同様のもので、斑晶に少量の黒雲母を伴うものである。

角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩は、一般に暗灰—灰色を呈し、比較的緻密な岩石である。鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び角閃石からなる。斜長石は自形—半自形を示し、大きさは0.6-1.3mmで、中性長石の性質をもつものが多い。普通輝石は自形を呈し、その大きさは0.2-0.6mmである。紫蘇輝石は弱い淡黄褐—淡緑色の多色性を示す。角閃石は自形を呈し、その大きさは0.6-1.6mm

で、黄褐—褐色の多色性を示す。石基は卓状の斜長石、細粒な輝石、ガラス及び鉄鉱からなる。一般にガラス基流晶質で、ガラスの部分ではモンモリロナイト化が著しい。

このほか、前述のデイサイトと安山岩の中間的な性質を示す岩石も多く含まれている。

凝灰岩は一般に厚さが数cmから数10cmと薄いものが多く、厚いものでも数m程度である。凝灰岩には軽石質で粗粒なもの、砂質なもの、火山灰質な細粒なものまでであるが、岩質はいずれもデイサイト質で、石英・角閃石及び黒雲母などの結晶片を含んでいる。なお、青苗川中流には、チョコレート色ないし雑色を呈し、デイサイトの小角礫を含む軽石質凝灰岩がある。この凝灰岩の厚さは6-7mあって、その中部2-3mは弱溶結して堅硬な岩石となっている。また、青苗川支流右股川上流部にも数mの弱溶結した軽石凝灰岩が認められる。

凝灰質砂岩は、青苗川中流と青苗川上流からホヤ石川中流にかけての地域で認められる。いずれも灰—淡灰色を呈する中—粗粒砂岩で、細粒の軽石・石英粒・黒雲母片などを含んでいる。青苗川中流部では厚さ50-60cm程のものが3層認められるが、連続性はないようである。青苗川上流からホヤ石川中流にかけて発達するものは、褐炭層の母岩をなしているもので3-6m程度ある。なお、凝灰質泥岩はホヤ石川中流の褐炭層が発達している地域で、前述の砂岩層中に数10cmの厚さで認められるものである。

主体をなす凝灰角礫層中に挟有するデイサイト溶岩は、赤石川上流から青苗川流域にかけて、青苗川向斜の両翼に比較的連続性のあるものが3-4枚認められる。そのほか、ホヤ石川下流部にも存在する。

デイサイト溶岩は、角閃石デイサイト及び黒雲母角閃石デイサイトで、一般に暗灰—帯緑暗灰色を呈し、斜長石・石英及び角閃石の斑晶が斑状に、肉眼で認められる岩石である。

鏡下で斑晶は、斜長石・角閃石及び石英からなり、ときに黒雲母を伴っている。斜長石は自形—半自形で、大きさは0.6-1.5mmである。その多くは灰曹長石の性質を示している。角閃石は自形を呈し大きさは0.6-1.8mmで、淡黄から褐色の多色性を示す。その多くは周縁部からオパサイト化され、また内部が緑泥石化されているものもある。石英は大きさ0.7-2.0mmで融食形をなしているものが多い。黒雲母は小さく、ごく少量である。石基は隠微晶質ないしガラス基流晶質で、微細な斜長石・石英・ガラス及び鉄鉱などからなっている。なお、赤石川上流部などでは、黒雲母—方解石—緑泥石—石英組合せの熱水変質を受けている。

なお、青苗川支流右股川上流部の溶岩は安山岩質である。

北部地域

釣懸川流域から北部にかけて分布する。下部は南部の青苗川地域と同様に、デイサイト溶岩及び角閃石安山岩溶岩を含む凝灰角礫岩及び凝灰岩などの火砕岩からなり、その上部は紫蘇輝石普通輝石安山岩を主とする溶岩及び凝灰角礫岩などの火砕岩から構成されている。

下部のデイサイトを主体とする岩相は、釣懸川中流域から神威脇—幌内川流域に広く発達し、更に北部の大岩生川—稲穂地域と勝澗山北西部地域に広く分布する。

デイサイト溶岩(Ad)は、釣懸川中流で本層の最下位をなして分布するものが最大で、そのほか、東風泊地区にも比較的厚いものが認められる。釣懸川中流のデイサイトは、肉眼的には大きさ2-3mmの石英粒を多く含む帯緑暗灰色を呈する岩石で、鏡下で斑晶は、斜長石・石英・角閃石及び単斜輝石からなる。斜長石は大きさ1-2mmで、灰曹長石の組成のものが多いが、かなり曹長石化が進んでいて、直

交ニコルで暗色を呈するものが多い。また、方解石に置き換えられているものもかなり認められる。石英は径1-3mmで円形を呈するものが多い。角閃石及び単斜輝石は共に大きさは0.2-0.6 mmで、大部分が選択的に緑泥石化又は絹雲母化していて、新鮮なものはほとんど認められない。石基は細粒な長柱状の斜長石と石英からなり、完晶質であるが一樣に緑泥石化が進んでいる。これら変質鉱物の組み合わせは、緑泥石—絹雲母—方解石—曹長石—黄鉄鉱である。

東風泊のものは、帯緑暗灰色で斑状構造を呈する岩石である。鏡下で斑晶は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石及び石英からなり、角閃石らしい残晶を含んでいる。一般に前述の釣懸川の岩石より新鮮であるが、輝石類は一部緑泥石化している。石基は小卓状の斜長石、粒状の輝石、石英・鉄鉱及び少量のガラスからなり、粗面岩質な構造をなしている。

デイサイトの凝灰角礫岩及び凝灰岩を主とする地層 (Ao) は、幌内川上流部・大岩生川—稲穂地域及び勝淵山北西部地域などで好露出している。これらは、一般に緑泥石化などの変質作用を受けて緑色を帯びている部分も多いが、細粒な凝灰岩では風化して淡灰色を示すものもある。凝灰岩中には径1-2.0 mmの石英の両面結晶粒を多く含んでおり、また、層面に直立した珪化木をしばしば伴っている。なお、大岩生川から野名前にかけての地域では褐炭層を伴う砂岩及び泥岩が比較的厚く発達している。

凝灰角礫岩の角礫のデイサイトは、場所によって量比は異なるが、鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・黒雲母及び石英からなり、石基は隱微晶質ないしガラス質なものが多い。勝淵山北西部のものでは、斑晶の斜長石は自形で0.5-2mm程のものが多く、灰曹長石から中性長石の性質を示す。普通輝石は自形—半自形で径0.2-2mmで、新鮮なものが多いが一部には緑泥石化している。紫蘇輝石は柱状で粒度は一般に普通輝石の半分ぐらいである。角閃石は自形—半自形で、褐色ないし褐緑色を呈し、大きさは0.2-1mmである。黒雲母は自形—半自形で、大きさは0.5mm以下のものが多く、比較的新鮮である。石英は大きさ1-3mmで融食形をなしている。副成分鉱物としては自形の燐灰石がかなり認められる。なお、石基には絹雲母—緑泥石—方解石—曹長石組み合わせの変質が進んでいるものもしばしば認められる。

これらデイサイト質な火砕岩のほか、黒雲母角閃石安山岩及び角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩の火砕岩や溶岩も挟有している。これらの安山岩は、特に幌内川上流域から神威脇にかけての地域に多い。また、北東部の海栗前地域では、上部に厚く発達している紫蘇輝石普通輝石安山岩とほぼ同質の溶岩及び凝灰角礫岩を挟有しており、この時期の火山活動は主にデイサイトの活動であったといえるが、後半には安山岩の活動も加わり、上部の安山岩活動に移行していったものと考えられる。

大岩生川から野名前にかけての地域では、凝灰角礫岩を主とする火砕岩中に多くの褐炭層を伴う砂岩及び泥岩などが発達している。特に滝ノ澗地域ではその発達がよく含炭部層として認められる。砂岩は灰—淡黄灰色を呈する凝灰質細—中粒砂岩からなり、厚さは数10cmのものが多い。泥岩は暗灰—灰色を呈する凝灰質泥岩で、炭質物を多く含みしばしば縞状をなしている。褐炭層は厚さ数10cmのものが多いが、ときには山丈2.5mに達するものが認められている。なお、これらの含炭部層の厚さは最大8.5mある(根本, 1970)。また、褐炭層を含めた炭質物中には高品位のウラン濃集部があって、応用地質の項で述べるようにかつて地質調査所及び動力炉・核燃料開発事業団によって探査が行われた。

青苗川層の上部を占めて発達する紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 (A1) 及び同質火砕岩を主とする地層

(Aa) は、釣懸川以北に広く分布する。これらの大部分は鈴木・園木 (1935, 1936) の塩釜川溶岩及び美ノ歌溶岩に相当するものである。

主体をなす紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩は、塩釜川流域から球浦ノ沢にかけて顕著な発達をなしており、厚いところでは板状節理が発達している。この溶岩は、暗灰色から緑色を帯びた暗灰色を呈する緻密な岩石であるが、斜長石の斑晶が比較的大きく目立つ部分もある。

鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石からなる。斜長石は自形を呈し、大きさは0.5-2.1mmである。中性長石の性質を示すものが多いが曹灰長石化が進んでいる。普通輝石及び紫蘇輝石は自形一半自形で、その大きさは前者で0.5-0.9mm、後方で0.4-0.7mm程であり、部分的に緑泥石化した部分も認められる。石基は小卓状—微粒の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・ガラス及び鉄鈦からなり、填間組織ないしガラス基流晶質である。斜長石の周辺のガラスの一部からモンモリナイト化が、輝石類はしばしば緑泥石化が進んでいる。

勝澗山北西部の安山岩溶岩は、全く同質の紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩で、下部のデイサイトを主とする火砕岩の上位に発達しており、その露出は磯谷岬から美ノ歌にかけての海岸地域で良好である。

安山岩の火砕岩を主とする地層 (Aa) は、前述の安山岩溶岩と互層して発達しているもので、仏沢から宮津にかけての北東部地域に分布している。主体をなすものは紫蘇輝石普通輝石安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩で、ところどころに凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩及び褐炭を挟有している。

火山角礫岩及び凝灰角礫岩は、暗灰—灰色を呈する。角礫の大きさは5-40cm大のものが多く、ときには1mに達するものも含まれている。角礫は紫蘇輝石普通輝石安山岩と同質のものも多いが、球浦ノ沢から東風泊にかけての地域にはデイサイト質な石英含有角閃石安山岩からなるものも厚く認められる。

石英含有角閃石安山岩は、鏡下で斑晶は、斜長石・角閃石・普通輝石及び石英からなる。斜長石は自一半自形を呈し、大きさは0.5-2.1mmで中性長石の性質を示す。角閃石は大きさ0.6-1.7mmで、淡黄から褐色の多色性を示し、その周縁部はオパサイト化されているものが多い。普通輝石は少量で、大きさは0.2-0.4mm程である。石英は0.5-1.1mm大で融食形をなしている。石基は小卓状の斜長石、単斜輝石・鉄鈦及びガラスからなり、填間組織ないしガラス基晶質な構造をなしている。

凝灰質砂岩は、球浦から東風泊に至る地域で、火山角礫岩及び凝灰角礫岩中に不規則に挟まれている。厚さは数cmから数10cmのもので、暗灰—灰色を呈し、安山岩の小岩片を含む凝灰質中—粗粒砂岩である。これらの砂岩中には数cmの褐炭層を伴う炭質物も多く含まれていて、炭質物の濃集した部分では高いウラン異常を示している。凝灰質シルト岩は、砂岩層に伴われて部分的に堆積しているもので、その厚さは30cm以下と薄いものである。

宝津島地域

宝津島とその周辺の小島及び岩礁を形成するもので、本地域では主として紫蘇輝石普通輝石安山岩の自破碎溶岩ないし火山角礫岩からなる。これらにNNE-SSW方向とNW-SE方向で、比較的延長のよい幅3-3.5mの玄武岩岩脈が貫入している。

紫蘇輝石普通輝石安山岩の自破碎溶岩及び火山角礫岩は、いずれも暗灰色を呈するが、変質作用を受けている部分では淡緑灰色となっている。火山角礫岩の角礫の大きさは5-20cmである。なお、この地

域では基質中に幅数cmのメノウの細脈が多く発達している。

紫蘇輝石普通輝石安山岩は、鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石からなる。斜長石は自形を呈し、大きさは0.3-1.3mmで中性長石の組成をもつものが多い。普通輝石は大きさ0.3-0.5mmで比較的新鮮であるが、変質を受けている部分では緑泥石化している。紫蘇輝石はごく少量である。石基は小卓状の斜長石、ガラス、微粒の輝石及び鉄鉱からなり、一般にガラス基流晶質である。

青苗川層の層厚は、第15図に示されるように下部を占めるデイサイト溶岩及び同質火砕岩が厚く発達する南部地域では比較的厚く、赤石川上流域で約420m、青苗川向斜部で約500mある。しかし、下部の火砕岩の発達が悪い北部地域では一般に薄く、大岩生川地域では170m程度である。

本層の下部からは、全域にわたって珪化木を産出するほか、青苗川上流一ホヤ石川中流の褐炭層、幌内川上流及び大岩生川流域の炭質物中から第6表に示すような花粉化石を産出した。

本層の地質構造は、南部の青苗川向斜構造を含めて全般的に傾斜は20-30°と緩やかな構造をなしている。ただ、球島山の花崗閃緑岩の東側の中一下部では45-60°と急傾斜をなしている。

IV. 2 釣 懸 層

釣懸層は、中央東部の釣懸川を模式地として、鈴木・園木（1935）によって命名されたものであるが、層序及び古生物の内容から鈴木・園木（1935）の茶津層をも同層準の地層として含めたものである（UOZUMI and FUJIE, 1966; 秦, 1967）。

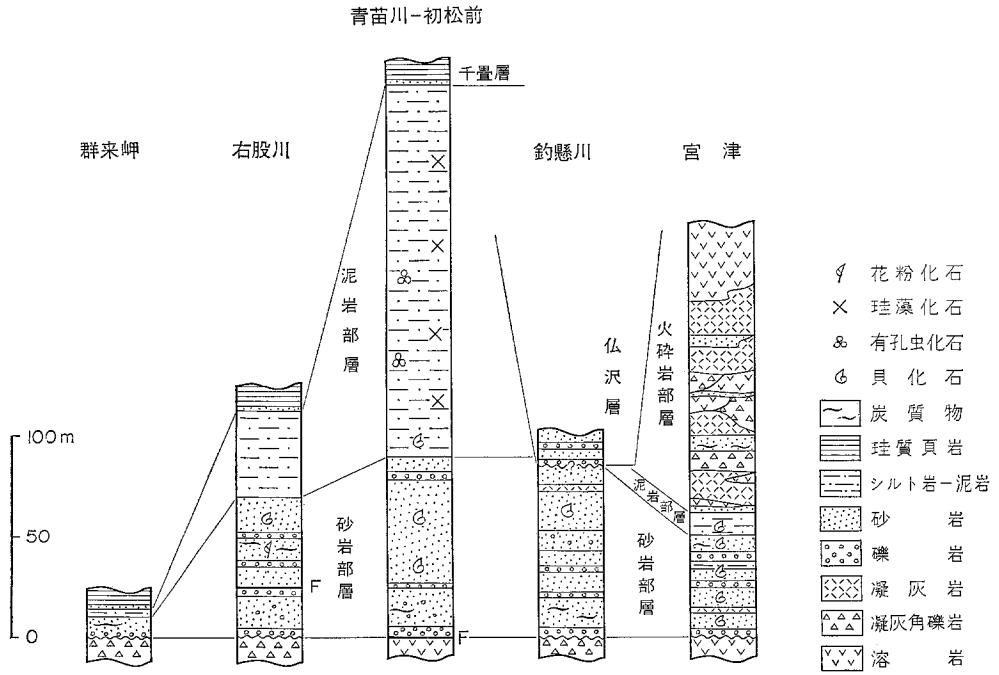
本層は、北東部の宮津地域、中央東部の釣懸川地域及び南部の青苗川地域にそれぞれ別れて分布している。その下部は3地域とも同様の化石を伴うなど共通した要素をもった浅海成の砂岩層で構成されているが、その上部は、青苗地域では泥岩を、宮津地域では玄武岩の火砕岩が厚く発達するなど異った岩相を示している。これらの岩相から、下部の砂岩部層、上部の泥岩部層及び火砕岩部層に3区分した。

IV. 2. 1 砂岩部層 (Ts)

砂岩部層は、釣懸層の下部を占めて発達する浅海成の砂岩及び礫岩を主とする海進初期の地層で、上記3地域ともに分布している。下位の青苗川層群の地層とはいずれも傾斜不整合の関係にある。なお、烏頭川支流左股沢上流地域では花崗閃緑岩を直接不整合に覆って発達している。

本部層は、主として礫混じりの中粒砂岩からなり礫岩及び凝灰質シルト岩などを伴う浅海成の地層であるが、第16図の柱状図で示されるように地域によって多少岩相を異にしているので地域ごとにのべる。

釣懸川流域では、最も厚く分布する釣懸川から烏頭川上流にかけての地域で厚さは85-90mである。基底部には花崗閃緑岩や青苗川層群のデイサイト・流紋岩及び安山岩の径1-5cmの円礫からなる基底礫岩が3-7mあって、下位の青苗川層及び烏頭川層を不整合に覆って発達している。主部をなす砂岩は、軽石粒を含む外少凝灰質な細一中粒砂岩からなり、細礫岩の薄層及び含礫砂岩層と互層をなしている。このほか、下部の砂岩には炭質物をレンズ状に挟んでおり、塩釜川でこの層準の炭質物から第8表に示されるような *Liquidambar* を伴う花粉化石を産出する。また、貝化石は比較的上部の層準から



Clinocardium, *Pecten* など浅海生のものを産出する。本地域ではその上部は仏沢層に覆われていて、泥岩は認められない。

青苗川地域では、釣懸川地域と同様に基底部には花崗閃緑岩の円礫を主とする基底礫岩が発達しており、主部は雲母片、細礫を含むアルコース質砂岩及び多少凝灰質な中粒砂岩からなり、礫岩の薄層を挟有している。その厚さは青苗川-赤川地区では約90m、右股川では約70mで、西部の群来岬地区では10m以下と薄くなっている（第16図参照）。貝化石は中-上部から *Vicaryella* など第7表に示されるようなものを産出する。また、砂岩中に含まれるレンズ状の炭質物から、右股川地区で第8表に示すような花粉化石を産出した。本地域では、その上位に泥岩層が堆積しており、その上限は泥岩へ移行する部分を境としてある。

宮津地域では、下位層との不整合面は南の東風泊、宮津の沢、北部の稲穂地区などで認められ、いずれも厚さ3-7mの基底礫岩層が発達している。

本地域では、前述の地域とはほぼ同様な黒雲母片、軽石粒、細礫などを含む凝灰質な細-中粒砂岩を主体とし、細礫岩薄層及び珪質質な凝灰岩層を挟有している。その厚さは約50mで、全般的に貝化石及び炭質物を多く含んでいる。釣懸川地域及び青苗川地域と比較すると、本地域では特に凝灰岩層が多く発達している。凝灰岩は、風化して灰白-黄灰色を呈する軽石を含むガラス質凝灰岩で、厚いものでは3m以上ある。

宮津の沢では、下部から中部にかけて厚さ30-150cmの貝化石層が3枚認められる。これらの貝化石は第7表に示されるものであるが、*Vicarya yokoyamai* は、第2化石層の上位に発達する暗灰色を呈

第7表 鈞懸層・砂岩部層産出貝化石表

(UOZUMI and FUJIE 1966)

化 石 種	頻 度	産 地	
		宮 津	青苗川
<i>Barbatia uetsukiensis</i> HATAI and NISHIYAMA	F	×	
<i>Scapharca kakehataensis</i> (HATAI and NISHIYAMA)	A	×	
<i>Mizuhopecten kimurai</i> (YOKOYAMA)	F	×	
<i>Monia</i> sp.	F	×	×
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA	A	×	×
<i>Diplodonta ferruginata</i> (MAKIYAMA)	F	×	×
<i>Clinocardium okushirense</i> UOZUMI and FUJIE	R	×	
<i>Dosinia nomurai</i> OTUKA	F	×	
<i>Nipponomarcia nakamurai</i> (IKEBE)	F	×	
<i>Venerupis</i> sp.	R	×	
<i>Soletellina minoensis</i> (YOKOYAMA)	F	×	
" <i>Tellina</i> " sp.	R	×	
<i>Macoma</i> sp.	R	×	×
<i>Solen</i> cf. <i>gouldi</i> CONRAD	F	×	
<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA	F	×	×
<i>Calliostoma</i> sp.	R	×	
<i>Vicarya yokoyamai</i> TAKEYAMA	R	×	
<i>Vicaryella notoensis</i> MASUDA	F	×	×
<i>Cerithidea</i> cf. <i>tokunariensis</i> MASUDA	F	×	
<i>Cerithidea</i> sp.	R	×	×
<i>Polinices</i> sp.	R	×	×
<i>Chicoreus asanoi</i> MASUDA	F	×	
<i>Murex</i> sp.	R	×	
<i>Babylonia kozaiensis</i> NOMURA	R	×	

(A: abundant; F: common; R: rare)

するシルト質泥岩から産出する。また、炭質物も多く植物葉の破片、実（松カサ?）も認められる。

IV. 2. 2 泥岩部層 (Tm)

泥岩部層は、南部の青苗川下流域から初松前にかけて分布し、下位の砂部層の細粒砂岩から漸移して発達している。

主体をなす泥岩は、暗灰色を示し、黒雲母片及び炭質物を含む淘汰の悪い、塊状を呈する泥岩で一般に軟かい。風化した露頭面では、中程度の角割れとなり灰色—淡緑色を呈する部分もある。ところどころに長径20-50cmの楕円体状の泥灰質団塊を伴うが、凝灰岩、砂岩などをほとんど挟まないで、その構造を知ることがかなり困難な地層である。

この泥岩層からは、秦・長谷川（1970）が報告しているように青苗川本流地域から第9表に示されるような有孔虫化石を、赤川地域から第10表に示される珪藻化石が多産している。このほか、少量の貝化

第8表 鈎懸層・砂岩部層産出花粉化石表

(同定者, 佐藤誠司)

化石種	産地番号		青苗川支流右股川	塩釜川	稲穂
	98	99	649	921	
Pinaceae	2	12	2	2	
<i>Tsuga</i>	+	4	—	+	
Taxodiaceae	5	12	1	1	
<i>Salix</i>	—	+	+	+	
<i>Carya</i>	+	5	13	5	
<i>Juglans</i>	+	—	2	2	
<i>Peterocarya</i>	7	17	6	+	
<i>Alnus</i>	67	26	15	2	
<i>Betula</i>	1	—	5	+	
<i>Carpinus</i>	1	2	2	3	
<i>Corylus</i>	+	1	1	1	
<i>Fagus</i>	1	—	10	5	
<i>Quercus</i>	1	—	2	—	
<i>Ulmus</i> and <i>Zelkova</i>	11	10	27	63	
<i>Liquidambar</i>	—	+	2	—	
<i>Tilia</i>	+	+	—	5	
<i>Ilex</i>	—	—	+	—	
<i>Acer</i>	—	1	1	—	
Triporate pollen gen. indet	1	+	3	6	
Tricolpate pollen gen. indet	—	9	7	5	

注: Pinaceae は *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉。属まで識別不能なものと可能なものが試料により異なるので一括。数字は比率(%)で、1%未満については+記号で示した。

石、珪質鞭毛藻化石(沢村・音羽, 1979)及び放射虫化石(長田, 1979)も産出する。

泥岩層の厚さは、赤川地域で最大で200m程度あると思われるが、北西方向にその厚さを減じ、第16図で示されるように右股川では50m以下となっている。更に、米岡向斜西翼の群来岬の北部では2m程認められるが、東海岸ではほとんど認められない。また、北部の宮津の沢地区では砂岩部層の上部に厚さ約10mの貝化石及び炭質物を多く含むシルト質泥岩が局所的に発達している。この泥岩層は本部層に相当するものと思われるが、地域を異にしていることもあって地質図には本部層として示さなかった。なお、このシルト質泥岩から産する貝化石は、*Vicaryella notoensis*, *Ostrea* sp., *Clinocardium* sp., *Solen* sp. などである。

IV. 2. 3 火砕岩部層 (Tp, Tb, Ta)

火砕岩部層は東風泊海岸から稲穂にかけての北東部海岸地域に分布し、鈴木・園木(1935-1936)の茶津層の主部に相当する。主として玄武岩質な凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなり、玄武岩溶岩・安山岩溶岩・細粒凝灰岩及び凝灰質砂岩などを伴っている。

本層の最下部は、凝灰岩と凝灰質砂岩との互層からなる。東風泊地域ではこの互層部が特に厚く発達しており、その厚さは約20mあって、東風泊北部の海岸で第17図及び第18図に示されるように成層した見事な露頭をなしている。この互層部は、暗灰—灰色を示す凝灰質中—粗粒砂岩と、下部では灰—灰白

第9表 鈞懸層・泥岩部層産出有孔虫化石表

(同定者, 大倉保; 秦・長谷川, 1970)

底生有孔虫	
(Loc. 57)	
<i>Trifarina (Angulogerina) kokozuraensis</i> ASANO	R
<i>Anomalinoidea (Anomalina) glabrata</i> CUSHMAN	R
A. (A.) <i>globulosa</i> CUSH. and PARR.	R
<i>Brizarina (Bolivina) robusta</i> BRADY	R
<i>Bulimina pupoides</i> D'ORBIGNY	A
<i>Globocassidulina (Cassidulina) subglobosa</i> CUSH.	R
<i>Cibicides</i> cf. <i>pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	R
<i>Cyclammina pusilla</i> BRADY	R
<i>Dentalina yabei</i> ASANO	R
D. cf. <i>filiiformis</i> (D'ORBIGNY)	R
D. <i>hyugaensis</i> ISHIZAKI	R
<i>Stilostomella (Ellipsonodosaria) hyugaensis</i> ISHIZAKI	R-C
<i>Cribrononion (Elphidium) subgranulosum</i> ASANO	R
<i>Buccella (E.) frigidus caridus</i> CUSH. and UCHIO	R
B. (E.) <i>umbonatus</i> (RUSS)	R
<i>Glandulina nipponica</i> ASANO (MS)	R
<i>Gyroidina orbicularis</i> D'ORBIGNY	C
<i>Hopkinsina shinboi</i> MATSUNAGA	R
<i>Lagena elongata</i> (EHRENBERG)	R
<i>Martinottiella communis</i> D'ORBIGNY	R-C
<i>Nodosaria deceptoria</i> SCHWAGEI	R
<i>Melonis (Nonion) pompilioides</i> (FICHFEL and MOLL)	R
M. (N.) <i>nicobarense</i> CUSHMAN	R
"Nonion" <i>scaphum</i> (FICHFEL and MOLL)	A
<i>Nonionella</i> cf. <i>miocenica stella</i> CUSH. and MOYER	A
<i>Plectofrondicularia</i> cf. <i>miocenica</i> CUSHMAN	R
<i>Ammonia (Rotalia) cf. japonica</i> HADA	C-R
A. (R.) cf. <i>beccarii</i> (LINNAEUS)	R
<i>Spirosigmoinella compressa</i> MATSUNAGA	R
<i>Fursencoina (Virgulina) complanata</i> EGGERI	R
<i>Uvigerina</i> cf. <i>hootsi</i> RANKIN	R
浮遊性有孔虫	
(Loc. 57)	
<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW	6
G. <i>woodi</i> (JENKINS)	2
<i>Globoquadrina hexagona</i> (NATLAND)	3
(Loc. 58)	
<i>Globigerina woodi</i> (JENKINS)	8
<i>Globorotalia scitula gigantea</i> BLOW	2
(Loc. 59)	
<i>Globigerina druryi decoraperta</i> TAKAYANAGI and SAITO	6
G. <i>praebulloides</i> BLOW	13
G. <i>pachyderma</i> (EHRENBERG)	4
<i>Globoquadrina hexagona</i> (NATLAND)	6
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i> (BLOW)	1
<i>Globorotalia scitula gigantea</i> BLOW	2

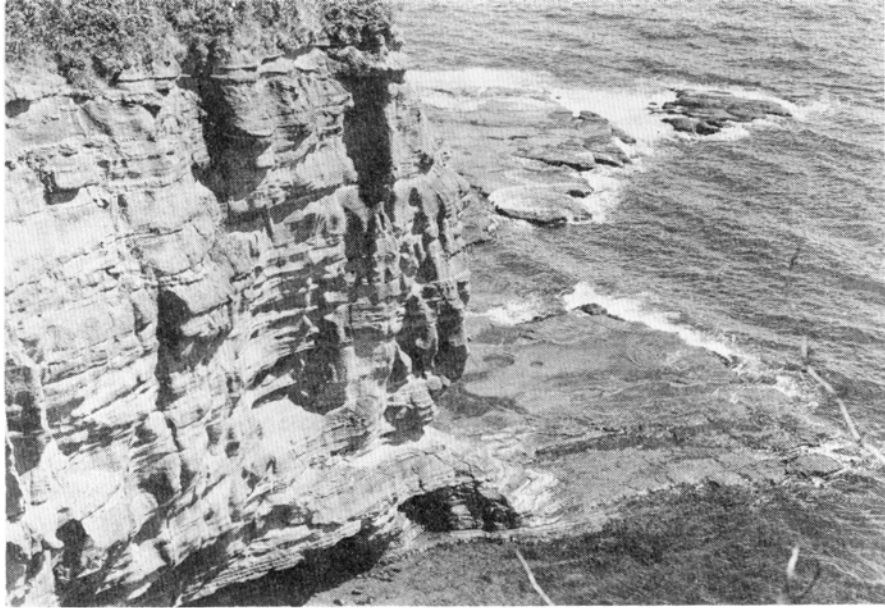
(A: abundant, C: common, R: rare, 数字は個体数)

第10表 約懸層・泥岩部層産出珪藻化石表

(同定者, 長谷川康雄; 秦・長谷川, 1970)

化 石 種	産 地 番 号			
	151	152	154	135
<i>Actinocyclus curvatus</i> JANISH	1			
<i>A. ehrenbergii</i> RALFS				3
<i>A. ingens</i> RATTRAY*	5	1	1	1
<i>A. cf. kisselevii</i> MAKAROVA*	7	15	10	11
<i>Actinoptychus undulatus</i> (BAIL.) RALFS	6	10	16	6
<i>Asteromphalus heptactis</i> (BRÉB.) RALFS	1			3
<i>Arachnoidiscus ehrenbergi</i> BAILEY	1			
<i>Cocconeis antiqua</i> TEMPÈRE and BRUN*	2			
<i>C. costata</i> GREGORY		1		1
<i>C. scutellum</i> EHRENBERG	1	1		3
<i>C. vitrea</i> BRUN*		1	1	1
<i>Coscinodiscus argus</i> EHRENBERG	2	1		
<i>C. curvatus</i> GRUNOW	1	1		
<i>C. denarius</i> A. SCHMIDT		2		
<i>C. elegans</i> GREVILLE*	2		1	3
<i>C. endoi</i> KANAYA*			1	
<i>C. hirosakiensis</i> KANAYA*	1			
<i>C. lineatus</i> EHRENBERG		2	2	1
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG	5	3	1	5
<i>C. oculus-iridis</i> EHRENBERG		1		1
<i>C. rothii</i> (EHRENBERG) GRUNOW	2			
<i>C. stellaris</i> ROPER	3	3	3	4
<i>C. vetustissimus</i> PANTOCSEK		1	1	1
<i>Cosmiodiscus intersectus</i> JOUSÉ*	1	2	3	9
<i>Cymatosira lorenziana</i> GRUNOW		1		
<i>Denticula nicobarica</i> GRUNOW*	106	117	138	96
<i>Hemiaulus ambiguus</i> GRUNOW				1
<i>Hyalodiscus ukaiensis</i> ICHIKAWA*	2	1	1	1
<i>Kisseleviella carina</i> SHESHUKOVA*	3			1
<i>Melosira granulata</i> (EHR.) RALFS	1	9	3	6
<i>M. granulata</i> (EHR.) RALFS from. <i>curvata</i> (GRUNOW) HUSTEDT	1	2	1	1
<i>M. sol</i> (EHR.) KÜTZING	5	2	4	4
<i>M. sulcata</i> (EHR.) KÜTZING	2	2		1
<i>Rhaphoneis amphicerus</i> EHRENBERG	1			5
<i>R. angustata</i> PANTOCSEK	1	1		3
<i>Rhabdonema arcuatum</i> (LYNGB. ? AG.) KÜTZING				1
<i>Rutilaria cpsilon</i> GREVILLE var. <i>longicornis</i> (TEMP. and BRUN) A. SCHMIDT*	2			1
<i>Rutilaria hexagonal</i> GRUNOW*		1		
<i>Stephanopyxis appendiculata</i> EHRENBERG*			1	
<i>S. lineata</i> EHRENBERG*	4	5	6	9
<i>S. schenkii</i> KANAYA*				1
<i>Stephanogonia actinoptychus</i> (EHR.) GRUNOW*				1
<i>Stictodiscus californica</i> GREVILLE var. <i>areolata</i> GRUNOW*		1		
<i>Synedra jouseana</i> SHESHUKOVA*	6	2	1	7
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	20	6	3	8
<i>Thalassiosira usatschevii</i> JOUSÉ*	1	1	1	1
<i>Trachyneis aspera</i> (EHR.) CLEVE	2	3	1	
<i>Triceratium antediluvianum</i> (EHR.) GRUNOW*	1			
<i>Xanthiopyxis oblonga</i> EHRENBERG	1	1		
Total	200	200	200	200

(数字は200個の任意算定によってえた各試料の相対的出現頻度を示している。*は絶滅種)



第17図 鈎懸層・火砕岩部層の凝灰岩凝灰質砂岩互層（東風泊北部海岸）



第18図 鈎懸層・火砕岩部層の玄武岩スコリア凝灰岩と凝灰質砂岩の互層
白い斑点状のものが玄武岩スコリア（弁天岬—東風泊海岸）

色を呈する珪長質な軽石凝灰岩—細粒凝灰岩と、上部では玄武岩溶岩を伴う玄武岩スコリア凝灰岩と数10cmないし数mの厚さで互層をなしている。

主体をなす礫灰角礫岩及びスコリア凝灰岩は、東風泊から弁天岬に至る海岸の崖及び宮津から崖ノ岬に至る道路添いの崖でよく観察できる。両者は漸移・指交する関係にあるが、それぞれでの露頭では区別でき互層状に成層して見られる。この角礫凝灰岩及びスコリア凝灰岩は、ともに暗灰—黒色を呈する玄武岩の角礫・火山礫及び壺円形のスコリアからなり、破碎した小岩片や少量の火山砂によって固結されている。角礫の大きさは5-7cm程度で、スコリアは3-5cmで発泡のよい多孔質なものである。角礫及びスコリアはいずれも水冷による周縁急冷相あるいは放射状の割れ目をもつもので、水中火砕岩（ハイアロクラスタイト）といえる。固結している小岩片及び火山砂はいずれも風化変質して黄色を帯び、角礫やスコリアの周囲にも黄灰色の被膜ができています。

これら凝灰岩の厚さは、総計150m以上に達するのが、その間には少なくとも3-4層の砂岩層を挟有しており、玄武岩の噴出は断続的に行われたものといえる。なお、鈴木・園木（1935, 1936）及び古館（1936）が層灰岩として記載しているものは、これら凝灰岩に相当するものと思われる。

凝灰岩層中に挟有する砂岩層は、帯青灰—灰色を呈する凝灰質な細—中粒砂岩からなり、宮津の小沢で見られる比較的下部のものは厚さが約10mと厚く、その下部に厚さ3-5cmの褐炭を3枚以上挟んでいる。また、上部に発達する砂岩層には淡黄—灰白色を呈するガラス質凝灰岩を数m伴っている。

玄武岩溶岩は、東風泊から宮津にかけて多く認められる。これらの多くは厚さ2-5mのものであるが、弁天岬の溶岩は10m以上ある。その下の溶岩は厚さが7m以上あって、その下に厚さ約1mの流紋岩の溶結凝灰岩がある。弁天岬の玄武岩溶岩は、暗灰—黒色を呈する緻密な普通輝石かんらん石玄武岩で、鏡下で斑晶は斜長石・かんらん石及び普通輝石からなり、玄武岩組織をなしている。斜長石は自形を呈し、その大きさは平均0.02×0.2mm程度である。かんらん石は大きさ1-3mmで、ほとんどが変質を受けて緑泥石に変わっている。普通輝石は粒状をなして認められる。そのほか、プール状あるいは脈状に方解石—菱鉄鉱ができています。

流紋岩溶結凝灰岩は、暗緑を呈する岩石で鏡下では流紋岩の小岩片と、斜長石・石英及び黒雲母を含む軽石、ガラスからなり溶結構造をなしている。なお、ガラスはモンモリロナイト及びサボナイト化が進んでいる。

安山岩溶岩は、前述のスコリア凝灰岩層などに挟有するものと最上部を占めて発達するものがある。前者は宮津の北で認められるもので厚さは数m程度である。後者は稲穂岬地域に分布するもので数10mある。なお、この溶岩は鈴木・園木（1935, 1936）及び古館（1936）が、菰澗溶岩（両輝石安山岩）としているものである。

この安山岩溶岩は、帯緑暗灰色を呈する緻密な普通輝石紫蘇輝石安山岩で、稲穂岬のものは一般に板状節理が発達している。

鏡下では、斑晶は斜長石・紫蘇輝石及び普通輝石からなる。斜長石自形を呈し、その大きさは0.5-1.2mmで、灰曹長石—中性長石（An 30-40）の性質を示すものが多い。なお、炭酸塩化や部分的にモンモリロナイト化なども受けている。紫蘇輝石及び普通輝石は自形を呈し、紫蘇輝石は弱いが明瞭な多色性を示している。これらの輝石は周縁部から弱い緑泥石—炭酸塩化が進行している。石基は小卓状の

斜長石，粒状の輝石，鉄鉱及びガラスからなり，ガラス基流晶質である。

釣懸層の砂岩部層からは，貝化石・花粉化石及び *Aphrocallistes* sp. などを産出する。宮津の沢及び青苗川本流産出の貝化石については，UOZUMI and FUJIE (1966) によって報告されている（第7表参照）。宮津の沢から本調査で採取したもののうち第7表に示されていないものとして，*Scapharca* sp., *Ostrea* sp., *Cardiat* sp., *Paphia* cf. *hirabayashii*, *Siratoria siratoriensis*, *Calliostona* cf. *simane*, *Polinices* (*Euspira*) *meisensis*, *Nassarius notoensis*, *Calyptrea* sp. (同定：魚住悟) がある。東風泊の基底部近くからは，*Ostrea* sp., *Siratoria siratoriensis*, *Artina* sp., *Siliqua* sp., *Tritia* sp., を，釣懸川支流では *Clinocardium* sp., *Macoma* sp., *Pecten* sp. を，初松前地域では *Vicaryella notoensis*, *Ostrea* sp. を産出した。花粉化石は第8表に示した通りである。これらの化石群は，中新世前期から中期にかけての八尾一門ノ沢動物群に相当するものである。また，花粉化石は *Liquidambar* を伴う暖温性の台島型植物群の組成を示している (SATO S., 1963)。

泥岩部層からは貝・有孔虫・放散虫・珪藻及び珪質鞭毛藻化石が産出している。有孔虫化石及び珪藻化石については，秦・長谷川 (1970) によって第9表及び第10表に示されるものが報告されている。なお，珪藻化石群集の重要な特徴種とされた *Denticula nicobarica* はその後，秋葉 (1977) によって新種とされ *Denticula kanayae* と命名された。放散虫化石は，長田 (1979) によれば *Melittosphaera magnopolurosa* 及び *Sphaeroctylus yatsuoensis* 群集型 (*Melittosphaera magnopolurosa* Zone) であるという。珪質鞭毛藻化石は，沢村・音羽 (1979) によって *Corbisema tricantha* v. *minor*, *Distephanus crux*, *D. speculum*, *D. speculum* v. *pentagonus*, *D. speculum* v. *cannopiloides*, *Mescocena apiculata* の産出が報告されている。これらの化石群集から，沢村 (1979) 及び長田 (1979) は，いずれも北海道中央部の前期中新世の滝ノ上層に対比し，秋葉 (1977) は東北日本の門ノ沢層に対比している。

IV. 3 千 畳 層 (Sj)

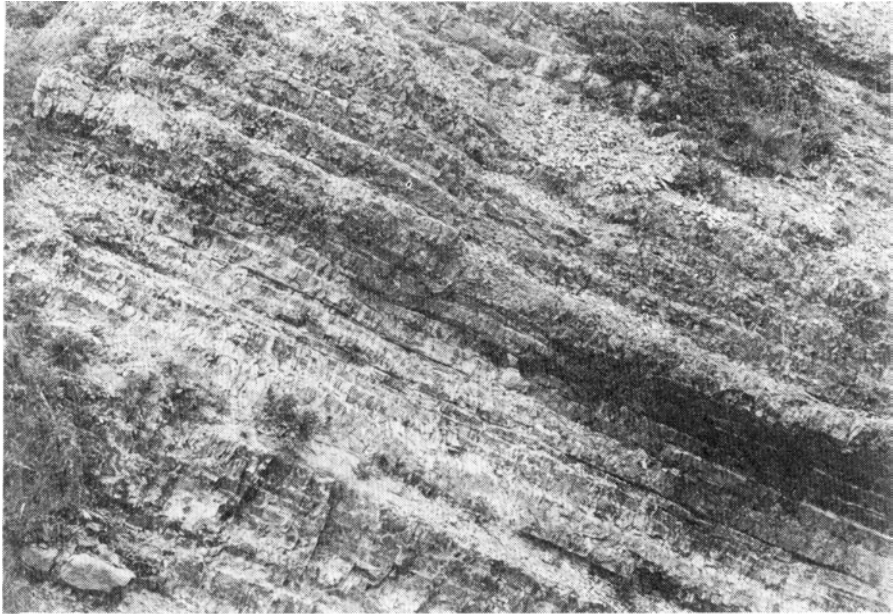
千畳層は，本島南部の千畳地域を模式地として，鈴木・園木 (1935) が命名したものであるが，秦 (1968) は岩相によって2区分し，その下半部の硬質珪質頁岩層に限定して再定義した。なお，地名の千畳の位置は鈴木・園木 (1935) の調査時と現在とは異なっていることもあるが，本層の模式地としては青苗の西海岸地域が適当である。

本層は，千畳海岸の南部から青苗岬にかけての海岸地域と，米岡向斜の東翼部に当たる青苗川流域にかけて分布する。

本層は，板状層理をもつ珪質頁岩層（いわゆる硬質頁岩層）及び泥岩からなり，珪長質な凝灰岩薄層及び珪質団塊を伴っている。基底部には薄い海緑石砂岩—シルト岩が発達して下位の釣懸層と接している。釣懸層との関係は一般に整合的であるが，青苗西岸地域では不整合関係にある。

本層の主部をなす珪質頁岩層は，暗灰—暗褐色を呈する極めて硬質で，貝殻状断口を示す珪質岩¹⁾を主とし，3-15cmの間隔で薄い暗灰—灰色を呈する凝灰質シルト岩及び泥岩（厚さ1-3cm）を挟み，第

1) この珪質頁岩は，縄文早期—中期にかけての青苗遺跡（佐藤忠雄編，1981）から加工遺物として出土している。これらは主に石鏃，石匙，石槍などとして加工・利用されていたものである。



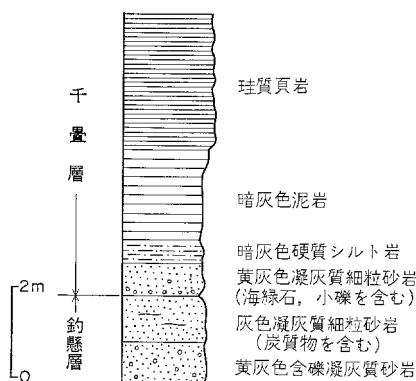
第19図 千畳層の珪質頁岩層 (青苗西海岸)

19図に示されるような見事な薄板状層理をなしている。露頭における風化表面は帯赤褐色を呈する特徴がある。

泥岩は、暗灰—灰色を呈する比較的硬い泥岩で、群来岬以北及び青苗川流域の地域で認められる。前者では珪質頁岩層中に挟在するもので、その単層の厚さは数10cmから1m程度である。後者では珪質頁岩はまれで、泥岩が主体となっている。

凝灰岩は、灰白—白色を呈する珪長質な細粒凝灰岩で、厚さは数cmから10数cmのもので珪質頁岩層中に数枚挟まれているにすぎない。

団塊は、楕円体状のものが多く、大きさは普通数10cmであるが、ときに長径1-2mのものも点在する。



第20図 千畳層の基底部における柱状図 (群来岬東部)

本層の基底部には、一般に海緑石を含む凝灰質な細粒砂岩及びシルト岩が発達しており、下位の釣懸層と区別することができる。第20図は群来岬東方の崖における層序関係を示したものである。

本層の層厚は、珪質頁岩層の発達する青苗地域で最大で約200mあるが、泥岩が優勢となる米岡向斜東翼部の青苗川下流域では50m内外となり、更に北部へ薄くなって右股川流域では上位の米岡層のシルト岩に移化する状態で尖滅している。

本層からは *Makiyama chitanii* 及び魚鱗を普遍的に産出するほか、しばしば鯨骨が含まれている。

また、泥岩から *Haplophragmoides renzi*, *Martinottiella communis* などの砂質有孔虫を産する。

本層の構造は、大きくは米岡向斜に支配されている。東翼ではN10-30W方向の走向で、西へ20-30°傾く帯状構造を示している。西翼部でも走向は同様にN10-30W方向を示し、主部は一般に東へ20-30°傾いているが、上部へ向って45-55°と傾斜は急になっている。なお、西翼部の寺屋敷海岸地域には、米岡向斜とは斜交するN-S方向の小褶曲構造が認められる。

本層は、東北日本から北海道にかけて広く発達するいわゆる硬質頁岩層に相当するもので、岩相及び層序関係からも対岸の北海道渡島半島での標準層序である八雲層（長尾・佐々，1933，1934）に対比される。

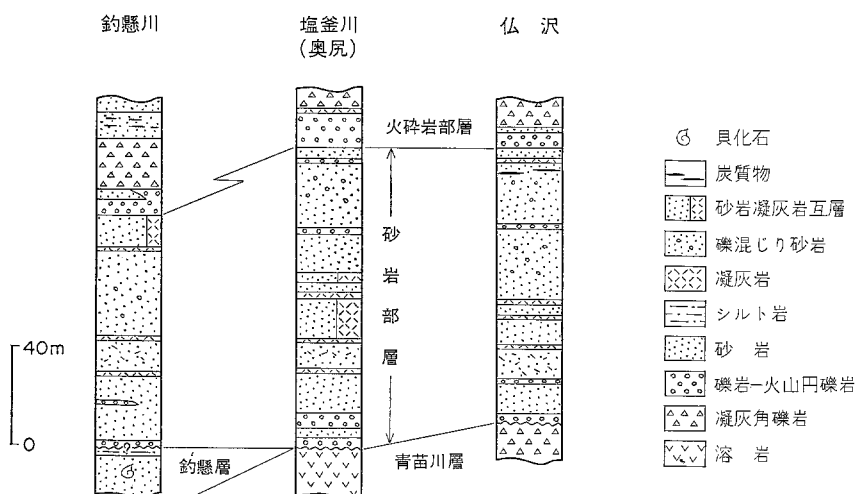
IV. 4 仏 沢 層

仏沢層は、中央部東海岸の仏沢流域を模式地とし、下部の砂岩部層と上部の火砕岩部層に区分される。本層は、これまで釣懸川地域で釣懸層として扱われてきたものの中—上部を占めるものであるが、その上部から *Denticula kamschatica* ほかの後期中新世末—鮮新世を指示する珪藻化石を産出するなど²⁾、釣懸層準の地層と異なるので区別し新称する。

本層は、球浦から南の谷地に至る地域に分布している。南部では下位の釣懸層と、整合的に北部では青苗川層と不整合関係で発達しており、その堆積は、東部から北西部へ向ってアバットする形態をなしている。本層の地質柱状は第21図に示した通りである。

IV. 4. 1 砂岩部層 (Hs)

砂岩部層は、主として黄灰—淡灰色を呈する凝灰質な細—中粒砂岩からなり、中部には黒色の火山砂



第21図 仏沢層柱状図

2) 秋葉氏による。



第22図 仏沢層の砂岩層と海成段丘堆積物（上位の礫層は赤石岬面の堆積物，釣懸川入口）

や灰白色を示す珪長質な凝灰岩の薄層を，上部では軽石や細円礫をより多く含むなどの特徴がある（第21図参照）。

下位の青苗川層を不整合に覆って発達する仏沢地域及び奥尻一幌内山道地域では，基底礫岩が発達している．その厚さは1-2mで礫種は下位の青苗川層の輝石安山岩を主とするものである．

主体をなす砂岩は，軽石・細円礫及び黒雲母片などを含む凝灰質な細一中粒砂岩からなり，一般に第22図に示されるように成層をなしている．

中部に多い凝灰岩は，極細粒で層理を示すものから軽石質なものまでであるが，いずれも珪長質なもので，その厚さは数cmから40cm程度のもが多く，軽石を含む凝灰質砂岩と互層している．これらの凝灰岩は，一般に灰白―白色を呈するが，風化して淡黄―帯裾黄色を示すものも少なくない．黒―暗灰色の火山砂質砂岩は，普通厚さが数cm程度と薄いもので，粒度は細―中粒である．

本砂岩部層の厚さは奥尻地域で最大で120m程度で，釣懸川では100m以内である．なお，構造的にはNNE-SSW方向の走向をもち，下部で15°内外，上部で5°程度東へ傾斜しているが，釣懸川下流部では緩傾斜の小向斜構造が認められる．

秋葉によって検出された仏沢層珪藻化石の産出箇所は地質図に示した通りで、その主なものは、奥尻市街入口の崖で *Thalassiosira zabelina* が、釣懸川下流部で *Denticula kamtschatica* 多量に産出している。なおこれらの特徴種はいずれも南部地域に分布する米岡層のシルト岩部層から特徴的に産出するもので、同一層準と考えられる。

IV. 4. 2 火砕岩部層 (Hb)

火砕岩部層は、角閃石安山岩を主とする凝灰角礫岩・火山円礫岩及び凝灰質砂岩から構成される。その上限は不明であって、全容をとらえることはできないが区分した。露出する部分では、その厚さは30-50mである。

最下部には厚さ5-8mの火山円礫岩があつて、その上位に2-3mの凝灰質砂岩層を、更にその上に角閃石安山岩を主とする凝灰角礫岩及び凝灰岩が発達している。釣懸川では、その上位に砂岩部層の砂岩と同様な凝灰質細一中粒砂岩が認められる。火山円礫岩は径10-30cmの亜円礫一円礫からなり、風化して黄灰色を示す火山砂質の中粒砂で固結されているもので、礫種は角閃石安山岩のほか、青苗川層のデイサイト・輝石安山岩及び鳥頭川層の流紋岩などを含んでいる。

凝灰角礫岩は、暗灰—灰色を示す多少斑状を呈する角閃石安山岩の角礫を主とし、淡黄—灰色を呈する岩片及びガラス質な火山砂で固結されている。角礫の大きさは5-20cmで、ときに1mに達するものもある。

角閃石安山岩は、鏡下で斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石及び鉄鉱からなる。斜長石は比較的新鮮でAn30-60位の性質を示すものが多い。角閃石は淡緑黄—緑褐色の多色性を示し、周縁部はオパサイト化し、内部に黒雲母を含むものも認められる。紫蘇輝石及び普通輝石は一般に新鮮である。石基は小卓状の斜長石、粒状の単斜輝石及びガラスからなり、ガラス基流晶質である。

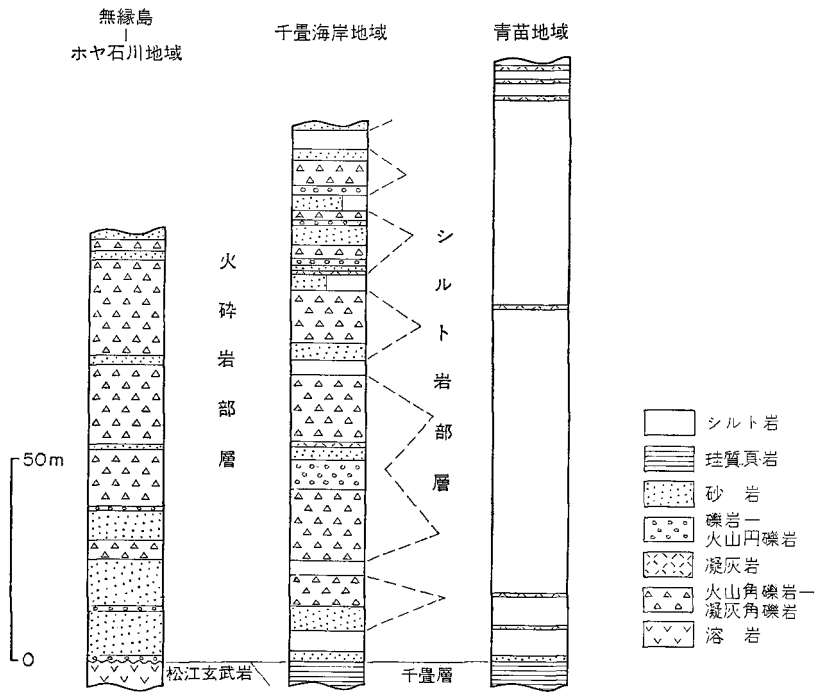
このほか、奥尻地域の鍋釣岩の対岸で、火山円礫岩と凝灰角礫岩との間に、角閃石安山岩と同質の弱い溶結構造を呈する凝灰岩が認められる。

IV. 5 米岡層

米岡層は、南部の米岡地域から千畳海岸を模式地として秦(1968)によって命名されたもので、シルト岩部層と火砕岩部層に区分される。なお、シルト岩部層は鈴木・園木(1935, 1936)の千畳層上部に、火砕岩部層は無縁島層にほぼ相当する。両部層の岩相は、指交する同時異相の関係にあつて、前者は南部に後者は北部地域にそれぞれ発達している。下位の千畳層とは、米岡から青苗にかけての南部地域ではシルト岩部層と整合関係にあるが、千畳地域から北部ではアバットする形態で火砕岩部層が基盤岩をも含めた下位層をそれぞれ不整合に覆って分布している。

IV. 5. 1 シルト岩部層 (Ys)

シルト岩部層は、主として塊状を呈する凝灰質ないし珪藻土質なシルト岩からなり、薄い珪長質凝灰岩・砂岩及び泥灰質団塊を伴っている。本部層は、米岡から青苗川に至る米岡向斜の中核部をなして分



第23図 米岡層柱状図

布している。千畳海岸南部の本層基底部には、第23図に示されるような凝灰質砂岩が発達しており、下位の千畳層と区分できる。このような基底部における粗粒碎屑物の発達は、米岡向斜東翼の青苗川本流北部では認められるが、その他の地域では明確でない。なお、青苗市街地の崖においては、厚さ約50cmの海緑石を含む砂質シルト岩をもって境界とした。

主体をなすシルト岩は、暗灰色から淡緑灰色を示し、塊状を呈する凝灰質ないし珪藻質なシルト岩である。一般に分級が悪く、軽石粒・炭質物・黒雲母片などを含んでいる。風化面は帯黄灰白色を呈し、風化面に沿って剝離したり、大きな割れ目が発達する。また、比較的粒度の粗い部分では刷毛でなでたような小さな斜交葉理がしばしば認められる。珪藻化石を多く含む珪藻質なものは風化乾燥すると灰白色となり、一段と軽くなり吸着性が強い。

凝灰岩は、細粒なものや軽石質のものがある。細粒なものは灰白—白灰を呈するガラス質なもので、全般的に多い単層の厚さは5-40cmで最大のもので55cmである。青苗中学校から青苗にかけての地域で最も多く挟在しており、ここでは2.5-5m間隔で10数枚発達している。軽石質な凝灰岩は、青苗市街の崖及び青苗川支流右股沢の本部層下部にそれぞれ一枚認められる。いずれも黒雲母を含むデイサイト質な軽石粒からなり、一部に火山礫と思われるものを含んでいる。厚さは青苗で15cmと薄いが、右股川西岸では約2mある。

泥灰岩団塊は、球形—楕円体状をなすもので、大きさは50cm程度のものが多い

シルト岩からは珪藻化石を多産するほか、*Makiyama chitanii* も普遍的に産出する。珪藻化石については秦・長谷川 (1970) によって報告されている。その化石表を第11表として示す。

第11表 米岡層・シルト岩部層産出珪藻化石表

(同定者, 長谷川康雄; 秦・長谷川, 1970)

化石種	産地番号	
	241	U ₀
<i>Actinocyclus ehrenbergi</i> RALFS		1
<i>Actinoptychus undulatus</i> (BAIL.) RALFS	11	7
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i> BAILEY		1
<i>Biddulphia aurita</i> (LYNGB.) BRÉBISSON		2
<i>Cocconeis costata</i> GREGORY	1	3
<i>C. curvirovunda</i> TEMPÈRE and BRUN	1	1
<i>C. scutellum</i> EHRENBERG	2	3
<i>Coscinodiscus curvatulus</i> GRUNOW	1	
<i>C. excentricus</i> EHRENBERG	4	13
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG	58	71
<i>C. oculus-iridis</i> EHRENBERG		3
<i>C. radiatus</i> EHRENBERG		2
<i>Denticula kamtschatica</i> ZABELINA*	77	24
<i>Fragilariopsis pliocena</i> (BRUN) SHESHUKOVA*		2
<i>Hemidiscus cuneiformis</i> WALL.	1	
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZING	1	3
<i>M. sulcata</i> (EHR.) KÜTZING	1	7
<i>Rhaphoneis surirella</i> (EHR.) GRUNOW	2	
<i>Stephanopyxis nipponica</i> GRAN and YENDO	7	1
<i>S. turris</i> (GREV. and ARN.) RALFS	2	3
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	1	4
<i>Thalassiosira antiqua</i> A. CLEVE*	3	2
<i>T. decipiens</i> (GRUN.) JOERGENSEN		6
<i>T. nidulus</i> (TEMP. and BRUN) JOUSÉ*	1	1
<i>T. oestrupi</i> (OSTF.) PROSKINA-LAVRENKO	1	8
<i>T. zabelinae</i> JOUSÉ*	25	28
<i>Thalassiothrix longissima</i> CLEVE and GRUNOW		1
Total	200	200

(数字は200個の任意算定によってえた各試料の相対的出現頻度を示している。*は絶滅種)

本部層の厚さは、青苗地域で最も厚く200m以上あるが上位の地層が分布しないので上限不明である。なお米岡北部の火砕岩部層と指交する地域では総計しても層厚は100m以下である。

本部層は、NW-SE方向の軸をもつ米岡向斜の中核部をなしていて、この向斜構造に支配されている。向斜西翼部は全般的に急傾斜で、青苗地域では、N15-20W方向の走向で、東へ50-60°傾斜している。これに対して東翼部は緩く、その傾斜は10-20°である。

IV. 5. 2 火砕岩部層 (Ya)

火砕岩部層は、主として輝石安山岩の凝灰角礫岩及び火山角礫岩からなるが、地域によっては凝灰質砂岩・凝灰岩・火山円礫岩及び砂質シルト岩などを多く伴っている。

本部層は、西海岸の千疊海岸地域、北部の無縁島一ホヤ石川地域、神威岩地域との3地区に点在して

分布する。また、地域ごとに異った岩相の特徴があるので、地域別に述べる。

千畳海岸地域

この地域では、火山角礫岩及び凝灰角礫岩を主とするが、凝灰質砂岩・凝灰岩及び火山円礫岩の互層を多く挟有している。これらが前述の塊状シルト岩と指交している（第23図参照）。両者が指交する関係は、青苗から千畳海岸へ出る下り坂の右側の崖でよく観察できる。

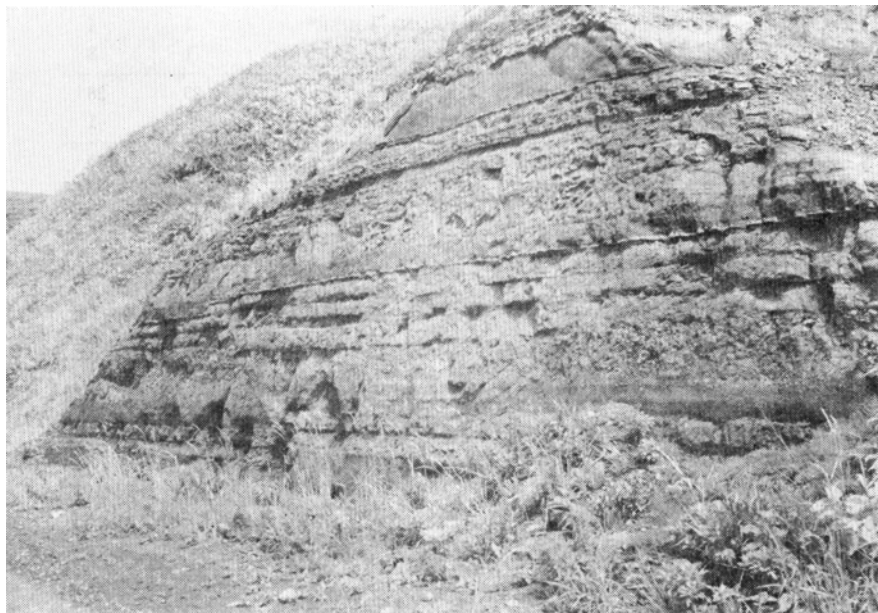
火山角礫岩—凝灰角礫岩は、暗灰色で緻密な普通輝石安山岩からなり、異質な角礫として角閃石安山岩をまれに含んでいる。普通輝石安山岩は、鏡下で斑晶は斜長石及び普通輝石からなる。斜長石は長柱状をなし多くのが炭酸塩化している。普通輝石は半自形で、比較的新鮮であるが量は少ない。石基はガラス基流晶質で、普通輝石・斜長石・ガラス及び鉄鉱からなり、斜長石は平均 $0.03 \times 0.1\text{mm}$ 程度でAn40-60と中性長石の性質を示すものが多い。なお、全体に炭酸塩化及び緑泥石化を受けている。

凝灰質砂岩は、主として軽石粒—火山礫を多く含む中—粗粒砂岩で、淡黄灰色を呈するものと、暗灰—黒色を呈するものがある。後者は中粒の火山砂からなる。これら砂岩層の厚さは数cmから数mのものまでであるが、第24図で示されるように凝灰岩や砂質シルト岩などと互層をなして成層している。

火山円礫岩及び礫岩は、第23図に示されるように中部から上部にかけて多く認められる。礫岩は円礫—亜角礫からなり、中—粗粒の砂で固結されている。亜角礫をなすものは主として輝石安山岩からなり、円礫は下位の地層の安山岩、デイサイト、玄武岩、溶結凝灰岩、花崗閃緑岩などからなる。大きさは一般に径10-30cmのものが多いが、1m以上もある花崗閃緑岩の亜円礫を伴っている（第25図参照）。

無縁島—ホヤ石川地域

無縁島海岸からホヤ石川北部にかけて向斜構造をなして認められ、本地域では中生代の藻内火山岩類や青苗川層群の地層を不整合に覆って分布している。



第24図 米岡層のシルト岩部層と火砕岩部層との漸移部に発達する軽石凝灰岩凝灰質砂岩互層（千畳海岸）



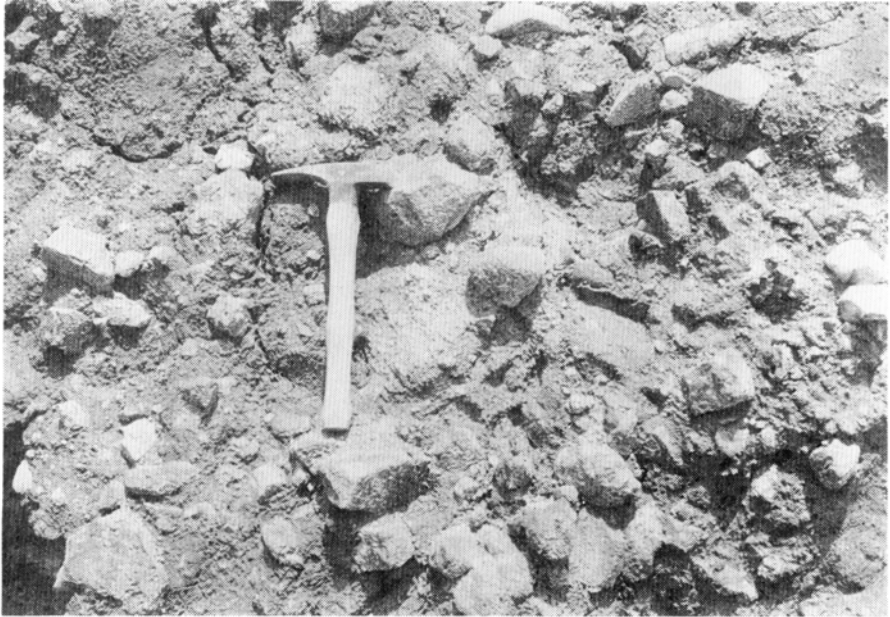
第25図 米岡層・火砕岩部層中の火山円礫岩と凝灰質砂岩（無縁島海岸）

岩相は、第23図で示されるように下部は主に砂岩層からなり、主部は火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、上部で再び砂岩層を多く伴っている。これらは、ホヤ石川本流の向斜部及び無縁島海岸で玄武岩岩脈によって貫かれている。

下部の砂岩層は、無縁島海岸の約30mの海食崖に成層して好露出している。砂岩層は、黄褐—暗灰色を呈し、火山礫及び軽石を多く含む中—粗粒の火山砂質砂岩からなる。なお、挟有する凝灰角礫岩とは指交しており、この関係はホヤ石の滝付近で観察できる。火山円礫岩には角閃石安山岩を多く含んでいる。

主部をなす火山角礫岩及び凝灰角礫岩は、ホヤ石川河口—ホヤ石北部にかけて好露出する。暗灰色を呈する普通輝石安山岩の角礫を主とし、破碎された同質の細かい岩片によって固結されている（第26図参照）。なお、角礫は普通径10-30cmのもので、水中で急冷されて形成されたものと思われる放射状—方形状を呈する割れ目をもつものが多く、これらは水中火砕岩（ハイアロクラスタイト）といえる。

普通輝石安山岩は、鏡下で斑晶は斜長石及び普通輝石からなる。斜長石は自形—半自形を呈し大きさは0.4-1.0mmで、中性長石（An40-60）の性質を示すものが多い。普通輝石は自形で、大きさは0.3-0.7mmであり、いずれも比較的新鮮である。石基はガラス基流晶質で斜長石・ガラス・普通輝石及び鉄鉱からなる。



第26図 米岡層・火砕岩部層中の凝灰角礫岩（ホヤ石海岸）



第27図 米岡層・火砕岩部層の火山角礫岩層と安山岩の球状岩塊（神威岩海岸，鴨石トンネルの横）

神威岩地域

神威岩を含めた海岸地域から北部の海岸にかけて分布するもので、花崗閃緑岩及び藻内溶結凝灰岩などを不整合に覆って発達している。

基底部には、花崗閃緑岩及び藻内溶結凝灰岩などの亜円礫を含む礫岩層が2-3m発達している。主部は、火山角礫岩—凝灰角礫岩からなり、ときにはその中に第27図で示されるような、周縁急冷相をもつ大きな球状の断口をもつ安山岩岩塊（枕状溶岩）を含んでいる。この岩塊は大きいもので3-4mあって、周縁の急冷した部分では、よりガラス質で、外縁部に直交した割れ目が顕著に発達している（第27図参照）。角礫は主に暗灰色の普通輝石安山岩からなるが、この地域では灰色を呈する角閃石安山岩も多く含まれている。

米岡層から産出する化石としては、シルト岩部層から *Makiyama chitanii* のほか、珪藻化石が多産する。珪藻化石は、秦・長谷川（1970）によって述べられているように *Coscinodiscus marginatus*, *Denticula kamtschica*, *Thalassiosira* 属及び *Stephanopyxis nipponica*, *S. turris* などによって代表される群集からなっている（第11表参照）。火砕岩部層からは *Makiyama chitanii* 以外は発見できなかったが、鈴木・園木（1936）及び古館（1936）は、無縁島—ホヤ石川地域で礫岩中から貝化石（*Clamys* sp. *Mytilus* sp. *Ostrea* sp.）の産出を報告している。

米岡層は、岩相及び産出化石から渡島半島の標準層序である黒松内統に相当するもので、その時代は後期中新世末から鮮新世に当たるものと考えられる。

IV. 6 神威山層 (Kt)

神威山層は、神威山を中心として発達する主として輝石安山岩の火砕岩及び溶岩からなる火山噴出物層に対して秦（1976）が命名したもので、鈴木・園木（1936）の神威山溶岩にほぼ相当する。

本層は、神威山を中心とした周辺山地から神威脇の南の海岸地域にかけて、下位の米岡層・青苗川層及び花崗閃緑岩類をそれぞれ不整合に覆って分布している。

本層は、比較的新鮮な普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩の凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体として、同質溶岩、凝灰質砂岩などを不規則に挟有している。なお、上部には角閃石安山岩の火砕岩も認められ、更に標高568.6mの三角点北には角閃石安山岩の岩脈が見られる。したがって、本火山活動の末期には角閃石安山岩の活動に移行していたといえる。

本層の基底部は、釣懸川上流、ホヤ石川上流部などいずれの地域においても、凝灰角礫岩あるいは火山角礫岩からなっている。

主体をなす凝灰角礫岩及び火山角礫岩は、暗灰—黒色を呈する安山岩角礫と、ガラス質の火山砂や安山岩の破碎した小岩片で固結されている。

露頭面においては、しばしば基質が風化して黄褐色を呈する特徴がある。角礫の大きさは凝灰角礫岩では径5-20cmのものが多く、角礫の表面に赤褐色あるいは灰白色の皮膜ができているものも多い。

安山岩溶岩は、暗灰—黒色を呈する緻密な岩石で、釣懸川上流などの本層中部に多く認められる。

凝灰質砂岩は、本層の比較的下部に不規則に挟有するもので、黄灰色を呈する中—粗粒砂岩で厚さは

薄く数10cm-1m程度のものである。

普通輝石安山岩は、鏡下で斑晶は斜長石及び普通輝石からなる。斜長石は自形で、An50-70の性質を示すものが多い。輝石は自形でその量は少ないが比較的大さい。石基は微粒な斜長石・輝石・鉄鈹及びガラスからなり、安山岩質組織を示している。

紫蘇輝石普通輝石安山岩は、鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び鉄鈹からなる。斜長石の大きさは0.5-1.4mmで自形を呈し、比較的新鮮でAn30-40程度の性質を示すものが多い。石基は、小卓状の斜長石、微粒状の普通輝石、鉄鈹及びガラスからなり、安山岩質—ガラス基流晶質組織を示している。なお、変質を受けている部分では、斑晶の一部に緑泥石化及び炭酸塩化が認められる。

上部に認められる角閃石安山岩は、肉眼的には暗灰—灰色を呈し、角閃石などの有色鉱物の斑晶が認められる岩石である。鏡下で斑晶は、斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹及び石英からなる。斜長石は大きさ0.6-1.3mmで、自形—半自形を呈し、累帯構造をもつものも含め全体としてAn40以下の性質を示すものが多い。なお、斜長石の内部に褐色ガラスの包有物を多く伴っているものがある。角閃石の大きさは、長径0.8-1.6mmで多色性はX=淡黄褐色、Y=緑褐色、Z=褐色の性質を示しており、角閃石の周縁はオパサイト化されている。紫蘇輝石にも淡黄褐—淡緑色の弱い多色性が認められる。石英はごく少量である。石基は、微粒の斜長石・輝石・鉄鈹及びガラスからなり、ガラス基流晶質組織を示す。

紫蘇輝石普通輝石安山岩の化学分析は、鈴木・園木（1936）によって行われたものがある。その組成は第5表に示した通りである。

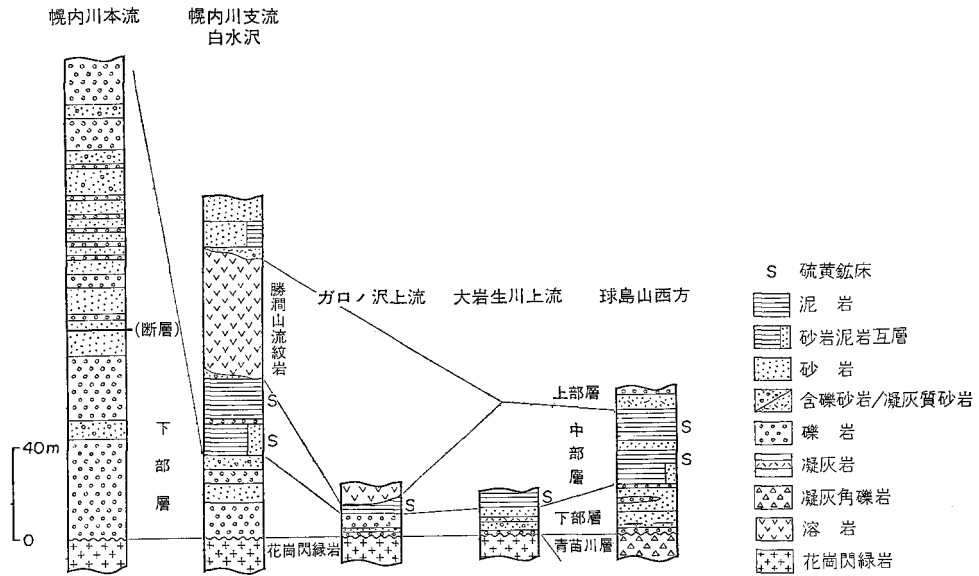
本層の層厚は200m内外であり、化石は産出しない。

IV. 7 勝 潤 層 (Kt)

勝潤層は、北西部の幌内川流域を模式地として、鈴木・園木（1935）によって命名されたものである。本層は、幌内川上流流域から大岩生川上流地域にかけての内陸部に独立した堆積盆を形成して、下位の地層を傾斜不整合に覆って発達している。

本層は、第28図で示されるように下部層は礫岩及び砂岩からなり、中部層は硫黄鉄床を伴う泥質岩、上部層はガラス質流紋岩の溶岩を伴う礫岩及び凝灰質砂岩から構成されている。産出する化石は、植物（木幹・葉・花粉）、昆虫及び淡水魚など（鈴木・園木、1935）で、湖沼成の堆積物で占められている。なお、堆積物の最も厚い幌内川本流部地域では、堆積初期に陥没凹地が形成されたものと考えられる。

下部層は、基底礫岩層を伴う砂岩及び礫岩からなる。幌内川本流における基底礫岩層は特に厚く約40mある。この礫岩の礫種は、径10-80cm大の花崗閃緑岩を主とし、そのほかに斑れい岩、藻内溶結凝灰岩、青苗川層のデイサイト及び安山岩などを伴っている。礫は円礫ないし亜円礫で基底部ではあまり方向性をもっていないが、上部では並列した方向性を示してアルコースな中—粗粒砂で団結されている。不整合面は道路添の崖で観察でき、ここでは南北走向で東へ20-25°傾いている。その上位には約10mの含礫砂岩層を挟んで厚さ約30mの礫岩が発達している。更にその上位には、暗灰—灰色を呈し、よく



第28図 勝潤層柱状図

成層した細—中粒砂岩層と礫岩層が互層して厚く発達している。このように幌内川本流域では粗粒堆積物が異常に厚く発達しているが、硫黄鉱山のあった白水沢以東の地域では、その厚さは20-30mと薄く、これらの地域では礫岩もより細粒で、花崗閃緑岩・デイサイトなどの細礫を含むアルコース質な細—中粒砂岩を主としている。このほか大岩生川上流部では局所的に凝灰岩薄層を挟んでいる。

中部層は、堆積成の硫黄鉱床を伴う泥質岩を主とする地層で、白水沢以東の地域に発達している。この中部の地層は、かつて稼行された硫黄鉱山の採掘によって自然露頭が乱されているところが多いが、第28図で示した地域で観察できる。

白水沢地域では、下部に暗灰色を呈する粘土質な泥岩と灰色を示す凝灰質細粒砂岩との泥勝ちの薄互層が発達している。この薄互層はそれぞれの単層の厚さが1cm程度で、湖成堆積物であることがうかがえる。全般的に軟かく、木幹や植物片を多く含んでおり、その上部には厚さ5-10cmの泥炭層を数枚挟んでいる。なお、硫黄鉱床はこの薄互層部にもわずかに認められるが富鉱部はないようで、旧奥尻硫黄鉱山(幌内抗)で採掘した鉱床は、その上部の泥岩層中のものである。上部の泥岩層は、硫黄物を多く含み黒色を呈する粘土質泥岩で、風化して灰白色を示し頁状に薄く剝離する特徴がある。その厚さは15-20mあって上部は軽石を含む砂岩礫岩層あるいはガラス質流紋岩に覆われている。

幌内川本流地域では、泥質岩ほとんど見られない。白水沢地域との間には東西方向の断層があって隔てられているが、上流部にかけて認められないことから、泥質岩が堆積する環境になかったと考えられる。

球島山西方の旧大岩生鉱山(釣懸坑)地域では、中部層の泥質岩は約35mあって、前述の白水沢地域と同様にその下部は凝灰質細粒砂岩と互層する黒色粘土質泥岩からなり、上部に硫黄鉱床を含む泥岩が発達している。なお、鉱山北部の小沢では下部層の粗粒岩をほとんど堆積せずに、この互層する泥質岩

第12表 勝澗層産出花粉化石表

(同定者, 佐藤誠司)

化石種	産地番号			大岩生川		幌内川	
	72090703	72090705		72090708	72090711		
		a	b				
Pinaceae	18	33	23	24	51		
<i>Tsuga</i>	3	—	—	—	—		
Taxodiaceae	—	4	5	2	2		
<i>Salix</i>	1	1	1	1	2		
<i>Carya</i>	2	—	—	+	—		
<i>Juglans</i>	+	—	—	2	—		
<i>Pterocarya</i>	2	—	—	3	2		
<i>Alnus</i>	8	10	21	54	22		
<i>Betula</i>	4	15	12	4	7		
<i>Carpinus</i>	6	+	2	2	2		
<i>Corylus</i>	1	+	—	—	—		
<i>Fagus</i>	2	—	1	1	+		
<i>Quercus?</i>	14	19	16	1	+		
<i>Ulmus</i> and <i>Zelkova</i>	6	1	—	+	+		
<i>Ilex</i>	—	—	—	—	+		
Triporate pollen gen. indet	4	3	2	1	3		
Tricolpate pollen gen. indet	27	14	17	4	7		

注: Pinaceae は *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉。属まで識別不能なものと可能なものが試料により異なるので一括。数字は比率(%)で、1%未満については+記号で示した。

が青苗川層の凝灰角礫岩を覆って発達している。この互層部には植物破片を多く含んでおり、これらに吸着した形のウラン濃集部があって、ウラン異状地として探査された(動力炉・核燃料開発事業団資源部東部探鉱室, 1972, 参照)。なお、この地域から第12表に示した花粉化石を産出した。

上部層は、白水沢の南枝谷及び球島山西方地域で認められる。前者では後述する勝澗山流紋岩のガラス質流紋岩溶岩を覆って発達している。ここでは、下部に流紋岩の岩片を含む礫質岩が数mあって、その上位に厚さ10数mの凝灰質細一中粒砂岩と泥質シルト岩の互層があり、更に上部には成層した砂岩層が10m以上認められる。球島山西方地域では、厚さ2-5mの凝灰質な細一中粒砂岩が、泥岩層の上に分布し、その上位には花崗閃緑岩の礫を多く含む礫岩が数m発達している。

化石は、ほとんどが中部層の泥質岩中からのもので、鈴木・園木(1936)は植物葉化石(*Salix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* sp.), 昆虫及び淡水魚などを産出している。なお、第12表に示した花粉化石群集の組成は、佐藤氏によれば更新世の極めて寒冷な気候を示すものとは異なるとのことである。花粉化石の組成と層序関係からその時代は鮮新世とした(秦, 1976 a, b)。

本層は、先にも述べたようにこれまで陸域であった内陸部に全く異なった形態で堆積盆が形成され、中部には堆積成の硫黄鉱床あるいはウラン鉱濃集部を伴う湖沼成の泥岩層が堆積しており、産出する化石からも陸域の環境にあったといえる。その堆積盆地の形成過程については解明されていない点も多いが、下部層の粗粒堆積物は、幌内川上流域においては異常に厚く、かつ、その堆積構造の傾斜角は一様でなく、向斜部の中心に向かって将棋倒し的な構造をもつことから、幌内川上流域を中心にした陥没性

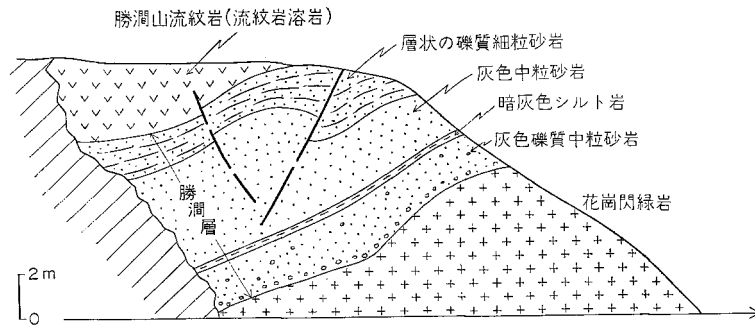
の凹地が堆積当初に形成されたものと考えられる。

IV. 8 勝潤山流紋岩 (Kr)

勝潤山流紋岩は、前述の勝潤層上部の堆積時に勝潤山を中心に噴出したガラス質流紋岩溶岩を主体とするものである。

本岩は、暗灰—灰白色で流理構造をもつ真珠岩（パーライト）を主とするが、緻密な黒曜岩から、軽石質のもの、あるいは自破砕状のものまでである。これらの産状・性質については、既に田淵・大楽（1957）、佐藤・白幡（1966, 1968）及び藤原（1975）によって述べられているところである。

本岩と下位層との関係は、幌内川流域及び北部のガロの沢上流部で観察できる。第29図はその一例を示したものであるが、ここでは勝潤層の比較的下部の砂岩層を覆って分布しており、更に下流小沢の上



第29図 勝潤山流紋岩と勝潤層との関係（幌内川上流、二股付近）



第30図 勝潤山流紋岩溶岩（流理構造をもつガラス質流紋岩溶岩）

第13表 勝澗山流紋岩の黒曜岩とペーライトの化学組成
(佐藤・白幡, 1966)

	Obsidian (massive type)	Perlite (pumiceous type)	Perlite (flow St. type)
SiO ₂	74.00%	73.98%	72.10%
TiO ₂	0.08	0.07	0.10
Al ₂ O ₃	12.79	12.77	12.86
Fe ₂ O ₃	0.84	0.84	0.76
FeO	0.65	0.66	0.38
MnO	0.11	0.10	0.17
MgO	0.68	0.62	0.60
CaO	1.46	1.44	1.36
Na ₂ O	3.38	3.38	4.10
K ₂ O	3.43	3.46	3.88
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.15
H ₂ O(+)	1.70	1.94	2.64
H ₂ O(-)	0.40	0.40	0.58
Total	99.63	99.75	99.68

流部で、この流紋岩溶岩は勝澗層上部の砂岩及び礫岩によって覆われている。なお、幌内川の北小沢及びガロの沢上流部では、勝澗層中部の硫黄鉱床を伴う灰色泥岩あるいは泥炭層を伴う暗灰色泥岩を覆って分布している。

噴出の中心と考えられる勝澗山周辺では、第30図に示されるような流理構造をもつ真珠岩質の溶岩が主で、比較的下部に黒曜岩を、基底部には層状の軽石層及び自破砕状の溶岩を伴っている。厚さは勝澗山付近で最も厚く70m以上ある。

真珠岩は、暗灰一灰白色を呈し、真珠光沢をもつ緻密なものと軽石質なものがあり、全体に細かい割れ目が無数に発達している。黒曜岩は

暗灰色でガラス光沢をもつ、比較的緻密なものであるが岩質は一様でなく、暗灰色で半透明な部分と灰色の透明な部分が、組合わさった形をなしており、全体に細かな割れ目にそって砕けやすい。

真珠岩及び黒曜岩は、ガラスを主体とするもので、鏡下では斑晶はいずれも少量の斜長石・黒雲母及び石英からなる。斜長石は自形を呈し、大きさは0.5-1.3mmである。黒雲母も自形を呈し、大きいもので0.7mm程度である。石英ほほとんどが融食形をなしている。石基は大部分がガラスからなり、微晶の斜長石・黒雲母・石英及びカリ長石を散含し、真珠岩組織一流理構造を呈している。

本岩の化学分析は、佐藤・白幡(1966)によって行われている。この化学組成を第13表として示した。

本流紋岩の噴出時期については、鈴木・園木(1935-1936)及び古館(1936)は、勝澗層上部層の堆積期とした。その後、藤原(1975)は中新統の青苗川層に含まれるものであるとしたが、前述のように勝澗層の中一下部層を覆い、上部層によって覆われることから、鈴木・園木(1935)と同様に勝浦層中一上部層堆積期といえる(秦, 1976 a, 1976 b)。ただ、その時代は、鮮新世と考えているが、玉生(1978)による真珠岩のフィッション・トラック年代測定で0.31±0.09Maという値が出されており、今後の研究課題として残されている。

IV. 9 岩 脈 類

本地域には新第三紀の岩脈及び岩床などの小規模な貫入岩が数多く存在する。地質図にはその主要なもののみを示した。その岩質は、ひん岩・流紋岩・安山岩・玄武岩及びドレイライトにわたる。なお、地質図の凡例では、それぞれの貫入時期に対応する位置に示したが、必ずしも時期を限定したものではない

IV. 9. 1 ひん岩

ひん岩には、石英ひん岩と輝石ひん岩とがある。これらは、岩質及び変質程度から青苗川層群の堆積

時期の貫入になるものと考えられる。

石英ひん岩 (Q) は、北西部の屏風立岩から湯の浜海岸にかけて、数条の岩脈として花崗閃緑岩を貫いて認められる。特に屏風立岩及び穴澗岬では、切り立った断崖をなし海蝕によく耐えている。石英ひん岩は、肉眼的には暗灰色を呈する斑状の岩石で、斑晶鉱物として黒雲母の顕著なものと、斜長石の多いものなど多少の差異がある。本岩は鈴木・園木 (1935) により閃雲火山岩とされたものの一部に相当する。鏡下では、斑晶として黒雲母・角閃石・斜長石及び石英からなる。黒雲母は暗褐色を呈する自形一半自形で、大きさは0.5-3mmである。角閃石は大きさ0.5-1mmで、その外形を残すのみで絹雲母—緑泥石—方解石—石英—黄鉄鉱又は方解石などに完全に置き換えられている。斜長石は大きさ1-5mmで、灰曹長石の組成を示すが、部分的に著しい炭酸塩化などの変質を受けている。石英の大きさは0.5-1mmで、多くは融食形をなしている。石基は、長柱状の斜長石の多いピロタキシティックな組織を呈するが、一部には不明瞭となり、石英が斑状に発達するものもある。なお石基中には燐灰石及び少量のジルコンが伴われている。

輝石ひん岩 (P) は、中央東部の恩顧歌から赤石川—烏頭川流域にかけて、花崗閃緑岩類あるいは烏頭川層を貫く岩脈、小岩体として認められる。このひん岩は、鈴木・園木 (1935) により赤石玢岩とされたものにほぼ相当する。肉眼的には暗緑—淡緑灰色を呈する多斑晶質な岩石であるが、全体に変質を受けて脱色しており、新鮮な岩相はまれである。

鏡下では、斑晶は斜長石・単斜輝石及び角閃石からなる。斜長石は大きさ1-3mmで、大部分がアルバイト双晶を示し、灰曹長石組成のものが多く。単斜輝石は大きさ0.2-0.6mmで、多くは緑泥石などに変質している。角閃石は径0.2-1mmの卓状結晶として外形を残しているが、完全に緑泥石・絹雲母・緑れん石などに置き換えられている。なお斑晶が密に組合わさった部分では閃緑岩質の様相を呈している。石基は細粒完晶質で、柱状の斜長石と塊間状の石英とからなっている。変質鉱物は、緑れん石—緑泥石—絹雲母—曹長石—方解石—石英組合わせで、角閃石が完全に変質しているほか、斜長石や石基中にもこれらの組合わせの変質が綱状に発達している。特に絹雲母—石英による変質の進んだ部分には黄鉄鉱のほか閃亜鉛鉱が少量伴われている。

IV. 9. 2 流紋岩 (R)

流紋岩は、赤石川上流部で青苗川層の下部を貫く岩脈で、珪化などの変質を受けており、その貫入時期は青苗川層堆積期と考えられる。

肉眼的には淡灰色を呈し、少量の斜長石及び石英の斑晶が認められる岩石で、一部に流理構造も認められる。鏡下では、斑晶として斜長石及び石英からなる。斜長石は大きさ0.5-1mm程度、石英は融食形で大きさは0.4-1.1mmであるが、いずれも少量である。石基はガラス・微粒の石英及び斜長石からなり、流理構造が認められる。なお、全般的に珪化作用を受け、一部には細脈状の石英粒の濃集部が形成されている。

IV. 9. 3 玄武岩及びドレライト (B)

玄武岩及びドレライトは、花崗閃緑岩から新第三紀の千畳層に至る各地層を貫く岩脈あるいは岩床と

して本地域に数多く認められる。玄武岩の活動時期の主なものには、松江玄武岩層、釣懸層及び干畳層堆積期のものがあり、これらの岩脈類は同一時期に貫入したものとはいえないが、地質図には一括してこれらの主なものについて示した。

玄武岩は、帯緑暗灰色—黒色を呈する緻密な岩石で、かんらん石普通石玄武岩あるいは普通輝石かんらん石玄武岩に属するものである。

主なものとしては、基盤の花崗閃緑岩を貫く岩脈として、東海岸の長浜地域と北西部の幌内地域で認められる。長浜地域の小倉川入口の岩脈は規模が大きい。この岩脈は、かんらん石輝石玄武岩で、鏡下で斑晶は普通輝石及び斜長石からなり、かんらん石をまれに伴っている。普通輝石は大きさ0.5-0.6 mmで、斜長石は最大2×3 mmある。石基は卓状の斜長石及び普通輝石からなり玄武岩組織をなしている。全体に緑泥石—曹長石—石英—不透明鉱物の組合わせによる変質を強く受けている。

北東部の東風泊から勘太浜に至る海岸地域で、釣懸層の火砕岩部層を貫いて露出する数多くの岩脈は、主として玄武岩の火砕岩からなる火砕岩部層堆積時のものと思われる岩脈で、その貫入方向はN30-60° W方向とこれと斜交するN40-70° E方向のものが多い。

岩質はドレライト質なかんらん石普通輝石玄武岩で、鏡下では斜長石と普通輝石がオフィチック組織を示している。斜長石は平均の大きさ0.15×0.5 mmで、An40-60のものが多い。普通輝石の大きさは0.2-0.4 mmで比較的新鮮なものが多い。かんらん石は少量であり、これらの周辺部はモンモリロナイト—サポナイト化が進み丸味を帯びている。このほか、斜長石の結晶間を埋めてモンモリロナイト及びサポナイトが生成している。

南部の群来岬で認められるドレライトは、秦・山口（1968）によって報告されているように、岩床状の形態を示すもので、干畳層堆積時期の貫入岩体と考えられる。その中心部は粗粒完晶質で斑れい岩の岩相を示すかんらん石普通輝石ドレライトで、鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石・かんらん石及び少量の鉄鉱からなり、オフィチック組織をなしている。斜長石は自形で双晶をなしており、大きいもので2 mmぐらいある。これらは曹長石（An65内外）の性質を示すものが多いが、割れ目にそって沸石などができている。普通輝石は自形—半自形を示し、比較的新鮮で量が多い方である。かんらん石はほぼ自形を示すが、蛇紋石あるいは細かい不透明鉱物を含む粘土鉱物に完全に変っている。そのほか、トムソン沸石をとこところに生じている（島津、1968）。

IV. 9. 4 安山岩 (A)

安山岩の岩脈には、主なものとして中央東部海岸で奇岩をなしている鍋釣岩（第5図参照）と、南西部海岸でのホヤ石がある。前者は仏沢層を、後者は米岡層を貫く斑晶の目立つ角閃石安山岩—黒雲母含有角閃石安山岩岩脈で、いずれもその時代は鮮新世と考えられる。

鍋釣岩のものは角閃石安山岩で、鏡下で斑晶は斜長石・角閃石・普通輝石及び鉄鉱からなる。斜長石は自形—半自形で中性長石（An30-50）の性質を示す。大きさは0.5-1.3 mm程で、炭酸塩化を受けているものも多い。角閃石は淡黄褐色から褐色の多色性（X=淡黄褐色、Y=緑褐色、Z=褐色）を示し、その周縁部はオパサイト化している。普通輝石は自形を呈し比較的新鮮である。石基は小卓状の斜長石、少量の普通輝石、鉄鉱及びガラスからなり、ガラス基流晶質である。なお、粗粒な部分には角閃石

を伴い、ガラスが一部モンモリロナイト化している。

ホヤ石の岩脈は、より細粒な岩石のゼノリスを含む黒雲母含有角閃石安山岩で、鏡下では斑晶は斜長石及び角閃石からなり、まれに黒雲母を伴っている。斜長石の大きさは0.4-1.2mmで、中性長石の性質を示すものが多いが、灰曹長石の性質を示すものもある。角閃石は淡黄から褐色の多色性を示し、周縁部はオパサイトあるいは緑れん石が生成し丸味を帯びた形になっている。黒雲母の周縁部には微粒の不透明鉱物が集合している部分がある。石基は小卓状の斜長石及びガラスからなり、ガラス基流晶質で一部に燐灰石を伴っている。なお、石基中にも緑れん石の微粒長柱状結晶が生成しており、角閃石の周縁部のもも含め、弱い熱水作用による緑れん石作用が行われたものと認められる。

このほか、神威山層を貫く角閃石安山岩の岩脈が認められる。

V. 第四系

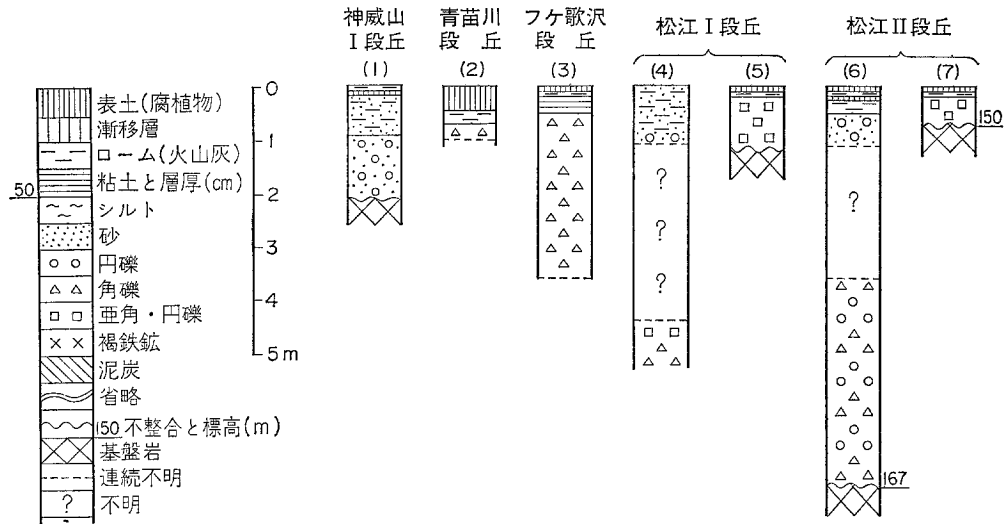
本地域に分布する第四系は、海成段丘堆積物・河成段丘堆積物・沖積層・砂丘砂及び火山灰からなる。

V. 1 海成段丘堆積物

本地域に発達する海成段丘の概略については、地形の項で述べてあるので、ここではこれまでの研究者による段丘区分の対比と、堆積物について述べる。なお、各研究者による段丘区分の対比は第14表

第14表 奥尻島における段丘面区分の対比

渡辺(1928)	鈴木・園木(1935)	宮浦(1975)	本報告
		H ₁ 面	神威山I面
		H ₂ 面	神威山II面
	第I段丘	H ₃ 面	青苗川面
第I段丘 第II段丘	第II段丘 第III段丘	第1段丘面	フケ歌沢面
第III段丘	第IV段丘	第2段丘面	松江I面 松江II面
第IV段丘	第V段丘	第3段丘面	赤石面
第V段丘	第VI段丘	第4段丘面	米岡面
第VI段丘 30m段丘	第VII段丘 第VIII段丘	第5段丘面 第6段丘面	寺屋敷面 赤石岬面
第VII段丘	第IX段丘		青苗岬面



第31図 海成段丘

に、堆積物の柱状図は第31図に示した通りである。

神威山 I 段丘は、神威山付近の平坦面を形成するものである。この面は渡辺（1928）によって地形的に海岸段丘であることば明らかであるとされたが、堆積物については記述されていない。その後、秦・矢島（1970）及び瀬川（1972）によって、段丘堆積物と思われる厚さ1m以上の円礫層が確認された（第31-1図参照）。この円礫層は、一部はクサレ礫化した安山岩を主とする円礫層で、円形度（KRUMBEIN, 1941の roundness, 以下いずれもKRUMBEINによる）は、0.6-0.8程度である。この段丘は宮浦（1975）によって高位面 H_1 とされている。なお、羽田野（1978）は、本段丘に相当するものとして、小佐渡の経塚山西方の高位海成平坦面を報告している。

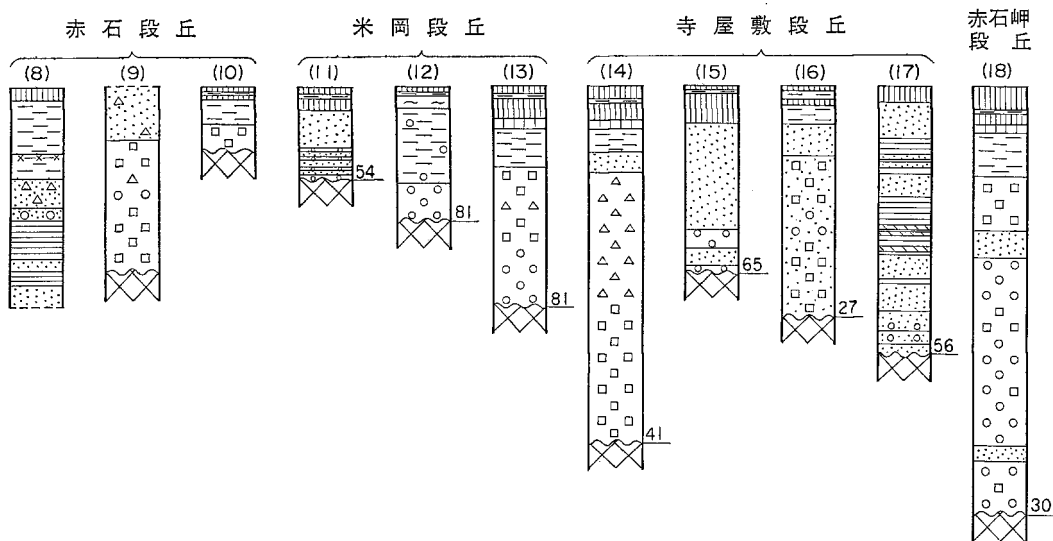
神威山 II 段丘は、神威山 I 段丘の周辺に分布する平坦面で、宮浦（1975）の高位面 H_2 に相当する。本段丘の堆積物は明らかでない。

青苗川段丘は、特に青苗川上流兩岸や球浦開拓付近の400-300m位の高度に見出される。高位の面であるため、やや起伏に富んでいる。この段丘は鈴木・園木（1935）の第1段丘に、宮浦（1975）の H_3 に相当する。

本段丘堆積物は、青苗川上流右岸の380m三角点付近の露頭（第31図-2）で、基盤の青苗川層の風化生成物と考えられる安山岩などの亜角一亜円礫層が厚さ30cm程度堆積しており、円形度は0.4-0.7位である。青苗川上流左岸の284.3m三角点付近の露頭では、角礫混じりの凝灰質砂層からなり、礫の円形度は0.4-0.5程度で円礫は全く見出されない。

北部でも堆積状況は同様であって球浦開拓付近では、青苗川層を覆って、厚さ20cm程度の安山岩の角礫層か、あるいはローム中に角礫が散含する程度である。これらの事実は、青苗川段丘が波食作用下で形成されたと考えられるが、堆積物もあまり堆積させる環境下になかったものといえる。

フケ歌沢段丘は、南部・東部及び北部に比較的連続よく分布し、島の中央部に向かって高度を増す傾



堆積物柱状図

向が見られる。この段丘面は南部地域では明らかな旧海食崖を背後にもつもので、宮浦（1957）の第Ⅰ段丘面に渡辺（1928）の第Ⅰ・Ⅱ段丘に、鈴木・園木（1935）の第Ⅱ・Ⅲ段丘に相当する。なお、この段丘に対比される河岸段丘が青苗川上流左岸に見出される。

本段丘堆積物は、青苗川支流の左股川上流の標高284.3m三角点の南の露頭（第31図-3）では、基盤岩との関係は明らかでないが、層厚3m以上の角礫層（円形度0.4以下、平均3cm大）が堆積している。この角礫層は凝灰質砂を基質とし、青苗川層由来の凝灰岩・安山岩等の角礫からなっている。北部地域における堆積物もまた、その大部分は角礫層からなるが、一部には花崗閃緑岩の円礫が認められる所もあって一様ではない。

このほか、球島山南西部の道路沿いで、本段丘堆積物と思われるものとして、泥炭を伴う粘土層の露頭が認められる。この粘土層は厚さ約1.5mで、その中の泥炭（厚さ約30cm）の花粉分析の結果（*Pineaceae* 65%, *Betula* 15%, *Tsuga* 15%, *Alnus* 2%）からは、極めて寒冷な気候が想定されるものである。植物種子としては *Picea* sp., と淡水性の水草の *Potamogeton fryeri* と *Nuphar* cf. *akashiensis* が産出する。また淡水性の珪藻化石（*Stephanodictya astraea*, *Cocconeis placentula*, *Synedra ulna*, *Epithemia zebra*, *Epithemia soresx*, *Cymatopleura solea*, *Rhopalodia gibba*, *Fragilaria construens*, *Gomphonema constrictum*, *Rhopalodia gibberula*, *Gomphonema parvulum*, *Pinnularia hemiptera*, *Eunotia flexuosa*, *Neidium iridis*）も多く見いだされることから、この粘土層は海岸線の奥地に形成された湖水堆積物あるいは潟湖堆積物と考えられる。

松江Ⅰ段丘は、南部では松江部落北部付近にのみ見いだされ、また場所により漸移する関係を松江Ⅱ段丘との間に示している。島の東部や北部では比較的連続がよいが、それほど広い分布を示していない。なお、松江Ⅰ段丘とⅡ段丘は渡辺（1928）によると一括して第Ⅲ段丘とされ、鈴木・園木（1935）では同じく第Ⅳ段丘、宮浦（1975）では同じく第2段丘面とされている。

本段丘堆積物は、青苗川支流左股川流域の標高239.6m三角点の南西地点（第31図-4）では、最大35cm大の花崗閃緑岩や青苗川層群の玄武岩及び安山岩の亜円礫—亜角礫よりなる。これらの礫はいずれも現地の基盤岩より由来したもので、現地付近で波食作用を受け、一部が亜円礫化し（円形度0.6-0.7）、一部は角礫（円形度0.3）のままに残ったものと思われる。なお、安山岩礫は角礫が多く、クサレ礫化している。島の北部の宮津部落西では、10cm大の安山岩角礫（円形度0.3-0.4）のみがローム層を基質として薄く堆積しているにすぎない。球浦部落西の堆積物は（第31図-5）、最大80cm大、平均10cm大の亜角、亜円礫よりなるが、安山岩礫が多く、層厚は薄く、1m程度の所も見いだされる。この礫層は基盤の青苗川層主部より由来したものと思われる。

松江Ⅱ段丘は、南部の松江部落北部では松江Ⅰ段丘の下方に存在し、所により両者は漸移関係を示している。島の北部では稲穂付近に比較的広く、宮津部落の西にも見いだされる。

本段丘堆積物は、島の南部では花崗閃緑岩の基盤（標高167m）の上に不整合をなして、極細粒砂を基質とした礫層がのる（第31図-6）。礫層は途中不明な所があるが層厚約7m余の亜角—円礫層で、礫径は下部に大きく（最大46cm大、平均20cm大）、上部にやや小さくなる（最大12cm大、平均7-8cm大）。円形度は0.5-0.9で、一般に0.7-0.8のものが多い。礫種は下部では玄武岩、花崗閃緑岩が多く、上部では玄武岩を多く伴っている。

北部の宮津付近の堆積物は（第31図-7）、標高150mで青苗川層からなる基盤岩を切って、その上に亜円礫層が（円形度0.5-0.6）発達している。この礫層の厚さは50-100cm程度である。最大礫は70-80cm大と大きく、安山岩礫が多い。

稲穂及び海栗前部落に面した地域では堆積物は薄く、基盤岩の風化角礫のみよりなるか、あるいはほとんど礫層をのせていない。したがって島の南部ではこの面の堆積物はやや厚く、北部では薄い傾向がみられる。

赤石段丘は、連続のよい海成段丘であり、西部を除けばほぼ全島にわたって分布している。これは渡辺（1928）の第Ⅳ段丘、鈴木・園木（1935）の第Ⅴ段丘、宮浦（1975）の第3段丘面に相当する。宮浦（1975）によると、この段丘の旧汀線で最も低い値を示すのは南東部の弥右衛門岬の北の110m、最も高い高度を示すのは北部の球島山山麓の177mで、北側ほど高く、南に漸減する傾向を示している。瀬川（1972）も既にこの傾向のあることは指摘しており、島の南部では旧汀線高度が西から東へ140-120mと漸減し、東岸では南から北に赤石岬方面に120-140-160mと高度が増している。しかし、この傾向は北方までは続かず、稲穂岬方面では再び低くなり、140-130mとなっている。すなわち隆起の軸がほぼ神威山と鍋釣岩を結ぶ東西の綿付近にあったと考えられる。これを仮に神威山—鍋釣岩隆起線と称する。

本段丘堆積物は、青苗川右岸では、下部に粘土と砂、あるいは粘土とシルトの互層よりなり、上部にクサレ礫を含む砂礫層をのせている（第31図-8）。このような下部の互層は、湖水堆積物あるいは潟湖堆積物として形成されたものと考えられる。上部の礫は安山岩角礫が多い。松前部落付近での堆積物は、玄武岩よりなる基盤岩の上に約350cm程の層厚をなして角—円礫層がのっている（第31図-9）。角—円礫は安山岩礫、玄武岩礫で、一部はクサレ礫化し、安山岩礫が多く、そのほかまれに花崗閃緑岩の礫を混じえることもある。

赤石部落付近での堆積物は、花崗閃緑岩の円礫が多く、北部の稲穂部落や海栗前部落付近では基盤岩の上にほとんど段丘堆積物をのせていない。宮津部落付近では層厚わずかに50cm程度で（第31図-10）、礫は最大35cm、平均7-8cm大の安山岩亜円礫がのっている（円形度0.5-0.6）。

以上のように同じ赤石面であっても堆積物の種類や大きさは違っているが、一般に薄い堆積を示している。

米岡段丘は、奥尻島において、最も連続のよい段丘であり、西海岸を除く海岸地域に広く分布している。この段丘は渡辺（1928）の第V段丘、鈴木・園木（1935）の第VI段丘、宮浦（1975）の南の第4段丘面、北の第5段丘面に相当する。

宮浦（1975）によると、この段丘面高度は南東部の弥右衛門峠北で68m、北西部の磯谷岬で130mとなり、北西に高度を増している。

瀬川（1972）によると、同じく北に高度を増す傾向がみられる。しかし、南部の場合には西から東に100-80mとやや高度を減ずる傾向がみられ東岸では南から北に80-100-120m、北岸では100-90mとなり、赤石段丘と同様に神威山—鍋釣岩隆起線を境として、南と北に低くなる傾向がみられる。

米岡段丘に対比される河成段丘が釣懸川において、その下流右岸にのみ見いだされる。これに対比されるべきものは左岸には見いだされない。すなわち、このように河成段丘が非対称的配置をしていることは、後述の寺屋敷段丘の場合と合わせ考えて、この付近では南高一北低の運動が存在していることを推定させる。

基盤岩高度は小カカリ岩付近で58m、赤石川河口右岸付近で60m、釣懸川河口左岸で81m、勘太浜付近で81-82mを示している。基盤岩高度では、少なくとも東海岸においては、南から北に高度を増す傾向を示している。しかし、神威山—鍋釣岩隆起線は基盤岩高度では明らかでない。すなわち、基盤岩高度が鍋釣岩付近においても、勘太浜付近においても等高度を示すが、これは、前者が傾斜をなしている段丘面において、旧汀線より離れた前面に当たる位置の例であり、後者は旧汀線に近い場所に位置していることが影響していると思われる。また、赤石川右岸と釣懸川左岸において、基盤岩高度に約20mの大きな差のあることは、釣懸川下流付近を東西に走る断層の影響と考えられる。

本段丘堆積物は、島の南岸の標高74m三角点南方の神社付近（第31図-11）では、亜円礫を含む砂層を主体とした堆積物か、あるいは礫層と砂層の互層からなる。礫径は一般に小さく、円形度は高い。ここでは堆積物は比較的薄く、かつ、淘汰のよいことから、旧汀線より沖合に遠く離れた地点での堆積物であることを示している。これに対して、大カカリ石の南や小カカリ石付近では、その堆積物が比較的厚く（全体の厚さが5-9m）、基盤岩由来の花崗閃緑岩の礫が多く、下部を除いて円形度が低い傾向がみられる。これはこの付近で後背地が狭く、背後より供給された花崗岩類の礫がすぐ海中に堆積し、しかも円礫化する期間が短かく、上部では崖錐的な性格をもつことを示している。赤石岬付近の堆積物（第31図-12）は、最大50cm大以下の亜円礫が1-2mの層厚をなして堆積し、礫種は安山岩が多く、流紋岩も混ざっている。勘太浜付近の堆積物（第31図-13）は、基盤岩の上に層厚3m未満の礫層が発達している。下部は円礫（円形度0.7-0.8）、上部は角礫層（円形度0.4）からなり、下部は60cm大の礫も包含されるが、上部では10cm大以下であり、いずれも安山岩礫が多い。

寺屋敷段丘は、南部地域の寺屋敷から初松前にかけて広く発達しており、西海岸では狭い断続した段

丘面となっている。このほか赤石岬付近や北部海岸にも点在している。この段丘は渡辺（1928）の第Ⅵ段丘、鈴木・園木（1935）の第Ⅶ段丘、宮浦（1975）の第5段丘面に南部では相当するが、北部では第6段丘面に相当する。

本段丘は宮浦（1975）によると、南部地域では西側の47mから東側の37mまで高度を減ずるが、東海岸においては弥右衛門岬の西の35mから、稲穂岬の90mまで北へ高くなるとされている。瀬川（1972）によると、本段丘面の旧汀線高度は砥石部落（旧寺屋敷部落）付近で43m、標高74.0m三角点の南東部で38m、富里部落西方で46m、初松前部落付近で33-35mとなり、一高一低を繰り返している。基盤岩高度においても同様であり、観測地点は少し離れるが、奥尻空港南の崖で32m、青苗小学校付近で18m、初松前部落付近では同じく18m、初松前と松江両部落の中間で30m、松江部落の神社付近で25m、弥右衛門岬付近では31-32mとなって、同じく一高一低を繰り返していると言える。このことは、基盤岩の地質構造で空港と青苗小学校間の向斜構造と初松前部落の東部の断層構造（北西-南東方向の青苗川断層）などの影響が基盤岩高度の急変となって、現れているものと思われる。

なお、本段丘は、砥石部落から青苗岬にかけて、北の平坦な面と南のやや傾斜した面とに分れているが、これは撓曲運動を受けたためと考えられる（瀬川，1972）。また、赤石岬付近ではこの撓曲運動に波食作用が加わり、しかも神威山-鍋釣岩隆起線に近いため隆起量が大きいことも影響し、段丘面が二つの面に分れている。瀬川（1972）はこの二つの面を同一のものとして表示したが、渡辺（1928）は赤石岬において30m面を特別に区別し、鈴木・園木（1935）は釣懸川南にのみ存在する40m面を第Ⅷ段丘として類別し、宮浦（1975）は第6段丘面を赤石岬より北に広く分布すると報じたことを考慮し、赤石岬付近の段丘面を寺屋敷段丘と赤石岬段丘に類別した。

本段丘に対比される河成段丘が釣懸川下流右岸にのみ見出される。釣懸川の河成段丘は前述したように、米岡段丘と寺屋敷段丘に対比されるものが右岸（南岸）にのみ見いだされる。現河道は釣懸川下流部を東西に走る断層の影響を受けているとみられるが、本段丘面の旧汀線高度は赤石岬付近で60-80m、奥尻島北岸では60-40mを示しており、赤石面、米岡面に見られたと同様に、ここでは南高一北低の地盤運動があり段丘高度に大きな影響を与えているものと思われる。すなわち、このことは神威山-鍋釣岩隆起線の存在を裏付けていると思われる。

南部の西岸における基盤岩高度は、北から南に51m、41m、36m、更に青苗岬付近では6.5mと順次低下しており、北部東岸の弁天岬付近では30-45m、北岸では30mあるいは56mとなり、段丘面の切られた位置による違いを高度において示している。

本段丘の堆積物は、西岸の断続した地域（第31図-14）では、後背地の影響を強く受け、基盤岩由来の安山岩角礫-亜角礫や円礫層を厚く堆積している。しかし、段丘の内部に位置する所では、粘土層や泥炭層と砂層の互層をなす所もある。南部地域の広い段丘面をなすところでの堆積物（第31図-15）は、下部に礫層を伴うこともあるが、一般的には砂層が多く、旧汀線よりも遠く沖合に離れた場所で堆積したことを示している。また、青苗川河口から初松前部落付近の堆積物においては花崗閃緑岩の礫が見出される。この付近で花崗閃緑岩が分布するのは初松前部落付近のみで、これより西方には見いだされない。したがって本段丘形成当時の古沿岸漂流は東から西へ流れていたものと思われる。また、この礫の径が東から西に、60cm大から10cm大まで次第に小さくなり、かつ、円形度が東から西に0.6-0.7か

ら0.8に变化することも、このような古沿岸漂流の存在していたことを裏付けている。そしてこのような沿岸漂流が現在も存在することは、青苗川や、青苗川に平行して海に注ぐ他の河川が、いずれも海に注ぐ時に、その河道を西に曲げていることから推定できる。

東海岸では段丘面が狭く、西海岸の場合と同様、後背地の影響を強く受けている。赤石岬では基盤岩の花崗閃緑岩上に厚さ約3mの亜円―円礫層が堆積している（第31図-16）。礫種は安山岩・珪質岩及び花崗閃緑岩の礫が主なものである。なお、恩顧浜の南では礫層の上位に泥炭層が堆積しているところがある。この泥炭層中の木片から26,500±1,300y. B. P. という¹⁴C年代が得られている（宮浦, 1975）。

北部地域では、一般に円礫―角礫層や砂層を主体としているが、稲穂部落南部（第31図-17）のように砂層と粘土層、あるいは泥炭層の互層が5m以上堆積するところも見られる。

赤石岬段丘は、赤石岬付近にのみ分布する段丘で、渡辺（1928）の30m段丘、鈴木・園木（1935）のⅧ段丘、宮浦（1975）の赤石岬付近における第6段丘面に相当する。しかし宮浦（1975）の北海岸の第6段丘面は寺屋敷面に対比される。

本段丘面はほぼ40m程度の旧汀線高度を示し、その基盤岩高度は赤石岬や鳥頭川付近では17-19mと等高度をなしている。しかし、釣懸川左岸では約30mの高度を示し急に高くなる。これは前述したように釣懸川に沿って東西に走る断層の影響を受けているものと見られる。

本段丘堆積物は、礫層を主とし、薄いところでは厚さ1.5m程度で、厚いところでは6.5mにも達する（第31図-18）。礫の円形度は亜円礫から円礫で、一般に花崗岩類の礫や安山岩礫が多く、そのほかに珪質岩の礫や流紋岩礫を伴っている。礫径は最大90cmのものも見出される。

青苗岬段丘は、最下位の段丘で、渡辺（1928）のⅦ段丘、鈴木・園木（1935）のⅨ段丘に相当する。旧汀線高度は4m程度で、縄文海進当時に形成されたものであり、沖積段丘である。青苗岬、青苗部落、谷地、稲穂岬等の限られた場所のみ分布する。この段丘は殆んど堆積物をのせないところ、泥炭層や砂層をうすく堆積しているところが見いだされる。

V. 2 河成段丘堆積物

河成段丘堆積物は、青苗川及び釣懸川流域で小規模に認められる。これらの段丘については海成段丘堆積物の項でも述べたが、青苗川では海成段丘のフケ歌沢面に対比される河成段丘が上流部左岸に見られる。また釣懸川では下流部の右岸（南岸）に、海成段丘の米岡面と寺屋敷面に対比される2段の段丘が分布している。段丘堆積物は、いずれも厚さは1-3mで礫及び含礫砂からなっている。

なお、これらの段丘は分布が小規模なので地質図では表現しなかった。

V. 3 沖積層

沖積層は、各河川の下流沿岸地域及び海岸地域に発達している。しかし、河川沿岸地域でも海岸地域においても、いずれも狭小な分布をなしているにすぎない。河川沿岸のものとしては青苗川下流部に発達するものが最大であるが、その幅は最大でも500m内外にすぎない。青苗川下流における堆積物は、

主に河成の礫や含礫砂からなり、一部に砂質泥を伴っている。海岸地域では一般には海食崖の前浜に、狭小な幅で形成されているもので、一般に砂浜は少なく、堆積物は礫及び含礫砂からなっている。砂浜の分布が比較的広い地区としては、北の稲穂岬地域と南の初松前から青苗にかけての地域があり、ここでは砂丘が形成されている。また、浜堤の砂質堆積物も見いだされ、砂丘の後背地域には飛砂の混じった砂が薄く分布している。

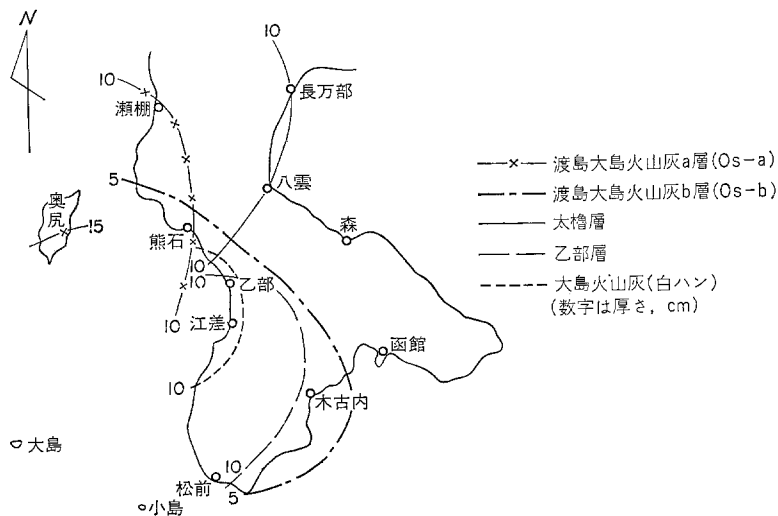
V. 4 砂 丘 砂

南部の初松前から青苗に至る海岸地域には、ほぼ2列の砂丘が海岸線に平行して断続的に形成されている。砂丘の比高は5-6mで、赤川・青苗川などの河口部分を除いて発達している。これを構成する砂は、分級のよい細一中粒砂で、多量の石英質粒と少量の岩石粒からなり、著しい斜層理を示す部分もある。

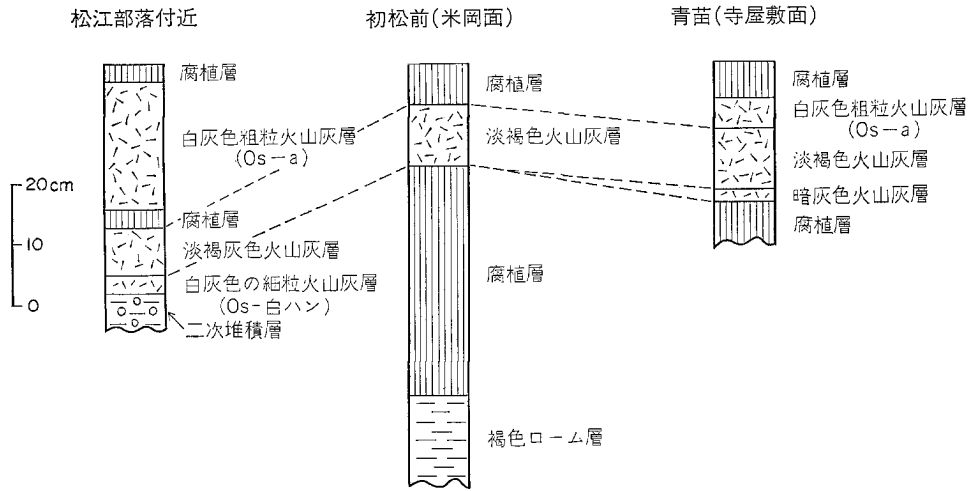
V. 5 火 山 灰

火山灰層は、主として段丘堆積物上に発達する完新世の腐植層中に3-4層認められる。奥尻島を含めた渡島半島南部地域の火山灰層については、山田（1958）・佐々木ほか（1970）・北海道火山灰命名委員会（1972）及び佐々木・片山（1980）などによる詳しい研究報告がある。ここでは、佐々木・片山（1980）による渡島半島南西部地域の火山灰層序の紹介と、奥尻島に分布する火山灰層の対比などについて述べておく。

佐々木・片山（1980）による渡島半島南西部地域における火山灰分布図は第32図に示された通りで、火山灰層序は下位から大島火山灰（Os白ハン）・乙部層・太櫓層・渡島大島火山灰b層（Os-b）及び渡



第32図 火山灰分布図（佐々木・片山，1980による）



第33図 火山灰層柱状図

島大島火山灰 a 層 (Os-a) とに区分されている。乙部層及び太櫓層は噴出源不明とされているが、そのほかは南方の渡島大島の火山噴出物とされるものである。

奥尻島に分布する火山灰についての調査は不充分であるが、南部地域で第33図に示すような火山灰層が認められる。これらのうち、色調・粒度及び内容物から、松江部落付近では下部にOs白ハンに対比されるものと、上部にはOs-aと認定できるものがある。ただ、中部に発達する淡褐色火山灰層は、内容物からはOs-bと考えられるが色調は太櫓層に近いもので断定できない

大島火山灰 (Os白ハン) は、白灰色細粒の火山灰である。佐々木ほか (1970) によると青苗地域で厚さ約10cmとされているが、松江部落付近の露頭で約3cmしか認められなかった。

渡島大島火山灰 a 層 (Os-a) は、灰白色を呈する細粒の火山灰で、降灰年代は1741年とされている。佐々木・片山 (1980) によると、厚さは青苗で25-30cm、北部の稲穂岬で20cmとされている。本調査では第33図に示したように、松江部落付近で約21cm、青苗の寺屋敷面上で約5cmを認めたにすぎない

淡褐色火山灰層は、松江部落付近でOs白ハンの上位に厚さ約8cmで認められる。淡褐色を呈する細粒火山灰で、大半は火山ガラスからなるが有色鉱物として普通輝石のほか少量の角閃石やかんらん石を伴っている。この火山灰層に相当するものは、初松前で約10cm、青苗の寺屋敷段丘で約10cm、青苗中学校グラウンドの崖で約7cm、青苗灯台付近で約4cm、砥石部落付近で約6cm、千畳付近で4-10cmの厚さで見いだされる。

なお、1724年 (享保9年) 春に神威山が噴火し火山灰を降らしたとの記録 (「奥尻島探討記」奥尻町史, 1968紹介) があるが、これまで噴火口及び火山灰は確認できなかった。

VI. 地史及び地質構造

基盤をなす中生代の奥尻層及び藻内火山岩類は、西部地域にのみ分布する。これらは白亜紀の進入になる花崗閃緑岩を主とする深成岩類の上位にルーフペンダントとして存在するもので、これらは熱変成

を受けてホルンフェル化している。流紋岩溶結凝灰岩を主とする藻内火山岩類の厚さは、現在露出する部分では数100m程度のものであるが、先年行われた北方海域武蔵堆における海底地質調査の結果で、白亜紀の流紋岩溶結凝灰岩が認められている (YUASA et al., 1978)。また、対岸の渡島半島の上ノ国地域にも、同様の流紋岩溶結凝灰岩が存在する (河田・金, 1978) ことから、本島を含めた非常に広範囲な地域にかけて白亜紀の流紋岩質溶結凝灰岩が発達していたものと考えられ、地史的に重要な位置を占める酸性火山活動といえる。

花崗閃緑岩類は、新第三系の地層に覆われていて、大きくは4地域に分れて露出しているが、その岩質は中粒均質な角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とするもので同一岩体と見なされる。なお久保 (1982) はこの花崗閃緑岩類を、奥尻島の北西部に中心をもつ累帯深成岩体と考えている。

新第三系は、前期中新世のいわゆるグリーンタフ変動に伴う、火山活動に始まり、青苗川層群の堆積が行われている。本地域でその活動は南西部を中心とした松江玄武岩層の玄武岩の活動に始まり、中央東部の鳥頭川層の流紋岩の活動、南西部の青苗川層下部のデイサイト及び安山岩の活動に引き続いて、北部を中心に輝石安山岩の活動が行われている。これらは、いずれも陸域における環境で堆積されており、この時期には対岸の渡島半島と同様な地史をたどっている。

本島地域が海進を受けたのは、前期中新世末から中期中新世にかけての釣懸層の堆積に始まる。釣懸層は南部の青苗川地域と北東部の釣懸一宮津地域にのみ分布し、両地域ともその堆積は下位の青苗川層群を含めた基盤に対してアバットする形態であって、この時期にも本島が完全に海面下に没することはなかったと考えられる。海進初期の堆積物は両地域とも同様の貝化石を含む浅海成の砂岩及び礫岩を主とする地層からなるが、その上部は南部では有孔虫・珪藻及び放散虫などの化石を多く含む泥岩を、北東部の宮津地域では流紋岩・玄武岩及び安山岩などの火山活動が活発に行われている。この火山活動は対岸の渡島半島の訓縫統の火山活動に相当するものと考えられる。

引き続き中期中新世後半からの海成層の発達も悪く、本地域では局所的に分布するにすぎず、かつ、これらの地層は下位の地層に対してすべてアバットする堆積形態を示しており、本島域は対岸の渡島半島とは異なり、非沈降地域であったといえる。

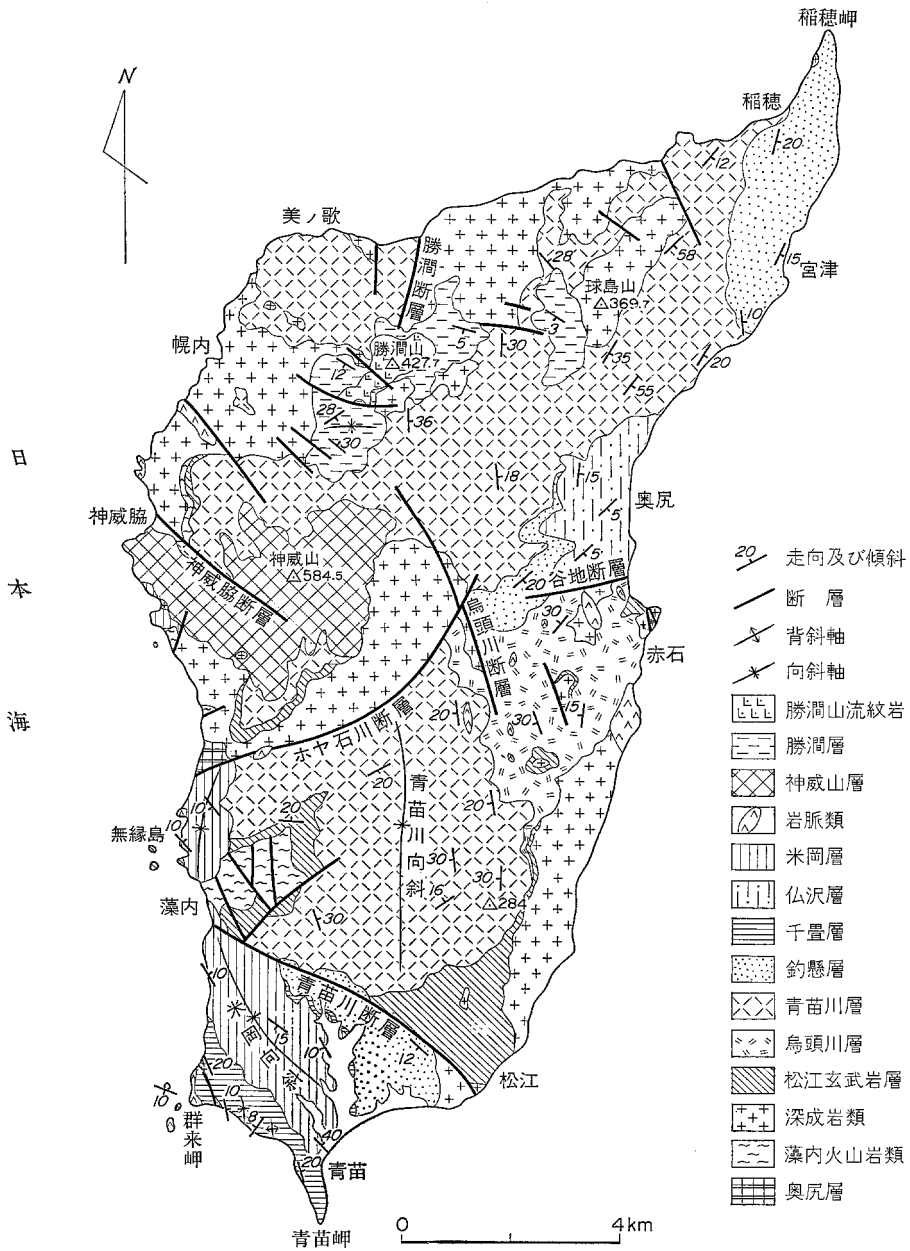
すなわち、東北日本から北海道にかけて広く発達する珪質頁岩層を堆積した時期に当たる千畳層も南部のごく限られた地域にしか分布しない。その上位の後期中新世末から前朝鮮新世を指示する珪藻化石を多量に含む仏沢層、米岡層もまた南西部や中央東部の海岸側の一部に分布するにすぎない

それ以降の新第三系の堆積岩は、いずれも非海成層で堆積の場もそれぞれ異にしている。中央西部の神威山を中心とする輝石安山岩の火砕岩を主とする神威山層と、その北部に湖沼成の堆積物を含む陸成層からなる勝澗層が発達している。なお、この時期には勝澗山を中心とする勝澗山流紋岩 (ガラス質流紋岩) の活動がある。

本島地域は、その後完全に海面下に没するまでの運動があつて、第四紀更新世以後に現在の島を形成するような上昇運動があつたといえる。そのことは島の最高峰をなす神威山山頂部の段丘を含め、11段の海成段丘が発達していることから分かる。

褶曲構造及び断層構造は、いずれも最終的には鮮新世末に完成されたものである。

地質構造概念図は第34図に示した。



第34図 地質構造概念図

褶曲構造の主なものとしては、南部地域での青苗川向斜及び米岡向斜があり、そのほかに、青苗一群来岬海岸地域での小さな背斜と向斜構造、烏頭川地域における小向斜構造などが認められる。北部では勝淵層の一部に認められる向斜構造がある。これらの褶曲構造の大半は南北系の軸をもち、東北日本—北海道にかけての新第三系が受けている褶曲構造の方向と一致するものである。ただ、勝淵層中に発達

する小向斜構造はこれと直交する東西方向をとっている。

青苗川向斜は、青苗川本流沿いにほぼ南北方向の軸をもって青苗川層中に認められ、その北部はNE-SW系のホヤ石川断層によって切られている。両翼の傾斜は共に20°内外で、軸部では10°以下と緩く、全体として底の浅い盆状構造を呈している。

米岡向斜は、青苗川河口地域から北部ホヤ石川地域にかけて米岡層を軸部として発達するもので、千畳地域でNW-SE系の青苗川断層によって切られ、横ずれしている。この向斜は南部でNW-SE方向へ、北部でNE-SW方向へ湾曲する形をなしているが、南北系の構造といえる。この向斜構造も青苗川向斜と同様に両翼の傾斜は20°内外と緩い。ただ、西翼南部の青苗市街地の崖では最大55°と急傾斜を示している。

青苗一群来岬海岸地域及び烏頭川地域の小褶曲構造は、いずれもその延長が1km程度で、その傾斜も10-20°と緩い。

北部の勝澗層中に認められる向斜は、東西方向をもつもので前述の南北系のものとは異なっている。その延長は1km以内と小規模なものであるが、応力場を異にした新第三紀末の運動とも見なされる。

断層構造は、NNW-SSE方向及びNW-SE方向のものと、これらの直交あるいは斜交するNE-SW方向及び東西方向のものとがある。

前者の系統の主なものには、烏頭川断層・神威脇断層及び青苗川断層があり、後者に属するものではホヤ石川断層及び谷地断層がある。

烏頭川断層は、烏頭川中流域から幌内川上流にかけて認められ、烏頭川左股川上流部で斜交するホヤ石川断層によって切られている。断層面はほぼ直立した東落ちの性格をもつ断層で、ホヤ石川断層の北では花崗閃緑岩類と青苗川層が、南では花崗閃緑岩類と烏頭川層及び釣懸層が変位している。

神威脇断層は、神威脇から神威山の南にかけて認められるもので、神威脇では花崗閃緑岩類と青苗川層とが接し、ほぼ直立した南西落ちの正断層である。なお、この北部の湯の浜地域には同系統の断層がある。ここでは北側落ちであって、神威脇一湯の浜ブロックの両側が相対的に落ち込んでいる。

青苗川断層は、南部の松江から千畳にかけて認められ、数100mの横ずれを伴う断層で相対的には南側落ちであるが、落差は小さく、その東端では逆の動きを示している。

NNW-SSE系及びNW-SE系の断層は、このほかに北東部の滝ノ澗地域、赤石岬、赤石川中流部及び藻内川地域で認められる。藻内川地域の藻内火山岩類中には、これらの系統のほか南北方向をもつものなど複雑に切られている。なお、これらの断層による裂れ目方向に、前一中期中新世の鉱化作用が行われており、より古い断層も含まれている。

ホヤ石川断層は、ホヤ石川流域から釣懸川中流域にかけて認められる。西部では基盤岩の奥尻層と米岡層が、中央部では花崗閃緑岩と青苗川層群の地層が接しており、断層面は南へ75-90°と急傾斜した、南落ちの正断層である。

谷地断層は、谷地から烏頭川左股川上流部にかけて認められる。直立した北側落ちの正断層で、その落差は小さいが、海成段丘面に影響を及ぼしている点で、より後期に形成された断層といえる。

谷地断層と同様に東西方向を示す断層には、幌内川流域から大岩生流域にかけて新第三系末の勝澗層を切る断層が多く認められる。これらは一般に小規模なものであるが、勝澗山南部の断層ではその落差

が比較的大きい。なお、勝淵層堆積初期に形成されたとされる陥没凹地は火山活動を伴った断層運動に起因するものと考えているが確証はない。

VII. 応用地質

奥尻島には多種類の金属及び非金属鉱床や鉱徴の存在が知られている。これらは第35図に示した通りだが、これらのうち稼行されたものとしては硫黄・石炭で、現在稼行しているものにパーライト及び骨材の採石がある。このほか、現在利用されているものとしては温泉がある。金属鉱床では稼行に値するものは認められていないが、斑岩銅鉱様鉱石など珍しいものもあり、古くから多くの鉱業権が申請され探鉱が行われてきた経緯もあるので、それらについての概略を述べる。

VII. 1 銅・鉛・亜鉛・錫及びモリブデン鉱

花崗岩の項でも述べたように、本島の西海岸には白亜紀—古第三紀初期の鉱化作用を示す幾つかの鉱徴が知られている。

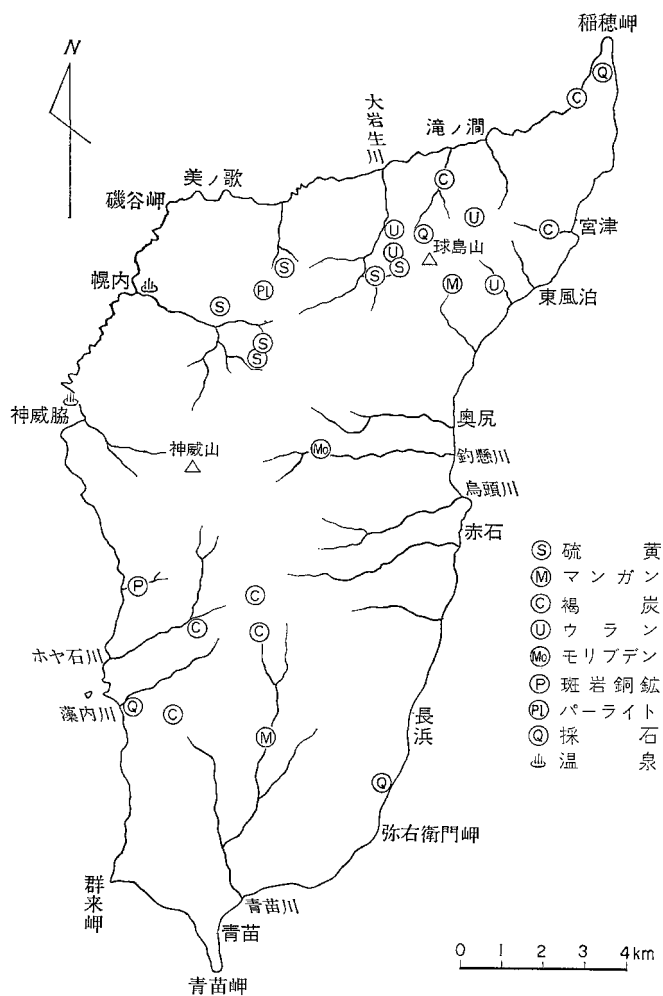
その一つは、モタテ石沢下流に認められる黄銅鉱及び磁鉄鉱の鉱染状鉱床で、転石では多量の黄銅鉱が母岩の花崗閃緑岩とほぼ等粒に斑状に含まれる高品位の鉱石も見られる。しかし、露頭では幅約2mの範囲で磁鉄鉱が斑状に鉱染しているものしか認められない。周囲の母岩にプロピライト質—絹雲母質—カリ質の変質帯が認められることと、付近にモリブデンを含む細脈やスカルン（花崗岩の項参照）を伴うことなど斑岩銅鉱床型の性格を示しているが、鉱化域は小規模なもので稼行し得る鉱床とはなっていない。

他の一つは鉱脈型のもので、現在露頭で認められるものはモタテ石沢における花崗閃緑岩中の絹雲母—黄鉄鉱—石英—電気石—閃亜鉛鉱—モリブデン鉱—錫石鉱脈と、藻内川下流の流紋岩溶結凝灰岩中の絹雲母—石英—黄鉄鉱—閃亜鉛鉱—黄鉄鉱—白雲石—絹雲母—電気石鉱脈、幌内海岸における電気石—石英—黄鉄鉱—閃亜鉛鉱脈などである（成田・太田，1977；成田ほか，1980）。いずれも小規模で低品位のものであるが、モタテ石沢には旧坑が残存しており、かつて若干の銅鉱を出鉱したといわれている（沢・山田，1968）。鉱脈の走向はN20-50°Wのものが多く、周囲の母岩は、絹雲母・石英及び正長石と絹雲母・石英・緑れん石・緑泥石及び曹長石の組合わせなどの変質作用を被っている。

更に、穿出岩体の東端に当たる釣懸川の上流では花崗閃緑岩を貫くアプライトの境界に沿ってモリブデン鉱のみを伴う露頭が知られている（鈴木・園木，1935；秦・矢島，1970）。アプライトは石英及び正長石と少量の斜長石（灰曹長石）からなるが、その中に石英—白雲母—電気石—モリブデン鉱の細脈として産するもので、モリブデン鉱は指頭大の葉片状結晶として認められる。

VII. 2 マンガン鉱

酸化マンガン鉱の露頭が球島山南東部（網状）、青苗川中流（層状）及び稲穂など3ヶ所に知られて



第35図 鉱産物分布図

いるが、いずれも小規模なものである。球島山南東部の露頭は、青苗川層の角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩の粘土化した部分に二酸化マンガン細派が網状に発達しているもので、針谷（1963）によってパイロロース鉱が同定されている。

青苗川中流のものは、青苗川層の凝灰岩とこれを貫く玄武岩脈との間に挟まれた扁平なレンズ状の鉱体で、明治40年頃に若干の探査がなされている（古館，1936）。稲穂のものは、釣懸層の凝灰岩と泥岩に挟まれた扁平なレンズ状のものである。

VII. 3 ウラン鉱

昭和29年に開始された全国的なウラン調査の過程で昭和34年には奥尻島からも放射能異常が発見され

た。当初見いだされたものは基盤の花崗閃緑岩を不整合に覆う青苗川層中の炭層に伴われるものであるが(根本, 1970), その後, 昭和45年から47年まで動力炉・核燃料開発事業団で調査が行われ, 勝潤層中にもウラン濃集部のあることが知られた。

第15表 放射能異常地試料のウラン分析値(根本, 1970)

試料番号	試料品名	採取場所	U ₃ O ₈ (%)	地表測定値 B. G. 0.02 mR/h
奥尻 No.1	褐炭	下盤側	0.079	0.6 mR/h
奥尻 No.2	炭質頁岩	間盤	0.045	0.7 mR/h
奥尻 No.3	褐炭	上盤	0.190	0.55 mR/h
奥尻 No.4	褐炭	下位層準	0.012	0.15 mR/h

(分析者: 大場きみじ)

以下の記載は筆者らの観察に加え, 根本(1970)及び動燃事業団(1972)の調査結果を参照した。青苗川層中のものは, 同層中一下部の凝灰角礫岩中に挟有する褐炭層に伴うもので, 球島山の東, 北, 西の各斜面に分布する。東斜面のものは, 東風泊から球浦にかけて約4km×3kmの範囲に分布することが認められ, 最高2.5mR/h (U₃O₈, 4.9%)を示す部分もある。北斜面では滝の潤沢の上流域で11点の異常が認められ, 最高0.7mR/h (U₃O₈, 0.19%)を示す。西斜面においては大岩生川中流の右岸側支沢に0.3km×2kmの範囲で分布し, 最高1.2mR/h (U₃O₈, 4.6%)の値が得られている。これらの褐炭層は一般に基盤面からの高さ50m以内に数cmから2m程度までの層厚で, 数層挟在しており, 平均品位は, U₃O₈, 0.05-0.7%と見込まれている。

勝潤層においては中部層の泥岩中に含まれ, 大岩生川上流域の球島山西山麓に0.8km×0.6kmの範囲で分布する。0.1-0.4%の高品位のものが認められている。

これまでに同定されたウラン鉱物は閃ウラン鉱(uraninite), 人形石(ninggoite), 燐銅ウラン鉱(torbernite), 燐バリウムウラン鉱(manocircite)の4種である。

根本(1970)によると滝の潤沢地域のウラン分析値の一例は第15表の通りである。

VII. 4 硫黄鉱

本島で最も大規模な鉱体を形成し, 往時盛んに稼行された鉱床は硫黄鉱床である。千島及び那須火山帯には新第三紀末から第四紀にかけて生成された多くの硫黄鉱床が知られているが, 鳥海火山帯にはその例が少なく, 本鉱床はその珍しい一例を提供している(IGARASHI, 1976)。

この硫黄鉱床は, 明治41年に発見され翌年には生産を開始しているが, 大正年間には東洋一と言われた生産量を誇り, 精鉱はアメリカ合衆国に多く輸出された(岡村, 1914)。

鉱石には堆積性のものと鉱染交代型のものが認められるが, 稼行の対象となったものは全て前者である。それは勝潤層の堆積と同時に沈殿した湖盆内堆積性のもので, 同層の下部から中部に伴われている。稼行時の呼称によれば, ポロ鉱, 七輪鉱, 縞鉱(千枚鉱)の3種が区別されている(岡村, 1914; 富田, 1930; 田中館, 1931)。ポロ鉱は流紋岩, 安山岩, 花崗岩などの礫を含む凝灰角礫岩中に中空の豆状硫黄を伴うもので鉱体最下部に位置する(S=35%前後)。七輪鉱は灰白色, 無層理の凝灰質シルト中に硫黄を含むもの(S=52

第16表 硫黄鉱生産実績

地域	期間	精硫黄(t)
勝潤	大正5—7年	3,235
幌内	明治42—大正14年	146,625
	昭和9—18年	4,218
釣懸	明治43—大正14年	23,791
	昭和9—13年	228

%前後)で、縞鉱は黄白色を呈し薄く剝離する泥質岩でボロ鉱の上位に七輪鉱に挟まれて生成されていたようである。往時は6鉱山に分れて採掘が行われていたが、その名称には変遷もあるので地域別にまとめて生産実績を第16表に示す(地質調査所, 1967)。

いわゆるタカ目硫黄を含む鉱染交代型のもは、幌内鉱、大岩生川上流、釣懸川上流、赤石川上流などに知られ、カオリン、オパール、ミョウバン石などを含む変質帯中に形成されている。

VII. 5 褐炭

本島で褐炭を産することは古くより知られており、奥尻含炭地として日本鉱産誌(1959)にまとめられている。これらのうち、かつて滝の澗地域など2・3ヶ所で試掘一稼行されたこともあるが、一般に炭質が悪く、稼行価値が低い。

主な褐炭層は、北東部のガロ川一滝の澗地域と南部の青苗川上流からホヤ石川中流にかけての地域に分布する。これらは、いずれも青苗川層の下部から中部にかけて発達する炭層である。

前者は、かつて茶津層(鈴木・園木, 1935・1936; 古館, 1936; 長尾, 1953; 根本, 1970)中部とされていたものであるが、前述の新第三系の各説で述べたように、南部の青苗川を模式地とする青苗川層及び釣懸層に相当するものである。詳しくは古館(1936)・長尾(1953)及び根本(1970)によって述べられているので省略するが、炭層として厚いものでは山丈2.5m、炭丈1.8mのものが知られている。

後者は、青苗川最上流部からホヤ石川中流にかけての青苗川層中に発達するもので、古館(1936)によるとホヤ石川では厚さ4m以上に達するものが知られている。

両地域における炭質は、第17表(日本鉱産誌, 1959)に示されるもので、日本工業規格(JIS)による炭質区分としては褐炭(F₁)に属する。

これらの両含炭地のほか、宮津地域の釣懸層、奥尻地域の仏沢層、烏頭川中流の烏頭川層及び藻内川上流の松江玄武岩層中にも局所的に薄い炭層が認められる。

第17表 石炭工業分析表

(日本鉱産誌, 1959)

夾炭層	試料採取箇所	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量 (kcal/kg)	補正純炭発熱量 (kcal/kg)	JIS炭質区分
茶津層中部	滝 澗 川	18.38	27.68	32.60	21.34	3,580	6,958	F ₁
"	"	18.42	20.28	33.08	28.22	4,160	6,995	F ₁
"	ガ ロ の 沢	21.03	20.14	33.43	25.40	4,020	7,050	F ₁
"	"	21.85	15.56	35.46	27.13	4,190	6,848	F ₁
青苗川層	ホヤ石川支流炭山川	22.48	17.66	33.96	28.48	4,060	6,900	F ₁
"	青苗川左支流	14.17	38.46	24.58	22.79	3,240	7,397	E
"	青苗川本流	19.18	36.68	25.27	18.87	2,750	6,734	F ₁

(札幌通商産業局滝川分析所)

VII. 6 パーライト

パーライト鉱床は、北部の勝澗山の山体を構成している勝澗山流紋岩で、本岩のパーライト及び黒曜

石を1,000℃前後で焼成すると発泡膨脹し、軽量骨材・断熱材・汙過材及び園芸用土などとして優秀な特性を示すことから採掘利用されている。なお、焼成された製品もパーライトと呼ばれている。

勝潤山のパーライト及び黒曜石の産状や性質については、既に田淵・大楽（1957）、佐藤・白幡（1966、1968）及び藤原（1975）などによって詳しく述べられている。

ガラス質流紋岩の分布範囲は、勝潤山を中心として延長約2km、幅500-700mに及ぶもので、藤原（1975）は予想鉱量として400万tと概算している。

現在採掘している奥尻パーライト鉱山は、昭和32年に日本セメント株式会社が土地を買収し、昭和35年から採掘を始め、昭和46年以降本格的操業に入ったものである。

生産実績は、日本セメント株式会社の集計によると昭和35年から昭和53年11月までの出鉱は65,680tとのことである。なお昭和45年の生産内容は、パーライト5,189t、黒曜石988tとなっている。

VII. 7 骨 材

本地域では、港湾・土木工用骨材及び道路工用敷石として現在4ヶ所で採石が行われている。これらは地質図に示した通りで、北部では球島山北東部の花崗閃緑岩と、稲穂岬の燈台南で輝石安山岩を、南部ではフケ歌沢の南で花崗閃緑岩を、藻内川下流部では藻内溶結凝灰岩を骨材資源として採掘している。

VII. 8 温 泉

本島の西部海岸地域には自然湧出の温泉が数ヶ所ある。主なものとしては幌内・神威脇・磯谷岬及び湯ノ崎などで、幌内及び神威脇の温泉が現在利用されている。

幌内温泉及び神威脇温泉のこれまでの経過と湧出状況などについては、古館（1936）、北海道立地下資源調査所（1976）及び二間瀬ほか（1981）によって詳しく記述されているが、その概略について述べる。

幌内温泉（湯ノ浜温泉）は、幌内川下流の川岸及び川床など数ヶ所に認められる。この地域は基盤の花崗閃緑岩からなり、川床では川床礫層に覆われているが、いずれも花崗閃緑岩中に発達するNW-SEあるいはNNW-SSE系の破碎帯から湧出しているものである。泉温は天然湧出のものでは20-30℃と温度が低いが、ボーリング掘削によって64℃内外のものが得られている。泉質は、第18表（北海道立衛生研究所分析資料）に示されるような食塩泉である。

現在利用されているものには、幌内川右岸に住民用の共同浴場と左岸に奥尻町国民宿舎（幌内荘）がある。前者の泉源は硫黄鉱山当時掘削されたもので、湧出量は毎分約25lで、後者は昭和49年のボーリング掘削によるもので、毎分約20l程度揚湯して利用している。

神威脇温泉は、神威脇部落の海岸沿いに数ヶ所認められるもので、これらの温泉はNW-SE方向の神威脇断層に沿って配列しているようである。天然湧出のものでは温度25℃以下で、炭酸ガスを伴うもので湧出量は微量であるが、ボーリング掘削によって第18表で示されるような60℃以上の温泉が得られ、現在は奥尻町営の神威脇温泉として利用されている。

第18表 幌内温泉及び神威脇温泉の化学分析値
(分析：北海道立衛生研究所)

	幌内温泉	神威脇温泉
分析年月	昭和35年6月	昭和53年4月
泉温	64℃	61℃
性状	無色透明塩味	無色透明のち褐色濁濁，鹹味
水素イオン濃度	PH 6.45	PH 6.7
比重	1.008 (20℃)	1.0061 (20°/4℃)
蒸発残留物	8.712g/kg	10.84g/kg
成分及びその分量 (mg/kg)		
K ⁺	360.0	215.0
Na ⁺	2,340.0	3,047.0
Ca ²⁺	514.2	606.0
Mg ²⁺	69.77	92.39
Zn ²⁺	0.084	0.025
Fe ²⁺	3.80	11.58
Pb ²⁺	0.044	—
Cu ²⁺	0.050	0.059
Mn ²⁺	1.40	0.729
Al ³⁺	9.19	27.01
Cl ⁻	4,561.0	5,191.0
SO ₄ ²⁻	232.0	745.5
HPO ₄ ²⁻	—	0.051
HASO ₄ ²⁻	0.036	0.132
HCO ₃ ⁻	613.0	1,057.0
HS ⁻	—	0.226
F ⁻	0.15	0.713
H ₂ SiO ₃	174.8	159.6
HBO ₂	31.36	22.34
CO ₂	484.0	338.9
H ₂ S	0.60	0.514
(総計)	9,395.3	11,516.0
泉質	含土類食塩泉	含塩化土類一食塩泉

北部の磯谷岬及び湯ノ崎の温泉は、ガスを伴う温泉徴候として古くから知られているが、いずれも温度は低く湧出量も少ない。

Ⅶ. 9 その他

西海岸のホヤ石川中流では、かつてベントナイトが小規模に採掘されたといわれている。このベントナイトは、青苗川層中の夾炭層に伴う凝灰質砂岩が変質したもので、古館（1936）によると膨潤度3-7と比較的良好な性質を示しているが、鉱量は明らかでない。

青苗川層の分布範囲には珪化木及びメノウの転石の多いことは古くから知られており、同好の士の関心を集めている。珪化木は特に青苗川層の夾炭層近くの凝灰岩中に含まれるもので、青苗川及びホヤ石川流域に多いが、これも近年は次第に見だし難くなっている。

このほか、東風泊付近の海浜には磁鉄鉱を主とする薄い砂鉄層の分布が知られている。

文 献

- 秋葉文雄(1977) *Denticula kanayae* n sp. と *D. kanayae* Zone の珪藻生層位学的意義. 石油資源技
研所報, vol. 20, p. 126-146.
- 地質調査所(1959) 主として燃料となる鉍石—石炭—. 日本鉍産誌, BV-a, p. 256-260.
- (1967) 北海道金属非金属鉍床総覧. 575 p.
- 動力炉・核燃料開発事業団資源部東部探鉍室(1972) 北海道奥尻島のウラン. 10 p.
- 藤原哲夫(1975) 奥尻島のパーライト資源. 地下資源調査所報告, no. 47, p. 49-57.
- 古館兼治(1936) 北海道有用鉱産物調査報文 (第7報), 桧山支庁管内, 奥尻島全域. 北海道工業試験
場報告, no. 61, p. 121-182.
- 二間瀬 洌・松波武雄・早川福利・和気 徹・横山英二(1981) 奥尻町西海岸地域の温泉調査. 地下資
源調査所報告, no. 52, p. 89-106.
- 羽田野誠一(1978) 小佐渡経塚山西方の高位海成平坦面. 日本地理学会予稿集, no. 14, p. 298.
- 針谷 宥(1963) 奥尻島塩釜川熔岩中のパイロルース鉍 (Pyrolusite). 地下資源調査所報告, no. 31,
p. 36-37.
- 長谷川康雄(1976) 北海道奥尻島沖海底から採取された岩盤中に含まれる化石珪藻群集について (予
報). 日本海, no. 1, p. 30-32.
- 秦 光男(1968) 北海道奥尻島南部の新第三系 (演旨). 地質学雑誌, vol. 75, p. 96.
- (1975) 熊石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 34 p.
- (1976 a) 北海道奥尻島の新第三系と佐渡島との対比. 新潟大学理学部地鉍教室研究報告,
no. 4, p. 91-96.
- (1976 b) 奥尻島の新第三系の堆積の特徴について (演旨). 石油技術協会誌, vol. 41, p. 225.
- ・長谷川康雄(1970) 北海道奥尻島南部の地質と化石珪藻群. 地球科学, vol. 24, p. 93-103.
- ・佐藤博之(1979) 20万分の1地質図幅「久遠」. 地質調査所
- ・矢島淳吉(1970) 夏の北海道を尋ねて (その2) 奥尻島めぐり. 地質ニュース, no. 191, p.
1-11.
- ・山田直利(1971) 北海道奥尻島の中生代火山活動 (演旨). 地学関係5学会連合学術大会講
演要旨, p. 479.
- ・山口昇一(1968) 奥尻島南部群来岬のいわゆる斑礫岩の産状. 地調月報, vol. 19, p. 311-314.
- 北海道火山灰命名委員会(1972) 北海道の火山灰分布図.
- 北海道立地下資源調査所(1976) 北海道の地熱・温泉, (A) 西南北海道中南部. 地下資源調査所調査研
究報告, no. 3, p. 139-142.
- IGARASHI, T. (1976) Mineralization of late Neogene Tertiary to Quarternary period related
to the formation of sulphur, iron-sulphide and limonite ores in Hokkaido, Japan. *Bull.
Geol. Surv, Japan*, vol. 27, p. 379-415.

- 海上保安庁水路部 (1979) 沿岸の海の基本図(5万分の1)「奥尻島」及び海底地形地質調査報告書. 海上保安庁, 海図 no. 6325⁶, 31 p.
- 加藤達平(1911) 北海道奥尻島の硫黄鉱床. 地質学雑誌, vol. 18, p. 272-273.
- 河田清雄・金 容義(1978) 北海道南西部上国鉱山における白亜紀酸性熔結凝灰岩について. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 282.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩のK-A dating (IV) —東北日本花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- KRUMBEIN, W. C. (1941) Measurement geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sed. Petro.*, vol. 11, p. 64-72.
- 久保和也(1982) 西南北海道, 奥尻島の花崗岩類. 地調月報, vol. 33, p. 11-20.
- 宮浦 正(1975) 奥尻島の高成段丘と第四紀地殻変動. 第四紀研究, vol. 14, p. 23-32.
- 長尾 巧・佐々保雄(1933 a) 北海道に於けるミオグビシナ層の発見. 地質学雑誌, vol. 40, p. 278-279.
- ・———(1933 b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(1)-(2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577, p. 750-775.
- ・———(1934) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(3)-(4). 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60. p. 211-260.
- 長尾捨一(1953) 奥尻島北東部炭田調査報告. 北海道地下資源調査報告, no. 10, p. 7-14.
- 長田享一(1979) 北海道中央部および南西部における白亜系, 第三系の放散虫化石層序. 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和43-51年)—, 北海道鉱業振興委員会, p. 178-182.
- 成田英吉・太田英順(1977) 奥尻島西部の深成岩類と鉱化作用(演旨). 岩鉱学会・鉱物学会・鉱山地質学会秋季連合学術講演会講演要旨集, p. 83.
- ・———・大森江い・寺島 滋(1980) 奥尻島西部の深成作用と鉱化作用——北海道西部地域白亜紀—第三紀初期の鉱化作用(1)——. 地調月報, vol. 31, p. 55-71.
- 根本隆文(1970) 奥尻島北部におけるウランの産状について(演旨). 地調北海道支所講演要旨録, no. 21, p. 39-46.
- 岡村要蔵(1914) 後志国奥尻島地質鉱床調査報文. 地調鉱物調査報告, no. 20, p. 49-69.
- 奥尻町(1968) 奥尻町史. p. 1-16.
- 佐々木龍男・片山雅弘(1980) 桧山支庁土壌調査報告. 北海道農業試験場土壌調査報告, no. 26, p. 1-146.
- ・———・音羽道三・天野洋司(1970) 渡島半島の火山灰について. 北海道農業試験場土性調査報告, 北海道農業試験場, no. 20, p. 255-286.
- 佐藤文男・白幡浩志(1965) 西南北海道の花崗岩質岩の岩石化学的研究. 岩鉱, vol. 54, p. 14-22.
- ・———(1966) 北海道産玻璃質岩の研究(1) —奥尻島産パーライト—. 岩鉱, vol. 55, p. 160-168.
- ・———・一口芳勝(1968) 工業材料としての玻璃質岩の利用に関する基礎的研究(その2) —熱特性について—. 室蘭工業大学開発技報, no. 10, p. 12-23.

- 佐藤忠雄編(1981) 奥尻島青苗遺跡, ——山本台地・三浦地点の住宅建築に係わる記録保存の発掘調査報告——. 奥尻町教育委員会, 73 p.
- SATO, S. (1963) Palynological study on Miocene Sediments of Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 12, p. 41-42.
- 沢 俊明・山田敬一(1968) 後志国奥尻島の銅鉱床調査報告(演旨). 地調北海道支所講演要旨録, no. 19, p. 36-38.
- 沢村孝之助(1979) 北海道の珪藻および珪質鞭毛藻化石. 北海道の石油・天然ガス資源——その探査と開発(昭和43-51年)——, 北海道鉱業振興委員会. p. 190-198.
- ・音羽恵子(1979) 本邦の白亜紀および第三紀の石灰質団塊中の珪質鞭毛藻化石群集. 地調月報, vol. 30, p. 51-56.
- 瀬川秀良(1972) 北海道奥尻島南部の海岸段丘. 北海道教育大学紀要(第2部B), no. 23, p. 40-50.
- (1974) 日本地形誌, 北海道地方. 303p. 朝倉書店.
- SHIBATA, H. (1961) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part IX-Normative minerals-. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, no. 71, p. 19-32.
- 柴田 賢・石原舜三(1977) 日本の斑岩類および花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値. *MAGMA*, no. 49・50, p. 60-62, 火成作用研究会.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1979) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 70, p. 381-390.
- 柴田 賢・山田直利(1978) 北海道, 奥尻島の花崗閃緑岩の K-Ar 年代. 地認月報, vol. 29, p. 611-613.
- 島津光夫(1964) 東北日本の白亜紀花崗岩 I, II. 地球科学, no. 71, p. 18-27; no. 72, p. 24-29.
- (1968) 奥尻島の二, 三の岩石について. 日本海地域の地学的特性に関する総合研究連絡誌, 日本海, no. 2, p. 91-92.
- 鈴木 醇・園木文平(1935) 北海道奥尻島の地質(其一). 地学雑誌, vol. 47, p. 563-576.
- ・———(1936) 北海道奥尻島の地質(其二). 地学雑誌, vol. 48, p. 23-33.
- SUZUKI, J. and NEMOTO, T. (1935) Chemical Composition of Granitic Rock of Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 4, p. 519-538.
- SUZUKI, Y. (1957) On the Granitic Rocks in Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, p. 519-538.
- 田淵勤一・大楽光之(1957) 膨脹黒曜岩(北海道奥尻島)を利用した建築材料の研究. 北海道立寒地建築研究所, 研究速報, no. 4, p. 1-9.
- 玉木賢策・湯浅真人・西村清和・本座栄一(1979) 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図(海洋地質図, 14). 地質調査所.
- 玉生志郎(1978) ガラスによるフィッション・トラック年代測定. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 288.

- 田中館秀三(1931) 奥尻硫黄鉱の成因及鉱床状態. 地学雑誌, vol. 43, p. 40-46.
- 富田芳郎(1930) 奥尻硫黄鉱山地質調査概報. 地学雑誌, vol. 42, p. 711-715.
- UOZUMI, S. and FUJIE, T. (1966) Neogene Molluscan Fauna in Hokkaido, Part II Description of the Okushiri fauna associated with *Vicarya*, from Okushiri Island, Southwest Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 13, p. 165-183.
- 浦島幸世(1965) 奥尻島モタテ沢の斑岩銅鉱様鉱石と硫砒鉄鉱. 地下資源調査所報告, no. 33, p. 65-69.
- 渡辺 光(1928) 奥尻島の海成段丘と其交代の傾斜運動. 地理学評論, vol. 4, p. 298-309.
- 矢部長克・田山利三郎(1934) 日本近海海底地形概観. 地震研彙報, vol. 12, p. 539-565.
- 山田直利・秦 光男(1976) 北海道奥尻島の中生代火山岩類(演旨). 鉱山地質学会・岩鉱学会・鉱物学会連合学術講演会講演要旨集, p. 88.
- 山田 忍(1958) 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, no. 8, 40 p.
- YAMAGISHI, H. (1979) Classification and Features of Subaqueous Volcaniclastic Rocks of Neogene Age in Southwest Hokkaido, Japan. *Report of the Geol. Surv., Hokkaido*, vol. 51, p. 1-10.
- 山口四郎(1953) 北海道の硫黄鉱床について. 鉱山地質, vol. 3, p. 253-260.
- YUASA, M., TAMAKI, K., NISHIMURA, K. and HONZA, E. (1978) Welded tuff dredged from Musashi Bank, northern Japan Sea and its K-Ar Age. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 84, p. 375-377.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No. 64 • 65 • 71 • 72



GEOLOGY

OF THE

OKUSHIRITŌ HOKUBU AND NAMBU DISTRICT

By

Mitsuo HATA, Shuryo SEGAWA and Junkichi YAJIMA

(Written in 1981)

(Abstract)

Okushiri Island lies on the western sea of Oshima Peninsula, southwest Hokkaido, and is situated across two quadrangles of $42^{\circ} 00' N$ - $42^{\circ} 10' N$ and $42^{\circ} 10' N$ - $42^{\circ} 20' N$ latitude with the same longitude of $139^{\circ} 22' E$ - $139^{\circ} 37' E$. This series contains these two quadrangles all together for convenience' sake.

Geology

The district is geologically situated at the western end of so-called "Green tuff region" of southwest Hokkaido. The basement rocks are composed of sedimentary and volcanic rocks of Mesozoic era and of intruded masses of Cretaceous granodiorite. Neogene system is a product of violent volcanism and sedimentation, showing widespread distribution on the basement rocks. In Quaternary age, the island is characterized by the development of several steps of typical seashore terraces which cover whole members of above-mentioned formations. The stratigraphic succession of this district is shown in Table 1.

Table 1

Age		Stratigraphy		Thick- ness (m)	Main rock facies		Remarks		
Cenozoic	Quaternary	Pleistocene-Holocene	Alluvium and sand dune			Sand, gravel and sand		← Upheavel Folding and faulting	
			Terrace deposits			Gravel, sand and clay			
	Neogene	Pliocene	Katsuma Formation		+210	Sandstone, conglomerate and mudstone		← Folding	
			Kamuiyama Formation		+200	Volcanic breccia, tuff breccia, and pyroxene andesite lava			
			Yoneoka Formation	Pyroclastic Rock Member	Siltstone Member	+150	Tuff breccia, volcanic breccia, conglomerate and sandstone	Tuff breccia and volcanic conglomerate	← Folding
				Horokuzawa Formation					
			Senjō Formation		50 200	Siliceous shale and mudstone		Tuffaceous sandstone and tuff	
			Tsurikake Formation	Mudstone Member	Pyroclastic Rock Member	+280	Mudstone		Tuff breccia, Scoria tuff and sandstone
				Sandstone Member			Sandstone and siltstone		← Transgression
			Aonaegawa Group	Aonaegawa Formation		400 500	Upper part; andesite lava and tuff breccia Lower part; dacite volcanic breccia, tuff breccia and lava		← Denudation
Bushigawa Formation		+230		Rhyolite lava, and tuff					
Matsue Basalt Formation		+130		Olivine-augite basalt lava					
(Plutonic Rocks)				Hornblende-biotite granodiorite					
Mesozoic	Cretaceous	Monai Volcanic Rocks		+400	Rhyolite welded tuff, andesite lava and tuff		← Denudation		
		Okushiri Formation		-750	Rhyolite tuff, tuffaceous sandstone and mudstone				

Mesozoic

Okushiri Formation, probably Early Cretaceous in age, shows a restricted distribution at the western coast side of the island and consists of rhyolitic tuff, tuffaceous sandstone, rhyolite lava and mudstone.

Monai Volcanic Rocks are mainly composed of rhyolitic welded-tuff and andesite lava which are considered to be terrestrial in origin.

Okushiri Formation and Monai Volcanic Rocks have been subjected to the thermal metamorphism by granodiorite, resulting in many places to form cordierite hornfels, and biotite hornfels.

Plutonic rocks, distributing at sea coasts, consist largely of hornblende-biotite granodiorite which generally takes a medium-grained texture and a homogeneous rock facies. The rock occurs at several separate sites, but is regarded to be a single mass as a whole. Those occurring at the western coast, usually contain minor amounts of granite, quartz diorite and quartz porphyry, and are also accompanied by xenolith of gabbro and aplite dikes. Biotite from granodiorite gave a

K-Ar age of 95.8 ± 3.1 Ma. Many investigators consider that Okushiri Island belongs to Abukuma Belt of northeast Honshu from a tectonic view point.

Neogene

Neogene system is divided into one group and six formations. They are Matsue Basalt Formation, Bushigawa Formation and Aonaegawa Formation of Aonaegawa Group, Tsurikake Formation, Senjo Formation, Hotokezawa Formation, Yoneoka Formation, Kamuiyama Formation and Katsuma Formation in ascending order (Table 1).

The Matsue Basalt Formation consists mainly of basalt lava and thinly interbedded layers of coaly shale and mudstone. The mode of volcanic activity might have been of terrestrial fissure eruption type and the center of eruption might be at a southern part.

The Bushigawa Formation is made up of rhyolite lava and rhyolitic tuff with thin intercalations of mudstone and sandstone. The formation is exposed in a narrow area along the Bushi and Akaishi Rivers.

The Aonaegawa Formation develops extensively all over the district. A southern half of its exposure is composed of dacite lava and its pyroclastics, but at the north of the Tsurikake River, andesite and its pyroclastics become prevalent and the former is considered to occupy a relatively lower horizon. The formation is interbedded with lignite-bearing tuffaceous sandstone and mudstone both at the upper stream of the Aonae River and at around Mt. Kyujima.

The Aonaegawa Group is inferred to have been formed on land all through its sedimentation period. An association of fossil pollen is similar to that of Aniai-type flora indicating cool-temperate climate.

The Tsurikake Formation was formed at shallow sea abutting to the Aonaegawa Group and basement rocks unconformably. It exposes at three separated areas, such as Miyazu, Tsurikake and Aonaegawa. The lower member consists always of sandstone at three different areas, but the upper one shows a conspicuous facies change from mudstone of southern area to thick basaltic pyroclastics northward. The lower sandstone, medium-to coarse-grained and accompanied by conglomerate, contains abundantly molluscan fossils of Daijima-type flora indicating warm climate. The upper mudstone member yields much fossils of benthic and planktonic foraminifera and also of diatom which are characteristics of the Nishikurosawa Formation of northeast Honshu. From these evidences, it is concluded that the formation is Early to Middle Miocene in age and can be correlated to the Kunnui Formation of southwest Hokkaido.

The Senjo Formation consists of siliceous shale and a small amount of a thin layer of basal glauconite sandstone. The formation shows a limited distribution at around Aonae and conformably overlies the Tsurikake Formation in general. The fossil evidence and rock facies indicate that the formation corresponds to so-called "hard shale" formation and thus can be correlative to the Yakumo Formation of southwest Hokkaido.

The Hotokezawa Formation exposed at Okushiri is composed of two members; one is that of tuffaceous sandstone and tuff, and the other is that of andesite pyroclastics. The former occupies a relatively lower position. At the Tsurikake River area, the formation conformably overlies the Tsurikake Formation, but at northwestern area, it abuts to the Aonaegawa Formation of much lower horizon. This formation was considered once to be a part of the Tsurikake Formation, but it has been clarified recently that sandstone member includes fossil diatom correlative to the Yoneoka Formation. Towards the south the formation develops continuously from the Tsurikake Formation therefore, a part of lower horizon of the Hotokezawa Formation appears to correspond to the Senjo Formation, which does not accompany any "hard shale" facies though.

The Yoneoka Formation is divided into two members, that is, siltstone member and andesite pyroclastic member. These two members demonstrate an interfinger relationship. The formation is regarded to be late upper Miocene to Pliocene in age from fossil evidences and is correlated to the Kuromatsunai Formation of Southwest Hokkaido.

The Kamuiyama Formation develops around Mt. Kamui and covers unconformably underlying members. It consists of tuff breccia and volcanic breccia of fresh andesite, being accompanied irregularly by lava and tuffaceous sandstone. Augite-hypersthene andesite and augite andesite are found widely and hornblende andesite partly.

The Katsuma Formation can be divided into three formations, the lower member of conglomerate and sandstone, the middle member of grey mudstone with sedimentary sulphur ore deposits and the upper member composed of rhyolite lava, pumiceous tuff and tuffaceous sandstone. The formation is inferred to be a corruptive lake deposit in origin and rests on the Aonaegawa Formation and granodiorite with a marked unconformity. It has a maximum thickness of 20 meters with an average thickness of 120 meters. The formation contains many fossils of pollen, leaves, trunks and a bit of insects and freshwater fishes. Pollen fossils are different from those of cold Pleistocene age. The age of this formation is estimated to be Pliocene from fossil evidences, consolidation degree of sediments and a stratigraphic succession.

Many dike rocks of Neogene period are observed in this district. They are porphyrite and rhyolite of Aonaegawa stage, basalt, dolerite and andesite from Senjo to Yoneoka stages and glassy rhyolite at Katsuma stage.

Quaternary

The island is characterized by the development of typical marine terraces which give the island a flat topographic feature. Terrace deposits develop well especially on eastern and southern areas of the district and 11 steps of terraces are discriminated as follows;

Name of terrace surface	Altitude
1. Kamuiyama I	580-520meters above sea-level

2. Kamuiyama II	500-400 m
3. Aonaegawa	400-360 m
4. Fukeutazawa	260-240 m
5. Matsue I	200 m
6. Matsue II	180 m
7. Akaishi	160-100 m
8. Yoneoka	100- 80 m
9. Terayashiki	60- 50 m
10. Akaishimisaki	40 m
11. Aonaemisaki	4 m

Another formations of Quaternary age are river terraces at the Aonae and Tsurikake Rivers and fluvial deposits. Sand dunes of small scale are observed at southern sea coasts.

Economic Geology

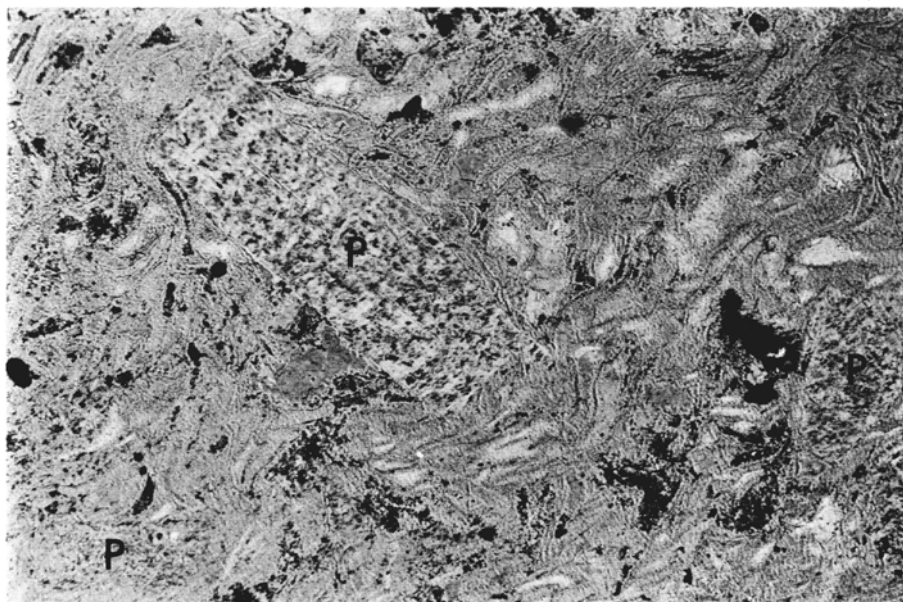
Several mines which had been worked or prospected in former days are known in this district. Horonai sulphur mine is the biggest among them and produced about 180,000tons of refined sulphur intermittently from 1909 to 1938. Sulphur ore is of sedimentary type embedded in the Katsuma Formation.

Coal beds in the Aonaegawa and Tsurikake Formations were once mined on a small scale and utilized by inhabitants.

Glassy rhyolite of Mt.Katsuma is now mined to make one of lightweight aggregate, "expanded perlite".

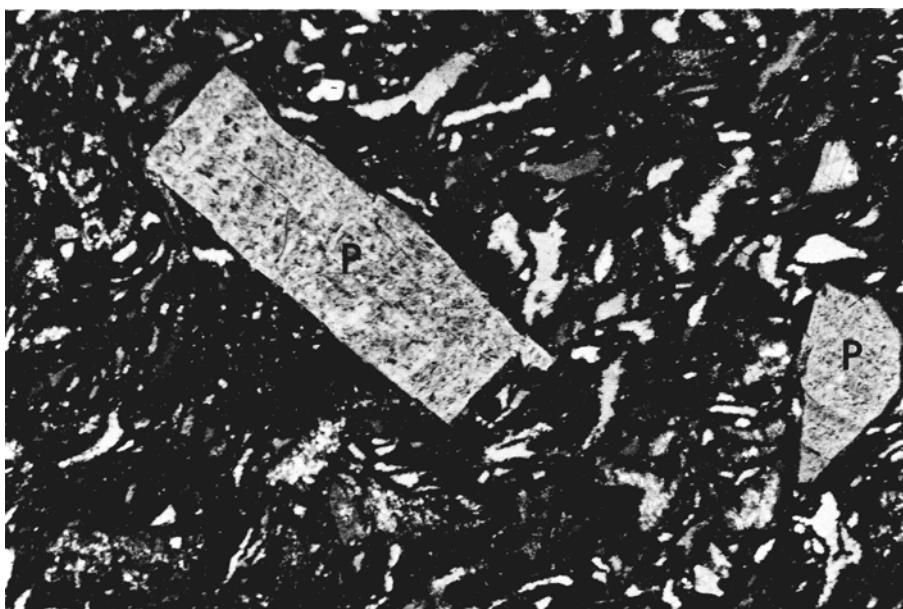
Besides them, many kinds of metallic and non-metallic mineral indications have been found in this district, for example, of copper, molybdenum, zinc, lead, uranium, manganese, bentonite etc. Exploitable ore deposits, however, have not been found yet in spite of prospecting works from older days.

A hot spring at Horonai and Kamuiwaki is utilized for daily and medical uses.



0.5mm

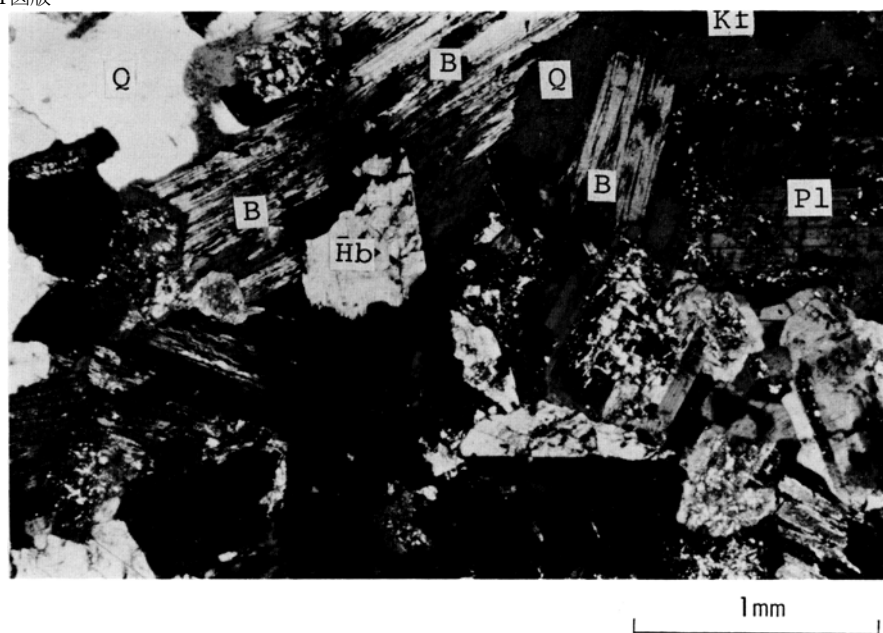
1. 流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真（藻内採石場，OH 693 b，化学分析試料，下方ニコルのみ）斑晶は主に自形又は破片状の斜長石（P）及び少量の石英・苦鉄質鈣物からなる．石基は明瞭な溶結構造を示すが，ガラス片は脱ガラス化によりすべて微粒の石英・アルカリ長石に変わっている．



0.5mm

2. 流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真（藻内採石場，OH 693 b，化学分析試料，直交ニコル）P：斜長石

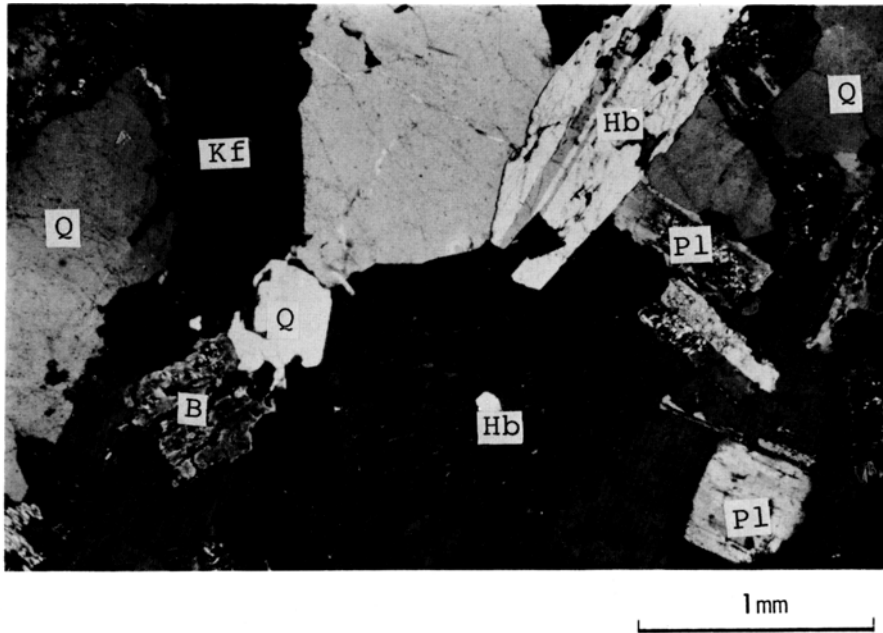
第II図版



1. 花崗閃緑岩の顕微鏡写真 (大岩生, 直交ニコル) Q: 石英, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, B: 黒雲母, Hb: 角閃石



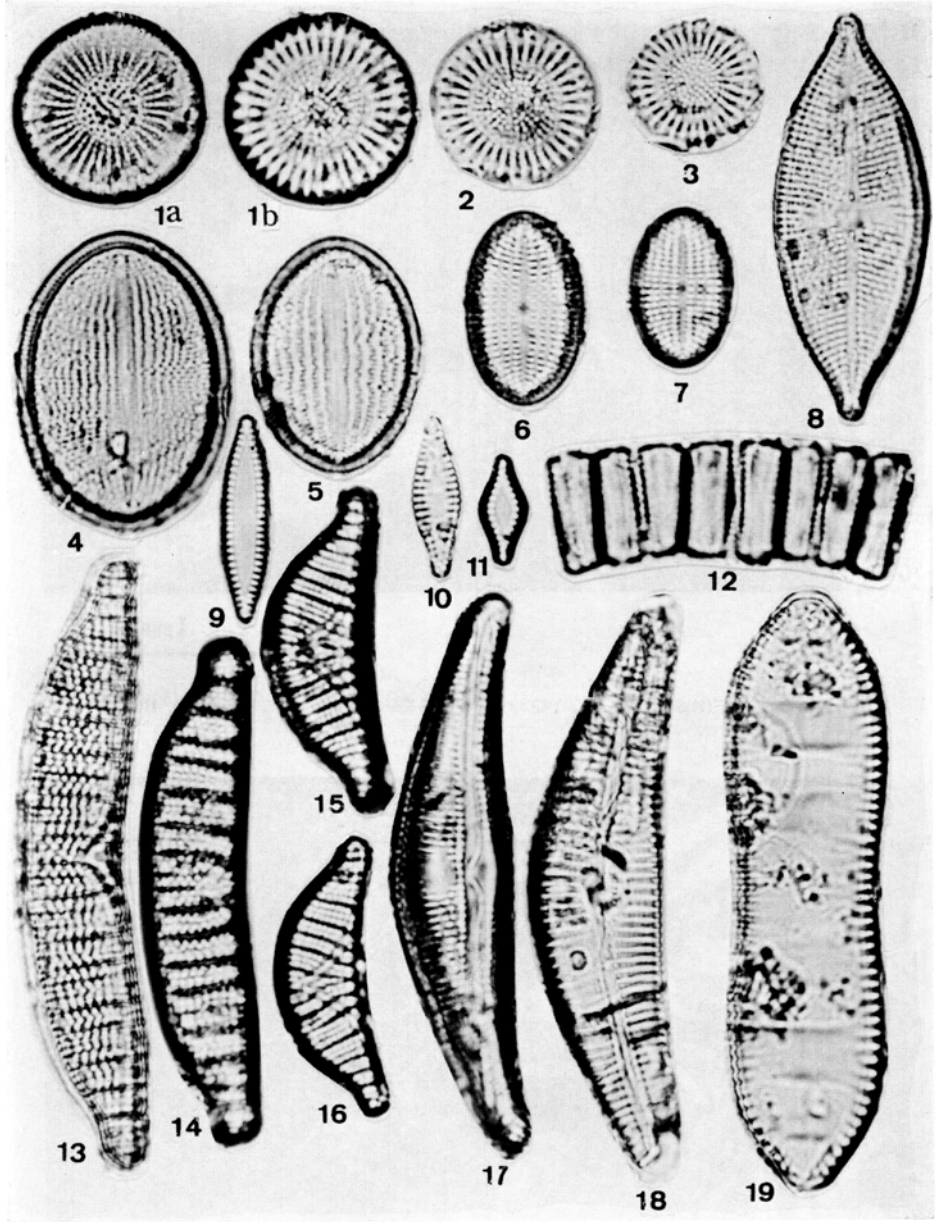
2. 花崗閃緑岩の顕微鏡写真 (大岩生, 下方ニコルのみ)



1. 花崗岩の顕微鏡写真（神威脇，直交ニコル） Q：石英，Pl：斜長石，Kf：カリ長石，B：黒雲母，Hb：角閃石



2. 斑れい岩の顕微鏡写真（梶内川支沢，直交ニコル）右端が単斜輝石，粗粒な輝石と斜長石の間の細粒部は黒雲母・角閃石・単斜輝石及び不透明鉱物などの集合物



フケ歌沢段丘堆積物中の淡水性珪藻化石 (藤田 剛氏作成)

- 1a, 1b. *Stephanodiscus astraea* (EHR.) GRUNOW
 2, 3. *Stephanodiscus astraea* (EHR.) GRUNOW
 4, 5. *Cocconeis placentula* EHRENBURG var. *lineata* GRUNOW
 6, 7. *Cocconeis placentula* EHRENBURG var. *euglipta* (EHR.) CLEVE
 8. *Navicula tuscula* (EHR.) CLEVE
 9. *Fragilaria brevistriata* GRUNOW
 10, 11, 12. *Fragilaria construens* (EHR.) GRUNOW
 10, 11 は蓋殻面 12 は殻環面の帯状部帯
 13, 14. *Epithemia zebra* (EHR.) KÜTZING
 15, 16. *Epithemia sorex* KÜTZING
 17. *Amphora ovalis* KÜTZING
 18. *Cymbella cistula* (HEMPRICH) GRUNOW
 19. *Cymatopleura solea* (BRÉB.) W. SMITH

※文献引用例

秦 光男・瀬川秀良・矢島淳吉(1982) 奥尻島北部及び南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 83p.

HATA, M., SEGAWA, S. and YAJIMA, J. (1982) *Geology of the Okushiritō Hokubu and Nambu District*. Quadrangle Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan. 83p. (in Japanese with English Abstract 5p.)

昭和57年7月30日印刷

昭和57年8月3日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東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

東京都千代田区神田神保町3-2

© 1982 Geological Survey of Japan