

55 (522.2) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

札幌(4)第92号

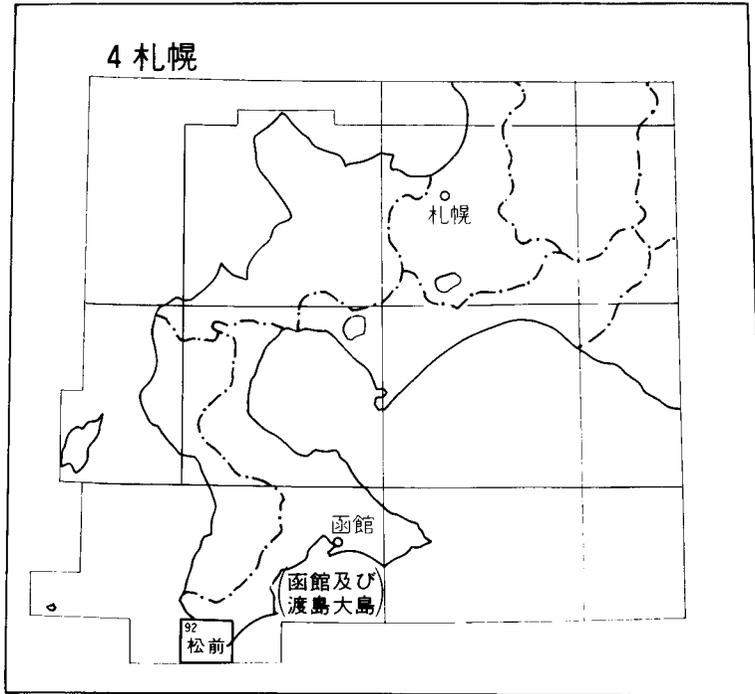
松 前 地 域 の 地 質

秦 光男・箕浦名知男
大沼晃助・加藤 誠

平成 2 年

地 質 調 査 所

位置図



()は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(秦 光男)	1
II. 地質概説	(秦 光男・箕浦名知男・大沼晃助・加藤 誠)	5
III. 中生界	(加藤 誠・箕浦名知男・大沼晃助)	9
III. 1 松前層群		9
III. 1. 1 研究史及び概説		9
III. 1. 2 松前地域		10
III. 1. 3 白神岬地域		14
III. 2 深成岩類		20
III. 2. 1 単斜輝石岩		21
III. 2. 2 角閃石岩		21
III. 2. 3 モンゾ閃緑岩		22
III. 2. 4 花崗岩		23
III. 2. 5 深成岩類の化学的性質		23
III. 3 ホルンフェルス		25
III. 4 岩脈類		25
III. 4. 1 輝緑岩		25
III. 4. 2 閃緑岩		26
IV. 新第三系	(秦 光男)	26
IV. 1 研究史		26
IV. 2 福山層		29
IV. 2. 1 福島地域		31
IV. 2. 2 松前地域		34
IV. 3 吉岡層		39
IV. 4 訓縫層		48
IV. 4. 1 福島地域		50
IV. 4. 2 松前地域		54
IV. 5 岩脈類		59
IV. 5. 1 玄武岩		60
IV. 5. 2 安山岩		60
IV. 5. 3 流紋岩		60
IV. 6 桧山層群		62
IV. 6. 1 木古内層		62

IV. 7	澗内川安山岩 <small>まない</small>	65
IV. 8	新第三系の地質構造	66
IV. 9	海域の新第三系	68
V.	第四系	(秦 光男) 70
V. 1	海岸段丘堆積物	70
V. 2	河岸段丘堆積物	72
V. 3	沖積層	73
V. 4	地すべり堆積物	73
VI.	応用地質	(秦 光男) 74
VI. 1	銅・鉛・亜鉛鉱	74
VI. 2	マンガン鉱	76
VI. 3	陶石	77
VI. 4	耐火粘土	77
VI. 5	油母頁岩	79
VI. 6	骨材	79
VI. 7	鉱泉	80
文 献	80
Abstract	86

図・表・図版

第1図	松前地域の切峰面及び海底地形図	2
第2図	東部山地(白神岬西側)の地形	3
第3図	松前町赤神・札前地域の段丘地形	4
第4図	I (ct ₁)段丘面と山地地形	4
第5図	白神岬東側、立岩海岸地域の海蝕崖及び岩礁	4
第6図	松前地域の地質総括図	6
第7図	松前地域及び周辺の地質図	7
第8図	松前層群 M ₁ ユニットの含礫泥岩	11
第9図	松前層群 M ₂ ユニットの砂岩粘板岩細互層	12
第10図	松前層群 M ₃ ユニットの褶曲した層状チャート	12
第11図	松前層群 S ₁ ユニットの凝灰質含礫泥岩	15
第12図	松前層群 S ₁ ユニットの塩基性ハイアロプレッチャ	16
第13図	松前層群 S ₁ ユニットの塩基性ハイアロプレッチャ	16
第14図	松前層群 S ₁ ユニットの塩基性ハイアロプレッチャ	17

第15図	松前層群 S_6 ユニット中の著しい変形を受けた岩片を含む含礫泥岩	19
第16図	松前層群 S_6 ユニット中の層状チャート	20
第17図	深成岩類の化学組成変化図	24
第18図	$Na_2O+K_2O-SiO_2$ 図	25
第19図	松前層群の粘板岩を貫く輝緑岩岩脈	26
第20図	福山層地質柱状図	30
第21図	松前層群を不整合に覆う福山層の基底礫岩	31
第22図	福山層下部の安山岩火山角礫岩	32
第23図	福山層上部の流紋岩溶結凝灰岩	33
第24図	福山層上部に挟在する凝灰質砂岩層	35
第25図	化石産地及び化学分析・年代測定試料採取地	38
第26図	吉岡層地質柱状図	39
第27図	福山層と吉岡層の不整合関係を示す露頭スケッチ	40
第28図	吉岡層の泥灰質団球を含む塊状泥岩	40
第29図	吉岡層の基底礫岩層	42
第30図	訓縫層地質柱状図	49
第31図	吉岡層を不整合に覆う訓縫層の基底礫岩	50
第32図	訓縫層最下部の細粒凝灰岩と軽石凝灰岩との互層	51
第33図	訓縫層最下部の安山岩凝灰角礫岩	51
第34図	訓縫層下部の塊状黒色泥岩	52
第35図	訓縫層上部の安山岩凝灰角礫岩と凝灰岩を挟む凝灰質砂岩泥岩互層	53
第36図	訓縫層最上部のガラス質安山岩水中破碎岩(ハイアロクラスタイト)	54
第37図	訓縫層上部の硬質頁岩層と凝灰岩層	56
第38図	福山層下部を大規模に貫く流紋岩岩脈	61
第39図	木古内層地質柱状図	63
第40図	木古内層の珪質な薄板状硬質頁岩層	63
第41図	木古内層上部の厚板状硬質泥岩層	64
第42図	新第三系の地質構造図	67
第43図	津軽海峡海底部の地質図	69
第44図	海岸段丘堆積物柱状図	72
第45図	II (ct ₂) 段丘堆積物の礫層	72
第46図	III (ct ₃) 段丘堆積物の礫層及び砂礫層	73
第47図	鉱産物分布図	74
第48図	赤神鉱山の地質鉱床図	75
第49図	吉岡耐火粘土の露頭分布図	78
第50図	吉岡耐火粘土の露頭スケッチと耐火度	78

第 51 図	吉岡川上流地域の碎石場	80
第 1 表	深成岩類の化学組成	24
第 2 表	松前半島の新第三系層序	27
第 3 表	松前地域及び周辺の中新統層序区分の変遷	28
第 4 表	福山層火山岩類の化学組成	37
第 5 表	吉岡層産出員化石表	41
第 6 表	吉岡層産出有孔虫化石表	43
第 7 表	吉岡層産出大型植物化石表	44
第 8 表	吉岡層産出花粉化石表	47
第 9 表	吉岡層産出珪藻化石表	48
第 10 表	訓縫層火山岩類の化学組成	57
第 11 表	訓縫層産出有孔虫化石表	58
第 12 表	訓縫層産出花粉化石表	59
第 13 表	岩脈類の化学組成	60
第 14 表	木古内層産出花粉化石表	65
第 15 表	松前地域における海岸段丘面の区分と対比	70
第 16 表	吉岡耐火粘土の化学組成	78
第 17 表	油母頁岩の化学組成	79
第 I 図版	1:松前層群 M ₁ ユニット中のドロマイト質チャート	91
	2:松前層群 M ₁ ユニット中のチャート	91
第 II 図版	1:松前層群 M ₁ ユニット中の含礫泥岩	92
	2:松前層群 S ₂ ユニット中の細粒砂岩	92
第 III 図版	1:松前層群 S ₂ ユニット中の玄武岩	93
	2:松前層群 S ₂ ユニット中の玄武岩(発泡の著しいもの)	93
第 IV 図版	1:松前層群 S ₅ ユニット中のチャート角礫岩に見られるガーネット	94
	2:松前層群 M ₁ ユニット中の岩脈の黒雲母角閃石輝緑岩	94
第 V 図版	1:単斜輝石岩	95
	2:角閃石岩	95
第 VI 図版	1:モンゾ閃緑岩	96
	2:モンゾ閃緑岩	96
第 VII 図版	1:モンゾ斑れい岩	97
	2:花崗岩	97
第 VIII 図版	1:紅柱石ホルンフェルス	98

松前地域の地質

秦 光男*・箕浦名知男**

大沼晃助***・加藤 誠**

松前地域の地質図幅の研究は、地質調査所の経常研究(地質図幅の研究)として行われたもので、野外調査は昭和46年から昭和50年にかけて実施された。野外調査及びその後の室内研究は、中生代の堆積岩類を加藤及び箕浦が、白亜紀の進入になる深成岩類を大沼が、新生代の新第三系及び第四系を秦が、それぞれ分担して行った。その後昭和57年に秦が、一部の補備調査を行い、ここにとりまとめたものである。

野外調査に当たっては、日本鉄道建設公団青函建設局・福島町役場・松前町役場及び松前林務署から種々の御便宜を賜った。中生層の研究にあたっては、北海道大学学生(当時)の川村信人、芳賀壮一両氏に協力をいただき、コノドント化石は横浜国立大学小池敏夫教授に同定していただいた。また、深成岩類のとりまとめにあたっては、北海道大学の土谷信高博士の研究成果の一部を使用させていただき、更に顕微鏡写真も提供していただいた。新第三系の研究に際しては、花粉化石は北海道大学佐藤誠司助教授に、貝化石は元地質部の大山 桂博士(鳥羽水族館)にそれぞれ同定していただき、かつ多くのご教示を受けた。以上の方々に心から感謝の意を表する。

なお、新第三系の岩石の検鏡に際し、元地質部の一色直記氏及び松井和典氏の協力を受けた。岩石の化学分析は元技術部の大森貞子氏、薄片作成は主に元北海道支所の谷津良太郎氏及び渡辺真治氏、ならびに北海道大学理学部桑島俊昭技官及び故森林和良氏が担当した。

1. 地 形

(秦 光男)

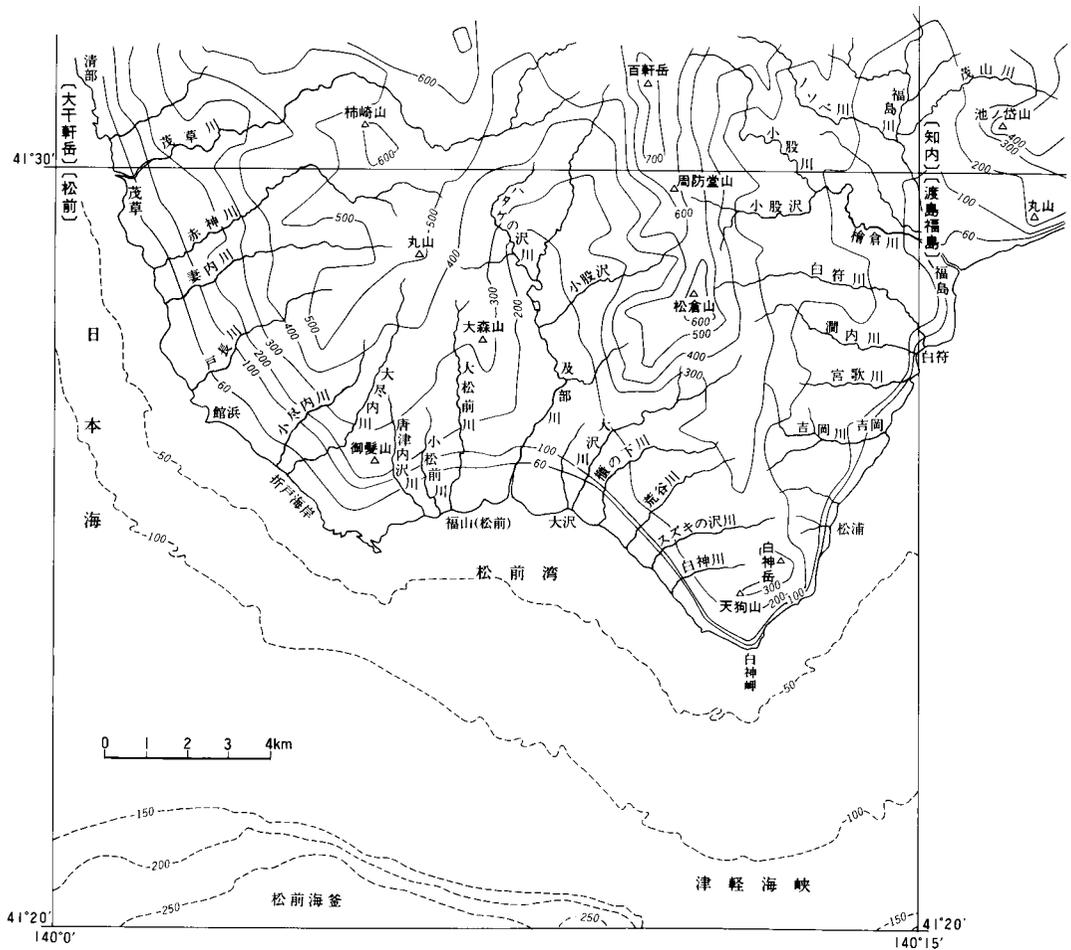
松前図幅地域は、北海道南西部の松前半島南端部(北緯 $41^{\circ}20'$ - $41^{\circ}30'$ 、東経 $140^{\circ}0'$ - $140^{\circ}15'$ の範囲)に位置している。本地域は、津軽海峡をへだてた本州の津軽半島とは約20kmと最も近く、西海岸の福島町吉岡

*元地質部(現開トロー地質) **北海道大学 ***東北大学

には、青函トンネルの北海道側掘削基地があり、沖合海底下にはJR津軽海峡線の吉岡海底駅がある。

陸域の地形は、第1図に示されるように、ほぼ中央部を南北方向に南流する及部川流域の狭長な低地をはさむ東部と西部の山地と、海岸地域に発達する段丘地形とに大別される。

東部の山地は、地域北部の周防堂山(標高661.8m)、松倉山(標高660.7m)を中心として、域外北方の大千軒岳(標高1,071.6m)に向かってより高度を増し、南端部の白神岬に向かっては順次高度を減じている。この山地は、秦(1973, 1973MS.)の大千軒岳隆起地塊の南部にあたり、中核部は中生代の堆積岩類からなる松前層群及び白亜紀の深成岩類によって構成され、その両側に新第三系が分布している。分水嶺はほぼ南北方向に延び、これに直交して河川が発達しており、東側の河川(檜倉川・白符川・瀧内川・宮歌川・吉岡川など)は東流し、西側の河川(周防堂沢川・小股沢川・松倉沢川・大沢川・櫃の下川・荒谷川など)は西流-南流して、それぞれ津軽海峡に流入している。



第1図 松前地域の切峰面及び海底地形図(切峰面は1km間隔の谷埋め, 等高線及び水深線はいずれもm)

西部の山地は、北部では標高500-600mの台地形の山容をなし、その外側に順次標高を減じている。この山地は、秦(1973, 1973 MS.)の江良隆起地塊の南部にあたり、東部山地と同様に中核部には松前層群が分布し、これを覆って新第三系が発達している。なお、この地塊では、東側の大千軒岳隆起地塊に較べて隆起量が少なかったようで、標高500m内外の台地にも新第三系が広く分布している。この地域の河川は、北部の台地状地形を中心として放射状に発達している。東側ではハタケの沢川及び及部川中-下流部の支沢が東流して及部川に、南側の河川(大松前川・小松前川・唐津内沢川・大尽内川など)では南流して津軽海峡に流入し、西側の河川(茂草川・赤神川・妻内川・戸長川など)は、西-南西流して日本海に注いでいる。

及部川流域の低地は、東西両山地の谷間にあたる南北方向の狭長な低地で、ほぼ新第三系で占められ、及部川中-下流域に沖積層が発達している。

段丘地形は、西海岸の茂草から南海岸の白神にかけての地域、とくに大沢以西の地域では、海岸線に沿う幅1,000-1,500mにわたり、4段の美事な平坦面を形成して発達している。段丘面は、高位からⅠ(ct_1)段丘面(標高60-115m)、Ⅱ(ct_2)段丘面(標高40-80m)、Ⅲ(ct_3)段丘面(標高20-50m)、Ⅳ(ct_4)段丘面(標高15-30m)に区分される。これらはいずれも海成段丘で、段丘堆積物を伴っている。なお、東海岸においては段丘の発達が悪く、宮歌から松浦にかけての地域に、Ⅱ(ct_2)段丘面にあたるものが、わずかに認められるにすぎない。

なお、海岸地域には多くの岩礁が点在し、さらに海面下には海蝕台が形成されており、干潮時には露岩する。

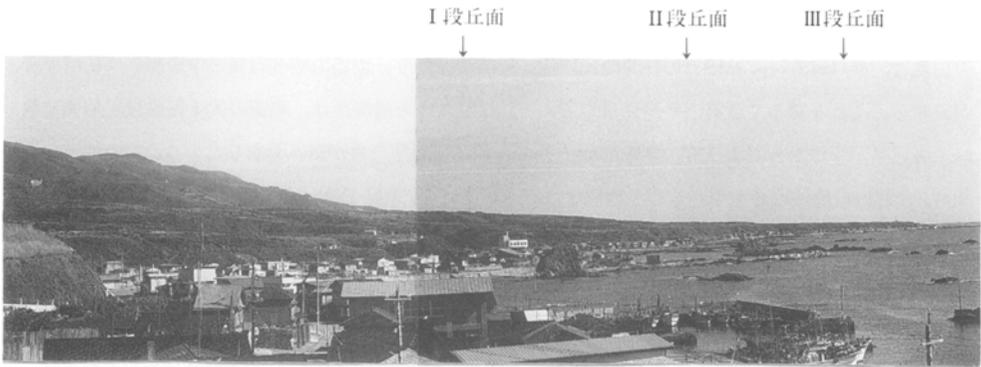
河岸段丘は、あまり発達しておらず、檜倉川でわずかに認められるにすぎない。

沖積地は、各河川流域及び海岸沿いに形成されている。これらは檜倉川及び及部川流域で比較的広い分布を示すが、その他の地域では規模は小さい。

このほか、及部川中流右岸域には地すべり地形がある。



第2図 東部山地(白神岬西側)の地形



第3図 松前町赤神-札前地域の段丘地形(静浦より望む)

戸長川



第4図 I (ct₁)段丘面と山地地形(館浜より望む)



第5図 白神岬東側、立岩海岸地域の海蝕崖及び岩礁

海域の地形は、第1図で示されるように海岸線から1-2km沖合いで水深50m、さらに1.5-3km先で水深100mと緩いスロープの陸棚をなして、日本海及び津軽海峡の中心部に向かって深度を増している。なお、松前町弁天島南方の津軽海峡中央部には、水深250m以深の松前海釜があって、水深150m以浅の陸棚との間には急斜面が形成されている。

II. 地 質 概 説

(秦 光男・箕浦名知男・大沼晃助・加藤 誠)

本図幅地域を含む松前半島は、東北本州弧内帯のいわゆるグリンタフ地域の北方延長部にあたる。基盤岩は、北部北上帯に含まれる堆積岩類と、いわゆる北上進入帯に属する白亜紀の深成岩類からなる。白亜紀及び古第三紀主部の地層を欠いて、漸新世末から始まる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ている。

本地域では、基盤岩は、松前層群(三畳紀-ジュラ紀?)と呼ばれる厚い堆積岩と、松前層群に進入する白亜紀の深成岩類からなり、東側の大千軒岳隆起地塊と西側の江良隆起地塊の中核をなして分布している。なお、白亜紀の深成岩類の進入は、大千軒岳地塊を中心として行われている。新第三系は、これらの基盤岩類を不整合に覆って広く分布しているが、南北方向に配列する隆起地塊間を埋めるように、とくに厚く発達している。

第四系は、海岸沿いに発達する更新世の海岸段丘堆積物と、檜倉川流域に認められる河岸段丘堆積物、各河川流域及び海岸に発達する沖積層などがある。

本図幅地域の地質層序の総括は第6図に示した通りである。なお、本地域ならびに周辺地域を含めた地質と、地質構造の概略を第7図に示す。

中生界の松前層群は、西部の松前地域と東部の白神岬地域とに広く露出している。両地域間の及部川流域の新第三系の基盤としても、かなり広く伏在しているものと思われる。西部松前地域では、砂岩・粘板岩及びチャートからなり、玄武岩質火砕岩やドロマイトをかなり挟むM₁ユニット、砂岩・粘板岩の細互層にチャートを伴うM₂ユニット及び層状チャートを主体とし、少量の砂岩・粘板岩を伴うM₃ユニットに区分される。このうち、M₁ユニットには含礫泥岩を伴うメランジェ体を含んでいる。各ユニット間の層序関係は明らかでないが、見かけ上M₁ユニットが最下位で、M₃ユニットが最上位となっている。全層厚は約1,000mである。

一方、東部の白神岬地域では、松前地域に較べて、チャートの発達が悪く、玄武岩質火砕岩の発達が著しい。また含礫泥岩の発達も顕著である。全域を通じて特に主となる岩相があるというわけではなく、各岩相の発達状況が、漸移していくように見える。従って、白神岬地域では、各岩相の総体的量比及び、構造によって最下位のS₁ユニットから最上位のS₆ユニットまでの6ユニットに区分した。全体としてみ

れば、S₁ユニットに玄武岩質火砕岩及び砂岩の量が多い。チャートは中間のS₃及びS₄ユニットに比較的多いが、連続性のあるものはほとんど見られない。白神岬地区の松前層群の全層厚は約2,600mと算定される。

深成岩類は、東部の大千軒岳隆起地塊の南部を中心に、松前層群に進入して発達している。これらは、単斜輝石岩・角閃石岩・モンゾ閃緑岩・モンゾ斑れい岩・花崗岩など多様な岩相からなる岩体で、土谷(1977)は、松前深成複合岩体としている。これらの岩石の化学組成は、日本の花崗岩類の平均組成よりは、はるかにアルカリに富むもので、東北地方の北上山地の姫神岩体、日神子岩体、折壁岩体のそれに似ている。したがって、北上進入帯の延長部にあたり、岩体進入時期は白亜紀といえる。

新第三系は、下位から中新世の福山層・吉岡層・訓縫層・松山層群の木古内層及び鮮新世の潤内川安山岩からなる。

福山層は、基盤の松前層群及び深成岩類を傾斜不整合に覆って広く発達している。

時代	層序区分(記号)	層厚(m)	主な岩相	化石及び火成活動	年代値(Ma)その他	
第四紀	更新世	沖積層(a)	砂・礫及び粘土			
	更新世	海岸段丘堆積物(ct ₁₋₃) 河岸段丘堆積物(tr)	礫・砂及びシルト 礫及び砂	貝 有孔虫 Makiyama 大型植物・花粉 玄武岩及びトレンサイト 安山岩 流紋岩及びチャート		
新第三紀	鮮新世	潤内川安山岩	輝石安山岩溶岩		← 上昇運動	
	後期	松山層群 木古内層(Ki)	450+	硬質頁岩及び硬質泥岩を主体とし、酸性凝灰岩及び砂岩を伴う	← 褶曲及び断層運動	
	中期	訓縫層	最上部(K _{5a}) K ₅	250 -320	砂岩凝灰岩互層を主体とし、北部では安山岩溶岩、同質火砕岩を伴う	← 14.5 (F.T.) (城外、ノソベ川)
			上部(K ₄)	220 -320	泥岩砂岩互層を主体とし、凝灰岩及び凝灰角礫岩を伴う	
			中部(K _{3a}) K ₃	320 -600	砂岩泥岩凝灰岩互層を主体とし、北部で安山岩溶岩、同質火砕岩を伴う	
			下部(K ₂)	0 -280	泥岩を主体とし、砂岩及び凝灰岩を伴う	
	最下部(K _{1a}) K _{1c}	180 -600	砂岩凝灰岩互層を主体とし、基底礫岩層や北部では安山岩溶岩、同質火砕岩を伴う	← 10±2 (K Ar) 17.1 (F.T.) (城外、小股川)		
	前期	吉岡層(Yc, Ym)	0 -260	泥岩を主体とし、油母頁岩を伴う 及部川地域では基底礫岩層が発達する	吉岡植物群 (台島型)	
	福山層	上部(F _{2b}) F _{2a} F _{2r}	100 -500	流紋岩火砕岩を主体とし、安山岩及び玄武岩溶岩、同質火砕岩や砂岩層を伴う	← 21.7, 22.3 23.1, 24.2 (F.T.)	
		下部(F _{1a}) F _{1a} F _{1c}	100 -450	輝石安山岩火砕岩及び同質溶岩を主体とし、基底礫岩層や一部に砂岩層を伴う		
白亜紀			(単斜輝石岩・角閃石岩・モンゾ閃緑岩) ・花崗岩	深成岩類		
ジュラ紀?	松前層群 (M ₃ S ₆) (M ₁ S ₁)		粘板岩・砂岩及びチャートを主体とし、玄武岩質火砕岩・含礫泥岩・ドロマイトや石灰岩を伴う	三疊紀コノドント ペルム紀石灰藻 ペルム紀コノドント 石炭紀コノドント	異地性岩体	
三疊紀						

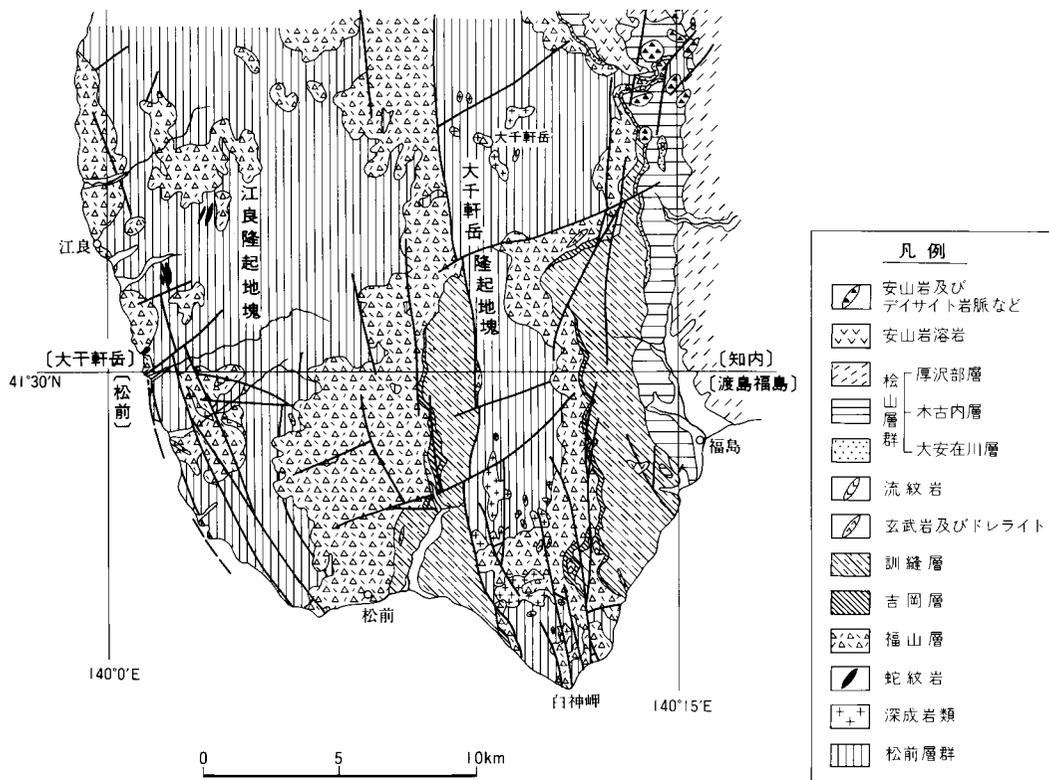
第6図 松前地域の地質総括図

大部分が火山岩及び火砕岩からなり、これらは著しい変質作用を受けており、いわゆる下部グリンタフ相を呈する。本層は、基底礫岩と安山岩溶岩及び火砕岩からなる下部と、流紋岩溶結凝灰岩を伴う、デイサイト-流紋岩質の火砕岩を主とし、砂岩・凝灰岩を伴う上部に区分される。基底礫岩は、東部の福島地域ではほぼ全域にわたって発達しており、層厚は最大で60mある。下部層の主部をなす安山岩溶岩及び火砕岩は、帯緑暗灰色を呈する変質輝石安山岩で、斜長石の曹長石化や緑泥石、炭酸塩鉱物化を全般的に受けている。上部層は、黒雲母斜長石流紋岩溶結凝灰岩を伴う流紋岩質凝灰角礫岩から細粒凝灰岩におよぶ火砕岩を主体とし、上部には玄武岩及び安山岩の火山活動も認められる。なお、地域的には、これらの火砕岩中に凝灰質砂岩、泥岩などの淡水成の碎屑岩を挟有している。

本層の層厚は、下部で100-450m、上部で100-500mある。

本層の火山岩類は、一般にアルカリ成分に富み、上部層の流紋岩や玄武岩の一部はアルカリ岩系列に属するとされている(OKAMURA et al., 1984)。

本層からは、これまで海生化石は産出していない。下部層の基底礫岩中の炭質物から、冷温性の阿仁合植物群にあたる組成をもつ花粉化石が得られているのみである。なお、上部の流紋岩溶結凝灰岩及び



第7図 松前地域及び周辺の地質図(秦ほか, 1984に一部加筆)

凝灰岩で、24.2-21.7Maのフィッション・トラック年代が得られており、前期中新世の前期にあたる。

吉岡層は、主として暗灰色-黒色を呈する海成の泥岩からなる。下位の福山層とは不整合関係にあつて、松前地域の及部川流域では、基底部に厚さ50mに及ぶ礫岩層が形成されている。主部をなす泥岩層からは、海生の貝化石や有孔虫化石を産出するが、東部の吉岡地域では、最下部に淡水成の粘土層(耐火粘土層)や下部-中部にかけて油母頁岩層を挟在するなど、特異な堆積環境を示している。

本層の厚さは、最大250mあるが、南部及び北部に向かって薄くなり、南東部の津軽海峡地域では尖滅している。

本層から産出する軟体動物化石は、“八尾-門ノ沢動物群”に近縁なものである。大型植物化石及び花粉化石は、いずれも *Comptonia*, *Liquidambar* を伴う温暖性の台島型植物群に対比される。このほか、吉岡地域では淡水生の魚や淡水生種の多い珪藻化石も産出している。これらのことから本層は、東北日本の秋田地域の台島層に対比され、その時代は前期中新世の後期にあたる。

訓縫層は、海成の碎屑岩及び安山岩を主体とする火山岩類からなる。とくに火山岩類は変質作用を受けて緑色化しており、いわゆる上部グリンタフ相を呈している。本地域では、南部地域では火山活動が不活発であつて、泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩が厚く発達している。北部地域では輝石安山岩溶岩及び火砕岩が厚く発達し、陸源碎屑岩と指交する関係で挟在している。

下位の吉岡層とは、厚い基底礫岩を伴い不整合関係にある。

本層は、礫岩・砂岩及び火砕岩からなる最下部・暗灰色泥岩からなる下部、砂岩凝灰岩互層を主とする中部、砂岩泥岩互層からなる上部、凝灰岩砂岩互層を主とする最上部に5区分される。

本層の層厚は、2,000m以上ある。

火山岩類は、下位の福山層と較べて変質は一般に弱い。また、化学組成は K_2O に乏しいソレアイト岩系列に属するとされている(OKAMURA et al., 1984)。

化石は、*Makiyama chitanii* や魚鱗が全層にわたって認められるほか、下部の泥岩から有孔虫化石及び花粉化石を、中部の泥岩からは貝化石が産出している。有孔虫化石からは浮遊性有孔虫化石分帯のN.8-N.9に当たり、東北日本の秋田地域の西黒沢層に相当する。下部層から産出する花粉化石もまた西黒沢層と同様な温暖性の要素が強い組成のものである。このようなことから、本層の時代は、前期中新世末-中期中新世前期にあたる。

このほか、主に訓縫層堆積時-堆積直後にかけて活動したと考えられる火山岩として、玄武岩、安山岩及び流紋岩がある。これらは、多くの場合小規模な岩脈として認められるものであるが、吉岡地域の岩床状の玄武岩や西部の赤神川地域などの流紋岩岩脈は比較的大きい。

桧山層群の木古内層は、下部は主として珪質な硬質頁岩とシルト岩との細互層をなす薄板状硬質頁岩からなる。上部は比較的塊状な泥岩を伴う厚板状硬質頁岩からなり、珪長質な凝灰岩や砂岩層を挟在している。また、硬質頁岩中には泥灰岩の団球及び団塊が多く含まれている。

下位の訓縫層とは不整合関係にある。なお、本地域では桧山層群最下部の大安在川層は分布しない。また、南東方の津軽海峡下では本層より上位の黒松内層が、訓縫層を直接不整合に覆っている。

層厚は、450m以上ある。化石は、全般的に *Makiyama chitanii* を含むほか、*Spirosigmoilinella compressa*, *Martinotiella communis* などの底生有孔虫を産出するにすぎない。

本層は、渡島半島北部の八雲地方の八雲統(=八雲層)の下半部に対比され、時代は中期中新世-後期中新世にあたる。

潤内川安山岩は、潤内川と白符川間に分布する輝石安山岩溶岩である。この溶岩は、面積はあまり広くないが、傾斜した訓縫層を不整合に覆っている。時代は明らかでないが、東方で大規模に活動した鮮新世の知内火山岩類の時期にあたる可能性が強い。

第四系は、海岸沿いに発達する後期更新世の3段の海岸段丘堆積物と檜倉川流域に分布する河岸段丘堆積物、各河川流域及び海岸に発達する沖積層がある。そのほか、及部川中流左岸の地すべり地域には、地すべり堆積物がある。

本地域及び周辺地域の地質構造は、第7図に示したように南北方向の断層及び褶曲構造が支配的である。本地域内の断層構造は、東部の大千軒岳隆起地塊では、その西縁に形成された、東から西へ衝上する大沢断層、白神岬から北方の白符川-檜倉川流域まで延びる数条の断層は、いずれも南北系のものである。西部の江良隆起地塊では、その西部に多くの断層が形成されており、これらの断層は大局的には南北系であるが、赤神から南部の海岸地域では北西-南東方向へ転じている。また、これら南北系の断層に直交する東西系の断層も発達している、褶曲構造は、背斜及び向斜構造とも小規模で、かつ小波長のものが多い。これらの褶曲構造は、白神岬地域の松前層群中のものである、東西方向のものが認められているが、大部分が南北方向の軸を示している。

Ⅲ. 中生界

(加藤 誠・箕浦名知男・大沼晃助)

Ⅲ. 1 松前層群

Ⅲ. 1. 1 研究史及び概説

北海道渡島半島の先第三系を古生層と認定したのは、神保(1890)が最初であろう。それは砂岩・粘板岩及びチャートからなる単調な累層で、時に“輝緑凝灰岩”や石灰岩を挟在する。神保は石灰岩の中に海百合の茎の化石を発見して、その時代を古生代と結論したのであった。以来、この先第三系は“道南古生層”と称されてきた。

橋本(1958)は、これを松前層群と命名したが、模式地の指定はあるものの、層序及び地質時代などについて詳細は不明のまま、この名前はその後広く用いられてきた(吉田・青木, 1972; 長尾・田中, 1972)。

この内、上礫石灰岩より湊・山本(1961)は石灰藻 *Mesophyllum* を報告し、上部ジュラ系である可能性を指摘したが、坂上ほか(1969)は、さらにその中に三疊紀コノドント化石の産出を報じた。そこで石田ほか(1975)は、これを松前層群から分離して、中生界上礫層群と命名した。一方、松前層群からは、珊瑚、紡錘虫、コノドント等の石炭紀化石(湊・国府谷, 1963; 吉田・山口, 1967; MINATO and ROWETT, 1967; 角ほか, 1970; 吉田・垣見, 1970; 吉田・青木, 1972; 青木・吉田, 1974)や、ペルム紀石灰藻化石(MINOURA

and KATO, 1978)が報告されたが、それらは何れも石灰岩中に見いだされたものであった。

本図幅地域内の松前層群のチャートから豊原ほか(1980)によってペルム-三畳紀コノドント化石の産出することが明らかにされ、次第に松前層群の主体は三畳系ではないかとする考え方が生じてきた。この場合、石炭-ペルム紀化石は異地性ブロック中に産したものとされる。事実、上ノ国町での石炭紀化石は、礫状石灰岩に産するものであり、松前地域には、メランジェの存在が認められている(川村ほか, 1986; 大津・川村, 1989)。

本地域よりはるか北方の、島牧地域では、田近ほか(1984)によって、先第三系は泊川層群と命名され、ジュラ紀後期から白亜紀前期の放散虫化石の産出が報じられた。また、江差・上国地域からは、ISHIGA and ISHIYAMA(1987)により、石炭紀-三畳紀コノドント及びジュラ紀中-後期放散虫化石が報告されている。さらに、津軽半島からは、かつて加藤(1972)がジュラ紀サンゴの産出を報じたが、これは礫状岩から産したものである。

このようなことから、北海道西南部の先第三系を、全体として、ジュラ紀の付加体とする考え方が一般的になってきている(箕浦, 1983, 1985; 君波ほか, 1985; ISHIGA and ISHIYAMA, 1987; 川村ほか, 1986)。

松前図幅地域内には、新第三系に覆われて、松前層群が広く分布するが、それらは、大別して東西の二つの地域に分けられる。西方のものは、松前層群の名称のおこった、松前より北方に伸びる松前地域(江良隆起地塊南部)で、他の一つは、東方の、白神岬より北方の大千軒岳に連なる白神岬地域(大千軒岳隆起地塊南部)である。一応、主要な岩相の分布状況よりユニット区分を行ったが、両地域ともに正確な層序関係を求めることは、できなかった。

Ⅲ. 1. 2 松前地域

松前地域では、主とする岩相によってM₁、M₂及びM₃の3ユニットに区分した。これらの3ユニットは、妻内川沿いの露出で見ると、M₁-M₂-M₃の順に東から西へと分布し、全体としては西に傾斜しており、見かけ上M₁-M₂-M₃の順に重なるものとみられる。しかし、各ユニット相互の関係は実際には不明である。なお、館浜付近の海岸部に露出する地層は非常に乱れており、メランジェ(館浜メランジェ; 川村ほか, 1986)となっているが、構成岩種から下部のM₁ユニットに含めた。

M₁ ユニット(M₁)

本ユニットは、赤神川、妻内川、こつくしない小尽内川、おおつくしない大尽内川の各々上流部と、館浜以南の海岸部に分布する。主として砂岩・粘板岩及びチャートからなるが、変質した火砕岩・石灰岩・ドロマイトを伴うのが特徴である。砂岩・粘板岩はしばしば5-10cm厚の互層をなす。層厚は、妻内川で270m以上。赤神川上流部では2-10cm厚の灰-灰白色で、風化面でやや黄色を帯びる薄層状チャートが多く、その小褶曲の軸は北へブランチする。妻内川以南ではかなり火砕岩が多くなる。火砕岩は細粒なものが多いが、粗粒なものにはチャート岩片が取り込まれているものがある。また、火砕岩は珪化を受け、炭酸塩を生じているが、元来は、塩基性火山岩に由来するものと判断される。唐津内沢には赤色チャートがある。

メランジェは、特に露出の良い海岸部で観察され、次のようなものが認められる。砂岩・粘板岩の互

層、ドロマイト、緑色岩、含礫泥岩などからなり、著しく褶曲した大・小のブロックが小断層で切られて錯綜している。粘板岩・緑色凝灰岩は剪断を受けて、千枚岩質になっている。館浜漁港北方のトノマ岬周辺では、粘板岩やチャートの薄層をレンズ状に含む巨大なドロマイトの岩塊が、向斜構造をとりながら、不規則な断層面を以て、下位の含礫泥岩、砂岩粘板岩互層と接しているのが認められる。

ドロマイトは、やや黄褐色を帯びたクリーム色ないし灰白色で、塊状のものもあるが・通常はよく成層し、チャートや粘板岩と互層する場合もある。ドロマイト中には小さな海百合茎節片が認められ、折戸海岸以北館浜の海岸に多くみられる。そこでは、第8図に示されるような特徴的な含礫泥岩があつて、ちぎれたような大・小の岩塊が、千枚岩質粘板岩中に散在している(第1図版の1)。礫としては、チャート、粘板岩のほかに変質した火山岩や火砕岩がみられる。大尽内川川口付近にある粗粒砂岩は角ばった石英やチャート片からなり、小さな砂粒には斜長石、カリ長石も認められる。また、館浜や、この周辺の火砕岩には、変質した玄武岩の岩片を含んでいる。

M₂ ユニット(M₂)

本ユニットは、茂草から札前にかけての海岸部と赤神川下流部、折戸海岸から弁天にかけての海岸、小尽内川及び戸長川ぞいに分布する。静浦の北西、札前の東方、静浦の沢の上流部、ハタケの沢川中流小沢などで新第三系中に窓状に分布するものこの地層である。主として、第9図に示されるようなしま状の砂岩と粘板岩の細互層からなり、灰白色を呈する薄層状のチャート層を伴う。全体の岩相からは、M₁ ユニットと似た点もあるが、粘板岩が多く、石灰岩や火砕岩を伴わない。砂岩には角張った石英やチャート片が多く、粘板岩の大角礫を多量にとり込んだものや、スランブ構造を呈するものがある。粘板岩には千枚岩状のものも多い。

本ユニットの層厚は、赤神川地域で450m以上と見積られる。



第8図 松前層群M₁ユニットの含礫泥岩(館浜の西北海岸)



第9図 松前層群M₂ユニットの砂岩粘板岩細互層(札前西海岸)



第10図 松前層群M₃ユニットの褶曲した層状チャート(妻内川中流)

M₃ ユニット(M₃)

本ユニットは、妻内川及び戸長川の中流域に峡谷を作って分布する。主として層状チャートからなり、砂岩及び粘板岩を挟む。チャートの大部分は灰色を呈するが、黒褐色のものも見られる。塊状の場合もあるが、通常よく成層し、単層の厚さは5-10cm程度で、第10図に示されるように、しばしば波長2mばかりのシェブロン小褶曲が発達しているのが妻内川上流でよく観察される。上限は不明であるが、層厚は300m以上と見積られる。なお、本ユニットのチャートから放射虫化石の検出を試みたが産出しなかった。

化石と各ユニットの地質年代

戸長川中流のチャートからコノドント化石 *Neogondolla bulganca* (BUDOROV and STEFANOV), *Enantiog nathus zieglerei* (DIEBEL) が検出された(横浜国立大小池敏夫教授同定)。最初の種は三畳紀アニシアンを示す。何れにしろ三畳紀のものである。従って、 M_3 ユニットは三畳系を含む。

三和(1979MS.)は、唐津内沢川中流、建石の西方30.8m水準点付近、小尽内川川口付近、及びその北西約500mの海岸の4地点のチャートからコノドントを抽出し、吉田・青木(1972)、青木・吉田(1974)の記載した石炭紀コノドントと比較し、すべて石炭紀のものとした。同定の結果については、標本が散逸しており、今日再検討できない。

豊原ほか(1980)は、松前半島南部の西海岸沿いにペルム紀のコノドントが産するとのべているが、産出化石、産出地点についての記述はない。

岡本(1985MS.)は、戸長川川口から建石にかけての海岸部の10地点のチャートからコノドント化石を抽出した。チャートは何れもメランジェ中の大・小の岩塊である。すなわち、戸長川口付近からは *Epigondolella* cfr. *primitia* MOSHER が、トノマ岬方面からは *Neogondolella* cfr. *polygnathiformis* (BUDOROV and STEFANOV), *Epigondolella*, *Gondolella*, *Hindeodella*, *Diplododella* などが、館浜からは *Neogondolella*, *Cypridoella*, *Hindeodella*, 折戸浜北からは、*Neogondolella* aff. *navicula* HUCKRIEDE, *Epigondolella*, *Hindeodella* が、また、建石西方からは *Neogondolella* cfr. *polygnathiformis* (BUDOROV and STEFANOV) や *Epigondolella* cfr. *primitia* MOSHER の他 *Hindeodella*, *Prioniodella*, *Neospathodus* などが産した(同定は北海道大学岩田圭示博士による)。従って、これらのチャートは殆んど三畳系、特に上部三畳系とみられる。

M_3 ユニットのチャートと M_1 ユニットのメランジェ中のチャートが共に三畳紀のものとなると、 M_3 ユニットそのものが、巨大な異地性岩体である可能性も生ずる。そしてメランジェの泥質マトリックスの年代について直接の証拠は得られてはいないものの、それが三畳紀の後期より以降ということで、ジュラ紀である可能性が高いと考えられる。本地域及び隣接地域にみられる石炭紀、ペルム紀、三畳紀の含化石石灰岩・チャートの大小のブロックは、緑色岩のブロックなどとともに、おそらく本地域のはるか東方、または東南方より収束帯にもちこまれたものであろう。 M_2 ユニットは、メランジェとはほぼ同時、あるいは若干それより後期の陸源性堆積物を代表するものであろう。後述の白神岬地域の松前層群も含めて、西方に予想される古陸の前面に広がった付加体の一部を構成していたものと考えられる。

地質構造

本地域の松前層群中には褶曲および断層が著しく発達している。これらは海岸沿いの露出の良いところでは随所に観察される。地質図では、一応地層の走向、傾斜をもとにして褶曲軸を設定したが、褶曲構造のうち、スケールの小さなものは、海底地すべりに伴うものであろう。断層にもこれに伴うものが多いと予想される。しかし、黒色粘板岩中の断層破砕帯には、赤神の北東で見られるように流紋岩が侵入していたり、あるいは黄鉄鉱の鉱染があるものも見られる。赤神川中流の旧赤神鉱山付近には東西方向と北北西-南南東方向の石英脈があって、鉱床はこれに伴うものとみられる。松前地域では、主要な断層及び褶曲構造は、共にほぼ北北西-南南東方向であるが、それらは海岸線に沿って西に張り出した弧状を呈している。なお、静浦、赤神地域で、海岸の段丘崖に見られる破砕帯には、主断層から派生した形

態を示す北西-南東方向のものも多い。従って、海岸線に沿う主断層には、右横ずれ成分のあることが想定される。また、北隣の大千軒岳図幅内で、蛇紋岩を伴う断層群は、これら南北方向の断層群の延長上にあたり、渡島半島の中・古生代構造発達史上、意味のある構造帯をなしているものと考えられる。

すでに述べたように、 M_1 - M_3 のユニットは、層位的な上下関係にあるのではなく、それぞれは、構造的に接触しているものであろう。チャートは大岩体(M_3 ユニット)として、 M_1 及び M_2 ユニットの上に構造的に乗っているか、あるいは大岩塊として、 M_1 及び M_2 ユニット中に取り込まれているものとも考えられる。

Ⅲ. 1. 3 白神岬地域

本地域は、大千軒岳隆起地塊の南部にあたる。松前層群の分布は、荒谷川^{ひつした}ぞいの深成岩類や櫃の下川流域の新第三系によって、南端部の白神岬地域と北部地域とに分断されている。

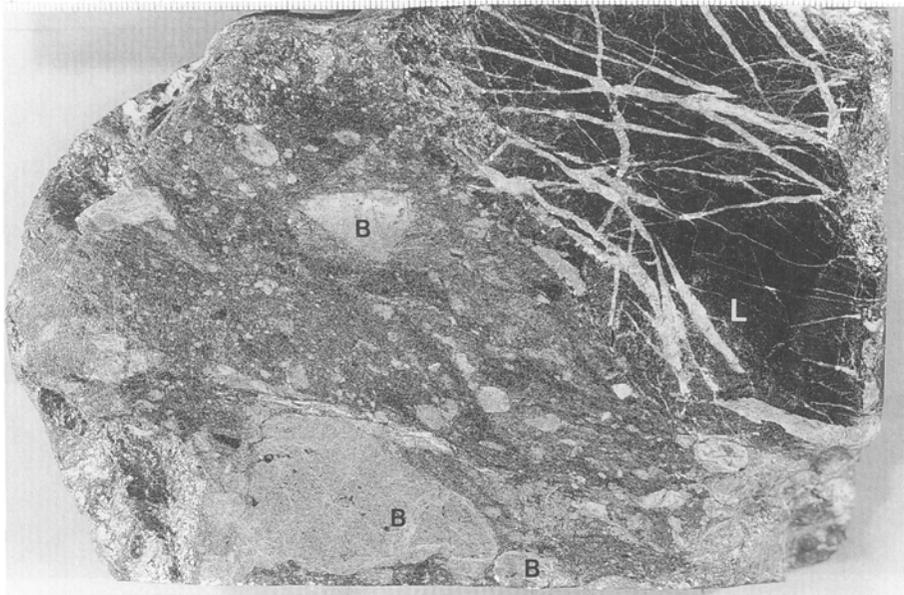
本地域の松前層群は、粘板岩を主体とし、北部では大量の塩基性火砕岩や玄武岩をしばしばまじえるが、チャート、砂岩などは比較的発達が悪い。また、後述の深成岩類の進入を受けており、その周辺では、熱変成によるホルンフェルスが形成されている。

他地域に分布する松前層群(角ほか, 1970; 石田ほか, 1975; 秦・垣見, 1979)に比べ、本地域の松前層群には、緑色岩が多くチャートの発達が少ない。特に、各地で知られている連続性のあるチャート層は、まったく見られない。粘板岩も、後述の含礫泥岩をかなり含む。この様な含礫泥岩の発達は、多くの異地性岩体と共にメランジェの存在を示しており、通常の意味での層序の設定が不適当であるのかも知れない。また、個々の岩相の分布や重なり方も、海岸部の一部を除いては、明らかにできなかった。従って、他地域の松前層群との対比は困難である。これらのことから、本地域に見られる主要な岩相の、およその発達状況やそれらの相対的な量比によって、 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4 、 S_5 、 S_6 の6ユニットに区分した。

これらの岩相の走向の多くは、北北西-南南東であるが、傾斜は一定しない。しかし、級化層理より判断される逆転層は一例しか認められなかった。各ユニット間の層序関係(特に S_2 ユニットと S_3 ユニット、 S_5 ユニットと S_6 ユニット)には不明な点も残るが、構造、分布の点から、 S_1 ユニットを本地域における最下位層、 S_6 ユニットを最上位層とした。

S_1 ユニット(S_1)

本ユニットは、含礫泥岩と塩基性火砕岩を主体とし、粘板岩、チャートを伴う。含礫泥岩と火砕岩との量比は一定しないが、全体的に前者が卓越している。この含礫泥岩は、層面にほぼ平行に並んだ礫が、弱い鱗片状劈開をもつ黒灰色の泥質基質に散点しているもので、礫種は粘板岩、チャート、塩基性凝灰岩、火砕岩、玄武岩などの角-亜角礫が多く、石灰岩礫を含むこともある(第11図)。基質は極細粒砂質や帯緑灰色のやや凝灰質になることもある。礫は一般に極めて淘汰が悪いが、淘汰がかなりよく見える場合でも、まったくと言っていいほど、級化が認められない。礫径は数mm-20mmのものが多く、時に5-40cmの大礫を混じえることもある。またほとんどの場合、層理面にほぼ平行に延ばされており、レンズ状-ブーデイン状に変形していることも多い。このような含礫泥岩は、量の多少はあるものの、本地域の松前層群全体、特に北部に、かなり多く発達している。本ユニットでは、この含礫泥岩が極めて多く、一般的な粘板岩は少なく、5-10cm厚の砂岩と互層するものが、ときどき認められるのみである。



第11図 松前層群 S_1 ユニット中の凝灰質含礫泥岩、石灰岩(L)及び玄武岩(B)の岩片を含む(小股川上流、スケールは5cm)

含礫泥岩と共に、本ユニットの主体をなす火砕岩は、玄武岩質のものが多く、礫として塩基性火山岩、同質凝灰岩が卓越し、稀に砂岩、粘板岩、石灰岩を含むこともあるハイアロプレッチア(第12-14図)を主体とし、発泡のよい玄武岩溶岩をしばしば混じえる。なお、このハイアロプレッチアにも著しい変形構造が見られることもある(第14図)。本ユニットの上部では、次第にこの火砕岩が多くなり、上位の火砕岩や含礫泥岩を主体とする S_2 ユニットに漸移する。チャートは稀に挟まれる。灰色-灰黒色で、塊状のものが多く、一部に厚さ数mの薄層状のものがあるのみである。いずれも連続性に乏しい。

層厚は480m以上と算定されるが、下限は不明である。

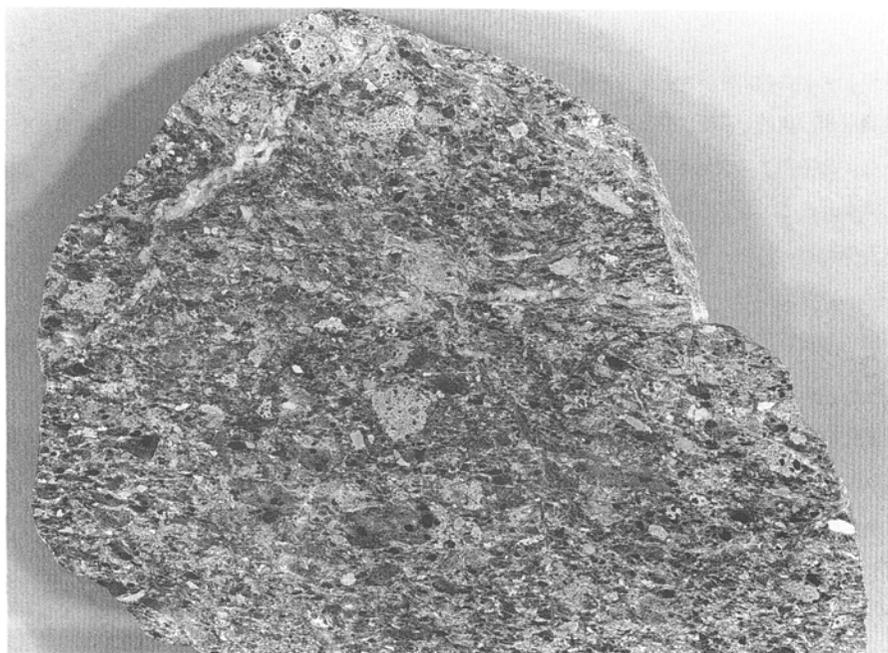
S_2 ユニット(S_2)

本ユニットは、図幅北方の小股川上流(北隣大千軒岳図幅内)に模式的に分布し、小股沢上流、周防堂沢川や小股沢川にみられる。下位の S_1 ユニットにみられるような含礫泥岩、粘板岩、火砕岩とが、不規則な互層をなすのが主体であるが、チャートや細-中粒砂岩もかなり挟む。各岩相の量比は一定しないが、全体として火砕岩が卓越している。下位の S_1 ユニットとは漸移しているので、便宜上、火砕岩と含礫泥岩とが、ほぼ等量になるところをもって境界とした。

本ユニット中の火砕岩は、 S_1 ユニットのものと同様、ハイアロプレッチアを主体に、発泡のよい玄武岩溶岩(第Ⅲ図版-2)をまじえるものであるが、ときに、ほとんど発泡していないもの(第Ⅲ図版-1)も認められる。チャートも S_1 ユニットのものと同様、灰白-灰黒色で、塊状を呈するものが多い。また、 S_1 ユニットよりはかなり多く挟まれているが、各単層では厚さ数mを越えるものは少ない。一方、砂岩もやや



第12図 松前層群S₁ユニット中の塩基性ハイアロブレッチア。発泡の著しいもの(Sc)と発泡のほとんど見られない(B)玄武岩片(小股川上流、スケールは5cm)



第13図 松前層群S₁ユニット中の塩基性ハイアロブレッチア。礫にはほとんど変形は見られないが、基質には鱗片状劈開が強い(小股沢川上流、スケールは5cm)



第14図 松前層群S₁ユニット中の塩基性ハイアロブレッチャ、変形の著しいもの、破断を受けた酸性凝灰岩片(矢印)(小股沢川、スケールは5cm)

多くみられ、しばしば粘板岩と互層する。また、本ユニット中部付近に発達する特徴的な細-中粒石英質砂岩は、チャート片が少なく、角ばった石英が極めて多く、斜長石と共に少量のカリ長石や碎屑性白雲母を含み、方解石セメントをもつこともある(第I図版-2)。明らかに花崗岩起源のものである。層厚10mに達するものが周防堂沢川、小股沢川、小股沢及び小股川でみられたが、その連続性については明らかにできなかった。

本ユニット中には、各所で小規模な石灰岩が、火砕岩や含礫泥岩中の、数cm-数mの岩塊として含まれている。その分布は本ユニットの下部及び中部の2層準に特に多い様に見える。これら石灰岩の多くは結晶質であり、一般には化石は認められない。しかし一部に、多くの化石片を含むものがあり、かつて報告されたペルム紀石灰藻(MINOURA and KATO, 1978)以外にも、多くの石灰藻が認められるが同定できなかった。これらの石灰岩は青木・吉田(1974)が石炭紀型コノドントを報告したものと、実質的に同一産地であり、小規模な異地性岩体と考えられる。

本ユニットは、上位のS₃ユニットとは、ほとんど断層で接し、上限は不明であるが、層厚は500m以上と算定される。

S₃ ユニット(S₃)

本ユニットは、白符川最上流部と小股沢川下流付近にのみ分布し、粘板岩、塩基性火砕岩を主体とし、チャート及び砂岩をかなり挟む。含礫泥岩は多くない。

黒色粘板岩は、しばしば砂岩と互層している。また、かなり珪質なものがあり、チャートもS₂ユニットに較べてやや多い。チャートの多くは灰-帯褐灰白色、塊状のものや、層状のものであり、層厚20mに及

ぶものが認められる。層状チャートの単層の厚さは数cm-数10cmであり、薄い泥質物を挟んで数層-数10層が重なることが多い。一方、含礫泥岩はかなりひんぱんに挟まれてくるが、厚さ数m以下のものが大部分で、量的には余り多くはない。

本ユニットは、岩相の全体的発達状況よりみれば、上下位ユニット(S₂, S₄)の漸移部と考えることができる。下限は不明であるが、層厚は300m以上と算定される。

S₄ ユニット(S₄)

本ユニットは、白符川上流部及び松倉山(標高660m)山頂周辺に分布する。一般にチャートの発達が悪いが、本地区の松前層群のうちで、最もチャートの発達した層準である。チャートの大部分は、灰白-帯褐灰白-灰黒色で、塊状のものもあるが、一般によく成層している。単層の厚さは数cm-10cmで、薄い泥質物を挟んで幾層にも重なる。下位のS₃ユニットとは整合的であり、チャートが約30%を越えるところをもって、便宜上の境界とした。層厚は約280mと算定される。

本ユニットの主体はチャートが卓越するが、全体としては、チャートと粘板岩はほぼ等量くらいである。また、粘板岩は時に砂質となり、砂岩泥岩の互層となることも多い。含礫泥岩や火砕岩は、チャートや粘板岩の間に、数cm-数mのものがしばしば挟まれてくることが多いが、量的には少ない。

S₅ ユニット(S₅)

本ユニットは、本地域中央部の松倉沢川及び大沢川沿いに広く発達する。粘板岩を主体とし、かなり厚層のチャートを所々に挟む。粘板岩はしばしば砂質になり、細中粒砂岩も比較的多く、両者が数cm-数mの互層をなすことも多い。火砕岩や含礫泥岩はほとんど見られず、稀に見られるものも1-2mの薄層のことが多い。粘板岩は黒色で、あまり強くない劈開が発達している。厚さは数m-10mでチャートと互層することが多い。松倉沢川、大沢川においては、深成岩類によるホルンフェルス化のため、チャートは脱色され、塊状に見えることも多い。

本ユニットのチャートの多くは、灰白-灰黒色の層状のものが多く、単層の厚さ、数cm-数10cmのものが何層にも重なり、最大4-50m厚に達することがある。一方、塊状のものもしばしば認められるが、これらはほとんど連続性がない。大沢川及び松倉沢川下流部には、露頭幅にして数10mに及ぶチャート角礫岩が見られる。これは、極細粒石英質-泥質基質中に、数mm-数10cmのチャート角礫が、乱雑にはいつているものである。極細粒の角礫には、一部、泥岩片もある。松倉沢川にみられる、このチャート角礫岩の基質や岩片中には、ホルンフェルス化にともなうガーネットの生じているのが認められる(第IV-1)。従って、この角礫岩の形成は、深成岩体の進入以前であり、メランジェの形成にともなうものと思われるが、詳細はわからない。

本ユニット中の砂岩は、細-中粒で、灰白-帯緑灰黒色のものが多く、厚さは数m以下で、粘板岩や砂質粘板岩に移化しているのがしばしば認められる。

松倉沢川中流及び大沢川沿いに分布する本ユニット中には、最大径4mmの紅柱石を含むホルンフェルス帯が、最大約200m幅にわたって生じている。

本ユニットは広く深成岩類に進入されているため層厚は算定しがたいが、およそ450mと推定される。

S₆ ユニット(S₆)

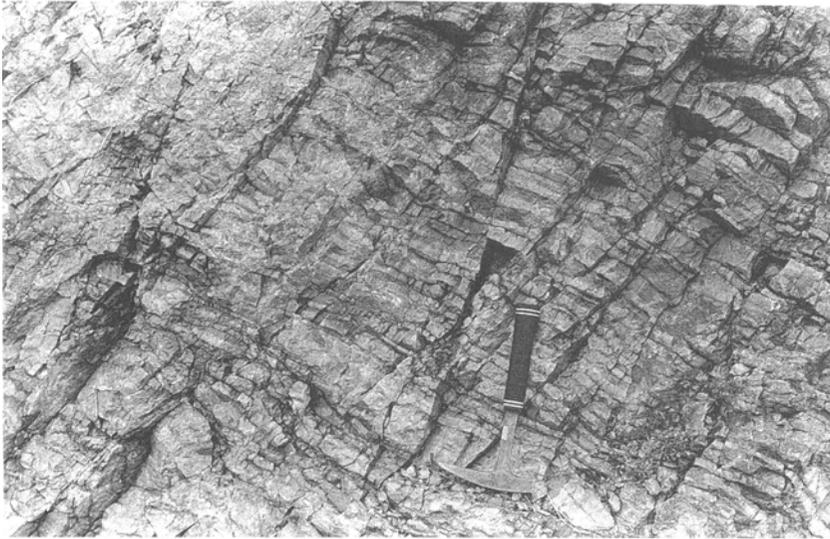
本ユニットは、白神-白神岬-松浦の海岸沿い及びスズキの沢川、白神川地域にみられる。黒色粘板岩を主体とし、少量のチャートを伴う。含礫泥岩は稀に見られるのみである。粘板岩はしばしば珪質になっている。また砂質になり、砂岩を挟むことも多い。塩基性火砕岩は多くはなく、厚さ数10cm-数mのものが稀に見られるにすぎない。上下限とも不明であるが、層厚は600m以上と見積られる。

本ユニットの粘板岩は平行葉理の発達したものが多く、しばしば、砂岩と互層している。含礫泥岩の発達している場合は、この砂岩泥岩互層の見かけ上、上位に位置しており、両者は漸移しているごとくみえる。チャートは、灰白色-灰黒色を呈し、薄層状のものが多く、大部分は厚さ数m-10数mの小規模なものである。海岸部で見られる限りでは、川村ほか(1986)により指摘されたように、チャートと粘板岩とは明らかな滑り面を伴って重なっている。また、明らかに両者を切る幅数10cmのチャート角礫岩が、しばしば発達しているのが認められる。白神岬燈台直下の、径10mに及ぶ層状チャートの転石岩塊(第16図)からは、*Epigondolella abneptis* (HUC-KRIEDE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Neogondolella* cfr. *polygnathiformis* (BUDROV and STEFANOV) を産し(横浜国大、小池敏夫教授同定)、少なくとも Uppemost Carnian-Uppermost Norian であり、Uppermost Carnian の可能性が高い。

スズキの沢川及び白神川ではモンゾ閃緑岩による、黒雲母ホルンフェルスが最大50m幅に生じている。



第15図 松前層群S₆ユニット中の著しい変形を受けた岩片(矢印)を含む岩礫泥岩(白神岬、スケールは5cm)



第16図 松前層群S₆ユニット中の層状チャート(白神岬燈台直下)

地質構造

本地域の松前層群は、西方では新第三系と、断層(大沢断層など)で接し、東部では、顕著な不整合関係で覆われている。明らかに、東西両側の新第三系に挟まれた、隆起地塊として発達している。松前地域と同様に、多数の小規模断層や褶曲が認められるが、全体としては、鱗片状の岩体が重なりあったような岩相分布をしており、有効な鍵層の発達がなく、層序、構造を解明するのはきわめて困難である。

ただ、新第三系に覆われた部分では、新第三系の分布を鍵として、断層について、ある程度の推定をすることができる。すなわち、白神岬周辺では、S₆ユニットが多くの南北性の断層により、スライス状に分断されて分布している。また、この地域では松前層群の走向傾斜は、乱れが著しく、これら南北性の断層による転位によるものとも考えられる。しかし、大小様々な断層破砕帯や、おそらく断層に沿って貫入したとみられる、各種の岩脈が、本地域の松前層群全体にわたって多数見られることから、上記の松前層群のスライス状分布は、程度の強弱はあれ、おそらく、本地域の全体にわたっているものと思われる。

本地域に露出する松前層群は、多少の例外をのぞいて、北北西-南南東あるいは北北東-南南西の走向をもち、40度以上で、東西に傾いている。全体的に、北部に下位層、南部に上位層が発達し、南方にブランチする背斜構造をとっているものとみたが、詳細は明らかにできなかった。

Ⅲ. 2 深成岩類

松前地域においては、松前層群に接触変成を与えて進入した深成岩体が、白神岬北方に南北約10kmにわたって分布する。これらの岩体進入時期は、北上山地の花崗岩類と同様に白亜紀であるが、いずれも大規模なものではなく、最大のものでも直径2kmに充たない小岩体が多数分布している。

これらの深成岩類については、最初に北海道有用鉱産物調査報告(沢田, 1930; 福富, 1932; 福富ほか, 1934)で示され、外崎・沢(1963)、佐藤・白幡(1965)及び外崎(1966)によって一部が研究された。その後、土谷(1977)によって本格的に調査がなされ、さらに TSUCHIYA(1982)で化学分析値を含む詳細な岩石記載がなされている。なお、土谷(1977)は、これらの深成岩類について松前深成複合岩体としている。

本図幅では、この地域に分布する深成岩類を単斜輝石岩、角閃石岩、モンゾ閃緑岩、花崗岩の4種に大別した。ただし、モンゾ閃緑岩としたものは岩相の変化が著しく、斑れい岩質や花崗緑岩質の部分を含むので分析表にはこれらの各岩相を区別して示した。また、記載においては、モンゾ斑れい岩の一項をもうけた。

Ⅲ. 2. 1 単斜輝石岩(Pc)

単斜輝石岩は、地域の南部の荒谷川地域に1×0.3kmの岩体として産するが、地域北部の松倉沢川上流においては角閃石岩中に径100m以下の小岩体として産する。この場合単斜輝石岩との境界は比較的明瞭である。

暗緑色中粒で、半自形粒状組織を示す。鏡下では、異付加集積組織-中間集積組織を示す。集積鉱物は主として自形ないし半自形の単斜輝石(長径1-4mm)からなり、少量のかんらん石(半自形で0.5-2mm)、微量の斜方輝石(半自形で0.5-2mm)を伴う。単斜輝石は弱い累帯構造をもつ。かんらん石は通常半自形であるが、時に融蝕形を示し、しばしば緑泥石、蛇紋石、滑石、磁鉄鉱などに変質している。これらの集積鉱物の粒間に、充填鉱物として角閃石、黒雲母、磁鉄鉱、燐灰石、まれにカリ長石、方解石が存在する。角閃石は通常充填鉱物として存在し、しばしば単斜輝石の周縁をリム状にとりまく。まれに30mmに達する大型結晶が見られ、多くの単斜輝石を含みポイキリティック組織を呈する。黒雲母(径0.5-1mm)は色が薄くプロゴパイトに近い。TSUCHIYA(1982)によれば $Mg/(Mg+Fe)=0.77-0.84$ である。黒雲母もまた長径20mmに達する巨晶として産することがあり、単斜輝石をポイキリティックに含む。

Ⅲ. 2. 2 角閃石岩(Hb)

角閃石岩は、北部の松倉沢川中流部および大沢川中-上流部と南部のスズキの沢川などに分布し、モンゾ閃緑岩と密接に伴って産出する。両岩種は互いに漸移の関係にあるように見えることもあり、モンゾ閃緑岩中の角閃石岩(径10-30cm)には再結晶作用を受けている部分もある。

角閃石岩は、岩相上2種に分けることができる(角閃石岩Ⅰ、角閃石岩Ⅱ)。両種とも構成鉱物は同じであるが、角閃石岩Ⅰは中粒-粗粒の粒状の岩石で正集積岩-中間集積岩の組織を示す。角閃石岩Ⅱとしたものは角閃石の自形の大型結晶(長径5-50mm)が斑状に存在するのが特徴で、松倉沢川上流域や大沢川上流域に多く見られる。両種は密接に伴って産するがその関係は明瞭でない。

鏡下での角閃石は累帯構造が著しく、アクチノ石の外縁をもつものもある。角閃石岩Ⅱに見られる大型結晶は多量の単斜輝石、少量の黒雲母、磁鉄鉱を含みポイキリティック組織を呈する。単斜輝石(長径1-5mm)は集積結晶として存在し、外縁を角閃石で囲まれることが多い。角閃石はつねに集積結晶として産する。このほかに集積結晶として磁鉄鉱(径0.1-1mm)が見られる。また、累帯構造のよく発達した斜長石(長径0.3-2.5mm)を集積結晶として含む場合もある。充填鉱物としては斜長石、カリ長石、石英、

方解石が見られる。カリ長石は顕著なパーサイト組織をもつ。方解石は隣接する鉱物との境界が明瞭である。その他の充填鉱物は副成分鉱物として燐灰石、くさび石、緑れん石、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱が存在する。

なお、本岩中には幅10cm以下の脈または径20cm以下のレンズ状をなすアプライトがある。このアプライトの主成分鉱物は、斜長石・カリ長石・石英・角閃石などであり、副成分鉱物は黒雲母・磁鉄鉱・くさび石・黄銅鉱・黄鉄鉱である。このタイプのアプライトの特徴は有色鉱物に富み、斜長石/カリ長石の比が高いことでもある。粒度・組織(半自形-他形粒状)とも非常に不均質である。

Ⅲ. 2. 3 モンゾ閃緑岩(Dm)

モンゾ閃緑岩は、北部、南部両地域にわたり最も広く分布し、単斜輝石岩や角閃石岩に接触変成作用を与えている。TSUCHIYA(1982)はこの岩相を花崗閃緑岩と石英モンゾ閃緑岩に分け、前者は後者により接触変成作用を受けているとした。ここでは一括してモンゾ閃緑岩としたが、分析表(第1表)においては花崗閃緑岩質の部分を区別してあげた。

肉眼的には中粒-細粒の等粒状の岩石で、鏡下では主に斜長石、角閃石、カリ長石、石英、黒雲母、磁鉄鉱、単斜輝石からなる。副成分鉱物として燐灰石、方解石、くさび石、まれに黄銅鉱、黄鉄鉱を含む。この岩石の有色鉱物のモード変化は激しく、花崗閃緑岩質の岩石では単斜輝石はほとんど見られず、磁鉄鉱も極端に少なく副成分鉱物となる。

斜長石(長径0.05-5mm)は自形で累帯構造がよく発達する($An_{60}-An_{20}$)。角閃石(長径0.5-2mm)は自形-半自形で顕著な累帯構造を示すことがある。また、単斜輝石の反応縁としても存在する。単斜輝石(径0.3-1.2mm)は自形-半自形で弱い累帯構造を示す。黒雲母(長径0.5-2mm)は半自形-他形で、しばしば単斜輝石や角閃石を取り囲んで産出している。カリ長石にはパーサイト構造がよく発達している。

モンゾ斑れい岩

モンゾ斑れい岩は、本地域南部のスズキの沢川や北部の大沢川流域に、径約50m以下の小岩塊としてモンゾ閃緑岩体内に見いだされる。

黒色中粒-細粒の岩石で、鏡下では斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カリ長石、磁鉄鉱からなり、少重のかんらん石、石英を含む。カリ長石の量が通常の斑れい岩よりも多いのでその性質を表すためモンゾ斑れい岩とした。副成分鉱物としてチタン鉄鉱、燐灰石、くさび石、黄銅鉱が見られる。

斜長石(長径0.2-1.2mm)は通常自形で顕著な累帯構造を示す。単斜輝石(径0.2-1mm)も自形をなすことが多く、ときに外縁を黒雲母に囲まれることがある。カリ長石は一般に他形でパーサイト構造は見られない。細粒な岩石中では、カリ長石と石英が細かいモザイク構造(0.5-2mm)を示す。黒雲母(長径0.5-2mm)は半自形-他形で、ときには斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱などを多量に含むポイキリティック組織を示し、径10mmに達する結晶も見られる。斜方輝石(径0.05-0.8mm)は自形-半自形である。かんらん石(径0.5-1.5mm)は変質していることが多く、斜方輝石の反応縁をもつ。ごく少量の角閃石が充填鉱物や単斜輝石の外縁として見られることがある。

Ⅲ. 2. 4 花崗岩(Ga)

花崗岩は、地域南部の荒谷川中流-下流域周辺に分布する。荒谷川上流域やスズキノ沢川中流域北方ではモンゾ閃緑岩に漸移している。TSUCHIYA(1982)はこの岩石のモード組成を詳しく検討し、アダメロ岩とよぶのが適切であるとしている。

肉眼的には粗粒-中粒の薄桃色を呈する岩石で一般には等粒状であるが、カリ長石の自形の大型結晶(長径20mm)が斑状に存在することも多い。

主成分鉱物はカリ長石、斜長石、石英、角閃石、黒雲母で、副成分鉱物として磁鉄鉱、ジルコン、磷灰石を含む。

カリ長石(長径5-20mm)は自形-半自形で顕著なパーサイト構造をもつ。自形の大型結晶が斑状組織を与えることがあり、石英、斜長石、黒雲母、不透明鉱物などの小粒を含むことが多い。斜長石(長径0-2-3mm)は半自形のものも多く、累帯構造をもつ。石英(径0.2-1mm)は粒間充填物として他形粒状に存在する。角閃石は自形-半自形で、しばしば緑泥石、磁鉄鉱、方解石などの集合に変わっている。黒雲母(長径0.2-0.5mm)は自形-半自形で、多くの場合、緑泥石、緑れん石、くさび石などの集合に変質している。

なお、モンゾ閃緑岩や花崗岩中には、幅0.5-30cmの脈として産するアプライトがある。このアプライトは他形粒状で同一脈内でペグマタイトに漸移することが多い。主成分はカリ長石・石英・斜長石・少量の黒雲母・角閃石などであるが、カリ長石が最も多く50%以上を占めることがある。副成分鉱物は磁鉄鉱・くさび石・ジルコンである。

Ⅲ. 2. 5 深成岩類の化学的性質

第1表は深成岩類の化学組成である。鉱物の量比の変化の大きいものは、 SiO_2 にむ乏しいものと最も富むものをあげた。モード組成の変化を反映して化学組成もかなり大きく変動することがわかる。

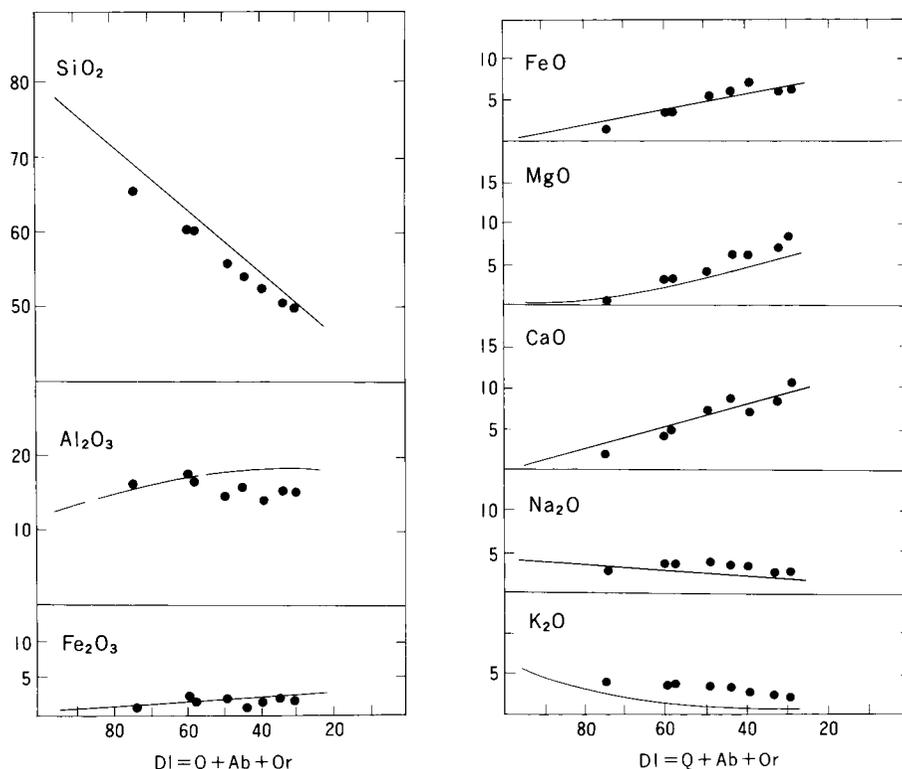
第17図はこれらの深成岩類の特徴を検討するために、ARAMAKI et al.(1972)による日本花崗岩類(及びそれに関係する岩石)の平均組成と比較したものである。横軸には分化指数($\text{DI} = \text{ノルム } \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab}$)をとってある。特徴的なことは、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO は平均組成と変わらないが、 SiO_2 、 Al_2O_3 は平均組成より低く、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O は平均組成より高いことである。特に顕著なのは $\text{DI}60\%$ 以下の岩石は K_2O に著しく富み、 Al_2O_3 に乏しいことで、平均組成に較べてアルカリ岩的な特徴を示している。これを $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 図を用いて検討した(第18図)。明らかにKUNO(1966)によって設定された日本及び近傍地域のアルカリ岩と非アルカリ岩の境界よりもアルカリに富む側に落ちる。しかも、日本の花崗岩の平均組成よりは、はるかにアルカリに富む。このような傾向は、北上山地から報告された姫神岩体(増田ほか、1965)、日神子岩体(阿部、1973)、折壁岩体(石島・加藤、1971;加藤、1972)のそれによく似ている。片田ほか(1974)は北上山地白亜紀の花崗岩類を分類し、IV帯は K_2O に富みJOPLIN(1968)のショショナイト系列に似た性質をもつことを指摘したが、松前地域の深成岩類も同じような性質を示している。

第1表 深成岩類の化学組成

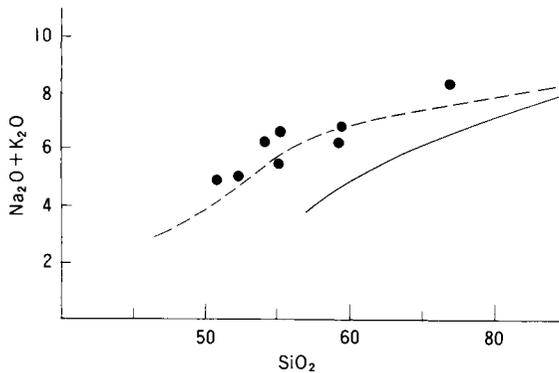
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.66	50.10	41.58	49.94	49.55	53.73	53.94	59.81	50.77	55.05	59.22	66.32
TiO ₂	0.48	0.66	2.06	0.79	0.84	0.96	1.20	0.59	1.01	0.79	0.86	0.39
Al ₂ O ₃	3.31	6.52	8.89	10.30	13.88	15.23	14.51	16.62	15.24	15.74	16.09	16.43
Fe ₂ O ₃	3.13	1.26	3.52	3.00	2.54	2.46	1.67	2.42	3.47	3.38	3.35	1.03
FeO	6.78	8.13	12.60	5.89	5.97	6.23	7.11	4.02	6.51	5.17	4.42	2.22
MnO	0.15	0.15	0.09	0.09	0.13	0.17	0.15	0.13	0.18	0.15	0.14	0.09
MgO	17.59	17.05	13.37	12.10	9.12	6.22	7.04	2.67	7.22	4.56	3.04	1.17
CaO	17.47	12.24	11.87	12.58	10.29	8.05	7.04	4.57	8.76	6.50	4.38	2.65
Na ₂ O	0.65	0.89	0.90	2.08	2.24	2.95	2.37	3.17	2.46	3.10	2.97	3.53
K ₂ O	0.32	1.10	2.91	1.30	1.96	3.50	2.58	3.07	2.30	3.33	3.63	4.73
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.12	0.09	0.32	0.34	0.41	0.28	0.38	0.40	0.32	0.19
H ₂ O+	0.80	1.35	1.14	1.24	1.00	0.46	1.83	1.61	1.39	1.08	0.86	1.01
H ₂ O-	0.06	0.12	0.20	0.34	1.53	0.26	0.16	0.02	0.32	0.19	0.26	0.10
others	—	—	1.44	—	—	—	—	0.55	—	—	—	—
total (%)	99.47	99.63	100.69	99.74	99.37	100.56	100.01	99.53	100.01	99.44	99.54	99.86
D.I.	7.32	14.03	17.61	25.28	30.53	45.61	38.97	59.48	34.41	50.25	60.01	77.37

(分析者：土谷信高)

1. 単斜輝石岩 2-3. 角閃石岩 4. 斑状組織を示す角閃岩 5-6. モンゾ斑れい岩 7-8. 花崗閃緑岩
9-10. モンゾ閃緑岩 11-12. 花崗岩 D.I. 分化指数



第17図 深成岩類の化学組成変化図(実線はARAMAKI *et al.*, (1972)による日本の花崗岩類の平均組成)



第18図 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 図 (実線は日本の花崗岩類の平均組成, 破線はKUNO(1966)によるアルカリ岩と非アルカリ岩の境界)

III. 3 ホルンフェルス

深成岩類周辺の松前層群は、幅 50-200m にわたってホルンフェルスとなっている。ホルンフェルスは源岩の組成の違いなどから種々の鉱物組合せを示すが、それらの主要なものは以下のとおりである。

- (1) 石英 + 斜長石 + カリ長石 + 黒雲母 + 白雲母 + 堇青石 + 緑泥石
- (2) 石英 + 斜長石 + カリ長石 + 黒雲母 + 白雲母 + 紅柱石 + 堇青石
- (3) 石英 + 斜長石 + カリ長石 + 黒雲母 + 白雲母 + 直閃石 + 堇青石
- (4) 石英 + 斜長石 + カリ長石 + 黒雲母 + 普通角閃石
- (5) 石英 + 斜長石 + カリ長石 + ざくろ石 + 斜方輝石 + 珪線石

これらの組合せのうち(1)と(2)が最も多く、(4)及び(5)は局所的に産する。大沢川中流域には特に(2)が多く、紅柱石は最大長径 30mm に達する。外崎・中田(1962)は、空晶石質紅柱石と六連双晶をなす堇青石の共存が特徴であると記載している。

これらのホルンフェルスはその鉱物組合せから、TURNER and VERHOOGEN(1960)の角閃石ホルンフェルス相、一部は輝石ホルンフェルス相に相当すると考えられる。

III. 4 岩 脈 類

本地域の松前層群中には、輝緑岩・閃緑岩・玄武岩・安山岩及び流紋岩の小規模な岩脈が多数認められる。これらのうち、輝緑岩や閃緑岩は白亜紀の深成岩類の進入時期に関連するものと推定される。

III. 4. 1 輝緑岩(d)

輝緑岩は、松前層群中で最も多く認められる岩脈で、特に露出状況のよい白神岬東側の海岸地域では、第19図で示されるような小規模な岩脈が多数ある。戸長川で見られるものは、帯緑暗灰色-黒色を呈する微細な岩石で、細粒黒雲母角閃石輝緑岩からなる。

鏡下では、半自形-短冊状の斜長石と、その粒間に少量の黒雲母を伴い、かなりな量の沸石を生じている。角閃石は半自形粒状と半自形短冊状のもので、すべて透閃石へと変質している。副成分鉱物としては、少量の燐灰石及び不透明鉱物を含んでいる(第IV図版-2を参照)。



第19図 松前層群の粘板岩を貫く輝緑岩岩脈(d)(白神岬, 東海岸)

Ⅲ. 4. 2 閃緑岩(dr)

閃緑岩は、松前地区の大尽内川下流域で認められる。暗灰色を呈する細粒完晶質岩である。主成分鉱物は、斜長石・黒雲母及び不透明鉱物からなり、副成分及び二次鉱物としては、石英・燐灰石・カルサイト・緑れん石及び緑泥岩がある。

鏡下では、黒雲母の緑泥石化やカルサイト、緑れん石、緑泥石等の二次鉱物の生成が著しく、原岩の鉱物組成及び組織は明瞭でないが、長径2mm以下の半自形斜長石と、斜長石粒間で他形をなす黒雲母及び半自形-骸晶状の不透明鉱物が認められる。石英は細粒の小集合体をなすから、初生鉱物であるか、二次的に生成したものであるかは不明である。

Ⅳ. 新 第 三 系

(秦 光男)

Ⅳ. 1 研 究 史

本地域を含む渡島半島の地質については、1930年代の北海道有用鉱産物調査報告でその概要が明らかにされ、同時に長尾・佐々(1933, 1934)による新第三系の層序学的研究によって、標準層序が組み立てられ、地質構造発達史に関する基礎が確立されたと言えよう。

その後、1950年代に入って“グリンタフ変動”解明の研究や鉱床調査に関連した多くの研究成果(藤江ほか、1957; 秋葉、1958; 魚住・藤江、1958; 秋葉ほか、1966など)によって、各堆積盆地間の相互関係や火成活動など地質構造発達史について進展があった。しかし、これらは、地域的にはごく限られた範囲にすぎなかった。

1960年代後半から実施された、地質調査所・北海道地下資源調査所及び北海道開発庁による5万分の1地質図幅調査の成果によって、全域的な層序関係や地質構造がより明らかにされてきた。松前半島の広域的な層序に関しては、秦(1973MS.)及び秦・山口(1974)がある(第2表参照)。同時に各分野の研究も進められ、近年では微化石生層序と放射年代のデータが加わり、時代・層序・地質構造・対比等に関する従前の見解に大きな変革をもたらしている。なお、これらの成果の概要については石田・秦(1989)にまとめられている。また、松前半島の地質図としては、秦ほか(1984)がある。

本地域の新第三系の層序は、概説でも述べたが、下位から福山層・吉岡層・訓縫層・桧山層群の木古内層及び濁内川安山岩に区分される。

本地域の新第三系については、澤田(1930)、福富(1932)、八木(1933)、高橋ほか(1934)、長尾・佐々(1934)、福富ほか(1934)等によって、その層序が組立てられた。しかし、この時期には、第3表に示したように地層名もまちまちであり、現在の層序区分から見ると、かなり異なった見解が示されている。地層名及び層序区分が福島地域で整理され、ほぼ現在のような層序として確立されたのは、佐々(1955)及び佐々(1969)によってなされた。なお、化石の研究については、吉岡層産出の大型植物化石は、棚井(1955)によって、吉岡植物群と命名され、本州の台島型植物群に相当するとされた。この植物群集については、TANAI and SUZUKI(1963)の詳しい研究がある。なお、松前地域の吉岡層産出の植物化石について

第2表 松前半島の新第三系層序

地域時代	西南北海道 長尾・佐々 (1933, 1934)	松前半島 秦・山口(1974)を一部修正				
新第三紀	鮮新世	瀬棚統	知内火山岩類			
	新世	濁川噴出物	鶉層	安野呂火山砕屑岩類		
		黒松内統	桧山層群	館層	須賀部層	須賀部層 糠野部層 四隅沢部層
				厚沢部層	佐助沢部層	
	八雲統	江差層	札苅部層	木古内層		
	中新世			大安在川層		
	世	訓縫統	訓縫層	宮歌部層		
				館崎部層		
	福山統		吉岡層	湯ノ岱層		
			福山層			

第3表 松前地域及び周辺の中新統層序区分の変遷

地 域 時 代	松前(福山)地域 八木(1933)、高橋ほか(1934)	松前(福山)・福島地域 長尾・佐々(1934)	福島地域 佐々(1952)、佐々(1955)	福島地域 吉村(1960)	福島地域 佐々(1969)	知内・大千軒岳地域 山口(1976)を一部改訂	本報告 (1990)						
中 新 世	中部緑色 凝灰岩層 ?~ 下部緑色 凝灰岩層	大沢層 (海相) 福山層	大沢層群 荒谷硬質頁岩層 荒谷緑色凝灰岩層 横下頁岩層 向磯緑色凝灰岩層 大沢褐色凝灰岩層 支根森集塊 凝灰岩層 及部緑色凝灰岩層	吉岡層群 大石頁岩層 礼髭灰色凝灰 岩層 湯ノ沢頁岩層 ムサノ沢緑色 凝灰岩層 長五郎沢頁岩層	訓縫層 吉岡層	訓縫層群 宮歌凝灰岩 ・泥岩互層 大石泥岩層 吉野緑色 凝灰岩層 吉岡含炭層	八雲層 八雲層 木古内層 大安在川層	松山層群 木古内層 大安在川層	松山層群 木古内層*				
										八雲層	八雲層	松山層群 木古内層*	
前 期		福山層	福山統 長川灰色凝灰岩層 福山緑色凝灰岩層	福山層 勸五郎沢 緑色凝灰岩層	福山層 折ノ緑色 凝灰岩層 赤禿礫岩層	福山層群 吉岡層 松浦層 明神崎層	吉岡層 吉岡層	吉岡層 吉岡層	福山層 最上部 上部 中部 下部 最下部	訓縫層群 吉岡層	訓縫層群 吉岡層	福山層 最上部 上部 中部 下部 最下部	福山層 最上部 上部 中部 下部 最下部

注) 層序区分の位置付は、本報告(1990)を基準として作成した。なお、*の關係は海域(津軽海峡内)の調査結果による

ては、衣笠(1965MS.)の報告がある。花粉化石については、SATO(1963)及び秦・佐藤(1989)があつて、福山層では冷温性の阿仁合型植物群に、吉岡層では、温暖な台島型植物群から上部では多少冷温となるなど、地層内における気温的变化がとらえられるようになった。吉岡層産の淡水-海生珪藻化石については、OSHITE(1956)の研究がある。

吉岡層産出の貝化石については、Uozumi(1960)、小笠原ほか(1981)のほか、TANAI and SUZUKI(1963)及び秦・山口(1974)の報告もある。これらは、いずれも八尾-門ノ沢動物群に近縁なものである。

有孔虫化石の研究は、正谷・大倉(1980)、高橋ほか(1980)、尾田・長谷川(1981)、長谷川(1981)などによってなされている。なお、正谷・大倉(1980)は、結論として吉岡層の下部は、東北日本の台島層に对比され、上部は西黒沢層の要素もかなり認められるとしている。

岩石学的な研究は、吉村(1957MS.; 1960; 1961)、高橋(1965MS.)、YOSHIMURA(1971)、岡村(1986)及びOKAMURA et al.(1984)などで行われている。

放射年代の研究では、柴田・棚井(1982)による訓縫層のK-Ar年代値と、雁沢(1983)及び奥水ほか(1987)によって行われた福山層と訓縫層のフィッシュン・トラック年代値がある。奥水ほか(1987)によると、福山層上部に相当するデイサイト-流紋岩で、 $22.3 \pm 1.8\text{Ma}$ と $21.7 \pm 1.7\text{Ma}$ が出されており、訓縫層からは最下部で 17.1Ma 、最上部で 14.5Ma である。なお、雁沢(1983)による福山層上部の流紋岩質凝灰岩では、 $24.2 \pm 2.5\text{Ma}$ 、 $23.1 \pm 2.5\text{Ma}$ と出されている。

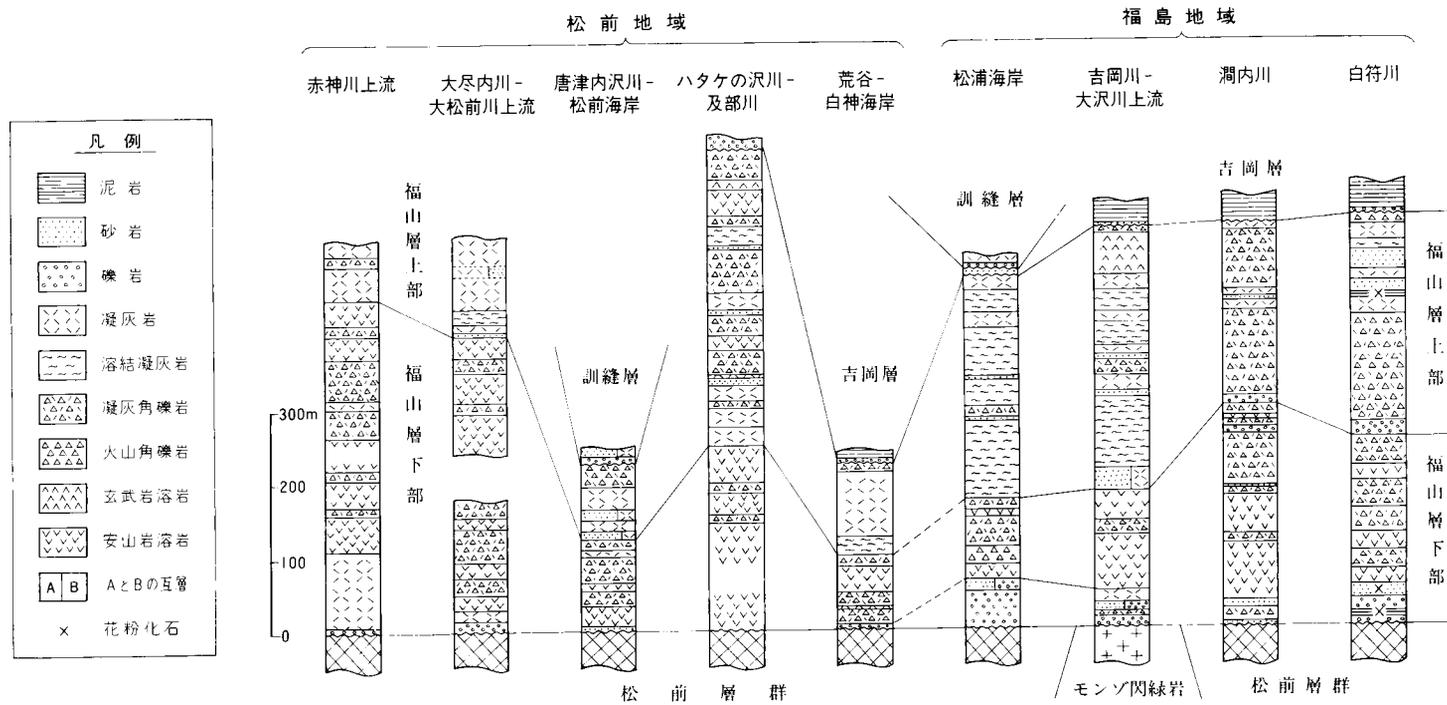
IV. 2 福山層

本層は、高橋ほか(1934)によって命名されたもので、長尾・佐々(1934)の福山統の福山緑色凝灰岩層及び長川灰色凝灰岩層に、八木(1933)の下部緑色凝灰岩層、浅野(1939)の福山層群の下部に相当するものである。しかし、これらの層序区分では、福山層あるいは福山層群とされたものの中に、上位の吉岡層や訓縫層の地層が含まれているなど、その区分に見解の相違があつた。ここでは、佐々(1969)及び秦・山口(1969)の定義にしたがっている。

本層の模式地は、松前郡松前町(旧称福山町)の海岸一帯となっている。しかし、第20図の地質柱状図でも示されるように、松前海岸では、本層の厚さは薄く、極く限られた岩相しか分布していない。本層の模式地としては、むしろ及部川上流-ハタケの沢川地域か、福島地域の松浦海岸-吉岡川にかけての地域が適当である。

本層は、基盤の松前層群及び深成岩類を不整合に覆って広く分布する。大千軒岳隆起地塊の東部では、ほぼ南北方向の走向で東側に傾斜する構造で発達しており、南部の吉岡川地域-櫃の下川流域では西側に広く張り出して分布している。なお、白神岬地域では、南北系の4本の断層構造によって、重複して露出している。西部の松前地域では、江良隆起地塊を取りまくように、広く分布している。

本層は、基底礫岩と主として安山岩溶岩及び火砕岩からなる下部と流紋岩溶結凝灰岩を伴う、流紋岩の火砕岩を主とする上部に区分される。各地域の岩相と厚さについては第20図に示した通りであるが、とくに上部では、地域によって玄武岩・安山岩及び砂岩層が多く発達するなど、岩相変化は著しく複雑である。したがって、ここでは、福島地域と松前地域に区分して記述する。



第20図 福山層地質柱状図

IV. 2. 1 福島地域

下部 (F_{1c}, F_{1s}, F_{1a})

基底部には基底礫岩が発達している。主部は変質安山岩溶岩及び安山岩火山角礫岩-凝灰角礫岩からなり、火山円礫岩・凝灰岩や薄い砂岩層を伴っている。

基底礫岩(F_{1c})は、松浦南方海岸や白神海岸に好露出する(第21図参照)。礫岩は主として松前層群の黒色粘板岩・チャート、ホルンフェルスあるいは花崗岩類が大半で、ときに砂岩を伴っている。礫は径2-10cmの亜円礫-亜角礫が多く、ときには径60cmに達するものもある。一般に淘汰が悪く、粗-中粒砂岩によって固結されている。上部は層理を示す粗-中粒砂岩と不規則な互層をなし、ときに炭質物を伴っている。なお、澗内川上流部では礫岩は顕著でなく、薄い砂岩と安山岩凝灰角礫岩が発達しており、大沢川上流部では、主体をなす変質安山岩溶岩との間に、厚さ10m以上の酸性凝灰岩層が認められる。厚さは、南部地域で砂岩との互層を含めて50-60mある。

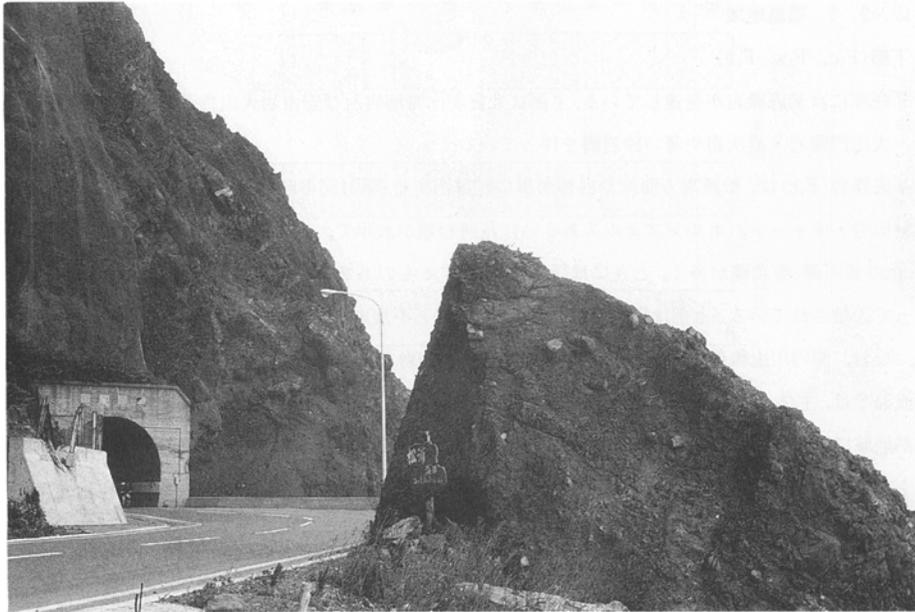
主部をなす安山岩溶岩及び同質火砕岩(F_{1a})は、帯緑暗灰色を呈する変質輝石安山岩で、肉眼的には斜長石の斑晶が目立つものと、あまり目立たないものがある。

安山岩溶岩は、鏡下では、斑晶は斜長石及び輝石からなる。斜長石は大きさ0.3-2.0mmで、曹長石及び炭酸塩鉱物に置き換えられている。輝石は0.2-0.5mmで、完全に炭酸塩鉱物や緑泥石に置き換えられている。石基は斜長石・輝石及び鉄鉱からなる。インターサータル組織を示し、斜長石や輝石もまた同様の変質を受けている。

火山角礫岩及び凝灰角礫岩は、帯緑暗灰色-淡緑灰色を示し、安山岩溶岩と厚互層状に発達している。角礫は、いずれも上述の変質輝石安山岩と同質で、大きさは通常5-30cmであって、凝灰角礫岩では、安山岩片・軽石及び軽石質粗-中粒砂で固結されている(第22図参照)。



第21図 松前層群(Mt)を不整合に覆う福島層の基底礫岩(F_{1c}) (白神岬東側, 立岩北部)



第22図 福山層下部(F_{1a})の安山岩火山角礫岩(松浦海岸, 白神トンネル南口)

なお、澗内川流域では、比較的上部に薄い凝灰質中粒砂岩と、火山円礫岩が挟在している。主部をなす安山岩溶岩及び火砕岩の厚さは、澗内川地域で約300mある。

なお、本層は吉村(1960)の福山層群・明神崎層にほぼ相当する。

上部(F_{2s}, F_{2r}, F_{2b}, F_{2a})

本層の主部は、淡緑色-淡灰色を呈する流紋岩質の凝灰角礫岩及び溶結凝灰岩からなり、上部には玄武岩溶岩、安山岩溶岩及び火砕岩のほか、地域によっては凝灰質砂岩や泥岩も多く挟在している。なお、櫃の下川-吉岡川にかけての地域では、下部層との境界部に顕著な砂岩層あるいは火山円礫岩などが発達しており、広く追跡できる。

下部(F_{1a})との境をなす砂岩層(F_{2s})は、大沢川上流部で厚く発達している。ここでは、安山岩溶岩の上位に淡緑色を呈する凝灰質な細粒砂岩、粗粒砂岩と軽石凝灰岩からなる板状互層からなり、厚さは約40mもある。澗内川上流の南小沢でも同様で約30mある。北方の北小沢及び白符川では、砂岩は少なく、礫岩層が顕著である。この礫岩は、径20-50cmの亜鉛礫も伴う火山円礫岩的なもので、厚いところでは10m以上ある。

凝灰角礫岩や溶結凝灰岩が好露出する松浦海岸地域では、上述のような砂岩層は認められず、流紋岩質溶結凝灰岩から始まっている。

溶結凝灰岩及び凝灰角礫岩(F_{2r})は、数度にわたる火砕流の累重からなるもので、一度の火砕流堆積物と次の火砕流堆積物の間には、多くの場合に層状をなす軽石質砂岩や、ときには凝灰質シルト岩が発達している。これらの一部は次の火砕流によって削り取られて礫として含まれることが多い。これらの砂岩やシルト岩は、厚いところで4m以上にも達し、各火砕流間には、時間間隙のあったことがうかがわれ

る。松浦から荒谷への旧松前街道筋での観察では、7-8回の活動があったことが認められる。

溶結凝灰岩は、淡緑色-淡黄灰色を呈し、下部には花崗閃緑岩や変質安山岩の異質岩片も多くとりこんでいる(第23図参照)。岩質は黒雲母斜長石流紋岩で、ところによっては角閃石を伴っている。溶結度はそれほど強くない。

鏡下では、斑晶は斜長石・黒雲母及び石英からなる。斜長石は曹長石で、絹雲骨及び緑泥石に大部分が置き換えられている。基質は火山ガラス破片、軽石破片を含むほか、安山岩破片を取りこみ、ユータキシティック組織を示す。

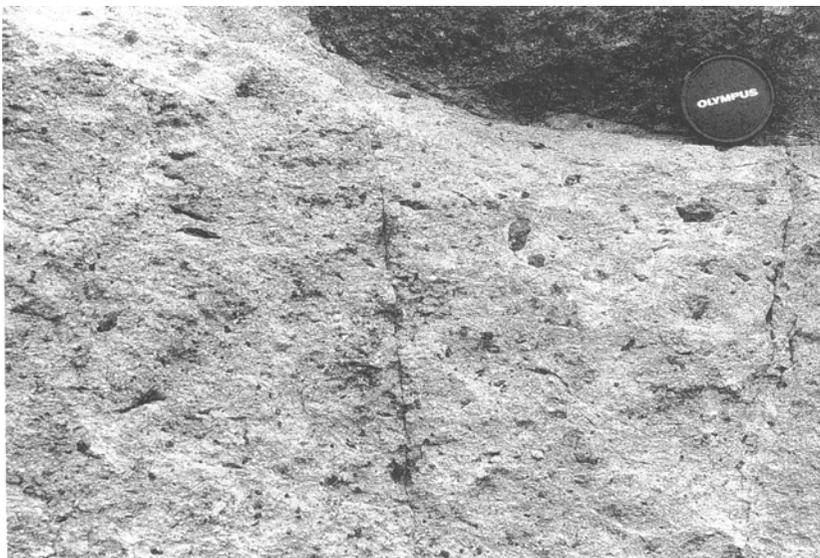
流紋岩凝灰角礫岩は、緑色-緑灰色を呈し、角礫は一般に径5-10cmのものが多く、黒雲母を含む軽石や火山砂によって固結されている。

玄武岩溶岩及び同質凝灰角礫岩(F₂b)は、吉岡川を中心に発達し、最大の厚さは100m以上ある。肉眼的には帯緑暗灰色-黒色を呈する緻密な岩石で、普通輝石かんらん石玄武岩である。

鏡下では、斑晶は乏しく稀に斜長石を含む。石基は斜長石・かんらん石・普通輝石及び鉄鉱からなり、オフィティック組織を示す。斜長石は柱状で、径0.2-0.6mmである。かんらん石は径0.05-0.3mm、普通輝石は径0.05-0.4mmであって、両者とも緑泥石や炭酸塩鉱物に置き換えられている。

安山岩溶岩及び火砕岩(F₂a)は、主として北部の澗内川支流から白符川にかけて分布している。大部分は緑色-帯緑暗灰色を呈する変質輝石安山岩の凝灰角礫岩からなり、一部に溶岩及び火山角礫岩を伴っている。

この安山岩は、肉眼的には斑晶があまり目立たない。鏡下では、斑晶は斜長石及び輝石からなる。斜長石は大きさ0.5-1.5mmで、炭酸塩鉱物及び曹長石化している。輝石は0.3-0.6mmで、大半が緑泥石や炭酸塩鉱物に置き換えられているが、一部に普通輝石が認められる。石基は斜長石・輝石及び鉄鉱からなり、インターサータル組織を示す。石基の斜長石や輝石もまた、炭酸塩鉱物及び緑泥石化を蒙ってい



第23図 福山層上部(F₂r)の流紋岩溶結凝灰岩(松浦海岸)

る。

北部の白符川では、上部に厚い多くの砂岩層(F₂S)を挟在している。これらの砂岩層は、淡緑色を示し、黒雲母を含む凝灰質細-中粒砂岩と細粒凝灰岩からなり層状をなしている。ときには、帯紫暗灰色の凝灰岩や凝灰質シルト岩を伴っている。

この上部層の厚さは、吉岡川-大沢川上流にいたる地域で、約400mある。なお、本層は、吉村(1960)の松浦層にほぼ相当する。

IV. 2. 2 松前地域

下部(F₁C, F₁A, F₁S)

基底部に発達する礫岩層(F₁C)は、本地域では赤神川上流地域、大尽内川流域と弁天海岸で認められるにすぎない。赤神川上流では、松前層群のチャートを覆って厚さ約2mの巨円礫岩(径50cm-1m)があつて、厚さ20-30cmの礫質砂岩層が重なり、その上位に厚さ5-6mの巨円礫岩(径60cm-2.5m)が発達している。なお、巨礫は大半が花崗岩類からなり、松前層群由来の礫は小型である。大尽内川では厚さは15m以上ある。ここでは、主として径5-10cmの粘板岩やチャートの亜角礫からなり、径0.5-2.0mの花崗岩類の巨円礫を伴い、部分的に礫質砂岩を挟在している。弁天海岸では厚さは5-6m程度で、主として径5-15cmの粘板岩・砂岩及びチャートの亜円礫からなる礫岩で、上部には緑色凝灰岩の礫が混在している。

主部をなす安山岩溶岩及び同質火砕岩(F₁A)は、模式地とされた松前海岸地域では薄く、北部の赤神川上流や西部の赤神川-妻内川下流地域に厚く発達している。安山岩溶岩は、福島地域と同様の帯緑暗灰色を呈する変質輝石安山岩が主であるが、唐津内川、大松前川上流、小松前川上流部には黒色を呈する緻密な玄武岩質な安山岩も認められる。

この玄武岩質安山岩の岩質は、普通輝石安山岩-かんらん石含有普通輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶は少量の斜長石・普通輝石・かんらん石及び鉄鉱からなる。斜長石は小型でほとんどが曹長石か炭酸塩鉱物あるいは緑色粘土鉱物に置き換えられている。普通輝石及びかんらん石は、完全に緑色粘土鉱物と炭酸塩鉱物に置き換えられているものが多い。石基は、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・珪長質メソスタシス・燐灰石のほか、パッチ状の石英やごく少量の淡褐色の雲母を伴っている。斜長石及び単斜輝石は大半は炭酸塩鉱物化し、かんらん石は淡黄緑色の粘土鉱物に置き換えられている。また、大松前川河口付近の海岸には角閃石を含む変質輝石安山岩も認められる。火砕岩は、主として緑色の凝灰角礫岩を主とするが、火山角礫岩・火山礫凝灰岩及び細粒凝灰岩の薄層を伴っている。なお、赤神川上流では、基底礫岩の上位に厚さ約100mに達する弱溶結した安山岩質の凝灰岩層がある。

そのほかに、小尽内川上流部、大松前川上流及びハタケの沢上流域の一部には、緑色の火山礫凝灰岩を含む凝灰質細粒-中粒砂岩層(F₁S)が挟在している。これらの砂岩層は、一般に厚さ3-5m程で連続性に乏しいが、主なものを地質図で示した。

上部(F₂R, F₂S, F₂A, F₂B)

本層は、唐津内川上流部から、丸山(標高525.2m)にいたる山頂部に南北方向の向斜構造をなして分布するものと、その東部の松前海岸-及部川上流部にかけて、ほぼ南北方向の走向で、東に傾斜し帯状に発達するものがある。

本部層と下部層との地質構造は、大局的には差異がないが、地域的には下位層と接する層準が異なり、かつ、多少構造的に斜交するところがある。ことに、弁天海岸の北側では、前述したように松前層群の地層を覆って、厚さ5-6mの基底礫岩(F_{1c})があって、その上位に安山岩凝灰岩礫岩(F_{1a})が分布するが、その厚さは薄く10-15m程で、その上位には本部層の淡緑色の流紋岩凝灰岩が重なっている。さらに、その南側では断層関係ではあるが流紋岩凝灰岩が松前層群を直接覆うような形態で出現している。

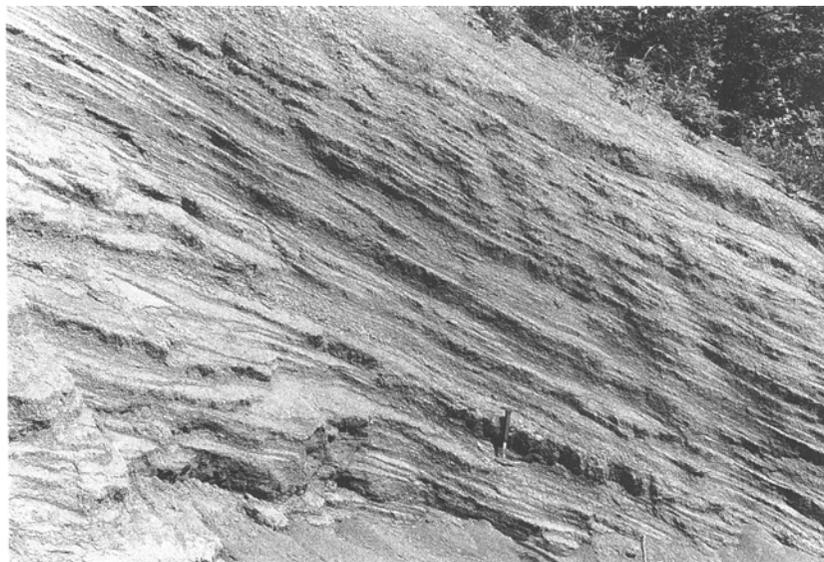
上部(F_{2r})の主体をなす岩相は、流紋岩質溶結凝灰岩を伴う流紋岩凝灰岩からなるが、砂岩層(F_{2s})、安山岩溶岩及び火砕岩(F_{2a})及び玄武岩溶岩(F_{2b})なども挟在しており、複雑である。なお、地質図には砂岩・安山岩及び玄武岩の主なものについてのみ示してある。

主体をなす凝灰岩(F_{2r})は、淡緑色灰色を呈するものが多いが、淡黄灰色-淡桃色を示すものもある。岩相もまた、ガラス質な極細粒なもの、軽石質なもの、火山礫や角礫などを多く含むものなど多様である。また、弁天海岸の凝灰岩には粘板岩の岩片や花崗岩類の小礫を含んでいる。岩質は、一般に黒雲母を含む流紋岩質なものが多いが、角閃石を伴うものや石英の多いデイサイト質なものなどもある。

溶結凝灰岩は、大松前川中流、及部川本流などで認められる。いずれも溶結度はそれほど強くない。灰色-灰白色を呈し、岩質は黒雲母斜長石流紋岩で、ところによっては角閃石を伴っている。

鏡下では、斑晶は斜長石及び黒雲母からなり、稀に石英を伴っている。斜長石は曹長石-灰曹長石で、炭酸塩鉱物に置き換えられている部分も多い。基質は火山ガラス破片を取りこみ、ユータキシティック組織を示している。

砂岩層(F_{2s})は、上部層の最下部に発達するもののほか、中-上部にかけてかなり挟在している。これらの砂岩は、淡緑灰色-灰色を呈する凝灰質中粒-粗粒砂岩で、一般に第24図に示されるような板状層理をなしている。また、軽石凝灰岩と互層しているものもある。地質図に図示した砂岩層の層厚は、5-10m程のもので、ときに20mに達するものもある。しかし、これらは連続性に乏しい。



第24図 福山層上部に挟在する凝灰質砂岩層(及部川中流)

安山岩溶岩及び同質火砕岩(F₂a)は、大松前川上流部 - 及部川流域にかけて挟在している。

大松前川上流 - 及部川流域にかけて分布するものは、大部分は緑色 - 紫緑暗灰色を示す輝石安山岩の凝灰角礫岩からなり、一部に溶岩や火山角礫岩を伴っている。

輝石安山岩は鏡下では、斑晶は斜長石及び普通輝石からなる。斜長石は大きさ0.5-2.5mmで、中性長 - 曹長石で、普通輝石は大きさ0.3-1.5mmである。いずれも虫食状に炭酸塩鉱物に置き換えられている。石基は斜長石・輝石及び鉄鉱からなり、インターサータル組織を示している。

玄武岩溶岩及び同質火砕岩(F₂b)は、主として北部の及部川流域で、比較的上部に分布している。肉眼的には帯緑暗灰色 - 黒灰色を呈する普通輝石かんらん石玄武岩である。

鏡下では、斑晶は斜長石からなる。斜長石は大きさ1.5mm内外で、少量である。石基は、斜長石・かんらん石・普通輝石及び鉄鉱からなり、インターサータルオフィティック組織を示す。斜長石は柱状で、大きさ0.2-0.5mmである。かんらん石は大きさ0.05-0.4mmで、緑泥石・イデイングス石及び鉄鉱に置き換えられている。輝石は大きさ0.05-0.5mmで、緑泥石や炭酸塩鉄鉱物に置き換えられているものが多い。

福山層の火山岩類の化学組成については、第4表に示されるものがある。福島地域の火山岩の変質に関する研究は、吉村(1957MS., 1960, 1961)及びYOSHIMURA(1971)によってなされており、変質鉱物としては、緑泥石・セラドナイト・モンモリロナイト・鉄サポナイト・絹雲母・方解石・沸石・曹長石化した斜長石及び石英などが認められている。また、化学組成を基にした研究は、松前地域で高橋(1933MS.)が行ったほか、OKAMURA et al.(1984)及び岡村(1986)がある。これらによると、福山層準の火山岩はアルカリ成分に富み、上部層の流紋岩や玄武岩の一部はアルカリ岩系列に属するとされている。なお、高橋(1933MS.)では、上部層の流紋岩質凝灰岩には、アノーソクレス、エジリン輝石やサニディンが含まれているとされているが、確認は出来なかった。そのほか、福島地域に上部の流紋岩溶結凝灰岩の研究が、DoI(1963)によってなされている。

年代測定は、福島地域で雁沢(1983)及び興水ほか(1986)によって行われている。これらは、いずれもフィッション・トラック法によるもので、上部層のデイサイト - 流紋岩質溶結凝灰岩及び同質凝灰岩で24.2 ± 2.3Ma, 23.1 ± 2.5Ma, 22.3 ± 1.8Ma, 22.3 ± 2.3Ma, 21.7 ± 1.7Maの年代値が出されている。

本層からは、これまで海生化石は産出していない。

花粉化石は、白符川の基底礫岩(F1c)中の砂岩層に伴う炭質物から産出している(秦・佐藤, 1989)。その内容は、Pinaceaeが76%と大半を占め、ほかにAlnus, Tsuga, Taxodiaceaeなどをわずかに伴うもので、その組成は冷温性の植物群である。なお、本地域では大型植物化石は産出していないが、北方の上ノ国図幅内の福山層準の地層からは、pinaceae, Tsugaなどが極めて多い冷温性の阿仁合型植物群に属する植物化石が産出している(TANAI and SUZUKI, 1963)。本層の堆積環境としては、下部の一部及び上部に溶結凝灰岩を伴っていることから、主として陸上における堆積と考えられるが、水成の砂岩層も多く挟在しており、さらに福島地域の上部層の基底には、かなり広く追跡できる砂岩層もあって、湖などの存在が想定される。また、本層の基底礫岩(F1c)には円礫岩が多く含まれており、海生の化石は産出していないが、海成の可能性もある。

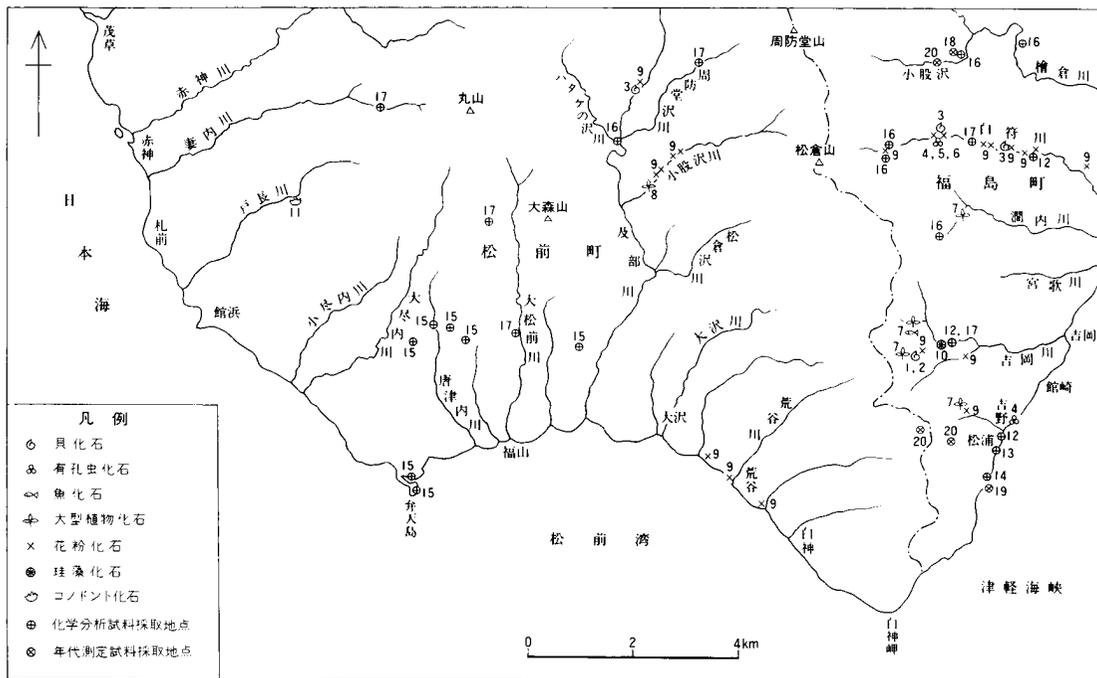
本層は、東北日本の西男鹿階に対比される層準である。

第4表 福山層火山岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11*	12*	13*	14*
SiO ₂	53.62	55.49	55.30	47.00	52.18	74.50	71.71	70.90	64.14	77.38	57.66	57.97	50.59	51.63
TiO ₂	1.11	0.90	0.56	1.05	0.89	0.23	0.21	0.32	0.46	0.78	0.99	1.23	1.77	2.11
Al ₂ O ₃	17.10	19.10	17.07	16.36	16.40	12.99	13.77	14.98	16.51	11.09	20.09	19.67	18.24	19.17
Fe ₂ O ₃	5.16	6.04	7.13	4.37	3.10	1.15	2.06	1.01	3.97	1.56				
FeO	3.04	1.62	2.40	5.16	5.18	0.46	0.36	0.85	0.94	0.20	5.90	6.21	8.83	6.59
MnO	0.12	0.12	0.85	0.79	1.31	0.02	—	0.03	0.58	—	0.11	0.33	0.17	0.21
MgO	1.74	2.05	0.66	4.08	4.39	0.31	0.19	0.17	0.90	0.08	1.51	2.41	6.23	5.24
CaO	6.32	6.59	7.87	8.41	8.44	1.27	2.10	1.53	2.99	0.46	7.31	5.50	8.58	9.54
Na ₂ O	3.01	3.55	3.54	2.76	2.63	3.61	3.35	4.26	3.78	2.51	3.76	4.91	3.41	3.75
K ₂ O	2.72	1.93	2.03	1.31	1.52	3.38	4.44	3.68	2.87	5.47	1.77	1.84	0.85	1.03
P ₂ O ₅	0.39	0.32	0.27	2.67	1.00	0.05	0.06	0.10	0.27	0.28	0.22	0.23	0.35	0.41
H ₂ O(+)	1.13	1.41	0.91	2.25	0.95	1.59	0.57	1.27	1.35	0.15				
H ₂ O(-)	0.72	0.86	0.80	3.19	2.51	0.26	0.90	0.51	1.44	0.09				
CO ₂	3.74	0.22				0.35								
Total (%)	99.92	100.20	99.39	99.40	100.50	100.17	99.72	99.61	100.20	100.05	99.32	100.34	99.02	99.68

- 1) 福山層下部 かんらん石含有普通輝石安山岩 (松前町, 大松前川上流) 本報告(試料番号MH1214) 分析者: 大森貞子
 2) 同 上 普通輝石安山岩 (松前町, 妻内川上流) 同 上(試料番号MH1396) 同 上
 3) 同 上 輝石粗面岩質安山岩溶岩 (松前町, 唐津内沢川上流) 高橋(1964MS.), 分析者: 高橋祐治
 4) 同 上 変質普通輝石玄武岩溶岩 (同 上) 同 上, 同 上
 5) 同 上 黒雲母含有普通輝石安山岩 (松前町, 弁天島) 同 上, 同 上
 6) 福山層上部 (松前町, 大松前川中流) 本報告(試料番号MH1004) 分析者: 大森貞子
 7) 同 上 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (松前町, 小松前川上流) 高橋(1964) 分析者: 高橋祐治
 8) 同 上 同 上 (福島町, 松浦南部海岸) Doi(1963) 分析者: 倉沢 一
 9) 同 上 黒雲母含有輝石角閃石安山岩質凝灰岩 (松前町, 小松前川) 高橋(1964MS.) 分析者: 高橋祐治
 10) 同 上 普通輝石サニジン流紋岩 (松前町, 弁天) 同 上, 同 上
 11) 福山層下部 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (福島町, 白符川上流) OKAMURA *et al.* (1984)
 12) 同 上 同 上 (同 上) 同 上
 13) 福山層上部 かんらん石玄武岩 (福島町, 澗内川上流) 同 上
 14) 同 上 同 上 (松前町, 及部川本流二股) 同 上

(岩石名は原著論文による。*の11-14の分析結果は蛍光X線による)



第25図 化石産地及び化学分析・年代測定試料採取地（この図は、これまでの研究報告を含めて、本報告に集録してある産地を示したものである。なお、文献は下記の通りで、本図にはそれぞれ数字で示した。）

1. 貝化石；TANAI and SUZUKI(1963)（第5表参照）
2. "；小笠原ほか(1981)（"）
3. "；本報告（第5表，本文参照）
4. 有孔虫化石；日本鉄道建設公団青函建設局(1971)（第6表参照）
5. "；高橋ほか(1980)（"）
6. "；長谷川(1981)（"）
7. 大型植物化石，魚化石；TANAI and SUZUKI(1963)（第7表参照）
8. 大型植物化石；衣笠(1965MS.)（"）
9. 花粉化石；秦・佐藤(1989)（第8表参照）
10. 珪藻化石；OSHITE(1956)（第9表参照）
11. コノドント化石；本報告(本文参照)
12. 化学分析；吉村(1957MS.)（第10表，第14表参照）
13. "；吉村(1960)（第10表参照）
14. "；Dot(1963)（第4表参照）
15. "；高橋(1964MS.)（第4表，第14表参照）
16. "；OKAMURA *et al.*(1984)（第4表，第10表参照）
17. "；本報告（第4表，第10表，第14表参照）
18. 年代測定；柴田・棚井(1982)(本文参照)
19. "；雁沢(1983)（"）
20. "；興水ほか(1987)（"）

IV. 3 吉岡層(Yc, Ym)

本層名は、高橋ほか(1934)によって命名されたものであるが、原著には表示のみで、福山層と同様に記載がなく内容は不明である。研究史でも述べたが、本層の地層名及び層位については、第3表に示されるように各研究者によって異なっている。ここでは、佐々(1969)及び秦・山口(1969)の定義によるものである。

模式地は、松前郡福島町、吉岡川上流地域である。

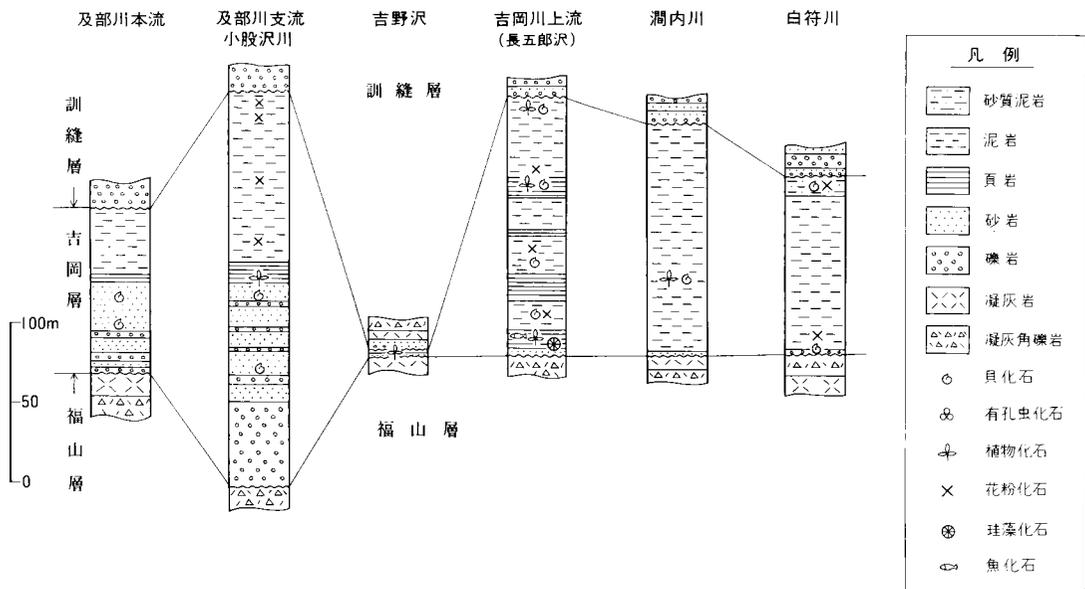
本層は、主として図幅東部の福島町地域と中央部の及部川流域に、南北方向に帯状に分布する。そのほか、大沢川中流南部には南北系の断層にかこまれた小範囲な地域と、その南東方の荒谷海岸地域にも分布している。

本層の層位関係については、下位の福山層と地質構造が平行的であることから、かつて魚住・藤江(1958)及び吉村(1960)は、本層を福山層群の上層部とし、TANAI and SUZUKI(1963)でも福山層とは整合としている。しかし、第27図に示されるように、白符川流域では基底部に福山層の角礫状の礫を含む礫岩層があって、明瞭な不整合関係にある。さらに及部川流域では厚さ50mにおよぶ主として福山層から由来した莫大な量の礫岩層(第29図参照)が形成されている。

本層を構成する岩相は、第26図に示した通りであるが、地域によって多少異なるので、福島地域と松前地域とに分けて記述する。

福島地域

本地域では、一般には基底部に厚さ数10cmから6m程の含礫砂岩-凝灰質砂岩(Yc)があって、下位の福

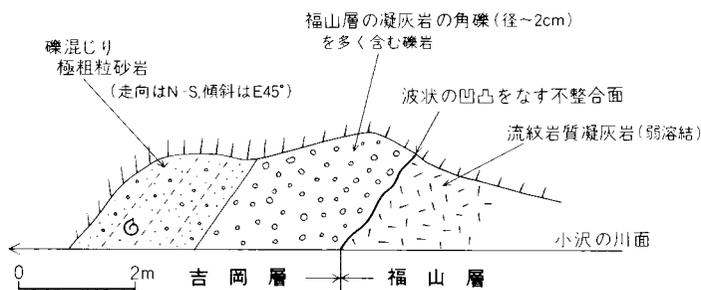


第26図 吉岡層地質柱状図

山層の凝灰岩あるいは凝灰角礫岩を不整合に覆っている。なお、模式地の吉岡川地域では、厚さ約5mの耐火粘土層あるいは淡水生の魚及び大型植物化石を産出する湖沼-沼沢地成の泥岩が発達しており、さらにその上部の泥岩層には油母頁岩(Oil shale)を多く挟むなど特異な堆積環境を示している。

主部をなす暗灰色-黒色泥岩(Ym)は、一般には第28図に示したように、均質で層理に乏しいものが多く、風化して細角片にくだける。なお、この泥岩中には泥灰岩団塊を含んでいる。油母頁岩を伴う頁岩は、黒色で数mm単位で頁状に剥離するものである。なお、白符川流域には最上部に厚さ約10mの白色の砂質泥岩が発達していて、この部分から第5表に示すような貝化石が産出している。また、厚さ20cm程度の白色のガラス質凝灰岩を数枚挟在する。

本地域における層厚は、吉岡川地域で最大で、約170mあるが、北方及び南方へ厚さを減じている。北方の白符川では約110mとなり、南方へは急激に薄くなり、松浦海岸ではわずかに2-3m程である。なお、東方の津軽海峡下には、ほとんど存在しない。



第27図 福山層と吉岡層の不整合関係を示す露頭スケッチ(白符川上流の北小沢)



第28図 吉岡層の泥灰質団塊(n)を含む塊状泥岩(白符川)

第5表 吉岡層産出貝化石表

<p>福島町地域 (TANAI and SUZUKI, 1963による)</p> <p><i>Yoldia (Yoldia) cf. uranoi</i> UOZUMI</p> <p><i>Yoldia (Yoldia) sp.</i></p> <p><i>Acila sp.</i></p> <p><i>Mytilus sp.</i></p> <p><i>Lima sp.</i></p> <p><i>Thyasira nipponica</i> YABE and NOMURA</p> <p><i>Macoma cf. tokyoensis</i> YOKOYAMA</p> <p><i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)</p> <p><i>Gloripallium cf. izurensis</i> MASUDA</p> <p><i>Venericardium sp.</i></p> <p><i>Nemocardium sp.</i></p> <p><i>Serripes sp.</i></p> <p><i>Terebellina kattoi</i> HATAI and SAITO</p> <p>吉岡地域 (小笠原ほか, 1981による)</p> <p><i>Acila sp. cf. A. submirabilis</i> MAKIYAMA</p> <p><i>Mizuhopecten kobiyamai</i> (KAMADA)</p> <p><i>Clonipallium crassivenium</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Cyclocardia cf. crebricostata</i> (KRAUSE)</p> <p><i>C. sp.</i></p> <p><i>Thracia hataii</i> KAMADA</p> <p><i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)</p> <p><i>Liocyma ? sp.</i></p> <p><i>Nemocardium cf. samarangae</i> (MAKIYAMA)</p> <p><i>Macoma sp.</i></p> <p><i>Mya cuneiformis</i> (BÖHM)</p>	<p><i>Panopea sp.</i></p> <p><i>Turritella cf. s-hataii</i> NOMURA</p> <p><i>Euspira ? sp.</i></p> <p><i>Epitonium (Cirsotrema) n. sp.</i></p> <p><i>Fulgoraria cf. tokunagai</i> (KANEHARA)</p> <p>白符川 (泥岩層 (Ym) 最上部, 同定: 大山 桂)</p> <p><i>Buccinum ? sp. (Japelion?)</i></p> <p><i>Nucula (Ennucula) sp.</i></p> <p><i>Chlamys heteroglyptus</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Patinopecten murayamai</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Venericardia sp.</i></p> <p><i>Entodesma sp.</i></p> <p><i>Spatangoid, gen. et sp. indet.</i></p> <p>及部川 (礫岩及び砂岩層 (Yc), 同定: 大山 桂)</p> <p><i>Littorinopsis ? [Cantharids?] sp. indet</i></p> <p><i>Batillaria cf. yamanarii</i> MAKIYAMA</p> <p><i>Lucinoma sp. [cf. concentrica (YOK.)]</i></p> <p><i>Saxidomus sp.</i></p> <p><i>Veneridae incertae sedis [Pitar?, Katelaysia?]</i></p> <p><i>Macoma ? sp.</i></p> <p>及部川 (泥岩層 (Ym), 同定: 大山 桂)</p> <p><i>Natica ? sp. (Operculum)</i></p> <p><i>Yoldia sp.</i></p> <p><i>Aequipecten sp.</i></p> <p><i>Patinopecten murayamai</i> (YOKOYAMA)</p>
--	--

松前地域

本地域には、及部川流域、大沢川中流南部と荒谷海岸の3地域に分布する。

及部川流域の本層は、小股沢川下流部から南北方向に帯状に北方に延び、北隣の大千軒岳図幅の茂草川上流地域まで分布する。

小股沢川では、第29図に示されるように、基底部には厚さ50mにも及ぶ礫岩層 (Yc) が発達している。この礫岩は第29図に示されるように、礫の大きさは径10-20cm、ときには40cmのものもある。礫種は大部分が下位の福山層の変質安山岩・流紋岩質溶結凝灰岩及び玄武岩などからなり、チャートや粘板岩の細礫を伴っている。なお、このような厚い礫岩層は北部へ急激に薄くなり、及部川本流では10m以下となっている。礫岩層の上位には、薄い細礫岩を挟在する層状の砂岩層が発達していて、*Batillaria* などの貝化石が産出する (第5表参照)。また、この砂岩層には炭化木片を含む炭質物も多く挟まれている。砂岩層の上位には、福島地域と同様に泥灰岩団塊を含む暗灰色-黒色の塊状泥岩層が発達している。また、小股沢川では泥岩層下部に黒色板状の頁岩があって、第7表に示されるように *Comptonia* を含む台島型の植物化石を産出している (衣笠, 1965MS.)。



第29図 吉岡層の基底礫岩層(及部川支流, 小股沢下流)

本地域での層厚は、礫岩層が厚く発達する小股沢川で約250m、及部川本流で約110mとなり、北方へさらに薄くなっている。なお、小股沢川-周防堂沢川にかけては、南北方向の3本の断層によって重複して露出している。また、南限は小股沢川の南西方の“地送り地域”までは分布するが、南方の七面山地域には分布しない。

大沢川中流南部に分布する本層は、北北西-南南東方向と北北東-南南西方向の2本の断層に挟まれた地域(その間隔約700m)に、東西方向で、南へ傾斜する構造をとって暗灰色-黒色の塊状泥岩層が分布している。また、下限は東西方向の断層によって切られ、松前層群の粘板岩や深成岩類と接している。そのため層厚は明らかでないが、30m内外ある。

荒谷海岸地域では、荒谷川入口からスズキの沢川にいたる間に、ほぼ海岸線に沿った北西-南東方向の走向で南西に傾斜する構造をもって分布する。基底部には厚さ約5mの帯緑灰色の凝灰質中-粗粒砂岩があつて、主部は暗灰色の塊状を呈する泥岩層からなる。なお、泥岩層の中部には、厚さ約3mの凝灰質細粒砂岩層が挟まれている。

吉岡層からは、各種の動・植物化石が豊富に産出する。これらの産地は第25図に示した通りである。

貝化石は、第5表に示すものが産出する。及部川流域の下部砂岩層からは*Batillaria cf. yamanarii*、ネド内湾性のものを産出し、吉岡川流域では主部の頁岩を含む泥岩層からは、主に*Chlamys sp.*、*Mizuhopecten kimurai*、*Mizuhopecten kobyamoi*、*Turritella cf. shataii*など“八尾-門ノ沢動物群”に近縁なものが多い。

有孔虫化石は、多産しないが第6表に示すものが産出している。そのほかに、正谷・天倉(1980)の報告もある。

これらのほか、吉岡川上流の長五郎沢からは、淡水生の魚の化石が産出(TANAI and SUZUKI, 1963)し、泥岩層からは魚鱗や*Makiyama chitanii*を産出する。

第6表 吉岡層産出有孔虫化石表

白符川(日本鉄道建設公団青函建設局, 1971による)	<i>Trochammina</i> sp.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	<i>Alabamina japonica</i> (ASANO)
<i>Martinottiella communis</i> (D'ORBIGNY)	A. cf. <i>inflata</i>
<i>Globobulimina pupoides</i> (D'ORBIGNY)	A. spp.
<i>Sphaeroidina bulloides</i> CUSHMAN	<i>Amephicoryna fukushimaensis</i> (ASANO)
<i>Hopkinsina morimachiensis</i> MATSUNAGA	A. spp.
<i>Amphycorina</i> sp.	<i>Anomalinooides glabrata</i> CUSHMAN
<i>Melonis pacificam</i> (CUSHMAN)	<i>Astrononion</i> spp.
<i>Pararotalia tanosawaensis</i> (IWASA and KIKUCHI)	<i>Bolivina</i> spp.
<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS)	<i>Brizalina</i> spp.
<i>Lagena</i> spp.	<i>Bucella</i> cf. <i>frigida</i> (CUSHMAN)
<i>Eponides</i> cf. <i>umbonatus</i> (REUSS)	B. <i>tanai</i> (UCHIO)
<i>Cibicides</i> sp.	B. spp.
<i>Cassidulina</i> cf. <i>yabei</i> ASANO	<i>Cassidulina</i> spp.
白符川(高橋ほか, 1980による)	<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER and JACOB)
<i>Ammonia japonica varianta</i> VOLOSHNOVA	C. <i>tani</i> IWASA and KIKUCHI
<i>Nonionellina labradorica</i> (DAWSON)	C. spp.
<i>Melonis pacificum</i> (CUSHMAN)	<i>Cibicoides mediocris</i> FINLAY
M. <i>pompilioides</i> (FICHTEL and MOLL)	C. spp.
<i>Amphicoryna scalaris</i> (BATSCH)	<i>Dentalina</i> spp.
A. <i>scalaris sageminensis</i> (ASANO)	<i>Elphidium sendaiense</i> TAKAYANAGI
<i>Sphaeroidina bulloides</i> CUSHMAN	<i>Globobulimina</i> spp.
S. <i>japonica</i> ASANO	<i>Islandiella</i> spp.
<i>Cassidulina yabei</i> ASANO	<i>Lagena</i> spp.
<i>Cibicides malloryi</i> MATSUNAGA	<i>Lenticulina</i> spp.
<i>Oridosalis umboatus</i> (REUSS)	<i>Melonis pacificum</i> (CUSHMAN)
<i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER	M. spp.
<i>Hopkinsina sinboi</i> MATSUNAGA	<i>Nonionella</i> spp.
<i>Gyroidina orbicularis</i> D'ORBIGNY	<i>Nonionellina</i> cf. <i>labradorica</i> (DAWSON)
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>subglobosum</i> (SARS)	<i>Oolina</i> spp.
白符川(長谷川, 1981による)	<i>Oridorsalis</i> spp.
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Pseudoparrella</i> cf. <i>takayanagii</i> (IWASA)
<i>Cribrostomoides</i> spp.	<i>Pullenia</i> spp.
<i>Cyclanmina</i> spp.	<i>Sphaeroidina japonica</i> ASANO
<i>Gaudryina</i> spp.	<i>Stilostomella</i> spp.
<i>Haplophragmoides</i> spp.	<i>Uvigerina</i> sp.
<i>Miliammina</i> spp.	

大型植物化石は, TANAI and SUZUKI (1963) によって第7表に示すものが報告されている. *Comptonia nanmanni*, *Liquidambar miosinica* を特徴種とするこの化石群は, 吉岡植物群と呼ばれ, 東北日本の台島型植物群に対比されている.

第7表 吉岡層産出大型植物化石表 (TANAI and SUZUKI, 1963に一部追加)

化 石 種	産 地 番 号				
	1	2	3	4	5
Pinaceae					
<i>Abies n-suzukii</i> TANAI		○	○		
<i>Keteleeria ezoana</i> TANAI	○	◎	○	○	
<i>K.</i> sp.					○
<i>Picea magna</i> MACGINITIE		○			
<i>P. ugoana</i> HUZIOKA		○			
<i>Pinus miocenica</i> TANAI	○	○			○
<i>P.</i> cf. <i>palaeopentaphylla</i> TANAI and ONOE		○			○
<i>P.</i> cf. <i>trifolia</i> MIKI		○			
<i>Pseudolarix japonica</i> TANAI and ONOE		○			
<i>Tsuga miocenica</i> TANAI	○	○			
Taxodiaceae					
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONGNIART) HEER		○			
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWBERRY) CHANEY	○	◎	○		○
<i>Taiwania japonica</i> TANAI and ONOE		○			
Taxaceae					
<i>Torreya yoshiokaensis</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
Liliaceae					
<i>Smilax trinervis</i> MORITA		○			
Salicaceae					
<i>Populus latior</i> AL.BRAUN		○			
<i>Salix miosinica</i> HU and CHANEY		○			
Myricaceae					
<i>Comptonia naumanni</i> (NATHORST) HUZIOKA	○	○			
Juglandaceae					
<i>Carya miocathayensis</i> HU and CHANEY		○			
<i>Juglans</i> cf. <i>shanwangensis</i> HU and CHANEY	○				
<i>Platycarya miocenica</i> HU and CHANEY		○			
<i>Pterocarya ezoana</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
Betulaceae					
<i>Alnus miojaponica</i> TANAI		○			
<i>A. protomaximowiczii</i> TANAI		○			
<i>A.</i> sp.		○			
<i>Betula mioluminifera</i> HU and CHANEY		○			
<i>B. sekiensis</i> HUZIOKA and NISHIDA		○			
<i>B. sublutea</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>Carpinus chaneyi</i> TANAI and N. SUZUKI		○			
<i>C. miofangiana</i> HU and CHANEY		○			
<i>C. shimizui</i> TANAI		○			

第7表つづき

化 石 種	産 地 番 号				
	1	2	3	4	5
<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST	○	◎	○		
<i>C. subyedoensis</i> KON'NO		○			
<i>Corylus macquarrii</i> (FORBES) HEER		○			
Fagaceae					
<i>Castanea miomollissima</i> HU and CHANEY	○	◎	○	○	○
<i>Quercus elliptica</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>Q. koraica</i> TANAI		○			
<i>Q. yoshiokaensis</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
Ulmaceae					
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER		○			
<i>Zelkova ungeri</i> KOVATS	○	◎	○	○	○
Cercidiphyllaceae					
<i>Cerciphyllum erenatum</i> (UNGER) BROWN		○			
Berberidaceae					
<i>Berberis huziokai</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>Mahonia lanceifolia</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
Magnoliaceae					
<i>Magnolia miocenica</i> HU and CHANEY		○			
Lauraceae					
<i>Parabenzoin protopraecox</i> (ENDO) TANAI		○	○		
<i>Sassafras subtriloba</i> (KONNO) TANAI and ONOE		○			
Hamamelidaceae					
<i>Liquidambar miosinica</i> HU and CHANEY	○	○			
<i>Parrotia fagifolia</i> (GOEPPERT) HEER	○	○	○		
Rosaceae					
<i>Prunus matsumaensis</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>Rosa usyuensis</i> TANAI		○			
<i>Sorbus nipponica</i> TANAI		○			
Leguminosae					
<i>Cercis miochinensis</i> HU and CHANEY		○			
<i>Cladrastis aniensis</i> HUZIOKA		○			
<i>Gledischia miosinensis</i> HU and CHANEY		○			
<i>Robinia nipponica</i> TANAI	○	○			
<i>Sophora miojaponica</i> HU and CHANEY	○	○			
Anacardiaceae					
<i>Rhus ezoense</i> TANAI		○			
<i>R. miosuccedanea</i> HU and CHANEY		○			
<i>R. protoambigua</i> K.SUZUKI		○			
Celastraceae					
<i>Euonymus protobungena</i> HU and CHANEY		○			
Meliaceae					
<i>Cedrela nipponica</i> TANAI and N.SUZUKI		○			○

第7表つづき

化 石 種	産 地 番 号				
	1	2	3	4	5
Aceraceae					
<i>Acer ezoanum</i> OISHI and HUZIOKA		◎	○	○	
<i>A. fatsiaefolia</i> HUZIOKA		○			
<i>A. florinii</i> HU and CHANEY		○			
<i>A. miodavidii</i> HU and CHANEY		○			
<i>A. miohenryi</i> HU and CHANEY		○			
<i>A. palaeoplatanoides</i> ENDO		○			
<i>A. palaeodiabolicum</i> ENDO		○			
<i>A. palaeorufinerve</i> TANAI and ONOE		○			
<i>A. protodistylum</i> ENDO		○			
<i>A. protojaponicum</i> TANAI and ONOE		○			
<i>A. prototataricum</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>A. pseudoginnala</i> TANAI and ONOE		○			
<i>A. subpictum</i> SAPORTA		◎			
<i>A. yoshiokaense</i> TANAI and N.SUZUKI		○			
<i>A. sp.</i>		○			○
Alangiaceae					
<i>Alangium</i> sp. cf. <i>aequifolium</i> (GOEP.) KRYSHT and BORSUK					○
Hippocastanaceae					
<i>Aesculus majus</i> (NATHORST) TANAI		○			
Rhamnaceae					
<i>Zizyphus miojuzuba</i> HU and CHANEY		○			
Theaceae					
<i>Camellia protojaponica</i> HUZIOKA		○			
Hydrocarpaceae					
<i>Hemitrapa hokkaidoensis</i> (OKUTSU) MIKI		○			
Nyssaceae					
<i>Nyssa japonica</i> TANAI and N. SUZUKI		○			
Ebenaceae					
<i>Diospyros miokaki</i> HU and CHANEY		○			

◎……………多産，産地番号：1は吉野沢，2は吉岡川支流長五郎沢，3は吉岡川上流，4は潤内川，5は及部川支流小股沢川(衣笠，1965MS.)

花粉化石は，秦・佐藤(1989)によって第8表に示したものが産出している．秦・佐藤(1989)による解析結果からは，下部では，*Liquidambar*，*Quercus*，*Tricolpate pollen*などを比較的普通を含む暖温性の台島型植物群を示しているが，次第に上部に向かって冷温化しているとされている．

第8表 吉岡層産出花粉化石表 (秦・佐藤, 1989による)

化石種	産地番号		吉岡・松浦			及部川支流小股沢					荒谷海岸	
	I404	I405	I413	I415	I514	I501	I502	I503	I504	I507	I510	I511
<i>Micrhystridium</i>	1	1				1	1	1				13
Other Microplanktons	4	5	2	1	3	1	3	1	2	14	6	9
Pinaceae	32	39	29	40	43	30	18	29	20	29	62	29
<i>Tuga</i>	22	23	14	22	7	5	4	25	14	18	8	6
Taxodiaceae	15	5	12	6	6	4	9	23	23	17	9	24
<i>Juglans</i>	1	1	1	1	1	6	3	1	2	2	2	1
<i>Pterocarya</i>		2	2	2	3	6	3		2	2	2	1
<i>Carya</i>	3	3	1	1	1	9	12	1	5	1	2	4
<i>Alnus</i>	8	9	8	4	3	2	5	7	12	6	1	1
<i>Betula</i>		1	1			1	1		1	2	1	1
<i>Corylus</i>	1					1	1	1		1		
<i>Carpinus</i>	1		1		1	2	3	1	1	1		
Triporate pollen	4	5	6	5	5	7	6	3	6	10	1	3
<i>Fagus</i>	1	1	2			6	1	1	1	2		
<i>Quercus</i>			1					1		1		2
Tricolpate pollen	5	4	8	2	2	6	4	1	4	5	8	23
<i>Ulmus and Zelkova</i>	10	9	14	18	30	17	29	7	8	7	3	4
<i>Liquidambar</i>							2				1	1
<i>Ilex</i>								1	1			
<i>Tilia</i>						2	1					1
Sporomorph A	24	14	20	1	1	3	8	140	8	20	6	16

注1) 数字は鏡下で花粉総数150個以上を数え、これらの中での各花粉の頻度をパーセントで示したもの。また、*Micrhystridium*, *Other Microplanktons*, *Sporomorph A*の数値は、花粉総数に伴って産するこれらの頻度をその総数に対する割合(パーセント)で示してある。

注2) *Sporomorph A*とは、生物分類上所属不明のもので、直径 10μ 以下の表面が平滑な球形のもので、陸成の堆積物中にはほとんど認められない。

珪藻化石は、吉岡川地域の本層下部から産出するもので、OSHITE(1956)によって第9表に示されるものが報告されている。この珪藻化石は大部分が淡水生であるが、海生のものも含まれている。

このほか、放散虫化石の *Melittosphaera cf. magnapruulosa*, *Actinoma okurai* などが産出している(正谷・大倉, 1980; 高橋ほか, 1980)。

第9表 吉岡層産出珪藻化石表 (OSHITE, 1956による)

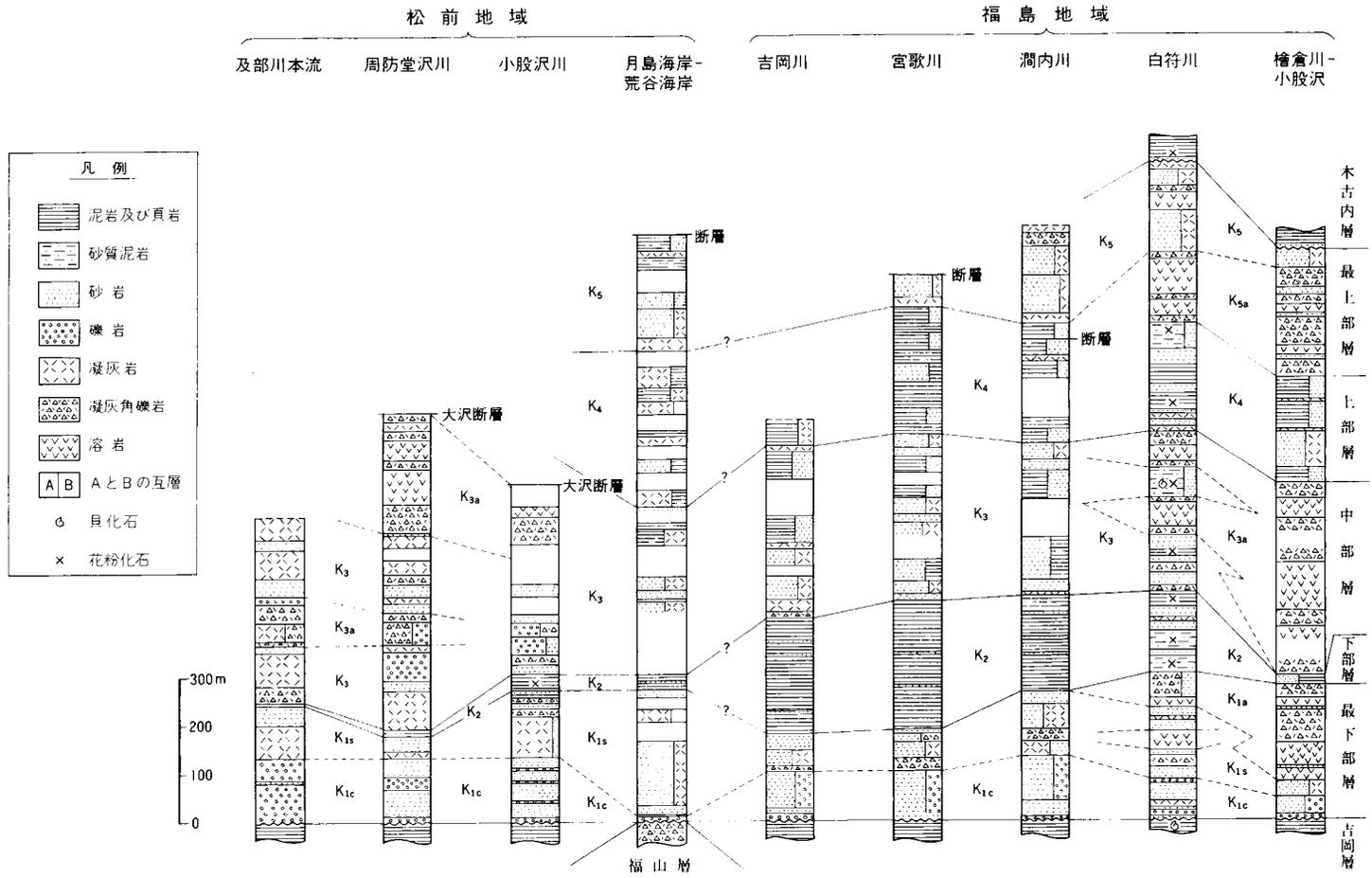
Consinodiscaceae	
	<i>Melosira granulata</i> RALFS
	<i>M. granulata</i> , form <i>curvata</i> GRUNOW
	<i>Cyclotella striata</i> (KÜTS.) GRUNOW
Fragilariaceae	
	<i>Fragilaria construens</i> GRUNOW
	<i>Synedra ulna</i> EHRENBERG
	<i>S. vaucheriae</i> KÜTZING
Achnanthaceae	
	<i>Achnanthes lanceolata</i> (BRÉB.) GRUNOW
	<i>Rhoicosphenia curvata</i> GRUNOW
	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>liniata</i> (EHR.) CLEVE
Naviculaceae	
	<i>Navicula lanceolata</i> KÜTZING
	<i>N. anglica</i> RALFS
	<i>Pinnularia esox</i> , from <i>major</i> HUSTEDT
	<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING
	<i>Cymbella cistaula</i> (W.SM.) CLEVE
Epithemiaceae	
	<i>Epithemia sorer</i> KÜTZING
	<i>E. zebra</i> (EHR.) KÜTZING

IV. 4 訓 縫 層

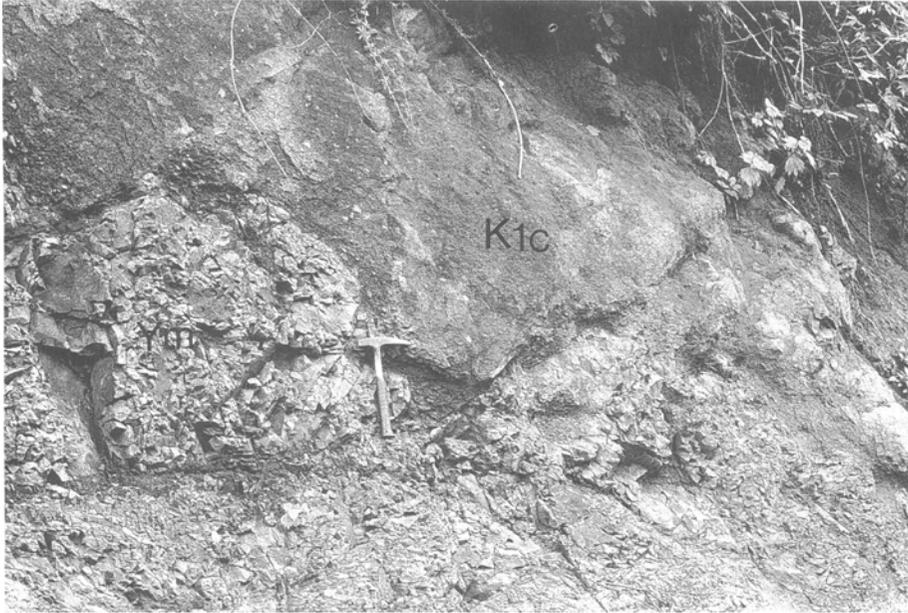
本層は、長尾・佐々(1933, 1934)の訓縫統に含まれるものである。本地域における地層名と層序区分については、第3表に示されるように幾多の変遷があつて複雑である。吉村(1960)は、福島地域で訓縫層群として、2層(7部層)に区分した。その後、佐々(1969)は、訓縫層として5区分(最下部・下部・中部・上部及び最上部)した。他方、秦(1973MS.), 秦・山口(1974)などは、吉村(1960)の地層名と佐々(1969)の5区分の組合せとしている。しかし、本層の岩相変化が著しいことと松前地域を含めて総括した場合、地層名と部層名が複雑となり、かならずしも適当でないので、ここでは、最下部・下部・中部・上部及び最上部に5区分して報告する。

本層は、東部の福島地域と西部の松前地域の及部川流域とその東部に発達している。いずれも、ほぼ南北方向の走向をもって、東に傾斜する帯状の分布を示している。福島地域では上位の桧山層群の木古内層に覆われ、松前地域では南北系の衝上性の大沢断層で切られ、主として松前層群と接している。

本層の岩相と区分については、第30図に示した通りである。なお、福島地域と松前地域では、かなり異なる点もあるので地域別に述べる。



第30図 訓縫層地質柱状図



第31図 古岡層(Ym)を不整合に覆う訓縫層の基底礫岩(k_{1c}) (曾倉川支流, 小股沢)

IV. 4. 1 福島地域

最下部(K_{1c}, K_{1s}, K_{1a})

本層は、下半部を占めて発達する礫岩砂岩互層(K_{1c})、上半部の砂岩凝灰岩互層(K_{1s})と北部の白符川以北に発達する安山岩(K_{1a})から構成される。

礫岩砂岩互層(K_{1c})は、訓縫層の基底礫岩層にあたるものである。吉岡川-白符川地域では100-140mの層厚があり、礫岩層と砂岩層とは厚さ3-10m程度の厚互層をなしている場合が多い。礫岩は、福山層から由来した変質安山岩・溶結凝灰岩・玄武岩及び松前層群のチャートや粘板岩の円礫からなる。礫の大きさは普通径3-10cmで、ときに20cm程のものもある。砂岩は、一般に帯緑灰色の凝灰質中粒砂岩が主で、層理は明瞭である。

砂岩凝灰岩互層(K_{1s})は、淡緑灰色の凝灰質中粒砂岩を主体とし、緑灰色の軽石凝灰岩・安山岩火山礫凝灰岩を厚互層状に挟んでいる。また、第32図に示されるような、細粒凝灰岩と軽石凝灰岩との互層もある。さらに比較的下部には厚さ数mから20mに及ぶ安山岩凝灰角礫岩が挟在している。

安山岩(K_{1a})は、白符川以北に発達するもので、安山岩溶岩及び凝灰角礫岩からなり、薄い砂岩や凝灰岩を挟在している、この安山岩は、小股沢では厚さ約200m程で、北方へ厚くなっている。なお、この安山岩は吉村(1960)の館崎層・小股安山岩部層の下半部にあたる。

安山岩溶岩は、帯緑暗灰色を呈し、緻密で無斑晶質のものである。

鏡下では、斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石からなる。斜長石は大きさ0.2-0.7mmと小型で、比較的新鮮である。普通輝石及び紫蘇輝石は大きさ0.2-1.0mmで少量かつ小型である。石基は斜長石・単斜



第32図 訓縫層最下部の細粒凝灰岩と軽石凝灰岩との互層(白符川)



第33図 訓縫層最下部の安山岩凝灰角礫岩(檜倉川支流, 小股沢)

輝石・斜方輝石・ガラス及び鉄鉱からなり、ガラス基流晶質組織を示す。

凝灰角礫岩は、帯緑暗灰色-帯緑灰色を呈し、安山岩角礫は径3-20cmと種々であり、中には水中破砕岩(ハイアロクラスタイト)も多く認められる。一般に変質は弱い、小角礫や軽石は緑泥石化している。挟在する砂岩は、淡緑青灰色の凝灰質中粒砂岩で、層状をなしている。

下部(K₂)

本層は、主として暗灰色泥岩からなり、緑灰色の砂岩や軽石凝灰岩の薄層を挟在している。この暗灰色泥岩は、第34図に示されるように塊状を呈し、風化して細角片となる、この泥岩層は、澗内川北部で次第に粗粒化し、白符川以北では砂質泥岩が多くなり、砂岩や凝灰岩をかなり挟在する。このような粗粒化と同時に白符川では急激に薄化し、小股沢で消滅している。層厚は、吉岡川-宮歌川地域で270-280mある。

中部(K₃, K_{3a})

本部層の主部(K₃)は、淡緑灰色の砂岩、暗灰色泥岩及び緑色凝灰岩の互層からなり、白符川以北では、これらと指交する関係で厚い安山岩溶岩及び火砕岩(K_{3a})が発達している。

南部の宮歌川から館崎海岸にいたる地域では、下半部は、主として淡緑灰色を呈する凝灰質細-中粒砂岩と灰色-淡緑色の軽石凝灰岩及び火山礫凝灰岩との互層(1-5m単位)からなり、暗灰色の泥岩を挟在している。上半部では暗灰色泥岩と砂岩との細互層を多く伴っている。

なお、軽石凝灰岩の厚いものには、下位の泥岩の礫をかなり含むものがある。これらの凝灰岩の多くは、海底を移動して堆積した乱流堆積物である可能性が高い。

白符川から檜倉川以北に発達する安山岩溶岩及び火砕岩(K_{3a})は、吉村(1960)及びYOSHIMURA(1971)の小股安山岩部層の上半部にあたるもので、安山岩は、K_{1a}の安山岩と同様な無斑晶質の普通輝石紫蘇輝



第34図 訓縫層下部(K₂)の塊状黒色泥岩(吉岡川)

石安山岩である。火砕岩は、主として同質の凝灰角礫岩からなり、薄い火山礫凝灰岩や細粒の凝灰岩をレンズ状に挟んでいる。

本層の層厚は、南部の吉岡川地域で約360m、北部の檜倉川流域で約400mある。

上部(K₄)

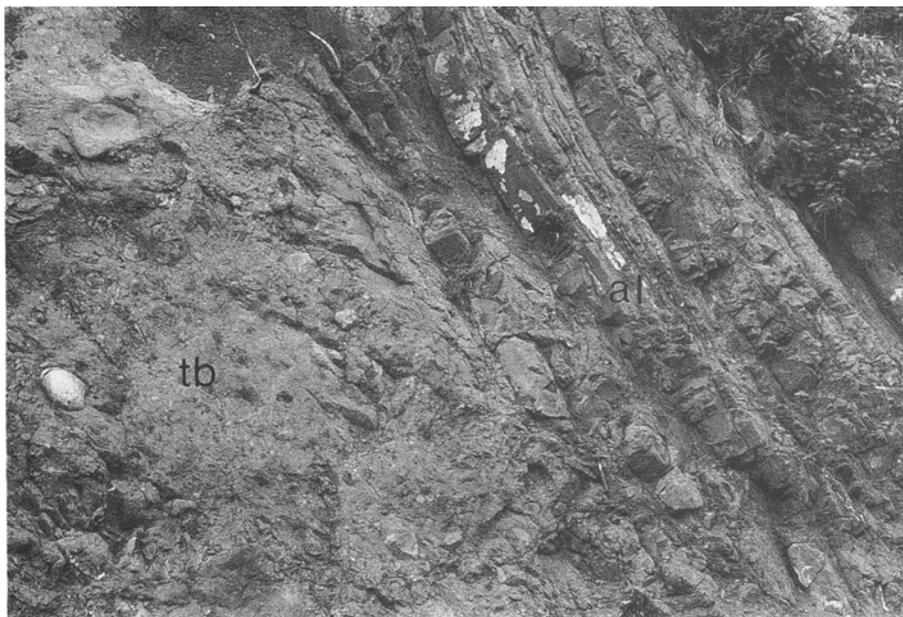
本層は、主として泥岩砂岩互層あるいは砂岩泥岩互層からなり、凝灰岩を伴っている。南部の宮歌南部の海岸地域では、泥岩砂岩互層が卓越しているが、北方へ向かって砂岩などの粗粒物が多くなり、檜倉川流域では凝灰岩を多く伴っている。これらの互層単位は一般に2-7m程である。泥岩は、暗灰色で板状層理の示すものが多く珪質な“硬質頁岩”に近いものもある。砂岩は、淡緑灰色-灰色で、軽石を含むなど凝灰質中粒砂岩が多く、層理は明瞭である。また、下位の泥岩の礫を取りこんでいる砂岩層も多い。凝灰岩は、淡緑灰色-淡青灰色を呈し、軽石凝灰岩もかなりあるが、細粒-中粒な凝灰岩が多い。凝灰岩の岩質は、一般に珪質で、中部には、黒雲母・角閃石及び石英を多く含むものが認められる。

本層の層厚は、宮歌川地域では約260mで、檜倉川本流域では約210mである。

最上部(K₅, K_{5a})

本層の上部(K₅)は、主として淡緑色を呈する凝灰質砂岩と凝灰岩からなるが、白符川以北の地域には、上部の中-下部と指交する関係で、無斑晶質の安山岩溶岩及び凝灰角礫岩(K_{5a})が発達している。

上部の凝灰質砂岩は、主として淡緑色-淡青灰色の細粒-中粒砂岩で、軽石を多く含んでいる。一般に層理は明瞭である。凝灰岩は軽石凝灰岩が多く、普通厚さ4-10m程の単位で互層状をなしている。このほか、淡緑色の火山礫凝灰岩も挟在するが、あまり多くない。なお、南部の宮歌海岸地域では、暗灰色泥岩もかなり挟在する。



第35図 訓縫層上部の安山岩凝灰角礫岩(tb)と凝灰岩を挟む凝灰質砂岩泥岩互層(al)(白符川中流)

安山岩溶岩及び凝灰角礫岩(K_5a)は、YOSHIMURA(1971)の宮歌層・檜倉安山岩部層に相当するものである。白符川地域では安山岩溶岩が卓越しているが、檜倉川では第36図にみられるように、水冷破碎岩を伴った凝灰角礫岩が多く、かつ、細-中粒砂岩層も数枚挟在している。安山岩溶岩は、やや緑色を帯びた暗灰色-黒色の無斑晶質で緻密な岩石で、玉髄(chalcedony)が細脈および小球状をなして認められる。

鏡下では、斑晶は斜長石からなり、稀に普通輝石を伴っている。斜長石は小型で大きさ0.3-1.5mm、長柱状を示す。石基は斜長石・輝石及び鉄鉱からなり、インターサタル組織を示す。輝石は大部分が緑泥石に置き換えられている。空隙には玉髄や方解石が含まれる。このほか、大部分が鉄サポナイトに変わった単斜輝石の斑晶が認められる。

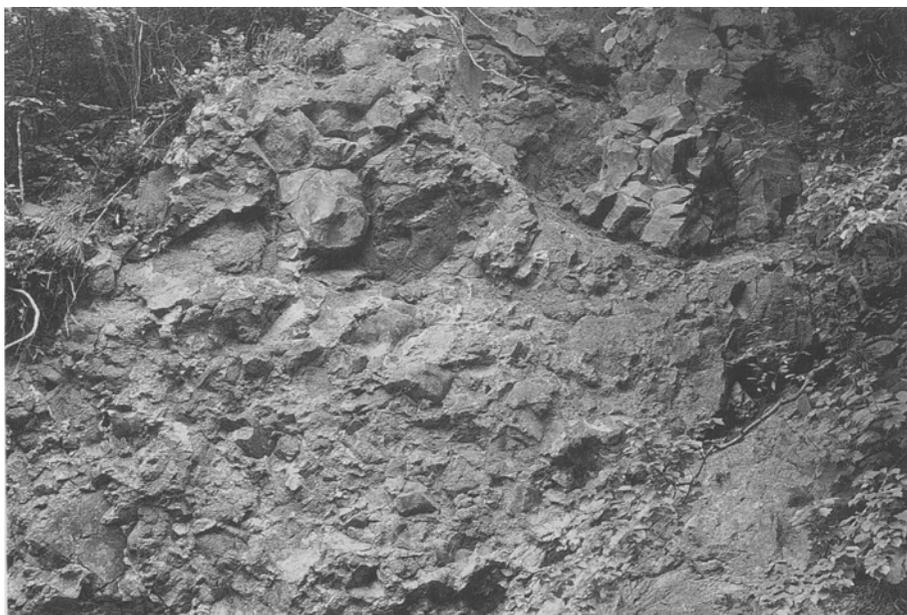
凝灰角礫岩は、一般に径30-80cmの溶岩と同様の安山岩角礫を多く含むものからなるが、中には数mの火山礫凝灰岩層を伴っている。挟在する砂岩層は、淡緑灰色から暗灰色を呈する凝灰質な細-中粒砂岩で、単層の厚さは3-5m程である。

本層の層厚は、白符川で最も厚く約340mある。

IV. 4. 2 松前地域

最下部(K_{1c} , K_{1s})

本地域では、月島海岸地域からほぼ南北方向の走向で、東側へ傾斜する構造をもって、及部川流域に分布している。



第36図 訓縫層最上部(K_5a)のガラス質安山岩水中破碎岩(ハイアロクラスタイト)(檜倉川、スケールは約30cm)

砂岩礫岩互層(K_{1c})は、及部川上流地域では120-130mの厚さがあって顕著であるが、南部の月島海岸地域では、基底部の礫岩層は3m程と薄い。礫岩の礫種は、福島地域と同様に大きいものは福山層の変質安山岩や溶結凝灰岩が多く、粘板岩やチャートは小円礫である。

砂岩凝灰岩互層(K_{1s})は、福島地域の岩相とほぼ同様で、淡緑灰色の軽石を含む凝灰質中粒砂岩を主体とし、緑灰色の軽石凝灰岩を厚互層状に挟んでいる。厚さは、北部の及部川上流で約100mで、及部川中流部では異状に厚く600m近くある。なお、その南部の月島海岸地域では230m程である。

下部(K₂)

主として暗灰色泥岩からなる。本地域では福島地域のように厚く発達していない。本層と上下層との関係は、小股沢川中流部に好露出があり観察できる。ここでは、下位の緑色凝灰質粗粒砂岩の上に、約60mの厚さをもって暗灰色の塊状泥岩層があり、その上位には緑色の礫質中粒砂岩層が重なっている。なお、この泥岩層には魚鱗が多く含まれている。本層は北方へ向かって急激に薄くなり、及部川本流以北で尖滅している。

中部(K₃, K_{3a})

本地域では、及部川の東側の朝日海岸からほぼ南北方向に、北部の及部川中流域にかけて帯状に分布する。

主部(K₃)は、淡緑灰色砂岩、緑色凝灰岩及び暗灰色泥岩の互層からなり、北部では福島地域と同様に、安山岩溶岩及び火砕岩(K_{3a})が発達している。南部の朝日海岸から小股沢川にいたる地域では、主部をなす砂岩・凝灰岩及び泥岩の互層形態は、福島地域と同様であるが、周防堂沢川以北では泥岩はまったく認められず、厚い軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩が多くなる。また、これらの軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩中には黒雲母を多く含んでいる。なお、松井(1953)が、Sagarites(=Makiyama)の産出を報告した硬質頁岩層は、本層準である。

安山岩溶岩及び火砕岩(K_{3a})は、中部に挟在するものと上部を占めて発達している。中部に挟在するのは、ほとんどが緑色を呈する安山岩の凝灰角礫岩及び火山円礫岩からなり、軽石凝灰岩を挟んでいる。上部のものは、帯緑暗灰色-黒色を呈する安山岩溶岩と同質の径10-20cmの角礫が多い凝灰角礫岩からなる。

安山岩溶岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。鏡下では、斑晶は斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石からなる。斜長石は大きさ0.5-1.7mmで、比較的新鮮なものも多いが、網目状に炭酸塩鉱物に変わっているものもある。普通輝石及び紫蘇輝石は大きさ0.3-1.2mmで、比較的少量で、緑泥石化しているものも多い。石基は小卓状の斜長石、輝石・鉄鉱及びガラスからなり、ガラス基流晶質組織を示す。

これらの上部の溶岩及び火砕岩は、南北系の大沢断層によって切られていて上限が不明であるが周防堂沢川で約250mある。

上部(K₄)

本地域では、南部の大沢海岸から松倉沢川にかけて分布しているが、櫃の下川以北では大沢断層によって切られている。本層は、福島地域と同様に、主として泥岩砂岩互層あるいは砂岩泥岩互層からなり、大沢海岸地域では板状の硬質頁岩や凝灰岩を多く挟在している。

砂岩は、淡緑灰色-青灰色の軽石を含む凝灰質中粒砂岩が主で、泥岩は暗灰色で板状層理を示すものが

多い。これらは厚さ2-10m単位の互層をなしている。凝灰岩は、淡緑色の軽石凝灰岩から風化して淡灰色を呈するガラス質の極細粒凝灰岩までである。砂岩及び軽石凝灰岩層には、下位の泥岩の礫を取りこんでいるものも多い。硬質頁岩層は、第37図で示されるように、薄板状を呈する珪質なもので、30-40cm間隔に厚さ1-2cmの灰色な極細粒凝灰岩を挟んでいる場合が多い。なお、この層準の泥岩及び硬質頁岩中には *Makiyama chitanii* や魚鱗が多く含まれている。本層の層厚は約320mである。

最上部(K₅)

本層と福島地域の最上部(K₅)とが、同一層準であるとする根拠は無く、まったく人為的なものであるが、岩相及び層厚などから区分した。

本層は、櫃の下川下流部から荒谷にいたる地域に分布しており、東部は大沢断層によって切られている。層厚は約230mある。

下半部は主として、砂岩凝灰岩互層及び砂岩泥岩互層からなり、上部では泥岩砂岩互層が主体をなしている。

砂岩は、主として淡緑灰色の凝灰質中粒-粗粒砂岩で、安山岩の小礫や軽石を含み、斜層理をなすものも多い。凝灰岩は、淡緑色の軽石凝灰岩が多く、下半部では厚さ3-10m単位で互層している。上部の泥岩砂岩互層は、暗灰色の厚さ3-6mの板状をなす泥岩と厚さ30cm-1m程度の灰色で凝灰質な細粒-中粒砂岩からなり、薄い細粒凝灰岩を挟在している。なお、泥岩中には上部層(K₄)に見られるような“硬質頁岩”もある。そのほか、海緑石-緑泥石粒を多く含む泥岩もある。

訓縫層の火山岩類の化学組成については、第10表に示されるものがある。本地域の火山岩の変質に関



第37図 訓縫層上部の硬質頁岩層(hs)と凝灰岩層(tf)、上位はI段丘面の砂礫層(ct)に覆われている(松前町大沢海岸、スケールは約1m)

第10表 訓縫層火山岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11*	12*
SiO ₂	61.29	60.44	52.64	47.98	52.37	53.49	56.30	55.71	66.30	64.66	56.91	61.88
TiO ₂	1.03	0.80	1.20	2.01	1.14	1.08	1.09	0.71	—	0.20	1.38	0.89
Al ₂ O ₃	14.59	18.02	19.74	19.56	18.98	17.96	17.25	17.02	14.81	13.20	17.20	17.17
Fe ₂ O ₃	1.80	3.75	4.62	5.99	5.39	3.59	2.12	1.56	0.96	0.78		
FeO	4.68	1.62	2.68	1.84	2.05	3.68	4.79	4.85	0.34	0.59	8.52	5.98
MnO	0.13	0.18	0.15	0.21	0.17	0.19	0.19	—	0.03	—	0.17	0.17
MgO	1.76	1.51	2.79	3.97	3.60	2.87	2.53	3.78	1.05	1.24	2.51	2.55
CaO	5.26	5.49	5.13	6.94	6.78	7.10	6.99	3.84	0.39	1.88	7.54	5.91
Na ₂ O	3.76	4.56	4.86	4.25	4.20	4.06	3.84	2.72	6.38	2.35	4.17	3.74
K ₂ O	0.69	2.07	0.48	0.55	0.68	0.70	0.69	1.43	1.00	1.10	0.74	0.81
P ₂ O ₅	0.35	0.28	0.42	0.25	0.26	0.38	0.39	0.04	0.04	0.04	0.29	0.25
H ₂ O(+)	4.19	0.78	3.06	3.40	2.00	2.40	2.38	1.96	5.85	7.70		
H ₂ O(-)	0.66	0.66	2.18	2.60	1.83	2.16	1.35	5.95	2.01	5.80		
Total	100.19	100.16	99.95	99.55	99.45	99.66	99.91	99.57	99.16	99.54	99.43	99.35

- | | | | | | |
|-----|---------|-------------|-----------------|------------------------------|-----------|
| 1) | 訓縫層最下部, | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 | (福島町, 白符川中流) | 本報告(試料番号MH249) | 分析者: 大森貞子 |
| 2) | " 中部, | 同上 | (松前町, 周防堂沢中流) | 本報告(試料番号MH495) | 同上 |
| 3) | " 最下部, | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 | (福島町, れいひげ海岸) | 吉村(1960) | 分析者: 倉沢 |
| 4) | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 |
| 5) | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 |
| 6) | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 |
| 7) | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 | 同上 |
| 8) | 同上 | 凝灰質砂岩 | (福島町, 吉野海岸) | 吉村(1957MS.) | 分析者: 本間弘次 |
| 9) | 訓縫層 中部, | 細粒凝灰岩 | (福島町, 白符川中流) | 同上 | 同上 |
| 10) | " 最上部, | ガラス質細粒凝灰岩 | (福島町, 白符宮歌間) | 同上 | 同上 |
| 11) | " 最下部, | 普通輝石紫蘇輝石安山岩 | (福島町, 檜倉川支流小股沢) | OKAMURA <i>et al.</i> (1984) | |
| 12) | " 最上部, | 同上 | (福島町, 檜倉川本流) | 同上 | |

(岩石名は原著論文による。*の11・12の分析結果は蛍光X線による)

する研究は、吉付(1957MS., 1960, 1961)及びYOSHIMURA(1971)によってなされており、変質鉱物としては、鉄サポナイト・セラドナイト・モンモリロナイト・方解石・沸石(上部から heulandite, analcime, 下部からは laumontite を産する)のほか、曹長石化作用を受けた斜長石及び珪酸鉱物などが認められている。なお、これらの変質は、下位の福山層と較べて一般に弱い。また、化学組成を基にした岩石学的研究は、OKAMURA et al. (1984)及び岡村(1986)がある。これによると訓縫層の火山岩類は、福山層準とは異なり K_2O に乏しいソレアイト系列に属するとされている。

年代測定は、檜倉川流域で柴田・棚井(1982)及び輿水ほか(1982)によってなされている。両者とも最下部の安山岩及び凝灰岩を対象に行われているが、前者はK-Ar法で $10 \pm 2\text{Ma}$ 、後者はフィッジョン・トラック法で $17.1 \pm 1.6\text{Ma}$ と出され、年代値に大きな差異がある。

貝化石の産出は稀であるが、白符川の中部の泥岩層から *Portlandia*, *Modiolus*, *Venericardia siogamaensis*, *Gloripallium*, *Dentalium*, *Nemocardium* が得られている(秦・山口, 1974)。そのほか、泥岩からは *Makiyama chitanii* や魚鱗化石が認められる。

有孔虫化石は、主に下部(K_2)の泥岩から第11表に示すようなものが産出している。

このほかに、正谷・大倉(1980)、高橋ほか(1980)の報告があつて、本層は浮遊性有孔虫化石分帯から BLOW(1969)のN.8-N.9に当たり、東北日本の秋田地域の西黒沢層に相当するとされている。また、これらの報告では放散虫化石の産出についても述べられている。

花粉化石の産出については、秦・佐藤(1974, 1989)の報告がある。花粉化石の内容は第12表に示されるものである。これによると、下部(K_2)の泥岩中からは *Liquidambar*, *Carya*, *Quercus* を伴ったり、*Tricolpate pollen* が多いなど温暖性の要素が強い組成のものが得られている。

第11表 訓縫層産出有孔虫化石表

館崎海岸(日本鉄道建設公団青函建設局, 1971による)	<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY)
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHEL and MOLL)	<i>Melonis pacificum</i> (CUSHMAN)
<i>Martinotella communis</i> (D'ORBIGNY)	<i>Nonionella</i> sp.
<i>Cyclammina pusilla</i> BRADY	白符川(尾田・長谷川, 1981; 長谷川, 1981による)
<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW	<i>Bathysiphon</i> sp.
<i>Globobulimina pupoides</i> (D'ORBIGNY)	<i>Cyclammina</i> spp.
<i>Nonionella labradoricum</i> (DAWSON)	<i>Dorothia</i> spp.
<i>Sphaeroidina bulloides</i> CUSHMAN	<i>Gaudryina</i> spp.
<i>Hopkinsina morimachiensis</i> MATSUNAGA	<i>Haplophragmoides</i> spp.
<i>Gyroidina orbicularis</i> D'ORBIGNY	<i>Martinottiella communis</i> (D'ORBIGNY)
<i>Brizarina</i> sp.	<i>Miliammina</i> sp.
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI)	<i>Rhabdammina</i> sp.
<i>Uvigerina</i> sp.	<i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA
<i>Amphycorina</i> sp.	<i>Trochammina</i> sp.
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	<i>Cibicidoides</i> spp.
<i>Lenticulina</i> sp.	<i>Globobulimina</i> spp.
<i>Cassidulina</i> cf. <i>norcrossi</i> CUSHMAN	<i>Melonis</i> spp.

第12表 訓縫層産出花粉化石表 (秦・佐藤, 1989による)

産地番号 化石種	白 符 川						吉岡・松浦		荒谷海岸		小 股 沢	
	I406	I407	I408	I409	I410	I411	I512	I513	I508	I509	I505	I506
Micrhystridium	16	5	3	1		1	1	26		5	3	10
Other Microplanktons	60	2	40	10	(13)	8	30	18		13	4	26
Pinaceae	71	17	62	17	(3)	62	54	34	(20)	54	47	41
<i>Tsuga</i>	7	7	3	25	(3)	15	4	2	(17)	3	2	1
Taxodiaceae	5	10	10	20	(9)	3	7	18	(7)	9	7	9
<i>Juglans</i>	1	6	2	3	(1)	1	2	2	(1)	3	2	2
<i>Pterocarya</i>	2	3	1	3	(2)	1	3	1		2	1	
<i>Carya</i>		7	3	2	(2)	1	4	6		2	4	3
<i>Alnus</i>		1	1	10	(3)	7	1	1	(28)		1	2
<i>Betula</i>					(2)				(1)			
<i>Corylus</i>				1								
<i>Carpinus</i>		1	1	5				1	(3)	2	2	2
Triporate pollen	1	5	2	4	(2)	1	3	3		3	2	3
<i>Fagus</i>			1	1			1		(1)		1	1
<i>Quercus</i>	1	4	3	1				2	(8)		1	6
Tricolpate pollen	6	25	10	3		6	13	2	(8)	16	17	25
<i>Ulmus and Zelkova</i>	6	10	4	7	(77)	5	8	24		7	9	5
<i>Liquidambar</i>		4					1	4		1	6	2
<i>Ilex</i>		1						2				
<i>Tilia</i>				1	(2)					1		
Sporomorph A	100	66	40	24	(10)		54	30	(17)	62	24	26

注1) 数字は鏡下で花粉総数150個以上を数え、これらの中での各花粉の頻度をパーセントで示したもの。また、Micrhystridium, Other Microplanktons, Sporomorph Aの数値は、花粉総数に伴って産するこれらの頻度をその総数に対する割合(パーセント)で示してある。

注2) Sporomorph Aとは、生物分類上所属不明のもので、直径10 μ 以下の表面が平滑な球形のもので、陸成の堆積物中にはほとんど認められない。

注3) ()内の数値は、花粉が少なく、鏡下で数えた花粉が統計的に頻度の算出に必要とされる150個に満たぬものであることを示す。

IV. 5 岩 脈 類

貫入関係及び岩質から、中新世に活動したといえる岩脈類は、基盤岩の松前層群及び新第三系の地層を貫いて数多く認められる。これらの岩脈は、玄武岩・安山岩及び流紋岩からなる。なお、安山岩は福山層及び訓縫層中に認められるが、いずれも小岩脈で、かつ同時期のものと思われるので、地質図には示していないものも多い。

IV. 5. 1 玄武岩(B)

玄武岩は、福山層から訓縫層を貫く岩脈あるいは岩床として数多く認められる。これらの岩脈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、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、普通輝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、松前地域では唐津内川上流域、及部川中流域に、福島地域では吉野から吉岡川上流域にかけて認められる。なお、白符川南沢支流では、吉岡層中に岩床状に貫入している。この岩床状の玄武岩は、普通輝石玄武岩である。鏡下では、斑晶は斜長石・普通輝石及び鉄鉱からなる。斜長石は自形-半自形で、大きさは0.3-0.8mmで、普通輝石は径0.3-0.4mm程で、その一部は鉄サポナイト化している。石基は卓状の斜長石・単斜輝石及び鉄鉱からなり、玄武岩組織-オフィチック組織を示している。

ドレライト質な玄武岩としては、白神岬・吉岡川や及部川中流域のものなどがある。これらは、普通輝石かんらん石玄武岩で、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おり、少量のかんらん石を伴っている。斜長石は大きさは0.5-0.8mmで、普通輝石は自形-半自形で大きさは0.2-0.5mmである。かんらん石はほぼ自形を示すが、蛇紋石あるいは不透明鉱物を含む粘土鉱物に変わっている。

IV. 5. 2 安山岩(A)

安山岩は、主として松前層群中の岩脈として、西部地域の戸長川流域や東部の白神岬地域などで顕著に認められる。肉眼的には、暗灰色-帯褐暗灰色を呈する斑晶質な岩石であるが、全体に変質を受けており、新鮮なものは少ない。岩質は、主として輝石安山岩に属するものである。鏡下では、斑晶は、斜長石・単斜輝石からなり、稀に角閃石を含む。斜長石は大きさは0.7-2.5mmで、アルパイト双晶を示すが、著しい炭酸塩化などの変質を受けている。単斜輝石は大きさは0.3-0.6mmで、多くは緑泥石などに変質している。角閃石は長径0.5-1mmの卓状結晶として外形を残しているが、完全に緑泥石・絹雲母などに置き換えられている。石基は、斜長石・単斜輝石及び鉄鉱からなる。一般に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-珪長質鉱物が斑状に発達するものもある。

なお、岩脈類の化学組成については、第13表に示されるものがある。

IV. 5. 3 流紋岩(R)

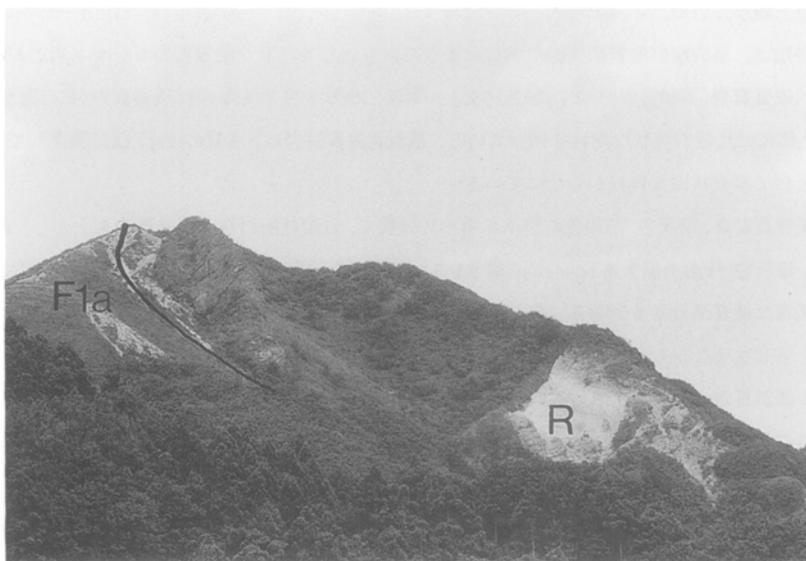
流紋岩は、西部地域で松前層群及び新第三系中に数多く認められる。特に大規模なものとしては、赤神川-妻内川流域にかけてのもの(第38図参照)と、七面山地域のものがある。これらの流紋岩は、外観は一般に灰白色-帯黄灰色を呈し、斜長石及び石英の斑晶を散含する斜長石流紋岩で、流理構造を示すものもある。ただ、赤神川-妻内川流域では、カオリン化など粘土鉱物化を強く受けているところでは、原岩の組成が全く判らない部分が多い。

鏡下では、斑晶は斜長石・石英及び黒雲母からなる。斜長石は自形-半自形で大きさは0.7-1.5mmで、多くは炭酸塩化されている。石英は少量で大きさは0.5-1.0mmである。黒雲母は半自形で極少量認められる。石基は、新鮮なものでは、ガラス・斜長石及び石英からなり、ユータキシティック組織を示すが、多くは脱ガラス化作用を受け微粒状組織を示すものが多く、珪長質鉱物及び少量の石英からなる。

第13表 岩脈類の化学組成

	1	2	3
SiO ₂	52.70	52.87	74.54
TiO ₂	1.37	1.27	0.13
Al ₂ O ₃	15.35	15.74	11.89
Fe ₂ O ₃	3.59	2.42	2.00
FeO	8.31	9.36	0.21
MnO	0.19	0.23	—
MgO	4.04	3.83	0.08
CaO	8.13	9.11	0.80
Na ₂ O	3.12	2.09	3.33
K ₂ O	1.04	0.32	5.09
P ₂ O ₅	0.25	0.71	0.32
H ₂ O(+)	1.17	1.56	0.75
H ₂ O(-)	0.76	0.82	0.61
CO ₂	0.23		
Total	100.25	100.33	99.75

- 1) 玄武岩 (福島町, 吉岡川不動滝)
本報告(MH31) 分析者: 大森貞子
- 2) ドレライト (福島町, 吉岡川不動滝)
吉村(1957MS.) 分析者: 吉村尚久
- 3) 黒雲母流紋岩 (松前町, 七面山)
高橋(1964MS.) 分析者: 高橋祐治



第38図 福山層下部(F_{1a})を大規模に貫く流紋岩岩脈(R)(赤神川下流)

IV. 6 桧山層群

本層群は、松前半島地域で訓縫層以下の地層を不整合に覆い、後期鮮新世の鶉層あるいは富川層に不整合に覆れる一連の大規模な堆積輪廻を示す海成層に対し、秦・山口(1969)が命名定義したものである(第2表参照)。本層群は、第2表に示されるように、下位から大安在川層・木古内層・厚沢部層及び館層からなるが、最下位の大安在川層は、北隣大千軒岳図幅の知内川南部地域で薄化尖滅しており(本図幅の境界から北方約4kmの地点)、本地域では、木古内層が直接下位の訓縫層を不整合に覆って分布している。なお、福島町字吉岡の南南東約6kmの津軽海峡下では、木古内層より上位の黒松内層(桧山層群の厚沢部層から館層に相当)が、訓縫層を直接不整合に覆っている(前田ほか, 1983a, b: 日本鉄道建設公団青函建設局, 1989)。このような事実から、桧山層群の海進は、下位層に対して南東方にオンラップ(on lap)する形態で進行していったと考えられる。

IV. 6. 1 木古内層(Ki)

本層名は、秦・山口(1969)によって命名されたもので、模式地は、上磯郡木古内町、木古内川流域である。

本層は、図幅北東隅の檜倉川下流 - 白符川下流部から東隣の渡島福島図幅(山口, 1977)に連続するものと、白符川と潤内川の間稜線部とに分布する。

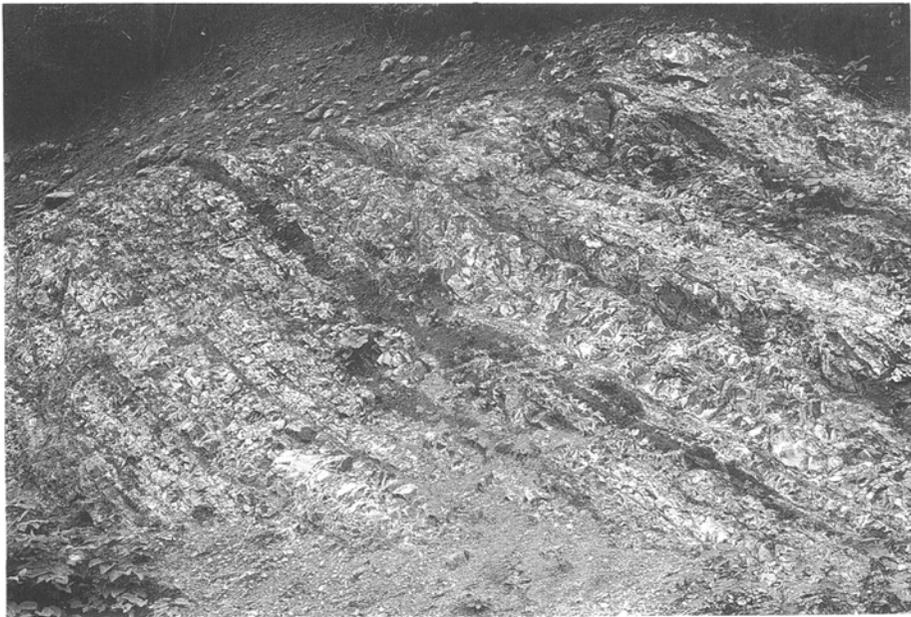
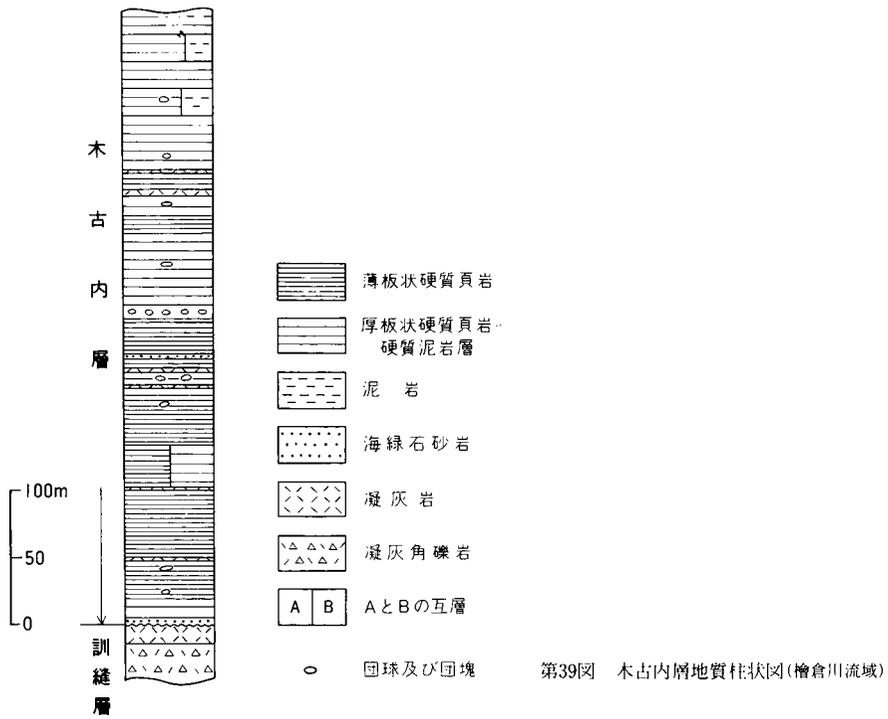
本層と下位の訓縫層とは、地質構造は平行的ではあるが、不整合関係である。これらの関係は、檜倉川及び白符川下流域で観察できる。いずれの地域においても、本層基底部には厚さ30-60cmの海緑石砂岩あるいは海緑石を含む砂質シルト岩が、わずかに凹凸の不整合面をもって、訓縫層の青灰色 - 帯緑青灰色の凝灰岩層を覆っている。

本層の岩相は、第39図の地質柱状図に示したように、主として珪質硬質頁岩とシルト岩とが細互層する薄板状硬質頁岩(第40図参照)と、厚さ10-20cm単位で板状を呈する厚板状硬質頁岩(第41図参照)からなり、上部には比較的塊状な泥岩を伴っている。薄板状硬質頁岩は、本層の中 - 下部に発達しており、上部は主として厚板状硬質頁岩からなっている。

薄板状硬質頁岩は、暗灰色 - 暗褐色を呈する極めて硬質で、貝殻状断口を示す珪質岩を主とし、3-10cm間隔で薄い暗灰色 - 灰色を呈するシルト岩(厚さ1-3cm)との細互層をなすものである。厚板状硬質頁岩は、暗灰色の珪質硬質泥岩と多少明るい色を示す軟らかい泥岩とが厚板状に互層するが、肉眼的にはそれほど差異を感じさせないものである。

これらの硬質頁岩は、風化すると乳白色あるいは赤褐色を呈し、乳白色の部分には褐色の年輪状の縞模様が生じる特徴がある。また、板状層理の顕著なところでは、層理に直行した割れ目が発達している。このほか、本層には凝灰岩、泥灰岩の団塊及び団塊を伴っている。

凝灰岩は、中部及び上部の一部に多く挟在している。一般には厚さ5-10cm程の灰白色 - 灰色を呈する珪長質な細粒凝灰岩であるが、檜倉川南部小沢の中部と、小檜倉川東側の上部には、1.5-2mに及ぶものがある。



第40図 木古内層の珪質な薄板状硬質頁岩層(福島商業高校グラウンドの崖、スケールは約30cm)



第41図 木古内層上部の厚板状硬質泥岩層(福島川流域)

泥灰岩は、全般的に多く含まれていて、径10-30cmの球状をなすものから、平扁状のものなど種々の形をしたものがある。また、中部には数mの団塊状のものや、層理面に沿って帯状に配列しているところもある。

その他、檜倉川本流の本層中部には、厚さ約1mの海緑石を含む細粒砂岩が挟在しているが、連続して確認できなかった。

本層の層厚は、上限が地域外となり、明らかではないが、檜倉川流域で450m以上ある。

本層から産出する化石は、全般的には *Makiyama chitanii* を含むほか、*Spirosigmoilinella compressa*, *Martinotiella communis* などの底生有孔虫化石を主とするもの(正谷・大倉, 1980; 高橋ほか, 1980) が産出するにすぎない。なお、白符川流域の本層基底部から第14表に示されるような花粉化石が産出している(秦・佐藤, 1989)。この花粉群集は、下位の大安佐川層の花粉群に近い比較的温暖な花粉群集であって、これまで本層準の古生物から冷温-寒冷と推定されていたことと異なり、興味深い事実である。

本層の地質構造は、ほぼ南北方向の走向で、大局的には下部では40°、上部では20°程で東に傾斜する同斜構造をなしているが、檜倉川本流から白符川にかけての地域では、小波長の背斜及び向斜構造が多く発達している。その主なものは、地質図に示してあるが、これらの褶曲構造は、層内褶曲的なもので深部の地質構造を反映しているものとは思われない。

本層は、八雲地方の八雲統(長尾・佐々, 1933)の下半部に相当する。なお、津軽半島地域の小泊層に對比され、青函トンネル地質図(日本鉄道建設公団青函建設局, 1989)の八雲層にほぼ当たる。

第14表 木古内層産出花粉化石(秦・佐藤, 1989による)

Micrhystridium	0
Other Microplanktons	1
Pinaceae	32
<i>Tsuga</i>	8
Taxodiaceae	5
<i>Juglans</i>	1
<i>Pterocarya</i>	2
<i>Carya</i>	4
<i>Alnus</i>	3
<i>Betula</i>	1
<i>Corylus</i>	1
<i>Carpinus</i>	1
Triporate pollen	6
<i>Fagus</i>	1
<i>Quercus</i>	5
Tricolpate pollen	24
<i>Ulmus & Zelkova</i>	7
<i>Liquidambar</i>	1
<i>Rhus</i>	0
<i>Ilex</i>	0
<i>Tilia</i>	1
Sporomorph A	120

注) Pinaceae : *Tsuga*, *Larix*などを除く有翼花粉。属まで識別不能なものと同可能なものが試料により異なるので一括した。数字は検鏡個体数。

IV. 7 澗内川安山岩

澗内川安山岩は、白符川と澗内川との間の標高245mの山稜部を中心に分布する普通輝石安山岩溶岩である。この安山岩溶岩は、訓縫層を傾斜不整合に覆って、ほぼ水平的に分布している。この噴出時期は不明である。ただ、訓縫層や桧山層群の地層が褶曲構造を蒙った後の活動とすると、北東方の知内地域(山口, 1978)及び東隣の渡島福島地域(山口, 1977)に広く発達する知内火山岩類の活動時期にあたる可能性が強い。したがって、本報告では鮮新世後期としておく。

この安山岩は、外観は暗灰色を呈する緻密なもので、斑晶は肉眼では明りょうでない。

鏡下では、斑晶は斜長石・普通輝石及び鉄鈦からなる。斜長石は自形-半自形で、長径0.5-1.2mmで双晶をなすものが多い。一般に新鮮であるが、クラックに沿って部分的に炭酸塩化されている。普通輝石は自形で大きさは0.5-0.7mmで、比較的新鮮である。石基は小卓状の斜長石・粒状の輝石・鉄鈦及びガラスからなり、ガラス基流晶質-填間状組織を示す。

この安山岩溶岩の厚さは、30-40mほどである。

IV. 8 新第三系の地質構造

本地域の新第三系は、第7図及び第42図に示されるように、南北方向に配列する東部の大千軒岳隆起地塊と西部の江良隆起地塊を広く覆って発達しているが、現在見られるような褶曲構造や断層構造は、基盤地塊の昇降運動と密接に関連して形成されたものといえる。すなわち、新第三系は、基本的には隆起地塊の東側では東方に、西側では西方に傾斜する地質構造を示しており、さらに、大千軒岳隆起地塊の西側の境界部に形成されている衝上性の大沢断層で代表されるように、南北系の断層構造が顕著である。

断層構造の主なものは、いずれも南北系のものであるが、これと直交する東西系のものもかなり認められる。

南北系の主なものは、東部地域では、大沢断層、白神岬断層、吉岡岬断層、吉岡川断層などがあり、これら主断層と並走する多くの断層が形成されている。西部地域では、大尽内川断層、赤神川断層、赤神断層などが規模が大きく、これらと並走する断層もまた多い。

東西系の断層は、一般に南北系の断層を切るものが多く、規模はそれ程大きくないが、図幅中央部及び部川中流断層は、延長約12kmある。これらの断層のうち、主なものについて述べる。

東部地域

大沢断層は、北隣大千軒岳図幅地域内から本地域の荒谷にかけて認められる高角度の逆断層で、延長は陸上部で26km以上に達するもので、落差も1,000m以上のところもあって最大級の断層である。この断層は、大千軒岳隆起地塊の西側の境界部に形成されたもので、断層面は普通60-80°東へ傾斜し、東側には主として松前層群が、西側には新第三系が地溝状を呈して、北方では福山層が、本地域では訓縫層が接している(第7図参照)。なお、松倉沢川-小股沢川にかけては断層面の傾斜は一般に緩く、45°を示すところもある。なお、南部海岸地域では落差はそれ程大きくない。

白神岬断層及び吉岡岬断層は、いずれも北部では北北西-南南東方向に転じ、東側が落ちる正断層であるが、南部地域では、東側が上昇する逆断層の性格を示している。なお、南部地域で両断層間に形成されている断層も逆断層である。

吉岡川断層と北部東側の白符川にかけて形成されている断層は、いずれも東側が上昇する逆断層で、これらの関係は、白符川や小股沢では、訓縫層の東側に下位の吉岡層が再度出現することから認められる。また、吉岡川流域でも同様の性格を示している。断層面は、白符川で東へ約80°傾斜している。

そのほか、大沢川中流から櫃の下川中流にかけては、南北系とその西側に形成された北北西-南南東方向の断層によって囲まれた地域に、より上位の地層(ここでは吉岡層及び訓縫層)が落ちこんで出現している。

西部地域

南北系の主な断層としては、赤神断層、赤神川断層、大尽内川断層がある。これらは、いずれも北部では南北方向であるが、南部では北西-南東方向へ転じている。なお、戸長川以北の赤神断層と赤神川断層に挟まれた地域では、福山層が落ちこんでいるが、落差は100m程度で大きくなく、むしろ基盤の松前

層群の構造に深く関与する断層といえる。

大尽内川断層も、松前層群の地質構造に影響を与えている断層で、福山層では落差は少ない。

このほか、南北系のもので、及部川中流支沢の小股沢川下流域に、並走する3本の逆断層があつて、ここでは、福山層と吉岡層が繰り返して出現し、特異な構造をなしている。

東西系の及部川中流断層は、西部地域の唐津内川から東部の小股沢にかけて認められる。この断層は、北北東-南南西の方向を示し、南北方向の大沢断層、大沢川断層及び吉岡峠断層などを切っており、より新しいものといえる。なお、大沢断層を切る部分では、北側が約250m右へずれている。

褶曲構造は、いずれも南北方向の軸をもつ背斜及び向斜構造であるが、規模は小さい。東部地域では檜倉川-白符川地域の木古内層と、宮歌-澗内川地域の訓縫層最上部に小波長の背斜及び向斜が形成されている。西部地域では、小松前川上流域から丸山にかけての地域と北西部の静浦の沢上流部の福山層中に形成されている。

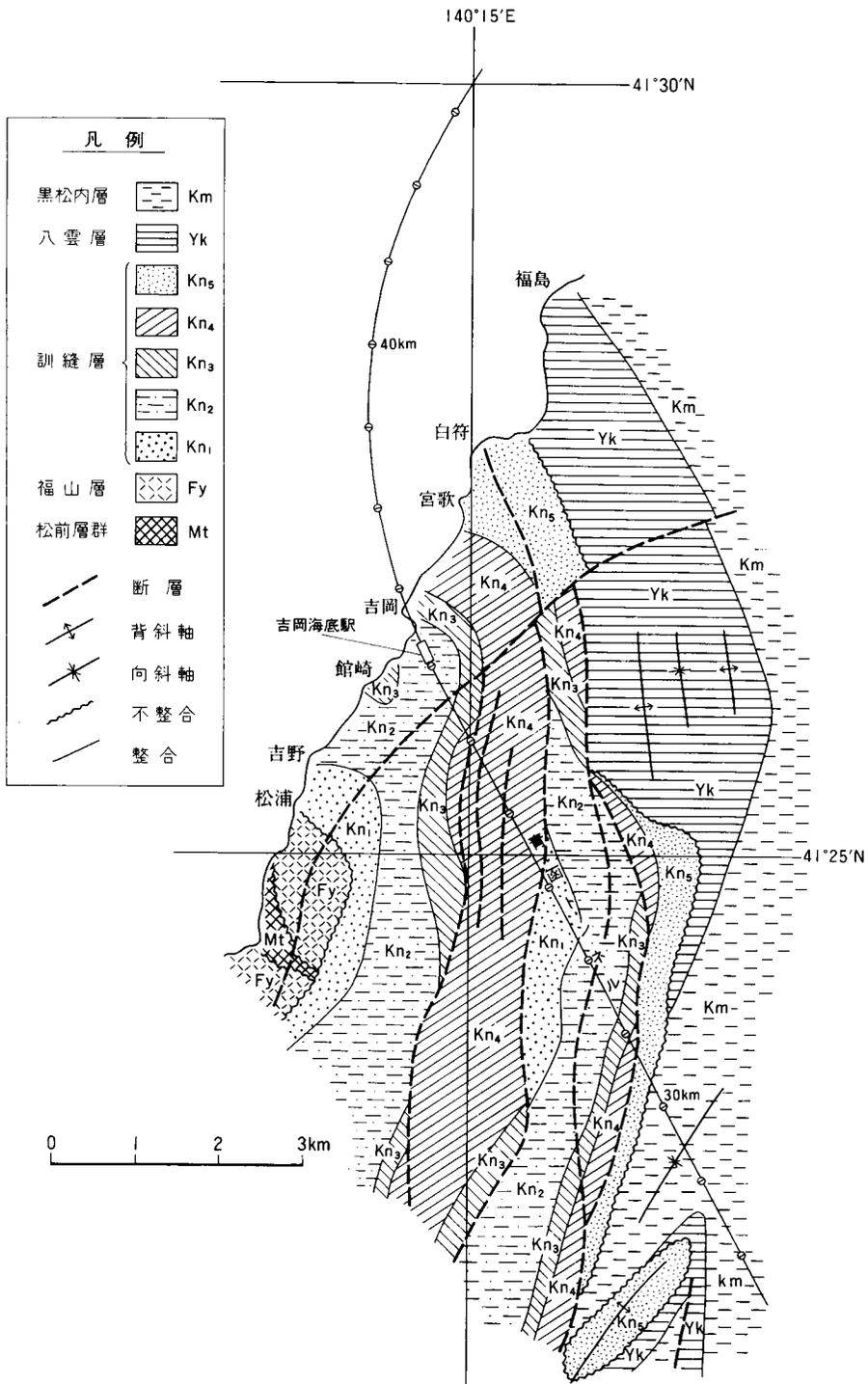
IV. 9 海域の新第三系

青函トンネル掘さくルート周辺の津軽海峡下の地質図(青函トンネル地質図)が、日本鉄道建設公団青函局(1989)から出されている。第43図は、この地質図のうち、本図幅に関連する東方海域下の新第三系の分布を示したものである。なお、トンネルの距離を示す数字は、津軽半島の今別町字浜名のトンネル始点からのものである。

この地質図における新第三系の層序区分は、本図幅とほぼ同様であるが、訓縫層の分帯が多少異なることと、地層名では木古内層が八雲層に、厚沢部層が黒松内層にほぼ対応する。

この地質図で見られるように、海域では吉岡層が存在しないことと、北部での八雲層の不整合面が、30km付近ではon lapする形で八雲層の上位の黒松内層へと移行し、黒松内層が直接訓縫層を不整合に覆っている。このような現象は、陸上地域では認められておらず、特筆すべき事実である。なお、トンネル掘さく時の訓縫層と黒松内層との不整合関係については、前田ほか(1983b)によって詳しく述べられている。

地質構造は、陸上地域と同様に、東方に向かってより上位の地層が分布しており、主に南北方向の数本の断層によって切られている。



第43図 津軽海峡海底部の地質図(日本鉄道公団青函建設局, 1989による。なお, 更新世-完新世の砂礫層は省略してある)

V. 第四系

(秦 光男)

本図幅地域に分布する第四系は、海岸段丘堆積物・河岸段丘堆積物・沖積層及び地すべり堆積物からなる。そのほか、地質図には示していないが、洞爺・渡島大島などの火山灰層がある。

V. 1 海岸段丘堆積物(ct₁-ct₃)

本地域北西端の茂草から白神岬にいたる海岸地域には、後期更新世の3段の海岸段丘が発達している。これらの段丘についての研究は、瀬川(1955, 1959, 1974, 1977), 羽田野ほか(1982), 及び宮内(1988)などによって行われている。これらの段丘面の区分とその対比を第15表に示した。この対比表で示されるように、羽田野ほか(1982)及び宮内(1988)は、瀬川(1955, 1974)の、上位面(松前段丘)をT₁面とT₂面とに2区分した。宮内(1988)は、T₁面のテフラ群の下部に約9万年前に噴出したと推定される洞爺火山灰(町田ほか, 1987)が認められることから、12-13万年前の最終間氷期最盛期に形成された海成段丘とし、T₂面の形成時期を約10万年前としている。さらに、松前地域から白神岬にいたる段丘区分図は示されていないが、結論として、このT₁面が白神岬地域の段丘(標高40m)に当たるとしている。

しかし、段丘面の連続性からみると、白神岬地域の段丘はT₂面にあたるもので、上述の見解と異なる。このT₂面は、広い見事な平坦面をなしており、確証はないが、むしろこの面が最終間氷期最盛期に形成されたとする可能性もある。この場合、T₁面とされた部分はT₂面形成後の崖錐性あるいは扇状地性堆積物とも見做されるが、実証することができなかった。

第15表 松前地域における海岸段丘面の区分と対比

時代	瀬川, 1955	瀬川, 1974	羽田野ほか, 1982	宮内, 1988	本報告, 1990
更新世後期	低位面 (20-40 m)	建石段丘	T ₄ 面	T ₄ 面 (15-30 m)	III段丘 (15-40 m)
	中位面 (40-70 m)	館浜段丘	T ₃ 面	T ₃ 面 (20-50 m)	II段丘 (20-50 m)
	上位面 (60-120 m)	松前段丘	T ₂ 面 T ₁ 面	T ₂ 面 (40-80 m) T ₁ 面 (60-115 m)	I段丘 (40-115 m)
更新世中期				H面	

() 内の数字は標高

また、 T_1 面と T_2 面の境界には、海食崖が見られず、かつ、沖積錐を伴う崖錐性の堆積物に覆われていて緩斜面をなして明瞭でなく、 T_1 面の堆積物についても後述するように露頭が少なく十分解明することができなかった。

このようなことから、本図幅では、瀬川(1955 ; 1974)と同様に、一括してI段丘(ct_1)として報告しておく。

従って、本図幅では、高位からI段丘(ct_1)、II段丘(ct_2)及びIII段丘(ct_3)に3区分する。

なお、各段丘の堆積物については、第44図に示した通りである。

I 段丘(ct_1)は、北西部の茂草から白神岬まで幅広く連続して発達しており、東海岸でも松浦から宮歌にかけて認められる。段丘面の標高は40-115mである。見事な平坦面を形成する部分は、館浜地域など西海岸では標高80mあるが、松前地域から白神岬に向かって漸次標高を減じ、白神地域では40m以下となっている。

堆積物は、前述の T_1 面の地域では戸長川流域で1か所で認められているにすぎない。宮内(1988)によると、ここでは下位から5m以下の円礫層があって、厚さ2m程の沖積錐堆積物や厚さ5-6mのテフラ群に覆われている。なお、約9万年前と推定される洞爺火山灰が、テフラ群の下部に厚さ20cmの黄色火山灰層として認められている。

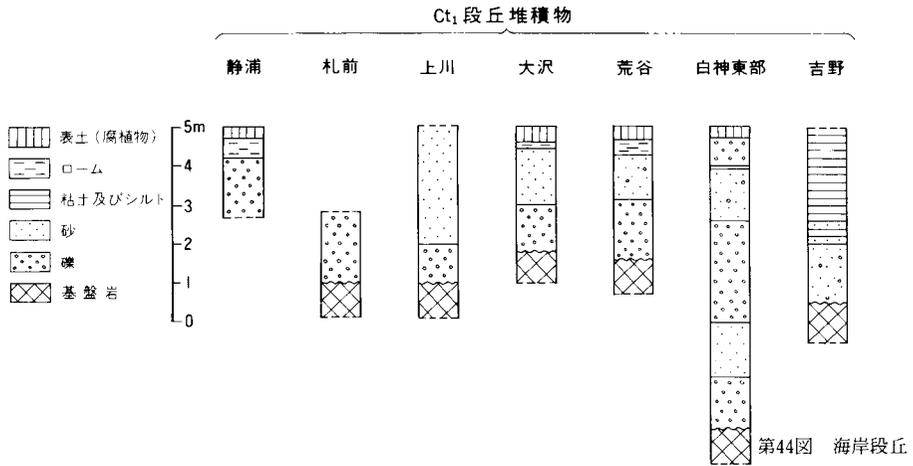
段丘平坦面を形成する地域では、第44図に示されるように、一般に下部は礫層で、上部は砂層あるいは礫混じりの砂層からなり、これらを覆ってローム層や火山灰層(宮内、1988は、テフラ群として厚さ約1.5mとしている)が分布する。礫層の礫は普通径3-5cmのものが多く、円磨度も比較的よい。砂礫層の厚さは多くの地域で2.5-4mであるが、白神東部では8m程と厚く、しかも2サイクルをなす堆積形態を示している。なお、東海岸の吉野地域では、上部に粘土質なシルトを伴っている。

宮内(1988)は、洞爺火山灰は確認されていないが、この段丘の形成時期を10万年前としている。

II 段丘(ct_2)は、茂草から大沢海岸地域にかけて発達している。段丘面は標高20-50mで、I段丘と同様に西海岸地域で高く、松前-大沢地域にかけて低下している。堆積物は、第45図にも示されるように、一般に下部は礫層からなり上部に砂層あるいは礫まじり砂層がある。厚さは2.5-4.5m程で、これを覆って厚さ0.5-1mのローム層が分布している。なお、宮内(1988)は、ローム層の最下部に洞爺火山灰の上位にある松前パミス(MtP ; 7-8万年前)が存在することから、その形成時期を8万年前?としている。

III 段丘(ct_3)は、茂草から松前地域にかけて分布する。段丘面は標高15-40mで、I及びII段丘と同様に西部海岸地域で高く、松前地域で低くなっている。堆積物は、第46図で示されるように、厚さ2.5-4mの礫層及び砂層からなる。礫層の礫は、一般に亜円礫からなり、礫の大きさは普通2-5cmのものが多く、ときに20cm程のものを伴っている。なお、宮内(1988)は、その形成時期を6万年前?としている。

これら3段の更新世の海岸段丘のほか、海岸地域には、標高3-7mの完新世の海成段丘が発達している。ただ、この段丘は幅がせまく、地質図に充分表現できないので図示していない。

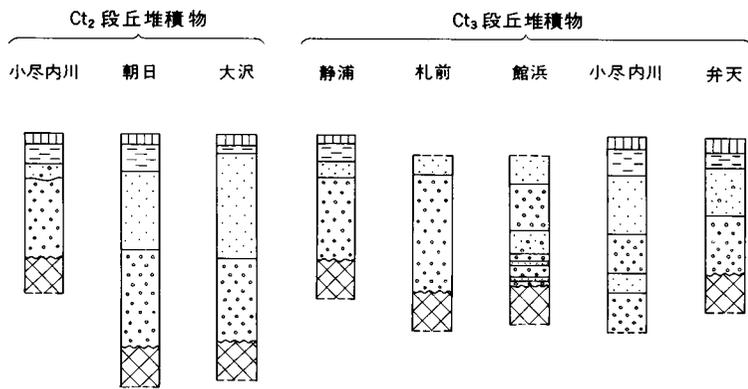


第45図 II (ct₂) 段丘堆積物の礫層(小尽内川下流右岸)

V. 2 河岸段丘堆積物(tr)

本地域では、更新世の河岸段丘の発達は極めて悪く、わずかに檜倉川下流域右岸で低位な段丘が認められるにすぎない。この段丘面は、標高20m程度である。堆積物は、厚さ5-6mで、径2-7cmの円礫層及び礫まじり砂層からなる。

このほか、檜倉川流域及び部川下流域など大きな河川流域には、さらに低い完新世の段丘も認められるが、地質図では示していない。



堆積物柱状図



第46図 III (ct₃)段丘堆積物の礫層及び砂礫層(戸長川入口付近の国道切割)

V. 3 沖積層(a)

沖積層は、各河川流域及び海岸地域に発達しているが、規模としては流域が大きい及部川及び檜倉川下流域に広く分布する。堆積物は、各河川域では流域の地質を反映した砂礫及び粘土からなり、海岸地域では砂礫からなる。

V. 4 地すべり堆積物

及部川中流域の西側には、地質図に示したような大規模な地すべり地域がある。主に、東西系の2-3本の断層に囲まれた地域であって、これらに起因するのかも知れない。なお、現在は滑动していないようであるが、長雨あるいは集中豪雨などの条件によって再動することが考えられる。構成物は、この地域に分布している福山層から訓縫層の崩壊物である岩塊、土砂及び粘土からなる。

VI. 応用地質

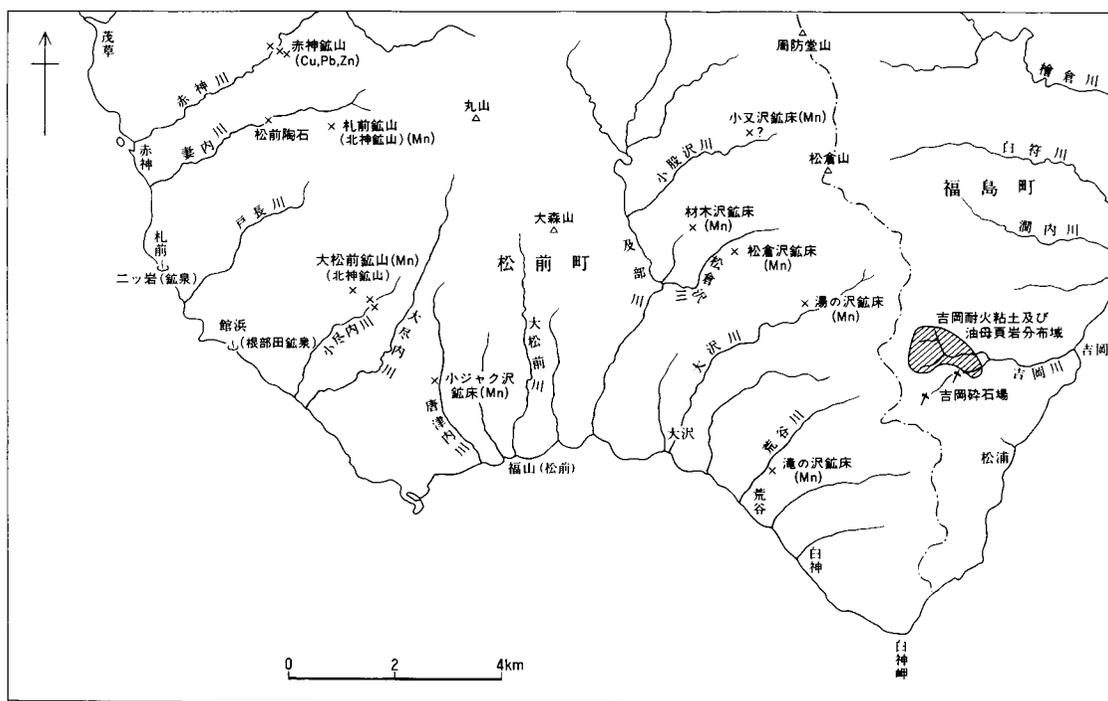
(秦 光男)

本地域には、小規模ではあるが銅・鉛・亜鉛鉱床及びマンガン鉱床や陶石、耐火粘土、石材などの非金属鉱床の存在が知られている。これらは第47図に示したとおりであるが、これらのうちかつて稼行されたものとしては銅・鉛・亜鉛鉱床、マンガン鉱床及び陶石があり、現在稼行しているものに骨材としての採石がある。このほか、油母頁岩など珍しいものもある。

本地域内の各鉱産物については、古くから各種の報告があり、各鉱床の詳細については各文献にゆづり、ここでは概括的なことについて述べる。

VI. 1 銅・鉛・亜鉛鉱

松前藩の時期より採掘を行った鉱床として赤神鉱山がある。



第47図 鉱産物分布図

赤神鉱山(澤田, 1930 ; 宮本・高瀬, 1952 ; 齊藤, 1957)

[位置] 松前郡松前町の赤神川中流(川口より3km上流)の山神沢及び白銀沢。

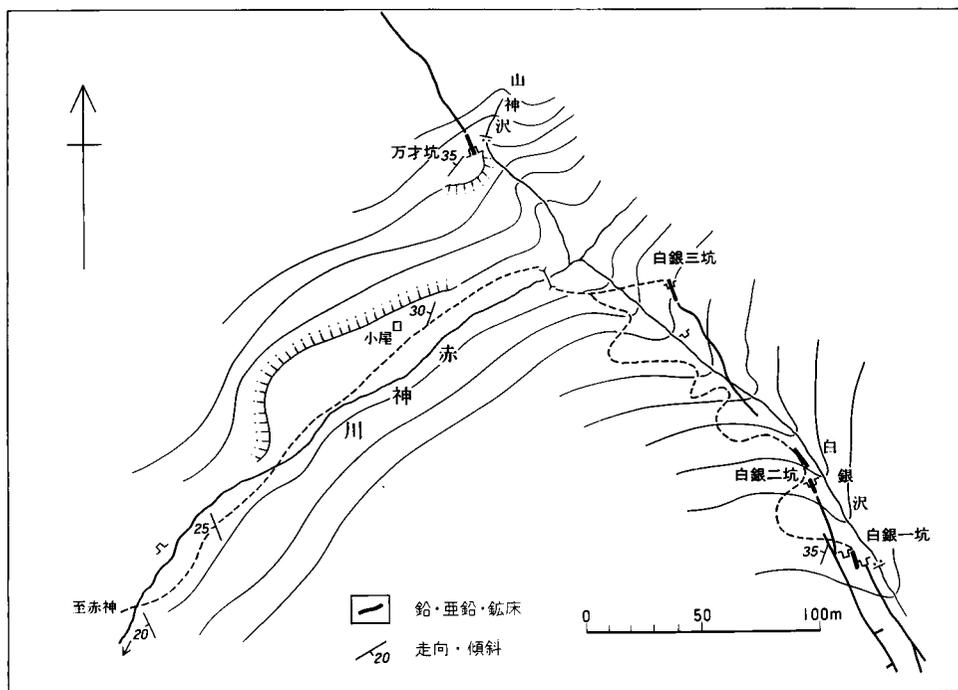
[沿革] 寛永8年から採掘され, 明治年間には三井鉱山K. K. などによって稼行されたが詳細不明。その後帝国鉱業開発K. K. が昭和20年頃まで採掘し出鉱。昭和25年に日本鉄鉱社K. K. が鉱業権を買収し翌26年再開, 3-5t/day程度採掘したが昭和27年に休山。昭和35年日鉄鉱業K. K. の所有となる。現在は休山中。

[鉱床及び鉱石] 鉱床は, 松前層群の粘板岩層中に胚胎する浅熱水性の銅・鉛・亜鉛鉱脈で, 網脈状または鉱染状をなす部分もある。主要鉱脈は第48図に示されるように3条あって, それらはN20°W方向で, いずれも西傾斜していて, 赤神川の東側では60-70°西側では20-60°である。幅巾は0.4-0.8mある。

鉱石鉱物は主として閃亜鉛鉱及び方鉛鉱からなり, 黄銅鉱・黄鉄鉱などを伴っている。脈石鉱物は石英及び重晶石からなる。粗鉱品位はZn+Pb 12%程度, 白銀1坑内の第1脈中の黄銅鉱を多く含むところではCu 0.3-1.0%と見込まれている(宮本・高瀬, 1952)。

主な坑道は, 第48図に示されるように白銀沢添に白銀一坑, 白銀二坑, 白銀三坑が, 山神沢に万才坑がある。

なお, 澤田(1930)は本鉱山に関して「松前藩の御用鉱山として往時銀を稼行せり」と記しているが詳細不明。



第48図 赤神鉱山の地質鉱床図(宮本・高瀬, 1952による。一部加筆)

VI. 2 マンガン鉱

地域を含めた松前層群中に胚胎するマンガン鉱床が数多く知られている。本地域では、かつて稼行あるいは試掘された鉱床として、東部地域では及部川流域の小又沢・材木沢・松倉沢鉱床、大沢川の湯の沢鉱床、荒谷川の滝の沢鉱床が知られている。西部地域では妻内川上流の札前鉱山(北神鉱山)、小尽内川中流の大松前鉱山(小尽内鉱床)などがある。これらの鉱床についての主な報告は、伊木(1911)、澤田(1930)、宮本・高瀬(1952)、早瀬ほか(1953)、斉藤(1957)などがある。なお、ここではかつて出鉱された札前鉱山、大松前鉱山及び滝の沢鉱床(徳山鉱山)について述べる。

札前鉱山(北神鉱山)

(宮本・高瀬, 1952; 早瀬ほか, 1953; 斉藤, 1957)

[位置] 松前郡松前町妻内川中流南岸(川口より約4km上流)

[沿革] 昭和9年に発見, 昭和15-25年にかけて鈴木りんが稼行(出鉱実績は昭和16年に500t, MnO₂ 63%)。昭和26年に函館鉱業K.K.の手で北神鉱山として再開発, 昭和27年に道南興業K.K.が札前鉱山と改名して稼行した(出鉱実績は昭和27-28年に205t, Mn35%)。

[鉱床及び鉱石] 鉱床は、松前層群の主として下盤を粘板岩・珪岩とし、上盤を輝緑岩質岩とする酸化マンガン鉱床である。鉱体の走りは北北西-南南東性のものと北東-南西のものがあり、その延長は150mは見込まれ、深部に10m、幅員は10-30cmで、ときに3mにふくらむところもある。鉱石は、ガリまたは粘土混りの酸化鉱。粗鉱品位はMn 25-35%で、優良部で40%以上である。

大松前鉱山(小尽内鉱床)

(宮本・高瀬, 1952; 渡辺・成田, 1963)

[位置] 松前郡松前町小尽内川中流(川口より約3km上流の両岸)

[沿革] 昭和10年に発見され, 昭和14-16年の間, 大松前鉱山として採掘され, 約100tを出鉱。昭和35-37年にかけて札幌市の開発建材K.K.が開発を行ったが, 現在は休山。

[鉱床及び鉱石] 鉱床は、チャートを含む粘板岩と、この中に岩床状に発達する輝緑岩との接触部に胚胎するレンズ状-層状のもので、炭酸マンガン-珪酸マンガンよりなり、一部は酸化マンガンに変わっている。各鉱床の規模は小さく、延長は2-10mで、平均罫巾は50cm程度である。

鉱石は、バラ輝石を主とし、菱マンガン鉱を伴う高品位鉱と、珪質岩中にしみ込んだ程度の低品位鉱とがある。いずれも見込品位はMn 20-25%である。

滝の沢鉱床(徳山鉱山)

(宮本・高瀬, 1952)

[位置] 松前郡松前町、荒谷川支沢の滝の沢(川口より約1km上流)

[沿革] 明治43年から大正2年にかけて、札幌市の地崎宇三郎が徳山鉱山として開発し、約20tを出

鉱. その後、昭和16-20年に函館市の某氏が採掘を行ったが、ほとんど出鉱されずに休山.

[鉱床及び鉱石] 現在は全坑道が崩壊しており、露頭の位置も明らかでない. 付近の貯鉱から、鉱床は珪岩中に胚胎するものと推定. 鉱石は酸化鉱で、鉱石品位はMn 30%内外と推定されている.

そのほかの、小股沢川中流の小又沢鉱床、材木沢の材木沢鉱床、松倉沢川の松倉鉱床、大沢川中流の湯の沢鉱床、唐津内沢川中流の小ジャク沢鉱床は、いずれも鉱床は虎石層中に胚胎する小規模なものである. 鉱石は酸化鉱で、品位は30%以下である.

VI. 3 陶石(松前陶石)

陶石鉱床は、松前郡松前町、妻内川上流(川口より約2.5km上流)に位置する. この松前陶石は、澤田(1930)によって有望な資源であるとされ、さらに、その開発計画をも含めて報告されたものである. しかし、その後に本格的な採掘は行われていない.

陶石鉱床は、松前層群及び福山層中に貫入した中新世の流紋岩岩脈が、カオリン化作用を受けたものである.

澤田(1930)によれば、品質優良な1等品の陶石は、硬度2-3.5、比重は真比重は2.757で、長石成分は42.00%、粘土成分23.10%、珪石成分34.90%、分析結果は、SiO₂は72-25%、Al₂O₃は17.67%、Fe₂O₃は0.48%、CaOは0.75%、MgOは0.32%、K₂Oは1.04%、Na₂Oは1.64%である.

なお、昭和23年・24年に1.729tが出鉱されているが(山本吉三助)、優秀な製品ができず中止したといわれている(工業技術院地質調査所、1967).

VI. 4 耐火粘土

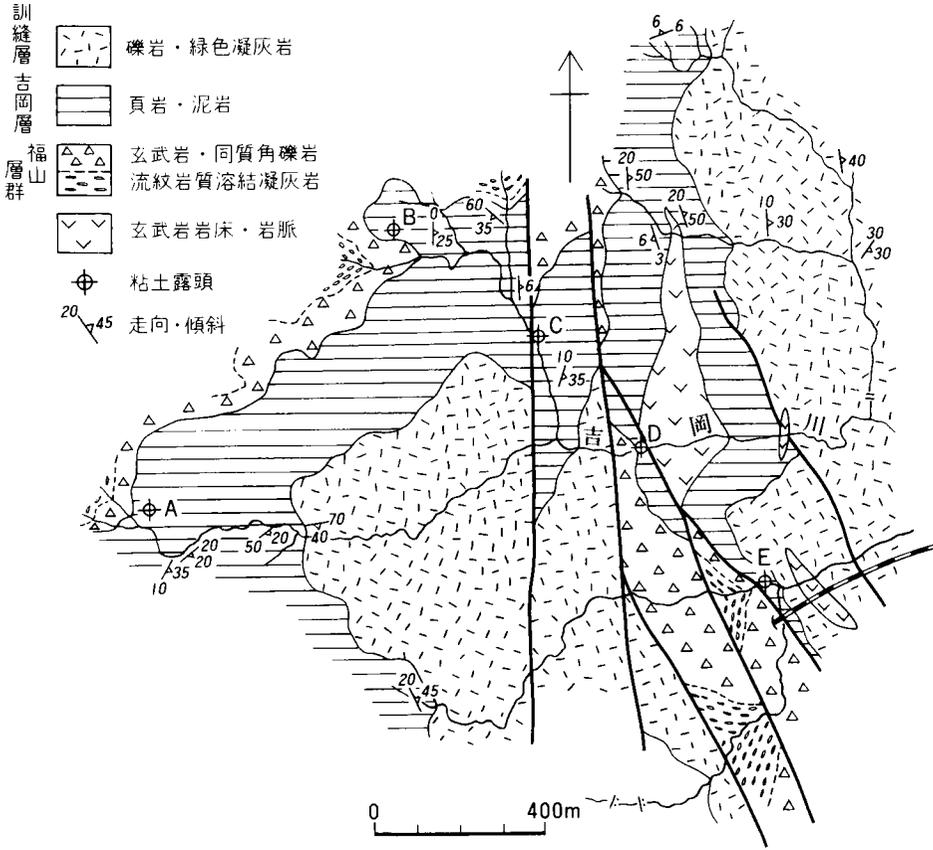
耐火粘土は、松前郡渡島福島町字吉岡、吉岡川流域に分布する吉岡層の最下部に形成されている堆積性粘土鉱床で、吉岡耐火粘土鉱床と呼ばれている.

この鉱床は、昭和6年に東北大の高橋純一によって発見されて以来、高橋(1933)はじめ多くの調査報告がある. ここでは藤原(1966)及び岡部・成田(1971)に基づいてその概略を述べる.

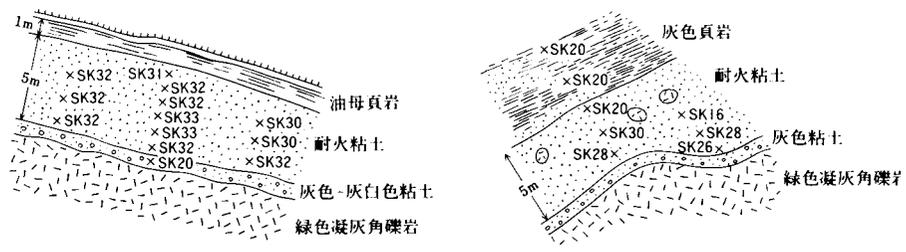
耐火粘土鉱床の露頭は、第49図に示される4地点で認められている. 鉱床は、いずれも吉岡層の最下部に形成された白色-灰色を呈する厚さ4-6mの粘土層で、暗灰色-黒色の油母頁岩あるいは暗灰色の成層した泥岩を上盤とする同一層準のものである.

品質的には不均質で、良質の鉱石は西部地域(A・B露頭)に限られており、とくに良質なものはA露頭周辺のもので、カオリンを主成分鉱物としている. その他は一般にモンモリロナイトを伴うか、もしくはこれを主とするカオリン-モンモリロン石粘土からなり上盤に近い約50cmはベントナイト質である. 粘土の化学組成は第16表に示される. 耐火度は、第50図に示されたようにA露頭でSK30-35、B露頭でSK20-30程度である.

なお、この耐火粘土鉱床は、有望な鉱床と言われてきたが、現在まで本格的に開発されたことはなく、わずかに昭和19年に室蘭市の佐野強平がB鉱床から690t出鉱しただけである.



第49図 吉岡耐火粘土の露頭分布図(岡部・成田, 1971による)



A 鉱床第一露頭スケッチ B 鉱床採掘場跡スケッチ

第50図 吉岡耐火粘土の露頭スケッチと耐火度(藤原, 1966による)

第16表 吉岡耐火粘土の化学組成(分析:地質調査所, 村岡・岡野1952による)

SiO ₂	44.40-48.70%
Al ₂ O ₃	35.70-39.17%
Fe ₂ O ₃	0.80- 4.80%
CaO	0.22- 0.72%
MgO	0.03- 0.38%
Ig. loss	10.35-13.50%

VI. 5 油 母 頁 岩

油母頁岩は、松前郡渡島福島町字吉岡、吉岡川上流地域、前述の吉岡耐火粘土鉱床の上位に重なる吉岡層の下部から中部にかけての層状をなす泥岩層中に挟在するものである。この油母頁岩については、福富(1932)に詳しく述べられている。

油母頁岩は、黒褐色葉片状をなし、良質部では油脂光沢を呈する。厚いものでは2.4mに及ぶが一般には1m以内のものが多い。良質な部分では油分10%以上に達するものがあるが、不良な挟みが多く平均品位を得ることは、すこぶる困難とされている。

分析結果は、試料によって異なるが、第17表に示されるものである。なお、発熱量は良質なもので1,000-1,400kcalである。

第17表 油母頁岩の化学組成(分析：燃料研究所、福富1932による)

工業分析：水分	6.08%
灰分	75.76%
揮発分	16.08%
固定炭素	2.08%
乾溜成績：頁岩油	8.39%
瓦斯液	9.88%
乾溜残渣	79.22%
頁岩油性状：比重	0.8706%
発熱量	10.660cal/kg
中性油	93.74%
固形パラフィン	6.26%

VI. 6 骨 材

本地域内で、砕石事業の行われているところは、1か所にすぎない。この砕石場は、松前郡渡島福島町字吉岡の西方で、吉岡川中-上流域に分布する中新統の吉岡層中に岩脈あるいは岩床状に貫入している玄武岩を対象に(株)吉岡砕石工業が露天掘で行っている。

砕石場は、吉岡川川口から約2.2km上流(不動滝の南の沢)と、その上流約800mのところにある。この玄武岩は、外観は黒色-帯緑黒色を呈し、ほとんど斑晶の目立たない、極めて堅硬緻密な岩石で、骨材として非常に良質なものとされている。利用割合は、コンクリート用70%、道路用30%で、昭和49年度で74,000t/年と記録されているが、その後の生産実績は公表されていない。

そのほか、かつて利用されたものとしては、旧松前藩が福山城を築城した際の城壁等に、中新統の福山層の溶結凝灰岩及び凝灰角礫岩が使用されている(澤田, 1930)。



第51図 吉岡川上流地域の砕石場(昭和57年当時)

VI. 7 鉱 泉

かつて利用されていたものに、松前町福山の福山鉱泉、松前郡松前町字館浜海岸の根部田鉱泉、松前町字札前のニッ石付近の鉱泉がある。角(1975)及び角編(1975)によると、いずれも25℃以下である。泉質は福山鉱泉が単純炭酸泉で、根部田鉱泉は鉄泉グループとされているが、詳しい記録は不明である。

文 献

- 阿部智彦(1973) 東北地方の深成岩類の化学成分. 1. 北部北上山地日神子深成岩体. 地調月報, vol. 24, p. 91-97.
- 秋葉 力(1958) 北海道西南部における鉱床区. 新生代の研究, no. 27, p. 22-31.
- ・藤江 力・松井 愈・岡部賢治・酒匂純俊・魚住 悟(1966) 北海道西南部における火成活動と地質構造. 地団研専報, no. 12, p. 16-24.
- 青木ちえ・吉田 尚(1974) 北海道松前半島から産出した石炭紀コノドント. 地調月報, vol. 25, p. 287-289.
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, Part II. J. Geol. Soc. Japan, vol. 78, p. 39-49.
- 浅野 清(1939) 日本鮮新世化石有孔虫群(予報). 地質雑, vol. 46, p. 155-166.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent 1st planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. 1st. Int. Conf. Plankt. Microfossils, no. 1, p. 199-429.
- Doi, S. (1963) Petrological and petrochemical studies of welded tuff. Rep. Geol. Surv. Hokkaido, no.

29, p. 39-103.

- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟(1957) 新生代の堆積区とその変遷(5) —北海道地域—. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 51-58.
- 福富忠男(1932) 北海道有用鉱産物調査報文(第2報), 渡島支庁管内松前郡東半部, 上磯郡全部, 亀田郡西一部. 北海道工業試験所報告, no. 34, p. 1-74.
- ・高橋哲也・相馬洋一・古館兼治(1934) 北海道有用鉱産物調査報文(第4報), 檜山支庁管内檜山郡南部. 北海道工業試験所報告, no. 49, p. 1-96.
- 雁沢好博(1983) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分. その2—富山県太美山地域—. 地質雑, vol. 89, p. 271-286.
- 長谷川四郎(1981) 道南地域の第三紀底生有孔虫群について. 総研A, 北海道の新第三系の生層序に関する総合研究, 研究連絡紙, no. 2, p. 13-14.
- 橋本 互(1958) 北海道の地質, 20万分の1北海道地質図幅説明書. 北海道立地下資源調査所, 26p.
- 秦 光男(1973) 北海道渡島半島南部の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室, 博士論文(MS.).
- (1973) 松前半島の新第三系と地質構造の特性. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 40.
- ・垣見俊弘(1979) 木古内地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 56 p.
- ・佐藤誠司(1974) 北海道松前地域の吉岡層について. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 104.
- ・————(1989) 松前半島南部の中新世前-中期における気温変化. 地質学論集, no. 32, p. 207-216.
- ・上村不二雄・広島俊男(1984) 20万分の1地質図「函館及び渡島大島」. 地質調査所.
- ・山口昇一(1969) 北海道西南部におけるOperculinaの層位学的位置. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会(グリーンタフに関する諸問題) 討論会資料, p. 131-135.
- ・————(1974) 北海道松前半島の新第三系の層序と地質構造. 地質巡検案内書, 日本地質学会北海道支部, 45p.
- 羽田野誠一・八木浩司・宮内崇裕(1982) 更新世後期海成面の対比試案—写真判読による検討—. 日本地質学会予稿集, no. 21, p. 12-13.
- 早瀬喜太郎・大杉 徹・遠藤源助・石井英土(1953) 松前郡西半部の地下資源概査報告. 北海道地下資源調査資料, 北海道開発庁, no. 13, p. 1-23.
- 北海道炭鉱技術会地質部会・日本鉱山地質学会北海道支部編(1967) 北海道西南部上磯-松前間の地質. 26P.
- 石田正夫・秦 光男(1989) 西南北海道渡島半島第三系の地質構造発達史. 地質学論集, no. 32, p. 29-56.
- ・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男(1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 52p.

- ISHIGA, H. and ISHIYAMA, D. (1987) Jurassic Accretionary Complex in Kaminokuni Terrane, Southwestern Hokkaido, Japan. 鉱山地質, vol. 37, p. 381-394.
- 石島正巳・加藤祐三(1971) 北上山地・折壁花崗岩質岩体について. 岩鉱, vol. 65, p. 149-161.
- 神保小虎(1890) 北海道地質略論. 北海道庁, 93p.
- JOPLIN, G. A. (1968) The shoshonite association: a review. Jour. Geol. Soc. Australia, vol. 15, p. 275-294.
- 海上保安庁水路部(1977) 5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「白神岬」. 31p.
- 片田正人・吉井守正・石原舜三・鈴木淑夫・小野千恵子・曾屋龍典(1974) 北上山地白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—. 地調報告, no. 251, p. 1-139.
- 加藤 誠(1972) 青森県津軽半島の“古生層”. 地質雑, vol. 67, p. 515.
- 加藤祐三(1972) 北上山地, 折壁花崗岩質岩体の岩石学. 岩鉱, vol. 67, p. 50-59.
- 川村信人・田近 淳・川村寿郎・加藤幸弘(1986) 西南北海道の中・古生界の地質構造と産状. 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, no. 31, p. 17-32.
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳(1985) 北海道の中生界—層序・年代とその意義—. 地球科学, vol. 39, p. 1-17.
- 衣笠善博(1965) 渡島国松前郡松前町付近の地質. 北大理地鉱進論(MS.).
- 工業技術庁地質調査所鉱床部(1952) 北海道に砂ける耐火粘土鉱床調査概報. 北海道地下資源調査資料, no. 6, p. 1-7.
- 工業技術院地質調査所(1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 575p.
- 興水達司・山崎 淳・加藤 誠(1987) 西南北海道渡島半島新生界のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 92, p. 771-780.
- KUNO, H. (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arc. Bull. Volcan., p. 195-222.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村浩司(1987) 北日本をおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129-145.
- 前田憲一・殿田広太郎・鈴木隆(1983a) 青函トンネル海底部の地質(その1)—地質調査方法と地質の概要—. 応用地質, vol. 24, no. 3, p. 25-35.
- (1983b) 青函トンネル海底部の地質(その2)—層位と不整合—. 応用地質, vol. 24, no. 4, p. 28-39.
- 正谷 清・大倉 保(1980) 北海道渡島半島の新第三系層序. 石油資源研所報, vol. 23, p. 32-52.
- 増田紘一・大貫 仁・千葉ときこ(1965) 北上山地・姫神花崗岩体について. 岩鉱, vol. 54, p. 62-75.
- 松井 愈(1953) 福山統より Sagarites の発見. 新生代の研究, no. 18, p. 24.
- 湊 正雄・国府谷盛明(1963) 北海道檜山郡上ノ国村の Fusulinella. 地質雑, vol. 69, p. 161.
- MINATO, M. and ROWETT, C. L. (1967) New Palaeozoic fossils from southern Hokkaido Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 13, p. 323-332.
- 湊 正雄・山本哲也(1961) 上磯石灰岩から Mesophyllum の発見. 地質学雑誌, vol. 67, p. 488.

- 箕浦幸治(1983) 北上北帯の地質. 月刊地球, vol. 5, p. 480-487.
- (1985) 北上・阿武隈はどこからきたか—東北日本地質構造のなりたち. 科学, vol. 55, p. 14-23.
- MINOURA, N. and KATO, M. (1978) Permian calcareous algae found in the Matsumae Group, Matsumae Group, Matsumae Peninsula, southwestern Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 18, p. 377-383.
- 三和 公(1979) 松前郡松前町付近の地質. 北大理地鉱卒論(MS.)
- 宮本弘道・高瀬 博(1952) 松前地区マンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 2, p. 1-23.
- 宮内崇裕(1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年. 地理学評論, vol. 61, p. 404-422.
- 村岡 誠・岡野武雄(1952) 北海道における耐火粘土鉱床調査概報. 北海道地下資源調査資料, no. 6, p. 1-7.
- 長尾捨一・田中寿雄(1972) 北海道西南部の古期岩類—“松前層群”について. 岩井教授記念論文集, p. 433-440.
- 長尾 巧・佐々保雄(1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(1)-(2). 地質雑, 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). 地質雑, vol. 41, p. 211-260.
- 日本鉄道建設公団青函建設局(1971) 北海道方陸上部地質調査(地表踏査, 弾性波探査)その他. その1 報告書. 日本鉄道建設公団資料.
- (1989) 青函トンネル地質図.
- 尾田太良・長谷川四郎(1981) 北海道渡島半島の有孔虫化石の産状. 総研A, 北海道の新第三系の生層序に関する総合研究, 研究連絡紙, no. 2, p. 9-12.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎・小高民夫(1981) 道南地域における新第三系貝類化石. 総研A, 北海道の新第三系の生層序に関する総合研究, 研究連絡紙, no. 2, p. 7-8.
- 岡部賢二・成田英吉(1971) 渡島国吉岡耐火粘土鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 121, p. 33-41.
- 岡本武志(1985) 松前郡松前町付近の地質. 北大理地鉱卒論(MS.).
- 岡村総(1986) 西南北海道新生代火山岩類の化学組成の時間変遷. 地団研専報, no. 31, p. 345-353.
- OKAMURA, S., MATSUZAKI, K. and GANZAWA, Y. (1984) Petrology of the Tertiary volcanic rocks from Oshima-Fukushima district, southwest Hokkaido, Mem. Geol. Soc. Japan, vol. 24, p. 121-130.
- OSHITE, K. (1956) On the fossil diatoms from the oil-shale of Yoshioka formation in the southwestern part of Hokkaido, Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., no. 24, p. 273-276.
- 大津 直・川村信人(1989) 渡島帯松前層群のメラランジェ体. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 160.
- 斉藤正雄(1957) 松前町赤神付近の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 30, p. 51-54.

- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄(1969) 北海道渡島半島上礫石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地質学雑誌, vol. 75, p. 37-43.
- 佐々保雄(1955) 津軽海峡西南部両岸の地質とその対比 [演旨]. 北海道地質要報, no. 30, p. 32-33.
- (1969) 津軽海峡(西口)の海底地質II. 科学, vol. 39, p. 376-384.
- 佐藤文男・白幡浩志(1965) 西南北海道の花崗岩質岩の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 54, p. 14-22.
- SATO, S. (1963) Palynological study on Miocene sediments of Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, vol. 12, p. 1-110.
- 澤田鶴松(1930) 北海道有用鉱産物調査報文—第1報—(渡島支庁管内松前郡西部). 北海道工業試験場報告, no. 25, p. 1-61.
- 瀬川秀良(1955) 北海道松前町付近の海岸地形. 東北地理, vol. 8, no. 1, p. 13-17.
- (1959) 北海道松前半島東岸の海岸段丘について. 東北地理, vol. 11, no. 2, p. 1-6.
- (1974) 北海道南西半島部, 渡島山地. 日本地形誌, 北海道地方. 朝倉書店, 東京, 303p.
- (1977) 渡島半島海岸段丘の対比とその¹⁴C年代. 函館大学論究, no. 10, p. 81-98.
- 柴田 賢・棚井敏雅(1982) 北海道第三紀火山岩類のK-Ar年代. 北海道新第三系層序の諸問題, p. 75-80.
- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, p. 15.
- 角 清愛編(1975) 日本温泉分布図, 第2版. 200万分の1地質編集図, 地質調査所.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行(1970) 5万分の1地質図幅「江差」および同説明書. 北海道開発庁, 53p.
- 高橋純一(1933) 吉岡油母頁岩に伴う耐火粘土(予報1-2). 岩鉱, vol. 6, p. 1-8; p. 53-62.
- ・八木次男・柴田荘三(1934) 西津軽の新推定油田(概報). 石油技術協会誌, vol. 2, p. 235-255.
- 高橋 清・一ノ関鉄朗・大倉 保・秋葉文雄・村田勇次郎・古田土俊夫(1980) 北海道渡島半島新第三系微化石層序. 石油資源技研所報, vol. 23, p. 142-167.
- 高橋祐治(1964) 松前地方中新世福山期火山岩の岩石学的研究. 北大理地鉱卒論(MS.).
- 田近 淳・岩田圭示・黒沢邦彦(1984) 西南北海道, 島牧村大平山周辺の中生界. 地球科学, vol. 38, p. 397-407.
- 棚井敏雅(1955) 本邦炭田の第三紀化石植物図説 I, 初期および中期中新世植物群. 地調報告, no. 163, 16P.
- TANAI, T. and SUZUKI, N. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. Tertiary Floras of Japan—Miocene Floras—. Collab. Assoc. Commem. 80th Anniv. Geol. Surv. Japan, p. 7-149.
- 外崎与之(1966) 松前町付近大沢川流域の閃長岩質岩石. 岩鉱, vol. 55, p. 48-58.
- ・中田正次(1962) 北海道松前付近産ホルンフェルス中の紅柱石と堇青石. 岩鉱 vol. 48, p. 241-243.
- ・沢俊明(1963) 松前地方産撒攪岩について. 北海道学芸大学紀要(第2部B), vol. 14, p. 70

- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉(1980) 北部北上山地一渡島半島の
地向斜. 昭和54年度文部省科学研究費補助金総合研究A, 日本列島北部における地向斜及び構造
帯区分の再検討, 研究成果報告書, p. 27-36.
- 土谷信高(1977) 渡島半島白神岬北方の深成岩複合岩体. MAGMA, 火成作用研究会, nos. 49, 50, p. 2
-6.
- TSUCHIYA, N. (1982) Petrology of the Matsumae plutonic complex, southwesten Hokkaido,
Japan. —Part 1, petrography and petrochemistry—. Jour. Japan. Assoc. Min. Econ. Geol.,
vol. 77, p. 322-344.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Book
Co., New York, 694p.
- UOZUMI, S. (1960) Neogene molluscan faunas in Hokkaido. Part I. sequence and distribution of
Neogene Molluscan faunas. Jour. Fac. Sci., Hokkaido. Univ., ser. IV, vol. 11, p. 507-544
- 魚住 悟・藤江 力(1958) 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案について—. 新生代の研究,
no. 26, p. 24-33.
- 渡辺 卓・成田康介(1963) マンガン鉱床調査各論—松前地区(大松前鉱山)—. 国内鉄鋼原料調査, 第
2報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p. 153-157.
- 八木次男(1933) 津軽, 松前地方油田下部層の堆積学的考察(第1報). 岩鉱, vol. 10, p. 110-121.
- 山口昇一(1977) 渡島福島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 28p
———(1978) 知内地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 55p.
- 吉田 尚・青木ちえ(1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地
調月報, vol. 23, p. 1-12.
- ・垣見俊弘(1970) 北海道松前町から石炭紀化石. 地質雑, vol. 76, p. 413-414.
- ・山口昇一(1967) 北海道松前郡大千軒岳付近の中部石炭紀化石. 地質雑, vol. 73, p. 260.
- 吉村尚久(1957) 北海道渡島福島地域に分布するグリーンタフ層の地質学的岩石学的研究. 東京教育大
学大学院修士論文(MS.).
- (1960) 第三紀火山岩の変質の一形式—グリーンタフの変質に関する研究(その1)—. 地球科
学, no. 52, p. 19-29.
- (1961) 北海道渡島福島地域の中新世火山砕屑岩中の沸石. 地質雑, vol. 67, p. 578-583.
- YOSHIMURA, T. (1971) Interstratified clay minerals in the Miocene pyroclastic formations from
Oshima Fukushima, Hokkaido. Sci. Rep. Niigata Univ., E, no. 2, p. 1-26.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000.

Sapporo (4) No. 92



GEOLOGY

OF THE

MATSUMAE DISTRICT

By

Mituo Hata, Nachio MINOURA,
Kosuke ONUMA and Makoto KATO

(Written in 1990)

(Abstract)

The Matumae District is situated at the southern extremity of the Matsumae Peninsula of Hokkaido, facing the Sea of Japan and the Tsugaru Straits, and geologically belongs to the northern extension of the Green Tuff Region in the Inner Zone of Northeast Japan. The district is underlain mainly by Mesozoic and Neogene sequences composed of sedimentary and volcanic rocks, which are covered by Quaternary deposits along rivers and shore. Cretaceous plutonic rocks are exposed in limited areas. Table 1 shows a summary of the geology of the district.

Mesozoic

The Mesozoic Matsumae Group is a sedimentary sequence, that is slate, sandstone and chert intercalating basaltic pyroclastic rocks, and is intensely folded and faulted. It crops out in two belts with a north-south trend.

In the western belt the group, more than 1,020m thick, is divided into the M1, M2 and M3 units in ascending order. The M1 unit consists of sandstone, slate and chert with basaltic

Table 1

Age		Stratigraphy		Thickness (m)	Lithology		Remarks	
Quaternary	Holocene	Alluvium (a)			sand, gravel and clay			
	Pleistocene	Coastal terrace deposits (ct ₁₋₃)	River terrace deposits (tr)		Gravel, sand and silt	Gravel and sand	Upheavel	
Neogene	Pliocene	Manaigawa Andesite (Ma)		30-40	Pyroxene andesite lava		← Folding and faulting	
		Late	Hiyama Group	Kikonai Formation (Ki)		450+		Hard shale and hard mudstone with acid tuff and sandstone
	Middle			Kunnui Formation	Uppermost part (K _{5a} /K ₅)	250-320	Interbedded sandstone and tuff with andesite lava and pyroclastic rocks	← 14.5 Ma (F.T.)
		Upper part (K ₄)	220-320		Interbedded mudstone and sandstone with tuff and tuff breccia			
		Middle part (K _{3a} /K ₃)	320-600		Interbedded sandstone, mudstone and tuff with andesite lava and pyroclastic rocks			
		Lower part (K ₂)	0-280		Mudstone with sandstone and tuff			
		Lowermost part (K _{1a} /K _{1s} /K _{1c})	180-600		Interbedded sandstone and tuff with andesite and basal conglomerate	← 17.1 Ma (F.T.)		
	Early	Yoshioka Formation (Yc, Ym)			0-260	Mudstone with oil shale and basal conglomerate		Yoshioka Flora
			Fukuyama Formation	Upper part (F _{2s} /F _{2m} /F _{2a} /F _{2r})	100-500	Rhyolite pyroclastic rocks with andesite, basalt and sandstone		← 21.7, 22.3 Ma 23.1, 24.2 (F.T.)
				Lower part (F _{1s} /F _{1a} /F _{1c})	100-450	Pyroxene andesite pyroclastic rocks and lava with basal conglomerate and sandstone		
Cretaceous	Plutonic rocks (Pc, Hb/Dm, Ga)			Clinopyroxenite, hornblende, monzodiorite and granite				
Jurassic? Triassic	Matsumae Group (M ₁ -M ₃ /S ₁ -S ₆)			Slate, sandstone and chert with basaltic pyroclastic rocks, pebbly mudstone, dolomite and limestone				

pyroclastic rocks and pebbly mudstone. The M2 unit consists of interbedded sandstone and slate with chert, and the M3 unit consists of chert with sandstone and slate.

The group of the eastern belt is similar in lithology to that of the western belt as a whole, but comprises six units. The lower three units are composed mainly of basaltic pyroclastic rocks, pebbly mudstone and slate, and the succeeding unit is characterized by the predominance of chert and slate. Slate predominates in the upper two units.

The Matsumae Group yields Triassic conodonts from chert, and Carboniferous and Permian conodonts from exotic chert blocks embedded in a muddy matrix.

Plutonic rocks

There occur several plutonic masses composed of hornblende-biotite granite, monzodiorite, monzogabbro, hornblende and clinopyroxenite, which are intrude into the Matsumae Group of the eastern belt. Dikes of diorite and diabase also are occasionally found in the group. These igneous rocks are of Cretaceous age.

Neogene

The Neogene occupies the greater part of the district, and forms north-south trending folds cut by many faults. It is divided into the Miocene Fukuyama, Yoshioka, Kunnui and Kikonai Formations and the Pliocene Manaigawa Andesite in ascending order.

Fukuyama Formation

The Fukuyama Formation is a volcanic rocks-dominated sequence resting unconformably on the Mesozoic rocks. The maximum thickness attains 950m. The lower part begins with conglomerate and sandstone, and consists mostly of pyroxene andesite lava and pyroclastic rocks, while the upper part is made up mainly of rhyolite pyroclastic rocks with andesite lava and pyroclastic rocks, occasionally intercalating sandstone beds. The volcanic rocks have undergone strong albitization, chloritization and sericitization. The rhyolite pyroclastic rocks show FT ages of 24.2-21.7 Ma. Pollen fossils of the Aniai Flora (cool-temperate type) are obtained from the formation. Consequently, the Fukuyama Formation is of early Early Miocene age.

Yoshioka Formation

The Yoshioka Formation consists of conglomerate and sandstone in the basal part and dark gray to black massive mudstone in the main part. It is 260m in maximum thickness, becoming thinner from north to south. The mudstone yields marine shells, foraminifer and the Daijima Flora (warm-temperate type).

Kunnui Formation

The Kunnui Formation is in unconformable contact with the underlying formation, and consists of sedimentary and volcanic rocks. The volcanic rocks, mostly andesite lava and pyroclastic rocks, predominate in the northern part of the district. The basal part of the formation, 600m in maximum thickness, begins with conglomerate overlain by alternating sandstone, tuff and breccia, and intercalates pyroxene andesite lava in the northern part. The FT age of andesite is 17.1 ± 1.6 Ma. The middle part, 600m in maximum thickness, is made up of alternating beds of tuffaceous sandstone, tuff and mudstone which interfinger with pyroxene andesite lava and pyroclastic rocks in the northern part. The upper part is composed of alternating mudstone and sandstone with tuff and tuff breccia, while the uppermost part consists mostly of alternating sandstone and tuff locally with pyroxene andesite lava and pyroclastic rocks.

The volcanic rocks of the Kunnui Formation belong to the tholeiite series poor in potassium, and the alteration of this formation in grade is weaker than that of the underlying formation. The Kunnui Formation yields marine shells, foraminifer and pollens, which indicate latest Early to early Middle Miocene age. The pollens suggest a warm-temperate climate.

Kikonai Formation

The Kikonai Formation rests unconformably on the Kunnui Formation, and consists of well-stratified siliceous hard shale and hard mudstone with frequent intercalations of acid tuff. The thickness is over 450m. The formation contains *Makiyama chitanii* and benthonic foraminifer such as *Spirosigmolinella* and *Martinotiella*. Pollens from the basal part of the formation are of a warm-temperate type.

Manaigawa Andeaites

The manaigawa Andesite is exposed between the Manai Gawa and the Shirafu Gawa, covering unconformably the Kunnui Formation, and consists of pyroxene andesite lava. The andesite is correlative with the Pliocene Shiriuchi Volcanic Rocks in the adjoining district.

Dike rocks

Miocene dikes of basalt, andesite and plagiophyolite are found in the district. The basalt is pyroxene basalt and pyroxene-olivine basalt, and occurs not only in dikes but also in sheets. The andesite is mostly pyroxene andesite, rarely containing common hornblende, and has been chloritized to various degrees.

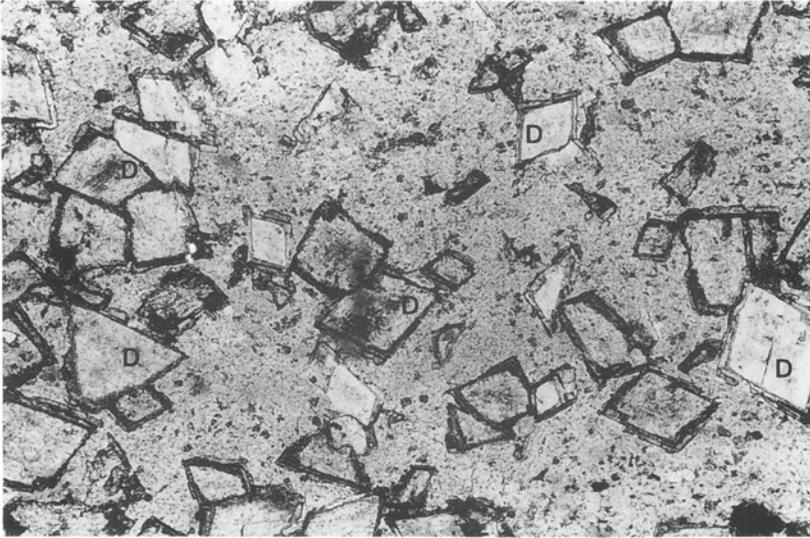
Quaternary

The Quaternary comprises Late Pleistocene coastal and river terrace deposits and alluvium.

The coastal terrace deposits are distributed at three different altitudes, namely 40-115m, 20-50m and 15-40m. They are composed of gravel and sand as well as the river terrace deposits that are found at an altitude of about 20m along the Hikura Gawa. The alluvium, consisting of gravel, sand and clay, are distributed mostly along rivers.

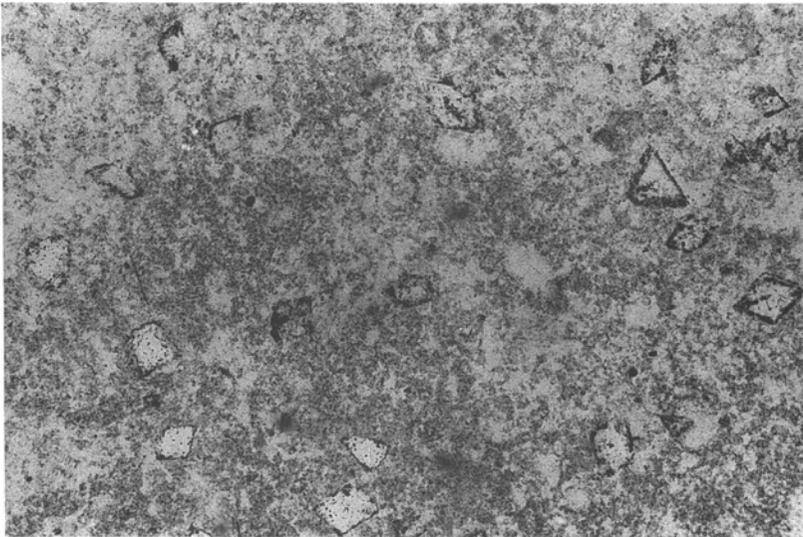
Economic geology

In this district occur copper-lead-zinc and manganese ore deposits on a small scale in the Mesozoic Matsumae Group, but all mines of these deposits have been closed. Some of Miocene rhyolite dikes have been strongly altered to produce kaoline deposits. The Miocene Yoshioka Formation contains fire clay deposits and oil shale. Basalt intruding into the formation is mined as an aggregate.



1.

0.5mm

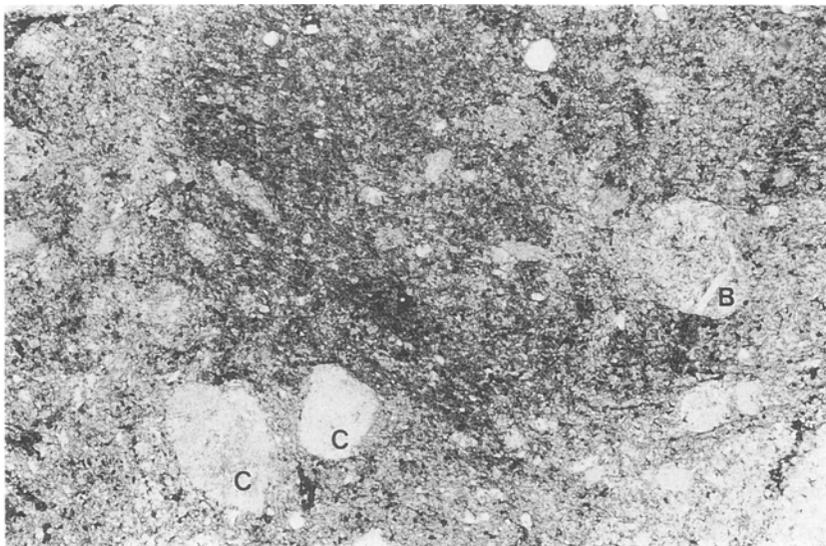


2.

0.5mm

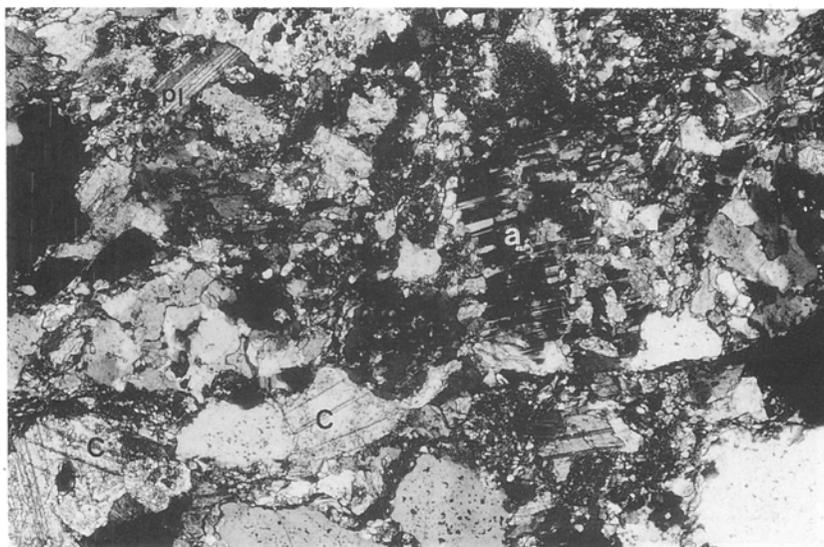
1. 松前層群M₁ユニット中のドロマイト質チャート(折戸川川口, 下方ボーラ)
チャートを交代した自形ドロマイト(D)
2. 松前層群M₁ユニット中のチャート(唐津内沢川, 下方ボーラ)
放散虫チャートを交代した自形ドロマイトがさらに石英に交代され、ゴーストとして点在している

第II図版



1.

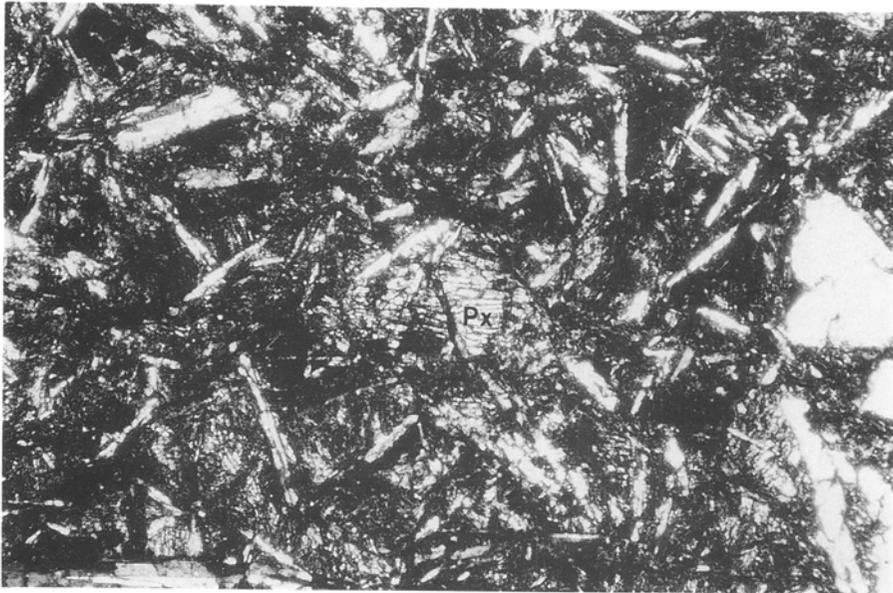
0.5mm



2.

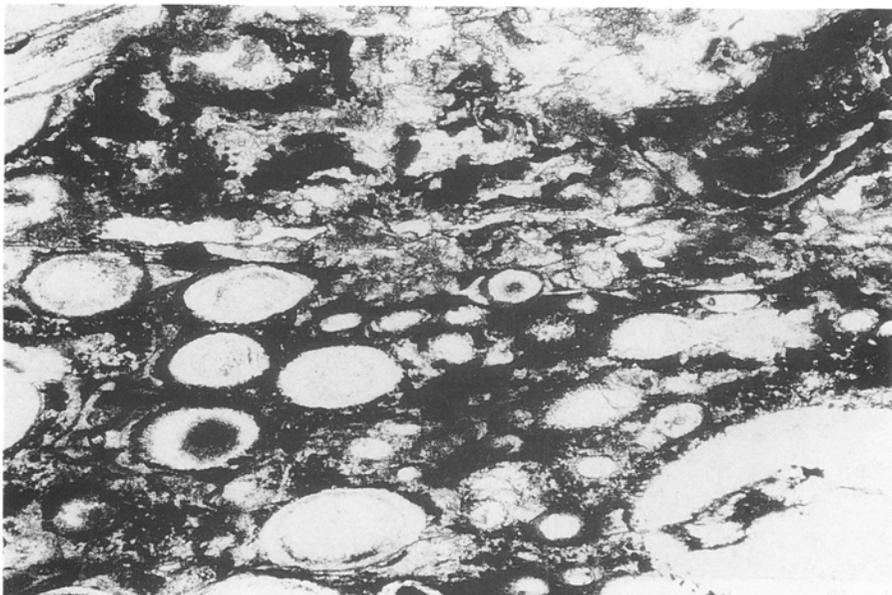
0.5mm

1. 松前層群M₁ユニット中の含礫泥岩(館浜海岸, 下方ボーラ)
基質は珪質で、玄武岩片(B)及びチャート片(C)を含む
2. 松前層群S₂ユニット中の細粒砂岩(周防堂沢川中流, 直交ボーラ)
斜長石(pl)、曹長石(a)及び方解石(c)を含む



1.

0.5mm

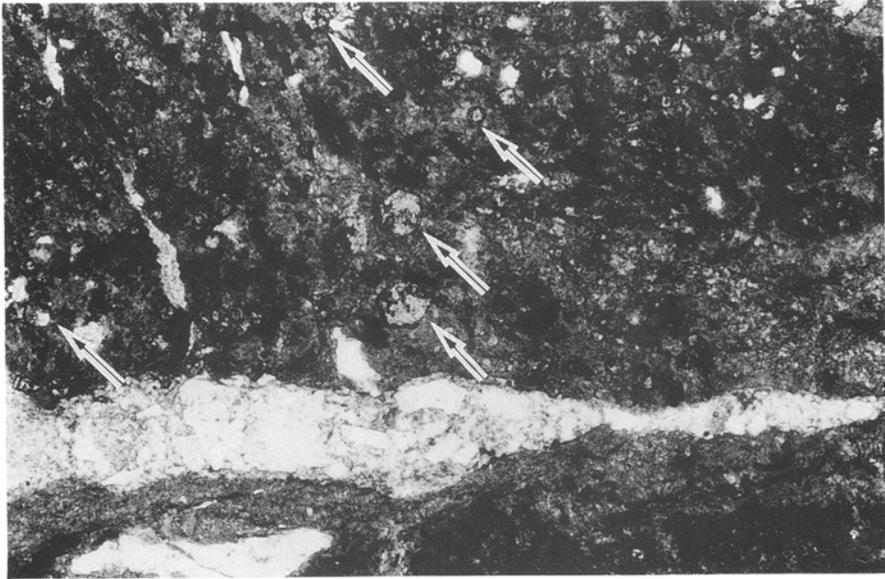


2.

0.5mm

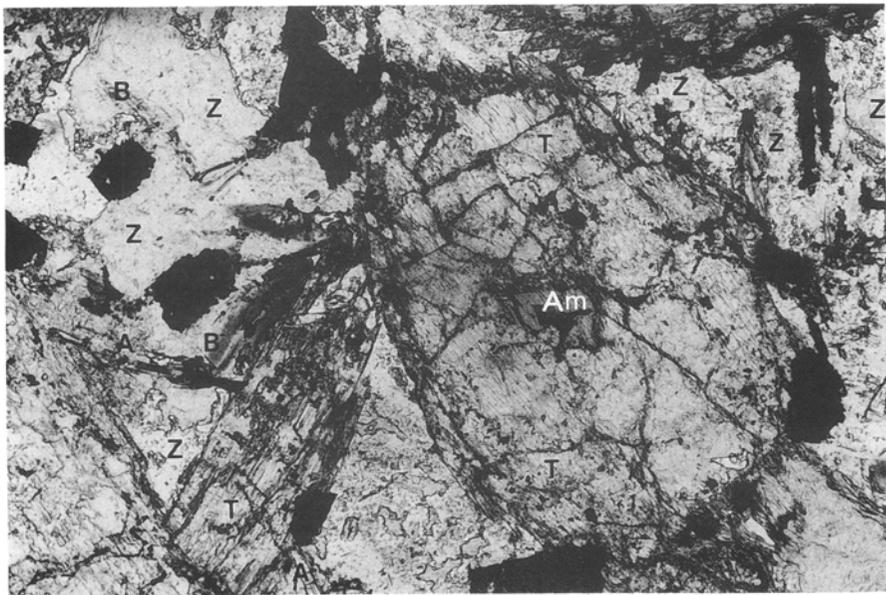
1. 松前層群S₂ユニット中の玄武岩(小股沢川支流, 直交ホーラ)
ほとんど発泡していないもので, 斜方輝石の微斑晶(Px)を含んでいる
2. 松前層群S₂ユニット中の玄武岩(小股沢川支流, 直交ホーラ)
発泡の著しいもの

第IV図版



1.

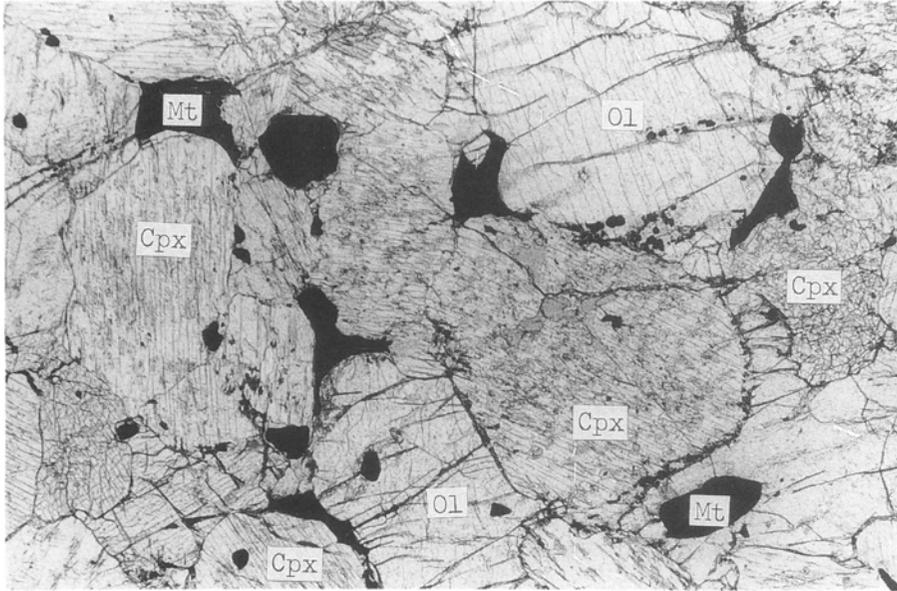
0.5mm



2.

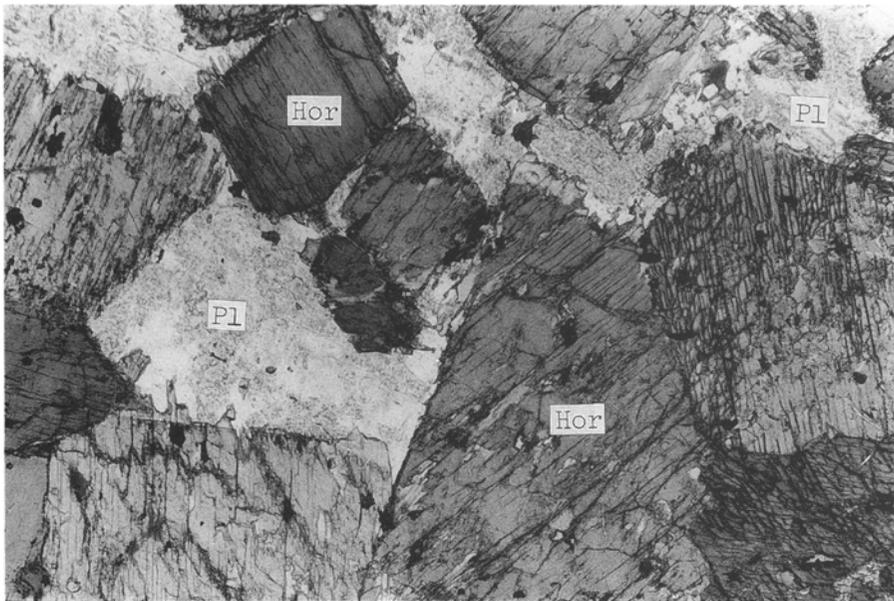
0.5mm

1. 松前層群S₃ユニット中のチャート角礫岩に見られるガーネット(矢印)
(松倉沢川, 下方ポーラ)
2. 松前層群M₁ユニット中の岩脈の黒雲母角閃石輝緑岩(戸長川支流, 下方ポーラ)
角閃石(Am)はほとんど透角閃石(T)に変質し, 磷灰石(A)及び沸石(Z)を生じている. 黒雲母(B)



1.

0.4mm



2.

0.4mm

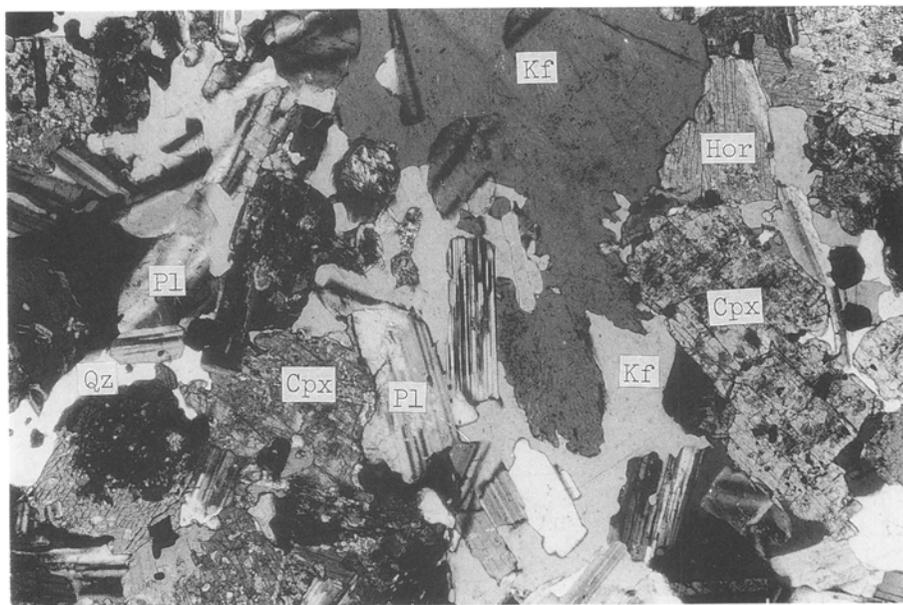
1. 単斜輝石岩(荒谷川, 下方ポーラ)

Cpx: 単斜輝石, Ol: かんらん石, Mt: 磁鉄鉱

2. 角閃石岩(小股沢川, 下方ポーラ)

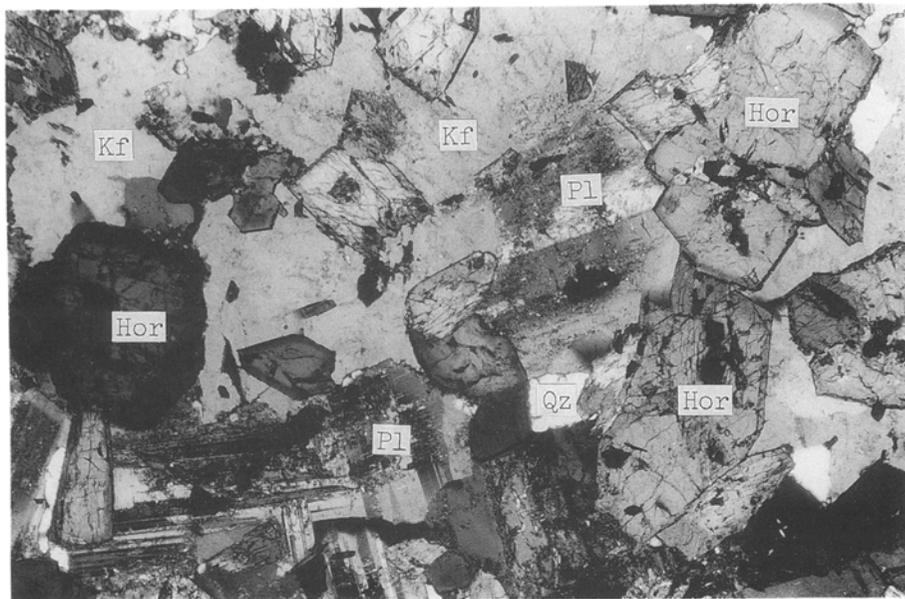
Pl: 斜長石, Hor: 角閃石

第VI図版



1.

0.4mm



2.

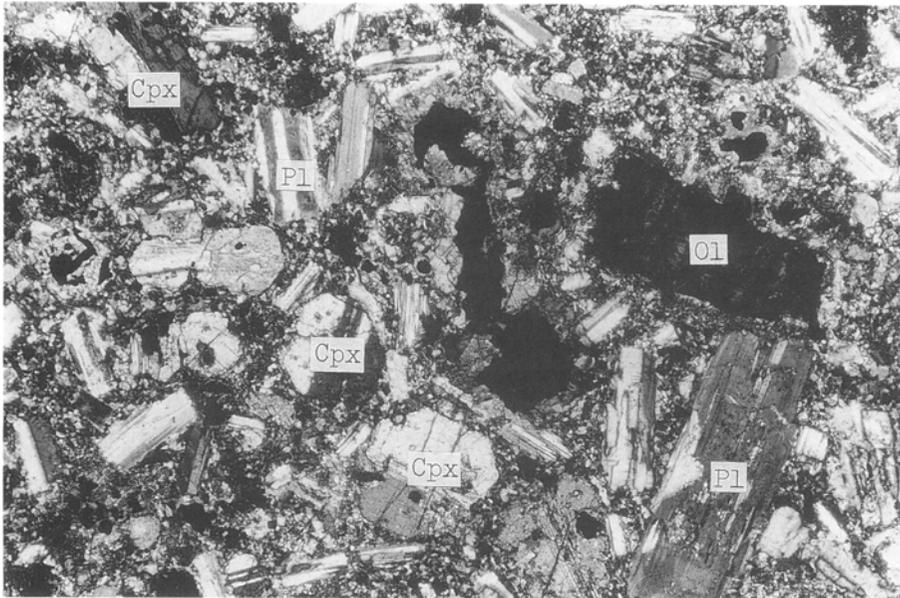
0.4mm

1. モンゾ閃緑岩(荒谷川支流, 直交ボーラ)

Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英, Cpx: 単斜輝石, Hor: 角閃石

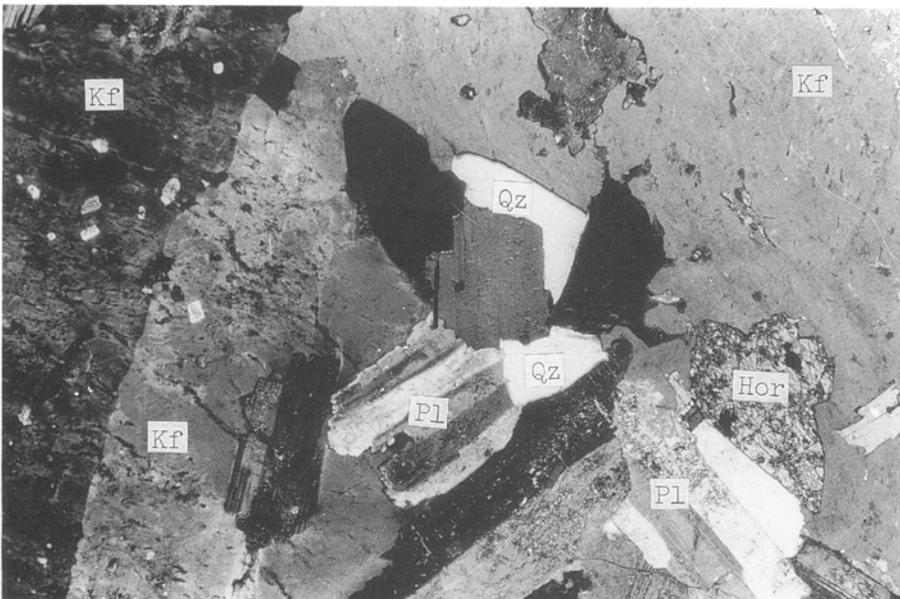
2. モンゾ閃緑岩(大沢川支流, 直交ボーラ)

Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英, Hor: 角閃石



1.

0.4mm



2.

0.4mm

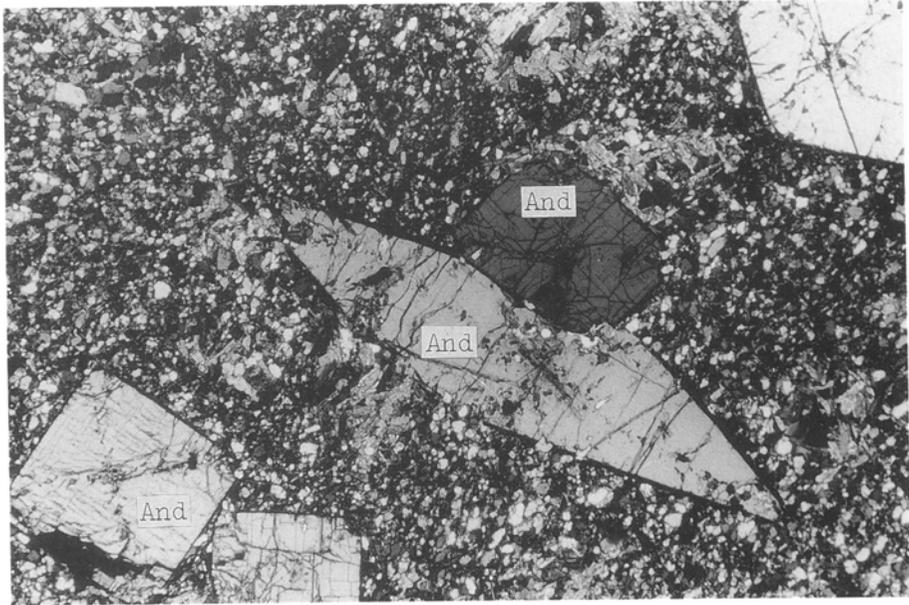
1. モンゾ斑れい岩(スズキの沢川支流, 直交ホーラ)

Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Ol: かんらん石

2. 花崗岩(荒谷川, 直交ホーラ)

Pl: 斜長石, Kf: カリ長石, Qz: 石英, Hor: 角閃石

第VIII図版



1 .

0.4mm

1. 紅柱石ホルンフェルス(大沢川, 直交ポーラ)
And: 紅柱石

文献引用例

秦 光男・箕浦名知男・大沼晃助・加藤 誠 (1990) 松前地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 98 P.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

HATA, M., MINOURA, N., ONUMA, K. and KATO, M. (1990) *Geology of the Matsumae district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 98p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成 2 年 10 月 1 日 印 刷

平成 2 年 10 月 5 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 亀田修平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

©1990 Geological Survey of Japan