

550.85(084.32) (521.11) [1:50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

青森 (5) 第 26 号

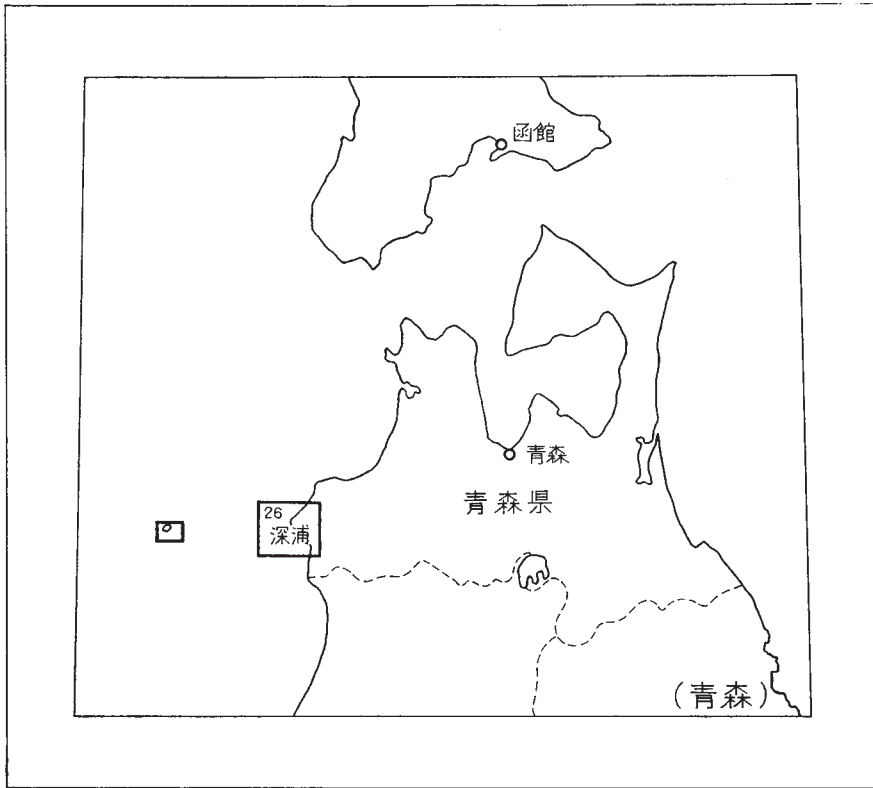
深 浦 地 域 の 地 質

通商産業技官 盛 谷 智 之

昭 和 43 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地 質	7
II. 1 概 説	7
II. 1. 1 研 究 史	7
II. 1. 2 層 序	8
II. 1. 3 地 質 構 造	10
II. 1. 4 火 成 岩	11
II. 2 自神岳花崗岩類	11
II. 3 藤倉川層	12
II. 4 大 戸 瀬 層	13
II. 4. 1 大戸瀬層下部層	13
II. 4. 2 大戸瀬層中部層	15
II. 4. 3 大戸瀬層上部層	17
II. 5 田野沢層	21
II. 6 大童子層	26
II. 7 黒 崎 層	28
II. 8 岩 脈 類	32
II. 9 赤 石 層	34
II. 10 段丘堆帯層	36
II. 11 砂丘堆積層および沖積層	37
III. 久六島の地形および地質	37
IV. 応用地質	42
IV. 1 概 説	42
IV. 2 銅 鋳 床	42
IV. 3 マンガン鋳床	42
IV. 3. 1 鋳床概説	42
IV. 3. 2 岩崎海岸付近の鋳床	44
IV. 3. 3 岩 崎 鋳 山	47
IV. 3. 4 脇ノ沢鋳床	48
IV. 3. 5 鱸作鋳床	48
IV. 3. 6 深浦鋳山	48

IV. 3. 7 中山峠鉦山	48
IV. 3. 8 南股鉦山	50
IV. 4 パーライト	52
IV. 5 白 土	53
IV. 6 にしき石	54
IV. 7 温 泉	54
文 献	55
Abstract	1

深浦地域の地質

深浦地域の野外調査は、昭和36年に行なわれ、昭和39年に補備調査がつけ加えられ、延日数は約80日である。その調査経路図は第1図のとおりである。

調査基図は国土地理院発行の旧版地形図を用いたが、昭和40年に空中写真図化による新版の5万分の1地形図「深浦」が同院から発行されたので、調査資料を基にして新地形図上に地質図を移しかえた。



第1図 調査経路図

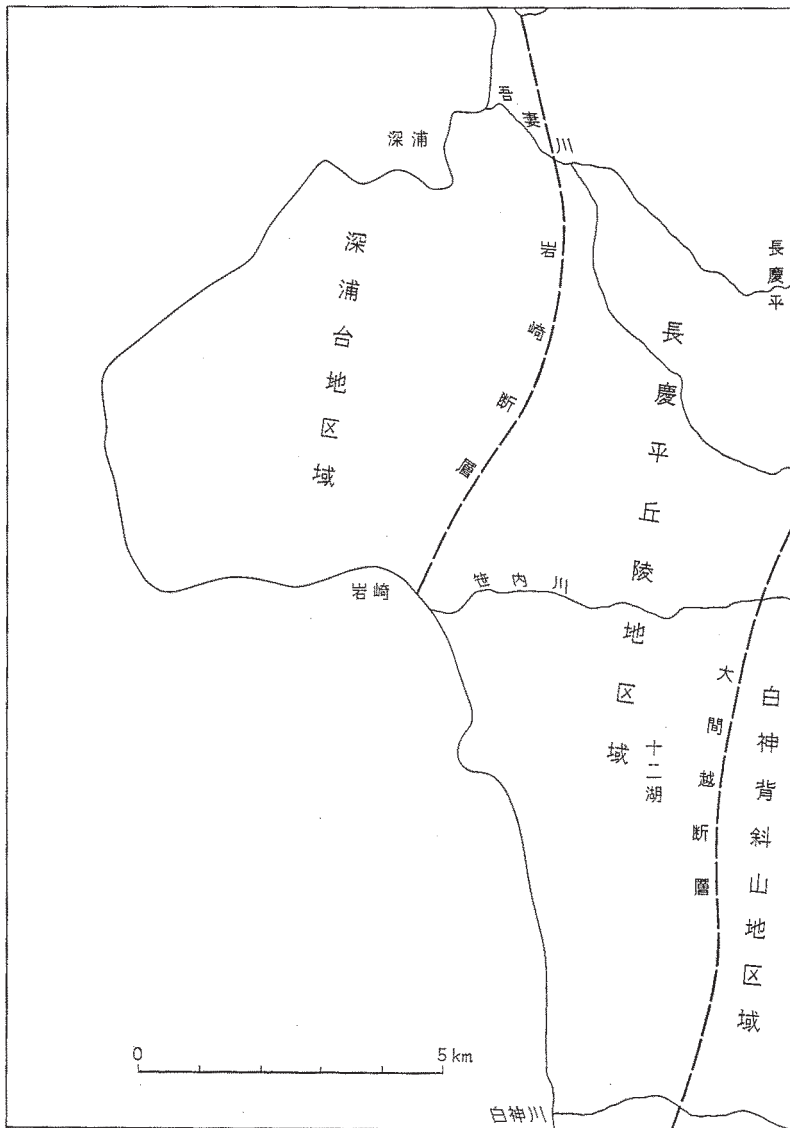
調査研究に際しては深浦町・岩崎村の各役場・深浦営林署・磯部鉱業株式会社丸山鉱業所から種類の便宜を与えられた。貝化石の鑑定には本所水野篤行技官、植物化石の鑑定には尾上亨技官、珪藻化石の鑑定には沢村孝之助技官をそれぞれわずらわした。層序、構造については秋田大学藤岡一男教授・高安泰助助教授から、マンガン鉱床については東北大学南部松夫教授・岡田広吉助教授からそれぞれ多くの御教示をいただくことができた。

本所上村不二雄・平山次郎の両技官による北隣の鷲木・鱒ヶ沢地域の地質調査研究の成果は、本地域の層序の確立に有益な参考とすることができた。

I. 地 形

深浦地域は青森県西端の日本海に面した海岸地帯を占める。地域の東辺には西津軽山塊が迫り、白神川・笹内川・吾妻川などの河川はいずれもその山地に源を發し、本地域を東から西へ横断して日本海にそそぐ。

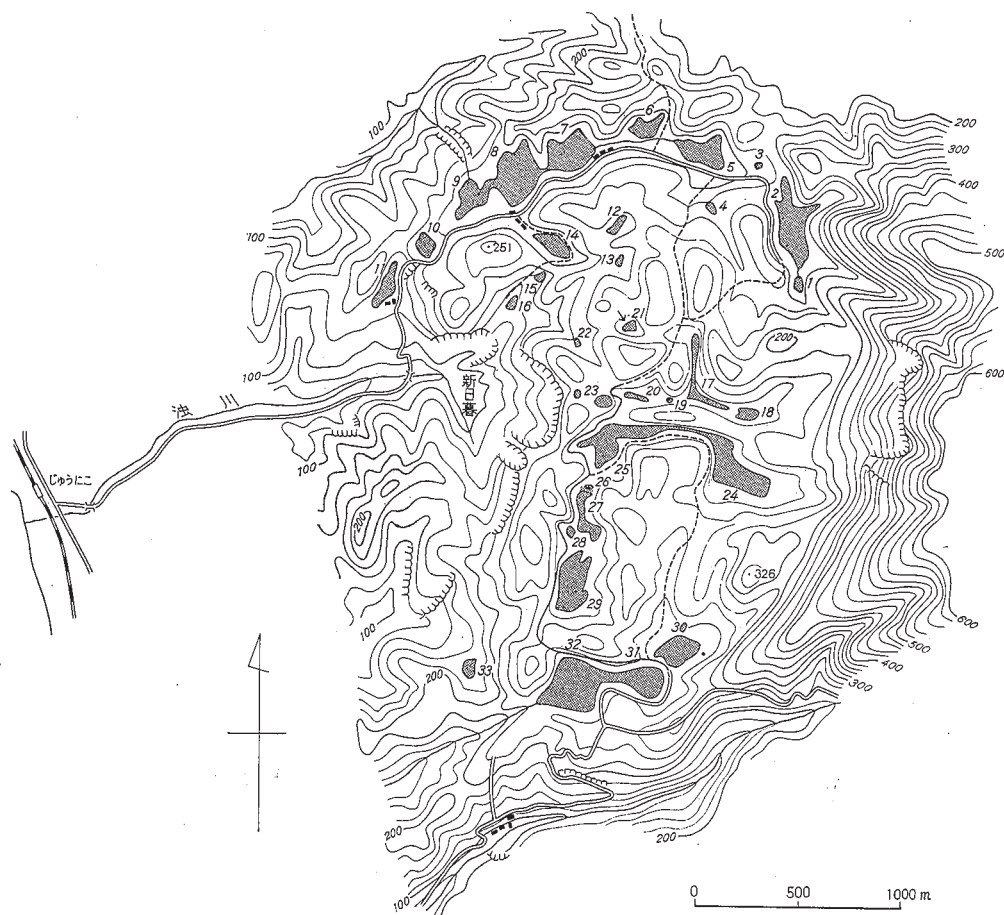
本地域の地形は、東辺の狭い部分を占める東部の山地、その西に広がる中央部の丘陵性山地、および



第2図 地形区分図

半島状に西方に突き出した西部の台地の3つに区分され、それぞれ東のものから白神背斜山地区域・長慶平丘陵地区域・深浦台地区域と呼ぶことにする。これは地質構造を反映しており、地形区分の境界は地域を南北に平行して走る2つの断層、すなわち東側の大間越断層^{注1)}と西側の岩崎断層にほぼ一致し、各区域はそれぞれ特徴的な岩層から構成されている(第2図)。

白神背斜山地は、東隣^{かわはらたい}の川原平地域内に頂部のある白神岳(1231m)・大峯山(1011m)・崩山(939m)の西斜面、本地城南東辺^{まで}の煙山(841m)など高度600~900mの急峻な壮年期地形を呈する山々が連なり、その西の長慶平丘陵地に比較すると一段と隆起した区域である。これは新第三系下部の火山岩



第3図 十二湖の地形

- | | | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1. 青池 | 2. 鶏頭場の池 | 3. 蕨沼 | 4. 湧齋の池 | 5. 落口の池 |
| 6. 中の池 | 7. 越口の池 | 8. 王池東湖盆 | 9. 王池西湖盆 | 10. 二つ目の池 |
| 11. 八景の池 | 12. 仲道の池 | 13. 八光の池 | 14. 日暮の池 | 15. 小夜沼 |
| 16. 影坂の池 | 17. 長池 | 18. 四五郎の池 | 19. 子宝の池 | 20. 埋釜の池 |
| 21. 道芝の池 | 22. 石敷の池 | 23. 萱原の池 | 24. 金山の池 | 25. 糸畑の池 |
| 26. 三蔵の池 | 27. 牛蒡の池 | 28. 千鳥池 | 29. 面子坂の池 | 30. 濁池 |
| 31. 大池東湖盆 | 32. 大池西湖盆 | 33. 破池 | | |

注1) 先の報告²⁶⁾では崩山断層と仮称したが、これがひとつの断層帯として南隣の岩館地域の大間越断層の北方延長部とみなしてよいことが判明したので、混乱をさけるため呼称は南隣のものに合わせることにする。

類およびその基盤をなす花崗岩類から構成されている。

長慶平丘陵地域は高度358m以下の緩やかな地形で、これを構成する新第三系中・上部の堆積岩層・火山岩層が全体としてみると、深浦台地の半島突端からほぼ東西に延びる曲隆軸部をもち、これより北側では北西に、南側では南西あるいは西に緩傾斜する単斜構造をなしているのによく一致し、一般に丘陵は西に向かって低くなる。河川も構造に順応して流れ、北部の吾妻川などは北西に、南部では笹内川支流に代表される南西方向か、あるいは笹内川本流・白神川などのように西に向かってそれぞれ下る。

この区域で特筆されるのは笹内川南方の^{じゅうにこ}十二湖の湖沼地形およびその付近の崩壊地形である。湖沼群は2.5×2kmの範囲、高度150～250mの起伏の小さい丘陵中に分布し、その数は小さいものを含めると33に及ぶ（第3図）。湖沼地域は新第三系上部の酸性凝灰岩層からなり、これは非常に軟弱で崩れ易い性質をもつため、濁川沿いの谷壁や各所に崩壊がみられ、濁川最上流の新日暮では谷頭の侵食崩壊による見事な断崖が発達している（第4図）。また、湖沼群の東、安山岩からなる崩山西側山腹に大規模な山崩れ地形を示す大断崖が切り立っており（第5図）、これは宝永元年（1704）の能代大地震の際に惹き起こされたともいわれている¹¹⁾。湖沼群の生成も、軟弱な凝灰岩の岩盤という素因があったため、過去の大地震に関連した、谷壁の崩壊による堰止や、谷底の陥没などによるものと考えられる。

深浦台地域は深浦と岩崎を結ぶ線から西の半島部を占め、200～250mを頂部とする台地状の平坦な地形をなし、とくに海岸段丘の発達が著しい。この地塊を構成するのは新第三系中部の火山岩層・堆積岩層で、これらは大局的には水平層をなしておりそれが地形に反映するものである。

深浦地域の沿岸部全体にわたって見事な海岸段丘の発達をみる（第7図）。段丘群は面の高さによって5つに区分され、高位から順に第1段丘（170～200m）、第2段丘（80～140m）、第3段丘（60～80m）、



第4図 十二湖新日暮の断崖（日本キャニオンと呼ばれている）

第4段丘（20～40m）、第5段丘（20m）となる。このうち発達の良好なものは第2段丘、第3段丘、第4段丘の各面で、よく連続する。第1段丘は深浦台地のみに認められ、緩い小起伏をもち、その外縁部には一段と低い面もあるが明瞭に分けることができない（第6図）。第5段丘は笹内川下流の南岸に



第5図 日暮池から大崩山の崩壊地形を望む

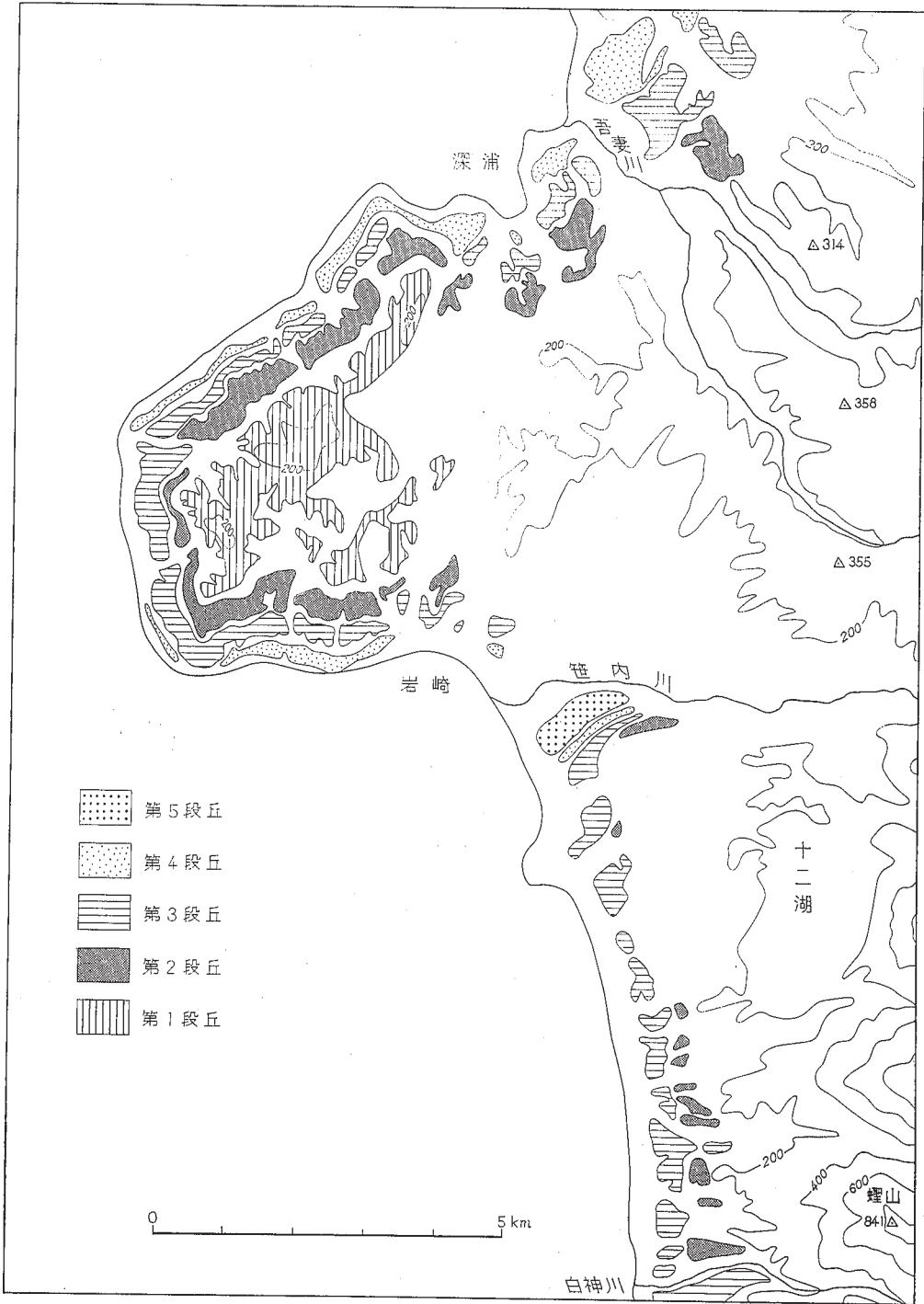


第6図 広戸展望台から南に深浦台地を眺望 数字はそれぞれ第1、第2、第3、第4の段丘面を示す

発達するもので段丘面は新しい。

沖積低平地の発達は非常に限られ、笹内川・吾妻川の各流域、岩崎から南にかけての沿岸部などに小規模なものがあるにすぎない。

岩崎から南の海岸は後背地に軟弱な堆積岩層があるため、砂浜が発達し、冬の卓越風の影響を受け砂丘が形成されている。これに対して岩崎から北にかけては、堅硬な火山岩からなる岩石海岸をなし、海食台が発達している。



第7図 深浦地域の地形

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

Ⅱ．1．1 研究史

深浦地域の地質あるいはこれに関連した化石、鉱床などについて従来多くの研究があり、とくに層序は北隣の鱈ヶ沢地域が標式地とされ、それとの比較が重視されてきた。この項では本地域の地質に関連するそれらの諸研究結果を網羅し、大体20年間隔で区切られる3つの期に分けて述べておく。第1期は明治末の概括的地質調査の段階、第2期は昭和初期から太平洋戦争前までの、本格的な第三系の層序区分が試みられ、その他断片的に化石、鉱床などの調査研究のあった段階、第3期は終戦後から現在まで、前半は資源調査をおもな目的とした広範で詳しい調査が精力的に実施され、層序、構造の大意が明らかにされ、後半はそれらの資料を基礎に地質の総括や化石、岩石、鉱床などと対象をしばった問題の検討に入った段階である。

第1期は野田勢次郎(1909)³²⁾による20万分の1「青森」地質図幅調査で、このなかでとくに探浦一岩崎間の半島に分布する砂岩層に注目、これを深浦層として区分記載した。その後現在に至るまで、この半島部の層序が異質であり、深浦層の層位はたえず問題とされており、それを独立の地層として扱ったのは慧眼であったといえる。野田の調査後は本地域についての研究はとだえ空白が続いた。

第2期にはおもに東北大学関係者によって研究された。柴山雄三郎(1929)³⁹⁾による青森県西海岸一帯の地質、高橋純一ら(1934)⁴²⁾による津軽鱈ヶ沢油田調査報告で、本地域の北部以北の地質図がつけられ、新第三系の本格的な層序区分が試みられた。高橋(1936)⁴³⁾はまた、深浦・岩崎地区のマンガン鉱床について海底堆積説を発表している。その他では新野弘(1940)³¹⁾の久六島の地質、底質に関する研究があり、島をつくる火山岩類を深浦半島部の第三系に対比し、野村七平(1935)³³⁾や畑井小虎ら(1940)⁹⁾は本地域の貝化石を記載、報告している。第2期におけるエピソードとして、むしろ地形研究の分野になるが、1933年から1937年にかけて、当時おこっていた低位氷河説論争の余波をうけ、十二湖の成因をめぐって、山麓氷河の後退による氷河湖説⁵⁾⁶⁾¹⁴⁾が出されたのに対し、侵食盆地湖説⁴⁷⁾⁴⁸⁾⁴⁹⁾、ドリーネ(吸込穴)式融食湖説¹³⁾、崩壊堰止湖説¹¹⁾などの見解が述べられ活潑な討論が行なわれた²⁾。

第3期の戦後最初の調査は北海道大学によって総括的な青森県の資源調査が実施され、齊藤林次ら(1949, 1954)¹⁾²⁾が本地域を担当、層序や鉱床の記載をした。これに続き東北大学による青森県の西津軽地方油田調査、卒論調査が行なわれ、北村信(1957)¹⁹⁾は本地城北隣の鱈ヶ沢地域において従来の地層名を整理して使用、鱈ヶ沢油田の標準層序を立て、半沢正四郎ら(1958)⁸⁾、中島博(1959)²⁸⁾は深浦以北の海岸地帯の岩相層序区分をなした。この時期に秋田大学、石油資源開発株式会社による一連の石油地質学的調査が行なわれ、藤岡一男(1960)¹⁰⁾は深浦以南地区でははじめての岩相層序区分をなし、これを秋田油田の標準層序に対比し、鶴飼光男(1959)⁴⁶⁾は深浦以北の層序を以南のものに関連づけた。

これらにわずかに遅れ1961年から地質調査所による、秋田・青森県境海岸から青森県西海岸にいたる本地域を含む広範は、5万分の1地域地質調査研究がはじめられ、盛谷智之（1963, 1964）^{25) 26)} は深浦地域全体にわたって新第三系の火山岩類、堆積岩層の層序を再検討し、大沢穠（1962）³⁷⁾ は南隣の岩館地域の地質を報告し、上村不二雄（1963）⁴⁵⁾ は北隣の鱒ヶ沢地域において標準層序の下部を細区分した。これと相前後し従来の知識の総括、あるいは対象別の研究が増加した。前者では、岩佐三郎（1962）¹⁶⁾ による青森県津軽地方の含油第三系の層序のまとめと構造発達史的考察、北村信・岩井武彦（1963）²⁰⁾ の20万分の1青森県地質図、同説明書の青森県の第三系のまとめ、上田良一（1965）⁴⁴⁾ の秋田県北部の第三系の層位と造構造運動の考察などがあり、それらのなかに本地域の層序や構造も検討されている。後者の対象別研究としては、第四系について大倉陽子（1960）³⁶⁾、中川久夫（1963）²⁷⁾、化石について岩井武彦（1960）¹⁵⁾、水野篤行（1964）²⁴⁾ の貝化石、鱒ヶ沢地域が中心であるが本地域の層序に関連する藤井敬三（1962）⁷⁾ の有孔虫および小泉格（1966）²²⁾ の珪藻化石、基盤花崗岩類について宮坂一男（1961）²³⁾、片田正人・大沢穠（1964）¹⁸⁾、マンガン鉱床について南部松夫・岡田広吉ら²⁹⁾ ^{30) 34)}、盛谷智之^{25) 26)}、その他資源調査^{35) 40)} など数多くあげられる。

II. 1. 2 層 序

深浦地域には先新第三紀花崗岩を基盤とし、新第三紀の緑色凝灰岩類・含油第三系が広く分布し、東北日本のいわゆるグリンタフ地域に共通する特徴を備えている。このほかに第四紀の段丘堆積層・沖積層などが分布している。これら地質を総括して第1表に示す。

先新第三紀**白神岳花崗岩類**は本地域南東端部にわずかに露出し、原生砕屑（Protoclastic）組織による片理をもつ片状閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。

新第三系は大別して下位から藤倉川層・大戸瀬層・田野沢層（黒崎層）・大童子層および赤石層に分けられる。従来の層序区分との関係を第2表に示す。

藤倉川層は本地域の新第三系の最下位層で、南東辺部に狭く分布する。変質した安山岩（一部石英安山岩）の熔岩と火山砕屑岩とからなり、正常の堆積岩をほとんど含まない火山性の地層である。本層の主体は近隣地域に広く分布し、化石による証拠はないが下部中新世と考えられており、これらの地域を含む新第三紀の堆積盆地の初成期に起こった激しい火山活動を示している。

大戸瀬層は藤倉川層を整合に覆い、本地域にもっとも広く分布している。岩相から3区分され、その中・下部は安山岩質、上部は流紋岩質の火山岩類が卓越し、礫岩・砂岩・泥岩を介在している。水成岩中には、下部のものに東隣の川原平地域笹内川上流で阿仁合型植物化石群を、上部になると植物化石とともに海棲貝化石を産する。本層の堆積時には本地域の堆積盆地は最初の陸水域より次第に海浸を受けていったものであろう。

田野沢層は大戸瀬層を不整合に覆い、大間越断層以西に分布している。礫岩・砂岩・泥岩の堆積岩からなり凝灰岩を伴う。*Miogypsina*, *Operculina* 貝など温暖浅海性の化石を多産する。黒崎層は本地域南端部に狭く分布する、礫岩・泥岩からなる地層で、その層序的位置は明確でないが、ここでは一応田野沢層相当層としてあつかう。田野沢層の堆積時には堆積盆地に海浸が進み外洋性の環境が出現した。

また、この時期に以前から芽ばえていた相対的隆起帯（深浦台地・白神背斜山地）と沈降帯（長慶平丘

第1表 地質総括表

時代	地層名	岩相	化石・鉱床	火山活動		
第四紀	現世	沖積堆積層	礫・砂・粘土			
	更新世	駿丘堆積層	礫・砂・粘土			
		第5段丘層				
		第4段丘層				
		第3段丘層				
新第三紀	中新世	赤石層 (20~250m)	シルト岩 黒色泥岩 礫岩(砂岩・海緑石・泥灰岩)			
		十二湖凝灰岩 (5~300m)	流紋岩熔岩 酸性凝灰岩			
		大童子層 (40~150m)	玄武岩集塊岩 硬質頁岩 酸性凝灰岩 海緑石砂岩	海綿 Makiyama	玄武岩	
	上新世	田野沢層 (20~80m)	酸性凝灰岩 泥岩 砂岩 礫岩	砂質泥岩 Miospina Operculina Fatinopekten Kimurai (Yokoyama) マンガン		
		大戸瀬層	黒崎層 (150m)	砂岩 礫岩		
			上部層 (500m)	安山岩熔岩・凝灰角礫岩 凝灰質砂岩・礫岩 流紋岩熔岩(吾妻川流紋岩) 酸性凝灰岩(六角沢凝灰岩)	マンガン 植物, 淡水珪藻	流紋岩(石英安山岩)
			中部層 (500m)	安山岩火山砕屑岩 安山岩熔岩	植物	安山岩
		下部層 (300m)	凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩 安山岩熔岩 石英安山岩熔岩 流紋岩質火山礫凝灰岩			
	藤倉川層 (500m)	安山岩熔岩 石英安山岩熔岩 安山岩凝灰角礫岩				
	先新第三紀	白神岳花崗岩類	花崗岩			

陵地)の構造的分化がはっきりしてき、堆積に影響を与えている。

大童子層は田野沢層を整合に覆って、長慶平丘陵地帯北半部におもに分布する。典型的な硬質頁岩からなり、酸性凝灰岩玄武岩の火砕岩を伴っている。十二湖凝灰岩は大童子層の上位に重なる酸性凝灰岩の厚層である。

赤石層は十二湖凝灰岩を整合に覆って、笹内川下流部から北に分布している。おもに黒色泥岩、一部はシルト岩・粗粒岩相となり、酸性凝灰岩をひんぱんに挟んでいる。

大童子層から赤石層までの上部中新世の含油第三系の堆積は、沈降のもっとも進んだ時期に当たり、また、隆起帯と沈降帯の分化は決定的となったものと思われ、沈降帯のみに泥岩や凝灰岩の堆積が行なわれ、沈降盆の周縁には玄武岩が噴出した。

第2表 深浦地域・鯨ヶ沢地域新第三系層序の比較表

鯨ヶ沢地域						深浦地域				男鹿半島
高橋・八木他 1934	赤藤・高安他 1954	北村 1957	中島 1959	岩佐 1960	上村 1963	中島 1959	藤岡 1960	盛谷・上村 1964	盛谷 1967	標準層序
鳴沢層	鳴沢層	鳴沢層	鳴沢層	鳴沢層	鳴沢層					脇本層
舞戸層	舞戸層	舞戸層	舞戸層	舞戸層	舞戸層					北浦層
鯨ヶ沢層	赤石層	赤石層	赤石層	赤石層	赤石層	久田層	泥の沢層	赤石層	赤石層	船川層
	大童子層	大童子層	大童子層	大童子層	大童子層	十二湖凝灰岩	十二湖凝灰岩	十二湖凝灰岩	十二湖凝灰岩	女川層
追良瀬層	田野沢層	田野沢層	塩見崎層	田野沢層上部	田野沢層	広戸層	寺沢層	大童子層	大童子層	西黒沢層
大戸瀬層	合島層			大戸瀬層	大戸瀬層	追立沢層	追立沢層	追立沢層	追立沢層	台島層
	大戸瀬層	大戸瀬層	追立沢層	大戸瀬層	大戸瀬層	大戸瀬層	大戸瀬層	大戸瀬層	大戸瀬層	大戸瀬層
	北崗岩・古生層					笹内川層	岩館層	藤倉川層	藤倉川層	門前層
							花崗岩	花崗岩	花崗岩	花崗岩

岩脈類は本地域の各所に分布している。これらは玄武岩から安山岩・流紋岩までの岩石種を含み、その貫入時期は明確に決めることは困難である。赤石層を貫くものはみられず、おそらくそれ以前の各時期の貫入によるものであろう。

第四系としては海岸段丘堆積層および沖積堆積層が分布している。

II. 1. 3 地質構造

本地域の地質構造は大局的にはNNE-SSW方向と、これに交じわるNW-SE方向の断層群によって特徴づけられる。青森・秋田など広域的な観点からいえば、前者が油田褶曲方向、後者が基盤岩分布方向と呼ばれるものに相当する。隣接地域を含む地質から概観すると地質構造の性格が明瞭に表わされる(第8図)。

NNE-SSW 方向の断層は大間越断層・岩崎断層が顕著であり、このほか深浦台地の中央を走るものもある。

大間越断層は長慶・新湯・十二湖東方をとおり、雁行状の断層群からなる断層帯で、断層は西落ちである。現在の地形にも断層崖として現われ、300~600mの高さの急斜面をなし、東側の峻険な山地とその西側の200~300mの丘陵地とを明瞭に分けている(第9図)。

岩崎断層は大間越断層に平行して走り、広戸から深浦東方をとおり岩崎に至るもので、この線に沿って田野沢層以上の地層が大戸瀬層に直線的に接している。広戸・岩崎付近など断層の延長部では大戸瀬層の上に赤石層がアバットし断層が伏在する所もある。断層は東落ちで大間越断層とともに含油第三系の堆積盆形成に影響があったものとみられる。現在の地形の高低差にはあまり現われていない。

NW-SE 方向の断層はあまり顕著ではないが、NNE-SSW性断層に交差して発達し、吾妻川支流南



第9図 切明地から南に白神背斜山地を望む
手前の低平な丘陵とその向こうの山地とははっきりと分かれ、その境界を大間越断層がとおる

股沢、岩崎東方、黒崎付近などにみられる。断層近くで地層は急傾斜するが落差は少ない。NNE-SSW性断層に切られることが多い。なお、十二湖凝灰岩中の流紋岩の岩脈はこの方向にならぶ。

褶曲構造 一般的な傾向として大間越断層・岩崎断層付近には南北性軸の背斜部があり地層が急傾斜するものが多い。これを離れると15°程度のゆるい傾斜の波状褶曲を示す。また、深浦台地の半島西方突端から長慶平南方をとおり、おそらくNW-SE方向の構造の現われと思われる曲隆軸部がある。長慶平丘陵地区域ではほぼ南北走向の軸をもつ波状褶曲をくりかえしながら西に傾く。大局的には単斜構造をなすが、東西性の曲隆部の影響を受け北部では北西に、南部では南西に傾きがやや偏向している。深浦台地区域では全体として水平層に近いが、やはり曲隆軸部を中心に北側では北に、南側では南にきわめて緩く傾く。沢辺付近の大戸瀬層中部層にはNW-SE方向の背斜軸をもつ緩い褶曲構造も認められる。

深浦地域は先述したように、相対的隆起帯と沈降帯とが明瞭に分かれ認められる。すなわち地域中央部には、大間越断層と岩崎断層とに挟まれる巾6kmの南北に長い沈降帯（長慶平丘陵地区域）があり、この両側には東に白神背斜山地、西に深浦台地区域の隆起帯があり、この構造的分化は大戸瀬層中部層以後の地層の堆積に影響を与えている。

II. 1. 4 火 成 岩

深浦地域の火成岩には、先新第三紀の深成岩および新第三系を構成する火山岩類がある。

先新第三紀の深成岩は片状花崗閃緑岩である。新第三系の火山岩類は種類に富む。藤倉川層の時代には大規模な安山岩の噴出があり、一部に石英安山岩も噴出している。大戸瀬層の時代には、下部・中部では安山岩・一部石英安山岩が噴出、上部になると多量の流紋岩（吾妻川流紋岩）が噴出し、小規模な塩基性安山岩の噴出もみられる。田野沢層の時代には酸性火山岩の活動があり、大童子層の時期には堆積盆周縁部にかぎり玄武岩が噴出、全般的にはその後期に著しい流紋岩質火山岩（十二湖凝灰岩）の噴出があり、赤石層の時期になっても小規模な酸性火山岩の活動がみられる。

II. 2 白神岳花崗岩類

白神岳花崗岩類は新第三系の基盤をなす。隣接の岩館・中浜・川原平地域にかけ広く分布し、本地域

にはその一部が露出している。本岩類はおもに片状花崗岩類からなり、アプライト・ペグマタイト脈が貫入している。

分布 本地域南東辺部の白神川上流に分布する。

岩相 一般に灰白色であり、ややピンク色を帯びるものもある。中粒から粗粒である。原生碎屑組織による片理が、強くはないが常にみられ、岩体西端の断層に沿う付近でN15° E, 70° Eの走向傾斜を示す。この地域の本岩類は片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。鏡下でみると次のようである。

No. 1 片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩（白神川上流）

主成分：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分：燐灰石・ジルコン・鉄鉱・チタン石

斜長石は灰曹長石で他形あるいは半自形、大型で1.0～4.0mmあり、一部微細な絹雲母が置換している。石英は小型で大きさ0.2mm程度の粒状をなし、割れがみられ、一部は波動消光する。カリ長石は半自形または他形、大型で大きさは1.0～3.0mmある。黒雲母は褐色から緑色で、自形、大きさ0.1～0.7mmあり、緑泥石化している。角閃石は緑泥石化されている。

II. 3 藤倉川層

藤倉川層（命名：大沢穠・角清愛・平山次郎，1962³⁷⁾）は、基盤岩を不整合に覆う本地域新第三系の最下位の地層である。おもに安山岩（一部石英安山岩）の熔岩と火山碎屑岩からなり、正常の碎屑岩を伴わず、著しく変質作用を受けている。

模式地 弘前地域南部の青森県中津軽郡相馬村藤倉川流域。本地域では岩崎村大峯沢中流の流域に良く発達している。

分布および層厚 本地域南東辺部の中鯉山付近、大峰沢・小峰沢流域に分布し、露出範囲は狭い。本地域の模式地付近で400m以上の層厚があるが、東隣の川原平地域笹内川上流部で基盤上からの厚さを算定すると500m程度であり、これを本地域における厚さとみるのが妥当であろう。

岩相 本層は安山岩質火山碎屑岩（Ft）を主とし、これに安山岩（Fa）・石英安山岩（Fd）の熔岩を挟有している。

安山岩質火山碎屑岩はおもに火山礫凝灰岩で、凝灰角礫岩を伴う。火山礫凝灰岩は暗緑色、柴褐色の火山礫を含み雑色を呈する。非常に堅硬でしまっており、火山礫・火山岩塊と基質との境は膠結され見分けることが困難である。一般に無層理であるが、ときには水中淘汰による弱い成層を示す部分も認められる。比較的下部に基盤の花崗岩が異質礫として含有されることがある。安山岩熔岩は安山岩火山碎屑岩中に介在し、暗緑青色を呈し、節理が認められるものもある。石英安山岩熔岩は紫褐色を示し、縞状の流理状の構造をもっている。安山岩熔岩と同様に安山岩火山碎屑岩中に挟まれている。これらの岩石を鏡下でみると次のとおりである。

No. 2 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（小峰川中流）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・鉄鉱

斜長石は多量で、大きさは0.4～2.4mm、曹長石・絹雲母・炭酸塩鉱物・緑簾石に置換され
た仮像をなす。普通輝石は0.5～1.6mmの大きさで、新鮮な部分と緑泥石化した部分とが
ある。紫蘇輝石は0.5～1.4mm大で緑泥石化している。橄欖石は0.6～1.2mm大で完全に
緑泥石など2次鉱物に置換され仮像をなす。

石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱
ガラス基流晶質～毛氈状組織を呈する。

No. 3 無斑晶質石英安山岩（小峰川中流）

斑晶：斜長石

斑晶は非常に少ない。斜長石は0.4～1.8mm大で絹雲母・曹長石化している。

石基：斜長石・石英・鉄鉱・黒雲母？

ピロタキシチック組織をなす。多量の細かい針状の斜長石・微粒をなす石英・鉄鉱からなり、
鉄鉱化した黒色長柱状鉱物もかなり含まれ、形から黒雲母の仮像を示すものかもしれない。

層位関係 白神岳花崗岩類を不整合に覆っている。

化石 本層からは化石はまだ発見されていない。

II. 4 大戸瀬層

大戸瀬層（命名：柴山雄三郎，1929，MS³⁹）は、藤倉川層を整合に覆い、田野沢層に不整合に覆わ
れており、両層間の堆積岩層・火山岩層のすべてを含むもので、本地域にもっとも広く分布し、かつ厚
い地層である。

本層はおもに流紋岩～安山岩質の火山岩類からなり、これに砕屑岩を伴っており、植物化石・海棲化
石を産する。

砕屑岩および火山岩類は本層の層準によって岩相の特徴が異なり、下部の安山岩を主とし夾炭層を挟
有する層準、中部の安山岩火砕岩が著しい層準、および上部の流紋岩熔岩・酸性凝灰岩が卓越する層準
に、3大区分することができ、それぞれ下部層・中部層および上部層とする。

II. 4. 1 大戸瀬層下部層

模式地 東隣の川原平地域岩崎村笹内川中流の流域。本地域では岩崎村新谷沢・新湯付近に良く発達
している。

分布および層厚 本地域の南東縁部に巾狭く分布している。層厚は模式地で600mに達する。

岩相 本層は安山岩凝灰角礫岩・火山円礫岩（Ot₁）と、上位に発達する礫岩質安山岩火山凝灰岩
（Ot₂）とからおもになり、流紋岩質凝灰岩（Ort）, 安山岩熔岩（Oa₁）, および石英安山岩熔岩（Od₁・
Od₂）を挟有している。

安山岩凝灰角礫岩・火山円礫岩（Ot₁）は淡緑～暗緑色、ときに雑色を呈する。凝灰角礫岩は下位の
藤倉川層のものに比較すると一般に色調が淡くなり、基質と礫の境は明瞭で、岩質も堅硬度が弱まる。
概して南部に凝灰角礫岩、北部とくに新谷沢から北に火山円礫岩の岩相がそれぞれ卓越するが、両者は
互いに移化するようである。代表的な安山岩の角礫を鏡下でみると次のとおりである。

No. 4 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（十二湖東方大崩山）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

斜長石は0.5～2.0mm大で，多量，絹雲母曹長石化している。普通輝石は0.5～1.0mm大。

紫蘇輝石は0.5～2.0mm大である。橄欖石は0.8～1.5mm大で，緑泥石化した仮像をなす。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹

ガラス基流晶質組織を呈する。

安山岩火山礫凝灰岩（Ot₂）は淡緑色～緑色，やや堅硬度が低く，火山礫は円磨されている。一般に砂質であり，とくに炭質物・植物化石を含有する帯赤褐色の砂岩がしばしば挟まれ，また粗粒部は凝灰角礫岩の岩相までみられる。

流紋岩質凝灰岩（Or₁）は安山岩凝灰角礫岩中にときに薄層をなして挟在するが，とくに黒崎川上流から大峰沢上流にかけ顕著に発達するものがある。

火山礫凝灰岩～凝灰岩で，淡緑色～灰白色，固結し堅硬であり，軽石を含むこともある。細粒凝灰岩は層理を示す。岩石は角閃石斜長石流紋岩質のもので，これを鏡下でみると次のとおりである。

No. 5 角閃石斜長石流紋岩（黒崎川上流）

斑晶：斜長石・カリ長石・角閃石

斜長石は0.2～2.0mm大，自形，柱状であり，一部絹雲母で置換されている。カリ長石は

0.2～2.0mm大，自形，短柱状でパーサイト構造を示すものもある。角閃石は1.5mm大で2次鈹物に変質している。

石基：珪長質組織を示す。

安山岩熔岩（Oa₁）は凝灰角礫岩中の礫と同質であり，肉眼で斜長石斑晶が斑状に認められる。岩体には板状節理の発達する部分もある。石英安山岩熔岩には岩質によって2種類のものがある。1つは無斑晶質石英安山岩熔岩（Od₁）で，褐色を帯び，縞状の流理状の構造を示し，藤創川層中のものと同じ岩質である。他の1つは斜長石石英安山岩熔岩（Od₂）で，白神川中流に，かなり大きな岩体をなして安山岩凝灰角礫岩中に挟在し，灰青色を呈し，流理構造が明瞭で，斑点状の斜長石の斑晶が肉眼で目立って認められる。これを鏡下でみると次のとおりである。

No. 6 斜長石石英安山岩（白神川中流）

斑晶：斜長石

大きさは0.4～1.2mmで，炭酸塩鈹物で置換されている。

石基：斜長石・鉄鈹・石英・緑泥石

ピロタキシチック組織を示し，おもに針状の斜長石からなる。

層位関係 下位の藤創川層との関係は漸移整合であって，模式地の東隣の川原平地域笹内川中流において，安山岩類（藤倉川層）の上位を占め，流紋岩からはじまり礫岩・砂岩など碎屑岩が挟有される層準をもって本層の下限としている。本地域ではこの境界付近は安山岩火山碎屑岩が主で，碎屑岩の発達が悪く，多少人為的なところもあるが，流紋岩質凝灰岩ないしは明瞭に層理を示す砂岩の薄層が挟まれることで区分してある。

化石 本層のなかから次の植物化石を産する。(2)は東隣川原平地域内から産出したものであるが参考のためにあげる。なお、同地域内笹内川中流の津軽炭坑として採掘された、本層の夾炭層からは阿仁合型植物群を産出することが知られている¹⁰⁾。

(1) 新 湯

Betula sp.

(2) 川原平地域内新谷沢上流

Pterocarya asymmetrasa KONNO

Metasequoia occidentalis (NEWBERY) CHANEY

(尾上亨技官 鑑定)

II. 4. 2 大戸瀬層中部層

模式地 北隣の鱒ヶ沢地域深浦町大戸瀬崎付近。本地域には本層の一部層をなす沢辺安山岩（命名：藤岡一男，1960¹⁰⁾）のみがみられ、岩崎村沢辺付近海岸に模式的に発達する。

分布および層厚 岩崎から深浦を結ぶ半島部の深浦台地に分布し、岩崎断層から東には露出しない。また、別項で後述するように久六島にも本層が分布している。模式地大戸瀬崎付近では下部層からの連続的層序がみられるが、本地域では下位層が露出せず下限は不明である。しかし非常に厚く、おそらく全体では500m程度はあるものと推定される。

岩相 沢辺安山岩の主体をなすのは安山岩火山碎屑岩 (Ot₃) と安山岩熔岩 (Oa₂) で、一部に石英安山岩熔岩 (Od₃) や酸性凝灰岩が挟み込まれる。

安山岩火山碎屑岩 (Ot₃) は、同じ岩質の凝灰角礫岩・集塊岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩・凝灰質泥岩からなる。海岸では直径1mにも達する火山岩塊から火山礫まで乱雑に入った火砕岩が、海食を受け岩塊の部分が突出し、特徴ある景観をつくっている（第10, 11図）。礫は通常きわめて新鮮なみかけで、



第10図 戸瀬層中部層（沢辺安山岩）の凝灰角礫岩（洞北方の海岸）



第11図 沢辺安山岩の凝灰角礫岩がつくる海食崖 角礫の部分が突出する

黒色緻密ガラス質で、熔岩流をなすものと同質であり、岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。また、まれに黒雲母を含む白色の酸性凝灰岩の薄層が挟まれる。安山岩凝灰角礫岩中の礫を鏡下でみると次のとおりである。

No. 7 橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩（沢辺海岸）

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍・橄欖石

斜長石は0.2～2.0mm大で、多量、累帯構造を示し、清澄、一部炭酸塩鉱物が置換している。紫蘇輝石は0.2～0.4mm大で、少量である。普通輝石は0.2～0.4mm大で少量。橄欖石は微斑晶で少量である。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍
ガラス基流晶質～填間組織を示す。

No. 8 橄欖石普通輝石安山岩

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石・鉄鉍

斜長石は0.3～3.0mm大、多量。普通輝石は0.2～0.6mm大、少量。橄欖石は小形で0.2～0.8mm大、少量、蛇紋石・緑泥石化した仮像をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍
ガラス基流晶質組織を示す。

安山岩熔岩（Od₃）は、厚さ20cm程度から50m程度のものであり、各所に火砕岩中に挟まれている。自破砕熔岩をなすものもみられ、板状節理・柱状節理もしばしば発達する。岩質は一般に黒色・緻密・ガラス質であり、大型の斜長石斑晶が目立つもの、無斑晶質の場合がある。岩石は火砕岩中の角礫と同質の橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。鏡下でみると次のとおりである。

No. 9 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（櫃作海岸）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・鉄鉍

斜長石は多量、0.2～3.0mm大、累帯構造が認められる。普通輝石は0.2～1.0mm大であ

る。紫蘇輝石は0.3～2.0mm大。橄欖石は0.2～1.2mm大で、すべて緑泥石化し仮像をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鈹
ガラス基流晶質組織を示す。

No. 10 無斑晶質安山岩（岩崎）

斑晶：斜長石・橄欖石

斑晶はきわめて少ない。斜長石は0.4mm大である。橄欖石は緑泥石化した仮像がわずかに認められる。

石基：斜長石・輝石・鉄鈹
ガラス基流晶質組織を示す。

石英安山岩熔岩（Od₃）は沢辺海岸に1ヵ所存在する。紫褐色を呈し、縞状の流理構造を示す。板状節理が顕著に発達している。一見、藤倉川層・大戸瀬層下部層中に挟在する紫褐色の石英安山岩熔岩に似ている。しかし、この岩体には肉眼で斜長石の斑晶が斑状に認められる。岩質は黒雲母斜長石石英安山岩で、鏡下でみると次のとおりである。

No. 11 黒雲母斜長石石英安山岩（沢辺海岸）

斑晶：斜長石・黒雲母

斜長石は中性長石程度で、0.2～2.0mm大である。黒雲母は0.2～1.0mm大で、かなり多量、多色性が著しい。このほか鉄鈹化した長柱状の黒色鈹物がある。

石基：斜長石・黒雲母
ピロタキシチック組織を示す。斜長石は微短冊型である。黒雲母はかなり多量である。

層位関係 本層は鱒ヶ沢地域大戸瀬付近では大戸瀬層下部層の上位に整合に重なっているが、本地域では、沢辺安山岩の下限が露出せず、下位層との関係は不明である。大戸瀬層上部層によって覆われていること、岩相の似ていることから鱒ヶ沢地域大戸瀬付近の中部層に相当すると考えた。なお、別項で後述するが、深浦地域西方の日本海上の孤島久六島をつくる安山岩類は本地域の沢辺安山岩と岩相・岩質ともに一致し、おそらく本層に含まれるものであろう。

化石 鱒ヶ沢地域大戸瀬付近では木層最下部の砂岩から貝化石を産し、名層準に挟まれる泥岩中に植物化石を含むが、本地域の沢辺安山岩中には化石は発見されていない。

II. 4. 3 大戸瀬層上部層

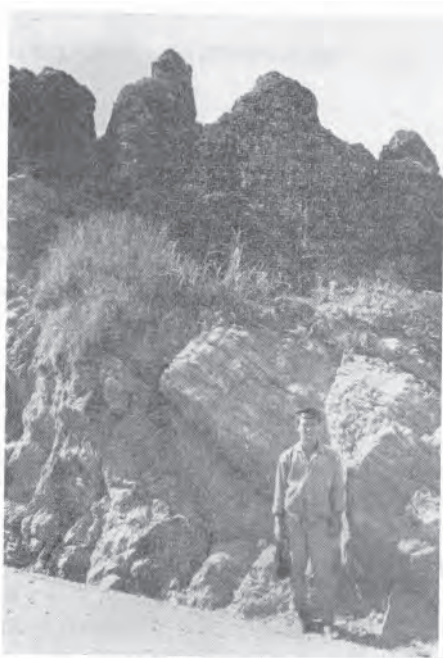
模式地 本地域深浦町吾妻川流域。

分布および層厚 本層は笹内川以北の長慶平丘陵地区域と深浦台地に分布している。前者においては丘陵頂部は不整合関係にある上位の地層が構成、本層は各川の谷底・谷壁に露出しているが、下限がみられないので層厚ははっきり算定できない。露出する範囲で300m+である。深浦台地では200mの層厚である。

岩相 本層は酸性火山岩類からおもになるもので、これは熔岩流の吾妻川流紋岩（Or）と火砕岩の六角沢凝灰岩（Op₁）の岩相に分かれ、両者の発達は岩崎断層を境して著しく異なり、東側に吾妻川流紋岩が卓越し、六角沢凝灰岩は西の深浦台地に発達する。両者の上下関係はかならずしも明らかでない

が、同時異相と考えられる。吾妻川流紋岩の上位には凝灰質砂岩・礫岩 (Oc) が発達する。これらに伴って一部に泥岩 (Om) ・安山岩凝灰角礫岩 (Ot₄) が挟み込まれる。

吾妻川流紋岩 (命名：盛谷智之・上村不二雄, 1964²⁶⁾) は吾妻川流域および深浦港を中心とする海岸一帯などによく発達している。



第12図 深浦港付近に露出する吾妻川流紋岩の熔岩
流理構造が発達している

顕著な縞状の流理構造をもつ淡紅色の流紋岩熔岩が主で、斑晶に斜長石・石英、まれに黒雲母を有し、ときに緑色を帯びた真珠岩質あるいは松脂岩質となる。代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

No. 12 流紋岩 (深浦港海岸)

斑晶：石英・斜長石

斑晶はきわめて少量である。石英は0.3～0.8mm大で、溶解した形をなす。斜長石は0.2～0.4mm大で、自形、柱状である。

石基：斜長石・石英

珩長質組織を示す。

No. 13 真珠岩質流紋岩 (深浦港海岸)

斑晶：斜長石・石英

斑晶は少量である。斜長石は0.4～1.2mm大で、短柱状～長柱状、自形である。石英は0.3～1.0mm大

で不定形をなす。

石基：真珠組織を示す。

No. 14 流紋岩 (吾妻川中流)

斑晶：石英・斜長石

斑晶は少量で、石英・斜長石とも小型である。

石基：脱ガラス作用による珩長質組織を示す。

六角沢凝灰岩 (命名：中島博, 1959²⁸⁾) は深浦台地の東半部に発達し、5～10°の緩い傾斜で西方に傾くが大局的には水平に近く、200mの厚さをもっている。流紋岩質の火山砕屑岩からなり、淡緑灰色の軽石凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩、および同岩質の砂岩・泥岩が互層している。岩質の特徴として一般に黒雲母の少ないことがあげられる。六角沢上流に発達する泥岩中には異常堆積が認められ泥岩の同時礫が含まれている。また、各地の泥岩 (Om) は植物化石・淡水珩藻化石を含んでいる。凝灰岩中にはときに小規模のマンガン鉱体が賦存する。流紋岩熔岩流 (吾妻川流紋岩) を各所に挟み込み、深浦港海岸一帯に広く発達する優勢な熔岩は六角沢凝灰岩の上部層準に当たる。六角沢では流紋岩の岩脈によって貫かれている。

なお、前の報告²⁶⁾で、岩崎付近において六角沢凝灰岩の上位に重なり、海綿骨針・放散虫など産し、マンガン鉱層を挟在する礫岩相の地層を本層に含めたが、岩相・化石より本層とはきり離して上位の地層に含めるのが妥当と考えられるようになり、ここで改めることにする。

凝灰質砂岩・礫岩 (Oc) は吾妻川上流長慶平付近、同川支流南股沢、笹内川中流新湯付近などに分布し、吾妻川流紋岩と指交するが、流紋岩主体の上部層準に発達するようである。岩相は一般に凝灰質、泥質な砂岩・礫岩で、暗灰色・暗緑色を呈し、安山岩質火山凝灰岩・流紋岩質凝灰岩をよく挟み、一部には顕著で連続性のある安山岩凝灰角礫岩 (Ot₄) が挟在している。砂岩・礫岩部には珪化木・植物化石・炭質物とともに貝化石を含んでいる。六角沢凝灰岩が流紋岩質であるのに対し、この凝灰質砂岩・礫岩は安山岩質の要素が加わることで対照的である。



第13図 深浦海岸・猿鼻洞門の六角沢凝灰岩
ここでは凝灰角礫岩が多い

安山岩凝灰角礫岩 (Ot₄) は吾妻川支流南股沢において、前記凝灰質砂岩礫岩中に挟在されるもので、一部は南股鉦山付近で岩崎断層に沿って六角沢凝灰岩の上位に噴出し、酸性凝灰岩 (Op₂) を伴っている。岩相は黒色・緻密・ガラス質の安山岩凝灰角礫岩あるいは集塊岩をなし、岩質は橄欖石を含む紫蘇輝石普通輝石安山岩で、やや玄武岩質である。岩相・岩質は沢辺安山岩に似るが、その層準はそれより上であり、これは北隣の麴木・鯉ヶ沢地域において吾妻川流紋岩の上位に発達する扇田沢安山岩質凝灰岩²⁶⁾に相当するものと考えられる。角礫を鏡下でみると次のとおりである。

No. 15 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (南股鉦山付近)

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石・紫蘇輝石

斜長石は0.2～3.0mm大で、多量。普通輝石は0.2～1.0mm大、少量。橄欖石は0.2～1.0mm大で完全に緑泥石化している。紫蘇輝石は0.2～0.6mm大である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鉍
ガラス基流晶質組織を示す。

No. 16 橄欖石安山岩 (南股沢)

斑晶：斜長石・橄欖石

斑晶は小型である。斜長石は0.2～1.5mm大。橄欖石は緑泥石化した仮像で、0.2～1.0mm大である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鉍
ガラス基流晶質組織を示す。

層位関係 本層の吾妻川流紋岩の基底は本地域に露出せず下位層との関係は不明である。吾妻川流紋岩と同時異相の関係にあると考えられる本層の六角沢凝灰岩は、岩崎付近において中部層沢辺安山岩の構造をわずかに切って覆っており軽度の不整合とみなされる。しかし、上部層を特徴づける酸性凝灰岩は中部層沢辺安山岩中にも挟まれていること、六角沢凝灰岩の基底には沢辺安山岩のものとみられる安山岩の角礫が含まれることもあるが明瞭な礫岩層・不整合面が存在しないことから、両者は引続いて噴出したもので、不整合間の時間的間隙はほとんどなく、一部不整合現象もあらわれるが大体整合に漸移すると考え、上部層を大戸瀬層中に含めた。

化石 本層の六角沢凝灰岩からは植物化石・淡水性珪藻を、凝灰質砂岩・礫岩からは珪化木・植物化石のほか海棲貝化石が産出する。六角沢凝灰岩から産する化石は藤岡一男（1960）¹⁰⁾によれば次のとおりである。

植物化石

Abies

Tsuga

Betula

Carpinus など

淡水珪藻化石

Cyclotella

Stephanodiscus

Melosira など多産

凝灰質砂岩・礫岩（Oc）中から、長慶平東方約500mの川原平地域内吾妻川上流で貝化石を多産する。参考のためそれをあげておく。水野篤行（1964）²⁴⁾によれば次のとおりである。

Glycymeris vestitoides NOMURA

Monia sp.

Chlamys cfr. *kaneharai* (YOKOYAMA)

Ostea sp.

Crassatellites sp.

Venericardia siogamensis (NOMURA)

V. cfr. *osawanoensis* TSUDA

Lucinoma cfr. *otukai* HATAI et NISHIYAMA

Callista? sp.

Dosinia nomurai OTUKA

Cyclina sp.

Phaxas sp.

（鑑定：水野篤行技官）

これらの群集は水野篤行（前出）²³⁾によると、1, 2の例外的な型が含まれるが、組成全体としては田野沢層の群集に似ている。

II. 5 田野沢層

田野沢層（命名：柴山雄三郎，1929，MS³⁹⁾）は大戸瀬層を不整合に覆って本地域北半部に分布する地層である。本層は *Miogypsina*, *Operculina* など温暖浅海性化石を含むやや粗粒岩相の卓越する砂岩・礫岩・泥岩の堆積岩，ならびにこれと指交して一部に発達する酸性凝灰岩（流紋岩質熔岩を伴う）からなっている。本層は岩相上，秋田油田の西黒沢層に相当する。

模式地 鱒ヶ沢地域内深浦町田野沢。本地域では岩崎村新湯北方帆立沢に典型的岩相がみられる。

分布および層厚 本層は大局的には水平層をなしている。層厚は一般に薄く，大間越断層と岩崎断層とに挟まれた区域に広く連続的に分布するものは，層厚30～40m程度で，模式地帆立沢ではやや厚く60mの厚さがある。一方，深浦台地上にもその中央部の中山峠付近一帯に盆状をなしてやや広く，一部は岩崎断層に沿う岩崎付近・南股鉾山にも局所的に分布し，層厚は中山峠付近のものは20～80m，岩崎付近で30m，南股鉾山で80mの厚さをそれぞれもっている。

岩相 模式的岩相発達のみられる北隣鱒ヶ沢地域では，本層の最下部に田野沢の石灰岩があり，この上に泥岩の厚層が発達，これから南下し本地域に近づく広戸北方追良瀬海岸では，岩相は緑色細礫岩・粗粒砂岩・安山岩質凝灰岩・酸性凝灰岩の互層となる。これが広戸以南の本地域に入ると，砂岩・礫岩（泥岩を挟む）（Ts）が優勢で酸性凝灰岩（Tp）は通常，薄い夾みとしてみられる。しかし，凝灰岩は岩崎断層に沿う付近で局部的に厚く，一部流紋岩質熔岩（Tr）も伴う。これら本地域における岩相変化の状態は第16図柱状図に明瞭に示される。



第14図 田野沢層の礫岩（寺沢中流）

すなわち、砂岩・礫岩（Ts）は西側の中山峠付近、東側の南股沢上流から新湯にかけて発達し、非凝灰質の粗しょうあるいは石灰質で堅硬な岩相である。大型貝化石がしばしば密集し、新湯北方帆立沢は *Pecten*（帆立貝）を著しく含むので名前はそれに由来している。帆立沢では貝殻石灰岩のレンズも挟まれる。

酸性凝灰岩（Tp）はこれに対して、岩崎断層にごく近い地帯だけに、砂岩・礫岩中に挟在しており、この付近では凝灰質泥岩（地質図ではTsに一括してある）も発達する。この凝灰岩は岩相は一様でないが、一般に淡緑色～緑色で、軽石を含み、ときには安山岩の火山礫を含むものもある。局部的には著しく変質、モンモリロナイト化している。南股鉱山・岩崎付近ではマンガン鉱層が挟在する。

酸性凝灰岩（Tp）は第16図柱状図に示すように膨縮が著しく、岩崎断層からやや離れた泥ノ沢では大童子層硬質頁岩の直下に2mの厚さで、次は柱状図には示していないが白土山東方の南股沢流域では、硬質頁岩直下付近の田野沢層砂岩・礫岩中に厚さ20～50cmの薄層をなして数枚含まれる程度である。これが柱状図の南股沢下流になると、10mと6m厚さの2枚の層がみられ、六角沢最上流部では、大童子層硬質頁岩の直下に、珪質岩（虎石）のノジュールを含む凝灰質・礫岩質の泥岩を伴う酸性凝灰岩があり、厚さは20m+である。岩崎断層を越えると南股鉱山に、六角沢最上流部と同じ凝灰質泥岩を伴う酸性凝灰岩が発達、ここでは、露出が悪く層厚もはっきりしないが80m程度に達し、珪質岩のレンズや、南股鉱山のマンガン鉱層を挟在している。岩崎付近になると岩相がやや異なり泥岩が発達せず、大戸瀬層中部層田沢辺安山岩に由来する安山岩の岩塊を含む凝灰質礫岩・砂岩で、基底にガラス質流紋岩質熔岩（Tr）を伴い、厚さは全体で30m程度あり、岩崎付近のマンガン鉱層、一部には珪質岩ノジュールを挟在する。

酸性凝灰岩（Tp）に伴う凝灰質泥岩は、一部には板状層理を有し、海綿化石を含むことから、上位の



t : 六角沢凝灰岩の白色凝灰岩
r : 田野沢層流紋岩質溶岩
a : 礫岩層中の安山の岩塊

第15図 岩崎付近・鉄道線側崖にみられる大戸瀬同上部層六角沢凝灰岩（Op1）と田野沢層凝灰質礫岩（Tp）との関係

大童子層硬質頁岩に類似するものもあるが、層準的には田野沢層上部に含められる。

流紋岩質熔岩 (Tr) は岩崎付近だけに分布するもので、ガラス質であり、岩質は大戸瀬層上部層の六角沢凝灰岩中に挟在するものと同じである。

層位関係 本層と下位の大戸瀬層とは不整合関係にある。これまで両者の関係については整合・不整合・同時異相などいろいろな見方があったが、模式地の鱒ヶ沢地域田野沢付近では大戸瀬層中部層のこまかい褶曲構造をきって不整合に重なっており²⁶⁾、本地域でも明瞭に大戸瀬層の各層準をきって覆い、両地域を通じて不整合と考えられる。

なお、深浦台地中山峠付近に発達する本層の砂岩は、かつて深浦層 (命名：野田勢次郎, 1909³²⁾) とされた。一見、砂層とでもいえるほどの非常に軟弱な岩質であり、他地区の本層の砂岩・礫岩とは著しく異なっており、深浦台地の下位層が正常の堆積岩の発達しない異質な層序であることとあいまって、本地域の層序あるいは化石の研究の際、たえず対比上の問題がつきまとってきた。調査者によっていわゆる深浦層は中新統あるいは鮮新統に対比され、解釈が分かれ、ひいては深浦台地区域全体の層序がたえず上下する結果となっている。

今回の調査では前述のように、いわゆる深浦層の下位にある六角沢凝灰岩 (Op₁) を、岩崎断層より東側に分布し明瞭に田野沢層によって不整合に覆われる大戸瀬層上部層吾妻川流紋岩 (Or) の同時異相とみなし、また、田野沢層プロパーの上部層準に挟在する酸性凝灰岩 (Tp) が岩崎断層を越えて、西側の六角沢凝灰岩を不整合に覆うことからそれは裏付けられた。六角沢凝灰岩が大戸瀬層とみなされることから、それを不整合に覆ういわゆる深浦層は砂岩相の田野沢層に相当すると考えられ、次にあげる化石の資料からもこの結果は支持される。岩質が軟弱である点は上位に被覆層が発達しないことに原因があると思われる。しかし、深浦台地における砂岩相の部分とマンガン鉱層を挟有する凝灰岩相の部分との関係など、今後さらに検討を要する問題が残っている。

化石 本層からは有孔虫化石・貝化石など多産する。代表的産地の笹内川中流新湯・帆立沢の粗粒砂岩から産する化石は藤岡一男 (1960)¹⁰⁾ によれば次のとおりである。

Patinopecten kimurai (YOKOYAMA)

P. yamasakii (YOKOYAMA)

P. akihoensis (MATSUMOTO)

P. nakajimai MASUDA

Chlamys kaneharai (YOKOYAMA)

C. nisataiensis OTUKA

C. akitana (YOKOYAMA)

Acila sp.

Ostrea gravitesta (YOKOYAMA)

Cardium sp.

Venericardia sp.

Calyptoraea tokunagai HATAI et NOMURA

Dentalium yokoyamai MAKIYAMA

腕 足 類

サメの歯

(鑑定：高安泰助)

また、新湯から1.5km下流の、笹内川沿いの道路側崖に露出する本層の中粒～粗粒砂岩から産する化石は、水野篤行 (1964)²⁴⁾ によると次のとおりである。

Patinopecten kimurai (YOKOYAMA)

P. yamasakii iwasakiensis (NOMURA)

P. cfr. imamurai MASUDA

Placopecten protomollites (NOMURA)

Brachiopoda 2種 (未同定)

(鑑定：水野篤行)

深浦台地に分布する、これまで深浦層と呼ばれていた本層の砂岩から、中山峠北方で産する化石については、研究が多く次のような産出が報告されている。

(1) 畑井小虎・中村万次郎 (1940)⁹⁾ により、

Ostrea gigas THUMBERG

Pecten ingeniosa YOKOYAMA

(2) 岩井武彦 (1960)¹⁵⁾ により、

Glycymeris cfr. *cisshuensis* MAKIYAMA

Chlamys cfr. *arakawai* NOMURA

Patinopecten cfr. *paraplebejus* NOMURA

Anomia cfr. *cytaeum* GRAY

(3) 岩佐三郎 (1962)¹⁶⁾ により、

Acmaea sp.

Chlamys ingeniosa (YOKOYAMA)

C. heteroglyptus (YOROYAM)

C. cfr. islandious (MUUER)

Ostrea gigas THUNBERG

Venericardia (*Cyclocardia*) *ferruginea* CLESSEN

Glycymeris sp.

(鑑定：高安泰助)

(4) 水野篤行 (1964)²⁴⁾ により,

Dentalium sp.

Limopsis sp.

Placopecten protomollites (NOMURA)

P. nomurai MASUDA

Patinopecten cfr. *kimurai* (YOKOYAMA)

Venericardia siogamensis NOMURA

Clinocardium? sp.

(鑑定：水野篤行)

Miogypsina, *Operculina* の大型有孔虫化石は北隣の鱸木・鱒ヶ沢地域に多産することが知られているが²⁰⁾，本地域では北部の広戸川，およびその支流の上流部に他の化石とともに産する。その内容は次のとおりである。

Operculina complanata japonica HANZAWA (多)

Panomya sp.

Chlamys hataii MASUDA et AKUTSU

Dentalium sp.

(鑑定：水野篤行)

また，北村信 (1963)²⁰⁾ によれば広戸川口から上流2kmの地点の本層から次のような有孔虫化石が報告されている。

<i>Bolivinina marginata</i> CUSHMAN	1
<i>Cassidulina margareta</i> KARRER	2
<i>Cibicides aknerianus</i> (D' ORBIGNY)	4
<i>C. lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	3
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	2
<i>C.</i> sp.	1
<i>Dentalina emaciata</i> (REIUSS)	7
<i>D. hyugaensis</i> ISHIZAKI	1
<i>Eponides umbonatus</i> (RUESS)	2
<i>E.</i> spp.	2
<i>Globulina gibba</i> D' ORBIGNY	2
<i>Guttulina baileyi</i> CUSHMAN & OZAWA	2
<i>Gyroidina orbicularis</i> D' ORBIGNY	2
<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO	1

<i>Lagenodosaria fukushimaensis</i> ASANO	5
<i>L. cf. fukushimaensis</i> ASANO	5
<i>L. scalaris sagamiensis</i> ASANO	5
<i>L. sp.</i>	1
<i>L. spp. indet</i>	3
<i>Marginolina aculeata</i> NEUGEBOREN	3
<i>M. sendaiensis</i> ASANO	6
<i>Nonion japonicum</i> ASANO	5
<i>N. nakosoensis</i> ASANO	6
<i>Robulus iotus</i> (CUSHMAN)	2
<i>R. pseudo-rotulatus</i> ASANO	10
<i>R. spp.</i>	2
<i>Sigmomorphina sp.</i>	2
<i>Stilostomella cf. lepidula</i> (SWEGER)	6
<i>Vaginulina bradyi</i> CUSHMAN	2
<i>Globigerina bulloides</i> D' ORBIGNY	6
<i>G. cf. diplostoma</i> REUSS	3
<i>Globigerinella sp.</i>	1
<i>Globigerinoides cyclostomus</i> (GALLOWAY & WISSLER)	1
<i>G. trilobus</i> (REUSS)	4
<i>G. sp.</i>	3

(鑑定：中島 博)

なお、本層中に挟在するマンガン鉱層に含まれる化石については系統的研究はないが、岩崎付近の鉱床には珪質海綿・有孔虫・放散虫化石などが密集しており、南股鉱山の鉱床からはサメの歯化石が報告³²⁾ されている。

上記の化石のうち *Operculina*, *Miogypsina* は中新世中期の指準化石である。中山峠付近のいわゆる深浦層とされた本層の砂岩から産する貝化石について、水野篤行 (1964)²⁴⁾ は、群集が西津軽地域の各層準のものと比較すると、全体として田野沢層の一部にもっとも近く、深浦層が田野沢層に属することは確実であるとしている。

II. 6 大童子層

大童子層 (命名：斉藤林次ほか, 1954²⁾) は田野沢層を整合に覆って、岩崎断層と大間越断層とに挟まれた丘陵区域に広く帯状に分布する地層である。硬質頁岩とそれに挟在する玄武岩火砕岩、および最上部に厚層をなす酸性凝灰岩からなる。本層は岩相・層位上、秋田油田の女川層に相当する。

模式地 鱒ヶ沢地域深浦町大童子川中流の流域。本地域では岩崎村笹内川下流新湯から寺沢付近に典型的岩相がみられる。

分布および層厚 笹内川より北に硬質頁岩が分布し、その層厚は概して東側で厚く、長慶平付近で150m+ある。これが西の岩崎断層に向かって薄くなる傾向があり、白土山東方では40mとなる。笹内川より南に酸性凝灰岩が分布、300mの厚層をなす。なお、十二湖南方、大峰沢中流に分布が離れて、硬質頁岩の小露出がみられる。

岩相 板状層理を示し、広域にわたって安定した岩相の硬質頁岩 (Ih) が卓越し、これに大間越断層および岩崎断層に沿う各所において玄武岩集塊岩 (Ib) が挟在、一部には酸性凝灰岩 (Ip) の薄層が伴い、最上部になると非常に厚い流紋岩質軽石凝灰岩の十二湖凝灰岩 (Jp) が発達、それに流紋岩熔岩 (Jr) を伴っている。

硬質頁岩 (Ih) は、暗灰色、堅硬、緻密で、板状層理を示す珪質な泥岩である。基底部は海緑石を含むことが多く、ときには厚さ1m程度の海緑石砂岩となる。化石は乏しく、きわめてまれに大型化石がみられ、ふつう肉眼では *Makiyama*、海綿などが認められるにすぎない。砂質あるいはベントナイト質の酸性凝灰岩 (Ip) を挟むことがある。このうち顕著なものを地質図に示した。

玄武岩集塊岩 (Ib) は白土山の東方・十二湖・黒崎東方などに断層に沿って分布している。硬質頁岩のいろいろな層準に挟まれるものがあるが、比較的上部に多い。黒色～緑色で、凝灰角礫岩様の場合もあるがほとんど火山弾を含む集塊岩をなしている。集塊岩の礫を鏡下でみると次のとおりである。

No. 17. 橄欖石玄武岩 (十二湖)

斑晶：斜長石・橄欖石

斑晶は少量である。斜長石は1.0～3.0mm大で、曹灰長石～灰長石に属す。橄欖石は0.5～1.2mm大で、緑泥石化した仮像をなす。

石基：斜長石・橄欖石・輝石

間粒状組織を示す。橄欖石・輝石は緑色の2次鉱物によって置換されている。孔隙が多く、クリストパル石がうずめている。

No. 18 紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩 (南股沢)

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は0.5～2.0mm大で、曹灰長石～灰長石に属す。橄欖石は0.5～1.5mm大で、緑泥石化している。普通輝石は0.4～1.5mm大で、双晶、波動消光を示す。紫蘇輝石は0.4～1.5mm大である。

石基：斜長石・橄欖石・単斜輝石・斜方輝石

間粒状組織を示す。全体が緑泥石化著しく、孔隙が多い。

十二湖凝灰岩 (命名：斉藤林次ほか、1954²⁾) は酸性軽石凝灰岩 (Jp) が主で、流紋岩熔岩 (Jr) をしばしば挟在し、同岩質の流紋岩の岩脈によって貫かれている。十二湖付近では厚さ300mにも達する厚層をなすが、本地域の北部では非常に薄く広戸付近で数mの厚さしかない。層準的には、主部は丁度、大童子層硬質頁岩と上位の赤石層との境に噴出したものであるが、硬質頁岩の上部には酸性凝灰岩が挟まれていること、硬質頁岩が薄くなる十二湖以南でそれに代わって厚く発達することから、大童子

層に含めた。

流紋岩質軽石凝灰岩 (Jp) は、灰白色を呈し、十二湖付近では軟弱な凝灰角礫岩が卓越し、成層状態は悪い。角礫は真珠岩・流紋岩で、軽石を含み、黒雲母・石英および斜長石が認められる。笹内川より北では一般に細粒となり、成層し、軽石凝灰岩が主となる。十二湖付近に厚く、かつ粗粒岩相となることから、おそらく噴出の中心があったものと考えられる。

流紋岩熔岩 (Jr) は比較的小岩体をなして凝灰岩中に挟在する。白色粗しようあるいは堅硬緻密で、流理構造を示す。真珠岩に漸移するものもある。代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

No. 19 黒雲母流紋岩 (大峰沢)

斑晶：石英・斜長石・黒雲母

石英は多量、0.2～1.6mm大で、溶解した形を示す。斜長石は0.2～2.0mm大である。黒雲母は2.0mm大、柱状、多色性が強い。

石基：斜長石・石英・黒雲母・鉄鈹

珪長質組織を示す。

層位関係 本層は田野沢層に整合に重なる。黒崎層との関係は次項に述べる。

化石 本層の硬質頁岩にまれに貝化石もみることがあり、笹内川支流泥の沢上流で、*Limatula* sp. (水野篤行：鑑定) を採集した。*Makiyama*, その他の海綿化石が肉眼でしばしば認められる。有孔虫化石は藤岡一男 (1960)¹⁰⁾ によれば、一般に貧しく、*Haplophragmoides*, *Martinottiella*, *Sigmoilina* などがわずかに産するに過ぎない。

II. 7 黒 崎 層

黒崎層 (命名：藤岡一男, 1960¹⁰⁾) は本地域南端にわずかに分布し、下限は露出せず、大童子層上部の十二湖凝灰岩に覆われる。おもに礫岩・泥岩からなる地層である。礫岩には貝化石を多産する。分布が離れているため層準的に近いと思われる大童子層硬質頁岩あるいは田野沢層との関係は明確でなく、現在の層準に相当するか確実な証拠が得られてないため、従来の呼称により独立の地層として扱うのが妥当と考えられる。

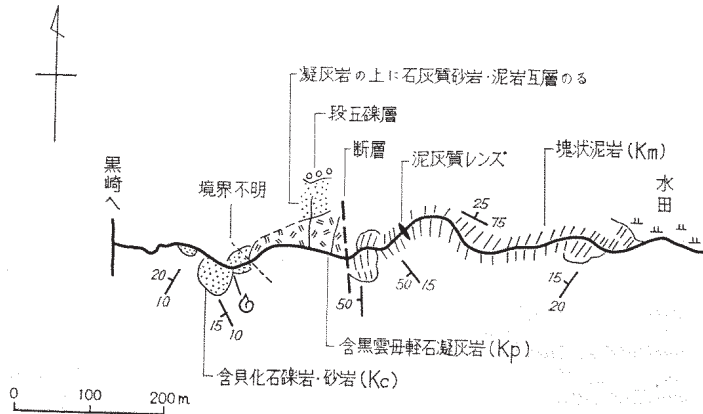
模式地 本地域岩崎村黒崎付近の海岸

分布および層厚 黒崎部落より南、大間越断層とNW-SE断層にかこまれた三角形の地帯におもに分布する。下位の大戸瀬層とは断層接触で、下限不明で層厚は正確にわからないが、露出する範囲では150m+である。

岩相 本層はおもに礫岩 (Kc) と泥岩 (Km) の岩相であるが、一部に酸性軽石凝灰岩 (Kp) がみられる。第17図に3つの岩相の関係を示す。酸性軽石凝灰岩が見掛上最下位にあり、礫岩がその上に重なり、泥岩はさらに上位にある。

酸性軽石凝灰岩 (Kp) は淡緑色を呈し、軽石を含み、やや軟弱であり、黒雲母の斑晶が認められる。

礫岩 (Kc) は、第17図ルートマップ地点のものは泥岩と互層し、砂岩勝ちであるが、これが黒崎西



第17図 黒崎層の各岩相の関係を示すルートマップ（黒崎南2.66三角点南の小沢）



第18図 黒崎海岸に露出する黒崎層の礫岩

方の海岸，あるいは白神川下流では，厚さ20～30mの顕著な礫岩に移化し，一般に石灰質となり固結度が強まる。この礫岩の礫は圧倒的部分が真珠岩・流紋岩で円磨されている。淘汰はわるいが，わずかに層理を示す。貝化石が多く含まれている。

泥岩（Km）は暗灰色～灰色，やや軟弱で，風乾すれば軽い。塊状で無層理のものが多い。凝灰質な部分と砂質部分とがあり両者の互層もみられる。白神川流域での観察では砂質の方が多い。また，海緑石を含み緑色を呈する部分や，やや板状層理を示す場合もある。なお，大峰沢中流の大間越断層に沿う場所に，本泥岩と同岩質の塊状泥岩の薄層が局所的に分布し，大童子層玄武岩集塊岩の上位に重なっている。岩相の似ていること，地理的に近いことから，これを一応，本泥岩（Km）に含めた。

層位関係 下位層との関係は不明であるが，おそらく大戸瀬層下部層，あるいは藤倉川層を直接覆う可能性もある。上位層との関係は，大童子層十二湖凝灰岩によって覆われる。白神川口付近では，礫岩（Kc）との間にほとんど泥岩（Km）を欠いて十二湖凝灰岩が重なっており，軽度の斜交関係を示すが，全体としてみると整合的に覆っている。本層の礫岩は岩相上は田野沢層に似ている。一方，上部の泥岩は一部大童子層玄武岩集塊岩の上位に重なるものもある。このことから，本層は田野沢層あるいは

大童子層までの層準を含む可能性がある。化石の方からも現在のところ決定的な結論は得られていない。本層の対比の問題は今後の検討を要するが、ここでは一応、田野沢層ないしは一部は大童子層にかかるものとしてあつかっておく。

化石 本層の礫岩 (Kc) から多量の貝化石を産出する。藤岡一男 (1960) 10) によれば、黒崎付近から産する化石は次のとおりである。

二枚貝：

Arca aff. *miyatensis* OYAMA
Glycymeris vestitoides NOMURA
Acila (*Truncacila*) sp.
Yoldia tokunagai YOKOYAMA
Nuculana confusa (HANLEY)
N. inermis YOKOYAMA
Mytilus grayanus (SCHRENCK)
Placopecten protomollitus (NOMURA)
Lyropecten S-hataii (NOMURA)
Chlamys arakawai NOMURA
C. cosibensis (YOKOYAMA)
C. nisataiensis OTUKA
C. swiftii (BERNARDI)
C. cosibensis hanzawae MASUDA
Monia macrochisma (DESHEYES)
Astarte n. sp.
Cyclocardia sp.
Lucinoma acutilineata (CONRAD)
Clinocardium asagaiensis MAKIYAMA
C. shinziiensis (YOKOYAMA)
Clementa sp.
Ostrea rosacea DESHEYES
Macoma sejugata (YOKOYAMA)
Trapezium sp., etc.

巻貝：

Haliotes n. sp.
Tectura asmiiformis (YOKOYAMA)
Cellana sp.

Puncturella aff. *nobilis* A. ADAMS

Neptunea modesta KURODA

Eunaticina sp.

Ancistrolepis sp.

Propebela sp., etc.

(鑑定：高安泰助)

白神川下流の礫岩から産する化石は水野篤行 (1964)²⁴⁾によれば次のとおりである。

Neptunea modesta (KURODA)

Buccinidae, gen et sp. indet (*Ancistrolepis* ? sp.)

Nuculana nidatoriensis OTUKA

Chlamys nistaensis OTUKA

C. cfr. *kaneharai* (YOKOYAMA)

Patinopecten sp.

Ostrea sp.

(鑑定：水野篤行)

また、本層の塊状泥岩には化石珪藻が含まれ、黒崎駅付近の泥岩から次のような群集を産する。

Actinoptychus splendens (SHABD.) RALFS

Aulacodiscus sp.

Cocconeis costata GREG. +

C. scutellum EHR.

Coscinodiscus curvatulus GRUN.

C. lineatus EHR

C. marginatus EHR. +

C. oculus iridis EHR.

C. radiatus EHR

C. stellaris ROPPER

Denticula hustedtii SIMO. et KANAYA

D. kamschatika ZABELINA +++

Diploneis smithii (BREB.) CL.

Grammatophora arcuata EHR.

Melosira granulata (EHR.) RALFS

M. sulcata (EHR.) KUTZ. ++

Stephanopyxis turris (GREV. et ARN.) RALFS +

<i>Thalassiosira antipua</i> A. CL.	++
<i>T. decipiens</i> (GRUN.) JORG.	+
<i>T. kryophila</i> (GRUN.) JORG.	
<i>T. manifesta</i> SHESHKOVA	
<i>T. nidulus</i> (TEMO. et BRUN) JOUSE	
<i>T. excentricus</i> (EHR.) CL.	+
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.	++

(鑑定：沢村孝之助)

黒崎層の貝化石群について水野篤行 (1964)²⁴⁾ は、これらは従来暖流系を示し田野沢層の化石群に相当すると考えられてきたが、寒流の要素も認められるので、やや上の層準を示す可能性があるとし、沢村孝之助技官によれば、化石珪藻の上からは、*D. kamschatika* が優先 (約25%を占める) すること、*Thalassiosira* の豊富なこと、*Actinocyclus ingens* を欠き、*Cosc. marginatus* にも乏しいことは、現在のところ、中新統上部ないし鮮新世の化石珪藻群集の性質を示すものと考えられるとのことである。本層の層準については今後さらに検討が必要と思われる。

II. 8 岩 脈 類

岩脈には玄武岩・安山岩・石英安山岩・流紋岩があり、これらは基盤の白神岳花崗岩類から新第三系の大戸瀬層下・中・上部層、および大童子層十二湖凝灰岩までを貫く。貫入時期は一律でないと考えられるがいずれも新第三紀のもので、赤石層を貫く岩体はないことからみて赤石層堆積前であろう。

玄武岩 (Db) は大峰沢中流で大童子層十二間凝灰岩の軽石凝灰岩を貫く、巾5m+の岩脈で、凝灰岩を巾50cm程度、黒色・堅硬なガラス状に変質させている。鏡下でみると次のようである。

No. 20 橄欖石普通輝石玄武岩 (大峰沢中流)

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は0.6~2.0mm大である。普通輝石は0.3~1.0mm大であって少量。橄欖石は0.4~1.0mm大で、緑泥石に完全に置換されている。

石基：斜長石・橄欖石・普通輝石

間粒状組織~オフィチック組織を示す。斜長石は0.2~0.5mm大。橄欖石は0.2mm大で、緑泥石化している。普通輝石は0.2mm大で、緑泥石が置換している。

安山岩 (Da) は各所に分布し、大門瀬層下・中・上部層を貫く岩脈である。とくに深浦台地にその数が多い傾向がある。巾は0.5~10mのものが普通で、新湯付近の岩体は150mにも達し例外的である。岩質はいずれも斑晶に橄欖石を有し、石基に普通輝石・紫蘇輝石をもつ橄欖石安山岩で、やや玄武岩質であり、なかには粗粒玄武岩に近い組織もみられる。しかし前記の玄武岩 (Db) ほどに、石基部分が塩基性でなく、互いに似た岩質を示すことから安山岩 (Da) として一括した。代表的な岩石を鏡下でみると次のようである。

N0. 21 橄欖石安山岩 (笹内川中流新湯東方, 大戸瀬層下部層を貫く)

斑晶: 斜長石・橄欖石

斜長石は0.4~2.0mm大で, 多量, 柱状である。橄欖石は0.3~2.0mm大で, 炭酸塩鉱物・緑泥石によって完全に置換されている。外形から橄欖石と思われるが輝石もあるかもしれない。周辺部に単斜輝石の反応線をもつ。

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍間粒状組織を示す。斜方輝石は0.2mm大で柱状である。単斜輝石は0.1~0.2mm大で, 粒状~柱状である。

N0. 22 橄欖石安山岩 (岩崎丸山鉍山, 大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩を貫く)

斑晶: 斜長石・橄欖石

斜長石は0.6~1.5mm大である。橄欖石は0.3~1.0mm大で, 緑泥石・蛇紋石など2次鉱物によって完全に置換されている。

石基: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・鉄鉍

間粒状~オフィチック組織を示す。斜長石は0.2~0.5mm大である。普通輝石は0.1~0.2mm大で, 粒状, 波動消光を示す。紫蘇輝石は0.1~0.2mm大で, 粒状である。橄欖石は0.2mm大, 緑泥石・蛇紋石化している。

N0. 23 橄欖石普通石安山岩 (吾妻川上流長慶平西方, 大戸瀬層上部層凝灰質砂岩・礫 (0c) を貫く)

斑晶: 斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は0.6~1.0mm大で, 比較的少量である。普通輝石は0.5~1.5mm大である。橄欖石は0.5~3.0mm大で, 完全に緑泥石・炭酸塩鉱物によって置換されている。

石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鉍

オフィチック組織を示す。斜長石0.2~0.6mm大で, 柱状。単斜輝石は0.1~0.5mm大。斜方輝石は0.1~0.5mm大。橄欖石は0.2~0.5mm大で, 緑泥石化している。

石英安山岩 (Dd) は白神川上流で基盤の白神岳花崗岩類を貫く, 巾2mの岩脈で, 花崗岩との境は断層粘土がみられる。花崗岩の片理がNE方向を一般に示すのに対し, 岩脈はN40° Wの貫入方向で斜交し, 新第三系の火山岩と同じ性質を持つことから, 第三紀の貫入であることは明瞭である。岩質的には藤倉川層あるいは大戸瀬層下部層中の石英安山岩熔岩と同じであり, その時期の貫入と思われる。鏡下でみると次のとおりである。

No. 24 無斑晶質石英安山岩 (白神川上流)

斑晶: 斜長石

斜長石は2.0mm大で, ごく少量, 全体が方解石化している。

石基: 斜長石・石英

ピロタキシチック組織を示す。針状の斜長石と不定形の石英からなる。

流紋岩は十二湖付近に集中的に分布し, 大童子層十二湖凝灰岩を貫き, このほか深浦付近と六角沢の2カ所に大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩を貫くものがある。岩脈の巾は20~200m, 局部的には森山海岸のように500mに及ぶ。柱状節理・板状節理の発達するものが多い。岩質は黒雲母流紋岩 (Dr) であるが, 真珠岩質であったり, それに移化することもある。顕著なものを真珠岩 (De) として地質図に区分して示した。十二湖凝灰岩あるいは六角沢凝灰岩中に熔岩流として挟在するものとそれぞれ同



第19図 森山海岸の流紋岩岩脈 柱状節理が著しい

じ岩質であり、おそらくそれぞれの噴出活動に伴って貫入したものであろう。一部の岩石について鏡下での観察を示せば次のようである。

No. 25 黒雲母流紋岩（森山海岸）

斑晶：石英・斜長石・黒雲母

石英は0.4～1.5mm大で自形あるいは溶解した形を示す。斜長石は0.2～1.6mm大で、自形。黒雲母は0.2～0.6mm大で、少量。

石基：微柱長質組織を示す。

II. 9 赤石層

赤石層（命名：今西茂，1949¹⁴⁾）は童子層を整合に覆い、おもに黒色泥岩からなる、本地域内では新第三系の最上位の地層である。

模式地 鯨ヶ沢地域西津軽郡鯨ヶ沢町赤石川中流一帯。本地域では岩崎村泥の沢流域によく発達している。

分布および層厚 岩崎断層に沿っておもにその東側に断続的に分布し、笹内川下流では分布範囲が拡がり、かつ層厚も250mと厚い。北部の広戸付近では30m程度で薄くなる。岩崎付近では本層が岩崎断層を越えてその西側の田野沢層を覆って局所的に分布している。

岩相 本層基底部には礫岩（Ac）が発達、その上位は黒色泥岩～暗灰色泥岩（Am）に移行し、最上部付近は塊状シルト岩相となる。酸性凝灰岩（Ap）はしばしば薄層をなして挟在し、地質図にはやや顕著なものを誇張して表現してある。

礫岩（Ac）は乱堆積状の堆積物で、泥岩の同時侵食礫も入る。十二湖凝灰岩に由来する流紋岩礫が多い。基質は凝灰質、泥質で緑色や白色を呈する軽石がパッチ状に入っている。黒色泥岩はノジュール



第20図 笹内川下流で見られる赤石層
この付近では塊状シルト岩質となっている

状あるいはレンズ状をなして挟在し、このほか泥灰岩レンズ・海緑石砂岩が挟まれている。十二湖付近には顕著な礫岩層は発達しないが基底部は海緑石砂岩がみられる。礫岩 (Ac) には貝化石がよく含まれ破片状をなすことが多い。

暗灰色泥岩 (Am) はややシルト質で塊状で、軽石凝灰岩・凝灰質砂岩をしばしば挟む。上部は次第に塊状シルト岩に移化し岩相からは鱒ヶ沢地域の舞戸層の灰色塊状シルト岩に近い部分もある。*Makiyama* をよく含む。

軽石凝灰岩 (Ap) は細粒砂岩質のことが多い。

層位関係 本層基底部には礫岩が発達するが、十二湖凝灰岩とは全体としてみると整合関係にある。また岩崎断層に沿っては、大戸瀬層上部層あるいは田野沢層にアバットする関係が随所にみられる。

化石 礫岩部からは貝化石を産出し、六角沢最上流部の本層から、*Chlamys akitana* (水野篤行鑑定) を採集した。暗灰色泥岩には *Makiyama* を普遍的に含む。有孔虫化石は笹内川下流の本層から岩佐三郎 (1962)¹⁶⁾ は次のような石灰質殻からなる化石群を報告している。

<i>Cassidulina japonica</i> ASANO et NAKAMURA	C-A
<i>Eponides karsteni</i> (REUES)	C
<i>Bulimina pyrula</i> D'ORBIGNY	F
<i>Angulogerina kokozuraensis</i> ASANO	F
<i>Epistomina elegans</i> (D'ORBIGNY)	R
<i>Elphidium subgranulosum</i> ASANO	R
<i>Gaudryina</i> cfr. <i>oga</i> ASANO	R

<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	R
<i>Planulina mediterransis</i> (D'ORBIGNY)	R
<i>Lagena sulcata</i> (WALKER & JACOB)	R
<i>Polystomellina discorbinoidea</i> YABE & HANZAWA	R
<i>Globigerina</i> spp.	F

(鑑定：松岡 寛)

藤岡一男 (1960)¹⁰⁾ はこの組成は秋田油田の船川層に対して、より新しいことを示すか、またはより浅海相を示すかであり、本地域の赤石層は内容的に舞戸層の性質も含まれるが、船川層の縁辺相とするのが妥当であろうとしている。

II. 10 段丘堆積層

本地域には海岸段丘の発達が顕著で、第1段丘 (170~200m) ・第2段丘 (80~140m) ・第3段丘 (60~80m) ・第4段丘 (20~40m) および第5段丘 (20m) の5面が認められる (第5図参照)。これらの面上には通常、礫・砂勝ちで、ときに粘土を伴う段丘堆積層が分布し、基盤の新第三系を覆っている。その層厚は一定しないが、普通4~5m以下、処によってはさらに厚い部分もみられる。しかし、なかには面上に構成層を欠く部分もある。深浦台地にあり最高位を示す第1段丘では、大戸瀬層中部の沢辺安山岩を基盤とする深い風化帯がみられる。堆積層を欠く場合でも地質図上では面を示すため堆積層として塗色してある。堆積層は低位のものはほとんど水平であるが、高位のものになると処によっては海岸に向かって緩傾斜する。南端白神川沿岸の第3段丘は海岸段丘と河岸段丘が複合しており、面の高さが海岸部での60mから上流の140mまで高まり、全体として5°の傾きをもっている。



G : 第4段丘の礫層

R : 六角沢凝灰岩の凝灰角礫層

第21図 深浦海岸で見られる段丘堆積層

II. 11 砂丘堆積層および沖積層

沖積層は各河川の流域、とくに笹内川・吾妻川にやや広く、そして岩崎以南の海岸に巾狭い帯状をなして、それぞれ分布している。

全体として発達はわずかである。岩相は主として砂・礫および粘土からなる。

砂丘堆積層は岩崎から南へ黒崎付近の海岸に至るまで連続的に分布し、砂からなっている。一般に規模は小さいが、正道尻のものはやや大きい。砂丘の発達には後背地に十二湖凝灰岩という、砂の供給源となる軟弱な堆積岩層があり、沿岸に適当な沖積低地が存在することが条件となっているもののように、この地域でも森山付近のように断崖をなす岩石海岸で低地の発達の悪いところでは形成されない。



第22図 黒崎海岸でみられる砂丘

III. 久六島の地形および地質

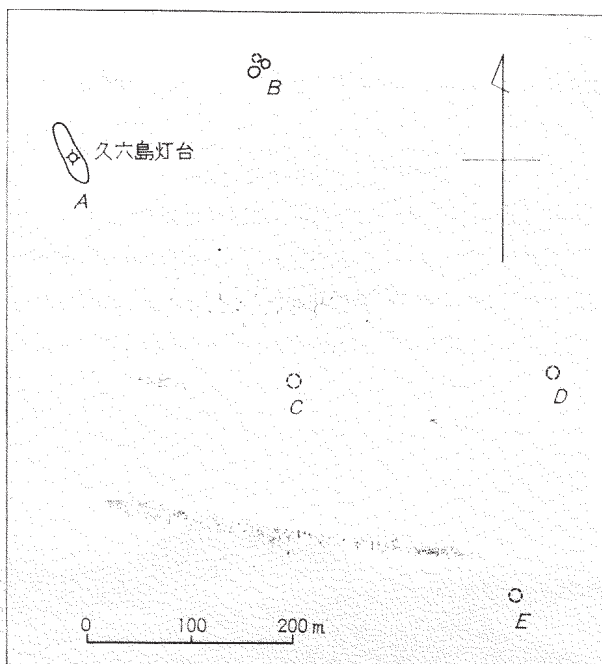
位置および地形

久六島^{注2)}は深浦地域西端の鱸作黄金崎の西南西方約31kmの沖合いにある日本海上の孤島で、約500m四方の範囲に3個の裸岩状の小島、その他いくつかの岩礁状の高まりが存在する(第23図)。

最大のもは西側の久六島無人灯台のある島で(A)、長さ53m、巾13mの北西方向に長軸をもつ形で、中央部に高さ6.0mと5.5mの瘤のような2つの高まりがあり、遠方から見ると海上に浮んだ船体のように見える。この島が久六島の主島をなしている。

この主島の東北東約180mに他の2つの島があり、これは互いに接近し、その中間にもう1つの小岩が海上にのぞいて、これらが1個の島の集合をつくり、5万分の1地形図では1個の島として表現されている(B)。

注2) 行政区画名は西津軽郡深浦町 字久六。付近海域は良好な漁場として知られる。島の名前は発見者の松神在(現岩崎村松神)の庄屋久六に由来するものといわれている。14代目の当主大屋重兵衛氏の談によるとその先代に久六を名のる者に、2代七戸久六(正徳4年-1714年-没)と6代大屋久六(天明6年没)とがあるが、大屋家は初代より津軽藩の水先案内人として松前地方から新潟にかけての港に交易を行っていたので、おそらく2代七戸久六の時期の発見であろうとのことである。



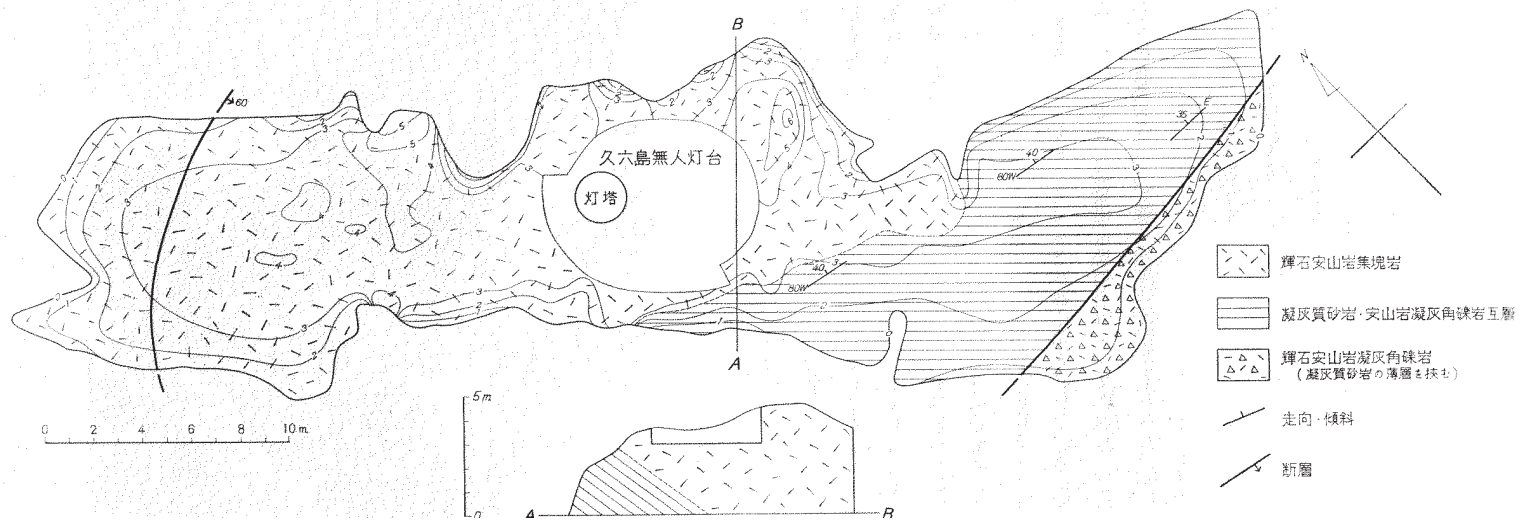
第23図 久六島位置図



第24図 久六島の全景

主島の南東方約300mには鋭頂の1洗岩があり (C) , このほかいくつかの岩礁状の高まりがあつて、白波の立つ箇所が認められ、地形図上の東側の2つ (D・E) はこの種の岩頂を示すものであろう。

久六島灯台のある主島は、島の周囲を2~3mの急崖がとりまいており、その北東側に2カ所、高さ6mおよび5.5mの小丘状の高まりがあり、その西側の島の主部に高さ3mの平坦面が発達、さらにその南西部に高さ2mの一段と低い波食面が形成されている。主島の東北東180mの島群 (B) には平坦面はみられない (第25図) 。



第25図 久六島の地質図（地形図は海上保安庁水路部の提供による）

地 質

久六島の主島および周辺の岩島を構成するのは、おもに安山岩火山砕屑岩で、これに白色の凝灰質砂岩を挟在する。

地層の一般走向傾斜は $N80^{\circ}W40^{\circ}N$ でかなり急傾斜を示す。島の南端部にはほとんど垂直のEW方向の走向断層が1本走り、また、北端部には $N45^{\circ}E60^{\circ}S$ のこれと方向が異なる断層が認められる。これらの断層はいずれも小規模である。主島における一般走向傾斜がどの程度久六島付近全体の構造を示すのか、露出が狭いためはっきりいえないが、その成層状態、岩相発達の様子から、かなり全体を反映しているように思われる。

主島南端のEW断層の南側には、安山岩凝灰角礫岩が露出し、白色凝灰質砂岩の薄層を挟んでいる。これと断層で接しその北側は、凝灰質砂岩・安山岩凝灰角礫岩の互層となる。おそらくこれが上位にあるものと考えられる。凝灰質砂岩には角閃石や黒雲母を含み、新野弘(1940)³¹はこのなかに珪藻化石 *Arachnodiscus* sp. を含むことを報告している。今回採集した試料中にはみいだせなかった。この互層の上位に安山岩集塊岩が重なり島の大半をつくっている。安山岩は新鮮、黒色、緻密、ガラス質であり、岩相は、深浦台地に分布する沢辺安山岩のものと酷似している。安山岩集塊岩は、東北東180m地点の岩島群にも分布し、主島における走向からみて、主島に分布するものが連続する可能性もある。久六島に分布する安山岩は岩質は橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩で、白色凝灰質砂岩は黒雲母角閃石英安山岩質であり、いずれも深浦地域の戸瀬居中部層沢辺安山岩を構成するものと同質である。これら岩石を鏡下でみると次のとおりである。

No. 26 橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (久六島主島)



A : 安山岩集塊岩

B : 白色凝灰質岩, これから下は互層部

第26図 久六島をつくる安山岩質火砕岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・鉄鉍

斜長石は0.2~2.0mm大，清澄で，累帯構造を示し，一部方解石化している。紫蘇輝石は0.2~1.0mm大である。普通輝石は0.2~0.8mm大である。橄欖石は0.2~1.0mm大で，少量，緑泥石化・炭酸塩鉱物化した仮像をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍

ガラス基流晶質組織を示す。

No. 27 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（久六島，主島から180m東北東の岩島）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・鉄鉍

斜長石は0.2~2.0mm大，清澄，累帯構造を示し，一部炭酸塩鉱物によって置換されている。

普通輝石は0.2~1.5mm大で，緑泥石・緑簾石を一部に生じている。紫蘇輝石は0.2~2.0mm大である。橄欖石は0.4~2.0mm大，緑泥石化したのものもある。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鉍

ガラス基流晶質を示す。

No. 28 黒雲母角閃石石英安山岩（久六島主島の凝灰質砂岩）

微斑晶：角閃石・黒雲母・斜長石・石英

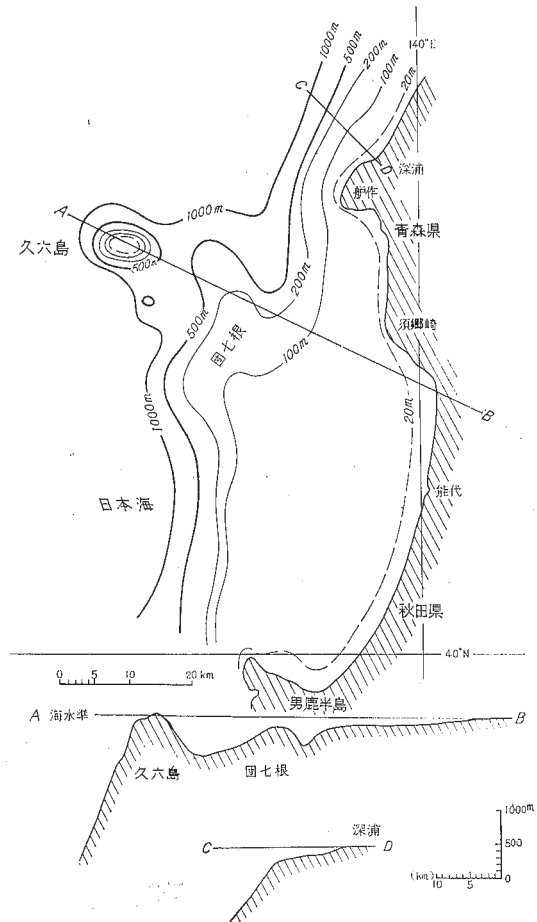
基質部：ガラス・斜長石・黒雲母・石英

深浦地域の新第三系層序との対比：

有力な化石の産出がなく，正確な対比は困難であるが，今回の調査資料からみると岩相岩質上は深浦台地に発達する，大戸瀬層中部層沢辺安山岩にまったく同一とみなされる。すなわち，新野弘（1940）³¹⁾の見解を支持して，沢辺安山岩に対比，地質図上では安山岩火山碎屑岩（Ot₃）として示した。

新野弘（前出）³¹⁾は久六島付近の水深図（第27図）によって海底地形の特徴を示し，能代沖の浅く広い平坦な陸棚が120~140mにかかる位置の，有名な団七根礁あたりから海底面は急激に低下するなかであって，久六島は孤立した高まりを示すこと，それがEW方向の長軸を有し，日本海のなかにある新第三系からなる他の島礁が，ほとんど，NE-SW方向の長軸をもつことと著しく対照的であるとしている。

久六島が島礁全体としてEW方向であることは，久六島主島にみられるEW



第27図 久六島付近の海底地形（新野弘，1940³¹⁾による）

方向の地層の走向と合致して、地質構造の反映ともいえるが、これはまた地質の硬軟に原因した侵食の差といえるかもしれない。むしろ、現在海上に現われている岩島群全体の配列はNW-SE方向を示すもので、これが地質構造を反映しているのではないと思われる。

深浦地域の陸部にこの構造方向の類似を求めるとすれば、NE-SWのいわゆる油田褶曲方向を示す大童子層以上の含油第三系の構造にはなく、深浦台地に分布する沢辺安山岩に認められるNW-SE方向の褶曲構造がそれに当たり、構造の性格からも沢辺安山岩に似ているといえるかもしれない。

IV. 応用地質

IV. 1 概説

本地域の応用地質として、マンガン鉱床がまずとりあげられる。深浦・岩崎地区は明治中期以降、わが国における有数のマンガン産地であり、幾度かの盛衰がありながら現在なおその一部で採掘が行なわれている。鉱床はその多くは新第三紀中新世の田野沢層、そのほか大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩などのなかに賦存する層状鉱床である。南部松夫・岡田広告ら²⁹⁾ ³⁰⁾ ³⁴⁾はこの地域の鉱床を精査、とくに詳しく鉱物学的検討を行ない、これらの鉱床群を轟石の単組成からなる轟石型鉱床と、他の複合型鉱床とに分け、とくに轟石の単組成を示す岩崎海岸付近の鉱床は非常に珍しい例であることを明らかにしている。これらの鉱床の大部分は地層中に整合的に挟在しており同生鉱床とみなされる。

他の金属鉱床には黒鉱型の組成をもつ銅の鉱脈鉱床だけが知られている。

非金属鉱床としては、本地域に広く分布する大戸瀬層から大童子層までの酸性火山岩類そのものが、パーライト、一部は白土としての資源的意味をもち、「にしき石」も第三紀層に結びついた特色のある資源の一つである。そのほか温泉が数箇所にある。

IV. 2 銅 鉱 床²⁾

松神鉱山

位置および交通 五能線松神駅の東北東、約4.5kmの崩山の山麓にあり、交通は不便である（今回の調査では確認できず産地表示は省略）。

地質および鉱床 付近一帯は紫蘇輝石普通輝石安山岩からなる。鉱床はこの安山岩中の銅の裂カ充填鉱脈である。走向N40°Wで、その巾は露頭において20cmある。石英を伴わず、石膏を伴うという黒鉱式鉱床の組成をもつ。

鉱石 Cu 約10%である。

IV. 3 マンガン鉱床^{注3)}

IV. 3. 1 鉱床概説

隣接の轟木、鱈ヶ沢地域を含む範囲における鉱床の分布を第28図に概念的に示す。これに明らか

注3) 調査時（昭和39年）に稼業中は丸山鉱山だけで、他は休止され、鉱床の観察ができないものが大部分であった。本地域の鉱床全般については岡田・蜂屋・高橋（1962）³⁴⁾あるいは青森県¹⁾ ²⁾ ³⁾による報告が、一部については南部・岡田（1961²⁹⁾・1963³⁰⁾）の詳しい記載があり、ここではそれらにより、筆者の調査資料を加えて鉱床の概要を述べる。

うに本地域では地質構造の上からは、岩崎断層から西の深浦台地（隆起帯）に集中している。本地区の地質はすでに述べたように、台地の基盤をなすのは大戸瀬層中部層の沢辺安山岩で、その上に大戸瀬層上部層の六角沢凝灰岩が、明瞭な基底礫岩は発達しないが、沢辺安山岩の構造をやや切るような、軽度の不整合関係をもって重なり、さらにその上位には明瞭な不整合関係にある田野沢層が覆っている。田野沢層は、中山峠付近に分布するものは貝化石を含む砂岩からなる。このほかこれとは岩相が異なり、凝灰質な部分が南股鉦山と岩崎付近に発達する。岩崎付近の凝灰質礫岩・砂岩は、前の報告²⁶⁾で六角沢凝灰岩の上部層準として大戸瀬層に含めたが、基底に顕著な礫岩をもつこと、六角沢凝灰岩が植物化石を含み陸成層を示すのに対して、凝灰質礫岩・砂岩は海綿骨針・放散虫・有孔虫を多産する海成層であり、区分するのが妥当と考えられ、中山峠付近の砂岩層との関係についてなお問題は残るが、南股鉦山の凝灰質岩相の田野沢層とはその構成に共通する点が多く、これを田野沢層に含めることにした。

本地区の鉦床は、いずれも堆積岩中に挟在する層状～レンズ状鉦床である。その母岩は南股・宮ノ沢・北一・丸山の諸鉦床は前記の田野沢層の凝灰質礫岩・砂岩であり、深浦・岩崎・中山峠の各鉦床は中山峠付近の田野沢層砂岩、鱈作鉦床は田野沢層と考えられる凝灰質砂岩、脇ノ沢鉦床は六角沢凝灰岩のようである。露出の悪い点もあってその層準の明確でないものもあるが、いずれも沢辺安山岩の上位にある地層中に賦存している。

鉦床には一般にソープストーン（モンモリロナイト質粘土）と呼ばれる粘土化層と、虎石（珪質岩）を伴う場合が多く、成因的に海底温泉沈殿による証拠とされている。

鉦石鉦物は、いずれも酸化マンガン鉦であるが南部・岡田^{29) 30)}、岡田ら³⁴⁾によると、岩崎海岸付近の鉦石は轟石のみの単純組成であるのに対して、他の鉦床においては鉦物組成が複雑であって、パイロルース鉦・水マンガン鉦を主とし、クリプトメレーン鉦・轟石・ラムスデル鉦・横須賀石・バーネス鉦を随伴し、前者を轟石型鉦床、後者を複合型鉦床として区分している。その関係は第3表に示される。

なお、鉦石は鉦業的にはその化学成分・電気化学的特性など、その用途によって、a) 二酸化（Mn

第3表 深浦・岩崎地域のマンガン鉦床産マンガン鉦物と粘土

鉦 山 名		南 股	深 浦	岩 崎	脇ノ沢	鱈 作	宮ノ沢	北 一	丸 山
鉦 石 鉦 物	水マンガン鉦	○	・	○	・				
	パイロルース鉦	○	○	○	○				
	クリプトメレーン鉦	○	○	○					
	ラムスデル鉦	・							
	横須賀石			○					
	バーネス鉦	・							
	轟 石	・	・	・	・	○	○	○	○
粘 土	モンモリロナイト	○	?	○	○				
	加水ハロイサイト						○		
虎 石		○	○	○	○				

○ 多量・少量（南部松夫・岡田広告（1963）³⁰⁾による）

O₂の含有量によって取引きされ、その電気化学的特性からおもに乾電池用に供される)と、b) 金属 (Mnとしての金属化学成分が対象に取引きされ、おもに合金鉄・製鋼用に利用される)に分けられており、本地域のような酸化マンガン鉱は両用途に向けられてき、「金属」あるいは「二酸化」としての鉱産額が記録されている。岡田ら³⁴⁾は過去において「二酸化」とされた鉱石は横須賀石・クリプトメレーン鉱・パーネス鉱・パイロルース鉱を、「金属」は水マンガン鉱・パイロルース鉱・轟石をそれぞれ主体としたものと推定している。採掘当時の記録によると、岩崎海岸付近の鉱床産「金属」はMn 35%以下、その他の鉱床では「金属」としてMn80%以上の鉱石を送鉱してきた。深浦・岩崎地区産のマンガン鉱石の成分は第4表のように報告されている。

第4表 深浦・岩崎地区産マンガン鉱石の化学分析値 (Wt%)

鉱山名	MnO ₂	T.Mn	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	T.Fe	P	備 考
南 股	73.89	44.02	5.27		1.84						6.47		2.47	0.026	やや粗粒の 黒色塊状鉱
深 浦(A)	41.38	25.53	36.36		1.36						1.32		10.07	0.079	青黒色の塊 状鉱
〃 (B)	37.43	23.19	46.94		5.58						1.22		6.25	0.062	皮殻状構造 の鉱石、虎 石混り
鱸 作	39.42	24.88	13.48		0.63						11.42		18.12	0.162	やや粗粒で 軽い黒石鉱
岩 崎(A)	58.05	33.20	36.90		0.79						1.25		1.14	0.038	枯木状構造 の鉱石、条 痕は漆黒
〃 (B)	25.16	16.65	56.14		3.77						1.47		7.04	0.028	虎石混りの 褐黒色塊状 鉱
〃 (C)	81.79	46.27	3.21		0.35						2.22		2.01	0.069	青黒色塊状 鉱
〃 (D)	65.16	41.97	7.34		2.01						3.16		1.19	0.047	粉状黒色鉱
脇ノ沢	57.88	34.57	12.87		3.23						20.86		3.08	0.063	黒色でやや 軽い塊状鉱
宮ノ沢(A)	29.78	19.64	44.48	0.74	7.79	0.42	0.46	0.93	2.62	0.70	1.40	0.073	0.52		堅硬塊状鉱
〃 (B)	33.23	22.04	40.63	0.92	6.55	0.63	0.70	0.79	2.86	0.54	1.70	0.073	0.64		皮殻状構造 の鉱石
〃 (C)	55.56	34.80	11.02		3.64						16.69		7.53	0.392	褐鉄鉱に汚 染された塊 状鉱
丸 山(A)	33.14	21.27	40.40		6.01						1.44		0.50	0.022	堅硬 塊状 鉱
〃 (B)	31.60	20.94	43.37	0.63	5.99	0.51	0.32	0.55	2.57	0.78	1.36	0.050	0.44		同 上
〃 (C)	48.11	31.34	26.60		5.66						10.94		1.46		同 上

注) 乾燥試料の分析値, Fe₂O₃ は T. Fe から換算 (岡田広吉・蜂屋可典・高橋滋昭 (1962)³⁴⁾による) 分析: 仙台通商産業局

IV. 3. 2 岩崎海岸付近の鉱床

岩崎海岸付近には西側から、宮ノ沢・北一・寺ノ沢・丸山の各鉱床が分布し、南部・岡田³⁰⁾により、これらは轟石のみからなる珍しい型の鉱床であることが明らかにされた。各鉱床は独立の鉱床名として呼ばれたり、あるいは一つの地区にある鉱床として扱われたりしているが、ここでは南部・岡田³⁰⁾ (1963) に準じて後者をとることとする。

この付近の地質は、地質および断面図 (第29図) に示す。鉱床付近はおもに、大戸瀬層中部層沢辺安山岩・上部層六角沢凝灰岩・田野沢層凝灰質礫岩・砂岩からなり、田野沢層の基底にはガラス質の流紋

岩熔岩が挟まれ、丸山鉱床の周りには六角沢凝灰岩を貫く安山岩の岩脈がみられる。田野沢層を覆って一部に赤石層の塊状泥岩があり、さらに第四紀の段丘堆積層が発達する部分もある。この付近の一般走向はN40° Wで12°内外の傾斜をもってSWに傾く。この一般走向が、鉱床付近に存在するNE方向とこれに交じわるNW方向の断層に近づくと急傾斜する箇所がみられる。

この付近の鉱床は地質図に示すように田野沢層中に層状をなして挟まれており、図では1層として表現してあるが、薄い鉱層は何枚もみられる。しかし、全体としてみると4鉱床はいずれも同一層準に発達するものとして間違いないであろう。

以下に各鉱床ごとの記載をあげる。

丸山鉱床

位置および交通 五能線岩崎駅西方のトンネル北方斜面にあつて、位置的には恵まれているが、鉄道線路に続く山地であるためかえって鉱石の掘出に不便もある（第30図）。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第316号

鉱業権者 磯部鉱業株式会社

沿革および現況 発見・開発の詳細は不明であるが、第2次大戦後に採掘され一旦休止、その後磯部鉱業(株)によって買収され、昭和39年の調査時には深浦地域で唯一の稼行鉱山であり、月産300tを出鉱していた。

地質および鉱床 田野沢層凝灰質砂岩を上下盤として、厚さ1~3mの層状をなし、走向N30~40° Wで5~10° Wの傾斜をもつ。鉱床の規模は第31図に示すように、水平的拡がりをもっている。

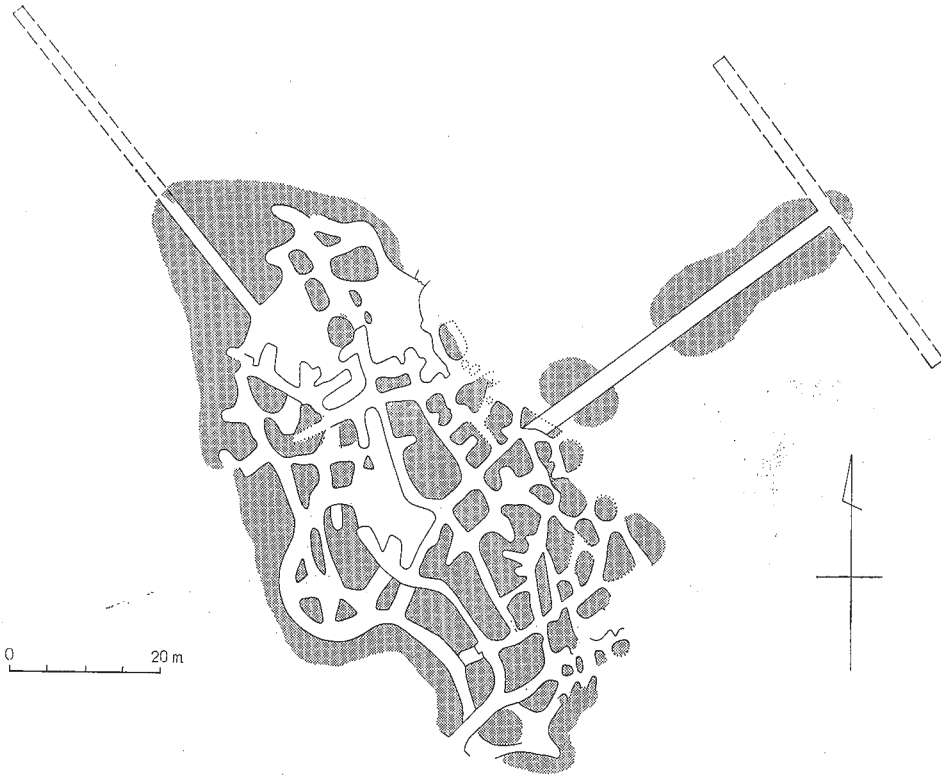
鉱石 南部・岡田³⁰⁾による轟石型鉱床のタイプであり、すべて轟石からなり、その性質は第5、6表のように報告されている。

寺ノ沢鉱床^{34) 30)}

丸山鉱床の西方約400mの、寺ノ沢入口西側の崖上に位置している。すでに採掘済であるが、鉱床母岩は田野沢層の凝灰質砂岩で、層位的には北一鉱床と同層準にあり、鉱石は轟石からなる。



第30図 丸山鉱山の鉱石搬出場
坑口は写真左上方にある



第31図 丸山鉛床坑内平面図および鉛床図 黒色部：鉛床

第5表 轟石のX線廻折線

轟 鉱 山		Cuba			丸山鉱山		轟 鉱 山		Cuba			丸山鉱山	
d(Å)	I	d(Å)	I	hkl	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	hkl	d(Å)	I
9.65	10	9.6	s	001	10.4	20	2.216	4	2.21	m	{ 212 402 204 310 013 311 113 312 213 500	2.21	6
*7.2	1/2				9.51	100	2.15	1	2.16	f-b			
4.81	8	4.77	s	002	4.76	40			2.11	f-b			
4.46	3												
3.20	4	3.19	w	003	3.15	12	1.981	1	1.98	m	{ 213 500	1.99	6
		3.11~2.95	band	{ 301 103 110 011 302 203 210 012	2.45	8			1.92	w		005	
		2.7	band	{ 004 400 004 211 401 104	2.39	12			1.74	wm	412	1.79	4
2.45	3	2.448	m		2.45	8			1.69	f-b	404		
2.40	4	2.398	s		2.39	12	1.419	4	1.53	w	{ 602 206		
		2.34	m		2.36	12	1.392	1	1.423	m		020	
							1.331	5					

*パーネス鉱のX線廻折線 (Levinson の指摘による) (南部松夫・岡田広吉 (1963)³⁰⁾ による)

第6表 丸山鉱山産轟石の化学分析値

成 分	重 量(%)
MnO ₂	63.21
MnO	9.71
CaO	1.17
MgO	1.90
BaO	1.11
Na ₂ O	0.88
K ₂ O	0.69
Al ₂ O ₃	0.14
Fe ₂ O ₃	4.03
SiO ₂	5.32
H ₂ O(+)	9.16
H ₂ O(-)	2.48
合 計	99.80

分析者：谷田勝俊

(南部松夫・岡田広吉(1963)³⁰⁾による)

本鉱床は露頭から斜坑によって露頭下方の鉱体が採掘され、最厚部は約2mあったといわれる。なお、ガード直下の崖には凝灰質砂岩中に薄いマンガン層が縞状に何枚も挟まれる露頭が観察できる(第33図)。

鉱石 轟石からなる。

宮ノ沢鉱床^{30) 34)}

位置および交通 岩崎村から深浦町に通ずる県道と五能線が交差する付近から、トドノ沢を西進して約1kmに位置している。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第316号

鉱業権者 磯部鉱業株式会社

沿革および現況 第2次大戦後開発されたが詳細は不明で、休山中である。

地質および鉱床 田野沢層が沢辺安山岩を直接覆う部分の凝灰質砂岩中に層状に賦存している。

鉱石 すべて轟石である。

IV. 3. 3 岩崎 鉱 山³⁴⁾

位置および交通 岩崎駅から、岩崎村より深浦町に通ずる県道を北へ約3km、中山峠の南方にある(第32図)。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第30号

鉱業権者 山路俊一ほか1

沿革および現況 明治24年に発見され、同33年小西伊兵衛が経営、同36年頃にはもつとも盛大、かつ良鉱を産した。昭和9年には杉林黒鉛満庵株式会社の所有となり、露天掘りと坑内採掘とによって出鉱を続けたが、第2次大戦終戦とともに休山した。同社は昭和24～26年に未選鉱の貯鉱を処理して相当量の生産実績をあげた。昭和37年4月から山路俊一が探鉱を再開、数箇所において着鉱した。昭和39年当時は休山中。

北一鉱床^{30) 34)}

位置および交通 五能線と岩崎村から深浦町に至る県道が交差するガード東方の鉄道線路脇に露頭がある。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第316号

鉱業権者 磯部鉱業株式会社

沿革および現況 鉱床の発見は不詳であるが相当ふるくから知られていたようで、高橋純一(1936)⁴³⁾が昭和8年に調査した当時、すでに旧坑を観察しているので、それまでに一部の採掘が行なわれたといえる。

地質および鉱床 鉱床母岩は田野沢層の凝灰質砂岩で、厚さ0.2～0.5mの2、3層からなる。鉱床の走向傾斜はN10～20° W, 10～15° SWと推定される。

本鉱床は露頭から斜坑によって露頭下方の鉱体が採掘



第33図 北一鉱床付近，鉄橋の下に露出するマンガン鉱層
黒縞がマンガ 白い部分は凝灰質砂岩

地質および鉱床 鉱山付近には大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩と、これを覆う田野沢層の砂岩層が分布し、両者ともほぼ水平層をなしている。鉱床は田野沢層と六角沢凝灰岩との境界付近に賦存するものと考えられている。厚さ1～1.5mの2層からなる層状鉱床で、ソープストーンと虎石を伴っている。

鉱石 水マンガン鉱・パイロロース鉱を主とする複雑な組成とされる。

IV. 3. 4 脇ノ沢鉱床³⁴⁾

位置および鉱床 岩崎海岸から脇ノ沢をさかのぼって約3km、脇ノ沢に面する西斜面に鉱床がある。脇ノ沢は鉱床下方まで林道が通じている。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第406号

鉱業権者 磯部鉱業株式会社

沿革および現況 第2次大戦前、岩崎鉱山の支山として開発されたが鉱況不良で休山し、その後一時採掘されたがすぐ中止し現在に至っている。

地質および鉱床 大戸瀬層上部層の六角沢凝灰岩中に胚胎し、ほぼ層状をなして西に傾斜する。上下盤には径1m大の安山岩礫を含む凝灰角礫岩があつて、著しく珪化作用をこうむっている。鉱床は1～1.5mの厚さをもち、鉱体内に多量の虎石が混在している。

鉱石 主としてパイロルース鉱からなり、少量の轟石を随伴している。

IV. 3. 5 鱸作 鉱 床³⁴⁾

位置および交通 五能線鱸作駅から林道を東に約2km、標高約100m付近の道路南方に鉱床がある。鉱床から林道までは数10mにすぎず便利である。

鉱区 鉱区番号 (元) 青森県試登第7504号

地質および鉱床 大戸瀬層中部層沢辺安山岩が主で、付近に海綿骨針を有する砂岩が露出しており、おそらく田野沢層の凝灰質ないし砂質の砂岩が薄く沢辺安山岩を覆っているものと思われる。鉱床は凝灰質砂岩を母岩として、厚さ1mの層状を呈し、走向傾斜は母岩と一致する。粘土層・虎石は伴わない。

鉱石 轟石を主とし、水洗精鉱の品位はMn38%程度であったといわれている。

IV. 3. 6 深 浦 鉱 山³⁴⁾

位置および交通 深浦町から、岩崎村に向かう県道を南下して約2km、湯ノ沢の西部丘陵に位置している(第34図)。

鉱区 鉱区番号 青森県採登第44号

鉱業権者 磯部鉱業株式会社

沿革および現況 本鉱山は明治25年から同36年に至る10年間(明治33年は休山)、永井久太郎が採掘を行なつて休山した後、明治34年3月から藤田惣太郎が再開した。以後の記録は不明であるが鉱区は杉林黒鉛満庵株式会社の所有となり、昭和10年頃から同20年頃まで採掘した。その後同社によって昭和28～29年の1年間採掘されたがふたたび休山し、昭和39年に磯部鉱業株式会社の所有となった。古く湯ノ沢鉱山と称されたものは本山に含まれる。

地質および鉱床 沢辺安山岩と田野沢層砂岩との境界付近に賦存する層状鉱床で、母岩は田野沢層基底近くの砂質凝灰岩である。鉱床の厚さは平均1mで、N10～30° W、10° SWの走向傾斜を示し、ソープストーンと虎石を伴っている。虎石大露頭と山神虎石はこれらの層状鉱床と接するもので、高さ約5mあり、虎石と大小の黒色酸化マンガン鉱からなる。

鉱石 パイロルース鉱のほか水マンガン鉱・クリプトメレーン鉱・少量の轟石が認められる。

IV. 3. 7 中 山 峠 鉱 山³⁴⁾

深浦―岩崎間の県道中山峠の北東約300mにあつて、現在はまったく荒廃している。青森県の資料(1949)¹⁾によると、本鉱床は凝灰角礫岩とその上部の砂岩との間に層状をなして賦存し、鉱床の厚さは不規則に変化し、ソープストーンを伴い、鉱石の品位はMn32～34%、ザル選による精鉱はMn約37%



第34図 深浦鉦山（湯ノ沢鉦床）鉦床分布概略図

であった。

これから六角沢凝灰岩と田野沢層砂岩との境界部に胚胎し、ソーブストンを伴う層状鉦と推定される。第2次大戦後に500～600tを出鉦した。

IV. 3. 8 南股鉦山^{29) 34)}

位置および交通 五能線深浦駅から東方、直線距離約2kmの苗代沢上流に位置している。駅から鉦床近くまでトラックを通ずる林道がある。

鉦区 鉦区番号 青森県採登第405号

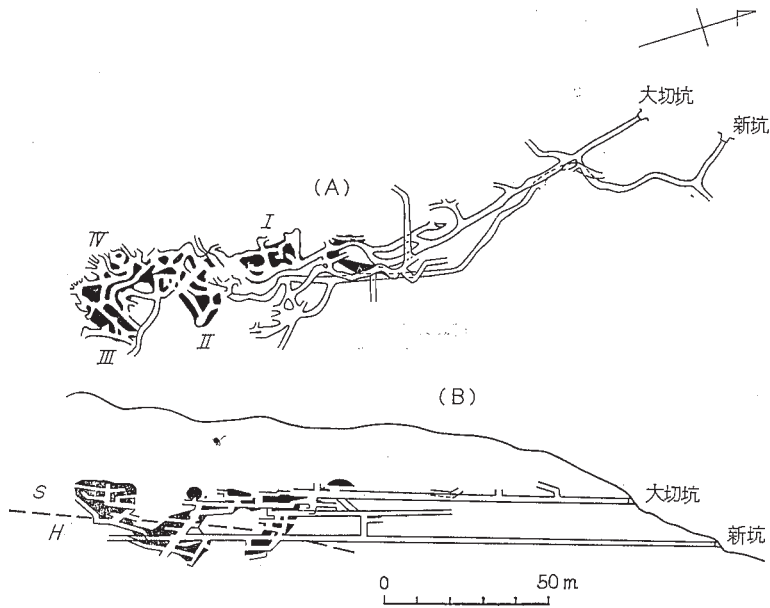
鉦業権者 磯部鉦業株式会社

沿革および現況 鉦床は明治25年に発見、翌年から稼行され、同35年には産額がもっとも多かったが、明治36年以降は休山と操業をくり返してきた。昭和26年に至り杉林黒鉛満俺株式会社によって探鉦が再開され、同28年に大廻沢鉦床を発見し、大切坑および新坑の2坑道で探鉦を行なったが同34年10月に鉦石の枯渇によりふたたび休山した。鉦区は現在は磯部鉦業株式会社の所有となっている。

地質および鉦床 鉦床付近の露出は悪く、かつ岩崎断層が通る場所であり地質は複雑である。第35図

灰岩を主とする地層中に胚胎するものようである。野田 (1909)³²⁾ によれば1~5号・大虎・小虎などの鉱床は、層状をなして凝灰岩中のほぼ同一層準に胚胎し、ソープストーンと虎石とを伴い、厚さは最大で約3mとされている。

大廻沢鉱床は南部・岡田 (1961)²⁹⁾ によると、第36図に示すような潜頭鉱床で、大切坑を110m掘進して着鉱し、それより南方の約70mの間に4鉱体が賦存し、そのI II IIIの各鉱体は東に 30~40° 傾斜し、個々の鉱体は不規則楕円形であって、普通 (10~15m) × (10×20m) ほどの規模で、厚さは0.2~2mであるが、肥大部では6mを越すこともある。すなわち各鉱体はおのおの独立に存在するのではなく、巾狭い低品位鉱によって連結されている。母岩は著しいモンモリロナイト化をこうむり、虎石が伴われる。このことから、鉱床はN40° Eの走向で5~10° NWの傾斜をもつ凝灰岩中に胚胎し、母岩の層理に沿う細いレンズ状・塊状・粉状・網状の小鉱体の集合からなるとされている。



第36図 大廻沢鉱床鉱体図 (南部・岡田, 1961²⁹⁾ による)

鉱石 パイロルース鉱と水マンガン鉱を主とし、少量のクリプトメレーン鉱・パーネス鉱・ラムスデル鉱・轟石を随伴することが明らかにされている。

深浦地域には以上のマンガン鉱床のほか、笹内川中流新湯北方の丘陵地に1ヵ所、同様な層状鉱床があることが知られている。

IV. 4 パーライト³⁵⁾

岩崎・深浦地区

パーライトは岩崎村十二湖を中心とする地区、および一部は深浦町深浦港を中心とする付近一帯にも

存在する。分布は非常に広範である。

パーライトはコンクリート用骨材などに利用されるものであるが、本地区については潜在資源としての意味をもつもので、本地区が県立公園区域に含まれていることとの関連もあって、利用されていない。

地質および鉱床 地質はおもに酸性火山岩類から構成され、大戸瀬層上部層の六角沢凝灰岩・吾妻川流紋岩、大童子層十二湖凝灰岩、およびこれらを貫く流紋岩の岩脈がみられる。これらは火山砕屑岩・熔岩あるいは岩脈であるを問わず真珠岩（あるいは松脂岩）質である場合が多く、これがパーライトである。

鉱石 十二湖地区の岩石について得られた加熱試験の結果は第7表のように報告されている。流紋岩熔岩は膨脹せず、松脂岩が良好である。

鉱量 埋蔵鉱量は無尽蔵に近いが、開発上は前記のように問題があるかとされている。

第7表 試料の加熱結果

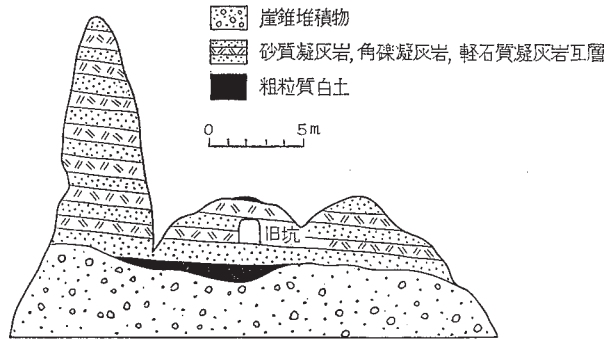
岩 石	膨脹比	岩 石	膨脹比
パーライト	1.4	流紋岩（熔岩流）	1.0
〃	1.4	〃	—
〃	1.7	松脂岩（礫）	1.2
流紋岩（熔岩流）	1.0	〃（岩脈）	2.0
〃	—	パーライト	1.0
〃	1.0	流紋岩（熔岩流）	1.1
パーライト	1.2	〃	1.0
流紋岩（熔岩流）	—	〃	1.0
〃	—	パーライト	1.7
〃	—	〃	1.4
〃	1.0	ガラス質流紋岩	1.2

(奥海靖・丹野晴夫(1961)³⁵)による)
$$\text{膨脹比} = \frac{1000^{\circ}\text{C} \cdot 6 \text{分間加熱} \cdot \text{冷却後の容積}}{\text{加熱前粉末試料の容積}}$$

IV. 5 白 土⁴⁰⁾

白土山地区

五能線深浦駅から南南東方約3.0kmにある白土山付近で、往時に磨粉や精米用として、大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩の細粒凝灰岩が採掘された。現在はまったく利用されていない。旧採掘場における白土質凝灰岩の存在状態は第37図に示される。この白土の鉱物組成の大部分は石英粗面岩質の火山ガラスと軽石片であって、このほか微量の石英・斜長石・カオリン鉱物・絹雲母・モンモリロナイト・磁鉄鉱・褐鉄鉱を伴い、一般に粘土鉱物の含有量はわずかで、モンモリロナイトを主体とするいわゆる白土類とは性質が異なっているとされる。



第37図 白土山の旧主採掘場南隣旧坑付近のスケッチ（高橋維一郎・蜂屋可典，196340）による

IV. 6 にしき石

青森県下では、一般に珪質・堅硬であって、形態・光沢・色彩・模様など美しい岩石を「にしき石」と総称し、鑑賞用、あるいは加工し、指輪・ネクタイピン・帯止などの装飾品として愛用されている。深浦地域も代表的産地の一つとされ、白・赤・黄・緑色を基本色として、これらが混じり、多様な色彩あるいは紋様を呈する雑色珪質岩がおもに採取されている。これらは通常、海浜や河原の礫のなかから収集され、それが由来した原産地の地質・鉱床についてはあまり知られていない。

深浦地域の原産地としては、笹内川中流の新湯から北方に入る帆立沢、あるいはさらにその北方の長慶平付近の吾妻川支流などが知られ、帆立沢産の原石はかつて加工生産が試みられたともいわれている。

帆立沢では沢の各所にやや黄色の強い雑色珪質岩の岩塊が転石としてみられる。転石の分布からしておそらく大童子層硬質頁岩直下付近の田野沢層砂岩中に地層として含まれるものであろう。この関係は吾妻川支流においても同じことが地層の分布状態から予想されるが未調査である。この雑色珪質岩は深浦・岩崎地区に分布するマンガングル床に伴う、虎石と呼ばれる珪質岩と同一の岩質であり、おそらく成因的にも共通性をもっているものと考えられる。珪酸分に含まれる金属イオン、沈殿環境の差などから、その色彩・模様のちがいが生ずるのであろう。

この種のいわゆる工芸用鉱物・岩石は、とくに良質であることが要求され、比較的少ない。

IV. 7 温 泉

笹内川中・上流には本地域あるいは隣接川原平地域にかけ、流域の各所に自然湧出がみられ、新湯温泉はそのうちのひとつである。これらとは別に、岩崎から深浦を結ぶ半島部にも岩崎温泉・六角沢温泉・深浦温泉の3つがあり、笹内川流域のものに較べると泉温はやや低下する。

新湯温泉 五能線陸奥岩崎駅の東方約5kmの笹内川南岸と、これよりさらに500m上流地点の2ヵ所にあり、調査当時（昭和39年）いずれも廃業され、上流のものはコンクリートの湯槽だけが残って

いて湧泉がみられた。泉温35°C，やや黄濁した，土類含有食塩泉である。

岩崎温泉 五能線陸奥岩崎駅の西方約1kmの海岸にある。もともと自然湧泉があったが，現在の泉源は45m深度のボーリング孔によっている。泉温35°C，泉質は無色透明，食塩含有アルカリ性炭酸泉である。

深浦温泉 五能線深浦駅の南南西方2.3km県道わきの沢沿いに泉源があつて，これを約1km下流に引湯し利用している。泉温23°C（気温25.5°C）で，泉質は弱アルカリ弱食塩泉である。

六角沢温泉 深浦温泉の泉源の西北西約500mの六角沢西岸にあつて，自噴泉源21°C（外気温26°C），150m深度のボーリング泉の湧出口温度27°Cである。泉質は無色無臭清涼味を有する炭酸泉である。

文 献

- 1) 青森県（1949）：青森県地下資源調査報告，87p.
- 2) 青森県（1954）：青森県の地下資源，148p.
- 3) 青森県総務部調査課（1956）：青森県石油露頭調査報告書，29p.
- 4) 青森県（1960）：青森県の地下資源，48p.
- 5) 荒川謙治（1933）：津軽十二湖付近の氷河遺跡について（予報），岩鉱学会誌，vol. 10，p. 222～231，270～277
- 6) 荒川謙治（1934）：津軽十二湖の擦痕礫（演旨），地質学雑誌，vol. 41，p. 442
- 7) FUJII K.（1962）：Foraminifera in the Vicinity of Odose，Nishi tsugaru-gun，Aomori Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*，vol. 13，no. 4，p. 321～328.
- 8) 半沢正四郎・他3名（1958）：西津軽郡西海岸地区の地質，青森県油田調査報告書，p. 18～25
- 9) HATAI, K. & NAKAMURA, M.（1940）：On Some Fossils from the Fukaura Beds. Nisi-tugaru district，Aomori Prefecture，Northeast Honshu. *Jour. Geol. Soc. Japan*，vol. 47，p. 293～296.
- 10) 藤岡一男（1960）：「八森—深浦」地表調査報告，石油資源開発株式会社社内報告 21p.
- 11) 今村明恒（1935）：西津軽十二湖の成因，地質学雑誌，vol. 42，p. 820～821
- 12) 今村明恒（1937）：青森県岩崎より青森市に至る水準路における過去および最近の陸地変形について，地震，vol. 9，p. 69～74
- 13) 今村学郎（1934）：青森県津軽十二湖附近の地形について，科学，vol. 4，p. 454～456
- 14) 今西 茂（1949）：弘前盆地西部の地形・地質（演旨），地質学雑誌，vol. 55，p. 180～181
- 15) IWAI, T.（1960）：Pliocene Mollusca from the Nishi-Tsugaru District，Aomori Prefecture，Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*，no. 29，p. 35～46.
- 16) 岩佐三郎（1962）：青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について，石油技術協会誌，vol. 27，no. 6，p. 407～441

- 17) 海上保安庁 (1949) : 本州北西岸水路誌—本州北西岸・本州北岸・竹島一, 書誌, no.102, p.190
- 18) 片田正人・大沢 穠 (1964) : 青森県西部に見られる片状花崗岩類 (白神岳花崗岩類), 地質調査所月報, vol.15, no.2, p.87~94
- 19) 北村 信 (1957) : 青森県鱒ヶ沢油田調査報告, 青森県油田調査報告書, p.12~20
- 20) 北村 信・岩井武彦 (1963) : 20万分の1青森県地質図および同説明書 (青森県の第三系), 92p., 青森県
- 21) 小幡忠宏 (1934) : 東北日本の条痕礫について, 地質学雑誌, vol.41, p.424~429
- 22) 小泉 格 (1966) : 青森県西津軽郡鱒ヶ沢地域の第三系と鱒ヶ沢地域第三系の化石珪藻群, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no.62, p.1~34
- 23) 宮城一男 (1961) : 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石, 岩鉱学会誌, vol. 45, p. 174~185
- 24) MIZUNO, A. (1964) : A Study on the Miocene Molluscan Faunas of the Kitatsugaru and Nishitsugaru Districts, North Honshu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 15, no.10, p.595~622.
- 25) 盛谷智之 (1963) : 青森県深浦地方の新第三系—とくにマンガン鉱床について, 広島大学地学研究報告 (木野崎吉郎教授退官記念特集号), no.12, p.131~147
- 26) 盛谷智之・上村不二雄 (1964) : 青森県西津軽郡深浦地方マンガン鉱床の地質, 地質調査所月報, vol.15, no.4, p.219~234
- 27) 中川久夫 (1963) : 青森県地質説明書 (青森県の第四系), 92p., 青森県
- 28) 中島 博 (1959) : 青森県西津軽郡西北部の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室卒論 (MS)
- 29) 南部松夫・岡田広吉 (1961) : 青森県南股鉱山産マンガン鉱石の鉱物組成—とくにラムスデル鉱の産出について, 東北大学選鉱製錬研究所彙報, vol.17, no.1, p.1~12
- 30) 南部松夫・岡田広吉 (1963) : 青森県西津軽郡岩崎付近の轟石鉱床について, 東北大学選鉱製錬研究所彙報, vol.19, no.1, p.1~12
- 31) NIINO, H. (1940) : The Geology, Topography, and Marine Deposits of Kyuroku-sima and its vicinity, Nishi-Tugaru-Gun, Aomori Prefecture, Northeast Japan. 矢部教授還暦記念論文集, vol.1, p.589~612.
- 32) 野田勢次郎 (1909) : 20万分の1地質図巾「青森」および同説明書, 91p., 地質調査所
- 33) NOMURAS. (1935) : Miocene mollusca from the Nishi-tugaru district, Aomori-ken, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 6, p. 19~81.
- 34) 岡田広吉・蜂屋可典・高橋義昭 (1962) : 深浦・岩崎地区マンガン鉱床調査報告, 国内鉄鋼原料調査, 第1報, p.204・214, 通産省
- 35) 奥海 靖・丹野晴夫 (1961) : 青森県岩崎村十二湖のパーライト, 東北の工業鉱物資源第1輯, p. 244~246, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会
- 36) 大倉陽子 (1960) : 西津軽地方における海岸段丘面上の砂丘について, 地理学評論, vol. 33, p. 628~635

- 37) 大沢 穠 (1962) : 5万分の1地質図巾「弘前」および同説明書, 52p., 地質調査所
- 38) 大沢 穠 (1963) : 5万分の1地質図巾「岩館」および同説明書, 14p., 地質調査所
- 39) 柴山雄三郎 (1929) : 青森県西海岸地方の地形および地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論 (MS)
- 40) 高橋維一郎・蜂屋可典 (1963) : 青森県深浦町白土山の白土, 東北の工業用鉱物資源第3輯, p. 7~10, 東北地方工業用鉱物資源開発調査会
- 41) 高橋純一 (1934) : 東北地方の水河礫, 擬水河礫, 科学, vol.4, p.205~209
- 42) 高橋純一・他2名 (1934) : 西津軽の新推定油田 (概報), 石油技術協会誌, vol.2, p.235~255
- 43) 高橋純一 (1936) : 西津軽の水成マンガン鉱床 (予報), 岩鉱学会誌, vol.15, p.211~224
- 44) 上田良一 (1965) : 秋田県北部の第三系の層位と造構造運動について, 秋田大学地下資源開発研究所報告, no.32, p.1~71
- 45) 上村不二雄 (1963) : 青森県西津軽郡大戸瀬付近の新第三系について (演旨), 地質学雑誌, vol. 69, no.814, p.309~310
- 46) 鶴飼光男 (1959) : 「大戸瀬-深浦」地表調査報告, 石油資源開発株式会社内報告, 12p.
- 47) 吉村信吉・木場一夫 (1933) : 青森県岩崎村松神十二湖の湖沼学的予察研究, 地理学評論, vol. 9, p.1046~1068
- 48) 吉村信吉 (1934) : 津軽十二湖の湖盆形態, 科学, vol.4, p.455~457
- 49) 吉村信吉・他3名 (1934) : 津軽十二湖の湖盆形態, 地理学評論, vol.10, p.968~989, 1091~1115

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Aomori (5) No. 26

**GEOLOGY**
OF THE
FUKAURA DISTRICT

By

Tomoyuki MORITANI

(Written in 1967)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated in the westernmost part of Aomori prefecture. The area is composed mainly of Neogene volcanic rocks and sediments, and partly of Pre-Neogene igneous rocks and Quaternary sediments. The stratigraphic sequence is shown in the following table.

PRE — NEOGENE

The Shirakamidake granites, the basement of the Neogene, outcrop only at the southeastern corner of the mapped area, but they extend widely to the neighbouring district. They consist mainly of schistose hornblende-biotite granodiorite.

Table 1

Age		Stratigraphy
Quaternary	Recent	Sand dune deposits and alluvium
	Pleistocene	Terrace deposits
Neogene Tertiary	Miocene	Akaishi formation
		Jūniko tuff member
		Odōji formation
		Tanosawa formation
		Kurosaki formation
		Odose formation
		Fujikuragawa formation
Pre-Neogene		Shirakamidake granites

NEOGENE TERTIARY

Fujikuragawa formation (500m in thickness)

The Fujikuragawa formation, the lowest of the Neogene throughout the mapped area, is a thick accumulation of andesite pyroclastic rocks and lavas almost without normal sediments. Most of the volcanic rocks have been generally more or less subjected to alterations such as propylitization, and changed to greenish in color. The formation shows violent volcanic eruption in the earliest stage of Neogene.

Odose formation

The Odose formation conformably overlies the Fujikuragawa formation, and is most widely developed in the mapped area. The formation is divided into the Lower, Middle and Upper parts, and the lithofacies of each part is shown as follows.

Lower part (600m in thickness) : Andesite tuff breccia and lapilli-tuff with intercalated sediments such as sandstone, which often contains plant fossils.

Middle part (500m in thickness) : Mainly andesite pyroclastics and lavas.

Upper part (200 ~ 300m in thickness) : Mainly rhyolitic volcanic rocks such as lava, tuff breccia and pumice-tuff with conglomerate, sandstone and mudstone. The sediments contain both plant fossils and molluscan fossils, and

accordingly the Upper part seems to be of non-marine to marine facies.

Tanosawa formation (20 ~ 80m in thickness)

The Tanosawa formation unconformably overlies the Odose formation, and is distributed in the northern half part of the mapped area. The formation consists mainly of fossiliferous conglomerate and sandstone, but in some case is accompanied by acid pumice-tuff and mudstone. It contains many kinds of marine fossils such as *Operculina complanata japonica* HANZAWA and *Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA).

Odoji formation (40 ~ 300m in thickness)

The Odoji formation conformably overlies the Tanosawa formation, and is distributed in the middle zonal area between the eastern mountain massif and western peninsula. The formation is generally characterized by hard shale, while volcanic facies of acid pumice-tuff (**Juniko tuff member**) and partly of basalt agglomerate predominates in the southern half of the area.

Kurosaki formation (150m in thickness)

The Kurosaki formation unconformably overlies the Odose formation, and is locally distributed in the southern corner of the mapped area. The formation consists of conglomerate and mudstone, and contains marine fossils. From the restricted distribution and difference of facies, the stratigraphic position is not yet clear, but the formation seems to be correlative to the Tanosawa formation and partly to the Odoji formation.

Akaishi formation (30 ~ 250m in thickness)

The Akaishi formation conformably overlies the Odoji formation, and is distributed mainly in the northern half part of the mapped area. It consists largely of black shale, but partly of conglomerate with molluscan fossils especially at basal parts.

QUATERNARY

Terrace deposits

The Pleistocene terrace deposits are divided, in ascending order, the first, second, third, fourth and fifth ones with definite surface elevations respectively, and their distribution is extensive along the coast area. They consist mainly of gravel and sand.

Alluvium

Alluvial deposits are developed along the rivers and sand coasts. Sand dune deposits are narrowly distributed along the southern coast.

GEOLOGIC STRUCTURE

In the area, there appear two structural trends; one points to NNE-SSW as is represented by the prevailing anticlinal axis of fold and markable

fault with the same direction, and the other to NW-SE as is shown by wavy structure and fault.

ECONOMIC GEOLOGY

Copper deposits

Matsukami mine was worked in the past on a small scale. The deposit is of vein type with gypsum in andesite tuff breccia of the Odose formation.

Manganese deposits

The present area, namely the Fukaura district or in more widely covering name, the Nishitsugaru district, is known as one of the typical provinces of the Miocene manganese deposit in Japan. There are found many deposits which are very similar one another in every aspect, and in these, **Maruyama** (including **Teranosawa**, **Kitaichi** and **Miyanosawa** deposits), **Iwasaki**, **Fukaura** and **Minamimata mines** can be named as representatives. Because these deposits are rather small in scale, the history from the dawn of exploitation about 1891 down to the present time has been the repetition of mining and closing, and now only Maruyama mine is worked.

The deposits are bedded type intercalated conformably in sedimentary rocks mainly of the Tanosawa and partly of the Odose formations, and are generally associated by gangue siliceous rock called "Toraishi" and montmollironitic clay called "soap stone". From these mode of occurrence, the deposits are supposed to be of submarine hot spring origin.

The ore is made up only of manganese dioxide without any other metallic minerals. Mineralogically the manganese dioxide ores are pyrolusite, todorokite, manganite, cryptomelane, ramsdellite, yokosukaite, birnessite etc. Especially, Maruyama deposits are known as monomineralic composition of todorokite.

Perlite deposits

Although they have not been worked yet, the rhyolitic rocks such as lava, breccia of pyroclastics and dyke of the Odoji and Odose formations are often perlitic, and these are estimated as one of the resources.

Acid earth deposits

At Hakudo-yama area, the fine pumice-tuff in the Odose formation was mined as acid earth on a small scale in the past.

Brocade stone deposits

Brocade stone, a kind of jasper, is generally collected as ornamental natural stone, but about some of them was made an attempt to use in the ornamental industries in the past. Hotatezawa area is known a productive place, and there the brocade stones occur usually as boulder, but the original rocks seem to be intercalated near the boundary part between the Tanosawa and Odoji formations.

Hot spring

In the western peninsula area **Iwasaki**, **Fukaura** and **Rokkaku-zawa hot**

springs are found, while **Shinyu hot spring** wells out along the fault bordering the eastern mountain massif. At present the former three springs are used as baths. They are of common salt or carbondioxide spring in chemical composition.

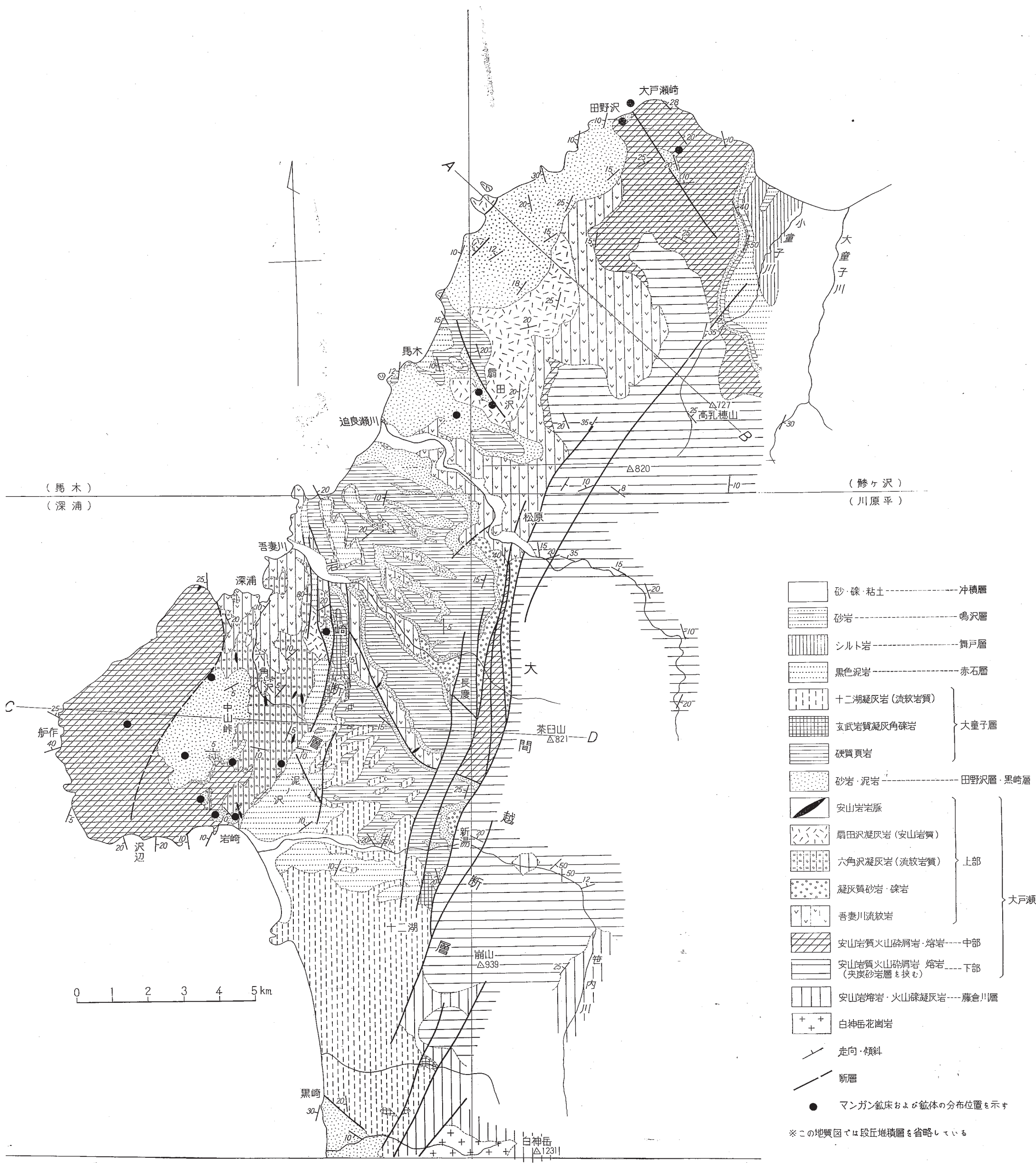
昭和 43 年 2 月 5 日 印刷

昭和 43 年 2 月 8 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小 林 銀 二

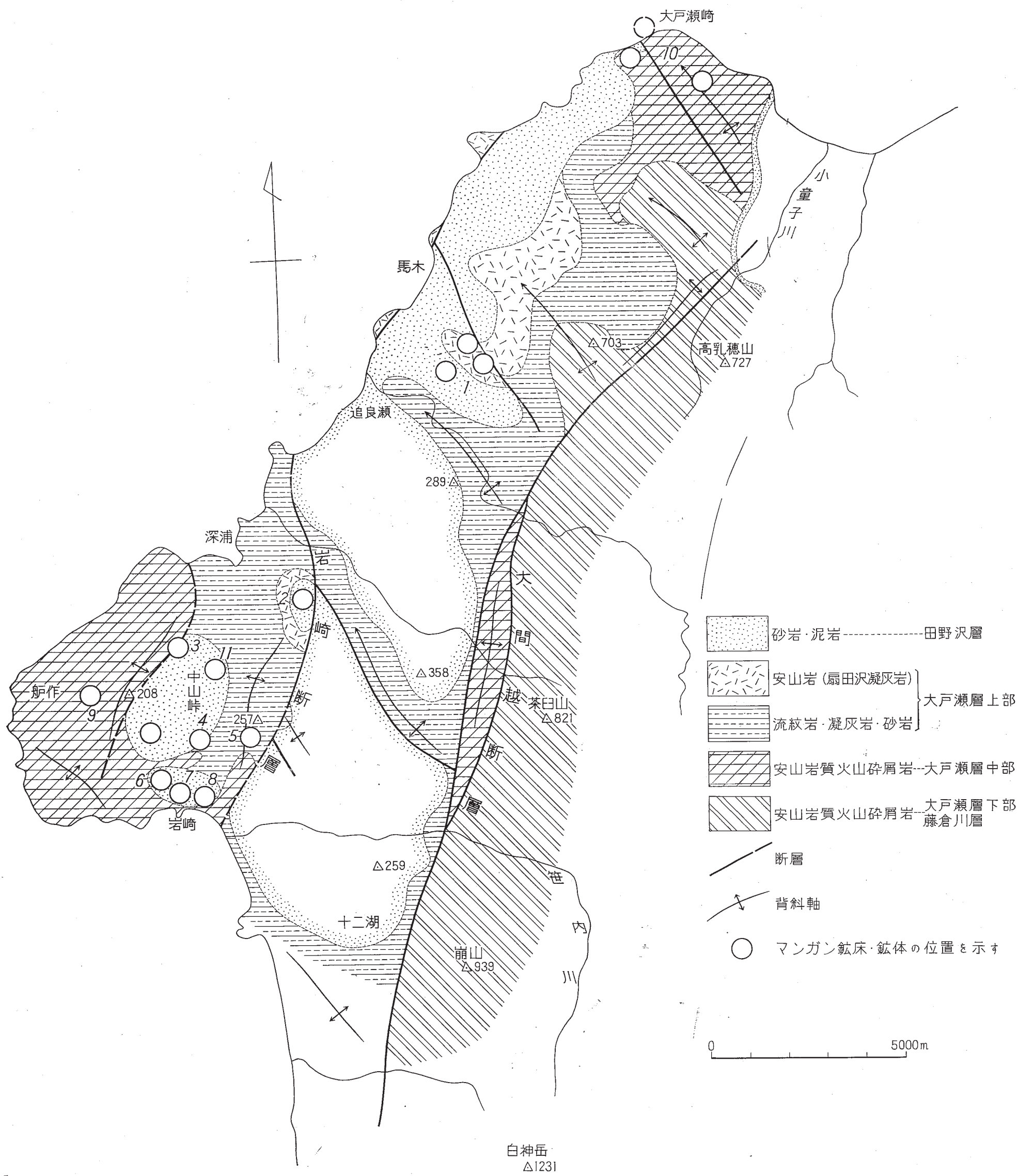
印刷所 泰成印刷株式会社



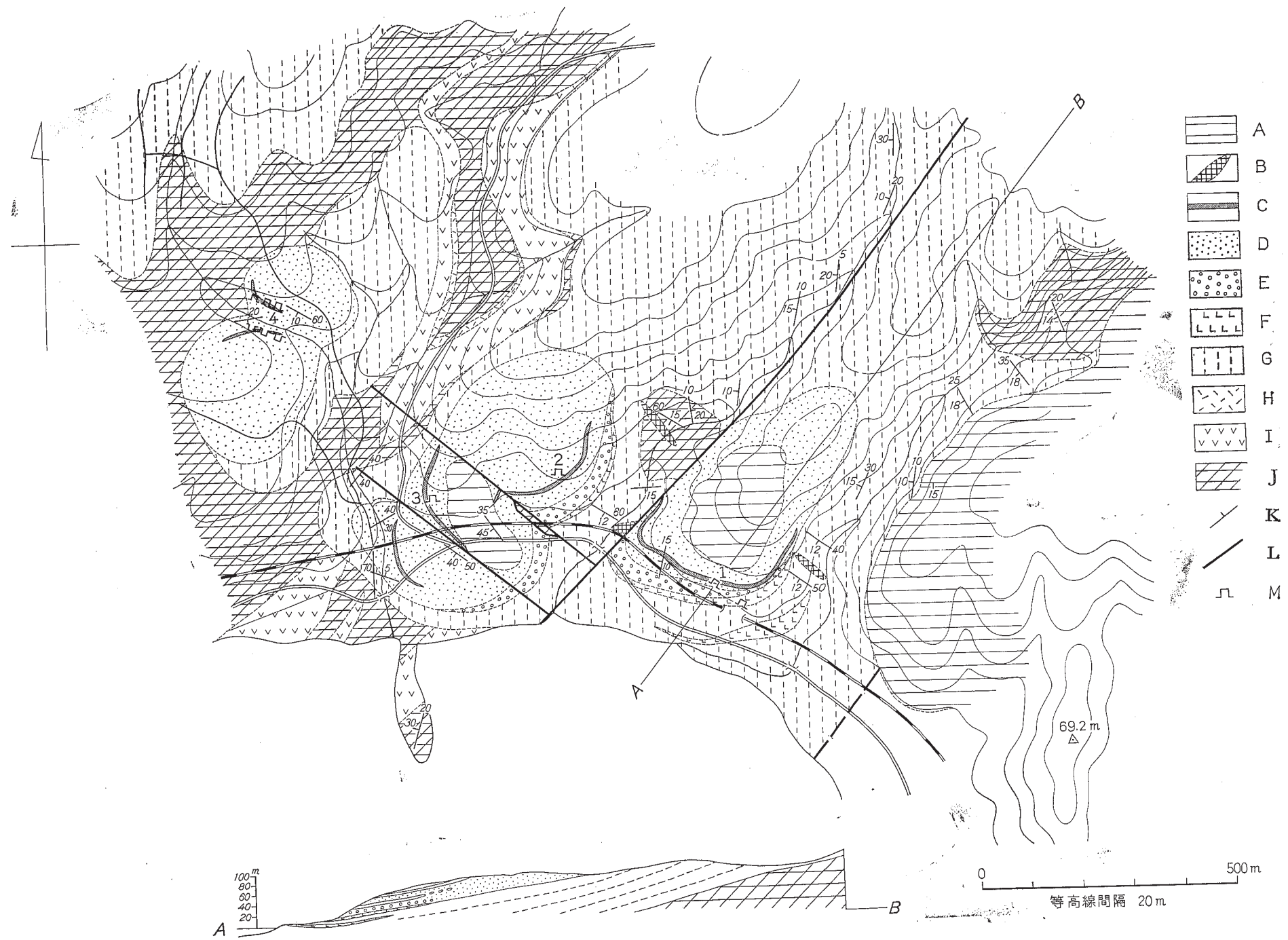
- 砂・礫・粘土 ----- 沖積層
- 砂岩 ----- 鳴沢層
- シルト岩 ----- 舞戸層
- 黒色泥岩 ----- 赤石層
- 十二湖凝灰岩 (流紋岩質)
- 玄武岩質凝灰岩砂岩
- 礫質頁岩
- 砂岩・泥岩 ----- 田野沢層・黒崎層
- 安山岩岩脈
- 扇田沢凝灰岩 (安山岩質)
- 六角沢凝灰岩 (流紋岩質)
- 凝灰質砂岩・礫岩
- 吾妻川流紋岩
- 安山岩質火山砕屑岩・熔岩 ----- 中部
- 安山岩質火山砕屑岩・熔岩 ----- 下部 (夾炭砂岩層を挟む)
- 安山岩熔岩・火山礫凝灰岩 ----- 藤倉川層
- 白神岳花崗岩
- 走向・傾斜
- 断層
- マンガン鉱床および鉱体の分布位置を示す

※この地質図では段丘堆積層を省略している

第 8 図 深浦地域付近地質図
(盛谷・上村, 1964²⁶⁾ により一部変更)



第 28 図 深浦地域付近の地質構造とマンガン鉱床分布との関係概念図
(盛谷・上村, 1964²⁰ による)



- A: 泥岩 (赤石層)
- B: 安山岩 (岩脈)
- C: マンガン鉱層
- D: 凝灰質砂岩
- E: 礫岩
- F: 流紋岩質熔岩
- G: 凝灰質砂岩・頁岩・大戸瀬層上部層六角沢凝灰岩

田野沢層

- H: 凝灰岩
- I: 安山岩熔岩
- J: 安山岩凝灰角礫岩 (細粒火砕岩を伴う)
- K: 走向傾斜
- L: 断層
- M: 坑口

大戸瀬層
中部層
(沢辺安山岩)

- 1: 丸山鉱床
- 2: 寺ノ沢鉱床
- 3: 北一鉱床
- 4: 宮ノ沢鉱床

第 29 図 岩崎海岸付近マンガン鉱床地質図



第 32 図 岩崎山鉄床分布図

