

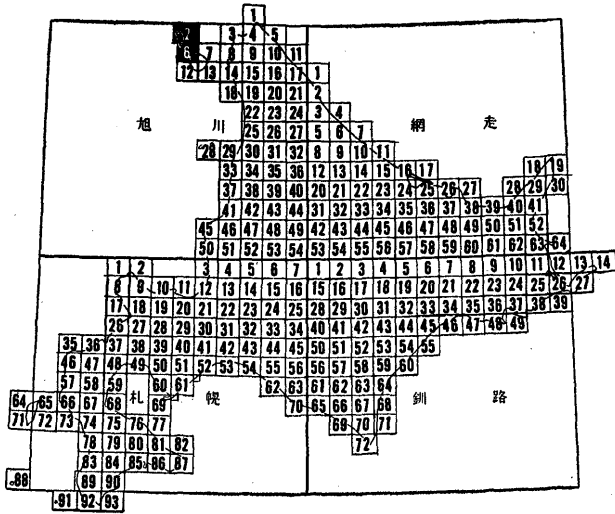
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

礼 文 島

(旭川一第 2 号および第 6 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 38 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

礼 文 島

(旭川一第 2 号および第 6 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 長 尾 捨 一

北海道嘱託 秋 葉 万

同 大 森 保

北 海 道 開 発 庁

昭 和 38 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、
地下資源開発のための基本調査として、北海
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお
いて、実施したものである。

昭和38年3月

北海道開発庁

目 次

はしがき	1
Ⅰ 位置および交通	2
Ⅱ 地 形	3
Ⅲ 地 質	4
Ⅲ.1 地質概説	4
Ⅲ.2 地質各説	8
Ⅲ.2.1 礼文層群	8
Ⅲ.2.1.1 地蔵岩層	8
Ⅲ.2.1.2 ウエンナイ下部層	9
Ⅲ.2.1.3 ウエンナイ上部層	10
Ⅲ.2.1.4 アナマ層	11
Ⅲ.2.1.5 内路層	12
Ⅲ.2.1.6 礼文岳層	13
Ⅲ.2.2 新第三紀層	13
Ⅲ.2.2.1 元地層	15
Ⅲ.2.2.2 メシクニ層	17
〔a〕 メシクニ層(標準相)	17
〔b〕 メシクニ層(香深岩相)	19
Ⅲ.2.2.3 浜中層	21
Ⅲ.2.3 新第三紀—第四紀層	22
Ⅲ.2.3.1 久種湖層	22
Ⅲ.2.4 第四紀層	22
Ⅲ.2.4.1 洪積層	22
Ⅲ.2.4.2 沖積層	23
Ⅲ.2.5 火成岩類	23
Ⅲ.2.5.1 閃緑岩質玢岩	23
Ⅲ.2.5.2 粗粒玄武岩	24
Ⅲ.2.5.3 輝石玢岩岩株	25

III. 2. 5. 4	複輝石安山岩	25
III. 2. 5. 5	安山岩岩脈	26
III. 2. 5. 6	輝石安山岩	27
III. 2. 5. 7	A型玄武岩	27
III. 2. 5. 8	B型玄武岩	29
III. 2. 5. 9	礼文岳層群中の玢岩質安山岩	30
III. 2. 5. 10	香深岩層中の安山岩	31
IV	地質構造	31
V	礼文層群の地質学的諸問題	32
VI	応用地質	35
VII	礼文島先史時代の遺跡について	35
	参考文献	37
	Résumé (in English)	39

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 礼 文 島 (旭川一第 2 号および第 6 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 長 尾 捨 一

北海道囑託 秋 葉 力

同 大 森 保

は し が き

日本の最北端の港、稚内港をさる西方 49 km の日本海洋上に、丁度蝸が手を上げたような恰好で浮かんでいる島、これが礼文島である。その南は指呼の間に利尻富士を望み、道立公園地帯として利礼道立自然公園とよばれている。島は対島海流(暖流)の衝路に当たっているので、気候は比較的温和で、夏季は 35~36° を限度とし、冬季も -10° を下ることは、ほとんどない。年間の最多風向は南 (35.5%)、次多風向は西 (14.9%)、次に北 (12.8%) となっている。風速は冬期には北寄りの風が強く、ことに、北東と北西の風が強い。春から夏にかけては南風が強い。したがって、礼文島の樹木は真直ぐにのびているものはほとんどない。すべて、海岸から山側の方へ彎曲して生育する。降雨量は春に少なく、夏から初秋にかけて多くなり、9 月には 120 ml を越す。天候は 11 月頃より陰悪となり、晩冬から中春にかけては好天気恵まれる。7 月は道北地方は一体に天候は長くないが、それでも、オホーツク海沿岸地方より良好で 8 月~9 月は比較的良好である。

礼文島の開発は文政 4 年 12 月、徳川幕府が蝦夷地を挙げて松前藩に委せるまでは、幕府の直轄であって、天明 6 年、村山伝兵衛が幕府請負人となると記録されている。明治 2 年に北海道開拓使庁が設置され、明治 5 年には宗谷支庁の、また 6 年には増毛支庁の管轄となっている。明治 35 年に香深、船泊の 2 村が設置されている。その後、昭和 31 年両村が合併して 1 島 1 村となり、昭和 34 年町制を施行して礼文町となった。

先住アイヌの穴居遺跡は島内いたる所にある。とくに、久種湖畔には堅穴チャン(城砦)の跡が残され、土器・石器が発掘されている。また島内には 300 種を上廻る高山植物があり、とくに桃岩附近のものは、道文化財に指定されている。礼文島の北海岸、蝸の左爪に当る所にエンドヤという地名がある。これは、銭屋五兵衛がロシアとの密貿易の際の根拠

地とした所で、銭屋五兵衛が江戸屋と号したところから、この地名が残されたといわれている。昭和23年5月9日には金環蝕の中心地としてアメリカとの共同観測が行なわれ、キトウスには、その記念碑が建てられている。

地質学上の調査で、まとまったものとしては、1935年に行なわれた佐藤文男^{*}の調査がある。これによって、礼文島の層序と岩石の大綱が明らかにされた。この報文において、礼文島の基盤を構成する集塊岩、砂岩、頁岩、凝灰岩などよりなる岩層を記載しその時代を未詳中生層とした。

この中生層の時代が、その後問題となり、北海道の中生層のうち、このような火山岩質の堆積層に比較されるものがないことから、樺太島へトナイ世の竜ヶ瀬層群に対比されたこともある。筆者の1人長尾は、昭和26年本島の石炭調査を行なった際、この未詳中生層を概査して、それが空知層群に属する可能性の強いことを明らかにした。その後、同じく筆者らのうち、秋葉^{***}および大森によって *Crioceras*^{**}らしいものが発見され、さらにもう1箇の菊石化石が *Fulchellia*^{****}らしいと松本達郎によって鑑定され、本層群のしめす地質時代が空知統、しかも下部白堊紀の主々張階らしいことが確実性を帯びてきた。

この図幅調査は、昭和36年の夏に行なった。調査に当っては、火成岩の調査と岩石の鑑定は秋葉が担当し、全島の地質調査は長尾と大森が担当し、全文のとりまとめは長尾が行なった。なお、東京教育大学橋本亘教授は、礼文層群の調査に協力され、長尾とともに礼文層群中部の石灰岩から *Stromatomorpha*, *Spongiomorpha* などの Hydrozoa や、その他珊瑚化石を発見した。そのほか、当調査所小山内照・松下勝秀の両技師には島中央部の中生層調査の援助をうけ、北大河内晋平氏は火成岩調査に協力された。また、現地においては、香深病院院長堀江信吉博士から、長い間の収集化石、土器、石器などを快く公開していただいた。明記して、これらの諸氏には、深甚な謝意を表する。

I 位置および交通

礼文島は、わが国最北の島として知られ、北緯 $45^{\circ}20'$ 、東経 141° の地点にあり、南北約 22 km、東西の最大幅 6 km、面積は 83 km² である。稚内港の西方約 49 km の日本海上に

* 佐藤文男 (1935) ……北見国礼文島の地質および岩石 北大卒論 (M・S)

** 橋本 亘 (1954) ……北海道中生界の堆積と変形

*** 秋葉 力・大森 保 (1959) ……北海道礼文島からの *Crioceras* の発見とその意義 地質雑 65 巻 771 号

**** 松本達郎よりの口答

あって、その南の利尻島とは 8 km を距てている。

海路は稚内―香深 (59 km) に定期航路があり、6 月から 10 月までは毎日運航、11 月から 5 月までは隔日運航、所要時間は 3 時間である。また、稚内・船泊間にも年間隔日運航の定期船があり、所要時間 3 時間 40 分である。そのほか、小樽、香深間には毎月 5 回の定期便がある。島内は南の知床から香深・内路・船泊をへて神崎まで、定期バスの運行があり、4 月中旬より、12 月中旬まで利用できる。このバスは、島の東側を海岸沿いに走っている。西側は断崖絶壁で、その下に、わずかな海浜が点々とあるだけで、乗物の便はない。調査に際しては、西海岸の鮑古丹から南下して召国をへ、アナマ岩の北までは干潮、平時時には、何とか断崖の下を伝って行ける。しかし、そこからウエンナイまでは、絶壁の石につかまり、崖をよじ登って、ようやく歩くことができるていどである。ウエンナイ以南は猫岩の北まで、比較的楽に行けるが、その南から、知床西方の崖までは、山頂の道路をとらねばならない。東海岸は道路もよく、川沿いの道路もある。島内横断の道路は赤岩―召国、香深井―ウエンナイ、香深―元地の 3 ルートであるが、地形が比較的平坦であるのと、山稜には、ほとんど樹木がないので、どこでも自由に歩くことができる。

II 地 形

島内中央部の最高地点である礼文岳 (490 m) を除けば、南部および中部は大体 200~300 m の山地が相連続し、東側は海岸線に向って次第に降下しているが、西側は急斜する海蝕崖として、断崖絶壁をつくって海に臨んでいる。

全島ほとんど平野らしいものはなく、北部の久種湖周辺に低地が存在するが、湿地帯で農耕に適しない。この久種



第 1 図 西海岸地蔵岩附近の断崖 地層は地蔵岩層



第 2 図 西海岸地蔵岩、ウエンナイ間の礼文滝山腹より急崖を飛瀑となって海岸に落ちる。地層はウエンナイ下部層

湖を含む北部地域は 100 m 内外の低平な丘陵地帯で、中央部および南部とは様相を異にしている。これは南部および中部が、礼文層群の硬い岩相や第三紀の集塊岩層やこれを貫ぬく安山岩類によって占められているのに反し、北部は、それより軟弱な第三紀の浜中層の頁岩層が分布しているからであろう。

河川も、この地形的な特徴に支配されて、北と東海岸に向って流れるものは、比較的流路が長いが、西海岸に向って流れるものは、流路が短く、海岸の断崖から急瀑となって、海面に落下する。北流するオソナイ川とオオサワ川は浜中頁岩層の間を蛇行して流れ、川の流路に沿って、この島としては比較的広い沖積氾濫原をもっている。この島唯一の湖である久種湖は、オソナイ川が海に注ぐ附近で、砂によって堰とめられた結果生じたものである。

海岸線は単調であって、東海岸には、わずかに、内路と香深に小さな浅い入江があって、船付場に利用されている。西海岸にも、小さな屈曲があり、南部の元地に小さな船付場があるが、大部分は礼文層群の分布地域で、海岸線はほ



第3図 知床岬の海蝕地形

とんど直線的である。北部には蝸の爪の間に大きな湾がある。この湾は軟かい浜中頁岩層を中にして、両側に硬い、礼文層群と玄武岩の突出部がほぼ南北方向に走り、長い間に中央部の軟かい頁岩部が削られて生じたもので、頁岩の分布範囲である浜中や久種湖附近の海底は水深が浅いが、東西両突端部の船泊と江戸屋または（エンドヤ）は、それぞれ礼文層群と玄武岩の硬質岩の分布地域にあって船付場となっている。島の北部と南部には、第四紀洪積世の海岸段丘がある。低いものは標高 10~20 m の所を金田岬から内路まで、海岸に沿って追跡することができる。高いものは 40~60 m 位のもので、金田岬附近と白浜附近に、わずかにその残存物をみるにすぎないが、南部の知床附近には、かなり広い範囲にわたって分布している。

III 地 質

III 地質概説

礼文島は、その南わずか 8 km をへだてる利尻島とは、構成する地層がまったく異なっている。この島の基盤を構成するものは、北海道の時代未詳中生層の一つとして、礼文層

群と称せられたものである。礼文層群は全層厚 2,500m ほとんど火山砕屑岩の要素の多い堆積層で、かつては、その岩相から樺太島のヘトナイ世の竜ヶ瀬層群に対比されたこともある。礼文層群は上部より、次のように分けられる。

礼文岳層	500 m +
内路層	600 m
アナマ層	400 m
ウエンナイ上部層	400 m
ウエンナイ下部層	400 m
地蔵岩層	150 m +



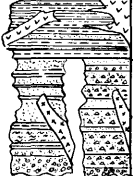

これらの各層は島のほぼ中央部に露出し、一つの南北性の向斜構造をとり、東翼の一部は、北方に延びて、金田岬まで分布する。

東西両翼の傾斜は、ところによって、急傾、緩斜するが、ほぼ 30~40° で、比較的小となしい、等傾斜構造をしめす。西翼部には、最下部層である地蔵岩層が露出するが、東翼は上部に近い内路層が、第三紀層の基盤岩層として露出する。この東翼部の内路層は、内路・起登臼・香深井附近で頻繁に閃緑岩質玢岩の岩床、岩脈の貫入をうけている。

礼文層群は、すでにのべたように、かつては、樺太のヘトナイ世である竜ヶ瀬層群に比較されたものであるが、秋葉、大森の *Crioceras* らしいものの発見、および他の 1 箇の菊石が *Pulchellia* らしいことなどから、ほぼ Barremien 層準と考えられた。この菊石の産出は、最下位層である地蔵岩層からであるが、今回の調査でも、ほぼそれと同時代と考えて差支えない Hydrozoa や Coral を発見した。この Hydrozoa のうちの *Spongiomorpha* と *Stromatomorpha* は大体鳥巢種であって、産出層準はウエンナイ上部層の石灰質凝灰岩である。

さらに、その上位のアナマ層からは *Zamiophyllum buccianum* と思われる植物化石を発見し、菊石、Hydrozoa、植物化石と 3 者のしめす地質時代がほぼ一致したのである。したがって、礼文層群が空知統の上部、主夕張階をしめし、下部白壁紀に属することは間違いないであろう。北海道における空知統の主夕張階に、安山岩質あるいは玢岩質の火成活動があったことは、すでに橋本亘によってしばしばのべられているが、この礼文層群のように全層 2,500m を通じての厚い火山砕屑岩層は、ほかの地域ではまだみつからない。

これらを不整合におおって新第三紀層が、島の南部および北部に分布する。この第三紀層のうち、かつては南に分布するものには緑色凝灰岩層を含み、これを道南のグリーン、タフに対比し、北部に分布する第三紀層には緑色凝灰岩層を含んでいないので、これを、

時代		層序	模式柱状	岩質、その他	
第四紀	沖積世	沖積層及び砂丘		砂、礫、粘土	
	洪積世	低位段丘礫 高位段丘礫		砂、礫 砂、礫	
第四紀 第三紀	新第三紀	久種湖層		浮石砂岩、集塊岩質礫岩 20m土	
		浜中層		硬質頁岩、泥岩、玄武岩類貫入 250m	
新第三紀	中新世	メシクニ層 北部 南部 メシクニ岩相 香深岩相		北部 砂岩、頁岩、礫岩 200m 南部 集塊岩、集塊岩質礫岩、砂岩、礫岩 250m 安山岩類貫入	
		元地層		灰緑色凝灰質砂岩、砂岩、頁岩、安山岩類貫入 200m	
下部白堊紀	上部空知群	礼文層群		玉葱状集塊岩、集塊岩質砂岩、角礫質凝灰岩、玢岩貫入 500m+	
				内路層	凝灰岩、角礫岩、玉葱状集塊岩、粗粒玄武岩、玢岩貫入 600m
				アナマ層	凝灰質砂岩、シルト岩、集塊岩、角礫岩、Zamiophyllumを産す 400m
				上部ウエンナイ層	角礫質凝灰岩および集塊岩、Bryozoa, Coral, Hydrozoaを産す。 400m
				下部ウエンナイ層	角礫質凝灰岩、集塊岩、硬質凝灰岩 400m
				地藏岩層	集塊岩質凝灰岩、角礫質凝灰岩、粘板岩、硬砂岩 150m+

第4図 地質柱状図

天北地域の第三紀層に対比し、島の南部は道南第三紀層の延長、島の北部は天北型の第三紀層で、中央部に分布する中性代層を隔てて、ここに、ひじょうに大きな堆積物の差異があるといわれたことがある。この南部の緑色凝灰岩が、はたして本当に、いわゆる“グリーンタフ”に対比されるものかどうか、この点に大きな関心がもたれた。われわれは、こ

の新第三紀層を次のように区分した。

上位より	浜中層	250 m
	メシクニ層	200 m (香深相は 300 m)
	元地層	200 m

元地層はいわゆる緑色凝灰岩層を挟むもので、この島の新第三紀層の最下位を占めるものである。問題の緑色凝灰岩層は、実際は凝灰質の細粒砂岩であって、緑色を呈するとはいいながら、道南地域のグリーン・タフとは岩質は同様でない。また、この地層からは、元地層附近から築別階を指示する介化石がでているので、道南の訓縫統のグリーン・タフとは層準的にも異なってくるであろう。

また、この上位にくるものと思われるメシクニ層は、いわゆる峠下層準と思われる介化石を産するので、この間に不整合を考えなければならない。メシクニ層は、元地層と接する島の南部区域では、集塊岩質であって、これを香深岩相といい、北部のメシクニ層と同層準と考え、ともに峠下層準、すなわち、いわゆる稚内層の基底岩層とした。ただし、北部では、元地層は分布しておらず、メシクニ層は直接、白堊紀層を不整合におおい、礫岩を基底とする砂岩、頁岩および凝灰質泥岩の互層である。メシクニ層の上位は、整合漸移して浜中層に移る。この関係は、北部南部ともに同じように、上下両岩層の互層部を挟んで移りかわる。

浜中層は稚内型の頁岩層であって、南部では、知床附近にせまい分布をしめすが、北部では、久種湖・浜中・江戸屋方面に広い分布を占める。

久種湖層は、北部の久種湖西岸にわずかに分布する凝灰質砂岩、礫石質砂岩よりなる軟かい地層で、浜中層を貫ぬく玄武岩をおおい、浜中層とは不整合関係にある。

海岸段丘は40~60 mのもの、10~20 mのものと2段ある。高位のものは、北部ではほとんど削り取られ、わずかに、その残骸がみられるだけであるが、南部では^{ツベ}奮部・知床にかなり広い台地を占めて分布し、それと同じ高さのものが香深附近に少しみられる。低位のものは、北部の金田岬から東海岸に沿って内路まで、連続的に分布するが、それ以南にはみられない。北部の海浜には、所々に砂丘がみられる。この砂丘のうち、浜中から鉄府、西上泊への道路には海拔50 m位の所に、この砂丘の一部が存在する。

* その後、この化石を鑑定された東京教育大学管野三郎助授から、この化石も決定的に峠下層準を指示するものとは断定できない旨の私信があった。しかし、一応この層準を元地のものより上位の層準と考えて、第三紀層の層序を組立てた。後日、この両層準が同じものと判明した際には後述するように層序訂正の必要がある。

沖積層は、現在の海浜砂と河川の氾濫堆積物で分布は狭小である。

火成岩として、最も古いものは、礼文層群の内路層を貫ぬく閃緑岩質玢岩で、岩脈および岩床状に東海岸の内路一香深井間に頻繁に露出している。これと同じようにして、粗粒玄武岩が久種湖東岸の内路層をぬき、第三紀のメンクニ層基底礫岩におおわれている。第三紀層を貫ぬくものとしては、南部では元地層を貫ぬく玢岩の岩株があり、桃岩として観光名所となっている。そのほか、元地層およびメンクニ層香深岩相を貫ぬく輝石安山岩、香深岩相の集塊岩、砂岩、礫岩の互層を貫ぬく安山岩岩脈がある。北部ではメンクニ層を貫ぬく、輝石安山岩、メンクニ層および浜中層を貫ぬくA型玄武岩・B型玄武岩がある。A型玄武岩は見事な柱状節理がみられ、スコトン岬沖の海馬島を構成し、浜中層の硬質頁岩を捕獲している。

III.2 地質各説

III.2.1 礼文層群

礼文層群という名称は、1935年佐藤文男が時代未詳中生層としたものに対して、1961年長尾^{*}が使用した名称である。礼文島の基盤岩として島の中央部に露出し、その骨格を形成する。島の中央部をほぼ南北の軸をもつ1向斜構造をとり、南北両側は、第三紀層によって、不整合におおわれる。

上位より、礼文岳層、内路層、アナマ層、ウエンナイ上部層、ウエンナイ下部層、地蔵岩層の6層にわかれる。このうち、礼文岳層と内路層とは岩相的にほとんど差異はなく、礼文岳層は内路層の上部岩相としても差支えないものである。ウエンナイ層を上下にわけた理由は、両層に共通的な火山碎屑岩層のうち、上部層の膠結物が石灰質で、その部分にHydrozoa、Coralなどの化石がはいっているのをもって区分とした。礼文層群の全層厚は約2,500mと堆定される。

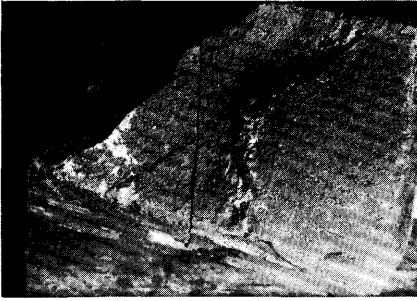
III.2.1.1 地蔵岩層

礼文層群の最下位の地層で、南部西海岸の地蔵岩附近が標式地である。南限は、元地層とWE方向の断層で接するため、下限は不明であるが150m以上の層厚をもつ。

暗褐色集塊岩質凝灰岩、硬質緑色凝灰岩、角礫凝灰岩、暗灰色粘板岩、硬質砂岩などの火山碎屑岩質の堆積岩層の互層よりなる。火山碎屑岩は、安山岩質ないしは、玢岩質である。

地層の一般走向はN60°W内外、北方に50~60°傾斜するが、断層のため、走向・傾斜

* 長尾捨一(1961) 北海道白堊系並びに未詳中生界の総括(M.S)



第5図 地蔵岩層 *Crioceris* (大森採集)

に変化があり、ある場合には逆転しているものもある。元地の北側の沢では、いわゆる、「ホネ石」とかわらない珪質の灰白色凝灰岩層も、この中に介まれている。この沢の上流地域で、ウエンナイ下部層と移りかわるが、その関係は整合的である。

地蔵岩海岸沿いの断面では、ウエンナイ下部層の集塊岩質角礫岩と N 70 W 方向の断層で接しており、この部分が、礼文層群

全体として、一番もめている。南方、元地層との断層は、かなり大きな擾乱帯をもち、その方向は N 70~80 E、である。この断層の延長と思われるものが、東海岸の香深と香深井の中間地点に延び、礼文層群の南限を区切っている。

地蔵岩層から発見された化石は、すでにのべたように、秋葉、大森の両名によって *Crioceris*? として発表され、さらにもう1箇の化石は、松本達郎によって *Pulchellia*? とされた。これらは、いずれも Barremien 層準であって、礼文層群の地質時代を明らかにした最初の化石である。この地層中で菊石を産した岩石は、外観緑色砂質の岩石で、一見輝緑凝灰岩ともみられるが、鏡下では、石英>斜長石が、角礫状、径 0.05~0.1 mm の結晶として散在し、原鉱物が輝石と思われる現在ではすべて緑泥石によって置換されている角礫状結晶も存在する。これら円磨された様子が無いのが特徴である。このような角礫状鉱物は、全体の 1/3 を占める。このほか、やや円みを帯びた径 0.05 mm の緑泥石化した鉱物と、長径 0.05 mm の短冊状斜長石が点在し、基質は、緑泥石質物質および炭酸塩鉱物によって占められている。

以上のような観察から、安山岩質凝灰岩あるいはこれを原岩とする砂岩と考えられるが、本岩を夾在する地層の岩質から、本岩を凝灰岩質砂岩とした。

III. 2. 1. 2 ウエンナイ下部層

地蔵岩層の上に整合的に重なる火山碎屑質の堆積層で、約 400 m の層厚をもっている。地蔵岩から北方、ウエンナイに向って、海岸沿いに露出し、一部は元地の北の沢の上流に露出する。暗褐色あるいは暗緑色の角礫質集塊岩、集塊岩質凝灰岩、これに緑色の硬質凝灰岩を挟んだものの互層で、下位の地蔵岩層に比較して、火山碎屑岩の要素はさらに優勢

* (3) に同じ

である。走向 N 10~50° W, 傾斜 NE 50~70°, 上方ウエンナイ上部層と整合する。

III. 2. 1. 3 ウエンナイ上部層

ウエンナイ下部層とは、岩相的にはほとんど同様である。違っている重要な点は、角礫質凝灰岩、集塊岩質凝灰岩などの膠結物が、ひじょうに石灰質で、場合によっては、まったく石灰岩とかかわらない所もある。今回の調査で、この石灰質の膠結物中に Hydrozoa や珊瑚などの化石を発見した。この石灰質部は礫として混入したものではなく、膠結物であることは明瞭に判定できる。

化石の種類は次のとおりである。

Hydrozoa

Stromatomorpha rebunensis HASHIMOTO & NAGAO (M.S)

Spongiomorpha asiatica YABE & SUGIYAMA

珊瑚

Polyphylocheris? sp. (cfr. *iwatensis* EGUCHI)

Thamnasteria sp. (a, b and c)

Stylina sp.

Placocoenia sp. (a and b)

Latomeandra? sp.

Coral gen. et sp. indet.

蘚虫類

Bryozoa? gen. et sp. indet.

藻類

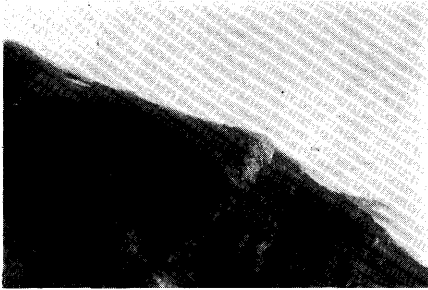
Lithocodium sp.

Spongiomorpha asiatica は鳥巢石灰岩から報告されており、*Stromatomorpha rebunensis* は新種であるが、これに近い *Stromatomorpha Yokoyamai* は同じく鳥巢産である。白堊紀層からは江口元起が 1948 年に *Spongiomorpha miyakoense* EGUCHI を報告している。これは宮古の *Orbitolina* の砂岩層に発見されたもので、まず Aptian と考えられる。このようなことから、このウエンナイ上部層産の化石の指示する時代は、地蔵岩層の化石

* これらの化石については、昭和 38 年発行の地下資源調査報告に東京教育大学橋本亘氏と共同で発表する予定である。

** 江口元起 (1948) A new *Stromatomorpha* from the *Orbitolina* sandstone of Iwate Pref, and its Significance in Japan. Jour Palaeont. XXII (3)

のしめず Barremien と矛盾するものでないことがわかる。



第6図 ウェンナイから見たウェンナイ
上部層，山頂の一部は上位のアナマ層
に入る

ウェンナイ上部層とは、整合関係で緑灰色の凝灰質砂岩，シルト岩および頁岩の互層にはじまり，緑色角礫凝灰岩，硬質頁岩，集塊岩質凝灰岩などの互層を主体とする岩層である。ウェンナイ上部および下部層にくらべて，岩層全体の色合いが，緑色を帯びている。

筆者らは，アナマ岩北方の突端部の緑色の硬質砂岩と暗緑青色の頁岩の互層部から附図7のような植物化石の印象を発見した。この形は，日本では *Wealden* 種として知られている *Zamiophyllum buccianum* DKR.

にひじょうによくにているが，印象がやや不鮮明なので，はっきりと同定はできない。頂部の葉が，上方に向かって巻上っているのは，この葉が先端部に近い部分と考えられる。この植物化石の発見は，北海道では空知統の中の最初の発見である。

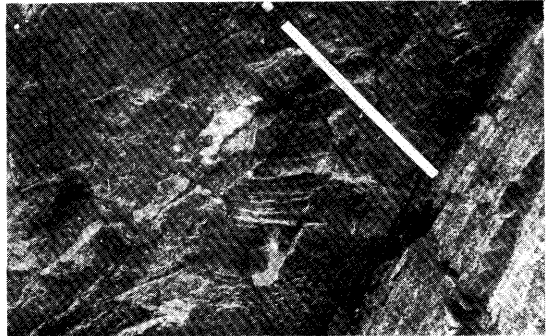
地蔵岩層の Barremien のアンモナイト，ウェンナイ上部層中の Bryzoa，そして，アナマ層の中生代植物化石，と3つがみられることは，下部白堊紀，空知統の上部である主夕張階であろうということを指示すると考えられる。

アナマ層は化石の産出層準をほぼ中央部として，上部になるにしたがって，次第に軟かい，黄緑色凝灰岩と角礫凝灰岩が増加し，ほとんど，第三紀層の岩層かと思間違いう位であ

このウェンナイ上部層は，アナマ岩附近まで連続し，そこで，凝灰質の砂岩，頁岩の互層よりはじまるアナマ層に整合的におおわれる。

走向は N 10°~15° W で東に 30~60° 傾斜するが，地蔵岩北方の沢の上流で，ウェンナイ下部層の上にくる部分は，小断層のため，走向・傾斜をかなり乱されている。全層厚 400 m 内外である。

III. 2. 1. 4 アナマ層



第7図 アナマ岩北方の断崖突端部で発見した植物化石 *Zamiophyllum buccianum* とと思われるもの

る。ことにメシクニの海岸に第三紀層の基盤としてみられるものはこの感じが強い。走向は $N 20^{\circ} W \sim N 20^{\circ} E$ 、傾斜は東 $50 \sim 30^{\circ}$ 、全層厚は 400 m 内外である。

III. 2. 1. 5 内 路 層

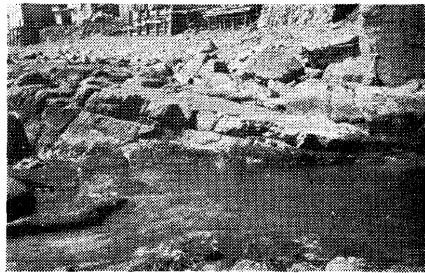
礼文層群の向斜軸をはさんで、その東翼にはじめて姿をあらわすのが、この内路層である。東翼では、北端金田岬より香深井まで、海岸線にそって、ほとんど、同じ層準が露出する。西翼は、オオサワ川の上流地域に、南北性の走向をもって、アナマ層上に整合的に重なる。岩層は主として暗緑色あるいは暗褐色の凝灰岩、集塊岩、角礫岩などで、とくに集塊岩の玉葱状構造がいちじるしく、内路層の特徴となっている。

東翼の北方弁財泊、金田岬から高山、上泊にかけては、玉葱状集塊岩を主とする、角礫岩、凝灰岩などで、上泊の西方、小学校近くの道路ぞいに、内路層を不整合におおうメシクニ層の基底礫岩がみられる。久種湖の東岸苗畑附近で内路層を貫ぬいている粗粒玄武岩が、第三紀の基底礫岩に不整合におおわれている。この粗粒玄武岩は、船泊北方にもみられる。

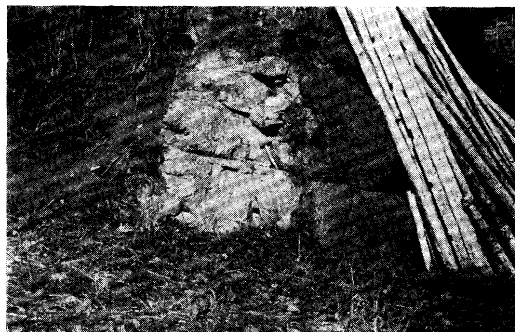
さらに、東海岸の内路、香深井間には $NS-N 20 E$ 方向の閃緑岩質玢岩が沢山貫入している。あるものは岩床、あるものは岩脈状をなして、ほとんど、この間に密集している。香深井川の流域にそって、第三紀の元地層の



第 8 図 西上泊北方苗畑附近で粗粒玄武岩とこれを不整合に被うメシクニ層の礫岩



第 9 図 上泊附近 内路層角礫質凝灰岩層



第 10 図 起登臼、香深井間 内路層を貫ぬく閃緑岩質玢岩

基盤岩として露出する内路層は、特徴のある玉葱状集塊岩に角礫凝灰岩をはさんでいる。断片的な露出であるが、川口に近い方は向斜の東翼、奥の二股近くのもは西翼に属するものであろう。全層厚は600m内外と推定される。

III. 2. 1. 6 礼文岳層

内路層の上位に重なるもので、層厚は500m以上の灰褐色あるいは暗褐色の火山礫層質岩層である。内路層とは主要部分の岩相差はほとんどない。しいていえば後述するように内路層は珩岩質であり礼文岳層は安山岩質である。同じような玉葱状構造をもった集塊岩があり、角礫質の凝灰岩があり、さらに内路川中流、および内路—礼文岳ルート途中には閃緑岩質珩岩の岩脈もみられる。

ただし、この礼文岳層には灰褐色の砂岩層がはさまれてくるので、いちおう内路層の上部層として区分した。

島の中央部、向斜構造の中核をなして露出する。礼文岳、内路川上流、キトウス川上流のものは、向斜軸の西翼を占め、ナイロ川下流から、キトウス川下流にかけて分布するものは、その上位に点々と第三紀メックニ層の基底礫岩をのせて、向斜軸の東翼を占める。

III. 2. 2 新第三紀層

新第三紀層は島の北部および南部に分布する。この南北両部の岩層が一致しないことは、すでにのべたとおりであるが、古くからの問題もまた、そこに存在する。

ここに、最初の層序を組立てた佐藤文男^{*}の柱状を掲げる。

北部地区	南部地区
浜中板状頁岩層	知床板状頁岩層
鉄府砂岩・頁岩互層	尺 忍 層
メックニ凝灰質緑色砂岩	香深集堪岩塊
上 泊 礫 岩	元地緑色凝灰岩層
未詳中生層	上 泊 礫 岩
	未詳中生層

本図幅の筆者らの柱状は次の通りである。

北部地区	南部地区
浜 中 層	浜 中 層
メックニ層	メックニ層(香深岩相)
礼文層群	元地層 [?]
	礼文層群

* (1)に同じ

筆者らの柱状に関する意見は、すでに地質概説の項でのべたが、ここでは、さらにくわしく記載する。

南、北両地域の新第三紀の基底は、いずれも基底礫岩からはじまる。すなわち、北ではメシクニ層の基底部には、中生層を礫としてもつ礫岩層が船泊から上泊にかけて、また、上泊から赤岩までは、海岸線と平行した山陵にそって、南北方向に連続する。

南では元地層の基底部は香深井川にそって、中生層との境界附近に基底礫岩がみられる。この両層の礫岩は、同じく中生層の内路層を基盤としているために、岩相的にほとんどかわらない。しかし、礫岩から上のメシクニ層の岩相は、灰黄緑色凝灰質砂岩、灰白板状砂岩、凝灰質シルト岩などの互層で、上位に灰白色シルト岩および massive な灰白色泥岩があり、漸次、浜中の硬質頁岩層と互層移化していく。南部地域の元地層の基底礫岩の上は、砂岩頁岩の互層で、ここに植物化石の破片を含む層準がある。その上に緑色の凝灰質砂岩層があり、次いで、これら各層の互層がある。この緑色の凝灰質砂岩は、元地の海岸ぞいにはかなりの厚さがある、従来グリーンタフといわれたものである。元地層の上位にはメシクニ層の香深岩相と名づけた集塊岩層がある。この集塊岩層は灰褐色粗粒砂岩、シルト岩、や礫岩をはさみ、あるいは水平移化し、元地層の関係は露出不良のため、直接みることはできない。しかし、基底部近くに礫岩層があり、不整合の疑いを否定することはできない。この集塊岩層の上部は、知床附近に発達する板状硬質頁岩層と互層移化する。この硬質頁岩層は、浜中層と対比される。一方元地層とメシクニ層の中から、地質調査所松野久也技官の^{*}とった介化石を、東京教育大学菅野三郎助教授が鑑定、次のような名があげられている。

メシクニ層(船泊神社下) 元地層(小坂裏)

1	<i>Glycymeris vestitoides</i> NOMURA	+	
2	<i>Chlamys</i> sp.		+
3	<i>Patinopecten</i> sp. 1		+
4	<i>P.</i> sp. 2	+	
5	<i>Ostrea gravitesta</i> YOK.	+	
6	<i>Serripes</i> sp.		+
7	<i>Japelion</i> sp.		+
8	<i>Neptulea oomurai</i> OTUKA		+
9	<i>N.</i> sp.	+	

この化石組成をみると、元地層は、あきらかに築別階で、いわゆるグリーンタフのしめ

* 東京教育大 菅野助教授よりの私信

す地質時代の訓縫層（古丹別）よりは古い。一方、船泊の神社下はメシクニ層最下部の灰緑色砂岩、頁岩の互層部で、その化石組成では決定的なことはいえないが、峠下層準、すなわち稚内層の下部と考えても差支えないであろう。

メシクニ層と浜中の硬質岩層とは、明らかに整合的であり、また一方、香深の集塊岩層と知床の硬質頁岩とも、整合関係にあることは明瞭である。

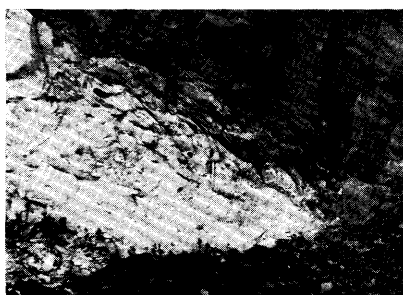
このような考え方から、元地層は、この地域の第三紀層の最下位のものとして、築別層準に対比する。その上位には、おそらく不整合関係で、香深の集塊岩層がくる。この香深の集塊岩層は、北部のメシクニ層と同じ層準のもので、メシクニ層の香深岩相として、ともに稚内層基底部を占める。この両者の上位には整合的に典型的な硬質頁岩、砂岩の互層である浜中層があって、稚内硬質頁岩層に対比される。したがって、ここには増幌層準（古丹別層準）の岩層を欠いている。

以上が、筆者らの礼文島第三紀層の層序組立てである。もし、メシクニ層の化石群が元地層の化石群と同じものとなったときには、礼文島の新第三紀層はすべて、築別層準となる。

III. 2. 2. 1 元地層

元地から猫岩にかけての海岸ぞいに、集塊岩を上にして露出し、一部は香深一元地の道路ぞいの水源池の沢に露出する。この北の延長は礼文層群を下にし、香深岩相を上位として、香深井の南方の山地を占める。

また、香深井川の流域には、礼文層群を不整合におおい、基底礫岩と緑灰色砂質凝灰岩、砂岩頁岩の互層よりなる元地層が、かなり広範囲に分布する。



第 11 図 元地海岸沿いの灰緑色砂質凝灰岩層と断層で接する黒色灰岩



第 12 図 元地海岸沿いの灰緑色砂質凝灰岩

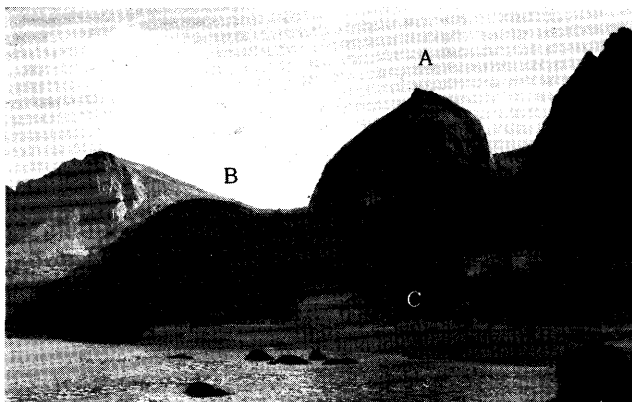
元地海岸ぞいに分布するものは、この地層の標式的露出であって、厚い灰緑色砂質凝灰岩層と砂岩、頁岩の互層からなっている。ところどころに集塊岩質の所もあり、走向 $N 15^{\circ} \sim 20^{\circ} E$ 、傾斜 $NW 25 \sim 30^{\circ}$ であるが、小断層によって、逆傾斜をしめすものもある。香深より桃岩トンネルをへて、元地に下る峠の下に、灰白色の凝灰質シルト岩があり、植物化石の破片を含んでいる。その少し上には、すでに香深岩相の集塊岩が峠の近くまでおおってきている。このシルト岩の下 $10 m$ 位に当たる所に、かつて石炭を掘った坑道がある。長尾が昭和 26 年に調査したときには、灰緑色凝灰質砂岩と灰白色砂岩、頁岩の互層部があって、道路工事のため、坑口のあった場所は、石垣がつまれてみることはできなかった。役場に残されてあった石炭の標本からみて、おそらく、塊状の炭塊で連続性のないものと判断した。この層準は元地海岸の灰緑色砂質凝灰岩層の上にくるものと思われる。元地層の北限で断層で礼文層群と接する辺の家の裏手が、すでに記載した化石の産地であって、長尾は昭和 26 年に同じ場所から *Psephaea* sp. をえている。この地域で、上位の香深集塊岩層との関係をはっきり観察できる所はなく、その分布上から不整合を推定した。これは桃岩附近の集塊岩層は東傾斜で、その下の元地層が西傾斜であることから推定したのであるが、この関係については、明らかな判断を下すことはできない。香深から元地に向う道路傍の水源池の沢にも、集塊岩の下に緑色砂質凝灰岩があって、元地層は $N 20^{\circ} W/SW 30^{\circ}$ をしめすが、集塊岩との直接関係はみられない。その北方に集塊岩層を上にし、礼文層群を下にしてみられる元地層は、わずかな断片的な露出から、その分布を推定したもので、両者の直接関係は不明である。

香深井川の流域に、支流のかなり奥深い所まで元地層の基底部に近い岩層が分布している。



第 13 図 香深井川中流元地層基底部に近い灰緑色凝灰質砂岩

基盤は礼文層群のアナマ層、内路層、および礼文岳層で分布している元地層の大部分は基底礫岩とその上にある凝灰質砂岩（緑色）、砂岩、頁岩の互層である。元地層の走向傾斜は、各所でまちまちであり、礫岩の乱堆積が、かなりいちじるしいことから、堆積時にも変動がづいていたものと推定される。層厚 $200 m$ 内外である。



第 14 図 桃岩附近元地層とメシクニ層（香深岩相）

(a) 桃岩 (b) 元地層 (c) 香深集塊岩

III. 2. 2. 2 メシクニ層

メシクニ層は北部に分布するメシクニ岩層と南部に分布する香深岩相とにわかれる。南部では、元地層を不整合におおうものと推定されるが、北部では礼文層群と直接に不整合関係で接する。

[a] メシクニ層（標準層）

礼文島北部地域の礼文層群を不整合におおい、1 向斜、1 背斜（半ドーム構造）をなして分布する。基底礫岩は東側に厚く発達するが、西側ではわずかな細礫砂岩がこれに代る。東側の顕著な礫岩は、上泊から船泊への道路にそってよく露出し、その厚さは、少なくとも 20 m を越える。礫は下位の内路層の円礫で大小さまざまあり、大きいものは人頭大のものもある。色は暗褐色あるいは暗緑色で、下位の内路層とは外観的に区別しにくい。この基底部の礫岩、礫質砂岩の互層部の上位は、凝灰質頁岩、砂岩の互層、板状粗粒砂岩、細礫砂岩などの互層で、灰緑色、灰褐色、あるいは黄褐色を呈している。



第 15 図 西上泊メシクニ層下部、礫岩と互層する灰緑色凝灰質砂岩、頁岩層

これらの各層の走向は $N 20^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ 、傾斜 $NW 20 \sim 25^{\circ}$ から N



第 16 図 西上泊メシクニ層の礫岩層

70°~80° W の走向で、南に 10°~30° 傾斜するものなどがある。上泊から船泊の道路ぞいは、基底部に近い層準が反覆露出しており、ところどころに基盤の内路層をのぞかせている。船泊の神社下の灰緑色の massive 泥岩層、砂岩層から、すでに記載した。

Glycymeris vestitoides NOM.

Patinopecten sp.

Ostrea gravitesta YOK.

Neptunea sp.

がえられたのであるが、この層準も基底部に近い層準である。この化石は、すでに記した通りであって、時代を決定づける種類ではなく、かなり地質時代の広いものばかりである。しかしながら、現在、このメシクニ層の上位に整合する硬質頁岩層を稚内層の硬質頁岩と対比するとき、このメシクニ層を稚内層の基底部すなわち、留萌方面の峠下の層準にもってゆくのには支障のあるような化石種ではない。

現在筆者らは、このメシクニ層を元地層より上の層準のものと考え、南部地域の香深の集塊岩相と同一層準に置いた。他日このメシクニ層の化石中元地層のものと同様に築別層準を指示するものが発見された場合とは、われわれの層序は改定されねばならない。

筆者らが、メシクニ層と元地層とを異った層準のものとした理由は、次の通りである。

(イ) メシクニ岩相、香深岩相の両者が、その上位に整合する硬質頁岩層（浜中層）とまったく同様な関係で接すること。(ロ) メシクニ層と元地層との化石要素が同じでないと思われること。(ハ) 硬質頁岩層である浜中層を、南北両地域で同じ層準にならべると、元地層とメシクニ層を同一層準とするには、かなり無理な層序を考えねばならない。

さて、上泊、船泊方面のメシクニ層は上方次第に灰白色シルト岩層を増し、さらに上部では、これに硬質頁岩層を介在し、ついに浜中層に漸移する。

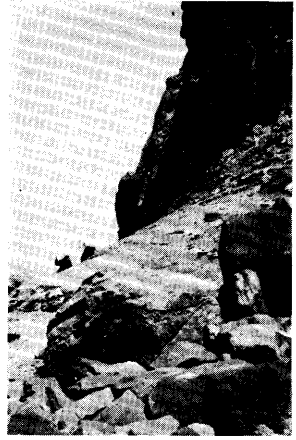
中央部オオサワ川流域のメシクニ層は、露出が充分でないので、くわしい柱状をとることはできない。ただ、基底礫岩層とその上にくる砂岩、頁岩の互層が断片的にみられる。

西海岸のメシクニ層は比較的露出もよく、最下部から最上部まで観察することができる。最下部はメシクニ附近を標準露出地とするもので、アナマ、内路の両層の上を不整合にお

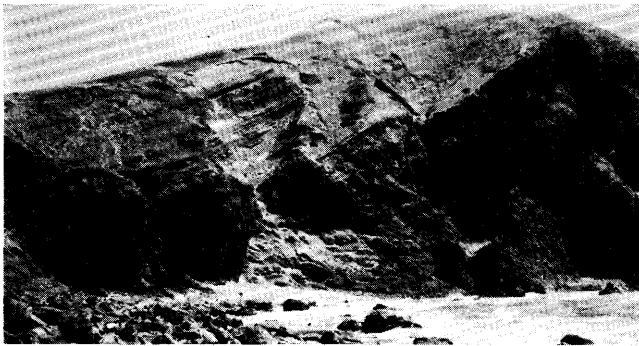
おっつている。下部は灰緑色の凝灰質粗粒砂岩で基底礫岩部は東部ほど厚くない。礫岩は暗緑褐色で分級度は悪い。礫の大きさは3~5 cm のものが大多数で、凝灰質の粗粒砂で比較的ゆるく膠結されている。メシクニから北方に向けて西上泊、テップの海岸にそって、安山岩および玄武岩に、貫入あるいはおおわれて、漸次上部層を露出している。

テップ附近の最上部層は、灰緑色凝灰質砂岩層が主体で、これに板状の砂岩、頁岩の互層をはさむ。この凝灰質砂岩は植物化石の破片や二枚貝の化石の破片を保有している。

走向は $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ で北方に 20° 内外傾斜し、最上部は硬質頁岩層と互層して、浜中層に移過する。この地層の厚さは約 200 m と推定される。



第 17 図 西上泊海岸 玄武岩に被層されるメシクニ標準層



第 18 図 テップ海岸のメシクニ層上方は浜中層の硬質頁岩

[b] メシクニ層 (香深岩相)

南部地域、すなわち、津軽、尺忍、差閉、知床方面に分布するメシクニ層相当層は香深岩相とよばれる集塊岩、集塊岩質礫岩、砂岩などの互層からなり、下位の元地層との間には不整合関係と推定される。上位は硬質頁岩層と整合漸進し、岩相的には北部のメシクニ層とにているところはないが、いちおうその層準に対比した。この香深岩相は、津軽および尺忍方面では集塊岩が圧倒的に優勢であるが、それから南の知床方面から西海岸にかけては、礫岩、礫質砂岩が優勢になってくる。

香深岩相全体の構造としては、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} E$ 方向の軸をもつ一つの向斜構造が考えられ

るが、この下位の元地層は、西傾斜であるので、ここに、不整合を暗示する事実も存在するわけである。

津軽町方面の香深岩相は、暗褐色の安山岩質集塊岩を主体とするもので、多孔質の安山岩塊をブロックとして含んでいる。この安山岩の空隙に玉髓が充填しているものもある。

走向は $N 40^{\circ} \sim 60^{\circ} W$ 、傾斜 $NW 40^{\circ}$ 内外で時に灰白色の軟質凝灰岩層をはさんでいる。

香深市街地附近では、集塊岩層は灰褐色凝灰質砂岩および頁岩と互層し、走向 $N 50^{\circ} W$ 、傾斜南に $30 \sim 40^{\circ}$ をしめす。香深南方では、傾斜が一部逆になって、北方に 10° 内外傾斜するところもあるが、大体尺忍の向斜軸の西翼部が露出し、ここでは集塊岩に凝灰質砂岩、礫岩をはさんでいる。



第19図 香深南方 メンクニ層(香深岩相)の集塊岩



第20図 香深南方 メンクニ層(香深岩相)の集塊岩

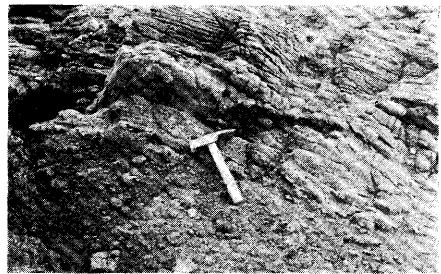
尺忍附近で、硬質頁岩層を上とし、向斜軸の東翼を占めるものは、主として、灰緑色あるいは灰褐色の(凝灰質砂岩)および、集塊岩、礫岩の互層で、差閉港の海底には、かなりいちじるしい礫岩部がみとめられる。フンベ部落附近では集塊岩の中の安山岩塊が、美事な車石構造を呈するものも存在する。

フンベ部落から、島の南端を西に廻ると向斜軸の西翼部が露出する。知床方面のものは、集塊岩、礫岩、凝灰質砂岩、礫質砂岩よりなり、集塊岩部は少なくなり、礫岩および砂岩部を増加する。

知床の岬附近ではますます砂岩部が増加し、島の西海岸に廻れば NS あるいは $N10^{\circ} E$ の走向をもって、砂岩、礫岩の累層が、わずかな集塊岩をはさんで東に $10 \sim 30^{\circ}$ 傾斜している。この西海岸を北に向って行けば、ふたたび集塊岩が増加し、桃岩附近では、ほとんど集塊岩ばかりの累層となっている。この地層と、その上位を占める硬質頁岩層との関係は、知床・尺忍附近でよく観察することができるが、北部のメンクニ層と硬質頁岩層との関係



第21図 知床附近の集塊岩と砂岩



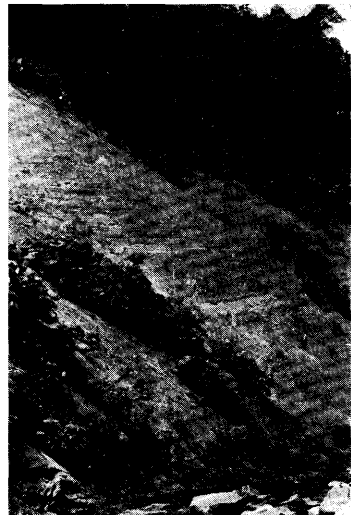
第22図 知床附近の集塊岩と砂岩の重なりとまったく同様であって、互層部から漸次硬質頁岩層に移りかわるもので、完全な整合関係である。この岩層の厚さは約250 mである。

III. 2. 2. 3 浜 中 層

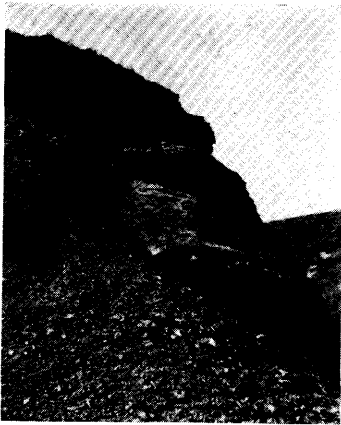
メシクニ層を整合的におおう硬質頁岩層を主体とするもので、岩相から天北地域の稚内層主部に対比される。礼文島の第三紀層で全島に普遍的に同一岩相で分布するのは、この浜中層からであって、それ以前の元地層は南部に分布するが、北部には分布しない。またメシクニ層は、南北両地域で岩相的に異った堆積相をしめしている。

浜中層は北部で、オオサワ川、浜中、オソナイ川一帯に広く分布し、オソナイ川流域では、1向斜構造を、またオオサワ川流域では半ドーム構造がみとめられる。下位のメシクニ標準層とは硬質頁岩と砂岩、泥岩の互層部をへだてて整合する。標式地である浜中附近では、厚さ2 m位の礫質砂岩をはさみ、また珪質頁岩の団塊が帯状にはさまれている。江戸屋海岸一帯では玄武岩に貫入されて、珪化したところもあり、一部は玄武岩中に捕獲されて残存するものもある。

鉄府から鮑古丹にかけての海岸ぞいは、N 50°~70° Wの走向で、北に25~30°傾斜する浜中層が露出する。硬質頁岩とシルト岩、砂岩の互層でA型玄武岩にぬかれている接触部は、変質をうけて珪化し



第23図 オオサワ川上流、浜中層中の硬質頁岩層の崖



第24図 オソナイ川上流，浜中層の硬質頁岩，珪質岩団塊が見られる

粒で，比較的軟かい。上部は褐色の含浮石質砂岩，凝灰質砂岩で，大体水平であるが，場所によって傾斜面をしめすところもある。この堆積物は，ここに分布しているだけで，島の他のところでは，全然みることができない。この堆積物の堆積した時期は，浜中層以後であることは明らかであるが，それ以外は明らかでない。かりに，第三紀より第四紀にかけての堆積物としておく。

III.2.4 第四紀層

第四紀層は高低2段の洪積世段丘堆積物と，海岸砂丘，海浜砂および現河川の氾濫原堆積物である沖積層からなり立っている。

III.2.4.1 洪積層

島の東海岸には海岸線にそって，海岸段丘がみとめられる。高位段丘は，海拔40～60m位のところにあつて，北部では弁財泊の東の高所と白浜南方の高所に，わずかな残存礫層としてみとめられるにすぎない。しかし，この高さの礫層は，島の南部壱部と知床にかなり広い範囲にわたって分布している。この段丘は北方断片のかわあるが香深附近にも存在する。低位段丘は海拔10～20mのところにあつて，島の東海岸，弁財泊から金田岬を廻り，高山，上泊をへて，内路まで連続追跡ができる。それに南は，断続的であるが起登白まで存在し，より以南にはみとめられない。

これらの海岸段丘は，すべて東海岸にあつて，西海岸には存在しない。また島内の河川の流域にも，河岸段丘らしいものはみとめられない。

ている。スコトン岬の北方海中の海馬島は，全山A型玄武岩で構成されるが，その中に，ところどころ硬質頁岩を捕獲している。本島の南部における浜中層の露出地は，差閉を中心として尺忍，知床に細長くのびる一つの向斜構造としてあらわれる。この向斜構造に向斜軸にそつた1断層で接断され，N20°E方向にのび，下位のメンクニ層の集塊岩とは互層漸移する。全層厚250m内外である。

III.2.3 新第三紀—第四紀層

III.2.3.1 久種湖層

島の北部，久種湖の西岸に分布する地層で，浜中層および浜中層をぬく玄武岩を不整合におおっている。下部は集塊岩質の礫質砂岩で，色は暗褐色，粗

III.2.4.2 沖積層

北部のオソナイ川およびオオサワ川の流域には、かなり広い氾濫原があり、礫、砂、粘土などから構成されている。また海岸ぞいには、せまい砂地がみられるが、このうち、船泊から浜中への海岸ぞいは砂浜が長く続いている。西海岸の鉄府から鮑古丹への海浜も、美事な砂浜である。これらとは別個に、砂丘がところどころにみとめられる。船泊から浜中への海浜には、4個の砂丘が存在する。この砂丘は、浜中から鉄府への道路上に、浜中層の硬質頁岩層の上はかなり広範囲に乗ってくるものがある。この地点の高さは、海拔50m位のところである。

III.2.5 火成岩類

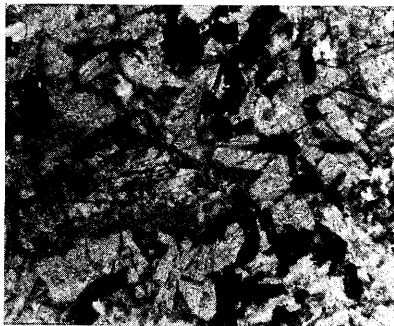
III.2.5.1 閃緑岩質玢岩

この岩石は、主に東海岸にみられ、礼文層群中に岩脈あるいは岩床をなして、ほぼ同一方向に侵入している。分布状態から **dyke swarm** とみられる。さらに精査を行なうならば、より多くの分布が知られよう。岩脈・岩床の方向性は地質図に示されているように、明らかに地層の走向・傾斜に左右されている。

外観は、多種にわたるが、一般に帯緑色粗粒の岩石であり、ときに細粒緻密な岩体も存在する。前者は微閃緑岩質であり、後者は粗粒玄武岩質であるが、これらは類似の産状から一括して扱った。精度を高めた場合には、明らかに分離して記しなければならないと考えられる。

鏡下において、両岩種は次のようである。

微閃緑岩質岩は、ほぼ等粒の完晶質岩であって、斜長石>角閃石>普通輝石=石英からなる。斜長石は自形ないし半自形、長径1mmていどの長柱状結晶で、An 57%、累帯構造はほとんどなく、簡単な双晶をなす。角閃石は自形ないし半自形、長径0.7mmていどの長柱状結晶で、青緑色～褐緑色の多色性をもつ緑色角閃石で、 $\hat{CZ}=23^\circ$ 、 $(\rightarrow)2V=76^\circ$ を示す。輝石は多く半自形、0.3mmの柱状結晶で、 $\hat{CZ}=43^\circ$ 、 $(\rightarrow)2V=47^\circ$ をしめし、ほとんど汚染されている。石英は他形、径0.3mmの結晶で新鮮である。



第25図 閃緑岩質玢岩の中、微閃緑岩質岩の顕微鏡写真 ×20, (→)ニコル

玄武岩質岩体は、等基質斑状構造をもつ岩石で、斑品の斜長石は長径2~3mm An 76

～88%，累帯構造はほとんどなく，複雑な双晶をなす。基質は間粒構造をしめし，等量の斜長石・輝石からなり，斜長石は長径0.2mmの短冊状結晶で，An76%を示す。輝石は径0.2mmの粒状結晶で， $\hat{C}Z=44\sim 47^\circ$ ， $(+)\ 2V=48\sim 54^\circ$ をしめす。ガラス質部はほとんどなく，一部に緑泥石化作用をうけた基質が存在する。

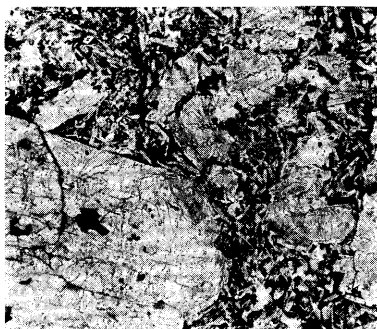
III.2.5.2 粗粒玄武岩

この岩石は，久種湖畔東側湖底および道路の切崩しに露出し，メック＝層の基底礫岩におおわれていることが観察される。したがって，噴出時期は，先新第三紀と推定されるだけである。

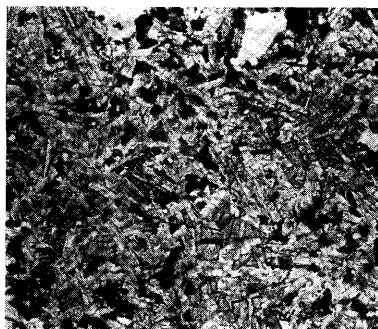
肉眼的には，暗黒色緻密であるが，なかに暗青緑色を帯びる部分があり，斜長石・輝石の斑晶がみとめられる。

鏡下によると，構成鉱物は，斜長石>普通輝石・褐色輝石>磁鉄鉱であって，これらによって，間粒構造一部はオフィテック構造をなす。

斜長石は自形あるいは半自形，長径0.5mm以上の長柱状のものが多く，An55%で，簡単な双晶をなしている。一部は変化して緑泥石・カオリンとなっている。普通輝石は半自形あるいは他形，径0.3mmの結晶もあるが，多くは粒状を呈し，長柱状斜長石間を占める。この場合は，新鮮なものも少なく，緑泥石にかわっているものが多い。褐色輝石は普通輝石とは異って，薄片色が帯紫褐色であり，多色性はしめさず，径0.5～1mm， $\hat{C}Z=44\sim 46^\circ$ ， $(+)\ 2V=51^\circ$ の光学性をしめす。この鉱物は一般に新鮮で，斜長石とオフィテック構造をとる。このように前記の普通輝石と異っておりながら普通輝石とも類似の光学性をしめす。この鉱物は以前にチタン輝石と推定された^{*}こともあるが，ここでは普通輝石と区別して，単に褐色輝



第26図 閃緑岩質珪岩の中，玄武岩質岩の顕微鏡写真 ×20，(←)ニコール



第27図 粗粒玄武岩の顕微鏡写真 ×20，(←)ニコール

* 斎藤忠夫(1946)……北見国礼文島北部の地質 北大理工論 (M.S)

石とした。このほか基質には、磁鉄鉱がきわめて不規則な形をして、各鉱物間の間隙あるいは包含物として存在する。

概していえば、この岩石は新鮮なものであるが、一部緑泥石・炭酸塩鉱物が2次的に生成されていることがある。

III. 2. 5. 3 輝石玢岩岩株



第 28 図 輝石玢岩の顕微鏡写真
×20, (←)ニコール

この岩石は南部元地トンネル附近に岩株状をなし、一大奇観を呈している。高さ 200 m におよび、西は断崖となり、多数の柱状および板状節理が発達して、皮殻状を呈し、とくに中心部附近においては、板状節理がいちじるしく、玉ねぎ状を呈して、表面から剝理する。この岩体は、このような外形から通称“桃岩”とよばれ、礼文島観光の一大要素となっている。噴出時期は明らかでないが、香深岩相を貫ぬいて噴出している、とみられる。礼文島内では、この種の

岩体をほかにみることができない。

肉眼的には、種々の色合がしめされ、岩体の中央部および上部においては灰色で、下部においては黝色である。一般に緻密であるが、上部の灰色の部分では、多孔質のものが多い。

鏡下の観察によると、等石質斑状構造の岩石であって、斑晶には斜長石>普通輝石がある。斑晶の斜長石は、自形または半自形の結晶であって、一般には径 0.5 mm 以下の結晶で、An 75~93%，複雑な双晶をなし、簡単な累帯構造をしめす。斜長石の中には、普通輝石・磁鉄鉱の包含物があり、斜長石自身はまれに炭酸塩鉱物にかわっている部分がある。輝石は一般に半自形または他形をなし、径 0.2 mm の小晶で、まれに自形をしめすものもあり、 $\hat{C}Z=48^\circ$, $(+)\ 2V=51\sim 56^\circ$, 新鮮なものが多い。輝石は単独で存在することはまれで、かならず斜長石の斑晶と共生している。

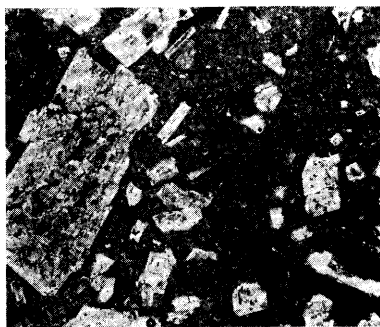
石基はかなり完晶質であって、ピロタキシテックないしは粗面岩構造をしめすが、長柱状 An 40~59% の斜長石はほとんど石基をうめ、やや流状に配列する。その間を小粒の輝石・磁鉄鉱およびガラス質物質が埋めている。この石基の構造は、桃岩を形成するこの岩体の独特な特徴である。

III. 2. 5. 4 複輝石安山岩

この岩石は元地～香深間に、香深岩層の上部に位置して分布する熔岩流である。産状としてまとまっているため、香深岩相と分離して熔岩流とした。

肉眼的には、暗灰色緻密であり、III. 2. 5. 6の輝石安山岩と類似しているが、それよりも暗色、結晶質である。

鏡下の観察によると、斑晶と石基とが、ほぼ等量の斑状構造をもち、紫蘇輝石普通輝石安山岩と呼ばれるべきものである。



第29図 複輝石安山岩の顕微鏡写真
真×20, (-)ニコール

斑晶には、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石がある。斜長石は径0.3~0.5mmで、まれに聚斑晶をなすが、多くは単独斑晶で、An 64~67%、累帯構造はいちじるしくない。複雑な双晶をなし、局部的に緑泥石・カオリンに置換されている。普通輝石は、まれに径1mmのものもあるが、普通には0.3mmでいどの結晶で、 $\hat{CZ}=23^\circ$ 、 $(+)2V=50\sim52^\circ$ をしめす。普通輝石は斜長石にくらべて、ほとんど変化をうけておらず、新鮮である。紫蘇輝石は、ほとんど緑泥石化作用をうけ、長柱状の外形で推定するにとどまる。したがって、もしそれらが紫蘇輝石でないならば、後記の輝石安山岩と類似した岩石である。

石基は、ハイアロピリティックないしはピロタキシイティック構造をとる。石基の斜長石は、長径0.1mm以下で、比較的新鮮である。普通輝石は斑晶と同様に、ひじょうに少なく、粗粒の磁鉄鉱は、石基中に点在する。ガラス質の部分には、緑泥石様鉱物が生成されていることが多い。

III. 2. 5. 5 安山岩岩脈

この岩石は、奮部の海岸に現在のところ3ヵ所、すべて香深岩層を貫ぬいてあらわれている。露出面は小範囲であって、地層面にほとんど直角に近く貫入しているように観察される。

肉眼的には、一般に黝色緻密のものが多く、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石の斑晶がめだつ。

鏡下の観察によれば、等石基質斑状構造をしめし、含かんらん石複輝石安山岩とよばれるべき岩石である。

斑晶には、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>(かんらん石)がある。斑晶の斜長石は、自形または半自形で、大きいものでは径3mmに達する結晶もあるが、一般には0.7mmで

いどの自形柱状の斑晶であって、An 60%，双晶をなすものが多い。大部分の斜長石は、2次変化をうけており、緑泥石化・カオリン化作用は、周辺部をリング状に残して、内部で行なわれているのが普通である。紫蘇輝石は、自形柱状で1mm×0.5mmていどの結晶で、新鮮なものはなく、大部分変化をうけ、劈開にそって緑泥石化作用が行なわれている。普通輝石は自形の柱状または半自形であって、大きなものは、径1.4mm×0.5mmであって、 $\hat{C}Z=48^\circ$ をしめし、緑泥石化作用をうけている。かんらん石は、まれにみられ、径3mm位の結晶で2次変化がいちじるしい。

石基は、斜長石の短冊状、長径0.2mmの結晶と紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・ガラス質物質によって、ハイアロピリティック構造をしめす。このほか、沸石・玉髄によって杏仁状構造をしめすことは、この岩石の特徴である。

III. 2. 5. 6 輝石安山岩

メシクニ海岸附近の尾根に分布する転石によって、輝石安山は熔岩流として、メシクニ層を薄くおおって存在しているものと、推定される。

この岩石は、板状に破碎されており、風化がいちじるしい。新鮮な部分では、暗緑色緻密で、輝石の斑晶はめだたない。

鏡下の観察によると、斑晶と石基とがほぼ等量の斑状構造をもち、やや玄武岩質の普通輝石安山岩である。



第30図 輝石安山岩の顕微鏡写真×20, (→)ニコル

斑晶には、斜長石・輝石がある。斜長石は、長柱状自形、長径0.3mmの結晶で、An 60～80%，アルバイト双晶がめだつ。普通輝石は新鮮な結晶はなく、一部を残し、すべて緑泥石化作用をうけている。

石基は、微細な短冊状斜長石 (An 60～71%)・粒状普通輝石・ガラス質物質・磁鉄鉱によって、填間構造ときにはハイアロピリティック構造をしめし、比較的新鮮である。

III. 2. 5. 7 A型玄武岩

この岩石は、北部西海岸の浜中・西上泊・スコトン地方に広く分布する岩石であって、浜中層中に岩床または岩脈をなす。礼文層群中、あるいは南部の新第三紀層中には、分布が知られていない。噴出時代は、浜中層堆積の後期と考えられる。

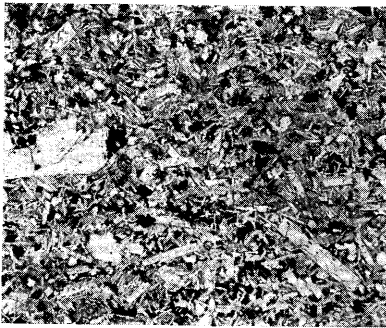
肉眼的には、一般に黝色緻密なものであって、そのほか粗鬆な岩体が浜中・スコトンの岩床に見られる。また、岩体によっては、帯緑色をもつ部分もあり、斜長石・輝石の自形

結晶がみとめられる。

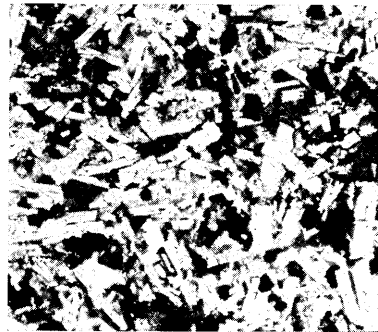
鏡下における観察によると、次項のB型玄武岩にくらべて斑状構造がいちじるしく、粗鬆な岩石は石基にくらべて斑晶が多い。

斑晶には、斜長石>普通輝石があって、岩体によっては、少量の紫蘇輝石・石英がある。斑晶の斜長石は、自形または半自形の短柱状結晶をなし、大きいものは径1mm×2mmに達するものもあるが、一般には径0.5~0.1mmでいどのものであって、An 53~54%，簡単な帯構造をなし、複雑な双晶をしめす。斜長石の包含物としては、磁鉄鉱・輝石がある。斜長石の表面は、新鮮なものがなく、カオリン・絹雲母によって交代されている。普通輝石は半自形または他形をなし、径3mmの大きなものもあるが、一般に径1.5mmでいどであり、単独で斑晶をなし、(+) $2V=54^{\circ}$ 、 $\hat{CZ}=46^{\circ}$ をしめす。多くのものは緑泥石化作用をうけている。紫蘇輝石は、白浜附近の本岩に存在し、自形、径0.5mmの結晶であって、(-) $2V=68^{\circ}$ 、緑泥石化作用をうけていることが多い。本岩中には、石英の斑晶状結晶を含有していることがあり、不定形あるいは粒状で、径1mmに達するものがある。石英は主に江戸屋附近にみられ、A型玄武岩としても、上位に位置している岩体に存在する。

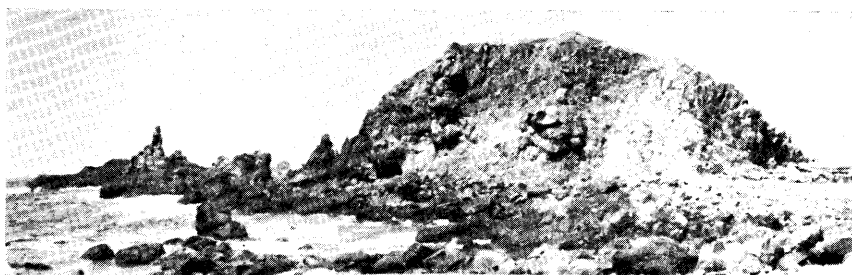
石基は、一般に填間構造をなし、一部には間粒構造をとる。細粒緻密の岩石では、石基の主体が、長径0.3mmの短冊状斜長石と径0.1mm以下の粒状輝石で填間構造をとる。粗粒の岩石では、長径0.5mm以上の短冊状斜長石(An 60~75%)と径0.2mmの普通輝石($\hat{CZ}=42^{\circ}$ 、(+) $2V=54^{\circ}$)とによって、填間構造まれにオファイティック構造をとる。初生と思われる石英は、不定形に基質を占める場合が多い。磁鉄鉱は、一般に大型で、径0.7mmの結晶が多量に石基中に分布する。磷灰石は針状の自形結晶をなして、まれにみとめられる。



第31図 細粒A型玄武岩の顕微鏡写真
×20, (-)ニコル



第32図 粗粒A型玄武岩の顕微鏡写真
×20, (-)ニコル



第 33 図 海馬島の A 型玄武岩

III. 2. 5. 8 B 型玄武岩

この岩石は、主に北部にみられる。A 型玄武岩のように、まとまった大量の噴出をせず、外観も、A 型とはやや異っている岩体に対して、一括して名付けた。産地は、召国の海岸・オオサワ川中流・同下流・久種湖南湖畔などであって、多くは附近に分布する第三紀層を貫ぬき、または第四紀層におおわれて、産状は明らかにできないが、召国では、柱状節理が発達し、メンクニ層をおおう熔岩流として観察される。

肉眼的には、黝色緻密な岩石であって、A 型玄武岩よりも細粒である。

鏡下の観察によると、わずかに斜長石・普通輝石の斑晶をもつ玄武岩質構造の岩石で、A 型玄武岩とは、斑晶の量が少ないか、部分によっては、全然存在しないことによって、区別される。



第 34 図 B 型玄武岩の顕微鏡写真
×20, (←)ニホル

斑晶の斜長石は、自形、径 1~1.5 mm の結晶で、累帯構造がいちじるしく、中心部で An 75%、周縁部で An 54% を示す。斑晶の普通輝石は自形、径 0.5~1 mm の結晶で、 $\hat{C}Z = 43\sim 45^\circ$ 、 $(+)2V = 46\sim 48^\circ$ をしめす。斜長石・普通輝石ともに聚斑晶をつくることはない。

石基には、長柱状斜長石が長径 0.5 mm にも達し、An 58% をしめし、粒状の普通輝石が径 0.3 mm におよび、まれに紫蘇輝石がみられる。これらによって、石基は間粒構造をなしている。

この岩石は、しばしば 2 次変化をうけ、斑晶の斜長石は、部分的に炭酸塩鉱物化作用をうけており、普通輝石は、完全に緑泥石に置換されている。また、石基も炭酸塩化・緑泥石化作用をうけ、径 0.3 mm 程度の石英のプールをつくっている。

III.2.5.9 礼文岳層群中の玢岩質安山岩

礼文岳層群中には多量に火山砕屑岩を伴い、とくに内路層および礼文岳層は、ほとんど集塊岩および熔岩流によって構成されている。内路層・礼文岳層はほとんど類似した岩相であるが、しいていえば、内路層は玢岩質であり、礼文岳層は安山岩質である。以下両岩質の違いを若干記載する。

肉眼的に、玢岩は暗色粗粒の岩石であって、斜長石の大きい斑晶を多量にもち、風化による玉ねぎ構造がいちじるしい。安山岩は帯緑暗色で緻密、玉ねぎ構造は前者ほど著しくなく、板状節理が顕著である。

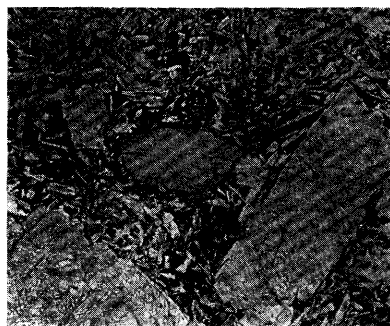
鏡下の観察によると、次のとおりである。玢岩は斑晶が石基と同量または斑晶の方が多量の斑状構造をもつ。

斑晶には、斜長石 \gg 普通輝石があり、斜長石は $0.8\text{ mm} \times 1\text{ mm}$ の短柱状結晶で、An 60~63%、簡単な累帯構造をもつか、あるいは全然累帯構造をしめさず、複雑な双晶をなす。普通輝石は径 0.5 mm の自形結晶で、 $\hat{CZ} = 64 \sim 67^\circ$ 、 $(+) 2V = 52 \sim 53^\circ$ をしめす。

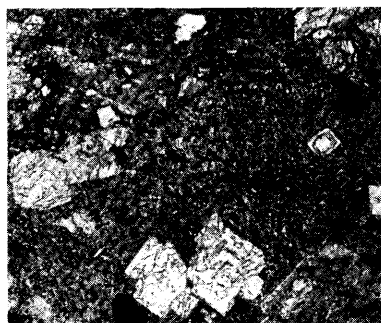
石基は填間構造ないしはピロタキシテック構造をとる。石基の斜長石は、長径 0.1 mm の短冊状結晶で、寄木状の集合体をなし、部分によっては方向性をもって、粗面岩質構造をしめす。普通輝石は、径 $0.05 \sim 0.1\text{ mm}$ の粒状結晶である。磁鉄鉱は細かく多量に点在する。

安山岩では、斑晶がすくない斑状構造がみられ、斑晶には、斜長石 \gg 輝石からなる。斑晶の斜長石は長径 1 mm の短柱状結晶で、An 80~85%をしめす。普通輝石は径 0.5 mm ていどの自形結晶で、 $\hat{CZ} = 45^\circ$ 、 $(+) 2V = 50 \sim 54^\circ$ をしめす。

石基はハイアロピリテック構造をとり、ガラス質物質が全量の $\frac{1}{3}$ を占める。石基の斜長石は長径 0.2 mm の短冊状結晶であり、輝石は径 0.05 mm の粒状結晶である。



第35図 礼文岳層群中の玢岩質岩の顕微鏡写真 $\times 20$, (→)ニコル



第36図 礼文岳層群中の安山岩質岩の顕微鏡写真 $\times 20$, (→)ニコル

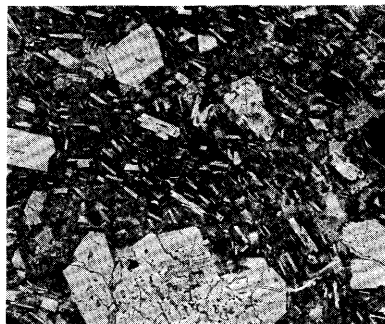
III. 2. 5. 10 香深岩相中の安山岩

この岩石は、南部の新第三紀層中、香深岩相を形成する集塊岩の角礫および同層に介在する熔岩流として存在する。なお、この岩石は香深岩相のほぼ下部に位置し、上部は別記の複輝石安山岩となっている。外観は、黝色緻密の岩石であって、斜長石の斑晶がめだつ。

鏡下の観察によると、等斑晶質斑状構造をもつ含角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶には、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>角閃石である。斜長石は、自形または半自形の結晶で、大なるものは $3.0\text{ mm} \times 1.8\text{ mm}$ に達するが、一般に径 0.7 mm で、新鮮なものが多く、 $An\ 63\sim 95\%$ 、輝石・磁鉄鉱の包含物をもつ。紫蘇輝石は長径 $0.1\sim 0.2\text{ mm}$ の長柱状結晶で、 $(-)\ 2V=61^\circ$ をしめし、新鮮なものが多い。普通輝石は自形または他形、最大のものは $1.0\text{ mm} \times 0.7\text{ mm}$ の結晶で、一般に緑泥石化しているが、まれに新鮮なものがある。新鮮なものでは、 $CZ=44^\circ$ 、 $(+)\ 2V=54^\circ$ をしめす。角閃石は、長径 $1\sim 1.5\text{ mm}$ で、茶褐色から灰黄色までの多色性をしめし、 $CZ=6^\circ$ 、 $(-)\ 2V=75^\circ$ の褐色角閃石であって、結晶の周縁は黒色変質物で囲まれている。

石基は、 0.2 mm 以下の短冊状斜長石・輝石の微晶・一部緑泥石化したガラス質物質・多量の磁鉄鉱によって、ハイアロピリテック構造を示し、一部では填間構造に近い構造をしめす。



第 37 図 香深岩層中の安山岩の顕微鏡写真 $\times 20$ 、 $(-)$ =コル

IV 地質構造

礼文島の骨格を形成している下部白堊紀の礼文層群は、ほぼ南北性の 1 向斜構造をとっている。この向斜構造は西翼の方がより下部の地層を露出する不均当向斜であるが、東西両翼の傾斜角度はあまりかわらない。東海岸の沖には、おそらくアナマ層以下の下位層が分布するのであろう。新第三紀層は後期に一度は全島を不整合におおうのであるが、島の中央一部は早く削割されて、断片的に新第三紀の基底礫岩が残されているにすぎない。したがって、現況からみれば、新第三紀層は島の南北両側に分れて分布しているようにみえる。

南部地域の新第三紀の基底層は元地層であって、産出化石から築別階に対比される。この上に増幌階を欠除して、稚内階基底部のメシクニ層の香深岩層が不整合にのってくる。

この元地層とメックニ層との関係は、直接みることができないが、元地層が、ほぼ西傾斜であるに反して、その上の香深岩層の集塊岩層が、向斜構造をとっているようにみえるので、この間の不整合を推定する1つの資料になる。この南部のメックニ層および浜中層は尺忍、知床を結ぶ N 20 E 方向を軸とする1向斜構造をとるものと推定されるが、現在はこの向斜軸は断層によってあらわされている。元地層の基底部の礫岩層は、香深井川の流域にあちこちと走向傾斜をかえながらかなり広い範囲に露出している。これは、元地層堆積当時の基盤の形の不均等と変動によるものであろう。

礼文島北部では元地層を欠いて、稚内階最下部のメックニ層が、直接下部白堊系を不整合におおう。その構造は、オソナイ川にそった1向斜構造とオオサワ川上流地域にみられる北に傾斜した1つの半ドーム構造によってあらわされている。浜中から江戸屋にいたる浜中層に、多少背斜、向斜にた構造を推定することもできるが、玄武岩貫入の余波をうけた結果の乱れであろう。

断層型式については、中央部は、ほぼ、東西性、北に向って漸次 NW 性の角度の小さいものが支配してくる。また一方、南に向っては NE 性となり、これも南に行くにつれて、角度の小さいものが支配的になってゆく傾向がある。すなわち、東方のどこかに中心があって、これに向って放射状の断層が発達しているような恰好になっている。この断層は、もちろん新第三紀層堆積後の発生であって、それ以前の白堊紀層の中だけのもは、あまり大規模のものではなく、N 10~30 E 方向の断層が所々みとめられるに過ぎない。礼文島の現況を決定している断層は、すべて稚内層堆積後のものである。

V 礼文層群の地質学的諸問題

礼文層群は今回の調査によって、中生代下部白堊紀に属し、北海道においては、いわゆる空知層群の上部を占める主夕張階に対比されることが明らかになった。北海道に発達する空知層群は下部を山部、上部を主夕張と二分するが、玢岩や安山岩の活動が比較的多いのは上部の主夕張にはいつてからである。しかしながら、この礼文層群にみられるような膨大な厚さの火山碎屑岩層は、他に類をみない。このために礼文層群は、樺太のヘトナイ世の竜ヶ瀬層群に対比されたこともあったのである。

南樺太において、従来未詳中生層として、亜庭統といわれているものが存在する。南北樺太の境界に近い中央部の無意加川中流で吉村豊文^{*}によって記載された無意加層、中知床

* 吉村豊文 (1938)……南樺太ムイカ沢地方の地質 地質学雑 40 巻 554 号

半島部で黒沢^{*}守によって矢根層と呼ばれたもの、また、大泊の東方において田上政敏^{**}が小田井統としたもの、これらはすべて亜庭統とよばれるものの中に含まれる。

矢根層は黒色粘板岩、細粒砂岩、砂質頁岩からなり、石灰質団塊を含む、無意加層は未変質の砂岩、砂質頁岩でチャートを含む。また小田井統は砂岩、頁岩の互層で下部に礫岩層をもっている。これらは樺太において、蝦夷層群とされている地層とは岩質的に異なっており、空知層群の一部に属するものであるだろうが、化石の産出がないので層準はたしかでない。これらの諸層は、北海道で空知統といわれているものと岩質的には、よく似たところがあるが、礼文層群のように安山岩質、玢岩質の火山碎屑岩を大量にもっているものとはかなり異なっている。南樺太の中生層で火山岩質のものは、松本達郎が相川中流地域の地質報告で下部川北層群としたものの下部に安山岩質の緻密な緑色砂岩の記載があるが、これは、おそらく蝦夷層群の一部に属するもので層準的には礼文層群よりは上位のものである。

北樺太では 1960 年 I. I. RATNOVSKY^{***} が、シュミット半島の地質報告で *Inoceramus concentricus* を含む上部 Albian の地層の下に、下部噴出物層として緑灰色の細粒凝灰質砂岩を含む珪質頁岩層を記載している。本層中には、凝灰質角礫岩や Tuffite がはさまれ、安山岩質玢岩や安山岩の噴出物の破片が多量に含まれているといわれる。この記載からすれば、岩質的には、これが一番礼文層群に近い。また層序的にも、*Inoceramus concentricus* を含む地層の下位に不整合にあるとすれば、空知統の上部層の上に下部蝦夷層群を欠いて、中部蝦夷層群の Albian のものがのってくることになり、中央蝦夷層群基底の不整合を、ここにもみることができそうである。この下部噴出物層は 950~1,000 m の厚さと算定され、蛇紋岩の貫入をうけていると記されていることも、空知層準とするに矛盾するものではない。この中部蝦夷層群の上位に *Helcion gigantea* を含む上部噴出物層があるといわれているが、これがおそらく竜ヶ瀬層群に対比されるものであろう。

さて、このような火山碎屑岩質の礼文層群とやや類似性をもつ上部空知統が、樺戸山地の従来樺戸古生層といわれていた地層の中に存在する。この地層は 1958 年垣見^{****}・植村の両者によって調査され、従来隈根尻層とよばれてきたものを岩相上から、中小屋川層、札比内川層、浦白山層、共有地沢層、隈根尻山層、惣地川層、神居尻山層、別狩嶽層の 8 層に

* 黒沢 守 (1939)……南樺太中知床半島の地質 矢部教授 60 年誕生記念論文集

** 田上政敏 (1940)……美田炭田附近の地質調査 樺太鉱業会誌 11 卷 1 号

*** RATNOVSKY, I. I (1960) 北樺シュミット半島の地質 (小岩井隆氏訳文による)

**** 垣見俊弘・植村 武 (1958)……月形図幅 地質調査所

わけた。これらの分布は隈根尻山を中心とする東部山塊（中小屋川層—神居尻山層）と別狩嶽を中心とする西部山塊（別狩嶽層）にわけられる。この両山塊のものは、それぞれ変質の度合も異なり、また構造的にも、前者を構成する地層の大部分がほぼ北東—南西方向をとるに反して、後者は北西—南東方向をとる。ただし垣見・植村も、この両山塊のものの地質時代を相互関係も明確でないとして記しているが、注意しなければならないのは、その中で、これらの地層は従来いわれていた日高古生層との類似性よりもむしろ、道南地帯の古期岩類に類似しているとのべていることである。1960年橋本^{*}亘は、これらの地域を調査して、前記、垣見・植村の層序を吟味し、惣富地川層を最下位におき、この上に不整合に神居尻山層をおいた。この神居尻山層の礫岩中の石灰岩礫から *Nankinella* sp. *Schubertella* sp. *Schwagerina* sp. など発見し、北海道における時代未詳中生層中の礫から古生代化石を発見した第2番目のものとなった。神居尻山層の上には金溪橋層があり、これと隈根尻山層とは全体として同時異相的である。この上に共有地沢層、浦臼山層と重なり、共有地沢層からは *Inoceramus* の稜柱層を産出している。札比内層と中小屋層についてはまだその層準決定の資料に乏しく、どの地層の同時異層かどうかとも決定しかねるとのべている。

さて、この隈根尻層群といわれてきた地層の岩相についてのべてみると、その最下部とされた惣富地川層は大部分が黒色粘板岩で剝理性にとみ、砂岩と薄互層し、まれに凝灰岩をはさんでいる。これはすでにのべたように、構造的にも、他の地層と切離して考えるのが当然で、狭義の隈根尻層群を再定義するときには、これを除外するのが適当である。そうすると、狭義の隈根尻層群の基底部である神居尻山層は砂岩、礫岩、粘板岩の互層で、粘板岩片を日時礫として含有し、*Nankinella* や *Schwagerina* を含む石灰岩塊を礫として保有している。隈根尻山層は輝緑凝灰岩、集塊岩、珪質岩、輝緑岩岩床を主体とする火山砕屑岩層で、集塊岩は安山岩質または玢岩質である。共有地沢層は黒色粘板岩を主体とし、砂岩やチャート様珪質凝灰岩と薄互層する、この中から *Inoceramus* の稜柱層が発見されたことはすでにのべたとおりである。

浦臼山層は輝緑凝灰岩と白質緑色砂岩および藍黒色粘板岩のリズミカル細互層よりなり、輝緑岩質ないし玢岩質の集塊岩、熔岩、岩脈、岩床を多量に含んでいる。このように、

* 橋本 亘 (1960)……北海道の下部蝦層群以前の地層に関する諸問題、半沢教授記念論文集

** 橋本 亘外3 (1960)……北海道石狩国樺戸山地より 紡錘虫化石の発見、地質学雑 66 巻 776 号

安山岩質あるいは玢岩質の火山活動を伴った堆積岩層は、礼文層群の各岩層とひじょうに類似している。ただし、現在、この両地域を結ぶ鍵は時代と岩層以外にはなく、両者の間は海を距てて、南北約 250 km をへだてている。隈根尻層群に関しては、まだ調査の余地があり、今後さらに研究を要するのであるが、道南は北上山地の北方延長と解され、その道南の古期岩類とよく似た隈根尻層群が、さらに礼文層群の岩相の類似性をもつことは、まことに興味深いものがある。

VI 応用地質

本島の鉱産資源には、みるべきものはない。情報地としては、元地附近の石炭が産炭地として挙げられていたことがある。石炭は、かつて桃岩より元地へ下る道路傍に炭層が発見され、少し坑道を掘ったと伝えられている。昭和 26 年筆者の 1 人長尾は、この情報地を視察したことがあるが、当時、すでにその場所には道路の石垣が積まれて、坑道はみるることができなかった。当時の情報を集めてみると、炭層はレンズ状のもので厚さ 20 cm 内外、その一部は役場に保存してあった。その附近の地層は凝灰質の砂岩、頁岩の互層で、走向 N 20~30° E、傾斜北に 20~30° で、植物化石の破片と炭片が散在し、元地層の比較的上部に当る部分である。炭質、炭量ともに稼行に堪えるようなものでわなない。

そのほか、東海岸内路附近に白瑪瑙を産する。産状は内路川あるいはその海岸に円礫として散在している。原産は内路層の集塊岩や角礫岩の空隙を埋めて存在している。この種の瑪瑙は香深の集塊岩層の中の空隙にも存在する。どれも量としてはあまり大したものではない。採石は東海岸の内路層を貫ぬく内緑岩質玢岩や粗粒玄武岩は道路用割石として利用されている。そのほか、A、B 両型の玄武岩、各種の安山岩も利用が可能である。

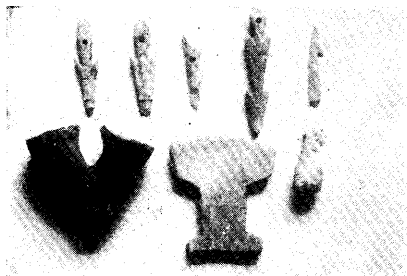
VII 礼文島先史時代の遺跡について

礼文島にはいままで旧石器時代の遺物は知られていない。洪積世末期のヴルム氷期時代には、礼文島も北海道の一部としてシベリヤ大陸とも地続きであったのであろうが、その遺跡は残されていない。最も古いものは新石器時代中期のものといわれている。この時代では地理的条件は現在と大差なく、本島の文化は北海道先史文化の一環を形成している。現在遺物が発見されるのは、次のような場所である。

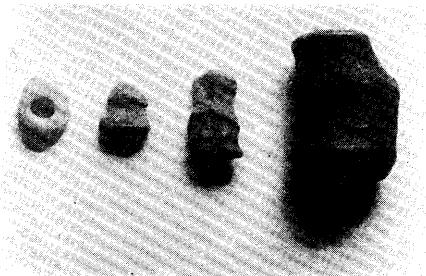
知床学校の下の方の川附近の畑。尺忍部落附近。香深周辺。香深井が最も豊富で川にそった火葬場の近くの左側の台地に多い。起登白川。内路川の海岸近く。上泊学校の丘陵地附近は石鏃、土器が多い。高山の台地。船泊の海岸の砂浜。神崎大沢川の砂丘中に人骨、穴居

跡あり、土器を伴って産する。

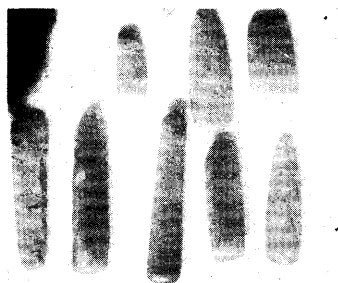
これらの遺跡からの出土品は、礼文島香深の病院長堀江信吉医博が多数集めておられる。その土器、石鏃、人骨、骨器等一部を次にしめず。



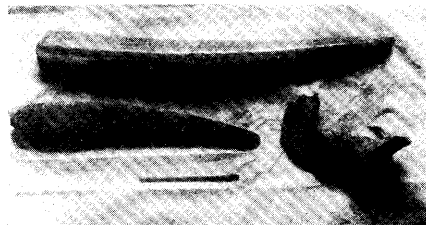
第38図 堀江病院長所蔵の骨器



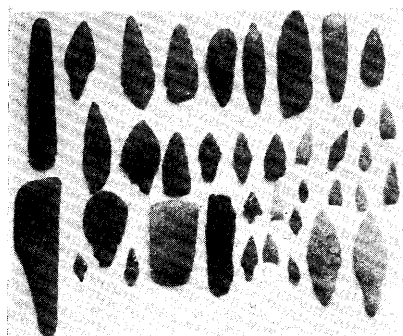
第39図 堀江病院長所蔵の石器



第40図 堀江院長所蔵の石斧類



第41図 堀江病院長所蔵の動物骨格



第42図 堀江病院長所蔵の石器類

一般に北海道の北部系文化を代表する土器としては、北筒式土器、前北式土器、後北式土器のA. B. Cの各型、擦文式土器、亀岡式土器などがある。一方、樺太系土器としては、オーツク式土器がみられる。また、道南系の土器としては円筒式土器、野幌式土器、亀岡式土器などがあり、時代的にみると、北筒式と円筒式は新石器時代中期に属し、前北式は後期以後、野幌式（船泊上層式）は後期に、亀岡式は晩期、オオーツク式は主として鉄石併用時代、後北式もまた鉄石併用時代、擦文式は鉄石併用時代ないし鉄器時代に及ぶといわれている。このような観点から礼文島の先史文化をみると、次のような先史文化の推移が物語られている。すなわち、新石器時代の中

期に道北系と道南系の両者がみとめられ、同後期まで続いているが、道北系の前北式土器には樺太との文化的交流がみとめられる。ついで道南の亀岡式文化が、そして続いて道北の後北式文化がはいってきている。下って4～5世紀頃には、樺太からオホーツク式土器文化をもった民族が大挙して利礼地区と本道北東部に南下してきた。オホーツク式土器を使用した民族はその後、本島系アイヌのため滅ぼされてしまった。その遺跡からは美事な骨角器が多量に発見され、とくに動物の彫刻をした骨角器や、マッコウジラの牙の女神像などは学会に有名である。新岡武彦氏の最近の研究によれば、香深や船泊などのチャン(城址)の大部分はオホーツク式土器を出土するといわれている。江戸時代にはいってもアイヌ文化の遺跡が各所に在って、香深井には、礼文アイヌと増毛アイヌが戦ったと伝えられる遺跡が残っている。要するに礼文島は道北文化の圏内にあったとはいえ、ときには道南文化やあるいわ樺太文化の強い影響や侵入をうけながら歴史時代にいたったものといわれている。

参考文献

- 佐藤文男(1935) 北海道北見国礼文島の地質および岩石 北大卒論(M.S)
- 吉村豊文(1938) 南樺太ムイカ沢地方の地質 地質学雑 40巻 554号
- 黒沢 守(1939) 南樺太中知床半島の地質 矢部教授記念論文集
- 田上政敏(1940) 美田炭田附近の地質調査 樺太鉱業会誌 11巻1号
- 江口元起(1948) A New Stromatomorpha from the Orbitolina sandstone of Iwate Pref, and its significance in Japan Jour. Palaeont. XXII (3)
- 橋本 亘(1954) 北海道中生界の堆積と変形
- 秋葉 力・大森保(1959) 北海道礼文島からの Crioceras の発見とその意義 地質学雑 65巻 771号
- 橋本 亘(1960) 北海道の下部蝦夷層群以前の地層に関する諸問題 半沢教授記念論文集
- 橋本 亘外3(1960) 北海道石狩国樺戸山地よりの 紡錘虫化石の発見 地質学雑 66巻 776号
- 長尾捨一(1961) 北海道白垩系並びに未詳中生界の総括(M.S)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

(Scale 1 : 50,000)

REBUN TŌ
(Asahigawa-2 and 6)

By

Sutekazu Nagao

Chikara Akiba

Tamotsu Ōmori

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

Rebun Island is a famous natural park designated by the Hokkaidō government. It is situated in the Japan Sea at about 49 km west of Wakkanai, the northernmost port of Hokkaidō. Except for Rebun-dake (490 m), mountains of the island are generally low, being 200 to 300 m above sea level. The east side of the island is gently sloping down to the coast, whereas the west side has steep slopes which end in precipitous cliffs. Two steps of coastal terraces are found on the east coast, but no such terraces occur on the west coast.

The basement of the island is composed of the Rebun group, one of the little-known Mesozoic formations in Hokkaidō. The thickness of the Rebun group is estimated at 2,500 m. The group, consisting chiefly of pyroclastic sediments, was once correlated with the Hetonian Ryugase group by the lithologic character, but the recent discovery of such fossils as ammonites, plants, hydrozoans, corals and bryozoans suggests the Lower Cretaceous age, so the Rebun group is now assigned to the Shuyubari stage of the upper Sorachi series.

The Rebun group is divided, in descending order, into the Rebun-

dake formation (500 m+), the Nairo formation (600 m), the Anama formation (400 m), the Upper Uennai formation (400 m), the Lower Uennai formation (400 m) and the Jizoiwa formation (150 m+).

The Jizoiwa formation is an alternation of dark-brown agglomeratic tuff, siliceous green tuff, tuff breccia, clayslate and graywacke. The tuff is andesitic or porphyritic. From a green tuffaceous sandstone belonging to this formation, Akiba and Omori collected some ammonites which are identified as *Crioceras?* sp. and *Pulchellia?* sp.. These fossils suggest that the Jizoiwa formation is stratigraphically closer to Barremien.

The Lower Uennai formation, conformably overlying the Jizoiwa formation, is an alternation of breccia-agglomerate, agglomeratic tuff and green hard tuff. Pyroclastic rocks are more predominant than in the Jizoiwa formation.

The Upper Uennai formation is conformable with the Lower Uennai formation and its lithology scarcely differs from the latter; the only difference is that the cementing material is calcareous, locally having an almost limestone-like appearance. From this calcareous cementing material the following micro-fossils have been collected in the recent survey:

Stromatomorpha rebunensis HASHIMOTO & NAGAO (MS)

Spongiomorpha asiatica YADE and SUGIYAMA

Polyphylloceris? sp. (cfr. *iwatensis* EGUCHI)

Thamnasteria sp. *Stylina* sp. *Pracocoenia* sp.

Lalomeandra? sp. *Lithocodium* sp.

Of these fossils, *Spongiomorpha asiatica* is known in the Torinosu limestone. *Stromatomorpha rebunensis* is a new species, but is affied to *Stro. yokoyamai* which occurs also in the Torinosu limestone. Hence, these species are not contradictory to the Barremien age suggested by ammonites.

The Anama formation rests conformably on the Upper Uennai formation. Its basal part is an alternation of greenish-gray tuffaceous sandstone, siltstone and shale, and the main body consists of tuff breccia alternating with agglomeratic tuff. As compared with the Lower

and Upper Uennai formations, the Anama formation is characterized by a greenish tint. From this formation the recent survey has discovered a plant fossil, supposedly *Zamiophyllum buccianum* which is a Lower Cretaceous Wealden species. Upward from the roughly central horizon which yielded the above-mentioned fossil, the formation gradually increases in yellowish-green tuff and breccia.

The Nairo formation, conformably overlying the Anama formation, consists of dark-green or dark-brown tuff, agglomerate and breccia. The agglomerate shows a characteristic onion structure. The Nairo formation is distributed in both limbs of the synclinal structure of the whole Rebus group, and is exposed on the east and west coasts. It is conformably overlain by the Rebusake formation.

The Rebusake formation constitutes the axial portion of the syncline and is distributed inland. In lithology this formation differs little from the Nairo formation but is generally porphyritic as compared with the latter which is andesitic. It is distinguished also by the sandstone intercalations.

Thus, the Rebus group is the pyroclastic sediments as thick as 2,500 m. On the basis of fossils, the group is assigned to the Lower Cretaceous age and is correlated with the Shuyubari stage of the upper Sorachi series.

The Neogene system, unconformably resting on the above-mentioned older rocks, is distributed in the northern and southern areas of the island. It has been known that the lithologic character of the Neogene system differs between the northern area and the southern area. This fact, along with the problem of green tuffaceous rocks which are distributed only in the southern area, furnishes an important key to clarify the tectonic movement of Rebus Island during the Neogene period.

The Neogene system is divided, in ascending order, into the Motochi formation (200 m), the Meshikuni formation (200-300 m), and the Hamanaka formation (250 m). The Motochi formation has its type locality in the vicinity of Motochi in the southern area. It consists of an alternation of grayish-green tuffaceous sandstone, shale and conglome-

rate. On account of remarkable development of the green tuffaceous sandstone, the formation was generally called "green tuff." The formation is locally agglomeratic. In an alternation of ash-white tuffaceous sandstone and black shale near the upper part, lenticular coal seams are locally intercalated, and fragments of plant fossils are concentrated near this horizon. As the outcrop near Motochi yields *Japelion* sp. and *Neptunea oomurai* Otsuka, the Motochi formation is assigned to the Chikubetsu stage. This formation does not occur in the northern area wherethe Neogene system begins with the Meshikuni formation to be mentioned below.

The Meshikuni formation unconformably covers the Rebun group and forms one syncline and one anticline. It consists of alternating tuffaceous sandstone, shale and gravelly sandstone: in the northern area the alternation begins with conglomerate. In the vicinity of Funadomari, the formateon yields *Glycymeris*, *Ostrea*, etc., so it may correspond to the Tōgeshita horizon in the lower part of the Wakkanai stage. In the southern area, a direct relation between the Meshikuni formation and the Motochi formation cannot be observed, but their relation is supposedly unconformable. The Meshikuni formation in the southern area consists chiefly of andesitic agglomerate, agglomeratic sandstone and conglomerate. Its lithology does not agree with the Meshikuni formation of the northern area, but its stratigraphic sepence and fossils suggest the same horizon as the latter. On the east coast the formation consists almost entirely of agglomerate, but toward south it gradually increases in sandstone and conglomerate, and near the Shiretoko Cape at the southern tip of the island it becomes an alternation of remarkably cross-bedded conglomerate and sandstone.

The Hamanaka formation is the so-called hard shale. It conformably overlies and grades into the Meshikuni formation, and is correlated with the main part of the Wakkanai formation. This conformable and transitional relation with the Meshikuni formation is noticed in both northern and southern areas, in spite of the latter's lithologic difference between the two areas.

The Kusuko formation is distributed limitedly on the west shore

of Lake Kusu. Consisting of pumiceous sandstone and tuffaceous sandstone, the formation is almost horizontally stratified. Its age ranges probably from Tertiary to Quaternary.

Diluvium constitutes two steps of coastal terraces; the higher terraces are 40-60 m and the lower ones are 10-20 m above sea level.

Alluvium comprises fluvial deposits of the present rivers and beach sands.

Igneous rocks are as follows, from older to younger: Dioritic porphyrite occurs as dikes and sheets intruding the Nairo and Rebun-dake formations of the Rebun group. It is frequently exposed on the east coast between Nairo and Kabuka. Occurring also as dikes and sheets, dolerite is found to intrude the Nairo formation on the east shore of Lake Kusu; it is covered by the basal conglomerate of the Neogene Meshikuni formation. Besides these, there are a stock (Momo-iwa) of augite porphyrite intruding the Motochi formation in the southern area, and dikes of augite-hypersthene andesite and andesite intruding the Motochi formation and the agglomerate of the Kabuka facies of the Meshikuni formation. In the northern area, augite andesite intruding the Meshikuni formation, and A-type and B-type basalts intruding the Meshikuni and Hamanaka formations are found. A-type basalt constituting Todo Island off the Sukotau Cape shows beautiful columnar joints. It contains xenoliths of hard shale of the Hamanaka formation.

As mineral resources, lenticular coal seams in the Motochi formation near Momo-iwa and white agate filling the cavities of the Nairo formation near Nairo on the east coast are known, but their economic value is small due to poor reserves. A large number of archeological articles, such as stone implements, stone arrow-heads, earthenware and boneware, ranging in age from the middle Neolithic era to the Edo period, have been unearthed.

昭和 38 年 3 月 25 日 印刷

昭和 38 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

REBUNTO

(ASAHIGAWA—2 and 6)

BY

SUTEKAZU NAGAO

CHIKARA AKIBA

TAMOTSU ŌMORI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1963