

550.85 (084.32) (521.14) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

青森 (5) 第 53 号

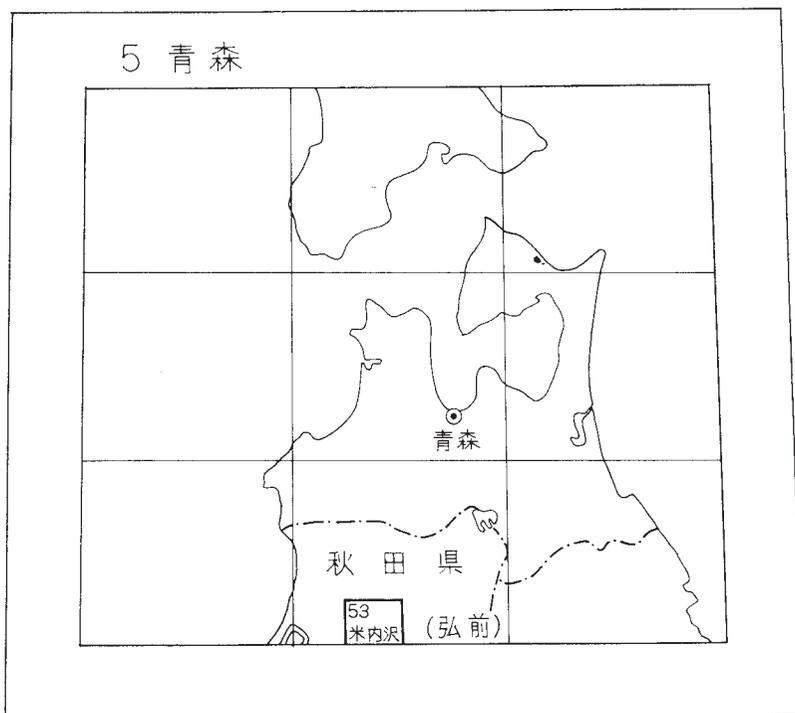
米内沢地域の地質

角 清愛・盛谷智之

昭和 48 年

地 質 調 査 所

位 置 図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 研究史	4
II. 2 地質概説	6
II. 3 大又層	11
II. 4 巻瀨層	12
II. 5 桐内層	14
II. 6 小猿部川層	19
II. 7 岩谷層	25
II. 8 貫入火成岩類	28
II. 9 藤琴川層	31
II. 10 小比内沢層	33
II. 11 前山川層	34
II. 12 湯車層	36
II. 13 森吉火山	39
II. 14 段丘堆積層・崩積層および沖積層	39
III. 応用地質	40
III. 1 銅鉍床	40
III. 2 珪藻土	41
III. 3 ゼオライト	42
III. 4 パーライト	42
III. 5 亜 炭	42
III. 6 石 油	42
III. 7 鉍 泉	42
III. 8 石 材	43
III. 9 地すべり	43
文 献	45
Abstract	1

米内沢地域の地質

角 清 愛*・盛谷 智之**

本地域の野外調査研究は昭和35年の6月から10月にかけて、盛谷がその南部を約90日、角がその北部を約60日を費して実施し、続いて角が約30日間、全地域の調整を行なって完了した。引続いて室内研究を行ない、昭和37年当時、この研究報告香の大半をまとめ終った。しかし、本地域の第三系とくにいわゆるグリーンタフ層の中に顕著な不整合現象が発見され、このためすでに出版の終了していた北隣鷹巣区幅および南隣阿仁合区幅との調整が必要となった。この頃時を同じくして学界においても東北内陸部における西黒沢・女川境界問題が論議を呼んでいた。その後、周辺地域、とくに昭和37年から41年にわたって行なった東方の大館・大葛両区幅地域の調査研究(未発表)が、本図幅のまとめに大きく貢献した。この過程において本図幅地域の層序区分についても一応の結論に達することができた。なお最近の資料については文献調査によってこれを補足してある。

野外調査研究当時には、秋田大学藤岡一男・井上 武両教授、秋田県庁狩野豊太郎・川尻茂三・上田良一の各氏、石油資源開発株式会社池辺 穰氏、古河鉱業株式会社米林 滋氏から御教示御討論を頂いた。とくに石油資源開発株式会社からは多くの社内資料の閲覧を許され、これが非常に参考になった。採取した化石の鑑定は貝化石および植物化石についてそれぞれ水野篤行および尾上 亨両技官をわずらわした。また森吉町・合川町および上小阿仁村役場当局からは調査上の便宜を与えられた。以上の方々に対し厚く謝意を表する。

I. 地 形

本地域は出羽丘陵の一部を占め、北の鷹巣盆地と南の大阿仁・大平山山塊との中間に位置している。このため地形は概してゆるやかであり、地域南東縁にかかる森吉山山麓斜面の700m地点を最高とし、山地は一般に南東部で高く、北西部に向って次第に高さを減じ、これらの山頂は大体200～500mの高さとなっている(第1図)。また地域中央部のやや東寄りに南北に走る断層帯(阿仁川断層)があり、これに沿って岩脈・岩床などの貫入岩体が多く分布するため、突出した特異な地形がしばしばみられる(第3図)。地域南西部の上小阿仁村地域ではこれと異なり、硬質頁岩・黒色泥岩からなり、ゆるい地層傾斜を反映してケスタ地形を示している。

主要河川は南高北低の全体的な地形に支配されて南から北に流れ、中央部を阿仁川が、西部を小阿仁川がそれぞれ貫流し、北西縁でたがいに合して北隣りの鷹巣区幅地域内で米代川本流に注いでいる。

これらの河川に沿って河岸段丘と沖積地とがつくられている。とくに地域北部の米内沢地方には広い河岸段丘が発達し大野台の平坦面を形成し、これは東から西に向って阿仁川の現河道の方へ段階的に低くなっている。

地域南東縁には森吉火山の外輪山の一部が分布し、円錐形火山の地形がみられる(第4図)

* 応用地質部

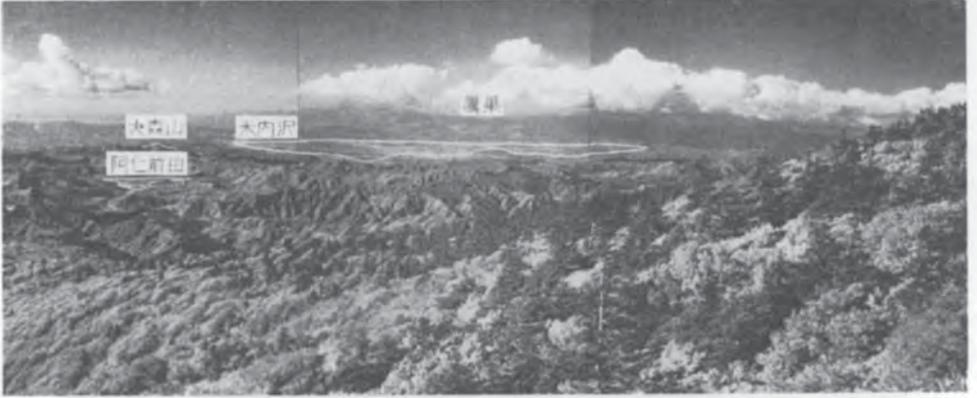
** 地質部



第 1 図 森吉山から北西に米内沢,



第 2 図 霧の海が晴れゆく米内沢盆地夏の朝（大野台から
南方を望む．後方は大森山・倉の山など）



上小阿仁方面を望む



第 3 図 卷淵南方の流紋岩（貫入岩）がつくる突出した地形



第 4 図 源五郎岳山頂 (553.2m) から南方に森吉山をのぞむ

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 研 究 史

本地域の地質は20万分の1地質図幅「能代」の調査(中島, 1894)以来, 多くの調査研究がなされている。

中島は本地域の地質を大きく第三紀層・洪積層・沖積層・輝石安山岩および石英粗面岩に分けた。そして第三紀層と輝石安山岩とはともに第三紀中新世のもので, たがいに上下の関係にあるのではなく, 岩相の側方変化によるものとした。ここに輝石安山岩とされたものは大又層・巻淵層・桐内層の大部分, 岩谷層の安山岩類および苦鉄質ないし中性の貫入岩であって, これらが第三紀堆積岩と側方に互に異相の関係にあることを当時すでに主張している。

1903年, 大日方順造は震災予防調査会の委嘱を受けて森吉火山の調査を行なった。大日方は上記火山を調査するかたわら, その基盤第三系の調査を行なった。調査地域は図幅地域南東部小又川・小様川および大又川流域である。大日方は第三系を大きく森吉第三紀層と七座第三紀層とに区分した。両者はそれぞれほぼ中島(1894)の“輝石安山岩”および“第三紀層”に相当している。しかし両者の関係については, 中島と異なり, 不整合関係にあるものとし, 時代はそれぞれ中新世および鮮新世前期と考えた。

1922年, 千谷好之助は鷹巣油田の一部に属する本地域北西部の含油第三系の調査を行ない, その結果は秋田県鷹巣油田地形および地質図(千谷, 1924)として出版されている。これは本地域内における中縮尺(5万分の1程度)の最初の詳しい地質図である。

上記の累層はほぼ一連整合に累重しているのであるが、本図幅地域に入ると多くの層準に不整合関係がみられるようになる。とくに注目されるのが本報告において述べる桐内層と小猿部川層との間の明又不整合である。この不整合は東隣大葛図幅地内において今泉・小高（1952）が奥見内沢層と牛沢層との間の不整合として記載しているもの、あるいは鷹巣図幅において早口川層中部層が黒石沢・藤倉川兩層をおおう不整合とされているものと同じものである。藤岡・井上（1959）は本地域に広範囲にわたる不整合が存在することを予見しているが、これが今回実証されたことになる。第1表にこれまでの各研究者による層序区分の関係を示す。

なお本地域の含油第三系についてはPEACの調査以後、帝国石油株式会社、引続いて石油資源開発株式会社によって多くの調査研究が行なわれたが、その多くは公表されていない。

II. 2 地質概説

本図幅地域は東北日本グリンタフ地域に属し、新第三紀以降活発な火成活動・堆積作用が行なわれた所で、地質も大部分が新第三紀の火成岩と堆積岩とから構成されている。概して初期の中中新世初期ないし中期の地層は火山岩が卓越しており、これらは一般に変質して緑色化し、いわゆる緑色凝灰岩（グリンタフ）となっている。一方中新世後期から鮮新世にかけては火成活動がおとろえたため、この時期の地層は泥岩・砂岩・礫岩相が卓越し、その中からは石油を産し、いわゆる含油第三系を構成している。

グリンタフ地域の中を西から東へ、日本海沿岸地域、出羽丘陵、山間盆地、背梁山脈および北上川沿岸地域の5地域に構造区分した場合（北村，1959），本図幅地域は出羽丘陵地域にあたることのできる。すなわち出羽丘陵の北方延長の太平山山塊の北に位置し、西には能代から秋田にかけての日本海沿岸の沈降盆をひかえ、東は大館・花輪の山間盆地に連なっている。

図幅地域をさらにくわしくみると中央部を阿仁川あるいは小阿仁川が南北に貫流しこれに沿って沈降盆地が発達し、東側および西側が隆起地帯となっている。しかしこれらの小盆地を含めた本図幅地域全域が、東および西の地域に比較して、全体として、隆起した地域となっており、これが出羽丘陵地域の延長部であるとみることでもある。

グリンタフ地向斜の中の隆起帯という出羽丘陵の特性を反映して、本図幅地域の層序構造は複雑を極めていいる。多くの層準でみられる不整合・追覆現象は隆起帯およびその縁辺部の現象としてとくに注目に値するものである。

本図幅地域の地質総括表を第2表に示す。

層序：新第三系は下位から大又層・巻瀧層・桐内層・小猿部川層・岩谷層・藤琴川層・小比内沢層および前山川層の8累層に分けられ、この上に湯車層・段丘堆積層・沖積層などの第四系が分布している。

大又層は新第三系最下部層でおもに変質安山岩（いわゆるプロピライト）・変質流紋岩から成り、碎層岩はほとんど伴わない。阿仁合図幅地域内で本層は先新第三紀の花崗閃緑岩を不整合におおっている。本層からは化石を産しないが、陸成の巻瀧層に整合的におおわれるところから、本層も陸成層と推定される。グリンタフ地向斜生成初期の激烈な陸上火山活動の産物とみられる。

巻瀧層は大又層を整合におおい、礫岩・安山岩類を主とする地層である。変質度は大又層より弱く

“プロピライト”といえるような変質岩は少ない。礫岩中から植物化石を産し、礫岩も陸成層特有の淘汰の悪いもので、本層は陸成層と考えられる。大又層の火山活動の余波がまだ残っている頃、この地域の沈降が始まり、湖盆が生成し、この中へ本層が堆積したのであろう。植物化石は阿仁合型植物群に属する。この植物群は温帯性気候を指示し、東北日本の中新統においては、その比較的初期に現われるもの（藤岡，1963）で、本層および下位の大又層は中新世の比較的早い時期に堆積したものとみられる。

桐内層は巻瀾層を整合におおい、下部は礫岩・砂岩・酸性凝灰岩、上部は泥岩・玄武岩類からなる海成層である。礫岩は巻瀾層のそれと異り粒径も小さく、淘汰も良好である。この中から暖流系の浅海棲の貝化石を多産する。巻瀾層の時代に始まった沈降運動がさらに進み、暖流の流れ込む海域となったのがこの時代である。海侵はさらに進み、泥岩が堆積するようになる。これと併行して多量の玄武岩が噴出した。

小猿部川層は大又層、桐内層および巻瀾層を不整合におおい、酸性火山岩類を主とし、これに黒色泥岩および硬質頁岩をとまなっている。酸性火山岩類は大きく下位の異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩と上位の塊状軽石凝灰岩とに分けられ、前者は950m程度の厚さが予想されるにもかかわらず、全体の淘汰はきわめて悪く海中の乱泥流の産物とみられる。本層の時代になって激烈な酸性火山活動が起り、これにともなって火山構造的陥没が生じ、この中へこの凝灰角礫岩は堆積したとみられる。本層中部の砂岩・礫岩層からは暖流系と寒流系の両者の貝化石を産し、また泥岩からは暖流系の浮遊性有孔虫化石を産する。桐内層の時代の暖かい海へ寒流の影響が現われ始めたことになる。このような海況の変化、不整合現象および活発な火山活動はこの時期に造構造運動があったことを示すものであろう。

岩谷層は小猿部川層を整合におおい硬質頁岩で特徴づけられる海成層である。この時期になると小猿部川層の時代までさかんだった火成活動はおとろえ、わずかに周辺の比内沢地域で小規模の塩基性火山活動が起っただけであった。

藤琴川層は岩谷層を整合におおい黒色泥岩で特徴づけられる海成層である。分布地域東縁部では砂相が発達し、浅海棲貝化石を産する。またこの貝化石は寒流系のものであることを考え合せると、この頃までに、東の方に隆起山脈が生成し、小猿部川層堆積時まで残っていた暖流の影響はまったくなくなったものとみられる。火成活動は岩谷層と同様に少なく、中性ないし酸性の火山活動が局部的にあったに過ぎない。岩谷層から本層にかけての厚さは厚いところでは1,950mに達し、著しい沈降量を示している。

小比内沢層は藤琴川層を軽微な不整合でおおい、灰色シルト岩と砂岩シルト岩互層とで特徴づけられる。異常堆積現象が多いのも本層の特徴で、この時期には造構造運動が活発であったのであろう。火山活動はほとんどなかったようで、本図幅地域の第三系を通じて、本層はもっとも火山物質にとぼしい。

前山川層は小比内沢層を整合（一部不整合）におおい、砂岩・礫岩・泥岩で特徴づけられる地層である。分布地域東部では岩谷層までを追覆し、ここにはまた流紋岩の活動もみられる。

小比内沢層は海棲貝化石を産すると同時に植物化石も産し、前山川層に入ると植物の破片が多くなり、その上部では亜炭を伴う泥岩相が発達するようになる。これは小比内沢層時代の造構造運動を契機

として堆積盆地は次第に分化・縮少の一途をたどったことを示すものである。

第四系は鷹巣盆地および河川流域に分布する湖成層（湯車層）、段丘堆積層および沖積層からなる。湯草層は泥岩・砂岩・礫岩などからなり、沼沢地性の植物化石を含む。第三紀末期、前山川層の時代に半ば湖沼化した鷹巣盆地が第四紀に入って完全に閉じられたことを示している。段丘堆積層は第1段段丘堆積層から第6段段丘堆積層まで6つに分けられる。第1段段丘堆積層は湯車層をおおい、かつそれと密接に伴って分布している。

構造：本図幅地域の地質構造において断層あるいは褶曲軸に示される最も顕著な方向はN-S系であり、続いてNE-SW系およびNW-SE系がみられる。E-W系の構造線はみるべきものがない。

N-S系構造線としては図幅地域中部を南北に走る阿仁川断層、その西方の上惣内断層、折渡背斜とその南方延長部の断層、および図幅地域西縁部にみられる七座背斜があげられる。これらの構造線ないし構造帯は第三系堆積当時から活動していたらしく、これら構造線の両側で堆積相が異なる例が多い。たとえば小猿部川層は阿仁川断層、岩谷層は上惣内断層、藤琴川層は折渡背斜、前山川層は上惣内断層のそれぞれ西側および東側で岩相にちがいがみられる。いずれの場合も東側が西側よりも浅い堆積環境を示している。このことは、常に西側が東側よりも大きく沈降する傾向にあったことを示すものである。

NE-SW系構造線の代表的なものは図幅地域南部の屋布断層である。この断層は折渡背斜の延長にあたる断層に切られてずれを生じている。断層の北西側の厚い小猿部川層は南東側で急に薄化し、同時に砂相もみられるようになり、この頃南東側が上昇したことを示している。引続く岩谷層の時代には北西側に分布する硬質頁岩が南西側ではみられず、安山岩類におきかわっているところを見ると、この安山岩の活動は隆起地塊の上で起ったものとみられる。

NW-SE系構造線は阿仁川断層あるいは上惣内断層の北方延長がその代表的なものである。図幅地域北部では、阿仁川がN-S方向からNW-SE系に方向を転ずるが、南部ではN-S系であった上記の断層はここでは阿仁川に平行するかのようにならぬ。また阿仁川のNW-SE方向の部分の南東延長上には桂瀬から根森田にかけて断層が推定される。小阿仁川と阿仁川との中間山地に分布する前山川層がNW-SE方向に延びたゆるい向斜構造を示すこと、第四紀に入って生成した鷹巣盆地の南縁がNW-SE方向を示すこと、これらはすべてこの地域のNW-SE系構造線と成因的に関連するものであろう。

上にのべた主要構造線は少数の変動期に生成したというよりも、第三系の各累層堆積の全期間を通じて除々に生成し完成されたものかも知れない。構造線の両側での岩相変化が大多数の地層において観察されることから、それは十分考えられる。しかしそれにもかかわらず、中でもとくに顕著な変動期があったことを認めないわけにはゆかない。それは先小猿部川期および藤琴川層後期から小比内沢層の時期にかけての2つの時期である。

先小猿部川期の変動は小猿部川層基底の明又不整合、阿仁川断層および屋布断層が小猿部川層および岩谷層に及ぼした影響などによって推定されるもので、図幅地域東部、とくに屋布東方から小様川を経て阿仁前田に至る地域の隆起運動によって特徴づけられる。これらの隆起部は太平山山塊の北方延長部とみることもでき、大きくは出羽丘陵の延長部とみることもできる。かつて北村（1959）は東北地方の

第三紀造山運動について論じ、東北地方グリーンタフ地域の地背斜化運動は奥羽脊梁山脈においては女川期、出羽丘陵においては船川期に開始されたもので、地背斜化運動が徐々に西方に移動する傾向があることを明らかにした。この観点からすれば、先小猿部川期の隆起運動は船川期よりは古く、女川期あるいはそれ以前の運動であるから、本地域は出羽丘陵よりも奥羽脊梁山脈に近い性格をもっているとも考えられる。おそらく北村の南北性の構造区分を修飾するようなこれと斜交する構造区分が、この地域に存在するのではなからうか。この事は本地域が、南方の出羽丘陵のように、明瞭な南北性丘陵を作っていないことを考え合せ、今後の研究課題であらう。

次に小比内沢層時期の変動は小比内沢層基底および前山川層基底の不整合によって示される。小比内沢層は上下の累層に較べてとくに異常堆積構造を持っており、それが変動期の堆積物であることを物語っている。この時期の変動は図幅地域中部における西への傾動運動および図幅地域北西部における七座背斜の隆起によって特徴づけられる。この変動期は東北日本の油田地帯においてひろく認められる船川階後期から天徳寺階にかけての出羽変動（藤岡，1968）とよく対比されるものである。

火成活動：本図幅地域の第三系は多量の火山岩を含み、また多くの火成岩体の貫入を受けている。ことに下位の大又・巻淵・桐内および小猿部川の4層は、砕屑岩に乏しく、大半は火山岩からなっている。

大又層と巻淵層とは安山岩によって特徴づけられ、少量の玄武岩および流紋岩を伴う。流紋岩中にはアルカリ長石が含まれ、男鹿半島の真山（加納・高安，1955）、北海道茅沼（根本，1955）などの中新世初期のアノルソクレース流紋岩に対比できよう。桐内層は少量の酸性凝灰岩および玄武岩質安山岩を伴うほかはほとんど大部分が玄武岩類によって特徴づけられる。玄武岩は無斑晶質の橄欖石玄武岩である。この玄武岩には枕状熔岩で代表される海中熔岩が多く、また岩石学的性質の変異が小さく、井上（1960）の砂子淵玄武岩に対比することができる。小猿部川層に入ると流紋岩・石英安山岩の活動が盛んになり、安山岩はまったくみられず、玄武岩がわずかに伴われるのみとなる。酸性岩類はその中に含まれる黒雲母・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石などの相対量あるいは石英斑晶の量の変動が大きいので場所による岩石学的性質の変化は大きいとみられる。現出状態は熔岩・軽石凝灰岩のほかは乱泥流堆積物とみられる異質岩片に富む疎岩質凝灰岩を伴うことを特徴とする。これらの諸性質は大館・花輪両地域における小坂凝灰岩部層（上田，1965）によく類似している。

岩谷層は少量の玄武岩と安山岩とを伴う。玄武岩は石基に斜方輝石を含むもので紫蘇輝石質岩系^{注1)}に属し、桐内・小猿部川両層の玄武岩がピジョン輝石質岩系に属するのと対照的である。このちがいは北隣鷹巣・太良鉦山両図幅地域（平山・角，1963；角・大沢・平山，1962）でも認められる。

藤琴川層は局地的に安山岩熔岩を伴う。この安山岩は岩谷層のものと非常によく似た紫蘇輝石質岩系のものである。藤琴川層堆積時期には安山岩のほかに酸性火山岩の活動も激しかったようで、全層にわたって酸性岩軽石層が挟まれている。

小比内沢層の時期には一旦火山活動は休止し、前山川層の時代にふたたび酸性岩の活動が始まった。この時期の流紋岩にアルカリ長石が含まれる。本文において述べるように、この流紋岩の時代ははっきりしないが、少なくとも藤琴川層上部から前山川層下部までの層準にあたることは疑いない。グリーンタフ^{注1)} 久野 久（1954）：火山および火山岩，岩波書店，参照

フ地域では、西南日本を除いてはこの時期のアルカリ長石を含む流紋岩は知られていないのでこの事実は注目に値する。

新第三系を貫いて花崗閃緑岩・粗粒玄武岩・玢岩・安山岩・石英安山岩などが貫入している。被貫入岩の時代からみて、これらは岩谷層堆積時期までに貫入を終ったものと考えられる。

II. 3 大 又 層

大又層は先新第三系を著しい斜交不整合でおおう、新第三系最下部層で、おもに安山岩の熔岩および火山砕屑岩から成り、まれに砕屑岩を含むことのある累層である。本図幅地域では本層の上部が分布するだけであるので、岩相的にも本層を特徴づける安山岩は比較的少なく、その代わりに、酸性凝灰岩・流紋岩が多く分布する。

分布および層厚：本図幅地内における大又層の分布はきわめて限られており、地域中南部湯口内付近と、地域北東隅に露出するに過ぎない。湯口内付近でみられる本層上部の酸性火山岩に富む部分の厚さは少なくとも500mはある。この下位の安山岩質の部分は下限がわからないので層厚は算定できない。しかし北隣の鷹巣図幅地内では、本層相当の藤倉川層の層厚が1,400mにおよんでいるので、本地域でもこれに近い層厚が予想される。

岩相：本層はおもに火山岩類からなり、正常堆積岩はほとんど伴わない。火山岩類は下部は安山岩質で、上部は流紋岩質である。

安山岩質の部分は暗緑色または雑色を呈する安山岩火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩を主とし、一部安山岩の自破砕熔岩を伴う。ただし図幅地域南部の屋布部落西方では押しつぶされた軽石片から成る軽石凝灰岩が伴われることがあり、また安山岩火山礫凝灰岩の中に流理の著しい流紋岩岩塊が含まれることもある。この流紋岩は本層上位の流紋岩と同質のものであることからみて、阿仁合図幅（斉藤・大沢、1956）における大又層中の”変朽安山岩質および流紋岩質のものが混在する部分”に相当するのであろう。

変質安山岩（標本番号 YB 5, 屋布の上流）

斑晶：斜長石（仮像）・輝石（仮像）・鉄鈹

斜長石斑晶は大きさ0.1~1.5mmで多量で、ほとんど完全に曹長石化して仮像をなす。輝石はまれで緑泥石に置換されて仮像をなす。

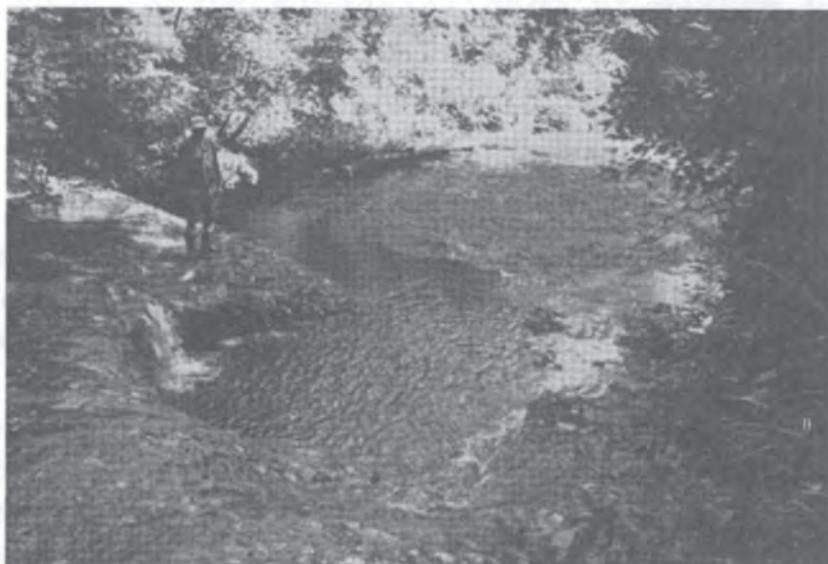
二次鈹物：曹長石・石英・緑泥石・炭酸塩鈹物

流紋岩質の部分は流紋岩軽石凝灰岩（第5図）と流紋岩熔岩とからなる。ただし一部たとえば湯口内北方の阿仁合線のトンネル付近には暗緑色の安山岩質の部分がある。また比内沢の下流には厚さ約70cmの黒色泥岩が挟まれている。流紋岩軽石凝灰岩は緑色、塊状で、やや堅硬で多量の黒雲母の結晶を含んでいる。ときに細線を含むことがあり、また細粒となって成層することがある。流紋岩熔岩は節理がよく発達し、上下に自破砕部がある。赤褐色で流理があり、黒雲母・長石の斑晶に富み、紫褐色の細脈によって貫かれる。

黒雲母流紋岩（標本番号 YF60', 阿仁町北方、湯口内から東に入る沢の中流, PLATE I-1. 参照）

斑晶：斜長石・アルカリ長石・黒雲母・鉄鈹

斑晶斜長石は大きさ0.2~1.5mmで、かなり多量に含まれ、一般に清澄である。累帯構造は結晶の周縁では著しいが、内部ではそれほど著しくない。この内部は曹長石程度のかかなり石灰質のものである。斜長石



第 5 図 比内沢沿いにみられる大又層の流紋岩質軽石凝灰岩の無層理の部分
下刻侵食による滑らかな河床や罅穴がしばしばみられる

の周囲には外套結晶としてアルカリ長石がある。アルカリ長石はこのほかに単独結晶としても存在し、大きさは0.5mm程度で、わずかに汚濁し、屈折率はカナダバルサムより低く、わずかに微斜長石構造を有し直交ニコル下でモヤモヤした感じを与える。黒雲母は大きさ0.1~0.5mmで多量である。

石基：珪長質物質・燐灰石・ジルコン・鉄鉱

石基は珪長岩質組織を呈し流理に沿って結晶度のちがいがみられる。

二次鉱物：炭酸塩鉱物など

黒雲母角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（標本番号YF16, 湯口内北方のトンネル付近）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・黒雲母・鉄鉱

斑晶斜長石は大きさ1.5~2.0mm程度の大型のものと0.2mm程度の微斑晶とがある。清澄で累帯構造は著しくない。普通輝石と紫蘇輝石とは大きさ1.0~1.5mmと大型であり、数は少ない。角閃石は大きさ0.1~0.2mmでX=淡黄色, Y, Z=褐色の多色性を示し、鉄鉱あるいは輝石オパサイトの反応線を有する。

石基：斜長石・鉄鉱・燐灰石・ジルコンなど

二次鉱物：サポナイト様鉱物・緑泥石

II. 4 巻 洩 層

巻洩層は大又層を整合におおい、おもに礫岩からなる陸成層で、安山岩質火山砕屑岩類を伴い、植物化石を産する。

分布および層厚：本層は図幅地域東南部の小又川および小様川流域に分布する。岩相変化が著しいため、精確な層厚はよくわからない。しかし600m程度の厚さはあるであろう。

岩相：本層は淘汰不良の礫岩と安山岩質火山砕屑岩とから成る。礫岩は小様川に沿って最もよく露出する。礫は安山岩や凝灰岩の中~大礫が多く、基底は砂質あるいは泥質で淘汰はきわめて悪く、かつ異常堆積現象が多い（第6図, 第7図）。礫はしばしば酸化鉄の被膜によっておおわれる。また炭質物を含むことが多い。まれに数mの厚さの砂質層がはさまれることがある。しかしその連続性は悪い。安山岩質火山砕屑岩は小様川の南西山地から阿仁鉱山にかけて分布し、ガラス質安山岩の凝灰角礫岩・火山角



第 6 図 小様南方の山地にみられる巻洩層の淘汰不良な礫岩 (Ka)



第 7 図 巻洩層の礫岩・砂岩 (Kc) の層理の明瞭な部分 (小又川下流, 巻洩発電所付近)

礫岩・火山円礫岩などから成る。凝灰角礫岩および火山角礫岩のような本質火山岩は比較的東部に多く、火山円礫岩は西部に比較的多い。両者はたがいと指交の関係にあるものと考えられる。

無斑晶質玄武岩，d型？^{注2)} (標本番号YF5, 阿仁町塚の岱, PLATE I -2. 参照)

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石（仮像）・単斜輝石（？, 仮像）・鉄鈹

斜長石は長さ0.1~0.2mmの短冊状をなし清澄である。普通輝石は径0.1mm程度である。橄欖石および輝石は大きさ0.05~0.1mm内外でいずれも鉄サポナイトに変化して仮像をなす。橄欖石は単斜輝石の反応縁にとりまかれている。鉄鈹には8面体のもののほかに針状のものがある。褐色のガラスが少量ある。

二次鉱物：鉄サポナイト

黒雲母角閃石輝石安山石，XVI型 (標本番号YF3, 阿仁町塚の岱, PLATE II -1. 参照)

斑晶：斜長石・輝石・角閃石・黒雲母・鉄鈹

斜長石は大きさ0.1~1.0mmで中程度の量、清澄で累帯構造が著しい。輝石は0.2mm程度の大きさで少量で、普通輝石と紫蘇輝石とあるが後者は変質して仮像をなす。角閃石は長さ0.1~1.5mmでかなり多量に含まれ、X=淡黄色、YZ=淡緑褐色の多色性を示す。黒雲母はまれである。

石基：斜長石・輝石（仮像）・燐灰石

ガラス基流晶質組織を示す。輝石は変質して仮像をなす。ガラスは淡褐色である。細い優白質結脈がある。

二次鉱物：鉄サポナイトなど

下位層との関係：大又層の上位で顕著な礫岩および砂岩を挟み始める所をもって巻瀾層の下限とした。この間の関係は整合とみられる。湯口内北東方の東に入る沢でこの関係がみられる。ここでは大又層の流紋岩質凝灰岩の上に安山岩熔岩と火山砕屑岩がのるが、この上位の安山岩類は巻瀾層特有の礫岩を挟有しており、巻瀾層に属するものと考えられる。

化石：本層からは第3表のような植物化石を産する。尾上亨技官によればこの植物群は温帯種が多く、かつ暖帯種がないので、台島型植物群よりは阿仁合型植物群に近いものである。

第 3 表 巻瀾層産植物化石

	1	2
<i>Metasequoia</i> sp.	×	
<i>Fagus</i> sp.	×	
<i>Juglans japonica</i> TANAI		×
<i>Tilia protojaponica</i> ENDO		×
<i>Tilia</i> sp.		×
<i>Populus</i> sp.		×
<i>Carpinus</i> cfr. <i>subcordata</i> NATHORST		×
<i>Ulmus</i> sp.		×

1：小又川下流の砂岩層（坂本ほか，1955）

2：巻瀾付近の砂岩層（新産，尾上亨技官鑑定）

II. 5 桐 内 層

本層は巻瀾層を整合におおい、下部層は礫岩・砂岩・酸性凝灰岩、上部層は泥岩・玄武岩類からなる海成層である。

分布および層厚：本層は図幅地域東南部の源五郎岳を中心とする地域すなわち小又川・浦志内沢・大舟木沢などの流域に分布する。下部層の厚さは150~200mのほぼ一定した値を持っている。上部層の

注2) 久野 (1954)：火山および火山岩，岩波書店，p.205参照。以下同様



第 8 図 小又川溪谷に露出する桐内層下部層の砂岩 (Ks)
(森吉付近) . 図中の森林軌道車は上流部の湯の岱
の東北炭礦鉱業所より石炭を搬出している

厚さは650mに達するものと考えられる。

岩相：下部層は砂岩および礫岩をもって特徴づけられるが、陸成の巻瀉層と異なり、淘汰が比較的良好で、1~2mの単位で成層する(第8図)。また礫の大きさも小さく、ほとんど細礫であり、中礫以上の礫は少ない。下部層にはこのほか酸性凝灰岩・玄武岩質安山岩熔岩および黒色泥岩が伴われる。酸性凝灰層は本層全体にわたってしばしば薄層として挟まれるが、図幅地域中東部、羽立南方では、厚い軽石凝灰岩となっている。しかしここでも軽石凝灰岩は碎屑物質をかなり含み、上位の砂岩層に移化する。黒色泥岩は小又川根森田付近と浦志内沢中流とでみられ、暗灰色、やや軟質で、上部層の泥岩によく似ている。玄武岩質安山岩は小様川上流の向林南方で薄い熔岩として挟まれている。

上部層は大部分が玄武岩類で占められ、これに泥岩あるいは頁岩を挟む。玄武岩類は火山碎屑岩と熔岩とからなる。火山碎屑岩は暗緑色あるいは暗褐色を呈する火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩などである(第9図, 第10図)。熔岩は枕状熔岩が多いが自破砕熔岩もあり、また四十八滝の沢の上流でみられるように柱状節理の発達した熔岩もある(第11図)。泥岩は暗灰色でやや軟質で無層理のもの、褐色で板状のもの、灰色でやや硬質で板状のものなどがある。岩石は一般に橄欖石玄武岩であるが一部四十八



第 9 図 桐内層上部の玄武岩火砕岩の露頭，無層理状岩相のためのっぺりした壁をつくる（森吉付近の軌道沿いの崖）



第 10 図 桐内層上部層の玄武岩凝灰角礫岩の典型的な露頭．無層理状岩相のため下刻侵食によってなめらかな面の谷底地形がつくられる（浦志内沢上流）



第 11 図 四十八滝の沢の上流で見られる桐内層上部層の柱状節理の発達した玄武岩熔岩

滝の沢の上流で見られるような塩基性安山岩もある。

橄欖石玄武岩，IIIc型（標本番号 YE 23，浦志内沢上流，PLATE II - 2. 参照）

斑晶：橄欖石（仮像）

大きさ0.3～0.5mmでかなり多量で，鉄サポナイト様鉱物と炭酸塩鉱物との集合体に変化して仮像をなす。まわりに単斜輝石の小結晶が少量付着する。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱

サブオフィティック組織を呈する。

二次鉱物：鉄サポナイト様鉱物・炭酸塩鉱物

紫蘇輝石普通輝石安山岩，Vc型（標本番号 YE 32，四十八滝の沢の上流，PLATE III - 1. 参照）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は大きさ1.0～2.5mmとかなり大型で清澄で，累帯構造は著しくない。普通輝石は大きさ0.2～0.3mmで斜長石とともに集斑状集合をなす。紫蘇輝石は長さ0.2～1.5mmでまれで，単斜輝石の反応縁を有する。

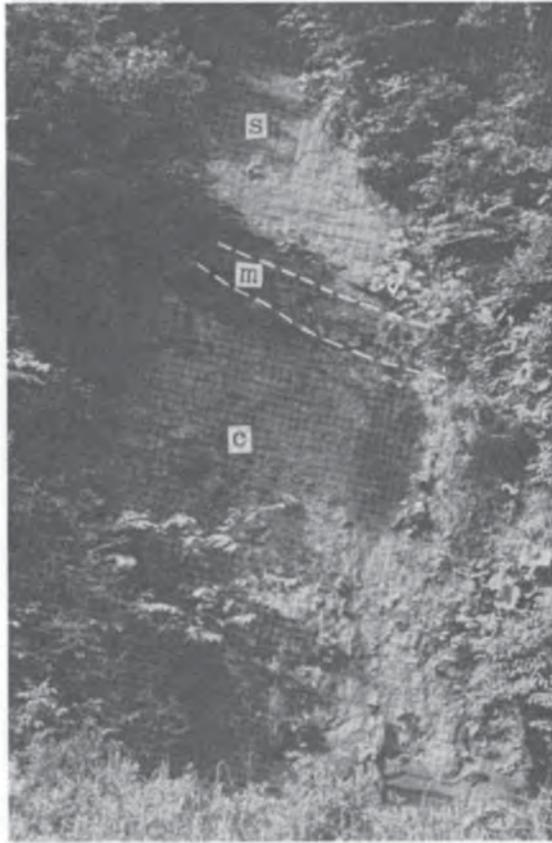
石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

二次鉱物：鉄サポナイト様鉱物

石基鉱物の間隙にわずかに認められる。

下位層との関係：巻削層の上部において淘汰良好な砂岩層の出現し始める所をもって本層の下限とした。この部分は漸移整合である（第12図）。

化石：本層からは第4表のような貝化石を産する。水野篤行技官によればこれらの化石群集は青森県



s : 砂 岩 } (桐内層)
 m : 黒色泥岩 }
 c : 礫 岩 (巻淵層)

第 12 図 浦志内沢下流にみられる巻淵層と桐内層との関係

第 4 表 桐 内 層 産 貝 化 石

	1	2	3
<i>Dosinia kaneharai</i> (YOKOYAMA).....			×
<i>Glycymeris</i> cfr. <i>vestitoides</i> NOMURA.....			×
<i>Cardita</i> sp.			×
<i>Pitar</i> cfr. <i>itoi</i> MAKIYAMA.....			×
<i>Fulgoraria</i> sp.			×
<i>Patinopecten murayamai</i> (YOKOYAMA).....			×
<i>Placopecten protomollitus</i> (NOMURA)			×
<i>Patinopecten yamasakii iwasakiensis</i> (NOMURA)			×

1 : 根森田西方 (標本番号 YF56, YI*41)
 2 : 桐内沢 (標本番号 YI 6)
 3 : 阿仁町北方 (標本番号 YF 84)
 いずれも新産, 水野篤行技官鑑定

鱒が沢町の田の沢層産のものとよく類似した暖流系のものである。このことから本層は西黒沢階のものと考えられる。

II. 6 小 猿 部 川 層

小猿部川層はおもに流紋岩ないし石英安山岩質の酸性火山岩類からなり、堆積岩としては黒色泥岩および硬質頁岩を伴う。泥岩の中からは海棲貝化石を産する。本層は下位の桐内層、巻瀨層および大又層を著しい不整合関係でもっておおう。

本層は下部層と上部層とに分けられる。両者は火山岩類に伴われる泥岩の岩質に顕著なちがいがあり、下部層の泥岩には黒色、軟質、無層理のものが多く、上部層の泥岩には灰色、やや硬質、板状のものが多く。

分布および層厚：本層は図幅地域北東部小猿部川流域に最も典型的に発達し、ここでは火山岩類が厚いため、全体の層厚が最も厚くなっている。分布はここから南西に伸び阿仁川の兩岸地域を経て、屋布部落付近に達している。そして南西にゆくにしたがい火山岩類が薄くなり、堆積岩が多くなるので全体の層厚も次第に薄くなる傾向にある。

小猿部川流域は火山岩類が多いので正確な層厚を決めることはむずかしい。比較的単純な単斜構造を示している大舟木沢から品類川上流にかけての地域では下部層約550m、上部層約250mで合計約800mの厚さをもつものとみられる。しかしこの北方約4kmの奥見内沢では下部層だけで950m程度（下位の異質凝灰角礫岩約800mと上位の泥岩約150mを合わせたもの）が予想されるので、ここでは小猿部川層全体としては1,200mを超えるものとみられる。一方約800mの層厚を示す大舟木沢から西にゆくと西方約2kmの小舟木沢では下部層の厚さはわずかに250m位となるので小猿部川層全体では500m程度の厚さにとどまるものとみられる。このような著しい層厚変化は下部層の下部の異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩の膨縮がはげしいためでその堆積状態と関連して興味ある現象である。

阿仁川地域に入ると下部層は異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩はまったくなくなり、小瀨付近の薄い泥岩層だけで代表されるようになるので、全体の層厚も薄くなる。しかし阿仁川に沿う阿仁川断層とこれに沿って分布する沖積層のために連続した関係をみる事ができないので層厚の算定はむずかしい。ただし小様から五味堀にかけての地域で下部の厚さが約150m、上惣内の沢に分布する上部が少なくとも300mはあるので全体としては450m程度の厚さはあるとみられる。

屋布付近では下部層約200m、上部層が約250m、計450mの層厚がみられる。しかしここでは最下部は断層によって切られているので実際はこれよりもっと厚くなるとみられる。

以上述べた分布と離れて図幅地域南東部の諸所にも小猿部川層の分布がみられる。これらは巻瀨層あるいは桐内層をおおい、おもに泥岩からなり一部に酸性凝灰岩がある。これらは層序的には桐内層の上部層でもよいわけであるが、周りの地域との関係、岩相の類似などから小猿部川層に含めたものである。たとえば小様川と阿仁川との中間の山地の山上に分布する泥岩層についていえば、もしこれが桐内層上部層の泥岩であるとすれば、この下位には桐内層下部層の砂岩層が欠失していることになり、不整合関係が考えられる。しかし、この層準にはその様な不整合関係はみられない。一方この場所の北方約1kmの大久保山付近では小猿部川層の泥岩が巻瀨層を不整合におおい、この間に桐内層全部が欠失し

ているのである。これらの理由から上記地域の山上の泥岩は小猿部川層に含まれるものと解釈した。

もう一つの地域、桐内沢上流地域では貫入粗粒玄武岩の上に泥岩、その上に酸性凝灰岩が重なっている。粗粒玄武岩の下位は桐内層上部層であるので、かりに泥岩を桐内層上部層としても、前記地域とちがって、泥岩の下位に不整合を考える必要はない。しかし一方泥岩上位の凝灰岩は岩相上小猿部川層上部層の凝灰岩に非常によく類似しているの、桐内層に含めることには無理がある。したがってここでは下位の泥岩層の上位、その中または下位に桐内層と小猿部川層との境界がなければならないことになる。ここでは便宜上前記小様・阿仁両川中間山地の泥岩に対比して小猿部川層の泥岩として扱うことにした。なおここでの層厚は、下位の泥岩が少なくとも70m、上位の凝灰岩が少なくとも100mある。いずれにしてもこの地域は今後の層序学的研究の必要などである。

岩相：下部層は岩相的に大きく2つに分けられる。一つは比較的下位にある異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩層で、これには酸性凝灰岩および流紋岩熔岩が伴われる。いま一つは比較的上位にある黒色泥岩層でこれには少量の砂岩・礫岩も伴われている。

異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩は一種の水中乱泥流堆積物と思われるもので（第13図）、淘汰は非常に悪く層理は認められない。含まれる岩塊は数cmないし数10cm、時には数m以上に達する大きさで、岩質的には安山岩・石英安山岩・泥岩、まれに花崗岩などである。このうち石英安山岩のみは、時に軽石質となり基質の軽石へ漸移するようにみられるので、本質岩塊とみられ、他は異質岩塊であろう。この石英安山岩は石英の斑晶に富み、斑晶の大きさは径数mmに達することもある。岩塊をなす泥岩は灰黒色無層理で時に成層し、上述の黒色泥岩層の泥岩によく似ている。泥岩岩塊の大きさが数m以上に達すると異質岩塊であるか、単独の地層であるか区別がつかなくなる。地質図上で奥見内沢において、凝灰角礫岩中の挟みとして表示された泥岩層があるが、これも巨大な異質岩塊かもしれない。その理由



第 13 図 品類北方の小猿部川のほとりでみられる小猿部川層下部層の異質凝灰角礫岩

は、凝灰角礫岩中の泥岩礫の量が次第に増加してこの“泥岩層”に移化してゆくようにみえるからである。もしこれが巨大な岩塊であるとするとその構造形態も一つの堆積構造に過ぎないことになる。凝灰角礫岩の基質は細粒の軽石片と泥の微粉とがまじり合ったもので軽弱である。このため露頭面では堅硬な岩塊が大きく突出している。

酸性凝灰岩は軽石凝灰岩ないしは結晶凝灰岩で多くの石英粒を含む。一般に無層理で、しばしば異質岩塊を含む。異質岩塊の量が多くなると上に述べた異質岩塊を含む酸性凝灰角礫岩に移化する。

流紋岩熔岩は灰白色堅硬で、石英斑晶を含み、顕著な流理を持っている。

黒雲母流紋岩（標本番号 YG 19, 鷹巣町葛黒北方, PLATEIII-2. 参照）

斑晶：石英・斜長石・黒雲母（仮像）・鉄鈹

石英は径1.0～4.0mmで多量で熔食形を示す。斜長石は大きさ1.0～3.0mmで、多量で累帯構造が著しい。一般に清澄であるが、割れ目に沿って不規則に曹長石化しているものもある。黒雲母は大きさは0.5mm内外で少量で、緑泥石および二次石英によって交代されている。

石基：脱ガラス作用を受けたガラス・ジルコン・鉄鈹

もとのパーライト組織が保存されているが、脱ガラス作用を受けて、クロスニコル下では珪長岩質組織を呈する。流理に沿って著しく再結晶が進んだ部分があり、ここでは径が0.1mm程度に成長し、結晶同志がたがいに縫合線をもって接している。

二次鈹物：珪長質鈹物・緑泥石・白チタン石・炭酸塩鈹物

黒色泥岩層は無層理、軟質の特徴的な黒色泥岩を主とする。しかし局地的な岩相変化があり、図幅地域北部の坊川から品類付近にかけては黄灰色軟弱の頁岩となり、大畑付近、葛黒付近、小船木沢などでは砂岩・礫岩を伴い、屋布東方の本泥岩の下部では黒色、硬質の板状頁岩がみられる。

上部層はおもに酸性凝灰岩と硬質頁岩とから成り、これに玄武岩質の火山砕屑岩を挟む。酸性凝灰岩と硬質頁岩との割合は地域差が大きい。図幅北東部地域ではほとんど酸性凝灰岩からなり、中部地域では両者の互層で、南西部地域ではほとんど硬質頁岩で酸性凝灰岩は単なるはさみとしてみられるに過ぎない。

酸性凝灰岩は無層理の軽石凝灰岩から層理のある凝灰岩を経て、細粒凝灰岩に至るまで岩相変化がある。地域東北部の小猿部川および品類川の流域および小又川下流の大久保山付近では無層理軽石凝灰岩が多く、阿仁川の兩岸付近では層理が顕著となりさらに西方にゆくと粒度および厚さを減ずるようになる。このような岩相変化は地域差だけでなく地層の上下とも関係があるようで一般に下位ほど粗粒凝灰岩が多い。粗粒の軽石凝灰岩は部分的には軽石凝灰角礫岩となっており、ほとんど淘汰をうけていないようである。しばしば硬質頁岩のレンズ状岩塊を含んでいる（第14図、第15図）。新鮮な部分では“シラス”状で第四紀の陸上軽石流堆積物に似ている。しかし一般に多少続成変質を受けている。多くの場合基質はやや硬化し灰色となる一方、軽石片は緑色粘土化し、風化面ではそが溶脱して多孔質の岩石となる。緑色粘土化した軽石片はつぶれて層理のような構造を示すことがある。

硬質頁岩は灰色ないし灰白色でよく成層し、板状である。上位の岩谷層を構成する硬質頁岩に似ているが、それよりやや軟質で、しかも岩谷層でよくみられるような数mm単位のラミナがみられることは少ない。

玄武岩質火山砕屑岩は阿仁川流域の阿仁前田付近で酸性凝灰岩あるいは硬質頁岩に挟まれる。その多くは暗緑色の火山礫凝灰岩ないし粗粒凝灰岩で、炭酸塩鈹物の網状細脈に富む。風化面ではよく崩れて



A



B

第 14 図 小猿部川層上部層の酸性軽石凝灰岩に含まれる硬質頁岩のレンズ状岩塊 (A) とその内部 (B) (桂瀬付近)



第 15 図 小猿部川層上部層の酸性軽石凝灰岩に含まれる硬質頁岩のレンズと互層部（様田東方の森吉登山道の側崖）

1cm以下の細かい岩片になる。大久保山を構成するものは火山角礫岩である。それは玄武岩塊とその間を埋める黄色を帯びた軽石片を含む凝灰質物質とからなる。

橄欖石普通輝石玄武岩IVc型（標本番号 YF 91, 阿仁町小様大久保山, PLATEIV-1. 参照）

斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石（仮像）

斜長石は大きさ0.5～1.0mm程度で少量で清澄で累帯構造は著しくない。普通輝石は多量で、大きさ0.1mm程度の微斑晶から大きさ1.0mm程度に達するものまでである。橄欖石は大きさ0.3mm以下で炭酸塩鉱物に変化して仮像をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱

二次鉱物：鉄サポナイト様鉱物・炭酸塩鉱物など

下位層との関係：小猿部川層は桐内層、巻瀧層あるいは大又層を著しい不整合でおおう。この関係がみられるのは、①大舟木沢中流から東方明又あかりまたにかけての地域、②阿仁前田南方の大久保山付近および③湯口内西方の比内沢上流の3地域である。

明又付近ではNW-SE方向の走向を持って、ゆるく褶曲する（傾斜は10～45°）桐内層の玄武岩類と頁岩とをほぼEWの走向をもつ小猿部川層の酸性凝灰岩がおおっている。小猿部川層は無層理で走向は測定できないが、大局的な分布から、走向がEW方向であることは疑いない。また上記の上舟木から東

に入る沢では桐内層の頁岩の不規則な浸食面上に小猿部川層の酸性凝灰岩が堆積したことを示す露頭が見られる。また図幅地域北東隅では大又層が直接小猿部川層によっておおわれる。

大久保山付近では巻瀧層の上に桐内層をまったく欠いて直接小猿部川層の泥岩が直接のっている。同様に図幅地域北東隅から東隣の大葛図幅地域内では大又層相当層までも直接に小猿部川層によっておおわれる。

比内沢上流では大又層の流紋岩質凝灰岩の上に小猿部川層の硬質頁岩・砂岩層がのり、この間に巻瀧および桐内両者が欠失している。

このように小猿部川層基底の不整合は図幅地域全域にわたり少くと 20km にわたって追跡されるのであり、局地的な不整合とは考えられない。これを明又不整合と呼ぶこととする。

第 5 表 小猿部川層産動物化石

	1	2	3	4	5
<i>Glycymeris</i> cfr. <i>vestitoides</i> NOMURA	×				×
<i>Cardilia uyemurai</i> OGIKA					×
<i>Barbatia</i> sp.					×
<i>Paphia takadatsensis</i> (MATSUMOTO)					×
<i>Polinices</i> sp.					×
<i>Patinopecten kimurai murayamai</i> (YOKOYAMA)					×
<i>Portlandia</i> (<i>Megayoldia</i>) cfr. <i>thraciaeformis</i> (STORER)					×
<i>Arca</i> sp.					×
<i>Volsella</i> sp.					×
<i>Mytilus</i> sp.					×
<i>Pinna</i> sp.					×
<i>Chlamys kaneharai</i> (YOKOYAMA)					×
<i>C. swifti</i> (BERNARDI)					×
<i>C.</i> sp.					×
<i>Decatopecten</i> sp.					×
<i>Ostrea</i> (s. s.) sp.					×
<i>O.</i> (<i>Crassostrea</i>) sp.					×
<i>Lucinoma</i> sp.					×
<i>Clinocardium</i> sp.					×
<i>Nemocardium</i> sp.					×
<i>Mya</i> sp.					×
<i>Patella</i> sp.					×
<i>Cellana</i> sp.					×
<i>Terebratulina</i> sp.					×
<i>Portlandia</i> cfr. <i>lischkei</i> (SMITH)					×
<i>Brachiopecten</i> sp.					×

1 : 葛黒付近の下部層上部の泥岩層に伴う砂岩・礫岩産 (今泉・小高, 1952)

2 : 同所 (森林軌道の切製と小猿部川の河床) (標本番号 YA 20, YG 1)

3 : 桂瀬南東方の下部層上部の砂岩層産 (坂本ほか, 1955)

4 : 小淵北方の下部層の砂岩層産 (標本番号 YF 32)

5 : 七惣内東方の道路の崖の上部層 (標本番号 YE 43)

2, 4 および 5 は新産, 水野篤行技官鑑定

以上のほか大久保山西方の沢の泥岩中から保存不良の貝化石を産する。

第 6 表 小猿部川層産有孔虫化石

(池辺, 1962)

	1	2
<i>Eathysiphon</i> sp.	×	×
<i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO	×	
<i>H. trullissatum</i> (BRADY).....	×	×
<i>H. cf. evolutum</i> NATLAND.....	×	×
<i>Cyclammina japonica</i> ASANO	×	
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)	×	
<i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA	×	
* <i>Globigerina</i> sp.	×	×
* <i>Sphaeroidina</i> sp.	×	
* <i>Gyroidina orbicularis</i> d'ORBIGNY	×	
<i>Ammobaculites</i> sp.		×

1: 阿仁合図幅地内上小阿仁村大鏡一八木沢間および堀内沢

2: 鷹巣町小舟木

*西黒沢階特徴種

化石: 本層からは第5表のような貝および腕足動物化石を産する。この化石群集は水野篤行技官によれば浅い海域に棲息するものであるにもかかわらず、暖流系のもの(第5表の1および2)と寒流系のもの(第5表の3)とに分けられる。一方池辺(1962)は本層の泥岩から第6表のような有孔虫化石群集を報告している。この中には西黒沢階の特徴種の有孔虫も含まれている。これらを総合すれば本層は西黒沢階に属するものの、その比較的末期にあたるもので、女川期への移行期に相当すると考えることもできる。

II. 7 岩 谷 層

岩谷層は小猿部川層を整合におおい、板状の硬質頁岩によって特徴づけられる地層で、秋田油田地域における女川層にほぼ相当する。

分布および層厚: 本層は図幅地域の中部を北東から南西に向かって細長い分布を示している。分布の北東部の桂瀬・寄延沢付近では細粒凝灰岩、珪藻質泥岩など塊状岩が多いため層厚の算定がむずかしいが少なくとも450mの厚さはある。中央部の阿仁前田西方では硬質頁岩だけの比較的単調な岩相で、厚さは約350mである。この硬質頁岩は南西に向うにしたがってやや厚さを増すようで、長滝沢国有林地帯では約500mに達する模様である。

岩相: 本層は硬質頁岩によって特徴づけられる地層である。しかし北東部桂瀬・寄延沢地域では酸性の細粒凝灰岩や珪藻質泥岩が卓越する。また南部地域の湯口内付近および藤沢付近では玄武岩質または安山岩質の火山岩類が伴われる(第16図)。安山岩類は寄延沢地域でも大日岱付近に少量みられる。湯口内西方で本層が大又層を不整合におおう地域では砂岩が発達している。

硬質頁岩は灰色ないし灰白色でよく成層し板状を呈する(第17図)。小猿部川層の硬質頁岩よりはさらに硬質で、数mm単位のラミナが発達することが多い。本層上部では上位の藤琴川層を特徴づける黒色泥岩の挟みがみられる。

酸性細粒凝灰岩は灰白色、黄白色ないし白色で、塊状で、層理がみられることはまれである。軽石片



第 16 図 湯口内西方の沢にみられる大又層を貫く岩谷層の堆積時期の輝石安山岩の岩脈がつくる滝. 岩脈の存在は滝により容易に知ることができる



A



B

第 17 図 岩谷層の硬質頁岩 (A) とその中に含まれる石灰質ノジュール (B) (上小阿仁村長滝沢中流)

はまれで、微細なガラス破片の集合から成っている。しばしば珪藻を含んでいる。

珪藻質泥岩は新鮮な部分では暗灰色を呈するが風化面では黄白色を呈する。軟質、塊状で、部分的に珪藻土として採掘されている。珪藻質泥岩の中には硬質頁岩が挟まれることおよび藤琴川層基底の安山岩類が硬質頁岩および珪藻質泥岩の両者を整合的におお関係がみられることから、この両者は指交の関係にあるものと考えられる。

玄武岩・安山岩類は主として火山角礫岩から成り、これに熔岩および火山礫凝灰岩を伴う。

橄欖石玄武岩、III d→c型 (標本番号 YF 58, 阿仁町湯口内, PLATEIV-2. 参照)

斑晶：橄欖石 (仮像)・斜長石

橄欖石は大きさ0.5~1.0mmでかなり多量で、鉄サポナイトあるいは青緑色鉱物に変化して仮像をなす。

斜方輝石の反応縁があり、その周囲にはさらに単斜輝石の反応縁がある。斜長石は大きさ0.5mmの微斑晶で、量は少ない。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱

斜方輝石には単斜輝石の反応縁がある。

二次鉱物：鉄サポナイト・炭酸塩鉱物・青緑色鉱物

橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩、V d型 (標本番号 YF 29, 阿仁町, PLATEV-1. 参照)

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石 (仮像)

斜長石は大きさ0.1~1.0mmで多量で清澄なものが多い。大型のものは時に虫喰状構造を示す。普通輝石・紫蘇輝石は大きさ0.3mm内外で少量である。紫蘇輝石は橄欖石 (仮像)を包有することがある。橄欖石は大きさ0.05~1.0mmで、かなり多量で、褐色鉱物に変化して仮像をなす。反応縁はない。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱

多量の褐色ガラスがあり、ガラス基流晶質組織を呈する。

二次鉱物：“褐色鉱物”・炭酸塩鉱物

下位層との関係：下位の小猿部川層とは整合関係にある。

本層と小猿部川層との境界は小猿部川層の顕著な酸性凝灰岩がなくなり、典型的な硬質頁岩層となる層準をもって定めてある。ただし図幅地域北東部では本層の下部は細粒凝灰岩によって代表されているので、その下限が本層の下限である。

化石：本層の硬質頁岩中にはしばしば*Makiyama chitanni* (MAKIYAMA) が含まれる。KANAYA (1959) は寄延沢の珪藻質泥岩から下記の33種の珪藻を同定し、これが男鹿半島の女川層のものと同じ群集に属することを明らかにしている。

Actinocyclus Ehrenbergii RALFS

A. *Ehrenbergii* var. *tenella* (BREV.)

A. *ingens* RATT

A. *tsugaruensis* KANAYA

Actinoptychus senarius (EHR.) EHR.

Arachnoidiscus Ehrenbergii BAIL. ex EHR.

Asteromphalus moronensis (GREV.) RATT.

Cocconeis antiqua BRUN & TEMP.

Coscinodiscus argus EHR.

C. *curvatulus* GRUN. var. *odontodiscus* (GRUN.)

C. *elegans* GREV.

C. *Endoi* KANAYA

C. *hirosakiensis* KANAYA

C. *oculus-iridis* EHR.

C. *radiatus* EHR.

C. vetustissimus PANTOCSEK
C. Yabei KANAYA
Denticula lauta BAIL.
D. ? sp.
Fragilaria hirosakiensis KANAYA
Melosira sol (EHR.) KÜTZ.
M. sulcata (EHR.) KÜTZ.
Rhizosolenia spp.
Rouxia Peragalli BRUN & HERIB.
Rutilaria epsilon GREV.
Stephanogonia Hanzauae KANAYA
Stephanopyxis cfr. *ferox*. (GREV.) RALFS.
S. cfr. nipponica GRAN & YENDO
S. Schenckii KANAYA
S. turris (GREV. & ARNOTT)
Thalassiothrix longissima CLEVE & GRUN.
Triceratium sp.
Xanthiopyxis spp.

II. 8 貫入火成岩類

ここに述べる貫入火成岩類とは巻瀾層・桐内層・小猿部川層および岩谷層を貫く火成岩類を指す。ただし岩谷層あるいは藤琴川層中の噴出火山岩と明らかに関係ある岩脈類はこのグループから除いてある。岩質上、花崗閃緑岩・粗粒玄武岩・玢岩ないし安山岩・および石英安山岩ないし流紋岩に区分される。

花崗閃緑岩：本岩は図幅地域中南部，阿仁町塚の岱から南に入る釜の沢の上流に延長約200mにわたって露出する。本岩と周囲の巻瀾層の安山岩凝灰角礫岩との関係は以下に述べるようにはっきりとはわからない。しかし花崗閃緑岩に接して大又層が分布しないことは、これが巻瀾層を貫くとする考えに都合がよい。ここでは新第三系（巻瀾層）を貫くものとして扱うこととする。

釜の沢の露出地点は第18図に示すような関係になっている。巻瀾層と花崗閃緑岩との間には玢岩があり、玢岩と巻瀾層との関係は露出不良のため明らかでないが、玢岩と花崗閃緑岩とは走向東西、北40°傾斜の著しい剪裂面で接している。この剪裂面は一見貫入面のように見えるが、急冷縁や接触変成鉱物は見当らない。おそらく玢岩は花崗閃緑岩の周縁相であって、真の貫入面は玢岩と巻瀾層との間にあるのではなかろうか。

岩石は黒雲母角閃石花崗閃緑岩であるが、場所によってはやや塩基性となり石英閃緑岩質となっている。しばしば塩基性捕獲岩を含み、アプライト岩脈に貫かれる。

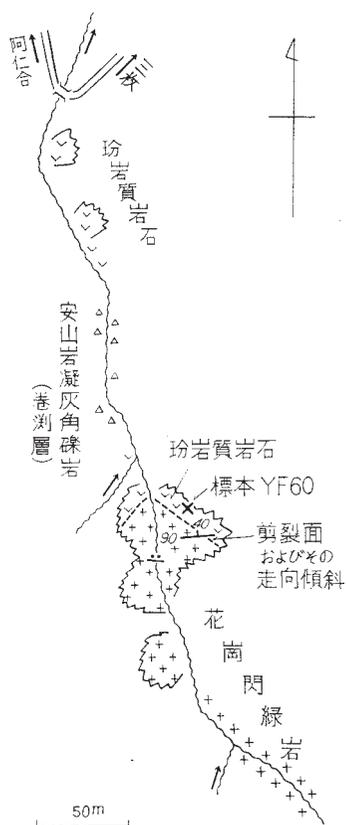
黒雲母角閃石花崗閃緑岩（標本番号 YF 66, 阿仁町釜の沢, 転石PLATEV-2. 参照）

主成分：斜長石・角閃石・黒雲母・石英・カリ長石

副成分：ジルコン・チタン石

二次鉱物：緑泥石・緑簾石・チタン石・鉄鉱・絹雲母

斜長石は大きさ0.5~2.0mmでほぼ自形に近く、一般に清澄で累帯構造がある。時に小さい角閃石をボキリティックに包有している。しばしば内部が変質して絹雲母を生じている。カリ長石は大きさ0.1~1.5mmで、斜長石よりはるかに量が少なく、他形をなす。微ペルト石構造がある。斜長石・カリ長石の周囲にはしばしばミルメカイトが存在する。角閃石は長さ0.5~2.5mmの柱状で、多色性はX=淡黄色、Y.Z.



第 18 図 塚の岱南方釜の沢における花崗閃緑岩の露頭

＝青緑色で、黒雲母・チタン石を包有している。黒雲母は大きさ0.2～0.5mmの大型のものと、この周囲に石英・カリ長石などと共生する大きさ0.1mm程度のものがあり、部分的に緑泥石、緑簾石などに変化している。石英は大きさ0.2～0.5mmでモザイク状集合をなして結晶の間を埋めている。

変質玢岩（標本番号YF60、阿仁町釜の沢、花崗閃緑岩との境界の剪裂面から約30cmの所で採取、第18図参照）

大きさ0.5mm内外の長石斑晶が散在し、斑状構造を呈する。長石はアルカリ長石（あるいは沸石）化しており、明らかに斜長石と同定できるものはない。変質が強いため長石以外の斑晶鉱物は同定できずまた石基の組織もはっきりしない。石基を構成する二次鉱物は緑泥石・アルカリ長石（または沸石、脈状にもなる）・石英・絹雲母・白チタン石などである。

粗粒玄武岩：本岩は図幅地域南東部桐内沢付近で桐内層および小猿部川層を貫く厚さ100～400mの巨大な貫入岩床が最も大きい。続いて小又川下流および阿仁前田付近の阿仁川に沿って、幅100～600m、延長500～3,000mの岩脈として現出する。また長滝沢国有林地内では岩谷層を貫く小さい粗粒玄武岩の岩床が数多くみられる。被貫入岩で最も若いのは岩谷層で、藤琴川層は貫いていない。

橄欖石普通輝石粗粒玄武岩、b→c型（標本番号YJ2、阿仁町向林東方、PLATEVI-1。参照）

初生鉱物：斜長石・普通輝石・橄欖石（仮像）・鉄鈦

斜長石は長さ0.2～0.5mmの短冊状をなし清澄である。これとオフィチックの関係にある普通輝石が多量にある。普通輝石は大きさは1.5mmに達し、しばしば橄欖石の結晶の仮像を含む。橄欖石は大きさ0.5～1.0mmで多量で、鉄サポナイトに変化して仮像をなす。常に単斜輝石の反応線を有する。

二次鉱物：鉄サポナイト・炭酸塩鉱物

玢岩ないし安山岩：阿仁前田北方に径1km程度の安山岩岩株が3つある（第19図）。四十八滝の沢で桐内層あるいは小猿部川層を貫く関係がよく観察される。岩体の大きい割りに結晶度は余り高くなく、柱状節理もよく発達する。

以上の3岩体のほか浦田南方の阿仁川岸および湯口内東方の山上にも小さい安山岩の貫入体が見られる。

紫蘇輝石普通輝石安山岩，Vd→c型（模本番号 YE 26，森吉町四十八滝の沢中流，PLATEVI-2. 参照）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は大きさ0.2～1.0mmで多量，清澄で累帯構造が著しい。

普通輝石・紫蘇輝石は大きさ0.1～1.0mm程度で，紫蘇輝石にはまれに単斜輝石の反応縁がみられる。

しばしば他の鉱物とともに集斑状集合をなす。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱

斜方輝石は極めて少量である。石基のすき間に少量の褐色ガラスがある。

石英安山岩ないし流紋岩：小舟木沢上流で桐内層および小猿部川層を貫く径約2kmの岩体が最も大きく，続いて前田北方，巻瀨付近，釜の沢南方等に小岩体が分布している。いずれも，斜長石斑晶をもち石英斑晶に乏しい斜長流紋岩である。



第 19 図 桂瀬南東の四十八滝下流にみられる安山岩 (Di) のつくる滝，沢の各所に存在する

変質流紋岩（標本番号YH12，鷹巣町小舟木沢）

斑晶：斜長石・石英・鉄鉱・苦鉄質鉱物（仮像）

二次鉱物：緑泥石・炭酸塩鉱物・絹雲母

斜長石は大きさ1.0～2.0mmで，多量である．多かれ少なかれ炭酸塩化あるいは絹雲母化を受けている．しかし変質を免れた部分はなお清澄で帯状構造を残している．石英は大きさ1.0～2.0mmで溶食形を示し量はまれである．苦鉄質鉱物の仮像は柱状で，緑泥石（異常干渉色を示す）から成っている．

II. 9 藤琴川層

藤琴川層は岩谷層を整合におおい，塊状の黒色泥岩で特徴づけられる地層で，秋田油田地域の船川層にはほぼ相当する．

分布および層厚：本層は図幅地域南西部に広く分布し，一部北西部の七座背斜の軸部に露出する．層厚は地域南西部ではおおよそ1,000m程度と推定される．七座背斜の地域では地表でみられる層厚は約550mである．しかし背斜軸部で掘削された600～880m深の石油試掘井では，黒色泥岩が続き孔底に“下部七座凝灰岩”^{注3)}らしい凝灰岩が現われる．このことを考慮すると地層の傾斜を考えてもこの地域の藤琴川層の厚さは少くとも1,200mには達するのである．

岩相：本層は黒色泥岩によって特徴づけられる．しかし最下部には安山岩を伴う砂相があり，上位でも砂相が卓越して来る．

最下部の砂相は折渡背斜の東側によく発達する．基底部は大森山を中心とする安山岩類で，これは安山岩の熔岩と火山角礫岩とからなる．岩石は輝石安山岩である．

紫蘇輝石普通輝石安山岩，Vc型（標本番号YE12，小阿仁村大森山，PLATEVII-1. 参照）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は大きさ0.1～1.5mmで少量，清澄である．時に普通輝石の小結晶を包有する．普通輝石は大きさ0.1～0.3mmで少量で，しばしば斜長石・鉄鉱とともに集斑状集合をなす．紫蘇輝石は大きさ0.1～0.4mmで少量で，すべて自形をなし，単斜輝石の反応縁を有する．

石基：斜長石・単斜輝石

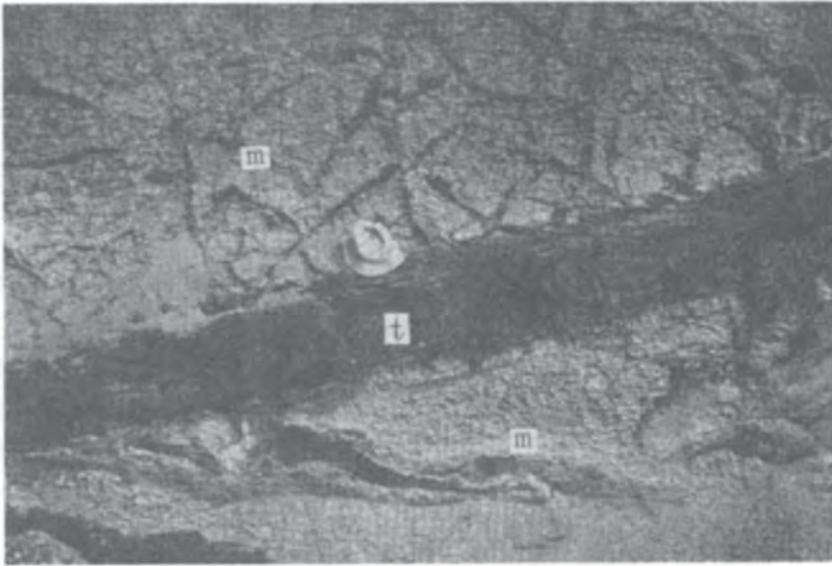
多量の褐色ガラスを含み，ガラス基流晶質組織を呈する．

安山岩の上位は凝灰角礫岩を経て次第に砂岩層に移化する．砂岩層中にもなお安山岩の火山岩塊が含まれている．砂岩層の下部は凝灰質であると同時に安山岩起源の碎屑物に富むため黒色を呈する．砂岩層は一般に貝化石の破片を多量に含むのでやや石灰質である．砂岩層の上位は細粒砂岩層．さらに砂岩・黒色泥岩互層を経て，藤琴川層主部の黒色泥岩層に移化する．

黒色泥岩は新鮮な部分では青灰色ないし暗灰色を呈し，風化面では灰色で黄色の粉末が付着し，小さな破片にくずれるのが特徴である．黒色泥岩中にはしばしば酸性凝灰岩の薄層が挟まれ，鍵層として役立つ（第20図）．その最も著しいものは最上部の“上部七座凝灰岩”である．この凝灰岩は成層して板状をなす軽石凝灰岩である．肉眼的に白色で，軽石片は緑色粘土鉱物化して緑斑となる．白色の部分は沸石化しており，やや固い．

藤琴川層上位の砂相は上部七座凝灰岩を界としてその上位に発達し，下半部は黒色泥岩砂岩互層で，上半分は塊状の砂岩層である．黒色泥岩砂岩互層は数mの単位で両者が互層する．黒色泥岩は藤琴川層主部の黒色泥岩層に似ているが，わずかに粗粒で，風化面における黄色粉末の量がやや少ないという違

注3) 鷹巣油田における重要な鍵層（千谷，1924；平山・角，1963参照）



m : 黒色泥岩, t : 酸性軽石凝灰岩

第 20 図 藤琴川層中の黒色泥岩とそこにはさまれる凝灰岩層（上小阿仁村沖田面）

いがある。砂岩は黄褐色を呈し中粒で、砂岩自体は塊状である。しばしば大きさ数cmに達する軽石あるいはガラス片を含み凝灰質であるのが特徴である。またクロスラミナ、偽礫、層間褶曲などの異常堆積現象が多いのが特徴である。上位に向って黒色泥岩の量が少くなりついに塊状砂岩層となる。この砂岩は下位の互層をなす砂岩と同質のものである。

下位層との関係：北隣鷹巣図幅地域内では岩谷層上位で顕著な黒色泥岩が挟在し始める層準を持って本層の下限と定めた。しかし本図幅地域内では硬質頁岩によって特徴づけられる岩谷層と黒色泥岩によって特徴づけられる本層との間に砂岩相が発達しており、かつこの砂岩は黒色泥岩と互層をなすことがあるところから、砂岩の基底を本層の基底と定めた。砂岩層の基底は常に整合で、かつ明瞭である。大森山付近には砂岩層の下位にこれと一部同時異相の関係にあるとみられる安山岩類がある。この安山岩類の下位には岩谷層の珪藻質泥岩があり両者は前述のように整合関係にある。

化石：本層からは第7表のような化石を産する。水野篤行技官によればこの群集は寒流系のものであり、しかもこれらが浅海棲のものであることを考慮すれば後西黒沢階のもので、船川階と考えると矛盾はない。また井上（1960）は本層下部の砂岩層（井上の折渡層）から次のような有孔虫化石を報告している。

- Globigerina cf. diplostoma* REUSS
- G. bulloides* d' ORBIGNY
- Rotalia japonica* HADA
- Elphidium subgranulosum* ASANO
- Pullanulina* sp.
- Cassidulina japonica* ASANO and NAKAMURA
- C. yabei* ASANO and NAKAMURA

Angulogerina kokozuraensis ASANO
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Elphidiella sp.
Sigmomorphina sp.
Guttulina sp.
Dentalina sp.

第 7 表 藤琴川層産動物化石

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Turritella</i> sp.									×
<i>Natica</i> sp.									×
<i>Petunculus</i> sp.									×
<i>Arca</i> sp.									×
<i>Chlamys hataii</i> MASUDA et AKUTSU									×
<i>C.</i> sp.									×
<i>Limatula</i> sp.				×					×
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD).....				×					×
<i>Cyclammia</i> sp.									×
<i>Nuculana</i> sp.									×
<i>Makiyama chitanii</i> (MAKIYAMA).....									×
<i>Macoma</i> sp.									×
<i>Patinopecten</i> sp.									×

- 1 : 春慶沢 (千谷, 1924)
 2 : 瀧の沢付近 (標本番号 YD 25)
 3 : 吉田西方, 折渡との中間 (標本番号 YF 51)
 4 : 羽立から西に入る沢 (標本番号 YB 5)
 5 : 中五反沢西方の尾根 (標本番号 YC 22)
 6 : 大袋東方の沢の中 (標本番号 YE 5, YE 63)
 7 : 大袋東方の尾根 (標本番号 YE 59)
 8 : 沖田面, 小阿仁川の対岸 (標本番号 YC 21)
 9 : 春慶沢 (標本番号 YA 27)
 2 ~ 9 は新産, 水野篤行技官鑑定

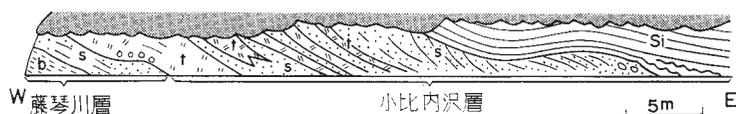
II. 10 小比内沢層

小比内沢層は藤琴川層を不整合におおい、シルト岩およびシルト岩・砂岩互層で特徴づけられ、秋田油田地域の北浦層、天徳寺層、笹岡層などに相当する地層である。

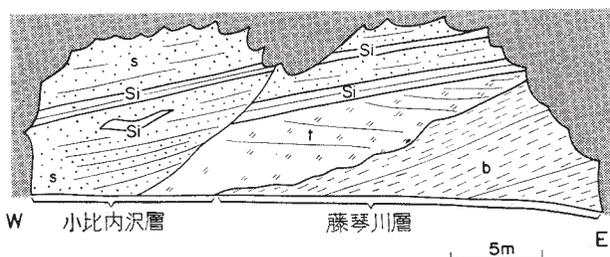
分布および層厚：図幅地域北西部に盆状構造をなして分布する。本層はゆるく波曲しているので正確な層厚を算定することはむずかしいが、北西部で約200m、西部および南東部で約300mあると推定される。

岩相：本層はシルト岩と砂岩シルト岩互層とによって特徴づけられる。おおむね前者が下位に、後者が上位にあるが、一部では指交の関係もあるかも知れない。

シルト岩は青灰色を呈し、露頭では一見塊状に見えるが、よくみるとわずかな粒度の差による層理があり、これが露頭面に凹凸を作るので、遠望するとこの層理を認識し易い。しばしばサンドパイプを含むことも特徴の一つである。小比内沢層最下部の藤琴川層と接する部分には灰白色泥岩が発達してお



(A)



(B)

A：合川町地森沢，B：上小阿仁村長信田の県道の切割，Si：灰白色シルト岩，s：砂岩，t：酸性凝灰岩，b：黒色泥岩

第 21 図 小比内沢層基底の不整合

り、両層の境界を認識するのに有効である。時に中粒砂岩のレンズ状の挟みがあり、これが多くなると砂岩・シルト岩互層に移化する。

砂岩・シルト岩互層は一般に数 10cm の単位で繰返し、藤琴川層の互層が数 m の単位で繰返すのとは著しく対照的である。砂岩は黄褐色を呈し、中粒で石英粒に富む。単層が突然切れたり、礫状となったりするような異常堆積現象がしばしばみられる。

下位層との関係：本層は藤琴川層を著しい不整合関係でおおう。露頭規模においても第 21 図のように、浸食凹凸面や基底礫岩がみられる。また大局的にみても本層の基底は藤琴川層のいろいろの層準と接するので、両層間の不整合関係は疑いない。

化石：本層のシルト岩中に次のような貝化石が含まれる。しかし一つの産地における個体数はきわめて少ない。

Limatula sp.

Turritella nipponica YOROYAMA

Limatula は西隣森岳図幅地内の高屋敷と八兵衛との中間地点の本層の互層の砂岩から産した（標本番号 YB 9）。*Turritella* は雪田沢下流の本層の互層部から産した（標本番号 YB 13）。

また雪田沢上流の本層最下部の白色シルト岩中および杉山田付近の本層下部のシルト岩中に植物化石が含まれる。しかし保存不良で鑑定は不可能である。

II. 11 前山川層

前山川層は砂岩、礫岩から成り亜炭層を挟む地層である。下位層とは整合あるいは不整合関係にあ

り、とくに分布地域の東部では岩谷層までを直接におおう^{注4)}。本層は秋田油田地域における脇本層ないし鮎川層に対比されるかも知れない。

分布および層厚：図幅地域北西部に盆状構造をなして分布する。厚さは小阿仁川の東方では約450m、西方では約300m程度と推定される。米内沢東方の不整合地域に分布する本層最下部の礫岩・凝灰岩層は最も厚い所では約250mの厚さがあるが西方に向って急速に薄化し、ついに尖滅する。

岩相：本層は下位から礫岩質凝灰岩層、凝灰岩層、砂岩層、凝灰岩層、礫岩・砂岩層の順に累重する。また礫岩質凝灰岩層とその上位の凝灰岩層とに接して（おそらくそれらを貫ぬいて）流紋岩がある。

礫岩質凝灰岩層はよく円磨された数cm大の円礫を含む軽石質凝灰岩で、軽石は白色で軟弱である。ときに泥岩礫を含むが、これは小比内沢層の泥岩によく似ている。

下位の凝灰岩層は灰白色の軽石凝灰岩で外来礫を含まない。

砂岩層は黄褐色で中粒のよく淘汰された砂岩からなる。砂岩は層理は余り明瞭でなく、遠望してそれとわかる程度の層理があるに過ぎない。しばしば軽石片を含み、まれに円礫を含む。

上位の凝灰岩層は下位の凝灰岩層と極めてよく類似した灰白色で無層理の軽石凝灰岩である。しかし分布地域の北限の三里部落から東に入る道路際では砂質となりよく成層している。

礫岩・砂岩層は礫岩・砂岩・シルト岩などから成り、これらが互層し、あるいは不規則に入り混った乱堆積現象を示し、またクロスラミナを示すこともある。しばしば亜炭層を挟む。礫岩は径数cm程度の円礫と粗粒の砂とから成り、固結度は低い。砂岩はこの下位の砂岩層に似た無層理中粒の砂岩である。シルト岩は灰白色を呈し、ときに、青緑色を帯びる。

流紋岩は東西約1km、南北約500mの大きさの岩体をなし倉の山を構成している。岩体の中心部は灰白色ちみつの固い流紋岩であるが、周辺部はガラス質で多くの球かが生じ崩れ易い岩相となり、両者はやや急激に漸移している。ガラス質の部分には岩体を取囲むように同心円の流理が発達し、またこれと直角の方向の放射状の柱状節理が発達しこの部分がこの流紋岩の急冷相であることを物語っている（第22図参照）。ガラス質の部分はパーライトとして採掘されている。

黒雲母流紋岩（標本番号YD47、森吉町米内沢倉ノ山、PLATEVII-2. 参照）

斑晶：斜長石・アルカリ長石・黒雲母・石英

石基：長石微晶・黒雲母・ガラス

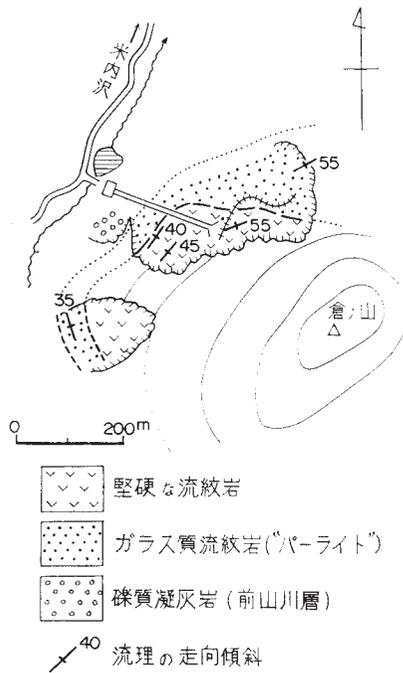
斑晶はいずれも大きさ0.5～2.0mmで、新鮮で、量は多くない。アルカリ長石は屈折率はカナダバルサムより低く、わずかに微斜長石構造を有し、直交ニコル下でモヤモヤした感を与える。石基はガラス質でパーライト組織を示し、まれに径0.2mm程度の球かが含まれる。

下位層との関係：本層分布地域の西部では下位の小比内沢層と本層との関係は整合である。この地域における両層の境界は小比内沢層上部の砂岩シルト岩互層のシルト岩がなくなり砂岩のみとなる所と定

注 4) 本層最下部の礫岩質凝灰岩層および凝灰岩層は分布地域東部の不整合地域だけに分布し、ここで岩谷層および藤琴層下部をおおっている。しかし西部の整合地域の前山川層最下部にはこれらの岩層の続きはまったくみられない。したがってこれらの岩層が前山川層下部であるとするには、それらが藤琴川層上部および小比内沢層に属するものではないことを証明する必要がある。しかし今のところ立証困難であるので、以下に述べる理由から一応前山川層最下部として扱った。

① 礫岩質凝灰岩層の中に含まれる泥岩礫は小比内沢層の泥岩に類似している。もしこれが小比内沢層起源のものであれば、本層は藤琴川層に属することはできない。

② 小比内沢層はその基底の薄い凝灰岩層を除けば、全般的に凝灰質物質に乏しいから、ここに述べる礫岩質凝灰岩層が小比内沢層主部と同層準ではあり得ない。



第 22 図 前山川層の流紋岩の露額のスケッチ (米内沢南方
倉の山, 小野田セメント(株)のパライト採掘所)

めてある。この境界の上下の砂岩は岩相上区別はできないものである。

しかし分布地域の東部では様相が一変し、著しい不整合関係を持って下位層と接するようになる。すなわち本層の砂岩層と凝灰岩層とは藤琴川層下部を直接おおい、最下部の礫岩質凝灰岩層は岩谷層を直接おおっている^{注5)}。

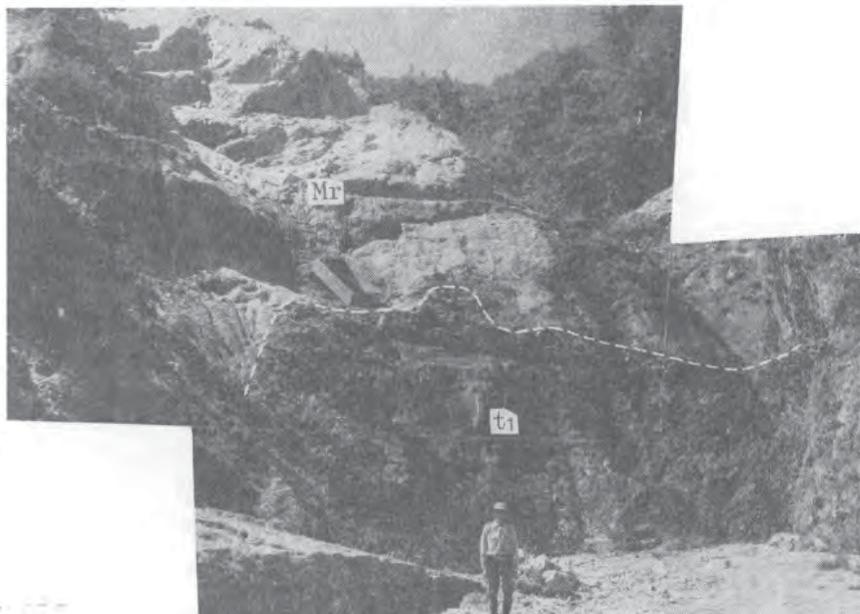
流紋岩は周囲の第三紀層との関係が観察されないので、産状も新旧関係も明らかでない。ただ第23図に示す東興パーライト(株)のパライト採掘所では本岩と第1段段丘堆積層(t₁)とほぼ垂直の面を持って接し、段丘堆積層の礫岩の中に流紋岩体から落下堆積したとみられるガラス質流紋岩の大塊が含まれている。したがって本岩は第四紀のものでなく、第三紀のものであろう。分布の上から前山川層の凝灰岩層をもたらした火成活動に関連があるものと考えられる。

化石：三木田南東の県道際の本層砂岩層から貝化石を、大内沢東方の砂岩層から植物化石を産する。しかしいずれも保存不良で鑑定不可能である。

II. 12 湯 車 層

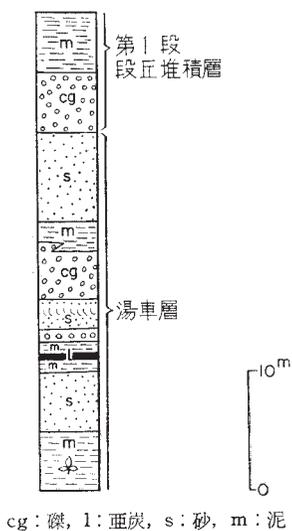
湯車層は泥岩・砂岩・礫岩・泥岩などから成る湖成層である。みつがしわ、ひし、じゅんさいなどの沼沢地に生える植物化石を産する。今泉・小高(1952)はこの沼沢地を古鷹巣湖と呼んでいる。

注 5) すでに述べたように凝灰岩層と礫岩質凝灰岩層とは小比内沢層あるいは藤琴川層上部に属するという可能性をなお残している。しかしたとえそうであっても砂岩層も藤琴川層上部をおおっているので東部地域の前山川層の基底が不整合関係にあることは疑う余地はない。



Mr : ガラス質流紋岩, t₁ : 礫層 (第1段段丘堆積層)

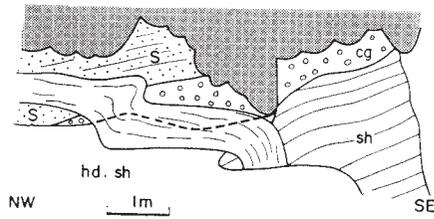
第 23 図 前山川層の流紋岩と段丘堆積層との関係 (倉の山東方の東興パーライト採掘所)



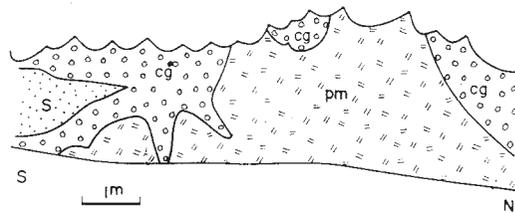
cg : 礫, l : 亜炭, s : 砂, m : 泥

第24図 品類西方の阿仁街道沿いでみられる湯車層の地質柱状図

分布および層厚 : 本層は岩相上, 第三系最上位の前山川層, あるいは第四紀の段丘堆積層と類似しているため, 同定に困難を来たすことがある. しかしほぼ確実に本層とみられるのは図幅地域中北部の品



(A)



(B)

A：上惣内の滝の上，B：倉の山北方，s：砂（湯車層），cg：礫（湯車層），pm：軽石凝灰岩（前山川層），sh：硬質頁岩（小猿部川層）

第 25 図 湯車層基底の不整合

類西方および米内沢南方の倉の山周辺から上惣内にかけての地域である。品類西方地域は模式地の鷹巣図幅地内の湯車付近から追跡されるもので、確実に湯車層である。米内沢駅東方の阿仁合線の線路沿いに厚さ約20mの本層の発達が見られる。ここは細粒で凝灰質で固結度の低い砂岩から成り、前山川層上部に類似している。この露頭がもし前山川層であるとすれば、前山川層は主分布地域から東方に延びて分布し、そこで小猿部川層上部層をおおうことになる。なお今泉・小高（1952）は米内沢町から西方、李岱・三里付近にかけて本層の分布を報告しているが、今回の調査では確認されなかった。

層厚は品類付近、倉の山付近および上惣内付近でそれぞれ50m、10～20mおよび40m程度である。

岩相：本層は礫岩・砂岩および泥岩から成り、泥炭を挟む。礫岩と砂岩とは互いに互層したり、レンズ状の挟みとなる。しばしばクロスラミナがあり、凝灰質となることもある。固結度は低く、前山川層のものによく似ている。泥岩は褐色で板状のものと、黒色で塊状のものがある。前者は前山川層のものと類似するが、後者は非常に軟弱で、腐泥質で、前山川層にはみられないもので、むしろ段丘堆積層に伴われる泥層に類似している。品類西方の県道沿いでみられる本層の柱状図を第24図に示す。

下位層との関係：品類の小猿部川の岸、上惣内西方の滝および倉の山北方で本層が第三系を不整合におおう関係が観察される。前2者では小猿部川層を、後者では前山川層をおおっている（第25図）。

化石：北隣鷹巣図幅地内において *Menyanthes trifoliata*（みつがしわ）、*Trapa*（ひし）、*Brasenia*（じゅんさい）など沼沢地の環境を示すものを含む次の植物化石が報告されている。

Trapa manshurica
T. Maximowiczii
Brasenia schreberi GMEL.
Sequoia sp.
Tsuga sp.
Menyanthes trifoliata LINNÉ
Pseudolarix kaempferi GORD.
Picea bicolor MAYR.

(以上三木, 1950ほか)

Equisetum sp.
Phragmites sp.
Scirpes ? sp.
Styrax japonicum SIEBOLD & ZUCCARINI

(以上今泉・小高, 1952)

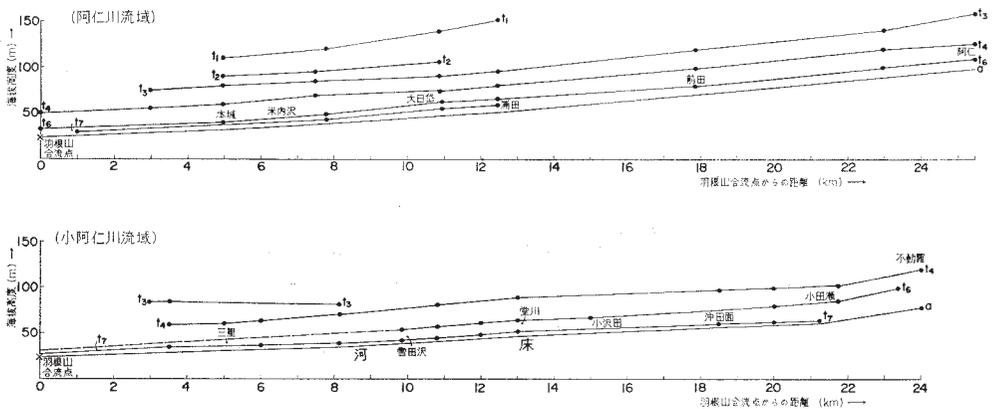
II. 13 森吉火山

森吉火山は外輪山, 中央火口丘および寄生火山から成る第四紀の複式火山である. しかしその主体は南西方森吉山図幅地域内にあって, 本図幅地域では外輪山の一部が南西隅地区にわずかに分布するに過ぎない.

外輪山は輝石安山岩の熔岩と火山砕屑岩とから成る成層火山であるが, 本図幅地域内では熔岩はみられず岩屑がみられるに過ぎない.

II. 14 段丘堆積層・崩積層および沖積層

図幅地域北部の鷹巣盆地で6段のみごとな段丘が発達している. 現河床からの高さは高い方から低い方に向って, それぞれ約80, 60, 50, 30, 15, 10および8 mで, この順にそれぞれ第1段, 第2段, 第3段, 第4段, 第5段および第6段段丘と呼ぶこれらの段丘は阿仁川および小阿仁川に沿って図幅地



t₁ : 第1段段丘, t₂ : 第2段段丘, t₃ : 第3段段丘, t₄ : 第4段段丘,
t₆ : 第6段段丘, t₇ : 第7段段丘, a : 現河床面

第26図 段丘高度と現河床高度との関係



第 27 図 桂瀬付近の阿仁合線の鉄道沿いにみられる段丘堆積層 (t)

域南部まで追跡される。現河床とこれら段丘群との高度の関係を第26図に示す。

これらの段丘はすべて礫・砂・粘土などから成る段丘堆積物から構成されている（第27図）。第1段段丘の堆積物のみは他の段丘の堆積物に比較して風化が激しく、しばしば礫の内部まで風化している。これは第1段段丘堆積物は湯車層と密接に関連して分布していることと考え合せ、比較的古い時代のものであるためかも知れない。

第5段段丘は地域北部の川井付近と大畑付近とに分布が限られる。またこの段丘の堆積物は大半が軽石凝灰岩から成っている。

崩積層は地域東南部根森田および西南部下五反沢における地すべりによって生成した岩屑で淘汰の悪い礫・砂および粘土から成る。

沖積層は阿仁川および小阿仁川に沿って分布する沖積平原を構成するもので、礫・砂および粘土からなる。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 銅 鋳 床

阿仁鋳山

本鋳山の鋳区の大部分は南隣の阿仁合図幅地域内にあり、本図幅地内には一部が分布するだけである。本図幅地内に分布する鋳区は真木地区の北半部と天鍾地区とである。

真木地区は小様川と阿仁川の間山地から南方阿仁合にかけての地域で、過去に盛んに稼行されたが、その後永く廃坑となっていた。しかし昭和32年、中央鍾が発見されて、ふたたび稼行が始まり、

調査当時（昭和35年），粗鉱月産は約3,000トンで本鉱山の産額の約1/3を占めていた。中央鍾の母岩は花崗閃緑岩で，走向はN80° W，傾斜は垂直で，走向延長は420m，傾斜方向の延長は260m，脈幅は40cm，品位はCu3%である。

天鍾地区は小様川下流の塚の岱部落の北東方の山地を占める。ここでは昭和10年頃，金を対象として約1年間稼行された。

大舟木鉱山

本鉱山は図幅地域中東部の鷹巣町上舟木大舟木沢にある。金・銀・銅・鉛および亜鉛を対象として，調査当時，10名で稼行していた。上舟木までは自動車道路があるが，ここから現場までは馬車による。

鉱床は桐内層の玄武岩（おそらく自破碎熔岩）中の鉱脈で，走向は南北で，傾斜はほぼ直立である。鉱石鉱物として黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱などがあり，脈石鉱物として石英・緑泥石・方解石などがある。

III. 2 珪藻土

森吉町寄延沢において，珪藻土が小規模に採掘されている。

この採掘の歴史は古く，すでに藩政時代の末期に，これからコンロが造られていた。明治年間には近郷の庄司氏が中心となって稼行し，大館・能代・五城目方面に移出していた。大正9年に奥田信吾氏の手に移り，昭和に入ってから奥田安太郎氏も採掘を始め今日に至っている。

奥田信吾氏の採掘所は寄延沢部落のやや上流にあって，露天掘あるいは坑道掘でブロックを切出し，成形した後約800℃で焼成し，耐火レンガ，カマドなどを製造している。調査当時は4名で操業中であつた。ここへは浦田部落から山を越えて小型トラックの道路が通じている。

奥田安太郎氏の採掘所は寄延沢部落のやや下流にあって，おもにコンロなどを製造している。ここへは寄延部落から小型トラック道路が通じている。

珪藻土鉱床は岩谷層に属する珪藻質泥岩である。原石は塊状で，露頭面では黄白色を呈するが，坑道掘によって切出したものは灰黒色を呈する。化学成分・比重は第8表の通りである。珪藻土は寄延沢の沢に沿って約1.5kmにわたって分布するが，沢の両側の山地は第四紀の礫層におおわれているので横の延長はよくわからない。しかし岩谷層の地質構造から考えて，礫層の下位にも珪藻土層はひろく分布するものと考えられる。

第 8 表 寄延沢産珪藻土の化学成分とカサ比重

	(本多湖郎, 1961) 単位 (%)	
SiO ₂	76.51	77.41
Al ₂ O ₃	1.97	2.97
Fe ₂ O ₃	1.40	0.77
Ig. loss	15.31	16.47
Ap. G.	0.60	0.58

A: 奥田安太郎氏採掘所産
 B: 奥田信吾氏採掘所産
 Ap.G.: カサ比重

Ⅲ. 3 ゼオライト

図幅地域中部の大日岱から桂瀬を経て揚ノ下に至る地域にゼオライト岩が分布し、本格的開発が考慮されている。この岩石は岩谷層下部の細粒凝灰岩が沸石岩化したものである。

本多（1969）によれば、沸石としてクリノプチロル・沸石・モルデン沸石および方沸石が含まれる。ゼオライト岩の塩基置換容量はクリノプチロル沸石岩・モルデン沸石岩あるいは両沸石を混有するものについて、120～160me/100grの値を示す。ただし方沸石を含むようになり、モルデン沸石一方沸石化岩では56me/100gr、方沸石岩では20me/100grとなる。

Ⅲ. 4 パーライト

森吉町米内沢南方の倉の山においてパーライトが採掘されている。これが工業用原料としてはじめて採掘されたのは昭和27年頃である。調査当時は東興パーライト（株）と小野田セメント（株）によって採掘されており電気化学工業（株）も採掘準備中であった。現地に到着するには倉の山西部の小野田セメント採掘所へは米内沢から、北東部の東興パーライト採掘所へは寄延部落からそれぞれトラック道路が通じている。

鉱床は倉の山を構成する前山川層下部の流紋岩体の周縁のガラス質の部分である。

Ⅲ. 5 亜炭

阿仁町小様部落北方に亜炭の採掘跡がある。昭和の初期に採掘されたといわれる。坑口付近には巻瀧層の軟質の炭質泥岩が露出しており、この中に炭層が挟在している。この炭層が採掘の対象となったものであろう。

森吉町平里にも亜炭の旧坑がある。ここは堅坑でこの中に走向N70°E、傾斜N15°、厚さ少くとも3mの亜炭層が露出している。しかし、水没しているため上下の地層の状態はわからない。

Ⅲ. 6 石油

図幅地域北西部は鷹巣油田の南部にあたり、しばしば油徴がみられる。石油の滲出のみられるのは七座背斜の軸部に沿って露出する藤琴川層の黒色泥岩層である。大正12年から昭和2年にかけて、春慶沢で4本（深度717m, 608m, 640mおよび88m）、増沢で1本（深度543m）の試錐が行なわれた。しかしいずれも油徴・ガス徴のみで出油に至らなかった^{注6)}。

Ⅲ. 7 鉱泉

七日市鉱泉

図幅地域中北部の阿仁街道から西へ約500m入った所にある。ここから鉱泉水を県道際まで引き、ここで加熱し、七日市温泉と称して浴用に利用している。

湧出地の地質は付近が土壤でおおわれているためよくわからないが、高度、転石などからみて湯車層

注6) これらの試錐の地質柱状図は石油資源開発（株）秋田鉱業所に保存されている。

第9表 七日市鉱泉の源泉水の化学組成
単位 (PPM)

K ⁺	1.098
Na ⁺	13.163
Ca ²⁺	8.100
Mg ²⁺	3.539
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	5.945
Al ³⁺	0.558
Cl ⁻	17.729
SO ₄ ²⁻	16.872
HSO ₄ ⁻	1.689
HCO ₃ ⁻	41.736
HBO ₂	3.810
H ₂ SiO ₃	46.8
CO ₂	38.113
Total	199.150

(昭和31年9月1日秋田県衛生研究所分析)

の中から湧出しているとみられる。昭和31年8月に秋田県衛生研究所で測定した結果によると、温度11℃、pH6.3で溶存成分は第9表の通りである。

西根田の鉱泉

合川町西根田北西の小比内沢層から鉱泉が湧出しており、秋田県アフタケア協会の保養所として利用されている。

中畑の鉱泉

鷹巣町中畑部落の崖下に鉱泉が湧出しており、過去に浴用に利用されたといわれる。鉱泉は小猿部川層の軽石凝灰岩とこれをおおう段丘堆積層との境界部から湧出している。

湯口内の鉱泉情報地

阿仁町湯口内部落の阿仁川の川底から鉱泉が湧出しているといわれる。現場は阿仁川の西岸の石垣から約3mに隔った川底で、異常高温を感じあるいは湯花が観察されることがあるという。しかし調査当時はこれを確認することはできなかった。

Ⅲ. 8 石 材

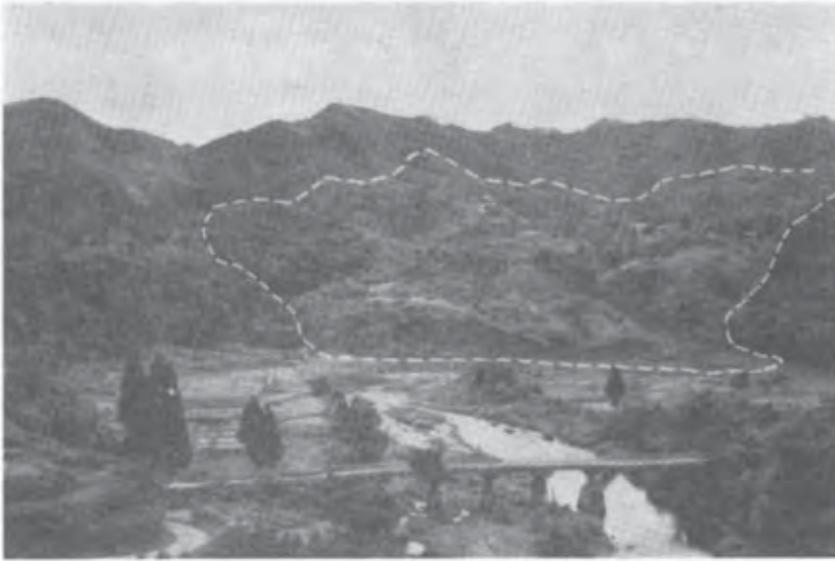
阿仁前田西方の新屋布で粗粒玄武岩の岩脈が間知石として切出されている。

桂瀬駅西方の下羽立では安山岩の岩脈がバラス用として採石されている。またこの対岸の四十八滝の南方でも安山岩の岩脈を対象とした採石場があるが、現在は休止している。

Ⅲ. 9 地 す べ り

図幅地域内の各所に地すべりがみられる。このうち森吉町根森田南方と上小阿仁村下五反沢の2つの地すべりはその規模がかなり大きく、地質図上にその岩屑が図示してある。

根森田の地すべり（第28、29図参照）は根森田の南方で小又川が南に迂回する所の南側にある。地す



第 28 図 根森田地すべり全景、破線の内側が地すべり地帯



第 29 図 根森田地すべりの先端部、礫は風化の著しい粗粒玄武岩が多い



第30図 下五反沢の地すべり全景、破線の内側が地すべり地帯

べり地は幅約400m, 延長1,700m, 面積約117haにおよぶ。この地すべりは江戸時代初期に発生したといわれ、その後大正8年および昭和26年に著しい活動があった。昭和27年以降地すべり防止工事を施工中である。この他すべりは巻瀾層中におもに生じ、地すべりによる崩成堆積物の風化・粘土化が著しい。地すべり地の周囲は粗粒玄武岩の岩床・岩脈によって囲まれている。

五反沢の地すべり(第30図)は小阿仁川と長滝沢の合流点東側の山地斜面にある。大正年間から滑動が始まり、昭和28年頃その動きが活発化したので昭和34年以降防止工事を施工中である。地すべりは藤琴川層の黑色泥岩の滑りによるもので、黑色泥岩は岩質的に風化・崩壊しやすい性質をもっている。

文 献

I. 地質関係

- 千谷好之助(1924): 秋田県鷹巣油田地質および地形図および同説明書, 地質調査所。
- 藤岡一男・井上 武(1959): 秋田油田東方地域における女川層下位の地方的異常について, 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 20, p. 23~34.
- 藤岡一男(1963): 阿仁合型植物群と台島型植物群, 化石, no. 5, p. 39-50.
- 平山次郎・角 清愛(1963): 5万分の1地質図幅「鷹巣」および同説明書, 地質調査所。
- 池辺 穰(1962): 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について, 秋田大鉱山学部地下資源開発研報, no. 26, p. 1-59.
- 今泉力蔵・小高民夫(1952): 秋田県北秋田郡鷹巣・大館および米内沢地区の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 41, p. 1-33.
- 井上 武・藤岡一男(1948): 秋田県阿仁合炭田の層位(演旨), 地質雑, vol. 54, no. 638, p. 144-145.
- 井上 武(1960): 秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリンタフの火成層序学的研究, 秋田大鉱山学部地下資源開発研報, no. 23, p. 1-79.
- 神山貞二・米林 滋・福本博美・本間照夫・青木哲也(1958): 阿仁鉱山の地質と鉱床について, 鉱山地質, vol. 8, no. 30, p. 1~209.

- KANAYA, T. (1959) : Miocene Diatom Assemblages from the Onnagawa Formation and Their Distribution in the Correlative Formations in Northeast Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., ser. 2 (Geology)*, vol. 30, p. 1-130.
- 加納 伝・高安泰助 (1955) : 男鹿半島真山流紋岩の研究——とくにアノソクレーヌ流紋岩について——, 秋田大鉱山学部地下資源開発研報, no. 13, p. 7—20.
- 北村 信 (1959) : 東北地方における第三紀造山運動について. 東北大地質古生物学教室研究邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- 三木 茂 (1950) : 鮮新世以来の本邦産遺体植物の研究. 自然と文化, no. 1, p. 69—116.
- 中島謙造 (1894) : 20万分の1地質図幅「能代」および同説明書. 地質調査所.
- 根本忠寛 (1955) : 北海道西南部のアノソクレーヌ流紋岩. 北海道地質要報, no. 30, p. 24.
- 大日方順三 (1908) : 森吉火山近傍地質調査報文. 震予調報告, no. 58.
- 大日方順三 (1903, 1904) : 阿仁鉱山付近の地質概略. 地質雑, vol. 10, no. 122, p. 407—420; vol. 11, no. 124, p. 1—11, no. 125, p. 41—45.
- 大沢 穠 (1962) : 5万分の1地質図幅「弘前」および同説明書. 地質調査所.
- 斉藤正次・大沢 穠 (1956) : 5万分の1地質図幅「阿仁合」および同説明書. 地質調査所.
- 坂本 亨・黒田和男・小野晃司 (1955) : 秋田県阿仁地方北部の第三系の層序. 地質調月報, vol. 6, no. 12, p. 25—30.
- 角 清愛・大沢 穠・平山次郎 (1962) : 5万分の1地質図幅「太良鉱山」および同説明書. 地質調査所.
- 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. 秋田大鉱山学部地下資源開発研報, no. 32, p. 1—71.

II. 応用地質関係

- 秋田県 (1966) : 秋田県の地誌. p 1—44.
- 秋田県土木部砂防課 (1966) : 秋田県北秋田郡上小阿仁村五反沢・小沢田の地すべりについて, 昭和41年度地すべり学会見学会資料.
- 安藤 武 (1967) : 最近の地すべりとその研究①. 地質ニュース, no. 159, p. 14—23.
- 本多朔郎 (1961) : 森吉町寄延のけい藻土. 東北の工業用鉱物資源, ser. 1, p. 239—241, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会.
- 本多朔郎 (1961) : 秋田県森吉町寄延のパーライト. 東北の工業用鉱物資源, ser. 1, p. 247—249, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会.
- 本多朔郎 (1962) : 秋田県森吉町寄延のけい藻土 (続). 東北の工業用鉱物資源, ser. 2, p. 271—275, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会.
- 本多朔郎 (1969) : 秋田県下のゼオライト岩利用の基礎的研究. 秋田大鉱山学部地下資源研報, no. 38, p. 31-44.
- 佐々木公典・藤原明敏 (1964) : 秋田県根森田地すべりについて. 地すべり, vol. 1, no. 2, p. 64—74.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Aomori (5) No.53



GEOLOGY

OF THE

YONAIZAWA DISTRICT

By

Kiyoshi SUMI and Tomoyuki MORITANI

(Written in 1972)

(Abstract)

Geology

The area surveyed is situated on the side of Sea of Japan in northeastern Japan and occupies a part of "Green Tuff Region", an important tectonic province of Japan. Geologic history of the surveyed area coincides with that known throughout the Green Tuff Region.

In early Miocene, violent volcanism took place on land. Then the whole area was covered with warm sea water. Active submarine volcanism was continued during this time in middle Miocene. In late Miocene, as the volcanism became less active, sedimentary basins were formed. Siliceous shale and black shale were thickly deposited in the basins under the cold marine condition. In the end of Miocene the area experienced a crustal deformation and Miocene strata were folded or cut by faults. Finally the marine basin was disappeared. In Pliocene and Quaternary age, lacustrine or alluvial sediments were deposited and a subaerial volcano was formed.

It is noteworthy, however, that several stratigraphic unconformities were dis-

Table 1 Stratigraphic Sequence

Age	Formation	Thickness(m)
Quaternary	Alluvium	
	Terrace deposit Moriyoshi Volcano	
	Yuguruma Formation	
Pliocene	Maeyamagawa Formation	300-450
Miocene	Kobinaizawa Formation	200-300
	Fujikotogawa Formation	1000-1200
	Iwaya Formation	350-450
	Osarubegawa Formation	250-1450
	Kirinai Formation	650 ±
	Makibuchi Formation	600 ±
	Omata Formation	600 ±

covered in the surveyed area. They are found both in middle Miocene and the end of Miocene in age, and correspond historically to the appearance and disappearance of middle and late Miocene sedimentary basins, respectively.

A summary of the stratigraphic sequence is given in Table 1.

The Omata Formation is the oldest member of the Neogene strata in the mapped area. It consists of propylitized andesite and/or altered rhyolite lavas and pyroclastics. It covers unconformably pre-Neogene granodiorite on the southern outside of the surveyed area. It is assumed to be produced by the violent subaerial volcanism in the preceding stage of the subsidence of "Green Tuff geosyncline".

The Makibuchi Formation covers conformably the Omata Formation and consists of andesite and basalt accompanied with coarse-grained sediments such as conglomerate or sandstone. The sediments are poorly sorted and yield the plant fossils indicating the cool climatic condition in early Miocene.

The Kirinai Formation covers conformably the Makibuchi Formation and is composed of basalt, sandstone and conglomerate accompanied with acid tuff and mudstone. The sandstone and conglomerate are finer in grain size and sorted better than those of the Makibuchi Formation. They yield molluscan fossils indicating shallow sea environment and warm sea water in middle Miocene. Pillow lavas of basalt are sometimes observed. The age of this formation can be correlated to the Nishikurosawa stage when the marine transgression of Miocene culminated in the Green Tuff Region.

The Osarubegawa Formation covers unconformably Omata, Makibuchi and

Kirinai Formations and consists of acid volcanic rock, black mudstone and siliceous shale accompanied with small amounts of basalt, sandstone and conglomerate. The acid volcanic rocks are rhyolite lava, accidental tuff breccia or acid pumice-tuff. The accidental tuff breccia is very poorly sorted and is distributed only in the restricted area where it has about 1,000m in thickness. Judging from those features, it is presumably a kind of turbidite deposited in submarine volcano-tectonic depression. The sediments yield molluscan and foraminiferal fossils indicating a warm sea condition. However, it is noteworthy that some molluscan fossils indicating a cool environment are also included in them.

The Iwaya Formation covers conformably the Osarubegawa Formation and consists of siliceous shale intercalated with diatomaceous shale and basic volcanic breccia.

The Fujikotogawa Formation covers conformably the Iwaya Formation and consists of black mudstone intercalated with sandstone, acid pumice tuff and andesite volcanic breccia. The sandstone includes molluscan fossils indicating shallow and cool environment.

The Kobinaizawa Formation covers unconformably Fujikotogawa Formation and is composed of the alternation of sandstone and siltstone. No volcanic materials are found in this formation. It yields rarely the fossils of marine mollusca and plant fragment.

The Maeyamagawa Formation covers conformably or unconformably the Kobinaizawa Formation. And it overlaps partly on the Fujikotogawa and Iwaya Formations. It consists of sandstone, conglomerate and mudstone accompanied with rhyolite lava and tuff. It yields large amounts of plant fragments and is intercalated with lignite seams. This formation was probably deposited in brackish or lacustrine environment.

The Yuguruma Formation is a lacustrine formation deposited in Quaternary Takanosu Basin and consists of mudstone, sandstone and conglomerate. It includes the plant fossils indicating swampy environment.

Six terrace deposits and an alluvial deposit are distributed in the Takanosu Basin and along the Ani and Koani rivers. They are composed of gravel, sand and clay.

Faultings and foldings trending in N-S, NE-SW and NW-SE directions are remarkable in the surveyed area. N-S trending tectonic lines are most important amongst them. They give much influence on the rock facies of the Osarube, Iwaya, Fujikotogawa and Maeyamagawa Formations. The rock facies on the eastern side of these lines are generally coarser in grain-size of sediments, thinner in thickness of strata and richer in volcanic materials than those on the western side. This contrast in the development of sedimentary features between the east and west sides of the tectonic lines is the most remarkable along Ani-gawa fault, Kamisōnai fault and Oriwatashi-anticline. These phenomena indicate that the eastern area was uplifting during the time of deposition of those formations and the depositional basins were gradually migrated westward.

Economic Geology

Copper has been mined at the mountainous area northeast of Ani town where is a northern half of Ani mine. There are numerous chalcopyrite veins in granodiorite body which is widely distributed under the ground of the area. In 1960, about 3,000 tons of ore a month were produced. Ōfunagi mine was mining a chalcopyrite-sphalerite-galena vein in the basalt lava of the Kirinai Formation on small scale in 1960.

Petroleum indications are observed in black mudstone of the Fujikotogawa Formation exposing in axial part of the Nanakura anticline. Exploratory wells, however, could not catch oil reservoir.

Coal seams are intercalated in the Makibuchi Formation. They were mined about fifty years ago on small scale.

Diatomaceous shale of the Iwaya Formation, perlitic rhyolite of the Maeyamagawa Formation and zeolitized tuff of the Iwaya Formation have been quarried for industrial materials.

Several mineral springs are utilized for medical purpose.

PLATES
AND
EXPLANATIONS

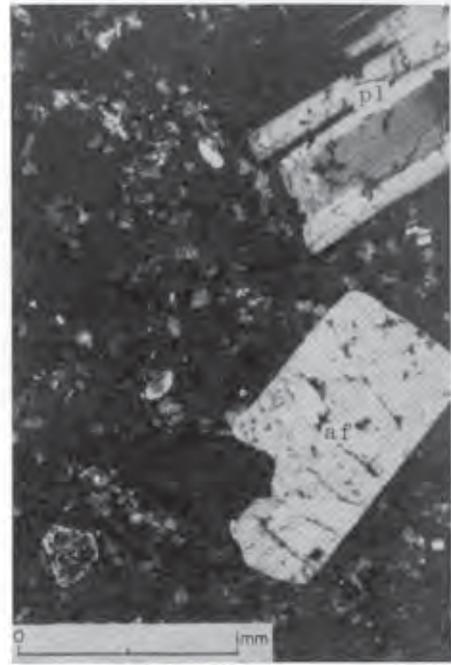
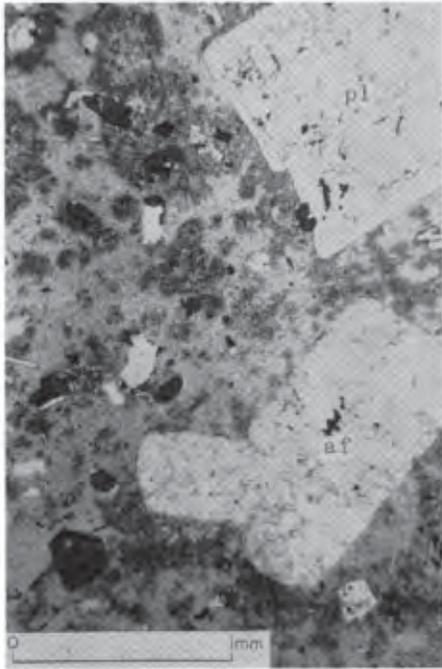
(with 7 Plates)

図版説明

いずれも岩石の顕微鏡写真。左が開放ニコル、右が十字ニコル。

略記号

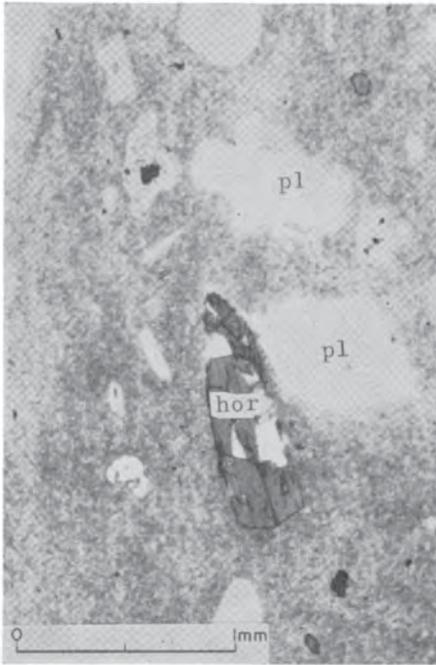
ol : 橄欖石, aug : 普通輝石, hy : 紫蘇輝石, hor : 角閃石, bt : 黒雲母,
pl : 斜長石, af : アルカリ長石, q : 石英, cab : 炭酸塩鉱物



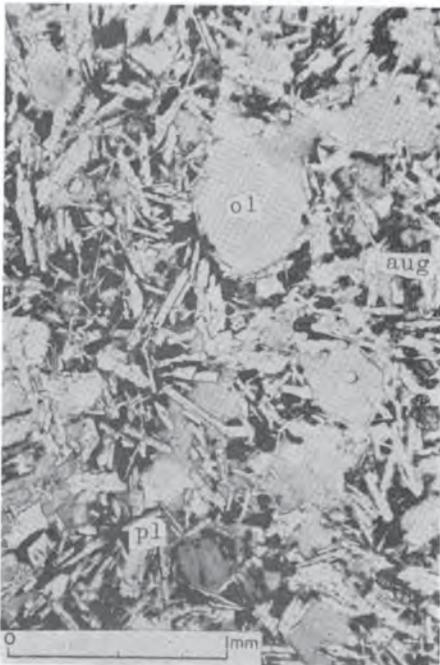
1. 黑雲母流紋岩 (標本番号 YF60' , 大又層)



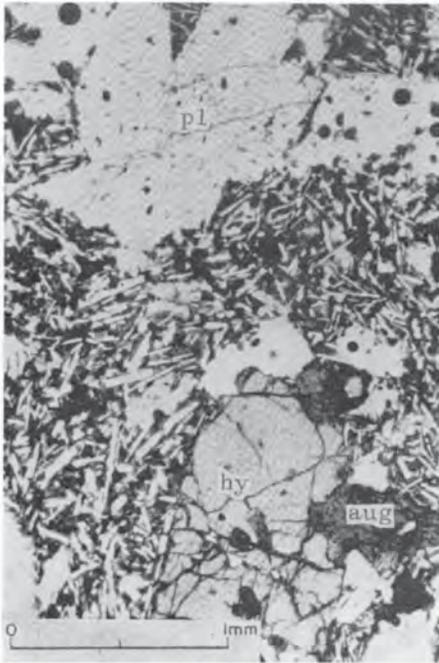
2. 無斑晶質玄武岩 (標本番号 YF 5, 卷瀝層)



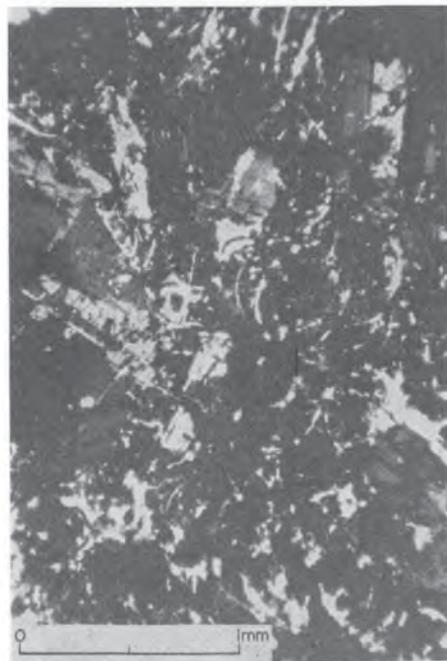
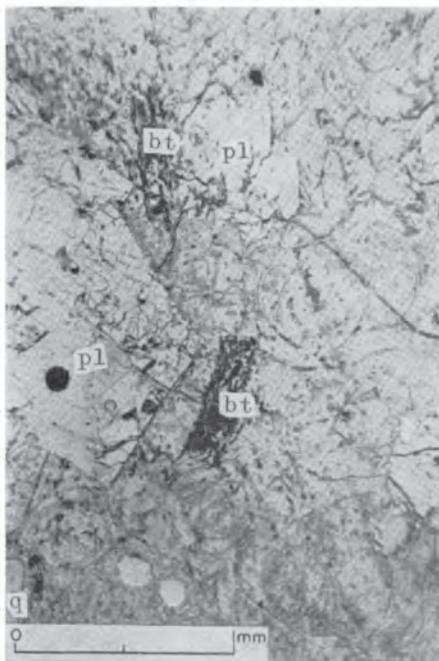
1. 黒雲母角閃石輝石安山岩 (標本番号 YF 3, 巻淵層)



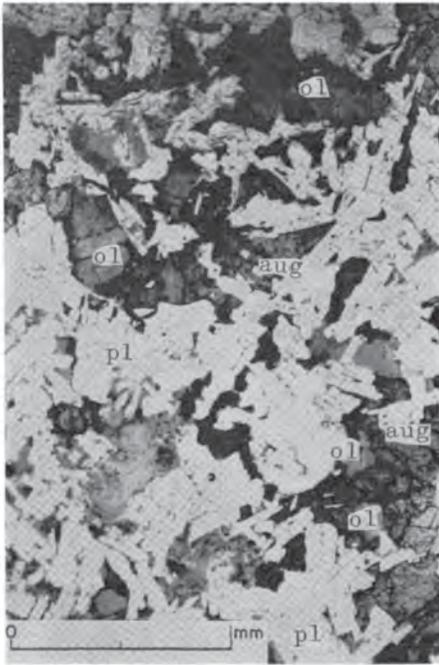
2. 橄欖石玄武岩 (標本番号 YE 23, 桐内層)



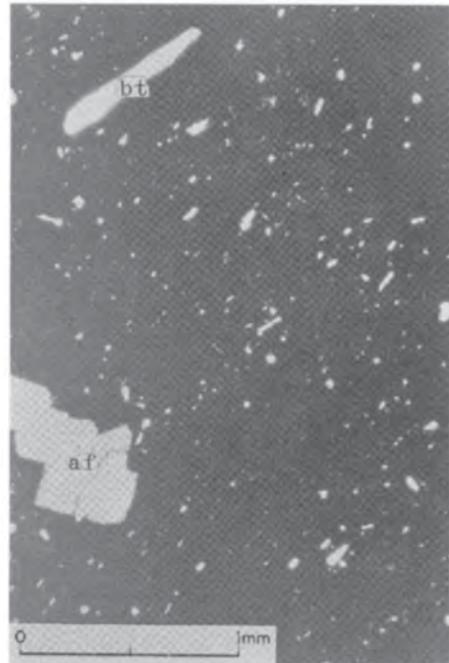
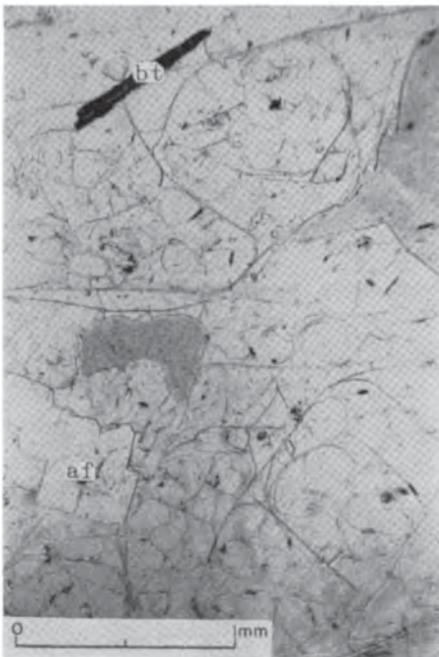
1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (標本番号 YE 32, 桐内層)



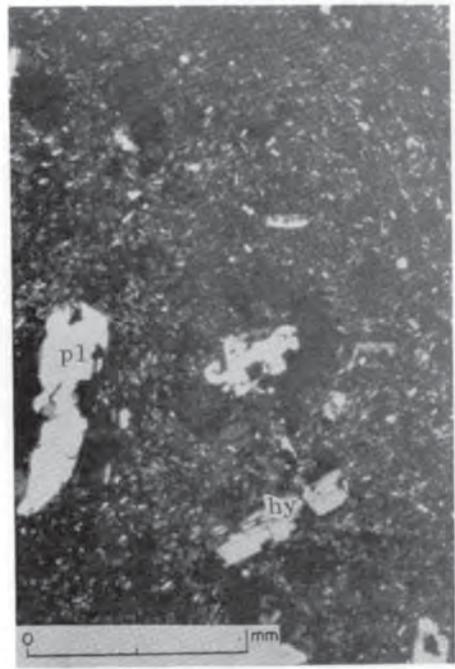
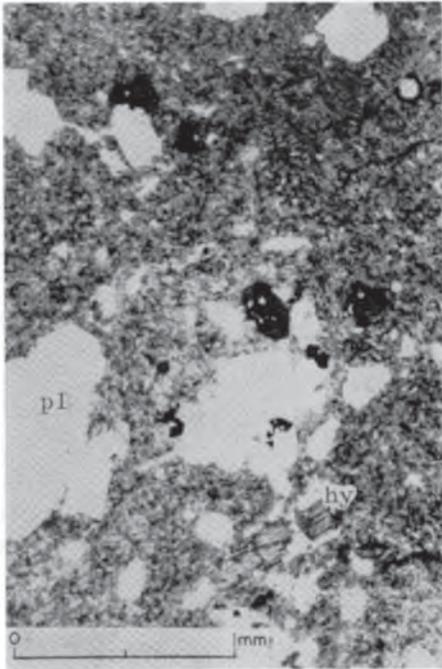
2. 黒雲母流紋岩 (標本番号 YG 19, 小猿部川層)
 変質以前のパーライト組織が残っている。



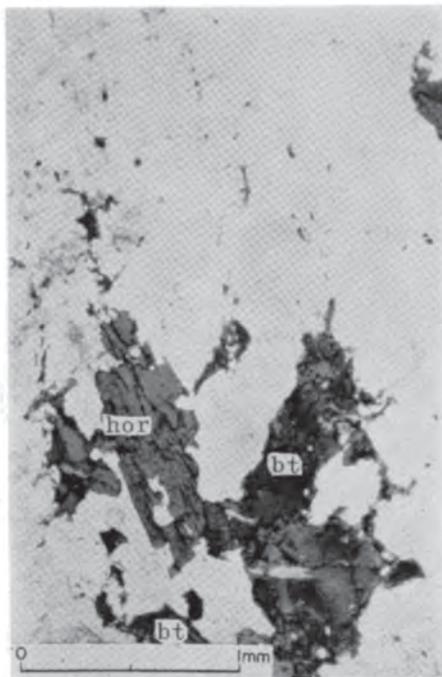
1. 橄欖石普通輝石玄武岩 (標本番号 YF 91, 小猿部川層)



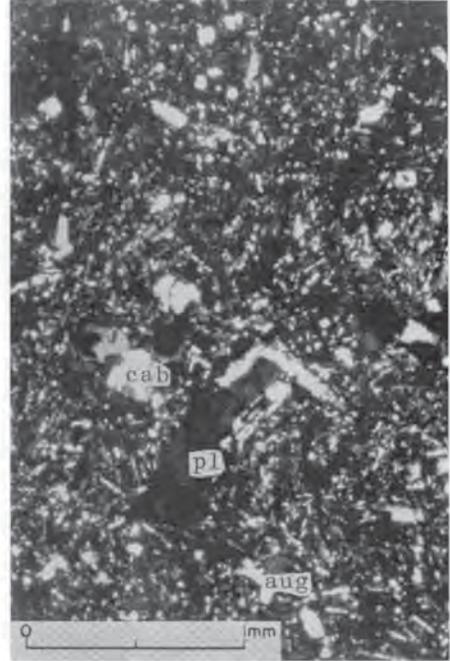
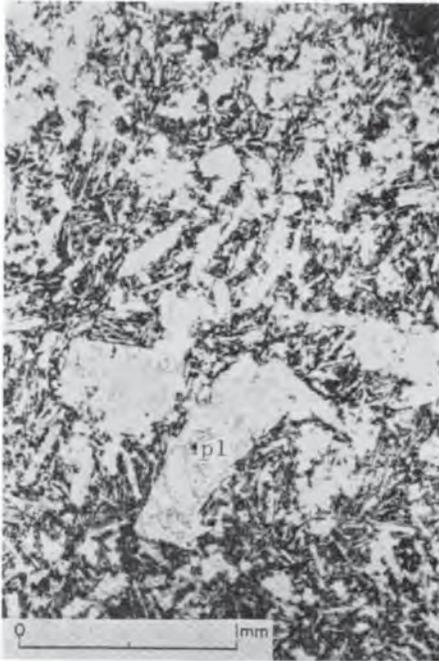
2. 橄欖石玄武岩 (標本番号 YF 58, 岩谷層)



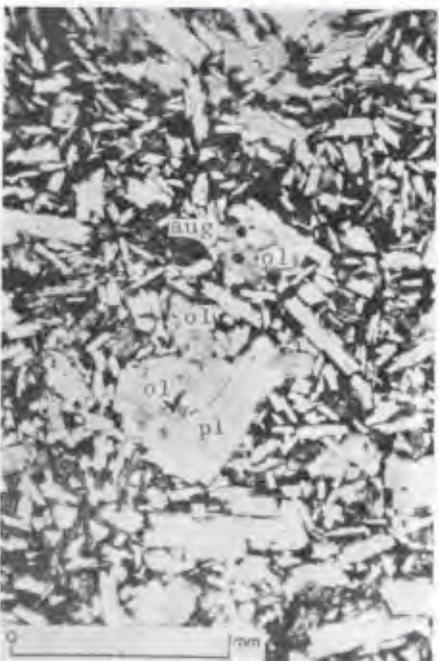
1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (標本番号 YE 12, 岩谷層)



2. 黑雲母角閃石花崗閃綠岩 (標本番号 YF 66, 貫入岩)



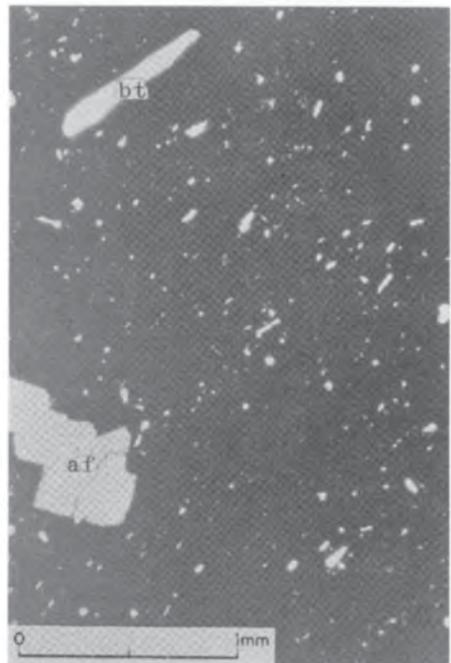
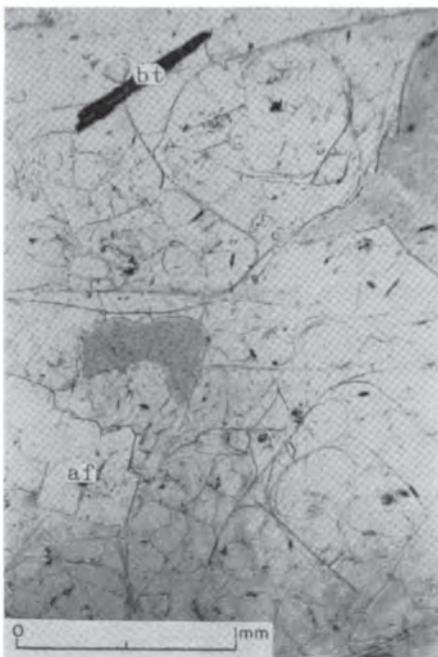
1. 橄欖石普通輝石粗粒玄武岩 (標本番号 YJ 2, 貫入岩)



2. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (標本番号 YE 26, 貫入岩)



1. 紫蘇輝石普通輝石安山岩 (標本番号 YE 12, 藤琴川層)



2. 黑雲母流紋岩 (標本番号 YD 47, 森吉町米内沢倉ノ山, 前山川層)

昭和48年3月20日 印刷

昭和48年3月26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

© 1973 Geological Survey of Japan