北海道樺戸山地隈根尻層群の層序と地質構造

近 藤 浩 文*

Stratigraphy and geological structure of the Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains,
Hokkaido, Japan

Hirofumi Kondo*

Abstract Geology of the Cretaceous Kumaneshiri Group, over 4500 m in total thickness, distributed in the Kabato Mountains, Hokkaido, was examined in detail.

The Group in the investigated area is composed of five formations. In the western part of the area, the Sotchigawa Formation (black shale with thin sandstone beds) and the Kamuishiriyama Formation (sandstone and conglomerate with pyroclastic rocks and lavas in the basal part) are piled up conformably in ascending order. In the eastern part of the area, the Sotchigawa Formation, the Kumaneshiriyama Formation (pyroclastic rocks), the Kyoyuchizawa Formation (black shale with thin acidic tuff beds) and the Urausuyama Formation (tuff and black shale) are piled up conformably in ascending order. Pyroclastic rocks at the basal part of the Kamuishiriyama Formation and those of the Kumaneshiriyama Formation may be correlated with each other from the lithostratigraphic and petrographic points of view.

Early Cretaceous radiolarian fossils were found from the Sotchigawa Formation. A radiometric age of 101.3 ± 2.7 Ma by ^{40}Ar - ^{39}Ar method was obtained from the pyroclastic rocks at the basal part of the Kamuishiriyama Formation.

The striking contrast in folding form recognized among these formations is attributed to their lithologic difference. The shaly Sotchigawa and Kyoyuchizawa Formations exhibiting numerous smaller folds are the incompetent layers, while the coarse-grained Kamuishiriyama, Kumaneshiriyama and Urausuyama Formations are the competent ones.

General geological structure of the Group is characterized by the NNE-SSW trending fold with large wavelength. Rheomorphic minor folds revealed in the Sotchigawa Formation are ascribed to dynamic squeezing of ductile material depending on the disharmonic deformation of the upper and lower competent layers, and to the upwelling of the low density layer due to the buoyancy. This rheomorphism of the Sotchigawa Formation resulted in the formation of the Pinneshiri Dome which involves antiformal synclines and synformal anticlines on both its east and west limbs, the Kamuishiriyama Basin, and numerous major and minor folds developed around the Dome and the Basin.

Key words : Mesozoic, structural geology, Rebun-Kabato belt, Kumaneshiri Group

---

1990 年 11 月 6 日受付, 1991 年 2 月 12 日受理.

* 株式会社ダイヤコンサルタント, Dia Consultant Co., Ltd. (現所属: 電力中央研究所, Central Research Institute of Electric Power Industry).

は じ め に

北海道中央部西寄りに位置する樺戸山地^{かばとくまねしり}の隈根尻層群は、近年、北海道北端の礼文島から東北地方太平洋岸に連なる南北 1000 km に及ぶ白亜紀前期の火山帯(木村, 1977, 1979; 湊, 1978 など)の構成員として注目されるようになった。その後、この火山帯はその東側に並走し、サブダクション複合体とみなされる神居古潭変成岩類の形成と同時代の島弧火成活動の産物と考えられ(岡田, 1979 など)、さらには、同火山帯の中でもより東(外帯)側に位置する礼文-樺戸帯(小松, 1985; 北はサハリン南西モネロン島から南は“親潮古陸”まで)は、白亜紀前期の火山フロントに近いソレアイト系列の塩基性～中性火山岩帯として位置づけられた(池田・小松, 1986; 永田ほか, 1986 など)。ただし、これら一連の議論の当初においては、樺戸山地の隈根尻層群の時代は未だ明らかになっておらず、わずかに橋本ほか(1960b)が報じた、*Inoceramus* の稜柱層? の化石破片がジュラ～白亜紀を示唆するのみであった。

最近、岡田ほか(1982)は、留萌付近に小規模に分布する隈根尻層群相当層から、Aptian を示す放散虫化石を報告した。その後、近藤(1984)は、惣富地川層(以下はすべて隈根尻層群の累層名。層位関係については第 4 図を参照)から白亜紀前期の放散虫化石を、また近藤(1984)、滝上(1984)は神居尻山層の火山砕屑岩から、 101.3 ± 2.7 Ma の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 放射年代を、紀藤ほか(1985)は、隈根尻山層と共有地沢層から Barremian ないしその以前を示す放散虫化石を、さらに永田ほか(1986)は前記両層とともに浦臼山層からも Berriasian あるいはそれ以降を示す放散虫化石をそれぞれ報告した。かくして、隈根尻層群の全体が白亜系に属することは、現在ほぼ確実になってきたといえよう。

しかしながら、隈根尻層群の全域にわたる調査は、垣見・植村(1958)などの地質図幅調査以降最近までなされておらず、各累層間の層位関係および構造の解明については、依然未解決のままであった。

1960 年代における隈根尻層群に関する層序上の問題点は以下のように要約される。すなわち、垣見・植村(1958)(第 1 表)は浦臼山層から神居尻山層までは一連の地層群で、みかけの最上位を神居尻山層が占め、おそらく真の上下関係も同様であろう、としているのに対し、橋本(1960)、橋本ほか(1960a, b)(第 2 表)は、神居尻山層は惣富地川層を不整合に覆い、浦臼山層から隈根尻山層までは整合で、層序関係は逆(浦臼山層が最上位)であり、隈根尻山層と惣富地川層との関係は明らか

第 1 表. 垣見・植村(1958)による隈根尻層群の地層区分。

西部山塊	東部山塊
別狩嶺層	神居尻山層 惣富地川層 隈根尻山層 共有地沢層 浦臼山層
	—— 関係不明
	札比内川層 中小屋川層

第 2 表. 隈根尻層群の層序に関する橋本ほか(1960b)の見解(松井ほか, 1965 による)。

	樺戸(夾炭)層		古第三紀
神居尻山層 ?	浦臼山層	札比内川層	
	共有地沢層 f	中小屋川層	白亜紀 ?
	隈根尻山層 f?		
	惣富地川層 f?		ジュラ紀 ?
	別狩嶺層 f?		古生代 ?

第 1 図. 地質概略図および調査範囲(小林ほか(1957), 垣見・植村(1958), 秦ほか(1963), 松井ほか(1965)に基づいて作成)。Tr: 第三系, Ki: 神居尻山層, Sc: 惣富地川層, Kn: 隈根尻山層, Ko: 共有地沢層, Us: 浦臼山層, Sp: 札比内川層, Ng: 中小屋川層。

第3図. 地質断面図. 凡例は第2図参照. 構造を分かり易くするため, 層理を表現している.

ではない, としている点である.

最近, 永田ほか(1986)は樺戸山地のピンネシリ山東方地域に分布する隈根尻層群を調査し, 同層群の年代と火山岩類の産状・岩石化学的性質を明らかにした. その際, 各累層間の層位関係については, 東部では隈根尻山層を最下位として順次整合に共有地沢層・浦臼山層が累重するが, 隈根尻山層とその西側に分布する惣富地川層とは砂金沢断層で接しており, 直接に層位関係を知ることとはできないとし, この断層を境に隈根尻層群の“層序单元”を東西の二つに区分した. しかし, 永田ほか(1986)の調査範囲には, 惣富地川層と隈根尻山層の境界の一部分が含まれるにすぎず, 両層間の層位関係を論ずるには不十分である. また西側の单元とされる惣富地川層～神居尻山層に関しては, 橋本(1960), 橋本ほか(1960a, b)以来研究がなされていなかった.

筆者は, 隈根尻層群の主要分布域をカバーする神居尻山～ピンネシリ～浦臼山地域(第1図)において, 隈根尻層群の火成活動と造構作用の性質を明らかにする目的で調査を進めてきたが(近藤, 1984, 1985), 隈根尻層群の層序に関し従来の議論とは異なる見解を得, また地質構造に関しては従来まったく明らかにされていなかった知見を得るに至った.

樺戸山地の隈根尻層群は, 上述のように火山帯としての意義が明確になってきた礼文-樺戸帯において, 火山岩以外の砕屑岩類も広く露出している唯一の地質体であり, それらの岩相・層序と地質構造の解明は, 礼文-樺戸帯の古環境や広域テクトニクスを考察する上で意義のあることと考える. よって本報では, まず隈根尻層群主要部(第1図参照)の岩相・層序および地質構造の系統的な記載を行う. 次に, 同層群堆積時の古環境やその後の地質構造発達の機構について, 現時点で得られたデータに筆者の私見を加えた推論を提出し, 御批判をいただくこととしたい.

なお, 本報でいう隈根尻層群は, 垣見・植村(1958)の提唱した同層群(第1表参照)から別狩嶽層を除いたもので, 橋本ほか(1960b)の再定義によることを付言しておく.

地 質 概 説

樺戸山地には, 地表を広く覆う新第三系および第四紀火山岩類(暑寒別火山群)の基盤として, 同山地の南東部に白亜系隈根尻層群, および南西部にこれより古い時代未詳の別狩嶽層(群)が, それぞれ山塊をなして分布している. 両層群の間は, 顕著な西上りの逆断層で隔てられ

地 層 名	模式柱状図	層 厚	岩 相
神居尻山層	oooooo	400~1200m +	砂岩・礫岩を主体とし、黒色頁岩を挟む
IV V	oooooo	0~100m	礫岩
III	oooooo	0~450m	溶岩、火山碎屑岩（黒色頁岩を挟む）
II I	oooooo	101.3±2.7Ma	黒色頁岩を主体とし、砂岩の薄層を挟む（凝灰岩を挟む）
惣富地川層	oooooo	2000m +	黒色頁岩を主体とし、砂岩の薄層を挟む（凝灰岩を挟む）
	前期白亜紀 放散虫化石		

対比の可能性

地 層 名	模式柱状図	層 厚	岩 相
浦白山層	++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++	1600m +	凝灰岩～黒色頁岩・火山碎屑岩を挟む
共有地沢層	++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++	600m ±?	黒色頁岩を主体とし酸性凝灰岩の薄層を挟む
隈根尻山層	△△△△ △△△△ △△△△ △△△△ △△△△ △△△△ △△△△ △△△△	500m~800m	火山碎屑岩
惣富地川層	++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++ ++++	2000m +	黒色頁岩を主体とし、砂岩の薄層を挟む

ピンネシリ～神居尻山地域

ピンネシリ～浦白山地域

第4図. 調査地域の隈根尻層群の模式層序図. 101.3±2.7 Ma は、滝上(1984)による放射年代の得られた層準を示す.

ている。隈根尻層群の相当層は、樺戸山地の北部にも小露出している(岡田ほか, 1982 など)ほか、試錐によって新第三系の下に発見された所(新十津川試錐, 小林ほか, 1957)もあり、同山地の少なくとも東半部の地下には、同層群相当層が広範囲に存在していると考えられる。

第2図に調査地域の地質図を、第3図に断面図を示す。

隈根尻層群は、隈根尻山塊において小林ほか(1957)と垣見・植村(1958)により第1表に示す7累層に区分された。それらの上下関係は別として、地層名そのものはその後の研究者もそのまま使用している。筆者もこれを踏襲する。このうち本報で扱う範囲には、神居尻山層、惣富地川層、隈根尻山層、共有地沢層、および浦白山層のそれぞれ主要部が包含されている。なおほかの2累層のうち、札比内川層は浦白山層に、中小屋川層は共有地沢層にそれぞれ対比されている(第2表参照)ので、筆者の調査範囲には、少なくとも地表でみられるかぎり、隈根尻層群の全層序が含まれているとみてよい。

神居尻山層は、火山碎屑岩、溶岩、礫岩、黒色頁岩を挟む砂岩・礫岩互層などからなり、調査地域西部の神居尻山周辺にベースン状をなして分布する。惣富地川層は、黒色頁岩を主体とし砂岩の薄層を挟み、ピンネシリ山を中心に、調査地域の中央に幅広い分布を示し、きわ

めて複雑な変形を示すが、大局的にはピンネシリ山を中心とした大規模なドーム状を呈していると考えられる。一方、火山碎屑岩からなる隈根尻山層、黒色頁岩を主体とし酸性凝灰岩の薄層を挟む共有地沢層、凝灰岩および黒色頁岩からなりときに厚い粗粒な火山碎屑岩を挟む浦白山層の3累層は、調査地域の東部に北東-南西方向の帯状をなして分布する。

上記5累層の層位関係は、調査地域西部(ピンネシリ～神居尻山地域)では惣富地川層、神居尻山層の順に整合的に累重し、東部(ピンネシリ～浦白山地域)では惣富地川層、隈根尻山層、共有地沢層、浦白山層の順に整合的に累重する(第4図)。

上記5累層のうち、神居尻山層、隈根尻山層、および浦白山層には、膨大な量の中性～塩基性火山岩類が、海底火山噴出物として堆積しているが、それらの大部分は、“隈根尻型”ともいべき共通の鉱物構成を有していることが注目される。この火山岩の詳細については後述するが、どの層準のものにも、斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、カンラン石のほかに、きわめて微量ながらホルンブレンドが含まれているのが特徴である。

隈根尻層群の周辺には、東部-南部-西部にかけて陸成古第三系の樺戸(夾炭)層がこれを不整合に覆い、かつ断層によって著しく断片的に分布している。これらをオーバーラップして、海成新第三系の諸累層が広く発達して

いる。

岩相と層序の記載

第4図に、調査地域の隈根尻層群の模式層序を示す。このうち西部地域にのみみられる神居尻山層と、東部地域の隈根尻山層以上の3累層との直接の層位関係を求めることができないので、岩相・層序については、まず共通の最下位層である惣富地川層、次いで西部地域の神居尻山層、東部地域の3累層の順に記載する。

1. 惣富地川層

本層は、隈根尻層群露出地域の過半を占めて、中央部から西部にかけて広く分布する。大部分は、黒色頁岩を主体とし灰色の細粒砂岩～シルト岩の薄・葉層(厚さ10 cm 以下数 mm までのもの、以下同じ)を挟む単調な岩相を示す。

頁岩は緻密で光沢のある黒色を呈し、剝離性を有するが、その剝離面は多くの場合層理面と平行～準平行である。ときに厚さ数十 cm 以下の灰色細～粗粒砂岩を、またまれに厚さ1～数 m に及ぶ砂岩の厚層を挟む。厚い砂岩には黒色泥質角礫を含むところもある。これらの砂岩ないしシルト岩には、しばしばグレーディングが認められる。頁岩中には、まれに厚さ5～15 cm のレンズ状ないし層状の石灰質部が認められる。

砂岩は、チャート、珪質碎屑岩(放散虫化石を含むものあり)、中性～塩基性火山岩、極細粒砂岩などの岩片、石英、斜長石、アルカリ長石などの結晶片からなり、まれに比較的酸性の火山岩片や、ジルコン、ガーネットなどの結晶片も含まれる。ところによっては、中性～塩基性火山碎屑物に富む砂岩もある。

広域に分布する本層内には、若干の地域的な岩相変化がみられる。以下では便宜上、砂金沢～一番川水系以東を東部、惣富地川～二番川水系以西を西部と称して記述する。本層はきわめて大規模かつ複雑に変形しているため、本層内の層序は確立できていないが、概していえば、東部では隈根尻山層の近辺、西部では神居尻山層の周辺に上部、中央部付近に中・下部が現れていることは確実であろう。

本層内の砂岩の挟みは、概して西部でやや多く、東部で少ない。東部には砂岩～シルト岩の薄・葉層もほとんど挟まない部分もある。一方、西部の神居尻山西方では、相対的に砂岩・シルト岩に富み、黒色頁岩を主体とする岩相から砂岩・シルト岩を主体とする岩相までが、漸移的に発達している(第2図で黒色頁岩～シルト岩～砂岩とした)。この付近では、厚さ20 cm 以下の褐色泥灰岩をレンズ状あるいは層状に挟むことがあり、特に黒

色頁岩に富む部分の中ではこれを頻繁に挟むものがある。

本層中の凝灰岩は、鉱物組み合わせから、中性～塩基性のものと、酸性のものとの二大別され、概して本層上部に多く、またその分布には地域性が著しい。

中性～塩基性の凝灰岩は、斑晶に斜長石、単斜輝石をもつ火山岩片とそれに由来する結晶片からなる(まれにホルンブレンドを含む)。東部地域にはほとんどなく、主として西部の三番川本流、イモダノ沢、ホロカトップ沢などで認められる。厚さは1 cm 以下の薄いものから20～30 m の厚層のものまでさまざまである。新鮮な部分では淡青灰色～灰色を示す。

酸性凝灰岩は、斜長石、アルカリ長石、黒雲母、ジルコン、リン灰石、石英などの結晶片や、沸石化したガラス片、フェルシック鉱物からなる火山岩片を含んでいる。一般に灰白色～灰色であるが、風化した所は黄色味を帯びている。西部では神居尻山の西方でよくみられ、一般に厚さ30 cm 以下であり、数 mm 程度のものではチャート様に硬くなっていることがある。東部では、本層最上部の隈根尻山層との境界に近い層準に限って、広範に認められる。北部の砂金沢流域では、一般に10 cm 以下のものが多く、まれには50 cm に達する厚いものもあるが、南部の一番川と須部都川流域では、厚さ数 mm 以下のものしか認められなかった。

本層は褶曲著しく、かつ岩相も単調で有効な鍵層がなく、さらに下限が不明のため、正確な層厚を算定し得ないが、断面図からみると少なくとも2000 m 以上あると推定される。

2. 神居尻山層

本層は、神居尻山の周辺にベースン状に分布する。下位の惣富地川層との境界は、神居尻山西方では火山碎屑岩の下底、東方では砂岩・礫岩主体互層の下底におく。ここでは本層を岩相によって、Ⅰ. 火山碎屑岩、Ⅱ. 溶岩～火山碎屑岩、Ⅲ. 礫岩、Ⅳ. 黒色頁岩主体互層、Ⅴ. 砂岩・礫岩主体互層の5部層に分けて記載する。

Ⅰ. 火山碎屑岩 本部層は、神居尻山の西方～南方～東方にかけて、神居尻山を囲むように分布する。本部層と下位の惣富地川層の直接の接触関係は観察できなかったが、神居尻山東方では、火山碎屑岩は砂岩薄層を挟む黒色頁岩(惣富地川層)中に数枚に分かれて出現し、北方へ薄化尖滅しているため、ここでは両層は指交関係である。神居尻山西方でも、火山碎屑岩中に挟まれる黒色頁岩が惣富地川層のそれと酷似することから、両層の関係は整合と考えられる。

本部層は塊状で、新鮮なものは青灰色～灰色を呈す

る。火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩の厚層の繰り返しからなるが、神居尻山の西方では、砂岩の薄層を挟む黒色頁岩(厚さ 80 m 以下)を 2 層準ほど挟む(第 2 図)。火山砕屑岩中の岩片(最大径 20 cm 程度)は、すべて“隈根尻型”火山岩(後述)からなり、基質も同質の結晶片や小岩片からなっている。明らかな外来岩片は認められないが、同時侵食礫と考えられる形も大きさもまちまちな黒色泥質角礫はしばしば認められた。以上の産状から、この火山砕屑岩の大部分は水中火砕流堆積物と考えられる。

本部層は、神居尻山西方で最大 450 m に達し、南方へ薄化し、北東方で消滅する。

【“隈根尻型”火山岩】 I 部層の火山砕屑岩は、神居尻山層のみならず、隈根尻山層および浦臼山層の主体をなす火山砕屑岩とも、野外および鏡下でみられる性状が互いに酷似している。隈根尻層群中に広く現れること、その斑晶鉱物の組み合わせが特徴的であることから、これを“隈根尻型”火山岩と仮称し、重複を避けるため、各層準に現れる本岩の共通の特徴をここで一括記載しておく。

本岩は、新鮮なものでは灰～青灰～緑灰色を呈し、肉眼で単斜輝石と斜長石の斑晶の目立つ火山岩である。火山砕屑岩の基質中には、上記に由来する単斜輝石、斜長石などの結晶片のほかホルンブレンドの結晶片がみられることもある。

斑晶は斜長石、単斜輝石、カンラン石(量の順)のほか、きわめて微量のホルンブレンドが含まれる。斜長石は長径 2 mm 以下、一般に変質を被って白雲母類、ソーシユライト、沸石などを生じており、所によって緑泥石、パンペリー石、クリノゾイサイトの認められることもある。ただし I 部層のものに限り、かなり新鮮でアルバイト双晶や累帯構造の明瞭に認められるものもあった。単斜輝石は、長径 5 mm 以下であるが、まれには 8 mm に達するものもある。無色～淡緑色～淡褐色、比較的新鮮で、しばしば累帯構造が認められる。カンラン石は長径 2 mm 以下でしばしば自形を呈するが、完全に変質し、仮像を主に蛇紋石ないし緑泥石が埋めており、ときには炭酸塩鉱物や石英がみられることもある。ホルンブレンドはきわめて少量のため、1 枚の薄片中にまったく見いだせないこともある。火山岩片中に認められるものは長径 0.5 mm 以下が一般的であり、柱状のものや丸みを帯びオバサイト縁をもつものなどが認められる。結晶片として認められるもので長径 2 mm に達するものもあった。一般に新鮮で、X' = 淡黄または淡褐色、Z' = 褐色や、X' = 淡黄褐色、Z' = 黄緑褐色などの多色性を示

す。

石基は、ガラス質のものから完晶質のものまでが同じ火山砕屑岩中に混在している。中には小岩片ほどガラス質、大きな岩片ほど完晶質の傾向をもつ火山砕屑岩も認められた。石基鉱物は斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、スフェーンからなる。緑泥石などの変質鉱物がみられることもある。斜長石は柱状～針状で、しばしば流状配列を示す。以上の組成からみて、“隈根尻型”火山岩は中性～塩基性である。

本岩は一般に発泡しており、その孔隙を緑泥石、石英、沸石、炭酸塩鉱物、そのほかプレーナイト、パンペリー石、クリノゾイサイト、曹長石、ピスタサイトなどが充填している。

II. 溶岩～火山砕屑岩 本部層は神居尻山の北方に孤立して分布するが、地層の上下判定から、I 部層の火山砕屑岩とはほぼ同層準と考えられる。本部層内の溶岩は、緑灰～青灰～灰色を呈し、塊状で、枕状構造は認められないが、一般に発泡が良く径 1 cm に達する大きな孔隙もあること、また不規則な形で明らかに溶岩と同質の岩片からなるハイアロクラスタイトと思われる淘汰の悪い凝灰角礫岩を伴うこともあることから、比較的浅い水中に噴出したと考えられる。溶岩の間には、何層かの中性～塩基性凝灰岩(“隈根尻型”類似)を挟む。

溶岩の斑晶鉱物は、斜長石、単斜輝石、カンラン石(量の順)の組み合わせからなる。石基の組織は一般に完晶質に近いが、ときに半晶質のものがある。それ以外の、斑晶鉱物の大きさ、変質の程度、石基鉱物の種類、孔隙充填鉱物などの性状は、前項で述べた“隈根尻型”火山岩のそれと同様である。つまり本岩は、“隈根尻型”火山岩中に微量に含まれているホルンブレンドの斑晶がみられないだけであるので、後者と類縁のマグマから噴出したものと考えられる。

層厚は 150 m 以下と見積もられる。

III. 礫岩 本部層は神居尻山の西方で北西-南東方向に帯状分布し、I 部層の上に整合に重なる。I 部層との関係は三番川本流(第 6 図、ルートマップの位置を第 5 図に示す)で観察され、そこでは下位から順次、粗粒凝灰岩(I 部層)→火山岩片を含む粗粒砂岩→細～中礫を含む粗粒砂岩→礫岩へと漸移している。イモダノ沢(第 7 図)では両部層は断層関係(N 24°W, 45°E)であった。

礫岩の構成礫は比較的円磨されており、一般に細礫から大礫にまで及び、まれに巨礫もみられるが、露頭規模でみると礫径が比較的揃ったところが多い。礫種はチャートないし珪質砕屑岩が多く、これらの中には放散虫化石を含むものがある。次いで中性～塩基性火山岩、極

第5図. 各ルートマップの位置図および化石の産出地点、放射年代のサンプル地点。1: 第6図, 2: 第7図, 3: 第8図, 4: 第10図, 5: 第11図。
A: 大型化石(二枚貝稜柱層)産出地点, B: 放散虫化石産出地点, C: 放散虫化石産出地域(礫岩中の礫), D: 放射年代サンプル地点。

第6図. 三番川本流のルートマップ。1: 黒色頁岩を主体とし砂岩～シルト岩を挟む, 2: 黒色塊状泥質岩, 3: 砂岩～黒色頁岩, 4: 砂岩を主体とし黒色頁岩を挟む, 5: 礫岩, 6: 火山砕屑岩, 7: 火山砕屑物を含む砂岩, 8: 貫入岩, 9: 断層。走向・傾斜の記号は第2図と同じ。

第7図. イモダノ沢のルートマップ. 凡例は第6図参照.

細粒～粗粒砂岩, 泥質岩, まれに珪岩(チャートが続成～熱変成を受けたもの), 石灰岩, 泥灰岩などが認められる. 同時侵食礫と考えられる形も大きさもさまざまな黒色泥質角礫がしばしば認められる. 大きなものは径 40×15 cm に達し, 内部にチャートなどの礫が入り込んでいるものもみられた. 礫岩の基質は, 一般に中～粗粒砂質である. 碎屑粒子はチャートないし珪質岩片, 石英, アルカリ長石, 斜長石が主体で, ほかに中性～塩基性火山岩片, 単斜輝石, ホルンブレンド, まれに石英を斑晶にもつ酸性火山岩片が含まれている.

本部層の厚さは 100 m 以下である.

IV. 黒色頁岩主体互層 本部層は神居尻山北西方, 三番川上流域に分布し, Ⅲ 部層の礫岩とは砂岩がち互層を経て整合的に移化する(第6図). イモダノ沢(第7図)においては, 本部層は消滅(V 部層へと岩相変化)している.

本部層は, 黒色頁岩を主体とし, 灰色の粗～細粒砂岩～シルト岩の薄・葉層を挟む. ときに厚さ 50 cm 以下の灰色細～粗粒砂岩, まれに厚さ 40 cm 以下の灰色の中性～塩基性凝灰岩や厚さ 5 cm 以下のレンズ状の泥灰岩を挟む. また部分的には砂岩が優勢の互層となることもある. 砂岩はグレーディングを示すものが多い.

本部層およびⅠ部層の中の黒色頁岩主体互層は, 挟みの砂岩がやや粗粒になっていることを除けば, 頁岩, 砂岩とも, その性状は下位の惣富地川層の主体をなす岩相のそれと非常に似通っている.

層厚は 500 m 以下と見積もられる.

V. 砂岩・礫岩主体互層 本部層は神居尻山周辺に分布し, 神居尻山層の最上部を占める. 下位層との関係は第6図および第8図に示すように, 三番川本流ではⅣ部層の, ホロカトップ沢では惣富地川層の黒色頁岩を主

第8図. ホロカトップ沢のルートマップ. 凡例は第6図参照.

体とする地層中に挟まれる砂岩が次第に優勢となり, やがて礫岩に移り変わる. この両河川では, V 部層の下底は砂岩が頁岩より優勢となるとところに置く. イモダノ沢(第7図)では, 本部層はⅢの礫岩の上位に重なるが, もともとこの両者は整合一連のものであり, この沢に関するかぎり両者を特に区別する必要はない. しかし, イモダノ沢以北では両者の間に黒色頁岩主体互層(Ⅳ部層)が厚く介在している(第6図参照)ので, この沢にみられる砂岩・礫岩主体互層の下底部にある厚い単一の礫岩を切り離して鍵層として扱い, Ⅲ部層とした.

本部層の主体は, 砂岩優勢で黒色頁岩ないし泥質岩を挟む互層と, 礫岩層との厚互層からなる. このほか, 塊状の砂混じり黒色泥質岩が, 礫岩や砂岩と不規則な厚互層をなすところもある(三番川本流).

礫岩中の礫は細礫から大礫までが普通で, まれに巨礫もみられる. 中には, 中～細礫がグレーディングし粗粒

砂岩へと移り変わることが観察される露頭もある(イモダノ沢)。礫の円磨度、淘汰、礫種、基質については、Ⅲの礫岩とほぼ同様である。また、しばしば黒色泥質岩の同時侵食礫も含む。

砂岩は、灰色で細粒から極粗粒まである。この構成粒子は、チャート、珪質碎屑岩(放散虫化石を含むものがある)、石英が主体であるが、アルカリ長石、斜長石、中性～塩基性火山岩片なども含まれている。本部層上部の砂岩には、中性～塩基性の火山岩片やそれに由来する結晶片を多量に混入しているものがある。

砂岩中に挟まれる黒色頁岩ないし泥質岩には、灰色細粒砂岩～シルト岩の薄・葉層(しばしばグレーディングを示す)が含まれる。その産状はⅣ部層や惣富地川層のそれとよく似ている。

層厚は、神居尻山近辺(向斜軸の西翼)で1000 m以上、神居尻山東方(同東翼)で400 m以上、上限は不明である。

3. 隈根尻山層

本層は、隈根尻山を含む北東-南西方向の山稜に沿って帯状に分布する。本層との境界付近の惣富地川層は、本層のトレンド(北東-南西)とおよそ調和的な走向を示し、しかも地層の上下判定によれば一致して南東側(本層側)上位を示している。両層の直接の接触部は見いだすことができなかったが、調査地域の北部では、本層と惣富地川層とが断層で接触していると推定される所があった(砂金沢上流地域)。しかし、その他の大部分の地域では、両者の間に大規模な断層を示唆する破碎帯や擾乱部はみられなかった。したがって、本層は惣富地川層の上位に整合的に重なるものとみられる。

本層の大部分は火山碎屑岩からなる。同岩は青緑灰～暗青～暗緑色を呈し、一般に塊状で、粒度からいえば粗粒凝灰岩ないし火山礫凝灰岩に属するものが多く、径の大きな岩片を含むことはまれである。本層の比較的上部の層準には、細粒な凝灰岩が多くみられる。しばしば層理が認められ、またまれに黒色頁岩を薄く挟むこともある。凝灰岩の一部には碎屑粒子のグレーディングが認められる。

以上の火山碎屑岩は、すべて“隈根尻型”の火山岩片や結晶片からなる。異質の岩片は、同時侵食礫と考えられる細粒凝灰岩角礫のほかには認められなかった。したがって、火山碎屑岩中で塊状・粗粒のものの大部分は、水中火砕流堆積物であろう。

なお砂金沢上流地域の一部の火山碎屑岩では、角閃石(amphibole: X'=黄緑色, Z'=青緑色)が斑晶の単斜輝石を置き換えており、また石基のガラス質部や、発泡した

跡の孔隙にも生じている。このような岩石は、熱水の作用により局部的に高度の変質を受けたものであろう。

以上の“隈根尻型”火山碎屑岩とは別に、本層の比較的上部には、黄灰色～灰白色の酸性凝灰岩が、一般に10 cm以下、まれにそれ以上の厚さで挟まれている。この凝灰岩の構成物は、次項で述べる共有地沢層のものとまったく同様である。

本層の層厚は、約500～800 mと見積もられる。

4. 共有地沢層

本層は、隈根尻山層と並行して北東-南西方向に帯状分布する。本層と隈根尻山層の境界付近では、両者とも一致して南東側(本層側)上位の構造を示す。本層との境界付近の隈根尻山層上部では、本層中のものと同様の酸性凝灰岩が挟まれており、また本層の最下部には隈根尻山層のものと類似の中性～塩基性凝灰岩が挟まれている。これらのことから、本層は隈根尻山層の上部層で、その関係は整合と判断される。

本層は主として、酸性凝灰岩の薄・葉層を挟む黒色(所により灰色)頁岩からなる。挟みの凝灰岩は灰白色～灰色で風化すると黄色味を帯び、しばしばグレーディングを示す。厚さは10 cm以下のものが一般であるが、まれに40 cmに及ぶものがある。粒度は0.5 mm以下、構成物は石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母(変質しているものあり)、微量ながらジルコン、リン灰石、まれにガーネットなどの結晶片や、フェルシック鉱物からなる火山岩片、ガラス片(沸石化している)などからなる。

本層中にはこのほか、まれに厚さ10～20 cmの石灰質部が層状ないしレンズ状に挟まれる。また、基底近くには、“隈根尻型”類似の塊状な中性～塩基性凝灰岩の挟みもみられる。

調査地域の本層北東部には、黒色頁岩中に凝灰質の極細粒砂岩～シルト岩の挟みに富む部分がある。この部分を地質図(第2図)では別に示した。この砂岩～シルト岩は、本層中の酸性凝灰岩と同起源の物質からなるが、凝灰岩に比し石英、長石の粒子に富み、またこれらが丸みを帯びていること、一般に顕著なラミネーションが認められることなど、再堆積・淘汰の度合いが強いものである。

本層は、内部に波長の短い褶曲ないし地層のうねりがあるため、正確な層厚は算定し得ないが、大局的にみれば、約600 m内外と推定され、北東方へ少しずつ薄くなっていくようである。

5. 浦臼山層

本層は、調査地域東端の浦臼山周辺に分布する。下位

の共有地沢層とは整合漸移する。本報では、黒色頁岩主体互層の中の凝灰岩の挟みが上位へ向かって次第に多くなり、凝灰岩が主体となる所をもって両層の境界とした。

本層は主として凝灰岩と黒色頁岩の互層からなり、ところどころに粗粒で塊状の火山碎屑岩の厚層を挟んでいる。主体をなす互層の産状や、これを構成する単層の厚さは多様であるが、概していえば1露頭内で黒色頁岩優勢部から凝灰岩優勢部へ移り変わる程度の変化を示す。この互層中には、厚さ数 cm ～10 cm、まれに 20 cm に達する石灰質部がレンズ状に挟まれることがある。

本層内の凝灰岩は、鉱物組み合わせから、酸性のものと中性～塩基性のものに二大別される。

酸性の凝灰岩は、主として本層内の下半部に分布し、その下底部においては卓越するが、上位に向かって衰退していく。灰白～灰～淡青灰色を呈し、一部はチャート様に硬くなっている。構成粒子は、惣富地川層や共有地沢層の酸性凝灰岩と同様である。

中性～塩基性の凝灰岩は、本層の下底部から出現し始め、急速にその量を増して、下底部を除く本層内の凝灰岩の大部分を占めるようになる。青灰色～灰色を呈し、ほとんど例外なくグレーディングが認められる。また、その下底部にロードキャストがみられることもある。構成粒子は、“隈根尻型”の火山岩片や、それに由来する結晶片からなる。

以上の互層の構成員をなす凝灰岩とは別に、粗粒で厚い塊状の火山碎屑岩が、下底部を除く全層準にわたって発達している。その主なものは地質図(第2図)に示した。本火山碎屑岩は、青灰色～灰色、所によっては紫灰色を呈し、厚さは一般に数 m ～数十 m、産状・粒度は粗粒凝灰岩、火山礫凝灰岩、10 cm 以下の岩片を含む凝灰角礫岩、火山角礫岩とさまざま、一見無層理、無淘汰である。しかし厚い火山碎屑岩の中には、規模の大きな正順のグレーディングを示すものがある。例えば、於札内ノ沢でみられる厚さ約 40～50 m の1火山碎屑岩は、下底部では 10 cm 以下の火山岩塊を多く含む凝灰角礫岩であるが上方へ次第に粒度(岩片の最大径)を減じ、最上部では粒径 0.5 mm 以下の火山岩片や結晶からなる凝灰岩となる。

この火山碎屑岩を構成する岩片の大部分(本質岩片)は、“隈根尻型”火山岩からなる。ただし岩片の一部には、カンラン石斑晶の仮像を細粒の単斜輝石(EPMA 分析によるとピジョン輝石)が反応縁様に囲んでおり、石基にも多数のピジョン輝石のみられるものがある。この

岩片も、その他の構成物は“隈根尻型”のものと同様である。火山碎屑岩中には、明らかな外来岩片として、微量ではあるが、石英、長石に富む酸性の火山岩片や、融食形の丸い輪郭をもつ石英の結晶片などが含まれている。また同時侵食礫として、厚い凝灰岩や凝灰角礫岩の比較的下底近くには、径 20 cm 以下の不規則な形をした黒色泥質角礫がしばしば含まれている。まれには直下の堆積物から由来したと思われる凝灰岩・黒色頁岩互層の礫も認められる。

以上の産状から、本層内の黒色頁岩と互層をなす中性～塩基性凝灰岩や、厚い火山碎屑岩は、水中二次火砕流堆積物(フローユニットがときに数十 m にも達する)であると考えられる。

本層は、上限は不明であるが 1600 m 以上の層厚が見積もられる。

6. 貫入岩類

貫入岩体は、隈根尻層群の各累層内にみられる。このうちでも、惣富地川層内に分布しピンネシリ山と待根山を構成する2岩体は、きわだって規模が大きい。ただし、両山頂部は露出が悪いため、惣富地川層との接触部を観察することはできず、またその近辺に露出する堆積岩を検鏡しても、熱変成の徴候を見いだすことはできなかった。しかし、待根山東方の砂金沢上流において、熱変成作用を受けたと考えられる灰白色で緻密な砂質岩の転石を得た。この岩石には、碎屑物中に、長径 0.2 mm 以下の不規則な形をした黒雲母(X'=無色、Z'=淡橙色、いずれも変質し、干渉色が薄れている)が多数見いだされた。したがって、この両岩体は、幅は狭いが、周辺の岩石に熱変成を与えていると推定される。

この岩石は、色指数と組織から判定すれば、ハンレイ岩である。完晶質等粒状でオフィチック組織を示す。構成鉱物は、斜長石、単斜輝石、石英、不透明鉱物、リン灰石(量の順)からなる。斜長石は長柱状自形で著しく変質し、しばしばクリノゾイサイト、ソーシュライトに分解している。単斜輝石とその変質物とみられる緑泥石は、斜長石の間を埋めるようにして存在し、石英はさらにそれらの間を埋めるようにして晶出している。斜長石と石英が組み合わさった文象様の組織がみられることもある。待根山のハンレイ岩には、石英に伴ってアルカリ長石もみられる。

以上の2岩体以外の貫入岩体は、約 60 岩体を観察したが、幅は数 m ～数十 m 程度と小規模で、連続性もよくない。産状が観察された 16 岩体中 12 岩体は、層理面と調和的に貫入していると判断された。これらの小規模貫入岩類は、その鉱物組成から、次の二つに大別さ

れる。一つはマフィック鉱物としてカンラン石(±), 単斜輝石をもつ塩基性～中性のもの, もう一つは, マフィック鉱物として単斜輝石(±), ホルンブレンドをもつ中性～酸性のものである。前者は数が多く, 調査地域内に広く分布している。しかし後者は数も少なく, 分布域も一番川流域や砂金沢流域などに限られている。

産出化石および放射年代

本研究における化石の産出地点および, 放射年代を得たサンプル地点を第 5 図に示す。惣富地川層と共有地沢層からは, 二枚貝の稜柱層化石が得られたが, 同定はできなかった。以下に放散虫化石および放射年代について記す。

1. 放散虫化石

惣富地川層からは 1 か所のみ, 凝灰岩中に挟まれる黒色頁岩より, 保存は悪いが放散虫化石を得た。また, 神居尻山層の礫岩中のチャートないし珪質岩礫からは, 比較的保存の良い放散虫化石を得た。それらの時代決定は, 高知大学岡村 眞氏に依頼した。

[惣富地川層から産出した放散虫化石] 産出地点は, 神居尻山の南西方, イモダノ沢流域である(第 5 図)。この地点では, 厚さ 20 m ないしそれ以上の, 中性～塩基性火山岩片および結晶片からなる凝灰岩が発達し, 砂岩～シルト岩や黒色頁岩を挟んでいる。放散虫化石は, この黒色頁岩より産出した。産出した放散虫化石は約 100 個体で, いずれも保存は悪いが, 同定した放散虫化石種(第 3 表)の構成から, およそ前期白亜紀 Valanginian? ~ Albian の間の時代を示すと考えられる。

[神居尻山層の礫岩中の礫より産出した放散虫化石] 神居尻山層の III 部層および V 部層中の 7 か所の礫岩をフッ酸処理し, 比較的保存の良い放散虫化石を多数得た。礫岩を検鏡したところ, チャートないし珪質(泥質)岩以外には放散虫化石を含む礫は観察されず, 礫岩の基質にも放散虫化石は含まれていないので, 産出した放散虫化石は, ほとんどすべてこのチャートないし珪質岩礫に由来したと考えられる。同定した放散虫化石種(第 3 表)の構成から, これらはおよそジュラ紀中期～後期の時代を示すと考えられる。

2. 放射年代

神居尻山層基底(I部層)の火山碎屑岩の試料を, 東京大学滝上 豊氏に提供し, ^{40}Ar - ^{39}Ar 法による放射年代を測定していただいた。試料採取地点は, 神居尻山の南, イモダノ沢の露岩である(第 5 図)。この放射年代値については, 近藤(1984), 滝上(1984)にすでに報告

第 3 表. 放散虫化石リスト.

A: 惣富地川層

Holocryptocanium spp.
Holocryptocanium sp.cf. *H. japonicum*
Archaeodictyomitra? sp.
Dictyomitra? sp.
Novixitus spp.
Obesacapsura? sp.

B: 神居尻山層(礫岩中の礫)

Triassocampe? spp.
Dictyomitrella(?) sp.
Spongocapsula? sp.
Foremanina spp.
Archaeodictyomitra spp.
Eucyrtidium(?) spp.
Unuma sp.
Protunuma spp.
Archaeospongoprunum spp.
Pantanelium spp.
Stichocapsa sp.
Tricolocapsa plicarum
Hsuum spp.

されているが, ここでは試料の変質状況および年代値の解釈について検討する。

測定に用いた火山碎屑岩の火山岩片の斑晶は, 斜長石, 単斜輝石, カンラン石からなる(量の順)。(この岩石は I 部層の項で述べた“隈根尻型”火山岩に属するが, 測定した試料の薄片にホルンブレンドは認められなかった)。斜長石は変質を被り, 一部白雲母類に置き換わっている。単斜輝石は新鮮である。カンラン石は自形をよく残しているが, 完全に変質し仮像内は蛇紋石ないし緑泥石が埋め, その他炭酸塩鉱物がみられることもある。石基鉱物としては斜長石, 単斜輝石がみられ, 変質鉱物として緑泥石が認められる。また発泡の跡の孔隙を炭酸塩鉱物その他の二次的鉱物が充填している。

このように, 測定試料には明らかに変質鉱物が認められる。しかし ^{40}Ar - ^{39}Ar 法の Ar ガス抽出時の段階加熱において, 温度ごとにほぼ一定の年代を示し, 101.3 ± 2.7 Ma の放射年代が得られた。したがって, この年代は, 試料の生成年代にほぼ相当するとみなされる(滝上, 1984)。

この火山碎屑岩よりも下位の層準にある惣富地川層からは, 白亜紀前期(Valanginian? ~ Albian)を示す放散虫化石が得られている。放散虫の示す時代と放射年代は, 層準的にみて矛盾しない。

各累層の層序・対比

各累層間の層位関係についての筆者の調査結果を模式的に示すと、第4図のとおりである。すなわち、最下位の惣富地川層に対して、西部では神居尻山層が整合(同時異相)で重なり、東部では隈根尻山層以上の3累層が整合に累重している。

〔既往の見解との関係〕 隈根尻層群内の層位関係について、既往の研究で諸説のあることは序論に概説したが、ここでは、そのうち筆者の調査結果と異なる次の2点について検討する。

第一は、惣富地川層と神居尻山層は不整合関係であるとする、橋本(1960)、橋本ほか(1960a, b)の見解についてである。これについての詳しい記載はないが、橋本(1960)は、神居尻山層が「惣富地川層を貫くひん岩上に一部不整合に重なることは確かめられた」としている。これは、三番川本流(第6図)、イモダノ沢(第7図)など神居尻山西方～南方における神居尻山層Ⅰ部層の火山砕屑岩と、その上位にあるⅢ部層の厚い礫岩層との関係をみていられる。広域の調査によれば、神居尻山層を特徴づける礫岩層の下底は、神居尻山の西方から南方、東方へと順次より上位の層準と接する。西方では火山砕屑岩(Ⅰ部層)から上位へ向かって礫質砂岩を経て礫岩へと漸移し、また東方では黒色頁岩主体互層(惣富地川層)から上位へ向かって砂岩主体互層を経て礫岩・砂岩主体互層(神居尻山層)へと漸移している。したがって、礫岩層の下底は同一層準を示さず、神居尻山層の下部と惣富地川層の最上部は明らかに同時異相である。このことは5万分の1地質図幅調査(秦ほか、1963)においても、すでに指摘されている。なお、橋本(1960)のいう「一部不整合」は、Ⅲ部層の厚い礫岩が下位の火山砕屑岩を侵食している状況を指すものかと思われるが、この礫岩は高エネルギーの重力流によって移動してきた堆積物である(後述)ので、局部的に下位層を削剝することも十分あり得ると考えられる。

第二は、惣富地川層と隈根尻山層とは断層(砂金沢断層)で接しているため、前者と隈根尻山層以上の3累層との直接の層位関係を知ることはできないとする、永田ほか(1986)の見解についてである。筆者も永田ほか(1986)の調査範囲内にある砂金沢上流では、惣富地川層との境界付近の隈根尻山層の火山砕屑岩が破碎され、その中に角礫や粘土を伴う剪断面(走向は地層面のそれとはほぼ平行、傾斜は垂直)を認めた。したがって、惣富地川層と隈根尻山層が実際に接する露頭は見いだせなかったが、両者がこの地域で断層関係にあることは承認で

きる。しかしながら、これ以外の地域では、両者の境界付近に顕著な破碎帯はみられず、また境界付近の惣富地川層は、全域にわたって隈根尻山層の一般走向と調和的な走向を示し、しかも地層の上下判定によれば一致して隈根尻山層側(東側)が上位を示している。したがって、隈根尻山層は惣富地川層の上位層であり、両層が一部断層で接していても、それは構造区を境するような大規模なものではないと考えられる*。両層が整合関係か否かについては、その接触部を観察できなかったため断言はできない。しかし、惣富地川層中の酸性凝灰岩の挟みが全域にわたり隈根尻山層との境界近くのみみられることは、両層が整合関係にあることを示唆しており、少なくとも規模の大きな不整合とは考えられない。

〔西部と東部の累層間の対比〕 西部の神居尻山層と東部の隈根尻山層以上の3累層との対比については、適当な鍵層がないため決定的なことはいえないが、神居尻山層基底の火山砕屑岩(厳密には惣富地川層の最上位にもみられる)と隈根尻山層の火山砕屑岩は、ともに惣富地川層の上位に整合的に重なる最初の厚い中性～塩基性火山砕屑岩であり、しかも両者ともまったく同一の“隈根尻型”の組成を示すことから、この両者がほぼ同じ層準にあるとするのが妥当であろう。両者がともに水中火砕流堆積物と溶岩からなる(隈根尻山層中の溶岩については北部で永田ほか、1986が記載している)こと、また両者の直下の惣富地川層(最上部)には、ともに酸性凝灰岩の薄層が含まれることなども、この対比案を支持しているといえよう。

浦臼山層中の火山砕屑岩も、主として“隈根尻型”火山岩であるが、それらは外来岩片を含む水中二次火砕流堆積物であること、また火山岩片の一部にピジョン輝石が認められる点などで、神居尻山層基底の火山砕屑岩とは若干異なっている。

なお、神居尻山層基底の火山砕屑岩からは、前述のように 101.3 ± 2.7 Ma の放射年代が得られたが、もし上述の対比が正しいとすれば、この年代は、隈根尻山層からの放散虫化石による Barremian ないしそれ以前という年代(紀藤ほか、1985)とは隔たりがあるばかりでなく、浦臼山層の Berriasian あるいはそれ以降(永田ほか、1986)という年代とも一致しない。放射年代値を得た試料はわずかに1個にすぎないので、今後、隈根尻山層はもちろん各層で複数の試料により放射年代測定を

* 永田ほか(1986)の地質図では、惣富地川層と共有地沢層が砂金沢断層により(隈根尻山層を欠いて)接している所がある。しかし、筆者の調査によれば、この「共有地沢層」には模式地のそれと異なり、黒色頁岩中に多数の砂岩薄層が含まれているので、惣富地川層を誤認したものと考えられる。

行い、不一致の原因を確かめる必要がある。

堆積環境・古地理

ここでは、礼文-樺戸帯の火山活動の場となった本地域の、白亜紀の環境と古地理の復元を試みる。

〔堆積の場と環境〕 惣富地川層と共有地沢層の主体をなし、神居尻山層、浦臼山層にも普遍的にみられる黒色頁岩は、細粒(粘土質)、緻密であるが珪質ではなく、また生物擾乱を受けた形跡もない。一方、神居尻山層と惣富地川層に頻繁に挟まれる砂岩は、多くはグレーディングしており、平行ラミナも普通にみられるが、大規模な斜交ラミナは認められない。単層としては薄く(一般に10 cm 以下)かつ細粒のものが多く、西部の惣富地川層と神居尻山層では、厚い中～粗粒の砂岩も少なくない。神居尻山層に卓越する礫岩は、塊状で礫の円磨度・淘汰ともに比較的良好であり、同時侵食礫を含む。中には、礫岩から粗粒砂岩へと大規模なグレーディングのみられる単層もある。ところが、神居尻山層とはほぼ同時代と考えられる東部の隈根尻山層、共有地沢層および浦臼山層には、非火山性の粗粒な陸源碎屑物(砂など)はほとんど含まれていない。

以上のことから、隈根尻層群の堆積時の後背陸地は、はるかに西方にあり、同層群の堆積場は、本来、泥が堆積するような沖合いの海盆底であったと思われる。惣富地川層の時代には、そこに西方からの砂質物がタービダイトとして運び込まれたが、その運搬力はあまり強くなかったであろう。神居尻山層の時代には、西部ではエネルギーレベルの高い重力流によって砂礫も運び込まれる海底扇状地のような環境になっていたが、東部では陸源粗粒碎屑物が到達しにくい海盆底の環境を保持していたと考えられる。現在の西部、東部間の距離からみれば、このような急激な変化は考え難いが、現在の距離は構造運動によってもたらされた東西方向の著しい短縮の結果であると考えれば、おかしくはない。

〔後背陸地の地質〕 神居尻山層の礫岩の基質をなす砂質物および神居尻山層と惣富地川層のタービダイト砂岩には、チャートや珪質碎屑岩片のほかに、カコウ岩起源を指示する石英、アルカリ長石、斜長石などの結晶片を多量に含んでいる。礫岩の中にはカコウ岩礫はみられないが、砂岩礫は石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母、カコウ岩片などを含んでいる。以上のことから、礫岩の後背地には、カコウ岩自体が露出していたとはいえないが、少なくともカコウ岩起源の砂岩は広く分布していたと考えられる。その他の礫の組成(各論参照)からみると、当時の後背陸地には、ジュラ紀中～後期の放散虫化

石を含むチャートないし珪質岩、カコウ岩起源の砂岩、中性～塩基性火山岩、二疊紀前期の化石を含む石灰岩(橋本ほか、1960a による)などが露出していたと考えられる。

〔火山噴出物の堆積場〕 中性～塩基性火山噴出物のうち、神居尻山層と隈根尻山層では、溶岩はもちろん現地性であり、火山碎屑岩も、同時侵食礫のほか外来岩片を含まないことから移動距離の短い水中一次火砕流堆積物であると考えられる。これらの噴出物は、中性～塩基性組成の割に噴出物全体に占める溶岩の割合は小さく、またガラス質岩片は著しく発泡している(体積比 50% を超えるものあり)ので、噴出と堆積の場は、これらが爆発的噴火を起こす程度には浅い海底であったと考えられる。浦臼山層の火山碎屑岩は外来岩片を含み、また基質にも外来結晶を含むので、水中二次火砕流堆積物と考えられるが、フローユニットが一般に厚い(数十 m に達するものがある)ので、あまり長距離を移動したとは思われない。これに対して黒色頁岩と互層する凝灰岩は、ほとんどがグレーディングを示すので、よりエネルギーレベルが低いか、あるいは遠距離を移動してきたタービダイトと考えられる。

酸性凝灰岩は、泥や砂の堆積物中に薄く(10 cm 以下、まれに 20～50 cm)挟まれている。細粒であり、グレーディングのみられるものもある。したがって、これらは、おそらく遠方から飛来した降下火山灰と、それに由来するタービダイトと考えられる。いずれにしても、噴出の場は本地域以外であろう。

地 質 構 造

隈根尻層群の地質構造の特徴について、大構造と小構造とに分けて記載し、次いでそれらの形成機構を考察する。

1. 大構造

第 2 図において、惣富地川層よりも上位の地層の構造を大局的にみると、神居尻山層と、隈根尻山層から浦臼山層までとではその形態がまったく異なっている。すなわち、神居尻山層はおおよそ北西-南東方向の長軸をもつベースン構造(神居尻山ベースン)からなるが、隈根尻山層・共有地沢層・浦臼山層は北東-南西の走向をもって帯状に分布している。

惣富地川層は、これら上位層との境界付近では、いずれも上位層の構造に対して調和的な走向・傾斜をもつが、境界から離れると、上位層とは非調和かつ複雑な過褶曲構造を呈するに至る。

惣富地川層内の褶曲群は、およそ次の 2 方向のグ

ループに大別される。一つは北東～北北東-南西～南南西方向のアンチフォーム状向斜・シンフォーム状背斜からなる褶曲群，もう一つはそれとほぼ直交する北西-南東方向の転倒した背斜・向斜からなる褶曲群である。前者はピンネシリ山の西方と東方に分布し，後者はその北方と南方に分布する。

ピンネシリ山近傍の惣富地川層内の走向・傾斜の分布をみると，おおむね地層がピンネシリ山を取り巻くような走向を示し，またピンネシリ山に向かって傾斜していることが分かる。さらに上下判定によれば，地層はいずれも逆転している。したがって，少なくともピンネシリ山の周囲では，ピンネシリ山を中心とするきのこ状のドーム構造（ピンネシリドーム）が推定される（第3図）。その規模は神居尻山ベースンと同程度か，もしくはこれを上回るものである。ピンネシリ山と待根山を構成するハンレイ岩は，このドーム構造の中心部に位置する。

惣富地川層よりも上位の地層はピンネシリ山を取り巻くような分布を示さないで，このドーム構造は，上位層とは無関係な，ピンネシリ山の周囲の惣富地川層内に限定された構造にみえる。しかし，ピンネシリ山の西方と東方の両方にそれぞれ一対のアンチフォーム状向斜およびシンフォーム状背斜が存在することから，このドーム構造は，以下に示すように上位層とは明らかに関連性をもっていると考えられる。

ピンネシリ山と神居尻山の間にあるアンチフォーム状向斜およびシンフォーム状背斜からは，神居尻山ベースンの下底部がアンチフォーム状向斜に連続するような横臥褶曲状の構造が考えられる（第3図 A-B 断面）。このアンチフォーム状向斜は惣富地川上流地域で，シンフォーム状背斜は二番川上流地域で，直接野外においてそれぞれの軸部を観察しその存在を確認することができた。

ピンネシリ～浦臼山地域では，惣富地川層から浦臼山層までが北東-南西の走向をもって帯状に分布し，全体として南東側上位の構造を示す。しかしながら，隈根尻山層と浦臼山層とでは地層の傾斜方向が異なり，隈根尻山層がおおむね南東傾斜の順層であるのに対し，浦臼山層のほぼ全体は北西傾斜の逆転層となっている。また隈根尻山層付近の惣富地川層内には，アンチフォーム状向斜，シンフォーム状背斜が存在する。このような惣富地川層内の反転した向斜および背斜の存在と，隈根尻山層～浦臼山層間の傾斜の違いを統一的に説明するためには，第3図の C-D 断面に示すように，東部地域のすべての地層を巻き込んだ Z 字状の転倒した褶曲を推定す

第9図. 惣富地川層にみられる露頭規模の小褶曲の例。岩相はいずれも黒色頁岩主体互層。矢印は地層の上位を示す。a, b, c, d は惣富地川上流，e は一番川流域でみられたもの。

る必要がある。

なお，第3図の A-D 断面に直交する方向でも，少なくともピンネシリ山近傍の惣富地川層内では，きのこ状のドーム構造が認められる（第3図 E-F）。しかしその北方および南方では，惣富地川層内部で閉じた向斜・背斜を繰り返しているだけで，ドームやベースンの構造は認められない。

2. 小褶曲構造

小褶曲構造の特徴を，各累層ごとに述べる。

〔惣富地川層〕 本層は，露頭ごとの詳細な地層の上下判定によれば，小規模な褶曲の発達も著しい。その波長は，数十 cm 程度から 200 m 程度までさまざまである。

神居尻山ベースンの南西翼部では，地層の走向・傾斜は，北西-南東走向，北東傾斜と揃っている。しかし地層の上下判定によれば，一般に波長数十 m 以下の閉じた褶曲が発達していることが分かる。

ピンネシリ山西方のアンチフォーム状向斜の両翼部では，特に惣富地川上流地域において，アンチフォーム状向斜・シンフォーム状背斜からなる半波長数十 cm～1 m 程度の小褶曲がしばしば観察された（第9図 a～d）。いずれも褶曲波面に対して軸面が傾斜した非対称褶曲の形態をなしている。非対称のセンスはアンチフォーム状向斜の西翼と東翼とで逆であり，アンチフォームの形成に伴って生じ得ると考えられる引きずり褶曲の形態と一致している。またアンチフォーム状向斜の東翼部では，第10図に示すようなやや規模の大きい褶曲も認められ

第10図. 惣富地川層にみられる小規模な褶曲の例. 位置は第5図参照. 岩相は黒色頁岩主体互層. 上: 平面図, 下: 推定断面図. aS: アンチフォーム状向斜, sA: シンフォーム状背斜.

る. この区域の地層は, 地層の上下判定によればすべて下側が上位で完全に反転しており, 波長 100~200 m 規模でシンフォーム状背斜とアンチフォーム状向斜を繰り返している. この褶曲も非対称であるから, より大規模な褶曲(この場合はアンチフォーム状向斜)の翼部に生じた引きずり褶曲と考えることもできる.

一番川流域では, ピンネシリ山の東方から南西方向へ延びるアンチフォーム状向斜・シンフォーム状背斜からなる褶曲群の翼部で, 完全に反転した地層に波長数十 cm~1 m 程度の小褶曲ないしうねりがしばしば観察された(第9図 e). これらは必ずしも非対称褶曲の形態をとらず, しばしばシェブロン状の形態をしている.

第9図に代表される惣富地川層内の小褶曲の一般的特徴は, 褶曲の断面形態が一定でない(開いたものから閉じたものまでさまざま, 一露頭内でも変化), 褶曲軸の間隔が不規則で連続性に乏しい, 褶曲軸面に平行な劈開は発達していない, 砂岩の挟みは一般には頁岩の変形にスムーズに追従している(ブーディン構造, レンズ褶曲などを示さない), などである. このような小褶曲は上位の神居尻山層や隈根尻山層には認められない.

したがって, 惣富地川層の変形は, 上位の地層に比べて全体がダクティル(mean ductility が大)で, かつ内部のダクティリティ・コントラストも低い状態で進行したと考えられる. Donath & Parker(1964)の褶曲タイプの分類によれば, flexural flow と一部 passive flow の領域に入るものであろう. さらに, 惣富地川層のみが上位層とはまったく非調和に著しく不安定な変形を示している

ことから, 本層の変形は広義の流動褶曲(rheomorphic fold; Hills, 1963)にあたるともいえよう.

〔神居尻山層〕 本層中の露頭規模の小褶曲はⅣ部層中にわずかに認められるにすぎず, 地層の上下判定からみて等斜褶曲も存在しないと考えられる.

〔隈根尻山層〕 本層中にも露頭規模の小褶曲は認められず, また等斜褶曲も存在しないと考えられる.

〔共有地沢層〕 本層内の地層の走向は北東-南西では一定しているが, 傾斜は所によって大幅に変動する. 個々の露頭においても, 小規模な褶曲ないし地層のうねりがしばしば観察される. したがって, 本層内の褶曲構造を完全に把握するのはなかなか難しい. しかし於札内ノ沢上流のルートにおいて, 非常に特徴的な褶曲構造を推定することができた(第11図). 地層の上下判定によれば, ここに示されるような波長 50~100 m 程度の小規模な横臥褶曲群が推定される. これは, 褶曲の波面に対して軸面が傾斜した非対称褶曲の形態をもっていて, 一種の引きずり褶曲であると考えられる. これを互層の曲げ褶曲に伴ってその翼部に生じる引きずりと考えると, この褶曲は, 第11図に描かれたような大きな横臥褶曲の上翼部にあることが推定される.

共有地沢層内に発達する小褶曲は, 惣富地川層の項で述べたのと同様の一般的特徴をもっている. このような小褶曲は下位の隈根尻山層や上位の浦臼山層には認められず, 共有地沢層全体として流動褶曲の特徴を示している.

〔浦臼山層〕 本層中には露頭規模の小褶曲は認められ

第11図. 共有地沢層にみられる小規模な褶曲と大褶曲との関係. 位置は第5図参照. 下: 平面図, 上: 下図から推定した断面図(わずかに模式化).

なかった. 地層の上下判定からは, 於札内ノ沢, 札の内ノ沢など3か所で半波長50m程度の非対称な等斜褶曲が推定される程度である.

3. 地質構造の発達機構

ここでは, 大構造と小構造の記載データを基にして, 地質構造の発達機構を考察する. 筆者の観察したデータだけで成因・機構を確定するには十分とはいえないが, ここでは若干の推測も加え, 筆者として最も可能性が大きいと思われるモデルを敢えて提出し, 大方の御批判をいただくこととしたい.

〔主軸方向に延びる大構造の形成〕 本地域の地質構造でまず眼につくのは, 大構造の項で述べたように, 惣富地川層の分布地域(西部)と, 隈根尻山層以上の3累層の分布地域(東部)とでは, 変形の形態がまったく異なっているようにみえることであろう. しかし, 隈根尻層群はもともと整合一連の地層群であるから, 筆者としてはできるだけ同層群全体を一つの系としてとらえ, 一元的な応力場のもとで, 系内の地層の物性の違いが, 異なるタイプの変形をもたらしたと解釈したい. この観点から

すると, 同層群の中でも, 粗粒な砂岩・礫岩や火山碎屑岩を主体とし, 小褶曲のみられない神居尻山層, 隈根尻山層および浦白山層はコンピテント層として, 黑色頁岩が主体で, 小褶曲の著しい惣富地川層と共有地沢層はインコンピテント層として挙動し, しかも両グループのコンピテンシイ・コントラストが大きかったために, みかけ上, 上記のような大構造の差を生じたものと考えられる.

本層群のうち, 隈根尻山層以東の3累層は, 互いにほぼ並行して北東~北北東方向に延びている. さらに, この走向をほぼそのまま十数km延長した所にある新十津川試錐(小林ほか, 1957)の基底には, やはり隈根尻山層が認められている(第1図参照)ことから, 北北東-南南西方向は, 地下を含む樺戸山地東部に広く分布する隈根尻層群の一般走向であったと思われる. 以後, この方向を主軸方向という. 変形の初期には, おそらくピンネシリ山付近を背斜, 神居尻山付近を向斜とする, 主軸方向に延びた大規模な褶曲が発生したと考えられる.

この大変形の形成機構が, 側方からの圧縮による座屈

第12図. Collapse structure の例(Harrison & Falcon, 1936 の原図により Sitter, 1956 編図).

(buckling)であるのか、あるいは基盤ブロックの昇降運動などを反映した曲げ(bending)であるのかについては、直接の証拠はないが、現在、北北東-南南西の一般走向を示す隈根尻山層以東の厚層が大きく反転している(第3図参照)ことから、主軸方向と直交する東南東方向からの強い圧縮力によってこの大構造が生じたと推定される。いずれにしても、この時期に褶曲軸の位置(波長)など、褶曲の概形を決めたのは、神居尻山層、隈根尻山層、浦臼山層などの厚いコンピテント層であったと考えられる。

〔惣富地川層の流動〕次に注目されるのは、第3図のA-D断面にみられるように、きのこ状を呈するピンネシリドームの東西両翼の惣富地川層に、それぞれ、アンチフォーム状向斜とシンフォーム状背斜の組み合わせからなる横臥褶曲様の構造がみられることである。惣富地川層が、小構造において流動の特徴を示すことはすでに述べたが、この断面では、惣富地川層のみならず上位層をも巻き込むような、一層大規模な流動(物質移動)を考えなければならない。

大規模な物質移動の発生する機構としては、コンピテントシイ・コントラストの大きな厚い互層において、インコンピテント層が上下のコンピテント層の褶曲の進行とともに、間隔の狭くなる側から広くなる側へとしばり出される(squeezed out)作用が考えられる。上下のコンピテント層の波長や振幅が異なる(非調和である)場合には、このメカニズムは一層働き易いであろう。

第3図のA-D断面におけるピンネシリドーム両翼の形態は、第12図に示す gravity collapse structures (Harrison & Falcon, 1934, 1936)の一部に類似している。原著者らはこれらを、地表に露出した背斜翼部の地層が、自重により向斜に向かって移動することによって生じたとしたが、Sitter(1956)は、cascade fold の一部や flap は、インコンピテント層が示す非調和褶曲の極

端な形として、地形に関係なく説明できるとしている。Hills(1963)も、flap の形態が背斜に対して逆引きずりのセンスになっていることに着目し、必ずしも重力の作用でなくても、最上位のインコンピテント層が向斜に向かって流動する際の引きずりの作用でも説明できるとした。この論法を用いるならば、本地域の場合は、逆に向斜底部の惣富地川層が背斜に向かって流動することによる引きずりの効果として、少なくとも東西両翼にアンチフォーム状向斜・シンフォーム状背斜を巻き込む構造は説明可能である。以上の考察に基づいて、ピンネシリドームとその周辺部における物質移動の方向を推定すると、第13図のようになるであろう。

〔カルミネーション、ディプレッションの発達からドーム、ベースンの形成へ〕以上の大構造や物質移動のプロセスは、すべて主軸方向をb軸とする円筒状の変形を前提として説明してきたが、これだけでは本地域の大きな特徴であるピンネシリドーム、神居尻山ベースンや、これらを取り巻く褶曲群のような三次元的な構造は説明できない。これに関して、仮に主軸方向と直交する基盤の昇降運動や、主軸方向からの圧縮力を、別な外力として想定したとしても、隈根尻山層以東の地層がその影響をまったく受けていないことは説明し難い。したがって、本地域では、惣富地川層の物質が主軸方向にも流動し得る機構を考える必要がある。

これに関して第一に想定されるのは、主軸方向の背斜部や向斜部にやや大規模な起伏(カルミネーションやディプレッション)が生じることである。褶曲の進行とともにその起伏が増大すれば、主軸方向へのしばり出し—流動の機構も働く可能性があろう。第二には、もし惣富地川層と上位層との間に密度の逆転があれば、しばり出しなどの強制的な力を想定しなくとも、カルミネーション部では浮力によるダイアピル上昇が、逆にディプレッション部では上位層の重力による沈降が継続的に進行するであろう。この推測は、ピンネシリドームの上昇と側方への張り出しの形態や、神居尻山ベースンの沈下の形態が、岩塩ダイアピルと縁辺沈降部に関する多くの野外観察(例えば、Trusheim, 1960)および相似モデル実験結果(例えば、Ramberg, 1967)のあるものと類似していることによる。ただし、惣富地川層と上位層との密度差は、おそらく岩塩層と上載荷重層との密度差には及ばないと思われるため、ダイアピルの機構だけで本地域の変形をすべて説明することは難しい。結局ここでは、コンピテント層の変形に伴う惣富地川層の背斜部およびカルミネーションへのしばり出しと、浮力とが併せ作用して、ピンネシリドームを形成したと考えたい。この場

第13図. 隈根尻層群の変形機構を示す模式断面図. 斜線部はコンピテント層を示す. 1: 広域的な最大圧縮応力の方向, 2: 惣富地川層の移動方向, 3: 累層間の差動運動の方向.

合, ピンネシリ山の北方と南方に分布する北西-南東方向の閉じた向斜・背斜からなる褶曲軸群は, ピンネシリ山付近に生じたカルミネーションへの南北両方向からの流動の結果生じたと解釈できる.

神居尻山ベースンは, 主軸方向の向斜部にあった神居尻山層が, 若干の密度差と, 下位層のドーム側へのしぼり出しによって, この部分だけが特に著しく沈下し, かつ周辺の相対的隆起域からの圧縮により折り畳まれて残存したものであろう. この意味で, 神居尻山ベースンは, ピンネシリドームとペアをなす存在である.

[ピンネシリドームと貫入岩との関係] ピンネシリ山と待根山を構成するハンレイ岩体は, ピンネシリドームの中心部に位置する. 本岩体とはほぼ同質の小規模貫入岩体の多くが, 層理面と調和的に貫入していることから, 本岩体も規模こそ大きい, 調和的貫入岩体である可能性がある. そこで第3図においては, 岩体周辺の地層の走向・傾斜と調和させ, 上に開いたろうと状の形態を推定した. このような岩体の位置と形態は, ハンレイ岩の貫入活動がドームの形成に何らかの関与をしたことを想像させる.

しかしながら, ハンレイ岩(マグマ)が周囲の頁岩より低密度とは考えにくく, 浮力による上昇は到底考えられない. 強制貫入(forcefull injection)であれば上方と側方の母岩を多少は押し出したかもしれないが, 体積からみれば, 直接大規模なドーム形成の原因をなしたとは考え難い. ここでは, 褶曲の進行過程で相対的な減圧状態になった背斜部にマグマが上昇し, 上位層を押し上げてカルミネーションを形成したことにより, 惣富地川層の主軸方向に向かう流動のきっかけを作ったと考えたい.

4. 地質構造の形成時期

これまで隈根尻層群から得られた最も新しい年代は, 神居尻山層基底の火山砕屑岩からの 101.3 ± 2.7 Ma の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 放射年代である. 神居尻山層は褶曲構造の形成に参加しており, 変形の時期はこれ以降である. また隈根尻層群を傾斜不整合で覆う始新世後期~漸新世前期

の樺戸層は, 隈根尻層群とまったく非調和的な分布および構造を示す. 以上から, 隈根尻層群内部の褶曲構造の形成時期は, おおむね白亜紀の中期以降, 始新世後期以前であると考えられる.

ま と め

1. 樺戸山地の白亜系隈根尻層群は, 調査地域の西部では, 下位より惣富地川層(黒色頁岩を主体とし砂岩の薄層を挟む), 神居尻山層(砂岩・礫岩を主体とし下底部に火山砕屑岩・溶岩を有する)が整合的に累重し, 東部では, 下位より惣富地川層, 隈根尻山層(火山砕屑岩), 共有地沢層(黒色頁岩を主体とし酸性凝灰岩の薄層を挟む), 浦臼山層(凝灰岩~黒色頁岩)が整合的に累重する. 神居尻山層基底と隈根尻山層の火山砕屑岩は, 岩相層序的・岩石記載的にみて対比されると考えられる.

2. 惣富地川層からは, 前期白亜紀を示すと推定される放散虫化石が産出した. また神居尻山層基底の火山砕屑岩から, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法で 101.3 ± 2.7 Ma の放射年代が得られた.

3. 隈根尻層群の堆積場は, はるか西方に陸地をもつ海盆底であった. 惣富地川層の時代には, そこに砂質物が薄いタービダイトとして運び込まれた. 神居尻山層の時代には, 西部では厚い砂礫層が重力流によって堆積する環境となったが, 東部では陸源の粗粒砕屑物が到達できない海盆底の環境を保持していた.

4. 神居尻山層の礫岩の後背陸地には, ジュラ紀中期~後期の放散虫化石を含むチャートないし珪質岩, カコウ岩起源の砂岩, 中性~塩基性火山岩, 二疊紀前期の化石を含む石灰岩などが存在していた.

5. 各累層にみられる変形様式の違いは, 岩質の差を反映しており, 惣富地川層と共有地沢層はインコンピテント層, 神居尻山層, 隈根尻山層および浦臼山層はコンピテント層として挙動している. 不安定な流動状(rheomorphic)の褶曲を呈する惣富地川層の変形と, 急傾斜一反転しているものの北北東-南南西の安定した走

向を示す隈根尻山層以東の3累層の示す変形の対照は、コンピテンシイ・コントラストの大きな厚い互層の示す大規模な非調和褶曲の現れとして理解される。

6. 隈根尻層群の構造の概形は、北北東-南南西方向を主軸とし、ピンネシリ山付近を背斜、神居尻山付近を向斜とする大波長の褶曲によって決定された。褶曲の進行とともに、インコンピテント層のしぼり出し(squeezing)の作用、および上下層の密度差から生じる浮力の作用が複合して、惣富地川層の向斜から背斜へ、さらに背斜のカルミネーションへの移動が生じ、ピンネシリドーム、神居尻山ベースン、およびそれらを取り巻く複雑な褶曲群が形成された。ピンネシリドームの東西両翼に発達する、上位層を巻き込んだアンチフォーム状向斜とシンフォーム状背斜の組み合わせも、向斜の底から背斜部への物質移動の過程で生じたものと考えられる。ピンネシリドームの中心部に位置するハンレイ岩体は、ドーム形成のきっかけとなったカルミネーションの形成に関与したと考えられる。

謝辞 本研究を行うにあたり、千葉大学理学部兼平慶一郎教授には、終始御指導いただき、数々の有益な御助言と多大の暖かい励ましをいただいた。亡くなられた兼平先生に、心から感謝と哀悼の意を表する。高知大学理学部の岡村 眞氏には、放散虫化石の時代決定をしていただいた。また、東京大学宇宙線研究所の滝上 豊氏には、放射年代の測定をしていただいた。(財)原子力工学試験センターの垣見俊弘氏には、粗稿を校閲していただき、本稿完成まで長期間にわたり議論していただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

- Donath, F. A. and Parker, R. B., 1964, Folds and folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **75**, 45-62.
- 池田 泉・小松正幸, 1986, 礼文島の前期白亜紀火山岩類. 地団研専報, no. 31, 51-62.
- Harrison, J. V. and Falcon, N. L., 1934, Collapse structures. *Geol. Mag.*, **71**, 529-539.
- and ———, 1936, Gravity collapse structures and mountain ranges, as exemplified in southwestern Iran. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **92**, 91-102.
- 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. 東北大理科報告(地質学), 特別号, 4 (半沢教授記念論文集), 437-447.
- ・猪郷久義・朝倉一悦・館野俊男・長瀬和雄, 1960 a, 北海道樺戸山地より紡錘虫化石の発見. 地質雑, **66**, 361.
- ・———・———・———・———, 1960b, 北海道樺戸山地の隈根尻層群について. 地質雑, **66**, 467.
- 秦 光男・佐藤博之・垣見俊弘・山口昇一・小林 勇, 1963, 5 万分の 1 地質図幅「西徳富」および同説明書. 地質調査所.
- Hills, E. S., 1963, *Elements of structural geology*. Methuen, London, 483p.
- 垣見俊弘・植村 武, 1958, 5 万分の 1 地質図幅「月形」および同説明書. 地質調査所.
- 木村敏雄, 1977, 日本列島の地質構造発達史とプレートテクトニクス説. 地学雑, **86**, 54-67.
- , 1979, 日本列島—その形成に至るまで—. 古今書院, 442-449.
- 紀藤典夫・永田 勝・新井田清信, 1985, 隈根尻層群の層序と地質年代について. 日本地質学会第 92 年学術大会演旨, 175.
- 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男, 1957, 5 万分の 1 地質図幅「滝川」および同説明書. 地質調査所.
- 小松正幸, 1985, 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および構造運動—. 地質学論集, no. 25, 137-155.
- 近藤浩文, 1984, 北海道樺戸山地ピンネシリ山周辺の地質. 日本地質学会第 91 年学術大会演旨, 209.
- , 1985, 北海道樺戸山地隈根尻層群の地質構造と火成活動の予察. 日本地質学会第 92 年学術大会演旨, 174.
- 松井 寛・垣見俊弘・根本隆文, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「砂川」および同説明書. 地質調査所.
- 湊 正雄, 1978, 北海道の古期火山噴出物. 地団研専報, no. 21, 193-197.
- 永田 勝・紀藤典夫・新井田清信, 1986, 樺戸山地の中生界—隈根尻層群の年代と白亜紀火山弧としての性格. 地団研専報, no. 31, 63-79.
- 岡田博有, 1979, 北海道の地質とプレートテクトニクス説. 月刊地球, **1**, 869-877.
- ・安藤和宏・中世古幸次郎, 1982, 北海道「隈根尻層群」から Aptian を示す放散虫化石を発見. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, 359-360.
- Ramberg, H., 1967, *Gravity, deformation and the Earth's crust: as studied by centrifuged models*. Academic Press, London, 214 p.
- Sitter, L. U. de, 1956, *Structural geology*. McGrawHill, New York and London, 552 p.
- 滝上 豊, 1984, 年代学からみた北海道—東北地方の白亜紀火山帯. 月刊地球, **6**, 613-616.
- Trusheim, F., 1960, Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **44**, 1519-1540.

(要 旨)

近藤浩文, 1991, 北海道樺戸山地隈根尻層群の層序と地質構造. 地質雑, 97, 357-376. (Kondo, H., 1991, Stratigraphy and geological structure of the Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 357-376.)

北海道樺戸山地に分布する白亜系隈根尻層群は, 調査地域の西部では, 下位より惣富地川層, 神居尻山層が整合的に累重し, 東部では, 下位より惣富地川層, 隈根尻山層, 共有地沢層, 浦白山層が整合的に累重する. 神居尻山層基底と隈根尻山層の火山碎屑岩は, 岩相層序的・岩石記載的にみて対比されると考えられる. 惣富地川層から前期白亜紀を示すと推定される放散虫化石が産出し, 神居尻山層基底の火山碎屑岩から ^{40}Ar - ^{39}Ar 法で $101.3 \pm 2.7 \text{ Ma}$ の放射年代が得られた. 隈根尻層群の地質構造の概形は, 北北東-南南西方向を主軸とする大波長の褶曲によって決定された. 褶曲の進行とともに, コンピテント層の変形に伴うしぼり出し作用と上下層の密度差から生じる浮力の作用が複合することにより, インコンピテント層である惣富地川層が流動し, ピンネシリドーム, 神居尻山ベースン, およびそれらを取り巻く複雑な褶曲群が形成された.