

地域地質研究報告

(5万分の1地質図幅)

秋田(6)第4号

NJ-54-19-9

## 阿 仁 合 地 域 の 地 質 (第2版)

鹿野和彦・大口健志・石川洋平・矢内桂三・藤本幸雄

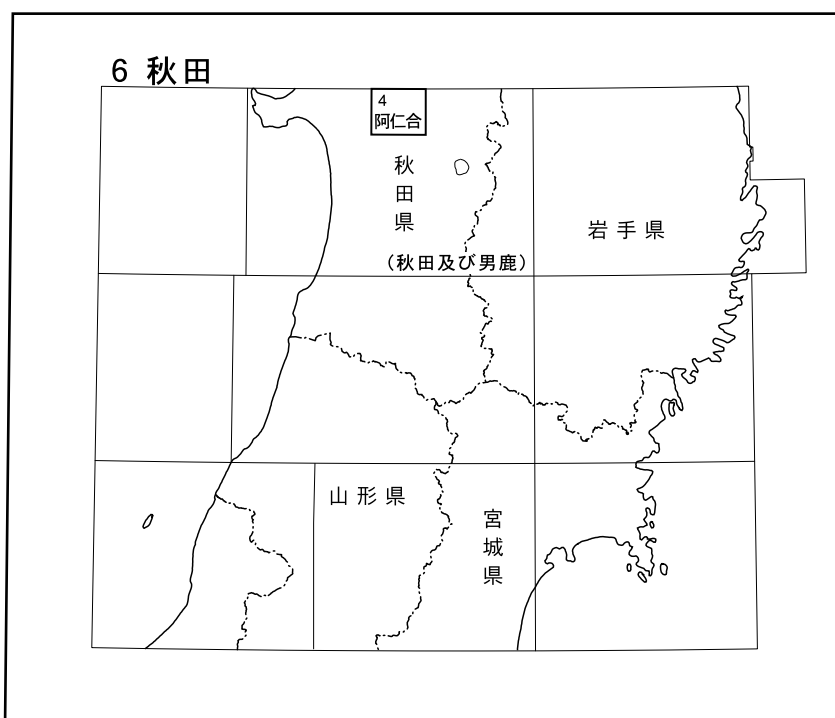
植村和彦・小笠原憲四郎・駒澤正夫

平成 24 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

5-52 森岳 Moritake NK-54-24-16 (1985)	5-53 米内沢 Yonaizawa NK-54-24-12 (1973)	5-54 大葛 Okuzo NK-54-24-8 (未刊行, unpublished)
6-3 五城目 Gojōme NJ-54-19-13 (1970)	6-4 阿仁合(第2版) Aniai (2nd Edition) NJ-54-19-9 (2012)	6-5 森吉山 Moriyoshi Zan NJ-54-19-5 (1957)
6-11 秋田 Akita NJ-54-19-14 (1977)	6-12 太平山 Taihei Zan NJ-54-19-10 (1981)	6-13 田沢湖 Tazawa Ko NJ-54-19-6 (1958)

花輪 Hanawa  
1:75,000 (1933)

角館 Kakunodate  
1:75,000 (1939)

## 阿仁合地域の地質（第2版）

鹿野和彦\*・大口健志\*\*・石川洋平\*\*・矢内桂三\*\*\*・藤本幸雄†・  
植村和彦††・小笠原憲四郎†††・駒澤正夫\*

本書は、産業技術総合研究所地質調査総合センター（旧工業技術院地質調査所）の5万分の1地質図幅「阿仁合」地域の地質に関する研究報告である。

阿仁合地域は、東北日本日本海側の新生界模式地である男鹿半島の東方にあって、奥羽山脈へと連なる山地の一角を占めており、地質学的には、グリーン・タフ（中新世の海成堆積物から下方へと連続する火山岩主体の地層）が広く分布し、かつ、その非海成層から前期中新世を代表する阿仁合植物群と打当植物群が産出することで知られている。

阿仁合地域の地質は、すでに斎藤・大沢（1956）によって、5万分の1地質図幅「阿仁合」及び同説明書にまとめられている。しかし、地震防災対策資料提供の一環として行われた特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究（平成11年度～平成17年度）を契機に、その後に行われた様々な調査研究の成果を再検討したところ、層序・構造ともに大幅な修正を要することが明らかとなった。そこで、阿仁合地域の層序学的構造地質学的重要性に鑑み、これまで報告された調査研究資料に、特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究での予察調査と、平成18年度から平成22年度にかけて行った補備調査を加えて、グリーン・タフの岩相層序区分と分布、地質構造を見直して地質図を修正・編集するとともに、新たに得られた知見と資料をまとめ、5万分の1地質図幅「阿仁合」及び同説明書の第2版として産業技術総合研究所地質調査総合センターから出版することにした。

この第2版をまとめるにあたって、阿仁川とその上流域に分布するグリーン・タフについては、主として、芳賀 誠と大熊康範が秋田大学工学資源学部卒業論文・同大学院工学資源学研究科修士論文（芳賀，1999，2001；大熊，2002，2005）、廣部嘉祥が筑波大学大学院生命環境科学研究科修士論文研究（広部，2007；広部ほか，2007）の一環として取り組み、鹿野、大口、小笠原が指導してまとめた成果に基づいている。小阿仁川・馬場目川流域のグリーン・タフについては、石川が武藤篤史、両角春寿、大岡 隆、岸 勉、朝日信孝、石川信明とともに踏査した資料（石川ほか，1997，1998；両角ほか，1997）に鹿野と大口、矢内による補備調査の資料を加えてまとめた。化石植物群の産地、産出層準、構成内容は主に植村が自ら集めた試資料に基づく。白亜紀深成岩の記述は、秋田大学大学院で行った藤本の研究と矢内ほかによる補備調査とに基づいて、鹿野が矢内と藤本の意見を調整して編集した。森林伐採と植林が盛んだった第1版の調査時と比較すると、谷が深く刻まれている山深い地域での調査は難航し、相当に限定されたため、全体を編集するに当たっては、これらの資料のほかに、広域調査報告（金属鉱業事業団，1977）なども参照した。薄片作成は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸による。

本報告の地質年代尺度はおおむね Gradstein *et al.* (2004) に従っている。ただし、新第三紀と第四紀との境界は、2009年のIUGS勧告に従ってピアセンジアン (Piacenzian) 期とジェラシアン (Gelasian) 期との境界とした。古第三紀と新第三紀を合わせた地質時代区分としてこれまで使用されてきた第三紀については、すでに廃止されており、本報告でも、文献の引用上やむを得ない場合を除いて使用しない。火成岩の区分はIUGS勧告案最新版(Le Maitre, 2002)による。また、火砕岩の定義と火砕粒子の粒径区分は、これを修正し拡張した White and Houghton (2006) による。本報告で引用する K-Ar 年代値のうち、1970年代半ばまでに報告された値については Steiger and Jäger(1977)の壊変定数で補正した。

(平成23年度原稿)

---

### 所 属

\* 地質情報研究部門（現在：鹿児島大学総合研究博物館）

\*\* 秋田大学

\*\*\* 元岩手大学

† 秋田大学大学院（現在：秋田地学教育学会）

†† 国立科学博物館

††† 筑波大学

Keywords: Geological map of Japan 1: 50,000, Late Cretaceous, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Nakamori Gabbro, Taiheizan Granodiorite, Haginari Granite, Haginari-Okuramatasawa Formation, Omata Formation, Torisakagawa Formation, Utto Formation, Kitanomatasawa Formation, Onnagawa Formation, Himegatake Andesite, Funakawa Formation, Houzukiyama Dacite, Kurasawayama Welded Tuff, Moriyoshi volcano, terrace deposits, landslide deposits, valley-bottom plain deposits

## 目 次

第 1 章 地 形	1
第 2 章 地質概説	3
2. 1 研究史	3
2. 2 層 序	5
2. 3 層序区分と対比上の問題点	8
2. 4 地質構造	9
2. 5 地 史	10
第 3 章 白亜紀深成岩	12
3. 1 中森はんれい岩	13
3. 2 太平山花崗閃緑岩	13
3. 3 萩形花崗岩	15
第 4 章 始新統及び中新統	17
4. 1 萩形大倉又沢層	17
4. 2 大又層	17
4. 3 鳥坂川層	20
4. 4 打当層	25
4. 5 北ノ又沢層	27
4. 6 女川層	32
4. 7 姫ヶ岳安山岩及び類緑岩体	33
4. 8 船川層	33
4. 9 鬼灯山デイサイト	34
4.10 貫入岩	35
第 5 章 更 新 統	37
5. 1 倉沢山溶結凝灰岩	37
5. 2 未区分砂礫層	37
5. 3 森吉火山噴出物及び未区分ラハール堆積物	39
第 6 章 上部更新統～完新統	41
6. 1 段丘堆積物	41
6. 2 地すべり堆積物	41
6. 3 谷底平野堆積物	41
第 7 章 地質構造	42
第 8 章 重力異常と密度構造	46
8. 1 重力データの編集	46
8. 2 重力データの処理	46
8. 3 表層密度推定	46
8. 4 重力異常の概要	47
8. 5 残差重力図	47

8. 6 重力基盤図	48
第 9 章 応用地質	50
9. 1 石 炭	50
9. 2 金属鉱床	50
9. 3 砕 石	51
9. 4 温 泉	51
9. 5 自然災害	51
文 献	52
Abstract	56

## 図・表目次

第 1. 1 図 阿仁合地域及び周辺地域の主要な地名及び地形名索引図	1
第 1. 2 図 阿仁合地域及び周辺地域の地形	2
第 2. 1 図 阿仁合地域地質総括図	6
第 3. 1 図 阿仁合地域及び周辺地域における後期白亜紀深成岩の分布	12
第 3. 2 図 阿仁合地域及び周辺地域に分布する後期白亜紀深成岩のモード組成	14
第 3. 3 図 中森はんれい岩を構成する中粒角閃石はんれい岩の偏光顕微鏡写真	14
第 3. 4 図 太平山花崗閃緑岩を構成する中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真	14
第 3. 5 図 太平山花崗閃緑岩を構成する斑状中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真	15
第 3. 6 図 萩形花崗岩を構成する粗粒黒雲母花崗岩の偏光顕微鏡写真	15
第 4. 1 図 萩形大倉又沢層、大又層及び鳥坂川層の模式岩相柱状図	17
第 4. 2 図 萩形大倉又沢層を構成する溶結軽石火山礫凝灰岩	18
第 4. 3 図 大又層を構成する火砕岩の偏光顕微鏡写真	19
第 4. 4 図 大又層上部の層状流紋岩凝灰岩・凝灰質砂岩～粘土岩	20
第 4. 5 図 大又層最上部の流紋岩水冷破碎溶岩	20
第 4. 6 図 鳥坂川層基底の玄武岩質安山岩火砕サージ堆積物	21
第 4. 7 図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物の切断面と偏光顕微鏡写真	21
第 4. 8 図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物の間に挟まれているデイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真	22
第 4. 9 図 鳥坂川層炭質頁岩	22
第 4.10 図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物と玄武岩アア溶岩	23
第 4.11 図 鳥坂川層玄武岩枕状溶岩	23
第 4.12 図 鳥坂川層挟炭層	23
第 4.13 図 打当層及び北ノ又沢層の模式岩相柱状図	25
第 4.14 図 打当層下部を構成する淘汰不良の礫岩	26
第 4.15 図 打当層の淘汰の良い砂岩と炭層	26
第 4.16 図 打当層に挟在する炭層	26
第 4.17 図 打当層中の頁岩	26
第 4.18 図 北ノ又沢層の無層理泥岩	28
第 4.19 図 北ノ又沢層の凝灰質細粒砂岩	28

第 4.20 図	北ノ又沢層の凝灰質泥岩頁岩互層	29
第 4.21 図	北ノ又沢層の玄武岩枕状溶岩	29
第 4.22 図	北ノ又沢層の玄武岩質火砕岩にドーム状に貫入するドレライト	29
第 4.23 図	北ノ又沢層の玄武岩凝灰角礫岩	30
第 4.24 図	北ノ又沢層最上部の玄武岩スコリア火砕岩	30
第 4.25 図	北ノ又沢層のデイサイト溶岩	30
第 4.26 図	北ノ又沢層のデイサイト火山角礫岩	31
第 4.27 図	北ノ又沢層のデイサイト火砕岩	31
第 4.28 図	女川層珪質シルト岩の特徴	32
第 4.29 図	姫ヶ岳安山岩の特徴的岩相	33
第 4.30 図	根烈岳の尾根から望む鬼灯山, 芝森及び高津森	35
第 4.31 図	偽枕状ドレライト	35
第 5. 1 図	倉沢山溶結凝灰岩	38
第 5. 2 図	未区分砂礫岩	38
第 7. 1 図	阿仁比立内南方, 田ノ沢の低角度正断層露頭	43
第 7. 2 図	阿仁比立内南方, 天狗ノ又沢の断層露頭	43
第 7. 3 図	阿仁比立内南方 2km, 河北林道沿いの採石場の断層露頭	44
第 8. 1 図	上方接続残差比較 (CVUR) 法による阿仁合地域の表層密度推定	47
第 8. 2 図	阿仁合地域の表層密度分布	47
第 8. 3 図	阿仁合地域の重力異常図	48
第 8. 4 図	阿仁合地域の上方接続残差図	48
第 8. 5 図	阿仁合地域の重力基盤図	49
第 2. 1 表	1940 年代後半～1950 年代の阿仁合地域における層序	3
第 2. 2 表	井上 (1960) による太平山縁辺地域の層序区分と地域間の対比	4
第 2. 3 表	阿仁合地域及び周辺地域における層序の変遷と対比	4-5
第 4. 1 表	阿仁合地域におけるジルコン FT 年代測定結果一覧	18
第 4. 2 表	阿仁合地域における K-Ar 年代測定結果一覧	24
第 4. 3 表	鳥坂川層産植物化石一覧	24
第 4. 4 表	打当層産植物化石一覧	27
Fig. 1	Summary of geology in the Aniai district.	57

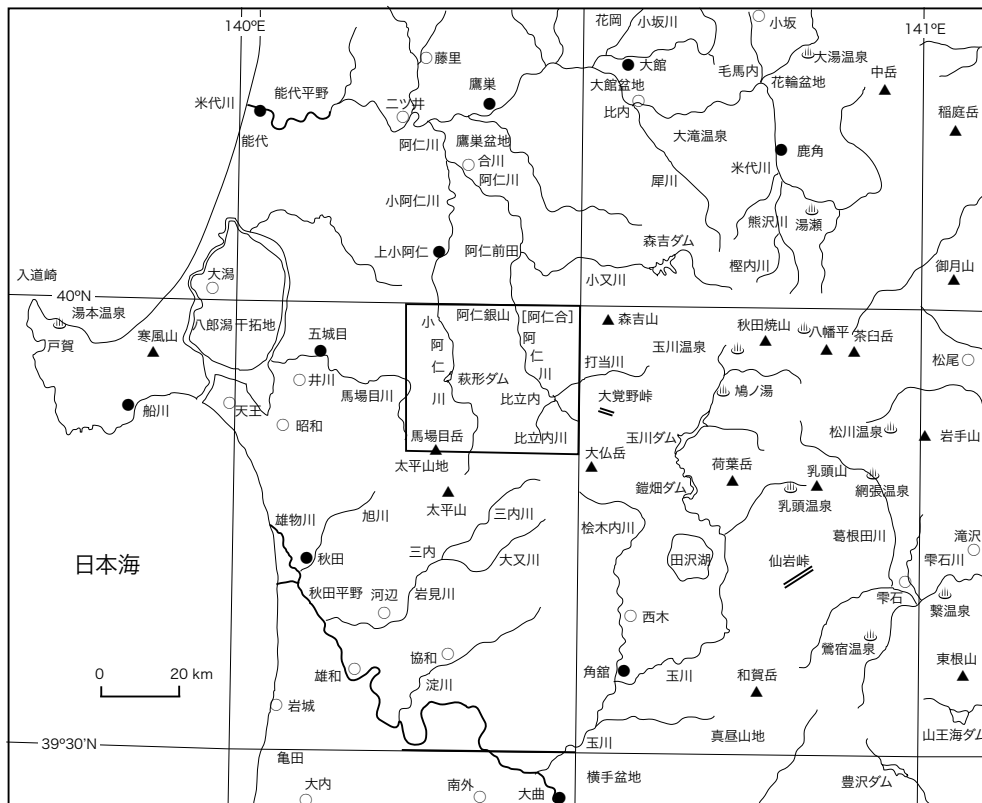
# 第1章 地 形

(鹿野和彦)

「阿仁合」地域は、世界測地系の北緯 $39^{\circ}50'10''0$ ～ $40^{\circ}00'09''9$ ，東経 $140^{\circ}14'47''6$ ～ $140^{\circ}29'47''5$ （日本測地系の東経 $140^{\circ}15' \sim 140^{\circ}30'$ ，北緯 $39^{\circ}50' \sim 40^{\circ}00'$ ）の範囲にあり，太平山地の北東部を占める（第1.1図，第1.2図）．太平山地は横手盆地から田沢湖を経て八幡平へと延びる玉川沿いの溪谷と秋田から八郎潟を経て能代に至る平野との間にあって，その南西縁は，南側の出羽丘陵との間を大曲から秋田へと流れる雄物川によって限られ，その北東側は阿仁川によって限られる．阿仁川は，森吉山（標高1,454m）の南縁から流下する打当川と太平山地最高点である太平山（標高1,171m）へと続く南方の尾根から流下する比立内川とが合流する阿仁比立内から始まり，森吉山の西縁に沿って，阿仁銀山を経て阿仁前田のすぐ南で小様川と，また，阿仁前田で森吉山北麓を流下する小又川と合流し，更に，旧合川町の川井で小阿仁川と合流した後，そこから鷹巣盆地の南西縁に沿って流れ，8 km 下流の能代市二ツ井町付近で米代川に合流する．阿仁比立内から阿仁前田までの阿仁川本流は，かつて，大又川と称されていたが，昭和30年代に阿仁川と

改称された．国土地理院発行5万分の1地形図「米内沢」<sup>よないざわ</sup>「阿仁合」によれば，昭和35年までは，大又川が小又川と合流する阿仁前田から下流を阿仁川としていたが，昭和38年版で大又川を阿仁川に変更している．本研究報告に登場する大又層の名称はこの大又川に因む．

「阿仁合」地域にかかる地方自治体は北秋田市（旧北秋田郡阿仁町・森吉町）と，北秋田郡上小阿仁村，南秋田郡五城目町である．北秋田市のうち，旧阿仁町については，それと分かるように，旧称の大字に「阿仁」を付して，例えば，比立内は阿仁比立内と称している．「阿仁合」地域の主要部は深成岩と火山岩からなる山地で，冬期の積雪が融けて深い谷を刻み，それらが集まって阿仁川，小阿仁川，五城目地域の馬場目川となる．馬場目川と小阿仁川の源流は阿仁合地域南西端の馬場目岳（標高1,037m）とその南側の太平山にあり，阿仁川支流打当川の源流は阿仁合地域の東側に広がる火砕流台地とその上に噴出した森吉火山にある．また，同じ阿仁川の支流である比立内川は，太平山からこの火砕流台地へと連なる山地を源流としている．阿仁比立内から比立内川沿



第 1. 1 図 阿仁合地域及び周辺地域の主要な地名及び地形名索引図

いに遡上し、上流のからみない緩内沢を経てこの山地を越えると、太平山地の西部を南西へ流下する三内川のさんない上流へ出る。比立内川を遡上して三内川を下る路は、秋田市河辺町と北秋田市とを結ぶ河北林道として整備されているが、花崗閃緑岩などを開削した急斜面や盛土が崩壊して通行止めとなる期間が多い。比立内川のもう1つの支流、つなぎ繫沢は、南南西の緩やかな尾根（東隣の森吉山地域南西隅）を源流とする。その尾根の反対側を源流とするだいぶつ椴木内川は、大仏岳（標高1,167m、田沢湖地域）の北東側に広がる宮田カルデラ（鮮新世宮田層）の東側を迂回して、せんぼく仙北市西木町（旧西木村）戸沢、同椴木内、そして仙北市角館へと流下しており、繫沢はまさに角館とつながる路となっている。

森吉山は、およそ100万年前に形成された複合火山で、そこから流下した溶岩と火砕流などが阿仁合地域の北東部にも到達して、緩やかな斜面をなしている。森吉

火山が重なる火砕流台地は、200万年前に噴出した倉沢山溶結凝灰岩と100万年前に噴出したくらさわ桐森牧場溶結凝灰岩からなり、これらが侵食された谷では安ノ滝などの名瀑と見事な柱状節理を見ることができる。

太平山地と、その東側にあつて八幡平へと連なる火砕流台地では、深く下刻した谷が断続的に続くのみで、森吉山麓を除けば扇状地は見当たらず、段丘も殆ど発達しない。このことは火成岩で構成される太平山地と周囲の山々が、少なくとも200万年以降は河川侵食を上回る速さで隆起し続けていることを示唆する。とりわけ山深い阿仁合地域はブナや杉の自然林が残り、ツキノワグマやニホンカモシカなど多数の野生動物が生息する。また、日本海側に面して雪深く、日照時間が少ない馬場目川上流は湿気を好むヤマヒルの生息域になっている。深い谷と豊富な水量とともにツキノワグマやヤマヒルもまた、現地踏査を難しくしている。



第1.2図 阿仁合地域及び周辺地域の地形（国土地理院発行20万分の1地勢図「秋田」の一部を使用）



## 第2章 地質概説

(鹿野和彦)

### 2.1 研究史

阿仁合地域では江戸時代以前から阿仁鉱山が開発され、これに関連して鉱床調査が行われていたと考えられる。しかし、地質学的観点から阿仁合地域の調査が行われたのは明治時代に入ってからのものであり、大日本帝国予察地質図「東北部」(40万分の1)や20万分の1地質図幅「秋田」(三浦, 1892)に地質に関する当時の知見がまとめられている。大日本帝国予察地質図「東北部」は、内務省(農商務省)が1881年に計画を立てて15年で完成した日本初の地質図の1つで、明治9年(1886)に他に先駆けて出版された。現地調査には、Heinrich Edmund Naumanも参加して、これを指導している。1900年代には阿仁鉱山付近の地質図が作成された(大日方, 1903, 1904a, b)。また、震災予防調査会の業務の一環として森吉火山とその基盤の地質調査が行われ、色刷りの森吉火山地質図(5万分の1)が作成された(大日方, 1908)。

第二次世界大戦後は、阿仁合炭田もしくは大阿仁炭田

と総称される石炭層の調査(井上・藤岡, 1948; 藤岡ほか, 1949; 井上, 1950, 1951; 竹原・松井, 1951)や阿仁合鉱山などの金属鉱床調査(神山ほか, 1958; Kamiyama, T., 1962; 高橋・橋田, 1966; 金属鉱業事業団, 1977)、秋田から五城目、能代へと続く油田に関連した火山岩層序の調査(井上ほか, 1956; 井上, 1960)が行われ、これと並行して阿仁合地域(斎藤・大沢, 1956)と、これに隣接する森吉山地域(大沢・角, 1957)、鷹巣地域(平山・角, 1963)、五城目地域(長谷・平山, 1970)、米内沢地域(角・盛谷, 1973)、太平山地域(大沢ほか, 1981)の5万分の1地質図幅が次々と出版された(第2.1表, 第2.2表, 第2.3表)。阿仁鉱山が休山となった後は、阿仁地域を中心とした広い範囲で鉱床探査のための地質調査(広域調査: 金属鉱業事業団, 1977)が行われ、これを踏まえて、阿仁合地域の表層地質図(石川・加納, 1997)が出版された。また、近年では、五城目側の大倉<sup>おおくら</sup>又層もしくは砂子<sup>すなごぶち</sup>渕層(本研究報告の北ノ又沢層)に胚胎する潜頭鉱床(黒鉱鉱床など)を対象とした調査(通商産業省資源エネルギー庁, 1997, 1998)も行われ、こ

第2.1表 1940年代後半～1950年代の阿仁合地域における層序

荒瀬炭鉱(藤岡・井上, 1948; 井上, 1950, 1951)	阿仁合炭田南部(井上, 1951)	阿仁合地域(斎藤・大沢, 1956)	森吉山地域西部(大沢・角, 1957)
現河床 砂礫	現河床 砂礫	沖積層など 砂礫粘土	沖積層など 砂礫粘土
段丘堆積物 砂礫	段丘堆積物 砂礫	段丘堆積物 砂礫	段丘堆積物 砂礫
森吉火山噴出物	森吉火山噴出物	森吉火山噴出物	森吉火山噴出物
		新兵衛沢石英安山岩 石英安山岩	田沢酸性火山岩類 安山岩など 玉川石英安山岩類 石英安山岩
		姫ヶ岳集塊岩 安山岩集塊岩(凝灰岩凝灰角礫岩を伴う)	宮田層 凝灰岩, 砂岩など
		船川層 頁岩	
		女川層 頁岩	
		中部粗粒玄武岩類 粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕岩	
		石英安山岩類 デイサイト	
		流紋岩	
姫ヶ岳噴出物 安山岩質凝灰岩集塊岩		頁岩層/頁岩砂岩類 頁岩(砂岩を伴う)/頁岩砂岩凝灰岩	石英安山岩類 デイサイト
前田層 流紋岩溶岩(角礫岩)・硬質泥岩	打当層	砂岩凝灰岩層 砂岩凝灰岩礫岩頁岩	頁岩凝灰岩層 頁岩凝灰岩砂岩
霧熊層 青灰色砂岩	上部粗粒玄武岩類	中部粗粒玄武岩類 粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕岩	砂岩凝灰岩層 砂岩凝灰岩頁岩(礫岩を伴う)
	阿仁合換炭層	礫岩層 礫岩(頁岩砂岩凝灰岩を伴う)	中部安山岩層 安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩, 同火砕岩
		挟炭頁岩層 頁岩(砂岩を伴う)	上部礫岩層 礫岩(砂岩凝灰岩を伴う)
		下部粗粒玄武岩類 粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕岩	下部礫岩層 礫岩(凝灰岩砂岩を伴う)
阿仁合換炭層 泥岩(石炭, 砂岩, 基底礫岩を伴う) 玄武岩溶岩		大又層 流紋岩溶岩火砕岩 流紋岩・変朽安山岩溶岩火砕岩 変朽安山岩溶岩火砕岩	砂岩層 砂岩(凝灰岩礫岩を伴う)
大又層 流紋岩凝灰岩・貫入岩	大又層 流紋岩凝灰岩・貫入岩		挟炭頁岩層 頁岩砂岩(礫岩を伴う)
			下部安山岩類 安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩, 同火砕岩
			大又層 流紋岩溶岩火砕岩 流紋岩・変朽安山岩溶岩火砕岩 変朽安山岩溶岩火砕岩

第2.2表 井上(1960)による太平山縁辺地域の層序区分と地域間の対比

仁別、上新城、馬場目川流域		小阿仁川流域		阿仁川流域	
船川層 (暗灰色シルト質泥岩)	俎山火山岩類 (安山岩・デイサイト溶岩 など)			折渡層 (凝灰質砂岩礫岩泥岩)	俎山火山岩類(姫ヶ岳集塊岩)
女川層 (硬質泥岩;珪質泥岩,凝灰岩を伴う)		女川層 (硬質泥岩;珪質泥岩,凝灰岩を伴う)	女川層 (硬質泥岩;珪質泥岩,凝灰岩を伴う) 屋布泥岩 (黒色泥岩)	女川層 (硬質泥岩;珪質泥岩,凝灰岩を伴う)	
砂子淵層 (玄武岩溶岩火砕岩)		砂子淵層 (玄武岩溶岩火砕岩)	前田層 (淡青灰色硬質シルト岩)	前田層 (縞状硬質泥岩)	黒雲母角閃石安山岩; 井上(1951)の前田層流紋岩
大倉又層 (デイサイト溶岩火砕岩)		大倉又層 (デイサイト溶岩火砕岩 [溶結凝灰岩を伴う])	露熊層 (凝灰質砂岩礫岩)	露熊層 (凝灰質砂岩礫岩)	
萩形層 (安山岩溶岩火砕岩[礫岩砂岩泥岩互層を伴う])		萩形層 (粗面岩質安山岩溶岩・火山礫凝灰岩)		(打当層)	【層序関係】 ・ 実線=整合 ・ 二重線=不整合 ・ 破線=未確定
大又層 (安山岩火山礫凝灰岩)		大又層 (安山岩溶岩・火山礫凝灰岩)		阿仁合挟炭層 (礫岩,泥岩など)	
				大又層 (火山礫凝灰岩)	

れに関連した地質調査の成果も報告されている(石川ほか, 1997, 1998; 両角ほか, 1997; 両角・石川, 2009). これらの調査研究報告に示されている阿仁合地域及び周辺地域の層序区分を概観すると, 火山岩を主体とする中部中新統以下の地層群についての取り扱いに著しい変遷が認められる(第2.3表).

第二次世界大戦直後に行われた炭田調査では, 中新統の下位にある非海成層から数多くの植物化石が産出することが明らかになり, これを研究した故藤岡一男・秋田大学教授は, 生育環境の異なる2つの植物群を認め(藤岡, 1949), 後に打当植物群(Huzioka, 1963)と阿仁合植物群(Huzioka, 1964)と命名・記載してそれぞれの特徴を明らかにした. 阿仁合植物群は本研究報告で鳥坂川層と命名した地層の最上部を占める頁岩砂岩から産出し, 比較的冷涼な気候を反映した落葉広葉樹で特徴づけられる. 一方, 打当植物群は, 鳥坂川層の上位にあって陸水域に堆積した打当層の泥岩シルト岩などから産出し, 常緑広葉樹をまじえた温暖な気候を反映している. 藤岡(1963)は, これに類する2つの植物群が日本海沿岸の広い範囲で海成中新統直下に産出することを指摘し, それぞれを「阿仁合型」「台島型」と名付けて下部中新統の示準化石植物群とすることを提案した. 「台島型」の名称は, 男鹿半島の台島層から産出する台島植物群から採っているが, その模式とされたのは阿仁合地域に多産する打当植物群である. また, 「阿仁合型」「台島型」植物群の名称については, 棚井(1955)及びTanai(1961)が, 藤岡(1963)及びHuzioka(1963, 1964)に先駆けて用い, その意義についても議論しているが, その背景には, 藤岡の学位論文(Huzioka, 1949)やHuzioka(1963, 1964)で公表された研究がある. いずれにしても, この後, 藤岡(1972)は, 日本海に暖流が侵入することで日本海沿岸の広い範囲で植物群が「阿仁合型」から「台島型」

へと代わったとする仮説を提唱し, 植村(1989, 1990)は, 植物群が交代した時期を18Ma頃とした. また, 鹿野・柳沢(1989)は, その時期を22Ma前後とし, 鹿野ほか(2002)は, 本報告に掲載した放射年代値を基に20Ma前後としており, その頃にアジア東縁で日本海形成につながるリフティングが加速されて暖流が侵入してきたと推測している.

第二次世界大戦後は金属資源が枯渇していたこともあって, 北鹿の黒鉛鉱床が開発され, 阿仁合地域でも阿仁鉱山の開発が進められた. その結果, 新しい鉱床こそ見つからなかったが, 地下に閃緑岩から花崗岩まで変化する深成岩が伏在し, その周縁部で安山岩やデイサイト, 流紋岩になっていることが明らかになった(神山, 1954; 神山ほか, 1958; Kamiyama, 1962; 折本, 1964; 高橋・橋田, 1966). この深成岩は, 本研究報告で大又層, 鳥坂川層, 打当層, 北ノ又沢層とした地層群と, これらを一貫して貫入してあり, それ自身も鉱脈に貫かれる(折本, 1964). 当時, このような深成岩-火山岩岩体が新第三系中に存在するとの報告に疑念を抱く研究者が多かったが, 阿仁鉱山の地下坑道から採取した細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母K-Ar年代値が11~15Ma(河野・植田, 1966), 鉱床の氷長石K-Ar年代値が11Ma(山岡・植田, 1974)であることが示されるに至って大方の認めるところとなった. それまでは, 地角斜造山運動論が大勢を占め, その中で, 花崗岩質岩は沈降の中心となる優地向斜が反転して山地となるときに貫入すると考えられており, 日本海東縁の新第三系について地角斜造山運動論があてはまるかどうかの議論があったために, にわかには受け入れがたいことだったと考えられる. そのためか, 5万分の1地質図幅「阿仁合」(斎藤・大沢, 1956)では, 阿仁鉱山付近に花崗斑岩の分布は示されているが, その時代については触れ

第2.3表 阿仁合地域及び周辺地域における層序の変遷と対比

秋田地域 藤岡ほか (1977)		太平山地域 大沢ほか (1981)		五城目地域 長谷・平山 (1970)		米内沢地域 角・盛谷 (1973)		阿仁合地域 斉藤・大沢 (1956)		阿仁合地域 石川・加納 (1997)		馬場目一黒毛沢地域 岡角・石川 (2009)		北秋地域南部 金属鉱業事業団 (1977)		
層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	層序	岩相, 年代など	
沖積層 砂丘堆積物 段丘堆積物	泥砂礫 砂 泥砂礫	沖積層		干拓地 沖積層 砂丘 低位段丘堆積層 中位段丘堆積層	湖底堆積物	第1~第7 段丘堆積層	礫砂粘土	沖積層など 段丘堆積物	砂礫粘土 砂礫	沖積層など 段丘堆積物	砂礫粘土 砂礫	沖積層など 段丘堆積物	砂礫粘土 砂礫	沖積層など 段丘堆積物	砂礫粘土 砂礫	
湯西層	礫砂泥			湯西層	シルト砂礫		湯車層	砂岩泥岩礫岩								
高岡層	砂岩	高岡層	砂岩	鮎川層	砂礫		前山川層	砂岩礫岩泥岩 黒雲母流紋岩酸性軽石凝灰岩								
羽黒山 デイサイト	黒雲母角閃石デイサイト火砕岩							新兵衛沢 石英安山岩	石英安山岩							
笹岡層	砂岩 (シルト岩を伴う)	笹岡層	砂岩	笹岡層	砂岩泥岩		小比内沢層	砂岩泥岩互層								
		天徳寺層	シルト岩				藤琴川層	砂岩, 砂岩凝灰岩互層 酸性軽石凝灰岩 (上部七座凝灰岩)								
天徳寺層	シルト岩 NPD 7Ba-7Bb =5.5-3.5Ma (的場,1992)	船川層上部	シルト岩及び泥岩 NPD 7Ba- =5.5Ma- (的場,1992)	天徳寺層	泥岩シルト岩											
粗山火山岩類 最上部	安山岩溶岩火砕岩 4.4Ma (木村, 1984) 3.6±0.1Ma (中嶋ほか, 1995)															
湯ノ沢流紋岩	黒雲母流紋岩溶岩			湯越山流紋岩 森山火山岩類	角閃石含有流紋岩など											
仁別 第三紀花崗岩	花崗斑岩, 流紋岩など	仁別花崗岩類	花崗斑岩など 4.4±0.3M (土谷,1999) 6.0±0.3Ma, 7.2±0.5Ma (金属鉱業事業 団, 1986)		細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩											
船川層	泥岩	船川層下部	泥岩 NPD 6A-7Ba =9.3-5.5Ma (的場, 1992)	船川層	泥岩		黒色泥岩	船川層	頁岩							
粗山火山岩類 下部	安山岩溶岩火砕岩 7.9±0.4Ma (中嶋ほか,1995), 7.8Ma (木村,1984)	組谷狭安山岩 =米ヶ森デイサイ ト	7.0±0.3, 8.7±0.3, 8.0±2.0, 10.5Ma (土谷・吉川, 1994; 金属鉱業事業団, 1986; 木村,1984,1985)	粗山火山岩類	安山岩溶岩火砕岩 8.1±0.2Ma (土谷,1999)		輝石安山岩	姫ヶ岳集塊岩	安山岩集塊岩 (凝灰岩凝灰角礫岩を伴 う) 8.1±0.2Ma (土谷,1999)							
馬場目 粗粒玄武岩 愛染玄武岩	粗粒玄武岩 玄武岩溶岩火砕岩 10.2±0.7Ma (中嶋ほか, 1995)	馬場目 ドレライト	ドレライト		玄武岩質安山岩溶岩火砕岩		ドレライト・ひん岩・安山岩 玄武岩溶岩火砕岩	(阿仁合層/小 阿仁層)	粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩同火砕岩 (上部粗粒玄武岩類 Du2)				安山岩火砕岩玄武岩火山角礫岩 (粗山火山岩類)	粗山火山岩類	安山岩溶岩火砕岩	
女川層	硬質泥岩	女川層	硬質頁岩	女川層	硬質互層, 硬質頁岩		岩谷層 小猿部川層	珪藻質泥岩硬質頁岩 互層 硬質頁岩	女川層	頁岩	女川層	硬質泥岩	女川層	硬質泥岩	寄延層/女川層 凝灰岩泥岩/硬質泥岩 (頁岩) 砂岩互層 泥岩凝灰岩	
			筑紫森流紋岩 上三内 凝灰岩部層		黒雲母流紋岩・同質火砕岩 16.3Ma (玉生,1978)			黒雲母角閃石花崗閃緑岩	阿仁合層/小阿 仁層	石英安山岩 角閃石黒雲母花崗斑岩					芝森石英安山岩 など 粗粒角閃石黒雲 母花崗閃緑岩 黒雲母グラノ ファイア 流紋岩溶岩岩脈 16 Ma,13 Ma (黒雲母: 金属鉱業事業団,1977)	
砂子測層	泥岩	砂子測層	泥岩 (鶴養泥岩部層)				黒色泥岩 (犀布泥岩)									
	流紋岩岩脈	(大倉又層) 砂子測層	玄武岩溶岩火砕岩 (主部) デイサイト溶岩火砕岩 15.5 Ma (木村, 1986) 庄内凝灰岩部層	小阿仁層/ 小谷沢層	砂岩硬質頁岩/礫岩砂岩泥岩 玄武岩		頁岩		頁岩砂岩凝灰岩				光沢層	玄武岩溶岩火砕岩	玄武岩溶岩・火砕岩	
							玄武岩溶岩火砕岩		粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕 岩 (上部粗粒玄武岩類 Du1) 流紋岩溶岩火砕岩				阿仁川層	デイサイト溶岩・火砕岩 (中ノ又山デイサイト部層)	石英安山岩流紋岩 (北ノ又山石英安山岩部層) シルト岩頁岩砂岩礫岩	
							砂岩凝灰岩礫岩頁岩 (砂岩凝灰岩層)		砂岩凝灰岩礫岩頁岩 (砂岩凝灰岩層)					玄武岩質礫岩 (与佐森礫岩部層)	シルト岩頁岩砂岩礫岩 (幸屋泥岩砂岩部層) 玄武岩・安山岩溶岩火砕岩など (小又川安山岩部層)	
砂子測層/ 大倉又層	玄武岩溶岩火砕岩/輝石デイサイト火 砕岩溶岩	大倉又層	安山岩溶岩・溶結凝灰岩など 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩24.3±3.1Ma (雁沢,1983), 25.1Ma (今田・植田, 1980), 20.5±3.5Ma,21.7±3.1Ma (玉 生,1978)				玄武岩・安山岩溶岩火砕岩		粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕 岩 (中部粗粒玄武岩類) 礫岩, 頁岩砂岩凝灰岩を伴う 頁岩, 砂岩石灰を伴う (挟炭頁岩層)	阿仁川層	礫岩 (砂岩を伴う)			軽石凝灰岩砂岩泥岩互層 (大倉又砂岩泥岩部層)	頁岩泥岩砂岩互層, 礫岩 (阿仁合挟炭部層) 玄武岩・粗粒玄武岩溶岩火砕岩 (比立内玄武岩部層) 22-25Ma	
									粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩, 同火砕 岩 (下部粗粒玄武岩類)				北ノ又沢層	玄武岩・安山岩溶岩火砕岩	礫岩	
									頁岩 (砂岩を伴う)							
萩形層	安山岩溶岩火砕岩 (最上部・上部・中部) 安山岩・玄武岩溶岩火砕岩 (下部・最下部)	萩形層 大又層	安山岩溶岩火砕岩 流紋岩 (岩見杉沢川流紋岩) 21.9, 25.7 Ma (全岩) (木村, 1986), 23.7 Ma (雁沢, 1983) 安山岩・玄武岩火山凝灰岩				流紋岩溶岩火砕岩	大又層	流紋岩溶岩火砕岩 流紋岩・変朽安山岩溶岩火砕岩	大又層	デイサイト・同質火砕岩				変質安山岩同質火砕岩 砂岩泥岩 (細粒凝灰岩を伴う)	大又層 石英安山岩火砕岩堆積岩互層 安山岩溶岩 安山岩・玄武岩質安山岩溶岩火砕岩 礫岩
太平山花崗岩	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	太平山 深成変成岩類	黒雲母花崗岩 角閃石黒雲母花崗閃緑岩・角閃石斑れい 岩 (主進入岩類) 75.9±3.8, 75.1±3.8Ma (全岩), 70.3± 3.5Ma (K長石) (金属鉱業事業団,1986), 88, 89Ma (河野・植田,1966) 片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・(角閃 石) 黒雲母片岩角閃岩 (変成岩類)				花崗岩類			太平山 深成変成岩類				先第三系	角閃石花崗閃緑岩	

下線を付した年代値はジルコンFT法, それ以外はK-Ar法による。

られていない。また、後に新第三紀に形成されたと認定された阿仁合地域のほかの花崗岩質岩（例えば、金属鉱業事業団、1977）は、白亜紀の花崗岩もしくは花崗閃緑岩として扱われている。

5万分の1地質図幅「阿仁合」（斎藤・大沢、1956）からは、もう1つ興味深いことが読み取れる。それは、阿仁比立内の西側に分布する花崗閃緑岩と阿仁合層（本研究報告の鳥坂川層と打当層）との境界に断層があって、しかも、その角度は45°以下であるように描かれていることである。当時の常識では、低角度正断層の存在を受け入れる余地はなく、そのためか、図幅説明書にはその記載が見当たらない。その後、中村（1995）は、正断層が数100m間隔で断続的に存在することを認めている。本研究報告の調査でも、阿仁比立内付近に描かれた正断層に一致する低角度の断層露頭が確認されており、その地質学的意義について改めて検討する必要がある。

石油ガス鉱床探査に関連して行われた調査では、火砕岩もしくは溶岩が貯留岩となっている例が知られるにつれて、火山岩の層位と広がり問題となった。そのため、井上（1960）は、太平山地の西縁から北西縁に分布する海成中新統とそれより下位の火山岩を主体とする地層について、岩石学的に特徴を同じくする火山岩体を識別し、その層位を調べた（第2.2表）。その成果は、秋田から能代へと続く油田の層位に取り入れられ、地質構造の形成と石油ガスの集積過程に関する研究（池辺、1962）に貢献した。しかしながら、陸上噴出のデイサイト溶結火砕岩と水底噴出のデイサイト溶岩を同一の地層（大倉又層）とし、陸上噴出の玄武岩アグロメレートと玄武岩枕状溶岩を同じ砂子淵層として扱うなど、環境や時代の示準となる化石に限られている層位では、岩石学的特徴に依拠した岩体の識別と層位区分には限界があった。しかし、井上（1960）がまとめた層位区分は、大平山南麓部の新第三系の層位と構造に関する沓沢・太平山団研グループ（1966）や秋田地域や太平山地の5万分の1地質図幅（藤岡ほか、1977；大沢ほか、1981）、砂子淵層玄武岩に関する研究（土谷、1986）、大又層などの火山岩の層位と起源に関する研究（土谷、1995）でも大枠を変更することなく引き継がれており、阿仁合地域の五城目側における鉱床胚胎層に関する調査報告（両角・石川、2009）でも地層名こそ変更したものの層位の大枠は修正されていない（第2.3表）。男鹿半島の例で明らかになったことであるが、火山岩を主体とした地層の層位区分と対比には、岩石学的特徴のみならず産状なども考慮した火山岩の岩相解析（小林ほか、2008；佐藤ほか、2009）が重要であり、また、重複する火山活動による熱的影響を考慮した放射年代学が求められる（鹿野ほか、2011）。

阿仁合地域の南部に広く分布する花崗閃緑岩などの深成岩に関する研究は、1960年代に入るまではほとんど手つかずであった。これを系統的に記載したのは Kano

*et al.*（1964）、加納ほか（1966）が最初である。Kano *et al.*（1964）は、太平山地に広く分布する深成岩と深成岩に捕獲されている変成岩を Taiheizan Complex Pluton（太平山複合プルトン：加納ほか、1966）と総称し、最古期深成変成岩類と、主進入岩類、新期進入岩類に分けた。最古期深成変成岩類は、縞状片麻岩、黒雲母片岩、角閃岩と片麻状花崗閃緑岩を一括したもので、黒田（1963）は変成岩類を阿武隈帯の変成岩に対比している。主進入岩類は、花崗閃緑岩とこれに伴うはんれい岩～石英閃緑岩、花崗岩からなり、そのうち、花崗閃緑岩は太平山複合プルトンの大部分を占める。新期進入岩類は、いわゆる“第三紀花崗岩”である。Kano *et al.*（1964）は、秋田地域から太平山地、田沢湖地域にかけて花崗閃緑岩の内部構造を調べ、これが複合ドームをなしており、その周縁部は圧砕されて萩形層の安山岩までも巻き込んでせん断されているとした。その後、太平山複合プルトンは太平山地の5万分の1地質図幅（大沢ほか、1981）の中で、太平山深成変成岩類としてその分布と構造が示されたが、それまでの知見を大きく変えるような記載はなされていない。藤本（2006）は、阿仁合地域まで広がる全域の花崗閃緑岩を調べ、大仙市の協和ダム付近から阿仁合地域の阿仁比立内付近まで NS ないし NNW-SSE 方向に延びるマイロナイト帯を認め、これを協和-比立内マイロナイト帯と名付けるとともに、その東側と西側で岩石学的特徴と形成時期が異なるとしてそれぞれを東岩体、西岩体に区分している。協和-比立内マイロナイト帯の形成時期は不明であるが、下部中新統との逆断層境界沿いの岩体周縁部せん断帯（沓沢・太平山団研グループ、1966）と同方向に延びる点で、なお検討が必要である。

## 2. 2 層 序

本研究報告では、阿仁合地域を構成する地層・岩体を白亜紀深成岩、始新統及び中新統、更新統、上部更新統～完新統に大別して記載する（第2.1図）。

白亜紀深成岩は、太平山複合プルトン（Kano *et al.*、1964）あるいは太平山深成変成岩類（大沢ほか、1981）と総称されてきた深成岩・変成岩のうち、変成岩と新第三紀深成岩を除いた深成岩の総称である。本研究報告では、これを貫入関係・層位関係に基づいて中森はんれい岩と太平山花崗閃緑岩、萩形花崗岩に細分し、新たに命名した。

中森はんれい岩は、太平山花崗閃緑岩中に角閃石はんれい岩及び細粒～粗粒黒雲母角閃石石英閃緑岩～トータル岩の小岩体として点在する。その多くは、細粒～粗粒黒雲母角閃石石英閃緑岩～トータル岩であるが、角閃石はんれい岩が分化し、あるいは母岩の花崗閃緑岩と混合して生じたと考えられる。丸舞川上流（太平山地）

地質時代	層序区分 (層厚)	岩 相	火成活動	堆積環境	地殻変動	放射年代、化石など		
第四紀	完新世	谷底平野堆積物	礫、砂及び泥	ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存 ソレアイト・カルクアルカリ岩の共存	陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上 陸上	NS方向の圧縮変形 隆起と褶動 NS方向の伸張運動 沈降 NE-SW方向の正断層運動 緩やかな沈降 隆起 沈降	1-0.8 Ma (全岩K-Ar)	
		地すべり堆積物	岩屑					
	更新世	低位II段丘堆積物	礫、砂及び泥					
		低位I段丘堆積物	礫、砂及び泥					
		中段丘堆積物	礫、砂及び泥					
		高位段丘堆積物	礫、砂及び泥					
		未区分ハール堆積物	火山岩屑、砂、礫及び泥					
		森丘火山噴出物	ストキ沢溶岩流					無斑晶質テイスイト溶岩
			一ノ又川溶岩類					単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩及び同質火砕堆積物
			一ノ腰溶岩類					(かんらん石含有) 斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩及び同質火砕堆積物
			阿仁松倉沢溶岩類					(かんらん石含有) 単斜輝石角閃石安山岩溶岩及び同質火砕堆積物
		未区分砂礫層	礫、砂及び泥					
	倉戸山溶結凝灰岩	流紋岩溶結凝灰岩						
第三紀	鮮新世	鬼灯山テイスイト	テイスイト溶岩・貫入岩 (同質岩屑を伴う)	カルテラ形成噴火	陸上	6.4 Ma (全岩K-Ar)		
		船川層 (>100 m)	泥岩及びシルト岩	玄武岩質安山岩・安山岩溶岩 (同火砕岩を伴う)	石英閃緑岩～花崗岩	浅海	8.1±0.2 Ma (全岩K-Ar)	
	中期—後期中新世	姫ヶ岳安山岩及び類縁岩体 (>350 m)	玄武岩質安山岩・安山岩溶岩 (同火砕岩を伴う)	玄武岩質安山岩・安山岩溶岩 (同火砕岩を伴う)	石英閃緑岩～花崗岩	半深海	北太平洋珪藻化石帯 NPD 5C (12 Ma-10 Ma)	
		女川層 (100-300 m)	珪質シルト岩、シルト岩及び泥岩 (酸性凝灰岩を伴う)	珪質シルト岩、シルト岩及び泥岩 (酸性凝灰岩を伴う)	石英閃緑岩～花崗岩	深海	石灰質ナノ化石帯 NN4-NN5	
		北ノ又沢層 (≦1,000-1,200 m)	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト～流紋岩溶岩・貫入岩、泥岩、シルト岩、砂岩及び礫岩
	前期中新世	打当層 (≦1,000 m)	礫岩、砂岩、泥岩、テイスイト、玄武岩質凝灰岩・凝灰岩及び玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・火砕岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト火砕岩、凝灰岩、砂岩、泥岩及び頁岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト火砕岩、凝灰岩、砂岩、泥岩及び頁岩	陸上～陸水域	打当植物群 (台島型植物群) 17.9±1.0 Ma, 16.4±1.3 Ma, 19.8±1.6 Ma (ジルコンFT), 18.2±1.5 Ma (斜長石K-Ar)	
		鳥坂川層 (500-1,800 m)	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト火砕岩、凝灰岩、砂岩、泥岩及び頁岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト火砕岩、凝灰岩、砂岩、泥岩及び頁岩	玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、テイスイト火砕岩、凝灰岩、砂岩、泥岩及び頁岩	陸上～陸水域	阿仁合植物群 21.7±1.1 Ma, 19.4±1.3 Ma (斜長石K-Ar), 25 Ma, 23 Ma, 22 Ma, 19.4±1.0 Ma, 19.6±4.8 Ma (全岩K-Ar), 23.2±2.0 Ma, 24.0±2.0 Ma (ジルコンFT)	
		大又層 (>1,200 m)	テイスイト火砕岩、玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩、凝灰岩、砂岩、粘土岩、流紋岩凝灰岩及び流紋岩溶岩・貫入岩	テイスイト火砕岩、玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩、凝灰岩、砂岩、粘土岩、流紋岩凝灰岩及び流紋岩溶岩・貫入岩	テイスイト火砕岩、玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩、凝灰岩、砂岩、粘土岩、流紋岩凝灰岩及び流紋岩溶岩・貫入岩	陸上～陸水域	阿仁合植物群? 21.7±1.4 Ma, 10.1±0.5 Ma (ジルコンFT)	
	白堊紀	漸新世				陸上		
		始新世	萩形大倉又沢層 (140 m)	テイスイト火砕岩		陸上	45.4±2.0 Ma, 33.9±1.1 Ma (ジルコンFT)	
晩新世					陸上			
白堊紀	後期白堊紀	萩形花崗岩	粗粒黒雲母花崗岩		陸上	75.9±3.8 Ma, 75.1±3.8 Ma (全岩K-Ar), 70.3±3.5 Ma (カリ長石K-Ar), 59.1±2.1 Ma (ジルコンFT)		
		太平山花崗閃緑岩	中粒～粗粒花崗閃緑岩及び斑状花崗閃緑岩		陸上	104 Ma, 90 Ma (黒雲母K-Ar), 96.8±4.8 Ma (角閃石K-Ar), 89.9±3.7 Ma, 76.7±3.7 Ma (ジルコンFT)		
		中森はんれい岩	角閃石はんれい岩及び黒雲母角閃石石英閃緑岩～トータル岩		陸上	91 Ma (黒雲母K-Ar)		

第 2.1 図 阿仁合地域地質総括図

の中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代値は 91Ma である (河野・植田, 1966).

太平山花崗閃緑岩は、主に中粒～粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなり、阿仁川上流及び小阿仁川上流の広い範囲に分布する。その黒雲母及び角閃石の K-Ar 年代値は 100～90Ma である (河野・植田, 1966). Kano et

al. (1964) や加納ほか (1966) では、花崗閃緑岩のうち、片麻状の部分にはパリンプセスト (palimpsest) 構造が認められるとして、これを花崗閃緑岩より古期の岩石としているが、その一方で両者は漸移しているように見るとも述べている。小阿仁川上流に分布する花崗閃緑岩は、斑状で 1～2cm の斜長石で特徴づけられる。主岩相

との関係は不明であるが、主岩相である花崗閃緑岩とともに萩形花崗岩に貫かれている。

萩形花崗岩は、小阿仁川上流に分布する粗粒黒雲母花崗岩で、カリ長石がピンク色を呈するという特徴がある。明瞭な境界をもって花崗閃緑岩に貫入しており、放射年代値は80~60Maである(金属鉱業事業団, 1977)。

始新統及び中新統は、これまで中新統とされてきた地層・岩体である。本研究報告では、これまでに提案されてきた層序を層序関係や放射年代に基づいて見直し、これを萩形大倉又沢層、大又層、鳥坂川層、打当層、北ノ又沢層、女川層、姫ヶ岳安山岩及び類縁岩体、船川層、鬼灯山デイサイト及び貫入岩に細分した。

萩形大倉又沢層は、これまで大又層とされてきた地層の一部で、主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩からなり、同質凝灰岩薄層を挟むところがある。全体に無層理、淘汰不良でおおむね溶結しており、陸上に定置した火砕流堆積物と考えられる。これに類する岩相は大又層にも認められ、岩相のみで大又層と区別することは難しいが、同一試料から抽出したジルコンの内部面と外部面とで異なるFT年代値34Maもしくは45Maが得られていることから、大又層よりも有意に古い始新世の地層と考えて、大又層とは区別して記述することにした。模式地の萩形大倉又沢では後期白亜紀の萩形花崗岩にアバットし、鳥坂川層に不整合に覆われる。分布は模式地付近に限られる。

大又層は、後期白亜紀深成岩と鳥坂川層との間にあって、主にデイサイト火砕岩からなり、玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩、凝灰質砂岩～粘土岩及び流紋岩～デイサイト溶岩・貫入岩・火砕岩を伴う。阿仁幸屋渡から阿仁荒瀬までの阿仁川本流や上流の打当川、小岱倉沢、繫沢、志淵内沢沿いに分布する。大又層を構成する火砕岩の多くは溶結しているが、級化成層した層状火砕岩が水冷破碎した流紋岩溶岩とともに最上部を占めており、時とともに陸上から水域へと環境が変わったことがうかがえる。大又層の地質時代については確定していない。22Maと10MaのジルコンFT年代値が得られているが、本研究報告では、古い年代値を採って、大又層の時代を前期中新世とした。小岱倉沢に分布する大又層からは阿仁合植物群に共通する植物化石がわずかながら産出している。

鳥坂川層は、主に玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩とデイサイト火砕岩からなり、阿仁合地域の広い範囲に分布する。大又層とは不整合関係にあり、多くの地域で大又層を欠いて後期白亜紀深成岩に直接重なる。本層を構成する火山岩の多くは陸上に噴出し定置しているが、頁岩、シルト岩、砂岩、礫岩などを間に挟み、また、水冷自破碎溶岩、枕状溶岩などが認められるところがある。本層最上部の頁岩とシルト岩とを主体とする岩相からは温帯内陸の冷涼な気候を指示する阿仁合植物群が知られてい

る(Huzioka, 1964)。本研究報告では、玄武岩溶岩の斜長石と全岩のK-Ar年代値25~19Maとデイサイト溶結火砕岩のジルコンFT年代値24~23Maに基づいて本層の時代を前期中新世前期としたが、大又層とともに、後期漸新世にかかる可能性もある。

打当層は、礫岩、砂岩、泥岩からなり、デイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩と玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・火砕岩を伴う。阿仁川支流の露熊沢、根子川、荒瀬川、鳥坂川支流の岩ノ目沢と白崎沢との間、打当川流域などに分布する。下部には玄武岩～玄武岩質安山岩起源の礫岩及び砂岩を主体とする岩相があって、これが厚く発達する鳥坂川支流杉ノ又沢付近では、玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・同質火山礫岩と指交し、溶岩が東方に向かって薄くなる。上部では相対的に礫岩が少なくなり、泥岩(もしくは頁岩)と凝灰質砂岩を主体とする岩相となる。本層の細粒堆積岩からは温暖な常緑広葉樹と落葉広葉樹、南方系の針葉樹などからなる打当植物群が知られている(Huzioka, 1963)。下部と上部に挟まれているデイサイト火砕岩のジルコンFT年代値は20~16Maであり、本層の時代は前期中新世後期と考えられる。

北ノ又沢層は、五城目町北ノ又沢とその北側の北側の大倉又沢を火山岩卓越相の模式地とし、上小阿仁村堀内沢を堆積岩卓越相の副模式地として新たに定義した地層で、砂岩及び礫岩または玄武岩火砕岩に始まり、これに泥岩、シルト岩及び砂岩、玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩、デイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩を主体とする岩相、または、これとデイサイト～流紋岩火砕岩とからなる岩相が重なる。これらのうち、泥岩、シルト岩及び砂岩を主体とする岩相は、堀内沢及び長滝沢流域と、阿仁川東側の広い範囲に分布する。玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩は、この岩相と指交し、堀内沢西側から南南西に向かうにつれて卓越するようになる。更に南方の大倉又沢から北ノ又沢を経て光沢に至る地域と、長滝沢と阿仁川との間にある姫ヶ岳の南麓には、デイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩を主体とする岩相、あるいは、これとデイサイト～流紋岩火砕岩とからなる岩相が分布する。打当層との関係は多くの場所で整合的に見えるが、荒瀬川流域では打当層の分布を超えて大又層に直接重なっており、臼内沢上流でも打当層の分布を超えて鳥坂川層に直接重なっている。本層は、基底付近に浅海生貝化石を産出するところがあり、主部では前期中新世後期から中期中新世を特徴づける有孔虫、ナンノプランクトン、放散虫などを産出する。

女川層は、灰褐色～暗灰色珪質シルト岩もしくは凝灰質シルト岩からなり、酸性凝灰岩薄層を挟む。下位の北ノ又沢層とは漸移的で、男鹿半島における女川層と西黒沢層との関係(鹿野ほか, 2011)と同様に、珪質岩もしくは珪藻質岩が優勢となっても依然として炭酸塩または炭酸塩生物遺骸(*Aphrocallistes* sp などを含む)や海緑石が濃集した漸移相が続く限り、北ノ又沢層とした。北

隣米内沢地域<sup>よりのべ</sup>寄延沢に分布する岩谷層 (= 女川層) から産出する珪藻化石群集は北太平洋珪藻化石帯 (Akiba, 1986) の NPD 5C (Yanagisawa and Akiba, 1998), すなわち, 12Ma から 10Ma までの時期に対比される可能性が高い (柳沢, 私信).

姫ヶ岳安山岩は姫ヶ岳を中心とした玄武岩質安山岩及び安山岩火山角礫岩を主体とする岩体である. 角礫岩は水冷自破砕溶岩<sup>もつ</sup>に由来するもので, これに類する岩体は上小阿仁村<sup>もつ</sup>隴沢入口付近などの女川層中にも認められる.

船川層は, 泥岩及びシルト岩からなり, 隴沢西側に分布する. 米内沢地域では, 本層下部を砂岩が占め, そこから浅海生貝化石を産出する.

鬼灯山デイサイトは, 打当層や北ノ又沢層, 北ノ又沢層中のドレライト<sup>たかつもり</sup>を貫き, 高さが 300~400m を超える鬼灯山, 高津森, 芝森<sup>しばもり</sup>などを頂部とする角閃石デイサイト及び/又は流紋岩溶岩のドーム状山体 (Hd) をなす. 本岩体は, 北ノ又沢層より若く, 6.4Ma の全岩 K-Ar 年代値を示す (金属鉱業事業団, 1977). また, 陸上に噴出していることから, 船川層もしくはそれ以降に形成されたと考えることができる.

阿仁合地域には以上の地層・岩体中に様々な貫入岩が認められる. 本研究報告では, 組成によって塩基性貫入岩 (はんれい岩, せん緑岩, ドレライト, 玄武岩, 安山岩など) と酸性貫入岩とに分け, 更に, 酸性貫入岩については, 火山岩 (デイサイト, 流紋岩など) と深成岩 (花崗閃緑岩, 花崗岩) とに分けた. そのうち, NE-SW 方向の岩脈は組成にかかわらず鳥坂川層まで, NNE-SSW~NS の岩脈は女川層まで貫入している. 阿仁鉱山ではデイサイト~流紋岩が岩体の中心部で花崗閃緑岩~花崗岩となっている (折本, 1964). 阿仁銀山東側, 三河沢九河二又に分布する大又層黒雲母流紋岩の黒雲母 K-Ar 年代値は 13Ma, 孫沢付近の細粒花崗岩の全岩 K-Ar 年代値は 12Ma である (金属鉱業事業団, 1977). また, 阿仁鉱山の花崗岩の黒雲母や鉱脈中の氷長石も 15~11Ma の K-Ar 年代値を示す (河野・植田, 1966; 山岡・植田, 1974). したがって, 阿仁合地域に分布する NNE-SSW~NS の岩脈と, いわゆる“第三紀花崗岩 (Tertiary Granite)”の多くは, 北ノ又層から女川層の堆積期にかけて貫入したと考えられる.

阿仁合地域には鮮新統以降の堆積物はほとんどなく, 更新世以降についても<sup>くらさわやま</sup>倉沢山溶結凝灰岩と<sup>もりよし</sup>森吉火山噴出物のほか, 段丘堆積物, 地すべり堆積物, 谷底平野堆積物がわずかに分布するにすぎない. 倉沢山溶結凝灰岩は 2Ma に噴出した流紋岩凝灰岩である (須藤, 1987a, b, 1992). 本地域では森吉山から続く北東の尾根にわずかながら分布している. 傍らには倉沢山溶結凝灰岩起源の砂礫層があるが帰属不明であるため, 本研究報告ではこれを未区分砂礫層として記載した. 森吉山は 1Ma 前後

の短期間に噴出し成長した複合火山である (須藤ほか, 1989). 本地域には, 山頂から噴出し西側に流下した単斜輝石斜方輝石安山岩の溶岩と火山岩塊火山灰流堆積物が分布しており, これに未区分のラハール堆積物を伴う (中川, 1983). 段丘堆積物については, 露頭がほとんどないため, 同じ米代川水系の段丘面の高度分布を手がかりに, 高位, 中位, 低位 I, 低位 II に対比した. 阿仁川を挟んで阿仁銀山の対岸の東西に延びた尾根から北側の谷に開いた U 字谷は, 尾根に分布する姫ヶ岳安山岩が崩壊して滑り落ちた跡であり, その末端には未固結の安山岩岩層が露出している.

### 2. 3 層序区分と対比上の問題点

阿仁合地域の層序を見直す上で問題となったのは下部~中部中新統の層序区分である. 阿仁合地域の中新統層序を最初に提示したのは, 文献で確認できる範囲では, 井上・藤岡 (1948) である. 大又層や阿仁合夾炭層などは, この報告に初めて登場した地層名で, その後度々使われている. 藤岡ほか (1949), 井上 (1950) では, 玄武岩質溶岩と, これに重なる夾炭泥岩層, 礫岩層とを併せて阿仁合夾炭層と定義し, その直下の流紋岩質岩石を大又層とした. 更に, 阿仁合夾炭層に重なり海生貝化石を産出する砂岩主体の地層を露熊層, その上位の珪質泥岩と流紋岩とを併せて前田層とし, 阿仁合夾炭層から前田層までを一括して阿仁合層群と名付けている. 阿仁合夾炭層最上部の礫岩層は, その後定義された打当層 (井上, 1951; Huzioka, 1963) に相当する. 金属鉱業事業団 (1977) の阿仁合夾炭部層は, 阿仁合夾炭層の夾炭泥岩層を指す. また, 斎藤・大沢 (1956) の阿仁合層は, 阿仁合層群から前田層を除いた地層で, 阿仁合夾炭層と露熊層とを併せた地層に相当する.

井上ほか (1956) 及び井上 (1960) が小阿仁川上流<sup>はぎなり</sup>萩形付近に分布し, 萩形層としていた火山岩主体の地層は, 秋田地域及び太平山地域では, 大又層の上位にあって大倉又層と砂子淵層の下位にある地層として位置付けられてきた. しかし, その定義については研究者によって異同があり, 実体不明となっている (沓沢・太平山団研グループ, 1966; 藤岡ほか, 1977; 大沢ほか, 1981). 5万分の 1 地質図幅「阿仁合」の初版 (斎藤・大沢, 1956) では, 小阿仁川上流萩形付近に分布する萩形層 (井上ほか, 1956; 井上, 1960) を大又層と阿仁合層に分割した. 本研究報告では, 斎藤・大沢 (1956) が新たに大又層とした地層の中に不整合を認め, その下位を大又層と再定義するとともに, 上位を新たに鳥坂川層と命名定義した. また, 大又層に類似した地層ではあるが, それよりも有意に古いことが確認された地層を萩形大倉又沢層として新たに命名定義した.

萩形大倉又沢層は, 大又層に類似したデイサイト火

砕岩からなるが、その時代は FT 年代に基づけば始新世 (34Ma もしくは 45Ma) で、男鹿半島の門前層に対比できる。門前層の放射年代は 36Ma と 34Ma の範囲内であって、門前層が始新統であることを示す (鹿野ほか, 2007)。

鳥坂川層は、玄武岩～玄武岩質安山岩とデイサイトの火山岩で特徴づけられ、その時代は前期中新世前期 (22Ma 前後) である。大又層はデイサイト火砕岩 (主として溶結) を主体とするが、最上部の流紋岩火砕岩・溶岩は各地で欠如している。また、小岱倉沢や志淵内沢では層理面が急傾斜しているにもかかわらず、これに重なる鳥坂川層の層理面は水平に近く、両者の構造は整合しない。鳥坂川支流岩ノ目沢付近では鳥坂川層基底の玄武岩が大又層にオンラップしている現象も認められる。しかし、放射年代値で見ると、大又層と鳥坂川層との間にそれに見合うだけの大きな差はなく、また、鳥坂川層から多産する阿仁合植物群の構成種のいくつかは大又層からも産出するので、この両層の間の構造的不整合はリフティングに伴う堆積場の移動などに起因している可能性がある。

打当層は、構成岩相と年代から男鹿半島の台島層に対比できる。男鹿半島では台島層が野村川層にオンラップしており、阿仁合地域でも、傾動して沈降し続ける半地溝に、その後背地で成長する火山体から溶岩や火砕岩が流入して鳥坂川層が形成された後、火山体から離れた沈降域の淡水面が上昇して水域が山側に近づく過程で、淡水域に供給され砕屑粒子が堆積して打当層が形成されたと考えることができる。ただし、鳥坂川支流杉ノ又沢付近の礫岩は、そのような不可逆的過程の途上で後背地の火山体が成長して給原が近づいてきたためにもたらされたことを示唆する。

北ノ又沢層は、これまで大倉又層、砂子淵層、<sup>うやしな</sup>鵜養泥岩、露熊層、<sup>やしき</sup>屋布泥岩とされてきた地層群を再編成した地層である。井上ほか (1956) 及び井上 (1960) が大倉又層とした地層の岩相と層位はところによって異なる。また、海底噴出の玄武岩質岩と陸上噴出の玄武岩質岩とを一括して砂子淵層としている点も問題となる。陸上噴出の玄武岩質岩は太平山地を取り巻くように分布する鳥坂川層の主岩相の 1 つであり、これが砂子淵層や萩形層の一部として扱われてきたことが層序混乱の一因ともなっている。

打当層と上位の北ノ又沢層との関係は再考を要する。これまで北ノ又沢層は、浅海～半深海を指示する動物化石を産出することから、淡水域に堆積した打当層とは漸移関係にあると考えられてきた (例えば、角・盛谷, 1973; 両角・石川, 2009)。北ノ又沢層基底の砂岩礫岩は、淘汰が比較的良く、かつ海生動物化石が産出する点を除けば、打当層上部のそれとの判別が難しく、両者漸移整合とする見方が一般的である。しかし、荒瀬川流域

では打当層の分布を超えて北ノ又沢層が大又層に直接重なっており、<sup>うすな</sup>白内沢上流でも打当層の分布を超えて鳥坂川層に直接重なっている。また、鬼灯山南麓の幸屋林道沿いでは、浅海堆積物を欠いてシルト岩が打当層に重なる。このようなことから、本研究報告では、北ノ又沢層が打当層にオンラップしていると考えた。

## 2. 4 地質構造

阿仁合地域に分布する主な地層・岩体は、白亜紀深成岩と始新世以降の堆積岩と火山岩である。白亜紀深成岩の主体をなす太平山花崗閃緑岩中には、先に述べたように、ほぼ NS 方向に断続的に延びるマイロナイト帯が認められる。始新世以降の堆積岩と火山岩は、白亜紀深成岩に不整合に重なり、おおむね NE-SW から NS 走向で NW～W または SE～E 方向に傾斜して緩やかに波曲している。断層は NE-SW 方向と NW-SE 方向の 2 系統があつて、NE-SW 方向の断層を NW-SE の断層が切っている。断層を直接観察できる露頭は限られていて、大半は地層境界と姿勢の変位などから推定されるにすぎない。

NE-SW 方向の断層が確認または推定できる層準は、ほとんど打当層までである。断層面の傾斜は 30°～60° と比較的緩く、対比可能な層準の相対変位から正断層と判断できるものが多い。ただし、断層面の擦痕からそれとは反対の方向に移動したと判断できる例がある。これは正断層から逆断層に反転して移動した反転断層 (inversion fault) と考えられる。

NW-SE 方向の断層が確認または推定できる層準の上限は船川層までで、したがってその形成時期は船川層以降と考えられる。その多くは傾斜 60°～90° の逆断層で、水平方向と垂直方向の移動量はともに 100～500m またはそれ以下と小さい。

阿仁合地域に分布する岩脈の卓越方位には NE-SW と NNE-SSW の 2 つがあり、そのうち、NE-SW 方向の岩脈は鳥坂川層まで、そのほかの岩脈は姫ヶ岳安山岩 (女川層上部) まで貫入している。NE-SW 方向の断層が正断層として動いていた時期は、おそらく打当層堆積期までで、その後反転して逆断層として動いたとする解釈が正しければ、NE-SW 方向への岩脈の貫入と NE-SW 方向の正断層の形成は、大又層と鳥坂川層、打当層の堆積期、すなわち前期中新世に、阿仁合地域が NW-SE 方向の引張場にあつたことを示唆する。

NNE-SSW 方向の岩脈は、最大水平圧縮主応力軸が NNE-SSW 方向にあつたことを示唆する。また、北ノ又沢層 (= 西黒沢層)～女川層堆積期における秋田山形地域の等層厚線図と岩相分布図 (例えば、佐賀, 1992) から推定される堆積盆の長軸も NNE-SSW 方向もしくは NW-SE 方向である (Taguchi, 1962; 八木ほか, 2001)



ことから、WNW-ESE 方向に引張力が働いていたとも考えられる。この後、船川層堆積期かそれ以降になると、先に述べたように、阿仁合地域ではNE-SW 方向の逆断層または正断層が形成される。北ノ又沢層～女川層堆積期の応力場は、NW-SE 方向の引張場から次第にNE-SW 方向の圧縮が強まる中での遷移状態を反映していると考えられる。

大槻 (1989) は、鉾脈の卓越方位に基づいて応力配置の推定を試み、中期中新世から後期中新世にかけての東北日本弧は、 $\sigma_1$  または  $\sigma_2$  が NE-SW～ENE-WSW 方向で  $\sigma_3$  が NNW-SSE～NW-SE 方向の応力場にあったとしているが、阿仁合における当時の応力配置よりも主軸が少し東に振れている。阿仁合鉾山などの鉾脈群の方位に基づけば、北秋田地域での当時の最大水平圧縮主応力は NE-SW 方向であったらしい。ただし、大槻 (1989) も認めるように、阿仁鉾山の鉾脈の方位は全体に分散しており、鉾脈は、これをもたらし深成岩ドーム (高橋・橋田, 1966) の貫入によって生じた開口割れ目を充てんしたと考えることもできる。主たる鉾脈に限ってみると、それらの方位は北寄りの NNE-SSW 方向に集中し、深成岩ドームもこれと同方向に伸長して貫入している (高橋・橋田, 1966)、したがって、主たる鉾脈も深成岩ドームや周囲の岩脈と同様に阿仁合付近の当時の応力配置を反映している可能性が高い。

## 2.5 地 史

太平山地に分布する深成岩は黒雲母片岩、角閃岩などの変成岩を捕獲しており、変成岩は深成岩とともに阿武隈帯に属すると考えられている (黒田, 1963; Kano *et al.*, 1964; 加納ほか, 1966; 大沢ほか, 1981)。太平山花崗閃緑岩の帯磁率や放射年代はこれを支持する (藤本, 2006)。男鹿半島の赤島層のデイサイト火砕岩に取り込まれている花崗岩ブロックも 90 Ma 前後のジルコン U-Pb 年代値を示す (小笠原ほか, 2005)。萩形花崗岩の同位体年代は、赤島層デイサイト火砕岩のジルコン U-Pb 年代値 72 Ma と同程度であり、70 Ma 前後に西南日本と同様、酸性火成活動が広範囲であったことを示唆する。

西南日本では後期白亜紀から前期始新世まで広い範囲で火成活動が認められる。藤田・雁沢 (1982) と雁沢 (1982, 1983, 1987) が指摘しているように、この後、中期始新世の静穏期を経て、後期始新世から漸新世にかけて再び火成活動が活発となり (例えば, Imaoka *et al.*, 2011)、前期中新世初頭には西南日本、東北日本とも活動域が急激に広がって日本海開裂が顕在化する (鹿野ほか, 1991)。このように、後期始新世に日本海域でリフティングが始まり前期中新統初頭に日本海拡大が顕在化するとする説は、日本海沿岸と日本海掘削で得られた層

序学的資料に基づいて推定される日本海域及び沿岸域の地殻沈降曲線 (Yamaji, 1990; Ingle, 1992; Kano *et al.*, 2007) や東北日本におけるマグマ組成の変遷 (例えば, 周藤, 2009) に矛盾しない。また、日本の新生界層序を放射年代に基づいて整理した木村 (1998) もこれを認めている。

後期始新世から漸新世にかけての火成活動の存在は、東北日本では、これまではっきりしなかったが、最近になって、男鹿半島の門前層が後期始新世の火山噴出物からなることが確認され、前期中新世以前にも西南日本と同時期の火成活動があったことが明らかになった (鹿野ほか, 2007)。阿仁合地域に分布する萩形大倉又沢層の存在は、後期始新世の火山活動が男鹿半島に限らず広い範囲に及んでいたことを示唆する。

大又層 (再定義) と鳥坂川層は、男鹿半島の野村川層と同様に、NE-SW 方向の正断層で生じた半地溝を埋めており、日本海開裂に伴うリフティングに関連して噴出したと考えられる。門前層に不整合で重なる野村川層は、日本海開裂に伴うリフティングに関連して噴出したと考えられている (Kano *et al.*, 2007; 小林ほか, 2010)。鳥坂川層最上部から産出する阿仁合植物群は温帯内陸の落葉広葉樹林を代表し、打当層から産出する打当植物群は温帯南部の落葉・常緑広葉樹混交林を代表していることから、打当層は活発な火山活動に引き続いてリフティングが進行した半地溝に堆積したといえよう。

22 Ma 前後の玄武岩～玄武岩質安山岩とデイサイト火砕岩は、鳥坂川層や男鹿半島の野村川層 (小林ほか, 2004) に限らず、出羽丘陵の畑村層 (八木ほか, 2001) や、小国、会津-三川盆地、佐渡、太美山、能登 (雁沢, 1982, 1983; 藤田・雁沢, 1982) など、日本海沿岸各地に分布している。これら火山岩で代表されるバイモーダル火山活動は、この頃から顕在化する日本海開裂に関連した現象の1つと考えられている (Kano *et al.*, 2007)。

北ノ又沢層が打当層にオンラップする現象は、男鹿半島でも台島層と西黒沢層との間、そして、出羽丘陵の畑村層はたむらと青沢層あおさわ・須郷田層すごたとの間 (大沢ほか, 1979 a, b, 1988) にも認められ、佐藤ほか (1991) によれば、Martini (1971) のナンノ化石帯 NN4 (18 Ma～15 Ma) と NN5 (15 Ma～13.5 Ma) との間のどこかで顕在化したと考えられる。このオンラップによって生じた構造的不整合は、時間間隙を置くことなく堆積環境が陸域もしくは陸上の淡水域から急激に半深海へと変ることから、汎世界的な海面の上昇によるものではなく、地殻が沈降したことを意味する。すでに述べたように、この沈降層は、東北日本の日本海沿岸に沿って泥岩が厚く堆積する半深海の地溝であり、その中軸では青沢層や砂子淵層などで代表される玄武岩～玄武岩質安山岩が海底火山列をなしていたと考えられる (Tsuchiya, 1990; 八木ほか, 2001)。その水深は汎世界的な海面上昇ではまかないき

れないほど大きく、また、幅が50km程度と狭いため、リソスフェアの冷却・沈降で生じたとするには無理がある。船川層の堆積期になると、この地溝は、後背地が逆断層運動によって隆起し、そこから陸源物質が供給されて次第に埋め立てられていったと考えられる。

太平山地域や秋田地域、五城目地域、米内沢地域では船川層と上位の天徳寺層との間に明確な不整合が生じている（大沢ほか，1981；藤岡ほか，1977；長谷・平山，1970；角・盛谷，1973）。秋田地域や太平山地域における船川層と天徳寺層との境界は Akiba (1986) 及び Yanagisawa and Akiba (1998) の北太平洋珪藻化石帯 NPD 7Ba と 7Bb との境界 (5.6Ma) 付近にある（的場，1992）。これらの地域で船川層の堆積がちょうど終わる 6Ma 頃に、阿仁合地域では、鬼灯山デイサイトが北ノ又沢層以下の地層の上に溶岩ドームをなして噴出しており、すでに陸化していたと考えられる。

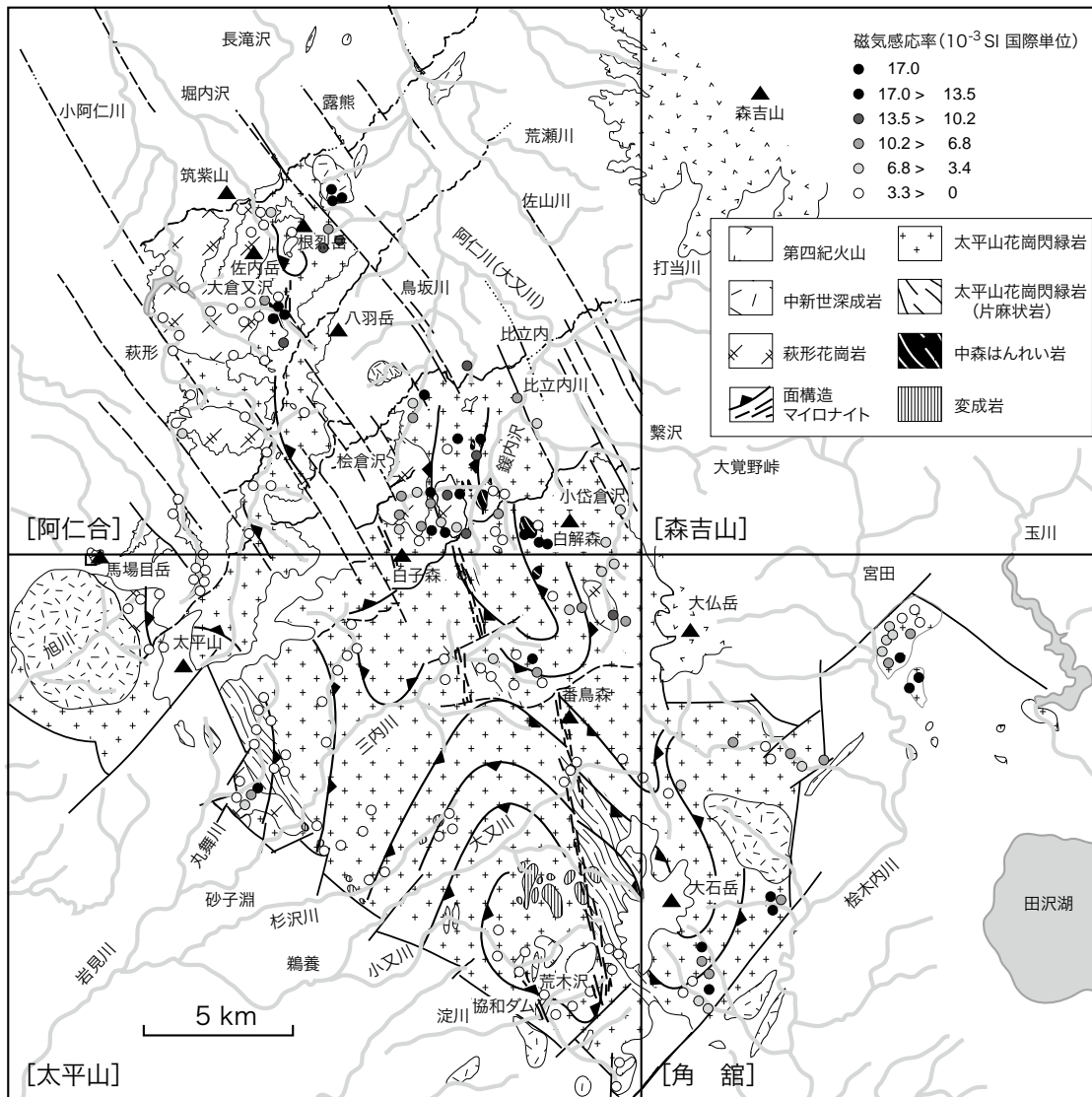
“第三紀花崗岩”の貫入時期については諸説ある。鬼灯山デイサイトは阿仁合鉾山の“第三紀花崗岩”と同時期 (15Ma~11Ma)，すなわち、北ノ又沢層~女川層下部の堆積期に貫入したとする向きもあるが、鬼灯山デイサイトには未固結堆積物に貫入した場合に生ずると期待されるペペライトや水冷破碎構造などは認められない。また、鬼灯山デイサイトには“第三紀花崗岩”貫入直後に形成されたとされる阿仁鉾山の鉾脈が貫入してはいない。太平山地域の仁別花崗岩類（大沢ほか，1981）の放射年代値は7~4Maである（金属鉾業事業団，1986；土谷，1999）。この年代値は阿仁合地域の“第三紀花崗岩”よりも若く、ちょうど鬼灯山デイサイトの噴出時期に重なる。西隣の五城目地域では天徳寺層下部中に“第三紀花崗岩”と思われる石英閃緑岩円礫が存在する（大沢ほか，1981）。これは、鬼灯山デイサイトの噴出時期に貫入した“第三紀花崗岩”に由来するものかもしれない。

### 第3章 白亜紀深成岩

(矢内桂三・藤本幸雄)

白亜紀深成岩は、阿仁合地域の小阿仁川と比立内川の上流の広い範囲に分布する(第3.1図)。この深成岩は、旭川(秋田地域)の上流を経て、南東の丸舞川、杉沢川、三内川、大又川、淀川(以上、太平山地域)から田沢湖(田沢湖地域)の西側を南流する桧木内川に至るENE-WSW方向に15km、NNW-SSE方向に25kmの範囲に分布する複合岩体で、太平山複合深成岩体(Taiheizan Complex Pluton; Kano *et al.*, 1964)もしくは太平山深成変成岩類(大沢ほか, 1981)の主体をなし、最近では、藤本(2006)が、これを太平山複合花崗岩質岩体(Taiheizan

composite granitic rocks)と呼んで記載している。太平山複合深成岩体は、太平山山塊の主体を占める花崗閃緑岩とこれに貫入する花崗岩、花崗閃緑岩に捕獲又は包有されているはんれい岩や石英閃緑岩~トータル岩と角閃岩やざくろ石黒雲母片岩などの変成岩(黒田, 1963; 大沢ほか, 1981)に新第三紀深成岩(いわゆる Tertiary Granite)を加えた総称であり(Kano *et al.*, 1964; 加納ほか, 1966)、太平山複合深成岩体から新第三紀深成岩を除いたものを太平山深成変成岩類と称している(大沢ほか, 1981)。



第3.1図 阿仁合地域及び周辺地域における後期白亜紀深成岩の分布

Kano *et al.* (1964), 加納ほか(1966), 大沢(1980), 大沢ほか(1981), 藤本(2006)と本調査報告に基づいて編集。

黒田 (1963) や Kano *et al.* (1964), 加納ほか (1966) は, 太平山複合深成変成岩体を変成岩と片麻状花崗閃緑岩からなる最古期結晶質複合岩体 (Kano *et al.*, 1964) もしくは最古期深成変成岩類 (大沢ほか, 1981) と, 花崗閃緑岩や花崗岩などからなる主進入岩類に分け, それぞれを阿武隈帯の古期深成岩・変成岩と新期進入岩類に対比している。しかし, それぞれを構成する花崗閃緑岩や花崗岩など深成岩の形成時期や, これら深成岩と変成岩との地質学的関係・位置付けについては, 未だ明確になっていない (例えば, 藤本, 2006)。そこで, ここでは白亜紀深成岩を時代未詳変成岩や新第三紀深成岩とは切り離し, 個々の岩相と貫入・層序関係, 放射年代に基づいて, 1) 中森はんれい岩, 2) 太平山花崗閃緑岩, 3) 萩形花崗岩に分け, それぞれについて, これまでの報告 (Kano *et al.*, 1964; 加納ほか, 1966; 藤本, 2006) に補備調査で得られた観察事実を加えて記載する。

片麻状花崗閃緑岩については, これまで, 花崗閃緑岩の貫入を受けている最古期結晶質複合岩体とされてきた (Kano *et al.*, 1964; 加納ほか, 1966; 大沢ほか, 1981)。しかし, 丸山・山元 (1994) は, 淀川上流で花崗閃緑岩がマイロナイト化していることを見だし, 花崗閃緑岩が固結時にせん断変形して片麻状花崗閃緑岩が生じた可能性を示唆した。藤本 (2006) は, このマイロナイトが幅数  $m$  で幅数  $100m$  の中に複数並列してマイロナイト帯をなしていて, 比立内川上流の鍔内沢, 更には根烈岳付近まで,  $30\sim 40^\circ SW$  傾斜で NNW-SSE 方向に延伸していることを確認するとともに, このマイロナイト帯 (協和-比立内マイロナイト帯) を境に, その東側ではドーム構造を, 西側ではベーズン構造をなしていることを指摘している。また, 東側では磁鉄鉱を含有していて西側に比べて帯磁率の高い領域が広がっていて, 化学組成とその変化傾向が異なり, 斜長石の秩序度も  $0.3\sim 1.0$  と低い値を示すものがあることなどを見だして, 東側と西側は異なる岩体であるとした。しかし, 両岩体の貫入関係は確認されておらず, 放射年代も東側でやや古い値が報告されてはいるものの, 貫入時期が異なるまではいえない。本研究報告では, 両者を異なる岩体とするにはなお検討すべき余地があるとの立場から, 両者を一括して記載する。

### 3. 1 中森はんれい岩 (Dg)

**岩体名** 新称。

**模式地** 北秋田市阿仁比立内鍔内沢上流, 中森付近。

**分布** 河北林道が通る中森, 天狗ノ又沢, 唐松沢などに分布する (第3.1図)。

**貫入・層序関係** 花崗閃緑岩に貫かれ, 捕獲または包有されている。太平山花崗閃緑岩との境界は必ずしも明瞭ではないところがある。

**岩相** 太平山花崗閃緑岩内に小岩体として点在する。その多くは, 細粒～粗粒黒雲母角閃石石英閃緑岩～トータル岩である (第3.2図) が, 鍔内沢上流の岩体は, 角閃石はんれい岩である。石英閃緑岩～トータル岩は細粒～粗粒で, 黒雲母や角閃石, 斜長石, カリ長石, 石英などからなり, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 赤鉄鉱, ジルコン, アパタイトなどを伴う。角閃石は長径  $0.5\sim 5.1mm$ , 自形～半自形を呈する。黒雲母は  $0.1\sim 1.7mm$ , 他形～半自形を呈する。斜長石は長径  $0.2\sim 4.1mm$ , 自形～半自形で,  $An=27\sim 52\%$ , 正累帯構造を示す。石英は径  $0.1\sim 2.1mm$  で他形, 波動消光を示す。鍔内沢上流のはんれい岩は, 角閃石や斜長石などからなり, 層状構造を示す。角閃石は半自形～他形で,  $0.1\sim 3mm$  の自形斜長石を包有している (第3.3図)。

**地質年代** 丸舞川上流 (太平山地域) の中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代値は  $91Ma$  である (河野・植田, 1966)。この値は太平山花崗閃緑岩の放射年代の範囲内にあるが, 本研究報告では, 産状に基づいて花崗閃緑岩に先行して定置したと考えて, その時代を後期白亜紀前期に対比する。

### 3. 2 太平山花崗閃緑岩 (Gd, Gdp)

**岩体名** 新称。太平山を最高点とする山地の広い範囲に分布することに因む。

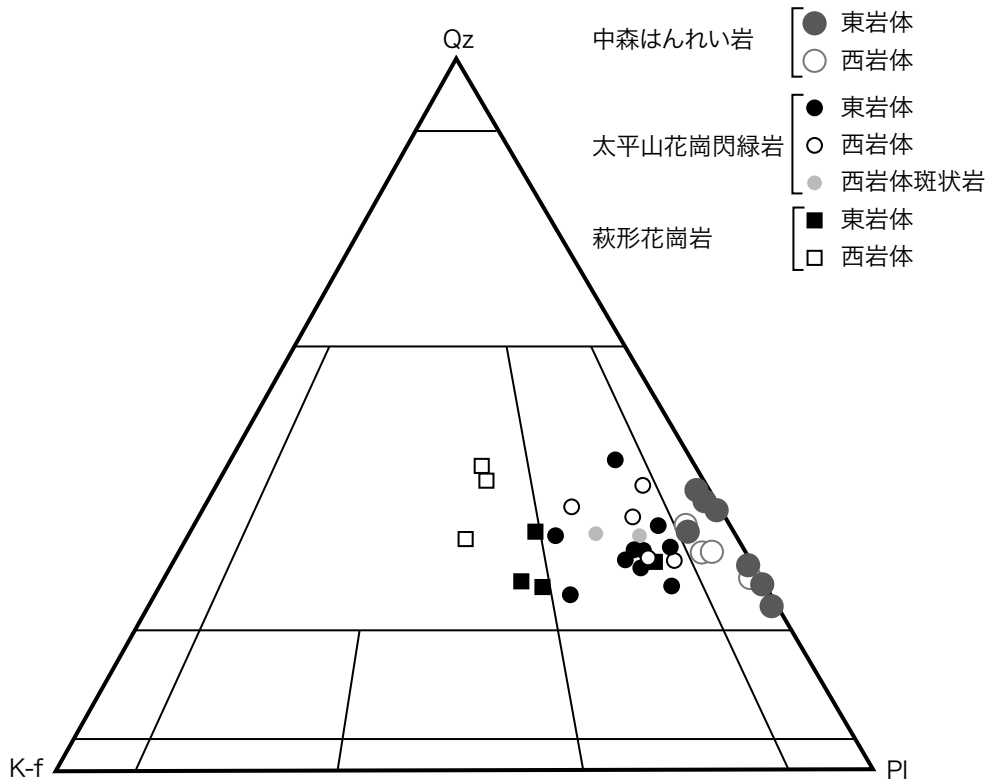
**模式地** 河辺町三内川から尾根を越えて北秋田市阿仁比立内鍔内沢と小岱倉沢合流付近までの河北林道沿いの流域。

**分布** 阿仁川上流及び小阿仁川上流の広い範囲に分布する (第3.1図)。

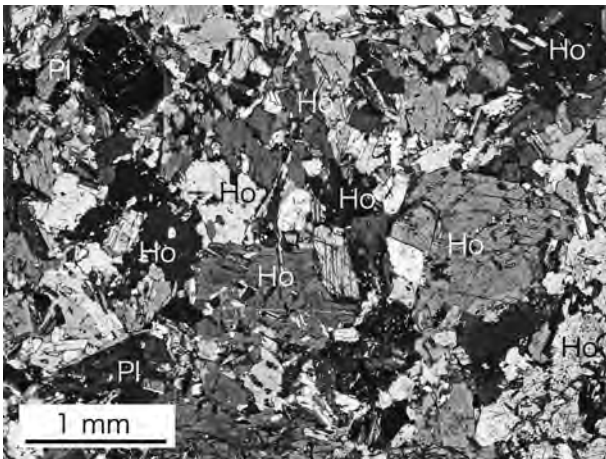
**貫入・層序関係** 鳥坂川層などの中新統に被覆され, 秋田市仁別 (秋田地域) において仁別花崗岩の貫入を受けている。仁別花崗岩の全岩 K-Ar 年代値とジルコン FT 年代値は,  $6.0\pm 0.3Ma$  と  $7.2\pm 0.5Ma$  (金属鉱業事業団, 1986) 及び  $4.4\pm 0.3Ma$  (土谷, 1999) である。

**岩相** 本岩は主に中粒～粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gd) からなる (第3.2図, 第3.4図)。小阿仁川上流に分布する花崗閃緑岩は,  $1\sim 2cm$  の斑状斜長石で特徴づけられる斑状黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gdp) で, 斑状斜長石や暗色包有岩が平行に配列しているところがある (第3.5図)。藤本 (2006) によれば, 太平山地域の丸舞川上流で, 斑状花崗閃緑岩から派生する優白質黒雲母花崗閃緑岩岩脈が片状花崗閃緑岩を貫いているとしている。しかし, 萩形沢流域では, 共に花崗岩に貫かれて, 構成鉱物もほぼ同じで, 両者の境界も明確にできない。したがって, 本研究報告では両者を一括して同時異相とし, 地質図では両者の分布域にそれぞれの記号を記入し, 想定される岩相境界 (補助境界) を示した。

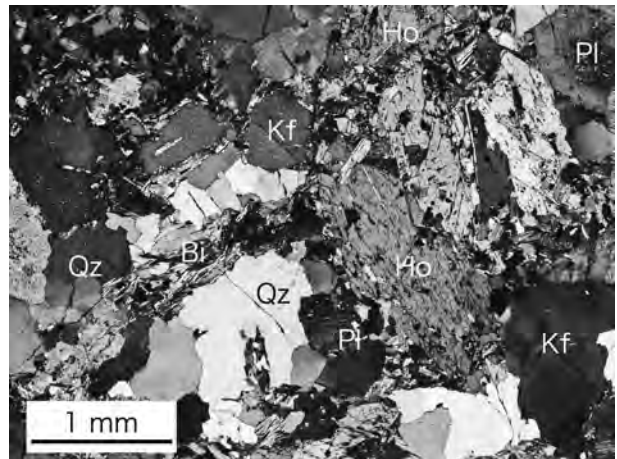
中粒～粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩は, 主に角閃石,



第 3. 2 図 阿仁合地域及び周辺地域に分布する後期白亜紀深成岩のモード組成  
藤本 (2006) に加筆. 中森はんれい岩の試料はトータル岩の領域に入るものが多い.



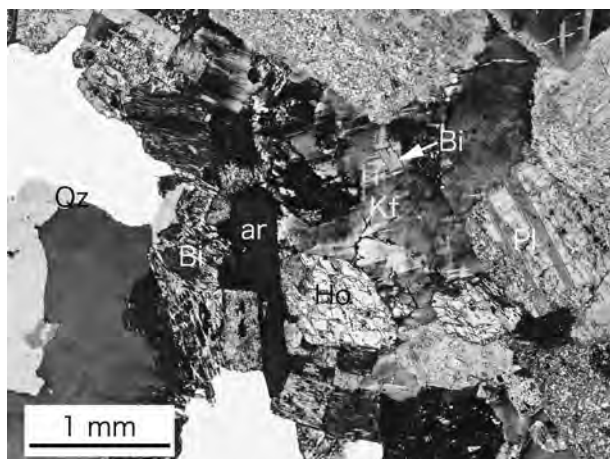
第 3. 3 図 中森はんれい岩を構成する中粒角閃石はんれい岩の偏光顕微鏡写真 (直交ニコル)  
天狗ノ又沢と真角沢との合流付近の河北林道で採取. Ho = 角閃石, Pl = 斜長石



第 3. 4 図 太平山花崗閃緑岩を構成する中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真 (直交ニコル)  
鍔内沢と小岱倉沢との合流から 500m 下流, 比立内川西岸河北林道沿いの採石場で採取. Ho = 角閃石, Bi = 黒雲母, Qz = 石英, Pl = 斜長石, Kf = カリ長石

黒雲母, 斜長石, カリ長石, 石英からなり, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 赤鉄鉱, アラナイト, ジルコン, アパタイトなどを伴う. 角閃石は長径 0.5~5mm の自形~半自形を呈する. 斜長石は長径 0.2~4.1mm で, 自形~半自形. An=19~52% で, 正累帯構造を示す. 黒雲母は 0.1~1.7mm, 他形~半自形で, その多くは緑泥石化してい

る. 石英は 0.2~5.5mm の他形粒状で, 波動消光を示す. カリ長石は 0.4~7mm で, 黒雲母, 斜長石, 石英を包有する. 反射顕微鏡での観察では, 磁鉄鉱は帯磁率の高い岩石の中であって, 斜長石, 角閃石, 黒雲母の中に粒状に包有されることが多く, 不規則な形状のチタン鉄鉱を包有する. 赤鉄鉱は緑泥石化した黒雲母中にへき開に沿



第3.5図 太平山花崗閃緑岩を構成する斑状中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真(直交ニコル)  
樽沢との合流から500m上流の小阿仁川で採取。Ho=角閃石, Bi=黒雲母, Qz=石英, Pl=斜長石, Kf=カリ長石, ar=アラナイト。

って薄く生じているほか、磁鉄鉱を囲んで生じていることもある。

中粒優黒質岩相を除いて、中粒～粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩には柱状の普通角閃石が斑状に見られる特徴があり、最大径5～20cmの暗色含有岩を包有することがある。ところによって柱状の角閃石斑晶と黒雲母の定向配列による面構造と、角閃石の長軸の配列による線構造、面にほぼ平行に配列するレンズ状ないし楕円形を呈する暗色包有岩が認められる。阿仁合地域の範囲を越えて太平山花崗閃緑岩全体を俯瞰した場合、面構造の走向は、主に NNE-SSW ないし NNW-SSE で、E もしくは W 方向に 15°～80°の角度で傾斜しており、NNW-SSE 方向に延びて開いた向斜構造と背斜構造をなしているように見える(第3.1図)。

**地質年代** 鎧畑ダムサイト(田沢湖地域)の粗粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩について104Maの黒雲母 K-Ar 年代値が得られている(河野・植田, 1966)。また、河辺町大又川上流(太平山地域)の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩について96.8±4.8Maの角閃石 K-Ar 年代値と76.7±3.7Maのジルコン FT 年代値が得られている(金属鉱業事業団, 1986)。杉沢川上流(太平山地域)の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代値は90Maである(河野・植田, 1966)。協和町荒木沢と河辺町岩見ダム北東の花崗閃緑岩については、89.9±3.7Maのジルコン FT 年代値が得られている(金属鉱業事業団, 1986)。旧西木村下田南方500m(田沢湖地域)の中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩については、81Maの黒雲母 K-Ar 年代値が得られているが、黒雲母が変質しており(河野・植田, 1966)、周囲の第三紀花崗岩類の貫入による若返りが考えられる。丸山・山元(1994)は、99.7±11.9Ma

の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値を報告している。また、藤本・山元(2007)は協和-比立内マイロナイト帯の東側と西側から採取した試料群について、それぞれ、119±32Maと85±17Maの Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値を報告している。以上要するに、誤差の大きい Rb-Sr 全岩アイソクロン年代値を除けば、100～90Maの年代値が得られており、花崗閃緑岩が定置した時代は後期白亜紀前期と考えられる。

### 3.3 萩形花崗岩(Gr)

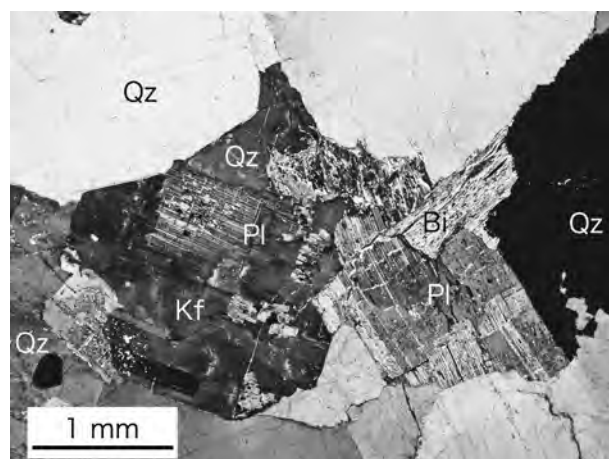
**岩体名** 新称。かつて萩形ダム上流沿いにあった集落名「萩形」<sup>はぎなり</sup>に由来する。

**模式地** 萩形ダム付近及び萩形ダム上流の小阿仁川流域。

**分布** 小阿仁川中流の萩形ダム周辺と、東方からこれに合流する赤沢、上流の萩形沢の流域、阿仁川水系鳥坂川支流の<sup>ひぐら</sup>椴倉沢と比立内川上流鏝内沢から西へ分岐する天狗ノ又沢から鳥坂沢にかけて分布する(第3.1図)。

**貫入・層序関係** 相接する太平山花崗閃緑岩との境界で両者が混合しているところはなく、小阿仁川から分岐する萩形沢の入口付近で太平山花崗閃緑岩に貫入している花崗岩脈が観察できる。したがって、本岩は冷却固結した花崗閃緑岩に貫入したと判断できる。また、萩形大倉又沢から<sup>つくし</sup>筑紫山へ向かう林道で本岩に萩形大倉又沢層デイサイト火砕岩と鳥坂川層玄武岩質安山岩溶岩火砕岩が重なっている様子が観察できることから、始新世以前に定置したといえる。

**岩相** 本岩はカリ長石がピンク色の粗粒黒雲母花崗岩である(第3.2図, 第3.6図)。全体に均質で岩体内での粒度の変化はない。主に黒雲母、斜長石、カリ長石、石



第3.6図 萩形花崗岩を構成する粗粒黒雲母花崗岩の偏光顕微鏡写真(直交ニコル)  
鏝内沢と小袋倉沢との合流から500m下流、比立内川西岸河北林道沿いの採石場で採取。Bi=黒雲母, Qz=石英, Pl=斜長石, Kf=カリ長石。



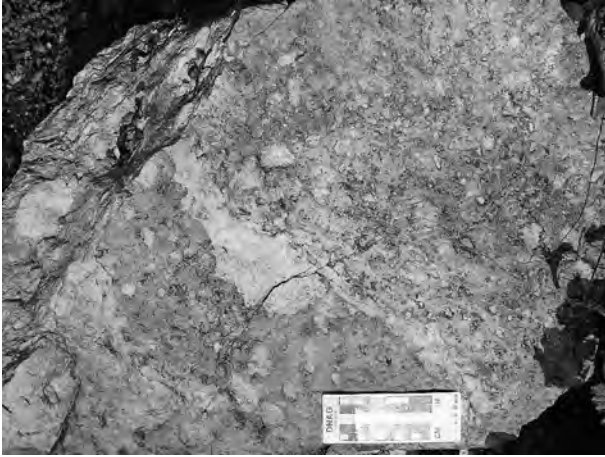
英からなり、ジルコン、アパタイトなどを伴う。黒雲母は径0.2~4mmで半自形~他形をなす。斜長石は長径0.3~7.5mmで自形~半自形、An=9~15%。石英は0.2~10mmで粒状~他形をなし、波動消光が顕著。黒雲母、斜長石を包有することがある。カリ長石は径2~6mm、他形で、斜長石、黒雲母を包有する。パーサイトになっていることがあり、また、一部に微斜長石構造を示すものがある。協和-比立内マイロナイト帯の東側では花崗岩に磁鉄鉱が認められることもある。

**地質年代** 河辺町丸舞川（太平山地域）の花崗岩とモリブデン脈について、75.9±3.8Maの全岩 K-Ar 年代

値と70.3±3.5Maのカリ長石 K-Ar 年代値が、河辺町三内川（太平山地域）のペグマタイトについて、75.1±3.8Maの全岩 K-Ar 年代値が、また、丸舞川の花崗岩については、59.1±2.1Maのジルコン FT 年代値が得られている（金属鉱業事業団、1986）。詳しい記載がなされていないのでこれらの年代値のうち有意に若いジルコン FT 年代値を論理的に排除する理由はないが、離れた位置で採取した試料と測定対象が異なる3つの K-Ar 年代値がまとまっていることから、本研究報告では花崗岩の年代を75~70Maと考え、後期白亜紀後期に対比しておく。







第4.2図 萩形大倉又沢層を構成する溶結軽石火山礫凝灰岩 (萩形ダム東方, 大蔵又林道)  
溶結面には扁平に圧密された軽石火山礫が散在する。溶結面に直交する断面(左上側面)では軽石火山礫が細長いレンズとなって互いにほぼ平行に配列している。

われて直接の関係は観察できないものの、後期白亜紀太平山花崗閃緑岩の直上にあつて、鳥坂川層に覆われる。小岱倉沢では、花崗閃緑岩に厚さ3cmのシルト岩と厚さ1mを超える中粒砂岩が順に重なり、これに軽石火山礫凝灰岩が続く。砂岩の基底30cmには小礫が散在する。根烈沢及び根子又沢流域では中新世の細粒花崗閃緑岩などに貫かれ、比立内川上流小岱倉沢と大土中沢との合流付近では中新世のデイサイト<sup>おおどちゅう</sup>に貫かれて熱変成している。

**分布** 阿仁幸屋渡と阿仁銀山との間の阿仁川沿いから、その東側の佐山川上流にかけての地域と、根子又沢と根烈沢の流域のほか、阿仁川から南に分岐する比立内川と、東に分岐する打当川、比立内川から南東に分岐する小岱倉沢と繋沢、打当川から南東に分岐する志淵内沢と早瀬沢沿いに分布する。大又層は、このように互いに隔絶して分布するが、いずれの地域でも後期白亜紀深成岩と鳥坂川層との間にあつて、デイサイト火砕岩を主体

とすることから、本研究報告では大又層に一括した。

**層厚** 阿仁幸屋渡と阿仁荒瀬との間の阿仁川本流沿いで1,200mを超える(第4.1図)。その西側、根烈沢と根子又沢の流域と比立内川上流小岱倉沢では阿仁川本流の上部岩相を欠いていて、層厚はこれよりも小さく、それぞれ、500m, 150m, 500m前後である。

**岩相** 大又層は、主にデイサイト火砕岩(Odp)、玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩(Obp)、凝灰質砂岩、礫岩など(Oss)、凝灰岩及び凝灰質砂岩～粘土岩(Orp)及び流紋岩～デイサイト溶岩・貫入岩・火砕岩(Or)からなる(第4.1図)。

デイサイト火砕岩(Odp)は、後期白亜紀の花崗閃緑岩もしくは花崗岩に不整合で重なり、本層の主体をなす。その大半は、大谷石にも似て淡青緑灰色火山灰基質に長径数cm以下の淡青緑色軽石火山礫が散在する火山礫凝灰岩もしくは凝灰岩で、溶結していることも多い(第4.3図)。結晶片の多くは石英と斜長石で、苦鉄質結晶は変質して判然としないものの、まれに角閃石や黒雲母と認定できるものがある。岩片は径数cm以下のデイサイトや安山岩などで、ところによっては軽石火山礫と同程度に濃集しているところがある。デイサイト火山礫凝灰岩は淘汰不良、無層理であることから、露頭規模を超える厚さの火砕流堆積物と考えられる。

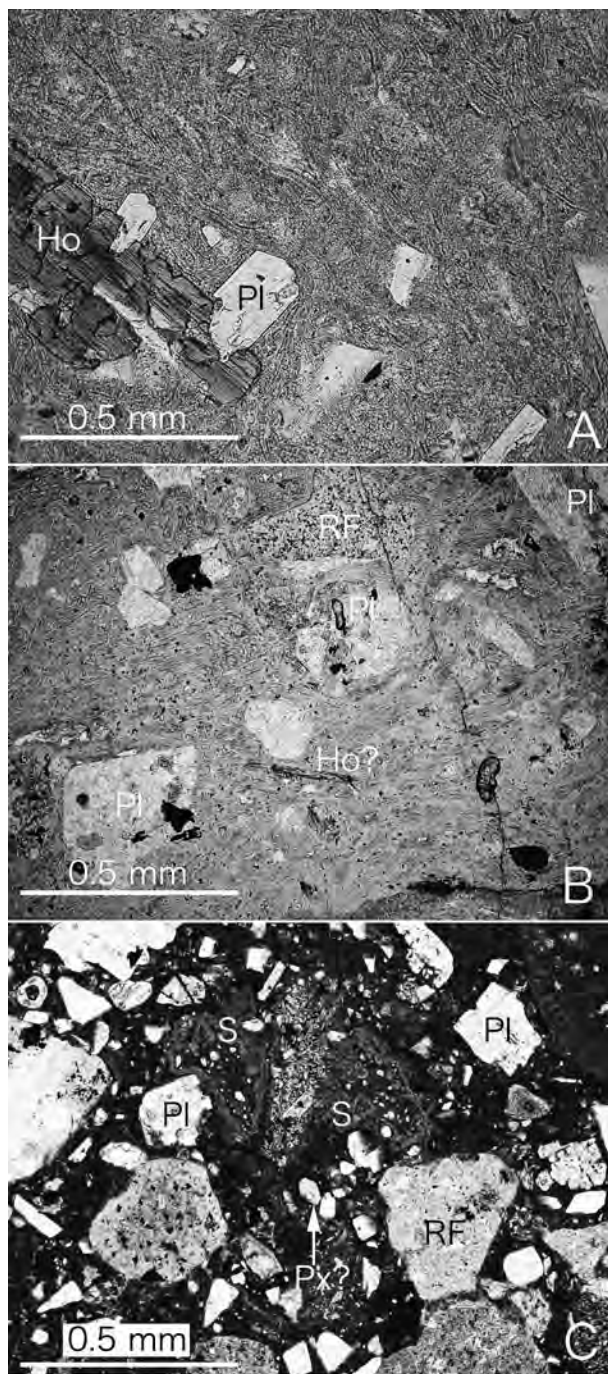
阿仁川本流に分布するデイサイト火砕岩(Odp)も、デイサイト火山礫凝灰岩を主体とするが、阿仁伏影<sup>ふしかげ</sup>に渡る橋の付近で層厚20m前後の輝石(?)安山岩スコリア火山礫凝灰岩(Obp)(第4.3図C)を、その約50m上位に、厚さ4m程度の中粒砂岩(Oss)を挟む(第4.1図)。この砂岩から上位のデイサイト火山礫凝灰岩は、安山岩やデイサイトの細粒火山礫に富み、凝灰質基質支持の礫岩にも見えるところがある。更に、鳥坂川との合流点付近から750m上流では、厚さ12mを超える砂岩礫岩(Oss)を挟み、そこから鳥坂川層の基底までを級化成層し平行ラミナの発達した流紋岩凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩～粘土岩(Orp)(第4.4図)が占める。この細粒岩相の下部は、間に岩脈が貫入していて岩相の詳細は不明であるが、上

第4.1表 阿仁合地域におけるジルコン FT 年代測定結果一覧

試料番号	採取場所	経度・緯度 (日本測地系)	経度・緯度 (世界測地系)	層準	岩石名	n	P ( $\chi^2$ )	$\rho_s$ ( $10^6 \text{ cm}^2$ ) ( $N_s$ )	$\rho_n$ ( $10^6 \text{ cm}^2$ ) ( $N_n$ )	$\rho_e$ ( $10^6 \text{ cm}^2$ ) ( $N_e$ )	年代校正係数と 測定方法	年代値 (Ma)*
AN-12	鬼灯山南東麓林道	140°28'24"E 39°56'21"N	140°28'12"E 39°56'31"N	打当層	デイサイト軽石火山礫凝灰岩	30	97	7.02 (259)	1.23 (455)	7.76 (2382)	372±5 ED2	16.4±1.3
OH02080814	志淵内林道	140°30'26"E 39°53'06"N	140°30'14"E 39°53'16"N	阿仁合層	デイサイト軽石火山礫凝灰岩	30	15	1.34 (782)	1.14 (664)	7.99 (4092)	380±3 ED1	17.9±1.0
		140°27'54"E 39°54'11"N	140°27'42"E 39°54'21"N					0.8 (269)	1.17 (394)	8.68 (4443)	334±4 ED2	
AN-31	羽立西側の沢	140°27'54"E 39°54'11"N	140°27'42"E 39°54'21"N	打当層	デイサイト凝灰岩	30	33	1.26 (249)	1.58 (313)	8.45 (1301)	372±5 ED2	25.0±2.3
杉ノ又沢1	杉ノ又沢	140°25'12"E 39°54'26"N	140°25'00"E 39°54'36"N	岩脈	流紋岩	30	100	7.71 (817)	1.26 (1336)	8.73 (4469)	380±3 ED1	10.1±0.5
04082107	小岱倉沢	140°29'42"E 39°51'32"N	140°29'30"E 39°51'42"N	大又層	デイサイト溶結凝灰岩	30	73	4.12 (2550)	3.32 (2055)	13.16 (4736)	416±3 ED1	33.9±1.1
09111103	萩形大倉又沢林道	140°19'41"E 39°55'12"N	140°19'29"E 39°55'22"N	萩形 大倉又沢層	デイサイト溶結軽石火山礫凝灰岩	30	38	2.83 (1240)	2.96 (1300)	12.87 (4634)	371±3 ED2	45.4±2.0
								30	65	2.83 (1240)	2.96 (1300)	

ED1: 外部ディテクター法 (内部面) N<sub>s</sub>,  $\rho_s$ : ジルコンの自発核分裂飛跡数と数密度  
ED2: 外部ディテクター法 (外部面) N<sub>n</sub>,  $\rho_n$ : ジルコンの誘発核分裂飛跡数と数密度  
n: ジルコン測定個数 N<sub>e</sub>,  $\rho_e$ : 熱中性線量測定標準ガラスNIST-SRM612の核分裂飛跡数と数密度

P ( $\chi^2$ ): 自由度n-1の $\chi^2$ 分布における $\chi^2$ 値の上側確率 (Galbraith, 1981)  
\*: 測定値とその標準誤差  
測定: (株) 京都フィッション・トラック



第4.3図 大又層を構成する火砕岩の偏光顕微鏡写真  
 A=角閃石デイサイト溶結凝灰岩（阿仁根子上流備前又沢，平行ニコル）。B=角閃石(?)デイサイト溶結凝灰岩（繫沢国道沿い繫沢橋，平行ニコル）。C=輝石(?)安山岩スコリア火山礫凝灰岩（阿仁川伏影橋付近，直交ニコル）。Px=輝石，Ho=角閃石，Qz=石英，Pl=斜長石，RF=岩片。

部では，間に厚さ数 mm の炭質物濃集層を挟む。層厚は上下部合わせて500mを超える。阿仁川本流から南東に分岐する岩ノ目沢では級化成層凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩～粘土岩（Orp）の上位に水冷破碎した流紋岩溶岩（Or）（第4.5図）が局所的に分布している。

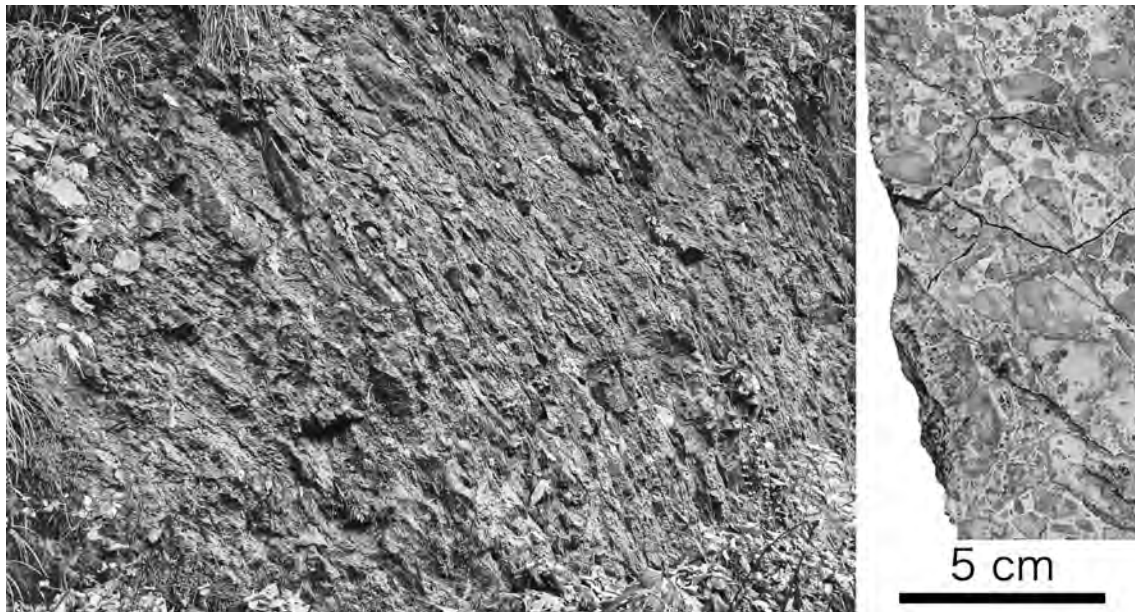
級化成層し平行ラミナの発達した流紋岩凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩～粘土岩（Orp）と水冷破碎した流紋岩溶岩（Or）の組み合わせは，打当川と志淵内沢との合流点付近や早瀬沢との合流点付近，志淵内沢上流にも分布している（第4.1図）。志淵内沢南方の繫沢や小袋倉沢では，これらの岩相を欠いてデイサイト火砕岩（Odp）が分布する（第4.1図）。その岩相は阿仁川本流と同様にデイサイト軽石火山礫凝灰岩及び岩片に富むデイサイト火山礫凝灰岩で特徴づけられる。岩片に富むデイサイト火山礫凝灰岩は，上部で卓越しており，比立内川に面する旧比立内発電所裏の林道では，その中に径3～5m以下のデイサイト溶結凝灰岩ブロックを取り込んでいる。また，下位のデイサイト軽石火山礫凝灰岩が卓越する岩相は，間に厚さ50m以下の玄武岩質安山岩～安山岩火砕岩（Obp）を1，2枚挟む。この岩相（Obp）は細粒火山礫大のスコリアや溶岩片と平行～波状級化成層理で特徴づけられる火山礫凝灰岩と凝灰岩からなる。

化石 岩ノ目沢との合流点付近のわずかに上流の阿仁川沿いで，流紋岩凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩～粘土岩（Orp）を構成する凝灰質シルト岩から *Betula sp.*, *Carpinus heigumensis* Huzioka が産出する（芳賀，2001）。また，小袋倉沢中流の大白沢との合流点付近において凝灰岩もしくは凝灰質砂岩から *Betula sp.*, *Ulmus takayasui* Huzioka, *Tilia hommashinichii* Huzioka et Nishida, *Carpinus subcordata* Nathorst が産出する（松浦，1968）。種名まで決定された4種はすべて阿仁合植物群にも知られている。なお，温帯性の落葉広葉樹属の多くは，始新世後期以降，*Carpinus* は漸新世以降に化石記録があり，この範囲内で阿仁合型植物群の要素は古第三紀まで遡れる可能性はある。

地質年代 繫沢上流のデイサイト溶結軽石火山礫凝灰岩について， $21.7 \pm 1.4 \text{ Ma}$  のジルコン FT 年代値が得られている（土谷，1995）。また，小袋倉沢のデイサイト溶結凝灰岩について， $10.1 \pm 0.5 \text{ Ma}$  のジルコン FT 年代値が得られている（第4.1表）。これらの年代値は互いにかげ離れているが，いずれも Galbraith (1981) の  $\chi^2$  検定に合格し，また，トラック長が有意に短いわけではない。しかし，大又層の火山岩には緑れん石や，緑泥石，曹長石，石英，炭酸塩鉱物などが生じており，また，小袋倉沢のデイサイト溶結凝灰岩の直近にはデイサイトが貫入している。このようなことから，若い年代値  $10.1 \pm 0.5 \text{ Ma}$  は，前期中新世以降の火山活動による熱的影響でトラックが完全に消滅した時期を示している可能性が高い。ジルコン FT 年代値  $21.7 \pm 1.4 \text{ Ma}$  を採れば，大又層は上位の鳥坂川層と年代差がほとんどなく，前期中新世に対比される。



第 4. 4 図 大又層上部の層状流紋岩凝灰岩・凝灰質砂岩～粘土岩（幸屋と岩ノ目との阿仁川本流）



第 4. 5 図 大又層最上部の流紋岩水冷破碎溶岩（岩ノ目沢下流）

A=流理が明瞭な溶岩の露頭。露頭の高さは約 4 m。 B=ジグソーパズル状に破碎した溶岩の切断面。

### 4. 3 鳥坂川層 (Tb, Tbs, Tdp, Tsh, Tss, Tcg)

**地層名** 芳賀 (2001) 命名。ただし、芳賀 (2001) の鳥坂川層は、斎藤・大沢 (1956) の大又層の大部分と、阿仁合層の下部粗粒玄武岩類と夾炭頁岩層とを併せた地層、金属鉱業事業団 (1977) の大又層と、阿仁川層の比立内玄武岩部層と阿仁合夾炭部層を併せた地層である。本研究報告では、これまで大又層とされてきた地層のうち萩形大倉又沢層と大又層 (再定義) を除く上部と阿仁合層下部粗粒玄武岩類・夾炭頁岩層 (斎藤・大沢, 1956) とを併せて鳥坂川層とする。

**模式地** 阿仁川支流鳥坂川を挟んで、その北側の阿仁根子から、鳥坂川支流の白崎沢と杉沢、岩ノ目沢を経て、その東側、阿仁幸屋渡付近の阿仁川本流に至る地域を模

式地とする。なお、小阿仁川支流の堀内沢流域に分布し、井上 (1960) が萩形層とした火山岩主体の地層は、斎藤・大沢 (1956) の大又層、本研究報告の鳥坂川層に相当する。

**層序関係** 大又層にオンラップする。鳥坂川上流など多くの地域で大又層を欠いて後期白亜紀の花崗閃緑岩または花崗岩を直接覆う。

**分布** 阿仁川と小阿仁川沿いの広い範囲に分布する。

**層厚** 幸屋付近で 500 m 前後。鳥坂川上流で 1,800 m と最も厚い。

**岩相** 本層は、主に玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) と玄武岩～玄武岩質安山岩火砕岩 (Tbs)、デイサイト火砕岩 (Tdp) からなり、頁岩、シルト岩及び砂岩 (Tsh)、凝灰質砂岩及び／又は酸性凝灰岩 (Tss)、礫岩 (Tcg)などを伴う (第 4.1 図)。玄武岩～玄武岩質安山岩火砕

岩 (Tbs) は玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) を構成する岩相の1つであるが、級化成層し火砕サージ起源の特徴を備えているため、ほかの同質火砕岩との識別が容易であり、かつ、広い範囲に分布することから、別個の岩相として記載する。デイサイト火砕岩 (Tdp) の大部分は、淘汰不良、無層理で、ときに溶結しており、火砕流起源と考えられる。

模式地北端の阿仁根子では、大又層起源のデイサイト溶結火砕岩などの礫と凝灰質基質とからなる基底礫岩 (Tcg) が根子川沿いに分布し、これに溶岩を主体とする玄武岩もしくは玄武岩質安山岩が重なる。基底礫岩は根子川支流の備前又沢で玄武岩～玄武岩質安山岩起源の細礫岩もしくは砂岩からシルト岩に上方細粒化する級化層の重なり (Tss) に移化する。この級化成層の厚さは2, 3m 以下で、全体の厚さは20m 前後に達する。その上位には玄武岩～玄武岩質安山岩のスコリア火山礫凝灰岩もしくはアグルチネート (厚さ不明) があって、これに同質の溶岩が重なる。この溶岩主体の岩相 (Tb) は、鳥坂川本流を越えて、その支流の岩ノ目沢付近で下位に大又層の流紋岩が現れるところでこれにオンラップして急激に薄くなる (第4.1図)。

岩ノ目沢から阿仁川本流にかけては、玄武岩～玄武岩質安山岩火砕岩 (Tbs) が、玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩主体の岩相 (Tb) と、その直下の大又層の流紋岩 (Or),



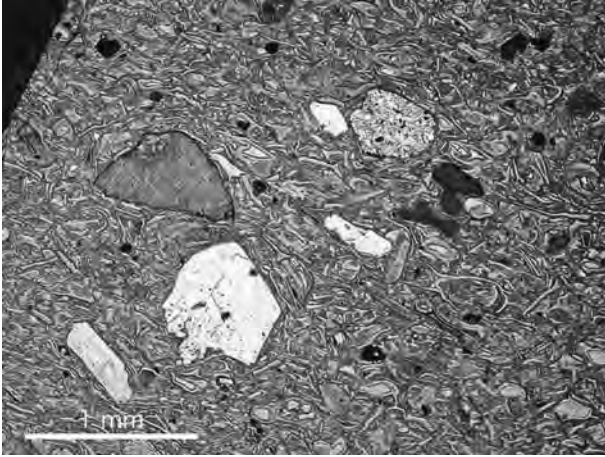
第4.6図 鳥坂川層基底の玄武岩質安山岩火砕サージ堆積物 (鳥坂川支流杉ノ又沢)  
細礫～粘土サイズの玄武岩質安山岩粒子が級化して緩やかにうねった層理をなす。

更に下位のデイサイト火砕岩 (Odp) にオンラップする (第4.1図)。この玄武岩～玄武岩質安山岩火砕岩 (Tbs) は、級化成層した玄武岩～玄武岩質安山岩火山礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩からなり (第4.6図, 第4.7図), 阿仁川本流を越えて北東方の芝森までと、南西方の白崎沢まで連続する。

岩ノ目沢付近では、玄武岩～玄武岩質安山岩火砕岩 (Tbs) の中程に厚さ10～20m の黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩 (Tdp) を挟む (第4.8図)。その大半は溶結して火砕流起源と考えられるが、露出が悪いこともあって、これを構成する個々の流動堆積単位を識別することは難しい。全体の層厚の変化は著しく、岩ノ目沢北東の幸屋渡の手前で消滅する一方、南西の鳥坂川上流では層厚は200m を超え、三枚平山を越えて南西の天上倉山に向かうにつれて再び薄くなる (第4.1図)。また、鳥坂川から北東の根烈岳を越えた堀内沢の上流域では、鳥坂川上流よりも更に厚くなって700m に達するが、ここでも堀内沢北東の長滝沢や南西の八木沢に向かうにつれて薄くなる (第4.1図)。



第4.7図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物の切断面と偏光顕微鏡写真 (鳥坂川支流白崎沢)  
細粒火山礫サイズの玄武岩質安山岩粒子がレンズ状に集合し、級化して緩やかにうねった層理をなす。左上の偏光顕微鏡写真 (平行ニコル) に示す火山礫の表面には細粒火山灰が付着している。



第 4.8 図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物の間に挟まれているデイサイト溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真 (鳥坂川支流杉ノ又沢, 平行ニコル)  
X, Y 字型など気泡の一部を象った火山ガラス片が多数認められるが, 斜長石片や岩片などの周囲で塑性変形している。

デイサイト火砕岩 (Tdp) の直上と直下には, 頁岩, シルト岩及び砂岩 (Tsh) と凝灰質砂岩もしくは水底堆積したと考えられる淘汰の良い酸性凝灰岩 (Tss) があって, それらの上位と下位に玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) が広がる (第 4.1 図)。

鳥坂川支流の雷又沢 (いづまたさわ [らいのまたさわ]) ともいう) では, デイサイト火砕岩 (Tdp) 下位の玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) 直下に平行～波状ラミナが発達した凝灰質シルト岩もしくは細粒酸性凝灰岩 (厚さ 40m) と暗褐色層状シルト岩 (8m) からなる細粒相 (Tsh) があり, その下位に砂岩を主とする岩相 (Tss) に一括した凝灰質中粒砂岩 (6m), 凝灰質砂岩細礫岩互層 (2.5m), 酸性凝灰岩 (125m), 凝灰質砂岩細礫岩互層 (3m), 酸性凝灰岩 (6m) が順に続く。更に, 水冷自破碎溶岩を主体とする玄武岩質安山岩 (厚さ 30m) を間に挟んで, 凝灰質砂岩及び／又は酸性凝灰岩 (Tss) が続き, 次いで玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) へと変わる。この玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) は, 玄武岩質安山岩～安山岩の水冷自破碎溶岩及び／又は同質火山角礫岩を主体とし, 間に頁岩, シルト岩及び砂岩 (Tsh) や凝灰質砂岩, 礫岩 (Tcg) などを挟む。頁岩直上の溶岩には割れ目に沿って頁岩が注入しているところがある。また, これらの基盤となる花崗閃緑岩の直上には厚さ数 10cm～数m の安山岩凝灰角礫岩～火山凝灰岩もしくは凝灰質礫岩があって, その中に花崗閃緑岩や斑状安山岩, 軽石火山凝灰岩の円磨された中礫～大礫が散在する。

デイサイト火砕岩 (Tdp) 下位の玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) の層厚は, 鳥坂川上流と根烈岳を挟んで北東側の堀内沢上流で 800～1,000m に達するが, デイ



第 4.9 図 鳥坂川層炭質頁岩 (組倉沢上流, 三枚平山東側斜面) 平行ラミナが明瞭で炭質物に富み, 間に凝灰質砂岩薄層を挟む。

サイト火砕岩 (Tdp) と同様に, 北東と南西の方向に向かって薄くなる (第 4.1 図)。このようなデイサイト火砕岩 (Tdp) と下位の玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) の層厚の変化は, 鳥坂川から堀内沢へと北西方向に開いた馬蹄形の谷地形があって, そこを火砕流や溶岩流が流下したことを示唆する。

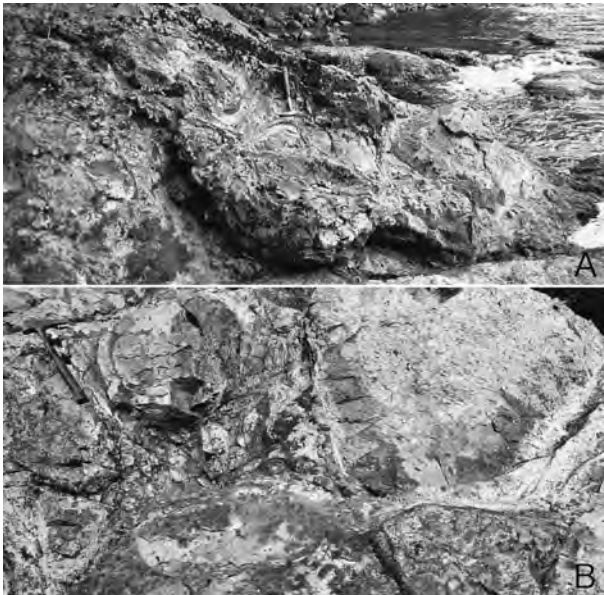
デイサイト火砕岩 (Tdp) 下位の玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) に挟在する頁岩・シルト岩 (Tsh) と砂岩 (Tss) は, 三枚平山付近で最も厚く, 100m に達し, また, 炭質の頁岩, シルト岩が優勢になる (第 4.9 図) が, 三枚平山の南東及び北面, 更には北東の堀内沢上流に向かうにつれて薄くなる。砂岩を主体とする岩相 (Tss) は, 雷又沢流域で最も厚く, 南東と北東に向かうにつれて薄くなる (第 4.1 図)。小阿仁川八木沢炭鉱は, 三枚平山付近の頁岩卓越層に対比される層準の炭層を採掘していたと考えられる。

デイサイト火砕岩 (Tdp) 上位の玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) では, 厚さ 20m またはそれ以下の玄武岩～玄武岩質安山岩アア溶岩 (第 4.10 図) が優勢で, 更に上位の頁岩及び砂岩 (Tsh) に近づくにつれて, ジグソー割れ目が顕著な水冷自破碎溶岩や枕状溶岩 (第 4.11 図), もしくは同質の火山角礫岩が卓越するようになる。更に玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) の上位には火山角礫岩が再移動して堆積したと思われる凝灰質礫岩もしくは砂岩があって, これに炭質物に富む頁岩とシルト





第 4.10 図 鳥坂川層玄武岩火砕サージ堆積物と玄武岩アア溶岩 (志洲内沢下流)  
アア溶岩には柱状節理が発達している。写真では判別が難しいが、火砕サージ堆積物と接する基底 (左上隅から右下隅を結ぶ線より上の部分) 付近にアアクリンカーが認められる。



第 4.11 図 鳥坂川層玄武岩枕状溶岩 (幸屋付近の阿仁川)  
A=溶岩ローブ。B=溶岩ローブの伸長方向に直交する断面。



第 4.12 図 鳥坂川層挟炭層 (白崎沢との合流付近の鳥坂川)  
細礫岩の上に石炭薄層を挟むシルト岩が重なる。

岩とを主体とする岩相 (Tsh) が重なる (第 4.12 図)。この岩相は、幸屋の北東方から南西の白崎沢にかけて分布するほか、露熊沢上流と阿仁川東岸の萱草付近、根子にも分布している。その下部には共通して薄い炭層が挟まれていて、上部になるにつれて砂岩礫岩を挟むようになり、ついには上位の打当層礫岩 (Ucg) に移化する (井上, 1951)。層厚は 40~100m で、鳥坂川流域とその近傍では、幸屋から岩ノ目沢にかけてもっとも厚く、80~100m で、南西の白崎又沢で 40m まで減ずる (第 4.1 図)。

鳥坂川層は、阿仁比立内付近からその西南西方と打当川に沿って東北東へと延びる断層の南東側にも分布するが、そこではデイサイト火砕岩 (Tdp) や炭質物に富む頁岩とシルト岩とを主体とする岩相 (Tsh) 等を欠いて、ほとんど凝灰質礫岩 (Tcg) と玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) からなり、全体の層厚は 300m 程度まで薄くなる (第 4.1 図)。凝灰質礫岩 (Tcg) は、比立内川下流にあって鳥坂川層の下半部を占めるが、南東と北東に向かって急激に薄くなるとともに玄武岩~安山岩溶岩・火砕岩 (Tb) が優勢となる。凝灰質礫岩 (Tcg) を構成する礫は様々な程度に円磨された玄武岩~安山岩片で、火山角礫岩との区別が判然としないところが多い。

**化石** 阿仁川流域の阿仁幸屋や白崎沢下流及び鳥坂川との合流点付近、岩ノ目沢中流古河山炭鉱、萱草炭鉱、荒瀬炭鉱、大阿仁炭鉱、小阿仁川上流西側の萩形白内峠や十六枚沢、阿仁又沢上流などに分布する本層最上部の頁岩とシルト岩とを主体とする岩相 (Tsh) から植物化石を産出する。いずれも冷温帯性の落葉広葉樹と針葉樹が優勢で、*Fagus antipofi*, *Alnus arasensis*, *A. usyuensis*, *Ulmus takayasui*, *Tilia hommashinichii*, *Aesculus majus* などをしてしばしば伴うことで特徴づけられる。これらは阿仁合植物群と名づけられ、日本における前期中新世初期の示準化石植物群とされている (藤岡, 1963; Huzioka, 1964)。第 4.3 表に本層から産する植物化石を産地毎に示す。

**地質年代** 金属鉱業事業団 (1977) によれば、鳥坂川支流白崎沢の輝石玄武岩溶岩の全岩 K-Ar 年代値は 23Ma と 22Ma であり、また、早瀬沢の輝石玄武岩溶岩の全岩 K-Ar 年代値も 25Ma である。幸屋付近の玄武岩については、今田・植田 (1980) も 23.9Ma の K-Ar 年代値を報告している。土谷 (1995) は、幸屋付近と鳥坂川上流のかんらん石単斜輝石玄武岩溶岩について 19.4±1.0Ma, 19.6±4.8Ma の全岩 K-Ar 年代値を、鳥坂川上流と小阿仁川上流萩形付近のデイサイト溶結凝灰岩について 23.2±2.0Ma, 24.0±2.0Ma のジルコン FT 年代値を報告している。更に、本研究報告をまとめるにあたって、幸屋付近のかんらん石単斜輝石玄武岩溶岩について全岩 K-Ar 年代を測定したところ、それぞれ 21.9±1.1Ma と 21.3±1.1Ma の値を得た。また、鳥坂川支流杉ノ又沢で採取したかんらん石単斜輝石玄武岩溶岩の斜長石につ

第4.2表 阿仁合地域における K-Ar 年代測定結果一覧

試料番号	緯度・経度 (日本測地系)	緯度・経度 (世界測地系)	層序	岩石名	測定対象	斑晶							石基		測定結果			
						Pl	Ol	Cpx	Opc	Glass	Pl	Px	Opc	wt.%K	<sup>40</sup> Ar*(scc/gx10 <sup>-5</sup> )	<sup>40</sup> Ar/%	年代値 (Ma)とその標準偏差	
KOYA-1	140°26'31"E	140°26'19"E	鳥坂川層	かんらん石 単斜輝石玄武岩	全岩	□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.86	0.074	76.9	22.0±1.1	21.9±1.1
	39°54'56"N	39°55'06"N				□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.86	0.073	81.8	21.7±1.1	(平均値)
KOYA-2	140°26'29"E	140°26'17"E	鳥坂川層	かんらん石 単斜輝石玄武岩	全岩	□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.80	0.067	78.8	21.4±1.1	21.3±1.1
	39°54'52"N	39°55'02"N				□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.80	0.066	83.8	21.1±1.1	(平均値)
AN-3	140°25'24"E	140°25'12"E	鳥坂川層	かんらん石 単斜輝石玄武岩	斜長石	□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.53	0.045	27.9	21.7±1.7	21.7±1.1
	39°54'19"N	39°54'29"N				□	●	◇	○	●	□	◇	○	0.53	0.045	31.8	21.7±1.5	(平均値)
HG99100506B	140°25'14"E	140°25'02"E	鳥坂川層	かんらん石 単斜輝石玄武岩	斜長石	□	●	◇	○	●	○	●	○	0.25	0.018	23.1	18.4±1.9	19.4±1.3
	39°54'29"N	39°54'39"N				□	●	◇	○	●	○	●	○	0.25	0.020	25.6	20.5±1.8	(平均値)
OH99082106	140°27'56"E	140°27'44"E	打当層	単斜輝石安山岩	斜長石	□	◇	○	●	□	◇	○	0.36	0.027	20.3	18.9±2.3	18.2±1.5	
	39°54'11"N	39°54'21"N				□	◇	○	●	□	◇	○	0.37	0.025	19.5	17.5±2.2	(平均値)	

○：ほぼ新鮮  
□：割れ目に沿ってわずかに変質  
◇：部分的に変質  
●：全体が変質  
Pl：斜長石 Cpx：単斜輝石 Opc：不透明鉱物  
Ol：かんらん石 Px：輝石

\*：放射性  
測定：Mass Spec Services, Geonuclear Inc.

第4.3表 鳥坂川層産植物化石一覧

種名	産地							種名	産地						
	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7
<i>Picea kaneharai</i> Tanai et Onoe [ <i>P. magna</i> MacGinitie]	○	○	○	○	○	○	○	<i>Quercus</i> sp.							○
<i>Picea kanoi</i> Huzioka					○			<i>Ulmus shiragica</i> Huzioka					○		○
<i>Picea ugoana</i> Huzioka		○		○		○		<i>Ulmus takayasui</i> Huzioka			○	○	○		○
<i>Picea</i> sp.	○							<i>Ulmus</i> sp.					○		
<i>Pseudolarix</i> sp.					○			<i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats	○	○	○	○	○	○	○
<i>Pinus</i> sp. cf. <i>P. trifolia</i> Miki					○			<i>Nelumbo endoana</i> Oishi et Huzioka			○				○
<i>Sciadopitys shiragiana</i> Huzioka					○			<i>Magnolia nipponica</i> Tanai							○
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart) Heer	○	○	○	○	○	○	○	<i>Schisandra</i> sp.		○					○
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Chaney	○	○	○	○	○	○	○	<i>Cercidiphyllum crenatum</i> (Unger) Brown							○
<i>Sciadopitys shiragica</i> Huzioka					○			<i>Tetracentron</i> sp.							○
<i>Taiwania</i> sp.					○			<i>Ribes</i> sp.							○
<i>Thuja iwasaiae</i> Huzioka					○			<i>Prunus</i> sp.							○
<i>Thuja nipponica</i> Tanai et Onoe	○							<i>Sorbus</i> sp. cf. <i>S. hokiensis</i> Ozaki							○
<i>Populus balsamoides</i> Goeppert					○			<i>Sorbus uzenensis</i> Huzioka		○					○
<i>Populus</i> sp. cf. <i>P. balsamoides</i> Goeppert					○			<i>Cladorastis</i> sp.							○
<i>Populus latior</i> Al. Braun		○						<i>Maackia ugoensis</i> Huzioka			○				○
<i>Populus</i> sp.	○							<i>Wisteria fallax</i> (Nathorst) Tanai						○	○
<i>Salix varians</i> Goeppert			○	○	○			<i>Ailanthus ezoense</i> Oishi et Huzioka							○
<i>Juglans</i> sp.		○	○	○				<i>Rhus aniensis</i> Huzioka		○					○
[ <i>J. japonica</i> Tanai, <i>J. shanwangensis</i> Hu et Chaney]								<i>Acer heigunensis</i> Huzioka					○		
<i>Pterocarya</i> sp.			○	○	○			[ <i>A. subyedoensis</i> Konno]							
[ <i>P. asymmetrosa</i> Konno]								<i>Acer macrosamarum</i> Huzioka							○
<i>Alnus arasensis</i> Huzioka					○			<i>Acer megasamarum</i> Huzioka							○
<i>Alnus miojaponica</i> Tanai	○							<i>Acer palaeoplatanoides</i> Endo							○
<i>Alnus sakaii</i> Huzioka			○	○	○			<i>Acer protomiyabei</i> Endo	○	○			○	○	
<i>Alnus tsudae</i> Huzioka et Nishida					○			[ <i>A. ezoanum</i> Oishi et Huzioka]							
<i>Alnus usyuensis</i> Huzioka	○	○	○	○	○	○		<i>Acer protonegundo</i> Tanai							○
<i>Alnus</i> sp.					○	○		<i>Acer pseudocarpiniifolium</i> Endo							○
<i>Betula hommae</i> (Huzioka et Nishida) Huzioka					○			<i>Acer pseudoginnala</i> Tanai et Onoe				○	○		
<i>Betula mioluminifera</i> Hu et Chaney					○	○		<i>Acer rotundatum</i> Huzioka			○		○	○	
<i>Betula nathorsti</i> Suzuki	○	○			○	○		[ <i>A. subpictum</i> Saporta]							
<i>Betula</i> sp.	○				○			<i>Acer</i> sp.		○					○
<i>Carpinus heigunensis</i> Huzioka	○	○	○	○	○			<i>Aesculus majus</i> (Nathorst) Tanai		○	○	○	○	○	○
[ <i>C. subyedoensis</i> Konno]								[ <i>Aesculiphyllyum majus</i> Nathorst]							
<i>Carpinus subcordata</i> Nathorst	○	○	○	○	○	○		<i>Tilia hommashinichii</i> Huzioka et Nishida		○	○	○	○		
<i>Carpinus</i> sp.					○			<i>Tilia sekiensis</i> Huzioka et Nishida		○		○			
<i>Ostrya shiragiana</i> Huzioka					○	○		" <i>Alangium</i> " <i>aequalifolium</i> (Goeppert) Kryshthovitch et Borsuk			○	○	○		
<i>Fagus antipofi</i> Heer	○	○	○	○	○	○		[ <i>A. aequalifolium</i> (Goeppert) Kryshthovitch et Borsuk]							
[ <i>Fagophyllum gottscheri</i> Nathorst]								<i>Diospyros miokaki</i> Hu et Chaney							○
<i>Quercus sinomiocenicum</i> Hu et Chaney					○			<i>Hemitrappa borealis</i> (Heer) Miki							○
<i>Viburnum protofurcatum</i> Tanai															○

1. 幸屋 (Huzioka, 1964; 植村, 未公表)  
2. 根子 (Huzioka, 1964)  
3. 萱草 (Nathorst, 1888; Huzioka, 1964)  
4. 白崎下流及び鳥坂川との合流点付近 (藤岡, 未公表; 植村, 未公表)  
5. 荒瀬炭鉱 (齋藤・大沢, 1956; 井上, 1960; Huzioka, 1964)  
6. 荒瀬炭鉱南方 (大熊, 2005; 植村未公表)  
7. 白内沢上流, 白内峠付近 (Huzioka, 1964; 石川未公表)  
注) 分類学的変更のある種類は, 原著の種名を [ ] に付した。

いて全岩 K-Ar 年代を測定したところ、 $21.7 \pm 1.1 \text{Ma}$  と  $19.4 \pm 1.3 \text{Ma}$  の値を得た (第 4.2 表)。同じ杉ノ又沢で本層の玄武岩溶岩などを貫く流紋岩岩脈のジルコン FT 年代値は、 $25.0 \pm 2.3 \text{Ma}$  であった (第 4.1 表)。これら放射年代値は  $25 \sim 19 \text{Ma}$  の範囲内にあり、鳥坂川層が前期中新世に対比されることを示す。

#### 4. 4 打当層 (Ucg, Us, Ua, Ut)

**地層名** 井上 (1951) 命名。斎藤・大沢 (1956) の阿仁合層のうち礫岩層と砂岩凝灰岩層とを併せた地層、金属鉱業事業団 (1977) の阿仁川層幸屋泥岩砂岩部層、角・盛谷 (1973) の巻淵層にほぼ相当する。

**模式地** 井上 (1951) では指定していないが、本研究报告では、井上 (1951) の地質図に示されている分布地域から推して、比立内川と打当川とが合流して阿仁川となる阿仁長畑羽立から打当内 (森吉山地域) に至る打当川北側の打当川流域とする。

**層序関係** 鳥坂川層に整合的に重なる。井上 (1951) は、荒瀬炭鉱付近で阿仁合夾炭層に重なる露熊層 (海成層) と同時異相と考えた。その後、斎藤・大沢 (1956) は、打当層の上位に露熊層に相当する海成層を認め、打当層を阿仁合夾炭層中の挟炭泥岩上位の礫岩層に対比した。

**分布** 鳥坂川支流の白崎沢から打当内に至る地域と、五城目町北ノ又沢上流から北方の白内沢上流に至る地域に分布する。

**層厚** 最大で  $1,000 \text{m}$  を越えない。

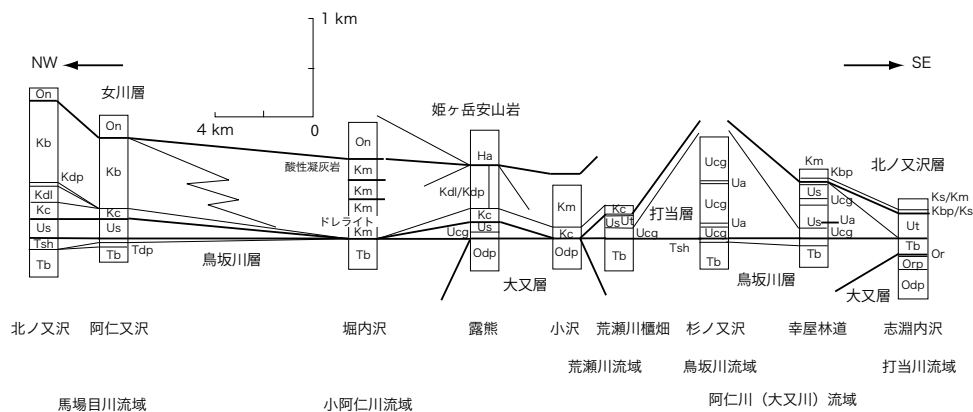
**岩相** 打当層は、礫岩及び砂岩 (Ucg) と砂岩、泥岩及び礫岩 (Us) を主体とし、デイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (Ut) と玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・火砕岩 (Ua) を伴う (第 4.13 図)。

礫岩及び砂岩を主体とする岩相 (Ucg) は、打当層の下部にあって、様々な程度に円磨された玄武岩～玄武岩質安山岩礫からなる礫支持の中～巨礫岩が大半を占め

る (第 4.14 図)。礫岩は厚さ数 m、ときに  $10 \text{m}$  を超える層をなして累重し、上方細粒化して凝灰質砂岩に移化している場合、あるいは火山角礫岩から移化している場合もある。本岩相の厚さが  $300 \text{m}$  を超える杉ノ又沢付近では、玄武岩質安山岩～安山岩溶岩・同質火山礫岩 (Ua) と指交する。溶岩が東方に向かって薄くなるにつれて、本岩相全体の厚さは急激に減じて、阿仁川東岸の幸屋で  $100 \text{m}$  またはそれ以下となる (第 4.13 図)。また、礫の円磨度も上がる。玄武岩質安山岩～安山岩溶岩は表面にジグソー割れ目があって上下の同質角礫岩に漸移しており、すべてではないにしても水底ブロック溶岩 (Kano *et al.*, 1991, 1993) の様相を呈する。

基底の礫岩及び砂岩を主体とする岩相 (Ucg) の上位では相対的に礫岩が少なくなり、泥岩 (もしくは頁岩) と凝灰質砂岩を主体とする岩相 (Us) となる。この岩相は厚さ数  $10 \text{cm}$  ～数 m の炭層を挟むことがあり、厚さ  $100 \text{m}$  もしくはそれ以下の礫岩及び砂岩を主体とする岩相 (Ucg) を挟んで、その上位では泥岩もしくは頁岩が優勢となる。これらの岩相を構成する砂礫岩には、厚さ数  $10 \text{cm}$  単位で小礫岩もしくは細礫岩から砂岩へと上方細粒化しているものと、厚さ数  $10 \text{cm}$  ～数 m で時に石炭薄層を挟み斜交層理もしくは平行層理を示すものがある (第 4.15 図, 第 4.16 図)。また、泥岩もしくは頁岩は、砂岩薄層を挟み互層している場合がある。頁岩は細かな平行ラミナが発達しており、ラミナに沿って剥離することが多い (第 4.17 図)。

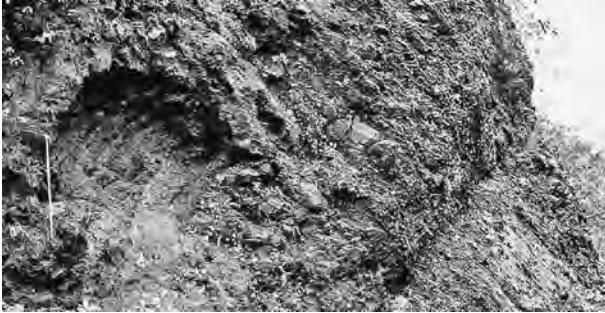
デイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (Ut) は、打当川の南側で本層の最上部を占めて広い範囲に分布する。繫沢と志淵内沢との間にある万内森付近で最も厚く、厚さは  $200 \text{m}$  を超える。全体に淘汰不良、無層理で、ところによって炭化木片を含むところがあるが、溶結構造やガス抜けパイプなどは見当たらない。東隣森吉山地域内の志淵内沢では、最上部の  $8 \text{m}$  は平行層理の発達した凝灰岩となっており、これに北ノ又沢層の凝灰質砂岩が重



第 4.13 図 打当層及び北ノ又沢層の模式岩相柱状図

岩相は英字で表記し、その意味は本文に記述した。





第 4.14 図 打当層下部を構成する淘汰不良の礫岩（鳥坂川支流杉ノ又沢）  
玄武岩～玄武岩質安山岩起源の様々な大きさの角礫～亜円礫からなり、厚さ数 m 単位で逆～正級化している。物差し（長さ 1m）の右手にあるブロックは成層した玄武岩火砕岩。



第 4.15 図 打当層の淘汰の良い砂岩と炭層（大倉又沢）  
斜交層理が発達し石炭ラミナを挟む砂岩。写真上部の砂岩は緩くうねり、直下の砂岩をチャンネル状に削削しているところがある。層流に特徴的な堆積構造をもち、炭質物と共存していることから、河川流路または河口などの三角州をなしていた可能性がある。



第 4.16 図 打当層に挟在する炭層（大倉又沢）  
全体に暗灰色を呈し、灰色の砂岩薄層を多数挟む。第 4.15 図の堆積物の下位にあって、河川流路、河口などの三角州と接する浅瀬から湿地にかけて堆積した可能性が考えられる。



第 4.17 図 打当層中の頁岩（羽立北側の沢）  
平行ラミナが発達しており、植物化石が多産する。

なる。全体の層厚は北方で急激に薄くなり、打当川を挟んで北側の幸屋林道沿いでは数 m となる（第 4.13 図）。

これより下位の層準にもデイサイト凝灰岩薄層は挟まれていることがあり、地質図に示した羽立北側の沢の入り口付近の凝灰岩もその一つである。直近の上位に局所的に分布する安山岩溶岩は下位の砂岩と入り組んで接しており、局所的にジグソー割れ目が認められることから、水域に定置したことがうかがえる。

**化石** 羽立北側の沢や小倉から北へ延びる小倉沢、荒瀬川上流の山萱草<sup>やまかやくさ</sup>に分布する本層の頁岩とシルト岩から多数の植物化石を産出する（第 4.4 表）。これらは打当植物群と名付けられ、日本における前期中新世～中期中新世初期の示準化石植物群とされている台島植物群の模式的植物群とされている（藤岡, 1963 ; Huzioka, 1963）。

打当植物群は阿仁合植物群とは異なり、ブナ科やクスノキ科などの常緑広葉樹と *Comptonia*, *Liquidambar* などの落葉広葉樹が特徴的に含まれ、針葉樹も *Calocedrus* などの南方系の針葉樹を伴うことから、温暖な気候下の低地植生を反映している。

これらの植物化石のほか、<sup>ととりない</sup>戸島内で北から打当川に合流する<sup>とちのき</sup>榎木沢の上流から淡水生貝化石 *Unio?* sp.（イシガイの仲間）が得られている（竹原・松井, 1951）。

**地質年代** 羽立西側の沢で採取したデイサイト凝灰岩のジルコン FT 年代値は  $19.8 \pm 1.6 \text{ Ma}$ 、その上位から採取した単斜輝石安山岩溶岩の斜長石 K-Ar 年代値は  $18.2 \pm 1.5 \text{ Ma}$  である（第 4.1 表, 第 4.2 表）。また、志淵内沢上流の林道沿いと<sup>ほおずき</sup>鬼灯山南東麓の幸屋林道沿いから採

第4.4表 打当層産植物化石一覧

種名	産地			種名	産地		
	1	2	3		1	2	3
<i>Podocarpus</i> sp		○		<i>Magnolia uttoensis</i> Huzioka		○	
<i>Cephalotaxus akitaensis</i> Huzioka	○			<i>Actinodaphne oishii</i> Huzioka		○	
<i>Picea</i> sp.	○			<i>Cinnamomum lanceolatum</i> (Unger) Heer		○	
<i>Pinus miocenica</i> Tanai		○		<i>Cinnamomum miocenum</i> Morita		○	
<i>Pseudotsuga</i> sp. cf. <i>P. ezoana</i> Tanai		○		<i>Lindera</i> sp.	○	○	
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart) Heer	○	○		<i>Machilus ugoana</i> Huzioka		○	
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Chaney	○			<i>Liquidambar miosinica</i> Hu et Chaney	○	○	
<i>Calocedrus notoensis</i> (Matsuo) Huzioka	○	○		<i>Parrotia fagifolia</i> Goepfert		○	
[ <i>Fokienia notoensis</i> Matsuo]							
<i>Smilax minor</i> Morita		○		<i>Parrotia</i> sp.			○
<i>Comptonia naumanni</i> (Nathorst) Huzioka				[ <i>Fagus antipofi</i> Heer]			
[ <i>Myrica naumanni</i> (Nathorst) Tanai,	○	○		<i>Cladrastis aniensis</i> Huzioka		○	
<i>Comptoniophyllum naumanni</i> Nathorst]							
<i>Cyclocarya ezoana</i> (Tanai et Suzuki) Wolfe et Tanai	○			<i>Gleditsia miosinensis</i> Hu et Chaney	○	○	
<i>Juglans</i> sp.		○		<i>Wisteria fallax</i> (Nathorst) Tanai et Onoe		○	
[ <i>J. japonica</i> Tanai]							
<i>Pterocarya</i> sp.		○		<i>Buxus protojaponica</i> Tanai et Onoe			○
[ <i>P. asymmetrosa</i> Konno, <i>Paliurus akitana</i> Huzioka]							
<i>Alnus protomaximowiczii</i> Tanai		○		<i>Ilex heeri</i> Nathorst	○	○	
<i>Betula uzenensis</i> Tanai		○		<i>Ilex ohashii</i> Huzioka		○	
<i>Carpinus praejaponica</i> Berger		○		<i>Acer rotundatum</i> Huzioka		○	
				[ <i>A. subpictum</i> Saporta]			
<i>Castanopsis miocuspudata</i> Matsuo		○		<i>Acer</i> sp.		○	○
<i>Fagus</i> sp.		○		<i>Paliurus miosinica</i> Hu et Chaney		○	
[ <i>F. sp. cf. hayatae</i> Palibin]				[ <i>Zizyphus miojuba</i> Hu et Chaney]			
<i>Quercus (Cyclobalanopsis) nathorstii</i> Kryshtofovich		○		<i>Vitis</i> sp.		○	
<i>Quercus (Cyclobalanopsis) mandralisca</i> Gaudin		○		" <i>Alangium</i> " <i>aequalifolium</i> (Goepfert) Kryshtofovich et	○	○	
[ <i>C. mandralisca</i> (Gaudin) Tanai]				[ <i>A. aequalifolium</i> (Goepfert) Kryshtofovich et Borsuk]			
<i>Quercus (Cyclobalanopsis) praegilva</i> Kryshtofovich		○		<i>Tripetaleia almquisti</i> Nathorst		○	
<i>Quercus miovariabilis</i> Hu et Chaney	○	○		<i>Diospyros miokaki</i> Hu et Chaney		○	
[ <i>Castanea miomollissima</i> Hu et Chaney]							
<i>Ulmus carpinooides</i> Goepfert		○	○	<i>Osmanthus</i> sp.		○	
<i>Ulmus longifolia</i> Unger			○	<i>Ehretia akitana</i> Huzioka		○	
<i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats		○	○	<i>Viburnum</i> sp.		○	

1. 羽立北側の沢 (Huzioka, 1963; 植村, 未公表)  
2. 山萱草 (斎藤・大沢, 1956; Huzioka, 1963)

3. 旧露熊集落北方 (芳賀, 1999)  
注) 分類学的変更のある種類は、原著の種名を [ ] に付した。

取した打当層最上部サイト軽石火山礫凝灰岩のジルコン FT 年代値は  $17.9 \pm 1.0 \text{ Ma}$  と  $16.4 \pm 1.3 \text{ Ma}$  である (第4.1表)。鳥坂川層上部玄武岩溶岩の K-Ar 年代  $21 \sim 19 \text{ Ma}$  とこれらの同位体年代とを併せて考えると、打当層の同位体年代値は  $19 \sim 16 \text{ Ma}$  の範囲内にあり、打当層は、前期中新世に対比される。

#### 4. 5 北ノ又沢層 (Kc, Km, Kdp, Kdl, Kbp, Kb)

**地層名** 新称。斎藤・大沢 (1956) の阿仁合層の頁岩層と流紋岩、上部粗粒玄武岩類、頁岩砂岩層を併せた地層、金属鉱業事業団 (1977) の阿仁川層北ノ又石英安山岩部層と砂子淵層とを併せた地層、両角・石川 (2005) の光層のうち大倉又砂岩泥岩部層を除いた部分、角・盛谷 (1973) の巻淵層にほぼ相当する。

ここで、砂子淵層は、井上 (1960) が定義した玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩を主体とする地層である。阿仁川層北ノ又石英安山岩部層 (金属鉱業事業団, 1977) は井上 (1960) が模式地を大倉又沢から北ノ又沢

に移して再定義した大倉又層に相当する。土谷 (1986) は、金属鉱業事業団 (1977) と同様に、井上 (1960) が定義した砂子淵層と鶴養泥岩、屋布泥岩とを併せて砂子淵層としている。しかし、模式地である砂子淵付近では、井上 (1960) が砂子淵層とした中に本研究報告で鳥坂川層とした玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩が混在しており、これを再定義するには、あらためて詳しい調査が必要と判断して、本研究報告では、砂子淵層を採らない。

**模式地** 五城目町北ノ又沢とその北側の大倉又沢を火山岩卓越相の模式地とし、小阿仁村堀内沢を堆積岩卓越相の副模式地とする。

**層序関係** 打当層との関係は、広い範囲で境界に沿ってドレライトもしくは細粒はんれい岩シルが貫入しているため、観察できないが、五城目町白内沢の上流と南方の光沢上流との間や露熊川、荒瀬川流域で、北ノ又沢層砂岩及び礫岩 (Kc) が打当層の砂岩礫岩に調和的に重なる。荒瀬川と大沢との分岐に近い稲荷坑口付近では、本層の基底に礫岩があって、その上位の凝灰質砂岩からは海生貝化石が、下位にあって打当層最上部を構成

する凝灰質砂岩からは植物化石が産出している（高橋，1973）．また，阿仁幸屋から鬼灯山の東側を通る林道付近で打当層最上部のデイサイト軽石火山礫凝灰岩の直上に北ノ又沢層の級化成層した玄武岩質安山岩火砕岩薄層（Kbp）が調和的に重なる．しかし，荒瀬川流域では打当層の分布を超えて大又層に直接重なっており，臼内沢上流でも打当層の分布を超えて鳥坂川層に直接重なっている．したがって，大局的には打当層にオンラップしていると考えられる（第4.13図）．

**分布** 五城目町北ノ又沢と，その北側の大倉又沢，阿仁又沢，臼内沢，臈沢上流を経て，その東側の八木沢から下流の小阿仁川，堀内沢，長滝沢，露熊川にかけて分布する．また，荒瀬川と小様川から上流の一ノ又川，二ノ又川流域に分布する．

**層厚** 最大で1,000～1,200m．

**岩相** 北ノ又沢層は，砂岩及び礫岩（Kc）または玄武岩火砕岩（Kbp）に始まり，これに泥岩，シルト岩及び砂岩（Km），玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩（Kb），デイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩（Kdl）を主体とする岩相，または，これとデイサイト～流紋岩火砕岩（Kdp）とからなる岩相が重なる（第4.12図）．これらのうち，泥岩，シルト岩及び砂岩（Km）を主体とする岩相は，堀内沢及び長滝沢流域と，阿仁川東側の広い範囲に分布する．玄武岩～安山岩溶岩・火砕岩（Kb）は，この岩相と指交し，堀内沢西側から南南西に向かうにつれて卓越するようになる．更に南方の大倉又沢から北ノ又沢を経て光沢に至る地域と，長滝沢と阿仁川との間にある姫ヶ岳の南麓には，デイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩（Kdl）を主体とする岩相，あるいは，これとデイサイト～流紋岩火砕岩（Kdp）とからなる岩相が分布する．

泥岩，シルト岩及び砂岩を主体とする岩相（Km）は，かつて屋布泥岩と呼ばれていたもので，その典型は堀内沢で観察できる．そこでは，黒色シルト岩・泥岩が凝灰質砂岩と数mm～数10cm単位で互層し，地質図に示したように，ある程度の範囲で追跡可能な厚さ2m前後の凝灰質砂岩を挟む（第4.18図，第4.19図）．黒色シルト岩・泥岩には海綿骨針や海緑石粒が散在し，頁岩薄層を間に挟んで平行層理の明瞭なところがある（第4.20図）．また，生痕と思われる管を置換した硫化鉄鉱ノジュールが認められることがある．

玄武岩～安山岩溶岩火砕岩（Kb）を主体とする岩相の典型は北ノ又沢と大倉又沢，阿仁又沢で観察できる．これらの流域では，下部～中部層準で安山岩溶岩が，上部層準で玄武岩もしくは玄武岩質安山岩溶岩が卓越し，間に同質火砕岩とシルト岩，泥岩などを挟む．阿仁又沢入り口に近い林道では，高さ10m余り，幅15m前後の切割に，径数10cm，長さ1～2mを超える枕状ローブが密に積層して露出している（第4.21図）．また，北ノ又沢では，玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩が厚さ数mのシ



第4.18図 北ノ又沢層の無層理泥岩（堀内沢）  
全体に無層理であるが，凝灰岩質砂岩の薄層を挟み，波状層理が発達する．

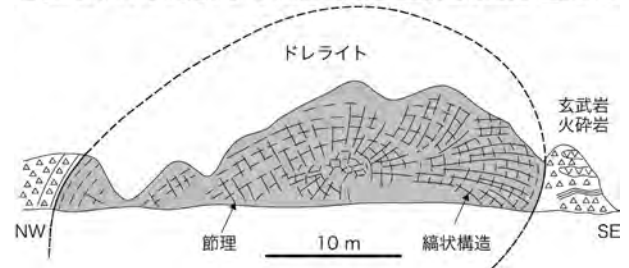


第4.19図 北ノ又沢層の凝灰質細粒砂岩（堀内沢）  
暗灰色泥岩に明瞭な境界を持つて重なる厚さ2mの砂岩．下部には波状～平行層理が発達し，上部はやや細粒で無層理．ほとんど火山灰粒子からなり，噴火に直接由来する重力流から堆積した可能性もある．

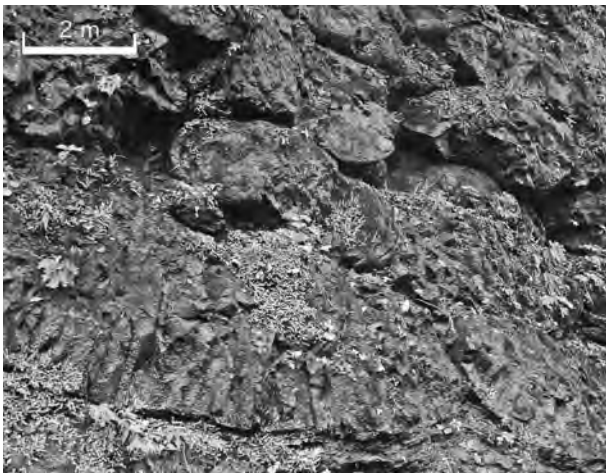
ートフローをなして積層し，先端でローブ状をなしていて，厚さが数mを超える淘汰の良い無層理のスコリア火山礫岩～火山礫凝灰岩がこれに重なるところがある．その上流側には，幅数10cmの柱状節理が明瞭な玄武岩～ドレライトが下流側に傾斜した玄武岩質凝灰岩を幅20mにわたって貫いて上流側と下流側に開いており，下流側の玄武岩溶岩とスコリア火砕岩がそこから噴出したとも考えられる（第4.22図）．北ノ又沢の更に上流には，ガラス質安山岩（厚さ6～40m）と，その上下の同質角礫岩（厚さ5～10m）からなる水底ブロック溶岩（Kano *et al.*, 1991, 1993）がある．溶岩の塊状部には柱状節理が発達しているが，節理の間隔は角礫岩との接触部で細くなり，あるいは不規則に割れて角礫岩に移化しているところが認められる（第4.23図）．一方，臼内沢付近



第 4. 20 図 北ノ又沢層の凝灰質泥岩頁岩互層（隴沢上流又沢）波状層理が発達した凝灰質泥岩が厚さ 30cm 前後の層をなして厚さ数 cm の頁岩薄層とともに繰り返し重なる。



第 4. 22 図 北ノ又沢層の玄武岩火砕岩にドーム状に貫入するドレライト（北ノ又沢）スケッチは土谷（1986）による。



第 4. 21 図 北ノ又沢層の玄武岩枕状溶岩（阿仁又沢）長さ 2m を越える枕状溶岩ローブが密に重なっており、それぞれのローブの断面には表面に直交する冷却節理が発達している。

に分布する最上部層ではスコリアなど気孔に富む火砕粒子からなるスコリア火山礫岩～火山礫凝灰岩が目立つ（土谷，1986）。隴沢上流、<sup>りょうまた</sup>両又沢の西側の尾根を越えた馬場目川の枝沢にわずかに分布する玄武岩スコリア火山礫凝灰岩もその1つで、そこでは女川層の層状珪質シルト岩に覆われて、気孔に富む火山礫からなる淘汰の良い基質にスコリア火山弾とその碎片が散在している（第 4.24 図）。いずれにしても、玄武岩～安山岩溶岩火砕岩（Kb）を構成する玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩の大半は、本層及び上位の女川層中のドレライト同様、 $\text{SiO}_2=48\sim 54\text{wt}\%$  でソレライト系列に属する（土谷，1986）。

大倉又沢から北ノ又沢を経て光沢に至る地域に分布するデイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩は中ノ又山・松倉山を中心とした溶岩ドームをなしている。このドームは、

斜長石斑状で柱状節理が発達しているが、表層部は表面から 8m の範囲は無斑晶質で、ジグソー割れ目に沿って角礫化しており、更に内側では軽石質となっている。また、ドームが厚さを減ずるところから北東に向かってデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩もしくは火山礫岩が分布する。この火砕岩は、不明瞭ながら平行層理を示しており、様々な程度に発泡した岩片とガラス片からなり、溶岩ドームの部分的崩壊もしくは爆発などによって生じた重力流から堆積したことが考えられる。溶岩ドームの表面は水冷破碎されて角礫化し、これをデイサイト～流紋岩火砕岩（Kdp）が取り巻いている。また、北方から続く玄武岩～安山岩溶岩火砕岩（Kb）を主体とする岩相がこれにアバットしている。

姫ヶ岳南麓に分布するデイサイト～流紋岩溶岩・貫入岩（Kdl）は、無斑晶質で、内部には流理が発達している（第 4.25 図）。その一部はジグソー割れ目に沿って破碎し、下位の泥岩と接するところでは角礫化している（第 4.26 図）。周囲の火砕岩は、気孔の少ない様々な大きさのガラス質デイサイト～流紋岩碎片からなり、ところによってはメートルサイズのブロックも認められるなど淘汰不良で、粒径分布の異なる厚さ数 m の層をなして積み重なっている（第 4.27 図）。また、溶岩にアバットしている。このようなことから、これらの火砕岩は、ドームが成長する過程で水冷自破碎した表層部が崩落し、あるいはドームが爆発して放出された碎片が周囲に流下堆



第 4. 23 図 北ノ又沢層の玄武岩凝灰角礫岩（臈沢上流）  
 A=無層理の凝灰角礫岩。枕状溶岩岩片が濃集して層をなす。B=枕状溶岩岩片濃集層中の枕状火山岩塊。楕円状の表面と、それに直交する冷却節理、表面に平行に配列する気孔など、枕状ローブの特徴を備えているところがある。これらは枕状溶岩からの転動堆積物と考えられる。

積して生じたと考えられる。

化石 北ノ又沢上流の細礫岩～極粗粒砂岩 (Kc) から、*Chlamys* sp., *Chlamys cosibensis hanzawae* Masuda, *Mizuhopecten kimurai murayamai* (Yokoyama), *Ostrea* sp. が、露熊川の凝灰質砂岩もしくは礫岩 (Kc) から、*Anadara* sp., *Chlamys akitana* (Yokoyama), *Chlamys kaneharai* (Yokoyama), *Crassostrea gravitesta* (Yokoyama), *Dosinia kaneharai* (Yokoyama), *Masudapecten* sp., *Masudapecten iwasakiensis* (Nomura), *Mizuhopecten kimurai murayamai* (Yokoyama), *Mytilus* sp., *Nanaochlamys* cf. *notoensis* (Yokoyama), *Placopecten* sp., *Placopecten protomollitus* (Nomura), *Serripes?* sp., Brachiopoda (gen. et sp. indet.) が、また、阿仁鉱山稲荷抗口付近の砂岩から同様の海生貝化石が産出する (斎藤・大沢, 1956; 金属鉱業事業団, 1977; 通商産業省資源エネルギー庁, 1998; 芳賀, 1999)。更に、阿仁一ノ又付近からは、*Saxolucina khatai* (Otuka), *Fabulina* sp., *Hiatella* sp.,



第 4. 24 図 北ノ又沢層最上部の玄武岩スコリア火砕岩（高千川上流）

女川層の層状硬質シルト岩 (写真上部) 直下において、様々な程度に発泡した様々な大きさのスコリア片が集積している。火山灰粒子はほとんど無く、また、明瞭な層理も認められないことから、水中に放出されたスコリア片が降下堆積したと考えられる。堆積物の最上部にはスコリア火山岩塊が並んでいるところがあり、それぞれの表面に直交する節理が認められる。これらは高温状態で放出された後、冷えるまで水中または水面を漂っていたことを示唆する。



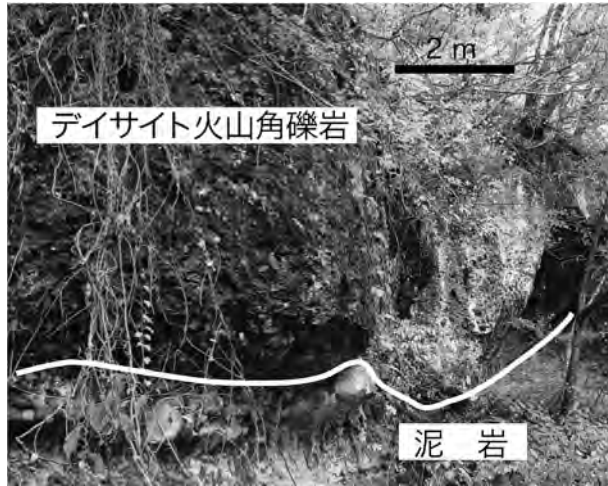
第 4. 25 図 北ノ又沢層のデイサイト溶岩 (阿仁銀山対岸, 向山南側の沢)

ドームをなすデイサイト溶岩内部の拡大写真。写真横幅が約 1m に相当する。細かな気孔が平行に配列した流理が明瞭で、斑晶はほとんど目立たない。

*Fulgoraria striata* (Yokoyama) が産出する (斎藤・大沢, 1956)。これらは、水深 150m 以浅の砂泥底, 砂礫底, 岩礁などの多様な環境を示唆する。

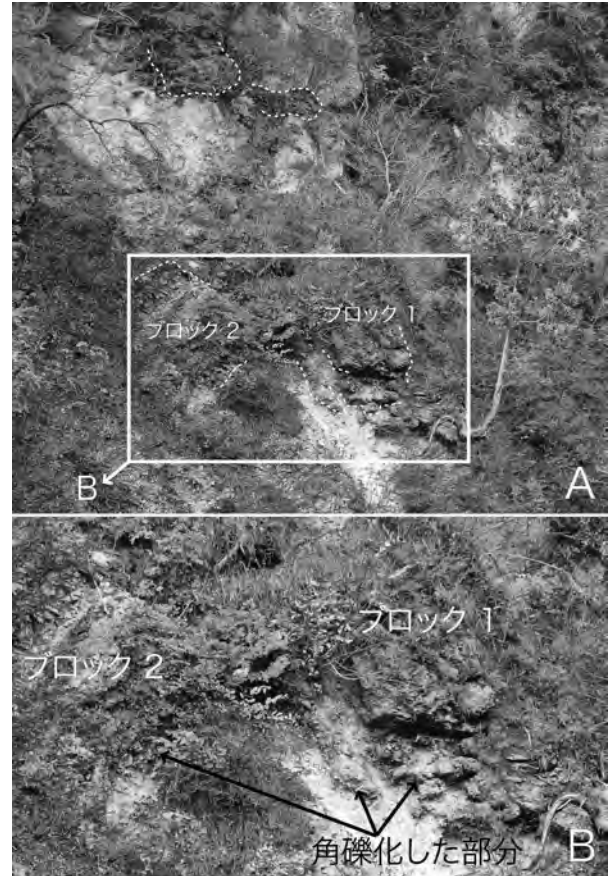
北ノ又沢付近の泥岩やシルト岩からは、石灰質ナンノ化石 *Sphenolithus heteromorphus* (通商産業省資源エネルギー庁, 1998) や放散虫化石 *Calocyctella*





第4.26図 北ノ又沢層のデイサイト火山角礫岩（孫沢林道）阿仁川を挟んで阿仁銀山の対岸にある向山を中心とした水底溶岩ドームの基底にあって泥岩に直接重なり、ジグソー割れ目が発達した溶岩に漸移しており、水冷自破碎して角礫化したと考えられる。直下の泥岩は荷重変形している。崖の高さは約8m。

*costata* (通商産業省資源エネルギー庁, 1997), 浮遊性有孔虫化石 *Globigerina* sp., *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinita glitinata* (Egger), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globoquadrina venezuelana* (Hedberg), *Globorotalia* cf. *miozea* Fislay と、底生有孔虫化石 *Ammobaculites* sp., *A. incertus* (d'Orbigny), *Bathysiphon* sp., *B. arenacea* (Cushman), *Cibicides malloryi* Matsunaga, *Cribostronoides* sp., *C. cf. subglobosum* (Sars), *C. evoluta* (Natland), *Cyclammina cancellata* Brady, *Dentalina* sp., *Dorothia* sp., *D. aubrotundata* (Schwager), *Eponides unbonatus* (Reuss), *Globobulimina auriculata* (Bailey), *Globocassidulina globosa* (Hantken), *Guttina* sp., *Gyroidina orbicularis*, *Haplophragmoides* cf. *evolutum* (Natland), *H. trullissatum* (Brady), *Hopkinsina morimachiensis* Matsunaga, *H. shinboi* Matsunaga, *Lagena costata*, *L. sulcata spicata* Cushman et McCulluch, *Lenticulina* sp., *Martiniella communis* (d'Orbigny), *Melonis nicobarenese* (Cushman), *M. ponpilloides* (Fichtel et Moll), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Sigmoiloposis schlumbergeri* (Silvestri), *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga, *Trochammina* cf. *nobensis* Asano が産出する (金属鉱業事業団, 1977)。白内沢中流で採取した試料からも種数や産出頻度も低いながら同様の浮遊性有孔虫化石と底生有孔虫化石が産出する (矢萩, 1981)。また、隴沢から堀内沢を経て長滝沢に至る地域では、底生有孔虫化石 *Cyclammina pusilla* Brady, *C. japonica* Asano, *Ammmodiscoides turbinatus* Cushman などのほか、海綿骨針 *Makiyama chitanii*



第4.27図 北ノ又沢層のデイサイト火砕岩（阿仁銀山対岸、向山南側の沢）  
A=無層理の凝灰角礫岩。全体に無層理で、様々な程度に発泡したガラス質デイサイト岩片からなり、流理の発達した同質溶岩ブロック（破線で囲んだ部分）が散在することから、近接する溶岩ドームの成長に伴って発生した火山灰流火山岩塊流 (block and ash flow) 起源と考えられる。B=その拡大写真。ブロックは縁辺部で様々な程度に角礫化している。

(Makiyama) や魚鱗、サメの歯、カニ、エビなどの化石を産する (井上, 1960)。以上の化石のうち、底生有孔虫化石群集は半深海の環境を指示する。

**地質年代** 石灰質ナンノ化石 *Sphenolithus heteromorphus* は、Martini (1971) の NN4~NN5 に限って産出する (通商産業省資源エネルギー庁, 1994)。また、放射虫化石 *Calocyclus costata* は Riedel and Samfilipo (1978) の *Calocyclus costata* 帯を特徴づける (通商産業省資源エネルギー庁, 1994)。したがって、打当層について得られた同位体年代値と併せて考えると本層の年代の下限は17~16Ma 付近にあるといえる。上限については、次に述べる女川層の珪藻化石年代から13~12Ma 付近と考えられる。このようなことから、本層は前期中新世末期~中期中新世に対比される。

#### 4. 6 女川層 (On)

**地層名** 千谷 (1930) 命名. 千谷 (1925, 1929) の第三紀層下部珪質頁岩層の主部, 外山 (1925) の女川珪質頁岩層, 大橋 (1930) の女川珪質頁岩に対応する. 本層は珪質岩もしくは珪藻質岩が卓越する岩相で特徴づけられるが, 下位の北ノ又沢層とは漸移的で, 珪質岩もしくは珪藻質岩が優勢となっても, 依然として炭酸塩または炭酸塩生物遺骸や海緑石が濃集した漸移相が続く. 本研究報告では, 鹿野ほか (2011) の再定義に従って, このような漸移相までを北ノ又沢層とする.

齋藤・大沢 (1956) の女川層, 角・盛谷 (1973) の小猿部川層のうち, 基底の黒色泥岩を除いた部分と岩谷層とをあわせた地層, 金属鉱業事業団 (1977) の女川層, もしくは小猿部川層 (平山・角, 1963) と寄延層 (平山・角, 1963) とをあわせた地層にほぼ相当する.

**模式地** 男鹿半島南岸, 鶴ノ崎西側の向斜から女川までの間 (鹿野ほか, 2011).

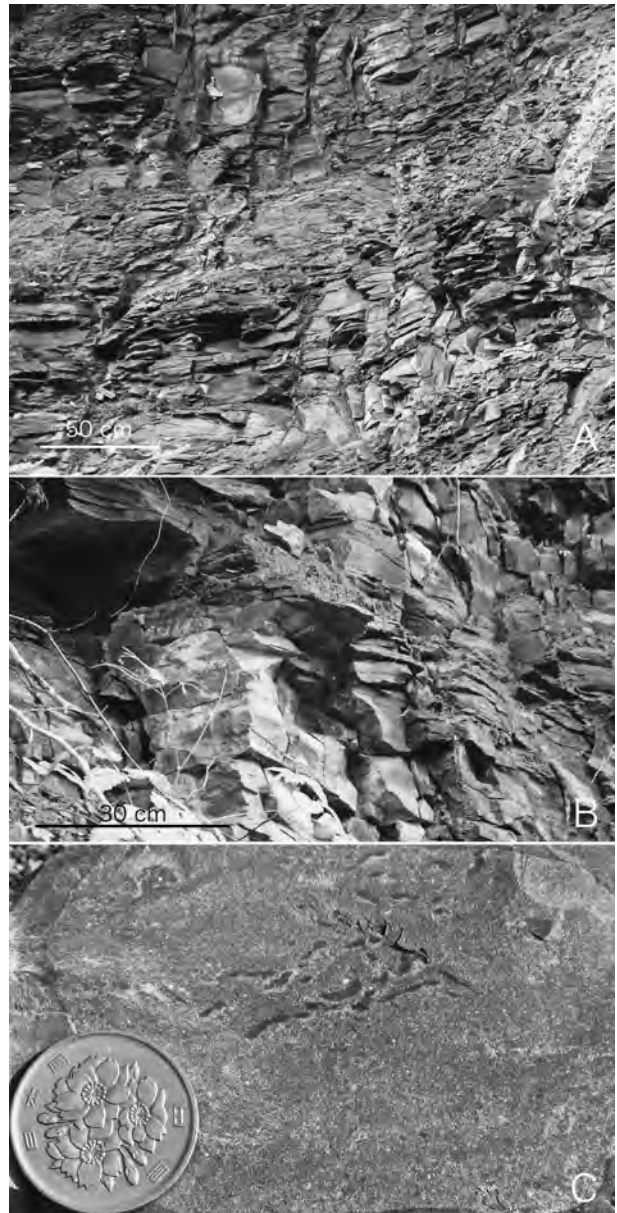
**層序関係** 北ノ又沢層に整合的に重なる.

**分布** 小阿仁川とその支流の堀内沢との合流点付近から南南西の臈沢, 五城目町馬場目にかけて分布する.

**層厚** 100~300m.

**岩相** 灰褐色~暗灰色珪質シルト岩もしくは凝灰質シルト岩からなり, 厚さ10~20cmの酸性凝灰岩薄層を挟む. シルト岩は, 典型的な女川層の硬質シルト岩と同様, 平行~波状ラミナが認められ, 硬質で風化すると剥離して板状の小片となり, 油臭がすることもある (第4.28図). しかし, シリカの含有量はそれほど高くはなく (多くても80wt% 前後: 井上, 1960), 層理面も不明瞭であるため, 長滝沢から堀内沢や臈沢など, 下位の北ノ又沢層の泥岩, シルト岩及び砂岩を主体とする岩相 (Km) と接するところでの岩相は漸移的である. 本研究報告では, 井上 (1960) に従って, この漸移的岩相に挟在する厚さ2~6mの流紋岩凝灰岩を本層の基底とする (第4.13図). この火砕岩は級化成層しており, その中にレンズ状に圧密された軽石細粒火山礫と灰褐色~暗灰色珪質シルト岩もしくは凝灰質シルト岩の岩片が認められるという特徴があつて, 小長滝沢からヤチノ沢付近, 南方の杉沢付近まで追跡できる (矢萩, 1981), この火砕岩の分布は地層境界と重なるため, 地質図には示していない.

**化石** 海綿骨針 *Makiyama chitanii* (Makiyama) や魚鱗などを産する. 鏡下で珪藻, 放散虫, 有孔虫 *Cyclammina japonica* Asano などの殻が認められることがあるが, 保存が悪いため, 同定できない (井上, 1960). 北隣米内沢地域寄延沢に分布する岩谷層 (= 女川層) の珪藻岩・珪藻質泥岩の3試料から珪藻化石 *Actinocyclus ingens* Rattray, *A. tsugaruensis* Kanaya., *Coscinodiscus yabei* Kanaya, *Denticula lauta* (Bailey) Simonsen, *Denticula* sp., *Fragilaria hirosakiensis* Kanaya, *Rouxia paragalli* Brun and



第4.28図 女川層珪質シルト岩の特徴 (臈沢)

A=層理面とほぼ平行に発達する板状節理. B=平行~波状ラミナが発達した暗灰~暗褐色の層と灰白~褐色の層との互層. C=珪質シルト岩の破断面に現れた生痕化石.

Heribaud, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya などが産出する (Kanaya, 1959).

**地質年代** 北太平洋珪藻化石帯区分 (Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998) に基づくと, 上記3試料のうち, 下位の1試料は, NPD 5B, 上位の2試料は NPD 5C と解釈され, 約12Ma~10Ma に対比される可能性が高い. 秋田市周辺での女川層と船川層との境界は NPD 5D (10Ma~9Ma) 中にある (的場, 1992) とされており, この解釈はこれと矛盾しない.

#### 4. 7 姫ヶ岳安山岩及び類縁岩体 (Ha)

**岩体名** 土谷 (1999) が年代測定試料を記載するにあたって分布や層序関係に言及することなくこの名称を用いている。本研究報告では、斎藤・大沢 (1956) の姫ヶ岳集塊岩と姫ヶ岳付近にあってその直下に分布する上部粗粒玄武岩類とを併せた火山岩体についてこの名称を用いる。姫ヶ岳南方の女川層中<sup>まないたやま</sup>にあって、これまで俎山火山岩類 (井上, 1960) として記載されてきた火山岩体 (長谷・平山, 1970; 金属鉱業事業団, 1977) も、これに対比される類縁の岩体として以下に記述する。

**模式地** 姫ヶ岳とその周辺地域。

**層序関係** 姫ヶ岳の周辺に分布する鳥坂川層と北ノ又沢層に不整合に重なる。姫ヶ岳北側の湯口内 (米内沢地域) で岩谷層 (女川層相当) の硬質頁岩と指交する (角・盛谷, 1973)。

米内沢地域では、藤琴川層 (船川層相当) を特徴づける“黒色泥岩”と岩谷層を特徴づける“硬質頁岩”及び“硬質頁岩”と指交する珪藻質泥岩との間に安山岩の岩体 (大森山安山岩: 坂本ほか, 1955) があって、その上に安山岩起源の砂岩 (滝ノ沢層: 坂本ほか, 1955) が重なる。坂本ほか (1955) はこれらを船川層と同時異相とし、角・盛谷 (1973) は船川層下部に位置付けているが、“黒色泥岩”は“大森安山岩”と“滝ノ沢層”にオンラップしており、これらが存在しない地域では“硬質頁岩”から“黒色泥岩”へと漸移している (坂本ほか, 1955)。したがって、大森山安山岩は、姫ヶ岳安山岩とほぼ同層準にある類縁岩体と考えることができる。大森山安山岩に由来する滝ノ沢層砂岩は浅海に生息する貝の破片を多産している (角・盛谷, 1973)。これは後背地の隆起・侵食によるものではなく、山体が陸棚よりも浅いところまで成長したことを示唆する。

**分布** 姫ヶ岳とその周辺地域のほか、俎山火山岩類に対比されている類縁岩体が上小阿仁村隴沢の下流と上流に分布する。

**層厚** 350m 以上。

**岩相** 姫ヶ岳を中心とした山体は、玄武岩質安山岩及び安山岩火山角礫岩を主体とする (第4.29図)。角礫岩に明瞭な層理は認められないが、ところによって2~8m間隔で逆~正級化し、ジグソーパズル状に割れた様相を呈する。また、下位の泥岩に層状に貫入して角礫化し、泥岩と混合していることもある。このような角礫岩の産状は、溶岩が次々と噴出して水底を流下する間に水冷破碎し、その結果、生じた角礫が累積し、あるいは溶岩がそこに自己貫入して山体を形成したことを示唆する。本岩体下部の角礫岩は玄武岩質安山岩で、姫ヶ岳山頂に近い上部では安山岩が卓越する。

上小阿仁村隴沢の下流域にはガラス質安山岩 (もしくはデイサイト) 碎片からなる火山礫凝灰岩と同質溶岩が

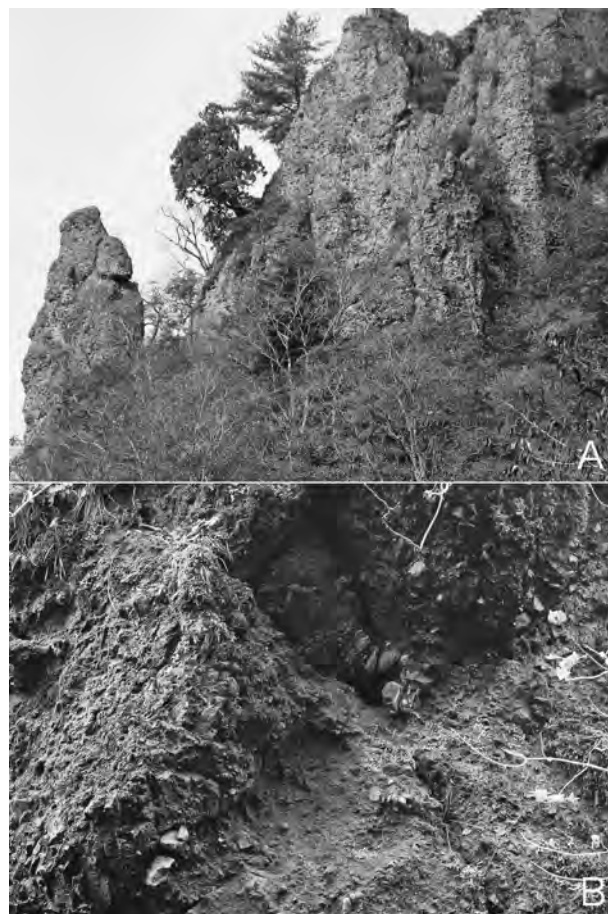
分布する。露出が極めて悪いため産状は不明であるが、北東に向かって全体に厚くなり、北隣の米内沢地域でもっとも厚くなる。隴沢上流西側の丘陵地から五城目側にかけても、女川層上部にこれとは異なる径2km程度の安山岩岩体が分布するとされているが、詳細は不明である。

**化石** 産出していない。

**地質年代** 姫ヶ岳南麓、露熊山峡で採取した安山岩の全岩 K-Ar 年代値は  $8.1 \pm 0.2 \text{Ma}$  (土谷, 1999) である。間接的ではあるが、“大森山安山岩”が藤琴川層珪藻質泥岩 (12Ma~10Ma) の上位にあることと矛盾しない。

#### 4. 8 船川層 (Fm)

**地層名** 千谷 (1930) 命名。千谷 (1925, 1929) の第三紀層下部黒色頁岩層、外山 (1925) の船川黒色頁岩層、大橋 (1930) の船川黒色頁岩に対応する。本研究報告で



第4.29図 姫ヶ岳安山岩の特徴的岩相

A=露熊山峡に露出する火山角礫岩の遠望。淘汰不良であるが、ところどころに不明瞭ながら層理面が見えるところがある。B=逆級化した火山角礫岩。写真の縦の長さが約2mに相当する。表面に直交する冷却節理が発達した大きな溶岩片が上部に多い。



は、鹿野ほか（2011）の再定義に従って、女川層の主岩相である珪質堆積物（もしくは珪藻質堆積物）直上に出現する砂岩をもって本層の基底とする。また、上位にあって泥岩に多数の凝灰質砂岩を挟む岩相との境界までを船川層とする。このように再定義された船川層は、従来の船川層下部に対応する。斎藤・大沢（1956）の船川層、米内沢地域において角・盛谷（1973）が藤琴川層（平山・角，1963）とした地層のうち、上部七座凝灰岩と最上部砂岩を除いた部分、金属鉱業事業団（1977）の船川層・藤琴川層にほぼ相当する。

**模式地** 男鹿半島南岸の女川から船川に至る地域（鹿野ほか，2011）。

**層序関係** 女川層に整合的に重なる。

**分布** 臈沢西側に分布する。

**層厚** 本地域では上限不明で、100m以上。

**岩相** 泥岩及びシルト岩からなる。全体に無層理であるが、女川層との境界付近では、風化すると剥離して板状の小片となる。西隣の五城目地域では、間に酸性凝灰岩もしくは凝灰質砂岩をしばしば挟み、厚さ数m～10数mの酸性凝灰岩や凝灰質礫岩が何枚か挟まれており、その中に陸源の木炭片などが取り込まれている（長谷・平山，1970）。また、北隣の米内沢地域では、藤琴川層（=船川層）の最下部に含貝化石石灰質黒色砂岩と凝灰質砂岩が厚く堆積するところがあり、上部でも砂岩が卓越する（角・盛谷，1973）。下位の岩谷層（=女川層）とは整合的であるが、この急激な岩相の変化は後背地の隆起を反映していると考えられる。

**化石** 本地域からは *Makiyama chitanii* (Makiyama) 以外に目立った化石の産出は報告されていない。米内沢地域では、本層下部の砂岩から貝化石 *Turitella* sp., *Natica* sp., *Pectunculus* sp., *Arca* sp., *Chlamys hataii* Masuda et Akutsu., *C. sp.*, *Limatula* sp., *Lucinoma acutilineata* (Conrad), *Nuculana* sp., *Macoma* sp., *Patinopecten* sp. など（角・盛谷，1973）と有孔虫化石 *Globigerina* cf. *diplomastoma* Reuss, *G. bulloides* d'Orbigny, *Rotalia japonica*, Hada, *Elphidium subgranulosum* Asano, *Pullanulina* sp., *Cassidulina japonica* Asano et Nakamura, *C. yabei* Asano et Nakamura, *Angulogerina kokozuraensis* Asano, *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), *Elphidiella* sp., *Sigmmomorphina* sp., *Guttulina* sp., *Dentalina* sp. (井上，1960) が産出する。五城目地域でも含礫泥岩から米内沢地域と同様の貝化石が産出する（長谷・平山，1970）。

**地質年代** 阿仁合地域からは地質年代を指示する証拠は得られていないが、本層直下の姫ヶ岳安山岩の全岩 K-Ar 年代値  $8.1 \pm 0.2$  Ma（土谷，1999）と太平山地域において船川層上部と指交する俎山火山岩類の全岩 K-Ar 年代値 4.4 Ma（木村，1984）と  $3.6 \pm 0.1$  Ma（中嶋ほか，1995）によれば、本層の地質年代は 8 Ma と 3 Ma との間に入ると考えられる。しかし、岩見三内（太平山地域）

及び秋田市北方（秋田地域）では、女川層と船川層との境界及び船川層と上位の天徳寺層との境界は、それぞれ、北太平洋珪藻化石帯の NPD 5D (10 Ma～9.3 Ma) と NPD 7Ba (6.5 Ma～5.5 Ma) の中にある（的場，1992）。これと全岩 K-Ar 年代値との食い違いは、場所による岩相境界の年代の違いを示す可能性もあるが、火山岩試料がガラス質であれば、水和などによるアルゴンの散逸による全岩 K-Ar 年代の若返りに起因する可能性も考えられ、今後検討する必要がある。以上の議論に基づけば、本層は、後期中新世前期の後半から後期、もしくは鮮新世の前半に対比可能である。

#### 4.9 鬼灯山デイサイト (Hd, Hdb)

**地層名** 新称。斎藤・大沢（1956）の阿仁合層石英安山岩類、金属鉱業事業団（1977）の芝森石英安山岩などに相当する。

**模式地** 鬼灯山から高津森、芝森にかけての地域。

**層序関係** 打当層及び北ノ又沢層、北ノ又沢層中のドレライトを貫き、これらの上に重なる。

**分布** 鬼灯山、高津森、芝森と、これら山々の周辺地域に分布する。

**岩相** 大又層や鳥坂川層、北ノ又沢層がなす基盤を貫いて高さが 300～400 m を超える鬼灯山や高津森、芝森などを頂部とする角閃石デイサイトのドーム状山体 (Hd) をなす（第 4.30 図）。母岩に熱水変質を与えており、鳥坂川層の泥岩・頁岩に含まれる炭質物のビトリナイト反射率も岩体に近づくにつれて高くなる（鈴木ほか，1980）。芝森の構成岩石は斜長石斑状デイサイトであるが、高津森南麓や高津森と鬼灯山との間、鬼灯山南麓の岩石は長径 1 cm 以下の不規則な形状の空隙があつて微少な水晶が晶出し、基質は顕微晶質で流紋岩にも見えるところがあり、山体によって岩質が異なる可能性がある。いずれにしても水冷破碎された証拠はなく、また、これにアバットもしくはオンラップする水底堆積物もないことから、陸上に噴出した可能性が高い。

鬼灯山の南麓には同質の岩屑 (Hdb) が分布する。また、その南南西には 1～1.5 km のデイサイト山体 (Hd) が 3 つ点在しており、同質の岩屑 (Hdb) がこれを囲んで分布する。金属鉱業事業団（1977）や石川・加納（1997）では、岩屑の形成時期を完新世としているが、証拠はなく、むしろ、溶岩ドームが成長するにつれて表面に生じた碎片が崩落して生じた角礫岩とみなすのが常識的である。鬼灯山の南南西の岩体基底は、鬼灯山を構成する山体の基底よりも標高が 100 m 程度低いところにあり、起伏に富む山麓に噴出した溶岩、もしくは鬼灯山から滑落したブロックである可能性も考えられるが、滑落崖は残存していない上、鬼灯山との間を NNW-SSE 方向に延びる断層（斎藤・大沢，1956）によって基盤が食い違っ



第 4.30 図 根烈岳の尾根から望む鬼灯山、芝森及び高津森

これらの山々は鬼灯山デイサイトがなす溶岩ドームで、現在も地形にその名残をとどめている。奥に見える高い山は約 100 万年前に形成された森吉火山。

たとして説明することもできる。

**化石** 産出してない。

**地質年代** 本岩体は、北ノ又沢層より若く、陸上に噴出していることから、船川層もしくはそれ以降に形成されたと考えることができる。また、荒瀬川と合流点に近い大沢沿いの稲荷抗立入及び荒瀬川上流、櫃畑赤倉沢ひつはたで採取したデイサイトについて 6.4Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている（金属鉱業事業団，1977）。この値は層序関係に矛盾しない。

#### 4.10 貫入岩 (B, gd, gr, A)

阿仁合地域には後期白亜紀深成岩やその上位の様々な層準に貫入する岩脈やシル、岩株などが認められる。本研究報告では、組成によって塩基性貫入岩 (B) と酸性貫入岩とに分け、更に、酸性貫入岩については、深成岩 (gd, gr) と火山岩 (A) とに分けた。

塩基性貫入岩 (B) は、岩体の大きさに応じて、岩体内で細粒はんれい岩もしくは閃緑岩からドレライト、あるいはドレライトから玄武岩、斑状細粒はんれい岩～せん緑岩（閃緑岩）から安山岩まで変化する。塩基性岩脈の多くは、玄武岩～安山岩からなり、延びの方向は NE-SW と NNE-SSW に集中している。そのうち、NE-SW 方向の岩脈は鳥坂川層まで、NNE-SSW 方向の岩脈は女川層まで貫入しており、その一部は北ノ又沢層の溶岩に移行しているところがある。このようなことから、前者は鳥坂川層形成期、後者は北ノ又沢層～女川層形成期に貫入したと考えられる。ドレライトの多くは、北ノ又沢層～女川層中にシルや、南北に延びた岩株、あるいは不規則な形状をなし、あるいは一部水冷破碎され



第 4.31 図 偽枕状ドレライト（大倉又沢）

北ノ又沢層玄武岩～玄武岩質安山岩がなす水底火山体中に貫入し、岩体の基底部が割れ目に沿って浸透した水に触れて水冷破碎し、角が取れて枕状に分割されている。

て貫入している（第 4.22 図，第 4.31 図）。また、俎倉沢しんくちさわ北西側の長径 800m に達する岩株の例で代表されるように、厚さもしくは径が数百 m を超える大きな貫入岩体では、接触部がドレライトもしくは斑状細粒はんれい岩～せん緑岩（閃緑岩）で、中心部はより粗粒の細粒はんれい岩もしくは閃緑岩となっている。小様川上流一ノ又沢で北ノ又沢層に貫入しているドレライトの全岩 K-Ar 年代値は 15Ma である（金属鉱業事業団，1977）。

酸性貫入岩の多くは流紋岩及びデイサイト (A) で、NE-SW 方向または NNE-SSW 方向に延びた岩脈をなす。そのうち、NE-SW 方向の岩脈は鳥坂川層まで、NNE-

SSW の岩脈は女川層と同層準の姫ヶ岳安山岩まで貫入しており、塩基性岩の場合と同様、前者は鳥坂川層形成期、後者は北ノ又沢層～女川層形成期に貫入したと考えられる。

酸性深成岩をなすものに細粒花崗閃緑岩 (gd) と細粒花崗岩 (gr) がある。これらは主に阿仁銀山付近にあって、阿仁川との合流点に近い荒瀬川下流や、阿仁川を挟んで南西側の孫沢付近では、南北に延びた細粒花崗岩 (gr) となっている。また、孫沢の上流から根烈沢にかけて分布する 2km×1km の岩株は細粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (gd) からなる。

荒瀬川が南から西へ屈曲するあたりで北から合流する小沢西側の地下には東西 2km×南北 3km の範囲に閃緑岩もしくは花崗閃緑岩から斑状安山岩もしくはデイサイト～流紋岩へと変化する深成火山岩体が伏在する (神山, 1954; 神山ほか, 1958; Kamiyama, 1962; 折本, 1964)。高橋・橋田 (1966) は、この岩体を、大正坑閃緑岩体と中央坑花崗閃緑岩体とに分けているが、観察が坑道に限られているため、更に深部で繋がっている可能性も否定できない。いずれにしても、大又層、鳥坂川

層、打当層、北ノ又沢層、そしてこれら貫くドレライトまで貫入しており、それ自身も鉍脈に貫かれる (折本, 1964)。

阿仁鉍山の地下坑道から採取した細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母 K-Ar 年代値は 11～15 Ma (河野・植田, 1966)、鉍床の氷長石 K-Ar 年代値は 11 Ma である (山岡・植田, 1974)。また、阿仁銀山東側、三両沢九両二又に分布する大又層中にある黒雲母流紋岩の黒雲母 K-Ar 年代値も 13 Ma、孫沢付近の細粒花崗岩の全岩 K-Ar 年代値は 12 Ma である (金属鉍業事業団, 1977)。したがって、これら深成岩・火山岩の貫入時期はドレライトが貫入している北ノ又沢層 (17 または 16 Ma から 13 Ma または 12 Ma まで)～女川層 (13 または 12 Ma から 6 Ma まで) の形成期であると考えられる。ただし、姫ヶ岳安山岩に貫入する岩脈もあることから、その一部は、姫ヶ岳安山岩よりも若い鬼灯山や芝森などのデイサイト及び／又は流紋岩組成の溶岩ドームの形成期 (6 Ma: 金属鉍業事業団, 1977)、すなわち、女川層上部～船川層形成期に貫入したことが考えられる。

## 第5章 更新統

(鹿野和彦・大口健志)

### 5.1 倉沢山溶結凝灰岩 (kur)

**地層名** 須藤(1992)命名. 玉川石英安山岩類(大沢・角, 1957), 新兵衛沢石英安山岩(斎藤・大沢, 1956), 倉沢山凝灰岩部層(佐藤ほか, 1981)に相当する.

当初, 玉川石英安山岩類は, 上位の安山岩類とともに田沢酸性火山岩類と総称されていた(大沢・角, 1957)が, その大部分が溶結凝灰岩であることを見出した河野・青木(1959)と河野・上村(1964)がこの総称を玉川溶結凝灰岩類に変更した. その後, 大口ほか(1973)と大口・伊里(1977)は, 大沢・角(1957)の層序区分を追認し, 玉川溶結凝灰岩類を上部の<sup>かしない</sup>層(井上, 1961; 上田, 1965)と, 下部の玉川石英安山岩類(大沢・角, 1957)とに二分し, 更に玉川石英安山岩類が少なくとも三つの層序単位に区分できるとした. 佐藤ほか(1981)は, この層序区分を追認しつつも, 玉川石英安山岩類を5部層に細分し, 層序区分の異同を明らかにするために小和瀬川凝灰岩と改称した. 仙岩地域の地熱開発に関係して実施された調査をまとめた須藤(1987a, b)は, それまでの層序区分を見直して, これらを下部の古玉川溶結凝灰岩と上部の玉川溶結凝灰岩とに大別し, 古玉川溶結凝灰岩を流紋岩溶結凝灰岩 B, A, 1, 2, 3に, 玉川溶結凝灰岩を流紋岩溶結凝灰岩 4とデイサイト溶結凝灰岩とに区分した. その後, 須藤(1992)は, 古玉川溶結凝灰岩を流紋岩溶結凝灰岩 A, 1, 2, 3に限定し, 上部の玉川溶結凝灰岩の流紋岩溶結凝灰岩 4とデイサイト溶結凝灰岩<sup>ぶなもり</sup>の名称を倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩に変更した.

倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩は, いずれも, 全体に溶結して内部構造は明瞭ではなく, 級化構造や層理は認められないため, 全体がひとつの流動堆積単位であり, かつ, それぞれがひとつの冷却単位を構成しているとみなすことができる(大口ほか, 1973, 1980; 大口・伊里, 1977; 須藤, 1987b).

須藤(1987b)によれば, 倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の K-Ar 全岩年代は, 1.7~2.5Ma, 0.7~1.5Ma と幅があるが, 熱残留磁気の磁化方向を考慮すると, 噴出年代は, それぞれ 2Ma, 1Ma と推定できる. 榑森牧場溶結凝灰岩は多くの場所で倉沢山溶結凝灰岩や台島~西黒沢期の地層の侵食面を埋めて堆積しており(大口ほか, 1973; 須藤, 1987b), およそ 100 万年の間に倉沢山溶結凝灰岩が深く下刻された<sup>やげやま</sup>と考えることができる. これらは, 森吉火山の東方約 20km の焼山火山南

方を中心に, 東西約 50km, 南北約 50km の広範囲にわたって分布しており, 火砕流堆積物総噴出量は 130km<sup>3</sup>, 50km<sup>3</sup> に達する(須藤, 1985). 須藤(1987b)は, 倉沢山溶結凝灰岩と榑森牧場溶結凝灰岩の噴出源を焼山火山直下のカルデラとしている.

**模式地** 八幡平地域秋田焼山南方, 倉沢山.

**層序関係** 本地域では北ノ又沢層の上位にあつて, 北ノ又沢層の層理面と不調和に分布する. また, 風化火山灰に覆われる. この風化火山灰には安山岩岩片が散在しており, 一ノ又川溶岩類(中川, 1983)の延長上にあることから, これを構成する火砕物の一つである可能性が高い.

**分布** 小様川上流の新兵衛沢と一ノ又川との間の尾根及び一ノ又川北側の尾根に分布する. 周辺の尾根にも分布している可能性はあるが確認していない.

**層厚** 10m を越える.

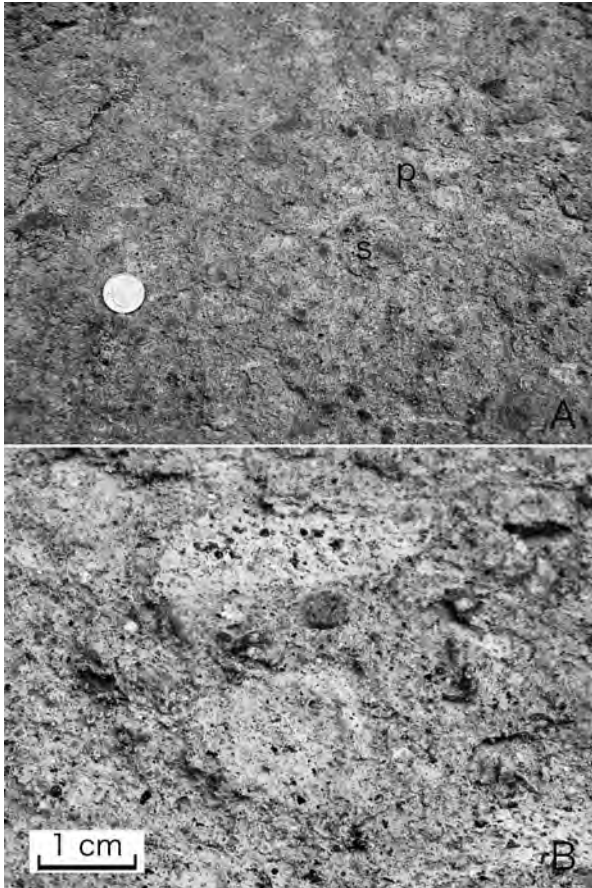
**岩相** 全体の岩相を観察できるところはないが, 尾根筋の林道沿いの切割に露出する上部 10m は, 石英斑状斜方輝石角閃石含有流紋岩凝灰岩からなる(第 5.1 図 A, B). 全体に無層理で淘汰が悪く, 特徴的に径 mm サイズの高温石英と径 6~8cm 以下の軽石レンズを含む(第 5.1 図 B). また, スコリア火山礫を伴うことがある(第 5.1 図 A). その最上部 3m は非溶結で, 下位の弱溶結部に漸移する. これに似た凝灰岩は森吉山西方の太平湖付近にも分布する(鹿野・大口, 2004). しかし, その隣接地域にあるにもかかわらず無層理で, また, 流紋岩溶結凝灰岩の岩片をほとんど含まないことから, これとは異なると考えた.

**化石** 産出していない.

**地質年代** 岩相の特徴から倉沢山溶結凝灰岩に対比できる. 既に述べたように, 倉沢山溶結凝灰岩の噴出年代は, およそ 2Ma (須藤, 1987b) であり, これを採れば前期更新世となる.

### 5.2 未区分砂礫層 (usg)

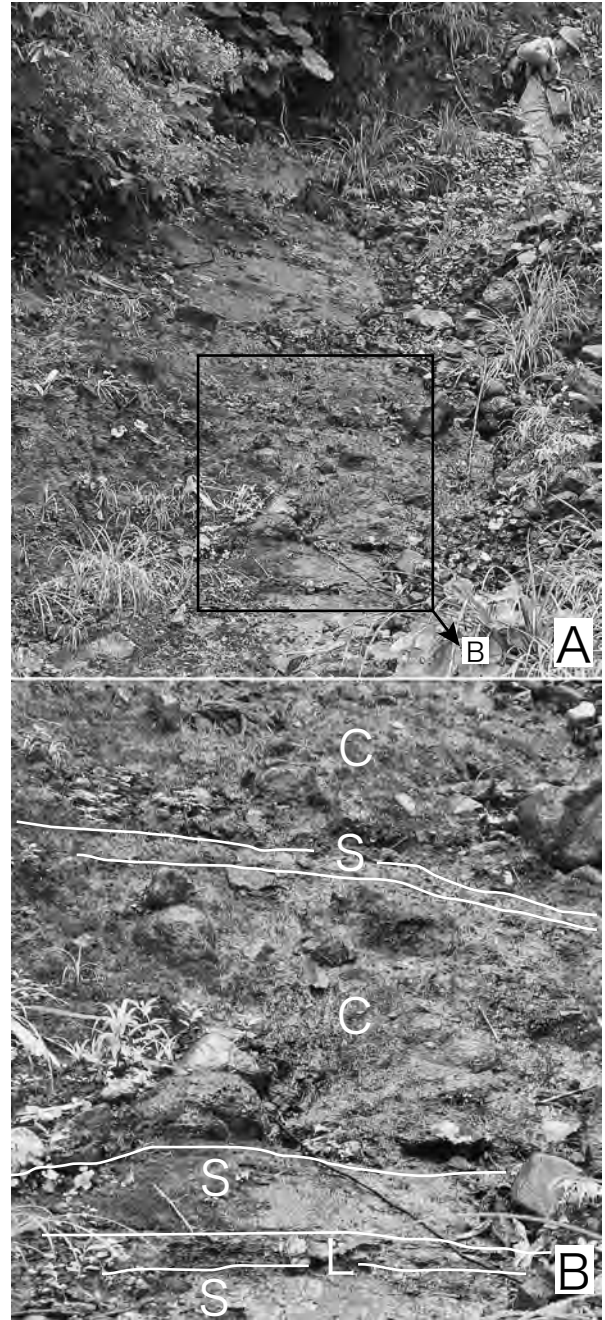
ここで記述する砂礫層は, 小様川上流, 一ノ又川北側の尾根に分布する倉沢山溶結凝灰岩の東側にあつて, 同じ尾根を占めて分布する. 倉沢山溶結凝灰岩との境界は植生に覆われて観察できないが, 両者が尾根まで近接して分布していることから, 急角度で接していると考えられる. また, 森吉火山噴出物由来の未区分ラハール堆積物がこれに重なる.



第 5.1 図 倉沢山溶結凝灰岩（新兵衛沢北側の尾根）  
 A=全体像. 軽石 (P) とスコリア (S) の細粒火山礫が火山灰基質に散在し, 層理はほとんど見えない.  
 B=接近像. 軽石火山礫と火山灰基質には 1~2mm 大の石英 (黒もしくは灰色斑点) が散在する.

砂礫層は, 厚さ 30~80cm の砂質礫層と厚さ 10~40cm の砂層からなり, 間にシルトまたは亜炭の薄層を挟む (第 5.2 図 A, B). 礫層は淘汰不良で径 10~30cm の円礫~垂角礫とこれを支持する砂からなる. 基質の砂は砂層のそれと同じく凝灰質で, 高温石英を多数含んでおり, 倉沢山溶結凝灰岩, もしくは, 鹿野・大口 (2004) が記載した倉沢山溶結凝灰岩上位の類質凝灰岩起源と考えられる. これらは, 全体に上方細粒化し, かつ上方薄化しているところがあり (第 5.2 図 A), また, 亜炭を挟むことから, 岩屑流 (debris flow) もしくは高密度流 (hyper-concentrated flow) が流れ込んで凝灰岩を侵食し, 引き続きそこに堆積したと考えられる. このような砂礫層の存在はこれまで記載されたことはなく, 隣接地域においても知られてない. 帰属は不明であるが, この砂礫層が倉沢山溶結凝灰岩と森吉火山噴出物との間にあることは確かであるが, したがって, これが堆積した時期は前期更新世といえる.

阿仁鍵ノ滝にも, 上記の砂礫層と同様に, 帰属不明の未区分砂礫層がある. 露頭が限られているため, 岩相の



第 5.2 図 未区分砂礫岩（新兵衛沢北側の尾根）  
 A=全体像. 上方細粒化が顕著. B=接近像. 砂岩 (S) は淘汰が良く, 礫岩 (C) を構成する礫は円磨されている.

詳細は不明であるが, 北ノ又沢層を不整合に覆って, 標高 490m 前後の平坦面をなしている. また, その侵食崖に, これより低位の地形面上に森吉火山噴出物由来の未区分ラハール堆積物が分布しており, 森吉火山噴出物よりも古い可能性が高い.

### 5. 3 森吉火山噴出物 (am, ik, im, sd) 及び未区分ラハール堆積物 (ul)

森吉火山の地質学的構成は、大沢・角 (1957) によってその大枠が示され、その後、中川 (1983) によって詳細が明らかにされた。森吉火山噴出物の岩石学は、Kawano and Aoki (1960) と中川・青木 (1985) に詳しい。ここでは中川 (1983) に従って森吉火山噴出物について記述する。

森吉火山は、中新統、鮮新統と玉川溶結凝灰岩 (須藤, 1987 a, b, 1992) がなす標高400~1,000mの基盤の上に形成された複合成層火山である。山頂部には径約3kmのカルデラがあって、向岳と名付けられている標高1,454.2mの中央火口丘がこれを埋めて東西12km、南北約10kmにわたって分布している。中央火口丘の東側にあるヒバクラ岳 (標高1,326m) や、西側の前岳 (標高1,308m) ・一ノ腰 (標高1,264.5m) などはカルデラの外輪山である。

大沢・角 (1957) は、森吉火山を外輪山、中央火口丘と2つの寄生火山に分け、更に、外輪山を構成する噴出物を7つの溶岩に分けた。その後、中川 (1983) は、森吉火山噴出物をカルデラ形成までの噴出物 (前期噴出物) とカルデラ形成後の噴出物 (後期噴出物) とに分け、前期噴出物をE-1, E-2, E-3期噴出物に細分している。

中川 (1983) によれば、前期噴出物は主に単斜輝石斜方輝石安山岩の火山岩塊火山灰流堆積物 (Block and ash flow deposits) と溶岩流からなり、森吉火山噴出物の総体積 (19km<sup>3</sup>) の9割近くを占める。そのうち、E-1期噴出物は、深く下刻された谷底にのみ分布する。ほかの前期噴出物と比べて風化が進んでおり、斑晶が大きく、その量も多い。E-2期噴出物は、主に比較的新鮮な単斜輝石斜方輝石安山岩の火山岩塊火山灰流堆積物 (Block and ash flow deposits) からなり、同質の溶岩流を伴う。山体の主部を占め、その体積は森吉火山噴出物の総体積の7割近く (13km<sup>3</sup>) に達する。E-3期噴出物は、スコリア流堆積物 (千本杉沢スコリア流) と無斑晶質デイサイト溶岩流からなる。スコリア流は千本杉沢に沿って山体北東部に分布し、溶岩流は山体全体を覆っている。E-3期噴出物とE-2期噴出物噴出物との間には侵食間隙があって、厚い二次堆積物が挟まれていることがある。また、E-3期を最後にカルデラが生じていることから、これらを噴出することでカルデラが形成されたと考えられる。E-3期噴出物の体積は2.5km<sup>3</sup>でカルデラの推定陥没量2.7km<sup>3</sup>と同程度である。後期噴出物は、溶岩流もしくは溶岩ドームを主体とする。噴出物量は全体の1割程度 (2km<sup>3</sup>) に過ぎない。岩石は玄武岩からデイサイトまであって多様である。

阿仁合地域は森吉火山の西側にあつて、前期E-2期噴出物の阿仁松倉沢溶岩類と一ノ腰溶岩類、一ノ又川溶岩

類のほか、後期噴出物のストキ沢溶岩流が分布している。これらの詳細は次の通りである。

**阿仁松倉沢溶岩類 (am)** 阿仁松倉沢沿いに分布する。単斜輝石斜方輝石安山岩の溶岩と火山岩塊火山灰流堆積物からなる。中腹で基盤直上に厚さ3mと10mの溶岩流が認められる。火山岩塊火山灰流堆積物の基質はやや粘土化し、その中にスコリア火山礫が散在する。

**一ノ腰溶岩類 (ik)** 単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩と同質の火山岩塊火山灰流堆積物を伴う。森吉山地域の一ノ腰から沼ノ沢、本地域の松倉沢沿いにかけて分布する。溶岩は、厚さ3~10mで、少なくとも1または2枚ある。火山岩塊火山灰流堆積物は、沼ノ沢、松倉沢沿いに分布しており、本質岩片のほかに、多数の類質・異質岩片を含む。

**一ノ又川溶岩類 (im)** 単斜輝石斜方輝石安山岩の溶岩と火山岩塊火山灰流堆積物からなる。本地域では一ノ又川と新兵衛沢沿いの尾根筋に分布し、倉沢山溶結凝灰岩と未区分砂礫層を覆う。また、森吉山地域では、阿仁松倉沢溶岩類を覆う。溶岩は少なくとも5枚あり、厚さは5m前後、ときに10mに達する。岩石には、斜長石斑晶に比べて苦鉄質斑晶が極端に少ないという特徴がある。一ノ又川と新兵衛沢沿いの尾根筋に分布する火山岩塊火山灰流堆積物 (もしくはその二次堆積物) は塊状無層理で、赤色風化して粘土化した火山灰基質に径数cm~数10cmの安山岩岩片が、あるところでは濃集し、あるところでは孤立して分布している。限られた露頭で観察した限りでは、大きな岩片にはジグソー割れ目が認められることはあるが、冷却節理と判断できるものはなく、したがって、給源から運ばれる間に冷えた後も、なお流れ続けて、ここに定置するまでの間に、岩片の粉砕が進んだことが考えられる。これはメーターサイズの大きなブロックがないことからうかがえる。ただし、細粒火山灰が散逸した徴候が認められないため、ラハール堆積物である可能性は低いものの、基質が粘土化しているため、これだけでラハール堆積物である可能性を否定することはむずかしい。

**ストキ沢溶岩流 (sd)** ストキ沢の上流にあつて広い範囲に分布する。1枚もしくは2枚の無斑晶質デイサイト溶岩からなる。それぞれの厚さは5~15mとされているが、阿仁スキー場山側斜面上の溶岩末端崖の高さは50mを超える。この末端崖の溶岩には板状節理が発達し、斜長石や斜方輝石、単斜輝石の微斑晶が認められる。

以上の噴出物の間には様々な二次堆積物が挟まれている。本地域でも阿仁スキー場ゴンドラ乗り場山側斜面上のストキ沢溶岩流末端崖から下流へと延びる緩斜面に、厚さ3mを超える未固結のラハール堆積物が北ノ又沢層の泥岩を覆って分布している。この堆積物は塊状無層理

で、粘土基質に径数 cm~30 cm の斜長石斑状安山岩（もしくはデイサイト）岩片が散在する。また、基底に直下の泥岩から取り込んだ泥岩片が濃集した厚さ数10 cm の層があって、上位の塊状無層理の部分が局部的にこれに貫入し塑性変形しているところが認められる。このラハール堆積物の帰属は不明であるが、地質図に表示可能な広がりをもっているので、本研究報告では、これを**未区分ラハール堆積物 (ul)** とし、その分布を地質図に示した。

須藤ほか（1989）によれば、森吉火山噴出物のうち、前期噴出物の全岩 K-Ar 年代値は1.05~0.94 Ma で、正帯磁または逆帯磁している。そのうち、正帯磁してい

る2つの試料の年代値は1.05 Ma と1.02 Ma であり、これらより若い試料は逆帯磁している。また、後期噴出物から採取した2つ試料の全岩 K-Ar 年代値は0.79 Ma と0.78 Ma で、いずれの試料も正帯磁している。したがって、前期噴出物はクロン C1r1n から C1r1r の前半に、後期噴出物はC1nの前半に対比される。これらのことから、森吉火山では、およそ100 万年前の25~30 万年間に主山体が形成され、およそ15 万年間の休止期を経て火山活動が再開したが間もなく静穏になったといえる。森吉火山は全体に谷が下刻して侵食が進んでおり、有史の火山活動も知られていない。



## 第6章 上部更新統～完新統

(鹿野和彦)

### 6.1 段丘堆積物 (th, tm, tl<sub>1</sub>, tl<sub>2</sub>)

阿仁合地域には、阿仁川と小阿仁川に沿って段丘面の河床からの比高が異なる4つの段丘が認められる。本報告では、阿仁川や小阿仁川が合流する米代川下流域に発達する段丘面の高度分布の連続性に着目して、これらを高位段丘、中位段丘、低位Ⅰ段丘、低位Ⅱ段丘に区分し、これらを構成する堆積物を高位段丘堆積物 (th)、中位段丘堆積物 (tm)、低位Ⅰ段丘堆積物 (tl<sub>1</sub>)、低位Ⅱ段丘堆積物 (tl<sub>2</sub>) と呼ぶ。

高位、中位、低位Ⅰ、低位Ⅱ段丘面の河床面からの比高は、阿仁川沿いの阿仁銀山付近において、それぞれ60～80m、40～50m、20～30m、10mである。低位Ⅱ段丘は、阿仁銀山付近と、その上流の萱草付近のほか、小阿仁川沿いの八木山付近と大錠鉾山より下流の地域、馬場目川落合付近など限られた地域に分布する。低位Ⅰ段丘は、阿仁川沿いに阿仁銀山から比立内、更には、そこから上流の比立内川と打当川に沿って分布する。また、小阿仁川に沿っては大錠鉾山付近と萩形平より上流に分布する。中位段丘は、阿仁川沿いの阿仁銀山付近と萱草付近、岩ノ目沢付近、阿仁川支流根子川奥の根子集落付近、阿仁川上流から比立内川沿いにかけてと、打当川沿いの小倉付近に点在する。高位段丘の分布は阿仁銀山と打当川沿いの小倉付近に限られる。これら段丘を構成する堆積物は、河川沿いであって砂礫を主体とすると見られるが、露頭がほとんど無いため、詳細は不明である。また、対比の鍵となる広域テフラも確認されていない。

阿仁川や小阿仁川が属する米代川水系では段丘が良く発達しており、大沢ほか(1984)は、米代川河口(能代地域)から阿仁川が米代川に合流する下田平(鷹巣地域)にかけて8つの段丘を認め、それぞれを高位Ⅰと高位Ⅱ、潟西(中位Ⅰ)、中位Ⅱ、低位Ⅰ、低位Ⅱ、低位Ⅲ、毛馬内段丘と名付けている。また、平山・角(1963)と角・盛谷(1973)は下田平から米内沢(米内沢地域)にかけて7つの段丘を認め、それぞれ段丘面高度の高い順から第1段丘(t<sub>1</sub>)、第2段丘(t<sub>2</sub>)、第3段丘(t<sub>3</sub>)、第4段丘(t<sub>4</sub>)、第5段丘(t<sub>5</sub>)、第6段丘(t<sub>6</sub>)、第7段丘(t<sub>7</sub>)と名付けている。

下田平と米内沢との間にあって小阿仁川が阿仁川と合流する川井(米内沢地域)から上流では、阿仁川と小阿仁川に沿って識別可能な段丘の数は急激に少なくなり、阿仁合地域で認められる面の数は、北隣の米内沢地域に接する阿仁川沿いの阿仁銀山付近で4つとなり、阿仁銀山から上流の阿仁川とその支流の打当川や比立内川、小

阿仁川とその上流の大きな沢に沿って認められる段丘面の数は更に少なくなる。

平山・角(1963)と角・盛谷(1973)の記載によれば、7つの段丘はいずれも礫、砂、泥などからなるが、最高位の第1段丘の堆積物を除けば、これら堆積物の時代を知る手がかりはほとんどない。第1段丘の堆積物は比較的風化が進んでいて、礫の内部まで風化しており、いわゆるクサリ礫の存在が高位段丘堆積物の特徴の1つとすれば、第1段丘は高位段丘に対比され、これより低位の段丘は、中位もしくは低位段丘に対比される。

阿仁川と小阿仁川との合流点から下流の米代川流域(能代から鷹巣盆地にまたがる地域)では、沖積面からの比高は中位段丘で40～60m、低位段丘で5～30mとなっている(大沢ほか, 1984)。地域によって地殻変動量が異なることが考えられるため、比高のみによる対比に問題があることは確かであるが、この点に着目すれば、内陸の鷹巣地域から米内沢地域にかけて分布する第2段丘と第3段丘は中位段丘、第4段丘から第7段丘までは低位段丘に対応する。また、鷹巣地域と米内沢地域の第3段丘は能代地域の中位Ⅱに、第6段丘は低位Ⅱに対比される可能性が高い。このようなことから、本地域に分布する4つの段丘を高位、中位、低位Ⅰ、低位Ⅱ段丘に区分した。米内沢地域での記載(角・盛谷, 1973)によれば、これらの段丘を構成する堆積物は、いずれも礫、砂及び粘土からなる。

### 6.2 地すべり堆積物 (db)

阿仁合地域には火成岩が多いためか、小規模な崩落地形は目立つものの、大規模な地すべり地形はきわめて少ない。特に目立つのは、阿仁川を挟んで阿仁銀山の対岸の東西に延びた尾根から北側の谷に開いたU字谷である。この谷は、尾根に分布する姫ヶ岳安山岩が崩壊して滑り落ちた跡で、その末端には未固結の安山岩屑が露出している。

### 6.3 谷底平野堆積物 (v)

阿仁合地域は水系が発達しているが、谷は深く下刻して河川堆積物が集積している場所はほとんどない。阿仁比立内や阿仁銀山など集落を形成している谷沿いの平坦地は、かつての谷底平野が隆起して段丘となっており、多い。

## 第7章 地質構造

(鹿野和彦・大口健志・藤本幸雄)

阿仁合地域に分布する主な地層・岩体は、白亜紀深成岩と始新世以降の堆積岩と火山岩である。後者は、前者に不整合に重なり、おおむねNE-SWからNS走向でNW~WまたはSE~E方向に傾斜して緩やかに波曲している。断層はNE-SW方向とNNW-SSE方向の2系統があって、NE-SW方向の断層をNNW-SSEの断層が切っている。断層を直接観察できる露頭は限られていて、大半は地層境界と姿勢の変位などから推定されるにすぎない。露頭で見る限り、NE-SW方向の断層は傾斜 $30^{\circ}$ ~ $60^{\circ}$ で、対比可能な層準の相対変位から正断層と判断できるものが多い。しかし、後で述べるように断層面の擦痕からそれとは反対の方向に移動したと判断できる例がある。NNW-SSE方向の断層は傾斜 $60^{\circ}$ ~ $90^{\circ}$ で、水平方向と垂直方向の移動量はともに100~500mまたはそれ以下と小さく、しかも、相対変位方向を決めかねる場合が多い。NE-SW方向の断層が確認または推定できる層準は、ほとんど打当層までである。北ノ又沢層まで切る例もあるが、それらは、同層準の変位から正断層から逆断層へと漸移的に変わるところがあり、北ノ又沢層が形成された後に反転したことを示唆する。一方、NNW-SSE方向の断層が確認または推定できる層準は船川層までである。それより上位まで延伸している可能性も考えられるが阿仁合地域内では船川層より上位の地層が分布していないので確認できない。

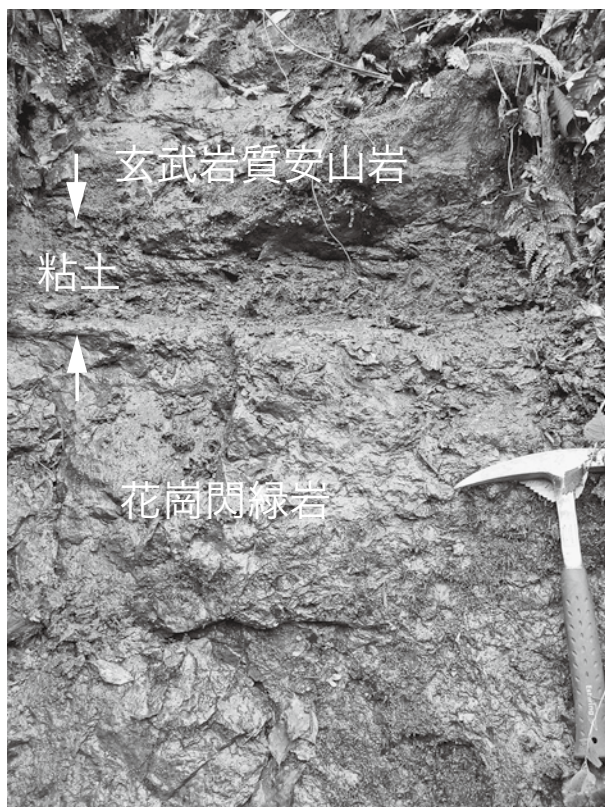
根烈岳南方、小阿仁川上流の根子沢や白子森しらこもりの北側では、太平山花崗閃緑岩中に幅数mのマイロナイトがいくつか認められる。これらは、南隣の太平山地域から断続的に、ほぼNS方向に延びる協和-比立内マイロナイト帯(藤本, 2006)の一部をなすもので、上述のNNW-SSE方向の断層にやや斜交し、NE-SW方向の断層によってオフセットしているように見える(第3.1図)。したがって、協和-比立内マイロナイト帯の形成時期は大又層や鳥坂川層の堆積期以前である。マイロナイトの線状構造と斜長石などポーフィロクラストの回転方向は、太平山花崗閃緑岩が右横ずれ東上がりのせん断変形を受けたことを示す(藤本, 2006)。

阿仁合地域において活断層は確認されていない。また、1906年10月12日09時56分にM=5.6の、同日10時04分にM=5.6の地震が阿仁合地域北東隅(140.5°E, 40.0°N)で発生している(宇佐美, 1996)が、これ以外に阿仁合地域内を震源とする地震の記録はない。

### NE-SW方向の断層

斎藤・大沢(1956)がまとめた阿仁合図幅には、阿仁比立内付近を通るNE-SW方向の低角度正断層とみなせる断層が示されている。この断層は太平山花崗閃緑岩と鳥坂川層との境界となっており、鳥坂川支流白崎沢から分岐してSSE方向に延びる枝沢に沿って断続的に露出する太平山花崗閃緑岩と鳥坂川層玄武岩凝灰岩との境界には、径1~20cmの花崗閃緑岩碎片と凝灰質基質とからなる厚さ0.2~0.8mの角礫岩があつて鏡肌も認められる。この角礫岩と直下の花崗閃緑岩との接触面の走向傾斜はN50°W30°NE~N40°W33°NEで、鏡肌上の擦痕は走向線の東側から北に30°の方向に延びている。東隣の杉ノ又沢では接触関係は観察できないものの、その東側の尾根を越えた田ノ沢の最上流部から南西に延びる枝沢には、N40°W30°NE~N60°E45°NW方向に延びた花崗閃緑岩の破碎岩があり、更に東方に下った谷では、厚さ4mを越える圧碎花崗閃緑岩と玄武岩との間に、両者の碎片が混合した厚さ1mの角礫岩があつて、それと圧碎花崗閃緑岩との間30cmは赤褐色粘土となっている(第7.1図)。赤褐色粘土層の走向傾斜はN30°W40°NEで、走向を西へ延ばしても白崎沢の断層露頭に連続するかどうか判断は難しい。しかし、観察された断層角礫岩の露頭を繋ぐと斎藤・大沢(1956)が示したように、傾斜 $30^{\circ}$ ~ $45^{\circ}$ の断層となり、測定した断層面の傾斜とも矛盾しない。また、断層面が層位学的に上位の鳥坂川層の側に傾斜しているので、この断層は正断層と考えてさしつかえない。鳥坂川層と打当層は正断層の傾斜側にあつて南西の太平山花崗閃緑岩にアバットして北東に向かってプランジする向斜をなしている。また、同方向に陸上から淡水域へと堆積環境が変わり、上位の打当層にあつては岩相が礫岩から砂岩・泥岩へと細粒になる。このようなことから、正断層の形成に伴ってここに幅数kmの北東方向に延びるハーフ・グラーパーベン(半地溝)が想定できる。ただし、田ノ沢の断層露頭で観察される擦痕はN55°WからS55°E方向に上向きに移動していることを示しており、正断層形成後に反転して逆断層(もしくは走向断層)として再動したことがうかがえる。

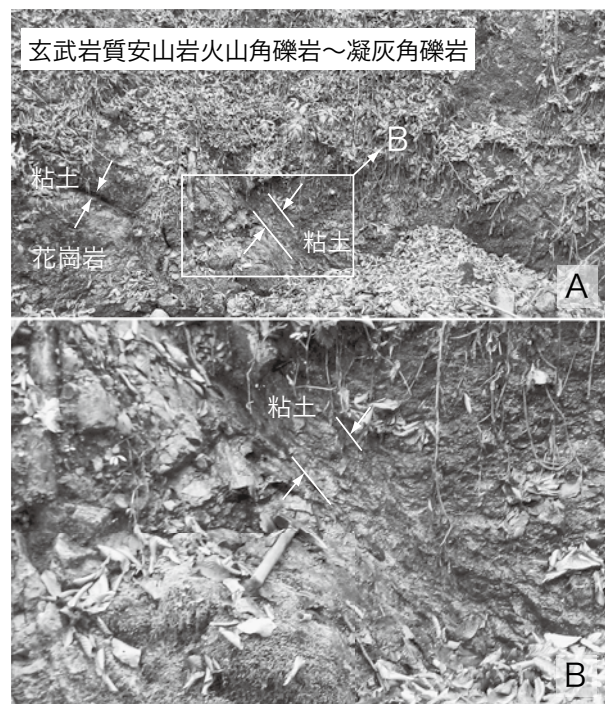
田ノ沢の更に南方、天狗ノ又沢の枝沢では、萩形花崗岩の上に、厚さ10~20cmの粘土、花崗岩角礫が混じった厚さ1mの玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩、厚さ15cm前後の角礫混じり粘土、そして厚さ数mを越える無層理の玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩が順に重なる(第7.2図)。二枚の粘土層の走向傾斜



第7.1図 阿仁比立内南方，田ノ沢の低角度正断層露頭  
厚さ数 cm の断層粘土を挟んでその直下には花崗閃緑岩が，直上には玄武岩質安山岩がある．粘土と花崗閃緑岩との接触面は写真手前から奥へ緩やかに傾斜している．花崗閃緑岩は断層直下から下位 1m まで細かく粉砕され，そこからさらに下位 1~2m まで角礫化している．一方，粘土と接触する玄武岩質安山岩の底面には左奥から右上へ延びる条線が認められ，そこから上位 2~3m まで角礫化している．この露頭では玄武岩質安山岩の詳しい産状は確認できないが，上位には同質火砕岩があり，ともに鳥坂川層を構成していると考えられる．

は，それぞれ  $N52^{\circ}E62^{\circ}N$  と  $N35^{\circ}E50^{\circ}N$  であり，粘土層基底面上の擦痕が示す条線の向きと傾斜は  $N42^{\circ}E10^{\circ}$  と  $N30^{\circ}W10^{\circ}$  である．玄武岩質安山岩火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩は鳥坂川層を構成する岩相の1つであり，この露頭では下位の荻形花崗岩と NE-SW 方向の正断層で接していると判断できる．上位と下位の粘土層とでは，走向傾斜が若干異なり，上位の粘土層の条線の方位は田ノ沢のそれに近く，逆断層センスの運動がここでもあった可能性が考えられるが，残念ながら，ここでの移動方向は読み取れない．

このほか，根烈岳南西尾根沿いの林道では花崗閃緑岩中に  $N40^{\circ}E25^{\circ}$ ~ $42^{\circ}NW$  の断層角礫岩が，また，小阿仁川上流，天上倉山南東にあつて高穀沢に合流する枝沢でも上盤の鳥坂川層玄武岩質安山岩溶岩との境界付近で花崗閃緑岩中に  $N60^{\circ}E30^{\circ}NW$  の断層角礫岩が認められる．



第7.2図 阿仁比立内南方，天狗ノ又沢の断層露頭

緩内沢上流，中森付近からジャヌケ森を通過して小岱倉沢に抜けて，そこから南東にオフセットして小岱倉沢と大土中沢との合流点付近を抜ける正断層は，いずれも谷沿いの露頭で  $60^{\circ}$  もしくはそれ以下の角度で北側に傾斜している．しかし，ほかの NE-SW 方向の正断層については，断層推定位置付近の破碎面と地層岩体の位置関係からその存在を推定しており，更に詳しい調査に基づいて確認する必要がある．

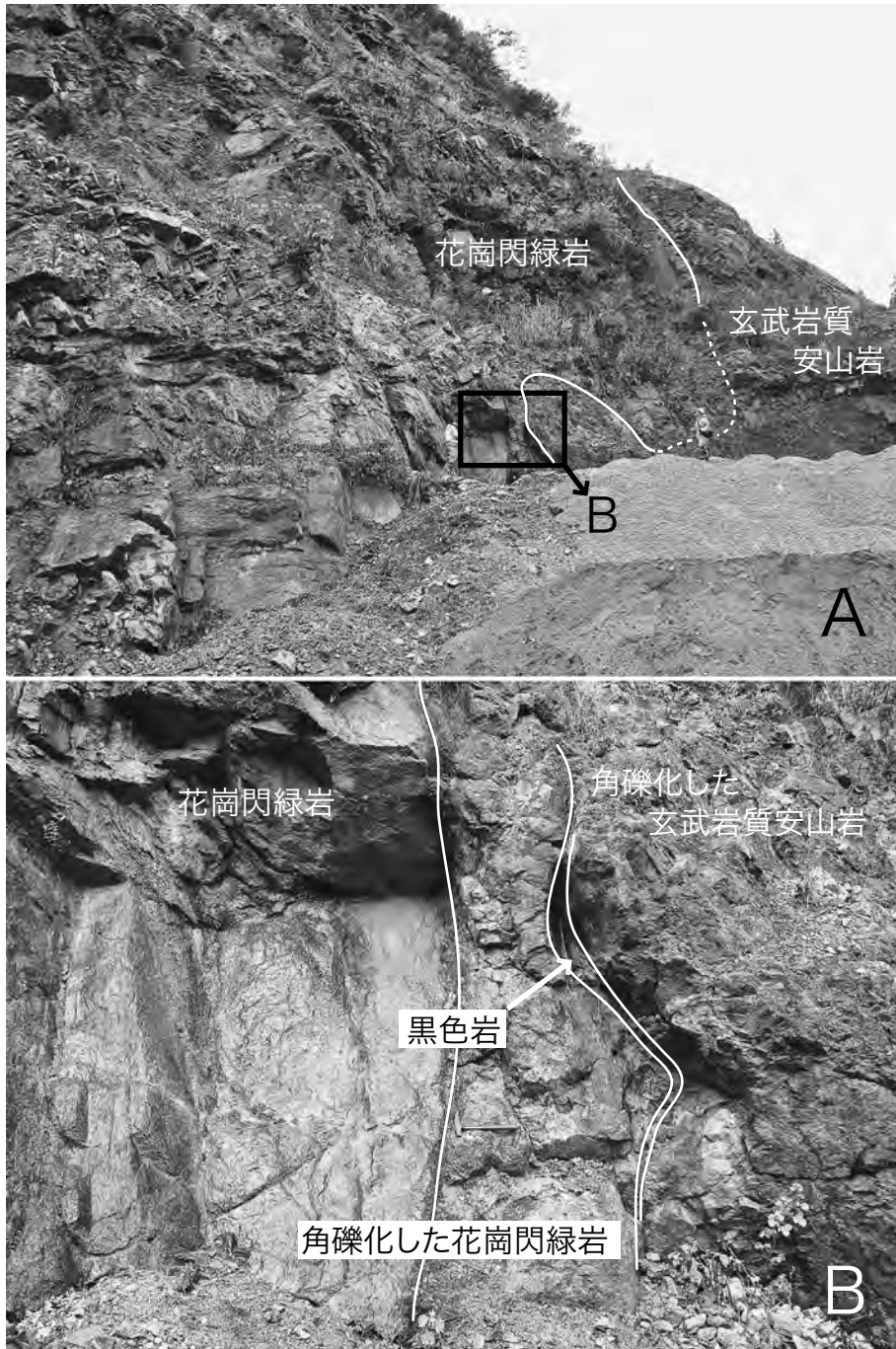
阿仁合地域においてこのような構造をいち早く認めた中村 (1995) は，数百メートルの間隔で発達する正断層によって層序が繰り返っていて，それらを束ねる幅数キロメートルの半盆地が北東にプランジする連携構造 (relay structure) をなしているとした．

#### NNW-SSE 方向の断層

NNW-SSE 方向の断層は阿仁川水系の繫沢や志淵内沢の下流，打当川と比立内川との合流，根子又沢などで観察できる．いずれも断層面の傾斜に沿って上盤が上方に移動しており，NE-SW 系の断層を切断しているところでは，右または左に数 100m 以下の水平移動が認められる．井上 (1950, 1951) が示した荒瀬炭鉱開発当時の地質図によれば，炭層を胚胎する鳥坂川層の頁岩砂岩層 (Tsh) と鳥坂川層のデイサイト火砕岩 (Tdp) との間に NW-SE 方向の逆断層があつて，両者は東側に  $40^{\circ}$  前後傾斜した断層面で接している．

阿仁比立内南方 2km の松岡組砕石場では，太平山花崗閃緑岩と鳥坂川層の玄武岩質岩 (Tb) とが  $N10^{\circ}$ ~





第 7.3 図 阿仁比立内南方 2km, 河北林道沿いの採石場の断層露頭

A=断層を挟んで急傾斜で接する花崗閃緑岩と玄武岩質安山岩. B=断層の拡大写真. 厚さ cm の断層粘土を挟んでその下には花崗閃緑岩が, 上には玄武岩質安山岩があって, いずれもカタクラサイト化している. この玄武岩質安山岩は同質の火山角礫岩とともに直近の沢に露出しており, とともに鳥坂川層を構成する.

30°W 方向に伸びた幅数 10cm の角礫岩を介在して接している. 花崗閃緑岩や玄武岩質安山岩溶岩と角礫岩との接触面は NE 方向に 80°前後傾斜しており, この露頭で見える限り, この角礫岩は正断層運動によって生じたかに見えるが, 実移動方向を判断する決め手に欠ける. この断層角礫岩の 5~6m 西側では様々な程度に角礫化した

太平山花崗閃緑岩の中に玄武岩質安山岩があって, 複数の, 走向が異なるせん断面で太平山花崗閃緑岩と接している (第 7.3 図). その西側の接触面には, 厚さ数 cm の黒色岩があって, 花崗閃緑岩は黒色岩との接触面から 1m の範囲で角礫化しており, 玄武岩質安山岩も黒色岩との接触面から 3m まで角礫化している. 黒色岩は, 微

結晶質の白雲母と石英、長径 mm 以下の細長い不透明物質（硫化鉍？）が葉片状に並ぶ石基に、径 mm～cm オーダーの石英、まれに黒雲母（仮像）や長石（仮像）などの碎片が散在する岩石であり、主に花崗閃緑岩を母材とする断層岩と考えられる。片状構造がなす面は N15°W70°～90°NE もしくは SW であり、先に述べた断層角礫岩とほぼ同じ方向にある。中には片状構造に斜交する幅 1mm 以下の石英脈があり、玄武岩質安山岩角礫岩や花崗閃緑岩角礫岩にも緑れん石や石英、炭酸塩鉍物が生じている。このようなことから、この玄武岩質岩は断層運動で角礫化する際に花崗閃緑岩に揉み込まれた断層帯の一部と考えることができる。この松岡組砕石場を通過する断層の南南東延長上 1.5km の小岱倉沢沿いの花崗閃緑岩と大又層デイサイト火砕岩との間にも断層角礫岩が認められるが、断層面が急傾斜であり、また基準面が明確ではないため、ここでも断層の変位方向は判断としない。

NNW-SSE 方向の断層は、小阿仁川流域及び馬場目川（五城目地域）流域でも阿仁川水系と同様に複数存在する。これらの断層については、露頭での確認がほとんどなされてはいないものの、その近傍に断層の走向方向にほぼ平行か、やや斜交してしている褶曲が認められることから逆断層と推定される。

太平山地の南西縁には、太平山地域から秋田地域へと NNW-SSE 方向に延びる断層があって、太平山花崗閃緑岩が下部中新統に傾斜 70°以上の高角度で衝上している（沓沢・太平山団研グループ、1966）。NNW-SSE 方向の断層は NE-SW 方向の断層を切って船川層まで及んでおり、したがって、船川層堆積期あるいはそれ以降に形成されたと考えられる。太平山地の南西縁を区切る逆断層や阿仁合地域の NW-SE 方向の逆断層の存在は、当時の太平山地が NE-SW 方向の最大水平圧縮主応力下にあったことを示唆する。阿仁比立内南方 2km の松岡組砕石場で観察される断層が正断層ではあっても、それは衝上するブロックの中で局所的に引張力が生ずることで形成されても良い。

### 褶曲

阿仁合地域に規模の大きい褶曲は知られていない。確認できる褶曲は、いずれも軸跡の長さが数 km 以下と短く、翼角も 30～40°以下と開いている。軸跡の延伸方向

には、NE-SW 方向と NNE-SSW～NNW-SSE 方向の 2 系統が認められる。NE-SW 方向の褶曲が及んでいるのは打当層までで、阿仁比立内付近を走る正断層の傾斜側には同方向の向斜が顕著で、しかも NNW-SSE 方向の断層に切られている。一方、NNE-SSW～NNW-SSE 方向の褶曲は少なくとも女川層まで及んでいる。そのうち、NNW-SSE 方向の褶曲は数が限られており、大部分は東側に振れていて、中には NNW-SSE 方向の断層に切られているところもある。

### 岩脈の貫入と断層褶曲運動

先に述べたように、阿仁合地域に分布する岩脈の卓越方位には NE-SW と NNW-SSE の 2 つがあり、そのうち、NE-SW 方向の岩脈は鳥坂川層まで、そのほかの岩脈は女川層まで貫入している。NE-SW 方向の断層が正断層として動いていた時期は、おそらく、打当層堆積期までで、その後反転して逆断層として動いたとする解釈が正しければ、NE-SW 方向への岩脈の貫入と NE-SW 方向の正断層の形成は、鳥坂川層と打当層の堆積期、すなわち前期中新世に、阿仁合地域が NW-SE 方向の引張場にあったことを示唆する。NE-SW 方向の正断層の傾斜側に認められる同方向の向斜は、正断層運動によって上盤側の堆積物が引きずられることによって形成されたものであろう。

NNE-SSW 方向の岩脈は、それらが貫入した北ノ又沢層～女川層堆積期に最大水平圧縮主応力が NNE-SSW 方向に働いていたことを示唆する。この後、船川層堆積期またはそれ以降になると NE-SW 方向の圧縮場が変わって逆断層が形成されと考えられる。

ただし、阿仁比立内南方、田ノ沢の正断層で観察される擦痕は N55°W から S55°E 方向に上向きに移動したことを示す。この逆断層センスの移動は最大水平圧縮主応力が NE-SW 方向から NNE-SSW 方向へと変化したことを意味しており、NNE-SSW 方向の褶曲は、圧縮応力の大きさと方位が変遷することに対応して生じた可能性が考えられる。

数は多くはないが、北ノ又沢層の堆積期以降に貫入した岩脈の中には NW-SE 方向のものが複数認められる。これらは貫入時の応力配置に矛盾しており、逆断層と平行に生じた割れ目に貫入したと考えるほかない。

## 第8章 重力異常と密度構造

(駒澤正夫)

### 8.1 重力データの編集

本図幅の範囲とその周辺地域の重力異常図は、広島ほか(1990)による縮尺20万分の1によるブーゲー異常図や駒澤ほか(1999)による縮尺100万の1の日本重力図により示されているが、いずれもグリッド間隔が十分な条件で描かれたものではなかった。今回、再編集と再処理を施し、グリッド間隔を小さくして微細構造を抽出した。

重力データは、以下の要領で編集した。編集面積は約414km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は外縁部を含むと1,567点である(編集域は、502点)。今回の編集域の資料は、新エネルギー・産業技術開発機構(2000)に収録されている金属鉱業事業団北秋重力調査(1974年測定)と国土地理院の閲覧資料である。編集に用いたデータは定数検定を行った重力計で定数改訂を行っており絶対重力値に変換する際の種々の問題は生じていない。測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975(JGSN75)(鈴木,1976)に準拠させて決定した。

### 8.2 重力データの処理

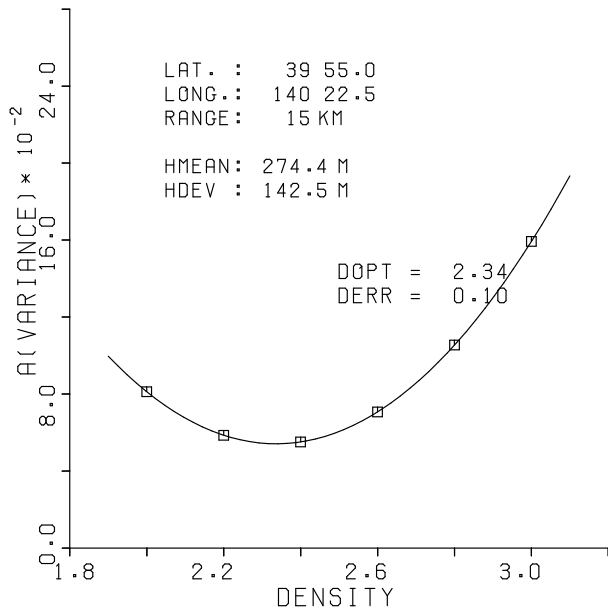
データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した仮想扇形の集合体に近似する方法(駒澤,1988)で実施した。地形補正に用いた標高(水深)データには、陸域は国土地理院作成の50mメッシュ(<http://www.gsi.go.jp/MAP/CD-ROM/cdrom.htm#10>)、海域は(財)日本水路協会による「海底地形デジタルデータ M7000シリーズ」(<http://www.jha.or.jp/jp/shop/products/btdd/index.html>)の等水深線データと日本海洋情報センターによる約500mにメッシュ化されたJ-EGG500([http://www.jodc.go.jp/data\\_set/jodc/jegg\\_intro\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html))を元データ(ランダムデータとして扱う)としてメッシュ化した。地形補正用DEMのメッシュ構成は、極近傍及び近傍補正用の最小メッシュが約200m、中間用が約800m、遠方用が約3,200mとした。補正範囲については、60kmである。ブーゲー補正については無限平板による方法では地形の急峻な所では不適切な見かけの異常をつくるので、地形補正と同じ範囲である60kmの弧長の球殻(球帽)による方法によった(駒澤,1988)。以上の処理により地形効果が厳密に除去でき、独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造が忠実に反映する重力図になる。

### 8.3 表層密度推定

ブーゲー異常(重力異常)の算出には表層の密度を仮定する必要があるが、ここでは、「上方接続残差分散比較法(Comparison of Variance of Upward Residual: CVUR法)」(Komazawa, 1995)で行った密度推定の結果を用いた。CVUR法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられる。仮定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、仮定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量(ランダム性)が一番小さくなる仮定密度が最適な表層密度であるとする。具体的な方法としては、2面の接続面を仮定した上方接続フィルターを組み合わせで作成したバンドパス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は、各仮定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており地形との相関が考慮されている。当然、測点間での標高差が大きければそれだけ解析の精度は上がる。本手法は、パラメータである2面の接続面の値やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。

第8.1図に、阿仁合図幅全域の平均的な表層密度を得るため、半径15kmのサンプリング半径で解析した結果を示す。解析された密度は2.34g/cm<sup>3</sup>となり、火山岩の密度としては整合的であるが、花崗閃緑岩などの基盤岩類としては小さいと考えられる。比較的浅部には火山岩類の存在が卓越していると考えられる。

第8.2図に、局所範囲の表層密度を得るためサンプリング半径を5kmとして面的にスキャンした解析結果を示す。概略的には、南西側半分が2.3~2.5g/cm<sup>3</sup>と高密度を呈し、中森はんれい岩や太平洋花崗閃緑岩の分布に対応している。一方、北東側半分は2.1~2.3g/cm<sup>3</sup>と密度が小さく、打当層、北ノ又沢層、女川層及び船川層を構成する泥岩や砂岩などの堆積岩、北ノ又沢層を構成す



第8.1図 上方接続残差比較 (CVUR) 法による阿仁合地域の表層密度推定

るデイサイト～流紋岩、鬼灯山デイサイトなどの火山岩の分布に対応している。

#### 8.4 重力異常の概要

第8.3図に、本図幅域での平均的な表層密度と考えられる $2.3\text{g/cm}^3$ を仮定密度としたブーゲー異常図を測点と併せて示す。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔をx-座標、y-座標とも250mとして図化している。第8.3

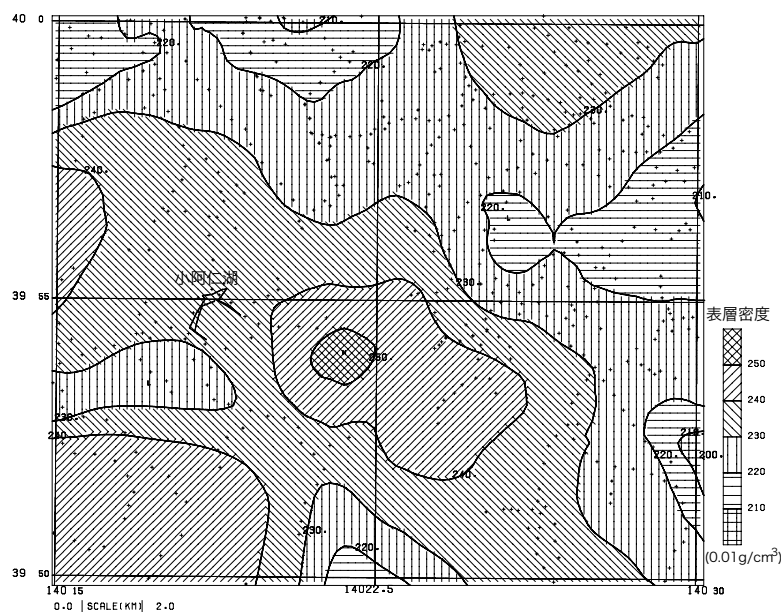
図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔は1mgalとした。なお、地質図に併記されている重力コンターも1mgalである。

ブーゲー異常の概略は、西半部で75mgalを越す高重力域、東半部で60～75mgalの低重力域となっている。西半部をみると小阿仁湖北東方の佐内岳周辺域と小阿仁湖北南方の馬場目岳北側に80mgalを越す直径5km程度の孤立した極大域が存在し、高密度と考えられる白亜紀の萩形花崗岩と中新世の細粒花崗岩・酸性火山岩がそれぞれ分布する。東半部については、数km以上の規模を持った極小域はみられないが、東半部中央域のやや北、鬼灯山西方2km 佐山川南岸沿い佐山鉤山周辺と東半部中央部南端域の中森周辺に各々65mgalより小さい小規模な極小域がみられる。

#### 8.5 残差重力図

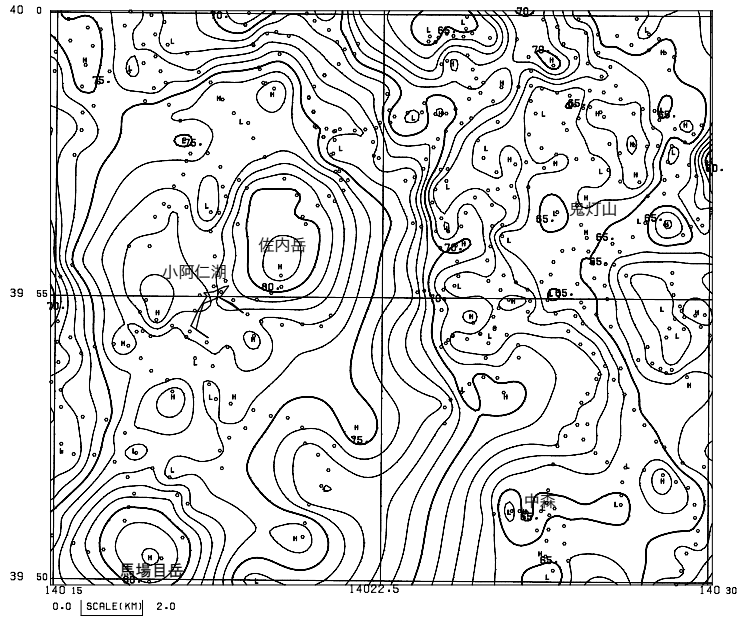
第8.3図に示した重力図は、広域の傾向面や数km以上の深い構造が原因の重力異常を含むので、比較的深部の浅い地質構造との対比という点で適当とは言えない。ここでは、深部構造による広域トレンドを上方接続値と考えて分離し、地表付近(数kmより浅い)の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続1kmのものを広域トレンドとした。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分は、測点間隔が2km程度と大きいため重力図には含まれないと考えられるので、特にハイカット処理は施さなかった。結果を第8.4図に示す。なお、仮定密度は、 $2.3\text{g/cm}^3$ である。

第8.4図は、負値にドットで陰を付けて表示した。負値の領域、言い換えれば低重力異常域が東半部で広くみ

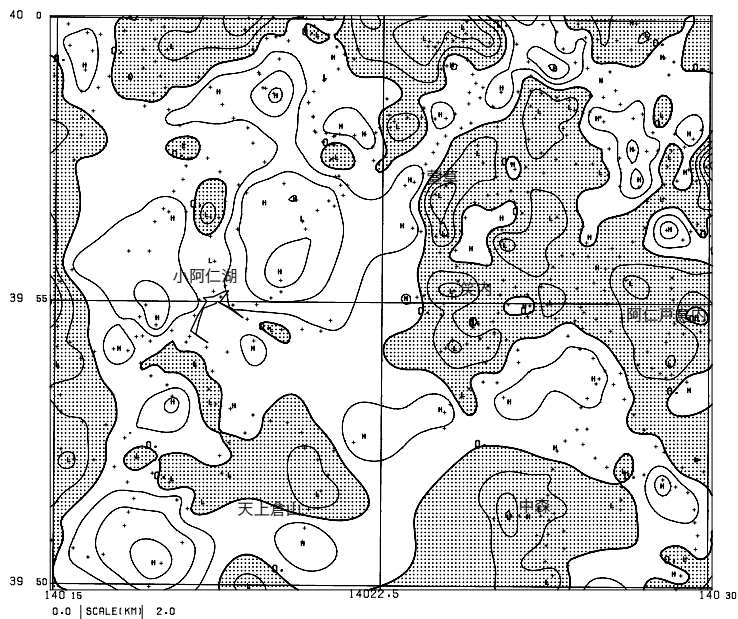


第8.2図 阿仁合地域の表層密度分布





第 8.3 図 阿仁合地域の重力異常図 (ブーゲー異常)  
 仮定密度:  $2.3\text{g/cm}^3$ , コンター間隔:  $1.0\text{mgal}$ . H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域, ○: 重力測定点.



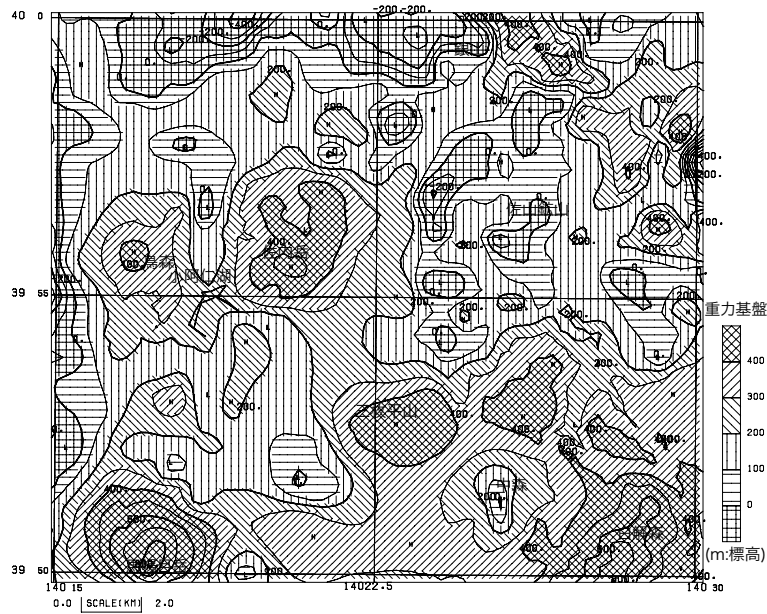
第 8.4 図 阿仁合地域の上方接続残差図  
 上方接続  $1\text{km}$  をトレンドとして差し引いたもの. 仮定密度:  $2.3\text{g/cm}^3$ , コンター間隔:  $1.0\text{mgal}$ , H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域, ○: 重力測定点.

られる。残差重力値が  $-2\text{mgal}$  より小さい領域が、南部の中森周辺、中部の阿仁戸鳥内おかしなを経て萱草に至る地域にみられる。前者は太平山花崗閃緑岩、後者は前期中新世堆積物や火山岩の分布域に相当し、それらの密度が萩形花崗岩に比べて相対的に小さいことを示している。西半部でも小阿仁湖南南東方約  $7\text{km}$  の天上倉山周辺域に  $5\text{km}$  程度の規模の負 ( $-1\text{mgal}$  程度) の残差重力域がみられる。その中心域は、太平山花崗閃緑岩の分布

域に相当していることから、萩形花崗岩や前期中新世鳥坂川層火山岩に比べ密度が小さいことを示している。

## 8.6 重力基盤図

重力基盤を  $100\text{m}$  間隔の等高度線で示し、 $100\text{m}$  毎の各深度階を段階表示した (第 8.5 図)。また、重力基盤の数値は標高値で示した。なお、重力基盤の密度は  $2.5\text{g/}$



第 8.5 図 阿仁合地域の重力基盤図  
密度差は、 $0.3\text{g/cm}^3$ 。コンター間隔は、100m。H：重力基盤凸域、L：重力基盤凹域。

$\text{cm}^3$ 、上位の表層の密度は $2.2\text{g/cm}^3$ と各々仮定し、密度差は一様に $0.3\text{g/cm}^3$ とした。

重力基盤としては、白亜紀～古第三系基盤（萩形花崗岩など）や前期中新世の玄武岩～安山岩類の火成岩（鳥坂川層に分類されるものなど）が相当する。表層としては、中期～後期中新世の火成岩類（鬼灯山デイサイトなど）や第四紀堆積物などが相当する。

重力基盤解析は、地表下数 km の構造を抽出するため上方接続 2km のものを深部構造による広域トレンドとして除去した残差重力データについて行った。結果については、実際の構造が多層構造となっている等、モデルと異なってくれば、実際の基盤の深さも異なってくることになる。また、今回使用した重力データは 250m という格子間隔であるが、山間部には重力測点が少なく急激な構造変化やローカルな地質異常の拾い上げが充分とは言えず、得られた構造は全体に平滑化されている。実際には基盤及び堆積層とも密度は一様でないため、本図に示した基盤深度は実際の先新第三系の地質的な基盤と一致しない部分もあり得るが、基盤の落差や基盤の概略的な起伏を把握するには充分有効と考えられる。また、基盤構造の急激な落差域には構造境界、大きな断層構造、向斜構造などと整合し、孤立した盛り上がりは高密度の貫入岩体が想定される。

重力基盤の主な特徴は以下のとおりである。

- 1) 馬場目岳周辺域は、前期中新世の玄武岩～安山岩溶岩（鳥坂川層）の分布域に相当するが、孤立した基盤の盛り上がりが際立っている。馬場目岳山頂付近

には中新世の細粒花崗岩があつて、深部に高密度岩体の貫入が想定される。

- 2) 太平山花崗閃緑岩などが分布する白解森から佐内岳にかけての地域は、重力基盤の標高が 200m を越えており、北東側の大又層や鳥坂川層、打当層などの分布域は重力基盤が際立って低くなっており、陥没構造が想定される。
- 3) 本図幅地域南東、中森の西側は重力基盤が局所的に落ち込んでいる。そこに分布する萩形花崗岩は、破碎されるなどして密度が小さくなっている可能性が考えられる。
- 4) 天上倉山と佐内岳との間にあって萩形花崗岩が広い範囲を占めている地域も同様に、重力基盤が低くなっている。
- 5) 図幅北縁部にあって、密度が小さい中期～後期中新世の堆積岩・火砕岩が分布する地域では、重力基盤が深くなっている。
- 6) 佐山鉾山の東側には、重力基盤が周囲より高い領域が北北西-南南東に並んでいる。これらの領域は鬼灯山デイサイトを構成する複数のドームに対応しており、地下にやや高い密度の岩石が伏在している可能性がある。
- 7) 佐山鉾山付近から南西にかけて火砕岩主体の大又層が背斜をなしている。この背斜に対応する重力基盤は、周囲の鳥坂川層玄武岩～安山岩よりも密度が小さいことを反映して低くなっており、その中でも背斜の両翼には軸跡を取り囲むように、重力基盤が一段と低い領域が点在している。

## 第9章 応用地質

(鹿野和彦・石川洋平)

### 9.1 石炭

阿仁合地域には、荒瀬炭鉱、萱草炭鉱、大阿仁炭鉱、古河山炭鉱、八木沢炭鉱がある。いずれも鳥坂川層の頁岩砂岩に挟まれる炭層を対象に、第二次世界大戦直後に稼行したが、現在は廃止されている。斎藤・大沢（1956）に従って、これらの概要を以下に記述する。八木沢炭鉱については詳細不明。

**荒瀬炭鉱** 露熊沢上流にあって、厚さ0.6mの頁岩を挟んで重なる厚さ約2mの2枚の炭層を稼鉱。発熱量5.6～5.8kcal/kg。昭和24年の出炭量は約11,000t。

**萱草炭鉱** 萱草集落の東側にあって、厚さ0.5mの綿炭を挟んで重なる厚さ約2mの2枚の炭層と、その下位3mにある厚さ0.6mの炭層、更に厚さ0.6mの頁岩を挟んで、その下位にある厚さ0.9mの炭層を稼鉱。発熱量5.3～6.0kcal/kg。

**大阿仁炭鉱** 根子集落の南側にあって、厚さ1mの炭層を稼鉱。発熱量5.0～5.3kcal/kg。昭和24年の出炭量は約10,000t。

**古河山炭鉱（山一炭鉱）** 岩ノ目沢中流にあって、厚さ0.6mの炭層を稼鉱。発熱量5.2～6.3kcal/kg。昭和31年当時の出炭量は毎月約100tであった。

羽立から打当内（森吉山地域）にかけて調査した竹原・松井（1951）によれば、以上のほか、開発されていないが鳥坂川層の頁岩砂岩と打当層の中に厚さ0.6～9mの褐炭～瀝青炭が多数挟在しており、その推定埋蔵量は1,200万tに達するという。

### 9.2 金属鉱床

阿仁合地域では多数の金属鉱脈鉱床が見つかっており、これを対象として開発された鉱山に阿仁鉱山、佐山鉱山、阿仁向山鉱山、大錠鉱山、北秋鉱山、鍵滝鉱山、赤沢鉱山、岩戸金山鉱山、萩形鉱山、光沢鉱山、馬場目鉱山などがある。いずれも現在は休廃止されている。神山（1954）、斎藤・大沢（1956）、金属鉱業事業団（1977）、石川・加納（1997）に従って、これらの概要を以下に記述する。

**阿仁鉱山** 阿仁川沿いの阿仁銀山付近と東方の小様川付近との間、東西6km南北7kmの範囲に分布する硫化鉄鉱脈群を対象に稼鉱していたが、現在は休山している。地質図幅に示した阿仁鉱山は、阿仁<sup>上</sup>真木沢鉱山、阿仁小沢鉱山、阿仁三枚鉱山、阿仁一ノ又鉱山、阿仁二ノ又

山などの総称である。

鉱脈は大又層、鳥坂川層、打当層、北ノ又沢層もしくはこれらを貫くドレライト及び閃緑岩や花崗閃緑岩などの深成岩火山岩岩体（折本，1964）中にあって100条を超え、NNE-SSW方向とWNW-ESE方向に伸びているものが多い。鉱石は主に黄銅鉱、黄鉄鉱からなり、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、珪孔雀石、輝銅鉱、自然金、自然銅などを伴う。富鉄体の銅品位は15～20%である。1309年の砂金発見を契機に鉱床の開発が始まったとされている。稼鉱の記録は1791年からあり、昭和45年までの産出量は、銅が約61,000t、金が約50tであった。

**佐山鉱山** 佐山川中流にあって大又層が分布する800m×600mの範囲に胚胎する鉄脈群を対象に稼鉱していたが昭和39年に閉山した。主要な鉄脈は5条あって、いずれもNNE-SSW方向に伸びている。鉱石は主に黄銅鉱と黄鉄鉱からなり、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、銀鉱物を伴う。江戸時代に発見されたとされているが詳しい記録はない。昭和33年から昭和39年までの銅生産量は約2,000tであった。

**阿仁向山鉱山** 阿仁川を挟んで阿仁銀山の西側、湯口内沢の上流に分布する北ノ又沢層の流紋岩中に胚胎する含金石英脈を対象に稼鉱したことがあるが、現在は稼鉱されていない。鉄脈はNE-SW方向に伸び、肥大部の幅は数10mで鉄染状を呈する。鉱石は方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱に若干の金銀鉱物を伴う。明治35年頃の年間の金生産量は約4kg、銀生産量は80kgと記録されている（大日方，1903，1904a, b）。

**北秋鉱山** 阿仁川を挟んで阿仁荒瀬の西側に分布する打当層中に胚胎するも、鉄床の詳細は不明。ズリには主に閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱からなる鉄石がある。

**鍵滝鉱山** 荒瀬川上流の阿仁鍵ノ滝付近にあって高津森を構成する鬼灯山ゲイサイト中に旧坑がある。鉄床の詳細は不明であるが、鉄石は黄銅鉱を主体とする。

**大錠鉱山** 鉄床は、小阿仁川中流の大錠付近に分布する北ノ又沢層中のドレライトを母岩とするEW方向の鉄脈である。鉄石は黄銅鉱と閃亜鉛鉱を主体とする。

**赤沢鉱山** 鉄床は、小阿仁川から分岐する赤沢中流の花崗岩中に胚胎する含金石英脈である。詳細は不明。

**岩戸金山鉱山** 鉄床は、小阿仁川支流岩戸金山沢の花崗岩中に胚胎する含金石英脈である。詳細は不明。

**萩形鉱山** 小阿仁川上流萩形沢から分岐する沢にあって、鳥坂川層に花崗岩中に胚胎する含金銀石英脈である。脈は幅0.2～4m、傾斜12～30°NEでNW-SE方向に伸び

る。品位は金0.3g/t、銀14g/tと低い。

**光沢鉱山** 馬場目川上流光沢に分布する北ノ又沢層のデイサイト～流紋岩中に胚胎する網状もしくは塊状黒鉱鉱床を対象に稼鉱。鉱体は黒鉱、黄鉱、石膏からなり、厚さ3～10m、長さ150mの規模で、傾斜45°NWでN30°E方向に延びている。昭和19年に300t採掘された。

**馬場目鉱山** 馬場目川上流水無沢に分布する北ノ又沢層デイサイト～流紋岩に重なる同質火砕岩中に胚胎する黒鉱を対象に稼鉱。鉱体は厚さ2.5m以下でN70°E方向に延びて北に急傾斜している。明治9年に発見されと言われているが、本格的に採掘されたのは昭和10年頃からで、約500t採掘された。鉱石は暗黒色緻密で、黄鉄鉱を主とし、石膏を伴う。銀の品位は200g/t程度。黒鉱鉱体の南東には、黄鉄鉱を主とし、黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、重晶石を伴う4条の鉱脈がある。

### 9.3 砕石

阿仁比立内南方、比立内川西岸において花崗閃緑岩を

採掘して砕石を生産している。

### 9.4 温泉

阿仁比立内、阿仁川西岸の段丘上にせせらぎ温泉がある。この温泉は、掘削井から毎分700l湧出するNa-Ca-Cl泉で、これを加熱して温浴に供している。現在は休業中。

### 9.5 自然災害

阿仁合地域には火山岩がなす急傾斜地が多数あって、その周辺に岩屑が堆積しており、豪雨で土石流となって流下することがある。小阿仁川流域の北ノ又沢層や女川層、船川層は粘土化した凝灰岩などをすべり面とした地すべりが多発しており、急崖や切り割りでは特に注意を要する。平成19年9月15日～18日の集中豪雨では、急傾斜地を開削した林道や一般道が各地で崩壊した。

## 文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., vol. 87, p. 393-481.
- 千谷好之助 (1925) 秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第二十六区) 地質及び地形図説明書. 地質調査所, 説明書本文 13 p., 英文要旨 3 p.
- 千谷好之助 (1929) 秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第二十六区) 地質及び地形図 (縮尺 1:30,000). 地質調査所, 図 1 葉.
- 千谷好之助 (1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就きて. 地質学雑誌, vol. 37, p. 262-269.
- 藤本幸雄 (2006) 秋田県太平山複合花崗岩質岩体の岩石学的研究. 岩石鉱物科学, vol. 35, p. 253-269.
- 藤本幸雄・山元正継 (2007) 白神山地および太平山地に分布する白亜紀花崗岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代. MAGMA, no. 88, p. 17-34.
- 藤田至則・雁沢好博 (1982) 日本海の成立. 星野通平・柴崎達雄 (編) 日本海の地質, 東京大学出版会, p. 37-58.
- Galbraith R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, vol. 13, p. 471-488.
- 雁沢好博 (1982) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分. その 1 - 佐渡地域 -. 地質学雑誌, vol. 88, p. 943-956.
- 雁沢好博 (1983) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分. その 2 - 富山県太美山地域 -. 地質学雑誌, vol. 89, p. 271-286.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッション・トラック年代-奥尻島・男鹿半島・朝日山地-. 地質学雑誌, vol. 93, p. 387-401.
- Gradstein, F., Ogg., J.G. and Smith, A.G., eds. (2004) *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, 589 p.
- 芳賀 誠 (1999) 秋田県北部・阿仁合西方, 露熊地域の第三系系の地質. 秋田大学鉱山学部資源・素材工学科応用地球科学講座平成 10 年度卒業論文, 57 p., 19 pls.
- 芳賀 誠 (2001) 秋田県北部・阿仁町比立内地域の地質, 特にいわゆる“大又層”の岩相区分と植物化石産出層準について. 秋田大学大学院鉱山学研究科修士論文, 73 p., 60 pls.
- 長谷和・平山次郎 (1970) 五城目地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 52 p.
- 平山次郎・角 清愛 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「鷹巣」及び説明書. 地質調査所, 説明書本文 90 p., 英文要旨 9 p.
- 廣部嘉祥 (2007) 秋田県阿仁合地域第三系系の層序学的・古植物学的研究. 筑波大学大学院生命環境科学研究科修士論文, 75 p., 2 pls.
- 廣部嘉祥・小笠原憲四郎・植村和彦・鹿野和彦 (2007) 秋田県阿仁合地域第三系系の植物化石 (演旨). 日本古生物学会例会講演予稿集, no. 156, p. 51-51.
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗・村田泰章・中塚 正 (1990) 秋田地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 2, 地質調査所.
- 藤岡一男 (1949) 東北日本内帯台島期植物群の 2 型 (要旨). 地質学雑誌, vol. 55, p. 177-177.
- Huzioka, K. (1949) *The Daijimaian Deposits and the Daijimaian Floras in the Inner Zone of Northeastern Japan*. Doctoral Thesis, College of Science, Hokkaido Imperial University.
- Huzioka, K. (1963) The Utto flora of northern Honshu. In: *Tertiary Floras of Japan, 1. Miocene Floras*, p. 153-216, pl. 28-40. Geological Survey of Japan.
- 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.
- Huzioka, K. (1964) The Aniai flora of Akita Prefecture, and the Aniai-type floras in Honshu, Japan. *Journal of Mining College, Akita University, Series A*, vol. 3, no. 4, p. 1-105, pl. 1-18.
- 藤岡一男 (1972) 日本海の生成期について. 石油技術協会誌, vol. 37, p. 233-244.
- 藤岡一男・井上 武・高安泰助・加納 博 (1949) 秋田県産特殊無煙炭の地質学的及岩石学的研究. 第 1 報: 主として無煙炭の産状について. 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, no. 1, p. 1-30.
- 藤岡一男・大沢 穠・高安泰助・池辺 穰 (1977) 秋田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- 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. 秋田大学地下資源研究施設研究報告, no. 26, p. 1-59.
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., Kagami, H. and Iizumi, S. (2011) K-Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene-Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 40, p. 509-533.
- Ingle, J.C., Jr. (1992) Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. In: Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Williams, M., *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 127/128, part 2, p. 1197-1218.
- 井上 武 (1950) 阿仁合炭田荒瀬炭鑛の地質並びに炭鑛開発計画に就いて. 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, no. 3, p. 1-10.
- 井上 武 (1951) 阿仁合炭田の範囲と石炭層賦存区域. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 5, p. 11-10.
- 井上 武 (1960) 秋田油田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. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 23, p. 1-79, 12 pls.
- 井上 武 (1961) 鹿角郡曙地域の地質調査報告 (手記). 秋田県.
- 井上 武・藤岡一男 (1948) 秋田県阿仁合炭田の層位 (要旨). 地質学雑誌, vol. 54, p. 144-145.
- 井上 武・藤岡一男・高安泰助 (1956) 秋田油田における荷背凝灰岩の検討. 石油技術協会誌, vol. 21, p. 79-84.
- 石川洋平・加納 博 (1997) 阿仁合地域表層地質及び表層地質図「阿仁合」. 土地分類基本調査「阿仁合」(5 万分の 1), 秋田県, p. 15-30, 地質図 (5 万分の 1) 1 葉.
- 石川洋平・武藤篤史・両角春寿・大岡 隆・岸 勉 (1997) 秋

- 田県五城目町馬場目黒鉾鉾床の地質層序と鉾床胚胎層序 (演旨). 資源地質学会講演会講演要旨集, no. 47, p. 36-36.
- 石川洋平・朝日信孝・両角春寿・大岡 隆・石川信明・岸 勉 (1998) 秋田県五城目町馬場目黒鉾鉾床地域—上小阿仁村萩形沢地域の火山層序— (演旨). 資源地質学会年会講演会講演要旨集, no. 48, p. 90-90.
- 神山貞二 (1954) 阿仁鉾山. 日本地質学会第 61 年年会地質見学案内書, 日本地質学会秋田支部, p. 1-34.
- Kamiyama, T. (1962) Geological structure and copper veins of the Ani Mining District, Akita Prefecture, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 33, p. 33-51.
- 神山貞二・米林 滋・福本博美・本間照夫・青木哲也 (1958) 阿仁鉾山の地質と鉾床について. 鉾山地質, vol. 33, p. 33-51.
- Kanaya, T. (1959) Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series 2*, vol. 30, p. 1-130, 2 text-figs., 7 charts, 11 pls.
- Kano, H., Yanai, K. and Tsuji, M. (1964) The geology and structure of the Taiheizan complex pluton with special reference to the basement problem of the Green Tuff Region. *Journal of Mining College, Akita University, Series A*, vol. 3, p. 107-117.
- 加納 博・矢内桂三・辻 萬亀雄・河瀬章貴・蟹沢聰史 (1966) グリーンタフ地域における 2・3 の基盤花崗岩の構造とその意義. 地団研専報, no. 16, p. 1-15.
- 鹿野和彦・大口健志 (2004) 八幡平西方, 玉川溶結凝灰岩に見出された給源不明の火山砕屑堆積物. 火山, vol. 49, p. 283-297.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集 (1991) 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114 p.
- 鹿野和彦・大口健志・芳賀 誠・植村和彦 (2002) 阿仁合植物群・打当植物群の年代 (演旨). 石油技術協会誌, vol. 67, p. 382-382.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・粟田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2011) 戸賀及び船川地域の地質 (第 2 版). 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 127 p.
- 鹿野和彦・佐藤雄大・小林紀彦・小笠原憲四郎・大口健志 (2007) 東北日本男鹿半島, 真山流紋岩類の放射年代. 石油技術協会誌, vol. 72, p. 608-616.
- Kano, K., Takeuchi, K., Yamamoto, T. and Hoshizumi, H. (1991) Subaqueous rhyolite block lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 46, p. 241-253.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 30, p. 20-23.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Takeuchi, K. (1993) A Miocene island-arc volcanic seamount: the Takashibiyama Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 59, p. 101-119.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (1989) 阿仁合型植物群と台島型植物群の年代. 地質調査所月報, vol. 40, p. 647-653.
- 河野義礼・青木謙一郎 (1959) 八幡平およびその周辺火山群の岩石. 火山, vol. 4, p. 61-76.
- Kawano, Y. and Aoki, K. (1960) Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes, northeastern Japan. *Science Report of Tohoku University, Series III*, no. 6, p. 409-429.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) —東北日本の花崗岩類—. 岩石鉾物鉾床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 河野義礼・上村不二雄 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「八幡平」及び同説明書. 地質調査所, 36 p.+ 英文要旨 8 p.
- 木村勝弘 (1984) 絶対年代測定による標準層序の研究. 昭和 58 年度石油開発技術センター報, p. 25-26.
- 木村勝弘 (1985) K-Ar 年代層位. 日本地質学会第 92 年学術大会要旨, p. 132-132.
- 木村勝弘 (1986) 層位関係と放射年代からみた男鹿, 秋田と本荘—湯沢地域の中・下第三系の年代層位区分. 北村信教授退官記念地質学論文集, 北村信教授退官記念事業会, p. 167-173.
- 木村勝弘 (1998) 日本新生界の放射年代層序. 日本地質学会第 105 年学術大会要旨, p. 43-43.
- 金属鉾業事業団 (1977) 昭和 51 年度広域調査報告書 北秋地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 95p., 地質図 (5 万分の 1) 2 葉.
- 金属鉾業事業団 (1986) 昭和 60 年度広域調査報告書 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 151p., 地質図 (5 万分の 1) 2 葉.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2004) 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 374-384.
- 小林紀彦・大口健志・鹿野和彦 (2008) 東北日本, 男鹿半島門前層層序の再検討. 地質調査研究報告, vol. 59, p. 211-224.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2010) 東北日本, 男鹿半島西部の後期始新世—前期中新世平行岩脈群. 地質学雑誌, vol. 116, p. 552-562
- 駒澤正夫 (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, p. 11-23.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, vol. 41, p. 17-45.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一 (1999) 1:1,000,000 日本動図 (ブーゲー異常) 及び同説明書. 地質調査所, 説明書本文 15 p.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩石鉾物鉾床学会誌特別号, 日本岩石鉾物鉾床学会 50 周年記念論集, no. 2, p. 343-346.
- 黒田吉益 (1963) 東北地方の変成・深成岩類の相互関係. 地球科学, vol. 67, p. 21-29.
- 沓沢 新・太平山団研グループ (1966) 大平山南麓部の新第三系の層序と構造—とくに, グリーンタフ活動様式と堆積作用, 剪裂帯形成運動の相互関係—. 地団研専報, no. 12, p. 73-94.
- Le Maitre, R.W. (ed) (2002) *Igneous Rocks: Classification and Glossary of Terms, 2nd edition (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)*. Cambridge University Press, p. 1-236.

- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. In Farinacci, A. (ed.), *Proceedings of 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970*, vol. 2, Edizioni Tecnoscienza, Roma, p. 739-785.
- 的場保聖 (1992) 秋田油田新第三系・第四系層序に関する最近の变革. 石油技術協会誌, vol. 57, p. 315-333.
- 丸山孝彦・山元正継 (1994) 秋田県中央部太平洋山地, 先第三紀花こう岩類の Rb-Sr 全岩年代に関する予察的研究. 秋田大学鉱山学部資源地質学研究施設報告, no. 59, p. 25-35.
- 松浦汪光 (1968) 秋田県北秋田郡阿仁町比立内地域の地質. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教科昭和年 42 度修業論文 (2), 36 p., 付図 3 枚 (地質図, 柱状図, 断面図).
- 三浦宗次郎 (1982) 20 万分の 1 地質図幅「秋田」及び同説明書. 地質調査所, 116 p.
- 両角春寿・石川洋平 (2009) 秋田県馬場目一栗沢地区の地質層序と鉱化時期. 資源地質, vol. 59, p. 1-8.
- 両角春寿・大岡 隆・石川洋平・武藤篤史・岸 勉 (1997) 秋田県五城目町馬場目黒鉱床の火山層序と黒鉱化作用 (演旨). 資源地質学会講演会講演要旨集, no. 47, p. 67-67.
- 中川光弘 (1983) 森吉火山の地質と岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 78, p. 197-210.
- 中川光弘・青木謙一郎 (1985) 森吉火山の岩石学—カルデラ形成後に主として活動した混合マグマ—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 80, p. 136-154.
- 中嶋聖子・周藤賢治・加々美寛雄・大木淳一・板谷徹丸 (1995) 東北日本弧, 後期中新世—鮮新世火山岩の島弧横断方向における化学組成および同位体組成変化. 地質学論集, no. 44, p. 197-226.
- 中村光一 (1995) 日本海縁辺域のリフティングとインバージョンテクトニクス—正断層系の幾何学と反転時における断層の選択的再活動および反転の程度— (演旨). 地質調査所月報, vol. 46, p. 303-304.
- Nathorst, A. G. (1888) Zur fossilen Flora Japans. *Paläontologische Abhandlungen*, vol. 4, p. 195-250, pl. 17-30.
- Nauman, E. assisted by Fujitani, T., Yamada, H., Ban, I. and Nishiyama, S. (1886) Reconnaissance Map, Geology, Division I, Scale 1:400,000. Geological Survey of Japan, Tokyo.
- 小笠原正継・下田 玄・森下祐一 (2005) 男鹿半島の基盤花崗岩のジルコン U-Pb 年代. 日本岩石鉱物鉱床学会 2005 年度学術講演会講演要旨集, p. 27-27.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質学雑誌, vol. 37, p. 740-754.
- 大口健志・伊里道彦 (1977) 秋田県田沢湖町生保内～岩手県栗石町橋場間の地質 (特に最下部第三系・生保内層の再定義と上部第三系の細分) —地熱地帯後背地の地質—. 秋田大学地下資源研究施設報告, no. 44, p. 67-81.
- 大口健志・高安泰助・藤岡一男 (1980) 小又峡周辺地域の地質. 秋田県教育委員会・小又峡学術調査団編集, 森吉山小又峡周辺地域特別学術調査報告書, p. 1-17.
- 大口健志・矢内桂三・井上 武 (1973) 玉川石英安山岩類 (要旨). 日本地質学会東北支部会報, no. 4, p. 11-11.
- 大日方順三 (1903) 阿仁鉱山付近の地質概略. 地質学雑誌, vol. 10, p. 407-420.
- 大日方順三 (1904a) 阿仁鉱山付近の地質概略. 地質学雑誌, vol. 11, p. 1-11.
- 大日方順三 (1904b) 阿仁鉱山付近の地質概略. 地質学雑誌, vol. 11, p. 41-45.
- 大日方順三 (1908) 森吉火山近傍地質調査報文. 震災予防調査会報告, no. 58, p. 1-59, 10 pls.
- 大熊康範 (2002) 秋田県阿仁町根子地域の地質. 秋田大学鉱山学部資源・素材工学科応用地球科学講座北秋田郡平成 13 年度卒業論文, 37 p., 14 pls.
- 大熊康範 (2005) 秋田県北部, 阿仁町比立内東南方地域に分布する下部グリーンタフの火山層序. 秋田大学大学院工学資源学研究所修士論文, 81 p.
- 大槻憲四郎 (1989) 鉱脈による新第三紀東北本州弧の造構応力復元. 地質学論集, no. 32, p. 281-304.
- 大沢 稔 (1980) 20 万分の 1 地質図幅「秋田及び男鹿」. 地質調査所.
- 大沢 稔・池辺 穰・大口健志・高安泰助 (1979a) 湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 64 p.
- 大沢 稔・池辺 穰・大口健志・高安泰助 (1979b) 浅舞地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 53 p.
- 大沢 稔・加納 博・丸山孝彦・土谷信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一 (1981) 太平洋地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 69 p.
- 大沢 稔・池辺 穰・平山次郎・栗田泰夫・高安泰助 (1984) 能代地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 91 p.
- 大沢 稔・池辺 穰・片平忠実・中野 俊・土谷信之・栗田泰夫 (1988) 矢島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 87 p.
- 大沢 稔・角 清愛 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「森吉山」及び同説明書. 地質調査所, 44 p., 英文要旨 5 p.
- 折本左千夫 (1964) 秋田県阿仁鉱山附近の第三紀花崗岩質岩類について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 51, p. 200-209.
- Riedel, W.R. and Sanfilip, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, vol. 24, p. 61-96.
- 佐賀 肇 (1992) B-2 秋田・山形地域, 第 II 編 日本海側グリーンタフ地域の石油地域. 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会 編集, [改訂版] 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 53-80.
- 斎藤正次・大沢 稔 (1956) 5 万分の地質図幅「阿仁合」及び同説明書. 地質調査所, 説明書本文 39 p., 英文要旨 9 p.
- 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. 地質調査所月報, vol. 6, p. 707-712.
- 佐藤 浩・安藤重幸・井出俊夫・鷹嘴守彦・斎藤清次・千葉義明・土井宣夫・岩田忠雄 (1981) 八幡平地域, 玉川溶結凝灰岩類の層序. 地質学雑誌, vol. 87, p. 267-275.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭 (1991) 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期-西黒沢期における環境変動. 石油技術協会誌, vol. 56, p. 263-279.
- 佐藤雄大・鹿野和彦・小笠原憲四郎・大口健志・小林紀彦 (2009) 東北日本男鹿半島, 台島層の層序. 地質学雑誌, vol. 115, p. 31-46.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 重力測定データ. 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 周藤賢治 (2009) 東北日本弧—日本海の拡大とマグマ生成. 共



- 立出版, 236 p.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 359-362.
- 須藤 茂 (1985) 仙岩地域南部の鮮新世-更新世火山活動について-安山岩火山の古地磁気と年代. 地質調査所月報, vol. 36, p. 513-533.
- 須藤 茂 (1987a) 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地質調査所報告, no. 266, p. 43-76.
- 須藤 茂 (1987b) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕流堆積物-玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩-. 地質調査所報告, no. 266, p. 77-142.
- 須藤 茂 (1992) 仙岩地域中心部地熱地質図. 特殊地質図 21-5, 地質調査所, 5 万分の 1 地質図 1 葉及び説明書 73 p.
- 須藤 茂・板谷徹丸・向山 栄 (1989) 森吉山火山噴出物の年代と古地磁気 (演旨). 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 527-527.
- 角 清愛・盛谷智之 (1973) 米内沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 説明書本文 46 p., 英文要旨 4 p., 7 pls.
- 鈴木弘道 (1976) 国際重力基準網 1971 と日本重力基準網 1975. 測地学会誌, 22, 112-129.
- 鈴木舜一・小田幸人・唐沢広和・南部松夫 (1980) 阿仁鉦山付近における中新統中のピトリナイト熱変質. 鉦山地質, vol. 30, p. 299-307.
- Taguchi, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series III*, vol. 7, p. 293-342.
- 高橋明俊 (1973) 阿仁鉦山稲荷坑鉦床の探鉦. 鉦山地質, vol. 23, p. 257-263.
- 高橋明俊・橋田栄一 (1966) 阿仁鉦山中央坑花崗岩体における 2~3 の問題点について. 鉦山地質, vol. 16, p. 91-95.
- 竹原平一・松井 寛 (1951) 秋田県北秋田郡大阿仁炭田比立内, 中村地区調査報告. 地質調査所報告, no. 138, 本文 14 p., 英文要旨 2 p., 2 pls.
- 玉生志郎 (1978) フィッション・トラック法による東北日本第三系の年代測定-秋田県男鹿半島, 岩見三内地域, 岩手県陸中川尻焼石岳地域-. 地質学雑誌, vol. 84, p. 489-503.
- 棚井敏雄 (1955) 本邦炭田産の第三紀化石植物図説. 地質調査所報告, no. 163, 本文 16 p., 英文要旨 5 p., 22 pls., 索引 3 p.
- Tanai, T. (1961) Neogene floral change in Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 4, Geology and Mineralogy*, vol. 11, p. 119-398.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no. 20, p. 57-71.
- 土谷信之 (1986) 秋田県中部における中新世中期塩基性岩の海底火成活動. 地質調査所月報, vol. 37, p. 353-366.
- Tsuchiya, N. (1990) Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 41, p. 473-505.
- 土谷信之 (1995) 東北地方中部日本海側地域の漸新世~中期中新世火成活動の変遷. 地質学論集, no. 44, p. 227-240.
- 土谷信之 (1999) 秋田-山形油田地帯の後期中新世-鮮新世火山岩の火山活動と貯留岩の形成. 地質調査所月報, vol. 50, p. 17-25.
- 土谷信之・吉川敏之 (1994) 刈和野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1997) 黒鉦型鉦床の地球化学的特性を利用した潜頭鉦床探査-秋田県五城目町馬場目黒鉦床地域の地質, 特に火山層序と黒鉦鉦化作用-. 平成 8 年度鉦物資源探査技術開発調査報告書, 各論 X, p. 1-67.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1998) 黒鉦型鉦床の地球化学的特性を利用した潜頭鉦床探査-秋田県五城目町馬場目黒鉦床地域の地質-上小阿仁村萩形地域の火山層序と黒鉦鉦化作用に伴う熱水変質作用-. 平成 9 年度鉦物資源探査技術開発調査報告書 (II), 各論 III, p. 1-103.
- 植村和彦 (1989) 環日本海地域のグリーンタフ下部層の比較層序・古植物と古地理学的意味. 昭和 63 年度科学研究費補助金 (一般研究 C) 研究成果報告書, 41 p.
- 植村和彦 (1990) 第三紀針葉樹の時空分布. 植生史研究, no. 5, p. 27-38.
- 上田良一 (1965) 秋田県北部の第三系の層位と造構造運動について. 秋田大学地下資源研究施設報告, no. 32, p. 1-71.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493 p.
- White J.D.L. and Houghton, B.F. (2006) Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, vol. 34, p. 677-680, doi: 10.1130/G22346.1.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・吉田武義 (2001) リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化-東北本州, 前~中期中新世の秋田-山形堆積盆地における例-. 岩石鉦物科学, vol. 30, p. 265-287.
- 矢萩賢仁 (1981) 秋田県五城目-上小阿仁地域の地質. 東北大学理学部地質古生物学教室卒業論文, 75 p., 地質図等付図 5 葉.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, vol. 9, p. 365-378.
- 山岡一男・植田良夫 (1974) 本邦における 2, 3 の金属鉦床の K-Ar 年代. 鉦山地質, vol. 24, p. 291-296.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 104, p. 396-414.

## Geology of the Aniai District

### 2nd Edition

By

Kazuhiko KANO\*, Takeshi OHGUCHI\*\*, Yohei ISHIKAWA\*\*, Keizo YANAI\*\*\*, Yukio FUJIMOTO†,  
Kazuhiko UEMURA††, Kenshiro OGASAWARA††† and Masao KOMAZAWA\*

(Written in 2011)

(ABSTRACT)

#### OUTLINE

The Aniai district is located immediately behind the volcanic front in northeast Japan and is characterized by Eocene and early Miocene volcanic successions that have been collectively called Green Tuff. Late Cretaceous plutonic rocks are the oldest geologic units exposed in the Aniai district. They occupy the northern half of the Taiheizan Massif and are surrounded by Eocene and Early Miocene volcanic successions, then late Early to Late Miocene successions composed of marine sedimentary rocks and basic to acidic intrusive and effusive rocks. Localized in the northeastern part of the Aniai district, Late Miocene Houzukiyama Dacite unconformably overlies these successions. Pleistocene Kurasawayama pyroclastic flow deposits and associated reworked sediments underlie the lava flows, block-and-ash flows and lahars from the Moriyoshi volcano. Pleistocene terrace deposits and Holocene valley-bottom plain deposits are poorly developed along the Aniai and Koani Rivers. The geology of the Aniai district is summarized in Fig. 1.

#### UPPER CRETACEOUS

Cretaceous plutonic rocks of the Taiheizan Massif have been collectively called the “Taiheizan Complex Plutons”, after the highest peak of the massif. Three types of units have been recognized as constituting this complex. In this paper they are called Nakamori Gabbro, Taiheizan Granodiorite and Haginari Granite.

Nakamori Gabbro occurs as small rock bodies enclosed in the Taiheizan Granodiorite. This rock unit is characterized by hornblende gabbro, but biotite-hornblende quartz diorite to tonalite is most common and is interpreted as representing a transition between hornblende gabbro and the host granodiorite.

Taiheizan Granodiorite is composed of medium- to coarse-grained biotite-hornblende granodiorite. This rock is locally plagioclase-porphyritic and ranges in radiometric age mainly from 100 to 90 Ma.

Haginari Granite is composed of coarse biotite granite and characterized by pink-colored K-feldspar. This rock is intruded into the Taiheizan Granodiorite, with sharply delineated contact boundaries. It ranges in radiometric age from 80 to 60 Ma, obviously younger than the Taiheizan Granodiorite.

#### EOCENE AND MIOCENE

The Eocene and Miocene Series of the Aniai district can be divided into the Haginari-Okuramatasawa Formation, the Omata Formation, the Torisakagawa Formation, the Utto Formation, the Kitanomatasawa Formation, the Onnagawa Formation, the Himegatake Andesite and allied rocks, the Funakawa Formation, and the Houzukiyama Dacite and intrusive rocks. The Haginari-

---

\* Institute of Geology and Geoinformation  
(Present address: The Kagoshima University Museum, Kagoshima University)  
\*\* Akita University (retired)  
\*\*\* Iwate University (retired)  
† Graduate School of Engineering and Resource Science, Akita University  
(Present address: Geological Society of Education, Akita)  
†† National Museum of Nature and Science, Tokyo  
††† Tsukuba University (retired)

Geologic age	Stratigraphy (thickness)	Lithology	Igneous activity and environment	Crustal movement	Radiometric ages, fossils, and others					
Quaternary	Holocene	Valley-bottom plain deposits	Gravel, sand and mud	Tholeiitic and calc-alkali rocks Caldera-forming eruption Dolerite Quartz diorite to granite Shallow sea On-land and inland water On-land	Compression to an ENE to WSW direction Uplifting and tilting	1-0.8 Ma (whole-rock K-Ar)				
		Landslide deposits	Debris							
	Pleistocene	Lower II terrace deposits	Gravel, sand and mud							
		Lower I terrace deposits	Gravel, sand and mud							
		Middle terrace deposits	Gravel, sand and mud							
		Higher terrace deposits	Gravel, sand and mud							
		Undivided lahar deposits	Volcanic debris, gravel, sand and mud							
		Products of Mori-yoshi volcano	Sudokisawa lava flow				Aphyric dacite lava			
			Ichinomatasawa lavas				Lavas and pyroclastic deposits of clinopyroxene-orthopyroxene andesite			
	Ichinokoshi lavas		Lavas and pyroclastic deposits of (olivine-bearing) clinopyroxene-orthopyroxene andesite							
	Animatsukurawasa lavas		Lavas and pyroclastic deposits of (olivine-bearing) clinopyroxene-orthopyroxene andesite							
	Undivided sand and gravel beds	Gravel, sand and mud								
	Kurawayama welded tuff	Rhyolite welded tuff								
	Neogene	Pliocene								
			Houzukiyama Dacite				Dacite lavas and intrusive rocks with their debris			2 Ma (zircon FT, whole-rock K-Ar)
Middle to Late Miocene		Funakawa Formation (>100 m)	Mudstone and siltstone			6.4 Ma (whole-rock K-Ar)				
		Himegatake Andesite and its equivalents (>350 m)	Basaltic andesite and andesite lavas with minor volcanoclastic rocks			8.1±0.2 Ma (whole-rock K-Ar)				
		Onnagawa Formation (100-300 m)	Siliceous siltstone, siltstone and mudstone with minor acidic tuff			North Pacific Diatom zone 5C (12 Ma-10 Ma)				
		Kitanomatasawa Formation (≤1,000-1,200 m)	Basalt to andesite and dacite to rhyolite volcanic rocks, mudstone, siltstone, sandstone and conglomerate			Calcareous nannoplankton fossil zone NN4-NN5				
Early Miocene		Utto Formation (≤1,000 m)	Conglomerate, sandstone, mudstone, siltstone and shale, dacite pumice-lapilli tuff and basaltic andesite to andesite lava and pyroclastic rocks			Utto flora (Dajjima-type flora) 17.9±1.0 Ma, 16.4±1.3 Ma, 19.8±1.6 Ma (zircon FT), 18.2±1.5 Ma (plagioclase K-Ar)				
		Torisakagawa Formation (500-1,800 m)	Basalt to basaltic andesite volcanic rocks, dacite pyroclastic rocks, conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone and shale			Aniai flora 21.7±1.1 Ma, 19.4±1.3 Ma (plagioclase K-Ar), 25 Ma, 23 Ma, 22 Ma, 19.4±1.0 Ma, 19.6±4.8 Ma (whole rock K-Ar), 23.2±2.0 Ma, 24.0±2.0 Ma (zircon FT)				
		Omata Formation (>1,200 m)	Dacite and basaltic andesite to andesite pyroclastic rocks, rhyolite tuff and lava, and tuffaceous conglomerate and fine-grained sandstone to claystone			Aniai flora? 21.7±1.4 Ma, 10.1±0.5 Ma (zircon FT)				
Paleogene		Oligocene								
	Eocene	Haginari-Okuramatasawa Formation (140 m)	Dacite and pyroclastic rocks			45.4±2.0 Ma, 33.9±1.1 Ma (zircon FT)				
	Paleocene									
Cretaceous	Late Cretaceous	Haginari Granite	Coarse biotite granite			75.9±3.8 Ma, 75.1±3.8 Ma (whole-rock K-Ar), 70.3±3.5 Ma (K-feldspar K-Ar), 59.1±2.1 Ma (zircon FT)				
		Taiheizan Granodiorite	Medium- to coarse-grained biotite-hornblende granodiorite			104 Ma, 90 Ma (biotite K-Ar), 96.8±4.8 Ma (hornblende K-Ar), 89.9±3.7 Ma, 76.7±3.7 Ma (zircon FT)				
		Nakamori Gabbro	Hornblende gabbro and biotite-hornblende quartz diorite to tonalite			91 Ma (biotite K-Ar)				

Fig. 1 Summary of geology in the Aniai district

Okuramatasawa Formation, Omata Formation and Torisakagawa Formation have been described as constituting one volcanic succession called the Omata Formation, but we propose separating it into the three constituent formations. The Haginari-Okuramatasawa Formation is composed mainly of welded dacite pumice-lapilli tuff and is distributed in a small area to the east of the Haginari Damsite. The redefined Omata Formation is composed of dacite pyroclastic rocks and lesser amounts of basaltic-andesite to andesite pyroclastic rocks, tuffaceous sandstone to claystone and rhyolite to dacite lavas, intrusive rocks and pyroclastic flows. They are typically distributed between Ani-Koyawatari and Ani-Arase along the Ani River. Its constituent pyroclastic rocks are mainly welded, but well sorted, graded-stratified pyroclastic beds are predominant in the uppermost part in close association with water-chilled and brecciated rhyolite lava, suggesting progressive rifting. The age of the Haginari-Okuramatasawa Formation is 33 or 45 Ma, according to zircon fission-track dating. The age differs depending on the dating technique but it is likely to be Eocene in age. The chronological constraints of the Omata Formation are quite poor, partly due to thermal rejuvenation of radiometric ages. The Omata Formation, however, contains a few plant fossils, which are also contained in the overlying Torisakagawa Formation, and one sample of welded dacite lapilli-tuff has been dated as about 21 Ma by zircon fission-track dating, within the range of the radiometric ages of the Torisakagawa Formation.

The Torisakagawa Formation is composed mainly of basalt to andesite lava flows, pyroclastic rocks and dacite pyroclastic rocks and is extensively distributed in the Aniai district. This formation unconformably overlies the Omata Formation and in places, directly covers the Late Cretaceous plutonic rocks. Constituent volcanic rocks show such on-land emplacement features as high-temperature oxidation, but water-chilled and autobrecciated lavas and pillow lavas also occur locally in association with shale, siltstone, sandstone and conglomerate beds. Shale and siltstone beds in the uppermost part of the Torisakagawa Formation bear Aniai flora, composed mainly of deciduous broad-leaved trees and conifers, indicating a cool-temperate inland climate. The Torisakagawa Formation ranges in radiometric age from 25 to 19 Ma and is mainly Early Miocene in geologic age.

The Utto Formation is composed of conglomerate, sandstone and mudstone or shale with localized dacite pyroclastic rocks and basaltic-andesite to andesite lava flows and pyroclastic rocks. This formation appears to be transitional in depositional environments from the Torisakagawa Formation and is distributed along the Nekko, Arase, Torisaka, and Utto Rivers of the Ani River System. The lower part is characterized by conglomerate and sandstone of basalt to basaltic andesite origin and is especially thick along the Torisaka River, with local accumulation of basaltic-andesite to andesite lava flows. It thins eastwards and becomes finer-grained. Fine-grained rocks of the Utto Formation bear Utto flora composed mainly of evergreen and deciduous broad-leaved trees indicating a lowland warm temperate climate. The Utto Formation ranges in radiometric age from 20 to 16 Ma and is Late Early Miocene in geologic age.

The Kitanomatasawa Formation is nearly identical to a combined succession of the Okuramata and Sunakobuchi Formations. We redefine it to avoid stratigraphic confusion brought about by poor definition of those two formations. The basal part of the Kitanomatasawa Formation is defined by well-sorted marine sandstone and conglomerate beds or surge-like basaltic pyroclastic beds, followed by the rock facies dominated by mudstone, siltstone and sandstone, by subaqueous basalt to andesite volcanic rocks, or by subaqueous dacite to rhyolite volcanic rocks. Mudstone, siltstone and sandstone are dominant along the Horinai-zawa and Nagataki-sawa branches of the Koani River system and in a large area on the eastern side of the Ani River, and bear Late Early to Middle Miocene shallow to deep marine fossils. Thick accumulations of basalt to andesite volcanic rocks lie on the west and southwest, and dacite to rhyolite volcanic rocks constitute dome clusters in the upstream area of the Babame River and on the southern side of Mt. Himegatake. The Kitanomatasawa Formation appears to conform with the underlying Utto Formation but directly onlaps the Torisakagawa Formation and/or the Omata Formation.

The Onnagawa Formation is composed of grayish brown to dark grey siliceous siltstone and/or tuffaceous siltstone with thin layers of acidic tuff. The lower boundary is transitional from the Kitanomatasawa Formation and is defined as being free from carbonates and/or galuconite-concentrated layers even where the sediments are siliceous. This formation's geologic age is poorly constrained. The stratigraphically equivalent Yorinobe diatomaceous deposits in the adjacent Yonaizawa district, however, contain diatom species indicative of North Pacific Diatom zone 5C (12—10 Ma). Basaltic-andesite to andesite volcanic breccias make up the Himegatake Andesite, which occurs within the Onnagawa Formation in and around Mt. Himegatake, representing localized volcanic activities that have continued since the late Early Miocene time.

The Funakawa Formation is composed of mudstone and siltstone and is distributed in the northwestern part of the Aniai district. In the Yonaizawa area in the north of the Aniai district, sandstone occupies the lower part of the formation and bears shallow marine molluscan fossils, suggesting a shallowing of the marine basin.

The Houzukiyama Dacite is a dacite dome cluster intruded into the Utto and Kitanomatasawa Formations, and even into the dolerite intrusions into the Kitanomatasawa Formation. The whole-rock K-Ar age is 6.4 Ma, and the rock is likely to have erupted subaerially after the Funakawa Formation was deposited.

There are many intrusive rocks in the Eocene and Miocene successions, grouped into basic and acidic affinities according to their chemical compositions. Basic intrusions include gabbro, diorite, dolerite, basalt and andesite. Acidic intrusions include dacite, rhyolite, and granodiorite, granite and others. Among these, NE-SW-oriented dikes intrude up to the stratigraphic level of the Torisakagawa Formation and NNE-SSW- or NS-oriented dikes intrude up to the stratigraphic level of the Onnagawa Formation, regardless of the chemical composition. Rocks making the transition from dacite-rhyolite to granodiorite-granite are observed in the Ani Mine. These mutually related rocks in and around the mine range in radiometric age from 15 to 11 Ma, suggesting that NNE-

SSW- to NS-oriented dikes formed during the accumulation of the Kitanomatasawa and Onnagawa Formations.

### **PLEISTOCENE AND HOLOCENE**

No Pliocene sediments have been identified, and Pleistocene to Holocene sediments are quite poorly developed. The Kuarasawayama welded tuff that is distributed on the western flank of the Moriyoshi volcano is an ash-flow tuff about 2 Ma old, issued from an unknown source immediately south of the Akita-Yakeyama volcano. It is covered by sandstone and conglomerate of unknown origin, then by clinopyroxene–orthopyroxene andesite lava flows and block-and-ash flows from the Moriyoshi volcano. The Moriyoshi volcano grew to its present height in a short period of time about 1 Ma. Though poorly exposed, terrace deposits are classified into four groups according to their elevations from the riverbed level. They are correlated with higher, middle, lower I, and lower II terrace deposits identified in the Yoneshiro River System. A U-shaped valley covered with andesite debris is prominent in the hills just on the western side of Ani-Ginzan and the southern side of Mukaiyama. This characteristic topography likely represents the trace of a landslide from the Himegatake Andesite ridge.

### **GEOLOGIC STRUCTURES**

Overlying the Late Cretaceous plutonic rocks, the Eocene and Miocene successions strike in a NE-SW to NS direction. They undulate gently and dip to the NW to W or to the opposite side to form NE-SW-oriented and NNW-SSE-to-NNE-SSW-oriented minor folds. NE-SW-oriented normal faults have a low angle dip of 30°—60° and are partly developed to the stratigraphic level of the Utto Formation. Some of these appear inverted as indicated by the slip streak directions. Also in the Aniai district, NW-SE-oriented reverse or sense-unknown sub-vertical faults reach younger stratigraphic levels with a small horizontal and vertical separation of from less than 100 m to 500 m. The normal faults likely formed during the accumulation of the Omata, Torisakagawa and Utto Formations under extensional stress in a NW-SE direction, associated with dike intrusion in a NE-SW direction. NW-SE-oriented reverse or sense-unknown subvertical faults likely formed during or after the accumulation of the Onnagawa Formation under compressional stress in a NNE-SSW direction, so dike intrusion generally took place in similar directions.

### **UNDERGROUND RESOURCES AND NATURAL HAZARDS**

Coal seams in the Torisakagawa and Utto Formations were once quarried to fill the energy shortage that lasted for several years after the Second World War. Ores, mainly composed of copper sulfides, have been worked for over a hundred years at the Aniai Mine and other minor mines in the surrounding area. No serious hazards have been found in historical records, though heavy rains have repeatedly brought about small-scale slope failures and floods.



執筆分担

第 1 章 地 形	鹿野和彦
第 2 章 地質概説	鹿野和彦
第 3 章 後期白亜紀深成岩	矢内桂三・藤本幸雄
第 4 章 始新統及び中新統	鹿野和彦・大口健志・石川洋平・植村和彦・小笠原憲四郎
第 5 章 更新統	鹿野和彦・大口健志
第 6 章 上部更新統～完新統	鹿野和彦
第 7 章 地質構造	鹿野和彦・大口健志・藤本幸雄
第 8 章 重力異常と密度構造	駒澤正夫
第 9 章 応用地質	鹿野和彦・石川洋平

文献引用例

鹿野和彦・大口健志・石川洋平・矢内桂三・藤本幸雄・植村和彦・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2012) 阿仁合地域の地質 (第2版). 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 59 p.

章単位での引用例

鹿野和彦 (2012) 第2章 地質概説. 阿仁合地域の地質 (第2版), 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 3-11.

Bibliographic reference

Kano, K., Ohguchi, T., Ishikawa, Y., Yanai, K., Fujimoto, Y., Uemura, K., Ogasawara, K. and Komazawa, M. (2012) Geology of the Aniai District, 2nd Edition. 1:50,000 Quadrangle Series, Geological Survey of Japan, AIST, 59 p. (in Japanese with English abstract)

Bibliographic reference of each chapter

Kano, K. (2012) Geology of the Aniai District, 2nd Edition, Chapter 2 Outline of Geology. 1:50000 Quadrangle Series, Geological Survey of Japan, AIST, p. 3-11 (in Japanese)

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 阿仁合地域の地質  
平成24年8月29日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 谷田部印刷株式会社