

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について (その1)

矢崎 清貫* 影山 邦夫* 宮下美智夫* 鈴木 耐元*

Geology of Hachimantai District, Kazuno-gun,
Akita Prefecture (No. 1)

By

Kiyotsura YAZAKI, Kunio KAGEYAMA, Michio MIYASHITA &
Yasumoto SUZUKI

1. 緒 言

筆者らは、金属鉱床密集地域広域調査の一環として、昭和38年度(1963)に実施した北鹿地帯の地表地質調査研究に従事した。筆者らが分担した範囲は、秋田県北鹿郡八幡平および岩手県二戸郡安代町の一部が含まれている。各人の分担範囲は、第1図に示したとおりである。

調査範囲・調査日数その他に、かなりの制約をうけて、充分な調査活動ができなかった。とくに、本調査地域の周辺の地質をみることができなかったこと、ならびに北秋田地域の地層模式地をみる機会がなく充分な調査結果はえられなかった。これらの問題については、さらに別の機会に報告し、さしあたって今回の概要を報告する。

2. 層 序

本地域の地質層序は、基盤をなす古生層とグリーンタフ地向斜に伴う新第三系堆積層ならびに第四系からなる。本地域の層序を総括して第1表に示す。

2.1 古生層

古生層の分布は、地域の西部および中南部に、地壘状にみられる。とくにその分布の広いものは八森山(904m)以西のものと兄川支流折合沢を中心とするものである。岩相は、千枚岩・粘板岩・珪質岩類および輝緑岩等によって構成される。また一部では、片岩状を呈する所もみられる。

2.2 新第三紀層

本地域の新第三紀層を、総括して第2表に示す。また各地層の岩相は、第3図に示す。

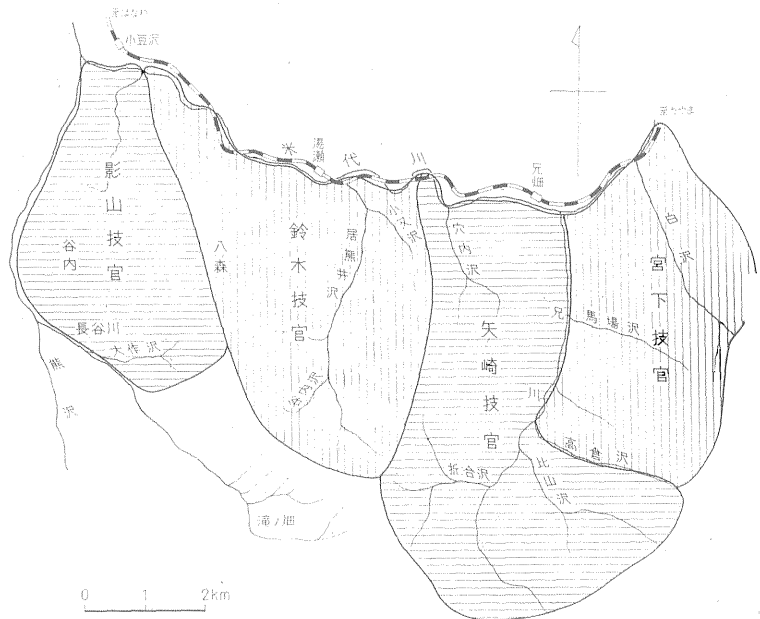
2.2.1 兄川層

この地層は、この地域の新第三紀層中最も下位のものであって、岩相上の特徴から3つの部層にわけられる。すなわち泥岩・砂岩の互層からなる下部層、凝灰岩からなる中部層、泥岩勝ち互層からなる上部層。

模式地：兄川流域

分布：第2図に示すとおり、兄川流域・穴内沢上流ならびに白沢付近。

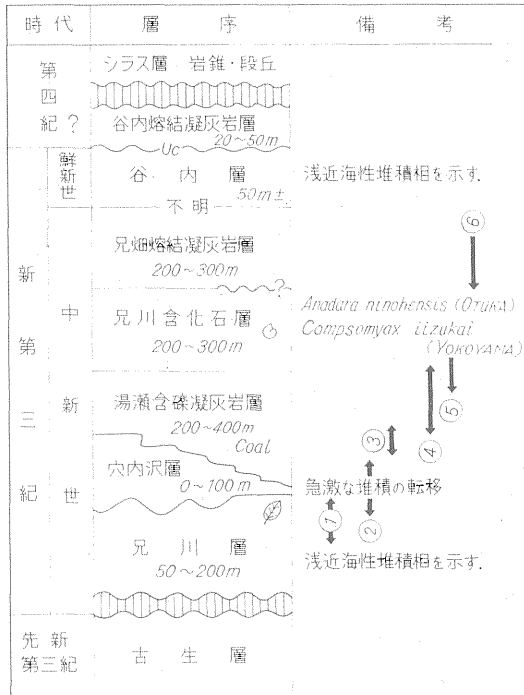
岩相：下部層は、凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の薄互層からなり、部分的に凝灰岩1~2mを挟む。中部層は、いわゆるベタタフとよばれる緑色凝灰岩を主とし、まれに異質の小角岩を含有する。上部層は、凝灰質泥岩と凝灰



第1図 作業分担図

* 燃料部

第 1 表



(1963 矢崎・影山・宮下・鈴木)

- ① 石英斑岩類 ② 斜長流紋岩 ③ 玄武岩
- ④ 變質安山岩 ⑤ 粗面岩 ⑥ 石英安山岩

第 2 表

層厚 m	地層名 (層序)		岩相
50	20 50	谷内層 午長根部層	凝灰質泥岩と凝灰質細粒砂岩の互層泥岩勝ち
		谷内層 谷内部層	浮石質凝灰岩・凝灰質粗粒砂岩・礫岩らの互層 不明
200 300	兄畑熔結凝灰岩層 (一部不整合)		ガラス質石英安山岩および石英安山岩質熔結凝灰岩
200 300	兄畑含化石層 <i>Anodara ninohensis</i> (OYUKA) <i>Compsomyax iizukai</i> (YOKOYAMA)		含泥岩角礫凝灰岩具化石を多産する。普通暗緑色~チョコレート色を呈す。
200 400	湯瀬含礫凝灰岩層		緑色含礫凝灰角礫岩・異質ラビリー凝灰岩 (下位と漸移関係) 古生層・酸性岩らの亜角礫を多く含有する凝灰岩・最下位は人頭大の大礫を主とする礫岩
	穴内沢層 (一部整合)		
50 70 100 200	50 70 100 150+	兄川層 上部層	凝灰質泥岩と凝灰質砂岩の互層・泥岩勝ち
		兄川層 中部層	緑色凝灰岩・いわゆるべた Taff といわれるもの。
		兄川層 下部層	凝灰質泥岩と凝灰質砂岩の薄互層・上部層に比べて砂勝ち。

質砂岩の互層で、下部層に較べて泥岩勝ちである。

下位層との関係：本層と基盤岩との関係は、断層で明らかではない。

層厚：50~200m+

化石：本層の上部層および下部層より、かつ葉樹の葉片が多量に含まれる。貝類の化石は認めていない。

2.2.2 穴内沢層

この地層は、かなり急激な堆積相を示し、湯瀬含礫凝灰岩層の基底礫岩相にあたり、その分布の様相は周辺相的である。

模式地：穴内沢上流

分布：第2図に示すとおり八森山アップリフト周辺の一部・湯瀬温泉対岸(米代川)・穴内沢上流・兄川東部の白沢・高倉沢・比山沢等にみられ、湯瀬含礫凝灰岩層の基底を構成している。

岩相：主として古生層より由来する礫を多量に含み、まれに兄川層の砂岩・変質安山岩・石英斑岩などの礫がみとめられる。

これらの礫は、亜角礫~角礫で、径1m以上のものを含み、小礫にいたるまで淘汰をうけることなく堆積している。古生層の礫は、粘板岩が圧倒的に多く、珪岩・片岩・石灰岩などからなり、漸移的に上部の湯瀬含礫凝灰岩に移化する。凝結物は、凝灰質の砂相を呈し明瞭な白色浮石の小片を混じえている。

下位層との関係：本層は、下位の古生層および兄川層と大部分不整合関係である。本層は、場所により古生層と直接不整合関係を示すところと、兄川層と不整合関係を示す所の両方がある。すなわち、八森山アップリフト付近ならびに南部折合沢付近では、前者の関係がみられる。また後者の関係は、穴内沢上流の一部ならびに兄川東方山地小沢において観察される。兄川層と本層との不整合関係は、場所により浸食量が異なるようである。すなわち穴内沢上流では、傾斜不整合的であるが、東への延長方向の兄川東方山地での不整合は、平行不整合的である。

層厚：0~100m内外である。本層は、前にのべたように周辺相的であり、かつおちこみ相的要素を示す地層である。したがって隆起部では、本岩相を欠くこともある。また一方沈降部では、かなりの層厚を示す。

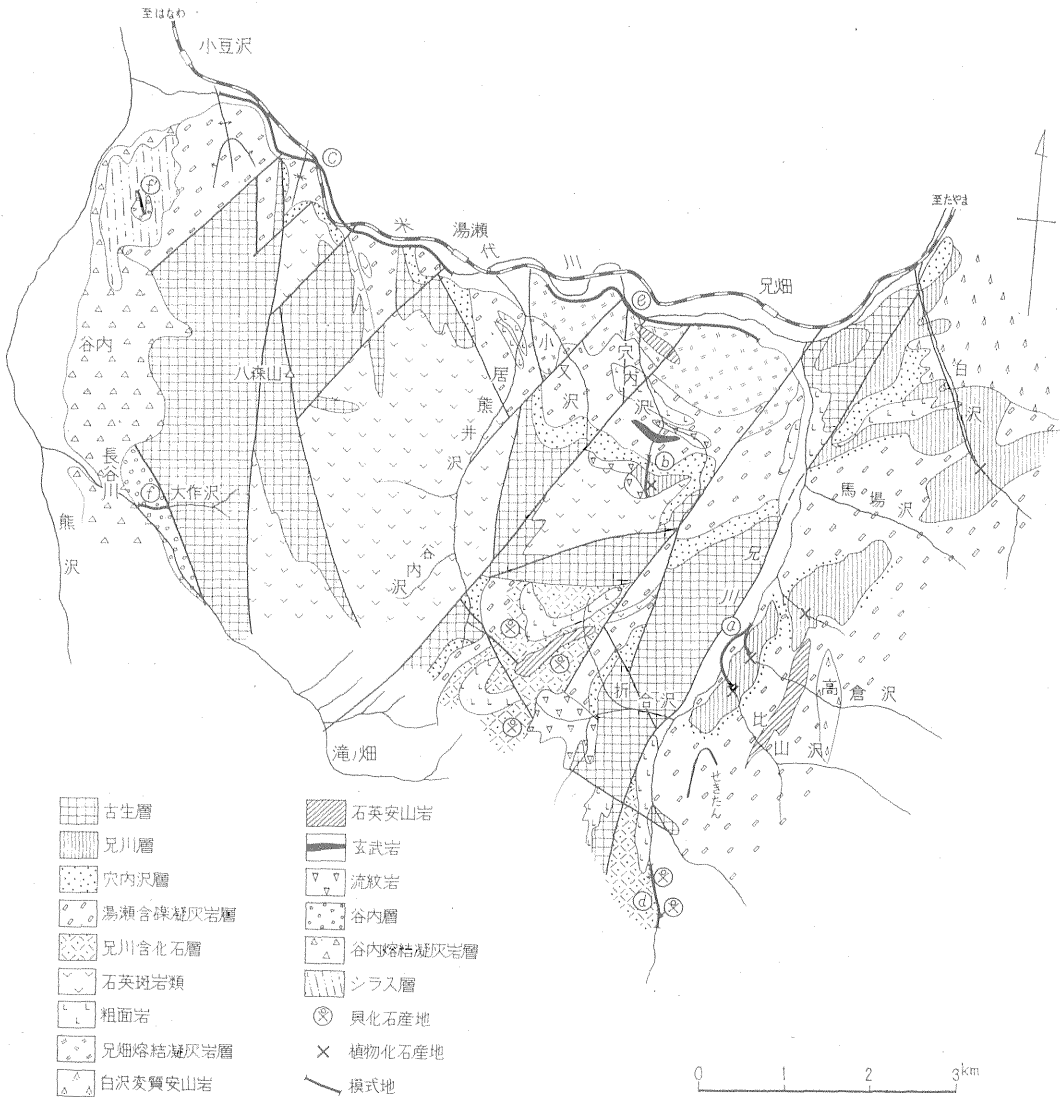
化石：認めていない。

2.2.3 湯瀬含礫凝灰岩層

模式地：小豆沢から湯瀬にかけての米代川沿岸

分布：第2図に示すように米代川南部山地・兄川東部山地ならびに折合沢上流にかけて広く分布する。

岩相：主として酸性の凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなっており、これに所により薄い玄武岩質の凝灰角礫岩お



第2図 八幡平付近地質概念図 (矢崎・影山・宮下・鈴木, 1963)

よび熔岩を挟んでいる。また全般を通じて、異質を混じえている。礫は、穴内沢層と同様下部の古生層ならびに兄川層からのものである。

その大きさは、20 cm 内外から 5 cm 内外のもので淘汰は悪く大小不揃いで全般を通じて円礫を示し概して下部において多く散在する。主体をなす酸性凝灰岩は、淡緑色を示し、一般に小型の石英を少量含むものである。

下位層との関係：穴内沢層と漸移関係を示す。

層厚：200～400m内外である。概して八森山付近のアップリフトを境にしてその両側で厚く、東方山地で薄くなる傾向がみられる。

化石：湯瀬東方の米代川川岸において *Ostrea* らしき化石の破片をみているにすぎない。

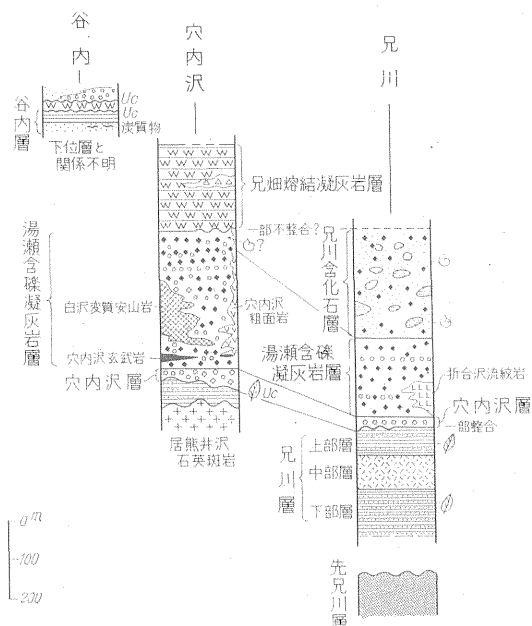
2.2.4 兄畑含化石層

この地層は、今回の調査の結果新しく化石を発見した地層である。

模式地：兄川上流地域

分布：模式地付近からその西方山地にかぎられている。

岩相：主として暗緑色～チョコレート色を呈する含泥凝灰角礫岩である。部分的には泥岩礫を多く含む場所もみられる。一方逆に泥岩礫をまったく混じえない部分もある。その他の角礫岩は、古生層ならびに兄川層から運ばれた小亜角礫 (5 cm 以下) である。礫質は、古生層の粘板岩が圧倒的に多く、珪岩・片岩などからなる。一見本凝灰岩は、構成岩相からみても基性的感じをうけ



第3図 模式一般地質柱状図

る。それは、総体的にみて軟弱な凝灰質粗粒砂岩・泥岩・凝灰岩のきわめて不淘汰の混成岩相を呈し比較的暗灰色泥岩勝ちのゆえんであろう。化石は、全層を通じてみられるが、細粒相を呈する場所に部分的に密集する。

下位層との関係：湯瀬含礫凝灰岩層と漸移関係を示す。

層厚：200～300m全地域にわたって層厚の変化は、著しくない。

化石：模式地付近ならびに西方山地から *Anadara ninohensis* (OTUKA), *Compsomyax iizukai* (YOKOYAMA) *Ostrea* sp., *Patinopecten* sp., などの貝化石がみいだされた。とくに *Anadara* が多い。

2.2.5 兄畑熔結凝灰岩層

模式地：才田橋から兄畑に連なる米代川沿岸

分布：模式地から南方米代川左岸山地

岩相：主として石英安山岩質の熔結凝灰岩からなっている。熔結凝灰岩は、褐色・灰色・暗緑色などを示すもので、ガラス質のレンズ状岩片のほか少量の粘板岩・チャート・石英安山岩などの角礫を含み、また石英、長石粒などを含んでいる。部分的には石英安山岩の小岩体をシル状にはさみ、その境は、明瞭ではない。

下位層との関係：観察範囲がせまく明瞭ではないが多少傾斜角度に差がみられる。したがって不整合になる可能性もある。とくに地域南部にみられる、兄川含化石層に対応する岩相がみられないことから推測される。いずれにしても本地域において、本層と下位層との関係を明瞭にすることは、困難である。

層厚：200～300m内外。

化石：認めていない。

2.2.6 谷内層

本層は、その岩相からみて上半部と下半部に2大別できる。上半部を牛長根部層、下半部を谷内層として扱った。

1) 谷内層

模式地：地域南西部大沢沢

分布：地域南西部の模式地ならびに長谷川～滝ノ畑間の沢すじだけに分布する。

岩相：凝灰質粗粒砂岩・中粒～細粒砂岩ならびに浮石凝灰砂礫岩との薄互層を主とし、部分的に凝灰質泥岩を介在する。また一部では、炭質物を介在する。総体的にみて、軟弱の淘汰型(浅近海成堆積相)粗粒凝灰岩を本体とする堆積相からなっている。

下位層との関係：不明。第2図でみられるように比較的、下位層に接した付近からみられること、ならびに、現地形的にみて低地にみられることから、あるいは、下位のいずれの地層とも不整合関係が予想される。岩相は上田・井上²⁾らのいう遠別層に類似する。

層厚：20～50m内外。

化石：認めていない。

2) 牛長根部層

模式地：地域西方牛長根東方の小沢

分布：模式地付近だけに分布する。

岩相：白色～褐色凝灰質砂質泥岩を主とし、部分的に淘汰された凝灰質砂岩の薄い層を介在する。この層は、比較的下位において多く介在し互層状を呈する。風化すると、千板岩状の剝理性を呈する特徴がみられる。

下位層との関係：不明。しかし谷内層にみられる淘汰型凝灰質砂岩と本部層下位にみられる凝灰質砂岩と肉眼的に類似することから、谷内層の上位に整合に重なるものと考えている。

層厚：20～50m内外

化石：認めていない。

2.3 第四紀層

本地域の第四紀層は、比較的下位にある谷内熔結凝灰岩層・シラス層・岩錐・低位段丘堆積層ならびに沖積層から構成される。これら第四紀層の大部分は、地域南西部の花輪盆地低地帯の解析丘陵山地の低標高地に限って分布する。したがって今回の目的とする調査対象と直接関係がないので別な機会に報告する。

2.4 火成岩類

本地域内にみられる火成岩には、石英斑岩および玄武岩・流紋岩・石英安山岩などが認められる。

2.4.1 居熊井沢石英斑岩

居熊井沢から八森山にかけてかなり広範囲の分布を示している。岩質は、石英斑岩を主体とし部分的に花崗斑岩状を呈する部分がみられる。全般的に白色珪質で塊状を呈し、肉眼的には、輝石・角閃石等の有色鉱物の小斑晶が確認される。本岩体は、いわゆる第三紀花崗岩類の周縁相と考えられる。進入時期は、多少問題があるが今回は第3表に示したように兄川層の比較的後期に進入した岩体と考えておく。その産状は、餅盤状を呈するものとする。

2.4.2 折合沢流紋岩類

本岩体は、地域東南部折合沢上流、中又沢および南又沢付近と、穴内沢上流の2箇所においてみられる。岩質は、白色～灰緑色を示しほとんど肉眼では斑晶がみられない。いわゆる斜長流紋岩に相当するものである。塊状珪質で、角礫化組織がみられ、黄鉄鉱の鉱化が認められる。進入の時期は、兄川期末から穴内沢中期のものとする。産状は、岩脈状が大部分で、一部ではメニスカス状を呈すものとする。いずれにしても本岩体は、岩質ならびに分布状態からみても、前述した石英斑岩を母体として分岐した岩体とする。この二つは、穴内沢上流の本岩体の分布地内において観察される。すなわち、一部分は、石英斑岩、一部分は流紋岩状を呈している。

2.4.3 穴内沢粗面岩

本岩は、地域南部ならびに穴内沢中流において観察される。岩質は、多くの場合灰白緻密質であるが、部分的に軟質で角礫化構造がある。しかし角礫と基地の両者の境界は、不明瞭でモヤモヤと自然に移り変わる。また軟質の部分は、多少砂質凝灰岩状を呈し多孔質である。とくに本岩体の特徴は、節理ならびに流理構造がよく発達している。流理・節理は、緻密質である部分によく発達し、軟質・多孔質の部分では、発達していない。進入の時期は、湯瀬期中期～兄川含化石期初期にかけてと考えている。産状は、シル状を呈する部分が大部分で一部では、岩脈状を呈している。本岩体は、前述した両白色酸性岩体との直接の関係はつかめないが、おそらく別の岩体とする。

2.4.4 穴内沢玄武岩

本岩は、穴内沢中流において1カ所確認される。岩質は、暗灰色でやや光沢があり無斑晶の岩石である。進入の時期は、湯瀬期初期のものである。産状は、厚さ1～2m内外の薄いものでシル状を呈する。この岩体が、他の地域のどの時階の玄武岩類に相当するか不明である。

2.4.5 白沢変質安山岩

本岩は、地域東方白沢ならびに高倉沢中流にみられる岩体である。岩質は、新鮮な所では、淡緑色を呈し、風化するで暗灰色を呈し玉ねぎ状に風化し、一見玄武岩の

様相を呈する。また一部では、赤褐色を呈し部分的に流理が観察される。本岩は、全般的に風化が著しく、後述する高倉沢安山岩に比較してかなり基性のものである。いずれも本岩体については、顕微鏡下での報告をまって、くわしく述べたい。進入の時期は、湯瀬期の中期から後期にわたるものである。産状は、大部分が岩脈状を呈し、一部では、熔結状を呈する。

2.4.6 高倉沢安山岩

本岩は、高倉沢下流ならびに穴内沢下流の2箇所において観察される。岩質は、ガラス質で石英の斑晶が大きく、ほとんど変質していない。進入は、兄畑期末で本地域におけるもっとも新期の火成活動である。産状は、厚さ10m以内の脈幅を示す岩脈状である。肉眼的にみて兄畑熔結凝灰岩の岩質によく類似することから、この時代の火成活動に関係のある岩体であろう。

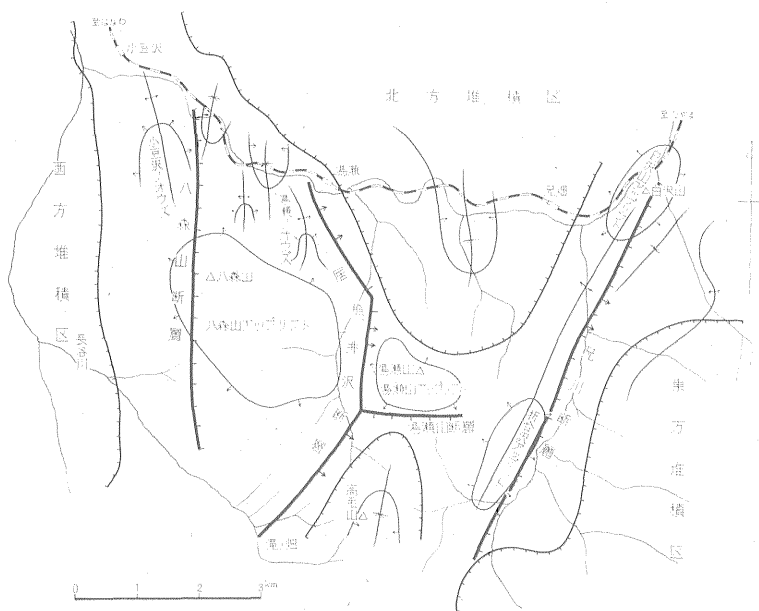
以上、本地域の火成岩についての概要を報告したがこれらの活動の時期を要約すると第3表のようになる。

第3表

兄川期	穴内沢期	湯瀬期	兄川含化石期	兄畑期
居熊井沢石英斑岩	折合沢流紋岩類	穴内沢粗面岩	内田玄武岩	高倉沢安山岩
		白沢変質安山岩		

3. 地質構造

本地域は、第2図で示すように多くの断裂によって地塁・地溝状を呈している。そのなかで本地域の地質構造的背景の母体は、八森山付近を中心とするアップリフトである。大きな単元でみるとこのアップリフトはNNW-SSEの方向を示す。本地域の堆積区は八森山アップリフトを中心としてその周辺に小堆積区が東西南北にひらけている。すなわち、穴内沢を中心とする北方堆積区、馬場沢・高倉沢・兄川等を包含する東方堆積区、折合沢・居熊井沢上流から南方へ発達する南方堆積区、谷内から熊沢にかけて発達が予想される西方堆積区(この堆積区は、いわゆる花輪低地帯に連なるものである)等がある。これらの堆積区を区切る副次的な構造背景は、第4図にみられるように小豆沢～八森山に連なるノーズ状構造、湯瀬付近から八森山アップリフトに連なる小ノーズ状構造、八森山アップリフトに連なる湯瀬山アップリフト、ならびに折合沢アップリフト、および白沢山アップリフト、ならびに折合沢アップリフトと白沢山アップリフトを結ぶ潜丘反映状隆起帯等がある。以上のことがらが本地域における構造的見地からみた基調であろう。



第 4 図

3.1 褶曲

第4図に示すように北方堆積区では小豆沢ノーズ状構造と湯瀬ノーズ状構造との間に1つの小ノーズ状構造と2つの北に沈む小舟底形向斜がみられる。東方堆積区には、白沢中流より馬場沢に連なる1つの背斜と、白沢山アップリフトと折合沢アップリフトを結ぶ潜丘反映状隆起帯とのあいだにみられる小向斜がある。南方堆積区は、高毛山を中心とする南に沈む舟底向斜がみられる。西方堆積区では、沖積平原に覆われて不明である。総体的にみて本地域の褶曲の方向性ならびに特徴については、次のようなことがいえる。すなわち、北方・南方の両堆積区では、八森山・湯瀬山・折合沢アップリフトに対し舟首をつっこんだような形態を示しいずれも舟尾方向に沈んでいる。これに反して東方・西方の両堆積区においては、いわゆる背梁方向～油田方向のN-S・NN-E-S-SW・NNW-S-SE等の方向をもつ褶曲がみられ、かつ予想される。

3.2 断層

本地域には、多くの断層が確認され、かつ予想されている。これらの断層のうちとくに大きなものは、第4図のように八森山断層・居熊井沢断層・兄川断層および湯瀬山断層等がある。これらの断層の方向性は、必ずしも一定の方向を示していない。すなわち、八森山断層は、ほぼN-S方向、居熊井沢断層は、NNW-S-SE方向、兄川断層は、NNE-S-SW方向、湯瀬山断層は、ほぼE-W方向を示している。本地域全般にわたっていえることは、兄川断層方向すなわちNNE-S-SW方向をも

つ断層系列がもっとも多い。ついで、N-S方向、E-W方向の順である。またこれら断層は、地域北東部にもっとも発達している。また堆積区別には、東部・北部両堆積区においてNNE-S-SW方向が優れ、八森山アップリフト付近でN-S方向、地域南東部の湯瀬山・折合沢両アップリフト付近では、E-W~NNW-S-SEの方向をもつ断層がすぐれている。これらの断層は、概して隆起部を中心として沈降部に向かいstep状に落ちている傾向がみられる。またこれらの断層の活動期は、概してE-W~NNW-S-SE方向のものが古く、ついでN-S方向のものがこれについて、最後にNNE-S-SW方向のものという順であろう。

3.3 走向・傾斜

本地域の走向・傾斜は、断層の多くの発達とあいまって複雑である。しかし上述したような構造背景のなかで整理した場合、本地域の一般的な走向・傾斜は、次のようなことがいえる。すなわち各堆積区の中心部に向かいほぼ平行の走向方向を示している。また傾斜は、地域東半分すなわち八森山アップリフトより東方地域では、比較的緩傾斜を示している。これに比較して西方堆積区においては、かなり急傾斜がみられることから平原下の構造はかなりの複雑さが予想される。

4. 対 比

本調査地域の各地層が北秋田地域のどの時階に相当するかは、さらにこまかい調査研究が必要である。したがって、ここでは、本地域の各地層の特徴ならびに新しい

ことがらを付記して対比に役立てたい。

(対比については、さらに調査範囲を拡大し、かつ多
 ヶの問題点を解明した後報告する。)

① 兄川層は、浅近海性堆積相を示し植物化石を産す
 る。その層厚は、50~200mである。またこの兄川層と
 上位の穴内沢層とは、大部分が不整合である。

② 穴内沢層は、礫層を主体とする落ちこみ状~周辺
 相を呈し、場所によっては、100m内外の層厚を示す。
 また本層は、場所により尖滅する。上位の湯瀬含礫凝灰
 岩層とは、漸移する。

③ 湯瀬含礫凝灰岩層は、その名のように含礫(亜角
 礫~円礫)状を呈する、いわゆる緑色凝灰岩である。上
 位の兄川含化石層と漸移関係を示すものと予想してい
 る。また本層の比較的下位に、低品位の石炭の薄層を介
 在する。

④ 兄川含化石層は、全般にわたって多くの貝化石を
 産する。これらは、水野によると *Patinopecten* sp., *Ostrea*
 sp., *Anadara ninohensis* (OTUKA), *Pitar itoi* (MAKIYAMA)等
 である。

⑤ 谷内層は、岩相からみてかなり新しい感じをうけ
 る浅近海成堆積相を示し部分的に炭質物の薄層を介在す
 る。

⑥ 火成岩類の特徴として北秋田地域では、しばしば
 玄武岩を同一時階²⁾に考えている。したがって本地域に
 みられる穴内沢玄武岩もその意味において重要である
 う。

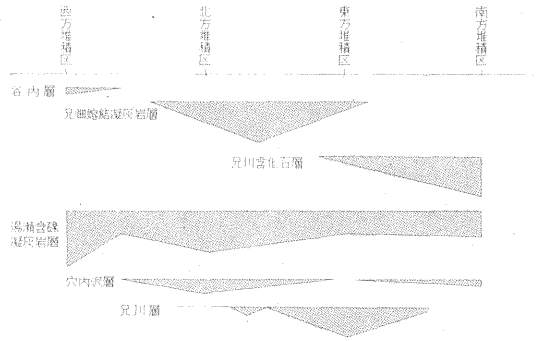
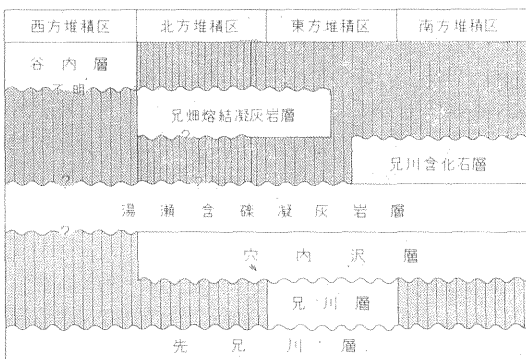
5. 考 察

前述した多くのことがらをもとにして、本地域の堆積
 形態ならびに構造発達²⁾の2~3について考察してみたい。

5.1 堆 積 形 態

本地域における堆積形態を考える前に、各堆積区にお
 ける堆積層の層位関係を示す必要がある。第4表にみら
 れるように、本地域の各堆積区における層位関係は、各
 堆積区ごとに多少の差異がある。このことは、後でのべ

第 4 表



第 5 図

る構造発達²⁾の過程において重要な要因である。兄川期の
 層厚変化は、第5図に示すように東方堆積区にもっとも
 厚く発達している。これについて、北方堆積区である。
 他の堆積区においては、兄川期に相当する堆積層はな
 い。したがって、すくなくともこの時階の堆積物は、北
 東部に厚く、南西部で薄化していたと考えられる。

穴内沢期の層厚変化は、北方堆積区において、もっと
 も厚く、ついで、南方堆積区、東方堆積区という順にな
 る。西方堆積区には、本岩相に相当するものは明らかで
 ない。

湯瀬期の層厚変化は、兄川期とは相反する堆積形態を
 示している。すなわちもっとも厚い堆積区は、西方堆積区
 ついで北方堆積区・東方堆積区・南方堆積区の順となる。

兄川含化石期の堆積物は、地域南部の南方堆積区と東
 方堆積区の一部にだけ発達している。その他の堆積区に
 は、これに相当する岩相は明らかでない。

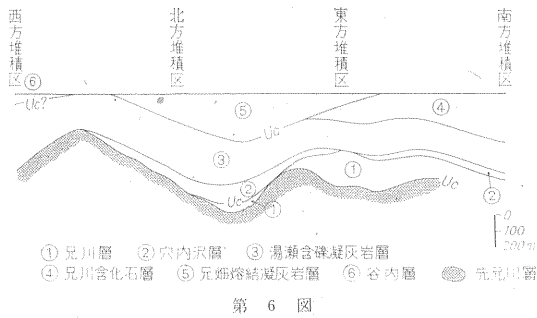
兄川期の堆積物は、北方堆積区にみられるだけであつ
 て他の地域では明らかでない。層厚の変化は、穴内期の
 堆積形態に類似する。

谷内期の堆積物は、西方堆積区だけに発達するもので
 あつて他の堆積区では明らかでない。

以上本地域の各堆積時の堆積量の変化を述べたが、第
 5図にみられるように必ずしも一つの方向性がみられな
 い。このことは、本地域の構造運動の発達過程ととくに
 多くの場で関連がある。また本地域の全般を通じてかなり
 不安定要素をもつ岩相が多いということとも関連して
 いるであろう。

上述したことがらは、各堆積区における堆積量の変化
 について述べたのみである。したがってここでは、上述
 した各堆積盆地を一定の方向すなわち東西方向ならびに
 南北方向にして扱ってみると、第6図および第7図の
 ようになる。

以上のように本地域の各堆積層の大部分は、小単元の
 堆積形態を示している。このことは、下位²⁾の海進期の堆
 積相と、上位²⁾の海退期の堆積層が比較的接近した場にあ



第 6 図

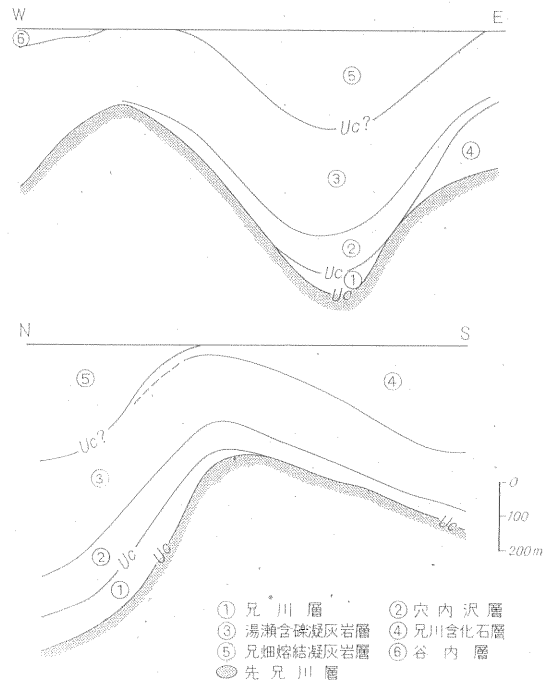
るとみてもよい。このことは、本地域の堆積量全層厚からみてもいえそうである。したがって本地域の堆積の場は、縁辺相に相当するか、あるいは、他の地域に比較して不安定要素がすぐれていたかのどちらかである。しかし第2図でみられるように本地域は、北秋田全般を通じて基盤岩の露出範囲の大きなことからみてやはり前のべたとおり縁辺相としての性格が強いと考えられる。

前述したことがらをまとめて本地域の堆積形態を考えると第8図のようになる。

5.2 構造発達史

本地域は、第2図で示すように多くの断裂帯によって多くの地塁・地溝を呈している。しかし大きな単元でみると八森山アププリフトを中心としてその周辺に小単位の構造配列がうかがえる。したがって本地域の構造発達を考えるまえにもっとも必要な要素は、八森山アププリフトの解明にある。

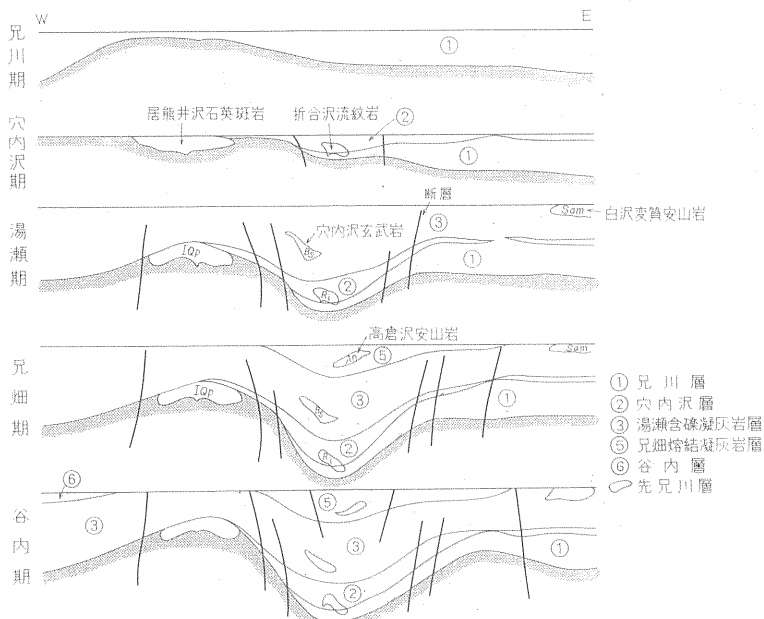
すでに前でのべたように八森山アププリフト、湯瀬山



第 7 図

アププリフトおよび折合沢アププリフトの三地塁は、ほぼNW—SE E方向に並んでいる。この方向性は、本地域の基盤岩の分布とかなり密接な関係があるものであろう。

上述した3つのアププリフトを結ぶNW—SE Eの隆起の時期は、かなり早い時期、すなわち兄川期堆積前



第 8 図

期にすでに潜丘として第8図のように鞍部を形成していた。そのなかでもっとも高く、かつ広い鞍部に相当するものが八森山付近であったろう。この八森山付近は、兄川期末期に貫入した居熊井沢石英斑岩の突出により急激な隆起運動が起こり兄川層を侵食の場へ突上げた。また一方これに伴う、ほぼN—S方向の断層が起こった。この急激な隆起運動のためその東方～西方に沈降部が発達した。

これに対して、穴内沢層で特徴づけられる急激な落込形の堆積相が埋立っている。さらに湯瀬期に入っても引き続き隆起部と沈降部は、逆転することなく沈降・隆起を続けている。しかし前者の運動に比較してその運動は、微弱なものであったとみられる。このことは、湯瀬期の堆積物がかなり調和をたもっているからである。しかし兄畑期に入るや上述した沈降部・隆起部は、再び沈降および隆起運動をはじめ兄畑期の堆積をみている。この時期の運動に伴って、NNE—SSW方向の断層が発達した。また、折合沢アップリフト—白沢山アップリフトを結ぶ潜丘反映状の地塁状突出が最終的に形成されたのもこのころである。しかしこの地塁状突出部は、居熊井沢石英斑岩の貫入時期にすでにめばえていたものである。上述した兄畑期を最後にして少なくとも地域東方では、プラットホーム状の隆起を続け、谷内付近に沈降部が移っている。

以上のことがらからみて、本地域の構造発達形態としては、従来一般にいわれるように東方から西方に構造

盆地が移動しているようである。

6. あとがき

以上、本地域の地質層序およびこれにまつわる若干の問題についてその概要を報告した。しかし地域全般にわたって同一の目的で観察したわけではなく多くの問題点がある。

したがって39年度以後さらに検討を加える必要がある。とくに次の3点について再検討ならびに調査が必要である。

- 1) 兄川層(浅近海性堆積層)は、北秋田金属鉱床密集地域のどこの時階に相当する堆積層か。
- 2) 居熊井沢石英斑岩の貫入の時期。
- 3) 兄川上流付近の兄川含化石層と、熊沢川上流老の沢付近に産出する化石との層序学的比較、ならびに老の沢から東方兄川上流に連なる寒背付近までの層序の確立。

文 献

- 1) 井上 武(1960): 秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリンタフの火成層序学的研究, 秋田大地下資源開発研究報告, no. 23
- 2) 上田良一・井上武(1961): 秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について, 秋田大地下資源開発研究報告, no. 24