

55(521.12)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

青森(5)第49号

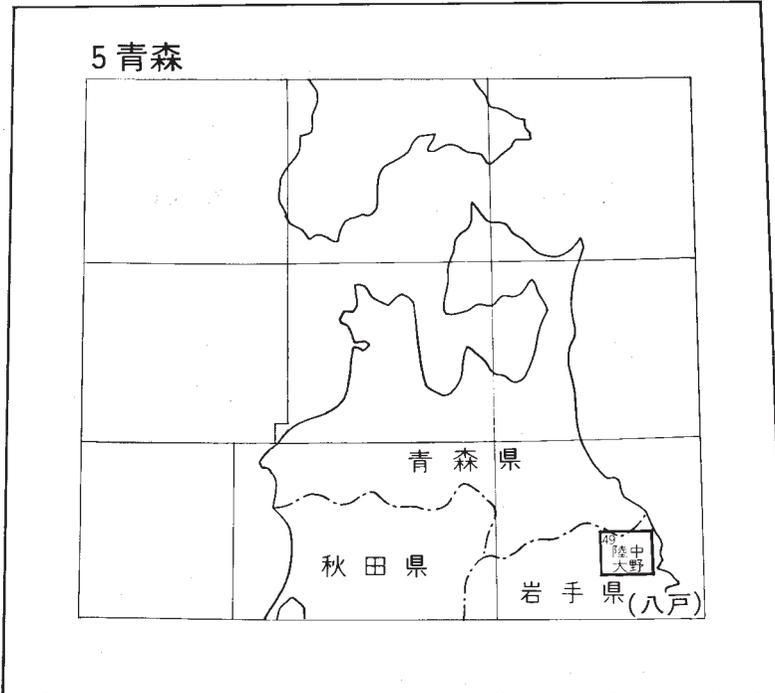
陸中大野地域の地質

吉田 尚・吉井守正・片田正人  
田中啓策・坂本 亨・佐藤博之

昭和62年

地 質 調 査 所

位置図



( ) 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 中・古生界	10
III. 1 岩泉層群	10
III. 1. 1 木沢畑層	13
III. 1. 2 間木平層	14
III. 1. 3 沢山川層	15
III. 1. 4 安家層	16
III. 1. 5 関層	17
III. 1. 6 合戦場層	19
IV. 深成岩類	19
V. 上部白亜系	22
V. 1 久慈層群	22
V. 1. 1 玉川層	23
V. 1. 2 国丹層	28
V. 1. 3 沢山層	31
VI. 古第三系	34
VI. 1 野田層群	34
VI. 1. 1 港層	34
VI. 1. 2 久喜層	36
VII. 新第三系	37
VII. 1 中新統	37
VII. 1. 1 軽米層	37
VII. 1. 2 新第三紀火山岩	39
VIII. 第四系	39
VIII. 1 金ヶ沢層	39
VIII. 2 水無層	41
VIII. 3 広野層	45
VIII. 4 河岸段丘堆積物	45
VIII. 5 火山灰層	46
VIII. 5. 1 高館火山灰	47
VIII. 5. 2 八戸火山灰	51

VIII. 5. 3 南部浮石 .....	51
VIII. 6 沖積層 .....	51
IX. 地質構造 .....	52
X. 応用地質 .....	55
X. 1 鉱産資源 .....	55
X. 1. 1 マンガン .....	55
X. 1. 2 モリブデン .....	59
X. 1. 3 砂鉄 .....	59
X. 1. 4 石炭 .....	60
文 献 .....	60
Abstract .....	65

図・表目次

第 1 図 陸中大野地域地形概念図 .....	2
第 2 図 陸中大野地域東半部の平坦地形 .....	2
第 3 図 陸中大野地域東部における地形と段丘層との関係 .....	4
第 4 図 陸中大野地域地質総括 .....	5
第 5 図 北上山地における先白亜紀宮古世の地質構造区分 .....	6
第 6 図 北上山地各構造区の岩質構成比 .....	7
第 7 図 北部北上山地深成岩の分帯 .....	8
第 8 図 陸中大野地域岩泉層群層序 .....	10
第 9 図 木沢畑層の粘板岩砂岩互層 .....	13
第 10 図 木沢畑層のチャート .....	14
第 11 図 沢山川層中の玄武岩枕状溶岩 .....	16
第 12 図 深成岩類の岩体名と分析試料採取位置 .....	20
第 13 図 陸中大野地域久慈層群の層序柱状図 .....	23
第 14 図 岩泉層群を傾斜不整合に覆う久慈層群の基底礫岩 .....	24
第 15 図 砂子西方の玉川層下部層上部の柱状図 .....	25
第 16 図 玉川層下部層上部の礫岩 .....	26
第 17 図 枝成沢西方の玉川層上部層 - 国丹層下部層の柱状図 .....	27
第 18 図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 .....	30
第 19 図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 .....	30
第 20 図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 .....	31
第 21 図 沢山北西方の沢山層下部の柱状図 .....	32
第 22 図 港層下部層の礫岩 .....	35

第 23 図	港層下部層の礫岩層の露頭	35
第 24 図	金ヶ沢層の柱状図	40
第 25 図	水無層の露出	42
第 26 図	水無層中の平行葉理の発達した砂鉄層	42
第 27 図	水無層と広野層の不整合	43
第 28 図	金ヶ沢層中の正断層	43
第 29 図	金ヶ沢層中の逆断層	44
第 30 図	水無層に発達する節理系と斜交層理	44
第 31 図	雪谷川河岸の段丘堆積物	46
第 32 図	十和田火山噴出物の層序	47
第 33 図	十和田火山噴出物の分布域	48
第 34 図	小軽米における火山灰柱状図	49
第 35 図	火山灰柱状図	50
第 36 図	陸中大野地域及び南接部の地質構造図	53
第 37 図	後期白亜紀久慈層群基底の傾斜不整合	54
第 38 図	マンガン鉱床分布図	58
第 1 表	深成岩類の化学組成及び鉱物組成	21
第 2 表	玉川層・沢山層の花粉及び孢子化石	26
第 3 表	沢山層の植物化石	33
第 4 表	軽米層の貝化石	37
第 5 表	軽米層の珪藻化石	38
第 6 表	金ヶ沢層の化石	41
第 7 表	陸中大野地域を主とする岩泉帯の層状マンガン鉱床の概要	56
第 8 表	野田層群港層に産出する石炭の工業分析表	60

## 陸中大野地域の地質

吉田 尚\*・吉井守正\*\*・片田正人\*\*\*  
田中啓策†・坂本 亨††・佐藤博之†††

陸中大野地域の地質調査は、昭和 39 年から 47 年まで行われた。その後、昭和 55 年及び 56 年に補備調査を行った。中・古生界は吉田・吉井、白亜系・古第三系は田中、新第三系・第四系は坂本、深成岩類・新第三紀火山岩などは片田・吉井、火山灰層は佐藤が担当した。

この研究に当たり、白亜系及び古第三系地域の地質については、北海道大学棚井敏雅教授の未公表資料を参考にすることができた。マンガン鉱に関連する地質については、東京理科大学南部松夫教授及び九州大学広渡文利教授に御教示を頂いた。また、岩手県庁及川昭四郎・熊谷 進氏の御協力を得た。金ヶ沢層産出の植物化石については大阪市大粉川昭平教授に鑑定をお願いした。第四紀層を切る断層については、発見者盛岡第二高等学校教諭高橋一男氏に、火山灰層については元八戸北高等学校教諭故大池昭二氏に、御教示を頂いた。以上の方々に、心から感謝の意を表するものである。

沢山川層の玄武岩類、特に枕状溶岩については、地質調査所地質部一色直記技官の協力を得た。また、同物理探査部金谷 弘技官は、深成岩類の帯磁率とその解釈について、未公表の資料を提供され、併せて教示を頂いた。更に、軽米層の珪藻化石については本所地質部柳沢幸夫技官に、岩石並びに化石の薄片の作成は、技術部特殊技術課の故村上 正技官をはじめ、安部正治及び佐藤芳治各技官によって行われた。

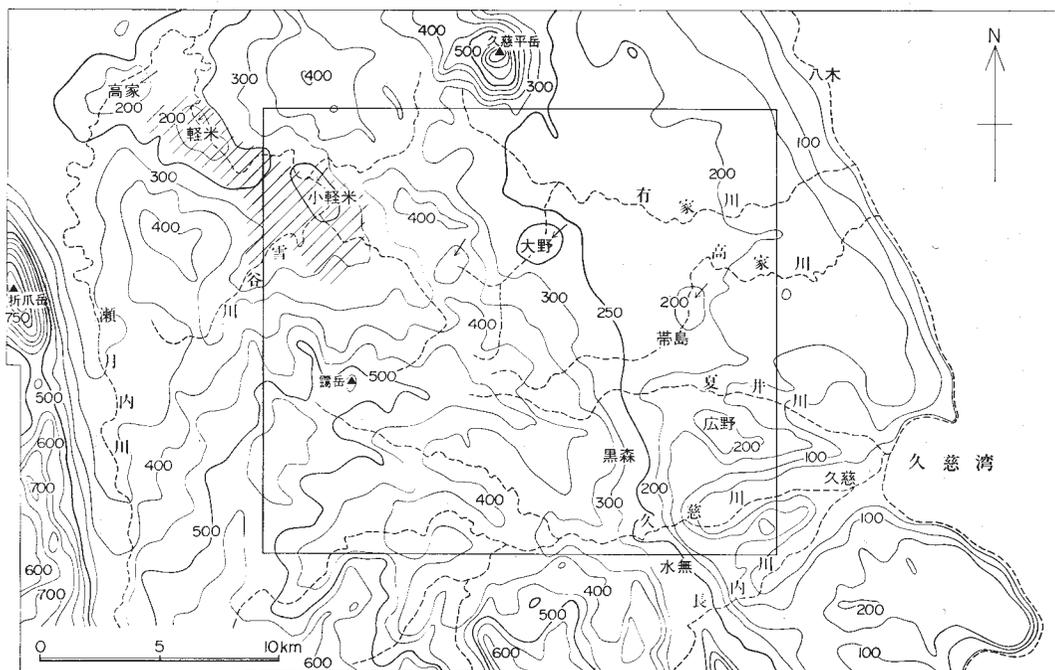
### I. 地 形

陸中大野地域は、岩手県の北部、北上山地の北端部に位置し、東経  $141^{\circ}30' - 141^{\circ}45'$ 、北緯  $40^{\circ}10' - 40^{\circ}20'$  の間を占める。この地域は、第 1 図に示したように、東半部の海拔 300 m 以下の極めて平坦な台地地域と、西半部の海拔 600-400 m の山地とに区分される。前者は、深成岩類及び上部白亜系・古第三系の分布地域であり、後者は岩泉層群の分布地域とほぼ一致する。両者の境は、北北西-南南東に直線的に走り、第 1 図の海拔 300 m の等高線にほぼ一致する。

西半部の山地は西隣りの一戸図幅地域まで延長し、その西縁を、一戸図幅内の折爪山地東斜面のほぼ南北に伸びる急崖で画される。ここには東落ちの折爪断層(小貫, 1969)が想定されているが、これを境とした地形、特に高度分布の差は極めて著しい。

瀬月内川以東の本地域西半部は、海拔 600 m 以下の低い山地からなっている。この図幅地域内の最高点は、地域西縁南寄りでの海拔 585 m にすぎない。この山地は、北上山地の開析された準平原のうち、下位のもの(NAKAMURA, 1964)に当たっている。地域内では、山頂平坦面などの準平原遺物は見られないが、山頂・稜線はかなりの定高性をもっており、遠望して高原の様相を呈している。本地域内では、山地の南部は久慈川の流域であり、特に中流部で深い峡谷によって下刻されている。一方、山地

\* 元地質部 (現日本地質学会事務局) \*\* 九州出張所 \*\*\* 元地質部 (現岩手大学教育学部)  
† 元地質部 (現地熱技術開発係) †† 地質部 ††† 元地質部 (現中央開発係)



第1図 陸中大野地域地形概念図

1 km 幅の谷埋めによる。等高線間隔 50 m。斜線部は中新統分布域。点線は河川及び海岸線

北部は北流して八戸港に注ぐ新井田川の上流に当たっており、その一支流雪谷川によって開析されている。ここでは南部と違って下刻はあまり顕著でなく、むしろ高家-軽米（域外）-小軽米と、北西-南東に並んだ小盆地の配列が目立った特徴となっている。これらの3盆地のうち、少なくとも軽米・小軽米の盆地は、海成中新統の分布範囲内に位置している（第1図）。高家盆地周辺より西-西南側での中新統の分布は未検討であるが、恐らく北上山地北部における下位の準平原面は、海成中新統を切って形成されたものであろう。

本地域東半部では、東隣の「久慈」地域まで含めて、第1図及び第2図に示すように、海拔180-300



第2図 陸中大野地域東半部の平坦地形  
大野村大野東方の峠より北方を望む。1966年7月撮影

mの範囲に、極めて平坦な段丘地形が発達している。東西方向で幅10 km以上にわたるこの段丘は、海側を急斜面で切れ、典型的な台地地形を呈している。現在見られる平坦面は、北部の深成岩類地域によく残っており、南部の上部白亜系・古第三系地域では、開析が著しい。基盤岩の違いによる平坦面の発達状況の差は、極めて顕著である。

北上山地北部東斜面に発達する上述の段丘地形については、早くからその存在が指摘され、多くの議論がなされてきた（中村, 1911; 今村, 1928a, bなど）。この地域の段丘面の区分について最初に述べたのは、田山（1931）であり、海拔300 m前後の下閉伊段丘と、200 m前後の九戸段丘とを区分し、後者については、更に上・下に2分されることを指摘した。以下、陸中大野地域に関連した平坦面についてのみ述べる。次いで、佐々（1932）は、段丘面として上位の水無面と下位の広野面（更に広野上面と広野下面に細分）を区別し、それぞれの堆積物を水無層、広野層と呼んだ。米倉（1966）もほぼ同様な区分を行ったが、佐々（1932）の広野面を上位の広野面と下位の三崎面に2分し、これらの段丘の形成に関与した海水準変動として、水無面形成期と広野面形成期の2回の海進を想定した。

以上のような段丘と堆積物の区分と異なって、中川（1961）及び東北地方第四紀研究グループ（1969）は、本地域の海拔180-300mの段丘を九戸段丘として一括し、堆積物もまた、久慈砂鉄質砂礫層として一括した。

今回の調査結果からみると、

1) 段丘面は高度や勾配・開析度などからみて、海拔240-300 mの水無面と、海拔180-230 mの広野面に区別でき、両者の間には、しばしば明瞭な崖線が見られる。その境は、第1図の250mの等高線にほぼ一致する。

2) 段丘に関連した堆積物は、岩相的に西縁部の砂鉄鉱床を胚胎した部分とそれ以外に区分される。前者は水無層に、後者は広野層に相当する。水無層・広野層の分布は、第3図に示したように、地形と密接な関連が見られる。

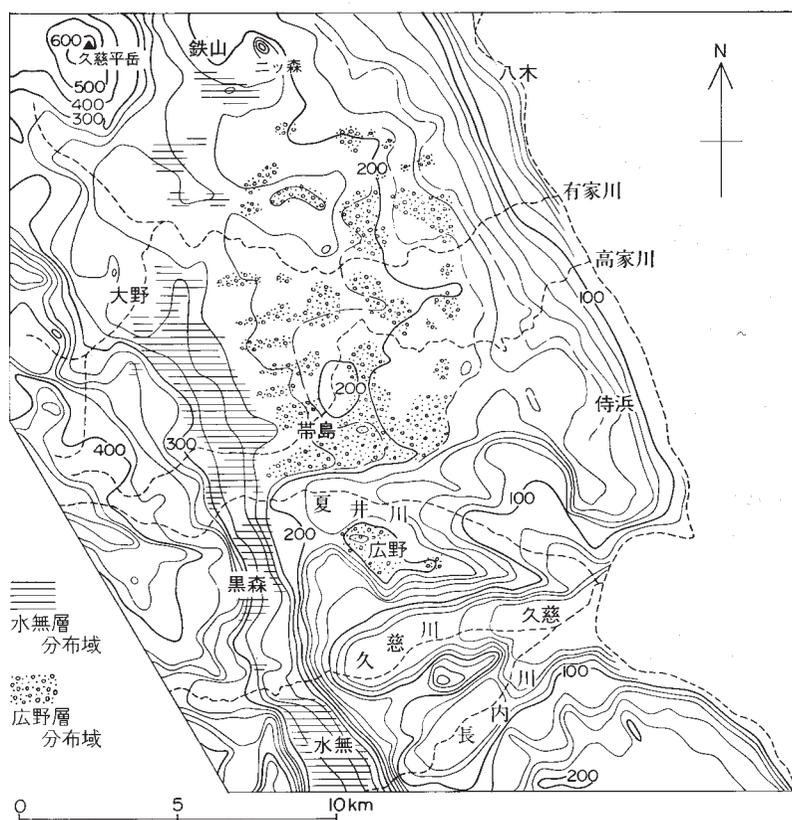
3) 大野南方で見られるように、水無層は最高所で海拔342.8 mまで分布しているが、その前面に広がる水無面の高度は270-300 mである。同様に水無層が水無面より高所まで分布している例は、黒森地区・水無地区などでも見られる。この点からみると、水無面は水無層の堆積物というよりは、むしろ、水無層堆積後に水無層を切って形成された浸食面であろう。

4) 上述のような地形と堆積物をもたらした海水準変化としては、水無層の時期と広野層の時期の2回の海進を考えるのが妥当である。水無層の下位には局地的に内湾成の泥層（金ヶ沢層 - 第八章）が見られる。金ヶ沢層と水無層とは、一連の海進の産物であろう。広野層の下位には、このような海進初期を示す堆積物、あるいは海進前の陸化期の地形を示すような証拠は見つかっていない。

なお、地域的な地殻運動として、段丘面が北から南へ向かって低下することから、北部北上山地東部では北上りの傾動運動が古くから指摘されている。

## II. 地 質 概 説

陸中大野地域は、北上山地北端に近く、山地は低平化し、しかも十和田・八甲田火山の火山灰並びに



第3図 陸中大野地域東部における地形と段丘層との関係

それより古いとされている火山灰などに広く覆われて、岩石の露出は非常にわるい。特に、本地域の北半部では、それがはなはだしい。しかし、本地域南部の久慈川及びその支流など太平洋側に注ぐ河川は、北上山地の隆起準平原を一部で深く刻みこみ、峡谷をつくっており、その流域は露出が良好である。なお、火山灰に覆われ、露出の不明瞭な部分があるが、地質図上では、火山灰を剥ぎとった表現にしてあるところもある。

陸中大野地域内の地質は中・古生層、前期白亜紀深成岩、後期白亜紀層、古第三紀層、新第三紀層、第四紀層からなる（第4図）。

本地域の先白亜紀基盤岩類の大部分を構成する中・古生層は、北部北上山地地質区の岩泉帯に属する（第5図）。北部北上山地地質区は南部北上山地地質区と異なり、粘板岩・砂岩・チャートを主とし、石灰岩・玄武岩類（溶岩及び火砕岩）を挟む、いわゆるチャート相“地向斜”堆積相からなる。この堆積相は、シルル紀に始まり、化石に富み、石灰岩・礫岩などの多い浅海成を主とする南部北上山地地質区の堆積相とは、大きく対立する岩相を呈する（湊，1950，1953；渡辺，1950；吉田，1975）。

本地域に分布する中・古生層は岩泉帯に属し、岩泉層群と総称される（島津ほか，1970）。岩泉帯は、北部北上帯・田老帯とともに、北部北上山地地質区を構成する構造単位であり、北部北上帯とは葛巻断層で、田老帯とは田老断層で接している（吉田，1975）。3帯とも、粘板岩・砂岩・チャートを主とする

地質時代		層序	模式柱状図	層厚 (m)	主な岩質	主要な地史事件	
新生代	第四紀 更新世	沖積層		7	礫・砂・泥	八甲田・十和田火山など ↑ 海岸段丘形成 海浜成層	
		火山灰層		10±	粘土質火山灰・軽石		
		河岸段丘堆積物		5~15	砂・礫		
		広野層		5+	砂, 含礫砂		
		水無層		30±	砂-砂礫, 含砂鉄		
	新第三紀 中新世	金ヶ沢層		20~30	砂質シルト・砂	↓ 海成相 傾斜不整合	
		軽米層		50~70	泥岩・礫岩		
	中生代	古第三紀	久喜層		90+	礫岩	↑ 非海成相 平行不整合
			港層	上部 下部	100 120	礫岩・砂岩・シルト岩	
		白亜紀(後期)	沢山層		130~200	砂岩・シルト岩・凝灰岩	↑ 浅海成相 ↓ 傾斜不整合 (大島造山の1時階)
国丹層			上部層	60~80	砂岩・砂質シルト岩		
			中部層	60~70			
			下部層	50~80			
玉川層			上部層 下部層	50~30 60~100	礫岩・砂岩		
古生代 (? 古生代後期?)		岩泉層群	合戦場層		1,000+	砂岩・粘板岩	↑ 地(チャート)相 深成岩貫入 褶曲・断層運動 石灰岩厚層形成 海底火山活動
			関層		2,000 2,500	粘板岩・チャート	
			安家層		100 800	石灰岩・粘板岩	
	沢山川層			0 700	玄武岩質溶岩及び凝灰岩		
	間木平層			250 1,000	粘板岩・チャート・火山岩類・礫岩・石灰岩		
	木沢畑層			1,000	粘板岩・チャート・砂岩		

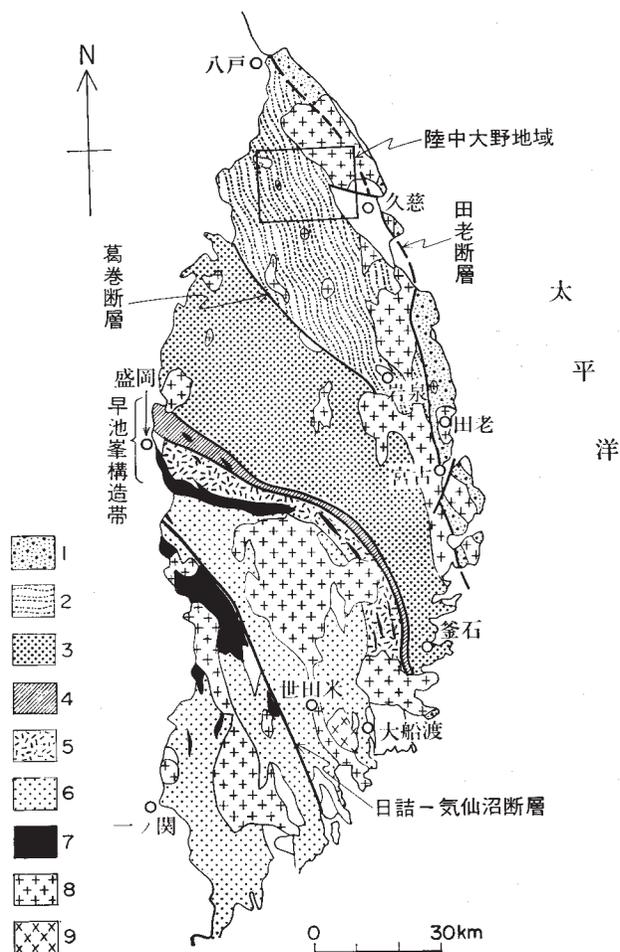
× 化石

第4図 陸中大野地域地質総括

チャート相堆積物からなる点では共通性を持っている。しかし、岩泉帯を構成する堆積物は、ほかの2帯とは異なった組成からなっている(第6図)。堆積相上の相違点として、岩泉帯は延長50 kmに及ぶ巨大な石灰岩体と、それに伴いながら分布する玄武岩質溶岩及び凝灰岩の発達が見られる。また、礫岩の発達もほかと比べて著しい。なお、田老帯に見られる大量のデイサイト・安山岩のような火山岩類は、北部北上帯と同様に岩泉帯でも見られない。

これら3帯の地質時代について、かつて吉田(1975)は、北部北上帯を二疊紀を主とし、岩泉帯を主に三疊紀からジュラ紀にわたるもの、田老帯を杉本(1969)に従い、ジュラ紀後期から白亜紀初期のものとした。しかしながら、1970年代のコノドントの研究や、1980年代に入ってから放散虫の研究が進展するに伴い、日本各地の“地向斜”相中・古生層に対する見方が大きく変わってきた。

北上山地においても、豊原ほか(1980)により、各地点からコノドントが発見され、北部北上帯で三疊紀コノドントの産地があり、岩泉帯では二疊紀コノドントが産出されることが報告された。両帯とも地質時代としては同じで、区分する必要がないことも述べられている。また、箕浦(1983, 1985)も、北部北上山地の古期の地層について、限られた産出化石から推定して、変形碎屑岩類はすべてジュラ系であること、チャート・石灰岩の大部分は二疊系ないし三疊系で、デコルマンナップをつくる三疊-ジ

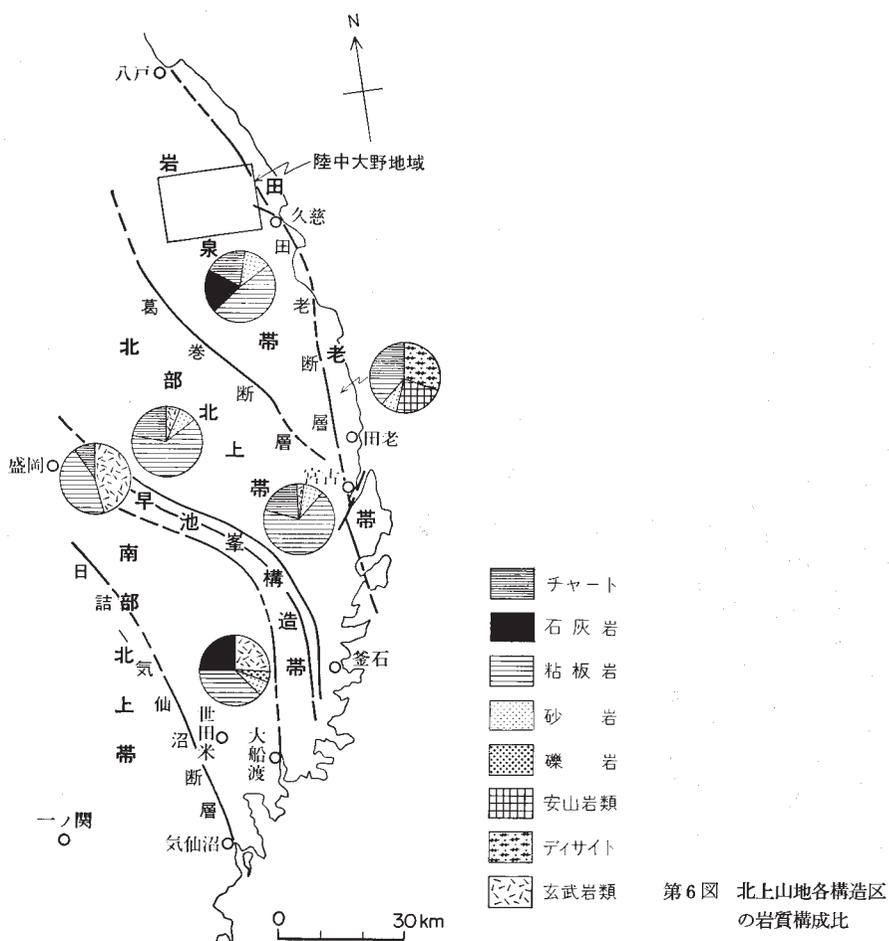


第5図 北上山地における先白亜紀宮古世の地質構造区分 (吉田, 1981を部分変更)

- |            |               |
|------------|---------------|
| 1. 田老帯     | } 北部北上山地地質区   |
| 2. 岩泉帯     |               |
| 3. 北部北上帯   |               |
| 4. 千枚岩帯    | } 早池峯構造帯      |
| 5. 主部      |               |
| 6. 南部北上帯   | 南部北上・阿武隈山地地質区 |
| 7. 超塩基性岩類  |               |
| 8. 白亜紀花崗岩類 |               |
| 9. 氷上花崗岩   |               |

ユラ系を除いて、すべて碎屑岩類に対して異地性であるとしている。

この報告においては、吉井・吉田(1974)、杉本(1972, 1974)の層序を踏襲した。なお、岩泉から久慈に至る大きな石灰岩からなる安家層からは、豊原ほか(1980)によっても報告されているとおり、三疊紀コノドント化石が得られており、本地域の調査でも確認された。この石灰岩及びその上位層からジュラ紀サンゴ化石などを産すると報告されていたが(長谷, 1956; 小貫, 1969)、それらサンゴ化石などは三疊紀までさかのぼってもよいものである。したがってこの報告では、コノドント化石を重視して安家層を三疊紀後期のものとした。そのほか、岩泉層群の沢山川層を除く各層からも、三疊紀コノドント



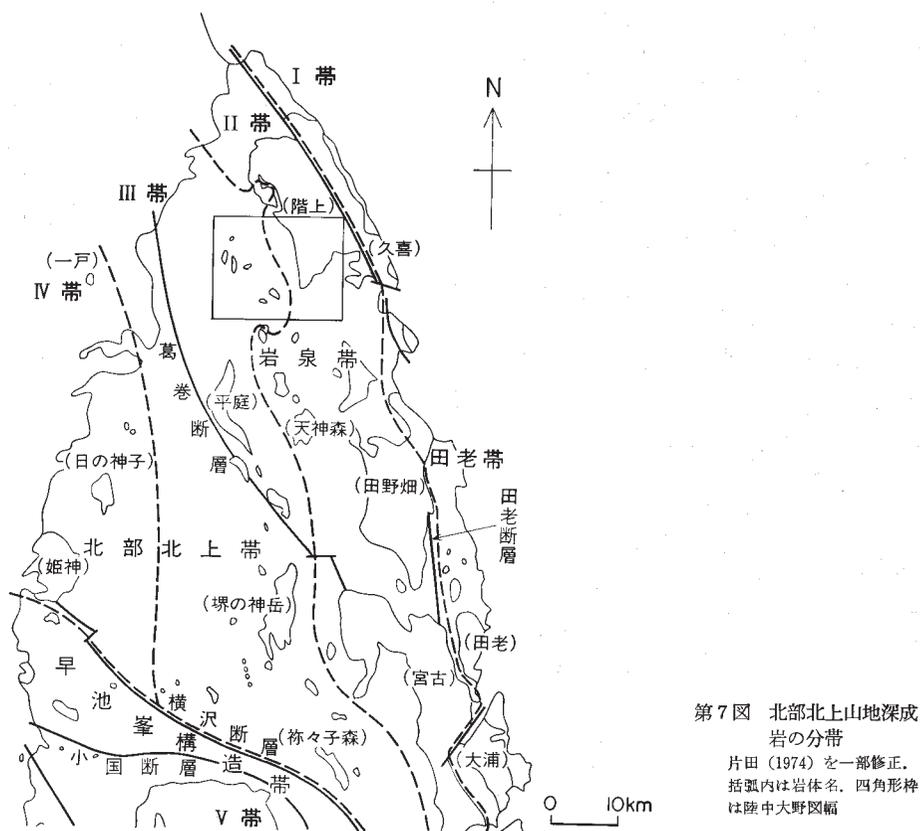
第6図 北上山地各構造区の岩質構成比

トを産出しており、同層群は三畳紀を主体としながらも、まだ二畳紀あるいはジュラ紀にわたる可能性もあり、地質図では古生代後期-中生代中期とした。放散虫については十分な抽出を試みることはできなかったが、ジュラ紀と決定できるものは得られていない。

北上山地には、白亜紀前期の深成岩体が数10個分布し、その分布面積は北上山地全体の約1/4を占めている。本地域の深成岩としては、北東部に階上岩体がやや広く分布し、西部には蜂ヶ塚・大久保・牛ヶ沢・天狗・戸呂町及び伊茂屋の各小岩体がそれぞれ孤立して分布する。このうち、階上岩体は比較的単調な珪長質岩であるが、他の岩体は、岩質変化の大きな珪長質岩・苦鉄質岩又は両者のコンプレックスである。

本地域の深成岩の年代は測定されていないけれども、近隣地域の岩体についてのK-Ar法による年代は約120Maであり (KAWANO and UEDA, 1965), これは前期白亜紀後半に相当する。

北部北上山地の深成岩類は、片田及びその共同研究者により、岩質別に東から西へ向かってI-IV帯に分帯されている (片田, 1974; 片田ほか, 1971; 片田・金谷, 1980; 吉井・片田, 1974). これを第7図に示す。この分帯に従うと本地域内の深成岩類は、階上岩体(地質図の $g_2$ )がII帯に、他の小岩体 $g_1$



はIII帯に属する。

これらの分帯の最も重要な根拠は、苦鉄質部分の岩質の差によるものである。例えば、I-II帯の苦鉄質岩は、カリ長石をごくまれにしか含まない。III帯ではこれを含むものと含まないものがあり、カリ長石を最大10%含む場合(モンゾ斑れい岩)がある。IV帯では、常にカリ長石を含み、最高50%に達する(モンゾ斑れい岩-モンゾニ岩)。したがって化学組成は、 $K_2O$ がIV帯に向かって増加する。I-II帯では $K_2O$ の多くが1%以下であり、IV帯では3%を超える。III帯では、その中間の値を示す。 $Na_2O$ の値に関しては、各帯を通じて有意差は認められない。

なお、本地域の北東隅には、I帯に属する深成岩(久喜岩体)が分布している可能性がある。しかしこの地域は、風化作用を甚だしく被り、また新しい堆積層に覆われているため、階上・久喜両岩体の区別は困難であり、地質図には久喜岩体の存在は示していない。

上部白亜系久慈層群は本地域の南東部に分布し、三疊系を主とする岩泉層群及び白亜紀前期深成岩類を不整合に覆って、全体として東側の太平洋側に向かって緩く傾斜している。砂岩・泥質岩及び礫岩からなり、凝灰岩・炭質頁岩ないし石炭を挟み、貝化石や植物化石を産し、全層厚は約600 mである。下部は非海成-海浜成、中部は主に浅海成、上部は非海成で、全体として一つの堆積サイクルを示す。本層群はコニアシアン階-カンパニアン階下部(浦河統-ヘトナイ統下部階)に対比されている。

古第三系野田層群は本地域の南東部に分布し、上部白亜系久慈層群を平行不整合に覆って大部分は東

へ向かって緩く傾斜している。礫岩に富み、砂岩のほかに泥質岩や凝灰岩・炭質頁岩ないし炭層を伴い、植物化石を産し、300 m余りの厚さを有する。主に非海成、一部海浜成である。本層群は漸新統に対比されている。

本地域内の新第三紀層は、吉井・吉田（1974）によって初めて報告されたもので、本地域北西隅に分布し、軽米層と命名する。この地層は、岩泉層群を傾斜不整合で覆い、礫岩・砂岩・凝灰質泥岩からなる。礫岩・砂岩層は基底部に発達し、カキの化石堆が見られる。泥岩はこの新第三系の大部分を占め、化石に富み、珪藻化石からは中新世前期末が指示される。なお、本地域南西部伊茂屋山には、新第三紀安山岩の小分布がある。

第四紀層としては、本地域東南部に発達する海成段丘に、金ヶ沢層、水無層、広野層が分布する。金ヶ沢層は主に砂質シルトからなり、薄い礫岩及び砂岩・凝灰岩を挟む。金ヶ沢層は、大野村の中心地大野付近にわずかに分布するだけであるが、貝化石及び植物化石を産し、更新世前-中期の内湾成層である。水無層は金ヶ沢層を覆い、含砂鉄砂層を主とし 200-300m の高さの海成段丘を構成する。広野層は、広い海成段丘を構成し、主に砂からなる。

本地域には上北地方に分布する火山灰層のうち、高館火山灰以上のものが分布する。より古期の天狗岱火山灰や九戸火山灰は判然としない。高館火山灰は高館段丘（＝下末吉段丘）及びそれより古い地形面を覆う火山灰であるが、本図幅地域では水無層及び広野層を覆って分布する。八戸火山灰（約12,000年前）は段丘堆積物を、南部浮石（8,600 ± 250年 B.P.）は氾濫原を除くほぼ全域に分布している。

このほか、久慈川・雪谷川流域の限られた地域には、河岸段丘堆積物が分布し、砂及び礫からなる。沖積層は、久慈川などの河川沿いに分布し、礫・砂及び泥からなる。

陸中大野地域と、その南隣の陸中関（5万分の1地形図）地域を含めた地域に分布する先白亜紀後期の中・古生層の地質構造は、北部北上山地の中では、比較的明白な形でとらえることができる。それは、石灰岩の厚い層からなる安家層と、その下位の火山岩類からなる沢山川層とが、相伴ってよく連続して分布するからである。それらがいわば鍵層となっているからで、それによって明らかにされた地質構造は、当初10万分の1岩手県地質図（岩手県、1954）及び小貫（1956）によりその概要が明らかにされたが、杉本（1974）、小貴ほか（1981）により、詳しく報告されている。

特に、陸中大野地域南縁部から陸中関の地域にかけては、安家層及び沢山川層を鍵層として、背斜及び向斜構造が明瞭であり、この地域の支配的構造がよく読みとれる。すなわち、間木平背斜と馬渡向斜、及びその東側に断層を隔てて、下戸鎖背斜がある。馬渡向斜と下戸鎖背斜の片翼は逆転構造を示し、これらの褶曲構造は、ところにより複背斜、複向斜構造をつくっている。

陸中大野地域南縁部では、東北東-西南西方向の右横ずれ断層が数本発達する。この横ずれ断層によって、その南側において明瞭な形の背斜及び向斜構造は断ち切られる。川井断層など横ずれ断層の南側の背斜・向斜軸が、北側では走向断層となり、背斜断層・向斜断層となっているために、構造は複雑となっている。

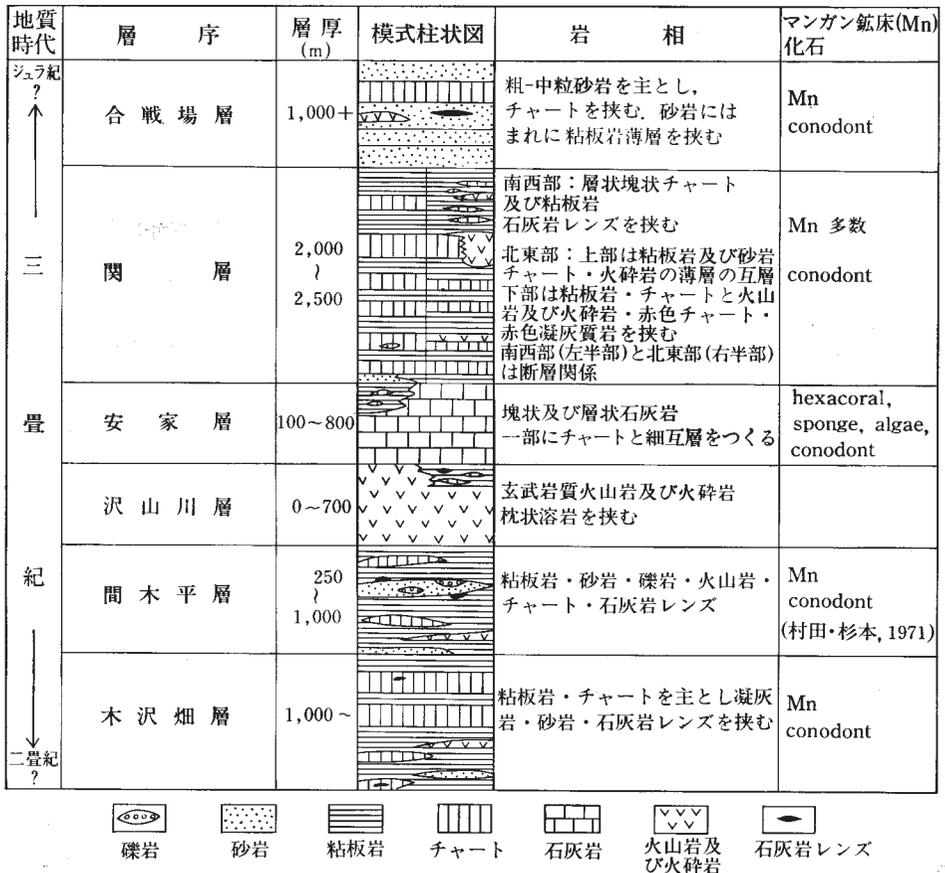
これら褶曲・断層運動を受けた岩泉層群は、白亜紀前期の深成岩類の貫入を受け、熱変成を被っている。北上山地全域は、その後陸化し、白亜紀前期末の海進があり、宮古層群（アプチアン後期-アルビアン期）が堆積した。この地殻変動は大島造山（Kobayashi, 1941）と呼ばれる。宮古層群は本地域に分

布しないが、それに引き続く白亜紀後期の海進があり、陸中大野地域では久慈層群が堆積した。久慈層群は、逆転した岩泉層群を著しい傾斜不整合で覆っている。これは宮古層群基底の不整合にも示され、北上山地・阿武隈山地東縁で起った大島造山運動の現れである。宮古層群堆積以降、後造山期の堆積が北上・阿武隈山地地域で、白亜紀後期から古第三紀にかけて繰返し行われた。

### III. 中・古生界

#### III. 1 岩泉層群

岩泉層群は、島津ほか（1970）により定義された地層で、葛巻断層と田老断層とに挟まれた岩泉帯（吉田，1966，1975）を構成する“地向斜”相堆積物からなる。岩泉層群は、粘板岩・チャート・砂岩・石灰岩及び玄武岩質岩（溶岩・凝灰岩）からなる。まれに礫岩の小岩体を挟むことがある。本地域及び隣接地域では本層群は、第8図のように、下位から木沢畑層・間木平層・沢山川層・安家層・関層・



第8図 陸中大野地域岩泉層群層序 (吉井・吉田, 1974 に一部加筆)

合戦場層に区分される。岩泉帯の地層区分については、東北大学理学部地質古生物学教室の卒業論文をもとに、小貫（1969）及びその後杉本（1972, 1974）によりまとめられているが、本報告でもその地層区分を踏襲している。その模式地は、主に陸中大野地域の南隣の陸中関の地域内にある。

ただし、杉本（1972, 1974）は、岩泉帯に属する地層を三畳紀茅森層群とジュラ紀岩泉層群とに2分し、その間に不整合関係があるとしている。しかし、筆者らはその不整合を今回の地質調査では確認せず、杉本（1974）がジュラ紀岩泉層群としたものから三畳紀コノドント化石を発見しており、地質時代について異なった見解をもっている。この報告では吉井・吉田（1974）、YOSHII(1978)が設けた層序区分に従った。なお、杉本（1972）の高屋敷層（岩泉層）は、岩泉町高屋敷や岩泉西方に分布する石灰岩礫を持つ礫岩とそれに伴う砂岩・粘板岩に対する区分であるが、陸中大野地域では、この礫岩相が認められないため層序から省いた。陸中大野地域では高屋敷層は尖滅して欠如するのであろう。また、合戦場層より上位の大鳥層・大坂本層（杉本, 1972, 1974）もこの地域には分布しない。

豊原ほか（1980）は、北部北上山地を広く踏査してコノドントを抽出し、北部北上帯・岩泉帯・田老帯はいずれも時代的差がなく、一つの地向斜区域であったと述べている。しかしながら、岩泉帯には、岩泉から久慈西方まで連続する大きな石灰岩（安家層）やそれに伴う火山岩類からなる地層（沢山川層）があり、礫岩が発達する層準がある。また、田老帯にはデイサイト・安山岩が多量に挟まり、同じチャート相堆積物ではあるが、火山活動の性質からは、前二者とは大きく異なっており、白亜紀初期を示す植物化石の産出もあるなど、北部北上帯とは、同じチャート相堆積物でもやや異なった岩質からなっている。

砂岩の組成に関する片田・小野（1978）、片田・寺岡（1980）の研究によると、岩泉帯では石英は35-75%でマイロニティック石英が目立つ。アルカリ長石は5-15%で、曹長石の存在が特徴的で、時には曹長石だけが存在する、斜長石は5-30%で、量的な変動が著しい。また、白雲母が比較的目につく。マトリックスに緑泥石が少ない。岩片にはチャートが多量で、火山岩は少なく、石灰岩も見られる。各組成鉱物の量に変動が大きいため、岩泉帯の鉱物組成と化学組成は、砂岩として最も広い範囲に落ちる。以上の点から、供給源岩としては火山岩は少なく、花崗岩と堆積岩が多かったことが推定される。これに対して、北部北上帯では、石英は20-30%、アルカリ長石はあまり含まないもの（5%以下）から、含むもの（10-20%）までである。また、珩長質火山岩に富むものが多く、最大27%に達する。アルカリ長石としてはカリ長石のほかには曹長石が見られ、まれに曹長石の方が量的に多い。砂岩の化学組成は、火山岩岩片に富むものは $\text{Na}_2\text{O}$ が多い。以上の事実は北部北上帯の供給源地に相当量の珩長質火山岩と若干の花崗岩が分布していたことを示している。

以上のように、北部北上帯・岩泉帯・田老帯は、北部北上山地地質区として、同じくチャート相“地向斜”堆積物からなるが、岩相及び砂岩組成のうえで相違点が見られる。

今回のコノドントの産出地点は、陸中大野地域南接の地域を含め、5箇所にすぎないが、村田・杉本（1971）の北部北上山地におけるコノドントの最初の発見のデータを加えると、沢山川層を除いて、各層から、コノドントが得られたことになる。木沢畑層から得られた特徴種は、*Paragondolella polygnathiformis* BUDUROV and STEFANOV、間木平層のものは村田・杉本（1971）によれば、*Epigondolella abneptis-E. bidentata* 群集が見いだされている。安家層からは、区域外であるが、*Epigondolella*

*abneptis* (HUCKRIEDE) を産出し、関層からは *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE), *E. bidentata* (HUCKRIEDE) が得られている。また、合戦場層からのものは、破片で鑑定に十分たえられるものではないが、*Epigondolella bidentata* (HUCKRIEDE) であろう。産出地点が少なく、産出数もわずかであるが、特徴種が得られており、コノドント生層序とこの地域の岩泉層群各層の累重関係は一致すると言えよう。

これらの結果から見れば、この陸中大野地域には、あるいは古生代の地層は存在しない可能性もあり、中・古生界という設定は不適確であるということにもなる。しかし、岩泉帯全域にわたるコノドントによる追試はまだ不十分なので、中・古生界という地質凡例を設けることにした。

この数年来、中・古生代の“地向斜”堆積物の研究の中で、古生代後期からジュラ紀にわたる放散虫の発見があり、地質時代に大幅な変更・修正をもたらしている。北上山地北部北上帯・岩泉帯でも箕浦(1983, 1985)により、北部北上山地の地層は、ジュラ紀層中に二畳紀・三畳紀の異地性岩体を含むものであるという説が出されている。この調査においては、放散虫についての抽出は十分には行っておらず、また、地質時代を指示する放散虫を発見できなかった。地質時代については、微古生物の研究を進めることが将来の研究課題である。

陸中大野地域南部の川井断層及び根森断層のような右横ずれ断層を境に、南側の比較的よく区分された層序は、北側では区分が難しくなる。それは、安家層・沢山川層など連続性のよい特徴的な地層が、横ずれ断層により東に移動して、白亜紀後期以降の地層に覆われ、あるいは深成岩貫入によって分布が断たれたり、あるいは尖滅するからである。この地域の北方、八戸付近で採掘されている大きな石灰岩体があるが、川井断層などで東方にずれた安家層の石灰岩の北方延長とみる説もある。しかし、いずれにせよ、川井断層以北では鍵層的役割をする地層が一部を除いて失われる。しかも、同断層の南側でとらえられた背斜及び向斜構造も一部を除いて、走向断層により切られて不明瞭になるために、層序区分は一部困難なところがある。ただし、川井断層など右横ずれ断層帯南側の間木平背斜の延長が、北側の戸呂町から小軽米にかけて認められ、またその背斜の西翼には、南側から木沢畑層・間木平層・安家層・関層・合戦場層が連続し、層序の組立てが可能である。このうち、安家層は、図幅地域南縁で尖滅し、この地域内では、石灰岩レンズ状岩体が断続的に分布するにすぎない。沢山川層は、本地域南接の山形村川井付近では、自破砕溶岩となって分布するが、川井断層によって切られて、その北側では認め難い。安家層とともに沢山川層は、間木平背斜の西翼において尖滅する。

間木平背斜の延長部東翼には、木沢畑層・間木平層・関層が分布し、走向断層に切られ、しかも一部覆瓦構造とみられる部分もあって、層序関係は連続して追いかけることができない。川井断層の南側の背斜・向斜構造は走向断層に切られるうえ、背斜・向斜が転倒しているが、地層全体の変形度は同断層の北側の方が強い。

間木平背斜の東翼と西翼とでは、先に述べた安家層・沢山川層の例に明らかなように、西翼の側で層厚が薄くなるか、尖滅する。また、両翼における岩相の変化もある。岩泉層群全体の厚さは、この地域では、5,000 m から 7,500 m と推定できる。

陸中大野地域は、北上山地においては、マンガン鉱床の密集度の高い地帯である。マンガン鉱床を胚胎する地層は、本地域では大部分が関層に集中し、次いで間木平層に多い。南隣の地域などを含める

と、木沢畑層と合戦場層にもマンガン鉱床が賦存する。

### Ⅲ. 1. 1 木沢畑層

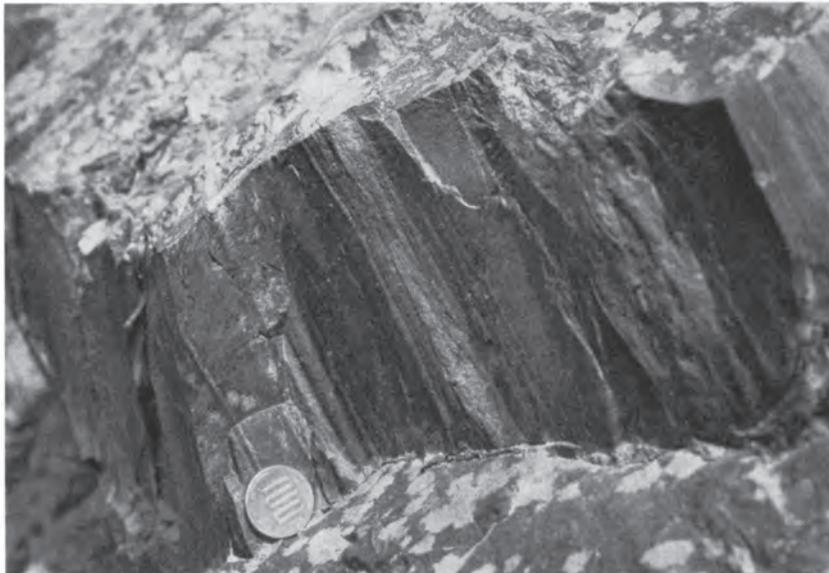
木沢畑層は、本地域に南接する陸中関地域の山形村木沢畑を模式地とし、本地域内では、間木平背斜の軸部を構成する。模式地では、主に粘板岩・チャートからなり、下部では砂岩・粘板岩互層、粘板岩、石灰岩レンズを挟むチャート及び玄武岩質溶岩及び凝灰岩、中部は縞状粘板岩、上部は珪質粘板岩から漸移する層状チャートからなっている（杉本，1974）。

川井断層北側の本地域では、模式地に比べて岩相に変化があり、チャートが少なくなるのが特徴的で、粘板岩を主体に、チャートを挟み、また砂岩・玄武岩質溶岩及び凝灰岩を伴うようになる。また、まれに石灰岩を挟む。模式地における本層下部と岩相は似ているが、上位の間木平層の基底部に発達する砂岩とは整合して重なる。

チャートは、灰白色から暗灰色で、塊状を呈するものと板状層理の発達するものがある。板状層理を持つチャートは波長10数cmから数mの小褶曲をつくることがある。暗灰色のチャートはところにより泥質となり、珪質粘板岩と呼んでよいものもあるが、板状層理が発達し、小褶曲が見られるものはチャートに含めてある。チャートは厚さ10数mの連続露頭の中で、白色チャート-灰白色ないし暗灰色チャート-珪質粘板岩-黒色粘板岩と漸移する関係が認められることがある。

粘板岩は、黒色又は暗灰色で、中に珪質なものがある。砂岩の葉層を挟み、縞状を呈することがあり（第9図）、まれに級化層理を示すものがある。

砂岩は一般に薄層で、粗粒のものから細粒のものまであり、長石・石英に富んでいる。戸呂町西方では青灰色塊状で固く、粗粒で泥質片を含むものがある。



第9図 木沢畑層の粘板岩砂岩互層 山形村高成沢



第10図 木沢畑層のチャート 山形村戸呂町西方  
小褶曲構造を呈し、右端は石灰岩へ移行（三疊紀コノドントの産出地点）

玄武岩質溶岩及び凝灰岩は、淡緑色で軟らかく風化しやすい。

石灰岩は一般に、厚さ10 m以下の小岩体である。戸呂町北側の伊茂屋山への道路入口付近には、チャート中に挟在する石灰岩があり、コノドントを産出する（第10図）。産出したコノドントの特徴種は、*Paragondolella polygnathiformis* BUDUROV and STEFANOVであり、三疊紀後期ラディニアンないしカーニアンのものである。

木沢畑層の厚さは、この地域では約1,000 mと推定される。

木沢畑層中には、伊茂屋・松坂などの非常に小規模なマンガン鉱床がある。

### Ⅲ. 1. 2 間木平層

模式地は、南隣陸中関地域内の山形村間木平付近である。模式地では、砂岩と粘板岩を主とし、チャート・玄武岩質溶岩及び凝灰岩を伴い、石灰岩小レンズ岩体を挟む。また、まれに礫岩を伴うことがある。特に砂岩が卓越する部分があり、最上部はチャート・粘板岩互層からなる。

本地域内では、南西部において、木沢畑層の粘板岩の上位に、薄いけれどもよく連続する灰白色砂岩があり、これを間木平層の基底とした。この砂岩は木沢畑層とは整合で、伊茂屋山西方では、石灰岩・砂岩礫を含む礫岩が砂岩中に発達する。礫岩の厚さは約6 mで、砂岩とは漸移する。砂岩の厚さは10-50 mで、その上位には、緑白色凝灰岩や石灰岩小レンズ岩体、チャートを挟む粘板岩が発達する。本地域中央部においては、下位の木沢畑層とは戸呂町断層で接する。粘板岩を主とし、火山岩類（玄武岩質溶岩及び凝灰岩）・チャートを挟み、砂岩・礫岩を伴う。また、まれに石灰岩の小レンズ状岩体を含む。この戸呂町断層から東側の間木平層では、南部において砂岩がよく発達し、ところにより、礫質となる。北方では火山灰に覆われ露出が悪く、チャート・火山岩類を除き構成岩質ははっきりせず、砂岩

の分布は見られない。

本層の砂岩は、灰白色ないし暗灰色を呈し、細粒から粗粒の粒度を示し、礫岩を挟むことがある。泥質岩片をよく含み、塊状で板状互層はあまり作らない。まれに縞状の層理が発達し、級化層理が見られるところもある。

チャートは、灰白ないし白色で塊状のものが多く、整然とした層状チャートは少ない。本地域の北部では、チャート中にマンガン鉱床を胚胎する。

粘板岩は、黒色あるいは暗灰色を呈し、部分的には砂質となっている。

礫岩は、しばしば砂岩中に発達する。伊茂屋山西方、山形村戸呂町南方、久慈川と戸呂町川の合流点付近などに分布する。いずれも連続性に乏しく、厚さは1-8 m 程度のものが多い。礫は最大4 cm 径で1-2 cm 径のものが多数を占める。礫の種類は、チャート・珪質粘板岩の円礫のほか、泥質岩・石灰岩の岩片を含み、基質が石灰質砂岩となることもある。円磨度は岩片を除き、かなりよい。礫岩の単層中に、上位に行くほど礫が細くなる部分があり、上下判定が可能である。

石灰岩は、その多くが厚さ2-3 m のレンズ状小岩体である。本地域に近接して、南隣の陸中関地域、山形村茅森の石灰岩から、村田・杉本（1971）によって、*Epigondolella abneptis* - *E. bidentata* 群集に属するコノドントの産出が報告されている。

間木平層の厚さは、本地域南西部では 250m、中央部に分布するものは、断層で切られて正確を欠くが、約1,000 m に達すると算定できる。

間木平層に胚胎するマンガン鉱床は、天狗・小晴・高松・矢ノ沢・牛ヶ沢などに分布する。

### Ⅲ. 1. 3 沢山川層

沢山川層は、岩泉から久慈にかけての岩泉帯で安家層の石灰岩とともによく連続して発達し、鍵層の役割を果たす地層であるが、陸中大野地域の間木平背斜西翼部（本地域南西部）では尖滅する。ここでは沢山川層が欠いて、間木平層の上位に安家層の延長部の石灰岩小レンズ岩体が整合してのり、また、地域南東部では、川井断層の南側に、かなりの厚さで分布するが、北側では分布は断たれている。これは、右横ずれのセンスをもつ川井断層によって、東方に水平移動したためである。

沢山川層は、本地域の南縁部をほぼ東西に流れる久慈川の支流、沢山川の流域に広く発達し、小貫（1969）はこの流域を模式地としていたが、杉本（1974）は他層との関係がより明らかな久慈市山根町滝-深田間の深田沢流域を模式地として改めた。

本層は、玄武岩を主とする溶岩・凝灰岩を主体にした火山岩累層で、一部では枕状溶岩がよく発達し、火山円礫岩も挟まれる（第11図）。また、上部ではしばしば粘板岩を挟むところがある。本地域南東部久慈川の久慈溪流沿いによく発達し、枕状溶岩による上下判定で、明らかな逆転構造を示す露頭がある。また、ここでは走向性断層や転倒褶曲構造によって安家層とともに繰り返して露出する。本地域南隣の地域では、間木平背斜の西翼に、ほかの層とともに分布するが、地域南縁部近くの山形村川井付近で川井断層に切られて、その北側では分布しなくなる。川井付近で既に厚さ30 m 前後と薄くなっているため、尖滅するものとする。したがって、間木平背斜西翼部が延びてくる本地域南西部では、当然沢山川層は尖滅し、間木平層と安家層延長部とが整合して接するようになる。川井断層と根森断層との間



第11図 沢山川層中の玄武岩枕状溶岩  
久慈市茅森付近の国道281号線道路傍

に分布する本層の構造は、見かけ上西傾斜であるが、久慈川流域に見られるような逆転構造を示す確実な露頭がなく、本地域の構造は明らかでない。

沢山川層の厚さは、本地域では断層などによる繰り返しがあるため、正確には算定できないが、南隣地域では最大700 mに達する。

### Ⅲ. 1. 4 安家層

模式地は、小貫（1969）などでは岩手県下閉伊郡岩泉町安家字元村付近とされていたが、杉本（1974）は地層の累重関係や構造から判断して、久慈市山根町滝-川又橋西方間の県道沿いに改めた。

模式地では、本層の下部は、粘板岩・石灰質粘板岩を主とし、まれに凝灰岩を挟む。中部は灰色塊状ないし板状石灰岩からなり、著しく泥質のところと、粘板岩と薄く互層するところがある。上部は石灰岩中に次第に団塊状チャートを含み、更にチャートと厚さ1-2 cmの単位で互層する。最上部に塊状ないし板状チャートからなる部分もある。

安家層は、よく知られているように、岩手県岩泉から本地域の久慈川流域まで、ほぼ50 kmにわたって連続する石灰岩層からなる。本地域の安家層は、一般に粘板岩が石灰岩と互層している。

陸中大野地域では、安家層は沢山川層と同じく、久慈川流域に大きく分布し、川井断層あるいは根森断層に切れ、その北側には分布を欠く。これは沢山川層と同様、Ⅲ. 1. 3で述べた右横ずれのセンスを持つ断層によって、北側の地層が東に移動し、白亜系に不整合に覆われるか、花崗岩の貫入を受けて分布を欠くことになったためである。久慈川流域でも、南接地域の地質構造の延長で、幾つかの背斜・向斜構造があり、それが逆転し、走向断層に切られるなどの構造を呈している。この部分は、間木平背斜東翼と馬渡向斜並びに下戸鎖背斜の延長部に当たる。一方、間木平背斜の西翼部が、本地域南西部に分布するが、安家層は、沢山川層の尖滅に伴い、薄くなり、石灰岩層は非常に薄く切れ切れの状態にな

る。ここでは、沢山川層の尖滅により、間木平層の上位に整合に重なる。

安家層を構成する主体の石灰岩は深成岩貫入の熱変成作用により、その多くは結晶質となり、白色のものが多い。熱変成を受けていない部分では、灰白色を呈し、一部暗灰色のところもある。石灰岩の一部には、大きさ15 cm以下のチャートの団塊・不規則塊を含み、石灰岩の上部では、厚さ2 cmから40 cmぐらいのチャート層と石灰岩とが板状互層をつくる場合がある。本地域南西部の安家層は、前に述べたとおり、石灰岩が薄化し、レンズ状岩体が切れ切れになって断続する状態になる。ここでは、粘板岩が石灰岩レンズ状岩体の上位に重なり、一部チャートを含む。このレンズ状岩体から、化石を採取したが、保存は良くない。産地は、山形村出<sup>いずるまち</sup>町付近で、六射サンゴ、海綿及び石灰藻化石が産出した。産出化石は*Thecosmilia*? sp., *Solenopora* sp. などであり、本地域のかなり南方の岩泉町尼額で長谷(1956)により発見された六射サンゴ、ストロマトポラや、島津ほか(1970)が報告した岩泉町白土の化石などと似た化石群を構成するものである。なお、本地域外で、南接する山形村川井南方及び関北方において、コノドントを抽出した。いずれも、*Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) を特徴種とするものである。三疊紀後期カーニアン後期からノーリアンの時代を指示する。

安家層の厚さは、前述のように、間木平背斜の東西両翼で厚さが異なり、100 mから800 mと変化し、西翼では北に向かい尖滅し、東翼で厚くなる。

### Ⅲ. 1. 5 関層

模式地は、地域南隣の山形村関付近、遠別川流域である。模式地においては、チャート・珪質粘板岩・粘板岩を主とし、それらの岩質は相互に移行する、そこでの関層は、東西2列をつくって分布し、東列では粘板岩の卓越した粘板岩・チャートの繰返しからなり、石灰岩・苦鉄質凝灰岩・砂岩を挟む。また、石灰岩・チャート・凝灰岩の薄互層からなる部分を挟むことがある。西列の本層は、北部で粘板岩が、南部でチャートが卓越した互層で、極めてまれに凝灰岩・砂岩の薄層を挟む。模式地では、チャートがやや凝灰質である。

本地域における関層は、安家層の上位に整合に重なる。関層は、模式地と同様、チャート・粘板岩を主とする地層で、ほかの層に比較してチャートが多いのが特徴である。間木平背斜を軸として東翼側と西翼とに分かれて分布するが、共によく連続するチャートに富む岩相という点で共通する。

間木平背斜の両翼部、すなわち本地域南西部に分布する本層は、下位の安家層とともに、模式地から連続する厚い地層である。ここでは、石灰岩の小レンズ状岩体を挟むほかは、粘板岩及びチャートだけからなる岩相である。ただし、この地域は平坦化された地形で谷も刻み込まれておらず、露出状況はチャートを除いてよくないので、以上の岩質以外のものもあるかもしれない。

間木平背斜の東翼部に当たる地域中央部から北東部にかけて、広く分布する関層でも、よく連続するチャートが粘板岩を挟み、特徴的な岩相を呈している。ここでは、層状マンガン鉱床を胚胎するチャートの上位に、砂岩やよく連続する凝灰岩、そのほかまれに礫岩・石灰岩の小岩体を挟んでいる。杉本(1974)の模式地における記載の東列の岩相、すなわちチャート・粘板岩を主体に、砂岩・凝灰岩・石灰岩、ごくまれに礫岩を伴う多様な岩相を呈するのとよく似た岩相となっている。

更に、本地域北西端では、数少ない露頭がすべて玄武岩質溶岩及び火砕岩からなり、かなり広範囲に

分布する火山岩類がある。しかし、厚い第四紀火山灰層に覆われ、露出が極めて不良である。関層全体ではチャートをもとしマンガン鉱床を含むという点で、間木平背斜の東翼・西翼で非常に共通性に富んでいるが、地域北西端のこのような火山岩の指交関係は、岩相変化が大きいのを示している。

チャートは、灰白色から暗灰色で、一部に半透明のものもある。地域中央部から東部にかけて、マンガン鉱床が密集する部分では、一部暗赤色から淡赤色を呈するものがある。淡赤色チャートは、単層の厚さ2-5 cmの成層がよく発達して、およそ1-3 cmの厚さを持つ赤色から淡赤色の凝灰質粘板岩を挟む。この赤色を帯びたチャートは中央部の関層に特有で、よく連続し、厚さは最大200 mに達する。地域南西部の関層では、しかしながら、この淡赤色チャートは2, 3の露頭で観察されるにすぎない。

チャートは層状を呈するもの、塊状を呈するものがあるが、層状チャートの場合、成層の厚さは0.5-15 cmで、波長数cm-数10 cmの小褶曲が発達することがある。チャートには、放散虫が含まれ、淡赤色チャートには多数の放散虫が認められる。

粘板岩は黒灰色から黒色で、細粒砂岩又はシルト岩の薄層あるいは葉層を挟むもの、炭質物を多く含むもの、珪質のもの、石灰質のもの、凝灰質でやや赤色又は緑色を帯びるものなど様々である。本地域の中央部関層の淡赤色チャートの上位、50-70 mのところには、凝灰質粘板岩があり、非常に薄く剥げる性質を示すことがあり、風化するとうぐいす色となり、淡赤色チャート及び上位の凝灰岩とともに非常によく追跡できる。この剥離性凝灰質粘板岩の厚さは15-20 mである。なお、本地域中央部の関層は、小軽米断層の付近で千枚岩質となる。粘板岩中の砂岩の薄層あるいは葉層中に、級化層理を示すものがある。

玄武岩質の火山岩及び火砕岩は、緑色から深緑色を呈し、淡赤色チャートの上位にあるものは、厚さ20-40 mであるが、よく連続する。そのほか、粘板岩やチャートと互層し、連続性の悪い場合もある。関層のうち、本地域北西隅に分布するところでは、露出は不良であるが、玄武岩質溶岩・火砕岩が発達し、関層の一般的な岩相とは異なっている。しかし、マンガン鉱床を伴う淡赤色チャートが、この火山岩類と指交関係にあるので、関層の中に含めた。前に述べた淡赤色チャートなどに伴う淡赤色凝灰質粘板岩や、淡赤色チャートを検鏡した場合観察される火山物質は、本地域北西隅の同時期の火山岩類から供給されたという推定もできる(YOSHI, 1978)。なお、本地域南西部の関層には、露出がよくないことにもよるが、火山岩類は認められない。

砂岩は塊状で層理を示さず、暗灰色から灰白色を呈する。厚さは一般に30 m以下である。粒度は中粒のものが多く、一部粗粒になる。長石・石英に富み、泥質岩の微細片を含むものがある。

石灰岩は厚さ2-20mのレンズ状岩体で、灰白色のものが多く、化石の産出はない。

化石は、地域外南隣の山形村関西方のチャートから三疊紀後期のコノドント、*Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE), *E. bidentata* (HUCKRIEDE)を産出する。この地点から豊原ほか(1980)は二疊紀コノドントの産出を報告しているが、筆者らは二疊紀のものは抽出できなかった。

関層の厚さは2,000 mから2,500 mに及ぶ。

関層は、岩泉層群の中で、最も多くマンガン鉱床を胚胎し、本地域及び隣接地域では、鉱床の規模も比較的大きい。その主なものは、小軽米・小玉川・舟子沢・立川・大畑・横地・日野沢などである。

### Ⅲ. 1. 6 合戦場層

模式地は、杉本(1974)によれば、山形村関の南西方遠別川上流域で、本地域南隣の陸中関地域南西部である。模式地では、砂岩がちの砂岩・粘板岩互層を主とし、中部にチャートの厚層と凝灰岩の薄層を挟む。合戦場層のように砂岩に富む地層は岩泉層群のなかでは特異である。砂岩は、優白質石英質粗粒の部分、グレイワック質の部分のほか、泥質片を大量に含むところがある。チャートは板状層理を持ち、赤色チャートも部分的に挟まれる。チャートには連続性のよいものがあり、合戦場層中の有効な鍵層となっている。

本地域では、合戦場層は南西隅荷軽部付近に分布するだけである。関層の上位に整合に重なり、本地域に分布するものは合戦場層の最下部で、ほとんど砂岩からなり、薄い粘板岩を挟む。その上位の地層は、本地域のすぐ南に接する地域に発達し、岩相は模式地とやや異なり、厚いチャートを挟み、火山岩類の薄層、石灰岩レンズ状岩体を伴うことがある。

砂岩は全体的に塊状で、緻密で固く、新鮮な面では青灰色又は灰白色で、風化すると白色化するか淡黄褐色を示すところがある。砂岩の粒度は、粗粒から中粒で、長石・石英を主とする。一般的に岩片は少ない。本地域すぐ南側のチャートから、破片ではあるが三疊紀後期コノドント *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) が得られた。

合戦場層の厚さは地域内では、約1,000 mである。

マンガン鉱床は他の層に比べて少なく、規模も小さい。

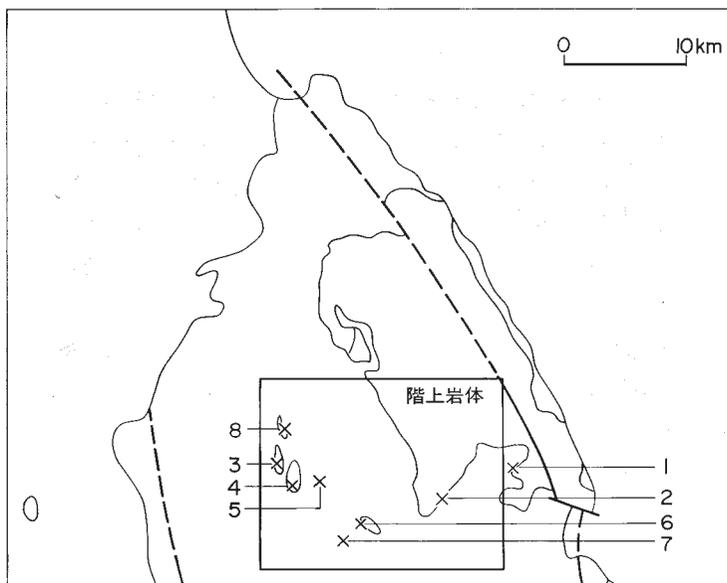
## Ⅳ. 深成岩類

陸中大野地域には、階上・蜂ヶ塚・大久保・牛ヶ沢・天狗・戸呂町<sup>へろまち</sup>及び伊茂屋の各岩体が分布する(第12図)。まず第1表に、個々の岩体の化学及び鉱物組成を示す(吉井・片田, 1974)。本地域の深成岩体の多くは、露出状況が悪いため、産状や岩相変化の実態が把握できない場合もある。

### 階上岩体

この岩体は、本地域の北東部から北隣の階上岳地域にかけて分布し、主に中粒ないし粗粒、優白色の角閃石黒雲母トータル岩ないし花崗閃緑岩であるが(第1表, No. 1)、局所的にはやや異なった岩相が見いだされる。その第1は、大野東方約4 kmの国道沿いに露出するもので、やや細粒の石英閃緑岩である。第2は、岩体の南端付近に分布するもので、夏井川上流に露出する。岩質はやや粗粒のトータル岩で、長石及び石英からなる白色の基地に、肉眼的には自形に近い黒雲母が少量散在する(No. 2)。この岩相は、本地域の南南東約40 kmに分布する田野畑岩体中の乙茂型岩体と呼ばれるものによく似ている(ISHII *et al.*, 1956; 加藤, 1979)。

鏡下で観察すると、全体的に、カリ長石はポイキリチックで、少量の塵埃状包有物を含む。モアレ模様は見られるけれども、微斜長石構造は発達しない。斜長石は半自形で、異常構造が顕著である。角閃石は緑色普通角閃石である。



第12図 深成岩類の岩体名と分析試料採取位置

1, 2 : 階上岩体試料 3 : 大久保岩体 4 : 牛ヶ沢岩体 5 : 天狗岩体 6 : 戸呂町岩体  
7 : 伊茂屋岩体 8 : 蜂ヶ塚岩体. 番号は, 第1表の番号に同じ. 四角枠は陸中大野図幅

#### 大久保岩体

この岩体の北部では, 大久保南方に原地性転石が多数産出する. 普通輝石・紫蘇輝石及び角閃石を含む斑れい岩と, 黒雲母をまれに含む紫蘇輝石普通角閃石斑れい岩・角閃石斜長岩質斑れい岩 (No.3) 及び斜長岩からなる. 最初の岩石を除く後3者は, キュムレイト (cumulate) としての層状構造を示す.

角閃石斜長岩質斑れい岩のカラーインデックスは, 20-30%で, 角閃石と磁鉄鉱はポイキリチックな結晶である. 斜長岩は, 角閃石の更に少ない部分であり, 2次的に晶出したとみられる緑れん石と白雲母が散在している.

岩体南部の岩石は, 鎌屋敷の東方では, 斑れい岩・花崗閃緑岩からなる. 細粒の斑れい岩には, 長さ1.5cm以上に達する角閃石の斑状結晶が目立つことがある. また, 普通輝石及び黒雲母の組み合わせを持つ斑れい岩もある. これらの斑れい岩には, カラーインデックスが70%以上の部分もみられる.

以上の斑れい岩類には, 少量のカリ長石を含むものが存在する.

#### 牛ヶ沢岩体

この岩体は全体として細粒, 一部中粒の角閃石黒雲母トータル岩からなり (No. 4), 一部では角閃石を欠いている. 少量の細粒苦鉄質捕獲岩が存在し, 部分的にポイキリチックなカリ長石に富む.

#### 天狗岩体

岩質は, かんらん石普通輝石黒雲母斑れい岩で, カリ長石を含むもの (No. 5) と, 含まないものがある. 一部は, 半深成岩質斑れいひん岩である. この岩石では, 黒雲母が鉄鉱物を取り巻いて晶出している.

第1表 深成岩類の化学組成及び鉱物組成  
 吉井・片田(1974), Table II-1, II-2から引用. 試料採取位置は第12図に示す. 岩質は本文参照

	1	2	3	4	5	6	7
岩体名	階上	階上	大久保	牛ヶ沢	天狗	戸呂町	伊茂屋
SiO <sub>2</sub>	64.86	71.25	43.82	65.84	46.75	63.57	41.19
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.25	0.63	0.32	0.78	0.37	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.82	16.21	27.26	16.48	17.08	16.97	15.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.99	0.61	3.75	1.85	2.28	1.96	8.35
FeO	2.89	1.11	3.28	2.18	7.22	2.47	7.40
MnO	0.10	0.06	0.08	0.14	0.17	0.11	0.18
MgO	2.04	0.38	3.03	1.47	9.32	1.70	8.26
CaO	4.92	3.01	15.05	5.52	11.51	5.33	15.97
Na <sub>2</sub> O	3.06	5.07	1.45	3.55	2.35	3.37	0.88
K <sub>2</sub> O	2.68	1.45	0.47	1.60	1.32	1.87	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.05	0.08	0.12	0.36	0.13	0.04
H <sub>2</sub> O+	0.51	0.33	0.94	0.68	0.62	1.21	0.77
H <sub>2</sub> O-	0.08	0.11	0.24	0.17	0.22	0.09	0.21
<b>Total</b>	<b>99.65</b>	<b>99.89</b>	<b>100.08</b>	<b>99.92</b>	<b>99.98</b>	<b>99.15</b>	<b>99.92</b>
<b>D I</b>	<b>64.44</b>	<b>80.24</b>	<b>14.71</b>	<b>64.37</b>	<b>25.19</b>	<b>61.64</b>	<b>7.41</b>
石英	28.1	24.0	0.7	28.4		26.2	
斜長石	48.5	66.2	73.7	57.4	48.4	54.5	25.5
カリ長石	9.5	6.9	0.2	4.0	9.3	2.5	
黒雲母	4.6	2.6	3.1	5.9	4.2	14.8	0.8
普通角閃石	8.5	0.2	20.2	3.4			28.5
普通輝石					24.3		35.8
かんらん石					12.4		1.0
その他	0.8	0.1	2.1	0.9	1.4	2.0	8.4

### その他の岩体

本地域の南部及び西部には、以上に述べた岩体のほかに、戸呂町・伊茂屋・蜂ヶ塚などの小規模な深成岩体が存在する。これらの小岩体は、露頭が1, 2箇所しか確認できない露出状況のため、産状や岩相変化の実態が把握できない。地域南部の戸呂町岩体(第1表, No.6)は細粒の角閃石黒雲母トータル岩である。伊茂屋岩体(No.7)は、黒雲母角閃石普通輝石斑れい岩であり、カラーインデックスが75%以上となる岩相を伴う。西部の軽米町蜂ヶ塚西方のなだらかな山稜をつくる蜂ヶ塚岩体は、露頭はわずかしがなく、黒雲母普通輝石斑れい岩からなる。

個々の岩石についての特徴の概略は以上のとおりであるが、それ以外に各岩体で共通的な鏡下の特徴をつけ加える。

カリ長石は、花崗閃緑岩やトータル岩以外では、多くは他形の結晶で、清澄で塵埃状包有物を含まない。また全般的に微斜長石構造は発達しない。斜長石は、自形性が比較的顕著で、苦鉄質岩ではAn成分が80-90%に達するものがある。この場合、一般的に累帯構造は弱い、比較的の外側に、極めて明

瞭な累帯構造が発達する場合がある。

角閃石は、多くが緑色であるが、比較的苦鉄質の岩石中のものの一部は褐色である。普通輝石のうち、角閃石と共存するものでは、角閃石に取り囲まれるか、あるいは角閃石中に残晶状に存在する。

深成岩の帯磁率

金谷・石原(1973)が、我が国の地域別に算出した花崗閃緑岩粉末試料 1g 当たりの帯磁率(mass susceptibility)を比べてみると、北上山地での 96 個の平均値は  $\chi = 500 \times 10^{-6}$  (emu/g) (以下、 $\times 10^{-6}$  (emu/g) の表示を略す) である。これは、山陰帯と並んで高い値である。ちなみに西南日本外帯のものは  $\chi = 30$  と最低値を示し、また国内産花崗閃緑岩 328 試料の加重平均値は  $\chi = 236$  である。

北上山地の深成岩類の帯磁率の単純平均値は、花崗閃緑岩以外のものも含めた場合、遠野岩体などが属する南部北上帯 V 帯で 401 であるのに対して、階上岩体の平均値は 769 である。この値は、同岩体が属する北部北上山地 II 帯の平均値 698 よりもやや高い(金谷, 1974)。

本地域内では、階上・大久保・牛ヶ沢及び戸呂町の各岩体について、帯磁率が測定されている(金谷, 1974)。帯磁率  $\chi$  と、この値に負の相関を示す  $\text{SiO}_2$  及び正相関を示す全  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の量 (%) を示すと、次のとおりである(金谷, 私信)。

本地域の階上岩体の 6 試料では、 $\chi$  の値は 208-1145(平均 608)、 $\text{SiO}_2 = 57.41-70.98(66.77)$ 、全  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.68-8.27$  (2.97) である。他方、北隣の階上岳地域では、各平均値が  $\chi = 1077$ 、 $\text{SiO}_2 = 61.48$ 、全  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.88$  である。

大久保岩体は、3 試料について  $\chi$  が 1145-2077(平均 1729)、 $\text{SiO}_2$  が 44.00-45.85(44.65)、全  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が 5.43-10.88 (7.79) である。ただし、大久保岩体では層状構造をしているため、岩体の平均値としては若干不正確かも知れない。

牛ヶ沢岩体では、1 試料だけであるが、 $\chi = 1131$ 、 $\text{SiO}_2 = 57.28$ 、全  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.25$  である。

戸呂町岩体は、2 試料の平均値が  $\chi = 1024$ 、 $\text{SiO}_2 = 61.99$ 、全  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.28$  である。

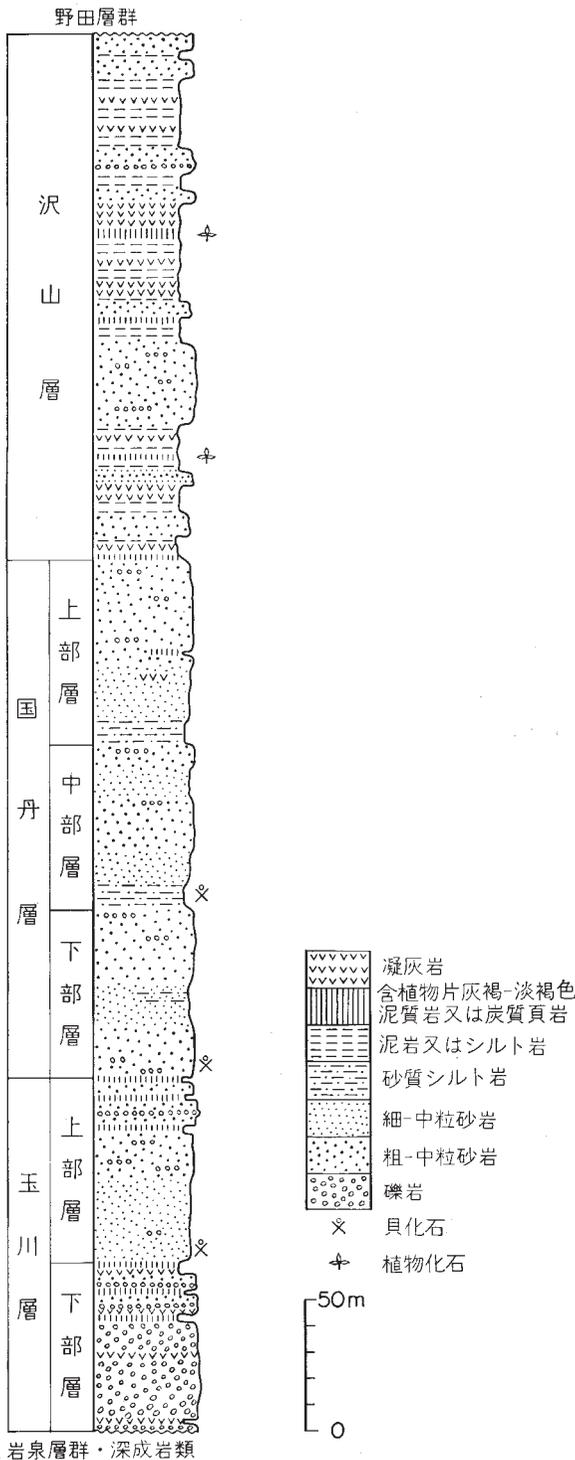
なお、大久保及び牛ヶ沢岩体で  $\chi$  が高い値を示すのは、試料が苦鉄質岩であることに原因する。

## V. 上 部 白 亜 系

### V. 1 久 慈 層 群

本地域の南東部に分布する上部白亜系久慈層群は、同層群分布地域の全体から見ると、その北西部を占めている。本層群は主として三疊系からなる中・古生界岩泉層群及び白亜紀前期深成岩類を顕著な不整合に覆い、古第三系野田層群に平行不整合に覆われる。久慈層群は分布地域の主部では概して北西-南東の走向を示し、夏井川を隔てて北東部では一部に北東-南西の走向が見られるが基本的には北西-南東の走向をとり、全体として北東へ緩く傾斜する。下部ではしばしば  $15^\circ-20^\circ$  の傾斜を示すが、上部又は東へ行くにつれて傾斜は緩くなり、 $10^\circ-15^\circ$  のことが多い。久慈層群は野田層群とともに分布地域の主部では概略北北西-南南東方向の断層に、北東部では西北西-東南東方向の断層に切られている。

久慈層群は砂岩・泥質岩及び礫岩からなり、凝灰岩・炭質頁岩ないし石炭を挟み、全層厚は約 600 m



第13図 陸中大野地城久慈層群の層序柱状図

である。その層序は、古くは佐伯・佐々 (1930) 及び佐々 (1932) によって研究され、層序区分の大綱が樹立された。この区分は、島津・寺岡 (1962) による地層名の改称があったが、基本的には現在でもそのまま通用している。下位より玉川層・国丹層及び沢山層に区分され、更に前2者は細分される (第13図)。本層群は全体として1つの堆積サイクルを示し、概略的には上記3層はそれぞれ海進初期・海進最盛期・海退期の地層を代表している。

V. 1. 1 玉川層

久慈層群分布地域の西縁部に分布し、更に北東部にも露出する。岩泉層群及び深成岩類を不整合に覆い、前者との顕著な傾斜不整合関係は沢山川南股や久慈川南側の砂子西方などでよく観察され、後者との不整合関係は夏井川上流に見られる。すなわち、沢山川南股では、岩泉層群の粘板岩・チャート互層 (走向北西-南東、傾斜75°東) が玉川層の中礫-巨礫礫岩 (走向北北西-南南東、傾斜15°東) に不整合に覆われている (第14図)。夏井川上流では、深成岩類の上に玉川層の厚さ約50 cmの含礫極粗粒-粗粒砂岩、厚さ2 m以上の凝灰岩が順次重なる。玉川層の露出は総じてよくないが、夏井川や沢山川沿いでは他の場所と比べて露頭がより多く認められる。主として礫岩と砂岩からなり、泥質岩や凝灰岩・薄い炭質頁岩を挟む。層厚は大きく



第14図. 岩泉層群を傾斜不整合に覆う久慈層群の基底礫岩 沢山川上流

変化し、80-190 mである。礫岩を主とする下部層と砂岩に富む上部層に2分される。

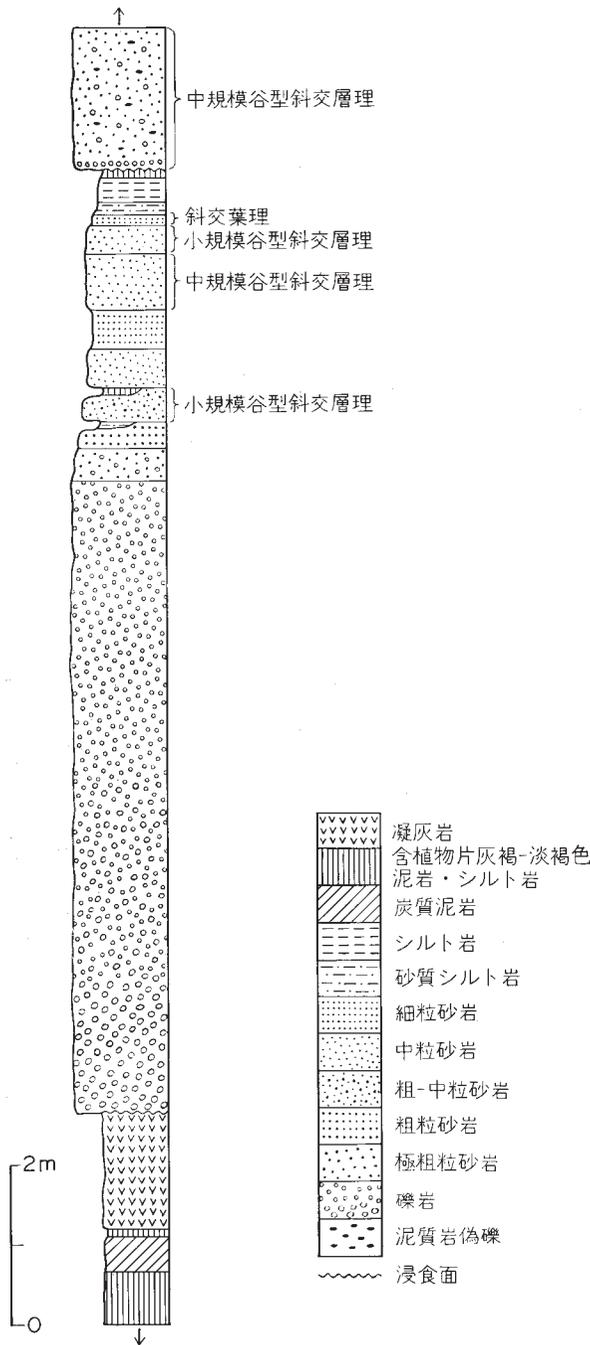
#### 下部層

礫岩を主体とし、砂岩（しばしば礫質ないし含礫）や泥質岩・凝灰岩を挟む（第15図）。大局的には下部から上部へ向かって堆積物の粒度が細くなり、特に泥質岩は上部に存在するようになる。上部層と異なって凝灰岩の挟在が目立っている。厚さは30-100 mである。

礫岩は粗-中粒砂を基質として中礫・大礫からなり、下部層の基底部では巨礫も少なからず見られる（第16図）。礫の円磨度は概してあまりよくない。礫の種類にはチャート・砂岩・石英岩・粘板岩・ホルンフェルス・流紋岩・デイサイト・ひん岩があり、大部分がチャートの礫で、火成岩礫は非常に少ない。ただし、夏井川沿いの基底礫岩は深成岩類（花崗岩質岩）を覆うので、これには花崗岩質岩礫が多数含まれている。また場所により比較的軟らかい砂岩（久慈層群の砂岩ではなくて、岩泉層群の砂岩よりも新期のものと考えられる）の円磨された大礫もときどき認められる。

砂岩は緑灰色を呈し、粗-中粒で、概して石質アレナイトないし石質ワッケに属し、多くは数10 cmの厚さを有し、下部層の上部に少し挟まれる。砂岩は層状・レンズ状を呈し、ときに斜交層理や斜交葉理<sup>1)</sup>を示し、炭化木片や礫を含むことがある。泥質岩は炭質物片や植物片に富む灰褐-淡褐色（新鮮な場合は灰-暗灰色）細砂質シルト岩-泥岩で代表され、厚さは1.5-2 mである。この種の泥質岩は炭質頁岩に移化したり、またこれと互層し、更に厚さ10 cmの黒色の炭質泥岩(carbonaceous mudstone)を伴うことがある。泥質岩は特に下部層の上部-最上部に見られ、場所によって最上部の凝灰岩の上に重なって下部層の上限をなしている。上部に挟在する泥質岩には琥珀(こはく)を含むことがある。酸性凝灰岩は下部層の基底近くと最上部ないし上限、更に中部にもそれぞれ少なくとも1層挟在し、2-3 mの厚さに達するものがある。最上部の細粒凝灰岩は鏡下ではガラス-結晶質で、多量の火山ガラスと少

1) 本報告では斜交成層について、ALLEN (1968) に従いセットの厚さが4cm以上を斜交層理、それ以下を斜交葉理と呼ぶ。



第15図 砂子西方の玉川層下部層上部の柱状図

量の石英・長石、微量の黒雲母・火山岩片（流紋岩）などからなり、流紋岩質である。

上部層

主として砂岩からなり、泥質岩や礫岩を挟有する（第17図）。厚さは50-90 mである。最下部に厚さ1 m前後のカキ化石層が発達する。

砂岩は上部層の下半部では青灰-緑灰色を呈し、中-細粒（主に中粒）である。上半部の砂岩は粒度が粗くなって粗-中粒であり、礫の含有も多くなる。砂岩は斜交葉理を示し、また時には斜交層理も発達し、上部層の下部に矢はず状斜交層理が認められる。石灰質団塊は上部層の下部から中部にかけて砂岩中に少数含まれているが、上部の砂岩中には見られず、上限になると例外的に存在することがある。上部の砂岩中には炭化木片や石炭葉層・炭質物葉層が少なからず含まれている。

泥質岩は炭質物片や植物片に富む灰褐-淡褐色細砂質シルト岩-泥岩（炭質頁岩に移化することがある）で、上部層上部中の数層準に挟在し、最も厚くて1 m前後である。泥質岩が場所により上部層の上部に数枚存在し、玉川層の上限にもこの種の泥質岩が見られる。なお、暗灰色シルト岩も認められる。礫岩は上部において数 m のものが挟在している。

玉川層から産する動物化石としては、枝成沢北西方において上部層の最下部からカキ化石 *Crassostrea* が産するほかに、佐々（1932）によって碁石西方から *Oxyrhina* sp. が報告された。



第16図 玉川層下部層上部の礫岩 砂子西方

第2表 玉川層・沢山層の花粉及び孢子化石 (MIKI, 1972, 1977)

	玉川層 下部層	沢山層
<i>Stereisporites antiquosporites</i> (WILSON and WEBSTER) DETTMAN	×	×
<i>Lycopodiacidites hamulatis</i> (KRUTZSCH) KLAUS	×	×
<i>Gleicheniidites laetus</i> (BOLKHOVITINA) KRUTZSCH	×	×
<i>Reticulosporis</i> sp.		×
<i>Laevigatosporites haardti</i> (POTONIE and VENITZ) THOMSON and PFLUG	×	×
<i>Laevigatosporites ovatus</i> WILSON and WEBSTER	×	×
<i>Deltoidospora cascadiensis</i> MINER	×	
<i>Deltoidospora nodaense</i> MIKI	×	
<i>Foveosporites sawayamaensis</i> MIKI		×
<i>Jimboisporites kujiensis</i> SOHMA		×
<i>Schizosporis scabratus</i> STANLEY		×
<i>Monosulcites epakros</i> BRENNER	×	
<i>Araucariacites limbatus</i> (BALME) HABIB	×	
<i>Abietinaepollentites</i> sp.	×	×
<i>Piceapollenites saccellus</i> TAKAHASHI	×	×
<i>Cedripites</i> sp.		×
<i>Laricoidites</i> sp.		×
<i>Rugubivesiculites fluens</i> PIERCE	×	×
<i>Monocolpopollenites kyushuensis</i> TAKAHASHI	×	×
<i>Monocolpopollenites</i> cf. <i>universallis</i> TAKAHASHI	×	×
<i>Monocolpopollenites pflugii</i> TAKAHASHI		×
<i>Retitricolpites vulgaris</i> PIERCE	×	×
<i>Aquilapollenites evanidus</i> CHLONOVA	×	×



へ傾斜した覆瓦構造 (imbrication) を示している。下部層下部の礫岩は河成 (上流の扇状地) のものである。下部層の上部は第15図のように、基底に浸食面を有する礫岩から谷型斜交層理砂岩を経て泥質岩 (上限ないし近くには灰褐-淡褐色泥質岩がある) に終わる上方細粒化型堆積サイクルを数回繰り返す。この一連の地層は恐らく河成 (網状ないし蛇行河川) 堆積物とみなされ、下から上へ、礫岩は河床堆積物 (流路残留堆積物)、斜交層理粗-中粒砂岩は突州堆積物、斜交葉理細粒砂岩は自然堤防堆積物、泥質岩は氾濫堆積物 (沼沢堆積物) と解される。要するに、下部層は全体として非海成 (河成) の堆積物からなり、最上部は恐らく河口ないし潟湖の環境を一部に示す。

上部層の最下部についてみると、カキ化石層の存在から海進に伴う海浜成環境が示唆される。上部層の下部に見られる矢はず状斜交層理は海浜 (前浜) 環境を指示するであろう。上部層の上部は下部層の上部と類似した堆積相 (上方細粒化型堆積サイクル) を示し、同様に河川の比較的下流部 (一部河口に及ぶ) のような環境に堆積したと推察できる。

以上に述べたことから分かるように、玉川層の下部層は非海成層を主とし、上方細粒化型堆積を示しながら堆積環境は河川上流部から河川下流部に移行し、汽水成相に終わる。上部層は海進性海浜成相に始まって、上方粗粒化型堆積をたどりながら海退化していき、汽水成相に終わる。このように、玉川層は全体として1つの堆積サイクルを示していると言える。

#### V. 1. 2 国丹層

玉川層に整合に重なり、その東側に分布するほかに、久慈層群分布地域の北東隅にも現れる。好露出は枝成沢西方に見られる。総体的に比較的单調な岩相を示し、主に砂岩からなり、砂質シルト岩や礫岩を挟む。玉川層と異なって、全層を通じてしばしば砂岩中に石灰質団塊が含まれ、また玉川層に比べて灰褐-淡褐色泥質岩の挟在がはるかに少ない。国丹層の砂岩は中粒砂岩・細粒砂岩が粗粒砂岩よりも優勢であり、しばしば淘汰が極めて良い。玉川層の砂岩と同じように斜交層理を示すことが多いが、一方平行葉理が発達した粒度の細かい砂岩もときどき見られる点特徴的である。礫岩の礫は玉川層の場合に比べて小さく、中-細礫である。更に、凝灰岩がごくまれにしか存在しないことも玉川層と異なる点である。層厚は比較的一定しており、200-220 mである。比較的厚い砂質シルト岩層が2枚あり、これによって本層は下部・中部及び上部層に3分され、前記の砂質シルト岩層が中部・上部層それぞれの下限をなしている。中部層は下部層・上部層に比べて、堆積物が全体として細粒であり、砂岩中における斜交葉理や斜交層理の発達も劣っている。

#### 下部層

砂岩を主とし、泥質岩・礫岩を挟む (第17図)。厚さは50-80 mである。

砂岩は下部層の下部では中-粗粒、中部では中粒、一部細粒、上部では主に粗粒である。砂岩は青灰色のほかに緑灰色・灰色を呈し、頻りに斜交葉理や斜交層理が発達し、ときどき炭化木片や炭質物葉層を含む。また、砂岩は矢はず状斜交層理 (セットの厚さは20-30 cm) を示すこともある。砂岩中に石灰質団塊が含まれており、それは下部層の下部-中部では多く、上部では少なくなる。砂岩は石質アレナイト及び石質ないし長石質ワッケに属する。

泥質岩は、下部層の中部に炭質物葉層を含む細砂質シルト岩として存在する。このものは局地的に見

られるようで、厚さ2-3 mのものが恐らく1枚、数10 cmのものが数枚挟在する。下部層の上部には、炭質頁岩葉層又は植物片を含んだ泥岩葉層が頻繁に発達する部分が見られる。礫岩は局地的に下部層の上限に存在し、最も厚いものは1.5 mの中礫岩である。また、下部層の下限にも、すなわち玉川層の灰褐-淡褐色泥質岩を覆って、厚さ数10 cmの礫岩が断続的に認められ、更に上位の数層準においても砂岩中に礫が散点している。下部層の下部には厚さ4m近くのカキ化石層が挟在する。

#### 中部層

細粒堆積物に始まり、主体は砂岩からなり、礫岩の薄層を挟有する。厚さは60-70 mである。下限の細粒岩層は厚さ8 m内外と推定され、その最下部2 mはシルト質細粒砂岩ないし細砂質シルト岩、主体は細砂質シルト岩ないしシルト岩からなる。この地層は暗灰色、一部青灰色を呈し、塊状で、ところどころに葉理を示し、部分的に少量の炭質物微片を含み、生物擾乱作用を受け、風化すると玉葱状構造を呈する。

砂岩は中部層の最下部では細-中粒、下部では中粒、中部では中-粗粒、上部では細粒、最上部では中-粗粒である。細粒砂岩には平行葉理が、より粗い砂岩にはしばしば斜交葉理、ときに斜交層理が発達している。斜交層理に楔状平板型斜交層理の認められることが注目される。全層を通じて砂岩には石灰質団塊が含まれ、炭化木片は特に粗-中粒砂岩に見られる。礫岩は厚さ0.2-1 mのものが数層準の粗-中粒砂岩中に挟在し、また礫がときどき粗-中粒砂岩中に散点している。

#### 上部層

細粒堆積物に始まり、主体は砂岩からなり、礫岩・泥質岩及び凝灰岩を挟む。厚さは60-80 mである。下限の厚さ約9mの細粒堆積物は、生物擾乱作用を受けた暗灰色塊状細砂質シルト岩-シルト岩で代表される。このものは中部層下限の細粒堆積物よりも全体として粒度が細かく、風化すると玉葱状構造を呈する。一部に葉理が認められ、サンドパイプや炭化木片が含まれ、炭質物微片も少量含有されており、更に二枚貝化石も見いだされる。

下限の細粒堆積物は上位の厚さ2 mの細粒砂岩に移化し、それより上位は中粒砂岩、中-細粒砂岩、中-粗粒砂岩（ときどき含礫）が順次重なり、中-粗粒砂岩が主体をなしている。砂岩は青灰色を呈し、比較的粗い砂岩には斜交葉理や斜交層理が発達し、比較的細かい砂岩には平行葉理を認める。砂岩には石灰質団塊が含まれている。砂岩に発達する斜交層理は主に谷型（例えばセットの厚さは10-20cm）、ときに平板型（セットの厚さは厚い場合1-1.5 m）であり、平板型斜交層理には楔状のものがある（第18・19図）。また、上部層の上部には大型リップル層理(megaripple bedding)がときに発達している。これは、谷型斜交層理の各セットが大型リップルで境されるもので、1例としてリップルの波長は2-4 m、波高は0.1 mのものがある。

礫岩は上部層の上部に厚さ数10-100 cmのものが数枚挟在する。泥質岩としては、上部に泥岩の薄層や灰褐-淡褐色泥岩（厚さ0.1-0.5 m）が上部層の上部中の数層準に見られ、琥珀を含むことがある。凝灰岩は、上部層の上部に厚さ1 mの灰白色細粒凝灰岩（鏡下ではガラス質）として少なくとも1枚認められる。

国丹層の上部層最下部の細砂質シルト岩から産出する二枚貝化石のうち、*Ezonuculana cf. mactrae-*



第18図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 枝成沢北方



第19図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 枝成沢北方

*formis* (NAGAO), *Lucina* cf. *fallax* FORBES, *Eriphyla* (?) sp. を見いだした。

国丹層はほとんど全層を通じて海成層である。本層は玉川層の上に海進相として重なる。下部層は概観すると海浜成相で代表され、下から上へ上方細粒化型堆積から上方粗粒化型堆積に移行し、それ自体

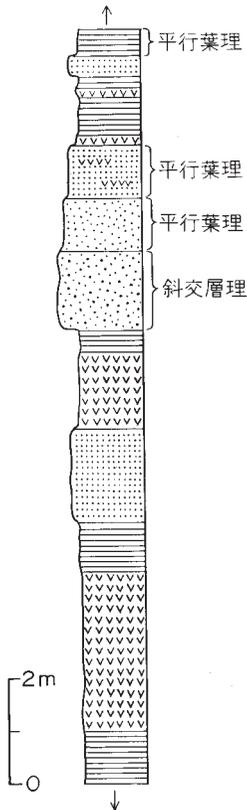


第20図 国丹層上部層の砂岩に発達する斜交層理 基石南東方

1つの堆積サイクルを示し、その上部は一部に汽水成相を示すようである。中部層は沖合性細粒堆積物で示されるように海進相に始まるが、主体は海浜成相で上方粗粒化型堆積のサイクルを2回示し、堆積物は下部層に比べて総体的に細粒化する。基石付近における下部層から中部層への岩相推移について見ると、下部層の最上部には厚さ0.7 m以上の斜交層理粗粒砂岩の上に重なる約0.6 mの礫質砂岩ないし中-大礫岩（基質は砂）があり、更にこの上位に中部層の基底として泥質岩を基質とする厚さ0.3 m余りの礫岩（礫は中礫）が重なり、次に0.5 m以上のシルト岩が続く。上部層は沖合性細粒堆積物で示される海進相に始まり、主体は海浜成相で代表され、堆積物は中部層よりも全体として粗粒となるが、同様に上方粗粒化型堆積を示し、一部に汽水成相を伴うであろう。下部層の砂岩に見られる矢はず状斜交層理や、中部・上部層の砂岩に発達する楔状平板型斜交層理、上部層の砂岩に認められる大型リップル層理からして、国丹層の少なくとも一部が海浜（前浜-外浜）環境に堆積したと推察される。

### V. 1. 3 沢山層

国丹層を整合に覆って、その東側に分布する、露出は総じて良くないが、沢山・門之沢周辺ではほかの場所に比べて比較的良く露出している。凝灰岩や泥質岩・砂岩・礫岩からなり、薄い石炭（褐炭）ないし炭質頁岩を挟み、凝灰岩の多いことが特徴的である（第21図）。本層の下限又は近くには灰褐-淡褐色泥質岩ないし炭質頁岩の薄層が数枚あり、その直上に凝灰岩がくる。凝灰岩が頻繁に存在することによって国丹層とは岩相上明瞭に区別される。また、岩相の側方変化が国丹層の場合よりも著しく、他方異なる岩相がしばしば互層し、単一の岩相が比較的厚層をなしていない点が、国丹層や玉川層と異なる特徴である。下から上へ基本的に礫質砂岩（礫岩を挟む）に始まり砂岩を経て泥質岩（炭層・凝灰岩を伴う）に終わるような小規模の堆積サイクルが何回か繰り返されている。本層の厚さは古第三系直下の不整合による削剝のために大きく変化し、130-200 mである。特に北部の沢山-夏井川において厚い。



第21図 沢山北西方の沢山層下部の柱状図  
凡例は第17図に同じ

砂岩は種々の粒度を示すが、国丹層の場合よりも全体として粒度が粗く、主として粗-中粒で、しばしば斜交葉理や斜交層理が発達し、またときどき礫を含む。砂岩は青灰色を呈し、ときに石炭葉層・炭質物葉層・炭化木片を含んでいる。砂岩中には石灰質団塊が見られない。

泥質岩は灰褐-淡褐色シルト岩-泥岩(植物片や炭質物片を多く含む)ないし炭質頁岩と暗灰色シルト岩-泥岩がある。前者は数10 cm - 2 mの厚さを有し、後者も1-数mである。灰褐-淡褐色泥質岩の多いことは国丹層と区別される特徴であり、一方玉川層に似ている。この種の泥質岩には琥珀が見いだされる。

凝灰岩は種々の層準に挟在する。灰白色、青灰-緑灰色を呈し、細粒から粗粒にわたり、更に軽石質に近いものもある。薄く成層したり、葉理を示す場合がある。厚さは数10 cmから8 m前後に達する。凝灰質泥岩や凝灰質砂岩を伴うことがあり、また軽石片が砂岩中に散点していることもある。凝灰岩は鏡下では概してガラス質、ガラス質-結晶質で、結晶質に近いものもある。多量の火山ガラスのほか、石英・長石・火山岩片(主に流紋岩、一部安山岩)と微量の黒雲母などからなり、一般に流紋岩質である。

礫岩は数層準に認められ、3 mの厚さに達するものがある。一般に中礫・細礫からなり、ごく局地的に大礫も少し認められる。礫の種類は玉川層に記したものと同じで、もちろん花崗岩質もあるが、更に月長石を含む溶結凝灰岩の礫も照井(1977)及び照井ほか(1977)によって報告されている。

炭層は最も厚いもので3.5m内外に達し、沢山川沿いの本層中部に挟在している。

夏井川-沢山川-枝成沢での層序において、下限から約50 m上位のところから始まる厚さ30-40 mの部分は、斜交層理を示す含礫粗粒砂岩を主とし、厚さ数10 cmの中礫礫岩をとところどころに挟む。夏井川沿いの門ノ沢西方にある門之沢植物化石層(佐々, 1932)はこの粗粒砂岩部よりも上位にある。更に、この砂岩層より下位にも植物化石を産する層準があり、それは夏井川や沢山・枝成沢北方に認められる。植物化石は一般に灰褐-淡褐色泥質岩や凝灰岩から産し、更に砂岩中にも含まれている。

本層から産する大型植物化石としては、夏井川沿岸の門ノ沢や枝成沢北方から第3表のものが報告されている(TANAI, 1979)。

更に、門ノ沢西方の本層から抽出された花粉・孢子化石(MIKI, 1972, 1977)は第2表に示したとおりである。

本層の砂岩には、国丹層や玉川層中の海成層の場合に特徴的に見られる石灰質団塊が含まれていない。この点や石炭ないし炭質頁岩・灰褐-淡褐色泥質岩・植物化石層の存在から判断すると、本層は主に非海成、一部汽水成と考えるのが妥当である。

第3表 沢山層の植物化石 (TANAI, 1979)

---

<i>Equisetum</i> sp.
<i>Gleichenites gracilis</i> (HEER) TANAI
<i>Asplenium dicksonianum</i> HEER
<i>Salvinia mildeana</i> GOEPPERT
<i>Adiantopteris eximium</i> BOUREAU and DOUBINGER
<i>Cladophlebis borealis</i> (BRONGNIART) KRYSHTOFOVICH
<i>Cladophlebis frigida</i> (HEER) SEWARD
<i>Cladophlebis oerstedti</i> (HEER) SEWARD
<i>Sachalinia sachalinensis</i> VACHRAMEEV
<i>Zamiopsis</i> cf. <i>pinnatifida</i> FONTAINE
<i>Otozamites schenkii</i> (HEER) TANAI
<i>Nilssonia variabilis</i> PYRNADA
<i>Metasequoia</i> sp.
<i>Araucarites longifolia</i> (LESQUEREUX) DORF
<i>Araucarites kujiensis</i> TANAI
<i>Thuja cretacea</i> (HEER) NEWBERRY
<i>Cyparissidium gracile</i> (HEER) HEER
<i>Cinnamomophyllum</i> sp.
<i>Laurophyllum kujianum</i> TANAI
<i>Menispermities kujiensis</i> TANAI
<i>Platanus cuneifolia</i> (BRONN) KRYSHTOFOVICH
<i>Dryophyllum subfalcatum</i> LESQUEREUX
<i>Dillenites lanceolatus</i> TANAI
<i>Salix lancensis</i> BERRY
<i>Sapindophyllum quercifolium</i> (HOLLICK) TANAI
<i>Ziziphus kujiensis</i> TANAI
<i>Hemitrapa angulata</i> (NEWBERRY) MATSUO
<i>Carpolithes arcticus</i> (HEER) HICKEY
<i>Cuplicarpus kujiensis</i> TANAI
<i>Debeya tikhonovichii</i> (KRYSHTOFOVICH) KRASSILOV
<i>Dicotylophyllum iwateanum</i> TANAI
<i>Trochodendroides arctica</i> (HEER) BERRY
<i>Monocotylophyllum</i> sp.

---

本図幅地域の久慈層群からは時代を明示する大型動物化石が得られていない。同層群中部の国丹層は、隣接地域で対比に有効なイノセラムスやアンモナイトを産し、K5b (旧浦河統上部階; サントニアン階) に対比される (MATSUMOTO, 1954, 1977)。久慈層群は現在のところ K5a (旧浦河統下部階; コニアシアン階) 上部 - K6a (旧ヘトナイ統下部階; カンパニアン階) 下部に対比されている (松本ほか, 1982)。一方、玉川・沢山両層産の大型植物化石や花粉・孢子群に基づく久慈層群の年代論 (TANAI, 1979; MIKI, 1972, 1977) も上記の対比論と矛盾しない。

## VI. 古 第 三 系

### VI. 1 野 田 層 群

本地域の南東部に分布する古第三系野田層群は、同層群分布地域の全体から見ると、その北西部を占めている。本層群は上部白亜系久慈層群を平行不整合に覆う。野田層群の分布は下位の久慈層群の分布と基本的に調和しているが、両者の境界近くではしばしば両層群の走向・傾斜に多少のくい違いが見られ、野田層群は久慈層群よりも全体として傾斜角度が $5^{\circ}$ 前後小さい。しかし、両層群間の構造上の差はあまり認められない。一方、両層群の層相上の大きな差異や礫岩の礫組成の顕著な相違からみて、両層群の堆積時における後背地の地質状況に大きな変化があったことが推察できる。本地域の野田層群は、夏井川以南では概略北西-南東方向の軸を持つ向斜ないし盆状構造の西半部又は西翼部を占め、同川以北では北方に緩く傾斜している。

野田層群は礫岩に富み、砂岩を従属的に伴い、泥質岩や凝灰岩・炭質頁岩ないし炭層を挟む。層序は佐伯・佐々(1930)及び佐々(1932)によって下位の港層と上位の久喜層に分けられた。その後、両層の境界が島津・寺岡(1962)によって修正された上で、上記の区分が現在まで踏襲されている。本地域内の野田層群の厚さは300 m余りである。

#### VI. 1. 1 港 層

本地域の野田層群の大部分を占め、久慈層群を不整合に覆う。不整合関係の状態は IJIMA (1972)によって詳細に報告された。枝成沢東側の山地や沢里北方の沢では、港層の基底部に厚さ約2.2 m-約5 mのフリント質粘土岩があり、これが沢山層最上部の厚さ約7.2 m-約0.4 mの赤色岩層(溶結凝灰岩起源)を不整合に覆っているとされている。IJIMA (1972)が報告した観察地点とは別に、沢里北方の沢においても港層基底のフリント質粘土岩(厚さ3 m以上)の直下に港層に属する凝灰岩があり、また枝成沢北東約750 mの地点(広野へ向かう道路南東側)でも沢山層の地層として上位から礫岩・凝灰質砂岩(厚さ0.5 m)・フリント質粘土岩(1 m)が露出している。更に、広野の西方で枝成沢-広野間道路沿いでは、港層はフリント質粘土岩を欠いて礫岩が直接凝灰岩・凝灰質砂岩・泥質岩からなる沢山層の地層を最大深さ8 m以上も削って堆積している状態が観察できる。

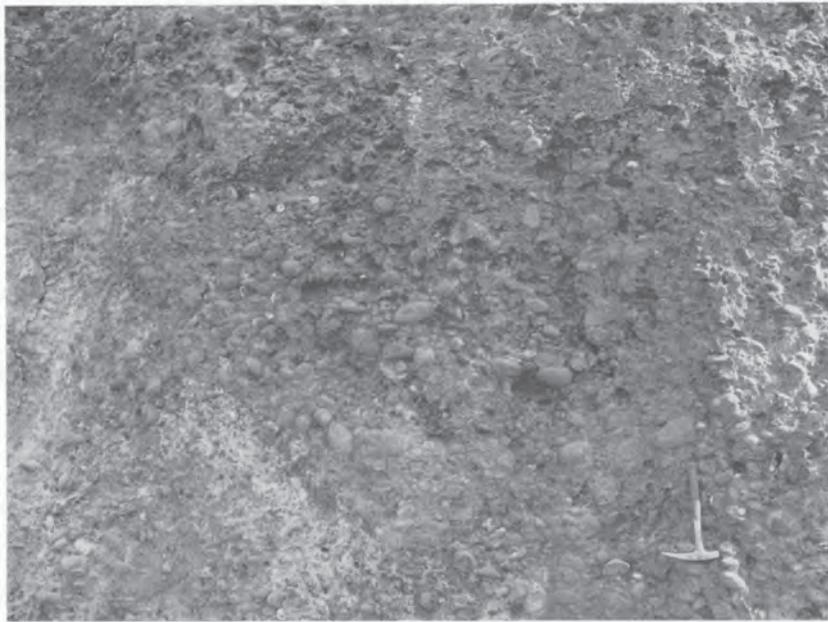
港層の露出はよくないが、寺里北方ではほかの場所よりも比較的よい<sup>2)</sup>。主に礫岩と砂岩からなり、泥質岩や炭層・凝灰岩を挟有する。全層厚は200 m余りである。港層は礫岩を主とする下部層と、炭層・凝灰岩を挟有することで特徴づけられる上部層に2分される。

#### 下部層

礫岩で代表され、砂岩・泥質岩・凝灰岩を挟む。厚さは120 m内外と推定できる。

礫岩は大礫・中礫からなり、巨礫が下部の方に含まれ、それが比較的多いことがある(第22・23図)。

2) 枝成沢から広野へ向かう道路の2番目の大きな曲角にある幅数mの露頭は、礫岩からなる。この礫岩は港層下部層のものとみなされ、地すべり岩体の可能性がある。



第22図 港層下部層の礫岩 広野南方



第23図 港層下部層の礫岩層の露頭 国坂

礫は久慈層群のそれに比べて総体的に大きい礫からなり、巨礫が全層を通じて認められ、特に大礫でも大きいものが多い。礫は円-皿円礫で、久慈層群の場合よりも総じてよく円磨されており、球形度も高い。礫種にはチャート・粘板岩・砂岩のほか、流紋岩（溶結凝灰岩が多い）、石英安山岩・安山岩及びそれぞれの溶結凝灰岩、花崗岩質岩などの火成岩、特に火山岩（主に溶結凝灰岩）の円磨された礫が多

い、場所によって、花崗岩質岩の礫が目立つ量に含まれており、巨礫も見られる。火山岩の礫の多いことは久慈層群の礫岩との大きな相違である。礫岩の固結度は久慈層群の場合よりも一段と低い。礫岩において礫がしばしば密に詰まっており、礫の球形度が高いことも久慈層群玉川層と区別される特徴である。なお、礫岩には久慈層群に由来した砂岩・泥質岩・凝灰岩の礫も認められる。

砂岩は緑灰色を呈し、主に中-粗粒で、斜交層理を示し、炭化木片を多く含み、炭質物葉層を挟む。砂岩はときどき凝灰質となり、粗粒のことが多い。一般に厚さ数10 cm - 数 m のレンズ状をなして礫岩中に挟在している（第23図）。細粒砂岩もあり、これは厚さが数10 cm で、葉理が発達する。泥質岩は植物片を含んだ灰褐-淡褐色シルト岩で、数10 cm の厚さを持つ。凝灰岩は緑灰-淡青灰色を呈し、厚さは数10 cm から3 m を超える。凝灰岩には軽石片に富んだものもある。

下部層の中部では、約20 m の厚さにわたって斜交層理砂岩・泥岩-シルト岩・凝灰岩が互層し、挟在する灰褐-淡褐色泥岩から植物化石が産する。

#### 上部層

シルト岩・泥岩・凝灰岩・砂岩及び礫岩からなり、数層準に炭層を挟有し、久慈地方の主要挟炭層となっている。厚さは100 m 前後を示す。

礫岩は厚さ数 m ないしそれ以下で、大礫・中礫からなり、大きい大礫が少なくなく、巨礫も少しあり、基質は粗-中粒砂である。礫岩はレンズ状の砂岩層を挟む。泥質岩では、含植物片灰褐-淡褐色泥岩や黒色炭質泥岩（carbonaceous mudstone）が特徴的で、これらは厚さが数10 cm である。凝灰岩は灰色、風化すると淡緑灰-淡青灰色を呈し、ときに葉理が発達し、厚いものは2 m 以上となる。細粒凝灰岩は鏡下ではガラス質で、著しく多量の火山ガラス、少量の石英・斜長石及び微量の火山岩片・黒雲母からなる。砂岩は数10 cm - 数 m の厚さを有し、種々の粒度を示すが、粗-中粒のものが多く、斜交層理を示す。一般に石質ワッケに属し、岩片の大部分は流紋岩・安山岩で代表される火山岩である。炭層は数枚挟在し、厚さは数10 cm である。炭層はかつて女沢川上流の旧九戸炭鉱（松倉炭坑）や寺里北方の旧門前炭鉱宮内坑で稼行されたことがある。

本地域の上部層から次のような植物化石が産する（佐々，1932）。

*Sphenopteris* sp.

*Salix* sp.

*Crataegus antiqua* HEER

港層の礫岩は、多くの場合礫が極めてよく円磨され、球形度も高く、しばしば密に詰まっている。したがって、礫岩の少なくとも一部は海浜成のものと考えられる。一方、砂岩が礫岩層中にレンズ状に挟在し、特に下部層の最下部の礫岩において多少扁平な礫が西へ傾斜した覆瓦構造を示し、またこの礫岩層中の砂岩レンズに見られる平板型斜交層理が東へ傾斜していることは、河成環境を示唆するであろう。更に、炭層や含植物片灰褐-淡褐色泥質岩の存在から、沼沢成ないし河口-潟湖成環境が推定できる。

#### VI. 1. 2 久喜層

本地域の東縁部に他層よりもはるかに狭く分布する。本層の露出は全般によくはないが、女沢川では他の場所よりもよりよく露出している。久喜層の全体から見ると、その下部だけが現れており、礫岩を主

とし、ときどき砂岩を挟む。厚さは露出する部分に関する限りでは90 m内外を示す。

礫岩は大礫・中礫からなり、一部では大きい大礫が多く、ときには巨礫も少し見られる。礫種は港層のものと同じであるが、火山岩礫は後者に比べて少ない。局地的に凝灰岩の同時礫をごくまれに含むことがある。砂岩は数10 cm-1 mの厚さでレンズ状をなして礫岩中に挟在する。砂岩は主に粗粒で、概して石質ワッケであるが、港層の場合に比べて岩片では火山岩が劣勢になる。砂岩は礫質を帯びることがあり、また斜交層理が発達している。

本地域の久喜層下部は化石を産出しないが、岩相からして大部分が非海成と推定される。

本地域の野田層群は対比に有効な化石を産していない。しかし、隣接地域の本層群は産出植物化石からみて従来より漸新統に対比されている。

## Ⅶ. 新 第 三 系

### Ⅶ. 1 中 新 統

#### Ⅶ. 1. 1 軽米層

本地域北西部のこかるまい小軽米周辺には、海成中新統のややまとまった分布が見られる。この中新統は泥質岩を主とし各所で貝化石を産出するもので、同様な見かけの地層は、北西へ「一戸」図幅地域北東部の軽米周辺から、更にその北-北西へと連続する。北上山地北縁に発達する新第三系は、従来、馬淵川沿岸のものは詳細に研究されてきたが、こうした山地内のものについては、ほとんど検討されていなかった。ここでは、上述の小軽米-軽米付近に発達する中新統を軽米層と呼ぶことにする。

軽米層は、泥質岩を主とした、層厚数10mの海成層で、先第三系の岩泉層群を基盤として不整合に覆っている。基底部は雪谷川の河床などでしばしば観察されているが、一般に黒色頁岩の歪角礫を主とする礫岩や含礫砂岩が数m程度の厚さで発達しており、岩相変化が激しい。流木を多量に含んだ砂岩やカキ (*Ostrea gravitesta*) の密集した砂岩も見られる。小軽米北西方の雪谷川河床 (地質図の Loc. 1) に露出し、第4表に示したような貝化石群を含む青灰色泥岩 (吉井・吉田, 1974) も軽米層の基底部に

第4表 軽米層の貝化石 (吉井・吉田, 1974による)  
小軽米北西 1.8 kmの雪谷川河床, Loc. 1

---

*Batillaria tateiwai* MAKIYAMA  
*Cerithidea* sp.  
*Lucina yokoyamai* OTUKA  
*Pitar* sp.  
*Macoma optiva* (YOKOYAMA)  
*Macoma* sp.  
*Tapes* sp.  
*Mya cuneiformis* (BÖHM)

---

第5表 軽米層の珪藻化石 (同定は柳沢幸夫による)

	陸中大野24	陸中大野25
<i>Actinocyclus ingens</i> RATT.	4	9
A. <i>tenellus</i> (BRÉBISSON) ANDREWS	—	1
<i>Actinoptychus senarius</i> (EHR.) EHR.	3	8
A. <i>vulgaris</i> SCHUMANN	—	2
<i>Arachnoidiscus</i> sp.	—	1
<i>Aulacosira granulata</i> (EHR.) SIMONSEN	1	5
<i>Chaetocers pliocenicus</i> BRUN	1	—
<i>Cocconeis costata</i> GREG.	—	1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> EHR.	2	2
C. <i>symbolophorus</i> GRUN.	7	5
<i>Delphineis penelliptica</i> ANDREWS	2	1
<i>Denticulopsis kanayae</i> AKIBA et BARRON	4	11
D. <i>norwegica</i> (SCHRADER) SIMONSEN	1	—
<i>Diploneis bombus</i> EHR.	1	—
<i>Goniothecium tenue</i> BRUN	12	—
<i>Grammatophora</i> sp.	—	1
<i>Hyalodiscus ukaiensis</i> ICHIKAWA	—	1
H. <i>obsoletus</i> SHESHUK.	—	1
<i>Kisseleviella carina</i> SHESHUK.	47	19
<i>Melosira sol</i> (EHR.) KÜTZ	2	8
<i>Odoniella aurita</i> (LYNGBYE) AGARDH	10	5
<i>Pararia sulcata</i> (EHR.) CL.	9	18
<i>Pterotheca subulata</i> GRUN.	—	6
<i>Rhaphoneis amphicros</i> EHR.	2	—
R. <i>miocenica</i> SCHRADER	—	2
<i>Rhizosolenia</i> cfr. <i>hebetata</i> (BAILEY) GRAN	2	—
<i>Rutilaria epsilon</i> var. <i>longicornis</i> (TEMP. and BRUN) A. S.	1	—
<i>Stephanogonia</i> cfr. <i>hanzawae</i> KANAYA	—	3
<i>Stephanopyxis</i> spp.	13	50
<i>Suriella</i> sp.	—	1
<i>Synedra jouseana</i> SHESHUK.	1	2
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.	73	6
<i>Thalassiosira</i> sp.	2	8
<i>Thalassiothrix longissima</i> CL. and GRUN.	—	1
<i>Triceratium condecorum</i> BRIGHT.	—	1
Total number of specimens	200	179

当たっている。このほか、小軽米南方の米田付近では、径 50 cm 大の歪円 - 歪角礫が雑然と密集した数 m 程度の層厚の礫岩層が見られる。

基底の礫岩がちの部分の上位には、幾分泥質の細粒砂岩を主とする部分、更に凝灰質でときに軽石粒の散在する泥岩を主とする部分が重なり、軽米層の主部を構成している。いずれも塊状で、層理の発達は乏しく、あまり固結していない。色調は新鮮な場合暗灰色で、風化すると灰褐色ないし灰白色を呈す

る。この部分からは、すべてキャストになっていて保存はよくないが、至る所で貝化石を産する。化石としては、泥質細粒砂岩の部分で *Portlandia* sp., *Anadara amicula*, *Macoma optiva*, *Phaxus izumoensis*, *Lucinoma actirineatum* などが見られ、泥岩の部分では、*Lucinoma actirineatum*, *Macoma calcarea* が多い。このほかに、フナクイムシ (*Teredo* sp.), フジツボ (*Baranus* sp.) の化石もときに産する。主部の泥岩からは、貝化石のキャストとともに珪藻化石を産出する(第5表)。珪藻化石を産出した試料はいずれも *Actinocyclus ingens* 及び *Denticulopsis kanayae* を含み、更に *Denticulopsis praelauta* を欠くことから、秋葉 (1983) の *Denticulopsis kanayae* Zone (16.8–16.4 Ma) に、また KOIZUMI (1985) の *Actinocyclus ingens* Zone (17.9–16.0Ma) の上部に相当する。したがってこれらの試料の年代は、前期中新世の末期と推定できる。

以上に述べた軽米層は、その岩相と含有化石群からみて、本地域西方の馬淵川沿岸に発達する中新統白鳥川層群門ノ沢累層 (鎮西, 1958; CHINZEI, 1966) に対比され、MARUYAMA (1984) の三戸地域の珪藻化石の分析結果から判断すると、本層の主部は門ノ沢累層の尻子内シルト岩部層下部に対比される。中新世初期末-中期始めの時期には日本列島周辺に広域にわたる海進があり、温暖性の生物群が北上したことが知られているが、軽米層の存在は、この海進によって北上山地の北部がかなり広く海域化したことを示す証拠である<sup>3)</sup>。軽米-小軽米地域では、海進の初期には、本層の基底部が示すように、起伏の多い山地に海が進入し、内湾性の環境が現出したが、後期には本層の主部が示すような、かなり広い開けた海域となったものと推定できる。

本層は全体としてみて、ほぼ水平に分布しており、わずかに北西へ傾くのみで、構造的変形はほとんど受けていない。

#### VII. 1. 2. 新第三紀火山岩

本地域の南西部、戸呂町西方の伊茂屋山頂付近に、角閃石安山岩の径約200 mの小岩体が露出する。同様の岩体は、南隣の「陸中関」図幅地域の北西部、川井の西方にも数箇所にわたり、一線上に配列する形で分布する。それらの岩質は多様で、普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩・紫蘇輝石普通輝石石英ひん岩・輝石かんらん石玄武岩、及び角閃石安山岩である。

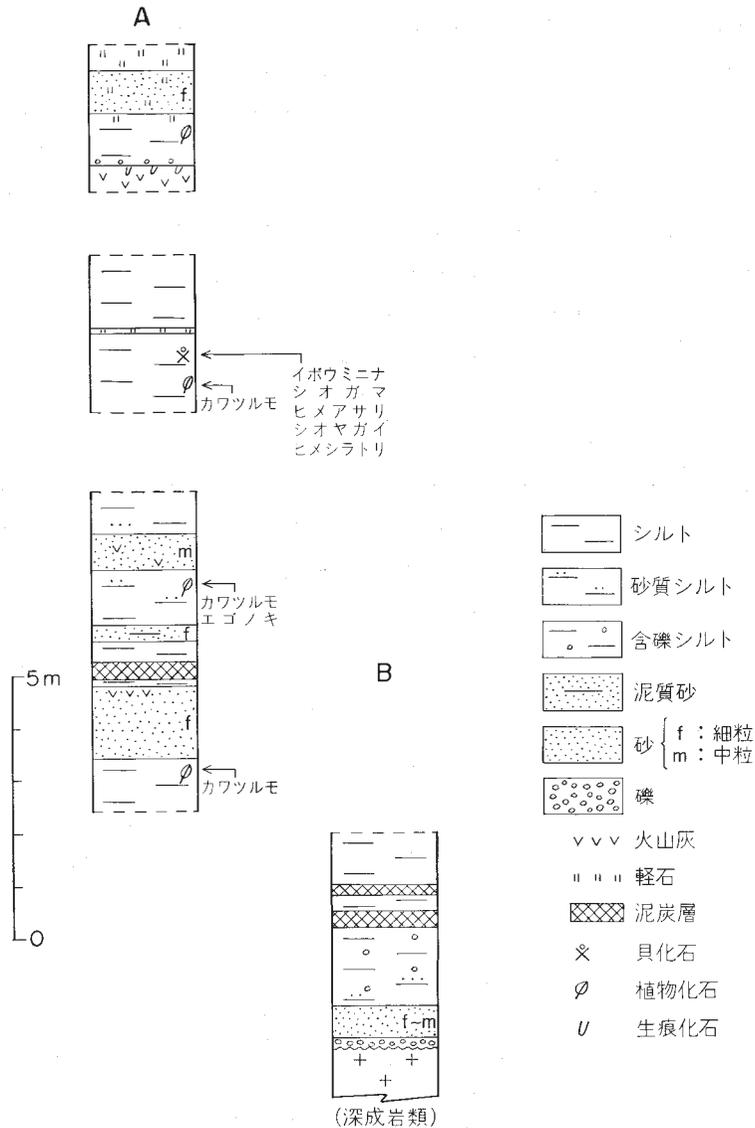
これら小規模岩体の貫入時期については、確証はないけれども、本地域の南西約20 kmにある葛巻北方に分布する新第三紀火山岩に対比されるものと推定され、その火道の跡であろう(吉井・吉田, 1974)。

### VIII. 第四系

#### VIII. 1 金ケ沢層

本層は大野村の大野から東南へ金ケ沢付近にかけて局地的に分布し、主に軟弱な泥質層からなる。調査当時は、金ケ沢から東へ向かう峠の西麓に最も良く露出していた。

3) 北方の青森県南郷村島守付近には、*Tapes siratoriensis*, *Dosinia nagaii*, *Turritella kadonosawaensis*などを産する新第三系の分布が知られている(青森県, 1954)。また西方の折爪岳東麓でも新第三系の分布が知られている。



第24図 金ヶ沢層の柱状図

A : 大野村金ヶ沢東方の峠の西側\*

B : 大野村大野東方の峠

\* Aの柱状図に示したより更に下方へ数mにわたって同様な泥質層が続いているといわれる

本層の基底は、中・古生界の岩泉層群及び深成岩よりなる基盤の上に、不整合に重なっている。この基底は、緩い起伏を持った基盤に対して多少ともアバットし、本層基底にはチャート・黒色頁岩など古期堆積岩類の0.5-1 cm 大の歪角礫よりなる礫層がわずかに発達する。ときには、雲母片を含んだ淘汰のよい細粒砂層も見られる。

金ヶ沢層の主部は、暗灰色を呈する塊状のシルト-細砂質シルトを主体とし、特に下半部で、しばしば細粒ないし中粒の淘汰のよい砂層を挟むものである。全体にわたって、火山灰層や軽石層の挟みも多い(第24図)。シルトないし細砂質シルト層中には植物化石(主に種子)や植物片が多く含まれ、ときには炭質物が集中した薄層をつくっている。上部ではシルト層中に、キャストになっているが、内湾性の貝化石も産する。

本層の上限は、水無層に覆われるが、両者の関係は直接には観察されていない。本層はほぼ水平に分布しており、その層厚は全体として30 m前後とみてよい<sup>4)</sup>。

第6表 金ヶ沢層の化石(大野村金ヶ沢東方の峠の西側, Loc. 2)

<i>Ruppia maritima</i> LINNÉ	カワツルモ(種子)	多
<i>Styrax japonica</i> SIEBOLD and ZUCCARINI	エゴノキ(種子)	少
<i>Batillaria zonalis</i> (BRUGUIÉRE) ?	イボウミナナ?	
<i>Cycladicama cumingi</i> (HANLEY)	シオガマ	少
<i>Venerupis japonica</i> (DESHAYES)	ヒメアサリ	やや多
<i>Anomalodiscus sequamosus</i> (LINNÉ)	シオヤガイ	少
<i>Macoma incongrua</i> (v. MARTENS)	ヒメシラトリ	多

金ヶ沢層からは、金ヶ沢東方の峠の西側(地質図のLoc. 2, 第24図の柱状図Aの地点)で、第6表に示したような植物化石<sup>5)</sup>・動物化石を産した。植物化石のうち、カワツルモは汽水域に生育する水草であり、ここでは発芽したあとの種子の殻が多数産した。貝化石群は内湾の奥の潮間帯下部の環境を指示する。全体的な層序からみると、内湾奥の海岸近くの沼沢地へ海水が進入していった状況を示すものであろう。また、貝化石の群集構成からみると、金ヶ沢層堆積当時の海は、現在の三陸付近の海に比べて、かなり温暖な状況にあったと推定される。

## VIII. 2 水<sup>み</sup>無<sup>なし</sup>層(佐々, 1932)

北上山地主部の東縁に沿って、本地域中央やや東よりをほぼ南北に断続しながら分布する。高度的にはほぼ海拔220 mから300 mまでの間を占め、水無面(佐々, 1932)を構成する。この地層は主として中-細粒の海浜ないし浅海成の砂層によって構成されており、古来“久慈の砂鉄”として著名な砂鉄鉱床の胚胎を特徴としている(第25図)。層厚は全体として30 m前後である。

本層は、かなりの起伏をもった不整合で、岩泉層群・久慈層群及び深成岩類の上に重なる。基底部にはしばしば礫-砂礫層が発達する。黒森付近では、淘汰不良の角礫層が基盤にアバットしたり、50 cm大のチャート亜角礫を主とし、その間をよく円磨された細礫が充填している礫層が、基盤の凹所を埋めたりしているのが観察される。このような礫層の礫は、岩泉層群に由来するチャート・粘板岩などの堆

4) 高橋(1985)は、1982年当時の国道工事の際に、金ヶ沢層のうちここで述べたより上位の層準を観察し、粗粒ないし中粒の砂を主とした地層が約10m続くこと、上位の水無層とは整合であることを述べている。

5) 大阪市立大学粉川昭平教授による。



第25図 水無層の露出  
大野村大野東南の砂鉄採掘あと、1965年7月撮影



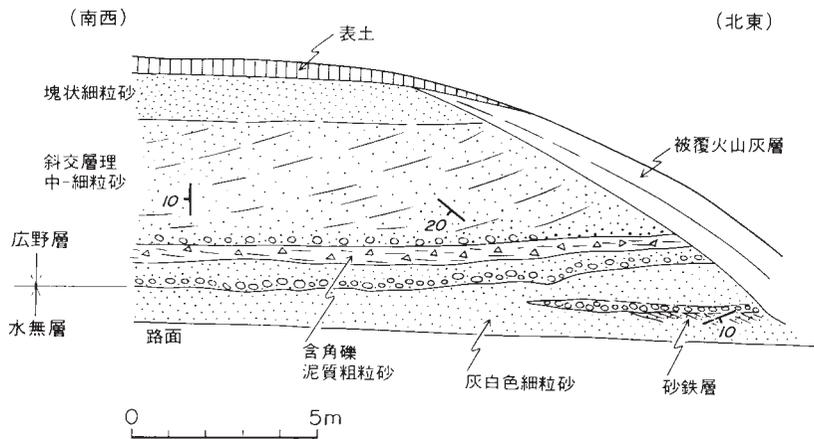
第26図 水無層中の平行葉理の発達した砂鉄層  
大野村大野東南方約3kmの地点、1965年7月撮影

積岩類を主とするが、少量の花崗岩礫も混じる。

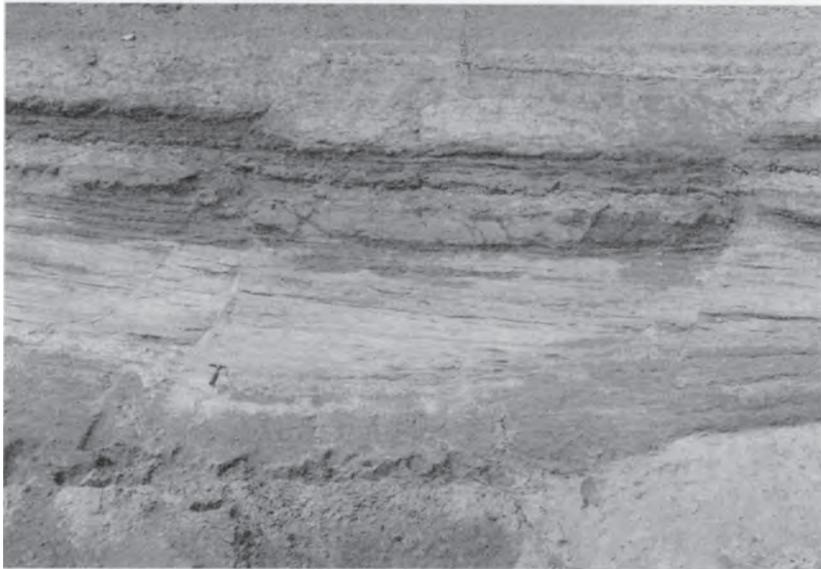
本層の主部は、未固結の中粒ないし細粒砂を主とし、しばしば礫層を挟む。また、厚さ1 m前後の白色火山灰層も見られる。この砂層の下部には、平均2-4 m程度の厚さの砂鉄層が発達する。一般に下部の砂鉄質の部分では平行葉理が発達し（第26図）、上部では斜交層理が顕著である。砂鉄鉱床の賦存は、本図幅地域内では、大野村大野以南に限られており、北部では砂鉄層は貧弱である。

本層の上部には大部分のところ火山灰層が直接に重なる。ただし、東縁の一部では、第27図に示したように、本層の上位を広野層が不整合に覆っている場合もある。

本層は、その岩相や発達状況からみて、浅海成層と考えられる。化石は、ほとんど産出しないが、唯一の化石産出例として HATAI and IMAIZUMI (1965) の貝化石の報告がある。この貝化石の産地は「久



第27図 水無層と広野層の不整合 大野村萩の渡開拓付近



第28図 金ヶ沢層中の正断層 大野村大野

慈北西方高地の砂鉄層」としか知られていないが，“砂鉄層”という点から見ると，貝化石は恐らく本層に含まれていたものであろう．HATAI and IMAIZUMI (1965) は，*Pecten cf. albicans*, *Mizuhopecten cf. yessoensis*, *Spisula sachalinensis* の3種を記載し，その環境は沿岸浅海域であり，その当時の気候条件は，現在の同緯度地域と大差なかったものとしている．本層の時代を決める直接の証拠は見つかっていないが，本層が最高位の地形面を構成することから，漠然とした意味ではあるが，その時代は更新世前期ないし中期と考えられる．恐らく，金ヶ沢層から水無層にかけては，連続的に堆積したものであろう．

なお，九戸郡大野村大野付近の国道切替工事のできた新しい切割に，本層の極めて良い露出が現れ，



第29図 金ヶ沢層中の逆断層 大野村大野



第30図 水無層に発達する筋理系と斜交層理 大野村大野

そこに本層を切る正断層と逆断層が高橋（1985）により発見された（第28・29図）。いずれの断層の上端部も、本層中で消滅し、上にある火山灰層を切っていない。なお、この露出に隣接する切割には、金ヶ沢層上位の水無層が露出するが、ここでは、金ヶ沢層には全く見られない筋理系（第30図）と数cmのずれを伴う小断層が見られる。

### VIII. 3 広野層 (佐々, 1932)

本地域東部で海拔 200m 前後の広大な平坦面 - 広野面 (佐々, 1932) あるいは広野面及び三崎面 (米倉, 1965) を構成して, ほとんど水平に分布する砂 - 砂礫層である. 層厚はふつう 5-6 m 程度で, 北部では深成岩類の上に, 南部では上部白亜系の久慈層群や古第三系の野田層群の上に不整合に重なる. 分布の西縁では, ごくまれに前項で述べた水無層の上に直接重なっている場合がある (第 27 図).

本層の基底部は, 特に北部の深成岩類地域において, かなりの起伏が認められる. 基盤の凹所において広野層の層厚が厚くなることや, 広野面上にしばしば深成岩類の突出した小丘がみられることからすると, その起伏は狭い範囲でも 20 m 前後に達するものとみられる.

本層の基底部は, 分布の西縁沿いではかなり礫がちとなり, 厚さ 5 m 前後の礫層がしばしば見られる. この礫層は, 普通 20 cm 大程度の古期堆積岩の亜円礫を主材とし, チャートなどの細円礫を混じえるもので, 礫の配列に弱い方向性が認められることが多い. しかし, ときには角礫の密集した礫層となったり, 角礫の間をチャートの細円礫が埋めた礫層となったりする場合もある. 大礫層としては古期堆積岩の砂岩・頁岩・チャートを主とするが, 北半部では花崗岩礫がかなり混じり, 南部ではときに流紋岩礫が見られる. この礫層の上には淘汰のよい細粒砂層が重なる.

広野層分布の主部では, 厚さ数 m 程度の砂 - 含礫砂層を主としており, 基底部でもごく薄い砂礫層や細円礫を含んだ粗粒砂層が見られる程度である. 本層主部の砂層は, 下半に淡褐色を呈する淘汰のよい細粒砂層があり, 上半は礫を含んだ粗粒層となっていることが多い. 下半部の細粒砂層は, 一般に葉理の発達が弱い, しばしば粗粒砂の薄層やチャート細円礫のレンズを挟んでいる. 先に述べたような基盤の凹所では, このような細粒砂層が厚くなっている. 上半部の粗粒砂層は, アルコース質で, 一般にチャート細円礫を散在しており, ときに花崗岩円礫 (径 10 cm 大以下, 3 cm 大が普通) を含む. 下半部に比べて葉理の発達はよい.

本層は, その岩相や分布状況からみて, 浅海成層とみられる.

本層からは化石は未発見である. 年代としては, 本層がこの地域の高位段丘の構成層であるという点から, 漠然とではあるが, 更新世中期 (中期のうちでも古い方) とされている.

### VIII. 4 河岸段丘堆積物

河岸段丘は, 久慈川やその他の河川沿いにわずかに見られるにすぎない. 構成層は砂礫を主とした河床堆積物である. また, 山地内で, 河岸段丘としたものには, 崖錐などの堆積物も一部含まれている. 地質図では河岸段丘は一括して示してあるが, このうち久慈川沿いの大川目西方の段丘は, 米倉 (1965) により, 下位の海岸段丘 (種市面) に相当するものとされている.

一方, 内陸部では, 小軽米付近の雪谷川沿いに小規模な河岸段丘が発達している. この段丘の堆積物は, 礫及び礫混じりの砂からなっているが, その一部では樹根なども含まれている (第 31 図).



第31図 雪谷川河岸の段丘堆積物 上部に樹根を含む。軽米町小軽米北西約2km。1965年7月撮影

## VIII. 5 火山灰層<sup>6)</sup>

上北地域における十和田火山及び八甲田火山起源とされる火山灰層の研究は、松野（1961）によって始められた。その後、中川（1963b）・大池（1964）などから、第四紀の編年を目的とする研究が進められ、火山灰と段丘との関係、分布など逐次精密となってきた。これらの火山灰層の一部は、本地域にも及んでおり、本地域はこれらの分布地域の南東端部に当たっている。

これらの火山灰層についての最新の研究成果（小貫ほか，1981）を、十和田火山の東側について第32図と第33図に紹介する<sup>7)</sup>。本地域はこれら火山灰層分布地域の末端部に位置するため、火山灰層の数も少ないし、層厚も薄い。

上北地域の火山灰層は、天狗岱火山灰・高館火山灰・八戸火山灰・完新世火山灰に大別される<sup>8)</sup>。八戸火山灰以前の更新世に噴出した火山灰は、段丘面に対応して区分されたものである。火山灰層は全体

6) 地質図では特に厚い部分のみを示した。

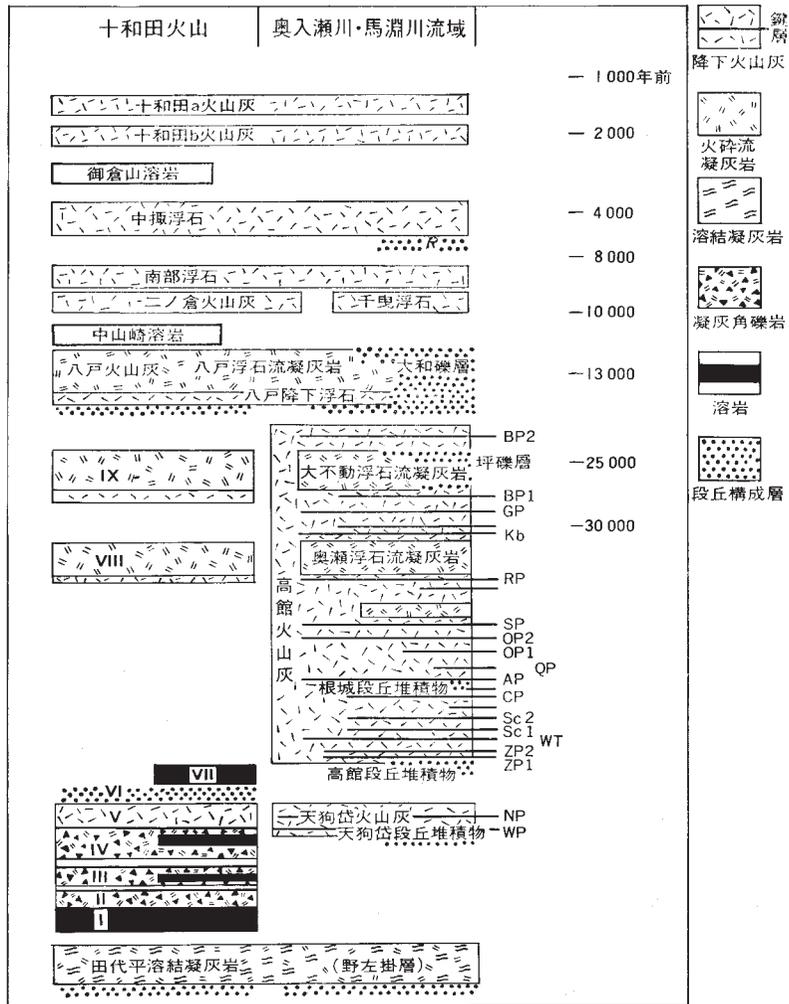
7) 本報告が執筆された後、十和田火山に由来する火山砕屑物について、下記の研究報告が公表された。

HAYAKAWA, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507 - 592.

松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動、十和田科学博物館, no. 4, 64p.

中川久夫・松山 力・大池昭二 (1981) 十和田火山噴出物の分布と性状 付十和田火山に由来する火山灰の分布, 図I-IV. 東北農政局, 48p.

8) これらの火山灰層のほか、かつて久慈市川崎製鉄小久慈採鉄場（南隣陸中関幅地域東北隅）を模式地とする九戸火山灰層（東北地方第四紀研究グループ，1969）が記載された。それによると、本層は九戸段丘を覆い、模式地では最大層厚9mに達し、下部3分の1は暗褐色粘土質火山灰、中部は暗褐色粘土質火山灰と粘土質のクリーム色-オレンジ色の軽石が等しい厚さで数回互層する。上部3分の1は暗褐色のよくしまった粘土質火山灰を主とする。模式地以外では通常層厚2-3m、暗褐色のよくしまった火山灰が優勢で、白色・黄色・オレンジ色などを呈する粘土化した軽石層を2-4枚を挟むところもあり、チョコレート帯・クラック帯などを伴っている。露出の状態は一般に悪い。本層は天狗岱火山灰層に対比されるものであろうが、八戸南部のそれに比べてかなり厚く、その中に風化帯によって2分されそうなことからみて、下部は天狗岱火山灰層より更に古いものを含むであろうと述べられている。本図幅の調査時（1980年）には、模式地は完全に復旧されて露頭はなく、また他地点においても露出不良のため、本火山灰層について明らかにすることはできなかった。



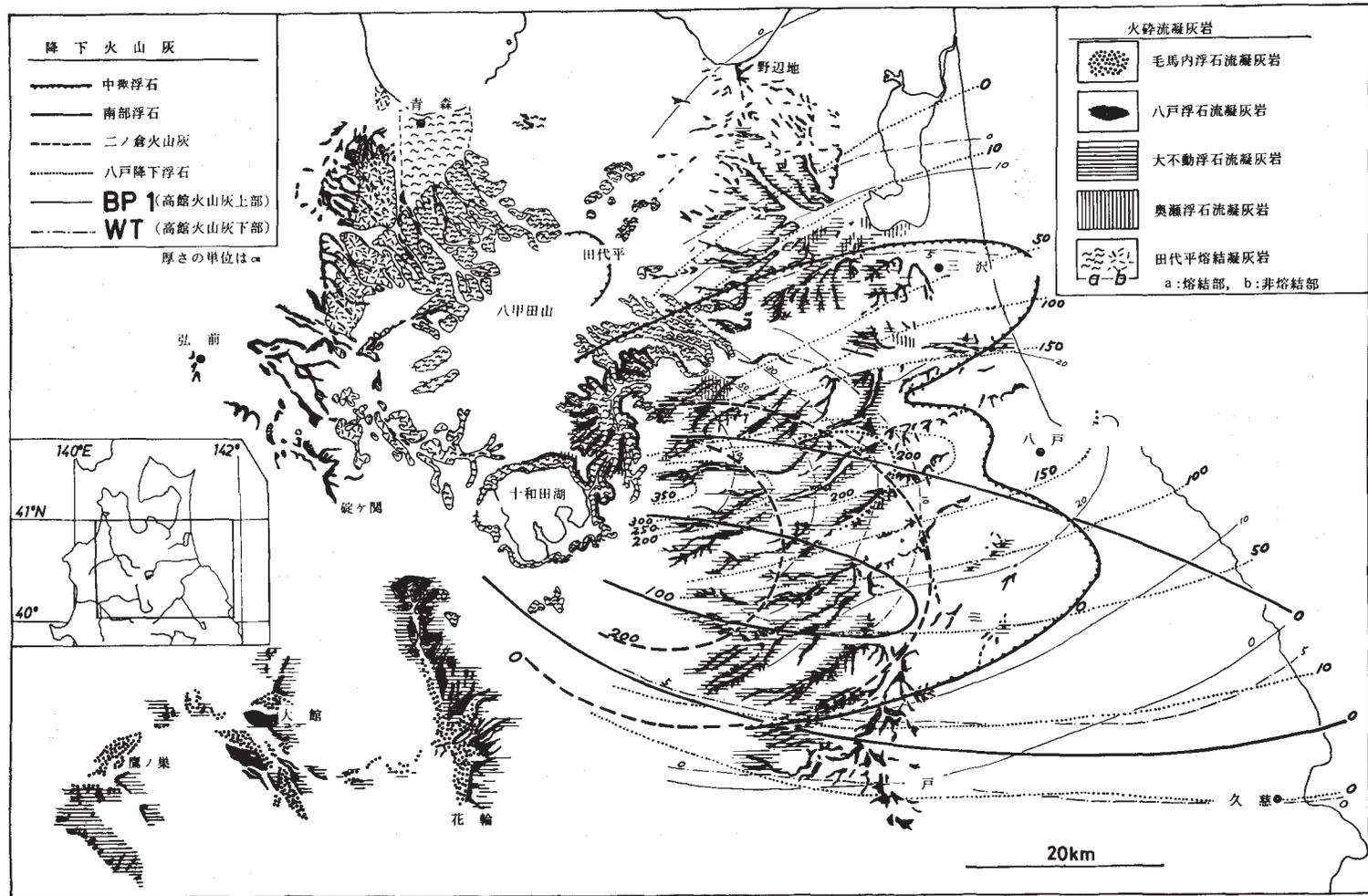
第32図 十和田火山噴出物の層序 小貫ほか(1981)、中川ほか(1972)及び大池・中川(1979)による

として褐色-淡褐色細粒粘土質火山灰（ロームと称されることが多い）と、降下軽石・岩滓・岩片などの層との互層であり、野外においてニックネームで呼ばれる以外はすべて記号で命名されている。

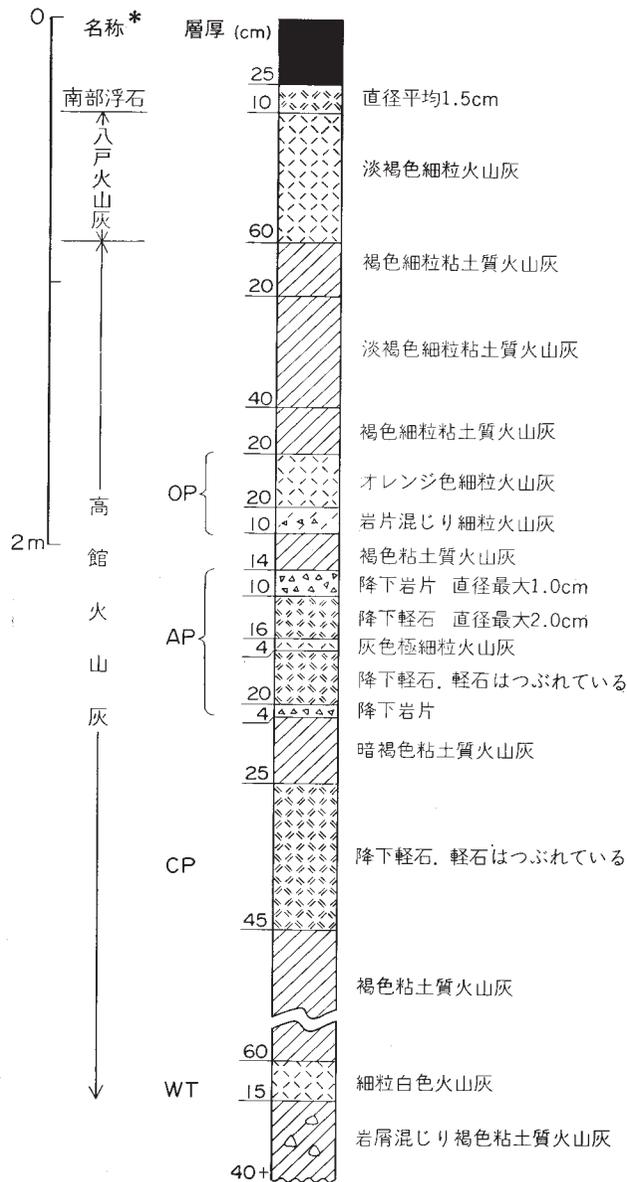
本地域において天狗岱火山灰の存在は明白でない。西大野東南約2 kmの旧砂鉄採掘場跡で現在野球場となっているところに良好な切割があるが、約1.2 mの褐色細粒粘土質火山灰層が見られるのみである。その他の地点において厚さ数 m に及ぶ火山灰層が見られるが、高館火山灰までは明らかで、天狗岱火山灰は判然としない。

### VIII. 5. 1 高館火山灰

本地域西北部の小軽米（後出、第35図中地点88）に良好な火山灰層が認められる。その柱状図を第34図に示す。本地点の火山灰の層厚は、大局的層厚分布より厚目である。



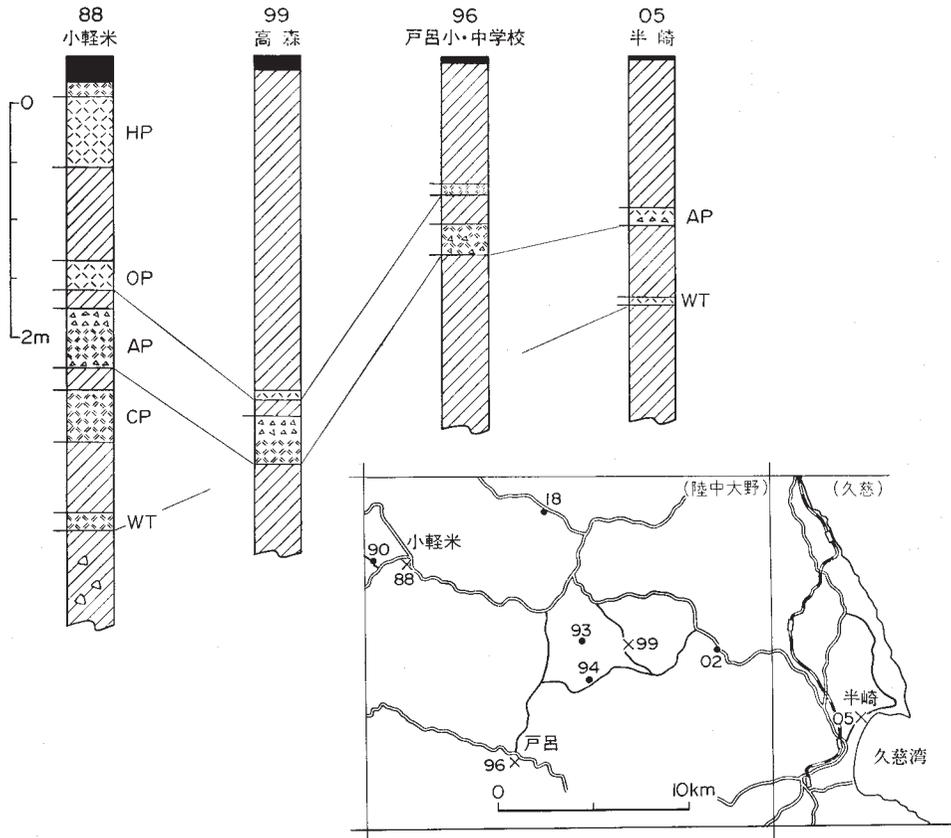
第33図 十和田火山噴出物の分布域 (小貫ほか, 1981, 中川ほか(1972)を大池昭二氏の未公表資料により訂正加筆したもの)



第34図 小軽米における火山灰柱状図 \* 大池・中川 (1979) ほかによる

**WT** 高館火山灰の下部にあって、広く十和田火山の東方に分布する火山灰で、白色細粒の粘土化した火山灰で“白タフ”と称されている(大池・中川, 1979)。もとは軽石層だったらしいが、著しく粘土化し、原形はとどめていない。小軽米では層厚15 cmを、その東方1.7 kmの地点90で層厚20 cmを認めたのにすぎない<sup>9)</sup>。東隣久慈図幅地域の半崎では層厚5 cmである。

9) 大池昭二氏の教示によれば、長塚森ニツ屋向バス停(地点02)においても認められるとのことであった。



第35図 火山灰柱状図

×柱状図地点 ・本文中に述べた地点  
凡例は第34図と同じ(ただし、色調を除く)

町田ほか(1984)は本火山灰は洞爺カルデラに由来する火山灰で、北日本に広く分布し、その噴出年代として最終間氷期最盛期(南関東の編年では下末吉期、約13万年前)のすぐあとに相当することを示唆する事実を示した。

本層の中に含まれる重鉱物は斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱であるが、町田ほか(1984)は、斜方輝石は高屈折率を示し、ユーライトであると述べている。

**CP** 灰色降下軽石堆積物で、小軽米では層厚45cmを示すが、他の地点ではみられなかった、軽石は粘土化してつぶれているが、原形をうかがうことが出来る。野外では“カステラ”と称されている(大池・中川, 1979)。本層に含まれる重鉱物は、斜方輝石・鉄鉱及び単斜輝石である。

**AP** 本層は小軽米において層厚54cmの降下軽石・岩片・火山灰からなり、野外では“青スジ”と称されている(大池・中川, 1979)。軽石の直径は2.0cm、岩片の直径は1.0cmに及ぶ。本層は広く本地域に認められるが、東方になるに従い層厚が小さくなり、粒度も細くなるため、軽石と灰色岩片とが縞状を呈するようになる。本層に含まれる重鉱物は、斜方輝石・単斜輝石及び鉄鉱を主とし、まれにかんらん石が含まれる。

**OP** 本層はオレンジ色を呈する細粒火山灰で、下部に岩片が含まれる。野外での名称は“オコシ”である（大池・中川，1979）。小軽米では層厚 30 cm を示すが、高森（地点 99）や戸呂小中学校（地点 96）では 8 cm となり、膨縮する。西方に向かうと粒度も大となり、降下軽石堆積物となる。本層の重鉱物は単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱及びかんらん石からなるが、かんらん石は融食されていることが多く、極端な場合には鏡下で円形を示す。

### VIII. 5. 2 八戸火山灰<sup>10)</sup>

八戸火山灰は下位の降下軽石と上位の軽石流凝灰岩からなるとされている（第 33 図）。その<sup>14</sup>C年代は 12,700 ± 260 年 B.P. (GaK-205) である（大池，1964）。本層はその年代から、河岸段丘面以上の地形面を覆っている。しかし、軽石流凝灰岩は本地域まで達しなく、“降下軽石”が認められるだけである。

本層は小軽米では層厚 65 cm の淡褐色細粒火山灰であるが、本地域北部の泥濘（地点 18）では河岸段丘堆積物を覆って軽石層を挟む褐色火山灰が認められる。軽石は最大直径 1 cm に達するが、連続する層は示さずに断続する。本層は北西方の十和田市地域においては降下火山灰と降下軽石堆積物の幾つかのフォールユニットからなり、その末端部では前述の岩相を呈するものである。本層は東南方に向かうに従い、次第に褐色細粒粘土質火山灰と見分けがつかなくなる。本層の重鉱物は斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱及び角閃石である。

### VIII. 5. 3 南部浮石

南部浮石（中川，1963a）は十和田火山から南東東に狭小に分布する降下軽石堆積物で、その<sup>14</sup>C年代は 8,600 ± 250 年 B.P. (GaK-2613) である（大池・高橋，1970；大池，1972）。橙色-橙褐色を示す軟質の軽石を主とし、地元では古くから“ごろた”と呼んでいる。

本地域では小軽米で層厚約 10 cm、粒径最大 1.5 cm を示し、東方では地点 93 で層厚 5-10 cm、粒径 0.5 cm を示すが、腐植層の中に認められることは少ない。生平（地点 94）において、崖錐中に最厚 80 cm に達する本層が認められた。本層の重鉱物は単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱である。

## VIII. 6 沖積層

久慈川沿岸にややまとまって発達するほか、本地域内の小河川沿いでは、沖積層の発達は貧弱で、それに関する資料も乏しい。

久慈川沿岸では、大川目小学校におけるボーリングによると、沖積層の厚さは約 7 m で、ほぼ全体が径 20-30 cm 大の大礫を含む砂礫層よりなっている。これより下流、久慈市街地北方の久慈中学校（本地域東縁より約 800 m 東方の久慈川北岸）のボーリング資料では、沖積層は 22m 以上の厚さとなり、

10) 本層は以前には八戸浮石層と呼ばれた（大池，1964）。大池（1965）は、八戸浮石層を降下相部と浮石流凝灰岩相からなるとし、前者は段丘上や丘陵頂部などの平坦面上で安定した堆積を示し、斜面・段丘縁部・凹地などでは後者に移行して急激に厚くなる。すなわち両者は全く同時異相であると考えた。しかし、明らかにこの両者は同時異相ではなく、前駆的降下火砕堆積物と、それに引き続く火砕流堆積物であるが、とりあえずここでは中川（1981）の名称をそのまま使用する。

上部・下部は砂礫を主とするが、中部の約 10 m は腐植混じりの泥質層を主としている。

久慈川沿岸以外では、沖積層は小河川沿いの谷底低地をつくって発達する。このうち、<sup>うげ</sup>有家川中流の明戸付近と高家川中流の<sup>たいしま</sup>帯島付近のやや広げた谷底面については、米倉（1965）は中位段丘（<sup>むぎう</sup>麦生面）の時期に形成されたものとしている。

## IX. 地 質 構 造

陸中大野地域の地質構造は、南接する陸中関地域の中・古生層分布地域と併せて見れば、非常に分かりやすい。第 36 図は、両地域の中・古生層の地質構造を概観して作成したものである。

地質構造図に示されるように、大きな構造要素として間木平背斜（杉本(1974)の葛形背斜）、馬渡向斜（杉本(1974)の橋場・深田向斜）、下戸鎖背斜は転倒褶曲構造であり、複向斜・複背斜構造をつくる。特に東方に向かい、転倒がはなはだしく、変形を強く受けている。

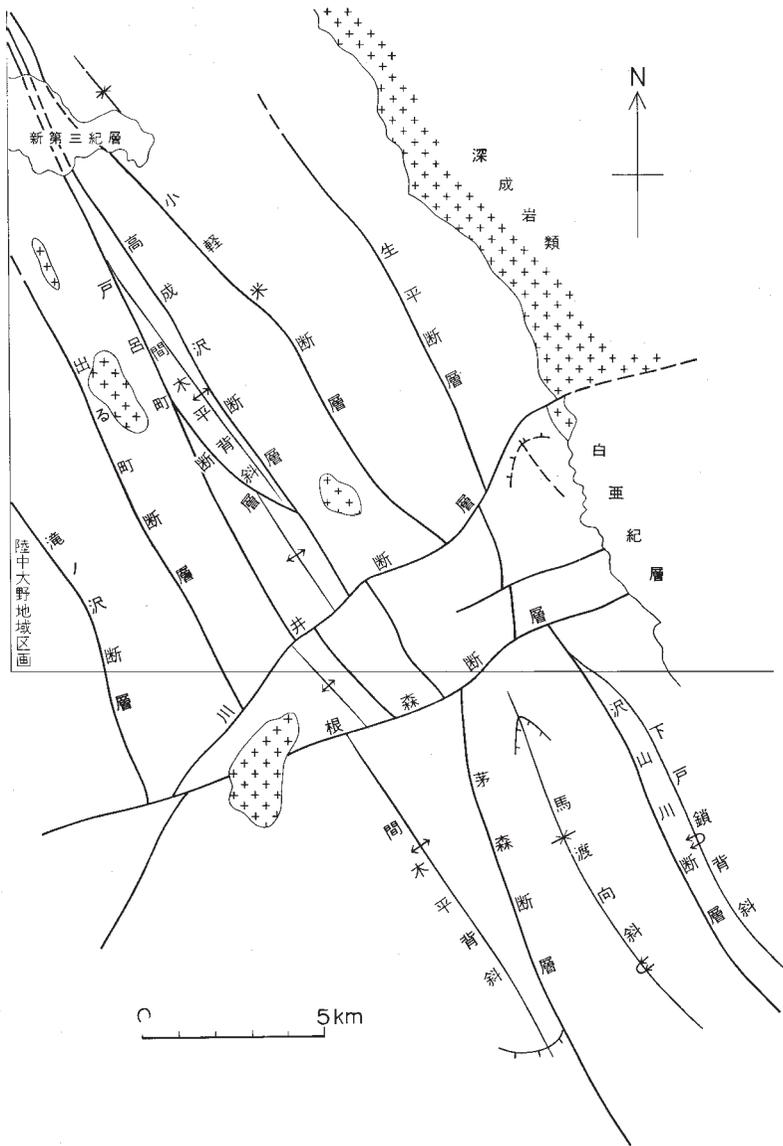
馬渡向斜と間木平背斜及び下戸鎖背斜の間には、それぞれ茅森断層及び沢山川断層が切って走っている。間木平背斜は波長 7 km であるが、東翼の一部から大半が茅森断層に切られ、山形村間木平付近では半ドーム構造をつくり、背斜軸が南に沈下していることを示している。馬渡向斜は軸面が西へ傾く転倒向斜で、その西翼は茅森断層で切られ、東翼は沢山川断層によって切られている。本地域南縁の久慈溪流では、この向斜構造がつくる半盆状構造の北の端末部があり、この向斜軸も南に沈下する。

これらの背斜・向斜構造は、沢山川層・安家層というそれぞれ火山岩累層・厚い石灰岩層の分布と構造により、非常に明瞭である。

以上は、陸中大野地域に南接する地域の地質構造の概要である。しかし、これらの明らかな地質構造は、陸中大野地域南縁部で、東北東-西南西方向の川井断層・根森断層のような右横ずれ断層によって断ち切られてしまう。これら横ずれ断層の北限の川井断層の北側では、走向断層の発達が著しく、間木平背斜・馬渡向斜のような構造は認め難くなる。川井断層南側でも、背斜・向斜構造の翼部を切る茅森断層・沢山川断層などの走向断層の発達があるが、北側ではそれら走向断層が背斜・向斜の軸部を切る場合があり、背斜構造・向斜構造の一部が見失われることになったとみられる。また、川井断層の北側の北東部では、全体として中・古生層が千枚岩質となる部分が多く、地層も本地域北西端の車門付近にみられるように数 100 m の間直立し、変形も強く、覆瓦構造をつくる高角度の断層などの発達もあり、褶曲構造は圧縮されて、背斜・向斜構造が見わけにくい。

しかしながら、本地域中央部やや南の戸呂町から北西隅小軽米にかけては、背斜構造が両側を走向断層に切られながら認められる。この背斜軸の両側では、地層の中に観察される級化層理によって正逆の区別が判断され、軸の確認が可能である。この背斜構造は、川井断層南側の間木平背斜の延長と推定できる。岩泉層群の節で述べたように、間木平背斜を軸とする各地層の岩相及び層厚の変化には著しいものがある。

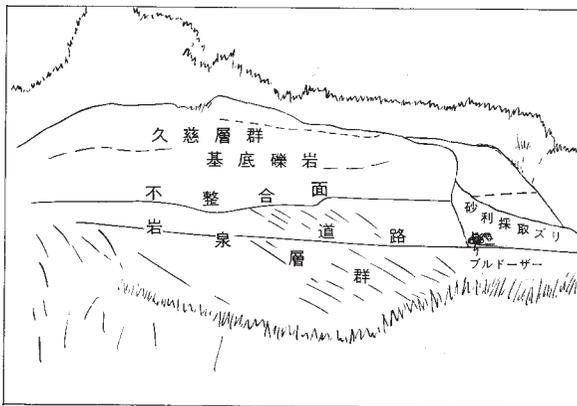
本地域南縁部、久慈川に分布する沢山川層・安家層は、馬渡向斜、下戸鎖背斜の転倒褶曲帯の一部である。沢山川層に挟まれる枕状溶岩及び砂岩の上下判定で、その逆転関係はよく観察できる。久慈溪流の鏡岩付近から西方では、砂岩層や溶岩類が西あるいは南西に 80° 内外傾斜するのが一般的であるが、



第36図 陸中大野地域及び南接部の地質構造図

砂岩の級化層理は東方上位を示し、枕状溶岩も同様の逆転を示している。鏡岩付近から上流約4 kmの間は、間木平層・沢山川層・安家層がともに、ほとんど南西傾斜を示し、見掛け上の上位に下位の地層が順次重なった形になっている。

川井断層北側では、上に述べたように走向断層によって、带状地塊に分断されている。分断された帯



第37図 後期白亜紀久慈層群基底の傾斜不整合 (久慈市大川目)・久慈層群基底礫岩下位の岩泉層群安家層石灰質粘板岩 (下戸鎮転倒背斜の逆転部)

状の地塊のなかで地層の連続性がよく、走向が弧状を呈するものがあり、その弧状構造が高角度の断層で切られて、一部覆瓦状構造をつくる。断層を境に地塊ごとの走向が斜交するのも観察できる。川井断層の北側では一般に地層の傾斜が $70^{\circ}$ 以上で、急である。断層近くでは、地層は千枚岩質となり、あるいは破碎されている。地域北西隅の車門付近では、幾つかの走向断層が集中するために、400 mの間にわたり破碎を生じている。また小軽米南西雪谷川沿いでも断層破碎帯が見られる。また、この地点付近に高成沢・戸呂町・小軽米断層が集中するために、約3 kmの幅にわたって、地層が直立するか、それに近い傾斜をするのが特徴である。

チャートにしばしば見られる微褶曲構造を野外で形状により分けると、S字形に曲線的なものとZ字形に直線的なものがある。微褶曲の規模は、前者では波長が10 cmから数 mまでの変化があり、後者では波長1-2 mのものが多い。著しい微褶曲について、褶曲軸の沈下方向を測定したところ、間木平背斜東翼では、南東方向に、同背斜の南西では、西方に、それぞれ軸が緩やかに沈む傾向が認められ

る。

地質概説で述べたように、中・古生界の岩泉層群とそれを貫く白亜紀前期の深成岩類を、傾斜不整合に覆って、白亜紀後期以降の地層が緩やかな $10^{\circ}$ 内外の傾斜で覆っている。この著しい傾斜不整合(第37図)は、大島造山運動の一つの現れである。

白亜紀以降の地層は、褶曲運動は受けておらず、安定した構造で北上山地古期岩類の上ののっている。しかし、本地域東部中央で見られるように、深成岩類と大きな断層で境するなどの断層運動を受けている。

久慈層群堆積後、古第三紀野田層群が平行不整合で、久慈層群の上ののり、非海成の堆積相をあらわすようになる。白亜紀前期末及び古第三紀の堆積盆形成が太平洋側に行われたのに対し、太平洋側とは反対の西方あるいは北西方から、新第三紀堆積盆を形成する海進があった。その結果、北上山地西方及び北方に、火山岩類を挟む堆積物が分布し、本地域北西端小軽米付近にその一部が分布する。この新第三系は、小軽米付近の丘陵性の地形を構成し、岩泉層群を著しい傾斜不整合で覆っている。

第四紀更新世に入ると、北上山地北部の太平洋岸には砂鉄層を含む海浜成層が堆積し、その後隆起して、水無面、広野面と呼ばれる本州では最も高位の海岸段丘の形成が行われた。この海岸段丘面は南に低下する傾動運動を受けている。

## X. 応用地質

### X. 1 鉱産資源

#### X. 1. 1 マンガン

陸中大野地域から南隣の陸中関地域にかけての一带に40箇所を超えるマンガン鉱床が密集する。その分布を第38図に示す。

鉱床は、岩泉層群の関層に約80%が集中し、木沢畑・間木平及び合戦場層にも少数の鉱床が胚胎している(吉井ほか, 1964; 吉井・吉田, 1974; YOSHII, 1978)。鉱床はいずれも層状で、地層と整合的である。各鉱床の記載は、南部・谷田・熊谷(1969)により詳細に行われ、成因等も含めて、南部(1980)によって総括されている。

各鉱床の概要を第7表に示す。鉱床の規模は大小さまざまであるが、本地域及び近隣に分布する43鉱床についての平均値及び標準偏差を次に示す。

	平均値	標準偏差
走向延長	52 m	47 m
傾斜延長	37 m	26 m
厚さ	0.8 m	0.8 m

本地域内での代表的鉱床は、小玉川・高松・舟子沢及び日野沢などである。小玉川鉱床は、各鉱体の規模は走向延長50-100 m、傾斜延長100 m程度であるが、露頭は走向方向に約3 kmにわたり点在する。

第7表 陸中大野地域を主とする岩泉帯の層状マンガン鉱床の概要

番号	地層名	鉱床名	鉱床規模 (m)			主要鉱石	母岩		精鉱生産量				統計期間 (西暦年)	備考			
			走向延長	傾斜延長	厚さ		下盤	上盤	金属鉱		二酸化鉱						
									生産量 (t)	品位 (Mn%)	生産量 (t)	品位 (MnO <sub>2</sub> %)					
1	木沢畑層	伊茂屋	5-23		0.1-0.4	炭マン	層状チャート	層状チャート					1942-1955				
2		沼袋	5-45		0.2		"	"	270	37							
3		繫	20?		0.2-0.3		塊状チャート	粘板岩	85						1941-1942		
4	間木平層	小晴	40		0.2-1	珪マン 二酸化 ブラウン鉱 "	塊状チャート	凝灰質粘板岩	1,350	38	200	74	1943-1967	沼袋化崗岩体による熱変成作用			
5		大和	5-10		1		"	層状チャート									
6		天狗	40-50		0.1		"	塊状チャート			2,000				1937-1945		
7		高松	170	70	0.4-1.5		ブラウン鉱	"	(赤色)層状チャート	16,300	36				1938-1963		
8		矢ノ沢	30	44	1		"	粘板岩, 塊状チャート	赤色層状チャート	800	40				1955-1958		
9		三日町	15				"	層状チャート	層状・塊状チャート	300	30				1955-1958		
10		真門	20		0.4		"	赤色塊状チャート	層状チャート	350?							
11		坪穴	10		1 >		"	層状チャート	"	2,000?					1940		
12		岩井川	15				珪マン	"	塊状チャート	300	30				1955-1958		
13		清水川	20	20	0.3-2.5		"	"	層状チャート	2,300	27				1964-1966		
14		関層 (間木平背斜東翼)	観音	60			0.1-0.5	ブラウン鉱	赤色塊状チャート	赤色塊状チャート	400		1,000		73	? -1967	旧第1小軽米 旧登竜・屋敷 旧熱田玉川
15			大巻	20			0.7-1	二酸化	層状チャート	層状チャート							
16			高峰	100	60		0.5-1	ブラウン鉱	赤色層状チャート	赤色層状チャート	2,550	45	1,050		70	1938-1963	
17	小軽米		80	60	0.3	"	"	"	700	49	350	80	1943-1960				
18	軽米大豊		20		0.5-0.8	"	赤色塊状チャート	層状チャート									
19	大平		50-60	20-30	0.3-0.4	二酸化	層状チャート	"	300	29	350	75	1961-1966				
20	小玉川		50-100	100	0.5-1	ブラウン鉱	赤色層状チャート	赤色層状チャート	29,800	27			1935-1975				
21	大野		30?	20?	1	"	"	"	1,750	46	200	75	1939-1945				
22	午当		60		0.3	"	"	"									

23		舟子沢	200	130	0.5-1	〃	赤色塊状チャート	炭灰質赤色層状チャート	10,900	41			1957-1969	
24		立川	30	90	0.5-1.5	〃	層状チャート, 粘板岩	層状チャート, 粘板岩	6,600	39	2,000	78	1937-1972	
25		永倉	3-8		0.1	〃	赤色層状チャート	赤色層状チャート						
26		姫ヶ森			1	珪マン	チャート	チャート						階上花崗岩体による熱変成作用
27	関 層(間木平背斜西翼)	ヤマニ	10-15		0.7>		層状チャート	層状チャート						
28		九戸	6		0.4-1	炭マン	〃	〃	500?					
29		大畑	60-90	60	0.3-0.6	〃	層状・塊状チャート	〃	3,200	41			1939-1953	
30		山形	90		0.1-1	ブラウン鈹	(赤色)層状チャート	(赤色)層状チャート	2,100	22	400	68	1958-1971	
31		横地	220	80	2	炭マン	層状・塊状チャート	層状チャート	12,500	33	2,350	73	1946-1963	
32		北上	35	30	0.1-2	〃	塊状チャート	〃	50	33	100	66	1959-1962	
33		北栄	10>		0.1>	二酸化	層状チャート	粘板岩						
34		日野沢	70-90	40-60	1.2	炭マン	層状・塊状チャート	層状・塊状チャート	17,900	42	2,300	76	1933-1969	
35		川井	100	110	2	二酸化	〃	層状チャート			23,900	71	1940-1961	
36		第2旭	16		0.1-0.5	珪マン	〃	層状・塊状チャート	15	25	17	75	1963-1965	
37		滝ノ沢	20-30		0.4-0.7	炭マン	〃	層状チャート	1,150	44	5,300	75	1937-1961	
38		身沢	40		0.3-0.7	二酸化	層状チャート	〃	500?				1937-?	
39		小国	90	90	0.1-2	炭マン	層状・塊状チャート	塊状チャート	9,700	38			1937-1962	
40		豊口	40-70	80	0.1-0.5	〃	層状チャート	層状チャート	3,800?	35?			1940-1960	
41		大雪屋	40		1	珪マン	塊状チャート	塊状チャート	6,000?				?-1945	
42	合戦場層	茅平	100?		1.5	〃	層状チャート	層状チャート	530	30			1958-1959	平庭花崗岩体による熱変成作用
43		滝	70-100	40	0.3-0.6	〃	〃	粘板岩, 塊状・層状チャート	6,800	35	250	72	1944-1969	〃

<注> 1. 鉱床規模・主要鉱名・母岩についてはおもに南部ほか(1969)に基づく  
2. 鉱床の番号は第38図に同じ



る。その代表例は日野沢鉛床である。本地域の炭マン鉛石は、黒色炭マン・白色炭マンなど、他地域のものと同様各種産出するが、日野沢鉛床には、高品位のチョコレート鉛が多産する。鉛石中のSiO<sub>2</sub>含有量は、地域内では一般に高く、7-20%である。

珪マン鉛床は、ばら輝石・テフロかんらん石など、珪酸塩の粗粒結晶を主体とした鉛石からなる。鉛床は、花崗岩類のルーフペンダントになっている地層など、熱変成作用を強く受けた場所に産出する。図幅地域の南東方約10 kmの野田玉川鉛床がその典型で、このほか、地域の北隣にある姫ヶ森鉛床も、その例である。

鉛床の母岩は、下盤が灰色の塊状チャート、上盤が灰色層状チャートとなるのが一般的である。

初成鉛石が天水作用によって二次富化されて生じた二酸化マンガン鉛は、各鉛床の露頭部付近に産出する。小規模の鉛床では、この二酸化マンガン鉛だけ採掘されて、その下部にまで探査が至っていない場合も多いとみられる。鉛石の富化作用が深部に及び、このために多量の二酸化マンガン鉛が産出した例に川井鉛床がある。

マンガン鉛石は用途別に金属マンガン鉛と二酸化マンガン鉛とに大別される。前者は主として鉄鋼用、後者は乾電池用が主である。この地域での現在までの生産量は、

	精鉛量	平均品位	金属量
金属マンガン鉛	14万トン	35%Mn	5万トン
二酸化マンガン鉛	4万トン	73%MnO <sub>2</sub>	2万トン

である。ちなみに金属マンガン鉛の82%は、関層層準の鉛山から、又二酸化マンガン鉛の60%は川井鉛山から、それぞれ出鉛された。

### X. 1. 2 モリブデン

久慈市三日町西方約1.5 kmにある岩井川と久慈川の合流点から岩井川を約100 mさかのぼった地点付近一帯に大川目モリブデン鉛床がある。渡辺・竹内(1944)が鉛床の記載を行っている。

鉛床付近の地質は、安家層の石灰岩・粘板岩及びチャートからなる。これらは白亜紀前期の花崗閃緑岩(階上岩体)の貫入により、熱変成作用を受けて、石灰岩は白糖状となり、またスカルン化されている。

鉛床は久慈川と岩井川の合流点から久慈川上流及び岩井川流域の東西約400 m、南北約300 mの範囲に約7箇所見いだされる。岩井鉛床が主要鉛床で、岩井川北岸に沿って約100 m、高さ約200 mの範囲で露出し、坑道は東西に約200 m、南北に約60 m延びている。

鉛石は、石灰岩中の灰鉄輝石又はザクロ石スカルン化された部分とそれらを貫く石英脈中に産出し、輝水鉛鉛からなる。輝水鉛鉛は直径約5 mm以下の薄板状結晶をなす。

モリブデン鉛石は1943年から3箇年間に精鉛約52トン、品位62%MoS<sub>2</sub>が生産され(加藤, 1956)、その後1964-1965年に精鉛約41トン、品位85%の出鉛があった。

### X. 1. 3 砂鉄

砂鉄鉛床は、本地域の大野村金ヶ沢付近から水沢を経て地域南東部の久慈市黒森に至り、さらに南隣

の陸中関地域北東部荒津前へ延びる地帯の数箇所に分布する。

砂鉄を胚胎する地層は、前期ないし中期更新世の水無層<sup>みなし</sup>である。この地層は標高220-300 mの段丘を形成している。

砂鉄鉱床については南部・谷田・高橋（1960）及び南部（1961）による報告があり、それらによると、鉱床は水無層の分布の西縁部にあって、標高220-280 mの間に集中する。鉱床の厚さは平均3 mで局部的には10 mを超える。鉱石は褐鉄鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱を主とし、少量のチタン鉄鉱を伴う。TiO<sub>2</sub>の含有量は3-8%である。

砂鉄は主として川崎製鉄㈱が1950-1956年の間に採掘し、精鉱乾量約40万トン、平均品位33.5%Fe、金属量約34%であった。

#### X. 1. 4 石炭

久慈地域を中心とする約150km<sup>2</sup>の区域が久慈炭田と呼ばれ、その西端が、陸中大野地域の東部に及ぶ。久慈炭田については、地質調査所（1960）に記載がある。

本地域では、久慈川と夏井川に挟まれた丘陵地に分布する古第三系港層中の砂岩シルト岩互層、別名久慈含炭層中に2枚の炭層がある。このうち上炭層群は、炭丈が70 cm前後で九戸炭鉱として、又、下炭層群は炭丈が60-70 cmで門前炭鉱（寺里坑・宮内坑）として、それぞれ稼行されたことがある。

工業分析値によれば、炭質は褐炭（F<sub>1</sub>級）に属する。工業分析結果を第8表に示す。

ちなみに、これらの炭層からは、琥珀を産し、「久慈の<sup>くろく</sup>薫陸」の名称で、古くから知られている。

第8表 野田層群港層に産出する石炭の工業分析表

試料採取炭鉱名	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	硫黄 (%)	発熱量 (kcal/kg)	補正純炭発熱量 (kcal/kg)	灰色	粘結性	比重	JIS炭質分類
寺里	14.22	11.49	42.14	32.15	0.36	5,195	6,950	灰褐	非粘結	1.32	F <sub>1</sub>
宮内	16.52	18.21	35.82	29.45	0.38	4,335	6,900	〃	〃	1.41	F <sub>1</sub>
九戸	18.33	14.80	35.19	31.68	0.53	4,520	6,880	橙	〃	1.39	F <sub>1</sub>

地質調査所(1960)による。(地質調査所化学課 1953年分析)

#### 文 献

秋葉文雄（1983）北太平洋中高緯度地域の第三系珪藻化石帯区分の改訂—基準面の評価と時代—。

月刊海洋科学, vol. 15, p 717-724.

ALLEN, J. R. L. (1968) *Current Ripples : Their relation to patterns of water and sediment motion*. Amsterdam, North-Holland Publ. Co., 433p.

青森県（1954）青森県の地下資源。148p.

鎮西清高（1958）岩手県福岡町付近の第三系について。地学雑誌, vol.67, p.1-30.

CHINZEI, K. (1966) Younger Tertiary geology of the Mabechi river valley, northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 16, pt. 1, p. 161-208.

- 地質調査所 (1960) 日本鉱産誌, BV-a, 主として燃料となる鉱石-石炭. 地質調査所, 881p.
- 長谷弘太郎 (1956) 小本付近に新たに確認された中生層. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 3, p. 26-28.
- HATAI, K. and IMAIZUMI, R. (1965) Discovery of marine shells from the Kunohe terrace deposits, Kuji City. Iwate Prefecture. *Trans. Proc. palaeont. Soc. Japan*, N. S., no57, p. 28-33.
- IJIMA, A. (1972) Latest Cretaceous - Early Tertiary lateritic profile in the northeastern Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 18, p. 325-370.
- 今村学郎 (1928a) 海蝕台地の変位よりみたる撓曲運動と傾斜運動. 地理学評論, vol. 4, p. 237-247.
- (1928b) 海岸線の垂直移動と水平移動及びそのユースタティック運動との関係. 地理学評論, vol. 4, p. 353-366.
- ISHII, K., SENDO, T. and UEDA, Y. (1956) The diversity of the Tanohata granitic mass, northern Kitakami Mountains, Iwate Prefecture. *Sci. Rept., Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 5, p. 153-167.
- 岩手県 (1954) 10万分の1岩手県地質図. 岩手県.
- 金谷 弘 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類 V. カリウム・トリウム・ウランおよび帯磁率. 地質調査所報告, no. 251, p. 91-120.
- ・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域変化. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 68, p. 211-224.
- 片田正人 (1974a) 北上山地の白亜紀花崗岩類 I. 序論. 地質調査所報告, no. 251, p. 1-7.
- (1974b) 北上山地の白亜紀花崗岩類 VI. 南部北上山地および全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地質調査所報告, no. 251, p. 121-123.
- ・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 75, p. 173-185.
- ・小野千恵子 (1978) 本州地向斜の砂岩・泥岩の供給源岩について, 地質学雑誌, vol. 84, p. 141-154.
- ・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聰史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩類の帯状区分. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 65, p. 230-245.
- ・寺岡易司 (1981) 日本の砂岩の化学組成. 岩手大学教育学部研究年報, vol. 40, p. 55-66.
- 加藤謙次郎 (1956) 岩手県の鉱産資源. 岩手県地質説明書II, p. 32-34.
- 加藤祐三 (1979) 北上山地, 岩泉・階上・宮古花崗岩類の化学的性質-特に「乙茂型」花崗岩について-. 地質学論集, no. 17, p. 273-280.
- KAWANO, Y. and UEDA, Y. (1965) K-A dating on the igneous rocks in Japan(II) - Granitic rocks in Kitakami Massif. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. III, vol. 9, p. 199-215.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese

- Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 5, p. 219-578.
- KOIZUMI, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕 (1984) 北日本を広く覆う洞爺火山灰. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 14, p. 81-82.
- MARUYAMA, T. (1984) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438 A: Part 2. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 55, p. 77-140.
- MATSUMOTO, T. (ed.) (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan. Soc. Prom. Sci. Tokyo, 324 p.
- (1977) Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 21, p. 63-74.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均 (1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no. 31, p. 1-26.
- 松野 正 (1961) 十和田・八甲田火山噴出物. 青森県農業試験場研究報告, no. 6, 73p.
- MIKI, A. (1972) Palynological study of the Kuji Group in northeastern Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 15, p. 513-604.
- (1977) Late Cretaceous pollen and spore floras of northern Japan : Composition and interpretation. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 17, p. 399-436.
- 湊 正雄 (1950) 北上山地の地質. 地学団体研究会専報, no. 5, 28p.
- (1953) 地層学. 岩波書店, 330P.
- 箕浦幸治 (1983) 北上地帯の地質. 月刊地球, no. 50, p. 480-487.
- (1985) 北上・阿武隈はどこからきたか-東北日本の地質構造のなりたち. 科学, vol. 55, p. 14-23.
- 村田正文・杉本幹博 (1971) 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出 (予報). 地質学雑誌, vol. 77, p. 393-394.
- 中川久夫 (1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学地質古生物邦文報告, no. 54, p. 1-61.
- (1963a) 青森県の第四系. 青森県地質説明書, 青森県, p. 65-92.
- (1963b) 東北地方第四紀 Tephrochronology. 第四紀研究, vol. 3, p. 88-93.
- ・中馬教允・石田啄二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 中村新太郎 (1911) 20 万分の 1 地質図幅「一戸」及び同説明書. 地質調査所, 84p.
- NAKAMURA, Y. (1964) Relief distribution in the northern part of the Kitakami Mountains. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 7, vol. 13, p. 115-133.
- 南部松夫 (1961) 久慈地区の砂鉄鉱床. 未利用鉄資源, no. 8, p. 373-375.

- (1980) 北上山地の層状マンガン鉱床ならびに層状含マンガン鉄鉱床の成因とその問題点について. 鉱山地質, vol. 30, p. 323-343.
- ・谷田勝俊・熊谷 進(1969) 北上山地のマンガン鉱床Ⅰ. 岩手県, 155p.
- ・——— ・高橋良昭(1960) 大野地区の砂鉄鉱床. 未利用鉄資源, no. 7, p. 299-302.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代Ⅲ—. 地球科学, no. 70, p. 38-39.
- (1965) 上北地方の火山灰と段丘群. 第四紀, no. 7, p. 2-18.
- (1972) 十和田火山東麓における完新世テフラの編年. 第四紀研究, vol. 11, p. 228-235.
- ・中川久夫(1979) 三戸地域広域農業開発基本調査, 地形並びに表層地質調査報告書. 1978年度地質調査報告書, 東北農政局計画部, 103p.
- ・高橋 一(1970) 南部浮石の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代(62). 地球科学, vol. 24, p. 232-233.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書. Ⅱ. 岩手県, 189p.
- (1969) 北上山地地質誌. 東北大学地質古生物研究邦文報告, no. 69, p. 1-239.
- ・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎(1981) 北上川流域地質図(20万分の1)説明書. 長谷地質調査事務所, 223p.
- 佐伯四郎・佐々保雄 (1930) 岩手県久慈層群に就いて. 地質学雑誌, vol. 37, p. 313-315.
- 佐々保雄 (1932) 岩手県久慈地方の地質について(其一〜三). 地質学雑誌, vol. 39, p. 401-430, p. 481-501, p. 552-580.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970) 田老地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所. 54p.
- ・寺岡易司(1962) 5万分の1地質図幅「陸中野田」及び同説明書. 地質調査所, 64p.
- STRECKEISEN, A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 170, p. 144-214.
- 杉本幹博 (1969) 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大学地質古生物研究邦文報告, no. 70, p. 1-22.
- (1972) 北部北上山地, 葛巻構造線及び田老構造線について. 東北大学地質古生物研究邦文報告, no. 73, p. 97-109.
- (1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大学地質古生物研究邦文報告, no. 74, p. 1-48.
- 高橋一男 (1985) 岩手県久慈市西方大野村, 第四紀層中の断層について. 岩手の地学, no. 17, p. 36-41.
- TANAI, T. (1979) Late Cretaceous floras from the Kuji district, northeastern Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 19, p. 75-136.
- 田山利三郎 (1931) 北上山地東斜面の海岸段丘に就いて. 地理学評論, vol. 7, p. 337-362.
- 照井一明 (1977) 久慈層群・野田層群に含まれる含月長石火山岩礫. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 149.

- ・種市高等学校地学班（1977） 北部三陸海岸の月長石溶結凝灰岩について．物理と化学，  
vol. 13, no. 11, 9p.
- 東北地方第四紀研究グループ(1969) 東北地方における第四紀海水準変化．地団研専報，no. 15 [日  
本の第四系]，P. 37-83.
- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・村田明広・岩松 暉(1980) 北部北上山地-渡島半島の地向斜．  
「日本列島北部における地向斜および構造区分の再検討」総合研究連絡誌，p. 27-36.
- 渡辺萬次郎（1950） 北上山地の火成活動．地学団体研究会専報，no. 4, 23p.
- ・竹内常彦(1944) 岩手県九戸郡大川目水鉛鉱床，岩石鉱物鉱床学会誌，vol. 31, p. 54-69.
- 米倉伸之（1965） 陸中北部沿岸地域の地形発達史．地理学評論，vol. 39, p. 311-323.
- 吉田 尚（1966） 地質調査所UMP-A帯研究成果．UMP地質構造部門A-Zone連絡紙，no. 1，  
P. 12-14.
- （1975） 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展．地学団体研究会専報，no. 19, p. 103-  
114.
- （1981） 東北日本先新第三紀地体構造について．構造地質研究会誌，no. 26, p. 3-29.
- YOSHII, M. (1978) Geology and manganese deposits of the Kunohe Area, the North Kitakami  
Mountains. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 29, p. 289-346.
- 吉井守正・片田正人(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類II．北部北上山地の花崗岩類．地質調査所報  
告，no. 251, p. 8-22.
- ・吉田 尚（1974） 北上山地北縁，マンガン鉱床地域の地質．地質調査所月報，no. 25, p.  
147-156.
- ・———・及川昭四郎(1964) 北上山地鉱床開発調査報告書概報（大野-軽米地区）第1  
報．岩手県，P. 1-9.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1:50,000

**Aomori (5) No.49****GEOLOGY**

OF THE

**RIKUCHŪ-ŌNO DISTRICT**

By

Takashi YOSHIDA, Morimasa YOSHII, Masato KATADA,  
Keisaku TANAKA, Toru SAKAMOTO and Hiroyuki SATOH

(Written in 1985)

---

  
(Abstract)

## GENERAL GEOLOGY

The Rikuchū-Ōno district, latitude  $40^{\circ} 10' - 40^{\circ} 20' N$  and longitude  $141^{\circ} 30' - 141^{\circ} 45' E.$ , is situated at the northern margin of the Kitakami Mountains, Northeast Honshu.

This district geologically belongs to the Iwaizumi Belt of the North Kitakami Terrane. Geologic sequence of the district is shown in Table 1.

This district consists mainly of the Iwaizumi Group of which age ranges from Permian to Middle Mesozoic. Early Cretaceous plutonic rocks intruded into the Iwaizumi Group and thermally metamorphosed the group in various grades. The plutonic rocks crop out widely at the northeastern district. The Late Cretaceous Kuji Group and the Paleogene Noda Group gently dip and rest upon the folded and faulted Iwaizumi Group with a marked angular unconformity. Neogene strata unconformably cover them, and crop out at the northwestern district. Early Quaternary sediments form a wide coastal terrace, 250-300m in altitude in the eastern district.

The Iwaizumi Group is folded with anticlines and synclines of various scales. Among them the Magidai Anticline and the Mawatari Syncline are structurally remarkable in and

Table 1 Summary of geology in the Rikuchū-Ono district

Age	Geology	Remarks
Quaternary	Alluvial deposits River terrace deposits Pyroclastic falls Hirono Formation Minashi Formation Kanegasawa Formation	Iron sand
Neogene	Volcanic rocks Karumai Formation	Andesite Mollusca
Paleogene	Noda Group Kuki Formation Minato Formation	Plant, Coal
Cretaceous	Kuji Group Sawayama Formation Kunitan Formation Tamagawa Formation  Plutonic rocks	Plant Oyster Oyster  Granodiorite with Gabbro
Permian-Mesozoic	Iwaizumi Group Kassemba Formation Seki Formation Akka Formation Sawayamagawa Formation Magidai Formation Kisawahata Formation	Conodont Conodont, Manganese Conodont, Hexacoral  Conodont Conodont

around this district. They trend south to southeast and plunge southward in low angles. The Magidai Anticline stretches in the center of the district. The six formations of the Iwaizumi Group mostly crop out separately on both limbs of the anticline. The formations tend to become thicker on its east side than on the west one.

#### Iwaizumi Group

The Iwaizumi Group is made up of sedimentary strata containing chert, slate, sandstone, limestone, and basaltic rocks. Geologic age of the group given by fossil conodonts and corals is early to middle Mesozoic, or mainly Triassic. Permian conodonts and Jurassic radiolaria are also reported recently in preliminary reports around this district. But they were not obtained in our study. The group comprises the Kisawahata, the Magidai, the Sawayamagawa, the Akka, the Seki, and the Kassemba Formations in ascending order. Each of the formation deposited conformably.

The **Kisawahata Formation** occurs along the Magidai Anticline. The formation consists mainly of light- to dark-gray bedded chert and dark-gray to black slate, intercalated with

small amounts of limestone, coarse- to fine-grained arkose sandstone, and mafic tuff. Triassic conodonts are obtained from limestone of this formation. The formation is up to 1,000 meters thick.

The **Magidai Formation** consists mainly of coarse- to fine-grained gray sandstone and slate with small amounts of bedded chert, conglomerate, and limestone. Triassic conodonts occur in the limestone. Mafic tuff is abundant on the eastern limb of the Magidai Anticline. The formation is 250-1,000 meters thick.

The **Sawayamagawa Formation** is dominated by basaltic rocks with pillow lavas, auto-brecciated lavas, tuff, and volcanic conglomerate. The formation is up to 700 meters thick.

The **Akka Formation** is composed mainly of light- to dark-gray limestone, with slate and chert. The limestone alternates with chert in some places, and is traceable as far as about 50 kilometers south to Iwaizumi Town. Hexacoral, sponge, calcareous algae, and Triassic conodonts occur in the limestone. The conodonts are identified to be *Paragondolella* sp. and *Hindeodella* sp. The formation is 100-800 meters thick.

The **Seki Formation** is characterized by exclusively dominant bedded chert associated with varying amounts of slate, sandstone, limestone, and mafic volcanic rocks. The upper part of the formation comprises alternation of slate, sandstone, chert, and mafic tuff. Red chert and mafic volcanic rocks are abundant on the eastern limb of the Magidai Anticline. The mafic volcanic rocks composed mainly of basalt lavas and tuff are thick at the northwestern margin of the district. Triassic conodonts, *Epigondolella abnebtis* and *E. bidentata*, occur in chert of this formation. The formation is over 2,500 meters thick.

The **Kassemba Formation** crops out at the southwestern corner of the district. The formation consists mainly of coarse- to medium-grained arkose sandstone associated with small amounts of chert, slate, limestone, and mafic tuff. Triassic conodonts such as *Epigondolella bidentata* are obtained from this formation in the adjacent area. The formation is more than 1,000 meters thick.

### Plutonic Rocks

The **Hashikami body** is the biggest Early Cretaceous pluton in and to the north of this district. Main lithology of the body is hornblende-biotite tonalite to granodiorite. SiO<sub>2</sub> content of the rock is 66.8 weight percent. Magnetic susceptibility for the powdered samples yields  $608 \times 10^{-6}$  (emu/g) as a mean value, and is higher than that of average granodiorite ( $236 \times 10^{-6}$ ) in Japan.

Other plutonic rocks sporadically crop out forming stocks measuring 0.5 - 2 km across. The Okubo body occurs at the western corner of the district and is composed of hornblende-biotite granodiorite, pyroxene gabbro and others. The Imoya, the Tengu, and the Hachigatsuka bodies are made up of gabbroic rocks. The Heromachi body is made of hornblende-biotite granodiorite.

### Kuji Group

The Upper Cretaceous Kuji Group occurs at the southeastern corner of this district, forming the northwestern extension of the group. It unconformably overlies the Iwaizumi Group and the Early Cretaceous plutonic rocks. It comprises the Tamagawa, the Kunitan,

and the Sawayama Formations in ascending order, each of which is in conformable relation and shows the facies of transgression, inundation, and regression respectively. They dip toward the Pacific in low angles. Fossils from the group in an adjacent area reveal the age of the group to be Coniacian to Campanian, although no diagnostic fossils occur in this district. The group is about 600 meters thick.

The **Tamagawa Formation** consists chiefly of pebble to cobble conglomerate, coarse- to medium-grained sandstone, and siltstone with some interbeds of tuff and coaly shale. The formation is divided into the Lower and the Upper Members. The Lower Member is dominated by conglomerate. It shows nonmarine deposition with several cycles of grading in a fluvial environment. The Upper Member is composed mainly of sandstone. An oyster-bed bearing transgressive littoral sediments occurs at its basal part. They are followed by a regressive upward-coarsening sequence. The formation is 80-190 meters thick.

The **Kunitan Formation** is almost exclusively shallow marine deposits. It is made up of fine- to coarse-grained sandstone, which has cross-bedding in many places and carries sandy siltstone and conglomerate. It is notable that calcareous concretions commonly occur in the sandstone.

The formation is divided into the Lower, the Middle, and the Upper Members. The Lower Member consists largely of littoral sediments. It contains an oyster bed at the basal part. The Middle and the Upper Members consist of transgressive offshore muddy facies with thick sandy silt at their basal parts. The sediments become coarser upward showing regression. The formation is 200-220 meters thick.

The **Sawayama Formation** comprises tuff, siltstone, cross-bedded coarse- to medium-grained sandstone, and conglomerate. The formation shows repeated cycles of arenaceous and argillaceous sediments accompanied by coal and tuff. The tuff is characteristically abundant in the formation. Various species of fossil plants occur in the siltstone and tuff. The formation is originated by mainly terrestrial and partly brackish environments. The formation is 130-200 meters thick.

### **Noda Group**

The Paleogene Noda Group disconformably rests upon the Cretaceous Kuji Group at the southeastern corner of the district. The Noda Group consists chiefly of cobble to pebble conglomerate, with cross-bedded medium- to coarse-grained sandstone, siltstone, tuff, and coal seams. The group is divided into the Minato and the Kuki Formations in ascending order. Both formations are in conformable relation. The group is correlated with the Oligocene on the basis of fossil plants from the adjacent area. The group is about 310 meters thick.

The **Minato Formation** is divided into the Lower and the Upper Members. The Lower Member consists mostly of conglomerate with abundant boulder-sized gravels which are richer in felsic to intermediate igneous rocks than those of the Upper Cretaceous conglomerates. A flint-clay bed occurs locally at the basal part of the member. The Upper Member contains several coal seams which were once mined. The formation is made up of littoral deposits in some cases and fluvial or estuary ones in other cases. The formation is about 220 meters thick.

The **Kuki Formation** is exposed with only its lower part in this district. The formation

consists of nonmarine conglomerate with several interbeds of coarse-grained sandstone. Volcanic gravels in the conglomerate are less common than in the Minato Formation. The formation is about 90 meters thick.

## NEOGENE SEDIMENTS

The Karumai Formation crops out at the northwestern corner of the district and unconformably rests upon the Iwaizumi Group. The formation is made up mainly of tuffaceous mudstone, and of conglomerate and sandstone at the basal part. The basal part contains an oyster bank. The mudstone bed of the main part is rich in fossil mollusca. The age of the formation given by the molluscan and diatom fossils is the latest Early to earliest Middle Miocene.

The formation is several ten meters thick.

## QUATERNARY SEDIMENTS

The Quaternary sediments consist of the Kanegasawa, Minashi, and Hirono Formations. River-terrace deposits and alluvium occur in restricted areas.

The **Kanegasawa Formation** narrowly crops out near Ōno Village. The formation consists of muddy beds and intercalates sand and tuff layers. It yields molluscan and plant fossils which show a bay environment. The age of the formation seems to be early Pleistocene. The formation is about 20 meters thick.

The Minashi Formation is underlain by the Kanegasawa Formation. This formation constitutes the highest coastal terrace (Minashi Terrace), which ranges 200-300 meters in altitude at the eastern foot of the mountainous area. The formation consists mainly of medium- to fine-grained sand, and gravel at the basal part. The sand bed includes iron-sand deposits in the main part. Ill-preserved marine molluscan fossils are reported at the northwest of Kuji City located to the east of this district. The formation is around 30 meters thick.

The **Hirono Formation** forms a wide coastal terrace, the Hirono Terrace, in the eastern half of the district. It is 200 meters in altitude. It consists chiefly of sand with a thickness of several meters. The geomorphological study reveals the Minashi and the Hirono Formations to be early, or middle Pleistocene although no other evidences for age determination.

**Pyroclastic falls** from the Towada and Hakkōda Volcanoes widely cover the topographic surface of the district, and thin out southwards.

**River-terrace deposits** occur in the restricted areas along the Kuji, and the Yukiya Rivers, and other creeks. The deposits are composed mainly of gravel and sand.

**Alluvium** is observed along the Kuji River and others. The sediments along the Kuji River are composed of gravel and sand, with intercalated muddy beds in the middle part.

## ECONOMIC GEOLOGY

Manganese deposits of small scales are dominated in the district. More than 40 deposits

were exploited including the neighbouring area of this district. The deposits occur exclusively in cherts of the Seki Formation, and are all conformable to the host bedded or massive chert. Dimensions of the deposits are 52 meters long on average in strike direction, 37 meters long in dip direction, and 0.8 meters thick. Primary ore is made up mostly of braunite ore or carbonate ore. The braunite ore mostly occurs on the eastern limb of the Magidai Anticline with close relation to basaltic rocks and red chert. The carbonate ore mainly occurs on the west limb of the anticline without relation to the above-mentioned rocks.

Total output of the metallic manganese ore is around 140,000 tons with the average grade of 35 percent Mn. Production of manganese dioxide-ore is 40,000 tons with the average grade of 73 percent  $\text{MnO}_2$ . All the mines have been closed to date.

**A molybdenum deposit** of small scale occurs to the west of Mikkamachi of Kuji City. It occurs in the Iwaizumi Group. Host rocks of the deposit are thermally metamorphosed slate, chert, limestone by the plutonic rocks of Hashikami body. The ore mineral is molybdenite, and occurs in hedenbergite- or garnet-skarn and also in quartz veins. Production of the ore was total 100 tons with the grade of 62-85 percent  $\text{MoS}_2$ . The mine is closed.

**Iron-sand** deposits occur in the Quaternary Minashi Formation. The deposits are distributed along the western fringes of the terrace of 220-280 meters in altitude. The deposits are 3 meters and maximum over 10 meters thick on average. The iron sand was mined during 1950-1956. The production is total 400,000 tons with the grade of around 34 percent Fe.

**Coal deposits** occur in the alternating beds of sandstone and mudstone in the Paleogene Minato Formation of the Noda Group. The coal seams are 0.6-0.7 meters thick. The mines are closed.

文献引用例

吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之（1987）陸中大野地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，70 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

YOSHIDA, T., YOSHII, M., KATADA, M., TANAKA, K., SAKAMOTO, T. and SATOH, H. (1987)  
*Geology of the Rikuchū-Ōno district. With Geological Sheet Map at 1:50,000,*  
Geol. Surv. Japan, 70p. (in Japanese with English abstract 6p. ).

---

---

昭和62年3月20日印刷  
昭和62年3月25日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区両国3-1-12

---

---

© 1987 Geological Survey of Japan