

550.85 (084.32) (521.11) [1 : 50.000] (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

青森(5)第7号

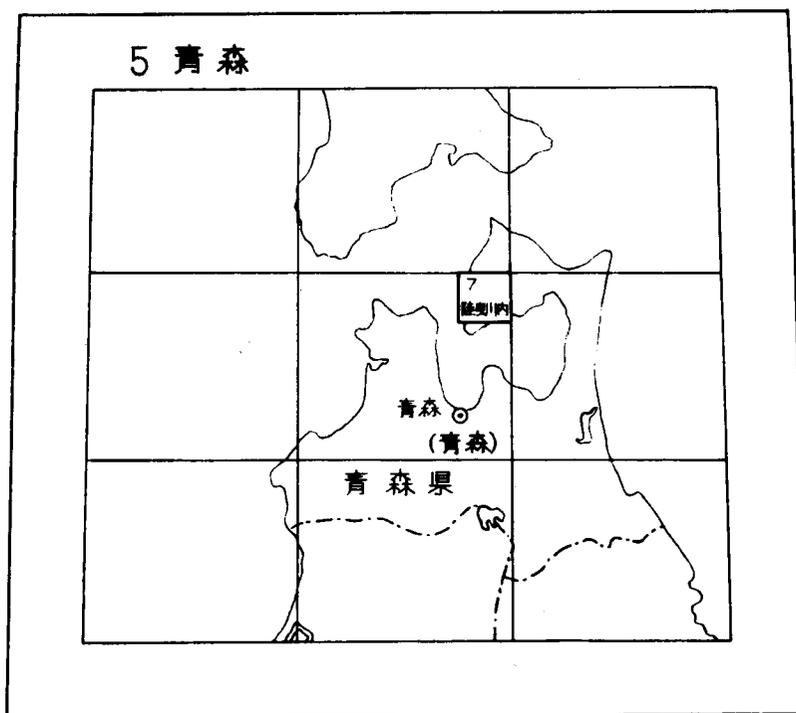
陸奥川内地域の地質

上村不二雄

昭和50年

地質調査所

位置図



() は:20,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 地質概説	2
II. 2 基盤岩類	10
II. 2. 1 長 浜 層	10
II. 2. 2 石英閃緑岩	11
II. 3 新第三系	12
II. 3. 1 金八沢層	12
II. 3. 2 檜 川 層	13
II. 3. 3 岩 脈	20
II. 3. 4 湯ノ川層	21
II. 3. 5 小 沢 層	22
II. 3. 6 湯ノ小川層	25
II. 3. 7 湯ノ股川層	27
II. 3. 8 脇野沢安山岩類	27
II. 3. 9 大 畑 層	28
II. 3. 10 半太郎沢溶結凝灰岩類	28
II. 4 第四系	29
II. 4. 1 野 平 層	29
II. 4. 2 於法岳安山岩類	31
II. 4. 3 恐山火山噴出物	31
II. 4. 4 段丘堆積層	31
II. 4. 5 沖 積 層	32
III. 1 応用地質	32
III. 1 鈹 床	32
III. 2 温 泉	38
文 献	38
Abstract.	1

付 図 ・ 付 表 目 次

第1図	陸奥川内・脇野沢地域切峯面図	2
第2図	下北半島頭部の地質および地質構造	7
第3図	下北地域等重力線図	8
第4図	川内川上流，通称親不知付近の長浜層塩基性凝灰岩の千枚岩	10
第5図	福浦―荒川間の海岸沿い断崖の地質	14
第6図	小荒川川口付近の凝灰角礫岩中のマッドボール	14
第7図	西海岸仏ヶ浦付近の凝灰角礫岩	15
第8図	牛滝盆状構造における牛滝相の地質および重力断面図	16
第9図	男川盆状構造における男川相の地質図と地質断面図	17
第10図	小沢層地区別地質柱状図	23
第11図	中川開拓付近の野平層	30
第12図	半太郎沢溶結凝灰岩類と野平層の不整合	30
第13図	天ヶ森，中川鉦山鉦脈分布図	33
第14図	大揚鉦山鉦床分布図	34
第15図	安部城鉦山鉦床分布図	35
第16図	安部城鉦山，桜鉦床の露天掘跡	36
第17図	湯ノ川温泉の源泉	38
第1表	地質総括表	3
第2表	新第三系対比表	6
Table 1		2

陸奥川内地域の地質

上村不二雄

陸奥川内地域の地域地質研究は、野外調査は最初昭和34年度から2ケ年間行い、その後中断していた。昭和42年～43年の間、通商産業省はこの地域において金属鉱床密集地域の広域調査を実施し、筆者はこの調査に従事し、同時に地域地質研究を行った。この報告は金属広域調査によるところが大きく、重力探査の結果は、これを実施した金属鉱業事業団(旧金属鉱物探鉱促進事業団)の許可を受けて掲載したものである。

昭和34年当時、この研究に対し種々の教示をあたえられた東京科学博物館(当時資源科学研究所)桑野幸夫博士、金属広域調査の際指導を戴いた岩手大学高橋維一郎教授をはじめ下北班の班員各位、および調査のはじめから種々の教示と助言を戴いた東北大学北村信教授、岩手大学多田元彦博士らの方々へ深謝の意を表す。

なお、金属広域調査が行われたあと、金属探鉱促進事業団(現 金属鉱業事業団)により精密構造調査が実施され、その結果が報告されている。この結果は、直接検討する機会がなかったため、この地質図と報告書には、この資料は加えられていない。

I. 地 形

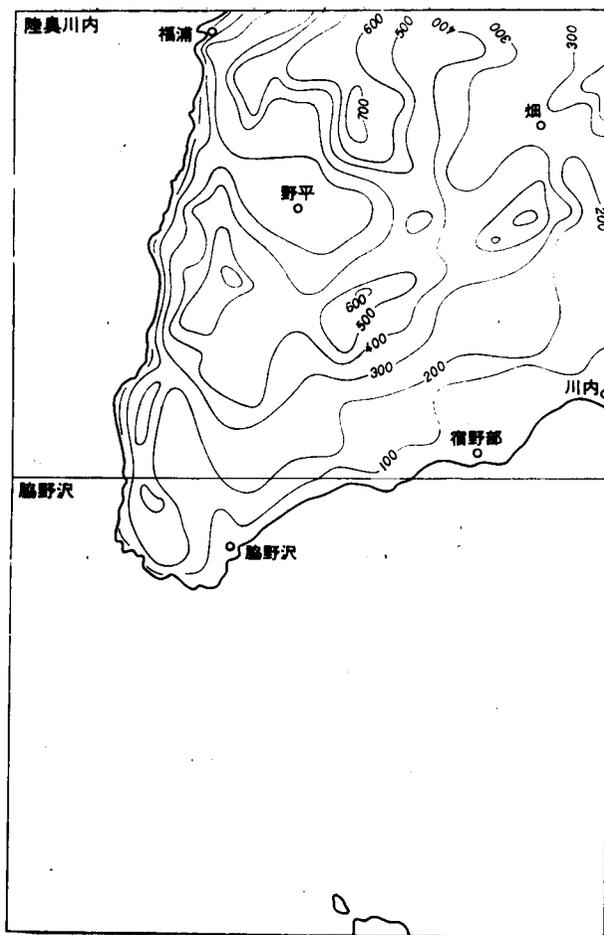
この地域は下北半島頭部の南西にあり、地域西部の福浦から牛津を経て武士泊・青石に延びる南北方向の海岸線は平館海峡に、また南東隅の川内から宿野部に至る東北東—西南西の海岸線は陸奥湾に面している。

地域の大部分は標高500～600mの起伏の多い山地で、平地は西部の川内川の下流などに、わずかに分布しているにすぎない。

最も標高が高い部分は中央よりやや北の^{がん}崑倉山(標高686.3m)で、この付近には先第三系の長浜層が分布している。最も広く分布している新第三系の地層と火山岩類は、長浜層が分布している北々西—南々東方向の地帯を囲んで、南西の野平付近を除くとほぼ緩い半ドーム状の構造を示して分布しており、地形はこれと同じように^{がん}崑倉山付近が最も高く、その南の秋山・八郎岳付近の稜線から南と東に向って緩やかに低下している。野平付近は二重の盆状構造の中心部であり、やや広い盆地地形を示している。

平館海峡に面している海岸線は、北隣の佐井地域の佐井付近から、この地域を経て南隣の脇野沢地域のアモ十太岬の南まで、北々東—南々西の方向の直線に近い懸崖をなしており、典型的な断層地形である。この断層に沿ってその東側約2～3kmに同じ方向に延びる丸山・縫道石山・アンド山・湯ノ沢岳などを連ねる稜線は、この地域の分水嶺で、これを境に川内川・男用・脇野沢川など陸奥湾に入る水系と、牛滝川・大荒川など平館海峡に入る水系に分かれている。これらのうち川内川は流域面積が最も大きく、安部城—畑間で発電に利用されている。

この地域の切峯面図を第1図に示した。この図には、前記の^{がん}崑倉山を中心とする山塊、秋山・八郎岳を中心とする山塊、平館海峡寄りの稜線のほかに、東の於法岳を中心にやや高い部分がある。この部分には新第三紀の地層を覆って、第四紀の於法岳安山岩類が分布しているが、この付近は開析が進んでお



第1図 陸奥川内、脇野沢地域切峯面図

り、火口地形などは明らかでない。

陸奥湾に面している宿野部付近には標高数mの海岸段丘が、また川内川ほかの河川沿いには河岸段丘が認められる。

II. 地 質

II. 1 地 質 概 説

この地域は東北グリーンタフ地域の北端に近く、先第三紀の地層と石英閃緑岩を基盤として、新第三紀の地層と火山岩類が広く発達しており、また第四紀の湖成堆積層と火山岩類が部分的に分布している。これらのなかでもっとも広く発達しているのは、主に流紋岩・石英安山岩など酸性の火山岩類からなる中新世中期の地層で、火山岩類は緑色化していわゆる緑色凝灰岩と呼ばれる岩石に変わっており、またそれらの地層のなかには層状・塊状あるいは脈状の金属鉱床が多数胚胎している。

第1表 地質総括表

前代	地層名	模式柱状図	岩相	火成作用	鉱床
第四紀 更新世	沖積層		砂・礫・粘土	[縦向きの楕円形]	<ul style="list-style-type: none"> ● 層状または塊状 ××× 網状 ↑ 脈状 × スカ alun
	段丘堆積層		砂・礫		
	恐山火山噴出物		安山岩質凝灰角礫岩		
	於法岳安山岩類		安山岩質凝灰角礫岩・溶岩		
	野平層		砂岩・泥岩 礫岩・砂岩		
第三紀 新第三紀	半太郎沢溶結凝灰岩類		石英安山岩質溶結凝灰岩・凝灰岩	[縦向きの楕円形]	<ul style="list-style-type: none"> ● 安部城 (竹・姫) ××× 陸奥金山 砒崎 ● 西又・大正・岩滝・安部城(桜) ↑ 天ヶ森 三九郎 砥石沢 × 福浦
	大畑層		石英安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩		
	脇野沢安山岩類 (北東地域)		安山岩質凝灰角礫岩 (溶岩を挟む)		
	湯ノ股川層		石英安山岩質凝灰角礫岩		
	湯ノ小川層		軽石凝灰岩 (泥岩を挟む)		
	小沢層		凝灰岩・砂岩・泥岩 砂岩・礫岩		
	湯ノ川層		凝灰角礫岩・砂岩・泥岩 礫岩		
	桧川層		流紋岩～石英安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩 (溶岩を伴う)		
	金八沢層		黑色泥岩・珪質泥岩 玄武岩溶岩 (凝灰岩を挟む)		
	先第三紀	長浜層			

この地域を含めて下北半島西部の新第三系は、ほかの地域から離れており、また不整合、オーバーラップ現象などが多くの層準で認められるために、この地域だけで層序を確立することが難しく、平館海峡をへだてた西の津軽半島北部の小泊・母衣月・蟹田地域の層序を参考として層序を樹てた。津軽半島北部では、特定の地層の一部と指交する厚い溶岩や粗い火山砕屑岩類は、地層を対象とした層序区分から取出して、母衣月火山岩類・今別安山岩類など便宜上別の名称で呼んでいる。この地域では、今別安山岩類に相当する安山岩類を脇野沢安山岩類、また、新第三紀末期の溶結凝灰岩類を半太郎溶結凝灰岩と命名し、そのほかの地層と区別している。この地域の層序を総括して第1表に示した。

層序 基盤岩類は、地域の北西隅に分布しており、粘板岩・硬砂岩・チャート・塩基性凝灰岩・石灰

岩などからなる長浜層と、これを貫く石英閃緑岩とからなっている。長浜層の堆積岩は、北隣の佐井地域では大部分が千枚岩質であるが、この地域では千枚岩質の部分は一部である。また石英閃緑岩の周囲では熱変成作用をうけている。長浜層の時代は明らかでない。

新第三系は基盤岩類の周囲から南の陸奥湾に面している海岸線に向っては、下位から金八沢層・檜川層・小沢層の順にほぼ整合に重なり、小沢層の上部と一部指交しながらその上位に脇野沢安山岩類が重なっている。しかし、基盤岩類の北東部では、檜川層上部以上の地層は、前述の地域とはかなり異なった岩相と累重関係を示しているため、便宜上、別の層序区分を行っている。すなわち金八沢層と檜川層の下部を不整合に覆って、檜川層の上部に相当する湯ノ川層、小沢層に相当する湯ノ小川層、脇野沢安山岩類の下部に相当する湯ノ股川層の順に、それぞれ不整合に重なっている。

最下部の金八沢層は基盤岩類を覆って、その周囲に分布しているほか、それより南の構造的な隆起部に檜川層の下から窓状に露出している。この地層は、北隣の佐井地域に分布している佐井層（上村、1962）の下部に相当する地層で、佐井地域の南西部では厚さ数mの基底礫岩から始まり、黒色硬質頁岩・玄武岩の順に重なっている。しかし、この地域では基底礫岩を欠き直接黒色硬質頁岩または玄武岩が重なっており、基盤の上に幾分アバットして重なっているものとみられる。本属の下部はおもに玄武岩からなり、黒色硬質頁岩・灰色珪質頁岩などをはさみ、上部は黒色硬質頁岩を主とし、玄武岩と薄い緑色の凝灰岩をはさんでいる。玄武岩は変質作用により緑色化している。

檜川層は前記の佐井層の上部に相当する地層で、佐井地域では大部分が流紋岩の溶岩からなっているが、この地域では、石英安山岩ないし流紋岩の火山砕屑岩を主とし、これに同質の溶岩を伴っており、ほかに安山岩と玄武岩の溶岩と火山砕屑岩、硬質頁岩などをはさんでいる。これらは流紋岩などの溶岩や火山砕屑岩の性質によって、牛滝相・檜川相など幾つかの岩相に分けることが出来る。あとで述べる火山構造的な盆状構造ごとに少しずつ性質が異なるが、地質図上では一括している。檜川層の火山岩類は、一般に緑派石化などの変質作用をうけているが、最上部の一部には火山ガラスが新鮮なまま残っているところがあり、変質の程度は一様ではない。金属鉱床の大部分は、この地層のなかに胚胎している。

湯ノ川層は、地域の北東に分布しており、金八沢層と檜川層の下部を不整合に覆っている。上村・斎藤（1957）による大畑地域の薬研層の大畑川緑色凝灰岩層と、上村（1962）による佐井地域の同じく湯ノ川緑色凝灰岩層にほぼ相当する地層である。おもに石英安山岩質の火山群屑岩からなり、石英安山岩と安山岩の溶岩、砂岩、凝灰質泥岩などをはさんでおり、下部からは *Liquicambar* などの植物化石を産している。

小沢層は、佐井・大間地域に分布している大間層に相当する地層で、この地域では陸奥湾に面している海岸に沿って分布している。ここではほぼ中間の小沢川付近を境として、西側ではおもに硬質頁岩と黒色塊状泥岩とからなり、酸性の凝灰岩をはさんでいるが、これより東側では西側の頁岩や泥岩を主とする層準は薄層化し男川以東では尖滅し、かわってそれより上位の珪藻質泥岩をはさむ石英安山岩の溶岩と、軽石凝灰岩が厚くなり、直接檜川層の上に重なっている。軽石凝灰岩は、檜川以東では珪藻質泥岩層をはさんで上・下2層に分かれ、下位を銀杏木部層^{ぎんなんぼく}、上位を葛沢部層と呼んでいる。小沢層の泥岩には有孔虫が含まれている。

湯ノ小川層は、上村・斎藤（1957）による大畑地域における薬研層の釜ノ沢凝灰岩砂岩頁岩層とほぼ

同一層準の地層で、基底礫岩からはじまり凝灰質の砂岩・泥岩と凝灰岩とからなっている。凝灰岩のうち、中間の軽石凝灰岩層は、東隣の大湊地域に入ると厚さを増し、直接檜川層のうえにオーバーラップしている。さらに大湊地域では、小沢層の銀杏木部層の軽石凝灰岩層につながっており、本層と小沢層との関係が明らかとなっている。本層の最下部から比較的緩い浅海性の環境を示す貝化石が発見されている。

湯ノ股川層は、大畑地域における上村・斎藤（1957）による薬研層の湯ノ股川石英安山岩質凝灰岩層と同じであり、この地域の北東隅に分布している。湯ノ小川層を不整合に覆い、主として石英安山岩の火山砕屑岩からなり、その一部は溶結凝灰岩である。大畑地域では脇野沢安山岩類に相当する易国間層に不整合に覆れている。

脇野沢安山岩類は、地域の南西隅および南東隅に分布しており、大畑地域の易国間層、佐井大間地域の易国間安山岩類に相当する。安山岩の凝灰角礫岩を主とし、同質の溶岩をはさんでいるが、ところによって最下部には石英安山岩の凝灰角礫岩からはじまり、安山岩の溶岩や凝灰角礫岩と交指しているところがある。

大畑層は、この地域の北東隅に分布し、おもに石英安山岩質の軽石凝灰岩からなっており、湯ノ川・湯ノ小川両層を不整合に覆っている。

半太郎沢溶結凝灰岩類は、野平盆地の周辺に分布している。石英安山岩の溶結凝灰岩を主としており、大畑地域の大畑川下流に分布している小目名石英安山岩類（溶結凝灰岩）と似ており、大畑層より上位とした。

第四系は野平層・於法岳安山岩類・恐山火山噴出物・段丘堆積層および沖積層からなっている。

野平層は、野平盆地と東方の畑部落周辺に分布しており、礫岩・砂岩および泥岩からなる湖成堆積層であり、珪藻化石を多産している。

於法岳安山岩類は、安山岩の凝灰角礫岩と溶岩、恐山火山噴出物は、この地域では安山岩の凝灰岩—凝灰角礫岩と溶岩からなり、いずれも分布は余り広くない。

海岸段丘と河岸段丘は、いずれも分布はせまく、また沖積層も川内川の下流でやや広いが、ほかは分布はせまい。

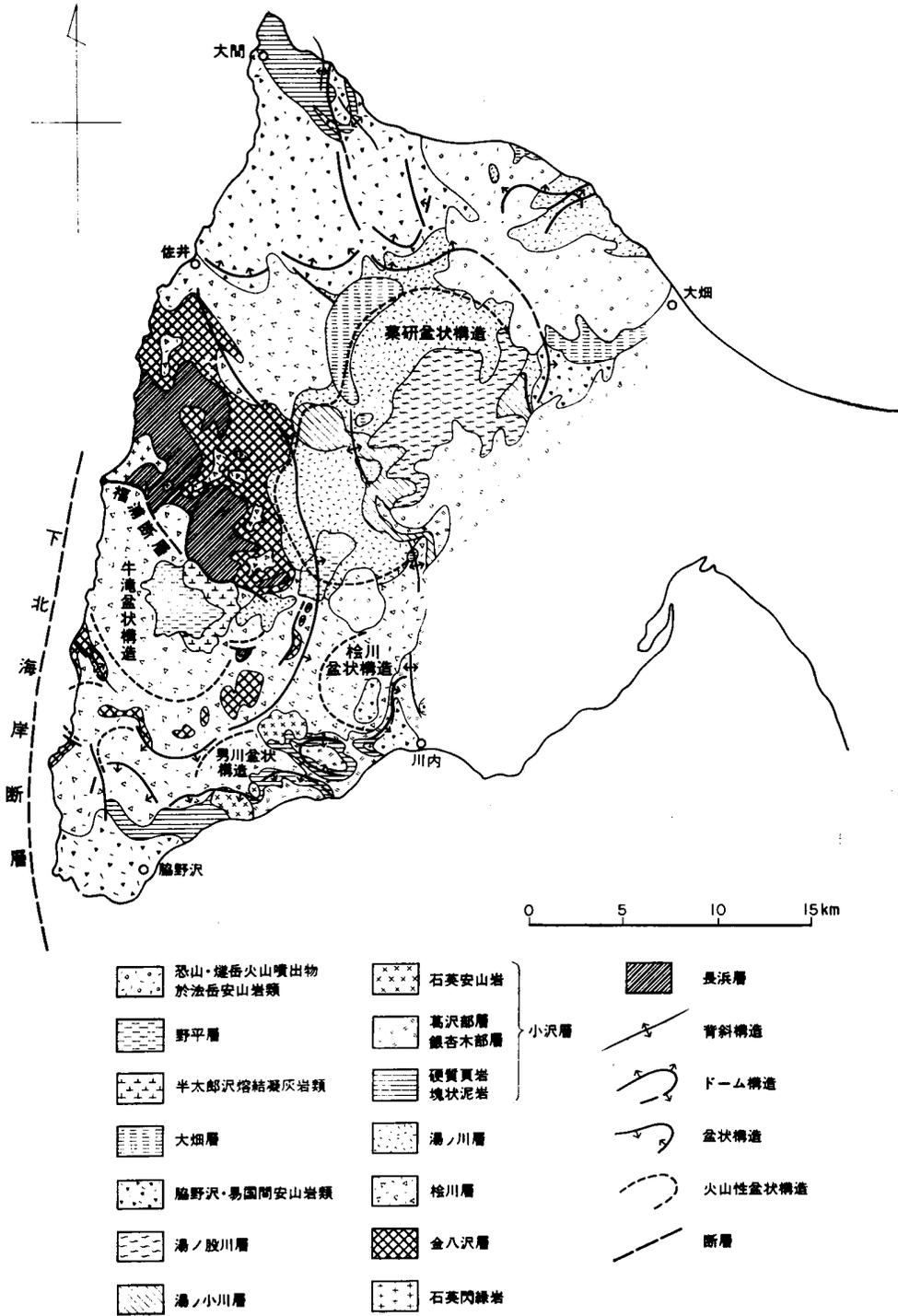
対比 以上の各層のうち、新第三系について、他の調査者による地層名との比較と近隣の地域の層序との対比、および秋田県男鹿地方の標準層序との関係を第2表に掲げている。ここにあげた地層のうち金八沢層の下限は、津軽半島の権現崎層の基底まで下がるかどうか、この地域には権現崎層から冬部層までと同じ地層が欠けているために疑問がある。

地質構造 この地域を含めた半島頭部の地質の概略と、地質構造を第2図に示した。この地域の北西隅に分布している基盤岩類は、隣接している佐井地域に分布している部分を併せると、おおそ北西—南東に伸びをもって分布している。これを囲む新第三系は、牛滝と湯ノ川付近の盆状構造と東側の南北方向の背斜帯を除くと、大局的には緩い半ドーム状の構造（ドームの西は南北方向の海岸線で切られている）を示しており、ドームの中心から外側に向って上位の地層が順に分布している。

盆状構造は、前記の牛滝・湯ノ川付近のほか檜川上流・脇野沢上流の滝山付近などに認められる。これらは檜川層と湯ノ川層の分布地域のなかにあり、檜川層のなかでは半滝相・檜川相など個々に特徴を

第2表 新第三系対比表

男鹿半島	津軽半島北部 上村ほか (1959)	陸奥川内・脇野沢地域 上 村 (1974)		陸奥川内地域 金属広域下北班 (1969)		陸奥川内西半部 桑野・鈴木 (1962)	佐井・大間地域 上 村 (1962)	大畑地域 上村・斎藤 (1957)
鮪川階								
脇本階	蟹田層		大畑層		大畑層		大畑層	大畑層
北浦階	今別安山岩類	脇野沢安山岩類		脇野沢層	脇野沢層	脇野沢層	易国間安山岩類	易国間層
	塩越層		湯、股川層		湯、股川層			湯、股川石英安山岩質凝灰岩層
船川階	小泊層	葛沢部層 銀杏木部層	湯、小川層	川内層 葛沢部層 銀杏木部層	川内層	小沢層	大間層	研
女川階		小沢層		小沢層	湯、小川部層			釜ノ沢凝灰岩 頁岩砂岩層
西黒沢階	長根層	桧川層	湯、川層	湯、川層	湯、川層	佐井層		大畑川緑色凝灰岩層
		金八沢層	桧川層	桧川層	金八沢層			
台島階	冬部層					峯崎越沢層 桧川層 牛滝層		
	磯松層							
西男鹿階	権現崎層							
	先第三系	長浜層					長浜層	



第2図 下北半島東部の地質および地質構造

鉱山会社によるボーリングの結果によっても確認されており、湯ノ川盆状構造・牛滝盆状構造などと呼んでいる。

地域の東側には、川内から湯ノ川まで川内川に沿って北々西—南々東方向の線上に、ほぼ同方向の緩い背斜が断続している。また南の陸奥湾に面した海岸に近い地域には、北々西—南々東に軸をもち南に沈む緩い向斜と背斜が並んでいる。

断層は、平館海峡に面している海岸線に沿って海峡下に覆在している下北海岸断層と、北西隅の基盤岩類の南西側を切って発達している福浦断層が顕著である。前者は北の佐井地域から続く大きな断層で、金属広域調査に伴う音波探査によって、その存在が確認されている。後者は牛滝盆地の陥没構造の一部である。

この地域は地質構造の解明のために通商産業省（金属広域調査下北班）（1969, 1970）によって、広域調査の一環として重力探査が実施された。重力探査は宇部興産および日鉱コンサルタントによって行われ、その結果は広域調査報告書に発表されている。第3図に等重力線図（ $\rho=2.4$, 1 mgal 間隔）を示す。

この地域では、105 mgal 以上の高重力異常を示す地域は福浦川北東にあり、また中央の秋山とその周辺にも 104 mgal 以上の高重力異常が認められ、これら2つの高重力異常の中心を結ぶほぼ南北方向の地帯が 100 mgal 以上の高重力異常地帯となっている。福浦川の北東は、基盤の長浜層が広く分布する地域であり、また秋山に近い半太郎沢にも小範囲であるが分布している。このように、高重力異常帯が基盤岩類が地表に露出している地域と一致していることは、この地域の重力値の示しているパターンが、大局的には基盤の形態を反映していることを示すものといえよう。

野平付近と湯ノ川の南西には、顕著な低重力異常がみられる。前者は、さきに述べた牛滝盆状構造と湯ノ川盆状構造の一部にそれぞれ一致している。野平付近の半太郎沢溶結凝灰岩と野平層は、いずれも層厚は薄く、またこの付近の金八沢層もおもに玄武岩からなっており、岩石密度は基盤の長浜層の岩石とほぼ同程度とみられるので、この低重力異常は、基盤や金八沢層の玄武岩類に比較して、密度が低い檜川層・牛滝相の火山岩類が盆状構造の中心部で、厚く堆積していることを裏付けている。同じように湯ノ川南東の低重力異常も、この付近で湯ノ川層の火山砕屑岩類が厚いことは明らかである。

西海岸の武士泊付近に 100 mgal の高重力異常地帯があるが、この付近は背斜構造の軸部にあたり、金八沢層が分布しており、基盤が浅いことが推定される。このほかに、大揚鉱山の築紫森付近、安部城鉱山（下北川内鉱山）付近などに局地的な高重力異常が認められる。築紫森付近にはドーム状の地形を示す流紋岩溶岩の岩体があり、また安部城鉱山付近には、ボーリングによって流紋岩溶岩のやや厚い岩体が地表下に存在することが確かめられている。これらは、周開の火山砕屑岩類に比べてやや密度の高い流紋岩の溶岩が存在することも要因として考慮する必要がある。

野平付近と湯ノ川付近の2つの低重力異常地帯と、大揚・安部城付近の局地的な高重力異常地帯を除くと、大局的には、さきに述べた基盤を囲む緩い半ドーム状構造と調和して、ドームの中心部では高重力異常値を示し、周囲に向かって次第に低下している。

Ⅱ. 2 基盤岩類

Ⅱ. 2. 1 長 浜 層

長浜層は、この地域の北西隅から佐井地域の長後付近にかけて広く分布している地層で、いわゆる古生層と呼ばれていたものであるが、正確な時代が不明であり適当ではなく、佐井地域の長浜を模式地として上村（1962）が命名したものである。

この地域では、北西隅の福浦付近から南東の親不知付近にかけてやや広く分布しているほか、野平盆地に近い半太郎上流に小範囲露出している。

本層は、主として粘板岩・砂岩・塩基性凝灰岩およびチャートからなり、石灰岩を伴っている。これらは北の佐井地域から福浦付近にかけては、片理をもった千枚岩質の岩石が多いが、この地域では一部を除いては片理は余りよくない（第4図）。



第4図 川内川上流、通称親不知付近の長浜層塩基性凝灰岩の千枚岩

粘板岩は、量的にもっとも多く、黒色を示し、千枚岩質のものでは片理面は絹糸状の光沢をもっている。しばしば砂岩の薄層を挟んだり、あるいはレンズ状にとりこみ、黒色の縞状またはまだら状の構造がみられる。

鏡下では、千枚岩質の岩石では片理に沿って延びた絹雲母および緑派石のほか、石英および石墨などの微細な結晶が認められる。肉眼的には片理の余り認められない岩石でも、微細な絹雲母と緑派石が一定の方向に延びている。

塩基性凝灰岩は、佐井地域では上村（1962）により輝緑凝灰岩と呼ばれている岩石と同じであり、緑色ないし淡緑色の岩石で片理に沿って絹糸状の光沢がある。

鏡下では、石英・絹雲母・緑簾石・緑泥石・陽起石および炭酸塩鉱物などが認められ、また稀に曹長石の微斑状変晶がある。

砂岩は、灰白色ないし灰色の岩石で、親不知付近にはとくに多くはさまれている。鏡下では、石英・

正長石・斜長石・緑泥石・絹雲母などの鉱物粒と少量の泥質岩片を含んでいる。親不知付近には、砂岩に伴ってチャート・泥質岩などの角礫を多く含む礫岩がはさまれている。礫岩の礫は堆積時にとりこまれた同時礫とみられる。

チャートは、前記の岩石中に夾みとして分布している。灰白色・淡赤褐色・淡緑色などを示し、板状の層理または劈開が発達している。鏡下では、石英のほか、少量の絹雲母・緑泥石が認められる。

石灰岩は、福浦の西の下ノ崎付近に認められる。ほとんど結晶質であり化石は発見出来なかった。

石英閃緑岩による黒変成帯の幅は狭まい。福浦川の支流である釜ノ沢の下流の道路沿いで、石英閃緑岩のなかに捕獲されている岩体と、同じく流石沢の上流の石英閃緑岩の接触部から幅 1~2 m の部分では、いずれも千枚岩質の粘板岩が、白雲母を多量に含む特徴的な岩石に変っている。

このような岩石は、鏡下では石英・白雲母・緑泥石・斜長石・炭質物のほか少量の金紅石・磁鉄鉱からなっており、また稀に微細な黒雲母が認められる。波動消光を示す石英と、片理に平行に並び多色性の強い緑派石と、少量の白雲母とからなるモザイク構造を示す基地のなかに、白雲母の長さ2.0~5.0mm 大の斑状変晶が片理と平行に密集し、縞状構造を示している。しかし、個々の斑状変晶は片理に平行には配列しておらず、石英を取込み、ポイキロプラスティック構造を示している。斜長石は、長さ0.5mm 以下で少量散在している。

また、石英閃緑岩に近い塩基性凝灰岩を鏡下で観察した結果、帯緑色の黒雲母や普通角閃石らしい濃緑色の角閃石など、接触変成作用の影響が認められた。

本層からは化石を産しないので、時代は明らかではない。

II. 2. 2 石英閃緑岩

石英閃緑岩は、この地域の北西隅の福浦付近に長浜層を貫く小岩体として分布しており、福浦の海岸と釜ノ沢でよく観察することが出来る。

本岩は、やや緑色を帯びた灰白色、粗粒ないし中粒の岩石で、節理は殆どみられない。全般に変質作用をうけており、緑泥石や緑簾石が岩石中にびまんし、ところによっては網状の細脈となって発達し、また部分的には灰白色の一見流紋岩様の外観を示すところがある。

鏡下では、主成分鉱物として、石英・斜長石・角閃石・黒雲母、副成分鉱物として燐灰石、また二次鉱物として緑泥石・緑簾石・絹雲母・石英・炭酸塩鉱物が認められる。数カ所の標本を鏡下で観察した結果では、いずれも緑泥石化などの著しい変質作用とともに、軽度の圧砕作用を受けている。すなわち石英は多くが波動消光を示し、斜長石は殆んどのものが絹雲母化が進んでいる。また角閃石と黒雲母は、稀な場合を除いては緑泥石化しており、外形・劈開などによって判定した。

河野・植田 (1966) は、この石英閃緑岩に接している前記の変成岩中の白雲母を、K-Ar法によって年代測定を行った。その結果によれば、この石英閃緑岩の同位元素年齢は 108 m.y. である。

II. 3 新第三系

II. 3. 1 金八沢層

命名 鈴木・桑野 (1962).

模式地 下北郡川内町, 宿野部川上流の金八沢.

分布 基盤岩類をとり囲み, シシャ沢・荒川・砥石沢などに露出しているほか, その南の矢ピツ川・金八沢・西又沢の各上流から, 男川上流を経て武士泊の南と大荒川の中上流にかけて窓状に分布している.

層厚 基盤のまわりでは薄く, 川内町畑部落の西の袴腰岳の周辺では 100m 内外であるが, これを離れると厚くなり, 南海岸の長浜付近のボーリング (44 EASM-2 号) 地点の地下では最も厚く, 510 m 以上である.

岩相 本層は, 北の佐井地域では基盤を覆う厚さ 2—3 m の基底礫岩から始まっており, その上に硬質頁岩・玄武岩の順に重なっている. しかし, この地域では基底礫岩と硬質頁岩を欠いて玄武岩から始まっている. おもに玄武岩と泥岩からなっており, 基盤岩類が分布している川内川上流の親不知付近では, 下部に礫岩を, またその西南西の西又沢・金八沢などでは凝灰岩をそれぞれ挟んでいる.

泥岩と玄武岩との割合はところによって異なる. 基盤に近く層厚の薄い荒川・シシャ沢などでは上下とも玄武岩が卓越し, これから離れて層厚を増すと, 金八沢・西又沢などでは下部は, 殆んど玄武岩から上部は玄武岩をはさむ泥岩からなっている.

泥岩は, 黒色・堅硬な泥質なもの, 灰白色・珪質なものとの 2 種があり, 前者が量的には優れている. 後者は凝灰質なものと思われる.

凝灰岩は, 緑色—淡緑色の粗鬆な岩石で, 檜川層の凝灰岩と似ており, 流紋岩ないし石英安山岩質とみられる.

玄武岩は, 泥岩に対して調和的に重なっており, 溶岩と貫入岩床からなっている. これらは細粒ないし中粒の玄武岩から, 粗粒の粗粒玄武岩か, それに近い岩石までであるが, ここでは玄武岩類として一括して取扱っている. 基盤の長浜層に近い湯ノ川の上流砥石沢, 中川の上流, 川内川の上流の親不知付近には, おもに粗粒玄武岩かそれに近い玄武岩が多く, それから離れた金八沢・西又沢付近では, 比較的細粒の玄武岩が多い. 溶岩と貫入岩床は野外での識別が困難な場合があり, また両者が同一層準にみられることから殆んど同時期の火成作用と考えられるので, 地質図上では区別せず, この項でまとめて記載することにする. これらのうち, 代表的な岩石の岩質について次に述べる.

1) 砥石沢から中川とその支流シシャ沢・荒川を経て親不知付近におもに分布している粗粒玄武岩は, 暗緑色堅硬な岩石で, 球顆はない.

鏡下では, 1.0—2.0mm の斜長石とその間を埋める有色鉱物とからなるオフィティック組織を示しているが, 有色鉱物は, すべてに緑泥石に置換えられている. そのほかに少量のチタン鉄鉱が認められる. 一般に著しく変質作用を受けており, 斜長石は曹長石化しており, 二次鉱物として曹長石・緑泥石のほか, 緑簾石・絹雲母・方解石が認められる. また, 黄鉄鉱の鉱染がところによって著しい.

2) 男川上流に分布している玄武岩は暗緑色で、やや細粒の岩石である。

鏡下では、斑晶として 2.0mm 程度の斜長石を少量含んでいる。石基は斜長石・有色鉱物・鉄鉱物よりなる間粒状組織を示している。斜長石は曹長石に、また有色鉱物は総て緑泥石に置換えられている。二次鉱物として曹長石・緑泥石のほか、緑簾石・絹雲母・方解石が認められる。また、気泡を埋めて緑泥石と玉髓質石英の球顆状の集合が認められる。

3) 和白沢中流に分布している玄武岩は、黒色に近い暗緑色を示す中粒の玄武岩で、前 2 者に比べると比較的新鮮である。

鏡下では、斜長石・普通輝石・鉄鉱物からなり、サブオフィティック組織を示している。二次鉱物としては緑泥石が認められる。

層位関係 本層は、基盤の長浜層を不整合に被覆しており、親不知付近でその関係を示す露頭がみられる。

化石 和白沢中流の黒色泥岩中より、有孔虫化石 *Bathysiphon* sp. が発見された。そのほかの化石は未だ発見されていない。

II. 3. 2 檜川層

命名 北村ほか。(1959)。

模式地 下北郡川内町檜川の中・上流。

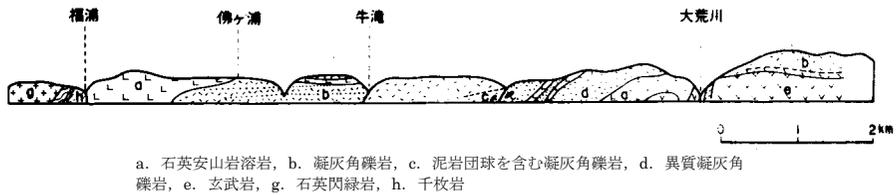
分布 この地域の北西部の基盤岩類と金八沢層の分布地域を取囲み、新第三系のうちで最も広く分布している。

層厚 概説の項において述べたように、本層をおもに構成している流紋岩ないし石英安山岩の火山碎屑岩類は、いくつかの火山性盆状構造に堆積しており、盆状構造地域の中心部に厚く堆積しているが、それらの層厚を積算すると非常に厚くなる。しかし盆状構造の中心は少しずつ位置がずれており、いわゆる将棋倒し構造を示して堆積しているので、実際は全体として余り厚くはならない。火山碎屑岩類のなかには層理が殆どみられないところが多く、地表調査の結果だけでは正確な層厚を知ることはむずかしいが、通商産業省(1970)によるボーリング資料によれば、南海岸の長浜付近(44 EASM—2)において730m、また川内川中流の和白沢付近(44 EASM—1)においては420mである。

岩相 檜川層はおもに流紋岩ないし石英安山岩の火山碎屑岩類からなり、これに同質の溶岩を伴い、また玄武岩と安山岩の溶岩と火山碎屑岩をはさんでいる。そのほかに凝灰質の砂岩・礫岩と、金八沢層の泥岩に似た黒色泥岩、小沢層の下部に似た硬質頁岩などがある。

これらのうち流紋岩ないし石英安山岩の火山碎屑岩と溶岩など、酸性の火山岩類のなかには盆状構造ごとに規則的な重なりがある。即ち、下部から、1)異質凝灰角礫岩、2)溶岩、3)粗い火山碎屑岩と溶岩、4)軽石火山礫凝灰岩と砂質ないしシルト質凝灰岩の互層、の順に重なっており、さらに4)のうえに泥岩を挟むか、あるいは直接1)から4)までの順に火山岩類が重なっている。このうち、1ないし2が欠けていても、その順序は変わらない。

このように規則的に重なっている火山岩類を、さらに盆状構造ごとに溶岩や粗い火山碎屑岩類のなかの本質火山岩塊の特徴によって比べてみると、地域ごとに少しずつ違いがみられる。違いは、地質図で



第5図 補浦——荒川間の海岸沿い断崖の地質

は、溶岩は牛滝盆状構造を中心に分布している斑晶の多い石英安山岩と、そのほかの斑晶の少ない流紋岩とに分け、火山碎屑岩類は一括しているが、ここでは火山碎屑岩のなかの鉱物粒の多少と大きさ、溶岩の斑晶や石基の特徴など岩質によって牛滝・滝山・男川・檜川相と呼び、分けて記載することとする。ただし、岩質の違いは原告の違いにとどめ、変質作用の違いはあとで一括して述べる。

牛滝相は、野平付近を中心に牛滝盆状構造と、その南の武士泊付近の小盆状構造およびそれらの周囲に分布している火山岩類の総称である。本層の火山岩類が最もよく観察出来るのは、平館海峡に面している福浦から大荒川までの海岸に沿った懸崖である（第5図）。

ここでは牛滝相は、大荒川の川口から南に向って、金八沢層を直接覆う異質凝灰角礫岩からはじまって、凝灰角礫岩、石英安山岩溶岩の順に重なり、福浦付近ではこの溶岩は、基盤岩類（長浜層と石英閃緑岩）と断層で接している。下部の異質凝灰角礫岩は、灰白色の膠結物のなかに多量の泥岩の角礫ないし亜角礫を含むもので、そのほかに玄武岩と石英安山岩の礫を含んでいる。淘汰は不良であり、層理は殆んどない。小荒川の川口付近に分布するこの異質凝灰角礫岩層上部には、このなかに大小の楕円形の断面をもつ円盤状の泥岩団球（マッドボール）を含んでおり、大きいものは断面の長径が数m、短径が3mに達するものがある（第6図）。

中部の凝灰角礫岩は淡緑色ないし灰白色・粗粒の凝灰質膠結物中に径数mmの石英と斜長石の鉱物粒、あとに述べる溶岩と同質の石英安山岩と軽石などの角礫のほか、少量の泥岩礫あるいはパッチを含むものであり、淘汰は悪いが、仏ヶ浦付近の露頭を遠景で見ると、数mないし10数mを単位とする層理が認



第6図 小荒川川口付近の凝灰角礫岩中のマッドボール



第7図 西海岸仏ヶ浦付近の凝灰角礫岩

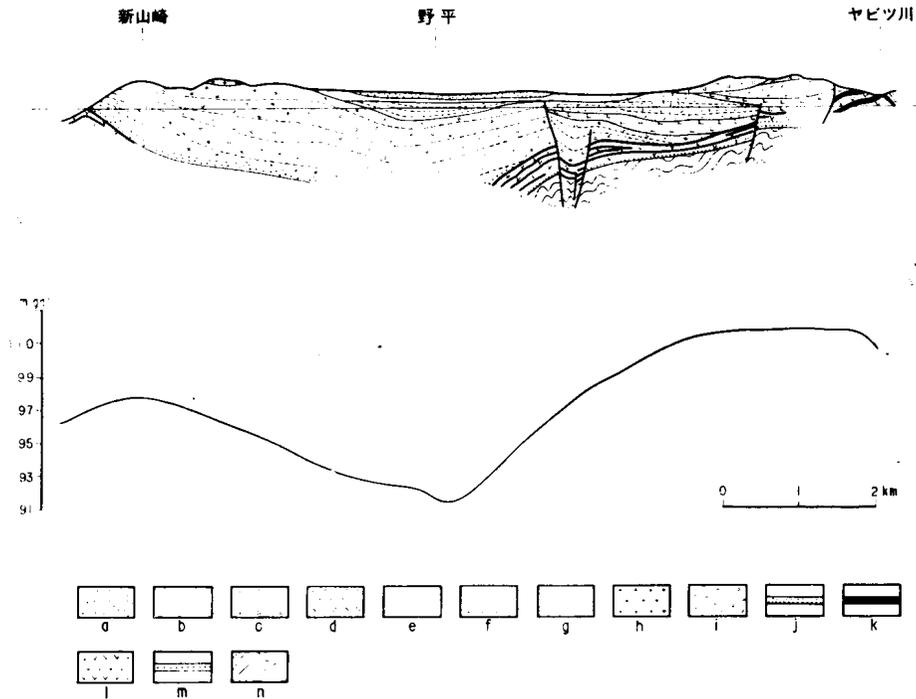
められる。牛滝盆状構造や武士泊北方の盆状構造をうめている火山砕屑岩類は、大部分が仏ヶ浦付近と同じ凝灰角礫岩である（第7図）。

異質凝灰角礫岩と凝灰角礫岩は、いずれも淘汰が悪く、泥岩礫あるいは団球・偽礫などを含むこと、局部的ではあるが泥岩の薄層をはさむことなどからみて、いずれも水中火砕流堆積物であり、そのうち前者は火山活動の初期に盆状構造の形成があり、その急激な沈降ないし陥没に伴って、下位の金八沢層の未固結の泥岩と玄武岩礫を多量に取込んで堆積したものとみられる。これから述べる男川相などの異質凝灰角礫岩・凝灰角礫岩などは、いずれも牛滝相と同じ特徴をもつ水中火砕流堆積物であり、挟在する薄い泥岩や硬質頁岩とともに、檜川層が海中で堆積したことを示している。

仏ヶ浦の北から福浦まで分布している上部の石英安山岩の溶岩は、灰白色ないし淡緑色の岩石で、大型の石英と斜長石の斑晶が多量に含まれていることが特徴である。この溶岩は、海岸の露頭から牛滝東の丸山付近まで拡がっており、また牛滝南の縫道石、アンド山付近にも分布している。鏡下では斑晶として5.0mm程度の石英と斜長石のほか、3.0～5.0mmの角閃石を含んでいる。これらは二次的に斜長石は曹長石化し、その一部は絹雲母によって、また角閃石は総て緑泥石によってそれぞれ置換えられている。石基は石英とアルカリ長石からなる微晶質、あるいは隠微晶質の組織を示しており、副成分鉱物として少量のチタン石が含まれている。二次鉱物として、緑泥石・絹雲母のほか、ところによって方解石と緑簾石が認められる。

仏ヶ浦北方の石英安山岩溶岩より上位は、海岸の懸崖には露出していないが、牛滝川上流の牛滝一野平間の自動車道路付近に、前記の凝灰角礫岩のうえに溶岩を欠いて、淡緑色ないし緑色の軽石火山礫凝灰岩と、細粒の凝灰岩との互層が重なっている。軽石火山礫凝灰岩は、層理に沿ってつぶれた軽石礫に富むもので剥離性がある。

牛滝南の凝灰角礫岩のあいだと、牛滝一野平間の前記の互層の上位には、薄い石英安山岩の溶岩が重なっている。この溶岩は海岸付近の溶岩とはやや異なり、灰色ないし灰白色の斑晶の少ない岩石である。牛滝南の岩石は板状の節理をもち、また互層の上位のものは柱状節理をもつ部分と、著るしく自破砕化した部分がある。鏡下では、斑晶として少量の2.0～3.0mmの斜長石と普通輝石を含む普通輝石石英安



a. 野平層, b. 半太郎沢溶結凝灰岩類, 湯ノ川層: c. 石英安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩, d. 安山岩溶岩, 桧川層: e. 流紋岩質凝灰角礫岩, f. 流紋岩溶岩, g. 軽石凝灰岩・砂質シルト質凝灰岩層, h. 石英安山岩溶岩, i. 石英安山岩質凝灰角礫岩, j. 異質凝灰角礫岩, 金八沢層: k. 黒色泥岩, l. 玄武岩類, m. 礫岩, n. 長浜層

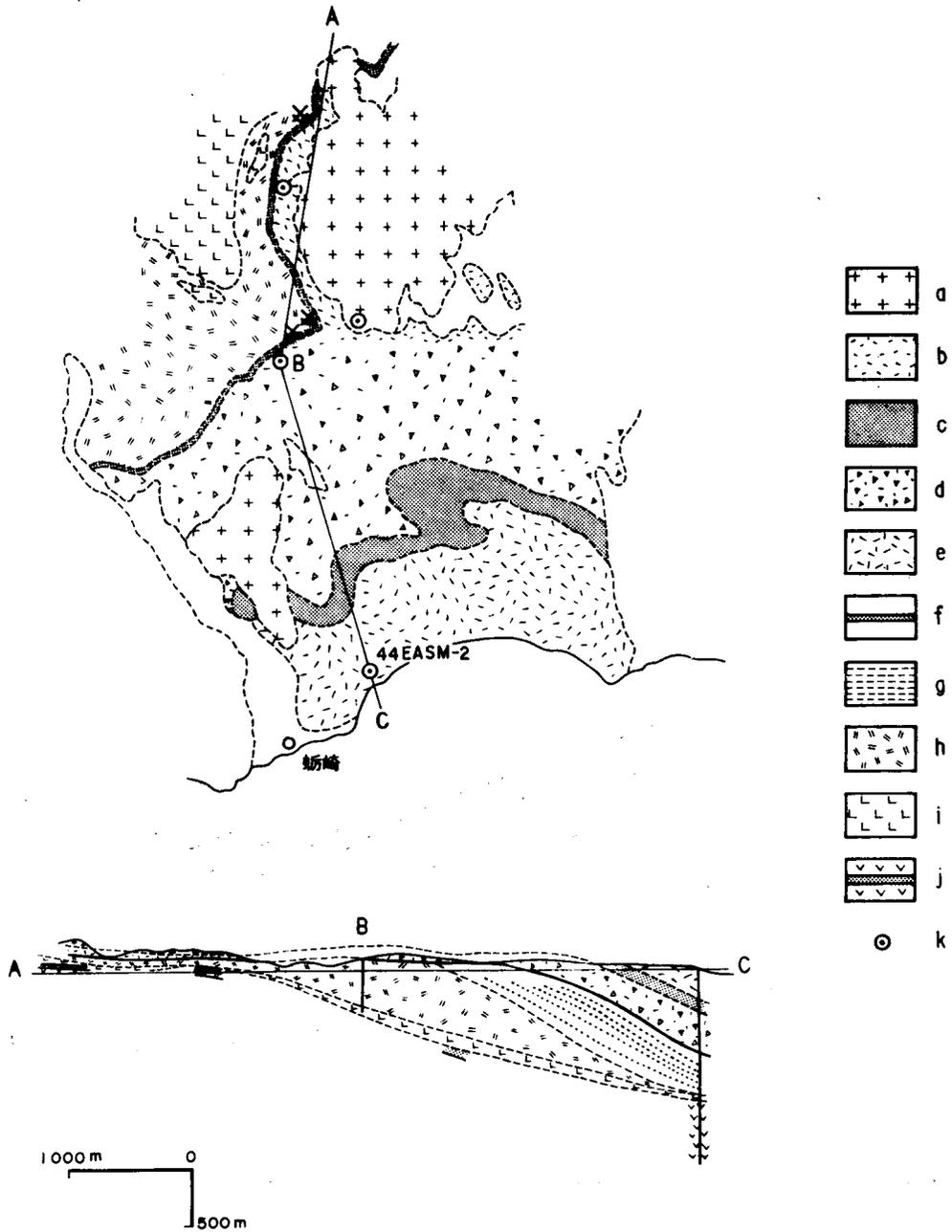
第8図 牛滝盆状構造における牛滝相の地質および重力断面図

山岩である。斜長石の一部は絹雲母，また，普通輝石の一部は緑泥石にそれぞれ置換えられている。石基は斜長石と，その間を埋める石英とアルカリ長石とからなる微晶質の部分とからなり，二次的に生じた絹雲母が散在している。

牛滝盆状構造と重力分布との関係と，火山岩類の重なりを示したのが第8図である。

男川相は，男川上流からその支沢松山沢，宿野部川の上流金八沢にかけて南に開いている男川盆状構造と，その東北東おもに分布している流紋岩質の火山岩類であり，溶岩や凝灰角礫岩のなかの流紋岩礫が，石英と斜長石の斑晶が小さく且つ少量であることが特徴である。

男川盆状構造では，男川相は，牛滝相の凝灰角礫岩ないし凝灰岩か，あるいは直接金八沢層の玄武岩か泥岩を覆う流紋岩の溶岩から始まっている。この3者の関係は，男川の支流滑川付近でよく判り，野平付近で厚い牛滝相の凝灰角礫岩を主とする火山碎屑岩類は南に向かって薄層化し，滑川の中流では厚さ20mでその上に男川相の流紋岩の溶岩が重なり，男川の本流では金八沢層の玄武岩の上に直接同じ溶岩が重なっている。男川の上流から下流に向かって男川相は，この流紋岩の溶岩，凝灰岩・火山礫凝灰岩を伴う凝灰角礫岩，軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩の順に重なり，さらにそのうえに薄い泥岩が重なっている。このような関係は，金八沢の岩滝鉦山付近から西又・大正鉦山付近を経て長浜付近の通商産業省(1970)による44 EASM-2号を含むボーリング資料と，地表調査の結果からも認められる(第9図)。



小沢層：a. 石英安山岩溶岩, b. 軽石凝灰岩, c. 硬質頁岩, 桧川層—桧川相：d. 流紋岩質凝灰角礫岩, e. 軽石凝灰岩, f. 硬質頁灰, 男川相：g. 軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩五層 h. 流紋岩質凝灰角礫岩 i. 流紋岩溶岩, 金八沢層：j. 黒色泥岩をはさむ玄武岩, k. ボーリング地点

第9図 男川盆状構造に於ける男川相の地質図と地質断面図

最下部の溶岩は、斑晶の余り目だたない灰白色、灰色、淡褐色・淡青色などを示す粗鬆な岩石で・柱状節理がよく発達している。鏡下では1.0—2.0mmの石英、2.0—3.0mmの斜長石と角閃石をいずれも少量含んでいる。斜長石の一部は絹雲母化し、また角閃石の一部は緑泥石化している。石基は元来ガラス質とみられたもので、ところによって球顆状構造が発達しているが、ガラスは総べて二次的に石英・アルカリ長石・絹雲母などの微晶に置換えられている。

溶岩の上の凝灰角礫岩は、淡緑色ないし緑色を示す無層理の岩石で、溶岩と同質の流紋岩・軽石のほか、泥岩などの礫を含んでいる。最上部の互層の凝灰岩は、淡緑色の砂質ないしシルト質の岩石で、また火山礫凝灰岩は、同質の粗粒な基質中に軽石礫を多量に含むものである。地表では西又・岩滝鉱山の付近に露出しており、厚さは余り厚くないが、前記の44 EASM—2号のボーリングでは395mがみられる。あとに述べる西又・大正・岩滝などの黒鉱々床はこの互層のなかか、互層とその上の硬質頁岩との間に胚胎している。

滝山相は脇野沢の北、滝山沢付近の小盆状構造を中心に分布している。下部より石英安山岩の溶岩、凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩の互層の順に重なっている。

石英安山岩の溶岩は、滝山沢の北の二股山付近に分布しており、口広川の上流にも続いている。この岩石は緑色を呈し、柱状節理が発達している。鏡下では1.0—3.0mmの斜長石と、同じ位の大きさの角閃石の斑晶が認められる。斜長石は一部絹雲母に、また角閃石はすべて緑泥石に置換えられている。石基は斜長石とその間を埋める隠微晶質の部分とからなり、二次的に一部は緑泥石と絹雲母によって置換えられている。

檜川相は、檜川盆状構造と西股沢と東股沢にはさまれた小盆状構造などを中心に分布しており、滝山相とともに檜川層の上部を構成する。檜川盆状構造では、流紋岩の溶岩、溶岩をはさむ流紋岩の火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩・軽石凝灰岩の順に重なっている。溶岩と凝灰角礫岩の本質火山岩塊の流紋岩は、男川相の流紋岩に似ており、石英・斜長石の斑晶が小型で少量であること、石基がガラス質であること、男川相の流紋岩に比べると一般に新鮮であることなどが特徴である。

下部の溶岩は檜川の上流とその近くに分布しており、変質作用をあまり受けていない茶褐色の溶岩である。また中部の凝灰角礫岩のなかにも、同じような溶岩がはさまれているが、これらは淡緑色、灰色のものなどがある。鏡下の特徴を述べると、この岩石は1.0—3.0mm程度の斜長石と角閃岩の斑晶を含んでいる。これらはいずれも今まで述べた石英安山岩、または流紋岩の溶岩に比べて新鮮であり、角閃石の一部が劈開に沿ってわずかにモンモリロン石様の粘土鉱物によって置換えられている程度である。石基はガラス質を示しており、斜長石と球顆状構造をもつガラスからなっている。ガラスは一部分がモンモリロン石とみられる粘土鉱物に置換えられているが、新鮮な部分を残している。

中部の凝灰角礫岩は、上部の軽石凝灰岩とともに、牛滝相や男川相の火山砕屑岩類と同じ水中火砕流堆積物とみられるもので、灰色、淡緑色、あるいは黄灰色の基質のなかに、緑色または黄褐色の角礫を含むものであり、一般に泥岩などの異質火山岩塊または火山礫は余り含まれていない。そのうち繊維状の流理構造をもった流紋岩の角礫、または軽石を多量に含み、基質の少ないものを、通商産業省(1969)ではモザイクタフと呼んでおり、檜川相にあたる檜川部層に、特徴的に含まれているとしている。

上部の軽石凝灰岩は小倉平沢の下流に分布しており、砂質で灰白色、粗鬆な岩石である。この岩石と同じものは、これに近い通商産業省（1971）によるボーリング、45 EASM—2号において、小沢層の銀杏木部層の直下に見られないことから考えて、分布はせまいものとみられる。

檜川層の酸性火山岩類のなかには含まれている玄武岩は、武士泊南の面木・青石付近、小沢の上流、安部城の北などにみられる。しかし、面木付近を除いてはいずれも分布はせまい。

面木・青石付近の玄武岩は、鈴木・桑野（1962）により面木集塊岩と呼ばれている。この玄武岩は、円味をもった玄武岩の本質火山岩塊を密に含むいわゆる集塊岩と溶岩とからなっている。集塊岩は、緑色の基質中に拳大かそれ以上の暗緑褐色の玄武岩礫を密に含むもので、殆ど淘汰はない。玄武岩礫は球顆に富み、球顆は周辺ほど小型で密に含まれており、外縁部にはガラス質の急冷相をもっている。このような岩石を野外で追跡し、塊状の溶岩との関係を確めることは出来なかったが、礫の大きさを除くと枕状溶岩と似た特徴を示しており、一種の溶岩ではないかと考えられる。

溶岩は、緑色の球顆に富む岩石で節理は余りない。ところによって数10cmから1m大の円味をもった、球顆の多い火山岩塊の集合した枕状溶岩が認められる。

集塊岩状あるいは塊状の溶岩の玄武岩は、岩質は余り変化はない。鏡下で観察すると、斑晶は斜長石と普通輝石からなっており、斜長石は曹長石化し、一部は絹雲母に置換えられており、また普通輝石は殆んど緑泥石に置換えられ、数個の標本中1個を除いては、外形から判別したものである。石基は、斜長石と有色鉱物からなる間粒状組織を示している。斜長石は曹長石に、有色鉱物は緑泥石に変わっている。また、球顆を埋めて二次鉱物として石英・緑泥石・方解石などが認められ、また、石基中に緑簾石が散在している。

小沢の上流に分布している玄武岩は塊状の溶岩と、面木・青石付近の集塊岩様の岩石に似た岩石とからなり、安部城北に分布している玄武岩は塊状の溶岩である。

安山岩は、武士泊北の海岸付近、男川最上流の荒川越の沢、男川支流の滑川の上流、川内川上流の四家戸沢などに分布している。しかし武士泊北の岩体を除くと分布はせまい。武士泊北の岩体は、安山岩質の凝灰角礫岩ないし凝灰岩を伴う溶岩からなっており、ほかは総て溶岩である。

武士泊北の安山岩は、黒滝を中心に厚い溶岩と、その上の牛滝相の軽石火山礫凝灰岩の間に、はさまれている薄い数枚の溶岩と凝灰角礫岩からなり、流紋岩に貫かれている。

溶岩は緑色ないし濃緑色、粗鬆な岩石である。鏡下では、斑晶は斜長石と普通輝石からなり、石基は斜長石と単斜輝石・鉄鉱物とからなる間粒状組織を示している。変質作用は場所によってやや異なり、石基の単斜輝石が新鮮なものから、殆んど緑泥石に置換えられているものまであり、二次鉱物として緑泥石のほか、石英・緑簾石などが認められる。

なお、黒滝の南の海岸には、暗緑色の粗粒玄武岩が安山岩のほかに分布している。この岩石は、鏡下では斜長石とすべて陽起石に置換えられた輝石とみられる鉱物とからなるオフィテイク組織を示しており、陽起石のほか緑泥石・緑簾石と、少量のパンペリー石が認められる。この岩石と前記の安山岩との直接の関係は判らなかつた。

滑川の上流、荒川越の沢、四家戸沢に分布している安山岩の溶岩は、いずれも武士泊北の安山岩に似た普通輝石安山岩である。

泥岩・硬質頁岩は牛滝川上流揚ノ沢、川内川上流四ツ家戸沢、男川上流、小沢の中流から岩滝鉦山までなどの地域に分布している。これらのうち最後の地域は、硬質頁岩であり連続性があるが、ほかは金八沢層の泥岩に似た黒色の泥岩であり連続性に乏しい。

小沢中流一岩滝鉦山の硬質頁岩は、岩滝・西又・大正鉦山などの黒鉦々床の上盤をなすもので、通商産業省（1970）による長浜付近のボーリング（44 EASM—2号）において、深度671.0～685.0mの間に認められる。ここでは、あとに記す有孔虫化石を産している。

すでに述べたように檜川層の酸性火山岩類は変質作用を受けており、粘土鉱物・沸石などがその中に認められる。一般に変質作用が進んでいるところでは、溶岩と凝灰角礫岩などの、火山砕屑岩類は同じように進んでおり、また新鮮に近いところでは、いずれも火山ガラスなどがそのまま残っている。

檜川層のうち、下の層準の牛滝・男川両相の大部分は、火山ガラスや斜長石・角閃石を置換えて、二次鉱物として石英・緑泥石・絹雲母が普遍的に認められる。しかし、武士泊付近の牛滝相の軽石火山礫凝灰岩には、石英・緑泥石・エピスチルバイトの組合せ、また男川相の上部には、緑泥石・サボナイト化あるいはモンモリロン石化の著しい軽石凝灰岩がみられる。

上の層準の滝山層と檜川相の変質は、おもにモンモリロン石の晶出によって特徴付けられている。両相の一部、例えば東股沢下流の流紋岩溶岩、大揚鉦山付近の流紋岩溶岩と凝灰角礫岩は、石英・絹雲母・緑泥石が認められるが、大部分は溶岩あるいは凝灰岩中の火山ガラスのすべてか、割目に沿った一部分を置換えて、モンモリロン石と斜プチロ沸石・モルデン沸石などの沸石類が二次的に出来ている。

西股・大正・大揚・安部城などの鉦床の周辺には、いわゆる鉦化変質帯があり、カオリン・ダイアスポア・葉蠟石などの二次鉱物が認められるが、これらについては鉦床の項で述べる。

層位関係 本層は、大部分の場所では金八沢層の上に整合に重なっているが、福浦の東では、直接基盤岩類のうえにオーバーラップしている。

檜川層のなかには、前記の男川とその支流である滑川において、滑川で檜川層の牛滝相の火山砕屑岩類のうえに重なっている男川相の流紋岩溶岩が、男川では、金八沢層のうえに直接重なっている例にみられるように、ある地域で厚く発達する火山岩類が急激に厚さを減じ、あるいはこれを欠いて、それより上の層準の火山岩類が、それより下の層準の地層、または火山岩類のうえに重なっている場合がみられる。この場合、上下に構造的違いや、堆積の時間的間隙を示す現象はみられず、牛滝盆状構造など、一輪廻の火山活動が極めて短かい期間に行われ、特定の火山岩類に限られた盆状構造のなかに、急激に厚く堆積したと解することが出来る。したがって男川相と金八沢層の場合も、大きな時間的間隙を考える必要はなく、檜川層は全体としてほぼ一連の堆積層とみられる。

化石 本層からは今まで泥岩のなかから、稀に *Sagarites* sp. が見つかったりほかは、化石は発見されていなかった。しかし、前記の長浜付近のボーリングの結果、深度 674.00～675.90m の泥岩中から有孔虫化石 *Martinotiella communis*, *Haplophragmoicles* sp., *Spirosigmoillinella compressa*, *Bathysiphon* sp., が発見された。

Ⅱ. 3. 3 岩 脈

金八沢層の玄武岩と檜川層の石英安山岩・流紋岩の一部とは、岩床または岩脈として、それぞれの地

層のなかに貫入している。そのほかに畑部落西の親不知から、その北の砥石沢まで、先第三系の長浜層と金八沢層のなかに流紋岩の岩脈が多数認められる。この流紋岩は檜川層の流紋岩と同質のものであり、おそらく同層の火山活動に伴って貫入したものである。

この岩石は、柱状節理をもち、色は風化を受けていない部分は淡緑色または白色であるが、表面は淡褐色に汚れている。鏡下では、少量の石英と斜長石およびすべて緑泥石化した角閃石とみられる有色鉱物が、斑晶として認められる。石基は隠微晶質で、二次鉱物として斑晶の斜長石と石基を置換えて絹雲母が、また斑晶の有色鉱物を置換えて緑泥石が認められる。

Ⅱ. 3. 4 湯ノ川層

命名 通商産業省（金属広域調査下北班）（1969）。

模式地 下北郡川内町川内川の支流の和白沢と川内川の合流点から、川内川の支流湯ノ川の上流までの流域。

分布 この地域東北の畑部落を中心に、川内川とその支流中川、湯ノ川などの流域にやや広く分布している。

層厚 460m。

岩相 本層は、この地域では下部・中部および上部に分けることが出来る。下部は畑部落の西、中川・シシャ沢・荒川付近におもに分布しており、そのほかの地域では薄いかあるいはこれを欠いて、直接中部が金八沢層と檜川層の上にオーバーラップしている。

下部は下から礫岩、軽石火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩、軽石凝灰岩をはさむ凝灰質泥岩の順に重なっている。最下部の礫岩は、灰白色の基質中に泥岩・玄武岩・流紋岩などの10~30cm大の角礫ないし亜円礫を含むものである。軽石火山礫凝灰岩は灰緑色の基質中に、層面に沿ってつぶれた軽石礫を含むものである。また、凝灰質砂岩は灰緑色、細粒一中粒の岩石で、シシャ沢では後述する植物化石を含んでいる。凝灰質泥岩は灰緑色または淡緑色を示し、厚板状の層理がみられる。

中部はおもに石英安山岩質の軽石凝灰角礫岩ないし凝灰岩からなっており、安山岩と石英安山岩の溶岩を伴っている。

軽石凝灰角礫岩または火山礫凝灰岩は、凝灰岩と互にはっきりした層理面をもって接していることは少なく、一般に層理の発達が悪い。軽石凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩は、緑色の軽石礫と石英安山岩礫を多く含み、そのほかに泥岩・凝灰岩・玄武岩・安山岩などの角礫を含んでいる。礫の淘汰は悪く、泥岩または細粒の凝灰岩の岩石片を多く含むことがあることなどからみて、檜川層の凝灰角礫岩と同じ水中火砕流堆積物とみられる。

石英安山岩の溶岩は畑一湯ノ川間の、湯ノ川沿いに分布している。肉眼的には、灰白色で斑晶の多い岩石である。鏡下では、斑晶は2.0~3.0mmの石英と斜長石、および角閃石からなっている。これらのうち、角閃石はすべて緑泥石と緑簾石に置換えられている。石基は、微晶質ないし隠微晶質の組織を示している。また、安山岩の溶岩は、前記の湯ノ川沿いの石英安山石に接して分布しているほか、畑一野平間の親不知の南に分布している。帯緑灰色の岩石で、鏡下では、斑晶は2.0mmの斜長石が少量認められる。石基は毛せん状組織を示し、斜長石と有色鉱物、およびその間隙を埋めるガラスから変わったと

みられる隠微晶質の部分とからなっている。斑晶と石基の斜長石は曹長石化しており、また、石基の有色鉱物は緑泥石化している。そのほかに斑晶の斜長石を置かえて、また細脈として方解石が認められる。

上部は畑部落北西方の桂沢上流から山頂にかけて分布しており、桂沢でよく観察することが出来る。おもに安山岩の凝灰角礫岩からなっており、中部の軽石凝灰岩に似た凝灰岩を挟んでいる。凝灰角礫岩は淡黄褐色の基質中に、黒色の安山岩の火山岩塊を多量に含むもので、異質火山岩塊または火山礫は含まれておらず、後述する脇野沢安山岩類に似た見掛けをしている。

安山岩の礫は、ガラス質の石基をもつ角閃石普通輝石しそ輝石安山岩で、比較的新鮮であるが、斜長石と石基のガラスの一部がモンモリロン石に変っている。

湯ノ川層の下部と中部の軽石凝灰岩ないし凝灰角礫岩は、おもに石英・緑泥石・絹雲母で特徴付けられる変質作用を受けている。しかし、中部の一部と上部は、凝灰岩は火山ガラスと斜長石・しそ輝石などの一部がサポナイトを含むモンモリロン石・クリストバライト・斜ブチロ沸石・モルデン沸石などの沸石に置換えられている。

層位関係 本層は、荒川・シシャ沢付近では金八沢層のうえに下部の最下部の礫岩が不整合に重なり、ここより北に向うに従って、次第に下部と上部が直接金八沢層にオーバーラップしている。また、川内川の中流と和白沢の北では、檜川層のうえに湯ノ川層の中部の層準の凝灰岩が、アバットあるいはオーバーラップの関係で接している。シシャ沢付近と和白沢の北は、いずれも湯ノ川盆状構造の縁辺部にあたり、檜川層の盆状構造と同じように、このような下位層との重なり方は、湯ノ川盆状構造が、急激な沈降あるいは陥没によって形成された火山性の盆状構造であることを示している。

化石 本層下部の凝灰質砂岩から、シシャ沢において、桑野幸夫によって植物化石が発見され、福島大学、鈴木敬治によって固定され、通商産業省（1969）によって報告されている。

Betula onbaraensis TANAI et ONOE

Fagus n. sp.

Fagus jobanensis SUZUKI

Liquidambar endoi SUZUKI

Acer Subpietum SAPORTA

A. cf. nipponicum HARA

II. 3. 5 小 沢 層

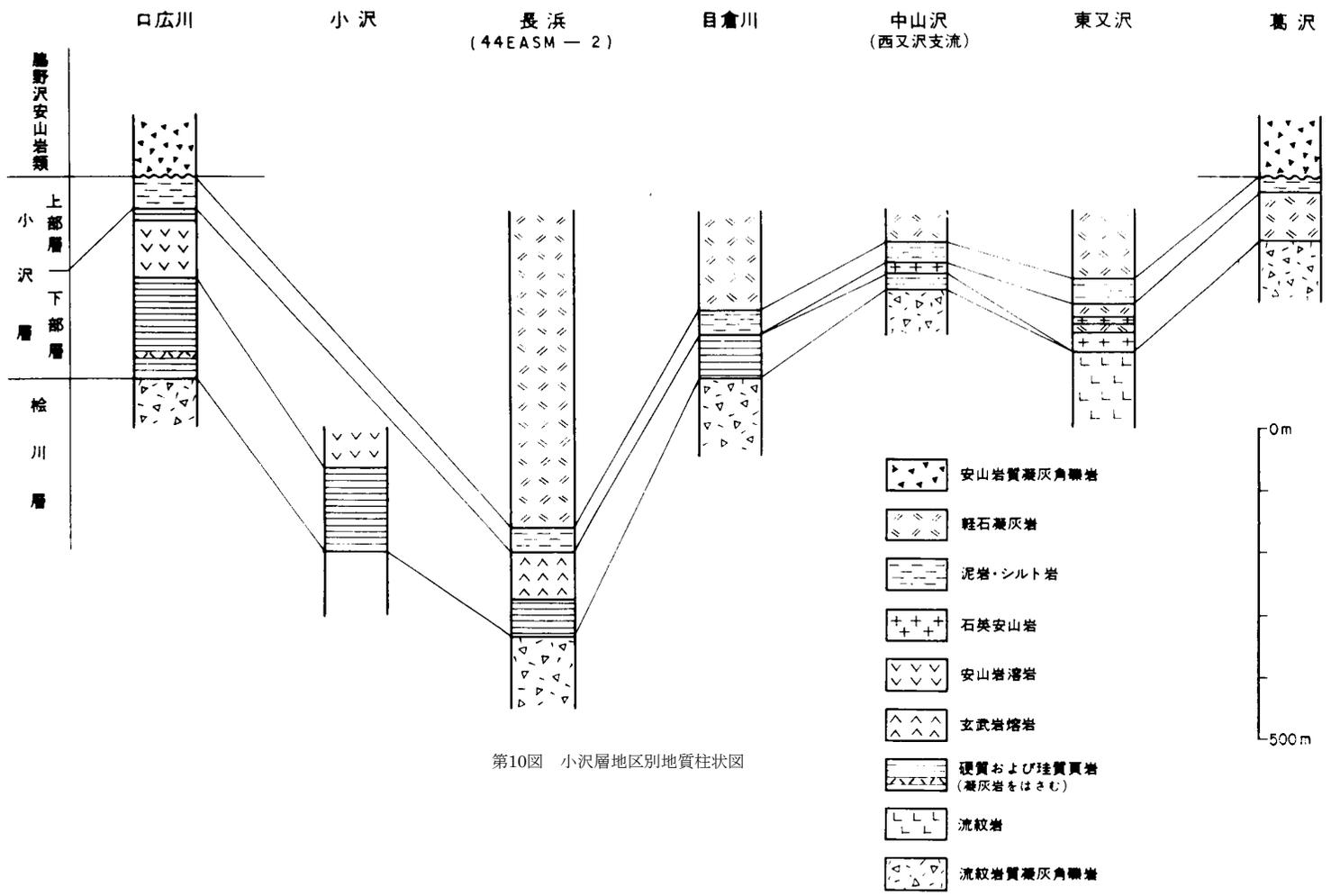
命名 北村ほか（1959）

模式地 下北郡脇野沢村小沢

分布 陸奥湾沿いの丘陵地帯に、西は口広川の下流から、東は川内川の下流まで分布している。

層厚 模式地の小沢付近では150m以上、男川下流では150m以上、川内の西葛沢付近では400m以上である。

岩相 本層は上部層および下部層に分けられる。下部層は、宿野部川の支沢西股沢以西におもに分布しており、ここより東では檜川層と上部層との間に収斂し、東又沢以東では、上部層が直接檜川層の



第10図 小沢層地区別地質柱状図

上に重なっている。また、口広川以西では、脇野沢安山岩類に不整合に覆れており、上部はほとんど露出してない。

本層の下部層は、おもに硬質頁岩からなり、一部塊状の泥岩と薄い軽石凝灰岩層をはさみ、また、小沢から脇野沢のあいだでは、安山岩の溶岩をはさんでいる。また、上部層は下から軽石凝灰岩、塊状のシルト岩、軽石凝灰岩の順に重なっているが、下の軽石凝灰岩は、東又沢以西では下部層の頁岩・泥岩と、上部層のシルト岩とのあいだに収斂している。

小沢付近、西又沢の支沢中山沢と東股沢付近などに分布している石英安山岩は、蛸崎付近では檜川層と小沢層の下部層を貫いているが、東又沢では、軽石凝灰岩層の間にはさまりこれと指交しており、軽石凝灰岩と同時期の貫入層と噴出相が連続した岩体である。

上部層のシルト岩をはさんで、下と上に分かれる軽石凝灰岩層を、それぞれ銀杏木部層・葛沢部層と呼ぶ。小沢層の上部層下部層の地域間の関係を第10図に示している。

上部層の硬質頁岩は板状のやや珪質な岩石で、新鮮な部分では暗灰色を示すが表面は茶褐色に汚れている。あいだに挟まれている酸性凝灰岩は内部は青灰色、表面は風化により淡灰色を示す粘土質の岩石で、少量の石英と斜長石を伴っている。塊状の泥岩は口広川の上流の安山岩溶岩よりやや下に挟まれている。硬質頁岩に比べると粘土質で風化するとくだけ易く、油田地帯にみられるいわゆる黒色頁岩または泥岩と呼ばれている岩石に似ている。

下部層に挟まれている安山岩は、数枚の溶岩流からなっている。安山岩と硬質頁岩との関係は、口広川の川口付近で観察することが出来るが、ここでは安山岩の上位の頁岩が、安山岩の最上部の割目をうづめており、この頁岩は安山岩による熱の影響をまったく受けていない。このことは、安山岩が溶岩流であることを示している。安山岩は、柱状節理の発達した黒色の普通輝石しそ輝石安山岩である。鏡下では、斑晶は3.0～5.0mmと0.5mm前後の斜長石と、2.0mmか、それ以下の普通輝石としそ輝石とからなっている。石基は間粒状組織を示し、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱および少量のガラスからなっている。そのうち斜方輝石は、単斜輝石の反応縁によって取囲まれており、久野（1954）^{注1）}による Vd—c 型の山安岩とされているものと同じである。二次的に斜長石斑晶と、石基のガラスの一部は、モンモリロン石様の粘土鉱物によって置換えられているが、檜川層の火山岩類に比較すると新鮮である。なお、口広沢上流の支沢では、斑晶として少量の石英を含む安山岩が挟まれている。

上部層の、銀杏木部層の軽石凝灰岩は、層理の殆んどない灰白色ないし帯黄白色粗鬆な岩石で、3.0～10.0mmの両錐石英を多量に含むことが特徴である。石英のほか斜長石と少量の角閃石を含み、石質岩片は殆んど含まない。

銀杏木部層の石英安山岩は、灰白色粗鬆な岩石で、斑晶が著しく多いことが特徴である。斑晶は5.0mm大の石英、8.0mm大の斜長石、5.0mm大かそれ以下の黒雲母と、少量の角閃石からなっており、いずれも新鮮である。石基はガラス質で流理構造があるが、大部分が統理構造に沿った一部が脱ガラス化し、ところによって球顆状集合が認められる。

中部のシルト岩は暗灰色塊状の岩石で、珪藻化石を多く含んでいる。

上部の葛沢部層の軽石凝灰岩は黄灰色粗鬆な岩石で、ところによって同色の砂質ないしシルト質の凝

注1) 久野 久 (1954) : 火山および火山岩, 岩波全書, no. 196.

灰岩をはさんでいる。前記の銀杏木部層の軽石凝灰岩に似て、石英と斜長石とを多く含むほか、黒雲母や凝灰質砂岩やシルト岩の岩石片を含んでいる。

小沢層の下部層に挟まれている凝灰岩は、モンモリロン石化しており、斜ブチロ沸石を伴っている。銀杏木部層と葛沢部層との軽石凝灰岩は、部分的にモンモリロン石化しており、また銀杏木部層のなかに胚胎している下北川内鉦山付近では、鉦体の近くで軽石凝灰岩は珪化・絹雲母化している。

層位関係 小沢層は北村ほか（1959）、鈴木・桑野（1962）による同名の地層にほぼ相当する。しかし、銀杏木部層と葛沢部層の区分については、北村ほか（1959）の銀杏木流紋岩質凝灰岩部層と、葛沢砂質凝灰岩部層の区分とは部分的に相違がある。

小沢層が最下部から重なっている小沢付近では、小沢層と下位の檜川層とは構造的な差異はなく、ほぼ整合とみられる。しかし、これより東に向うに従い、比較的上部が檜川層のうえにオーバーラップし、東股沢以東では、銀杏木部層が直接檜川層の上に重なっている。したがって小沢付近においても、檜川層との間には若干の堆積間隙が存在するかもしれない。

化石 小沢付近の本層の硬質頁岩から有孔虫化石 *Haplophragmoides cf. emaciation* (BRADY), *Martinottiella communis* (d' ORBIGNY), が発見されている。

また、長浜付近のボーリンク 44 EASM—2 号の深度 342.30~342.40m の本層の泥岩から、次の有孔虫化石 *Martinottiella communis*, *Haplophragmidites sp.*, *Cyclamina cf. ezoensis*, *Spirosigmoilinella compressa*, が発見され、通商産業省（金属広域下北班）（1970）によって報告されている。

II. 3. 6 湯ノ小川層

命名 新命名。

模式地 下北郡川内町字湯ノ川の湯ノ小川流域。

分布 この地域の北東隅、川内川の支流和白沢の上流から北に向って名由川・湯ノ小川・新助沢およびめな川に分布している。

層厚 400m以上。

岩相 本層は下部・中部・上部に分けることが出来る。下部は基底礫岩からはじまり、礫岩・砂岩互層、軽石凝灰岩、中部は凝灰質泥岩・凝灰岩互層、上部は砂岩・礫岩をはさむ凝灰岩の順に重なっている。

最下部の基底礫岩と、そのうえの礫岩・砂岩互層とは場所によって厚さが異なり、湯ノ小川と和白沢の北では40mであるが、その中間では100m以上である。礫岩は凝灰質の基質中に数cm~10数cm大の玄武岩・流紋岩・黒色泥岩・石英安山岩などの円礫を含むもので、名由川では最下部から後述の化石を産している。下部の軽石凝灰岩は、灰白色で石英粒の多い岩石で、同色の砂質凝灰岩をはさんでいる。

中部の凝灰質泥岩・凝灰岩互層は、湯ノ小川付近では厚く厚さ110mであるが、南の名由川付近では薄く厚さ20mである。湯ノ小川付近では、下部から厚さ約20mの塊状の凝灰質シルト岩、板状の泥岩と凝灰岩ないし凝灰質岩の互層の順に重なっているが、下部の凝灰質シルト岩はこれより北と南では薄くなり、名由川では欠けている、このシルト岩は、風化していない部分では青灰色であるが、表面は黄白色を示し、殆んど層理はなくやや堅硬な岩石である。互層部の板状泥岩は青灰色であるが、表面は茶褐

色に汚れている。湯ノ小川の支流ほかでは、泥岩のなかに植物化石の破片が多量に含まれている・凝灰岩ないし凝灰質砂岩は灰白色、細粒—粗粒の岩石である。

上部の凝灰岩は、おもに湯ノ小川と新助沢の中・上流に分布している・下位の湯ノ川層に似た淡緑色の基質中に、緑色の軽石片を含む軽石凝灰岩と同色の砂質凝灰岩とからなり、層理は認められる。これらのなかには灰緑色の凝灰質砂岩が挟在している。

湯ノ小川層は、檜川層や湯ノ川層に比べて変質作用の程度は低いが、新助沢・湯ノ小川・名由川の各上流では、上部の凝灰岩は緑色化しており、モンモリロン石と緑泥石が認められる。また、湯ノ小川の上流には白色粘土化した変質帯がみられる。

層位関係 本層は、檜川層と湯ノ川層とを不整合に覆っており、その状態は名由川・めな川などでみられる。本層下部の軽石凝灰岩層は、和白沢の北まで追跡することが出来るが、隣接する大湊地域の和白沢上流に分布している小沢層の銀杏木部層の軽石凝灰岩層とは、岩質が殆んど変わらず、分布も連続しているものようであり、両者は同じ地層と考えられる。本層は、小沢層の銀杏木部層以上の層準が、檜川と湯ノ川層のうえに、直接不整合に堆積した地層とみられるが、この地域では分布が離れ、岩相も異なるために独立した地層としている。

化石 名由川下流の本層の基底に近い礫まじりの砂岩から、次の化石が発見され、郷原ほか(1957)によって報告されている。

Margarites sp.

Fulgoralia sp.

Cancellaria sp.

Arca sp. (cf. *boucardi*?)

Anadara sp.

Chlamys *Swiftii* (BERNARDI)

Chlamys sp. (*akitana* type)

Patinopecten cf. *kagamianus* (YOKOYAMA)

Lima (*Acesta*) sp.

Monia radiata (SOWERBY)

Crassatellites sp.

Venericardia sp.

“*Protothaca*” n. sp.

Venerupis? sp.

Panope japonica A. ADAMS

Periploma? sp.

(東京教育大学 大森昌衛・青木 滋, 同定)

この化石は前期ないし中期中新世の台島—西黒沢期のものと記載されている。また、青木・桑野(1959)は、これらを湯ノ小川化石群集として後期中新世の化石で、やや特異な群集であると報告している。

Ⅱ. 3. 7 湯ノ股川層

命名 通商産業省（1969）.

模式地 下北郡大畑町. 大畑川上流の湯ノ股川流域（大畑地域，大畑図幅における薬研層の湯ノ股川石英安山岩質凝灰岩層と同じ）.

分布 この地域では，地域北東隅の湯ノ小川上流に小範囲分布しているに過ぎない.

層厚 隣接の佐井・大畑両地域を併せると300m以上である.

岩相 本層はこの地域内では，石英安山岩質の凝灰岩を主とし，溶結凝灰岩と砂質凝灰岩をはさんでいる.

石英安山岩質凝灰岩は，淡青～淡緑灰色塊状の岩石で層理はほとんどない. 3.0～5.0mm程度の石英と斜長石とがやや密に含まれている. 溶結凝灰岩は，湯ノ小川上流に厚さ約10mのもの1枚が分布している. 茶褐色緻密な岩石で，鏡下では石英・斜長石・普通輝石・しそ輝石などの鉱物粒とレンズ状ガラス岩片が含まれている. 溶結凝灰岩は，本層が陸成であることを示している.

層位関係 湯ノ小川層のうえに本層の軽石凝灰岩が，直接不整合に重なっている.

化石 本層からは化石は発見されていない.

Ⅱ. 3. 8 脇野沢安山岩類

命名 新称

模式地 下北郡脇野沢村松崎から同村脇野沢付近までの海岸（脇野沢地域内）.

分布・層厚 この地域南西の脇野沢川の中流と，南東の川内の北東に，それぞれ小範囲分布している. 南隣の脇野沢地域にはやや広く分布しており，これを併せると，層厚は500m以上である.

岩相 本安山岩類は，場所によって石英安山岩の凝灰角礫岩から，おもに安山岩の凝灰角礫岩からはじまり，同岩と安山岩の溶岩・凝灰岩からなっている.

石英安山岩の凝灰角礫岩からはじまっているのは，西海岸の青石の南のアモ十太岬（脇野沢地域）に近い地域で，そのほかは安山岩の凝灰角礫岩からはじまっている. アモ十太岬付近の凝灰角礫岩は，灰白色の基質中に，人頭大またはそれ以上の大きさのものを含む黒色の石英安山岩礫を多量に含むものであり，類質または異質の岩塊または礫を全く含んでいない岩石で，鏡下では斑晶として，石英・斜長石・普通輝石・しそ輝石・角閃石・黒雲母を含み，そのほかに捕獲結晶とみられる虫喰状に汚れた斜長石を少量含んでいる. これらのうち，角閃石と黒雲母とはオバサイト縁に囲まれたり，またはほとんどオバサイト化している. 石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石および磁鉄鉱と，これを埋める多量の褐色のガラスとからなるガラス基流晶質組織を示している.

凝灰角礫岩は，黄灰色の基質中に人頭大以下の黒色の安山岩礫を多量に含むものである. 礫のなかには，自破碎溶岩の岩塊に似た形を示すものが多く，また，本質火山岩塊または火山礫以外は，ほとんど含まれていないことが特徴である. 層理は余り明らかではない.

溶岩は黒色で柱状節理のよく発生したもの，塊状の自破碎溶岩などがみられる. 凝灰角礫岩の礫と溶岩は，いずれもしそ輝石普通輝石安山岩で，ときに斑晶として石英を含むものがある. 鏡下で観察した

結果では、斑晶は5.0mm大の斜長石、3.0mm大の普通輝石、および5.0mm大のしそ輝石からなっており、稀に石英を少量含むものがある。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱とガラスとからなる填間状組織を示している。

火山岩は一般に、下位層に比べて新鮮であり、しそ輝石の一部が劈開に沿って鉄サポナイトが生じていることがある程度である。しかし、大揚鉱山に近い陸奥金山付近では、安山岩の溶岩の一部が著しく粘土化し、カオリンが認められる。

層位関係 本安山岩類に相当する易国間安山岩類の下部は、佐井・大間両地域では、小沢層に相当する大間層の上部と同時異相の関係にある。この地域では、両者の関係が直接露頭で観察出来るところはないが、南の脇野沢地域のロ口川川口付近の海岸沿いの露頭では、小沢層の硬質頁岩と凝灰質シルト岩のうえに、整合的に重なっている。しかし、この地域ではほとんど檜川層のうえに直接オーバーラップしている。

II. 3. 9 大 畑 層

命 名 上村・斎藤（1957）。

模式地 下北郡大畑町、大畑川下流小目名部落付近（大畑地域内）。

分布・層厚 本層は地域の北東隅の新助沢下流とめな川に小範囲分布している。隣接の佐井・大畑地域では厚いが、この地域では80mが分布している。

岩 相 この地域の大畑層は、軽石火山礫凝灰岩ないし凝灰岩と、シルト質凝灰岩とからなっている。軽石火山礫凝灰岩は灰白色の粗鬆な岩石で、径1.0cm大の石英と軽石礫が含まれており、一見小沢層の銀杏木凝灰岩層の軽石凝灰岩に似ているがこれより軟弱である。シルト質凝灰岩は、軽石凝灰岩と同色で同じように軟弱である。これらは模式地付近と佐井地域の大畑川上流の支流にある近藤沢、およびそれ以西の大畑層と岩相が一致している。

層位関係 湯ノ川、湯ノ小川向層の削剥面を不整合に覆っている。

化 石 本層からは化石は発見されていない。

II. 3. 10 半太郎沢溶結凝灰岩

命 名 新命名。通商産業省（1969）は半太郎沢層と呼んでいる。

模式地 下北郡川内川の上流の半太郎沢。

分 布 下北郡佐井村野平を中心に、同村および川内町の野平盆地の周辺に分布している。

層 厚 200m。

岩 相 本岩類は野平―牛滝間の自動車道路、半太郎沢ほかでは檜川層を覆う基底礫岩から始まっているが、多くの場所では、溶結凝灰岩か軽石凝灰岩、ないし凝灰角礫岩が直接重なっており、おもに溶結凝灰岩と軽石凝灰岩とからなっている。

基底礫岩は、凝灰質の基質中に流紋岩・玄武岩・黒色泥岩などの拳大ないし指頭大の円礫が多く含まれている。

溶結凝灰岩は灰白色の粗鬆な岩石で、暗灰色のレンズ状ガラス質岩片が含まれている。弱溶結とみら

れるものが大部分であり、野外では基質と岩片が判別し難く、軽石凝灰角礫岩と区別出来ないものがある。軽石凝灰岩は灰白色粗鬆な岩石である。

溶結凝灰岩は鏡下では、石英・斜長石・普通輝石・しそ輝石・角閃石の鉱物粒と、ガラス質の石英安山岩礫のほか、レンズ状の溶結岩片を多く含んでいる。

溶結岩片の伸びで知られる構造はほとんど水平であり、変形は受けていない。

層位関係 檜川層の現地形に近い盆状の地形をうめて不整合に重なっている。

II. 4 第四系

II. 4. 1 野平層

命名 北村ほか(1957)。

模式地 下北郡川内町、川内川上流福浦川流域。

分布 野平盆地の川内川上流とその支流である福浦川・大利家戸川・四家戸川および新三郎沢の各下流で、半太郎沢溶結凝灰岩類以下の地層を覆って分布している。また、川内川中流の畑付近の低地に湯ノ川層以下の地層を覆って分布している。

層厚 野平付近40m. 畑付近200m.

岩相 野平付近の本層は、最下部は灰白色凝灰質の砂岩、下部は部分的にラミナが発達し層内褶曲がみられる褐色の泥岩と凝灰質砂岩、上部は下位層の岩石を礫に含む白色の粘土岩からなっている。これらの岩石はいずれも固結の程度は低い。

畑付近の野平層は最下部は、下位層の石英安山岩などの円礫を多量に含む礫岩、下部は灰白色の凝灰質砂岩をはさむ泥岩、上部は礫岩をはさむラミナが発達する凝灰質シルト岩と礫岩からなっている(第11図)。下部の泥岩のなかには、部分的に植物の破片が多く含まれている。

通商産業省(1968)は、畑付近に分布している本層を畑層と呼び、野平付近の本層を野平層として両者を区別しているが、ここでは同一の地層としている。

本層は泥岩のなかにラミナがあること、後述する淡水性珪藻化石を産することなどからみて、静穏な環境下で堆積した湖成堆積層である。

層位関係 本層は福浦川の下流で、半太郎沢溶結凝灰岩類を不整合に覆っている(第12図)。

化石 野平付近の泥岩中から、次の淡水性珪藻化石を産し、宇都宮大学阿久津純によって同定され、通商産業省(1968)によりその結果が報告されている。

Achnanthes Canceolata BRÉR.

Centronella Reichelti VOIGT

Diatoma vulgare BORY

Diploneis ovalis (HILSE) CLEVE

Epithemia sp.

Fragilaria construens (EHR.) GRUN.

Navicula sp.

Navicula gastrum EHR.

Navicula radiosa KÜTZ.

Opephora Martyi HERIBAUD

Pinnularia interrupta W. SMITH

Pinnularia sp.

Stephanodiscus niagarae EHR

Surirella sp.

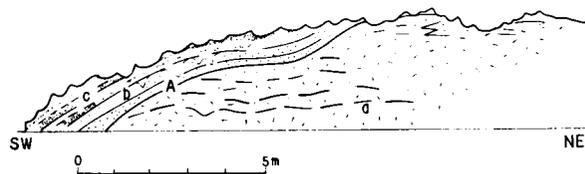
Synedra ulna (NITZSCH) EHR.

Synedra Vancheriae KÜTZ.

これらの化石珪藻は湖沼性のもので、その時代は阿久津によれば、更新世と考えられている。



第11図 中川開拓付近の野平層



a. 軽石質凝灰岩 (半太郎沢溶結凝灰岩類) b. 礫をもつ凝灰質砂岩 c. ラミナの発達する泥岩と凝灰質砂岩 A. 不整合面

第12図 半太郎沢溶結凝灰岩類と野平層の不整合

Ⅱ. 4. 2 於法岳安山岩類

於法岳付近の安山岩類は、畑付近に分布する野平層を覆い、一部は川内川に沿った檜川層の上に刻まれた現地形に近い沢形の地形面をうめていることなどから、第四紀の火山活動によって形成されたことは明らかである。しかし、その活動の中心である於法岳付近は火山地形は余り残っておらず、独立した火山としては取扱わなかった。

命名 新称. 通商産業省（金属広域調査下北班）（1968）は於法岳層と呼んでいる。

分布 川内町畑部落の南於法岳と、標高 503.8m の三角点付近を中心に分布しており、その一部は川内川の中流和白沢片々口と畑部落の間まで流下している。

層厚 約300m.

岩相 本岩類はおもに安山岩の集塊岩と、火山礫凝灰岩ないし凝灰岩とからなり、同質の溶岩をはさんでいる。

集塊岩は、黄褐色の基質と多量の火山弾、またはその破片を含む黒色の安山岩礫とからなり、未淘汰である。溶岩は、暗灰色・緻密な石英含有普通輝石しそ輝石安山岩である。鏡下では、斑晶は 2.0～3.0mm の斜長石、2.0mm 程度の普通輝石としそ輝石とのほか、少量の石英を含んでいる。石基は、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱とガラスまたは微晶質の部分とからなるガラス基流晶質、または微晶質組織を示している。これらの鉱物は、いずれも変質作用を全く受けていない。

通商産業省（1968）は、本安山岩類に相当する於法岳層は、畑付近の野平層（畑層と呼んでいる）に整合に重なり、野平付近に分布している野平層の上部とは、同時異相の関係にあるとしている。しかしこの報告では、野平付近の野平層とは直接の関係は明らかではないので、本安山岩類を上位としている。しかし、於法岳安山岩類の正確な時代については、さらに確めなくてはならない。

層位関係 本安山岩類と下位の野平層とは構造的な差異はない。しかし、両者は上下に岩相が移行することはなく、野平層のうえに不整合に重なっているとみられる。

Ⅱ. 4. 3 恐山火山噴出物

恐山火山はこの地域の東方大湊地域と、その北の大畑地域にまたがって拮がる火山である。しかしこの地域では、川内川以東にその噴出物がごく小範囲分布しているに過ぎない。

おもに安山岩の凝灰角礫岩と凝灰岩とからなり、安山岩の溶岩をはさんでいる。凝灰岩は黄褐色・粗粒の岩石で、また凝灰角礫岩は凝灰岩と同質の基質中に、大小の安山岩角礫を多量に含むものである。

溶岩は安部城の北の沢で、凝灰角礫岩の間にはさまれており、暗灰色緻密な普通輝石しそ輝石安山岩である。

Ⅱ. 4. 4 段丘堆積層

この地域の段丘は、陸奥湾に面している標高約5mの海岸段丘と、各河川に沿った河床からの比高数mの河岸段丘とがある。段丘堆積層は、いずれも砂および礫からなっている。

II. 4. 5 沖積層

この地域は沖積平野の分布はせまく、海岸に沿った地域と各河川に沿った地域に分布しているに過ぎない。いずれも砂・礫・粘土からなっている。

III. 応用地質

III. 1 金属鉱床

この地域は、わが国で最も金属鉱床が密集している東北日本内帯グリーンタフ地域に含まれており、各種の金属鉱床が多数胚胎している。過去に大規模に開発された鉱山は、安部城・西又・大正・大揚などがあるが、現在はいずれも休山している。

鉱床をその胚胎する母岩の層準別に分けると、ほぼ次のようになる。

- 1) 基盤岩類……福浦下ノ崎鉱床・銀滝鉱床
- 2) 金八沢層……畑鉱床・荒川鉱床・天ヶ森中川本鍾鉱床・天ヶ森シシャ沢鉱床・畑鉱床
- 3) 檜川層……西又鉱床・大正鉱床・岩滝鉱床・安部城一桜鉱床・王銅鉱床・大揚鉱床
- 4) 小沢層……安部城一姫および竹鉱床・蛸崎鉱床
- 5) 脇野沢安山岩類……陸奥金山鉱床

2) 以下の新第三系のなかに胚胎している鉱床のうち、西又・大正・岩滝・安部城一桜ほかは、層状または塊状の黒鉱々床、大揚・蛸崎は網状鉱床であり、そのほかは脈状の鉱床である。層準と鉱床とのタイプを比較してみると、脈状鉱床は檜川層の下部と金八沢層のなかに胚胎しており、層状または塊状の黒鉱々床と網状鉱床は、檜川層とそれ以上の地層および火山岩類のなかに胚胎している。さらに分布のうえからみると、さきに述べた基盤岩類をかこむ緩いドーム状構造を中心に、内側に脈状、外側に層状または塊状と網状鉱床とが帯状に排列している。

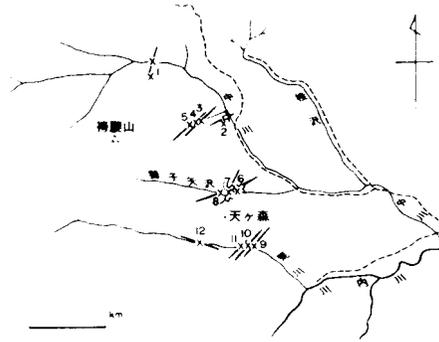
福浦鉱山^{注2)} 本鉱山は下北郡佐井村福浦部落の西、下ノ崎付近の下ノ崎鉱床と、小滝沢下流などの小鉱体を包含して総称している。

下ノ崎鉱床は先第三系の長浜層の千枚岩質の粘板岩、輝緑凝灰岩などのなかにはさまれている石灰岩のなかに、石英閃緑岩の貫入によって生じたスカルン中に胚胎する接触交代鉱床である。おもな鉱石鉱物は赤鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱などである。

天ヶ森鉱山・中川鉱山^{②, ③} 川内町畑部落の西方約 4 km の天ヶ森、および中川付近に多数の鉱脈が散在している。天ヶ森鉱山および中川鉱山として過去に稼行されたことがあるが、当時の状況は明らかではない。

この付近は先第三系の長浜層のチャート・千枚岩などと、それらを不整合に覆う金八沢層の黒色泥岩と玄武岩、さらにこれら貫く流紋岩の岩脈とからなっている。鉱床はこれらのなかに発達する石英脈のなかに胚胎するものであり、おもな鉱脈の位置(第13図)と鉱体名、走向傾斜、鉱石は次の通りである。

注 2) 番号は地質図上の位置を示す。



第13図 天ヶ森, 中川鉦山鉦脈分布図

鉦体	走向傾斜	鉦石
1. 中川本鍾	N26° E, 70° W	黄銅鉦・黄鉄鉦・閃亜鉛鉦・石英
2. 中川経谷坑	N70° E, 90°	黄銅鉦・黄鉄鉦・閃亜鉛鉦・方鉛鉦・石英
3. 中川中ノ沢	N45° E, 65° W	石英
4. *	N50° E, 50° N	黄鉄鉦・石英
5. *	N50° E, 50° N	斑銅鉦・石英
6. シシヤ沢	N60° E, 70° N	黄鉄鉦・黄銅鉦・閃亜鉛鉦・石英
7. *	N25° E, 70° N	*
8. *	N76° E, 80° N	*
9. 荒川	N40° E, 75° W	*
10. *	N40° E, 80° W	黄銅鉦・石英
11. *	N56° E, 90°	黄銅鉦・黄鉄鉦・閃亜鉛鉦・石英
12. *	N70° W, 90°	黄鉄鉦・石英

これらは地質調査所仙台出張所の未公表資料の一部を参考とした

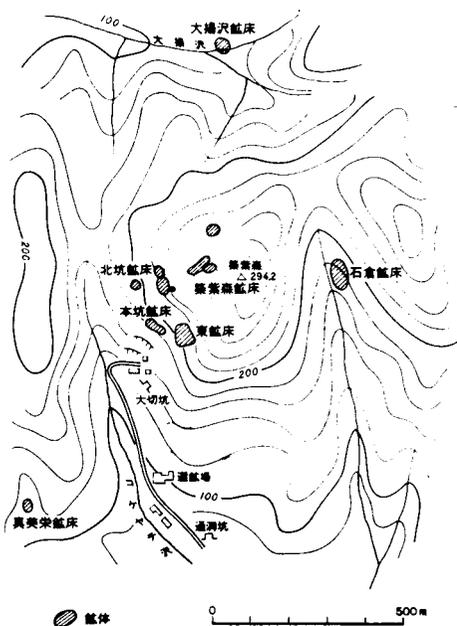
畑鉦山④ 川内町畑部落より西に約 4 km, 川内川とその支沢である荒川との合流点より, 本流をややさかのぼった地点に位置し, 川内より自動車道路が通じている。

本鉦山は大正初期井上某が経営し, その後1917年大正鉦山(後述)の支山として開発された。1936年昭和鉦業株式会社の手に移り, 本格的に採掘されたが, 1941年に休山, 現在に至っている。

鉦山付近の地質は先第三系の長浜層の粘板岩・チャートと金八沢層の玄武岩, およびこれらを貫く流紋岩の岩脈からなっている。鉦床は玄武岩と流紋岩とのなかに胚胎する脈状および裂隙充填鉦床である。現在は坑道は破損して当時の状況は分らないが, 青森県(1959)によれば, 鉦脈の走向・傾斜はN75° E, 20° N, 鉦石は黄銅鉦・黄鉄鉦・閃亜鉛鉦からなり, おもに銅鉦が採掘され, Cu 10%内外を示していたと云われる。

大揚鉦山⑤ 本鉦山は下北郡川内町築紫森山の西に位置し, 葛沢部落より自動車道路が通じている。

大揚鉦山は1915年久原鉦業が創業し, 1938年宮崎芳作, 1940年内田健蔵らが稼行したが, 1945年に休山した。1948年大揚鉦山株式会社(現日東金属鉦業株式会社)が設立され, 新鉦床が発見され開発が進



第14図 大揚鉍山鉍床分布図

んだが、1968年休山、現在に至っている。

鉍山周辺は檜川層の酸性凝灰岩・流紋岩溶岩と、これを覆う小沢層の銀杏木部層と脇野沢安山岩類とからなっている。鉍床は檜川層の流紋岩溶岩（筑紫森付近に分布して、筑紫森流紋岩あるいは石英安山岩と呼ばれている）と、その下部の凝灰岩の境界付近に胚胎している網状および塊状の鉍体からなっている（第14図）。

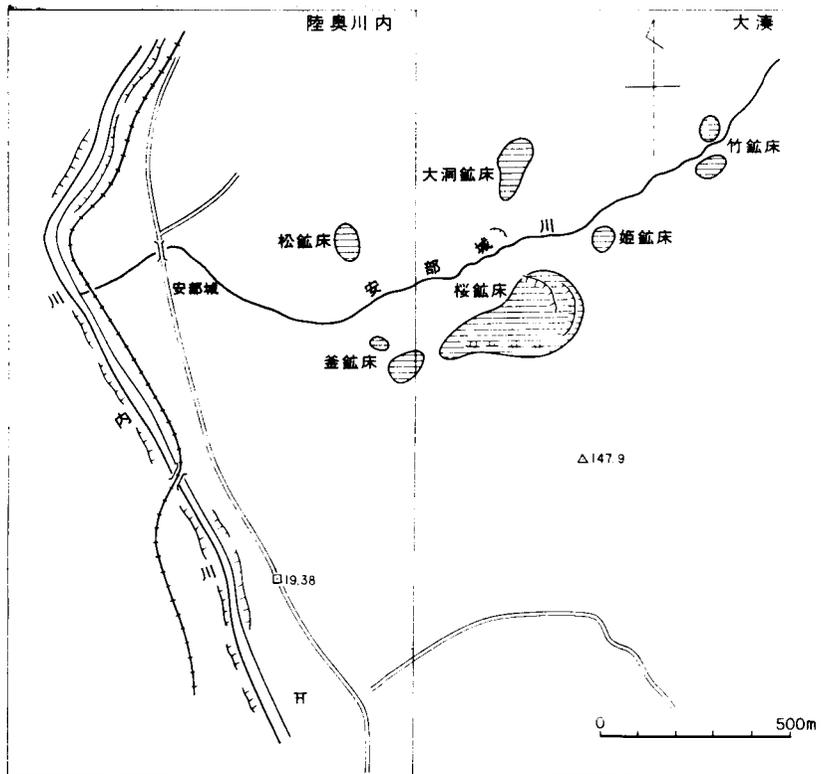
鉍体の周辺では、母岩である凝灰岩は著しく粘土化しており、明礬石・ダイアスポア・葉蠟石・絹雲母などが認められ、また、下盤の流紋岩は珪化している。鉍床は幾つかの小鉍体に分かれており、鉍体別の組成鉍物は次の通りである。

鉍体名	組成鉍物	母岩
本坑	黄銅鉍・輝銅鉍・石英	凝灰岩
中間第一	黄鉄鉍・白鉄鉍・石英・明礬石	"
東	黄鉄鉍・輝銅鉍・石英・明礬石	凝灰岩・流紋岩
筑紫森第一	"	"
中間第二	黄鉄鉍・輝銅鉍・硫砒銅鉍・石英・明礬石	"
筑紫森第二	黄鉄鉍・輝銅鉍・石英・明礬石	"
中間南	"	"
筑紫森第三	"	"

以上の鉍物のほか、少量の輝銀鉍・ルソン銅鉍・銅藍・遊離硫黄などを伴っている。

安部城鉍山⑥（下北川内鉍山）本鉍山は川内の北約7km、下北郡川内町安部城に位置し、川内との間には平坦な自動車道路が通じ、国鉄バスが川内から安部城まで通じている。この鉍山の一部は隣接の大湊地域に入るが、便宜上これを含めて記す。

この鉍山は1820年頃、現在の大洞坑付近で採掘が行われたといわれる。1889年川内村（現川内町）新村某により、桜坑および姫坑を開坑したが数ヶ月で中止、1906年田中鉍業所の鉍区となり、1909年より採掘をはじめ、1912年には製錬所を設置、大規模な採掘が行われた。その後田中鉍業株式会社、および住友鉍業株式会社などによって採掘が続いたが、第二次大戦中に中止した。戦後は安部城鉍業株式会社、三信鉍山株式会社、日室鉍業株式会社および三井金属鉍業株式会社などによって採掘と新鉍床の探鉍が行われ、一時下北川内鉍山と呼ばれたが、1970年以降は休山している。



第15図 安部城辰山辰床分布図

本辰山付近の地質は、下位より檜川層上部の酸性凝灰岩ないし凝灰角礫岩と流紋岩、小沢層銀杏木部層の軽石凝灰岩と凝灰質砂岩、およびこれを被う恐山火山噴出物からなっている。檜川層の凝灰岩・流紋岩と銀杏木部層の軽石凝灰岩は、広域的な変質作用に加えて、辰床のまわりでは著るしく変質しており、前者では葉蠟石・イライト・緑泥石が、また後者ではモンモリロン石・カオリン・イライトなどが認められる。

辰床は、いずれも現在の地表から浅い所に散在する黒辰型の層状と塊状の辰床で、そのうちおもなものをあげると、桜・釜・松・竹・大洞辰床などがある（第15図）。

桜辰床は最も規模が大きく、銀杏木部層の軽石凝灰岩層の直下の、檜川層の異質礫を含む凝灰角礫岩のなかに胚胎している。南北200m、東西120m、厚さ10m内外を示しており、露天掘によって採掘され、現在は堀跡が沼となっている。辰体は東半部は黄辰に富み、西半部は黒辰を主としていたと云われている（第16図）。

釜・松・大洞はいずれも檜川層の凝灰角礫岩と、流紋岩（安部城流紋岩と呼ばれている）のなかに胚胎している。釜辰床は現在は坑道が水没しているが、資料によれば南部は珪辰、北部は黒辰の各辰体が存在したといわれる。粉辰床は黄辰を主とし露天掘によって採掘されたもの、また、大洞辰床は北部は黄辰、南部は黒辰よりなり、坑道によって開発されたものである。姫・新姫・竹の3辰床は、いずれも



第16図 安部城鉱山，桜鉱床の露天掘跡

銀杏木部層最下部の凝灰岩のなかに胚胎するもので，姫は黄鉱，新姫は黒鉱，竹は珪鉱である。

以上の鉱床の鉱石のうち，黄鉱は主として黄鉄鉱・黄銅鉱よりなり，珪鉱は珪化した凝灰岩または流紋岩中に黄鉄鉱の鉱染したもの，また，黒鉱は主として黄鉄鉱よりなり，黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黝銅鉱および重晶石を含むものである。そのほかに，部分的に硫砒銅鉱・黝銅鉱・纖維亜鉛鉱（ウルツ鉱）・ルソン鉱などを含むことが知られている。

本鉱山に就いては佐藤（1916），木下（1944），高橋ほか（1951）らの研究がある。

西又鉱山⑦ 本鉱山は，川内町宿野部より宿野部川を北に約 5 km さかのぼり，金八沢と西又沢の合流点の南側に採掘跡がある。山元まで自動車道路がある。

本鉱山は古くに発見されており，1912市田中鉱業株式会社により採掘され，索道によって安部城鉱山（下北川内鉱山）に鉱石を送っていた。その後1932年に一時休山，1940年より住友鉱業株式会社によって採掘されたが，第二次大戦中中止された。最初坑道により，あとでは主として露天掘によって採掘されたものであるが，採掘あとは現在沼となっている。なお1960年頃より・住友鉱業により試錐による調査が行われたが現在は休止している。

鉱山付近は，下部から檜川層の酸性凝灰岩（男川相），硬質頁岩，真珠岩質の溶岩をはさむ酸性凝灰岩（檜川相）の順に重なっている。鉱床は硬質頁岩を上盤に，凝灰岩の中の粘土化帯（モンモリロン石帯とカオリン帯に分かれている）に胚胎する黒鉱々床であり，主鉱体は長径450m，幅200m，厚さ平均15mの扁平楕円体をなし，付近の地質構造と調和して，走向N30°E，傾斜30°Eを示している。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・重晶石などよりなっている。

本鉱山の稼行当時の状況については，佐藤（1916）によりくわしく報告されている。

大正鉱山⑧ 本鉱山は，川内町宿野部の前記西又鉱山の北に位置している。この鉱山は，1881年に発見され，西又鉱山とほぼ同時期に，大正鉱山株式会社によって稼行された。当時は宿野部川の下流に製錬所を設け，金・銀・銅を産出し，その跡は現在も残っている。

鉱山付近の地質は，西又鉱山から続く頁岩と凝灰岩とからなっており，鉱体は同じように頁岩を上盤とし，凝灰岩の粘土化帯のなかに胚胎している黒鉱々床である。鉱体は，朝日・盛・天守・金八の4鉱

体に分かれ、地質構造に調和した扁平な形状を示している。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・重晶石などよりなっている。

本鉱山については、佐藤（1916）により報告されている。

岩滝鉱山⑨ 本鉱山は、川内町宿野部より宿野部川をさかのぼり、上流の金八沢の右岸に位置している。前記の西又鉱山まで自動車道路が通じている。

この鉱山は、1916年頃より田中鉱業株式会社により開発され、坑道および露天掘により稼行されたが現在は休山している。また、1967年頃より住友鉱業株式会社によって鉱山付近の試錐調査が実施されたが現在は中止している。

この付近は、下部より檜川層の玄武岩溶岩をはさむ酸性凝灰岩（男川相）・硬質頁岩・酸性凝灰岩（檜川相）・小沢層の石英安山岩溶岩の順に重なっている。鉱床は硬質頁岩を上盤にその下の凝灰岩中に胚胎する塊状鉱床である。上盤の頁岩は前記の西又・大正鉱山とほぼ同一層準にあたるものであり、したがってこれら三鉱山は、胚胎層準もほぼ一致している。

鉱石は主として黄鉄鉱および黄銅鉱からなり、稼行当時 Cu 1.3%程度の鉱石が得られたという。

蛸崎大正鉱山⑩ 川内町蛸崎より男川を上流へ約13kmさかのぼり、男川と滑川との合流点よりやや上流を南に入る支沢（通称鳴池兵五郎沢）の下流と男用に坑道が開かれている。この付近は、金八沢層の黒色頁岩・玄武岩と、檜川層の酸性凝灰岩と流紋岩の溶岩（男川流紋岩と呼ばれている）などからなり、鉱床は頁岩のなかに胚胎する脈状鉱床であるが、一部は鉱染交代状を示している。現在は坑道が破損しているが、資料によれば鉱脈は走向 N50°70°E、傾斜 40°60°S、幅 30~80cm のもの数条があり、鉱石は主として黄鉄鉱・黄銅鉱・斑銅鉱・閃亜鉛鉱および石英からなり、富鉱帯では Cu 3~5 % のものが認められたという。

本鉱山については、佐藤（1916）によって報告されている。

陸奥金山⑪ 川内町高沢より葛沢の上流約 2km さかのぼり、支流白滝沢に鉱山跡がある。

本鉱山は葛沢鉱山とも呼ばれ、1921年より20年間田中鉱業株式会社が稼行したが、現在は休山している。

この付近は、脇野沢安山岩類の安山岩溶岩からなっており、この岩石は変質作用をうけている。鉱床はこれを貫く脈状鉱床であるが、一部母岩中にも鉱染している。鉱脈は薄い粘土をはさむ含金石英脈で、走向N50°E、傾斜70°W、脈幅は平均50~70cmである。

主要鉱物は、クレンネル鉱・テルル蒼鉛鉱・ゴードフィールト鉱・クラブロート鉱・自然テルル・輝蒼鉛鉱・黝銅鉱・自然金・輝銀鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱などが知られている。

本鉱山については、石橋・大町（1946）により詳細に報告されている。

以上の鉱山のほかに、この地域には蛸崎・焼山・口広・大洞などの鉱山があるがいずれも現在は休山している。

本地域では、新鉱床の探査を目標として金属探鉱促進事業団（現金属鉱業事業団）による広域調査が1967~1970年の間、また精密調査が1971~1973年の間それぞれ実施され、その結果は通商産業省から発表されている。



第17図 湯ノ川温泉の源泉

Ⅲ. 温 泉

湯ノ川温泉 川内町湯ノ川にあり、川内から自動車道路が通じ、銀杏木までは国鉄バスが通じている。温泉は湯ノ川層の石英安山岩質凝灰岩中の裂隙から湧出するものである（第17図）。水温は56℃、pH 8.3を示す単純泉であり、湧出量は豊富である。現在共同浴場 2 軒、旅館 3 軒がこれを利用している。

文 献

- 青木 滋・桑野幸夫（1959）：下北半島の第三紀化石群。資源研彙報，No. 50，p. 30—34.
- 青森県（1954）：青森県の地下資源・青森県。
- 青森県（1955）：青森県地質図（20万分の1）。青森県。
- 郷原保真・桑野幸夫・生田慶司（1957）：恐山火山の地質（予報）。資源研彙報，Vol. 43—44，p. 159—177.
- 半沢正四郎（1954）：日本地質誌 東北地方。朝倉書店，東京。
- 半沢正四郎・北村 信・鈴木養身・多田元彦（1958）：青森県下北郡脇野沢付近の地質。（青森県油田調査報告書）。青森県。
- 石橋正夫・大町北一郎（1949）：青森県陸奥金山産の二三のテルル鉱物について。北海道地質要報，Vol. 12，p. 1—5.
- 河野義礼・植田良夫（1966）：本邦産火成岩の K—A dating（IV）—東北日本の花崗岩類一。岩鉱学会誌，56，p. 41—55.
- 木下亀城（1941）：本邦の黒鉱々床（本邦の金属鉱床 Ⅲ）。学振。
- 北村 信・鈴木養身・多田元彦（1959）：下北半島西部の地質（青森県の地質について Ⅲ）。青森県。
- 北村 信・岩井武彦・中川久夫（1963）：青森県地質図（20万分の1）および同説明書。青森県。
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦（1972）：青森県地質図（20万分の1）および同説明書。青森県。
- 金属鉱物探鉱促進事業団（1973）：昭和46年度精密調査報告書，下北地域。金属鉱物探鉱促進事業団。

- 桑野幸夫 (1959) : 川内町北部地質調査報告. 下北半島総合開発計画策定に関する基礎調査報告 (下北郡総合開発促進協議会), p. 85—94.
- 佐藤伝蔵 (1916) : 20万分の1地質図幅「三厩」および同説明書. 地質調査所.
- 鈴木養身・桑野幸夫 (1962) : 下北半島西部の新第三系. 資源研彙報, Nos. 56—57, p. 97—110.
- 多田元彦・高橋維一郎 (1972) : 下北半島西部の地質構造について. 岩井淳一教授記念論文集.
- 高橋維一郎 (1951) : 青森県大揚鉱山の地質鉱床. 岩手大工学部研報, Vol. 3, p. 43—58.
- 高橋維一郎・南部松夫 (1951) : 青森県安部城鉱山の地質鉱床. 岩鉱学会誌, Vol. 35, p. 35—46.
- TAKAHASHI, I. (1974) : Kuroko-type deposits of the western Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture. *Geology of kuroko deposits. Mining Geology Special Issue*, No. 6, p. 45—52.
- 通商産業省 (金属広域調査下北班) (1969) : 昭和42年度広域調査報告書 下北地域. 通商産業省.
- 通商産業省 (金属広域調査下北班) (1970) : 昭和43年度広域調査報告書 下北地域. 通商産業省.
- 通商産業省 (金属広域調査下北班) (1970) : 昭和44年度広域調査報告書 下北地域. 通商産業省.
- 通商産業省 (金属広域調査下北班) (1971) : 昭和45年度広域調査報告書 下北地域. 通商産業省.
- 上村不二雄・斎藤正次 (1957) : 5万分の1地質図幅「大畑」および同説明書. 地質調査所.
- 上村不二雄 (1962) : 5万分の1地質図幅「佐井」「大間」および同説明書. 地質調査所.
- 上村不二雄 (1964) : 下北半島に分布する長浜層の千枚岩類とこれを貫く火成岩類について—東北地方グリンタフ地域の基盤岩類 I. 地質調月, Vol. 15, p. 81—86.
- 渡辺万次郎 (1944) : 葛沢鉱山産テルル金鉱, 岩鉱学会誌, Vol. 31, p. 188.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Aomori (5) No. 7



GEOLOGY OF THE MUTSUKAWAUCHI DISTRICT

By

Fujio UEMURA

(Written in 1974)

(Abstract)

The mapped area is situated at the northern end of the Green Tuff Region of Northeast Honshu.

Like other areas in the Green Tuff Region, this area was under the terrestrial and the erosional environment since the Cretaceous period. At the earliest Miocene, the subsidence associated with volcanic activity began with the deposition of the formations which are composed of pyroclastic rocks and terrestrial and neritic sediments in the main part of the region. In this area, however, it started from the middle Miocene, and basic to acid volcanic rocks and marine sediments were thickly piled up on the pre-Tertiary formation and igneous rock. Various ores were deposited in some acid volcanic rocks.

The subsidence reduced at the late Miocene, and since then the area has changed to the land, but the volcanic eruptions have continued with interruptions to the Quaternary.

In this area, the Neogene sedimentary and volcanic rocks are widely developed covering sedimentary rocks of unknown age and Cretaceous quartz diorite intruding them. The Quaternary lacustrine deposits and volcanic rocks are also sporadi-

Table 1

Age	Stratigraphy	Rock facies			
Quaternary	Recent	Alluvial deposits	Sand, gravel and clay		
		Terrace deposits	Sand and gravel		
	Pliistocene	Ejecta of Osoreyama Volcano	Andesite tuff breccia		
		Ohodake andesite	Andesite tuff breccia and lava		
		Nodai Formation	Sandstone and mudstone Conglomerate and sandstone		
Tertiary	Pliocene	Hantarozawa welded tuff	Dacite welded tuff and tuff		
		Ohata Formation (?)	Dacite tuff and tuff breccia		
		Wakinosawa andesite (Northeastern Area)	Andesite tuff breccia (with intercalations of lava)		
	Miocene	Yunomatagawa Formation	Dacite tuff breccia	Dacite lava, tuff and welded tuff	
		Kuzusawa M. Ginamboku M.	Yunokogawa Formation	Pumice tuff (with intercalations of mudstone)	Tuff, sandstone and mudstone
		Kozawa Formation	Yunokawa Formation	Hard shale and massive mudstone	Sandstone, conglomerate
		Hinokigawa Formation			Tuff breccia, sandstone and mudstone Conglomerate
		Kimpachizawa Formation		Rhyolite and dacite tuff and tuff breccia (with intercalations of lava)	
				Black mudstone, siliceous mudstone and basalt lava (with intercalations of tuff)	
Per-Tertiary	Nagahama Formation	Quartz diorite	Chert, sandstone, slate basic tuff and hornfels		

cally distributed. The widest distribution of all the formations is of the middle Miocene deposits which are composed mainly of acid volcanic rocks such as rhyolite and dacite. These rocks are changed into "Green Tuff", a general term for green-colored volcanic rocks of low metamorphic grades and contain many bedded

or vein type ore deposits.

The stratigraphic sequence is shown in Table 1

Basement rocks (Pre-Tertiary)

The pre-Tertiary rocks are distributed in the northwestern corner of this area and comprises the Nagahama Formation and quartz diorite.

The Nagahama Formation is composed of slate, sandstone, chert, basic tuff and limestone, some of which are phyllitic in part. They are thermally metamorphosed along the contact with quartz diorite. The age of this formation is unknown.

Quartz diorite is greenish coarse- or medium-grained rock including hornblende and biotite as mafic silicate minerals. The age is 108 m.y. according to K-Ar dating on muscovite contained in the above-mentioned thermal metamorphic rocks.

Neogene Tertiary

The Neogene Tertiary consists of the Kimpachizawa Formation, the Hinokigawa Formation, the Kozawa Formation, the Wakinosawa Andesite and the Hantarozaawa Welded Tuff in ascending order in the main area. But in the north-eastern corner of the area, the Yunokawa Formation unconformably overlies the lower part of the Hinokigawa Formation. The Yunokogawa Formation and the Yunomatagawa Formation are successively piled up on the Yunokawa Formation.

The Kimpachizawa Formation is distributed near the basement rocks and also in the area extending from east to west through Aki-yama and Hachirō-dake to the south of basement rocks. In the area of Sai and Ōma, the lowest part of the formation is composed of basal conglomerate. But in the greater part of this area, basalt is directly overlapped on the pre-Tertiary rocks without conglomerate.

Basalt and mudstone are main constituents of the formation. Basalt occurs chiefly as lavas and carries clinopyroxene as phenocryst and wholly altered.

Mudstone is composed of black and greyish white colored varieties but the latter is few. *Bathysphone* sp. is found from the mudstone.

The Hinokigawa Formation is extensively developed in this area and characterized by the existence of rhyolitic and dacitic pyroclastic rocks and lavas. Basaltic and andesitic lavas and tuff breccia and mudstone occur subordinately.

The rock facies is different from place to place, and the following several types are recognized.

The Ushidaki facies is mainly composed of lava and pyroclastic rocks of dacite with abundant phenocrysts of quartz and plagioclase. This facies is well seen in the vicinity of Nodai Basin.

The Otokogawa facies is composed of pyroclastic rocks and lavas of rhyolite without marked phenocrysts. The main occurrence is from the mid-stream of

the Otoko-gawa to the upper stream of the Shukunobe-gawa.

The Hinokigawa facies is of lavas and pyroclastic rocks of reddish brown rhyolite with rare phenocrysts and perlite. It is widely developed from the lower stream of the Shukunobe-gawa through the Hinoki-gawa to the Kawauchi-gawa. Besides, the Takiyama facies is seen along the upper stream of the Wakino-sawa and is interchanged with the uppermost of the Hinokigawa facies.

Acid volcanic rocks of the formation are characterized by the wide-spread alteration such as silicification, chloritization or argillitization except for a part of the Hinoki-gawa facies. In these rocks, the several assemblage of secondary products such as chlorite-sericite or montmorillonite-zeolite are found.

Basalt is present in Omoki of the western coast and mostly of autobrecciated or pillow lavas. Mudstone is relatively extensive between the Otoko-gawa facies and Hinokigawa facies near the Nishimata, Taisho and Iwadaki Mines.

The foraminifera fossils are found from the mudstone.

The Kozawa Formation occurs mainly in the hilly lands near the Ko-zawa and the eastern area. The formation is divided into the lower and the upper parts.

The lower part is composed mainly of hard shale intercalated with massive mudstone, thin beds of pumice tuff and andesite lavas in the western area of Nishimata-zawa. It thins toward the east and disappears on the east of Higashimata-zawa.

The upper part is composed of the pumice tuff intercalated with a bed of siltstone. The lower and the upper pumice tuff are named the Ginnamboku and the Kuzusawa Members respectively. The pumice tuff of Ginnamboku Member is pale greyish white in color and is characterized by the abundance of large quartz crystals 1 cm in diameter. The pumice tuff of the Kuzusawa Member apparently resembles that of the Ginnamboku Member, but is different because of the smaller size of quartz crystals and sporadic presence of hornblende crystals. The siltstone contains diatom fragments and shows massive feature.

The fossils of *Haplophragmoides* cf. *emacitation* (BRADY) and *Martinotiella communis* (d'ORBIGNY) have been found in the hard shale of the lowest part.

The Yunokawa Formation is extensive in the northeastern corner of the area, the Yuno-kawa and Naka-gawa, the tributaries of the Kawauchi-gawa. In the area of the Naka-gawa and the neighbourhood, conglomerate covers the Kimpachizawa Formation and is succeeded by the tuffaceous sandstone and siltstone with dacite tuff and dacite tuff breccia in ascending order. But in other areas, thin bed of conglomerate overlies the Kimpachizawa and Hinokigawa Formations and dacite tuff breccia directly overlaps on the conglomerate.

Six species of plant fossils including *Betula Onbaraensis* TANAI et ONOE and *Liquidamber endoi* SUZUKI were collected from the siltstone and sandstone in a tributary of the Naka-gawa.

The Yunokogawa Formation unconformably covers the Yunokawa Formation. The basal conglomerate contains pebbles of rhyolite, basalt and mudstone. The lower part is represented by the alternation of conglomerate and sandstone, and pumice tuff. The middle part is of tuffaceous mudstone and tuff, and the upper part consists of tuff with intercalations of sandstone and conglomerate.

This formation is nearly contemporaneous with the upper part of Kozawa Formation, because the pumice tuff of the lower part has the same petrographic character as that of the Ginnamboku and Kuzusawa Members of the latter.

Sixteen species of molluscs including *Panope Japonica* A. ADAMS and *Chlamys swiftii* (BERNARD) are found from the sandstone in the lower part of the formation.

The Yunomatagawa Formation narrowly occurs as pyroclastic rocks on the Yunokogawa Formation in the northeastern corner of the area. The pyroclastic rocks are characterized by the presence of abundant crystals of plagioclase and quartz with pumice and lithic fragments and some parts are welded tuff.

The Wakinosawa Andesite consists mostly of andesite tuff breccia intercalated with lavas, but in a few areas, the basal part is dacite tuff breccia. The andesite of lavas and essential block of tuff breccia are mainly of hypersthene-augite andesite and not altered except for the argillized portion in the environs of Mutsukinzan Mine.

The Ōhata Formation is narrowly distributed in the Yuno-kawa area. It is mainly composed of pumice lapilli tuff and tuff with intercalation of tuffaceous siltstone. No fossil has been found from this formation, but the formation is lithologically similar to that in the Ōhata-gawa area.

The Hantarōzawa Welded Tuff is deposited in the marginal part of Nodai Basin and covered by the Nodai Formation. It consists of the dacitic pyroclastic rocks which are mostly composed of welded tuff and greyish white in color.

Quaternary

The Quaternary consists of the Nodai Formation, the Ohodake Andesite, the ejecta of Osoreyama Volcano, the terrace deposits and the alluvial deposits.

The Nodai Formation is deposited in the Nodai Basin, the upper stream area of the Kawaguchi-gawa. The lower part of the formation is composed of conglomerate and sandstone, and the upper part is of sandstone and siltstone including limnetic diatom fossils.

The Ohodake Andesite covers the Hinokigawa Formation and the Nodai Formation on the foot of Oho-dake (mountain), southwest of Hata, and is composed of tuff-breccia and lavas of quartz-bearing hypersthene-augite andesite.

The ejecta of Osoreyama Volcano are narrowly distributed in the easternmost of the area. They consist of andesite tuff-breccia and volcanic breccia.

The terrace deposits are developed in the coastal terraces and the river terraces along the Kawauchi-gawa and the others. The alluvial deposits are found mainly along the same river and the seaside.

Geologic Structure

The major structure in this area is represented by a broad semi-dome surrounding the pre-Tertiary rocks. Anticlines of a north-south trend appear from Kawauchi to Yunokawa.

Local basin structures of various dimensions are recognized in the area of the Hinokigawa and Yunokawa Formations. They are volcanic structures and the specific volcanic rocks in the formations are thickly accumulated within the basins, but become thinner toward the margins and finally vanish.

Economic Geology

Ore deposits

In this area many Cu-Pb-Zn ore deposits such as the Nishimata, Taisho, Ōage and Abeshiro etc. are present, and are deposited mostly in the Kimpachizawa and Hinokigawa Formations. But all of the mines have not been worked.

The deposits of Fukuura Mine (1)¹⁾ in Shimono-zaki near Fukuura are of contact metasomatic type. They are developed in the limestone of the Nagahama Formation which is partly metamorphosed by quartz diorite. The chief ore minerals are hematite, pyrite, chalcopyrite and sphalerite.

The deposits of Tengamori and Nakagawa Mines (2, 3) are situated in Tengamori and its neighbourhood, west of Hata. They are chalcopyrite-sphalerite-galena-quartz veins running dominantly in a NE-SW direction.

The deposits of Hata Mine (4) are situated in the confluence of the Kawauchi-gawa and the Ara-Kawa. They are chalcopyrite-pyrite-sphalerite-quartz veins which are embraced in the basalt of the Kimpachi Formation and the rhyolite dikes.

The deposits of Ōage Mine (5) are found mainly in a rhyolite body of Tsukushima near Kawauchi and of the stockwork type. Chief ore minerals are pyrite, chalcopyrite, enargite and chalcocite associated with quartz and alunite as gangue minerals.

The deposits of Abeshiro Mine (6) are distributed in Abeshiro and are divided into several small deposits such as the Sakura, Kama, Matsu, Take and Ōdō. All of them are deposits of massive or bedded type.

The Sakura deposits are embraced in the tuff-breccia of the Hinokigawa For-

1) See the number of the sheet map.

mation. The western half of the deposits consists of Kurokō (black ore) and the eastern half is Wōkō (yellow ore) which is rich in chalcopyrite with some pyrite.

The Kama, the Matsu, the Ōdō deposits are embraced in tuff-breccia and rhyolite of the Hinokigawa Formation. The Hime and the Shin-hime deposits are found in tuff of the Ginnamboku Member of the Kozawa Formation. They are of Kurokō, Wōkō and Keikō (siliceous ore).

The deposits of Nishimata and Taisho Mines (7, 8) are close to each other and of the massive or bedded type, which is composed of Kurokō, fine-grained aggregate of sphalerite, galena, chalcopyrite, etc. Their deposits occur in the pumice tuff of the Hinokigawa Formation which is covered by shale, and had been worked by strip mining.

Hot spring

The Yunokawa Hot Spring is located at Yunokawa along the Yuno-kawa (river). It gushes from a fissure in tuff of the Yunokawa Formation. It is a simple spring of 57°C.

昭和 50 年 3 月 15 日 印刷

昭和 50 年 3 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷所 住友プレス株式会社

東京都千代田区神田神保町 3-2