

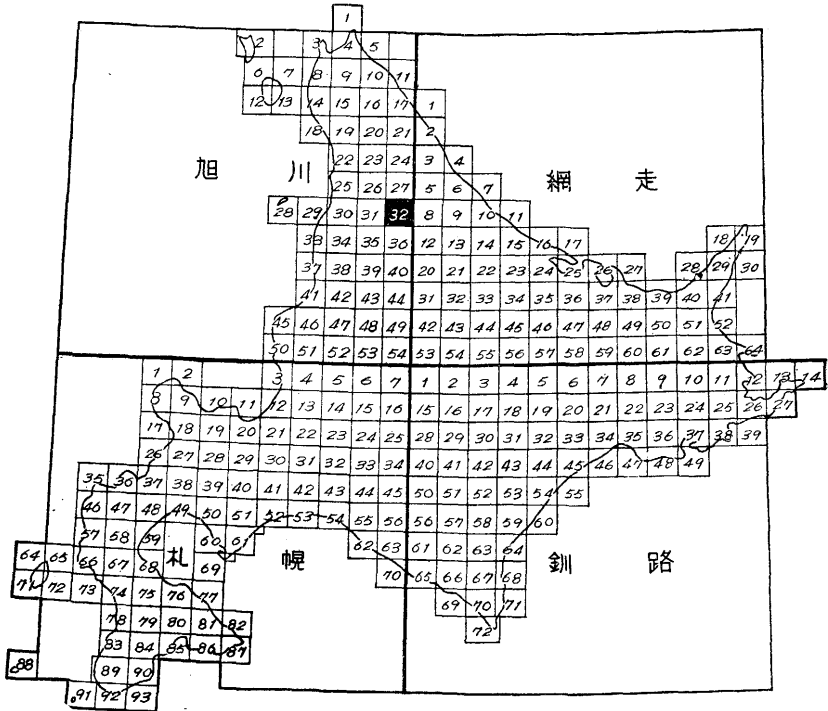
5万分の1地質図幅
説明書

名 寄

(旭川一第32号)

北海道地下資源調査所

昭和31年



5 万分の 1 地質図幅

説 明 書

名 寄

(旭川一第 32 号)

嘱 託 今 西 茂
熊本大学助教授

北海道立地下資源調査所

昭和 31 年

目 次

I はしがき	1
II 位置および交通	2
III 地 形	2
IV 地 質	5
IV.1 地質概説	5
IV.2 地質各説	6
IV.2.1 白 聖 系	6
IV.2.1.1 智恵文層	6
IV.2.2 新第三系	8
IV.2.2.1 美深層群	8
1) ウルベシ層	8
i 下 部 層	8
ii 上 部 層	9
2) 6号の沢層	12
i 下 部 層	12
ii 中 部 層	13
iii 上 部 層	14
IV.2.2.2 川 西 層	15
IV.2.3 第 四 系	18
IV.2.3.1 名寄層群	18
1) 智 北 層	18
2) 路 の 台 層	20
3) 初茶志内層	21
IV.2.3.2 段丘及び扇状地堆積層群	23
1) 段丘堆積層	23
i 上位段丘堆積層	23
ii 中位段丘堆積層	23
iii 下位段丘堆積層	23

2) 扇状地堆積層	24
i 上位扇状地堆積層	24
ii 下位扇状地堆積層	24
3) 洪瀾地堆積層	24
IV.2.4 火山岩類	24
IV.2.4.1 二股橋集塊岩	24
IV.2.4.2 ニウブ熔岩	26
IV.2.4.3 ペンケ熔岩	27
IV.2.4.4 九度山熔岩	27
V 地質構造	28
V.1 褶曲	28
V.2 断層	29
VI 地史及び対比	32
VII 応用地質	35
文献	39
Résumé (in English)	41

5 万分の 1 地質図幅 名 寄 (旭川一第 32 号)
説 明 書

嘱 託
熊本大学助教授 今 西 茂

I は し が き

この図幅は、北海道立地下資源調査所から依頼されて、昭和 28 年と 29 年の両夏、約 80 日間の野外調査の結果を取りまとめたものである。なお、この図幅を取りまとめるためには、昭和 27 年に名寄町総合開発協議会の援助で行った、名寄町を中心とする地域の、約 60 日間の地質概査の結果をも利用した。

名寄図幅およびその周辺の地域は、天塩川凹地帯^{*2)}あるいは北海道中央低地帯といわれ、早くから地質学ならびに地形学上から注目され、北海道の地体構造を究明するための、重要な手掛りが期待できる地域と考えられてきた。この地域の調査としては、明治の末期に、天塩川とその支流の一部にそう地域に対して行つた、岡村要蔵による予察調査と、昭和 27 年、美深町西方地区^{*3)45)}に対して行つた、橋本亘^{*25)}の予察調査とがあるにすぎない。

図幅内の基盤岩の露出は非常に悪い。そのため調査範囲は、広地域におよんだ。北は、恩根内図幅北端の咲来より、南は、士別図幅南端の士別にいたる、天塩川流域とその支流の一部、さらに東は、名寄川流域を下川町附近まで、西は、深名線添牛内にいたる間の路線調査を行い、この地域の層序を確立した。

稿を草するに先だち、次のことを明らかにして謝意を表する。

名寄町は、昭和 27・28 の両年、名寄町総合開発協議会の事業として調査の機会を与えられ、当時の町長鈴木秀吉氏、総合開発協議会局道佐藤慶吉氏、町総務課長只木仁一氏らは、物心両面の援助を惜しまれなかつた。美深町および智忠文村^{*}は、調査遂行上種々便宜を与えられた。名寄および美深林務署は、林班図などの所蔵資料を快く提供された。佐藤貢・奥山八郎の両氏は、困難な野外調査に大きな助力を与えられた。

*2)……2) 福地信世：1906、北海道の地体構造に関する一考察、地学 XVIII PP. 843~848 の如く参考文献番号を表わす。以下これに準ず。

* 昭和 29 年 8 月 1 日より名寄町に合併。

熊本大学遠藤誠道教授は、植物化石の鑑定および時代論・対比について、同じく吉井正敏教授と山岡一雄助教授は、火山岩類について、それぞれ助言と教示を与えられた。また白垩紀層より産出した化石類については、九州大学松本達郎教授および熊本大学斎藤林次教授の鑑定を賜わった。さらに北海道大学佐々保雄教授、東北大学半沢正四郎教授、同じく畑井小虎教授、および橋本亘博士は、この図幅の地質に関して有益な討論と批判を寄せられた。

II 位置および交通

この図幅の占める区域は、北緯 $44^{\circ}26'$ ~ $44^{\circ}30'$ 東経 $142^{\circ}15'$ ~ $142^{\circ}30'$ にわたり、旭川から約 80 km 北方の名寄町^{*}を主邑とする。このほか、図幅北端近くに美深町があり、ともに天塩川流域の人口稠密地帯である。

交通は、宗谷本線がほぼ中央を南北に走っているほか、南部を深名線、名寄線で結んでおり、さらに名寄、智南、智恵文中央部落をへて美深にいたるバスの便がある。

このほか、美深町市街地の東方ニウブ川に沿って図幅外の仁宇布に通ずる森林軌道があつて、比較的交通の便に恵まれている。西部の天塩山地には、2, 3 の横断林道があるだけで、歩行は、川筋にたよっている。

III 地 形

この地域は北海道中央盆地^{*11)}、あるいは天塩川門地帯^{*2)}の一つの名寄盆地に属する地域として、地形学上興味深い位置を占めている。

図幅内の地形は、東部の北見山地、西部の天塩山地、および両者の中間に位する名寄盆地の3つの地区に区分される。いずれも北北西~南南東方の带状配列をとっている

III.1 北見山地

図幅内の東部山地に一部がはり出している。この地域は、安山岩および同質集塊岩からなり、従来、北見従順山地^{*12)}と呼ばれてきた。この山稜部は、丸みを帯びた平坦面または緩傾斜面が目立っている。

この図幅内の最高点は540 mであるが、さらに東部および北部では、ピヤシリ山(987 m)、

* 昭和31年4月市制をしく。

函岳 (1129 m) などの 1,000 m 級の山峰がみられる。

北見山地の西縁部には、山麓階、熔岩流で作られた地形面のほかに、あきらかに砂・礫・粘土などの堆積物をのせている段丘面がある。その最高位面は 300 m 前後である。

なお、この山地をきる河川流路は、本流の天塩川に対して、反 Y 字型の形態をとつて合流し、各河川の上流および、その支流などは、直角に近い流路の変化を示している。これらの流路形態は、褶曲、断層などの地質構造に支配されていることは、いうまでもない。

III. 2 名寄盆地

天塩川の本流にそつて、100 m 以下の天塩川洪涵低地と、西部の天塩山地からはり出した 200 m 前後の、三角形の丘陵地が発達している。それらを次のように細分する。

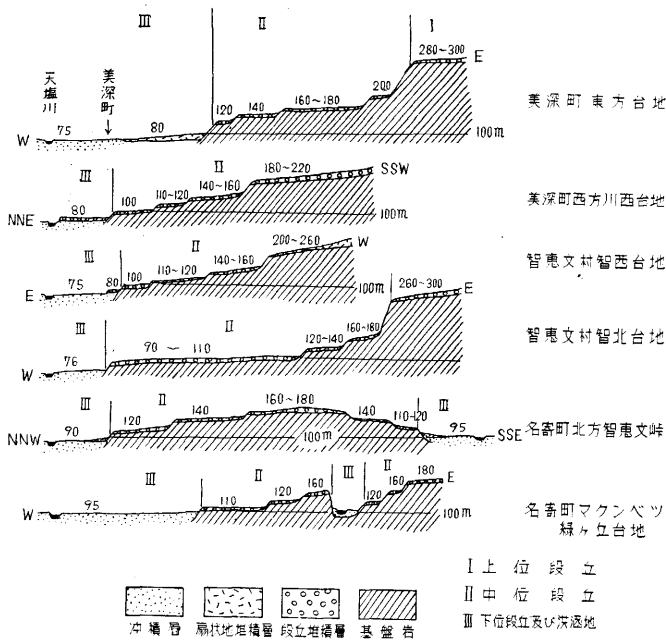
a 美深低地 b 名寄低地 c 智恵文丘陵地

この低地帯は、智恵文丘陵地によつて 2 分されている。

天塩川の流路は函幅南端ではほぼ 92 m、北端では略 72 m の標高をもち、高度差 20 m である。この間、直線距離で 20 km、河軸に沿つていちじるしく蛇行して約 34 km にわたり流下し、その流域には、河跡湖、湿地などを残している。天塩川は、名寄町北方で丘陵地を横断して峡谷を作り、古くから“天塩川の滝”とよばれている早瀬が、智東吉野川合流点下流にみられる。地形的には、名寄美深両低地を結ぶ国道附近が、この丘陵地面の凹部である。したがつて、天塩川がどうしてこの東部の安山岩を基盤として高処に流路をとつたかということは、きわめて興味深いことである。すなわち、天塩川は、はじめ砂礫層に厚くおおわれた丘陵地面を自由に流れて、多くの侵蝕面を残したが、200 m 段丘面形成の際、流路はいちじるしく東にかたより、現在の天塩川峡谷部と、ほぼ同じ位置を占めるようになった。この部分は基盤構造にみられる向斜軸部にあたつている上に、西部の天塩山地の傾動的曲隆運動の余波をうけて、丘陵地面を被覆した礫層を下刻して、ついに基盤の安山岩まで流路を刻むようになった。その後の隆起によつても、先行流路をたもち、峡谷部の流路をまつたく固定したものと考えられる。

丘陵地には、数段の段丘面がみとめられる。それらは天塩川およびその支流で作られた河成段丘の面である。美深町周辺では、とくにその面がよく保存されている。これは基盤の第三紀層をきつて作られたためである。これに反して、名寄町周辺では第四紀の砂礫層をきつて作られたため、段丘崖面はくずれ易く、段丘面の保存は不良である。

美深町東方台地、および西方の川西附近、智恵文村智西および智北台地、名寄町北方智恵文峠附近、さらに、名寄町南方マケンベツ附近などの図で明らかなように、各地では比



第1図 段丘断面図

高10m~20mの崖面をもつ段丘面3~5段^{*}が認められる。それらは、もともと流水面として形成されたもので、下流に向って緩斜しているが、その上位の面ほど傾斜度が急である。この原因として、面の形成後の地形開析、後背山地からの扇状地面の発達、これら地形面形成後にひきつづいて行われている近代の地盤運動などを考慮しなければならない。

この盆地地形は、基盤岩類の複向斜部につくられたものである。また、以前の内陸地向斜の名残とみられる部分である。さらに、盆地の東西両側にある断層が盆地形成に大いにあずかっている。美深・名寄低地は、天塩川の侵蝕による最近の沖積平地で、現在の形態は、天塩川の流路の固定、東方北見山地から注入する支流の本流流路の圧迫、褶曲、断層による基盤岩の露出状態などに影響されている。

III.3 天塩山地

図幅西半部を占め、主として集塊岩からできている褶曲山地である。その背斜部は山稜を構成し、西部にウルベシ、母子里の2向斜盆地をつくっている。山稜は600m前後のき

* この上に100m前後の比高を有する上位段丘面が存在する。

わめて平坦な山頂面をもつていて、準平原面と考えられるような広い分布がみられる。山稜はウルベシ北方から名寄町西方にのびるものと、その西のモシリからウルベシ南方へ伸びる分岐山稜がある。前者は、東西両側の断層で地壘状を呈する。とくに、名寄西方の南北にのびる山地の急斜面は、主に断層に起因する。そのほか、山稜部に小起伏がみられる。たとえば、ウルベシ横谷中央の凹地、山稜東斜面のケルンゴル、ケルンバット状の地形なども、褶曲構造による基盤岩の露出状態、およびそれらの差別的侵蝕の結果、つくられた地形にほかならない。

ウルベシ盆地は向斜部にあつていて、比較的、若い水成層を堆積させている。さらに盆地内には、4段の河成段丘面がつくられている。盆地底はウルベシ横谷の西側にある二股橋で120m、ウルベシ川上流奥の沢で163mである。また、これらの地点の上位段丘面の高さは、それぞれ220m、260mで、名寄盆地区の段丘面とはほぼ一致する比高および段数をもつ。母子里盆地は、やはり向斜部であるが、前記ウルベシ盆地よりも、さらに若い地層で占められている。盆地内には、不明瞭であるが、2段の段丘面がみられる。盆地底は300m前後上位段丘面は380mである。盆地の高度、段丘面の発達、ウルベシ盆地といちじるしくことなるのは、母子里盆地がまつたく水系のちがう雨龍川の上流に属するからである。

天塩山地にみられる河川流路には、山稜部の斜面に発達した必従流の形態をとるものと、ウルベシ盆地やウルベシ横谷部にみられる従構流がある。ウルベシ川横谷、すなわち美深市街地西方のウルベシ川中流の天塩山地横断流路は、洪積世砂礫層堆積後に断層弱線にそつて形成された先行流による。

天塩山地区は、図幅内で最もよく基盤構造の示されている地域である。と同時に、この地域の地形は、地層のかたさや地質構造に支配されて、できたものである。

IV 地 質

IV.1 地質概説

図幅内に発達する地層は、西部の天塩山地東斜面に、細長く分布する上部白堊系智恵文層と、これを不整合におおう陸成相の新第三紀層の厚層、およびこれらと同時異相と考えられる火山岩類、図幅中央の低地、丘陵地をおおつて広く分布する第四紀層とからなる。第三系は西北部に模式的に露出し、下部からウルベシ層、6号の沢層および川西層に区分され、全層厚2,300mに達する。これらの地層は、モラッセ型の堆積物であつて、亜炭層や植

物化石を豊富に含有する。ウルベシ層および6号の沢層は、*Betula Brongiarti* によつて特徴づけられる上部中新統で、これを美深層群^{*}とよぶ。またウルベシ層堆積時にはいちじるしい火山活動があつて、含輝石角閃石安山岩、または含輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩・集塊岩からなる二股橋集塊岩とニウブ熔岩が発達している。第三系上部層の川西層は、図幅中央の天塩川複向斜部に分布し、*Fagus japonica* の含有によつて、特徴づけられる鮮新統である。川西層の上部にひきつづいて複輝石安山岩および集塊岩の活動がある。これらは、従来古期火山岩類とされていたもので、図幅東部に広く分布し、ペンケ熔岩、および九度山熔岩に区分される。

以上の第三系は、ともにいちじるしく褶曲断層運動を蒙つており、この地域の地形に大きな影響を与えている。

第四系は、名寄層群に一括される含植物化石層と、段丘扇状地の堆積層、および現河床附近の洪瀦地堆積層とからなつている。いずれも丘陵地、低地に広く分布している。名寄層群は下位から智北層・路の台層および初茶志内層に分けられる。智北層からは、*Acer japonicum*、路の台層からは *Menyanthes trifoliata* を産する。また初茶志内層は、山砂利層に対比される砂礫の厚層である。いずれも洪積統に属する。

段丘および扇状地堆積層は現在の盆地底からの高度で、上、中、下位に細分されるが、恐らく中位以上のものは、洪積世の所産によるものであろう。

上にのべたように、図幅内の新生代層は、すべてモラッセ型の内陸地向斜性堆積物であつて、上下を通じほとんど類似した岩相を示す。しかし含有植物化石、地盤運動の状態、地形などから、この地域の新生代層の層序および時代を第2図のようにまとめた。また、従来古期安山岩類にしてあつたいろいろな火山岩の層序的關係も示した。

IV.2 地質各説

IV.2.1 白 堊 系

IV.2.1.1 智恵文層

1952年、筆者によつて新しく発見された含化石白堊紀層である。岩相および含有化石から、上部蝦夷層群（従来の上部アンモナイト層または浦河層群の大部に相当する）の一部に属するものと考察される。智恵文村地内に発達しているので、智恵文層と呼ぶ。

* 1952年橋本によつて美深町西方地区に発達する第三系に対し美深層群なる名称が既に与えられているが、筆者はこのうち不整合によつてへだてられ、そして、時代的にも差違のある上位の川西層を、橋本の美深層群よりきりはなした。

第2図 北海道天塩国名寄盆地及び周辺地区層序 今西 茂 (1955)

時代	層名		記号	厚(米)	柱状図	岩相	化石	備考		
沖世積 (上部) 洪	洪 涵 地 堆 積 層		a	5±		砂, 礫, 粘土及び泥炭。		主として初茶志内層の堆積面を侵蝕して形成された。河成段丘面(5段)上に旧洪涵地堆積物をのせる。		
	段扇堆積層 丘状層群	下位段丘及び扇状地堆積層	t ₃ , f ₂			粘土, 礫交り粘土及び砂礫。				
		中位段丘堆積層	t ₂			〃				
		上位段丘及び扇状地堆積層	t ₁ , f ₁			〃				
(中部) 積	名寄層群	初茶志内層	H	60		偽層著しい砂, 礫よりなり細粒砂, シルト及び粘土のレンズ, 薄層を不規則に挟む。		所謂台地礫層		
		蔭の台層	F	15		粘土, 砂礫よりなり, 白色火山灰及び泥炭を挟む。	<i>Menyanthes trifoliata</i>	IV <i>Menyanthes zone</i> 泥炭(名寄町内淵)		
	智北層下部	上部	C ₂	200		淡灰色凝灰質淤泥岩及び砂岩よりなり, 礫岩及び亜炭を挟有する。	<i>Acer japonicum</i> <i>Betula Erumani</i> <i>Berchemia racemosa</i> <i>Juglans sp.</i> <i>Syrax sp.</i> <i>Equisetum sp.</i> <i>Lanceolaria cfr. pisciformis</i>	III <i>Acer japonicum zone</i> 亜炭(智恵文北山, 旧日東炭礦)		
		下部	C ₁	70		尙基底部には著しい礫岩ある。		断層, 褶曲運動		
鮮(上部) 新世	九度山熔岩		Kd			複輝石安山岩(多少塩基性にして主として熔岩よりなる)		東部の北見山地を構成する台地性熔岩(複輝石安山岩)による地形面の形成		
	ペンケ熔岩		Pn			複輝石安山岩及び同集塊岩				
	川西層		K	850		礫岩, 砂岩よりなり, 淤泥岩稀に凝灰岩を挟む。 尙本層中部に稼行可能な亜炭数枚挟有される。	<i>Fagus japonica</i>	II <i>Fagus japonica zone</i> 滝川層(石狩)に対比される。 亜炭(美深町川西) 断層, 褶曲運動		
中(上部) 新世	美深層群	六号の沢層	上部	R ₃	300		青灰色軟質淤泥岩及び砂岩, 並びにそれらの互層よりなり, 礫岩及び亜炭を挟む。	<i>Acer giganteum</i> <i>Betula Brongiarti</i> <i>Corylus sp.</i> <i>Cyperites sp.</i> <i>Diospyros cfr. brachysepala</i> <i>Pururus sp.</i> <i>Salix sp.</i>	亜炭(美深町川西 旧美深炭礦) 本層上部は声問層にその大部は稚内層に対比される。	
			中部	R ₂	350		上部……淤泥岩を主とす。 中部……淤泥岩・砂岩互層を主とし, 礫岩及び亜炭を挟む。 下部……礫岩を主とす。			
			下部	R ₁	200					
	層群	二股橋集塊岩	ウルベシ層	上部	U ₂	350 400		(ニウブ熔岩, 紫蘇輝石安山岩は二股橋集塊岩の上部にひきつづくものと考察される含角閃石輝石安山岩を主とする集塊岩。 暗灰色粗粒凝灰質砂岩, 同礫質砂岩, 淤泥岩よりなり, 集塊岩及び火山閃礫岩の挟在著し。又珪化木, 炭化木片を多く含む。本層下部には礫岩の発達著しく, また良質亜炭を挟む。 ウルベシ層は二股橋集塊岩とインターフィンガーする。	<i>Betula Erongiarti</i> <i>B. sp.</i> <i>Castanea sp.</i> <i>Juglans sp.</i> <i>Salix sp.</i> <i>Ulmus sp.</i>	傾動運動 西部における二股橋集塊岩及び東部のニウブ熔岩等の火山活動が著しい。 本層の大部は稚内層に対比される。 良質亜炭(美深ウルベシ管ノ沢)
				下部	U ₁	200				
				智恵文層	Cr	300+		灰緑色細粒砂岩及び暗灰色砂質泥岩よりなり, しばしば泥灰岩固球を包蔵する。		

模式地： 天塩国中川郡智恵文村字智南上の沢上流 Loc. No. (B-4) 附近

分 布： 模式地からはほぼ南北方向にのび、天塩山地東斜面に沿って細長い分布をしめす。北は智恵文村智西パンケトヨマナイ沢上流から、南は同村智南大沢上流まで、延長 6 km、平均 500 m の幅をもつて分布する。上位の第三系集塊岩との岩質の差から、この白堊系の砂岩泥岩の部分が特に侵蝕がすすみ、地形的には凹地を作っているの、地形図上からもたやすく分布をつかむことができる。

層 厚： この地層は $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ に急傾し、かなり複雑にみだされているが、上位の第三紀層にみられる背斜に順応するドーム状構造をとっているようである。したがって、層厚は不確定であるが、少くとも 300 m に達する。

岩 相： 灰色ないし暗灰色砂質泥岩および灰褐色ないし淡灰色の、やや凝灰質の細粒砂岩からなる。

一般に成層は著しくなく、砂質泥岩と細粒砂岩は漸移する場合が多く、岩相はひじょうに単調である。砂質泥岩には、しばしば灰色堅硬な泥炭岩団球をふくむ。団球の大きさは 10 cm \sim 30 cm の楕円体のものが普通で、*Inoceramus*, *Hamites* などの化石が密集している場合が多い。

化 石： 模式地の智恵文村智南上の沢上流 Loc. No. 190 (B-4) で、泥炭岩団球の中から次のような化石^{**}を産した。

Cephalopoda; *Damesites damesi* (JIMBO)

Eupachydiscus haradai (JIMBO)

Hamites (Polyptychoceras) sp.

Neophylloceras subramosum SPATH

Gastropoda; *Rostellaria japonica* NAGAO

Lamellibranchiata;

Inoceramus Orientalis ambiguus NAGAO & MATSUMOTO

I. naumanni YOKOYAMA

I. spp.

化石と岩相から、この地層は上部蝦夷層群に属することが明らかである。また、筆者の調査した頓別地区の頓別層群^{*2)}に対比できる。なお、この地層とはほぼ同じ層準と考察され

* 昭和 29 年 8 月 1 日より名寄町に合併。

** これらの化石は九州大学松本達郎教授および熊本大学斎藤林次教授にその鑑定を仰いだ。

る白堊紀層が、土別図幅の温根別地区、および恩根内図幅のオグルマナイ地区に露出し、広い分布を示している。

IV.2.2 新第三系

新第三系は、美深層群と川西層に区別される。

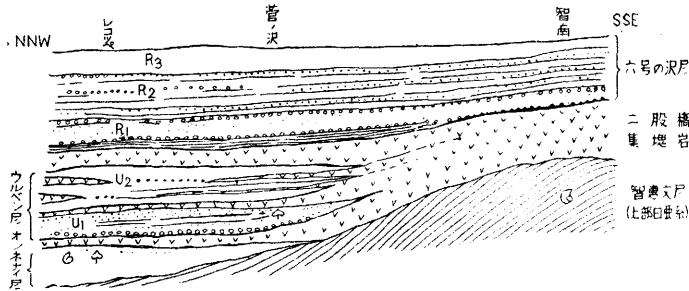
IV.2.2.1 美深層群

1) ウルベシ層

1952年橋本の命名による。

模式地： 美深町西方のウルベシ川横谷。

分布： 模式地と智恵文村智南の間、美深背斜の中核およびその翼に分布するほか、母子里背斜の中核に小さく露出する。

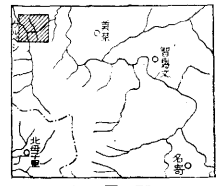
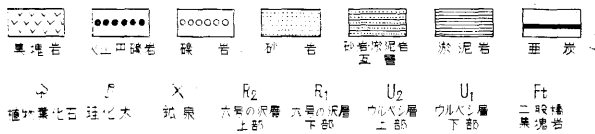
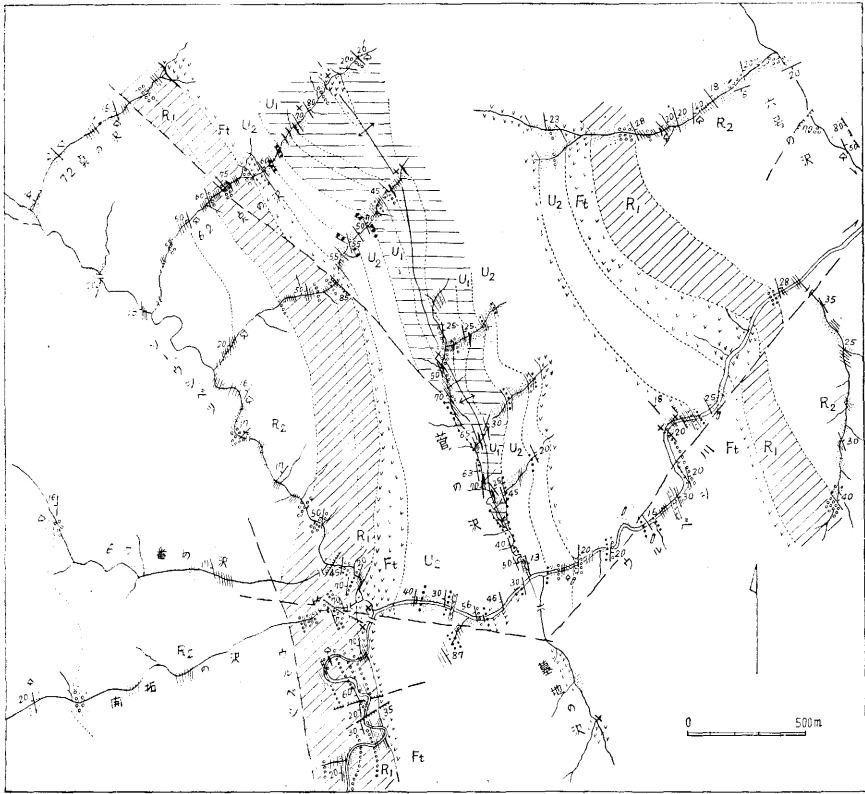


第3図 ウルベシ層概念図

ウルベシ層は、二股橋集塊岩と同時異相の関係にある。これを概念的に示すと第3図のようである。図幅内で白堊系を直接不整合におおうのは二股橋集塊岩であるが、ウルベシ層は、この集塊岩の間に介在する水成層ともいうことができ、ウルベシ層堆積当時の著しい火山活動を示している。火山活動のもつともいちじるしいものは、ウルベシ層上位にある二股橋集塊岩主部に示される活動である。またウルベシ層の中部にみられる一連の活動、およびウルベシ層の基底部に、厚い集塊岩層を介在することと、岩相によつて本層は上部層、下部層に区別される。

i 下部層

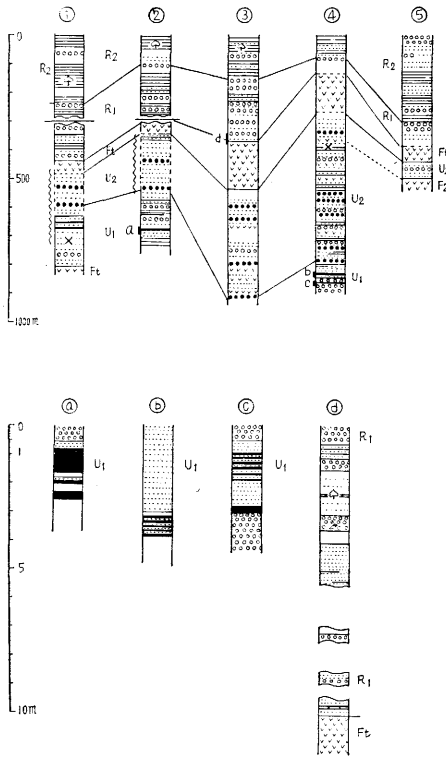
美深町ウルベシ川横谷北の支流（通称^{スガ}菅の沢）を模式地とする。このほか、ソーウシベツ支流の62点の沢（通称田中の沢）およびその南の小沢上流にも分布するが、いずれも背斜軸附近に内産層として小さく露出しているだけである。各露出地の踏査図を示すと、第4図aのようである。図に見られるように背斜の東翼では20°前後の傾斜であるが、その西翼では50°以上で逆転さえしている。



第4図 a ウルベシ横谷附近路線地質図

岩相： 下部層の上限は集塊岩あるいは火山円礫岩の出はじめの基底に置く。北部の62点の沢では、下部層基底部に薄層ではあるが、再び集塊岩層が出現する。したがって、ウルベシ層下半部の集塊岩と集塊岩にはさまれた部分で、礫岩および砂岩からなり、褐炭層を挟むところを下部層とする。

模式地およびその他の露出地の地質柱状図は第4図bに示した。



第4図b ウルベシ横谷附近ウルベシ層、六号の沢層地質柱状図

- ① ソーウシベツ 62 点の沢
- ② ソーウシベツ 62 点の沢、南の無名沢
- ③ ウルベシ横谷西半部（美深背斜西翼）
- ④ ウルベシ横谷東半部（美深背斜東翼）
- ⑤ 六号の沢第一支流
- a ソーウシベツ 62 点の沢、南の無名沢におけるウルベ下シ部層中の亜炭
- b ウルベシ菅ノ沢における亜炭
- c 同
- d ウルベシ小学校附近における六号の沢層基底部

礫岩は 1cm~2cm 大の粘板岩、チャートなどの古期岩類の円礫からなり、暗灰色粗粒砂によつて膠結され、夾炭部の下に特にいちじるしく発達する。砂岩は、暗灰色粗粒で、しばしば淤泥岩と互層する部分がある。上部に発達する褐炭は良質で、天北炭のような外観をしめし、かつて無煙炭として採掘された事がある。この炭柱図を第4図bに示す。下部層は、集塊岩をほとんど挟在していないことと、良質の褐炭層をはさむことが特徴である。

層厚： 約 200 m

下位層との関係； ソーシベツ 62 点の沢上流で観察されるように、集塊岩が下部層の基底である。図幅北方恩根内オテレコッペおよびオグルマナイなどでは、下部層基底の集塊岩の下に、さらにひきつづいて泥岩・砂岩および礫岩からなる恩根内層が発達し、介化石、植物化石を富豊に産する。

化石： 下部層夾炭部の泥岩から植物葉化石を産するが、保存はきわめて悪く *Betula sp.* であることがよくわかるていどである。

ii 上部層

上部層は、1952年橋本による玉川安山岩質砂岩層に相当する。模式地は美町玉川ウルベシ川横谷である。

上部層は模式地を通り、ほぼ南北に延びる美深背斜の両翼に露出するほか、幌加内村母子里東方の背斜中核にも分布がみられる。

岩相： 安山岩質集塊岩や安山岩質火山礫岩の介在の著しい、きわめて火成碎屑物にとむ地層である。それらの挟在状態は、第4(a~b)図に示した。しかし、上部層の主体は暗灰色凝灰質粗粒砂岩または礫質砂岩である。そのほか細粒ないし微細粒砂岩からなり、淤泥岩を挟有するもの、互層して成層のいちじるしいものなど、いろいろな岩相を呈している。いずれも凝灰岩質で堅硬であり、しばしば珪化木または炭化木片を *erect stump* あるいは *drift wood* のようないろいろな状態で含有している。なお、幌加内村母子里東南の通称市川の沢では、淡灰色粗粒凝灰質岩の中に15 cm~20 cmの厚さの垂炭層を2, 3枚はさんでいる。この垂炭は、下部層の褐炭にくらべ、品質も悪く、薄板状にはげやすい性質をもっている。

上部層にひんばんにはさまれる集塊岩の一部には、安山岩の円礫を火山灰で膠結した火山円礫岩に移化するものがある。

層厚： 二股橋集塊岩主部の厚い集塊岩層をのぞき、上部にはさまれる集塊岩、火山礫岩の薄層をいれると、模式地ウルベシ横谷では、約400 mの厚さになる。しかし、南では急激に厚さを減ずるようである。

下位層および上位層との関係； 下位層とは、著しい集塊岩挟在の基底でわけられることができるが、集塊岩層の挟在状態が場所によつてちがうので、実際には漸移あるいはインターフィンガーの關係に示される場合が多い。模式地の南方では、上部層の凝灰質粗粒砂岩と凝灰質淤泥岩の互層部が、直接白堊系智恵文層に接するところがあつて、基盤の白堊系山地に *transgressive over-lapping* の状態を示している。

なお、図幅内で、ウルベシ層上部には、これと整合する厚さ100 m前後の二股橋集塊岩の主部がある。

化石： 多数の珪化木が含有される。また淤泥岩および細粒砂岩中に植物葉破片がしばしば見出されるほか *Betula sp.* がその主要なものである。このほか、図幅外であるが、上部層と同層準に追跡される地層の中から、次の化石を見出した。

産地…美深町恩根内シロマップ

Betula Brongiarti ETTINGSHAUSEN

B. sp.

Corylus sp.

Castanea sp.

Juglans sp.

Salix sp.

Ulmus sp.

ウルベシ層はこれら植物化石のうちとくに *Betula Brongiarti* によつて特徴づけられ、東北地方の根の白化石植物群に近く、上部中新世を指示している。
*16)20)

2) 6号の沢層

筆者による新称で、1952年橋本による河西層の下部および中部に相当する。河西層という名称は、今回、筆者の川西層に再定義して採用したので、6号の沢という新称をあたえた。

模式地: 美深町6号の沢下流およびその西側の支流流域。

分布: 美深町ウルベシ地区および6号、川西地区に、ともに大きな盆状構造をつくつて分布する。

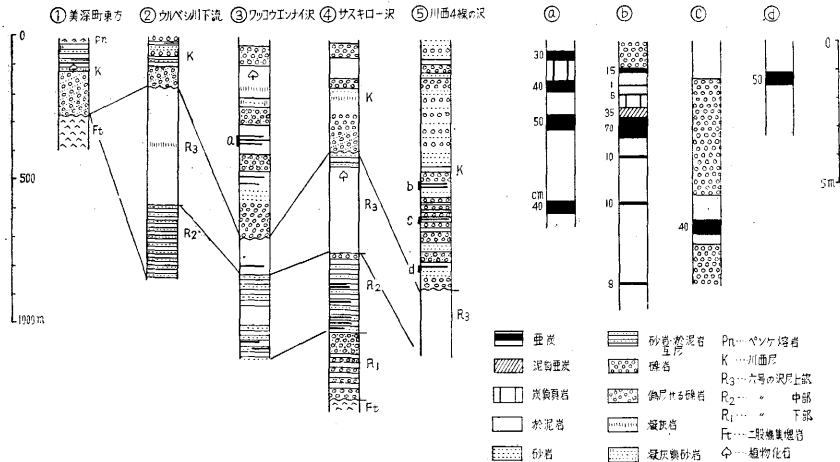
層厚: 美深町川西サスキロー沢で約900mあるが、図幅内での最大の厚さである。しかし、ウルベシ地区では、上部が削剝され、600mとなつている。

岩相: 暗灰色ないし青灰色軟質淤泥岩および砂岩、泥岩の互層からなる。礫岩や亜炭をしばしばはさむ。とくに、礫岩層を下部および中部に挟在し、鍵層として、かなりよく追跡できるので、地質図にも図示した。

6号の沢層は岩相によつて、上・中・下部にわけられる。

i 下部層

6号の沢層基底部をよく観察できる場所は、ウルベシ二股橋附近および川西サスキローの沢である。二股橋附近では、第4(a, b)図および地質柱状図で示したように、二股橋



第5図 a 川面層六号の沢地質柱状図

第5図 b 川西層の炭柱図

集塊岩を直接おおうのは、暗灰色砂質淤泥岩である。この上約 250 m は礫岩層を、ひんぱんに介在する。礫岩は、暗灰色淤泥岩および細粒砂岩の中に 2 cm~5 m の厚さではさまれる場合が多い。

礫は大部分が粘板岩・チャートなどの古期岩類の円礫ないし扁平礫である。礫の大きさは、2~5 cm のものが普通で、灰色ないし黄褐色粗粒砂で堅く膠結されている。なおこの礫岩中には、しばしば炭化した木片および *erect stump* をふくんでいる。

ウルベシ地区では二股橋集塊岩を直接おおつて青灰色泥岩ないし淤泥岩が発達し、その上部には礫岩をいちじるしく挟在する部分がある。ただしこの部分では、礫岩は砂岩と互層し、一層の礫岩で厚さ 40 m に達するものもある。したがって、本層堆積当時の古地理を考察するのに意義をもつものと思われる。すなわち、この礫岩の礫の大部分は、現在南東部に位する北見山地の基盤を構成する日高系の岩石であつて、これらがこの地域に、南東方向から流入する河流で運びこまれたものと考察される。

一方、6号の沢およびサスキロー沢などの基底部ないし下部の状態は、第4図および第5図に示した。サスキローの沢で、二股橋集塊岩を直接おおうものは、暗灰色粗粒凝灰質砂岩である。この上位約 250 m の間には、暗灰色粗粒砂岩および礫岩をいちじるしくはさむ。砂岩および礫岩は、きわめて火山砕屑物にとみ、安山岩の 1 cm~2 cm 円礫ないし礫が安山岩質火山砂で膠結されたものや、安山岩を主とし粘板岩・チャートなどの古期岩類の 2 cm~5 cm の円礫を、暗灰色凝灰質砂で膠結したものなどからなっている。またこの間に、暗青灰色淤泥岩薄層を挟み、しばしば炭化木片をふくむ。さらに、南部の智恵文村 18 線沢、14 線沢などでも同様に、二股橋集塊岩を直接おおうものは灰色粗粒凝灰質砂岩および礫岩である。

以上の事実から、6号の沢基底部は、東部地域では、ウルベシ地域にくらべ礫岩・砂岩などの粗粒岩の発達がよく、また、いちじるしく凝灰質であることがわかる。これは、東部地域はウルベシ地域にくらべて、堆積物質の供給源の北見山地に近い上に、さらに当時東部地域にはニウブ熔岩で示される火山活動があつた事によると思われる。

ii 中部層

中部層は、暗灰ないし青灰色泥岩ないし淤泥岩からなり、しばしば灰色中粒ないし細粒砂岩をはさみ、互層する。また時に礫岩および亜炭層をはさむ。ウルベシ地区の中部層の状態は、暗色淤泥岩ないし、泥岩が主であつて、植物葉化石を多数ふくむ。また、炭質頁岩のようになつている部分も見られる。砂岩は、青綠色中粒ないし細粒で、20 cm 内外の厚さではさまれる場合がある。一般に泥岩が優勢で、著しい互層を呈することは少い。礫岩

は約4枚がウルベシ地区で認められ、広く追跡できる。礫は、古期岩類の2cm~5cm大の円礫である。まれに石英粗面岩の円礫をふくむ。この礫岩は、礫質砂岩あるいは粗粒砂岩に側方変化する場合もある。しかし広く追跡できるので、よい鏡層となっている。一枚の厚さは5m前後である。6号の沢、川西地区の中部層は泥岩・砂岩の互層がいちじるしく、その間に稼行可能な亜炭層をはさむ。また、時に1層~2層の礫岩をはさんでいる。サスキロー沢では暗灰色泥岩と、中粒砂岩2m~3mの厚さの互層がある。その間に厚さ70cm位の亜炭層をはさみ、植物葉化石を豊富に産する。この亜炭層の延長は、ワツコウエンナイ沢上流で、かつて美深炭鉱によつて開発された事がある*。

中部層に挟まれる礫岩は、6号の沢では、粘板岩・チャートなどの2cm~3cm大の円礫を、青灰色中粒砂で膠結したもので、厚さ約50mに達するが、きわめて不規則で、側方に広く追跡できない。ウスキロー沢では、厚さ5m位で、これも広く追跡できない。中部層は、厚さ約350mである。

iii 上部層

上部層は、川西地区にみられる泥岩の優勢な部分である。一般に、無層理塊状を呈するが、中部層と同様に、砂岩をはさみ互層を示す部分もあつて、中部層とははつきり区分することはむずかしい。ただし、上部層には礫岩をはさまない。ウルベシ川下流では厚さ2mの白色凝灰岩層をはさむ。上部層の厚さは300m~400mである。

6号の沢層は、上にのべたように、いちおう上・中・下部に分けられるが、岩相の側方変化がきわめてはげしく、また露出が十分でないため、各部層の境界は、かなり人為的な線で、地質図に示した。

下部層との関係： 6号の沢層は、二股橋集塊岩の上に堆積したことは、サスキロー沢の下部層の、安山岩質砂岩・礫岩の介在によつてもあきらかである。さらに川西・智恵文地区で、基底部は南へしだいにあがる状態を示している。これらは、6号の沢層堆積前の火山活動によつて、堆積盆に生じた地形的 relief によるもので、二股橋集塊岩と、6号の沢層の間に不整合のような、時間的間隙は存在しない。

化石

下部層： 美深町ウルベシ横谷 Loc. No. 616 (A-1)

Batula Brongiarti Err.

中部層： 美深町ウルベシ及び川西地区

* 旧美深炭礦の坑口(第一坑)は既に崩潰して居り、坑内の状態を調査することが出来なかつた。

	美深町ウルベシ及び川西地区										
	607	673	647	101	98	117	123	123	141	90	489
	(A-1)	(A-1)	(A-1)	(A-3)	(A-3)	(A-3)	(A-2)	(A-2)	(A-1)	(A-2)	(B-1)
<i>Betula Brongiarti</i>											
ETTINGSHAUSEN...	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
<i>B. cfr. rBongiarti</i> ETT.			×	×				×	×		×
<i>B. sp.</i>			×	×			×	×	×		×
<i>B. ?sp.</i>			×								
<i>Corylus sp.</i>				×	×						
<i>Cyperites sp.</i>	×		×							×	×
<i>Diospyros cfr. brochysepala</i> BRAUN								×			
<i>Prunus sp.</i>					×						
<i>Salix sp.</i>							×				×

上部層： 美深町川西サスキロー沢 Loc. No. 824 (B-2)

Betula Brongiarti ETT.

植物化石は、きわめて豊富であるが、その大部分は *Betula Brongiarti* ETT. で、ウルベシ層と同じく *Betula zone* に属し、仙台附近の根ノ白石植物化石層に対比できる。

時代は上部中新世を指示する。したがって、6号の沢層は、稚内層ないし声間層に対比される陸成層ということができる。

IV. 2. 2 2 川 西 層

1952年、橋本による河西層^{*}の上部層に相当する。当時橋本によつて、この地層は、筆者の6号の沢層と一連の地層の一部として考察され、これらの地層は河西層とよばれていた。しかし今回の筆者の調査で、橋本のいわゆる河西層上部層は、岩相的に特徴づけられるうえに、その基底には不整合が認められる。さらにその含有植物化石が、6号の沢層では *Betula Brongiarti* によつて特徴づけられるのに反し、川西層は *Fagus japonica* であるという事実から、層として独立させるのが妥当である。したがって、川西層という層名を再定義してこの地層に用いた。

模式地： 美深町川西ワッコウエンナイ沢（通称美深炭砒の沢）中流々域。

分布： 川西層は、次の3つの地区に分布している。すなわち、a) 美深町川西～智西地区、北はウルベシ川下流および、南方の大沢、ワッコウエンナイ、サスキローの各下流をへて、智恵文村智西に至る天塩川向斜の上部層として盆状に分布する。b) 美深町東方

* 文献25) 参照 なお河西は正式には川西であつて、美深町の区名の1つである。

丘陵地に褶曲構造をつくつて、図幅の北方へ延びている。c) 名寄町西方の有里川および初茶志内川上流流域の天塩山地山麓部に、断片的な分布がみられる。

層 厚： 美深町川西4号の沢の露出から厚さ約850mと測定できた。これは、図幅内の川西層の最大の厚さである。そのほかの露出地の層厚は、第5図に示すように、上部がいちじるしく割割されている。たとえば、ウルベシ川下流では、200mを残しているだけである。

岩 相： 礫岩、砂岩を主とし、淤泥岩を不規則に挟む、またしばしば亜炭層を、まれに凝灰薄層を挟有する。全体として岩相の変化がきわめてはげしいので、扇状地または三角洲の堆積相であろうと考えられる。主な露出地の地質柱状図を示すと、第5図のようである。基底部は著しい偽層を呈する礫岩、砂質礫岩からなり、その好露出は、美深町東方2kmの6線台地の南向の崖 Loc, No. 3 (C-1) にみられる。下部にはしばしば移行可能な亜炭層が挟まれる。また上部は砂岩、礫岩および淤泥岩の互層である。凝灰岩は、美深町川西地区で認められる。その1つは、サスキロー沢に発達するもので、基底から200m上位にあり、厚さ30cmである。もう1つは、ワッコウウエンナイ沢下流にある厚さ3mのもので、川西層基底から500m上位にある。いずれも白色粗鬆安山岩質で、川西層堆積中央部地域に火山活動のあつた事を物語る。これは、川西層上部のパンケ安山岩質集塊岩の挟在によつても明らかである。

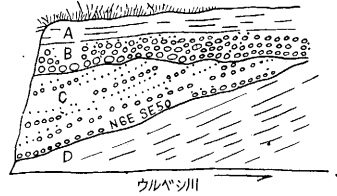
川西層の主体をなす礫岩の礫は、粘板岩・砂岩・泥岩・チャートなど日高系・白堊系の古期岩類や、花崗岩・安山岩などの径2cm~3cmの円礫または扁平な丸みのある礫で、灰緑色粗粒砂で膠結されている。風化面では、きわめて粗鬆で、鉄分で赤褐色に汚染されている。この礫岩はしばしば偽層を呈し、数m(2m~7mで5m前後の場合が最も多い)の厚さでひんぱんにはさまれ、しばしば亜炭破片を含んでいることがある。砂岩は灰緑色粗粒で、その新鮮な面では、鮮やかな青緑色を呈し、一般に礫岩中に1m~2mの厚さで、はさまっていることが多い。淤泥岩は青灰色で、風化面では淡灰~淡黄褐色を呈し、容易に細片化し、また土状にくずれる。なお、砂岩、淤泥岩はやや凝灰質である。亜炭は淤泥岩の中に30cm~70cmの厚さに達するものが数枚はさまれているのが普通である。しかし、側方にいちじるしく岩相変化するため、広い範囲にわたつて追跡できる炭層は少い。亜炭層の各地の発達状態、および露頭での柱状図は第5図bに示した。

川西層に属するが、岩相が模式地附近のものと、ややちがつたものが名寄町西方の天塩山地東麓部に発達している。ここでは淡灰色淤泥岩が主体で、礫岩および凝灰質細粒砂岩をはさむ。また亜炭の破片や薄層を不規則に含んでいる。淤泥岩はやや凝灰質で軟弱である。

風化面では、1 cm 内外の細片となり、容易に土状となる。また、砂岩と互層する場合がある。この地区の川西層は、独立した分布を示している、層準についても疑問を残しているが、下位層との関係などから、いちおう川西層の同時異相と考えるのが妥当である。

下位層との関係： 美深町ウルベシ川下流の大沢との合流点附近の露出は、第6図のようである。6号の沢層に属する無層理灰色泥岩をおおつて、川西層基底層の偽層した礫岩がのつているが、その間には、いちじるしい波状侵蝕面も見られず、整合のように観察される。

しかし、この面を境とし、上位は著しく礫質となりその岩相が一変する。さらに下位の6号の沢層に認められる向斜軸より著しく東によつた向斜軸が、上位の川西層に認められる。これは、地質図で見られるように、単に断層にすぎただけではなく、両地層間に運動よの相違があつたことを示している。また、各露出地での柱状図(第5図)に示したように、川西層基底は下位のいろいろな層準に接している。



第6図 ウルベシ川下流における川西層基底部

- A……粘土 100 cm } 河岸段丘堆積層
- B……礫 120 cm }
- C……礫岩(偽層を呈す)……川西層
- D……灰色泥岩(無層理)……六号の沢層(上部)

すなわち、川西地区では6号の沢層上部のいろいろな層準を切つている。美深町東部地区では、二股橋集塊岩に直接し、さらに、名寄町西方地区でも同様二股橋集塊岩に対し、いちじるしい走向、傾斜の差を示す川西層下部層が、直接これをおおつている。このような事実から、川西層は下位層といちじるしい斜交不整合の関係にあり、とくに、東部と南部でいちじるしく示される。

上位層との関係： 川西層は、その東部でパンケ安山岩および同集塊岩に整合に移化し、その一部と同時異相する。

なお、川西層上部はいちじるしく削剝をうけ、その後の若い地層および段丘堆積層によつて不整合におおわれている。

化石： 植物化石が多数発見されるが、破片が多く鑑定にたえないものが多い。しかし大部分は、*Fagus* である。美深町川西ワッコウエンナイ沢下流 Loc. No. 479 (P-1) で、川西層上部の灰色凝灰質泥岩中から、明らかな *Fagus japonica* MAXIM の化石葉を見出した。この化石は、下位の6号の沢層が *Betula* で特徴づけられるのに反し、川西層を特徴づけるものである。

時代的には鮮新世を指示するもので、東北地方および北海道の、龍の口層、滝川層に、*Fortipecten takahashi* Yok. とともに多産する*。

IV.2.3 第四系

図幅内の丘陵地および低地には、末凝固の粗鬆砂岩・礫岩、淤泥岩および砂・礫・粘土からなる地層が発達する。これらは、下位の第三系にくらべて、構造運動の影響も、含有植物化石もことなっている。

IV.2.3.1 名寄層群

1) 智北層

1954年、筆者の新称で、智恵文村智北台地の南端の鉄道切割（智恵文駅より仁宇布川間）を模式地とする。

分 布： 模式地のほか、名寄町東方緑丘台地、同町西方初茶志内丘陵地、および図幅西南隅の北母子里地区に分布し、開析の進んだ丘陵地の基盤を構成する。

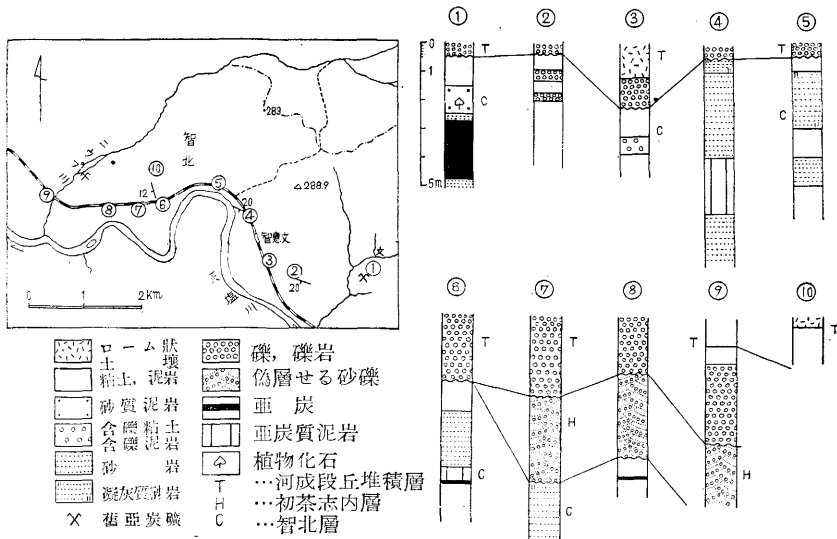
層 厚： 基盤岩の第三系の形状、造構運動の余波による、よわい撓曲構造および、いちじるしい偽層堆積などのため、その層厚を、充分にたしかめることが困難である。しかし、模式地の露出から200m内外と考えられる。

岩 相： 淡灰色凝灰質砂岩、灰色ないし淡青灰色淤泥岩からなり、礫岩および亜炭層をさむ、本層の基底部には、東部地域（智恵文村北山地区）および名寄町東部緑ヶ丘地区などで、いちじるしい礫岩層が発達する。前者の地域の礫岩層は、安山岩の10cm~30cm、時に50cm~100cmにも達する円礫が、黄褐粗粒凝灰質砂で膠結されている。また、名寄町緑ヶ丘東側の名寄川河崖では、角閃石安山岩の10cm~50cm大の亜角礫を、淡灰色凝灰質砂および同粘土で膠結した厚さ70cm位の礫岩がある。一見、若い集塊岩または泥熔岩状を呈している。しかし、緑ヶ丘でも、その一部にはよく淘汰された円礫層およびチャートなどの、古期岩類の小円礫を含み、やや成層状態を示している。また、西部地域では、この地層の基底部の礫岩は、北母子里地区および初茶志内地区で観察されるが、いずれも2cm~5cm内外の薄層で、大部分安山岩の円礫からなっている。このような地域的なちがいは、東部地域に広く分布する安山岩類の存在、堆積盆の形態を反映していることと思われる。

この地層の主部は、砂岩および淤泥岩で、それらが1m~3mの厚さで互層する場合が多い。その間に礫岩およびまれに亜炭層をはさむ。各地の露出状態を第7図に示す。

砂岩・礫岩および淤泥岩など、ともに風化面では、きわめて軟弱粗鬆で、段丘堆積物の砂

* 遠藤誠道教授の談による。



第7図 智恵文村智北～北山附近における智北層露頭柱状図

・礫および粘土と、外観上区別することがむずかしい。砂岩は淡灰色粗粒から細粒までいろいろで、ともに凝灰質である。また時には、偽層を呈する。淤泥岩は、灰色ないし淡青灰色粘土状で、風化面では、しばしば淡黄褐色を示す。また、炭質物をふくんで暗灰色炭質泥岩となっている部分もある。なお、2枚～3枚のうすい亜炭層が挟在する。礫岩は安山岩・粘板岩・チャートなどの2cm～5cm 穴の円礫を淡褐色粗粒凝灰質砂で膠結し、しばしば鉄分で赤褐色～黄褐色を呈する。普通30cm～40cmの薄層であるが、稀に5mにおよぶこともある。

下位層との関係： 模式地では、下位の複輝石安山岩および同集塊岩に、各寄附近では、川西層角閃石安山岩質集塊岩、また北母子里地区では、角閃石安山岩質集塊岩（二股橋集塊岩）に接している。しかし、図幅内では下位層との境界面を観察することができない。ただ、南方土別図幅の深名線沿線で、智北層が二股橋集塊岩を不整合にきる関係が観察される。以上、のべた事実および基盤の凹所をうめた分布状態から、下位層とはかなり大きい不整合関係にあるものと考えられる。このことは、さらに含有植物化石、および造構運動の差によつても明らかである。

化石： 植物葉化石が、各地で見出されたが、いずれも破片が多い。そのうち、次のものが鑑定できた。

産地……幌加内村北母子里深名線沿線 Loc. No. 305 (A-5)

Berchemia racemosa S. & Z.

Fraxinus sp.

Ficus sp.

Juglans sp.

Salix sp.

Styrax sp.

産地……智恵文村恵深橋工事場 Loc. No. 536 (C-2)

Betula Erumani CHAMISSO

Lanceolaria sp.

智北層を追跡して、士別区幅内風連村西名寄 28 線、および下川区幅内下川町南方桑の沢で、*Acer japonicum* THUNBERG^{*}の保存良好な葉化石を得た。上にのべたような、いろいろな植物化石、とくに *Acer japonicum* によつて、この地層は下部洪積世に対比される。^{*14)}すなわち、この化石は栃木県の塩原化石植物群を含む塩原層群に多産する。これらの化石は下部洪積世に出現して現世にまでおよび、まだ鮮新世には発見されていない。

2) 路の台層

^{*25)}
1955 年遠藤、今西の命名による。その模式地は、図幅区域外の幌加内村路の台駅北西 200 m のウツナイ川河崖である。

分 布： この地層の名寄図幅内の分布は、初茶志内層および段丘堆積層におおわれ、名寄町有利里川流域と智恵文村智恵文川流域に、断片的に分布しているだけである。しかも、分布が、いわゆる天塩川凹地の中央部にかぎられていることも、興味ある事実である。

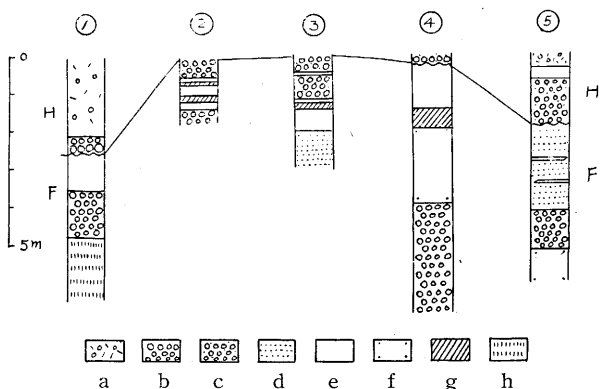
層 厚： 図幅内では、1 つの露出で、せいぜい厚さ 4 m でいどを、観察できるだけである。

しかし、ほぼ水平層である点、および模式地の状態などから、少くとも 15 m の層厚を有するものと考えられる。

岩 相： 粘土・砂・礫からなり、白色火山灰および泥炭をはさむ。粘土は青灰色で、薄板状にはげやすいもの、淡灰色ないし淡褐色の凝灰質のもの、および砂質ないし礫質のものなどがある。砂は淡灰色ないし青緑色の、凝灰質細粒砂を主とし、層埋のいちじるしいもの偽層を示すものがある。礫層は、安山岩・チャート・粘板岩などの拳穴以下の円礫または扁平礫で、1 m 内外の厚さのものが多い。泥炭は 10 cm~70 cm の不規則なレンズ体としてはさまれる。また、泥炭質粘土に移化する。各露出地の柱状図を第 8 図に示す。

* この化石について後日遠藤教授により発表される予定。

この泥炭中には、植物遺体が多数発見される。そのうち *Equisetum* sp. はもつともふつうに見られるものである。また、図幅外路の台付近で、この地層中から *Menyanthes* の種子を多数発見した。



第8図 路の台層露頭地質柱状図

a…礫交りローム状粘土 b…礫 c…砂礫 d…砂 e…粘土 f…砂質粘土 g…泥炭 h…火山灰 H…初茶志内層 F…路の台層

①…智恵文村智南 Loc. No. 159 (D-3) ②…名寄町北西智恵文街道峠下 Loc. No. 203 (D-4) ③…同Loc. No. 204 (D-4) ④…名寄町ウリ Loc. No. 72 (D-5) ⑤…名寄町ウリ・造林の沢 Loc. No. 103 (C-5)

路の台層下部に挟有される白色火山灰は、模式地をはじめ図幅内鍵層として、いちじるしいものである。その厚さは、10 cm~200 cm に達し、あきらかに水中の堆積層である。

下位層との関係： 図幅内では、露出不充分のため、下位層との直接の関係を、たしかめることができない。しかし、模式地では、下位の智北層堆積末期の、沼沢地の局部的な堆積物の状態を示しており、両者の間に大きな時間的間隙は認められない。

化石： 上述のように、*Equisetum* sp. のほか、図幅外であるがこの地層の層準の泥炭から *Menyanthes trifoliata* LINNE の種子の化石を多数発見しており、いわゆる洪積世 *Menyanthes* 帯の層準である事は明らかである。

3) 初茶志内層

1954年、今西の新称で、この地域の丘陵地を厚くおおおう、いわゆる台地礫層である。

模式地： 名寄町市街地西方初茶志内山下の天塩川河崖（土別図幅）

分 布： 図幅中央の名寄、智恵文間の広い丘陵地、および東部山地西縁の丘陵の一部に分布し、いわゆる天塩川凹地を埋めるような状態を示す。そのほか、やや岩相がちがつているが、砂礫・粘土層が、西部のウルベシ・母子里盆地地区にも発達している。

これらはそれぞれちがつた堆積湖盆に堆積した、初茶志内層準の堆積物と考えられる。

層 厚： 名寄町西方越中団体の丘陵地の露出で、約 60 m の厚さをはかることができる。

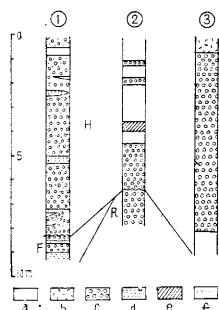
岩 相： いちじるしく偽層を示す砂礫層で、シルトおよび粘土、薄層やレンズ体をはさむ。図幅図では、名寄町越中団体西方 160.8 m 三角点の下の崖、智恵文村智南南方の智南川の崖、および智北台地両端ニウブ川の崖など、好露出がみられる。それらの地点の地質柱状図の一部を、第 7 図および第 9 図に示す。

礫は安山岩・砂岩・粘板岩およびチャートなどの 2cm~5cm 大の円礫・扁平礫で、黄褐色粗粒砂でわずかに膠結されている。砂鉄で赤褐色に色づけられ、固く膠結されている部分もあるが、風化面ではきわめて粗鬆で、崩れやすい。このような砂礫は、偽層がいちじるしく灰色細粒砂、淡灰色シルトおよび粘土などの薄層（厚さ 50 cm 内外）や、レンズ体を、不規則にはさんでいる。この地層は、上部から下部まで偽層の発達がいちじるしく、上にのべたような岩相を示している。このことから、水流が急速に運搬され、短時間に沈積した三角洲のような堆積物と考えられる。

ウルベシ・母子里盆地に、分布するものは、第 9 図に示すように、礫および粘土からなり、しばしば泥炭層をはさむ。また、偽層はほとんどみられず、名寄・智恵文地区の岩相と堆積相がちがつている。

すなわち、ウルベシ・母子里地区では堆積時には、すでに東部に天塩山地があつて、周辺の山地から湖盆に、ひかてき静かに堆積物が運ばれたため、粘土の多い岩相をしめたものであろう。これに反し、名寄・智恵文地区では、湖盆形態も大きく、天塩川や名寄川で急激に堆積物が運びこまれたような様相を示している。

下位層との関係： 第 7 図および第 9 図に示すように、智北層、路の台層および 6 号の沢層を切つて、湖盆低所をうめたような産状を呈し、下位層とはあきらかに不整合関係に



第 9 図 初茶志内層露頭地質柱状図

a…粘土 b…ローム状粘土 c…礫 d…砂 e…泥炭 f…火山灰
H…初茶志内層 F…路の台層 R…六号の沢層
①…智恵文村 智南 Loc. No. 179 (C-4) ②…美深町ウルベシ Loc. No. 735 (A-2) ③…幌加内村北母子里 Loc. No. 210 (A-5)

ある。

化石：ほとんど化石を発見していない。ただ、図幅外の模式地で、礫層中のシルト薄層から、*Acer* sp. の種子をえた。その上部は高位段丘によつてきられていて、地形的にみて、洪積層であることはうたがいない。

IV. 2. 3. 2 段丘および扇状地堆積層群

1) 段丘堆積層

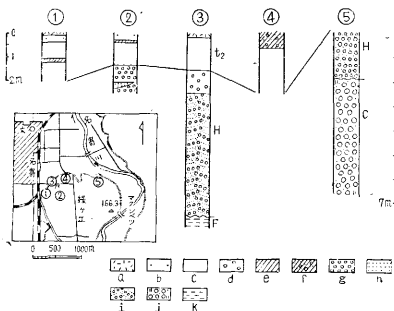
図幅内の丘陵地や山地の縁辺には、3段～5段の段丘面が認められる。いずれも多少の堆積物をのせている。これらの中で、最高位のものは、標高300m附近にみられ、比高は200mに達する。これらは高さによつて、上位・中位および下位段丘堆積層にわけられるが、上・中位のもの、面の高さおよび開析度から、洪積世の所産のものと考えられる。

i) 上位段丘堆積層

東部山地周縁、とくに美深町東方台地においては、300m段丘面がよく保存され、その面のうえに、淡褐色粘土状土壤が白色チャートの10cm～20cm 穴の円礫および基盤の安山岩の岩塊をしばしば含んで発達している。とくに、ニウブ川および智東吉野川流域の台地では、チャートの円礫が目立っており、古い流路の河成堆積層を示している。

ii) 中位段丘堆積層

図幅中央の名寄・智恵文その他の丘陵台地に発達する。3段～4段の面の上に分布している。



第10図 名寄町緑ヶ丘台地の洪積層露頭地質柱状図

a…腐植土 b…砂質粘土 c…粘土
 d…礫交り粘土 e…泥炭質粘土
 f…砂礫交り泥炭 g…礫 h…砂
 i…偽層砂礫 j…礫岩(凝灰質)
 k…淤泥岩 t₂…段丘堆積層 H…初茶志内層 C₁…智北層(下部)

その比高は、20m以上100m前後で、2m～3m、層によつて10mの厚さがある。岩相は礫および粘土を主とする。表層は、粘土層からなっている場合が多い。標式地は、名寄町東南緑ヶ丘台地および智恵文村智西台地がある。(第10図および第7図参照)、この地層は、初茶志内層をきつて、うえにつており、岩相も、初茶志内層と類似するので、はつきりと区別することが、むずかしいことが多い。まれに薄い泥炭層の発達が認められる。表層の粘土は、煉瓦および土管などの製造用に採掘されている。

iii) 下位段丘堆積層

現在の沖積面からの比高10m以下のも

ので、天塩川およびその各支流流域に分布し、砂・礫及び粘土からなる。開析度は小さく、地形面は完全に保存されている。河流域に局部的に分布するので、扇状地堆積層と混同されやすい。

2) 扇状地堆積層

段丘堆積層と区別が困難であるが、面の傾斜が急で、扇頂の部分に、あきらかに河流々路を求めることのできるものを、扇状地として区別した。堆積物は、面の高さによつて、上位扇状地堆積層および下位扇状地堆積層に分ける。

i) 上位扇状地堆積層

西部山地東麓の、丘陵地面上に、中位段丘堆積層をおおつて発達し、その高度は300mで、上位段丘面と同じである。堆積物は砂礫層であるが、多くの安山岩の角礫岩塊を含んでいる。地形面はかなり開析され、扇状地の原形をとどめないほどである。時代的には上位段丘堆積層の一部から中位段丘積層におよぶものと考えられる。

ii) 下位扇状地堆積物

智恵文川・ニウブ川など天塩川支流の沖積地面上にみられる扇状地状の堆積物で、下位段丘堆積層および沖積地堆積層と漸移する。砂・礫・粘土等からなる。

3) 洪瀨地堆積層

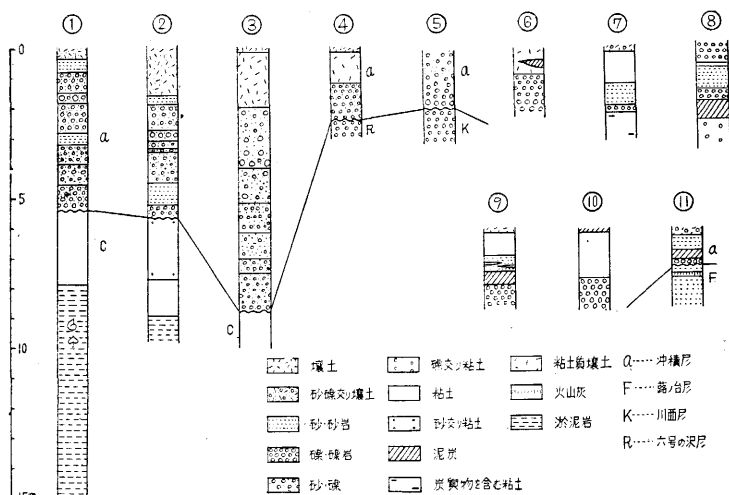
いわゆる沖積層から、下位段丘堆積層および下位扇状地堆積層をのぞいたもので、天塩川本流、支流の氾濫原および低平地に分布する。岩相は、砂・礫および粘土で、泥炭をはきむ。各地の地質柱状図を第11図に示す。このうち①、②、③は美深町と智恵文村の境の恵深橋工事場の試錐の結果である。①は天塩川南岸、③は北岸の畑地で、①・②・③の距離はそれぞれ200mである。ここでは砂礫層は5m~9mあつて、その下は2m~3mの青灰色粘土層となつている。さらに、その下位には軟質粘土状泥岩があり、これから *Betula Erumani* CHAMISSO および淡水産二枚貝 *Lanceolaria* sp. を産する。粘土層以下は、恐らく智北層上部に属するものと考えられる。

IV.2.4 火山岩類

この図幅内に広く分布する、いろいろな安山岩質の熔岩および集塊岩は、時代的にみて、上部中新世稚内階のウルベシ層と同時異相の関係にある、西部の二股橋集塊岩（角閃石安山岩）および東方のニウブ熔岩（紫蘇輝石安山岩）と、鮮新世滝川階の川西層に整合するペンケ熔岩（複輝石安山岩）・九度山熔岩（複輝石安山岩）との2つに大別される。

IV.2.4.1 二股橋集塊岩

1952年、橋本亘の命名によるもので、美深町西方のウルベシ横谷西端二股橋附近を模式



第 11 図 冲積層露頭地質柱状図

- ① 美深町市街地南方天塩川恵深橋下 Loc. No. 536 (C-2)
- ② 同上
- ③ 同上
- ④ 美深町ウルベシ本流の沢 Loc. No. 41 (A-3)
- ⑤ 美深町ウルベシ川下流 Loc. No. 247 (B-1)
- ⑥ 美深町ベンケ Loc. No. 5 (C-1)
- ⑦ 智恵文村智西 Loc. No. 176 (C-2)
- ⑧ 智恵文村智南橋下流 Loc. No. 178 (D-4)
- ⑨ 靉加内村北母子里 Loc. No. 212 (A-4)
- ⑩ 名寄町市街地南西 Loc. No. 10 (E-5)
- ⑪ 名寄町ウリ・造林の沢 Loc. No. 103 (C-5)

地としている。分布は西部の天塩山地を広くおおい、一部は中央の低地を越えて美深町東方の台地、および名寄町東南マクンベツ附近におよんでいる。

岩質は、10 cm～30 cm 大の安山岩の角礫を、淡灰色凝灰質物質で膠結した集塊岩を主体として、一部に角礫凝灰岩、砂質凝灰岩および火山礫岩を層状に挟有している。この岩層は、ウルベシ層と漸移して、同時異相的關係を示している。安山岩の角礫は淡褐色、淡灰色あるいは暗灰色で粗鑿多孔質のものから緻密堅硬なものまでである。その種類は、含輝石角閃石安山岩・含紫蘇輝石普通輝石安山岩等もみられる。西部天塩山地を構成する集塊岩は、その厚さ約 200 m に達し、南部に向つてその厚さを増す傾向がある。含普通輝石角閃石安岩の角礫は下部に多く、輝石安山岩の角礫は上部に多い。また、地区別にみると安山岩の角礫は、中央の天塩川低地を境として、西部では普通輝石、東部では紫蘇輝石が優勢である。

含紫蘇輝石角閃石安山岩の角礫は、東部の美深町東方台地および名寄町マクンベツ地

区に多く、輝石安山岩の角礫は、母子地区に多い。さらに、含紫蘇輝石安山岩の角礫は天塩山地東斜面に多い。

二股橋集塊岩中に最も多い、含普通輝石角閃石安山岩角礫は、淡灰色で鏡下ではつぎのようである。

斑晶： 斜長石>角閃石>普通輝石

石基： ハイアロピリティック構造、斜長石、磁鉄鈹、斑晶の量はやや多い。角閃石は、結晶が大きくその周縁はオパサイト化し、また、まったく緑泥石に変つているものもある。斜長石は黒帯構造がいちじるしい。

二股橋集塊岩のひかくてき上部に、局部的に数mの厚さの熔岩流をとまなうことがある。いずれも、普通輝石安山岩で、美深町ウルベシ川本流上流、クトンベツ川合流点附近、および美深町サスキロー沢上流で、集塊岩に挟有されているのが観察された。

二股橋集塊岩は、岡村によつて安山岩質集塊岩とされ、第三紀夾亜炭層を不整合におおい、その上部は礫岩は漸移しているの、第三紀末期の火山活動によるものと考察された。しかし、橋本および筆者の今回の調査では、二股橋集塊岩は上部中新世ウルベシ層と同時異相の関係にあり、下部は白堊系を不整合におおい、上部は上部中新世6号の沢層と整合である。また、第三系の地層ともに褶曲運動をうけていることがわかつた。したがつて、筆者らは、第三紀中新世のものと考えている。

IV.2.4.2 ニウブ熔岩（紫蘇輝石安山岩）

1952年、筆者の命名によるもので、美深町7線の沢の間のニウブ川本流に模式的な発達が見られる。そのほか、図幅の東北隅をしめ、さらに図幅外ベンケ、シマロップ（ともに恩根内図幅内）など天塩川低地から東の地域に、広く分布している。

岩質は、暗灰色から黒色の緻密堅硬な紫蘇輝石安山岩熔岩を主体とするが、その一部には集塊岩をとまなうことがある。熔岩は玄武岩のような外観をもち、その流理方向に平行して、厚さ1cm~10cmの板状節理が発達している。鏡下では、結晶度は低く、ガラスが多い

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

輝石類は、その大部分が緑泥石化し、また斜長石は細粒長柱状と自形をなしている。

石基は、ガラスの多いピロタキシティック構造、またはインターサータル構造で、微細な針状の斜長石を多く含んでいる。磁鉄鈹の微粒も点在している。

ニウブ熔岩は、岡村によつて新期安山岩類の輝石安山岩とされたものである。この地域では、ウルベシ層と同時異相の関係にある二股橋集塊岩の上部に、ニウブ熔岩にいた岩質の角礫が分布すること、および図幅外北方地域のシマロップ・パンケなどでウルベシ層と同じ層準の含亜炭層と、同時異相の関係にあることから、ニウブ熔岩は、二股橋集塊岩と

ほぼ同期か、少しく後期の噴出によるものと考えられる。この熔岩は、さらに複輝石安山岩熔岩、および集塊岩によつておおわれている。なお、奥土別地域の無名山熔岩の一部も、ニウブ熔岩にはほぼ対比されるものと考えられる。

IV.2.4.3 ペンケ熔岩（複輝石安山岩）

1954年、筆者の命名によるもので、美深町ペンケのニウブ川岸の崖からニウブ発電所附近にわたる露出を、模式地としている。この熔岩は、図幅内東部山地を構成して、広く分布しているもので、複輝石安山岩質熔岩および集塊岩からなる。

両者はひんばんに互層し、また、しばしば黄褐色の凝灰岩をはさむことがある。

熔岩は、暗灰色から暗褐色から暗褐色の緻密堅硬なもので、流理方向に平行な2 cm～3 cmの厚さの板状節理の発達が著しい。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

石基：ハイアロピリティック構造で、斜長石、輝石、磁鉄鉱がみられる。やや多斑晶質で、輝石は、普通輝石とわずかに多色性を示す紫蘇輝石がみられ、後者はしばしばその劈開にそつてオパサイト化している。斜長石は、大形の自形結晶で、累帯構造が著しく、包裹物として、輝石の小晶がみられる。石基は、ややガラスが多く、長柱状あるいは針状の斜長石を主とし、そのほか、輝石、磁鉄鉱の微粒が散在している。

集塊岩は、熔岩にはさまっている1 cm～30 cm大の安山岩角礫（黒色緻密～多孔質）が凝灰岩（黄灰色～淡灰色）で膠結された、複輝石安山岩質のものである。ペンケ熔岩および集塊岩は、鮮新統川西層の上部に整合的に重なつており、奥土別図幅の乙瀬山熔岩、糸岳熔岩および集塊岩などの複輝石安山類と、ほぼ同時期のものと考えられる。

IV.2.4.4 九度山熔岩（複輝石安山岩）

1954年、筆者の命名による。智東から九度山（678.6 m）に至る登山道路沿いに、模式的に発達が見られるほか、東部の300 m以上の山稜部を構成し、いわゆる台地熔岩の地形をつくつている*。

岩質は、ペンケ熔岩と似た複輝石安山岩の熔岩からなる。しかし、いく分塩基性で、しばしば橄欖石を含む事がある。この熔岩には、流理方向に平行して、厚さ10 cm前後の板状節理の発達がいちじるしい。

鏡下では、斑晶：斜長石>輝石、石基：ピロタキシティック構造で、ガラス、斜長石、輝石、磁鉄鉱などがみられるほか、まれに橄欖石がみられる。

九度山熔岩は、ニウブ熔岩、ペンケ熔岩をおおっているが、岩質的にみてペンケ熔岩に類似しているため、これとほぼ同時代の後期に噴出したものと考察される。したがつて、

* 地形的には、この熔岩流が崖あるいは滝を形成する。

奥土別図幅の於鬼頭岳熔岩などに対比され、第三紀末期の火山活動によるものである。

V 地質構造 (第12図参照)

この地域は、天塩川凹地帯の1つで、北海道の地体構造の解明にきわめて重要な位置をしめている。すなわち、北海道の脊梁部の口高・北見山脈と、その西側の夕張・天塩山脈の間に、一連に低地帯(北から頓別・名寄・上川および富良野の諸盆地)が南北につらなっていることは、古くから地形および地質学者から注目されていた。これらのうち、名寄盆地については、本格的な調査がおこなわれていない。しかし、1952年、橋本^{*}によつて、この地区で、油田構造にみられるような壮大な背斜の存在が指摘され、地形との密接な関係を強調されたことは、この地区の地質構造の解明に光明を与えたものである。

V.1 褶曲： 褶曲軸が現地形を支配していて、背斜部は地形的に高地を、また向斜部は低地を形成し、その方向も北北西から南南東の軸をもっている。

美深背斜： 図幅西部を占める天塩山地は、ウルベシ北方から南南東にのびた山稜を作っている。この脊梁部には、背斜軸が通っている。これが美深背斜である。しかし、名寄西方のほぼ北にのびる山稜は、断層によるもので、美深背斜はこれによつてななめにきられ、図幅南部にふたたびあらわれている。

背斜軸部には、白堊紀層および第三系ウルベシ層が露出している。翼部を構成する二股橋塊隕岩との岩質のちがいによる侵蝕度の相異から、背斜軸部が地形的に凹地を形成している。とくに、智恵文西方天塩山地東斜面に、ほぼ南北に並んだケルンバット状の小孤峰群は、上述の結果をよく映じている。

美深背斜は、図幅内のもつともいちじるしい構造で、油田構造にも匹敵する規模をもっている。

深名背斜： 美深背斜の西側には、副背斜的な深名背斜が存在する。これは母子里ウルベシ越の沢上流から、モシリウンナイ川をへて、深名線名両トンネルに及ぶものである。さらに、その北部の延長は石狩・天塩国境の山稜部にもびている。その中核には、ウル

* 地形学者によつて、名寄盆地の西側に著しい断層崖がみられ、両端でしだいに撓曲崖となつて終つている、とのべられているだけである。また、地質学者によつては、天塩川凹地帯は地溝というより、むしろ地質構造の向斜部がそのまま地形的に凹地となつているだけであるとのべられている。しかし、いずれも具体的な資料にもとづいておらず、単なる臆測である。

ベシ層の夾炭部層の一部が露出し、その傾斜は両翼とも $16^{\circ}\sim 18^{\circ}$ の緩傾斜で、対称的である。美深背斜との間には、断層を伴う向斜が存在する。

智恵文背斜： 美深背斜の東方丘陵地にみられる小背斜である。智恵文村智北から智南をへて、名寄町西方に達する北北西—南南東の軸をもち、ほぼ美深背斜に並定する。その両翼とも 10° 内外の緩傾斜である。南部は洪積層におおわれて不明瞭になっている。川西層から路の台層までの若い新生代層が、この褶曲運動の影響をうけている。

ペンケ背斜： 美深町東方台地から北西オテレコッペにのびる背斜である。天塩川流域の沖積低地下を横切つて、その二股橋集塊岩、および川西層に、その構造が追跡される。両翼はの $20^{\circ}\sim 50^{\circ}$ の傾斜をもち、南東部の延長は安山岩・集塊岩のため不明確になっているが、地形的にはペンケから智恵文駅東方台地をへて、名寄町クーカルウシナイまでおよぶようである。

天塩川向斜： 美深町川西から智恵文村智西をへて名寄町有利里地区にのびている。この向斜は、いちおう、複向斜的性格をもっている。この向斜軸の延長上には、川西層の分布がみとめられるが、さらに、このうえをおつた下部洪積世の路の台層にも、その構造が反映しているようである。

この東方には、智恵文背斜の東側に、ほぼ平行な向斜が考えられる。すなわち、美深町市街地から智恵文村中央部落をへて、名寄町内淵に及ぶ向斜である。沖積層及び洪積層におおわれていて、これを十分たしかめることができない。

仁宇布向斜： 図幅内東部の美深町ニウブから智恵文村北山をへて、同村智東天塩川峡谷に及ぶ向斜である。地形的にあきらかに凹地として示されている。安山岩の流理構造・板状節理などでも、その向斜の存在が裏付けられる。

ウルベシ向斜： 美深背斜の西側にみとめられる向斜で、ウルベシ盆地の形成にあずかっている。その南方の延長は、ウルベシ川本流から、モシリウシナイ川上流をへて図幅南方に及ぶもので、断層によつていちじるしく構造が乱されている。

母子里向斜： 図幅南西隅の母子里盆地にみられる盆状構造である。ウルベシ向斜とともに、ひじょうに緩かな曲降状構造をなしている。その軸方向も、ウルベシ向斜と、ほぼ同じで、北北西—南南東にのびている。

このほか、東部の安山岩地域にみられる水系の異状、たとえば、ニウブ川支流7線の沢の流路にも1つの向斜構造が考えられる。

V.2 断層： 最も著しいものは、名寄西方の天塩山地東斜面に、ほぼ南北に走り、現地形にも再現されている。この南北系の断層には図幅外で、ウルベシ～母子里盆地の西端

をかぎるものが見られ、この断層の西の背斜中核には蛇紋岩が露出する。この南北系の他に、北東—西南系、及び北北西—南南東系の断層がある。

a) 南北系の断層

名寄断層：天塩山地東端を限る断層で、美深町川西線入口においては、川西層が 80° 内外に急斜し、この断層の東側では地層はほぼ水平ないし $10\sim 20^\circ$ の緩傾斜となつている。

さらに、南のパンケトヨマナイ川中流では、川西層は 85° に急斜し、又その南の諸沢においても同様川西層が直立し、或は逆転している。

名寄町西方初茶志内地区においても同様、地層の擾乱が認められる。断層面そのものは洪積層におおわれて、認めることが出来ないが、単なる撓曲にしては余りにも地層の擾乱がいちじるしく、かつ北北西—南南東の褶曲構造が切断されている事実よりみて、この断層の存在が推定される。さらに地形的にも南北に直線状にのびる山麓線と、その背後の急斜面の組合せがこの存在を裏付けている。

b) 北北西—南南東系の断層：第三系の走向にほぼ平行をするものでつぎの諸断層がこれに属する。

クトンベツ断層：美深層ウルベシクトンベツ川合流点より南は母子里東方に及ぶもので、地層はこの断層を境としその両側がいちじるしく南にずれている。さらにクトンベツ川出口には、この断層に起因する湧泉がある他、図幅南部深名線沿線では集塊岩中に硅化した角礫をもつた破砕帯がある。

ソウウシベツ断層：美深町ソウウシベツ 62 点の沢およびその南の無名沢において第 4 図 a にみるように、二股橋集塊岩および 6 号の沢層がいちじるしい擾乱をうけている。その断層面はほとんど直立し、約 30 cm の断層粘土を有している。

これらの断層のほか、美深町 6 号の沢、同川西六沢に同じ傾向の小断層がみとめられる。

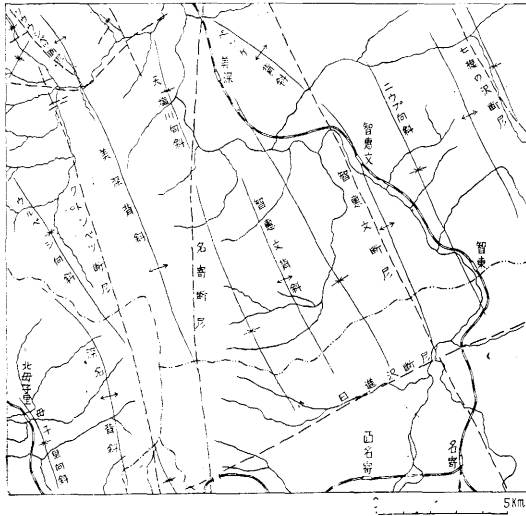
東部の安山岩・集塊岩地域の山稜および水系が、北北西—南南東の方向にならんでいるものも、褶曲構造と共に断層の存在を反映しているように思われる。その 1 つとして美深町東方の 288.2 三角点の西から智恵文駅をへて、名寄町クーカルウシュナイにおよぶ智恵文断層がある。この断層は、パンケ背斜を転移しており、一地的にも明らかに追跡出来るほか、断層を境として、その東側に集塊岩・安山岩の分布がいちじるしくなっている。しかし、新期の地層がこの上をおおっているために、その断層面をみることはできない。

さらに、美深 7 線の沢にも安山岩・集塊岩をきる同傾向の 7 線の沢断層があり、ニウプ発電所取入口附近のニウプ川右岸に集塊岩・安山岩の擾乱部がみとめられ、この断層をはさんで東側には紫蘇輝石安山岩、西側には複輝石安山岩の発達がみられる。これは向斜構

造の西翼を切断している。

c) 北東—西南系の断層： 美深町ウルベシ川横谷，およびソーウシベシ地区にはこの傾向の小断層が2,3認められる。ウルベシ横谷は，このような傾向の断層の集合部に形成されたものと考えられるが，若い地層をかぶっているので確認されなかつた。ただ，これを境にして南北に地層が喰違う点，褶曲構造が一致しない点等より，その断層の存在が推定される。さらに名寄町ウリリ川，初茶志内川上流より日進の沢にのびる谷は断層谷の可能性がつよい。これは，日進の沢下沢および初茶志内川上流にそれぞれ断層が認められること，および美深背斜の南端がこの線でできられ，急に南方へ高度を減ずる事実等より支持されるもので，これを日進沢断層と仮称する。

上述の褶曲・断層を第12図に図示する。



第12図 地質構造略図

本地区を通覧すると，北北西—南南東方向の褶曲軸を有する5つの背斜と，6つの向斜が認められるが，その褶曲構造の形成時は，川西層堆積後，智北層堆積以前である。しかし，既に6号の沢層堆積後，川西層堆積以前に，現在の天塩山地，とくにその南部を隆起したような，先駆的傾動運動があつたことと，思われる。さらに，智北層・露の台層等の下部洪積世の堆積層も，弱い褶曲運動をうけているが，これは，恐らく，この地域の構造を支配した運動の余波として，作られたものであろう。断層も，ほぼ褶曲と同時代或はそれに伴つたものであるが，天塩山地東麓の南北系の断層は，既に川西層堆積以前に，そ

の先駆的活動があつたものと考察される。すなわち、6号沢層堆積後恐らく白堊系基盤構造^{*}に関係すると思われる南北系の断層運動で、地溝が形成され、その後、川西層の堆積が行われたもので美深町東部、および名寄町西部においては川西層は、6号の沢層を欠いて二股橋集塊岩を直接不整合におおうような地形にあつたものと考察される。そして川西層堆積後の褶曲運動に伴われて、再びこれ等断層が復活している。この場合、断層は向斜軸ふきんにしばしばみられるが、これは本地域の褶曲運動が曲隆、曲降のような上下運動によつて特徴づけられ、その撓曲部の地層の *tension part* に、正断層として形成されたものに他ならない。又南北系および、北北西—南南東系の断層は、一般に褶曲軸を胴切にする北東—南西系の断層によつて切断されるものが多い。一方、南北傾向の断層は、さらに深い白堊系の基盤構造の影響をうけていることはみのがすこととの出来ない事実で、恐らくこの白堊系並びに日高系等の古期基盤岩中に存在した構造が、天塩川凹地帯の形成をうながしているものである^{**}。

VI 地史および対比 (対比表, 化石表参照)

地質および地質構造の項で、大要をのべたので、ここでは総括的考察を試みることにする。

1 先ウルベシ層時代

この図幅の上部中新世ウルベシ層以前の地層は、美深背斜の中核に、小規模に露出している上部白堊紀の智恵文層である。その賦存状態からドーム構造の存在が推定されるが、露出が不十分な上に、褶曲断層運動で擾乱しているため、これを確認することはできない。名寄図幅の南西部にある朱鞠内地域および北部の屯別地区、南東部の奥土別地域などでは、局部的ながら増幌層準から幌加内層準におよぶ地層が発達しているが、この図幅内では、これらの地層をかいていく。

2 ウルベシ層～6号の沢層時代

上部白堊系智恵文層を、直接不整合におおうものは、上部中新稚内階の海浸による陸成相のウルベシ層である。ウルベシ層堆積時には、二股橋集塊岩で示される激しい火山活動

* 頓別地区に於て白堊系基盤構造に著しく南北系の断層が認められる。

** これとほぼ同様な事が、樺太島において徳田貞一博士によつて論じられて居り、このような点からみて樺太の中央低地帯は北海道の天塩川凹地帯と連絡を有するものと考察される。

がともなわれた。

この火山活動は、主として角閃石安山岩で特徴づけられる。また東部に分布する紫蘇輝石安山岩の活動も、これにひきつづいて行われた。これらの激しい火山活動ののち、6号の沢層で示される900 mにもおよぶ厚層のモラッセ型の堆積層が、この地域に形成された。

6号の沢層堆積時には、古天塩川沈降ともいわれるような内陸地向斜が形成され、東南部の北見山地から多量の物質供給が行われた。

また、6号の沢層堆積中にも、すでに美深背斜部には南部の曲隆による傾動運動がおこなわれつつあった。また、ウルベシ層、6号の沢層を通じ、しばしば垂炭層が介在している。また含有植物化石は *Betula Brongiarti*^{*} で特徴づけられ、時代的には上部中新世稚内層から声問層の層準に対比されるモラッセ型の陸成層^{**}である。

3 川西層の時代

6号の沢層堆積後、この北海道で広く認められる後追分期の運動が、この地域にも波及している。それは6号の沢層を切る大きな南北性の断層で形成された、川西層堆積以前の地溝の存在である。

川西層は、この占地に堆積したモラッセ型の陸成層で、その厚さ850 mに達する砂岩・礫岩の優勢な堆積物である。この地層は *Fagus japonica* で特徴づけられ、鮮新世滝川階の層準の陸成層に対比される。

川西層上部には、東部に広く分布する複輝石安山岩の熔岩および同集塊岩であらわされる、火山活動が起つている。

このいわゆる後滝川期には、いちじるしい褶曲^{***}運動、断層運動があつた。その褶曲軸は北北西—南南東方向をとり、運動の余波は洪積層にもおよんでいる。天塩山地の東麓にできた南北系の断層は、この時期にふたたび復活し、川西層を切つている。これらの褶曲・断層運動は、天塩山地を地塁状にし、また、その向斜部は盆状に曲降して、天塩川向斜にみられるような複向斜を形成した。

* *Betula Brongiarti* は東北地方の上部中新世の亜炭層に多く見出され、遠藤教授によつて *Betula* 帯と命名されている。仙台附近の根ノ白石植物化石層、青森東部の下北半島に於ける近川層群の猿ヶ森層にその産出が多い。

** 図幅北方の恩根内地区および西方の朱鞠内地区には、本層と同じ層準に半淡半鹹ないし海棲化石の産出がみられる。

*** 石狩炭田地区に於ては、後追分期の褶曲運動が著しい様であるが、新十津川地区の砂川低地帯および天塩川凹地帯北端の頓別地区、釧路阿寒地区等に於ては後滝川期の褶曲・断層運動も極めて著しいものである。

4 智北層～蕨の台層時代

川西層褶曲後、向斜部の凹地をうめて、智北層の堆積がおこなわれた。これも砂礫にとむ陸成層で、亜炭層を挟有する。この地層の中からは、*Acer japonicum* THUNBERG^{*}を産し、下部洪積世時代の堆積物であることを物語っている。

智北層の堆積にひきつづいて、蕨の台層の堆積が行われた。これには *Menyanthes trifoliata* LINNE^{**}の種子化石をふくむ泥炭層が挟有される。これら智北層～蕨の台層には、その基盤第三系の褶曲構造の余波と思われる、ゆるやかな起伏褶曲が認められる。

5 初茶志内層時代

蕨の台層堆積後、この地域は侵蝕時期にあつた。その後、凹地をうめる厚い砂礫層の堆積がおこなわれた。これが台地礫層、あるいは山砂利層に対比される初茶志内層である。現在約60mの厚さがあるが、堆積当時は恐らく200mの厚さがあつたものと考えられる。天塩川凹地内の初茶志内層は、いちじるしい偽層を示し、南東部の北見山地からの物質の供給が、急速であつたことを物語っている。このことは、大雨期の存在とか、北見山地の曲隆、天塩川凹地の曲降などの地盤運動が大いに影響しているものと考えられる^{***}。また、美深背斜西方のウルベシ、母子里盆地区では、天塩山地の存在によつて、その岩相をことにし、粘土、泥炭層をはさむ比較的静かな湖盆の堆積物からなつている。

6 段丘地形およびその堆積層形成時代

初茶志内層の堆積で、凹地が埋積しつくされた。その後の陸地上昇で台地礫層は、侵蝕開析されるようになった。現在の盆地底から200mの高度にある300m段丘には、明らかな地形面や砂・礫および粘土からなる堆積物が残されている。この下位にさらに4段の段丘面が見られる。その上にも同様な堆積物がみとめられる。これらの面は、天塩川の流路

* 本層準より産出する *Acer japonicum* はその葉片 (lobe) が11であり、これは極めて進化した若い型のもので、遠藤教授によると、次の如くその葉片の数と時代の関係が示されている。

葉片 5以下……古第三紀

葉片 6～7 ……中新世

葉片 8～9 ……鮮新世

葉片 11以上……洪積世～現世

** 北海道に於ては、帯広地方の池田層、苫前地方の海岸段丘堆積物の中から、その産出が報告されている。東北地方では、青森県東部の三本木層、野辺地層、および仙台附近の青葉山礫層と、直接関係が不明であるが、これより高位にある亜炭層中にも本化石が産出する。

*** 中尾氏⁹⁾による旭川近文台地についての考察にも十分このことがうかがえる。

およびその支流の侵蝕作用で形成されたものである。その面上を厚くおおつている粘土層は、旧洪瀕地形成末期当時の氾濫原堆積物である。これら段丘面は、オホーツク海岸および稚内附近の海岸段丘と関係をもつものと考えられる。

なお、この図幅内の天塩川の流路は、はじめ初茶志内層の上を流れた表生流路が、そのまま礫層下位の安山岩の向斜部に固定され、その後の週期的隆起の時期にも、ひきつづき先行性流路として、流路を維持したものである。この流路固定によつて、名寄一美深間で現在みられる丘陵地が保存された。

ウルベシ、母子里盆地の横谷の形成および盆地内地形開析も、初茶志内層堆積後の侵蝕期におこなわれたものである。

7 沖積世

台地丘陵地の地形開析が、ほぼ現状に近くまでおこなわれてから、屢々沈水の時期があり、天塩川流域およびその支流の谷は、砂・礫・粘土および泥炭で埋積されている。

現在はわずかに隆起して、天塩川をはじめ各交流々域には、比高数 m におよぶ低位河岸段丘、および低位扇状地面が形成されている。

以上のべてきたように、名寄附近でも頓別地区と同様に、天塩川凹地帯は、第三紀中新世以来絶えずその消長をくり返している。そして、その根源となつているものは恐らく先第三紀基盤岩の構造と考えられる。また、これによつてこの地域の新生代層にみられるモラッセ型の厚い陸成層の堆積、さらに天塩川凹地帯の現在の地形が作られた。

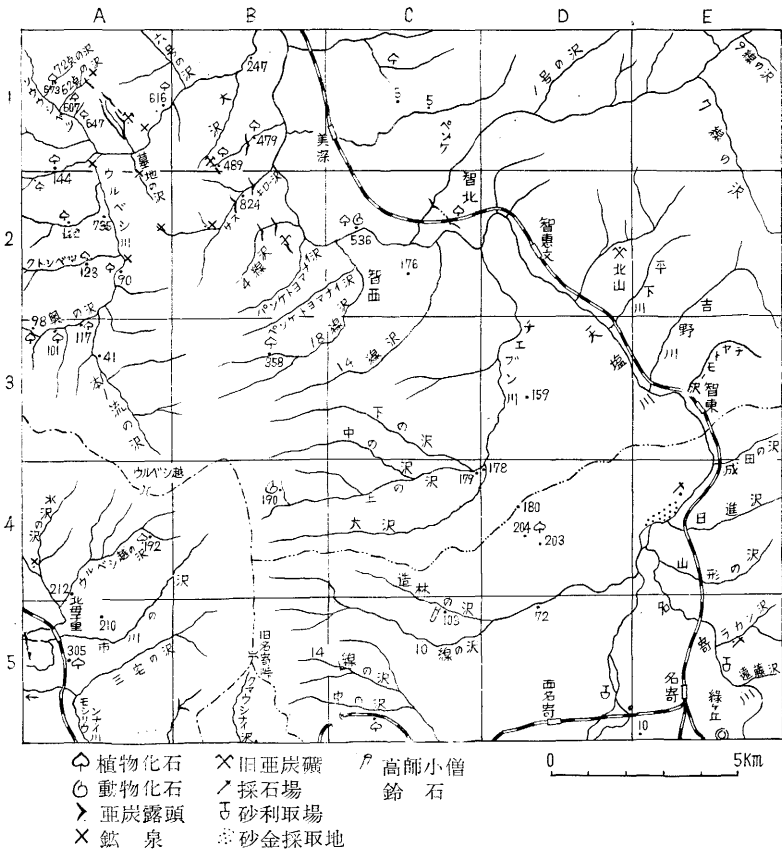
VII 応用地質

図幅内の有用地下資源は、亜炭のほかには、大きなものはないが、いちおうそれらの賦存状態をのべる。

a) 亜炭： 中川亜炭田として知られており、図幅内でも 2, 3 の炭鉱によつて稼行されたことがあつた。しかし、現在はすべて廃山となつているので、坑内の状態などの精細な資料は得られない。

図幅内にみられる亜炭層の露頭および旧坑口の位置を、第 13 図に示した。亜炭層を挟在する層準はウルベシ層・6 号の沢層・川西層および智北層の各層にわれつている。

1 ウルベシ層中の亜炭： 美深町ウルベシ菅の沢に露出する褐炭状を呈する亜炭は、外観は天北炭に酷似し、30 年前無煙炭と称し採掘されたことがあつた。その炭柱図を示すと第 4 図 b のようである。背斜軸部の礫岩層中に挟有され、70 cm 前後のものが 2, 3 層あ



第13図 化石産地その他位置図

るが、挟みが多く、いちじるしく擾乱を受けている。さらに、その前後に集塊岩を挟んでいる。

ウルベシ層中には、このほか、幌加内村母子里東方モシリウナナイ川上流に、40 cm 内外の厚さの亜炭層が集塊岩層に挟まれて、背斜部に露出している。

2 6号の沢層の亜炭： 美深町川西ワッコウエンナイ沢上流で、かつて美深炭砒によつて稼行され、コーライトを製造していた。亜炭の発熱量は4,300~4,800カロリーである。

3 川西層中の亜炭： ウルベシ層および6号の沢層中の亜炭は、上部中新世の層準のものであるが、川西層のものは、鮮新世層準に属するものである。川西の亜炭は、美深町川西4線の沢で稼行されたことがある。その炭柱図の一部は第5図bに示した。炭層は礫岩

中に挟在し、80°前後に急傾斜している。大正末期、昭和17年および今次大戦後などに、しばしば開発がこころみられたが、いずれもその稼行は短期間に終つている。なお、名寄町初茶志内14線の沢川床に、亜炭の小露頭がみられるが、川西層に層するものと考えれる。

4 智北層の亜炭： 智恵文村北山にきわめて局部的であるが、木質亜炭が埋蔵されており、昭和16年より19年まで、神戸市の松井某および新東鉱業所によつて稼行され、コーライトを製したことがある。筆者は、昭和17年新東鉱業所が盛業中に同所を訪れたことがある。当時は佐藤尚右衛門宅横に坑口を3個もうけ、沿層水平坑道約150mを掘進していた。その坑内での炭柱図は、第7図①のようである。亜炭はきわめて新鮮な材質を示し、しかも、流木の集合したような状態の不規則な層をなし、その上下盤は淡黄褐色の凝灰質砂岩からなる。

また、智北層に属する粗悪な亜炭の薄層が、智北台地下の宗谷線沿線に露出している。その柱状図は第7図に示した。

智北層の亜炭は、下部洪積世の層準に属し、質はきわめて粗悪で、泥炭のような部分が多い。

b) 泥炭： 路の台層 (*Menyanthes* 帯) に属する層準の泥炭層の小露出が、図幅中央の丘陵地の礫層下に見出される。そのうち名寄町内淵北西の智恵文街遺蹟のものは、土人によつて、燃料として利用されたことがある。その柱状図は、第8図に示しれとおりである。このほか、名寄町有利里にも小露出がある。

初茶志内層(台地礫層)中の一部にも泥炭が挟有される。美深町ウルベシの露頭の柱状図は、第9図のようである。

沖積層中にも、泥炭および草炭が挟在しているが、これらは、燃料としては利用されていない。

c) 粘土： 盆地周辺の段丘の表面には、厚い粘土層が発達し、いわゆる重粘土地帯を形成している。これらの粘土は、名寄町市街東南緑ヶ丘、智恵文村智西および台地に広く分布している。緑ヶ丘では、大正初年から煉瓦用に採掘されており、現在は名寄土管工業株式会社により土管製造原料として利用されている。(第7図および第10図参照)

d) 砂金： 名寄町内淵天塩川と名寄川との合流点、およびそれより下流1km間の河原には、微細な砂金が砂礫中に漂積されていて、名寄町丹野某らによつて採集されたことがある。これは、図幅東方に露出する日高帯からもたらされたもので、名寄川の流入と、下手の天塩川峡谷が、砂金の漂積に関係あるものと考察される。

e) 土木用石材および砂利： 名寄町東方山地を構成する複輝石安山岩は、きわめて緻

密堅硬で板状節理が 2~10 cm の厚さに発達しているので、土木用砕石などに採掘されている。それらの採石場は、名寄町日進沢・カラン沢およびクーカラウシナイなどである。第 13 図にその位置を示す。

なお、名寄川および天塩川の河原には、安山岩、花崗岩、チャート、砂岩などの玉石および砂利が大量に分布し、土木用にさかんに採取されている。主な採取現場は、名寄川旭橋下・天塩川との合流点下流・天塩川名寄大橋下および 15 線橋下などである。

f) 鉱泉： 西部の集塊岩が広く分布する地域に、しばしば硫化水素臭を放ち、白い沈澱物を生じている冷鉱泉が、川床または川岸の岩盤亀裂から湧出している。それらの位置は附図第 13 図に示す。このうち湧水量の豊富なものは、美深町川西サスキロー沢上流のもの、同町ウルベシのクトンベツ川とウルベシ川との合流附近のもの、および幌加内村母子里水沢の沢中流の沖積地に認められるものである。美深川西サスキロー沢のものは、20 余年前温泉として開発が試みられたことがある。現在もその当時うちこまれた鉄管（内径 10.5 cm）からさかんに湧出し、その量 1 分間 36ℓ に達する。湧出口における温度は、昭和 29 年 8 月 27 日の測定で 13°C であり、一方この附近の谷川の水温は 9°C であった。なお昭和 26 年に美深林務署では、国有林内にあるこの鉱泉を開発し利用する計画を立案し、道路および浴場設備などに力をいれたが、鉱泉の分析結果が思わしくなかつたため、鉱泉開発の計画は中止のままになっている。美深林務所提供の鉱泉分析表は次のようである。

1) 昭和 26 年 9 月 4 日 北海道立工業試験場の分析結果： 無臭、微濁、pH 7.65, 蒸発固形物量 153 ㎎/立, 灼熱減量 34.5 ㎎/立, クロール 14.0 ㎎/立

2) 昭和 26 年 9 月 26 日 北海道立衛生衛生試験場の分析結果： 無色透明, 異味臭なし, 水素イオン濃度 6.2, 20°C における比重 1.000, 1ℓ 中の総固形物 0.1940 g, 重炭酸イオン 0.0976 g, 塩素 0.0142 g, 遊離炭酸 0.0220 g

分析結果から鉱泉に該当しないという判定であつた。しかし現地では、かなり硫化水素臭が強く、また白色および淡緑黒色糊状の沈澱物が附着している。恐らく地下水の混入が多いため分析した結果、上にあげたような数字が表われたものと考察される。なお、本鉱泉は美深背斜の軸附近に位するので、かつて橋本によつて石油に関係のあるものとして注意されたことがある。

g) 図幅内には、褐鉄鉱団塊の一種で、昭和 14 年天然記念物として指定保護されているものに高師小僧および鈴石がある。

1) 名寄高師小僧： 名寄町字有利里模範林の沖積層の粘土層中から産する管状褐鉄鉱である。生成過程は、湿地にあつた草木の根に水酸化鉄がまつわりつき、固まつたもの

で、その大きなものは、径 70 cm におよぶものがある。

2) 名寄鈴石：名寄町緑ヶ丘の河成段丘を形成する洪積層中に産する。径 3~7 cm 位の球形または楕円形の褐鉄鉱団塊である。多くは中空で、中に含鉄粘土の球粒・砂粒をもち、これを振ると妙音を発するので、鈴石の名がある。これは、恐らく浅い水底に生成された粘土球に水酸化鉄がまつつたものであろう。

文 献

- 1) 神保小虎： 1892, 北海道地勢総論, 地学 4, PP. 209~215.
- 2) 福地信世： 1906, 北海道の地体構造に関する一考察, 地学, XVIII, PP. 843~848.
- 3) 岡村要蔵： 1912, 北海道北部中央地区地質調査報文, 鉱調, 11, PP. 1~63.
- 4) 岡村要蔵： 1912, 天塩川流域, 地学, XXIV, PP. 329~334, 482~489.
- 5) 岡村要蔵： 1913, 北海道北東部調査報文, 鉱調, 15, PP. 1~62.
- 6) 徳田貞一： 1920~22, 樺太に於ける南北性と西北性, 地質, 27, PP. 417~423, PP. 456~462, 28, PP. 334~342, 29, PP. 155~163.
- 7) 鈴木達夫： 1922, 天塩国中川郡恩根内産炭地調査報文, 鉱調, 34, PP. 1~16.
- 8) 鈴木達夫： 1922, 石狩国雨龍郡朱鞠内産油地調査報文, 鉱調, 34, PP. 17~30.
- 9) 中尾清蔵： 1928, 旭川市附近近文台に就て, 地学, 40.
- 10) 大平 安： 1929, 天塩国上士別地方の地質及び岩石, 地質, 36.
- 11) 渡瀬正三郎： 1929, 北海道の地体構造に関する一考説, 岩礦, 2, PP. 232~236, PP. 269~277.
- 12) 渡辺 光： 1931, 北海道地形誌概報, 地評, 7, 11.
- 13) 香川幹一： 1933, 日本の地形, 古今書院.
- 14) 下村彦一その他： 1934, 地形区, 岩波講座, 33.
- 15) S. Endo: (1934), Some Japanese Cenozoic plants, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. XI Nos. 3~4, PP. 239~253.
- 16) H. Okutsu: (1936), On the Nenoshiroishi Plant Beds and Its Flora, Jub. Pub. Comm. Prof. H. Yabe, 70 th. Birthday, Vol. II, PP. 613~634.
- 17) 田上政敏： 1940, 天北合炭層は新第三紀ならん, 地質, 47, PP. 188~208.
- 18) 辻村太郎： 1942, 断層地形論考, PP. 310~311, 東京古今書院.
- 19) 鈴木 醇： 1944, 北海道の地質概観, 地質, 51, No. 604.
- 20) 岩井淳一： 1949, 仙台附近の新生代層, 地球科学, 1, PP. 23~27.
- 21) 炭田探査審議会編： 1950, 北海道炭田図 (縮尺 100 万分の 1), 北海道炭礦技術会地質部会発行.
- 22) 岩井淳一： 1951, 青森県東部の更新統, 東北大, 地古邦文報告, 40.
- 23) 佐々保雄・根本忠寛・橋本亘： 1952, 北海道地質図 (縮尺 60 万分の 1) 同説明書, PP. 1~30, 北海道科学技術連盟

- 24) 遠藤誠道： 1952, 埋木, 地学, 61, PP. 28~32.
- 25) 渡辺 光： 1952, 日本の地形区, 地学, 61, PP. 1~7.
- 26) 酒匂純俊： 1952, 5万分の1地質図「奥士別」同説明書, PP. 1~42, 北海道開発庁.
- 27) 橋本 亘： 1952, 天塩国中川郡美深町西方の地質予察, 石油技協, 17, PP. 198~202.
- 28) 地質調査所編： 1953, 北海道苫前・雨龍・留萌・樺戸炭田地質図(縮尺20万分の1, 仮製編集版).
- 29) 鈴木 醇： 1953, 5万分の1地質図幅「深川」同説明書, 北海道開発庁.
- 30) 舟橋三男： 1953, 5万分の1地質図幅「上江丹別」同説明書, 北海道開発庁.
- 31) 今西 茂： 1953, 北海道樺戸郡新十津川地区の地質, 東北大地古邦文報告, 43.
- 32) 今西 茂： 1953, 宇津内層群について, 北海道地質要報, 22, PP. 39~48.
- 33) 橋本誠二： 1953, 5万分の1地質図幅「札内岳」同説明書, PP. 1~57, 北海道地下資源調査所.
- 34) 橋本 亘： 1953, 5万分の1地質図幅「山部」同説明書, PP. 1~82, 北海道開発庁.
- 35) 土田定次郎： 1953, 北海道の第三系と有孔虫, 帝石昭和27年度地質調査第14号(MS)
- 36) 今西茂・遠藤誠道： 1954, 北海道に於ける *Menyanthes* 化石(講演要旨), 地質, 60, P. 307.
- 37) 対島坤六・松野久也・山口昇一： 1954, 5万分の1地質図幅「苫前」同説明書, 地質調査所.
- 38) 小山内 照： 1954, 5万分の1地質図幅「稚内」同説明書, 北海道地下資源調査所.
- 39) 半沢正四郎： 1954, 東北地方(日本地方地質誌), 東京朝倉書店.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
Scale 1 : 50,000

NAYORO
(Asahikawa-32)

By

Shigeru Imanishi
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The area described in this sheet is situated in the central part of north Hokkaido, and occupies the main part of the Nayoro basin, an important member of the Teshiogawa Depression. Topographically the area is divisible into the following three sections with NNW—SSE trend; they are, from east to west, Kitami mountainland, Nayoro basin and Teshio mountainland. The Teshio river flows down northward through the Nayoro basin with a freely meandering course, although it cuts a gorge into the Chiebun hill composed of andesite and agglomerate about 7 km north of Nayoro town where is the most populated place in this sheet.

The writer has been engaged in the geological field survey of this sheet and its adjacent areas since 1952, and established the following stratigraphic succession for the Cenozoic deposits well developed there.

1. Foundation of the Tertiary :

The Chiebun formation is the basement complex in this area and crops out only in the eastern flank of the Teshio mountainland as narrow inliers with meridional trend, forming cores of the Bifuka anticline of the overlying Neogene deposits. It mainly consists of greenish grey fine grained sandstone and dark bluish grey sandy mudstone intercalating

marl nodules with characteristic Upper Cretaceous fossils, such as, *Damesites damesi* (JIMBO), *Eupachydiscus haradai* (JIMBO), *Hamites* (*Polyptychoceras*) Sp. *Inoceramus yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, and *I.* spp. From these fossils the Chiegun formation may undoubtedly be correlated with a part of the Urakawa group or the Upper Ezo group in Hokkaido.

2. Cenozoic formations :

A total thickness of the Cenozoic deposits ranging from Upper Miocene to Recent attains 2500 m in this area. And further these formations have yielded numerous characteristic plant fossils, by which this area becomes a good region for the establishment of a standard floral sequence to the younger Cenozoic deposits of terrestrial origin in Hokkaido.

a. Neogene deposits : The Neogene deposits developed in this area are divisible into three formations, namely the Urubeshi, Rokugonosawa and Kawakami formations in ascending order.

1) Urubeshi formation. This formation interfingers with the Futamatabashi agglomerate which unconformably overlies the above mentioned Chiegun formation of Upper Cretaceous age. It mainly consists of dark grey coarse to conglomeratic tuffaceous sandstone and siltstone with frequently interbedded andesitic agglomerate and conglomerate. This formation occurs as cores of the Bifuka anticline and occupies the mountainous region in the western part of this sheet. In the lower part of this formation sometimes brown coal seams are found. *Betula Brongiarti* ETTINGSHAUSEN, *Betula* sp. and other silicified woods are common in this formation.

2) Rokugonosawa formation. Conformably overlying the Futamatabashi agglomerate which interfingers with the Urubeshi formation, the Rokugonosawa formation is widely distributed in the north western corner of the sheet on both wings of the Bifuka anticline. It consists of bluish grey soft siltstone and sandstone and their alternation with interbedded thin bands of conglomerate and some workable lignite seams. Generally speaking, mudstone is predominant in the upper part, an alternation of sandstone and mudstone in the middle part and con-

glomerate in the lower part of the formation.

Plant fossils detected from the Rokugōnosawa formation are as follows ;

Acer giganteum GOEPPERT, *Betula Brongiarti* ETTINGSHAUSEN, *B. cfr. Brongiarti* ETT., *B. sp.*, *Corylus sp.*, *Cyperites sp.*, *Diospyros cfr. brachysepala* BRAUN, *Purunus sp.* and *Salix sp.* Of these fossils *Betula Brongiarti* ETT. is the most characteristic one, and it is common in the Upper Miocene Nenoshiroishi plant bed near Sendai, Miyagi Prefecture.

3) Kawakami formation. The Kawakami formation, about 850 m thick, occupies the uppermost portion of the Tertiary deposits in this area. It is most extensively distributed around Bifuka town, although some detached patches of this formation are found along the eastern foot of the Teshio mountainland.

Resting on various horizons of the above mentioned deposits with an unconformity, it is mainly composed of sandstone and conglomerate which are sometimes crossbedded with subordinate amount of siltstone and mudstone. And further it is characterized by containing some workable lignite seams and plant fossils. *Fagus cfr. japonica* Maxim. is common from this formation. On basis of the paleontological data and the stratigraphical relation, the Kawakami formation of terrestrial origin may easily be correlated with the Takikawa formation in Ishikari Province and the Yūchi formation in Tonbetsu district, both of which are of typical marine Pliocene deposits in Hokkaido.

b. Quaternary deposits: Quaternary deposits of this area are classified into the following formations in ascending order.

1) Chihoku formation. The Chihoku formation, about 200 m thick, is developed sporadically along the eastern margin of the Nayoro basin. Another distribution is met with near Kitamoshiri in the south western corner of this sheet as a broad basin structure. It rests nearly horizontally on the faulted and folded Tertiary deposits with a remarkable unconformity and consists of light grey turfaceous siltstone and sandstone with interbedded conglomerate and lignite seams of inferior quality. A very thick conglomerate occurs at its basal part. *Acer japonicum* THUNBERG, *Betula Erumani* CHAMISSO, *Berchamia cfr. racemosa* S. & Z.,

Fraxinus? sp., *Ficus?* sp., *Juglans* sp., *Salix* sp., *Styrax* cfr. *obassia* S. & Z. and *Lanceolaria* cfr. *pisciformis* (YOKOYAMA) are collected from this formation. Among the above listed fossils *Acer japonicum* THUNBERG is the most characteristic one which is common from the lower Pleistocene Shiobará plant bed in Tochigi Prefecture.

2) Fukinodai formation. This formation crops out only as several patches in the central part of the Nayoro basin, therefore its exact relation between the Chihoku formation can not be observed. It is composed of clay, sand gravel and tuff. Peat seams containing *Menyanthes* seeds are sometimes intercalated. From the fossil evidence with its lithological and structural consideration, the Fukinodai formation is regarded as a deposit succeeded from the Chihoku formation without any hiatus.

3) Hatsuchashinai formation. Unconformably resting on the eroded surface of the forementioned various deposits, the Hatsuchashinai formation is distributed on the hilly lands of the Nayoro, Urubeshi and Moshiri basins. It is composed mainly of crossbedded sand and gravel with intercalated lenses and thin bands of silt and clay. The thickness is roughly estimated to be more than 60 meters. From the lithological and topographical features, this formation may be correlated with the plateau gravel or yamajari found at places in the Japanese Pleistocene deposits.

4) Terrace and fan deposits. Many terraces and fans in different altitude develop widely in this area, especially on the deposition surface of the preceding Hatsuchashinai formation. They are composed of sand and gravel, and usually covered with thick clay beds on their surface. According to their altitude these terrace and fan deposits are classified as follows; high, middle and low level ones. Of them, the last one is considered to be Holocene in age.

5) Flood plain deposits. There are wide flood plains along the Teshio and its tributaries. They comprise gravel and sand of several meters thick with peat seams locally.

Volcanic rocks :

Volcanic rocks widely distributed in this area are mostly flows of andesite and its agglomerate. They are Futamatabashi agglomerate,

Niupu lava, Peñke lava and Kudosan lava ascendingly, and the former two are intercalated in the Miocene Urubeshi formaton, while the latter two are of two pyroxene andesite extruded during the Upper Pliocene time in the eastern mountainous region.

Geologic structure ;

Several foldings with NNW—SSE trend are recognized in the quadangle. The Bifuka anticline is most remarkable and controls the topographical features of the Teshio mountainland. On the contrary the Nayoro basin, mostly composed of flood plains and hilly lands seems to coincide with the broad synclinal part of the bed rocks. There are also several faults observed in this area. The Kutonbetsu, Nayoro and Chiebun faults with NNW—SSE to N—S trends are important, because they seem to be related with the genesis of the Teshiogawa Depression together with the above mentioned foldings and flexures.

The grand structures of this area were formed during post Kawanishi (Pliocene) and pre Chihoku (early Pleistocene) time, although some tilting, folding and faulting already took place during the Upper Miocene, and further their influence have yet continued as gentle warping movements during Pleistocene age.

Economic geology :

Mineral resources found in this sheet are not remarkable, except the lignite seams involved at several horizons in the younger Cenozoic formations. Some of those lignite seams have once worked near Bifuka-machi, but now are abandoned. Mineral springs H₂S order are also found at places in the western mountainland composed mainly of andesitic agglomerate, and some of them have once been prospected.

The lavas of two pyroxene andesite in the eastern mountainlands are locally quarried at several localities for engineering civil purpose.

Clay in the pleistocene deposits is used for brick making near Nayoro-machi.

昭和31年8月25日印刷

昭和31年8月30日発行

著作権所有 北海道地下資源調査所

印刷者 三田徳光
札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社
札幌市北三條西一丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT

OF THE

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

NAYORO

(ASAHIKAWA—32)

BY

SHIGERU IMANISHI

SAPPORO, HOKKAIDO

1956