

札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程

松下 勝秀*・藤田 郁男**・小山内 照*

(1972. 4. 10 受理)

まえがき

日本海岸の石狩から、太平洋の苫小牧へ南北にひろがる低地帯は、札幌・苫小牧低地帯あるいは石狩低地帯と呼ばれ、古くから北海道地質構造区分の境界として知られていた。この低地帯で分けられる西側の西南北海道は、第三紀に始まるグリーンタフ変動の場として、はげしい火山活動がくりかえされ、グリーンタフ地域独特の地層を堆積し、数多くの金属鉱床を胚胎する地域である。一方、東側および北側の中央北海道は、日高累層群をはじめ、隈根尻層群、えぞ層群など第三紀以前の地向斜堆積物、古第三系など碎屑岩を主体とする地層の堆積域である。このような北海道地質構成区分の境界としての札幌・苫小牧低地帯の意義については、長尾(1940)によって総括され論じられている。

札幌・苫小牧低地帯周辺の地形は、その特徴によって、北部地域、東部地域および西部地域に大別される。北部地域は、南北性の稜線をもつ丘陵性山地と、それを取りまいて多くの段丘群が分布している。東部地域は、標高280m程度の、南北に連なる馬追丘陵と、その東側に発達し、由仁・三川・追分・早来・厚真と連る低地および平坦台地とによって特徴づけられる。馬追丘陵周辺には、低い段丘地形もみられるが、南部では厚い火山噴出物でおおわれているため、地形が単純になっている。西部地域は、千才川から北部と南部でややおもむきをことにしている。北部では、低地につき出るように野幌丘陵があり、その南西には、支笏火山噴出物で構成される丘陵台地がひろがり、その上に焼山・白旗山・島松山など鮮新統で構成される山地が、地壘状に突出している。さらにその南西には、新第三紀層や新第三紀噴出の熔岩などからなる山塊が発達し、急峻な地形を形成している。千才川以南では、支笏火山噴出物が山地の間を埋めるように分布し、その流走面が広い台地をつくっている。

石狩低地帯あるいは札幌・苫小牧低地帯を中心とする調査・研究は、これまで湊(1955・1958)、佐々・森谷

(1956)、石狩低地帯グループ(1961・1965)、吾妻(1962)、山口ほか(1963・1964)などによって行なわれ、それぞれの観点から層序・地質構造などについて論じられてきた。

最近の札幌・苫小牧低地帯は、北海道産業の中核地域として開発のテンポが活発化し、これにともなって国道の拡張整備や農業用土地改良整備が進められ、さらに都市開発のため土木工事や建築ブームによって山砂利の採掘が各地で行なわれるなど、露頭が急速に増加してきている。また、地下水の調査や、港湾建設のためのボーリング調査、軟弱地盤を中心とした防災基礎調査など、多くの資料の蓄積があった。

この小論では、とくに最近得られた資料をもとに、西部地域の地質構成を中心として、札幌・苫小牧低地帯地域を総合してのべることにした。なお、各地域の詳細については、別の機会に発表する予定である。

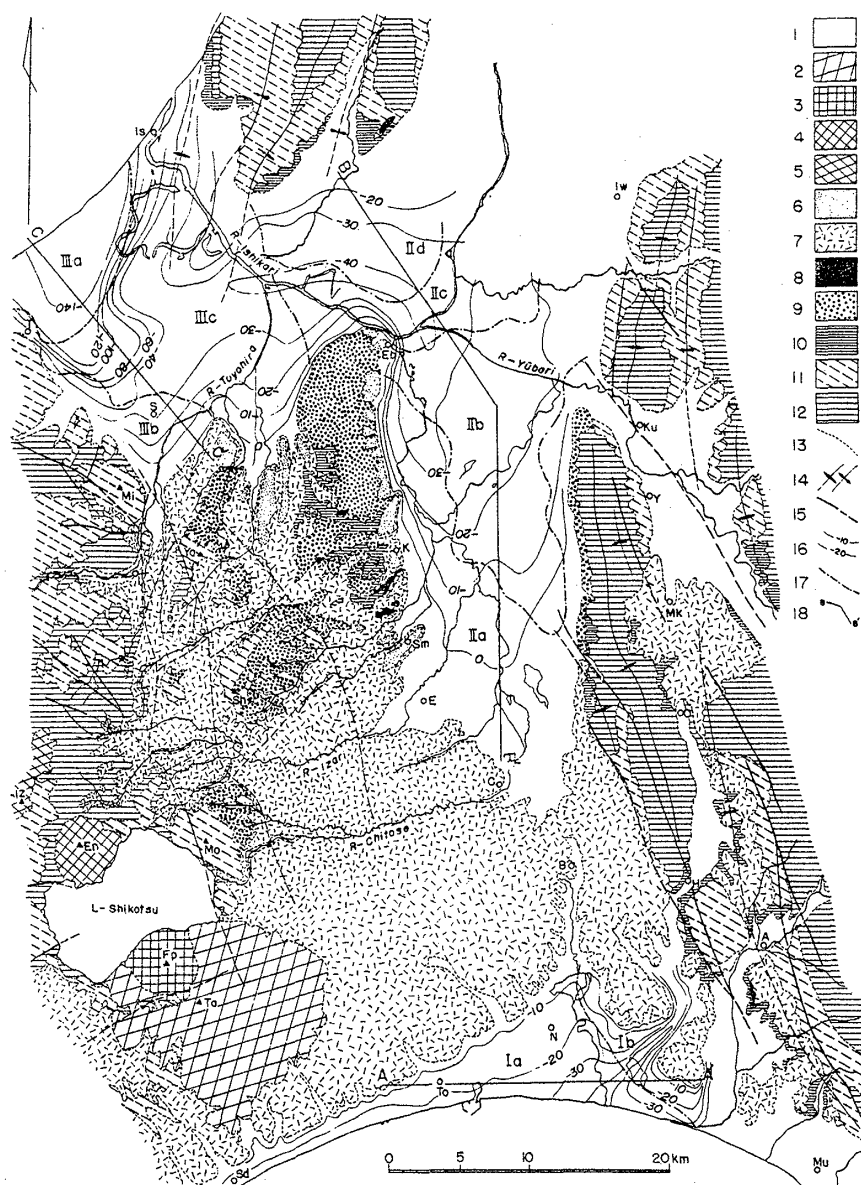
本文に入るに先立ち、石狩低地帯研究会の未発表の資料を多く利用させていただいた事を銘記して深謝の意を表す。また、漁川地域のボーリング資料や高速道路ボーリング調査資料の一部を提供された、北海道開発コンサルタント株式会社に深く感謝する。

I 札幌・苫小牧低地帯周辺山地の地質構成

札幌・苫小牧低地帯をはさんで発達する、東西両地域および北部地域の山地や台地は、中新統から鮮新統にわたる新第三系を基盤として、第四系更新統の堆積物や火山噴出物で構成される。これら東西両地域および北部地域の地層には、それぞれ共通性もあると同時に、またかなりの相異点もみられる。つまり、新第三系では、西部地域のものは火山岩と火山碎屑岩に富み、東部および北部地域のものは碎屑岩が主体となっていることが、それぞれ特徴であって、西部がグリーンタフ地域の地層、東部・北部が非グリーンタフ地域の地層といった対立が明らかである。また、第四系では、支笏火山噴出物のように、東西両地域にまたがってひろがるものもあるが、西部地域あるいは東部・北部地域にだけ発達する特定の地層もある。さらに、全地域にまたがる地層についても、岩質・岩相あるいは層厚などに、かなりの相異点がある。

* 北海道立地下資源調査所

** 北海道砂川北高等学校



第1図 札幌・苫小牧低地帯地域地質図

1 “沖積層”, 2 樽前山熔岩, 3 風不死岳熔岩, 4 恵庭岳熔岩, 5 漁岳熔岩, 6 厚別砂礫層, 7 支笏火山噴出物, およびラルマナイ礫層・汐見層, 8 西の里層・美里層・下安平層, 9 輪厚層, 10 野幌層・東千才砂礫層・ニタツボロ層・獅子内層・伊達層, 11 鮮新統, 12 中新統, 13 地層境界線, 14 背・向斜軸, 15 断層線, 16 “沖積層”の下限等高線(現海面を基準), 17 “沖積層”の層相区分線, 18 第4図の断面線, S札幌, Is石狩, Eb江別, I石山, K北広島, Sm島松, E恵庭, C千才, B美々, N沼の端, To苫小牧, Sd社台, Mo鵠川, A安平, H早来, O追分, Mk三川, Y由仁, Ku栗山, IW岩見沢, Mi藻岩山, Ya焼山, Sr白旗山, Sh島松山, Iz漁岳, En恵庭岳, Mo紋別岳, Fp風不死岳, Ta樽前山。Ia~IIIc “沖積層”の層相地域区分。

I・1 新第三系

第四系の基盤としての最下位地層は、漁川層・川端層・振老層・厚田層などと呼ばれ、中新統中部の地層である。これらの地層の上位には、それぞれ整合的に荷葉層・望来層・当別層などと呼ばれる、中新統上部の地層が発達している*。

* 第1図地質図では、中新統を一括して図示してある。

中新統中部のうち、西部地域に発達する漁川層は、漁川上流・真駒内上流・豊平川沿岸および札幌西部地域などにみられ、砂岩・頁岩・緑色凝灰岩およびプロピライト熔岩などからなり、グリーンタフ地域特有の堆積相を示している。これに対して、東部地域や北部地域に発達する地層は、ともに砂岩・頁岩・礫岩の互層からなり、非グリーンタフ地域の特徴的な堆積相を形成している。

第1表 札幌・苫小牧低地帯地域層序表

時代	西部山地及び丘陵	低地帯	東部山地及び丘陵	北部山地及び丘陵	構造運動・大規模活動	古植物
更新世	標前火山灰 恵庭火山灰	沖積層	標前火山灰 恵庭火山灰		標前火山 恵庭・フナフナ火山	
更新世中期	以別砂礫層 支那山物 下野幌粘土層 音江別砂礫層	古期砂礫地 砂礫層 下安室層 美里層	支那山物 砂礫層 下安室層 美里層	高岡砂礫層 大沢砂礫層 伊達山物 内山物	←カールラ形成 支那火山活動 ←「大沢山」 プロ・クエ 伊達山・白旗山 馬追山・白旗山 馬追山・白旗山	
更新世前期	下野幌粘土層 音江別砂礫層	?	ニク・ゴロ層 東千才砂礫層	材木沢層 岩見沢層・新野層 追分層・新野層 岩見沢層・新野層 川端層・新野層	←西野幌運動(東部断層) ←西野幌運動(西部) ←西野幌運動(東部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部)	
鮮新世	●南層 上部 中部 下部		峰山層 延仁層 別層	材木沢層 岩見沢層・新野層 追分層・新野層 岩見沢層・新野層 川端層・新野層	←西野幌運動(東部断層) ←西野幌運動(西部) ←西野幌運動(東部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部)	
中新世	一ノ沢層 板間沢層 通川層		岩見沢層・新野層 追分層・新野層 岩見沢層・新野層 川端層・新野層	岩見沢層・新野層 追分層・新野層 岩見沢層・新野層 川端層・新野層	←西野幌運動(東部断層) ←西野幌運動(西部) ←西野幌運動(東部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部) ←西野幌運動(西部・北部)	

中新統上部を構成する地層は、硬質頁岩・シルト岩・泥岩を主体とする厚層からなり、中新統中部とことなり、東西両地域や北部地域で共通的な岩相を示している。しかし西部地域では、プロピライトや石英安山岩などがしばしば貫入しており、やはりグリーンタフ地域の特徴をあらわしている。

これらの中新統の地層は、いずれも海棲動物化石を含んでおり、海成堆積相を示している。

中新統の各地層上には、不整合に鮮新統の地層が累重している。これは、西部地域では藻南層*、東部地域では峯延層・由仁層・萌別層、北部地域では材木沢層などと呼ばれる地層である。

西部地域の藻南層は、札幌の西部山地や焼山・白旗山・島松山などを構成して分布している。この地層の下部は礫岩・シルト岩・砂岩・凝灰岩・安山岩質火山角礫岩・安山岩熔岩などからなり、中部は石英粒・雲母片、浮石片・ガラス片などを多量に含む凝灰質砂岩・礫岩・凝灰岩、上部は角閃石安山岩・石英安山岩の熔岩や火山角礫岩で構成される。このように西部地域の鮮新統は、火山噴出物を主体とした地層であるが、下部の火山角礫岩中には、しばしば海棲貝化石を含む泥岩・シルト岩をレンズ状に含んでおり、海成相であることを示している。全般的に成層状態はいちじるしく不良であり、岩相変化がはげしい。また、中部では、偽層の発達がいちじるしく、時にははげしいスランピング構造の発達する場合もある。このような岩相上の特徴から、藻南層は浅海域のはげしい火山活動と、堆積によってもたらされた地層とみることができよう。

一方、東部地域や北部地域の鮮新統は、細粒の凝灰岩をわずかに介在するだけで、ほとんど砂岩・泥岩・礫岩

* 新称、従来の石山層を含む。なお詳細は別に発表する予定。

などの碎屑岩を主体としており、峯延層のように、しばしば海棲貝化石を含み、海成相を示している。

1・2 第四系中-前期更新統

1. 西部丘陵地域

更新統中-前期の堆積物としては、野幌層、輪厚層*、西の里層がある。

野幌層

野幌層は、音江別砂礫層**と下野幌粘土層***に分けられる。下部の音江別砂礫層は、主として古期岩類(白亜系および先白亜系)の礫からなる淘汰の良い砂礫層である。礫構成をみると、西部山地にその供給源を求めることはできない。むしろ東部山地の夕張川水系の礫構成に近く、馬追丘陵東側の東千才付近に分布する東千才砂礫層に良く似ている。したがって音江別砂礫層の堆積は、東部山地から礫が供給される古地理を考えなければならぬ。

上部の下野幌粘土層は、青灰色シルト層と、シルト・細砂の互層とで構成される。比較的下部に相当する青灰色シルト層中には、*Ostrea* sp., *Pecten* sp. を産出する。佐々・森谷(1956)は、輪厚川の同層準と考えられる地層から、*Cardium californiense* DESH., *Chlamys swifti* (BERN.), *Pecten yessoensis* JAY., *Mya truncata* LIN., *Solen* sp. などの産出を報告している。最上部と考えられるシルトと細砂の互層中には、2~3枚の亜炭層を介在する。この亜炭層の花粉分析から、佐々・森谷(1956)は、当時の古気候を現在の樺太南部~北海道北部と想定している。

輪厚層

輪厚層は、従来野幌層として一括して取扱われてきた地層であるが、西部山地では、野幌層を欠いて鮮新統の上に直接不整合に累重することが明らかになったため、従来の野幌層から分離した・輪厚層は、島松山礫層と大麻砂礫層に区分されるが、両者は互に指交して相変化するものと考えられ、両者を並列して用いることとした****。

野幌丘陵地域には、浮石・雲母片・安山岩礫(角閃石安山岩・両輝石安山岩・かんらん石安山岩)などの火山起源の碎屑物を多量に含む地層が発達している。この地層は、前にのべたような構成物の特徴によって、竹山・仁井別をへて島松山山頂まで追跡できる。しかし、層相は高度を増すにしたがって、含礫砂層から砂礫層へと

* 新称

** 新称、佐々・森谷(1956)江別図幅(1971)の下部野幌層に相当する。

*** 新称、佐々・森谷(1956)の中部野幌層江別図幅(1971)の下部野幌層に相当する。

**** 第I図地質図では輪厚層として一括してある。

第2表 札幌・苫小牧低地帯周辺から産出する更新統の軟体動物化石

	西の里層	大麻砂礫層	野幌層	ニタッポロ層
BRACHIOPODA				
<i>Coptothyris grayi</i> (T. DAVIDSON)				
<i>Lingula</i> sp.	○			
ARTHROPODA				
<i>Balanus</i> sp.	○			
MOLLUSCA				
GASTROPODA				
<i>Acmaea sybaritica</i> (DALL)	○			
<i>Omphalius rustica</i> (GMELIN)	○			
<i>Umbonium (Suchium) costatum</i> (LIENER)	○			
<i>Homalopoma amussitatum</i> (GOULD)	○			
<i>Littorina mandschurica</i> SCHRENCK	○			
<i>Turritella</i> sp.	○			
<i>Tectomatica janthostoma</i> (DESHAYES)	○	○		
<i>Neverita (Glossaulax) didyma</i> (RÖDING)	○			
<i>Semicassis persimilis</i> KIRA	○			
<i>Ceratostoma burnetti</i> (A. ADAMS et REEVE)	○			
<i>Rapana thomasi</i> CROSSE	○			
<i>Mitrella tenuis</i> (GASKOIN)	○			
<i>Hinia (Reticumassa) beata</i> (GOULD)	○			○
SCAPHOPODA				
<i>Dentalium</i> sp.	○			
PELECYPODA				
<i>Anadara (Scapharca) broughtonii</i> (SCHRENCK)	○	○		
<i>Anomia chinensis</i> PHILIPPI	○			
<i>Arca boucardi</i> JOUSSEAUME	○			
<i>Astarte</i> sp.				○
<i>Callista</i> sp.		○		
<i>Cellana eucosmia</i> (PILSBRY)		○		
<i>Chlamys</i> sp.		○		
<i>C. swifti</i> BERNARDI		○		
<i>Clinocardium californiensis</i> DESHAYES			○	
<i>Chlamys farreri nipponensis</i> KURODA	○			
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)	○			
<i>Cryptomya busoensis</i> YOKOYAMA	○			
<i>Corbicula japonica</i> PRIME				○
<i>Cyclina sinensis</i> (GMELIN)				○
<i>Diplodonta semiasperoides</i> NOMURA	○			○
<i>Dosinia (Phacosoma) japonica</i> (REEVE)	○			
<i>D. (Dosinella) penicillata</i> (REEVE)	○			
<i>D.</i> sp.	○			
<i>Fabulina nitidula</i> (DUNKER)	○			
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)	○			
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)	○	○		
<i>Hiatella flaccida</i> GOULD	○			
<i>Lucinoma</i> sp.				○
<i>Macoma incongrua</i> (V. MARTENS)	○			
<i>M. moesta</i> (DESHAYES)	○			
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA	○			○
<i>M.</i> sp.	○			○
<i>Macra sinensis</i> PHILIPPI	○			
<i>Mactromeris voyi alaskana</i> DALL ?	○			
<i>Monia umbonata</i> (GOULD)	○			○
<i>M. macrochisma</i> (DESHAYES) ?	○			
<i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i> MAKIYAMA	○			
<i>M. japonica</i> JAY		○		○

(次ページへつづく)

(前ページよりつづく)

	西の里 層	大麻砂 礫層	野幌層	ニタッ ポロ層
<i>Mya truncata</i> LINNE			○	
<i>Mytilus</i> sp.				○
<i>Ostrea (Crassostrea) gigas</i> THUNBERG				○
<i>Potamocorbula amurensis</i> (SCHRENCK)				○
<i>Paphia vernicosa</i> (GOULD) ?	○			
<i>Protothaca jedoensis</i> (LISCHKE)	○			
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS	○			
<i>Peronidia</i> sp.	○			
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)		○	○	
<i>Pecten</i> sp.			○	
<i>Psammocola californica</i> (CONRAD)				
<i>Raetellops pulchella</i> (A. ADAMS et REEVE)	○			
<i>Scapharca subcrenata</i> (LISCHKE)	○			
<i>S. broughtonii</i> (SCHRENCK)	○			
<i>Saxidomus purpuratus</i> (SOWERBY)	○			
<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)	○	○		
<i>Serripes</i> sp.				
<i>Siliquaria cumingi</i> MÖERCH	○	○	○	
<i>Solen</i> sp.				
<i>Siliqua alta</i> (BRODERIP et SOWERBY)				
<i>Solecurtus divaricatus</i> (LISCHKE)	○			
<i>Trapezium (Neotrapezium) japonicum</i> PILSBRY	○			○
<i>T.</i> sp.		○		
<i>Tentidodnax kiusiuensis</i> (PILSBRY)	○			
<i>Venerupis (Amygdala) japonica</i> (DESHAYES)	○			○
<i>V. (Amygdala) yarigata</i> (SOWERBY)	○			
<i>Yoldia (Cnesterium) notabilis</i> YOKOYAMA	○			

第3表 札幌・苫小牧低地帯周辺から産出する更新統植物遺体

	ニタッ ポロ層	野幌層	西の里 層	下安平 層	厚別砂 礫層	汐見層
<i>Picea jezoensis</i> CARR.	○	○				
<i>Abies Veitchii</i> LINDLEY	○					
<i>A.</i> sp.		○				
<i>Larix gmelinii</i> GORDON		○			○	
<i>Juglans sieboldiana</i> MAX.		○	○	○		
<i>J. sieboldiana</i> MAX. subsp. <i>hosenjiana</i> K.	○					
<i>Pinus koraiensis</i> SIEB. et ZUCC.	○					
<i>Styrax Obassia</i> SIEB. et ZUCC.	○	○	○			○
<i>S. japonicus</i> SIEB. et ZUCC.	○					
<i>Salix sachalinensis</i> FR. SCHN.		○				
<i>S.</i> sp.	○	○				
<i>Vitis coignetiae</i> PULLIAT	○	○				
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.				○	○	○
<i>Carex</i> sp.					○	
<i>Torapa macropoda</i> MIKI	○					
<i>T. mandshurica</i> FLEROW		○				
<i>Alnus japonica</i> (THUNB.) STEUDEL	○					

変化し、さらに礫粒の大きな礫層まで変化している。また、野幌丘陵周辺では偽層が発達し、しばしばサンドパイプがみられるなど、瀕海性の堆積相を示している（大麻砂礫層）が、島松山や仁井別では、淘汰が悪く雑然とした堆積相からなり、扇状地堆積物の様相を示している（島松山礫層）。

輪厚層の特徴である安山岩礫や浮石および雲母片を多量に含むことは、さきにもべた野幌層の構成物の特徴と極端に異なっている。すなわち、野幌層は東部山地に供給源を求められるのに反して、輪厚層は、西部山地から供給された碎屑物で構成されている。島松山礫層は、島松山ばかりではなく、その北部の白旗山や焼山の北東斜面、あるいは南方の紋別岳北部台地などにも分布しており、いずれも扇状地堆積相を示していて、その分布高度からみると、島松山砂礫層堆積後のブロック運動なしには、その分布は説明できない。このような扇状地性の島松山礫層と瀕海性の大麻砂礫層とは、指交関係と考えられ、その境界は、おおよそ竹山の北東付近と推定される。

西の里層

西の里層は、多量の安山岩礫をふくむ基底礫層に始まり、砂やシルトで構成されている累層で、野幌層を不整合におおって発達し、輪厚層を欠除している。現在わかっている西の里層の分布は、野幌丘陵の東縁の一部に限られているが、本来の分布範囲は、南方の支笏火山噴出物下にひろがるものと考えられる。西の里層の堆積面高度は、石狩低地帯グループ（1964）によると、標高44m以下と考えられている。西の里層の貝化石および植物遺体は、第2・3表に示したとおりである。

2. 東部丘陵地域

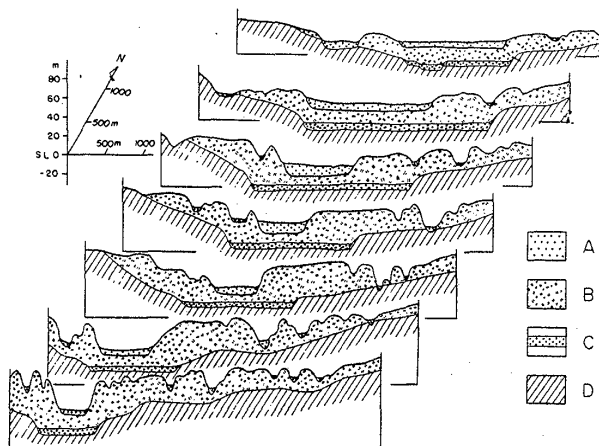
東千才、早来、厚真、鶴川にかけての地帯には、東千才砂礫層・ニタツポロ層・美里層などと呼ばれる地層が発達している。

東千才砂礫層

東千才砂礫層は、古山・三川・東千才・釧淵付近に分布し、砂礫を主とする地層である。礫構成は、チャート・緑色岩類など先白亜系の礫が多く、粒度は音江別砂礫層よりも粗く、局部的にレンズ状の泥炭層を介在し、またしばしば埋木を含んでいる。層位的に詳しいことはわかっていないが、層相上から野幌層の下部を構成する音江別砂礫層に対比されよう。

ニタツポロ層

ニタツポロ層は、鮮新統の萌別層を不整合におおう青灰色シルトを主体にした地層である。海棲貝化石（*Os-*



第2図 厚別川下流域の断面図—支笏火山噴出物による埋積の1例—

A ; “沖積層”, B ; 支笏火山噴出物,
C ; ラルマナイ礫層相当の礫層, D ; 前期更新統以下の地層

trea gigas, *Trapedium japonicum*) をふくむ海成層であるが、間に介在する泥炭質粘土からは、植物遺体を産出している。この中には、現在北海道に自生していない、シラベ・チョウセンゴヨウ・絶滅種のホウセンジグルミなど、前期更新世を示す代表的なフローラを含むことを、矢野（1968）が報告している。ニタツポロ層は、層相上から野幌層の上部を構成する、下野幌粘土層に対比されよう。厚真町桜ヶ岡のニタツポロ層中には、第2表のように貝化石を多数産出している。

最近、山口・松下（1972）によって、苫小牧東部大規模工業基地の調査が行なわれ、その結果、勇払周辺の平野下には、層厚約40mの *Ostrea* sp. を含む青灰色シルト層が、連続して発達していることが確認された。このシルト層は、現在のところニタツポロ層に対比される可能性が高い。

美里層

美里層は、ニタツポロ層を不整合におおい、サンドパイプや偽層をもつ黄褐色の砂・砂礫・火山灰・粘土などからなる。一般に層相の変化がいちじろしい瀕海性の堆積物であり、海成層の上限の最高位は、標高30mである。ニタツポロ層には、ほとんど火山性の堆積物を含まないのに対し、美里層には、2～3枚の火山砂を介在し、火山活動に起因する堆積物が急に多くなることで特徴づけられる。日高沿岸では、砂・砂質粘土・礫などで構成され

る25~40mの海成段丘堆積物と対比することができ、また西部地域の西の里層と対比されるものと考えられる。

下安平層

下安平層は、崩別層を直接不整合におおって、下安平付近の丘陵のへりにそって発達している。一般に粘土・シルト・砂礫などからなり、2~3枚の泥炭層を介しているが、中部のシルト質砂層中には、*Ostrea* sp. や *Corbicula* sp. を含み、層相変化のはげしい、軟弱な堆積物である。下安平層は、平野に面したところでは発達が終わる、沢の内部や内陸に面した丘陵の末端に、わずかに保存されているだけである。この地層は、ニタツポロ層との直接の関係がわかるところはないが、(1)含まれている植物化石の差異、(2)堆積環境の差異、(3)層相状態がいちじるしく異なること、などからニタツポロ層と区分できる。下安平層に相当する地層は、まだ札幌・苫小牧低地帯周辺では、みつかっていないが、支笏火山噴出物などの火山堆積物に、厚くおおわれているためと考えられる。

1・3 第四系後期更新統

後期更新統の堆積物には、ラルマナイ礫層、汐見層、支笏火山噴出物、厚別砂礫層などがある。

ラルマナイ礫層*

ラルマナイ礫層は、漁川や厚別川などの上流地域で、支笏火山噴出物の直下に発達する砂礫層である。ほとんど砂礫で構成されるが、粘土や泥炭の薄層を介することがある。最近のダムサイトの調査**や、深井戸の試錐資料によると、ラルマナイ礫層に相当する礫層は、現河川氾濫原より幅広く分布することが確かめられている(第2図)。分布や層相からみると、ラルマナイ礫層は、支笏火山噴出物堆積直前の、旧河川氾濫原堆積物と考えられる。今後資料の増加によって、支笏火山噴出物によって埋積された、ラルマナイ礫層相当層や旧河岸丘堆積物なども明らかになる。

汐見層*

汐見層は、安平・汐見付近に発達する砂礫層で、介在する粘土層には、*Menyanthes*, *Styrax* などの植物化石を産出するのが特徴である。詳細は不明であるが、支笏火山噴出物直前の陸成層と考えられている。

支笏火山噴出物

支笏火山噴出物については、数多くの論文で明らかに

されている。ここでは、札幌・苫小牧低地帯の、最近の地史に関係深い分布を中心にのべることにする。

白老付近では、支笏火山噴出物の下限は、-75m*に達することが、山口ほか(1963)によって明らかにされている。これらには熔結相が伴なわれており、当時の海面は、少なくとも-75m以上であったことを示している。このように深い分布の範囲は、糸井から敷生川までの地域であり、苫小牧-勇払では-40~-30mと浅くなっている。浅い所では熔結相はみられず、軽石流だけで構成されている。

一方、恵庭や千才付近では、支笏火山噴出物の基底は-40mにあり、北に向って徐々に深度を減じている。以上の事から、支笏火山活動の直前には、千才から錦岡に至る地帯に、広い低地帯が存在していたと推定される(第3図)。したがって、海面降下期の夕張川や石狩川は、太平洋に注いでいたと、山口ほか(1964)、山口(1969)によって考えられている。

支笏カルデラの北部地域には、後からのべるように、ブロック運動の結果生じた、凹凸の多い古地形がある。支笏火山噴出物の軽石流は、その凹凸をぬって旧谷地形にそって流下している。軽石流の上面の平均勾配をみると、北方向では約20/1000であるのに対して、東方向(漁川や千才川流域)では30~40/1000と、やや急である。これは、支笏火山活動直前の古地形の反映であろう。

厚別砂礫層

厚別砂礫層は、厚別川、島松川、輪厚川などの下流域や北広島町付近に分布する、支笏火山噴出物の再堆積相である。一般に厚別砂礫層の層厚は、3~5mである。厚別砂礫層は、支笏火山噴出物を不整合におおうばかりでなく、その下位の西の里層をも不整合におおっている。北広島町の厚別層の下に発達する泥炭層から、矢野・藤田(1970)によって *Larix Gmelinii* が報告されている。さらに¹⁴C年代測定も行なわれ、22,700±1000年B.P.ということが判明している。したがって厚別砂礫層は、それ以降の陸成層である。

Ⅱ 札幌・苫小牧低地帯の地質構成—第四系完新統一

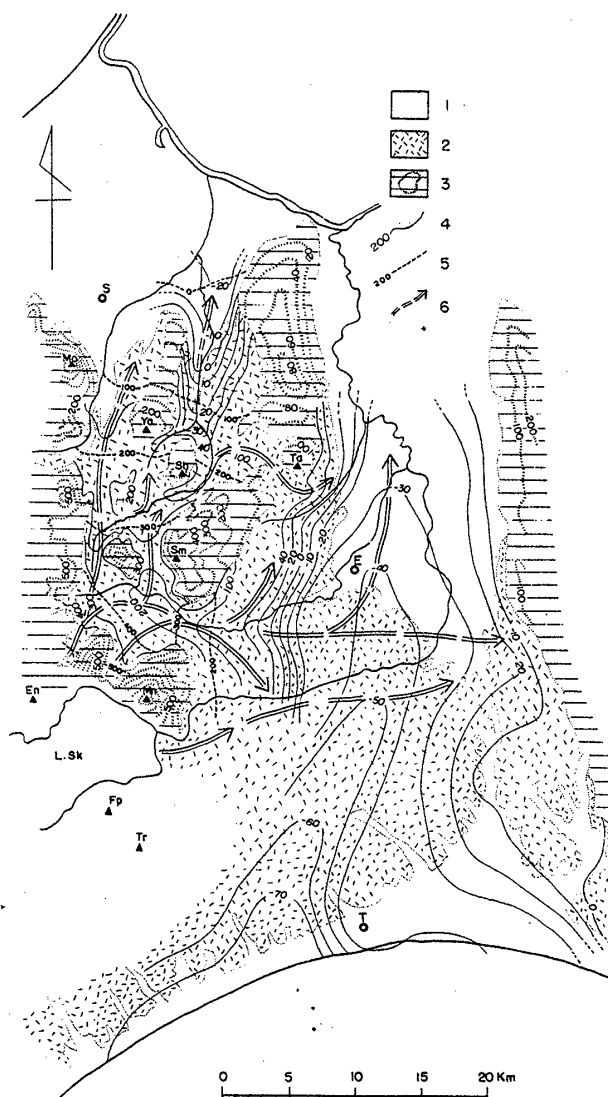
第四系完新統に属する堆積物としては、平野部を構成する“沖積層**”と、恵庭火山・樽前火山などの火山灰がある。ここでは、火山灰を省略し、主に“沖積層”の深度や層相についてのべることにする。

* 現海面を基準とする。以下同じ。

** 沖積層という語の用法については、いろいろな意見がある(中川, 1966)。ここでは、湊(1967)の“軟弱地盤地質系統”と同じものに対して、便宜的に、いわゆる“沖積層”という語を用いる。従って、時代的には、必ずしも完新世とは限らず、更新世末期も含まれる。

* 第1図地質図では、支笏火山噴出物の下底にふくめて図示してある。

** 田中富夫(1971)地質学会北海道支部総会講演。



第3図 支笏火山噴出物埋積直前の古地形

1 ; “沖積層”, 2 ; 支笏火山噴出物, 3 ; 支笏火山噴出物埋積前の山地および丘陵, 4 ; 支笏火山噴出物下限等高線 (海水準基準), 5 ; 支笏軽石流の流層面等高線, 6 ; 軽石流の流路, S札幌, E恵庭, T苫小牧, Mo藻岩山, Ya焼山, Sh白旗山, Sm島松山, Ta竹山, En恵庭岳, Mn紋別岳, Fp風不死岳, Tr樽前山, L・Sk 支笏湖

Ⅱ・1 “沖積層”の深度

札幌・苫小牧低地帯の“沖積層”の深度については、すでに湊ほか (1968, 1969) によって示されている。ここでは、それに其の後の資料を加えて、一部修正して第1図に示した。

湊ほか (1969) がのべているように、札幌・苫小牧低地帯の大部分の“沖積層”の深度は、-40m 以浅である。特に深いといわれているのは、石狩湾沿岸から札幌北部にかけての地帯である。

なお、“沖積層”の深度については、別に報告の予定であるので、ここでは図示したことにとどめる。

Ⅱ・2 “沖積層”の層相

低地帯の“沖積層”の層相は、大局的にみて、地域によって大きく変化している。これは、地耐力調査の結果や水井戸の資料からも明らかである。しかし、詳細に層相を区分することは、現在までの資料では困難である。また、いまのところ“沖積層”の古生物学的検討がされており、堆積環境の解明は進んでいない。したがって、ここでは、札幌・苫小牧低地帯を3つの地域に分け (第1図参照)、それぞれの地域の代表的な層相についてのべることにする。その中で、堆積環境について若干の推察を試みたい。

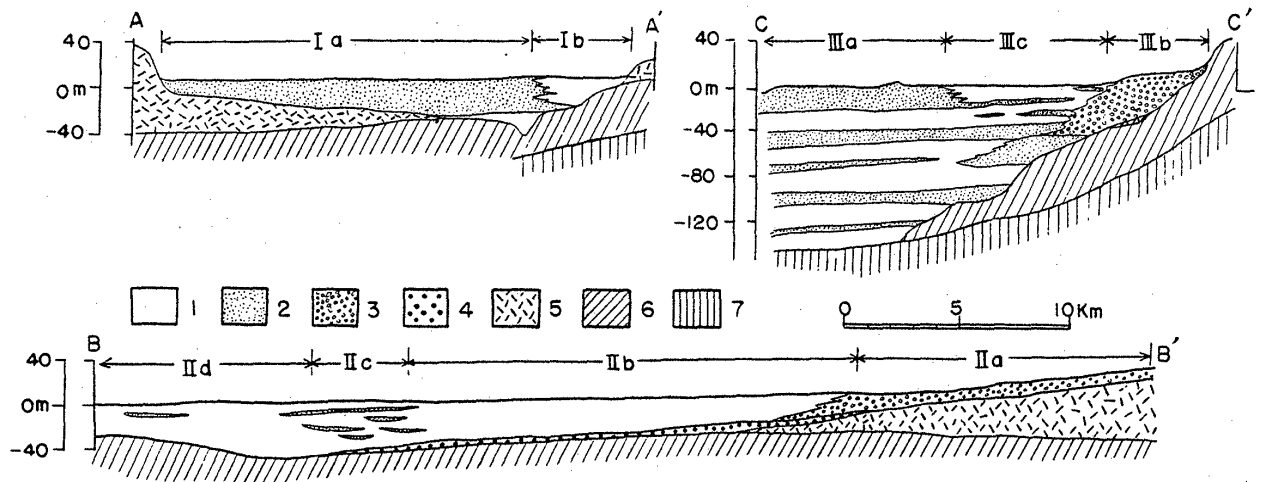
1. 太平洋沿岸地域 (苫小牧周辺) (第1図Ⅰa, Ⅰb, 第4図A-A')

この地域の“沖積層”の層相は、大きくみて2つに分けられる。Ⅰa地域とⅠb地域である。Ⅰa地域は、ほとんどが砂礫で構成されている。砂礫には貝殻の破片がふくまれている。Ⅰaの背後には、単調なシルト層 (Ⅰb) が発達する。Ⅰaは砂州堆積物、Ⅰbは潟湖堆積物と考えられる。局所的に“沖積層”が深い、安平川河口の資料を検討すると、Ⅰaの砂礫層の深度は-20~-25m 付近までである。これは、日本各地で報告されている“上部砂層”と同じものと考えられる。

2. 野幌丘陵周辺地域 (第1図Ⅱa~Ⅱd, 第4図B-B')

この地域の“沖積層”は層相の特徴から、Ⅱa, Ⅱb, Ⅱc, Ⅱdの4つの地域に分けられる。恵庭、千才および野幌、馬追両丘陵の縁辺部などを含むⅡa地域は、砂礫が卓越している。その代表的なものは、恵庭付近の漁川扇状地である。両丘陵縁辺部では、地表にシルトや泥炭が分布するが、地表下には、埋積された扇状地堆積物と考えられる砂礫層が発達している。このような砂礫層は、平野中央のⅡb地域に近づくにしたがい、消滅してほとんどがシルトからなる単調な“沖積層”に置換されている。Ⅱb地域では、地表部に厚い泥炭 (厚さ6~7m) が発達するが、泥炭形成までの間は、この地域が連続して冠水状態にあったと考えられる。このシルト層の比較的下部で *Corbicula japonica* が得られたが、今のところ純然たる海棲種は報告されていない。シルト層の下位には、支笏火山噴出物の2次堆積物を含む砂礫層が、広く分布している。これは、海面降下期の古扇状地堆積物と考えられる。

石狩川の河道に近いⅡc地域では、シルト中にひんば



第4図 “沖積層” 断面図

1 ; シルト泥岩, 2 ; 砂礫, 3 ; 礫, 4 ; 古期扇状地堆積物, 5 ; 支笏火山噴出物, 6 ; 支笏火山噴出物以前の更新統, 7 ; 第三系. I a ~ III c “沖積層” の層相地域区分

んに砂層を介在するようになる。この砂層は、一般にN値^{*}=10~12と比較的ゆるく、層厚も3~5mと薄いものが多い。この地域は、石狩川河道の蛇行した範囲であって、砂層は自然堤防堆積物であろう。石狩川と北部丘陵地域との間のII a地域にも、シルトが卓越する“沖積層”があり、地表部には厚い泥炭が発達している。一部にはII cの要素が入り込んでいる所もある。

3. 石狩湾沿岸～札幌・石狩地域 (第1図Ⅲ a～Ⅲ c, 第4図C-C')

石狩湾沿岸から新川にかけてのⅢ a地域は、“沖積層”の最も深い地帯で、-140mに達するといわれている(湊ほか, 1968)。この地域の層相は、砂礫とシルトの比較的厚い互層である。このうち、地表部を構成している砂層は前にのべた上部砂層に相当しよう。そのほか、-40~50m, -70m, -100m, -120m付近に連続性の良い砂礫層が知られている(山口, 1970)。水井戸の資料には、介殻をふくむ層準がいくつかみとめられ、今後この地域での古生物の検討をふくめた、地質調査ボーリングが望まれる。

札幌、発寒、手稲などのⅢ b地域には、扇状地が発達している。構成物は、主に砂礫であって、札幌駅付近のボーリングでは、-75mまで達する礫層の存在が確かめられている。扇状地礫層の時代区分は非常にむづかしい。今のところ、前にのべたボーリング資料に記載されている-30m付近の火山灰層を支笏火山噴出物と考え、上部を後支笏期、下部を先支笏期の堆積物とすることができる。豊平川扇状地の地形的な扇端は、標高15mの等高線とほぼ一致するが、堆積物はさらに北方の低地帯まで続

き、次第に細粒となり、シルトや泥炭を介在するようになる(山口ほか, 1960; 山口, 1970)。

札幌北部から石狩にかけてのⅢ c地域は、主に砂・シルトの不規則な互層からなり、泥炭層や含貝化石砂層を介在している。この地域では、今までのべたⅢ a, Ⅲ b, II cなどの地域の要素が、複雑に組合わさって、層相変化のはげしい地域である。大局的には、上部が陸水～潟湖的環境、下部が海成層といえそうである。

Ⅲ 札幌・苫小牧低帯および周辺の地質構造

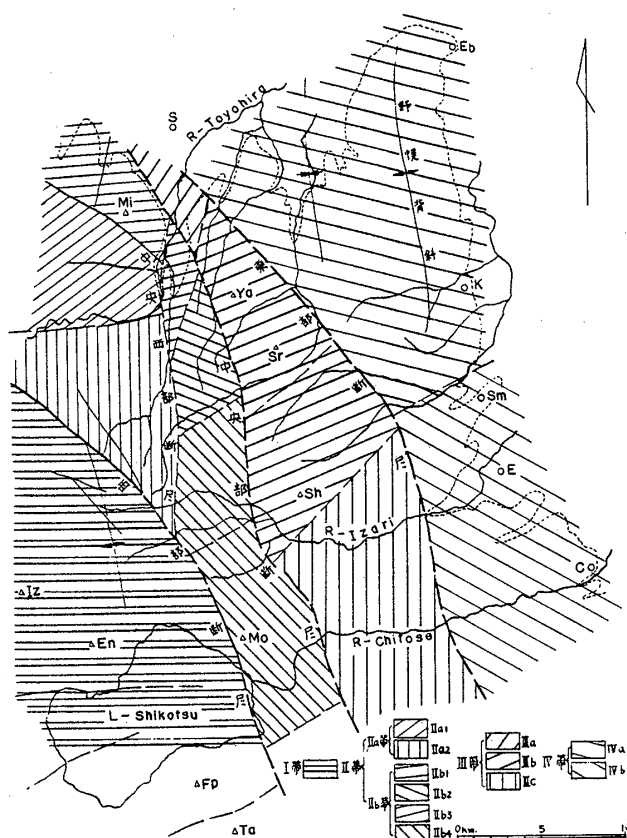
Ⅲ・1 西部山地

漁川、真駒内川などの上流地域に分布する新第三系は、漁川層で代表されるグリーンタフやプロピライトを介在する地層で、南北性の微小な褶曲構造をもって分布している。その東側には、中新統上部の板割沢層および鮮新統の藻南層で代表される地層が、ほぼ南北の走向と東傾斜で分布し、さらにその東側には、鮮新統藻南層だけが発達している。つまり、西から東に向かって上位の地層が発達する単斜構造を示しているが、単純に連続するわけではなく、NNW-SSEまたはN-S方向の3~4条の断層によって区切られている。もっとも西側にみられる西部断層は、支笏湖東岸-ラルマナイ川上流-真駒内川上流を經過するもので、その北西延長は、小樽内川断裂構造帯^{*}に連続するものと考えられる。この断層の西側は、主として漁川層からなり、一部に藻南層相当の熔岩類^{**}がみられる。この帯を仮りにI帯と呼ぶことにする。西部断層の形成は、中新世-鮮新世であって、鮮新統下

^{*} 定山溪広域調査によって明らかにされた構造帯。

^{**} 支笏湖北岸の紋別岳・イチャンコツベ山などを構成する安山岩類

^{*} 標準貫入試験値



第5図 西部地域支笏火山噴出物下の構造区分図

I 帯：西部断層以西の地域，漁川層・板割沢層および藻南層相当の熔岩で構成される。II 帯：中央部断層以西の地域，IIa₁ 板割沢層+プロピライト貫入岩体+藻南層相当の熔岩類+藻南層，IIa₂ 板割沢層+藻南層+藻南層相当の熔岩類，IIb₁ 漁川層相当層+藻南層+藻南層相当の熔岩類，IIb₂ 板割沢層，IIb₃ 藻南層，IIb₄ 板割沢層+藻南層+藻南層相当の熔岩+輪厚層，III 帯：東部断層以西の地域，IIIa 藻南層，IIIb 藻南層+輪厚層，IIIc 支笏火山噴出物以下の地層露出せず，IV 帯：東部断層以東の地域，IVa 野幌層+輪厚層+西の里層，IVb 支笏火山噴出物以下の地層露出せず。

部の安山岩類噴出源の構造線となったと考えられる。

次に，中央部断層は，支笏湖東部-島松山西部-白旗山・焼山西部を通過し，藻岩山北部をNW-SE方向に区切る断層で，この西側は漁川層・板割沢層・藻南層相当の地層などからなる。この帯をII帯とする。II帯の西部は，ラルマナイ川中流部で西部断層から分岐してNS方向にのび，石山東部をへて，藻岩山南部をNW-SE方向に経過する中央西部断層によって，西側のIIa帯と東側のIIb帯に2分されている。中央部および中央西部断層は，前述の西部断層よりやや後期の形成と考えられ，中央西部断層から東側および北東側には，藻南層の海成の碎屑岩

相が，また南西側には藻南層の火山岩・火山碎屑岩が発達することで特徴づけられる。

さらに，東側の東部断層は，島松山東部-白旗山東部-焼山北方を通過して，札幌市街に至るものである。この断層の西側には，島松山・白旗山・焼山を構成する藻南層および第四系前期上部の輪厚層が分布する。この帯をIII帯と呼ぶことにする。東部断層の形成は，野幌層がこの断層から西側には分布しないことから野幌層堆積前に形成され，さらに輪厚層の分布高度にいちじるしい差があることから，輪厚層堆積後に再活動したものと考えられる。

さて，I帯では明瞭ではないが，II帯，III帯に分布する新第三系の層準を比較してみると，それぞれの帯内では，同層準の地層が一様に分布しているわけではない。もっとも代表的なIIb帯についてみると，北から，豊平川を境として，その北西部の藻岩山地域では，漁川層相当層と藻南層とからなる。それに対して，その南部の藻南公園を中心とした地域は，地層の走向・傾斜に関係なく漁川層相当層はみられず，藻南層だけが露出する。さらにその南部の月寒川上流地域から滝野までの地域では，板割沢層当層を主体としている。また，その南部の厚別川からモイチャン川までのブロックでは藻南層相当層と輪厚層で構成され，モイチャン川の南部地域では，板割沢層相当層と藻南層相当の安山岩熔岩，および輪厚層からなる。つまり，中央西部断層と中央部断層ではさまれた，巾3～5kmのIIb帯内では，NS～NNW-SSEの断層と直交あるいは斜交する，NE～NNE-SSW方向の断層で，いくつかのブロックに区切られているものと考えられる。このようなNE-SW断層は，IIa帯やIII帯中にも推定される。したがって，西部山地の支笏火山噴出物でおおわれた，その下位には，“あみだくじ状”の断層で区切られた，ブロック構造が発達するものと考えられる。このようなブロック構造は，IIb帯にみられる輪厚層の分布から，鮮新世に形成された断層線が，輪厚層堆積後に再活動した結果によるものと考えられる。

III・2 東部山地

東部山地の地質構造の基本的パターンは，南北性の長大な褶曲構造と，これにはほぼ平行する走向断層およびやや斜交する断層である。

褶曲構造のうち，主要なものは馬追丘陵を構成し，川端層・岩見沢層などを出現させる背斜構造と，その東側で茂世丑-角田-追分-厚真を通過して，峯延層・萌別層などの鮮新統，およびニタツポロ層・美里層などの更新統を出現させる向斜構造とである。これらの褶曲構造は，南

部でNNW-SSE方向をとるが、中央部ではほぼN-S、北部ではNNE-SSWと、ゆるく湾曲する長大な油田構造となっている。

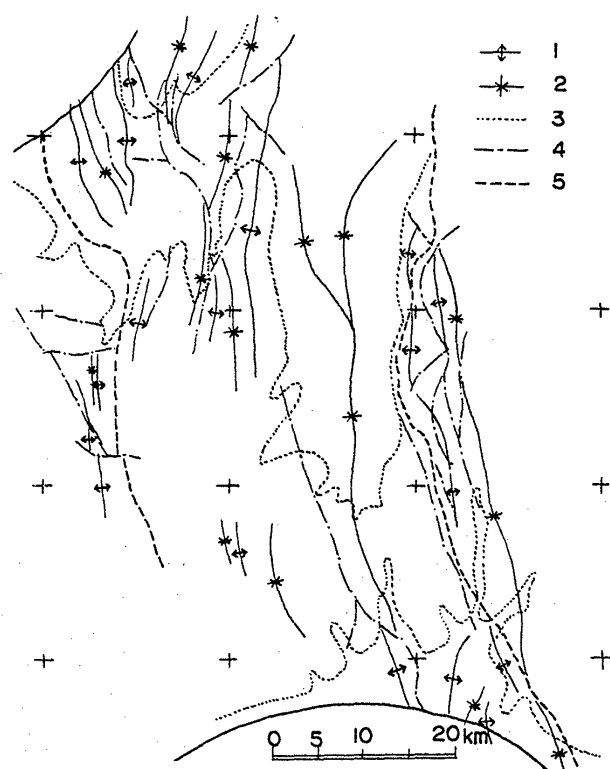
断層構造のうち主要なものは、栗山-川端を結ぶ線上に推定される断層、および泉郷-早来を結ぶ断層である。前者は、前にのべた向斜構造と相まって、由仁・三川盆地形成の初期構造という点で重要である。また、後者は札幌・苫小牧低地帯東縁の断層の1つとして重視される。これら褶曲構造および断層構造の発生は、鮮新統堆積後であろうが、とくに向斜構造が第四系堆積の場として引継がれていることはみのがすことができない。

Ⅲ・3 北部山地

北部山地は、東部山地と同様にほぼ南北性の油田褶曲構造で特徴づけられる。この地域の褶曲構造は、それぞれ石狩低地帯下に埋没して、茨戸ドームや篠路潜丘に連続しており、石狩低地帯埋積物に影響を与えている点で重要である。

Ⅲ・4 平野下の地質構造（新第三系）

北部山地の褶曲構造は低地帯下に、ほぼ連続しながら



第6図 札幌・苫小牧低地帯の地下構造図
(吾妻, 1962の原図に一部加筆)

1: 背斜軸, 2: 向斜軸, 3: 沖積境界線,
4: 断層線, 5: 構造線。

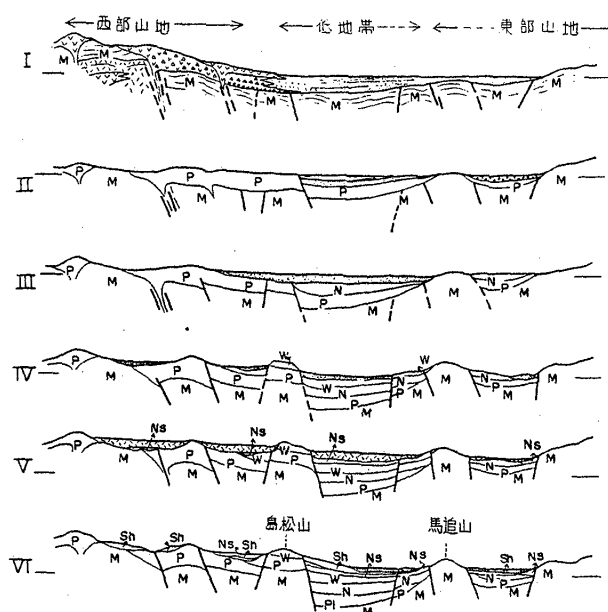
埋没している。しかしその南部の札幌扇状地下では、中央部断層あるいは東部断層によって、不連続的である。このことは、吾妻(1962)によっても、手稲-支笏構造線として示されている。また、東部山地と札幌・苫小牧低地帯との境界は、馬追-鷗川構造線としあらわされており、泉郷-早来断層がその1部にあたる。このように、西部山地および東部山地の新第三系地質構造と、低地帯下新第三系の地質構造とは、構造線によって境され不連続的である。これらの構造線は、野幌層の分布から推定すると、鮮新世末の形成と考えられる。これに対して、北部山地の構造は、低地帯下に連続しており、前地域とは対立的である。

ところで、低地帯周辺地域の新第三系の岩相や層厚などから、札幌・苫小牧低地帯下にも、大局的には向斜構造が発達することは推定に難くない。吾妻(1962)は、地震探査とボーリング結果から、第6図のように苫小牧低地帯のほぼ中央部に、幌向-長都向斜構造を報告している。また、最近の石油資源開発K・K(1971)の地震探査の結果でも、低地帯下の新第三系は、ゆるやかな盆状構造を示すことが報告されている。

Ⅳ 札幌・苫小牧低地帯の形成過程

中新統中部の地層は、西部地域と、東部および北部地域とでは、岩質・岩相上で対立的な差異のあることはのべたとおりである。その境界は中新世中期あるいはそれ以前に発生した構造線にもとづくもので、少なくとも低地帯内にあったと推定される。このような構造線と岩質上の差によって、中新統中部堆積以降、札幌・苫小牧低地帯は、沈降帯として経過したと推定される。したがって、低地帯発生の基盤は、中新統中部堆積前にさかのぼるものであろう。

中新統上部や鮮新統は、いずれも低地帯内で比較的厚く堆積していることは、吾妻(1962)によって示されており、沈降帯としての性格をあらわしている。鮮新統堆積時で重要なのは、西部地域の火山活動と、東部地域での堆積状況である。つまり、西部地域の火山活動の産物は、やはり低地帯西縁にかぎられ、他地域との岩質岩相上の差が、低地帯内で境されているからである。それが、鮮新統以降の堆積域形成に影響しているとみることができよう。また、現在の馬追丘陵の東西両翼部では、鮮新統はほとんど発達していないが、南部にわずかにみられる程度なのに対し、由仁・三川盆地の東側、さらに安平-早来-厚真地域には、南北に鮮新統がひろがり、古馬追丘陵によって低地帯が2分されていたと考えられるからである。この東側の鮮新統堆積域が向斜帯として進



第7図 札幌・苫小牧低地帯形成過程模式図

I : 鮮新統の堆積と火山活動・断裂運動, II : 更新世初期の断裂と野幌層の堆積, III : 輪厚層の堆積, IV : 更新世中期のブロック運動(島松山・白旗山・焼山の形成)と西の里層・美里層などの堆積, V : 陸地化の進行と支笏火山噴出物の埋積, VI : 後支笏期の削剝と“沖積層”の堆積, M中新統, P鮮新統, N野幌層, W輪厚層, Ns西の里・美里層など, Sh支笏火山噴出物。

展し、後の更新統堆積の場として進行して行くことになる。

第三紀末の構造運動は、北海道各地で実証されているが、この札幌・苫小牧低地帯地域でも例外でない。前にのべた東部断層や馬追山西縁の構造線(吾妻, 1962)は、この時点で発生したものであろう。その1つの東部断層は、中新統や鮮新統の堆積物の岩質・岩相上の境界線にあるものと推定され、また、馬追丘陵西縁の構造線は、中新統・鮮新統堆積時からの上昇帯(古馬追丘陵)の進行結果と考えられる。この東西2つの構造線でかこまれた低地帯内が野幌層の堆積域として、形成されたのである。また馬追山東部の鮮新統堆積域もやはり沈降帯として進行し、ニタツボ層の堆積の場となっている。前にのべたように、札幌・苫小牧低地帯の実質的な形成は、この時期に始まる。

ところで、野幌層の構成物はほとんど現在の夕張山地からの供給物である。このことは、東部山地からの供給が西部山地からの供給よりまさり、それが古海流で運搬されて野幌層として堆積したと考えられる。

野幌層の堆積後、全般的な上昇を経過したのち、削剝によって平坦化された西部山地まで入りこんで、野幌層

の堆積域のさらに西側まで輪厚層の堆積域が形成される。焼山・白旗山・島松山などの山頂にみられる礫層や、さらに西部山地に点在する礫層は、扇状地堆積相を示している。それに対して、輪厚や竹山の北東地域では、より細粒となり瀕海の堆積相を示すことで特徴づけられる。このことは、竹山北東部を境として、陸域と海域に分けられていたものと考えられる。輪厚層堆積時の供給源は、その構成物から西部山地以外には考えられない。一方、東部地域では輪厚層相当の堆積物は、まったくみられない。したがってこの時期には陸化していたものと考えられる。

輪厚層堆積後、全般的な上昇にともない。海域は輪厚層堆積域の中心地域にわずかに残され、西の里の堆積が行なわれている。この時期で特徴的なことは、西部山地で東部断層と中央部断層でかこまれたⅢ帯地域が、地置状の上昇ブロックとして発生したことである。このブロックでの輪厚層下限の。現在の最高高度は標高450mにも達するが、中央部断層から西側では、350m以下にすぎない。したがって、Ⅲ帯地域は少なくとも100m前後の上昇を考えなければならない。先にのべたⅡa帯、Ⅱb帯中のブロック化も、この時期の形成と考えられる。また、東部山地では馬追丘陵が明確な姿をあらわしはじめ、その東側の向斜帯にそって、美里層や下安平層の堆積が行なわれている。

下安平層の堆積後、気候は寒冷化し、海水面の低下によって陸域は急激にひろがり、海水準は-75m以上にも達した。この時期には、西南部で支笏火山が大爆発を開始して、降下軽石の堆積(32,200^{+4,700}_{-3,100}年B.P.)と、軽石流の流下があった。

支笏火山の活動は、低地帯の形成過程に重要な役割りを果たした。その1つは、東方に流出した膨大な軽石流は、低地を埋積し南北に連続していた低地帯を2分した。この“せきとめ”によって河川流路の変更を生じ、それぞれの地域の堆積様相に大きな変化をもたらした。もう1つは、侵蝕地形の瞬間的な回春(埋積)である。つまり軽石流がなかったとすれば、“沖積層”の深度は、現在のそれよりかなり深くなったであろう。

その後 Maximum Würm の最大海退期を迎え、固結の進んでいない支笏火山噴出物は、かなりの侵蝕を受けている。また、地表水によって広い範囲での侵蝕、運搬、堆積が行なわれ、厚別砂礫層などの地層を形成している。その後、気候の暖化にともない海水面が上昇し、低地帯を埋積して“沖積層”の堆積がみられるようになった。

あとがき

この小論では、(1)、西部地域で従来野幌層に含めて扱われた砂層（焼山・白旗山・島松山などを構成する；土居ほか、1956）は、分布高度・岩層・地層の傾斜などから鮮新統に含まれることを明らかにし、その層準の追跡によって、支笏火山噴出物下の地質構造を“あみだくじ”状ブロック構造と推定した。(2)、野幌層は、第三紀末に形成された東部断層の前身の構造線以東に発達する地層で、構成物は東方からの供給物を主体とすることをのべた。(3)、焼山・白旗山・島松山・竹山などの山頂に発達する、安山岩礫を主体とする礫層は、段丘堆積物としてあつかわれるものではなく、西部地域にかなり広く発達するばかりか、野幌丘陵地域にまでも追跡されることを明らかにした。その結果、この地層を従来の野幌層から分離し、新たに輪厚層としてあつかった。(4)、札幌・苫小牧低地帯の形成は、新第三紀中新世にその発生をもとめ、鮮新統堆積以降沈降帯として進展し、実質的な低地帯形成は、野幌層の堆積に始まることをのべた。(5)、低地帯各地で提唱されてきた更新統の各地層を整理し、現時点で可能な限りの対比を試みた。(6)、支笏火山活動が低地帯におよぼした影響について、大局的な沖積層の層相についてのべた。

なお、層序設定や対比には次の問題点が残されており、今後の課題となっている。

(1)、野幌層と新第三系との関係。(2)、西の里層と輪厚層との関係。(3)、西の里層の分布と美里層の対比。(4)、野幌層と獅子内層・伊達山層との関係。(5)、ラルマナイ礫層など支笏火山噴出物直下の堆積物の性格と、下安平層・汐見層などとの対比。(6)、いわゆる段丘堆積物についての検討。(7)、“沖積層”の堆積物の岩石学的、古生物学的検討。

文 献

- 吾妻 稔(1962)；石狩低地帯の地下構造。石油技術協会誌，vol. 27，no. 6，p. 135—172。
- 第四紀総研北海道グループ(1969)；北海道の第四系。日本の第四系，地団研専報，p. 1—35。
- 土居繁雄・小山内熙(1955)；北海道の熔結凝灰岩について。地球科学，no. 23，p. 1—6。
- 藤田郁男・石狩低地帯研究会(1967)；海成洪積統と海水準変化の問題点。第四紀，no. 10，p. 2—6。
- (1969)；札幌—苫小牧低地帯の第四系。第四紀no. 14，p. 37—47。
- 北海道立地下資源調査所(1969)；石狩低地帯の深井戸検層図集。北海道立地下資源調査所報告，no. 39。
- 井関弘太郎(1966)；沖積層に関するこれまでの知見。第四紀研究，vol. 5，no. 3—4，p. 93—97。
- 石狩低地帯グループ(1965)；北海道野幌丘陵の第4系について。地球科学，no. 79，p. 18—27。
- (1965)；石狩平野における支笏降下軽石堆積物の¹⁴C年代。地球科学，no. 81，p. 12。
- 古植物研究グループ(1969)；第四紀における気候—海面変動一。第四紀，no. 14，p. 32—36。
- 湊 正雄(1955)；北海道第4紀に関する諸問題。科学，vol. 25，no. 3。
- ・井尻正二(1958)；日本列島。岩波新書。
- (1967)；第四紀末葉の海水面変動と釧路平原下の軟弱地盤地質系統。北海道防災会議。
- ・藤原嘉樹・熊野純男(1968)；札幌周辺の地盤について。北海道防災会議。
- 三谷勝利(1971)；長沼町東舞鶴地域天然ガス調査概報。地下資源調査所所内報。
- 長尾 功(1940)；札幌—苫小牧低地帯（石狩低地帯）。矢部教授還暦記念論文集Ⅱ，p. 677—694。
- 中川久夫(1966)；「沖積層」について。第四紀研究，vol. 5，no. 3—4，p. 99—102。
- 小山内熙・ほか(1971)；東千才および由仁南部地区砂利資源調査概要報告。地下資源調査所所内報。
- 佐々保雄・森谷虎彦(1956)；北海道石狩国野幌丘陵の地質。石油技術協会誌，vol. 16，no. 5，p. 236—251。
- 佐藤博之(1969)；札幌—苫小牧低地帯の火山灰。地質ニュース，no. 179，p. 15—20。
- 石油資源開発株式会社物理探鉱部(1971)；広島—長沼地震探鉱調査報告書。
- 矢野牧夫・石狩低地帯研究会(1968)；石狩平野の第四系から産出する植物遺体の概観。第四紀研究，vol. 7，no. 2，p. 41—48。
- 山口久之助・ほか(1963)；北海道水理地質図幅，苫小牧・室蘭。北海道立地下資源調査所。
- ・———(1964)；北海道水理地質図幅，札幌。北海道立地下資源調査所。
- ・———(1965)；北海道水理地質図幅 札幌別冊。札幌周辺の地盤と地下水，北海道立地下資源調査所。
- (1969)；千才周辺の地下水について。北海道開発局。
- (1970)；石狩湾岸低地の地下構造と地下水。

地下資源調査所報告, no. 41, p. 1—32.

山口久之助・松下勝秀(1972); 苫小牧東部大規模工業基地の地下構造と地下水. 北海道開発局.

参考, 5万分の1 地質図幅説明書

定山溪, 石山, 札幌, 当別, 石狩, 恵庭, 苫小牧, 樽前山, 追分, 早来, 岩見沢, 夕張, 鶴川, 江別.

Geologic Development of the Sapporo-Tomakomai Depression and its Surrounding Area

Katsuhide MATSUSHITA, Ikuro FUJITA and Hiroshi OSANAI

(Abstract)

The Sapporo-Tomakomai Depression is one of the significant depression belts in Hokkaido, Japan. It extends in a north-south direction from Ishikari side of the Japan Sea to the Tomakomai side of the Pacific Ocean. This depression belt lies between highlands in the eastern, the western and the northern area that are composed of sedimentary and volcanic materials formed in Pleistocene. The belt developed as basement from many formations of the Miocene series to the Pliocene. The western highlands have the characteristic deposits of the green tuff region. The eastern and northern highlands are composed of non-green tuff deposits.

The western highlands have mainly monoclinic structure with a small amount of small folds and older than the eastern formations in age. The prominent structural feature of the basements is characterized by block structure, made by two systems of faults, that is, three or four faults running in a NNW-SSE direction and many faults running in a NE-SW direction. These faults were many formed from Miocene to Pliocene in age. Only the eastern most fault in the western highlands, however, limited the sedimentary area of the Nopporo formation of the lowest Pleistocene series and moved again during the middle Pleistocene period. As a result it has completed the above mentioned block structure in the western area.

The northern and the eastern highlands are characterized by folding structures in the N-S direction formed in latest Pliocene. A eastern synclinal zone

among them had been successively retained as a area of deposition in Quaternary.

The lowest Pleistocene formations distribute in the both areas of east and west. They are called the Nopporo formation in the western area and the Nitapporo formation in the eastern. It is a remarkable characteristic that the deposits of them are composed chiefly of the materials from the eastern highlands.

After the deposition of the Nopporo formation, in a few stage of erosion, the faults were covered, mostly by andesite gravels, from the western side of the fault. This is the present Wattsu formation, which distributes in the wider area than that of the Nopporo formation.

Subsequently, the whole land masses rose so that the above mentioned highlands were raised above sea level, and only the central area of Wattsu formation remained below sea level. The Nishinosato formation deposited precisely in this area.

In the Würm glacial stage, the sea level regressed, causing wide areas to erode under the cool and dry conditions. During the same period the volcanic activities relating to the Shikotsu caldera had been extensively done and the pumice falls or the pyroclastic flows covered over the lower land in the mid-area. Thus the Sapporo-Tomakomai Depression divided into the northern and the southern areas.

Then the sea level rose again and alluvial sediments deposited and formed the present Ishikari Plain in the northern area.