

地域地質研究報告

5万分の1 図幅

釧路(2)第52号

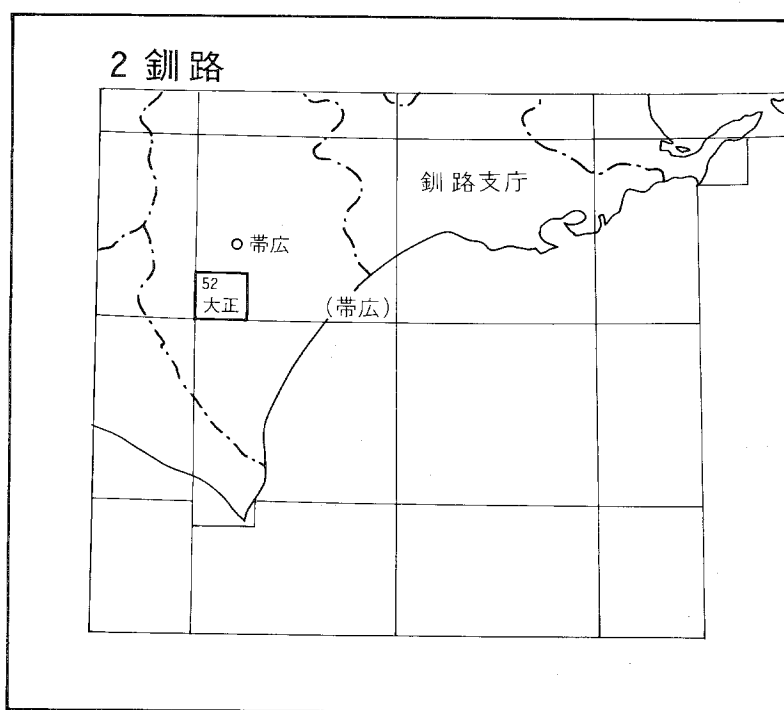
## 大 正 地 域 の 地 質

小坂利幸・松井 愈・木村方一・  
紺谷吉弘・野川 潔・春日井 昭  
・近藤鍊三・藤山広武

昭和 54 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	2
I. 1 地形一般	2
I. 2 平坦面区分	2
I. 3 台 地	4
I. 3. 1 東戸蔦台地	5
I. 3. 2 上帯広台地および上札内台地	5
I. 3. 3 幕別台地	8
I. 4 古砂丘地形	9
I. 5 現河床氾濫原	9
II. 地質概説	9
III. 日高累層群	11
III. 1 ヤオロマップ川層	11
IV. 十勝累層群	12
IV. 1 長流枝内層	12
IV. 2 渋山層	13
IV. 2. 1 芽登凝灰岩層	14
IV. 2. 2 渋山層主部	14
IV. 3 長流枝内層および渋山層の地質時代	14
V. 中～上部更新統	15
V. 1 光地園礫層および光地園面堆積物	17
V. 2 東戸蔦面堆積物	20
V. 3 共栄面堆積物	20
V. 4 上伏古面堆積物および上更別面Ⅱ堆積物	21
V. 5 基松面堆積物および上更別面Ⅲ堆積物	21
V. 6 ビラオトリ層	21
V. 7 上札内Ⅰ礫層	22
V. 8 上札内Ⅰ面堆積物	23
V. 9 上札内Ⅱ a 面堆積物	24
V. 10 上札内Ⅱ b 面堆積物	28
VI. 完新世堆積物	29
VI. 1 中札内面堆積物	29
VI. 2 氾濫原堆積物	30

VII. 降下火砕堆積物 .....	30
VII. 1 オレンジ降下軽石堆積物 3 .....	30
VII. 2 支笏降下スコリア堆積物 .....	31
VII. 3 オレンジ降下軽石堆積物 1 .....	31
VII. 4 日高降下軽石堆積物 .....	32
VII. 5 支笏降下軽石堆積物 2 .....	32
VII. 6 支笏降下軽石堆積物 1 .....	33
VII. 7 恵庭 a 降下軽石堆積物 .....	34
VIII. 古砂丘 .....	34
VIII. 1 支笏降下軽石堆積物 1 の古砂丘 .....	35
VIII. 1. 1 分 布 .....	35
VIII. 1. 2 層序と時代 .....	37
VIII. 2 恵庭 a 降下軽石堆積物の古砂丘 .....	39
VIII. 2. 1 分 布 .....	39
VIII. 2. 2 形態, 体積および配列 .....	40
VIII. 2. 3 層序と時代 .....	40
VIII. 2. 4 恵庭 a 古砂丘堆積物の特徴 .....	42
IX. 周氷河現象 .....	43
IX. 1 更新世ウルム氷期の周氷河現象 .....	44
IX. 2 完新世の周氷河現象 .....	45
X. 地質構造と地史 .....	47
X. 1 日高累層群の地質構造 .....	47
X. 2 十勝累層群の地質構造 .....	47
X. 3 中～後期更新世以降の構造運動と地史 .....	48
X. 3. 1 日高山脈の上昇と中央部十勝平野の地形面形成 .....	48
X. 3. 2 幕別台地の傾動的上昇と札内川埋積構造谷の形成 .....	50
X. 3. 3 ウルム氷期以降の地史 .....	50
XI. 応用地質 .....	51
XI. 1 骨材資源 .....	51
文 献 .....	51
Abstract .....	55

## 大正地域の地質

小坂 利幸\*<sup>1</sup>・松井 愈\*<sup>2</sup>・木村 方一\*<sup>3</sup>・紺谷 吉弘\*<sup>2</sup>  
野川 潔\*<sup>4</sup>・春日井 昭\*<sup>3</sup>・近藤 鍊三\*<sup>5</sup>・藤山 広武\*<sup>6</sup>

本図幅地域の調査は、北海道開発庁からの委嘱によって、昭和48年度から昭和50年度にかけておこなわれた。一方、この地域を含む十勝平野全域の第四系を対象とする調査・研究が、筆者らを含む十勝団体研究会によって昭和37年以来、17年間にわたり続けられてきたが、最近、その成果がまとまり発表された(十勝団体研究会, 1978)。本研究報告をまとめるにあたり、同研究会から多くの援助と討論をいただき、さらにその成果を引用させていただいた。本図幅地域は十勝平野のほぼ中央に位置しており、その地質を明らかにするために、本図幅地域に隣接する地域の地層・地形面についても、一部言及した。

野外調査および研究報告の記述にあたっては、日高累層群を紺谷が、鮮新～下部更新統を松井が、また中～上部更新統および地形については、小坂・松井が担当した。そのほか、古砂丘地形および堆積物については、木村・近藤・藤山が、また周水河現象を野川・小坂が、さらに降下火砕堆積物については、小坂・木村・春日井・松井が、とくにその岩石学的検討は、春日井がそれぞれ主に担当した。これらの作業にもとづいて、研究報告全体のとりまとめは、小坂・松井がおこなった。

なお、中～後期更新世に段丘化した数多くの広い平坦面群の発達する本図幅地域の5万分の1地質図を作成し、その地史の経緯を正確に表わすには、従来各「地質図幅」で多く用いられてきた表現方法では著しく困難を感じた。すなわち、従来の表現方法では扇状地礫層や段丘礫層と、それらの堆積面あるいは削斜面をおおう堆積物一下位の砂礫層が再堆積して、局部的に発達する薄い礫層、古土壌、ローム層、降下火砕堆積物などを一括して扱ってしまうか、逆に表現を省略する場合が多かったと考えられる。たとえば、地質図としては、ほぼ中～下部更新統以下を塗色表現し中期更新世以降の地形面区分図を重ねるという方法が、多く用いられている。

本図幅では、各地形面を構成している堆積物(地形面には、堆積面の場合と削斜面の場合とがある)とその面をおおう堆積物を区別し、これら各地形面をおおう堆積物のうち、次の地形面形成以前に堆積したものを、この地形面の「地形面堆積物」と呼び、地質図には、それ以後の堆積物を省略してそれぞれ塗色して示すことにした。

これは、従来ともすれば、表現が省略されるか、下位の砂礫層に一括して扱われがちであったと思われる中～後期更新世堆積物と、その地史の詳細をできるだけ地質図上に表現するための、1つの試みである。

本地域の野外調査に参加され、多くの教示を与えられた十勝団体研究会の方々と、とくに本研究報告の作成について、全面的な協力と援助を与えられた地質調査所北海道支所山口昇一技官に対し、深い謝意を表する。

\*<sup>1</sup> 札幌西高等学校 \*<sup>2</sup> 北海道大学理学部 \*<sup>3</sup> 北海道教育大学札幌分校 \*<sup>4</sup> 北海道教育大学岩見沢分校  
\*<sup>5</sup> 帯広畜産大学 \*<sup>6</sup> 帯広三条高等学校

## I. 地 形

### I. 1 地 形 一 般

大正図幅地域は、十勝平野のほぼ中央部に位置し、北緯42° 40' から42° 50'，東経143° 0' から143° 15' の範囲を占めている。

この図幅地域の南西部には、戸蔦別（とったべつ）川とその支流である岩内川にはさまれて、標高240m から480mを示す本地域では高い山地がわずかに分布する。この山地は、日高山脈北部の東麓にあたり日高果層群によって構成され、十勝平野に突き出た形で発達している。

山地を除くと、この図幅地域の大部分を占めるのは、鮮新～下部更新統を基盤とし、南から北方ないし北北東方向に向けてゆるく傾斜する、標高100～260mの平坦な台地である。この台地は、さらに4つに区分され、十勝団体研究会（1978）は、日高山脈東麓から北方に高度を減じて拡がっている3つの台地を、南側から上札内台地・東戸蔦台地・上帯広台地、また本図幅の東部にわずかにあらわれ、十勝池田・糠内両図幅地域で広く拡がる豊頃丘陵の西側に接して、南北方向に分布する台地を幕別台地と呼んでいる（第1図）。これらのそれぞれの台地は、さらに、高度差・堆積物のちがいなどから、いくつかの地形面に区分されるが、その詳細については後で述べることにする。なお、東戸蔦台地を除く各台地上には、支笏降下軽石堆積物1や恵庭 a降下軽石堆積物の二次堆積からなる古砂丘群が発達し、起伏の大きな波状地形を呈する。

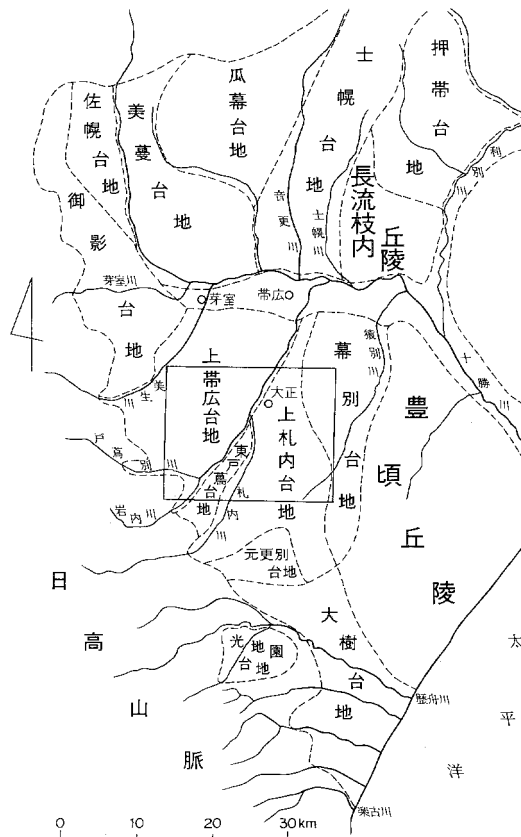
この図幅地域のほぼ中央を、南から北に向けて、札内川・戸蔦別川が流下している。これらの河川は、日高山脈の稜線に源を発し、日高山地を流れる上流部分では、西から東への流路をとるが、平野部に入ると流路を北方に変え、戸蔦別川は岩内川を、札内川は戸蔦別川を合流して十勝川に流下している。

一方、上帯広・上札内各台地の平坦面上には、帯広川・禿貫川・途別川などの諸河川が面の傾斜にしたがって南西から北東方向に流れ、いずれも十勝川に合流する。なお、幕別台地の南端部付近には、サラベツ川およびその他の小河川が発達しており、北流して糠内図幅地域の猿別川に流下している。

### I. 2 平坦面区分

この図幅地域に発達する地形面は、十勝団体研究会（1978）によって、9つに区分されている。本稿では、その後の研究も合せて、高位から光地園面・東戸蔦面<sup>1)</sup>・共栄面・上伏古面および上更別面Ⅱ・基松面および上更別面Ⅲ・上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面・中札内面と呼ぶことにした。これらの地形面のうち、完新世に形成された中札内面以外は、いずれも更新世の地形面である。このうち、扇状地の堆積面である光地園面と上札内Ⅰ面の一部、河岸段丘面である中札内面を除けば、その他の地形面は扇状地状の拡がりを示すが、光地園礫層を削って形成された削斜面である。

1) 本面は、十勝団体研究会（1978）の幕別扇状地面に相当する面である。



第1図 台地名称図（四角枠は大正図幅地域）

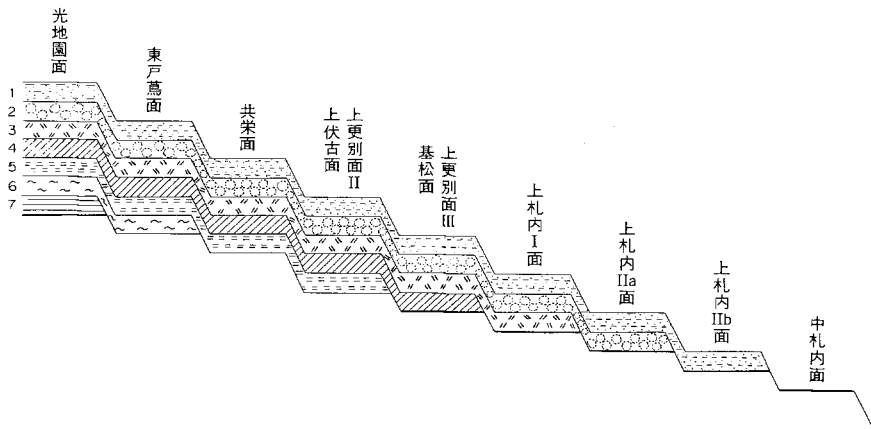
従来、十勝平野には、新旧の扇状地がよく発達しているといわれてきた、この図幅地域の各台地上にも、扇状地的形態を示す地形面の発達が著しい。しかし、記載の項で詳しく述べるように、これらの隆起して開析を受け段丘化した地形面をよく検討すると、そのすべてが扇状地礫層の堆積によって形成されたものではなく、扇状地礫層の発達が確かめられるのは、光地園礫層に代表される厚い礫層で形成される古期開析扇状地と、南部十勝における忠類礫層（松井ほか、1974）、本図幅地域に発達する上札内I礫層によって形成されている新期扇状地とにすぎない。それら以外の広く発達する扇状地状の諸地形面は、これら新旧の扇状地礫層を削剝して形成された平坦面で、光地園礫層あるいは上札内I礫層の削剝面に、ところによって薄い礫層をのせるほかは、ローム層を主とする薄い風成層をのせるにすぎず、本質的には浸食面の性格をもつ浸食段丘（Strath terrace）である。

これらの地形面は、その面を形成する主要な堆積物である砂礫層、およびその表面をおおう各種の降下火砕堆積物・ローム層・古土壌などによって区分し、対比されている（第2図）。

この図幅地域に発達する降下火砕堆積物・ローム層は上位から樽前b降下軽石堆積物（Ta-b）・十勝火山灰C（To-c）<sup>2)</sup>・ソフトローム・ボール状ローム・恵庭a降下軽石堆積物（En-a）・支笏降下軽石堆積物1（Spfa 1）・支笏降下軽石堆積物2（Spfa 2）・日高降下軽石堆積物（Hpfa）・オレンジ降下軽石

2) この火山灰について、区分可能なところは、さらに細分してある。

堆積物 1 (Op-1)・支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa)・オレンジ降下軽石堆積物 3 (Op-3)・赤褐色ロームなどである<sup>3)</sup>。このほか、最下位には、古土壌の“古赤色土”が発達している。



第2図 降下火砕堆積物および古土壌と地形面の関係を示す模式断面図

- 1：ソフトローム 2：恵庭 a 降下軽石およびボール状ローム 3：支笏降下軽石 1, 2 および褐色ローム  
 4：降下軽石 Op-1~3, Hpfa, スコリア Ssfa および褐色ローム 5：赤褐色ローム 6：古赤色土  
 7：白粘土 —：各地形面（東戸蔦面、共栄面、上伏古面の最下部の細線を太線に訂正）

### I. 3 台 地

この図幅地域に発達する台地は、すでに述べたように、東戸蔦台地・上帯広台地・上札内台地・幕別台地の4つに区分される。ここでは、低位の地形面の発達の顕著な台地である上帯広台地と上札内台地を一括することにし、それぞれの台地に発達する地形面について述べる（第1表）。

第1表 各台地に発達する地形面对比表

東戸蔦台地	上帯広台地	上札内台地	幕別台地
	氾濫原面	氾濫原面	
	中札内面	中札内面	
	上札内IIb面	上札内IIb面	
	上札内IIa面	上札内IIa面	
	上札内I面	上札内I面	
	基松面		上更別面III
	上伏古面		上更別面II
			共栄面
東戸蔦面			
光地園面			

3) 以下、降下火砕堆積物については、記号を用いることにする。



### I. 3. 1 東戸蔦台地

東戸蔦台地<sup>4)</sup>は、岩内川—戸蔦別川と札内川にはさまれて、南西から北東に向けて帯状に発達する台地で、この台地の地形面は、その標高、古土壌やローム層などの堆積物のちがいにより、高位より光地園面と東戸蔦面の2つの面に大別される。

#### 光地園面

光地園面は、日高山脈東麓において、堆積物をのせる最高位の平坦面<sup>かみとよに</sup>で、上豊似図幅地域（秋葉ほか、1975）の大樹町旧光地園部落をのせる標高400m前後の面を模式地としている。光地園面は、模式地付近を南限として、日高山脈東麓ぞいに北西方向に延び、御影図幅地域の剣山麓付近まで断続しながら分布する。この図幅地域の光地園面もその一部であって、東戸蔦台地の扇頂部付近（上札内図幅地域内）の標高300mから北方に向けて210mまで低下する。面の表面は著しく削剝され、凹凸にとむ。また、面上を流れる河川は深い谷を形成しながら北方に向けて流下し、戸蔦別川に合流している。

この面を形成する礫層は、光地園礫層（十勝団体研究会、1968）と呼ばれ、扇状地堆積物と考えられている。光地園礫層の上位には、一般に白粘土層をのせることが多い。

#### 東戸蔦面

東戸蔦台地において、日高山脈山麓部付近に発達する光地園面を除いた大部分の面を、東戸蔦面と呼ぶ。本面は、扇頂部<sup>5)</sup>では光地園面と漸移しながら北東方向にしないで高度を減じ、光地園面との比高を増しながら帯状に延び、その扇端部は、札内川と戸蔦別川の合流点付近に達する。扇頂部に近い新札内地区での標高は230mで、扇端部の戸蔦第一地区では、140mまで低下する。本面の戸蔦別川河床との比高は約30m、一方、札内川河床との比高は10m前後で、戸蔦別川河床からの比高が異常に大きい。これは、戸蔦別川と札内川の下刻のちがいを示すものと思われる。地表面は、面上を流れる小河川により著しく浸食され、起伏にとんでい。これらの河川は、面の傾斜にしたがってすべて北方に流下し、下刻作用の激しい戸蔦別川に注いでいる。

本面を構成する礫層は、観察されたすべての地点で光地園礫層である。したがって、本面は光地園礫層の上部が削剝されて形成された地形面（削剝面）であると考えられる。

なお、本面には光地園礫層の上位に直接して、“古赤色土”が特徴的に発達しており（北川ほか、1963）、東戸蔦面は、この“古赤色土”をのせるもっとも新しい面である。平川・小野（1974）は、東戸蔦台地の本面を3つの面に細分し、東戸蔦面より低位の面、すなわち筆者らの共栄面・上伏古面・基松面に相当する面に、それぞれ対比している。しかし、これらの各面には、平川ほか（1974）の述べるように若干の高低、形態のちがいは認められるが、そのいずれの面にも“古赤色土”が分布していることよって、東戸蔦面として一括することができる。

### I. 3. 2 上帯広台地および上札内台地

十勝団体研究会（1978）は、戸蔦別川—札内川と<sup>びせい</sup>美生川間に南西から北東に広く広がる平坦な台地上帯広台地と呼び、また、札内川と途別川間に発達する台地上札内台地と呼んでいる。なお、根本ほ

4) 根本ほか（1933）が、東戸蔦扇状地と呼称したものにはほぼ相当する。

5) 地形面の特徴を示すために、扇状地以外の地形面においても、扇状地状地形、扇頂、扇端部などの用語を用いて記載した。以下に述べる地形面においても同じである。

か(1933)の、上帯広扇状地は上帯広台地に、また、中ノ川扇状地は上札内台地にほぼ相当する。

この上帯広台地と上札内台地は、同様の地形面を発達させているので、以下にまとめて述べることにする。

これらの台地は、この図幅地域内ではもっとも広く発達しており、十勝団地研究会(1978)は、これらの台地の地形面を、高位より上伏古面・基松面・上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面・中札内面に区分した。これらの地形面のうち、幕別台地の西縁と札内川間には、南北方向に延びる構造谷(十勝団地研究会, 1978)が推定されており、この地域の上札内Ⅰ面は、この構造谷を埋積した上札内Ⅰ礫層によって形成された地形面である。一方、上伏古面・基松面を構成する礫層はすべて光地園礫層であって、面形成時の礫層は全く欠除している。また、上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面・中札内面には、厚さ数m程度の段丘礫層が分布するが、その下位には光地園礫層が厚く発達している。このようなことから、上札内Ⅰ面を除くこれらの地形面は、この地域を広く厚くおおった光地園礫層を刻みながら形成された削剥面であると推定される。

### 上伏古面

帯広川と美生川間を、日高山脈東麓より東北東に拡がり、<sup>めむろ</sup>芽室町上伏古地区をのせる面を、上伏古面と呼ぶ。

本面の標高は、山麓付近で300m、扇端部の芽室町栄地区で140mを示し、傾斜はかなり急である。地表面は浸食が進んでおり、起伏にとむ。上伏古面の北側は、北東方向に延びる低位の上札内Ⅰ面に、また南側は同じく低位の基松面や上札内Ⅱa面に切られているが、その比高差は小さい。

このほか、戸蔭別川左岸の<sup>なかやちよ</sup>中八千代地区付近にみられる、北東方向にせまい帯状をなして延びる小規模な面も本面に対比される。

上伏古面は、その堆積物の検討から、中央部十勝を広く埋めつくした光地園礫層を削って形成された削剥面であることが明らかである。なお、本面は光地園礫層の上位に、特徴的な赤褐色ローム層をのせており、上伏古面は赤褐色ローム層をのせる面のなかで、もっとも新しい面であることから他の面と区別される。

### 基松面

この図幅地域の西に隣接する札内岳図幅地域の帯広岳東麓において、八千代付近を扇頂とし、帯広川の右岸ぞいに北東方向に延び、その扇端部は、帯広図幅地域の帯広市街地付近まで拡がる面を基松面と呼ぶ。

本面は、扇頂部付近で約280m、その北東方向にあたる北基松付近で110mの標高を示し、比較的傾斜のゆるい、かなり開析の進んだ地形面である。

このほか、美生川の右岸ぞいに、せまい帯状をなして分布する面も、本面に対比される。

基松面も上伏古面と同様に、古期扇状地礫層である光地園礫層の削剥面と考えられ、上伏古面より一段低位であり、赤褐色ローム層をのせず、Op-3、1やSsfaなどをはさむ褐色ロームをのせることから、上伏古面と区別される。

### 上札内Ⅰ面

上帯広台地において、戸蔭別川ー札内川と帯広川間の<sup>にしたいへい</sup>西太平付近を扇頂として、北東方向に延び、帯

広図幅地域の帯広市稲田町付近に達する地形面を上札内Ⅰ面と呼ぶ。扇頂部付近では、一段低位の上札内Ⅱa面に切られるが、西側の売買川ぞいでは基松面を切っている。扇頂部付近の標高が240m、扇端部で70mに低下し、地表面はSpfa 1やEn-aの二次堆積による古砂丘（木村ほか、1970、1972、1978）の高まりを除くと、傾斜もゆるやかで浸食も軽微である。面上には、面の傾斜にしたがって売買川とその支流の小河川が数多く発達しているが、これらは、戸蔭別川の河道が西から東へ移動するにしたがって頭部がカットされ、無能力化していったものであろう。

このほか、帯広川と美生川間でも、札内岳図幅地域の芽室町東伏見付近を扇頂として、上伏古面を切りながら北東方向に広く拡がり、その扇端部が、帯広図幅地域の西帯広市街地付近に至る面があり、これは本面に対比される、

これらの上札内Ⅰ面の大部分は、光地礫礫層を削って形成された削斜面である。ただし、南豊西地域から帯広図幅地域の、上札内Ⅰ面の扇端部に当る川西や稲田町付近では、試錐や露頭の観察で、本面の礫層である上札内Ⅰ礫層が認められる。

また、上札内台地の途別川右岸ぞいに、南北方向に帯状に延びる面も上札内Ⅰ面であり、ここでは、クサレ礫を含まない厚い扇状地状の礫層（上札内Ⅰ礫層）から形成されている。なお、興和付近の本面の面上にも、Spfa 1やEn-aの二次堆積からなる大小様々な規模の古砂丘が70個前後発達しており、起伏にとんだ地表面を示す。

上札内Ⅰ面は、Spfa 1をのせるもっとも新しい面であることから、他の面との識別が可能である。

#### 上札内Ⅱa面

戸蔭別川下流左岸に主として分布する、En-aをのせるもっとも新しい面を、上札内Ⅱa面と呼ぶ。

ここでは、上八千代付近を扇頂として上札内Ⅰ面を取り巻くように二手に分かれて分布し、その一つは上札内Ⅰ面の南側に接しながら、約2kmの幅で帯状に東北東方向に延びて東清川付近に達する。一方、上札内Ⅰ面の北側に接して北東方向に延びる面は、せまい帯状をなし、売買川ぞいに追跡される。標高が上八千代付近で270m、扇端部の東清川で140mと傾斜がゆるく、起伏の少ない平坦面である。上札内Ⅰ面との境界は、比高差が小さく判然としないが、Spfa 1を欠きEn-aをのせることから区分できる。

そのほか、帯広川流域にそって断続的に分布する面、札内川下流域右岸の大正付近から北北東に延びるせまい帯状の面、また、幕別台地の南端部において、一部にEn-aの古砂丘をのせて分布する面などは、いずれも上札内Ⅱa面に対比される河岸段丘面であり、Spfa 1を欠いてEn-aをのせている。

#### 上札内Ⅱb面

上札内台地において、南隣の上札内図幅地域の上札内市街地付近を扇頂として、北東ないし北北東方向にゆるく傾斜して広く拡がり、平坦な扇状地状の形態を示す地形面を、上札内Ⅱb面と呼ぶ。

上札内Ⅱb面は、En-aをのせず、礫層の上位に暗褐色砂質のソフトロームをはさんで、腐植層を累重させている。

模式地での上札内Ⅱb面は、扇頂部付近で270m前後の標高であり、北東ないし北北東方向に規則的な同心円状の等高線を示しながらゆるく傾斜し、扇端部にあたる更別地区で160m、大正市街地付近で115mを示す。起伏はほとんどなく平滑で、面上にはサラベツ川や途別川の支流などの小河川が発達し、

面の傾斜にしたがって流下している。

このほか、戸蔭別川左岸の上清川地区をのせる面も上札内Ⅱb面に相当する面である。

これらの上札内Ⅱb面を形成した礫層は、厚いところでも4～5mにすぎず、とうてい扇状地礫層とは考えられない。したがって、上札内Ⅱb面は地形としては扇状地状を示しているが、上帯広台地に分布する上伏古面・基松面・上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面などと同様に、原型はおそらく古期扇状地礫層の光地園礫層によって形成され、それが削剝されながら平坦化した地形面であると考えられる。

### 中札内面

中札内市街地をのせる、上札内Ⅱb面より一段低位の河岸段丘面を中札内面と呼ぶ。中札内市街地付近では、上札内Ⅱb面との境が必ずしも判然としていないが、その延長方向にあたる大正市街地付近では、上札内Ⅱb面と1～2mの比高差を有する。

そのほか、戸蔭別川・岩内川などの流域で、現河川にそって小規模な河岸段丘面が分布するが、これらは中札内面に対比される。

本面の礫層の上位には、ソフトロームを欠き、直接腐植層がのっており、沖積段丘面と考えられる。

## I. 3. 3 幕別台地

この図幅地域の東側に、やや開析の進んだ丘陵性の台地が、南北方向に発達している。この台地は、根本ほか（1933）が幕別台地と呼んだものの一部にあたる。

図幅地域内のこの台地には、3段の平坦面が認められ、十勝団体研究会（1978）は、これを高位より、共栄面・上更別面Ⅱ・上更別面Ⅲと呼んでいる。

### 共栄面

共栄面は、十勝池田図幅地域の幕別町市街地の後背地に発達する地形面のうち、高位より2段目の標高110m前後の平坦面を模式地とする面を呼び、この図幅地域では、幕別台地の稜線上に分布する標高170m前後の面が、これに対比される。面の表面はやや開析されており、南から北に向けてわずかに傾斜している。十勝池田図幅や糠内図幅地域に分布する幕別台地や豊頃丘陵には、東戸蔭面に相当する大豊面（十勝団体研究会、1968）が発達し、この大豊面を切って共栄面が発達しているのがみられるが、この図幅地域には、大豊面は分布しない。

本面を構成する礫層は、すべて光地園礫層であり、共栄面も光地園礫層の削剝面である。

### 上更別面Ⅱ

幕別台地において、共栄面を同心円状に取り巻くように分布する標高160m前後の、やや開析された面を上更別面Ⅱと呼ぶ。共栄面との境界は、なだらかに漸移し判然としない。

本面は、一部に薄い礫層をのせることもあるが、多くの露頭では光地園礫層であり、本面も基本的には、光地園礫層の削剝面であることを示している。

上更別面Ⅱは、他の地形面との関係から、上帯広台地の上伏古面に対比される。

なお、似平第三地区付近の本面上には、大きな起伏を示す古砂丘地形が認められる（藤山ほか、1978）。しかし、この砂丘堆積物は確認できなかった。

### 上更別面Ⅲ

幕別台地上更別面Ⅱより一段低位で、その外側を取り巻くように分布する面を、上更別面Ⅲと呼ぶ。

上更別面Ⅱとは漸移の関係で、その境界は必ずしも明瞭でない。幕別台地の南端部に分布する本面上には、古砂丘群が分布し、起伏にとんでいる（帯広市教育委員会，1978）。さらに、その南の延長にあたる勢雄<sup>せお</sup>付近にも、本面の小規模な分布が認められる。

上更別面Ⅲは、赤褐色ロームを欠き、Spfa 1 の下位に厚い褐色ロームをのせていることから、上帯広台地の基松面に対比されると考える。

#### I. 4 古砂丘地形

すでに各地形面の項でも述べたように、この図幅地域には、Spfa 1 やEn-aの二次堆積物からなる古砂丘地形の発達が著しい。

しかし、Spfa 1 からなる古砂丘として確認されているのは、幕別台地の南端の上更別面Ⅲ上で1か所、上札内台地や上帯広台地上の札内Ⅰ面上で4か所にすぎない。これらの砂丘の平面形は、帯状ないし紡錘形を示し、その長軸方向の平均の長さは250m、比高も2m前後と小型のものが多い。一方、En-aからなる古砂丘は、上帯広台地・上札内台地の札内Ⅰ面や札内Ⅱa面上に分布する。とくに上帯広台地の札内川の支流オケネ川と第二売買川間に、また上札内台地の中札内村興和地区周辺に、その発達が顕著である。En-a古砂丘の比高は、1～3mの小型のものが大部分で、5m以上の比高を有する大型のものは10%以下で少ない（木村ほか，1970，1972，1978）。

なお、幕別台地の南西部の似平地域に発達する上更別面Ⅱ、Ⅲ上にも、古砂丘地形が認められるが、1か所を除いてまだ、その堆積物は確認されていない。

古砂丘についての形態・層序・時代などの詳細は、別項で述べる。

#### I. 5 現河床氾濫原

札内川・戸蔦別川の流域には、川幅が1～2kmほどの広い河床氾濫原が発達している。とくに、この2つの河川の合流点、大正市街地付近より下流では、その発達が顕著である。また、この2つの河川のそれぞれの河床面と、上札内Ⅱb面に対する比高を比較すると、戸蔦別川では10m、札内川で5mほどで、戸蔦別川の方が下刻作用の激しいことを示している。

なお、戸蔦別川・札内川の流域には、中札内面よりさらに低位の比高の小さい小段丘群が認められるが、ここでは区分しないで現河床氾濫原に含めた。

その他の河川の流域での氾濫原は、川幅もせまく発達が悪い。

### II. 地質概説

この図幅地域でもっとも広く発達するのは、第四紀中～後期更新世の扇状地礫層、河岸段丘堆積物と

それらをおおう降下火砕堆積物、ローム層などである。そのほか、戸蔦別川や古舞川<sup>ふるまい</sup>の流域には、新第三紀鮮新世ないし第四紀前期更新世の十勝累層群（山口・松井ほか、1978）がわずかに分布し、また、南西部の山地は、日高累層群から構成されている。

ここでの日高累層群は、日高変成帯の東側にそって約20kmの幅で帯状に分布するものの一部であり、南の札内川上流および上札内図幅地域に典型的に発達する日高累層群に連続するものである。

鮮新～下部更新統としては、十勝累層群の上部層（長流枝内層）、最上部層（渋山層）が分布している。後期鮮新世と考えられる長流枝内層は、戸蔦付近の戸蔦別川崖や古舞川の河崖に散点的に露出する。戸蔦付近の長流枝内層は、その分布の西限を示しており、これ以西には分布しない。同じく前期更新世の渋山層は、古舞付近にわずかに露出し、十勝平野における同層の分布の最南端にあたっている。

中～上部更新統としては、広い分布を示す古期扇状地礫層および新时期扇状地礫層、沼ないし湿原堆積物からなるピラオトリ層、各種段丘面を形成する砂礫層、古土壤、ローム層、降下火砕堆積物がある。古期扇状地礫層としては、この図幅地域のほぼ全域を埋めつくして光地園礫層が発達しており、新时期

第2表 地質総括表

地質時代	層序	地形面	摘要	
第 四 紀 新 鮮 世	完新世	氾濫原堆積物	・ Ta-b ・ To-c 砂・礫	
	後 期 新 鮮 世	中札内面堆積物	中札内面	・ Ta-d 礫
		上札内 II b 面堆積物	上札内 II b 面	・ ソフトローム 礫
		上札内 II a 面堆積物	上札内 II a 面	・ ボール状ローム ・ En-a 砂丘砂 (En-a の 2 次堆積) ・ 礫
		上札内 I 面堆積物	上札内 I 面	・ Spfa1,2 褐色砂丘砂 (Spfa1 の 2 次堆積)
		上札内 I 礫層	上札内 I 面	礫
		ピラオトリ層		・ Hpfa ・ Op-1 ・ Ssfa ・ Op-3 泥炭・粘土
		基松面、上更別面 III 堆積物	基松面、上更別面 III	礫
		上伏古面、上更別面 II 堆積物	上伏古面、上更別面 II	赤褐色ローム
		共栄面堆積物	共栄面	古赤色土
		東戸蔦面堆積物	東戸蔦面	白粘土
	光地園面堆積物	光地園面	クサレ礫・砂	
	光地園礫層	光地園面		
	前期 鮮 新 世	十勝累層群	渋山層 主部	粘土・泥炭
			芽登凝灰岩層	黒雲母流紋岩 凝灰岩
	新第三紀	鮮新世	長流枝内層	礫・砂・粘土
	先白亜紀		ヤオロマップ川層	灰緑色砂岩

状地礫層の上札内Ⅰ礫層が、札内川一幕別台地間の構造谷を埋積している。光地園面と上札内Ⅰ面は、それぞれこの新旧扇状地礫層の堆積面であるが、これ以外の地形面は、地形の項で述べたように、光地園礫層の削斜面で、ところによっては光地園礫層を削って厚さ数m程度の礫層をのせるが、多くの場所では砂礫層を全く欠除して、直接、降下火砕堆積物やローム層におおわれている。

そのほか、上更別面Ⅲ上札内Ⅰ面や上札内Ⅱa面上には、Spfa 1 やEn-aからなる古砂丘堆積物が発達している。なお、本図幅地域の地質総括表を、第2表に示した。

### Ⅲ. 日高累層群

日高変成帯の東側南部地域に発達する日高累層群について、紺谷(1978)はそれらが整合一連であることを明らかにするとともに、それまでの層序(鈴木ほか, 1959; 橋本・武田, 1960; 酒匂ほか, 1963)を訂正して、新たに変成帯東側南部地域の日高累層群全体を、中の川層群に一括した。そして岩相から第3表に示したように、下部の札内川層と上部のヤオロマップ川層に二分し、さらに両層をそれぞれS<sub>1</sub>~S<sub>4</sub>部層, Y<sub>1</sub>~Y<sub>3</sub>部層に細分した。本図幅地域の日高累層群は、南隣の上札内図幅地域のヤオロマップ川中流域を模式地とする、ヤオロマップ川層へ構造的に連続する。

#### Ⅲ. 1 ヤオロマップ川層 (Y<sub>1</sub>)

ヤオロマップ川層は、本図幅地域の南西部にあたる戸蔦別川と岩内川にはさまれた地域に分布する。本地域においては、層厚約3,000mに達しており、これらは大部分Y<sub>1</sub>部層に属するとみられる。

本層は、主に灰緑色~灰色の中~粗粒砂岩からなり、しばしば凝灰質の部分が認められる。砂岩は下部では塊状を呈するが、上部では板状を呈し、いよいよ細粒砂~シルトの級化互層を介する。また石灰質コンクリーションが砂岩中に認められることが多く、これらは径5~15cmの球形または長楕円体形を呈する。

第3表 日高累層群層序表

地質時代	層	序	層厚 m	岩相	
ジュラ紀~ペルム紀(?)	日高累層群	ヤオロマップ川層	Y <sub>3</sub>	1,300+	板状板岩, 粘板岩
		ヤオロマップ川層	Y <sub>2</sub>	1,000~2,200	暗灰色粘板岩 チャート, 石灰岩, 塩基性凝灰岩
		ヤオロマップ川層	Y <sub>1</sub>	1,100~2,700	灰緑色砂岩, ビトリック凝灰岩, 礫岩
	札内川層	札内川層	S <sub>4</sub>	600	黒色粘板岩, 砂岩・粘板岩互層
			S <sub>3</sub>	650	板状砂岩, 砂岩・粘板岩互層
			S <sub>2</sub>	1,300	粗粒灰色板岩
			S <sub>1</sub>	500+	黒色粘板岩, 砂岩・粘板岩互層

(紺谷, 1978による)

戸蔭別川支流の下流部では、粘板岩の粗粒岩片をパッチ状に含む無層理の塊状砂岩が発達し、北岩内生産林道では厚さ2~3mの板状砂岩が発達する。また岩内川では50~100cm厚の板状砂岩卓越部と、5~10cm単位に成層する細粒砂~シルトの級化互層部が、それぞれ30~50cmの厚さで交互に累重する。

#### IV. 十勝累層群

本図幅地域を含む十勝平野には、広く鮮新世~前期更新世の諸地層が発達しており、層序学および構造地質学的諸研究がおこなわれてきた（橋本亘，1955；鬼塚，1962；三谷，1964；山口，1970；松井ほか，1970；山川ほか，1973）。最近の十勝団体研究会

第4表 十勝累層群層序表

第四紀	更新世	十勝累層群	光地園礫層	
			最上部	中里層
				浪山層 芽登凝灰岩層
			上部	居辺山層
	長流枝内層			
	鮮新世	十勝累層群	中部	千代田凝灰岩層
				池田層
				猿別凝灰岩層
				稲士別凝灰岩層
	下部	足寄層	駒晶含化石層	
本別層 (糠内層)				
中新世			大樹層	

(山口・松井ほか，1978aに一部加筆)

の研究結果（1978）によれば、十勝平野における鮮新~下部更新統は、第4表に示したように、下部（本別層、駒晶含化石層、足寄層）、中部（池田層）、上部（長流枝内層、居辺山層）、最上部（浪山層、中里層）に四分される。十勝団体研究会は、十勝平野の直接的基盤であるこれらの諸層を総称して、“十勝累層群”と呼ぶことを提唱している。このうち、本図幅地域で地表に露出するのは、上部（長流枝内層）および最上部浪山層）である。

##### IV. 1 長流枝内層 (Os)

長流枝内層の模式的な発達は、地表では十勝池田図幅地域の長流枝内川流域で観察され、亜炭層や凝灰岩層をはさむ瀬海~浅海性のシルト層や砂礫層からなる地層である。十勝団体研究会（1978）の研究によると、帯広盆地では最厚700mに達する本層の厚い盆状の発達が知られ、その南方延長は、本図幅地域から上札内図幅を経て、忠類図幅の忠類付近に達する向斜構造を呈していることが明らかにされた。

長流枝内層は、この図幅地域には戸蔭別川ぞいの河崖（地点5，7，13，14）で、古期扇状地礫層の光地園礫層や段丘礫層におおわれて、散点的に認められるほか、地域北東部の古舞川流域にわずかに分布するにすぎない（第3図）。これらの露頭では、薄い砂層やシルト層・凝灰岩層をはさむ厚い礫層からなり、ほぼ水



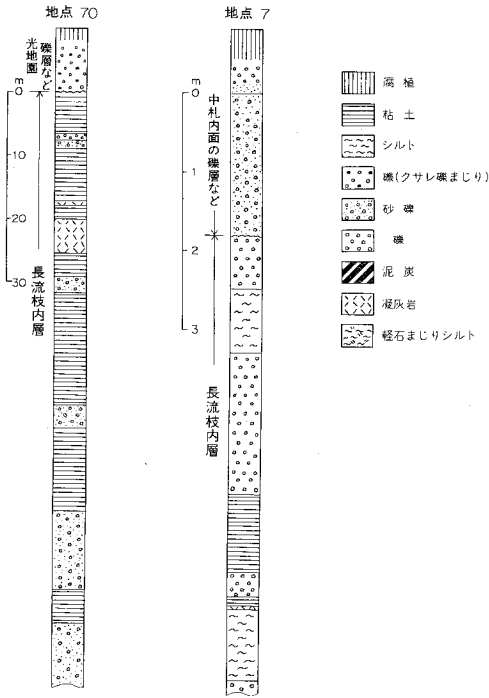


第3図 長流枝内層の礫層（戸蔭，岩内川右岸）

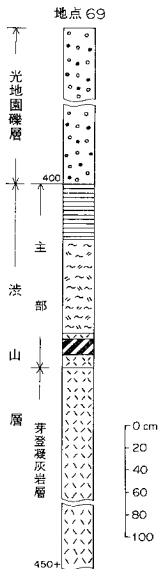
平に分布する。また、古舞川流域の本層の砂質シルト層からは、保存の悪い貝化石が認められ、本層が海成層であることを示している。層厚は、厚いところで15m程度が観察されるにすぎない。しかし、さきに述べたように本図幅地域には、帯広（帯広図幅内）―拓北（上札内図幅内）をむすぶ南北に延びる、大きな向斜構造を示す長流枝内層が広く伏在しており、清川付近でおこなった試錐（地点70）によると、光地園礫層の下位に厚さ90mにわたって、シルト層や砂礫層からなる長流枝内層の分布が確認されている（第4図）。

#### IV. 2 渋山層

帯広図幅広域の国見山付近や芽室町芽室橋付近に、主として凝灰質シルト、砂、細砂礫からなる夾亜炭層が分布している。従来、この夾亜炭層は、池田層に含まれていた（橋本誠二，1954）。しかし、この夾亜炭層は、池田層、長流枝内層を不整合におおう芽登凝灰岩層の上位にあることが明らかにされ、新たに渋山層と命名された（山口ほか，1973）。十勝団体研究会（1978）は、本層の軽石質礫層、凝灰質



第4図 長流枝内層の地質柱状図



第5図 浪山層の柱状図 (凡例は第4図に同じ)

砂・シルト層が、下位の芽登凝灰岩層および屈足熔結凝灰岩層(山口・春日井ほか, 1978)に整合にのり、それらの二次堆積物であることと、芽登凝灰岩層の基底に認められる明瞭な構造的不整合とに注目し、浪山層主部と芽登凝灰岩層とを併せて十勝累層群最上部とし、浪山層と呼んでいる。浪山層は、帯広一音更地域(帯広図幅内)を中心に、前に述べた長流枝内層の盆状構造を埋めて発達しており、本図幅地域はその南縁部にあたっている。

#### IV. 2. 1 芽登凝灰岩層 (Mt)

芽登凝灰岩層は、軽石流堆積物を主体とする凝灰岩層で、上士幌図幅地域の芽登川下流域を模式地としている(松井ほか, 1970)。本層は、上士幌図幅地域の押帯台地や高島・十勝池田両図幅地域の長流枝内丘陵の西縁にそって、北から南に帯状に分布し、この図幅地域の古舞川右岸流域にまで達する。

古舞川流域の露頭(地点69)は、その南限にあっており、これ以南には分布しない。岩質は、黒雲母流紋岩質であり、角閃石を含み、まれに紫蘇輝石もみられる。層厚は4.5m以上で、上位を浪山層主部がおおっている。

#### IV. 2. 2 浪山層主部 (Sb)

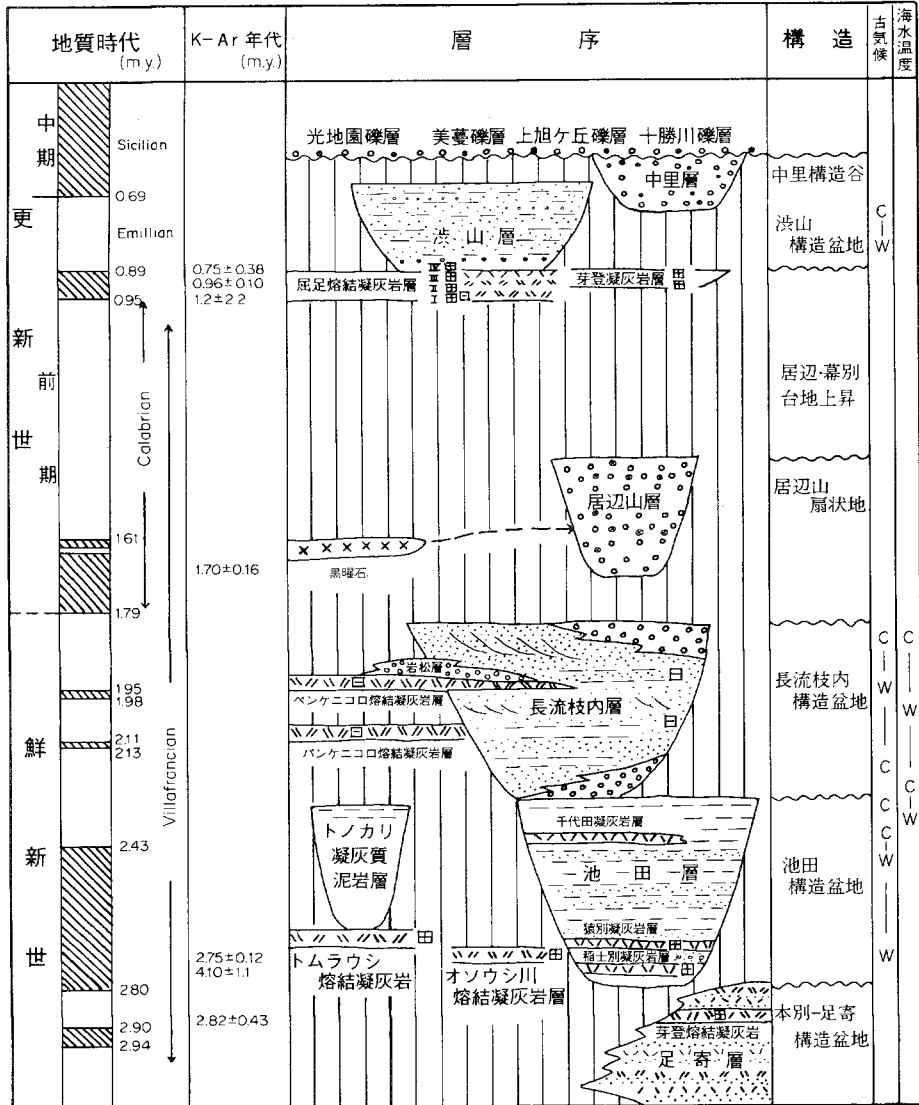
この図幅地域での浪山層主部の分布はせまく、古舞川流域(地点9, 69)にわずかに認められるにすぎない。ここでの浪山層主部は、凝灰質シルトや亜炭層をはさむ粘土層や砂層を主とする地層で、層厚は2mほどが観察されるにすぎず、光地園礫層や新期の段丘礫層によって不整合におおわれている(第5図)。

#### IV. 3 長流枝内層および浪山層の地質時代

本図幅地域内には、長流枝内層および浪山層の地質時代についての具体的な資料はない。両層を含め、十勝累層群の地質時代については、最近、十勝団

体研究会（1978）による総括的な研究が発表され、次のような資料から、長流枝内層は鮮新世後期、洪山層は前期更新世と推定されている。

- ① 十勝累層群下部の本別層・糠内層は、滝川・本別化石動物群を含み、前期鮮新世と考えられている。
- ② 池田層上部に著しい気候の寒化が、花粉分析（岡崎，1957；OKAZAKI，1958；IGARASI，1976）に



第6図 十勝累層群の地質総括図（山口・春日井ほか，1978による）

より認められており、長流枝内層はひきつづく寒冷—冷涼を示す(星野・小坂, 1978)。

③ K-Ar年代として、足寄層中の芽登熔結凝灰岩層 ( $2.82 \pm 0.43 \text{m. y.}$ )、池田層中の稲士別凝灰岩層 ( $4.1 \pm 1.1 \text{m. y.}$ )、さらに稲士別凝灰岩層とほぼ同層準と考えられるオソウシ川熔結凝灰岩層 ( $2.75 \pm 0.12 \text{m. y.}$ ) (山口・春日井ほか, 1978) が知られており、また、これらの火砕岩類の古地磁気为正帯磁を示すことを併せ考えると、各層は Gauss normal epoch に相当すると推定される。長流枝内層から得られた古地磁気資料は逆帯磁を示す(田中ほか, 1978)。

④ 長流枝内層を不整合におおい、洪山層に不整合におおわれる居辺山層が、同層中—上部に大量に含まれる黒曜石礫 (K-Ar年代,  $1.70 \pm 0.16 \text{m. y.}$ ) (柴田ほか, 1979) から、Olduvai normal event ないし、そのやや後の時代と考えられる。

⑤ 洪山層の下部、芽登凝灰岩層および屈足熔結凝灰岩層 (山口・春日井ほか, 1978) が、 $0.75 \pm 0.38 \text{m. y.}$ 、 $0.96 \pm 0.10 \text{m. y.}$  などのK-Ar年代と、正および逆帯磁の資料から、Jaramillo normal event にあたり、したがって、洪山層主部はそれにひきつづく、Matuyama reversed epoch 最末期と推定される。

なお、十勝累層群の地質総括図を、第6図に示した。

## V. 中～上部更新統

この図幅地域で、もっとも広く発達するのは、中～後期更新世の堆積物である。それらは、下位から、光地園礫層、光地園面堆積物<sup>6)</sup>、東戸蔦面堆積物、共栄面堆積物、上伏古面および上更別面Ⅱ堆積物、基松面および上更別面Ⅲ堆積物、ピラオトリ層、上札内Ⅰ礫層、上札内Ⅰ面堆積物、上札内Ⅱa面堆積物、上札内Ⅱb面堆積物などである。

古期扇状地礫層である光地園礫層は、最高位の地形面である光地園面を構成する礫層として分布するだけでなく、図幅地域内の東戸蔦面・共栄面・上伏古面および上更別面Ⅱなどの地形面堆積物および河岸段丘面堆積物の下にも、広く発達している。前述の各面の堆積物は、降下火砕堆積物・ローム層や古土壌などによって構成され、光地園礫層を直接おおっている。また、光地園礫層をおおう基松面および上更別面Ⅲ堆積物は、降下火砕堆積物および褐色ローム層を主とするが、ところによっては、基底部に薄い礫層が存在する。上札内Ⅰ礫層は、札内川—途別川間に発達した構造谷を埋積した新时期扇状地礫層であり、上札内Ⅰ面堆積物は、この上札内Ⅰ機層を、降下火砕堆積物やローム層からなる。上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面の各堆積物は、光地園礫層を削って薄く堆積した堆積物であり、中札内面堆積物は完新世における段丘堆積物である。また、ピラオトリ層は、泥炭を主とする湿原性の堆積物で、その時代は、後期更新世と考えられている(十勝団体研究会, 1978)。

6) 中～後期更新世に形成された地形面には、それが削剥面であるか堆積面であるかに関わりなく、その地形面の形成後、地形面上に①局所的な薄い礫層②古土壌③ローム層および④それには含まれる降下火砕堆積物をのせている。それらのうち、その地形面に特有の、つまり次の地形面が形成されるまでの間に、この面に堆積した堆積物を、この地形面の面堆積物と呼ぶ。

## V. 1 光地園礫層 (Ko) および光地園面堆積物 (Kop)

### 光地園礫層

上豊似図幅地域（秋葉ほか，1975）の旧光地園部落がのる台地の河崖を模式地とし，“クサレ礫”（くさり礫）からなる厚い礫層は，光地園礫層と呼ばれている（十勝団体研究会，1968）。

この模式地での光地園礫層は，握りこぶし大から人頭大の乱雑な堆積を示す礫層で，著しく風化が進んでいる。

十勝団体研究会（1978）は，南部十勝にかぎらず，十勝平野全域の調査・研究を進めて，この光地園礫層が十勝川中流域南岸の中央部十勝に広く分布していること，さらにその延長は，豊頃丘陵の北端を取り巻いて，十勝川下流域から十勝川河口にまで広がっていることを明らかにした。

本図幅地域では，東戸蔦台地の扇頂部付近の光地園面をつくる礫層として分布するだけでなく，この図幅内のほぼ全域にわたって，長流枝内層や洪山層を不整合におおいながら，各種の地形面堆積物基底の下位を構成する礫層として広く広がっている。

光地園礫層のよく観察できる場所は，東戸蔦台地の東戸蔦面下で，中札内橋から大正橋にかけての札内川左岸ぞいの河崖である（地点15，16，17）（第7図）。ここでの光地園礫層は，人頭大から握りこぶし大の雑多な堆積を示す礫層で，その礫種は，日高累層群の粘板岩や砂岩，それに花崗岩やミグマタイト，ホルンフェルスなどからなる。礫は著しく風化され，とくにミグマタイト，花崗岩およびホルンフェルスにその傾向が強い。基質はところにより砂質のこともあるが，一般に泥質である。光地園礫層は基質が泥質で，礫の多くが著しく風化されてクサレ礫になっているのが，一般的な特徴である。模式



第7図 光地園礫層（中札内市街西，札内川左岸）

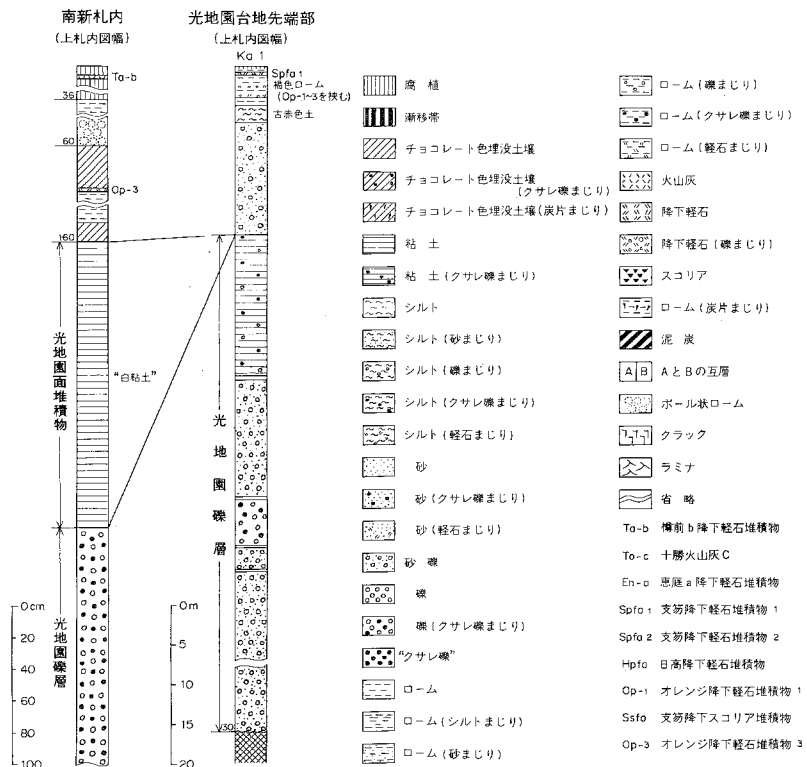
地の光地園台地（上豊似図幅内）では、層厚が90mもあって厚いが、北方に向けてしだいに薄くなっている。なお、この図幅地域での最大の厚さは、20m+を示す。

上帯広台地の上伏古面（地点1, 11, 20, 21）、基松面（地点22）および上札内I面（地点5, 57）、また、北岩内地区の上札内IIa面（地点46）、さらに幕別台地の共栄面（地点69）や上更別面III（地点8）など、これらの各地形面下に発達する礫層は、いずれも光地園礫層であって広い分布を示している。

### 光地園面堆積物

光地園礫層の模式地である旧光地園部落付近（上豊似図幅内）では、光地園礫層の上位に、白粘土層が発達している。この白粘土を光地園面堆積物と呼ぶ。

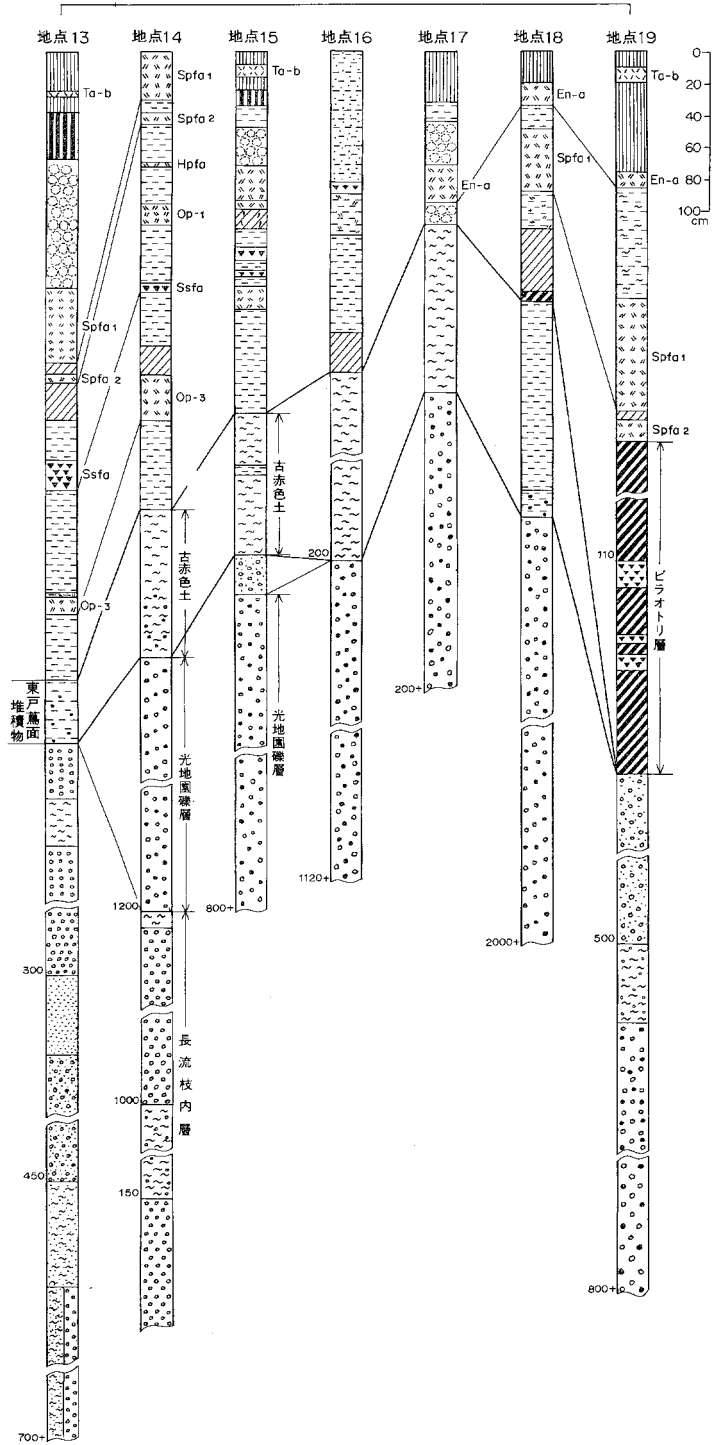
模式地での白粘土は、色調が淡黄灰白色（10Y7/2）<sup>7)</sup>で、かなり粘性にとむ厚さ2m前後の粘土層である。白粘土層の上位には褐鉄鉱の薄層をはさんで、古赤色土が発達している。白粘土の粘土鉱物は、



第8図 光地園礫層および光地園面における堆積物の柱状図（凡例は第9図以下も含む）

7) マンセルシステムの土色帖による。以下同じ

東戸 鷲 面



第9図 東戸鷲面における堆積物の地質柱状図 (柱状図の凡例は第8図に同じ)

アロフェン様粘土・ハロイサイトからなり、おそらく火山灰起源の堆積物と考えられている（秋葉ほか、1975、1978）。

この図幅地域の東戸蔦台地の光地園面では、地点12（第12図）にみられるように、泥炭を主とするピラオトリ層が光地園礫層に直接しており、白粘土層の分布は知られていない。しかし、この光地園面の南の延長にあたる上札内図幅地域の南新札内付近の光地園面の露頭では、光地園礫層の上位に、厚さ180cmの白粘土層が認められている（第8図）。

## V. 2 東戸蔦面堆積物 (Ht)

東戸蔦面堆積物は、東戸蔦台地の札内川左岸ぞいで観察される（地点15、16、17）、ここでは、光地園礫層の上位に直接して、東戸蔦面堆積物である古赤色土が分布する（第9図）。

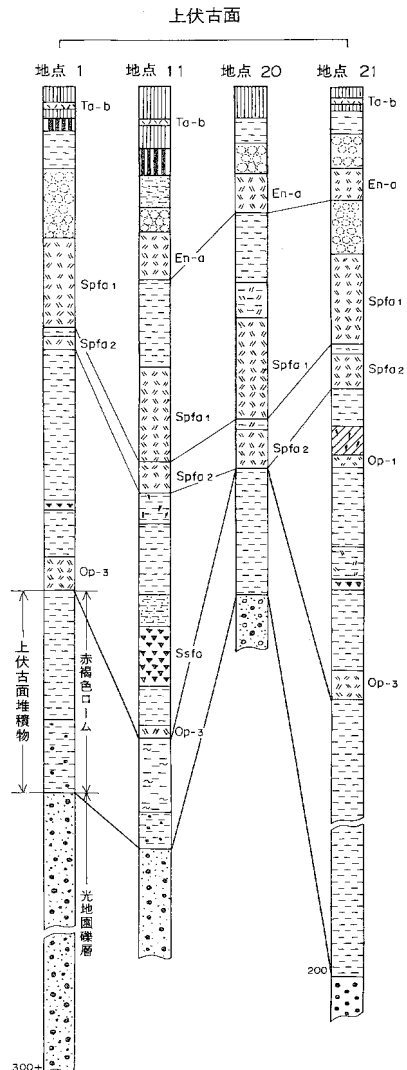
古赤色土は、完全な赤色というよりも赤銅色（5Y R4/8～5/8）を呈し、粘性が強く、層厚は2m以上もあって、下部にクサレ礫の細礫をはさむことが多い。北川ほか（1963）は、この古赤色土を、温暖期の埋積土壌の可能性があると考えている。

なお、この古赤色土の上位には、基松面堆積物である厚い褐色ローム層が発達し、そのなかに、Op-3、Ssfa、Op-1、Hpfaなどの降下火砕堆積物をはさんでいる。

## V. 3 共栄面堆積物 (Ke)

共栄面の模式地である、十勝池田図幅地域の幕別町市街地後背地の露頭では、光地園礫層の上位に直接して、厚さ30cmほどのやや砂質の赤褐色ロームが発達している。これが共栄面堆積物である。この赤褐色ロームの上位には、厚さ70cmほどの褐色ロームがSsfaやOp-1をはさみながら累重する。同図幅地域の他の露頭では、この赤褐色ロームの部分が、粘土化して、チョコレート色を帯びた粘土に変わっているのが観察された。

本図幅地域の古舞川流域の共栄面の露頭（地点69）では、洪山層を不整合におおって厚さ4mほどの光地



第10図 上伏古面における堆積物の地質柱状図（柱状図の凡例は第8図に同じ）



園礫層がみられるだけで、共栄面堆積物を観察することができなかった。

#### V. 4 上伏古面堆積物 (Kf) および上更別面Ⅱ堆積物

帯広川左岸の露頭(地点1)で、厚さ3mほどの礫層が観察されるが、この礫層は、すでに光地園礫層の項で述べたように、クサレ礫を主とする光地園礫層であって、その上位には、厚さ120cmほどの赤褐色ローム、さらにOp-3やSsfaをはさむ厚さ160cmの褐色ロームが発達している。この赤褐色ロームが上伏古面堆積物である。赤褐色ロームは、固くしまった粘性の強いロームで、上下方向にクラックの発達が目立つ。また、その下部には、クサレ礫の細礫を含むことが多い(第10図)。

#### V. 5 基松面堆積物 (Mo) および上更別面Ⅲ堆積物

基松面堆積物は、帯広川右岸の北広野付近の露頭(地点22)で観察される。ここでは光地園礫層の上位に、厚さ2mのOp-3やSsfaなどをはさむ褐色ローム層が累重する(第11図)。この褐色ローム層を基松面堆積物と呼ぶ。この褐色ローム層は、Op-3からOp-1までの降下火砕堆積物をはさみ、粘性に乏しく軽石質で、上伏古面堆積物の赤褐色ロームとは異なっている。なお、忠類図幅のホロカヤントウ沼付近の露頭で、Op-3とSsfaの間の層準から得られた木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $43,200 \pm 2,700$ 年B. P. (GaK-4, 110)(十勝団体研究会, 1973)であり。また、Op-1の直下より得られた炭化木片の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $35,750 \pm 1,350$ 年B. P. (GaK-3669)と報告されている(十勝団体研究会, 1972a)。

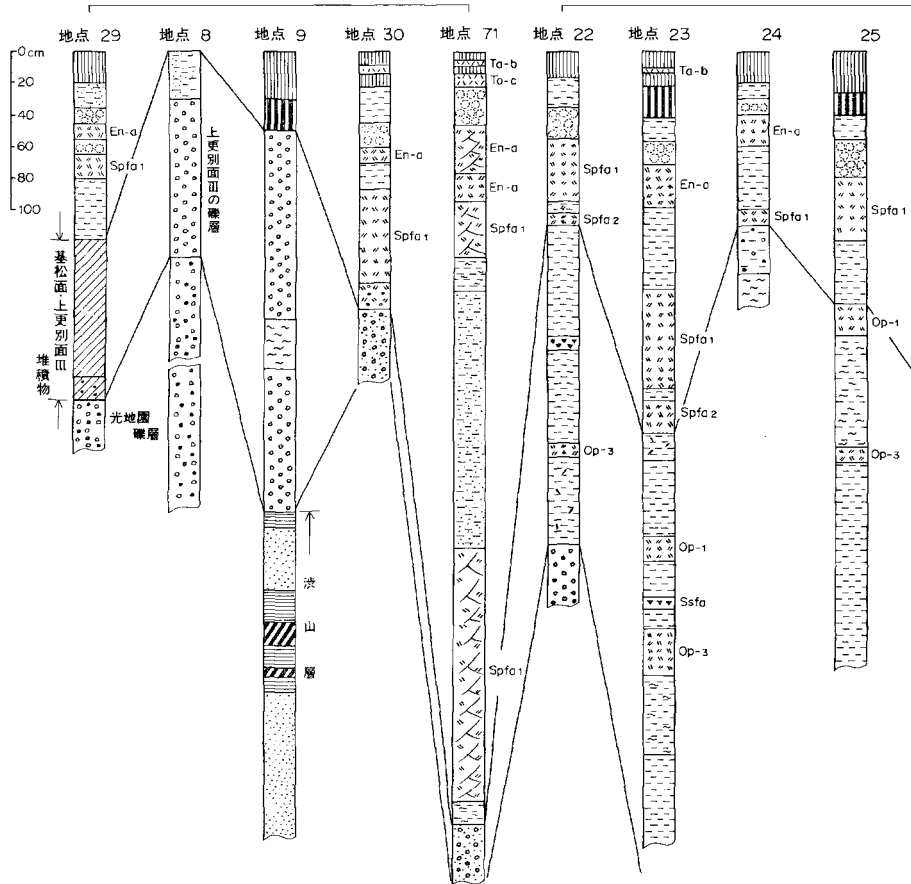
一方、幕別台地の露頭(地点8, 9)では、洪山層や光地園礫層を不整合におおう、厚さ1~2mの礫層が観察され、この礫層は粒径が1~2cmで淘汰が良く、クサレ礫を含まず、上更別面Ⅲの礫層である。また上似平付近(第11図, 地点71)のSpfa 1からなる古砂丘堆積物の下位にも、クサレ礫を含まない礫層が確認されており、この礫層も、上更別面Ⅲの礫層と考えられる。ここでは、この礫層の上位に薄い粘土層をはさんで、Spfa 1の二次堆積物が累重するだけであるが、その南東にあたる勢雄(糠内図幅)付近の上更別面Ⅲの露頭では、層厚約70cmの礫層が発達し、その上位に、Op-3, 1やSsfaをはさむ厚い褐色ローム層が発達している。

これら上更別面Ⅲの礫層は、南部十勝地域に発達する拓北面堆積物(十勝団体研究会, 1978)に対比される。したがって、基松面および上更別面Ⅲ堆積物として一括したこれらの堆積物の地質時代は、中期~後期更新世にわたるものと推定される。

#### V. 6 ビラオトリ層 (Bi)

橋本・武田(1960)がビラオトリ層と呼んだ地層は、広尾図幅地域の楽古川下流域右岸を模式地とし、降下火砕堆積物・砂・シルトをはさむ礫層や泥炭層からなる。

十勝団体研究会(1978)は、このビラオトリ層を、植物遺体・花粉分析の研究により、下部から上部に向けて、温暖→寒冷→やや温暖→寒冷という気候の変化を明らかにし、さらに $^{14}\text{C}$ 年代資料も併せて、



第11図 基松面および上更別面Ⅲにおける堆積物の地質柱状図（柱状図の凡例は

リス-ウルム間氷期からW<sub>I</sub>亜氷期を経て、W<sub>II</sub>亜氷期にいたる堆積物と考えている。

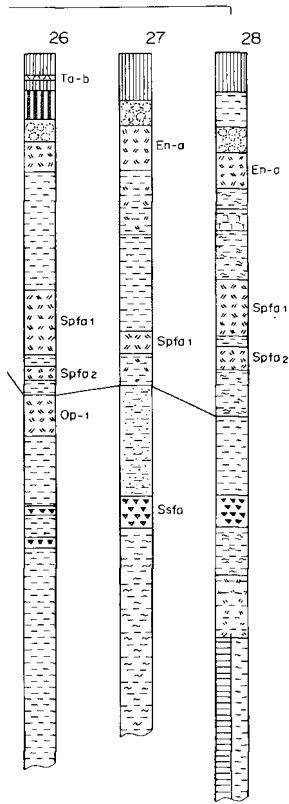
図幅地域で本層は、戸蔦別川下流の右岸ぞいに散点的に小規模な分布を示す（地点12, 19, 第9, 12図）。ここでのピラオトリ層は、十勝平野に分布するピラオトリ層のほぼ北限にあたる。

地点12での観察によると、ピラオトリ層は光地層礫層を不整合におおって、Op-3や泥炭層をはさむ厚さ3mの粘土層からなり、その上位は、厚いSpfa 1におおわれている。

### V. 7 上札内 I 礫層 (K<sub>1</sub>)

札内川一途別川間に発達する構造谷を埋積した新时期状地礫層を、下札内 I 礫層と称する。

南愛国付近の露頭（地点10）での観察によると、基底までは確認できないが、厚さが3mほどの、亜円礫で比較的粒径のそろった握りこぶし大の礫層が発達している。この礫層が、上札内 I 礫層である。



第 8 図に同じ

礫の表面は酸化鉄で汚染されていることもあるが、内部までは“クサレ”ていない。基質は、粗粒砂ないし中粒砂からなる（第12図）。

この図幅地域で、上札内 I 礫層のみられる露頭は少ないが、帯広図幅地域の広尾線依田駅付近の砂利取り場では、光地礫層を不整合におおって、上札内 I 礫層が10m以上の厚さで分布する（第13図）。なお、この礫層の上位には、Spfa 1 をはさむ褐色ローム層が発達している。また、上札内図幅地域の上札内市街地付近を扇頂として、北北東ないし北東方向に広がる上札内 II b 面下には、上札内 I 礫層が厚く分布していることが、試錐の資料などで確かめられている。

十勝団体研究会（1978）は、高島・十勝池田両図幅に分布する長流枝内丘陵の西縁から幕別台地の西縁にそって南に伸びる断層を推定し、これを居辺断層と呼んでいる。また、同団体研究会は、この居辺断層と札内川間に、南北方向に延びる構造谷を推定、これを埋積し上札内 I 面を形成した礫層を、上札内 I 礫層としている。このように、上札内 I 礫層は、Op-1の降下後、Spfa 1の降下以前の比較的短期間に、構造谷を埋積した礫層である。

## V. 8 上札内 I 面堆積物 (K<sub>1</sub>p)

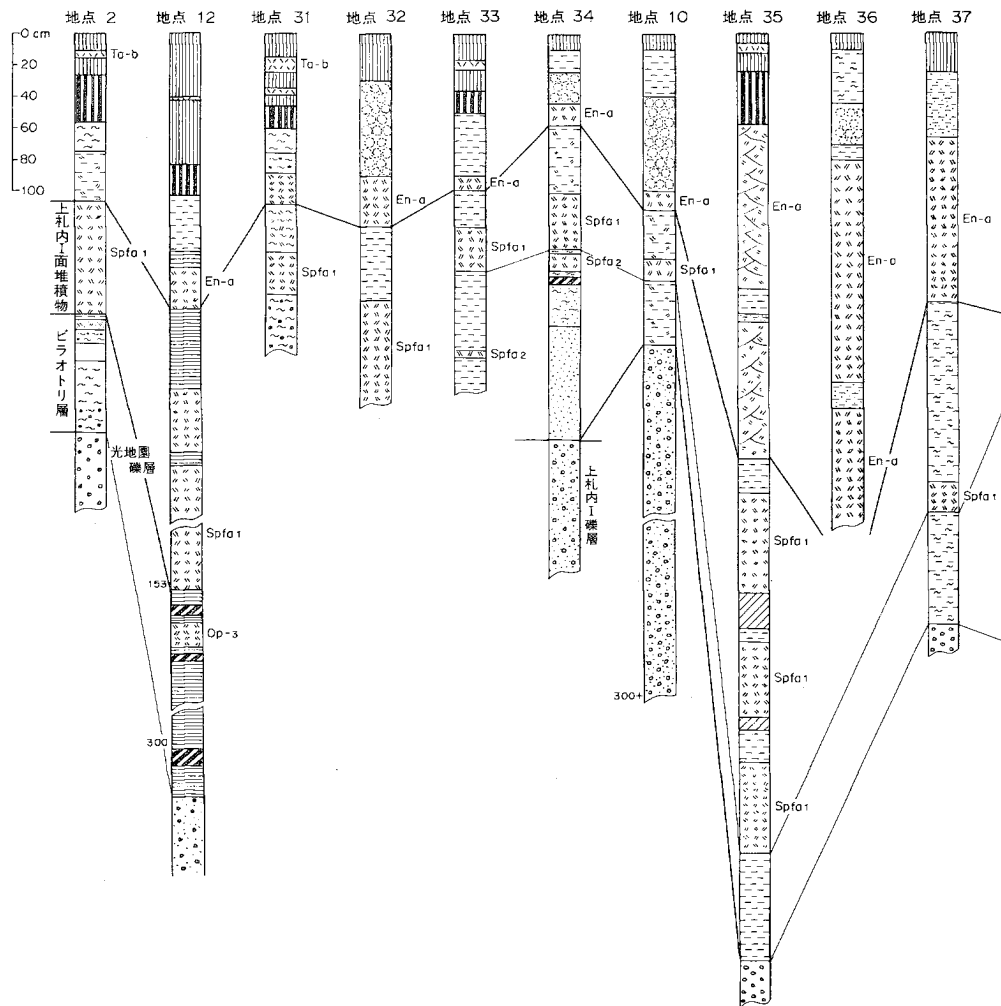
上札内 I 礫層の上位にのり、Spfa 2, Spfa 1 をはさむ褐色ローム層およびSpfa 1 の二次堆積からなる古砂丘堆積物を含めて、上札内 I 面堆積物と呼ぶ。

南愛国付近の露頭（地点10）では、上札内 I 礫層の上位に、厚さ80cmほどのSpfa 1 をはさむ褐色ローム層が発達している。これが上札内 I 面堆積物である。

一方、上帯広台地に発達する上札内 I 面には、上札内 I 礫層が認められず、礫層をおおって上位にクサレ礫まじりのシルトやSpfa 1 が発達しているにすぎない。したがって、上帯広台地では上札内 I 礫層が欠除して、上札内 I 面堆積物が広く分布する。ただし、帯広図幅地域の上帯広台地の扇端部にあたる川西地区や稲田町付近では、前記、上札内 I 礫層の延長部の分布が認められる。

Spfa 1 からなる古砂丘堆積物は、幕別台地の南端部の泉町（地点72）や似平（地点71）の古砂丘で観察される。それによると、段丘礫層の上位に3.5m以上の厚さで、Spfa 1 の二次堆積からなる古砂丘堆積物が発達し、さらに上位には、薄いローム層をはさんでEn-aが分布する。藤山ほか（1978）によれば、Spfa 1 の砂丘砂のなかには2層の粘土質ローム層があり、Spfa 1 の砂丘砂は上・中・下の3つの部分に細分される。下位のローム層より得られた<sup>14</sup>C年代は、25,290±2,080年B. P. (GaK-7078)、上位

上 札 内 I 面

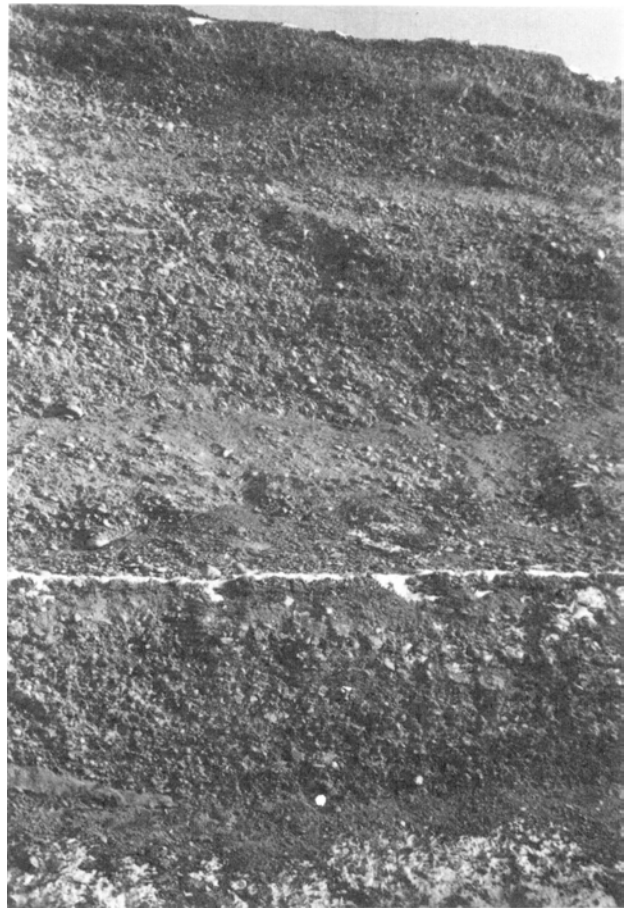
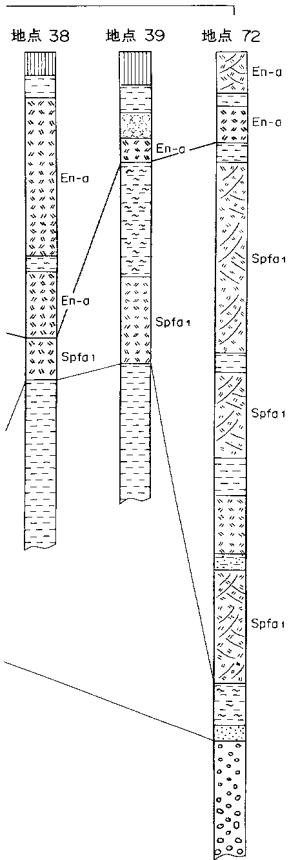


第12図 ピラオトリ層、上札内I礫層および上札内I面における堆積物の地質柱状図（柱状図のローム層の<sup>14</sup>C年代は、28,750±1,870年B. P. (GaK-7080)<sup>8)</sup>を示し、Spfa 1の降下後、少なくとも、2回の休止期をはさみながら堆積したことを示している。なお、Spfa 1砂丘砂最上部から得られた<sup>14</sup>C年代は、22,230±1,440年B. P. (GaK-7079)で、Spfa 1の砂丘が、かなり長期間にわたって形成されたことを示す。

V. 9 上札内IIa面堆積物 (K<sub>2</sub>a)

上札内IIa面をつくる新鮮な礫層やEn-aをはさむ褐色ロームとボール状ローム、さらにEn-aの二

8) Spfa 1古砂丘の<sup>14</sup>C年代25,290±2,080年B. P. と28,750±1,870年B. P. が逆転しているが、炭片試料の不足からでた誤差によるものと解される(分析者木越邦彦氏からの私信による)(藤山ほか, 1978)。



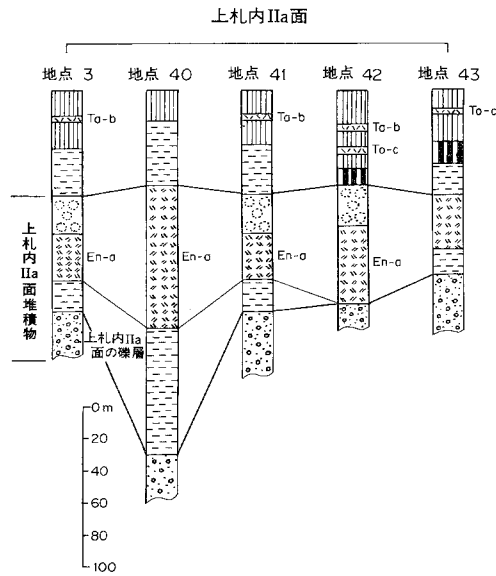
の凡例は第8図に同じ)

第13図 上札内Ⅰ礫層 (帯広圏幅地域依田の砂利とり場)

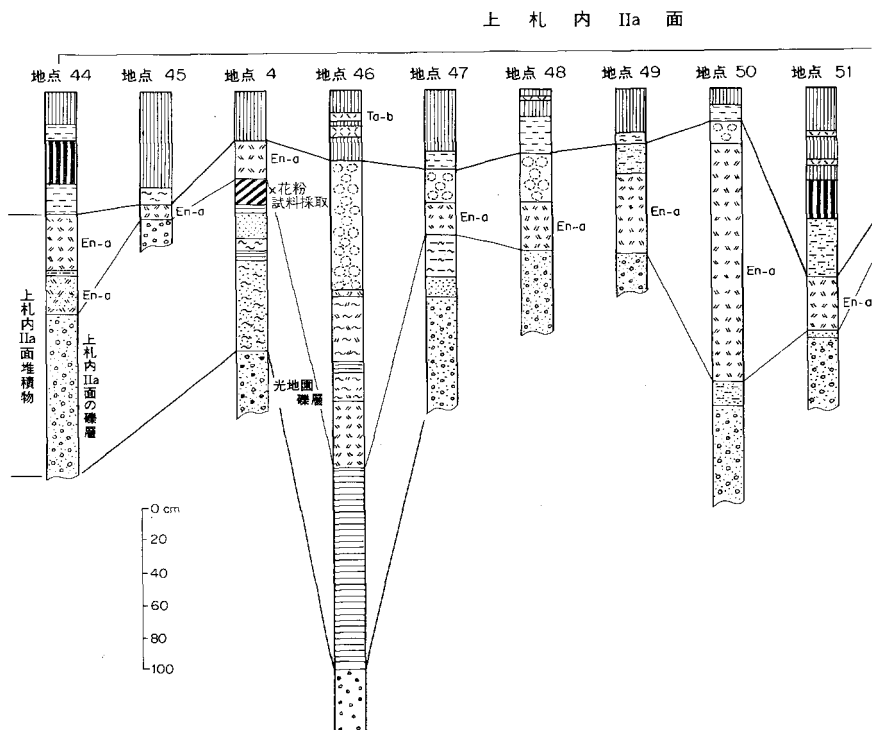
次堆積からなる古砂丘堆積物を含めて、上札内Ⅱa面堆積物と呼ぶ。

上札内台地、東清川付近の側溝(地点3)での観察によると、基底までは確認できないが、厚さ30cm以上で基質が粗粒砂からなる新鮮な礫層が分布する。この礫層が、上札内Ⅱa面の礫層で、この上位には、薄い褐色ローム層をはさんでEn-aとボール状ロームが発達している。このボール状ロームから得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、近堂・近藤(1975)により、11,940±240年B.P.(GaK-5152)と報告されている(第14図)。

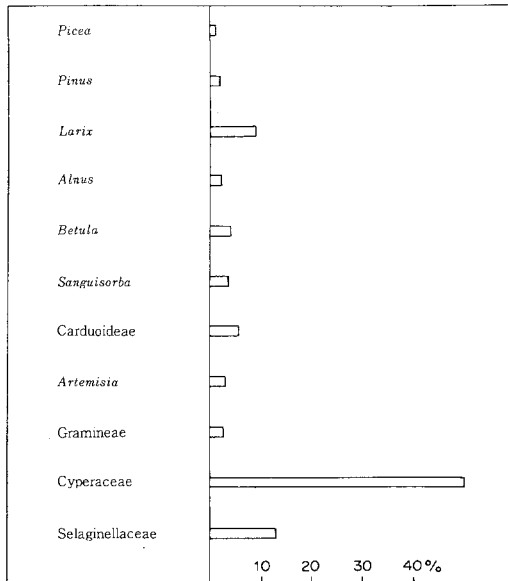
一般に、上帯広台地上の上札内Ⅱa面堆積物は露出が悪く、上札内Ⅱa面の礫層の基底まで観察できない。しかし、どの地点でも礫層の上位に直接したり、または薄い褐色ローム層をはさんで、En-aやボール状ロームが分布する。なお、戸蔭別川右岸の北岩内部落がのる上札内Ⅱa面の河岸段丘での露頭



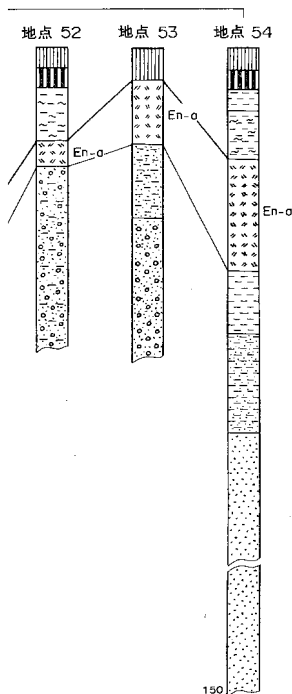
第14図 上札内IIa面にのる堆積物の地質柱状図  
(その1) (柱状図の凡例は第8図に同じ)



第15図 上札内IIa面にのる堆積物の地質柱状図(その2) (柱状図の



第16図 上札内Ⅱa面堆積物の花粉分析図  
(地点4)



凡例は第8図に同じ)

(地点46)では、9m以上の厚さで発達する礫層は、クサレ礫からなる光地園礫層で、その上位に、クサレ礫の細粒礫を含む赤褐色の粘土層や、光地園面堆積物とは異なるやや粘性に乏しい白粘土層をはさんで、厚さ40cmのEn-aが分布する。したがって、ここでは上札内Ⅱa面堆積物の礫層はみられない(第15図)。

このように、上札内Ⅱa面堆積物の礫層は、層厚が薄いかまたは欠除していることから、上札内Ⅱa面も基本的には、光地園礫層を浸食して形成された浸食面と考えられる。

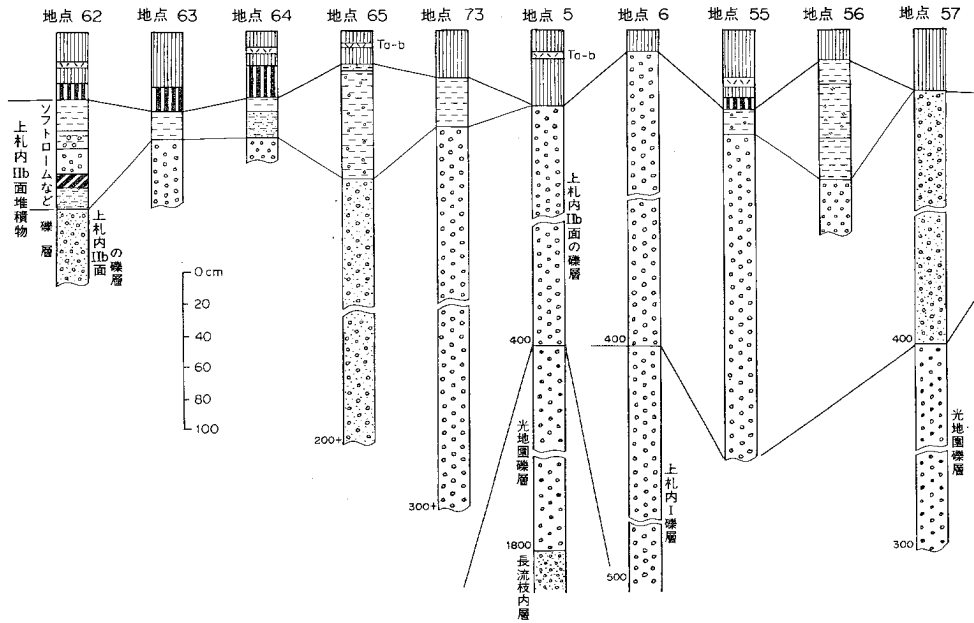
なお、売買川支流の側溝(地点4)では、En-aの下位に直接して厚さ15cmほどの泥炭層が分布している。さらに下位には、薄い粘土層、砂層、シルト層などをは

さんで、光地園礫層が分布する。この泥炭層の花粉分析の結果<sup>9)</sup>によれば、Larixが若干含まれているほかは、樹木花粉に乏しく、それに対して、Cyperaceaeを50%も含み、草木の花粉や孢子が非常に多く含まれている(第16図)。このようなことから、当時、この地域は、草原性の寒冷な気候下にあったものと推定される(星野・小坂, 1978)。

一方、En-aの古砂丘堆積物は、上札内Ⅰ面や上札内Ⅱa面上に広く分布している。泉町付近(地点35)の古砂丘での観察によると、この砂丘は、Spfa 1とEn-aの複合砂丘であり、Spfa 1古砂丘堆積物の上位に、薄い褐色ロームをはさんで厚さ2mほどのEn-aの砂丘砂が発達している。この砂丘砂は、さらに厚さ20cmほどの褐色ロームによって、二分されている。ここではみられなかったが、En-a砂丘砂の上位には、一般にボール状ロームが発達している。藤山・田沼(1972)は、帯広畜産大学付近(帯広圏幅内)のEn-a古砂丘の模式地(第22図のU-S 01)で、En-a砂丘砂中の粘土質ロームの<sup>14</sup>C年代を、13,100±1,200年B.P.(GaK-3261)と報告している。

9) 日本肥料K.K., 徳永重元・大嶋秀明・伊藤良永(1976)十勝平野第四系試料花粉分析報告書による(十勝団体研究会所蔵)。

上 札 内 IIb 面



第17図 上札内IIb面にのる堆積物の地質柱状図（柱状図の

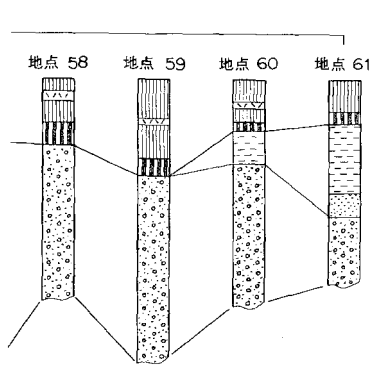
V. 10 上札内IIb面堆積物 (K<sub>2</sub>b)

上札内IIb面を構成する新鮮な礫層と、その上位にのる暗褐色砂質のローム層、いわゆるソフトロームを上札内IIb面堆積物と呼ぶ。

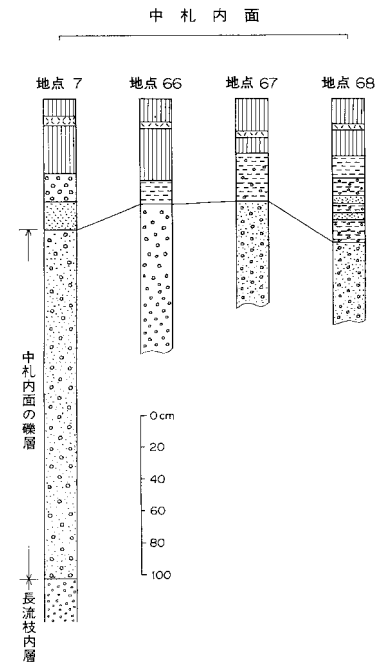
上札内IIb面堆積物がよく観察されるのは、戸蔭別川左岸の上八千代付近の河崖（地点5）で、ここでは最下部に長流枝内層がみられ、その上位には、層厚18mの光地園礫層が分布する（第17図）。さらに、この光地園礫層を不整合におおって、垂円礫で人頭大から握りこぶし大の分級度の悪い、乱雑な堆積状態を示す新鮮な礫層が、厚さ4mにわたって観察される。この礫層が上札内IIb面の礫層である。基質は粗粒砂で、礫種は現河川の河床礫とほとんど同じである。ここでは、この礫層の上位に、Ta-bをはさむ腐植層がのっているにすぎないが、帯広区幅地域の帯広市街地の上札内IIb面の露頭では、上札内IIb面の礫層の上位に、ソフトローム層をはさんで、樽前d降下軽石堆積物（Ta-d）をのせているのが観察される。Ta-dの<sup>14</sup>C年代は、佐藤（1971）により、8,940±160年B. P. (GaK-2208)と報告されている。上札内IIb面の礫層は、戸蔭別川ぞいに下流に追跡され、南豊西付近の段丘崖（地点57）においても、光地園礫層を不整合におおって、4mの厚さで分布している。

一方、上札内台地の上札内IIb面堆積物は、露頭が少なく観察が困難であるが、興和地区付近につく





凡例は第 8 図に同じ)



第18図 中札内面における堆積物の地質柱状図 (柱状図の凡例は第 8 図に同じ)

られた側溝 (地点73) での観察によると、基底は確認できないが、新鮮な握りこぶし大の上札内Ⅱb面の礫層が厚さ3m以上にわたって分布し、礫層の上面は凹凸にとみ、それを埋めるようにソフトロームが発達する。

また、上札内Ⅱb面の南の延長にあたる、上札内図幅地域のサッチャルベツ川やサラベツ川の側溝での観察によると、厚さ1mほどの上札内Ⅱb面の礫層の下位には、クサレ礫を含まない、礫の表面が赤茶け、よく固化した礫層が発達している。この礫層は、上札内Ⅰ礫層である。したがって、上札内Ⅱb面も、地表の形態としては扇状地状であるが、その礫層は薄く、扇状地礫層とは認め難い。

## VI. 完新世堆積物

本図幅地域内の完新世堆積物には、中札内面を構成する段丘礫層の中札内面堆積物と、沖積面を形成する氾濫原堆積物がある。

### VI. 1 中札内面堆積物 (Ns)

中札内面堆積物は、戸蔦別橋左岸の段丘崖 (地点 7) で観察される (第18図)。ここでは、青灰色粘

土層や凝灰岩をはさむシルト層や細礫を主とする長流枝内層の上位に、人頭大から握りこぶし大の新鮮な礫からなる、厚さ2mほどの中札内面堆積物が分布する。礫層の上位には、薄い砂層や細礫をはさみながら、Ta-bをはさむ腐植層が発達する。

中札内面堆積物は、戸蔦別川・岩内川・札内川の各河川の流域や、幕別台地の南端部付近の低地に、上札内Ⅱb面を切って発達する段丘堆積物である。礫種は各河川の河床礫と変りがなく、Ta-dをのせていないことから、完新世の堆積物である。

## VI. 2 氾濫原堆積物 (a)

戸蔦別川・札内川の流域には、現河川により運搬された砂礫層が広く発達している。その厚さは確められなかったが、現在、これらの河床で、砂利採取がおこなわれていることから、かなりの厚さがあるものと推定される。日高山地に近いこともあって、乱雑な堆積を示し、直径が50cm以上の大礫も数多くみられる。礫種は、日高山脈を構成する日高系の礫からなる。その他の河川での氾濫原堆積物の発達は、あまりよくない。

## VII. 降下火砕堆積物

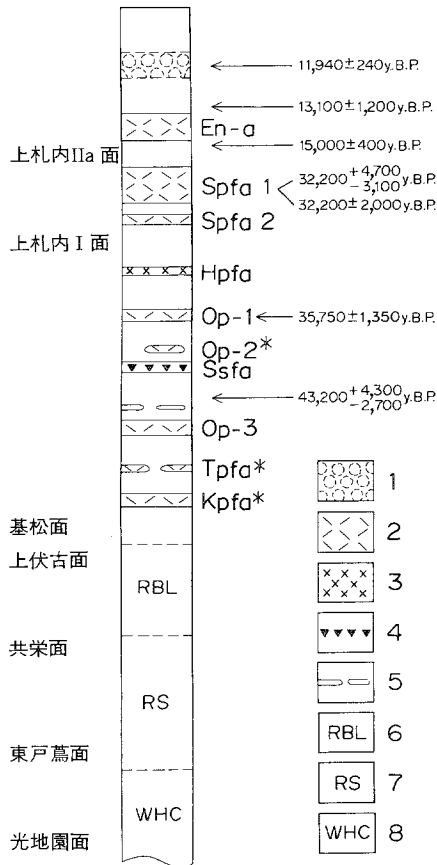
十勝平野には、日高山脈をはさんだ石狩低地帯の西側の支笏火山や恵庭岳・樽前山などや、十勝平野の北方の十勝岳や石狩山地などから、数多くの降下火砕堆積物が飛来してきている。これらの降下火砕堆積物は、十勝団体研究会(1968, 1972b)や、そのメンバー(春日井ほか, 1968, 1978)の長年にわたる調査・研究により、その分布や噴出源などがしだいに明らかにされ、さらに地形面や段丘・扇状地堆積物との層序関係も詳しく調べられてきた(第19図)。

この図幅地域に分布する後期更新世の降下火砕堆積物は、下位から、Op-3・Ssfa・Op-1・Hpfa・Spfa 2・Spfa 1・En-aなどで、そのほかに完新世のTo-c・Ta-bなども分布する。すでに、地形および中～後期更新世、完新世堆積物の項で、これらの降下火砕堆積物の層序学的意義については詳しく触れたので、ここでは、後期更新世の降下火砕堆積物の岩質と分布の特徴についてのみ述べることにする。なお、Spfa 1とEn-aについては、古砂丘堆積物の項でさらに詳しく述べることにする。

### VII. 1 オレンジ降下軽石堆積物 3 (Op-3)

南部十勝で、オレンジ色の色調を示すオレンジ降下軽石堆積物が3層みられるが、それらのうち最下位のものを、十勝団体研究会(1972b)は、オレンジ降下軽石堆積物3(Op-3)と呼称した。Op-3は、3層のうちでもっとも鮮明なオレンジ色(7.5YR6/8)を示し、丸味をおびた風化軽石を特徴とし、その最大粒径は4mm以上に達する。

この図幅地域では、基松面より高位の面上に分布し、十勝平野における分布の北限を示している。最大の層厚は30cmである。有色鉱物中とくに斜方輝石が多く、そのほか、少量の単斜輝石を含む。角閃



第19図 降下火砕堆積物の模式柱状図

1: ボール状ローム 2: 輝石の多い軽石 3: 角閃石の多い軽石 4: スコリア 5: 火山灰 6: 赤褐色ローム 7: 古赤色土 8: 白粘土  
\*: 本図幅地域では見られない。(春日井ほか, 1978)

石、黒雲母は全く含まない。一方、無色鉱物はその大部分が斜長石であり、また、斜長石の量の1~2%の量の石英の微晶を含み、その大きさと量は、このOp-3の判別の目安になっている。ガラス片は、せんい状ないし塊状の気泡のいちじるしく小さい、いわゆる多孔質型のももあるが、平行な条線のみられる短柱状のものやshardが多い。

なお、大樹町ホロカヤントウ沼(忠類図幅内)付近の海崖で、Op-3のやや上位の層準に相当する泥炭層から得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、 $43,200 \pm 4,300$ 年B.P. (GaK-4110)と報告されている(十勝団体研究会, 1973)。

Op-3は、十勝平野の西方、石狩低地帯の西側から飛来したことは明らかであるが、その噴出源については、現在のところ不明である。

## VII. 2 支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa)

Op-3の上位に、これまで野外で黒色火山砂と呼ばれた黒褐~褐色の細粒スコリア堆積物がみられる(十勝団体研究会, 1968)。この降下火砕堆積物は、その後の調査研究により、石狩低地帯周辺で支笏降下スコリア堆積物(Ssfa)と呼ばれたものの東縁部にあたるのが明らかになった(春日井ほか, 1978)。

この図幅地域では、Op-3と同様に基松面以上の高位の面に分布し、西側半分の地域に分布する。その最大層厚は38cmほどであるが、一般には数cm前後の薄層である。Ssfaの十勝平野での最大粒径は、いずれも2mm以下で細粒である。鉱物組成は、不透明鉱物が多く、例外なく少量のカンラン石を伴っているのが特徴である。そのほか、斜方輝石と単斜輝石を含み、角閃石はみられない。

## VII. 3 オレンジ降下軽石堆積物1 (Op-1)

十勝団体研究会(1968)は、この降下軽石堆積物に対して、オレンジ降下軽石堆積物(Op)という名称を使用したことがある。野外調査の進展にともない、オレンジ色を呈する類似の降下火砕堆積物が1

層ではないことが明らかになり、オレンジ降下軽石堆積物の最上位にあるものをOp-1と改称した（十勝団体研究会，1972b）。

Op-1は、Op-3と肉眼的には差異が少ないが、色調がやや淡く（7.5YR7/8）、有色鉱物が多くなる傾向がある。

この図幅地域では、Op-3と同様、南西部に分布し、Op-1をのせる地形面は、基松面以上の高位面である。その鉱物組成は、斜方輝石・単斜輝石のほかに、例外なく角閃石を含み不透明鉱物の多いのも特徴の一つである。わずかであるが石英を伴うこともある。軽石類は、気泡の小さい多孔質型ないし中間型のガラスからなり、塊状のものとせんい状のものがある。

春日井ほか（1978）は、このOp-1の層相と鉱物組成の多様性、その上半部に角閃石が多くなる傾向などから、Op-1は、佐藤（1969）が区分した支笏降下軽石堆積物の、Spfa 5、Spfa 4、Spfa 3という一連の降下軽石堆積物の東縁の細粒部にあたるところを明らかにした。なお、大樹町相保島（大樹図幅地域）のOp-1直下より得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、35,750±1,350年B. P.（GaK-3669）と報告されている（十勝団体研究会，1972a）。

#### VII. 4 日高降下軽石堆積物（Hpfa）

Spfa 1やSpfa 2と、その下位のOp-1との間の褐色ローム層中に、暗褐色ないし灰黄褐色の粗粒火山灰質ないし軽石質の降下火砕堆積物がみられる。この降下火砕堆積物は、<sup>むかわ</sup>鶴川以南の日高沿岸地域に分布するもので、これを日高降下軽石堆積物（Hpfa）と命名した（春日井ほか，1978）。

南部十勝に広く分布しているが、この図幅地域では、戸蔭付近の露頭（地点14）で観察されるにすぎない。鉱物組成をみると、有色鉱物の大半は緑色と淡褐色の角閃石で占められ、輝石はいちじるしく少ない。また、斜長石、石英にとみ、火山ガラスが比較的少ない。なお、Hpfaの噴出源は、現在のところ不明である。

#### VII. 5 支笏降下軽石堆積物 2（Spfa 2）

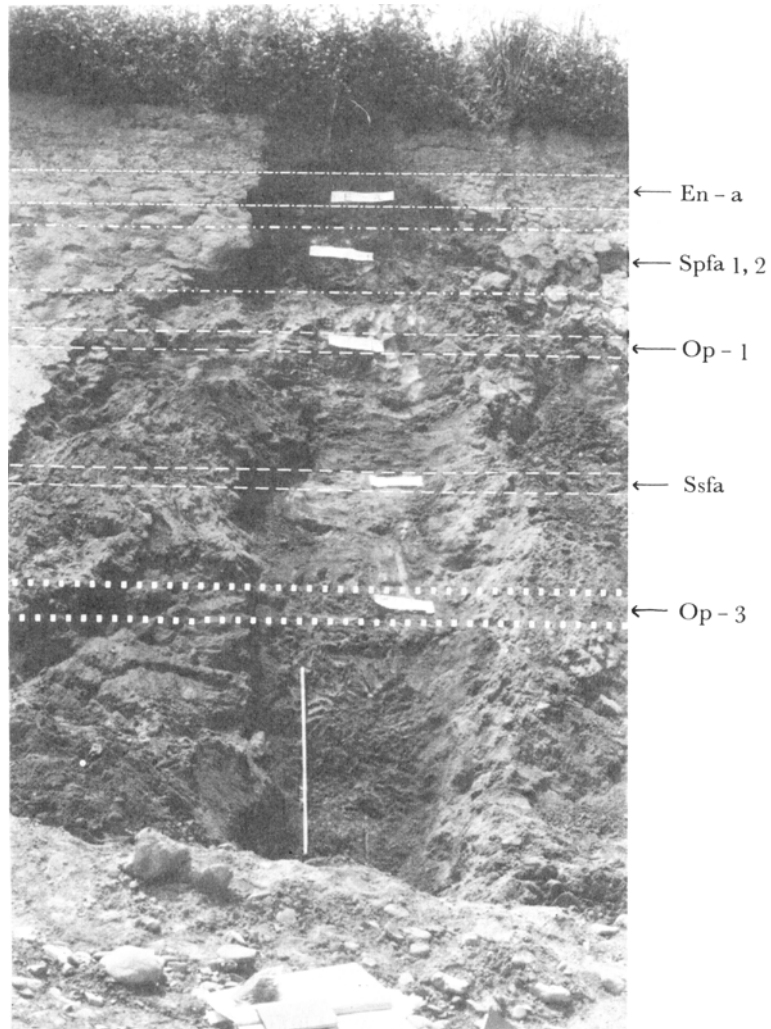
Hpfaの上位に褐色ローム層をはさんで、明黄褐色の降下軽石堆積物がみられる。

勝井（1959）は、南部石狩低地帯から南部十勝平野に広く分布するこの降下火砕堆積物を、支笏降下軽石堆積物 2（Spfa 2）と呼称し、その分布を明らかにした。

Spfa 2の肉眼的な特徴は、明黄褐色で丸みをおびた軽石粒からなり、石英にとみ、有色鉱物や不透明鉱物の比較的多いゴマシオ状を呈している。最大粒径は2mm以下である。

この図幅地域では、Spfa 2はほぼ全域にわたって分布し、Spfa 1の直下に、または薄い腐植質ローム層をはさんで、厚いところで24cm、一般には、10cm前後の厚さで分布する。

Spfa 2は、いちじるしく斜長石と石英の独立結晶粒にとみ、軽石中にもそれらの斑晶が多い有色鉱



第20図 上伏古面にのる降下火砕堆積物（八千代基線，29号，地点21）

物には輝石が多く，少量の角閃石を伴う．火山ガラスはその量も少なく，中間型の柱状ないし塊状で，Op-1のような気泡の小さい多孔質型のはほとんどみられない．

## VII. 6 支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1)

小笠原（1941）が襟裳<sup>えりも</sup>火山砂と仮称した降下火砕堆積物について，貝塚（1956）は，この降下火砕堆積物が十勝平野にも分布し，地形面区分のための示準層として有効であることを明らかにした．勝井

(1959) は、この降下火砕堆積物の噴出源と分布をも明らかにし、これを支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1) と呼称した。

Spfa 1 は、軽石粒を主とし粒径は最大2mmで、黄色の細長いいわゆるオガクズ状を呈する。この軽石粒は、そのほとんどがガラスであり、鉱物は少ない。独立結晶粒はその量も少なく、少量の斜長石、斜方輝石、単斜輝石に、微量の石英と角閃石を伴っている。

Spfa 1 は、上札内 I 面以上の高位面に分布し、この図幅地域でもっとも広い分布を示す。層厚は、厚いところで70cm以上もあり、後で詳しく触れるように、Spfa 1 の降下後、吹き寄せられて、Spfa 1 からなる古砂丘地形を形成している。

なお、Spfa 1 から得られた炭化木片の<sup>14</sup>C年代は、 $32,200_{-2,100}^{+4,700}$  年B. P. (GaK-519) (石狩低地帯研究会, 1965),  $32,200 \pm 2,000$ 年B. P. (GaK-714) (佐藤, 1969) を示している。

## VII. 7 恵庭a降下軽石堆積物 (En-a)

Spfa 1 の直上に、層厚数10cmの褐色ローム層をはさんで、灰黄橙色の降下火砕堆積物がみられる。

この堆積物に対して、貝塚 (1956) は帯広火山砂と命名し、Spfa 1 とともに地形面区分のための示準層として注目していた。十勝団体研究会は、この火山砂が従来日高山脈以西にのみ分布すると考えられていた恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) の東縁部の細粒相であることを明らかにし (春日井ほか, 1968), さらに、Spfa 1 のみられない上札内 II a 面との区分に有効であることを示した (十勝団体研究会, 1968)。

En-a は、一般的に白っぽく、また有色鉱物が多く含まれているので砂状の感じのする降下火砕堆積物である。軽石粒は、有色鉱物と斜長石を多く含む多孔質型、塊状のガラスからなり、やや風化がすすむと、軽石粒は丸味をおびる。さらに、角閃石を全く含まないのも En-a の特徴の一つである。

この図幅地域で En-a は、Spfa 1 に次いで広い分布を示し、層厚は、厚いところで40cmある。Spfa 1 と同様に、当時の偏西風によって吹き寄せられて、上帯広台地や上札内台地の平坦面上に古砂丘地形を形成している (木村ほか, 1970, 1972)。

En-a の降下年代については、松沢・小坂 (1972)、藤山・田沼 (1972) および十勝団体研究会 (1972 b) がすでに述べているように、 $15,000 \pm 400$ 年B. P. (GaK-2370) (柏原, 1970) と  $13,100 \pm 1,200$ 年B. P. (GaK-3261) (藤山・田沼, 1972) の間と考えられている。

## VIII. 古砂丘

本図幅地域をふくむ中央～南部十勝平野には、後期更新世の降下火砕堆積物である、支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1) および恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) が広く分布している。これらの Spfa 1 および En-a は、当時の寒冷・乾燥気候のもとで、風によって再移動し、上記の地域に古砂丘群を広く形成した。これらの古砂丘群は、十勝団体研究会・砂丘グループ (1970)、木村ほか (1970, 1972, 1978)、藤山ほか (1978) によって詳しく調べられてきた。それらの研究によると、

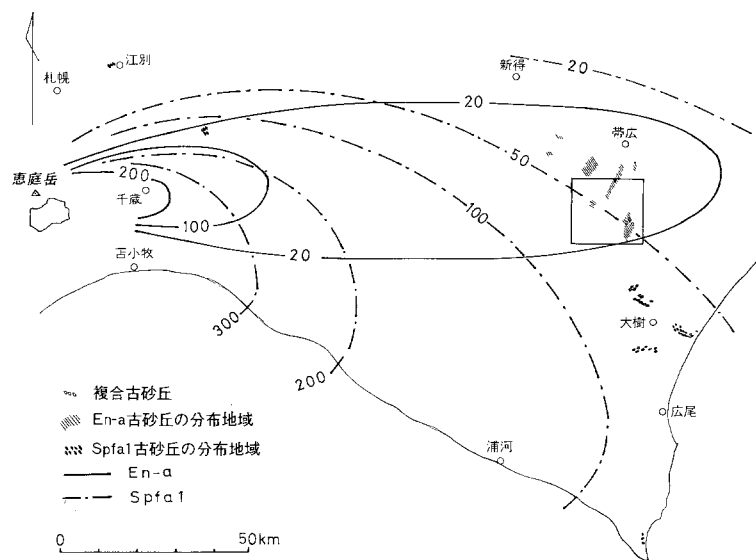
①古砂丘群の母材である、Spfa 1 およびEn-aの分布および層厚、各砂丘群の分布の概略は、第21図に示される。②古砂丘は、Spfa 1 古砂丘、En-a古砂丘および両者の複合砂丘に区分されるが、本図幅地域のように厚いEn-aおよびその砂丘の分布する地域では、その下位に埋積されているSpfa 1 古砂丘は、見出し難い。したがって、本地域に分布が確認されている砂丘の大部分は、En-a古砂丘である（第22図）。③これらの古砂丘は、それぞれSpfa 1、En-aの1次堆積物の堆積にひきつづいて、軽石粒の激しい再移動がおこなわれた砂丘形成期と、その間に夾在するローム層で示される砂丘形成休止期とが認められる。その各砂丘形成史は、第23図にまとめられる。

本項では、本図幅地域に認められるいくつかのSpfa 1 古砂丘に簡単に触れ、広く発達するEn-a古砂丘について、詳しく述べることにする。

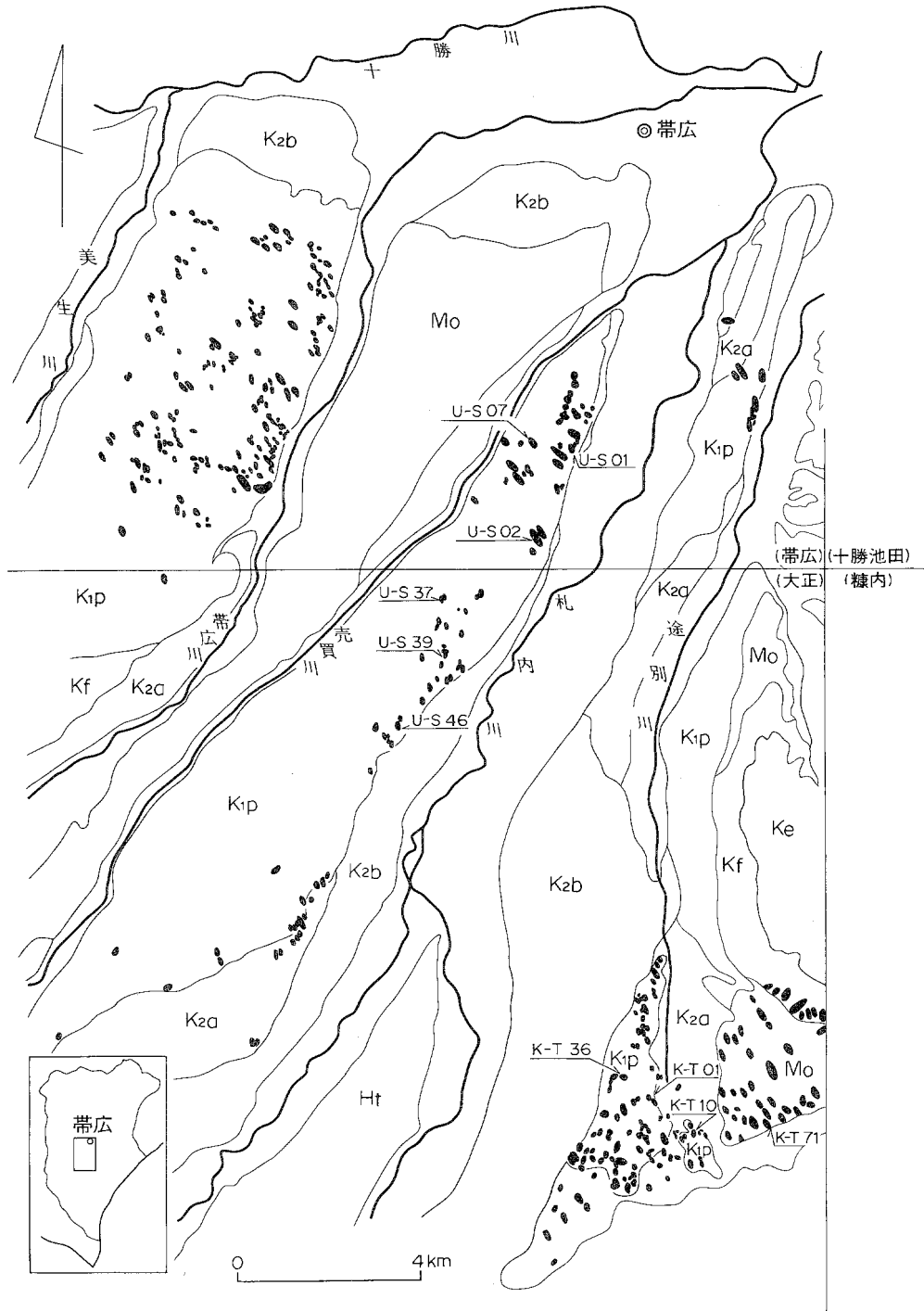
## VIII. 1 支笏降下軽石堆積物1の古砂丘

### VIII. 1. 1 分布

Spfa 1 古砂丘は、南部十勝の大樹・忠類両図幅内によく発達しており、上札内I面に対比される忠類面上に、180個以上が認められている（木村ほか，1972, 1978；松井ほか，1974）。しかし、この図幅地域では、厚くEn-aおよびその砂丘におおわれているために、確認できたSpfa 1 古砂丘はわずかである。現在のところ、上札内I面にのるものとして、地域北部豊西町U-S37、地域南東部興和周辺のK-T01（地点35）、K-T36、K-T10（地点72）、上更別面Ⅲにのるものとして、同じく興和付近のK-T71（地点71）の5砂丘が確認されているにすぎない。このうち、K-T01、K-T36、K-T10は、En-a砂丘におおわれている複合砂丘であり、Spfa 1 古砂丘自体の規模、型、その他の特徴は明らかでない（第24図）。



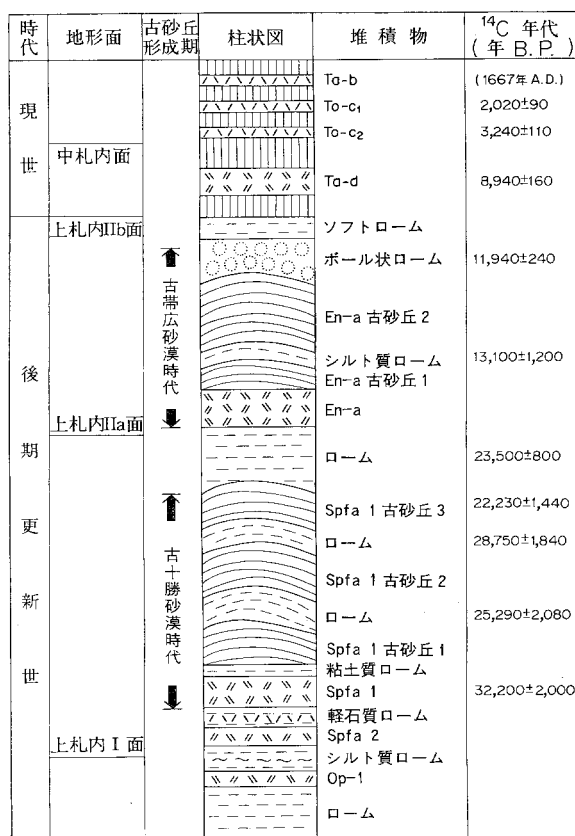
第21図 降下軽石堆積物と古砂丘分布地域（層厚単位 cm）（春日井ほか，1978；木村ほか，1978）



第22図 Spfa 1 および En-a 古砂丘分布図 (木村ほか, 1978; 藤山ほか, 1978から編図)

Ht: 東戸高面 Ke: 共榮面 Kf: 上伏古面, 上更別面Ⅱ Mo: 基松面, 上更別面Ⅲ K<sub>1p</sub>: 上札内Ⅰ面  
 K<sub>2a</sub>: 上札内Ⅱa面 K<sub>2b</sub>: 上札内Ⅱb面





第23図 十勝平野の古砂丘総合柱状図 (木村ほか, 1978に一部加筆)

このような状況であるので、研究の発展にともない、本図幅地域をはじめ、中央部十勝平野に数多くのSpfa 1古砂丘が発見され、諸特徴が解明されていくものと予想される。

### Ⅷ. 1. 2 層序と時代

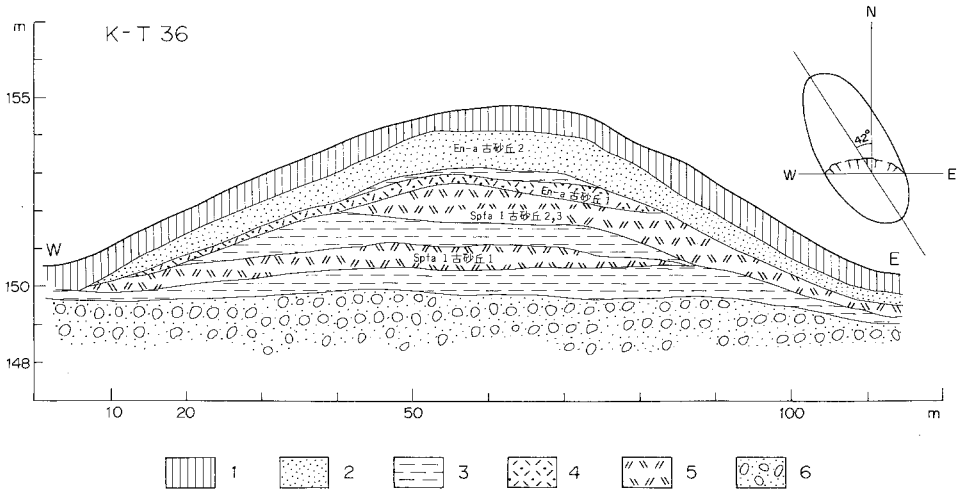
本図幅地域で確認された複合砂丘K-T36の内部構造と層序の断面図を、第25図に示した。第26図には、本地域で確認された前記3複合砂丘の層序がよく一致し、砂丘発達期、同休止期がそれぞれ対比されることを示した。

この3古砂丘堆積物は、段丘礫層をおおう褐色粘土質ローム層にのるSpfa 1を母材とし、その間にローム層を2層はさんで、3層に区分される。これらの層序から、次のような、Spfa 1古砂丘形成史が推定される。

- I) Spfa 1古砂丘 I 形成期：帯黄～灰白色の葉理が発達したSpfa 1軽石粒で示される、わずかに風化したSpfa 1の再移動による砂丘。
- II) 砂丘形成休止期：褐～暗褐色ローム層の形成。その<sup>14</sup>C年代は、25,290±2,080年B. P. (GaK



第24図 Spfa 1 と En-a からなる砂丘地形 (K-T36, 泉町付近)



第25図 Spfa 1 および En-a による複合砂丘断面図 (木村ほか, 1978)

1:腐植土 2:En-a 古砂丘2 3:ローム 4:En-a 古砂丘1 5:Spfa 1 古砂丘1, 2および3 6:砂礫層

-7078).

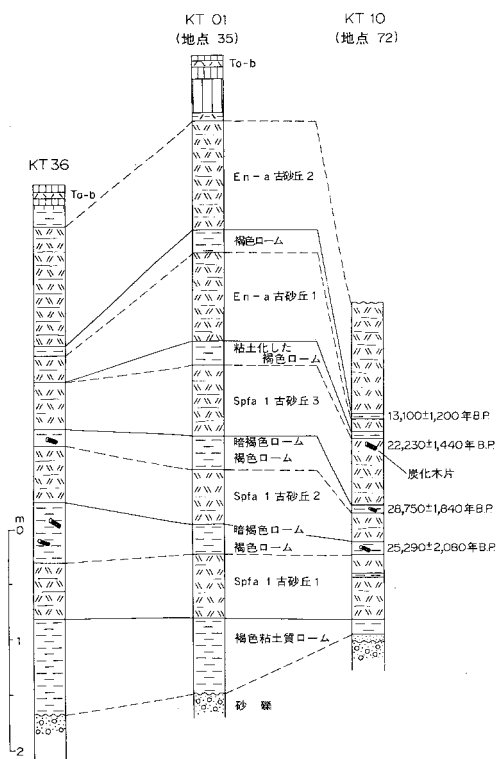
III) Spfa 1 古砂丘 2 形成期: 葉理の発達する砂丘砂層. 大型砂丘の発達.

IV) 砂丘形成休止期: 再び, 褐~暗褐色ローム層の形成. ローム層の上部が土壌化~粘土化する場合がある. その<sup>14</sup>C年代は, 28,750±1,840年B. P. (GaK-7080).

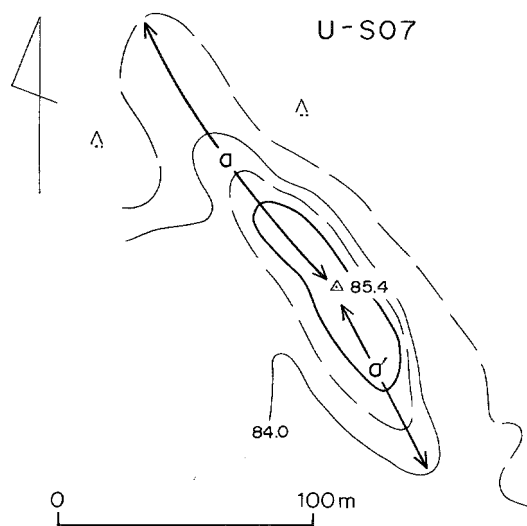
V) Spfa 1 古砂丘 3 形成期: 葉理のよく発達する砂丘砂からなり, その上部の<sup>14</sup>C年代は, 22,230±1,440年B. P. (GaK-7079).

VI) 砂丘形成終止期: 粘土化の進んだ褐色ローム層でおおわれ, Spfa 1 古砂丘全体が固定化する. この褐色ローム層は, U-S01古砂丘(帯広図幅内)のEn-a層直下のローム層に対比される. なお, このローム層の<sup>14</sup>C年代は, 23,500±800年B. P. (GaK-3260).

以上に述べたSpfa 1 古砂丘の層序と, いくつかの<sup>14</sup>C年代から, この古砂丘形成は, 32,200±2,000年



第26図 Spfa 1 および En-a 複合古砂丘堆積物の対比図



第27図 En-a 古砂丘の形態  
a: 長軸北西側半径  
a': 長軸南東側半径

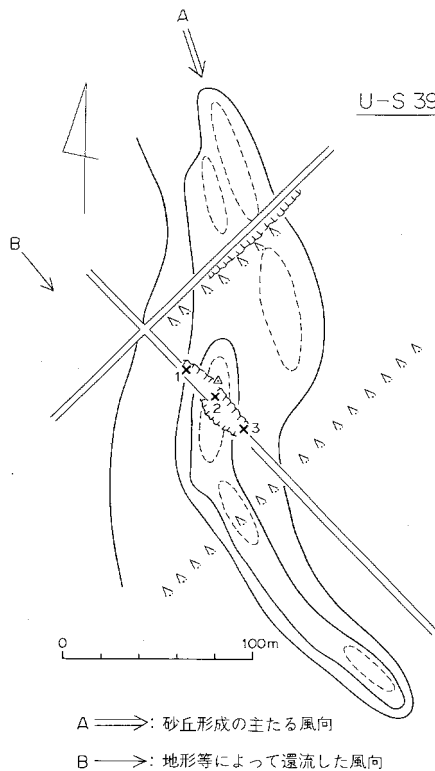
B. P. から23,500±800年B. P. に至る間に、少くとも間に2度のやや温暖～冷涼な時期（ローム形成期で示される）を挟む寒冷期に、3度にわたっておこなわれたことが推定される。この時代を、十勝団地研究会（1978）は古十勝砂漠時代と呼び、W<sub>II</sub>亜水期からW<sub>III</sub>亜氷期にわたる時代と推定している（第5表）。

## VIII. 2 恵庭a降下軽石堆積物の古砂丘

### VIII. 2. 1 分布

En-a古砂丘は、本図幅地域の札内川左岸および右岸の上札内I面を中心に広く分布し、札内川右岸では上札内IIa面にも分布する。また、構成母材は未確認であるが、上更別面II、IIIにも、En-a古砂丘と推定される砂丘地形が発達している。このほか、北隣の帯広図幅地域の札内川～売買川間や、帯広川～美生川間の上札内I面にもみられ、十勝平野全域では420個以上認められている。

これらEn-a古砂丘の各地域・各地形面における分布をみると、第22図に示したように、帯広図幅地域の美生川～帯広川間、帯広地域から、本図幅地域にかけての売買川～札内川間では、とくに数多く認められ、次項で述べるように、単位面積あたりの砂丘砂の量も増大している。美生川～帯広川間では、東側の段丘崖をはい下るような形のEn-a古砂丘が認められ、砂丘砂の南東方向への移動が暗示されている。一方、途別川上流域では、上記の2地域と異なり、西側にも古砂丘が分布している。これは古砂丘形成後の河川の浸食に関連する



第28図 En-a 縦列古砂丘 (U-S39) の地形

達した。ところが、北西の美生川右岸の段丘崖から南東の帯広川に向けて、 $1\text{km}^2$ あたりの砂丘砂量の変化は、第29図から $0.7 \times 10^5 \text{m}^3 \rightarrow 9.1 \times 10^6 \text{m}^3$ へと急激に増大する傾向を、読みとることができる。

このような、En-a古砂丘砂の分布、長軸方向、縦列砂丘の配列方向、砂丘砂量の変化などの方向性の一致から、上札内Iあるいは同IIa面などに堆積したEn-a一次堆積物が、北西方向の卓越風に支配され、飛砂として南東方向に大量に移動し、砂丘を形成したものと推定することができる。

さらに、En-a古砂丘の分布・配列の特徴は、砂丘砂の供給源であるEn-aの分布が、E-W方向の分布軸をもつ幅のせまい帯状を呈し、平均層厚が30cm前後で、飛砂の供給源としては量的に限度があること、したがって、より大型の砂丘形成には至らず、縦列砂丘の形成にとどまったことを示している。

### Ⅷ. 2. 3 層序と時代

Spfa 1古砂丘の項で述べたように、En-aの下位に堆積する粘土質ローム層は、 $23,500 \pm 800$ 年B. P. (藤山・田沼, 1972)を示す(第23図)。このローム層上に堆積したEn-aは、代表的なEn-a古砂丘であるU-S01(帯広図幅内)の断面(第30図)に示されるように、以下のような過程で古砂丘を形成した。

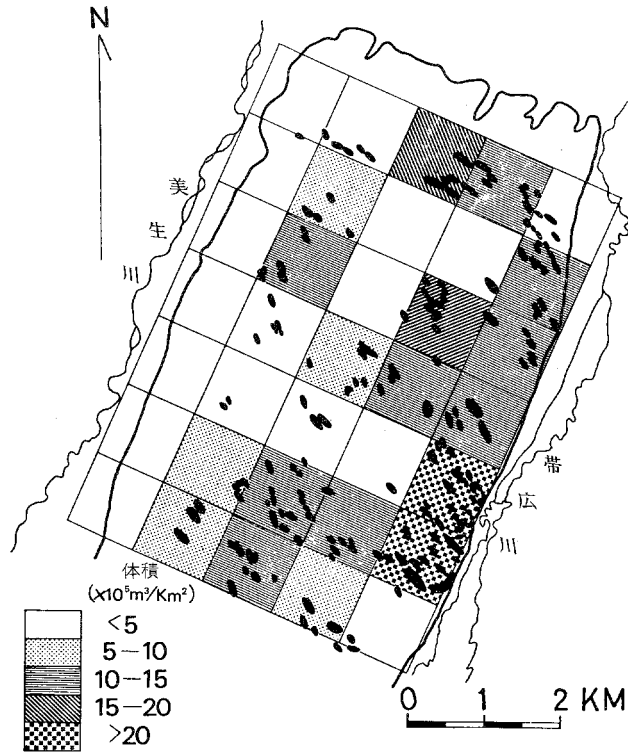
I) En-a古砂丘I形成期: En-aは堆積直後から風による再移動を開始し、葉理にとむ軽石質砂から

ものと考えられる。

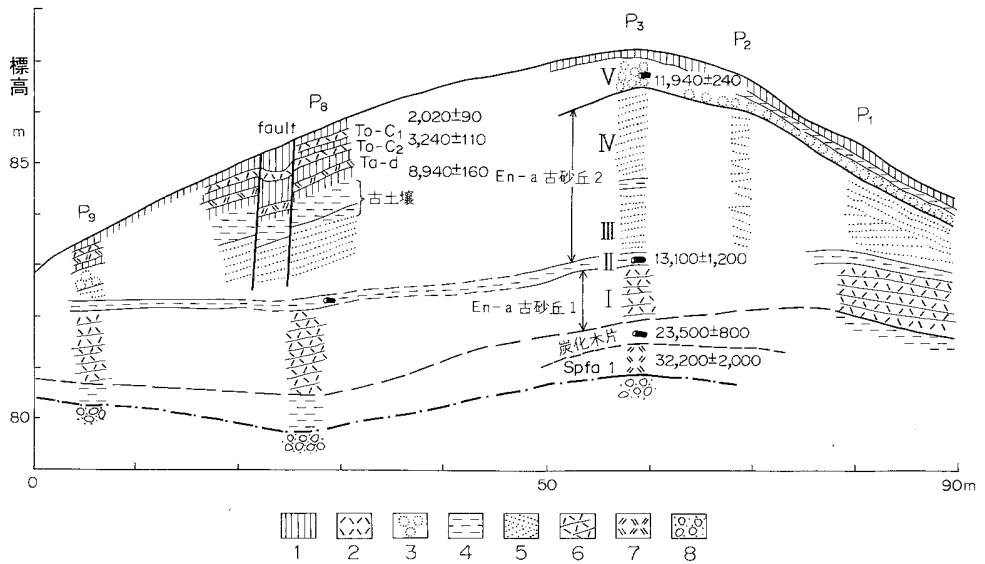
### Ⅷ. 2. 2 形態、体積および配列

孤立している古砂丘は、多くは紡錘形を呈し、底面は長円形に近い長径200m×短径40mていどのものが多い(第27図)。これら古砂丘の長軸方向は、形成時の卓越風の風向を示すと考えられるが、本図幅地域では、 $N20^\circ W \sim N40^\circ W$ を示すものが全体の60%以上を占める。さらに、これらの古砂丘群は、縦列砂丘の配列を示し、その方向はどの地域でも、一般的に個々の古砂丘の長軸延長方向と一致している(第28図)。

En-a古砂丘の平均的体積と、その地域的变化を調べるために、帯広図幅内に、モデル地区を設定し、砂丘砂の体積測定をおこなった(木村ほか, 1972)。それによると、En-a古砂丘の1個の平均体積は、 $1.37 \times 10^5 \text{m}^3$ となった。また $1\text{km}^2$ あたりの砂丘砂量の最大は、 $2.6 \times 10^6 \text{m}^3$ で、測定した $35\text{km}^2$ 全域では $2.5 \times 10^7 \text{m}^3$ に



第29図 En-a 古砂丘の体積測定 (帯広図幅, 調査面積 35 km<sup>2</sup> 砂丘数 184) (木村ほか, 1972)



第30図 En-a 古砂丘 (U-S 01) 堆積物の層序と年代 (木村ほか, 1978に一部加筆)

- 1 : 腐植土
- 2 : 沖積火山灰
- 3 : ボール状ローム
- 4 : ローム
- 5 : 風化 En-a 古砂丘形成砂
- 6 : 未風化 En-a 古砂丘形成砂
- 7 : 支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1)
- 8 : 砂礫層

- なる砂丘を形成した。第30図のP<sub>3</sub>地点では、葉理の傾斜は非常に緩く 3° 程度である。
- II) 砂丘形成休止期：この砂丘砂はほとんど風化を受けぬまま薄いローム層におおわれ、砂丘形成休止期に入る。この時期の<sup>14</sup>C年代は、13,100±1,200年B. P. (藤山・田沼, 1972) である。
- III) およびIV) En-a古砂丘2形成期：その後、砂丘形成が復活し、飛砂の移動・堆積がおこなわれる。葉理の傾斜は5°～6°を示す。続いてわずかの休止期を示すローム薄層をはさんで、砂丘の主形成期に入る。この砂丘砂の葉理は8°～27°という急傾斜を示す。
- V) 砂丘形成終止期：その後、この砂丘砂の上部は土壌化を受け、ボール状構造の発達したローム層(ボール状ローム層)を形成し、砂丘は固定する。ボール状ロームの<sup>14</sup>C年代は、11,940±240年B. P. (近堂・近藤, 1975) である。

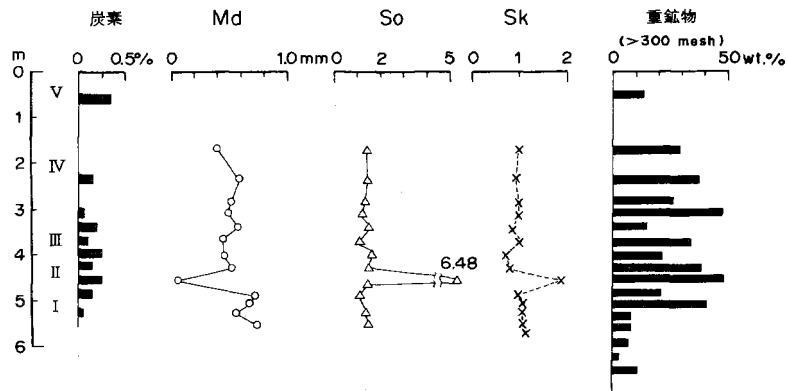
このような、En-a古砂丘の形成過程と、砂丘砂の葉理構造の変化については、売買川～札内川間の古砂丘U-S02(帯広圏内)でも詳しく研究され、同様の傾向が認められている(木村ほか, 1972)。

以上の諸事実から、En-a古砂丘は、気温のやや冷却化した13,100±1,200年B. P. のシルト質ローム層を形成した砂丘形成休止期をはさむ、前後2回の寒冷期に形成され、11,940±240年B. P. には終止固定したことが推定される。十勝団体研究会(1978)は、本図幅地域をふくむ十勝平野の中央部に、これら多数の砂丘群を発達させたこの時代を、古帯広砂漠時代と呼んでいる。

#### Ⅷ. 2. 4 恵庭a古砂丘堆積物の特徴

前記、U-S01砂丘の各層準の粒度組成(粒径中央値, 分級度, 歪度), 有機炭素量, 重鉱物含量等の特徴は、以下のようにまとめられる(第31, 32図)。

粒径中央値(Md)：古砂丘1から古砂丘2へと上部にむかって、Md値が減少している。これは主として、En-a堆積後の風化・再移動によって、より細粒化したEn-a砂丘砂が、風上側より再堆積したためであろう。IIのローム層の試料が極端に小さいMd値(0.05mm)を示すのは、薄いローム層のためである。



第31図 En-a 古砂丘堆積物の有機炭素, 粒度組成および重鉱物含量(木村ほか1972)

Md: 粒径中央値 So: 分級度 Sk: 歪度 I~V: 試料を採取した地層(第30図参照)

分級度 (So) および歪度 (Sk) : II のローム層を除いた各試料のSo値は、いずれも2.0以下であり、分級はきわめて良好である。これは、En-aが空中で淘汰分級されたためであろう。一般に、Md値が小さくなるにつれて、So値が大きくなり、分級度の低下がうかがわれる。古砂丘の下部から上部へと、風化によって細粒化し分級度は低下している。また、IIのローム層の試料が、So=6.48と極端に悪いのは、休止期の粘土化した堆積物であるためと推定される。

歪度 (Sk) は、IIのローム層の試料を除いて、Sk=1.1~0.7に集中している。

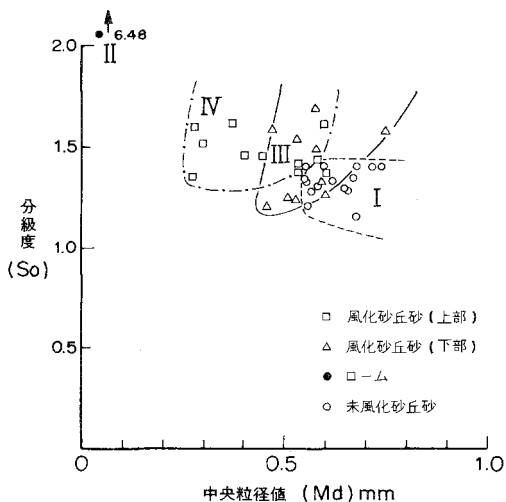
有機炭素 : すべての試料の有機炭素量は、きわめて微量である。このうち、砂丘砂の0~0.14%に対して、砂丘形成休止期のロームが0.24%、砂丘形成終止期のボール状ローム層下部は、0.35%と比較的

含有量が高い。また、砂丘休止期のロームからは、炭化木片 ( $^{14}\text{C}$ 年代測定に使用) も採取されており、有機炭素量とあわせ考えると、IIの砂丘形成休止期に、植生の回復が若干あったと推定される。

重鉍物含有量 : 古砂丘1形成期の砂丘砂の重鉍物含量は、10%以下で低いが、古砂丘2形成期の砂丘砂では、30%前後を示し、重鉍物の増加が認められる。

## IX. 周氷河現象

十勝平野には、周氷河古気候を示す周氷河現象が数多く知られている (野川ほか, 1972)。また、前述の古砂丘群も、同様の寒冷乾燥気候下に生成された現象であり、十



第32図 En-a 古砂丘砂の Md-So 図 (木村ほか, 1972)

I~V : 試料を採取した地層 (第30図参照)



第33図 上札内IIb面の断面にみられるソフトローム層への礫の立ち上り (大正市街北東1km, 地点65)

第5表 中期更新世以降

地質時代	<sup>14</sup> C年代	中央部十勝		降下軽石堆積物 古土壌	化石			
		層序	地形面					
完 新 世	× 1,667年 A.D.	氾濫原堆積物	中札内面	・樽前b降下軽石(Ta-b)				
	× 4,540±105年B.P.			・十勝火山灰C(To-c)				
	× 8,940±160年B.P.			・樽前d降下軽石(Ta-d)				
後 期 更 新 世	W <sub>IV</sub>	× 11,410±440年B.P.	上札内II b面堆積物	上札内II b面	・ソフトローム			
		× 11,940±240年B.P.			・ボール状ローム			
	W <sub>III</sub>	× 12,530±490年B.P.	上札内II a面堆積物	上札内II a面	・然別降下軽石1(Sipfa-1)	・花粉(下川西)		
		× 13,100±1,200年B.P.			・恵庭a降下軽石(En-a)	・花粉(広野)		
		× 23,500±800年B.P.			上札内I面堆積物	上札内I面	・支笏降下軽石1(Spfa 1)	・花粉(下川西)
		× 22,230±1,440年B.P.					・支笏降下軽石2(Spfa 2)	・花粉(上土幌)
	× 25,500±1,200年B.P.	上札内I面礫層	上札内I面	・日高降下軽石(Hpfa)			・花粉(石坂)	
	× 28,750±1,840年B.P.			・オレンジ降下軽石1(Op-1)	}			
	wh <sub>1</sub> wh <sub>2</sub>	× 25,290±2,080年B.P.	ピラオトリ層	・然別降下軽石2(Sipfa-2)		・花粉(樂古川)		
	W <sub>II</sub>	× 35,750±1,350年B.P.		・オレンジ降下軽石2(Op-2)		}		
W <sub>I</sub> /W <sub>II</sub>		× 43,200 <sup>+4,300</sup> <sub>-2,700</sub> 年B.P.		・支笏降下スコリア(Sefa)			}	
	W <sub>I</sub>	× >42,000年B.P.		・オレンジ降下軽石3(Op-3)	}			
(R/W)				× >43,200年B.P.		・大樹降下軽石(Tpfa)	}	
	・上札内降下軽石(Kpfa)	}						
中 期 更 新 世				基松面, 上更別面III 堆積物	基松面・ 上更別面III	・第一泥炭層	}	
		・第二泥炭層				}		
		・(樂古川降下軽石・Rafa)						}
		・第三泥炭層				}		
		・拓北ナココ帯	}					
		・赤褐色ローム				}		
		・古赤色土	}					
・白粘土	}							
中 期 更 新 世			上伏古面, 上更別面II 堆積物	上伏古面・ 上更別面II				
	共栄面堆積物		共栄面					
	東戸島面堆積物		東戸島面					
中 期 更 新 世		光地園面堆積物	光地園面					
		光地園礫層	光地園面					

(wh 1 wh 2 を wh 1/wh 2 に訂正)

(Rafa を Rpfa に訂正)

勝団体研究会 (1978) によって、詳しく総括的に述べられている (第5表)。

ここでは、本図幅地域で観察された周氷河現象に限って、簡単に触れることにする。

### IX. 1 更新世ウルム氷期の周氷河現象

大正市街地の北東1kmの上札内II b面の段丘崖を切る道路の切り通し(地点65)で、礫質構造土が観察される。この露頭では、基底に最大礫径10cm以下の亜円礫および粗粒砂からなる、分級の悪い砂礫層が発達する。この砂礫層をおおって上から順に、Ta-b, ソフトロームが分布する(第33図)。



の地質総括表

周氷河現象	古気候	構造運動
十勝坊主(上似平) 永久凍土(十勝三股)	寒 冷	日 高 山 脈 北 部 の 上 昇
構造土(大正) involution(北芽堂)	寒 冷	
山麓緩斜面(旭山) involution(祥栄・中野・上土幌)		
En-aの古砂丘	や、冷涼	
構造土:involution(祥栄・中野 石坂・川西・上土幌)	寒 冷 (裸地)	
	や、温暖	
Spfa1の古砂丘	寒 冷	
involution(石坂)	や、温暖	
involution(石坂) involution(上土幌)	寒 冷 (湿原)	
involution(勢雄) 構造土(勢雄)	温 暖	
	や、寒冷	新期扇状地の形成
		日 高 山 脈 中 部 の 上 昇
		南 部 十 勝 の 分 離
		日 高 山 脈 南 部 の 上 昇
		古期扇状地の形成

(十勝団体研究会, 1978に一部加筆)  
 は本地域で観察された周氷河現象

砂礫層とソフトローム層の境は大きく波状をなしており、砂礫層がローム中に突き上がっている状態が観察される。その部分では、礫の長軸が鉛直に近い方向を向く傾向が認められる。さらに、ローム中に散点的に礫の混入がみられ、その多くは長軸が鉛直方向を向いている。これらの礫は、Ta-b中にまで混入することがないばかりでなく、Ta-bとソフトローム層との間に発達する腐植層中にも礫の混入は認められない。したがって、ここには、砂礫層がソフトローム層中にブロック状に立ち上がり、貫入している現象と、砂礫層中の礫が、個々にローム層中に示差的上昇をし混入したものと推定される現象が認められる。前者は、ローム層が表層から凍結するさいの圧力が、間隙率の大きい礫層に加えられた結果として、ひき起されたもので、インボリューションの一種と考えられる。後者は、礫質構造土の断面と考えられるものである。

ソフトローム層の時期は、ボール状ローム層の<sup>14</sup>C年代11,940±240年B.P.(近堂・近藤, 1975)と、Ta-dの<sup>14</sup>C年代8,940±160年B.P.(佐藤, 1971)の間と考えられる。したがって、これらの現象は、更新世最末期頃の形成と考えられる。

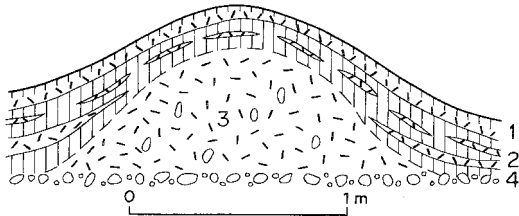
IX. 2 完新世の周氷河現象

十勝平野において、完新世の周氷河現象と考えられるものに十勝坊主(山田, 1959)があり、本図幅地域では、中札内市街地東北東8km、上似平における上札内IIb面上の湿地(地点74)において観察できる<sup>9)</sup>。本地点においては、排水溝の側壁に連続的な断面がみられる(第34図)。その断面によれば、上から、i) 雌阿寒a火山灰(Me-a)およびTa-b, ii) その下に厚さ10~30cmの腐植層をはさんで、iii)

9) 途別川支流の小河川にそう流域には、En-aが分布せず上札内IIb面に相当するが、分布範囲がせまいため、地質図には、上札内IIa面として塗色してある。

暗褐色細粒のTo-cがくる。To-cの基底は、ほぼ平坦な境界をもって、iv) 下位の礫層に接する。このTo-cがふくれ上がりを示し、中央部においては約60cmの厚さに達するが、両端部においては薄く、10cm以下のところも認められる。この降下火砕堆積物中には、下位の礫層中の礫が散在しており、融凍作用による礫の、降下火砕堆積物中への示差的上昇がおこなわれたことが推定される。

山田 (1959) は、芝塚生成の契機はTo-cが降下堆積したことにあり、冬季の凍結によるふくれ上がりとその成因としている。Me-aおよびTa-bは地表面に平行して堆積しており、その厚さもほぼ一定であり、したがって、塚の形成がTa-b堆積以前に終了していたことを示している。最近の調査では、To-cはTo-c<sub>1</sub>とc<sub>2</sub>に分けられる(北海道火山灰命名委員会, 1972)。山田 (1959) は、芝塚形成期をTo-c降灰後、Ta-b降灰前とした。Ta-bは1667年A. D., To-c<sub>1</sub>は2,020±90年B. P., To-c<sub>2</sub>は3,240±110年B. P.(北海道火山灰命名委員会, 1972)の<sup>14</sup>C年代が知られている。したがって、芝塚の形成時期は2,020年ないし3,240年B. P. から1,667年A. D. の間と考えられる。この時期が、十勝平野における完新世の寒冷期を示すものと考えてよいであろう。



第34図 上似平の芝塚 (地点74)

- 1 : 雌阿寒 a 火山灰層および樽前 b 降下軽石堆積物
- 2 : 腐植層 (火山灰の薄層をはさむ)
- 3 : 十勝火山灰 c 層
- 4 : 砂礫層

時期は2,020年ないし3,240年B. P. から1,667年A. D. の間と考えられる。この時期が、十勝平野における完新世の寒冷期を示すものと考えてよいであろう。

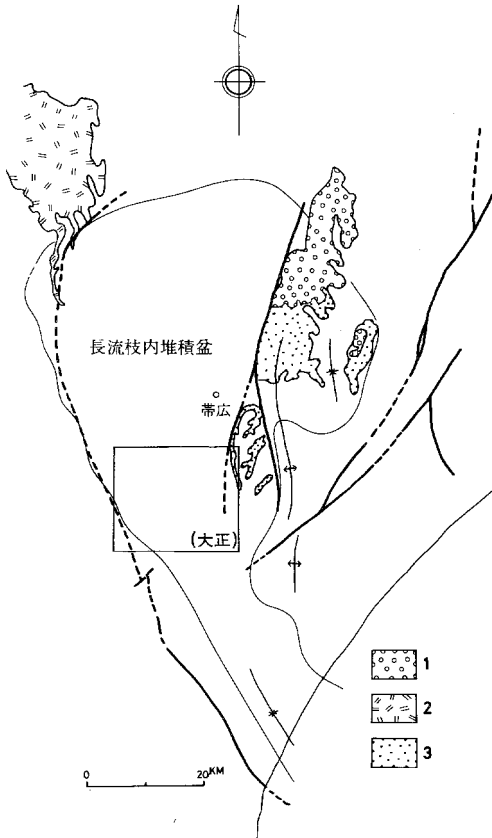


第35図 十勝坊主 (芝塚) (上似平)

## X. 地質構造と地史

### X. 1 日高累層群の地質構造

本図幅地域は、日高山脈東翼に広く分布し南から北に向って、N-S方向からNE方向に大きく弯曲しつつ、向斜構造を呈して連らなる、日高累層群の北部に位置する。したがって、本地域に分布するヤオロマップ川層は、札内川下流からヤオロマップ川上流域にかけて発達する、NE-SW方向の向斜構造の北翼に位置しており、全体として東上位の単斜構造をなす(紺谷, 1978)。地層の走向は札内川流域および岩内川上流域では、N50~70°Eを示しているが、岩内川下流域ではN-S~N30°E方向にかわり、北に向かって再びN50~70°E方向に転じて、引きのばされたS字状にうねっている。また地層の傾斜は、岩内川下流域では50°南落ち~直立であるが、北岩内生産林道では逆転し50~80°北落ちの傾斜を示す。



第36図 長流枝内堆積盆分布図 (松井・秋葉ほか, 1978)

1: 居辺山層 2: ベンケニコロ塔結凝灰岩層 3: 長流枝内層

### X. 2 十勝累層群の地質構造

本図幅地域は、十勝構造盆地の中央部西翼に位置しており、本地域内に断片的に露出する長流枝内層および洪山層の構造は、この鮮新世~前期更新世の造盆地運動による構造的特徴を示している(松井・山口ほか, 1978)。

長流枝内層: 本図幅地域に発達する長流枝内層はさきに述べたように、帯広一拓北をむすぶN-S方向の向斜軸をもち、北に沈下する大規模な向斜構造を呈する浅海~内湾性の堆積盆の中央部および西翼部にあたっており、幕別台地に分布する本層は、この向斜構造の東翼の一部にあたるものである(第36図)。

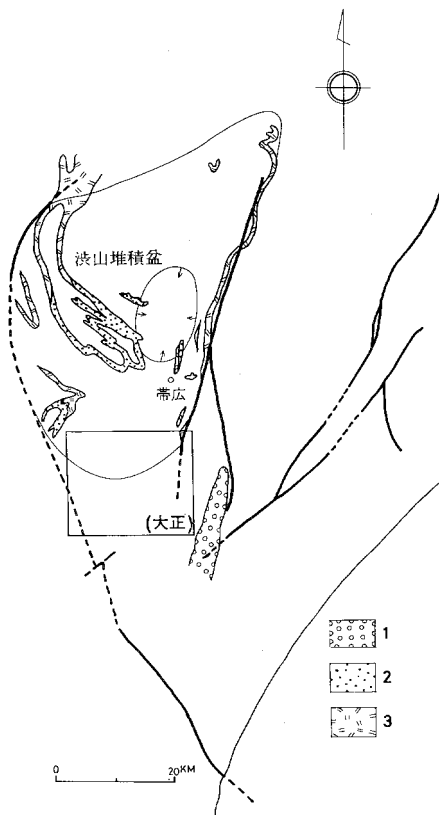
洪山層: 洪山層は、この向斜構造の軸部に、音更一帯広を中心とする地域に盆状に堆積した。長流枝内構造盆地の東翼部、すなわち、押帯一長流枝内一幕別台地を結ぶ地域は、すでに上昇域に転じており、洪山構造盆地は現在の帯広盆地の位置に局限さ

れた内陸盆地である（第37図）。

居辺断層：長流枝内層堆積後，上昇運動に転じた前記長流枝内丘陵—幕別台地と洪山層堆積盆地は，やや東にふれたN-S方向の居辺断層で境しており（十勝団体研究会，1978），同断層の南方延長は本図幅地域の幕別台地西縁にまで延長していることが，この線を境する東西のブロックにみられる長流枝内層，洪山層の分布，それらをおおう光地園礫層さらにはより新期の地形面の高度差などから推定される。

### X. 3 中～後期更新世以降の構造運動と地史

十勝団体研究会（1978）および松井・秋葉ほか（1978）は，十勝平野に分布する各種の扇状地・段丘面群が，中期更新世以降の，日高山脈の差動的上昇運動の影響のもとに形成されたことを明らかにした。ここでは，そのうち本図幅地域にみられる構造運動と地史の概略を述べる。

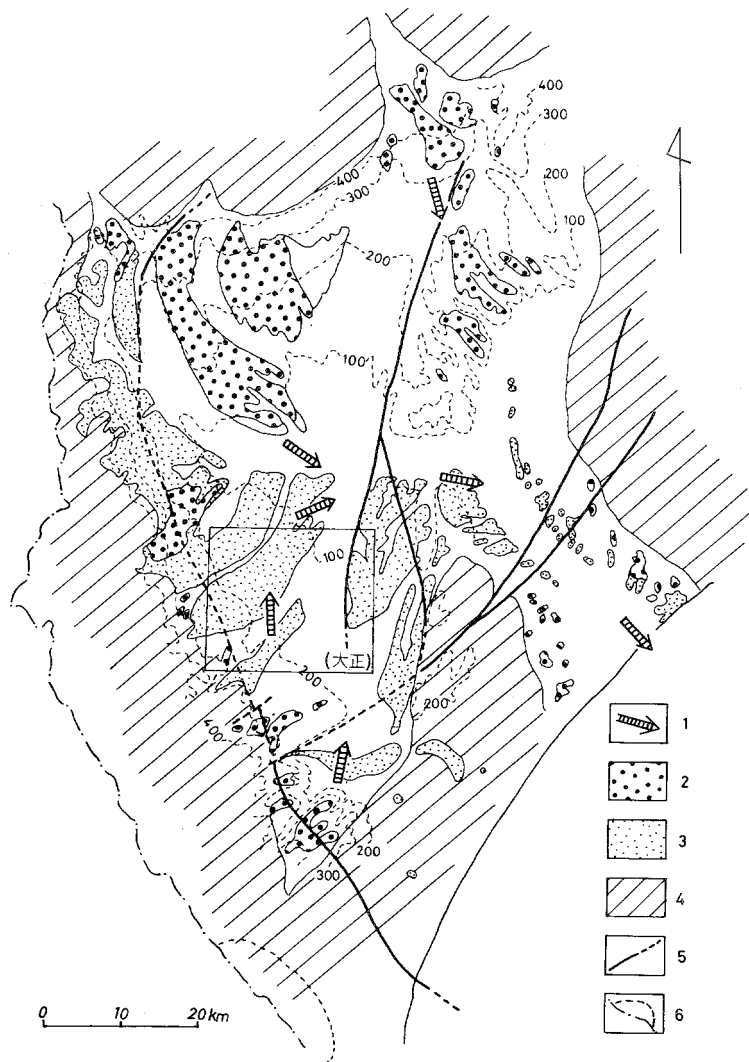


第37図 洪山堆積盆分布図(松井・山口ほか，1978)

1：中里層 2：洪山層（主部） 3：芽登凝灰岩層，屈足熔結凝灰岩層

#### X. 3. 1 日高山脈の上昇と中央部十勝平野の地形面形成

本図幅地域には，主に南方から，部分的に西方から供給された厚い光地園礫層が，全域的な拡がりをもって分布する（第38図）。この礫層を基盤に，これを削って東戸蔭面，共栄面，上伏古面，基松面，上札内Ⅰ面，上札内Ⅱa面，上札内Ⅱb面などの多くの地形面が形成される。これらの地形面は，すでに述べたように，ところによっては薄い砂礫層を堆積するが，基本的には削斜面である。戸蔭別川下流，札内川最下流部の地域では，北西部の上伏古面・基松面と呼ばれる光地園礫層の削斜面と，戸蔭別川と札内川にはさまれる東戸蔭台地との間に，戸蔭別川によって形成された上札内Ⅰ面，上札内Ⅱa面，上札内Ⅱb面が発達している。これらの扇状地状の地形面は，戸蔭別川が北西から南東へ主流路を移動させながら下刻を続け，階段状に地形面を残したことを示している。さらに南に接する上札内図幅地域では，札内川が光地園面および幕別扇状地面（十勝団体研究会，1968）の北側を深くえぐって，広大な削斜面として上札内Ⅱb面を形成している。これら上札内Ⅱa面，上札内Ⅱb面の発達には，日高山脈の上昇が，時代を追って南部→中部→北部へと差動的に移動したことの反映とみられ，札内川・戸蔭別川・美生川の下流域，すなわち，中央部十勝平野の地質と地形にも，日高山脈北部の上昇と，この地域の北



第38図 光地園礫層および相当層の分布 (松井・秋葉ほか, 1978)

1: 礫の運搬方向 2: 光地園・美婁・上旭ヶ丘・十勝川礫層堆積面 3: 光地園・美婁・上旭ヶ丘・十勝川礫層浸食面 4: 山地および丘陵 5: 断層および構造線 6: 日高山脈上昇地域

西→南東方向の傾動が反映していると考えられる。すなわち、戸蔭別川と札内川とを比べると、前者において、上伏古面・基松面・上札内Ⅰ面の高度差はほとんどなく、上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面の高度差も、それぞれ2~3mであるのに対して、上札内Ⅱb面と現河床面との比高は10mに達している。札内川では、光地園面・東戸蔭面・ピラオトリ層の堆積面の高度差はごくわずかであるのに対して、それらと上札内Ⅱb面との高度差は30m以上にも達する。一方、上札内Ⅱb面と現河床面との比高は、数mにすぎない。このような、両河川にみられる各地形面の比高（下刻量）のちがいは、両河川流域の、構造運動の特徴を反映するものと考えることが可能であろう。

### X. 3. 2 幕別台地の傾動的上昇と札内川埋積構造谷の形成

本図幅地域を通過して、中央部十勝—幕別台地—十勝川下流地域をほぼ東西に切る地形および構造断面をみると、全域をおおう光地園礫層の基底が、帯広構造盆地と十勝川下流地域で向斜構造を呈し、幕別台地では西上りの傾動を示しつつ著しく上昇していることが示される。その西縁には、さきに述べたように、本図幅地域内でも落差20～50mに達する断層（居辺断層の南方延長）が推定され、帯広盆地に落ちこんでいる。

十勝構造盆地の特徴の一つは、上に述べたような特徴、すなわち、西上りの傾動を伴う南北に延長する上昇ブロックの形成と、ブロックの西縁を限る西落ちの断層による沈降域の形成である。

後期更新世において、依田から中札内に至る上札内Ⅰ礫層の、南南西～北北東に直線状に延びる狭長な厚い発達が進められ、同様の特徴を示す構造運動による帯広構造盆地内の音更川—札内川を結ぶ南北の構造谷の形成が推定されている（十勝団体研究会、1978）。

### X. 3. 3 ウルム氷期以降の地史

上札内Ⅰ礫層の形成後、現河床礫形成まで、本図幅地域には堆積地形の発達は見られず、広い分布を示す、上札内Ⅱa面、上札内Ⅱb面は、いずれも古期扇状地面をわずかに下刻した網状河川によって、削られた削斜面と考えられる。これらの新しい地形面の周囲に発達する段丘化した古い地形面には、Op-1・Spfa 1・En-aなどの降下火砕堆積物をはさむ褐色ローム層が発達し、中央部十勝は、寒冷乾燥気候におおわれる。

Spfa 1の砂丘群は、すでに述べたように、Spfa 1堆積直後と、27,000年B. P. ごろおよび23,000年B. P. ごろの少なくとも3回の形成期が区分される。この頃の花粉分析の結果から、*Larix*を主とする花粉組成に示される寒冷乾燥気候下で、褐色ロームのおおいはぎとられたSpfa 1は、北北西の季節風によって砂塵として移動をくり返し、中央部～南部十勝をおおう砂丘群の発達する内陸砂漠（古十勝砂漠）を生み出した（木村ほか、1978）。上似平にみられる3層の砂丘が、休止期をはさんで上下に累重している状態は、砂丘形成が長期にわたって消長をくり返したことを、明らかに示している（帯広市教育委員会、1978）。

En-aの堆積にひきつづくEn-a古砂丘群の形成は、15,000±900、13,100±1,200、および11,940±240年B. P. という3つの<sup>14</sup>C年代によって、その開始と中間の休止期および停止固定期がおさえられ、古帯広砂漠と呼ばれている（木村ほか、1978）。

そして砂丘砂が、大きく移動を続け砂丘を成長させていた寒冷な時代に比べて、その休止期および停止期の堆積物である褐色ローム層（13,100±1,200<sup>14</sup>C年B. P.）やボール状ローム層（11,940±240<sup>14</sup>C年B. P.）が、やや冷涼といえる気候を示すと考えることができ、<sup>14</sup>C年代によれば、前者はベーリング（Bölling）亜間氷期、後者はアレレード（Alleröd）亜間氷期に対比される。したがって、En-a砂丘群の形成は、最古期ドリラス（Oldest Dryas）期および旧期ドリラス（Older Dryas）期におこなわれたと推定することが可能である。ボール状ロームの堆積と、ほぼ同時期と考えられる上札内Ⅱb面の形成は、アレレード亜間氷期の可能性が大きい（第6表）。

大正の礫質構造土は、ソフトローム堆積後、Ta-d降下前の更新世最末期の寒冷期を代表する。

第6表 更新世末期以降の地史

時 代		<sup>14</sup> C 年 代 (年B.P.)	堆 積 物 ・ テ フ ラ	周 水 河 現 象 ( ): 本 図 幅 地 域 外
完 新 世		(1667年A.D.) 2,020±90	Ta-b	・十勝坊主 (永久凍土) ・(永久凍土中の木片)
		3,240±110	To-C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	
		4,540±105	中札内面堆積物	
		8,940±160	Ta-d	
ウ ル ム 氷 期 第 IV 垂 氷 期	新 期 ド リ ア ス 期	11,410±440	ソフトローム	・構造土・インボリュエーション(山麓緩斜面) ・インボリュエーション
	ア レ レード 垂 間 氷 期		上札内IIb面 堆積物	
	旧 期 ド リ ア ス 期		ボール状 ローム	・砂丘形成停止 ・En-a 占砂丘2
	ペー リング 垂 間 氷 期		褐色ローム	・砂丘形成休止期 ・En-a 占砂丘1
	最 古 期 ド リ ア ス 期	13,100±1,200		
		15,000±400	En-a	
ウ ルム 氷 期 第 III 垂 氷 期		15,800±400		

中札内面は、ソフトロームの形成、Ta-dの降下(8,940±160<sup>14</sup>C年B.P.)にひきつづく温暖期に対比され、上似平の十勝坊主(芝塚)に示される寒冷期は、To-c降下後、Ta-b降下前であって、<sup>14</sup>C年代によれば、2,020±90年B.P. ないし3,240±110年B.P. から1,667年A.D. の間と推定される。

## XI. 応 用 地 質

本図幅地域には、資源的に価値のあるものはほとんどないが、ただ骨材となる砂利は豊富で、現在も大量に利用されている。

### XI. 1 骨 材 質 源

現在、骨材として利用されているのは、札内川の現河床礫である。この河床礫は、日高系を起源とする新鮮な礫で、平均粒径は15cm前後、なかには粒径が1m以上におよぶ大礫もある。この河床礫は、幅1km以上にわたる札内川の河床の全域に分布し、その量は、莫大なものになると推定され、利用価値は高い。

## 文 献

- 秋葉 力・木崎甲子郎・宮坂省吾・紺谷吉弘 (1975) 5万分の1地質図幅「上豊似」および同説明書。  
北海道立地下資源調査所, 48 p.
- ・古川 昭・田中伸明 (1978) 光地園面の白粘土. 地団研専報, no. 22, p. 308-311
- 藤山広武・近堂祐弘・田中 実・高倉裕一・川名淳二・伊藤建夫・大槻日出男 (1978) 上似平の地形と

- 地質. 上似平遺跡, 帯広市教育委員会, p. 8-16
- ・田沼 穰 (1972) 十勝平野に分布する内陸古砂丘の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 26, p. 136-137.
- 橋本誠二 (1954) 5万分の1地質図幅「御影」および同説明書. 北海道地下資源調査所, 36 p.
- ・武田裕幸 (1960) 5万分の1地質図幅「広尾」および同説明書. 北海道開発庁, 40 p.
- 橋本 亘 (1955) 十勝支庁管内の地質及び地下資源. 十勝総合開発促進期成会, 53 p.
- 平川一臣・小野有吾 (1974) 十勝平野の地形発達史. 地理学評論, vol. 47, p. 607-629.
- 北海道火山灰命名委員会 (1972) 北海道の火山灰分布図. 北海道火山灰命名委員会.
- 星野フサ・小坂利幸 (1978) 鮮新統・更新統の花分析. 地団研専報, no. 22, p. 275-291.
- IGARASHI, Y. (1976) The first cold phase during Plio-Pleistocene time in Hokkaido. *Jap Jour. Geol. Geogr.*, vol. 82, p. 337-344.
- 石狩低地帯研究会 (1965) 石狩平野における支笏降下軽石堆積物の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, no. 81, p. 12.
- 貝塚爽平 (1956) 十勝平野の地形に関する若干の資料. 地理学評論, vol. 29, p. 232-239.
- 柏原 信 (1970) 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 24, p. 149-150.
- 春日井昭・秋葉 力・近堂祐弘・小坂利幸・松井 愈・松沢逸巳・佐藤博之 (1978) 降下火砕堆積物. 地団研専報, no. 22, p. 193-214
- ・木村方一・小坂利幸・松沢逸巳・野川 潔 (1968) 十勝平野に分布するいわゆる“帯広火山砂”について. 地球科学, vol. 22, p. 137-146
- 勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石堆積物について. 火山, vol. 2, p. 33-48
- 木村方一・藤山広武・近堂祐弘・近藤鍊三・佐瀬 隆・大槻日出男 (1972) 十勝平野の内陸に分布する古砂丘について (第II報). 第四紀研究, vol. 11, p. 161-170
- ・近堂祐弘・近藤鍊三・藤山広武・田中 実・大槻日出男・佐瀬 隆・田沼 穰・佐々木誠一 (1978) 十勝平野の古砂丘. 地団研専報, no. 22, p. 312-333
- ・大槻日出男・近堂祐弘・近藤鍊三・佐々木誠一・佐瀬 隆・田中 実・田沼 穰・藤山広武 (1970) 十勝平野の内陸に分布する古砂丘について (第I報). 第四紀研究, vol. 9, p. 41-50.
- 北川芳男・近堂祐弘・松野 正・佐久間敏雄 (1963) 北海道に発達した古赤色土 (風化殻) について, 第1報, 土壌断面形態と層位的な位置. 北海道土木試験所月報, no. 115, p. 1-10.
- 近堂祐弘・近藤鍊三 (1975) 恵庭 a 古砂丘の古土壌の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 29, p. 100-101
- 紺谷吉弘 (1978) 日高帯南東部の日高累層群について—その1, 層序と構造—. 地質学雑誌, vol. 84, p. 1-14
- 松井 愈・秋葉 力・瀬川秀良・松沢逸巳・小坂利幸・木村方一 (1978) 中期更新世以降の構造運動と地史. 地団研専報, no. 22, p. 230-245.
- ・松沢逸巳・山口昇一 (1970) 十勝平野の前期洪積統一長流枝内層について—. 第四紀研究, vol. 9, p. 123-127.
- ・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征靖・春日井昭 (1974) 大樹



- 地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 69 p.
- 松井 愈・山口昇一・松沢逸巳・宮坂省吾 (1978) 鮮新世～前期更新世の構造運動—十勝構造盆地の誕生と発展—. 地団研専報, no. 22, p. 96-104
- 松沢逸巳・小坂利幸 (1972) 恵庭 b 降下軽石堆積物直上の炭化細片の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 26, p. 84-85.
- 三谷勝利 (1964) 北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について. 北海道立地下資源調査所報告, no. 32, p. 1-38
- 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男 (1933) 10万分の1地質図幅「帯広」および同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 2, 20 p.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈 (1972) 十勝平野における後期洪積世の周氷河現象とその層準 (第1報). 第四紀研究, vol. 11, p. 1-12.
- 帯広市教育委員会 (1978) 上似平遺跡—北海道帯広市上似平遺跡発掘調査報告書—. 帯広市教育委員会, 107 p.
- 小笠原義勝 (1941) 北海道襟裳岬の海岸段丘. 地質学雑誌, vol. 48, p. 181-188
- 岡崎由夫 (1957) 北海道東部・池田層の地質. 北海道地質要報, no. 35, p. 1-8.
- OKAZAKI, Y. (1958) Stratigraphical and palynological studies of the Honbetsu Group and the Ikeda Formation (Pliocene, Tertiary) in Eastern Hokkaido. *Jour. Hokkaido Gakugei Univ.*, vol. 9, p. 230-249.
- 鬼塚 貞 (1962) 北海道十勝平野地域の石油地質学的研究. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 383-406.
- 酒匂純俊・木崎甲子郎・松下勝秀・中添 亮 (1963) 5万分の1地質図幅「札内川上流」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 69 p.
- 佐藤博之 (1969) 最近測定された北海道の火山活動に関連する<sup>14</sup>C年代測定. 地質ニュース, no. 178, p. 30-35
- (1971) 樽前火山灰d層の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 25, p. 185-186.
- 柴田 賢・山口昇一・小久保公司・田中 実 (1979) 北部十勝の鮮新—更新統火砕岩類のK-Ar年代と古地磁気. 地質調査所月報, vol. 30, p. 233-241.
- 鈴木 守・橋本誠二・浅井 宏・松下勝秀 (1959) 5万分の1地質図幅「楽古岳」および同説明書. 北海道開発庁, 63 p.
- 田中 実・小久保公司・渡辺肇克 (1978) 火砕岩類の古地磁気. 地団研専報, no. 22, p. 249-264.
- 十勝団体研究会 (1968) 十勝平野の第四系 (第II報) —とくに地形面と層序について—. 第四紀研究, vol. 7, p. 1-13.
- (1972a) 北海道大樹町相保島におけるオレンジ降下軽石堆積物 (Op) の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 26, p. 261 - 262.
- (1972b) 十勝平野の後期洪積世の降下軽石堆積物について. 第四紀研究, vol. 11, p. 219-227.
- (1973) 北海道大樹町ホロカヤントウ沼付近の泥炭層の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, vol. 27, p. 256-

258.

- 十勝団体研究会（1978） 十勝平野・地団研専報, no. 22, 433 p.  
———・砂丘グループ（1970） 十勝平野内陸部に分布する古砂丘について（第四紀学会1970年度総会  
研究発表要旨）. 第四紀研究, vol. 9, p. 83-84
- 山田 忍（1959） 野地坊主と十勝坊主について. 日本土壤肥科学雑誌, vol. 30, p. 49-52.
- 山口昇一（1970） 豊頃丘陵北部地域の地質層序について. 地質調査所北海道支所, 調査研究報告会講演  
要旨録, no. 21, p. 47-55.
- ・春日井昭・田中 実・小久保公司・松沢逸巳・佐藤博之（1978） 北部十勝の火砕岩類. 地団  
研専報, no. 22, p. 71-81
- ・松井 愈・松沢逸巳・春日井昭・田中 実・小林保彦（1973） 長流枝内層について. 地質調  
査所北海道支所, 調査研究報告会講演要旨録, no. 24, p. 17-21.
- ・———・宮坂省吾（1978） 鮮新一下部更新統, 十勝累層群. 地団研専報, no. 22, p. 7-15.

## **QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1: 50,000

**Kushiro (2) No. 52**

---

# **GEOLOGY**

## **OF THE**

# **TAISHO DISTRICT**

By

Toshiyuki KOSAKA, Masaru MATSUI,  
Masaichi KIMURA, Yoshihiro KONTANI,  
Kiyoshi NOGAWA, Akira KASUGAI,  
Renzō KONDŌ and Hiromu FUJYAMA

(Written in 1978)

---

(Abstract)

## **TOPOGRAPHY**

The mapped area is situated in the central Tokachi district of the broad Tokachi Plain extending between the Hidaka Mountain Range and the Shiranuka hills, and it is topographically divided into two regions; the southwestern hilly region and the central Tokachi plateaus.

### **Southwestern hilly region**

The southwestern hilly region belongs to the eastern slope of the central Hidaka Belt. This region geologically consists of the pre-Cretaceous Yaoromappugawa Formation which is the upperpart of the Hidaka Supergroup.

### **Central Tokachi plateaus**

Among the central Tokachi plateaus, some plateaus such as Kamiobihiro, Higashitotta,

Table 1. Summary of the stratigraphic sequence in the Central Tokachi Plain

Age		Stratigraphy		Remarks	
Quaternary	Holocene	Overflow deposits		• Ta-b • To-c Gravel, sand	
		Nakasatsunai Plane Deposits		• Ta-d Gravel	
	Late Pleistocene	Kamisatsunai IIb Plane Deposits		• Soft loam Gravel	
		Kamisatsunai IIa Plane Deposits		• Ball structured loam • En-a Dune sand, gravel	
		Kamisatsunai I Plane Deposits		• Spfa 1, 2 Dune sand	
		Kamisatsunai I Gravel Bed		Gravel	
		Biraotori Formation		• Hpfa • Op-1 • Ssfa • Op-3 Peat, clay, sand and gravel	
		Motoimatsu Plane Deposits		Loam	
		Middle	Kamifushiko Plane Deposits		• Red-brown loam Loam
			Kyoei Plane Deposits		Loam
			Higashitotsuta Plane Deposits		• Red paleosol Loam
			Kōchien Plane Deposits		• White clay Clay and weathered pumice
	Kōchien Gravel Bed		Dacayed gravel		
	Neogene	Pliocene-Early Pleistocene	Tokachi Supergroup	Shibusan Formation	Main part Pumiceous sand, clay and peat
				Metō Tuff Bed	Acid tuff
Osarushinai Formation			Gravel, sand, clay and peat		
Pre-Cretaceous	Yaoromappugawa Formation		Grayish green sandstone		

Kamisatsunai and Makubetsu compose the main part of this mapped area, and on each of these plateaus well develop some of the following flat planes which were formed during the middle to late Pleistocene, such as Higashitotsuta, Kyoei, Kamihushiko, Motoimatsu, Kamisatsunai I, II a and II b, and also the Nakasatsunai plane of the Holocene. The surface of these planes incline gently northward, and difference in direction of inclination within these plateaus seems to have occurred successively since middle Pleistocene to Holocene, as the result of noticeable uplift of the Hidaka Belt.

In Kawanishi and Itaira areas on the Motoimatsu, Kamisatsunai I, II a planes, there have been detected more than 180 ancient dunes composed of the materials which derived from the deposits of the Eniwa Pumice Fall "a" and the Shikotsu Pumice Fall 1.

## GEOLOGY

The stratigraphical succession in this area is shown in Table 1.

### Yaoromappugawa Formation

In the southeastern hilly region of the Hidaka Mountain Range, the upper part of the Hidaka Supergroup has been named Yaoromappugawa Formation. Only the strata, belonging to the lowest member ( $Y_1$ ) of the Yaoromappugawa Formation crops out in this mapped area. This strata is formed by a series of fine to coarse grained sandstone, graded sandstone and massive coarse sandstone, intercalated with tuffaceous sandstone and calcareous nodules. The thickness of the strata is revealed to be more than 3,000m.

### Tokachi Supergroup

The Tokachi Supergroup developed in the Tokachi Plain, is divided into the following four parts in ascending order : Hombetsu-Ashoro Formation, Ikeda Formation, Osarushinai-Oribeyama Formation and Shibusan-Nakazato Formation respectively. Among them the upper and uppermost of this Supergroup, the Osarushinai and Shibusan Formations develop in this mapped area.

### Osarushinai Formation

The Osarushinai Formation, consisting of gravel, sand, clay and lignite, accompanied with tuff beds, is the sediments of a shallow sea and terrestrial deposits. Its age is considered to be latest Pliocene. This formation is distributed under the Tokachi Plain, and in the northeast part of this area, it forms a large synclinal structure.

### Shibusan Formation

The Shibusan Formation develops on the northeast edge of the mapped area and it is subdivided into the basal member, Metō Tuff Bed, and the main part.

The Metō Tuff Bed overlies the Osarushinai Formation with unconformable relation, and it

consists of acid tuff. The main part consists of caly, pumiceous sand, gravels, thin peats and tuffs. Judging from the K-Ar dates and Paleomagnetic evidences, the age of the Shibusan Formation is of latest Early Pleistocene.

### Middle—upper Pleistocene Deposits

It is noticeable that the fanglomeratic deposits, the Kōchien Gravel Bed, prevail throughout the mapped area, underneath the whole younger Pleistocene sequences. The lithofacies suggests that the western hinter land, namely a part of the Hidaka Belt, has been eroded away vigorously in middle to late Pleistocene.

Some younger pyroclastic and gravel deposits cover the older dissected Kōchien Gravel Bed and compose many flat planes. Such younger gravels are the fan and fan-surface deposits formed by erosion and denudation of the older thick gravel bed. The differences among these flat topographic planes in distribution, inclination or plane surface and kind of composing pebbles suggest that the upheaval movements in the Hidaka Belt since the middle Pleistocene were not uniform in places, and the acme of rapid upheaval in the Hidaka Belt was earlier in its southern part than its northern part.

For the correlation of the topographic flat surfaces in this plain, several pyroclastic fall deposits were used as excellent keybeds, viz. in ascending order:

Orange coloured pumice fall III deposit (Op-3)

Shikotsu Scoria Fall Deposit (Ssfa)

Orange coloured fall I deposit (Op-1)

Hidaka Pumice Fall Deposit (Hpfa)

Shikotsu Pumice Fall Deposit II (Spfa2)

Shikotsu Pumice Fall Deposit I (Spfa1)

Eniwa Pumice Fall “a” (En-a)

These pyroclastic fall deposits in the Tokachi Plain, including the mapped area, are roughly estimated to have accumulated since about 50,000 years to about 10,000 years B.P. This estimation is based upon the  $^{14}\text{C}$  ages of the several horizons of pyroclastic fall deposits.

### Kōchien Gravel Bed

The Kōchien Gravel Bed is composed of decayed cobbly gravel cemented with clay. The gravels consist of sandstone and slate derived from the Hidaka Supergroup, and the rocks composing the Hidaka Belt such as hornfels, migmatite and granite.

This gravel bed is traceable to far east, though its upper parts had been lost by later dissection.

### Kōchien Plane Deposits

A unique yellowish pale gray clay bed is frequently observed on the Kōchien Gravel Bed. This “fan-surface deposit”, named as “white clay” because of its characteristic whitish appearance, seems to be the product of argillization of volcanic ash deposit.

## Higashitotsuta Plane Deposits

Although the Higashitotsuta Plane appears to be extensive fan features, these were seen to be formed by erosion and denudation of the Kōchien Gravel Bed. These deposits are only a thin cover of red or reddish brown coloured loamy paleosol.

## Kyoei, Kamifushiko and Motoimatsu Plane Deposits

These deposits were formed successively on the dissected surface planes by erosion of the Kōchien Gravel Bed. They are composed of thin reddish brown loam, brown silty loam or thin sorted fine gravel bed.

## Biraotori Formation

The Biraotori Formation consists of peat, peaty clay and pumice fall deposit. It is exposed on the upper part of the several cliffs along the Tottabetsu-gawa in this area and it is a part of the bed distributed widely from the central to the southern part of the Tokachi Plain. It is a marsh land deposit accumulated in a swampy area which developed after the formation of the Motoimatsu Plane, and it is covered by the Kamisatsunai I Gravel Bed.

## Kamisatsunai I Gravel Bed

The Kamisatsunai I Gravel Bed, more than 20m thick, is laminated cobbly gravel. This gravel bed is considered to have been accumulated in a narrow subsiding zone in N-S direction along the down stream of the Satsunai-gawa. Tephrochronological investigation revealed the date of the Kamisatsunai I Gravel Bed to be younger than the deposition of Op-1 and older than the Spfa1 and 2.

## Kamisatsunai I , II a, II b Plane Deposits

The Kamisatsunai I Plane Deposits consist of brown loam intercalating Spfa 1 and 2. The Kamisatsunai II a plane Deposits, brown loam and pebbly gravel, are younger than Spfa 1 and older than the ball structured loam. The loam and gravel of the Kamisatsunai II b Plane Deposits are younger than the ball structured loam and older than the soft loam.

## Ancient sand dunes and periglacial phenomena

More than 180 ancient sand dunes scatter widely in the mapped area and they are recognized to have been formed under the periglacial climatic conditions during the late Pleistocene. These sand dunes are mainly composed of reworked pumiceous fine sand derived from En-a and Spfa 1. Many other buried periglacial phenomena such as involutions and rising of pebbles are found on many places in the Tokachi Plain including this mapped area. The ages of these phenomena are considered to coincide with the cold climatic stages confirmed by pollen and floral assemblages. <sup>14</sup>C age determinations of these cold climatic stages were carried out on

Table 2. Correlation of Tephra and Periglacial phenomena since Late Pleistocene

Age		<sup>14</sup> C Age(Y.B.P.)	Stratigraphy and Tephra	Periglacial Phenomena
Holocene		(1667 A. D.)	Ta-a	• Earth hummock Perma-frost
		2,020±90	To-C <sub>1,2</sub>	
		3,240±110	Nakasatsunai Plane Deposits	
		4,540±105	Ta-d	
W <sub>IV</sub>	Younger Dryas	11,410±440	Soft loam	• Patterend ground, involution
	Alleröd		Kamisatsunai IIb Plane Deposits	• Involution
	Older Dryas	11,940±240	Ball structured loam	~~~~~ • En-a sand dune II
	Bölling	12,530±490	Brown loam	~~~~~
	Oldest Dryas	13,100±1200		• En-a sand dune I
		15,000±400		
W <sub>III</sub>		15,800±400		

natural charcoals found in several horizons of the loams. The results are shown in Table 2.

### Deposits in Holocene

After the latest Pleistocene glacial stage, accumulated in the mapped area the Nakasatsunai Plane Deposits and the fluvial plane deposits. They are modified by some periglacial phenomena such as earth hummocks which are constituted in a cold climatic stage of Holocene about 2,000-3,000 years B.P.

### Tectonic movements in the late Pleistocene to Holocene

The Kōchien Gravel Bed forms the framework of the topographical configuration of this area, and its areal changes in the altitudes of both the upper surface and the basal level were critically analyzed in and around this area, to detect the late Pleistocene to Holocene tectonic movements which displaced and deformed this gravel bed. It was clearly revealed that in general the Tokachi Plain including this mapped area had been a continuous subsiding basin relative to the surrounding area of constant upheaval, and that there, inside the basin, exists a local N-S directional upheaval area, the Makubetsu plateau, the western margin of which is defined by an active tectonic line, the Oribe Fault.



※文献引用例

小坂利幸・松井 愈・木村方一・紺谷吉弘・野川 潔・春日井 昭・近藤鍊三・藤山広武  
(1979) 大正地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所,  
60 p.

KOSAKA, T., MATSUI, M., KIMURA, M., KONTANI, Y., NOGAWA, K., KASUGAI, A., KONDŌ,  
C. and FUJYAMA, H. (1979) *Geology of the Taisho district*. Quadrangle Series, scale  
1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 60 p. (in Japanese with English abstract 6 p.)

---

昭和54年3月17日印刷

昭和54年3月23日発行

通商産業省工業技術院

地 質 調 査 所

川崎市高津区久本135

---

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

---

©1979 Geological Survey of Japan