

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

釧路(2) 第53号

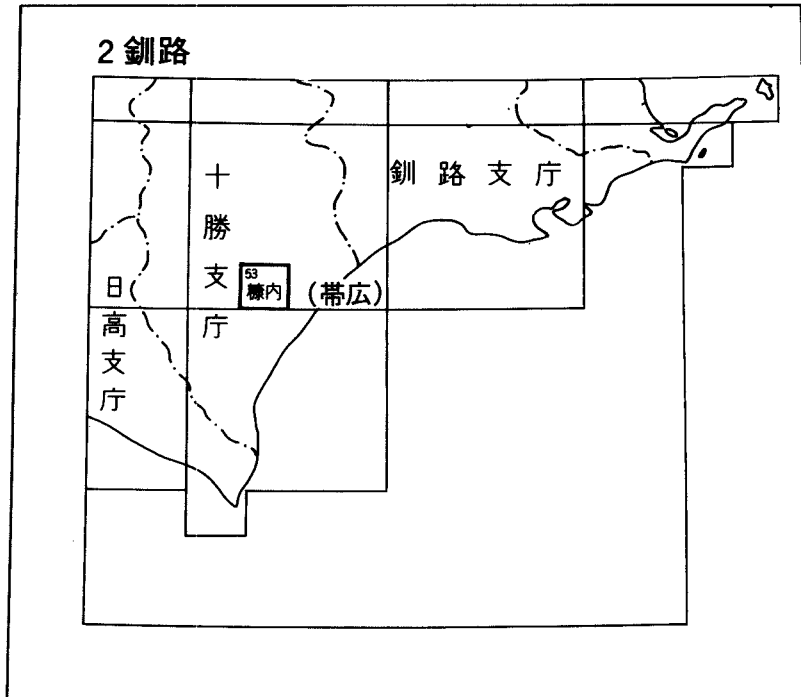
糠 内 地 域 の 地 質

山口昇一・佐藤博之

平成元年

地 質 調 査 所

位置図



目 次

I. 地 形	1
I. 1 概説	1
I. 2 山地	2
I. 3 段丘群	2
I. 3. 1 大豊面	4
I. 3. 2 共榮面	4
I. 3. 3 上更別面Ⅱ	5
I. 3. 4 上更別面Ⅲ	5
I. 3. 5 明野面	5
I. 3. 6 止若面	5
I. 3. 7 後止若面	5
I. 3. 8 氾濫原・湿原	6
II. 地質概説	6
III. 先新第三系	10
III. 1 豊頃層	10
IV. 新第三系及び下部更新統	11
IV. 1 十勝忠類層群	11
IV. 1. 1 赤石沢層	11
IV. 1. 2 当縁層	14
IV. 2 大川層	20
IV. 3 牛首別川層群	22
IV. 3. 1 生花苗層	23
IV. 3. 2 大樹層	27
IV. 4 十勝層群	28
IV. 4. 1 糠内層	29
IV. 4. 2 駒島層	33
IV. 4. 3 池田層	35
IV. 4. 4 長流枝内層	43
IV. 4. 5 美川層	48
V. 第 四 系	49
V. 1 中部・上部更新統	49
V. 1. 1 光地園礫層	49
V. 1. 2 幕別扇状地礫層	50

V. 1. 3 大豊面堆積物	50
V. 1. 4 共栄面堆積物	51
V. 1. 5 上更別面Ⅱ堆積物	52
V. 1. 6 上更別面Ⅲ堆積物	54
V. 1. 7 ビラオトリ層	55
V. 1. 8 上札内Ⅰ礫層	56
V. 1. 9 明野面堆積物	57
V. 1. 10 止若面堆積物	57
V. 2 完新統	58
V. 2. 1 後止若面堆積物	59
V. 2. 2 崖錐堆積物	60
V. 2. 3 湿原堆積物	60
V. 2. 4 氾濫原堆積物	60
V. 3 降下火砕堆積物	60
V. 4 古砂丘堆積物	62
VI. 地質構造	62
VI. 1 新第三系及び下部更新統の地質構造	64
VI. 1. 1 褶曲	64
VI. 1. 2 断層	64
VI. 2 活構造	65
VII. 応用地質	65
VII. 1 骨材資源	65
VIII. 2 地すべり	65
文 献	66
Abstract	73

図・表・図版目次

第1図 糠内地域及びその周辺地域の地形面区分図	3
第2図 降下火砕堆積物・ローム層及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図	4
第3図 糠内地域の地質総括図	7
第4図 豊頃丘陵の地質図	8
第5図 赤石沢層に発達する角礫質の礫岩	13
第6図 赤石沢層に挟在するレンズ状の炭層	13
第7図 当縁層と赤石沢層の累重関係を示す露頭スケッチ	14
第8図 当縁層・赤石沢層及び豊頃層の累重関係を示す露頭スケッチ	15

第 9 図	当縁層中のコメンド岩溶結凝灰岩	16
第 10 図	大川層と十勝忠類層群当縁層の不整合関係	20
第 11 図	大川層の泥岩層中の泥岩砂岩互層	22
第 12 図	牛首別川層群の地質柱状図及び地質柱状図作成ルート位置図	22-23
第 13 図	大川層と牛首別川層群生花苗層の層序関係	24
第 14 図	生花苗層の硬質泥岩相	24
第 15 図	生花苗層硬質泥岩相の硬質泥岩砂岩互層	25
第 16 図	十勝層群及び牛首別川層群の礫岩の礫組成	26
第 17 図	大樹層に見られる砂岩岩脈	28
第 18 図	猿別背斜部における糠内層の地質柱状図及び地質柱状図作成ルート位置図	31
第 19 図	駒島層のルートマップ	34
第 20 図	駒島層における貝化石の産状	35
第 21 図	池田層の地質柱状図及び地質柱状図作成ルート位置図	39
第 22 図	亜炭層を挟む池田層主部の岩相	41
第 23 図	池田層主部に見られる層間異常	41
第 24 図	池田層稲士別凝灰岩層と猿別凝灰岩層の累重関係	43
第 25 図	長流枝内層の地質柱状図	44
第 26 図	長流枝内層と池田層の不整合関係	45
第 27 図	平行葉理の良く発達した長流枝内層の砂シルト層	46
第 28 図	美川層と池田層の不整合関係	49
第 29 図	大豊面堆積物及び同面にのる堆積物の地質柱状図	51
第 30 図	共栄面堆積物と同面にのる堆積物の地質柱状図	52
第 31 図	上更別面Ⅱ堆積物と同面にのる堆積物の地質柱状図	53
第 32 図	上更別面Ⅱ堆積物と光地園礫層	54
第 33 図	上更別面Ⅲ堆積物と同面にのる堆積物の地質柱状図	55
第 34 図	ピラオトリ層の地質柱状図	55
第 35 図	ピラオトリ層の露頭	56
第 36 図	明野面堆積物及び同面にのる堆積物の地質柱状図	58
第 37 図	止若面堆積物と同面にのる堆積物の地質柱状図	59
第 38 図	糠内図幅地域及び周辺地域の地質構造図	63
第 39 図	大川層分布域に見られる地すべり現象	66
第 1 表	豊頃丘陵の新第三系中新統の層序対照表	12
第 2 表	コメンド岩の構成鉱物の化学組成	17
第 3 表	コメンド岩溶結凝灰岩の化学組成	18
第 4 表	豊頃丘陵及び利別川流域の十勝層群の層序対照表	29

第5表 糠内層産貝化石	32
第6表 糠内層産有孔虫化石	33
第7表 駒島層産貝化石	36
第8表 駒島層産有孔虫化石	37
第9表 長流枝内層産貝化石	47
第I図版1, 2. 当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真. 基底部付近	77
第II図版1, 2. 当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真. 基底部付近及び上部	78

糠内地域の地質

山口昇一*・佐藤博之**

糠内地域の調査研究は、昭和41年から昭和46年にかけて行われ、主として山口が担当し、佐藤が一部を分担した。一方、この地域を含む十勝平野の第四系については、筆者らを含む十勝団体研究会によって、昭和37年以來17年間にわたり調査研究が続けられその成果がまとめて発表された(十勝団体研究会, 1978)。

本研究報告の記述にあたっては、新第三系下部の当縁層の岩石学的記載と考察を佐藤が分担し、全体のとりまとめを山口が行った。

本図幅地域には更新世中-後期に段丘化した数多くの平坦面が発達している。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浸食面を覆う堆積物-下位の砂礫層が再堆積して、局所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。そこで本地質図幅ではその地形発達の経緯を正確に表現するため、大樹図幅(松井ほか, 1974)及び大正図幅(小坂ほか, 1979)で用いられた表現方法を取り入れた。すなわち、各地形面(地形面には堆積面と浸食面の場合とがある)を構成している堆積物とその面を覆う堆積物を区別し、更に地形面を覆う堆積物のうち、次の地形面形成以前に堆積したものを、その地形面の「地形面堆積物」と呼び、地質図幅には、それ以後の堆積物を省略して表現することとした。ただし台地地形の発達しない一部の地域(本図幅地域東部の主として牛首別川・湧洞川流域)では、台地地形の発達地域との対比が難しいことから、地形面を構成する堆積物とそれを覆う堆積物を併せて地形面堆積物として示した。

本研究報告をまとめるに当たり、十勝団体研究会の成果(十勝団体研究会, 1978)を引用させて頂くとともに、同会の各位から討論とご教示をうけた。また新第三系上部-下部更新統十勝層群については、元北海道大学教授松井 愈博士、北星学園稚内短期大学松沢逸己教授から野外ならびに室内において討論とご教示を賜った。新第三系全般については上山試錐工業株式会社宮坂省吾博士(当時北海道大学在学中)に野外調査への協力と討論をして頂いた。更に珪藻化石については北海道大学小泉 格教授と一部は元地質調査所所員沢村孝之助博士に、有孔虫化石は新潟大学白井健裕博士に、貝化石は北海道開拓記念館赤松守雄博士と札幌北陸高校小林保彦氏にそれぞれ同定をお願いし、ご教示を頂いた。以上の方々から感謝の意を表す。

また EPMA 分析は奥村公男・曾屋龍典両技官の協力を受け、化学分析は川野昌樹(元所員)・寺島 滋両技官、ストロンチウム同位体比測定は倉沢 一技官によって行われた。有孔虫化石の一部の同定は石田正夫技官の手をわずらわし、それぞれ有益なご教示を頂いた。なお、岩石薄片製作は北海道支所谷津良太郎・渡辺真次(元所員)・木村 享の3技官及び本所地質標本館宮本昭正・佐藤芳治両技官によるものである。

I. 地 形

I. 1 概 説

糠内図幅地域は、十勝平野の南部に位置する豊頃丘陵のほぼ北半部を占め、東経 $143^{\circ} 15' - 143^{\circ} 30'$ 、北緯 $42^{\circ} 40' - 42^{\circ} 50'$ の範囲にある。豊頃丘陵は、南北約45km、東西約25kmの独立した丘陵で、標高200-300m前後の定高性を示す稜線が発達し、早壮年期の地形を呈している。

*北海道支所, **元地質部(現中央開発株式会社)

本図幅地域の地形は牛首別川流域^{うししゅべつ}と猿別川流域^{さるべつ}とで著しい差異が認められる。すなわち、牛首別川流域は、北東部の一部を除き丘陵性山地からなり、谷が樹枝状に発達している。一方、猿別川流域及び本地域北東部は、厚い扇状地礫層（光地円礫層）を土台として形成された台地地形からなり、V字谷が発達し、幼年期の地形を呈する。この台地地形は更新世中期以降の隆起運動と海水準変動の相互作用によって、数次にわたる浸食と堆積作用を受け、明瞭な階段状の段丘地形を呈している。このような段丘地形は、十勝平野の地形的特徴を代表するもので、猿別川流域はその南東縁部に位置している（第1図）。

本図幅地域の主要河川は、牛首別川と猿別川で、いずれも多くの小河川を集めて北東-北北東方向に流下し、本地域外で十勝川に合流している。一方、本図幅地域南東隅^{ゆうどう}の湧洞川^{ちゆうどう}は南隣「忠類」図幅地域内を南流して、直接太平洋に注いでいる。これらの河川のうち、下牛首別川と久保川との合流点付近に見られる残丘状の特異な地形は、地質構造との深い関わりを示唆している。

I.2 山地

山地は大部分が牛首別川の河川流域で、本図幅地域のほぼ東半分を占め、標高200-300mの稜線が発達する地域と、150m以下の地域とに大別される。両者は地質系統の分布状況を良く反映し、前者は新第三系牛首別川層群の生花苗層以下の地層の分布地域で、やや硬い岩石で構成され、谷の刻みが深くやや急峻^{とつべり}である。特に本地域中央部の新第三系十勝忠類層群^{とつべり}の当縁層分布地域は、標高300mを超える突出した山頂が見られ、特異な山稜を形成している。後者は大樹層以上の新第三系分布地域で、固結度の低い地層で構成され、谷の刻みが浅く、谷底の広いなだらかな丘陵地となっている。ことに大樹層の分布地域でこの傾向が著しい。

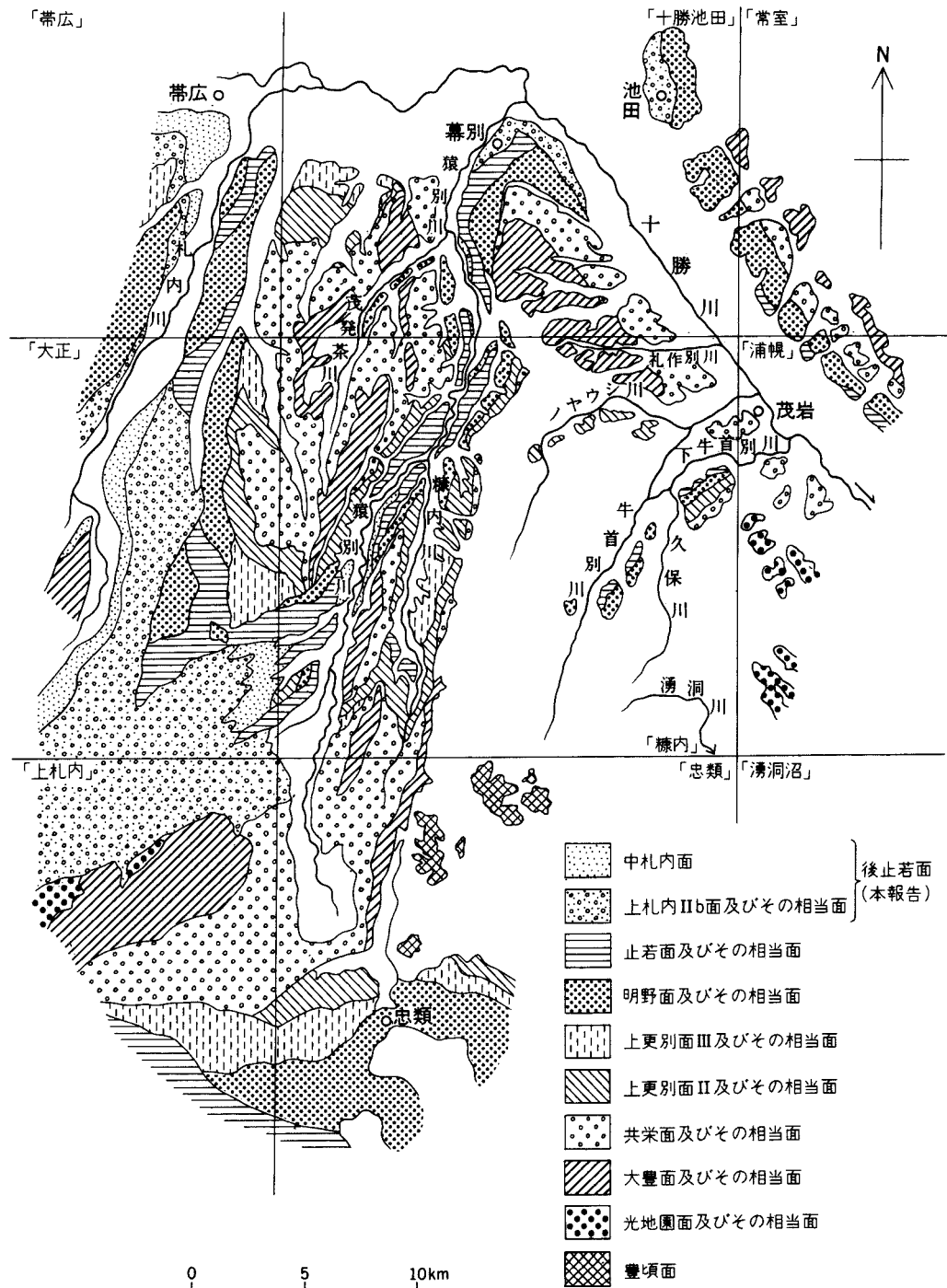
I.3 段丘群

猿別川流域及び本図幅地域北東部の台地には、開析の程度の異なる幾つかの平坦面が識別され、それぞれに特有な降下火砕堆積物・ローム層・古土壤などの鍵層を載せている。しかし、台地は基本的に更新統中部の厚い光地園礫層で作られ、多くの平坦面は浸食面の性格を有している。第2図にその模式的関係を示す。

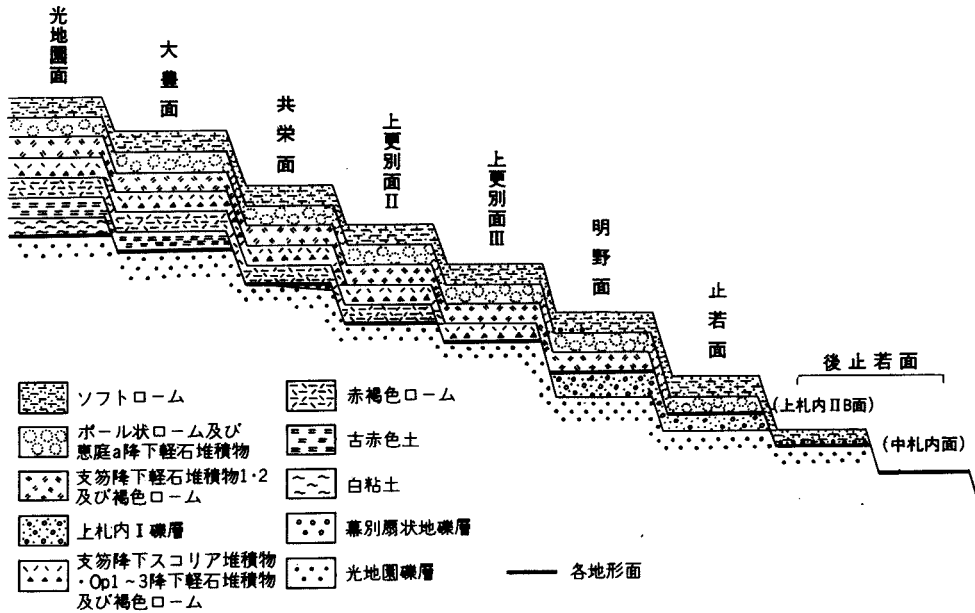
また、久保川-下牛首別川右岸、小川右岸、糠内川-猿別川右岸などの河岸段丘は、東から西に向かってより低位の段丘面が東岸のみに発達するという共通点がみられ、段丘形成時に西下りの地域的な傾動運動のあったことがうかがわれる。

十勝団体研究会は、上述の各種鍵層を用いて十勝平野全域の詳細な地形面区分を行い、同平野の地形発達史について論じている（松井ほか、1978 a, c）。それによると猿別川流域では、高位から大豊面、共栄面、上更別面Ⅱ、上更別面Ⅲ、明野面^{あけの}（上札内1面）、止若面^{やむわつか}、上札内Ⅱb面^{かみきつない}及び中札内面の8つに区分されている、

本報告では基本的にその区分に基づいた地形面区分と名称を踏襲し、各地形面の特徴を記述する。なお、古期扇状地礫層によって形成された光地園面は、その後の浸食作用により本図幅地域には残されていない。



第1図 糠内地域及びその周辺地域の地形面区分図
 (十勝平野地質図及び地形面区分図編集委員会, 1981に加筆)



第2図 降下火砕堆積物・ローム層及び古土壌と地形面の関係を示す模式断面図

I. 3. 1 大豊面

大豊面は、古赤色土を載せる地形面で、北隣「十勝池田」^{まくべつ}図幅地域内幕別市街南方、標高135m前後の平坦な台地を模式地として十勝団体研究会（1965）によって定義された。鳥居（1966）の第2段丘にあたる。本地域には模式地からの連続が北東部の礼作別川流域に分布する他、猿別川流域の台地頂部に、北北東-南南西ないし南北方向に細長く延びた大豊面が雁行状に発達する。猿別川流域では2/1000-3/1000程度の傾斜を示しつつ、総体的に北に向かって高度が低くなる。本面は地表面が小河川によって浸食され、起伏に富み平坦面がほとんど残されていない。大豊面に見られる礫層はほとんどが光地園礫層である。したがって、本面は光地園礫層の上部が浸食されて形成された浸食面である。

I. 3. 2 共栄面¹⁾

共栄面は、赤褐色ロームを載せる地形面で、幕別市街南方の大豊面を取り巻くように発達し、標高が110m前後の平坦面で鳥居（1966）の第3段丘に当たる。本図幅地域では十勝川右岸のほか、猿別川左岸及び糠内川流域に分布する。大豊面との比高は、十勝川右岸では15-20m、猿別川左岸で15-40m、また糠内川流域では15m前後であるが、いずれも緩斜面で大豊面に移行し、両面の間に明瞭な段丘崖は見られない。本面は大豊面に比べ浸食の程度が弱く平坦面が残されているが、小さな起伏が見られ、幼年期のV字谷が発達している。本面は大豊面と同様に光地園礫層を浸食して形成された浸食面である。なお共栄面の形成時には猿別川上流の一部が、糠内川に流路をとっていたことが駒畠-勢雄間の平坦面発達状況からうかがわれ、少なくとも上更別面 III 形成後に河川争奪があつて、現在の流路をとったものである。

1) 洪山層は幕別台地西縁を南北に走る居込断層の西側に発達し、本地域には分布しない。

I. 3.3 上更別面 II

上更別面 II は、赤褐色のロームを載せる地形面のうち最も新しい地形面である。糠内川流域の駒島付近に発達する共栄面より一段低い平坦面に対し、十勝団体研究会（1968）によって定義された。猿別川及び糠内川の河岸に沿って狭長な分布を示すほか、ノヤウシ川右岸及び下牛首別川右岸にも本面に対比できると考えられる段丘面が発達している。共栄面との比高は、糠内川上流では10m以下であるが、下流部では20mに達するところがある。しかし、段丘崖を作ることなく、共栄面に漸移している。段丘面は平坦で、若いV字谷に刻まれている。本面は、一部に薄い幕別扇状地礫層が見られるが、河岸段丘の性格を有し浸食面と見なすことができる。

I. 3.4 上更別面 III

上更別面 III は、オレンジ降下軽石堆積物 1-3 (Op1-3) 等を挟む褐色ローム層を載せる地形面のうち、最も新しい地形面である。糠内川石岸なかさとの中里地域なかしらに発達する河岸段丘面に対し、十勝団体研究会（1968）によって定義された。猿別川南勢なんせ付近、帯広市似平いたいら、更別村勢雄さらべつ付近及び駒島西方などに小規模に分布し、局地的に形成された浸食面と考えられる。上更別面 II との比高は5m前後で、緩斜面で上更別面 II に移行する。平坦面の保存は良好であるが、似平付近から西隣「大正」図幅地域にかけては、本面上に古砂丘群が分布し起伏に富んでいる（帯広市教育委員会、1978）。

I. 3.5 明野面

明野面は、支笏降下軽石堆積物 1 (spfa 1) を載せる地形面のうち、最も新しい地形面である。本図幅地域外の幕別市街南方の共栄面を取り巻く標高 40-60m の平坦面に対し十勝団体研究会（1968）によって定義された。鳥居（1966）の第4段丘に相当する。本図幅地域には猿別川の主として右岸沿いに模式地から断続して分布する。本面は上更別面 III より古い各地形面を切る河岸段丘面で、上更別面 III より平坦で、起伏がほとんどない。大豊面、共栄面など高位の地形面を切るところでは、比高が50mに及ぶ段丘崖を形成している。本面の下位には光地園礫層と性格を異にする新期の河岸段丘礫層が常に分布する。

I. 3.6 止若面

止若面は、支笏降下軽石堆積物を載せず、恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a) を載せる地形面で、鳥居（1966）の第5段丘に相当する。本地域では猿別川に沿って連続性の良い幅約 0.8km 以下の河岸段丘面として分布する。現河床との比高は10m前後で、段丘崖を形成している。このほか糠内川、牛首別川及び下牛首別川沿いにも本面に相当すると考えられる小規模な河岸段丘面が発達している。本面は明野面の浸食面で、ほとんど解析されていない。

I. 3.7 後止若面

後止若面こやむわっかは、恵庭 a 降下軽石堆積物を載せない地形面で、十勝団体研究会（1968）及び小坂ほか（1978）によって、更に上札内 II b 面と中札内面に区分されているが、本図幅地域では区分が難しいことから一括して後止若面とした。猿別川を初め牛首別川など主要河川の河岸に局地的な河岸段丘として発達する。礫

層の上位に黄褐色の“ソフトローム”，あるいは腐植土のみを載せる場合がある．前者は上札内 IIb 面に，また，後者は中札内面に相当し，いずれも完新世の形成とされている（松井ほか，1978 a）．

I. 3. 8 氾濫原・湿原

猿別川及び牛首別川の流域には，幅 0.5 から 2km の沖積氾濫原が分布する．ことに牛首別川下流では河川勾配が小さく，流路が蛇行して幅広い氾濫原が形成され，一部に湿原が発達している．一方，猿別川では河川勾配が牛首別川に比べてやや大きく，かつ流路が地質構造と調和的であるためか直線的で氾濫原が狭い．

II. 地質概説

本図幅地域を含む豊頃丘陵は，北海道の地質構造区分上，^{ところ}常呂帯と呼ばれる構造単元の南部に位置している（君波ほか，1986）．常呂帯は北海道の中軸部を占める日高帯と，千島弧の南西端に当たる根室帯に挟まれ，島弧の接合部にあつて，地質構造上重要な位置を占めている．

常呂帯はこれまで常呂-豊頃帯（齊藤，1958）あるいは豊頃-北見帯（橋本，1958）と呼ばれた構造単元にはほぼ相当し，ジュラ紀後期-白亜紀の緑色岩を主とする^{にころ}仁頃層群，フレッシュ型堆積物を主とする湧別層群，^{さろま}佐呂間層群及び中の川層群の分布域と定義されている（君波ほか，1986）．本図幅地域では仁頃層群に対比される豊頃層のみが分布し，フレッシュ型堆積物を主とする地層は認められない．

本図幅地域の地質は，中央南部に分布する先新築三系の豊頃層を核として，南北に延びる背斜構造（豊頃ドーム）に支配され，新期の地層がより外側に順次分布している．また，本背斜の西翼に当たる猿別川流域は，台地を作る更新世中・後期の厚い扇状地礫層に覆われ，本背斜東翼部と地質が際立った違いを示す．

本図幅地域を構成する地質系統の総括を第 3 図に，本図幅地域を含む豊頃丘陵全域の地質概略図を第 4 図に示す．

豊頃層は本図幅地域の最も古い地質系統であり，新第三系の基盤を構成する．豊頃ドームの中核をなして地塁状にわずかに分布する．塩基性の海底火山噴出物によって特徴づけられ，石灰岩，チャート及び砂質泥岩を伴う．本層は常呂帯北部の仁頃層群に対比され，地質時代はジュラ紀後期-白亜紀前期と考えられている（君波ほか，1986）．

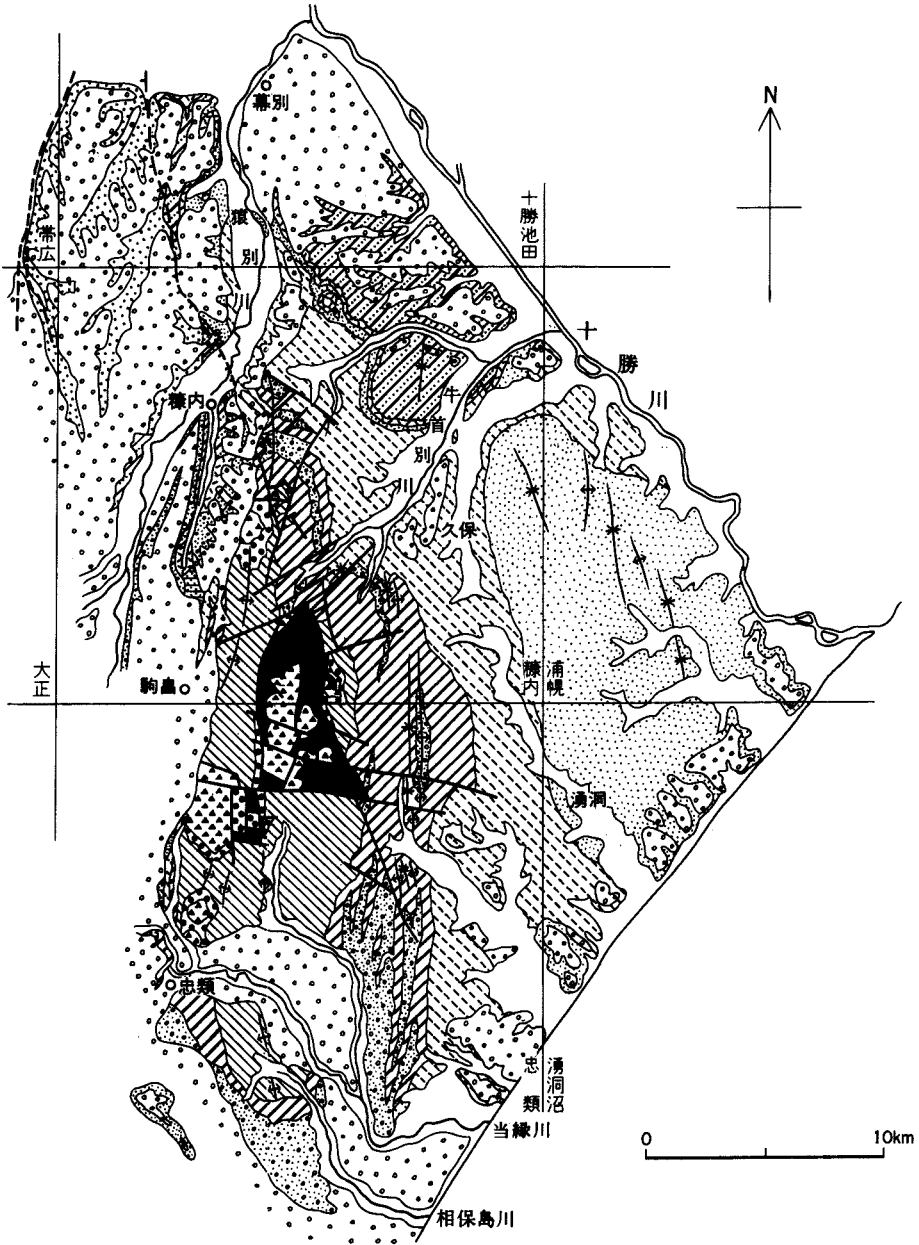
新第三系及び下部更新統は，層相，含有化石の特徴及び層序関係から，十勝忠類層群，大川層，牛首別川層群及び十勝層群に区別される．

十勝忠類層群は，新第三系堆積盆の先駆的堆積物として形成された地層で，本層群の下位には不整合で常に豊頃層が露出している．したがって，本層群のみが地表に認められるノヤウシ川上流においても，地下浅所に豊頃層が伏在しているものと推定している．汽水成-淡水成層を特徴とする下部の赤石沢層と，新第三系堆積盆地発生初期の火山活動の産物で，過アルカリ質のコメンダ岩溶結凝灰岩を特徴とする上部の当縁層からなっている．

大川層は，十勝忠類層群堆積後本格化した海進に伴う海成層で，同層群を不整合に覆い，これを取り巻

地質時代		層序区分	層厚 (m)	主な岩相	主な地質事象
第四紀	更新世	氾濫原堆積物・湿原堆積物及び崖錐堆積物		砂・礫・泥及び泥炭	“十勝坊主” (凍結坊主)
		後止若面堆積物		ソフトローム及び砂礫	構造土 (involution)
	中期	止若面堆積物		ボール状ローム及び恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)	involution
		古砂丘堆積物		Spfa 1 の古砂丘堆積物	
		明野面堆積物		褐色ローム及び支笏降下軽石堆積物 1, 2 (Spfa 1, 2)	新时期状地の形成
		上札内 I 礫層	<5	礫・砂	古期扇状地の形成 日高山脈南部の上昇
		ピラオトリ層	2土	粘土・砂及び泥炭	
		上更別面 III 堆積物		褐色ローム・オレンジ降下軽石堆積物 1~3 及び支笏スコリア堆積物 (Ss fa) (Op1-3)	
	上更別面 II 堆積物		赤褐色ローム及び砂礫		
	共栄面堆積物		赤褐色ローム及び砂礫		
	大豊面堆積物		古赤色土		
	幕別扇状地礫層	<5	礫及び砂		
	光地園礫層	15~30	礫及び砂 “クサリ礫” を伴う		
	前期	美川層	<100	やや淘汰された礫及び砂, シルト層を伴う	
長流枝内層		120+	上部: 砂・シルトなど細粒相が卓越, 亜炭層を挟む 良く円磨されたホルンフェルス・粘板岩礫を主とする礫層と分級のない砂層, 斜層理発達	← 陸化 海退 浅海・内湾生貝化石	
鮮新世	勝田層	主部	130 200	粘土岩・砂岩及び礫岩 ガラス質細粒凝灰岩の薄層及び亜炭層を挟む	← 海進
		猿別凝灰岩層	15	粘土岩・ホルンフェルス礫を主とする礫岩	
		稻士別凝灰岩層	30+	ガラス質輝石安山岩凝灰岩	2.8 Ma F.T age 2.8, 4.1 Ma K-Ar age
		駒島層	30~120	流紋岩凝灰岩	← 陸化
	糠内層	20 300	細粒砂岩・礫岩及びシルト岩 塊状の細粒砂岩 (良く円磨された古期砂岩礫を主とする礫岩)	↑ 化石の多様化 Neodenticula kamtschatica z. 滝川 - 本別動物群 ← 一部不整合	
	牛首別川層群	大樹層	150 900	上部: 細粒砂岩の薄層を挟む 帯緑灰色珪藻質・凝灰質・塊状シルト岩 ガラス質細粒凝灰岩の薄層を挟む	Rouxia californica z. Thalassionema schraderi z. Denticulopsis katayamae z. D. dimorpha z. Coscinodiscus yabei z.
		生花苗層	400 900	上部: 硬質泥岩・珪藻質シルト岩の互層 (日高帯の変成岩礫を伴う礫岩・砂岩の一部に緑化層が発達) 中部: 板状硬質泥岩シルト岩互層 下部: 暗灰色板状硬質泥岩, 凝灰岩を挟む 基底部: 海緑石質砂岩	
大川層		200 350	暗灰色塊状泥岩 下部: 細粒砂岩の薄層を挟む	Haplophragmoides spp. Martinotiella communis	
十勝忠類群	当緑層	30 250	上部: 砂岩泥岩互層 細・中粒砂岩 当緑層起原の火山岩巨礫を含む基底礫岩	← 大規模な海進の始まり アルカリに富む火山岩類 15.1 Ma K-Ar age	
	赤石沢層	10~30	流紋岩溶結凝灰岩・火山角礫岩・緑色凝灰岩 安山岩溶岩・玄武岩溶岩など, コメンド岩溶結凝灰岩を伴う 砂岩・泥岩及び礫岩, 石炭層を伴う	汽水・淡水生・貝化石	
	豊頃層		玄武岩質凝灰岩及び枕状溶岩 チャート・砂質泥岩・石灰岩のレンズを伴う	← 陸化・浸食	
白亜紀前期 ジュラ紀					

第3図 糠内地域の地質総括図



- | | | | |
|------------|----------------------|--------------------------|-----------|
| 扇状地及び段丘堆積物 | 美川層 | 浪山層 (芽登凝灰岩層) | 長流枝内層 |
| 池田層 (主部) | 池田層 (穂士別凝灰岩層・猿別凝灰岩層) | 駒島層 | 標内層及び相当層 |
| 大樹層 | 生花苗層 (礫岩相) | 生花苗層 (硬質泥岩相及び硬質泥岩シルト岩互層) | 大川層 (泥岩層) |
| 大川層 (砂岩層) | 十勝忠類層群 | 豊頃層 | 背斜軸 |
| 向斜軸 | 断層 | 活断層 | 撓曲 |

第4図 豊頃丘陵の地質図 (YAMAGUCHI, 1982 を一部修正)

くように分布している。塊状の暗灰色泥岩を主とするが、下部では砂岩勝ちであり、基底部に顕著な巨礫岩が発達している、*Martinottiella communis*, *Haplophragmoides* spp., *Cyclammina* spp. を特徴とする底生有孔虫化石が多産し、日高帯西縁の中部中新統、川端層との対比の可能性を示唆している。

牛首別川層群は、本図幅地域の新第三系中最も広い範囲を占めて分布する。大川層に引き続く海成層で、同層を整合に覆っている。いわゆる“硬質頁岩”を特徴とし、礫岩が挟在する下部の生花苗層と、珪藻質シルト岩で代表される上部の大樹層からなる。両者の層序関係は漸移し、一部指交関係にある。牛首別川層群は、生花苗層上部から大樹層にわたって産出する珪藻化石が、*Coscinodiscus yabei* 帯から *Neodenticura kamsuchatica* 帯に属するところから、中新世中期の終わりから鮮新世にわたって形成されたものである。

十勝層群は、鮮新世以降新たな造盆地運動で発生した十勝構造盆地（松井ほか，1978d）を埋積して形成された地層で、牛首別川層群を一部不整合に覆っている。下位から層相及び含有化石にそれぞれの特徴を示す糠内層、駒島層、池田層、長流枝内層、^{おきる し ない し ぶ き ん} 洪山層及び美川層によって構成されている。ただし、洪山層は幕別台地西縁を南北に走る居辺断層（松沢ほか，1978a）の西側に発達し、本図幅地域には分布しない。これらは大局的に見て沿岸-浅海性から順次内湾性、内陸湖盆性の環境へと変化する層相を示している。しかし、不連続的に展開された造盆地運動を反映し、各層の基底に不整合現象が認められ、ことに、洪山層と美川層の基底は、下位層の構造と不調和である。また、堆積盆地の最大沈降域が、漸次東から西方へ段階的に移動している（松井ほか，1978d）。

下部の糠内層及び駒島層はともに浅海成層で、前者からは鮮新世の示準化石の一つといわれる *Fortipecten takahashii* を含む滝川-本別動物群（藤江・魚住，1957）が、また、後者からは瀬棚動物群の特徴種といわれる *Cyclocardia prolongata nakamurai*, *Chlamys* cf. *daishakaensis* などが産出する。

池田層は淡水-汽水性の堆積物で、亜炭や凝灰岩層が挟在する。池田層下部を構成する稲士別凝灰岩層と猿別凝灰岩層は、遠く北方の利別川流域にまで追跡され、一部に水中堆積層を伴うが主体は火砕流堆積物で、鮮新世後期を示す3Ma 前後の放射年代が知られている（KOSHIMIZU, 1981; 松井・松沢, 1985）。

長流枝内層は糠内層・駒島層に次いで海成の要素が強く、浅海-汽水-淡水成相を繰り返す堆積物からなる。粗粒相に黒曜石礫が含まれ、その放射年代が2.3Ma から1.8Ma を示し（松井・松沢, 1985）、鮮新・更新世の境界が池田層と長流枝内層の間にあることを示唆する。

洪山層は居辺断層を東限にその西側に分布し、内陸化した湖盆の堆積物からなる。基底には顕著な火砕流堆積物（芽登凝灰岩層・屈足溶結凝灰岩層）が発達し、更新世前・中期を示唆する放射年代（0.7-1.2Ma）が得られている（柴田ほか，1975, 1979）。

美川層は十勝層群の最上部層で、扇状地性の礫層からなり、分布が豊頃丘陵の西縁に沿った狭長な地域に限られる。幕別撓曲帯（松井・松沢, 1985）の延長上にあることから、同撓曲帯の形成に係わる地溝上の凹地に、局地的に堆積したものと考えられている（松沢ほか，1978 b）。

中・上部更新統は、本図幅地域西部及び北東部の台地を作る古期扇状地礫層と、これを浸食して形成された河岸段丘礫層及びそれぞれの段丘面を特徴づける各地形面堆積物からなっている。

古期扇状地礫層は光地園礫層と呼ばれ、更新世中期に入って活発化した日高山脈南部の上昇によってもたらされたものである。この時期には北部十勝の石狩山地も同様に上昇し、北部からも十勝構造盆地に大

量の砂礫が供給され、美蔓^{びまん}礫層や上旭ヶ丘礫層などが堆積して十勝平野の原型が形成されたといわれている（松井ほか，1978a）。その後，十勝構造盆地には大規模な礫層が堆積したことはないが，引き続き構造運動と海水準変動とによって古期扇状地礫層が浸食され，階段状の段丘地形の形成とともに，小規模な河岸段丘礫層が堆積した。各地形面には，それぞれに特有な古土壌，ローム層及び降下火砕堆積物などが載っている。

完新統は，猿別川・牛首別川及び湧洞川など主要河川の河岸に見られる最低位の河岸段丘堆積物と，氾濫原堆積物及び湿原堆積物などからなる。

本図幅地域を含む豊頃丘陵の地質構造は，南北に伸長する豊頃ドームと，これを切る2系統の断層によって支配されている。豊頃ドームの形成は中新世末に萌芽的に始まり，鮮新世に顕在化したことが，新第三系牛首別川層群及び十勝層群の層厚ならびに層相の変化からうかがうことができる。豊頃ドームは短波長の小褶曲を伴うドーム構造で，東緩西急の非対称な性格を有している。断層はドームの伸長方向に平行する南北系と，これに直交する東西系に分けられる。これらの地質構造は，鮮新世以降新たに展開された十勝造盆地運動に伴って形成されたものであり，その構造運動は現在にも引き継がれ，居辺断層及び幕別撓曲などの活構造として表れている。

Ⅲ. 先 新 第 三 系

Ⅲ.1 豊 頃 層 (T)

地層名 根本・佐々（1933）による。

模式地 中川郡豊頃町，牛首別川上流一帯。

分 布 模式地の牛首別川上流から小川（河川名，以下同じ）上流に囲まれた山地に，地塁状をなして分布する。

層 厚 不明。構造が複雑で算定できない。

層序関係 豊頃丘陵の新第三系の基盤として発達し，下限は露出しない。新第三系最下部の十勝忠類層群には不整合関係で覆われるが，大川層，牛首別川層群とは，ほとんどが断層で接している。

岩 相 本層は海底の火山活動に由来する塩基性の火山噴出物を主とし，チャート，砂質泥岩及びレンズ状の石灰岩を伴っている。

火山噴出物は玄武岩質凝灰岩を主とし，一部に枕状溶岩が認められる。玄武岩質凝灰岩はこれまで“輝緑凝灰岩”と呼ばれていたもので，多様な外観を示し，暗紫灰色-暗灰緑色の塊状凝灰岩，石灰質網脈が発達し鳥糞状を呈するもの，あるいは角礫状のものなどが認められる。枕状溶岩は量的に少なく，牛首別川右岸支沢（小川赤石沢の北西にある小沢）流域に見いだされる。暗灰緑色緻密堅硬で，枕状溶岩特有の団塊状の構造を呈する。

チャートは厚さ数10cmから10数m単位で発達する。淡紅色，淡褐色あるいは灰黒色と多様な色調を示し，厚さ5-15cmの板状層理が発達する。

砂質泥岩は暗灰色-黒色でごく細粒のものはチャート質である。

石灰岩 (ls) 石灰岩は一般に厚さ1-数mで、レンズ状に挟有されるが、所によりチャートと互層する。淡紅灰色、淡緑灰色あるいは白色など、多彩な色合いを示すが、白色のものは著しく結晶質である。地質図幅には比較的大きな岩体のみを図示した。

構造 石灰岩やチャートの産状から局地的な構造を知ることができるが、断層でブロック化されているため、本層全体の大局的構造は明らかでない。

化石 根本・佐々 (1933) によって放散虫化石の産出が報告されているが、本調査では見いだされなかった。

対比 化石が産出しないので古生物学的資料による他地域との対比はできない。しかし、本図幅地域は常呂帯 (君波ほか, 1986) の南部に位置し、かつ、岩相が同帯の仁頃層群に酷似している。このことから本層は常呂帯北部の仁頃層群に対比され、時代はジュラ紀後期-白亜紀前期と考えられる。

仁頃層群は従来、日高地向斜の初期火成作用による堆積物と見なされていた (BAMBA, 1974) が、近年の新井田ほか (1983) や常呂帯研究グループ (1984) による岩石化学ならびに火山地質学的検討から、中生代海山の付加体であろうとの見解が示されている。

IV. 新第三系及び下部更新統

IV.1 十勝忠類層群

十勝忠類層群は、豊頃丘陵における新第三系の最下部層で、山口 (1970) の豊頃夾炭層と当縁緑色凝灰岩層を併せたものである。また、宮坂・菊池 (1978) の当縁層群あるいは鬼塚 (1962) の十勝幕別層群下部の中里層下部に相当する。YAMAGUCHI (1982) はその後の調査研究で、豊頃夾炭層と当縁緑色凝灰岩層とが常に密接して重なり、しかも新第三系の最下部を占めるところから、両者を十勝地域における新第三紀堆積盆発生初期の先駆的堆積物とみなし、両者を併せて十勝忠類層群と呼ぶことを提唱した²⁾。

本層群は、レンズ状の炭層を伴う淡水成層を主とする下位の赤石沢層^{あかいしざわ}と、アルカリに富む流紋岩や“グリーンタフ相”を特徴とする火山噴出岩類からなる上位の当縁層からなる。なお、豊頃丘陵においてこれまで公表された各報告の新第三系の地層名に混乱がみられるので、中新統を対象とした層序対照表を第1表に示す。

IV. 1. 1 赤石沢層 (A)

地層名 山口 (1982, MS) による。佐々ほか (1952)、橋本 (1955)、山口 (1970) の豊頃夾炭層に、また、佐々ほか (1955, MS) の十勝幌内層に相当する。佐々ほか (1952) は、豊頃丘陵の新第三系の最下部に夾炭層を認め、これを豊頃夾炭層と命名した。しかし、詳しい記載がなく、また、先第三系豊頃層の名称とまぎらわしいことから、夾炭層が良く露出する小川赤石沢を模式地とし赤石沢層と改められた (山口, 1982, MS)。

²⁾ 宮坂・菊池 (1978) の報告では、当縁層群についての詳細な記載がなされていない。また、当縁層群は豊頃夾炭層と当縁緑色凝灰岩層からなるが、地層命名上当縁の地域名を双方に使用することは好ましくないので、新たに十勝忠類層群の名称を与えた。

第1表 豊頃江段の初第二系中新統の層対照表

頁七	根本・大石ほか (1933)	鬼塚 (1962)		山口 (1970)		宮坂・菊池 (1978)		本報告 山口・佐藤(1989)			
中新世後期 —— 中新世中期	大樹層	当 縁 層 群	大樹層	大樹層		生 花 苗 層 群	大樹層		牛 首 別 川 層 群	大樹層	
	生花苗層		生花苗層	上部	生花苗層		生花苗層	上部		生花苗層	生花苗層
中部				中部							
		下部		下部							
		十 勝 幕 別 層 群	大川層	大川層	泥岩層	大川層群	大川層	大川層	大川層	泥岩層	
				砂岩層	ノヤウシ層		砂岩層				
		中 里 層	上部	当緑色凝灰岩層	層群	当緑	当緑	当緑	十勝幕別層群	当緑層	
							下部			豊頃夾炭層	豊頃夾炭層
紀月	豊頃層		豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層	豊頃層		

模式地 中川郡豊頃町小川，牛首別川支流小川の赤石沢流域。

分布 牛首別川上流及び同支流小川の上流域にかけて分布し，常に基盤の豊頃層と接し，新第三系の最下位層としてわずかに認められる。

層厚 露出が悪く全容を知ることが難しいが，一般に厚さ10-30mと推定され100mを超えることはない。赤石沢合流点の上流小花林道筋ではきわめて薄く，基盤の直上に厚さ3mの本層が認められるに過ぎない。

層序関係 基底礫岩を伴って基盤の豊頃層を不整合に覆っている。小川と赤石沢合流点の上流約150mの小川本流では，炭質頁岩のレンズ状の薄層を挟む厚さ1m前後の角礫岩が，本層の基底に発達し，これが凹凸面をもって豊頃層を覆っている。角礫岩は基盤から由来した玄武岩質凝灰岩礫からなり，他の種類の礫は認められない。また，牛首別川上流大川林道では，チャート，石灰岩，玄武岩など各種の古期岩を礫として含む基底礫岩が，基盤の玄武岩質凝灰岩を不整合に覆うが，ここでは礫の円磨度は良好である。

岩相 本層は，豊頃層を基盤とする起伏に富む汽水-淡水域の堆積盆に形成されたため，分布地域によって層相が異なっている。一般には暗灰色泥岩と淡灰色砂岩及び暗灰緑色の礫岩からなっている。前者は一般に互層するが級化層理は認められない。また，礫岩は基底部に多い。泥岩は炭質物が多く，軟らかくて砕けやすい。砂岩は色調が明るく，凝灰質で軟らかく，炭質物からなる縮状葉理がしばしば認められる。礫岩は基盤から直接供給された礫からなるため，円磨度が低く淘汰が悪い(第5図)。特に基底部に発達する礫岩は，角礫質で前述したようにほとんどが直接基盤から由来した礫からなる。本層はしばしば炭層を挟有するが，レンズ状で連続性に乏しい。局地的に山丈が2mを超えるところがある(第6図)。

化石 本層は泥岩，砂岩などの細粒層から植物化石の破片が産出するが，同定に耐えるものは見いだされなかった。また，赤石沢下流及び小川本流不整合地点付近の細粒層から *Ostrea* sp. や *Corbicula* sp. などの汽水生貝化石が発見された，なお，橋本(1955)によると *Cipangopaludina* sp. 及び *Lanceoralia* sp. など淡水生貝化石の産出が報告されている。これらの化石は，本層の堆積環境を推定する有効な手掛か



第5図 赤石沢層に発達する角礫質の礫岩（牛首別川上流）



第6図 赤石沢層に挟在するレンズ状の炭層（牛首別川上流）

りとなる。

対 比 釧路炭田を初め周辺地域には、岩相及び層序上本層に対比できる地層が見当たらない。ただ十勝北部の利別川流域には、豊頃層に対比される仁頃層群を不整合に覆って発達する陸別層が知られ、岩相的にも酷似することから対比される可能性がある。しかし、陸別層からは古第三紀を示唆する植物化石が産出し（山口・沢村，1965）、かつ、層序的に漸新世-中新世前期の川上層群がその上位に累重するなど、本層と陸別層を対比するには問題が残される。

IV. 1. 2 当緑層 (T_o)

地層名 YAMAGUCHI (1982) による。鬼塚 (1962) の十勝幕別層群中里層の下部。山口 (1970) の当緑緑色凝灰岩層、宮坂・菊池 (1978) の当緑層群当緑緑色凝灰岩層に相当する。

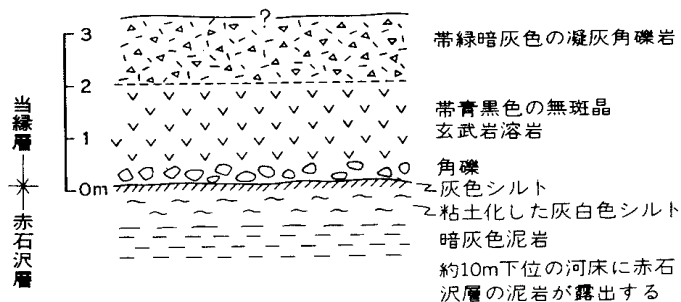
模式地 広尾郡忠類村明和、当緑川支流の当緑山周辺（南隣「忠類」図幅地域内）。

分 布 本図幅地域では牛首別川本流の上流部、ノヤウシ川上流、三角点 331.2m 付近及び小川上流に主として分布する。

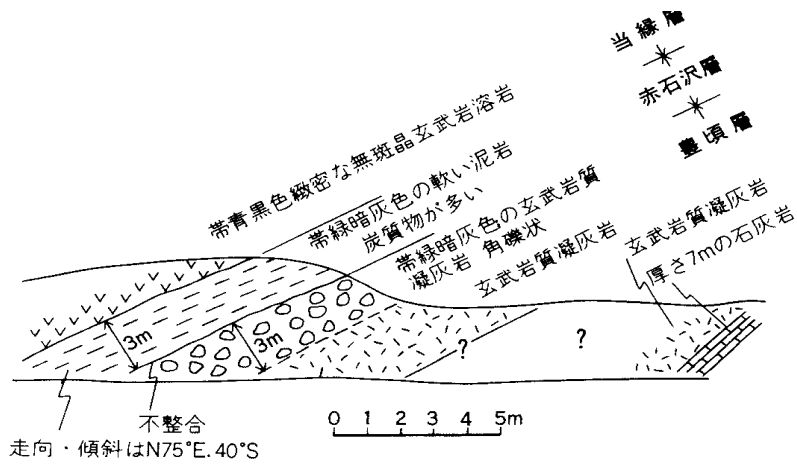
層 厚 本層は火山噴出岩類からなるため、層厚の算定が難しいが、総体的に西方に厚く、東方に薄くなる傾向がある。上下位層が確認される小川赤石沢入口付近では、70m 前後の層厚を有し、本図幅地域で最も薄い。

層序関係 本層は常に赤石沢層の上位にあり、断層関係を除いては基盤の豊頃層と直接接することはない。赤石沢層との関係は、小川の赤石沢入口上流右岸の崖と、小花林道の切通しで観察される。小川右岸の崖の露頭では、本層の基底に厚さ 30cm の無斑晶玄武岩の火山角礫岩が発達し、これが赤石沢層の粘土化した泥岩層を覆っている（第7図）。また、小花林道の切通しでは、第8図に示すように南西に約 40° 傾斜する赤石沢層の泥岩を、本層の無斑晶玄武岩溶岩が直接覆っている。両者はともに構造的に調和し整合的であるが、本層が火山岩類であることから、露頭観察のみから両者の層序関係を判断することは困難である。

岩 相 本層は火山噴出岩類を主とし、正常堆積岩がほとんど認められない。岩相は溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩及び溶結凝灰岩など多様で、かつ岩質も玄武岩質から流紋岩質のものまでがあり、ことに過アルカリ質のコメンダ岩溶結凝灰岩を伴うことを特徴としている。しかし、これら相互の関係は、



第7図 当緑層と赤石沢層の累重関係を示す露頭スケッチ（小川と赤石沢の合流点上流 200 m 右岸の崖）



第8図 当縁層・赤石沢層及び豊頃層の累重関係を示す露頭スケッチ（小川と赤石沢の合流点上流小花林道のカッティング）

本調査では十分明らかにし得なかったため、地質図幅では当縁層として一括図示した。なお、ノヤウン川上流の本層分布地域には、本層と同時期の貫入岩と考えられるひん岩が認められ、これを区別して表示した。

本層が比較的良く露出する牛首別川上流では、一般に玄武岩質岩が卓越し、下位から無斑晶玄武岩溶岩・かんらん石普通輝石玄武岩溶岩・緑色凝灰角礫岩・普通輝石かんらん石玄武岩安山岩溶岩・コメンド岩溶結凝灰岩³⁾の順に累重しており、これとほぼ同様の関係は、小川上流地域でも認められる。本層の火成活動は塩基性から中性へと変化し、最後に過アルカリ質のコメンド岩の噴出で終わっている。

無斑晶玄武岩は、黒色-青黒色を示し、緻密堅硬で流理構造がしばしば認められる。

斑晶: 細粒の斜長石・普通輝石の斑晶がわずかに認められる。

石基: 粗面岩質組織を示す。

かんらん石普通輝石玄武岩は、青黒色を呈し、輝石の斑晶が目立つ。

斑晶: 斜長石・普通輝石、かんらん石。斜長石は1.2mmに及び、輝石は1.0mmを示す。かんらん石は0.1-0.2mmの粒状が多く、変質して緑色となるが周囲に細粒の単斜輝石縁を有する。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱。オフィチック組織を示す。

普通輝石かんらん石玄武岩安山岩は、青黒色-暗灰緑色を示し、斜長石の斑晶が目立つ。ところにより緑泥石化した有色鉱物の斑晶が多い。

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石。斜長石は0.3-1.5mmに達し、内部は虫食い状を示すものが多い。かんらん石は0.2-0.7mmで全部が変質し、輝石の細粒縁を有する。普通輝石は0.3mm以下で極めて少量である。

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱。塊間組織を示す。

コメンド岩溶結凝灰岩

本岩は本図幅地域において根本ほか（1933）、南隣忠類図幅地域において根本・佐々（1933）によってエジリン輝石玻璃質流紋岩として記載されたが、その特異な化学組成から、ソーダ粗面岩（根本，1933 a），

3) コメンド岩溶結凝灰岩は岩石学的に特異な岩石であるところから項を改めて詳述する。



第9図 当縁層中のコメンド岩溶結凝灰岩(牛首別川上流)

玻璃質ソーダ流紋岩(根本, 1933 c), Aegirine-augite hyalo-rhyolite (NEMOTO, 1934a, b) と表現され, 詳細な岩石記載が行われ, また, “大川岩” と命名された. その後, 根岸(1966, MS) は北海道大学卒業論文としてこの岩石の研究を行い, そのデータは前田ほか(1986) に利用されている. 佐藤(1970) は本岩の産状が溶結凝灰岩であることを見出し, 地質単位として大川溶結凝灰岩と命名した. さらに佐藤(1976) は構成鉱物として, サニディン・鉄ヘデン輝石・チタン鉄鉱を報告した. 本岩のサニディンについての K-Ar 年代測定結果は, $15.1 \pm 0.6\text{Ma}$ である(柴田ほか, 1975).

本岩は牛首別川の上流において当縁層の最上部を占めて発達する. 上部が断層で切られたり, 緩い褶曲を示し, また, 大川層によって不整合に覆われるため, 全体の厚さは明らかでないが約100mと推察される. 下底の観察された牛首別川上流(忠類図幅地域との境界付近)では, 最下部に厚さ約10cmの淡黄緑色の細粒軽石質粘土層, 約70cmの弱溶結部, 数mの暗灰色-黒緑色のガラス質強溶結部, その上部は漸次脱ガラス化作用・変質作用を受け, 径1cm以下の外来岩片を多く含む淡灰色-淡灰緑色の角礫凝灰岩様の溶結凝灰岩となっている. 脱ガラス作用を被ったものは球果組織を鏡下で示すことがある. また, 暗灰緑色の強溶結部には明瞭なユータキサイトは表れていない. 極めて一部にそれが認められるにすぎない(第9図及び図版 I, II).

第2表 コメンド岩の構成鉱物の化学組成

サニディン				鉄ヘデン輝石			チタン鉄鉱			
SiO ₂	66.77	67.37	67.38		47.75	48.65	47.89		0.30	0.10
TiO ₂	0.00	0.10	0.06		0.55	0.46	0.35		50.39	46.74
Al ₂ O ₃	19.66	19.40	19.22		0.26	0.26	0.15		0.04	0.04
Fe ₂ O ₃ *	0.23	0.23	0.24		—	—	—		—	—
FeO	—	—	—	**	30.70	29.70	31.18	**	46.99	49.91
MnO	0.00	0.00	0.00		1.06	1.04	1.07		1.17	1.37
MgO	0.01	0.01	0.00		0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
CaO	0.13	0.17	0.12		18.00	19.06	18.03		0.04	0.30
Na ₂ O	7.30	6.91	7.15		0.70	0.59	0.71		0.05	0.02
K ₂ O	6.43	6.29	6.71		0.02	0.00	0.01		0.00	0.01
Total	100.53	100.48	100.88		99.04	99.76	99.39		98.98	98.49
	0=8				0=6					
Si	2.970	2.988	2.987	Si	1.999	2.011	2.001			
Al	1.031	1.014	1.005	Al ^{IV}	0.001					
Ti	0.000	0.004	0.002		2.000	2.011	2.001			
Fe ³⁺	0.008	0.008	0.008	Al ^{VI}	0.012	0.013	0.008	再計算		
	4.009	4.014	4.002	Ti	0.017	0.014	0.011	Fe ₂ O ₃	2.85	10.60
				Fe ³⁺	—	—	—	FeO	44.43	40.37
Fe ²⁺	—	—	—	Fe ²⁺	1.075	1.027	1.090	Total	99.27	99.55
Mn	0.000	0.000	0.000	Mn	0.038	0.036	0.038			
Mg	0.001	0.001	0.000	Mg	0.000	0.000	0.000	He	2.8	10.2
Ca	0.006	0.008	0.006	Ca	0.807	0.844	0.807			
Na	0.629	0.595	0.614	Na	0.057	0.047	0.058			
K	0.365	0.356	0.380	K	0.001	0.000	0.000			
	1.001	0.960	1.000		2.007	1.981	2.012			
Ca	0.6	0.9	0.6	Ca	42.0	44.3	41.7			
Na	62.9	62.0	61.4	Mg	0	0	0			
K	36.5	37.1	38.0	Fe+Mn	58.0	55.7	58.3			

* 全鉄を Fe₂O₃ に換算 ** 全鉄を FeO に換算

斑晶: サニディン⁴⁾・鉄ヘデン輝石⁴⁾・チタン鉄鉱・沸石様粒状鉱物。サニディンは最大2.0mmにおよび、自形-半自形の一般に短形-平行四辺形を示す。清澄でカルルスバト双晶を示すことがあり一様の化学組成を示す。基底部では容量比は30%前後を示すが、基底部から10mm上部で急激に容量比を減じ、5-10%となる。鉄ヘデン輝石は最大約1.5mmの柱状-短柱状を示し、X=草緑色、Y=淡草緑色、Z=黄緑色の多色性を示す。化学的にもほぼ一様で、累帯構造は認められない。本鉱物の容量比は約1%である。チタン鉄鉱は粒状で0.1-0.2mmのものが多い。化学的にはほぼチタン鉄鉱の端成分を示す。容量比は0.1-0.5%である。沸石様粒状鉱物は根本(1933a)以下の報告によって白榴石様粒状鉱物とされたもので、最大直径0.5mmで、ほとんど常に八角形を示す。無色で置換鉱物はソーダ沸石と考えられるが、岩石の化学組成からみて原鉱物は白榴石以外であろう。容量は0.2-0.5%である。

基質: ガラス。ガラス裂片が溶結し、間隙に微細な珩酸鉱物の見られることがある。なお外来岩片は極めて多く、容量比で数%からまれに10%を超える場合がある。

⁴⁾ 根本(1933a)は構成鉱物の光学性について以下の様に記載している。

曹微斜長石(サニディン): optical plaine \wedge (010) = 85-89°, $a \wedge X'$ on (001) = 2-6°, (-) 2V = 36-44°, $\alpha' = 1.522$, $\gamma' = 1.529$

エチリン輝石(鉄ヘデン輝石): (+) 2V = 65 ± 1° \wedge X = 44°

()内は本報告の鉱物名

第3表 コメンド岩溶結凝灰岩の化学組成

	1	2	3
SiO ₂	66.25	67.80	68.54
TiO ₂	0.26	0.28	0.46
Al ₂ O ₃	12.89	13.30	10.05
Fe ₂ O ₃	2.09	1.12	3.68
FeO	1.37	1.44	3.22
MnO	0.03	0.05	0.01
MgO	0.42	0.45	0.20
CaO	1.29	1.29	0.53
Na ₂ O	4.04	3.84	4.36
K ₂ O	2.53	2.21	1.08
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.02
H ₂ O ⁺	6.08	7.87	6.07
H ₂ O ⁻	2.46	0.06	1.37
Total	99.78	99.74	99.59
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _n			0.706876 ± 16
GSI R*		34058	34064

* 地質調査所岩石登録番号

1. (Aegirine-augite hyalo-rhyolite) 大川岩, 豊頃村大川(牛首別川)上流. 分析者: 根本忠寛(NEMOTO, 1934, a, b)
2. コメンド岩溶結凝灰岩, 豊頃町牛首別川上流, 外観は根本(1933c)に同じ. 恐らく同一産地. 分析者: 東京石炭鉱物研究所
3. コメンド岩溶結凝灰岩の本質レンズ, 豊頃町牛首別川上流, 前記2. より400m上流左岸. 分析者: 川野昌樹. なお寺島 滋によって, Cl: 0.058%, F: 0.017%が定量された. これによるOの減量は0.02%となる.

構成鉱物の化学組成⁵⁾

第2表に本岩のサニディン・鉄ヘデン輝石及びチタン鉄鉱の化学組成を示す.

サニディンは Or₃₆₋₃₈の組成を示す. 鉄ヘデン輝石の Ca:Mg:(Fe+Mn) は, 41-44:0:56-59 である. Na₂O は0.6-0.7%含まれている. MgO はほとんど含まれない. チタン鉄鉱は基底部においては He₂₋₃を示し, その上部約10m で He₁₀ となる. MgO は全く含まれない.

岩石の化学組成

本岩の化学組成は既に根本(1933c)によって報告されている⁶⁾. 今回, 新しくユータキサイト構造を示す地点から黒曜石岩塊部を採取して化学分析を行った. 両者についての化学組成を第3表に示す.

根本(1933c)及びNEMOTO(1934a, b)は本岩について考察し, 1: 斑晶はアルカリ流紋岩に特有な曹微斜長石とエチリン輝石を主として斜長石がなく, また, CaO, MgO に富む有色鉱物を欠くこと. 2: 石基はガラスからなり多量の水を含有すること. 3: Al₂O₃, CaO が比較的多く, 全アルカリの量が少ないことは流紋岩に近似する. 4: アルカリでは K₂O が少なく Na₂O 大で, NaO/K₂O ではパンテリア岩より少し大きな値を示すこと. 5: Fe₂O₃+FeO の量が多く, Na₂O と Fe₂O₃+FeO の関係においてはコ

5) 測定は地質調査所のコンピューターコントロールしたEPMA(日本電子製JXA-5型, 取り出し角40)を使用した(奥村・曾屋, 1976).

測定条件は加速電圧15Kv, ビーム径1-3μmである. 補正計算はBENCE and ALBEE(1968)の方法で行い, 輝石の場合はNAKAMURA and KUSHIRO(1970)のα値を用いた.

6) 小野(1962)に示されている「NO. 32 大川上流のAegirine hyalorhyolite (NEMOTO, 1934)」は, DALY(1914) p. 19 所蔵のno. 5 Liparite including 40 rhyolites 64個の平均値であり, NEMOTO(1934 a, b)に引用されたものである.

メンド岩に近似するが、コメンド岩よりわずかに含ソーダ有色鉱物に富んでいることを述べた。この結果から本岩を流紋岩の一変種と認め、玻璃質ソーダ流紋岩（根本, 1933 C）または, Aegirine-augite hyalophyolite (NEMOTO, 1934a, b) とし、新岩石名「大川岩」を与えた。

その後の研究によれば、天然のガラスに含まれている水の大部分は冷却後に地表水が吸収されたものであり (ROSS and SUMITH, 1955)、上記の吸収現象に伴って SiO_2 と Na_2O が選択的に失われるらしい (LIPMAN, 1965)。荒牧・原村 (1966) は H_2O (+) の増加に伴う Na_2O の減少の割合として重量比で 0.13 から 0.25 に至る例を報告している。

本岩に含まれている水は、ガラス裂片が堆積後に地表水を吸収したものであり、その結果、 Na_2O の溶脱があったと考えられ、元来化学組成はより Na_2O に富んでいたものと思われる。また、斑晶鉱物としてサニディン・鉄ヘデン輝石・チタン鉄鈹の存在、特に鉄ヘデン輝石中に 0.6 - 0.7% の Na_2O を含むことなどから、本岩はコメンド岩に属するものである。なお一般のコメンド岩に比較して、 K_2O がやや少なく、 CaO にいくらか富む性質を有する。

根本・佐々 (1933) 及び根本 (1933b) は、南隣「忠類」図隔地域内の当縁川支流明和の沢上流にも本岩が分布することを示し、更に南方の忠類村丸山周辺においてもコメンド岩の産出を報告した。このコメンド岩については、NEMOTO (1934b) により詳細に記載された。丸山周辺のコメンド岩は、溶岩又は岩脈状を呈し、そのほかにも凝灰角礫岩の産状もあるようである。コメンド岩溶岩の急冷部は溶緒凝灰岩と同様の鉱物組成を示すが、結晶質の部分にはエジリンやアルベジン閃石を有し、また、化学組成では K_2O に富む。

前田ほか (1986) は、日高山脈東麓のピパイロ川上流 (札内岳図隔地域内) に露出する特異なアルカリ質深成岩であるピパイロ石英モンゾニ岩と、本報告における豊頃山地のコメンド岩が、15 - 12Ma と比較的近い年代に活動していることから、便宜的にピパイロ - 豊頃火成活動帯と命名した。前田 (1986 a, b) は、この火成活動は、千島海盆の拡大が終了した直後の 15 - 12Ma に支配的であった伸長的応力場によるものであると述べている。

なお倉沢 (1986) は豊頃山地のコメンド岩のストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{90}\text{Sr}$)_n が 0.705 より高く、かつその変動幅が大きいことを示した。

当縁層の対比と年代 本層は層序関係及び岩相の特長などから、豊頃丘陵に対峙する日商山脈東縁歴舟川流域 (南西隣「上札内」図福地域内) の歴舟緑色凝灰岩層 (宮坂・菊池, 1978) に対比される。また、既に述べたように、コメンド岩溶緒凝灰岩からは 15.1Ma の K - Ar 年代が報告され (柴田ほか, 1975)、かつ層的に中新世中期の大川層の下位にあることから、本層の時代は中新世中期の前期である。

ひん岩 (Po)

本岩は本図隔地域のほぼ中央部糠内川とノヤウシ川・アイヌ沢の分水界に当たる三角点 331.2m 付近の当縁層分布地域に限って、岩脈状をなして認められる。岩脈は幅 5m 前後の小規模なもので、北北西 - 北西方向で当縁層に貫入している。外観は帯緑暗灰褐色を呈し、多孔質で長径が 1cm に及ぶ卓状の斜長石斑晶が目立つ。

鏡下では

斑晶：斜長石。一般に清澄で白形を示す。長径 2.5mm から最大 10mm に及ぶ。まれに鉄鈹・単斜輝石を



第10図 大川層と十勝忠類層群当縁層の不整合関係（小川と赤石沢の合流点付近小花林道の
カッティング）。大川層の基底には当縁層から由来した火山岩の巨礫（径1mを超えるも
のがある）が見られる。破線の部分が不整合面

有する。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鋳

斜長石は0.1mm前後，鉄鋳は針状で，完晶質オフィティック組織を示す。

本岩は当縁層の分布地域に限って認められ，かつ大川層の基底礎岩中に隣として含まれることから，当縁層と同時期に活動したものである。

IV.2 大川層（Ok1-3）

地層名 鬼塚（1962）による。山口（1970）は，鬼塚（1962）の十勝幕別層群の中里層と大川層の層序関係を検討し，中里層からその上部層を分離して上位の大川層に含め，大川層を再定義した。

模式地 中川郡豊頃町，牛首別川支流アイヌ沢流域。

分布 本地域では糠内川と牛首別川の分水嶺の東側及び小川の上流に，豊頃層と下位の十勝忠類層群を取り巻くように分布している。

層厚 小川流域では約350mである。一方，分布の広い牛首別川流域では地質構造が複雑で層厚の算出が難しいが，約600mを超えるものと推計している。本層は総体的に南部に向かって層厚を増す傾向があり，雨隣「忠類」図福地域内では1,200mに達する。

層序関係 本層は牛首別川支流アイヌ沢流域及び小川流域では，下位の十勝忠類層群を不整合に覆うが，豊頃層とは断層で接している。小川支流赤石沢入口付近の林道沿いでは，本層基底に淘汰の悪い様岩が発達し，これが当縁層の緑色凝灰岩層を覆っている（第10図）。この礫岩は下位の当縁層から由来した火山岩類の巨礫を含み，厚さは約1mである。一方，中里東方の三角点（331m）付近では，前述と同様の巨

礫岩の下位に、古期岩からなる細礫岩と緑色砂岩が発達するが、下位の当縁層とは凹凸に富む不整合面で接している。このような層序関係は南隣「忠類」図隔地域内でも認められるが、いずれの場合も下位層は当縁層である。このことは大川層と当縁層の不整合関係で示される時間的間隙が少なかったことを示唆している。

岩相 本層は下部の砂岩層と上部の泥岩層とからなっている。大局的にみて下位から上位に向かって、礫岩→砂岩→砂岩泥岩互層→泥岩へと細粒化する。しかし各層の発達状況は地域によって異なり、アイヌ沢流域では粗粒相が卓越するが、小川流域では泥質相が優勢である。

砂岩層 (O k1, 2)

砂岩層は牛首別川支流アイヌ沢上流域と小川中流域に分布する。一般に上方に細粒化し、下部は淘汰の悪い礫岩相 (O k1) から、上部は砂岩相 (O k2) からなっている。

礫岩相 (O k1) は、アイヌ沢上流からノヤウシ川上流にかけて広く分布し、最大層厚が200mに達する。淘汰の悪い巨礫岩を主とし、円礫岩及び粗粒砂岩を伴う。巨礫岩は当縁層起源のコメンド岩溶結凝灰岩・安山岩・ひん岩などの礫を特徴とし、垂角礫で最大礫径が1mにも達する。円礫岩は主として古期岩の円礫からなり、礫径が小さく淘汰が良い。礫岩相は層相・層厚の側方変化が著しく、小川流域では層厚が10m以下である。

砂岩相 (O k2) はアイヌ沢上流に広く分布し、最大層厚が250mである。上部に向かって粗粒から細粒への粒度変化を示す。厚さ数10cm単位の級化成層の繰り返しからなり、炭質物による縞模様を呈するところがある。また、コメンド岩溶結凝灰岩の径数cmから数10cmに及ぶ礫を散点的に含んでいる。下部は礫質砂岩を伴うが、上方に向かって総体的に細粒となり、上位の泥岩層 (O k3) に漸移する。

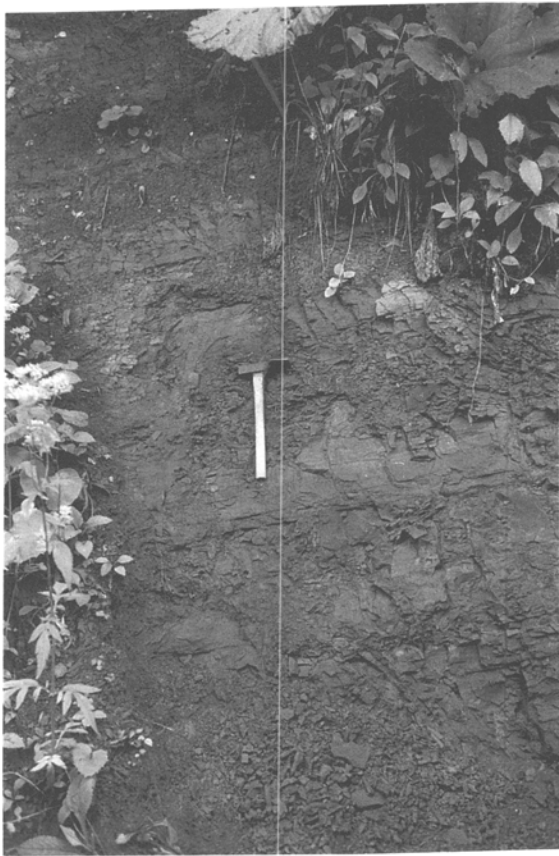
砂岩層は東方に向かうと薄化し、小川流域の赤石沢付近では層厚が約30mとなり、基底部に厚さ約1mの礫岩層が発達するに過ぎない。

泥岩層 (O k3)

泥岩層は大川層の主体をなし、下位の砂岩層から漸移する。牛首別川支流のアイヌ沢中流から糠内越の沢にかけての広い地域と、小川中流地域に分布する。下部は細粒砂岩の薄層を伴い、単層が20-30cmの厚さからなる級化層理を示している (第11図)。また、しばしば赤色チャート、ひん岩、流紋岩及びコメンド岩溶結凝灰岩などの径数10cmの大礫を含むことがある。主部は砂岩をほとんど伴わず、泥岩のみからなっている。泥岩は暗灰色 - 暗褐色塊状で軟らかく、風化すると表面が茶褐色を呈し、角張った細片に碎ける。また、泥岩は風化が更に進行すると粘土化し易いため、泥岩層の分布地域には地すべり地形が多く認められる。

大川層の化石 一般的に化石の産出が少ないが、下部の砂岩層から貝化石が、上部の泥岩層から底生の有孔虫化石が見いだされる。アイヌ沢上流の砂岩層からは、沿岸浅海域の環境を示唆する *Ostrea* sp., *Mytilus* sp., *Venericardia* sp., *Cardium* sp. などの貝化石が産出するが、いずれも保存が悪く種名の決定は困難である。有孔虫化石は泥岩層から普遍的に産出し、*Martinotiella communis*, *Haplophragmoides emaciatum*, *Cyclamina* spp. など砂質底生種を特徴としている。

対比及び年代 上記の有孔虫化石群集は、北海道中軸帯西縁の中部中新統 (川端層及び振老層など) から産する化石群集と共通している (土田, 1958)。鬼塚 (1962) は下部砂岩層 (鬼塚 (1962) の中里層上部)



第11図 大川層の泥岩層中の泥岩砂岩互層
(牛首別川支流のアイヌ沢中流)。塊状
の部分が砂岩で、小さな割れ目のある
ところが泥岩で緻化層を示す。緻化層
の厚さは 20-50 cm.

から *Ammonia* cf. *tochigiensis*, *A.* sp., *Elphidium* spp. など石灰質有孔虫化石の産出を報告し、これが日高帯西縁の滝の上層の *Ammonia* cf. *nipponica*-*A.* *tochigiensis* zonule の浅海環境に似ていることを述べ、更に、泥岩層の砂質有孔虫化石群集が振老層の *Haplophragmoides renzi*-*Martinottiella communis* zonule に近似するところから、それぞれの地層が対比しうる可能性を指摘している。また、本地域西方歴舟川流域に分布する新第三系とは、岩相・層序関係・産出化石などから新築三系下部のヌピナイ層群（宮坂・菊池，1978）に対比される。

上記の諸資料のほか、本層下位の当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩からは 15. 1Ma（柴田ほか，1975）の K-Ar 年代が得られ、また、上位の牛首別川層群生花苗層には中新世中期の後期を示唆する珪藻化石群の産出が知られている。以上のことから大川層の地質時代は、中新世中期の前期から中期である可能性が高い。

IV. 3 牛首別川層群

牛首別川層群は、豊頃丘陵で最も広い分布範囲を占める海成の中新統中部から鮮新統下部の地層で、鬼

塚 (1962) の当縁層群に相当する。YAMAGUCHI (1982) は、牛首別川層群が主として牛首別川流域から生花苗川流域 (「忠類」図幅地域内) に分布することと、当縁層群の名称が、鬼塚 (1962) と宮坂・菊池 (1978) とでそれぞれ異層準に使用されていることなどから、混乱を避けるため牛首別川層群と改称した。本層群は、“硬質頁岩層”で代表される下位の生花苗層と、珪藻質シルト岩層を特徴とする上位の大樹層とからなる。

IV. 3. 1 生花苗層 (Oi, Ois, Oic, Oit)

地層名 根本ほか (1933) による。鬼塚 (1962) 再定義。鬼塚 (1962) は、根本ほか (1933) の生花苗層に下位の大川層や十勝忠類層群の一部までが含まれていることから、これを除外し、“硬質頁岩層”や礫岩層からなる部分のみを新たに生花苗層と再定義した。

模式地 広尾郡大樹町生花、生花苗川上流一円 (「忠類」図幅地域内)。本地域ではノヤウシ川上流に模式的岩相が発達する。

分布 ノヤウシ川上流から湧洞川上流にかけ、大局的に北北西 - 南南東方向の走向で、豊頃ドーム西側にもわずかに認められる。

層厚 本層は豊頃ドームを中心に西側で薄く、南東側に厚くなる傾向がある。糠内南方五位の小沢流域で約 400m、また、ノヤウシ川本流から牛首別川流域にかけては層厚が 750-900m で、本図隔地域で最も厚い (第 12 図)。

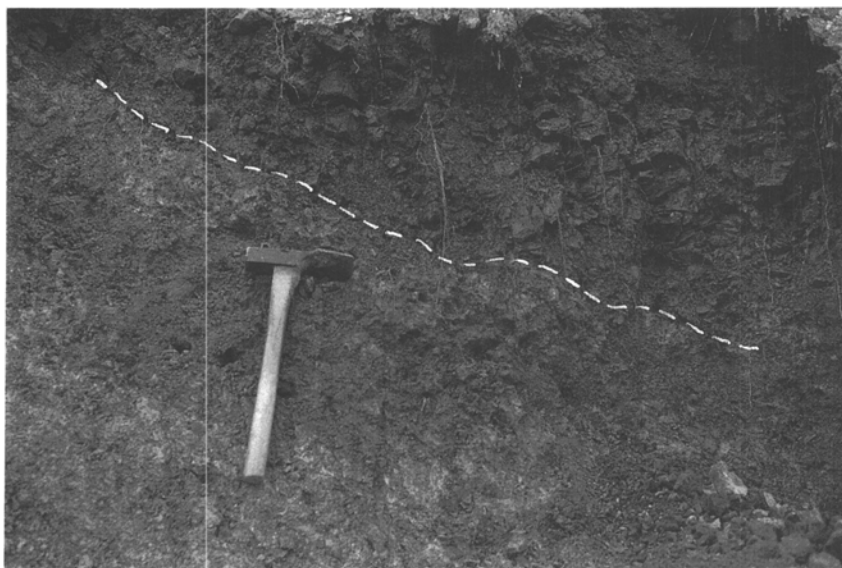
層序関係 下位の大川層と構造的に調和し、整合に覆うが、豊頃ドームの北部と南部とで累重状態が若干異なっている。ドームの北部に当たる小川支流岩田の沢では、海緑石・軽石流を含む淘汰の悪い厚さ約 25cm の砂岩層が本層の基底に発達し、明瞭な境界面で大川層の泥岩を整合に覆っている。また、牛首別川本流では、海緑石砂岩は見られないが、硬質泥岩の角礫からなる厚さ約 20cm の角礫層が同様の関係で大川層に重なっている (第 13 図)。

一方、豊頃ドーム南部の生花苗川流域 (「忠類」図幅地域内) では、大川層の泥岩層が上方に漸次硬質泥岩を挟んで本層に移化し、海緑石粒が漸移部の双方に含まれている。なお、上位の大樹層とは漸移、一部指交関係⁷⁾にある。

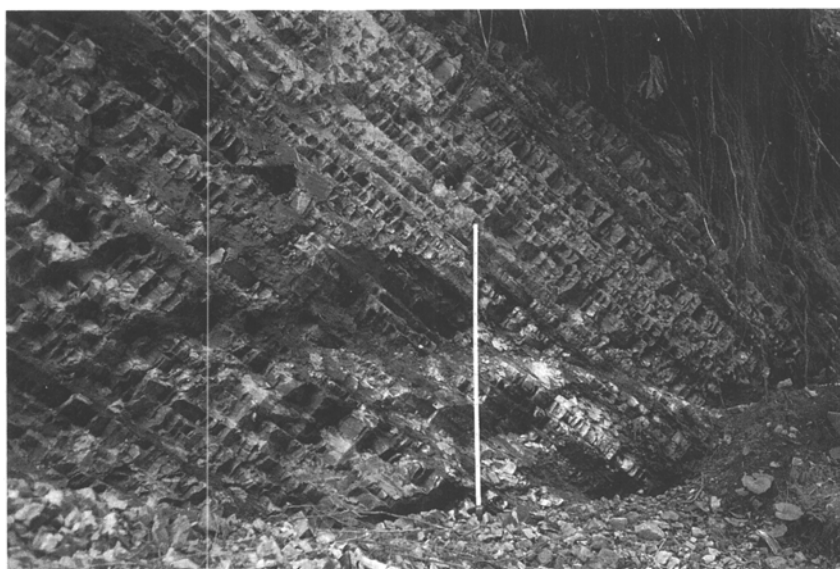
岩相 本層は“板状硬質泥岩”で代表されるが、本地域では大局的に下部から上部に向かって、板状硬質泥岩、硬質泥岩泥岩互層、硬質泥岩珪藻質シルト岩砂岩互層へと移化し、中部から上部 (一部大樹層下部と指交) にかけて局地的に礫岩層が発達している。これらの岩相は相互に漸移し、また、側方へも変化するため、その発達状況が地域によって異なっている。また、小川流域の板状硬質泥岩には連続性に富む凝灰岩が挟在する。このような岩相の特徴から、本報告では本層を硬質泥岩相、硬質泥岩シルト岩互層、礫岩相及び凝灰岩層に区分して図示した。

硬質泥岩相 (Oi) は生花苗層の主体をなす岩相で、“板状硬質泥岩”を特徴とする。ノヤウシ川上流から牛首別川大川 (地域名以下同じ) にかけて模式的岩相が発達するほか、小川中流から湧洞川上流域に分布する。厚さ 5 - 1.0cm の珪質泥岩と 1-2cm のシルト岩が互層し、板状層理を示す (第 14 図)。ところによつ

⁷⁾ 生花苗層と大樹層下部に発達する礫岩は岩質的に区別できないので、本報告では生花苗層の礫岩として扱い、両層の関係を一部指交関係とした。

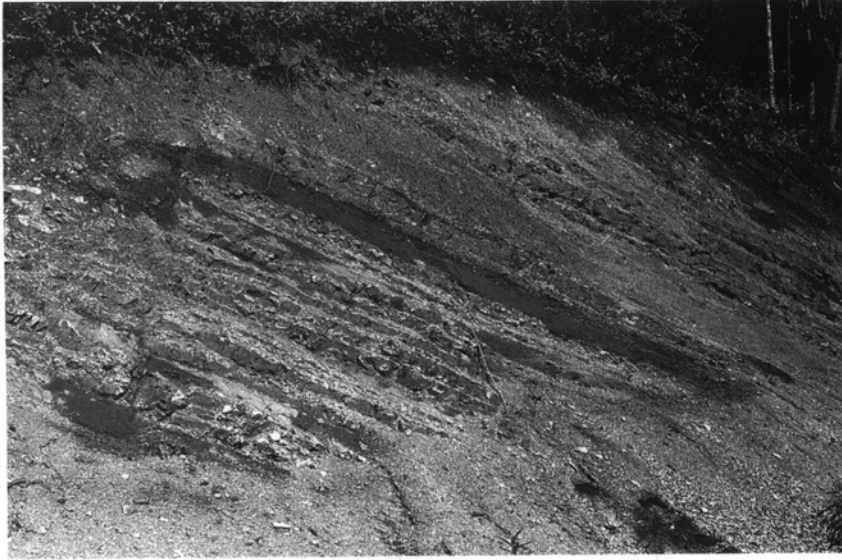


第 13 図 大川層と牛首別川層群生花苗層の層序関係。破線の部分が境界(牛首別川とアイヌ沢合流地点上流左岸の崖)



第 14 図 生花苗層の硬質泥岩相(ノヤウシ川上流)。板状の硬質泥岩中にしばしば砂岩の薄層(暗色の部分)が挟在する。折尺の長さは約 1 m

て、厚さ数 cm から 1.0 数 cm の細粒砂岩の薄層を頻繁に挟むことがある(第 15 図)。珪質泥岩は新鮮な部分で暗灰色 - 暗灰褐色を示すが、風化面は赤褐色 - 淡灰褐色を呈する。特に硬い部分はチャート様の外観を呈し、貝殻状断口を示す。シルト岩は灰色で軟らかく、層理面に沿って薄く剝離する。中部から上部は、

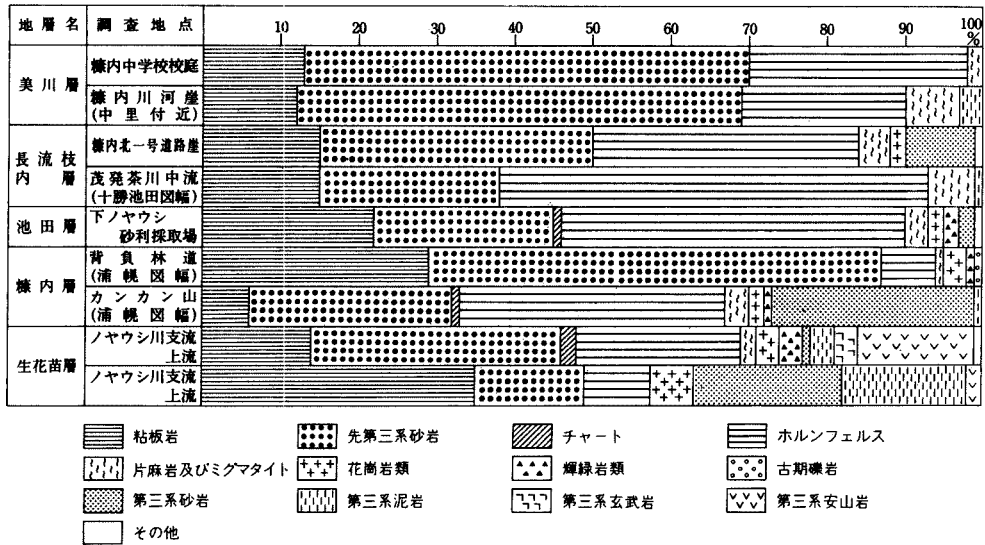


第 15 図 生花苗層硬質泥岩相の硬質泥岩砂岩互層（ノヤウシ川上流林道カッティング）。白色の部分が硬質泥岩で暗色のところが砂岩。

板状硬質泥岩と塊状泥岩とが1-3m単位の厚さで互層する。塊状泥岩は暗灰色でほとんど層理を示さず、風化すると細片に碎ける。

硬質泥岩シルト岩互層 (0is) は生花苗層の最上部を占め、ノヤウシ川流域から湧洞川流域にかけて分布し、30mから最大150mの層厚を有する(第12図)。大樹層との漸移相で、暗灰緑色 - 灰緑色珪藻質シルト岩と暗灰色硬質泥岩の互層からなり、青灰色細 - 中粒砂岩の薄層がしばしば挟在する。硬質泥岩は厚さ5-20cmの板状を呈するが、珪質泥岩に比べ色が明るく、シルト質である。珪藻質シルト岩は大樹層の模式的岩相に比べて少し硬く、若干層理を示し割れ目が多い。砂岩は厚さが一般に20cm以下であるが、所により1mm前後の薄層が層理面に沿って挟まれることがある。本互層は、上方に向かって硬質泥岩の量を急激に減少し、上位の大樹層に移化している。牛首別川層群には *Makiyama chitanii* が一般的に含まれるが、本互層に特に多く見いだされる。

礫岩相 (0ic) は生花苗層の中部から大樹層下部にかけて発達し、特に豊頃ドームの南部に顕著に認められる(第4図)。本図幅地域では豊頃ドーム北東翼のノヤウシ川流域から牛首別川中流域にかけて分布するほか、小川流域にもわずかに認められる。層厚変化が著しく、ノヤウシ川支流では厚さが200mを超えるが、小川流域では30から0mとなる。風化面では茶褐色 - 淡褐色を呈するが、新鮮な部分では暗青灰色を示す。分級度の低い礫岩で、一般に2-5cm大の亜円礫 - 円礫からなり、まれに10cmを超えるものがある。中 - 粗粒砂で固結されている。スランブ構造がしばしば認められ、硬質泥岩の長径15-20cmに及ぶ同時浸食礫が含まれる。層理をほとんど示さないが、泥岩の薄層が挟在するため地層の構造を知ることができる。礫はほとんどが日高帯起源の粘板岩・グレーワッケ・ホルンフェルス・チャート・花崗岩・ミグマタイト・及び片麻岩などで、ほかに当縁層の火山岩や新第三系の堆積岩類が認められる(第16図)。日高



第 16 図 十勝層群及び牛首別川層群の礫岩の礫組成

帯起源のミグマタイトや片麻岩礫の存在から、日高帯中核部が生花苗層堆積期中期以降に著しく上昇し、削剝・浸食の場となったことが示唆される。この点については宮坂・菊池 (1978) によって既に指摘され、この礫岩層は生花苗層の日高相と呼ばれている。

凝灰岩層 (O it) は、小川流域の硬質泥岩層に挟み込まれ、左岸の渡辺の沢から右岸岩田の沢南方まで、延長約 4km にわたって追跡される。単層の鍵層というより、粗粒部の凝灰質砂岩から細粒部の凝灰岩に変わる級化層の繰り返しからなっている。一枚の級化層の厚さは 10m 前後で、全体で 30m 余の層厚を有する。凝灰質砂岩は青灰緑色で葉理を示し、白色の軽石粒や、暗緑色の砂粒が目立つ。鏡下でみると、基質はガラス質で、軽石、火山岩片、古期堆積岩の砂粒と、少量の斜長石、石英、まれに輝石類が認められる。凝灰岩は灰白色 - 淡灰色で、すべて火山ガラスからなる。

生花苗層の化石 化石の産出は全般的に少なく、硬質泥岩層から *Lucinoma* sp., *Portlandia* sp. などの貝化石と *Cyclammina* spp. を主とする有孔虫化石が見いだされる。また、上部の硬質泥岩シルト岩互層のシルト岩からは *Denticulopsis hustedtii*, *Thalassionema nitzschioides*, *Coscinodiscus yabei*, *Actinocyclus ingens* などを優勢種とする珪藻化石が産出する。この化石群集は KOIZUMI (1985) の *Coscinodiscus yabei* 帯に属する⁸⁾

対比及び年代 生花苗層は岩相的にいわゆる“硬質頁岩層”を特徴とし、また、層序的に中部中新統の大川層に整合で累重し、かつ上位の大樹層へ一部指交関係で漸移する。また、本層は産出する珪藻化石の特徴から、本図幅地域南西方歴舟川流域の大樹層群 (宮坂・菊池, 1978) 下部の尾田村層と豊似川層の一部及び釧路炭田南西縁の直別層から厚内層 (多田・飯島, 1986) に対比される。したがって本層の地質時

8) 豊田丘陵新第三系の珪藻化石に関する資料は、北海道大学小泉格教授の未公表資料を同教授の御好意によって使用させて頂いた。なおその概略は KOIZUMI et al. (1980) によって公表されている。

代は、中新世中期の中頃から、一部中新世後期にわたる。

IV. 3. 2 大樹層 (TI)

地層名 根本・佐々 (1933) による。鬼塚 (1962) は、根本・佐々 (1933) の大樹層に後述する十勝層群最下部の糠内層が含まれることから、これを除いて大樹層を再定義した。長尾・三谷 (1960) の茂岩泥岩層及び棚井・山口 (1965) の白糠累層に相当する。

模式地 広尾郡大樹町大樹、大樹市街付近の歴舟川河岸 (「大樹」図幅地域内)。本図幅地域では牛首別川中流、大川北東左岸の崖に模式的露頭がある。

分布 猿別川下流南勢付近から湧洞川湧洞にかけ、豊頃ドームの北東翼を占めて、幅約 2.5 - 6km にわたって分布するほか、同ドームの西翼に当たる糠内川右岸流域にも谷筋に沿って認められる。

層厚 本層は下位の生花苗層と同様に、豊頃ドームの東翼で厚く、ノヤウシ川流域で約 900m に達するが、西翼では薄く駒島北方で 200m 以下である。

層序関係 下位の生花苗層から漸移し、一部指交関係にある。生花苗層は上方へ硬質泥岩が減少し、代わって珪藻質シルト岩が優勢となるが、本報告では硬質泥岩が著しく減少するところをもって本層の基底とした。したがって、生花苗層上部に礫岩層が発達するノヤウシ川流域では同層と一部指交関係にある。

岩相 本層は灰緑色の珪藻質塊状シルト岩を主とするが、上部はやや砂質で凝灰質となり、厚さ 5 - 20 cm の暗灰色細粒砂岩の薄層がしばしば挟まれる。また、全体を通じ、厚さ 5 - 25 cm の白色細粒凝灰岩が挟在する。シルト岩は風化すると淡褐灰色 - 淡黄褐色を呈し、乾燥すると灰白色となり極めて軽く吸着性に富んでいる。このようなところではルーペで容易に多数の珪藻殻が識別される。また、風化した岩片には、褐色の年輪状の縞模様がしばしば認められる。砂質の部分には小豆大の古期岩礫や軽石粒が含まれ、淘汰が悪い。砂岩は淘汰の良い細粒砂岩で、雲母片が多く、凝灰質で軟らかい。凝灰岩は白色 - 青白色細粒ガラス質で“磨粉”様の外観を示す。級化層を示すことが多く、その下面側は明瞭な境界面を示すが、上面側はシルト岩に漸移している。

本層には径 2m にも達する巨大な泥灰質団塊が含まれるほか、第 17 図に示すような幅数 10cm の砂岩岩脈がしばしば認められる。

化石 本層は生花苗層同様大型化石の産出が少なく、*Portlandia theaciaeformis*, *Lucinoma acutilineata*, *Macoma* sp., *Mya* sp. などの貝化石が散点的に見いだされる。また、*Makiyama chitanii* が生花苗層に比べて少ないながら全層から認められるので、本層の上位に重なる糠内層との識別の手掛かりとなる。これらのほか、本層からは珪藻化石が全層を通じて豊富に産する。種類は *Denticulopsis hustedii*, *Neodenticula kamtschatica*, *Thalassionema nitzschioides*, *Pouxia californica* などを優勢種とするもので KOIZUMI (1985) の *Coscinodiscus yabei* 帯から一部 *Nneodenticula kamtschatica* 帯に属する。

対比及び時代 大樹層は層序上“硬質頁岩”を特徴とする生花苗層の上位にあり、かつ、滝川 - 本別動物群を産する十勝層群糠内層に一部不整合に覆われることと、岩相の類似性から釧路炭田西部の白糠層に対比することができる。しかし、白糠層の珪藻化石群集は *Neodenticula kamtschatica* 帯から *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* - *N. kamtschatica* 帯に属し (秋葉・一ノ関, 1983)、生層序学的に本層より若干新しく、対比に問題がある。むしろ白糠層下位の厚内層からオコッベ沢層最上部 (多田・飯島, 1986) の化石



第 17 図 大樹層に見られる砂岩岩脈 (ノヤウシ川中流). 砂岩脈は走向 N 60°W で直立に近い. 幅約 10 cm

群集と共通しており対比できる。しかし、岩相の類似性や、上下層との層序関係から、厚内層上位の白糠層に対比される可能性も残されている。

本層の地質時代はこれまで層序関係及び岩相の特徴などから、中新世後期から一部、鮮新世にわたると考えられてきた (山口, 1970 ; 宮坂・菊池, 1978 ; YAMAGUCHI, 1982)。しかし、珪藻化石は *Coscinodiscus yabei* 帯から *Neodenticula kamutschatica* 帯に属し、中新世中期の後期から鮮新世前期を示唆し、長期にわたっている。本層の上限は上位の十勝層群隸内層の珪藻化石群集と一部共通するが、*Neodenticula kamutschatica* 帯の時間尺度を考慮すると本層が隸内層の下位にあることと余り矛盾はない。一方、下限については、本層の珪藻化石群集が、下位の生花苗層上部の化石群集と類似しているが、これは本層と生花苗層上部とが一部同時異相の関係にあることを裏づけるものであり、岩相層序と地質時代が斜交することを示唆している。

IV. 4 十 勝 層 群

本層群名は、三谷ほか (1958) が十勝平野東部の利別川流域において、中新世の川上層群より古い各層

を不整合に覆う一連の海成-陸成鮮新統に対し与えたもので、層相と累重関係から本別層・足寄層及び池田層に3区分されていた。その後十勝層群を対称とした研究が多くなされ、特に池田層の取扱いについてそれぞれ異なる見解が述べられている(三谷, 1964; 松井ほか, 1970; 十勝団体研究会, 1978; 岡, 1976 a, b, 1982; 吉田, 1983)。

十勝団体研究会は、十勝平野に広く分布する鮮新-下部更新統が、中新世末-鮮新世初頭に萌芽した十勝構造盆地の、それぞれ異なる特徴を示す4つの堆積盆地の発達過程で形成されたことを明らかにし、十勝層群を新たに十勝累層群と呼び、その細分を提唱した(十勝団体研究会, 1978)⁹⁾。更に松井・松沢(1985)は十勝団体研究会の成果を基に、新たな年代測定値と野外調査資料を加え幕別台地(猿別川左岸の台地)の池田層以上の層序について再検討し補足を行った。それらによる十勝累層群は、下位から本別層(=糠内層)、駒島含化石層(駒島層)、足寄層、池田層、長流枝内層(居辺山層を含む)、洪山層(芽登凝灰岩層及び屈足溶結凝灰岩層を含む)及び中里層(=美川層)¹⁰⁾に区分されている。以上のうち本図幅地域には糠内層、駒島層、池田層、長流枝内層及び美川層が分布している。足寄層は主として火砕岩類からなり、十勝北東部の利別川流域に広く分布し、また、洪山層は十勝構造盆地がより西方に移動縮小した時期の堆積物で、その分布は居辺断層の西に限られ、本図幅地域には見られない。第4表に十勝層群層序に関する既存報告と本報告との対照表を示す。

IV. 4.1 糠内層 (Nu, Nuc)

地層名 長尾・三谷(1960)、山口(1970)の糠内砂岩層及び鬼嫁(1962)のノヤウシ層に相当し、宮坂

第4表 豊頃丘陵及び利別川流域の十勝層群の層序対照表

本報告 山口・佐藤(1989)	松井・松沢 (1985)	吉田 (1983)	岡 (1982)	十勝団体研究会 (1978)	三谷 (1964)	長尾・三谷 (1960)
美川層	中里層			中里層		
十勝層群	洪山層 (芽登・屈足凝灰岩層)	洪山層 (芽登凝灰岩層)	池田層 音更累層 (下土幌軽石流)	洪山層 (芽登凝灰岩層)	池田層 上部層	池田層 千代田含化石層
	居辺山層		札内累層	居辺山層		
長流枝内層	長流枝内層	池田層 上部 (千代田凝灰岩層)	十勝ヶ丘累層	長流枝内層	池田層 下部層	池田層 猿別夾垂炭層
池田層 主部	池田層 千代田凝灰岩層	池田層 下部	長流枝内川累層	長流枝内層		
猿別凝灰岩層	猿別凝灰岩層	足寄層	千代田累層	猿別凝灰岩層	第3夾垂炭層	猿別凝灰岩層
稲土別凝灰岩層	稲土別凝灰岩層		幕別累層	稲土別凝灰岩層	第2夾垂炭層	稲土別凝灰岩層
駒島層				足寄層	第1夾垂炭層	砂川礫岩層
糠内層		本別層	糠内層	糠内層	足寄層	糠内砂岩層
大樹層			大樹層	大樹層	本別層	茂岩泥岩層
					先鮮新世地層群	大川硬質頁岩層

各層序表は一部加筆・簡略化した。

9) 十勝団体研究会は十勝構造盆地の発達過程が、それぞれ異なる特徴を示す4つの堆積盆地を経て発達したことに注目し、十勝層群に対し累層群の単位を与えた。しかし、同累層群は累層単位の各層によって構成されていることから、地層命名の規約上、十勝層群と呼ぶことにした。(YAMAGUCHI, 1982)

10) YAMAGUCHI(1982)によって命名された。

ほか（1978）によって糠内層と改められた。模式地を考慮するとノヤウシ層が適当であるが、同層名が佐々ほか（1955MS）により異層準に使用されているので、宮坂ほか（1978）にしたがい糠内層を採用した。

模式地 中川郡豊頃町保栄，ノヤウシ川保栄南方から豊頃町石神北方地域一帯。

分布 模式地を含め猿別背斜の両翼に帯状に分布するほか、久保から湧洞に通ずる道路の東方山地に広く発達している。

層厚 地域によって厚さが異なり、層厚の側方変化がみられる。ことに猿別背斜の周辺では、西翼で200-250m、東翼の幕別町町営牧場から石神付近にかけては、20m余から170mまで変化する（第18図）。

層序関係 猿別背斜の軸部に近いところでは、下位の大樹層を不整合に覆うが、猿別背斜東翼の久保東方地域では大樹層から整合漸移する。

猿別背斜東翼、三角点208.9m 南方（第18図地点4）では、本層基底の暗青灰色含礫細-中粒砂岩が、凹凸に富む削斜面で大樹層のシルト岩を覆い、この境界から径約2cmの生痕が、深さ10数cmにわたって大樹層中に伸びている。このような層序関係は、ノヤウシ川南支沢や糠内北東小沢の入口付近でも認められ、猿別背斜の軸部付近で糠内層の基底に不整合の存在することを示している。

一方、久保東方地域では、大樹層のシルト岩が上方に漸次砂質となり、かつ、雲母片に富む細粒砂岩層と互層しつつ本層に移化している。

このような地域ごとに異なる層序関係や、前述した層厚変化は、糠内層の堆積作用が猿別背斜形成の構造運動と深い関係のもとに進行したことを示している。

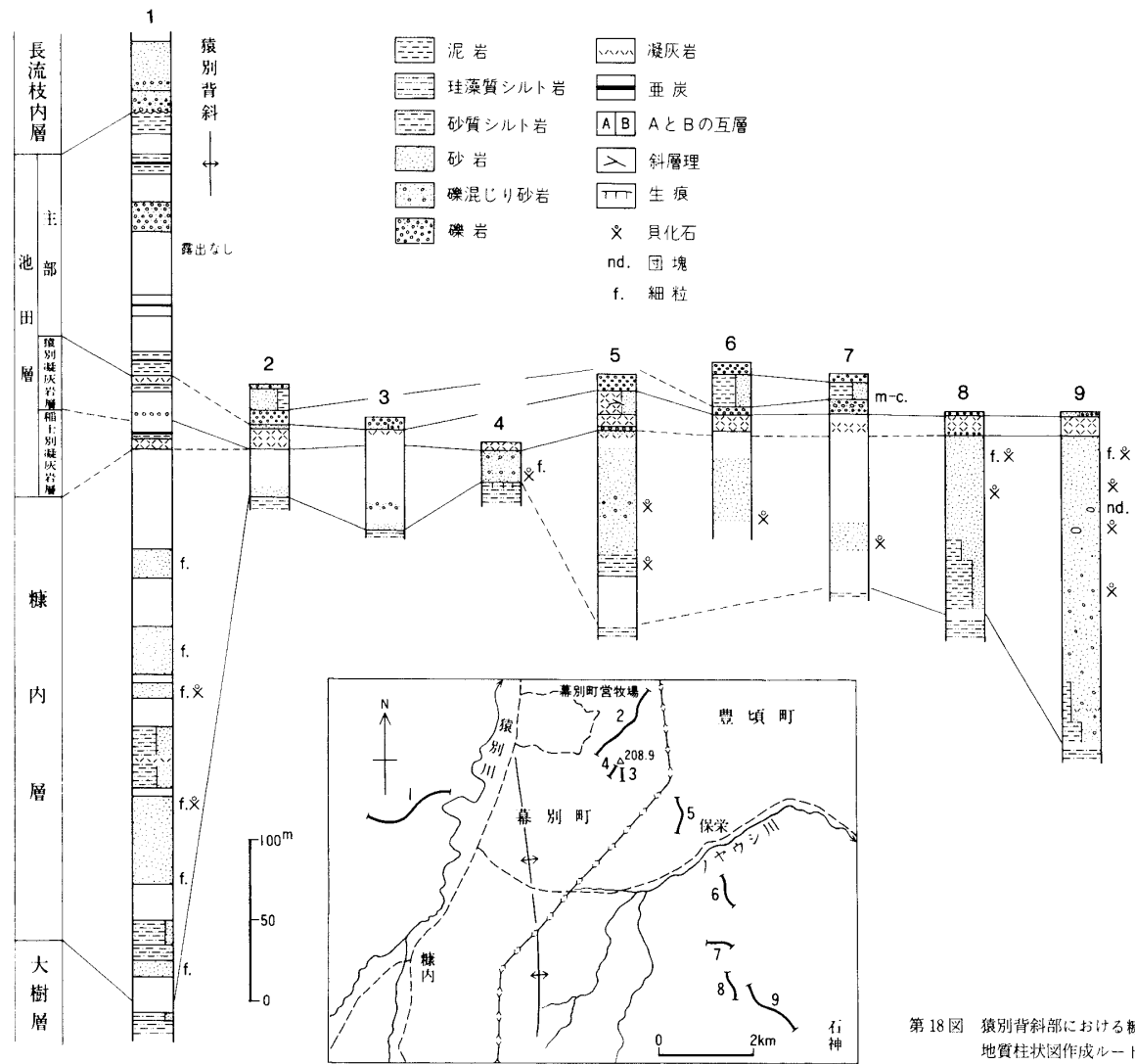
岩相 本層は塊状の泥質細粒砂岩を主とするが、地域的に粗粒相の卓越するところがある。そのため地質図幅上には砂岩相と礫岩相とを区分して図示した。

砂岩相（Nu）は糠内層の主体をなす岩相で、分布地域の大半を占めている、下部は灰色の砂質シルト岩と暗灰緑色細粒砂岩とが互層するが、主部は砂質シルト岩をほとんど挟まず、泥質の細粒砂岩からなっている。陶汰が悪く塊状で、シルト岩あるいは凝灰岩層などが挟まれなければ走向・傾斜を測るのが難しい。新鮮なところでは青灰色-青灰緑色を示すが、風化面では褐色を帯びた灰緑色を呈し、雲母片が目立つ。特に猿別背斜の両翼では、貝化石を含む泥質の細粒砂岩の上位に、雲母片に富む陶汰の良い軟らかい極細粒砂岩が発達している。一般的に凝灰質で軽石粒を含み、軽石凝灰岩の様相を示す部分がある。また、粘板岩・グレーワック・チャートなどの小豆大の円礫が含まれ、久保川以東では上方にその量を増し、礫岩相に移化している。本層下部の砂質シルト岩は、大樹層のシルト岩に似ているが、色が灰色で陶汰が悪いことと、大樹層に普遍的に認められる *Makiyama chitanii* が見いだされないことで区別される。

礫岩相（Nuc）は本図幅地域東部砂川流域から東隣「浦幌」図幅地域内にかけて分布する。おおむね糠内層の中・上部に発達するが、「浦幌」図幅地域を含め広域的に見ると、礫岩相の発達層準を特定することは難しい。

礫岩相は外観が暗褐灰色-褐灰色を呈し、礫岩と中-粗粒砂岩からなる。両者が互層を示す部分もあるが、級化層理は認められない。礫岩は砂で充填されているが、固結度が低く脆弱である。礫は径2-5cmの円礫を主とするが、まれに8-10cmに達するものがある。礫種はホルンフェルス、グレーワックが大部分で、わずかに花崗岩、片麻岩が含まれるが、第三紀の火山岩類は認められない（第16図）。

本礫岩相は、長尾・三谷（1960）の砂川礫岩層に相当する。



第18図 猿別背斜部における糠内層の地質柱状図及び地質柱状図作成ルート位置図

第5表 糠内層産貝化石

<i>Acila</i> (<i>truncacila</i>) <i>nakazimai</i>	OTUKA
A. (T.) <i>gottschei</i>	BÖHM
<i>Yoldia</i> sp.	
<i>Musculus laevigatus</i>	(GRAY)
<i>Patinopecten</i> (<i>Mizuhopecten</i>) <i>yessoensis</i>	(JAY)
<i>Fortipecten takahashii</i>	(YOKOYAMA)
<i>Cyclocardia ferruginea</i>	(CLESSIN)
<i>Conchocele bisecta</i>	(CONRAD)
<i>Clinocardium californiense</i>	(DESHAYES)
C. <i>ciliatum</i>	(FABRICIUS)
C. cf. <i>shinjiense</i>	(YOKOYAMA)
<i>Serripes laperousii</i>	(DESHAYES)
S. sp.	
<i>Macoma optiva</i>	(YOKOYAMA)
M. <i>tokyoensis</i>	MAKIYAMA
M. <i>incongura</i>	(v. MARTENS)
M. sp.	
<i>Peronidia</i> sp.	
<i>Panomya</i> cf. <i>ampla</i>	DALL
<i>Panope japonica</i>	A. ADAMS
<i>Mya cuneiformis</i>	(BÖHM)
M. <i>japonica</i>	JAY
<i>Turritella</i> sp.	
<i>Tectonatica janthostomoides</i>	KURODA et HABE
<i>Buccinum</i> sp.	
<i>Nepitunea</i> cf. <i>vinosa</i>	DALL
<i>Ancistrolepis</i> sp.	

(宮坂ほか, 1978 から編集)

糠内層の化石 糠内層は、主として砂岩相から貝・有孔虫化石を産し、特に猿別背斜東翼のノヤウシ川流域から石神付近にかけて多産する。それらは *Fortipecten takahashii*, *Monia macrochisma*, *Clinocardium* cf. *Shinjiense*, *Mya cuneiformis* などの貝化石と、*Cribrorhynchium ezoense*, *Elphidium hughesi foraminosum*, *Buccella frigidus* などの有孔虫化石で代表され、個体数が多いにもかかわらず種数が少ないという特徴を有している (第5・6表)。これらの化石群集は、滝川-本別動物群 (藤江・魚住, 1957; UOZUMI, 1962) との共通種が多く、寒流系浅海性の堆積環境を示唆している。また、泥質層からは珪藻化石が検出され、下位の大樹層上部と同様の *Neodenticula kamtschatica* 帯に層する化石群集が見いだされる (KOIZUMI *et al.*, 1980)。

対比及び時代 本層は層序関係と産出する貝・有孔虫化石の特徴から、本図幅地域北方利別川流域の本別層に対比されるほか、北海道各地の滝川-本別動物群産出層 (天北炭田の^{ゆうち}勇知層、羽幌地域の^{もちくべつ}茂築別層、樺戸地域の^{ほろか おしりりか}幌加尾白利加層、岩見沢地域の^{みねのぶ}峰延層、釧路炭田の古潭累層など) に対比される。一方、地質時代は、産出珪藻化石が *Neodenticula kamtschatica* zone に層することと、後述する池田層の稲士別凝灰岩層の放射年代が 4.1-2.8Ma (柴田ほか, 1975; 松井・松沢, 1985) を示すことから鮮新世前期である。

第6表 糠内層産有孔虫化石

<i>Fissulina catenulata</i> (WILLIAMSON)	F
<i>F. leavigata</i> (REUSS)	F
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA & MARUHASHI	A
<i>Elphidium hughesi foraminosum</i> CUSHMAN	A
<i>E. subgranulosum</i> ASANO	C
<i>E. subincertum</i> ASANO	C
<i>E. cf. etigoense</i> HUSEZIMA & MARUHASHI	C
<i>E. spp.</i>	C
<i>Criboelphidium ezoense</i> (ASANO)	A
<i>C. imanishii</i> (ASANO)	R
<i>C. tomitai</i> TAI	F
<i>C. yabei</i> (ASANO)	R
<i>C. spp.</i>	F
<i>Eponides frigidus</i> (CUSHMAN)	C
<i>E. frigidus calidus</i> CUSHMAN & COLE	C
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>Nonionella miocenica stella</i> CUSHMAN & MOYER	C
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY	R

A : abundant C : common F : few R : rare
(同定：石田正夫)

IV. 4. 2 駒島層 (Km)

地層名 松井・山口 (1970), 宮坂ほか (1978) の駒島化石層に相当し, YAMAGUCHI (1982) によって駒島層と改められた。

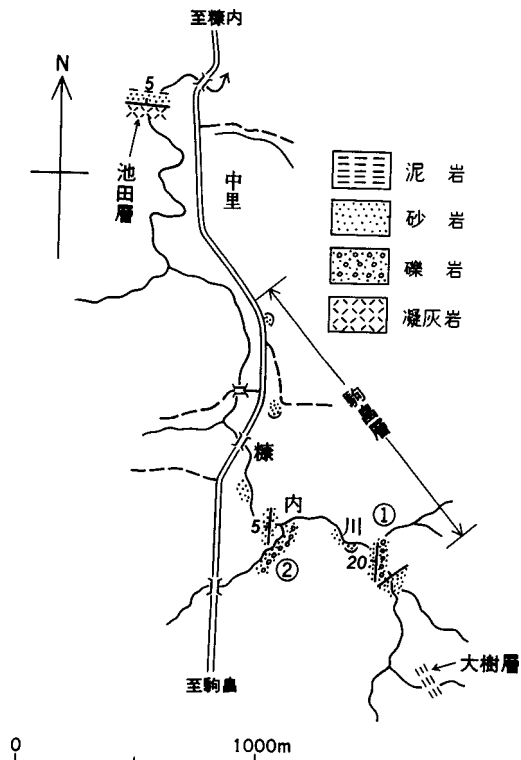
模式地 中川郡幕別町駒島北方約 3.5km の糠内川河岸 (第 19 図)。

分布 本図幅地域南西部幕別町駒島北方 3.5km 付近の糠内川中流から南隣忠類図幅地域内の忠類村元忠類付近にかけてほぼ南北に点在し, 分布が豊頃ドームの西翼に限られる。

層厚 本図幅地域では上限, 下限とも未確認であるが, 最大 120m と推計される。

層序関係 下位層との関係は, 忠類村元忠類付近において大樹層との不整合関係が認められる。ここでは, 駒島層の基底に古期岩の小豆大の円礫と大樹層起源の泥岩角礫を含む陶汰の悪い含礫砂質泥岩が発達し, 大樹層の泥岩を削剝して覆っている。一方, 駒島北方では累重関係を直接見ることはできないが, 周辺地域の状況から本層が糠内層を欠いて大樹層を直接覆うものと推定する。このようにいずれの場合も本層の下位には大樹層の存在が推定でき, それ以下の地層に接することはなく, 本層基底と下位層の時間間隙はさほど大きくないものと考えられている (宮坂ほか, 1978)。なお, 糠内層とは, 層序上大樹層と池田層の間に位置するという共通点はあるが, 直接の関係は明らかでない。しかし, 本層から産出する貝化石や有孔虫化石が糠内層産のそれと著しく異なり, 本層が糠内層と異層準にある可能性を示唆している。特に本層産の貝化石には“瀬棚動物群” (UOZUMI, 1962) の特徴種が含まれ, かつ岩相的にみて糠内層に比べ固結度が低いことなどから, 本報告では本層を糠内層の上位層として取り扱った。

岩相 一般に固結度の低い細-中粒砂岩, 泥質砂岩を主とし, 含礫砂岩ないし礫岩及びシルト岩が挟在



第19図 駒島層のルートマップ. 図中の①, ②は本文参照のこと(糠内川本流中里付近)(宮坂ほか, 1978による)

する.

模式地の駒島北方糠内川では、河床に約 600m にわたって点々と露出している(第19図). 下部は貝化石を含む灰緑-青灰緑色の塊状含礫細-中粒砂岩からなる(Loc. ①). 中部は硬質泥岩の角礫と古期岩類の円礫を混在する極めて淘汰の悪い礫岩と、青灰色の細-中粒砂岩からなり、貝化石が“はきよせ状”を呈して多産する(第20図). 上部は青灰色の塊状中粒砂岩からなり、炭化木片や硬質泥岩の角礫をわずかに含み、淘汰がやや良好であるが、貝化石は認められない.

化石 本層は貝化石及び有孔虫化石を豊富に産し、宮坂ほか(1978)によってその詳細が報告されている. それによると模式地の糠内川中流では、礫岩-含礫砂岩から貝化石及び有孔虫化石が豊富に見いだされる. 産出化石をそれぞれ第7, 8表に示す.

貝化石は、両殻が揃っているものが少ないが、貝殻の破損はほとんど認められない. Loc. ①で多産する化石種は *Glycymeris yessoensis*, *Fortipecten takahashii* で、このほか *Macoma* sp., *Lucinoma annulata*, *Chlamys* (*Swiftopecten*) *swiftii* などが普通に見いだされる. 駒島層のほぼ中部に当たる Loc. ②では *Patinopecten* (*Mizuhopecten*) *yessoensis*, *Monia macrochisma*, *Cyclocardia ferruginea*, *C. prolongata nakamurai*, *Nuttalia commoda* などを多産するほか、*Pseudogrammatodon* sp., *Chlamys* cf. *daishakaensis*,



第 20 図 駒島層における貝化石の産状（糠内川中里付近）

Cyclocardia prolongata nakamurai, *Papyridea* sp. など、従来北海道西南部の鮮新-更新統瀬棚層から産する“瀬棚動物群”に特有とされている種が含まれている。一方、有孔虫化石は第 8 表に示すように種数が極めて多く、なかでも *Cibicides aknerianus*, *C. lobatulus*, *Elphidium subarcticum*, *Elphidiella arctica* などを主としており、寒流系浅海生群集と推定する。

以上のような貝・有孔虫化石の特徴は、前述した糠内層産のそれらと著しく異なり、本層が糠内層と異層準である可能性を示している。しかし、Loc. ①からは“滝川-本別動物群”の特徴種とされる *Fortipecten takahashii* が多産することや、“滝川-本別動物群”と“大桑万願寺動物群”との混合群集が存在すること（増田・小笠原，1981）などから、両者が同時異相関係にある疑いもあり、今後の問題として残される。

対比及び時代 前述した貝及び有孔虫化石の特徴は、“滝川-本別動物群”と“瀬棚動物群”双方の要素を含む。このように両動物群を同一の地層から産する鮮新統は、これまで北海道では知られていない。したがって、本層と的確に対比しうる地層は今のところ見当たらない。一方、地質時代は、下位の大樹層産珪藻化石が示す層序年代と後述する池田層の稲士別凝灰岩層及び猿別凝灰岩層の放射年代（前者が 2.8-4.1Ma，後者が 2.8Ma）及び前述した化石群集から鮮新世の前・中期である。

IV. 4. 3 池田層 (Ik, Ikc, It, St)

地層名 大石・渡辺 (1932) による。松井ほか (1970) 再定義。松井ほか (1970) は、三谷 (1964) の池田層上部と下部が不整合関係にあることからこれを 2 分し、下部のみを池田層として再定義した。三谷 (1964)、吉田 (1983) の池田層下部及び岡 (1982) の池田層群幕別累層にはほぼ相当する。本層には広域にわたって追跡される顕著な凝灰岩層が基底部と下部に認められ、それぞれ稲士別凝灰岩部層^{いなしべつ}及び猿別凝灰岩部層^{さるべつ}と呼ばれている（岡崎，1957）。本報告でもこれにしたがって地質図上に区分し、図示した。

第7表 駒島層産貝化石

-
- * *Trichotropis* sp.
 - Tectonatica janthostomoide* KURODA et HABE
 - Fusitriton oregonensis* (REDFIELD)
 - * *F.* sp.
 - * *Buccinum* sp.
 - Neptunea* cf. *vinosa* DALL
 - * *N.* sp.
 - Acila (truncacila) insignis* (GOULD)
 - * *Yoldia (kalayoldia) macroschema* UOZUMI
 - * *Y.* (*Cnesterium*) *notabilis* YOKOYAMA
 - * *Portlandia (megayoldia) thraciaeformis* (STORER)
 - Arca* cf. *boucardi* JOUSSEAUME
 - Pseudogrammatodon* sp.
 - Papyridea* sp.
 - Scapharca* sp.
 - Glycymeris yessoensis* (SOWERBY)
 - G.* sp.
 - Mytilus coruscus* GOULD
 - M.* sp.
 - Modiolus* sp.
 - Chlamys* cf. *islandicus* (MÜLLER)
 - C.* cf. *foeda* (YOKOYAMA)
 - C.* *cosibensis* (YOKOYAMA)
 - C.* cf. *daishakaensis* MASUDA et SAWADA
 - C.* (*Swiftopecten*) *swiftii* (BERNARDI)
 - Patinopecten (Mizuhopecten) yessoensis* (JAY)
 - Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA)
 - Monia macrochisma* DESHAYES
 - M.* sp.
 - Cyclocardia ferruginea* (CLESSIN)
 - C.* *prolongata nakamurai* (YOKOYAMA)
 - * *Tridonta borealis* SCHUMACHER
 - Lucinoma annulata* (REEVE)
 - Conchocele bisecta* (CONRAD)
 - * *C.* sp.
 - Clinocardium* sp.
 - Serripes* sp.
 - Ezocallista brevisiphonata* (CAPENTER)
 - E.* sp.
 - Nuttallia commoda* (YOKOYAMA)
 - * *Macoma optiva* (YOKOYAMA)
 - M.* sp.
 - * *Panope japonica* A. ADAMS
 - Mya* sp.
 - Barnea (Anchomasa) manilensis inornata* PILSBRY
-

* 南隣「忠類」図幅地域の駒島層から産出
(宮坂ほか, 1978 から編集)

第8表 駒島層産有孔虫化石

<i>Textularia</i> sp.	VR
<i>Gaudryina</i> spp.	R
<i>Karrerella baccata japonica</i> ASANO	VR
<i>Cornuspira</i> sp.	VR
<i>Quinqueloculina curta</i> CUSHMAN	VR
<i>Q. lamarckiana</i> d'ORBIGNY	VR
<i>Q.</i> cf. <i>lamarckiana</i> ORBIGNY	VR
<i>Q. polygona</i> d'ORBIGNY	VR
<i>Q. sawanensis</i> ASANO	VR
<i>Q. seminula</i> (LINNAEUS)	VR
<i>Q. vulgaris</i> d'ORBIGNY	VR
<i>Q. yezoensis</i> ASANO	VR
<i>Q.</i> spp.	VR
<i>Sigmoilina sigmoidea compressa</i> CUSHMAN	VR
<i>Sigmomorphina pacifica</i> (CUSHMAN & OZAWA)	VR
<i>Triloculina trigonula</i> (LAMARCK)	VR
<i>Miliolinella oblonga</i> (MONTAGU)	VR
<i>M.</i> sp.	VR
<i>Dentalina ittai</i> LOEBLICH & TAPPAN	VR
<i>Lagena apiopleura</i> LOEBLICH & TAPPAN	R
<i>Lenticulina</i> sp.	VR
<i>Planularia planulata</i> (GALLOWAY & WISSLER)	VR
<i>P. tricarinella</i> (REUSS)	VR
<i>Guttulina</i> cf. <i>problema</i> d'ORBIGNY	VR
<i>G.</i> sp.	VR
<i>Oolina costata</i> (WILLIAMSON)	R
<i>O. feildeniana</i> (BRADY)	VR
<i>O. melo</i> d'ORBIGNY	F
<i>Fissurina annectens</i> (BURROWS & HOLLAND)	VR
<i>F. circulo-costa</i> ASANO	VR
<i>F. lucida</i> (WILLIAMSON)	VR
<i>F. marginata</i> (MONTAGU)	R
<i>F. orbignyana</i> SEGUENZA	R
<i>F.</i> spp.	R
<i>Parafissurina</i> spp.	VR
<i>Bolivina decussata</i> BRADY	F
<i>B. robusta</i> BRADY	F
<i>Bolivina</i> spp.	VR
<i>Islandiella islandica</i> (NØRVANG)	VR
<i>Uvigerina</i> sp.	VR
<i>Trifarina</i> cf. <i>occidentalis</i> (CUSHMAN)	VR
<i>T. kokozuraensis</i> (ASANO)	VR
<i>T.</i> sp.	VR
<i>Discorbinella</i> (?) sp.	VR
<i>Epistominella japonica</i> ASANO	VR
<i>E. naraensis</i> (KUWANO)	VR
<i>E. pulchella</i> (HUSEZIMA & MARUHASHI)	VR
<i>Rosalina</i> sp.	VR

第8表つづき

<i>Grabratella australensis</i> (HELLON ALLEN & EARLAND)	F
<i>G.</i> cf. <i>patelliformis</i> (BRADY)	R
<i>Patellina corrugata</i> WILLIAMSON	VR
<i>Elphidium advenum</i> (CUSHMAN)	VR
<i>E.</i> <i>kusiroense</i> ASANO	VR
<i>E.</i> <i>hanzawai</i> ASANO	VR
<i>E.</i> <i>subarcticum</i> CUSHMAN	A
<i>E.</i> spp.	C
<i>Pararotalia nipponica</i> (ASANO)	VR
<i>Elphidiella arctica</i> (PARKER & JONES)	A
<i>Polystomellina discorbinoides</i> YABE & HANZAWA	VR
<i>Porosorotalia kuromatsunaiensis</i> (SHIRAI)	R
<i>Cibicides aknerianus</i> (d' ORBIGNY)	C
<i>C.</i> <i>lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	A
<i>C.</i> <i>refulgens</i> (MONTFORT)	VR
<i>C.</i> spp.	C
<i>Dyocibicides biserialis</i> CUSHMAN & VALENTINE	VR
<i>D.</i> sp.	VR
<i>Cassidulina</i> cf. <i>carinata</i> CUSHMAN	VR
<i>C.</i> <i>yabei</i> ASANO & NAKAMURA	VR
<i>Astrononion aomoriense</i> ASANO	C
<i>A.</i> <i>hamadaense</i> ASANO	VR
<i>Robertina</i> sp.	VR
<i>Globorotalia</i> sp.	VR
<i>Globigerina bulloides</i> d' ORBIGNY	VR
<i>G.</i> <i>falconensis</i> BLOW	VR
<i>Globigerina pachyderma</i> (EHRENBERG)	VR
<i>C.</i> spp.	VR
<i>Orbulina universa</i> d' ORBIGNY	VR
<i>Hanzawaia hamadaensis</i> ASANO	VR

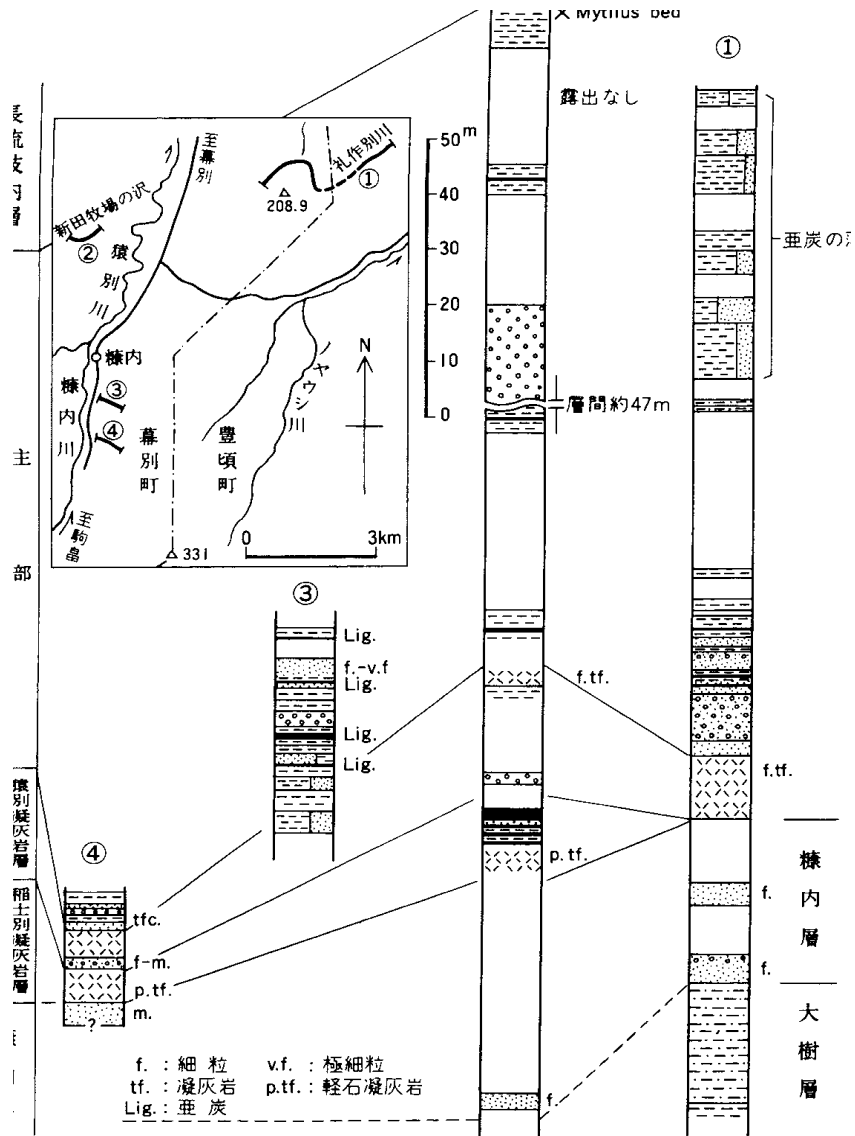
A: abundant C: common F: few R: rare VR: very rare
(宮坂ほか, 1978 による)

模式地 中川郡池田町千代田, 十勝川千代田堰堤 (北隣「十勝池田」図幅地域内) 付近一帯, 本図幅地域では糠内川下流域に模式的な岩相を示す露頭がある。

分布 猿別背斜の東翼ノヤウシ川下流から札作別川流域及び同西翼新田牧場の沢中流から糠内川下流に分布する。

層厚 猿別背斜の西翼では 200m 前後の層厚を有するが, 東翼はやや薄く, 札作別川流域で約 130m である (第 21 図)。

層序関係 下位の糠内層を不整合に覆うが, 猿別背斜の東翼と西翼とで累重関係が若干異なっている。西翼の糠内南方 3km の糠内川右岸支沢では, 本層基底の稲士別凝灰岩層が駒島層を欠いて糠内層を不整合に覆っている。一方, 東翼では稲士別凝灰岩が分布せず, その上位の猿別凝灰岩層が糠内層を直接不整合に覆っている。これは, ①稲士別凝灰岩層は火砕流堆積物の要素が強く, 当時の猿別背斜によって分布



第21図 池田層の地質柱状図及び地質柱状図作成ルート位置図
凡例は第18図と同じ

が規制された疑いがあること、②猿別凝灰岩層は猿別背斜北部で火砕流堆積物の要素を示すが、本図幅地域では水の影響を受けた堆積相を示し、東翼で特に著しいことなどから、池田層の堆積環境が、猿別背斜の形成を初めとする構造運動に強く支配され、同背斜両翼における堆積環境の地域差が著しかったためと推定する。

下位の糠内層との累重関係が良く観察される猿別背斜東翼では、第18図に示すように糠内層の層厚が、石神付近で170m、ノヤウシ川北部地点5で約120m、地点4で約20mと薄化するが、西翼に向かって再び厚くなっている。また、地点5では猿別凝灰岩層の基底に細礫からなる礫岩が発達し、糠内層上部の軟

らかい合礫質紐粒砂岩を覆っている。更に地点8の小沢では、猿別凝灰岩層基底に極粗粒軽石質砂岩が発達し、これが糠内層の軟質地状砂岩を凹凸のある副斜面を持って覆っている。このような累重関係は他の地点でも認められ、池田旧の基底に不整合の存在することを示している。

岩相 本層は主として淡水成層からなり、上方に漸次汽水成層が発達する一般的特徴を示す。本報告では鍵層となる凝灰岩層を稲士別凝灰岩層及び猿別凝灰岩層に区分し、他を主部として記述する。

主部 (Ik)

主部は本層の代表的岩相で、軟らかい粘土岩、砂岩及び礫岩からなり、亜炭層や凝灰岩層が挟在している。猿別背斜の西翼と東翼とで岩相が若干異なり、ことに礫岩が東翼で良く発達するのでこれを区別し図示した。

西翼は下部が細粒砂岩の卓越する粘土岩との互層で、多くの亜炭層が挟在し、厚いものは1mに達する。また白色ガラス質の細粒凝灰岩の薄層がしばしば挟在する。砂岩は灰色 - 青灰色を呈し、雲母片に富み、凝灰質である。粘土岩は暗灰色で軟らかく、均質である。風化すると細片に砕け、水を含むと粘土状になりやすい。上部は礫岩に始まって粘土岩に終わる輪廻層からなる。一輪廻層の厚さは10-20mで、その最上部に亜炭層が発達することが多いが、下部に比べて貧弱である。なお、^{もあちや}茂発谷川中流（「十勝池田」図幅地域内）の本層最上部の粘土岩から *Mytilus* sp., *Macoma* sp. 及び *Mya* sp. などの貝化石が見いだされ（山口・松井, 1978）、海成相を示している。

東翼は下部に顕著な礫岩層が認められ、中部から上部は細粒層で、最上部が再び礫岩層からなっている。

礫岩相 (Ik_c) は、良く淘汰された円礫からなり、細 - 中粒砂で充填されるが固結度が低く軟らかい。礫は径1-3cm程度で、ホルンフェルス・粘板岩・グレーワックを主とし、わずかに花崗岩類を含み、第三紀の火山岩類は認められない（第16図）。最上部の礫岩は、下部に比べて礫が大きく、基質は砂からなるが岩質的に下部の礫岩と同じである。

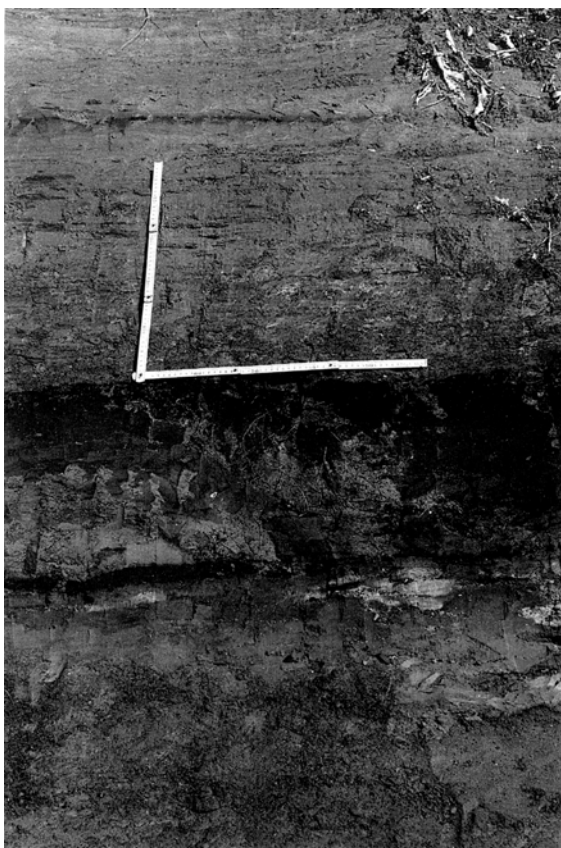
中部から上部に発達する細粒相は、灰色中 - 粗粒砂岩と淡灰緑色砂質シルト岩及び灰緑色シルト岩からなる級化成層の繰り返しで、1級化成層の厚さは10-50cmが普通で100cmを超えることは少ない。細粒層には白色のガラス質類灰岩及び亜炭の薄層（厚さ1-10cm、まれに50cm）がしばしば挟在する（第22図）。また、厚さ1m前後の間に層間異常構造を示す部分がしばしば認められる（第23図）。なお、細粒相の最上部付近には *Corbicula* sp. が密集する厚さ25cmの化石層が挟在し、汽水成層を示している。

稲士別凝灰岩層 (It)

地層名 岡崎 (1957) による。岡崎は本層を岩質から下部の砂岩層と上部の凝灰岩層に2分している。しかし、凝灰岩層が火砕流の性質を強くもっていることと下部の砂岩層との間に削剝減少が見られることから、砂岩層を下位の糠内層に含め、凝灰岩層のみを稲士別凝灰岩層として再定義する。なお、山口 (1970) は本層と後述する猿別凝灰岩層を併せ、池田層基底の凝灰岩層としたが、既に述べたように両者の層序関係からこれを区別して扱うこととした。

模式地 中川郡幕別町猿別西方約1.5km、幌内沢入口付近（「十勝池田」図幅地域内）

分布 本図幅地域では糠内の北方新田牧場の沢流域から糠内川右岸に沿って中里付近まで認められ、猿別背斜の西翼に分布が限られる。



第22図 亜炭層を挟む池田層主部の岩相(礼作別川河岸)。亜炭層の下盤側は粘土岩から漸移している。折尺の長さは一辺約50cm



第23図 池田層主部に見られる層間異常(豊頃町石神付近)。層間異常を示す部分の厚さは70cm前後で、上下の地層は安定している。折尺の長さは約90cm

層 厚 30m +

岩相及び岩層 本層は火砕流の要素が強い凝灰岩で、基底に薄い礫岩が発達する。凝灰岩は淡灰色 - 淡紅灰色を呈し、塊状で軽石礫を多量に含み、淘汰が悪く脆弱である。基底に近い部分には、安山岩や泥岩など外来の角礫がしばしば含まれる。軽石は白色 - 灰白色を呈し、普通径3 - 5cm で希に10数cm 達するものがあり、一般に発泡が良くない。軽石の鉱物組成は、石英≧斜長石>黒雲母からなり流紋岩質である(山口ほか, 1978 a)。なお凝灰岩の基質中にも黒雲母が普遍的に認められる。基底礫岩は厚さ約20cm で、礫径が2 - 5cm の古期岩の円礫と、牛首別川層群からもたらされたシルト岩や硬質泥岩の亜角礫からなっている。

年代測定値 本層に関しては、柴田ほか(1975)及び松井・松沢(1985)により軽石から分離した黒雲母のK-Ar年代測定についてそれぞれ $4.1 \pm 1.1\text{Ma}$ 、 $2.8 \pm 0.7\text{Ma}$ 、また、KOSHIMIZU(1981)によるジルコンを用いたフィッシュトラック年代として $3.7 \pm 0.1\text{Ma}$ が報告されている。

猿凝灰岩層 (St)

地層名 岡崎(1957)による。

模式地 中川郡幕別町西猿別西方、猿別から豊岡に至る道路沿いの崖(「十勝池田」図幅地域内)

分布 本図幅地域では前述した稲士別凝灰岩層の上位を占めて、糠内北方新田牧場の沢から中里付近まで分布するほか、猿別背斜の東翼に池田層の基底礫として発達している。

層 厚 猿別背斜の西翼糠内川流域では層厚が10m以下であるが、東翼のノヤウシ川流域では15mに達する。全体として南から北方に向かって厚くなり、模式地では30mを超える。

層序関係 本層は池田層の下部に発達する。糠内南方約2kmの糠内川右岸支沢の入口付近では、本層が下位の稲士別凝灰岩層の上に厚さ2m余りの礫岩層を挟んで重なっている(第24図)。このような関係は、猿別背斜の西翼に共通して認められるが、両層間の層厚が南から北方に向かって厚くなる傾向がある。一方、猿別背斜の東翼では、前述したように本層が十勝層群最下部の糠内層を直接不整合に覆っている。

岩相及び岩質 本層は模式地付近では火砕流の様相を示すが、本図幅地域では平行葉理が良く発達した水中堆積層を示し、本地域北東隅の下ノヤウシ付近では極めて凝灰質な砂層となっている。幕別町町官牧場付近の本層は、淡灰色 - 灰白色を呈し、細粒の火山灰層と軽石(粒径2mm前後)層とが薄く互層する脆弱な凝灰岩からなっている。岩片や軽石が少なく、また、基質中には有色鉱物がほとんど認められない。まれに含まれる軽石は径1 - 3cmで、その鉱物組成は斜長石≫しそ輝石>普通輝石であるが、まれに石英・黒雲母を伴うことがあり、輝石安山岩質である(山口ほか, 1978 a)。

年代測定値 本層については、KOSHIMIZU(1981)によって $2.8 \pm 0.2\text{Ma}$ というフィッシュトラック年代が報告されている。

池田層の化石

本層は淡水成層を主とすることから植物化石を多産し、OKAZAKI(1958)及びIGARASHI(1976)によって花粉化石の検討がなされ、池田層の古環境について論じられている。IGARASHI(1976)によれば池田層の花粉組成は、1) 下部池田層第1夾亜炭層(本報告の稲士別凝灰岩層から猿別凝灰岩層基底まで)は *Tsuga*, *Fagus*, *Alnus* を主とし、*Tsuga* cf. *sieboldii*, *Fagus* cf. *japonica*, *Zelkova*, *Castanea*, *Pterocarya* といった温帯要素を混入し、現在の池田町周辺より温暖な気候条件を示している。2) 中部池田層第2夾亜



第 24 図 池田層稲士別擬灰岩層と猿別擬灰岩層の累重関係(糠内川五位付近の小沢). 上位の猿別擬灰岩層には平行葉理が認められるが, 下位の稲士別擬灰岩層は塊状で火砕流様の概観を示す

炭層(本報告の猿別擬灰岩層直上の夾炭部)では, 第 1 夾炭部に比べ針葉樹の全般的な減少と, 広葉樹の増加とから, 更に温暖化したと考えられる. 3) しかし, 上位の中部池田層第 3 夾炭層(本報告の池田層主部にほぼ相当する)では, *Picea*, *Abies* などの針葉樹の急増と, *Fagus* を始めとする広葉樹の減少から, 気候の寒冷化が生じたとしている. 更にこの傾向は, 上部池田層(本報告の長流枝内層にほぼ相当する)にも見られ, *Larix*, *Pinus*, *Betula* が増加し, 寒冷化が進行したと考えられている. そして, 中部池田層の第 2 夾炭層と第 3 夾炭層の間にみられる気候の変化は重要であり, あるいは, 鮮新 - 更新世の境界に当たるかもしれないと推定されている.

一方, 本層の上部には汽水 - 浅海成層が発達し *Corbicula* sp. のほか *Mytilus* sp., *Macoma* sp., *Mya* sp. などの海生貝化石が産出する(山口ほか, 1978 b).

対比及び時代 池田層に明らかに対比される地層は, 十勝を除く他地域では今のところ知られていないが, 近年北海道空知炭田西縁に分布する新第三系上部深川層群について, フカガワクジラ発掘調査団による詳細な総合研究が行われ, 同層群上部のいつちゃん一己累層上部が, 花粉化石から池田層に対比される可能性の強いことが指摘されている(フカガワクジラ発掘調査団, 1982).

一方, 地質時代は糠内層, 駒島層との層序関係, 挟在する擬灰岩層の放射年代及び花粉化石による古気候などから, 鮮新世中・後期と考えられる.

IV. 4. 4 長流枝内層 (Os)

地層名 松井ほか(1970)による. 松井ほか(1970)は, 前述したように三谷(1964)の池田層下部と上部が不整合関係にあるとし, 上部を池田層から分離し長流枝内層と呼ぶことを提唱した. 更にその後, 新たな資料を加えて最上部層(洪山層)を分離し, 長流枝内層を再定義した(松井・松沢, 1985).

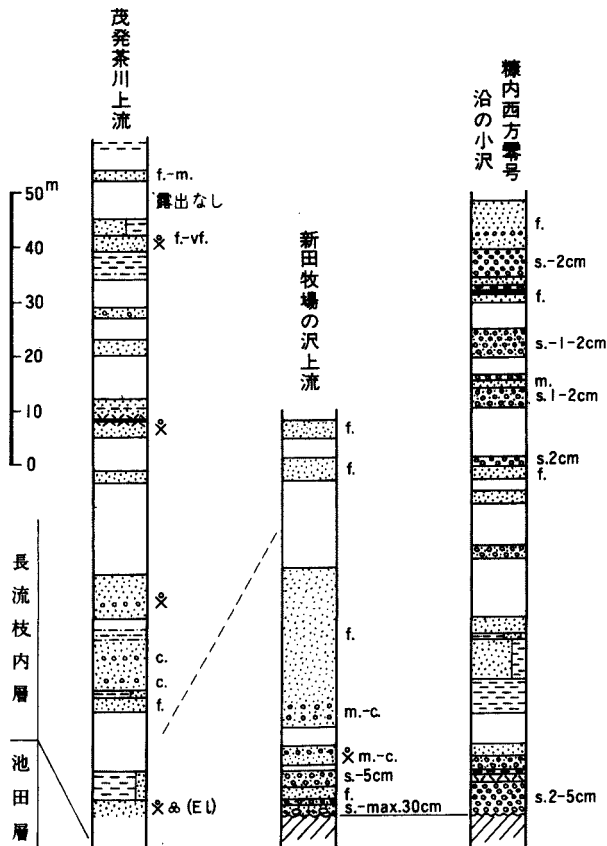
模式地 北隣「十勝池田」図幅地域内の中川郡池田町千代田，千代田堰堤付近からフンベ山にいたる十勝川左岸，本図幅地域では，茂発茶川中流左支沢に模式的岩相が見られる。

分布 猿別川西部地域，幕別台地一円に分布する。

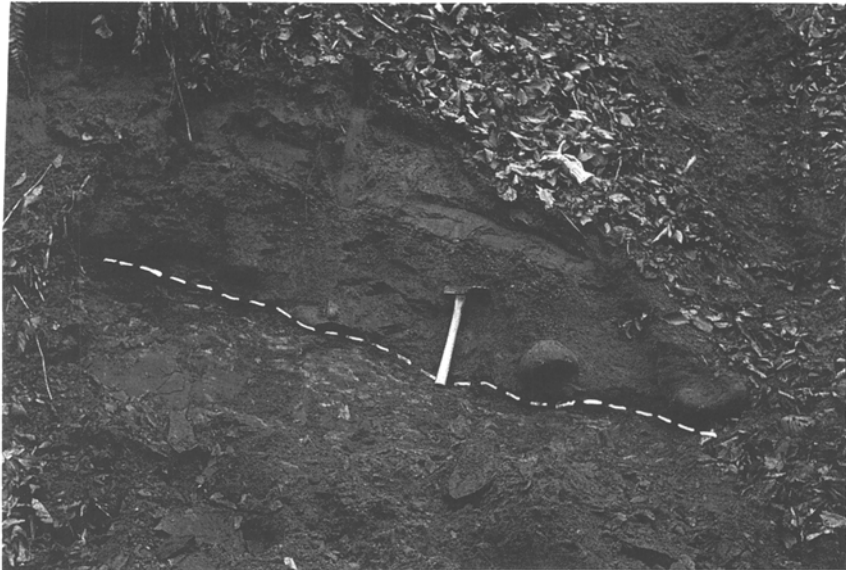
層理 露出が谷筋に限られ，傾斜が緩いため正確な層厚の算出は難しいが，幕別台地で120m+である（第25図）。しかし，本層の堆積盆地の中心部と見られる北西隣「帯広」図幅地域では，400m以上の層厚が推定されている（松井・松沢，1985）。

層序関係 幕別台地では，下位の池田層を不整合に覆っている。猿別川の支沢新田牧場の沢では，第26図に示すように，安山岩の大礫（径約20cm）を伴う本層の基底礫層が，構造的にわずかに斜交する削剝面をもって池田自主部の泥質岩を覆っている。このような現象は，糠内西方約1kmの道踏切りでも認められる。一方，松沢ほか（1978 a）は模式地における本層基底と池田層上部に挟在する *Mytilus bed* 間の層厚変化及び露頭での累重関係についてふれ，東西方向の千代田堰堤 - フンベ山間において東方ほど削剝量が著しく，堆積盆地の東縁部で不整合関係にあることを述べている。

岩相 本層は，巨視的に見て浅海成相に初まり汽水成相を経て淡水成相に終る輪廻層の繰り返しからなる地層で，礫及び砂が卓越する。松井ほか（1970）は，模式地付近において下位から下部砂礫層，中部砂・シルト層，上部砂礫層に大別し，それぞれが一部指交関係にある一連の地層であるとしている。本地



第25図 長流枝内層の地質柱状図
凡例は第18図に同じ



第 26 図 長流枝内層と池田層の不整合関係(新田牧場の沢), 破線のところが不整合面, 不整合面と下位の池田層の層理が少し斜交している

域には、おおむね下部砂礫層と中部砂・シルト層に相当する部分が分布するが、区分が難しいため一括して取り扱った。本地域では柱状図（第 25 図）に示すように、本層分布地域の南東部（おおむね本層の下部に当たる）に砂礫層が卓越し、北西部の茂発茶川流域に砂・シルト層（おおむね本層の中部に当たる）が多い。

砂礫層は、外観が淡灰褐色を呈し良く円磨されたやや平たい細 - 中礫からなる礫層と、暗褐灰色の細 - 中粒砂層からなる。砂礫層は粒度変化に規則性がなく、級化層理を示すことはないが、平行葉理や斜交葉理がよく発達し、固結度が低く軟らかい。礫はホルンフェルス・グレーワック・粘板岩が主で、わずかにミグマタイト・片麻岩類を伴っている（第 16 図）。基底礫層には当縁層に由来するとみられる安山岩の大礫が含まれることがある。また、基質がほとんどなく、礫のみからなるところがしばしば認められる。

砂・シルト層は、暗灰緑色 - 青灰色の陶汰の良い粗粒砂から細粒砂を経て、灰色 - 青灰色シルトに変わる級化成層の繰り返しからなり、級化成層の最上部に亜炭層が発達することがある。また、白色細粒凝灰岩の薄層が挟在する。砂層は細粒砂が卓越し、黒雲母片に富み、平行葉理が発達する。砂層の粗い部分には小規模な斜交葉理がしばしば認められる。また、シルト層に移り変わる付近には、細粒砂層とシルト層との厚さ 2 - 10cm 単位の互層を示す部分があり、平行葉理が良く発達する（第 27 図）。凝灰岩は一般に薄く層厚は 10cm 以下であるが、茂発茶川支沢上流には黒雲母に富む厚さ 35cm の軽石凝灰岩が挟在する。これは岡（1982）によって札内火山灰層と呼ばれ、鍵層として幕別台地一円に追跡されている。亜炭層は輪廻用の上部に主として発達し、厚さ 5 - 20cm のものが多いが、まれに 1m に達するものがある。なお本層については岡によって詳細な堆積学的研究がなされている（岡, 1976 a, b, 1982）。

化石 本層は貝化石を多産するが砂礫層からはほとんど見いだされず、砂・シルト層から普遍的に産する。産状は化石床をなすところがあるが、層理面に対して直立した現地性の産状を示す *Mya japonica* が



第 27 図 平行葉理の良く発達した長流枝内層の砂シルト層（茂発茶川上流）

しばしば認められる。卓越種は、*Peronidia* sp., *Spisula kurikoma*, *Spisula voyi* などで、ほかに *Glycymeris yessoensis*, *Mya japonica* などを産し、ほとんどが寒流系内湾性種によって占められるが、*Umbonium costatum*, *Lucinoma annulata* など暖流系の種も見いだされる（第 9 表）。これらの産出化石には、*Acila gottschei*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Spisula kurikoma*, *Soletellina minoensis* などの絶滅種が含まれ、かつ産出数に占める割合が多く、本層産化石群集の特徴となっている（松沢ほか，1978 a）。

有孔虫化石は、*Elphidium bartletti*, *E. clavatum*, *Cribrroelphidium ezoense* を主とし、*Buccella frigidus*, *Buliminella elegantissima* などを産する。特に滝川 - 本別動物群に特徴的に随伴するといわれる *Cribrroelphidium ezoense* が多産し注目される。

以上のほか、砂・シルト層中には生痕化石が多数認められる。

対比及び時代 本層は前述したように浅海 - 淡水成層からなり、層序上、鮮新世中・後期とされる池田層の上位に発達している。北海道において鮮新 - 更新統が良く発達するのは、石狩低地帯の野幌丘陵で、裏ノ沢層・下野幌層などが知られている。裏ノ沢層上部に挟在する凝灰岩は約 1.5Ma の放射年代を示し、また、下野幌層の貝化石は寒流系の群集で、数種の絶滅種を含み、両層が鮮新世末から更新世前期にわたるものとされている（赤松ほか，1981）。以上のことから、本層と裏ノ沢層・下野幌層とが対比される可能性を示唆している。

第9表 長流枝内層産貝化石

-
- Umbonium costatum* (KIENER)
 * *Umbonium* sp.
 * *Littorina mandchurica* SCHRENCK
 * *Batillaria cumingii* (CROSSE)
 * *Crepidula grandis* MIDDENDORF
 * *Lunatica* cf. *pila* (PILSBRY)
Tectonatica janthostomoides KURODA et HABE
 * *Nucella freycineti* (DESHAYES)
Buccinum middendorffi VERKRUZEN
 * *Neptunea vinosa* DALL
 * *Fulgoraria* sp.
 * *Admete couthonyi* (JAY)
 * *Rectiplanes* sp.
 * *Rhodopetoma erosa* (SCHRENCK)
 * *Obesotoma* sp.
 * *Derjuginella rufofasciata* (SMITH)
Acila gottschei (BOHM)
 * *Yoldia* (*Cnesterium*) *notabilis* YOKOYAMA
 * *Mytilus* sp.
 * *Modiolus* sp.
 * *Glycymeris yessoensis* (SOWERBY)
 * *Crassostrea gigas* (THUNBERG)
 * *Corbicula* sp.
 * *Serripes* sp.
 * *Clinocardium* sp.
 * *Lucinoma annulata* (REEVE)
Felaniella usta (GOULD)
 * *Callithaca* (*Protocallithaca*) *adamsi* (REEVE)
Mercenaria sp.
Pseudamiantis tauyensis (YOKOYAMA)
 * *Liocyma fluctuosa* (GOULD)
Spisula kurikoma (NOMURA)
Spisula voyi (GABB)
Peronidia sp.
 * *Macoma incongura* (v. MARTENS)
Macoma cf. *middendorffi* DALL
Macoma sp.
Soletellina minoensis YOKOYAMA
Nuttallia sp.
Mya japonica (JAY)
Siliqua alta (BRODERIP et SOWERBY)
Solen sp.
 * *Thracia kakumana* (YOKOYAMA)
-

* 十勝池田図幅の長流枝内層から産出
 (松沢ほか, 1978 a による)

本層の地質時代は、挟在する凝灰岩層の放射年代及び層序関係から更新世前期と考える。松井・松沢(1985)は、本層の砂・シルト層に挟在する札内火山灰層の黒雲母のK-Ar年代を $1.5 \pm 0.5\text{Ma}$ 、砂礫層に含まれる黒曜石礫(層準の異なる2試料)のK-Ar年代を $1.8 \pm 0.5\text{Ma} \cdot 2.3 \pm 0.5\text{Ma}$ と報告している。また、KOSHIMIZU(1981)は下位の池田層上部に挟在する千代田凝灰岩層のフィッシュトラック年代を $2.0 \pm 0.1\text{Ma}$ としている。

IV. 4. 5 美川層 (Mi)

地層名 YAMAGUCHI(1982)による。本層は松沢ほか(1978b)によって中里層と命名されたが、鬼塚(1962)が本図幅地域新第三系の下部層に対し、中里層の名称を既に使用していることから、混乱を避けるため美川層と改称された(YAMAGUCHI, 1982)。

本層は大石・渡辺(1932)、根本ほか(1933)によって“帯広層”と呼ばれ、その後橋本(1955)、岡崎(1957)及び三谷(1964)などによって高位面をつくる段丘礫層と考えられたものの一部に当たる。

模式地 中川郡幕別町中里付近、糠内川左岸の崖

分布 本層は、幕別町糠内以南の猿別川右岸の段丘崖や、糠内川両岸の段丘崖に露出する。分布は豊頃丘陵の西側に限られ、猿別川より西方にはほとんど分布していないものと推定されている(松沢ほか, 1978 b)。

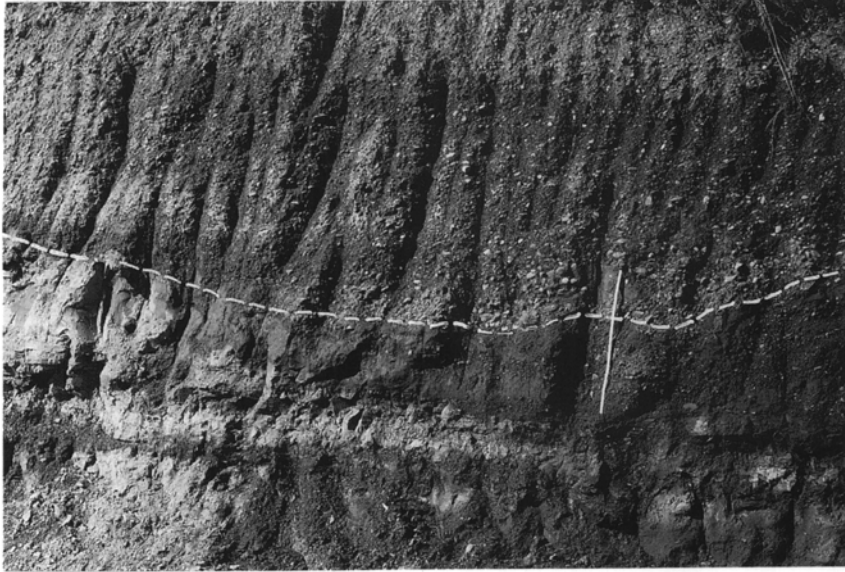
層厚 本層はほぼ水平層で、その基底面高度は糠内付近で標高約70m、分布高度が最も高い更別村勢雄東方の猿別川右岸台地付近で、標高約170mを示している。したがって本層の最大層厚は、100mを超えることはない。

層序関係 本層は糠内川左岸台地で長流枝内層と洪山層を欠いて池田層を直接不整合に覆っている。糠内中学校校庭の切土部分では第28図に示すように、本層の礫層が明らかな削剥面をもって池田層を覆っている。上位には光地園礫層が重なり、その境界が判然としないが、光地園礫層に比べて分級が良く、また、日高帯の変成岩類や花岡岩類の礫が少ないことで区別される。

岩相 固結度の低い礫層を主とし、シルト-砂質シルト層をレンズ状に挟んでいる。模式露頭とした中里小学校の下流約1kmの糠内川左岸では、崖の下部約15mが青灰緑色の鮮やかな色調を示す礫層で、上部5-7mが風化して茶褐色を呈する礫層からなっている。この色調の境は、漸移することなく明瞭であるが、岩相的には差がなく一連の堆積物と見なす。

礫層は、ほとんどが径3-6cmの古期岩類の亜円礫からなり、河岸段丘礫層に比べてやや陶汰が良いが、層理は見られない。礫種は少なく、日高累層群に由来する軟らかい砂岩が約50%、次いでホルンフェルス20%、粘坂岩とグレーワッケが20%、ミグマタイト、片麻岩、第三系シルト岩がそれぞれ3%前後で、日高累層群の軟らかい砂岩を多量に含むことを特徴としている(第16図)。この礫組成は下位の池田層あるいは長流枝内層の礫岩と異なり容易に区別される。礫層の基質は泥質の砂からなりほとんど固結していない。また、本層には厚さ数cmから数10cmの黄褐色シルト-砂質シルト層をレンズ状に挟むことがある。

このような岩相は分布地域全体に共通しているが、礫の大きさが南から北に向かって細粒化する傾向がある。松沢ほか(1978b)は、上述の礫組成・粒径変化の特徴及び分布範囲などから、本層が豊頃丘陵西緑に形成された地構状凹地に、日高山脈南部の急激な上昇に伴って、日高累層群分布域から大量の砂礫が



第 28 図 美川層と池田層の不整合関係(鎌内中学校校庭)。破線のところが不整合面。折尺の長さは 1 m

供給されて形成されたと推定している。

対比及び時代 本層は局地的な陸域の堆積物であるため、他地域との対比や時代決定に関する資料に乏しい。ただ層序上、本層が池田層と更新世中期の光地園礫層との間にあり、また、長流枝内層とも地質構造上及び岩相から、間接的ではあるが、その上位に位置すると考えられることから、更新世前期後半に形成されたと推定する。

V. 第四系

V. 1 中部・上部更新統

中・上部更新統は、台地をつくる扇状地礫層と湿原性堆積物及びそれぞれの地形面に特有な古土壌・ローム・降下火砕堆積物などを伴う各地形面堆積物からなる。それらは下位から光地園礫層・幕別扇状地礫層・大豊面堆積物・共栄面堆積物・上更別面Ⅱ堆積物・上更別面Ⅲ堆積物・ピラオトリ層・上札内Ⅰ礫層・明野面堆積物及び止若面堆積物である。

V. 1. 1 光地園礫層 (K_o)

地層名 十勝団地研究会 (1968) による。本層は大石・渡辺 (1932)、根本ほか (1933) によって“帯広層”と呼ばれたものの一部及び橋本 (1955)、岡崎 (1957)、三谷 (1964) などによって高位面をつくる段丘礫層とされたものから美川層を除いた部分に当たる。

模式地 本図幅地域南方の大樹町営牧場のある光地園台地（南南西方の「上豊似」図幅地域内）。

本層は、“クサリ礫”を特徴とする古期扇状地礫層で、南部十勝で最高位の堆積面とされる光地園面を作り、模式地付近から北方に扇状に広く分布する。本地域はその扇端部に近く、猿別川流域からノヤウシ川北方にかけ、豊頃丘陵の北縁を取り巻くように発達している。ほぼ水平層で一般に明瞭な地層境界で十勝層群以下の各層を不整合に覆う。ただし十勝層群の美川層を覆うところでは、両者の外観が似るため地層境界が分かりにくい。礫種の違いや“クサリ礫”の多いことで区別される。

本地域では駒島 - 勢雄間の道路切通しに好露頭がある。淡褐色 - 茶褐色を呈する未固結の礫層からなり、厚さ数10cmの連続性に乏しい砂質泥層がしばしば挟在する。礫層は淘汰が悪く、亜円礫を主とし、基質が砂泥からなり、“クサリ礫”を含んでいる。礫径は20cm前後から数cmまで雑多であるが、総体的に北方に向かって小さくなる。礫種は猿別川流域では日高山脈南部に由来する粘板岩・グレーワック・ホルンフェルス・ミグマタイト及び花崗岩類からなるが、ノヤウシ川北部では少量の火山岩類を混じえ、本層堆積時に北部十勝からも堆積物が供給されたことを示唆している。いずれも礫は著しく風化し、特にミグマタイト、花崗岩及びホルンフェルスにその傾向が強く“クサリ礫”となっている。

本層は模式地付近で最も厚く90mの層厚を有するが、北方に向かって薄化するとされている（小坂ほか、1978）。本図幅地域では駒島 - 勢雄間の台地付近で30m前後と最も厚いが、ノヤウシ北方台地では15m以下である。

V. 1. 2 幕別扇状地礫層 (Mc)

地層名 十勝団体研究会（1968）による。

模式地 本図幅地域南西方の更別村吏南地区（南西隣「上札内」図幅地域内）北縁の段丘崖。

本層は光地園礫層を浸食して局部的に発達する幕別扇状地をつくる扇状地礫層で、上札内図幅地域内のほぼ中央部に位置する無願の坂付近を扇頂とし、北東方向に扇状に分布している（小坂ほか、1978）。本地域はその扇端部に当たり、猿別川左岸に沿って美川付近から新田牧場の沢付近にかけて局部的に分布し、河岸段丘礫層の性格を有している。模式地付近では光地園礫層の上位に、厚さ60cmの褐色ローム質粘土層を挟んで本層が累重するが、本地域では光地園礫層を完全に浸食し、十勝層群を直接不整合に覆っている。

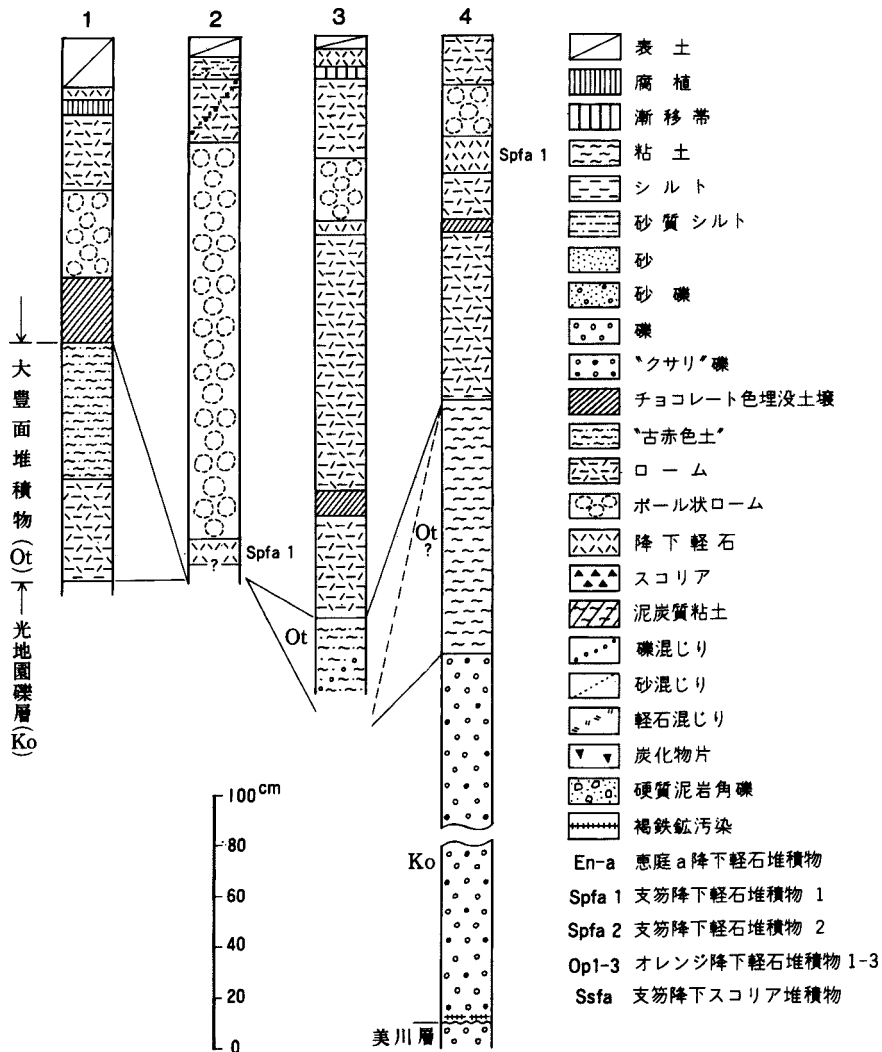
本層は亜角礫 - 亜円礫からなる淘汰の悪い礫層で、光地園礫層に似ているが、基質が泥質 - ローム質であることから区別される。礫径は最大20cmに及ぶが、10cm以下が普通である。グレーワック・粘板岩・ホルンフェルスが多く、ミグマタイト・花崗岩類や“クサリ礫”は光地園礫層に比べて少ない。

本層は模式地付近の山麓で最も厚く、10m余に達するが、扇端に向かって急激に薄化する（小坂ほか、1978）。本図幅地域での層厚は5m以下である。

V. 1. 3 大豊面堆積物 (Ot)

地層名 新称。本堆積物は、大豊面分布地域に見られる赤色土壌からなり、光地園礫層の直上に発達する。松下ほか（1979）の幕別扇状地面堆積物及び小坂ほか（1979）の東戸蔭面堆積物に相当する。

模式地 帯広市似平北東、三角点203m北方道路の切り割り（第29図地点3）。



第29図 大豊面堆積物及び同面における堆積物の地質柱状図（柱状図の凡例は第29図から第37図まで同じ）。図中の1-4の地点は地質図幅参照

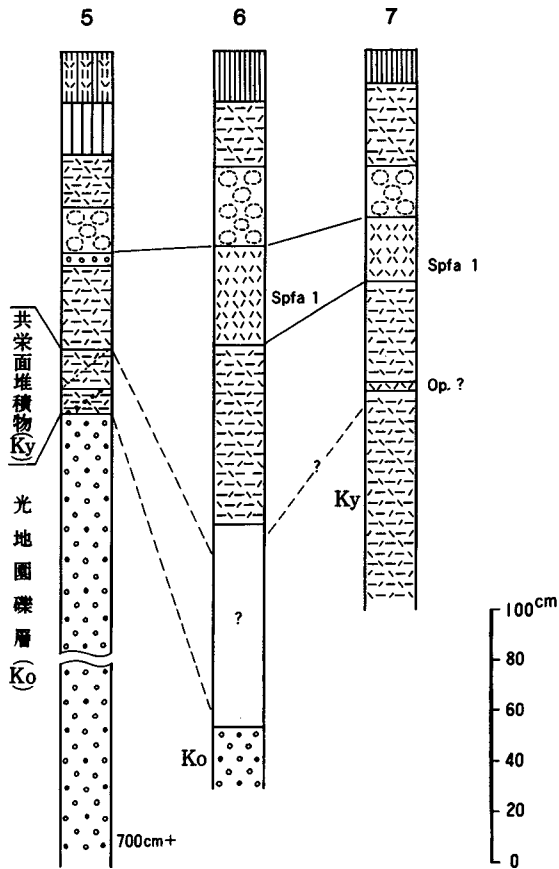
本堆積物が発達する大豊面は、地形の項で述べたように、波状地形を呈し原地形の保存が良くないことから、古赤色土の認められないところもある。

古赤色土は、赤色というよりも赤銅色 (5YR4/8-5/8.)¹¹⁾ を呈し、粘性が強く、層厚は地点3で50cm以上あり、“クサリ礫”を散点的に含んでいる。この赤色土壌は、温暖期における埋没土壌の可能性があると考えられている (北川ほか, 1963)。

V. 1. 4 共栄面堆積物 (Ky)

地層名 小坂ほか (1979) による。本堆積物は、共栄面の発達する地域で、光地園礫層の直上に認めら

11) マンセルシステムの土色帖による。以下同じ。



第30図 共栄面堆積物と同面による堆積物の地質柱状図 (凡例は第29図に同じ)。図中の5-7の地点は地質図幅参照

れる赤褐色ロームに対し定義されたものである。

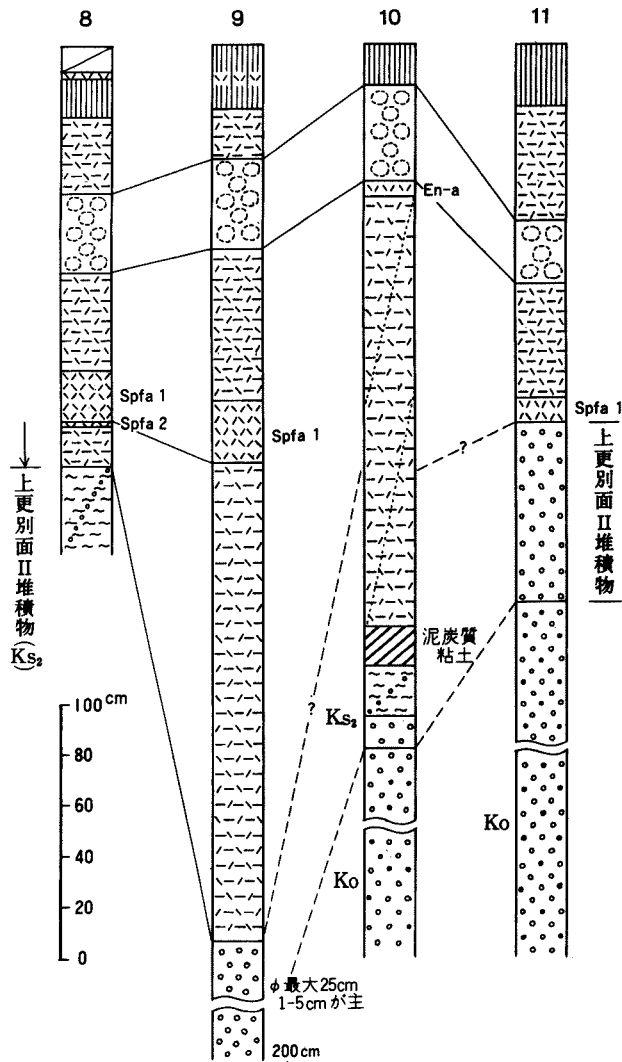
模式地 本図幅地域北方幕別町大豊付近 (「十勝池田」図幅地域内) の共栄面の分布地域。

模式地では光地園礫層の直上に、層厚が約30cmの赤褐色ロームが認められる。本図幅地域では豊頃町礼作別の地点5 (第30図) で、光地園礫層の直上に層厚約30cmの“クサリ礫”を含む赤褐色の砂質ロームが認められる。また、大豊面の分布地域では、古赤色土の上位に赤褐色ロームが漸移的に発達している。ロームは一般に砂質であるが、ところにより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ところがある。

V. 1. 5 上更別西Ⅱ堆積物 (Ks2)

地層名 小坂ほか (1978) による。本堆積物は、上更別面Ⅱの分布地域において、光地園礫層の上位に発達する河岸段丘礫層と赤褐色ロームに対し定義されたものである。小坂ほか (1979) の上伏古面堆積物も同時期とされている。

模式地 猿別川栄橋付近右岸の台地 (糠内南西約4.5km付近)。模式地付近では光地園礫層の上位に河岸段丘礫層のみが認められ、その上位に赤褐色ロームを欠いて、ボール状ロームが直接累重するとされて

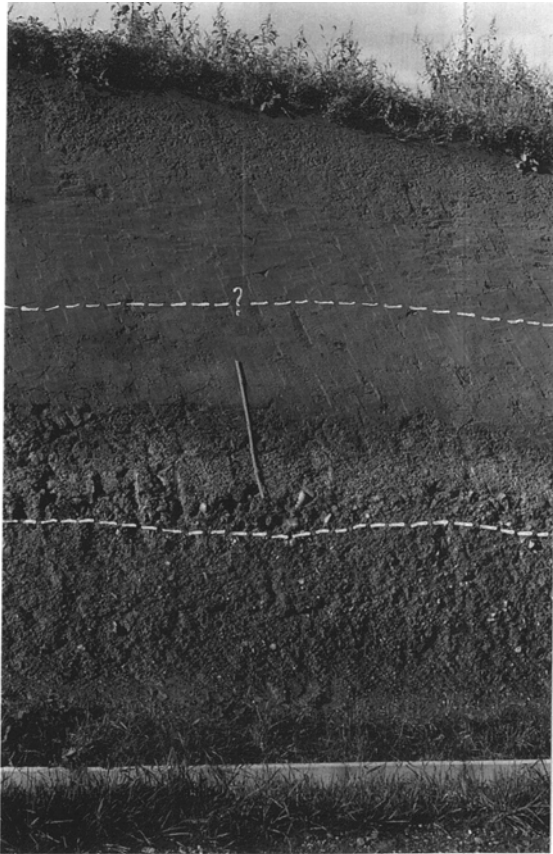


第31図 上更別面II堆積物と同面における堆積物の地質柱状図(凡例は第29図に同じ)。図中の8-11の地点は地質図幅参照

いる(小坂ほか, 1978)。

今回の調査では猿別川左岸台地のほか、糠内川流域の数地点で堆積物が観察された(第31図)。駒島の西北西約3kmの地点11では、光地園礫層の直上に基質が砂で“クサリ礫”を含まない淘状の悪い厚さ約70cmの礫層が発達している。これが上更別面IIの段丘礫層で、ここでは赤褐色ロームがなく、支笏降下軽石堆積物1(Spfa 1)¹²⁾が直接礫層を覆っている。一方、駒島北方の地点10では、光地園礫層の上に淘汰の悪い礫層がわずかに認められ、続いて厚さ約40cmの灰白色含礫粘土層が発達している。更にその上位には厚さ1.8mの赤褐色ローム、恵庭a降下軽石堆積物(En-a)、ボール状ロームが順に累重している(第

12) 以下降下火砕堆積物についてはそれぞれ記号を用いることとする。



第 32 図 上更別面Ⅱ堆積物と光地園礫層(駒
島北方地点 10 の露頭)。地点は地質図
幅参照。折尺の長さは 1 m

31・32 図)。ここでの上更別面Ⅱの堆積物は、淘汰の悪い礫層を基底として灰白色含礫粘土層と、その上位の赤褐色ローム層の一部が相当すると考えられる。このように本堆積物は地域によって相違が見られるが、降下火砕堆積物や古土壌の有無を参考に地形面区分と対比を行い、地質図幅上に図示した。

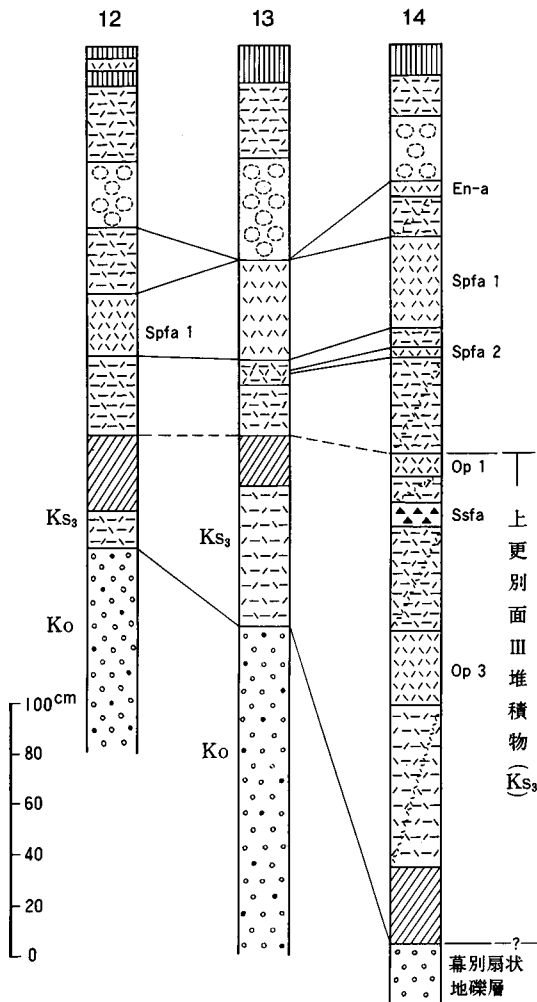
V. 1. 6 上更別面Ⅲ堆積物 (K s 3)

地層名 小坂ほか(1978)による。上更別面Ⅲの発達地域において、光地園礫層の上位に重なる段丘礫層とオレンジ降下軽石堆積物が挟在する褐色ローム層を対象に定義された。

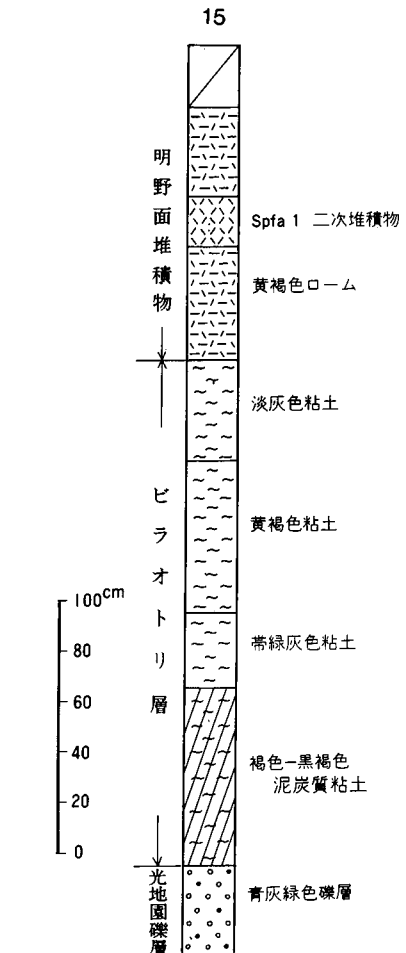
模式地 河西郡更別村勢雄(第33 図地点14)。

本図幅地域では模式地のほか、糠内川右岸中里付近や勢雄南東などに局地的に分布している。

模式地では、最下位に“クサリ礫”をわずかに含む厚さ 40cm + の幕別扇状地礫層があり、その上位に厚さ約 230cm の本堆積物が認められる。本堆積物は粘性に乏しい軽石混じりの褐色ロームから主としてなり、下部に厚さ約 30cm のチョコレート色埋没土壌が発達する。また、ローム層中には下位からオレンジ降下軽石堆積物 3 (Op-3)、支笏後降下スコリア堆積物 (Ssfa) 及びオレンジ降下軽石堆積物 (Op-1) などの降下火砕堆積物が挟在する。しかし、これらの降下火砕堆積物は周氷河現象等による移動擾乱が著し



第33図 上更別面III堆積物と同面にある堆積物の地質柱状図 (凡例は第29図に同じ). 図中の12-14の地点は地質図幅参照



第34図 ビラオトリ層の地質柱状図 (駒島北東約600mの道路切り割り, 地点15). (凡例は第29図に同じ). 地点15は地質図幅参照

く、全部がそろって見いだされることは極めて少ない。

なお、SsfaとOp-1の間にはOp-2と呼ばれる軽石層が挟在するが、層厚が薄く連続性に乏しいため本地域では見いだされなかった。

V. 1.7 ビラオトリ層 (Bi)

地層名 橋本・武田 (1960) による。

模式地 広尾郡広尾町、楽古川^{らっこ}下流右岸、ビラオトリ川との合流点付近 (本図幅地域の南方「広尾」図幅地域内)。



第 35 図 ビラオトリ層の露頭(駒島北東約 600 m の道路の切り割り, 地点 15). 明色の部分と直下の泥炭質粘土(黒色のところ)約 2 m がビラオトリ層

ビラオトリ層は、段丘礫層の下位に発達し、未固結の砂・粘土の互層からなり、泥炭や凝灰質砂が挟在する下部洪積世の堆積物とされていた(橋本・武田, 1960)。その後十勝団体研究会によって、これに類似した堆積物が南部十勝の日高山脈山麓や豊頃丘陵縁辺部の各所から見いだされ、これらが拓北面(本地域の上更別面Ⅲに相当)を浸食して形成された局地的凹所に堆積した湿原堆積物であることが、地形・層序関係、花粉化石の検討、¹⁴C年代資料等から明らかにされた(松井ほか, 1973; 松井ほか, 1978b)。

本図幅地域でビラオトリ層に類似する堆積物は、駒島北北東の糠内川右岸約 2km 間に点在して分布する。模式的岩相は、駒島 - 大川間の道路切り割り(第 34 図地点 15)で認められた。地層対比の積極的資料は得られないが、地形及び層序関係からビラオトリ層として取り扱った。

露頭は高さ約 3.5m の切り割りで、最下部 35cm + が光地園礫層である。その上位約 2m がビラオトリ層で、更に 1m 余の明野面堆積物が重なっている(第 34・35 図)。灰緑色、黄褐色あるいは淡灰色を呈する均質な粘土からなり、最下部に厚さ約 65cm の黒褐色泥炭質粘土が発達する。模式地では泥炭層に降下火砕堆積物(Op-1, Op-3, Ssfa など)が挟在されるが、ここでは認められなかった。

ビラオトリ層の地質時代は、忠類図幅地域内でナウマン象化石を産出したホロカヤントウ層に対比されることから、リス・ウルム間氷期から W I 亜氷期を経て、W II 氷期にわたるものと考えられている(松井ほか, 1978 b)。

V. 1. 8 上札内 I 礫層

地層名 十勝団体研究会(1972)による。上札内 I 面(明野面に相当)を構成する礫層に対し定義された。

模式地 中川郡幕別町依田，札内川下流右岸旧広尾線依田駅付近の砂利取り場（北西隣「帯広」図幅地域内）。

本図幅地域では猿別川下流右岸の明野面，同上流左岸の明野面・止若面発達地域に分布する。光地園礫層あるいは幕別扇状地礫層を欠き，牛首別川層群や十勝層群を直接不整合に覆っている。

本層は，比較的粒径のそろった亜円礫で構成され，“クサリ礫”が少なく，基質が粗・細粒砂からなり，光地園礫層に比べ脆弱である。礫組成はグレーワッケが大半を占め，更にホルンフェルス・花崗岩類等の日高山脈起源の礫からなっている。本図幅地域での層厚は5m以下である。

上札内 I 礫層は，その上位に Spfa 2 及び 1 をのせるが，Op - 1 は認められない。したがって本層の形成は，Op - 1 の降下後，Spfa 2 の降下以前の比較的短期間に限られ，南部十勝に分布する忠類礫層の一部に対比されている（小坂ほか，1978）。

V. 1. 9 明野面堆積物（Ak）

地層名 小坂ほか（1978）を再定義。小坂ほか（1978）は，明野面を構成する堆積物を明野面堆積物と定義し，主として礫層からなるとしている。しかし，明野面は Spfa 1, 2 を載せる最も新しい地形面で，上札内 I 面に対比される（小坂ほか，1978）。したがって本報告では，上札内 I 礫層の上に重なる Spfa 1, 2 を挟むローム層に，牛首別川流域に発達する明野面相当の河岸段丘面をつくる河岸段丘礫層を加え明野面堆積物を再定義する¹³⁾。

模式地 幕別町糠内。糠内から下ノヤウシに至る道路の切通し（第36図，地点18）。

本堆積物は Spfa 1, 2 を挟む褐色ローム層と Spfa 1 を母材とする古砂丘堆積物及び局地的な河岸段丘堆積物からなる（第36図）。模式地の地点18では，光地園礫層の上位に礫混じりの灰白色粘土質シルトと Spfa 1, 2 を挟む褐色ローム層からなる本堆積物が認められる。猿別川流域の地点19では，褐色ローム層の下位の粘土質シルト層がなく，厚さ45cmの Spfa 1 を挟む2.5mの褐色ローム層が発達する。また，牛首別川流域の地点17では，Spfa 1 を挟むローム層と，その下位に硬質泥岩の角礫を特徴とする厚さ2m前後の河岸段丘礫層が発達する。なお本図幅地域では，ローム層中に Spfa 2 が確認できる場所は少ないが，これは Spfa 2 の層厚が10cm以下で薄く，かつ周氷河現象による擾乱が著しいためと思われる。

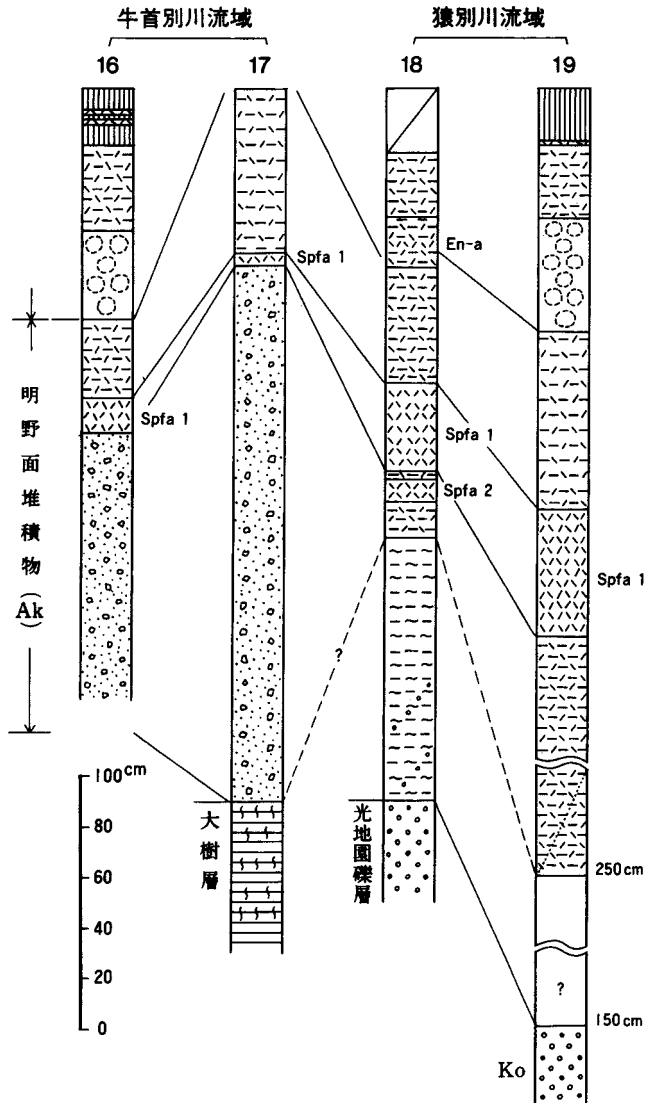
V. 1. 10 止若面堆積物（Ym）

地層名 小坂ほか（1978）による。止若面を構成する堆積物に対し定義され，河岸段丘礫層とその上位の En-a を挟むローム層からなっている。

模式地 中川郡幕別町南勢付近，猿別川左岸の段丘崖（第37図，地点21）。本地域では猿別川河岸に主として分布するほか，糠内川河岸や牛首別川河岸にもわずかに認められる。

地点21では，新第三系の大樹層の上位に厚さ約4mの止若面堆積物が見られる。下位から順に，礫層，褐色の砂質泥，En - a 降下軽石，褐色砂質ローム，褐色ボール状ローム，褐色ソフトローム，漸移層，腐植層が累重している。このうち本堆積物は，礫層からボール状ロームまでで，ソフトロームから上位は後止

13) 牛首別川流域の河岸段丘礫層は，地形面堆積物の定義からこれに含めることに問題がある。むしろ上札内 I 礫層に当たると考えられるが，上札内 I 礫層が一部扇状地礫層の性格を有し，かつ分布地域が特定される（小坂ほか，1978）ことからこれを区別し，本報告では明野面堆積物として取り扱った。



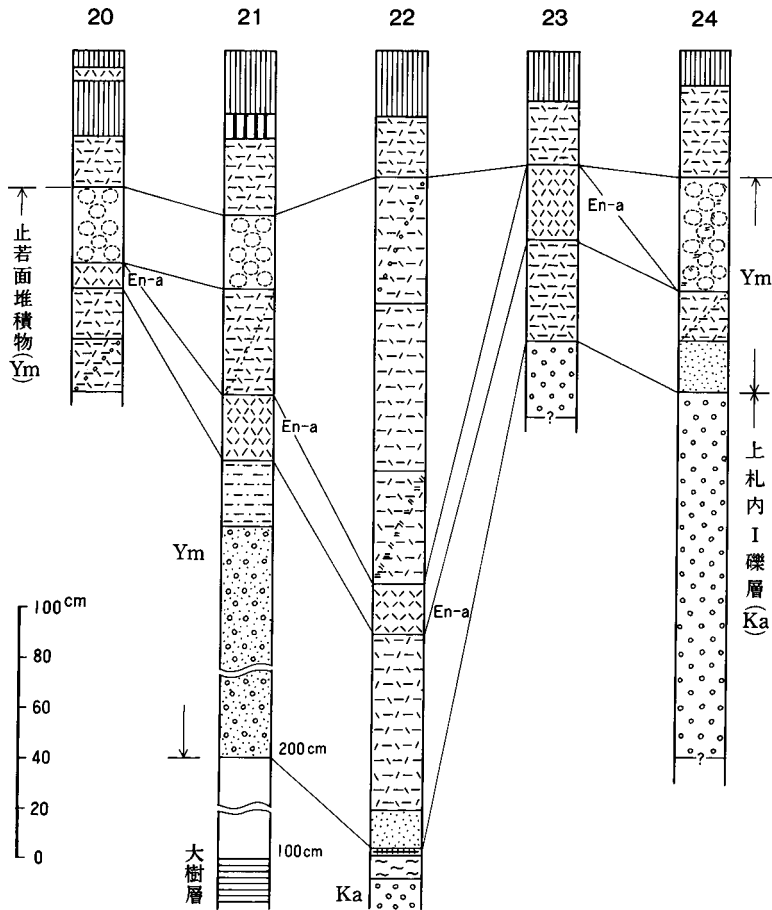
第 36 図 明野面堆積物及び同面にのる堆積物の地質柱状図 (凡例は第 29 図に同じ)。図中の 16-19 の地点は地質図幅参照

若面堆積物である。様層は淘汰が悪く雑然としており、基質が砂泥からなっている。

止若面堆積物は、En-a を伴う最も新しい堆積物であることから、その形成は更新世末と考える。止若面堆積物は、本図幅地域では層厚が 5m 以下である。

V. 2 完新統

完新統は、En-a 堆積後形成された後止若面堆積物、崖錐堆積物、湿原堆積物及び現河川の氾濫原堆積物



第 37 図 止若面堆積物と同面にある堆積物の地質柱状図 (凡例は第 29 図に同じ)。図中の 20-24 の地点は地質図幅参照

からなる。

V. 2. 1 後止若面堆積物 (新称)

後止若面を構成する新鮮な礫層と、その上位にのるソフトローム (欠如するところもある)。腐食層を後止若面堆積物とする。十勝団地研究会 (1968) の上札内 II B 面堆積物及び小坂ほか (1978) の中札内面堆積物を併せたものに当たる。本報告では航空写真判読によって認識した部分が多く、堆積物の把握が十分でないことから両者を併せ、後止若面堆積物として取り扱った。

猿別川流域に主として分布するほか、牛首別川流域やノヤウシ川流域にもわずかに認められる。一般に 2.5m 前後の層厚を有し、主として礫層からなっている。礫層の上位には、ソフトローム・腐食層あるいはソフトロームを欠いて直接腐食層が堆積している。礫層は淘汰が悪く、河川流域の地質を反映した亜円礫からなっている。したがって猿別川流域では、美川層、光地園礫層、上札内 I 礫層から洗い出された礫で占められるが、牛首別川流域では、生花苗層の硬質泥岩礫が多い。ソフトロームは暗褐色砂質で、粘性に

乏しく軟らかい。小坂ほか（1978）によると、帯広図幅地域内の上札内 II b 面堆積物のソフトロームの上位に、樽前 d 降下火砕堆積物（Ta-d）が知られている。Ta-d の¹⁴C年代は、8,940 ± 160y B. P. と報告されている（佐藤，1971）。したがって、後止若面堆積物は、更新世末期から完新世の間に形成されたものである。

V. 2. 2 崖錐堆積物（t）

崖錐堆積物は、地形的に山地から平坦地に移行する山麓級斜面に分布する。本地域ではその顕著なものが、アイヌ沢上流三角点 331.2m の西側山麓に見られる。十勝忠類層群当縁層の火山噴出岩の岩塊を主とする堆積物からなっている。

V. 2. 3 湿原堆積物（p）

湿原堆積物は、十勝川及び牛首別川下流の沖積低地にやや広く発達するほか、猿別川、茂発茶川、久保川流域などにもわずかに認められる。飯塚・瀬尾（1966）によると、これらはいずれも、低位泥炭地に属し、ヨシ・スゲを主材とし、ハンノキ・スギナを伴う泥炭からなっている。分布範囲の広い十勝川流域・牛首別川下流域では、1.7m 以上の層厚が確認されている。また、表層から深度 10-30cm のところには、雌阿寒岳火山灰 a 層（1cm）と樽前火山灰 b 層（1cm）が挟在している。

V. 2. 4 氾濫原堆積物（a）

十勝川・猿別川・牛首別川など主要河川の沖積低地には、現河川により運搬された砂礫や砂泥が厚く堆積している。堆積物は河川流域の地質を反映し、猿別川流域では古期扇状地礫層や河岸段丘礫層から洗いだされた砂礫が卓越する。一方、牛首別川や湧洞川では、流域の地質構成が大部分泥質岩類からなるため、硬質泥岩礫を含む砂泥が顕著である。堆積物の厚さは、地盤調査ボーリングの資料によると、牛首別川の本流部で 10m 前後、特に下流部では 15m を超え最も厚い。これに対し、猿別川流域は全般的に薄く 5m 以下である（山口・横田，1974）。

V. 3 降下火砕堆積物

本図幅地域を含む十勝平野には、更新世中期から完新世にわたって活動した、石狩低地帯の西側の支笏火山や恵庭岳・樽前山及び十勝平野の北方の十勝岳などから飛来した数多くの降下火砕堆積物が堆積している。これらの降下火砕堆積物は、十勝団体研究会（1968，1972）や春日井ほか（1968，1978）の調査・研究により、その分布や噴出源、更に地形面や段丘・扇状地堆積物との層序関係などが明らかにされてきた。これらの降下火砕堆積物のうち、本図幅地域に見いだされる主なものは、下位から Op-3・Ssfa・Op-1・Spfa 1 及び En-a などである。これらの降下火砕堆積物と地形面との層序関係については前に述べたので、ここでは各降下火砕堆積物の特徴について述べることにする。なお降下火砕堆積物は本地質図幅上には地形面堆積物に含め個々には表現せず各地形面堆積物の地質柱状図に示した。

オレンジ降下軽石堆積物（Op-3） はかつてオレンジ降下軽石堆積物（Op）と呼ばれていた（十勝団体研

研究会, 1968) が, その後の調査によって, 南部十勝にはオレンジ色を呈する降下軽石堆積物が3層見いだされた。それらのうち最下位のもを, 十勝団体研究会 (1972) は, オレンジ降下軽石堆積物3 (Op-3) と呼称した。

Op-3 は, 3層のうちで最も鮮明なオレンジ色 (7. 5YR6/8) を示し, 丸味を帯びた軽石を特徴とし, 最大粒径は4mm以上に達する。Op-3 に含まれる有色鉱物は, 斜方輝石が多く, 角閃石・黒雲母を全く含まない。無色鉱物はOp-3の下半部に多く, 大部分が斜長石である。ガラス片は繊維状ないし塊状で気泡の著しく小さい多孔質型のものや, 平行な条線の認められる短柱状のものが見られる (春日井ほか, 1978)。最大層厚は35cmである。

Op-3の地質時代については, 大樹町ホロカヤントウ沼(「忠類」図幅地域内)付近の海食崖で, 同層のやや上位の層準に位置する泥炭層から $43,000 \pm \begin{matrix} 4,300 \\ 2,700 \end{matrix}$ y. B. P. の¹⁴C年代が報告され, Op-3噴出年代の上限が示された(十勝団体研究会, 1973)。また, Op-3の鉱物組成の特徴, 斜方輝石の屈折率及び火山ガラスの形態などから, 石狩低地帯南部に分布する鶴川降下軽石堆積物3 (Mpfa-3)に対比された(春日井ほか, 1978, 1980)。更にMpfa-3は, 岩質の特徴からクッタラ火山の火砕堆積物Kt-i降下軽石堆積物に対比され, 噴出源がKt-i同様にクッタラ火山とされている(春日井ほか, 1984)。なおKt-iに含まれる炭化樹幹(化石林)から $54,600 \pm \begin{matrix} 6,400 \\ 1,100 \end{matrix}$ y. B. P. の¹⁴C年代が報告されている(胆振団体研究会, 1987)。

支笏スコリア堆積物 (Ssfa) は, 初め黒色火山砂と呼ばれていた(十勝団体研究会, 1968)が, その後春日井ほか(1978)により石狩低地帯周辺に分布する支笏スコリア堆積物(Ssfa)とされているものの東縁部に当たることが明らかにされた。Ssfaは暗褐-黒褐色のスコリアからなり, 粒径は0.5mm以下が普通で, まれに1mmを超えるものがある。Ssfaの鉱物組成は, 斜方輝石・単斜輝石と不透明鉱物が主で, 例外なく少量のかんらん石が含まれるほか, 角閃石・石英がわずかに見いだされる。最大層厚は南部十勝で15cmに達するところがあるが, 普通5cm以下で薄い(春日井ほか, 1978)。

オレンジ降下軽石堆積物1 (Op-1) は, Op-3と同様にかつてオレンジ降下軽石堆積物(Op)と一括されていた(十勝団体研究会, 1968)が, その後の調査によってOpがOp-3, Op-2, Op-1の3層に分かれることが明らかにされ, 最上位の軽石層がOp-1とされた(十勝団体研究会, 1972)。Op-1は, Op-3と肉眼的に差異が少ないが, 色調がやや淡く(7. 5YR7/8), 有色鉱物が多くなる傾向がある。粒径は3mm以下でOp-3よりやや細粒である。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, 不透明鉱物が多いのも特徴の一つである。また, まれに石英を伴うことがある。軽石は, 気泡の小さい多孔質型ないし中間型のガラスからなり, 塊状のものと繊維状のものがある(春日井ほか, 1978)。層厚は本地域で10cm前後であるが, 最大25cmに達する。

Op-1は, 層相と鉱物組成の多様性及びその上半部に角閃石が多いという特徴から, 支笏降下軽石堆積物のSpfa5から3に至る一連の軽石層の東縁部に当たるとされている(春日井ほか, 1978)。

支笏降下軽石堆積物1 (Spfa 1) は, 小笠原(1941)が「エリモ火山砂」と呼び, 貝塚(1956)によって地形面区分の有効な示準層であることが指摘され, その後, 勝井(1959)により, 噴出源と分布が明らかにされた。

野外での特徴は, 灰橙-明橙褐色で「オガクス」状の軽石粒を主とする。軽石の粒径は最大2mmである。軽石は扁平ないし多孔質型の柱状, 繊維状のガラスの集合からなり, 気泡や気管の発達が著しい。鉱

物粒は少なく、少量の斜長石・斜方輝石・単斜輝石と微量の石英と角閃石を伴っている（春日井ほか、1978）。Spfa 1 に含まれる炭化木片から、 $32,200 \pm \frac{4,700}{3,100}$ y. B. P.（石狩低地帯研究会、1965）及び $32,200 \pm 2,000$ y. B. P.（佐藤、1969）の¹⁴C年代が報告されている。

恵庭 a 降下軽石堆積物（En-a）は、貝塚（1956）によって帯広火山砂と呼ばれていたが、その後、春日井（1968）によって恵庭 a 降下軽石堆積物であることが明らかにされた。

En-a は淡黄褐色を呈するが、乾くと白っぽく見える。有色鉱物が多いため“ゴマ塩”状を呈し、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、やや風化が進むと丸味を帯びる。最大粒径は3mmで、中央粒径は0.5mmである。また、有色鉱物に角閃石が全く見られないのもEn-aの特徴の一つである（春日井ほか、1978）。

En-aの噴出年代は、 $15,000 \pm 400$ y. B. P.（柏原、1970）と $13,000 \pm 1,200$ y. B. P.（藤山・田沼、1972）の¹⁴C年代資料から、その間の更新世後期末であろうと考えられている（松沢・小坂、1972；藤山・田沼、1972；十勝団体研究会、1972）。

V. 4 古砂丘堆積物（S）

本図幅地域を含む南部十勝平野には、更新世後期のSpfa 1及びEn-aを母材とする古砂丘群が発達し、その分布、形成機構、内部構造及び形成年代等について詳細な研究がなされている（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）。

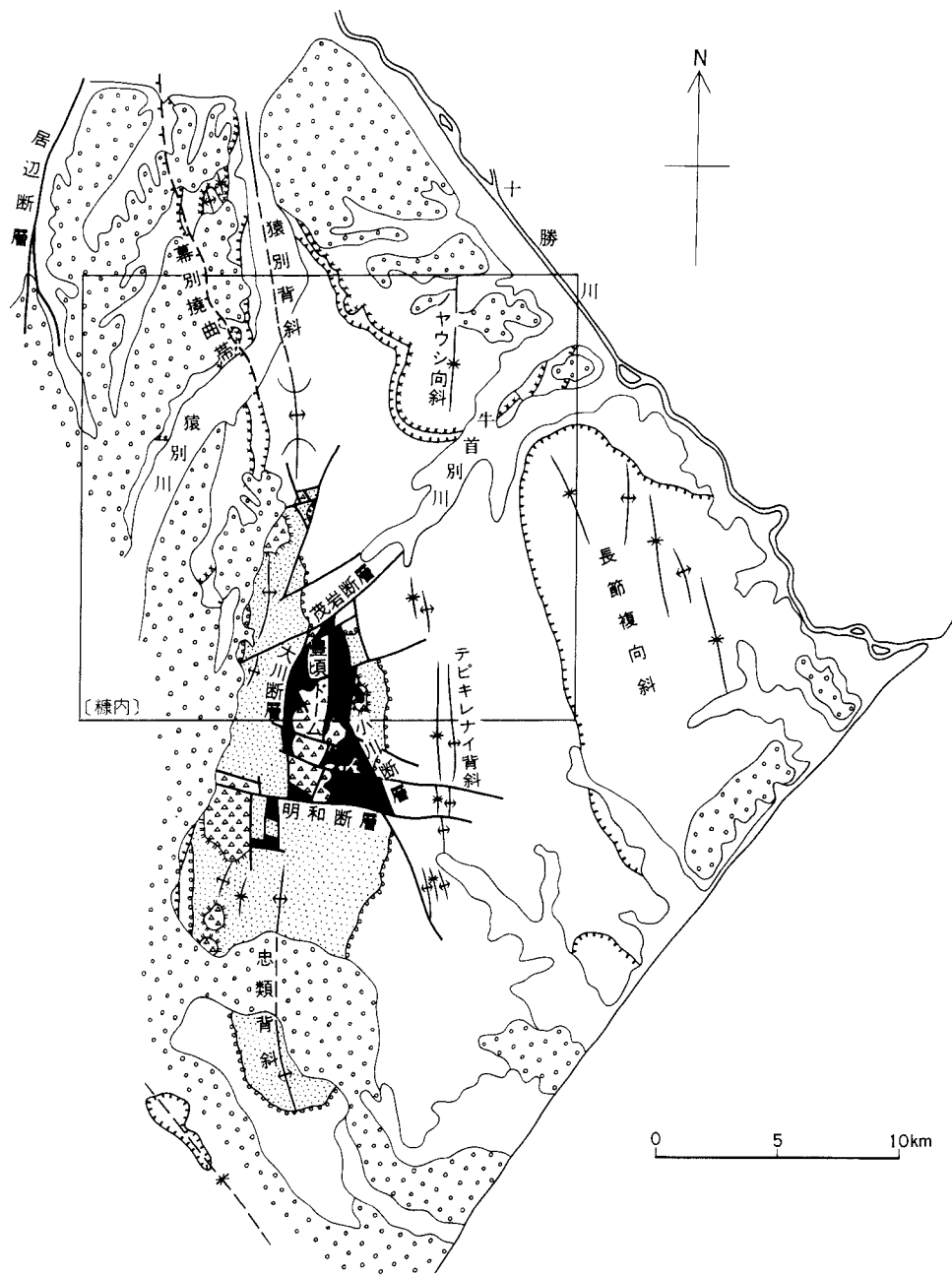
本図幅地域には、Spfa1を母材とする古砂丘が、帯広市似平付近の上更別面Ⅱ及びⅢの発達地域にわずかに認められる。

古砂丘は、粒径が0.5mm前後の良く淘汰された軽石からなり、一般に長軸が150-300m、幅50-200m、高さが5m以下である。古砂丘は、緩傾斜を示す葉理が発達することから、一次堆積のSpfa 1とは容易に区別される。また、完全な砂丘断面を見ると2度にわたる休止期が認められ、ローム層が挟在する。それらには各々炭化物が含まれ、 $28,750 \pm 1,840$ y. B. P.、 $25,290 \pm 2,080$ y. B. P.、 $23,500 \pm 800$ y. B. P. の¹⁴C年代が得られている（藤山・田沼、1972；帯広市教育委員会、1978；藤山ほか、1978）。更にSpfa 1古砂丘の上位にEn-a古砂丘が重なる複合古砂丘も知られている（木村ほか、1970）。

以上の¹⁴C年代資料、層序関係及びSpfa1の噴出年代から、Spfa1古砂丘の形成は、 $32,000 \pm 2,000$ y. B. P. から $23,500 \pm 800$ y. B. P. に至る間に、少なくとも2回のやや温暖-冷涼な時期を挟む寒冷期に行われたものと推定されている（木村ほか、1978）。

VI. 地 質 構 造

本図幅地域を含む豊頃丘陵の地質構造は、先新第三紀基盤の豊頃層を核とするドーム構造（豊頃ドーム）と、これを切る2系統の断層及び更新世中期以降に活動したと見られる活断層によって特徴づけられる（第38図）。



- | | | | |
|------------|-----------|--------|-----|
| 扇状地及び段丘堆積物 | 糠内層の基底 | 十勝忠類層群 | 向斜軸 |
| 長流枝内層の基底 | 牛首別川層群の基底 | 豊頃層 | 断層 |
| 池田層の基底 | 大川層 | 背斜軸 | 撓曲 |

第 38 図 糠内図幅地域及び周辺地域の地質構造図(YAMAGUCHI, 1982 を一部修正)

VI. 1 新第三系及び下部更新統の地質構造

VI. 1. 1 褶曲

本図幅地域の褶曲構造は、ほぼ中央部を南北方向に延びる豊頃ドームに支配されている。

豊頃ドームは、中央部に地塊化した新第三系基盤の豊頃層が、地塁状をなして分布するため、ドーム中央部の構造がより複雑となっている。褶曲の主軸が不連続で、軸の延長が短い短波長の背斜・向斜が雁行状に配列し、複背斜構造をなしている。しかし、ドーム構造の中心部から北方及び南方へ離れると、単調な褶曲構造となっている。本図幅地域における褶曲構造の主なものは、猿別背斜、テピキレナイ背斜及びノヤウシ向斜である。

これらの褶曲構造は、牛首別川層群及び十勝層群各層の層序関係、層相の特徴、層厚の側方変化などから、牛首別川層群生花苗層の堆積末期から十勝層群の形成期にわたって断続的に活動し形成されたものである。

猿別背斜は、豊頃ドームの主軸に当たるもので、背斜北部に小さなドーム状構造を伴うが、全体として軸は北方に沈下している。両翼の傾斜は、東翼が $5-15^{\circ}$ 、西翼では $15-35^{\circ}$ で、東緩西急の非対称・褶曲をなしている。

テピキレナイ背斜は、豊頃ドームの基盤地塊と長節複向斜（第38図）の間に位置し、軸延長が約10kmで、南北に本図幅地域から南隣「忠類」図幅地域に延びている。両翼の傾斜は、東翼で $20-30^{\circ}$ 、西翼が $40-60^{\circ}$ で、猿別背斜同様東緩西急の非対称褶曲である。なお、これの西側には向斜構造が並走している。これらの褶曲構造の特徴は、釧路炭田西部の主要褶曲構造にもみられ、褶曲形成の応力が東方から西方に向かって働いたことを示唆している。

ノヤウシ向斜は、猿別背斜と長節複向斜の間に位置し、北に開いた半盆状構造で、 5° 以下の傾斜を示す緩やかな褶曲構造である。

VI. 1. 2 断層

断層は、豊頃ドームの長軸に平行する南北系と、これに直交又は斜交する東西系の2系統がある。南北系の断層は、常呂帯の延長に並行し、基盤の分布を規制した重要な断層で、大川断層と小川断層が主要なものである。

大川断層は、豊頃層の西縁を画し、その北方延長は茂岩断層に、また、南方延長は明和断層（「忠類」図幅地域内）に切られている。断層面は西落ちで直立に近く、破碎帯の幅が狭く、断層付近の地層の擾乱も少ない。

小川断層は、豊頃層の東縁を画し、北方延長が茂岩断層に切られるが、南方延長では落差を減じ、牛首別川層群分布地域では明らかでない。この断層は大川層とは逆センスの東落ちの正断層で、両断層に挟まれた基盤（豊頃層）が地塁状に上昇したことを示している。本断層も断層周辺の地層の擾乱は少ない。東西系の断層は、東北東 - 西南西方向で南北系断層を切る胴切断層の性格を有し、主なものに茂岩断層がある。

茂岩断層は豊頃ドームのほぼ中央部を斜めに切る北落ちの断層で、南側ブロックの相対的上昇をうながした重要な断層である。断層面の確認はできないが、断層線の推定される位置に、山崩れや鞍部地形が認められ、また牛首別川下流右岸の楔状の特異な残丘地形から、その実在は確実といえる。本断層は松井ほか(1978d)によって十勝中央構造帯と呼ばれたものに相当し、活断層の性格を有するとされている。

VI. 2 活 構 造

本図幅地域を含む豊頃丘陵の西縁には、北北東-南南西方向から南北方向で、やや西方へ緩く張り出した活断層群が知られている(活断層研究会編, 1980)。これらは中新世末以降顕在化した十勝構造盆地の形成と密接に関係するとされている(松井ほか, 1978 d; 松井・松沢, 1985)。本図幅地域において、この造構運動と深い係わりがあると考えられる構造は、幕別撓曲帯(松井・松沢, 1985)である。

幕別撓曲帯は、猿別背斜西翼の一部で、北隣十勝池田図幅地域内の稲士別川下流から本図幅地域糠内東方にかけて北北西-南南東方向に延長し、幅500m前後で西方へ40-60°の急傾斜帯を形成している。猿別背斜西翼の一般傾斜は20-40°を示すが、撓曲帯で急傾斜となり、更に西方へ離れると急に水平に近くなる。この撓曲帯に沿っては十勝層群の糠内層から長流枝内層が分布しているので、この構造運動が第四紀以降にも進行したことを示している。松井・松沢(1985)はこれを幕別撓曲帯と呼び、池田層及び長流枝内層の岩相の側方変化と堆積構造の特徴などから幕別撓曲帯の形成が、池田層堆積の最末期から長流枝内層の堆積初期に急激に進行した撓曲帯東方の上昇運動によるものであると述べている。更に光地園礫層の基低面高度の検討を行い、この造構運動が光地園礫層の堆積後にも継続し、現在まで引き続いているとしている。

VII. 応 用 地 質

本図幅地域において応用地質の対象となる主な事項は、骨材資源と地すべりである。

VII. 1 骨材資源

本図幅地域の骨材資源は、大きく分けて糠内層、池田層及び美川層の礫岩・礫層を対象とする“山砂利”と、現河床の川砂利とがある。比較的大きな規模で利用されているのは“山砂利”で、幕別町中里付近の美川層の礫層と、豊頃町下ノヤウシ付近の糠内層・池田層の礫岩が採掘されていた。一万、“川砂利”は猿別川流域で採取されているが、河川保護との関係から規模が小さい。なお採掘量は、時の経済動向に左右されやすく、安定していない。

VII. 2 地 す べ り

本図幅地域の地すべりは、地質構成と深い係わりがあり、泥質岩を主とする新第三系の大川層及び牛首



第 39 図 大川層分布域に見られる地すべり現象。駒島-茂岩間の道路が地這りによって滑動するため、地すべり防止対策がほどこされている（駒島北東 2.5 km 付近）

別川層群生花苗層の分布地域で多く発生している。

顕著な地すべりは、幕別町駒島から豊頃町大川に通ずる道路の峠付近において認められる（第 39 図）。この地域には大川層の泥岩層が分布し、隼内越えの沢左岸の斜面が谷底に向かって地すべり地形を呈している。道路の開削時に滑動が著しく、地すべり対策が施されている。泥岩層は、軟らかい泥岩を主とする細粒砂岩との互層で、崩れやすく、ことに水を含むと粘土状になりやすい。地すべりの発生は、基本的にはこのような岩質に起因するが、地質構造とも関係している。すなわち、この地すべり地帯には、北東-南西方向に走る茂岩断層がある。この茂岩断層は、松井ほか（1978 d）によって提唱された十勝中央構造帯に含まれる。十勝中央構造帯は、既に述べたように十勝構造盆地の形成発達に深く係わり、鮮新世以降現在に至るまで運動が継続している活構造帯とされ（松井ほか、1978 d）、地すべり発生との関係があるものと考えている。

文献

- 赤松守雄・山田悟朗・北川芳男・矢野牧夫（1981）野幌丘陵とその周辺の自然と歴史－野幌丘陵の地質と古生物の変遷。北海道開拓記念館研究報告，no.6，p.17 - 24.
- 秋葉文雄・一ノ関鉄朗（1983）北海道における新第三系の微化石層序と年代層序－特に釧路炭田南西部地域を例として－。石油技術協会誌，Vol.48，p.49 - 61.
- 荒牧繁雄・原村 寛（1966）火山ガラスの加水に伴う Na_2O の溶脱。地質学雑誌，vol.72，p.69 - 73.
- BAMBA, T, (1974) A series of magmatism related to the formation of spilite, in AMSTUTZ, G. C., ed.,

- Spilites and spililict rocks, Springer-Verlag, Berlin, p.83 - 112.
- BENCE, A. E. and ALBEE (1968) Empoitical correction factors for the electron microzmalysis of silicates and oxides. Jour. Geol, vol.76, p.383 - 403.
- DALY, R. A. (1914) Igneous rocks and their origin. McGraw Hill, New York, 563p.
- 藤江 力・魚住 悟 (1957) 北海道の新第三紀化石動物群の変遷 (予報) —その1 化石群集の概観と地質分布-. 新生代の研究, no.23, p.32 - 37.
- 嵐山広武・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 稔 (1972) 十勝平野に分布する内陸古砂丘の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (72) -. 地球科学, vol. 26, p. 136 - 137.
- フカガワクジラ発掘調査団 (1982) 深川産クジラ化石発掘調査報告. 深川市教育委員会, p. 53 - 54.
- 橋本誠二・武田裕幸 (1960) 5万分の1地質図幅「広尾」及び同説明書. 北海道開発庁, 40p.
- 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, 53p.
- (1958) 蝦夷一樺太地向斜地域の地史に関する考察. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 101 - 112.
- 胆振団体研究会 (1987) クッタラ火山の火砕堆積物の¹⁴C年代と2つの層準の化石林. 地球科学, vol, 41, p. 188 - 193.
- IGARASHI, Y. (1976) The fist cold phase during Plio-Pleistocene time in Hokkaido, Japan. Jour. Geol. Geogr., vol. 82, p. 337-344.
- 飯塚仁二郎・瀬尾春雄 (1966) 十勝国及び釧路国西北部泥炭地土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, no. 17, p. 43 - 93.
- 石狩低地帯研究会 (1965) 石狩平野における支勿降下軽石堆積物の¹⁴C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¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (58). 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) 降下軽石堆積物. 地団研専報, no.22, p.193 - 214.
- ・藤田 亮・細川貢四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫 (1980) 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラー斜方輝石の屈折率とMg-Fe比との比較研究-. 地球科学, vol.34, p.1 - 15.
- ・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.
- ・清川豊秋・倉沢保文・斉藤裕子・佐藤豊克・柳田義人 (1984) 洞爺カルデラ周辺-南部十勝平野の後期更新世のテフロクロノロジー. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.66.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層分布図と資料. 東京大学出版会, p.54 - 55.
- 勝井義雄 (1959) 支勿降下軽石堆積物について. 火山, ser.2, vol.2, p.33 - 48.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫 (1986) 北海道中生界の構造区分と層序. 地団研専報, no. 31, p. 1 - 15.

- 木村方一・藤山広武・近堂祐弘・近藤策三・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・近藤策三・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・近藤策三・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. 北海道開発局土木試験所月報, no.115, p.1 - 10.
- KOIZUMI, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest pacific. Jour. Geol. Soc. Japan vol.91, p.195 - 211.
- ・BARRON, J. A. and HOWARD, E. H. (1980) Diatom correlation Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. In scientific party DSDP, Init. Rep., vol. 56, 57 (part2), Washington (U. S. Govt. Printing office), p.687-693.
- 小坂利幸・松井 愈・秋葉 力・春日井 昭・木村方一・野川 潔・笹島征士郎・近堂祐弘・藤山広武・目黒英明・藤田郁男 (1978) 十勝平野の中期更新世以降の地形と地質, 南部 - 中央部十勝地域. 地団研専報, no.22, p.115 - 141.
- ・———・木村方一・紺谷吉弘・野川 潔・春日井 昭・近藤策三・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, 60p.
- KOSHIMIZU, S. (1981) Fission track ages of pyroclastic flows in the Pliocene Ashoro Formation and the plio-pleistocene Iikeda Formation developed in eastern Hokkaido, Japan. Jour. Fac. sci., Hokkaido Univ., ser. IV., vol. 19, no. 4, p. 505 - 518.
- 倉沢 一 (1986) ストロンチウム同位体比からみた日本列島弧の火山岩類の成因. 地学雑誌, vol. 95, p. 254 - 276.
- LIPMAN, P. (1965) Chemical composition of glassy and crystalline volcanic rocks. U. S. Geol. Surv. Bull. , 1201-D, 24p.
- 前田仁一郎 (1986 a) 日高火成活動帯の形成と千島海盆の拡大及びユーラシア・南米プレートの衝突. 地団研専報, no.31, p.459 - 473.
- (1986 b) 日高帯第三紀火成活動. 地学団体研究会第40回総会シンポジウム資料集, 地学団体研究会, p.223 - 224.
- ・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成 (1986) 北海道中軸帯の第三紀深成岩類. 地団研専報, no.31, P.223 - 246.
- 増田孝一郎・小笠原憲四郎 (1981) 大桑・万頭寺動物群と湾の口動物群. 大森昌衛教授還暦記念論文集, p.223 - 249.
- 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.
- ・小坂利幸・秋葉 力・春日井 昭・星野フサ・紺谷吉弘 (1978) ビラオトリ層. 地団研専報,

- no. 22, p. 186 - 192.
- 松井 愈・小坂利幸・笹島征士郎・秋葉 力・春日井 昭 (1973) 大樹地域の地形及び地質—南十勝の地形発達史及びピラオトリ層について. 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. 23 - 30.
- ・松沢逸巳 (1985) 十勝平野の構造発達史—帯広盆地と幕別台地の分化. 第四紀研究, vol. 23, p. 233 - 244.
- ・———・山口昇一 (1970) 十勝平野の前期洪積統一長流枝層について—. 第四紀研究, vol. 9, p. 123 - 127.
- ・野川 潔・小坂利幸 (1978) 十勝平野の地形と地質. 地団研専報, no. 22, p. 107 - 114.
- ・山口昇一 (1970) 北海道・十勝平野の前期洪積層. 1970年第四紀学会シンポジウム“前期洪積世の諸問題”資料, p. 36 - 38.
- ・———・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.
- 松下勝秀・小坂利幸・紺谷吉弘・宮坂省吾 (1979) 5万分の1地質図幅「上札内」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 50p.
- 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¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(71)—. 地球科学, vol. 26, p. 84 - 85.
- ・松井 愈・小林保彦・山口昇一・宮坂省吾・田中 実・小久保公司・春日井 昭・木村万一 (1978) 十勝累層群上部, 長流枝内層と居辺山層. 地団研専報, no. 22, p. 40 - 61.
- ・山口昇一・松井 愈・小林保彦・田中 実・小久保公司・春日井 昭・木村万一 (1978) 十勝累層群最上部, 渋山層と中里層. 地団研専報, no. 22, p. 63 - 70.
- 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.
- ・小山内 熙・橋本 亘 (1958) 5万分の1地質図幅「足寄太」及び同説明書. 北海道開発庁, 66p.
- 宮坂省吾・菊池昂哉 (1978) 新第三紀における日高変成帯の上昇運動. 地団研専報, no. 21, p. 139 - 153.
- ・生川淳一・山口昇一 (1978) 十勝累層群下部—とくに駒島含化石層について—. 地団研専報, no. 22, p. 16 - 30.
- 長尾捨一・三谷勝利 (1960) 十勝平野周辺地域天然ガス鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 61, p. 1 - 20.
- NAKAMURA, Y and KUSHIRO, I, (1970) Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano. Contr. Mineral. Petr., vol. 26, p. 265-275.
- 新井田清信・戸田英明・浅野正信・五十嵐義美・原田洋一 (1983) 中生代海山の復元—常呂帯の岩石構成とその性格. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 395.
- 根岸正充 (1966) 十勝国忠類村アルカリ岩の岩石学的研究. 北海道大学卒業論文, 34p. (MS.).

- 根本忠寛 (1933 a) 十勝国中川郡豊頃村産ソーダ粗面岩質岩石に就きて (予報). 岩鉱, vol.9, p.105 - 110.
- (1933 b) 十勝産コメント岩に就いて. 地質学雑誌, vol. 40, p. 368 - 370.
- (1933 c) 十勝国中川郡豊頃村産玻璃質ソーダ流紋岩 (大川岩) の化学成分 (1), (2). 岩鉱, vol. 10, p.60-67, p, 127 - 135,
- NEMOTO, T. (1934 a) Aegirine - augite hyalo-rhyolite from Tokachi, Hokkaido. Proc. Imp. Acad., vol.10, p.21 - 24.
- (1934 b) Preliminary report on alkaline rhyolite from Tokachi, Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, vol.2, p, 299 - 321.
- 根本忠寛・大石三郎・渡辺武男 (1933) 10 万分の1 地質図幅「帯広」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 2, 20p.
- ・佐々保雄 (1933) 10 万分の1 地質図幅「大樹」及び同説明. 北海道地質調査会報告, no.3, 36p.
- 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, 107p.
- 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.
- 大石三郎・渡辺武男 (1932) 10 万分の1 地質図幅「然別沼」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, no. 1, 21p.
- 岡 孝雄 (1976 a) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その1) —居辺台地南部地域の池田層群上部—. 地質学雑誌, Vol.82, p.241 - 258.
- (1976 b) 十勝平野の鮮新・洪積統について (その2). 北海道立地下資源調査所報告, no. 48, p. 1 - 19.
- (1982) 十勝平野の鮮新・更新統について (その3) —幕別台地の池田層群—. 地質学雑誌, vol. 88, p.79 - 100.
- 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.
- 奥村公男・曾屋龍典 (1976) 自動EPMAによる桂酸塩の定量分析. 鉱物学雑誌, vol.12, sp.vol., p.116 - 129.
- 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.
- 小野晃司 (1962) 日本産火山岩の化学成分. 地質調査所, 441p.
- ROSS, C. S. and SMITH, R. L. (1955) Water and other volatiles in volcanic glasses, Amer. Miner. , vol. 40, p. 1071 - 1089.
- 斉藤昌之 (1958) 20 万分の1 北海道地質図幅説明書. 北海道立地下資源調査所, p. 41 - 52.
- 佐々保雄・根本忠寛・橋本 亘 (1952) 北海道地質図幅説明書. 北海道科学技術連盟, 30P.
- 岡崎由夫・吉田三郎 (1955) 帝国石油止若A班調査報告. 帝石社内報告 (MS.).

- 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 ^{14}C 年代測定. 地質ニュース, no. 178, p. 30 - 35.
- (1970) 北海道豊頃山地の大川溶結凝灰岩について. 日本地質学会第 77 年学術大会講演要旨集, p. 265.
- (1971) 樽前火山灰 d 層の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (65) —. 地球科学, vol. 25, p. 185 - 186.
- (1976) 北海道豊頃山地 “大川岩” の産状と鉱物組成について. 火山, 第 2 集, vol. 21, p. 212.
- 柴田 賢・山口昇一・小久保公司・田中 実 (1979) 北部十勝の鮮新統—更新統火砕岩類の K - Ar 年代と古地磁気. 地調月報, vol. 30, p. 231 - 239.
- ・——・佐藤博之 (1975) 北海道十勝地方における中新統—更新統の K - Ar 年代. 地調月報, vol. 26, p. 491 - 496.
- 多田隆治・飯島 東 (1986) 北海道南東部厚内—浦幌地域新第三系の地質と層序. 地質学雑誌, vol. 92, p. 31 - 45.
- 棚井敏雅・山口昇一 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「捕幌」及び同説明書. 北海道開発庁, 43p.
- 十勝団体研究会 (1965) 十勝平野の第四系 (第 I 報). 郷土の科学, no. 48, p. 23 - 36.
- (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. 1-14.
- (1971) ナウマン象化石産出地点付近の地質概要および化石包含層の特性. 北海道開拓記念館研究報告, no. 1, p. 16 - 26.
- (1972) 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 ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (89) —. 地球科学, vol. 27, p. 256 - 258.
- (1978) 十勝平野. 地団研専報, no. 22, 433p.
- 十勝団体研究会砂丘グループ (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.
- 十勝平野, 地質図および地形面区分図編集委員会 (1981) 十勝平野. 地質図および地形面区分図 (1/200,000).
- 常呂帯研究グループ (1984) 常呂帯仁頃属群の岩石構成と佐呂間層群基底の不整合. 地球科学, vol. 38, p. 408 - 419.
- 鳥居栄一郎 (1966) 十勝川下流の段丘地形と埋積谷. 地理学評論, vol. 39, p. 577 - 590.
- 土田定次郎 (1958) 北海道宗谷日高堆積盆地の微小古生物学的研究 (その 3). 石油技術協会誌, vol. 23, p. 1 - 16.
- UOZUMI, S. (1962) Neogene molluscan faunas in Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV vol. 11, p. 507 - 544.
- 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.

- YAMAGUCHI, S. (1982) Stratigraphy of the Toyokoro Hill, Eastern Hokkaido. Bull. Geol Surv. Japan, vol.33, p.541 - 560.
- 山口昇一 (1982) 北海道東部常呂・豊頃帯東縁の新第三系の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室 (MS.).
- ・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・宮坂省吾・田中 実・小久保公司・小林保彦・春日井 昭・木村方一 (1978) 十勝累層群中部池田層—とくにその層序と地質時代について—. 地団研専報, no.22, p.31 - 39.
- ・沢村孝之助 (1965) 5万分の1地質図幅「本岐」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- ・横田節我 (1974) 5万分の1土地分類基本調査「糠内」(表層地質各論). 経済企画庁, p.1 - 17.
- 吉田充夫 (1983) 北海道十勝地方および石狩低地帯の鮮新 - 更新統. 地団研専報, no.25, p.105 - 113.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kushiro (2) No.53

GEOLOGY OF THE NUKANAI DISTRICT

By

Shōichi YAMAGUCHI and Hiroyuki SATOH

(written in 1988)

(ABSTRACT)

In the Nukanai district, located in the Toyokoro Hill, southeast of the Tokachi Plain, eastern Hokkaido, a flat feature with an altitude of about 300m above sea level dominates topographically. The Toyokoro Hill geotectonically occupies the southernmost part of the Tokoro Zone and is also located at the junction between the axial part of Hokkaido and the Outer Zone of the Kuril Arc.

Geology of this district consists of Jurassic to Cretaceous Toyokoro Formation, thick Neogene formations and Quaternary gravels and volcanic ashes (Table 1).

The Toyokoro Formation, overlain by the Miocene Tokachichūri Group, is mainly composed of basic tuff with pillow lava, chert, sandy mudstone and lenticular beds of limestone. The formation constitutes the southernmost extension of the Tokoro Zone in the axial zone of Hokkaido and is considered to be Jurassic to Cretaceous in age.

The Tokachichūri Group is lithologically divided into two formations, that is, the Akaishizawa and Tōberi Formations. The Akaishizawa Formation is exposed in a limited area. It consists mainly of grey mudstone with abundant coaly substances and intercalation of several beds of sandstone. In the basal part, a conglomerate bed of 1 to 5 meters thick is recognized. Coal seams are usually thin and discontinuous. Such brackish molluscan fossils as *Ostrea* sp. are found. The

Table 1 Summary of the stratigraphic sequence in Nukanai district.

Age		Stratigraphy	Thick-ness (m)	Main lithofacies	Remark		
Quaternary	Holo-cene	Flood plain deposits		Peat	-Earth hummoch		
		Moor deposits			-Patterned ground involution		
		Post Yamuwakka Plain Deposits		Soft loam	-Patterned ground involution		
	Pleistocene	Late	Yamuwakka Plain Deposit		Ball structured loam, En-a	-Spfa 1 sand dune	
			Akeno Plain Deposit		Brown loam, Spfa 1, 2		
			Kamisatsunai I Gravel Bed		Gravel and sand		
			Biraotori Formation		Peat		
			Kamisarabetsu Plain III Dep.		Brown loam, Op 1, 3, Ssfa		
			Kamisarabetsu Plain II Dep.		Red brown loam		
		Middle	Kyoei Plain Deposit		Red paleosol		
			Otoyo Plain Deposit				
			Makubetsu Fan Gravel Bed				
			Köchien Gravel Bed		Gravel and sand with decayed gravel	↑ Uplifting of southern Hidaka Mountains Uplift	
			Early	Mikawa Formation	<100	Gravel, sand and silt	↑ Regression
				Osarushinai Formation	120+	Gravel, sand and silt with lignite, cross-bedding	↑ Transgression
	Pliocene	Tokachi Group	Ikeda Formation	Main part	130 ~ 200	Claystone, sandstone, conglomerate and tuff with lignite	
				Sarubetsu Tuff Bed	15	Pyroxene andesite tuff	← F.T. age 2.8 Ma
				Inashibetsu Tuff Bed	30+	Rhyolite tuff	← K-Ar age 2.8, 4.1 Ma
Komahata Formation			30 ~ 120	Fine sandstone, conglomerate and siltstone	↑ Regression		
?							
Nukanai Formation			20 ~ 300	Fine-grained massive sandstone with conglomerate Lower : Alternating beds of sandstone & silt	- <i>Neodenticula kamts. z.</i> ← Takikawa-Hombetsu F.		
Neogene			Ushishubetsugawa G.	Taiki Formation	150 ~ 900	Diatomaceous and tuffaceous siltstone	{ <i>Roukia californica z.</i> }
	Oikamanae Formation	400 ~ 900		Upper to Middle : Alternating beds of hard mudstone, siltstone & sandstone with conglomerate in southern part Lower : Platy hard mudstone Basal : Glauconitic sandstone	{ <i>Coscinodiscus yabei z.</i> }		
	Miocene	Ōkawa Formation	Mudstone member	200 ~ 350	Mudstone		
			Sandstone member	30 ~ 250	Fine to medium sandstone Basal conglomerate	↑ Transgression	
	Cret.-Jurassic	Tokachichū-ri Group	Tōberi Formation		Comendite welded tuff, green tuff-breccia, andesite and basalt lava	K-Ar age 15.1 Ma	
?							
		Akaishizawa Formation	10 ~ 30	Sandstone & mudstone with coal Basal conglomerate			
		Toyokoro Formation		Basaltic tuff and pillow lava with chert and limestone			

Tōberi Formation concordantly overlies the Akaishizawa Formation and is overlain unconformably by the Ōkawa Formation with a basal conglomerate. The formation is composed entirely of volcanic rocks such as lava, volcanic breccia, tuff and welded tuff of basalt to rhyolite compositions. The welded tuff was once defined by NEMOTO(1934,a,b) as aegirine-augite hyalorhyolite or "okawaite", but it is peralkaline comendite which has a mineral assemblage of sanidine, ferrohedenbergite and ilmenite, and it also shows characteristic chemical composition that Na_2O of glasses is leached away by the secondary hydration. Sanidine included in the welded tuff gave K-Ar age of 15.1 ± 0.6 Ma.

The Ōkawa Formation is lithologically subdivided into two members, the Sandstone Member below and the Mudstone Member above. The Sandstone Member distributes around the Tokachi-chūruui Group. It is always accompanied by a basal conglomerate. The main part of the member consists of bluish grey well-sorted massive tuffaceous sandstone containing shell fossils such as *Ostrea* sp., *Mytilus* sp., *Venericardia* sp. and *Cardium* sp. The Mudstone Member is composed mainly of grey massive mudstone with intercalation of bluish grey fine-grained tuffaceous sandstone. It is characterized by a common occurrence of arenaceous foraminifera represented by *Martinottiella communis*, *Haplophrangmoides* spp. and *Cyclammina* sp.

The Ushishubetsugawa Group covers conformably the Ōkawa Formation and is extensively distributed in the district. The group is divided into two formations. The Oikamanae Formation is made mainly of grey platy mudstone with conglomerate, and the Taiki Formation of diatomaceous siltstone. Diatom fossils belonging to the *Coscinodiscus yabei* Zone and the *Neodenticula kamschatica* Zone are recognized from the upper horizon of the Oikamanae Formation to the Taiki Formation. The group is considered to be late Middle Miocene to Pliocene in age.

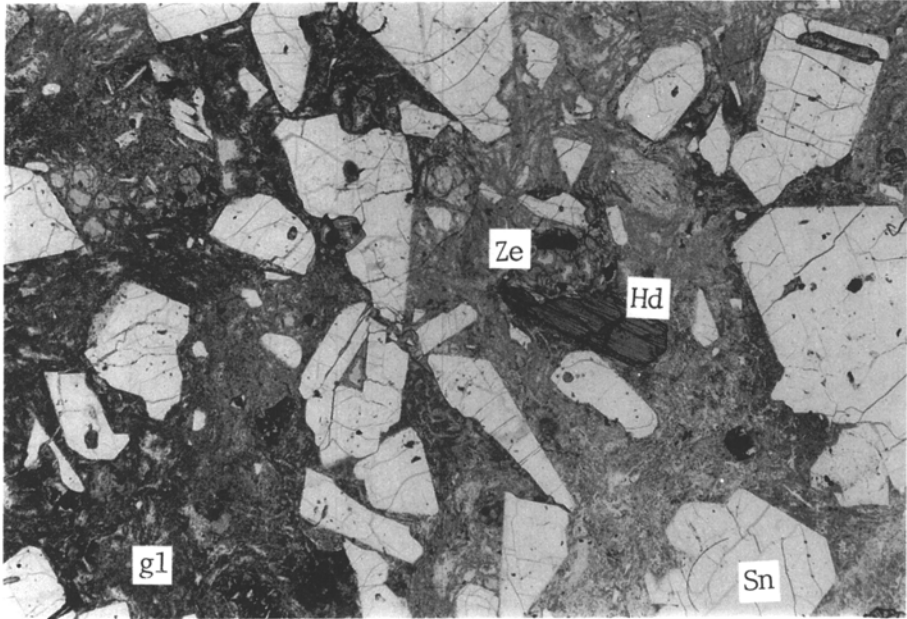
The Tokachi Group overlying unconformably the Taiki Formation in a limited area subdivided into seven formations, that is, The Nukanai, Komahata, Ashoro, Ikeda, Osarushinai, Shibusan and Mikawa Formations in ascending order. Among them, the Ashoro and Shibusan Formations do not appear in the districts. The Nukanai Formation is composed of two beds: lower alternating beds of fine sandstone and siltstone, and upper massive fine sandstone bed with conglomerate. The formation yields the Takikawa-Hombetsu Fauna characterized by *Fortipecten takahashii* etc. and diatom fossils belonging to the *Neodenticula kamschatia* Zone. Age of this formation is considered to be early Pliocene according to fossil evidence and radiometric dating mentioned below. The Komahata Formation does not show a direct stratigraphic relationship with the Nukanai Formation. However, in this study, the two formations could be discriminated based on the difference in lithofacies and contained fossils. The Komahata Formation is distributed in a limited area near Nakasato. The formation is composed mainly of loose sandstone and muddy sandstone with intercalating conglomerate. Abundant mollusca and foraminifera fossils, being quite different from those of the Nukanai Formation, are found in this formation as shown in Table 5 and 6. The Ikeda Formation covers the underlying Nukanai Formation unconformably and is divided into two members: lower tuff member and upper lignite-bearing member with loose claystone, mudstone and conglomerate. The tuff member includes the Inashibetsu Tuff and Sarubetsu Tuff Beds. The former is biotite rhyolitic tuff which indicates an aspect of pyroclastic flow. Radiometric ages are 4.1 ± 1.1 and 2.8 ± 0.7 Ma by K-Ar method and 3.7 ± 0.1 Ma by fission-track method. The latter is distributed in the western limb of the Sarubetsu Anticline and shows a character of reworked pyroxene-andesite pyroclastic deposit. It yields 2.8 ± 0.2 Ma by fission-track method. The Osarushinai Formation consisting mainly of gravel, sand and silt, covers unconformably the Ikeda

Formation. Shell fossils are abundant as shown in Table 7. This formation is considered to be early Pleistocene in age according to included fossils and radiometric ages. MATSUI and MATSUZAWA (1985) suggested that the boundary between Pliocene and Pleistocene corresponds to the unconformity of base of the Osarushinai Formation. The Mikawa Formation overlies the Ikeda and Osarushinai Formations unconformably. It is composed of loose gravel and lenticular beds of silt and sandy silt and is considered to be late Early Pleistocene in age.

Middle to Upper Pleistocene formation are composed of fanglomeratic and river terrace deposits and of volcanic ejecta namely paleosol, reddish brown fine ash and pyroclastic fall deposits. During early Middle Pleistocene, the Kōchien Gravel Bed covered the whole Tokachi Plain with thick gravels. After its deposition, many topographic plains were formed through local deposition of fanglomerate, e.g. the Kamisatsunai- I Gravel Bed, and surface erosion of the Kōchien Gravel Bed and also through the formation of river terraces. The stratigraphic relations among them are shown Fig.2. Volcanic ejecta Op-3 on the Kamisarabetsu III Deposit is dated as 40,000-50,000 years B.P. by ^{14}C method and Spfa 1 as 32,200 years B.P. En-a on the Yamuwakka Plain is dated as 15,000 to 13,000 years B.P. Sand dunes made of both Spfa 1 ejected from the Shikotsu Caldera and En-a from the Eniwa Volcano are observed on the Kamisarabetsu II and III Plains. The post-Yamuwakka Plain Deposit is overlain by the Ta-d volcanic ash ejected from the Tarumae Volcano. It is dated as $8,940 \pm 160$ years B.P. by ^{14}C method.

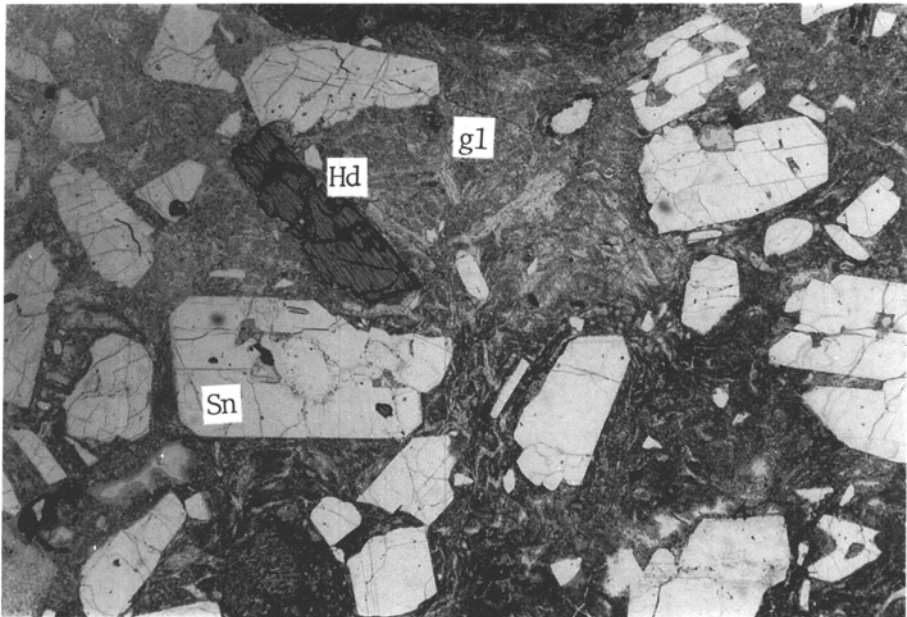
Geologic structures in the district are characterized by the Toyokoro Dome and the faults in two directions. The Sarubetsu and Tepikirenai Anticlines running in a N-S direction are asymmetric ones which dip steeply on the west limb and gently on the east. The Ōkawa and Kogawa Faults show a N-S strike and the Moiwa Fault has a character of transverse fault in E-W direction.

The movement of the Makubetsu Flexure Zone running in a N-S direction was markedly active during a period from the last depositional stages of the Ikeda Formation to the Osarushinai Formation.



1

0 2mm



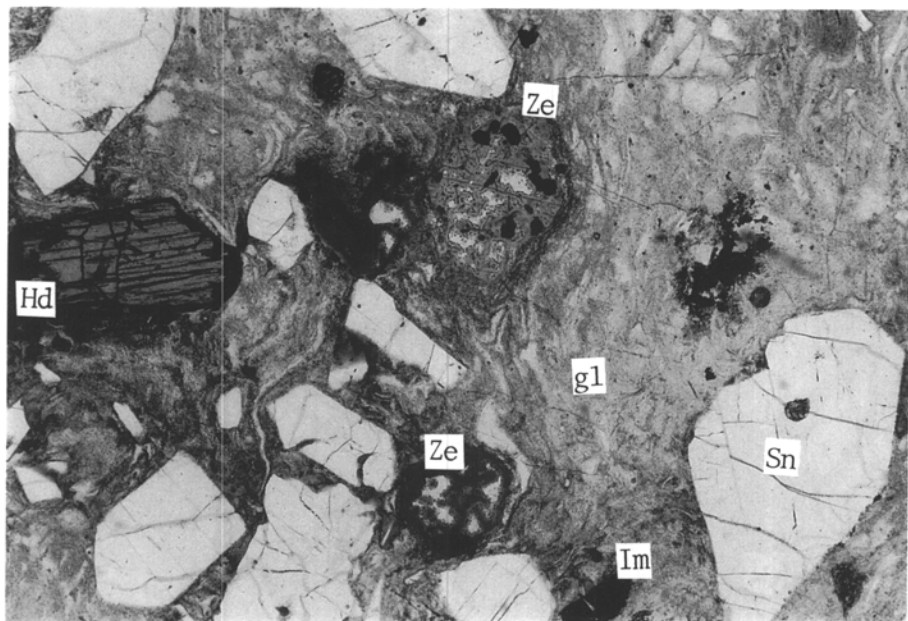
2

0 2mm

当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真

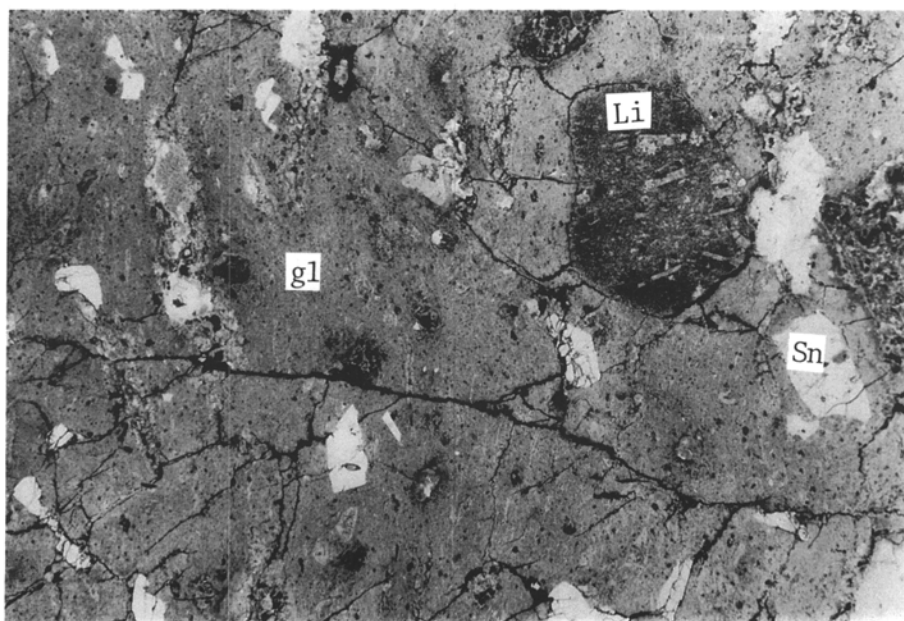
1. 底部付近 Sn: サニディン Hd: 鉄ヘデン輝石 Ze: 沸石様鉱物 gl: ガラス (以下同じ)
2. 底部付近

第II図版



1

0 2mm



2

0 2mm

当縁層のコメンド岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真

1. 基底部付近 Im: チタン鉄鉱
2. 上部 サニディン及び鉄ヘデン輝石少なく、岩片が多くなる。ガラスは脱ガラス化作用を受けている。 Li: 岩片

文献引用例

山口昇一・佐藤博之(1989) 糠内地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),
地質調査所, 78 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

YAMAGUCHI, S. and SATOH, H. (1989) *Geology of the Nukanai district*. With Geological
Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 78 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成元年11月30日印刷

平成元年12月4日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 永井祥道

印刷所 三報社印刷株式会社

東京都江東区亀戸5-13-2

©1989 Geological Survey of Japan