



《報告・資料》

サハリン島スミルヌイフ（気屯）西方丘陵の上部新生界

岡 孝雄^{1)2)†}

Late Cenozoic strata of the western hills of Sumirnykh (Keton) area in Sakhalin Island, the Russian Federation

Takao Oka^{1)2)†}

2017年11月9日受付

2017年12月3日受理

1) 株式会社北海道技術コンサルタント
Hokkaido Gijutsu Consultants Inc.

連絡先: 065-0043 札幌市東区苗穂町4丁目
Address: 2-8 Naebo-choy 4-2-8, Higashi-ku
Sapporo 065-0043, Japan

2) 北海道総合地質学研究センター
Hokkaido Research Center of Geology

† Corresponding author: oka@dogi.co.jp

Keywords: Sakhalin, Western Sakhalin Mountains, Poronaysk Lowland, Plio-Pleistocene, Tym-Poronaysk fault, Fortipecten takahashii

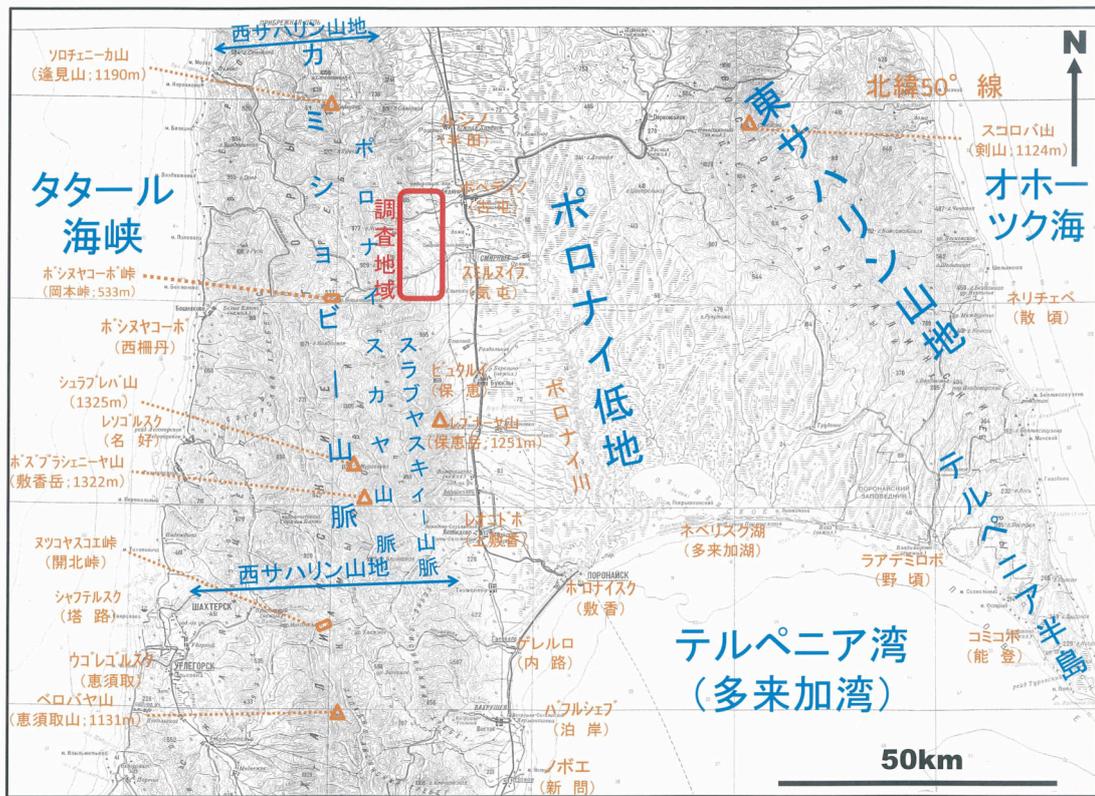
はじめに

1980年代末、ソ連邦でペレストロイカでの民主化・開放の気運が盛り上がる中、日ソ協会道連合会のサハリンへの訪問事業「道民の船」および「道民の翼」への参加の呼びかけに応じて、北海道とサハリンの民間ベースでの地質学交流が始まった。最初の交流は第7回サハリン「道民の翼」（1988年7月）に4名が参加し、ユジノサハリンスクとその周辺の地質見学を行った。その後、北方圏地質研究会（会長：北川芳男）が組織されたことにより交流は本格的

（概要）

サハリン島の西サハリン山地の東縁にはティムーポロナイスク断層の東側にスナイ低地やポロナイ低地などの新生代末に形成された構造盆地列が発達する。南サハリン北部のスミルヌイフ付近の同断層は、ほぼ南北の主要セグメントと北西-南東のそれが組み合わさり、それに応じて山地が鍵型状に突出し、その鍵型部に囲まれるように丘陵部が広がり、前期中新世末～前期更新世の地層群が複向斜を成して分布している。西サハリン山地とその周辺の第三系の堆積場の変遷から、断層本体は後期中新世以前に活動したと考えられている。複向斜内には西寄りに鮮新-下部更新統の東傾斜の急立帯が、さらに東部には活断層帯が存在する。急立帯は主に前期更新世後半に形成されたと思なされる。これらはティムーポロナイスク断層の一連の活動の産物で、スミルヌイフ付近では西から東へ断層活動がシフトしていることが明らかである。

となり、1989年8月には2名が主として東サハリン山地の地質見学を行った。1990年7-8月には第四系（オハ周辺およびユジノサハリンスク



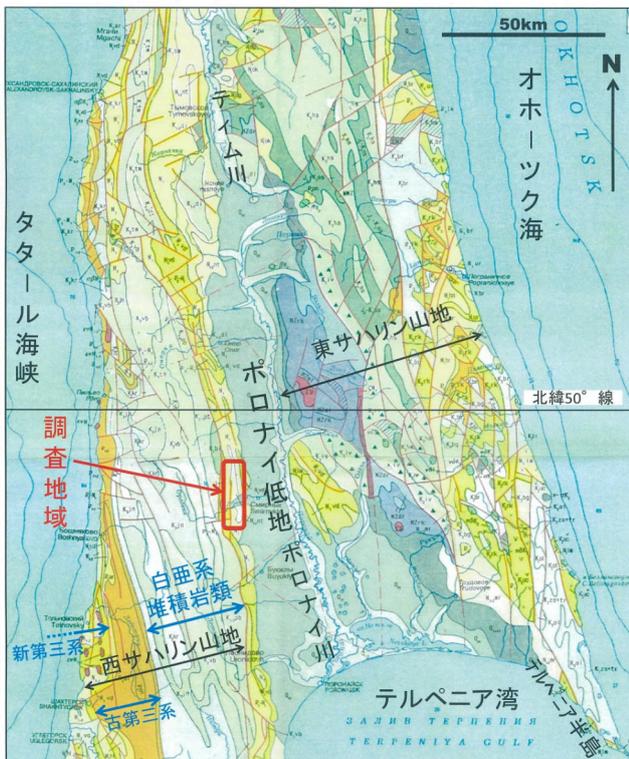
第 1 図. 南サハリン北部の地形図と地形区分. 2010 年刊行のサハリン州地図—サハリン島 50 万分の 1—に加筆.

西方丘陵), ススナイ山地など 3 班の取り組みに計 12 名が参加し, ほかに 1 名の長期滞在があった. その後, 1991 年 8~9 月には 3 名がサハリン経由でカムチャッカ半島に主として花粉分析試料採取などの目的で立ち入り, 1992 年 11 月には 2 名がススナイ山地での調査, 1993 年 8 月には 7 名が参加してユジノサハリンスク~ホルムスク間およびコルサコフ東方海岸の第三紀層見学, 1995 年 8 月には 2 名がシュミット半島での調査を行った. 1996 年 8 月には 2 班 (新第三系~第四系下部およびススナイ山地・東サハリン山地) で延べ研究者 4 名・大学生 3 名が参加した. これにより北方圏地質研究会の活動は事実上終了したが, 著者は 1989 年 8 月, 1990 年 8 月第四系班, 1993 年 8 月, 1996 年 8 月の 4 回の訪問 (地質見学・調査) に参加した (岡, 1990; 1992; 岡・五十嵐, 1997; 岡・松枝, 2006). その後, サハリンについては 2002 年および 2005 年にロシア科学アカデミー極東支部主催の地震活動・テクトニクス関連のシンポジウムで, 2012 年に温泉開発検討の業務でユジノサハリンスクを訪問し, 周辺地域の地形・地質などについて見学を行った.

以上のように, 筆者は過去約 30 年間にサハリン島へ 7 回立ち入り, サハリンの地形・地質を見聞してきた. その成果の紹介は 1989 年東サハリン山地および 1990 年オハ・ユジノサハリンスクの見学・調査に限られていた. そのため, 未公表の成果について「総合地質」誌上で可能な限り公表していきたいと考えている.

筆者のライフワークは北海道の平野・盆地の成立プロセスの解明であり, 平野・盆地の基本的枠組は鮮新一下部更新統の中に秘められていると考えている. サハリンへの興味的主要なテーマも鮮新一下部更新統の層序・構造などになる. 特に, 北海道北部の当該地層群 (勇知層および更別層) との対比・比較に関心を抱いており, シュミット半島基部 (オハ周辺) およびユジノサハリンスク西方丘陵の当該層 (ヌウト層, 上部マルヤマ層) については既に報告を行ってきた (岡, 1992; 岡・五十嵐, 1997). 今回は 1996 年 8 月に調査した南サハリン北部マカロフ地域およびスミルヌイフ地域のうち後者の鮮新一下部更新統を含む後期新生代地層群について報告する.

調査地域は第 1 図に示した東西 5 km×南北



第2図. サハリン島の北緯49°~50°40'間の西半部の地質図. 100万分の1地質図「サハリン島の地質構造」(Semynov, 1994)に加筆.

15 km の範囲であるが、調査期間は3日間に限られており調査は極めて不十分である。そのため、ロシア側から提供された簡単な地質図を基本にして調査結果を加えてまとめたため、後述するように種々問題がある。一方、この地域については第二次大戦前に旧樺太庁で編纂した地質図「樺太敷香郡敷香町半田澤気屯川間石油徴候地質図」およびその説明資料(植村, 1936)が存在しており、それも参考にした。なお、地層中には貝化石が多産するが、それらの同定は現地での筆者による判定のためタカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) 以外は特に断らない限り属名のみでの記述としている。

地質案内は元サハリン地質局の V.M. Radyush 博士(当時, サハリン地質鉱物資源委員会; Sakhalin Geol. Com.), Tyuzov 博士(同, ユジノサハリンスク地質情報センター), B.T. Galverson 氏による。その他、車の提供・運転などは Gregory 氏にお世話になった。記して感謝の意を表す。なお、本調査にはサハリン自然体験として大学生3人も同行している。

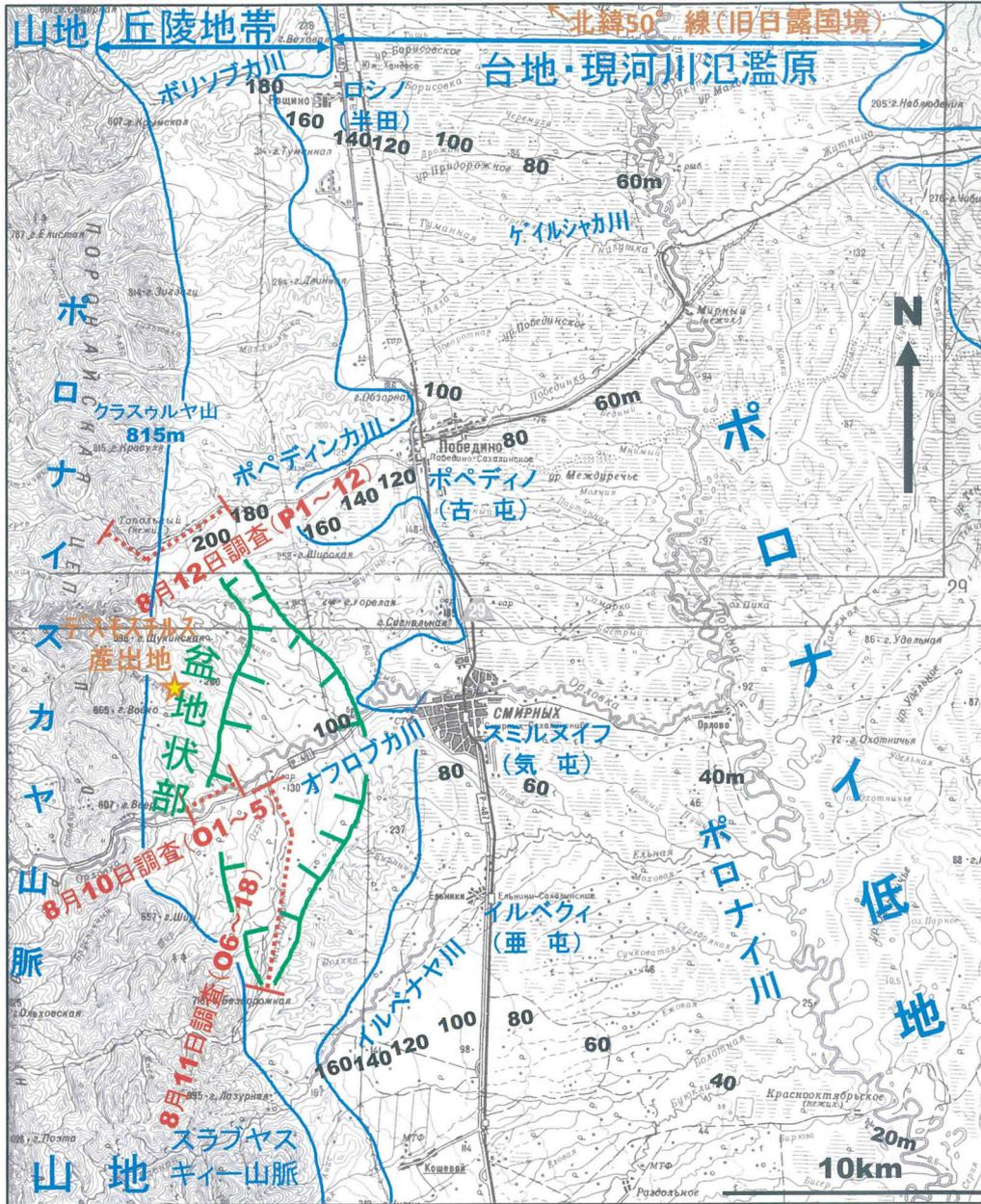
地形・地質概要

1. 南サハリン北部の地形・地質概要

北緯50°以南の南サハリンは旧日本領であるが、その北部の地形は南北に延びた帯状分布が基本となる(第1図)。西からタタール海峡、西サハリン山地、ポロナイ低地(ポロナイ川流域)ーテルペニア湾(多来加湾)、東サハリン山地ーテルペニア半島が並ぶ。

西サハリン山地は北緯51°付近から同46°付近のクリリオン岬まで総延長640 kmに達し、分水界をなす主山列(カムショビー山脈)と東西両側の多くの支脈および副山列から構成される。同山地は南サハリン北部では幅40 km前後で、主山列を構成する山々の標高は1,000~1,300 m級であり、レオコドボ(上敷香)東北東のシェラブレバ山(1,328m)とボスブラシャニート山(敷香岳; 1,322 m)が最高部分である。東側に並走する副山列はポロナイスカヤ山脈で標高800m~1,000m級である。なお、スミルヌイフ(気屯)南方から上敷香北方にかけての範囲では、この東側に延長40 km程度のラブヤスキュー山脈があり、1,000 m前後以上の標高で(最高峰はレブナーヤ山ー保恵岳ー1,251 m)、東側のポロナイ低地に丘陵地をほとんど介さないで移行しており、高度差が極めて顕著になっている。西サハリン山地の主部は白亜系堆積岩類で構成され、西海岸沿いにはウゴレゴルスク(恵須取)を中心として古第三系および新第三系が狭長に分布する(第2図)。

ポロナイ低地はポロナイ川流域を主体とし、南北150 kmで、南から南南東へ向かって広がり、南方沿岸では東西幅80 kmとなり鋭角三角形の分布形態を示し、丘陵地、扇状地および沖積低地(現河川氾濫原面)が含まれる。中軸に原始河川状態で顕著に蛇行を繰り返すポロナイ川が流れており、北端では北流しオホーツク海へ向かうティム川と分水界を形成している。南側ではテルペニア湾(多来加湾; 水深100m以内)に続き、沿岸には潟湖であるネブスコエ湖(多来加湖)が存在する。主部のポロナイ川とその支流群の下流部では氾濫原および沿岸低地では現氾濫原堆積物または沖積層が分布する(第2, 3図)。ポロナイ低地の西縁は、ティムーポロナイスク断層を介して接する、山地を構成する白亜系堆積岩と狭長な褶曲帯(丘陵地)を成す新第三系~第四系下部の地



第3図. 調査地付近(スミルヌイフ～ポペディノ地域)の地形図と地形区分. 1993年刊行の20万分の1サハリン州地図帳に加筆. 黒太数字は等高線の標高(m)を強調して示す.

層群からなる. ポロナイ川の西岸側を主体として, 扇状地性の台地が幅広く分布し, 開析の程度などから判断して, それらは最終氷期以降の形成と推察される.

東サハリン山地は西サハリン山地と同様に北緯 51°付近に始まり, 同 49°20'付近まで延長 250 km・幅 70 km 弱の広がりがある. 最高峰は 50°50'付近のロパミィナ山 (1,608 m) であるが, 南サハリン北部内では北緯 50°付近のスコロバ山 (剣山; 1,124 m) が最高である. 南南東へ延びてテルペニア半島 (北知床半島) へ続く. 白

亜紀を主体とした付加体から主に構成され, ポロナイ低地寄りの部分では蛇紋岩・変成岩類が伴われる.

余談になるが, 岡田嘉子と杉本良吉の第二次大戦前のソ連亡命逃避行の舞台となったのは, ポロナイ低地の西部の複合扇状地上の南北の幹線道である. 籠瀬 (1995) によれば, 彼らは 1937年暮れの 12月27日に東京上野駅を出発し, 2つの連絡船 (津軽・宗谷海峡) を乗り継ぎ, 31日夜, 敷香 (ポロナイスク) 駅に到着し, 1938年 1月2日午前に乗合バスで上敷香 (レオニド



第 4 図. a: スミルヌイフ市街北部から北北西を望む (1996. 8. 12). 前方の山並みは, 西サハリン山地東部のポロナイスク山脈. 8. 10 および 8. 11 調査のオフロフカ川は左手前方. この写真内の市街北西部で活断層トレンチ調査実施 (堤ほか, 1999). b: ポペディンカ川中流部 (8 月 12 日調査; スタート地点の橋上から西南西へ向かって撮影). 前方山地は白亜系分布で, 右手はクラスウルヤ山 (815 m). c: P3 地点から西南西へ向かってポペディンカ川を撮影 (奥が上流). 中央遠景の山はカミショビー山脈 (1,000~1,200 m 級の山稜). d: P3 地点から北東へ向かってポペディンカ川を撮影 (右手前方が下流). e: P4 地点付近から北へ向かってポロナイスク山脈 (標高 800 m 級の山稜が続く) を撮影. 手前丘陵地は標高 200~300 m で新第三系分布域.

ポ) 経由で保恵 (ビュクルイ) に至り, 同日午後には馬そりを走らせ気屯 (スミルヌイフ) に到着している. そして翌日の 3 日に馬そりで古屯 (ポペディノ) 経由で半田 (ルシノ) の国境南側に到着し, 雪原を歩いて国境 (北緯 50°) 越

えを行ったとされている.

2. 調査地付近 (スミルヌイフ~ポペディノ地域) の地形・地質概要

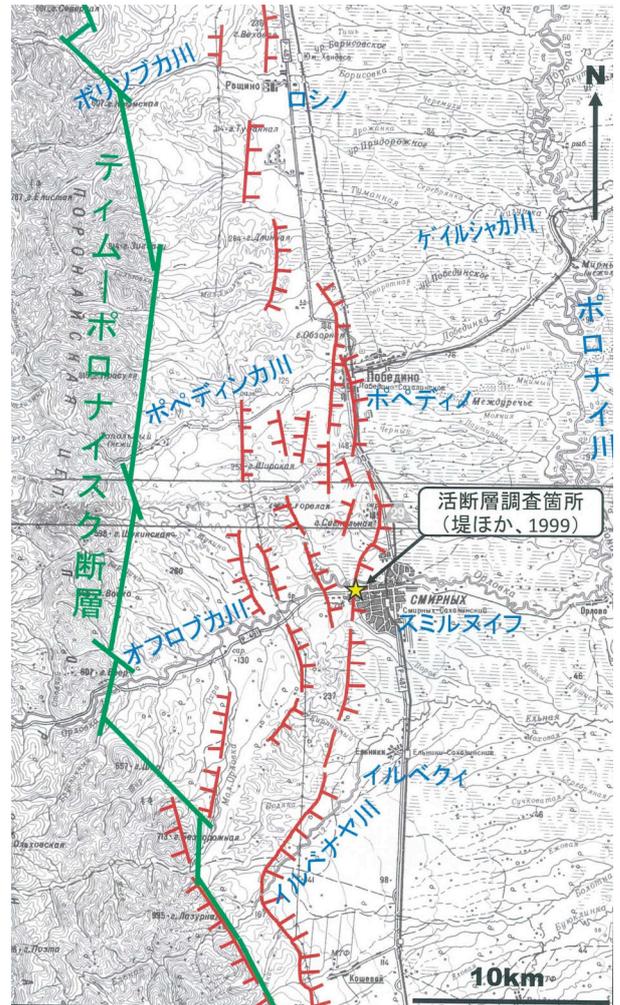
調査地付近 (スミルヌイフ~ポペディノ地域) は西サハリン山地の東縁部からポロナイ低

地にかけての範囲であり、地形的には西から山地域、丘陵地帯、台地・現河川氾濫原域に区分される(第3図)。調査地域の東側にはポロナイ川がポロナイ低地の中軸を南南東へ向かって流れ、それに西側山地からポリソブカ川、ゲイルシャカ川、ポペディンカ川(古屯川、オフロブカ川(気屯川)、イルベナヤ川(巫屯川)などが合流する。

山地域は主にポロナイスカヤ山脈(第4図 a-d)で構成され、オフロブカ川より南側では同山脈の東側にスラブヤスキー山の北端部が伴われ、山稜の標高は800~1,000 m前後である。

丘陵地帯(第4図 e)は稜線部の標高が200~300 mであり、山地の東側に沿って分布し東西幅が一般に6~12 km程度で、南のイルベナヤ川から南では2 km前後と極めて狭くなる。ポペディノ~スミルヌイフ間では幅10 kmと広がり、後述のオフロブカ川の中流部では南北に伸びた紡錘状の盆地状部が存在し、標高150 m以下の部分を同200 m以上の稜線部が取り囲んでおり、前者では河岸段丘の比較的広い分布が認められる。なお、この200 m以上の稜線部のうちスミルヌイフ市街~ポペディノ市街寄りの東部は後述の3で述べるように、活断層群の発達が顕著である。盆地状部付近は主に鮮新統~下部更新統のヌウト層(N1-2nt)と比較的分布の広い河岸段丘堆積物より構成され、その周囲は中新世のベルクネドゥ層(N1vd)+オコビカイ層(N1ok)などで構成され、全体として複向斜状となっている。

台地・現河川氾濫原域はポロナイ川の西岸側では扇状地群により特徴付けられる。特に、南部のイルベナヤ川などと北部のポリソブカ川などがつくる扇状地群が明瞭であり、前者では扇頂部(標高160 m程度)から扇端部(30 m程度)までの直線距離は18 kmで、平均すると7/1,000程度の勾配となる。後者では扇頂部(標高180 m程度)から扇端部(60 m程度)までの直線距離は14 kmで、平均すると6/1,000弱の勾配となる。これらに対して、ポペディンカ川およびオフロブカ川沿いの扇状地形は3で述べるように、扇中央部~扇頂部では活断層の影響により丘陵地帯が進み、不規則なものになっている。地図(第3図)中の湿地(泥炭地)模様



第5図. 活断層の分布(鈴木ほか, 2000による). 地形図は1993年刊行の20万分の1サハリ州地図帳を使用).

の分布から、河川氾濫原面が広く占めるように錯覚されるが、これは実際には扇状地を成す台地上に形成された泥炭地で、現河川などの低湿地を示すものではない。ポロナイ川やその支流群では、蛇行ゾーンとして現河川氾濫原面が狭長に枝分かれして分布している。

今回の調査地域を含む検討範囲は上述の盆地状部とその周辺にあり(第3図)、1996年8月10日にスミルヌイフ市街南南西のオフロブカ川中流域(O1~5地点)、同8月12日にオフロブカ川南側支流(O6~18地点)、同8月12日にポペディンカ川(P1~12)を調査した。

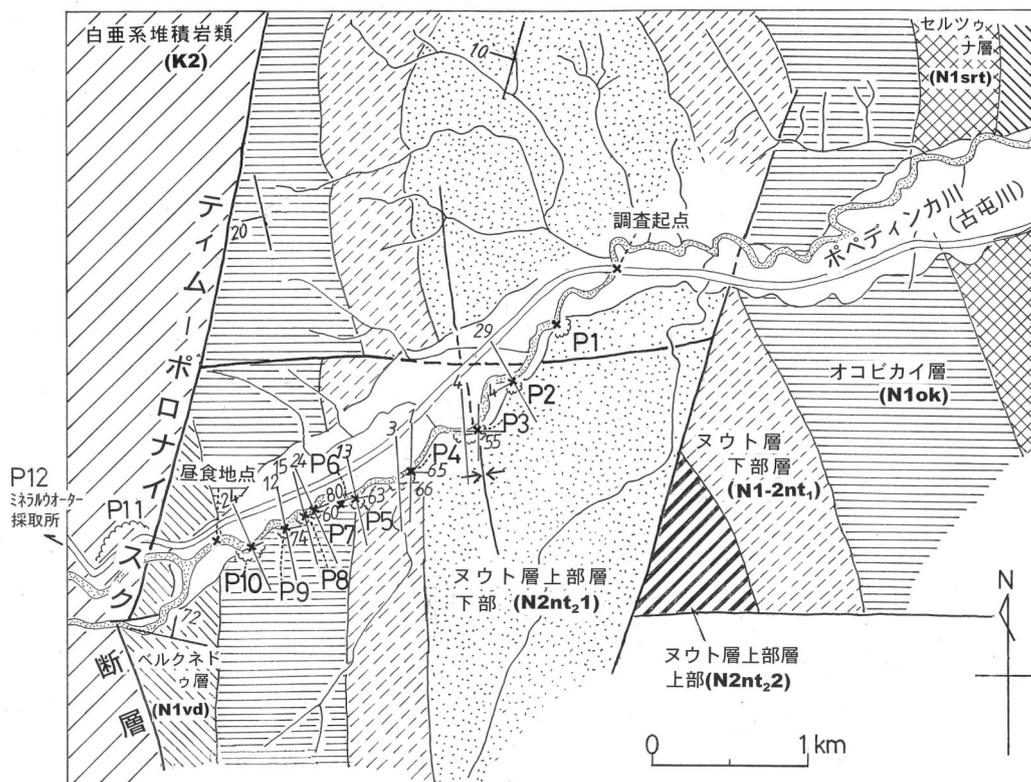
3. 活断層について

鈴木ほか(2000)によれば、日本が関与するサハリンの活断層調査は1995年の文部科学省科学研究費突発災害「平成7年度サハリン北部地震とその被害の調査研究(代表:笠原稔)」

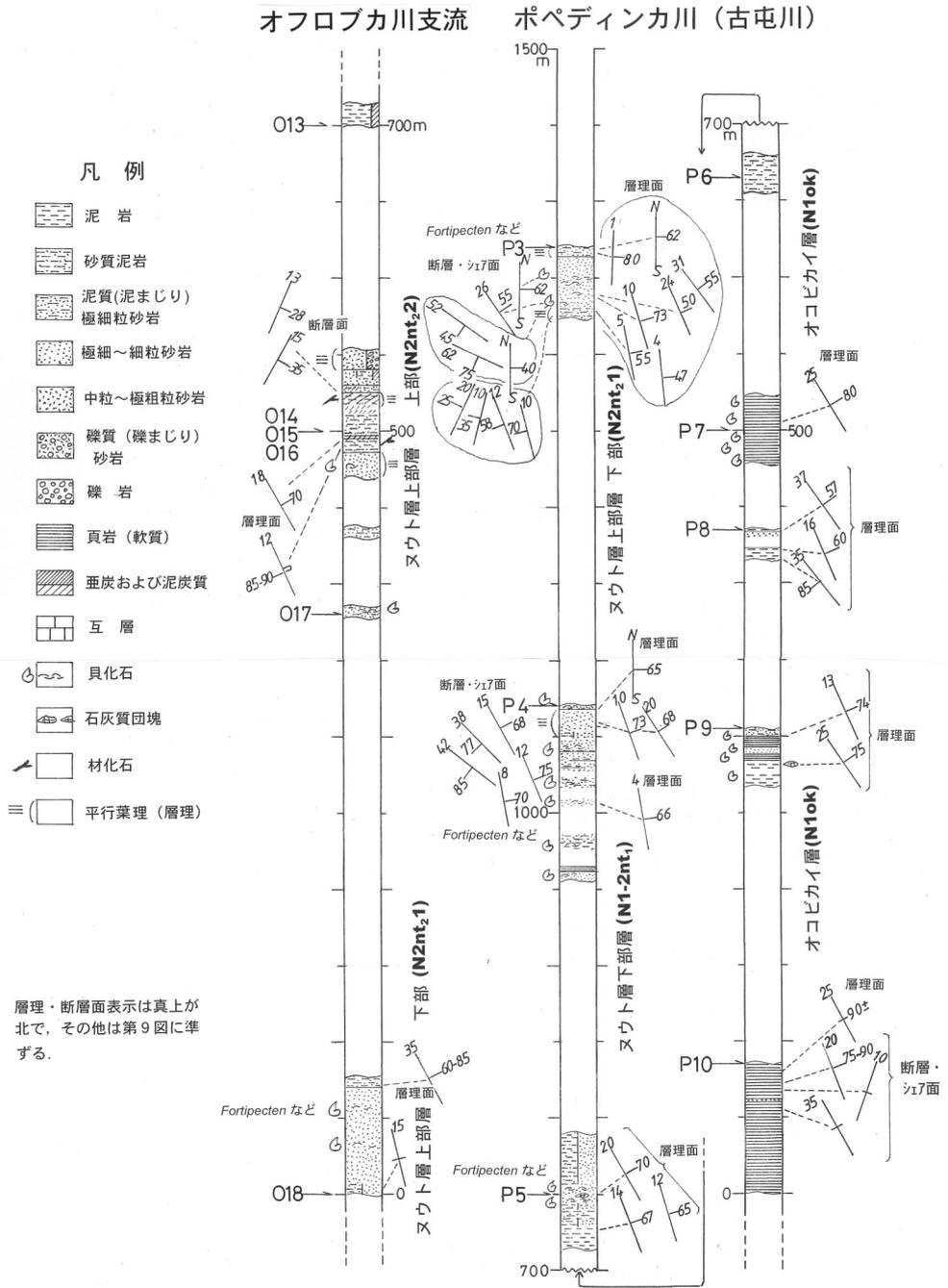
およびそれに続く 1997~1998 年度文部科学省科学研究費国際学術研究「極東ロシアにおけるテクトニクスと活断層に関する総合調査 (代表: 木村 学)」によって、日ロ共同研究として行われ、1998 年の夏の調査までにはほぼその概要が明らかになったとされる。具体的にはロシア科学アカデミー海洋地質学地球物理所およびロシア天然資源省極東地質情報センターの協力によって、サハリン全土に関する実体視可能な衛星写真と主な地域の 2 万分の 1~4 万分の 1 程度の縮尺の空中写真、および 1995 年北サハリン地震直後の震源地付近の 1 万分の 1 空中写真の閲覧・判読が行なわれた。その結果、サハリンの活断層はサハリン南部のユジノサハリンスク低地帯 (ススナイ低地) 西縁, サハリン中部のポロナイスク低地帯 (ポロナイ低地) 西縁およびサハリン北部のネフチェゴルスク周辺に分布するとされた。

スミルヌイフ~ポペディノ地域の活断層についてはポロナイ低地西縁のティムーポロナイスク断層沿いに断層群として存在することが紹介されている (鈴木ほか, 2000; 第 5 図)。

丘陵地帯が幅広くなるイルベナヤ川以北については、同断層から東側に 10 km 前後離れて、その東半部に分布しているのに対して、以南においてはティムーポロナイスク断層沿いに分布し同断層の活動をストレートに反映している。最も東寄りで追跡される活断層は屈曲に富み、地形面を撓曲変位させ、隆起側 (西側) の地形面を西方へ傾斜させており、比較的低角の逆断層とされており、堤ほか (1999) によれば、スミルヌイフ市街地の北方箇所 (北緯 45°45'; 第 4 図 a) でトレンチ調査が実施され、完新世の段丘堆積物を切る 40°西傾斜の逆断層 (最新イベントのネットスリップ約 5 m) が確認されている。鈴木ほか (2000) は、この逆断層の上盤側 (西側) においては多くの逆向きや山側 (西側) 隆起の低断層崖が認められるとし、これらを上盤側において副次的に生じた圧縮場に対応した断層や急傾斜した地層 (新第三系) の層面すべりの断層であろうと推察している。さらに、以上の断層に沿っては、高位段丘面から低位段丘面までが累積的に変位しており、総変位量は中位相当の段丘面で 70 m, 低位段丘面で



第 6 図. ポペディンカ川中流域の地質図. ロシア側案内者から提示された簡略な地質図をもとに調査結果を加えて作成 (凡例は第 13 図に準ずる). 調査地点 (P1~12) 以外の 3 点の走向・傾斜は植村 (1936) による。



第7図. ポペディンカ川およびオフロブカ川支流のオコビカイ層とヌウト層のルート柱状図.

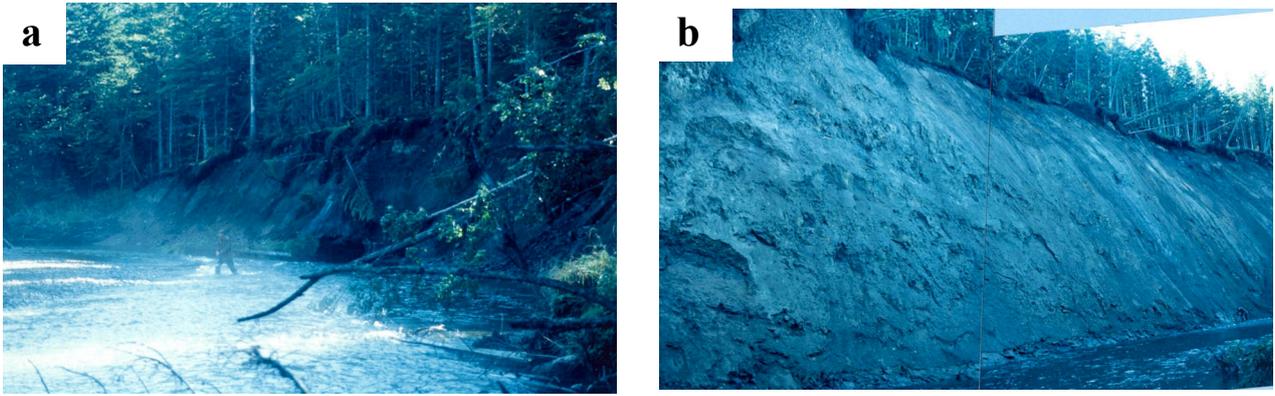
20～30 m に及び、平均変位速度は垂直成分のみでも 1.0～1.5 m/1,000 年程度になることが予想されており、断層面が底角であることを考えると、ネットスリップ速度はこの数倍になる可能性も指摘されている。

調査結果

1. ポペディンカ川(古屯川)中流

調査範囲は主にティムポロナイスク断層の東側の新第三系分布域であり、同断層西側に

隣接する白亜系分布域の一部も含まれる(第4図 b-e)。ロシア側より提示された地質図によれば新第三系は下位より、ベルクネドゥ層(N1vd)、セルツウナ層(N1srt)、オコビカイ層(N1ok)、ヌウト層下部層(N1-2nt₁)、ヌウト層上部層(N2nt₂)より構成され、ヌウト層上部層は下部(N2nt₂1)と上部(N2nt₂2)に分けられる。調査を行ったのはティムポロナイスク断層に隣接する南岸側の4 km 間の露頭群である。第6図に調査地点番号、測定層理(走向・傾斜)、



第 8 図. a : ポペディンカ川 P1 地点. 不整合面を境にしてその上位 2 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1). b : P2 地点. ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) より成る. 最上部には斜交不整合面があり, その上位約 2 m は中位段丘堆積物.

地名などを付して作成した地質図を示す. なお, 地層の区分と分布はロシア側から提供された地質図に基づくとともに, 植村 (1936) により作成された地質図中の層理面の走向・傾斜を補完的に表示した (ただし, 新第三系は 3 点のみ).

8 月 12 日にロシア側の案内で第 6 図の中央部の橋から上流へ向かって調査を進め, 地点番号は P1~12 として下流側より順に付した. P3 より始まる東傾斜の急立部においては, 下位よりオコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の順に層厚約 1,400 m 部分が整合一連で堆積しており, P3, P4, P5……と番号が進むに連れて層準的に下位へ移行する (第 7 図). オコビカイ層の下位のベルクネドゥ層 (N1vd), セルツナ層 (N1srt) およびヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) については調査を行っていない.

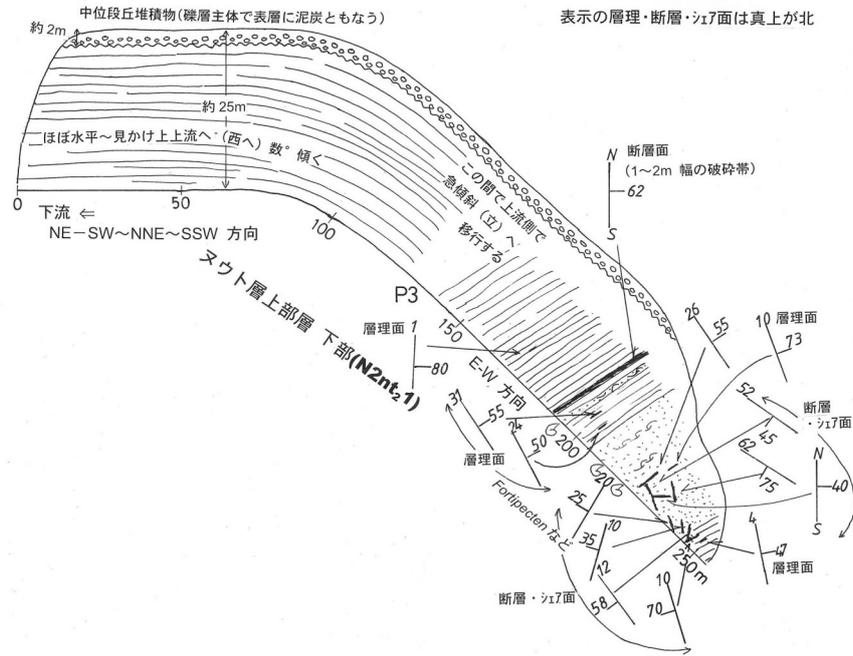
1) 地点 (露頭) 毎の説明

P1: 露頭は約 6.5 m 高, 長さ約 80 m で (第 8 図 a), 不整合面を境にしてその上位 2 m は最低位段丘堆積物, 下位 4.5 m 部分はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) である. 段丘堆積物は礫層が主体で最上部に腐植土層をともなう. N2nt₂1 はほぼ水平に堆積するように見え, 軟質の砂質シルト~泥まじり極細粒砂岩からなる. 貝化石を多産し, *Fortipecten (takahashii)*, *Liocyra*, *Conchocele* および *Turritella* などが含まれるが, このうち *Liocyra* が卓越する.

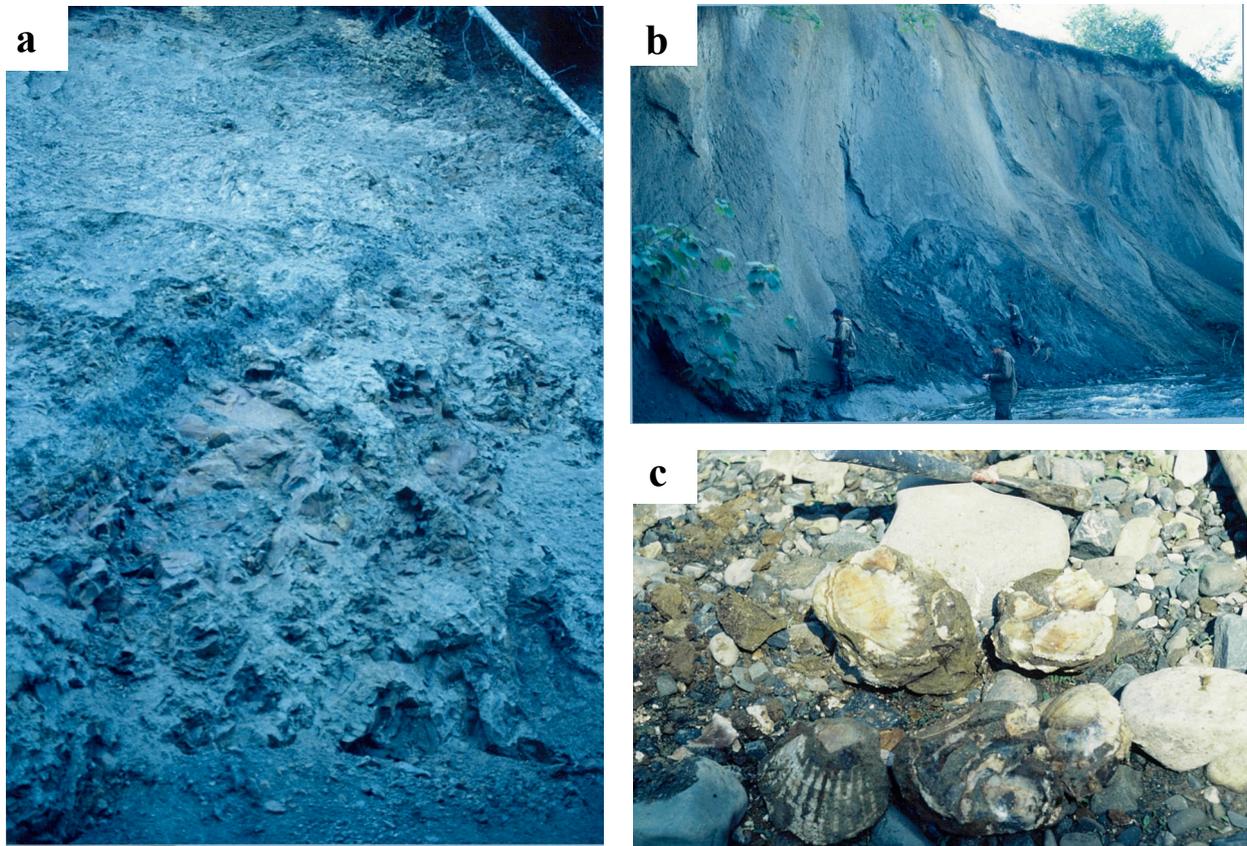
P2: 露頭は 20 数 m 高, 長さ 30 m+ で (第 8 図 b), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) より成り, トップには斜交不整合面があり, その上位約 2

m には中位段丘堆積物が重なる. 中位段丘堆積物は礫層が主体で, 最上部に泥炭層をともなう. N2nt₂1 は上流へ見かけ上 10°程度傾いているが, 層理面を 1 点測定した結果は N30°W・4°SW であった. 軟質の灰色シルト岩を主体とするが, 泥質の極細粒砂岩部も挟まれ, 部分的には層理も認められ, 全体としては 25~30 m 程度の層厚があるようである. その基底部の極細粒砂岩・細礫点在砂質シルト岩部分では *Nucula*, *Acila*, *Yoldia*, *Macoma (calcaren?)* など 2 種) をわずかに含むのが確認された.

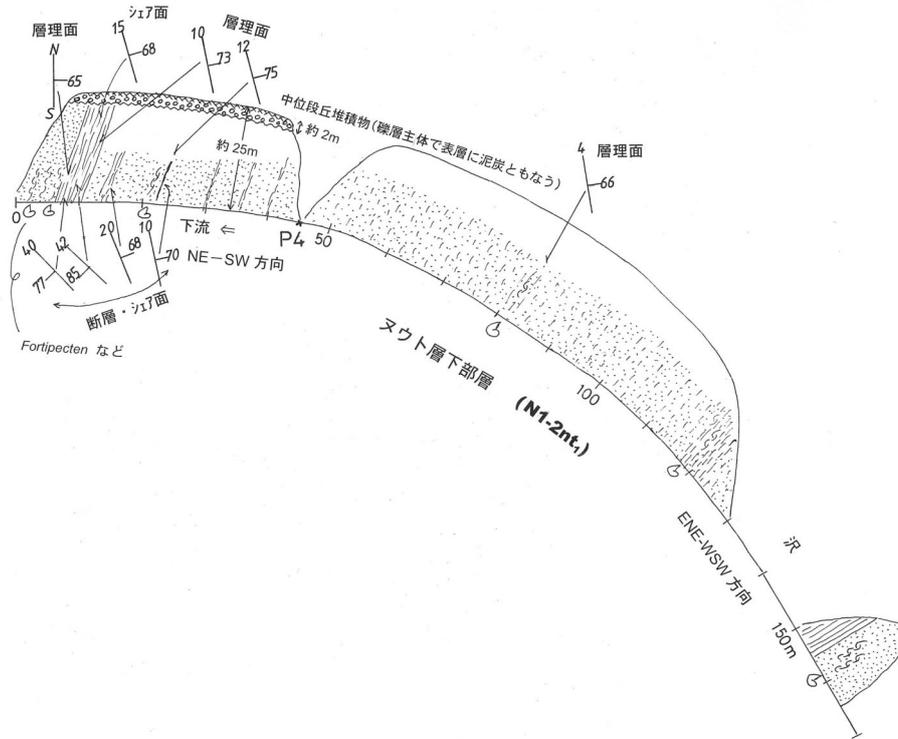
P3: 川の曲流部の約 25 m 高, 曲がり延長 250 m 弱の大露頭である (第 9 図). 露頭最上部の約 2 m 部分は P2 と同様に中位段丘堆積物が占め, 斜交不整合面より下位の露頭の主要部はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) である. N2nt₂1 は露頭の下流側 2/3 の部分は基盤岩である硬質泥岩などの細礫を散点的に含み, 板状層理を示す灰色砂質泥岩が主体の緩傾斜部で, ほぼ水平または見かけ上上流へ数°程度傾いており, 部分的に貝化石密集層が挟まれる. これに対して, 上流側 1/3 の部分は東北東へ 50~70°程度で傾斜する急立帯を成しており, N10°W・73°ENE, N31°W・55°NE, N24°W・50°ENE, N3°W・55°E, N4°W・47°E と一部逆転の N62°W・75°SW などの層理面が測定でき, 構造変換部 (向斜軸想定) では幅 1~2 m 程度の断層帯 (破砕部; N1°E・80°E) が認められる (第 10 図 a). さらにほぼ同走向の断層 (幅 40cm の破砕部; NS・62°E), そのほか多くのシェア面・小断層 (N26°W・55°ENE, N52°W・45°SW, NS・40°E, N20°E・



第 9 図. P3 地点におけるヌウト層上部層のルートスケッチ図.



第 10 図. a : P3 地点. ヌウト層上部層下部 ($N2nt_21$), の緩傾斜部から急立部への構造変換部. 東北東へ $50\sim 70^\circ$ 程度の傾斜の急立帯を成し, 幅 $1\sim 2$ m 程度の断層帯 (破碎部; $N1^\circ E \cdot 80^\circ E$) が認められる. b : P4 地点. 約 45 m 長の手露頭では, 露頭最上部の約 2 m は中位段丘堆積物が占める. 斜交不整合面より下位の露頭主要部はヌウト層下部 ($N1-2nt_1$) の急立帯である. c : P4 地点のヌウト層下部層 ($N1-2nt_1$) に含まれるタカハシホタテを主体とする貝化石.



第 11 図. P4 地点におけるヌウト層下部層のルートスケッチ図.

25°WNW, N10°E・35°WNW, N12°W・58°WSW, N10°W・70°WSW) が認められる. 下流側と同様な板状層理のある含貝化石の灰色砂質泥岩のほか、泥まじり極細粒砂岩部もあり、その中では *Fortipecten takahashii* の扁平面などが層理をとらえる手がかりとなる.

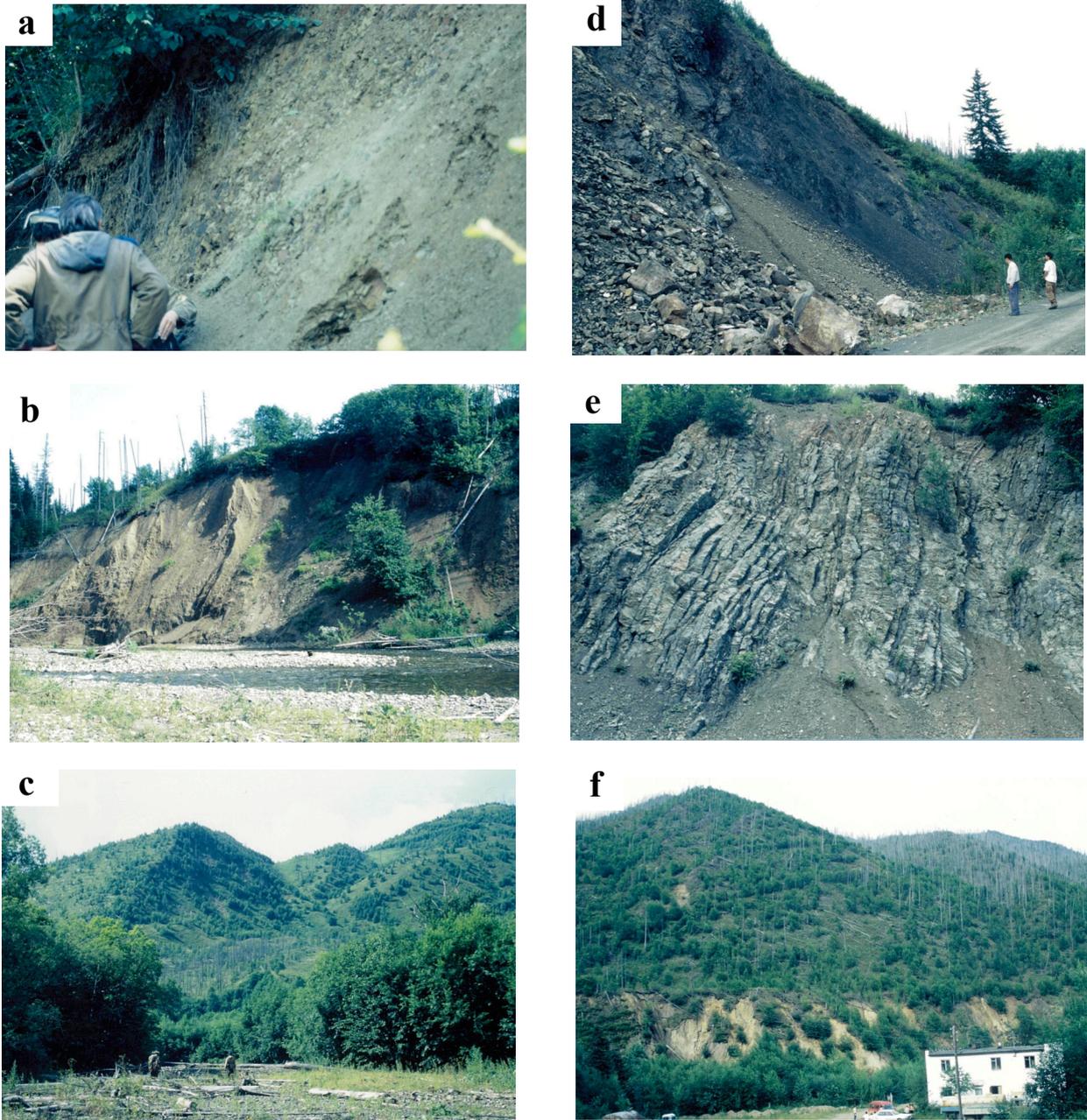
P4: 高さ 20 数 m で小沢合流部をはさみ延長 165 m の 3 つの露頭より構成される. 約 45 m 長の下手露頭 (第 11 図, 第 10 図 b) では, 露頭最上部の約 2 m 部分は P2・P3 と同様に中位段丘堆積物が占めるが, 斜交不整合面より下位の露頭の主要部はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である. 中位段丘堆積物は礫層を主とし, 最上部に泥炭層をとともなう. N1-2nt₁ は無層理の極細～細粒砂岩と極細粒砂岩・シルト岩互層 (板状層理) から構成され, *Fortipecten takahashii* を主体とする貝化石を含み (第 10 図 c), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂) との明瞭な岩相的差異は認められない. 東北東へ 70°程度で傾斜する層理面 4 点が測定された (NS・65° E, N10° W・73° ENE, N12°W・75°ENE, N20°W・68°ENE). そして, この層理面とほぼ同走向のシェア面 (N40°W・77°SW, N15°W・68°ENE, N40°W・77°SW, N42°W・85°SW, N12°W・75°ENE, N10°W・70°ENE) が認められた. 中央の露頭

(延長約 85 m) でもほぼ同様な岩相で N4°W・66°E の層理面 (含貝化石の扁平面測定 1 点) を認めた. 小沢をはさむ上手の露頭 (長さ約 15 m) もほぼ同様である.

P5: 延長 80 m 弱の露頭であり, その下流部分 40 m 程度 (層準的に上位) はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で泥まじりの極細～細粒砂岩で構成され, 含貝化石ノジュール (*Fortipecten* など) を含み, N20°W・70°ENE の層理面が確認できる. 上流部分はオコビカイ層 (N1ok) で, 灰色シルト岩～砂質シルト岩より成るが, 貝化石の含有は確認できなかった. 極細粒砂岩をはさみ細互層状となることがあり, N14°W・67°ENE, N12°W・65°ENE の 2 点の層理面を測定した. 岩相的には北海道天北地方の声間層 (珪藻質泥岩) に類似する.

P6: P5 露頭の上流側端から約 55 m 進んだ箇所 (25 m 長) である. 全体がオコビカイ層 (N1ok) で, 一見無層理の砂質シルト岩より構成される.

P7: 長さ 50 m あまりの露頭で, 灰色珪藻質泥岩であるが, チリワレ状となり軟質頁岩様を呈し, オコビカイ層 (N1ok) である (第 12 図 a). 含貝化石として *Mya* が認められ, その扁平面は N25°W・80°ENE であった.



第 12 図. a: P7 地点のオコビカイ層 (N1ok). 灰色珪藻質泥岩であるが, チリワレ状となり軟質頁岩様を呈する. b: P10 地点. 最上部の約 2 m は中位段丘堆積物が占め, 斜交不整合面より下位はオコビカイ層 (N1ok) である. c: ポペディンカ川二又地点の下流側 (P10 地点上流昼食地点) から西へ向かって撮影. 中央付近が P11 地点で, 地形変換部をティムーポロナイスク断層が通る. d: P11 地点. ティムーポロナイスク断層の西側に隣接する白亜系堆積岩類 (K_2) の露頭. 写真右手が東側の新第三系分布域の丘陵部で, 地形変換部が同断層の位置. e: P11 地点の白亜系砂岩・泥互層. 植村 (1936) によれば, $60^\circ \pm$ の南西傾斜を示す. f: P12 地点のミネラルウォーター採取所.

P8: 長さ 20 m あまりの露頭で, P7 に類似の岩相で, オコビカイ層 (N1ok) である. 含貝化石で極細粒砂岩をはさむことがあり, 層理面は $N16^\circ W \cdot 60^\circ ENE$ および $N37^\circ W \cdot 57^\circ NE$ の 2 点を測定し, ほぼ同走向の $N35^\circ W \cdot 85^\circ SW$ のシェア面を測定した.

P9: P8 露頭の上流側端から約 40 m 進んだ箇

所の露頭 (40 m 長) である. 全体がオコビカイ層 (N1ok) で, 軟質頁岩様の砂質泥岩～シルシルト質極細粒砂岩で, 厚さ数 m の極細～細粒砂岩層 (含貝化石) をはさむこともある. 砂質泥岩部には貝化石 (*Yoldia*, *Macoma*, *Cardium* など) やノジュールを含むことがある. $N13^\circ W \cdot 74^\circ ENE$ および $N25^\circ W \cdot 75^\circ ENE$ の 2 点の層理

面が測定された。

P10: 高さ 20 数 m で長さ 90 m 弱の露頭である (第 12 図 b)。露頭最上部約 2 m は中位段丘堆積物が占め、斜交不整合面より下位の露頭の主要部はオコビカイ層 (N1ok) で、灰色のチリワレ状の軟質頁岩で、砂質層をはさむこともある。層理面は $N25^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$ および $N10^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ の 2 点が測定された。さらにほぼ同走向の断層 (幅 5~25 cm; シェアゾーン) が認められ、 $N20^{\circ}W \cdot 75 \sim 90^{\circ}ENE$, $N10^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ および $N35^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$ を測定した。この地点より上流の二又地点下流箇所では丘陵地帯から山地への変換状況がとらえられる (第 12 図 c)。

P11: この露頭はティムーポロナイスク断層の西側に隣接し (第 12 図 d)、1989 年の東サハリン山地质見学の際にも観察している (岡, 1990)。白亜系砂岩・泥互層 (K₂) より成り (第 12 図 e)、植村(1936)の地質図によれば、 60° 土の南西傾斜を示すとされる。

P12: ミネラルウォーター (炭酸水) 採取所 (第 12 図 f)。1989 年にも立ち寄る。

2) 層序と地質構造のまとめ

ロシア側から提供されたこの地域の地質資料は断片的なものであり、地質図も未完成の概略的なものであった。参考にした地質図およびその説明書 (植村, 1936) については、新第三紀層についての説明・表示が不十分である。ポペディンカ川中流域の調査はわずか 1 日間の限定的なものであり、詳細に論ずることはできない。ロシア側提示の地質図を基に、日本側の地図や今回の調査結果を加えて地質図を作成した (第 6 図)。地質構造および層序 (主として新第三系) は問題点を含めて以下のようにまとめられる。

① 西縁の白亜系堆積岩類と新第三系とは境界断層 (ティムーポロナイスク断層) を介して接している。境界断層は主に北北東-南南西方向の断層 (ポペディンカ川の北側) と北北西-南南東方向断層 (南側) から成り、これらの存在は丘陵から山地への地形変換部に位置しており、等高線の読み取り (第 3 図) から明瞭である。

② 東寄りの部分にポペディンカ川を斜めに横断するように北北東-西南西方向の断層が設定されている。特に南岸側ではヌウト層下部

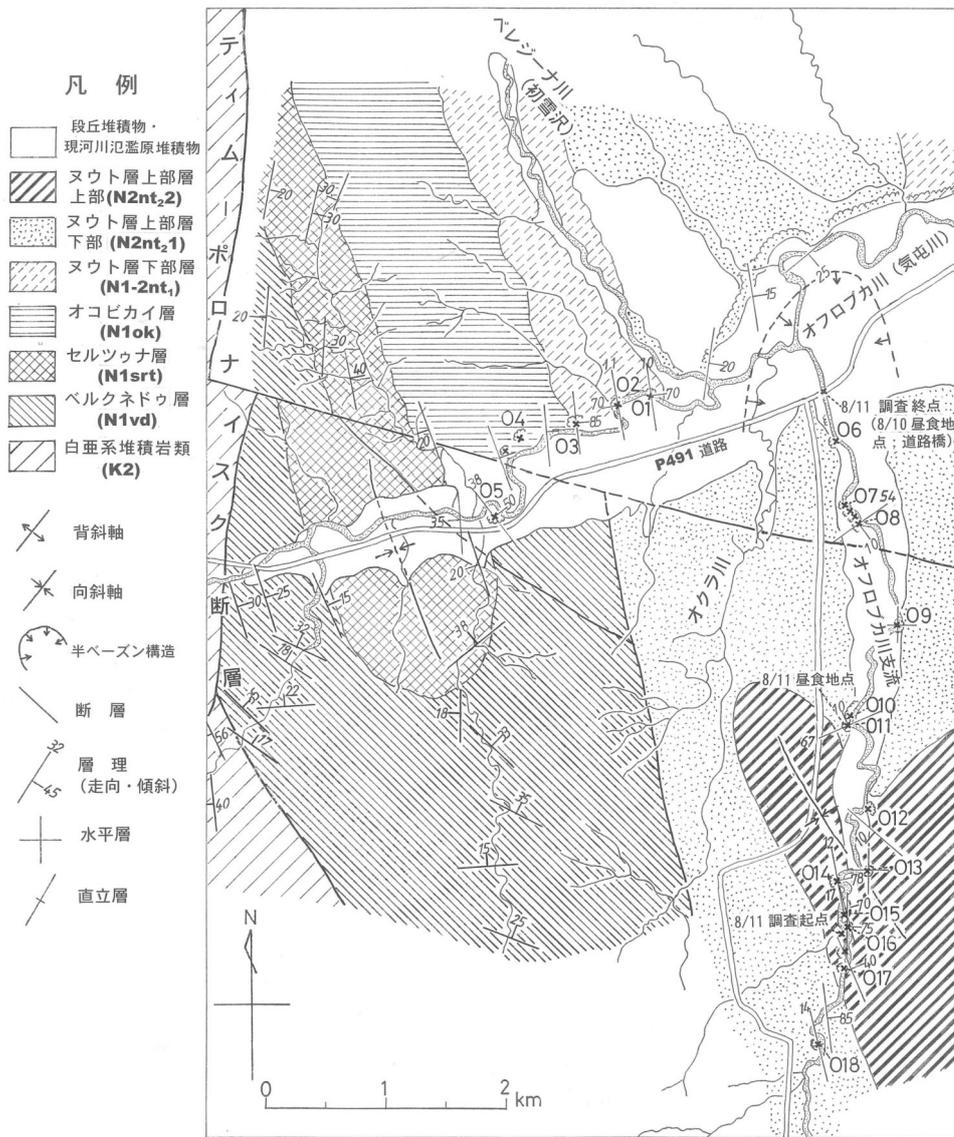
層 (N1-2nt₁) の上にヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) を欠いてヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) が重なること、断層を境にしてヌウト層下部層 (N1-2nt₁) +ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) がヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に接するなどかなり不自然であるが、その是非は確かめようがない。ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) をはさむように東西にヌウト層下部層 (N1-2nt₁)、オコビカイ層 (N1ok)、ベルクネドゥ層 (N1vd) が順次分布しており、全体としてほぼ南北の軸を有する向斜構造をとることは明らかである。ただし、西翼側でオコビカイ層とされた地層の北岸側のものについては、植村 (1936) では夾炭層の部分 (ベルクネドゥ層相当) が含まれる。さらに、西傾斜の部分もあることから、境界断層沿いには局所的な背斜構造が存在する可能性がある。

③ 上述の向斜構造は、今回の地質調査結果によれば、西翼が $50 \sim 90^{\circ}$ 傾斜で急立しているのに対して、東翼は 10° 以下の傾斜で西急東緩の非対象な形態をとる。

④ 新第三系の層序は下位より、ベルクネドゥ層 (N1vd)、セルツウナ層 (N1srt)、オコビカイ層 (N1ok)、ヌウト層下部層 (N1-2nt₁)、ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1)、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) に区別される。ベルクネドゥ層 (N1vd) およびセルツウナ層 (N1srt) はこの調査では確認できなかった。オコビカイ層 (N1ok) 以上の地層群は整合一連と推定され、上方へ浅海化を示す。すなわち、オコビカイ層は泥質岩主体で半深海主体、ヌウト層下部層および同上部層下部になるとかなり浅海化し砂質岩が卓越し、タカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) を代表種とする鮮新世の寒冷タイプの貝化石群が豊富に含まれるのが特徴となる。ヌウト層上部層上部は調査では確認できなかった。

2. オフロブカ川 (気屯川) とその南側支流 (小オフロブカ川)

調査と文献による検討範囲は、ティムーポロナイスク断層 (幌内断層) の東側 11 km 幅の新第三系分布域である。ロシア側より提示された地質図によればポペディンカ川と同様に新第三系は下位より、ベルクネドゥ層 (N1vd)、セルツウナ層 (N1srt)、オコビカイ層 (N1ok)、



第 13 図. オフロブカ川中流域の地質調査図. ロシア側から提示された簡略な地質図をもとに調査結果を加えて作成. 調査地点 (O1~18) 以外の走向・傾斜は主に植村 (1936) による.

ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層 (N2nt₂) より構成され, ヌウト層上部層は下部 (N2nt₂1) と上部 (N2nt₂2) に分けられる. 調査を行ったのはティムーポロナISK断層に隣接するポペディンカ川本流沿いおよび南岸側の支流 (小オフロブカ川) の露頭群である. 第 13 図に, 提示された地質図を書き直したものに調査地点番号, 測定層理 (走向・傾斜), 地名などを付して作成した地質図を示す. なお, 第 13 図については, ロシア側提示の地質図にはオフロブカ川本流以外には測定層理面の表示がほとんどないことから, 調査した南岸側主流を除いた支流群については植村 (1936) の地質図内に表示の層理面の走向・傾斜を借りて,

補完した. 8 月 10 日にオフロブカ川本流, 11 日に同南側支流 (小オフロブカ川) の調査を行った.

1) 地点毎の説明

[オフロブカ川本流]

南側支流 (小オフロブカ川) の合流点 (第 14 図 a) から 2.3 km 上流部分の間について調査を行った. 地点番号は O1~5 として下流側より順に付した. O1~4 については下位よりオコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) の順に整合一連で堆積しており, O1, O2, O3……と番号が進むに連れて層準的に下位へ移行する (第 7 図, 第 13 図). さらにオコビカイ層 (N1ok) の上流側には, 断層関係で下位のセル



第 14 図. a : オフロブカ川支流 (小オフロブカ川) の本流への合流点付近にかかる道路橋 (8 月 10 日昼食箇所 ; 8 月 11 日調査終点). b : 01 地点 (8 月 10 日調査 ; オフロブカ川南岸の河床露頭). ヌウト層上部層 (N2nt₂) の泥質極細粒砂岩. 含貝化石ノジュールを含む. c : 02 地点. 不整合面を境にしてその上位 2~2.5 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で, 70°程度の急傾斜となっている. d : 03 地点, 段丘面の高さは 20 数 m で中位段丘. 露頭の主体はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で地層は逆転する. e : 05 地点. 不整合面を境にして上位 2 m 弱は低位段丘堆積物で, 下位はベルクネドゥ層 (N1vd ; 夾炭層). f : 05 地点. 褐炭~炭質泥岩を挟み, 極細粒砂岩・泥岩の細かい互層より構成される夾炭層.

ツウナ層 (N1srt) を欠いてベルクネドゥ層 (N1vd) に接しているとされ, N1vd については O5 で調査を行った.

O1 : 南岸の河床露頭であり、ヌウト層上部層 (N2nt₂) で泥質極細粒砂岩より成り, 含貝化石ノジュールを含み (第 14 図 b), *Fortipecten takahashii* が多く, *Mya*, *Pitaria*, *Mactra*, *Anadara*, *Cyclocardia*, *Yoldia*, *Clonocardium*, *Tellina*,

Serripes, *Turritella* などが認められる. なお, この付近より下流ではヌウト層上部層 (N2nt₂) が 20°以下の緩傾斜 (東傾斜) に移行する.

O2 : O1 地点より約 70 m 上流の北岸露頭 (約 10 m 高) で, 対岸から視察した (第 14 図 c). 不整合面を境にしてその上位 2~2.5 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m 部分はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である. 70°程度の急傾斜となって

いるようで、ほぼ同走向のシェア面をとまない、含貝化石 (*Fortipecten* など) を含む。なお、北側背後には河床からの比高 20m 程度の中位段丘も認められる。

O3: 北岸露頭 (高さは 20 数 m, 約 100 m 長) で、中位段丘のようで、最上部には段丘堆積物をとまなう。主体はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である (第 14 図 d)。岩相は暗灰色～灰色砂質泥岩で極細粒砂岩を挟み細互層状となる。全体に貝化石を点在状に産出し、*Maetra*, *Macoma*, *Cyclocardia*, *Mya*, *Tellina* などが確認できる。層理面は N62°W・74°SW, N12°W・70°WSW, N10°W・65～75°WSW の 3 つ (逆転) を測定した。

O4: 北岸露頭で案内者の観察によれば、玄能石を含む泥岩でヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である。なお、この上流側では北岸にオコビカイ層 (N1ok) が露出する。

O5: 南岸の露頭 (高さ約 5 m, 長さ 10 m 程度; 第 14 図 e) で、不整合面を境にして上位は 2 m 弱の厚さの低位段丘堆積物で基底の礫質部と含礫泥質部より構成される。下位はベルクネドゥ層 (N1vd) であり、褐炭～炭質泥岩をはさむ極細粒砂岩・泥岩の細互層より構成され、いわゆる夾炭層である (第 14 図 f)。層理面は N22°W・70°ENE および N40°W・50°NE の 2 点を測定した。

[オフロブカ川支流 (南側)]

本流への合流点付近の道路橋 (第 14 図 a; 調査終点) から上流 5.5 km 地点 (直線距離) までの間について調査を行った。調査地点番号は下流より O6～O18 の順に付した。O6 地点から O13 地点間はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) が水平層から緩い波状褶曲を示している。一方、O14 地点から上流では向斜軸部からほぼ東への急傾斜帯を示しており、さらに上流でヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) から同下部 (N2nt₂1) へ移行しており、第 7 図にその部分に限定してルート柱状図を示した。

O6: 道路橋から約 400 m 上流の西岸露頭 (高さ 15 m 程度; 第 15 図 a)。不整合面を境にして、その上位 4～5 m の部分は低位段丘堆積物で、下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石 (*Fortipecten* など) の泥まじり極細粒砂岩より成り、板状層理も認められ上流側へ 10°前後

傾いている (南西傾斜?)。

O7: O6 地点より約 450 m 上流の西岸露頭で、O6 地点と同様に河床からの高さ 15 m 程度である。不整合面を境にしてその上位 3～4 m の部分は低位段丘堆積物で、下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石層が層状に多く挟まれる。

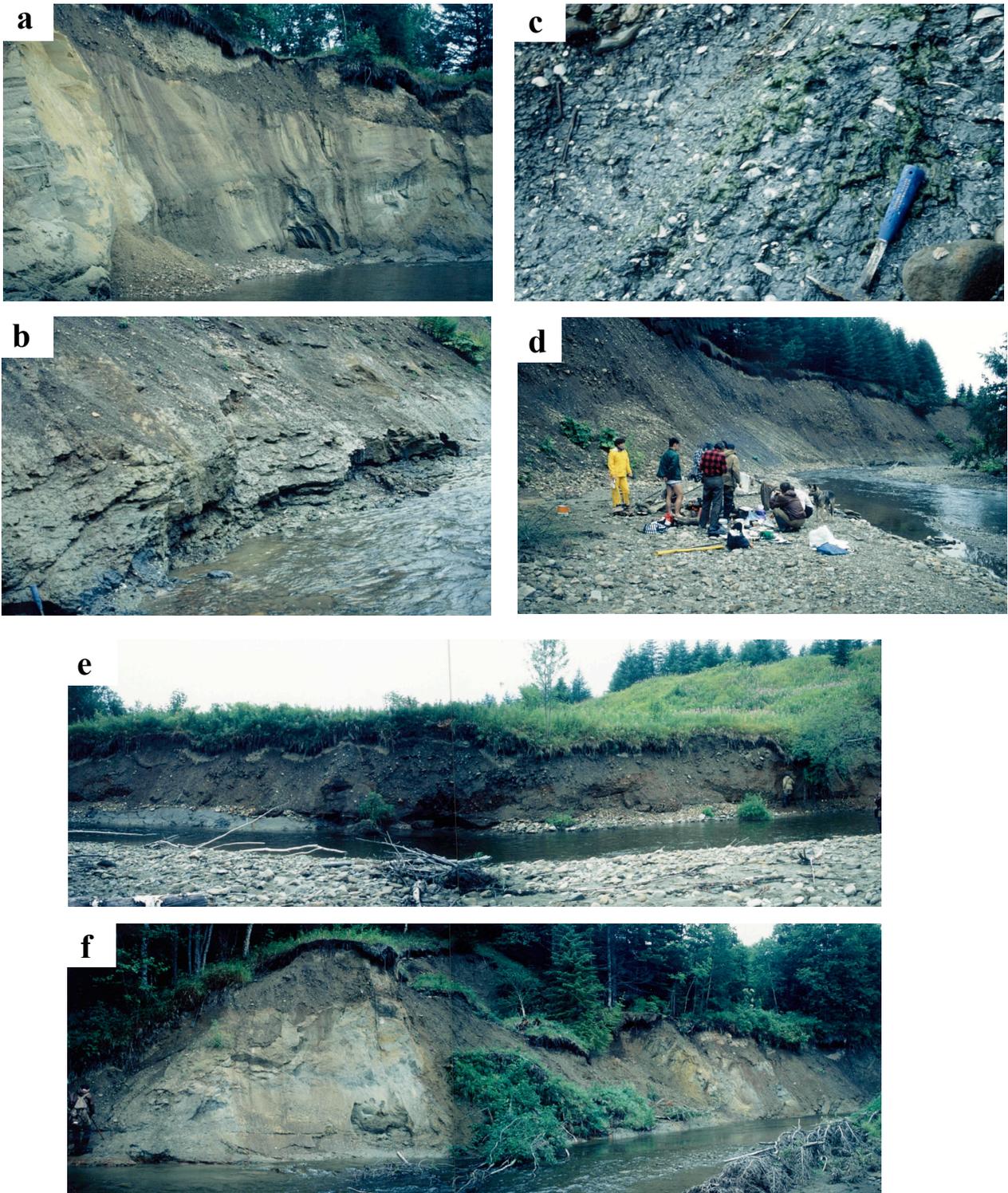
O8: O7 地点より 50 m 弱上流の地点から長さ 85 m の露頭が西岸側に続く (第 15 図 b)。高さ約 10 m で、不整合面を境にしてその上位 7～8 m は低位段丘堆積物である。下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石の泥まじり極細粒砂岩より成り、板状層理が認められ、南南西～南東へ 10～10 数°傾いている (N76°W・13°SSW および N53°・10°SE の 2 点を測定)。

O9: O8 地点より約 1 km あまり上流の東岸側の最低位段丘露頭 (高さ 7 m 弱・長さ 140 m 弱)。含貝化石で生痕に富む板状層理のある泥質極細粒砂岩より成り、ほぼ水平である。木片・細円礫を含むことがあり、*Spisula sahalinensis* を主体とし、*Cyclocardium*, *Fortipecten takahashii* などの貝化石を多産する (第 15 図 c)。

O10: O9 地点から約 850 m 上流の西岸側露頭 (高さ約 12 m, 長さ 150 m 弱) である (第 15 図 d)。不整合面の上位 8 m は礫層を主体とする低位段丘堆積物である。下位約 4 m 高はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) であり、ほぼ水平であるが、見かけ上、下流側へゆるく傾いているように見える。下流側半分では泥混じり極細粒砂・シルトの細互層状部 (層厚 4 m+; ラグーン堆積物?) で、上流側半分ではその下位は植物破片に富む炭質泥岩、含礫砂質泥岩 (有機質) および礫質岩で構成され、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) 類似の岩相と互層状態になっている。

O11: O10 地点の上流端から 110 m の西岸側露頭 (5 m 高, 長さ 15～20 m; 第 15 図 e) である。不整合面は上下にうねり、その上位は礫層主体の最低位段丘堆積物で最大 4.5 m の層厚がある。下位は炭質薄層をはさむ泥質層と砂礫質部の不規則互層で、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) であり、N66°E・10°NNW の層理面を測定した。

O12: O11 地点から上流 700 m の東岸側露頭



第 15 図. a : 06 地点 (道路橋から約 400 m 南側の小オフロブカ川西岸露頭. 不整合面を境にして, その上位 4~5 m は中位段丘堆積物. 下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で板状層理が認められ, 見かけ上上流側へ 10°前後傾く (南西傾斜). b : 08 地点. 07 地点とほぼ同様な露頭状況であるが, 不整合面下位のヌウト層上部層下部には含貝化石層が層状に多く挟まれる. c : 09 地点. 08 地点より約 1 km 上流の東岸側. *Spisula* を主体とし, *Cyclocardium*, *Foritipecten takahashii* などの貝化石を多産する. d : 010 地点 (8 月 11 日昼食地点). 不整合面の上位 8 m は礫層を主体とする低位段丘堆積物, 下位約 4 m はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1). e : 011 地点. 西岸側の最低位段丘露頭. 不整合面の下位は有機質部または泥炭薄層をはさむ泥質層と砂礫質部の不規則互層で, ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2). f : 012 地点. 東岸側の露頭であり, 不整合面より上位約 6 m は礫層主体の低位段丘堆積物で最上部には腐植土層 (泥炭) をともなう. 下位はヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) でほぼ水平.

(約 10 m 高) である。不整合面より上位は約 6 m の厚さの低位段丘堆積物 (礫層主体) で、最上部は腐植土層 (泥炭) をともなう (第 15 図 f)。その下位はヌウト層上部層上部 (N2nt₂) で亜炭薄層をはさむシルト岩～シルト質極細粒砂岩から成り、ほぼ水平である。

O13 : O12 地点から 700 m の東岸側露頭 (約 15 m 高)。有機質部または亜炭薄層をはさむシルト岩～シルト質極細粒砂岩のヌウト層上部層上部 (N2nt₂) で構成され、ほぼ水平である。

O14 : O13 地点から上流 150 m の西岸側の小露頭であり、貝化石密集層 (*Serripes* 主体) および亜炭薄層をはさむ泥質岩よりなる (N2nt₂)。層理面は N13°W・78°ENE が測定でき、O13 地点との間に向斜軸が存在し、その西翼側は東傾斜の急立帯となる。

O15 : O14 地点から上流 190 m 弱の東岸側露頭 (5 m±高、長さ 85 m) で、東北東傾斜の急立層を成す。板状泥質岩主体で、砂質岩、亜炭および含礫砂岩～礫質砂岩との互層からなり、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂) である (第 16 図 a)。亜炭はときに 1.5 m 弱の厚さになり (第 16 図 b)、砂質岩中には貝化石が含まれることがあり、O10 地点と同様にヌウト層上部層下部 (N2nt₁) 類似の岩相と互層状態になる。層理面は N18°W・70°ENE および N29°W・66°NE、断層は N13°E・28°ESE および N15°E・35°ESE のそれぞれ 2 点を測定した (第 16 図 a)。

O16 : O15 地点から上流 85 m 弱の沢合流点付近であり、高さ約 10 m の低位段丘が分布する (第 16 図 c)。河床から 2 m 程度の高さまでヌウト層上部層上部 (N2nt₂) で構成される。部分的な観察では、含貝化石 (*Cardium*, *Pitaria*, *Fortipecten* など) の極細～細粒砂岩の急立帯 (層理面は NS・75°E を測定、層厚約 4 m+) で、一部に亜炭をはさむ泥岩もともなう。O10・O15 と類似してヌウト層上部層下部 (N2nt₁) 類似の岩相と互層状態になっている。

O17 : O16 地点から 100 m 程度進んだ西岸側の最低位段丘露頭 (高さ 6m、長さ 30 m+; 第 16 図 d) である。不整合面を境にして上位の礫層主体の段丘堆積物であるが、最上部 30 cm あまりは泥炭層である (第 16 図 e)。その下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₁) が占め、含貝化石層をはさむ泥まじり極細粒砂岩で構成され

る (第 16 図 e)。

O18 : O17 地点から 500 m 程度上流の西岸側の最低位段丘露頭 (高さ 6 m、長さ 30 m+; 第 16 図 f) で、不整合面より下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₁) が占める。砂質泥岩・極細粒砂岩細互層と貝化石 (*Fortipecten* など) を散点的に含み生物擾乱をこうむった細粒砂岩で構成される。層理面は N35°W・60～65°NW, N15°W・90°の 2 点を測定した。

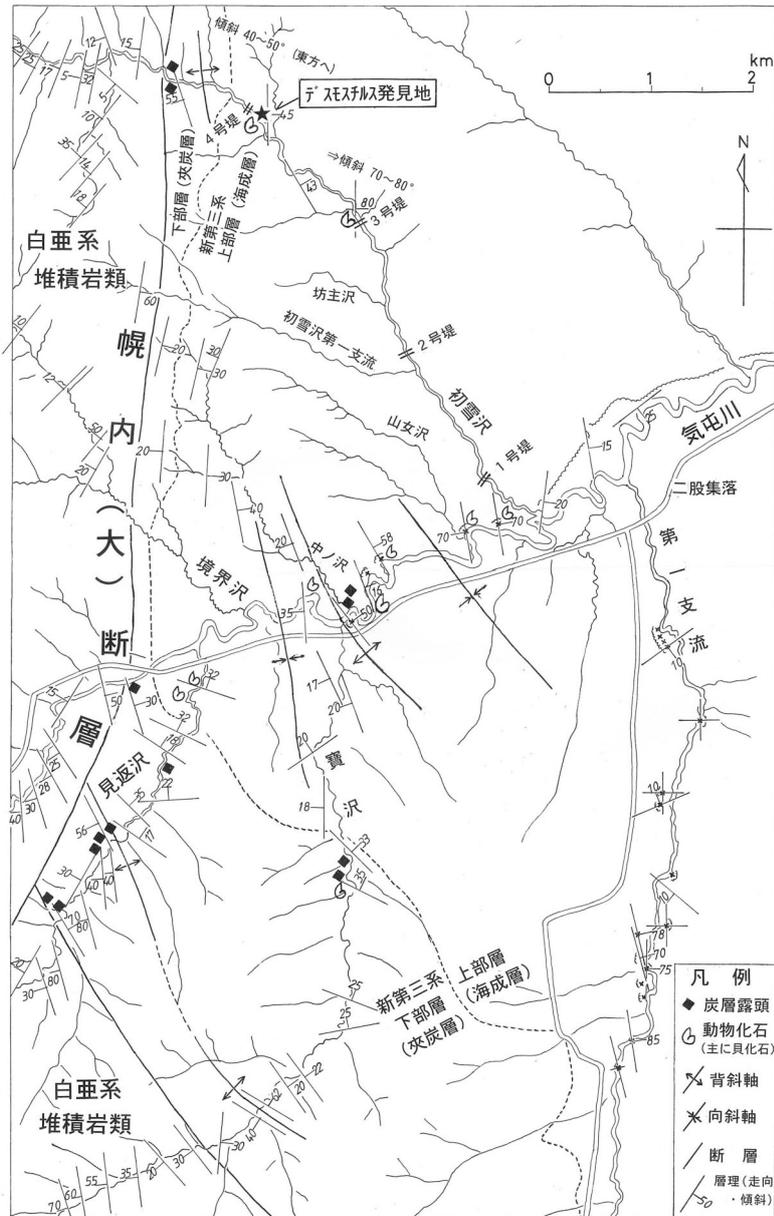
2) デスモスチルスの産出地とその付近の地質について

北海道大学総合博物館には樺太気屯産のデスモスチルスの全体骨格化石が保管・展示されている (越前谷・小林, 2006)。デスモスチルスの産出地点を含むポペディンカ川 (古屯川) 中～上流域およびオフロブカ川 (気屯川) 中流域一帯については、植村 (1936) の地質図がある。この地質図には、デスモスチルスの産出地点とともに、新第三系の走向・傾斜も多く示されている (第 17 図)。デスモスチルスの産出地はオフロブカ川 (気屯川) の北側からの支流ベレジーナ川にあり (第 17 図)、産出の経緯については長尾・大石 (1934) に報告されている。この川は O1 地点の 500 m 程下流でオフロブカ川に合流しており、日本統治時代は初雪沢と呼ばれていた。この川は全長が約 15 km で、当時木材流送のための堰堤が 11 体あり、そのうち合流点から 5 km の 4 号堤の落口下が産出箇所とされる。河床砂礫層下の岩盤中の長さが 4～5 m の巨大な石灰質団塊が産出源とされ、それが流水により破壊され、産出源と下流の数箇所分割された岩塊として採取されたものとされている。化石そのものの記載については、長尾 (1935a, b) および Nagao (1937) に示され、発掘の際の長尾ノート (野帳) について、川村 (2006) がその一端を発掘メンバーの写真付きで紹介している。

今回の調査では初雪沢に立ち入っていないが、その中～下流の地質の概要については、長尾・大石 (1934) に示される。それによれば、気屯川から 7 km 地点の南北性の断層 (幌内断層; ティムーポロナイスク断層) を境にして、その西側の山地部分では白亜紀層 (堆積岩類) が、東側の丘陵地部分では新第三紀層が分布する。その東側部分では川沿いに高位の段丘堆積



第 16 図. a : 015 地点. 東傾斜の急立層で, 板状泥質岩を主体とし, 砂質岩, 垂炭および含礫砂岩~礫質砂岩の互層をともなうヌウト層上部層上部 (N2nt₂). b : 015 地点. ヌウト層上部層上部にはさまれる厚さ 1.5 m 弱の垂炭. c : 016 地点. 015 地点から 85 m 弱上流側の沢合流点付近で, 高さ約 10 m の低位段丘が分布. d : 017 地点(西岸側の最低位段丘露頭). 河床から 2 m 程度の高さまでヌウト層上部層上部 (N2nt₂) で構成される. e : 017 地点. 第 16 図 d の左端中段部分の拡大写真. 段丘堆積物最上部には泥炭層をともなう. 下位のヌウト層上部層上部は含貝化石層をはさむ泥まじり極細粒砂岩. f : 018 地点(西岸側の最低位段丘露頭. 不整合面より下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₁) が占める.



第 17 図. 植村 (1936) の地質図の一部 (オフロブカ川中流域). 第一支流の走向・傾斜および第一支流合流点から中ノ沢合流点までの気屯川 (オフロブカ川) の走向・傾斜は, 本調査結果から補完. 初雪沢については長尾・大石 (1934) の説明も加える.

物 (中位段丘堆積物) が広く分布し, 新第三紀層は河床の一部および両岸の河崖 (段丘崖) に露出し, 大きく下部層 (夾炭層) と上部層 (海成層) に区分できる. 植村 (1936) の地質図も参考にすると, 詳細は以下のようなになる (第 17 図).

下部層は断層沿いに分布し, アルコーズ砂岩を主とし, 一部は砂岩・礫岩・泥岩の互層より成り炭質泥岩および炭層をはさむ. 本層はこの特徴から, ベルクネドゥ層 (N1vd) と見なされる. 幌内断層のすぐ東側には背斜構造が認めら

れ, その西翼では断層に近接して急傾斜し, 東翼では比較的緩い傾斜を示すとされる.

上部層は 4 号堤付近から下流に分布し, 主として帯緑灰色の泥岩～砂質泥岩および灰黒色泥岩よりなり, 頁岩様を呈するが, 一般に軟質である. 一部に含海緑石砂岩がはさまれ, 含貝化石の石灰質団塊を含む. 地層は東方へ急傾斜し, 西寄りの 3 号堤～4 号堤間では $45\sim 50^\circ$ で, 3 号堤付近より下流では $70\sim 80^\circ$ に達するとされる. 4 号堤付近はデスマスチルス化石を含む巨大な石灰質団塊以外にも大小の団塊が含ま

れ、玄能石を含み、貝化石を密集して産することがあり、特に *Mya* が多く、そのほか *Serripes*, *Macoma*, *Acila*, *Phacoides*, *Natica* などが確認されている。3号堤付近では石灰質団塊の巨大なものは認められないが、同様に玄能石、貝化石に富む団塊が含まれ、貝化石の種構成もほぼ同様とされている。本層はその岩相的特徴からオコビカイ層 (N1ok) ~ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) に対応、デスモスチルスを含む部分 (4号堤付近) はオコビカイ層最下部に相当すると思われる。

3) 地質構造と層序のまとめ

ポペディンカ川と同様に、ロシア側から提供されたこの地域の地質資料は断片的である。植村 (1936) の報告・地質図は、新第三紀層、特にその上部層の部分については説明・表示が不十分である。さらに、オフロブカ川中流域の2日間の調査は限定的である。これらの地質資料や調査結果から地質構造および層序 (主として新第三系) は問題点を含めて以下のようにまとめられる。

① 西縁の白亜系堆積岩類 (K2) と新第三系の間は境界断層により接している。境界断層系 (ティムーポロナイスク断層) は北北東-南南西方向の2断層と、それに交差する概ね北西-南東方向の2断層から成り、これらの存在は丘陵から山地への地形変換部に示され、等高線の読み取り (第3図) からも明瞭である。

② 第13図にはオフロブカ川を斜めに横切るように西北西-東南東方向の断層を想定している。この断層より北側ではオフロブカ川本流と南からの支流の合流点付近に沈降の中心部があるベーズン構造が認められ、その西翼側では西から、ベルクネドゥ層 (N1vd), セルツウナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の順に上位層へ向かって分布しているように一見とらえられる。しかし、ティムーポロナイスク断層寄りの部分について、植村 (1936) の地質図では西傾斜の部分も存在し、細かな褶曲構造 (背斜・向斜) が存在しているようで、地層の分布表示にも手直しが必要と思われる。なお、ベレジーナ川 (初雪沢) の北東側で、ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) からヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) へ移行する部分で 90°近

い急傾斜から 20°程度の緩傾斜へ変換するようである。

③ ②で述べた西北西-東南東方向の推定断層の南側においては、その西半部ではセルツウナ層 (N1srt) を取り囲むように、下位のベルクネドゥ層 (N1vd) が分布しており、明瞭なベーズン構造が存在しているようにとらえられている。一方、東半部と西半部の境界は北北西-南南東方向の断層で、ベルクネドゥ層 (N1vd) がヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に接するとしている。断層を境にした北側との地質構造および地層分布の違いは相当に不自然で、違和感がある。植村 (1936) の地質図に描かれている北北西-南南東方向の背斜軸と向斜軸 (第13図中央部) は、②で述べた推定断層の南側と北側にまたがって連続している。この断層の南北および南側部分の西半部と東半部における地質構造の不調和はベルクネドゥ層 (N1vd), セルツウナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の区別のあいまいさにも起因する可能性がある。

④ オフロブカ川の南側支流については植村 (1936) の地質図ではその下流の新第三系分布域については走向・傾斜の表示は全くないが、その上流側半分では下部層 (夾炭層) が分布するとしている。ここで夾炭層とされるものは、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) であり、決してベルクネドゥ層 (N1vd) に相当するものではない。

⑤ 今回の調査の O13 地点ではほぼ水平層を示すが、O14 地点より上流側では北北西-南南東の走向で東へ 75~90°の急傾斜を示しており、急立帯へ移行している。素直にとらえると、この急立帯はオフロブカ川北側のベレジーナ川 (初雪沢) 沿いの急立帯へ連続する可能性がある。さらに、この急立帯に完全一致はしないが、オフロブカ川南側支流の西岸側には西落ちの活断層が設定されている。なお、夾炭層である N2nt₂2 の分布に合わせるように向斜軸部を設定しているが、実際にその下流でも水平層が認められ (O9, O10 地点), 実際の向斜状部はオフロブカ川本流と南からの支流の合流点付近に沈降の中心部があるベーズン構造を含めてとらえる必要がある。

⑥ 新第三系の層序はベルクネドゥ層 (N1vd), セルツゥナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1), ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) の順に整合的に重なるとされる。これらの中で位置付けがよくわからないのはセルツゥナ層 (N1srt) である。ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) は礫質層と夾炭層により特徴付けられるが, ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に類似した含貝化石砂質層もはさまれており, 陸成環境, 浅海環境の繰り返す環境が示される。

スミルヌイフ地域の新第三系のサハリンにおける位置づけおよびティムーポロナイ断層周辺のテクトニクス

1. 新第三系層序について

サハリンの新第三系研究については, 旧ソ連の 1980 年代後半のペレストロイカ期以降の日ロ学术交流の前進の中で, 文部省科学研究費により 1995・1996 年度に実施された国際学術研究・学術調査の小笠原憲四郎代表「環オホーツク海地域の後期新生代の古環境変遷」の中で, 貝化石および微化石 (有孔虫・渦鞭毛藻・花粉・珪藻) の解析, 放射年代測定 (K-Ar) などが進められ, その詳細な年代が明らかになってきた (小笠原・久田, 2000; 小笠原, 2005 など)。しかし, 研究対象地域は限定的で, 南サハリン北部の本報告地域には層序および年代を論ずる報告は皆無である。ロシア側からあらかじめ提供された資料および Semynov (1994) に基づけば, 本地域の新第三系は下位よりベルクネドゥ層, セルツゥナ層, オコビカイ層, ヌウト層で構成される。

ベルクネドゥ層は南サハリンタタール海峡側のチェホフ (野田) 地域, アレクサンドル・サハリンスキー地域およびオホーツク海側マカロフ (知取) 地域の第三系層序に出現する地層である (天然ガス鉱業会, 1976; 栗田ほか, 2000; 鹿野ほか, 2000)。鹿野ほか (2000) によれば, 旧日本時代には上位アウシンスク層相当部を含めて内幌夾炭層と呼ばれ, 花粉を含む植物化石の解析から台島型植物群の北方型 (冷温な要素が多い) で特徴付けられるとし, 前期中新世末～中期中新世初期に位置付けている。

セルツゥナ層は今回の調査で直接確認して

おらず, その実態は不明であるが, タタール海峡側のアレクサンドル・サハリンスキー地域の新第三系層序表で紹介される (天然ガス鉱業会, 1976; 栗田ほか, 2000)。次のオコビカイ層とセットでとらえられることもある (四十物, 1975)。

オコビカイ層は北サハリン北東部油・ガス田地帯で含油・ガス層として知られ, 狭義のオコビカイ層と呼ばれる下部層と, エカビ層と呼ばれる上部層に分けられることがある (四十物, 1975)。デスモスチルス化石は本層最下部から産出するが, 北海道とサハリンのデスモスチルス類の産出層準の総括的な検討を行った八幡・木村 (2000) および八幡 (2000) によれば, 気屯産のデスモスチルス化石は内幌夾炭層最下部で, 歌登産と同様に 14.5–13.5 Ma 期 (中期中新世中頃) とされている。しかし, 実際には夾炭層より上位の海成層から産出し, 気屯南方 60 km の内川 (上敷香南方) 産の化石は 13.5–11 Ma 期 (中期中新世後期) とされており, この期の可能性も考えられる。いずれにしても, 本層は中期中新世中頃から後期中新世の地層と見なされる。

ヌウト層は北サハリン北東部油・ガス田地帯でオコビカイ層の上位に出現する地層であり, 広義のヌウト層は下部層, 中部層, 上部層に分けられ, タカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) などの貝化石群を含み, ほぼ南サハリンの後期中新世後半～鮮新世マルヤマ層 (群) に対比されている (四十物, 1975)。本地域のヌウト層は下部層 (N1-2nt₁), 上部層下部 (N2nt₂1), 上部層上部 (N2nt₂2) に分けられるが, 南サハリン南部ユジノサハリンスク西方丘陵のマルヤマ層は下部マルヤマ層 (N1mr₁^{I~III}), 上部マルヤマ層 N2mr₂^{IV}, 同 N2mr₂^V に分けられ (岡・五十嵐, 1997), 岩相的にはヌウト層下部層 (N1-2nt₁) は下部マルヤマ層 (N1mr₁^{I~III}) に, ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) は上部マルヤマ層 N2mr₂^{IV} に, ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) は上部マルヤマ層 N2mr₂^V に対比できる。ヌウト層からもタカハシホタテなどの貝化石群を豊富に産出する。上部マルヤマ層は第四紀前期更新世に入り, その上半部の N2mr₂^V (夾亜炭礫・泥岩層～砂礫層) 中には花粉分析からハラミロ事変 (0.97~0.9 Ma) 頃と見なさ

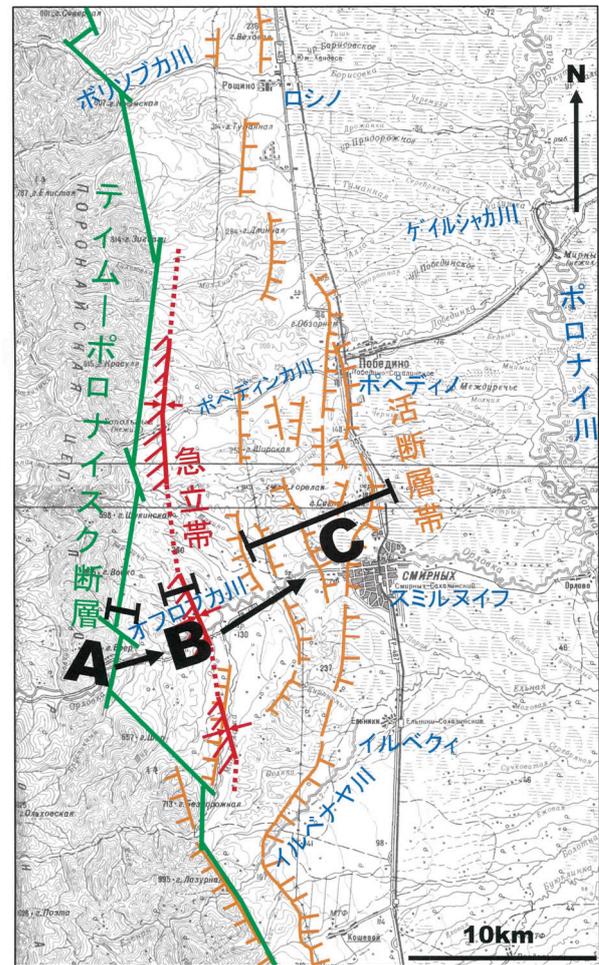
れる寒冷期 (*Larix* 帯) が検出されている (岡・五十嵐, 1997). 本層がマルヤマ層に対比されるとすると, その年代は後期中新世後半から前期更新世と見なされる.

以上のことから, 本地域の新第三系は前期中新世末から鮮新世に該当し, その最上部は前期更新世に含まれる可能性がある.

2. ティムーポロナイ断層と第四紀地殻変動

西サハリン山地の東縁を画する大断層は日本統治時代には幌内(大)断層と呼ばれたが(植村, 1936), 近年, 同断層が北サハリン南部のティム川西岸側まで連続することが明らかになったため, 拡張した名称としてティムーポロナイ断層と呼ばれるようになった (Kimura, et al., 1983 ; Fournier et al., 1994 ; 瀬野, 1995). 同断層はサハリン南端のクリリオン岬東側まで追跡されている. Fournier et al. (1994) はロシア側の協力による衛星写真解析, 野外資料の検討および地震のメカニズム解析に基づき, 全体が新第三紀の *strike-slip* ゾーンであるとして, 断層の複合システム, 周辺の雁行状の堆積ベースンの発達, 褶曲などの特徴を検討している. そして, 調査地域付近 (オフロブカ川~オノル川間) について断層とその周辺の地質構造解釈図を示している. 瀬野 (1995) は 1995 年に発生したサハリン北部地震のテクトニックな背景を論ずる中で, 極東北部地域の地震活動を検討し, サハリン内陸部では地震活動の震源分布は狭い意味の線状ではなくやや幅をもっているが, プレート境界 (オホーツクユーラシア) がサハリンを縦断することは確実とした. 地震活動は, 特にティムーポロナイ断層などの縦断断層に沿う傾向が顕著であり, プレート境界はこれらの断層に沿うであろうと推察している.

第3・4図に示すように, 本地域ではティムーポロナイ断層がほぼ南北の主要なセグメントに対して, 北西-南東のそれが組み合わさっており, それに応じて山地が鍵型状に部分的に突出し, その鍵型部に囲まれるように丘陵部 (後期新生代の堆積域) が広がっている. ここには南北に伸びた紡錘状の盆状構造が存在し, 厚さ 1,000m に達するヌウト層 (後期中新世後期~前期更新世) の堆積域となっている. 第18図に示すように, ティムーポロナイ断層沿いの



第18図. ティムーポロナイ断層に関する変位部のシフト. A: ティムーポロナイ断層本体 (主に後期中新世以前に変位が進行), B: オコビカイ層~ヌウト層急立帯 (主として前期更新世に形成) および C: 現在の活断層帯 (中期更新世以降に活動活発化).

変位については, 西から東へ A: 断層本体, B: オコビカイ層~ヌウト層の急立帯および C: 現在の活断層帯が識別できる.

Aに関連しては Fournier et al. (1994) がサハリンの東西方向の第三系堆積盆の発達過程の解明から後期中新世以前に変位が進行したことを明らかにしている.

Bについては下部更新統に含まれる可能性の高いヌウト層上部層上部 (夾炭層) も急立していることから, 主として前期更新世に形成され, この時期に西上がりの変位が進行したと思われる.

Cについては, 「地形・地質概要」で述べたように最も東寄りの東落ち西傾斜の低角逆断層トレースが主要なものとされ, 上盤側に副次

的な断層が多数存在するとされる (鈴木ほか, 2000). 全体として高位段丘面から低位段丘面まで累積的に変位し, 総変位量は中位段丘面まで 70 m に達するとされ, 中期更新世～現在の変位進行ゾーンといえる.

このように, ティムーポロナイスク断層の活動の局部的現象と思われるが, スミルヌイフ地域では現在に近づくとつれて変位進行ゾーンが東へシフトするのが明らかである.

お わ り に

スミルヌイフ地域に分布するヌウト層は, サハリンを南北に縦断するティムーポロナイスク断層沿いに複向斜構造の中軸部を占めて分布する. 同層はユジノサハリンスク付近のマルヤマ層 (群), 北海道北部の「声問層+勇知層+更別層」にほぼ対応する地層であり, その時代は後期中新世後半～前期更新世である. 同層は西翼部で東傾斜 (75～90°) の急立帯を成しており, 前期更新世の後半を中心として東落ちの変位 (すなわちティムーポロナイスク断層の活動) が進行したと思われる. 中期更新世以降の変位はさらに東方へ移動している. 本断層を含む日本海東縁変動帯の活動は鮮新世の末頃から活発化しており, 本断層の具体的な変動プロセスの解明は日本海変動帯研究の一環として重要な手がかりとなるであろう.

スミルヌイフ地域のヌウト層にはタカハシホタテが多産する. その状況は同じ 1996 年 8 月に調査を行ったマカロフ地域のマルヤマ層 (群) でも同様である. 同化石の問題については, 今回は詳しく論ずることができなかった. 次回のマカロフ地の地域の上部新生界の報告で行うことにしたい.

文 献

四十物秀蔵, 1975, 極東北部海域の石油・天然ガス資源 (5). 天然ガス, **18**, 4-11.
越前谷宏紀・小林快次, 2006, サハリンにおける古生物学研究の展開. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 27-32.
Fournier, M., Jolivet, L. and Huchon, P., 1994, Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and

the Japan Sea opening. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, B2, 2701-2725.

- 籠瀬良明, 1995, 北方四島・千島・樺太, 地図で語る戦前・戦中・戦後. 古今書院, 171P.
鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂・小笠原憲四郎, 2000, ロシア, サハリン島南部, マカロフ地域およびチェホフ地域における前期中新世の不整合とその意義. 地学雑誌, **109**, 262-280.
川村信人, 2006, 地質屋たちの肖像—デスモスチルス発掘と“長尾ノート”—. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 33-34.
Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, 123-134.
栗田裕司・小布施明子・小笠原憲四郎・長谷川四郎・天野和孝・久田健一郎, 2000, ロシア・サハリン島における漸新統～中部中新統有機質微化石層序 (渦鞭毛藻化石・花粉化石) と年代・古環境. 地学雑誌, **109**, 187-202.
長尾 巧, 1935a, *Desmostylus* 属の歯式及各歯の構成に就て. 地質雑, **42**, 日本古生物学会報告, 605-614.
長尾 巧, 1935b, 樺太気屯産 *Desmostylus* : *D. Mirabilis* nov. 地質雑, **42**, 日本古生物学会報告, 822-824.
Nagao, T., 1937, A new species of *Desmostylus* from Japanese Saghalin and its geological significance. *Proc. Imp. Acad.*, **13**, 46-49.
長尾 巧・大石三郎, 1934, 樺太国境付近に発見されたるデスモスチルス (*Desmostylus*) の遺骸に就いて. 地学雑誌, **46**, 100-111.
小笠原憲四郎, 2005, サハリン・カムチャッカ地域における新生代の古気候・地球環境変動. 石油技術協会誌, **70**, 15-23.
小笠原憲四郎・久田健一郎, 2000, サハリン・マカロフとシュミット半島の新生界層序と貝類化石群からみた北西太平洋地域の古環境変遷. 地学雑誌, **109**, 145-164.
岡 孝雄, 1990, サハリンの地形・地質概要と 89 年地質見学記 (資料), 付録: サハリン

- 褶曲系の発達 (V.S. Rozhdestvensky の Tectonophysics127 号に収録のサハリンの地質に関する英語文献の日本語訳). 地下資源調査所報告, **62**, 101-122.
- 岡 孝雄, 1992, 1990 年サハリン地質見学記(資料) —北サハリン東部およびユジノサハリンスク周辺の地理と地質—. 地下資源調査所報告, **63**, 163-183.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子, 1997, サハリン島, ユジノサハリンスク西方丘陵およびシュミット半島南西海岸での鮮新—更新統の分布と花粉化石層序. 加藤誠教授退官記念論文集, 325-340.
- 岡 孝雄・松枝大治, 2006, 樺太(サハリン)の地質・地下資源概要と日本による調査・研究の経過—北海道大学関係者の業績を中心として—. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 35-61.
- Semynov, D.F., 1994, Geological structure of Sakhalin Island (Atlas of Sakhalin region, resources and economy). *Sakhalin Fund of Social-economic Initiatives and Industrial-investment Co. (FINECO)*.
- 瀬野徹三, 1995, 1995 年 5 月 27 日サハリン北部地震—そのテクトニックな背景—. 地質ニュース, **490**, 56-60.
- 鈴木康弘・堤 浩之・渡辺満久・植木岳雪・奥村晃史・後藤秀明・Strel'tsov, M.I.・Kozhurin, A.I.・Bulgakov, R.・Ivashchenko, A.I., 2000, サハリンの活断層の分布と概要. 地学雑誌, **109**, 311-317.
- 天然ガス鉱業会, 1976, サハリンの石油・天然ガスの開発. 天然ガス, **19**, 1-9.
- 堤 浩之・鈴木康弘・後藤秀明・奥村晃史・植木岳雪・渡辺満久・Kozhurin, A.I.・Strel'tsov, M.I.・Bulgakov, R., 1999, サハリン中部におけるポロナイスク低地帯西縁断層の第四紀後期断層運動. 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, Sb-028.
- 植村癸巳男, 1936, 敷香郡半田沢気屯川間地質調査報告 (5 万分の 1 地質図付き). 樺太庁油田調査報告, **3**, 1-16.
- 八幡正弘, 2000, 北海道およびサハリンのデスマスチルス類の生息域の古環境と新生代のテクトニクス. 足寄化石博物館紀要, **1**, 67-84.
- 八幡正弘・木村方一, 2000, 北海道およびサハリンにおけるデスマスチルス類の産出層準. 足寄化石博物館紀要, **1**, 33-56.