

## 幌延地域における周氷河地形の解析的研究

花谷育雄<sup>\*1,2</sup> 宗像雅広<sup>\*1</sup> 木村英雄<sup>\*1</sup> 三箇智二<sup>\*3</sup>

高レベル放射性廃棄物の地層処分の安全評価に資するため、日本原子力研究開発機構では、広域を対象とした長期的な地下水流动評価手法の整備を進めている。本研究はその一環として、将来的な寒冷気候の到来に伴った地下水流动状況を予測評価するために、凍土が形成されていた可能性の高い北海道幌延地域を対象として、空中写真と高精度DEM(数値標高モデル)を使用した地形解析を行い、最終氷期から後氷期への地下水流动の変化要因について検討した。その結果、幌延地域では氷期に周氷河性の平滑斜面が広く発達し、後氷期に入ると降水量の増大に伴ってこの平滑斜面が侵食され、相対的に急傾斜の後氷期斜面が形成されたこと、およびこの後氷期の侵食作用は対象地域内で一様ではなく、地質の違いによって明瞭な差があることがわかった。すなわち、勇知層や更別層では平滑斜面の60%以上がすでに侵食され、一部では谷の切り合いにより稜線高度が低下していた。一方、声問層や稚内層では水系密度が低く、平滑斜面の40%未満を侵食するに留まっていた。また、後氷期に形成された谷は、声問層以上の比較的浅い谷と稚内層以下の比較的深い谷とに分類できることがわかった。これらに加え、対象地域の北部と南部での河床高度の変化の違い等について検討した結果、最終氷期から後氷期への地下水流动の変化要因として①永久凍土の消滅、②本流河床標高の上昇、③降水量の増加が重要であると考えられる。

**Keywords :** 地形解析、地下水流动、周氷河地形、侵食

For the geological disposal of high-level radioactive wastes, evaluation of the radionuclide migration toward the human environment associated with groundwater flow is essential in order to secure long-term safety. Therefore, Japan Atomic Energy Agency (JAEA) is implementing a program for developing methods for assessing long-term groundwater flow in regional scales. The present project is a part of the above and we conducted a study on key factors regarding changes of groundwater flow from the last glacial to the postglacial stages in the Horonobe and surrounding areas which were most likely covered by permafrost then. Specifically, geomorphological analysis was carried out using aerial photographs and a high resolution (10 m) DEM to obtain the distribution of the slopes that had been formed after the last glacial stage, and the relation between the geological conditions and the erosion depth of those slopes was analyzed.

The results are summarized as follows:

1) Although periglacial smooth slopes which expanded widely in Horonobe region over the last glacial stage were eroded by rainfall increase and steeper slopes had been formed in the postglacial stage, this postglacial erosion is not uniform and is strongly influenced by the geology. In other words, the drainage density is low and less than 40% of periglacial smooth slopes have been eroded to the present in the Koetoi and Wakkai Formations while it is high and 60% or more of those slopes have already been eroded in the Yuchi and Sarabetsu Formations.

2) The depths of valleys formed during the postglacial stage can be classified into two types with a comparatively shallow valley in the formations higher than Koetoi and the comparatively deep valley in the formations lower than Wakkai. Additionally the varying processes of a river-bed altitude are different in the northern part and the southern part of the region.

3) From the result of the above analysis, it is concluded that the factors which change the groundwater flow system when it shifted from the last glacial to the postglacial stage are disappearance of permafrost, rise of river-bed altitude of main stream and rainfall augmentation.

**Keywords:** periglacial topography, groundwater flow, permafrost, slope, erosion depth

### 1はじめに

高レベル放射性廃棄物地層処分の安全性の評価においては、廃棄物埋設施設の位置や構造等によって決まる天然バリアおよび人工バリアを含む施設全体について、放射性物質を長期間にわたって閉じ込める機能等を評価することが必要である。そのため、天然バリアおよび人工バリアの長期的性能の評価手法や、漏出後の放射性物質を運ぶ地下水流动の評価手法を整備する必要がある。このうち地下水流动評価では、長期性とそれに伴う不確実性を評価する

ために、地震活動、火山活動、海水準変動、隆起・沈降、侵食作用等の影響や、それらの要因と相互に関連する気候変動の影響をも考慮した地下水流动評価手法の整備が望まれる。このような観点から日本原子力研究開発機構安全研究センターでは、数万年スケールに及ぶ長期的な地下水流动状況の変化を把握するために、最終氷期における流动状況について検討を進めている[1]。

氷期の北海道全域から東北地方と中部地方の高標高の山地部にかけては、地中が複数年凍り続ける現象を指す永久凍土(連続および不連続)が形成されていたと考えられ[2]、その形成・消失に伴う周氷河地形が見られる。周氷河地形とは、寒冷地で地温が一定の周期で凍結と融解を繰り返すことにより、地表付近の物質が移動してできる地形の総称であり、そのような地形を形成する作用を周氷河作用、その現象を周氷河現象と言う。アイスウェッジやソイルウェッジ(ice and soil wedges : 地表が凍結収縮してできた割れ目が楔状に発達した地形で、前者は氷によって満たされた凍結割れ目を、後者は無機質の土壤によって満たさ

An analytic investigation of periglacial topography in Horonobe region, Hokkaido by Ikuo Hanatani (hanatani@tankai.co.jp), Masahiro Munakata, Hideo Kimura, Tomoji Sanga

\*1 日本原子力研究開発機構 安全研究センター 廃棄物安全研究グループ

Japan Atomic Energy Agency, Nuclear Safety Research Center, Waste Disposal Safety Research Group  
〒319-1195 次城市那珂郡東海村白方白根2-4

\*2 現所属：日鉱探開㈱ 開発事業部 開発部  
Nikko Exploration and Development Co., Ltd.  
〒105-0001 東京都港区虎ノ門2-7-10

\*3 日鉱探開㈱ 探査事業部 地質部  
Nikko Exploration and Development Co., Ltd.  
〒105-0001 東京都港区虎ノ門2-7-10

(Received 3 February 2010 ; accepted 8 October 2010)

† 本研究は原子力安全・保安院からの受託事業で得られた成果の一部である。

れた凍結割れ目を指す[3])などの周氷河地形は土壤中に亀裂を形成し拡大させ、また、岩盤中の間隙水の凍結は体積膨張や凍上による亀裂形成とその成長を招き、結果として岩盤特性や透水性の変化を引き起す。永久凍土が形成された場合にはそれが難透水層として機能し、地下水の流動は、夏季に融解することから活動層と呼ばれている[4]地表近くの浅い範囲での側方への流動に変化する。また、現在の涵養域となっている標高の高い山地では凍土がより形成されやすく、難透水層として地下への浸透を妨げる結果、涵養量が低下して広域的な地下水流动に影響を及ぼす可能性がある。本研究では、北海道幌延地域を対象として、既往文献調査および空中写真判読と高精度 DEM(Digital Elevation Model: 数値標高モデル)を使用した地形解析を行い、最終氷期極大期(LGM: Last Glacial Maximum)以降の地形発達過程を推定するとともに、将来的な寒冷気候の到来に伴った凍土の発達および周氷河現象による地下水流动系への影響要因について検討を試みた。

## 2 北海道の最終氷期から後氷期にかけての環境変化

北海道の一部地域の地形は、山地や丘陵を構成する斜面が緩やかで尖った稜線が形成されていないことが特徴的である。鈴木(1960)[5]はこの地形特徴が老年期の山地によるものでなく、氷期の周氷河作用によってできたものであることを示し、以後の研究に大きな転機を与えるとともに、最終氷期の北海道は渡島半島を除いてすべて周氷河作用を受けていたことを明らかにした[6]。また、小野・平川(1975)[7]は日高山脈から十勝平野にかけての周氷河環境を具体的にとらえ、氷期の地形形成環境の復元を行った。すなわち、この特徴的な地形は最終氷期に北海道のほぼ全域にわたって周氷河地形が拡がっていたことによるものと考えられる[8, 9]。最終氷期は約7万年前から1.2万年前まで続いた。そのうち、最終氷期極大期(LGM)とも呼ばれる約2万年前は大陸氷床が北米や北欧でもっとも発達し[10]、当時の北海道ではツンドラ、森林ツンドラ、パークランド的な植生が拡がっていたと推定される[11]。すなわち、宗谷丘陵などではアイスウェッジカスト(化石化した永久凍土ウェッジ)が発見されており[12, 13]、年平均気温で-6~-7°C以下のツンドラ環境(永久凍土帯)にあったと考えられている[9]。一方、植生はMIS3(約3~6万年前)に比べてトウヒ属(温帯から亜寒帯にかけて分布するマツ科の常緑針葉樹)が減少してダケカンバ・カバノキ属(亜寒帯過湿気候帶の代表的落葉広葉樹)が増加し、年平均気温は現在よりも7~8°C[11]、ないしは11~12°C[14]低かったとされている。また、当時の海面は低く、間宮海峡および宗谷海峡は陸化し、ユーラシア大陸および樺太(サハリン)と北海道は陸続きであった[15]。

周氷河作用としては、次のものがあげられる[3, 14]。

### ① 岩石が破壊され碎屑化する作用：

地中の水分は凍結すると体積が膨張し、融解すると斜面下方に流動する。その結果、割れ目がある岩石は破壊されて碎屑化し、例えば岩塊斜面を形成する。

### ② 火山灰・土砂・砂礫の攪拌現象：

火山灰層等では凍結融解による攪拌作用が卓越し、インボリューション(involution: 土壤の凍結融解による搅乱現象で生じた変形層)やアースハンモック(earth hummock: 直径1~2m、深さ25~50cm程度のハンモック状の起伏地形)、あるいはアイスウェッジやソイルウェッジといった周氷河地形が観察される。

### ③ 岩屑を斜面下方に移動させる作用：

融雪氷や降雨の作用も加わって、ソリフラクション(solifluction: 斜面上の地表土壤が年間数cm~数10cm程度の緩速度で斜面下方へ移動する流土現象)やウォッシュ(wash: 融解した流水による面的な地表土壤の洗い出し現象)が起き、成層斜面堆積物等の地形ができる。また、日射による融解や雪の吹き溜まりの関連で、南向き斜面と北向き斜面とで傾斜が異なる非対称谷ができることがある。

また、周氷河現象が見られる気候带において、凍結削剥作用により地表が次第に削剥され、長い時間をかけて地形が平滑化していく現象はクリオプラネーション(cryoplanation)と呼ばれ[3]、北海道のなだらかな斜面は、この周氷河性斜面の一種と考えられる。ただし、流水の作用は弱く、削剥作用も斜面を下方に侵食せずに横方向に平行後退させるのが特徴である。一般に周氷河地域の斜面形としては、①急崖-崖錐斜面、②平滑または凸型の滑らかな岩屑被覆斜面、③階段状斜面、④クリオペディメント(cryopediment: 山麓部や谷壁斜面の基部に形成される緩やかに傾斜した侵食面)があり[3]、日本で多く見られるのは②である。

約1万1,000年~1万200年前のヤンガードリアス期(数百年間の寒冷気候期間)以降、気候は急速に温暖化していくとされる[11]。これにより、日本では降水量が増大し、東北日本、とくに北海道を中心とした最終氷期の周氷河斜面は河川による下刻を受けるようになる。すなわち、そこでは地形的には化石化した平滑な周氷河斜面と、線的に細く掘り込まれた後氷期の谷地形が対を成して明瞭に現れる。清水(1989)[16]は夕張山地南部から日高山脈西部にかけての比較的広範囲の露頭330余箇所において、火山灰層序や擾乱構造の詳細な現地調査に基づき、頂稜部の緩斜面と河谷に沿った急斜面について検討を行った。また、北海道を対象とした研究ではないが、小口(1988)[17]は松本盆地周辺における山地斜面の詳細な検討に基づいて、平滑斜面と開析斜面の構成物質の間には大きな相違が認められるとして、最終氷期以降の斜面上の物質移動と地形発達について論じた。両者の地形の境界線(傾斜変換線)は後氷期開析前線と呼ばれている[17, 18]。開析前線は斜面上方の

従順型斜面(相対的緩傾斜)と下方の開析斜面(相対的急傾斜)との境界をなす遷急線(斜面上方から見て傾斜が急になるところ)である。斜面上方の従順型斜面は、地表面近くの凍結融解作用によって面的に削剥された物質がソリフラクションやウォッシュによって移動し、全体に細かな凹凸が少なく、なだらかになった斜面と認められる。これは周氷河性平滑斜面、周氷河波状地または周氷河斜面などと呼ばれているが、本研究では周氷河性平滑斜面(あるいは単に平滑斜面)と称す。宗谷地方の丘陵で一般的に見られる周氷河性平滑斜面は、最終氷期極大期のころの寒冷環境下で形成された斜面と推定されている[19]。一方、下方の開析斜面は後氷期(完新世)に谷沿いに生じた崩壊などによって形成された急斜面である。このように、開析前線は最終氷期に形成された周氷河性平滑斜面と、それを侵食する形で後氷期に形成された開析斜面の境界を成しており、斜面の成因・形成期を分ける重要な指標といえる[17]。

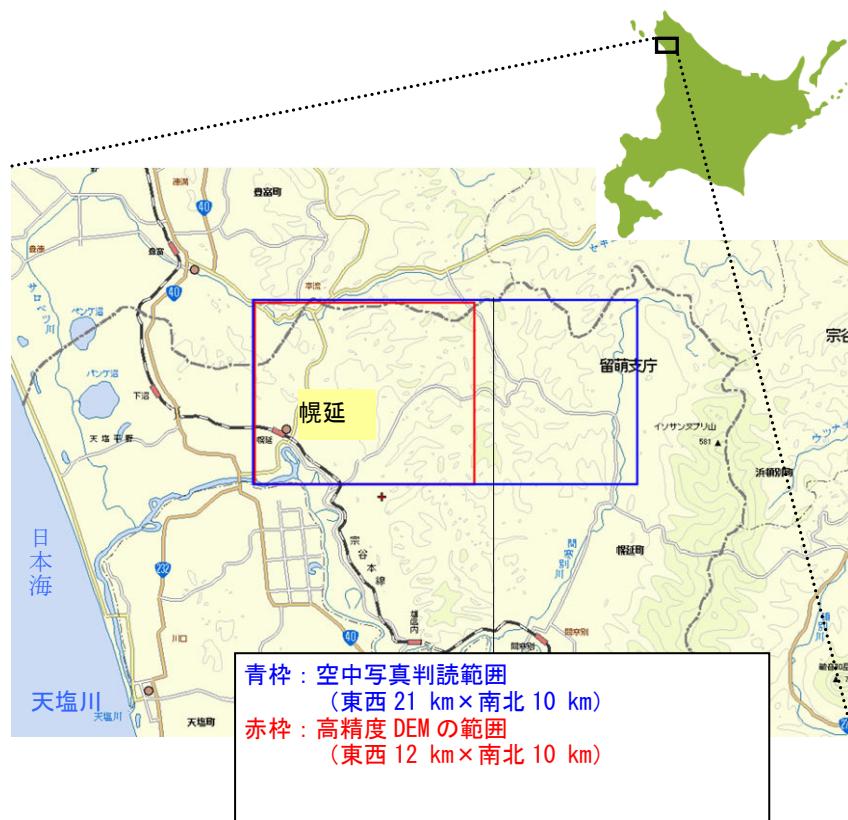
### 3 幌延地域の地形解析

周氷河性平滑斜面と後氷期の開析斜面に関する解析的

な先行研究として、本州を対象としたものではあるが、空中写真判読に基づいた広域的な区分手法を示した研究[17, 20]、両斜面の面積構成比率と地形および地質との関係を論じた研究[21, 22]、および氷期の平滑斜面を復元して後氷期の侵食深を求めた研究[23, 24]などがある。本研究ではこれらの先例を参考に、以下の手順で幌延地域の地形解析を実施した。

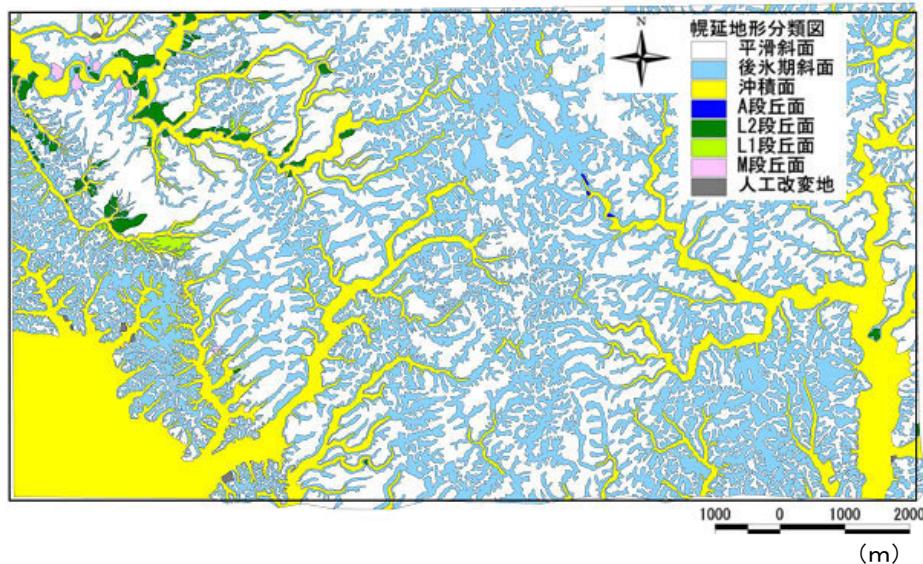
#### 3.1 空中写真による地形判読

本研究では、まず周氷河地形等を抽出するために、幌延近郊の  $210 \text{ km}^2$ (東西  $21 \text{ km} \times$  南北  $10 \text{ km}$ )の範囲を対象に、国土地理院撮影の  $1/10,000$  および  $1/15,000$  カラー空中写真による地形判読を実施した。判読項目は、後氷期開析前線・ヤセ尾根・地すべり地形の滑落崖・段丘面・沖積面(氾濫原)などである。判読結果は国土地理院発行の  $1/25,000$  地形図(数値地図 25000)「幌延」「本流」「上間寒」「振老」「安牛」「中間寒」に移写した。地形判読の対象範囲を Fig. 1 に、判読結果に基づいて作成した地形分類図を Fig. 2 にそれぞれ示す。



※地図についてはヤフー株式会社の許可を得て利用

**Fig. 1 Location map of this study. Blue box is the scope of aerial photo interpretation (21 km EW x 10 km NS) and red box is the area for geomorphological analysis (12 km EW x 10 km NS).**



**Fig. 2 Terrain classification of the study area based on aerial photo interpretation. White: Smooth slopes formed during the last glacial period , Blue: Dissected slopes in postglacial, Yellow: Alluvium, Other colors: Terraces and developed zone.**

空中写真による地形判読の結果、幌延地域における斜面地形については、開析前線を中心として次のように整理される。

- ① 一部で認められるヤセ尾根は、双方の斜面から開析が稜線に達して切り合った結果として形成されたものである。したがって、そのような斜面中では開析前線が現れていない。
- ② 地すべり地形の滑落崖上端部でも遷急線を形成するが、開析前線と比較して連続性が乏しい。
- ③ 滑動が比較的最近まで起こっていたとみなされる地すべり地形では、地すべり移動体の下端に侵食が及んでおらず、開析前線が認められないところもある。
- ④ 開析前線が L2 段丘面(最終氷期後半に形成された低位の河成段丘面)に接するところでは、そのまま段丘面と段丘崖の境界線に連続する。L2 段丘面の形成時期は約 2~3 万年前と考えられるので、その後の完新世における河川の下刻(段丘化)に伴って、開析前線が周氷河性平滑斜面に波及したと推定される。

さらに、斜面中の開析前線の位置、すなわち周氷河性平滑斜面と開析斜面の面積比の大小は、地質分布と以下のような関係が認められる。

- ① 周氷河性平滑斜面が広く、そこを狭く線状に開析斜面が分布する地域は、声問層(泥岩)・稚内層(頁岩・泥岩)などの分布域である。
- ② 開析斜面が稜線付近に達し、一部でヤセ尾根が認められる地域は、更別層(砂岩・礫岩)の分布域である。
- ③ 周氷河性平滑斜面と開析斜面の面積が同程度なのは、増幌層(砂岩・礫岩)・宗谷夾炭層(シルト岩・砂岩)などの分布域である。

④ 地質条件によって、谷密度や起伏量にも大きく差が現れている。

宗谷丘陵の周氷河地形について、泥岩層では凍結融解作用によって細粒碎屑が大量に生産され、永久凍土層に浸透を阻まれた融解水や融雪水に飽和されてソリフラクションやウォッシュで流下するのに対し、砂岩・礫岩層では生産された岩屑が粗粒でソリフラクションによる移動が遅いことが示されている[8]。こうした岩質の差が、斜面中の開析前線位置、谷密度や起伏量などの相異をもたらしていると考えられる。ただし、周氷河性平滑斜面－開析前線－開析斜面の関係はどの場合にも認められるので、そこで起きた地形形成作用および最終氷期～完新世におけるその変化については、ほぼ同様に生じていたものと判断される。

### 3.2 地形解析による斜面性状等の分析

次のステップとして、最終氷期以降に形成された斜面の形成時期やその分布状況を求め、侵食深と地質との関係等について分析するために、前節の判読結果を GIS(Geographic Information System: 地理情報システム)データ化とともに、既存の高精度 DEM を用いて周氷河地形の地形解析を行った。なお、解析に使用できる高精度 DEM は Fig. 1 に示したように、空中写真による地形判読範囲の西側約半分の地域しかカバーしていないため、地形解析はこの範囲について実施した。使用した高精度 DEM は幌延地域 10 m メッシュ DEM で、南北 10 km、東西 12.5 km( $1001 \times 1251$  メッシュ)、空間分解能 10 m、標高 0.1 m 刻みで、幌延深地層研究センターによって作成されたものである[25]。DEM の空間座標は北距(Northings)が 4,982,540 m から 4,992,540 m、東距(Eastings)が 564,600 m から 577,100 m (UTM(Universal Transverse Mercator System : ユニバーサルトランザベラルメトリックシステム))。

ル横メルカトル図法に基づく座標系)54 帯, WGS84(World Geodetic System 1984 : 米国が構築した世界測地系))である。

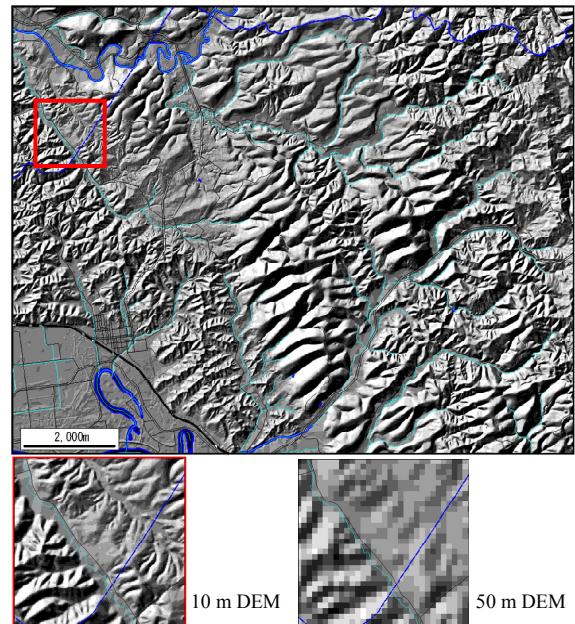
Fig. 3 にこの DEM から作成した陰影図を示す。なお、比較のために国土地理院の 50 m メッシュ DEM の陰影図を併せて示した。両陰影図より、解析対象である後氷期の小規模な侵食形状について、50 m メッシュ DEM ではほとんど表現されないことが明らかである。

### 3.2.1 平滑斜面と後氷期斜面の面積比率

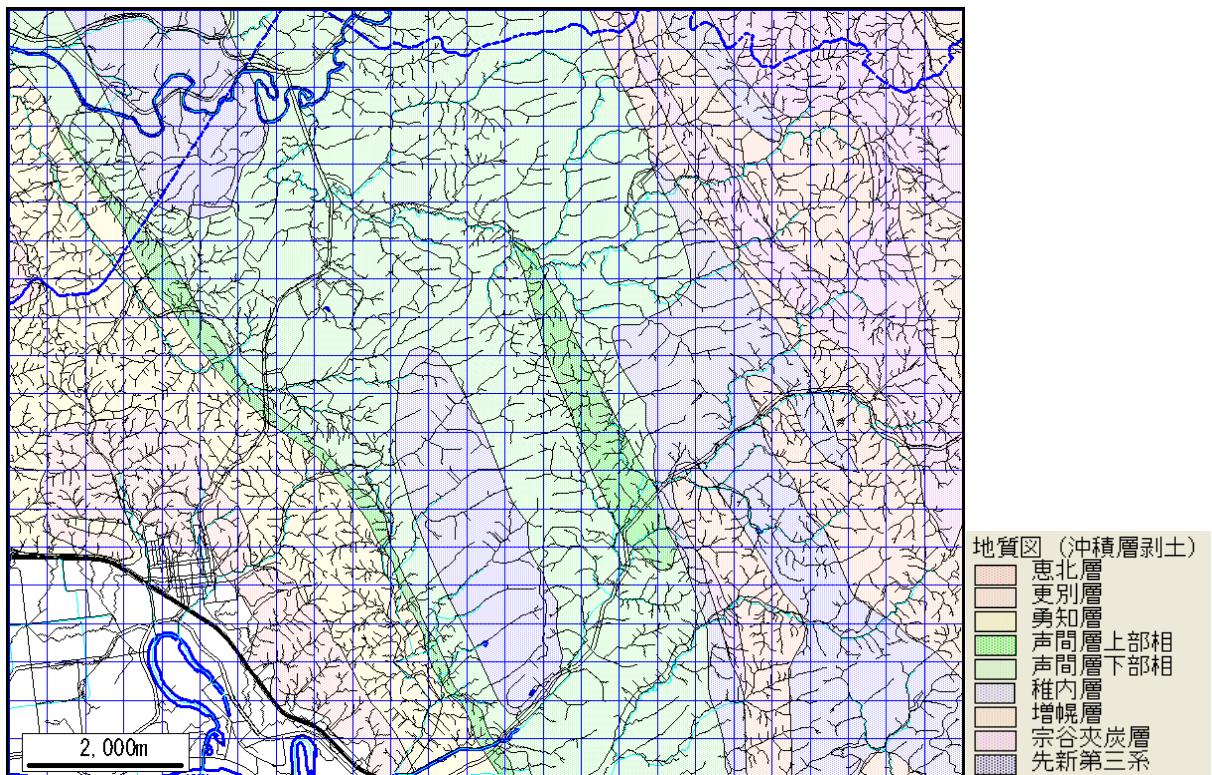
最終氷期に形成された平滑斜面は、後氷期になって降水量が増加すること、および周氷河作用がなくなり岩屑が生産されなくなることによる侵食力の増大に伴って、斜面下方より侵食が始まる。これにより平滑斜面に谷が刻まれはじめ、後氷期斜面が形成される。その先端が後氷期開析前線に相当する。ここでは、最終氷期に形成された平滑斜面が後氷期にどの程度侵食されたかを次式で算出した。

$$\text{後氷期斜面比率} = \frac{\text{後氷期斜面}}{(\text{後氷期斜面} + \text{平滑斜面})} \times 100 \quad (\%)$$

各斜面の面積は、核燃料サイクル開発機構(2002) [26]の沖積層をはぎ取った地質図をベースに、Fig. 4 に示すような地質分布に基づいて地層別に計測した。各地層の地質は概略以下の通りで、後氷期斜面の分布状況を Fig. 5 に、後氷期斜面比率の計測結果を Table 1 に示す。



**Fig. 3** Hillshade map within the scope of the geomorphological analysis by using 10 m interval DEM (above) and the comparison of resolution with 50 m interval DEM at the red-boxed area (below).



**Fig. 4** Distribution map of geological strata in state to strip off alluvium and drainage nets automatically extracted by using 10 m interval DEM.

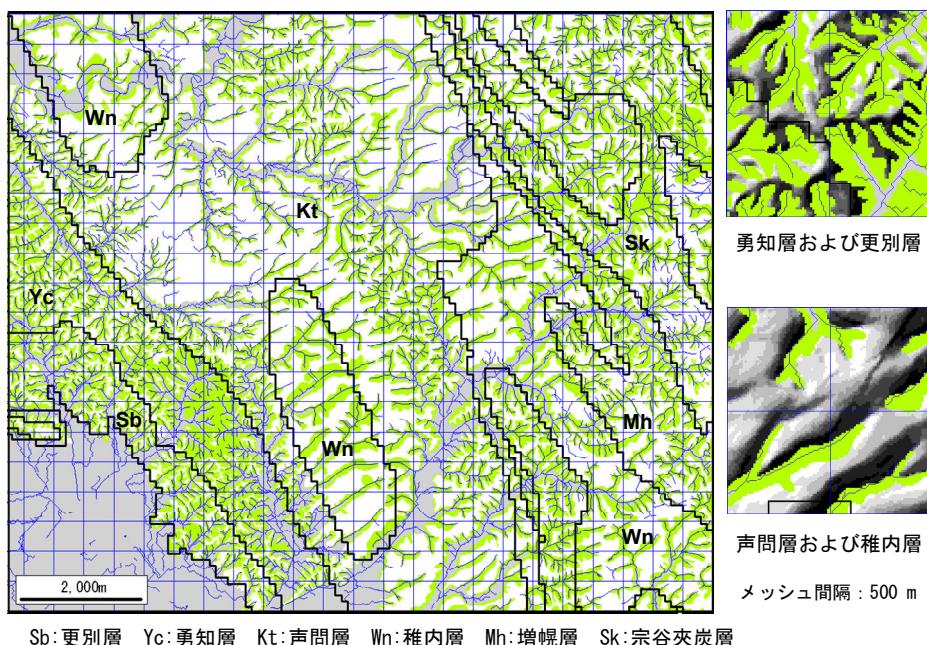
- 更別層(Sb)：礫岩・砂岩・シルト岩の互層から構成され、亜炭層を挟在。
- 勇知層(Yc)：軟質な細粒砂岩。
- 声問層(Kt)：塊状の珪藻質泥岩が主体。
- 稚内層(Wn)：層理の不明瞭な珪質泥岩あるいは層理の明瞭な硬質頁岩が主体。
- 増幌層(Mh)：礫岩、砂岩、泥岩からなり同時礫を含みスランプ相(半固結の堆積物が重力の作用で斜面を滑落して形成された変形構造)を持つ。
- 宗谷夾炭層(Sk)：粗～中粒砂岩と泥岩の互層からなり石炭、礫岩、凝灰岩を挟む。

全体では氷期に形成された平滑斜面の45%が後氷期に入り侵食を受けており、地層別に検討すると、後氷期斜面比率から大きく3つにグループ化される。すなわち、更別層と勇知層では60%以上の面積が侵食を受けている。一方、声問層および稚内層では40%未満の面積しか侵食を受けていない。また、この下位の増幌層および宗谷夾炭層では、ほぼ50%の面積が侵食を受けている。このように、更別層や勇知層は開析前線が斜面上部まで前進し、地域によっては開析前線が稜線に達して斜面が切り合った状態となっていることが明らかになった。

次に、Fig. 4に示した水系を用いて水系密度を算出した。この水系は10 m メッシュ DEM から自動抽出しており、谷のV字形状(断面形の開き具合を表すラプラスアン値)から流路先頭を定義する手法[27]を用いた。これは、とくに平滑な斜面の場合、一般的な流域面積で流路先頭を定義する手法を用いると、斜面下方では集水面積が大きくなっ

て谷が形成されていない斜面でも河川として認識される結果、どの地域も似たような水系密度になってしまふこと、および空中写真判読で識別される流路先頭と一致しないことが少なくないためである。本研究では、断面方向のV字形状を上流側より計測し、空中写真判読において認識される流路先頭位置とともによく一致する値として、0.14(ラプラスアン)以上となった地点を流路先頭(谷頭)と定義した。水系密度については、250 m 間隔に設けた格子点において、それぞれ500m四方に含まれる水系長を求めて各点の密度値(単位: km/km<sup>2</sup>)を計算したのち、これらの点データを用いてIDW法(Inverse Distance Weighted: 逆距離重法)により補間し、10 m メッシュへ内挿してFig. 6に示す分布図を求めた。これによると、水系密度の高い領域は西側の更別層および勇知層、声問層西縁(幌延褶曲軸に一致)、東端付近の増幌層および宗谷夾炭層である。これら3地域はNNW-SSE方向の伸張軸を持ち、地質構造と整合的である。

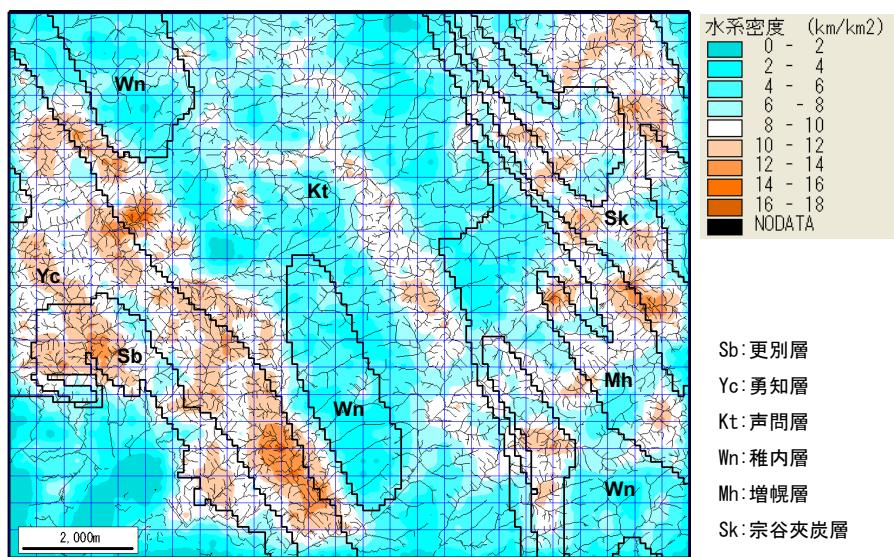
また、地層単元ごとの平均勾配と河床勾配も算出した。河床勾配は、上述した水系のみの勾配の平均値として算出している。水系密度・平均勾配・平均河床勾配の地層別算出結果をTable 2に示す。なお、この水系密度の値は、地層単元ごとに水系の合計長と単元の面積から算出している。後氷期斜面比率の大きい更別層および勇知層の水系密度は9 km/km<sup>2</sup>を超える、後氷期斜面比率の小さい声問層および稚内層では5～6 km/km<sup>2</sup>となっている。また、中間的な後氷期斜面比率であった増幌層および宗谷夾炭層では、それと同様に8～9 km/km<sup>2</sup>と中間的な水系密度を示している。



**Fig. 5 Distribution map of dissected slopes in postglacial represented by green color. Occupancy rate of that slopes per unit area is different by a stratum. Yc and Sb: mainly composed of sandstone, Kt and Wn: siliceous mudstone or shale, Mh and Sk: consists of mudstone and sandstone alternation.**

**Table 1 Measurement results of the postglacial slope ratio from Fig. 5. Approximately 45 % of smooth slopes have been dissected during postglacial on the whole. By stratum, it can be classified into three groups; Sb and Yc: > 60 %, Kt and Wn: < 40 %, Mh and Sk: Nearly 50 %.**

地層名	後氷期斜面(m <sup>2</sup> )	平滑斜面(m <sup>2</sup> )	後氷期斜面比率(%)
全て(All)	41,372,900	50,023,400	45.3
更別層(Sb)	2,788,500	1,745,200	61.5
勇知層(Yc)	5,618,700	2,525,300	69.0
声問層(Kt)	12,373,800	21,360,600	36.7
稚内層(Wn)	7,898,500	12,557,600	38.6
増幌層(Mh)	7,298,000	7,028,000	50.9
宗谷夾炭層(Sk)	5,395,400	4,806,700	52.9



**Fig. 6 Distribution map of drainage density based on the drainage nets of Fig. 4. After calculating the respective density value at the lattice point of 250 m interval, this map was made by interpolating into 10 m mesh on the basis of IDW method. The density is especially high in Sb, Yc and the westernmost part of Kt. This zone coincides with the position of a fold axis.**

**Table 2 Measurement results of the drainage density, mean gradient of land and averaged channel gradient (by stratum). Furthermore showing the values of erosion depth in postglacial and averaged gradient of smooth slopes within the area forming postglacial slopes measured by Fig. 9. The erosion depths are shown dividing into postglacial slopes and fossil periglacial slopes.**

地層名	水系密度(km/km <sup>2</sup> )	平均勾配(°)	平均河床勾配(°)	後氷期侵食深(m)		平滑斜面の平均勾配(°)
				後氷期斜面	平滑斜面	
更別層(Sb)	9.28	15.88	7.49	7.04	0.50	11.55
勇知層(Yc)	9.66	16.69	7.39	9.85	0.26	10.41
声問層(Kt)	6.60	12.72	7.89	8.46	0.77	9.58
稚内層(Wn)	5.58	20.86	14.56	16.31	1.00	14.52
増幌層(Mh)	8.00	21.52	12.83	12.77	1.66	12.83
宗谷夾炭層(Sk)	8.84	17.14	11.58	10.49	1.66	10.48

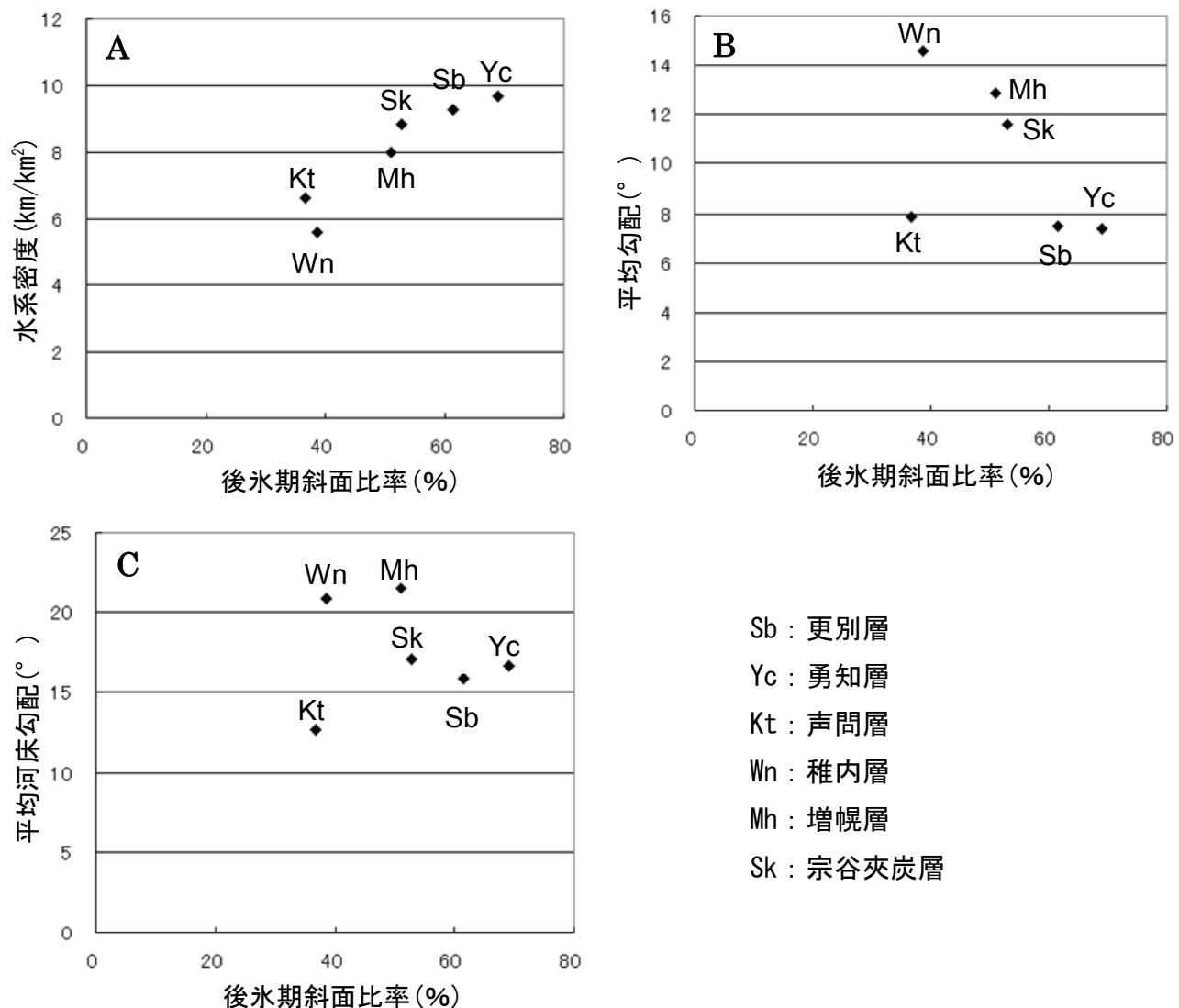


Fig. 7 Relationships of the postglacial slope ratio with A: drainage density, B: mean gradient of land and C: averaged channel gradient (by stratum). The postglacial slope ratio has a correlativity to A, and suggests an inverse correlation with B.

Fig. 7 は後氷期斜面比率と水系密度、平均勾配および平均河床勾配の関係を示した。同図から、後氷期斜面比率は水系密度に関係していることがわかる。一方、平均勾配と後氷期斜面比率とはほぼ逆相関を示しており、声問層を除くと平均勾配が大きいほど後氷期斜面比率は小さくなると考えられる。また、平均河床勾配と後氷期斜面比率は明瞭な相関を示していない。

### 3.2.2 後氷期斜面の侵食深と地層との関係

後氷期斜面の平均侵食深を求めるためには、氷期に形成された平滑斜面を復元し、これから現在までの侵食深を計算する必要がある。本研究では、以下の(1),(2)の手順に基づいて侵食深を求め、その結果について分析を行った。

#### (1) 氷期の平滑斜面復元

ここではDEMから抽出した尾根、斜面中腹の最高標高点、後氷期斜面輪郭の3種類の点データに現在の標高値を与える、これら点群からIDW法を用いて接峰面を作成し、後氷期に形成された谷を埋めるという方法により、氷期に形成された等高線表示の平滑斜面を復元した。Fig. 8に対象領域全体の接峰面と代表的な1メッシュ(500 m × 500 m)分の氷期の平滑斜面復元図を示す。

#### (2) 後氷期侵食深の測定

作成した氷期の平滑斜面標高から現在の標高を差し引くと後氷期に侵食された深さが計算できる。なお、勾配の小さな河川では谷底堆積物が堆積し、堆積物のため後氷期

の侵食量が正しく求められない。堆積物の厚さについてのデータがないために、ここではこれを無視することとし、その影響を小さくするために、後氷期に侵食された深さを後氷期斜面と平滑斜面とで区分して測定した。Fig. 9 に対象領域全体の後氷期侵食深の分布状況と代表的な 1 メッシュ(500 m × 500 m)分の等深線図を示す。

### (3) 侵食深計測結果の分析

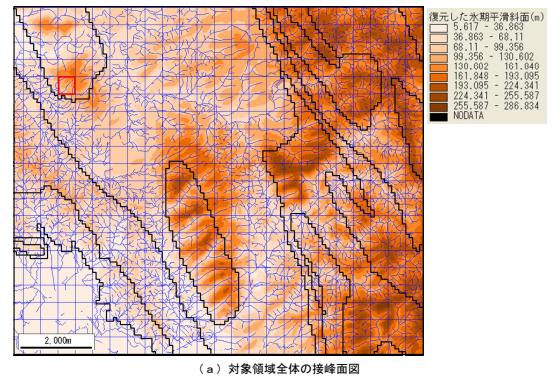
Fig. 9 によると、後氷期の侵食深は北西部(北進地域)で小さく、南東および東側で大きくなっている。また、北西部においても稚内層が分布している地域では、周囲の声問層よりも侵食深が大きい。さらに、更別層・勇知層は全体的に侵食深は小さい。このように、後氷期の侵食深が地質の違いを反映していることが認められる。

前述したように、後氷期斜面比率から地層は大きく 3 つのグループ(①更別+勇知層、②声問+稚内層、③増幌+宗谷夾炭層)に分けられ、水系密度もこれと同じ傾向を示した。一方、後氷期斜面域についてのみ地層別に後氷期侵食深を集計すると Table 2 のようになり、後氷期侵食深からは大きく 2 つのグループ(①更別+勇知+声問層、②稚内+増幌+宗谷夾炭層)に分けられる。また、後氷期の侵食深と他の地形特徴を比較すると Fig. 10 のようになる。

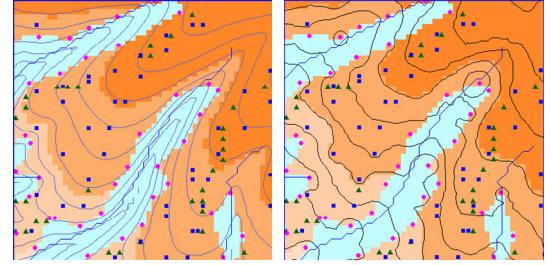
Fig. 10 から明らかなように、後氷期斜面域での侵食深は、平均河床勾配と明瞭な関係を示しており、更別層、勇知層および声問層では後氷期に河床勾配が緩く、深い谷を形成し、稚内層以下の地層では後氷期に河床勾配が急な、深い谷を形成していることが読み取れる。この関係は、侵食前線が到達していない現在の平滑斜面域でも同様な傾向を示しており(Table 2 参照)、更別層、勇知層および声問層では 1.0 m 未満、稚内層以下の地層では約 1~2 m の後氷期侵食深となっている。更別層、勇知層および声問層において谷が浅く、河床勾配が緩いことは、谷壁傾斜が低角度であることを、一方、稚内層以下の地層で谷が深く、河床勾配が急なことは谷壁傾斜が高角度であることを意味する。これは各地層の岩石強度によって谷壁傾斜が決まり(侵食過程では谷壁斜面の構成岩石の強度特性を規定する内部摩擦角が大きいほど斜面はより大きな傾斜角で自立できる)，それにより谷の深さ、すなわち尾根の高さが規定されているためと考えられる。この現象は宗谷丘陵の谷地形について研究した田中(1990)[28]も指摘している。また、Suzuki et al. (1985)[29]では、各地層の一軸圧縮強度について、更別層が 10~55 kgf/cm<sup>2</sup>(0.98~5.39 MPa)、勇知層が 12~100 kgf/cm<sup>2</sup>、声問層が 15~450 kgf/cm<sup>2</sup>、稚内層が 400~1,500 kgf/cm<sup>2</sup>(39~147 MPa)としており、稚内層の一軸圧縮強度が大きいことが示されている。一般に、強度が小さい軟岩は風化速度や風雨による削剥速度が大きいので、地形は平坦になりやすく、急峻な地形ができにくい。

#### 3.2.3 後氷期最大侵食深と復元した氷期平滑斜面の比高

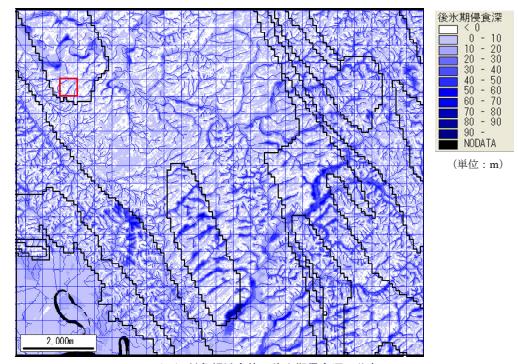
対象地域を 100 m メッシュに区切って、後氷期斜面が存在するメッシュのみを抜き出し、メッシュごとに後氷期斜



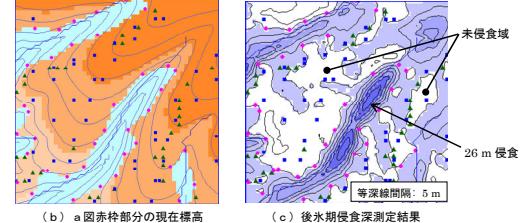
(a) 対象領域全体の接地面図

(b) a 図赤枠部分の現在標高 (c) 氷期に形成された平滑斜面の復元図  
■: 尾根, ▲: メッシュ最高標高, ●: 後氷期斜面の輪郭, 水色: 後氷期斜面, 等高線間隔: 10 m

**Fig. 8** Summit level map of the entire area under analysis (a), present contour lines in red frame part of "a" figure (b), and estimated contour lines of smooth slopes formed in the glacial age (c). A contour line interval is 10 m. Blue squares show ridges, green triangles show the highest points of elevation in each 50 m mesh, and pink dots represent the outline of slopes dissected in postglacial (= sky-blue zones).



(a) 対象領域全体の後氷期侵食深の分布

(b) a 図赤枠部分の最高標高 (c) 後氷期侵食深測定結果  
■: 尾根, ▲: メッシュ最高標高, ●: 後氷期斜面の輪郭, 水色: 後氷期斜面, 等深線間隔: 5 m

**Fig. 9** Estimated erosion depth during postglacial. (a): Distribution map of the entire area under analysis, (b): same figure as Fig. 8(b), (c): Contour lines of erosion depth in red frame part of "a" figure. Erosion depths were calculated by subtracting present elevations from estimated elevations of smooth slopes formed in the glacial age (Fig. 8).

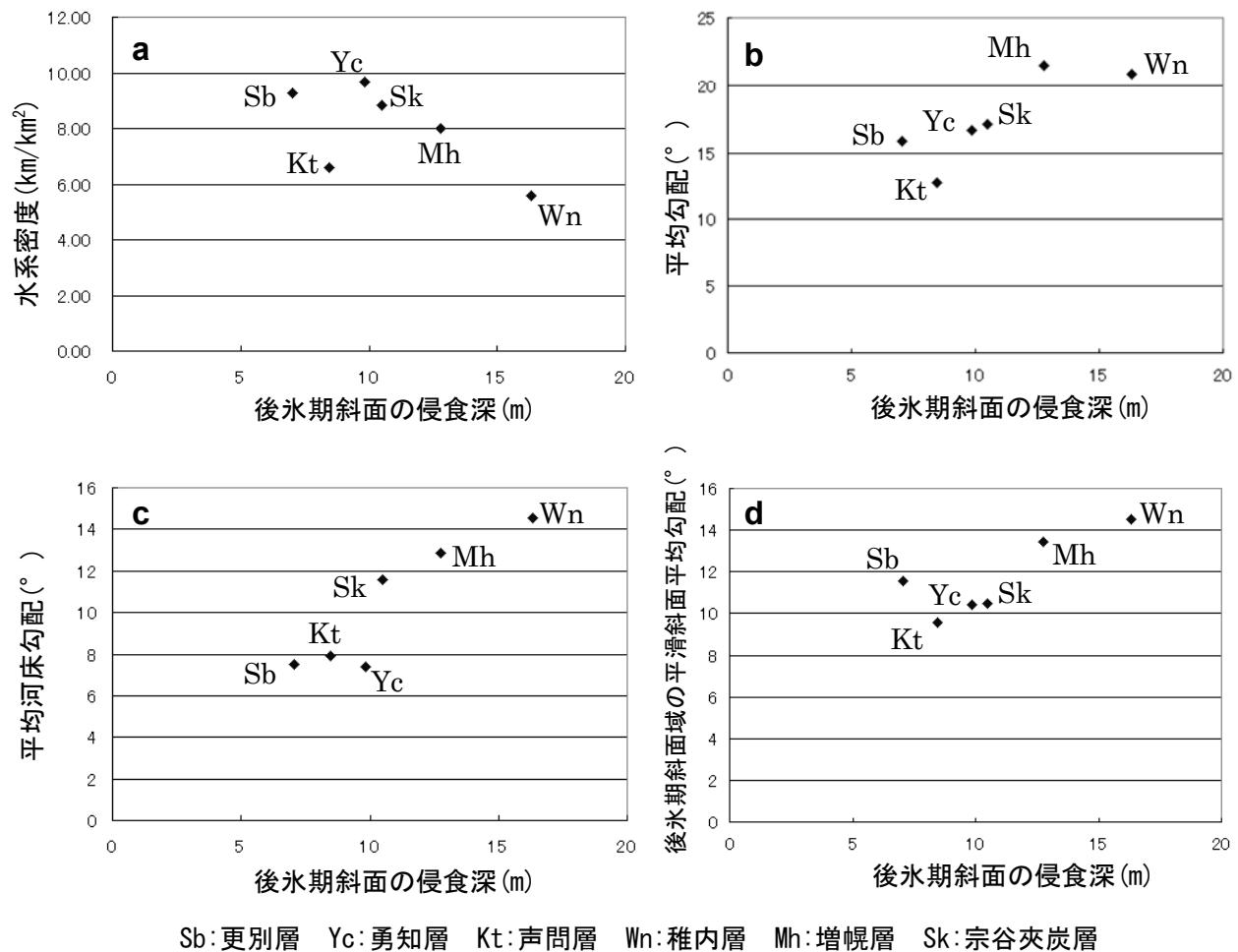


Fig. 10 Relationships of estimated erosion depth during postglacial with four topographical features by stratum; a: drainage density, b: mean gradient of land, c: averaged channel gradient, d: averaged gradient of smooth slopes within the area forming postglacial slopes.

面の後氷期平均侵食深を計算すると、Fig. 11 が得られる。前項に示した侵食深と地質との関係においては、声問層の平均侵食深は勇知層や更別層とほぼ同じく、比較的小さい値を示した(Table 2 参照)。しかし、Fig. 11 によると、声問層の北西部は小さな侵食深を示しているものの、南東部については周囲の稚内層や増幌層などと類似した比較的大きい値を示している。

そこで、復元した氷期平滑斜面の最大比高をメッシュ単位で求めてみた。Fig. 12 によると、南東部の声問層分布域での比高(起伏)は、稚内層や増幌層ほどは大きくないが、北西部に比較すると数 10 m 程度大きいことがわかる。これは、北部地域の河川が小規模な下エベコロベツ川に合流して海に流出するのに対し、南部の河川は大規模な天塩川に合流するためと思われる。岡ほか(2006)[30]によると、合流する天塩川の沖積基底の標高はウブシ原野付近で -50 m 程度と推定されている。すなわち、南部上幌延付近の河川は最終氷期極大期には現在よりも大きな比高からなり、

その結果として南部では急傾斜で比高の大きな地形が形成されたと推定される。したがって、上述した声問層における侵食深の南北地域差は侵食基準面の高度の違いを原因とする可能性が高いと考えられる。

次に、メッシュ中に占める面積がもっとも大きい地層単元をメッシュごとに代表させ、氷期平滑斜面の比高と後氷期の平均侵食深の関係について検討した。地質を細分するとばらつきが大きくなるため、①勇知層と更別層、②声問層、③稚内層以下の 3 つに区分し、それぞれについて 10 m 刻みの比高ごとに平均侵食深を集計した。Fig. 13 にその集計結果を示す。同図より、集約した 3 つのグループはそれぞれ異なる傾向を示すことがわかる。更別層と勇知層は比高にかかわらずほぼ一定の侵食深となっている。一方、声問層や稚内層以下では比高が大きくなるに従って侵食深が増大している。これら 2 グループは平滑斜面が斜面上方に残されていることから、斜面上方では起伏が小さく深い谷が、斜面下方では起伏が大きく深い谷が形成されている

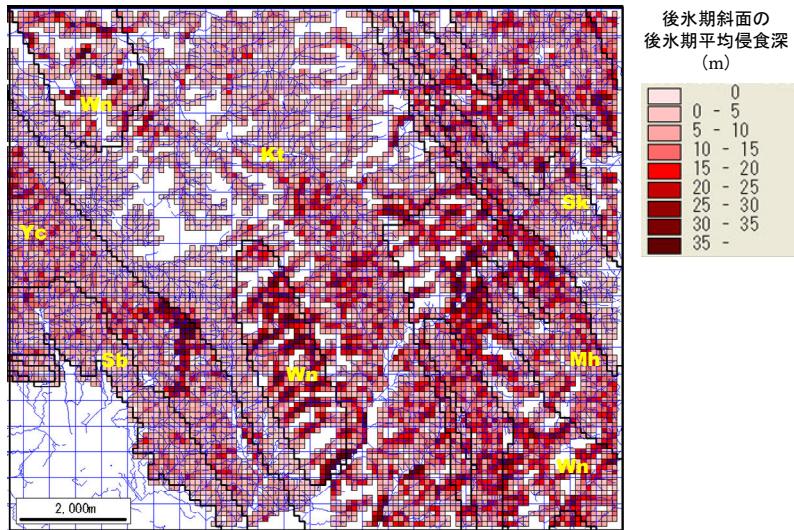


Fig.11 Distribution map of estimated mean erosion depth during postglacial on postglacial slopes. A small mesh is a 100m interval and a deeper color has the larger erosion depth. In the case of Kt stratum, erosion depth is small in the northwest part, but the southeast part is relatively large.

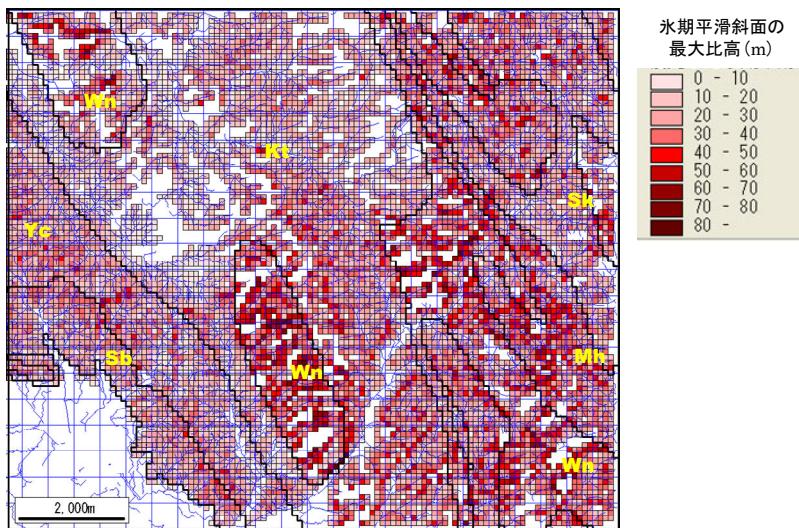


Fig.12 Distribution map of estimated maximum relative height of smooth slopes formed in the glacial age on 100 m mesh intervals. The relative height in the southeast part of Kt stratum is not so big as Wn and Mh strata, but tens of meters are bigger than the northwest part of Kt stratum.

ことを示すものと思われる。また、声問層と稚内層以下とを比較すると、声問層は低比高域からほぼ比例的に平均侵食深が増大している。一方、稚内層以下では低比高域でも平均侵食深が10m程度あり、比高の増大に伴って緩やかに平均侵食深が増大しており、比高60m付近では声問層の平均侵食深が稚内層以下を上回るようになる。稚内層の低比高域でも平均侵食深が大きい理由は、前述したように天塩川の最終氷期極大期における河床低下が大きく、現在埋積されて平滑斜面の比高が低くなっている地域でも、過

去に大きな侵食を受けたためと推定される。

### 3.2.4 地層別の平均侵食速度

後氷期斜面、平滑斜面、および沖積域の谷底平野に区分して各層の後氷期侵食深と面積を集計し、それに基づいて地層別の平均侵食速度を求めた。谷底平野の後氷期侵食深は、実際には谷底堆積物による嵩上げがあるために正確ではないが、ここでは堆積物による嵩上げを無視し、平均河床勾配はTable 2に示した数値を用いた。なお、海成段丘などの段丘面や人工改変地は集計から除外した。また、地

層ごとの平均侵食深は面積加重により求め、後氷期に侵食を受けた期間を1.2万年として平均侵食速度を算出した。計算結果はTable 3に示す通りで、地層別の平均侵食速度は0.45~0.71 mm/y、対象地域全体の平均は0.58 mm/yとなつた。

日本の海成段丘アトラス[31]の「豊富」図幅解説、および核燃料サイクル開発機構(2002)[26]によると、この地域の隆起速度は0.3~0.5 mm/y程度と推定されている。したがって、後氷期のみの侵食速度を見ると、対象地域の隆起速度を上回る速度で侵食されていることになる。この地域の比高を考えるとこの数値はかなり大きな侵食速度になり、周氷河地域ではそれ以外の地域よりも後氷期に大きな侵食が生じていた可能性がある。ただし、河川による侵食を受けた期間をより長く見れば隆起速度と侵食速度とがほぼ釣り合う状態になる。例えば、後氷期に移行する過程で気温の上昇と雨量の増大によって北海道の広い地域を覆っていた永久凍土が融けて地表をたくさんの水が流れるようになったとされる[32]が、河川による侵食の始まりの時期を、劇的な温暖化が始まった1.5万年前ないしは欧米で氷床が後退した1.7万年前[33]と考えると、Table 3の地層別の平均侵食速度は前記したこの地域の隆起速度とほぼ同じレンジに収まる。一方、地層別に侵食速度を見た場合、更別層では0.48 mm/y、稚内層では0.71 mm/yと必ずしも古くて硬い地質ほど侵食速度が小さいわけではない。これは前項で述べたように、復元した(形成当時の)氷期平滑斜面の起伏に地域的な差(氷期の天塩川との比高差)があるためと思われる。

### 3.3 幌延地域の地形解析の総括

これまでに示したように、対象地域の周氷河地形は地層(地質)によって特徴が変わる。稚内層以上の地層について

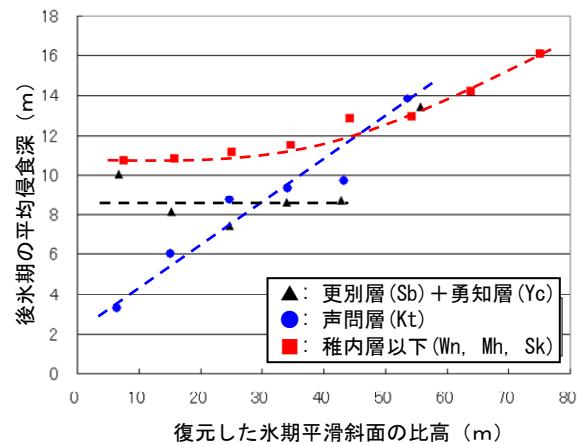


Fig.13 Relationship between relative heights of smooth slopes formed in the glacial age and mean erosion depths during postglacial represented by three stratum groups; black triangles: Sb and Yc, blue dots: Kt, and red squares: Wn, Mh and Sk.

地形解析結果を整理すると、Fig. 14のようにまとめられる。これによると、地形特徴は2つのパターンがあることが認められる。1つは平均河床勾配や後氷期侵食深の値から分類できる声問層以上と稚内層以下の区分であり、前者は比較的だらかな傾斜からなる地形を示し、これは一軸圧縮強度などから評価される岩石の硬さに由来するものと考えられる。別のパターンは水系密度などの肌理(きめ)に見られる特徴であり、勇知層以上と声問層以下に分けられる。この違いは谷がどのような過程で形成されるかに由来し、後者の場合には斜面基部に岩屑が厚く堆積しており、降水が鉛直方向へ速やかに浸透して地表面を側方に流れる水が少なくなり、加えて斜面を構成する岩石が硬いため、斜面に谷が形成されにくかったと思われる。

なお、後氷期の侵食速度がばらついた値を示すのは、谷

Table 3 Calculated result of mean erosion depths and rates by stratum and average of overall. Depth and area are tallied with dividing into three types of slopes; (a): postglacial slopes, (b): fossil periglacial slopes, and (c): valley plains in alluvial. The values of mean depths and overall average are weighted by the area.

地質	後氷期侵食深(m)			面積(km <sup>2</sup> )			平均 侵食深 (m)	平均侵食 速度 (mm/y)
	後氷期 斜面 (a)	平滑 斜面 (b)	谷底 平野 (c)	後氷期 斜面 (a)	平滑 斜面 (b)	谷底 平野 (c)		
更別層(Sb)	7.04	0.50	10.74	2.789	1.745	1.146	5.78	0.48
勇知層(Yc)	9.85	0.26	13.72	5.618	2.525	2.644	8.55	0.71
声問層(Kt)	8.46	0.77	12.77	12.374	21.360	8.234	5.39	0.45
稚内層(Wn)	16.31	1.00	23.51	7.899	12.558	2.253	8.56	0.71
増幌層(Mh)	12.77	1.66	21.81	7.298	7.028	0.999	8.26	0.69
宗谷夾炭層(Sk)	10.49	1.66	17.31	5.395	4.807	0.036	6.37	0.53
面積加重平均 (area-weighted average)	11.08	1.00	14.96	—	—	—	6.91	0.58

	更別層(Sb)	勇知層(Yc)	声問層(Kt)	稚内層(Wn)
時代	鮮新世前期	鮮新世前期	中新世後期	中新世
地質	砂礫質	砂礫質	泥岩	硬質泥岩
水系密度( $\text{km}/\text{km}^2$ )	9.28	9.66	6.60	5.58
後氷期斜面比率(%)	61.5	69.0	36.7	38.6
透水係数( $\text{m}/\text{s}$ )	$10^{-6} \sim 10^{-7}$	$10^{-6} \sim 10^{-7}$	$10^{-9} \sim 10^{-10}$	$10^{-9} \sim 10^{-10}$
平均勾配(°)	15.88	16.69	12.72	20.86
平均河床勾配(°)	7.49	7.39	7.89	14.56
後氷期侵食深(m)	7.04	9.85	8.46	16.31
一軸圧縮強度( $\text{kN}/\text{cm}^2$ )	10-55 (0.98~5.39 MPa)	12-100 (1.18~9.8 MPa)	15-450 (1.47~44 MPa)	400-1500 (39~147 MPa)
地形	平滑斜面 比高 50m	比高 50m	比高 60m	比高 80m
開析前線位置	尾根付近に達する	一部谷が切り合う	中腹程度まで	中腹程度まで
山の傾斜	やや急	やや急	緩い	急
山の波長	小さい	小さい	長い	長い
後氷期侵食深	侵食深は均一	侵食深は均一	比高に応じて変化	比高に応じて変化
後氷期侵食速度( $\text{mm}/\text{y}$ )	0.48	0.71	0.45	0.71
斜面基部の岩屑	薄い	薄い	厚い	厚い
後氷期の侵食過程	後氷期に谷は斜面上方から形成	氷期の天塩川の河床低下が大きく、 後氷期に斜面下方から侵食 後氷期の埋没谷は崖錐で埋積		

Fig. 14 Summary of geomorphological analysis showing similar topographical features to each color.

の形成のしやすさ、岩石の侵食に対する抵抗性および氷期の海水準低下の影響度などが複合的に影響した結果と推定される。

#### 4 気候変動に伴う地下水流动への影響についての考察

本研究では、最終氷期から後氷期にかけての気候変動に伴う地下水流动への影響について、地下水位の上下変動と動水勾配の変化に着目し、それらの変動要因について以下のように考察した。

最終氷期の幌延地域は、前述のようにツンドラ環境（永久凍土帯）にあったと考えられる。永久凍土は不透水層あるいは難透水層とされ[3, 34, 35]、地表水はほとんど地下深部へ浸透しないと言われている。一方、表層には活動層と呼ばれる夏季に融解する部分があり、ここに蓄えられる融水などの水分によって植物が生育する[36]。活動層の厚さ（永久凍土の上端深度）は気温、すなわち場所および年により、また地形や斜面方位などによって変化するが[37]、カナダ北部のヌナブト準州の西方地域で1~7 m[38]、北緯60~70°付近の東シベリアで0.2~1 m[39-42]、中国青海省の黄河源流域（チベット高原）で2~3 m[43, 44]、日本ア

ルプス立山の内蔵助カールで1.6~2.2 m[45]、といった2000年前後の観測報告がある。また、北海道の平野部丘陵地を対象として実施された1次元熱伝導モデルによる永久凍土の成長についての数値シミュレーションでは5 m程度となっている[2]。以上のようなことから、幌延地域の場合、最終氷期には地表から数m下に永久凍土が形成していたことが推定される。

永久凍土地域では、凍土が地下水の浸透を妨げるため地下水位は凍土より上方に位置する。例えば大雪山での調査によると、永久凍土の上端深度が地表面下60~110 cmであるのに対して、地下水位は深いところで60~70 cm、もっとも浅いところでは地表面に現れて、水流となって流れていると報告されている[46]。最終氷期の幌延地域の丘陵斜面においても、永久凍土が発達して難透水層を成していたために地表水は地下に浸透しなかったと考えられるところから、地下水位の位置は現在[47]よりも高かったと推定される。

また、幌延地域の最終氷期の埋没谷深度（埋積する沖積層の厚さ）は下エベコロベツ川沿いの下サロベツ原野で-15 m程度、上幌延の天塩川沿いウブシ原野では-50 mである[30]。本研究における地形解析対象範囲のうち北部地

域は、下エベコロベツ川の上流域に位置するので、埋没谷深度は最大でも 10 m 以浅であったと推定される。したがって、最終氷期から後氷期にかけて、動水勾配に顕著な変化はほとんどないとみなせる。これに対して、対象範囲の南部地域では埋没谷深度が-50 m 程度であるため、最終氷期の動水勾配は現在よりも大きかった可能性が高い。

一方、後氷期になると、気温の上昇とともに永久凍土の融解、消失が起きる。その際の現象として、間隙水の融解による過剰間隙水圧の上昇と、融解に伴う体積減およびその後の圧密による地盤沈下や地形変化が指摘されている[48, 49]。これらの原因としては、凍結過程での過剰な水分集積(凍結時に不凍結状態の下層から凍結層へ間隙水が吸い上げられる)や、凍結～融解の環境変化に伴う地盤自体の力学的性質の変化(例えば融解土の圧縮強さの低下)、および融解が進行した段階での過剰な融解水の排水・流出(傾斜に沿った流下)などが考えられる[50]。また、池田ほか(2007)[51]では、黄河源流域の高原において、永久凍土が急速に融解することによる地下水位の低下について、概念モデルを提案している。

幌延地域の場合、後氷期前半(約 2 万年前～約 1 万年前)には気温の上昇とともに永久凍土が融解、消失し、地下水位は低下したものと考えられる。ただし、この時期の海面標高は一時的に上昇したアレード期(約 1 万 2,000 年前の温暖期)を除いて現在より 40 m 以上低く[11]、天塩川が低海水準に対応して下刻を続けたために、対象範囲の南部地域では谷が深くなり、この地域では一時的に動水勾配が大きくなつたと推定される。さらに、後氷期後半(約 1 万年前～現在)になると、降水量が増加するとともに、海水準が現在のレベル付近まで上昇して天塩川が河川運搬物質によりほぼ埋積され、それに伴つて河床標高も上昇した。その結果、地下水位は全般的に上昇し、南部地域の動水勾配も小さくなつたと推定される。

以上の点から、最終氷期から後氷期にかけての気候変動に伴う地下水流動への影響要因としては、①永久凍土の消滅、②本流河床標高の上昇、③降水量の増加があげられ、これら要因の長期的な地下水流動状況への影響把握が必要であると考えられる。

## 5まとめ

本研究では、凍土の発達および周氷河現象による地下水流動系への影響について調査するために、永久凍土が形成されていた可能性の高い幌延地域を対象として、周氷河地形の分布域を空中写真判読により求めた。さらに、高精度 DEM を用いて、後氷期に受けた侵食作用がどのように進行したか、また、母体となる地質がどのように影響したかを中心に検討を進めた。その結果、次のような知見を得た。

- ① 氷期の平滑斜面は幌延地域に広く形成されていた。とくに、北部地域では比高が小さく、全体として低起伏で滑らかな平滑斜面が発達した。一方、対象地

域南部では天塩川の最終氷期極大期における河床低下量が大きいことから比高が大きく、東西方向に延びる谷が形成されていたと考えられる。これら起伏のやや大きい南部の谷底は、生産された岩屑によって埋積されていると推定される。

- ② 後氷期に入ると、降水量の増大により氷期に形成されていた平滑斜面が侵食され、後氷期斜面が形成された。この後氷期の侵食作用は対象地域内で一様ではなく、地質の違いによって明瞭な差がある。勇知層や更別層では水系密度が高く、平滑斜面の 60% 以上がすでに侵食され、一部では谷の切り合いにより稜線高度が低下している。一方、声問層や稚内層では水系密度が低く、平滑斜面の 40% 未満を侵食するに留まっている。水系密度の差は、後者の斜面基部が氷期の岩屑によって埋積されていたため、降水が鉛直浸透しやすく、地表面を側方に流れる水が少なくなつて侵食谷が形成されにくつたものと推定される。
- ③ 後氷期に形成された谷の深さから、声問層以上の比較的浅い谷と稚内層以下の比較的深い谷との 2 つの谷形状に分類できる。前者は岩石が軟らかいため河床勾配が緩く、また急傾斜の斜面を保持できないことから浅い谷となっている。このため、氷期の平滑斜面の比高にかかわらず、ほぼ一定の侵食深となっている。一方、後者は岩石が硬いため深い谷を形成している。このように、谷の深さは氷期平滑斜面の比高に関連し、比高が大きいほど侵食深が大きくなっている。このため、現在も開析前線が中腹にあり、侵食途上にある河川が形成されていると考えられる。
- ④ 後氷期の侵食期間を 1.2 万年程度と考えると、調査対象地域では平均 0.6 mm/y 程度の侵食速度が推定される。この値は、低起伏地域であること、この地域の隆起速度が 0.3～0.5 mm/y 程度であることを考えるとかなり大きく、侵食量が隆起量を上回る環境にある。ただし、河川による侵食を受けた期間をより長く見れば隆起速度と侵食速度とがほぼ釣り合う状態になるとを考えられる。
- ⑤ 後氷期の侵食速度を地層別に見ると、必ずしも古くて硬い地質ほど侵食速度が小さいわけではない。氷期の天塩川の河床高度が低く、形成当時の氷期平滑斜面の起伏に地域的な差があることが大きく影響していると考えられる。
- ⑥ 最終氷期の幌延地域の丘陵斜面には永久凍土が発達しており、それが難透水層を形成していたと考えられる。地下水位は現在より高く、深度数 m にあったことが推定される。後氷期前半には気温上昇により永久凍土が失われたこと、また、下刻した埋没谷深度が深いことから、天塩川付近では地下水位の

- 標高が低下して、南部地域では動水勾配が一時的に大きくなつたと推定される。後氷期後半には降水量が増加するとともに、海水準が現在のレベル付近まで上昇して天塩川がほぼ埋積されるため、地下水位の標高は全域的に上昇したと推定される。
- ⑦ 最終氷期から後氷期にかけての気候変動に伴う地下水流動への影響要因として、幌延地域の場合は、  
①永久凍土の消滅、②本流河床標高の上昇、③降水量の増加があげられる。

また、本研究の地形解析結果をとりまとめた Fig. 14 から明らかなように、各地層間の地形特徴の差異は、丘陵の比高・起伏が構成岩石の力学的強度と透水性に比例するとした Suzuki et al.(1985)[29]の研究結果とも調和的である。なお、本研究では氷期の平滑斜面復元および後氷期の侵食深(侵食速度)を求めるに当たって、谷底堆積物を無視したり、後氷期の侵食期間を 1.2 万年程度と考えるなどの仮定に立脚したものであり、現地調査等に基づいて段丘面の対比や河川による侵食開始時期などをより正確に把握することが今後の研究課題である。

## 謝辞

本論をまとめるにあたり、新里忠史氏にはドラフト原稿の段階で有益なご助言を頂いた。また、匿名の 3 名の査読者には、査読を通じて多くのご教授を頂き、本論は著しく改善された。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- [1] 日本原子力研究開発機構: 平成 20 年度地層処分に係る水文地質学的変化による影響に関する調査報告書—経済産業省原子力安全・保安院委託事業 (2009).
- [2] 松末和之、藤原治、末吉哲雄: 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候. サイクル機構技報, **6**, 93-103 (2000).
- [3] フレンチ, H. M.: 周氷河環境, 小野有五訳, 古今書院, 東京 (1984) / French, H. M.: The periglacial environment, Longman, London (1976).
- [4] 木下誠一、鈴木義男: シベリアヤクーツクの永久凍土調査. 低温科学 物理編 **31**, 271-277 (1973).
- [5] 鈴木秀夫: 北海道北部の周氷河地形. 地理学評論 **33** (12), 625-628 (1960).
- [6] 鈴木秀夫: 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理学評論 **35** (2), 67-76 (1962).
- [7] 小野有五、平川一臣: ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論 **48** (1), 1-26 (1975).
- [8] 貝塚爽平・鎮西清高編: 日本の自然 2 日本の山, 岩波書店, 東京, 22-24 (1986).
- [9] 小疋尚、野上道男、小野有五、平川一臣編: 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 東京 (2003).
- [10] 米倉伸之: 第四紀の海面変化とその将来予測. 百年・千年・万年後の日本の自然と人類—第四紀研究にもとづく将来予測, 日本第四紀学会編, 古今書院, 東京, 38-59 (1987).
- [11] 安田喜憲: 環境考古学事始—日本列島 2 万年, 日本放送出版協会 (NHK ブックス), 東京, 57-69 (1980).
- [12] 澤口晋一、小岩直人: 北海道宗谷地方徳満付近において観察されたアイスウェッジカスト. 第四紀研究 **29** (2), 151-153 (1990).
- [13] 三浦英樹、平川一臣: 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源. 地学雑誌 **104** (2), 189-224 (1995).
- [14] 貝塚爽平: 写真と図でみる地形学, 東京大学出版会, 東京, 98-113 (1985).
- [15] 小野有五: 北の陸橋. 第四紀研究 **29** (3), 183-192 (1990).
- [16] 清水長正: 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変遷. 第四紀研究 **28** (3), 159-170 (1989).
- [17] 小口高: 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史. 第四紀研究 **27** (2), 101-124 (1988).
- [18] 羽田野誠一: 地形分類図と傾斜変換線—地形学=地形の時空系科学の立場から—. 東北地理 **38**, 264-266 (1986).
- [19] 田渕洋編: 自然環境の生い立ち—第四紀と現在, 朝倉書店, 東京, 99-108 (1979).
- [20] Oguchi, T.: Late Quaternary geomorphic development of alluvial fan-source basin systems: the Yamagata region, Japan. Geographical Review of Japan, **67B**, 81-100 (1994).
- [21] 小口高: 松本盆地周辺の流域における最終氷期末期以降の地形発達を規定した要因. 地理学評論 **61A** (12), 872-893 (1988).
- [22] Oguchi, T.: Factors affecting the magnitude of post-glacial hillslope incision in Japanese mountains. Catena, **26** (3-4), 171-186 (1996).
- [23] 小口高: 山地流域の堆積域と侵食域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討. 地形 **12**, 25-39 (1991).
- [24] Oguchi, T.: Late quaternary sediment budget in alluvial-fan-source-basin systems in Japan. Journal of Quaternary Science, **12**, 381-390 (1997).
- [25] 太田久仁雄、阿部寛信、山口雄大、國丸貴紀、石井英一、操上広志、戸村豪治、柴野一則、濱克宏、松井裕哉、新里忠史、高橋一晴、丹生屋純夫、大原英史、浅森浩一、森岡宏之、舟木泰智、茂田直孝、福島龍朗: 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第 1 段階)研究成果報告書. JAEA-Research, 2007-044 (2007).
- [26] 核燃料サイクル開発機構: 幌延新地層研究計画 平

- 成13年度研究成果報告. JNC TN1400 2002-004 (2002).
- [27] 三箇智二, 野上道男, 藤原治: 地形特徴による谷頭の定義. 情報地質 **15** (2), 114-117 (2004).
- [28] 田中幸哉: 宗谷丘陵および白糠丘陵における谷壁斜面発達と岩石物性. 地理学評論 **63A**, 836-847 (1990).
- [29] Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H., Arakawa, H.: Effects of rock strength and permeability on hill morphology. 地形 **6**, 101-130 (1985).
- [30] 岡孝雄, 五十嵐八枝子, 林 正彦: ボーリングデータ解析および花粉分析による天塩平野の沖積層の研究. 北海道立地質研究所報告 **77**, 17-75 (2006).
- [31] 小池一之, 町田洋編: 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 東京 (2001).
- [32] 石城謙吉: 北海道の川の移り変わり. 第2回北海道淡水魚保護フォーラム基調講演, 北海道淡水魚保護ネットワーク(北海道大学大学院水産科学研究科淡水魚研究会, 北海道東海大学環境研究所, 千歳サケのふるさと館)主催(2001).
- [33] Barrow, W. J.: 気候変動 多角的視点から, 松野太郎監訳, Springer-Verlag, 東京, 118-121 (2003) / Burroughs, W. J.: Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge (2001).
- [34] Lawson, D. E., Strasser, J. C., Strasser, J. D., Arcane, S. A., Delaney, A. J., Williams, C.: Geological and Geophysical Investigations of the Hydrogeology of Fort Wainwright, Alaska. Cold Regions Research & Engineering Laboratory (CRREL) Report 96-4, US Army Corps of Engineers (1996).
- [35] Lopez, M. L. C., Saito, H., Kobayashi, Y., Shirota, T., Iwahana, G., Maximov, T. C., Fukuda, M.: Interannual environmental-soil thawing rate variation and its control on transpiration from Larix cajanderi, Central Yakutia, Eastern Siberia. Journal of Hydrology **338**, 251-260 (2007).
- [36] 梶本卓也: シベリアのカラマツタイガの森林発達過程と永久凍土環境. 山岳科学総合研究所ニュースレター 第8号, 信州大学山岳科学総合研究所 (2007).
- [37] Sakai, A., Yoshida, S., Saito, M.: Growth Rate of Spruces Related to the Thickness of Permafrost Active Layer near Inuvik, Northwestern Canada. Low temperature science Ser. B **37**, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 19-32 (1979).
- [38] Dickin, R., Mills, R., Freed, R.: Hydrogeological data collection and interpretation at arctic mines in the continuous permafrost zone. Proceedings of the 61st Canadian Geotechnical Conference, GeoEdmonton'08, Edmonton, Alberta, September 21-24, 2008, pp.948-952 (2008).
- [39] 松浦陽次郎, Yefremov, D. P.: 東シベリアの森林ツンドラにおける永久凍土活動層の物質量. 日本土壤肥料学会講演要旨集 **41**, 224 (1995).
- [40] 松浦陽次郎, 高橋正通, Yefremov, D., Isaev, A.: 森林ツンドラにおける永久凍土活動層の物質量-レナ川下流域とコリマ低地の比較-. 日本土壤肥料学会講演要旨集 **42**, 232 (1996).
- [41] 日下部朝子, 都築勇人, 末田達彦: シベリア亜寒帯林を対象とした航空レーザー測距法による葉面積指数の広域推定. 日本森林学会誌 **88** (1), 21-29 (2006).
- [42] 海洋研究開発機構地球環境観測研究センター: 2004年度地球環境観測研究センタ一年報, 28-46 (2005).
- [43] Matsuoka, N., Ikeda, A., Sueyoshi, T., Ishii, T.: Permafrost sounding (2003-2004) in the source area of the Yellow River, China. Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba, **30**, 33-38 (2004).
- [44] Matsuoka, N., Ikeda, A., Sueyoshi, T., Ishii, T.: Monitoring frozen ground (2004-2005) at Madoi in the source area of the Yellow River, China. Tsukuba Geoenvironmental Science **1**, 39-44 (2005).
- [45] 福井幸太郎: 立山, 内蔵助カールのプロテラスランパートでの永久凍土調査と地表面移動量の観測. 地学雑誌 **111** (4), 564-573 (2002).
- [46] 小泉武栄: 山の自然科学, 岩波新書(新赤版) 541, 岩波書店, 東京, 15-32 (1998).
- [47] 戸村豪治, 操上広志, 柴野一則, 國丸貴紀, 原稔: 幌延深地層研究における表層水理調査の現状. JAEA-Research 2007-063 (2007).
- [48] 西村聰: 永久凍土と気候変動. 地盤工学会誌 **56** (8), 42-43 (2008).
- [49] 福田正己: 温暖化への永久凍土の応答. 地盤工学会誌 **57** (4), 10-13 (2009).
- [50] 長沢徹明, 梅田安治: 土壤の凍結・融解. 特集「北海道の特徴的土壤」 URBAN KUBOTA **24**, 26-29 (1985).
- [51] 池田敦, 末吉哲雄, 松岡憲知, 石井武政: 黄河源流域に永久凍土を探す. 地質ニュース **629**, 15-20 (2007).