

湿原泥炭地における火山灰層の堆積ならびに流域環境の変化の影響について

北海道大学大学院地球環境科学研究科
エコ・ユリアント, 中村有吾, 平川一臣

I. はじめに

人為的な森林の伐採や農業的土地開発は、河川の侵食・運搬・堆積プロセスに大きな影響を与える。とくに、農耕が流域の土壌侵食を引き起こし、河川による流出および堆積などの水文特性に急激かつ大規模な変化をもたらすことが近年注目されている。たとえば、水垣・中村(1999)は、釧路川水系の久著呂川およびチルワツナイ川の河岸で、放射性降下物 ^{137}Cs (1960年代に大気中に大量に放出された核実験生成物) を示標として河川氾濫堆積物の編年をおこなった。その結果、1965~1980年におこなわれた大規模農地開発と明渠廃水工事、1981年の大雨によって大量の土砂が湿原に流入したことが明らかとなった。また、鈴木(2003MS)は、十勝平野南部豊頃丘陵周辺の諸河川で、開墾開始以降の河川堆積物の詳細な編年をおこなった。その結果、 ^{137}Cs 含有量のピーク層準(1963年ころ)以降の堆積量および堆積物の粗粒化は顕著であり、堆積速度は近年さらに増加していることが明らかとなった。また、流域ごとの土地利用変化、すなわち森林伐採、農地拡大の時期と、堆積物の増加、粗粒化の時期が対応することも指摘されている(鈴木, 2003MS)。

そこで本研究では、北海道東部別寒辺牛湿原に流入する別寒辺牛川流域において河川氾濫堆積物の観察、編年学的考察をおこない、土砂の流出・堆積における農業的土地開発の影響を考察する。最終的には、本調査結果にもとづき、地質学的視点による別寒辺牛湿原の環境変化、環境保全を考察する予定である。しかし現時点で得られたデータは、当該流域8地点における堆積物の層序と火山灰(広域テフラ)の同定結果のみである。本報告では、これら調査結果にもとづく河川氾濫堆積物の編年を示し、今後の研究の可能性を考察する。

II. 調査地域の概要

調査をおこなったのは、北海道東部、別寒辺牛川および釧路川の諸流域である(図1)。別寒辺牛川は、根釧原野北部の台地に発してほぼ南東流し、厚岸湖に注ぐ河川で、流路延長約44km、流域面積872km²である。下流域は別寒辺牛湿原とよばれる低湿泥炭地である。釧路川は、屈斜路湖に発し、釧原野をほぼ南流して太平洋に注ぐ。流域面積は2505km²で、下流部には低湿泥炭地の釧路湿原が広がる。

Ⅲ. 火山灰の同定と層序

図2の柱状図に示すように、別寒辺牛湿原および釧路湿原周辺の多くの地点において、地表面下1～2mの表層部に2～3枚の火山灰層が認められる。3枚の火山灰の層序が確かめられたのは、地点5の片無去川河岸の露頭である。この地点の堆積物は、地表面付近が泥炭層、その下位が砂層で、火山灰の保存状態がよい。そこで、この露頭で火山灰試料を採取し、火山灰分析をおこなった。採取した火山灰は、Nakamura et al. (2002)の方法で脱水ガラス屈折率を測定し、中村ほか(2002)に記載された北海道の主要広域火山灰の岩石学的特徴と比較することによって、広域火山灰に同定した。以下に、この3つの火山灰について詳しく記載する。

上位の火山灰は、細砂サイズの降下火山灰で、層厚が数mm以下の薄層だが連続して認められる。火山ガラスの含有率は81%で、非常にガラス質名火山灰である。火山ガラスはスポンジ状および繊維状の形態を呈する。火山ガラスの屈折率は $n=1.494\sim 1.497$ に集中する。

中位の火山灰は、極細砂サイズの降下火山灰で、層厚約2cmである。火山ガラスの含有率は70%、形態はスポンジ状を呈する。火山ガラスの屈折率は $n=1.491\sim 1.495$ である。

下位の火山灰は、細砂サイズの降下火山灰で、層厚約2cmである。火山ガラスの含有率は70%、形態はスポンジ状を呈する。火山ガラスの屈折率は $n=1.494\sim 1.497$ に集中する。

以上の火山灰の特徴と、3枚の層序を考慮すれば、上位の火山灰は駒ヶ岳c1火山灰(Ko-c1、西暦1856年噴火)、中位の火山灰は樽前a火山灰(Ta-a、西暦1739年噴火)、下位の火山灰は駒ヶ岳c2火山灰(Ko-c2、西暦1694年噴火)に同定される(火山灰の名称および噴出年代は、山田、1958および町田・新井、1992にしたがう)。これら3つの火山灰のうち、Ta-aとKo-c2は噴出年代が近く、露頭では比較的近い層準に産出する。このような層位関係と、露頭で観察される岩相の類似性を考慮すれば、地点1、3、4、6、7、8で認められる2枚の火山灰層は、それぞれTa-aおよびKo-c2に同定される。

Ⅳ. 河川氾濫堆積物の記載

別寒辺牛湿原周辺および釧路湿原周辺の8地点(図1および2)において堆積物を観察した。とくに、過去150年間の堆積環境の変化、とくに人為的な環境変化に着目して、堆積物の記載をおこなう。

地点1

大別川下流部(別寒辺牛川との合流点から200m上流、右岸)の地点1では、地表面下85cm層準にKo-c2、70cm層準にTa-aがある。その上位の堆積物は砂質泥炭層である。この地点では、Ko-c2テフラの降下以前から現在まで、堆積環境の顕著な変化は認められない。

地点 2

地点 2 は、別寒辺牛川の左岸側、河口から約 5 km 上流に位置する。ここでは、砂まじり泥炭層の上位に、斜交葉理をもつ層厚 85cm の中砂～粗砂層がある。

この地点では、本来泥炭地（湿地）であった場所から、砂を堆積させる環境への変化が読みとれるが、年代を示す試料は得られなかった。地表面下 40cm の層準に挟在する炭は、開墾時の人為的な火入れを示唆する。

地点 3

地点 3 は、地点 2 よりさらに約 4.4km 上流の、別寒辺牛川左岸の露頭である。ここでは、泥炭層の上位に Ko-c2 および Ta-a を含む層厚 50cm の粗砂層、その上位に層厚 115cm の中砂～粗砂の互層がみられる。

この地点では、泥炭から粗砂への堆積物の変化が見られるが、これは Ko-c2 が降下した 1694 年以前のことであり、人為的な影響とは考えられない。Ta-a より上位の層相変化、とくに、地表面下 50cm 前後に見られる粗粒化は、おそらく流域の開墾にともなう土砂の流出の影響があると考えられる。

地点 4

地点 4 は、別寒辺牛川支流のトライベツ川の河岸で、別寒辺牛川との合流点から約 9 km 上流に位置する。ここでは、Ko-c2 および Ta-a を含む中砂層の上位に、斜交葉理をもつ中砂～粗砂層、細砂～中砂互層がみられる。

この地点でも層相変化は堆積環境の変化に対応すると考えられるが、Ta-a 直上の層理面は 1739 年の直後という時期を考慮すれば、人為的な影響があったとは考えがたい。地表面下 75cm 層準の層相変化、あるいは地表約 20cm の粗粒化は、人為的影響の可能性はある。

地点 5

地点 5 は、別寒辺牛川支流のチャンベツ川に注ぐ小河川、片無去川の河岸に位置する。この地点では、Ko-c2 および Ta-a を挟む中砂層およびその上位に Ko-c1 を挟む砂質泥炭層がみられる。

この砂質泥炭層は、Ko-c1 が降下した 1856 年以前から堆積しており、それ以降顕著な層相変化がみられない。したがって、片無去川流域では人為的な環境変化は、堆積環境に顕著な影響を与えなかったと考えられる。

地点 6

地点 6 は釧路川本流沿いの河岸、河口から上流約 30km に位置する。ここでは、泥炭層の上位に、斜交葉理をとともなう層厚 110cm の細砂～中砂互層がみられる。

ただし、この地点での泥炭から砂への堆積物変化は Ko-c2 が降下した 1694 年以前のことであり、人為的影響は考えられない。その上位の砂層は、地表面下 55cm 層準から上位ではわずかに粗粒化の傾向が見られ、流域の開墾にともなう粗粒土砂の流出を示唆する。

地点 7

地点 7 は釧路川支流の久著呂川の流域で、釧路川との合流点から約 10km 上流に位置す

る。ただし、地点7は、現在の久著呂川河道から260m、河川改修前の久著呂川流路跡から130mの位置にある。ここでは、Ko-c2およびTa-aを含む泥炭層の上位を層厚12cmの粗砂層が覆うほかは、顕著な堆積物はみられない。

地点8

地点8は、地点7の280m北方、河川改修前の久著呂川流路跡から約50m（現在の河道から115m）の位置にある。この地点は、久著呂川が形成した自然堤防の頂部に相当する。ここでは、泥炭質シルト層の上部にKo-c2およびTa-aが挟まれ、その上位はシルト～中砂互層および細砂～中砂互層が覆う。また、地表面下70cmの層準には有機物が含まれる。

泥炭質シルトから砂層への変化はTa-a降下直後（1739年頃）であり、人為的影響は考えられない。いっぽう、有機物の層準前後で、堆積物が粗粒化する傾向がみられ、流域の開墾にともなう粗粒土砂の流出を示唆する。また、このような土砂の流出が自然堤防の形成を促進したと考えられる。

V 考察

以上に記した各地点での観察・記載にもとづき、以下の議論が可能である。

1. 堆積物の粒粒化

別寒辺牛川（地点2, 3）、トライベツ川（地点4）、釧路川（地点6）、久著呂川（地点8）といった比較的流域規模の大きな河川において、堆積物の粗粒化が顕著に認められる。多くの地点で認められるように、この地域は本来は泥炭地（湿原）であり、砂などの粗粒堆積物は大規模な出水時のみに供給されていたと思われる。しかし、Ta-a降下（1739年）後しばらくしてから中砂～粗砂などの粗粒堆積物が急激に供給されるようになった。

別寒辺牛川および釧路川流域では、これら粗粒物質の堆積開始時期を示す直接の試料は得られなかった。わずかに、地点2および8で観察された炭化物の集積層が、開墾にともなう火入れを示唆するにすぎない。しかし、久著呂川流域や十勝平野南部の諸流域では、1960年代以降とくに1980年代の急激な農地の拡大にともなう、土壌侵食およびそれにともなう下流部での堆積物供給量が増加したことが明らかになっている（水垣・中村, 1999; 鈴木, 2003MS）。このことを考慮すれば、別寒辺牛川・釧路川で認められる堆積物の粗粒化も、1960～1980年代の農地の拡大にともなう人為的影響によると判断すべきであろう。

この問題については、ヤナギなどの樹木を用いた年輪年代法や、1960年頃の核実験生成物である¹³⁷Csをもちいた編年によって、今後検討する予定である。

2. 河川の流域面積と堆積量の関係

いっぽう、流域規模の比較的小さな大別川（地点1）や片無去川（地点5）では、Ko-c2の降下（1694年）以前から現在まで、堆積物の顕著な変化はみられない。おそらく、これ

らの小流域では、堆積環境に影響を与える程度の大規模な森林伐採や農地の拡大は無かったものと推定される。

これについては、別寒辺牛川・釧路川水系の各流域について、入植後の土地利用変化を明らかにしたうえで考察する必要がある。

3. 自然堤防の発達

久著呂川河岸（地点8）の人為堆積物は、河道から約50mの地点で最も厚く、河道から200m以上離れた地点7では堆積物はきわめて薄い。よって、河川の氾濫により土砂が堆積するのは、河道から数十m、せいぜい100m以内の範囲である。地点8付近の厚い堆積物は顕著な微高地（自然堤防）を形成している。つまり、人為堆積物の範囲は自然堤防の分布とほぼ一致しており、自然堤防の発達は人為堆積物の増加によるところが多い。なお、耕地の拡大にともなう人為堆積物が自然堤防を形成する事例は十勝平野南部当縁川下流域でも確認されている（鈴木，2003MS）。

謝辞

本研究には北海道厚岸町「平成14年度厚岸湖・別寒辺牛湿原学術研究奨励補助金」を使用しました。現地調査の際は、澁谷辰生氏をはじめとする厚岸水鳥観察館の皆様にお世話になりました。ここに記して御礼申し上げます。

引用文献

- 町田 洋・新井房夫（1992）火山灰アトラスー日本列島とその周辺，276p，東京大学出版会。
- 水垣 滋・中村太士（1999）放射性降下物（Cs-137）を用いた釧路湿原河川流入部における土砂堆積厚の推定．地形，20，97-112.
- 中村有吾・片山美紀・平川一臣（2002）水和の影響を除去した北海道の完新世テフラガラスの屈折率．第四紀研究，41，11-22.
- Nakamura, Y., Katayama, Y., and Hirakawa, K (2002) Hydration and refractive indices of Holocene tephra glass in Hokkaido, Northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 499-510.
- 鈴木幸恵（2003MS）十勝平野南部における開墾に伴う河川氾濫堆積物の編年学的研究．平成14（2002）年度修士論文．北海道大学大学院地球環境科学研究科・地圏環境科学専攻地球生態学講座。
- 山田忍（1958）火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究．地団研専報，8，40p.

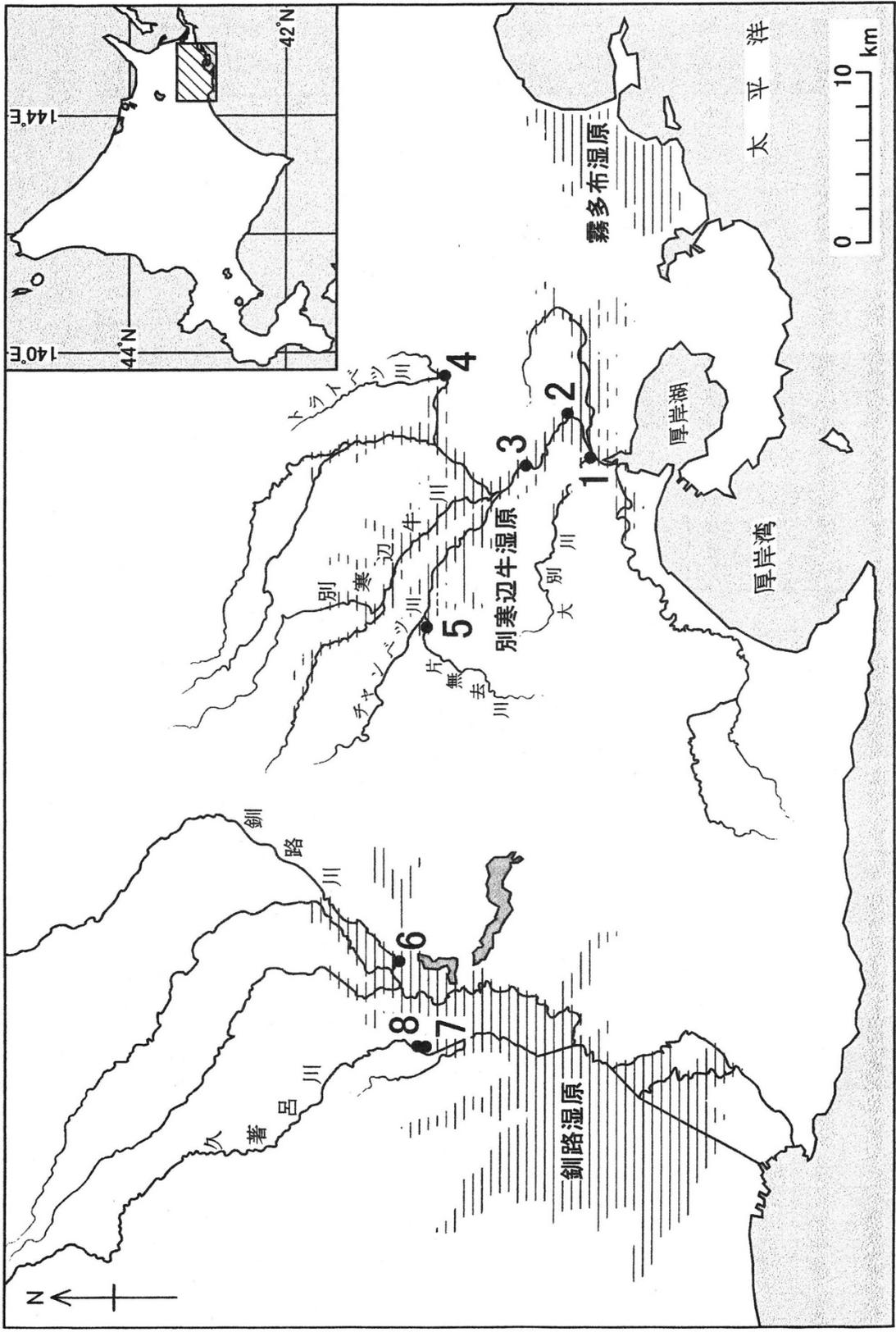


図1 別寒辺牛川および釧路川流域の地域概観

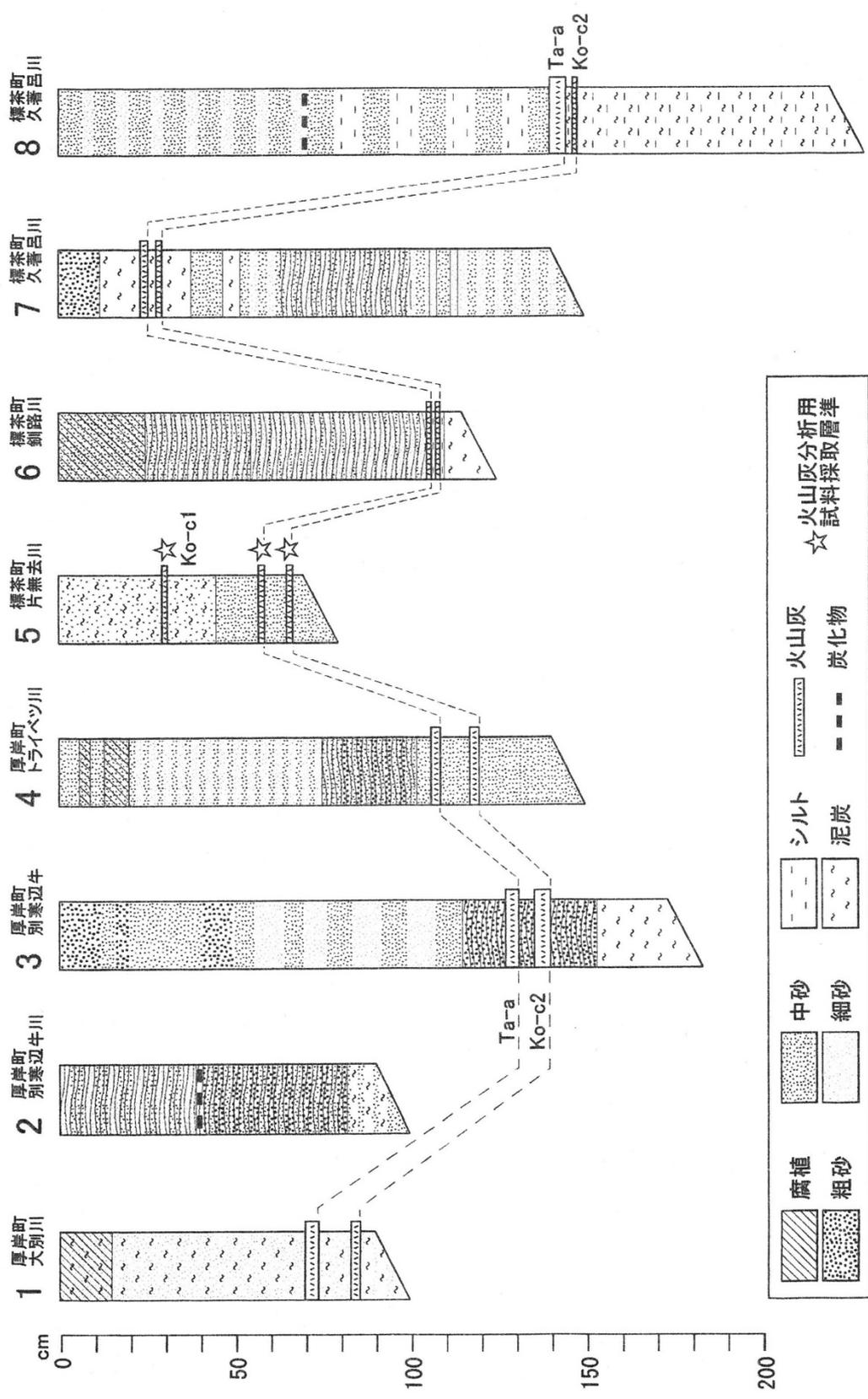


図2 堆積物の層序