真駒内川下流区間の地層構成および Spf1 層の強度特性 Mode of Occurrence of Shikotsu Pumice Flow Deposit and its physical Properties-An Example at Riv. Makomanai-gawa, Sapporo, Japan-

○平川泰史,熊倉紹二(㈱エコテック),前田和久,福田孝宗(空知総合振興局札幌建設管理部事業課) Hirakawa Yasushi, Kumakura Shouji, Maeda Kazuhisa, Hukuda Takahiro

1. はじめに

真駒内川は、一級河川豊平川の一次支川で、札幌市 南部の空沼岳(標高1249m)にその源を発し、流路延長 20.8km,流域面積37.1km²を有する河川である.

真駒内川流域では、平成23年9月2日から6日にかけて の停滞前線に伴う大雨によって、3日雨量で25年確率相 当の長時間の豪雨に見舞われ、約170m³/s の洪水を記録 した. この洪水よって真駒内1号橋から常盤1号橋の 2.7km区間では、河床露岩を構成する支笏軽石流堆積物 (Spf1層)溶結凝灰岩が板状の岩盤ブロック(最大で4.5 ×2.7m、厚さ0.5m)となって流出し(写真-1)、河床が低 下するとともに、一部の河川構造物が被災した.

今回,災害対応として,河床低下および河川構造物 が被災したメカニズムの解明を目的に,既往調査結果 の整理および新たにボーリング調査を行い真駒内川下 流区間(豊平川合流点〜国道453号と交差する町有林橋 の区間とする)の河川縦断面形における地層構成およ び分布を整理し,現地調査および室内岩石試験を行い Spf1層の産状把握並びに強度特性の検討を行った.

本報では、真駒内川下流区間の河川縦断面形におけるSpf1層の分布について多くの地盤情報が得られ、 Spf1層溶結凝灰岩で生じた岩盤流出のメカニズムについて、岩質および岩石の強度特性から検討した結果を報告する.



写真-1 洪水によって流出した岩盤ブロック

2. 真駒内川下区間の地層構成および分布

真駒内川下流区間の周辺には第四紀後期更新世の 41,000y. B. P. 前後¹⁾ に形成されたSpf1層が広く分布し ており, Spf1層は段丘堆積物および氾濫原堆積物に覆 われている.このため,本調査区間でSpf1層の下位層 が確認できるのは、区間上流端に分布する新第三紀中 新世の砥山層群の泥岩であり、それ以外は地表からは 確認できない.

河床低下を検討する上で,河川縦断面形における地 層分布は重要な基礎資料となる.しかし,Spf1層の分 布(鉛直方向等)に関する有用な情報が不足しているこ とから,既往資料の整理を行った.

本調査区間の真駒内川は、大半の区間で住宅地を流 下する都市河川であり、橋梁施工および昭和56年豪雨 を契機とした河川改修工事に伴い、多くのボーリング 調査が実施されてきた.検討に用いた既往資料は、河 川事業に伴うボーリング調査が47箇所(調査年度昭和 62年~平成23年度)、橋梁基礎でのボーリング調査が11 箇所(設計図面による:設計年度昭和55年度~平成15年 度)である.また、検討には公刊資料²⁰も参考にした.

ボーリング調査の結果を整理して,確認された地質 層序を表-1に示し,本調査区間における河川縦断面形 の地質断面図を図-1に示す.

ボーリング調査によって確認された地層構成のうち, 主要となる地層は,確認地点ごとに層厚の相違がある ものの,下位から順に以下のとおりである.

- ・円礫主体の砂礫からなる古期堆積物 I (Dg)
- ・細礫まじり軽石質火山灰質砂(一部は礫まじり火山 灰質シルト)からなる古期堆積物Ⅲ(Dvs)
- 溶結凝灰岩の強溶結部および弱溶結部(Spf1)
- ・玉石まじり砂礫からなる氾濫原堆積物(Fg)

地質時代		地層名 記 号		主な土質・地質	
	完新世	段丘堆積物Ⅱ	Tg2	砂礫(円~亜円礫主体, 角礫まじる)	
	更新世	氾濫原堆積物	Fg	玉石混じり砂礫	
		段丘堆積物 I	Tg1	玉石混じり砂礫	
第 四 紀		支 笏 軽石流堆積物	Spf1	溶結凝灰岩 (強溶結部/弱溶結部)	
		古期 堆積物Ⅲ	Dvs	細礫まじり 軽石質火山灰質砂	
		古期 堆積物Ⅱ	Dc	有機質シルト 有機質土	
		古期 堆積物 I	Ds	細礫混じり砂 シルト混じり砂	
			Dg	砂礫 (円礫主体)	
新第 三紀	中新世	砥山層群	Tm	泥 岩	

表-1 真駒内川下流区間における地質層序表

このうち、特徴的な地層構成は次のとおりである.

i) 五輪小橋付近でSpf1層は分布しない。上位は円~
 亜円礫主体で角礫を伴い、M値17以下の中程度の締ま

り具合を示す砂礫が分布する.下位は円礫主体で,N 値50以上の密な締まり具合を示す砂礫が分布する. 周辺での地形面の発達状況から,上位は豊平川扇状 地のおそらく札幌面に連続する豊平川沿いの河岸段 丘堆積物³⁾(Tg2)であり,下位はDg層と考えられる.

- ii) Dvs層は径1cm以下の亜角礫がまじる軽石質火山灰 質砂であり、H23B-2地点におけるDvs層とSpf1層の境 界は、挟在物を挟まず、整然と累重している.この ため、Spf1層とDvs層の堆積間隙はごく短期間と推定 される.Spf1層が形成される直前には支笏第1火山灰 (Spfa-1)が堆積したと考えられる⁴⁾。許ほか(2001)¹⁾ はSpf1層とSpfa-1層との間には堆積学的な間隙がほ とんどないとしているが、Dvs層はSpfa-1層の二次堆 積層の可能性がある.
- iii) 一部のボーリング調査地点(花園橋下流の地点, H23B-1地点およびその下流地点,みずなら橋地点並 びに常盤新橋地点(以上5地点))では,Dg層の直上に 有機質土または有機質シルト(Dc)の薄層(層厚0.1~
 1.0m)が認められる.この有機質土または有機質シ ルトは河川侵食を受けにくい場所で形成された旧表 土または湿地性の堆積物と考えられる.なお,H23B-1 地点およびその下流地点では,Dg層とDc層の間に礫 まじり砂からなる砂質土(Ds)が挟在している.

主な地点でのSpf1層の分布深度を表-2に整理する. 河川縦断面形における地層分布の特徴は次のとおり である.なお,深度表示の基準は,氾濫原の高さに 概ね等しい築堤高とした.

- i) 五輪小橋付近にSpf1層は分布せず,豊平川扇状地 のうち札幌面に連続するTg2層が分布している.
- ii) Spf1層は五輪小橋の上流約300m付近から区間上流 側の町有林橋付近にかけて分布する.
- iii) Spf1層の分布深度は区間の上下流部で深度10m前後 と比較的浅く、区間中央付近のH23B-2地点では深度 16.8mと確認された深度で最も深くなる.ただし、真 駒内1号橋付近では、Spf1層の下限は深度18.0mで確 認されていない.
- iv) H23B-1地点付近では、Dg層の高まりによってSpf1
 層の分布深度は深度9.6mと比較的浅い。
- v)町有林橋付近より上流側には,砥山層群の泥岩 (Tm)が分布している.

表-2 Spfl層の分布深度概要表

主な地点	Spf1層の分布深度		
五輪小橋付近	Spf1層は分布しない 段丘堆積物Ⅱ(Tg2)が分布		
真 駒 内 橋 付 近	深度10.8mまで分布		
真駒内1号橋付近	深度18.0m以深まで分布する		
H 2 3 B - 2 地点	深度16.8mまで分布		
みずなら橋付近	深度15.7mまで分布		
町有林橋付近	Spf1層は分布しない 西野層の泥岩(Nm)が分布		
	(深度の基準は築堤高とした)		



図-1 真駒内川下流区間における河川縦断面形の地質断面図

3. Spfl層の産状

本調査区間に分布するSpf1層は溶結凝灰岩であり, 溶結の程度から強溶結部および弱溶結部に区分できる. 河床露岩における強・弱溶結部の岩質および岩石組織 の特徴は以下のとおりである.

- i)強溶結部(写真-2参照):岩石は比較的硬質で、水 平または緩く傾斜した面に並行したシーティング節 理が発達する.岩石組織は,径4nm以下の灰白色の扁 平な軽石,暗灰色の岩片が散在し,細粒板状のガラ スを多数含み,この配列により溶結構造が認められ, 構成粒子の配列による面構造(流理)が発達する.面 構造の方向は,現地においてはおよそ水平方向に相 当する.鏡下観察では、ユータキシティック組織が 明瞭である.
- ii) 弱溶結部(写真-3参照):溶結部の下位に分布する. 岩石は比較的軟質で、割れ目の少ない塊状岩盤である.岩石組織は、径10mm以下の不規則形の白色スポンジ状軽石が散在する.暗灰色の岩片も少量含まれる.ユータキシティック組織は不明瞭である.



写真-2 河床における強溶結部の産状



写真-3 河床における弱溶結部の産状

強溶結部に分布するシーティング節理は、概ね密着 しており、数mの連続性を有しているものや岩盤途中で せん滅するものも認められる.しかし、まれに開口部 に細礫が挟在する場合が認められる(**写真-4**参照).



写真-4 細礫が挟まるシーティング節理の例

河床露岩およびボーリングコアで観察されたシーティング節理の分布頻度を表-3に示す.河床露岩では鉛 直方向に基線を設定し,節理間隔を測定した.また, 築堤天端から掘削したボーリング調査地点(H23B-2, H23B-3)では,盛土および氾濫原堆積物下位の岩盤上面 (深度3~4m)から深さ約2mまでの区間において河床露 岩とほぼ同程度の頻度でシーティング節理の分布が認 められた.

計測したシーティング節理の間隔は, 概ね10~50cm であり, 平均は20~30cmである.

表-3 シーティング節理の分布状況

		シーティング節理					
	基線長 (垂直) (m)	割れ目 本数	間隔 (m)				
			最小	最大	平均		
	No.4	1.9	8	0.10	0.45	0.24	
〈河床〉	No.5	1.0	4	0.10	0.45	0.25	
	No.6	1.4	4	0.20	0.55	0.35	
	平 均					0.27	
〈ボーリング〉	H23B-2 (GL-4.25~6.33m)	2.08	8	0.09	0.44	0.26	
	H23B-3 (GL-3.40~5.45m)	2.05	10	0.01	0.77	0.21	

4. Spfl層の岩石の強度特性

強・弱溶結部における基本的な岩石物性を把握する ために、密度試験、一軸圧縮試験および圧裂による岩 石の引張り強さ試験⁵⁾を行った.試験は、未風化部お よび風化部について、飽和状態で3供試体ずつ行った. 基本的な岩石物性の一覧を**表-4**にまとめる.

表-4 基本的な岩石物性

岩 種	項目	未風化部 (コ ア)	風化部 (河床露頭)	<u>風化</u> 未風化
	密 度 (g/cm ³)	1.82	1.87	103%
溶結凝灰岩 (強溶結部)	圧縮強度 (MN/m ²)	20.55	11.11	54%
	引張強度 (MN/m ²)	1.79	0.63	35%
溶結凝灰岩 (弱溶結部)	密 度 (g/cm ³)	1.60	1.53	96%
	圧縮強度 (MN/m ²)	3.27	1.51	46%
	引張強度 (MN/m ²)	0.16	0.11	69%

表示した物性値は、3供試体の平均値 圧縮および引張の方向は現地における鉛直方向

試験結果は以下のとおりである.

- i) 強・弱溶結部の圧縮強度は約1.5~20(MN/m²)の範囲
 であり、いずれも軟岩⁶) に区分される.
- ii) 強・弱溶結部ともに、風化区分による密度の差は ほとんど認められない.
- iii)風化区分による強度比較では、風化部の強度は未 風化部に比べて、圧縮強度で46~54%程度、引張強 度で35~69%程度である。

次に,強溶結部の岩石は,構成粒子が一定方向に配 列した面構造(現地においてはおよそ水平方向)を有し ている.このため,強溶結部を対象に,応力の方向と 面構造の方向の関係による岩石の強度について確認試 験(一軸圧縮試験および圧裂による岩石の引張り強さ 試験)を行った.

応力の方向と強度の関係を表-5にまとめる.

試験の結果,引張強度は面構造に対する応力の方向 によって強度に大きな差のあることが確認できた.

すなわち,

- i) 圧縮強度:面構造に対して直交方向(現地では鉛直 方向)の圧縮強度は,平行方向(現地では水平方向)と 比べて122%と2割程度強い値を示す.
- ii) 引張強度:面構造に対して直交方向へ引張強度は、 平行方向と比べて52%と半分程度の弱い値を示す。

岩 種		溶結凝灰岩[溶結部] (河床露岩試料:飽和状態)				
特性	E	圧縮強度		引張強度		
面構造に対する		平行	直交	平行	直交	
<u>応力の</u>	万回 一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	力问	力回	力问		
强 度 (MN/m ²)	半均 (3供試体)	9.11	11.11	1.21	0.63	
応力の方向における 強度比(直交/平行)		100%	122%	100%	52%	
供試体における 応力の方向と面構造 の関係(概念図)				(供款体の))編々: (模式)	

表-5 応力の方向と強度の特徴

5. 岩盤の流出メカニズムの検討

これまでに示したSpf1層の産状および岩石の強度特 性からシーティング節理が形成される要因を考察し, 板状の岩盤ブロックが流出したメカニズムについて検 討する.

5.1 シーティング節理形成の素因と誘因

i)シーティング節理形成の素因

強溶結部の岩石は、初生的に形成されたと考えられ る水平方向の面構造を有している.この面構造に対し て、直交方向への引張強度が特に小さい.このため、 面構造は岩石内部で弱面となって、岩石は面構造に沿 って割れやすい性質を有していると考えられる.

ii)シーテイング節理形成の誘因

シーティング節理が形成される誘因は,①岩盤の侵 食や河道掘削に伴う上載荷重の減少,②風化に伴う岩 石の強度低下などが挙げられる.

上載荷重の減少は,水平方向に広がる面構造に対し て直交方向への引張応力として作用する.岩盤上面付 近では,風化によって岩石の強度が低下しており,こ れらが誘因となって,岩盤上面付近にシーティング節 理が形成されると考えられる.

5.2 岩盤流出のメカニズム検討

Spf1層の強溶結部は、①岩石中の面構造に沿って割 れやすく、②岩盤上部(上面から深さ約2mまで)に、20 ~30cm間隔でシーティング節理が形成され、③岩石の 密度が比較的小さい特徴を有している.

このような要素を有した岩盤において、岩盤の流出 を生じさせた誘因は、乾湿繰り返しや凍結融解による 風化に伴い、①岩石の強度が低下し、②シーティング 節理の拡大・開口が進行する.さらに洪水時には、③ 流速の増加,④水中の土粒子濃度の増加による流水密 度の増加および⑤流送物の増加によって特に大きな外 力(揚圧力、衝撃力等)が岩盤(特に開口したシーティン グ節理など)に作用することになる.

このため、河床露岩では、洪水等で生じる外力がシ ーティング節理を介して、岩盤を剥離させる力として 作用し、板状の岩盤ブロックが流出したと考えられる.

6. ま と め

- i) 真駒内川下流区間では, Spf1層は氾濫原面から深 度約10~18mまで分布することが明らかとなった(た だし, 真駒内1号橋付近では下限未確認).
- ii) Spf1層のうち強溶結部を構成する岩石は、水平方向の面構造を有しており、面構造と直交方向への引張強度の小さいことが確認された。
- iii) 地表面付近(岩盤上面から深度約2m付近まで)は面構造とほぼ平行なシーティング節理が10~50cm(平均20~30cm)間隔で発達し、分離面となっている.
- iv) 岩盤流出のメカニズムは、風化および上載荷重の 減少によって岩石の強度が低下し、さらにシーティ ング節理の拡大・開口が進行したことによって、今 回の洪水の外力を受けて、岩盤がシーティング節理 を介して板状に分離し、流出したと考察される。

謝辞 本報告をまとめるにあたり,株式会社レアック スの許技師長(博士)には,貴重なご助言をいただいた. ここに深く感謝の意を表します.

参考文献

- 許 ほか(2001):支笏火山噴出物年代の再検討,地 球科学,55,145-156.
- 2) 北海道立寒地建築研究所(1986): 札幌市の地盤資料 集,技術資料 No. 13, 364p.
- 3)長岡ほか(2008):豊平川扇状地の地形発達過程と水 文地質,扇状地水環境研究会(RHF),11-24.
- 町田 洋・新井房夫:新編火山灰アトラス,(財) 東京大学出版会,95-100.
- 5) (社) 地盤工学会 (2006) : 岩の試験・調査方法の基準・ 解説書, 321-338.
- 6)(社)土木学会(1955):軟岩評価-調査・設計・施工
 への適用-, 3-6.