

# 地震防災に寄与する軟弱地盤の研究 —札幌市周辺低地の取り組み—

北海道立地質研究所 海洋地学部 嵯峨山 積

1995年の阪神・淡路大震災は都市型地震の恐ろしさを物語っている。人口密集域の海岸低地は未固結な砂や粘土などからなる軟弱地盤（≡ 沖積層）により形成され、地震の揺れに敏感に反応し大被害をもたらす。大都市や周辺域の軟弱地盤の検討は地震防災にとって重要な研究課題であり、地震防災地盤図の作成のためには低地の地質特性や形成過程の解明が重要である。以上の考えに基づき、平成 18～19 年度北海道庁一般試験研究費で札幌市周辺の軟弱地盤調査用ボーリングコアの珪藻分析を行い、当時の水域環境（海水・汽水・淡水）や汽水湖（古石狩湖）の広がり、低地の成り立ちなどを検討した。

キーワード：地震防災、軟弱地盤、沖積層、札幌市周辺、珪藻分析

## 1. はじめに

わが国の海岸低地を形成する軟弱地盤（≡ 沖積層）は未固結な砂や粘土などからなり、地震の揺れに敏感に反応する。このため、大都市や周辺域の軟弱地盤の検討は、地震防災にとって重要な研究課題である。

近年、関東や東海地方では大地震の発生が危惧され、札幌市周辺でも地震防災の一環として活断層調査や地下構造の解明が試みられている<sup>1) 2)</sup>。また、既存のボーリング地質柱状図による軟弱地盤の層序や構造も検討されている<sup>3)</sup>。

地震防災地盤図の作成のためには、低地はどのようなもので（地質特性）、どのようにして造られたのか（形成過程）を明らかにすることが重要である。

演者は平成 18～19 年度に北海道庁一般試験研究「石狩低地帯沿岸域における沖積層ボーリングコアの解析」で、微化石の一種である珪藻化石を利用して札幌市周辺の軟弱地盤を検討した。その結果、1) 縄文海進の様子や汽水湖（古石狩湖）の範囲、2) 約 11.3 万年前の洞爺火山灰（以下、Toya）の存在、3) 最終間氷期に形成された堆積面について知見を得た<sup>4)</sup>ので発表する。

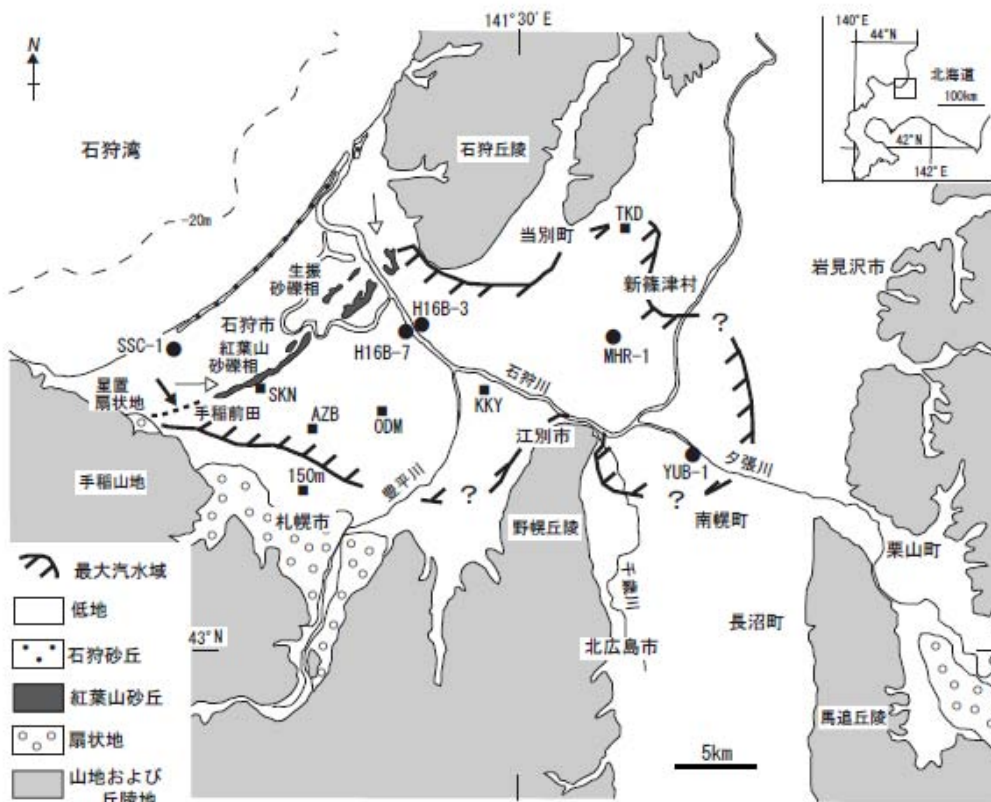


図1  
分析した5本の掘削井の位置（黒丸印）と汽水湖（古石狩湖）の最大拡大域。  
黒矢印：海水の主な流入箇所、白矢印：礫の供給方向。

## 2. 掘削井概要および分析結果

分析を行った掘削井は 1) 西部スラッジセンター（以下、SSC-1）、2) 札幌大橋・石狩川左岸（以下、H16B-7）、3) 札幌大橋・石狩川右岸（以下、H16B-3）、4) 江別市美原（以下、MHR-1）、5) 南幌町夕張川左岸（以下、YUB-1）である（図 1）。これらの後期更新世～完新世の地質試料（以下、試料）について放射性炭素年代測定（以下、 $^{14}\text{C}$  年代測定）、珪藻や火山灰の分析を行い、古環境を検討した。

### (1) 掘削井の概要

**SSC-1**：手稲山口の新川と濁川の合流付近に位置し、掘削深度は 50m、地盤標高は 8.86m である。標準貫入試験による N 値は深度 40m 以深の細砂で 20~45、深度 40~37.65m のシルトや同 35.3~34m の砂質シルトで 10~18 である。更に、深度 34~29.6m のシルトは 5~7、その上位の極細砂や細砂は 20 前後で、一部は 30 以上を示す。

**H16B-7**：札幌大橋の石狩川左岸に位置し、掘削深度は 44m、地盤標高は 3.11m である。N 値は、深度 38.65m 以深で 50 以上、深度 37.95~25.65m で 2 から 10、深度 19~12.65m や同 7.96~2.65m では 5 以下である。

**H16B-3**：札幌大橋の石狩川右岸で、掘削深度 40m、地盤標高は 4.21m である。N 値は、深度 35.5m 以深では 50 以上の大きな値を示し、深度約 38~17m のシルトで 10 以下、深度約 15~5m の粘土・シルトでは 0 である。

**MHR-1**：掘削位置は当別町や新篠津村に隣接する江別市美原で、掘削深度は 18m、地盤標高は 7.5m である。標準貫入試験は行われていない。

**YUB-1**：掘削位置は江別市との境界付近の南幌町中樹林自治区で、夕張川左岸に位置し、掘削深度は 28.5m、地盤標高は約 10m である。N 値は、深度 22.5m 以深では 10 以上の大きな値を示し、深度 25m 付近のシルトで 24 と最大となる。それ以浅では細砂で 7~10、シルトで 1~3 で、深度 6.25~0m ではゼロである。

## (2) $^{14}\text{C}$ 年代測定・珪藻・火山灰の分析結果

**$^{14}\text{C}$  年代測定**：3 試料について行った。H16B-7 の深度 37.98m（標高-34.87m）の植物片は  $11,250 \pm 190\text{yBP}$ 、H16B-3 の深度 33.96m（標高-29.75m）の泥炭質シルトは  $11,495 \pm 40\text{yBP}$ 、同じく YUB-1 の深度 21.57m（標高-11.57m）の植物片は  $7,945 \pm 30\text{yBP}$  である。

**珪藻分析**：シルトや砂質シルトなどを対象に、SSC-1 で 5 試料、H16B-7 で 15 試料、H16B-3 で 27 試料、MHR-1 で 4 試料、YUB-1 で 5 試料の計 56 について行った。珪藻は、1,250 倍の生物用顕微鏡で 100 個体を目途に算定した。更に海生種、海～汽水生種、汽水生種、汽水～淡水生種、淡水生種、絶滅種、不定種の 7 つに区分し、これらの割合から各試料の古環境を推定した。

**火山灰分析**：SSC-1 の深度 42.38~42.25m（標高-33.52~33.39m）と同 35.30~35.25m（同-26.44~25.39m）の 2 試料について火山ガラスの屈折率を測定した。いずれの値も Toya（1.494-1.498、降灰年代：11.2~11.5 万年前<sup>3)</sup>）と一致し、同火山灰と判明したものの、深度 35.25~35.30m の試料は組成物などから二次堆積物と考えられる。

## 3. 考察

### (1) 層序と古環境の変化

**SSC-1**：Toya（深度 42.38~42.25m）の存在と N 値から判断して深度 34m（標高-25.14m）以上が完新統に相当し、それ以下は上部更新統とした。すなわち、深度 34m 以下の砂質シルトやシルトの N 値は大きく（11~18）、それより上位のシルトの N 値は小さい（5~7）。珪藻の割合は、上部更新統の 2 試料では上位に向かって海生種の増加と淡水生種の減少が認められ、海水が徐々に増えていったことを示唆している。また、その上位の完新統の 3 試料でも同様に上位に向かって徐々に海生種が多くなり、逆に淡水生種が少なくなることから、縄文海進初期の海水面の上昇に伴い流入量が増大していったことを示している。なお、深度 39.4 と同 39.1 が示す海進は Toya

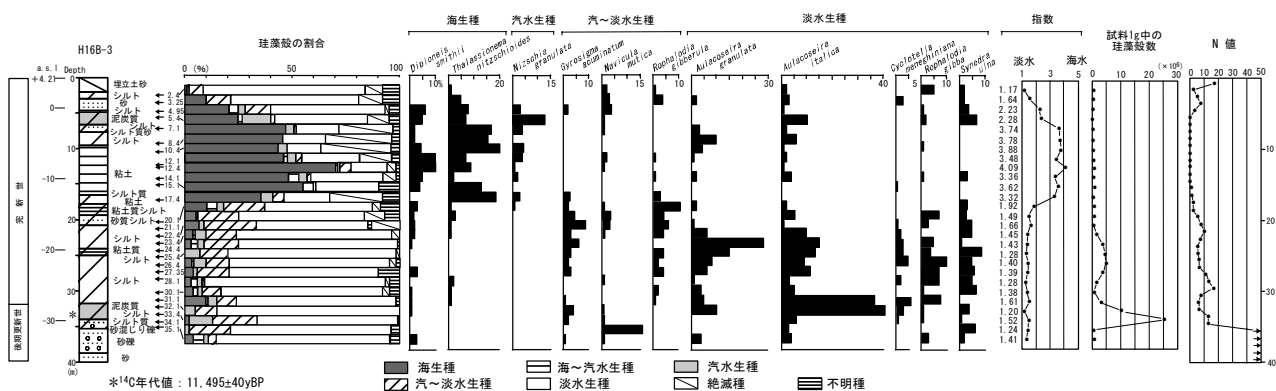


図 2 札幌大橋 (H16B-3) の地質柱状、珪藻分析結果および N 値

の直上であることから、MIS (海洋酸素同位体ステージ) 5c か MIS 5a の温暖期のもとと推定される。

**H16B-7** : 深度 37.98m の  $^{14}\text{C}$  年代値 (11,250 $\pm$ 190yBP) から判断して粘土の基底部 (深度 37.8m、標高-34.69m) 以上が完新統に相当し、それ以下は最上部更新統と考える。また、次に述べる H16B-3 と比較すると、H16B-7 の深度 13.1m (砂礫の基底部) より上位は異なる層相を示す。一方、珪藻では、湖沼浮遊生種群の *Aulacoseira granulata* の産出状況は H16B-7 と H16B-3 では異なっており、H16B-7 の深度 13.1m 以上では同種は認められない。以上から、本井の深度 13.1m 以上の地層は湖沼とは異なる環境下の堆積物で、おそらく石狩川による河川性堆積物である。

**H16B-3** : 深度 33.96m の  $^{14}\text{C}$  年代測定値 (11,495 $\pm$ 40yBP) や隣接する H16B-7 との対比から、泥炭質シルトの上限 (深度 31.8m、標高-27.59m) を境に、それ以下は最上部更新統、それ以上は完新統である。最上部更新統の 4 試料 (35.1、34.1、33.4、32.1) では、淡水生種が 70~95% を占め、海水がわずかに混入する汽水域と考える。その上位の完新統下半部 (31.1~20.1) でも同様な汽水域であるものの、試料 17.4 (標高-13.19m) で海生種が約 35% を占め、H16B-7 の深度 16.3m と同様に急激な海水の流入が認められる。更に上位に向かって海生種が多くなり、試料 12.4 (深度 12.4m、標高-8.19m) で海生種が本井試料中で最大の割合 (70%) となる。その上位では、逆に海生種の減少と淡水生種の増加が徐々に進行し、最上部 (深度 2.4m、標高+1.81m) では淡水域に変化している (図 2)。

**MHR-1** : 層序は下位より粘土、細砂、泥炭質粘土および泥炭で、本掘削井付近に存在する KKY (江別市角山 ; 図 1) や断面図で完新統とされた層序とほぼ同じである。このため、MHR-1 の掘削基底から表層まで全てが完新統とした。海生種や汽水生種、淡水生種がそれぞれ 10% 以上の割合で認められ、全体として海水と淡水が混じる汽水的環境で、海水の流入量は試料 16 付近で最も大きくなり、その上位に向かっては徐々に流入量が減少していったと推定される。

**YUB-1** : 深度 21.57m の  $^{14}\text{C}$  年代値 (7,945 $\pm$ 30yBP) から判断して砂質シルトの基底部 (深度 22.5m、標高-12.5m) 以上が完新統に相当し、それより下位の有機質粘土やシルトは上部更新統である。本区分は、有機質粘土やシルトの N 値が 9 から 24 と比較的大きなことも調和している。珪藻分析からは、海水は試料 21.57 (標高-11.57m) の堆積以降に流入し、その量は試料 19.33 (標高-9.33m) 付近でピークに達した後、徐々に減少し、最終的に淡水域に変化したと読み取れる。

## (2) 海水の流入と汽水湖の広がり

完新世の海水面は約 10,000 年前には標高-40m 前後であったが、その後の温暖化に伴い徐々に上昇し、縄文海

進高頂期 (以下、高頂期) の約 6,000 年前には標高+3m となり<sup>6)</sup>、海水は最も内陸にまで到達した。更に、その後は徐々に低下し、弥生の小海退をへて現在に至ったとされる<sup>7)</sup>。この様な海水面変化は、今回の珪藻の割合変化と極めて調和しており、特に H16B-3 の上半部 (17.4~2.4) では高頂期前後の海水面の上昇と低下を見事に示している (図 2)。更に、高頂期の痕跡は、H16B-3 では試料 12.4 (標高-8.19 m) 前後、MHR-1 では試料 16 (標高-8.5m) と 13 (標高-5.5m) の間、YUB-1 では試料 19.33 (標高-9.33m) 付近にそれぞれ認められる。なお、H16B-7 と H16B-3 で明らかになった「急激な海水の流入」の原因は、海水の流入を妨げるバリア (砂州) が内陸と外洋の間に存在していたものの、引き続く海水面の上昇により一部が崩壊し大量の海水が流入したためと推定される。更に、現海岸線付近の SSC-1 では縄文海進初期の海面上昇が珪藻の分析結果に現れていることから、本井と H16B-7・H16B-3 の間に上記バリアが存在していたと考えられる。一方、紅葉山砂丘下に分布する砂礫は、高頂期以前に形成されたもの (バリア島) で、その後の海面上昇よりバリア島を越える潮汐の影響が存在した<sup>3)</sup> と述べている。このため、上記の「急激な海水の流入」は同バリアを乗り越えた高頂期直前の海水によるものと推定できる。

上記砂礫の分布域は紅葉山砂丘とほぼ同じで、現海岸線に平行に細長く存在し<sup>8)</sup>、西端を手稲山地方方向に延長すると星置扇状地付近に到達する (図 1)。同砂礫は南の紅葉山砂礫相と北の生振砂礫相に区分され、前者が火山岩類、後者が硬質頁岩主体という礫種の違いからそれぞれ近接していた陸地、すなわち、紅葉山砂礫相は手稲山地起源で生振砂礫相は硬質頁岩主体の中新統が広く分布する石狩丘陵起源としている<sup>8)</sup>。一方、星置扇状地の面積の約半分は縄文海進により侵食されたとしており<sup>9)</sup>、その大部分が紅葉山砂丘下の砂礫として運搬されたと推定される。また、急激な海水が流入した主要な位置は、紅葉山砂丘の地形的高まりがほとんど認められない手稲区前田と手稲山地の間の可能性が高い。すなわち、この地域のバリアを形成する砂礫の発達には他の地域に比べて貧弱で、高度も低かったことから、バリアは侵食され海水が流入したものと考える (図 1)。

今回の珪藻分析から、約 6,000 年前の高頂期の海水の流入により西は紅葉山砂丘から東は南幌、北は新篠津に至る東西 30km、南北 20km 程度の大きさの古石狩湖 (汽水湖) が存在していた (図 1) と推定される。今後、分析資料を増やし、より詳細な汽水域を珪藻分析などにより明らかにしていく必要がある。

## (3) 約 11 万年前の埋跡堆積面の検討

今回、SSC-1 の深度 42.38~42.25m (標高-33.52~33.39m) で確認された約 11.3 万年前に降灰した Toya は、野幌丘陵東翼の小野幌層に挟在している<sup>10)</sup>。一方、札

幌市の地下では北区新琴似 (SNK: 図 1) で Toya が深度 28.1m (標高-25.22m) 付近に挟在し<sup>11)</sup>、北海道大学構内 (北 19 条西 8 丁目) の 150m 井 (150m: 図 1) では深度 34m (標高-22.98m) で確認されており<sup>12)</sup>、両掘削井の火山灰はほぼ同じ標高 (-23~-25m) に位置する。更に、札幌市北 46 条東 1 丁目 (AZB: 図 1) の標高-23.8m 付近にも火山灰らしき模様が柱状図に書かれており<sup>13)</sup>、Toya に相当する可能性がある。同火山灰直下の地層は、MIS 5e (約 13 万年前) の最終間氷期堆積物と推定され、降灰時の約 11.3 万年前の石狩平野の一部に現在の沖積低地面と同様な平坦面が存在していたことが示唆される。一方、石狩海岸平野下には 26,000~25,000yBP (ウルム氷期の亜氷期) に形成された堆積原面 (Bd) の存在を報告しており<sup>8)</sup>、同面の標高は-34~-17m で、前述の SSC-1、SNK、150m 井の Toya 挟在の標高をいずれも包含している。上記の形成年代は <sup>14</sup>C 年代測定値に基づいており、Toya の存在を考慮すると同堆積面が MIS 5e の時期に形成されたと推定される。このため、石狩平野下に最終間氷期の海進に伴う堆積平坦面、すなわち古石狩低地が埋跡している可能性がある。更に、「沖積層の基底面は標高-20~-40m 程度の平坦面をなし、緩く海側に傾斜している」とされ<sup>3)</sup>、上記の MIS 5e 期の平坦面上に沖積層が堆積した結果と考える。

#### 4. おわりに

札幌市周辺の軟弱地盤の研究成果は、石狩低地の地質特性や形成過程を明らかにし、将来必要とされる地震防災地盤図の作成に寄与するものである。

本文の要約は以下の 5 点である。

1) 深度 50m の SSC-1、同 44m の H16B-7、同 40m の H16B-3、同 18m の MHR-1、同 28.5m の YUB-1 の 5 掘削井の地質試料について <sup>14</sup>C 年代測定、珪藻分析および火山灰分析を行い、層序や古環境を検討した。2) 珪藻分析では、H16B-7 と H16B-3 のある層準で「急激な海水の流入」が認められ、原因は縄文海進高頂期 (約 6,000 年前) 直前にバリア (砂州) の一部が海水により侵食されたことによる。3) 珪藻の海生種の割合が最も多いのは、H16B-3 では試料 12.4 前後に、MHR-1 では試料 16 と同 13 の間に、YUB-1 では試料 19.33 付近である。4) 高頂期には紅葉山砂丘より内陸域に汽水湖 (古石狩湖) が形成され、その大きさは東西 30km、南北 20km 程度であった。5) 火山灰分析では、SSC-1 の深度 42.38~42.25m (標高-33.52~-33.39m) に約 11.3 万年前降灰の Toya が挟在することを確認し、最終間氷期 (MIS 5e) に形成された堆積面が石狩平野の一部に埋跡している可能性が示唆された。

**謝辞:** 掘削井の地質試料は北海道開発局札幌道路事務所 (H16B-7、H16B-3)、札幌市下水道河川部 (SSC-1)、北海道大学大学院工学研究科の田中洋行氏 (MHR-1、

YUB-1) より提供していただいた。住鉦コンサルタント (株) 札幌支店の渡邊尚史氏 (現在、仙台支店) には H16B-7・H16B-3 で、ユニオン・コンサルタント (株) の佐藤公則氏には SSC-1 で、お世話になった。北海道教育大学札幌校の岡村 聡氏には火山灰を分析していただいた。北海道技術コンサルタント (株) の近藤 務氏、(有) VOLO の外崎徳二氏、三島史朗氏 (三島技術士事務所) および (株) ダイヤコンサルタント北海道支社の佐藤 明氏からは検討に際し貴重なご意見をいただいた。記して感謝いたします。

#### 参考文献

- 1) 笠原 稔, 2003, 石狩低地帯北部の地震活動と活構造に関する研究. 平成 12~14 年度科学研究費補助金 (地域連携推進研究費 2) 研究成果報告書, 研究課題番号 12792001, 214p.
- 2) 岡 孝雄, 2005, 流体資源ボーリングによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質構造の解明一付, 札幌市による 6 地震探査断面の地質解釈一. 北海道立地質研究所報告, no. 76, 1-54.
- 3) 佐藤 明・萩野克彦・岡 孝雄・池田章浩・岡村聡・札幌市危機管理対策室, 2007, 北海道中央部札幌市付近の沖積層層序の再検討一地震動予測に用いる地盤構造モデル化に向けて一. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, 47.
- 4) 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則, 投稿中, 北海道石狩平野の上部更新統~完新統の層序と古環境. 地質学雑誌.
- 5) 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 6) 赤松守雄, 1969, 北海道における貝塚の生物群集一特に縄文海進に関連して. 地球科学, **23**, 107-117.
- 7) 海津正倫, 1994, 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270p.
- 8) 松下勝秀, 1979, 石狩海岸平野における埋没地形と上部更新統~完新統について. 第四紀研究, **18**, 69-73.
- 9) 下川和夫, 1996, 札幌の扇状地. 札幌市教育委員会編, さっぽろ文庫 77 地形と地質, 40-49.
- 10) 赤松守雄・山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫, 1981, 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, 17-24.
- 11) 五十嵐八枝子・山田 治・松下勝秀, 1989, 札幌市北部新琴似町における埋没泥炭の <sup>14</sup>C 年代一日本の第四紀層の <sup>14</sup>C 年代 (171) 一. 地球科学, **43**, 186-188.
- 12) 嵯峨山 積・五十嵐八枝子・近藤 務・鎌田耕太郎・吉田充夫・地徳 力・外崎徳二・工藤千春・岡村 聡・加藤 誠, 2007, 札幌市街域における 150m 掘削コアの第四系層序. 地質学雑誌, **113**, 391-405.
- 13) 加藤 誠・二ツ川健二・菊池 純・松本和正, 1995, 札幌市の表層地盤と沖積層の構造. 土質工学会北海道支部技術報告集, no. 35, 82-89.