

海面の変化と石狩平野の生い立ち

嵯峨山 積

要 旨

石狩平野の地下には約2万年前から現在まで堆積した沖積層が存在し、その形成には気候の温暖・寒冷に伴う海面の変動が大きな影響を及ぼしている。約2万年前の海面は現在より100m前後も低く、-40mであった約1万年前から約6千年前までの海進は縄文海進と呼ばれている。紅葉山砂丘の形成は約6千年前の海面の高頂期直後、石狩砂丘の形成は擦文時代から始まり現在も続いている。これら2つの砂丘に挟まれた花畔低地には、浅い海で形成された砂堤堆積物が分布している。沖積層中に含まれる珪藻を調べた結果、高頂期の海水流入により東西30km、南北20kmの汽水湖（古石狩湖）が石狩平野に広がっていた。紅葉山砂丘下に分布する砂礫層は手稲山地と石狩丘陵から供給され、外洋と内陸を隔てるバリアとして汽水湖の形成に寄与した。

1 はじめに

石狩川の最下流域には石狩平野と呼ばれる地形面が広がり、その高さは最大で現海面より10m程度である。比較的平らな面であるために居住に適しており、道内で最大の人口密集域である。石狩平野の地下には沖積層と呼ばれる地層が存在する。この地層の表面が沖積面で、石狩平野の大半を占めている。後述のように、最終氷期極盛期であった約2万年前には、海面は世界的に現在よりも100m前後も低下し、当時の海岸線は現在の大陸棚上に存在していた。その後の温暖化による海面上昇の過程で臨海域や河川により下刻された谷筋に堆積した地層が沖積層である。沖積層はまだ十分固結していない泥・砂・礫などからなることから軟弱地盤とも呼ばれ、昭和40年代に東京都周辺などでは地下水の過剰くみ上げが原因で地盤沈下が生じたり、地震の揺れに敏感に反応して大きな被害をもたらすことが関東大震災などで知られている。このため、地下空間の利用のみならず防災面からも沖積層の研究は重要である。沖積層からなる平野が沖積平野で、日本人のほとんどはそこに住んでいる。したがって、沖積層は多くの人々にとって身近な地層といえる。

平野の形成には気候の温暖・寒冷に伴う海面の変動が大きな影響を及ぼしている。本文では、最

も新しい地質時代である第四紀と海面変化の概要、次に石狩平野の地形と表層地質、最後に最近の沖積層検討の結果について述べる。なお、標高とは現在の平均海面をゼロとして海面に垂直に測った高さである。

2 第四紀と海面変化

地球の誕生は46億年前と言われている。どのように生まれたのかは明瞭でないものの、今日までに火山活動、陸や海の形成、そして生命の誕生・進化が営まれ、約600万年前に人類が誕生したのである。長い地球の歴史は様々な出来事や生物の進化に基づきカンブリア紀や石炭紀、白亜紀などに区分されている。この地質年代区分の中で最も新しいのは258万年前から現在までの第四紀と呼ばれる時代で、その期間は地球年齢のわずか0.056%にすぎない。しかし、第四紀は人類紀とも言われるように、ヒトの進化・発展と密接に結びついており、私達にとって興味深い時代である。また、近未来に直結していることから第四紀の出来事を研究し、将来の出来事を予測することも大切な研究課題の一つである。

第四紀は更新世と完新世に分けられ、両者の境は約1万年前である（表1）。

第四紀の特徴の一つは氷期（寒冷期）と間氷期

(温暖期) が交互に繰り返し起こったことである。最も新しい氷期は約1万年前から7万年前の最終氷期で、その前には7万年前～13万年前の最終間氷期が存在する(図1)。なお、最終氷期はヨーロッパの研究からウルム氷期とも呼ばれることもあ

る。現在は最終氷期が終了したばかりの、第四紀の中でも暖かい時期である。氷期には南極や北極、高地などに氷や雪として大量の水が蓄えられるため、海水が減少し、その結果、海面が現在より低くなったと考えられている。逆に、間氷期には氷や雪が解け、海水が増加し、海面が現在よりも高くなったとされている。この海面の低下や上昇は氷河性海面変動とされ、その痕跡は堆積物や地形として世界中の各地に残っている。その身近な一例は札幌市厚別区のみじ台団地付近に分布する「のみじ台層」で、最終間氷期の約12万年前に内陸に流入した海水の作用により堆積した地層である。その当時の海面の高さは、現在より数メートル高かったとされている。

更新世の終わり頃の約2万年前は、最終氷期の中でも最も寒い時期に当たり、最終氷期極盛期と呼ばれている。海面は世界的に現在より約100mも低く、宗谷海峡が消滅して北海道とサハリンが陸続きになり、マンモス象がシベリア大陸から本道に渡来した時期である。これ以降は再び温暖となり、海面の上昇が進み、約1万年前には標高-40m前後となった。約1万年前からの海進は、縄文時代にちなんで「縄文海進」と呼ばれている(図1)。海進とは海岸線が内陸に向かって前進することで、逆に海側に後退するのを海退と言う。全国

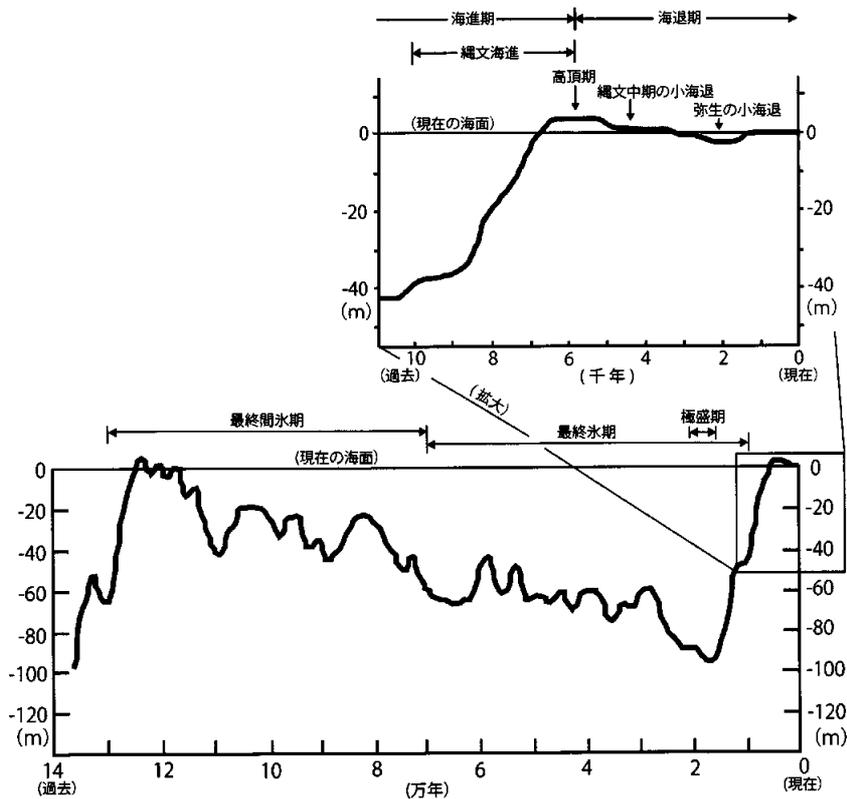
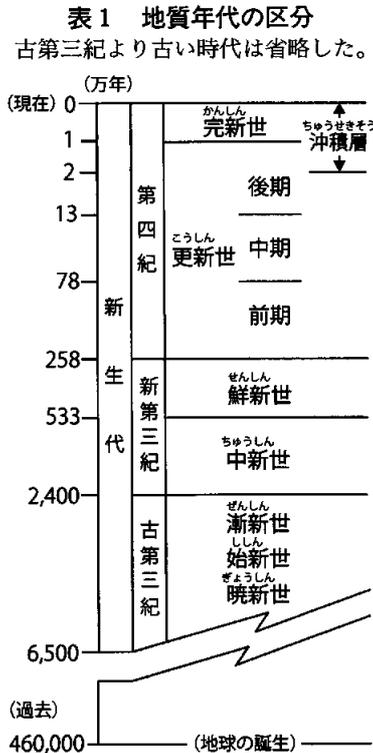


図1 過去14万年(下)および1万年(上)の海面変化
太線が海面の変化で、低いほど寒冷であった。1万年の変化曲線は遠藤(1996)のを参考にした。

的な研究から、約6千年前には海面が最高に達したと考えられており、この時期は縄文海進高頂期（以下、高頂期という）と呼ばれている。その当時の石狩平野の海面は現在より約3m高く（赤松，1969）、その結果、大量の海水が内陸の奥深くまで流入し、石狩川や夕張川などからもたらされる淡水と交じりあって、南北20km、東西40kmの巨大な汽水湖が形成されたと考えられている（嵯峨山ほか，2010b）。1万年前から6千年前の4千年の間に海面は約40m上昇しており、平均すると年間1cmの上昇であった。

3 石狩平野の地形と表層地質

石狩平野の地形は高さや解析状況などから大きく山地・丘陵・平野に区分され、平野はさらに扇状地・三角州・砂丘・堤列平地・自然堤防などに細分される。扇状地は、河川により上流より運ばれてきた砂礫が勾配の緩くなった山麓に堆積し、扇状の地形を形成している。札幌西部山地周辺には札幌（または豊平川）扇状地、琴似（または円山）扇状地、発寒扇状地、星置扇状地などがある（図2）。三角州は、約6千年前にピークを迎えた海面が徐々に低くなる時期（海退期）に、水域であった部分が河川などから運ばれてきた砂や小礫などにより順次埋め立てられて形成された地形

で、沖積低地（沖積平野）の大半を占める。砂丘は風的作用により出来た地形で、現在の海岸線に沿って細長く伸びる紅葉山砂丘と石狩砂丘である（図2）。堤列平地は、海退に伴いいくつもの砂堤が海岸線に平行に順次形成された平地である。自然堤防は河川の氾濫時に形成された地形で、河道跡や河道に沿って細長く連なっている。

地層を構成する^{さいせつ}碎屑物は、細かいものから直径0.004mm以下の粘土、0.004~0.063mmのシルト、0.063~2mmの砂、2mm以上の礫に区分される。上記の地形を形成する地層は砂や礫主体の扇状地堆積物、主に砂・シルト・粘土・泥炭からなる三角州性堆積物、粒のそろった細かな砂が主体の砂丘堆積物、砂主体の堤列平地堆積物、主に細砂やシルトからなる自然堤防堆積物である（図3）。以上の表層堆積物の下に厚さ数十メートルの沖積層が分布している。

紅葉山砂丘は現海岸線より約6km内陸側に海岸線にほぼ平行に細長く伸びている。粒のそろった細かな砂からなり、最高点は標高18.5mで、宅地造成のために昔の地形はほとんど残っていない。この砂丘の下には、より粗い砂礫が同じように細長く分布している。これは高頂期に形成された沿岸砂礫州と考えられ（上杉・遠藤，1973）、紅葉山砂丘はこの砂礫州が形成された直後に風により形成されたのである。石狩砂丘は現海岸線に

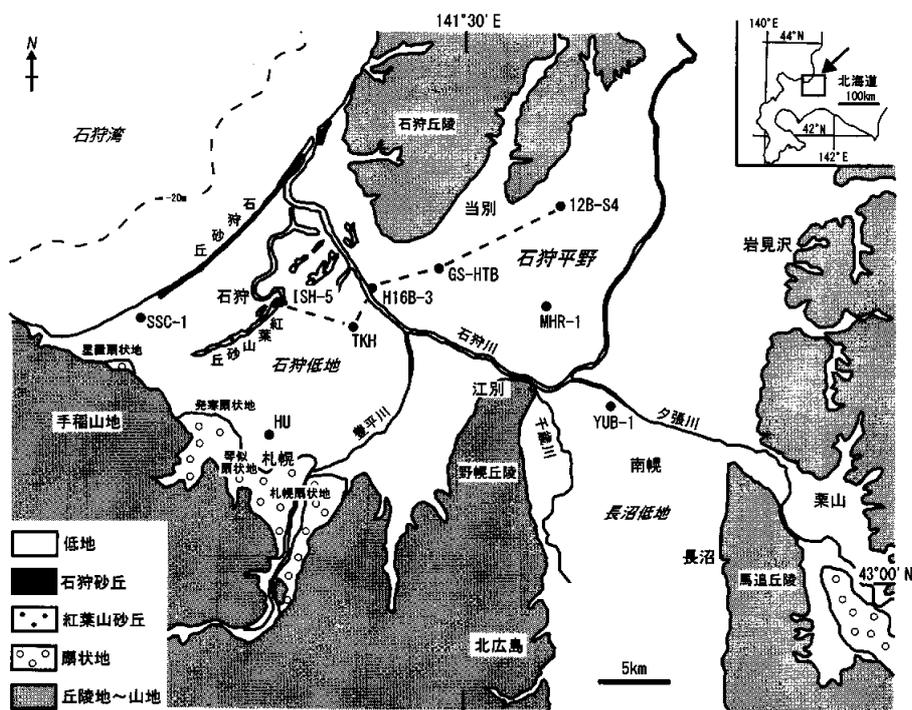


図2 札幌市および周辺部の地形区分の概略と掘削井および対比図の位置

黒丸は検討した掘削井の位置。SSC-1：西部スラッジセンター、ISH-5：石狩翔陽高等学校、HU：北大地盤観測井、TKH：北区拓北、H16B-3：札幌大橋、GS-HTB：当別町川下、12B-S4：新篠津村武田、MHR-1：江別市美原、YUB-1：南幌町夕張川沿い。破線は図7の曲線対比の位置。

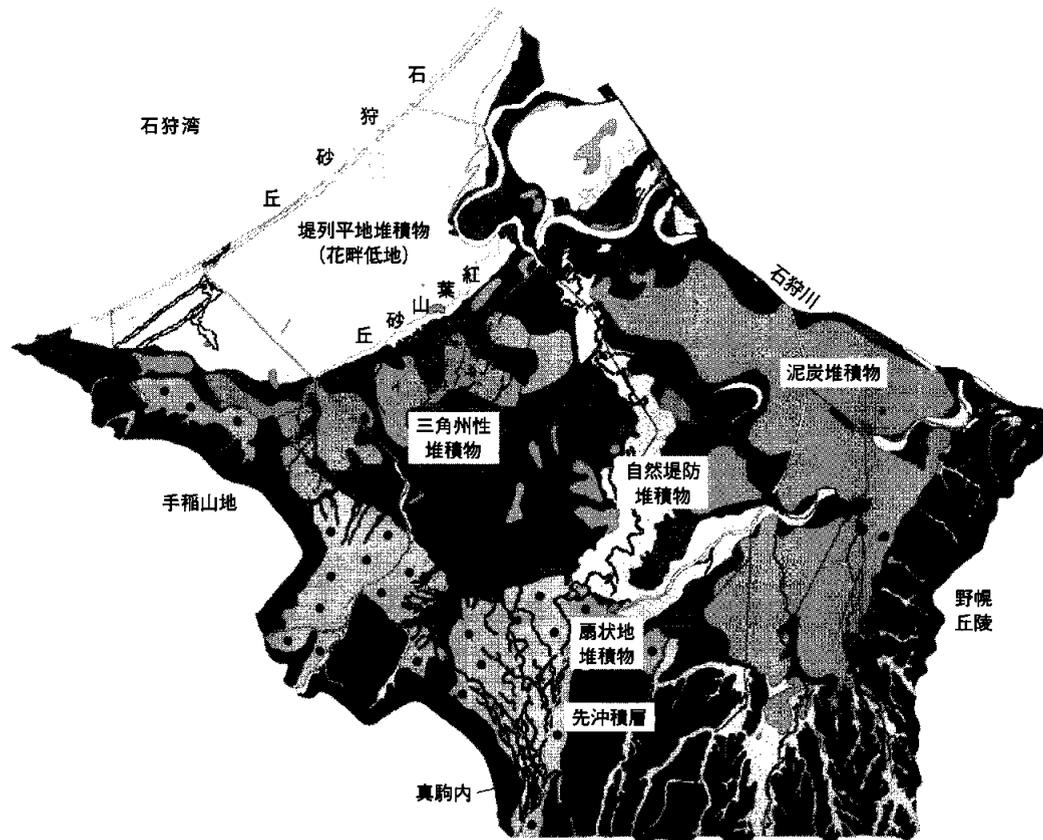


図3 札幌市および周辺部の表層地質
産業技術総合研究所地質調査総合センター (2006) に加筆。

沿って細長く6～7列の砂丘列からなり、最高点は標高10m以下である。この砂丘の形成は擦文時代(7～13世紀)から始まり現在に続いている。これら2つの砂丘に挟まれた標高4～6.5mの低地は花畔低地帯(小山内ほか, 1956)あるいは花畔砂堤列地帯(上杉・遠藤, 1973)、花畔低地(松下, 1979)と呼ばれている(図3)。幅50～100mの砂堤列とそれらとの比高が1～2mの低地が交互に20組ほど繰り返しており、海面が高頂期後に徐々に低下していく際に、海の浅い部分で形成された砂堤堆積物が陸上に顔を出したものである。

4 石狩平野沖積層についての最近の検討

4.1 珪藻分析の方法

沖積層は前述のように、一般に海岸平野(海に隣接する平野)の地下に分布し、約2万年前から現在まで堆積した地層で、約1万年を境に下部層と上部層に区分される。ほとんどが地下に存在し、地表ではその一部しか観察できないことから、沖積層の地質試料を得るためには掘削(ボーリング)作業を行わなければならない。幸いにも、北海道

開発局や北海道庁、札幌市による大型の建物や橋梁などの工事では地盤強度を調べるために掘削作業を行うことがあるので、私達の研究ではこれら掘削井の地質試料を提供してもらい利用している。地質試料中には、時間が経過して乾燥しても分析結果に影響しない、堆積当時の環境や時間の情報が含まれている。

最近、図2に位置を示した掘削井の地質試料について分析を行い検討した。地質試料中には生物の遺骸が含まれており、それらは貝殻・樹木・草花の破片、花粉や珪藻などで、特に後者の2つは肉眼ではほとんど見えないことから、微化石と呼ばれている。また、火山の噴火によりもたらされた火山灰が薄く挟まれていることもある。

珪藻は大きさ0.01～0.1mm程度の植物で(図4)、主に水域で光合成を行い生息している。海域や汽水域、淡水域、さらには浮遊性や付着性により珪藻の種(類)が異なるため、どのような種が多く産するかにより、堆積当時の環境(古環境という)を推定することができる。種の鑑定は1,250倍の生物用光学顕微鏡で行い、海生種(海に生息する種、以下同)・海～汽水生種・汽水生種・汽水～淡水生種・淡水生種・絶滅種・不明種に7区分した。この内の絶滅種は、主に中新世～鮮新世(表

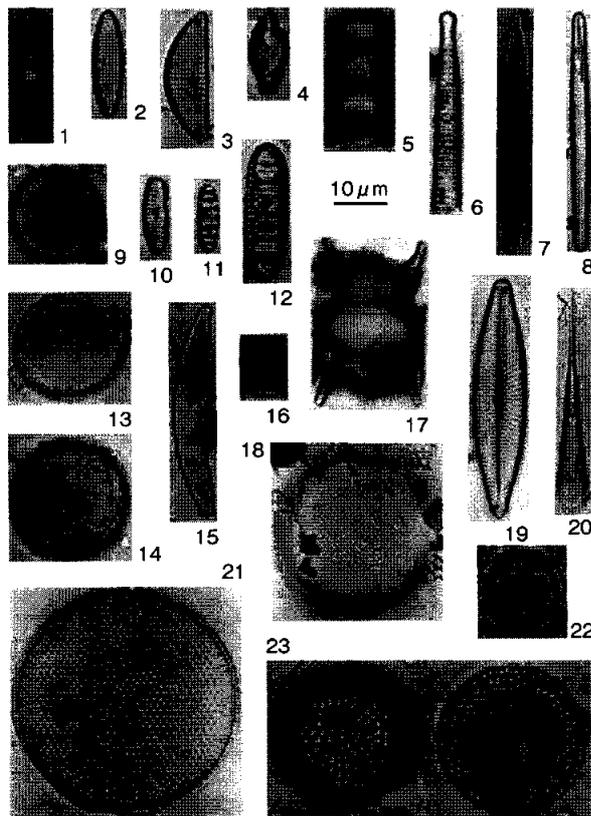


図4 珪藻化石の写真

スケールの単位 μm (マイクロメートル) は千分の 1mm である。淡水生種：1~4・6・7・10・15・16・19、海生種：5・8・9・12~14・17・18・20~23、絶滅種：11。

1) に生息していた種で、同時代の地層中に含まれていた珪藻化石が、河川水などにより洗い流され、沖積層中に再び堆積した種である。次に、海水量と淡水量の割合の目安となる指数（嵯峨山ほか, 2010b) を求めた。これは産出した珪藻の 1 個体に対し、海生種に 5、海~汽水生種に 4、汽水生種に 3、汽水~淡水生種に 2、淡水生種に 1 の数を与え、これらの合計数を分子とし、算定した

総個体数から絶滅種と不定種の個体数を引いた数(分母)で割った値である。海生種が多いほど指数は 5 に近くなり、その当時は淡水量に比べ海水量が多かったと考えられ、逆に淡水生種が多いほど指数は 1 に近くなり淡水量が多かったと推定できる。これらの作業を多くの掘削井試料について行うことにより、以下のことが明らかになった。

4.2 海水の流入と汽水湖の広がり

札幌大橋(試料番号 H16B-3) と夕張川沿い(同 YUB-1) 試料の珪藻分析結果をそれぞれ図 5 と図 6 に示す。

これまでの研究により、わが国の完新世の海面は約 1 万 1 千年前には現在より約 40 m 低かったが、その後の温暖化に伴い徐々に上昇し、高頂期の約 6 千年前には現在の海面より 2~3 m 高くなり、海水は内陸の奥深くまで到達したことがわかっている。その後は、気温の低下に伴い海面は徐々に低くなり、縄文時代中期の小海退(太田ほか, 1982) や弥生時代の小海退(有明海研究グループ, 1965) を経て、現在に至ったとされている。

最終間氷期以降の海水準変化曲線(図 1) と比較すると、特に H16B-3(札幌大橋: 図 5) の上半部(試料 17.4~2.4) に認められる「海生種+汽水性種」比の急増から漸減へと変化する指数曲線は完新世の海水準変化曲線(図 1 上) と大変似ている。完新世を通して、石狩平野の地形は大きくは変化せず、河川から供給される淡水量の季節や日々の変化に比べ、縄文海進により流入した海水量の変化は非常に大きかったと推定でき、「海生種+汽水性種」比の変化は海水量の変化を反映していると考えられる。換言すると、「海生種+汽水性種」比が最大となる部分は高頂期に相当すると思わ

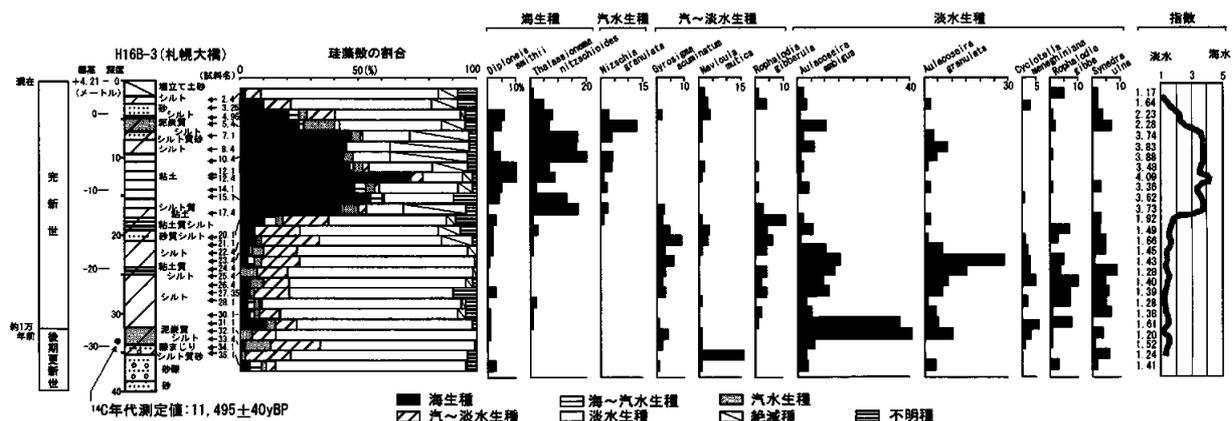


図5 H16B-3 (札幌大橋) の珪藻分析結果

左側にある細長の図はボーリングの地質柱状で、最上部は地表に相当する。柱状横の矢印は珪藻分析用の地質試料の採取位置、その右は珪藻種の割合で、右端は指数曲線である。

れ、H16B-3 (札幌大橋) では試料名 12.4 (標高-8.19 m) 前後 (図 5)、南幌町の YUB-1 (夕張川沿い: 図 6) では試料 19.33 (標高-9.33 m) 前後が高頂期に相当する。さらに、ほぼ東西方向に並べた掘削井試料の指数曲線を比較すると、高頂期と思われる部分が対比でき(図 7)、いずれの標高も約 6 千年前という同じ時代の堆積面であり、当時の汽水湖の湖底面を示しているのである。

高頂期の海水は現海岸線より約 30 km 内陸 (東方) の南幌市街付近まで到達し、当時そこに流れ込んでいた石狩川や夕張川の淡水と混じり、巨大

な汽水湖を形成していた(図 8)。これまで、縄文海進により石狩平野に形成された海～汽水域については、貝化石や地形・地層の記載内容などに基つき、石狩潟湖 (大嶋ほか, 1978)、古石狩湾 (貝塚ほか, 1985; 赤松, 1996) あるいは石狩潟 (岡・中川, 2007) と命名されているが、珪藻分析に基づく推定は初めてで、わが国最大規模の汽水湖であるサロマ湖をイメージして「古石狩湖」と名づけた。なお、最近の検討では、高頂期の海水は現海岸線から直線で 42 km 内陸の南長沼付近にまで到達し、汽水域が広がっていたことが判明して

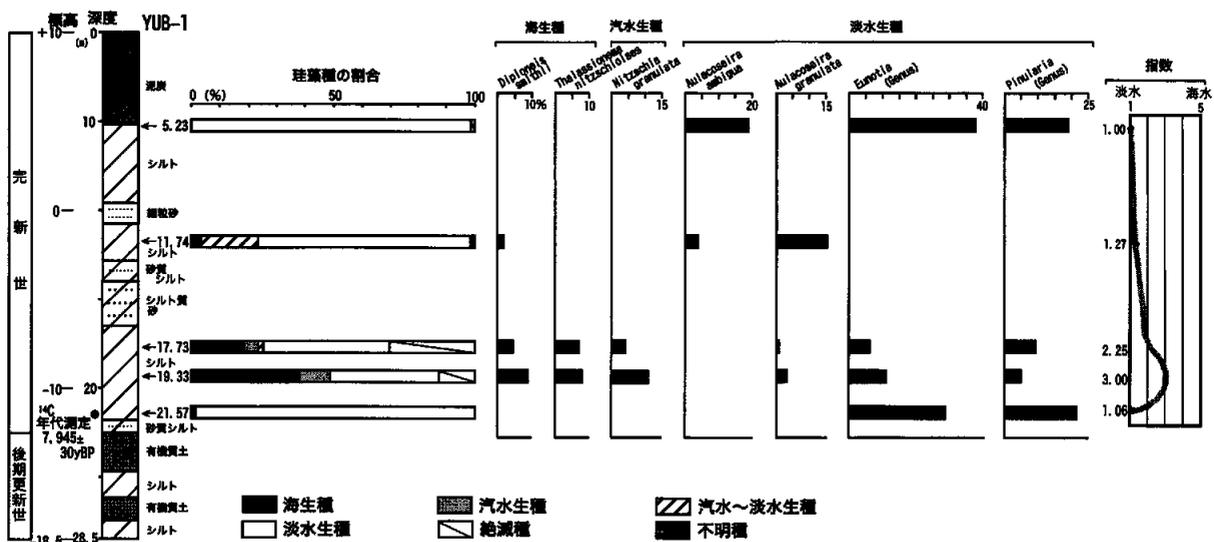


図 6 YUB-1 (夕張川沿い) の珪藻分析結果
本図の説明は図 5 と同じ。

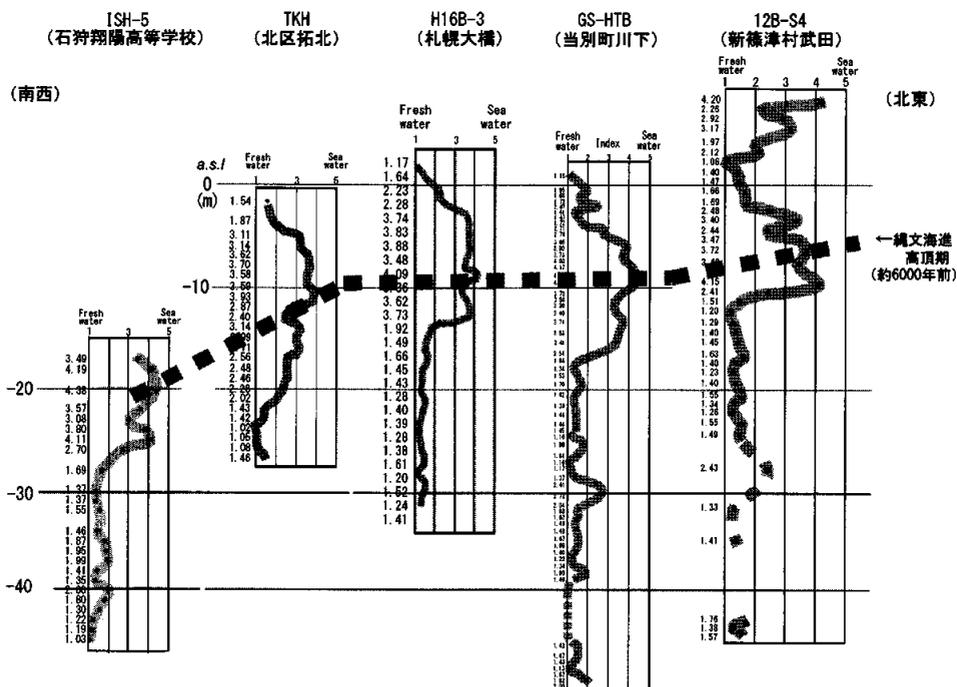


図 7 掘削井の指数曲線と縄文海進高頂期の対比
嵯峨山ほか (2010a) より。図 2 に位置を示す。

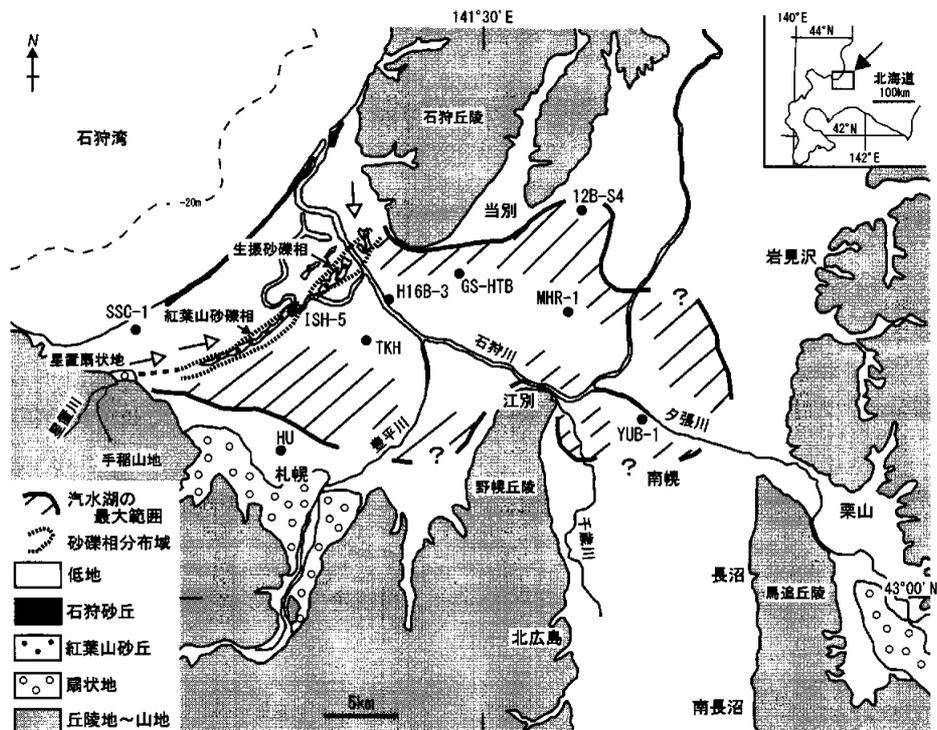


図8 縄文海進高頂期の汽水湖（古石狩湖）の範囲
 嵯峨山ほか（2010b）に加筆。現海岸線付近の白抜き矢印は、当時の沿岸流の方向を示す。

いる。しかし、以上の範囲は限られた分析資料によるもので、不明確な点が多々残されている。今後は岩見沢や北広島方面など、古石狩湖のより詳細な範囲を明らかにしていく必要がある。また、石狩平野の縄文海進時の最高海面は現在より約3 m 高かったと前に述べたが、これは貝化石の検討によるもので、松下(1979)は4~4.5 m 高かったと述べている。珪藻分析ではどのような高さになるであろうか？ 沖積層や縄文海進に関する興味は尽きない。

4.3 汽水湖と外洋を隔てた砂礫相

前にも述べたが、紅葉山砂丘の下には高頂期に形成された沿岸砂礫が分布する。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(図8)、前者には手稲山地に認められる安山岩などの火山岩類、後者には石狩丘陵に分布する硬質頁岩からなる礫が多く含まれている(松下, 1979)。このため、礫の供給地はそれぞれに近接していた陸地、すなわち、紅葉山砂礫相は手稲山地で、生振砂礫相は硬質頁岩主体の中新世の地層が分布する石狩丘陵と推定される。砂礫分布域の西端を手稲山地側に延長すると、星置扇状地付近に到達する(図8)。下川(1996)によれば、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述べており、高頂期の沿岸流は手稲山地側では東方向に、石狩丘陵側では南西~南方向の流れが卓越し、海

水により削られた星置扇状地の砂礫の大部分は東方向の沿岸流により運搬され(図8)、紅葉山砂礫相として再び堆積したと思われる。

このように、当時の沿岸砂礫は、外洋と内陸(汽水湖:古石狩湖)を隔てるバリアとして存在し、海水が流入する箇所は石狩川の河口などの一部であったと考える。砂礫州の存在により大量の海水流入が不可能であったため、河川水と混じりあった汽水湖が内陸の奥深くまで形成されたのである。

砂礫相の分布域は現海岸線に平行であるものの、詳細を見ると旧石狩川である茨戸川を境にいくらか異なっている。すなわち、紅葉山砂礫相に比べ北の生振砂礫相はやや内陸の方に分布し、両者には若干のズレが認められ、この原因は先ほど述べた礫の供給源が西側と東側で砂礫相の形成過程が異なるためと考えられる。さらに、砂礫相が形成された高頂期における石狩川の河口は紅葉山砂礫相と生振砂礫相の境界部にある茨戸川とほぼ同じ位置に存在したと推定できる。

5 おわりに

これまで述べた石狩平野の主な出来事を表2に示す。

海面変化のところで、最終間氷期の堆積物がもみじ台地付近に分布していると書いたが、石狩

表2 過去2万年の石狩平野の主な出来事

地質時代	地形や地質の形成	海面標高 (メートル)
(現在) 0 (年)	石狩砂丘	0
完新世	弥生の小海退 花畔低地 三角州	
	沖積層	
新世	縄文中期の小海退 紅葉山砂丘 汽水湖 高頂期 (古石狩湖) 紅葉山・生振砂礫相	+3
	海進期	
更新世	(一時的な海退 または海面停滞)	-40
	最終氷期極盛期	-100

平野の沖積層の下に同時期の堆積物が比較的平らな地形面を形成して分布している(嵯峨山ほか, 2010b)。これは一つ前の沖積層とも言うべき地層で、約12万年前の今と同じくらい温暖な時期(図1下図の最終間氷期前期)に縄文海進と同じような海進が起こり、古石狩平野が形成され、その後の海面低下の時期(11万年～2万年前)には河川の水位も低下し、古石狩平野を深い谷が削り込んでいったのである。続く2万年前から現在までの海進による沖積層は、これらの谷筋や古石狩平野を覆って堆積しており、大きく見ると2層(沖積層と最終間氷期の堆積物)が重なって存在しているのである。

多くの人々や建物を有する石狩平野の「生い立ち」には未だ不明な点が多く、地震防災のみならず、建物や道路などの軟弱地盤対策、地下水や地下空間を少ないリスクで利用するためにも平野の形成過程や当時の環境をさらに解明する必要がある。そのためには掘削井から得られる地質試料を用いた花粉や珪藻、火山灰の分析、¹⁴C年代測定^(註1)などを行い、古環境や地質年代の具体的なデータを積み上げていくことが重要である。

以上の成果は職場内外の方々や各機関の協力・

共同により得られたものである。感謝申し上げます。

引用文献

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.
 赤松守雄(1996)後氷期の海進.札幌市教育委員会編,さっぽろ文庫77 地形と地質,183-192.
 有明海研究グループ(1965)有明・不知火海域の第四系一とくに有明軟弱粘土について.地団研専報,11,86 pp.
 遠藤邦彦(1996)沖積層をめぐる諸問題.関東平野,4,85-94.
 貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子(1985)日本の自然4 日本の平野と海岸,岩波書店,226 pp.
 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,18,69-78.
 大嶋和雄・池田国昭・山屋政美(1978)石狩湾の海底地形からみた低地帯の地形発達史.地質調査所月報,29,461-476.
 岡 孝雄・中川 充(2007)札幌の地史(おいたち).札幌市大型動物化石総合調査報告書—サッポロカイギュウとその時代の解明—.札幌市,122-133.
 小山内熙・杉本良也・北川芳男(1956)5万分の1地質図幅「札幌」及び同説明書.北海道立地下資源調査所,64 pp.
 太田陽子・松島義章・森脇 広(1982)日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene sea-level study in Japanを資料として—.第四紀研究,21,133-143.
 嵯峨山積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡・近藤務・外崎徳二(2010a)珪藻・火山灰分析により石狩低地帯北部の掘削コアから得られた過去数十万の地質情報.日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会平成22年度研究発表会講演予稿集,30,27-30.
 嵯峨山積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則(2010b)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,116,13-26.
 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2006)特殊地質図「札幌及び周辺部地盤地質図」.3万分の1,CD-ROM版,数値地質図G-14.
 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.
 上杉 陽・遠藤邦彦(1973)石狩海岸平野の地形と土壌について.第四紀研究,12,115-124.

嵯峨山積 (さがやま つもる)

1950年幕別町生まれ。北海道大学理学部卒業、博士(理学)。北海道立総合研究機構 地質研究所・研究主幹。野外調査などで自然と接する機会が多い。専門は珪藻分析による新第三紀・第四紀の地層対比や古環境解析。

注1 ¹⁴C年代測定：天然において、放射性元素(核種)である¹⁴C(炭素14)が時間とともに一定の割合で¹⁴Nに放射線壊変することを利用した放射年代測定法の1種。約5万年より若い試料に利用できる。