

報 文

551. 351 (524) (265. 5)

北海道石狩湾の堆積物

大嶋 和雄* 横田 節哉**

Sediments of Ishikari bay in Hokkaido

Kazuo OHSHIMA and Setsuya YOKOTA

Abstract

The marine geology of Ishikari bay was investigated by the Tanseimaru in 1967 & 1971 by 1000 km echo-sounding, 56 dredge samples, 24 grab samples and 5 gravity cores. Ishikari bay is continental shelf enclosed by Shikotan peninsula and Cape Ofuyu, and embayed in NW-SE direction towards the Ishikari lowland. The late Würm paleogeography is reflected in several morphologic forms in Ishikari Bay. The recognition of transgressive sequences in lowland investigations is of primary importance in understanding the development of Ishikari Plain.

Study of the sediments collected from Ishikari Bay serves to illuminate processes of deposition and the geological history of late pleistocene and Holocene times.

Surface sediments on Ishikari Bay can be divided into different sediments types on the basis of their texture (grain size, Passega's CM pattern and sand-silt-clay contents ratio) and composition (sand fraction and organic matter contents); 1. beach sand, 2. deltaic sediment, 3. reworked sediment, 4. relict sediment, 5. younger residual sediment, 6. older residual sediment and 7. Ishikari Basin sediment.

The nature and distribution of sedimentary facies on the continental shelf and margin are controlled by several factors; 1. river discharge and sediment input, 2. wave dimensions and direction, and 3. subsurface and bottom currents.

The most impressive characteristic of the sediments of the continental shelf is that most are relic or residual coarse sand. A mud facies developed in the vicinity of the Ishikari river where the rate of mud deposition exceeded the reworking activity. The lack of modern sediments on the continental shelf is probably due to the trapping of river-borne detritus in estuary and the winnowing of shelf sediments by currents and waves. Apparently, the recent current and wave regime on the continental shelf is sufficient to prevent deposition.

The relict nature of sand on the shelf is indicated by a grain size coarser than that of beach sand, and by the typical presence of iron stained quartz and shell fragments. The relict sand appears to consist of ancient shore deposits that were formed as the ocean transgressed the continental shelf at the end of the latest glacial epoch. The independence of the offshore relict sand from the inshore modern sand means that the relict sand probably can be mined without disturbing the shoreline equilibrium.

要 旨

石狩湾から採取した堆積物の堆積学的研究を行うことによって、堆積物の堆積機構と堆積史を明らかにすることを試みた。

表層堆積物は、その粒度組成、砂粒組成および有機物含有量の特徴から次のように区分される。1. 汀線砂、2.

石狩川河川運搬堆積物、3. 再移動堆積物、4. 残存堆積物、5. 新期残留堆積物、6. 古期残留堆積物および、7. 石狩海盆堆積物である。

これらの堆積物の分布は、堆積環境の水理要素に支配されている。1. 河川水系と堆積物の供給量、2. 波浪の大きさとその方向および、3. 表面および海底での海流などである。

大陸棚の堆積物で、もっとも特徴的なのは、大陸棚の大部分が、残存または残留性の粗粒堆積物によって占め

* 海洋地質部
** 北海道支所

られていることである。大陸棚上に、石狩川から供給される現世泥質堆積物が分布しない原因は、河川供給物の大部分が河口三角洲に沈積し、その他の物質は、海流や波によって沖合に運び去られるからである。大陸棚上の水理営力としての、海流や波の大きさは、泥質懸濁物の沈積を妨げる大きさがある。

大陸棚上の残存堆積物の砂粒子の特徴は、現汀線付近の堆積物よりも粗粒であることや、鉄酸化物に汚染された石英や貝化石片の存在によって区別される。

はじめに

石狩平野は、日本海と太平洋とを結ぶ、わが国唯一の沖積平野であるため、日本海の形成に関する具体的な証拠を内蔵するフィールドとして、これまで注目されてきた。とくに、リヌーウルム間氷期(下末吉海浸期)に朝鮮海峡や津軽海峡が形成されるまで、日本海と太平洋とを結ぶ最後の海峡の存在していた地域として、この石狩低地帯は考えられている。石狩川河口右岸に発達する洪積世中期の獅子内層は、日本海が孤立化する直前の海洋環境を示す地層として注目される。

一方、北海道の産業開発に伴ない、石狩低地帯は太平洋および日本海の両側から大土木工事が進められてきている。太平洋側では、日本でも有数な苫小牧工業港が掘削され、今また、日本海の石狩川河口近くに、新港が建設されようとしている。そのため、石狩低地帯の土木地質的な情報や知識が、社会的に要求されている。

地質調査所北海道支所では、この産業用地開発のための基礎的研究として、石狩平野の第四紀地質の研究を、1967年以来行ってきた。地質調査所では、平野の第四紀層の層序を確認するために、深度100mに達する試錐を5本行い、既存試錐資料との対比基準を確立した。これら第四系の石狩低地帯における分布は、道立地下資源調査所の山口ほか(1964)によって明らかにされているが、海底における分布については何の資料もなく、これまで調査検討されたことはなかった。

石狩平野のような海岸沖積平野は、第四紀の海水準変動に伴ない浸食作用と堆積作用の繰り返しによって形成されてきた。したがって、海岸平野の合理的な開発、たとえば、沿岸浸食、漂砂、地盤沈下、海水汚染、底質汚染などの災害、被害を受けずに、これらの公害、被害に対処出来る範囲内での土木工事、地下水揚水、骨材資源採取、産業廃棄物の処理および投棄場所を設定するためには、平野の特性を支配する生い立ち(形成過程)を明らかにしなければならない。

石狩湾は、鮭鱒やニシンの千石場所として、江戸時代

以来、その繁栄を誇ってきたが、昭和30年以降の漁獲量には、その見るかげもない。石狩川河口の河底には、農地開発や河川改修工事によって流されてきた泥炭が厚く堆積し、秋味漁の網を引くこともできない。また、最近、石狩川支流の工場排水中のシアンや六価クロムが有毒状態に達し、多くの川魚が死んで、大きな社会問題ともなった。このような汚染問題に対処するためにも、石狩川から搬出される物質が、海底にどのように運搬され、拡散し、堆積して行くのかを明らかにする必要がある。

石狩湾のような臨海沖積平野前面の大陸棚は、氷期・間氷期の海水準変動に伴なって、ある時は同じ堆積盆として、ある時は浸食域として、現平野の形成と密接不可分な関係を保ってきた。したがって、臨海平野の形成過程の研究には、沿岸大陸棚の地形、底質および地質の資料が必要不可欠である。しかし、このような観点から、海岸平野とその前面の大陸棚を調査研究することは、わが国ではまだ一般化されていない。そのため、石狩平野の軟弱地盤の基底深度が、石狩湾の大陸棚外縁深度よりも深いという憶説が流布されたりしている。そして、このような、ウルム氷期の海水準低下量だけでは形成されない埋没地形から、ウルム氷期の海水準低下量を想像するといった、非科学的な第四紀地質学が、いまだに横行している。そこで、石狩平野の形成過程を合理的に解明するために、石狩湾の底質と地形の研究を計画した。

石狩湾の海底地形については、大嶋ほか(1978)が詳述しているので、本論では省略する。本論では、現在、石狩川から搬出される物質の運搬、沈積過程を究明し、これら現世堆積物で覆われていない、氷河時代の低海水準時に堆積した残存堆積物の特徴とその産状から、石狩平野の形成過程について考察する。

石狩湾の海底調査は、1971年4月26日-5月1日までの6日間、東京大学海洋研究所の共同利用計画に基づき、淡青丸に地質調査所北海道支所の曾我部正敏燃料課長(当時)ほか8名が乗船して行ったものである。また、本論文には、1967年6月8日-12日まで、同じく淡青丸を利用して調査された、北海道大学佐々保雄教授(当時)の採泥試料および佐竹俊孝氏の底質分析資料を引用させて頂いた。

本論文をまとめるに当たり、調査研究に御便宜頂いた、東京大学海洋研究所の奈須紀幸教授および淡青丸の神野船長(当時)を始めとする乗組員諸氏に感謝の意を表す。本研究に御指導、御教示頂いた北海道大学佐々保雄名と教授、棚井敏雅教授、佐藤誠司講師に感謝する。また、北海道大学堆積研究グループで、ともに海底堆積物の研究を行い、御討論、御教示を頂いた長友塩沢

孝之・渡辺浩・佐竹俊孝および近藤務の各氏に深甚なる謝意を表す。

本調査に格別なる御配慮頂いた、北海道支所上島宏支所長(当時)を始めとする支所職員各位に謝意を表す。

1. 石狩低地帯の地形および地質

石狩低地帯の地質学的な意義を最初に論じたのは、長尾(1940)である。氏は、札幌―苫小牧低地帯(石狩低地帯)は長さ約72 km、幅は最大34 km、平均約20 km、両海面に注ぐ水系の分水点は、海面上わずかに23-24 mに過ぎない低地であるが、この低地帯を境にして、東西の地質は非常に異なることに注目した。

東部地域には、第三系の堆積岩からなる炭田、油田地帯が発達するのに対して、西部地域には、多くの金属鉱山を胚胎するグリーン・タフ地帯が分布する。山岳地形も、東部地域は、標高200-300mの解析山地が並ぶのに対して、西部地域は、1,000m以上の頂上の平坦な火山が連なる。このグリーン・タフ地域には、第四紀に入ってから、活発な火山活動を行っている支笏、洞爺カルデラを含んでいる。とくに、支笏カルデラからの膨大な軽石流堆積物は、石狩低地帯を埋めつくして、この低地帯形成の直接的な原因となっている。

山口ほか(1964)の石狩低地帯の水理地質の調査研究によって明らかにされた支笏降下軽石流堆積物の基底等深線図は、支笏降下軽石流堆積物が石狩低地帯を埋積するまでは、石狩川は、石狩低地帯を南下して、その河口を太平洋側の湧払原野に開いていたことを物語っている。したがって、大陸棚が形成されたリス氷期(約15万年前)から、支笏軽石流堆積物によって低地帯が埋積されるまで、石狩湾の大陸棚に搬出された堆積物は、豊平川や当別川流域のものにかざられ、石狩炭田からの石炭粉は流れてこなかった。

石狩湾の北東に位置する丘陵は、大よそ3段(高、中、低)の段丘に取り囲まれている。低位および中位段丘は、石狩低地帯の東縁に沿って、太平洋岸の厚真、鶴川付近まで、段丘堆積物とともに追跡される。中位段丘堆積物(標高30-50m)を構成する海成層は、石狩低地帯が、当時、海峡であったことを示している。

木下(1965)は、石狩低地帯の新第三系や第四系の地下における分布から、低地帯の大きな地盤の昇降運動を推定した。そのため、石狩低地帯は地盤変動量が大きく、第四紀の海水準変動を研究するに適さないフィールドであるかのように考えられてきた。しかし、段丘地形面の標高分布からは、低位段丘形成後、いいかえれば、

下末吉海浸後には、海水準変動を上まわる地盤変動を仮定する必要はないことが、明らかである。

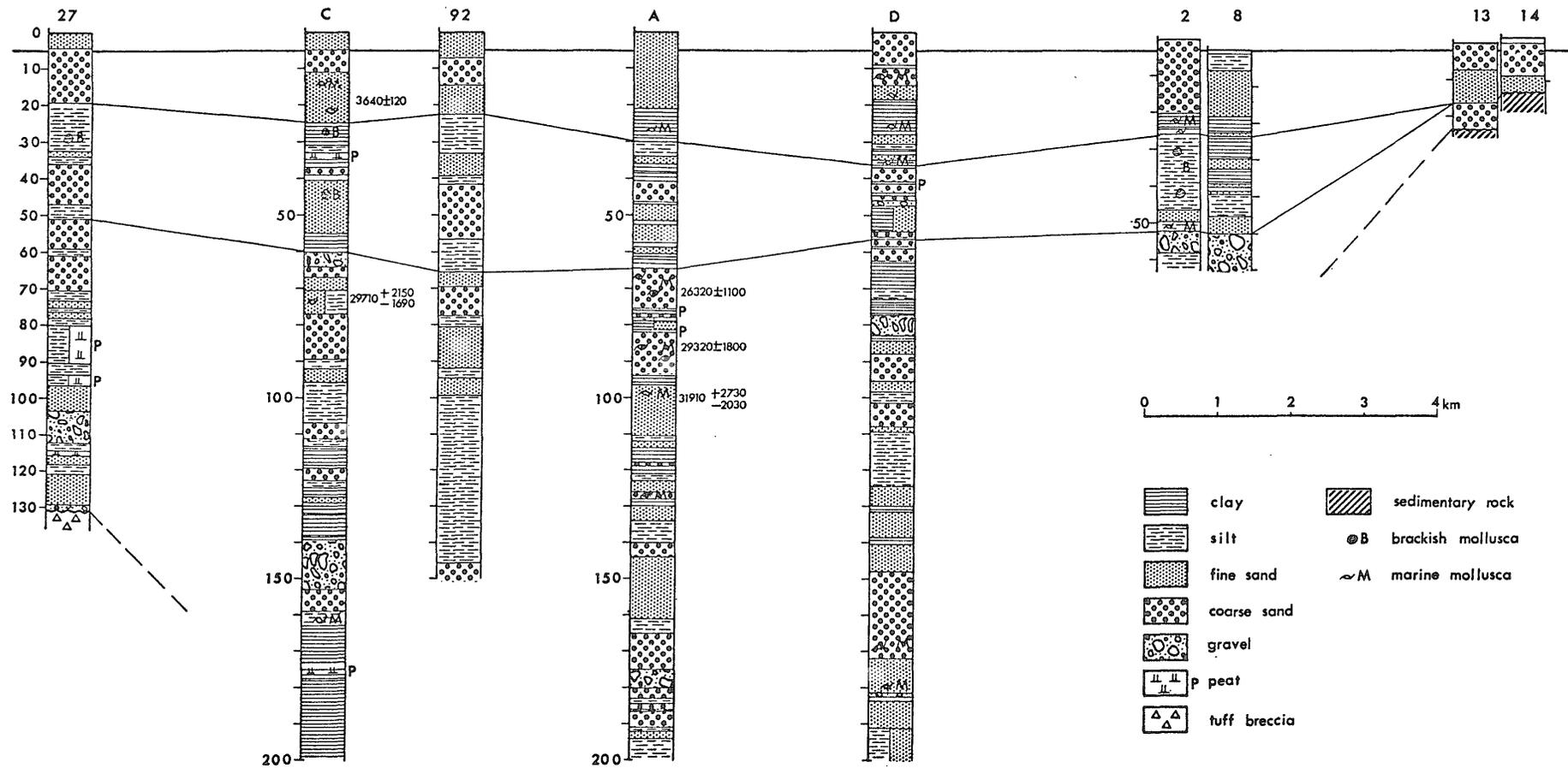
海底地形は、陸上地形同様に、構成岩石の性質を反映して、グリーン・タフ沿岸域では、大陸棚平坦面が発達せず、急峻な海底地形を呈する。一方、新第三系の比較的軟い堆積岩からなる海底地形は、平坦な大陸棚が比較的良好に発達する。しかし、大陸棚がもっとも広く発達するのは、低地帯の前面海域であって、大陸棚平坦面と低地帯の沖積平野との形成は、密接不可分な関係にあることを示している。

石狩湾大陸棚上の堆積物の起源は、石狩低地帯を流れる石狩川、豊平川および当別川流域の岩石に求められる。しかし、支笏降下軽石流堆積物によって、低地帯が埋積されるまで(3万年以上前)は、石狩川が石狩湾に注いでいなかったという地質学的事実から、現石狩湾の底質は、3万年以上前に形成された底質が、その後の石狩川によって搬出される物質によって被覆されつつある状態にある。したがって、大陸棚上の堆積物の起源は、後背地の火山岩や堆積岩類に求められるのはもちろんであるが、直接的には石狩川流域の河川堆積物、もしくは、沿岸低地帯を埋積する第四紀堆積物に求められる。

石狩湾湾岸低地の海水準下60-180mに、主ウルム氷期以前(2万年前以前)、リス―ウルム間氷期以降(7万年前以後)の第四紀海成層の分布が、松下(1976)によって確認されている(第1図)。このような、現海水準下に厚く発達する主ウルム氷期以前の海成洪積統を堆積させた深い凹地形の形成機構を、ウルム氷期の低海水準位時における河川浸食作用だけでは説明することができない。なぜなら、この凹地形の堆積物は、主ウルム氷期以前に堆積したものであるから、この堆積物を溜めた凹地形は、3万年前以前に形成されていなければならないからである。この凹地形の極大深度-180mは、大陸棚外縁の深度-140mよりも深い。これまでの、湊(1965)を始めとする日本第四紀学会の通説である貝塚・成瀬(1977)の主ウルム氷期の最低位海水準-140m説では、この-180mの深度に達する凹地形の形成を低海水準浸食作用や、その低海水準の時代が一致しないことから説明することはできない。

それでは、どのようにして、このような凹地形が形成されたのであろうか、少し検討してみたい。

海生の貝殻を多産する海成堆積物によって埋積されているこのような凹地形は、潮流の浸食作用によって形成された海釜地形に似ている(大嶋, 1976)。海釜地形は、津軽海峡や鳴門海峡などの潮流の速い海峡に、特徴的な海底浸食地形として発達する。この海峡地形は、大きく

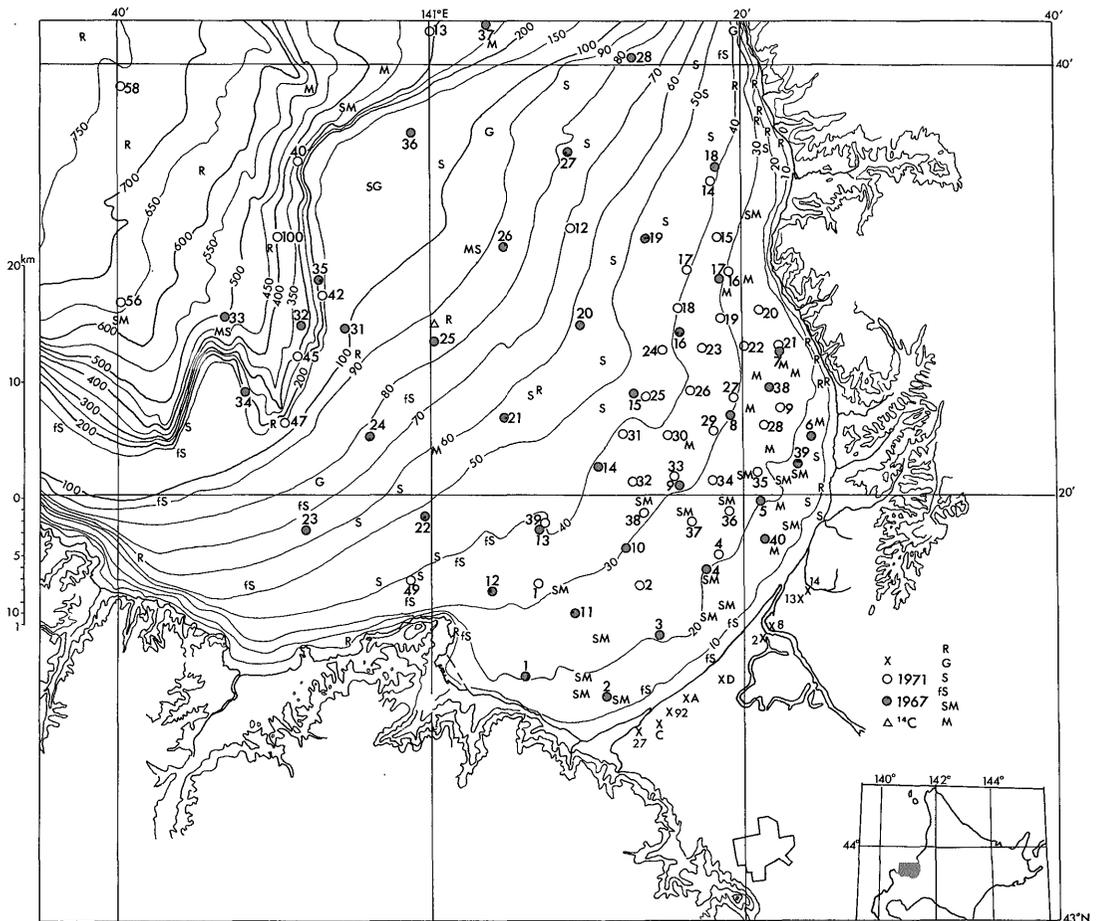


第1図 石狩湾沿岸低地の試錐資料

2つのタイプに分けられる。1つは、海峡を通過する潮流量に対して、海峡の幅が充分広い場合に形成されるもので、朝鮮海峡やサロマ湖湖口のような、海峡最狭部に深所を発達させる単成型海釜である。もう1つのタイプは、通過する潮流量に対して、海峡の幅が狭く、大規模な渦潮を発達させる津軽海峡や鳴門海峡に形成されるもので、海峡の最狭部は浅い鞍部地形をなし、その両側に独立した双子型の深い海釜を持つものである。津軽海峡西口では、伊崎鞍部(最深所-140m)を挟んで、太平洋側に須田海釜(-250m)と、日本海側に田山海釜(-400m)の双子型海釜が形成されている。このような海釜地形底部の水深は、この海釜地形を形成した当時の海水準とは直接的な関係はなく、海峡の水理環境に支配されるものである。したがって、石狩湾湾岸低地の地下に発達する深い埋没凹地形は、石狩低地帯が海峡であった当時の北出口に形成された海釜地形とも考えられ

る。海峡を通過する海水の流出入量に対して、幅の広い海峡では海釜地形の発達が悪いが、石狩低地帯の幅は平均約20 kmで、津軽海峡西口の幅19.5 kmとあまり変わらない。ゆえに、田山海釜に匹敵するような海釜地形が、古石狩海峡の時代に形成されたとしても、不思議ではない。もし、このような埋没海釜地形を仮定しなければ、主ウルム氷期後に、100m以上の沈盤沈降を考へることなく、この埋没凹地形を埋積する海成洪積統の堆積機構を説明することができない。しかし、石狩低地帯周辺の段丘地形の標高分布、埋没地形面および大陸棚の海底地形から、下末吉海浸後に、そのような地盤変動のなかったことを、大嶋ほか(1978)は推論した。

石狩海峡は、支笏軽石流堆積物による封鎖後、急速に、石狩川によって搬出された河川堆積物によって埋積は進んだ。また、ウルム氷期の海水準低下によって、海釜地形は内陸湖沼となり、層厚100m以上の軟弱層を、3



第2図 採泥点および試錐位置図

第1表 1967年石狩湾採泥試料

佐竹(1968)から

測点 番号	水 深 m	緯 度 N	経 度 E	底 質	25%径 φ	50%径 φ	75%径 φ	99%径 φ	粘土分 %	シルト分 %	砂 分 %
1	21	43°11.3'	141°05.7'	細 砂		3.2		2.1	5	15	80
2	18	43°10.5'	141°11.0'	細 砂		3.2		1.7	0	8	92
3	21	43°13.4'	141°14.3'	細 砂		3.4		2.8	5	15	80
4	20	43°16.5'	141°17.5'	シ ル ト	7.4	5.3	4.3	2.6	25	61.5	13.5
5	20	43°19.5'	141°21.0'	シ ル ト							
6	18	43°22.7'	141°24.2'	シ ル ト		5.6			25	61.5	13.5
7	25	43°26.5'	141°22.3'	シ ル ト	6.4	4.6	4.0	2.8	20	45	35
8	26	43°33.5'	141°19.0'	シ ル ト	5.1	4.0	3.7	2.8	8	38	54
9	28	43°20.5'	141°15.7'	細 砂							
10	27	43°17.5'	141°12.3'	極 細 砂	3.7	3.4	3.1	1.6	1	4.5	94.5
11	27	43°14.5'	141°09.2'	細 砂		3.3		2.0	1	9	90
12	31	43°15.5'	141°03.5'	細 砂		3.3			5	16	79
13	38	43°18.2'	141°07.0'	中 砂	1.8	1.3	1.2	0.4	0	0	100
14	36	43°21.2'	141°10.5'	中 砂	2.0	1.5	1.5	0.4	0	0	100
15	35	43°24.5'	141°13.0'	中 砂	2.1	1.9	1.3	0.4	0	0	100
16	39	43°27.5'	141°15.5'	中 砂		1.8		0.5	0	0	100
17	33	43°30.0'	141°18.7'	砂質シルト		4.3		2.0	20	50	30
18	38	43°35.3'	141°18.5'	細 砂		1.6			0	5	95
19	49	43°31.8'	141°14.2'	中 砂		1.9			0	0	100
20	58	43°27.8'	141°10.0'	細 砂		2.2		0.6	0	0	100
21	54	43°23.5'	141°05.0'	中 砂		1.2		0.3	0	0	100
22	47	43°19.0'	140°59.7'	細 砂	2.3	2.1	1.8	1.0	0	0	100
23	67	43°18.5'	140°52.0'	細 砂					0	0	100
24	79	43°22.7'	140°56.0'	礫入り中砂	3.8	1.0	0.4	-2.3	4	22	74
25	88	43°27.0'	141°00.2'	中 砂	2.5	1.6	1.1	-0.3	1	5.5	93.5
26	88	43°31.5'	141°04.5'	泥 質 砂	3.3	2.4	1.8	0.5	8	8.5	83.5
27	80	43°35.6'	141°08.5'	細 砂		1.8			0	8.5	91.5
28	75	43°40.2'	141°13.2'	中 砂		1.4			0	0	100
29	124	43°22.0'	140°36.5'	細 砂		3.1			0	8.7	91.5
31	102	43°27.8'	140°54.5'	泥 質 砂	2.7	2.1	1.3	-2.0	0	7	93
32	320	43°27.9'	140°51.5'	シ ル ト		4.7			20	44	36
33	493	43°28.3'	140°47.0'	シ ル ト							
34	158	43°24.7'	140°48.3'	礫入り粗砂	-1.0	-1.6	-1.7	-2.3	0	0	100
35	173	43°30.0'	140°52.5'	細 砂	3.0	2.5	2.2	0.9	0	3.5	96.5
36	120	43°36.5'	140°58.5'	礫入り細砂	3.0	0.2	-1.5	-2.3	5	5	90
37	260	43°41.7'	141°03.7'	細 砂		3.1			5	5.5	89.5
38	27	43°25.0'	141°21.5'	シ ル ト		4.6			20	40	40
39	20	43°21.5'	141°23.3'	シ ル ト		6.0		3.0	50	42.5	7.5
40	18	43°18.0'	141°21.5'	シ ル ト	9.0	7.5	5.6	3.3	50	46	4

万年間に堆積させる堆積盆となった。石狩海峡が存在していた頃には、海釜地形は埋積されずに深い凹地形をなしていたが、海峡の消滅と同時に埋積が進んだことを、石狩湾湾岸低地の試錐試料はしめしている。この事実は、石狩川河川堆積物は、石狩低地帯の沖積平野の形成

に費やされ、現大陸棚上には、ほとんど供給されなかったことを示すものとも考えられる。その証拠の一つとして、石狩湾内および大陸棚の各所に分布する露岩地帯があげられる。

石狩川のような、大きな河川の流入する海湾で、主ウ

ルム氷期以前には、ほとんど堆積物が供給されなかった大陸棚が、縄文海浸後、初めて、堆積物が本格的に湾に供給されるようになってから、どのようにその底質は変化したのであろうか。石狩川から搬出される現世堆積物は、どのようにして、湾内に拡散するのであろうか。河川改修によって、大量に掘り起された泥炭片や、上流の産炭地から流されてきた炭粉は、現世堆積物のまたとないトレーサーとなっている。このような、石狩湾の海底は、底質環境の変遷を研究する上で、またとないフィールドである。この海域での現世堆積物の挙動についての研究成果は、最近、大きな社会問題となっている底質汚染の研究にも大きな貢献をするものとなろう。

2. 底質の採泥および分析方法

現石狩川から供給される現世堆積物の海域での挙動と、その分布を把握することを第1の目的とし、次に、第四紀の海水準変動と密接な関係にある底質の堆積史を明らかにすることを目的として、採泥点(第2図)を設定した。

この採泥点の設定にあたっては、佐竹(1968)の採泥試料および分析結果(第1表)と、大嶋・佐竹(1968)

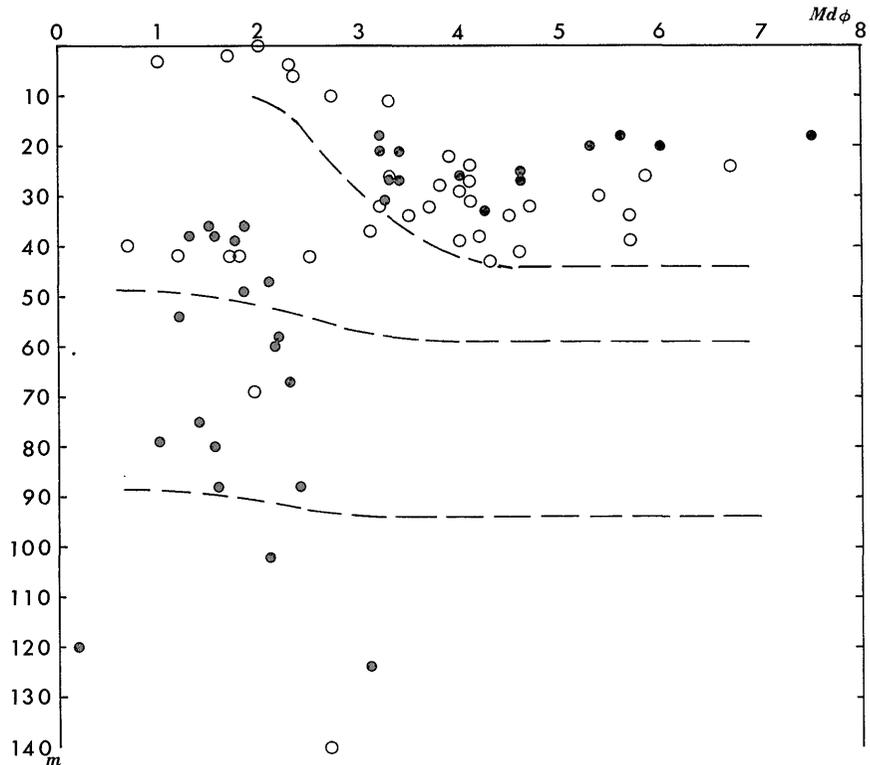
の貝類の分布を参考にした。1971年度の調査では、41点の採泥を行った(第2表)。採泥器の選定は、海図(No 28&105)の底質記号を参考にして、泥底質ではスミス・マッキンタイヤーグラフ、砂底質では小型円筒ドレッジ(口径20 cm, 長さ50 cm)、岩盤採取には大型円筒ドレッジ(口径40 cm, 長さ120 cm)を用いた。なお、柱状試料の採取には、青木市太郎技官試作の重力式柱状採泥器(口径3 cm, 採泥管長1 m)を用いた。

採泥試料は、船上での肉眼観察後、粒度組成、砂粒組成、有機物含有量(全炭素および全窒素含有量)および重金属元素含有量の分析のための試料を分取した。残りの採泥試料は、4 mm径のふるい上で水洗し、残留した生物、貝殻および礫を採取し同定した。

実験室内では、次の手順で分析を行った。

湿った採泥試料を、60°Cで炉乾燥し、その乾燥試料をモルターグラインダーで粉末にし、化学分析試料とした。有機物含有量は、柳本MT-200型(全炭素、窒素自動分析器)の燃焼法によって定量分析した。重金属元素の分析は横田技官によってされ、別に報告している(横田, 1972)。

粒度組成分析用の試料は、湿った試料約200 gを1 l



第3図 粒径中央値と水深

第 2 表 1971年石狩湾

測点番号	水 深 m	緯 度 N	経 度 E	採 泥 器	底 質	25 % 径 φ
1	30	43°15.8'	141°06.7'	小ドレッヂ	泥 質 細 砂	3.4
2	23	43°15.7'	141°13.5'	S M G	泥 質 細 砂	4.2
4	21	43°17.3'	141°18.5'	S M G	泥 質 細 砂	4.4
9	23	43°24.1'	141°22.3'	S M G	シ ル ト	6.7
12	65	43°32.4'	141°09.1'	小ドレッヂ	中 砂	2.4
13	362	43°41.5'	141°00.3'	小ドレッヂ	礫入りシルト	5.8
14	40	43°34.6'	141°18.1'	小ドレッヂ	シ ル ト	5.4
15	35	43°32.1'	141°18.6'	S M G	シ ル ト	5.1
16	31	43°30.4'	141°19.2'	小ドレッヂ	シ ル ト	7.7
17	38	43°30.6'	141°16.5'	S M G	シ ル ト	5.7
18	39	43°28.7'	141°16.1'	小ドレッヂ	泥 質 砂	4.2
19	31	43°28.5'	141°18.8'	小ドレッヂ	泥 質 砂	5.3
20	27	43°28.7'	141°21.3'	S M G	シ ル ト	7.7
21	24	43°26.8'	141°22.5'	S M G	シ ル ト	4.1
22	29	43°26.8'	141°20.1'	S M G	シ ル ト	5.8
23	36	43°26.8'	141°17.6'	S M G	泥 質 砂	
24	40	43°26.8'	141°14.8'	小ドレッヂ	中 砂	2.0
25	40	43°24.6'	141°13.9'	S M G	中 砂	2.2
26	36	43°24.9'	141°16.7'	S M G	シ ル ト	8.4
27	30	43°24.7'	141°19.4'	S M G	シ ル ト	5.3
28	24	43°23.3'	141°21.1'	S M G	泥 質 砂	4.4
29	30	43°22.9'	141°18.3'	S M G	泥 質 砂	4.1
30	36	43°22.8'	141°15.3'	S M G	細 砂	4.1
31	39	43°23.0'	141°12.6'	S M G	中 砂	1.6
32	34	43°20.7'	141°13.1'	S M G	細 砂	3.9
33	31	43°20.9'	141°15.6'	S M G	細 砂	4.4
34	26	43°20.7'	141°18.2'	S M G	泥 質 砂	4.1
35	23	43°21.1'	141°20.5'	S M G	泥 質 砂	5.0
36	22	43°19.2'	141°19.1'	S M G	シ ル ト	8.4
37	25	43°18.7'	141°16.6'	S M G	極 細 砂	3.9
38	30	43°19.1'	141°13.6'	S M G	極 細 砂	3.9
39	38	43°18.6'	141°07.0'	小ドレッヂ	礫入り粗砂	1.1
40	323	43°35.5'	140°51.7'	大ドレッヂ	礫入りシルト	7.4
42	153	43°29.3'	140°53.8'	大ドレッヂ	貝化石入り中砂	2.9
45	271	43°26.4'	140°51.9'	大ドレッヂ	極 細 砂	4.2
47	137	43°24.2'	140°51.1'	大ドレッヂ	泥 質 砂	3.2
49	37	43°15.8'	140°58.9'	小ドレッヂ	中 砂	
56	667	43°28.4'	140°00.4'	柱状採泥	粘 土	
58	779	43°38.7'	140°01.5'	大ドレッヂ	粘 土	8.8
68	400	43°48.9'	140°58.7'	S M G	粘 土	7.5
100	393	43°31.9'	140°50.2'	大ドレッヂ	粘 土	6.3

SMG : スミスマッキンタイヤー・グラフ

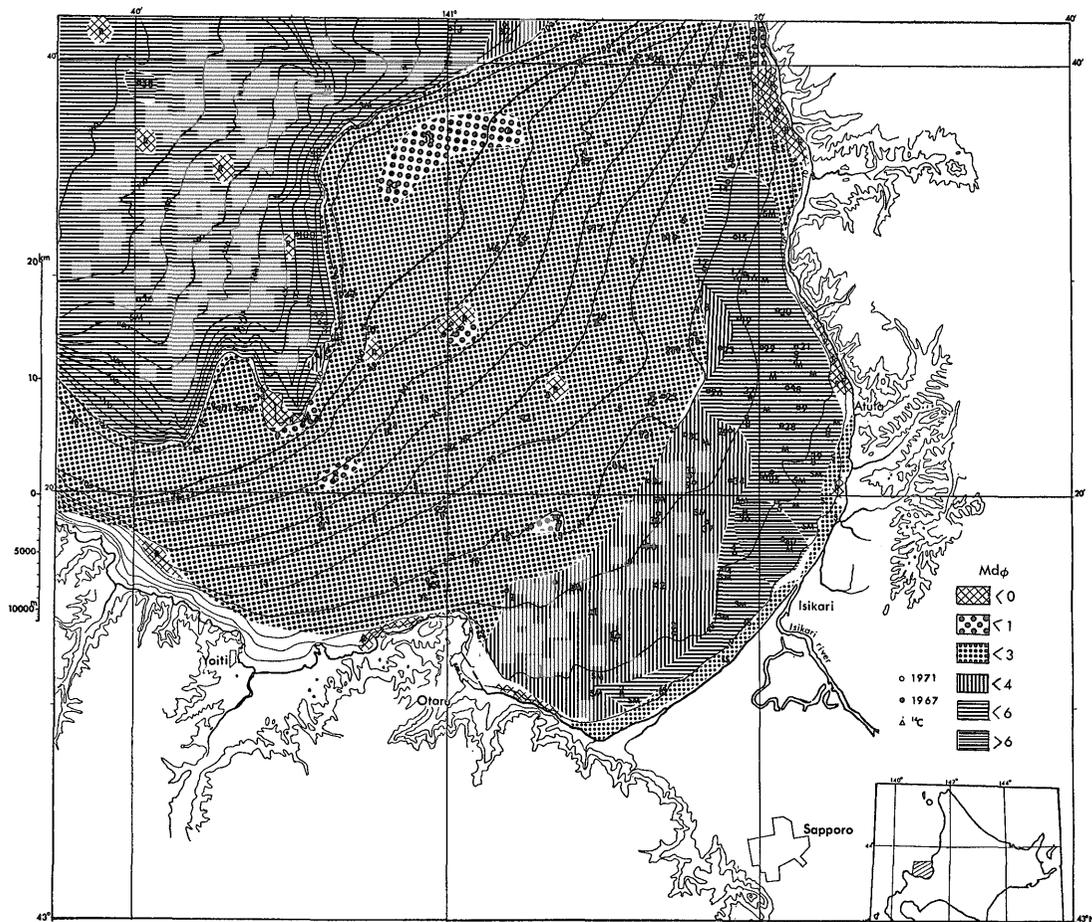
北海道石狩湾の堆積物 (大嶋和雄・横田節哉)

採泥試料と分析値

50%径 φ	75%径 φ	99%径 φ	粘土分 %	シルト分 %	砂分 %	全炭素量 C%	全窒素量 N%	炭素率 C/N
3.2	2.9	1.4	5	5	90	0.46	0.03	15.3
3.3	3.1	1.7	17.5	10	72.5	0.29	0.02	14.5
4.1	4.0	2.7	12.5	54.5	33	0.88	0.05	17.6
5.9	5.0		14.5	85.5	0	6.38	0.24	26.6
2.0	1.5	0.3	0	1	99	0.27	0.03	9.0
4.2	3.7	1.6	40.5	20	39.5	0.84	0.10	8.4
4.3	3.9	1.3	38.5	29.5	32	3.36	0.32	10.5
4.2	3.8	1.4	33.0	27	40	2.79	0.27	10.3
5.7	4.3	1.8	64.5	18.5	17	1.79	0.89	2.0
4.6	3.9	1.3	47	24	29	5.42	0.53	10.2
2.5	1.6	0.5	20	10.5	69.5	0.91	0.37	2.5
4.5	4.1	1.8	42	34	24	2.85	0.28	10.1
5.9	4.9	2.7	80	15	5	7.06	0.27	26.1
4.0	3.8	3.2	8	37	55	0.45	0.07	6.4
4.7	4.0	3.2	51	25	24	1.68	0.17	9.9
						1.05	0.64	1.6
1.7	1.3	0	0	0	100	0.18	0.02	9.0
1.8	1.4	0.4	0	0	100	0.14	0.01	14.0
5.7	3.8	2.1	50	16.5	33.5	2.25	0.10	22.5
4.1	3.9	2.5	32	31	37	2.76	0.35	7.9
4.1	3.9	2.6	16.5	43	40.5	0.78	0.08	9.8
3.9	3.8	2.1	10.5	21.5	68	0.79	0.05	15.8
4.0	3.6	1.8	5	27	68	0.74	0.12	6.2
1.2	0.5	-0.4	0	0	100	0.13	0.02	6.5
3.1	2.0	0.7	8	16	74	0.41	0.02	20.5
3.5	3.3	1	22.5	10.5	67	0.59	0.04	14.8
4.0	3.8	2	8	32	60	0.67	0.05	13.4
4.7	4.4	2.5	50	28	22	1.12	0.06	18.7
6.7	5.2	2.7	80.5	11	8.5	3.27	0.19	17.2
3.8	3.3	1.9	6.5	14	79.5	0.64	0.06	10.7
3.7	3.4	1.7	6.5	14	79.5	0.55	0.04	13.8
0.7	0.3	-1.3	0	0	100	0.10	0.01	10.0
4.8	4.0	1.6	51.5	19.5	29	1.54	0.18	8.6
2.5	2.1	-2	3	1	96	0.27	0.02	13.5
3.4	3.0	1.3	16	16.5	67.5	1.01	0.10	10.1
2.7	2.3	-0.6	4.5	1.5	94	0.31	0.04	7.8
			0	0	100	0.16	0.03	5.3
						1.56	0.24	6.5
6.7	3.4	3.8	79	10	11	2.21	0.27	8.2
6.1	4.6	3.6	73	17	10	1.95	0.23	8.5
5.0	4.0	2.1	56.5	19.5	24	2.10	0.25	8.4

第3表 堆積物の粒径による分類

d(mm)	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256	1/512	
ϕ	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
堆積物	礫				極粗	粗	中	細	極細	シルト				粘	土
					砂					泥					



第4図 粒径中央値分布図

のビーカーにとり、水道水を加えて攪拌し、2昼夜静置後、その上澄み液を傾斜法で捨てる。この操作を2度行って脱塩した。脱塩した試料を、110°Cで炉乾燥を行い分析試料とした。分析は、JIS A-1204 にしたがって、泥質部は比重計法によって、砂質部はふるい分け法によって行った。

砂粒組成分析は、粒度分析を行った砂成分のうち、比較的再移動のしにくい跳動運搬粒子である 420-1000 μ 、

250-420 μ の砂粒子各250粒以上を、双眼実体顕微鏡で鑑定して行った。

3. 粒度組成の分布とその特徴

粒度分析の結果(第2表)を対数確率紙に粒径加積曲線として描き、細粒部から重量で25, 50, 75および99%の粒子直径を求めた。

佐竹(1968)の分析結果と比較し、石狩湾の底質を総

合的に解析するために、粒径中央値 (50%径の ϕ スケール値)、C-M パターン分布および粘土-シルト-砂の3成分を求めた。各分布図は、佐竹 (1968) および筆者の分析結果をもとにして作図した。

3.1 粒径中央値

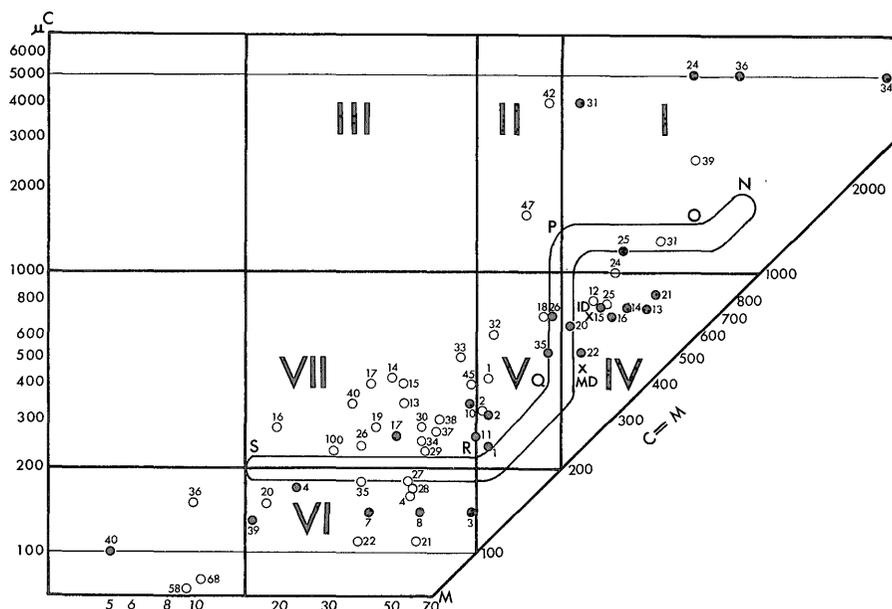
積算重量の50%径を、WENTWORTH (1922) の ϕ スケールで表し、その ϕ 値をもって底質を表現した (第3表)。

岩盤および礫地帯を除いて、採取した試料の粒径中央値は、0.7-6.7 ϕ までの幅がある。岩盤および礫地帯の粒径中央値は、0 ϕ よりも小さいものとして表現した。

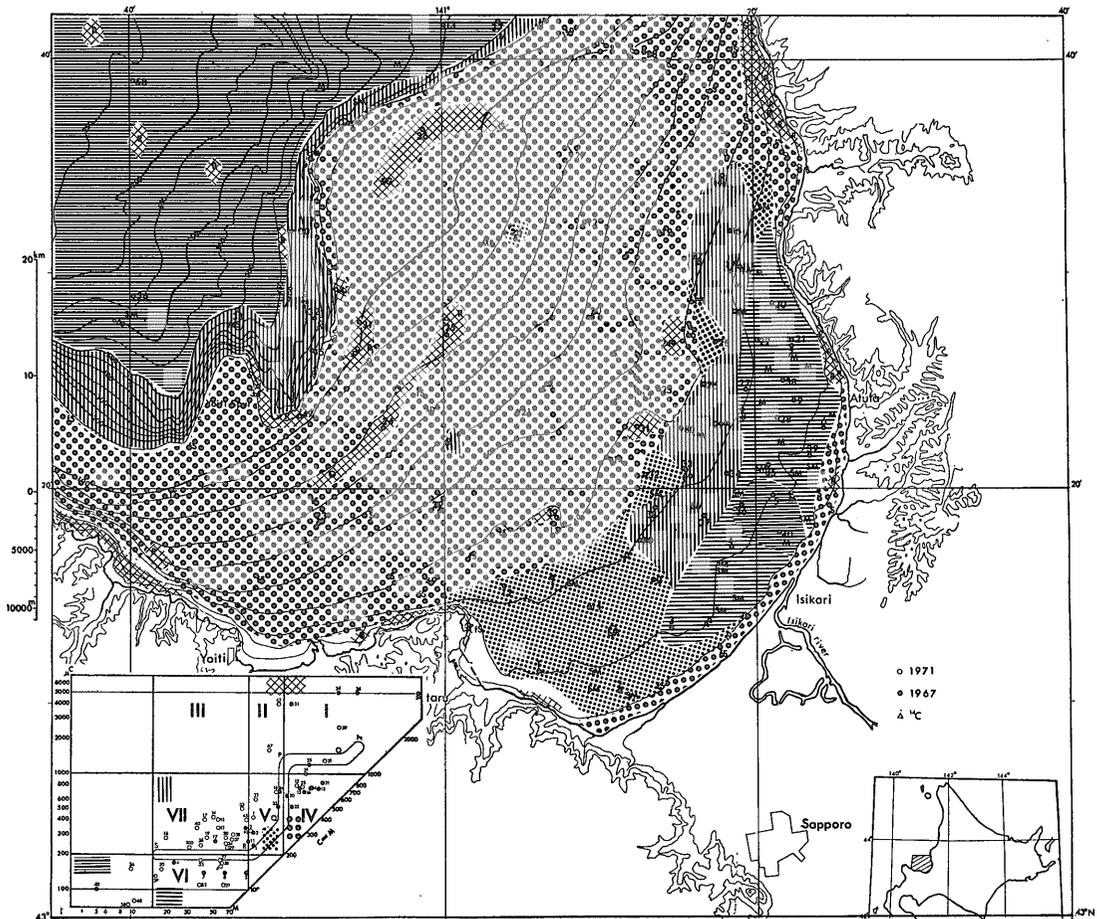
このようなシルトから粗粒砂までの底質の粒径分布と海底地形との関係を検討するために、採泥水深と粒径中央値との関係を図示した (第3図)。この図から、4 ϕ 以上の細粒子 (シルト径以下) の分布は、水深40m以浅にかぎられ、大陸棚の大部分には3 ϕ 以下の砂粒子が分布することが読みとれる。汀線から水深10mまでは砂が分布し、15m以深40mまでは、泥が分布するという規則性が認められる。とくに、石狩湾内で5 ϕ 以上の細粒子が分布するのは、水深40m以浅にかぎられることが注目される。すなわち、石狩川から供給される細粒物質の大部分は、水深20-40m付近の泥底質域に沈積してしまっていることを示している。現世堆積物の主たる沈積域は、石狩湾内では、水深40m以浅である。

第3図に、大嶋 (1977) が日本近海海底地形の解析結果から求めた氷河期の低位停滞海水準、 -45 ± 5 、 -80 ± 5 m の線を入れると、各低位海水準時の汀線堆積物であったと推定される淘汰のよい、粒径1-2 ϕ の中粒砂が大陸棚上の各水深に比較的良好に対応して分布するのが読みとれる。すなわち、粒径中央値の水深分布からも、氷河時代の旧汀線が -45 ± 5 、 -80 ± 5 m にあったことが支持される。

粒径中央値の水平分布図 (第4図) から、底質分布の特徴を検討してみる。石狩海浜から水深10m付近までは、石狩砂丘を形成する粒径1-3 ϕ の砂丘砂が延伸分布する。その外側に、石狩川によって搬出された泥質堆積物が、現海岸線の沖合16 km まで分布する。海岸線沿いの沿岸流方向には、河口から37 km 離れた st. 14 付近まで、石狩川から供給された泥質堆積物が追跡される。st. 14 から海岸線までの最短距離は約7 km である。すなわち、石狩湾の現世堆積物の分布は、海底地形だけではなく、沿岸流・海流などの水理機構に支配されるが、海岸線より16 km (9海里) をこえることはない。現世堆積物が、数10 cm 以上の厚さで堆積している範囲は、石狩湾でも、大陸棚の3分の1以下である。底質汚染が問題となるのは、主として、この範囲の底質である。現世堆積物が、10m以上の層厚で堆積しているのは、河口周辺部の海域に限定される。



第5図 C-Mパターン図



第6図 C-Mパターンによる底質図

岩盤や砂礫は、水深40, 60, 70-80, 100-140mに分布している。この分布地形は、旧汀線砂の分布同様に、氷河期の低海水準時における浸食地形の名残りとして注目される。この各低位海水準時の粗粒堆積物に対する細粒堆積物は、どこへ運ばれてしまったのであろうか。また、なぜ大陸棚の大部分を占める粗粒堆積物が、現世の泥質堆積物によって被覆されないのであろうか、興味ある問題である。

3.2 C-M パターン分布

堆積物粒子の運搬形態は、粒子の比重が同じものとする、その粒径に支配される。この運搬形態の差に注目して、底質の区分を行う方法に C-M パターン解析がある。

細粒子は、懸濁液の状態で浮遊運搬される。懸濁浮遊運搬される粒子径は、普通、0.1 mm 以下であるが、この粒径は、運搬媒質の振動エネルギーによって異なる。

0.1 mmより大きな粒子は、砂粒が海底を飛び跳ねる跳動によって運搬される。跳動運搬される最大粒子については、正確な資料はないが、海底上60 cmで、粒径1 mmの砂粒子が採取されたことがある。さらに大きな粒子は、河川礫のように転動によって運搬される。

このような、懸濁浮遊・跳動および転動などによって運搬される堆積物は、海岸線付近からの水理エネルギーの減少に支配された分布形態をとる。すなわち、沿岸部から沖合に向かっての、底質の粗粒子から細粒子への带状配列である。この運搬形態の差異を識別するために、PASSEGA(1964)の提唱した C-M パターン図が有効である。Cは、粗粒部から重量で1%の粒子の平均粒径で、最大運搬能力を反映する。Mは粒径中央値(50%径)で、平均運搬能力を示すパラメーターと考える。この C-M パターンダイアグラムを、粒度分析の結果から作成した(第5図)。

掃流運搬堆積物は、運搬の主力の変化に対応して、その粒子構成を変えていく。C-M パターン図は、その変化を示している。図の各成分記号は、次のような意味をもっている。

- N/O : 転動堆積物
- O/P : 若干の懸濁粒子を含む転動堆積物
- P/Q : 若干の転動粒子を含む跳動堆積物
(級化懸濁堆積物)
- Q/R : 跳動堆積物
- R/S : 均一懸濁浮遊堆積物
- T : 遠洋性懸濁浮遊堆積物

第5図のIおよびIIの範囲の堆積物は、最大粒径 $C > 1 \text{ mm}$ によって区分されるもので、主として転動によって運搬された粒子からなり、懸濁浮遊運搬はあまり重要ではない。

IV, V, VIおよびVIIは、最大粒径 $C < 1 \text{ mm}$ によって区分されるもので、主として懸濁浮遊運搬粒子と跳動運搬粒子とからなる。

C-M パターンのタイプ I-VIIおよびT型を基準にして、底質区分図(第6図)を作成した。

汀線付近には、IV型の若干の転動粒子を含む跳動堆積物が分布し、砕波による分級作用の効果が示されている。その外側の石狩川三角州の底置層域には、VI型の均一懸濁浮遊堆積物が分布する。とくに、河口泥質斑紋部に位置する st. 9, 36, (5, 40)¹⁾には、T型に近い粘土質の堆積物が分布する。IV型の堆積物の外側に分布するVII型の堆積物には、st. 26 のような泥と砂とが混合しているものもあるが、st. 15 のように、表層 20 cm がシルトで、その下に細砂があるが、採泥時に分析試料を混合したために、見かけ上VII型になっているものもある(第20図)。

石狩川河口の南西側の沿岸には、V型の跳動運搬堆積物である淘汰のよい細粒砂が分布する。この堆積物は、石狩川から直接供給された堆積物であることが、その分布から推定される。これらの現在の水理環境において、沈積もしくは再移動している堆積物の沖合、水深40m以深の大陸棚には、現汀線堆積物と同じタイプのIV型の堆積物が広く分布する。このIV型の砂質堆積物が、VおよびVI型の泥質堆積物の沖合へ、陸地から運搬されることは、水理エネルギーが、汀線から沖合に向かって小さくなることからありえない。したがって、大陸棚の大部分を占めるIV型の堆積物は、氷河期の低海水準時に沈積した堆積物が、現世堆積物によって、いまだに覆われていない残存堆積物であると考えざるをえない。

残存堆積物の分布範囲内の、水深 40, 80 および 100-

120m付近に、転動運搬堆積物であるIおよびII型の堆積物が分布する。その産状は、低海水準の旧汀線方向を示すように分布し、残存堆積物による埋積残りの形態をとる。すなわち、低位海水準時の波食作用によって形成された碎屑物の残留堆積物的な様相を呈する。とくに、露岩域と一致する st. 31, 39, (25, 36) のI型の堆積物は、残留堆積物と考えられる。残留堆積物の証拠の一つとして、st. (25) 付近から、層厚 2 m以上の泥炭層²⁾(亜炭?) が採取され、その¹⁴C年代は、4万年前以前と測定されている。

上部大陸斜面(水深140-400m)には、VII型の堆積物が、石狩海盆にはT型の、いずれも均一懸濁浮遊堆積物が分布する。石狩海盆を埋積するT型の堆積物は、佐藤ほか(1973)のエアガン地層探査においてA層と命名されたものに相当する。このA層の層厚は、エアガン探査記録で0.1秒(75m)以下である。A層全体が、第四紀層に相当すると考えられているので、その堆積速度は、1,000年に7.5 cm以下と、河口周辺に比較して、2桁以上遅い³⁾。しかし、大陸棚上に沈積しなかった懸濁物質の一部が、石狩海盆に沈積しているのは、事実である。この少ない懸濁運搬堆積物も、底質の広域汚染を問題にする場合には、無視できない。しかし、このように薄い堆積物の採取法および分析試料の調整には、多くの問題がある。その一つとして、このような堆積物をドレッジで採取すると、その試料の中には、数千年間の堆積物が混在することになる。

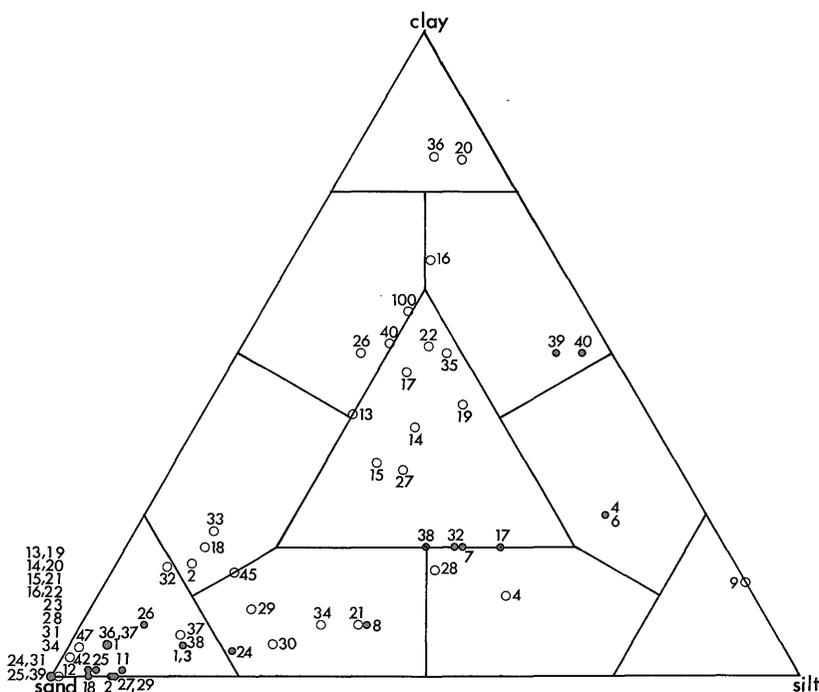
いずれにしても、汚染底質が実際的な問題になるのは、水深40m以浅のV, VI, VIIおよびT型の堆積物である。C-M パターン分布図からも、氷河時代の低位停滞海水準は、水深45, 80および100-120mにあったことが推定される。

3.3 粘土-シルト-砂の3成分

JIS. A-1204にしたがって、粒径 0.005 mm 以下を粘土、0.005-0.074 mm をシルト、0.074-2 mm を砂という基準にしたがって、石狩湾の堆積物を区分した。そうして、SHEPARD (1954) にしたがって、3角ダイアグラムを作成した(第7図)。

石狩湾底質の3角ダイアグラム上での集中度を考慮して、底質を砂、泥質砂、砂質粘土、泥および粘土の5つに区分した。図からも明らかなように、大陸棚上の砂底質は、砂成分が90%以上の淘汰のよいもので、浮遊懸濁粒子がほとんど含まれない。河口の泥質堆積物中には、

1) () 内の数字は、1967年度探泥試料番号。
2) 石井次郎東海大教授の私信による。
3) 河口周辺のボーリング試料では、2000年で最大20m、すなわち1000年に10mの堆積速度である。この場合の堆積物の大部分は砂である。泥だけの場合は、1000年で5mをこえない。



第7図 砂-シルト-粘土3成分図

シルトよりも粘土の方が多く含まれている。一般に、河口周辺の堆積物中には、粘土よりもシルトの方が多いが、粘土径の粒子が多く含まれるということは、浮遊懸濁運搬された粒子の沈積域になっていることを示すものと考えられる。

この三角ダイアグラムの区分をもとにして、底質分布図(第8図)を作成した。この分布図から、現石狩川が搬出する堆積物の大部分は、シルトおよび粘土などの懸濁浮遊運搬物質であることが読取れる。そして、石狩湾に搬出された泥粒子は、海岸沿いに舌状に分布する。その分布外縁は、海岸線から10 kmの範囲内にある。

以上、底質の粒度組成の各パラメーターの分布特性は、いずれも、石狩川から供給される現世堆積物は、水深40m以浅、陸岸距離15 km以内に、大部分が沈積していることを示している。この沈積域に、堆積し得なかった泥質粒子が、石狩海盆の泥質堆積物の一部に相当する可能性がある。しかし、大陸棚上の砂質堆積物は、運搬機構から検討してみても、現世堆積物とは考えられない。この問題を、現石狩川および石狩湾の水埋環境資料から検討してみる。

4. 石狩川の搬出する土砂

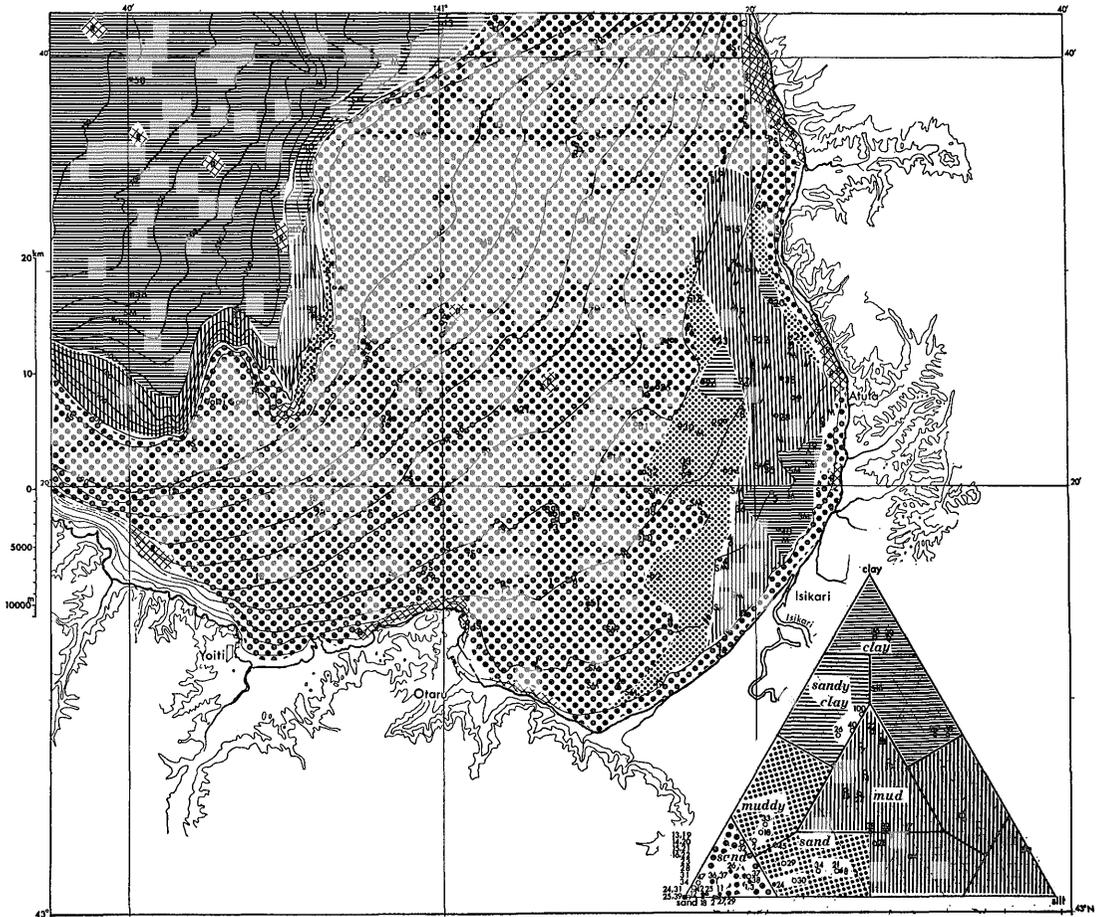
石狩湾に注ぐ唯一の大きな河である石狩川は、流域面

積14,300 km²、長さ262 km(理科年表, 1974)の北海道第1の河川である。この石狩川は、毎年、浮遊土砂量150-200万m³、掃流土砂量1-3万m³を石狩湾に搬出している(開発庁土木試験所, 昭和45年)。

掃流土砂は、河口付近に沈積して河口変動の大きな要因となっている。また、浮遊土砂は、石狩河口のみならず、広く湾内外に拡散しているものと考えられる。

北海道開発局では、石狩川河口に新しい港湾を建設するための基礎資料を集めるために、昭和41年以来、石狩川河口周辺の自然条件についての調査研究を行っている。また、現世堆積物として取扱っている石狩川の浮遊流砂については、石狩川の治水工事のために、数多くの研究がされてきた。これらの研究成果を参考にして、石狩湾の現世堆積物の総量について、大まかに検討する。

古谷・服部(1961)によると、石狩川下流部における浮遊流砂の最大粒径は約0.25 mmであって、C-Mパターン図(第5図)で区分したVII型とVI型の境C=0.2 mmは、石狩湾の浮遊運搬限界粒子として妥当なものである。洪水時に、石狩川河口から15 km上流の篠路では、粒径4 mmの粒子が浮遊運搬されたと報告されている。しかし、この粒子の岩質を鑑定していないので、比重はわからない。近年の河川改修によって、軽石や石炭が多量に河川に運びこまれているので、粒径だけでは浮



第8図 砂—シルト—粘土の3成分による底質図

遊粒子の運搬限界は決定されない。

原始河川の状態での石狩川では、上流200 kmの層雲峡で大雨が降ると、河口の増水は、1-2日後に現われたと云われている。しかし、河川改修の結果、上流の増水は、1日で河口に到達する。また、明治初年まで、石狩川の流域は、耕作地もない原始林であったので、流出土砂量は、現在に比較して問題にならない位少なかった。このような、河川勾配の安定した原始河川の環境では、掃流土砂はほとんどなく、浮遊土砂の大部分も沖積地に沈積し、河口には清冷な水が流れ込んでいたはずである。このような近年になってからの河川水理環境の変化によって、河口から搬出される土砂の総量は、地質時代から見ても、最大値に近いものと考えられる。この石狩湾に搬出された掃流土砂および浮遊土砂が、石狩湾の海底にどのように堆積しているかを検討してみる。

C-Mパターン分布図(第6図)から、石狩湾沿岸の現世堆積物の分布域(沿岸のIV, V, VI, VIIおよびT型の

分布域)の面積は約660 km²ある。この堆積物は、現石狩湾の汀線が形成されてから後のものと考えられる。現石狩湾の汀線が形成されたのは、紅葉山砂丘(縄文中期)や花畔砂丘(続縄文期)形成以降であることが、わかっている。したがって、考古学的には、2,000年前以降で、その堆積物の層厚は、海岸部で最大20mである。しかし、水深40mのst. 15付近では20 cm程度である。したがって、平均の層厚としては5 m以下と考えられるが、少な目に見積って1 mとする。そうすると、石狩湾沿岸域の最小現世堆積物総量 V_R は次のようになる。

$$V_R = \text{分布面積} \times \text{平均層厚} = 660 \times 10^6 \text{m}^2 \times 1 \text{m} \\ = 66 \times 10^7 \text{m}^3$$

一方、年間掃流土砂量 V_T は、1-3万 m³であるので、現世堆積物が、全て掃流土砂からなるとすると、その堆積年数は次のように求められる。

$$\text{現世堆積物総量 } V_R \div \text{年間掃流土砂量 } V_T = (66 \times 10^7 \text{m}^3) \div (3 \times 10^4 \text{m}^3/\text{年}) = 22 \times 10^3 \text{年}$$

最小現世堆積物の総量を大きく見積りすぎているかもしれないが、桁違いとは考えられない。したがって、2千年間に運び込まれた掃流土砂量では、最小現世堆積物量さえもまかなえるものではない。掃流土砂量を河口周辺に堆積させる容積が、石狩湾の現世堆積物の分布域には充分ある。

一方、掃流土砂量 V_R と浮遊土砂量 V_S が、全て V_R 域に堆積するものとする、その堆積年代は、次のようにもとめられる。

$$V_R/V_T + V_S = 66 \times 10^7 \text{m}^3 / (3 \times 10^4 + 2 \times 10^6) \text{m}^3/\text{年} \approx 300 \text{年}$$

V_R 域は、300年間で満杯になる。したがって、石狩川が2,000年間に搬出した土砂のかなりの量が、 V_R 域を越えて拡散分布しているものと考えられる。しかし、この搬出土砂量は、近年の最大値を見積っている、大半の土砂は、石狩湾の沿岸域に沈積しているものと推定される。この石狩湾沿岸の現世堆積物の分布域の外へ拡散する浮遊土砂の挙動は、大陸棚上の残存堆積物の保存に

対して、重要な鍵をにぎっている。

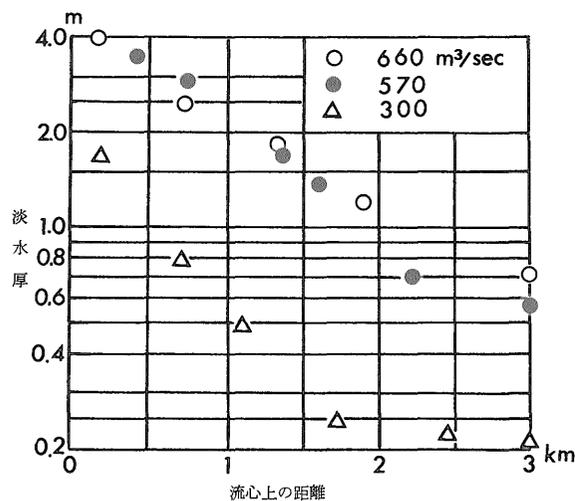
4.1 浮遊土砂の挙動

石狩川から流出する濁った河川水は、石狩湾海水とまったく色を異にし、海面に着色域を形成し、その拡がり容易に区別できる。この濁った浮遊土砂を含む河川水は、海底にまで均一に拡散するものではない。石狩川の河口周辺では、河川水量が500-600 m³/sec 以下になると、海水が塩水くさびとして河底に入りこんでくる。したがって、河川水の拡がり、着色域の拡がりによって、非常に大きなものに見えるが、実際の河川水の厚さは、広い海域への拡散とともに、急激に薄くなる。鴻上(1974)によると、河口で4mもあつた淡水厚が、2km沖合では1m、14km沖合では10cm以下に、指数函数的に薄化することが明らかにされている(第9図)。

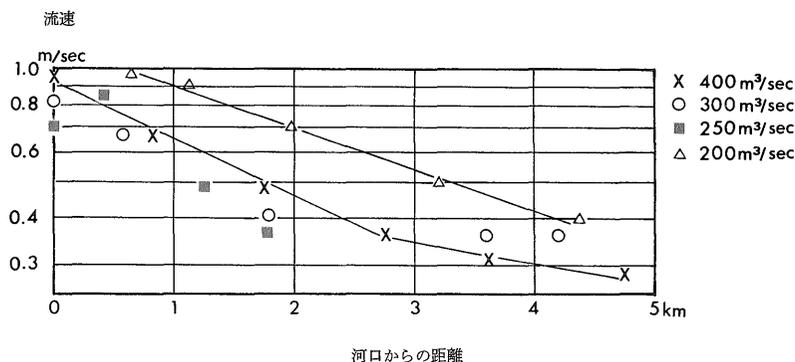
この河川水の平均流速は、河口付近で1m/secで、かなり早かったものが、4km沖合では40cm/sec、さらにその沖合では30cm/sec(0.6ノット)以下となり、沿岸流流速と区別がつかなくなる(第10図)。

この海水表面に拡散した河川水に含まれる浮遊土砂の最大粒径は、河川水の流量や海象によって異なるが、傾向としては、沖合に向かって細粒化する(第11図)。河口から4km沖合の表面水中の懸濁物の最大粒径は、0.1mm以下である。HJULSTRÖM(1939)の均質物質の浸食と堆積についての近似曲線(第12図)によると、流速40cm/secでは、粒径4mmのものも運搬される。また、沿岸流の流速が2cm/sec以上であるならば、0.2mm以下の懸濁粒子は沈積しない。

以上のように、残存堆積物の分布する海岸線から沖合14kmの大陸棚上には、粒径0.2mm以下の懸濁粒子は沈積することはないと考えられる。0.2mm以下の細粒子が沈殿するためには、塩沢(1969)が主張するような、粘土鉱物の分凝作用や綿毛化作用などによる沈降粒子の粒径の増大が必要であろう。また、異物への付着、



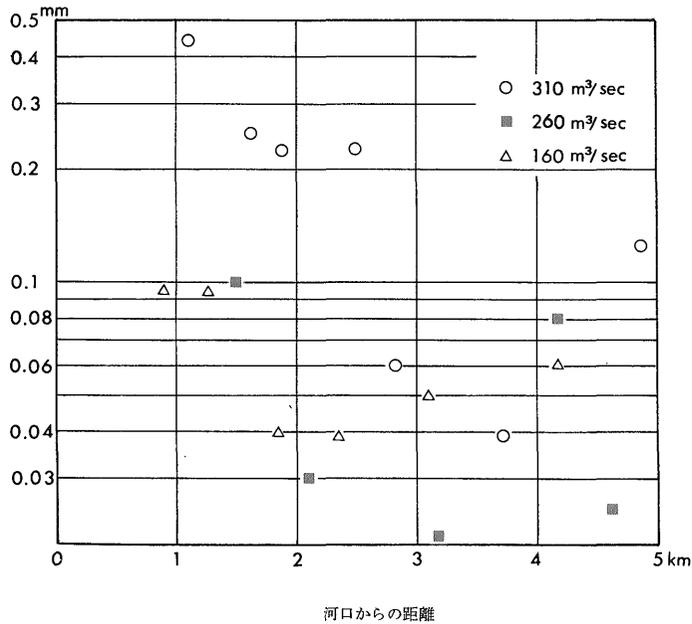
第9図 河口付近の淡水厚 鴻上(1974)



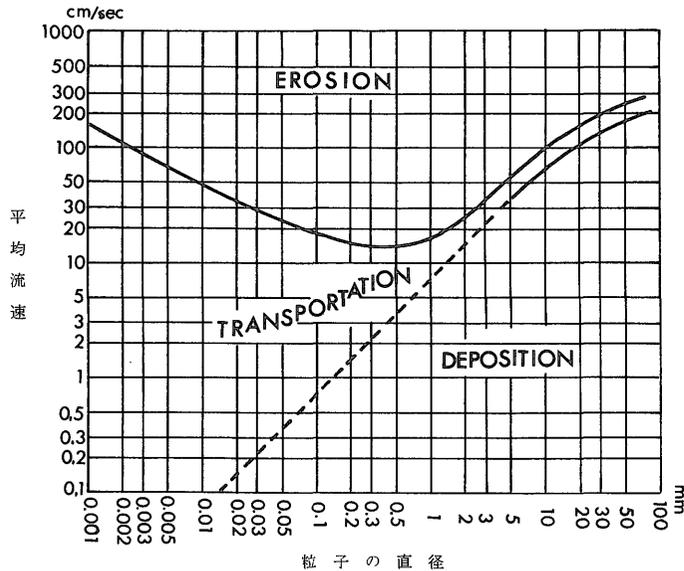
第10図 河口からの距離と表面流速 鴻上(1974)

北海道石狩湾の堆積物 (大嶋和雄・横田節哉)

粒径



第11図 河口からの距離と浮遊砂の最大粒径 鴻上 (1974)



第12図 均一物質の浸食と堆積の近似曲線 Hjulström (1939)

生物体内への取り込みなども考えなければならない。

4.2 石狩湾の水理条件

石狩湾の大陸棚上では、沿岸流流速が 10 cm/sec 程度あるので、0.1mm 以下の懸濁運搬物質は沈積しない。しかし、定常的に供給される懸濁浮遊物質が、綿毛化作用によって粒子が付着し、粒径が大きくなったり、生物

体内にとりこまれたりして、その沈積速度は遅くとも、多少は堆積しているはずである。しかし、大陸棚の大部分には、泥分含量が1%以下の砂底質が分布している。この砂(残存堆積物)を保存している条件を、大陸棚の水理条件から検討してみる。

この水理条件の1つには、先に記述した沿岸流がある

が、さらに大きな条件として波がある。とくに、浅海波による底質の攪乱と懸濁粒子の舞い上がりが、泥質堆積物の再移動を支配していると考えられる。

石狩湾の波浪については、漂砂調査とともに、土木試験所が観測を行っている。1967年に観測された、比較的大きな深海波によって起る海底での最大軌道速度を求める。INMAN (1967) の浅海波による海底での最大軌道速度は、次のように求められる。

$$\text{最大軌道速度 } \mu_m = \frac{H}{T} \cdot \frac{\pi}{\sinh \frac{2\pi D}{L}}$$

H : 該当する水深における波高 = 0.92 H_0

D : 該当する水深 (石狩湾の水深75m)

L : 該当する水深 (75m) における浅海波波長

$$L = L_0 \tanh \frac{2\pi D}{L_0}$$

観測された深海波の条件

観測年月日; 1967年11月10日

波の周期(T): 13.7 sec, 波高(H_0): 5 m

深海波波長 (L_0); 270m

深海波は、水深が波長の $\frac{1}{2}$ より小さくなると浅海波になって、海底に影響を与える。水深75mにおける水平軌道速度 μ_m を上の条件で求めると、 $\mu_m = 33.8 \text{ cm/sec}$ になる。

HJULSTRÖM の図 (第12図) によると、0.1 mm の浮遊粒子が沈積する流速は 1 cm/sec 以下で、浸食運搬される流速は 30 cm/sec である。したがって、石狩湾の浅海波の最大軌道速度は、0.2 mm 以下の浮遊懸濁粒子を再浸食、再移動させる大きさをもっている。この営力は、円運動であるので、砂粒子のように跳動運搬される粒子に対しては、定方向に運搬する営力とはなりえない。懸濁浮遊運搬粒子の場合には、粒子が懸濁相に取込まれれば、沿岸流や吹送流によって再び定方向に浮遊運搬される。このような水理条件を満足する大陸棚では、残存堆積物が浮遊運搬堆積物によって埋積されることは少ない。しかし、石狩湾の大陸棚残存堆積物に含まれる、1%程度の泥分は、現世堆積物である可能性がある。

それでは、掃流運搬砂粒子が、このような波浪によって運搬されるのは、どの位の水深までであるかを検討してみる。佐藤・合田 (1966) は、放射性ガラス砂を調査海岸に投入し、その移動分布を調べ、次のような2つの限界式を示した。

$$\text{表層移動限界 } \frac{H_0}{L_0} = 1.35 \left(\frac{d_s}{L_0} \right)^{\frac{1}{3}} \sinh \frac{2\pi D}{L} \left(\frac{H_0}{H} \right)$$

$$\text{完全移動限界 } \frac{H_0}{L_0} = 2.4 \left(\frac{d_s}{L_0} \right)^{\frac{1}{3}} \sinh \frac{2\pi D}{L} \left(\frac{H_0}{H} \right)$$

ここで、表層移動とは、海底に投入されたガラス砂が波の作用を受けたとき、その放射性ガラス砂の分布を示す等カウント線の広がり波の方向と一致するが、最高カウントの位置はガラス砂の投入点の位置にあって移動しない場合をいう。一方、完全移動とは、最高カウントの部分も、波の方向に移動する場合をいう。すなわち、表層移動は海底における表層の砂が波向の方向に集団的に掃流される場合であり、完全移動は水深変化が明瞭に現われるほどに顕著な移動を示す場合である。

今、平均粒径 d_s ; 0.2 mm の砂底質が、有義波高 H_0 : 5 m, 周期: 13.6 sec の波浪で表層移動が起る限界水深 D を求める。

$$\text{波長 } L_0 = 1.56T^2 = 1.56 \times 13.6^2 \approx 228 \text{ m}$$

以上の条件で計算すると $D \approx 23 \text{ m}$ となる。

平均粒径 0.2 mm の砂粒子は、水深23m以深では、ほとんど動くことはない。よって、石狩川から搬出された跳動運搬粒子が、水深40m以深に到達することは、あり得ない。

石狩湾における水理条件は、水深40m以深に分布する残存堆積物を保存する状態にある。

5. 砂粒組成

粒度組成の特徴とその地形的分布から、現世堆積物と残存堆積物とを識別することができる。この区別が妥当なものであるか、否かは、この堆積物を構成する砂粒子の質的差異から検討される。

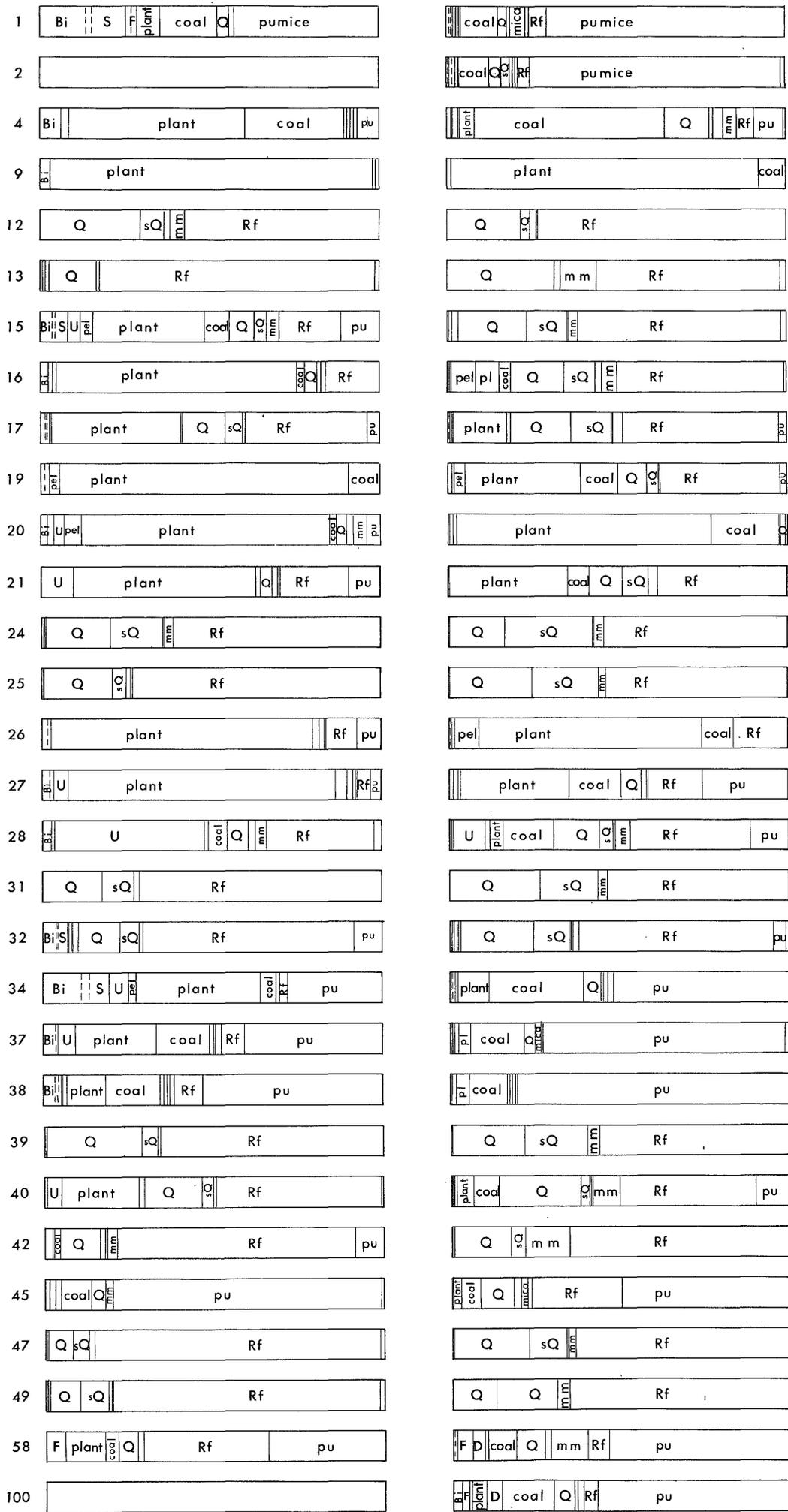
砂粒組成分析は、SHEPARD & MOORE (1954) によって、粗粒成分法として検討されて以来、堆積物の起源を明らかにする有用な手法として、近年一般化しつつある。本論では、浮遊懸濁運搬されることのない砂粒子の2成分、0.25-0.42 mm と 0.42-1 mm を、双眼実体顕微鏡を用いて、各成分の250粒以上を同定することによって、砂粒組成分析を行った。なお、試料分析値の偏差を少なくするために、グラフ用紙の2mm方眼で250の交点を作り、各交点上の砂粒子を同定した。

砂粒組成の同定にあたって、次の点に留意した。砂粒子は、その起源から、現地性、生物性、碎屑性、残留性および残存性に区分され、それらは、各々、次のような特徴をもっている。

- 1) 現地性; その場所において沈殿形成される鉱物; 付着物、排泄物など (例: 海緑石、ウーライト、ゴカイの管、石灰藻、糞粒など)
- 2) 生物性; 生物の遺骸、骨片 (有孔虫、軟体動物、介形虫、放散虫、海綿骨針、うに、ナマコの骨片など)
- 3) 碎屑性; 水や風などの運搬営力によって運ばれる陸

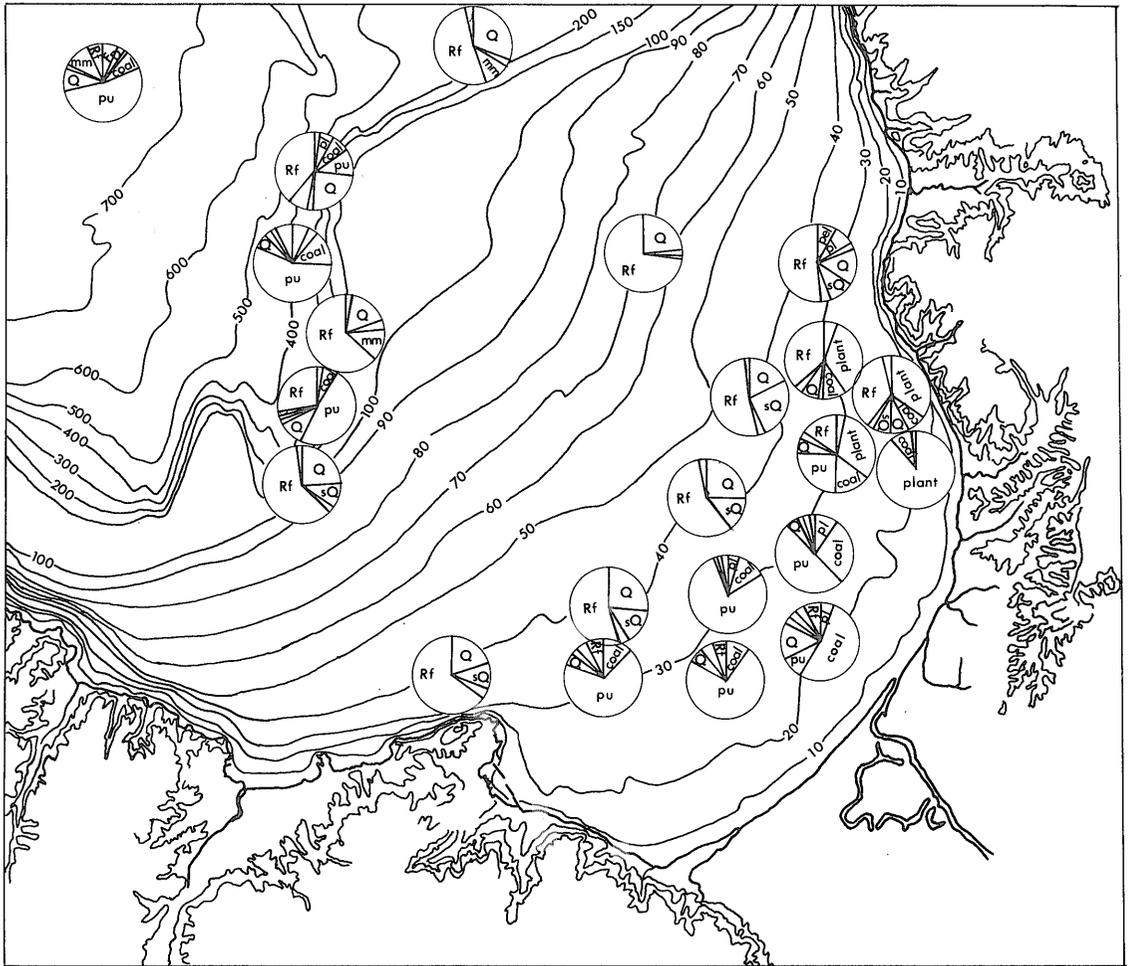
1000 ~ 420 μ

420 ~ 250 μ



Bi	bivalvia	D	diatom	mica
S	scaphopoda	plant	mm	mafic mineral
F	foraminifera	coal	Rf	rock fragment
U	sea urchin	Q	quartz	pu
pel	pellet	sQ	iron stained quartz	

第13図 砂粒組成図



第14図 砂粒組成分布図

源物質（軽石、石炭、植物片、雲母片、岩滓など）

- 4) 残留性；基盤岩石の風化浸食残留物（岩片、有色鉱物など）
- 5) 残存性；氷河時代の低海水準に堆積したもので、被覆されずに残されているもの（鉄酸化物で汚染された鉱物粒子または化石片）。

以上の区分基準によって分析した結果を、帯グラフとして表現した（第13図）。

石狩湾の砂粒組成は、次の4つのタイプに区分される。

砕屑性Ⅰ；軽石と石炭粉が多い（st. 1, 2, 34, 37, 38, 40, 45, 58, 100）

砕屑性Ⅱ；植物片もしくは泥炭が多い（st. 9, 19, 20, 26, 27）

残存性・残留性；鉱物および岩石片からなる（st. 12, 13, 24, 25, 39, 47, 49）

生物性+現地性；海生生物の遺殻および糞粒が、10%以上含まれる（st. 28, 58, 100）

この4つのタイプの砂粒組成の分布は、粒度組成の分布同様に、規則正しい分布をしている（第14図）。

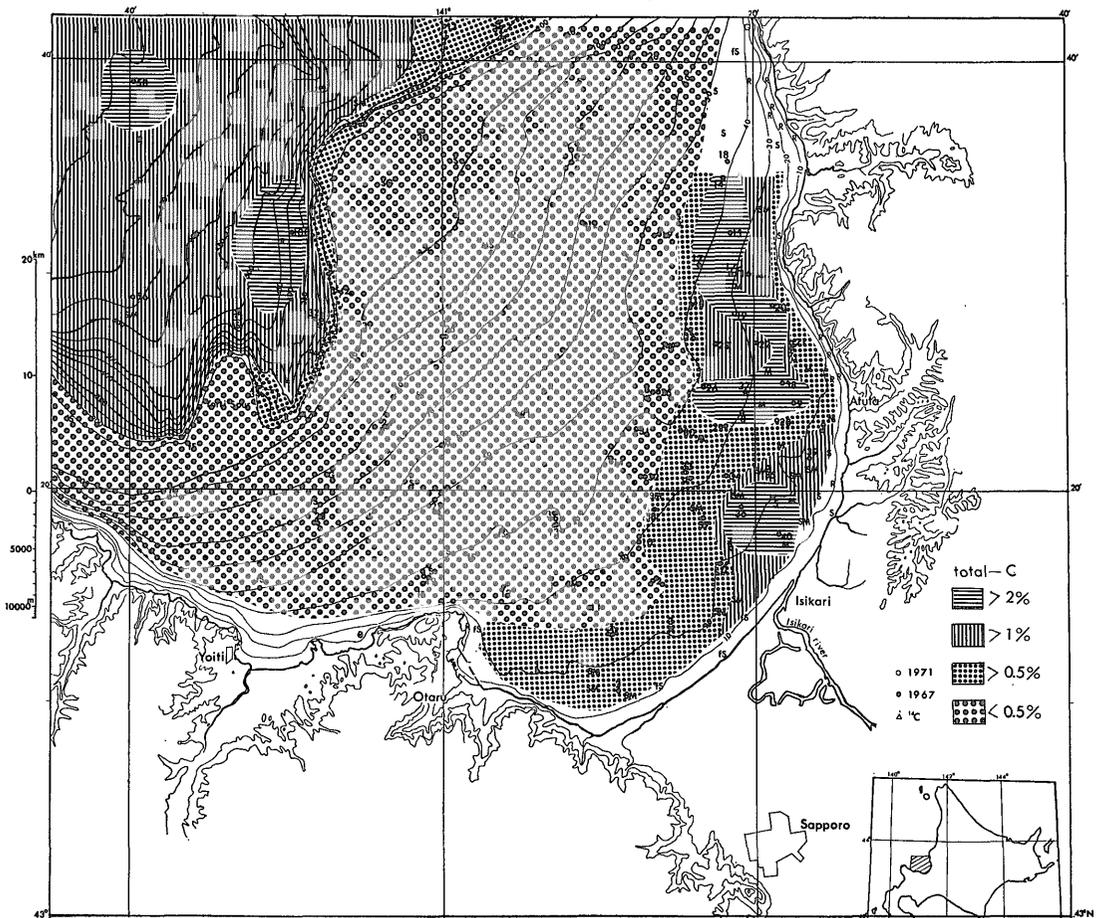
砕屑性Ⅰ型は、石狩川河口周辺の沿岸反流域と石狩海盆に分布する。砕屑性Ⅱ型は、石狩川河口から、沿岸流の流向に沿って分布する。残存性の粒子は、水深40m以深の大陸棚に広く分布する。生物性および現地性の砂粒子は、暖海域の堆積物に比較して著しく少なく、生物源堆積物と云えるようなものはないが、珪藻を含めて、砂粒子の10%以上が海生生物に由来する堆積物が、石狩海盆に分布する。250ミクロンより小さな粒子では、珪藻

が圧倒的に多くなり、碎屑性粒子は少なくなる。

石狩湾の堆積物の特性として、明治以前のものと、以降のものとは著しく異なる点がいくつかある。その一つは、石狩河岸の沖積平野の農地開墾や、石狩川の河川改修によって、碎屑性の粒子である泥炭片や軽石が、近年大量に流出するようになった。もう一つは、石狩炭田の大規模な開発によって、炭粉が大量に石狩湾に搬出されるようになった。その石炭の量を推定させるものとして、次のような例がある。石狩湾湾奥の銭函では、毎年、秋の大時化によって、大量の石炭(数10t単位)が、銭函海浜炭と呼ばれる位、浜辺に打上げられる。この海浜炭の起源は、小樽港からの石炭積出し時に落ちこぼれたものと、石狩川から搬出されるものの両方が考えられる。いずれにしても、泥炭片、石炭粉および軽石粒子を大量に含む堆積物は、現世堆積物もしくは再移動堆積物と考えられる。

砂粒組成中の泥炭、石炭および軽石粒子の量比は、変化が大きく、その量比の変化の意味をまだ解析できない。しかし、軽石と石炭粒子の多い碎屑性1型と、泥炭片の多い碎屑性2型との分布は明らかに区分される。碎屑性1型は、st. 1, 2, 32, 42, 45から採取される。st. 42を除いて、いずれもC-Mパターンでは、V型の跳動堆積物であって、再移動堆積物の特性をそなえている。碎屑性2型の堆積物は、いずれもC-Mパターンでは、VIおよびVII型の懸濁運搬堆積物である。これらの碎屑性粒子の分布特徴は、最初に碎屑性I粒子が沈積し、その沖合に2型の粒子が拡散沈積していることを、示している。

残留性もしくは残存性と考えられる堆積物の砂粒組成は、化石、鉱物、岩石の細粒子からなる。とくに、これら砂粒子の表面が、鉄酸化物の被膜で覆われている堆積物の分布する海域の海底は、酸化状態にある。すなわ



第15図 全炭素含有量分布図

ち、堆積速度が遅いか、もしくは無堆積の状態にあるので、残存堆積物や残留堆積物が保存される。これらの堆積物の C-M パターンは、1 または 2 型の転動運搬堆積物である。

陸源碎屑物の供給量の少ない海域では、その海域に生息する生物の遺骸が、堆積物中で占める割合が大きい。大洋底のグロビゲリナ軟泥や珪藻軟泥は、その典型的なものである。石狩湾においても、st. 58 および 100 の砂粒組成を構成する主要な粒子の一つとして、有孔虫や珪藻が認められる。すなわち、粒度組成的には、同じ泥質堆積物でも、石狩川河口堆積物と沖合の海盆堆積物とは、その堆積速度や供給源の差が、砂粒組成の差異からも読みとれる。

この碎粒組成および粒度組成の特徴から、石狩湾の底質分布は次のように区分される。水深 40m 以浅の沿岸帯には、碎屑性堆積物が分布するが、この碎屑性堆積物は、現河川から運搬される浮遊懸濁運搬堆積物と掃流運搬堆積物とに区分される。その沖側の大陸棚には、転動運搬堆積物である残存もしくは残留堆積物が分布する。石狩海盆には、堆積速度の遅い、生物遺骸を多く含む浮遊懸濁運搬堆積物が分布する。このような、供給物質の差異が、有機物含量に、どのように反映しているかを検討する。

6. 有機物含量

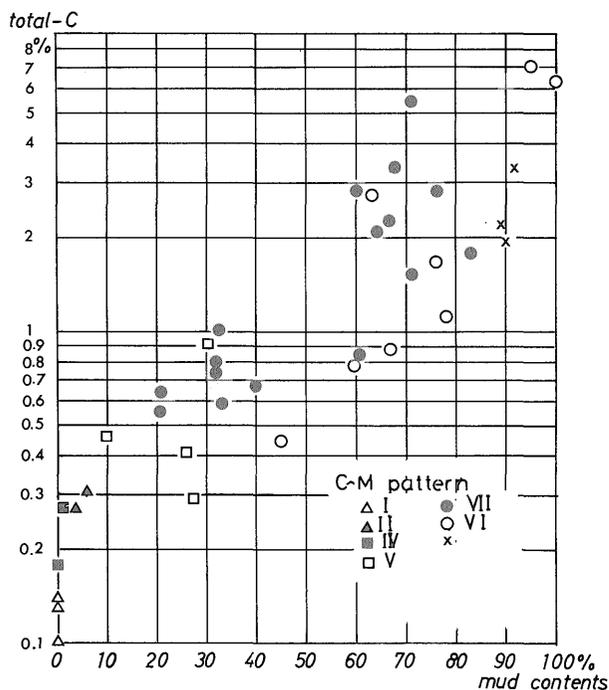
石狩湾の現世堆積物中には、泥炭、植物片および石炭などの有機物が含有されていることは、砂粒組成分析からも明らかになっている。したがって、有機物含有量は、現世堆積物の分布とその堆積量を示す目安の一つとして注目される。

石狩湾の底質中に含まれる有機物には、石狩川から供給される石炭粉や泥炭だけではなく、石狩湾の海生生物遺骸に由来するものもある。したがって、有機物の分析値からは、陸源有機物の拡散分布が推定できるだけではなく、その海域の生物生産量を推定することもできる。

分析方法は、燃焼法であるため、全炭素量中には、炭酸カルシウムを構成する無機炭素も含まれる。しかし、この海域の底質中に含まれる石灰質殻は、砂粒組成からも、st. 24, 38 を除いては 10% 以下で、全炭素量中の無機炭素の量は、分析値の 10% 以下である。

6.1 全炭素量

全炭素量は、0.1-7% まで、70 倍も変化する。この水平分布 (第 15 図) から、大陸棚の残存堆積物中には、全炭素量は 0.5% 以下で非常に少ない。全炭素量の多い堆積物は、河口域と石狩海盆とに分布する。これらの全炭素量の起源となる物質を、粒度および砂粒組成の特徴か



第 16 図 全炭素含有量と泥分量

ら検討してみる。

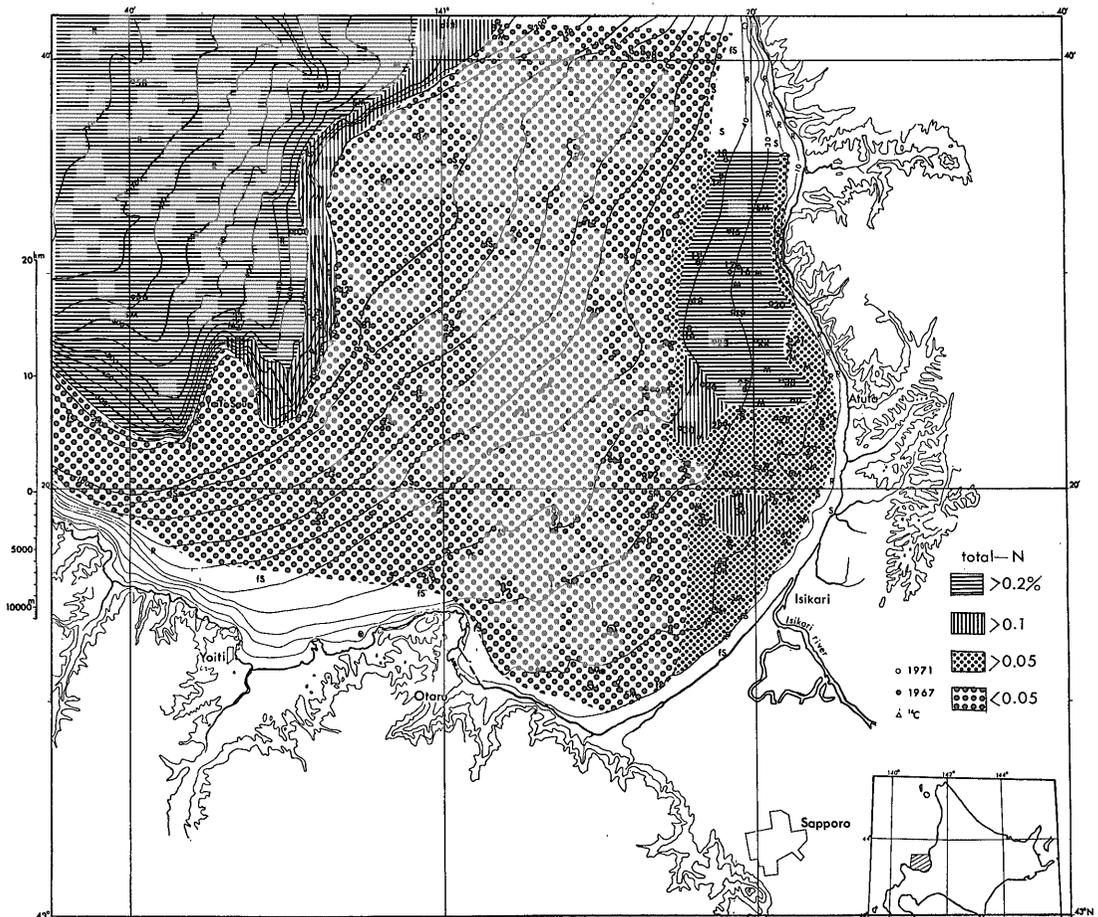
有機物の含有量は、一般に泥分含量の多い堆積物に多いと云われている。しかし、なぜ泥質堆積物中に有機物が多いのかという点については、検討されていない。全炭素量と泥分含量との関係(第16図)は、泥分が60%以上の堆積物には、全炭素量が1%以上のものが多いが、st. 3, 13, 28のように1%以下のものもある。一方、泥分含有量が15%以下の砂質堆積物の全炭素量は、0.5%以下である。この粒度組成との関係をC-Mパターンのタイプから見ると、IおよびII型(転動運搬型)は、0.3%以下、IVおよびV型の転動粒子を含む跳動堆積物は1%以下である。VIおよびVII型の浮遊懸濁運搬の堆積物で、泥分含量が60%以上のものには、1%以上の全炭素を含む。したがって、石狩湾底質中の有機物は、主として、浮遊懸濁運搬された粒子からなるもので、底生生物の餌料残渣や排泄物に起因するものではない。この点が、瀬

戸内海の汚染底質とは異なる点である。

砂粒組成から全炭素量を検討すると、泥炭や植物片を20%以上含む堆積物の全炭素量は、2%以上である。石炭や軽石などの碎屑粒子の多い、st. 4, 28, 34, 37, 38は、いずれも、その全炭素量は1%以下である。また、石炭や泥炭が砂粒組成中に認められない、st. 12, 24, 25, 31, 39, 47, 49の全炭素量は、0.3%以下である。したがって、石狩湾底質中の全炭素量の起源は、石狩川から搬出される泥炭や植物片に求めることができる。

6.2 全窒素量

全窒素量は、0.01%から0.89%まで、89倍の幅がある。その水平分布(第17図)は、全炭素量の分布とほぼ同じで、沿岸河口域に、0.05%以上の比較的高い海域があって、大陸棚の残存堆積物の分布域では、0.05%以下の低い値をとる。そうして、大陸斜面から石狩海盆にかけて、再び高い値をとる。



第17図 全窒素含有量分布図

全炭素量と全窒素量との比 C/N は、炭素率といわれ、土壌の物質代謝が比較的良好に行われているものは、10近辺にあることがわかっている。海底堆積物についても、TRASK (1939) を始めとして多くの研究があり、海底堆積物の場合、陸源有機物の供給量が少なければ、10以下になる。石狩湾堆積物の炭素率について検討してみる (第18図)。

大陸棚の堆積物の炭素率は、5-20の間に入る。水深40 m以深に分布する残存堆積物のそれは、ほぼ10付近にある。それに対して、炭素率が25以上の st. 9 および20の全炭素量は6%以上で、その有機物の起源は、砂粒組成分析の結果からも、陸源の泥炭や植物片に由来することがわかっている。炭素率が5以下の st. 16, 18, 23は、全炭素量が1%以上であるが、全窒素量がそれに比べても多い。泥炭片や石炭の炭素率が10以下ということはないので、この全窒素量の起源を、直接陸源有機物質に求められない。この全窒素量の起源としては、し尿投棄や過剰餌肥料が考えられるが、分析試料中に底棲生物遺体の混入なども考えられる。この点については、さらに検討する必要がある。

泥分含量と全窒素量とは、正の相関関係が認められる (第19図)。しかし、st. 18の堆積物は、泥分含量が30%程度であるが、全窒素量は0.37%も含まれる。一方、st. 435は、泥分が60%以上もあるのに、全窒素量は0.06%以

下である。全炭素量以上に、その起源物質の差異を反映している。

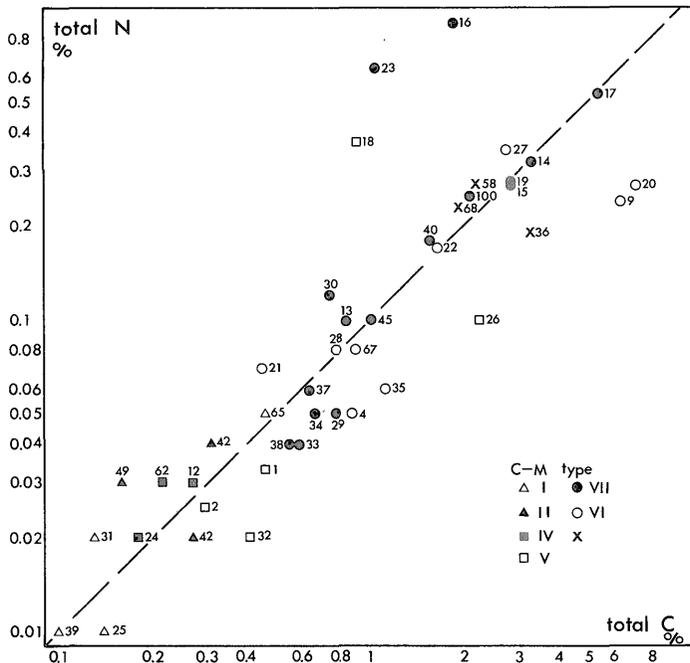
6.3 有機物の垂直分布

柱状採泥試料6点の全炭素および全窒素量の垂直分布について検討した (第20図)。分析試料は、上部から5 cm 毎に分取して調整した。

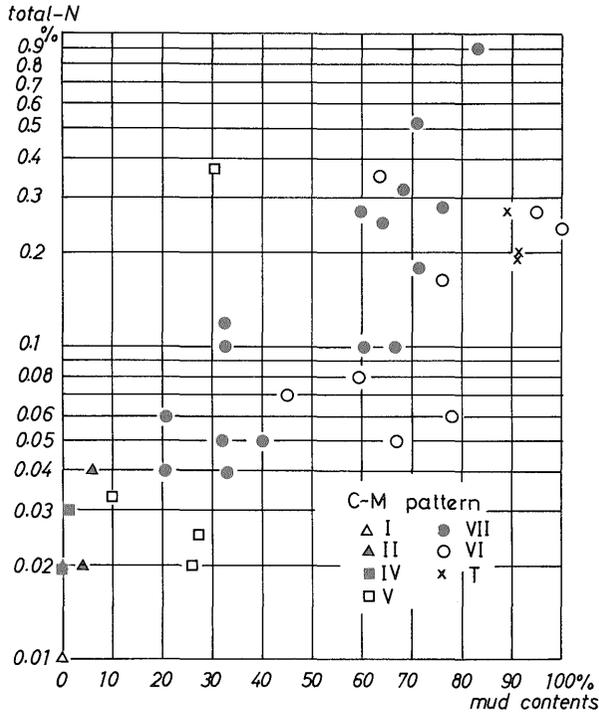
採泥位置から、各採泥点の河川搬出物の堆積量は、st. 36→26→15→40→56の順序で減少する。

この採泥試料で興味深いのは、現世堆積物分布域と推定される st. 15の試料は、表層20 cm のシルト層の下位に、細粒砂が分布し、堆積相に明らかな差異が認められる。すなわち、st. 15における現在環境 (約2,000年前以降) になってから堆積した泥質堆積物の厚さは、20 cm 程度である。一方、他の4本の柱状試料には、堆積相の変化は認められない。st. 26および36は、現世堆積物が厚く、採泥試料の深さでは下位層に達しないものと考えられる。st. 40および56の水深は300 m以深にあって、主ウルム氷期の海水準低下でも、その堆積環境は大陸棚に位置することはない。

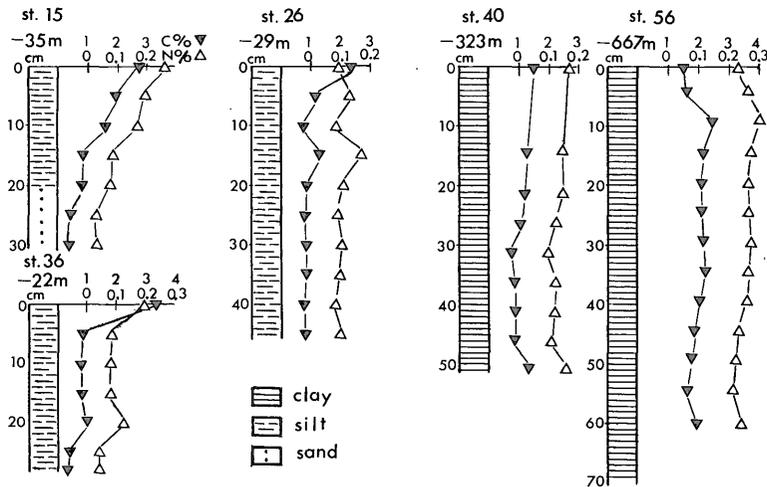
st. 26および36では、表層から5 cm まで有機物量が半減し、この海域の泥質堆積物としての平均値である全炭素量が $0.8 \pm 0.2\%$ 、全窒素量が0.1%に達する。とくに、炭素率の15以上の全炭素量の多い堆積物は、表層5 cm にかざられる。この全炭素量の値を占める大部分は泥炭



第18図 炭素率 (C/N比)



第19図 全窒素含有量と泥分量



第20図 有機物含有量の垂直分布

片である。この泥炭は、現在の石狩川の低湿地で形成されているものより、河川改修工事によって、古いものが掘り起されて流出してきたものである。したがって、現世堆積物に含まれるこのような泥炭の¹⁴C年代測定をした場合、年代値は古く出ることがある。当然、その年代は、泥炭、木片の再移動・再堆積する前の形成年代を示

しているものであることに注意しなくてはならない。したがって、この上位5 cmの有機物の多い堆積物が、戦後30年間の石狩川改修工事の影響を受けている堆積物とも考えられる。

st. 15の堆積物は、表層10 cmに有機物は多く、一見現世堆積物の堆積速度は速そうに見える。しかし、柱状試

料の20 cm より下位には、この海域には現在運搬されない掃流運搬堆積物である細粒砂が分布する。この堆積相の変化は、近年の石狩川浮遊懸濁運搬堆積物の沿岸沈降域末端の伸びを示すものと見られる。

st. 40では、最表層5 cm が多少有機物含量が多いが、垂直的な変化は明瞭ではない。堆積環境の変化は、読みとれないが、最下位50 cm の試料で有機物量が増加しているのが注目される。st. 56の試料は、表層10 cm よりも、下位の試料中に有機物量が多いという特異な傾向が見られる。この付近の堆積物 st. 58や100の砂粒組成には、珪藻が多く、200 μ 以下の細粒子のほとんどが珪藻である。この付近の有機物の起源は、陸域から直接もたらされたものより、プランクトンの生産量にもとめられる。

以上、石狩湾底質中の有機物は、大陸棚上では、全炭素量が0.8 \pm 0.2%、全窒素量が0.1%程度で、その炭素率は10以下である。石狩海盆の有機物は、全炭素量で2%程度あるが、全窒素量も0.2%程度あって、その炭素率は、10付近にある。炭素率が15以上の堆積物には、泥炭片がかなり含まれ、近年の河川改修工事によってもたらされたものであることがわかる。そのような、環境変化は昭和30年以降の土木工事によるものと推定されるので、st. 26や36の表層5 cm の堆積物は、15-25年間に堆積したものと考えられる。その堆積速度は、年間2-4 mm である。大部分の海域は、これよりも、はるかに遅い。

7. 考 察

7.1 堆積物のタイプとその分布

石狩湾の堆積物は、その地形的な分布を基本として、水深40m以浅に分布する現世堆積物、水深40-140mの大陸棚を覆う残存・残留堆積物および石狩海盆に分布する現世堆積物である。これらの堆積物は、粒度組成、砂粒組成および有機物含有量などの特徴から、次の7つのタイプに分類される(第4表)。

1. 石狩汀線堆積物

水深10m以浅の現汀線付近に分布する砂で、石狩砂丘砂と粒度組成および砂粒組成を同じくする。この堆積物は、季節的な海況変化にともなって、漂砂として移動する。淘汰のよい中粒砂で、石狩川の掃流運搬堆積物に、その起源が求められる。

2. 河川三角洲堆積物

石狩川の河口から、沿岸流の流向に一致して分布する泥質堆積物で、その起源は、石狩川の懸濁運搬堆積物と一部掃流運搬堆積物に求められる。淘汰の悪い砂質泥

で、砂粒組成には、泥炭・軽石・石炭粉などが多い。有機物含量も多く、全炭素量は2%以上に達するが、全窒素量は、0.15 \pm 0.05%で、その炭素率は10以上である。この有機物の起源は、泥炭片や植物片にもとめられる。

この堆積物の周辺部に位置する st. 16, 26付近には、底棲生物の糞粒が多く、底棲生物の生息数が比較的多い。石狩川からの供給物が、この海域での栄養源として重要な役割をはたしている。

3. 現世再移動堆積物

沿岸流の反流域に分布する淘汰のよい細粒ないし中粒砂で、その砂粒組成には、石炭や軽石が多い。量的には少ないが雲母片も含まれる。石炭粒が含まれている割合には、有機物量は少なく、全炭素量は0.5%程度である。

残存堆積物よりは、細粒で、石炭や軽石が含まれることで区別される。現世堆積物の季節的な海況変化に伴って移動する再移動堆積物で、分布水深は、表層移動限界水深以浅にある。

4. 残存堆積物

大陸棚に広く分布する淘汰のよい中ないし粗粒砂で、泥分含有量は5%以下である。砂粒組成には、鉄酸化物の被膜で覆われた石英や長石の粒子が多い。石灰藻や貝殻などの石灰質粒子の少ない残存堆積物は、最近、骨材資源として注目されてきている。この堆積物は、転動もしくは跳動運搬粒子からなるもので、現在の水理環境では、陸域から運搬されるものではない。これらの砂粒および粒度組成の特徴から、水深40m以深の大陸棚に分布する砂底質は、氷河時代の低海水準時に堆積した掃流運搬堆積物と推定される。

砂粒組成中には、有機物の材料となるものは認められないが、0.5%以下の全炭素量を含む。この全炭素のほとんどは、貝殻片・有孔虫などの炭酸カルシウム中の無機炭素に求められる。

5. 後期残留堆積物

残存堆積物の分布域に、パッチ状にその分布が確認される礫質堆積物や泥炭層がこれに相当する。その分布は、-40, -60, -75~-90, -100~-120m付近の等深線に沿うように認められることから、氷河時代の各低位海水準時の波食作用によって、細粒子が運搬されて残留した粗粒堆積物であると推定される。

堆積物の中央粒径値は0 ϕ 以下の転動粒子からなり、その砂粒組成は岩石片や有色鉱物粒が多い。st. (25) 付近から採取された泥炭の層厚は1 m以上で、その形成年代は¹⁴C年代測定値から4万年前以前であることがわかっている。

第 4 表 石狩湾堆積物

	st. No.	Mdφ	C-M	砂-シルト-粘土 S-S-C
沿岸 40m以浅				
汀線砂		3-4	IV	砂
三角洲堆積物	4, 9, 15, 16, 19, 20, 21, 27, 28, 34, 35, 36	3-8	VI or VII	砂質泥
再移動堆積物	1, 2, 17, 18, 32	3-4	V	砂
大陸棚 40-120m				
残存堆積物	12, 24, 25, 31, 49	1-3	IV	砂
後期残留堆積物	30(25)	1φ以下	I or II	砂 礫
大陸斜面~石狩海盆				
前期残留堆積物	40, 42, 45, 47		I or II	泥 砂 礫
浮遊懸濁堆積物	56, 58, 68, 100	5φ以上	VI, VII, T,	泥

6. 前期残留堆積物

水深200m以深の上部大陸斜面の st. (34), 47から、第三紀の貝化石 (*Turritella* sp., *Astarte* sp.) を含む岩片および礫が採取された。成因的には、後期残留堆積物と同じとも考えられるが、大陸斜面以深の海底地形の形成時期は、大陸棚形成以前であって、大陸棚上の残留堆積物の形成時期とは同一ではない。よって、大陸棚上の残留堆積物とは区別する。余市海脚付近の大陸斜面には、2度のドレッジで採取された貝化石からも、第三紀の堆積岩が広く露出するものと推定される。

7. 海盆堆積物

石狩海盆に分布する泥質堆積物である。砂粒組成中に石炭や軽石粒子が認められるので、現世浮遊懸濁運搬堆積物が、この付近にまで到達していることが確認される。しかし、その堆積速度は、砂粒組成中に珪藻や浮遊性有孔虫などの生物起源粒子が多いことから、かなり遅いものと推定される。水深 500m 以深のこの海盆は、第四紀の氷河時代の低海水準時にも、一方的に堆積の場であって、浸食域となったことのない環境である。その堆積速度は、この海盆の第四紀堆積物の最大層厚75mを、堆積年代百万年で除することによって、千年で 8 cm 以下であると求められる。

7.2 表層堆積物の堆積史

石狩湾大陸棚および周辺の表層堆積物の起源は、河川供給物、海底浸食残留物および生物遺殻に求められる。河川供給物は、石狩湾沿岸10 km 以内に分布する。海底浸食残留物は、各低位停滞海水準位に対応して分布する。生物遺殻としては、石狩海盆の珪藻および浮遊性有孔虫などが認められたが、量的には少ない。これらの堆積物の堆積史を、海底地形から推定した地形発達史に対応させて検討する (第21図)。

I 期: 海水準が -80±5m

水深80m付近の露岩帯の形成と、-120m 付近にまで分布する砂底質が堆積した。主ウルム氷期およびそれ以前の堆積物で、石狩低地の海水準下50m以深に分布する砂礫層や海成砂層に対比される。

II 期: 海水準が -45±5m

-80m から -45m までの海水準上昇は急激であったため、水深45mから80mの砂底質は、泥質堆積物によって埋積されることはなかった。そうして、水深45m付近における海水準停滞時に形成された沿岸砂州は、現石狩湾中央付近から湾岸低地を経て中沼付近までに一大潟湖を形成させた。現石狩川河口付近の深度-75mから-15mに分布するシジミ貝を多産する汽水性層は、この堆積環境の規模を示している (第1図、ボーリング番号2)。この古石狩潟湖に、石狩川から供給された物質のほとんどが堆積した。したがって、砂州の海側に位置する現石狩湾の水深45m以深の大陸棚は、無堆積の状態で、残存堆積物が保存されていた。堆積学的な研究が進むにつれて、海水準が-80m期の残存堆積物と、-45m期のそれとが区別される可能性がある。

III 期: 海水準が 4±1 m 期まで

縄文海進の開始とともに、-45m 付近に発達していた砂州をのり越えて、海水が内陸側の潟湖に浸入していった。河川勾配は、ゆるやかになり、河川運搬物質は内陸の堆積盆をさらに埋積するようになり、石狩湾への堆積物の供給は、さらに少なくなる。この海進の状況は (第1図の2)、シジミ貝層の上位に、アカガイやアサリを産する海成層の発達することからも推定される。

縄文中期の海水準低下と停滞によって、紅葉山砂丘 (砂州) が形成され、前よりも規模の小さな石狩潟湖が形成された。そうして、潟湖では堆積が進み石狩低地

総括表

砂粒組成	全炭素量	全窒素量	炭素率	層厚	備考
残存性	0.5%以下	0.05%以下	10	20m以下	石狩砂丘砂に同じ
碎屑性 II	0.5 - 2%	0.05%以上	15以上	5-10m	
碎屑性 I	0.5 - 1%	0.05%以下	10	5m以下	
残存性	0.5%以下	0.05%以下	10	5m以下	泥炭層
残留性	0.5%以下	0.05%以下	10	1m以下	
残留性	0.5 - 1%	0.1%以上	10	1m以下	第三紀貝化石
生物・現地性	1%以上	0.2%以上	10以下	75m以下	

(沖積平野)が形成されていった。このような潟湖の存在した時期には、石狩川は海岸線に直接した河口をもたなかった。

IV期; 現海水準期

現石狩湾汀線が形成されたのは、石狩砂丘から発見される縄文期の遺跡から、約2,000年前と推定される。この2,000年前以降の堆積物が、本論文で取りあつた現世堆積物である。

この現世堆積物には、表層移動限界水深40m以浅に分布する掃流運搬堆積物、浮遊懸濁運搬堆積物、再移動堆積物および石狩海盆の浮遊懸濁運搬堆積物である。現在、問題となっている底質汚染の調査研究対象となるのは、これらの現世堆積物であることはいままでのない。

骨材資源として注目される海底砂には、汀線付近の掃流運搬堆積物と大陸棚上の残存堆積物とがある。汀線砂の採取は、石狩川の掃流運搬物質の量から、その採取量は規制される。一方、残存堆積物である大陸棚上の砂の採取は、海岸浸食に対しては問題とならないが、生態環境としての底質を考慮した上で、その開発を進めなければならぬであろう。

まとめ

石狩湾から採取した表層堆積物の堆積学的な研究によって、主ウルム氷期以後の大陸棚上の底質の堆積機構と堆積史とを明らかにした。

表層堆積物は、粒度組成(粒径中央値, CMパターン, 砂-シルト-粘土3成分), 砂粒組成および有機物含有量などの特徴と地形的な分布特性から、次のように区分される。1. 汀線砂, 2. 石狩川河川運搬堆積物, 3. 再移動堆積物, 4. 残存堆積物, 5. 新期残留堆積物, 6. 古期残留堆積物および, 7. 石狩海盆堆積物である。

大陸棚および周辺のこれら堆積物の分布特徴は、いくつかの水利要素によって支配されている。1) 河川水流と堆積物の供給量, 2) 波浪の大きさとその方向および, 3) 表面および海底での海流などである。

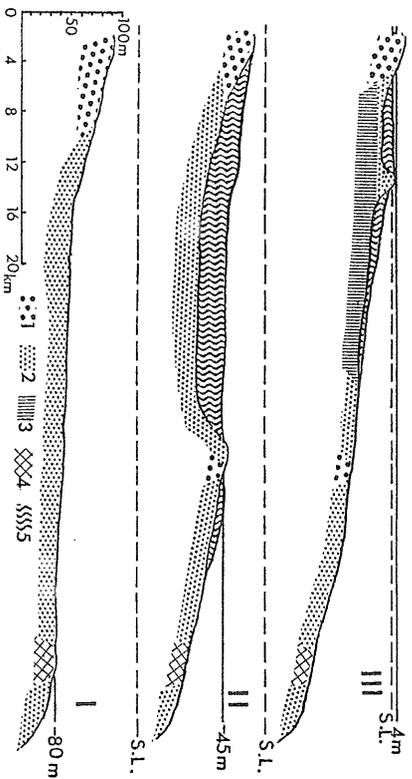
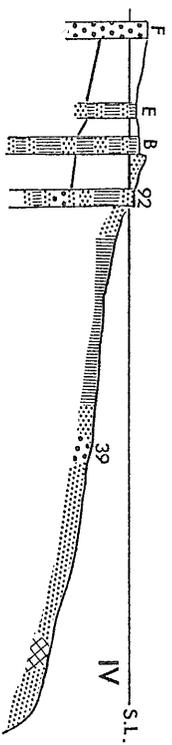
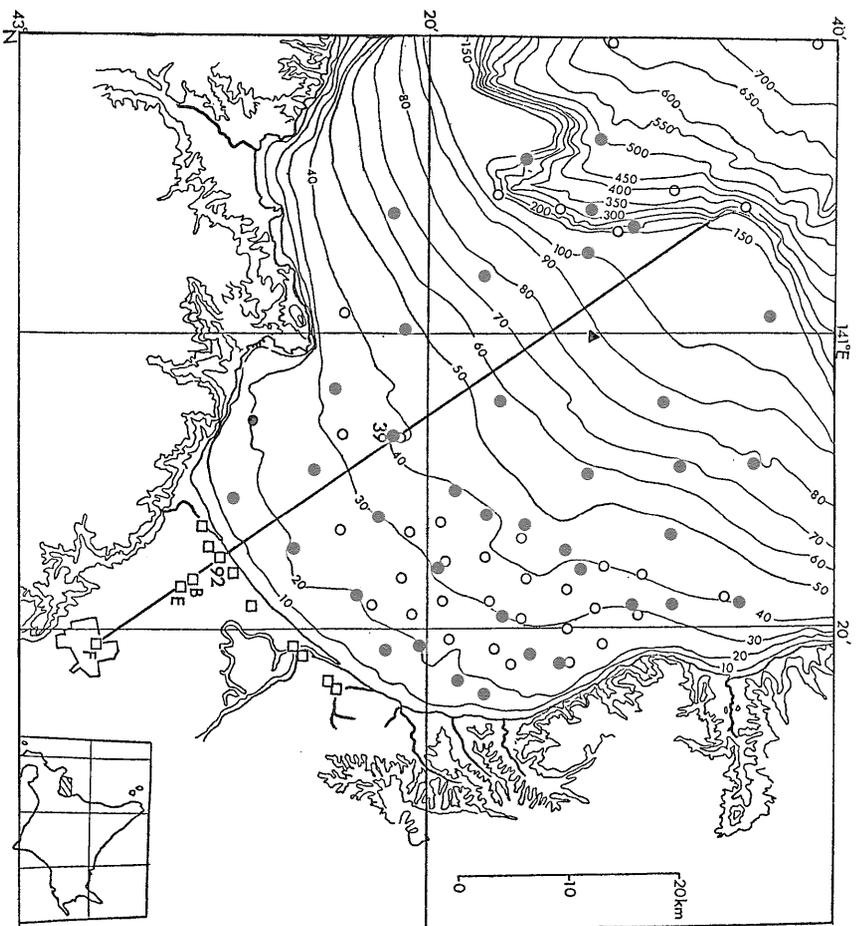
大陸棚の堆積物でもっとも特徴的なのは、その大部分が残存または残留性の粗粒堆積物によって占められていることである。泥底質は、石狩川の河口近くに発達している。そこでは、河川運搬泥の堆積物が、再移動量よりも大きい。

大陸棚上に、現世泥質堆積物が分布しないのは、低地帯の湿原や河口三角州に河川供給碎屑物がとりこまれたり、海流や波によって沖合に運びさらされるからである。大陸棚上の水利環境としての海流や波の大きさは、泥質堆積物の沈積を妨害するものである。

大陸棚上の残存堆積物の砂粒子の特徴は、現汀線付近の砂よりも粗粒であることや、鉄酸化物に汚染された石英や貝化石片の存在によってしめされる。この、古い海浜堆積物である残存砂は、最終氷期末からの海水準上昇の過程で堆積したものである。したがって、現海浜砂の分布と関係なく分布する残存砂を、骨材資源として採掘しても、現海岸の水利平衡関係を破壊することはないであろう。

文献

古谷浩三・服部 博(1961) 石狩川の浮遊流砂に関する調査研究。土木試験所報告, no. 25, p. 1-43.
 HJULSTRÖM, F. (1939) Transportation of detritus by moving water, in TRASK, P. D., ed., *Recent Marine Sediments*, Thomas Murby & Co., London, p. 5-31.



第21図 堆積環境発達概念図

- INMAN, D. L. (1967) Ocean waves and associated currents. in SHEPARD, F. P., ed., *Shbmarine Geology*, John Weatherhill, inc., Tokyo, p. 49-81.
- 貝塚爽平・成瀬 洋(1977) 古地理の変遷. 日本の第四紀研究, 東京大学出版会, p. 333-351.
- 木下浩二(1965) 石狩平野に於ける第四系層序と昇降運動. 第四紀研究, vol. 4, p. 59-68.
- 鴻上雄三(1974) 石狩湾沿岸の漂砂. 土木試験所報告, no. 61, p. 15-23.
- 松下勝秀(1976) 石狩湾新港地域地下水調査報告. 北海道立地下資源調査所, 22 p.
- 湊 正雄(1966) 日本列島の最後の陸橋, 地球科学, no. 85, p. 2-11.
- 長尾 巧(1940) 札幌~苫小牧低地帯 (石狩低地帯). 矢部長克教授還暦記念論文集(II), p. 677-694.
- 大嶋和雄(1976) 海峡形成史(I). 地質ニュース, no. 266, p. 10-21.
- (1977) 海峡形成史(VI). 地質ニュース, no. 280, p. 36-44.
- ・佐竹俊孝(1968) 石狩湾から採集した軟体動物について. 地質調査所北海道支所講演要旨録, no. 19, p. 7-14.
- ・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. 地調月報, vol. 29, p. 461-476.
- PASSEGA, R. (1964) Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 34, p. 830-847.
- 佐竹俊孝(1968) 陸棚表層堆積物の研究. 北海道大学理学部地鉱教室修士論文(手記).
- 佐藤昭二・合田良實(1966) 海岸・港湾. 彰国社, 東京, 366 p.
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄(1973) 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質. 水路研究報告, no. 8, p. 1-49.
- SHEPARD, F. P. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 24, p. 151-158.
- and MOORE, D. G. (1954) Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 38, p. 1792-1802.
- 塩沢孝之(1969) 石狩湾堆積物中の粘土鉱物組成. 第四紀研究, vol. 8, p. 81-88.
- TRASK, P. D. (1939) Organic Content of Recent Marine Sediments. in TRASK, P. D. ed., *Recent Marine Sediments*, THOMAS MURBY & Co., LONDON, p. 428-453.
- WENTWORTH, C. K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, vol. 25, p. 655-744.
- 山口久之助・小原常弘・早川福利・佐藤 巖・二間 瀬 洵・横山英二・小山内 熙・松下勝秀・国府谷盛明(1964) 北海道水理地質図幅「札幌」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 72 p.
- 横田節哉(1972) 石狩湾底質の微量元素(そのI). 地質調査所北海道支所講演要旨録, no. 23, p. 23-29.

(受付: 1977年12月13日; 受理: 1978年1月10日)