

紋別市小向地区および一本松地区海成段丘の土層構成と成因

－旧北海道農業試験場重粘地研究室付近の土壌－

中司啓二・横田 聡・石田茂樹
北海道農業研究センター 芽室研究拠点

摘 要

紋別市一本松地区や小向地区の土層断面調査やボーリング調査、堆積物の粒径や化学的性質の分析を基に、海成段丘の土層構造や堆積状況を推測した。一本松地区は下から海底での堆積物、藻別川の礫からなるデルタ堆積物、砂質層と粘土質層の反復で構成されていた。小向地区は粘土質層と砂質層の反復だけであった。重粘土とも呼ばれる粘質土は氷期の広域風成塵由来の土壌で、砂質土は粒径組成より間氷期の海進時に海底から河口付近で堆積した。なお、オホーツク海中部沿岸地域には堆積年代を特定するための火山灰が分布せず、堆積年代の推定は困難である。

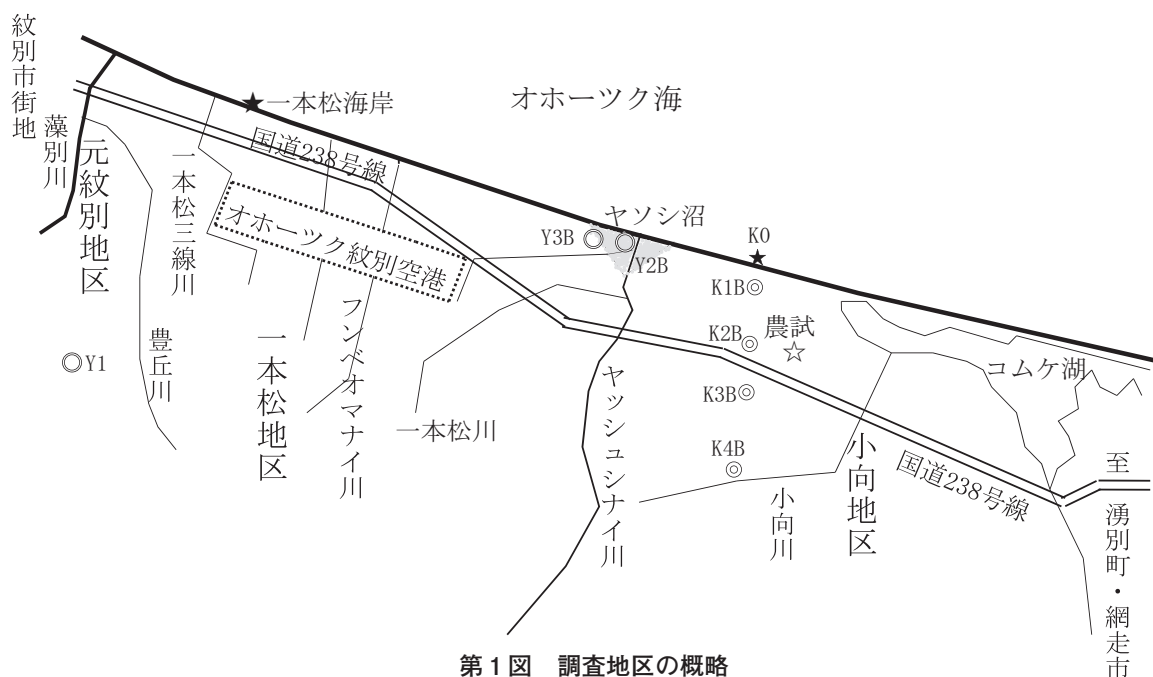
キーワード: オホーツク海中部沿岸地域, 海成段丘, 粘土質層, 砂質層, 堆積環境

地研究室(以下、農試)は重粘土の改良に多くの成果をあげた。重粘土はオホーツク海沿岸地域の海成段丘(以後、段丘)上に広く分布し、畑作にとって物理性が極めて悪く、松野(1964)や北海道開発局(1967)などが特性、分類や改良法を明らかにした。奥村(2002)はオホーツク海の段丘の成立時期を酸素同位体ステージ(MIS)で整理し、伊藤ら(2000)や北川ら(2003)が重粘土のシルトおよび粘土は第四紀更新世の氷期に堆積した広域風成塵であることを解明した。

このように重粘土に関する研究は多いが、その下にある砂質土や礫は現地性の堆積物とされ特性や分布は明らかでない。そこで、農試があった紋別市小向地区(以下、小向)と、隣接してオホーツク紋別空港がある一本松地区(以下、一本松)の土壌調査やボーリング調査を行って、土層構成や堆積状況を明らかにした(第1図)。なお、オホーツク海沿岸地域では重埴土や軽埴土などを重粘土と呼ぶが、様々な粒径組成がみられるため本報告では粘質土および粘

I. 緒 論

重粘土の模式地として有名な紋別市小向の旧重粘



第1図 調査地区の概略

土質層と表記する。また、奥村(2002)はこの地区に MIS11 (約41万年前), MIS9 (約33万年前), MIS7 (約19万年前), MIS5e (約12万年前) の4段丘があるとするが, MIS11面の分布は極めて限定的であるため, MIS9面を上位段丘面, MIS7を中位段丘面, MIS5eを下位段丘面と表記する。

II. 調査方法

1. 土壌断面調査

土壌調査ハンドブック改訂版(日本ペドロロジー学会編, 1997)に準じて調査し, 地点に名称と番号(アルファベット+数字)を付与した。また, 農試で標高15mの3ヶ所でバックホーを用いて深さ4mまで掘削し調査した(試孔I~III)。

2. ボーリング調査

小向で海岸線に直角に深さ10mのボーリングを4本行った。ボーリングは地点番号の末尾にBを付けた。

3. 既存資料の調査

紋別空港事業調査(基本設計)土質調査報告書(北海道網走土木現業所, 1997)など, 既存のボーリング柱状図を集めた。ボーリング調査と土壌調査では内容や表記が異なるため, 土壌柱状図に近い形で表示用語はそのままとした。

4. 土壌の化学性と物理性

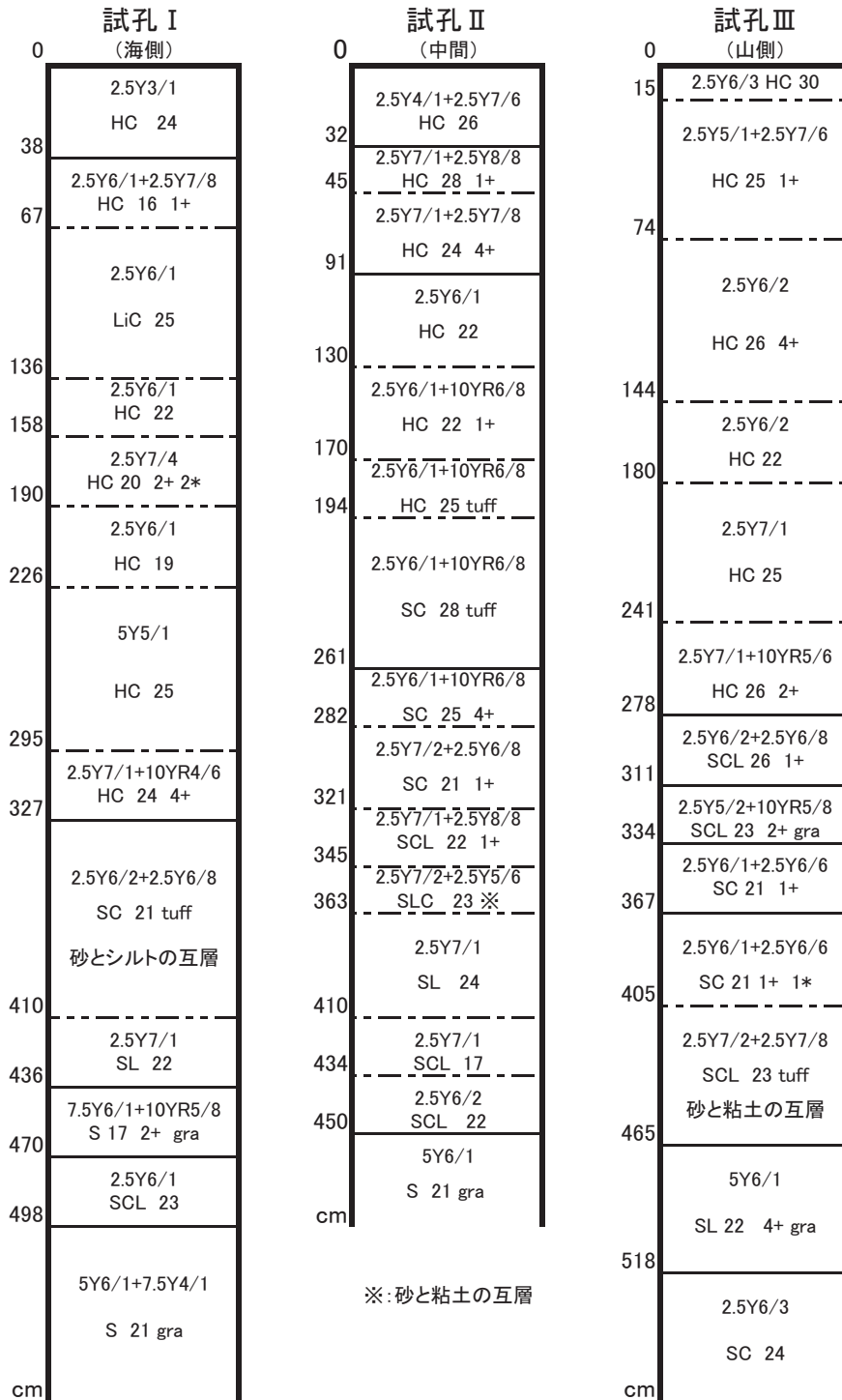
pH(H₂O), 塩基交換容量(CEC), 交換性塩基, リン酸吸収係数を土壌標準分析・測定法(土壌環境分析法編集委員会編, 1986)により, 全炭素量(T-C)および全窒素量(T-N)はNCアナライザー(SUMIGURAPH NC-900)で測定した。粒径組成はJIS A 1204に基づいて行い国際法で表記した。真比重はJIS A 1202に基づき行った。小向のボーリング試料は保存のため, 土層の推移を考慮して長さ10cm単位で採取しコアを半割にして分析した。そのため, 真比重は反復なし, pH(H₂O)とリン酸吸収係数は半量で測定した。現場透水試験は土壌物理性測定法(土壌物理性測定法委員会編, 1978)のDry Auger-hole法に準じて定水位で行った。

III. 結果

小向の農試の試孔I~IIIは同じ標高で海山方向に設置したが, 粘土質層の下に海側のIで深さ327cm, 中間IIは深さ321cm, 山側IIIは深さ278cmから凝灰質礫を含んだ砂, 粘土やシルトの互層がみられた(第2図)。砂は凝灰質で付近の海岸で見られる頁岩・安山岩・石英などが主体のものとなっていた。凝灰質の砂質層の排水性を確認するため, 1999年に建柱車(電柱埋設用の孔を掘る車両)で直径40cm, 深さ約400cmの孔を5本掘って圃場排水に利用した。2008年に雨水流入の多い孔と少ない孔で現場透水試験を行ったところ, 透水係数はそれぞれ $4 \times 10^{-5} \text{ms}^{-1}$ と $7 \times 10^{-3} \text{ms}^{-1}$ で良好な排水性を維持していた。粘土質層は各試孔で層界や酸化沈積物などが異なり, 同一の土層内でも厚さ, 土壌硬度や粒径組成が不均一な状態で堆積していた。

小向の上位段丘面はやや傾斜しているが農試のある中位面は緩やかで(第3図), K0はボーリングの延長線上の海岸で行った露頭の調査である。土層を粘土質層(土性: HC, LiC, SiC, SC)と砂質層に分けると粘土質層と砂質層が繰り返し堆積していた(第4図)。K2Bの理化学性をみると粘土質層と砂質層では粒径組成だけではなく, CECや交換性塩基に違いがみられ(第1表), それは他のボーリングや試孔も同じであった(データ省略)。なお, K4Bは深さ450~460cmに木の枝が入り, 深さ580~590cmはT-Cが3.1%, リン酸吸収係数は1010であるため埋没腐植層と考えられた。

小向より紋別市街に近い一本松は現在のオホーツク紋別空港建設のため, 1992年にボーリング調査が行われ推定土層断面図が作成された(第5図)。滑走路は中位面に海岸線と平行に設置され, ボーリングは滑走路の中央線上で5本行われた。なお, 原図の「火山灰性」や「火山灰質」は紋別周辺に火山灰がないため「凝灰質」に変更し, 厚さ1m未満の土層や5本目のボーリング地点は割愛した。空港敷地でも小向と同様に粘土質層と砂質層の繰り返しがあったが, 最下層の砂礫中の礫は凝灰質ではなく最大20mm, 平均5~10mmの亜円礫であった。滑走路より北に約700m離れた段丘先端(道立オホーツク流水公園付近)は波浪による侵食が激しく, 調査当時は護岸工事を行っていた。崩落の危険性が高いため調査はできず写真撮影だけ行い, 下から凝灰質の砂やシルトの層, 厚くて多様な礫主体の層, 砂質層,

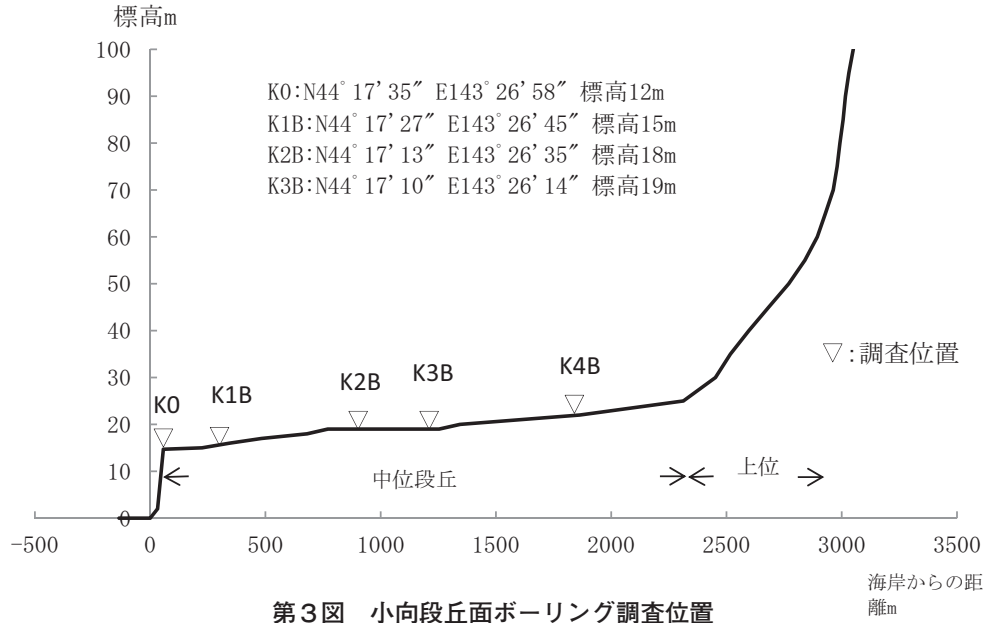


第2図 小向農試圃場試孔土壌柱状図

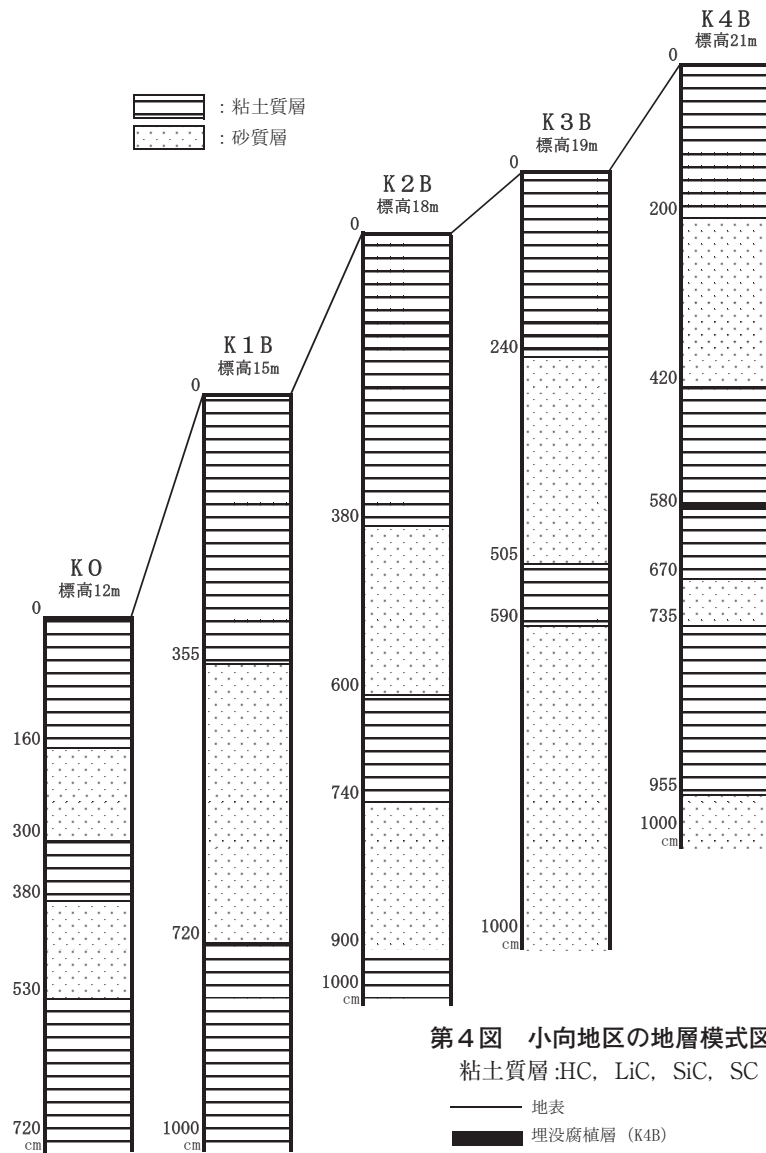
数字：山中式硬度計 +：斑鉄 *：マンガン斑（1～4：あり～頗る富む） tuff：凝灰質砂 gra：礫

I：N：44° 17' 15.86" E：143° 26' 49.8" 標高15m II：N：44° 17' 12.71" E：143° 26' 44.15" 標高15m

III：N：44° 17' 09.7" E：143° 26' 37.4" 標高15m



第3図 小向段丘面ボーリング調査位置

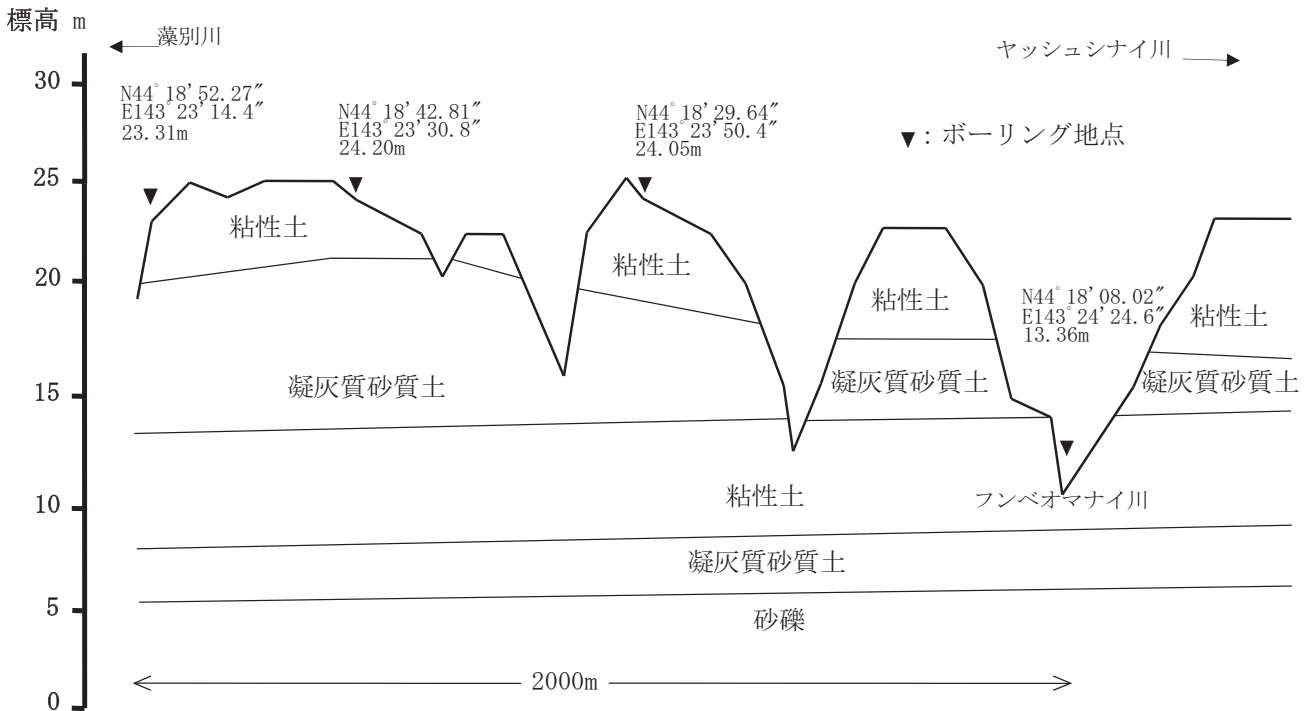


第4図 小向地区の地層模式図

第1表 小向地区 K2B ボーリング土壌分析結果

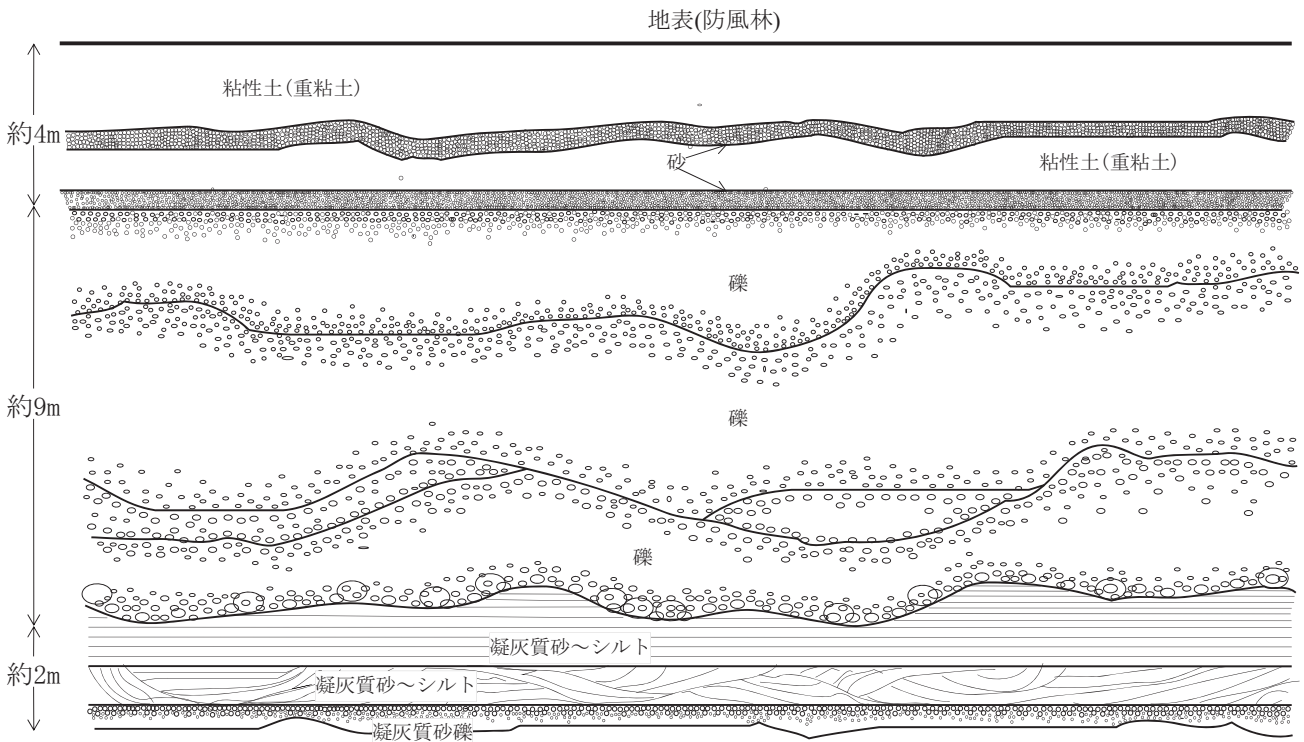
深さ cm	礫 %	粗砂 %	細砂 %	シルト %	粘土 %	土性	真比重	pH	T-C %	T-N %	CEC	交換性塩基			リン酸吸 収係数
												K	Ca	Mg	
0- 20		2.0	12.9	45.9	39.2	SiC	2.70	5.3	3.17	0.19	23.1	0.5	12.3	1.4	760
30- 40		3.2	14.5	29.1	53.2	HC	2.75	5.3	0.20	0.03	19.3	0.2	4.7	2.9	650
120- 130		1.7	7.3	45.6	45.4	HC	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-
150- 160		1.6	6.5	39.2	52.7	HC	2.79	-	-	-	-	-	-	-	-
190- 200		1.1	5.1	42.7	51.1	HC	2.79	5.3	0.11	0.03	20.0	0.3	7.1	4.8	690
210- 220		0.1	1.9	23.8	74.2	HC	2.84	5.6	0.15	0.04	40.8	0.5	11.7	7.8	840
230- 240		0.3	3.7	30.7	65.3	HC	2.85	-	-	-	-	-	-	-	-
310- 320		1.9	2.3	44.2	51.6	HC	2.80	5.7	0.12	0.04	30.9	0.4	10.5	7.1	870
340- 350		2.6	44.1	23.5	29.8	LiC	2.78	5.5	0.08	0.03	25.0	0.3	9.0	6.1	720
360- 370		10.0	54.6	11.4	24.0	SCL	2.76	5.3	0.10	0.03	19.1	0.4	7.2	4.7	620
380- 390		41.3	39.1	6.5	13.1	SL	2.76	5.2	0.12	0.03	15.8	0.2	5.2	3.4	530
440- 450		8.7	41.5	23.1	26.7	LiC	2.77	5.3	0.12	0.04	21.0	0.3	8.2	5.1	710
470- 480		38.9	40.6	7.4	13.1	SL	2.84	-	-	-	-	-	-	-	-
	(17.5)	32.1	33.5	6.1	10.8)										
500- 510		57.3	33.6	3.7	5.4	S	2.97	-	-	-	-	-	-	-	-
	(38.6)	35.2	20.6	2.3	3.3)										
560- 570		28.9	40.7	13.5	16.9	SCL	2.81	-	-	-	-	-	-	-	-
580- 590		46.2	40.1	6.9	6.8	LS	2.80	-	-	-	-	-	-	-	-
	(29.1)	32.8	28.4	4.9	4.8)										
610- 620		6.1	12.7	33.7	47.4	HC	2.76	5.6	0.10	0.03	20.8	0.4	9.3	5.5	740
650- 660		1.0	33.7	33.6	31.7	LiC	2.75	5.7	0.09	0.04	22.0	0.5	10.6	6.3	710
710- 720		1.0	29.2	33.2	36.6	LiC	2.82	-	-	-	-	-	-	-	-
760- 770		14.9	65.2	8.7	11.2	SL	2.76	5.8	0.15	0.04	13.9	0.3	7.2	4.2	500
810- 820		33.5	48.1	8.2	10.2	SL	2.76	5.8	0.14	0.03	12.6	0.3	6.2	3.7	430
830- 840		18.8	59.0	9.3	12.9	SL	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-
860- 870		43.1	41.5	6.6	8.8	SL	2.74	5.7	0.14	0.03	9.0	4.8	0.3	2.9	340
880- 890		52.0	34.9	5.5	7.6	LS	2.94	-	-	-	-	-	-	-	-
930- 940		0.8	2.5	45.0	51.7	HC	2.87	-	-	-	-	-	-	-	-
970- 980		0.1	4.9	43.7	51.3	HC	2.79	5.8	0.25	0.05	27.2	12.5	0.6	7.6	820

- : 未測定 礫が5%以上の場合、下段 () に礫を含めた比率を表示 CEC, 交換性塩基の単位 : cmol.kg⁻¹
 ボーリングで得られる試料は少なく保存も必要なため、分析試料は土層の変化をみながら10cm単位で採取した



第5図 オオーツク紋別空港滑走路推定土層断面図

(平成4年度紋別空港事業調査(基本設計)土質調査報告書巻末付図より作成)
 (測線は海岸線にはほぼ平行、最もヤッシュシナイ川側のボーリング N44° 17'40.52" E143° 25'07.4" 13.07m は省略)



第6図 紋別市一本松海岸模式図 (2002年)

粘土質層，砂質層，粘土質層と堆積していた(第6図)。礫層の最下部は100mm以上の垂円礫を含むが上部の礫は小さく，礫層より下に三つの堆積層があった。礫層の上にある粘土層には周氷河地形であるインボリューションがみられた。礫層の厚さや礫の大きさは異なるが粘土質層-砂質層の反復とその下の礫の分布は空港滑走路推定土層断面図と類似していた。

小向や一本松の上位段丘には調査に適した露頭がないため，一本松に隣接した元紋別地区のY1元紋別漁具置場を調査した(第2表)。表層の粘土質層は

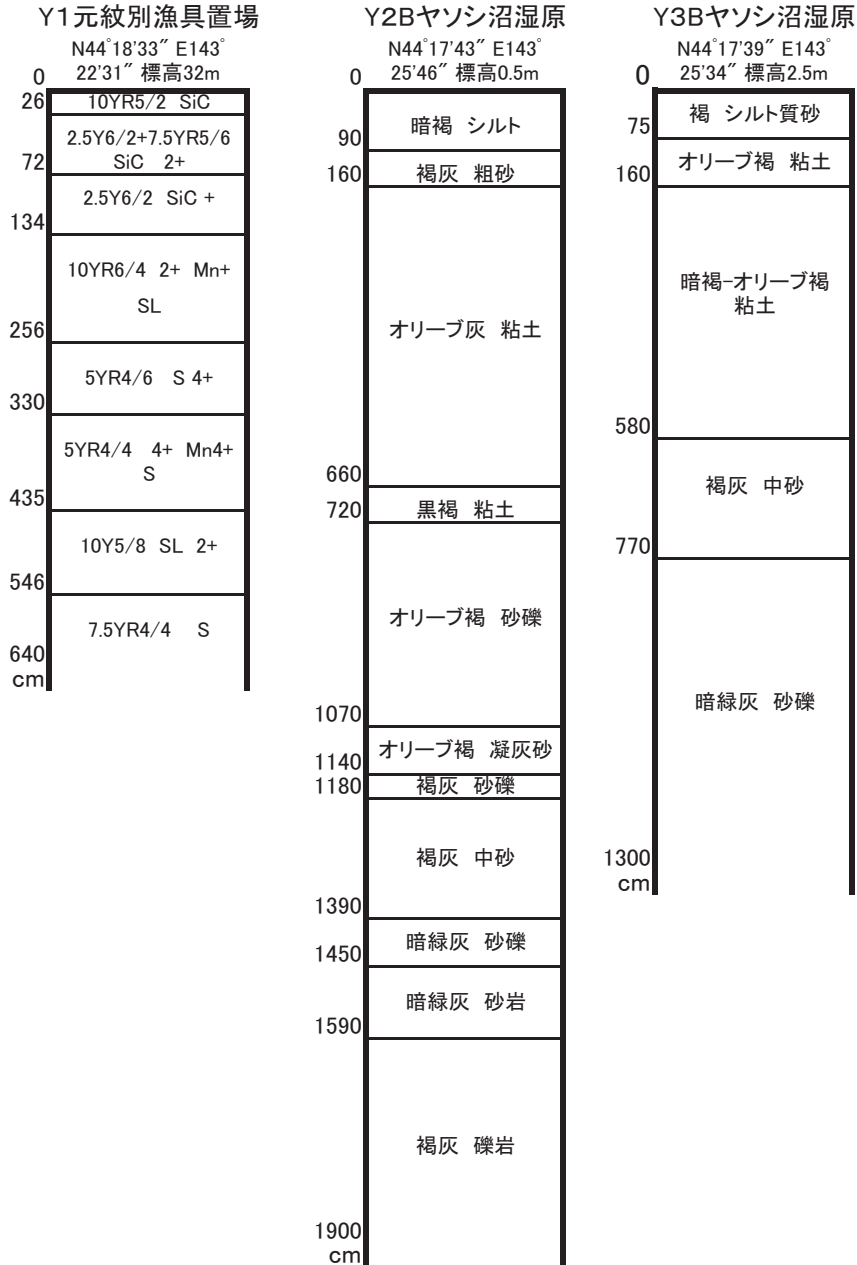
小向などより薄く深さ134cmより砂質層で，下部ほど粗砂が多く CEC やリン酸吸収係数も低くなっていた。

一方，海沿いの低地である小向ヤソシ沼湿原でのボーリング柱状図を地質コンサルタントより提供を受けた。Y2Bは湿原のほぼ中央，Y3Bは湿原と草地の境界で行われた(第7図)。Y2Bは深さ19mでも岩盤に到達しないため，湿原は海退期(氷期)には深い谷で，その後の海進期(間氷期)で埋積谷(溺れ谷)から潟湖，そして湿原化したと考えられた。

第2表 Y1元紋別漁具置場土壌分析結果

深さ cm	礫 %	粗砂 %	細砂 %	シルト %	粘土 %	土性	真比重	固相 率 %	液相 率 %	気相 率 %	含水 比 %	pH	T-C %	T-N %	CEC	交換性塩基			リン酸吸 収係数
																K	Ca	Mg	
0-14		13.4	27.7	27.5	31.4	LiC	2.62	29.6	29.6	40.8	37.5	5.1	3.08	0.16	16.6	0.7	3.3	2.0	430
14-26		12.2	27.7	33.5	26.6	LiC	2.71	42.7	33.8	23.5	28.9	5.3	1.02	0.05	10.7	0.1	1.8	0.6	350
	(5.8)	11.5	26.1	31.5	25.1														
26-72		9.8	28.5	27.4	34.3	LiC	2.75	48.6	26.1	25.3	19.7	5.2	0.37	0.04	13.7	0.3	1.5	1.1	350
72-110		8.5	10.7	9.6	71.2	HC	2.72	42.0	41.1	16.9	35.9	5.3	0.26	0.03	21.0	0.2	3.0	4.2	620
110-134		9.1	9.1	29.7	59.1	HC	2.70	56.6	38.6	4.8	28.7	5.3	0.13	0.03	21.7	0.2	3.4	5.1	680
134-185		41.9	12.8	5.1	40.2	SCL	2.73	60.1	29.7	10.3	18.4	5.6	0.08	0.02	15.0	0.2	2.7	4.0	510
185-227		53.2	9.5	6.5	30.8	SC	2.73	51.1	34.6	14.3	24.3	5.6	0.08	0.02	14.8	0.2	3.6	4.9	480
227-256		48.4	9.7	13.4	28.5	SC	2.72	-	-	-	18.0	5.8	0.08	0.02	12.7	0.2	4.5	3.4	410
256-330		76.1	8.9	0.9	14.1	S	2.77	-	-	-	-	5.9	0.08	0.02	12.6	0.2	4.2	4.7	450
330-391		77.2	18.6	0.3	3.9	S	2.79	-	-	-	16.0	5.9	0.08	0.02	13.7	0.3	5.5	5.5	510
391-410		70.1	27.3	0.6	2.0	S	3.00	-	-	-	16.4	5.9	0.07	0.01	8.7	0.2	3.3	3.0	370
410-435		78.9	19.0	0.7	1.4	S	2.79	49.9	18.9	31.2	13.5	5.8	0.07	0.02	7.7	0.2	3.2	2.7	310
435-526		72.2	26.3	0.4	1.1	S	2.80	47.9	21.2	30.9	15.7	5.8	0.07	0.02	7.8	0.1	3.6	2.5	330
526-546		79.7	18.2	0.2	1.9	S	2.81	-	-	-	25.6	5.8	0.07	0.02	9.0	0.3	4.2	2.8	390
546-640		92.8	3.8	0.6	2.8	S	2.77	53.1	28.0	18.9	19.2	5.9	0.06	0.02	9.4	0.2	4.2	2.7	400

- : 未測定 礫が5%以上の場合，下段()に礫を含めた比率を表示 CEC, 交換性塩基の単位: cmol_{kg}⁻¹



第7図 元紋別・ヤソシ沼土壌柱状図

+ : 斑鉄 * : マンガン斑 (1~4 : あり~頗る富む)

IV. 考 察

海成段丘は陸地の隆起速度や地震，岩石などの地質や火山，海岸および海底の地形や海流，河川の規模と分布，気候条件などにより多様な形態や堆積がみられる。オホーツク海中中部沿岸地域は地盤が安定しているため北海道の海成段丘の模式地とされた(阪口, 1959)が，渡島半島(宮内・八木, 1984)，青森県の下北半島(横山ら, 2004)や西津軽地域(太田・伊倉, 1999；佐々木ら, 2003)などに比べて研究報

告が少ない。そのため，本調査結果に加えて他地域の事例との比較により小向と一本松の堆積環境を推測，考察する。

小向や一本松の段丘は海山方向に2 km程度と幅が狭く上位段丘 MIS9と山地の境界は比較的わかりやすいが，下位段丘 MIS5e は低地や海岸線近くに分布し中位段丘 MIS7との境界は不明確である。海岸は高さ10m程度の高海蝕崖になっているが，オホーツク海の海底は平均勾配約5/1000の極めて緩やかな

平坦面で枝幸－紋別堆積盆と呼ばれ(山本, 1983), 氷期(海退期)にヤッシュシナイ川は藻別川, さらに渚滑川や湧別川と合流して枝幸－紋別堆積盆を流れていたことが海底地質図からわかる(海上保安庁水路部, 1988)。

また, オホーツク海沿岸地域の間氷期の気候は現在とほぼ同じであること, 氷期は永久凍土地帯で降水量が800mm以下で現在より乾燥傾向であったこと, 海面は最大90m低下して紋別では海岸が20km以上も沖合に後退したことがわかっている。

1. 一本松地区の土層構成と堆積環境

一本松海岸は礫層を含む多様な堆積層がみられ, 最下部は凝灰質の砂礫で, 分級がはっきりしない層, ハンモック状斜交層理や水平の層からなり続いて礫層になる(第6図)。紋別周辺には凝灰岩の地層が新第三紀中新世の鴻之舞層(松波ら, 2002, 約1330～1200万年前)しかないため, これが主な供給源と考えられる。ハンモック状斜交層理の層は晴天時の波の影響を受ける水深20mまでの外浜相で堆積する(柴, 2014)。水平な層はいろいろな条件で堆積するが, 外浜相の上に堆積していることから, 海が浅くなり潮汐の影響を受ける穏やかな浅瀬になったのではないかと推測される。最も下の分級のはっきりしない層は外浜相よりやや深い海底に, 洪水や嵐で混濁した粒子が堆積することでできたと推測される。よって, 普段は波の影響を受けない海底に嵐などで混濁した堆積物が堆積し, 次第に海が浅くなることで波の影響を受ける外浜(ハンモック状斜交層理の層)となり, さらに緩やかな浅瀬になり潮汐の影響で水平の層が堆積したと考えられる。これらの堆積層は間氷期(海進時)のもので, 堆積が進むなどで海が次第に浅くなり堆積状況が推移したことを表している(八木下, 2002)。礫層は砂, 偽礫, 有機物, 鉄やマンガンの斑紋や結核を伴う大規模なもので, この露頭に最も近い一本松三線川のような小河川では多量の礫の運搬は難しく藻別川が供給したと考えられる。堆積状況は極めて乱雑で何度かにわたって堆積したことからデルタ堆積物と考えられる。礫層は海岸で小向方向(南東)に約500m続くが, 次第に礫が減少して砂質層になる。同じような砂礫層を形成する網状河川堆積物の場合, 礫の分布は自然堤防付近に限られ, 急速に細粒化してシルトや粘土の堆積物となるため礫の連続性はみられない(鈴木, 1998)。

ただし, 堆積状況を確定するためには土壌採取と珪藻や有孔虫などの解析が必要である。なお, 松波ら(2002)は砂礫層の下は基岩の日高累層群(上丸層)の泥岩で, 海に向かい1/40程度の勾配で傾斜しているとするが, この付近では確認できない。

藻別川右岸からヤッシュシナイ川左岸までの段丘は約4km続き(第1図), 緩やかな波状台地やオホーツク紋別空港の推定土壌断面図にみられる連続した砂質層は豊丘川, フンベオマナイ川, 一本松川などの小河川により運搬・形成されたと考えられる。

2. 小向地区の土層構成と堆積環境

伊藤ら(2000)は小向の粘質土(原文は重粘土)について深さ約30cmまでが約2～1万年前の広域風成塵起源, それ以下(下限は不明)は約11～2万年前のもので, 後期更新世を通しての堆積速度を14～30mm/千年とする。一方, 北川ら(2003)は小向の粘質土(原文は重粘土)はESR信号強度が低いことから広域風成塵だけでなく現地性土壌の混入を指摘しており, 齋藤(1995)は粘質土(原文は重粘土)とその下層の砂には海産化石珪藻が含まれるとする。よって, 小向の粘土質層は氷期に堆積した広域風成塵を主体に現地性の風化物が混入したものであり, 砂質層は間氷期の海進がもたらした海成砂あるいは海成層が含まれる母材からなる。粘土質層を氷期の広域風成塵起源と仮定すると, K2Bの場合は深さ0～380cm, 深さ600～740cm, 900cm以降が氷期の堆積物となる。しかし, 北川ら(2003)が指摘するようにK2Bの深さ120～130cmは砂分が9%含まれ, 試孔でも深さ200cm以内でも砂分が10%を越える土層がある。砂分がどのように混入したかについては検討されていない。

砂は粒径により特徴的な運動や分布を示し, 風によって堆積する砂の粒径は0.2～0.4mmで跳躍は高さ1m, 距離は3m程度が限界で, 細粒質な土壌に着地すると再跳躍は困難である(R.A. バグノルド, 1963)。よって, 粘土質層に含まれる砂は風により運ばれたものではないと考えられる。また, ESR信号強度の低下はシルトや粘土の一部も現地性であることを示している(北川ら, 2003)。シルトや粘土は乾燥地帯や火山灰以外では風による移動は行わず, 乾燥地帯から移動したものは長距離を飛翔する(R.A. バグノルド, 1963)。そのため, 現地性のシルトや粘土はソリフラクションか河川の氾濫で粘土質層に供

給されたものと考えられる。

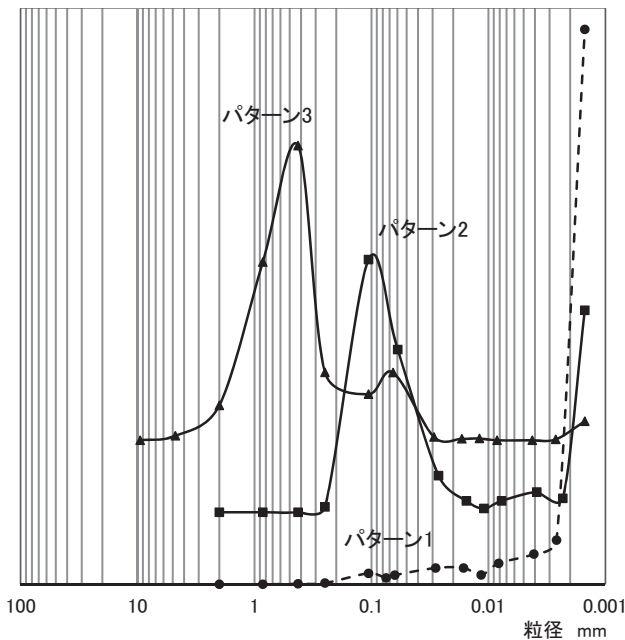
試孔Ⅱの粒径分布をみるといくつかのパターンがある(第8図)。パターン1は粘質土、パターン2は砂質土で0.1mmにピーク、パターン3も砂質土で0.3~0.4mmにピークを持ち、一部に2と3を合わせたようなピークもある。K3Bではパターン1, 2と明確なピークのないパターン4, ピークが2mmにある粗粒なパターン5がみられる(第9図)。小向ではシルトと粘土を合わせた細粒分が50%以下になる部位で0.1mm付近にピークがもつパターン2がみられる。細粒分が30%以下の場合、粗砂や礫の割合が高くてパターン3~5になる。小向は段丘面が狭いため、氷期のソリフラクションで土砂が運搬されたとも考えられるが、垂円礫を含むことや分級作用で明確なピークを持つ層が多いことから、河川や海の作用で分級されたものが堆積したと考えられる。

河川で運搬される土砂は川底を移動する粒径が大きい掃流砂とそれより小さい浮遊砂、沈降しないウォッシュロードからなる。ウォッシュロードは粒径0.1mm以下で、河川の流出土砂の粒径は0.05~0.15mmの比率が65%以上を占め、河口に近い海底では主に0.1mmを中心とする砂が沈降する。これは北海道の鶺川(船木・新目, 1998:山崎ら, 2002),

尻別川^{しりべつ}の左岸(山下ら, 2001)や石狩湾の石狩新港や小樽市側(河口の左岸側)(山下ら, 2004:山崎・山下, 2004)で確認されている。これらのことからパターン2は河口に近い海底で堆積したと考えられる。なお、尻別川の右岸は沿岸流や波の入射角等の影響で0.2~0.5mmの砂が堆積している。パターン5のように2mmを越える礫は河川の自然堤防の外側、河床部分や河口付近で堆積し、パターン4のように礫と粗砂が含まれるものは河口付近での堆積とされる(池野・清水, 2006)。

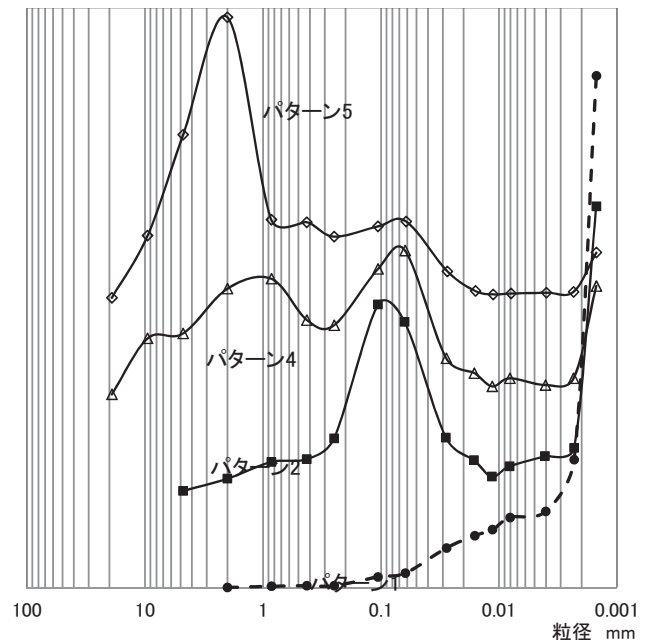
また、砂浜海岸の砂はその位置により粒径が決まっている。例えば北海道北部の幌延町浜里海岸(濱田, 2003)の波打ち際の前浜は4mm前後、激しい波浪時に波がくる汀段は1.15~0.57mm、波の影響がない後浜は0.47~0.38mm、砂丘帯は0.38~0.23mmとなり海から内陸に向かい粒径が細くなる。砂浜に0.1mmをピークとする砂の堆積はなく、パターン3は汀段、パターン5は前浜付近での堆積の可能性が考えられる。

以上のことを基に、K1BからK3Bの細~粗粒質層の堆積環境を推測すると(第10図)、K1Bの深さ355~720cmはパターン2で河口に近い海底となる(第3表)。K2Bの深さ380~600cmと深さ740~800cm



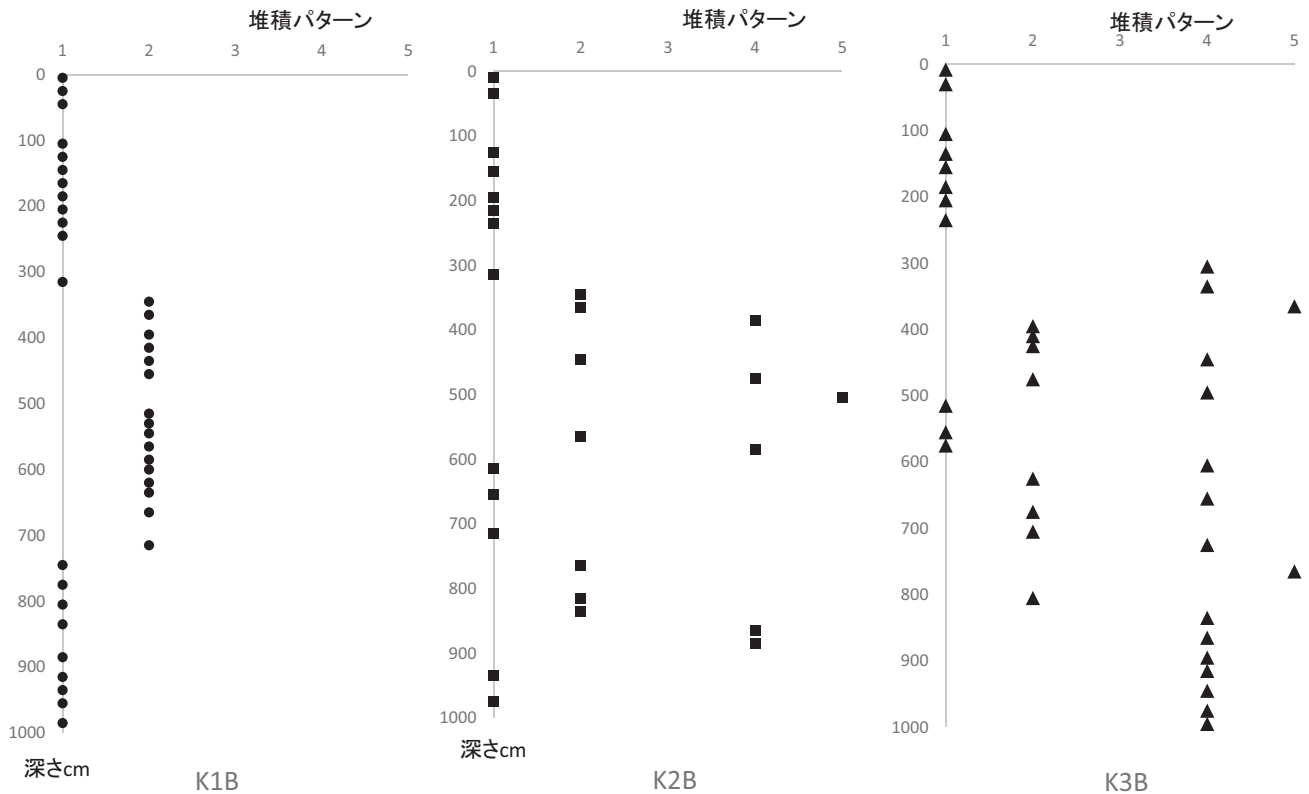
第8図 試孔Ⅱの粒径分布パターン

パターン1 : 深さ0-38cm, 136-158cm, 226-295cm et al.
 パターン2 : 深さ295-327cm, 410-426cm, 470-498cm
 パターン3 : 深さ327-410cm, 436-470cm, 498-570cm



第9図 K3Bの粒径分布パターン

パターン1 : 深さ0-15cm, 150-160cm, 510-520cm et al.
 パターン2 : 深さ390-400cm, 620-630cm, 800-810cm et al.
 パターン4 : 深さ300-310cm, 650-660cm, 990-1000cm et al.
 パターン5 : 深さ330-340cm, 360-370cm, 760-770cm



第10図 ポーリングの堆積状況

はともに河口に近い海底とパターン4の河口付近が多く、深さ500～510cmだけがパターン5の前浜となる。K3Bは河口に近い海底は少なく、かわりに河口付近が多く、前浜付近が深さ330～340cm、深さ360～370cm、深さ760～770cmである。K1BからK3Bで汀段(パターン3)はなかった。なお、K4Bは下部の粘土質層が極めて薄いことから推測の対象から除外した。

K1BからK3Bの砂の堆積環境をまとめると、K1Bは河口に近い海底であるが粗粒な砂が流れ込まない地点、K2Bは河口に近い海底であるが洪水時などには粗粒な砂が堆積する地点、K3Bの上部はK2Bによりさらに河口に近い海底、下部は河口ないし前浜であったと考えられる。砂質層に連続性があると仮定すると、K1Bが少し深い海底でK2Bはそれより浅くなりK3Bでは河口や前浜になったことを表していると考えられる。オホーツク海は遠浅な海底地形のため、短時間で海砂である漂砂による砂州や砂嘴が形成し潟湖ができる(宇多・山本, 1992)。したがって、砂の堆積時には、現在のコムケ湖のように砂州や砂嘴が発達した内湾のような環境であったことも考えられる。

上位段丘にあるY1元紋別漁具置場の砂質層は上部が後浜で下部は汀段に相当する粒径組成を示すが、分級がやや悪く粒径の分布範囲が広い。これは堆積時に分級が悪い状況であったのか、青森県西津軽地方のように古い段丘の砂が風化で細粒化した(大倉, 1960)ものかは明らかでない。

3. 粘土質層の堆積年代について

第4図は氷期の海退による粘土質層の堆積と間氷期の海進による砂質層の堆積が繰り返され、陸地の隆起により下ほど堆積年代が古いことを示している。一般的には堆積年代を編年する方法としてテフロクロノロジーが用いられる(桑原, 2005)。しかし、オホーツク海中部沿岸地域には火山灰(テフラ)の分布がないため利用できない。また、桑原(2005)はテフラでの編年と酸素同位体ステージとの対比が調和しないことも示し、その理由としてどちらの方法もいくつかの仮定を含んでいるためとする。小向でも間氷期の海進で砂質層が堆積する、氷期は粘土質層が堆積する、一定の速度で隆起するため海進でも剝削されないなどを仮定すれば、K2Bの深さ0～380cmはMIS1～6の堆積物(粘土質層)、深さ380～600cm

第3表 小向地区の細～粗粒質層の堆積状況

ボーリング番号	パターン	深さcm
K1B	2	355～720cmまでの全て
	2	340-350, 360-370, 440-450, 560-570
	上部 4	380-390, 470-480, 580-590
K2B	5	500-510
	2	760-770, 810-820, 830-840
	下部 4	860-870, 880-890
	5	なし
K3B	2	390-400, 405-415, 470-480
	上部 4	300-310, 330-340, 440-450, 490-500
	5	330-340, 360-370
	2	620-630, 670-680, 700-710, 800-810
	下部 4	600-610, 650-660, 720-730, 830-840, 860-870 890-900, 910-920, 940-950, 970-980, 990-1000
5	760-770	

パターン1は微粒質のため、パターン3は該当がないため省略

は MIS7の堆積物(砂質層), 深さ600～740cmは MIS8の堆積物(粘質土層), 深さ900cm以下は MIS9の堆積物(砂質層)となるが, これを証明するためには新たな研究手法が必要である。

V. まとめ

紋別市一本松地区や小向地区の土壤断面調査やボーリング調査などを基に, 海成段丘の土層構造や堆積状況を推測した。一本松地区は下から海退時の海底での堆積物, 藻別川の礫からなるデルタ堆積物, 砂質層, 広域風成塵由来の粘土質層, 砂質層, 広域風成塵由来の粘土質層で構成されている。小向地区は広域風成塵由来の粘土質層と砂質層の反復がみられたが, 大きな河川がないため一本松地区のような礫質の堆積物はない。粘質土は基本的に氷期の広域風成塵由来の土壌であり, 砂質土はその粒径組成より海底から河口付近で堆積したものであることがわかり, 間氷期の海進時に堆積したものと考えられる。しかし, オホーツク海中部沿岸地域には堆積年代を特定するために有効な火山灰が分布しないため, 新たな解析手法の開発や近隣地域での年代の特定が望まれる。

引用文献

- 1) 土壤物理性測定法委員会編(1978)土壤物理性測定法, 186-188. 養賢堂. 東京.
- 2) 土壤環境分析法編集委員会編(1986)土壤標準分析・測定法. 博友社. 東京.
- 3) 船木淳悟, 新目竜一(1998)鶴川水系における河川-海域間の物質移動に関する研究. 開発土木研究所月報, 547, 2-8.
- 4) 濱田誠一(2003)北海道幌延町浜里海岸における飛砂の予察調査. 北海道立地質研究所報告, 74, 15-21.
- 5) 北海道網走土木現業所(1997)平成4年度紋別空港事業調査(基本設計)土質調査報告書巻末付図「調査位置平面図及び推定土層断面図」. 北海道.
- 6) 北海道開発局(1967)北海道北部の土壌-重粘性土壌の生成・分類と土地改良, 131-136. 札幌.
- 7) 池野正明, 清水隆夫(2006)河口モデルを用いた流出土砂の周辺海域への粒径別移動に及ぼす波の影響検討. 海岸工学論文集, 53, 591-595.
- 8) 伊藤友彦, 伴かおり, 両角拓, 當眞陽子, 柳井清治, 鴈澤好博(2000)北海道北部における後期更新世, 広域風成塵起源粘土層の層序と分布. 第四紀研究, 39, 199-214.
- 9) 海上保安庁水路部(1988)5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「紋別」, 8-13.

- 東京.
- 10) 北川靖夫, 成瀬敏郎, 齋藤萬之助, 黒崎督也, 栗原宏彰(2003)北海道北部の重粘土における微細(3-20 μ m)粒子および粘土鉱物の層位別分布 - 重粘土の母材への風成塵の影響 -. ペドロジスト, 47, 2-13.
 - 11) 桑原拓一郎(2005)下北半島田名部平野における海成段丘構成物の形成と相対的海面変化. 第四紀研究, 44, 131-144.
 - 12) 松波武雄, 八幡正弘, 松下勝秀(2002) 5万分の1地質図幅「上渚滑」. 12-33. 北海道立地質研究所. 札幌.
 - 13) 松野正(1964)北海道におけるいわゆる重粘性土壌の分類的位置について. ペドロジスト, 8, 2-20.
 - 14) 宮内崇裕, 八木裕司(1984)松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動. 地学雑誌, 93, 285-300.
 - 15) 日本ペドロロジー学会編(1997)土壌調査ハンドブック改訂版. 博友社. 東京.
 - 16) 奥村晃史(2002)北海道北東部. 小池一之, 町田洋編日本の海成段丘アトラス, 15-17. 財団法人東京大学出版会. 東京.
 - 17) 大倉陽子(1960)西津軽地方における海岸段丘上の砂丘について. 地理学評論, 33, 628-635.
 - 18) 太田陽子, 伊倉久美子(1999)西津軽地域の海成段丘上に発達する古ランドスライドの分布と意義. 地理学評論, 72, 829-848.
 - 19) R. A. バグノルド(1963)飛砂と砂丘の理論. 17-23. 創造社. 東京.
 - 20) 阪口豊(1959)北海道の新しい地質時代の地殻運動. 地理学評論, 32, 401-431.
 - 21) 齋藤萬之助(1995)北海道北部の重粘土の土性に対する化石珪藻の寄与. 京都産業大学国土利用開発研究所紀要, 16, 48-56.
 - 22) 佐々木良宜, 若槻強, 松倉公憲(2003)西津軽地域における海成段丘崖の勾配と地質との関係. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 4, 89-95.
 - 23) 柴正博. 駿河湾団体研究グループ. 「地質調査入門」, http://www.dino.or.jp/shiba/survey/sur_304.html(2014/02/12)
 - 24) 鈴木一久(1998)礫質河川野洲川の氾濫堆積作用. 地球科学, 52, 93-105.
 - 25) 宇多高明, 山本幸次(1992)砂嘴形成海域の海底地形と砂嘴形態の関係について. 地形, 13, 141-157.
 - 26) 八木下晃史(2002)岩層解析および堆積構造, 98-102. 古今書院. 東京.
 - 27) 山本裕彦(1983)オホーツク海南西縁辺海域の地質構造と堆積機構. 地質学雑誌, 89, 15-29.
 - 28) 山下俊彦, 松本光矢, 伊東祐一郎, 清水康行, 古路一哉(2001)尻別川の粒径別流出土砂特性と河口沿岸域での土砂収支の試み. 土木学会水工学論文集, 48, 646-650.
 - 29) 山下俊彦, 藤井賢介, 山崎真一(2004)長期の石狩川河口沿岸海域の底質堆積特性と河口地形変形. 土木学会海岸工学論文集, 51, 581-585.
 - 30) 山崎真一, 山下俊彦, 渡邊康玄(2002)融雪期に鶴川から沿岸海域に供給された浮遊物質の挙動. 土木学会水工学論文集, 46, 912-916.
 - 31) 山崎真一, 山下俊彦(2004)長期の石狩川の浮遊砂の流砂量の変動と沿岸海域の底質堆積特性. 北海道開発土木研究所月報, 617, 2-16.
 - 32) 横山芳春, 七山太, 桑原拓一郎, 安藤寿男(2004)堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程 - 青森県上北平野, MIS5e 高館面構成層での試み -. 地質ニュース, 595, 10-18.

Origin and composition of the soil in marine terraces in Komukai and Ipponmatsu areas in Monbetsu City – Soil around the former Heavy Clay Soil Laboratory of Hokkaido National Agricultural Experiment Station –

Keiji Nakatsuka, Satoshi Yokota and Shigeki Ishida
Upland Farming Research Division

Summary

The soil structure and sedimentation state in Ipponmatsu and Komukai areas in Monbetsu City were estimated by soil profiling, boring surveys and analysis of particle size and chemical characteristics of sediments. From the bottom to the surface, the soil in Ipponmatsu area was composed of seabed and delta sediments comprising gravel from Mobetsu River and repeats of sandy sediments and heavy clay soil from wide-area aeolian dust.

In contrast, the soil in Komukai area was composed of only repeats of heavy clay soil from wide-area aeolian dust and sandy sediments. Gravel deposits were not observed, probably because there are no large rivers like Mobetsu River. The heavy clay soils were basically derived from wide-area aeolian dust in glacial periods.

Particle composition analysis indicated that sandy sediments were deposited in areas from the seabed to near the estuary during marine transgression in interglacial periods. Because volcanic ash, which is effective in determining the date of origin of a sediment, was absent in the Okhotsk Sea middle coastal region, it was difficult to estimate the date of each layer.

Key words : Okhotsk sea middle coastal region, marine terrace, heavy clay soil, gravel layer, sedimentary environment

