
土地分類基本調査

佐渡島

(鷺崎・両津・相川)
(河原田・赤泊・小木)

5万分の1

国土調査

新潟県

1994

序 文

この土地分類調査は、国土調査法に基づき国土の実態を科学的かつ、総合的に調査し、国土の開発及び保全並びにその高度化に資することを目的として実施したものであります。

本県では、昭和46年度から実施しており、今回は佐渡島の「鷲崎」「相川」「両津」「河原田」「赤泊」「小木」図幅について取りまとめました。

これまでに、本調査を含め26図幅を刊行いたしておりますが、今後これらの成果が各種土地利用計画の策定や、開発、保全事業等の基礎資料として広く利用され、県土の有効利用の一助となれば幸いです。

最後に、本調査の実施にあたりご協力いただいた関係各位に対して、深く感謝申し上げます。

平成6年3月

新潟県農地部長

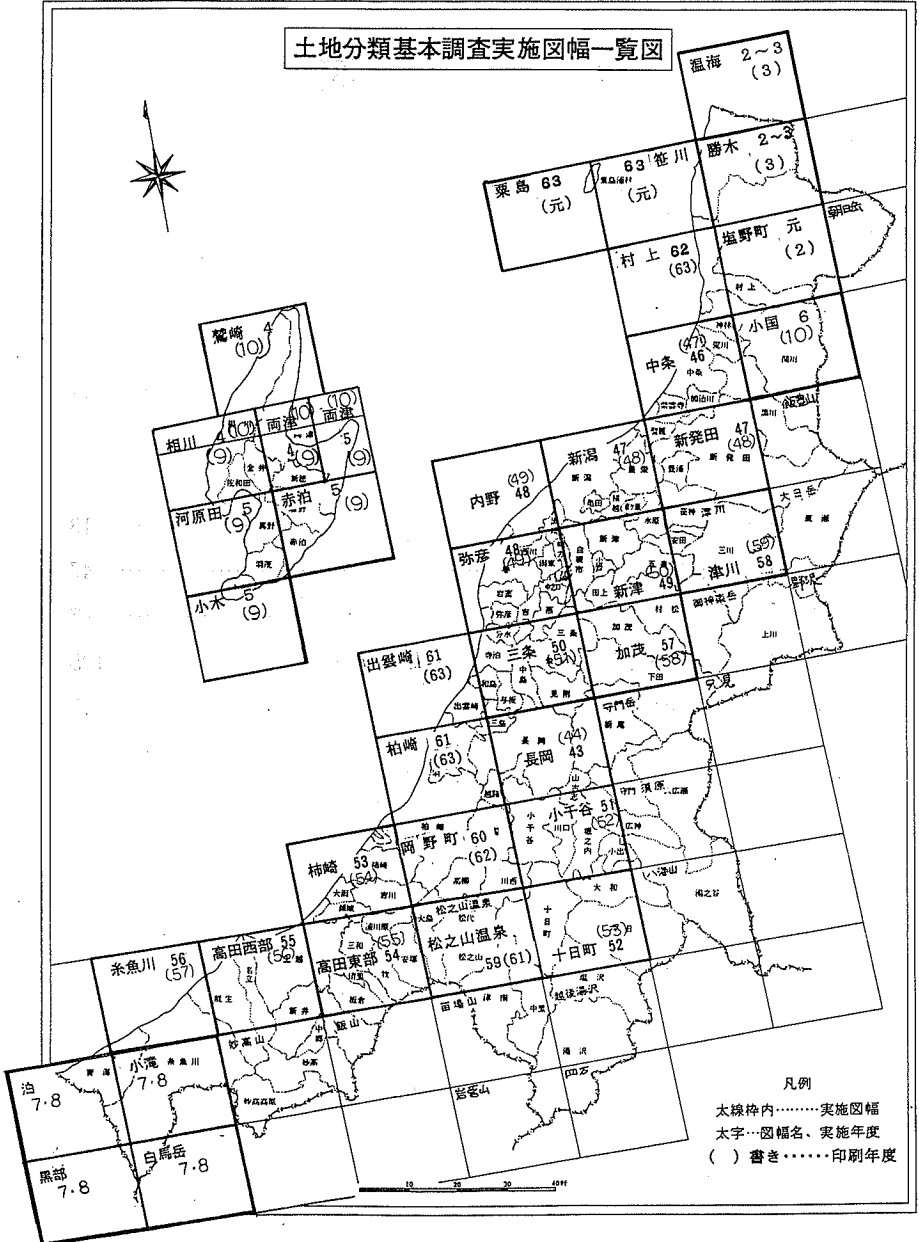
- 1 本調査は、国土調査法（昭和26年法律第180号）第5条第4項の規定により国土調査の指定を受け、国土庁の都道府県土地分類基本調査補助金により、新潟県が事業主体となって実施したものである。
- 2 本調査の成果は、国土調査法施行第2条第1項第4号の2の規定による土地分類基本調査図及び土地分類基本調査簿である。
- 3 調査の実施、成果の作成機関及び関係担当者は下記のとおりである。

調 査 担 当 者 一 覧

総 括	新潟県農地部農村総合整備課	課 長	長 岡 和 美
調 査	新潟県地学研究会	会 長	津 田 禾 粒 (新潟大学名誉教授)
地 形 分 類	新潟大学教育学部	教 授	鈴 木 郁 夫
表 層 地 質	新潟大学教育学部	教 授	白 井 健 裕
	新潟大学教養部	教 授	長谷川 美 行
	新潟大学教養部	助教授	新 川 公
傾 斜 区 分	新潟大学教育学部	教 授	鈴 木 郁 夫
水 系 ・ 谷 密 度	新潟大学教育学部	教 授	鈴 木 郁 夫
	新潟県立長岡高校	教 諭	芳 賀 昌 隆
土 地 利 用 現 況	新潟県立長岡高校	教 諭	芳 賀 昌 隆
土 壌 調 査	中 越 高 等 学 校	講 師	丸 田 勇
	新潟県農業試験場	主 任 研 究 員	高 橋 能 彦
	新潟県農業試験場	研 究 員	南 雲 芳 文

位置図

土地分類基本調査実施図幅一覽図



目 次

総 論

I 位置及び行政区画	1
II 地域の概況	3
III 地域整備の方向	11

各 論

I 地域分類図	13
II 表層地質図	47
III 土壌図	87
IV 水系・谷密度図	105
V 土地利用現況図	117

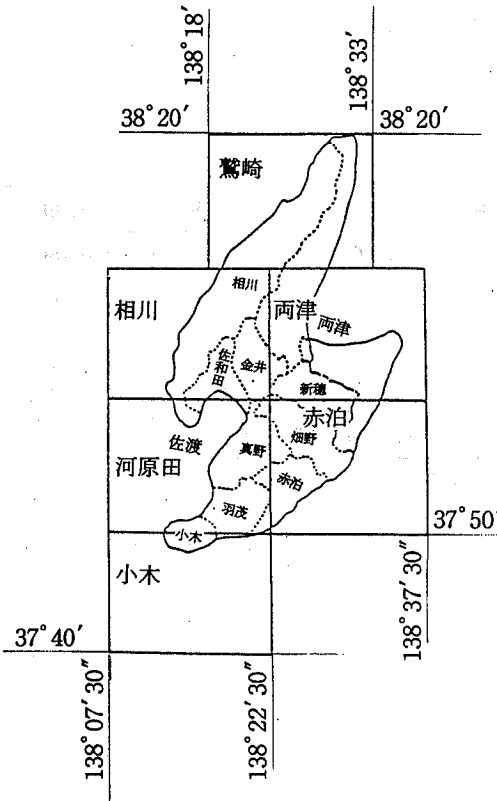
総論

I 位置及び行政区画

1 行政区画

佐渡島の6図幅は、東経 $138^{\circ}7'30'' \sim 138^{\circ}37'30''$ 、北緯 $37^{\circ}40' \sim 38^{\circ}20'$ の範囲にあり、新潟市より東に位置する。

本図葉の行政区画は、両津市、佐渡郡相川町、佐和田町、金井町、新穂村、畑野町、真野町、小木町、羽茂町、赤泊村の1市7町2村からなっている。



第1図 行政区画図

2 行政面積

本図幅に含まれる行政区画は、第1図のとおりである。

なお、市町村別の総面積と図幅内面積との関係は表-1のとおりである。

表-1 図幅内市町村別面積

(単位：km²、%)

区分 市町村名	図幅内面積		総面積 (B)	占有率 (A/B)
	実数(A)	構成比		
両津市	233.16	27.3	233.16	27.3
相川町	192.28	22.5	192.28	22.5
佐和田町	47.69	5.6	47.69	5.6
金井町	54.33	6.4	54.33	6.4
新穂村	63.31	7.4	63.31	7.4
畑野町	66.39	7.8	66.39	7.8
真野町	67.09	7.9	67.09	7.9
小木町	25.93	3.0	25.93	3.0
羽茂町	52.20	6.1	52.20	6.1
赤泊村	52.18	6.1	52.18	6.1
計	854.56	100.0	854.56	100.0

(注) 1. 図幅内面積は、国土地理院発行5万分の1の地形図からの計測による。

2. 総面積は、国土地理院発行「平成4年全国都道府県市区町村別面積調」による。

II 地域の概況

1 地形

本調査地域の地形は、島の北には島内最高峰の金北山を主峰とする大佐渡山脈があり、その海岸は怒とうに削られた断崖となっており尖閣湾、大野亀、二つ亀等が豪状雄大な景勝美を誇っている。本土に面した小佐渡山脈は大地山を主峰としその海岸線は、南仙峡、矢島、経島、杉ノ浦海岸、水津海岸等繊細優美な景観をなしている。また、島の中央部は国中平野が広がり水田地帯をなしており、その平野部を国府川が流れ真野湾へと注いでいる。

2 気象

本調査地域にある観測所資料は表-2に示すとおりで、日本海型気候に属し、高音多湿で降雨量も多い。

表-2 気象表

(単位：℃、mm、cm)

月 区分	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	前年	統計期間
平均気温	1.6	1.4	4.5	10.2	15.1	19.2	23.0	25.2	20.7	14.6	9.1	5.0	12.5	1981
平均最高気温	4.7	4.8	8.3	14.7	19.2	23.0	26.5	29.5	25.0	19.4	13.3	8.5	16.4	
平均最低気温	-1.5	-1.9	0.6	5.7	10.9	15.5	19.5	21.0	16.4	9.7	4.9	1.5	8.5	
降水量	165	132	102	105	127	140	173	104	178	143	183	163	163	1990
最深積雪	21	16	11	-	-	-	-	-	-	-	-	10	6	

観測所名：新潟県佐渡農業技術センター（佐渡郡金井町中興351）

3 人 口

本調査地域内の両津市、相川町、佐和田町、金井町、新穂村、畑野町、真野町、小木町、羽茂町、赤泊村の人口の動態は、表－3のとおりであり、1市7町2村の合計人口は、78,061人24,628世帯で県全体の3.2%となっている。

県人口は昭和60年に比較して0.2%程度の減少にとどまっているのに対し島内人口は、4.7%と大幅な減少傾向を示している。

表－3 人口・世帯数

(単位：人、世帯、%)

市町名 区 分		両津市	相川町	佐和田町	金井町	新穂村	畑野町	真野町	小木町	羽茂町	赤泊村	左の計	県 計
		昭和60年	人 男	9,618	5,501	5,208	3,729	2,505	2,764	3,249	2,082	2,463	1,727
	女	10,794	6,390	5,585	4,181	2,707	3,180	3,664	2,346	2,642	1,787	43,276	1,273,399
	口計(A)	20,412	11,891	10,613	7,907	5,212	5,944	6,913	4,428	5,105	3,514	81,939	2,478,470
	世帯数(a)	6,280	3,883	3,572	2,292	1,586	1,764	1,893	1,233	1,271	951	24,725	680,756
平成2年	人 男	9,122	5,169	4,765	3,489	2,372	2,602	3,147	1,982	2,379	1,710	36,737	1,200,376
	女	10,310	5,952	5,343	4,020	2,592	3,009	3,562	2,228	2,526	1,782	41,324	1,274,583
	口計(B)	19,432	11,121	10,108	7,509	4,964	5,611	6,709	4,210	4,905	3,492	78,061	2,474,583
	世帯数(b)	6,276	3,805	3,598	2,355	1,559	1,726	1,899	1,220	1,259	931	24,628	707,779
60年と2年の比較	人 男	△ 496	△ 332	△ 263	△ 237	△ 133	△ 162	△ 102	△ 100	△ 84	△ 17	△1,926	△ 4,695
	女	△ 484	△ 438	△ 242	△ 161	△ 115	△ 171	△ 102	△ 118	△ 116	△ 5	△1,952	808
	口計	△ 980	△ 770	△ 505	△ 398	△ 248	△ 333	△ 204	△ 218	△ 200	△ 22	△3,878	△ 3,887
	世帯数	△ 4	△ 78	△ 26	△ 63	△ 27	△ 38	△ 6	△ 13	△ 12	△ 20	△ 96	27,023
人口伸び率B/A(%)		95.2	93.5	95.2	95.0	95.2	94.4	97.0	95.1	96.1	99.4	95.3	99.8
世帯数伸び率b/a(%)		99.9	98.0	100.7	102.7	98.3	97.8	100.3	98.9	99.1	97.9	99.6	104.0

(注) 「統計から見た新潟県のすがた」(昭和63年)
「統計データハンドブック」(平成5年)による

4 産 業

本調査地域内の就業構造及び産業別就業人口は表－4、表－5のとおりである。

第1次、第2次、第3次産業の就業者比率をみると、全県ではそれぞれ10.6%、37.1%、52.3%となっているのに対して、佐渡島内の市町村の合計は、29.5%、23.5%、47.0%であり、第1次産業の比率が高い。

表－4 就 業 構 造

(単位：人)

区 分	市町名											県 計
	両津市	相川町	佐和田町	金井町	新穂村	畑野町	真野町	小木町	羽茂町	赤泊村	左の計	
農 業	2,513	1,335	990	1,330	966	1,047	952	591	1,182	671	11,577	130,350
林業・狩猟業	10	6	6	2	—	2	—	—	4	6	36	1,379
漁業・水産養殖業	579	355	36	2	3	36	79	86	12	104	1,292	3,770
(第1次産業計)	3,102	1,696	1,032	1,334	969	1,085	1,031	677	1,198	781	12,905	135,499
鉱 業	67	9	7	3	1	3	3	3	12	20	128	3,341
建 設 業	1,097	905	490	236	206	303	397	396	282	334	4,646	145,146
製 造 業	1,104	469	573	415	397	582	583	381	634	387	5,504	326,751
(第2次産業計)	2,268	1,383	1,070	654	604	888	983	780	907	741	10,278	475,238
卸売・小売業・飲食店	2,051	782	1,091	5912	345	374	543	408	242	169	6,597	265,813
金融・保険業	217	65	154	60	29	35	34	17	19	6	363	30,543
不 動 産 業	17	—	8	5	—	—	—	—	—	—	30	5,594
運 輸 ・ 通 信 業	655	211	329	185	103	147	124	160	88	64	2,066	65,266
電気・ガス・水道・熱供給業	63	20	98	8	8	2	14	1	4	1	219	7,687
サ ー ビ ス 業	2,333	1,520	1,254	1,036	612	575	786	316	431	252	9,155	255,214
公 務	337	328	244	315	130	121	144	96	106	73	1,894	40,244
(第3次産業計)	5,673	2,926	3,178	2,201	1,227	1,254	1,645	998	890	565	20,557	670,321
分類不能の産業	1	—	—	—	2	—	—	3	—	3	9	1,005
合 計	11,044	6,005	5,280	4,189	2,802	3,227	3,659	2,458	2,995	2,090	43,749	1,282,063

(注) 総務庁統計局「平成2年度国勢調査報告」による

表－5 産業別就業人口

(単位：人、%)

市町村名	区分	総 数	第1次産業		第2次産業		第3次産業	
			就業人口	比率	就業人口	比率	就業人口	比率
両津市		11,044	3,102	28.1	2,268	20.5	5,674	51.4
相川町		6,005	1,696	28.2	1,383	23.0	2,926	48.8
佐和田町		5,280	1,032	19.5	1,070	20.3	3,178	60.2
金井町		4,189	1,334	31.8	654	15.6	2,201	52.6
新穂村		2,802	969	34.6	604	21.6	1,229	43.8
畑野町		3,227	1,085	33.6	888	27.5	1,254	38.9
真野町		3,659	1,031	28.2	983	26.9	1,645	44.9
小木町		2,458	677	27.5	780	31.7	1,001	40.8
羽茂町		2,995	1,198	40.0	907	30.3	890	29.7
赤泊村		2,090	781	37.4	741	35.5	568	27.1
上記計		43,749	12,905	29.5	10,278	23.5	20,566	47.0
県 計		1,282,063	135,499	10.6	475,238	37.1	671,326	52.3

(注) 総務庁統計局「平成2年度国勢調査報告」による。

(但し分類不能は第3次産業に含めた。)

(1) 農 林 業

本調査地域内の農業概要は表－6、表－7に示すとおりである。総農家数に占める専業農家率は、全県7.7%に対して佐渡島内市町村の平均が16.5%と低いが、農家1個当り経営耕地面積は、県平均の1.36haに対して1.19haとなっている。

また、林業については表－8に示すとおりであり、全県の林野率は63.7%となっているが、佐渡島内の林野率は72.0%となっている。

表－6 専兼業別農家数

(単位：戸、%)

市町村名	両津市	相川町	佐和田町	金井町	新穂村	畑野町	真野町	小木町	羽茂町	赤泊村	左の計	県 計
総農家数(A)	2,202	1,278	861	1,194	913	992	947	443	869	577	10,276	142,612
(専業農家数)(B)	345	179	188	269	190	156	138	34	129	64	1,692	10,927
(兼業農家数)(C)	1,857	1,099	673	925	723	836	809	409	740	513	8,584	131,685
専業農家率(B/A)	15.7	14.0	21.8	22.5	20.8	15.7	14.6	7.7	14.8	11.1	16.5	7.7

(注) 1990年「農業センサス調査結果報告書」による

表-7 農業の概要

(単位：ha、百万円、千円/10a)

区分	耕地面積			農業生産額										生産性 [10a 当たり の 農業 取得]					
	計	畑		畜産															
		田	普通畑	樹園地	牧草畑	耕種					その他								
市町名	計	田	普通畑	樹園地	牧草畑	計	米	麦	穀類	野菜	果実	その他	記	肉用牛	乳用牛	豚	鶏	その他	
阿津市	2,260	1,980	196	78	12	3,135	2,610	1	39	159	184	142	110	78	7	20	5	-	66
相川町	1,340	1,180	145	14	3	1,588	1,393	9	19	85	19	63	97	-	-	-	-	-	57
佐和田町	1,150	959	123	14	50	1,806	1,413	-	18	171	18	186	109	18	82	8	1	-	78
金井町	1,580	1,460	71	32	20	2,482	2,249	1	15	93	76	48	99	64	13	8	14	-	76
新穂村	1,480	1,380	42	46	17	2,357	2,122	9	16	68	113	29	182	56	88	-	48	-	79
畑野町	1,200	1,060	52	50	32	1,942	1,713	1	1379	1100	36	185	20	41	4	120	-	79	-
真野町	1,110	897	126	51	31	1,910	1,337	-	14	282	108	169	62	40	21	1	-	-	-
小木町	447	220	191	35	1	961	244	-	9	43	72	593	41	2	31	7	1	-	112
羽茂町	1,100	717	88	287	6	2,110	857	-	16	68	919	250	185	140	42	2	1	-	99
赤泊村	590	391	96	93	10	770	386	-	12	50	266	116	223	30	185	-	8	-	74
上記計	12,200	10,200	1,130	700	182	19,061	2,610	21	171	1,088	1,815	1,632	1,303	545	510	50	198	-	77
県計	194,000	170,700	18,000	3,3620	1,590	337,088	259,741	869	2,090	44,232	9,595	20,561	54,787	6,201	12,776	17,070	18,686	52	91

① 1. 「新潟県農林水産統計年報」(農林編) 平成3～4年
 2. 耕地面積は、端数処理のため計と内訳が一致しない場合がある。

表-8 森林の概況

(単位: ha、%、千m³)

区分 市町名	総面積	国有林	民有林	民有林内訳				人 林 工 率	蓄積量 (竹積)
				針葉樹	広葉樹	竹 林	その他		
両津市	23,316	127	18,151	3,097	13,611	487	956	14.1	1,704
相川町	19,228	632	15,760	4,479	10,472	36	773	22.1	1,791
佐和田町	4,769	290	2,488	1,307	982	71	128	41.1	271
金井町	5,433	107	2,803	1,033	1,654	34	82	26.2	361
新穂村	6,331	1,290	2,713	987	1,655	15	56	35.3	358
畑野町	6,639	152	4,144	1,006	2,827	45	266	21.5	373
真野町	6,709	32	4,379	1,593	2,458	80	248	29.6	480
小木町	2,593	—	1,585	393	922	95	175	19.0	132
羽茂町	5,220	—	3,028	1,458	1,288	70	212	44.5	310
赤泊村	5,218	74	3,749	1,401	1,945	152	251	36.8	298
上記計	85,456	2,704	58,800	16,752	37,813	1,086	3,145	23.7	6,077
県 計	1,258,163	238,083	563,113	147,004	348,538	1,983	65,588	25.0	63,627

(注) 1. 森林面積及び内訳は「地域森林計画書」による

2. 総面積は、国土地理院発行「平成2年度全国都道府県市区町村別面積調」による

(2) 商 工 業

本調査地域内の商工業の概要は表-9のとおりである。商業については県全体の年間販売額は9兆4千9百億円であり、佐渡島内市町村の合計は約1,350億円と県計に対する割合は、1.4%となっている。

また両津市は県計に対して、商店数が1.1%、従事者数0.9%、年間販売額0.6%を占めており、地域の商業の中心地となっている。

工業については、新潟県の製造品出荷額等は約5兆3千億円で、佐渡島内市町村の合計は約630億円と、県計に対する割合は1.2%となっている。そのうち真野町については、製造品出荷額等について38.0%と島内割合で高い数値を示している。

表－9 商・工業の概要

(単位：人、百万円)

区分 市町名	商 業			工 業		
	商店数	従事者数	年間販売額	事業所数	従事者数	製 造 品 出 荷 額 等
両 津 市	607	2,225	55,129	101	723	6,668
相 川 町	264	762	8,590	60	403	2,308
佐和田町	393	1,473	32,430	49	418	6,332
金 井 町	188	701	14,469	33	646	2,845
新 穂 村	104	321	4,081	25	447	3,544
畑 野 町	116	317	2,977	61	539	4,683
真 野 町	165	545	6,914	44	875	23,935
小 木 町	140	423	5,178	36	172	696
羽 茂 町	83	x+201	x+3,115	27	774	9,732
赤 泊 村	69	x+167	x+1,956	21	331	2,256
上 記 計	2,129	7,155	135,137	457	5,328	62,998
県 計	53,377	260,167	9,491,837	20,597	299,311	5,306,898

(注) 1. 「新潟県のすがた」(平成5年度版)

2. 商業は卸売業、小売業、飲食店の計とじ代理商、仲立業、パーキャパー等を除く。

5 交 通

本調査区域内には鉄道は無く、国道は1路線のみである。新潟市を起点として、上越市を終点とする国道350号線の概要は表－10に示すとおりである。

表－10 国道の概要

(単位：km)

路線名	起 終 点	実延長	改良済の内訳		路面別内訳		改良率	舗装率
			規 格 改良済	未改良	砂利道	舗装道		
350号	新 潟 市 ・ 上 越 市	48.787	40.085	8.702	—	48.787	100.0	100.0

(注) 県土木部「道路現況調査」(平成5年4月1日現在)による。

III 地域整備の方向

本調査区域においては、第3次佐渡地域広域市町村計画を打ち立てており、次に示すような施策目標を設定している。

1 施策目標

- ① 総合リゾート圏の創出
—都市と離島が共生する開かれたアメニティーづくり—
- ② 豊かな生活文化圏の確立
—人間性の回復、心の豊かさを創造する圏域づくり—
- ③ 佐渡型経済圏の構築
—観光と農林水、商、工の調和のとれた振興—
- ④ 心のこもった福祉と医療の充実
—長寿社会を心から喜べる環境づくり—
- ⑤ 高度情報発信基地の構築
—国際化時代にふさわしい情報・知識の集積と交流—
- ⑥ 広域行政の展開と地域行動の推進
—圏域の一体感醸成—

2 土地利用計画の方向

- ① 農用地
農業振興地域振興計画地域及びこれに準ずる地域とし、今後とも生産性の高い農地は計画的食料生産をはじめ、農業生産の基盤として維持改良を図る。また既耕地周辺の未利用を開発して、経営規模の拡大と好適な環境条件を生かした団地化を図る。
- ② 山林原野の活用
広大な山林原野の活用は重要であり、造林可能地、森林保全地域、治山治水の役割、観光開発等自然保護との調和をとる中で、総合的な森林資源

の有効利用を図る。

③ 住宅用地

市街地への人口集中が予測されるので、主として国県道沿いに住宅団地の造成を計画する。

④ 工業団地

既存鉱業用地並びに市町村における鉱業団地造成計画区域及び農村工業導入計画による工場建設予定地との関連において用地造成計画を策定する。

⑤ 公園緑地・観光レクリエーション用地

地域住民が安らぎとゆとりある生活をおくるために、公園・緑地は必要不可欠なものとなっているので、既存施設の整備拡充を図るとともに、観光レクリエーションゾーンにおいては、積極的に開発を推進する。

3 振興の方向

① 本土観光地との連携を深め、連続性のある日本海広域観光ルートにおける中核基地としての位置づけを確立する。

② 空港の拡張整備を図り、大量観光市場との直航空路の解説により避遠性の解消と誘客の増大を図る。

③ 佐渡へのアクセス発達に呼応し、道路・駐車場の改良・整備を促進し各ポイント間の移動を容易にして観光客及び圏民の快適性を確保する。

④ 自然・歴史に加え圏内地方文化の保存と新たな創造を進め、その特性を活かした拠点整備を進めると同時に、多様なルートの開発を推進し、総合的・滞在型観光地を目指す。

⑤ 農林水産業・製造業の振興を促進し、物による有力観光資源としての位置づけを図り、関連産業をトータルした観光産業を確立する。

⑥ 多様な観光需要に対応し、的確な情報を迅速に提供できるキャプテンシステム等組織体制を確立する。また、受け入れ体制・接遇などソフト面の指導強化を図り高次元の供給体制をもつ観光地を創造する。

⑦ イベントの定着化、サービスの向上、生活文化の観光資源化等々、体験型・長期滞在型指向に対応する一方、観光客と地域とのふれあいを深める施設整備を促進する。

各論

I 地形分類図

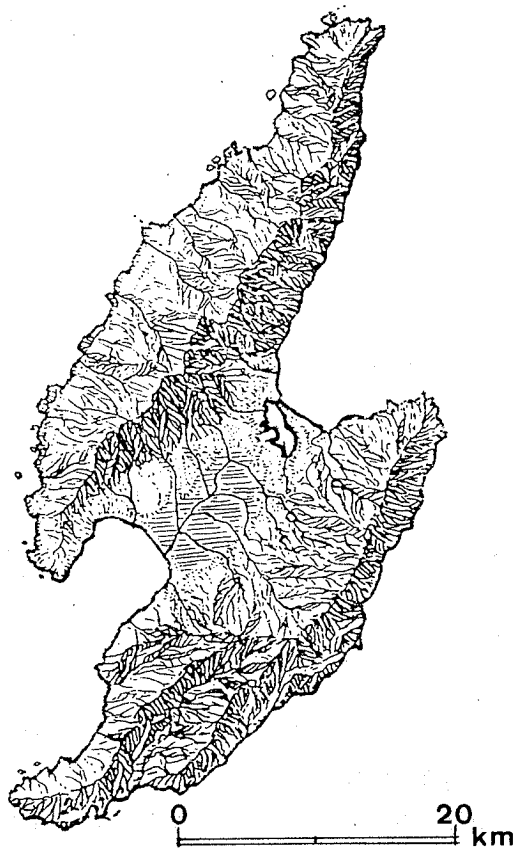
1. 地形概説

日本海に浮かぶ佐渡島は面積857km²で、北方領土を除くと、本州、北海道、九州、四国、沖縄本島に次ぐ広さを持つ島である。佐渡島は5万分の1地形図「鷲崎」、「両津」、「相川」、「赤泊」、「河原田」、「小木」の6図葉からなり、1市7町2村が位置している。

そこで、佐渡島の鳥瞰図（第1図）、ブロックダイアグラム（第2・3図；5万分の1地形図に2cm×2cmの方眼をかけ、その方眼内の最高点をもとに描図）、今回の調査で新しく作成した地形分類図、水系・谷密度図、および表層地質図などを基に、佐渡島の地形を概観することにしたい。

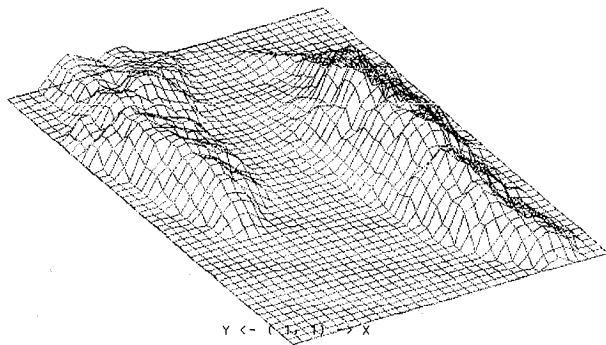
佐渡島は中央に国中平野を挟んで、北西側に大佐渡、南東側に小佐渡が並走し、北東側に両津湾、南西側に真野湾の湾入がある。北北東—南南西方向の主軸を持つ大佐渡、小佐渡は、東北日本の地質構造、あるいは新潟県の主要な構造線である新発田—小出線（山下、1970）の方向と調和的である。佐渡島は海底地形図によれば、佐渡島を主峰とする佐渡海嶺と呼ばれる海底山脈から成り立っている。同じような形態を持つものとして、佐渡島から北へ月山礁、向瀬、鎌礁、最上堆と並び、佐渡島の西側にも瓢箪礁、越路礁、弥彦堆などの列が認められる。さらに、佐渡海嶺と平行して、本州側に粟島～飛島～奥尻島を連ねた海底山脈がある。それらとの間には水深約700mに達する最上舟状海盆が、また、小佐渡と本州との間には水深約500mに達する佐渡海盆が存在する。なお、これらの高まりは地壘や傾動地塊であると考えられている（茂木、1977）。

大佐渡は最高峰金北山（1171.9m）をはじめとする標高500～1,000mの大佐渡山地が北北東から南南西に連続する。大佐渡山地は長さ約47km、幅5～13kmで、主山稜は小佐渡寄りに位置し、北西斜面が長く、緩やかであるのに対して、南東斜面が短く、急傾斜という非対称な断面形を示す。北西斜面の

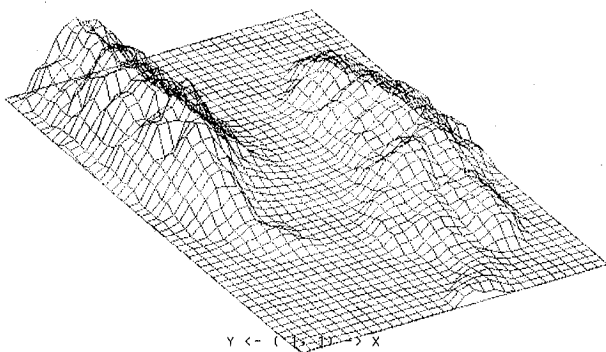


第1図 佐渡島鳥瞰図（五百沢，1994）

外海府海岸および海底には大佐渡山地方向に並走する数本の断層、恐らくは活断層が存在し、一方、南東斜面の山麓および海底の何ヶ所（活断層研究会、1991）かで大佐渡山地と同方向に走り、最上舟状海盆へ低下するような断層崖（活断層？）が推定されるので、大佐渡山地は地壘的な性格を持っていると考えられる。一方、南東斜面の山麓の断層の存在には否定的で、後述する



第2図 佐渡島のブロックダイアグラム（北東側から高さをやや誇張して描図）



第3図 佐渡島のブロックダイアグラム（南西側から高さをやや誇張して描図）

ような傾動地塊とする考えもあり（太田ほか、1992）、現在までに定説はない。

小佐渡は最高点大地山（645.8m）で、大佐渡山地と並走するように北北東—南南西に走っており、大佐渡山地に比べると、およそ500m低い高度で、その高度も揃っているため、丘陵性の地形である。小佐渡は長さ約43km、幅5～10kmで、大佐渡山地同様主稜は東南に偏っており、北西斜面はやや長く、

緩やかとなっているのに対して、南東斜面は短く、急傾斜となっており、非対称な断面形となっている。大佐渡山地と異なることは、小佐渡丘陵の中央の女神山（593m）の南西付近で山稜が2分し、羽茂川をはさんで並走すること、および最高点まで海成段丘面からなる小木半島が東西方向に連続するようになることである。

小佐渡は小木半島の北岸・南岸の海底などに活断層があり、国中平野南縁にも活断層、小佐渡南東の海底にも佐渡海盆への低下を示唆する断層が推定されているので、地塁と考えられるが、それに対して懐疑的な考えもある。

国中平野は大佐渡山地と小佐渡丘陵に挟まれた低地である。国中平野は、上述のように、大佐渡南麓および小佐渡北麓を断層で境された地溝に形成された低地であるのか、新第三紀層の向斜構造に支配された低地であるのか、大佐渡および小佐渡の異なるブロックの凹部に形成された低地であるのか、あるいは断層角盆地であるのかなどの考えがある。国中平野は北部の加茂湖周辺に発達する海成段丘と中・南部の沖積低地との異なる地形から構成されている。また、両津湾奥にはbarrier、真野湾奥には八幡砂丘・砂堆が見られる。

佐渡島全体でもっとも特徴ある地形は、島を縁取るように分布する海成段丘である。佐渡島の海成段丘の発達規模は、古くから第四系の模式地とされた地中海沿岸のそれをはるかに凌ぐものであり、日本列島では海成段丘が発達することで知られた西津軽海岸、土佐湾南東岸に比べても、何段にも及ぶ段丘面やその規模からみて優っているように思われる。さらに、これらの海成段丘に関する研究は、段丘面の分布高度、段数などについて古くから数多く行われているが、低い高度の段丘面の区分・対比といった基本的なことだけでなく、とくに高位の平坦面を海成段丘面と認定するか否か、段丘面の旧汀線の変位、断層変位地形などから推定された新しい時代の地殻変動など多くの重要な課題が残されている。地形細説で詳論するように、海成段丘面の旧汀線高度から推定された隆起速度は大きな値を示すので、近年、日本海で発生した新潟地震、日本海中部地震、北海道南西沖地震などの大地震と、中村（1983、1984）、小林（1983）などが提唱した日本海新生海溝の形成との

関連、さらに海底の活構造との関連（太田ほか、1992）、佐渡島～新潟市付近の地震空白域との関連など今後検討されるべき課題は多い。

低地は両津湾奥に発達するbarrierによって閉塞された加茂湖および湾岸に発達する完新世段丘面、真野湾奥の八幡砂丘がのる完新世段丘面、羽茂川河口のbarrierによって閉塞された完新世段丘面、その他は海岸沿いの狭長な完新世段丘面からなる。

2. 地形区

地形区の設定に当たっては、地形分類、標高、起伏量、傾斜区分、水系とその密度、山地の連続性などの地形的な特徴を主体とし、地質、地質構造、2万分の1空中写真の判読結果、および既存の研究結果などを参考とした。とくに、海成段丘面の区分・対比、断層変位地形などについては、田村（1979）、太田ほか（1991）を大いに活用した。

佐渡島の地形は大佐渡・小佐渡の中核を占めるI山地およびその周辺のII丘陵、海岸線に沿って発達する多くの海成段丘および国中低地に流入する河川沿いの河成段丘などのIII台地、海岸、河川沿いのIV低地などである。

これらの地形を分布地域、発達程度、地質、地質構造、地形形成営力などの違いに基づいて、次のような12地形区に細分することができる。それぞれの地形区の名称については、地形区内でもっとも特徴のある山、川、海岸などの自然地名を優先し、それらの名称が2.5万分の1地形図などに付けられていない場合には、市町村・集落名などを使用した。ただし、この地形区は新潟第四紀研究グループ（1971）の地形地域より、さらに下位区分したものに相当する。

- I 山 地
 - I a 大佐渡山地
- II 丘 陵
 - II a 大佐渡丘陵
 - II b 小佐渡丘陵

III 台 地

III a 外海府台地

III b 内海府台地

III c 國中台地

III d 小佐渡西岸台地

III e 小佐渡東岸台地

III f 小木台地

IV 低 地

IV a 両津低地

IV b 國中低地

IV c 羽茂低地

3. 地形細説

I 山 地

佐渡島の山地としては、大佐渡の中核をなす大佐渡山地である。

大佐渡山地は北北東—南南西方向に連続する、長さ47kmに及ぶ山地である。大佐渡北部では標高の高いところまで海成段丘面が発達しているが、黒姫越付近から南で標高800m以上の山地となる。黒姫越～屋敷平間では、井坪山(943m)、山毛櫛ヶ平山(947m)、檀特山(907m)、タダラ峰(940m)、マトネ(937.5m)の標高800～950mの山地であるが、主峰金北山(1171.9m)～妙見山(1042.2m)では標高1000mを超える。屋敷平より南西では、徐々に高度を低下させ、大平(約580m)、青野峠(419.9m)となる。大佐渡山地は海底からの高まりを考慮すれば、比高およそ2000mにも及ぶ、連続性に富んだ、急峻な山地ということになる。地形概説で述べたように、分水嶺は小佐渡側にあるので、北西斜面は長く、緩やかであり、それに対して南東斜面は短く、急であるという、非対称な断面形を示す。

大佐渡山地には、高位から1000～1050m、900～950m、600～700mの高さを異にする小起伏面が見られる。北部に900～950m、中部の金北山周辺

に1000～1050m、南部および主稜から派生する支稜などに600～700mの小起伏面が主として分布する。金北山は最高位の1000～1050mの小起伏面から約200m突出する鋭峰である。

また、たとえばマトネ～金北山の東斜面で稜線直下に見られるような広い緩斜面、大倉越から流れ出す馬首川谷底に見られる緩斜面も顕著である。前者のような稜線直下に見られる緩斜面の地形的な位置を調べると、背後には急崖・急斜面が必ず存在し、その緩斜面もかなりの凸凹があり、場合によっては谷側が高くなるような逆傾斜をしているところも見られることなどから判断すると、緩斜面の形成は、斜面上部の急激で、大規模な崩壊に起因するものと考えられる。一方、後者のような斜面下部に見られる緩斜面は勾配も大きく、谷底のような地形的に低いところに位置することが多いので、動きの早い地すべり、あるいは土石流によって生じたものと考えられる。

大佐渡山地主稜の特徴は崩壊地、植被に乏しい裸地・草地、あるいは灌木などが被覆する斜面が比較的広範囲に見られることである。とくに、タダラ峰周辺、マトネ～金北山、妙見山周辺などの3地域では広い面積に、屋敷平周辺では小規模なそれらが多数見られる。これらの植被に乏しい斜面は大佐渡山地に造られた自動車道路、牛の放牧地造成などの人為的な働きかけによるものが大きなウエイトを占めているが、それ以外の原因と考えられものも広い面積を占めているように思われる。これらについては、別の機会に改めて調査をしたいと考えているが、崩壊地・植被に乏しい斜面の地形的な位置、撮影年度を異にする空中写真を手がかりとしてそれらの拡大、縮小を判読してみると、主稜だけでなく支稜の西向きあるいは北西向きで、稜線に近い斜面上部に限られていることがわかる。また、裸地でない場合でも、その付近だけは樹高の大きな樹木が生育せず、草地あるいは灌木地となっている。それに対して、主稜・支稜の東・東南斜面は広葉樹によって密に被覆されており、その違いは明らかである。現在のところ、両斜面におけるこのような違いを生み出したのは、年間を通しての卓越風、とくに初冬～春にかけての強風が重要な役割を担っていると考えて

いる。風向・風量に関する基礎的な資料が得られていないので、その原因を断定することができないが、崩壊地・植被に乏しい場所の斜面の地形的位置からみて、妥当な考えと思われる。このような主稜に広く分布する植被に乏しい斜面については、たとえば妙見山西斜面などで芝のはりつけ作業による斜面の安定化が図られているが、強風地であり、斜面侵食が激しいために、その定着はむずかしいように思われる。

II 丘 陵

大佐渡丘陵は大佐渡山地南縁にわずかに分布するにすぎない。大佐渡のほとんどには、山地縁辺に海成段丘面が分布するが、大佐渡山地南部にはわずかに丘陵がみられる。大佐渡丘陵の地形は、大佐渡山地のそれと比べて顕著な違いはみられないが、標高が小さく、斜面の傾斜が小さいことである。標高400m以下で、場所によっては山地斜面とは断層によって境されていることがある。

小佐渡丘陵は小佐渡最高点の大地山（645.8m）を中心とする起伏量の小さな丘陵である。丘陵の大半は標高300～500mと揃っており、定高性に富んでいる。上述のように、小佐渡丘陵の標高は、大佐渡に比べておよそ500m低いと、地形的な特徴はきわめてよく似ている。すなわち、北北東—南南西に走る主稜は、北西斜面が長く、緩やかであるのに対して、南東斜面は短く、急傾斜で、非対称な断面形を示している。山頂および山腹緩斜面の分布には片寄りがあり、山腹緩斜面の大半は地すべりによって生じた地すべりブロックと考えられる。したがって、地すべりが集中する南東斜面、とくに赤泊村などに広く分布する。山頂平坦面・緩斜面は侵食面であるのか、古い時代に形成された海成段丘面であるか否か、その判断に苦しむことが多かった。砂礫層が見つかった場合でも、その礫層が段丘礫層であるか、新第三紀の下戸層相当の礫岩であるのか判定がむずかしかった。今回、高位段丘面の認定に際しては決定的な手がかりは得られなかったが、ある程度の広がりを持つ平坦面で、その背後に旧海食崖と推定される急崖が存在する場合に限り、段丘面と判断した。

III 台 地

地形概説で述べたように、佐渡島を特徴づけるのは海成段丘の発達の様式であろう。海成段丘の記載は古くは中島謙造（1889、1892）にはじまり、下村彦一（1925）、上沼寅次郎（1926）、外山四郎（1927）、望月勝海（1932）、坪谷幸六（1933）、吉川虎雄（1953）、太田陽子（1964、1973、1987）、佐渡国中平野団体研究グループ（1966）、太田陽子ほか（1976、1983、1992）、鈴木郁夫・赤羽 修（1976）、羽田野誠一（1978）、田村明子（1979）、高野武男（1987）などを挙げることができる。そこで、これらの多くの成果をふまえ、今回の調査で新しく判明したことを加えて、記載することにした。

地形分類図から判るように、佐渡島の広い地域に渡って海成段丘面は分布するが、とくに発達が良好なのは大佐渡北東端、外海府海岸、二見半島、大佐渡・小佐渡の国中低地に面する地域、小佐渡北西岸、小木半島などである。

ただし、標高の大きなところに見られる平坦面については、再三述べたように海成段丘面であるか否かについては判定が困難であった。それは、山地・丘陵で述べたように、とくに小佐渡地域の高位平坦面を構成する砂礫層が段丘堆積物であるか、新第三紀の下戸層の礫岩であるか否かの判定がむずかしいことに起因する。高位海成段丘面の認定は、羽田野（1978）、太田・平川（1979）および高野（1987）も述べているように、①平坦面と背後の急斜面との境界をなす顕著な傾斜の変換点が存在し、それがほぼ同じ高度で連続し、傾斜変換線（旧汀線）として追跡されること、②それが、下位の段丘面の旧汀線とほぼ平行に配列していることなどを、重要な手がかりとした。

海成・河成段丘面は高度、連続性、比高、各段丘面相互の配置、段丘面の微地形の状態、段丘堆積層などの観察に基づき、完新世段丘面も含めて11段に区分した。なお、高野（1987）は高位から低位にH'面、H面、M面、L面に区分し、H'面は2面、H面は11面、M面とL面はそれぞれ2面に細分されるとしているので、合計17面になる。佐渡島は広く、海成段

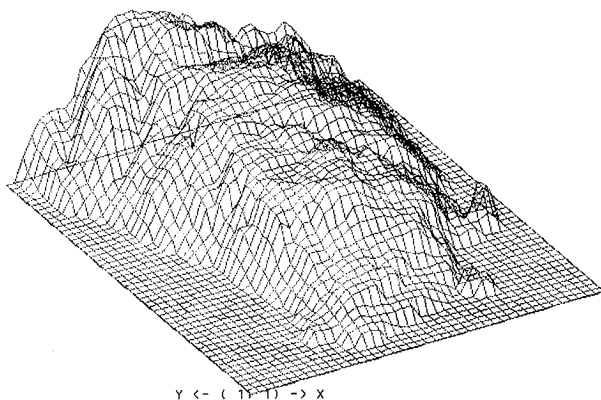
丘の発達もきわめて良好であるので、大佐渡地域と小佐渡地域とに分けて記載することにしたい。

a. 大佐渡地域

大佐渡地域では多くの段丘面が分布する大佐渡北端～外海府海岸を例として記載する。

第1段丘面は大佐渡山地立ガ平山の南に位置する独立標高点688.9mの西・北部にみられる標高640～650mの平坦面である。段丘堆積物は確認していないが、旧汀線アングルは明らかであるので、段丘面と認定した(第4図)。現在、段丘面と判断したなかで、最高位のものである。この段丘面は、高野(1987)もH₁面として区分している。

第2段丘面は大佐渡北端の立ガ平山付近の標高540～570mおよびその北部に位置する北小浦～真更川間の山居越付近の標高440～450mの平坦面である。この段丘面についても堆積物を確認していないが、この時期の海成段丘面は現在の大佐渡山地の一部が離水しているに過ぎないので、粟島の海成段丘面で紹介したように、流入する河川も小さなものが多く、砂礫の生産量も少ないので、厚い堆積物は持つような段丘面は形成されず、山地縁辺を切る波食棚的な性格を持つものと考えられる。この段丘



第4図 大佐渡北端のブロックダイアグラム(北東側から高さをやや誇張して描図)

面は、高野（1987）のH₂面に対比される。

第3段丘面は大佐渡北端の上述の山居越の東、山居池付近などの標高400～450mの平坦面である。段丘堆積物は山居池の西の道路沿いで観察することができた。それによれば、石英安山岩質火砕岩（真更川層）を切って、その上に厚さ2mを超える角礫、亜角礫からなる、最大径60cm、平均径15cmの淘汰の悪い、風化の進んだ堆積層が見られた。この段丘面は、高野（1987）もH₅面として区分しているが、さらにこの間にH₃～H₄面が細分されるとのことである。

第4段丘面は大佐渡北端の刃切山、縦ノ木平山、湯ノ峰山、光明仏寺周辺などの標高340～430mに広く分布する平坦面である。山居池西方の道路沿いの露頭では風化した安山岩、凝灰岩、泥岩のくさり礫およびそれらを切って堆積する角礫などが見られた。また、湯ノ峰山東方の標高390mでは、石英安山岩質火砕岩を切って厚さ3mの砂層が堆積していた。この段丘面は、田村（1979）のH1面に、高野（1987）のH₆面に対比される。

第5段丘面は大佐渡北端の刃切山の北方、二重平、湯ノ峰山の北・西方などに分布する、標高270～350mの平坦面で、旧汀線アングルは明らかである。この段丘面の構成層は、二重平周辺のいくつかの地点で観察されるが、それによれば、いずれも基盤である石英安山岩質火砕岩を切って厚さ1～2m、淘汰の悪い、著しく風化の進んだ、くさり礫から構成されている。この時期の大佐渡はまだ大きな島ではなく、礫を多量に運搬するような大きな河川は存在していなかったと推定されるので、いずれの地点でも段丘堆積物は薄く、恐らくは波食棚的性格をもつものと思われる。この段丘面は田村（1979）のH2面、高野（1987）のH₈面に対比される。

第6段丘面は大佐渡北端の榊原から二重平、野丹平など、および外海府海岸の高千東方の葡萄峰付近から塚上山、尖閣湾の東方、相川町中心街の東、二見半島の最高位面へとほぼ断続的に分布し、旧汀線高度は190～250mとばらつきが大きい。段丘礫層は大野亀から二重平に至る道

路沿いの標高230m、野丹平の240mなどで明らかな海成礫が観察される。段丘礫層の層厚は確認できなかったが、厚さ10mを超えることはないように思われる。この段丘面は田村（1979）のH 3面、高野（1987）のH₁面に対比される。

第7段丘面は大佐渡北端では、その分布が限定されており、わずかに鷲崎、弾野の標高90~100mの平坦面に過ぎない。ところが、外海府海岸の北田野浦からはほぼ連続して分布するようになる。とくに、平根崎以南ではもっとも広い段丘面を形成するようになり、二見半島では高位の第6段丘面を取り囲むように分布する。旧汀線高度は大佐渡北端で90~100m、北田野浦で220m、平根崎で170m、尖閣湾の東で120m、相川町中心街付近で140m、二見半島で130mとなり、外海府海岸中央部でもっとも高くなる。相川町中心街北方の段丘面には、段丘面形成時に侵食されなかった旧岩礁としての丸みを帯びた、小さな丘が2つ見られる。段丘堆積層は弾野付近の露頭で、先新第三紀の変輝緑岩を切って厚さ2m、中礫を主体とする淘汰のよい礫層が見られた。この段丘面を構成する堆積層も、高位面と同様に、veneer的性格をもつものと考えられる。この段丘面は田村（1979）のT 1面、高野（1987）のM₁面に対比される。

第8段丘面は大佐渡、国中平野などにおいてももっとも発達の良い段丘面で、段丘面は大佐渡北端から外海府・内海府海岸の現海岸線に沿って連続して分布する。旧汀線高度は大佐渡北端の弾野で70m、北鶴島で100m、真更川で115m、小田で120m、入川で130mともっとも高くなり、その後、南西に向かって北片辺で120m、尖閣湾付近で75m、相川町中心街付近で90m、二見半島南端で70mと低下する。この段丘面にも大佐渡北端の菖蒲平西方に雀亀岩、北鶴島~真更川間に4つ、小田~石名間に2つ、尖閣湾付近に1つの旧岩礁が残存している。このように、他の段丘面に比べて多くの旧岩礁が存在していることも大きな特徴であるが、これは何を意味しているのだろうか。海水準の上昇速度がきわめて早く、さらにその海水準の安定期間が短く、旧岩礁を侵食してしまうだけの時間が不足していたことを示唆しているものと考えられるが、より高

立面、低位面と比べても地質的な違いは認められないので、今後に残された課題である。

段丘堆積物は淘汰のよい円礫・亜円礫からなり、大佐渡北端の鷲崎・外海府海岸の石花でそれぞれ基盤岩の凹凸を埋める礫層が観察でき、そのうえ石花では厚さ20m以上に達することがわかった。さらに、第7段丘面は第8段丘面に比べて、開析が進んでおり、段丘堆積物を構成する礫にくさり礫を含むこと、古赤色土壌をのせていることなど、両者の間の時間的な違いが顕著である。第8段丘面は、上述の谷埋め堆積物、その他の段丘面に比べて厚い堆積物をもつことなどの特徴、段丘面の発達程度などからみて、明らかな海進期を示していると考え、最終間氷期最盛期に形成されたと判断した。ただし、高野（1987）は、国中層から採取された植物化石や花粉分析の結果を再検討した結果、植物化石のなかで *Tsuga sieboldii* と *T. diversifolia* など、亜高山帯に自生する現生種で、寒冷気候を好む樹種を含むことから考えて、第8段丘面を最終間氷期最盛期に対比することは無理であるとし、第7段丘面を最終間氷期に形成されたと考えている。なお、この段丘面は田村（1979）のT2面、高野（1987）のM₂面に対比される。

第9段丘面は大佐渡北端には分布せず、外海府海岸の禿の高以南で、千本鼻から尖閣湾、二見半島へとほぼ連続するように分布する。段丘面の旧汀線高度は千本鼻で80m、石花で63m、二見半島高瀬で50mで、他の段丘面同様に外海府海岸中央部で高く、南西の二見半島で低くなる。

段丘堆積物の厚さは一般に薄いのが特徴で、およそ2～3mであることが多い。たとえば、高瀬では変質安山岩の上に厚さ2.4mの海側へ傾斜する砂礫層が見られた。砂礫は最大径25cm、平均径3cmの比較的淘汰のよい亜角礫～角礫から構成されていた。この段丘面は田村（1979）のT3面、高野（1987）のL₁面に対比される。

第10段丘面は外海府海岸の後尾～石花、二見半島の春日崎～橋など局地的に分布する。段丘面の旧汀線高度は後尾付近で50m、春日崎で35m、橋で25mである。段丘堆積物は厚さ約2～4mで、二見半島西岸は外洋

的、東岸は内湾的特徴をもつ。この段丘面は田村（1979）のT4面、高野（1987）のL₂面に対比される。

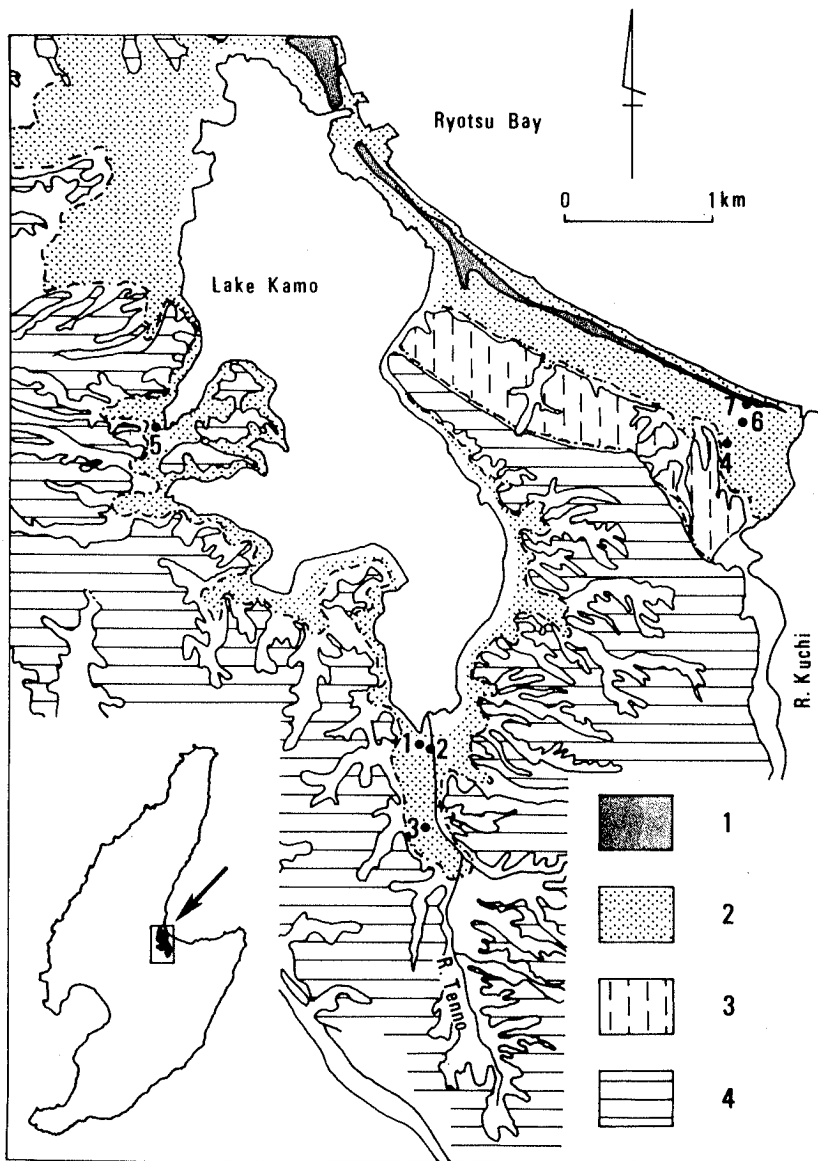
第11段丘面は大佐渡のほとんど全域に、幅は狭いが連続性のよい最低位の海成段丘面として分布する。この段丘面の旧汀線高度は10m以下で、ほとんど開析されていない。第10段丘面とはかなりの比高をもつ段丘崖によって境されており、形成年代の隔たりが大きいと考えられ、また、この段丘面は国中平野の広い沖積低地に連続している。したがって、第11段丘面は完新世に形成された段丘面と考えられる。大佐渡北端から外海府海岸、内海府海岸に見られる集落のほとんどは、この段丘面に位置する。完新世段丘面については、田村（1979；L1、L2面）が詳しい調査を行っているので、それを基に述べることにしたい。

大佐渡東岸の内海府海岸では、加茂湖付近から歌見まで、段丘面は平坦で、連続性に富んでいるが、段丘面の幅は20~40mと狭い。歌見以北では、北小浦、見立、鷲崎に幅20mの段丘面として分布する。それに対して、外海府海岸では、全体として段丘面の幅は広く、とくに岩谷口から南片辺では、海岸線と平行して帯状に分布する。中には、幅200m以上に達するところもみられ、場所によっては千本鼻付近、入川のように比高約2mの小崖によってL1面とL2面の2面に分けられるところもある。

完新世段丘面の構成層は、大野亀、二見崎ではそれぞれ基盤岩を切って不整合面上に厚さ約4mの段丘砂礫層を載せている。段丘堆積物の層相は、たとえば二見崎ではほぼ水平な基盤岩の直上に巨礫（最大径1.2m）、その上に扁平礫を含む径10~20cmの淘汰のよい円礫・亜円礫が堆積し、それらにはわずかに水平層理が認められる。その上部に厚さ約2mの砂層が載っている。このように、段丘礫層は下部から上部へ向かって次第に粒径が小さくなる傾向が見られる。また、上部の砂層は、地表面下約1mが腐植化作用を受けている。このことは段丘面が離水した後、ある程度の時間が経過したことを示唆していると考えられる。さらに、内海府海岸の北松ヶ崎、大佐渡北端の藻浦では、淘汰のよい円礫層が水

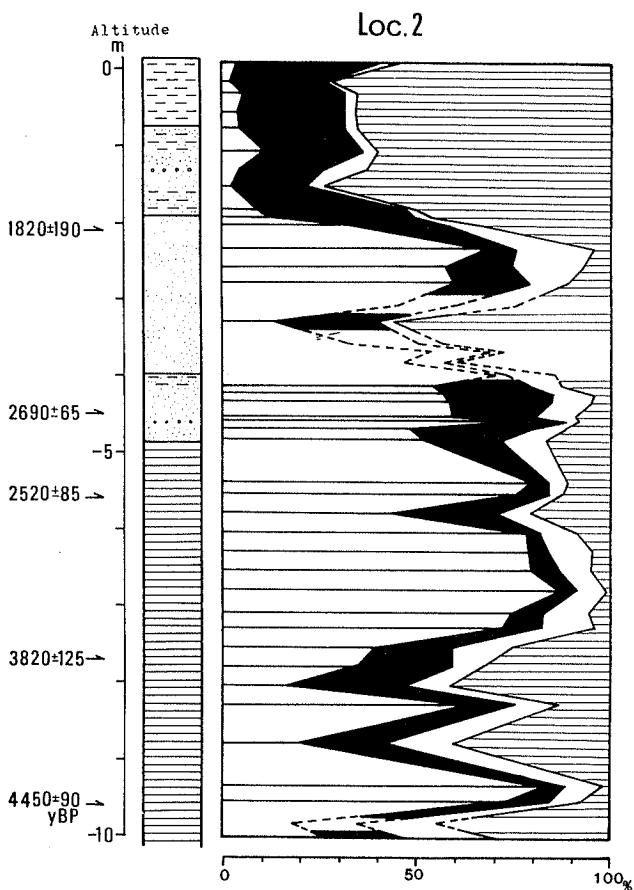
平層理をなして、少なくとも厚さ1 m以上堆積している。これらの礫層を堆積させるような河川は付近に見られず、またこれらの礫層からなる地表面は平坦で、さらに背後の崖は海岸線に平行していることなどから、段丘構成層は海成の堆積物と考えられる。外洋に面して、海岸線に沿って帯状に分布する完新世段丘面は、上述のように、基盤岩上に厚さ2～4 mの海成堆積物を載せているにすぎないので、波食棚として形成されたものと判断される。これに対して、国中低地では海面上昇に伴う厚さ約10 m以上に及ぶ海成堆積物からなる（佐渡国中平野団体研究グループ、1966、1969）。大佐渡と小佐渡の間に位置する国中平野は、第8段丘面によって両津湾側の北東部と真野湾側の南西部とに分断されている。北東部は加茂湖とそれを取り囲む完新世段丘面から構成されている。それに対して、南西側は北西側に比べて広く、完新世段丘面と後述するようなタイプを異にする八幡砂丘などから形成されている。

加茂湖周辺の数地点における掘削調査によれば、北岸は大佐渡山地からの礫が多量に供給されるためサンプラーで掘削することはできなかったが、南岸の天王川が流入する付近の数地点でそれぞれ深さ約10 mの試料が得られた。得られた試料の¹⁴C年代値および珪藻分析結果から加茂湖の形成史が考察された（第5・6図；太田ほか、1983；SATO, H. & KUMANO, S., 1985）。それによれば、加茂湖の形成は両津湾を閉塞する形で存在したと推定されるbarrierの発達状態と深くかかわっていることがわかった。すなわち、barrierが両岸からのび、湾奥を閉塞すると、加茂湖には淡水に生息する珪藻が多くなり、一方、barrierが侵食されて、海水が流入するような外洋性環境になると、海水に生息する珪藻が増加することがわかった。その結果、加茂湖では約1,800y.B.P.以降は淡水種が急激に増加し、優占するようになる。したがって、barrierの発達により、両津湾奥が閉塞され、現在の加茂湖のような状態になったのは、約1,800y.B.P.頃であり、その後はbarrierが侵食されることはなかったということになる。



第5図 加茂湖周辺の地形分類図と掘削地点 (太田ほか, 1983)

1. 砂丘・砂堆、2. 完新世面、3. S面より下位の更新世海成段丘
4. 海成段丘 (S面相当)、黒丸と番号は掘削地点を示す。



第 6 図 地点 2 における珪藻分析結果 (太田ほか, 1983)

b. 小佐渡地域

小佐渡地域には、ほぼ全域に海成段丘および河成段丘が分布する。とくに、小佐渡北端の姫崎から国中平野、西三川を経て小木半島まで連続して発達する。そこで、西三川～小木半島の例を中心として記載する。

小佐渡の高位段丘面については、再三述べたように、段丘面の認定がむ

ずかしいので、羽田野（1978）、高野（1987）の記載も参考にした。高位段丘面については、今後の研究によっては、細分しなければならなくなるであろう。

第1段丘面は経塚山（636m）付近にみられる段丘面で、450～630mの高度を有する。段丘面は東側がもっとも高く、西へゆるく傾斜する。経塚山西方の道路沿いの高度520mでは、凝灰岩を切って、流紋岩、凝灰岩の礫などからなる厚さ3mの礫層が見られる。礫層は最大礫径50cm、平均礫径7～8cmで、著しく風化した、淘汰の悪い亜角礫からなる。

また、小佐渡最高点の大地山（645.8m）東の標高610～640mの平坦面は、現地では段丘堆積物を確認していないが、明らかな堆積面を残している。段丘面は経塚山付近のそれと同じように、西へゆるく傾斜する。高野も、大地山付近の平坦面を最高位段丘面と認定している。第1段丘面は、高野（1987）のH₁～H₃面に対比される。

第2段丘面は真野湾～羽茂川では川茂峠、静平、梨ノ木越付近、羽茂川～小佐渡東海岸では天狗塚（404m）付近から笠取山（407.9m）間、備附山（369.1m）などに分布する。これらの段丘面の旧汀線高度は345～380mで、明瞭な平坦面を残している。天狗塚付近から笠取山間に分布する段丘面は、西方へゆるく傾斜する。段丘堆積物は、今回、川茂峠付近で2地点、天狗塚南西で1地点で観察することができた。川茂峠付近は下戸層の礫岩の分布地域であるため、段丘礫層の区別がきわめて困難であった。川茂峠南西では礫岩、シルト、凝灰質砂岩の互層（下戸層）を切る厚さ4～5mの著しく風化した砂礫層が見られた。また、天狗塚南西では、凝灰質シルト層の上に厚さ1.5m、シルト岩、砂岩、安山岩のくさった亜角礫～亜円礫からなる砂礫層が観察された。羽田野（1978）、高野（1987）も何か所かで段丘構成層を観察している。第2段丘面は、高野（1987）のH₄～H₆面に対比される。

第3段丘面は真野湾側、西三川、羽茂川では柏平の南・南東、羽茂川～小佐渡東海岸では笠取山の南などに、第2段丘面とは明らかな段丘崖で境さされて分布する。これらの段丘面の旧汀線高度は260～360mと、ややばら

つきが大きいので、今後の調査によっては、細分できるものと考えられる。この段丘面の堆積物は、露頭に恵まれず、梨ノ木越の道路沿いでわずかに見られただけである。それによれば、安山岩を切って、厚さ4.5m、最大径60cm、平均径7cmの著しく風化した亜円礫層、その上に厚さ1mの赤色土が載っている。

第4段丘面は真野湾岸から西三川の南にかけてほぼ連続、羽茂川～小佐渡東海岸では断続的に分布する。これらの段丘面は広く、旧汀線高度は真野町吉岡の南で230m、背合の南で220m、小立の南東で220m、金山で230m、柏平で250m、小泊の東で250m、羽茂町下組の東で300m、無礼山の西で300m、大石山田の東で275mである。

第5段丘面は国中平野の南から真野湾の南を経て羽茂川に至る地域で、第4段丘面の下位に局地的に分布する。段丘面の旧汀線高度は真野町合沢の南で230m、小川内の南で220m、高塚で180m、羽茂町小泊の東で245m、荒磯山付近で220mである。これらの段丘面は、いずれの地点でも海側へ傾斜し、明瞭な平坦面を残している。段丘構成層は厚さ4～5mで、円形度の高いbeach gravelであることが多い。

第6段丘面は大佐渡のそれと同じように、第5段丘面の下位にきわめて局地的に分布するにすぎない。国中平野南の新穂村正明寺の東、新穂ダムの西、畑野町長谷の西、真野町合沢の南、吉岡の南東、小木半島の最高所に位置する鶴ヶ峰・長者ヶ原遺跡付近、羽茂町大石山田の東などに見られ、その旧汀線高度は正明寺の東で160m、長谷の西で150m、合沢の南で160m、国分寺の南で170m、小木半島では180～190mである。段丘堆積物は、新穂ダムから段丘面に登る道路沿いでは、風化した安山岩の上に厚さ4m、安山岩、凝灰岩、石英安山岩のくさり礫化した亜円礫～亜角礫層が見られた。

第7段丘面は小佐渡北東端の水津の西、国中平野に面する河崎の南西から久知河内の西、田野沢の東、新穂ダムの北を経てほぼ連続するように分布する。とくに、畑野町畑野の南からは、場所によっては段丘面の開析が進んでいるところもあるが、一般に連続して発達するようになり、真野町

岩野から羽茂町西三川を経て、小木半島にかけて広大な段丘面を形成している。さらに、羽茂川以東では上大谷、大石山田から三瀬、赤泊村杉野浦、柳沢までは第7段丘面の発達が比較的良好であるが、それより北東の小佐渡東岸には分布しない。段丘面の旧汀線高度は、水津で120m、河崎の南西で100m、田野沢の東で100～130m、上新穂で120～130m、合沢の南で110m、順徳天皇火葬塚付近で110mであるが、岩野の南の120mから小木半島に向かって徐々に高度をあげ、田切須の東で130m、西三川川を越えて椿尾で150m、奥組で150m、小木半島金田新田で145mとなる。羽茂川以東では、上大谷で150m、杉野浦で130m、柳沢で130mとなり、国中平野に比べて小木半島における旧汀線高度が高くなる傾向が認められる。段丘堆積物の厚さは西三川では数mにすぎないが、大石山田では8～19mと地域によって異なる。いずれの地点でも風化した礫から構成されているのが特徴である。

第8段丘面は小佐渡北東端の姫崎から国中平野、真野湾、西三川、小木半島、羽茂川以東の赤泊付近まで、連続して分布する。段丘面の旧汀線高度は、姫崎で50m、椎泊で50m、国中平野南縁の吉岡で50m、真野湾南岸の大立で90m、西三川の小泊で105m、小木半島北岸で94～104m、同南岸で111～118m、羽茂川以東の大石で90mとなり、小木半島の南方沖で推定されている地震による隆起を考えたとしても、国中平野から小木半島に向かって徐々に旧汀線高度が高くなるのがわかる。段丘堆積物は、加茂湖周辺に存在する多くの崖で観察することができる。それによれば、国中層と呼ばれる厚い海成堆積物（佐渡国中平野団体研究グループ、1966）からなるが、層相変化が著しく、外洋、内湾のような環境の違いだけでなく、背後の小佐渡丘陵からの河成堆積物も多く含んでいると思われる。しかしながら、姫崎、西三川、小木半島などでは、それぞれ厚さ2.5～5mと薄くなる傾向がある。この段丘面が、小佐渡でもっとも発達がよく、その他の段丘面に比べて厚い堆積物から構成されていること、完新世段丘との間に2ないし3段の海成段丘面が存在することからみて、大佐渡の項で述べたように、約125,000年前の最終間氷期最盛期（アイソトープステージ5e）

の海進期に形成されたものとみなすことができる（太田ほか、1992）。

第9段丘面は第8段丘面の下位に形成されたもので、必ずしも発達はよくない。小佐渡北部の河崎、野城から、国中低地の畑野、真野湾岸の豊田、大須と連続性を欠くが、小木半島の北岸・南岸ではやや連続性が認められる。段丘面の旧汀線高度は、河崎で30m、野城で15m、真野湾岸の大須で40m、小木半島北岸で55～59m、同南岸で63～70mとなり、国中平野に比べて小木半島で高くなっている。段丘堆積物はいずれの場所でも、厚さ数mと薄いのが特徴である。ところで、この段丘面の年代は、最終間氷期の中の亜間氷期、すなわち南関東の小原台海進期（約8万年前）に当たる可能性があると考えられている（太田ほか、1976）。したがって、小木半島的小木町新田の北方、標高70mに位置する海食洞“岩屋”は、この第9段丘面形成期の海水準に対応して形成されたものと考えられることができる。このような高さに位置する隆起海食洞の形成を旧海水準と対応させて特定できたことは大変珍しいと思われる（鈴木、1983）。

第10段丘面は国中平野の新穂村瓜生屋付近では第9段丘面を切って、河成面として形成されているが、小木半島では南岸に広い海成面として発達する。小木半島の北岸における段丘面の旧汀線高度は35～36m、南岸では35～49mである。段丘堆積物は一般に厚さ1～3mと薄いveneerである。この段丘面の形成年代は、南関東の三崎海進（約6万年前）に当たる可能性が高いと考えられている（太田ほか、1976）。

第11段丘面は小佐渡のほとんど全域に、幅は狭いが連続性のよい最低位の海成段丘面として分布する。この段丘面の旧汀線高度は10m以下で、ほとんど開析されていない。第10段丘面とはかなりの比高をもつ段丘崖によって境されており、それとは形成年代の隔たりが大きいと考えられている。また、この段丘面は国中平野の広い沖積低地に連続している。国中平野では、羽二生の沖積層中の埋木から、 $5,900 \pm 150 \text{y. B. P.}$ という ^{14}C 年代値（佐渡国中平野団体研究グループ、1966）、加茂湖周辺で実施された掘削調査で得られた珪藻分析結果および泥炭層から得られた $5,740 \pm 110 \text{y. B. P.}$ ^{14}C 年代値（太田ほか、1983）からみて、第11段丘面は完新世段丘面と考

えられる。なお、田村は、完新世段丘面を現海岸線と平行し、海食崖の可能性が強い、比高約2mの小崖によって、L1面とL2面に分けられることがあるとしている。そして、L1面は縄文海進、L2面は縄文海進以降の海面の相対的な停滞期を示していると考えている。

完新世段丘面については、田村(1979)の詳しい記載があるので、それを中心として述べることにしたい。国中平野から連続する小佐渡西岸の段丘面は、大須鼻までは連続して分布する。真野町新町では幅300m以上に達するが、少しずつ幅を減少させ、越の長浜、大須鼻では幅10m程度となる。大須鼻から西三川までは巨礫からなる礫浜が第8～第10段丘面の崖下に発達しており、段丘面は分布しない。西三川から爪生崎までは、河川の河口付近に幅50～100m程度の段丘面が分布する。爪生崎から小木半島までは素浜と呼ばれる砂丘の発達する砂浜海岸であるが、第8段丘面の崖下に、砂に被覆されずに分布するところがある。

小佐渡東岸では、段丘面は羽茂低地から春日崎付近まで入江の奥を中心として分布し、その幅は約30～50mである。莚場～姫崎では松ヶ崎付近に発達する平坦な段丘面を除くと、河川が流入する入江の奥に小規模な段丘面として分布するにすぎない。両津湾岸では、大川から河崎まで海岸線の凹部に幅50m以下の段丘面が発達する。河崎から加茂湖にかけては、段丘面は幅300m以上になり、谷奥部に入り込むように分布する。

段丘面の分布・連続性・規模などの違いは、河川による供給物質の多少、山地・丘陵斜面の傾斜および海底地形の勾配の大小、岩質の差異と関係している。国中平野、羽茂平野のような段丘面の発達のよいところは、山地・丘陵斜面および海底地形は緩傾斜で、やや大きな川が流入しており、運搬物質の供給が多い。

小佐渡沿岸における完新世段丘面の旧汀線高度は、小木半島を除くと、2.5～6mである。高度は全体的に大佐渡に比べて低く、地域差は顕著でないが、西三川・大須鼻付近が4.7～5.6mとやや高くなっている(田村、1979)。

IV 低 地

本図葉で、低地として区分したのは、各海岸に流入する河川に沿う低地、海岸にみられる砂丘、砂浜、岩礁などである。これらの地形はごく限られた分布をするにすぎないが、最大は国中低地である。両津湾奥には両津市街（夷と湊）がのる砂堆によって閉塞された加茂湖が位置する。この砂堆は完新世段丘面の上ののっており、現海岸線に沿って約6 km連続する。

真野湾湾奥には延長約6 km、最大幅1.3 kmの八幡砂丘が分布する。八幡砂丘は砂丘中央を流れる国府川によって北部と南部に分けられる。砂丘の高度は内陸側で高く、もっとも高いところは南部砂丘の新田集落東で標高25.6 m、北部砂丘の佐渡博物館北で20.1 mである。

砂丘は、角田（1975）によれば、地形的特性（高度、起伏、連続性）および砂丘砂の堆積状態などにに基づき、海側から小横列砂丘、砂州性低台地Ⅰ、砂州性低台地Ⅱ、山脈状砂丘とに分類されるという。山脈状砂丘は、灰黄橙色の中粒砂から構成され、砂丘の長期的な固定を示唆すると考えられる、厚さ30～60 cmのクロスナ層を1枚はさんでいる。クロスナ層によって旧砂丘と新砂丘とに区分される。八幡砂丘で旧砂丘の高度が高いのは大願寺付近で、旧砂丘を被る新砂丘砂層の厚さは2～3 mにすぎない。それに対して、北部砂丘やその他の南部砂丘では、旧砂丘の表面高度は10 m以下と低く、厚さ5 mを超える新砂丘砂層がのっている。砂丘の形成期はクロスナ層に含まれる遺物から旧砂丘は弥生時代後期までには固定化し、新砂丘は室町時代以降に堆積したものと考えられている。いずれにせよ、海岸低地の形成については、完新世高海面期以降の小さな海面変化を明らかにすること、および海岸線の発達過程を歴史的に復元することが重要である。

4. 佐渡島における新时期地殻変動

ここでは、佐渡島における海成段丘面の変位様式と活断層などを基に、第四紀後期以降の地殻変動を考察することにした。佐渡島の第四紀地殻変動については、たとえば太田（1964、1973、1987）、太田ほか（1976、1992）、

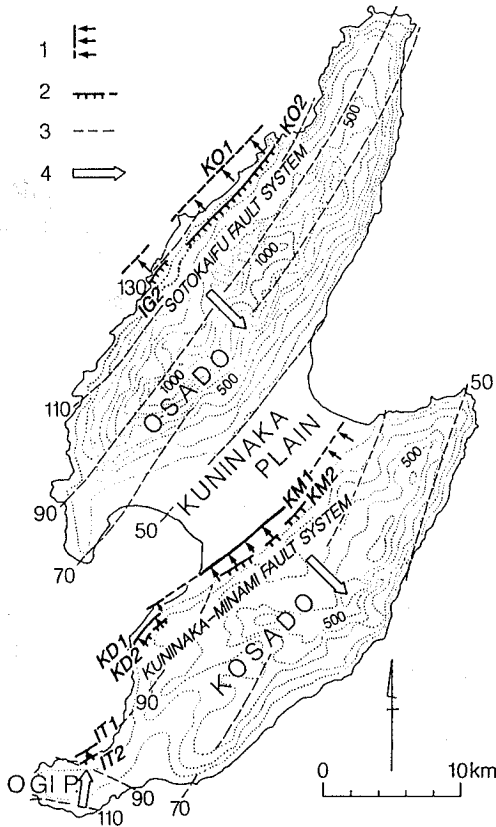
鈴木・赤羽（1976）、田村（1979）、高野（1987）などの考察があるので、それらをまとめることにしたい。

田村（1979）、太田（1987）はそれぞれ完新世段丘面、最終間氷期の海成段丘面の旧汀線高度を測定し、それを基にして、佐渡島の新时期地殻変動の特徴を考察した（第7図）。すなわち、大佐渡では北西から南東へ、小佐渡では西から東へ、そして小木半島は北方へ傾動する地殻変動が継続していることを明らかにした。佐渡島においては、更新世後期以降、大佐渡、小佐渡、および小木半島という3ブロックがそれぞれ固有の地殻変動を継続させているのである。しかしながら、このような更新世段丘、完新世段丘の旧汀線高度から推定される変位様式は、地形概説の項で述べたように、地形のアイトライン、すなわち大佐渡・小佐渡の東側で急斜面、西側で緩斜面という非対称山稜から推定された東上りの傾動運動（岩淵、1968；茂木、1977）とは明らかに矛盾している。佐渡島とその付近の海底地形を決めた動きと、海成段丘形成期以降の地殻変動の向きが、いつ頃、なぜ変化したのか、現段階でそれを説明しうる資料を残念ながら持ち合わせていない。

それに対して、大佐渡南縁および小佐渡の南東側の海底に活断層の存在が推定されているので、それらが確認されれば、古くから主張されていた大佐渡、小佐渡の2地壘に対して、やや異質な傾動地塊としての小木半島が付加したという新しい考えも出てくることになる。

次に、佐渡島およびその周辺の海底地形から推定される活断層の分布を見ると、いずれも山地の延長方向と一致する、走向が北東-南西方向のものが卓越しており、わずかに共約的なものが見られるにすぎない（鈴木・赤羽、1976）。主要な活断層としては大佐渡西岸の小田断層、石花断層であり、太田（1987）はこの2断層は走向と上下変位の向きから基本的には同一断層系に属すると考え、外海府断層系と定義している（第8図）。そのほかは、国中南断層系（太田ほか、1992）、小佐渡の羽茂川支流の山田川沿いに走る山田川断層である（鈴木・赤羽、1976）。

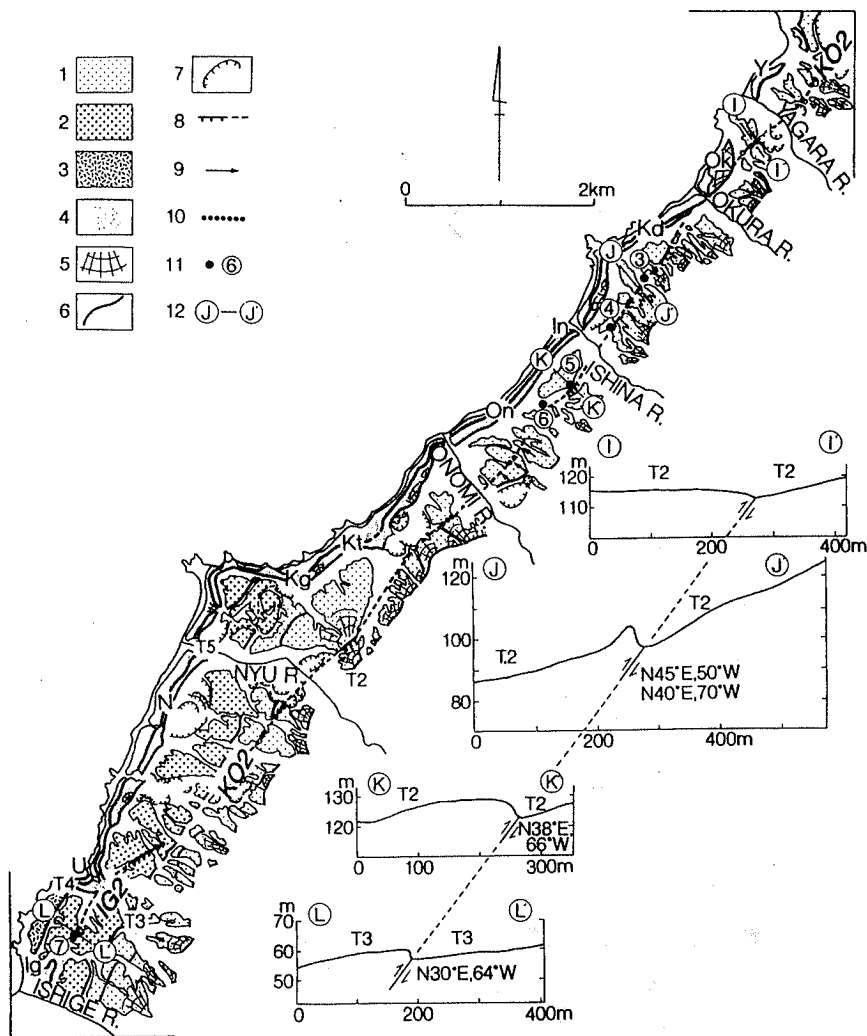
外海府断層系に属する小田断層は、北は矢柄付近から、南は入川付近まで続く、延長約9 kmに及ぶ活断層である。矢柄の北東では走向が少し異なるが、



第7図 佐渡島の活断層の分布と旧汀線高度からみた変位様式との関係 (太田ほか, 1992)

1. 撓曲崖 (矢印の先端を連ねる線が撓曲崖ないし推定される撓曲崖の基部、2. 逆向き低断層崖または撓曲崖背後の凹地、3. T2段丘の旧汀線高度を連ねた等値線 (単位はm)、4. 旧汀線高度から推定される傾動の方向 (3、4は太田ほか、1976による)。図中の点線は接峰面等高線 (100m間隔)。

断層露頭として古くから知られた関の鏡岩へ連続する可能性もあり、また、知行山北北西斜面の大崩壊も小田断層と雁行する断層に関連するのかもしれない。海岸線を著しく変化させてしまった、大崩壊の発生がいつの時代であ



第 8 図 大佐渡海外府海岸における段丘面の分布と小田断層
による変形 (太田ほか, 1992)

T 2 段丘より高位の面は省略。低断層崖の高さは実測による。1~4.
T 2~T 5 段丘 (海成段丘)、5. 扇状地、6. 旧汀線、7. 崩壊地、
8. 逆向き低断層崖 (KO 2)、9. 傾動の方向、10. 浅い凹地、11.
断層露頭の位置、12. 断面位置

Y: 矢柄、Ok: 大倉、Kd: 小田、In: 石名、On: 小野見、Kt: 北
田野浦、Kg: 高下、N: 入川、U: 後尾、Ig: 石花

るか不明であるが、寒戸崎付近の累々とした巨岩塊が堆積している状態、植生の進入状況などから判断すると、その発生はきわめて新しい時代と推定される。

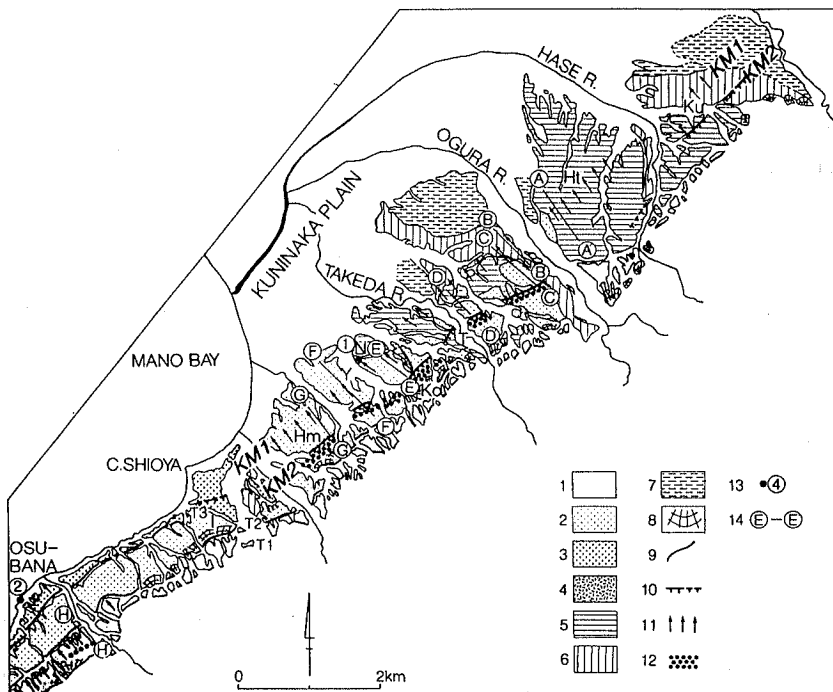
小田断層は、第8段丘面を北東-南西方向にほぼ直線的に連続する南東落ちの小崖として現れており、この小崖は同一段丘面を変位させる逆向き低断層崖と判断することができる。この小崖と関連する段丘面のくびれは小田、石名川の南でとくに顕著である。小崖の比高は小田で7.4m、石名で6mと大きく、それらから離れると小さくなるという。小田断層の断層露頭は、現在までに、鈴木・赤羽（1976）、太田ほか（1992）によって、数多く見つけられている。たとえば小田の南で、断層面の走向は $N40^{\circ}E$ 、傾斜は $70^{\circ}W$ 、破碎帯の幅は約5cm、断層粘土や断層角礫を伴う。石名東方では段丘堆積物を切る断層露頭があり、露頭の基部では断層の走向は $N45^{\circ}E$ 、傾斜は $50^{\circ}W$ で、断層粘土の幅は約15cmで、上方に向かって2条に分岐し、低角になる。さらに、石名川南方の露頭では、断層面の走向は $N38^{\circ}E$ 、傾斜は $66^{\circ}W$ であり、段丘面の表面だけでなく、段丘堆積物の基底高度も北西側が南東側に比べて、6.3m高くなっている。

石花断層は、石花付近の第8段丘面を切る、比高3mの逆向き低断層崖とそれに伴うくびれが地形的に明瞭である。断層露頭はくびれを形成する谷底で見つかっており、それによれば断層面は走向 $N30^{\circ}E$ 、傾斜 $64^{\circ}W$ 、青灰色の断層粘土も見られる。この石花断層を北東方向に延長すると、北川内、入川の直線状海岸線と一致する。外海府断層系については、逆向き低断層崖の存在など地形的には明らかであるが、これから記載する国中南断層系と同じように、外海府断層系の北西側の海底により大規模な主断層（subduction thrust）が存在し、そこから派生した支断層にすぎないと考えられている（太田ほか、1992）。筆者も、西津軽海岸船作半島における段丘面を変位させる活断層（飯塚ほか、1995）、あるいは新発田-小出線における月岡断層、下原断層と周辺の活断層との関係などからみて妥当であると考えている（鈴木、1993、1996）。ただし、外海府断層系では国中南断層で認められる顕著な撓曲崖は見られない。これは主断層が国中南断層よりも距離的に離れた位

置にあること、外洋に直接面しているので地形的に残りにくいことなど多くの理由が考えられるが、現段階ではわからない。

国中南断層は、国中平野南東縁に分布する最終間氷期最盛期（アイソトープステージ5e）に形成されたと推定されている段丘面（第8段丘面）を切る、佐渡島でもっとも見事な活断層である。この断層の走向は北東—南西、長さ約4kmで、国中平野側への顕著な段丘面の撓み下りと、その背後での逆向き低断層崖の存在である。これらについては、太田ほか（1992）に詳しい記載、図があるので、それをまとめて述べることにしたい（第9図）。

国中南断層は、主として第8段丘面の顕著な北西方向への撓み（第9図のT2面とKM1断層）とそれと平行する背後の逆向き断層崖（KM2断層）として地形的に明瞭である。KM1断層による北西への撓みは、段丘縦断面形に凸形として現れている。凸形の撓みがかもっとも顕著に現れているのは、小倉川以西の、宮川南方から浜中に至る地域で、いずれもT2面（第8段丘面）が北西側に向かって撓み下っている。撓みの量は、T2の最高地点（逆向き低断層崖の崖上）の高度と、撓曲崖基部の高度差を変位量とみなして求めると、T2面に現れたKM1断層の変位量は、北東から宮川南で約18m、合沢で約15m、国分寺で約34m、吉岡で約26m、浜中で約22mとなる。ただし、これらの値にはいずれも段丘面の本来の傾きが入っているので、実際の変位量よりも大きく見積もっていることになる。この撓曲崖の南西延長部の大須鼻の南には、段丘堆積物を切る逆断層露頭が見られる。露頭は田村（1979）が発見し、活断層研究会（1980、1991）、新潟県（1993）は写真を掲載している。この露頭では、基盤の安山岩を切る波食面を不整合におおるT3面（第9段丘面）の構成層が、走向N40°E、傾斜50°Sの西下がりの逆断層によって切られており、T3面もそれに伴って北西に傾きを増している。断層面に沿う変位量は約3mと算出されている。断層面に沿って幅約0.7mの青灰色の破碎帯がある。露頭的位置は、地形的に追跡できるKM1断層とは少し離れているが、その位置が撓曲崖の南東延長に当たり、また断層のセンスが撓曲崖から推定されたものと一致するので、この露頭はKM1断層の活動を示すものと考えられる。この露頭における変位量が、先に述べた変位



第9図 国中平野南部における段丘面の分布および国中南断層による段丘面の変形 (太田ほか, 1992)

この図にはT1段丘より古期の段丘及び完新世段丘、沖積低地は示されていない。以下の凡例(地名を除く)は第9図と共通。

1~4. T1~T4段丘(海成段丘)、5~7. F1~F3段丘(河成段丘)、8. 扇状地、9. 旧汀線、10. 逆向き低断層(KM2) 11. 撓曲崖(KM1)、12. 浅い凹地、13. 露頭位置、14. 断面位置
 Ku: 栗野江、Ht: 畑野、Ko: 国分寺、Hm: 浜中、Y: 吉岡、N: 中沢田、T: 竹田、I: 岩野

量と比べて小さいのは、ここが国中南断層の南端に当たるためである。

KM1断層と平行して、山地側にKM2断層がある。断層崖の比高は小さいが、山地側が低下する逆向き低断層崖であるために、地形的には明瞭に追跡できる。KM1断層とKM2断層との距離は約0.5~1 kmで、逆向き断層崖

の崖高の最大は吉岡付近の9.0mで、そこから北東および南西方向に向かって小さくなる。

山田川断層については、鈴木・赤羽（1976）の記載がある。それによれば、経塚山の東から小木半島頸部の小比叡付近までN35°～45°Eに延びる長さ18kmの南東落ちの断層である。この断層に沿っては、系統的な河谷や尾根の屈曲に伴う右横ずれ変位地形、wind gapなどが、多くの場所で認められる。しかしながら、断層露頭などの直接的証拠は少ない。

最後に、地殻変動の顕著な例として小木地震による小木半島の隆起についてふれることにしたい。小木半島の海岸は中新世の枕状溶岩が露出し、隆起海食台が形成されていることから、国の名勝天然記念物に指定されている。この隆起海食台は1802年12月9日（享和2年11月15日）に発生した小木地震M6.6によって隆起したもので、大日本地震史料（武者、1943）にも詳しい記載がある。小木地震に伴う隆起については、太田ほか（1976）の研究がある。それによれば、隆起海食台の旧汀線高度をオートレベルによって測定した結果、南岸の宿根木付近でもっとも高く現海面上約2.2m、北微東方向に低下して北岸の田野浦では約0.28mであり、半島の南北両方海岸に約2mの高度差があることがわかった。このような隆起海食台の高度差を一つの平面の傾動によるものとみなして、その傾動方向と量を最小自乗法で求めると、最大傾斜の方向はN11.9°E±19.85°、傾斜量は1.59'±0.17'となる。隆起海食台のすぐ上の完新世段丘面、更新世段丘面の旧汀線高度をオートレベル、ハンドレベルやポーリンの高度計を使って測定してみると、小木地震による隆起量とよく似たパターンを示すという。このことは、1802年の小木地震のようなタイプの地震が海成段丘の形成期である更新世後期以降に繰り返し発生し、その結果、古い段丘ほど同じ様式の変位が累積したものと考えられている。

5. おわりに

筆者は1970年以来、佐渡島の海成段丘面およびそれらを変位させる活断層調査に加えて、新潟大学教育学部地理学教室第3年次学生の各1週間の野外

実習（およそ10年間）と各種巡検などの機会を利用して調査を継続させてきた。今回の地形分類図作成、同説明書執筆に際しては、改めて大佐渡北端・南東部および小佐渡南西部の高位海成段丘面を中心とする調査を行った。しかしながら、佐渡島における海成段丘を手がかりとした地殻変動の研究については、何よりも専修大学教授太田陽子先生の長年に渡る研究成果ならびに野外調査におけるご指導が大きいと考えている。

また、第2図は五百沢智也先生作成の新潟県全域の鳥瞰図であるが、佐渡島の地形表現が正確、精密に描かれているのに驚かされる。山地斜面、谷は言うまでもなく、たとえば加茂湖西岸に位置する佐渡空港などもきちんと描かれており、地形概観には最適と考え、敢えて引用させていただくことにした。ブロックダイアグラム作成については、当時、新潟大学教育学部地理学教室学生であった加古古典子さんの協力を得た。太田陽子・五百沢智也両先生、調査、まとめてお世話になった方々に厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 茅原一也（1958）佐渡島・小木半島の地質と最近の地史．新潟県文化財年報，
2，71-107
- 羽田野誠一（1978）小佐渡経塚山西方の高位海成平坦面．日本地理学会予稿集，
14，298-299
- 飯塚望美・猪爪智子・大越恵美・長野岳水・西浦尚子・星野裕子・丸山 悟
（1995）西津軽舳作半島付近における海成段丘と地殻変動．新潟
地理，4，15-38
- 岩淵義郎（1968）日本海南東部の地殻変動．地質学論集，2，53-55
- 上沼寅次郎（1926）佐渡ヶ島．地球，6，274-279
- 活断層研究会（1991）「新編 日本の活断層——分布図と資料」．東大出版会，
437p.
- 小林洋二（1983）プレート“沈み込み”のはじまり．月刊地球，3，510-518
- 望月勝海（1932）構造論的に観たる能登と佐渡．地理学評論，8，171-195

- 茂木昭夫（1977）「日本近海海底地形誌－海底俯瞰図集－」．東大出版会，
90p.
- 武者金吉編（1943）増訂大日本地震史料3．震災予防評議会，142－149
- 中島謙造（1889）20万分の1地質図佐渡および同説明書．
- 中島謙造（1892）佐渡島の地勢．地学雑誌，4，61－65
- 中村一明（1983）日本海東縁新生海溝の可能性．地震研彙報，58，711－722
- 中村一明（1984）日本海・フォッサマグナプレート収束境界説考．月刊地球，
6，25－28
- 新潟県（1993）「続・新潟のすぐれた自然」新潟県自然環境保全資料策定調査
書 地形・地質編．新潟県，126－129
- 新潟古砂丘グループ（1987）佐渡島の砂丘－新砂丘と古砂丘－．佐渡博物館研
究報告，9，49－65
- 太田陽子（1964）大佐渡沿岸の海岸段丘．地理学評論，37，226－242
- 太田陽子（1973）海成段丘面上の活断層－丹生山地西縁および佐渡島の例－．
お茶の水地理，14，10－15
- 太田陽子（1987）海成段丘の変形からみた佐渡島の第四紀地殻変動について
の考察．佐渡博物館研究報告，9，1－14
- 太田陽子・松田時彦・長沼和雄（1976）佐渡小木地震（1802年）による土地隆
起量の分布とその意義．地震 第2輯，29，55－70
- 太田陽子・鈴木郁夫・Bloom, A.L.・前田保夫・松島義章・三好真澄（1983）
佐渡国中平野北部．科研費報告書「掘削法による完新世海成段丘
の形成過程に関する研究」，15－25
- 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子（1992）佐渡島の海成段丘をきる活断層とそ
の意義．地学雑誌，101，205－224
- 佐渡国中平野団体研究グループ（1966）佐渡国中平野の第四系－新潟県の第四
系・そのVII－．新潟大学教育学部高田分校紀要，11，147－205
- 下村彦一（1925）佐渡雑感．地理学評論，1，431－434
- 角田清美（1975）佐渡島・八幡砂丘の地形について．日本地理学会予稿集，8，
1－2

- 鈴木郁夫 (1983) 宿根木の隆起海食洞. 「新潟のすぐれた自然」. 158-161,
新潟県
- 鈴木郁夫 (1989) 越後平野の形成に関する若干の考え. 新潟県高等学校研究会
理科部会 理科研究集録, 28, 77-82
- 鈴木郁夫 (1993) 新潟県下田村, 下原断層の断層露頭および断層変位地形. 第
四紀研究, 32, 61-74
- 鈴木郁夫 (1996) 新潟県の活構造—とくに、新発田—小出構造線の活断層を中
心として—. 産業地質科学研究所研究年報 7, 9-25
- 鈴木郁夫・赤羽 修 (1976) 佐渡島の新时期断層地形. 新潟大理学部地鉱教室研
究報告, 4, 77-84
- 高野武男 (1987) 佐渡島の高位海成段丘. 佐渡博物館研究報告, 9, 15-30
- 田村明子 (1979) 佐渡島の完新世段丘と地殻変動. 地理学評論, 52, 339-355
- 外山四郎 (1927) 東北裏日本海岸地方の所謂海食台地に就て. 地学雑誌, 39,
331-337, 390-400
- 坪谷幸六 (1933) 佐渡の風物. 地理教育, 19, 275-280
- 山下 昇 (1970) 柏崎—銚子線の提唱. 「島弧と縁海」, 179-191
- 吉川虎雄 (1953) 海岸. 日本地理新大系(1)自然, 74
- SATO.H.and KUMANO, S. (1985) The succession of diatom
assemblages and Holocene sea-level changes during the last
6,000 years at Sado island, central Japan: The Holocene
development of lake Kamoko I. Japan Jour. Limnol., 46,
100-106

鈴木郁夫 (新潟大学教育学部地理学教室)

II 表層地質図

佐渡島の地質

1 はじめに

日本海に浮かぶ857km²の面積を有する佐渡島は、離島ムードいっぱいであるうえ風光明媚、史跡・旧跡も多く、海の幸にも恵まれているなどで観光地として有名であるが、地質学的にも秋田県男鹿半島と並んで日本を代表するグリーン・タフ地域の標式地として非常に重要な地域とされている。

佐渡島の地質学史は、平安時代後期の西三川砂金山（今昔物語、1108ころ？）、1540年鶴子鉱山、1600年相川鉱山の発見というように金を始めとする鉱産物資源の開発で始まった。その後多くの研究者により多方面にわたる研究が行われてきたが、そのすべてを紹介するにはあまりにも膨大な数になるため、ここでは佐渡島全体の地質を知る上で重要な広域にわたる地質図関係の文献を中心に述べ、他については後述する地質各論の中で随時挙げることにする。なお、佐渡の地質に関係する1974年までの文献は、小林・外山（1977）によってまとめられている。

現在の形に近い佐渡島の地質層序は渡辺（1932）により確立されたが、佐渡島の広域にわたる地質に関する研究は大佐渡研究グループ（1969 a、b、以下「大佐渡研」と略称する）による大佐渡地域のものが最初である。その後、地質調査所（島津・市橋ほか、1972）により日本油田・ガス田図の一つとして5万分の1地形図に描かれた佐渡島全域の地質図とその説明書（1977）が発表され、引き続いて通産省資源エネルギー庁による広域地質構造調査の成果として、佐渡島全体の5万分の1の地質図（金属鉱業事業団、1987、以下「金属鉱業」と略記する）と佐渡鉱山周辺及び高千地域に重点を置いた詳細な地質図（金属鉱業、1988、1989、1990、1991）、更に20万分の1地質図「相川・長岡の一部（佐渡島）」（角靖夫・広島俊男ほか、1989）も報告されている。

本表層地質図及び説明書は、佐渡島が5万分の1地形図6図葉からなる広大な面積をもっている上調査期間が限られているなどの理由で、筆者らの調査が及ばなかった箇所が多い。本図幅の完成には上述した大佐渡研（1969 a、b）、島津・市橋ほか（1972、1977）、金属鉱業（1987）の資料に負うところが大きかった。

報告するに当たり、引用及び参考にさせて頂いた上記の調査、研究をなされた島津光夫名誉教授ほかの大佐渡研究グループの方々、金属探鉱事業団の方々、そして、佐渡の地質解明に努力された多くの方々に感謝申し上げる。また平野部の地質柱状図の資料の収集についてご便宜を頂いたキタック(株)の岩永伸博士に御礼申し上げます。

2 表層地質概説

本図幅内の地質層序を第1表に示した。

佐渡島に分布する基盤岩類の露出は非常に狭い。大佐渡では北端部に露出する泥岩を主とする地層と、それに岩塊として取り込まれた石灰岩、チャート、輝緑岩、蛇紋岩、斑れい岩などが先白亜系メランジを形成する。小佐渡では先白亜系は中部地域に分布し、主として泥岩、砂岩、塩基性火砕岩からなりわずかにチャート、石灰岩を伴う。これらの泥岩、砂岩は花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化されていることが多い。

第三系最下部層は古第三系漸新統の入川層で、大佐渡北部・中部・南部に露出するがそれぞれの分布は狭く、基盤岩類と不整合または断層で接し、溶結凝灰岩を含む石英安山岩質火砕岩からなる。

新第三系下部層は、大佐渡、小佐渡ともに広い地域に分布し、とくに大佐渡ではその面積の90%以上を占める。いずれも変質を受けた陸上火山噴出物を主としわずかに陸水成層を伴う地層で、大佐渡では下位から相川層下部層、相川層上部層、真更川層、金北山層の四層に区分される。相川層下部層は下位層を不整合に覆い、安山岩溶岩、同質火砕岩からなり、その上位を一部不整合で覆う相川層上部層は安山岩溶岩、同質火砕岩、同質溶結凝灰岩を主とする。更に上位を不整合で覆う真更川層は玄武岩～流紋岩溶岩、同質火砕岩、

その上位を整合に覆う金北山層は、安山岩～流紋岩溶岩、同質火砕岩を主とする。

小佐渡では、下位から大野川層、三瀬層、豊岡層、経塚山層の四層に区分されており、主として層相から大野川層は大佐渡の相川層下部層、三瀬層は相川層上部層、豊岡層は真更川層、経塚山層は金北山層にそれぞれ対比される。

基盤岩類を不整合に覆う最下位の大野川層は安山岩溶岩、同質火砕岩を主とし、その上位に整合に重なる三瀬層は安山岩溶岩・同質火砕岩、それを一部不整合で覆う豊岡層は流紋岩溶岩、安山岩溶岩、石英安山岩質火砕岩、同じく一部不整合で累重なる経塚山層は石英安山岩、同質火砕岩からなる。

これら新第三系下部の火山噴出物について表層地質図では溶岩と火砕岩に分けて表現しているが、両者は明瞭に分けられるとは限らないので、溶岩の多い地域と火砕岩の多い地域というように理解されたい。

新第三系中部～第四系下部層はいずれも海成層からなるが、隆起陸化した新第三系下部層以下の地層分布地域の周囲に堆積しているため陸上での分布は限られている。下戸層は下位層を不整合に覆い、礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩からなり、化石を多量に含む石灰質砂岩を挟在する。その上位に硬質泥岩を主とする鶴子層、珪藻質塊状泥岩を主とする中山層、シルト岩を主とする河内層、シルト岩、砂岩、礫岩からなる沢根層が順次累重し、この間小木半島では鶴子-中山期に小木玄武岩活動の産物からなる小木層が形成された。各層の累重関係は、河内層と沢根層が不整合関係にある以外はいずれも整合である。また、鶴子層と中山層とは、一部同時異相の関係にある。

地質構造について概説する。

大佐渡地域：メランジを形成する先白亜系と花崗岩類からなる基盤岩類と古第三系はともに分布が狭いため全体の構造は明らかではないが、基盤岩類については地表での分布は狭いが地下浅所で広く分布している可能性が高い。

新第三系～第四系下部層は、全体として佐渡島の長軸方向である北東-南西の方向性が顕著である。陸上火山噴出物を主とする下部中新統は、大佐渡山地の大部分を占めて分布する。下位の相川層から上位の金北山層へ、西か

第1表 佐渡島地質層序表

年代 (Ma)	地質層序	岩 質 (記号)	固結度	摘 要 (年代: Ma)							
第四紀	人工構築物	[岸壁・埋立地など (am)]	未固結堆積物								
	崩壊堆積物層	(崩壊移動岩体)									
	崖堆積物層	砂礫・砂 (gs ₁)									
	海浜堆積物層	砂 (gs)									
	扇状地堆積物層	砂礫・砂・泥 (gs ₂)									
	砂丘堆積物層	砂 (s ₁)									
	氾濫原堆積物層	砂礫・砂・泥 (gs ₄)									
	段丘堆積物層	砂礫・砂・泥 (Mgs ₂ , Rgs ₂)									
	0.01	段丘堆積物層			砂礫・砂・泥 (Mgs ₁ , Rgs ₁)						
	更新世	沢根層			礫岩・砂岩・シルト岩 (Scsm)	半固結堆積物	[化石] 有孔虫・放射虫・ナンノ化石・貝類 (大森-万願寺軟体動物群)・ウニ・コケムシ・珪藻・花粉				
1.7	河内層	泥岩・シルト岩 (Km)	固結	[化石] 有孔虫・放射虫・ナンノ化石・貝類 (大森-万願寺軟体動物群)・珪藻・花粉							
第三紀	中新世	中山層	小木層 泥岩 (Om) 玄武岩 (塊状溶岩) (OB) 玄武岩 (水成砂岩) (OB _h) 玄武岩 (水成砂岩) (OB _h) 玄武岩 (枕状溶岩) (OB _p)	貫入岩 ビクライト (OBpc)	堆積物 安山岩 火成岩 岩成	[化石] 植物 (関根植物群「阿仁合型」) 珪藻・魚類 真夏川層・豊岡層 【K-Ar】 25.2±2.2~10.81±0.38 【F.T.】 23.62±5.65~20.9±2.9 流紋岩 【K-Ar】 23.49±0.42~13.45±0.42 石英安山岩 【K-Ar】 18.00±0.57 【F.T.】 24.71±4.69~13.1±2.0					
							泥岩~シルト岩 (TS-Nm)				
	9.1	鷗子層					[化石] 貝類・ワジツボ・ウニ・魚類・哺乳類・花粉・石灰質・有孔虫 (含 <i>Magyssus, Operculina</i>)				
	16	下戸層	石灰質砂岩 (ORls) 砂岩・シルト岩 (ORsm) 礫岩・砂岩 (ORcg)	?			[化石] 貝類・ワジツボ・ウニ・魚類・哺乳類・花粉・石灰質・有孔虫 (含 <i>Magyssus, Operculina</i>)				
	前中新世	[大佐渡] [小佐渡]	金北山層	流紋岩 (KNR) 安山岩 (KNA) 石英安山岩質火砕岩 (KNDpy) 石英安山岩 (KND)			嵯峨山層 石英安山岩 (KYD) 石英安山岩質火砕岩 (KYDpy)	貫入岩 流石 貫入岩	貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[K-Ar] 23.92±0.35~10.62±0.12 【F.T.】 28.21±7.70~18.4±3.2
			真夏川層 流紋岩 (MR) 石英安山岩 (MD) 火山円隕岩 (Mvccg) 帯結核灰岩 (Mwt) 安山岩 (MA) 玄武岩・玄武岩質火砕岩 (MB)・泥岩 砂岩礫灰岩 (Msmt) 石英安山岩質火砕岩 (MDpy) 礫岩 (Mccg)	豊岡層 流紋岩 (TR) 溶結礫灰岩 (Twt) 石英安山岩質~流紋岩 質火砕岩 (TD-Rpy) 安山岩 (TA) 礫岩 (Tcg)			貫入岩 玄武岩 玄武岩 玄武岩 玄武岩 (B) (D)(Qp) (R) (D)	貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[K-Ar] 24.34±1.77~5.58±0.63	
	紀	相川部	三瀬層 帯結核灰岩 (Awt) 安山岩質火砕岩 (AAPy) 泥岩 (含礫灰岩) (Amu) 礫岩 (Acg)	三瀬層 泥岩 (Sm) 安山岩 (SA) ガラス質安山岩 (SAG) 安山岩質火砕岩 (SAPy)			貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[K-Ar] 21~14.98±0.17 【F.T.】 31.8±2.4~27.15±7.66		
			下野川層 相川層下部 泥岩 (Amu)、石英安山岩 安山岩 (AA)、安山岩質礫灰岩 (AAt)、 安山岩質火砕岩 (AAPy)、礫岩 (Acg)	大野川層 安山岩 (OA)、安山岩質火砕岩 (OAPy)			貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[K-Ar] 25.65±0.94~17.09±0.25 【F.T.】 20.0±3.3		
	古第三紀	漸新世	入川層	石英安山岩質火砕岩 (NDpy) 同質溶結礫灰岩 (NDwt)				貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[K-Ar] 21~14.98±0.17 【F.T.】 31.8±2.4~27.15±7.66	
										[K-Ar] 21~14.98±0.17 【F.T.】 31.8±2.4~27.15±7.66	
白亜紀	白亜紀				貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	(Gr) 【F.T.】 74.2±10.8 【K-Ar】 103.09±3.15~95.10±2.92				
							[化石] 瓣鳃虫・放射虫・ウニ・コケムシ (岩塊?)-砂粒中から				
先白亜紀	先白亜系	泥岩質のメラレンジ (PCml)、縮裂岩体: 斑い岩 (輝緑岩・蛇紋岩を含む) (G)、塩基性火砕岩 (Bpy)、蛇紋岩 (Sp)、泥岩 (PCm)、珪質岩・礫灰岩互層 (PCct)、石灰岩 (PCls)、砂岩・泥岩 (PCsm)			貫入岩 英 貫入岩	貫入岩 安山岩 火成岩 岩成	[化石] 瓣鳃虫・放射虫・ウニ・コケムシ (岩塊?)-砂粒中から				

ら東に向かって順次活動の中心が移動しているように見えるが、その構造は非常に複雑で、大きく見ると大佐渡山脈の山稜部の西側に背斜軸が認められる。

その上位の海成層からなる中新世中期以降の地層は、大佐渡山地の南半部の南東山麓部に分布する。下位の下戸層から上位の河内層に向かってほぼ南東傾斜の同斜構造で順次累重するが、真野湾に近い所で沢根層を中心に持つ向斜構造が発達する。

断層は真更川層以下の地層分布地域に多く存在するが、金北山層でやや少なくなり、新第三系中部以後は少ない。大きく見ると北東-南西方向と北西-南東方向の二つの系の第一級の断層が分布し地層の分布を複雑にしているが、前者の断層が後者のそれを切っている。

小佐渡：本地域も大佐渡同様に佐渡島の長軸方向である北東-南西の方向性が顕著である。小佐渡中部の海岸部に分布する先白亜系は分布が狭いが、ほぼ南東傾斜の同斜構造を示す。花崗岩類の地表での分布もわずかであるが、広く先白亜系をホルンフェルス化させており地下での分布は広いものと推察する。陸上火山噴出物からなる新第三系下部層は、走向傾斜に乱れが多いが、大きく見て越の長浜～塩掛鼻に至る海岸に沿って分布する大野川層では北西落ち傾斜を示すが、三瀬層～経塚山層では小佐渡全体で南東落ち傾斜の傾向が強い。

火山活動を伴う海成層からなる新第三系上部層は小佐渡南部地域だけに分布する。小木半島を除く地域では下戸層と鶴子-中山層が分布するが、羽茂川沿いに向斜構造、羽茂川を挟んで北方と南方の山地に背斜構造の存在が推定される。小木半島西半部は小木玄武岩層分布地域、東半部は鶴子-中山層のみの分布で、走向傾斜の変化が顕著で小褶曲が多数存在する。

3 表層地質各説

(1) 先白亜系固結堆積物

本層は、大佐渡研(1969a、b)の古生層、金属鉱業(1987)の先第三系と呼んだ地層に相当する。白亜系を含む可能性もあるが、広く白亜紀花

崗岩の影響を受けていることで、先白亜系とした。

大佐渡では北端部の両津市鷲崎、藻浦～菖蒲平、浄漣坊川下流など近接した8地域と小野見川上流、小佐渡では、両津市東鶉島～畑野町多田～赤泊村庭場地域と赤泊村腰細川中流～上流に分布するが、いずれも分布範囲は狭い。

大佐渡地域の本層は、表層地質図上で泥岩 (PCm)、石灰岩 (PCls)、蛇紋岩 (Sr)、斑れい岩 (輝緑岩・蛇紋岩を含む) (Gb)、塩基性火砕岩 (Bpy)、珪質岩・凝灰岩互層 (PCct) に区分されているが、実際は泥岩を基質とし、砂岩、石灰岩、蛇紋岩、斑れい岩、塩基性火砕岩、泥岩、珪質岩・凝灰岩互層を岩塊として含むメランジ (PCml) を形成している。地質図には泥岩中に包有される主要な岩塊の分布も表現した。

泥岩 (PCm) は主として黒色塊状泥岩である。堅硬緻密の灰色～灰黒色細粒～粗粒砂岩と一部互層を呈するところもあるが、これらの多くは泥岩の基質に取り込まれた岩塊である。

斑れい岩 (Gb) は両津市弾野・黒島海岸・大野川～浄漣坊川・大川中流・見立海岸などに分布するが小佐渡では認められない。淡緑色、灰緑色、暗灰色で一部優白質粗粒部分もあるが、大部分は細粒で堅硬、緑閃石・緑泥石・絹雲母・曹長石化作用を受けている部分もある。上記の分布地域で堅硬緻密な黒色輝緑岩、大川河口・大野川上流で蛇紋岩 (Sr) の小岩体を取り込んでいる。

塩基性火砕岩 (Bpy) は金属鉱業 (1987) が輝緑凝灰岩としたもので、暗緑色～褐緑色で火山岩～火砕岩からなる。

一方小佐渡地域では泥岩、砂岩 (PCsm) を主とする堆積物で、花崗岩類の貫入を受けている。

また本層は、大佐渡、小佐渡ともに花崗岩類の貫入により広くホルンフェルス化していることが多い。

時代については、大佐渡北端部の二つ亀地域に分布する砂質石灰岩の粒子としてペルム紀中世を示す紡錘虫化石 *Afghanella* sp., *Neoschwagerina* sp., *Schwagerina* 科の破片を産出する (新潟基盤岩研究会、1978)。また小佐渡の赤泊村山田中の石灰岩中から石炭紀～ペルム紀を示すと考えら

れるコケムシ（小林・坂上ほか、1982）（産出岩体の産状不明）、赤泊村山田中、蕨場で古生代のウミユリ（計良、1977）（産出岩体の産状不明）、がそれぞれ産出しており、本層にはその構成物質として少なくとも石炭系～ペルム系由来物質が岩塊（産状不明）～砂粒のかたちで含まれていることが理解される。さらに川端（1988）は赤泊付近の本層からジュラ紀前世と考えられる放散虫化石を発見している。

(2) 古第三系固結堆積物

(イ) 入川層

本層は、相川町入川上流および生藤沢を模式地として大佐渡研究グループ（1969b）により命名された。大佐渡南部地域で大佐渡研（1969a）の大立凝灰岩層としたものは本層に相当する。

両津市の願一見立地域・椿川中流・梅津川中流、相川町の小野見川中流・入川中上流・石花川下流・北狄川上流・達者川中上流・佐渡鉦山など大佐渡地域に分布するが、小佐渡では認められない。

下位層との関係は先白亜系を不整合に覆っており、小野見川中流で観察される。

陸上火山噴出物である溶結凝灰岩（NDwt）を伴う石英安山岩質火砕岩（NDpy）からなり、一部に凝灰質砂岩、頁岩を挟在する。

石英安山岩質火砕岩（NDpy）は凝灰角礫岩を主とし火山礫凝灰岩を伴うが岩相は全地域でほぼ一様で、淡緑色～灰緑色～緑色～緑黒色の色調を示し、緻密で非常に堅硬な塊状の岩石である。また柱状節理の発達著しい。泥岩、チャート、流紋岩、石英安山岩、安山岩、花崗岩類、輝緑岩、斑れい岩など各種の細礫～中礫を主体とする角礫～亜円礫を含む。鏡下では斜長石とガラスを多量に含み、時に黒雲母、角閃石、軽石が認められる。また大佐渡の北部と南部で石英を多量に含んで流紋岩質を示す部分もある。斜長石の曹長石化が著しく、その他の鉱物、軽石を含めて緑泥石、絹雲母、方解石、緑れん石、石英などの二次鉱物を生じている。

石英安山岩質溶結凝灰岩 (NDwt) は、上述の凝灰角礫岩とほぼ同様の岩片と多量の斜長石、石英と少量の黒雲母、角閃石を伴う基質からなり、緑泥石化した灰色～緑色の扁平な軽石が並ぶ。溶結構造は、風化面以外では肉眼での判別が難しい。

時代については、化石による証拠はないが年代測定が行われており、第2表に示した。

第2表 入川層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町入川中流	石英安山岩質溶結凝灰岩	全岩	21	大口ほか、1979
	両津市梅津川	石英安山岩質火砕岩	〃	14.98±0.17	金属鉱業、1987
FT法	相川町入川	石英安山岩質火砕岩	ジルコン	27.15±7.66	金属鉱業、1987
	相川町佐渡鉱山	石英安山岩質火砕岩	〃	27.49±6.92	〃 〃
	相川町佐渡鉱山	石英安山岩質凝灰角礫岩	〃	28.6 ±1.5	鷹 沢、1982
	相川町佐渡鉱山	石英安山岩質凝灰角礫岩	〃	28.7 ±2.5	〃 〃
	相川町入川上流	石英安山岩質凝灰角礫岩	〃	31.8 ±2.4	〃 〃

FT法による値は、いずれも本層が中部漸新統であることを示しているが、K-Ar法では中新統の年代を示している。この点について、K-Ar法では、岩石の変質によって若返る可能性があるためという指摘がある（大口ほか、1979）。

層厚は入川地域でもっとも厚く700m、大佐渡南部では500m、北端部で100～200mである。

(3) 新第三系固結堆積物

(イ) 相川層下部層*・大野川層

*地層命名規約では、累層名に下部、上部を入れることは認められていないが（能条、1997）、ここでは原著者（金属鉱業、1987）に従った。

相川層下部層は大佐渡に分布し、大野川層は小佐渡の分布する。両層から化石は産出してないが、層位的位置、層相から見て同じ層準と考えられるので、本表層地質図では記号を別にしたが塗色は同じ色にしている。

i) 相川層下部層

相川層の名称は、はじめ新第三系下部層で“いわゆる古生層”を不整合に覆い、下戸層に不整合に覆われる地層に対し命名された（桐谷、1931MS）。後に大塚（1939）が、地層命名法上の理由から相川層群と呼んだのでこの名称もよく使われていた。現在使われている相川層は大佐渡研（1969a）の再定義によるもので、桐谷の言う相川層から入川層を除いた新第三系最下部の地層を指す。大佐渡研（1969b）のいう石花沢層は本層に相当する。金属鉱業（1987）は本層を更に下部と上部に二分し、相川層下部層の模式地を相川町石花川とした。

相川層下部層は、相川町石花川中上流から達者川中上流の大佐渡山脈西斜面で広く分布するほか、両津市見立・椿川上流・梅津川中流～上流、相川町真更川海岸・浄蓮坊川中流～大川中流・二見半島などに分布する。

下位層との関係は、斑れい岩、または入川層を不整合に覆う。

最大層厚は、分布の広い石花川～達者川で600m±、他地域では300m±である。

岩相は、主として陸上火山噴出物である緑色変質を受けた安山岩溶岩（AA₁）と同質火砕岩（AApy₁）、同質凝灰岩（AA_{t1}）からなり、石英安山岩溶岩、泥岩（Am₁）、基底礫岩（Acg₁）を伴う。

安山岩（AA₁）は、火砕岩中に挟在して各所で広く分布する。一般に柱状節理が発達し、一部で板状節理もある青緑灰色～緑灰色の堅硬緻密な岩石で、しばしば自破碎溶岩に移化する。斑晶、石基ともに斜長石、普通輝石を主とするが、変質を受け緑泥石、絹雲母、方解石などに交代されているものが多い。

安山岩質火砕岩（AApy₁）は凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなり、

主として安山岩礫を含む堅硬な岩石で凝灰岩 (AA_{t1}) を挟在する。色調は、緑色変質を受けて青緑色～緑灰色を示す。基質は斜長石結晶を多数含む塊状の粗粒凝灰岩と、層理の発達した細粒凝灰岩である。

泥岩 (Am₁) は硬質で、ラミナの発達する灰色～黒色泥岩と凝灰質泥岩からなるが、両者が互層する部分もある。植物化石の産出が報告されている (大佐渡研、1969 a)。

礫岩 (Acg₁) は相川町南部佐渡鉦山・小川付近、両津市北部の大川河口付近で、本層の基底礫岩として50～10mの層厚で分布する。火砕岩、基盤岩類の泥岩、珪質岩、花崗岩類などの礫を含み、基質は凝灰質の部分を含む泥質岩である。また、大川では基盤岩類の花崗岩類、輝緑岩、泥岩などを含み、基質はアルコース質砂岩である。

本層の時代については、化石による証拠はないが年代測定が行われており、第3表に示した。

第3表 相川層下部層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町北川内	安山岩	全岩	17.09±0.25	金属鉱業、1987
	相川町入川中流	安山岩	〃	21.66±0.75	〃 〃
FT法	相川町佐渡鉦山	安山岩質溶結凝灰岩	ジルコン	20.0 ±3.3	鴈沢、1982

ii) 大野川層

本層は、新穂村大野川及び真野町越の長浜～西三川を模式地として金属鉱業 (1987) によって命名されたもので、大佐渡研 (1969 a) が再定義した小佐渡に分布する相川層としたものに相当する。

新穂村国府川中流～大野川中流、真野町越の長浜～西三川に分布する。

下位層を不整合で覆うことは間違いないが、まだその露頭は確認されていない。

最大層厚は約500mである。

安山岩溶岩(OA)と凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩を主とする同質火砕岩(OApy)からなる。

すでに述べた大佐渡地域の相川層下部層と同様の岩相なのでここでは繰り返さない。なお、新穂村地域に分布する本層は、安山岩だけで火砕岩は分布しない。また、大佐渡の相川層下部層に分布する泥岩、礫岩はここでは認められない。

本層の絶対年代測定値は第4表に示した。

第4表 大野川層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	真野町大立	安山岩	全岩	23.70±0.79	金属鉱業、1987
	新穂村大野川	安山岩	〃	25.65±0.94	〃 〃

(ロ) 相川層上部層・三瀬層

筆者らは、大佐渡に分布する相川層上部層と、小佐渡に分布する三瀬層とは同じ層準であるということで、本表層地質図では記号を別にしたが、同じ色で塗色している。

i) 相川層上部層

さきに述べたように金属鉱業(1987)の命名に従った。模式地は相川町佐渡鉱山付近とされている。

本層は、両津市馬首川上流、同市白瀬川上流から大滝山を経てマトネ南部に至る山稜部、相川町大倉川上流～石名川最上流・南片辺～北狄海岸・二見半島、同町達者川から佐渡鉱山を経て佐和田町石田川上流にいたる地域などに分布する。

下位層との関係は、片辺礫岩の分布する地域では相川層下部層を不整合に覆うが、他地域では整合である。

層厚は、佐渡鉱山付近で300～500m、二見半島で200m±、大佐渡北部で200～300mである。

岩相は、陸上火山噴出物である安山岩溶岩(AA₂)、同質火砕岩

(AApy₂) を主とし、同質溶結凝灰岩 (Awt)、凝灰岩を含む泥岩 (Am₂)、礫岩 (Acg₂) などを伴う。

安山岩 (AA₂) は、大小の岩体または安山岩質火砕岩に挟んで産する。柱状または板状節理を伴ない、緑色変質を受けて緑灰色～暗褐色をした堅硬緻密な溶岩で、一部に自破砕溶岩や水冷破砕溶岩も認められる。斑晶は斜長石、普通輝石、石基は斜長石、普通輝石、ガラスからなり、変質を受けて緑泥石、絹雲母、緑れん石、方解石などの二次鉱物を含む。

安山岩質火砕岩 (AApy₂) は凝灰角礫岩を主とし、火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩、凝灰岩を伴う。主体である凝灰角礫岩は、緑色～緑灰色で泥岩、安山岩、凝灰岩などの角礫～亜角礫、緑色のパッチなどを含み、基質は斜長石が多く、普通輝石、ガラスからなる。二次鉱物として、緑泥石、絹雲母、方解石、石英が生じている。相川市街地付近で本層最上部を占めて玄武岩質安山岩の部分があり、黒褐色、暗褐色の溶岩と同質凝灰角礫岩からなる。節理の発達した堅硬緻密な岩石で、鏡下では斑晶として斜長石、普通輝石、かんらん石を含み、二次鉱物として緑泥石、方解石を生じている。

安山岩質溶結凝灰岩 (Awt) は、堅硬で灰色、青紫色、赤褐色などの色調をもち、柱状節理を伴って分布する。一般に1～2 cm、最大で10cmを越える白色や緑色の扁平なパッチが特徴的である。鏡下では溶結構造があり、斜長石、ガラス、軽石を含み、変質を受けて曹長石、絹雲母、緑泥石、方解石を生じている。

礫岩 (Acg₂) は、主に相川町片辺～鹿の浦の海岸沿いに分布し、片辺礫岩と呼ばれている。分布の中心である相川町片辺～鹿の浦では、礫は直径20cm以下のものが多いが、時に2 mに達し、亜角礫を主とする花崗岩礫が70～90%を占めるといふ特異な塊状の礫岩で、その他泥岩、珪質岩、安山岩、流紋岩などの礫を含み、基質は安山岩質火砕岩、花崗岩の細片からなる。

凝灰岩を伴う泥岩 (Am₂) は、相川町南部の平根崎東方・赤島付近・

佐渡鋳山、二見半島などに分布する。黒色～灰色硬質泥岩が、数m～数10mの規模で安山岩質火砕岩中に挟在する。泥岩中から保存の悪い *Alnus* (ハンノキ)、*Betula* (カバノキ)、*Ericaceae* (ツツジ科) などの植物化石を産する (島津ほか、1977)。

本層の年代測定値は、第5表に示した。

第5表 相川層上部層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町千畳敷	安山岩	全岩	5.58±0.63	金属鋳業、1987
	佐渡鋳山北東部	安山岩	〃	18.09±0.55	〃 〃

ii) 三瀬層

本層は、羽茂町三瀬付近の海岸、竹田川、小倉川上流を模式地として島津ほか (1972) により命名された。

小佐渡地域の新穂村国府川上流から畑野町小倉川中流上流地域、畑野町小倉山ダムから真野町下黒川地域、赤泊村山寺～下川茂から羽茂町羽茂川に至る地域、羽茂町大峰地域に分布する。

下位層との関係は、大野川層を整合に覆い、層厚は、大野川で1000m、羽茂川左岸地域で1200m+である。

岩相は安山岩溶岩 (SA)、同質火砕岩 (SApy) を主とし、ガラス質安山岩 (SAg)、泥岩 (Sm) を挟在する。安山岩と同質火砕岩とは、側方変化が激しく両者指交関係にあるが、羽茂川左岸地域を除くと一般に安山岩溶岩が優勢である。

安山岩溶岩 (SA) は、一般に堅硬緻密で柱状及び板状節理の発達した、斜長石の斑晶が目立つ黒褐色～褐灰色溶岩であるが、羽茂町三瀬～羽茂本郷付近では、石基がガラス質の堅硬な黒色塊状の安山岩 (SAg) である。一部で自破砕溶岩、水冷破砕溶岩に移化する所もある。斑晶として斜長石、普通輝石を含み、石基は斜長石、普通輝石、ガラスからなるが二次鋳物として緑泥石、方解石、石英、時に絹雲母、

モンモリロナイトを生じている。

安山岩質火砕岩 (SApy) は、緑色系の色調をもった凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩を主とするが、灰褐色～暗灰色凝灰岩を伴い、これらが互層する部分や安山岩も含めて互層する部分もある。

泥岩 (Sm) は、畑野町猿八北方にだけ安山岩中に挟在して分布する。淡緑灰色～淡青灰色で層理をもち、凝灰質である。植物化石片を産する。

本層の年代測定値は、第 6 表に示した。

第 6 表 三瀬層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	羽茂町野崎鼻	安山岩	全岩	13.61±1.07	金属鉱業、1987
	新穂村大野川	安山岩	〃	24.34±1.77	〃 〃

(c) 真更川層・豊岡層

筆者らは、大佐渡に分布する真更川層と小佐渡に分布する豊岡層とは同じ層準であるとし、本表層地質図では同色で塗色し記号で区別した。

i.) 真更川層

本層は、両津市真更川、及び相川町関川を模式地として大佐渡研 (1969 b) によって命名されたが、その後島津ほか (1977) はその下半部のみを真更川層と再定義した。同グループが大佐渡南部地域で二ツ岩層としたものは本層に相当し、杉山 (1956) の杉野浦層上部は本層下部、笠取山層は本層上部、津田 (1962) の杉野浦層は本層下部、下戸層下部としたものは本層上部にはほぼ対比される。

大佐渡北部の両津市鷺崎市街～石名川以北の相川町北部にはほぼ連続して広く分布するほか、相川町小野見～北立島の海岸沿い・大塚山周辺・戸地川中流と上流地域・相川市街地～二見半島、両津市黒姫川上流・歌見川上流・平松・和木・五十里川～椿川などに分布する。

下位層との関係は相川層上部層以下の地層を不整合で覆い、層厚は

相川町大倉川～大河内川で1000m＋、同町大塚山で400mである。

大部分が陸上火山噴出物で、一部に陸水成層を含む。岩相は石英安山岩溶岩 (MD) と同質火砕岩 (MDpy)、同質溶結凝灰岩 (Mwt)、安山岩溶岩 (MA)、玄武岩溶岩・同質火砕岩 (MB)、流紋岩溶岩 (MR)、泥岩・砂岩・凝灰岩 (Msmt)、火山円礫岩 (Mvsg)、礫岩 (Mcg) など多種にわたる。

石英安山岩溶岩 (MD) は本層の主たる構成物で分布が広い。岩相は、柱状節理、一部で板状節理を有する堅硬な黒雲母石英安山岩、角閃石石英安山岩、角閃石黒雲母石英安山岩からなり、しばしば火山角礫岩、凝灰角礫岩に移化する。色調は、暗灰色、灰色、紫灰色、暗青灰色、褐灰色、褐色、淡緑色、淡緑灰色など多様であるが、岩質は類似している。斑晶は石英、斜長石を主とし、黒雲母や角閃石、時に普通輝石を含み、石基は石英、斜長石、ガラスで、二次鉱物として若干の緑泥石、方解石を生じている。

石英安山岩質火砕岩 (MDpy) は、本層の主たる構成員で分布が広い。角礫凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩からなる火砕流堆積物を主とするがしばしば溶結凝灰岩 (Mwt) に移化する。角礫凝灰岩、火山礫凝灰岩は、灰色～白色、淡緑色、黄緑色、雑色など種々の色調を有し、石英安山岩質凝灰岩の基質の中に4～2cmの粒径をもつ真珠岩、石英安山岩、安山岩、軽石、先白亜系の泥岩、南部ではそれに花崗岩が加わった角礫～亜円礫を含む。凝灰岩は、灰白色～灰色、褐灰色、黄灰色で多量の軽石と安山岩、真珠岩などの平均3～4cmの礫を含む軽石凝灰岩、石英・黒雲母を含む塊状粗粒凝灰岩などから構成されている。

石英安山岩質溶結凝灰岩 (Mwt) は、さきに述べたように石英安山岩質火砕岩 (MDpy) から移化して産する。大佐渡北部の両津市北小浦西部、両津市大川上流～相川町泊川上流では、暗灰色～灰色、赤褐色、褐色、青灰色、中部の相川町大塚山とその周辺、戸地海岸、戸地川中上流などでは褐色～褐灰色、南部の相川市街、二見半島では淡黄緑色など種々の色調を示す。礫として安山岩、石英安山岩、凝灰岩、

泥岩の垂円～垂角礫を含むが、中部～南部ではそれに花崗岩礫が含まれるようになり、基質として石英、斜長石、ガラス、黒雲母、軽石からなる強～弱溶結の岩石である。また泊川上流、大川上流では真珠岩質溶結凝灰岩になる。一般に変質は弱い。

安山岩 (MA) は暗灰色～褐色の溶岩で、一部で自破碎溶岩を含み (相川町赤崎～小田地域)、また一部で流理構造や板状節理が著しい (相川町小野見川地域)。鏡下では斑晶として斜長石を普遍的に多量に含むが、角閃石、普通輝石、紫蘇輝石、石英などは地域によって含んだり含まなかったりする。石基は斜長石とガラスで、二次鉱物として緑泥石を普遍的に含むほか、地域によって絹雲母、方解石、石英、モンモリロナイトを生じている。相川町石名川中流・大倉川中流地域に分布する本岩は玄武岩質安山岩で、黒色、暗灰色、青灰色、褐灰色などの色調をもつ安山岩～玄武岩質安山岩の塊状溶岩からなるが、一部で自破碎溶岩や火山角礫岩に移化する。鏡下では、斑晶として多量の斜長石と少量の普通輝石、紫蘇輝石を含み、石基は斜長石とガラスからなるが、輝石類は緑泥石化している。

玄武岩・同質火砕岩 (MB) は、相川町禿の高～大倉の海岸地域にだけ分布する。暗灰色～黒色の枕状溶岩と水冷破碎溶岩を主とする。鏡下では、斑晶として斜長石、かんらん石、石基として斜長石、普通輝石が共に多い。かんらん石は一部緑泥石化している。

泥岩・砂岩・凝灰岩層 (Msmt) は、泥岩・砂岩・凝灰岩互層と凝灰質泥岩・凝灰岩の二種の岩相からなり、いずれも上述の石英安山岩質火砕岩 (MDpy) 中に挟在する。泥岩・砂岩・凝灰岩互層は両津市大川～大野川層上流に分布し、層理の明瞭な泥岩、砂岩・泥岩互層、粗粒・細粒凝灰岩互層などからなる。凝灰質泥岩・凝灰岩は、両津市大ざれ川上流～相川町泊川上流と相川町河内川上流～矢柄川上流に分布し、層厚は30 m以下で薄いが連続性に富む。淡緑色、淡褐色、褐色、暗赤褐色、灰色などの石英安山岩質細粒凝灰岩を主とし、一部で泥質岩を示す部分がある。二見半島南部の三か所にわずかに分布するもの

は凝灰質シルト岩の薄い層である。

火山円礫岩 (Mvccg) は石英安山岩の亜円礫を含む灰褐色のもので、二見半島長手岬だけに上述の石英安山岩質火砕岩 (MDpy) 中に挟在して分布する。

礫岩 (Mcg) は、相川町戸地川最上流～北狄川最上流部に分布し、通常粒径30cmまでの基盤の花崗岩や入川層の石英安山岩質火砕岩の円礫～亜円礫を含み、基質は砂岩からなる。

相川町禿の高トンネル北東口付近に分布する玄武岩層 (MB) 中に挟在する泥岩から、関植物化石群と命名された植物化石が産出する。*Picea* (トウヒ)、*Betula* (カバノキ)、*Carpinus* (クマシデ)、*Fagus* (ブナ)、*Acer* (カエデ)、*Tilia* (シナノキ) などで構成され阿仁合型植物群とされている (藤岡・西田、1960)。また、同じ泥岩から淡水性の珪藻化石と魚類化石が報告されている (大佐渡研、1969 b)。

本層の年代測定値は第7表に示した。

第7表 真更川層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町台ヶ鼻	石英安山岩	全岩	16.52±0.54	金属鉱業、1987
	相川町矢柄川	石英安山岩	〃	21.59±0.67	〃 〃
FT法	相川町白鳥	石英安山岩質溶結凝灰岩	ジルコン	20.9 ±2.9	鷹 沢、1982
	相川町岩谷口	石英安山岩質軽石凝灰岩	〃	21.7 ±4.6	〃 〃
	相川町岩谷口	石英安山岩質軽石凝灰岩	〃	23.1 ±6.3	〃 〃
	相川町 関	石英安山岩質溶結凝灰岩	〃	24.1 ±2.4	〃 〃
	相川町 北狄	石英安山岩凝灰角礫岩	〃	25.2 ±2.2	〃 〃
	相川町春日岬	石英安山岩質火砕岩	〃	22.90±4.08	金属鉱業、1987
	相川町 関	石英安山岩	〃	23.55±4.59	〃 〃
	両津市海府大橋	石英安山岩質火砕岩	〃	23.62±5.65	〃 〃

ii) 豊岡層

本層は、両津市豊岡付近を模式地として島津ほか (1972) により命

名された。

小佐渡北端の姫崎～仏崎から畑野町松ヶ崎～東境山に至る小佐渡の東半部、松ヶ崎～小倉川ダムから赤泊村浦瀬～真野町竹田川ダムに至る小佐渡のほぼ全域に連続して広く分布するほか、赤泊村新保～杉野浦、同村天狗塚、上川茂でも認められる。

下位層との関係は一部不整合一部整合で、大野川以北では下位の三瀬層を整合に覆うが河内川から南部では三瀬層以下の地層を不整合に覆っている。

層厚は、豊岡地域で1000m＋、大地山地域で350m＋、河内川～小倉川以南の地域で200～300mである。

岩相は、石英安山岩質～流紋岩質火砕岩（TD-Rpy）、安山岩溶岩（TA）を主とし、次いで流紋岩溶岩（TR）が多く、一部に石英安山岩質溶結凝灰岩（Twt）、泥岩（Tm）、礫岩（Tcg）を伴う。

石英安山岩質～流紋岩質火砕岩（TD-Rpy）はもっとも広い分布を示し、岩相は灰白色～淡緑灰色でしばしば2cm以下軽石を含む石英安山岩質～流紋岩質凝灰角礫岩と凝灰岩がもっとも多く、次いで緑灰色～褐灰色石英安山岩質～安山岩質火砕岩、一部に安山岩質火砕岩を含む。鏡下では礫として安山岩、石英安山岩、流紋岩のほか一部で基盤岩類の花崗岩、片麻岩、泥岩、砂岩などを含み、基質は斜長石を主とし、石英、黒雲母、カリ長石、角閃石、普通輝石、ガラス、軽石などを含む。二次鉱物としてモンモリロナイトのほかクリストバライト、沸石、緑泥石、方解石、絹雲母などが生じている。

安山岩（TA）は松ヶ崎～東境山以北の小佐渡東半部の地域の本層中に広く分布する。暗灰色～黒色の堅硬緻密な塊状溶岩からなるが、しばしば自破砕溶岩に移化する。鏡下では斑晶として斜長石、普通輝石、時に石英を含み、石基は斜長石を主とし、普通輝石、しそ輝石、石英を含む。二次鉱物として緑泥石、方解石が多く、時に石英、絹雲母、モンモリロナイトを含む。

流紋岩（TR）は、両津市姫崎・野浦～東強清水から豊岡西部にか

けて本層中部を占め北東方向で帯状に分布するほか、畑野町東境山・男神山・飯出山及びその北西部、山寺などで周囲に比較して高く急な地形を形成し、北西～南東方向に並んで分布する。柱状及び板状節理が発達する紫灰色、淡褐色、灰色、淡紅灰色などの色調をもつ溶岩であるが、しばしば自破碎溶岩に移化する。肉眼的には流理構造が認められ、鏡下では、斑晶として斜長石が主で石英、カリ長石、黒雲母を含み、石基は石英、斜長石、カリ長石からなる。二次鉱物として石英、緑泥石、方解石、モンモリロナイトが生じている。

石英安山岩質溶結凝灰岩 (Twt) は、小佐渡北端部の大川、畑野町飯出山周辺、赤泊村竹ヶ鼻・ヒルメ山南方・鍛冶屋・杉野浦などに分布する。淡褐色、淡緑色、緑色の強～弱溶結凝灰岩で流紋岩質～石英安山岩質を示す。肉眼的には扁平な緑色のパッチや孔が平行に並んでおり、流紋岩、石英安山岩、安山岩などを捕獲岩として含む。鏡下では、上に述べた岩片を含み、基質は斜長石を主とし、石英、黒雲母、軽石からなる。二次鉱物としてモンモリロナイトが多く、 α クリストバライト、絹雲母も生じている。

礫岩 (Tcg) は、畑野町浜河内、赤泊村杉野浦地域に分布する。浜河内の本層は、基盤岩類の泥岩、砂岩の亜角礫～円礫と黒色～暗灰色粗粒砂岩の基質からなる中礫岩で、一部で層理を有し、炭質物を挟在する。杉野浦地域では、礫として黒色～褐灰色の安山岩の亜角礫～円礫を主とし凝灰岩を含み、基質は暗褐色で泥岩をまじえた細礫岩、砂岩からなる火山円礫岩に近い中礫岩である。

本層の年代測定値は第8表に示した。

第8表 豊岡層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	畑野町男神山	流紋岩	全岩	10.81±0.38	金属鉱業、1987
	両津市東強清水	流紋岩	〃	16.11±0.50	〃 〃
FT法	赤泊村春日崎	石英安山岩質火砕岩	ジルコン	21.94±4.09	金属鉱業、1987

(二) 金北山層・経塚山層

本層は始め真更川層上部とされていたが（大佐渡研、1969 a）、その後島津ほか（1977）はこれを独立させて金北山層と命名した。模式地は金井町金北山～妙見山及び藤津川で、大佐渡に分布する。

小佐渡に分布する経塚山層は、真野町経塚山付近を模式地として島津ほか（1972）により命名された。

両層は同層準と考えられるので、本表層地質図では一括して塗色し、記号で区別した。

i) 金北山層

大佐渡山脈の立ヶ平山～タタラ峰の稜線部から両津市長手岬～白瀬の海岸部に至る東南側斜面と、金北山北方から青野峠に至る大佐渡山脈及びその東南側斜面を中心に広く分布する。

下位層との関係は、火砕岩を中心とする真更川層の上位に主として溶岩からなる本層が整合に累重している。

層厚は両津市古川～黒姫川で200～250 m、和木川～白瀬川で100～200 m、金井町藤津川で200～250 mである。

岩相は石英安山岩溶岩（KND）を主とし、同質火砕岩（KNDpy）がそれに次ぎ、最上部で安山岩（KNA）、流紋岩（KNR）をわずかに伴う。

本層の主体をなす石英安山岩（KND）は角閃石黒雲母石英安山岩溶岩を主とするが、両津市黒姫付近にだけ赤褐色～褐色で流理構造の顕著な角閃石石英安山岩が認められる。角閃石黒雲母石英安山岩は、赤褐色、灰褐色、暗褐色、暗灰色の溶岩で、しばしば自破碎溶岩に移化する。肉眼的には斜長石を多量に含み、鏡下では斑晶として斜長石、石英、角閃石、黒雲母、石基は斜長石、ガラスからなり石英を伴う。二次鉱物としてしばしば緑泥石、時には絹雲母、沸石を含む。両者ともに鉄石英（赤玉石）、めのうの細脈が認められる。

石英安山岩質火砕岩（KNDpy）は、主に金北山以南に分布する。黒褐色、灰褐色、赤褐色などの火山礫凝灰岩、角礫凝灰岩で、礫とし

て粒径5～20cmの角礫～亜円礫を含む。

安山岩 (KNA) は金北山西方と妙見山の二か所にわずかに分布し、黒色～暗褐色の堅硬緻密な溶岩で柱状節理が発達する。鏡下では斑晶として斜長石、角閃石、石基は斜長石、輝石からなる。二次鉱物として緑泥石が生じている。

流紋岩 (KNR) は金井町藤津川上流～佐和田町石田川上流分布し、周縁部では真珠岩になっている。鏡下では斑晶として斜長石、石基は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、ガラスからなる。

本層の絶対年代測定値は第9表に示した。

第9表 金北山層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町井坪山	石英安山岩	全岩	21.9±0.9	柴田ほか, 1979
	金井町新保川	石英安山岩	〃	10.64±0.12	金属鉱業, 1987
	スカイライン屋敷平北	石英安山岩	〃	16.70±0.20	〃 〃
	両津市黒姫	石英安山岩	〃	18.10±0.64	〃 〃
	佐和田町真光寺	石英安山岩	〃	23.92±0.35	〃 〃
FT法	両津市虫崎北方	石英安山岩	ジルコン	18.4 ±3.2	鷹 沢, 1982
	金井町平山	同質凝灰角礫岩	〃	19.3 ±2.4	〃 〃
	スカイライン地獄谷	石英安山岩	〃	28.21±7.70	金属鉱業, 1987

ii) 経塚山層

小佐渡北部の両津市真木～両尾海岸から、小佐渡南部の羽茂町村山に至る小佐渡の西半部にはほぼ連続して分布するほか、畑野町猿八東方・経塚山、赤泊村～畑野町にかかる丸山地域・女神山地域、赤泊村ソリバ峠などでも認められる。

下位層との関係は、小佐渡中部で豊岡層を整合に覆うが、北部では下位層を不整合に覆う。

層厚は両津市両尾川～新穂村大野川で150m、羽茂町羽茂川右岸で

100～150m、畑野町河内川～赤泊村腰細川で100～150mである。

岩相は石英安山岩（KYD）を主とし、同質火砕岩（KYDpy）を伴う。

石英安山岩（KYD）は角閃石黒雲母石英安山岩と角閃石石英安山岩からなり、両者ともに角閃石、斜長石の目立つ粗鬆な岩石である。主体は角閃石黒雲母石英安山岩で、新穂村大野川～国府川地域を除く本層分布地域のほぼ全域で認められる。岩相は灰白色、褐灰色、赤褐色、緑灰色などの色調をもち、一部で流理構造が認められ、一部で真珠岩になっている。鏡下では斑晶として石英、斜長石、黒雲母、角閃石でわずかに普通輝石、しそ輝石を伴っており、石基は斜長石、ガラスからなる。二次鉱物として、緑泥石、サポナイト、モンモリロナイトを生じている。角閃石石英安山岩は、小佐渡北部の両津市両尾～河崎川地域と新穂村中村東方の山地だけに分布し、暗灰色～暗褐色で、斑晶は石英、斜長石、角閃石、普通輝石でしそ輝石を伴い、石基は斜長石を主とし輝石を伴う。二次鉱物として緑泥石、方解石、サポナイトを生じている。

石英安山岩質火砕岩（KYDpy）は、両津市両尾川地域と新穂村国府川～大野川地域にやや広く分布するほか、両津市才の神～真木海岸・河崎川中流、真野町真野川上流などにわずかに分布する。

岩相は、軟質粗鬆で灰白色、褐灰色、淡黄緑色～淡黄灰色の凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩からなる。軽石質で礫として1～5cmの軽石を多量に含み、基質は石英安山岩質粗粒凝灰岩である。一部に主として亜円礫～亜角礫を含む火山円礫岩を伴う。

本層の年代測定値を、第10表に示した。

第10表 経塚山層の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	新穂村田野沢	石英安山岩	全岩	21.62±0.69	金属鉱業、1987
FT法	両津市惟泊	石英安山岩質火砕岩	ジルコン	20.2 ±3.5	鷹 沢、1982
	真野町小川内川	石英安山岩	〃	20.59±3.77	金属鉱業、1987
	真野町経塚山	石英安山岩	〃	22.00±2.74	〃 〃

(ホ) 下戸層

本層は、相川町下戸を模式地として歌代(1950)によって命名された。大佐渡では相川町二つ亀・平根崎でそれぞれ孤立して存在するほか、同町下戸～佐和田町田中北方、佐和田町石田川上流～両津市北五十里で、いずれも北東～南西方向の帯状で分布する。一方小佐渡では断片的な分布を示すことが多く、両津市河崎川、赤泊村西部地域のソリバ峠付近、徳和浜、羽茂川上流～東光寺～備附山から真野町西部地域の静平～金山～潮掛浜に至る地域、羽茂町上山田・中央・飯岡・岡田など、主に小佐渡南半部に分布する。

層厚は、もっとも厚いところで真野町地域の100mである。

下位層との関係は、金北山層・経塚山層以下の新第三系下部層を著しい傾斜不整合かアバット不整合で接する。

岩相は地域によって異なるが、一般に砂岩・シルト岩(ORsm)と礫岩・砂岩(ORcg)を主とし、石灰質砂岩(ORls)を挟在する。

砂岩・シルト岩(ORsm)は、分級の良いものから悪いものまでである。微細粒～極粗粒の灰色砂岩、炭質物を含んだり含まなかったりする灰色シルト岩とそれらの不規則互層からなり、砂岩・礫岩(ORcg)は礫岩を主にし、そこに砂岩、シルト岩を交える不規則互層からなる。

石灰質砂岩(ORls)は、層理、ラミナが発達し、各種の石灰質化石の完全および破片状のものを多量に含む灰白色中粒～粗粒砂岩で、しばしば垂円礫～垂角礫の細礫岩～中礫岩を挟在し、中に人頭大の石灰質团

塊を含む。石灰質の化石は溶解し、その後方解石などに再結晶している部分も多く岩石はいずれも堅硬である。

化石は石灰質砂岩層を中心に種々の内海～外洋性、暖海性動物群が多産する。石灰質砂岩層から示準化石である大型有孔虫を産するが、その産地は、*Miogypsina kotoi* が相川町平根崎、真野町塩掛鼻・西三川、*Operculina complanata japonica* は相川町平根崎、両津市久知河内、畑野町河内・阿仏坊（現在露頭はなくなっている？）の各地である（津田、1956；木村・小林、1977；松丸、1979など）。また小型有孔虫については、渡辺（島津ほか、1982）の報告があるが、筆者らも平根崎から下表に示した化石を検出した。

第11表 平根崎産底生有孔虫化石

<i>Alabamina japonica</i>	<i>Cibicidoides</i> spp.	<i>Lenticulina notoensis</i>
<i>Astrononion aomoriense</i>	<i>Dentalina</i> sp.	<i>Nodosaria</i> cf. <i>deceptoria</i>
<i>Baggina notoensis</i>	<i>Elphidiella momiyamaensis</i>	<i>Porosorotalia</i> cf. <i>makiyamai</i>
<i>Buccella inusitata</i>	<i>Globocassidulina</i> sp.	<i>Quinqueloculina seminula</i>
<i>Cibicides refulgens</i>	<i>Guttulina irregularis</i>	<i>Q.</i> spp.
<i>C.</i> spp.	<i>G.</i> spp.	<i>Rosalina</i> sp.
<i>Cibicidoides pseudoungearus</i>	<i>Globulina</i> sp.	（同定：白井健裕・長岡尚男）
<i>C.</i> cf. <i>tani</i>	<i>Hanzawata</i> sp.	

二枚貝・巻貝化石については、津田（1962）；木村・小林（1976）；小林ほか（1981）；島津ほか、1982）、花粉では（山野井、1977）の報告がある。その他哺乳動物 *Paleoparadoxia tabatai* (Tokunaga, 1939)、軟骨魚類 *Carcharodon megalodon*、腕足類（中島、1889）、ウニ（歌代、1952）、フジツボなどを産出する。

本層は、産出化石から新潟県標準層序の津川層に対比される。

(c) 鶴子層—中山層

鶴子層ははじめ桐谷（1931、MS）によって命名されたが、渡辺（1932）によれば現在の下戸層—中山層に相当するものであった。その後歌代（1950）は、その中部の層理のある頁岩からなる層に対して佐和

田町鶴子を模式地として鶴子層とすると再定義した。小佐渡の羽茂層（杉山、1956）は本層相当層である。一方中山層ははじめ桐谷（1931、MS）によって命名されたが、現在の鶴子層一河内層に相当するようである。その後歌代（1950）が、佐和田町中山を模式地とし、鶴子層の上位の塊状泥岩からなる層を中山層と再定義した。小佐渡の素浜層（杉山、1986）、野田山層とその上位の石田川層（小木団体研究グループ、1981）は中山層に対比される。

鶴子層と中山層について島津ほか（1972）は、模式地の中山峠地域では鶴子層の上位に中山層が重なるが、その東方の国中平野北縁部では下戸層の上位に鶴子層の層相を欠いて直接塊状泥岩が重なるなど両層が同時異相の関係にあることから、一括して鶴子一中山層として塗色しており、筆者らも地層の記述はそれぞれ行いが、表層地質図での塗色はこれに従った。

i) 鶴子層

大佐渡では質場一相川間の中山トンネル付近から、北東方向に大佐渡山脈の山麓部に沿って両津市北五十里にかけて分布し、小佐渡では羽茂町羽茂川流域、大橋～村山～小木町東部地域、赤泊町赤泊、真野町豊田～竹田地域などに分布する。

下戸層を整合に覆う。

灰色硬質泥岩（TS-Nm）からなるが、必ずしもいわゆる hard shale 的な明瞭な層理を有するとは限らない。上部に向かって層理が乏しく層理に平行に細片状に割れるようになり、徐々に中山層の塊状の暗灰色珪藻質泥岩に移化する。海緑石砂岩、玄武岩質火山円礫岩、凝灰岩などの薄層を挟在し、石灰質団塊（亀甲石はこれに割れ目ができたもの）を含む。

化石として、哺乳類のクジラ・イルカ（佐渡海棲哺乳動物化石研究グループ、1977）、鳥類の水鳥（菊池、1971）、ニシン・サメなど魚類の骨や鱗（佐渡海棲哺乳動物化石研究グループ、1977）、浮遊性有孔虫・砂質有孔虫（渡辺、1977；白井ほか、1983）、放散虫（渡辺、

1977)、珪藻(歌代・黒田ほか1977;長谷川、1977;小坂、1978MS;花粉(山野井、1977)、貝類(小林・斎藤、1977)などの報告がある。

佐渡高校地学クラブ・渡辺其久男ほか(1977)は、佐和田町旧中山街道に分布する本層から石灰質大型有孔虫 *Operculina complanata japonica* の産出を報告した。本種は下位の下戸層からは多数産出するが、本層からは初めての報告である。しかしこの地域の本層産の有孔虫化石はいずれも砂質有孔虫群集で(白井ほか、1983)、それから推定される当時の環境は深い海か停滞環境水域で *Operculina* の好む環境ではないことからその再検討を行った。その結果、この化石は塩酸には反応しないし殻の変質も考えにくいので石灰質有孔虫ではないこと、殻の内部構造を見ると *Operculina* にはない構造を持っていることなどの理由で *Operculina* ではないと結論される。砂質有孔虫 *Cyclammina* 属の可能性もあるが、まだ検討中で結論は出ていない。

浮遊性、底生有孔虫(渡辺、1977)から標準層序の七谷層に対比される。

ii) 中山層

下位の鶴子層を整合に覆う。

鶴子層の上位に鶴子層とほぼ同様の分布を示す。

塊状の灰色珪藻質泥岩、ラミナをもつ黒灰色泥岩など泥質岩(TS-Nm)からなる。

化石は浮遊性有孔虫(渡辺、1977)、底生有孔虫の砂質有孔虫(小佐渡では石灰質有孔虫をまじえる)(渡辺、1977;白井ほか、1983)、花粉(山野井、1978)、珪藻(歌代・黒田ほか、1977;長谷川、1977;渡辺・加藤ほか、1978)、放散虫(渡辺、1977)、貝類(大森・歌代、1954)などの報告がある。

FT年代測定値は、中山層中上部の凝灰岩が6.2Ma、最上部の凝灰岩で4.0Maを示している(武田、1987MS)。

本層は層序学的位置から標準層序の寺泊層～椎谷層に対比される可能性が高い。

層厚は鶴子一中山層 (TS-Nm) として一括して表示するが、厚さは変化に富み、最も厚いところで大佐渡250m、小佐渡500mである。

(ト) 小木層

本層は、小木町の小木半島全域に分布する玄武岩溶岩を主とする地層に対し、茅原 (1954) により命名された。模式地は小木半島の白木、犬神平、元小木、城山などの地域である。

下位の下戸層以下の地層との関係は明らかではないが、鶴子層一中山層とは指交関係にある。

玄武岩～玄武岩質安山岩の塊状溶岩 (OB)、水冷破碎溶岩 (OB_{h1}・OB_{h2})、枕状溶岩 (OBp) からなる水中火山噴出物層で構成され、わずかに泥岩 (Om)、玄武岩質凝灰岩を伴う。

玄武岩の岩質は、山川・茅原 (1968) によると斑晶として斜長石、かんらん石、斜方輝石、石基として斜長石、少量のかんらん石、普通輝石からなるかんらん石玄武岩、ほとんど無斑晶でガラス質の石基を持つかんらん石玄武岩、斑晶が斜長石、かんらん石、普通輝石、紫蘇輝石、捕獲結晶として石英と酸性斜長石、石基は斜長石、斜方輝石を含む含石英紫蘇輝石玄武岩などからなる。

水冷破碎溶岩は下部 (OB_{h1}) と上部 (OB_{h2}) に二分される。

(チ) 河内層

本層は歌代 (1950) により沢根層の下部とされていたが、新潟県有孔虫研究グループ (1967) はこれを独立させ河内層とした。模式地は佐和田町河内である。

下位層との関係は、整合説 (歌代、1950; 沢根層団研グループ、1973; 白井、1983など) と不整合説 (津田、1956; 新潟県有孔虫研究グループ、1967など) があるが、佐和田町河内周辺地域を見るかぎり両層は連続的に累重していることから筆者らはこの関係を整合とし、下位の大型化石に乏しい珪藻質塊状泥岩が、塊状泥岩と化石を含むシルト岩の互層に移化する基底をもって境界とした。この境界は砂質有孔虫群集が石灰質有孔虫群集に代わる層準とほぼ一致する (白井ほか、1983)。層厚は100

mである。

岩相は塊状の青灰色シルト岩、暗青色シルト岩・微細粒砂岩互層(Km)を主とし、わずかに苦灰岩を含む。

大桑一万願寺動物群に属する貝類、有孔虫などの石灰質化石を多産し(沢根層団体研究グループ、1973)、渡辺(1977)は浮遊性有孔虫の*Globigerina pachyderma* (dex) /*Globorotalia inflata*帯、武田(1987MS)は本層最上部に*Globorotalia inflata* II帯を設定している。底生有孔虫は*Angulogerina kokozuraensis*, *Bolivina decussata*, *Euwigerina akitaensis*, *Islandiella*の各種などを主とする上部半深海性群集からなる(新潟県有孔虫研究グループ、1967; 沢根層団体研究グループ、1973; 筆者等未公表資料)。ほかに珪藻(歌代・黒田ほか、1977; 中原ほか、1987; 秋葉、1987)、放散虫(渡辺、1977)、ナンノ化石(Uchio、1974)、花粉(山野井、1977)の報告がある。

本層は、浮遊性有孔虫から標準層序の西山層に対比される。

(4) 第四系半固結堆積物

(イ) 沢根層

本層名は現在の下戸層～沢根層に対して命名された沢根第三紀層で始まるが(中島、1889)、沢根層という層名を始めて用いたのは山崎(1896)である。その後多くの研究者により細区分され再定義が繰返されてきたが、歌代(1950)による定義で一応落ち着きを見た。しかし新潟県有孔虫グループ(1967)は歌代の言う沢根層の下部を独立させて河内層とし、中部以上を沢根層と再定義した。その際新しく定義した沢根層を更に下部の貝立層と上部の質場層に二分しているが、本報告書では、層相上の理由で貝立層と質場層の区分はしなかった。

真野湾に面した佐和田町沢根五十里から相川町二見に至る地域と、両津市北五十里から安養寺に至る国中平野に面した大佐渡山地の山麓丘陵地に分布するが、小佐渡では認められない。

下位層との関係は整合で、層厚は100～250mである。

層相は砂岩・シルト岩互層、砂岩・礫岩互層、砂岩からなるが、互いに移化している部分もあるので、表層地質図では一括して礫岩・砂岩・シルト岩 (Scsm) として扱った。薄い凝灰岩を挟在する。

砂岩・シルト岩互層は、層理の発達したシルト岩がち互層～等量互層が多い。砂岩は青灰色で、粒度は微細粒から粗粒砂岩まで種々あって平行ラミナに富む。またしばしば級化層を形成する部分、シルト岩の偽礫を含む部分がある。淘汰度は普通～悪いの段階を示す。シルト岩は塊状で暗灰色、淘汰度はやや良である。

砂岩・礫岩互層は、細～粗粒砂岩と円礫～亜円礫を含む中～大礫岩の互層で、質場海岸で砂岩・シルト岩互層が南西方向に砂岩・礫岩互層に移化しているのが認められる。砂岩は互層中の砂岩と同様のものである。

砂岩、シルト岩中に海生化石を豊富に含んでおり、とくに佐和田町質場海岸海食崖の露頭はその産地として有名である。

化石として、大桑一万願寺動物群に属する貝類化石（菊地、1959；小林ほか、1976；歌代ほか、1977；大森、1977；遠藤、1986など）、*Globigerina pachyderma* (sin.) / *Globorotalia incompta*帯に属する浮遊性有孔虫（渡辺、1977）、底生有孔虫（新潟県有孔虫研究グループ、1967；沢根層団体研究グループ、1973）、ナンノ化石（Uchio, 1974；大久保・小田ほか、1995）、珪藻（歌代・黒田ほか、1977；長谷川、1977）、花粉（山野井、1977）などの報告がある。

模式地の底生有孔虫化石について、層相別の検討を行った（浦島1996、MS）。

第12表 岩質別底生有孔虫個体数・浮遊性有孔虫含有率

岩 質	試料数	底生有孔虫個体数	浮遊性有孔虫含有率
砂 岩	13	61-634‰ 平均402‰	2.9-40.9%
シルト岩	5	88-646‰ 平均503‰	70.4-78.6%

第12表を見てわかるように、底生有孔虫の個体数は砂岩とシルト岩の間にあまり大きな差はないが、浮遊性有孔虫含有率はシルト岩がいずれも70%台を占め、砂岩よりもはるかに高いという結果が出た。また底生有孔虫の構成種は、砂岩とシルト岩の間に大きな差が認められた。

砂岩にだけ優勢であった種：*Cibicides refulgens*, *Elphidium crispum*, *Islandiella sublimbata*, *Quinqueloculina* spp.

シルト岩にだけ優勢であった種：*Angulogerina kokozuraensis*, *Bolivina decussata*, *Cassidulina norvangi*, *Islandiella norcrossi*, *I. yabei*

砂岩、シルト岩ともに優勢であった種：*Islandiella japonica*

砂岩に含まれる優勢種は中部～内部浅海帯、シルト岩は上部半深海帯～外部浅海帯を上限深度帯とするもので構成されており、浮遊性有孔虫の占める割合を考慮すると、砂岩は大陸棚、シルト岩は上部大陸斜面での堆積ということが言える。

本層の時代について、大久保・小田ほか（1995）はナンノ化石と古地磁気から、貝立の露頭は1Ma～0.79Maのいずれかの年代、質場の露頭は0.79Maよりも新しいと推定している。

(□) 段丘堆積物層 (Mgs₁、Rgs₁)

鈴木による本報告書の地形分類図で示された段丘地形のうち、高位から海岸段丘MGt-I～Xと海岸段丘FGt-I～VIIが洪積段丘に相当する。本表層地質図では、これらを一括し段丘 (Mgs₁、Rgs₁) として表示した。詳細は、本報告書の地形分類図を参照して頂きたい。

段丘の多くは海岸段丘 (Mgs₁) で、佐渡島海岸のほとんどの地域と国中平野に面した台地に分布するが、河岸段丘は (Rgs₁) 国中平野に面した台地に限られる。

(5) 第四系未固結堆積物

(イ) 段丘堆積物層 (Mgs₂、Rgs₂)

鈴木による本報告書の地形分類図で示された段丘地形のうち、海岸段丘MGt-XIが段丘 (Mgs₂、Rgs₂) に相当する。縄文海進による高海水

面時に形成されたもので、国中平野、両津市街地海岸～加茂湖周辺部、羽茂平野部をはじめ、外海府、内海府の海岸沿いに高度10m以下の平坦面を作り、点々と分布する。

(甲) 氾濫原堆積物層 (gs₄)

各河川の下流部に分布するが、国中平野に面した河川以外の本層の分布は小規模である。

(イ) 砂丘堆積物層 (s₁)

両津市街地～河崎、佐和田町沢根～雪の高浜～長石浜、羽茂町素浜・越の高浜、畑野町松ヶ崎などに分布するが、雪の高浜～長石浜以外は小規模である。

(ロ) 扇状地堆積物層 (gs₂)

国中平野の新穂市街地、金井市街地、畑野町小倉川下流などに分布する。

(ホ) 海浜堆積物層 (s₂)

海岸部に転々と分布するが、いずれも小規模である。

(ハ) 崖錐堆積物層 (gs₃)

大佐渡山脈山麓部の緩傾斜平坦面を作って分布する。

(ト) 崩壊移動岩体

相川町関の真更川層からなる知行山北西山腹に大きな崩壊地形があり、その崩壊物質が海岸に大きく押し出して寒戸崎の出っぴりを形成している。

(チ) 人工構築物 (am)

両津港、赤泊港、羽茂港、小木港の岸壁などの港湾施設地、真野町豊田などあって、その多くが埋立地である。

(6) 火成岩類 (貫入岩)

地層中に挟在する各種溶岩類については、すでに各層の記述の項でふれたので、ここでは貫入岩類についてだけ取り上げる。

(イ) 流紋岩 (R)

流紋岩の貫入岩は、大佐渡では相川町五十浦以南の各地に大小岩体として多数分布するが、小佐渡では小岩体が数か所認められるのみである。比較的大きな岩体として、相川町五十浦川中流・北田野浦海岸・塚上山・戸地川上流・尖閣湾・上小川・千疊敷・両津市岨巒堂山、金井町両尾山などが挙げられる。

岩脈または岩株状の産状で、流理構造の発達する赤褐色、淡紅色、紫灰色、淡緑色、灰白色などの種々の色調をもつ堅硬な岩石である。岩質は一般に斑晶は主として斜長石で、地域によって少量の石英、正長石、角閃石、黒雲母も含む。石基は火山ガラス、石英が普遍的で、斜長石、正長石を含むことがある。変質は、まったく受けていないものと緑泥石、方解石を生じているものがある。

活動時期は、大佐渡では主として真更川～金北山期、小佐渡もこれと同様の時期である豊岡～経塚山期とされている（金属鉱業、1987）。

本岩の絶対年代測定値を第13表に示した。

第13表 流紋岩の絶対年代測定値

測定法	測定場所	被貫入層	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	相川町鬼ヶ城	相川層上部層	全岩	13.45±0.42	金属鉱業、1987
	相川町塚上山	真更川層	〃	23.49±0.72	〃 〃

(㊦) 石英安山岩 (D)

大佐渡の相川町岳山・小野見川中流・ジャバミ・マトネ付近・戸地川中流付近のピーク、大佐渡スカイライン大平などで岩脈または岩株状小岩体として産するが、小佐渡には認められない。

柱状節理の発達する、灰色、赤褐色、褐灰色、暗灰色の堅硬緻密な岩石で、斑晶は斜長石、石英を主とし、黒雲母、角閃石、時に普通輝石を伴い、石基は斜長石を主とし、石英、黒雲母、普通輝石、火山ガラスを伴う。二次鉱物として緑泥石を生じており、時に方解石、緑れん石を伴う。

活動時期は、主として真更川～金北山期とされている（金属鉱業、1987）。

本岩の絶対年代測定値を第14表に示した。

第14表 石英安山岩の絶対年代測定値

測定法	測定場所	被貫入層	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	大佐渡黒姫越え	真更川層	全岩	18.00±0.57	金属鉱業、1987
FT法	相川町大河内川	真更川層	ジルコン	13.1 ±2.0	鷹沢、1982
	大佐渡黒姫越え	真更川層	〃	22.60±4.51	金属鉱業、1987
	相川町佐渡鉱山	相川層上部層	〃	24.71±4.69	〃 〃

(c) 安山岩 (A)

大佐渡の各地と小佐渡の真野町海岸、両津市立間などで岩脈として産するが、相川町北狄川中流、岩谷口東南方でやや大きな岩体があるほかはいずれも極めて小さい。

活動時期は、大佐渡では相川期前期～金北山期、小佐渡では大野川～三瀬期とされている（金属鉱業、1987）。

節理の発達する堅硬緻密な岩石で、斑晶、石基ともに斜長石、普通輝石からなり、二次鉱物として曹長石、緑泥石、絹雲母、方解石、緑れん石を生じており、変質の程度を比較すると一般に相川期、同時期の大野川～三瀬期の貫入岩の方が強い。

本岩の絶対年代測定値を第15表に示した。

第15表 安山岩の絶対年代測定値

測定法	測定場所	被貫入層	対象	測定年代(Ma)	文献
FT法	相川佐渡鉱山	相川層上部層	ジルコン	29.11±7.94	金属鉱業、1987

(c) ピクライト

ピクライト (OBpc) は、小木層に貫入する岩床として、小木町神子

岩地域にわずかに分布する。暗緑色～黒色の堅硬な岩石で、径1mm程度の緑黄色かんらん石の結晶を多量に含む特徴的な外見を示す。斑晶はかんらん石、石基は斜長石、単斜輝石からなり、二次鉱物として蛇紋石を生じている。このほか、大佐渡北部でも小規模な岩体が認められる(Pc)。貫入時期は、小木玄武岩と同時期と考えられる。

(ホ) 石英斑岩 (Qp)

石英斑岩は、相川町達者で流紋岩中に小岩株状に分布するほか大佐渡の数か所で認められるが、達者岩体以外のものはごく小さいので本表層地質図では表現していない。達者岩体は斑晶が石英、正長石、斜長石、黒雲母、石基は石英、正長石からなり、二次鉱物として緑泥石、モンモリロナイトを生じている。貫入時期は明らかではない。

(ヘ) ひん岩 (Pr)

ひん岩は、赤泊村川茂で三瀬層の安山岩を貫き、小岩株状岩体として分布する。灰緑色、暗灰緑色の堅硬な岩石で、斑晶は斜長石、黒雲母、角閃石からなるものと、斜長石、普通輝石からなるものがある。二次鉱物として曹長石、方解石、緑泥石、緑れん石を生じている。

(ト) 粗粒玄武岩 (DI)

大佐渡北端部の両津市二つ亀一大野亀、北鶴島一真更川海岸の沖合いにある島掛島から大島に至る島々に分布する真更川期の貫入によるものと、両津市見立・北小浦に分布する鶴子期～中山期に貫入したものがある。前者は暗灰色～黒色、非常に粗粒で変質を受けており、また白色珪化した泥岩を取り込んでいる。斑晶は多量の斜長石、普通輝石、中量のかんらん石からなり、二次鉱物として緑泥石を生じている。後者は暗灰色、堅硬緻密で斑晶は多量の斜長石、かんらん石と中量の普通輝石からなり、石基の構成鉱物や二次鉱物は前者と類似するが、変質の程度が弱く比較的新鮮である点が異なる。大佐渡研(1969)によれば、後者の岩質が弥彦地域に分布するの粗粒玄武岩に類似しているということである。

(チ) 花崗岩・花崗閃緑岩 (Gr)

大佐渡で1か所、小佐渡で3か所いずれも小岩体として産出する。相

川町北鶴島の岩体は、粗粒一中粒の角閃石・黒雲母花崗閃緑岩で、周囲に広く熱変成作用を与えており、島津ほか（1977）は地下には広範囲に分布するものと推定している。両津市岩首の岩体は粗粒～やや斑状の黒雲母花崗岩で、周囲に熱変成作用を与えている。赤泊村葦場北部のものは、灰白色、淡緑灰色、黒灰色などの中粒花崗閃緑岩、同村上川茂北部のものは、淡緑色、粗粒～中粒の角閃石・黒雲母花崗閃緑岩からなる。

絶対年代測定値を第16表に示したが、その時代は、前期白亜紀末～後期白亜紀末の活動であることを示している。

第16表 花崗岩類の絶対年代測定値

測定法	測定場所	測定岩石	対象	測定年代(Ma)	文献
K-Ar法	両津市岩首	花崗斑岩	黒雲母	95.10±2.92	金属鉱業、1987
	赤泊村赤泊新谷	花崗閃緑岩	全岩	96.45±2.95	〃 〃
	両津市北鶴島	花崗閃緑岩	〃	98.95±3.05	〃 〃
	赤泊村葦場	花崗閃緑岩	〃	103.09±3.15	〃 〃
FT法	両津市北鶴島	花崗閃緑岩	ジルコン	74.2 ±10.8	鷹沢、1982

参 考 文 献

- 茅原一也，1954：いわゆるグリーン・タフ地域に於けるスピライト質玄武岩について．東京教育大学理学部地質学鉱物学教室研究報告、no.3, 215-225.
- 茅原一也，1958：佐渡島小木半島の地質と最近の地史．新潟県文化財年報，no.2, 1-37.
- 遠藤一佳，1986：佐渡の沢根層における暖流系動物群の産状と意義．地質雑，92(1), 77-80.
- 鷹沢好博，1982：フィッシュン・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分，その1－佐渡地域－．地質雑，88(12), 943-956.

- 鴈沢好博, 1987: 東北日本孤内帯の白亜紀—第三紀火山岩のフィッシュン・ト
ラック年代. 地質雑, **93**(6), 387-401.
- 長谷川康雄, 1977: 佐渡島後期中新世中山層の化石珪藻について. 佐渡博物館
研究報告, no.7, 77-102.
- 藤岡一男・西田彰一, 1960: 佐渡島の関植物化石群. 佐渡博物館研究報告,
no.3, 1-26.
- 坂坂孝司, 1994: 佐渡島鷲崎地域の先第三系の地質と放散虫化石. 1993年度新
潟大学大学院理学研究科修士論文(手記).
- 川端清司, 1988: 新潟県佐渡地域の先第三系の再検討. 日本地質学会第95年学
術大会演旨, 180.
- 計良勝範, 1977: 佐渡島からウミユリ化石発見. 佐渡博物館研究報告, no.7,
159.
- 菊地勘左エ門, 1959: 沢根化石(その1~3). 佐渡博物館研究報告, no.1,
1~5; no.2, 1~4; no.3, 1~3.
- 木村和子・小林巖雄, 1977: 新潟県佐渡に分布する下戸層の古生物学的研究
(その1)—平根崎・下戸などから産する軟体動物化石について—.
佐渡博物館研究報告, no.7, 143-156, pls.1, 2.
- 金属鉱業事業団, 1987: 昭和61年度広域構造調査報告書「佐渡地域」. 1-193,
通産省資源エネルギー庁.
- 金属鉱業事業団, 1988: 昭和62年度広域構造調査報告書「佐渡地域」. 1-113,
通産省資源エネルギー庁.
- 小林巖雄・斉藤良二郎, 1977: 新潟県佐渡, 新三紀層産の化石—これまでの研
究の概要—. 佐渡博物館研究報告, no.7, 183-193.
- 小林巖雄・坂上澄夫・長谷川美行・渡部栄二・斎藤良二郎, 1982: 佐渡島赤泊
から石炭—二疊紀のコケムシ化石の発見. 地質雑, **88**(2), 141-143.
- 小林巖雄・外山哲英, 1977: 新潟県佐渡地域の地質に関する文献. 佐渡博物館
研究報告, no.7, 195-200.
- 小林巖雄・渡辺剛忠・竹田弓子・平井明夫, 1976: 新潟県佐渡鮮新統沢根層産
貝類化石に関する知見. 新潟大学・理・地鉱研究報告, no.4, 207~

213.

- 小佐渡団体研究グループ, 1977: 小佐渡西三川地域の下戸層. 地球科学, **31**(5), 193-203.
- 松丸国照, 1979: 日本産大型有孔虫化石産地一覧. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, 124-133.
- 長岡尚男, 1996: 新潟県に分布する *Miogypsina*, *Operculina* 産出地点とそこに含まれる底生小型有孔虫について. 1996度新潟大学教育学部卒業論文(手記).
- 新潟県有孔虫グループ, 1967: 佐渡沢根地域の有孔虫化石群集(予報). 平松義尚先生退職記念論文集, 113-119, 記念論文集刊行委員会.
- 新潟基盤岩研究会, 1978: 大佐渡の基盤岩に関する新知見. 斉藤良二郎先生退職記念誌, 50-54.
- 能条 歩, 1997: 地層の命名について. 地質雑, **103**(6), 608-611.
- 大久保隆太・小田啓邦・高山俊明・北村晃寿, 1995: 新潟県佐渡更新統沢根層の古地磁気極性と石灰質ナノ化石層序. 地質雑, **101**(6), 443-450.
- 大口健志・矢内桂三・植田良夫・玉生志郎, 1979: 男鹿半島第三系・入道崎火成岩の岩相と放射年代. 岩鉱, **74**(6), 207-216.
- 大森昌衛, 1977: いわゆる沢根層産の貝化石群—とくにイタヤガイ科 (*Pectinidae*) について—. 佐渡博物館研究報告, no.7, 63-73.
- 大佐渡研究グループ, 1969a: 大佐渡南半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究(その1)—. 新潟大学地鉱研究報告, no.3, 1-24.
- 大佐渡研究グループ, 1969b: 大佐渡北半部の新第三系—佐渡の新第三系の研究(その2)—. 新潟大学地鉱研究報告, no.3, 25-42.
- 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子, 1992: 佐渡島の海成段丘をきる活断層とその意義. 地学雑誌, **101**(3), 205-224.
- 佐渡海棲哺乳動物化石研究グループ, 1977: 新潟県佐渡における中新統鶴子層に関する地史的・古生物学的研究 I. 佐渡博物館研究報告, no.7, 113-138.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar年代測定結果— I. 地調月報,

30(12), 675-686.

島津光夫ほか18名, 1972: 日本油田・ガス田図11「佐渡」地質調査所.

島津光夫・外山哲英・皆川 潤・高浜信行・若林茂敬・斎藤良二郎, 1977: 大佐渡の新第三系. 日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書, 13-42, 地質調査所.

島津光夫・金井克明・市橋紘一・佐々木正, 1977: 小佐渡の新第三系. 日本油田・ガス田図11「佐渡」地質説明書, 43-67, 地質調査所.

島津光夫・小林巖雄・周藤賢治, 1982: 佐渡島の地質と新第三紀火山岩類. 日本地質学会第89年学術大会巡検案内書, 63-93.

白井健裕・前田洋子・高橋八千代, 1983: 佐渡島中山峠地域に分布する鶴子層・中山層・河内層に関する二三の考察. 新潟大学教育学部紀要, 24(2), 113-122.

杉山隆二, 1956: 第三紀火成活動と地殻運動との関係—新潟県下の第三紀火成活動の調査研究—. 地学雑, 65(1), 8-14.

鈴木郁夫・赤羽 修, 1976: 佐渡島の新时期断層地形. 新潟大理学部地鉱教室研究報告, no.4, 77-84.

Tokunaga, S., 1939: A new fossil mammal belonging to Desmostylidae. *Jubilee Publication in the commemoration of Prof.H.Yabe, M.I.A. Sixtieth Birthday*, 1, 291-299.

津田禾粒, 1956: 古地理より見た佐渡の地史—いわゆるGreen tuff地域の中新統に関する堆積環境の研究—. 地質雑, 62(10), 550-558.

津田禾粒, 1965: 東北裏日本の新第三紀動物群と岩相—とくに中新世中期の動物群について—. 化石, no.10, 20~23.

浦島理恵, 1997: 層相と有孔虫化石—沢根層を例にして—. 1996度新潟大学教育学部卒業論文(手記).

Uchio, T., 1974: Tertiary nannoplankton stratigraphy of Sado Island, Niigata Prefecture, and a proposal of the *Braarudosphaera bigelowi* - *Coccolithus pelagicus* zone for the Pliocene of Japanese oil fields of Japan Sea side. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no.250-1, 235-254,

pls.1-10.

歌代 勤, 1950: 佐渡ヶ島 (大佐渡) 沢根-相川地域の層序について. 地質雑,
56(5), 302-303.

歌代 勤・黒田一武・小林忠夫・西川 誠・長谷川康雄・藤田 剛・渡辺秀雄,
1977: 新潟県佐渡郡佐和田地域第三系の層序と化石珪藻群集. 佐渡博
物館研究報告, no.7, 45-62.

渡辺剛忠・加藤園江・小坂秀王・小林巖雄, 1977: 新潟県佐渡, 相川-沢根に
露出する中新統の泥質岩-とくに, 岩相, 有機炭素量, 窒素量, 珪藻
化石について-. 佐渡博物館研究報告, no.7, 103-112.

渡辺其久男, 1977: 有孔虫化石による新潟堆積盆地の生層序: 新潟堆積盆地の
新第三系に関する微化石層序. 総研・太平洋側と日本海側の新第三系
の対比と編年研究連絡誌, no.2, 21-37.

山川 稔・茅原一也, 1968: 佐渡島小木玄武岩の岩石学的研究 (その1 岩石
化学的研究). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no.2, 41-
78.

山野井徹, 1978: 佐渡 (中山峠) における新第三系の花粉層序. 石油技協誌,
43(3), 119-127.

白井 健裕 (元新潟大学教育学部)

長谷川美行 (新潟大学理学部)

新川 公 (新潟大学理学部)