



第1部

探してみよう！
自然・文化・歴史の宝



佐渡島の成立と地形の特徴

【概要】

本節では、日本列島との関わりで佐渡島がいつごろ誕生し、地形的・地質的にどのような特徴があるのかを明らかにする。自分たちの生活する佐渡島の地形・地質の実態を明らかにし、将来、発生が懸念される大地震などに対する防災・減災教育にも焦点を当てる。なお、中学生には、この島に特徴的な海成段丘を素材としつつ、地形図学習などから地形の特徴を学び、また化石採集などから古環境の変遷についても学んでもらいたい。

【ねらい】

本節のねらいは、日本列島の中で佐渡島の成立の時期、佐渡島の地形・地質の特徴についてできる限り多くの資料を呈示し、佐渡島の成立と地形の特徴を具体的に知ることにある。

最初に、佐渡島には日本列島でもっとも典型的な海成段丘が発達していることを理解させる。そして、海成段丘が発達することは地震活動を含めて地殻変動が活発であることに気づかせる。また、集落の大半がどのような地形のところに立地しているかを調べさせ、将来の大地震に関わる地殻変動、津波などにどのように対処するかについても、日本海東縁で発生した1964年新潟地震、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震、2007年能登半島沖地震、および2007年新潟県中越沖地震などの災害例を具体的に示すことで、防災・減災教育をあわせて行う。さらに、いくつかの地点において、地層の観察および化石採集を通じて、環境変遷についても学習する。

1. 佐渡島の地質と成立

日本はアジア大陸からやや離れたところに位置する弧状列島で、その東側には日本海溝、大陸との間に縁海としての日本海をもつ。これは、比較的新しい地質時代に地殻変動が活発な地域に形成された島弧-海溝系の特徴的な形であり、世界の多くの地域でも成り立つ地形配列である。大佐渡と小佐渡が並走し、その間の国中低地の存在などの地形配列も、日本列島の地形の特徴を反映している。

佐渡島の形成は、岩石の種類、地層の層序・産出化石をもとに地史が組み立てられている(図1、表1)。最古の岩石は、古生代後期(約3~2億年前)の堆積岩とそれに貫入した火成岩類であり、大佐渡北端の鷲崎から、藻浦、三田川、北西端の北鶴島、小佐渡東岸の東鶴島から竹ヶ鼻にみられる。中生代(約2~1億年前)の岩石からは、放散虫の化石が発見されたことから、この時代の佐渡島は、アジア大陸から離れた海の中にあったことが分かっている。中生代の終わり頃(約1億年前頃)には花崗

表1 佐渡島の地質層序表

(地質調査所, 1977: 神蔵, 2003 を簡略化)

時代	地層名	層厚	岩相	産出化石	主なできごと		
新第三紀	更新世	完新世	20~30m	粘土・シルト・砂および礫の互層	珪藻化石(汽水・海生)、花粉化石	国中平野・加茂湖の誕生	
		後期	国中層	3~20m	礫・シルトの互層		汽水生の貝化石(ヤマトシジミなど)、植物化石 珪藻化石(汽水・海生)、花粉化石、生痕化石
	中期	賈場層	10~40m	砂とシルトの互層、礫層	浅海生貝化石を多産(エゾタマガイ、ホタテガイ、キンチャクガイほか) 有孔虫化石、珪藻化石(海生)、腕足類、アマモ化石	段丘形成 佐渡の隆起	
		赤坂層	30m	粘土層、礫層			
	前期	貝立層		粗大礫層と細砂の互層、砂礫層	有孔虫化石を多産 珪藻化石(海生)、貝化石(バリオラム・ベッカーミ)	佐渡の誕生	
	河内層	110m	細砂と石灰質砂の互層 砂質シルトと細~中砂の互層 塊状シルト				
	漸新世	鮮新世			海生の珪藻化石を多産、珪質鞭毛虫類化石	海底隆起	
		後期	中山層	320m	珪藻質泥岩層、グロコナイト層	花粉化石、砂質有孔虫化石 外洋・半深海海生の貝化石(バリオラム・ベッカーミ)	深海泥の堆積 日本海の海底
		中期	鶴子層	200m	硬質頁岩層、グロコナイト質砂岩層、玄武岩(枕状溶岩、ハイアロクロスタイト) 礫岩層、砂岩層	大型海生哺乳動物(アロデスミス、クジラ、イルカ)、サメ類(カルカロドン)、有孔虫化石、魚類化石(ニシン科ほか)、外洋・半深海生貝化石(バリオラム・ベッカーミ)	日本海の誕生と拡大
			下戸層	10~30m	石灰岩質砂礫岩層	内湾~浅海生貝化石を多産(ヒカリヤ、イモガイ、カキ、ホタテガイほか)、大型海生哺乳動物(パレオパラドキシア)、サメ類(カルカロドン)、きよ皮類、 有孔虫(オパキュリナ、ミオジプシナ)、腕足類、コケムシ類、マングロープ相動植物化石	
前期		金北山層	300m	デイサイト溶岩・火砕岩		金鉱床の形成	
真更川層		1500m	玄武岩・溶岩・火砕岩、シルト岩	植物化石を多産(関植物化石群)、淡水生魚類化石(コイ科)	火山活動を伴う大陸縁弧の形成		
相川層		1500m	変質安山岩溶岩・火砕岩・溶結凝灰岩 礫岩、硬質頁岩、金鉱床 デイサイト質火砕岩・溶結凝灰岩	珪藻化石(淡水生)、昆虫化石(サドムカシケハエなど) 植物化石			
漸新世	入川層	500m	花崗岩類				
中生代	基盤岩類		粘板岩、チャート、砂岩、礫岩 石灰岩、結晶質石灰岩 変玄武岩、変はんれい岩、蛇紋岩	放散虫化石 フズリナ類、ウミユリ類、コケムシ類	アジア大陸の形成		

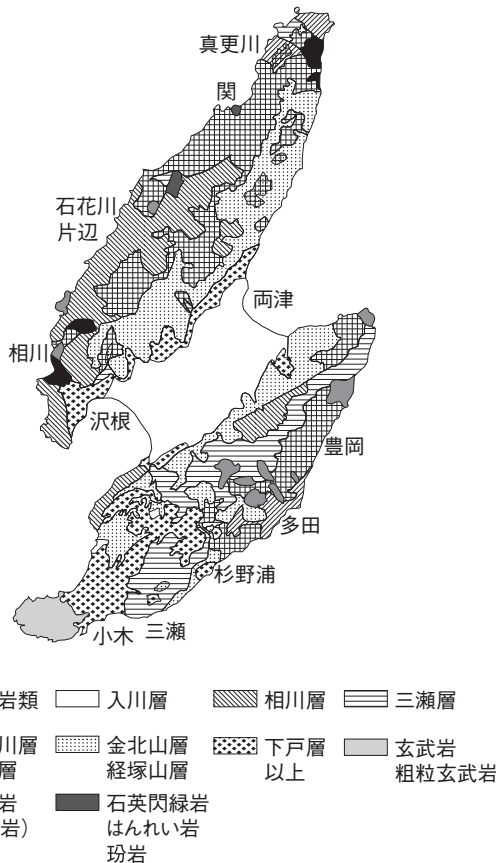


図1 佐渡島の地質図

(地質調査所, 1977)

岩が地球深部でつくられ、それに伴い広く隆起運動が起こった。それによって、地表付近を構成していた岩石が侵食されて花崗岩が露出し、アジア大陸の東縁を構成する高まりとなった。現在、花崗岩が地表で確認されるのは限られた地域に過ぎないが、花崗岩の生成による接触変成を受けている地域が広いので、地下には大きな岩体が存在すると推定されている。

新第三紀中頃の漸新世(約3500万年前)になってから、アジア大陸の東縁における地殻変動は活発となった。地表を東西に断裂するような動きが激しくなり、断裂した割れ目に沿って火山活動が起こり、溶岩や火砕流を噴出した。それにより相対的に落ち込んだところに厚い崖錐や河成礫層、場合によっては淡水湖などが造られた。大陸縁弧としての火山活動は約2000万年前ころがもっとも激しく、佐渡鉦山などの金銀鉦床はこの火山活動に関係した熱水鉦床(註1)に起源をもっている。その後、大陸の一部が分裂して開口、沈降して日本列島との間に、日本海を誕生させた。佐渡島が本州から離れて成立したのは、佐渡島の地質から約1600万年前ころと考

えられている。その後、新第三紀末期になって、佐渡島周辺の海底に堆積した厚さ1000mを超える地層が東西方向の圧縮に伴い国中低地をはさんで、大佐渡および小佐渡を隆起させるような運動となった。第四紀（約258万年前以降）になってからの佐渡島は、地震を含めての地殻変動によって著しく隆起しつつある。このことは、後述する何段にも及ぶ海成段丘とその旧汀線高度の分布からも推定することができる。なお、佐渡海峡の深さが水深200mを超えていることから考えて、更新世（約258～1万年前）における氷河性海面変化の影響を受けることなく、新第三紀末期には佐渡島と本州はすでに分離していたことになる（図2）。



図2 佐渡島周辺の海底地形 (茂木, 1977をもとに作図)

1 佐渡島の地形の特徴—海成段丘と地殻変動—

佐渡島の地形を特徴付けるのは、島を縁取るように分布する海成段丘である。その規模は古くから世界の第四紀層の模式地とされた地中海沿岸のイタリア南部のそれを遙かにしのぎ、日本列島でも海成段丘が発達することで知られた西津軽海岸、あるいは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まさっている（図3）。

海成段丘は、陸地近くの浅い海底が侵食されて平坦となり、それが陸地の隆起に伴い陸化したもので、更新世の氷河性海面変化とかかわって形成された地形である。第四紀地殻変動の激しい日本列島では海岸に普遍的にみられる。隆起傾向にあるところでは、標高の高いところにある段丘面ほど古く形成されたものである。

もし、隆起運動の程度が世界のどこでも同じであれば、同じ時期に形成された海成段丘は同じ高度を示すことになるが、実際には地域による地殻変動量の違いは大きく、同じ時期に形成された海成段丘の高度は地域によって非常に異なっている。このことは、海成段丘の高度を手がかりとすれば、それぞれの地域の海成段丘面形成後の地殻変動を推定できることを意味している。佐渡島においても、同じように隆起したのではなく、地域によって隆起量が異なっている。ところが、日本列島のように地殻変動が激しいところでは、時代的に古い海成段丘は形成後の時間が長いので侵食によって壊されてしまい、地形として残存するのはせいぜい数10万年前以降に形成されたものと考えられる。

日本列島において、約6000年前に形成された完新世段丘面の旧汀線高度を比較すると、佐渡島では約10mという高い数値を示す。つまり、地史的な時間スケールで見れば、ごく最近も非常に速い速度で隆起していることになる。

完新世段丘面の構成層は、大野亀と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の砂礫層をのせているのが観察される。段丘堆積物の層

(註1) 「熱水鉱床」……

海底火山活動のみられる中央海嶺や火山性列島の周辺海域に分布する熱水の噴出場所から出来る鉱床のこと。深海の水圧や地殻の圧力により極端な高圧・高温状態ができているために噴出する熱水が周囲の岩石などと化学反応を起こし、結果として比較的融点が高い金属成分が析出・沈殿し、これら金属分に富んだ堆積物をつくる。堆積物に含まれる金属成分には、鉛、亜鉛、銅、銀、金など有用金属が多く、鉱物資源としての開発が進められている。佐渡金山はこの熱水鉱床が隆起したのと考えられる。

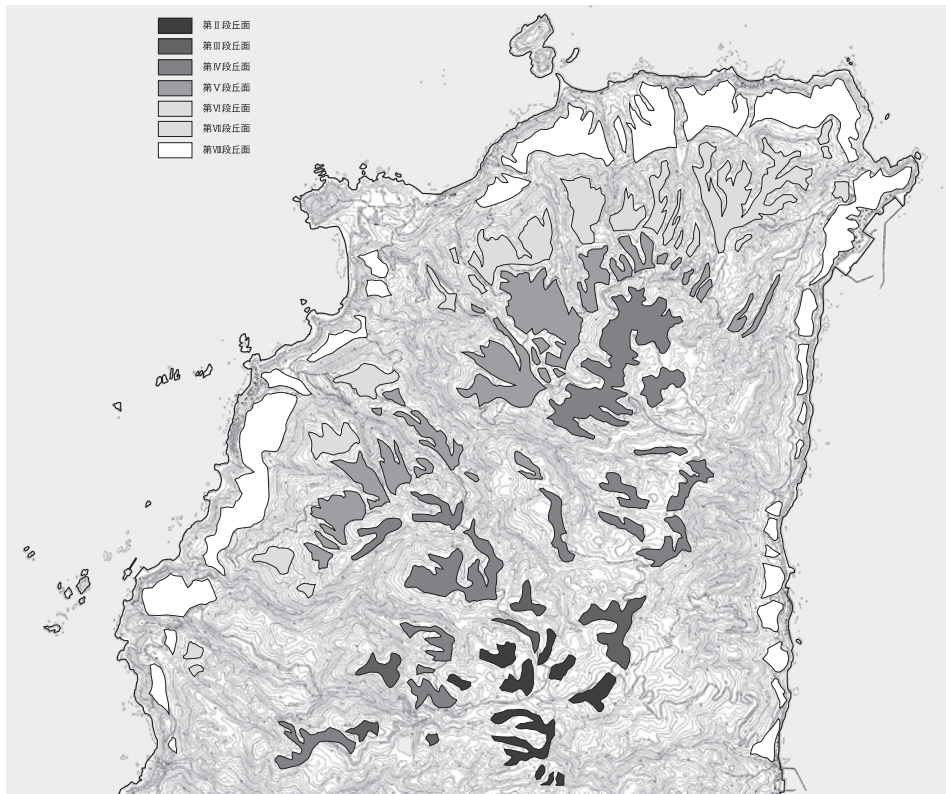


図3 大佐渡北部の海成段丘

(鈴木, 2005)

国土地理院の数値地図 25000 (地図画像)『相川』を使用

相は、二見崎ではほぼ水平な基盤岩の直上に巨礫(最大径 1.2m)が、その上に偏平礫を含む径 10～20cm の円礫・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 の砂層がのっている。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みられる。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後、ある程度の時間が経過したことを示唆している。さらに、内海府海岸の北松ヶ崎や大佐渡北端の藻浦では、粒径の揃った円礫層が水平層理をなして、少なくとも厚さ 1m 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みられず、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 2～4m の海成堆積物をのせているにすぎないので、波食棚(註2)として形成された

と判断される。

さらに、約 12.5 万年前(最終間氷期)に形成された海成段丘面の旧汀線高度を比較すると、鹿児島県喜界島で 200m、高知県室戸岬で 190m であり、それに次いで、佐渡島で 110m、西津軽で 100m の順に高い数値を示す(Ota and Yoshikawa, 1978)。前二者はプレート境界で短い周期(約 110～170 年)で発生する巨大地震を含む地殻変動によるものと考えられている。それに次いで高い数値を示す佐渡島と西津軽は、日本海東縁で発生する M7 以上の大地震(過去 100 年間に限っても 1940 年積丹半島沖地震、M7.5；1964 年新潟地震、M7.5；1983 年日本海中部地震、M7.7；1993 年北海道南西沖地震、M7.8)が繰り返されていることから、その影響は大きいと推定される。

このように、佐渡島は、地史的に見れば比較的最近、日本海の形成に前後する激しい地殻変動で出来上がった島であり、その地殻変動自体は現在進行形であるといえる。2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋

(註2)「波食棚」……

主として潮間帯にある、波食で形成された平滑な岩床面のこと。陸側から沖側にわずかに傾く非常に水平な面で、その沖側末端には小屋がある。

洋沖地震（M 9.0）の発生によって、青森県～千葉県
の沿岸では津波の最大到達高度は40.5 m（宮古
市姉吉）、上述の北海道南西沖地震によって、奥
尻島では約30 mに達し、それによって大きな人
的・物的被害を受けた。政府の地震対策本部によ
れば、佐渡島北方沖における大地震発生の確率
が高いとされているので（図4）、震動だけで
なく、津波対策が急務である。なお、日本海沿
岸における津波は、太平洋岸とは異なり、アジ
ア大陸からの反射波が繰り返されるので継続時
間が長いことも特徴である。

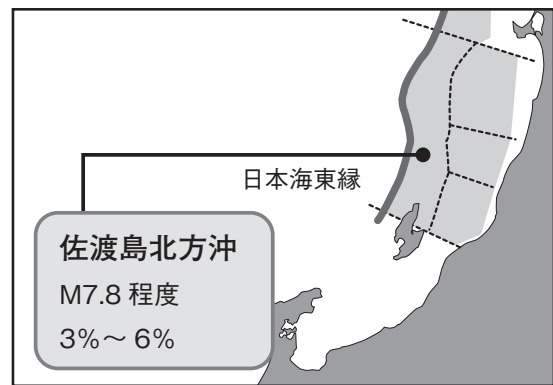


図4 日本海東縁の海溝型地震の長期評価
(地震調査研究推進本部, 2012をもとに作図)



Column

小木地震……

1802年12月9日（享和2年11月15日）に、小佐渡南西端の小木付近で発生した地震は小木地震といわれている。『大日本地震史料』（武者, 1943）によれば、「佐渡国地大に震ひ、羽茂郡被害最も甚し、小木町は総戸数四百五十三戸なりしが殆ど全壊し、所々より出火して、住家三百二十八戸、土蔵二十三棟、寺院二ヶ所を焼き、死者十八名を出し、其湊は、地形変じて干潟となれり」の記述があるという。

この地震の規模は、マグニチュード6.6、震央は理科年表1975年版によれば、東経138.5、北緯37.8°とされ、小木半島の南方海域であることには違いがないが、後述する地震隆起の分布から判断して、もっと小木半島の陸地に近いのではないかと考えられている（太田ほか, 1976）。この地震に伴って小木半島の海岸は最大約2 m隆起し、海底に存在した海食台は離水し、隆起海食台となった。小木半島の海岸には中新世の枕状溶岩が見られることから、隆起海食台と合わせて、国指定天然記念物となっている。なお、地震発生直前には小さな地震が発生し、それによって入江が干潟となるような海面の低下が認められたので、住民は津波を心配していたところ、大地震が発生したという。大地震に伴う海岸の隆起は認められたが、前ぶれの小さな地震によるのか、大地震によるのかは未だ不明であり、またいずれの地震についても津波の記述はない。この地震によって佐渡島の各地域で津波が発生しなかったというのは、新潟地震（M7.5, 1964）、日本海中部地震（M7.7, 1983）、北海道南西沖地震（M7.8, 1993）よりは規模が小さいにしても考えにくいことである。

地震隆起量は小木半島周辺での旧汀線の認定・測量によれば、南岸では宿根木の213cmを最大値として城山～強清水で150cmを超えるのに対して、西端の沢崎で128～146cm、北西岸の江積～田野浦で68～28cmである。小木地震は震源地に近い南岸のほうが北岸よりも約1.5～1.8mも隆起したことを示しており、北北東方向へ傾くように変動したことになる。小木半島における傾動は、約6000年前に形成された完新世海成段丘面、さらに後期更新世に形成された海成段丘面でも認められ、古い段丘面ほど傾動量が大きいことが分かっているため、小木地震で代表される地殻変動が繰り返されてきたことが推定される。小木地震規模の地震周期は、海成段丘面の形成時期と小木地震による傾動量を基にして算出すると、ほぼ5000～9000年と推定される（太田ほか, 1976）。

小木地震だけでなく、佐渡島周辺における地震空白域の指摘もなされているので、日本海東縁で繰り返される大地震による震動およびそれに伴う津波などを考えると、佐渡島の海岸に位置する集落の多くは、日本海中部地震や北海道南西沖地震における津波などの教訓を生かした土地利用ならびに防災・減災対策を考えなくてはならない。

海面変化……

地球表面の約70%は海洋であり、陸地のひろがりや海面に接する海岸線によって決められている。したがって、海水量が増加すれば海面は上昇し海域が増加するのに対して、海水量が減少すれば海面は低下し陸地が増加する。このような簡単なことも、海水量が増加すればその重量を支える海洋底の反応にも地域差があることが分かってきており、実際はむずかしい。

ところで、第四紀（約258万年前～現在）は気候が激しく変化したことが大きな特徴であり、気候の寒冷期（氷河期）と温暖期（間氷期）がおおよそ10万年を1周期として繰り返されてきた。このような気候変化は、大陸氷床の拡大と消失をもたらした。これによって大規模な海水量の変化に起因する海面変化（氷河性海面変化）が生じた。海面変化と関わって形成され

たのは、ほぼ佐渡島全域にみられる海成段丘であり、さらに近い将来に懸念されている地球温暖化に伴う海面上昇による影響である。

気候変化に伴う海面変化については、近年になって放射性炭素年代測定法の実用化によって明らかにされつつあるが、たとえば南極氷床の厚さに関する挙動があまり解明されていないこともあって、海水量変化については一定の幅のある値しか得られていない。そこで、比較的明らかにされている後期更新世以降における海面変化と海成段丘についてみると、カリブ海のパルバドス島、パプアニューギニアや関東地方の研究から、約12.5万年前の最終間氷期に高海面期（下末吉面）があり、それ以降約10万年前（引橋面）、約8万年前（小原台面）、約6万年前（三崎面）にそれぞれ海面極大期が存在することが判った。大佐渡においては第Ⅶ段丘面、小木半島においては第Ⅲ段丘面が約12.5万年前に形成されたと考えられるので、それより高位の段丘面の形成年代は特定できていないが、さらに古い時期に形成されたことになる。これらの海成段丘の旧汀線を手がかりとして、佐渡島だけでなく、日本列島に分布する各海成段丘面形成期以降の地殻変動量が推定されている。それによれば、佐渡島の海成段丘面の旧汀線高度は高いグループに位置づけられているので、佐渡島は少なくとも後期更新世以降大地震を含めての地殻変動が活発であると考えられている。

最後に、完新世における海面変化について考えることにしたい。最終氷期の大陸氷床は約1.8万年前にもっとも拡大し、その後気候の温暖化とともに急速に融解しはじめ、約6000年前には北アメリカ・北ヨーロッパに存在していた大陸氷河はほぼ消失した。約1.8万年前に、海面がどの程度低下したかについては、大陸棚の地形・地質の資料や完新世の地層に覆われた埋没谷の深さなどから検討され、 $-90 \pm 40\text{m}$ とされている。この数値は、対馬海峡が閉塞されて朝鮮半島と陸続きとなるか、幅の狭い海峡として存在したかに関わっている。これは、日本海の高潮の問題であり、日本列島における降雪とも関係する。いずれにしても、日本海の高潮ボーリングコアの微化石群集や ^{18}O 濃度変化などの分析結果によれば、約8000年前には対馬海流の本格的な流入がはじまり、海水温が一挙に $7 \sim 8^\circ\text{C}$ 上昇したことが分かっている。その結果、約6500年前には現在の日本海とほぼ同じ海況になったと考えられている。完新世における海面変化については、図11のような曲線が描かれている。[田村, 1979]によれば、完新世段丘面の高度は大佐渡の入川で8.9m、小佐渡の大浦で2.2mである。海岸地域の完新世段丘面には殆どの集落が分布しているので、予想される激しい震動、地震隆起、さらに津波がどの程度まで及ぶかなどを考えた土地利用計画が必要である。

—引用図書—

- 1) 地質調査所 1977 『日本油田・ガス田図11「佐渡」地質図および同説明書』 工業技術院地質調査所
- 2) 神蔵勝明 2003 「地形・地質と風土」『佐渡ふるさと大百科』 郷土出版社 pp.34 - 49
- 3) 松永敬子・太田陽子 2001 「沖積層の層相と珪藻分析からみた佐渡島国仲平野の完新世後期の地形発達史」『第四紀研究』 40巻5号 pp. 355 - 371
- 4) 茂木昭夫 1977 『日本近海海底地形誌—海底俯瞰図集』 東京大学出版会
- 5) 中村一明 1983 「日本海東縁新生海溝の可能性」『地震研彙報』 58巻9号 pp.67 - 76
- 6) 新潟県地質図改訂委員会 2000 『新潟県地質図および同説明書』 新潟県
- 7) 太田陽子 1964 「大佐渡沿岸の海岸段丘」『地理学評論』 37巻5号 pp.226 - 242
- 8) 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一考察」『佐渡博物館研究報告』 9集 pp.1 - 14
- 9) 太田陽子・鈴木郁夫・Bloom, A.L.ほか 1993 「佐渡国仲平北部」 科学研究費報告書『掘削法による完新世海成段丘の形成過程に関する研究』 pp.15 - 25
- 10) 太田陽子・松田時彦・長沼和雄 1976 「佐渡小木地震（1802年）による土地隆起の分布とその意義」『地震』 29巻 pp.55 - 70
- 11) 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子 1992 「佐渡島の海成段丘を切る活断層とその意義」『地学雑誌』 101巻3号 pp.205 - 224
- 12) 佐渡国仲平野団体研究グループ 1966 「佐渡国仲平野の第四系—新潟県の第四系・そのⅦ」『新潟大学教育学部高田分校研究紀要』 11号 pp.147 - 205
- 13) 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 Kamo-ko I . Jpn. J. Limnol, 46, 2, pp.100 - 106
- 14) 鈴木郁夫 1999 「土地分類基本調査5万分の1 佐渡島（「鷺崎」・「両津」・「相川」・「河原

- 田]・「赤泊」・「小木」) 地形分類図および説明書」 pp.13 - 45 新潟県
- 15) 鈴木郁夫 2005 『新潟の地形』 第一印刷
- 16) 鈴木郁夫・赤羽 修 1976 「佐渡島の新时期断層地形」『新潟大学理学部地鉱教室研究報告』 4号 pp.77 - 84
- 17) 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集 pp. 15-30
- 18) 田村明子 1979 「佐渡島の完新世段丘と地殻変動」『地理学評論』 527号 pp. 339-355
- 19) 津田禾粒・白井健裕・長谷川美行ほか 1999 「土地分類基本調査5万分の1 佐渡島（「鷺崎」・「両津」・「相川」・「河原田」・「赤泊」・「小木」）表層地質図および説明書」 pp.47 - 85 新潟県
- 20) 米倉伸之 1987 「第四紀の海面変化とその将来予測」『百年・千年・万年後の日本の自然と人類—第四紀研究にもとづく将来予測—』 pp.38 - 59、古今書院

★本節にかかわる活動の事例や学習のポイント

これらの内容は、付属のDVD-ROMに収録しています。

<内容>

- 地域学習と地図学習について
- 学習展開事例1：海成段丘の形成と小木地震—地形から防災を考える
- 学習展開事例2：加茂湖の地形と防災
- 学習展開事例3：化石採集をしてみよう