

第四紀研究 Vol.14 No.1.

- (6) KENJI HAYATSU (1976): Geologic Study on the Myoko Volcanoes, Central Japan — part 1. Stratigraphy—Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of Geology & Mineralogy, Vol. XLII, No.2.
- (7) 早津賢二・新井房夫 (1980): 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層 —— 示標テフラ層の記載および火山活動との関係, 地質学雑誌, Vol.86, No.4.
- (8) 新潟県 (1977): 新潟県地質図, 同説明書

16. 佐 渡 島

16-1. 佐渡国中平野

(1) 地形・地質

国中平野の中心部は、真野湾に向かってひろげる沖積低地からなり、それをとりまくように丘陵地帯が発達する。丘陵は第三紀層の基盤とそれを覆う第四紀層からなり、数段の平坦面が認められるが、かなり解析され奥深い谷が発達している。谷部には直接基盤の第三紀層が顔をだしている。加茂湖をとりまくように発達する台地は、国中低地帯を二分する分水界を形成し、厚い洪積層からなっている (図2-4-93)。

国中平野の第四紀の基盤は、ほとんど新第三紀の沢根層⁽⁶⁾からなる。沢根層は砂岩、シルト岩互層および砂礫岩からなる上部(質場層、貝立層)と塊状のシルト岩からなる下部(河内層)とに分

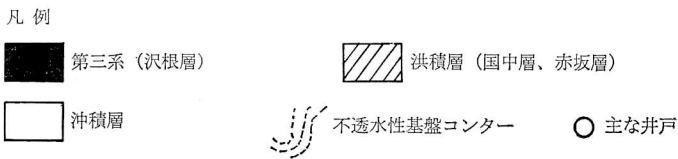
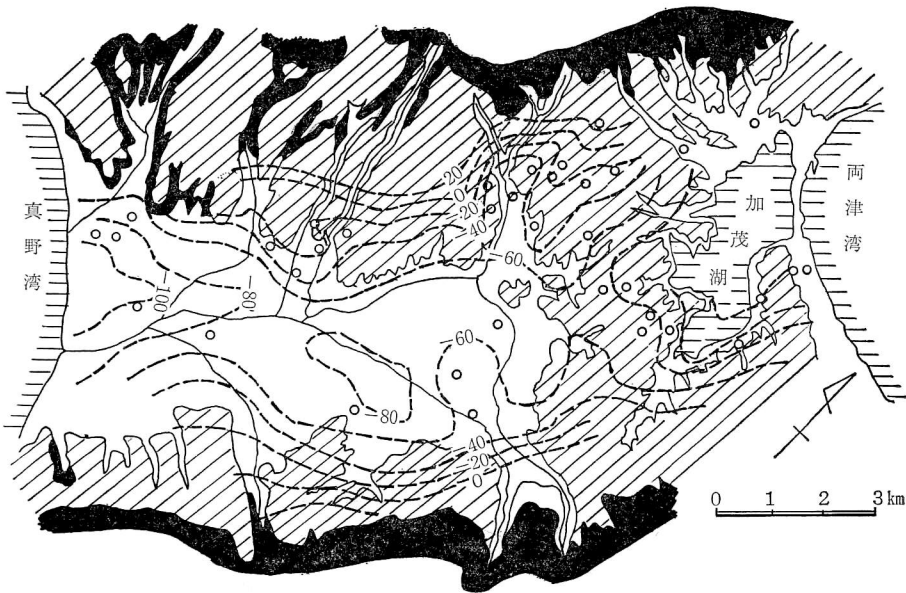
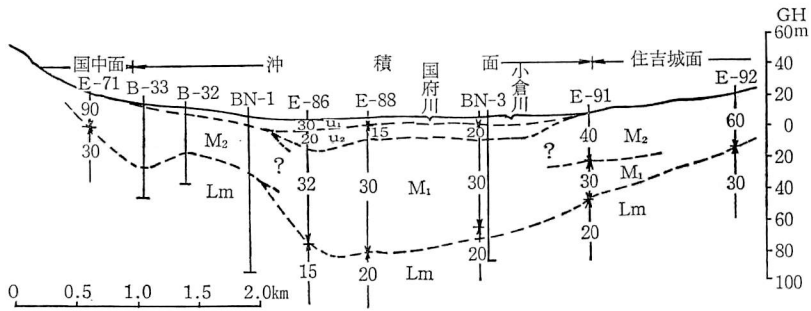


図2-4-93 国中平野水文地質図



B、BN…井戸および試掘井、E…電気探査(数字は比抵抗値-Ωm-)
 u₁、u₂、M₁、M₂、Lm…表2-4-29参照

図2-4-94 国中平野地質断面(金井～金丸)

かれる。上部の粗粒堆積層はところによって被圧地下水を胚胎している。

図2-4-94は、既存井戸資料、地質ボーリングおよび電気探査資料から作成した平野の地質断面図である。国中平野の地下地質は、上部層(U)、中部層(M)、下部層(L)の3つに大別され、表2-4-29のようにまとめられる。

上部層は、試掘井、コアの微化石(有孔虫、硅藻、花粉)の分析結果⁽⁷⁾からも、完新世の海進から海退期の堆積物であることは明らかである。しかし、中、下部層については微化石から推定される層序と井戸資料の層対比や電気比抵抗値分布とは必ずしも一致しない部分がある。したがって、地下地質区分は水文地質的観点から岩相に重点をおいて行った。

図2-4-93には、深井戸資料と電気探査結果を総合して画いた下部層の上面等高線を示してある。下部層を一応不透水性基盤と考えて地下水盆の形態を現わしたものである。下部層をおおざっぱに沢根層と考えると、この図から第三紀層基盤の形態が読みとれる。すなわち、加茂湖の南西に-60mほどの基盤の高まりがあり、それを境に両津湾および真野湾方向は谷地形が発達する。とくに、後者は、-70~-80mの比較的平坦な舟底型の盆状低地が特徴的に発達する。

表2-4-29 国中平野地下地質区分

地 質 区 分		時 代 と 対 比	
上 部 層 (U)	u ₁ (腐植質堆積層)	u ₁ 海退期	完新世
	u ₂ (泥質堆積層)	u ₂ 縄文海進期	
中 部 層 (M)	M ₁ (泥質互層)	晩氷期	後 ↑ 中 新 世
	M ₂ (砂礫質互層)	国中期 赤坂期?	
下 部 層 (L)	Ls (砂礫層)	質場層 具立層	沢 根 層 新 第 三 紀
	Lm (泥質層)	河内層	

(2) 地下水

地下水の入れものとしての地下地質は表2-4-29のようにまとめられる。そのうち、帯水層として良好なものは、 U_3 , M_1 , M_2 , Ls の4層である。

U_3 は、上部層に属し、砂丘砂とその下位の砂礫層からなる帯水層で真野湾岸の砂丘地に分布する。最大層厚 40m 土、電気比抵抗は上部で $100 \Omega m$ 土、下部で $40 \sim 60 \Omega m$ を示す。この帯水層については井戸資料が少なく、水文学的性質は不明であるが、浅井戸による不圧地下水の採取が行われている。

M_1 は中部層に属し、泥質の砂泥互層で国府川下流の沖積低地下に分布する。層厚は $60 \sim 70 m$ 、電気比抵抗は $15 \sim 30 \Omega m$ と低い。この帯水層を利用している深井戸は少ない。透水量係数 (T) は $1 \times 10^{-3} m^2/s$ 前後である。

M_2 は、砂礫がちの互層で M_1 の分布地を除く平野部、台地部の地下に全般に広く分布する。山地寄りでは 50m ないしそれ以下と薄いのが、加茂湖周辺や平地部では厚く 100m 以上に達する。電気比抵抗は、平地で $40 \sim 50 \Omega m$ 、山寄りの台地部で $70 \sim 80 \Omega m$ とやや高い。全体として層相変化に富むが、主として砂礫率の変化によるものである。そのため、帯水層の水理定数も変化に富み、 $T = 2 \times 10^{-2} \sim 2 \times 10^{-4} m^2/s$ と幅広い値を示している。しかし、本地域では最もすぐれた帯水能を有しており、これを対象とした井戸が多い。

Ls は、いわゆる沢根層の砂礫岩層 (貝立層) に相当する帯水層である。地表では、北西台地や南西縁の佐和田町一帯に分布する。深井戸資料、電気探査などで地下に確認される本層は北西台地のみである。層厚は、井戸ではその下限が確認されていないものが多いが、 $40 \sim 50 m$ 程度と推定される。電気比抵抗は、 $30 \sim 50 \Omega m$ と比較的高い数値を示している。この帯水層に当たって

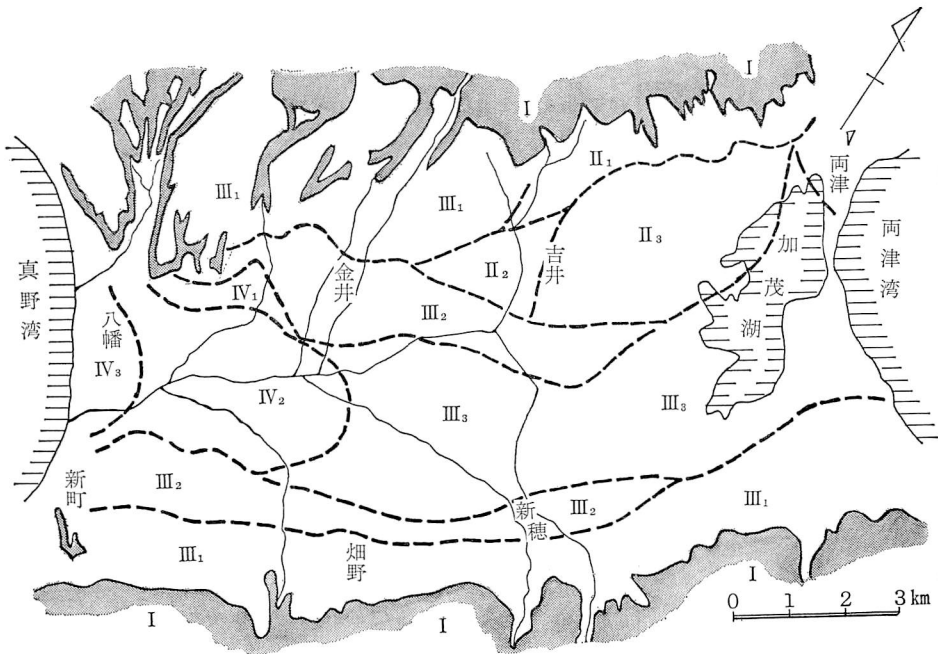


図2-4-95 国中平野地下水利用区分

る井戸は、北西台地の吉井から上横山にかけての部分に多くみられる。これらの井戸資料をみると、 $T=1\sim 4\times 10^{-3}m^2/s$ と考えられ、かなり良好な帯水能を示す。

帯水層の地理的分布、層位関係および帯水能などを考慮して、地下水利用のための地域区分を行ったのが図2-4-95である。各区分ごとの説明は表2-4-30にまとめてある。この図から、地域ごとの適正な井戸規模や採水可能量などが推定されよう。なお、代表的な井戸の水位変化をみると、経年的な低下はみられず⁽⁵⁾、地下水障害はいまのところ起っていない。

表2-4-30 国中平野 地下水利用区分の概要

区分	一般的特徴	地下水の採取条件	備考
I	地区周辺の山地を形成する岩石よりなり、主として第三紀の泥岩、安山岩その他の火山性の岩石であって、水文地質的な基盤岩で、いわゆる帯水層は存在しない。つまり地下水はほとんどないが、稀に岩石の割目に存在する割目水がある程度である。しかし、この水は水量が少ないうえにその調査は困難である。		〔採水条件〕 1. 標準井の深さで、口径300mm 2. 揚水による水位降下量を6~7m見込んだ。
II	断面図に示されるように、帯水層となる砂礫層を含むM ₂ 層およびLs層よりなる地域で地下水が期待できる。	山地に近いM ₂ 層、Ls層が薄く20~30m以下であるうえに標高が高いため地下水水位が低く、揚水量は数十m ³ /d程度と推定される。深井戸は無理で手掘り浅井戸である。	標準井戸深は100m程度
		M ₂ 層+Ls層の深さが50~60m程度。しかも地層は粒径の小さな物質が多いため地下水量は多くなく400~500m ³ /d程度。限界井戸深60~70m	
		この地域では最も水文地質条件のよいところで、M ₂ 層が約50m、Ls層が約40mの計90~100mの帯水層を含む地層がある。揚水可能量は1,000m ³ /d以上の地下水が得られる。しかし山側(上横山村近から山側にかけて)では帯水層の条件が悪くなるので800m ³ /d程度にまで下る。	
III	帯水層としてM ₂ 層のみよりなる地域で最大120m程度の厚さを有する。本地域では加茂湖周辺および国中平野のやや南側のところで最も厚く、平野の中央部でやや薄く80~90m程度となる。	M ₂ 層が薄く30~40m以浅ですぐ岩盤に達する。揚水可能量は100m ³ /d以下であろう。	深井戸は無理で、浅井戸
		M ₂ 層が40~60m程度で、その下位にはL層が分布する。この地域のL層は帯水層が少ないので全体として揚水可能量は400~500m ³ /dが普通であるが、国府川右岸の金井町の県道から平野寄りの地域では1,000m ³ /d程度の地下水が期待できるところがある。*	井戸深60~70m **帯水層の条件がよい ため
		M ₂ 層の厚さが70~120m、平均80~90mで、揚水可能量は、地層の厚い加茂湖周辺および地域の南側で最も多く、1,000m ³ /dないしそれ以上で、最も少ないところで500~600m ³ /dである。	井戸深100m

区分	一般的特徴	地下水の採取条件	備考
IV	IV ₁	u層+M ₁ 層が40~50m, 揚水可能量が500~800m ³ /d	井戸深100m
	IV ₂	u層+M ₁ 層が60~80m, 揚水可能量が500~600m ³ /dの地域であるが, 本地域のM ₁ 層には帯水層が上部30~50m付近に集中しているために, 50m前後の井戸によって取水する方法がある。	
	IV ₃	IV ₂ とほぼ同じであるが, この地域には砂丘があり, 砂丘内に若干の浅層地下水が得られる。	
梅津扇状地V	扇状地の帯水層は扇状地礫層およびD層によって主として構成され, その深度は130m以上である。揚水可能量は1,000m ³ /d以上である。		

(磯崎義正)

参考文献

- (1) 式正英 (1953): 国中平野の地形発達史, 新潟文化財報告, 第1集
- (2) 西田彰一・津田禾粒 (1953): 佐渡島・千種遺跡周辺の最近の地史, 新潟文化財報告, 第1集
- (3) 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, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, No. 11.
- (4) ——— (1969): 佐渡国中平野第四系のボーリングコアの微化石分析, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, No. 14.
- (5) 北陸農政局計画部資源課 (1972): 佐渡国中平野の地下水 — 農業用地下水調査報告書一
- (6) 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, 第3集
- (7) 佐渡国中平野団体研究グループ (1969): 佐渡国中平野第四系のボーリングコアの微化石分析, 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, No. 14.

16-2. 小佐渡丘陵

(1) 地形・地質

佐渡島の東南部丘陵は小佐渡と呼ばれる。大部分の地域は, 第三紀層の火山碎屑岩, 泥質岩か

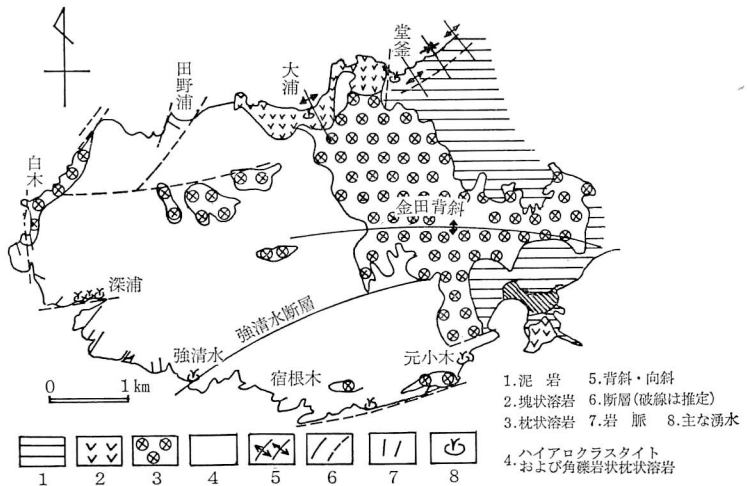


図2-4-96
 小木半島地質図
 (小木団研グループ
 (1977)に加筆)

らなり、地下水の利用にはみるべきものはない。小佐渡の南西端小木町は、台地性の半島で、多孔質の玄武岩からなり、古くから地下水の利用が行われている。ここでは、小木半島について述べる。

表2-4-31 小木半島層序表

地質時代	小木半島周辺	新潟油田地域			
新第三紀中新世	上 部	小木玄武岩層	最上部層	鶴子層	寺泊層
			上部層		
			中部層		
			下部層		
			最下部層		
	中 部	下部層	鹿瀬層		
		~~~~~(不整合)~~~~~		~~~~~不整合~~~~~	
		経塚山層		三川層群	

(注) 小木団研グループ(1977)による。

小木半島は、ほぼ東西に長軸をもつ小判形の台地で、西端の鶴ヶ峰の200mを最高点とし、山陵部にかなりの平坦面を残している。山陵の南北両側には数段の平坦面が認められるが、佐渡の中心部の段丘面に比べて標高の高いことが特徴である。

小木半島は玄武岩質の火山岩類を主体とした地層からなっている。これらを見新潟地域の標準層序と対比させると表2-4-31 のようになる。

図2-4-96 にみられるように、半島中央部に背斜軸(金田背斜)をもち、全体として東へ傾いている。すなわち、半島西端に最下部層があり、東へ向かって順次上位の地層が分布する。東部の泥岩、頁岩(鶴子層)は玄武岩と同時異相の関係にある⁽²⁾。

小木玄武岩は下位から、最下部、下部、中部、上部および最上部層に分けられる。枕状溶岩は最下部、上部および中部層の一部に挟まれている。下部層と中部層の大部分はハイアロクラスタイト*からなる。

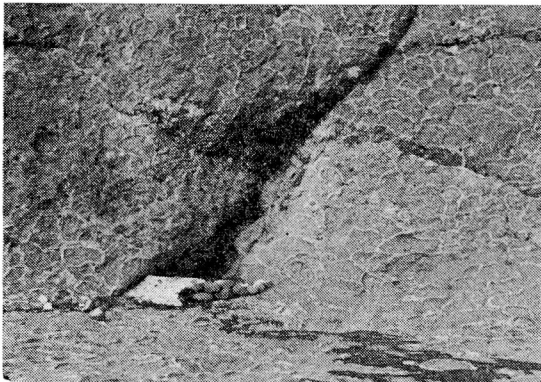


図2-4-97 枕状溶岩と小断層(白木)

(2) 地下水

小木半島の地下水は、玄武岩類に胚胎するものを対象として利用されているのが主体をなし、その取水量の半分が横井戸形式によっていることが特徴である⁽³⁾。

玄武岩は良透水性で、河川の表流水は河口近くに限られる。多孔質玄武岩、とくに枕状溶岩のピロー間およびピロー内部の隙き間の透水性および間隙率の大きさに期待がもたれたが、ピロー間は密着して隙き間が少なく、ピロー内部も破砕片が再固結してあまり大きな間隙率は認められない。むしろ、大部分の玄武岩は生成時の細粒化が進んでいるか、大きな間隙に方解石、沸

* 海底火山溶岩流からピローラバーが生成する際、多量の細粒物質がナダレ状に落下堆積したり、ピローの一部が内圧低下によって細粒化した物質。

表2-4-32 小木半島の水文地質類型

類型	特 徴	地 域
1	枕状溶岩のピロー構造, 塊状溶岩の節理, 気泡などの間隙に地下水を貯留する。	沢崎～三ツ屋 木流～井坪, 元小木, 城山
2	ハイアロクラスタイト, 凝灰角礫岩に発達する断層, 節理に地下水を貯留する。	田野浦, 強清水 琴浦, 江積
3	玄武岩溶岩を頁岩, 泥岩が覆うもの, または両者が互層をなすものもあり, 地下水は主として玄武岩中に貯留され, 頁岩類は加圧層となる。	木野浦, 小木町 井坪, 大浦, 江積, 堂の釜
4	頁岩の褶曲の著しいところや破碎帯などの亀裂に地下水を含むもの。	堂の釜, 山中

石などの2次脈が埋められているようである(図2-4-97)。

小木半島の主要な断層としては, 強清水断層がある。断層の両側の地下水位に大きな差があり, 横井戸で断層を貫いて取水している例がある。このほかにも断層が多数推定され(図2-4-98), 湧水や地下水位を制約している状況が認められる。

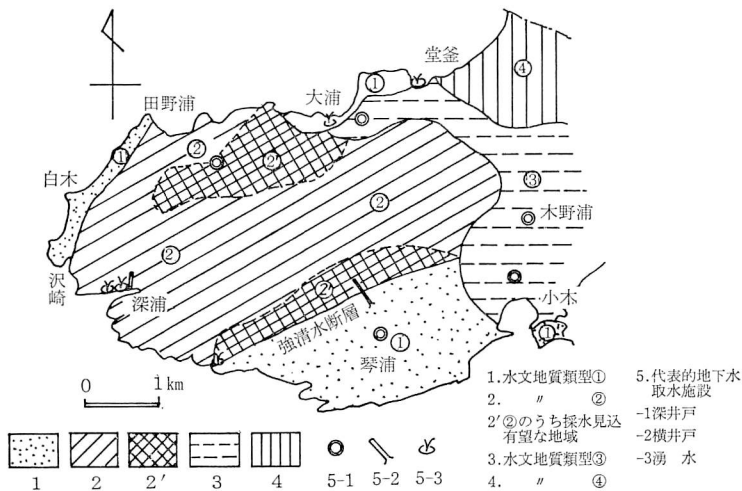


図2-4-98 小木半島水文地質類型区分図

以上のような実態から, 表2-4-32のような水文地質類型が認められる(図2-4-98)。

海岸近くでは, 泥岩, ハイアロクラスタイトの溶結部, 断層などに制約された被圧構造があり, 深井戸で3m以上の自噴水頭があり, 240m³/dの自噴水量を示した例がある。

水需要の集中する小木町では, 地下水位の低下や塩水浸入も発生しているが, 北海岸沿いの地域では今後若干の開発が可能とみられる。

(田中恭一)

参 考 文 献

- (1) 新潟県農地部(1967): 佐渡南部地域総合開発基礎調査, 小木地区調査報告書

- (2) 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, 岩石化学的性質), 新潟大地鉦研究報告, 2, p. 41~78.
- (3) 北陸農政局 (1980): 農業用地下水開発調査報告書「小木地区」