

富士宮市小田貫湿原乾燥化防止対策検討のための
地質・水象調査実施業務

富士宮市猪之頭地先

中間報告書

令和2年3月

富士宮市 花と緑と水の課
株式会社 建設コンサルタントセンター



目 次

1. はじめに	1
2. 調査概要	2
3. 有識者ヒアリング	4
4. 水文地質踏査	5
4-1. 文献調査による調査地周辺の地形・地質について	5
4-2. 小田貫湿原について	6
4-3. 小田貫湿原周辺の地質	11
(1) 富士谷第三系の天子山脈	11
(2) 古富士火山の噴出物	11
(3) 新富士火山の噴出物	16
(4) 沖積扇状堆積物	16
4-4. 湧水質	17
4-5. 既存ボーリング資料	19
4-6. 地表地質踏査	25
4-7. まとめ	45
5. 水質検査	48
5-1. 採取場所	48
5-2. 分析結果	48
6. 検土杖調査	52
6-1. 検土杖調査位置と推定地質断面図	52
7. 試掘	59
7-1. 試掘位置と断面観察・サンプリング	59
8. 土壌調査	63
8-1. 分析結果	63
9. 今年度の調査結果のまとめ	66
9-1. 地形・地質	66
9-2. 水質	66
9-3. 土壌	66
9-4. 小田貫湿原への供給水	68
10. 次年度調査の提案と方針	70
10-1. 乾燥化防止対策への問題点	70
10-2. 今後の作業	71

<添付資料>

- ・水質検査計量証明書
- ・土壌分析計量証明書
- ・土質試験データシート
- ・現場写真

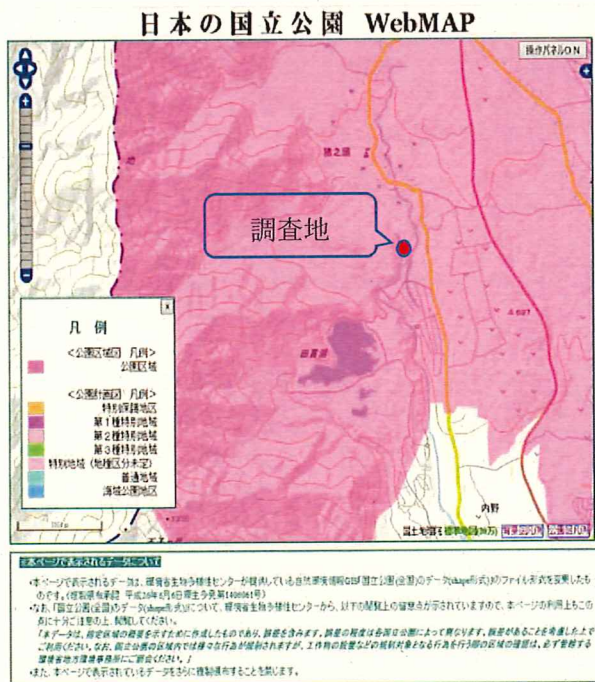
1. はじめに

本業務は、富士宮市猪之頭の田貫湖より北側長さ約 185m、幅 85m の約 1.348ha の小田貫湿原〔標高約 680m〕の乾燥防止対策を目的として地質及び土壌・水質について分析を行い、その結果により今後の地質・水象等の維持管理計画に供する資料を得ることを目的とする。

なお、平成 31 年 2 月 1 日に行われた富士宮市自然環境保全審議会において事務局より次のような報告があり、平成 31 年度から 3 年をかけて小田貫湿原内の地質や水の流入出地点、水の供給状況などの地質・水象調査及び現状の植生や分布を把握する植物調査を実施予定である。

審議会報告：田貫湖周辺は、かつて沼地があり、その周辺を取り囲むように湿地が続いたが、昭和に入り農業用貯水池としての田貫湖を整備する中で、周辺環境の改変等により湿地の大部分が失われた。小田貫湿原は、富士山麓唯一の湿地性植物群落が発達している場所であり、環境省の「重要湿地」にも指定されている。

また、下図に示されるように「富士箱根伊豆国立公園」内に位置する。



環境省自然環境局多様性生物センターホームページより引用

2. 調査概要

調査件名：富士宮市小田貫湿原乾燥化防止対策検討のための地質・水象調査実施業務

調査場所：富士宮市猪之頭地先

調査期間：令和元年6月26日～令和4年3月31日

(本中間報告書対象期間：令和元年6月26日～令和2年3月20日)

委託者：富士宮市 花と緑と水の課 自然保全係

受注者：(株)建設コンサルタントセンター

主任技術者：柴田達哉〔技術士（建設・応用理学・総合技術監理部門）〕

業務代理人：牧野敦史〔地質調査技士・RCCM〕

調査内容：水文地質調査・・・・・・・・・・・・・・・・ 1式
有識者ヒアリング・・・・・・・・・・・・・・・・ 2名
水質検査・・・・・・・・・・・・・・・・ 9検体
検土杖調査・・・・・・・・・・・・・・・・ 17箇所
土壌分析・・・・・・・・・・・・・・・・ 4試料
試掘・・・・・・・・・・・・・・・・ 1箇所

*実施数量表を次ページに示す。

調査・分析の参考図書・指針

名 称	発行年度	編 集
地下水調査法および観測指針(案)	1996年3月	建設省河川局監修 国土開発技術センター編集
土壌診断の方法と活用	2001年9月	社団法人農山村文化協会

表 2-1. 調査実施数量表

名 称		単位	実施数量	備考 (目的)
有識者ヒアリング		回	2	渡邊定正先生・増澤武弘先生
水文地質調査		式	1	文献調査・踏査
水質検査	P _H	検体	9	JIS K 0102 12.1
	電気伝導度	検体	9	JIS K 0102 13
	塩素イオン	検体	9	JIS K 0102 35.2
	硝酸イオン	検体	9	JIS K 0102 43.2
	硫酸イオン	検体	9	JIS K 0102 41.3
	炭酸水素イオン	検体	9	JIS K 0102 15.1
	全窒素	検体	9	JIS K 0102 45.2
	全リン	検体	9	JIS K 0102 46.3.1
	有機炭素	検体	9	H24 環水大水第 120330018 号
	カリウム	検体	9	JIS K 0102 49.1
	カルシウム	検体	9	JIS K 0102 50.2
	マグネシウム	検体	9	JIS K 0102 51.2
	ナトリウム	検体	9	JIS K 0102 48.4
検土杖調査		箇所	17	長さ 1.0m
土壌分析	粒度試験	試料	4	レーザー回折
	土粒子の密度試験	試料	2	JIS A 1202
	含水比試験	試料	4	JIS A 1203
	液性・塑性	試料	4	JIS A 1205
	土懸濁液の P _H 試験	試料	4	JGS 0211
	土懸濁液の電気伝導度	試料	4	JGS 0212
	ICP 計 (K ⁺)	試料	4	
	ICP 計 (M ⁺)	試料	4	
	ICP 計 (Ca ⁺)	試料	4	
	全窒素	試料	4	
	全リン	試料	4	
	有機炭素	試料	4	JGS 0231
	土の保水性試験	試料	2	排水時 PF JGS 0151
試掘	人力掘削	箇所	1	1.0m×1.2m×1.0m
	山中式土壌強度計	箇所	2	

3. 有識者ヒアリング

3-1. 渡邊定元氏

令和元年7月16日(火) 11:00~12:00

①田貫湖を始め周辺の湿地化は、神代杉を取ってから湿原化が始まった。

文献(白糸をめぐる郷土研究 昭和29年発行 渡邊定兵著)によると明治43年浜松楽器(現河合楽器)が田貫湖で発掘した(直径150cm余)。また、田貫湖周辺一帯に埋蔵していた。この文献を借用。また、渡邊所有の「後白河天皇領神領に関する地理学的研究(渡邊定元、渡邊定正著)」をお借りした(両書籍とも2019/8/31富士宮市秋葉様に返却)。

②地質調査では、基盤岩が泥流であること、田貫湖用水確保のための水路が造られたこと、富士川溶岩流の影響は無いこと、断層も関係しないことを記載する。また、断層や隆起について田貫湖地史を示す。

③明治時代に水位低下が起こり天然杉を発掘(窪地形成)。その後、地球温暖化のためその窪地が池のようになり集水により湿原化したと理解している。

3-2. 増澤武弘氏 静岡大学名誉教授

令和元年7月31日(水) 15:00~16:00

①ボーリングコアでの花粉分析による堆積時代の年代測定は行なった方が良い

②文献では、日本大学大学院博士論文が最も詳しい(速水裕樹氏)

③小田貫湿原は、低層湿地である。

④水源と推移は大事なデータ(地質・水象業務)

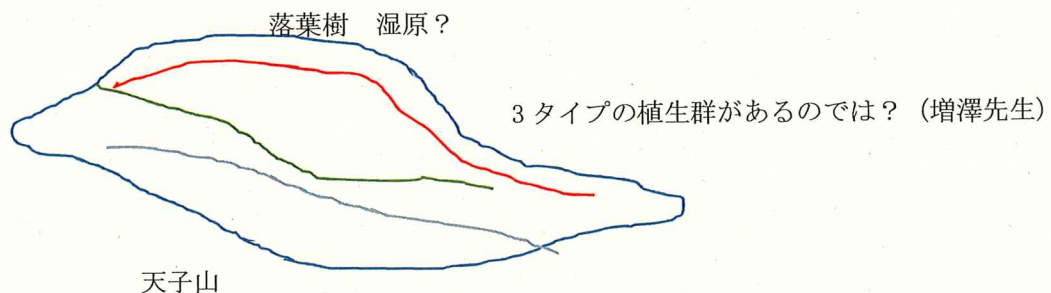
⑤目標は「現在で乾燥化を止める?復活させる?富士宮の財産にする?」→観光資源づくり、PR

⑥50年前は稲作をしており、乾燥化し始めた時

⑦植物 3~4タイプ。

⑧枯渇の原因は水位の低下であるが、用水路による地下水の供給阻害の可能性も否定できないので、そのことも含め原因は水象調査結果に書く

⑨水苔の有無。中~低湿地は土砂の供給はない。



4. 水文地質調査

4-1. 文献調査による調査地周辺の地形・地質について

小田貫湿原及びその周辺の地質について調査結果を補足するために文献調査を行った。収集した文献リストは以下に示す。

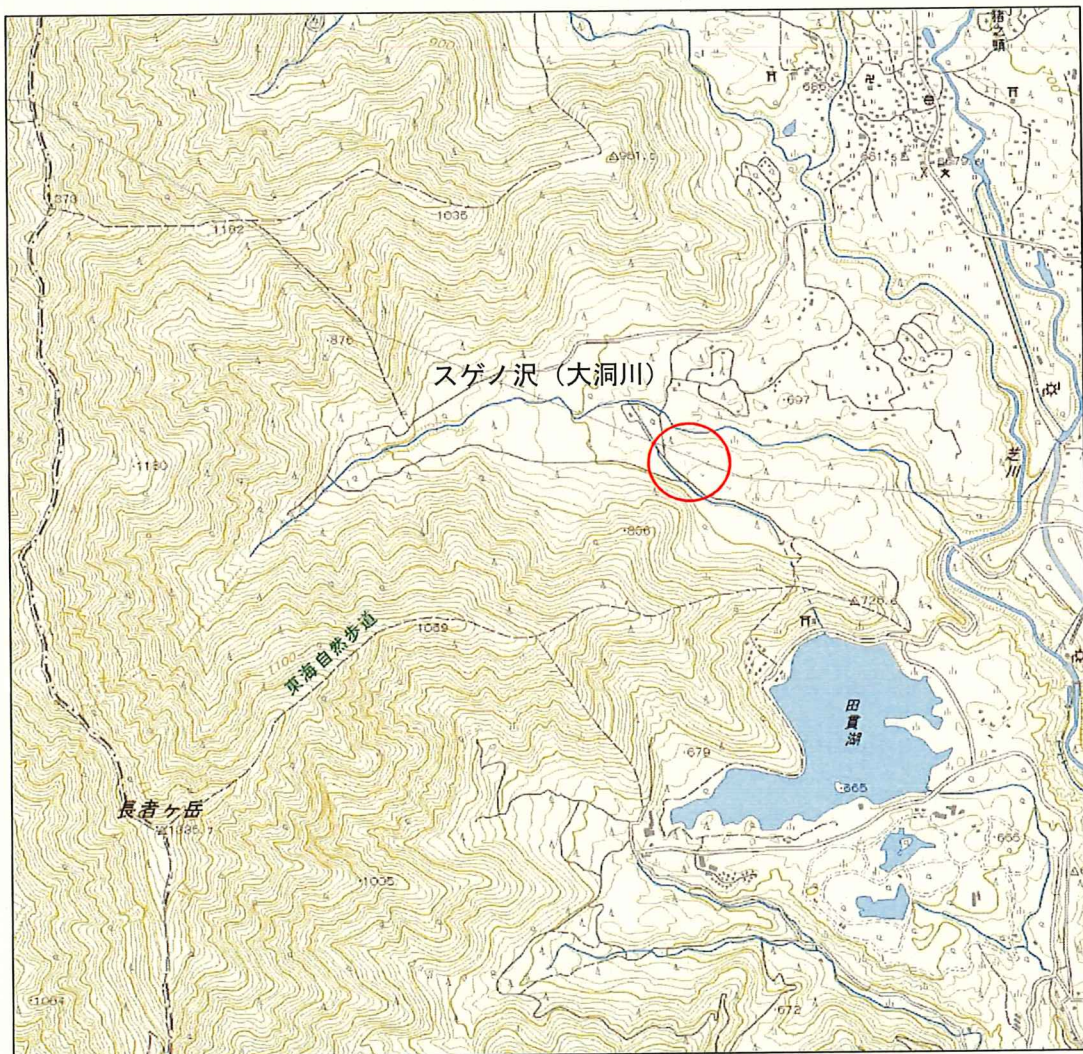
- ①富士宮市の自然（第一次富士宮市域自然調査研究報告書）1988年
- ②富士宮市の自然（第三次富士宮市域自然調査研究報告書）2005年
- ③富士宮市の自然（第四次富士宮市域自然調査研究報告書）2013年
- ④白糸をめぐる郷土研究（静岡県富士郡白糸村発行 渡辺兵定著）1953年
- ⑤後白河天皇領富士神領に関する地理学的研究
（富士学研究 Vol. 10No. 2 (2013) 抜刷；富士学会 渡邊定元、渡邊定正著）
- ⑥富士山南西部の地質＋（地質図）
（地質調査総合センター研究資料集 No. 606, 1-27, 2014 山元孝広）
- ⑦富士火山南西山麓の地表及び地下地質：噴出物の新層序と化学組成変化
（富士火山(2007) 荒牧重雄、藤井敏嗣、中田節也、宮地直道 編集 山梨県環境科学研究所 p97~118）
- ⑧火山泥流地形に発達した鈹質土壤湿地（2016 速水 裕樹）
- ⑨平成29年度基幹水利施設ストックマネジメント（計画策定）富士地区田貫湖調査設計業務委託
（静岡県東部農林事務所；伸東測量株式会社）

本調査地は、富士山西麓に位置し、富士山頂から次第に傾斜を減じながら、単純な側線を描く山腹斜面を経て、西縁の壮年期浸食地形を示す天子山脈に達する。次ページの地形図に示すように本栖湖西の竜ヶ岳（1485m）から毛無山（1945m）を経て、長者ヶ岳（1336m）、天子ヶ岳（1330m）及び白水山（812m）、白鳥山（567m）に続く尾根（田貫尾根）からの東側傾斜の斜面と富士山西麓のなだらかな円錐形地形と接した地形が南北に連続している（文献①＋加筆）。

4-2. 小田貫湿原について

富士宮市域周辺の富士火山山麓には、かつて星山丘陵の丹奈池、田貫沼湿原、菖蒲池などが存在した。それらのうち、田貫沼湿原は、比較的規模の大きい典型的な湿地であったが、昭和 10 年代に一部をせき止めて灌漑用水池が構築されたので、そこに田貫湖が誕生し、昔の湿地の面影は全く失われた。小田貫湿原の位置は、天子山脈の長者ヶ岳より東へ張り出した田貫尾根（東海自然歩道）の北側に接して南側の田貫湖と相對している。田貫尾根の北側には、約 1500m 隔てて天子山脈より東へ張り出した尾根があり、この間をスゲノ沢（大洞川）が東流し、田貫尾根の東側で天子山脈の東麓を南流する芝川に接している。小田貫湿原は、田貫尾根とスゲノ沢の間に北西西—南東東約 650m に渡って、幅約 30m~85m を占

図 4-2-1. 小田貫湿原位置図 S = : 25,000



国土地理院地形図「人穴」抜粋

めて分布している。

小田貫湿原は、一連の湿原群であって、東・中・西の3箇所に分かれている。小田貫湿原群の存在するスゲノ沢以南では、東西に延びる比高約5m内外以下の古富士泥流（田貫岩砕流れ泥流）に形成されたプレッシャーリッジと呼ばれる細長い溶岩塚型の地形があり、湿原はプレッシャーリッジと田貫尾根に挟まれた狭長な低地に形成されている。小田貫湿原の規模は、西端のものが模式的で、長さ約185m、幅約85m、面積約1.348ha、中間に存在するものは山道によって二分され、西側の湿原は長さ約55m、幅最大約26m、面積約5.56a、東側の湿原は長さ109m、幅約18.5m、面積17.68aである。中間の湿原の集計値は、長さ約178m、面積23.24aである。東側の湿原は、S字状に湾曲し、長さ約90m、幅約30m、面積約11.94aである。また、西側の湿原は、標高約687m、中間の湿原が標高約686m、東側の湿原が677mで西から東へ順に低くなる。階段状に分布している。

湿原は、平坦な草原を形成し、低い部分は深さ10cm内外の水を湛えて、特有の湿原を形成している。また、草原には湿原特有の大小の小池が分布し、常時水を湛えている。水深は30cm～40cm内外である。湿原内の小池は、西側の湿地で大小91、中間の湿原で大小44（内西側のもの11）、東側の湿原では小池はみられない。湿原の基底には古富士泥流（田貫岩砕なだれ）が分布し、これを層厚1m内外の新富士火山新規テフラの黒土層（腐植質風化火山灰：黒ボク）が一面に覆って分布している。

湿原を形成する水は、主として降水によって供給されている。水のリザーバーは、基盤を形成する不透水性の古富士泥流（田貫岩砕なだれ）と汚泥質の粘土化した不透水層の厚い黒土層である。従って、小池を満たす水は、雨後日に至るに従い、色づいて褐色を帯びてくる。しかしながら、一般には、田貫尾根よりしみだす地下水が湿原を潤し、微弱ながら湧き出して湿原を形成している。この湧水の影響を受ける一部の小池は、水が透明で、湧水口付近の水底は深くなって、約10cmの水深になっている。

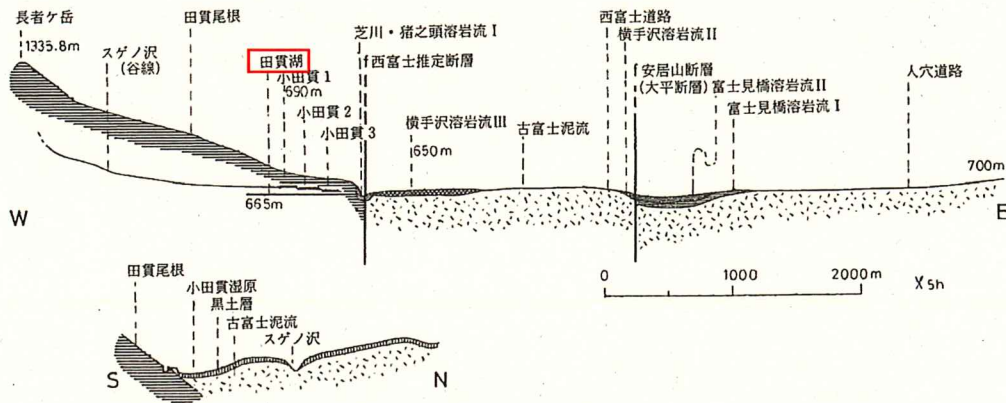
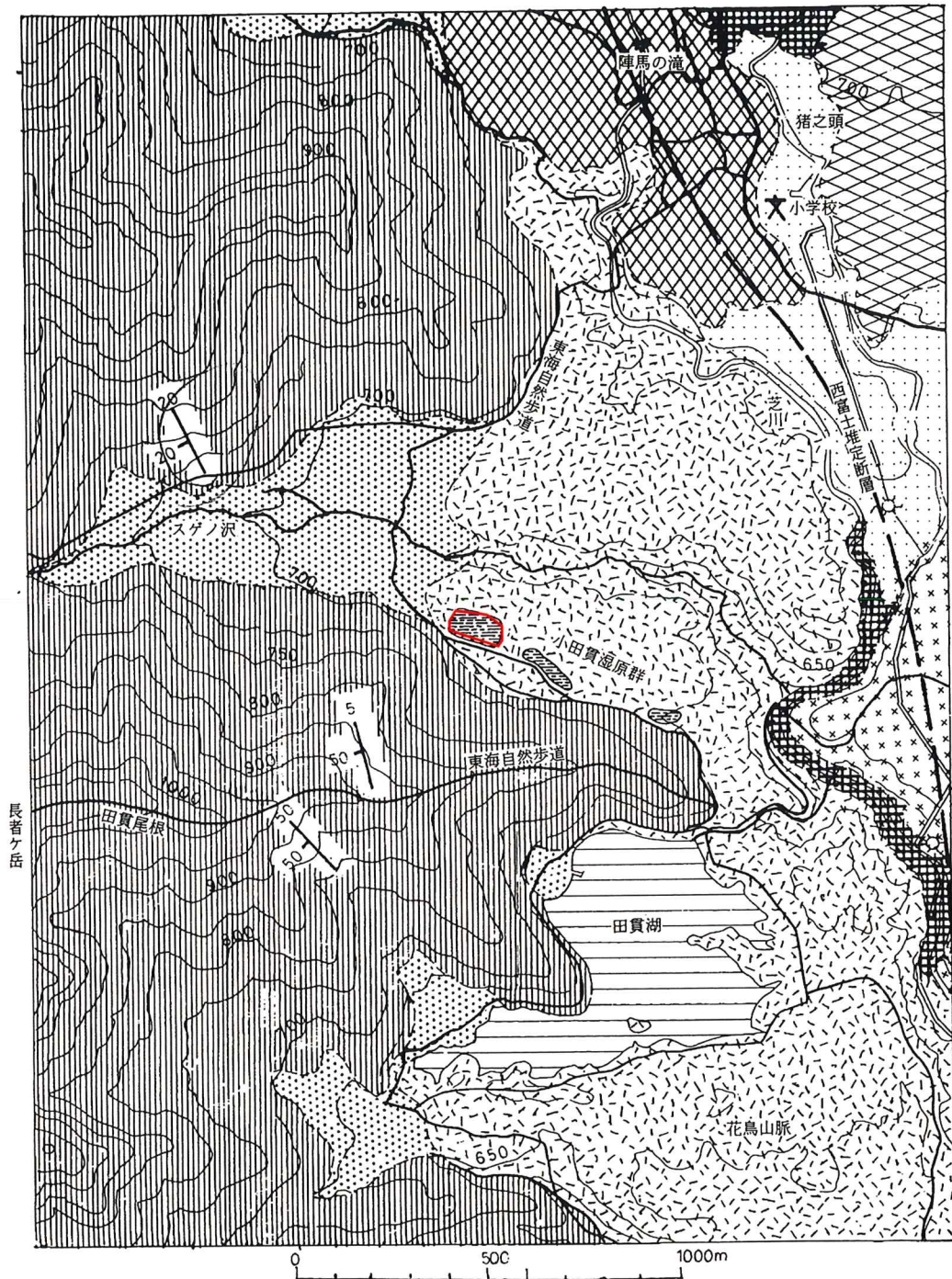


図4-2. 小田貫湿原付近地質断面図











- | | | | |
|---|------------|---|----------|
|  | 扇状地堆積物 |  | 猪之頭溶岩流 I |
|  | 沖積層 |  | 古富士泥流 |
|  | 横手沢溶岩流 III |  | 富士川谷第三系 |
|  | 猪之頭溶岩流 III | | |
|  | 猪之頭溶岩流 II | | |

図 4-2-3. 田貫湖周辺地質図 (津屋 ; 1963 による ~ 小川改訂)

*①富士宮市の自然 (第一次富士宮市域自然調査研究報告書 ; 1988 年より)

また、前述した田貫沼湿地については、長者ヶ池と共に成因が記された文献がある。これには、「この湖沼は、成因陥没にして、往古はこの辺一体大森林なりしならむ。湖底に多き神代杉を蔵す。この神代埋木は、湖底のみならず、この付近一帯に埋蔵せらる。古来これが採掘回数、明治 43 年頃浜松楽器会社が発掘せし時など直径五尺有余の大神代杉を採掘せり。」とある(④白糸をめぐる郷土研究(静岡県富士郡白糸村発行 渡辺兵定著;1953年)。したがって、小田貫湿原についても神代杉の存在は否定できない。

文献⑧火山泥流地形に発達した鈹質土壤湿地(2016 速水 裕樹)では、今回の調査地より南側の「日本大学富士自然センターの長者ヶ池、天子池」にて行われた研究で鈹質土壤湿原の予想される成因として、以下のように整理してある。

鈹質湿原とは、一般に淡水の浅水域にみられる湿地で、通常は泥炭などの有機質土壤の発達するものを指すが、高層湿原または低層湿原とは区別する貧栄養湿地で泥炭を伴わない「中間湿原植生・貧養湿地草本植物群落」を鈹質湿原と定義している。

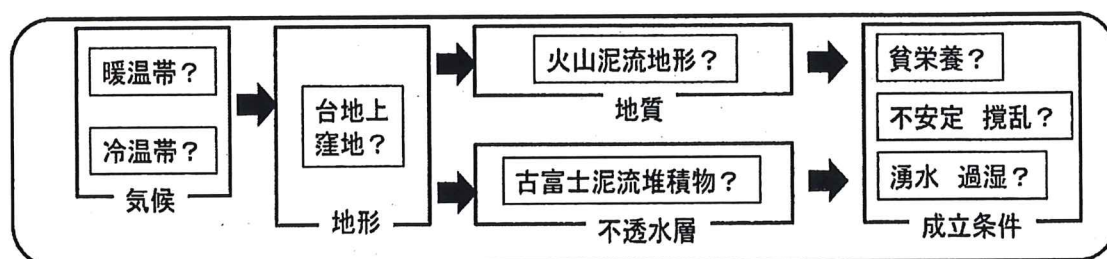


図 4-2-4. 鈹質土壤湿原の予想される成因

長者ヶ池上流域と天子沼上域とも 2m以内に古富士泥流堆積物からなる不透水層の岩盤が観察され、土壤の発達した地点では岩盤上を黒ボク土が覆っていた。記述では「土壤区分のAを除くB群、C群、D群、E群が観察された」とされている。黒ボク土は、植生に必須のリン酸が吸着、固定化されるため植物の生育が阻害される。摩耗した礫も同所で見つかったことからかつて、水が溜まり湖沼を形成した可能性がある。このような地形は流山やプレッシャーリッジ、表面の冷却と深部の流動によって窪地が発達しやすい火山泥流地形(泥流窪地)では一般的なものであり、小田貫湿原の西側でも観察できる。天子沼や小田貫湿原群の西側湿地などは、閉鎖性の窪地に周囲から流入した土砂や礫が埋没したものと考えられ、窪地周囲の微高地における越流部分から谷の下刻が進み、排水が促進されない限り、窪地内に湿潤な環境が保たれる。

小田貫湿原は、湿原生物を観察できる貴重な学術資源、教育資源であるが、その形成史についてはほとんど報告がない。このため、自然状態でこの湿原がどのように変化してゆくかという問題に解答をだせないでいる。そして、そこにどん

な保護、保全を加えてゆくかという方針も立て難い状況である。このため、形成史を明らかにするためにはボーリングを実施し、花粉分析などを伴う調査研究を行うことを提案する。また、調査結果をより効果的に市民に周知するためには、看板等の設置が必要であると思われる。

(*③富士宮市の自然 (第四次富士宮市域自然調査研究報告書；1988年)

4-3. 小田貫湿原周辺の地質

文献①では、基盤岩類は富士川谷新第三系の分布する天子山脈（毛無山脈～天子山地）と富士山西麓の接点に形成された湿源である。この基盤岩は南部フォッサマグナの富士川谷流域に分布する代表的な地層である。また、小田貫湿原周辺の富士火山の溶岩流は、いわゆる古富士泥流（田貫岩砕なだれ）である。

(1) 富士谷第三系の天子山脈

第三紀中新世（BP. 2, 400 万年以降）から第三紀鮮新世（BP. 520 万年～BP. 約 170 万年）に南部フォッサマグナの富士川地向帯斜に堆積した地層である。それらのうち、最下部の御坂層群（西八代層群相当層）は、御坂山地（山脈）を模式分布域とする地層で第三紀中新世前期（BP. 2, 400 万年～BP. 1, 500 万年）の堆積層である。天子山脈は、富士川層群の「しもべ累層」から「万沢累層」の分布域にある。スゲノ沢の上流部には、万沢累層の連続露頭があり、東から西の天子山脈稜線に向かって「砂岩・礫岩（N20W・20SW）～「砂岩・泥岩互層（N20E・15W）」と続いている。

田貫尾根は、表部を新富士火山噴出腐植質風化火山灰層（黒土：黒ボク）に覆われているので露頭は極めて少ない。これらの露頭は稜線の末端（東端）から長者ヶ岳に向かって、層理を示す砂質礫岩層（N5W・50W）～同砂礫層（N45W・50SW）～砂岩～層理の発達した砂岩（N80W・60S；長者ヶ岳の東北約 100m）と続いている。天子山脈の稜線の西側では層相は東側と同様であるが、地層の走向はほぼ南一北性・傾斜は東に傾き、稜線に沿う南北性の軸を持つ向斜構造の褶曲構造が存在している。田貫尾根の中腹にはひん岩類の転石やソールマーク（流痕）の残された径 1.5m 内外の転石が存在するので、ひん岩類の岩脈の存在や堆積環境の推察が可能である。また、標高 1, 200m 付近の尾根にははんれい岩の転石が存在し、付近を閃緑岩ないしは、はんれい岩の岩脈が貫いていることがわかる。これを反映してスゲノ沢の上流には普通輝石の微晶を含むひん岩の転石が数多く存在している。

小田貫湿原西の田貫尾根から東側の斜面は、「しもべ層」の砂岩等の堆積岩による。（* 図 4-5 を含む①富士宮市の自然（第一次富士宮市域自然調査研究報告書；1988 年より）

また、駿河湾トラフ充填物と呼ばれる。富士山の基盤を構成する地質である（* ⑤後白河天皇領富士神領に関する地理学的研究（富士学研究 Vol. 10No. 2 (2013) 抜刷；富士学会渡邊定元、渡邊定正著）より）。

(2) 古富士火山の噴出物

富士山が噴火したのは、西側の天子山脈～北側の御坂山地・都留山地・道志山地～東側の丹沢山地に囲まれた富士盆状地の中央部である。この位置には、BP 48 万年ごろ小御岳火山が活動して、標高 2, 300m の成層火山を形成した。この後、休止期を挟んで小御岳火山の火口から南へ約 3. 25km 隔てた地点（ほぼ現在の富

土山火口の位置)にBP8~9万年前ころ火山活動が始まった。古富士火山には、3種の溶岩流噴出活動期と段丘砂礫層及び扇状地性砂礫層堆積期が存在しているが、これらの活動期を代表する火山活動は、古富士泥流噴出期で盾状火山の山体(標

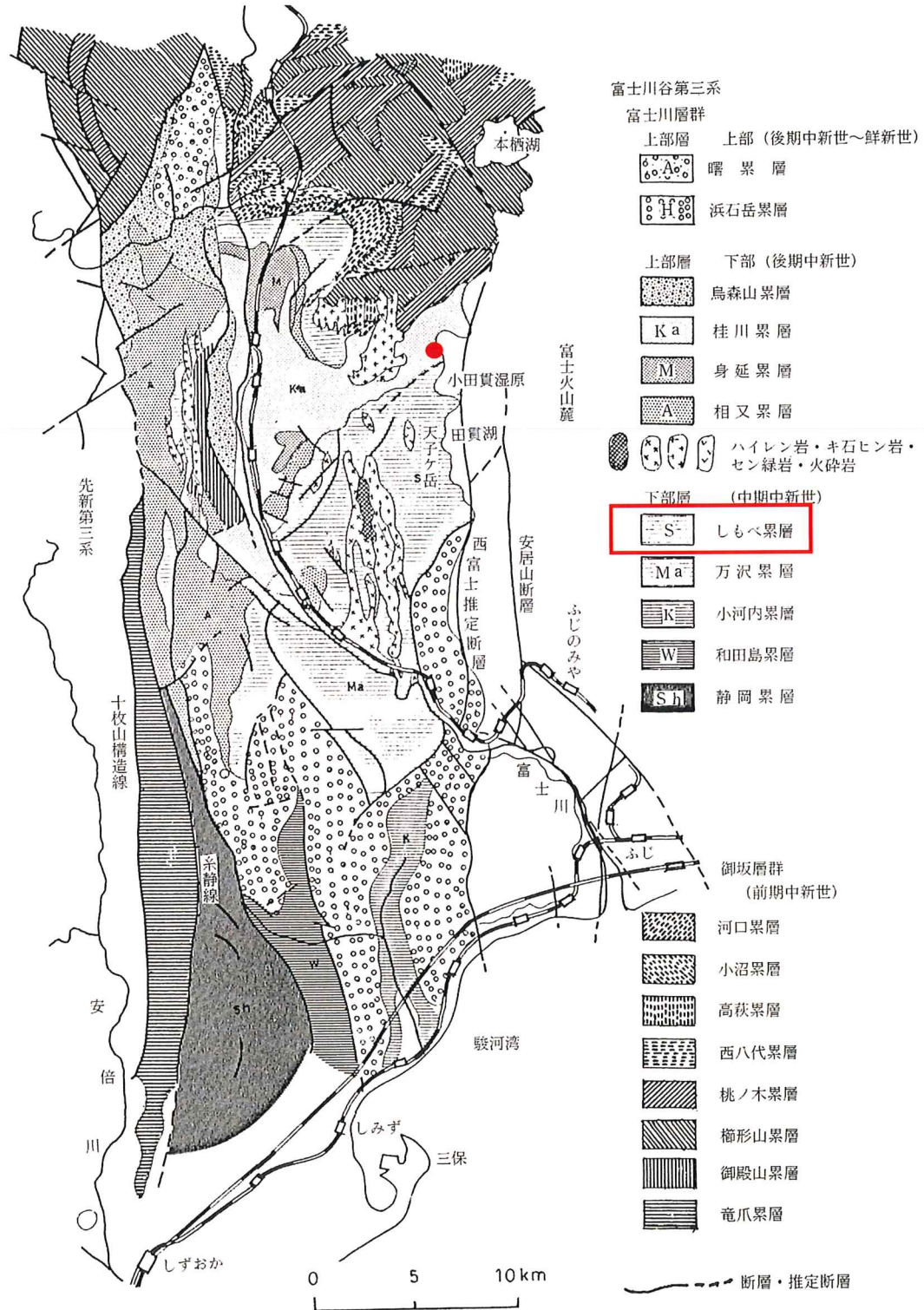


図4-3-1 南部フォッサマグナ;富士川谷第三系地質図
 ~松田(1961)・山梨県地質図(1970)による(小川)

高約 2,700m) を形成した。これらの溶岩流は、多量の水の影響を受けた玄武岩質の火山碎屑泥流で、山体を流下し、富士盆状地の末端に発達すると共に、末端部に厚く堆積した。また、この溶岩流の特徴は、極めて不透水性で古富士火山の溶岩伏流（清流）のリザーバーとして知られている。現在、古富士泥流が模式的に分布するのは西麓としては主として田貫湖周辺・羽鮒・星山丘陵などである。富士火山西麓に分布する古富士泥流は、一般に天子山脈東麓に衝突して層厚を発達させると共に北高～南低の山麓地形に支配されて、南へ向かって向きを変えず流下・分布している。したがって、天子山脈東麓を流下する芝川系の河川は、巨視的には古富士泥流の末端に沿って流下している。

その後、富士盆地状地形形成に関与したほぼ芝川に沿って南北に存在する西富士断層が活動して、古富士泥流を切断した。そのために芝川（西富士断層）を境に東域は西側の田貫湖面に対して約 70m 低下した。BP. 約 14,000 年になるとほぼ古富士火山の火口の位置に新富士火山が活動を始め、溶岩流を噴出して高度を高め、三階建ての構造の現在の山体を形成した（*①富士宮市の自然（第一次富士宮市域自然調査研究報告書;1988 年より））。

最終氷河期に古富士の頂きに氷河が懸かった富士山がマグマの上昇により水蒸気爆発によって、山体崩壊を起こし、山麓をなだれ状に襲い堆積したものである。堆積物は田貫湖付近で厚く、最大層厚は 50m 前後である（⑤後白河天皇領富士神領に関する地理学的研究（富士学研究 Vol. 10No. 2 (2013) 抜刷；富士学会 渡邊定元、渡邊定正著））。

古富士火山のうち、テフラ層序から星山・羽鮒の両丘陵を構成する火山山麓扇状地堆積物は、星山-a 期と星山-b 期に区分される。後者は 50ka～Cal. BP18,000 年頃となり、その期末の離水時に南西に向かって斜面崩壊し、「田貫湖岩屑なだれ」と称される堆積域が発達している（⑥富士山南西部の地質（地質図）（地質調査総合センター研究資料集 no. 606, 1-27, 2014 山元孝広））。

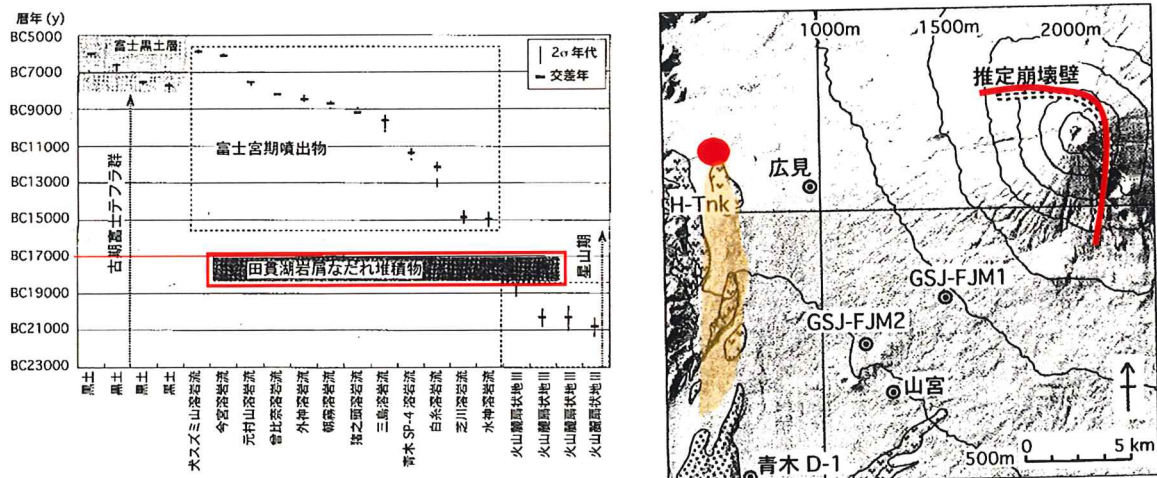


図 4-3-2. 田貫湖岩屑なだれの年代と地点図

富士山南西部の地質（地質調査総合センター研究資料集 No. 606, 1-27, 2014 山元孝広）より

田貫湖岩屑なだれ層 (H-Tnk) の層相は、無層理で、無淘汰な玄武岩質角礫からなる。構成する玄武岩岩片は、長径が 1~2mm の斜長石斑晶に富む新鮮なかんらん岩玄武岩が比較的多いものの、場所によっては黄色や赤褐色の変質により粘土化した玄武岩が卓越する。岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当する部分では、特定岩種のみからなる単源で岩支持の角礫岩として現れることが多い。岩塊相を構成する岩片の面角は、鋭角で、溶岩に普通に見られる冷却節理とは割れ方が異なっている。岩片は、三次元ジグソーパズルのようにお互いに緩く接しており、破碎岩片相互の変位量がごく小さい。そのため岩塊相中では初生的な山体の内部構造が破碎後も保存されている。異なる岩塊相の間には、多種の岩片が混在する淘汰の悪い基質支持の角礫岩からなる基質相が現れる。基質相では種々の岩片が粉碎されてできた砂~泥サイズの粒子が卓越するが、堆積物内部では混合作用は必ずしも完全ではなく、特定の岩種が局所的に凝集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造の発達した不均質なマトリックス相もしばしば認められる。これらの産状は岩屑なだれ流走中にその内部で発生した強いせん断作用の反映で、大規模な斜面崩壊堆積物に普通に認められるものである。本堆積物の底面は平らで、火山麓扇状地Ⅲ堆積物の層理と平行である。級化構造等は、特に認められない。ほぼ堆積年代は Cal. BP 18,000 年頃とされている。

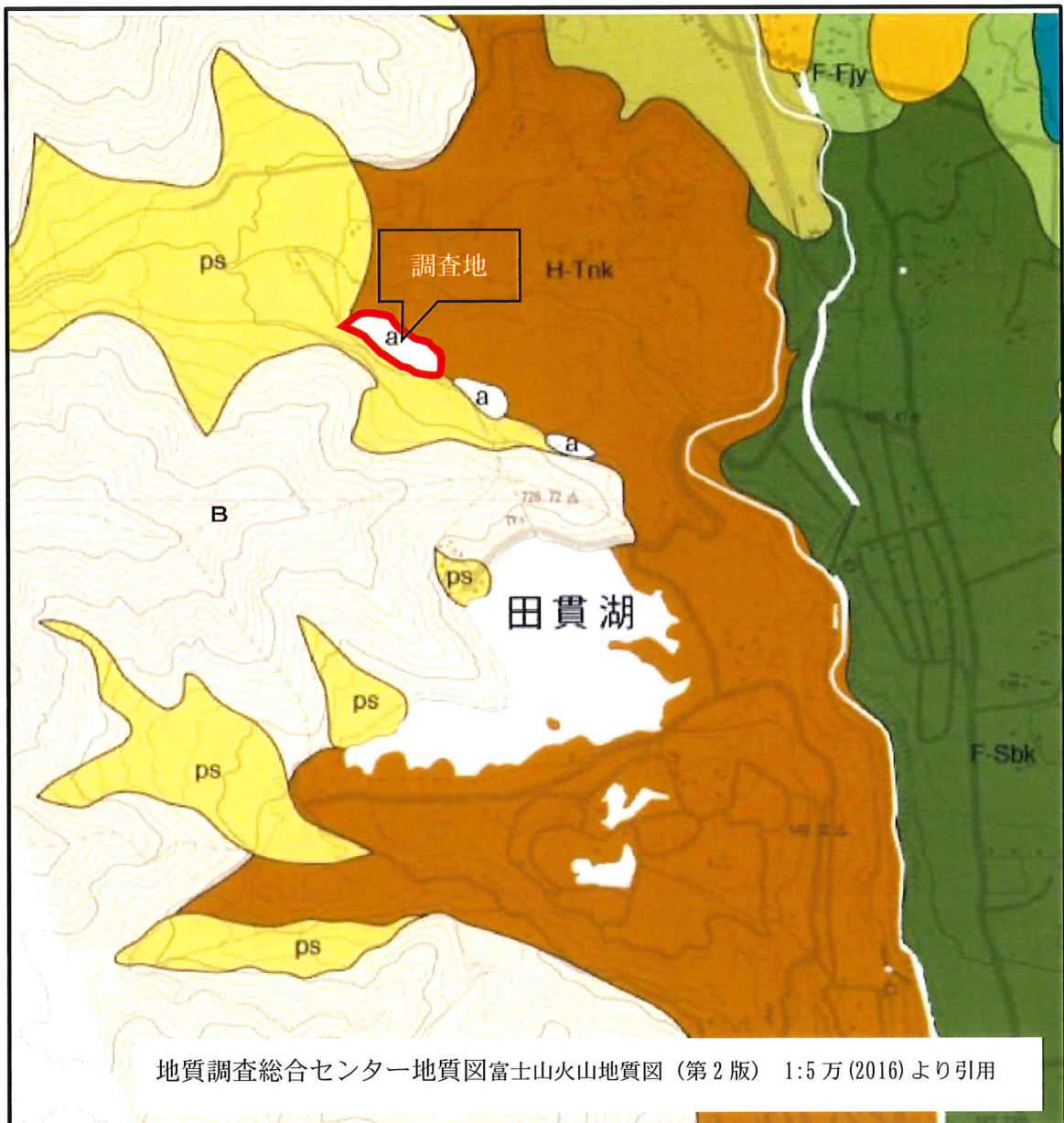


図 11 田貫湖岩屑なだれ堆積物の岩塊相。
 富士宮市田貫湖の南 (35.33458°N, 138.56586°E)。
 灰色と赤褐色の玄武岩角礫がつくるパッチワーク状の構造は、元の山体内部の成層構造を保ちつつ、岩屑なだれ流走時に破碎変形を受けて形成されている。スケールは 1m。

図 4-3-2. 田貫湖岩屑なだれ露頭

富士山南西部の地質 (地質調査総合センター研究資料集 No. 606, 1-27, 2014 山元孝広) より

地質図



凡例

沖積層 Alluvium	a
山麓緩斜面堆積物 Pediment slope deposits	ps
田貫湖岩屑なだれ堆積物 Tanukiko Debris Avalanche Deposit	H-Tnk
新第三紀火山岩類・堆積岩類・深成岩類 Neogene volcanics, sediments and plutonic rocks	B
芝川溶岩流 Shibakawa LF	F-Sbk

(3) 新富士火山の噴出物

富士火山麓には、一般に富士火山の活動により放出された火山灰が、各階級の風化火山灰層を形成して広く分布し、ローム層と一括して呼称されている。このローム相は、下部は褐色ロームで、上部は黒色を呈し、黒土層、黒ボクなどと呼ばれる腐植質風化火山灰層である。これらのローム層は、新富士火山活動時の自然降下堆積層（一次堆積；風成層）のほかに堆積層が水の営力で運搬されて再堆積（二次堆積；水成層）したものが存在分布している。野外では、前者は一般に黒土層～褐色ロームへ漸移しているが、後者は黒土層と褐色ロームの境界がシャープである。これらロームの中には耕作に極めて困難な半ば固結した土層があり、マサ（富士山麓では富士マサと呼んでいる）と総称されている。マサは、ほとんど二次堆積物の土壌で、その物理性は固結による透水性不良と農耕に際し労働力の消耗率が多大であることに現れている。

マサの構造は、大別して2期の形成過程を経ている。そのうち古期のマサは、古富士泥流の火山灰を母材として形成されたものであり、黒土層と砂質火山灰・スコリアまたはラピリ（火山礫）による混成型、褐色ロームとスコリア・ラピリまたはローム層の基盤からの火山砂礫と混成型、スコリアまたはラピリを主とするタイプがある。新期のマサは、新富士火山噴出物の火山灰層を母材として形成されている。その組成は古期と同様である。富士火山西麓のマサは、アカマサⅠであり、薄層のスコリアが水の営力で運搬される過程で下位の褐色ロームと混合したために形成された盤層である。層相は、黄褐色ないし褐色のローム層中に赤褐色の風化したスコリア粒子を斑点状に多く含み全体として帯赤褐色を呈している。白糸付近のロームは、クラック入りのロームが観察される (p67)。

(*①富士宮市の自然 (第一次富士宮市域自然調査研究報告書;1988年より)。

(4) 沖積扇状堆積物

小田貫湿原上流のスゲノ沢の中流部には万沢累層の砂岩や礫岩の転石の堆積した扇状地地形が形成されている。したがって、常時流水の少ないスゲノ沢の流水は、ほとんど伏流水となって礫の下を流下している。

(*①富士宮市の自然 (第一次富士宮市域自然調査研究報告書;1988年より)

4-4. 湧水質

文献②富士宮市の自然(第三次富士宮市域自然調査研究報告書;2005年)では、「田貫分岐点」の水質を調査した結果を掲載している。以下にその結果を示す。

表 4-4-1. 水質検査結果表

ア 陽イオン (ppm)

	採水地点	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mg ²⁺ /Ca	Na ⁺	V	Zn ²⁺
富士山の湧水	1 猪之頭養鱒場※	8.77	2.58	0.29	6.64	0.04	—
	2 養鱒場西	7.71	1.77	0.26	4.57	0.02	—
	※	8.07	2.10	0.26	5.05	0.02	—
	3 陣馬の滝	7.58	1.45	0.19	3.47	0.01	—
	※	8.25	1.74	0.21	4.18	0.01	—
	4 田貫分岐点※	8.71	3.34	0.38	8.44	0.07	—
	5 白糸の滝	10.60	3.89	0.37	9.26	0.04	—
	6 椿 沢	9.48	3.51	0.37	8.33	0.04	—
	※	10.20	3.92	0.38	8.78	0.05	—
	7 浅間大社	11.50	4.06	0.35	7.49	0.05	—
	※	13.50	4.52	0.33	8.35	0.04	0.02
第3系地域	8 上小泉八幡宮※	13.10	5.26	0.40	7.31	0.04	—
	9 よしま池	12.40	4.59	0.37	14.90	0.06	—
	10 星山放水路	14.60	4.78	0.33	6.10	0.01	—
	11 下条1501	13.20	4.62	0.35	8.47	0.02	—
	12 A 沢	7.21	0.30	0.04	1.07	—	—
	13 A 沢南※	8.09	0.66	0.08	1.07	—	—
第3系地域	14 金山沢	5.81	0.15	0.03	1.36	—	—
	15 麓 1	7.90	—	—	1.33	—	—
	16 麓 2※	6.22	0.53	0.09	1.61	—	—
	17 猪之頭射撃場	3.73	0.44	0.12	1.92	—	—

イ 陰イオン (ppm)

	採水地点	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
富士山の湧水	1 猪之頭養鱒場※	0.24	3.14	—	3.34	極微量	6.90	0.59
	2 養鱒場西	0.27	3.60	—	2.99	0.08	5.63	0.62
	※	0.21	3.28	—	3.10	極微量	5.21	0.55
	3 陣馬の滝	0.29	3.17	—	3.27	0.03	4.94	0.58
	※	0.16	2.23	—	3.22	極微量	8.69	0.49
	4 田貫分岐点※	0.26	3.65	—	4.36	0.30	8.69	0.69
	5 白糸の滝	0.17	5.29	—	8.57	1.15	9.25	1.03
	6 椿 沢	0.24	4.72	—	6.17	0.19	9.60	0.88
	※	0.34	4.37	—	6.06	1.10	8.66	0.79
	7 浅間大社	0.18	5.28	—	8.25	0.21	7.92	1.01
	※	0.21	5.57	—	8.69	0.22	7.92	0.86
第3系地域	8 上小泉八幡宮※	0.13	3.63	—	8.49	0.28	11.61	0.85
	9 よしま池	0.30	7.22	—	7.68	0.18	17.82	1.17
	10 星山放水路	0.17	5.33	—	11.30	1.20	3.39	1.20
	11 下条1501	0.22	4.99	—	8.90	0.10	9.83	1.10
	12 A 沢	0.24	1.33	—	1.18	—	2.63	0.53
	13 A 沢南※	0.10	0.83	極微量	1.11	極微量	2.06	0.43
第3系地域	14 金山沢	0.98	3.31	—	1.02	—	15.19	0.12
	15 麓 1	0.35	1.44	—	0.95	—	8.30	0.40
	16 麓 2※	0.28	1.59	極微量	1.03	—	7.21	0.25
	17 猪之頭射撃場	0.33	1.66	—	1.52	—	4.48	0.38

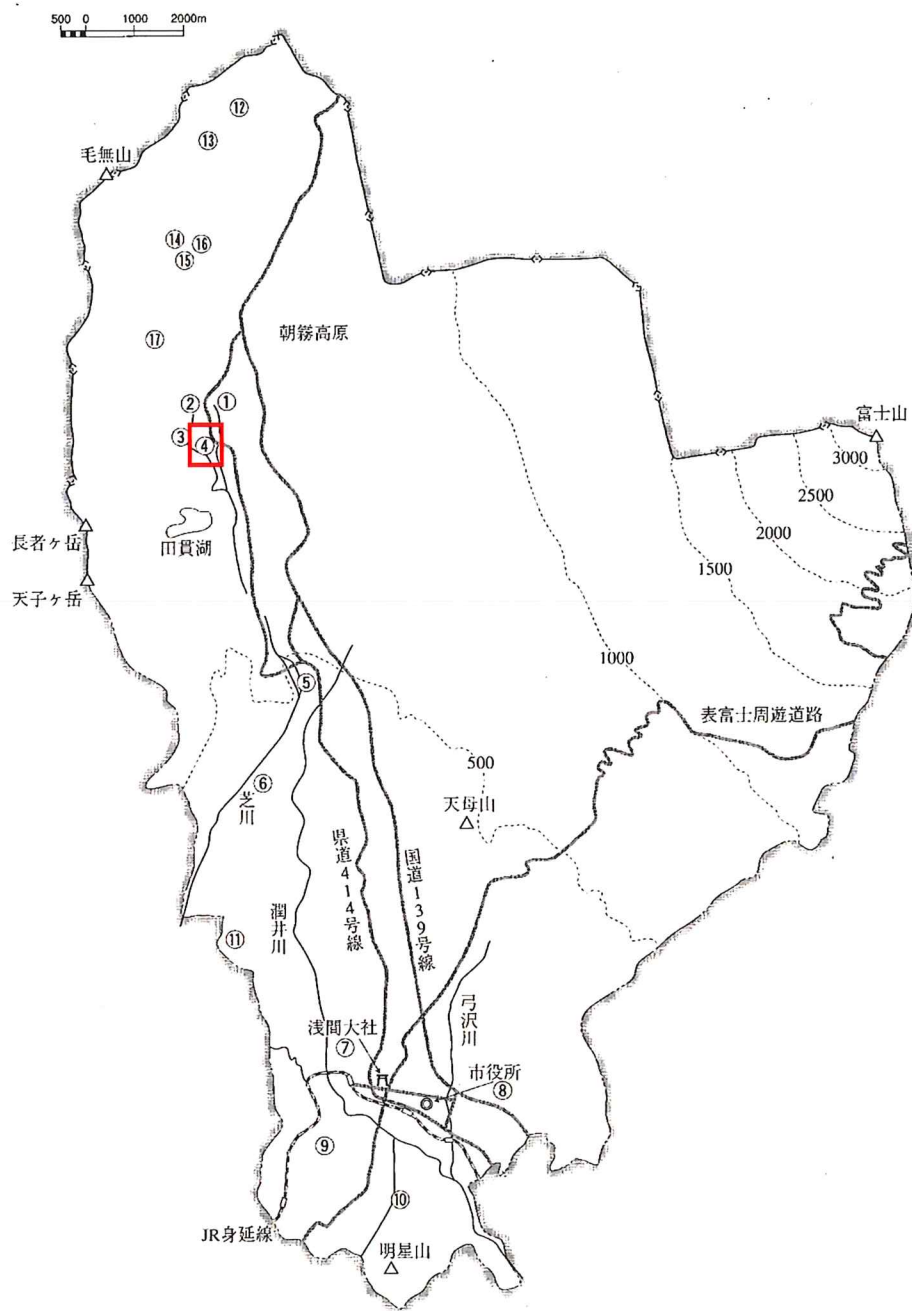


図 4-4-1. 採水点

Mg^{2+}/Ca^{2+} 比は、地中を移動する時間に比例し、岩石風化の指標となる。富士山麓の湧水の値は、0.19~0.40 の範囲であり、第三系地域の 0.03~0.12 の数倍大きい。

田貫分岐でのそれは、0.38 であった。

4-5. 既存ボーリング資料

1. 調査概要

平成 29 年度基幹水利施設ストックマネジメント(計画策定)富上地区田貫湖調査設計委託に伴い、計画地内の地質・土質構成並びに、土質工学的性質を把握し、設計・施工を合理的、且つ、経済的に遂行するための基礎資料を得る事を目的に実施した。

1.1 業務概要

(1) 調査件名：平成 29 年度基幹水利施設ストックマネジメント(計画策定)富上地区田貫湖調査設計委託

(2) 調査場所：富士宮市猪之頭地内

(3) 調査日：自 平成 30 年 3 月 5 日
至 平成 30 年 3 月 8 日

(4) 調査内容：機械ボーリング 1 箇所 延べ 9m
標準貫入試験 延べ 9 回

ボーリング工 66mm(m)	粘性土・シルト	6.85
	砂・砂質土	0.25
	礫混じり土砂	0.60
	固結シルト・固結粘土	1.3
	合計	9.00
標準貫入試験 (回)	粘性土・シルト	6
	砂・砂質土	1
	礫混じり土砂	0
	固結シルト・固結粘土	2
	合計	9

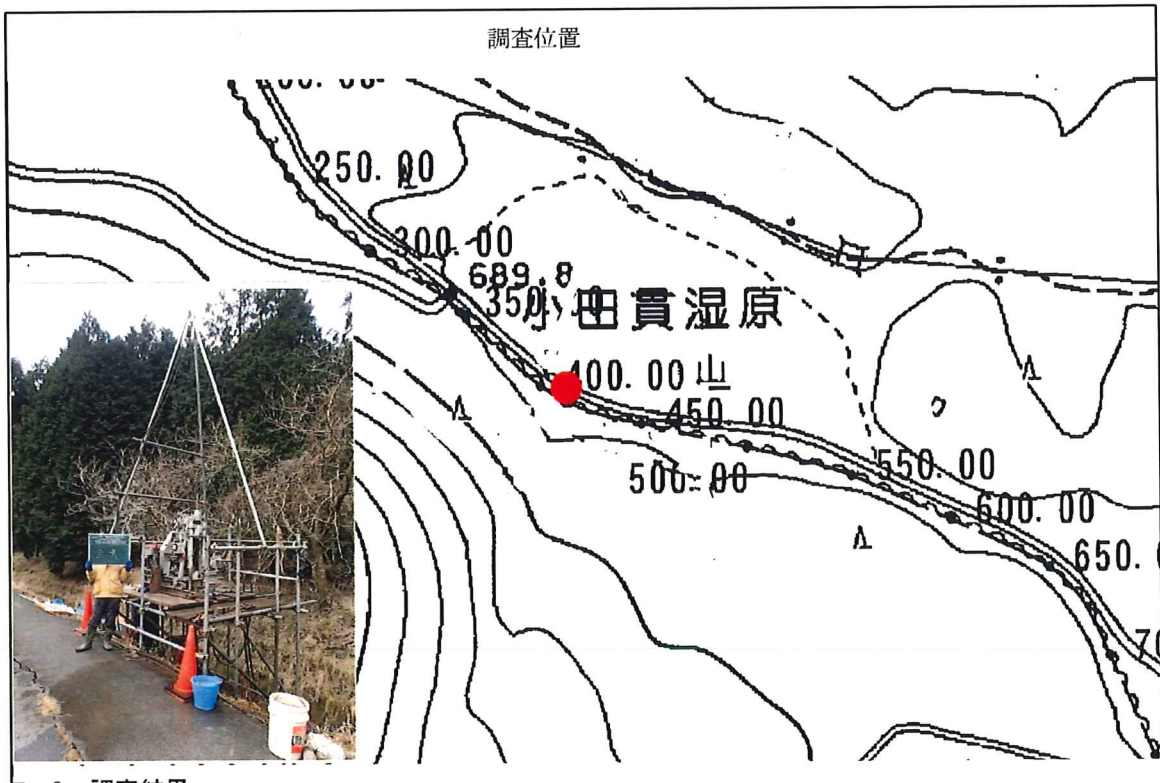
(5) 調査施工：仲東測量設計株式会社

静岡県沼津市大岡 2696

TEL 055(922)1211

FAX 055(921)8190

現場代理人 高橋 誠



3. 調査結果

3.1 ボーリング調査結果

調査地位置図に示す箇所において実施した調査結果は巻末に柱状図として示すが、結果をまとめると次のようである。

表-3.1 調査結果

時代	地層名	土質名	記号	成層深度	N値		
					範囲	平均 ^{※1}	代表 ^{※2}
現世	盛土	盛土	F	0.00~2.05	2	2(1)	2
完新世	後背湿地堆積物	粗砂	Ac	2.05~2.30	2~7	3.7(7)	2.7
		有機質粘土		2.30~4.00			
		腐植土		4.00~4.15			
		腐植物混じりシルト質粘土		4.45~5.90			
		シルト質粘土		5.90~7.7			
	扇状地堆積物	シルト混じり砂礫	As	7.7~8.15	83~94	88.5(2)	83
固結砂・シルト互層	8.15~9.31						

※1 () はサンプル数

※2 代表N値 = 平均N値 - 標準偏差値 / 2 としサンプル数が少ない場合は最小値とした

各地層の特徴は次のようである。

・盛上

下石混じり土砂、腐植土、シルト混じり砂礫、礫混じり粘土と様々。0.00～0.20 m間は凍結。相対密度は「非常に緩い」である。

・粗砂

シルト分を含み粒子不均一。含水多い。

・有機質粘土

分解した腐植物を多く混在し粘性中位。孔壁の押し出しあり。3.40m付近には木片及び ϕ 2～5mmの角礫を混在し不均一である。N値は5回で相対稠度は「中位」である。

・腐植土

未分解の腐植物を多く混在し暗灰色のシルトを5mm層厚に狭在し粗砂も混在。葉理が確認される。含水少ない。N値は3回で相対稠度は「軟らかい」である。

・腐植物混じりシルト質粘土

分解した腐植物を混在。粘性中位。N値は1.7回で相対稠度は「非常に軟らかい」である。

・シルト質粘土

部分的に暗緑灰色を呈す固結部を薄層状に狭在及び細砂を随所に狭在する。粘性低い。N値は6～7回で相対稠度は「中位」である。

・シルト混じり砂礫

ϕ 5～20mmの角礫を主体とし所々固結状を呈す。

・固結砂・シルト互層

2～10cm層厚で互層状を呈す。固結シルトが優勢。8.60m付近に6cm位の玉石コアが採取される。N値は50回以上で相対密度は「非常に密」である。

・地下水位

掘削深度と測定水位を図 3-1 に示す。

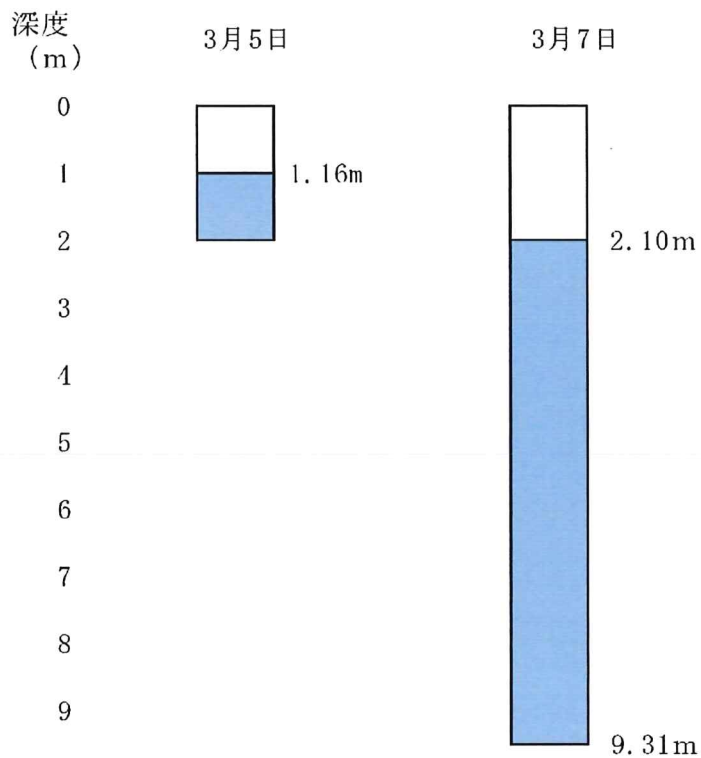


図 3-1 掘削深度と測定水位

掘削深度の違いによる水位の差は少なく、地下水位はG L-1.16~2.10mに存在する。

この水位は自由水であり季節による水位の変動が予想され、湿地帯であることから、水量は多いと予想される。

ボーリング柱状図

調査名 平成29年度基幹水利施設ストックマネジメント（計画策定）
 富士地区田貫湖調査設計委託

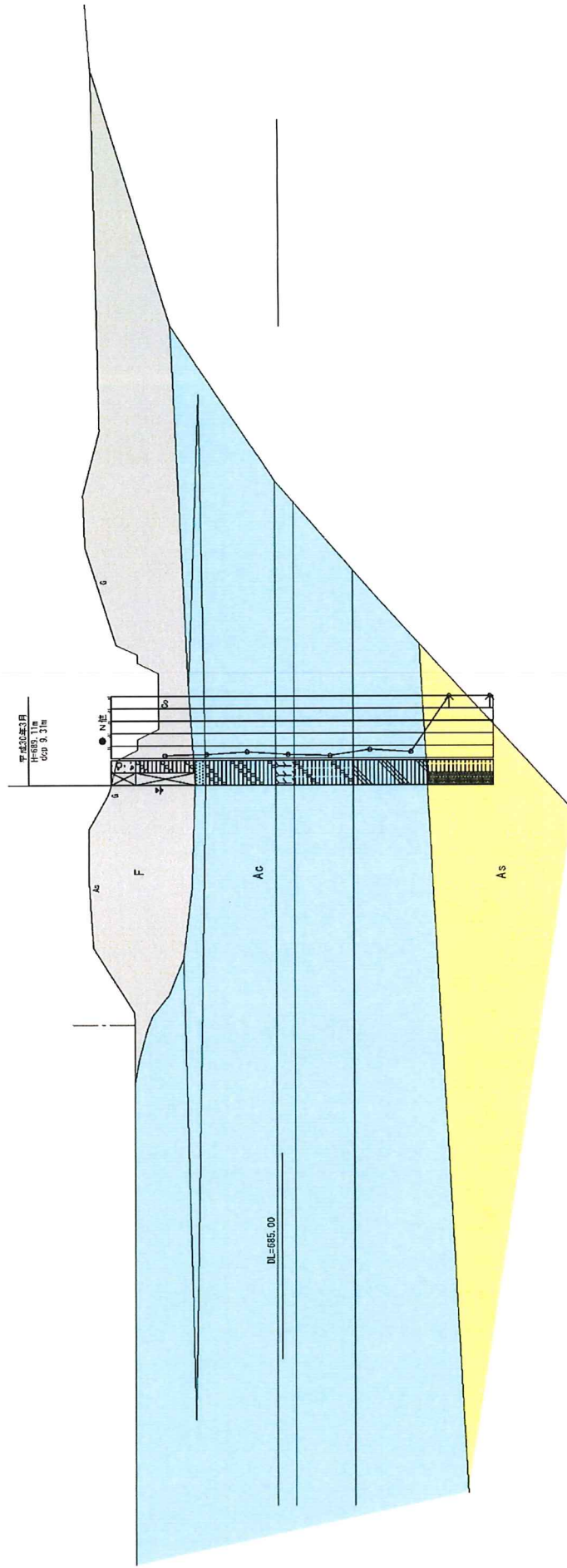
ボーリングNo. _____

事業・工事名 _____

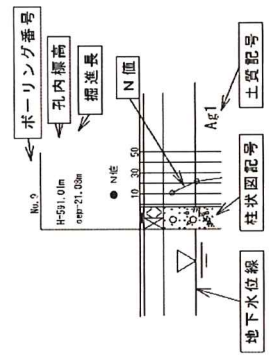
シートNo. 1

ボーリング名	調査位置			富士宮市猪之頭地内			北緯	35° 21' 5"		
発注機関	静岡県富士農林事務所			調査期間	平成30年3月5日～30年3月7日			東経	138° 33' 22"	
調査業者名	仲東測量設計株式会社 電話 (055-922-1211)		主任技師	現場代理人	高橋 誠	コア鑑定者	川尻義光	ボーリング責任者	川尻義光	
孔口標高	角	方		地盤勾配	使用機種	YBM-05DA-2CIE		ハンマー落下用具	半自動落下装置	
総掘進長	9.31m	度	向	度	エンジン	TF90V-E		ポンプ	YBM製 GP-5	

標尺	層厚	深	柱状	土質	色	相対	相対	備考	標準貫入試験				原位置試験		試料採取		掘進			
									深	10cm毎の打撃回数			N	原	深	試験名		深	試料採取	室内試験
										0	10	20								
0	0.00	0.00	0.00	図	灰土(玉石・砂質)	0.00	0.00	0.00	3/5	1.15	1	1	2	1.9						
1	0.66	0.66	0.66	灰土(玉石・砂質)	0.66	0.66	0.66	0.66	3/7	1.17	12	20	32	1.9						
2	1.15	2.01	2.01	灰土(玉石・砂質)	1.15	1.15	1.15	1.15	3/7	2.15	1	1	1	3	2.6					
3	0.77	2.78	2.78	灰土(玉石・砂質)	0.77	0.77	0.77	0.77	3/7	2.50	14	12	9	35	2.6					
4	1.20	3.98	3.98	灰土(玉石・砂質)	1.20	1.20	1.20	1.20	3/7	3.17	1	2	2	5	4.7					
5	0.45	4.43	4.43	灰土(玉石・砂質)	0.45	0.45	0.45	0.45	3/7	4.15	1	1	1	3	3.0					
6	1.40	5.83	5.83	灰土(玉石・砂質)	1.40	1.40	1.40	1.40	3/7	5.15	1	1	2	36	1.7					
7	0.45	6.28	6.28	灰土(玉石・砂質)	0.45	0.45	0.45	0.45	3/7	6.15	2	2	3	7	7.0					
8	1.30	7.58	7.58	灰土(玉石・砂質)	1.30	1.30	1.30	1.30	3/7	7.45	2	1	2	5	3.0					
9	1.64	9.22	9.22	灰土(玉石・砂質)	1.64	1.64	1.64	1.64	3/7	7.45	8	12	30	80.7						
10				灰土(玉石・砂質)					3/7	8.33	13	37	50	18						



時代	地層名	土質名	記号	N値
現世	盛土	盛土	F	2
		粗砂	A c	2~7
有機質粘土				
腐植土				
完新世	後背湿堆積物	腐植物混じりシルト質粘土	A s	83~94
		シルト質粘土		
		シルト混じり砂礫	固結砂・シルト互層	



調査件名	平成29年度基幹水利施設ストックマネジメント(計画策定)
図面名	富士地区田貫湖調査設計委託 地質推定断面図
縮尺	1 : 100

4-6. 地表地質踏査

次ページには、現地地形地質踏査により既往文献での記述の確認または新たに確認した露頭や湧水などの箇所を示す踏査平面図を示す。また、番号はその箇所の写真番号を示す。



写真-①



写真-②

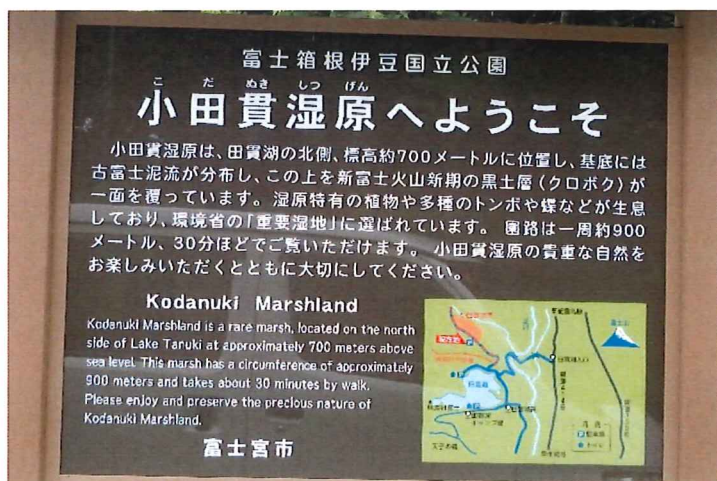


写真-③

小田貫湿原周辺水系追跡踏査図

S = 1 : 2500

写真 1～21 を示す

スゲノ沢（大洞川）の集水域

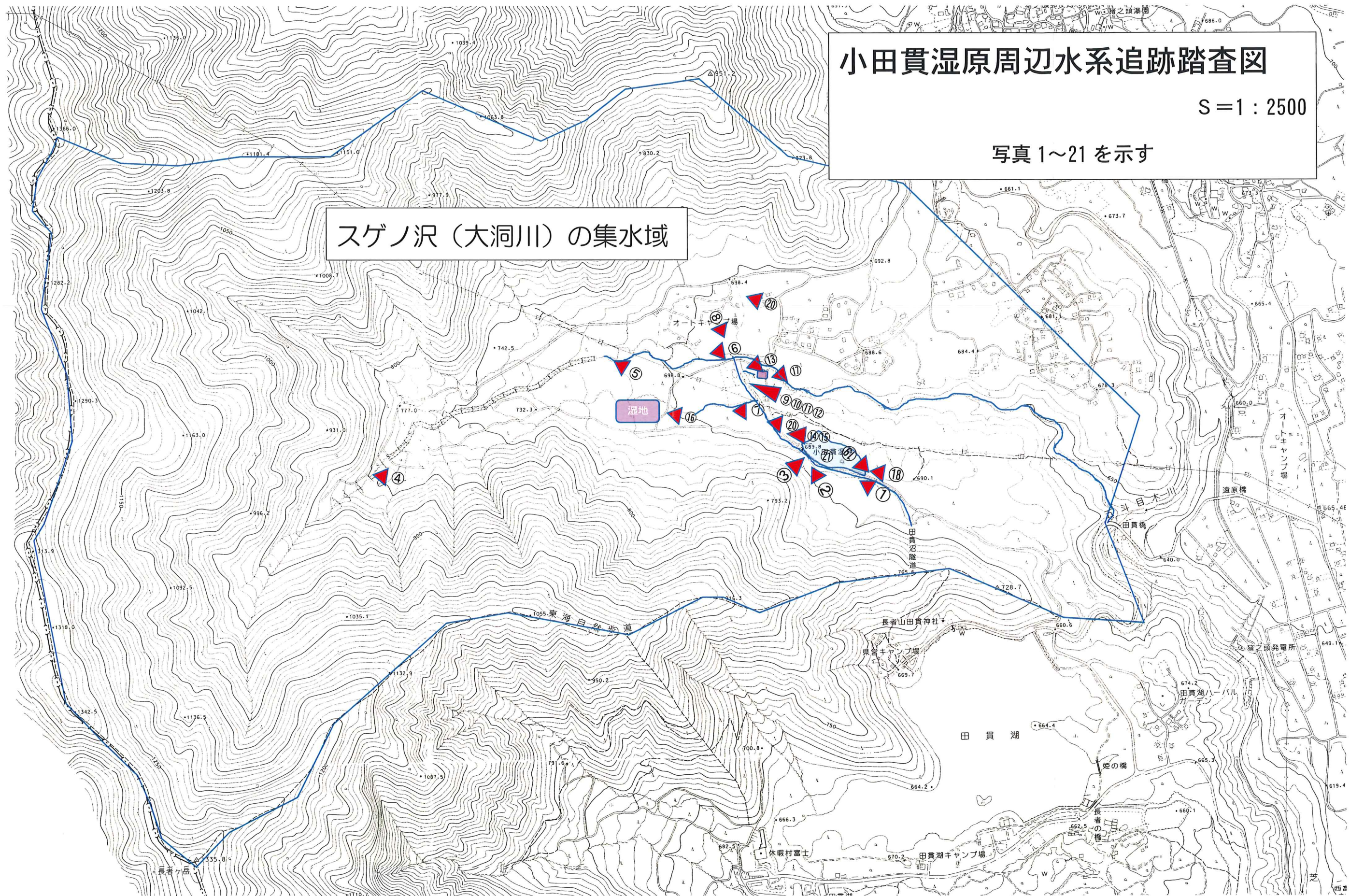




写真-4 (巨円礫の散在)



写真-5 (伏流水の晴天時の湧水点)



写真-6 (キャンプ場付近の河床；円礫は上流より小さくなる)

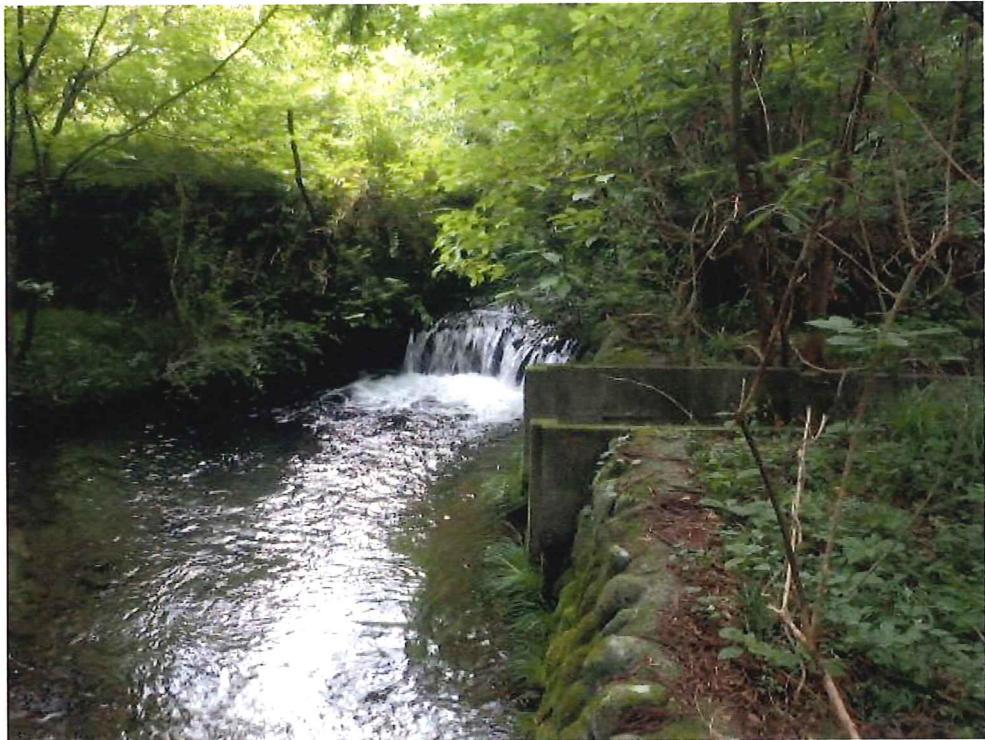


写真-7 (降雨後の流量は多い)



写真-8 (人工水路；スギノ沢より引き込み)



写真-9 (田貫湖への中間水門)



写真-10 (人工水路；コンクリート水路から暗渠で石張り水路へ)



写真-11 (人工水路；石張り水路へ)



写真-12 (コンクリート水路からの漏水)



写真-13 (コンクリート水路から導水～地表面へ)



写真-14 (現道暗渠により小田貫湿原へ導水)



写真-15 (湿原への暗渠への用水路からの呑み口)



写真-16 (スゲノ沢扇状地内の湿原；黒ボクが不透水層)



写真-17 (スゲノ沢扇状地内の湿原；黒ボク～ロームが不透水層)



写真-18 (小田貫湿原水の流出部)



写真-19 (小田貫湿原水の流出土側溝)

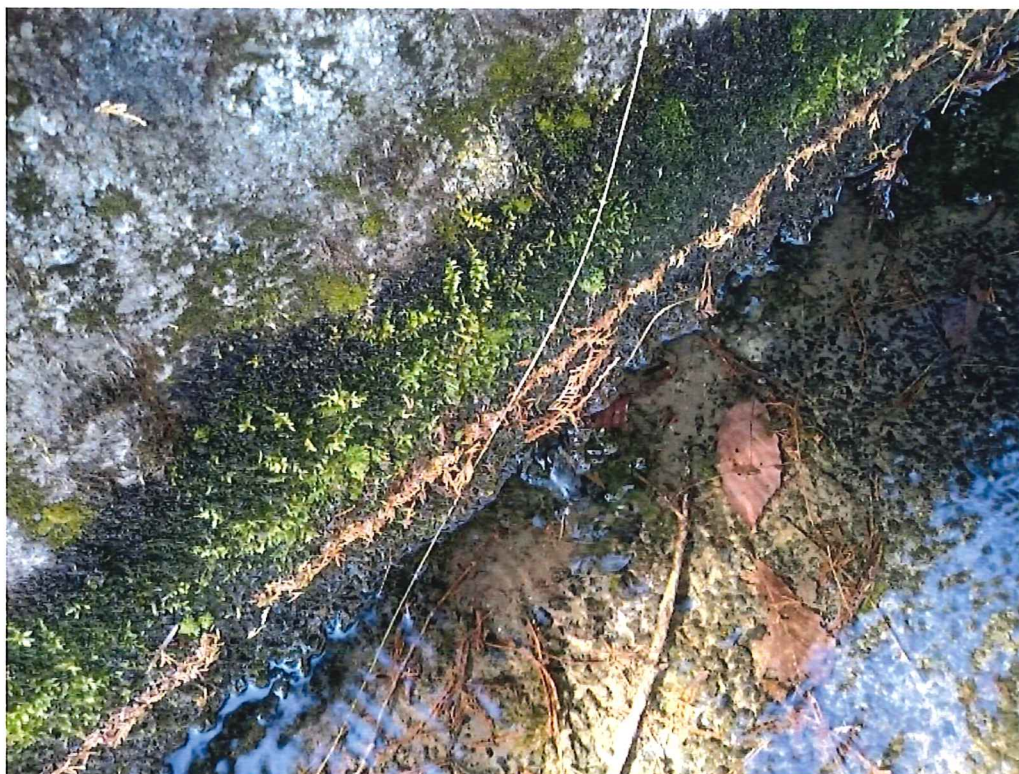


写真-20 (用水路底面脇、山側から湧水；クラックからのパイピング)



写真-21 用水路から湿地内への導水暗渠末端での湧水

小田貫湿原周辺地形・地質踏査・地質平面図

写真-22~36

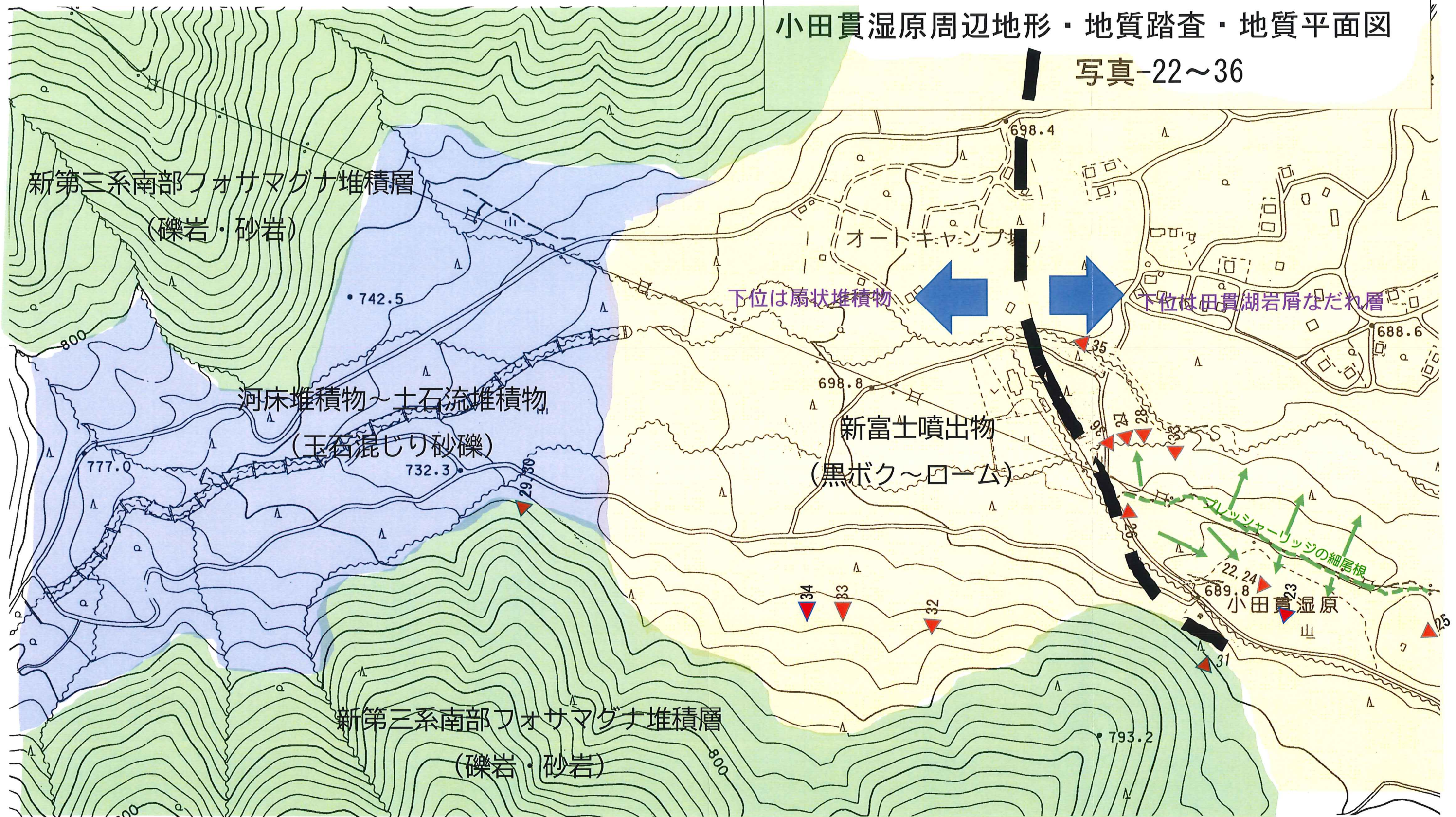




写真-22 (小田貫湿地内の小池)



写真-23 (小田貫湿地北側の小池；褐色水はローム・黒ボク層の流入)



写真-24 (写真-23 の接写 小池内の鉄バクテリアと思われる)



写真-25 (小田貫湿原周辺の窪地)



写真-26 (小田貫湿地北西側の凸地、流れ山、リッジ)



写真-27 最下位層は田貫湖岩屑なだれ層 (H-Tnk : 古富士泥流) ; 固結性高い

写真-28 写真-27 の遠景

	黒ボク
80cm	ローム
60cm	玉石混じり砂礫
60cm	田貫湖岩屑なだれ



写真-29 田貫尾根を形成するしもべ累層の「砂岩・礫岩」の露頭



写真-30 写真-29 の接写 (φ20mm 大の円礫を含む礫岩)



写真-31 ひん岩の巨転石 (天子山脈に貫入岩あり)



写真-32 新富士噴出物（ローム）の堆積；含水が高く保水性高い



写真-33 田貫尾根斜面（なだらかに一定勾配の斜面）

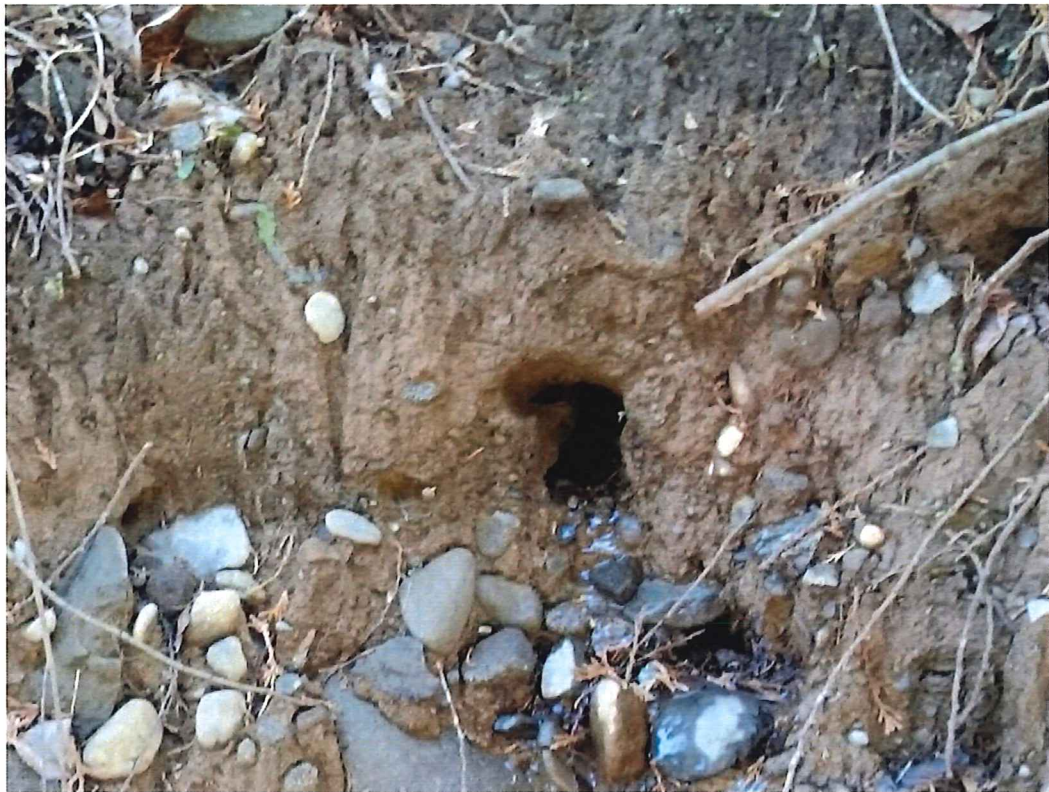


写真-34 ローム内で地下水によるパイピング（下位の砂礫層は帯水層）

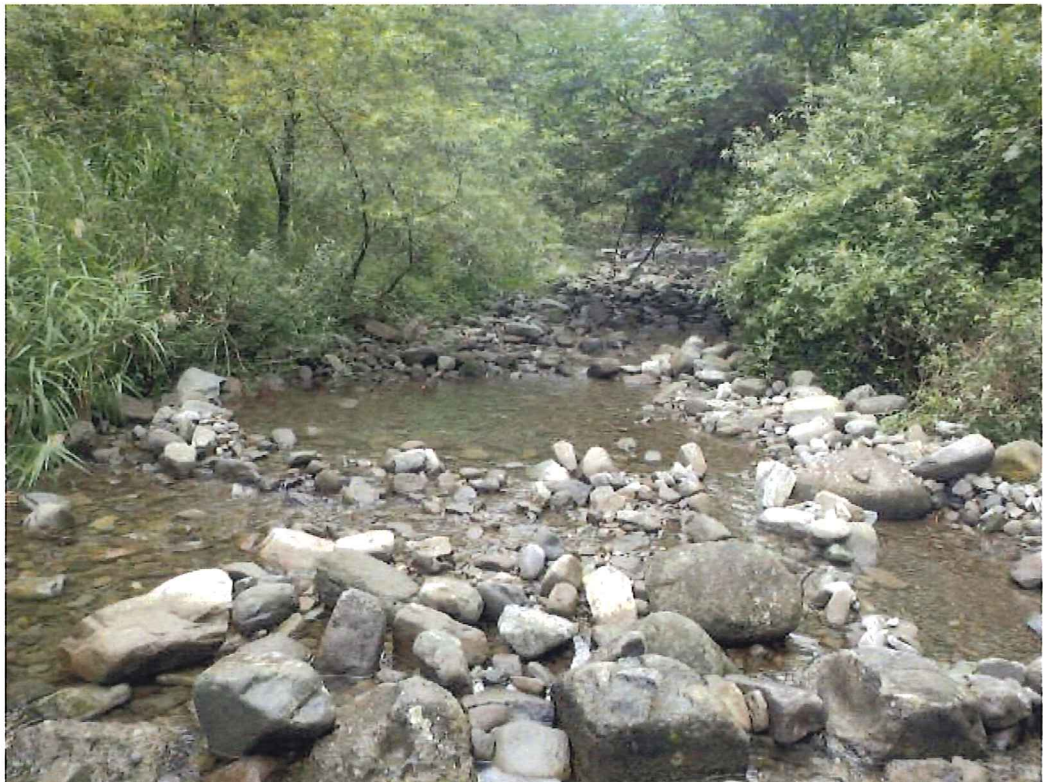


写真-35 スゲノ沢河床堆積物（円磨度の高い砂礫）



写真-36 スゲノ沢河床堆積物とみられる玉石混じり砂礫（湧水）
下位層は田貫湖岩屑なだれ層（角礫で基質は固結してハンマー打撃でも崩れない）

4-7. まとめ

文献調査及び周辺の地表踏査により小田貫湿原周辺の地質をまとめる。

(1) 地質構造

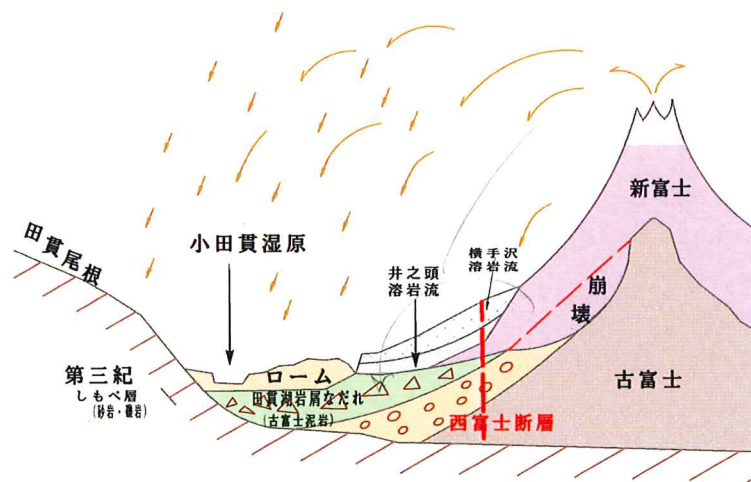
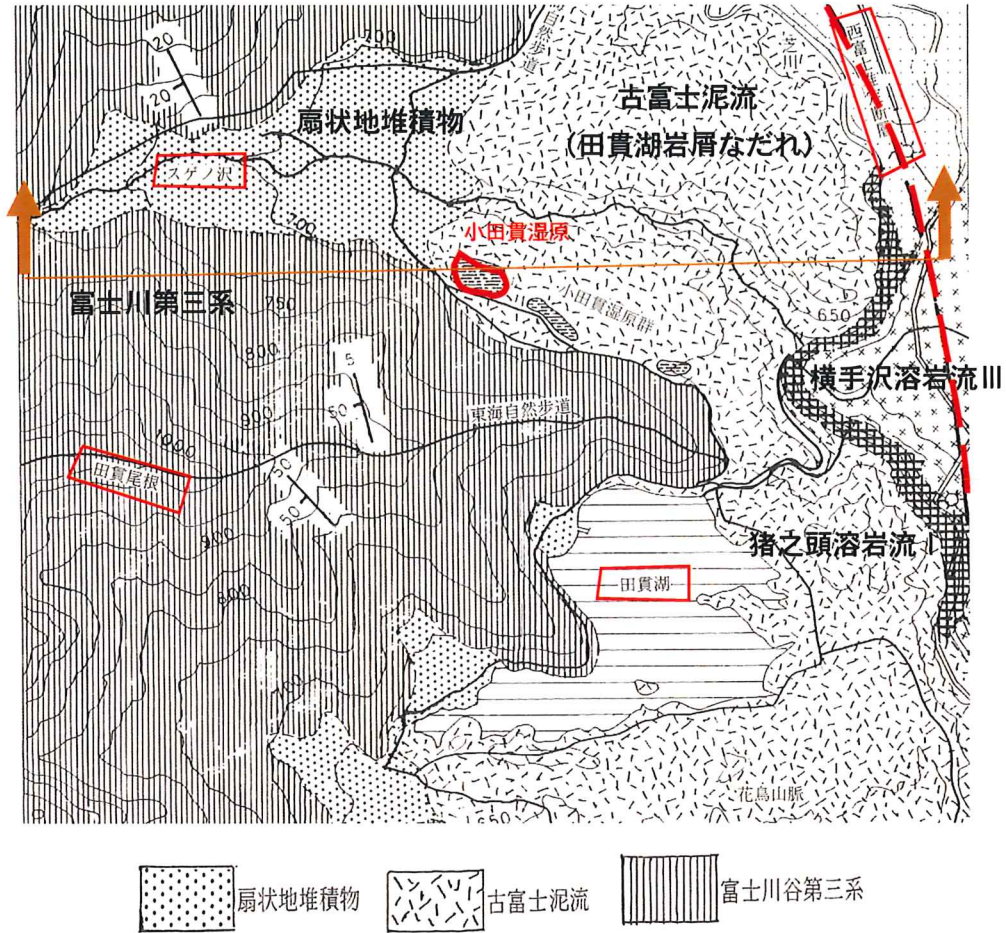


図 4-7-1. 小田貫湿原周辺の地質構造の模式平面・断面図

小田貫湿原周辺の地層は、富士山の形成史と伴っているが、富士山を含む基盤は南海トラフ堆積物に由来を持つ南部フォッサマグナ第三系堆積岩類である。この堆積物は、田貫尾根より東側に堆積する「しもべ層」に類する砂岩・礫岩などである。小田貫または田貫湖を形成するに大きく係わったのが古富士泥流の「田貫湖岩砕なだれ層」である。この泥流は、古富士の山体崩壊により大きく西側に流下し、現富士山西麓とさらに西の長者ヶ谷・天子山脈に遮られた南北に長い区域に堆積した。この層は、巨礫や火山灰または水を含み堆積時には、水平堆積ではなく圧縮環境にあり、流れ山やプレシャーリッジを形成するなど凹凸の激しい堆積面を有していたと考えられている。このあと新富士火山噴火により火山礫(ラピリ)、スコリア及び火山灰が降下し、周辺の地表面に風成堆積したと考えられる。また、このあたりから降雨により堆積が優勢になり、水の流れる谷地形であったなら水成堆積物のようなスコリア等の粗粒灰を含んだ物質の堆積も推定される。また、文献では「富士マサ(試掘時に最低面に出現したローム層?)」というロームでありながら鈹質で時にはクラッキーである層相の土質も田貫湖岩砕なだれ層以浅では存在が予想される。また、埋没谷が泥流層の凹部であったならば、表面水が不透水な黒ボク・ローム層及び田貫湖岩砕なだれ層が受け皿となり神代杉の存在も推定に難くない。いずれにしてもかつては、表面水や地下水が豊富に供給された南北の窪地に杉などの富養化植物の繁茂もあったが、上部のローム等の貧養化土壌の堆積が進むにつれ、鈹質土壌化が進行し現在のような湿地に至ったと推定しておく。

また、小田貫湿原を維持していた水の供給源は、地下水であることの確証はなく、田貫尾根東側斜面から供給される表面水であったと考えられる。小田貫湿原の北側のより高度な場所にスゲノ沢がある。スゲノ沢は天子山脈からの表面水と地下水であるが、スゲノ沢はその山脈から供給された土砂による扇状地であり、流水は季節や降雨量によりことなり多くの流水は伏流水となり、やがて芝川へと流れ込む。しかし、小田貫湿原の北側リッジの反対側に小河川が発達し、田貫湖岩砕なだれ泥流の表面を流れる。この流水が直接小田貫湿原に流入していたことは考え難いが、この水を利用することもひとつの対策案のヒントとなる。

来年度以降は、ボーリングにより深層地質を調査することになり、より周辺の地質環境が解明されてくると期待したい。

(2) 水収支 (水系図)

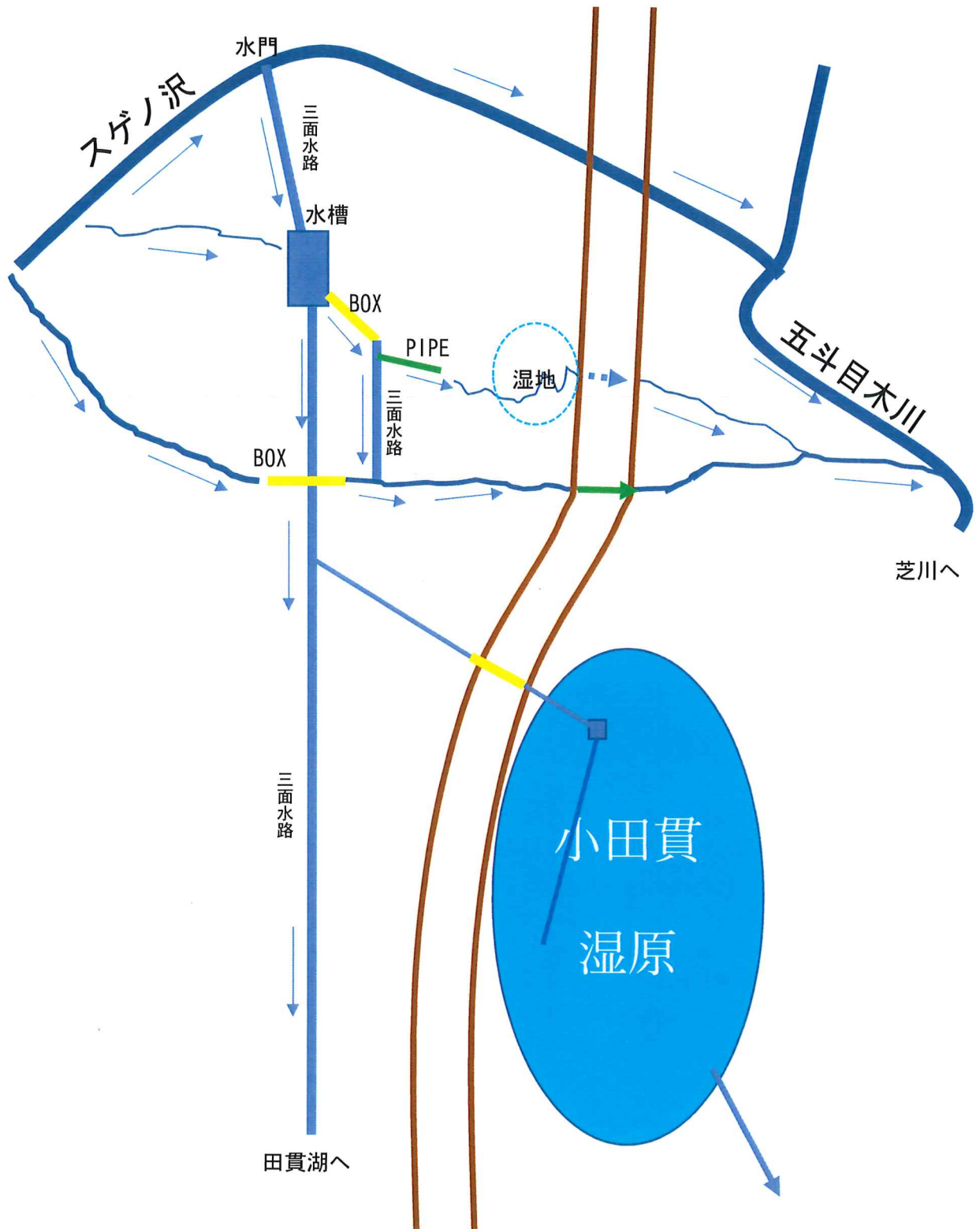


図 4-8. 水系図

5. 水質検査

5-1. 採取場所

採水場所は、次ページの平面図に示す。

また、ヘキサダイアグラムを作成したのでその結果も併記する。

5-2. 分析結果

分析試験の結果は、以下の一覧表に示す。

表 5-2-1. 水質検査結果一覧表 (採水日は W1～W8 : 2019/09/24、W9 : 2020/1/15)

試料番号	単位	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8	W9
		スゲノ沢	水田横	分岐沢	湧水	湿原北	湿原下流	湿原中央	田貫橋	試掘湧水
pH		7.0	6.9	7.0	6.7	6.2	6.9	5.7	7.2	6.5
電気伝導度 (EC; at 18°C)	ms/m	8.46	7.79	7.41	7.80	16.0	8.08	7.14	7.65	6.3
ナトリウム (Na)	mg/L	3.0	2.9	2.9	3.1	2.6	3.1	0.9	3.9	2.4
カリウム (K)	mg/L	0.4	0.4	0.4	0.5	0.8	0.4	0.3	0.4	0.3
カルシウム (Ca)	mg/L	11.0	9.6	9.4	9.1	11.0	10.0	1.9	9.0	7.9
マグネシウム (Mg)	mg/L	1.6	1.6	1.6	1.6	2.2	1.6	0.4	1.7	1.3
塩素イオン (Cl ⁻)	mg/L	1.1	1.1	1.2	1.3	1.5	1.2	1.0	1.7	1.3
硫酸イオン (SO ₄ ²⁻)	mg/L	11	9.4	8.8	8.1	0.2	8.7	1.0	6.8	7.9
炭酸水素イオン (HCO ₃ ⁻)	mmol/L	0.54	0.47	0.48	0.48	1.20	0.53	0.20	0.52	0.34
硝酸イオン (NO ₃ ⁻)	mg/L	1.30	1.20	1.40	1.70	1.70	1.00	0.20	2.30	1.80
全窒素	mg/L	0.30	0.22	0.32	0.36	1.60	0.22	1.10	0.58	0.41
全リン	mg/L	0.005未満	0.007	0.009	0.005未満	0.032	0.005未満	0.021	0.014	0.011
有機炭素 (TOC)	mg/L	0.5未満	0.5未満	0.5未満	0.5未満	1300.00	0.70	160.00	0.5未満	3.80
Mg / Ca		0.15	0.17	0.17	0.18	0.20	0.16	0.21	0.19	0.16

既存資料では、富士山麓の湧水とは、0.19～0.40の範囲で、新第三系地域では0.03～0.12である。今回の地表水は、新第三系天子山脈からスゲノ沢経由で運ばれたものであるが、これより若干高く、富士山麓水にやや近い。

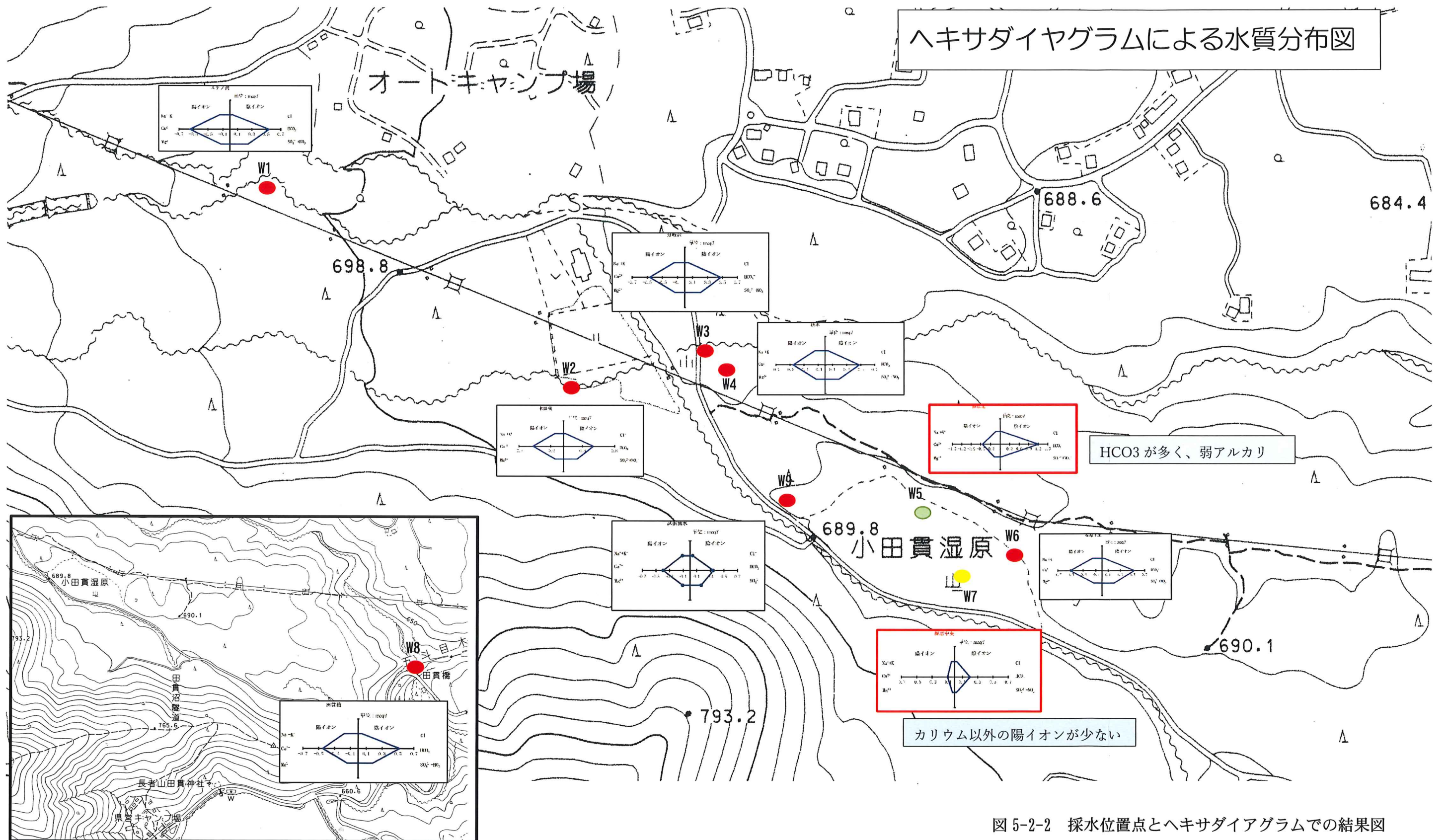
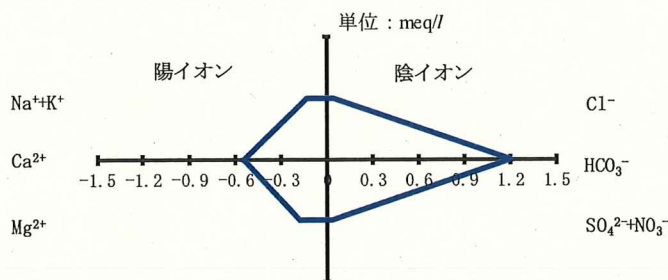


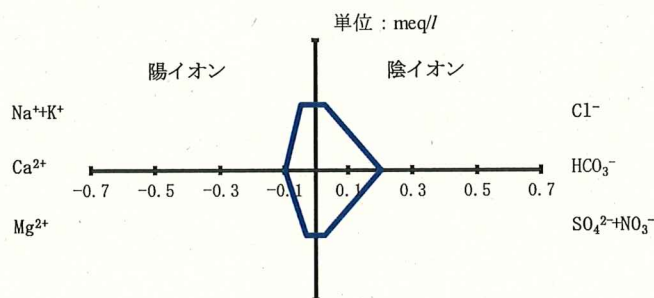
図 5-2-2 採水位置点とヘキサダイアグラムでの結果図

W1をはじめ、ほとんどが「ダイヤモンド型 ; Ca-Cl 型」で、一般の河川水・地下水パターンを有する。しかし、「W5 : 湿原北」と「W7 ; 湿原中央」では、それと異なるパターン形状を呈している。

「W5 : 湿原北」は、飽和された地表面（湿原内）の黒ボク層を満たしている滞水であるため有機炭素が異常に多いのは窺える。やや酸性に近い pH 値であるが、雨水より中性といえる。特に電気伝導率 EC が他に比べ非常に高く、電気を通し易いイオンの溶存が考えられる。H-CO₃が多いタイプの Ca-HCO₃型。



「W7: 湿原中央」は、湿原内の小池の水であるが、採水時に「鉄バクテリア」が観察されている。ヘキサダイアグラムをみるとカリウム以外の陽イオンが著しく少ない。pH も最も低く弱酸性である。電気伝導率は他と比べて同じようである。



「W9 : 試掘湧水」は、ダイヤモンド型ではあるが、陽イオン全般が若干少なく、炭酸水素イオン (HCO₃⁻) も少なめの値を示している。また、電気伝導率は、やや低くイオン溶存量が極めて小さい。

また、次ページにトリリニアダイアグラムで結果を評価すると「V型 : 河川水、伏流水」にはあたらないが、「II型 : 地下水起源型」に分類される。

全窒素、全リン共に非常に小さな値であるため、湿原への流入水と考えられているもの及び湿地内の水には富養化させる原因物質は含まれていない。

水素イオン濃度 (pH) は、6~8 の中性を示す値であったが、空気に触れた水は、ごく弱い酸性を示す (7 以下) が、雨水の場合は、大気汚染の影響がなくても 5.6 程度のわずかに酸性を示すことが多い。強いていえば、河川水が中性~弱酸性に対して湿原内は、弱アルカリ側に寄っている。

電気伝導率は、水の電気の通し方を示す値であるが「W5 : 湿原北」を除き、概

ね低い値を示し、雨水に類するイオン溶存が少ない状態を示している。いずれも無機質なミネラルがカルシウム Ca を除き少ない (Ca は全般に多く含まれる)。

小田貫湿原を中心に考えると上流側に典型的なスゲノ沢からの河川水が取り囲んでいる。供給源は文献によると地表面と考えられているが、湿原に滞水した水質は、雨水を示す電気伝導率の低いものと考えられ、「W5: 湿原北」以外は低い値を示している。湿原北の水質は、滞水してイオン溶存量が変化した可能性もあると考えられる。また、「W6: 湿原下流点」では、上流河川水と同じ水質を示すことより、常時スゲノ沢からの水が雨水表面水と共に湿原に流入するが、飽和停滞水して余剰水は流出水としてそのまま下流へ流される経過と推定される。

湿原植生環境下での水質変化の有無が問題となる。

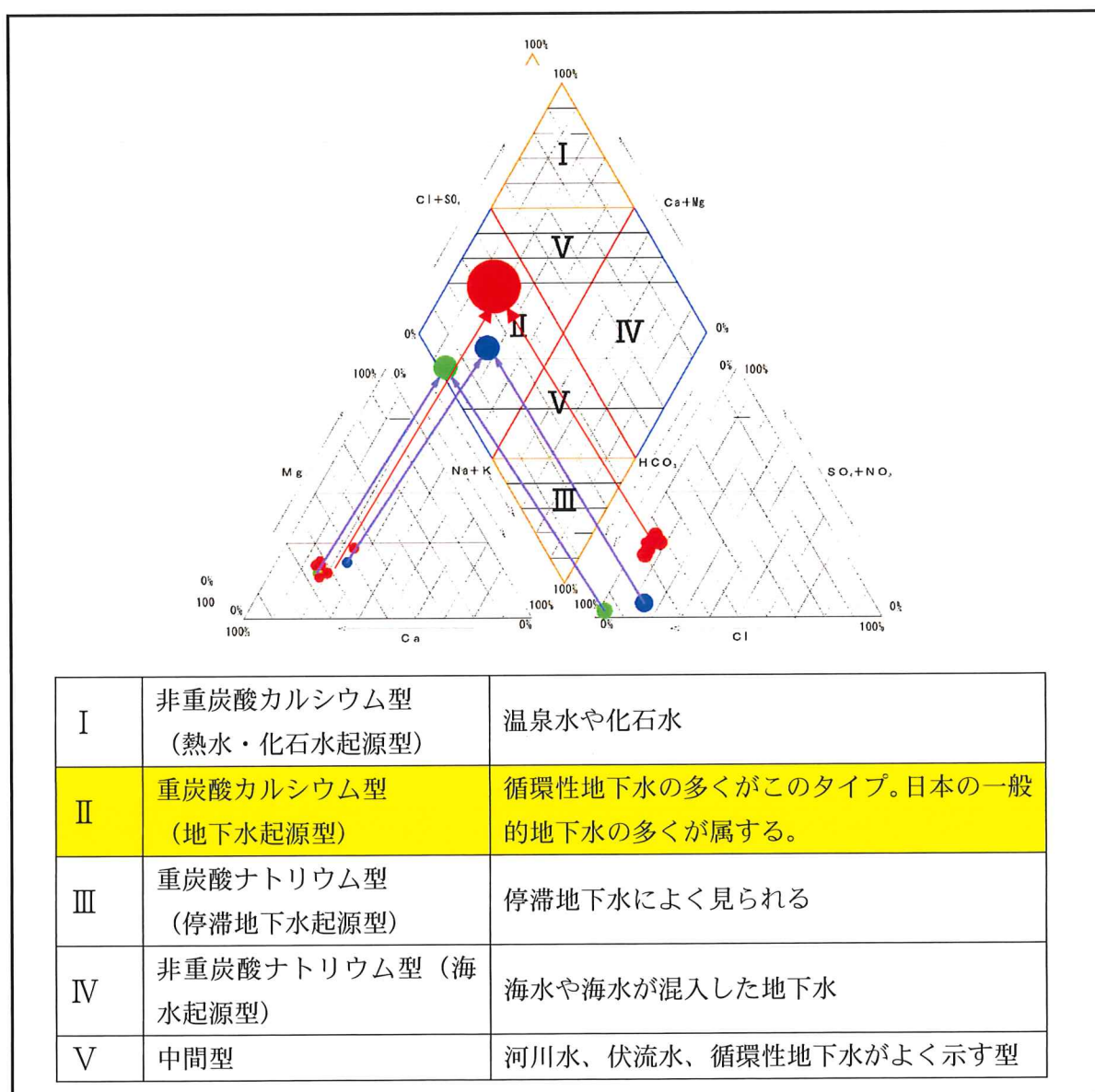


図 5-2-3. トリリニアダイヤグラム

6. 検土杖調査

6-1. 検土杖調査位置と推定地質断面図

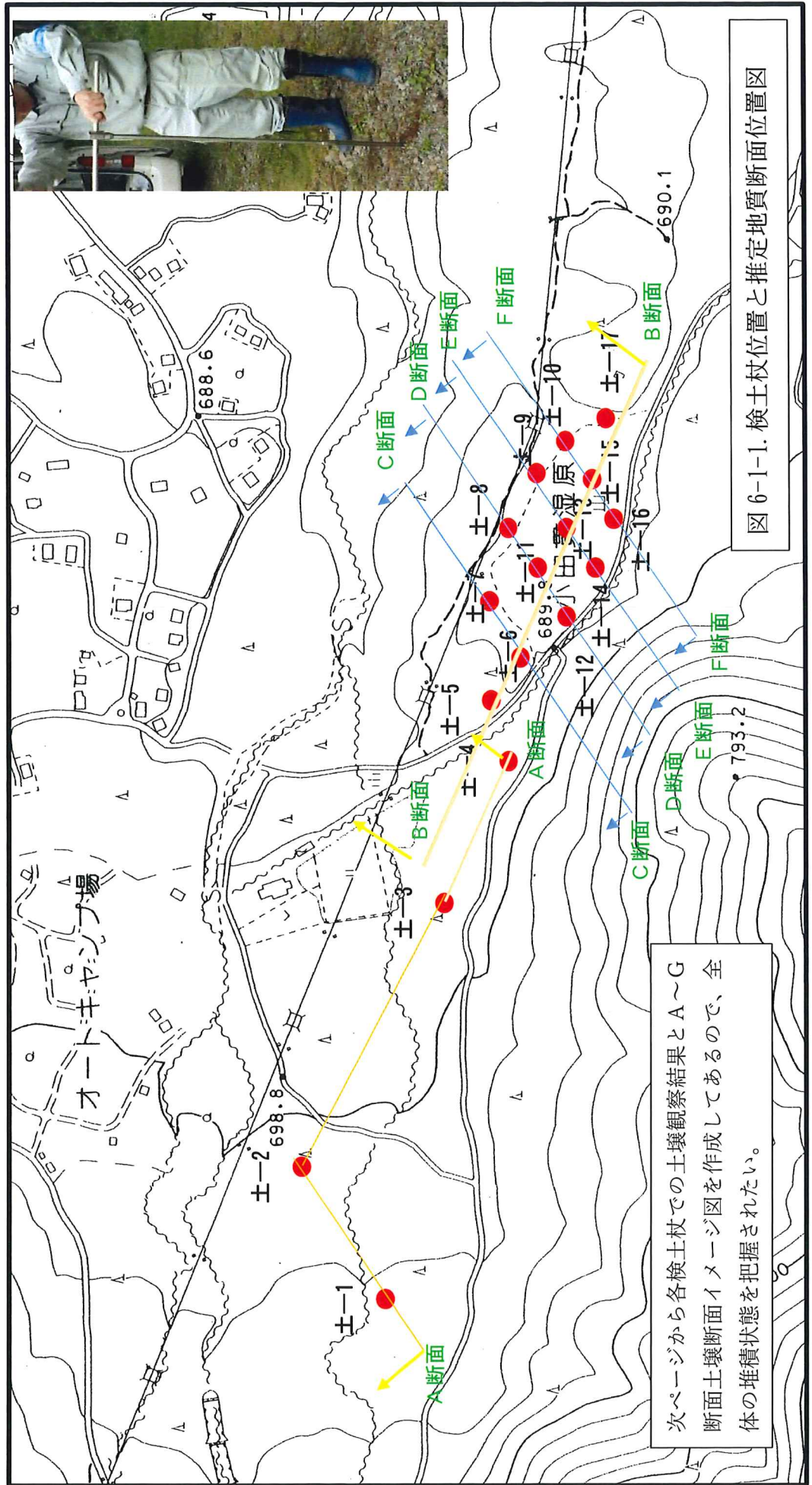


図 6-1-1. 検土杖位置と推定地質断面位置図

次ページから各検土杖での土壌観察結果とA～G断面土壌断面イメージ図を作成してあるので、全体の堆積状態を把握されたい。

A断面

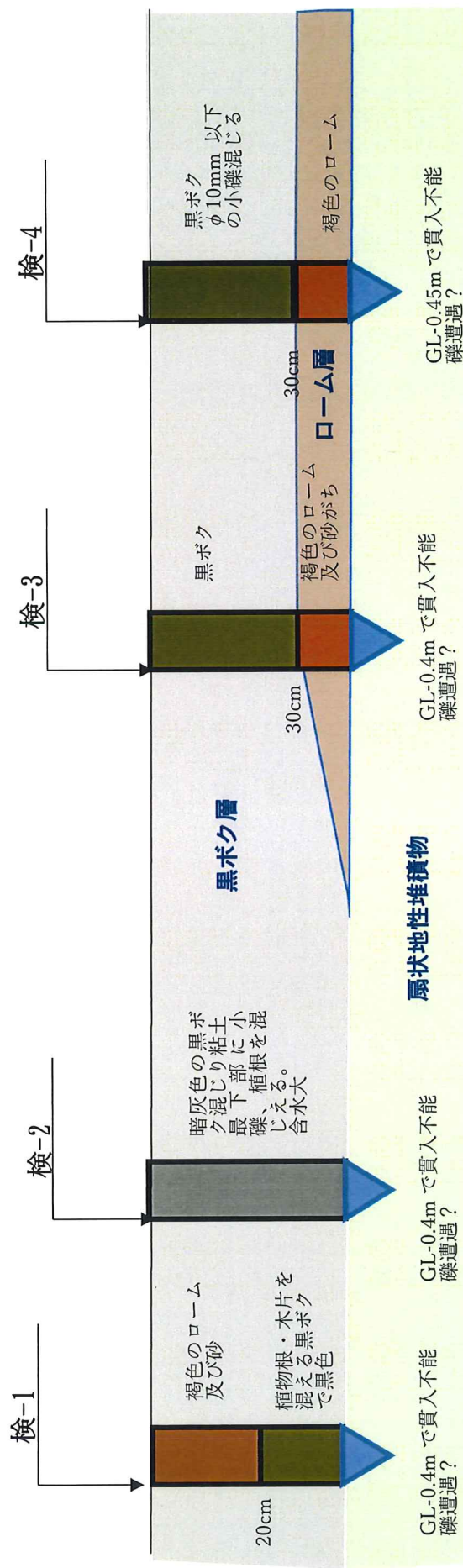


図 6-1-2. A - A断面検土杖による推定地質断面図

B断面

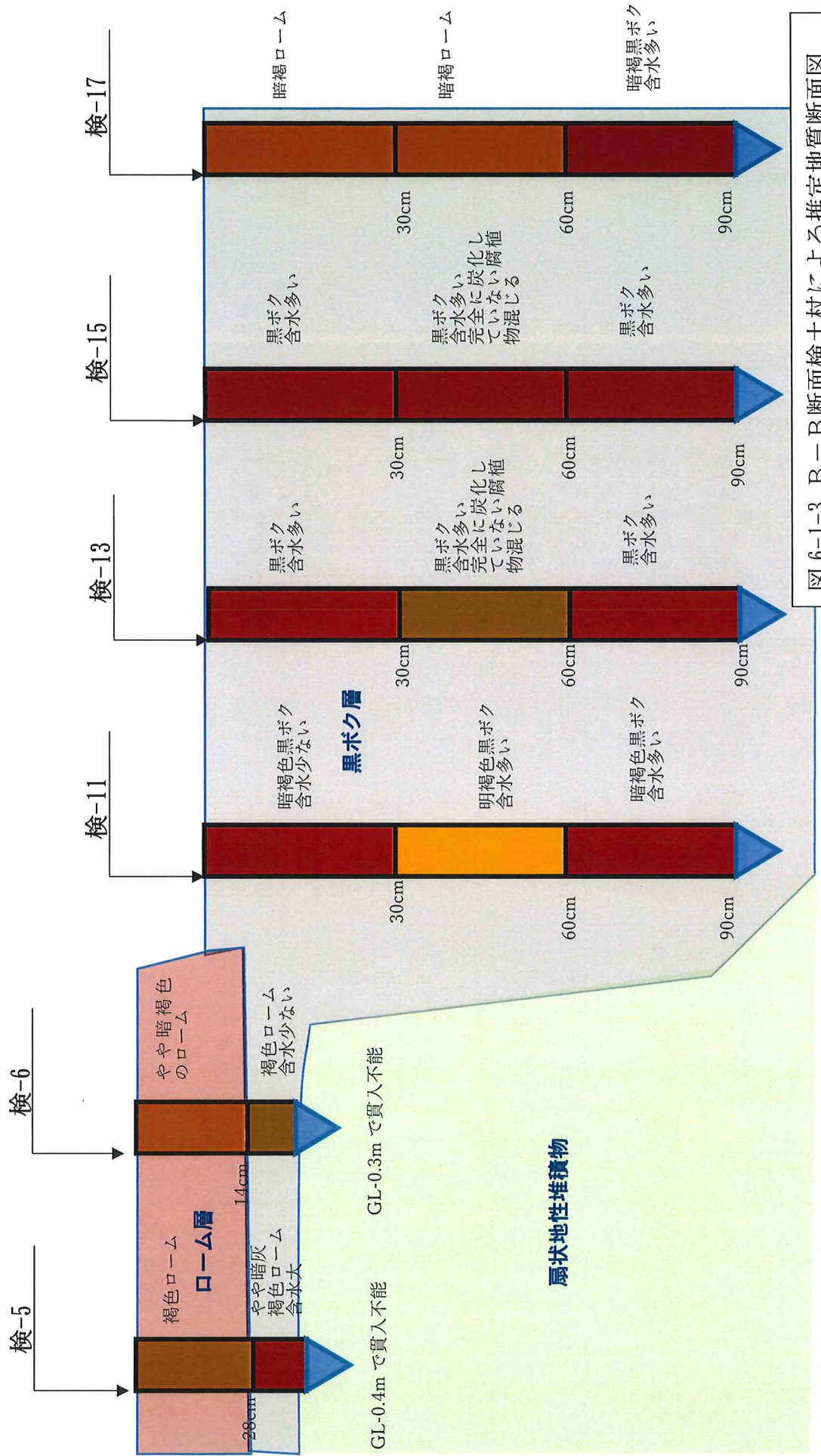


図 6-1-3. B - B 断面検土杖による推定地質断面図

C断面

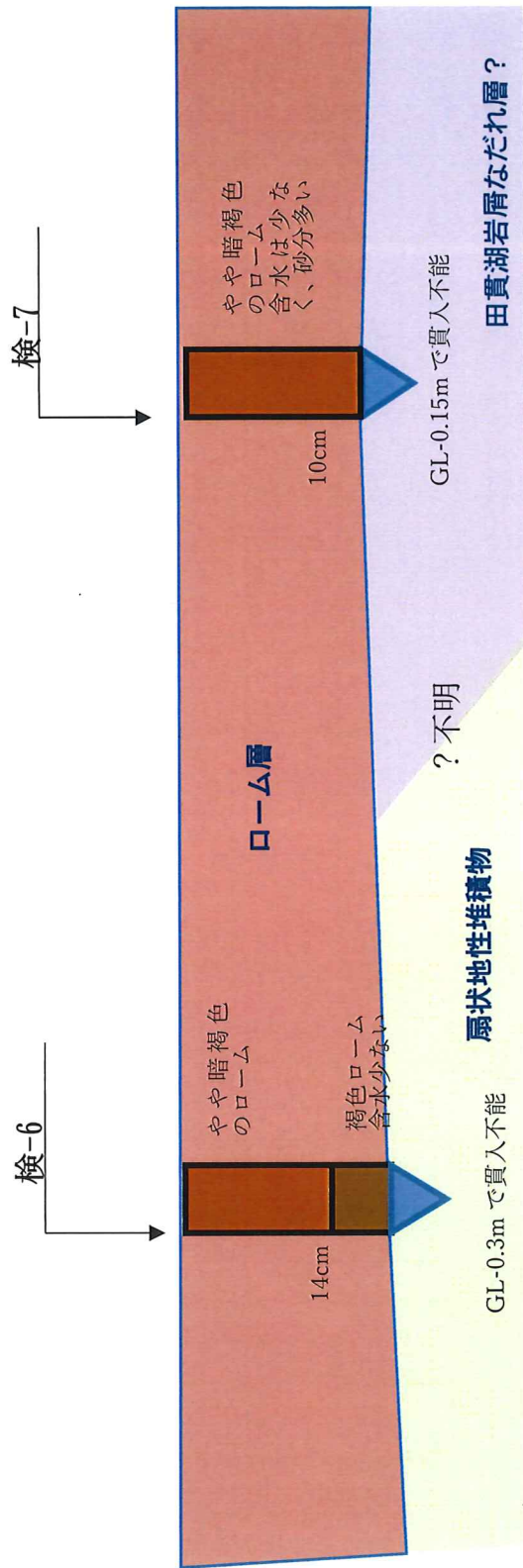


図 6-1-4. C-C断面検土杖による推定地質断面図

D断面

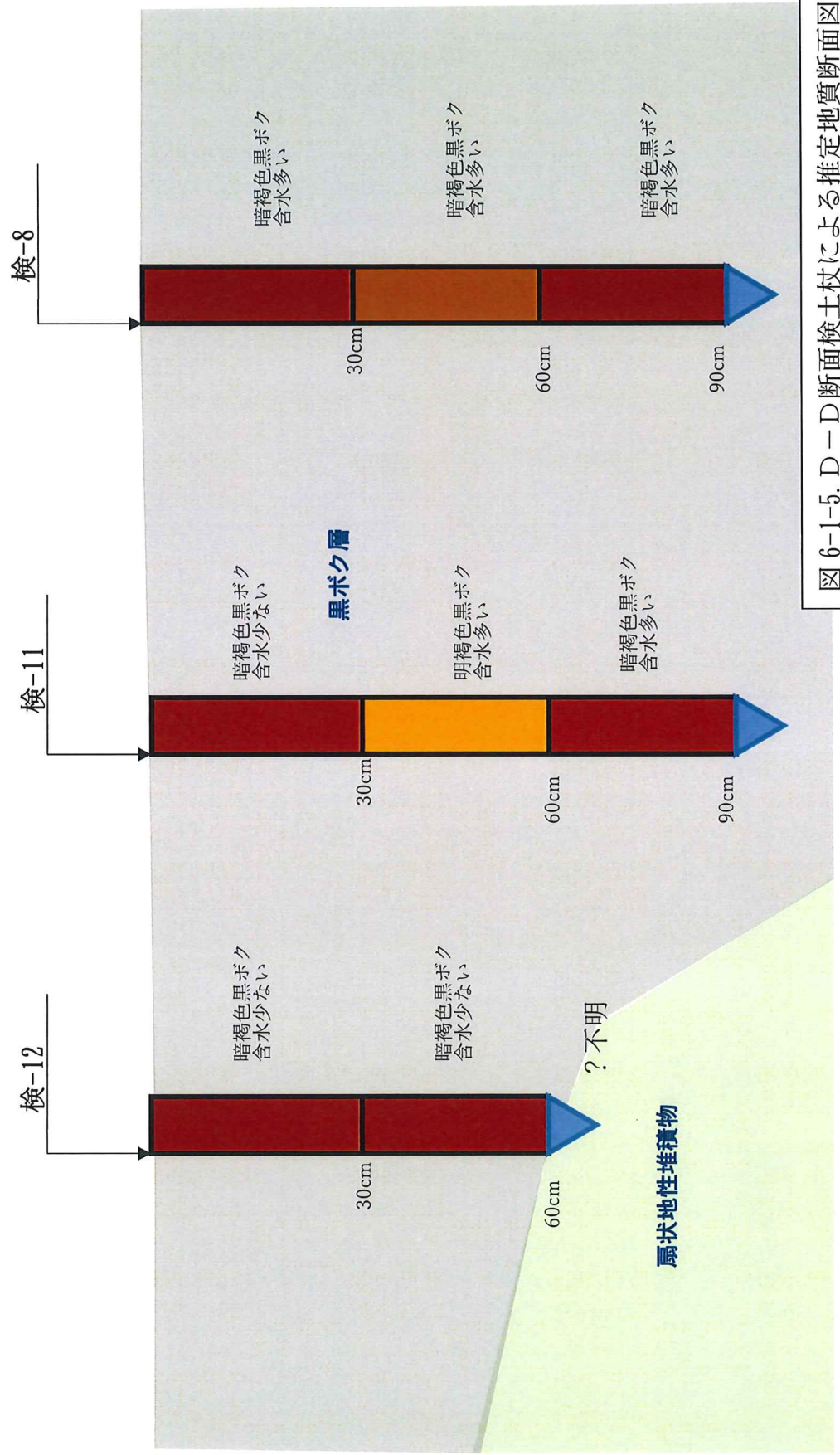


図 6-1-5. D-D断面検土杖による推定地質断面図

E断面

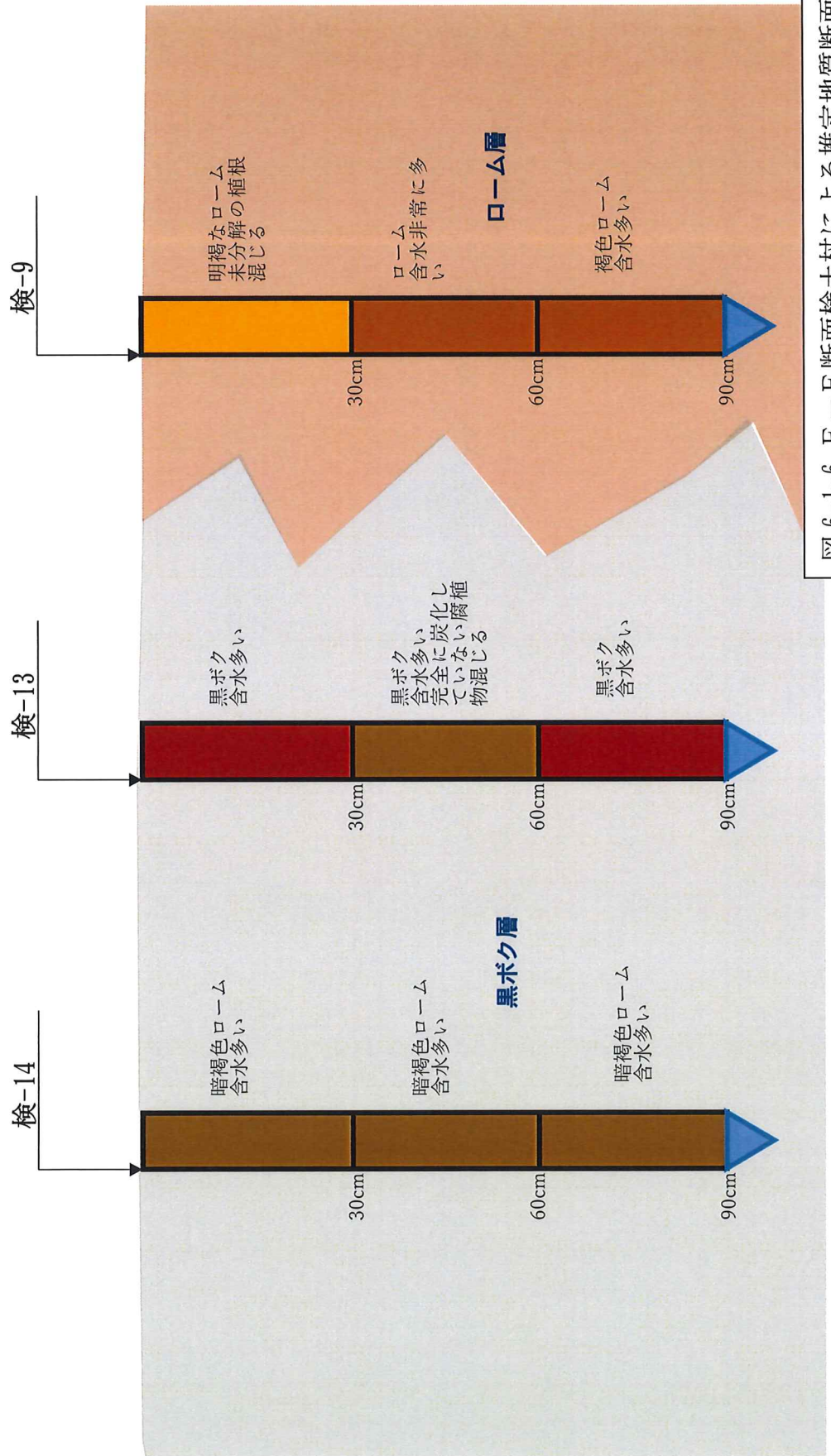


図 6-1-6. E-E断面検土杖による推定地質断面図

F断面

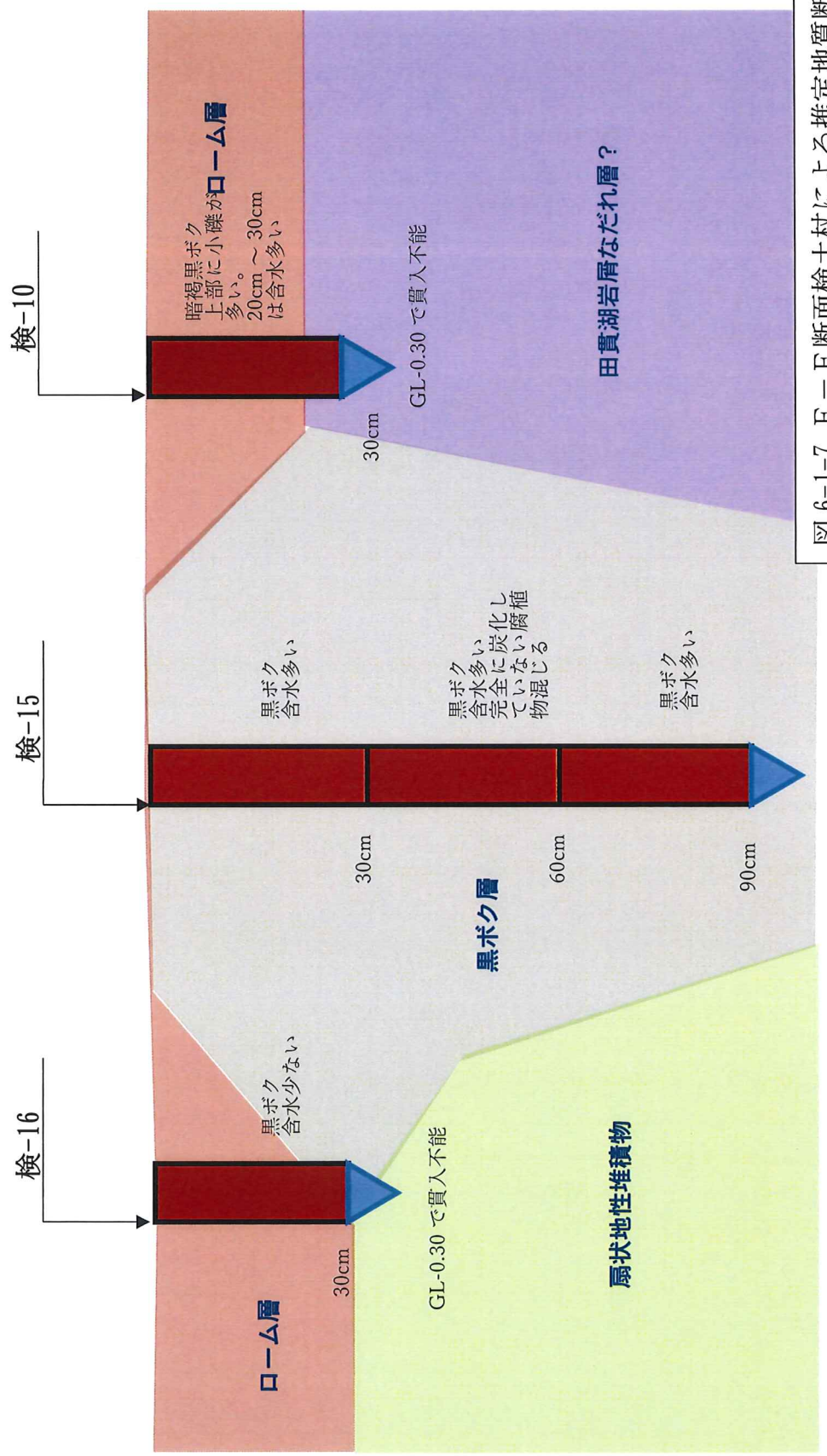


図 6-1-7. F - F断面検土杖による推定地質断面図

7. 試掘

7-1. 試掘位置と断面観察・サンプリング



図 7-1-1. 試掘位置図

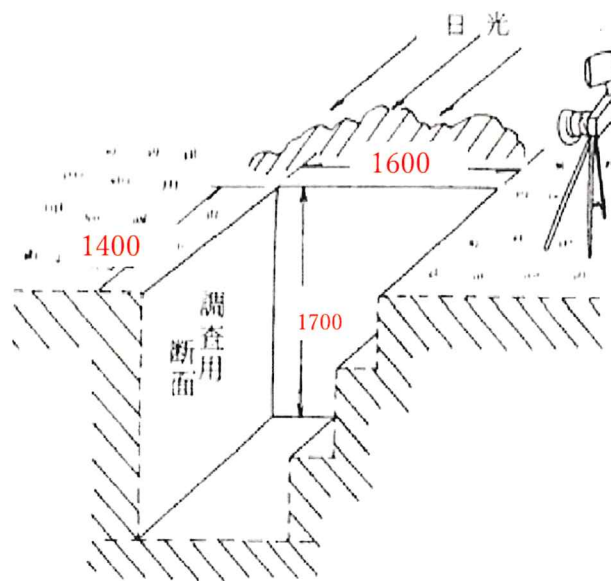


図 7-1-2. 試掘寸法模式図



写真 7-1-1. 試掘断面写真

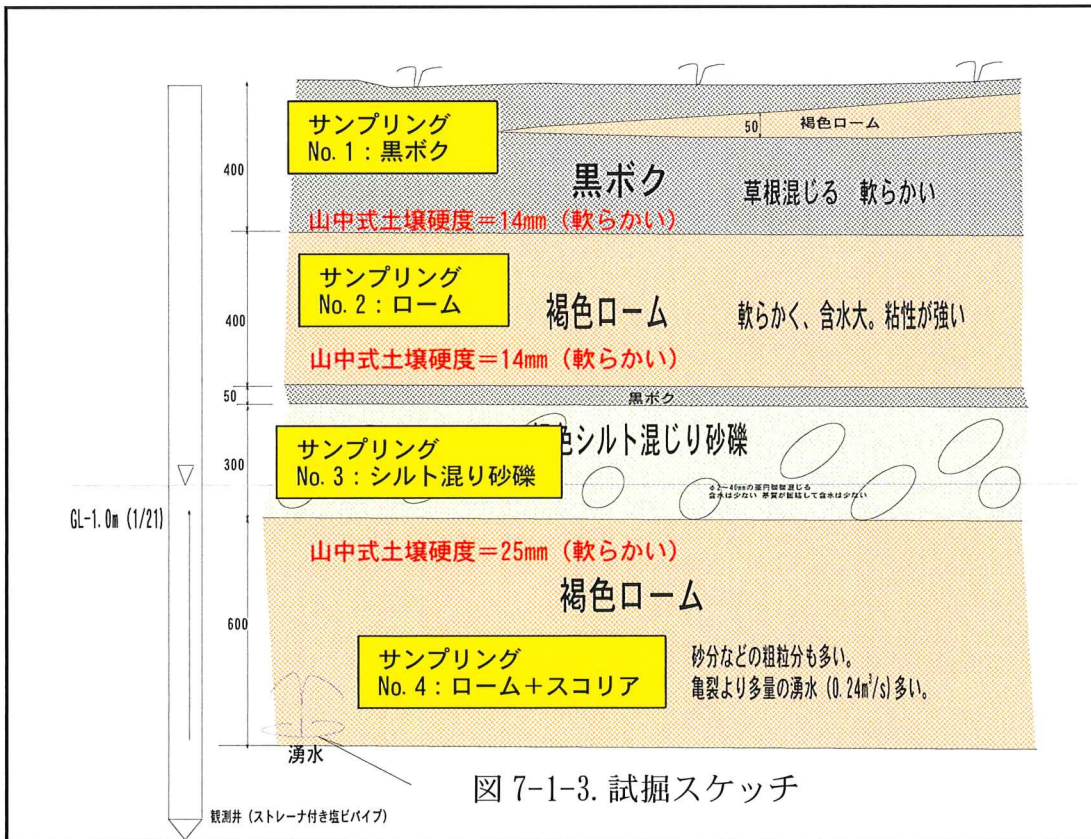


図 7-1-3. 試掘スケッチ

実施日：2020/1/21

サンプリング
No. 1：黒ボク

黒ボク
A層
(表土)

サンプリング
No. 2：ローム

ローム
B層
(有機炭素が多い)

黒ボク：B層

ローム混じり砂礫
地下水あり

サンプリング
No. 3：シルト混り砂礫

C層
(基層)



硬質ローム

サンプリング
No. 4：ローム+スコリア

C層
(基層)



図 7-1-4. 試掘内写真（硬質ローム中φ30mm くらいのホール開口亀裂孔）からの湧水

試掘により調査最下位層の硬質ローム層の亀裂孔からの湧水が多量にあり、試掘孔は水に満たされ、水中ポンプにて汲み上げを行い、硬質ローム層と湧水孔の確認を行った。その上位の砂礫層は、湿っている程度でこのような湧水はなかった。つまり、GL-2.7mでの湧水は、1.7kPaの被圧を受けた地下水であると考えられる。したがって、その上位層には地下水が存在しない。

砂礫及び硬質ロームは水成堆積物またはスゲノ川扇状地堆積物と連続漸移するのではないかと思われる。水質分析の結果からもスゲノ沢水と同様な水質であるため、河川水（雨水）がどこからか湿原上流の地下に潜り込み、被圧を受けている結果となった。

したがって、試掘孔ではこの水がローム内の亀裂間を流れる水ミチがあるようだが、写真 27, 28, 34 で示す露頭状態と近似しており、砂礫～下位ロームが滞水体として存在するのかと推定する。

今回の試掘と湧水露頭から以下のような模式図が考えられ、地質構造と水の供給メカニズムが推定される。ただし、この地下水が小田貫湿地に供給され湿地を維持している水の供給源であるとはまだいえない。

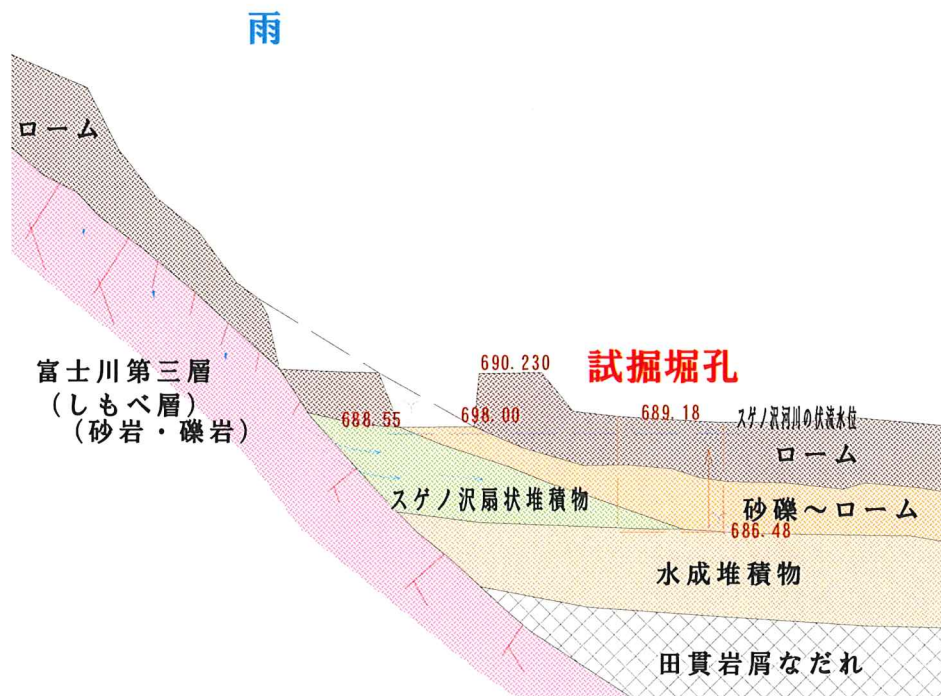


図 7-1-5. 試掘から推定される小田貫湿原への地下水の供給

8. 土壌調査

8-1. 分析結果

土壌分析の結果一覧表を以下に示す。

表 8-1-1. 土壌分析結果一覧表

試験名	単位	No. 1 黒ボク	No. 2 ローム	No. 3 砂礫	No. 4 硬質ローム	
採取深度	m	GL-0. 2m	GL-0. 5m	GL-1. 0m	GL-2. 6m	
水素イオン濃度 (pH) at19°		5. 2	5. 9	6. 2	6. 5	
電気伝導度 (EC)	ms/m	1. 88	1. 66	1. 92	2. 50	
有機炭素	%	9. 1	4. 6	3. 4	3. 2	
全窒素	%	0. 8	0. 5	0. 1 未満	0. 2	
全リン	%	0. 6	0. 4	0. 3	0. 3	
全カリウム	mg/kg	3, 700	7, 300	8, 300	3, 800	
全マグネシウム	mg/kg	560	3, 400	3, 700	3, 700	
全カルシウム	mg/kg	2, 000	4, 000	3, 700	再試験実施中	
含水比	%	143. 3	95. 7	42. 9	125. 2	
土粒子の密度	%	2. 384	2. 625	—	—	
粒度試験	礫分	%	5. 5	37. 1	59. 6	13. 0
	砂分	%	10. 2	15. 9	20. 7	34. 2
	細粒土分	%	84. 3	47. 0	19. 7	52. 8
水の保水性 (P _F)	%	図 8-1-2	図 8-1-3	—	—	
液性限界 W _L	%	175. 4	188. 2	179. 1	186. 3	
塑性限界 W _P	%	101. 4	84. 3	73. 3	66. 5	
塑性指数	%	74. 0	103. 9	105. 8	119. 8	
湿潤密度	g/cm ³	1. 178	1. 324	—	—	
間隙比 e		3. 926	2. 877	—	—	
飽和度 (%)	%	87. 0	87. 3	—	—	

- ・ p_H値は、鈹質土であるため弱アルカリ。
- ・ 電気伝導度は 1. 7～2. 5 の範囲で低い値を示すので陰イオンの含有は少ない。
- ・ 有機炭素は、腐植物の多い表層に近い方が多い。
- ・ 全窒素、全リンは少なく、自然由来成分。
- ・ 陽イオンが一般値より多い。

- ・含水量は100%を超える。水量の方が土粒子乾燥重量より大きいことを示唆。
- ・No. 3を除き、自然含水量が液性限界に近く、攪乱により強度低下し易い。

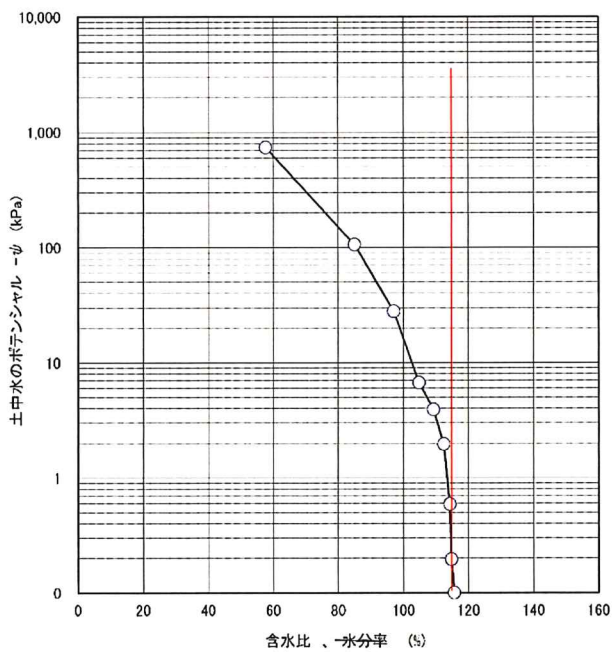
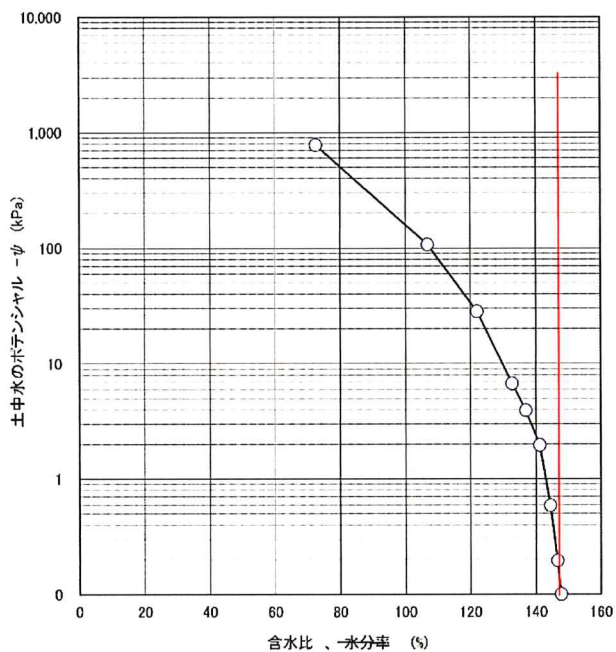


図 8-1-2. No. 2 ロームの「含水比-土中水のポテンシャル

- ・ 黒ボクは粘性土分が多く、ロームは砂・礫分がやや多い。
- ・ 水の保水性は、土質全般に対しては高い方であるが黒ボクとロームでは、相対的にロームが高い。 $\Psi = 0$ が飽和時であるが、同じ含水でもポテンシャルが高いのは保水性が高いということであり、少しの含水の変化で大きな負圧が働く。少しの含水変化で保水ポテンシャルを保とうとして水の流動が発生する。
- ・ No. 1 試料の全マグネシウム (Mg) 含有量が相対的に少ないのは、植物片を混えた強風化火山灰土であることより、湿原内の流動が停滞したために Mg 分が溶脱されたと理解する。

9. 今年度の調査結果のまとめ

水質や土壌の化学分析を行った結果、スゲノ沢源水が中性～弱酸に対して土壌間隙水は、中性～より酸性であった。また、湿地内の水は平均的に中性であったが、ミネラル分の陽イオンが少なく、窒素及びリンも少ないことより「貧栄養」で中性の環境水であることが判明したので既往の研究での「鉍質湿原」と同意であることを確認した。

また、スゲノ川上流では堰堤工事が行われ、キャンプ場も存在するが、水質汚濁されている事実はない。

湿地内の地質は、浅層部で極めて軟らかく含水の多い黒ボク（有機物が多く富栄養）が堆積している。その厚さは全体的に 1m以上あるが、湿地内の貧栄養な水質では「その下位層からの被圧供給湧水」も考えられる。

9-1. 地形・地質

田貫湖岩屑なだれ層を基盤として、その上位には、新富士火山噴出物であるロームや腐植性の高い黒ボクが覆っている。これまでは、小田貫湿原を形成してきた水は、雨水を起源とした表面流水と考えられていた。しかし、湿原上流に位置するスゲノ沢の伏流水も関係していることも考えられる。スゲノ沢扇状地堆積物の分布、田貫湖岩屑なだれから新富士噴出物の降下堆積間に降雨等の流水が浸食と堆積を繰り返し、薄い水成堆積物や被圧層が堆積してきたことも考えられる。

9-2. 水質

ほぼ小田貫湿原周辺の水質は $pH=6.5\sim 7.2$ 河川水（やや微酸性）～雨水の性質を有する。一方、W5、7で示される湿原内の値は、それより小さく弱酸性側にある（ $5.7\sim 6.2$ ）。

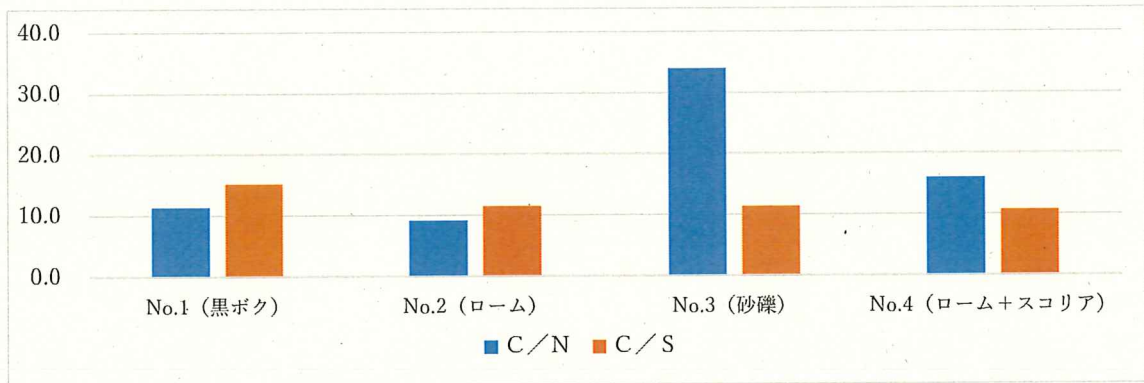
流動水（湿原上流側の水と湿原流出水 W6 ; $pH=6.5$ ）は、河川水の中性にある。したがって、停滞することによってややアルカリ側に傾動するのではないかと推測する。しかし、このように結論づけるには、湿地内の採水個数がやや少なかったと思われる。

9-3. 土壌

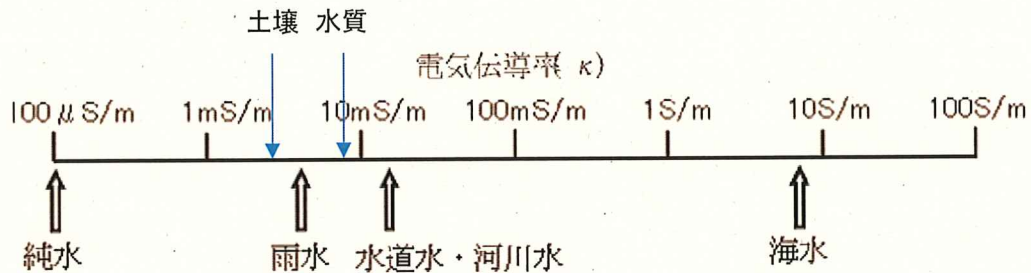
次ページグラフに示すように C/N 比は、概ね土壌の平均値である 120 前後値を示している。一般に低い方が有機物の分解は早く、窒素分が少ない評価であるが、No. 3（砂礫層）だけ大きな値を示した。これは、現在の有機物が特に多いわけでもなく、窒素が極度に小さい値を示していることに起因するが、窒素固定化微生物が増え安い傾向を有する土壌である。一方、C/S 比は、いずれも 10～15 の値で

5以上の値を示すので「淡水性」の堆積環境であった。

土質工学的にはコンシステンシー特性（軟らかさ）は、高含水レベルであるが、自然含水比が液性限界より低く、安定性が高い土質といえる。また、黒ボクは有機物を多量に含むため、単位体積重量及び土粒子の密度は小さい。



電気伝導度は、水質で8ms/m前後、土壌間隙水で2ms/s前後であった、いずれも「雨水」と「河川水」の中間的値である。



土壌の No. 4 試料は、EC=2.5ms/m と他に比べて高かった。同層に流れる地下水（水質 W9）があるが、水質では他に比べてやや小さい値を示していることから、この地下水は雨水の影響を受けているとも考えられる。

9-3. 小田貫湿原への供給水

今回実施した調査・分析で小田貫湿原に供給される水は以下のように推定される。

表 9-3-1. 小田貫湿原供給水

	推定案	理由	備考
①	雨水を起源とする表面水	田貫用水建設前の地形より	
②	スゲノ川の伏流被圧湧水	試掘での湧水、渇水期の水路底面での湧水、湿地内土質	
③	上記の両方	どちらも否定できない	

①昭和 34 年の旧版地形図

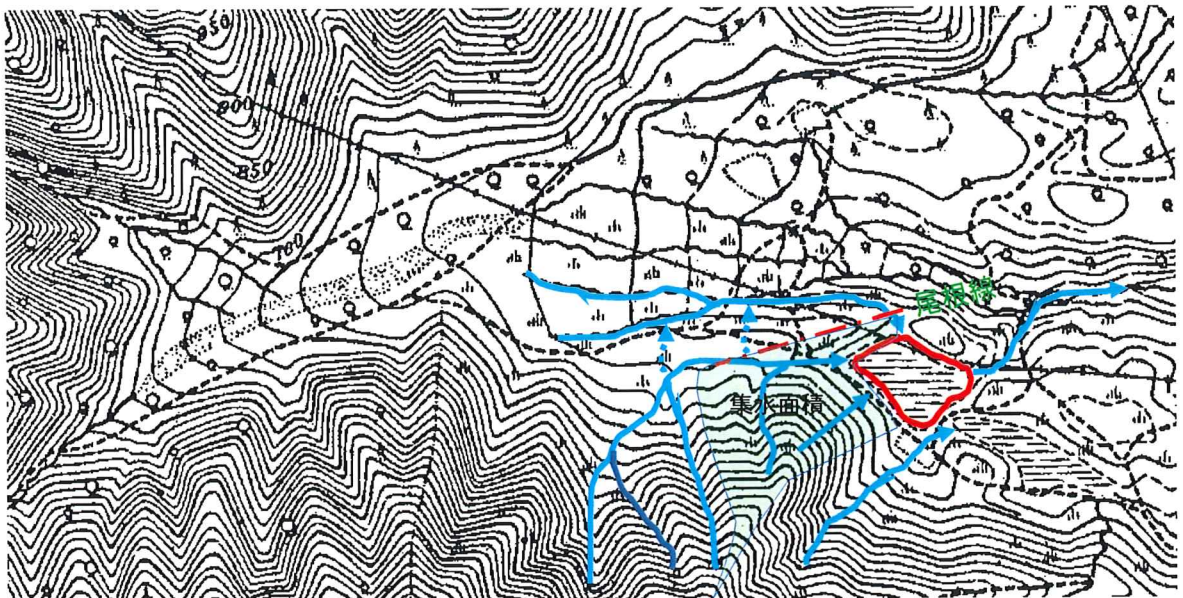


図 9-3-2 昭和 34 年の地形図

これによると雨水を起源とするスゲノ沢流水と地表面水が土地の低いところをゆっくり流下して湿原へ流入。

この流入量が主たるものであったと考えられる。斜面の表層土及び湿地内の土質は、透水性が低く、保水性が高いため流下するので極めて遅いと考えられる。また、小田貫湿原への降雨集水面積は小さいものと考えられる。

西側の用水路建設により地表面水の流入が減少したことは上図より否定できないが、総合的な枯渇化に関しては、事項の要素も考えられ、その限りではない。

②スゲノ川の伏流被圧湧水
昭和 49 年旧版地形図

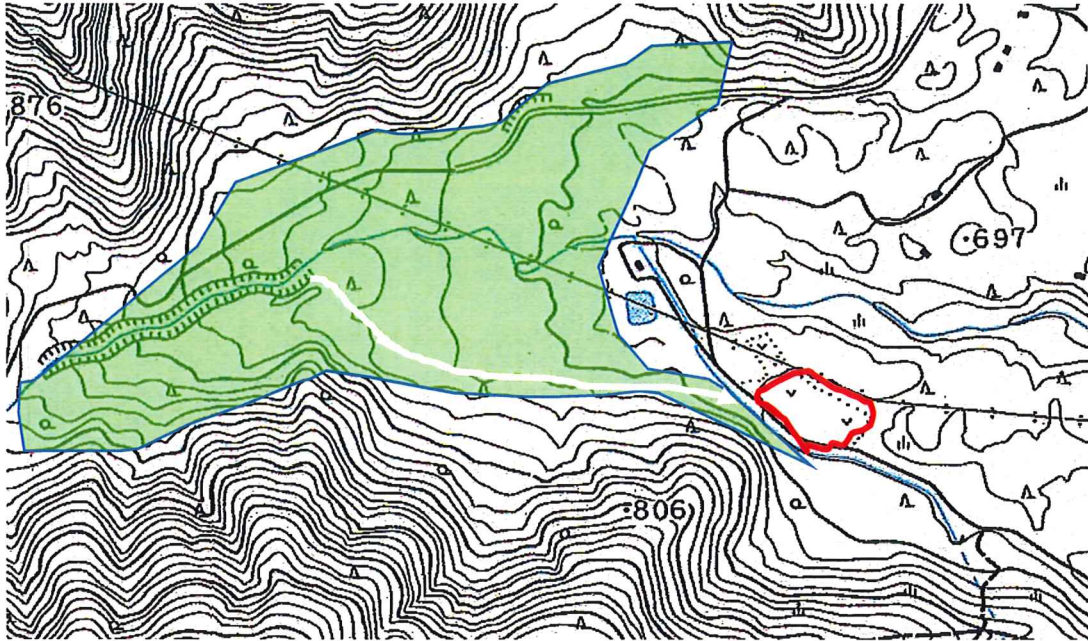


図 9-3-3 昭 49 年の地形図

試掘により GL-2.7m 付近にローム層内に湧水があることや湧水期に水路底部に湧水があることより、地下に埋没した透水層（スゲノ川扇状地堆積物や新富士火山噴出物堆積前に基盤である田貫岩屑なだれ層を浸食した小谷に堆積した水成堆積物）を流下してきた地下水が被圧をもって、小田貫湿地の底面に湧出するのではないかと推定する。

10. 次年度以降の方針と調査提案

10-1. 乾燥化防止対策への問題点

小田貫湿原の枯渇化を防止するためには、湿原内への水流入を行うことが必要と考えられる。

供給水は、湿原のあり方として「貧栄養の弱酸性」であることから降雨を起源とするスゲノ沢伏流水を用いればよいと思われる。

今後、問題とすべき点は以下の二点と考えられる。

①供給ルート

現在の流入量より補充する必要があるため、現在水路から湿原内へ導いている暗渠（φ150mm ニューム管；平成5年度施工）を a) 拡張または延長する。または、b) 別途表面水流入ルートやスゲノ川伏流湧水の確保が考えられる。

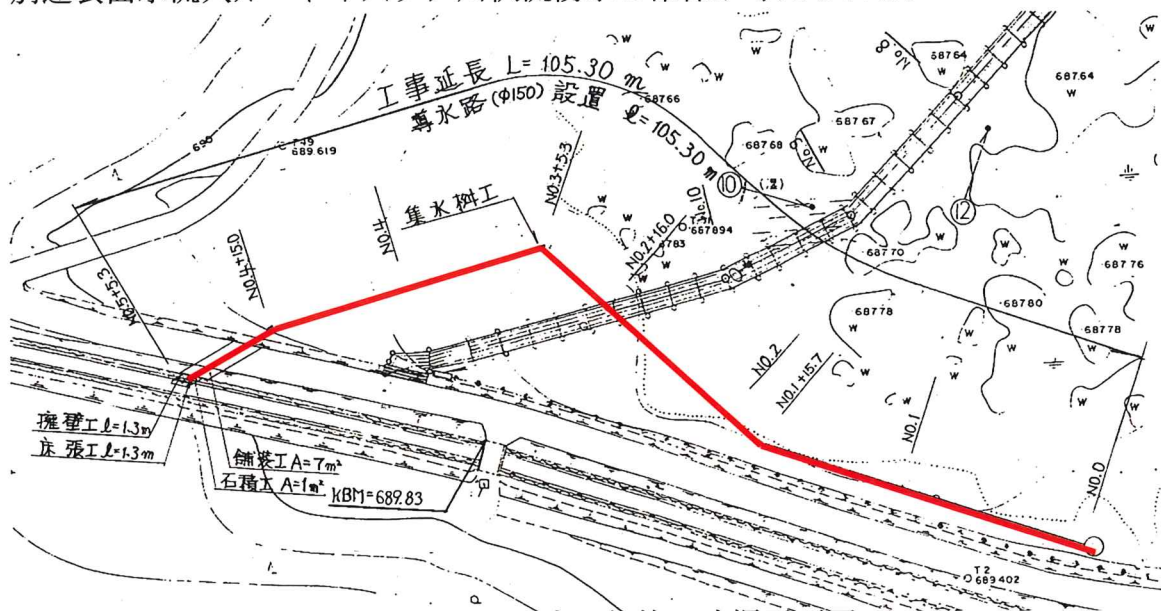


図 10-1-1. 平成5年施工暗渠平面図

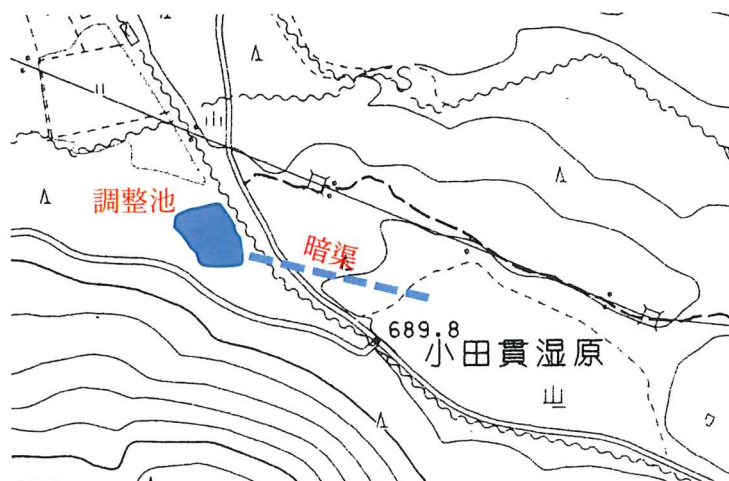


図 10-1-2. 伏流湧水利用：(b)案

②供給量と湿原内での滞留時間

必要供給量を求めるには、現在の流量調査が必要となる。

流入量は、集水面積（図 10-1-3 に示す）より求めることが出来る。

流出量は、1 点（W8）であるため、三角ノッチ等により計測可能である。また、平成 5 年施工の人工的水路の流入量は、同様に流入部での簡易的に流量測定することで把握可能となる。

湿原内の貯水量については、5 基程度の水位観測（水圧式水位計設置）。

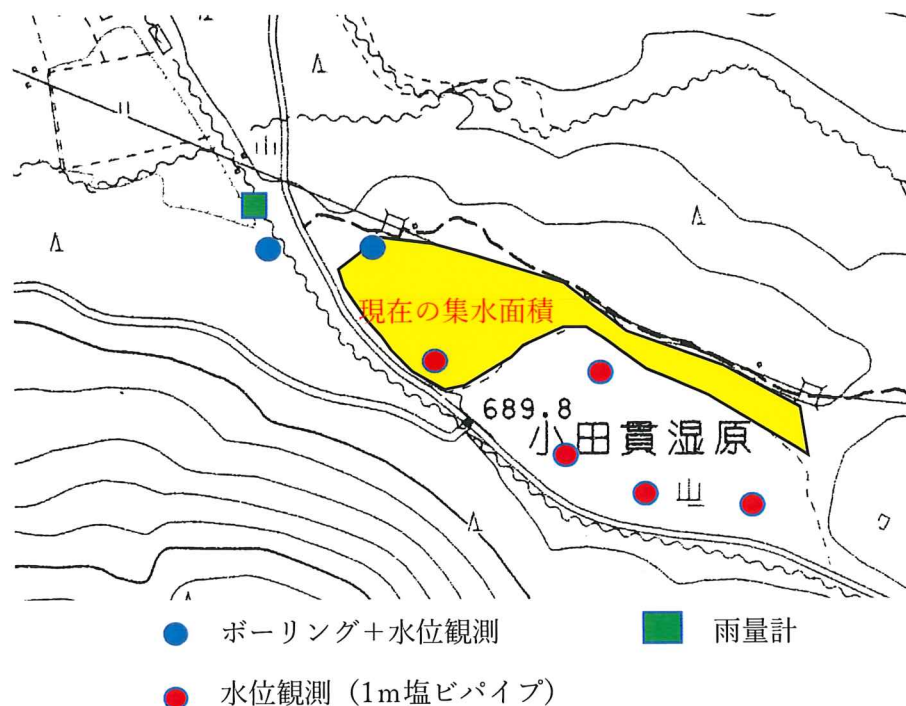


図 10-1-3. 現在の集水面積

10-2. 今後の作業

1) 設計を行うための平面図・導入水路縦断図作成

今後、具体的工事設計を行う場合、

a) 詳細な地形図（小田貫湿原周辺尾根線と西側水路の地形測量

$$A = 100\text{m} \times 50\text{m} = 5,000\text{m}^2 \text{程度}$$

b) 帯水層（伏流水）の有無と水頭

ボーリングによりコア採取と水圧計水位計設置

c) W8 点の隆昌測定（三角ノッチ設置）

d) 湿地内水位計の設置（5 基）

e) 雨量計の設置（1 基）

d) 湿原内の適正水位

e) 対策効果のモニタリング（降雨量・水位・植生）