

# 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

## 報 告 書

令和4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	5
4. 水文地質踏査	16
4-1. 文献調査による調査地周辺の地形・地質について	16
4-2. 小田貫湿原について	17
4-3. 小田貫湿原周辺の地質	22
(1) 富士谷第三系の天子山脈	22
(2) 古富士火山の噴出物	22
(3) 新富士火山の噴出物	27
(4) 沖積扇状堆積物	27
4-4. 湧水質	28
4-5. 既存ボーリング資料	30
4-6. 地表地質踏査	36
4-7. まとめ	57
4-8. 追加既往文献による調査	63
4-9. 周辺の地質環境の補足	64
5. 水質検査	66
5-1. 採取場所	66
5-2. 分析結果	66
6. 検土杖調査	72
6-1. 検土杖調査位置と推定地質断面図	72
7. 試掘	79
7-1. 試掘位置と断面観察・サンプリング	79
8. 土壌調査	83
8-1. 分析結果	83
9. ボーリング調査結果	87
9-1. ボーリング柱状図・断面図	87
9-2. 泥炭の量と深度分布状態について	96
10. 現場透水試験結果	104
11. 地下水検層結果	109
12. 簡易動的コーン貫入試験結果	114



13. 各種観測結果	121
13-1. 雨量計の設置	122
13-2. 水圧式水位計の設置	123
13-3. 三角ノッチ(流末流量測定) の設置	126
13-4. テンシオメータの設置	127
13-5. 観測結果総括グラフ	128
13-6. 各計器の観測結果の特徴	130
14. 点群データによる簡易地形測量	136
15. 熱赤外線カメラ搭載UAVによる空中写真	137
16. 調査結果のまとめ	139
16-1. 湿原内の地質	139
16-2. 湿原内の水質	142
16-3. 湿原内への水の供給について	144
16-4. 湿原内の概略水収支について	151

#### < 添付資料 >

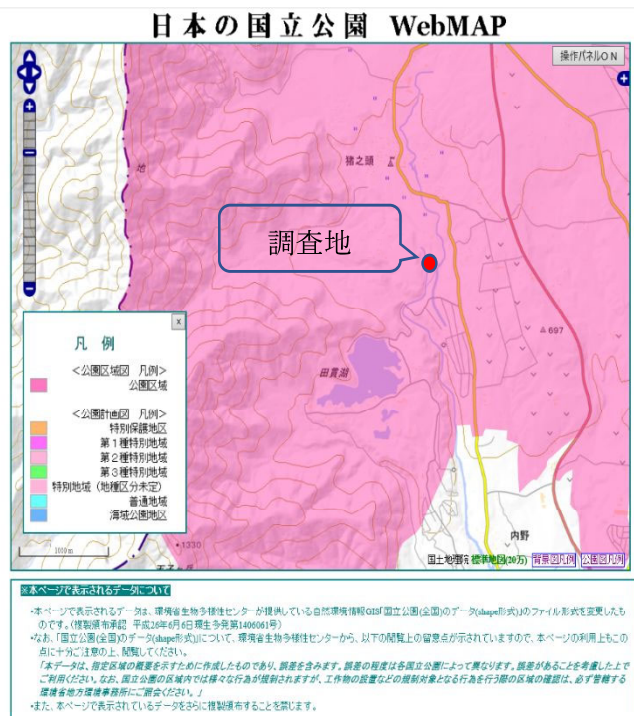
- ・ 現場写真 (テンシオメータ)
- ・ 各詳細なデータシートは実施年度「中間報告書」を参照されたい

# 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とされた。

**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



2019/8/15 撮影 雨期の小田貫湿原



2020/12/25 撮影 乾期の小田貫湿原

## 2. 調査概要

### 2-1. 調査の概要

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

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・分析の参考図書・指針・論文資料等：

- 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鉍質土壌湿地（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）
- ⑩平成12年度参加型国立公園環境保全活動推進事業報告書（(株)プレック研究所）
- ⑪水質調査の基礎知識（近畿地方整備局近畿技術事務所）：平成8年2月

## 2-2. 調査の内容

### 令和元年度

- ・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

### 令和2年度

- ・有識者ヒアリング・・・・・・・・・・・・ 5名(4回)
- ・水質検査・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 6検体
- ・ボーリング調査・・・・・・・・・・・・・・ 3箇所
- ・現場透水試験・・・・・・・・・・・・・・ 3回
- ・地下水検層・・・・・・・・・・・・・・・・ 1孔(8m)
- ・簡易動的コーン貫入試験・・・・・・・・ 5箇所
- ・雨量計設置・観測・資料整理・・・・ 1基
- ・自記水位計設置・観測・資料整理・・・・ 4基
- ・三角ノッチ設置・観測・資料整理・・・・ 1基
- ・審議会資料作成・・・・・・・・・・・・ 1式

### 令和3年度

- ・有識者ヒアリング・・・・・・・・・・・・ 1名
- ・雨量計観測・資料整理・・・・・・・・ 1基
- ・自記水位計・観測・資料整理・・・・ 4基
- ・熱赤外線カメラ搭載 UAV 空撮・・・・ 1回
- ・テンシオメータ設置・観測・資料整理・・・・ 7基
- ・審議会資料作成・・・・・・・・・・・・ 1式

\*実施数量表(表 2-2-1)を次ページに示す。

表 2-2-1. 調査実施数量表

有識者ヒアリング		名称		単位	平成元年度	平成2年度	平成3年度	合計	備考
	2名		渡邊定正先生	回	1	1		2	
			増澤武弘先生	回	1			1	
			佐野弘氏	回	1	1	1	3	
			佐野順一氏	回		1		1	
			植松秀行氏	回		1		1	
			富田啓介先生	回		1		1	
			合計	回	3	5	1	9	
水文地質調査			文献調査・踏査	式	1			1	
水質検査	PH測定		JIS K 0102 12.1	検体	9	6		15	
	電気伝導度		JIS K 0102 13	検体	9	6		15	
	塩素イオン		JIS K 0102 35.2	検体	9	6		15	
	硝酸イオン		JIS K 0102 43.2	検体	9	6		15	
	硫酸イオン		JIS K 0102 41.3	検体	9	6		15	
	炭酸水素イオン		JIS K 0102 15.1	検体	9	6		15	
	全窒素量		JIS K 0102 45.2	検体	9			9	
	全リン		JIS K 0102 46.3.1	検体	9			9	
	有機炭素		H24環水大字第120330018号	検体	9			9	
	カリウム		JIS K 0102 49.1	検体	9	6		15	
	カルシウム		JIS K 0102 50.2	検体	9	6		15	
	マグネシウム		JIS K 0102 51.2	検体	9	6		15	
	ナトリウム		JIS K 0102 48.4	検体	9	6		15	
検土状調査			長さ1.0m	箇所	17			17	
土壌分析	粒度試験		レーザー回折	試料	4			4	
	土粒子の密度試験		JIS A 1202	試料	2			2	
	含水比試験		JIS A 1203	試料	4			4	
	液性・塑性限界試験		JIS A 1205	試料	4			4	
	土懸濁液のPH試験		JGS 0211	試料	4			4	
	土懸濁液の電気伝導度		JGS 0212	試料	4			4	
	ICP計 (K+)			試料	4			4	
	ICP計 (M+)			試料	4			4	
	ICP計 (Ca+)			試料	4			4	
	全窒素量			試料	4			4	
	全リン			試料	4			4	
	有機炭素		JGS 0231	試料	4			4	
	土の保水性試験		排水時PF JGS 0151	試料	2			2	
試掘	人力掘削		1.0m×1.2m×1.0m	箇所	1			1	観察・土壌サンプリング
	サンプリング			試料	4			4	
	ボーリング調査		φ86mm シルト・粘土	m		7.5		7.5	
			φ86mm 砂・砂質土	m		1		1	
			φ86mm 礫まじり土砂	m		4.5		4.5	
			足場仮設 (平坦地足場)	箇所		3		3	
	現場透水試験		定水位定常法	回		3		3	
	地下水検層		NaCl使用	回		1		1	
	簡易動的コーン貫入試験		粘性土	m		21.3		21.3	
観測関係	雨量計		設置	基		1		1	
			観測	回/月		4		4	
			資料整理	月		7		7	
	水圧式水位計		設置	基		4		4	
			観測	回/月		4		4	
			資料整理	月		7		7	
	三角ノッチ (流量計測)		設置	基		1		1	
			観測	回/月		11		11	
			資料整理	月		7		7	
	テンシオメータ		設置	基		7		7	
			観測	回/月		48		48	
			資料整理	月		11		11	
その他	カメラ搭載UAVによる空撮			回		1		1	
	簡易平面図作成		点群データ処理	式		1		1	
	審議会資料作成等補助			式		1		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
- 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。

令和2年11月11日(水) 13:30~16:00

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

国際航業 中島様、外山様

(株)建設コンサルタントセンター 柴田、小林

- ① 「鈹質湿原」と定義しているが、『過去の田貫湖には浮島があり、周辺には「底質泥炭湿原」が存在していた』と記述すべきと助言を頂く。
- ② ススキの繁茂する小丘区域（北西側）を攪乱（除去）して地表面を下げる（次ページにその範囲を示す）。  
→対策としての攪乱は有効。
- ③ 地質と植物の自生とは相関性が強い（それを考えて保全すべき）。
- ④ 下流の喪失した湿原をビオトープとして造成し、現在の小田貫湿原の植物を移植してはどうか？（学習の場を創設）
- ⑤ 最下流に池をつくる。
- ⑥ 現田貫湖もスゲノ沢の水を導水した。  
→現在の田貫湖の植物生態環境に悪影響する問題は無い
- ⑦ 1500万年前に天子ヶ岳が隆起して富士山側との谷筋が出来た。そこを田貫湖岩屑なだれが流下した。その後上位に芝川溶岩流が流下したが、末端の富士川逆断層群（AD575）活動の隆起により末端で分断された。

田貫岩砕なだれ：17290±120yBP  
 (約 15,000 年前)

↓

芝川溶岩：14810±70yBP

↓

富士川断層：AD575 (約 1,400 年前)

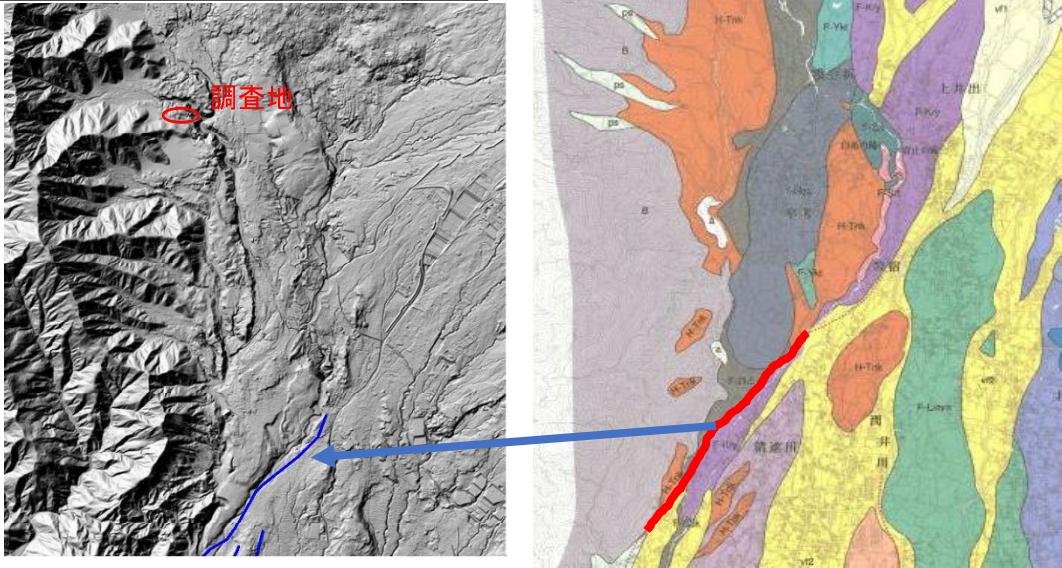


図. 3-1-1 周辺地形と地質



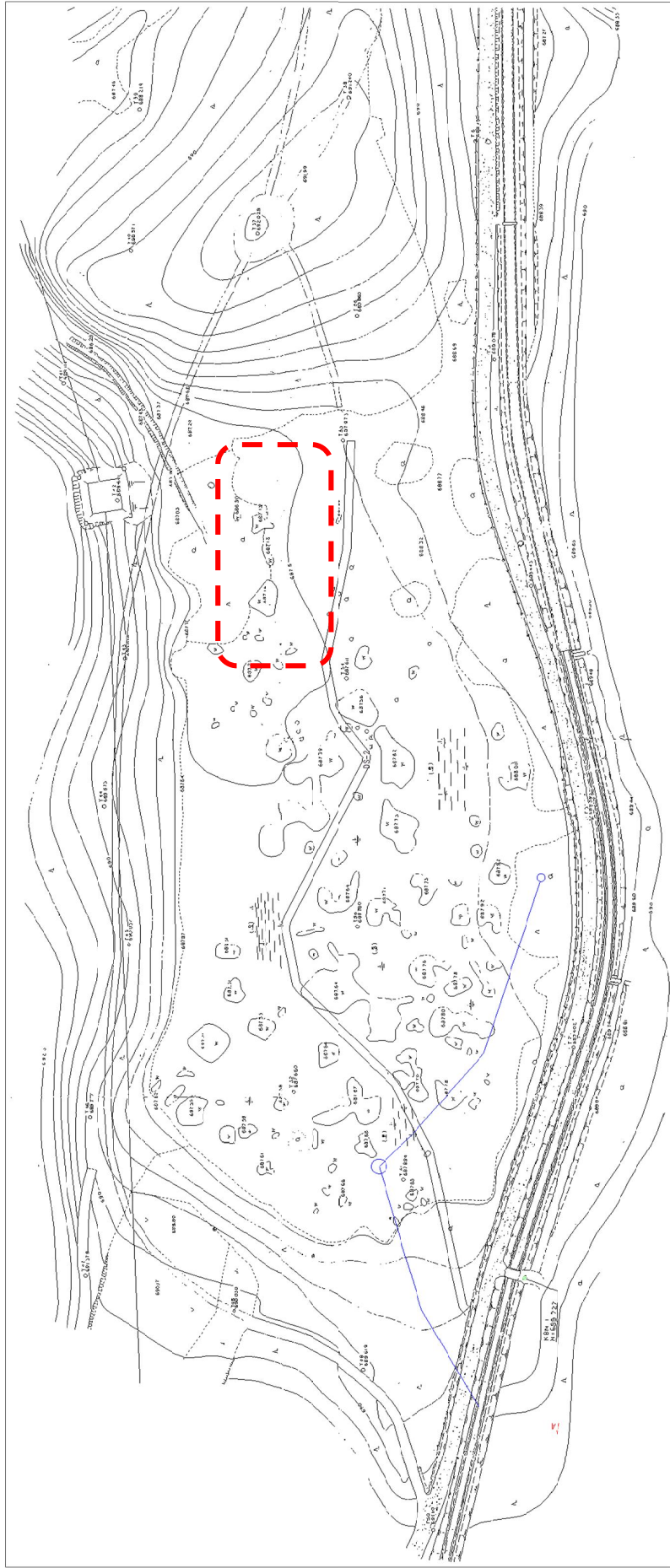


図 3-1-2. ヒアリングで同意されたスキの繁茂する小丘区域表層土の攪乱や地表面を下げる除去工法の範囲





写真. 3-1-1



写真. 3-1-2

### 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

- ⑧ 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いい
- ⑨ 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）
- ⑩ 小田貫湿原は、低層湿地である。
- ⑪ 水源と推移は大事なデータ（地質・水象業務）
- ⑫ 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
- ⑬ 50年前は稲作をしており、乾燥化し始めた時
- ⑭ 植物 3～4タイプ。
- ⑮ 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
- ⑯ 水苔の有無。中～低湿地は土砂の供給はない。

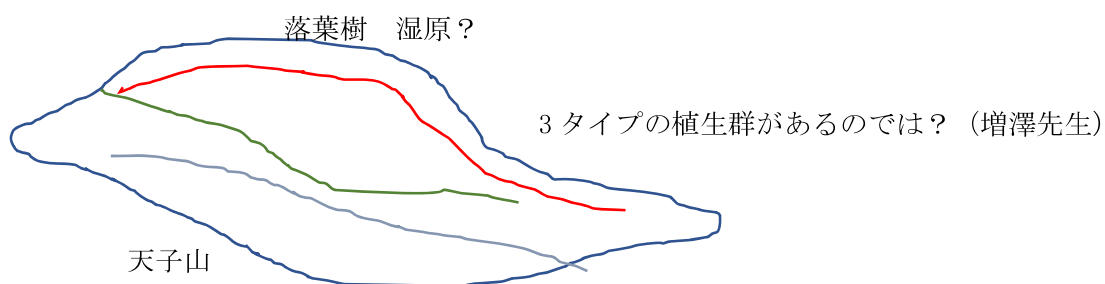


図 3-2-1. 小田貫湿原略図



### 3-3. 佐野弘氏（自然保護団体）

令和2年10月21日（水） 10:30～12:30

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

国際航業(株) 中島様、石川様

(株)建設コンサルタントセンター 柴田

①小田貫湿原の北側の幅広で浅い谷地形部（現在鉄塔下）から湧水があった。

現在は、湧水など浅層部に湿地が見られない。さらに南側山麓水の伏流水ではないかと推定する。

#### (株)建設コンサルタントセンターの所見

- ・本年度行ったボーリング No. 1 孔では浅部で硬質地盤となり、地下水位も見られなかった。しかし、北側山地との境界部で崖面や古い土留め親杭あり、護岸の役目を果たしていた可能性がある（下の写真）。



写真. 3-3-1

また、過去の空中写真では現在の小田貫湿原北東端部は戦前には水田となっていた（次ページ写真）。



写真. 3-3-2

- ・南側山麓水の伏流水があったことを調べるには、別途な調査立案の必要がある。降雨の集水面積が狭く、踏査では表層土壌が薄い。また、ボーリング No. 1 での水位の確認がないことよりその伏流水の復帰は困難ではないかと考えられる

②上記を含め、次ページのような資料を頂く。

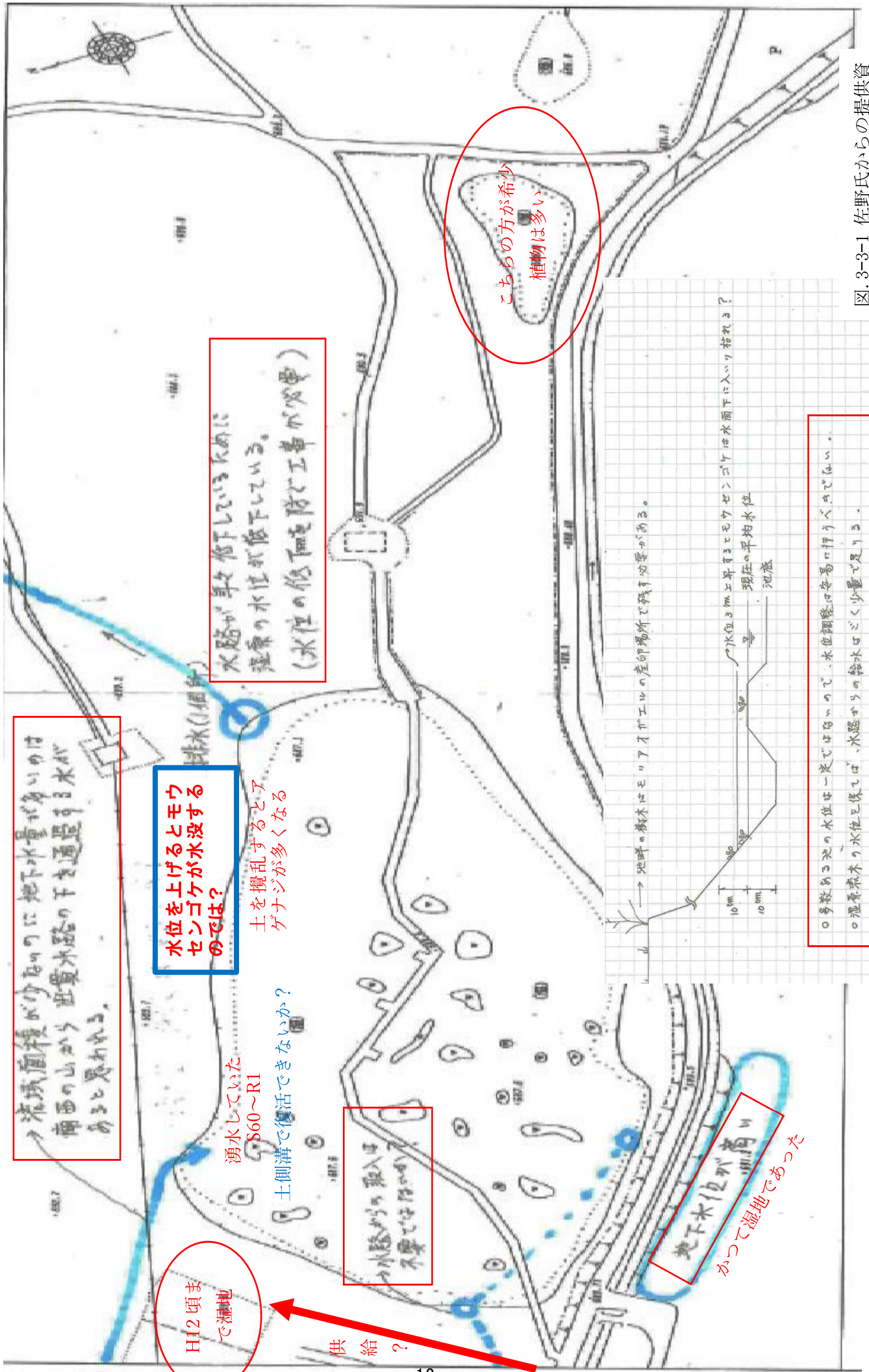
(株)建設コンサルタントセンターの所見

- ・植物は水際における適正な高さがあるようだが、各池の水位が一定ではないために（全体）水位の調整は安易にできない。→対策検討には重要な要素であり大きな課題である。しかし、一箇所の流末で水位の調整では、池ごとでの水位調整には困難であるため、さらなる検討を重ねる必要がある。



写真. 3-3-3 ヒアリングの様子





→流域面積が少なめに地下水量が少いのは  
南西の山から出量水路の下を通る水が  
あふれあふれ

水を上げるとモウ  
センゴケが水没する  
のでは？

土を攪乱することア  
ゲナジが多くなる

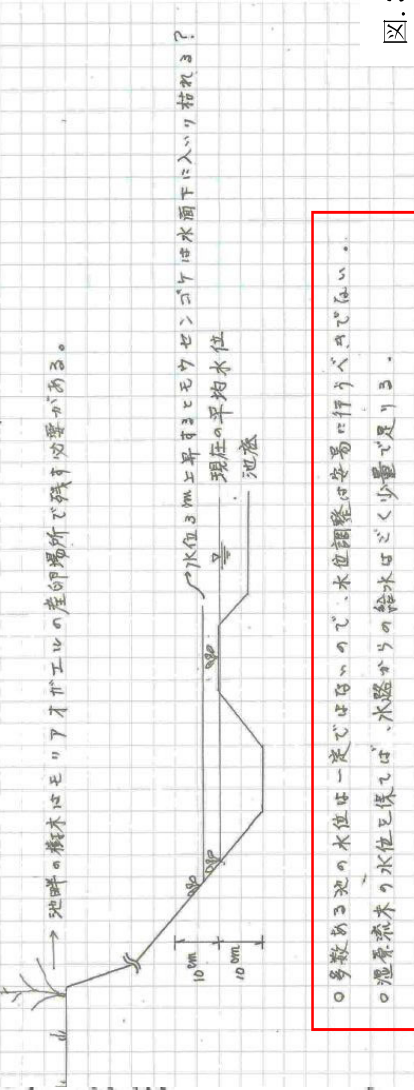
湧水していた  
S60~R1  
土側溝で復活できないか？

水路から流入は  
不要で自然の力

地下水位が高い  
かつて湿地であった

水路が旱乾で下しているために  
通常の水位が低下している。  
(水位の低下を防止工事が必要)

こちらの方が希少  
植物が多い



○多数ある池の水位は一定ではないので、水位調整は必要ではない。  
○池底から水位を下げれば、水路からの給水量はごく少量で足りる。

図. 3-3-1 佐野氏からの提供資料

### 3-4. 佐野順一氏（猪之頭区長）、植松秀行氏（猪之頭区）

令和2年7月8日（水） 11:10～14:40

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

国際航業(株) 中島様、石川様

(株)建設コンサルタントセンター 柴田

- ① 小田貫湿原は水田として利用していた時の状況
  - ・ 北西部で植松氏の父が水田耕作していた
  - ・ 水田に人工的に水は引いていなかった
  - ・ 常に冠水状態であることもあってか、満足に収穫できなかった
  - ・ 湿原全体の水位が今より高く、ウシガエルも今よりたくさんいた。
  - ・ 南東部分の現在ススキになっている箇所は当時から陸地になっていた
  - ・ 当時は神代杉が残っていた。また、地中に残っているのでは
- ② その他
  - ・ 人工林は樹齢60年位だと思う。
  - ・ 南側の水路は以前からあった。



令和2年7月16日（火） 14:10～14:40

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

国際航業(株) 中島様、石川様

(株)建設コンサルタントセンター 牧野

佐野順一氏のみ

- ・ 調査範囲において、立ち入り禁止地区はない
- ・ 調査業者名などの詳細を回覧板で周知する。

- ・現地調査の際は、許可を得て湿原内に立ち入っていることを観光客にわかるようにする。
- ・猪之頭区でできることがあれば協力する。

### 3-5. 富田啓介（愛知学院大学准教授）

令和2年7月8日（水） 11:10～13:30

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

国際航業(株) 中島様、石川様

(株)建設コンサルタントセンター 柴田

#### ① 所見

1) 枯渇化のひとつの原因は、周辺山地の杉の木の賦存地下水の吸い上げではないか。

2) 日本での湿原復元事例

ーデータとしてはない、黒鉾（くろこう）湿原

兵庫県 丸山 葦毛（いもう）湿原 掘削により回復  
一度地中に浸透

実例では、地盤を下げる。堰をいくつかつける。

何が最適化わからないものー管理者の合意

3) 測定項目

a) 水温ー変化ありの場合は、伏流水(冷たい水が入る)

変化なしの場合は、地表面水

b) 水質分析

湿原内の水質検体を増やす。水の分類。

4) 目標とする植生が繁茂したことでゴールとする。あとは維持管理で





### 3-6. 佐野順一氏（猪之頭区長）

令和3年3月31日（木） 13:30～14:30

富士宮市 花と緑と水の課 秋葉係長様

（株）建設コンサルタントセンター 柴田、牧野、堀川  
国際航業（株） 岡崎様、中島様

#### a) 乾燥化防止対策（予定）の説明

- ・ 伐根土壌攪拌による植生モニタリングを行う（3箇所）
- ・ 流末堰設置を行う（場所と簡易図を示す）
- ・ 流末堰による湿原内水位のモニタリングを行う予定。
- ・ 令和5年度に伐根土壌攪拌を行い効果判定する。
- ・ 令和8～9年以降で流末堰や水位モニタリングを行う。



#### b) 佐野区長様からの要望

- ・ どんな調査または作業の内容を示す掲示をしてほしい。

表 3-6-1. ヒアリング一覧表

年度	区分	氏名	所属・勤務先等
令和元年	有識者	渡邊定元	森林環境研究所 総括研究員
	関連団体	増澤武弘	静岡大学客員教授（防災総合センター）
		佐野順一	猪之頭区長
令和2年	有識者	富田啓介	愛知学院大学准教授
	有識者	渡邊定元	森林環境研究所 総括研究員
	関連団体	佐野順一	猪之頭区長
		植松秀行	猪之頭区
		佐野 弘	自然保護団体
令和3年	関連団体	佐野順一	猪之頭区長



## 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。

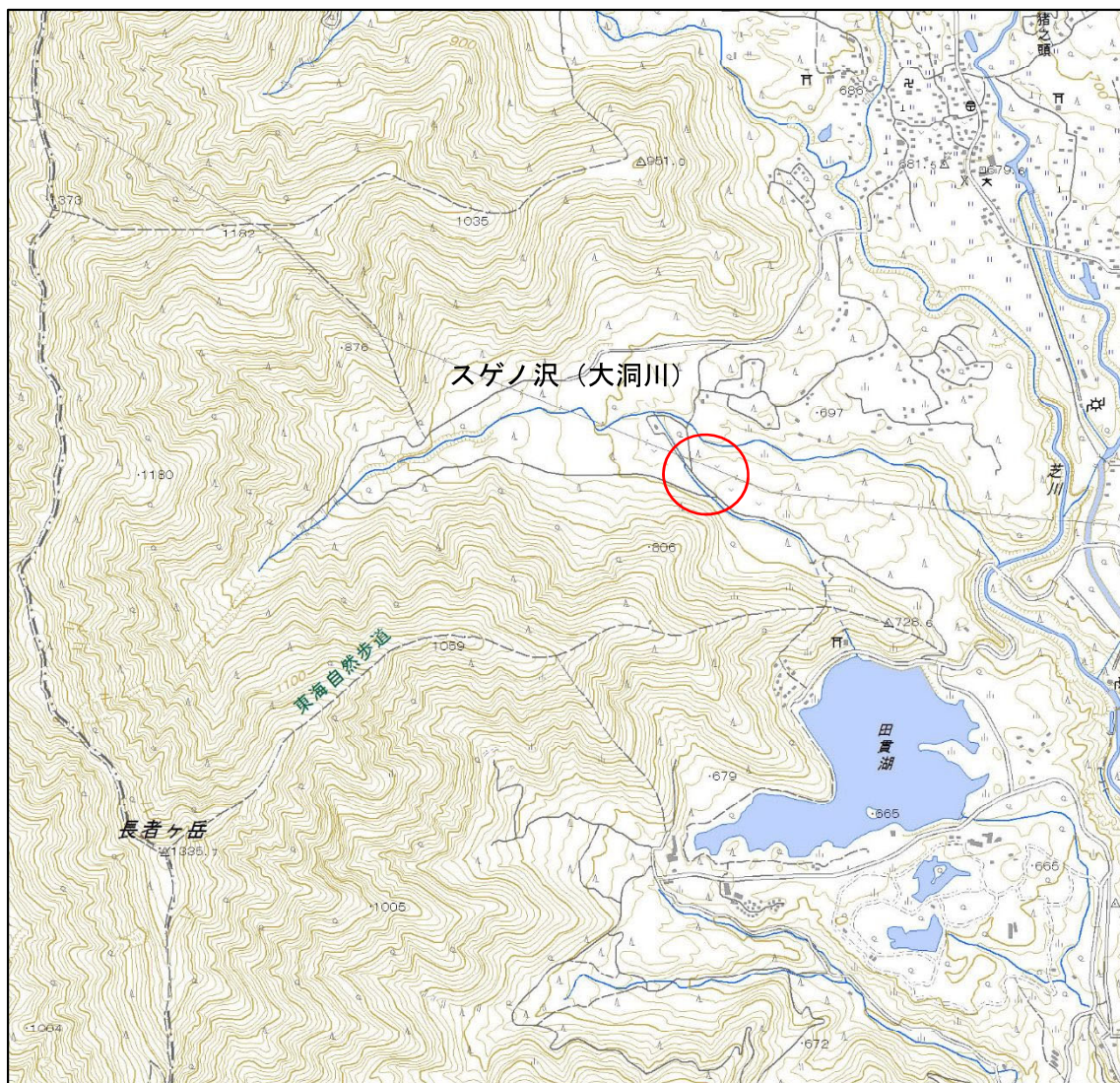
- ①富士宮市の自然（第一次富士宮市域自然調査研究報告書）1988年
- ②富士宮市の自然（第三次富士宮市域自然調査研究報告書）2005年
- ③富士宮市の自然（第四次富士宮市域自然調査研究報告書）2013年
- ④白糸をめぐる郷土研究（静岡県富士郡白糸村発行 渡辺兵定著）1953年
- ⑤後白河天皇領富士神領に関する地理学的研究  
（富士学研究 Vol. 10No. 2(2013)抜刷；富士学会 渡邊定元、渡邊定正著）
- ⑥富士山南西部の地質＋（地質図）  
（地質調査総合センター研究資料集 No. 606、1-27, 2014 山元孝広）
- ⑦富士火山南西山麓の地表及び地下地質：噴出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鉍質土壌湿地（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=1 : 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）、東端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。

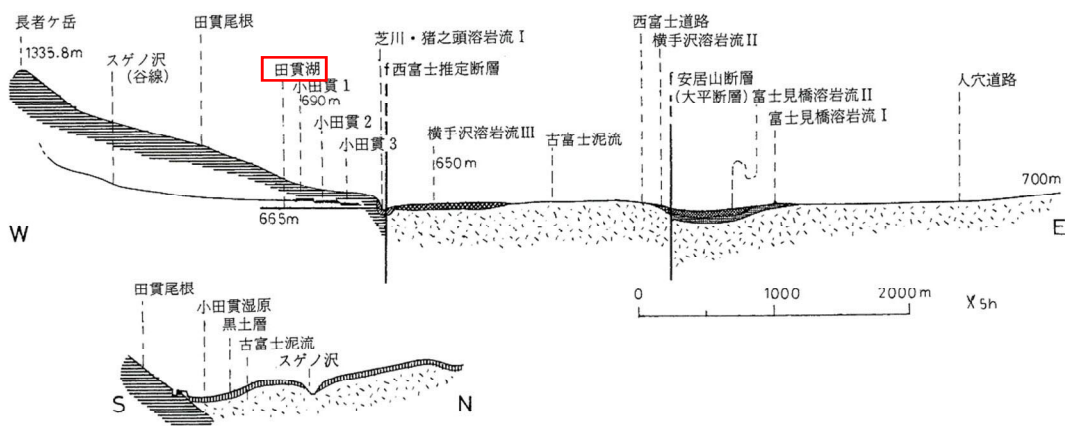


図 4-2-2. 小田貫湿原付近地質断面図

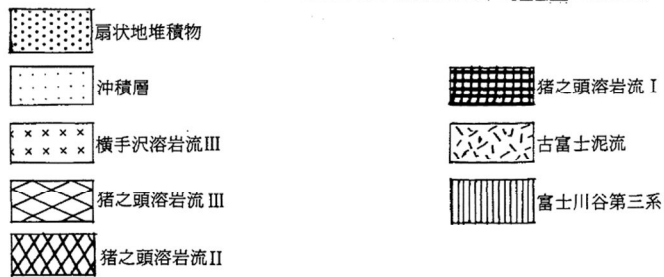
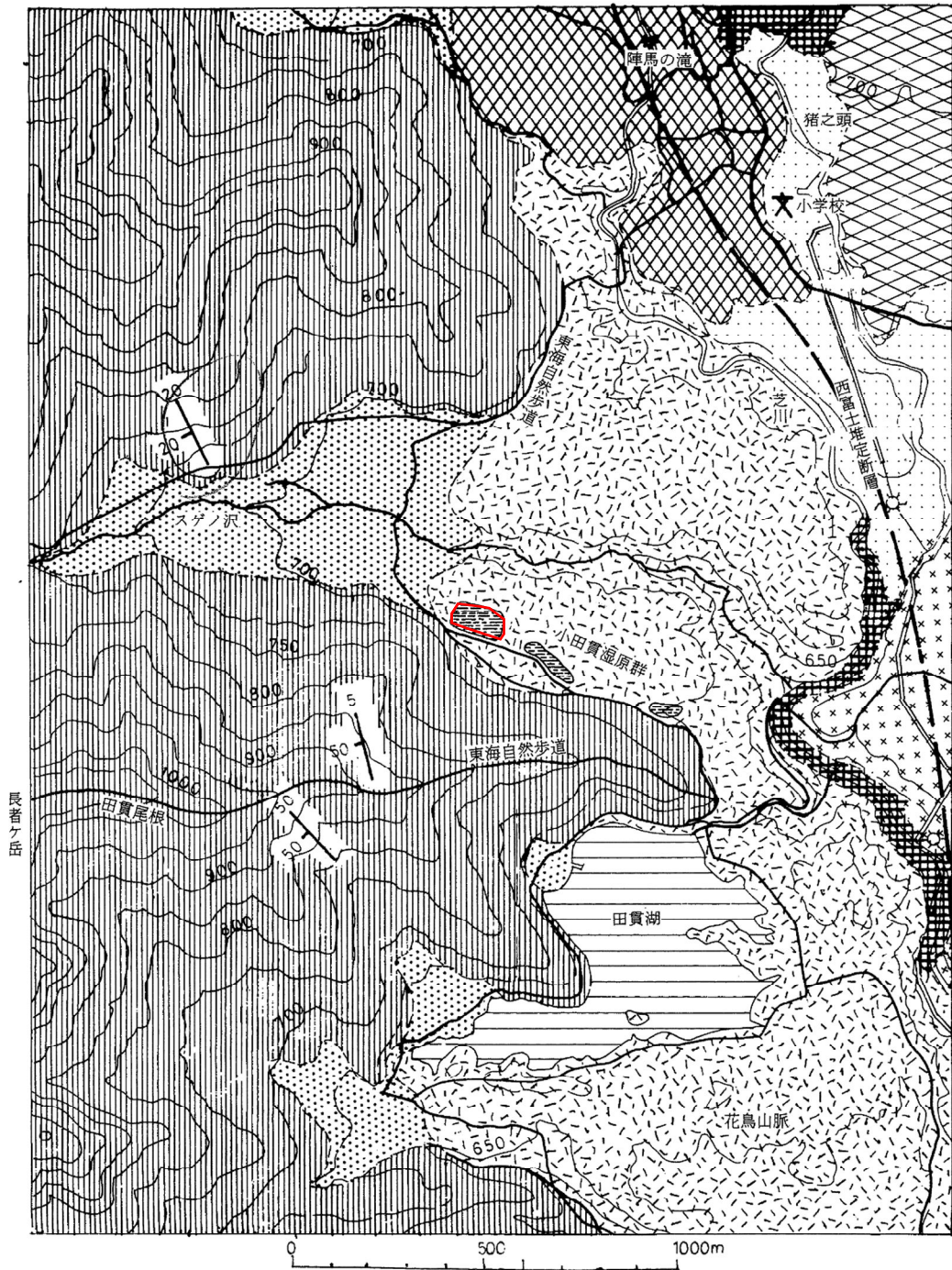


図 4-2-3. 田貫湖周辺地質図 (津屋 ; 1963 による～小川改訂)

\*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鉍質土壌湿地(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鉍質土壌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。

鉍質湿原とは、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壌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」を鉍質湿原と定義している。

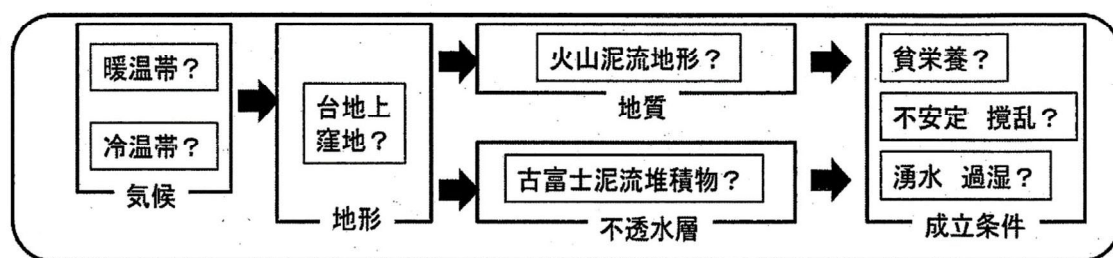


図 4-2-4. 鉍質土壌湿原の予想される成因

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、土壌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「土壌区分の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―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

士山火口の位置)にBP8~9万年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

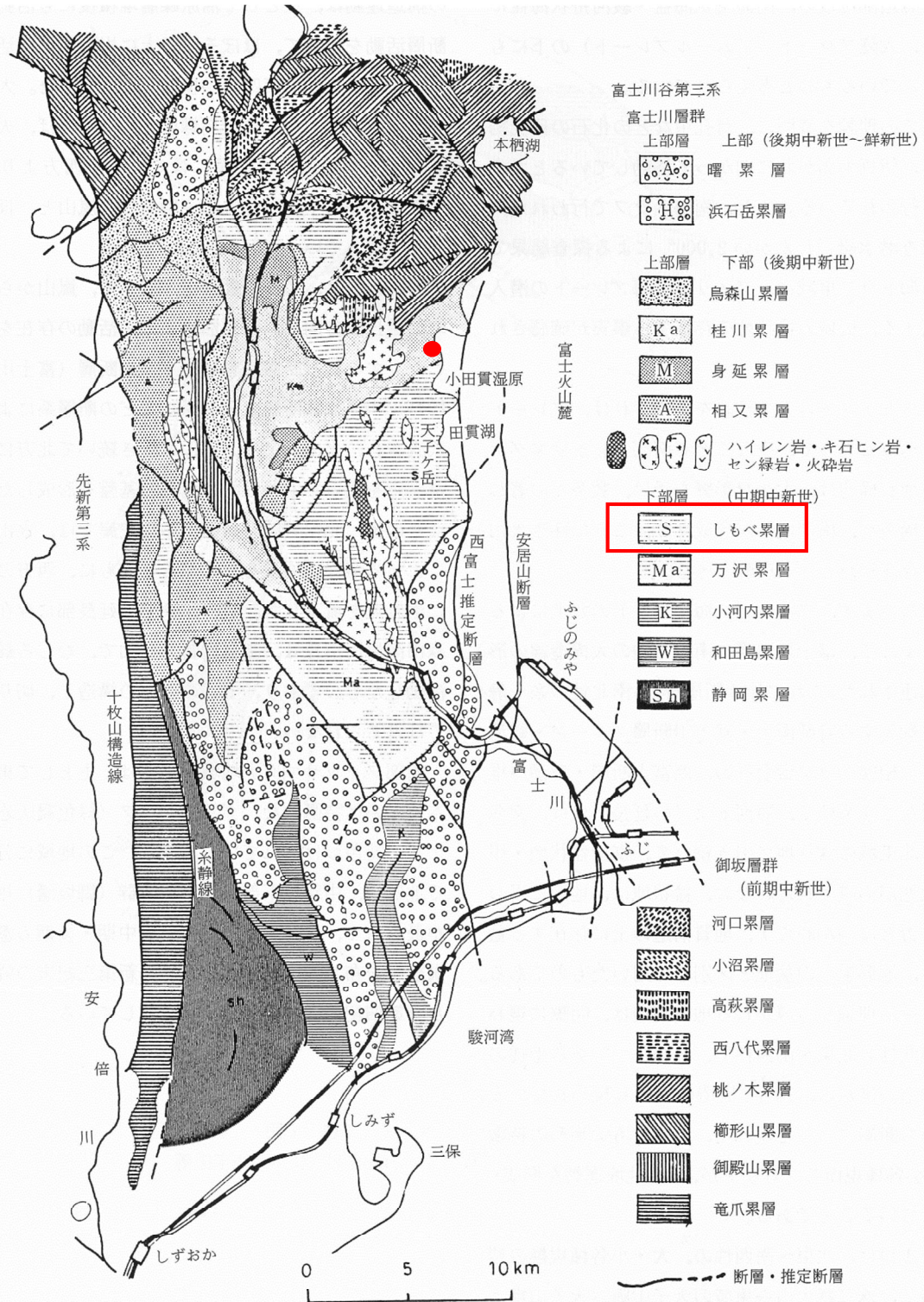


図 4-3-1 南部フォッサマグナ; 富士川谷第三系地質図  
 ~松田(1961)・山梨県地質図(1970)による(小川)



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砕屑泥流で、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））。

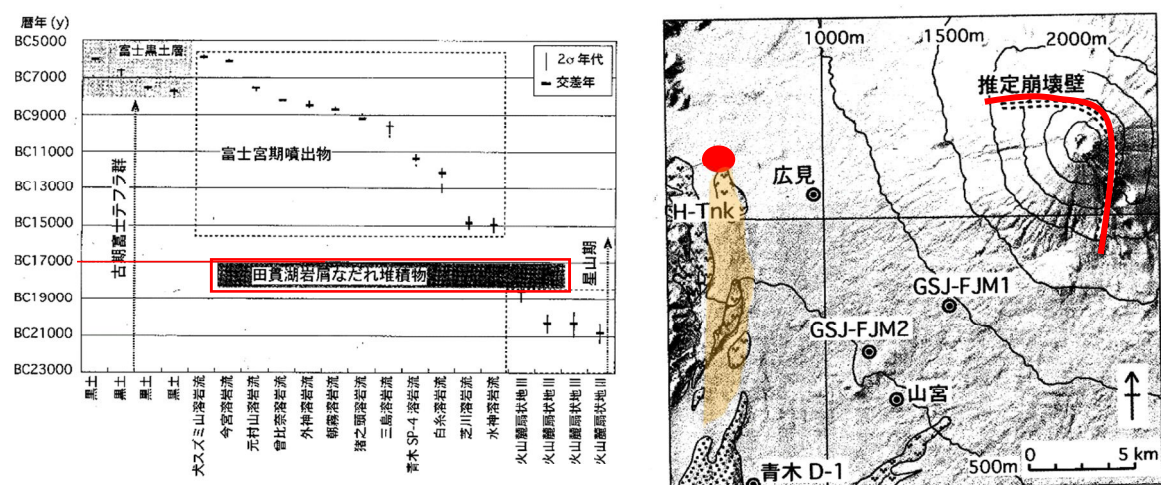


図 4-3-2. 田貫湖岩屑なだれの年代と地点図

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。



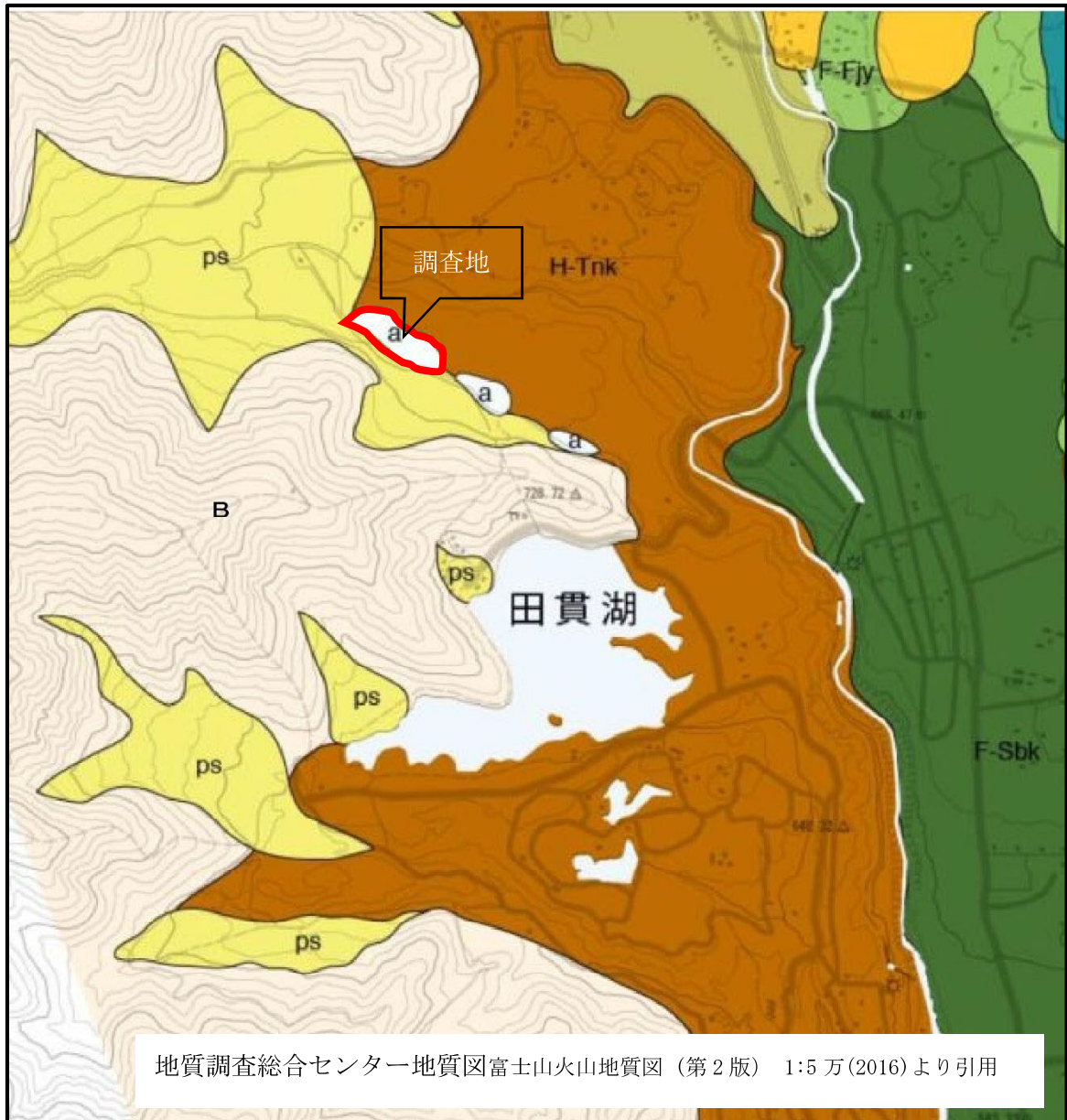
田貫湖岩屑なだれ堆積物の岩塊相。  
 富士宮市田貫湖の南 (35.33458°N, 138.56586°E)。  
 灰色と赤褐色の玄武岩角礫がつくるパッチワーク状の構造は、元の山体内部の成層構造を保ちつつ、岩屑なだれ流走時に破碎変形を受けて形成されている。スケールは 1m。

図 4-3-3. 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



図 4-3-4. 地 質 図



凡 例

沖積層 Alluvium	a
山麓緩斜面堆積物 Piedmont 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 <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Ca	Na <sup>+</sup>	V	Zn <sup>2+</sup>
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 浅間神社	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	—	—
	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 <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
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 浅間神社	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
	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	

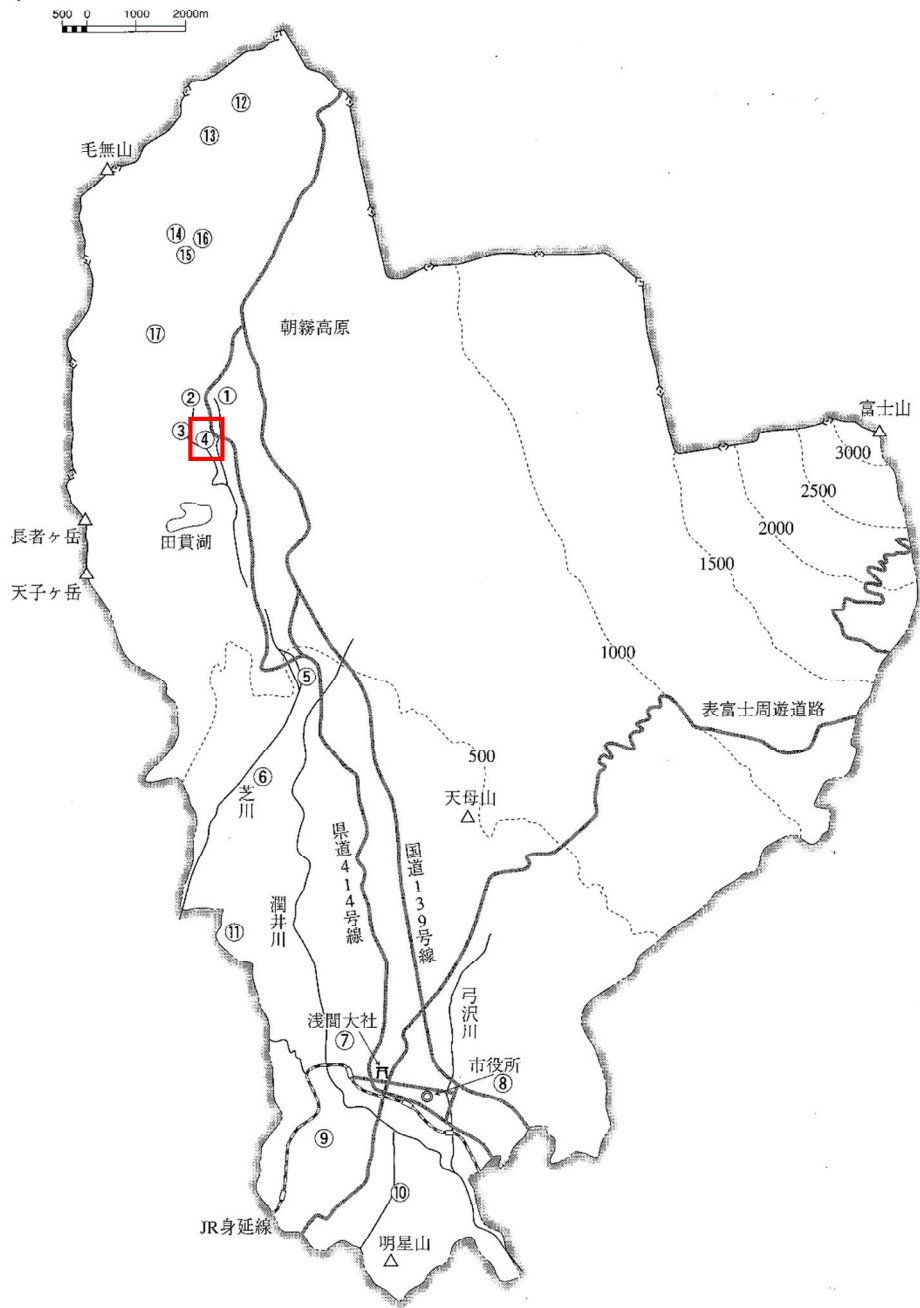


図 4-4-1. 採水点

$Mg^{2+}/Ca^{2+}$ 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)富士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)富士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：伸東測量設計株式会社

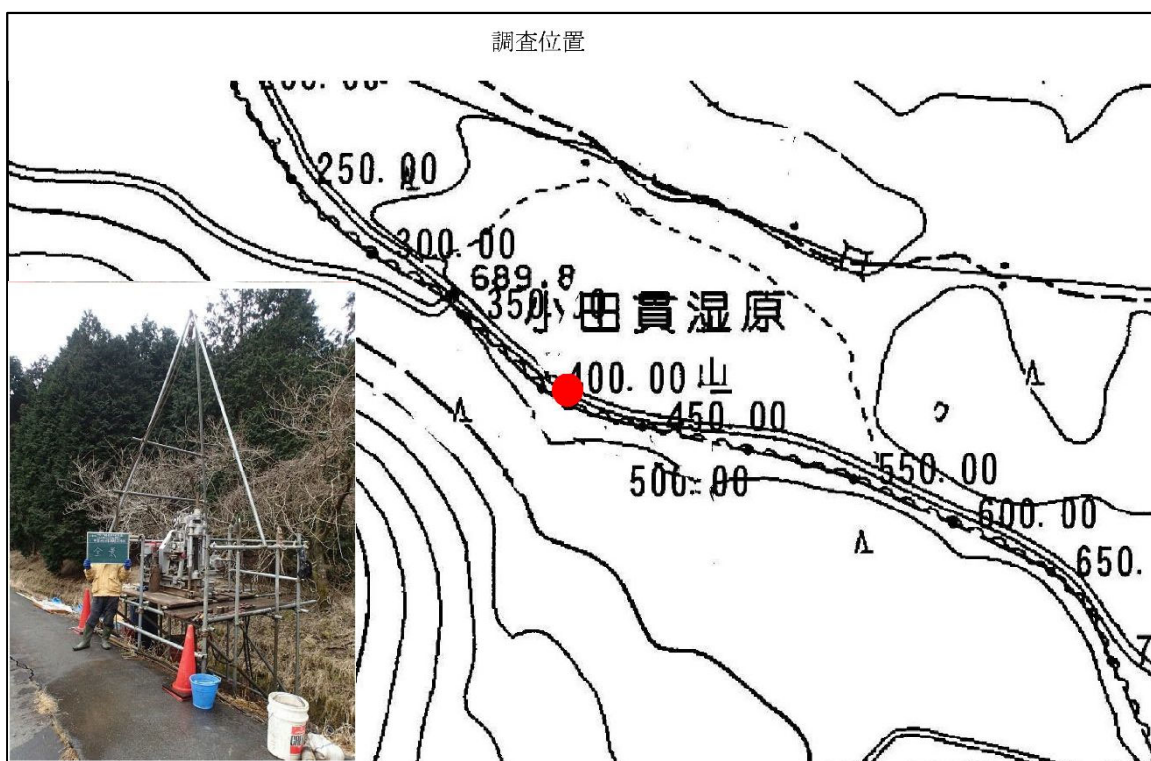
静岡県沼津市大岡 2696

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 <sup>※1</sup>	代表 <sup>※2</sup>
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		4.00~4.45			
		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。

- ・盛土  
玉石混じり土砂、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φ2～5mm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  
φ5～20mm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。

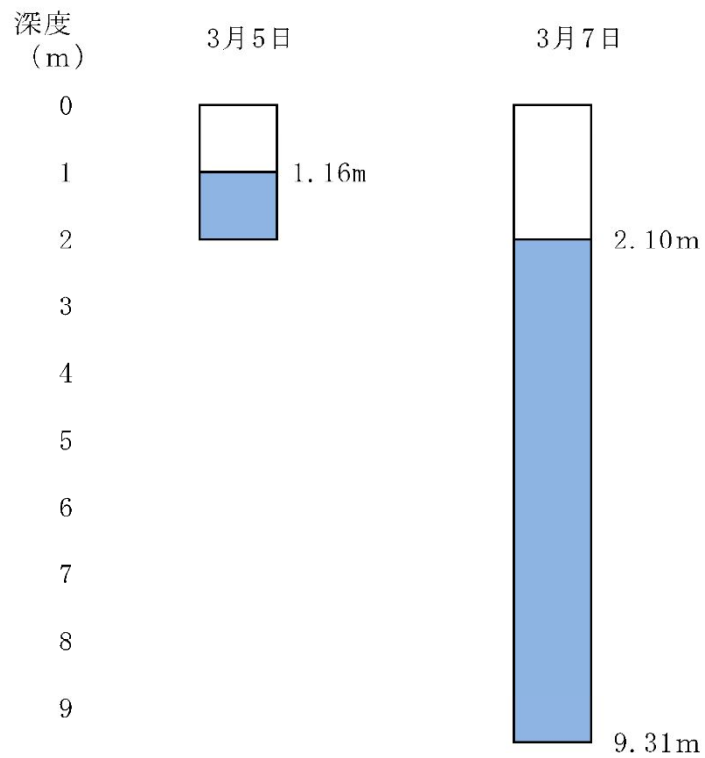


図 3-1 掘削深度と測定水位

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

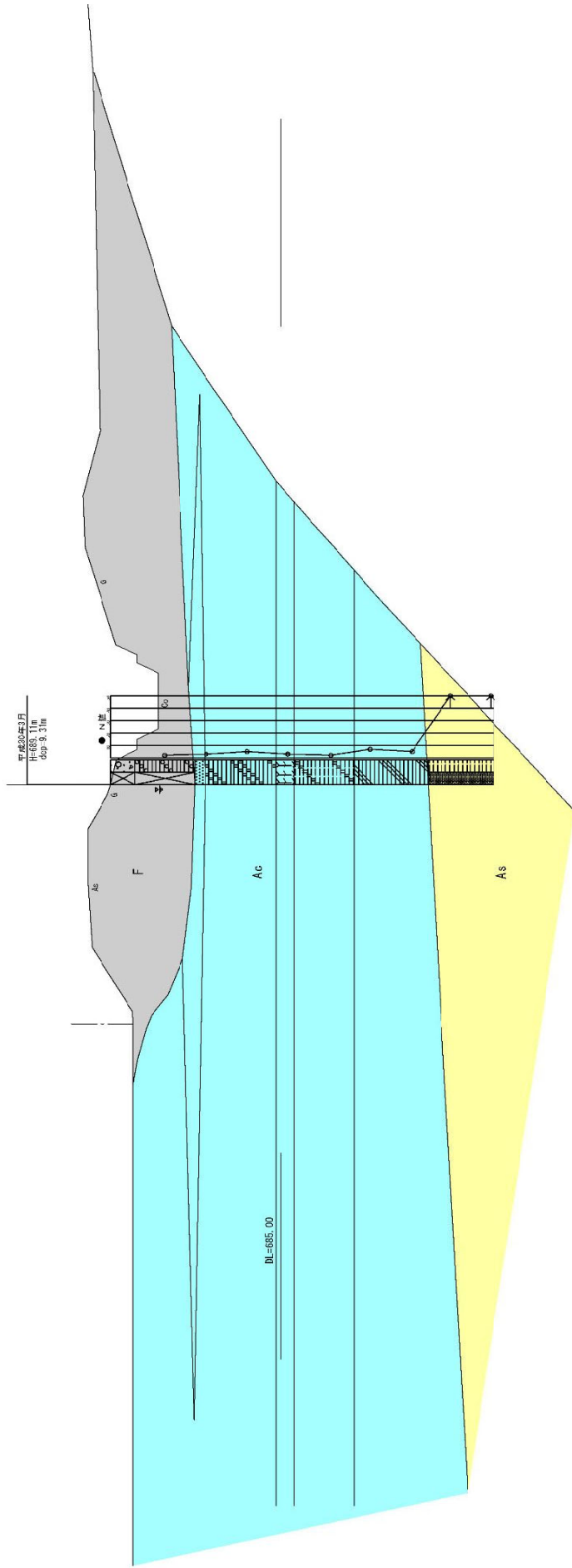
ボーリングNo.                              

事業・工事名

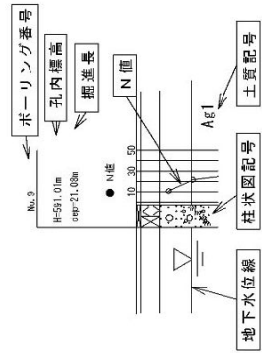
シートNo. 1

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	試錐機	ハンマー落下用具	半自動落下装置
総掘進長	9.31m	度	向	エンジン	YBM 05DA-2CUE	ポンプ	YBM製 GP-5

標尺	層高	層厚	柱状	土質	色	相対	相対	記	孔内水位 m / 測定月日	標準貫入試験				N 値 - ○ -	原位置試験 試験名 および結果	試料採取 深 度 m	採取 番号	室内試験 ( ) 月	掘進 月
										0	10	20	30						
0	0.60	0.60	図	堅土(玉石・砂味)	暗褐色	暗褐色	暗褐色	0.0~0.20m 硬結した土砂 0.20m以深 玉石混じり土砂	3/5 1.16										
1	1.15	2.03	図	堅土(礫混じり粘土)	黒褐色	暗褐色	暗褐色	非溜1.10mまで腐植土に軟1.10~1.25m シルト混じり砂礫から1.25~2.03m 礫混じり粘土	3/7 2.10	1	1	2	1.9						
2	1.15	0.25	図	粗砂	暗褐色	暗褐色	暗褐色	シルト分を含み粗さ不均一。含水多い。	2.10	1	1	1	3	2.6					
3	1.70	4.03	図	有機質粘土	黒褐色	暗褐色	暗褐色	分解した腐植物を多く混在し粘性中位の。孔壁の押し出しあり。3.40m付近には木片及びφ2~5mmの角礫を混在し不均一である。	2.10	1	2	2	5	4.7					
4	0.45	4.47	図	腐植土	暗褐色	暗褐色	暗褐色	木分解の腐植物を多く混在し暗灰色のシルトを5mm層厚に挟在し粗砂も混在。夾層が経過される。含水少ない。	2.10	1	1	1	3	3.0					
5	1.45	3.98	図	腐植物混じりシルト質粘土	暗褐色	暗褐色	暗褐色	分解した腐植物を混在。粘性中位の。	2.10	1	1	2	1.7						
6	1.30	7.70	図	シルト質粘土	淡灰色	暗褐色	暗褐色	部分的に暗褐色を呈す固結部を薄層状に挟在及び粗砂を随所に挟在する。	2.10	2	2	3	7	7.0					
7	1.30	7.70	図	同結砂・シルト互層	淡灰色	暗褐色	暗褐色	7.75~8.15mシルト混じり砂礫でφ5~50mm土とし所々同結状	2.10	2	1	2	5	3.0					
8	1.94	9.33	図	同結砂・シルト互層	淡灰色	暗褐色	暗褐色	8.15m以深 2~10cm層厚で互層状を呈す。同結シルトが優勢。5.10m付近に6cmφの玉石コアが採取される。	2.10	13	37	50	33.3						
9									2.10	21	29	50	33.8						
10									2.10	6	16								



時代	地層名	土質名	記号	N値
現世	盛土	盛土	F	2
		粗砂	Ac	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	As	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) 富士地区田貫湖調査設計委託
図面名	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 4-6-1

写真 4-6-2

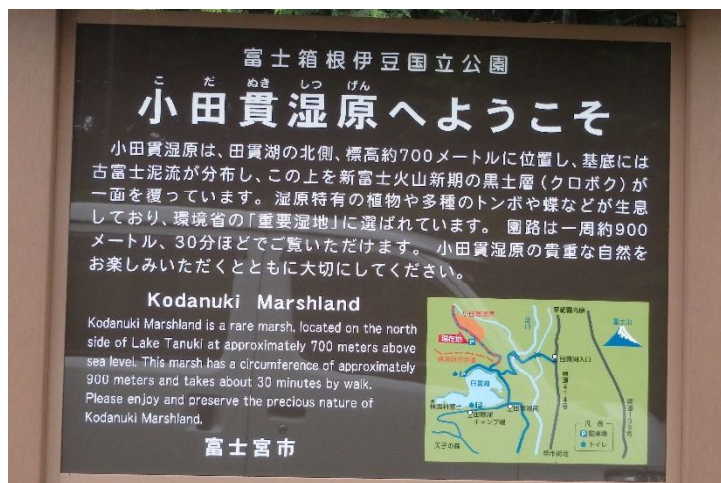


写真 4-6-3



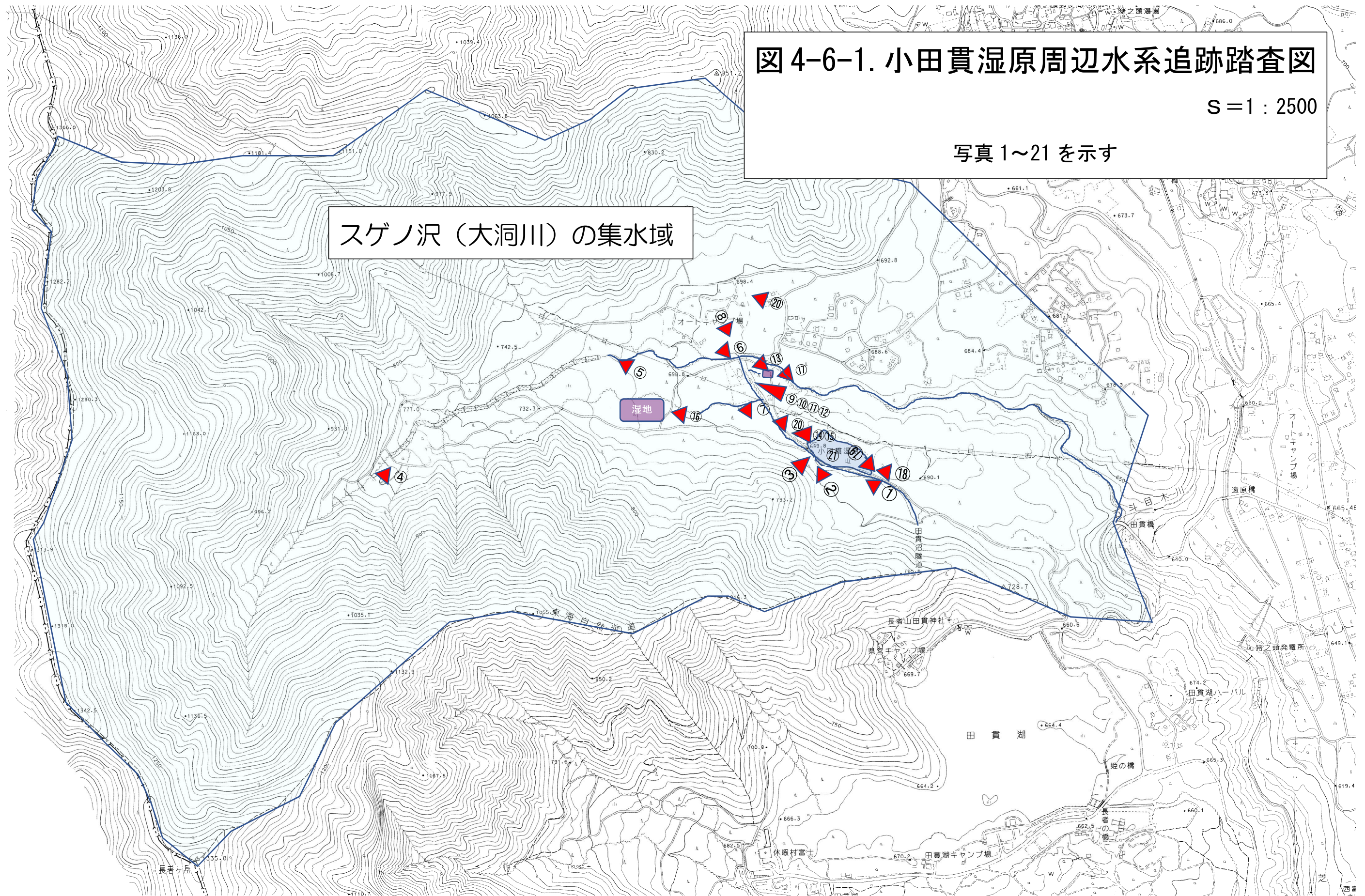


図 4-6-1. 小田貫湿原周辺水系追跡踏査図  
 S = 1 : 2500  
 写真 1~21 を示す

スゲノ沢（大洞川）の集水域

湿地





写真 4-6-4 (巨円礫の散在)



写真 4-6-5 (伏流水の晴天時の湧水点)





写真 4-6-6 (キャンプ場付近の河床；円礫は上流より小さくなる)



写真 4-6-7 (降雨後の流量は多い)





写真 4-6-8 (人工水路；スギノ沢より引き込み)



写真 4-6-9 (田貫湖への中間水門)





写真 4-6-10 (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 4-6-11 (人工水路；石張り水路へ)





写真 4-6-12 (コンクリート水路からの漏水)



写真 4-6-13 (コンクリート水路から導水～地表面へ)





写真 4-6-14 (現道暗渠により小田貫湿原へ導水)



写真 4-6-15 (湿原への暗渠への用水路からの呑み口)





写真 4-6-16 (スゲノ沢扇状地内の湿原；黒ボクが不透水層)



写真 4-6-17 (スゲノ沢扇状地内の湿原；黒ボク～ロームが不透水層)





写真 4-6-18 (小田貫湿原水の流出部)



写真 4-6-19 (小田貫湿原水の流出土側溝)





写真 4-6-20 (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 4-6-21 用水路から湿地内への導水暗渠末端での湧水



図 4-6-2. 小田貫湿原周辺地形・地質踏査・地質平面図

写真-22~36

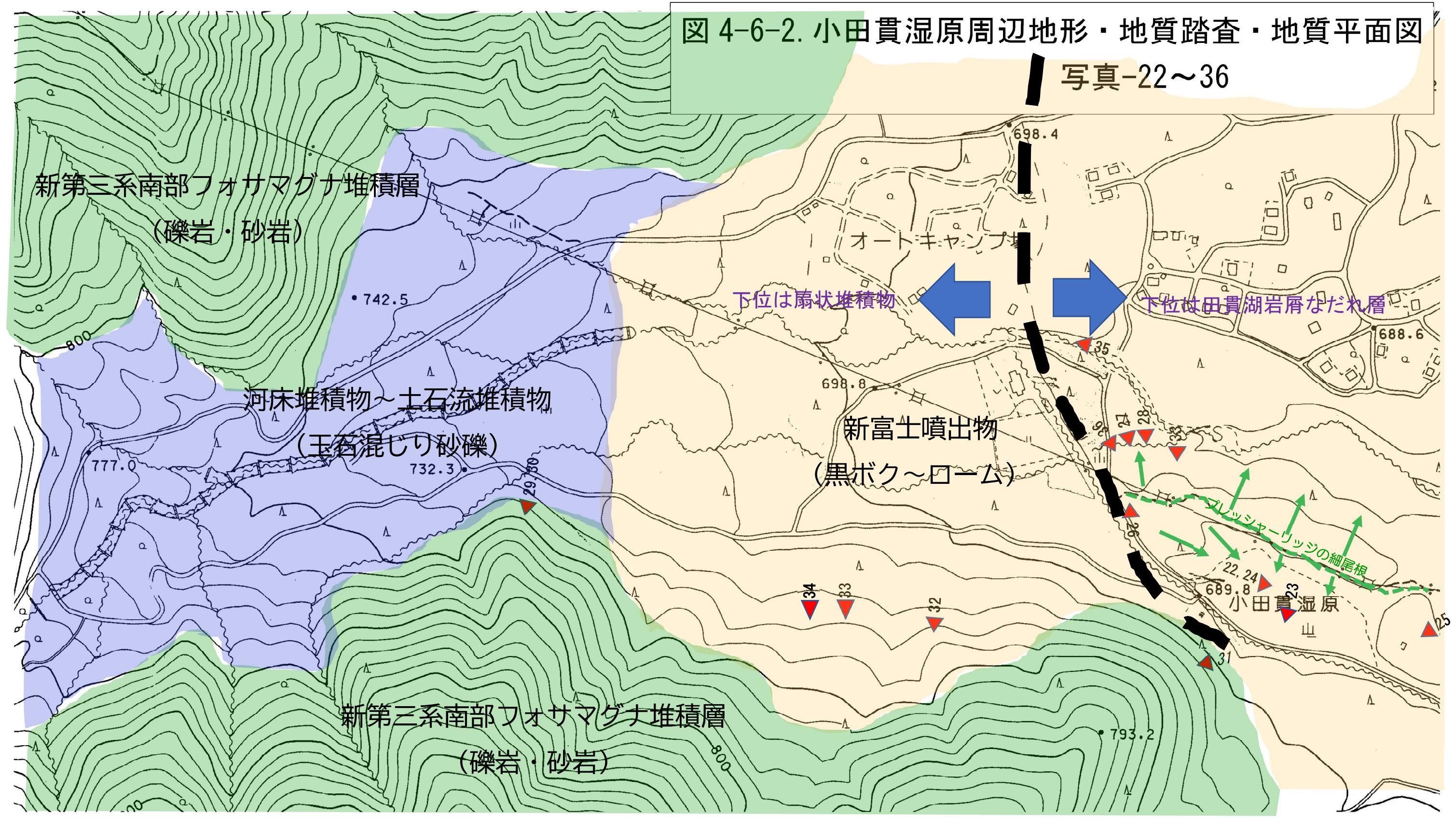






写真 4-6-22 (小田貫湿地内の小池)



写真 4-6-23 (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 4-6-24 (写真-23 の接写 小池内の鉄バクテリアと思われる)



写真 4-6-25 (小田貫湿原周辺の窪地)





写真 4-6-26 (小田貫湿地北西側の凸地、流れ山、リッジ)



写真 4-6-27 最下位層は田貫湖岩層なだれ層？ (H-Tnk：古富士泥流)；固結性高い



写真 4-6-28 写真 4-6-27 の遠景

	黒ボク
80cm	ローム
60cm	玉石混じり砂礫
60cm	田貫湖岩層なだれ？



写真 4-6-29 田貫尾根を形成するしもべ累層の「砂岩・礫岩」の露頭





写真 4-6-30 写真-29 の接写 (φ20mm 大の円礫を含む礫岩)



写真 4-6-31 ひん岩の巨転石 (天子山脈に貫入岩あり)





写真 4-6-32 新富士噴出物（ローム）の堆積；含水が高く保水性高い



写真 4-6-33 田貫尾根斜面（なだらかに一定勾配の斜面）





写真 4-6-34 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 4-6-35 スゲノ沢河床堆積物（円磨度の高い砂礫）



写真 4-6-36 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

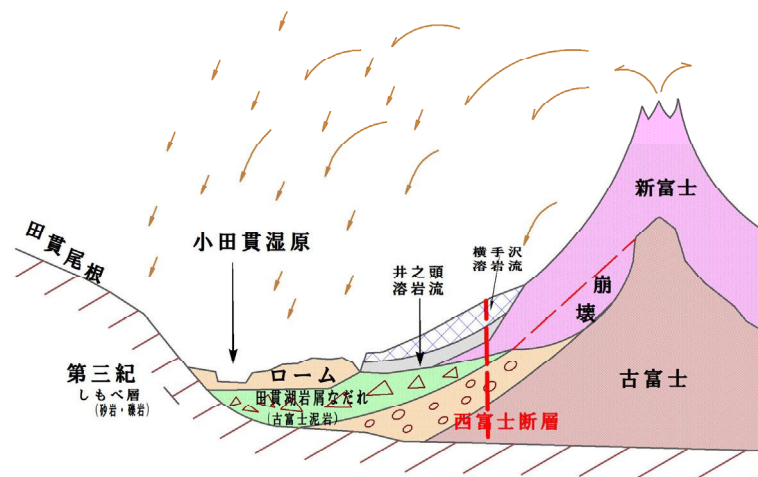
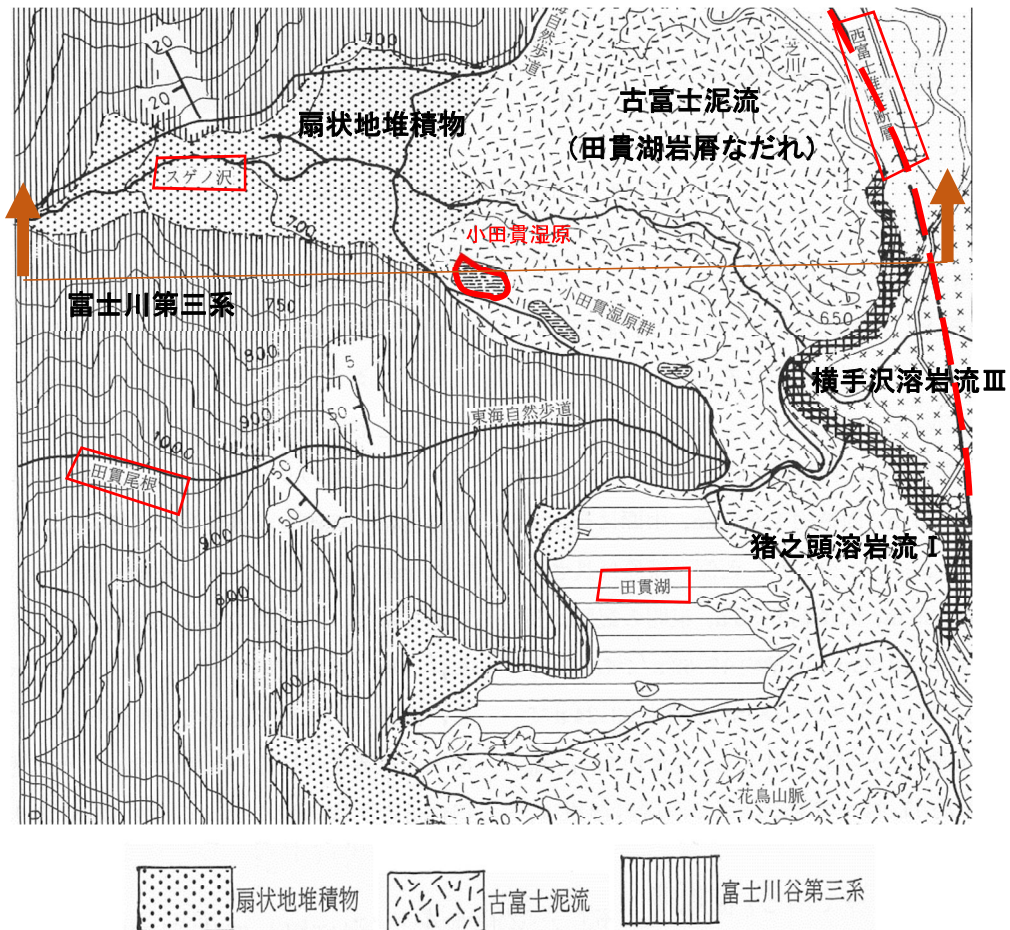


図 4-7-1. 小田貫湿原周辺の地質構造の模式平面・断面図

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、流れ山やプレッ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鉍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、鉍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。



## (2) 鈹質湿原という分類

- ① 調査近傍で行われた土壌調査の結果である 2016「火山泥流地形に発達した鈹質土壌湿原」(速水裕樹(早稲田大学大学院論文))より「黒ボク土」として扱うのが妥当であると評価されていたことより「鈹質湿原」とした。

\*強熱減量試験は火山灰由来の粘土鈹物注の結合水などが高温で失われやすいので過大になるとのこと。

<論文抜粋>

以上を総括すると、強熱減量が高い値を示した原因は、有機物の含有量が高いのではなく、火山灰由来の粘土鈹物中の結合水などが高温で燃焼することで失われたためと考えられた。よって、表層 50cm 以内に P - abc が 1500 (mg/100g) 以上の層位が積算で 25cm より厚く存在した調査地点は、黒ボク土として扱うのが妥当と考えられた。

### 4 考察

長者ヶ池上流域と天子沼上流域とも、2m 以内に古富士泥流堆積物からなる不透水性の岩盤が観察され、土壌の発達した地点では岩盤上を黒ボク土が覆っていた。過去に行われた小田貫湿原の調査事例では、古富士泥流が不透水層となり、その上に堆積した黒ボク土層が水分を保持・供給する構造との不確実な報告があったことから(小川, 1988)、FNEC 内の湿地も成因は同様であることが、今回証明された。また土壌断面調査地点では、田貫湖周辺において確認された全 TWINSPAN 分類群中、A を除く B 群、C 群、D 群、E 群が観察された。よって、西富士山麓の湿原植生の多くの分類群が鈹質土壌上に存在することが確認された。黒ボク土は、植物の生育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(山根他, 1979)。このことが貧栄養な環境に成立するとされる鈹質土壌湿原の発達には有利に働いたと考えられた。

最後に、今回天子沼で発見された炭化木は泥炭ではないが、摩耗した礫も同所で見つかったことから、当地の閉鎖性の窪地では、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、流れ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(水野, 1958)、小田貫湿原群の西側湿原においても観察できる。天子沼や小田貫湿原群の西側湿原などは、閉鎖性の窪地を周囲から流入した土砂や礫が埋設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、窪地内が湿潤な環境に保たれる。これは湖沼に発達する陸化

- ② 既存文献である「湿原の環境と土壌：泥炭湿原と鉱質土壌湿原の比較（富田啓介：愛知学院大学教養部准教授）」雑誌 2018 ペドロジスト（第 62 巻第 2 号）投稿より「Wolejko and Ito 及び矢部(1989)の研究」により 7 月の平均気温が 20° C を超える地域では黒泥を基盤とする湿原が増え、さらに同 25° C 以上の地域では泥炭を欠く湿原が多数占める」という基準を引用した。

なお、小田貫湿原の 7 月の平均気温は次ページ表（富士宮市；花と緑と水の課提供）より 20° C 以上であったことより完全なる「非泥炭地湿原」ではないが、より近いものものとして「鉱質湿原」を採用した。

Wolejko and Ito (1986) は気候分布を踏まえ、日本の湿原分布域を(1)北海道の山岳湿原、(2)北海道の低地高層湿原、(3)本州北部の山岳湿原と山地高層湿原、(4)移行帯、(5)西日本の泥炭を欠く湿原の 5 つに分けた（図 1）。矢部 (1989) は、これを参照しつつ、日本の低標高域の湿原土壌の空間変化を、気温と栄養状態・酸素供給の 2 指標から展開して示した（図 2）。この研究によると、7 月の平均気温が 20°C を超える地域では泥炭ではなく、植物遺体がよく分解した黒泥（muck）を基盤とする湿原が増え、さらに同 25°C 以上の地域（主に西日本）では泥炭を欠く湿原が多数を占めるようになる。

こうした立地基盤に泥炭を欠く湿原について、泥炭湿原ではないという意味から「非泥炭地湿原」という用語が使用されることがある（たとえば富士田 2017）。発表者も当初はこの用語を用いていたが、その後、それ自体を識別する呼称が必要と考え、鉱質土壌湿原（wet grassland of mineral soil）という用語を提案した（富田 2010）。本稿でも、以降この用語を用いる。

「湿原の環境と土壌：泥炭湿原と鉱質土壌湿原の比較（富田啓介：愛知学院大学教養部准教授）」雑誌 2018 ペドロジスト(第 62 巻第 2 号)より抜粋





図 4-7-2. 小田貫湿原周辺の水温観測点（富士宮市）

表 4-7-1. 小田貫湿原周辺の7月の平均気温（富士宮市データ）

測定時期	⑧	⑦	⑥	⑨	⑩	⑪	⑩	⑫	平均
	山口養鱒場西側 (No 8)	五斗目木橋西側 (No 7)	陣馬の滝 (No 6)	陣馬の滝東側 (No 9)	向山荘東側 (No 10)	伊勢大名神明宮 (No 11)	猪之頭水源地 (水産試験場北側)	猪之頭橋北側 (No 12)	
2021/7/2 15:00	23.0	21.2	20.8	22.5	24.5	24.3	19.8	26.0	22.8
2021/7/5 16:00	23.0	20.0	21.0	22.8	23.0	22.0	21.0	21.4	21.8

しかし、強熱減量試験結果と近隣の7月平均気温の判断から境界値付近の値であることより「泥炭湿地」と「鈹質土壌湿原」の中間的に位置づけされる湿原とも考えられる。

さらなる、追求には、速水裕樹が行った黒ぼく土の指標である「リン酸吸収係数(P-abc)の測定」を行い、次図のフローに従い判定する必要がある。

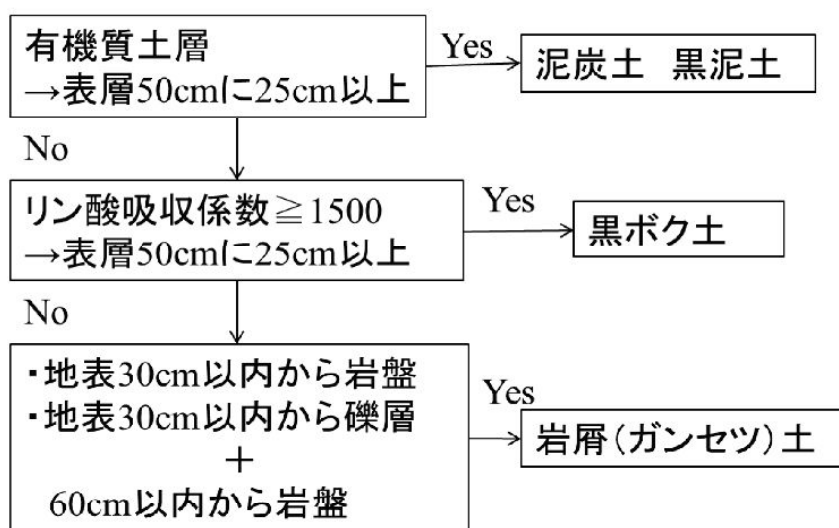


図 4-7-3. 土壌分類のフローチャート

土壌標準分析・測定委員会(1987)より



(2) 水収支 (水系図)

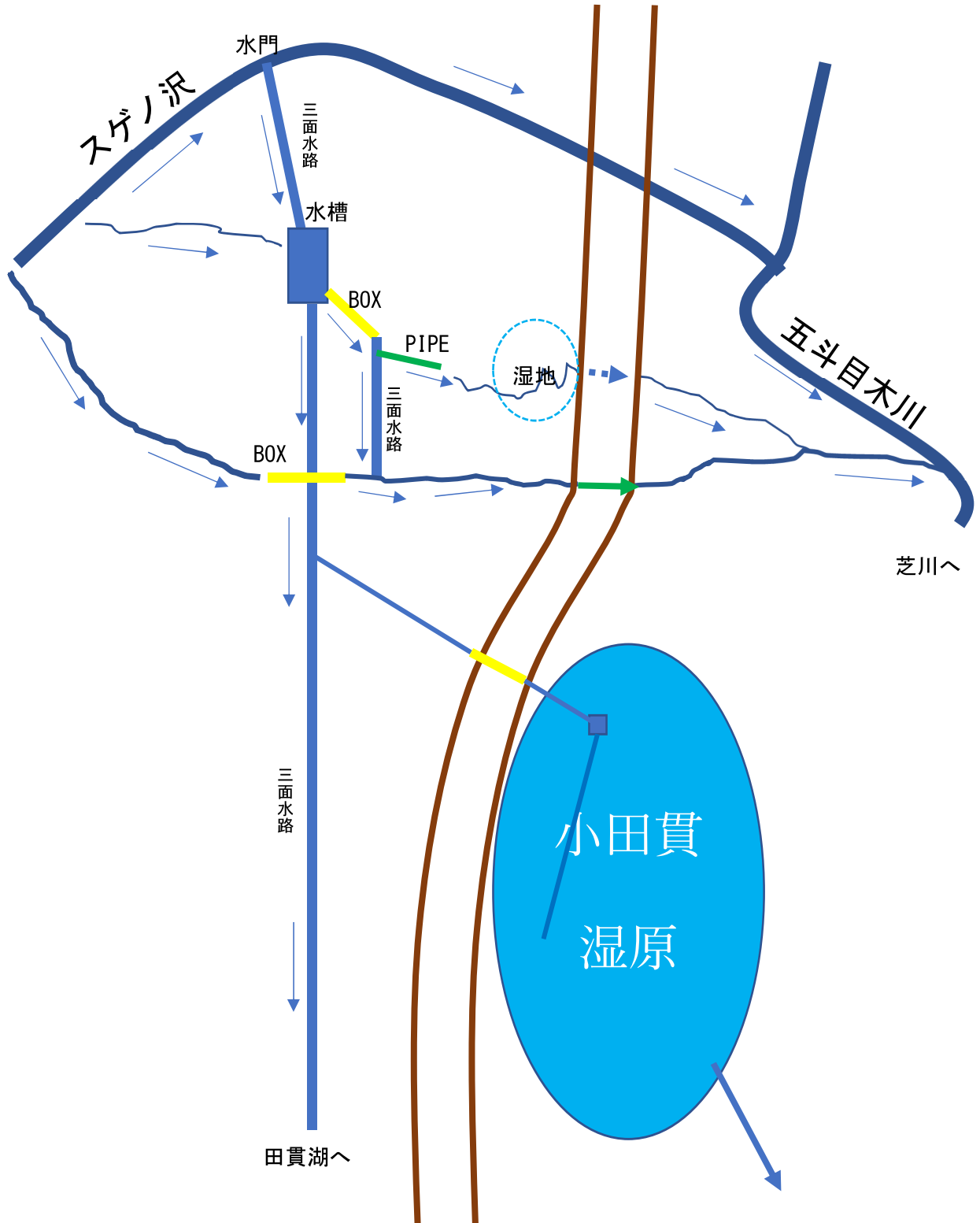


図 4-7-4. 水系図

#### 4-8. 追加既往文献による調査

文献名：平成 12 年度参加型国立公園環境保全活動推進事業報告書

：(株)プレック研究所

以下より地質・水象に関わる記述を抜粋する。

- ・小田貫湿原を含む田貫湖周辺はもともと沼沢地が存在していた。
- ・このあたりは4千年前くらい前にはスギの天然林が覆っており、これが神代杉として沼底に埋蔵されたが、明治期に数度に渡り採掘されたようだ。
- ・東側の湿地はS字状に湾曲し、小池は大小81個存在するとされる。
- ・湿原を形する水は主に降水に由来すると考えられるが、田貫尾根からの湧水も流入していると思われる。
- ・神代杉の採掘が行われた結果、採掘跡に水が溜まり、大小様々な沼が形成された。

＜保全方針・保全対策について＞

- ・湿原の乾燥化やこれに伴う木本の侵入、草原化の進行がいわれている。
- ・湿地の保全すべき姿や現状の問題点等の原因等が明確になっていない。

→情報の整備が必要。

- ・以下の表を「平成 12 年度参加型国立公園環境保全活動推進事業報告書」より引用掲載

表. 4-8-1 湿原保全上の問題

問題点	主に考えられる要因	対策例
乾燥化による草原化の進行	・田貫沼隧道の三面張り化—水路の漏水がなくなったことによる水供給消失、南側尾根からの水供給減少 ・ヒノキ皆伐等、周辺植生の変化による保水力の低下 ・降水量の減少	・隧道を意図的に漏水させる。 ・上流域から導水する。 ・湿原周辺の自然林化。 ・湿原における進入樹木の除去や人為的な攪乱。
富栄養化	・上流部のキャンプ場からの汚水流入	
周辺環境の劣化	・周辺植生が単調なことによる生物多様性低下や景観上の問題	・湿原周辺の自然林化。
人の利用圧	・木道による植生の分断 ・盗掘 ・ごみ投棄	・監視の強化 ・看板の設置

- ・一定の規模を有する湿原という観点からは、原則として「現状保全・復元型」の手法をとるのが適当であると考えられる。
- ・表 4-1 については「平成 12 年度参加型国立公園環境保全活動推進事業報告書」転載であり、要因の調査検証は行われていない。



#### 4-9. 周辺の地質環境の補足

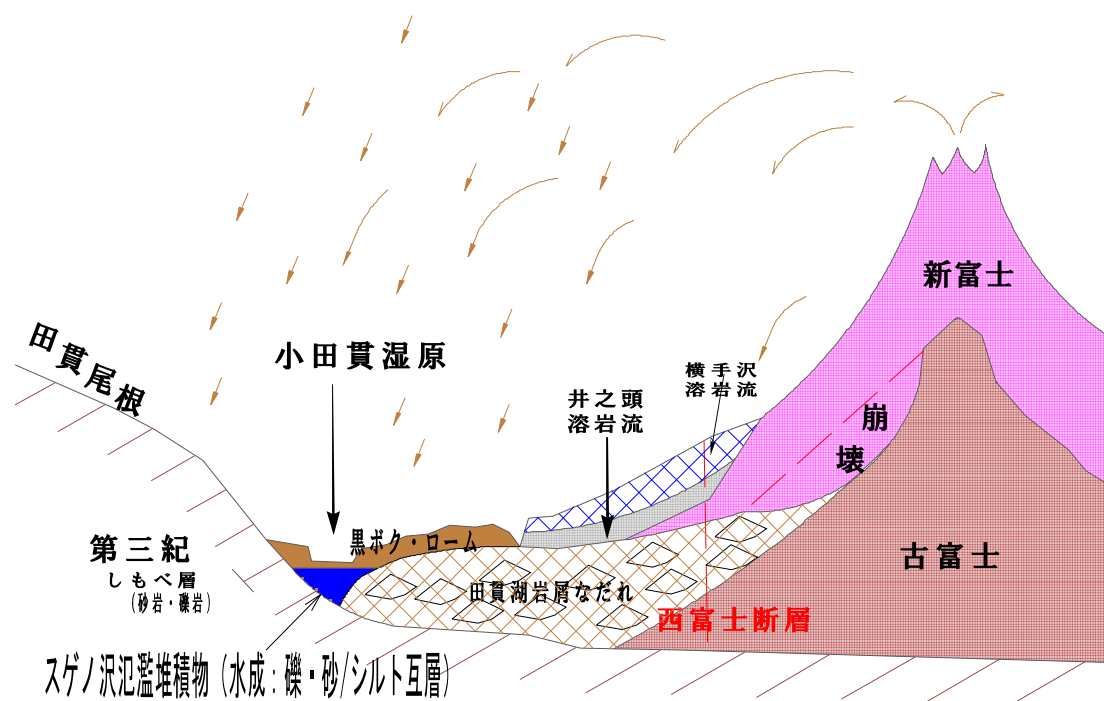


図. 4-9-1

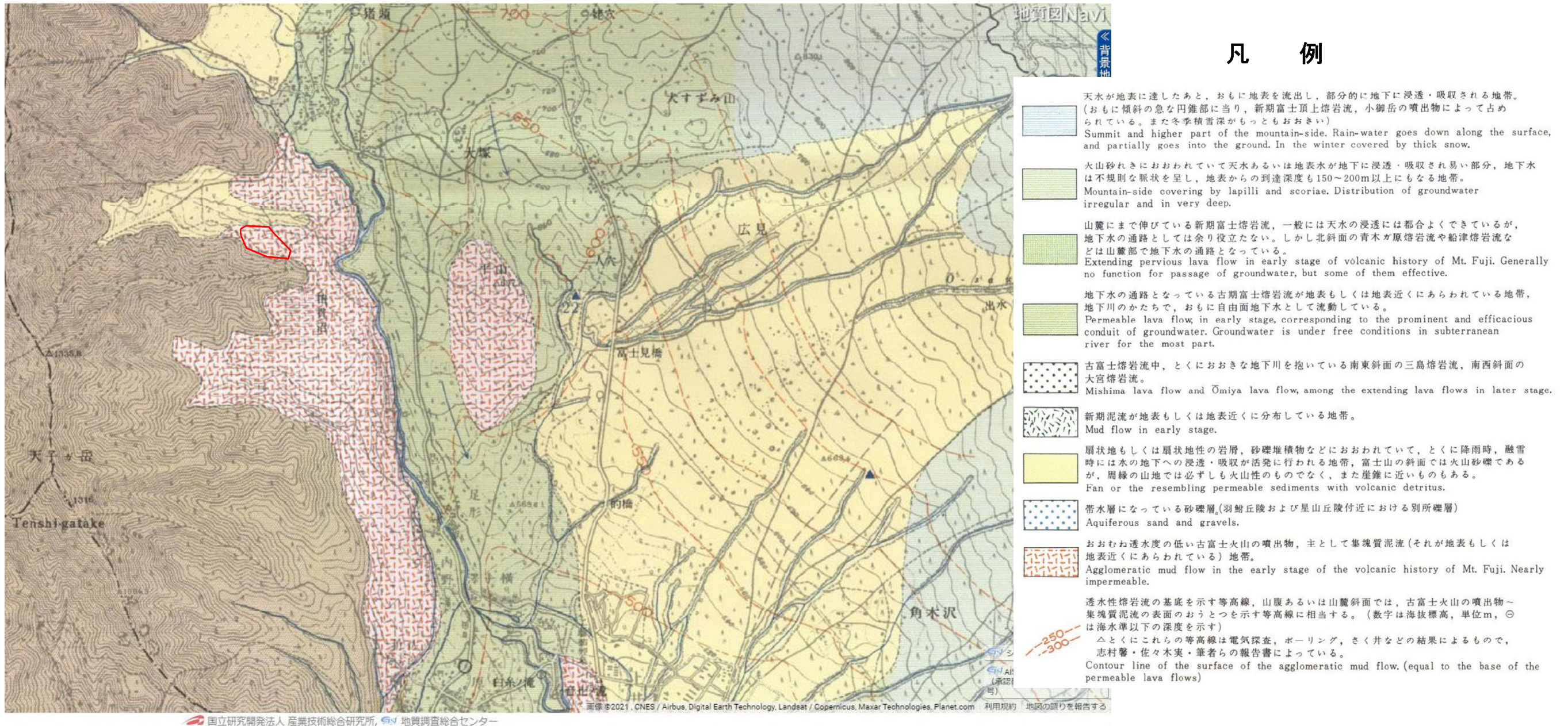
上図は、小田貫湿原周辺の土地の起源を含む東西方向の模式断面図である。新第三紀身延層の砂岩・礫岩による田貫尾根を基盤岩上に約 18 千年前に古富士堆積物の田貫湖岩屑なだれ層が東側から流下してこの田貫尾根に衝突した。その際に圧縮され閉塞されたために谷状の凹部ができ古いスゲノ沢からの流路になった。この凹部は、地形的にも窪地となりスゲノ沢の支流流路にもなり水成堆積物が堆積した。穏やかな流れのなかの堆積環境でシルトと砂が互層した。令和元年度の土検杖調査では、西側の水路沿いに上層より硬質な土質の堆積が確認され、平成 29 年度に行われた水路沿いのボーリング調査では、水路地表面より 8m 深度ほどで硬質なシルト層が堆積していることが確認されている。現在の地表面には、その後の富士山の噴火活動による風成堆積物である火山が約 1~2m 程堆積している。これは、噴出火山灰が風化することで褐色ロームや黒色の腐食の進んだ黒ボクであり、小田貫湿原の表層を覆い下層へ雨水を浸透させ難い不透水層となり、現在のような湿原を保持している。

鈹質湿原とは、通常は泥炭などの有機質土壌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・貧栄養湿地草本植物群落」を定義している。しかし、古くは現在の田貫湖には浮島があり植物遺骸も多く有機質土壌が堆積していたことも示唆している。



<広域の地下水について>

図 4-9-2. 国立研究法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター「富士山域水理地質図」



調査地は、「おおむね透水性の低い古富士火山の噴出物、主として集塊質泥流(それが地表もしくは地表近くにあらわれている)地帯」とされ、「田貫湖岩屑なだれ堆積物層」に相当する。富士山頂部方よりクラッキーな溶岩部に供給され、伏流する地下水は「地下水の流路となっている古期富士溶岩流が地表もしくは地表近くにあらわれている地帯。地下水川のかたちで、おもに自由地下水として流動している。」が、その芝川対岸は透水性の低い堆積層であることにより、芝川にほとんどが流出する。

そのため小田貫湿原に供給される地下水は、富士山からもたらされるものではなく、西側の天子山地側より供給され、おもにスゲノ沢扇状地から供給されている。ただし、スゲノ沢に集積される地下水の多くは、小田貫湿原地質の透水性が低いので芝川へ流れ込んでいる。



## 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。

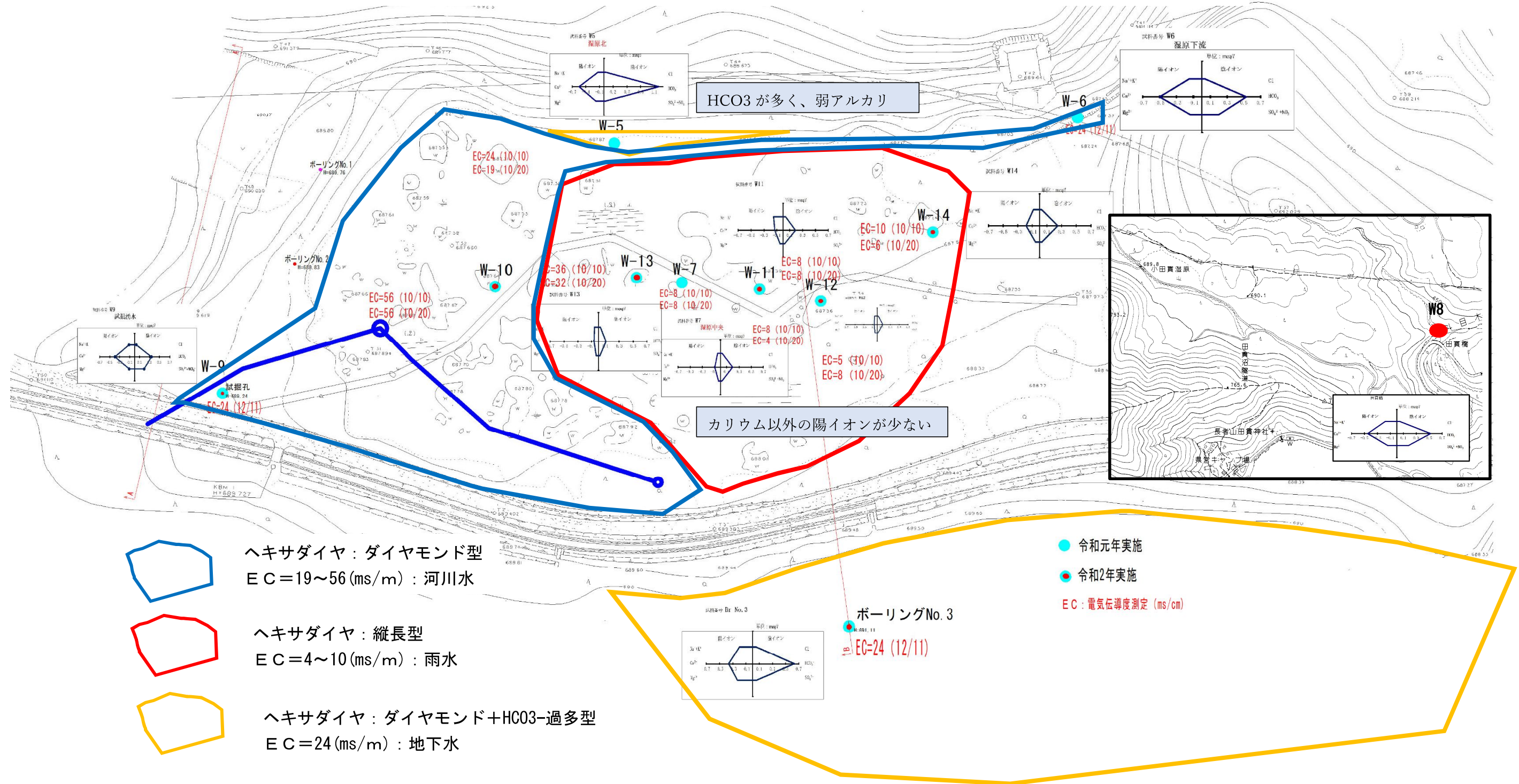
### 5-2. 分析結果

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、W10~Br-No. 3:2021/12/1)

年度 試料番号 採取場所	単位	R 1									R 2					
		W1 スゲノ沢	W2 水田横	W3 分岐沢	W4 湧水	W5 湿原北	W6 湿原下流	W7 湿原中央	W8 田貫橋	W9 試掘湧水	W10	W11	W12	W13	W14	Br-No. 3
pH		7.0	6.9	7.0	6.7	6.2	6.9	5.7	7.2	6.5	6.5	5.7	6.0	6.0	6.6	6.1
電気伝導度 (EC;at18°C)	ms/m	8.46	7.79	7.41	7.80	16.0	8.08	7.14	7.65	6.3	7.35	2.88	1.68	1.68	3.27	7.67
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	2.6	2.1	1.2	1.2	1.8	4.0
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	1.1	2.3	0.2	0.2	0.3	1.0
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	12.0	2.6	1.3	1.3	3.7	7.3
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	2.0	0.6	0.6	0.4	0.7	2.8
塩素イオン (Cl <sup>-</sup> )	mg/L	1.1	1.1	1.2	1.3	1.5	1.2	1.0	1.7	1.3	1.0	1.3	1.0	1.0	1.0	1.9
硫酸イオン (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	mg/L	11	9.4	8.8	8.1	0.2	8.7	1.0	6.8	7.9	4.5	1.0	1.0	1.0	1.5	2.9
炭酸水素イオン (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	mmol/L	0.54	0.47	0.48	0.48	1.20	0.53	0.20	0.52	0.34	0.63	0.19	0.13	0.11	0.25	0.64
硝酸イオン (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	mg/L	1.30	1.20	1.40	1.70	1.70	1.00	0.20	2.30	1.80	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	2.90
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						
Na	mg/L	0.130	0.126	0.126	0.135	0.113	0.135	0.039	0.170	0.104	0.113	0.091	0.052	0.052	0.078	0.174
K	mg/L	0.010	0.010	0.010	0.013	0.020	0.010	0.008	0.010	0.008	0.028	0.059	0.005	0.005	0.008	0.026
Ca	mg/L	0.549	0.479	0.469	0.454	0.549	0.499	0.095	0.449	0.394	0.599	0.130	0.065	0.065	0.185	0.364
Mg	mg/L	0.132	0.132	0.132	0.132	0.181	0.132	0.033	0.140	0.107	0.165	0.049	0.049	0.033	0.058	0.230
ΣC	mg/L	0.821	0.747	0.737	0.733	0.863	0.776	0.175	0.769	0.613	0.905	0.329	0.172	0.155	0.328	0.794
Cl	mg/L	0.031	0.031	0.034	0.037	0.042	0.034	0.028	0.048	0.037	0.028	0.037	0.028	0.028	0.028	0.054
SO <sub>4</sub>	mg/L	0.229	0.196	0.183	0.169	0.004	0.181	0.021	0.142	0.164	0.094	0.021	0.021	0.021	0.031	0.060
HCO <sub>3</sub>	mg/L	0.540	0.470	0.480	0.480	1.200	0.530	0.200	0.520	0.340	0.630	0.190	0.130	0.110	0.250	0.640
NO <sub>3</sub>	mg/L	0.021	0.019	0.023	0.027	0.027	0.016	0.003	0.037	0.029	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.047
ΣA		0.821	0.716	0.720	0.713	1.274	0.761	0.252	0.747	0.570	0.755	0.251	0.182	0.162	0.313	0.801
ΣC/ΣA		1.000	1.043	1.024	1.029	0.678	1.019	0.692	1.030	1.075	1.198	1.313	0.941	0.956	1.050	0.992
ΣC/EC <sub>18</sub>		0.0971	0.0959	0.0995	0.0940	0.0540	0.0960	0.0244	0.1005	0.0967	0.1231	0.1143	0.1021	0.0923	0.1004	0.1035
ΣA/EC <sub>18</sub>		0.0970	0.0919	0.0971	0.0914	0.0796	0.0942	0.0353	0.0976	0.0899	0.1027	0.0871	0.1085	0.0966	0.0956	0.1044
Mg/Ca		0.15	0.17	0.17	0.18	0.20	0.16	0.21	0.19	0.16	0.17	0.23	0.46	0.31	0.19	0.38

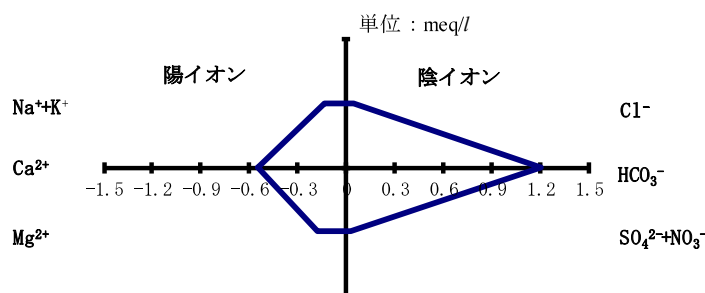
図 5-2-1. ヘキサダイアグラム図と電気伝導度 (EC) の分布と区分図



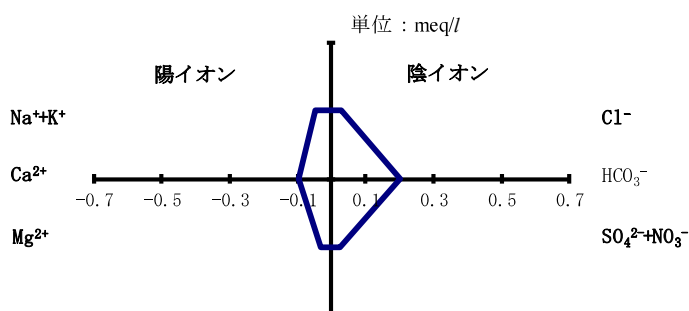


W1をはじめ、ほとんどが「ダイヤモンド型；Ca-Cl型」で、一般の河川水・地下水パターンを有する。しかし、「W5：湿原北」と「W7；湿原中央」では、それと異なるパターン形状を呈している。

「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-CO<sub>3</sub>が多いタイプのCa-HCO<sub>3</sub>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（HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>）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、水の電気の通り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。

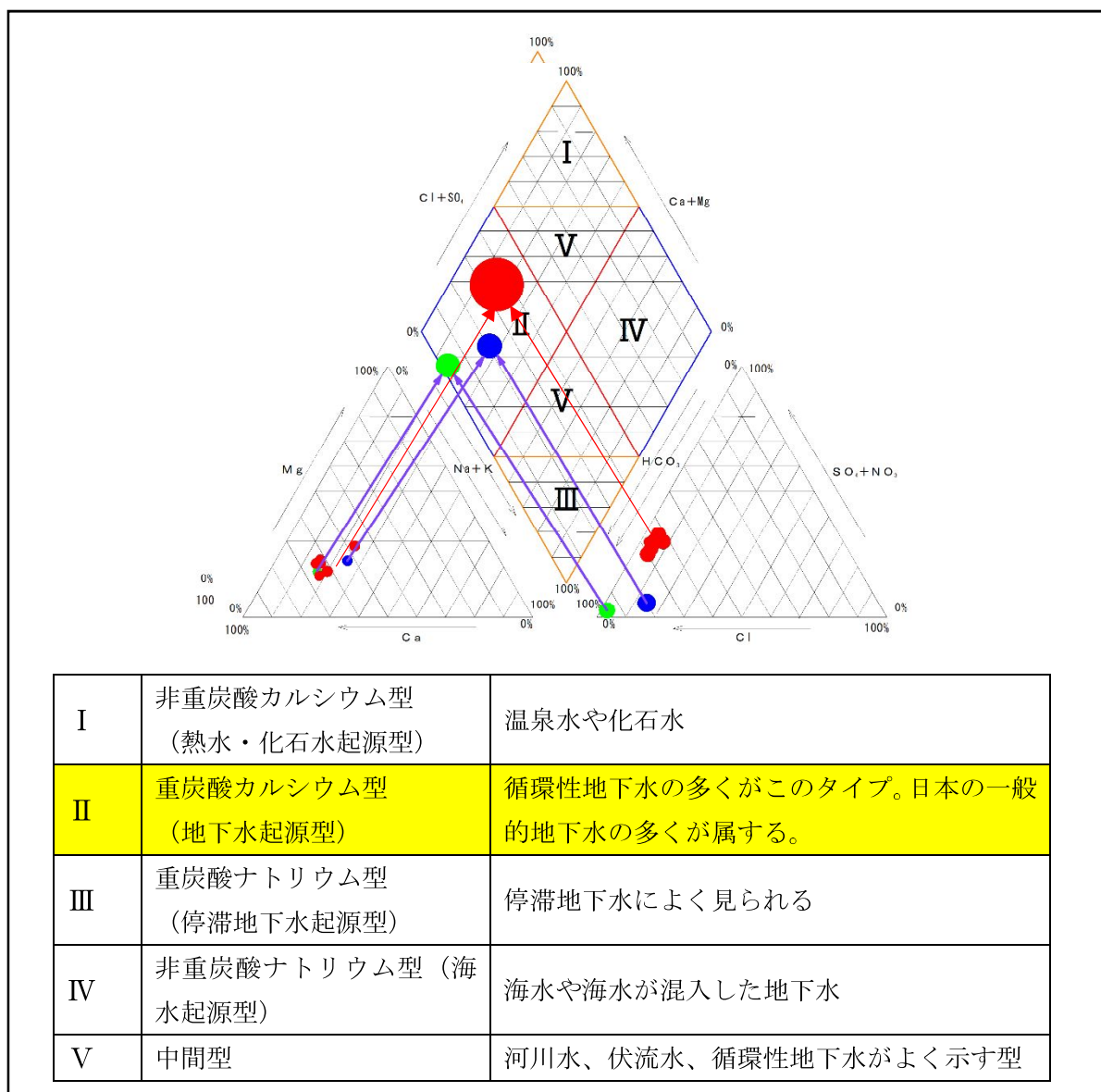
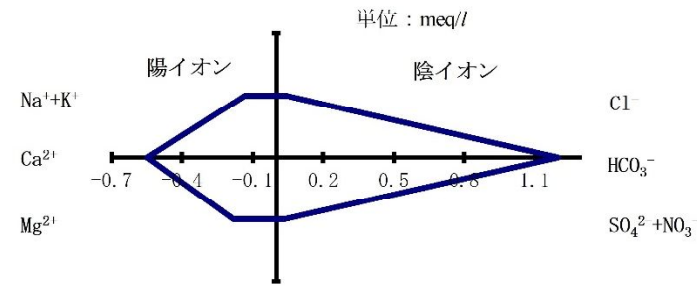


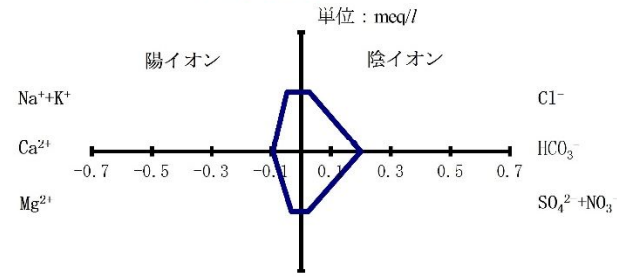
図 5-2-2. トリリニアダイアグラム



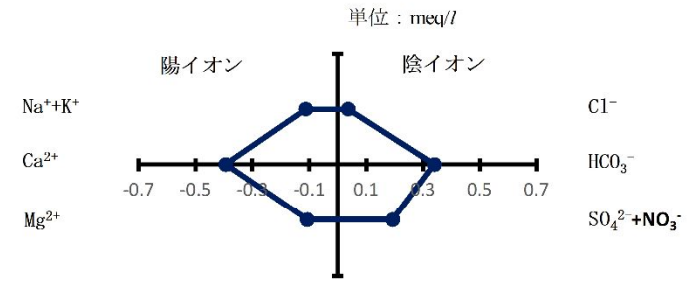
試料番号 W5  
湿原北



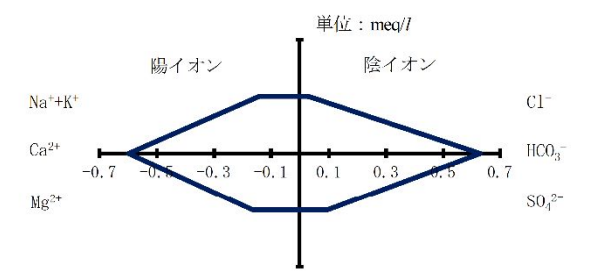
試料番号 W7  
湿原中央



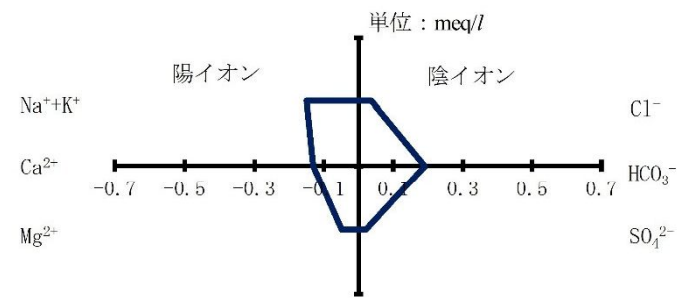
試料番号 W9  
試掘湧水



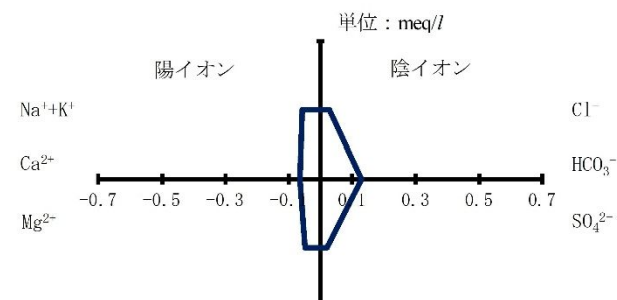
試料番号 W10



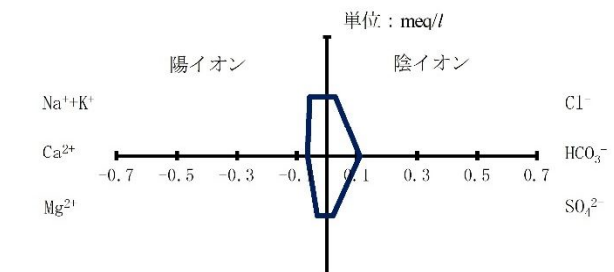
試料番号 W11



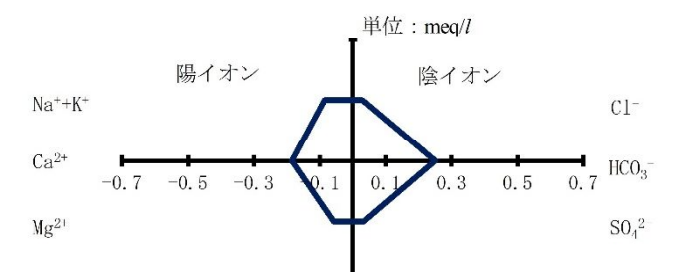
試料番号 W12



試料番号 W13



試料番号 W14



試料番号 Br-No. 3

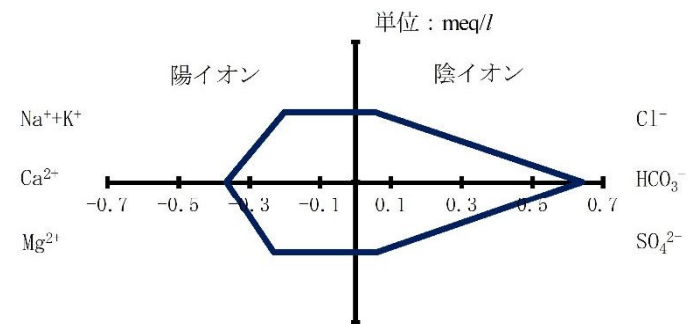


図 5-2-3. ヘキサダイアグラム

小田貫湿原の水は3つのタイプに分類される。

### I タイプ：河川水型

水路からの導水によるものとする

ヘキサダイア：ダイヤモンド型

EC=19~56 (ms/m)：河川水

### II タイプ：雨水型

湿地中央部の深い池の水

\*冬季において降雨が少ないときは水位低下または凍結

\*雨期は山地からの地下水の伏流も考えられる

ヘキサダイア：縦長型

EC=4~10 (ms/m)：雨水

### III タイプ：地下水型

ボーリング No. 3 で採取した地下水

\*EC 値では東側端部で採取した水と同等

ヘキサダイア：ダイヤモンド+HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>過多型

EC=24 (ms/m)：地下水

ほぼ小田貫湿原周辺（I または II タイプ）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（ $5.7\sim 6.2$ ）。

#### <富養化について>

富養化と貧養の境界目安は全窒素量で  $0.15\sim 0.2\text{ mg/l}$  程度、全リンでは  $0.02\text{ mg/l}$  程度とされている。「平成8年2月 水質調査の基礎知識（近畿地方整備局近畿技術事務所）を参考引用」

全窒素では、いずれもやや大きいものの「W5：湿原北」と「W7：湿原中央」の値が突出して大きい。また、全リンでは、「W5：湿原北」と「W7：湿原中央」が上記の目安を超えている。

タイプII とタイプIII のエリアであり、スゲノ沢水が直接侵入した I エリアではないので、スゲノ沢上流に問題があるとは言及しがたい。



## 6. 検土杖調査

6-1. 検土杖調査位置と推定地質断面図

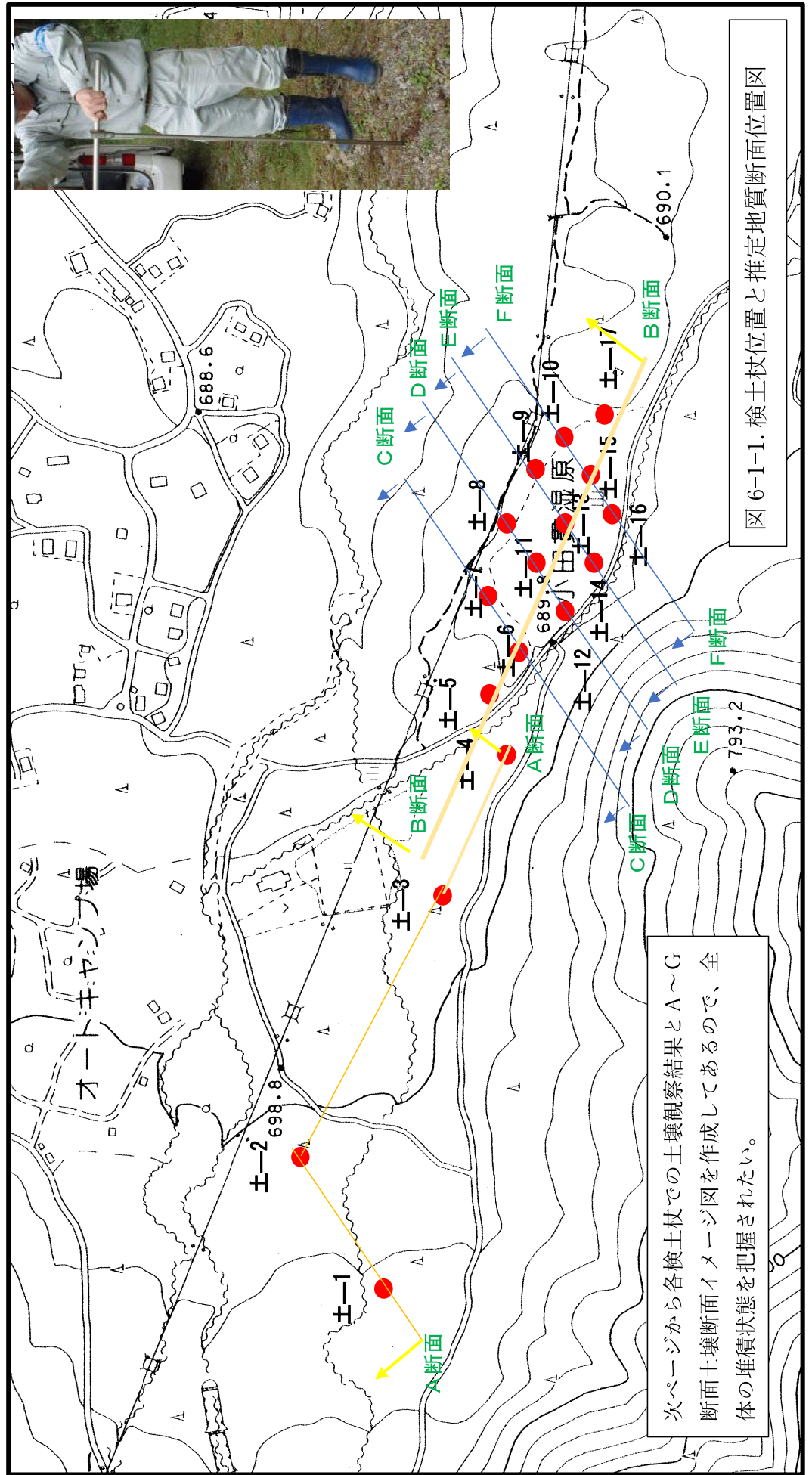


図 6-1-1. 検土杖位置と推定地質断面位置図

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

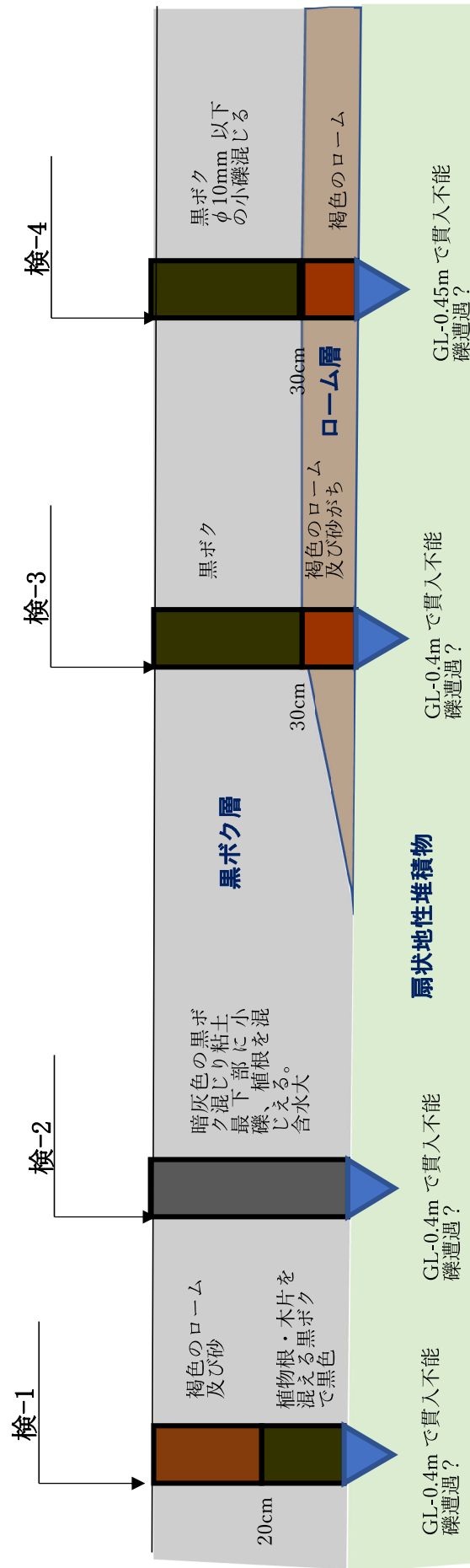


図 6-1-2. A-A 断面検土杖による推定地質断面図



# B断面

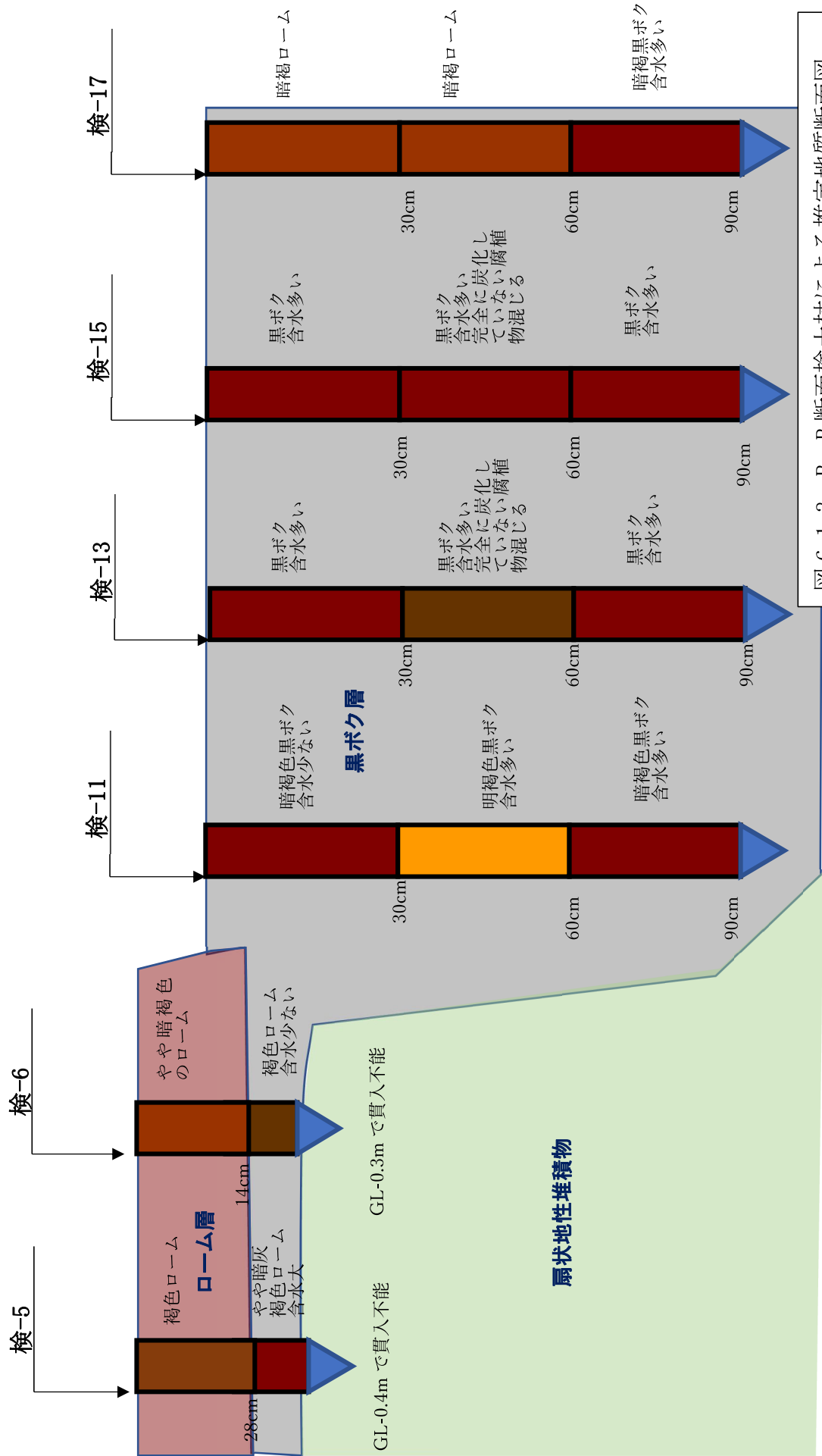


図 6-1-3. B-B 断面検土杖による推定地質断面図

# C断面

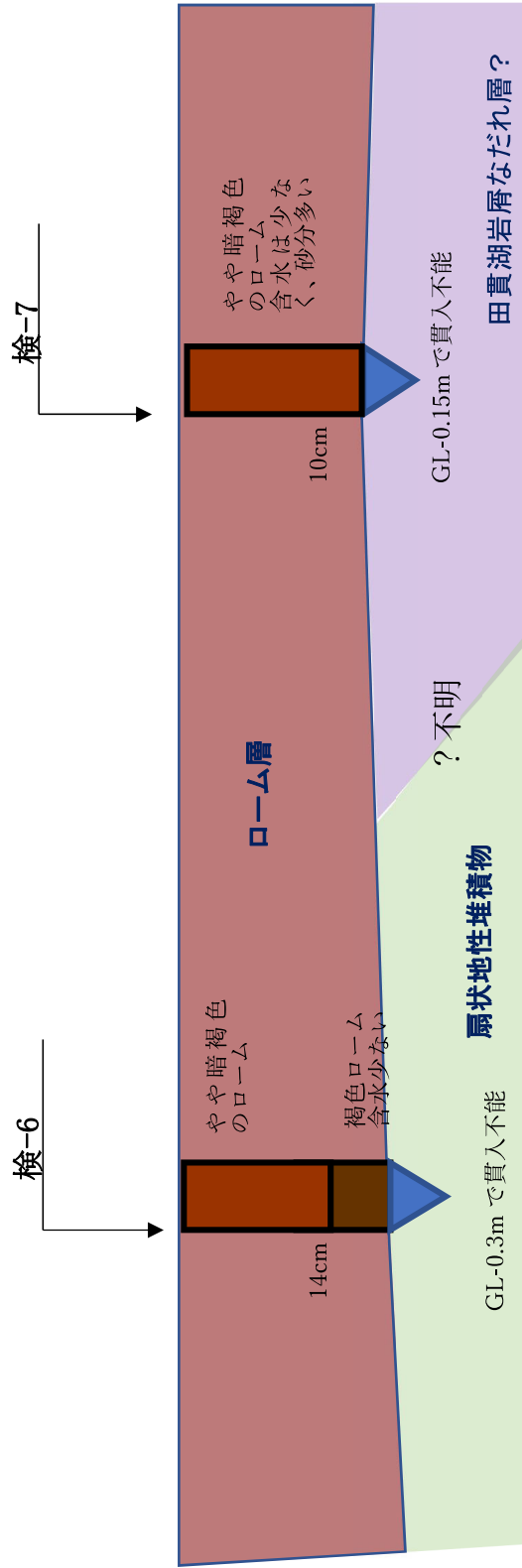


図 6-1-4. C-C 断面検土杖による推定地質断面図



# D断面

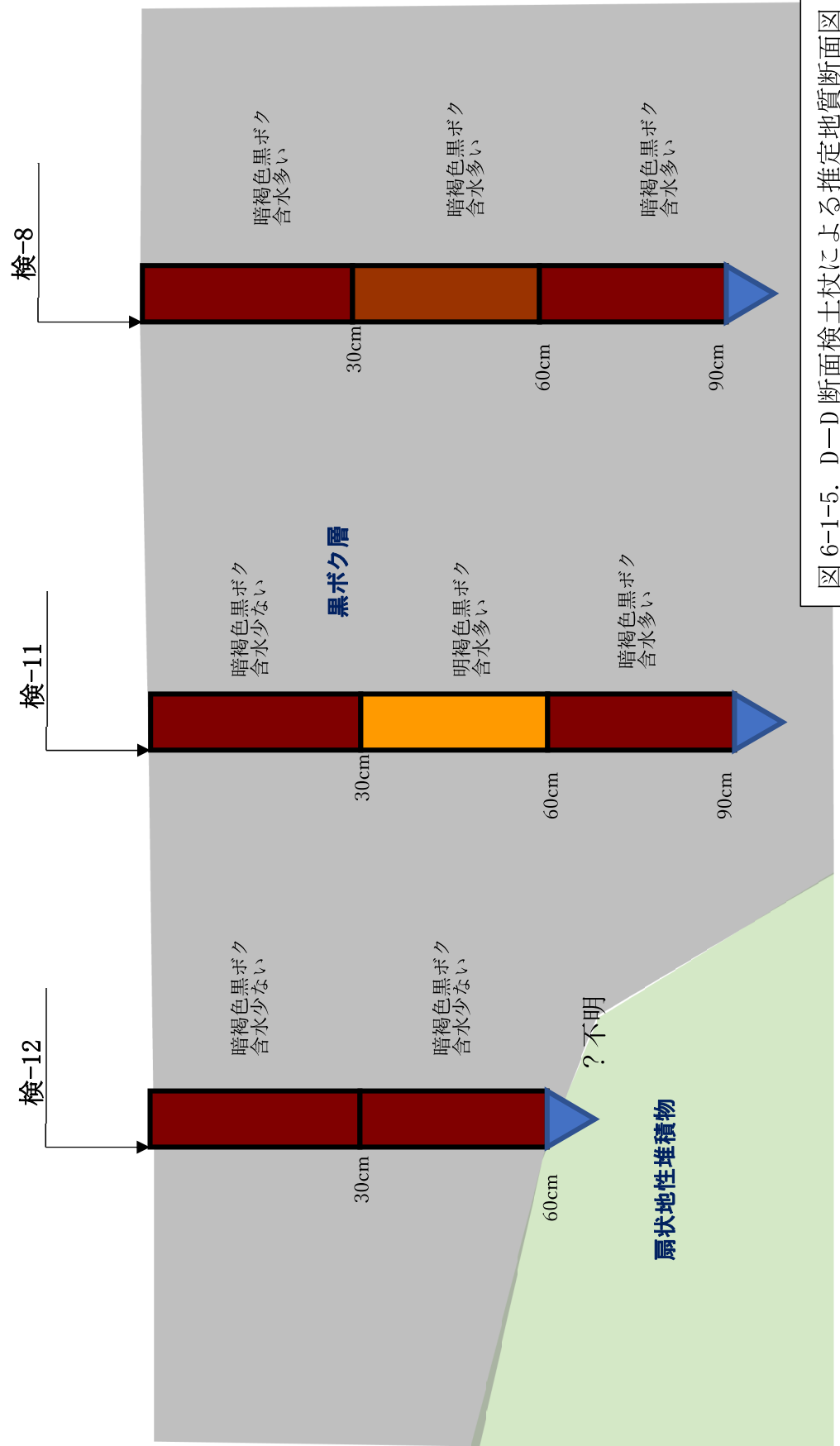


図 6-1-5. D-D 断面検土杖による推定地質断面図

# E断面

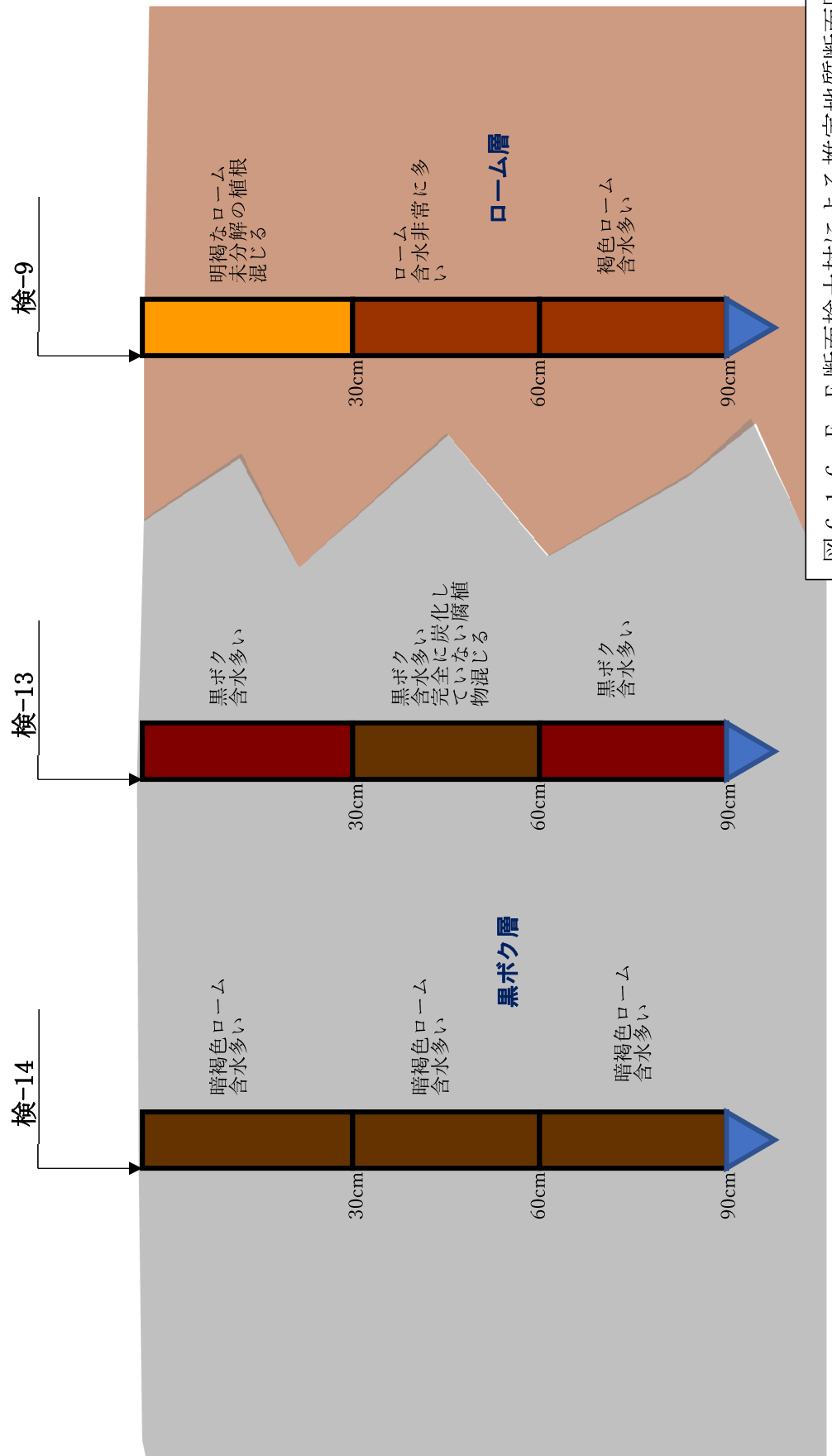


図 6-1-6. E-E 断面検土杖による推定地質断面図



# F断面

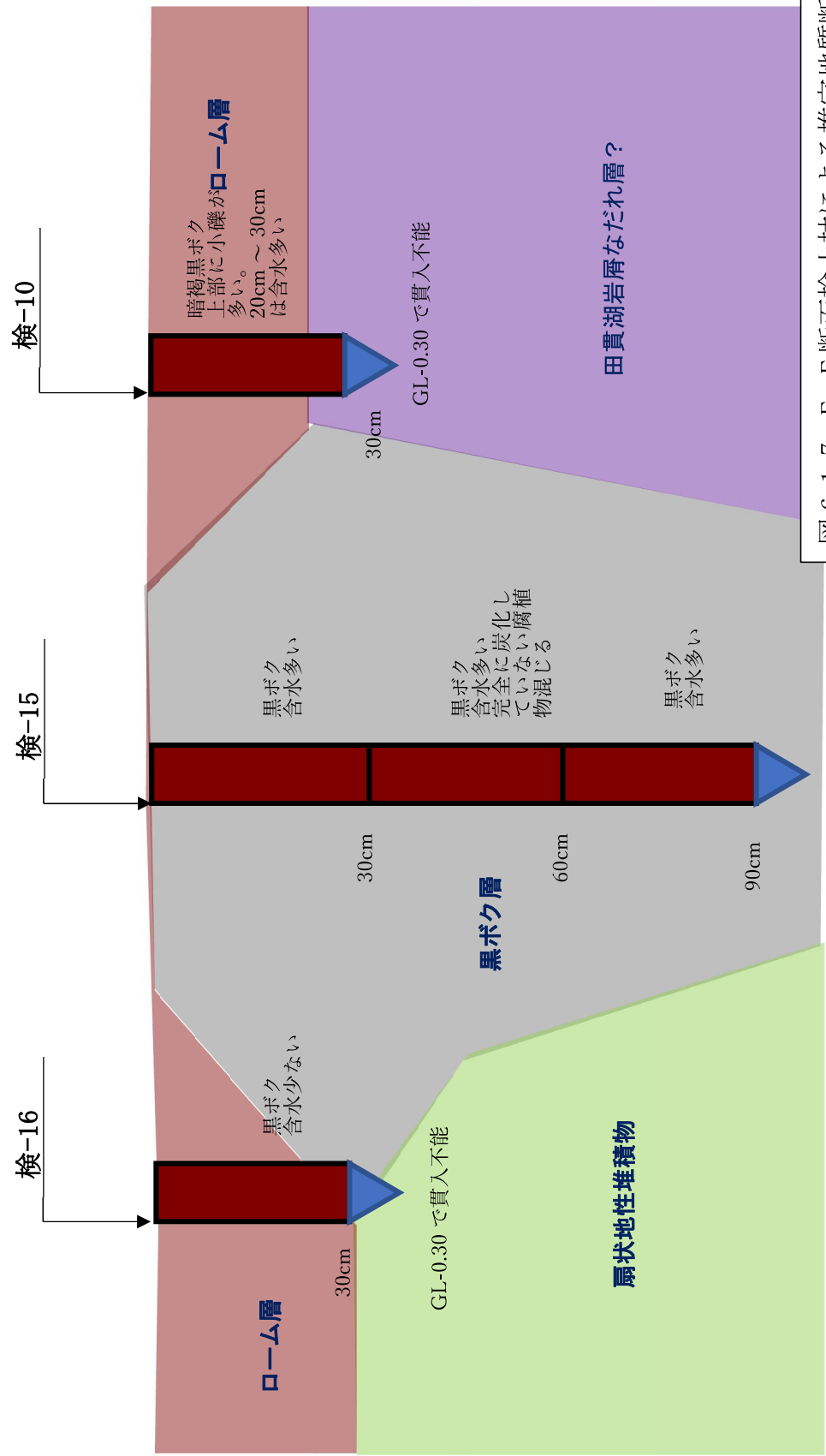


図 6-1-7. F-F 断面検土杖による推定地質断面図

## 7. 試掘

### 7-1. 試掘位置と断面観察・サンプリング

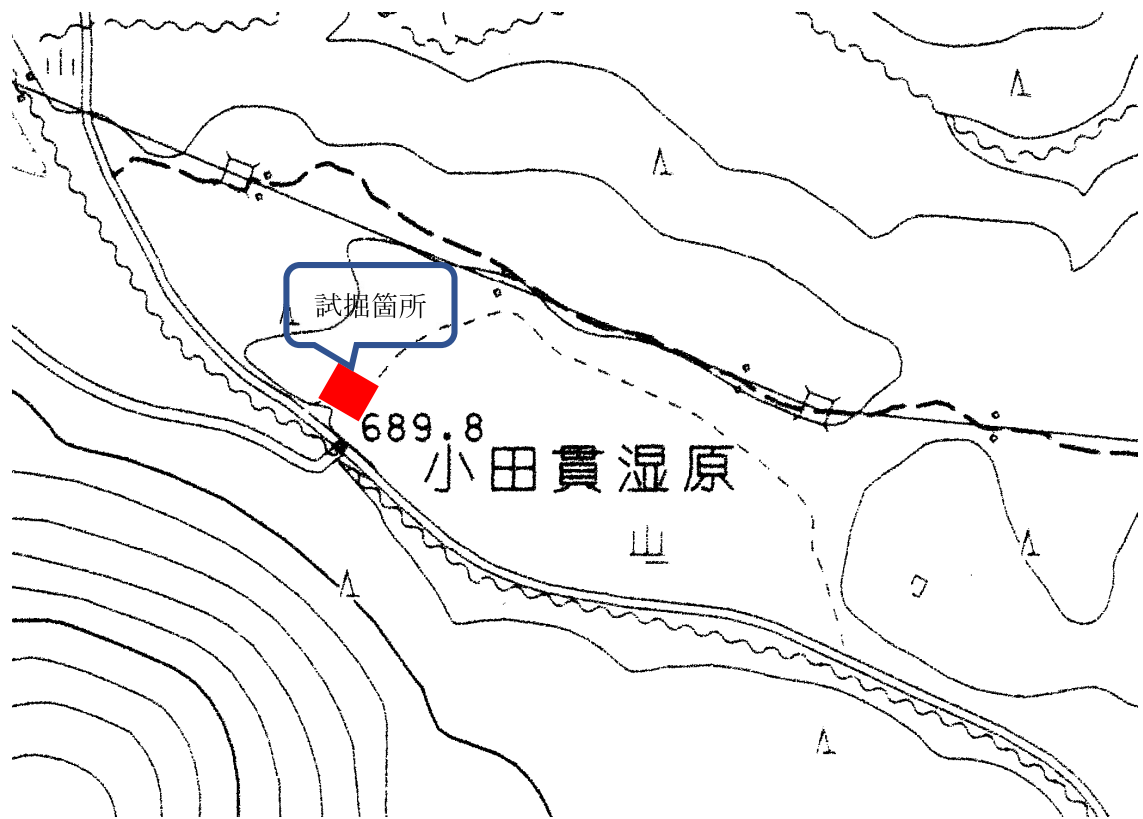


図 7-1-1. 試掘位置図

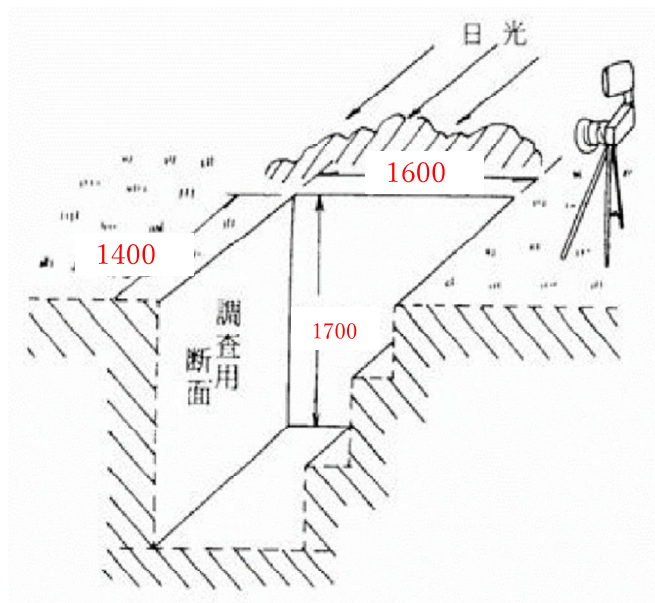


図 7-1-2. 試掘寸法模式図



写真 7-1-1. 試掘断面写真

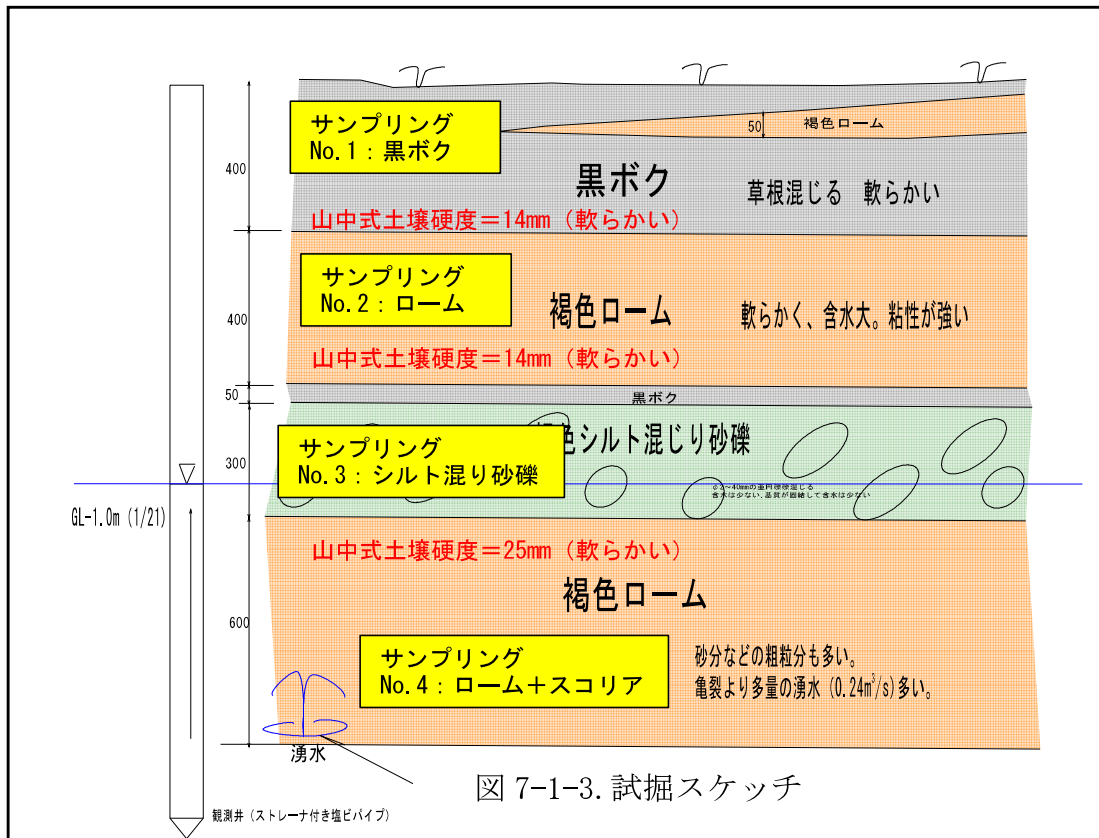


図 7-1-3. 試掘スケッチ



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  $\phi$  30mm 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。

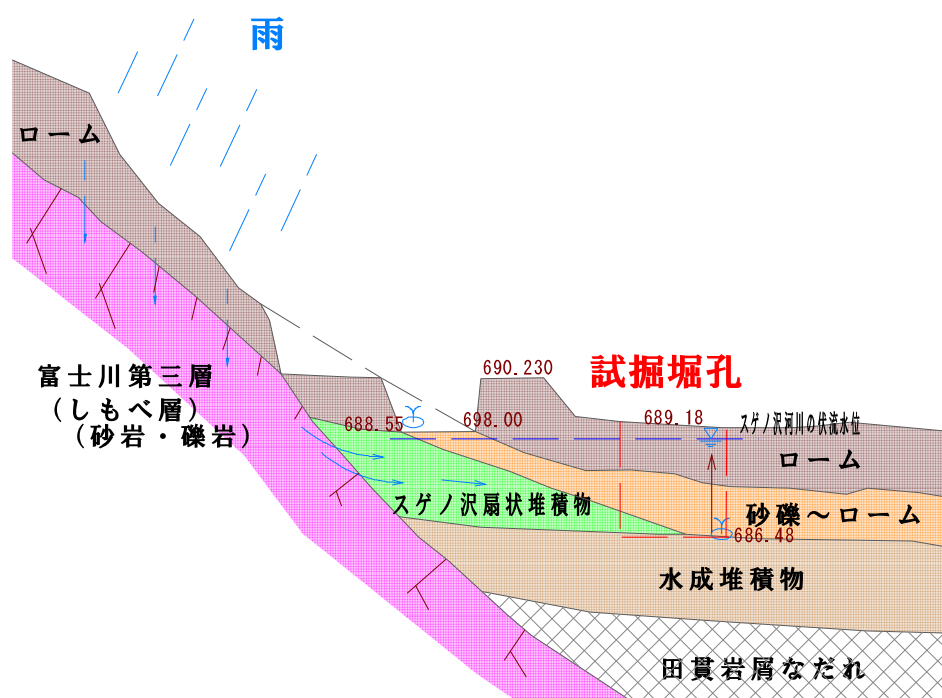


図 7-1-5. 試掘から推定される小田貫湿原への地下水の供給

## 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	1回目 24,000	
					再試験 18,000	
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 <sub>F</sub> )	%	図 8-1-2	図 8-1-3	—	—	
液性限界 W <sub>L</sub>	%	175.4	188.2	179.1	186.3	
塑性限界 W <sub>P</sub>	%	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 <sup>3</sup>	1.178	1.324	—	—	
間隙比 e		3.926	2.877	—	—	
飽和度 (%)	%	87.0	87.3	—	—	

- ・ p<sub>H</sub>値は、鈰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。
- ・ No. 4 試料の全カルシウムが多いのは導水路工事で使用した地盤改良添加材の



影響を受けていると推定

- 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。

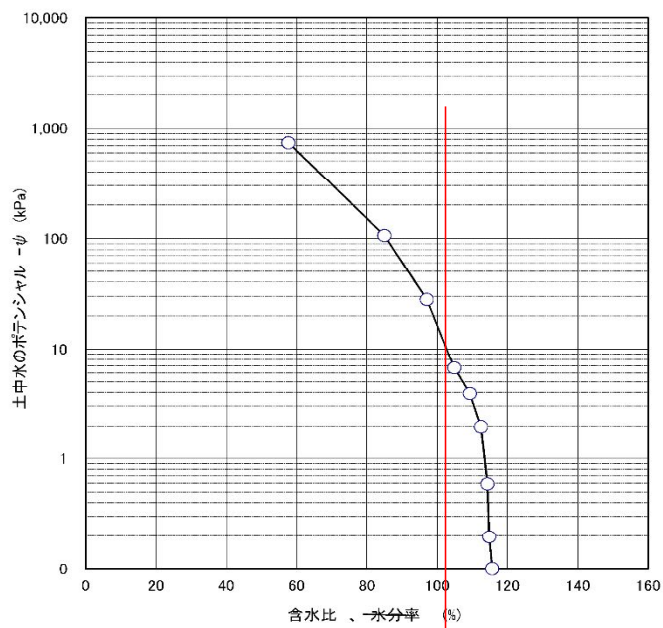
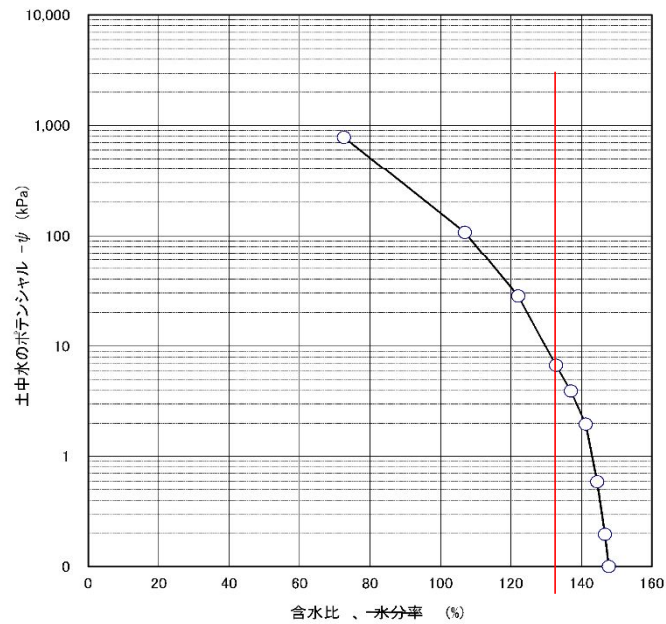


図 8-1-1. No. 2 ロームの「含水比-土中水のポテンシャル  $\Psi$ 」

- ・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。

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。

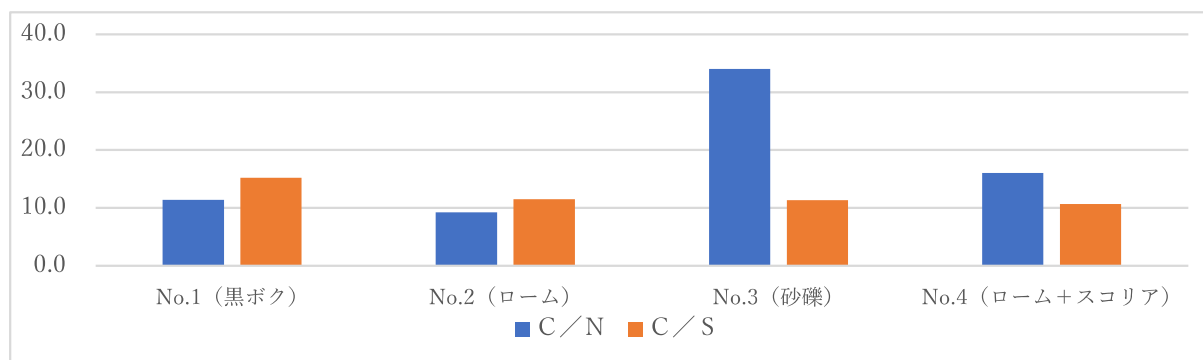


図 8-1-2. 土壌の C/N、C/S 比

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。

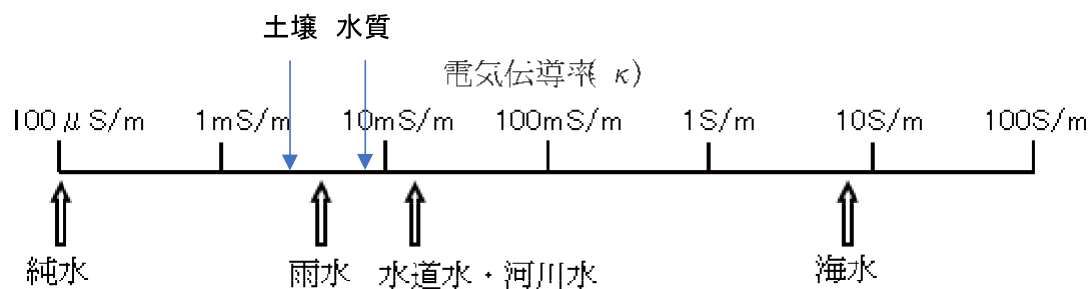


図 8-1-3. 電気伝導率と水

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）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。

試掘孔 GL-2m で採取した褐色ロームのカルシウム分が多く含有された結果を得た。

表 8-1-2. No. 4 検体のカルシウム含有量

	カルシウム含有量(mg/kg)
1 回目	24,000

隣接部で湿原内への暗渠導水工事が平成 6 年度に実施された。このため直接改良したのではないが仮設工で石灰の添加などで固化したことも考えられる。



## 9. ボーリング調査結果

ボーリングは、 $\phi 86\text{mm}$  孔径（ビット径）で掘削し、下記のような機械を使用した。下記機械は、不陸のある地形を自走することが出来、足場を要しない構造にある。また、送水することなく、震動によるコアチューブでのコア採取である。なお、オールケーシングにてその外径は $\phi 116\text{mm}$ である。



◇EP-26N

パワースイベル部		パイプロ部	
形式	油圧モータ駆動	最高振動数	4000[cpm]
スピンドル回転数	LOW 30[ $\text{min}^{-1}$ ]	最大起振力	38.0kN(3900kgf)
	HIGH 60[ $\text{min}^{-1}$ ]	マスト	
スピンドルトルク	LOW 3.2[kNm](330kgfm)	形式	油圧シリンダー起倒式
	HIGH 1.6[kNm](165kgfm)	マストスライド	500mm
フィード部		ヘッドシーブ	手動スライド式 ストローク730mm
形式	油圧シリンダフィード	ウインチ	
給圧力	20.0[kN](2000kgf)	巻き能力	MAX 3.9kN(400kgf)
バランス力(最大)	9.3[kN](9975kgf)	巻き速度	0-50m/min
給杆速度	通常 0-9.2m/min 急速 27.0m/min	巻き取り能力	5mm $\times$ 23m
バランス速度	通常 0-3.7m/min 急速 11.1m/min	質量	約: 2.69ton
ストローク	1.4m (O.P 1.9m)	クローラー	油圧駆動式(ZX27U2+ZX-17U2)
		定格出力	19.7kW/2200 $\text{min}^{-1}$

図 9-1-1. ボーリング機械

# ボーリング位置平面図

S = 1 : 500  
(A3版 : 1000)

## <ボーリング位置の選定>

ボーリング位置は、主に湿原形成に最も関与している浅層部の地質構成を知り、かつその後の水位観測孔に利用するため、湿地上流側で実施した (No. 1、No. 2)。また、対策工としての水の供給を考えた場合、明らかに供給源を上流側に求めるため、踏査露頭での地質を対比することも目的とした。

No. 3 孔については、天子山地山麓の幅広谷からの供給地下水が考えられたので、対象湿地の中央部にあたる地点で実施した。なお、湿原中央部ではボーリング機械搬入のための植物の攪乱や破壊があるため環境保全の側面から他の手法 (簡易動的コーン貫入試験) による表層土の厚さ分布調査を補足した。

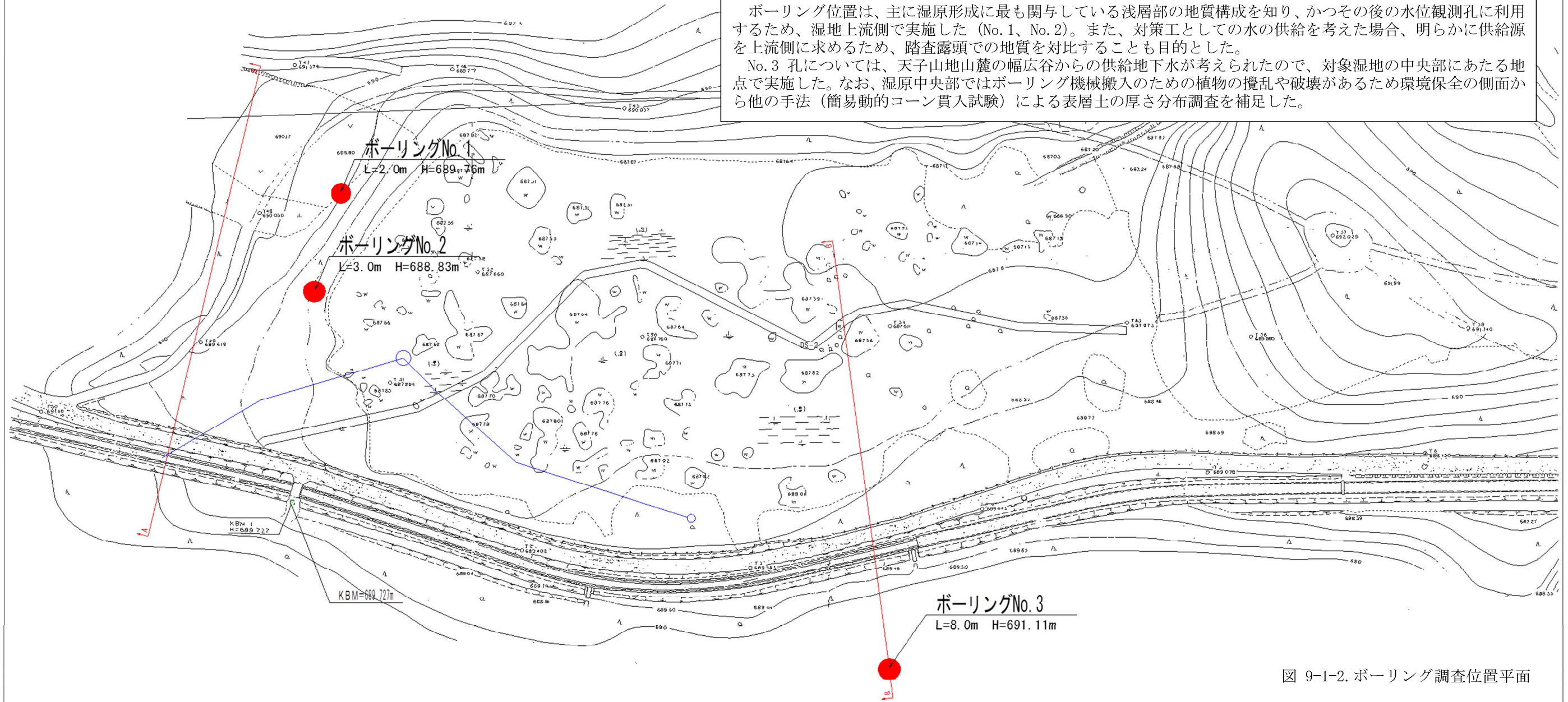


図 9-1-2. ボーリング調査位置平面

## <ボーリング調査経緯>

北側のかつての水田への供給水のあり方や水位を知るため、No. 1 より着手。No. 1 孔では、表層黒ボク～褐色ロームが 1.9m 程堆積し、以深では硬質な安山岩質の玉石に遭遇した。田貫湖岩砕なだれ層かその上位のスゲノ沢氾濫堆積物の一部であると認識したが、地下水はない。以深への掘削が使用機械では困難なため終了し水位観測孔を設けた。しかし、観測孔に侵入はないため観測は行っていない。したがって、No. 2 孔はより現在の湿原に近づき湿原水位を継続的に検測するために実施した。ここでは、同様に 3m 程で硬質層に遭遇したため調査を終了した。

No. 3 孔は、地層変化と共に深層地下水の存在がボーリング中にも認められたため、硬質地盤に遭遇するまで調査を行い、既存ボーリング調査との対比で同等層を確認して終了した。

<ボーリング調査結果>

ボーリング調査の結果は、以下より示す土質ボーリング柱状図・コア写真及び小田貫湿原の横断方向の推定地質断面図を作成した。

## 土質ボーリング柱状図（標準貫入試験）

調査名	富士宮市小田貫湿原乾燥防止化対策検討のための地質・水象調査業務
事業名	または 工事名 富士宮市小田貫湿原乾燥防止化対策検討
調査目的及び調査対象	その他 その他

ボーリング名	No. 1	調査位置	富士宮市猪之頭地先(小田貫湿原)	北緯	35° 21' 9.68"
発注機関	富士宮市	調査期間	2020年 4月 24日 ~ 2020年 4月 24日	東経	138° 33' 19.08"
調査業者名	(株)建設コンサルタントセンター 電話 054-345-2155	現代理人	牧野敦中 地質調査技士 第21193号	コア鑑定者	柴田達哉 地質調査技士 第09303号
ボーリング責任者	川口隆志 地質調査技士 登録番号	主任技師	柴田達哉 地質調査技士 第09303号	ア	
孔口標高	T.P. 689.76m	方位	北 270° 西 90° 東 0°	コ	
総削孔長	2.00m	地盤勾配	水平0° 鉛直90°	ノ	
		使用機種	ポンプ	ズ	
		エンジン	なし		

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	現場土質名 (模様)	現場土質名	地盤材料の工学的分類	色調	相対密度	相対稠度	地質時代	記	孔内水位 / 測定月日	標準貫入試験					試料採取 採取方法	室内 位置 試験	削孔 月 日		
												N	深度 (m)	100mmごとの打撃回数	打撃ごとの貫入量	50回の貫入量				自沈時の貫入量	深度 (m)
1	688.30	0.40	黒ぼく	黒ぼく	暗茶 茶褐く茶	暗茶				黒ぼく。 暗黒色が強く、含水は少ない。粘性土卓越。											
2	687.96 687.76	1.25 2.00	火山灰質粘性土 玉石混じり砂	火山灰質粘性土 玉石混じり砂	茶橙 橙灰～	茶橙				ローム質で砂分。粘性土分が卓越するが、角礫を含む。 φ100mm以上の安山岩礫を混じえ、固結性高い砂礫。											

図 9-I-3-No. 1 ボーリング柱状図

## 写真 9-1-1-No. 1 コア写真





# 土質ボーリング柱状図 (標準貫入試験)

調査名 富士宮市小田貫湿原乾燥防止化対策検討のための地質・水象調査業務

事業名 または 工事名 富士宮市小田貫湿原乾燥防止化対策検討

調査目的及び調査対象 その他 その他

ボーリング名	No. 2	調査位置	富士宮市猪之頭地先(小田貫湿原)		北緯	35° 21' 8.98"
発注機関	富士宮市	調査期間	2020年 4月 24日 ~ 2020年 4月 24日		東経	138° 33' 18.23"
調査業者名	(株)建設コンサルタントセンター 電話 054-345-2155	主任技師	柴田達哉 地質調査士 第09303号	コ鑑定者	ア了者	柴田達哉 地質調査士 第09303号
ボーリング責任者	川口隆志 地質調査士 登録番号	現代理人	牧野敦史 地質調査士 第21193号	試験機	ポンプ	なし
孔口標高	T.P. 688.83m	方位	北 270° 西 90° 東 180° 南	地盤勾配	水準0° 鉛直 90° 0°	
総削孔長	3.00m	角度	180° 90° 0°	使用機種	エンジン	

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	現場土質名 (模様)	現場土質名	地盤材料の工学的分類	色調	相對密度	相對稠度	地質時代名	記	孔内水位 / 測定月日	標準貫入試験				室内位置試験	削孔月日
												N	深度 (m)	100mmごとの打撃回数	打撃ごとの貫入量		
1	688.63	0.20	黒ぼく	黒ぼく	暗茶	茶褐				草根を混える。黒ボク。 暗黒色が強く、含水は少ない。粘性土 性状。0.2m~0.5m砂主体。以下に礫を 伴う。							
2	687.88	0.95	火山灰質粘性土	火山灰質粘性土	茶褐色 / 茶褐					ローム層で部分、粘性十分が観察する が、全体に角礫を含むが、下方ほど礫 径が大きく、量も多くなる。。							
3	686.38	2.45	玉石混じり砂	玉石混じり砂	暗灰					φ50mm以上の安山岩礫を混じえ、固結 性高い砂礫。							
	685.83	3.00															

図 9-1-4. No. 2 ボーリング柱状図

## 写真 9-1-2. No. 2 コア写真



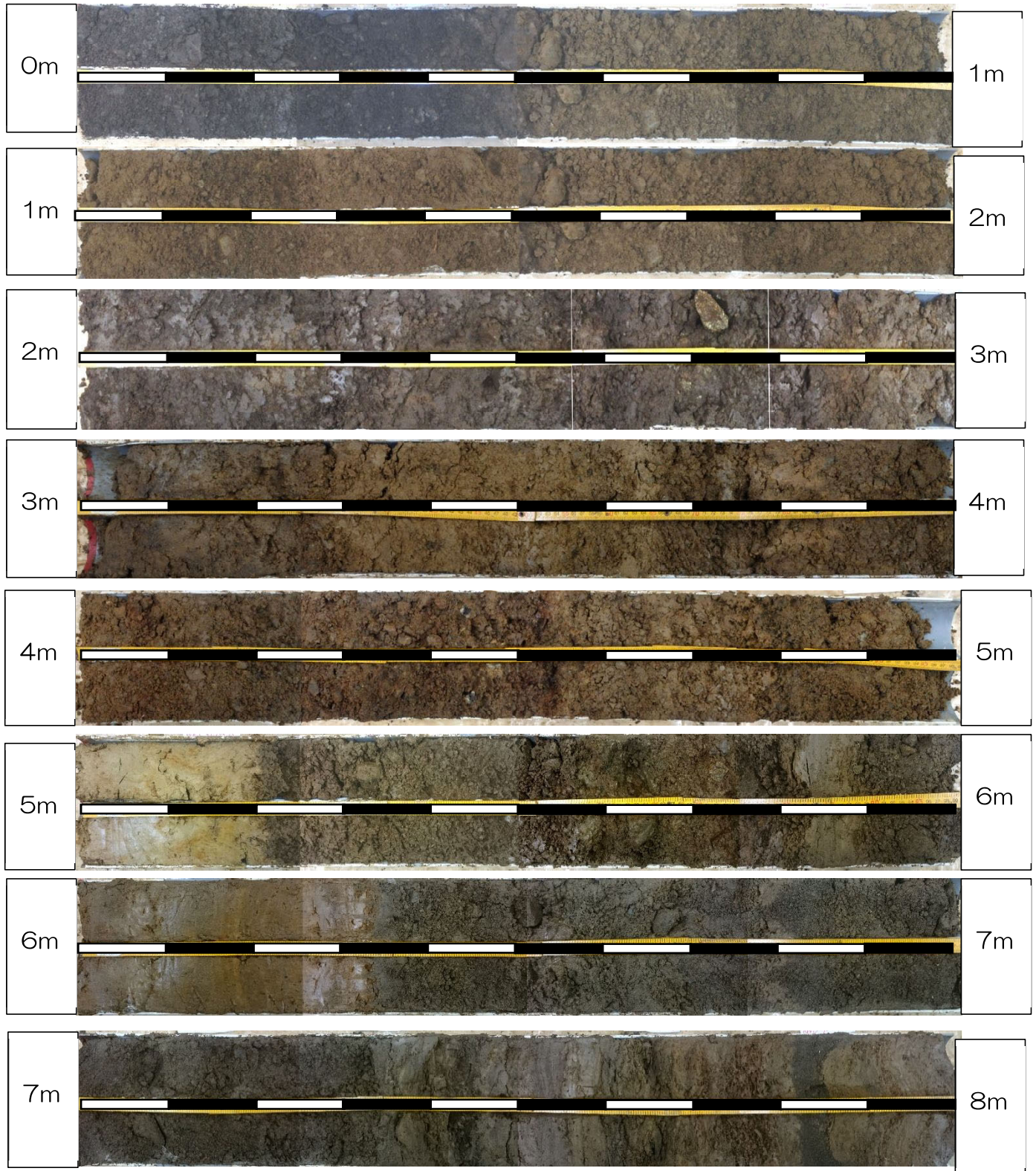


# 写真 9-1-1-3. No. 3 コア写真





# 写真 9-1-4 No. 3 (2 半裁直後)

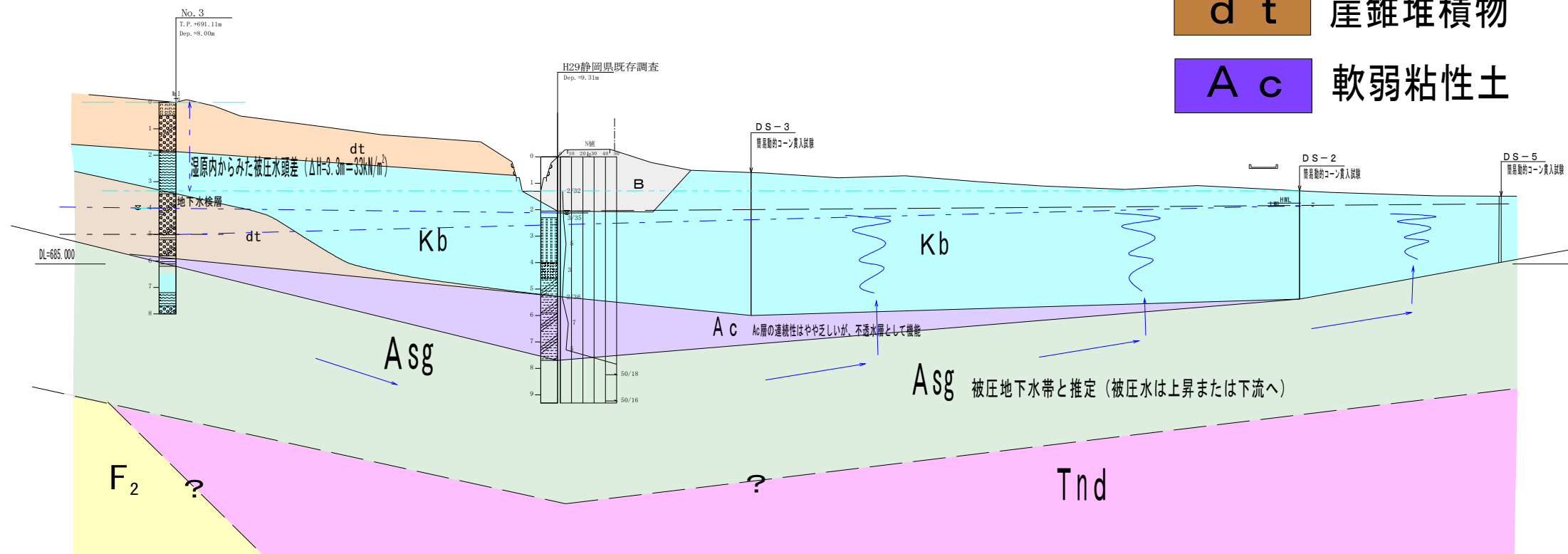


No. 3 ボーリングコア (半裁状態上下同位置)

# 推定地質断面図 SV=1:100 SH=1:200

## 凡例

- |           |         |            |              |
|-----------|---------|------------|--------------|
| <b>Kb</b> | 黒ボク・ローム | <b>Asg</b> | 砂・シルト・砂礫互層   |
| <b>dt</b> | 崖錐堆積物   | <b>Tnd</b> | 田貫湖岩層なだれ     |
| <b>Ac</b> | 軟弱粘性土   | <b>F</b>   | 天子山地 (砂岩・礫岩) |



No. 1 孔投影

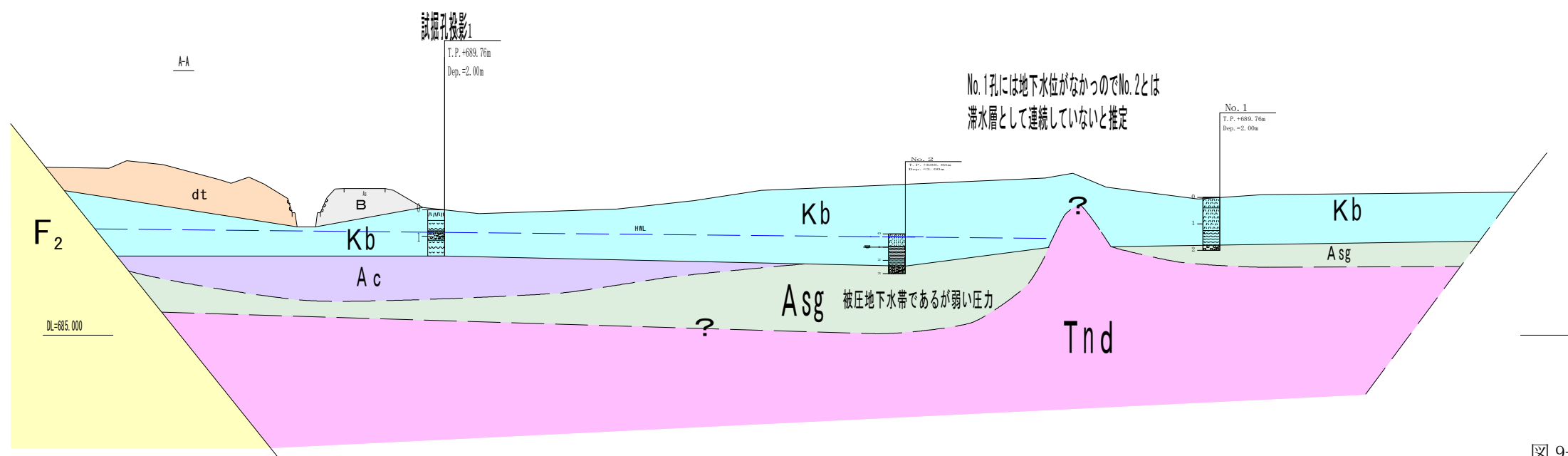


図 9-1-6. 推定地質断面図

No.1 孔：約 2m の黒ボク・ロームより玉石に遭遇（Asg 層と想定される）。  
地下水は存在しない。

No.2 孔：約 2.5m の黒ボク・ロームより砂礫層に達する（玉石に遭遇）。Asg 層と  
想定され、暗灰色を呈して飽和状態といえる。砂礫層はシルト分を混え  
る。地下水位は、掘削時は黒ボク層内に存在。

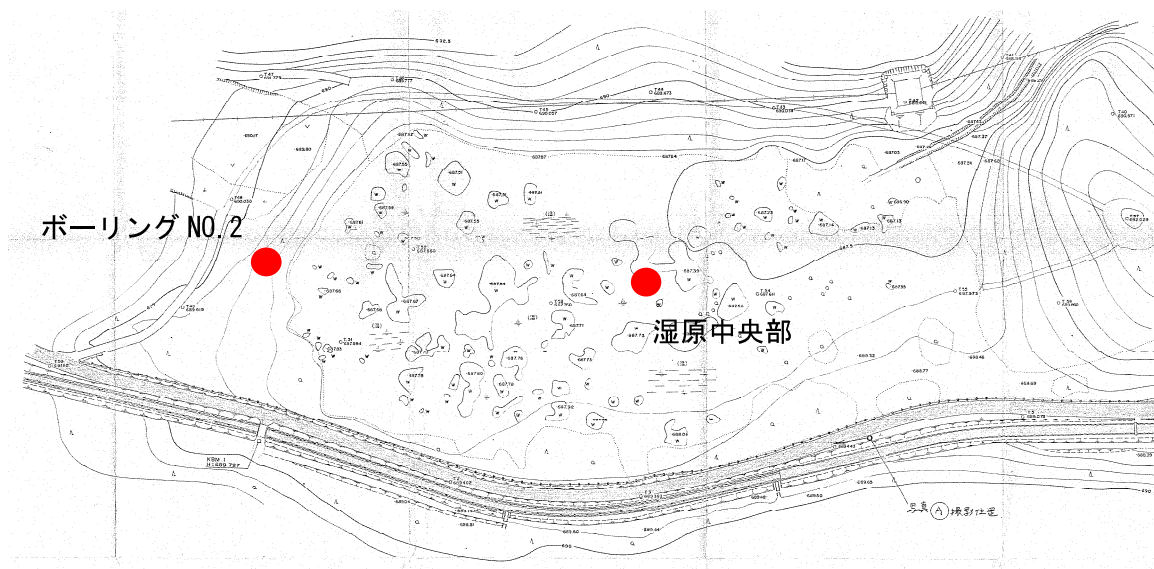
No.3 孔：約 0.5m の黒ボク以深は、山側土砂の崩積土砂が堆積。より以深では褐  
色ロームの風積がある。その下位には古い崩積土砂が堆積する。この層  
には常時地下水が山側から供給されているもよう。さらに以深では粘土  
層が 2 枚程度存在し、砂層と互層する。この砂層にはラミナ構造が発達  
し水成堆積物であることを示唆する。最深度には砂礫層が堆積するが、  
シルト分を多く混えており、淘汰されていない。  
5m 以深は、灰～暗灰色を呈しており、飽和した状態である。

既存ボーリング柱状図を併せて推定地質断面図を描くと小田貫湿原内には 4m  
程度の黒ボク・ローム層が堆積し、以深では滞水層である Asg 層の存在が考えら  
れる。湿原内への供給される水は、山地谷部の深層部である崖錐またはスゲノ沢  
氾濫堆積物（水成堆積物）からもたらされる湧水であることが伺える。



## 9-2. 泥炭の量と深度分布状態について

泥炭層の量を量るため、ボーリング試料または検土丈による採取試料で、強熱減量試験を実施した。



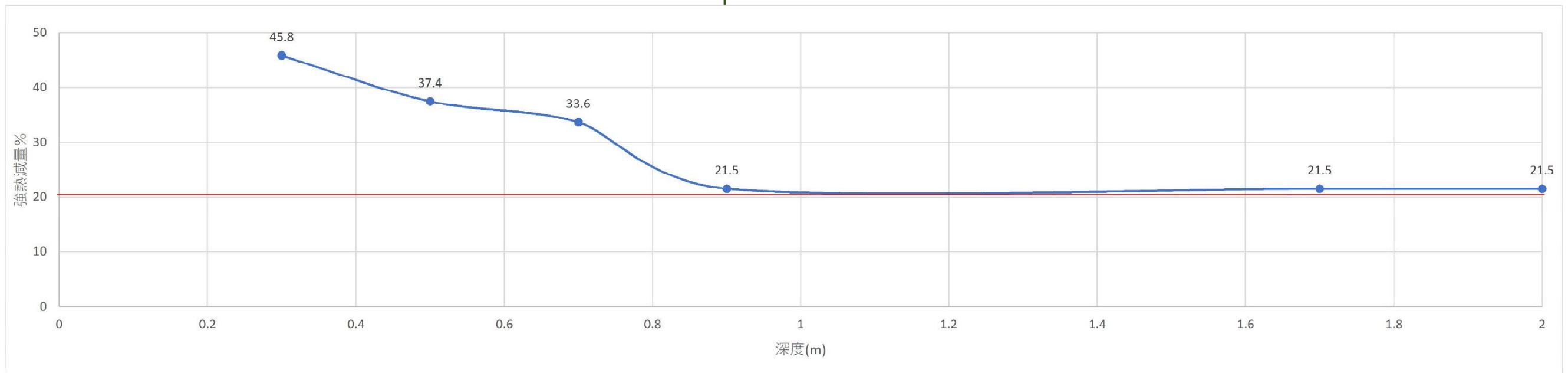
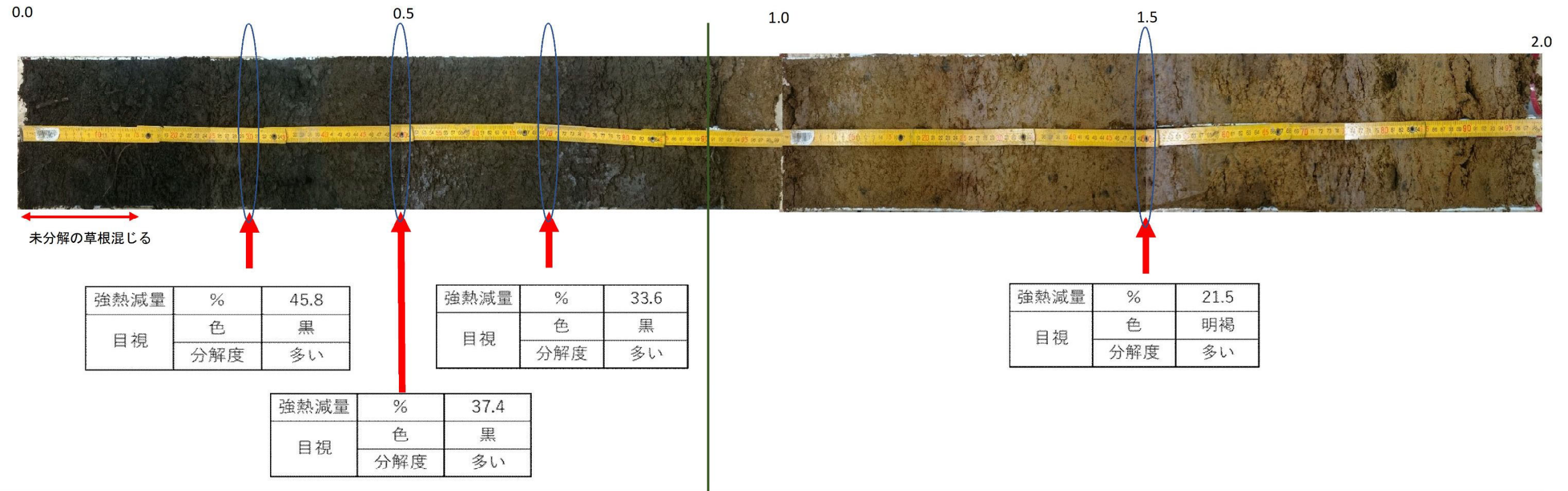
	標高	試料深度 (GL-cm)					
		30	50	70	90	170	200
ボーリング No. 2 孔	688.83						
湿原中央部	687.39	10	20	30	40	50	60

図 9-2-1. 強熱減量試験実施箇所

その結果を次ページより示す。

# Br-No.2孔上層部泥炭調査結果

標高H = 688.83m

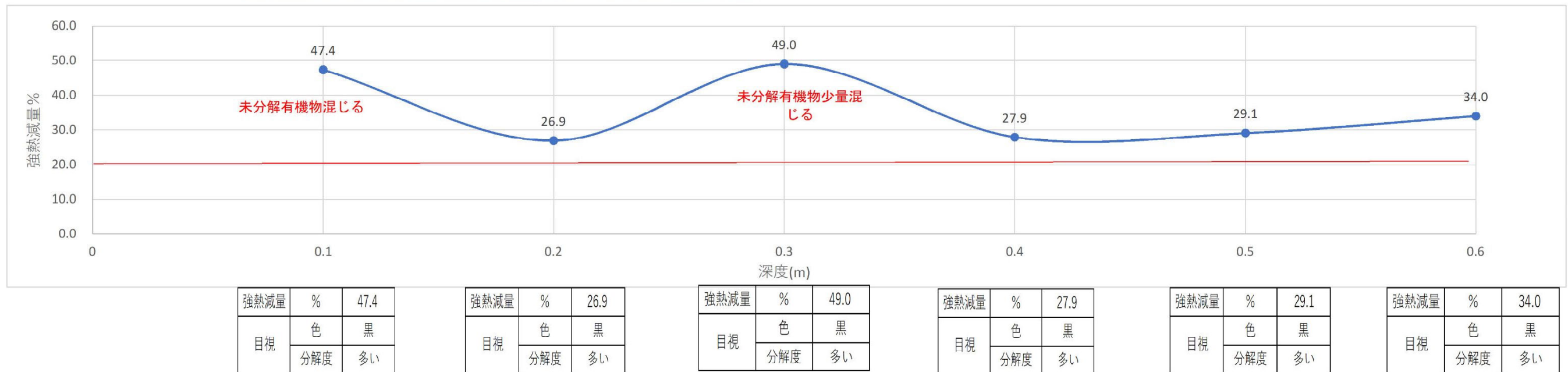


目視によりGL-0.9mまでに炭化した腐植土が多く混入し、黒色を呈するが、以深では明褐色が優勢で腐植物は少なく、有機物の混在もない。強熱減量試験で20%以上の値がある場合は泥炭である定義分類もある。目視情報も加え、GL-0.9mまでは分解物した炭素物が非常に多い状態にある。また、強熱減量試験の傾向から深度方向に有機物は減じている。目視では、GL-0.1mまでに未分解な有機物である植物根が混じり「泥炭層」ともいえる。

図 9-2-2. Br-No. 2 泥炭調査結果

# 湿原中央部（常時湿潤）泥炭調査結果

標高H=687.39m



強熱減量	%	47.4
目視	色	黒
	分解度	多い

強熱減量	%	26.9
目視	色	黒
	分解度	多い

強熱減量	%	49.0
目視	色	黒
	分解度	多い

強熱減量	%	27.9
目視	色	黒
	分解度	多い

強熱減量	%	29.1
目視	色	黒
	分解度	多い

強熱減量	%	34.0
目視	色	黒
	分解度	多い

目視によりGL-0.6mまで炭化した腐植土が多く混入し、黒色を呈する。  
 強熱減量試験で20%以上の値がある場合は泥炭である定義分類もあるが、深度によって30%以上と以下が交互に堆積する。  
 強熱減量が多い、GL-0.1m、0.3mでは未分解の草根が微量に混じる。目視では、GL-0.3mまでに未分解な有機物である植物根が混じる「泥炭層」ともいえるが、過去の湿原での水位上下の過程を示唆して有機部の多い少ないの互層や分解の進行度違い（未分解草根が若干混じる）が生じているかと推測される。

図 9-2-3. 湿原中央部泥炭調査結果

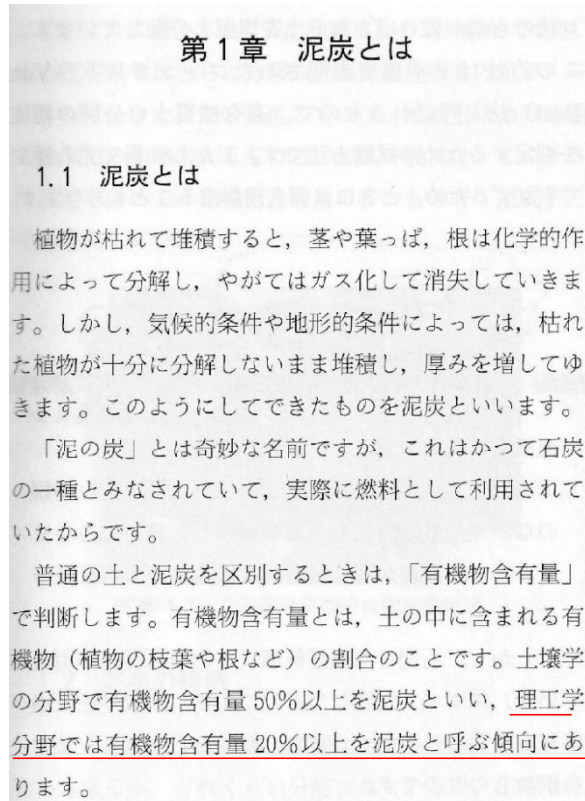


<評価>

「泥炭」の有無の区別は、以下の着目点において行った。

- ① 目視観察：有機物の分解度が進行しているものは泥炭。色調が黒色なものは泥炭
- ② 強熱減量が **20%以上**のものは泥炭

\*以下の地盤工学会発行ジオテクノート「泥炭」より引用



ボーリング No. 2 孔では、GL-90cm までが「泥炭」となり、湿原中央では調査深度 GL-60cm では強熱減量が 20%以上であったが、その混入傾向は、20cm 毎に大小のサイクルを繰り返しているように観察される。

湿原表面より 60cm 以上の泥炭があるが、多少の変化が周期的に変化している。ボーリング No. 2 のデータからそれほど深い層まで泥炭が多くはないのではないかと推定する。

## 強熱減量試験データシート

JIS A 1226 JGS 0221	<b>土の強熱減量試験</b>	
------------------------	-----------------	--

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

試験年月日 令和 3年 3月 16日

試験者 井川 淳

試料番号 (深さ)	中央 (0.1m)	中央 (0.2m)	
容器 No.	175	131	
$m_a$ g	40.093	39.420	
$m_{b1h}$ g	39.732	39.044	
$m_{b2h}$ g	39.730	39.045	
$m_{b3h}$ g	39.731	—	
$m_{b4h}$ g	—	—	
$m_c$ g	39.327	38.022	
$L_i$ %	47.4	26.9	
平均値 $L_i$ %	47.4	26.9	
強熱時間 h	1	1	
特記事項			

試料番号 (深さ)	中央 (0.3m)		
容器 No.	130		
$m_a$ g	40.710		
$m_{b1h}$ g	40.143		
$m_{b2h}$ g	40.144		
$m_{b3h}$ g	—		
$m_{b4h}$ g	—		
$m_c$ g	39.552		
$L_i$ %	49.0		
平均値 $L_i$ %	49.0		
強熱時間 h	1		
特記事項			

試料番号 (深さ)			
容器 No.			
$m_a$ g			
$m_{b1h}$ g			
$m_{b2h}$ g			
$m_{b3h}$ g			
$m_{b4h}$ g			
$m_c$ g			
$L_i$ %			
平均値 $L_i$ %			
強熱時間 h			
特記事項			

$$L_i = \frac{m_a - m_b}{m_a - m_c} \times 100$$

$m_a$  : (炉乾燥試料+るつぼ)質量  
 $m_b$  : (強熱後の試料+るつぼ)質量  
 (添字の1h, 2h, 3h, 4hは強熱時間を表す。)

$m_c$  : るつぼ質量

JIS A 1226 JGS 0221	土の強熱減量試験
------------------------	----------

調査件名 富士宮市小田貫湿原乾燥化防止対策 試験年月日 令和 3年 3月 18日  
 検討のための地質・水象調査実施業務

試験者 井川 淳

試料番号(深さ)	中央(0.4m)			中央(0.5m)		
容器 No.	186			170		
$m_a$ g	40.007			40.243		
$m_{b1h}$ g	39.456			39.717		
$m_{b2h}$ g	39.455			39.717		
$m_{b3h}$ g	39.457			—		
$m_{b4h}$ g	—			—		
$m_c$ g	38.030			38.433		
$L_i$ %	27.9			29.1		
平均値 $L_i$ %	27.9			29.1		
強熱時間 h	1			1		
特記事項						

試料番号(深さ)	中央(0.6m)			中央(0.7m)		
容器 No.	197			137		
$m_a$ g	39.259			41.355		
$m_{b1h}$ g	38.962			40.877		
$m_{b2h}$ g	38.961			40.873		
$m_{b3h}$ g	38.964			40.873		
$m_{b4h}$ g	—			—		
$m_c$ g	38.382			39.671		
$L_i$ %	34.0			28.6		
平均値 $L_i$ %	34.0			28.6		
強熱時間 h	1			1		
特記事項						

試料番号(深さ)	中央(0.8m)			中央(0.9m)		
容器 No.	134			136		
$m_a$ g	40.775			41.206		
$m_{b1h}$ g	40.291			40.888		
$m_{b2h}$ g	40.289			40.889		
$m_{b3h}$ g	40.290			—		
$m_{b4h}$ g	—			—		
$m_c$ g	38.881			39.997		
$L_i$ %	25.7			26.3		
平均値 $L_i$ %	25.7			26.3		
強熱時間 h	1			1		
特記事項						

$$L_i = \frac{m_a - m_b}{m_a - m_c} \times 100$$

$m_a$  : (炉乾燥試料+るつぼ)質量  
 $m_b$  : (強熱後の試料+るつぼ)質量  
 (添字の1h, 2h, 3h, 4hは強熱時間を表す。)

$m_c$  : るつぼ質量



JIS A 1226 JGS 0221	<b>土の強熱減量試験</b>
------------------------	-----------------

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

試験年月日 令和 3年 3月 18日

試験者 井川 淳

試料番号 (深さ)	Br-No. 2 (0.3m)				
容器 No.	200				
$m_a$ g	39.977				
$m_{b1h}$ g	39.464				
$m_{b2h}$ g	39.462				
$m_{b3h}$ g	39.464				
$m_{b4h}$ g	—				
$m_c$ g	38.852				
$L_i$ %	45.8				
平均値 $L_i$ %	45.8				
強熱時間 h	1				
特記事項					

試料番号 (深さ)					
容器 No.					
$m_a$ g					
$m_{b1h}$ g					
$m_{b2h}$ g					
$m_{b3h}$ g					
$m_{b4h}$ g					
$m_c$ g					
$L_i$ %					
平均値 $L_i$ %					
強熱時間 h					
特記事項					

試料番号 (深さ)					
容器 No.					
$m_a$ g					
$m_{b1h}$ g					
$m_{b2h}$ g					
$m_{b3h}$ g					
$m_{b4h}$ g					
$m_c$ g					
$L_i$ %					
平均値 $L_i$ %					
強熱時間 h					
特記事項					

$$L_i = \frac{m_a - m_b}{m_a - m_c} \times 100$$

$m_a$  : (炉乾燥試料+るつぼ)質量  
 $m_b$  : (強熱後の試料+るつぼ)質量  
 (添字の1h, 2h, 3h, 4hは強熱時間を表す。)

$m_c$  : るつぼ質量

JIS A 1226 JGS 0221	<b>土の強熱減量試験</b>
------------------------	-----------------

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 試験年月日 令和 3年 3月 16日

試験者 井川 淳

試料番号 (深さ)	Br-No. 2 (0.5m)		Br-No. 2 (0.7m)	
容器 No.	162		155	
$m_a$ g	41.988		42.059	
$m_{b1h}$ g	41.077		41.121	
$m_{b2h}$ g	41.078		41.120	
$m_{b3h}$ g	—		41.113	
$m_{b4h}$ g	—		41.114	
$m_c$ g	39.555		39.232	
$L_i$ %	37.4		33.5	
平均値 $L_i$ %	37.4		33.5	
強熱時間 h	1			
特記事項				

試料番号 (深さ)	Br-No. 2 (1.5m)	
容器 No.	200	138
$m_a$ g	40.957	41.201
$m_{b1h}$ g	40.519	40.784
$m_{b2h}$ g	40.516	40.782
$m_{b3h}$ g	40.515	40.771
$m_{b4h}$ g	40.515	40.774
$m_c$ g	38.850	39.242
$L_i$ %	21.0	21.9
平均値 $L_i$ %	21.5	
強熱時間 h		
特記事項		

試料番号 (深さ)		
容器 No.		
$m_a$ g		
$m_{b1h}$ g		
$m_{b2h}$ g		
$m_{b3h}$ g		
$m_{b4h}$ g		
$m_c$ g		
$L_i$ %		
平均値 $L_i$ %		
強熱時間 h		
特記事項		

$$L_i = \frac{m_a - m_b}{m_a - m_c} \times 100$$

$m_a$  : (炉乾燥試料+るつぼ)質量  
 $m_b$  : (強熱後の試料+るつぼ)質量  
 (添字の1h, 2h, 3h, 4hは強熱時間を表す。)

$m_c$  : るつぼ質量

## 10. 現場透水試験結果

各孔の地盤は、黒ボク・ローム層などの透水性の低い土質が厚く堆積し、下位の砂礫層（Asg 層）のみ透水性が高いことより現場透水試験は、非定常状態の回復法により行った。

回復法は、孔内水位を強制的にペーラー又はポンプで低下させ、その回復過程での「時間—上昇水位量」の変化を計測し、計算式にて透水係数を算出するものである。

なお、透水試験は、ボーリング孔を用いストレーナー管を挿入した状態で実施した。したがって、透水係数は全層の透水性を示すものであるが、上記したように砂礫層などの透水性優越層に支配されている。

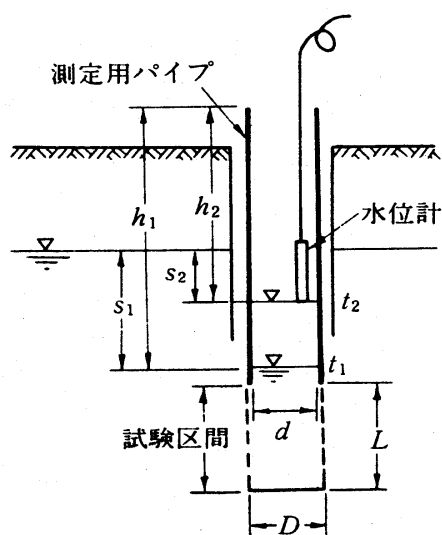


図 10-1. 現場透水試験（非定常回復法）

### <現場透水試験結果>

現場透水試験の結果は、次ページに記録データシートを示すが、下表の一覧表にまとめる。

表 10-1. 現場透水試験結果一覧表

	透水試験係数 (m/sec)	評価	備考
No. 2 孔	$1.63 \times 10^{-6}$	透水性は低い	ゆっくりと透水する
No. 3 孔	$9.20 \times 10^{-7}$	透水性は低い	ゆっくりと透水する
試掘孔	$1.61 \times 10^{-5}$	透水性は低い	ゆっくりと透水する

したがって、Asg 層の透水性は、土質状況があまり淘汰されていない透水性は低めの値となっている。



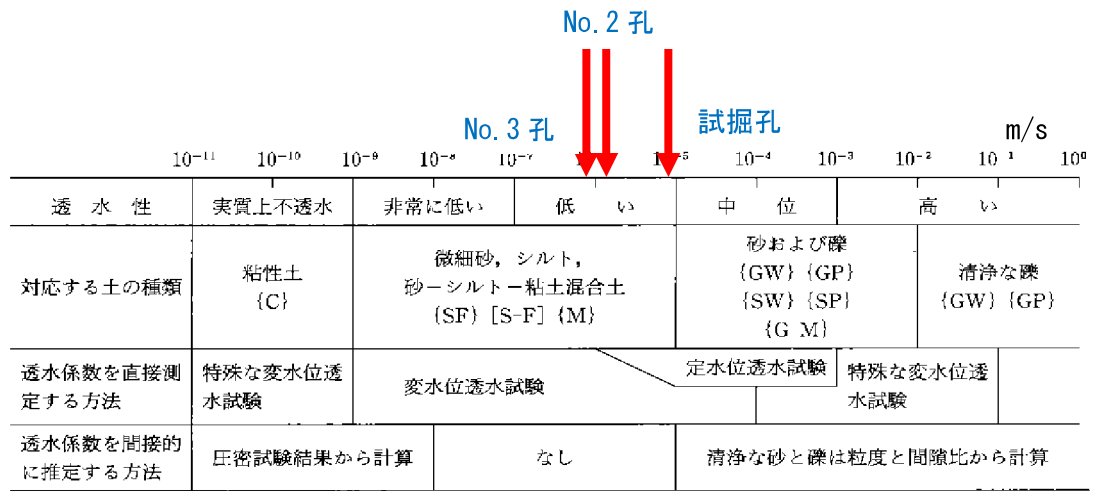


図 10-2. 透水性と土質区分









## 11. 地下水検層結果

地下水検層は、ボーリング孔を利用して、25cm 間隔で地下水の比抵抗変化を観測する地下水の流動箇所を特定するための試験である。孔内地下水の比抵抗は流れがある場合には時間的に変化するために自然地下水のそれを強制的に低下させ、その回復速度を計測する方法である。強制的な比抵抗値の低下には、電解物質である食塩を地下水に溶かし攪乱させることになり、食塩の希釈度合いを計測することと同意である。

したがって、地下水の流動箇所においては、食塩水の希釈が速く、比抵抗値が真水のそれに向かって変化してゆく。また、地下水の流動が無い箇所では比抵抗値の変化は進まず、食塩水の下降により比抵抗値が上昇する程度である。

図 5-13. は、顕著な流動層を捉えた地下水検層結果整理の例であるが、相対的に右に凸になるほど流動層の可能性が高い。

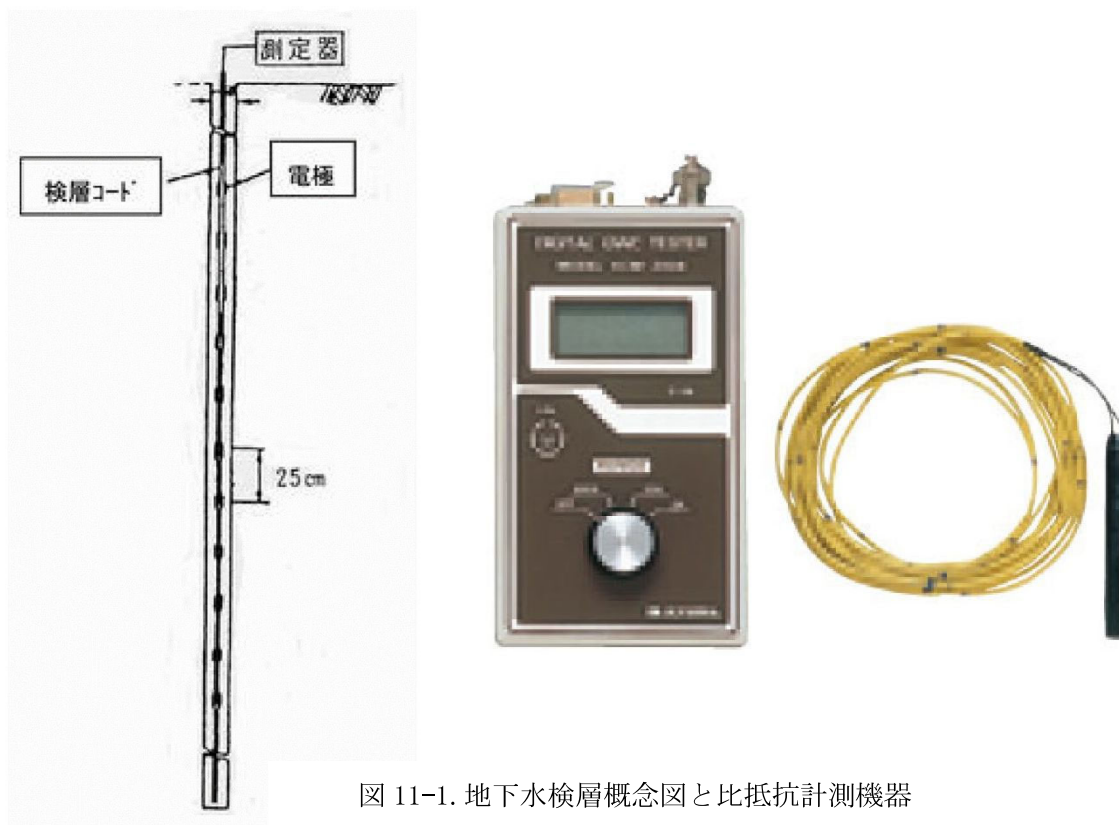
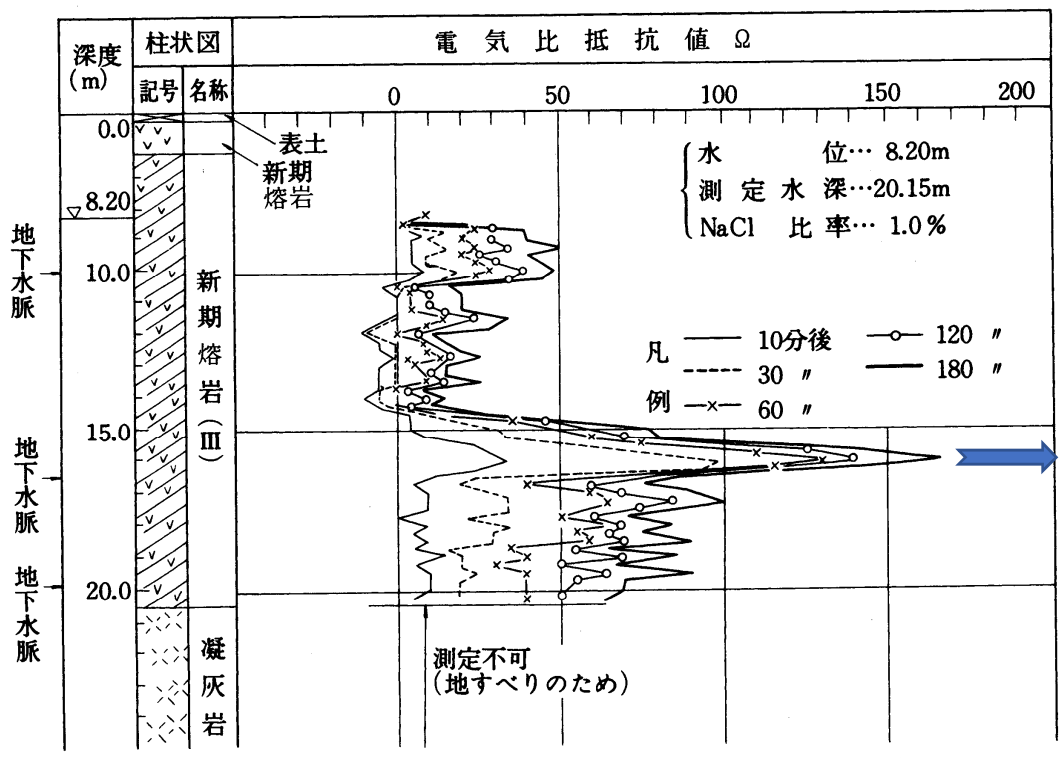


図 11-1. 地下水検層概念図と比抵抗計測機器

計測は、食塩による均等な比抵抗低下後、5分、10分、15分、30分、60分、90分、120分、150分、180分が一般的であるため今回もその時刻で行った。



時間毎の計測結果をグラフ化すると時間に対して比抵抗値の変化が大きい箇所が流動層と判定。

図 11-2. 地下水検層結果例 (道路土工 ; 切土・斜面安定化工法指針より)



# 地下水檢層結果圖

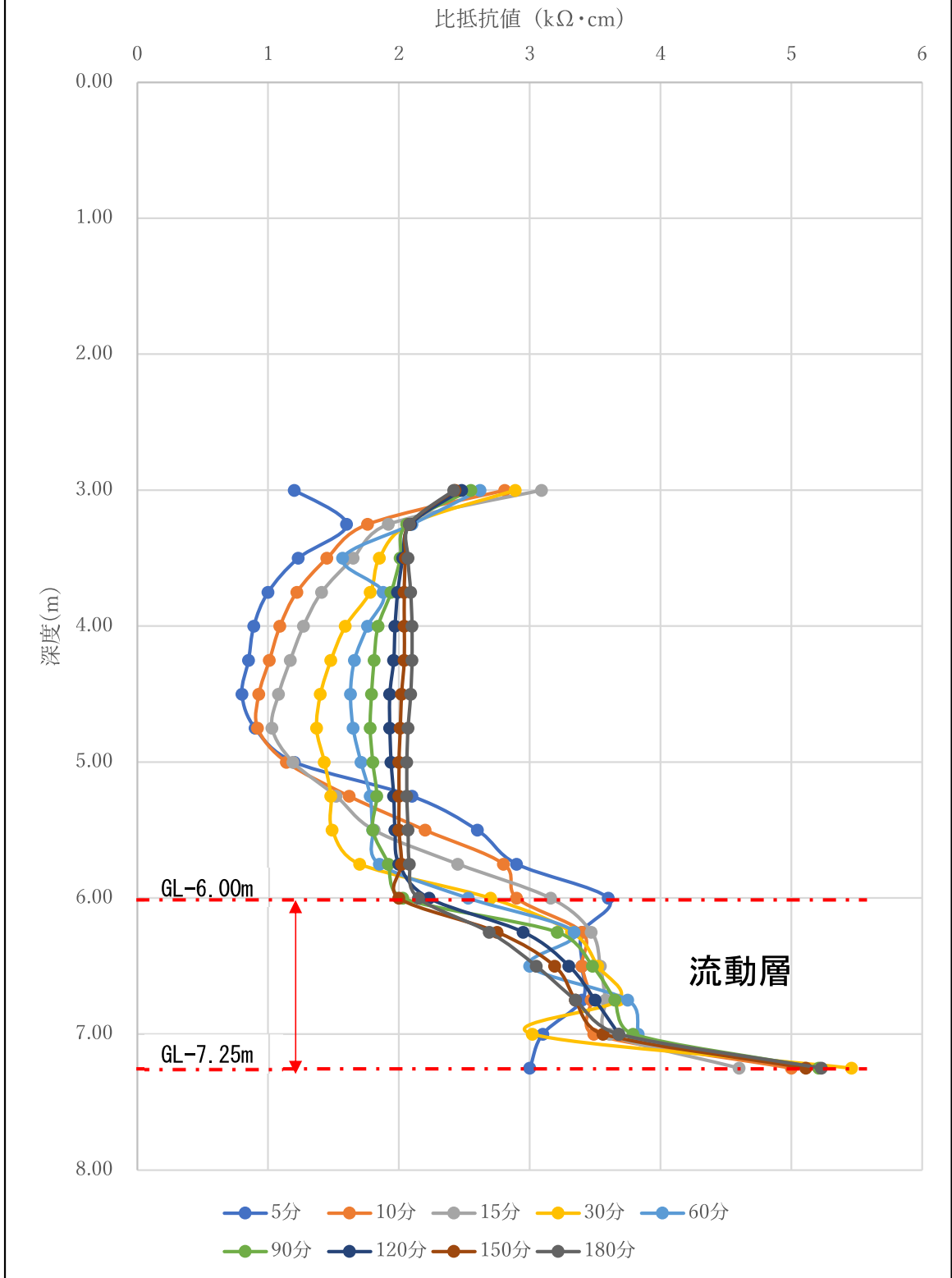


圖 11-3. 地下水檢層結果圖

表 11-1. 地下水検層データシート

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										
調査場所：	富士宮市猪之頭				試験日	2020年10月29日					
試験孔名称：	ボーリングNo.3孔										
孔内水位：	GL-	2.860	m								
深度 (m)	真水	経過時間									
	B.G	0	5分	10分	15分	30分	60分	90分	120分	150分	180分
0.00											
0.25											
0.50											
0.75											
1.00											
1.25											
1.50											
1.75											
2.00											
2.25											
2.50											
2.75											
3.00	23.20	1.10	1.20	2.81	3.09	2.89	2.62	2.55	2.48	2.43	2.42
3.25	23.20	1.50	1.60	1.76	1.92	2.08	2.10	2.06	2.09	2.08	2.08
3.50	22.80	1.32	1.23	1.45	1.65	1.85	1.57	2.01	2.03	2.05	2.07
3.75	23.20	0.95	1.00	1.22	1.41	1.78	1.88	1.94	1.99	2.04	2.09
4.00	26.60	0.75	0.89	1.09	1.27	1.59	1.76	1.84	1.97	2.04	2.10
4.25	27.30	0.67	0.85	1.01	1.17	1.48	1.66	1.81	1.96	2.04	2.10
4.50	28.10	0.75	0.80	0.93	1.08	1.40	1.63	1.79	1.93	2.02	2.09
4.75	27.60	0.90	0.90	0.92	1.03	1.37	1.65	1.78	1.93	2.01	2.07
5.00	26.70	1.00	1.20	1.14	1.19	1.43	1.71	1.80	1.94	2.00	2.06
5.25	26.70	1.50	2.10	1.62	1.52	1.48	1.78	1.83	1.96	2.00	2.06
5.50	25.30	2.40	2.60	2.20	1.81	1.49	1.80	1.80	1.97	2.00	2.07
5.75	25.30	3.00	2.90	2.80	2.45	1.70	1.85	1.92	2.00	2.02	2.08
6.00	25.50	3.80	3.60	2.90	3.16	2.70	2.53	2.03	2.23	2.00	2.15
6.25	27.30	3.50	3.40	3.40	3.47	3.32	3.34	3.21	2.95	2.75	2.69
6.50	27.50	3.10	3.40	3.40	3.54	3.52	3.00	3.48	3.30	3.19	3.05
6.75	28.20	2.60	3.40	3.47	3.58	3.68	3.75	3.65	3.50	3.35	3.35
7.00	25.60	2.90	3.10	3.49	3.61	3.02	3.83	3.79	3.68	3.56	3.68
7.25	22.60	2.70	3.00	5.00	4.60	5.46	5.68	5.21	4.85	5.11	5.23
7.50											
7.75											
8.00											

検層の結果、GL-6.00m～7.25m に早い時間に食塩水が希釈され、流動層と認められる。また、GL-7.25m では他に比べ、著しく回復が速く、顕著な地下水の流動と考えられる。

ボーリング調査では火山灰質粘性土層にあたるが、コア観察では礫や砂が伴う粘性土であり、透水性は低いものの地下水の流動がある。上下粘土に挟まれた被圧された地下水と思われる。



## 12. 簡易動的コーン貫入試験結果

試験方法については、「地盤調査の方法と解説」(社)地盤工学会を規定とする JGS1433 の方法により実施する。試験方法を下記の様に行う。

1. ロッドの先端にコーンを取付け、上部にノッキングブロック、ガイドロッドおよびドライブハンマーを取付ける。
2. 試験機を調査地点上に鉛直に保持する。
3. 2 の状態で、ロッドが地中に自重沈下するかを確かめ、自重で貫入する場合は、貫入が止まった時の貫入量をはかる。
4. ドライブハンマーを  $500 \pm 10$  mm の高さから自由落下させ、100 mm 貫入させるのに要する打撃を Nd 値として記録する。
5. 10 回の打撃による貫入量が 20 mm 未満の場合または貫入不能である場合、試験を中止する。

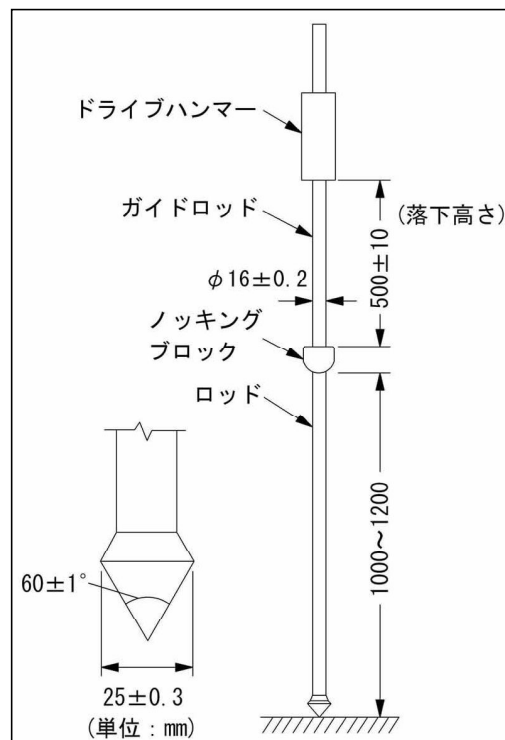


図 12-1. 簡易動的コーン貫入試験構成図

簡易動的コーン貫入試験は、検土丈のように土質の観察は出来ないが、表層が軟らかい場合は、深くまで貫入する抵抗値、すなわち地層の硬軟を知ることが出来る。ただし、貫入抵抗が大きくなり、貫入が出来ない深度を持って終了する。また、土質の種類の見極めは単独では困難である。

当地においては、検土丈調査または既存文献資料等により軟らかい黒ボク・ロームがほとんどと仮定される。また、貫入が困難な地層は、Asg 層と推定される。

# 簡易動的コーン貫入試験図

S = 1 : 500  
(A3版 : 1000)

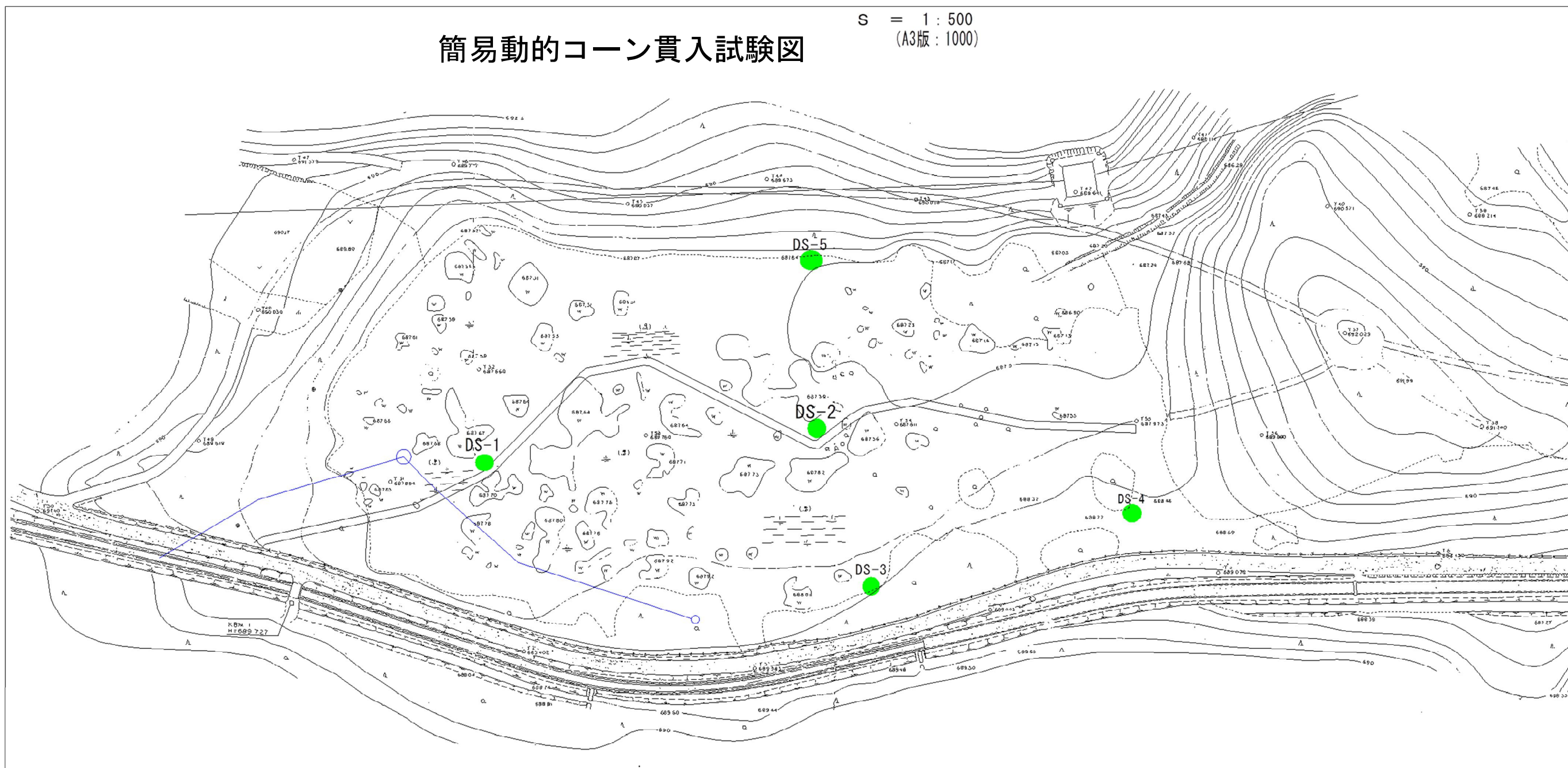


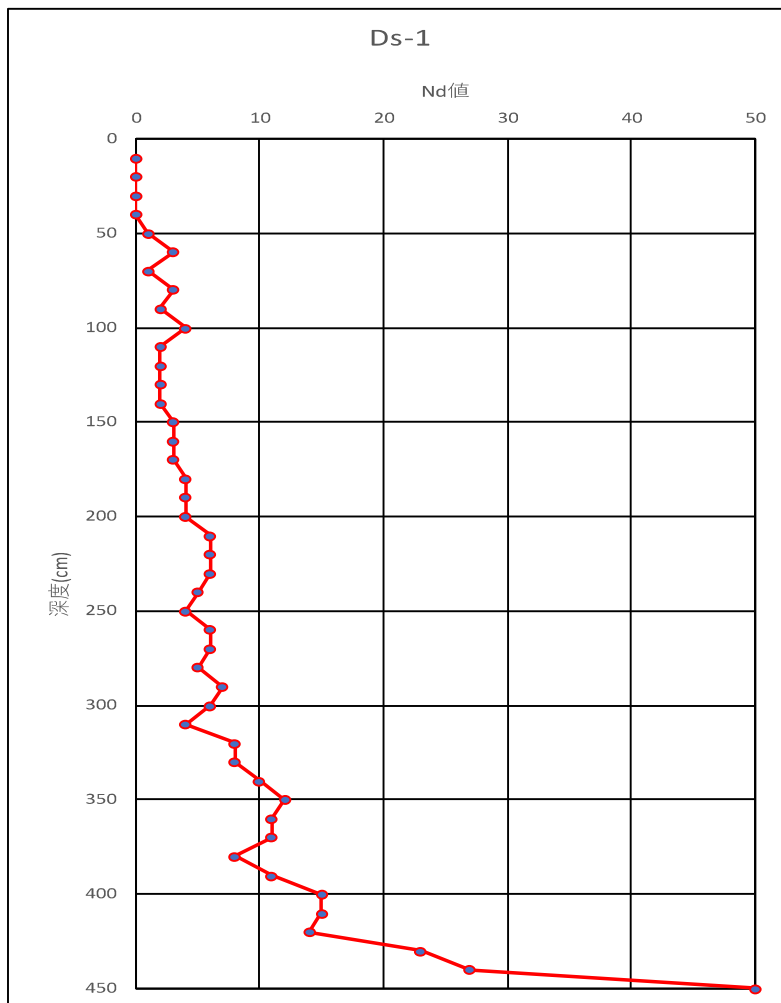
図 12-2. 簡易動的コーン貫入試験位置図

# 簡易動的コーン貫入試験結果

試験日： 2020/5/1 試験員：

小林・柴田

DS-1	
深度(cm)	Nd
10	0
20	0
30	0
40	0
50	1
60	3
70	1
80	3
90	2
100	4
110	2
120	2
130	2
140	2
150	3
160	3
170	3
180	4
190	4
200	4
210	6
220	6
230	6
240	5
250	4
260	6
270	6
280	5
290	7
300	6
310	4
320	8
330	8
340	10
350	12
360	11
370	11
380	8
390	11
400	15
410	15
420	14
430	23
440	27
450	50



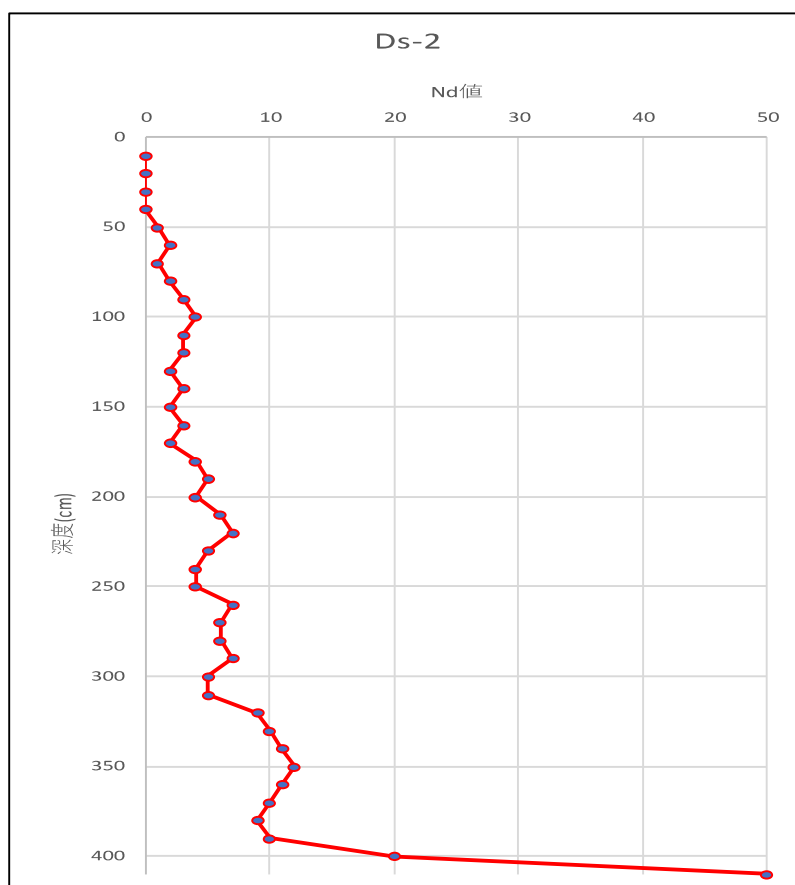


## 簡易動的コーン貫入試験結果

DS-2	
深度(cm)	Nd
10	0
20	0
30	0
40	0
50	1
60	2
70	1
80	2
90	3
100	4
110	3
120	3
130	2
140	3
150	2
160	3
170	2
180	4
190	5
200	4
210	6
220	7
230	5
240	4
250	4
260	7
270	6
280	6
290	7
300	5
310	5
320	9
330	10
340	11
350	12
360	11
370	10
380	9
390	10
400	20
410	50

試験日： 2020/5/1 試験員：

小林・柴田

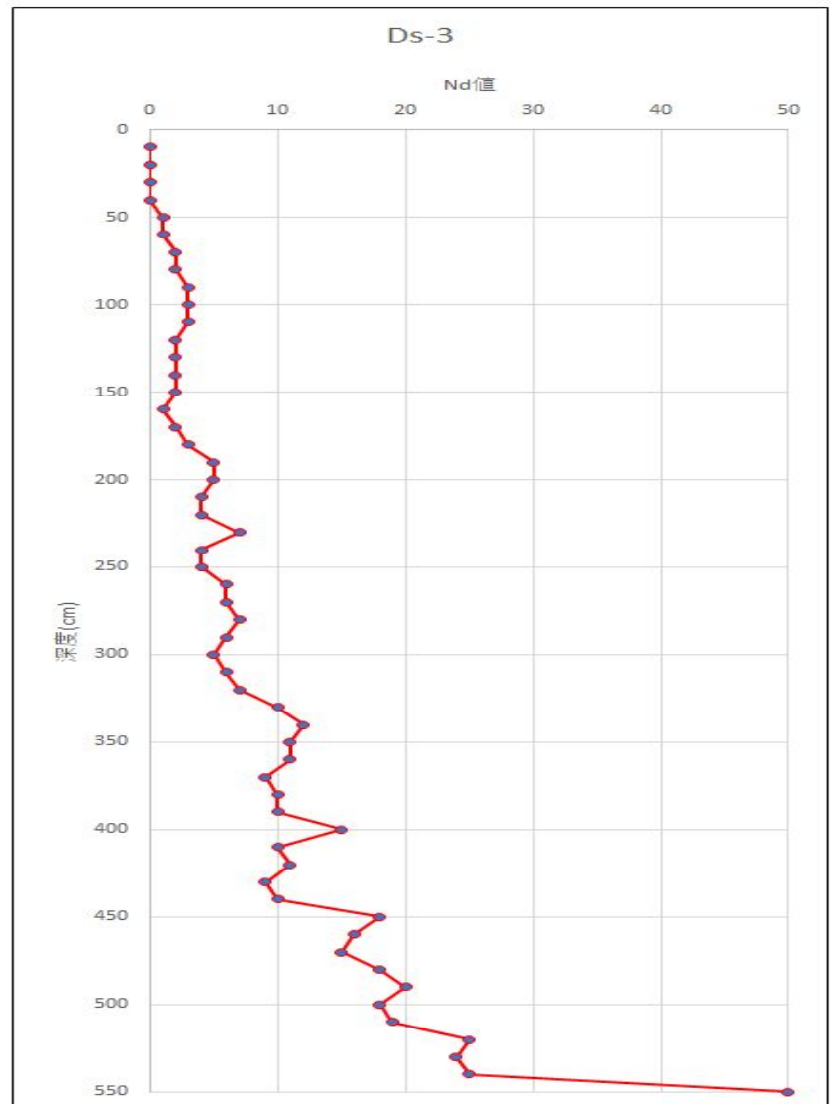


## 簡易動的コーン貫入試験結果

試験日： 2020/5/1 試験員：

小林・柴田

D S - 3	Nd
深度(cm)	Nd
10	0
20	0
30	0
40	0
50	1
60	1
70	2
80	2
90	3
100	3
110	3
120	2
130	2
140	2
150	2
160	1
170	2
180	3
190	5
200	5
210	4
220	4
230	7
240	4
250	4
260	6
270	6
280	7
290	6
300	5
310	6
320	7
330	10
340	12
350	11
360	11
370	9
380	10
390	10
400	15
410	10
420	11
430	9
440	10
450	18
460	16
470	15
480	18
490	20
500	18
510	19
520	25
530	24
540	25
550	50

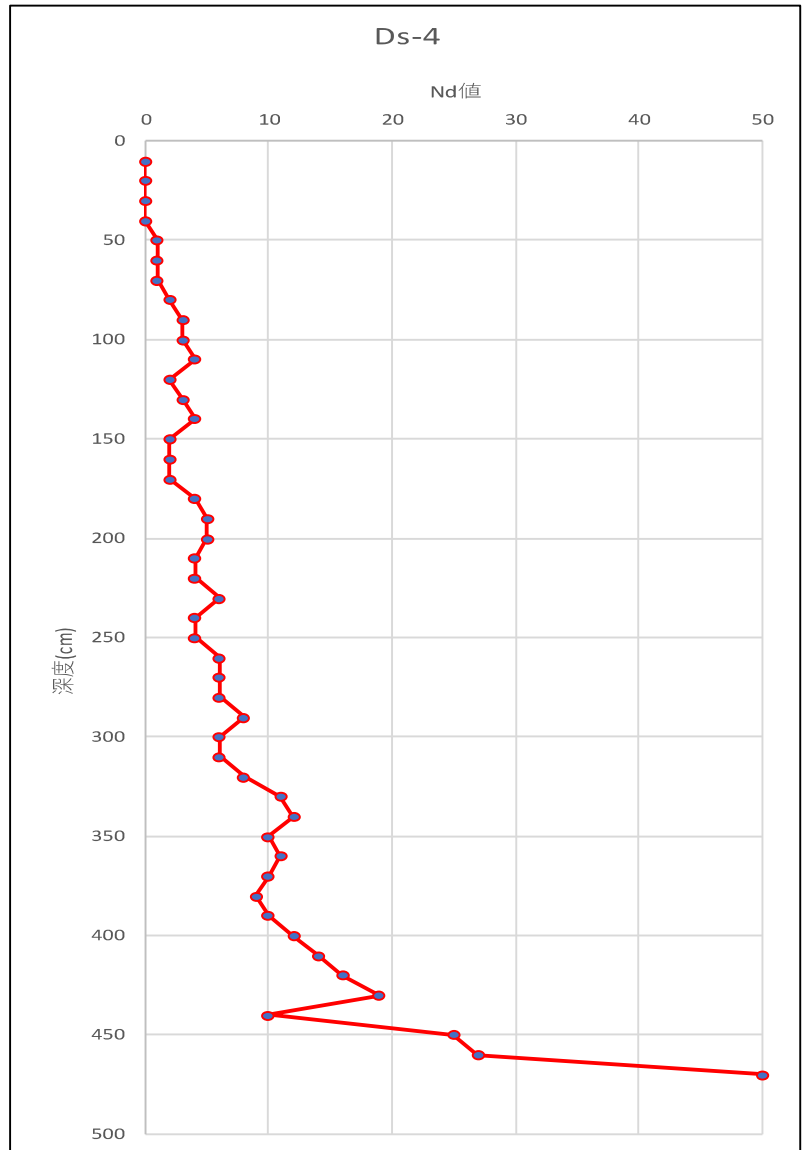


# 簡易動的コーン貫入試験結果

試験日： 2020/5/1 試験員：

小林・柴田

DS-4	
深度(cm)	Nd
10	0
20	0
30	0
40	0
50	1
60	1
70	1
80	2
90	3
100	3
110	4
120	2
130	3
140	4
150	2
160	2
170	2
180	4
190	5
200	5
210	4
220	4
230	6
240	4
250	4
260	6
270	6
280	6
290	8
300	6
310	6
320	8
330	11
340	12
350	10
360	11
370	10
380	9
390	10
400	12
410	14
420	16
430	19
440	10
450	25
460	27
470	50



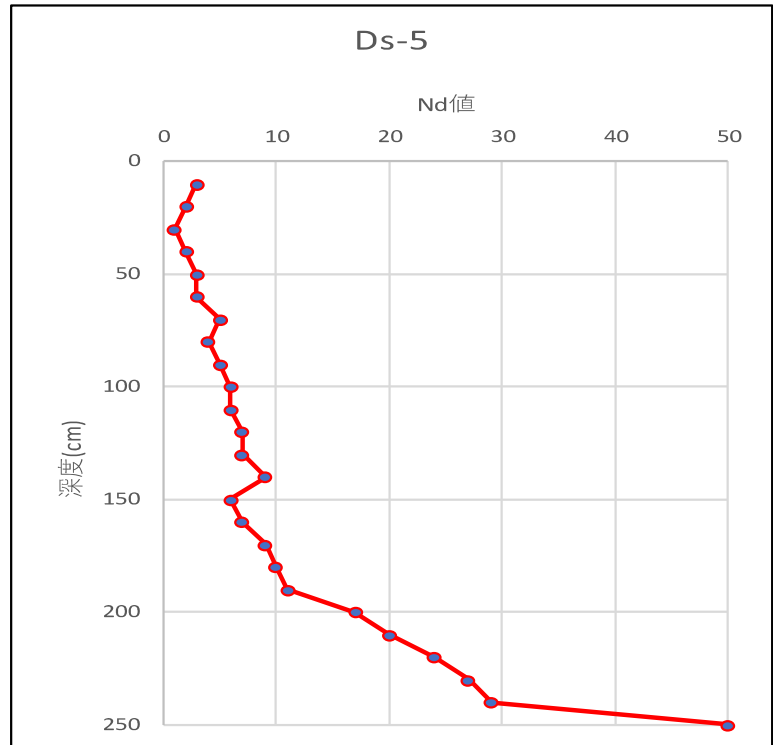


## 簡易動的コーン貫入試験結果

DS-5	
深度(cm)	Nd
10	3
20	2
30	1
40	2
50	3
60	3
70	5
80	4
90	5
100	6
110	6
120	7
130	7
140	9
150	6
160	7
170	9
180	10
190	11
200	17
210	20
220	24
230	27
240	29
250	50

試験日： 2020/5/1 試験員：

小林・柴田



簡易動的コーン貫入試験では、4~5m（平均で4.5mとする）の深度で軟らかい黒ボク・ロームが堆積している。東岸においてはやや浅くなっている。

### 13. 各種観測結果

それぞれの観測計器の設置位置を示す。

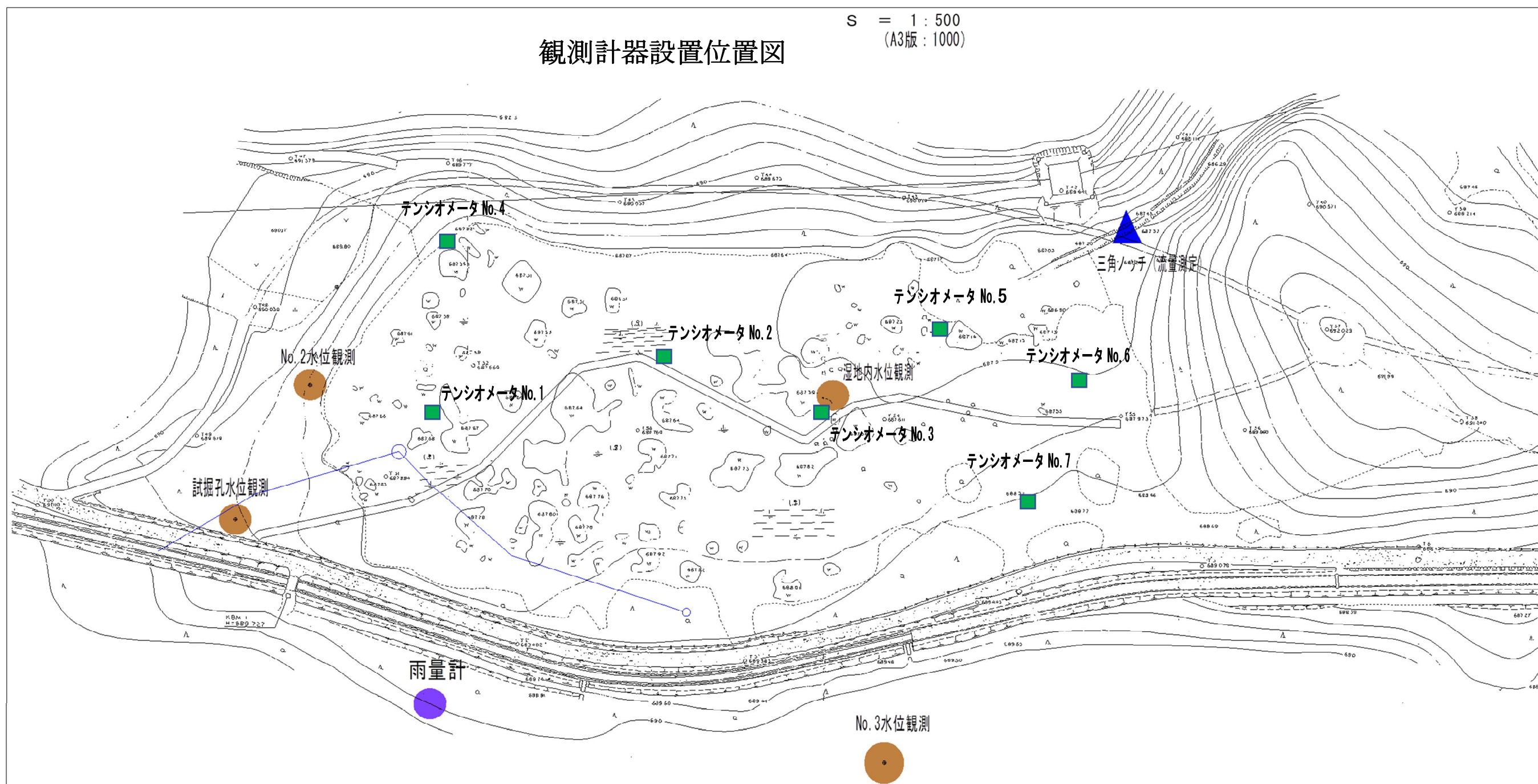


図 13-1. 観測計器設置位置図

### 13-1. 雨量計の設置

昨今の降雨形態は、局所的に短時間の大量の降雨をもたらす傾向にある。特に当地は、高標高地でもあり天候の変化が大きく、近隣の測候所での降雨データとは異なる形態が予想される。また、湿原周辺の地下水水位の変動を細かに計測するため、当地に降った降雨状況もそれに連動しておく必要がある。

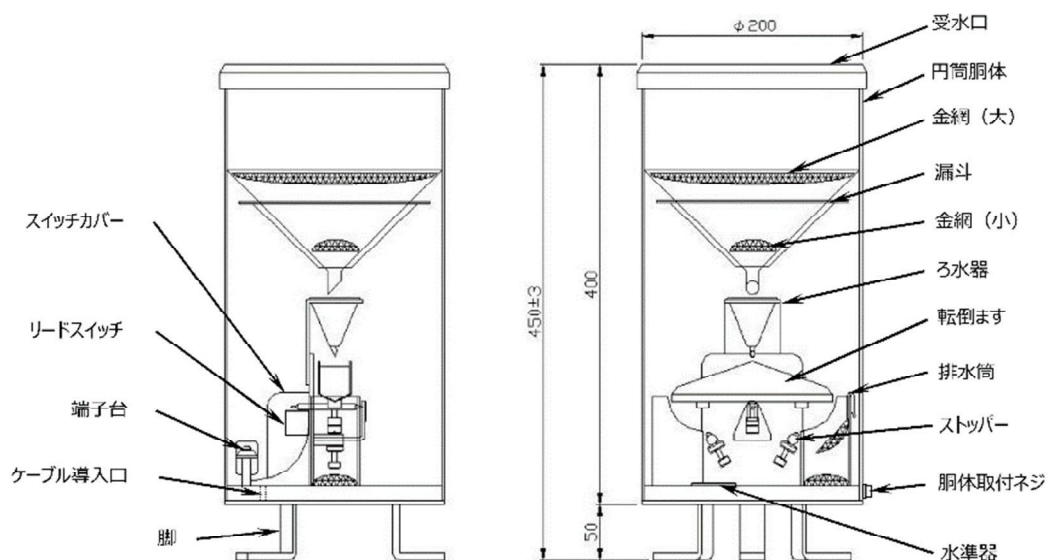


図 13-1-1. 雨量計構造図



図 13-1-2. 雨量計設置例



### 13-2. 水圧式水位計の設置

孔内水位を連続して計測して、降雨との関係及び水位変動場状況を把握するため下図のような水圧式水位計を設置した。

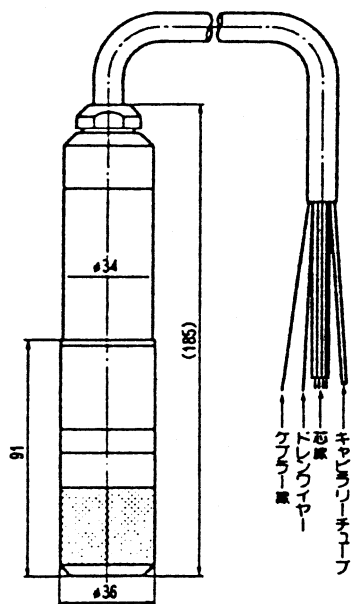


図 13-2-1. 水圧センサー

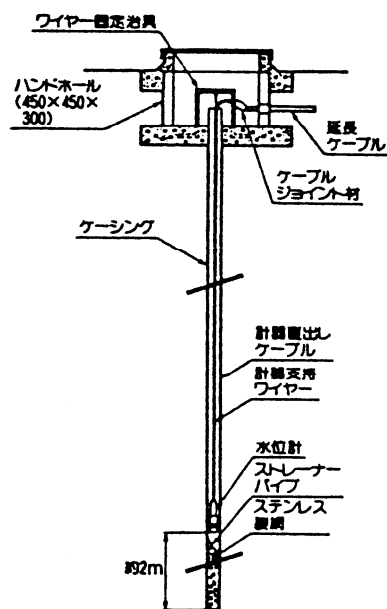


図 13-2-2. 孔内水位設置例



図 13-2-3. 外観 (データロガー収納箱)

なお、ボーリング孔に設置した水位観測孔は、ボーリングコアを観察し、表面水ではなく、やや深層水の湿原内へ供給されていると考える帯水層を対象に計測する。そのため以下の様に水位観測保孔管を設置にあたり、無孔管の使用（地下水の水平流入を防止）及び保孔管と孔壁との間のクリアランスをベントナイトペレット（遮水材）で充填することで、上部からの流入をなくした。この無孔管及び遮水ゾーンは「観測しない表面黒ボク層内の地下水」または「火山灰質粘性土」とした。

【No. 2 孔】

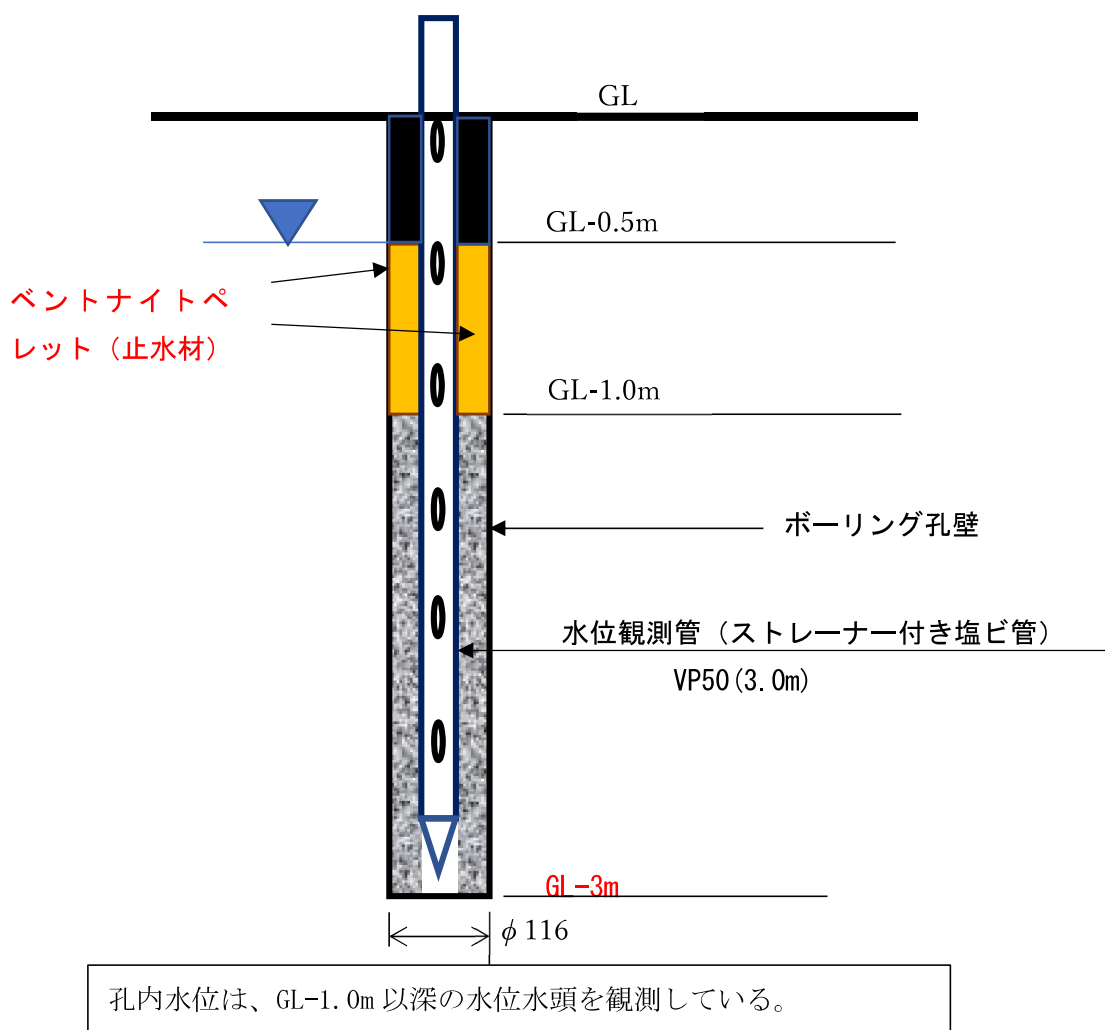
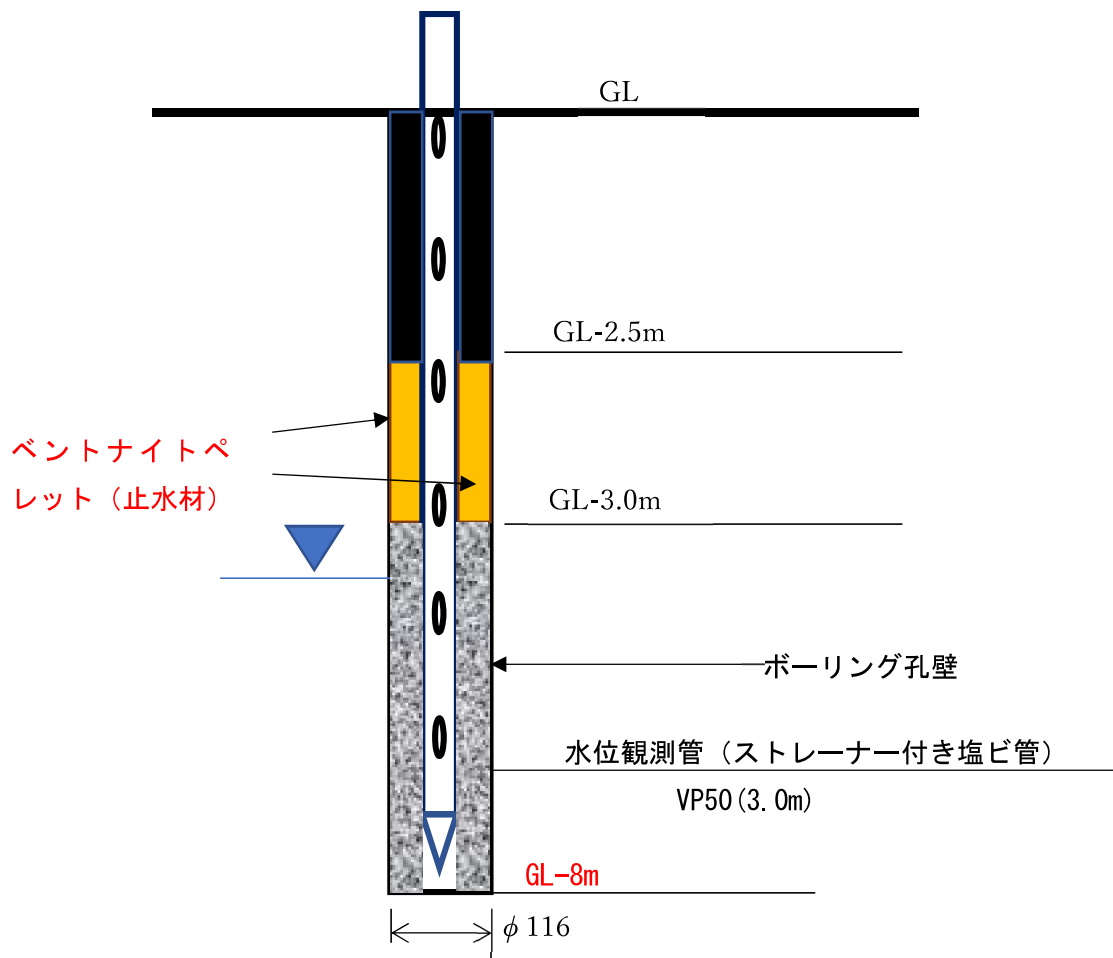


図 13-2-4. No. 2 孔水位観測孔設置

【No. 3 孔】



孔内水位は、GL-3.0m 以深の水位水頭を観測している。

図 13-2-5. No. 2 孔水位観測孔設置



### 13-3. 三角ノッチ（流末流量測定）の設置

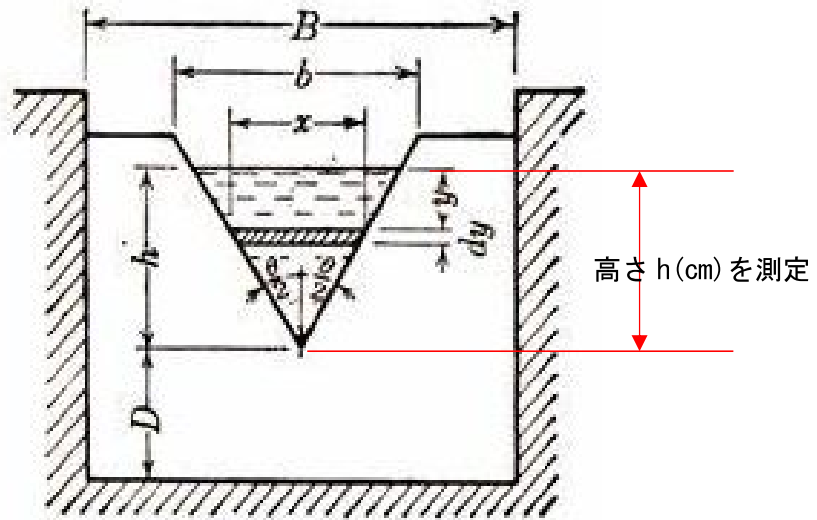


図 13-3-1. 三角堰構造

表 13-3-1. 三角堰流量計算表

直角三角形堰流量表

$Q = K H^{3/2}$        $W = 1.0m$        $D = 0.6m$   
 $K$ : 流量係数  $\langle K = 1.354 + 0.004/H + (0.14 + 0.2\sqrt{D})(H/W - 0.009)^2 \rangle$

Hcm	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
1	0.0011	0.0013	0.0016	0.0019	0.0023	0.0027	0.0031	0.0036	0.0041	0.0047
2	0.0053	0.0059	0.0066	0.0074	0.0081	0.0090	0.0099	0.0108	0.0118	0.0128
3	0.0139	0.0151	0.0163	0.0175	0.0188	0.0202	0.0216	0.0231	0.0247	0.0263
4	0.0279	0.0297	0.0314	0.0333	0.0352	0.0372	0.0393	0.0414	0.0436	0.0458
5	0.0481	0.0505	0.0530	0.0555	0.0581	0.0608	0.0635	0.0663	0.0692	0.0722
6	0.0752	0.0783	0.0815	0.0848	0.0881	0.0916	0.0951	0.0987	0.1023	0.1061
7	0.1099	0.1138	0.1178	0.1218	0.1260	0.1302	0.1346	0.1390	0.1435	0.1480
8	0.1527	0.1575	0.1623	0.1672	0.1723	0.1774	0.1826	0.1879	0.1932	0.1987
9	0.2043	0.2099	0.2157	0.2215	0.2275	0.2335	0.2396	0.2459	0.2522	0.2586
10	0.2651	0.2717	0.2784	0.2853	0.2922	0.2992	0.3063	0.3135	0.3208	0.3282
11	0.3358	0.3434	0.3511	0.3589	0.3669	0.3749	0.3831	0.3913	0.3997	0.4081
12	0.4167	0.4254	0.4342	0.4431	0.4521	0.4612	0.4704	0.4797	0.4892	0.4987
13	0.5084	0.5182	0.5281	0.5381	0.5482	0.5585	0.5688	0.5793	0.5899	0.6005
14	0.6114	0.6223	0.6333	0.6445	0.6558	0.6672	0.6787	0.6904	0.7021	0.7140
15	0.7260	0.7382	0.7504	0.7628	0.7753	0.7879	0.8006	0.8135	0.8265	0.8396
16	0.8528	0.8662	0.8797	0.8933	0.9071	0.9209	0.9349	0.9491	0.9633	0.9777
17	0.9922	1.0069	1.0217	1.0366	1.0516	1.0668	1.0821	1.0975	1.1131	1.1288
18	1.1447	1.1606	1.1768	1.1930	1.2094	1.2259	1.2426	1.2594	1.2763	1.2933
19	1.3106	1.3279	1.3454	1.3630	1.3808	1.3987	1.4167	1.4349	1.4532	1.4717
20	1.4903	1.5091	1.5280	1.5470	1.5662	1.5855	1.6050	1.6246	1.6444	1.6643
21	1.6844	1.7046	1.7250	1.7455	1.7661	1.7869	1.8079	1.8290	1.8502	1.8716
22	1.8932	1.9149	1.9368	1.9588	1.9809	2.0032	2.0257	2.0483	2.0711	2.0940
23	2.1171	2.1404	2.1638	2.1873	2.2110	2.2349	2.2589	2.2831	2.3075	2.3320
24	2.3566	2.3815	2.4064	2.4316	2.4569	2.4824	2.5080	2.5338	2.5597	2.5858
25	2.6121	2.6386	2.6652	2.6919	2.7189	2.7460	2.7732	2.8007	2.8283	2.8561
26	2.8840	2.9121	2.9404	2.9688	2.9974	3.0262	3.0552	3.0843	3.1136	3.1431
27	3.1727	3.2025	3.2325	3.2626	3.2930	3.3235	3.3542	3.3850	3.4160	3.4472
28	3.4786	3.5102	3.5419	3.5738	3.6059	3.6382	3.6706	3.7033	3.7361	3.7691
29	3.8022	3.8356	3.8691	3.9028	3.9367	3.9708	4.0050	4.0395	4.0741	4.1089
30	4.1439	4.1791	4.2144	4.2500	4.2857	4.3217	4.3578	4.3941	4.4306	4.4672

測定例)



計量槽の端部に三角形堰が付いており、  
 その高さが上記のように10.5cmであった場合  
 $Q = \text{排水量} = 0.29918 \text{ l m}^3/\text{min}$ となる。

#### 13-4. テンシオメータの設置

土壌の湿り具合を表す値を一般に「pF」という単位で表すが、ポーラスカップ（多孔質素焼管）を媒介に真空計を用いて、植物が土の中の水分を吸い上げるのに必要な力を測定するもので、土壌の水分状態を知ることが出来る。

当現場で使用した pF メーター（テンシオメータ）は、測定深度を 20cm とした。

測定を目安として、一般農業植物の場合を例として以下の示すような判定を行った。

- <黄色>pF = 1.0~1.7 (水分過多)
- <緑色>pF = 1.7~2.3 (水分適正範囲)
- <赤色>pF = 2.3~2.9 (乾燥域)



図 13-4-1. テンシオメータ

13-5. 観測結果総括グラフ (雨量、地下水位)

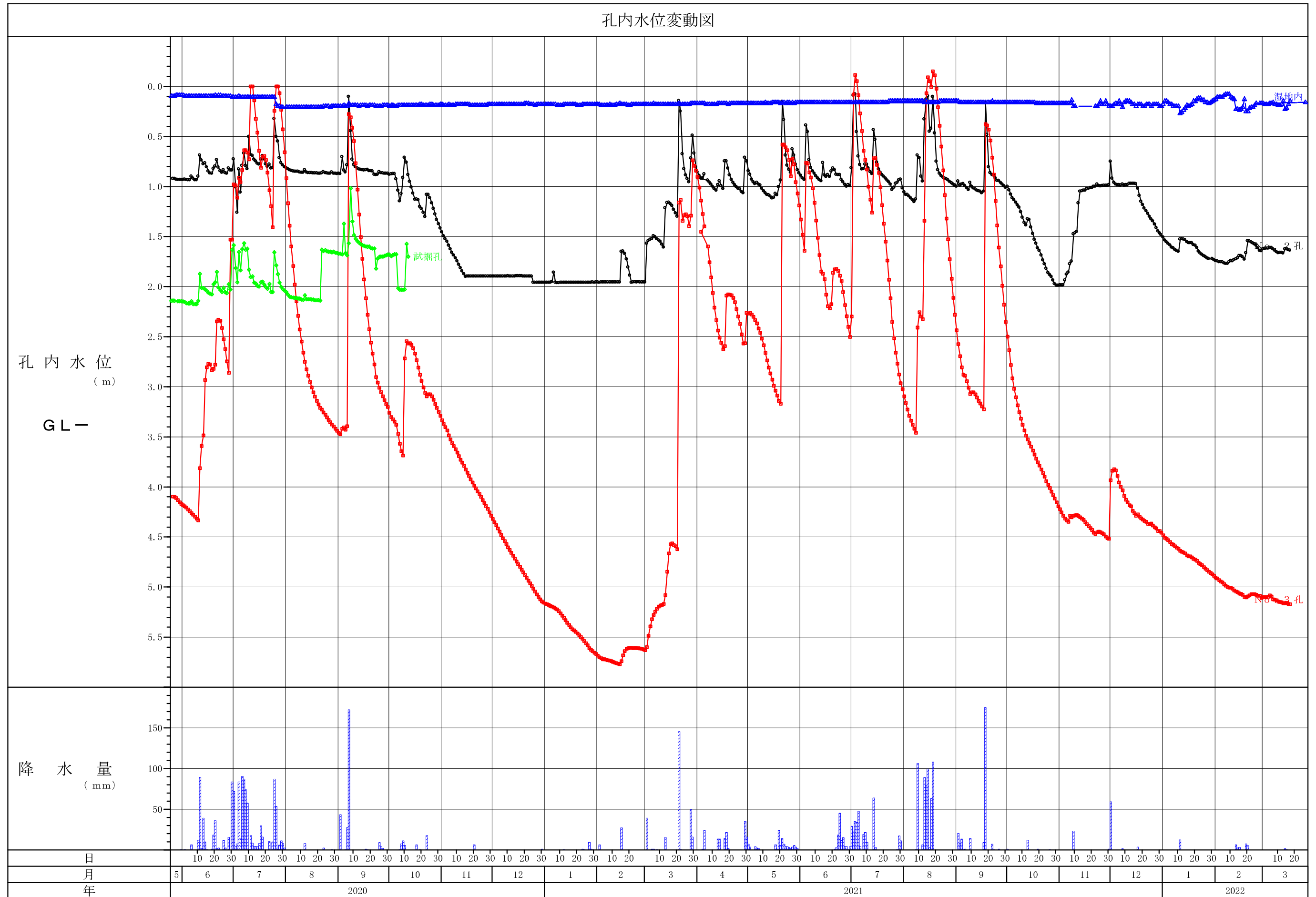


図 13-5-1 孔内水位-降雨量関係グラフ (孔内水位は地表面からの深度)



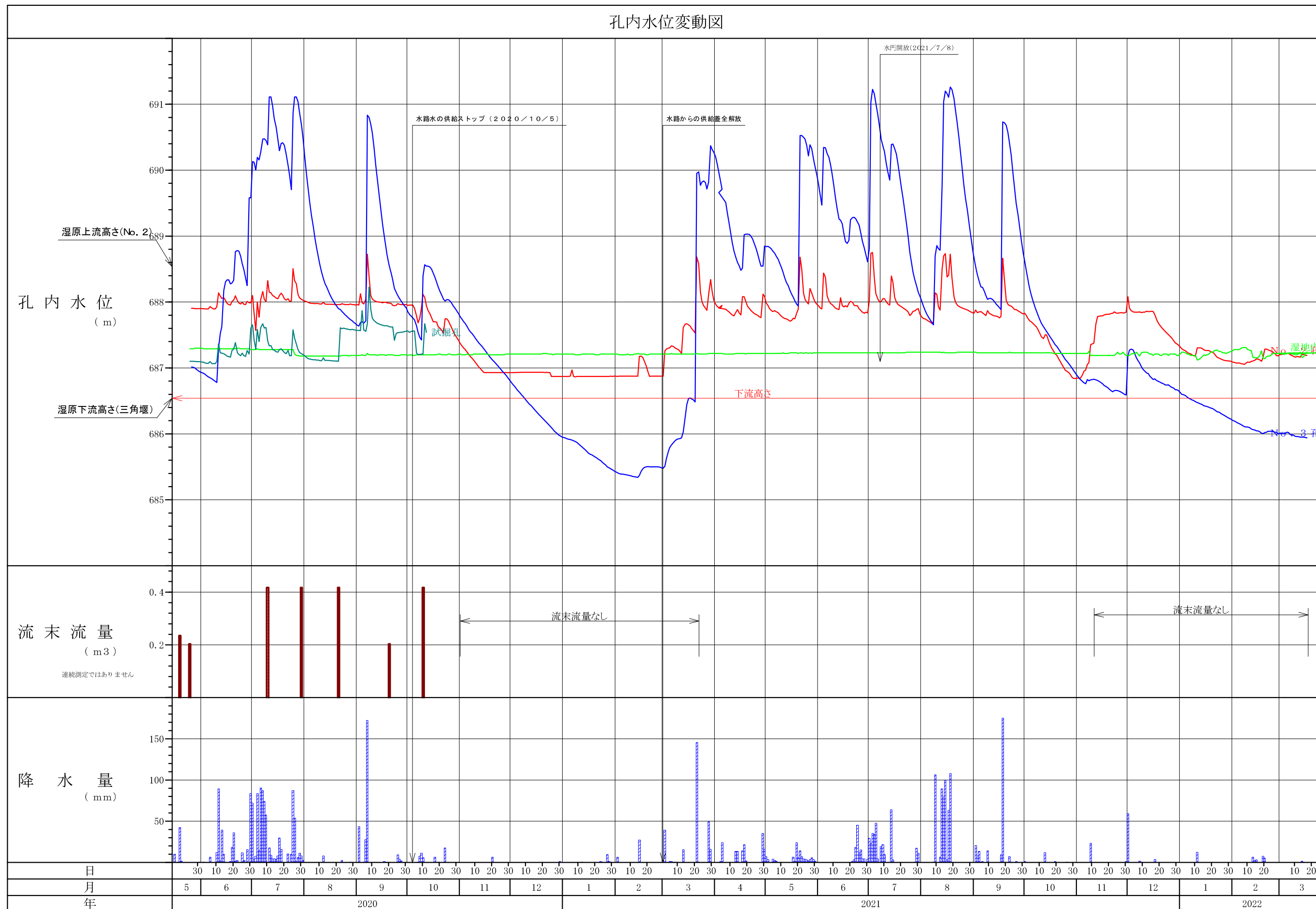


図 13-5-2 孔内水位—流末流量—降雨量関係グラフ (孔内水位は標高)

## 13-6. 各計器の観測結果の特徴

### ①雨量計

当調査地における降雨量を直接観測しているため、他の観測所のデータに比べ、精度は高い。

雨期の7月～9月までに降雨は連続しているが、100mm/日を超す降雨はあまなないが、10mm/日前後の降雨が毎日のように観測されている。

2020年は、前日からの降雨であったが9月7日には172mm/日の今年の最大降雨量を記録している。その際の状況を代表する写真を以下に示す。1日の降雨量としては、さほど多くはないと思われるが、「地下への浸透より地表面流水が卓越する」印象があり、天子山地田貫尾根の基岩盤からの湧水が顕著であった。（\*2020/9/19：175mm/日を記録）

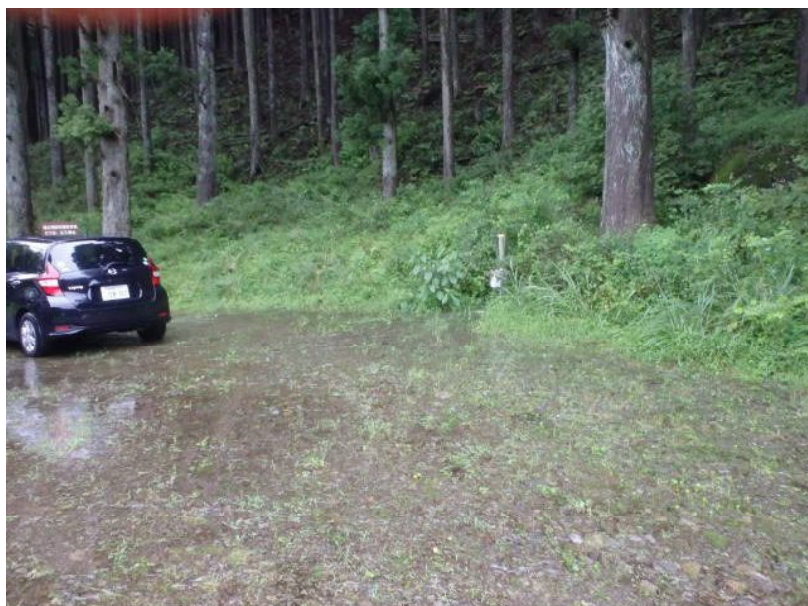


写真 13-6-1

地下への浸透はなく、大きな水たまりが形成

2020/9/7 撮影（最大雨量日）

写真 13-6-2

溜まった水は、より低い水路  
床板橋へ集まり流出する。

2020/9/7 撮影（最大雨量日）





写真 13-6-3

市道を流れ湿原へ流入する箇所もある

2020/9/7 撮影（最大雨量日）

写真 13-6-4

天子山地側大量の岩盤亀裂からの湧水

2020/9/7 撮影（最大雨量日）



2020年9月7日は前日と合わせ200mmの降雨であったが、特別大きな降雨量ではない。しかし、天子山地の岩盤亀裂からは大量の湧水があったことや降雨水が地下に浸透し難く、一時貯水される状況が観られる。この様子から天子山地に降った雨は、天子山地側末端の小田貫湿原では、現水路内に吸収されるものの山地に浸透内包された地下水に変遷していると考えられる。水路改修のために止水してあった水路で2020/9の豪雨後には、水路の山側のり面や水路底より湧水による貯水がみられる（写真13-6-5）。





写真 13-6-5 水路止水中の豪雨後の状況  
(水路底での自噴湧水、山側のり面からの湧水と水路貯水)

## ②水位計

### a) 湿原内 (保孔管 1.0m を打ち込み挿入)

地表面からのグラフで判るように ほぼ一定の高い水位を保持している。水位計設置位置は、常に水のある池の横であるためで、池の水位と連動していると思われる。グラフでも降雨に対しての反応が見られ、降雨水の影響を受けていることが理解される。標高では 687.8m 前後の水位である。(下流端高さ H=686.5m)

### b) 試掘孔 (試掘後挿入)

降雨との関係は明らかで、降雨日に即上昇し、降雨が終わると同日に低下する。試掘時の 2020 年 1 月 21 日には GL-1.0m の水位であったが、2020 年 12 月 24 日には孔内に水位はない。2020 年 10 月 5 日から工事のため水路の流水を停止したが、その直後に低下傾向を示していることより導水路の影響があると判断される。

水路から湿原内への導水を停止した(2020/10/5)後は、孔内水位なく、上昇しないが、導水解放後には水位の復活があり、導水暗渠の漏水水位を観測していたことになる。

したがって、観測は中止した。

### c) No. 2 孔 (ボーリング後に保孔管挿入)

両グラフに示すように降雨との関係は顕著であり、敏感に反応する。2020/7/3 に 50cm ほどの低下を記録しているが、降雨が 2 日間少なかったことに主たる理由 (他孔においても水位低下) があるが、その低下量が大き

きいことは不明である。

特徴的には8月の降雨が少なかった期間でも水位がGL-0.9m程で高い位置に水位があったが、10月後半の17.5mmの降雨以後から水位が連続的かつ同速度で低下する。2020年10月5日から工事のため水路の流水を停止したが、その直後に低下傾向を示していることより導水の影響が少しはあると判断される(導水の効果がある)。しかし、その後の降雨時には上昇していることから、導水以上により降雨に対して影響力が大きいと評価される。2年間の観測では、3月～11月の雨季には降雨に対しての敏感な上昇と降雨停止後の低下を繰り返すが、678～687mのレベルと範囲で変動している。しかし、12月～2月の乾期には687m以下に低下して一定値または孔底以下の高さを保つ。

#### d)No.3孔(ボーリング後に保孔管挿入)

設置位置より背後山地から供給される地下水及びボーリングコア観察で判明した深層部での水成堆積物層の存在や地下水検層の結果からスゲノ沢深層伏流水の観測である。グラフに示すように1年を通じて大きな変動があり、降雨により1日程の遅れで反応する。豪雨時には地表面近くまで水位が上昇する一方、乾季にはGL-5.0mまで低下し、5m程度の範囲幅で変動する。観測孔はGL-0.0m～2.0mが無孔管でかつGL-1.5m～2.0mをシールして最上位の黒ボク～シルト混じり砂礫層(GL-1.85m下端)からの侵入水がないよう浅層雨水の影響を排除している。したがって、降雨による影響を受けている挙動ではあるが、観測している地下水はGL-3.45m以深の砂礫層の滞水層を対象としていることになる。降下速度も他より遅いのは表面水の流下に影響していない深層地下水で透水性をそのまま反映しているからと思われる。

地下水検層の結果でも判明しているように、GL-6.0m以深の透水層である降雨の関係しているこの付近の水の変動を捉えた挙動と考えられる。

孔内水位が湿原内標高より高い標高にある時は、水頭の低い方向へと流れる水の重力による自然流下の法則により湿原内へ水の供給がなされている。

#### ③流末水量(三角堰)

連続計測ではなく一ヶ月に一度程度の計測であるが、次表のようにまとめられる。グラフに示すように降雨との関係はあまり明確ではなく、一日内での変化もあるかとも思われる。概して、6月～10月には、 $0.2\text{m}^3\sim 0.4\text{m}^3$ の流出水があり、11月～12月まではまったくない状態である。

表 13-6-1. 三角堰流量観測表

観測日	三角ノッチ高さ(H : cm)	流量(m <sup>3</sup> /min)	測定日降雨量(mm/日)
2020/05/19	9.5	0.2335	42.5
2020/05/25	9.0	0.2043	0.0
2020/06/19	0.0	0.0	18.5
2020/07/10	120.0	0.4167	0.5
2020/07/30	120.0	0.4167	8.0
2020/08/21	0.0	0.0	0.0
2020/09/20	9.0	0.2043	43.5
2020/10/10	120.0	0.4167	11.0
2020/10/19	0.0	0.0	0.5
2020/11/11	0.0	0.0	0.0
2020/12/24	0.0	0.0	0.0

大局的にも降雨との関係はあるが、大きく影響されてはいないと考えられる。これは、湿原土質のローム層の透水性が低いために湿原内を自然流下してきた流水が降雨に遅れて多くなるためではないかと推測される。

③ テンシオメータ

表 13-6-2. テンシオメータ観測表

単位：Pf

観測日	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	合計月数	当日天候	前日天気
2021/4/22	0.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	晴れ
2021/5/14	2.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	雨のち曇り
2021/5/21	0.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	曇りのち雨
2021/7/24	0.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	雨のち曇り
2021/11/6	0.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	晴れ
2021/11/22	0.0	0.0	0.0					3.0	晴れ	晴れ
2021/12/26	0.0	0.5	0.0					3.0	晴れ	晴れ
2022/1/14	0.0	0.7	0.0					3.0	晴れ	晴れ
2022/1/27	1.7	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	晴れ	晴れ
2022/2/2	1.9	2.2	0.0	1.7	0.0	1.9	2.2	7.0	晴れ	晴れ
2022/2/14	1.6	2.3	0.0	1.0	0.0	1.7	2.2	7.0	雪	晴れ
2022/3/17	1.6	0.0	0.0	1.3	0.0	1.6	1.6	7.0	晴れ	晴れ
観測回数	12	12	12	4	4	4	4	52		
備考	水路導水の影響大		常時湿潤		常時湿潤					



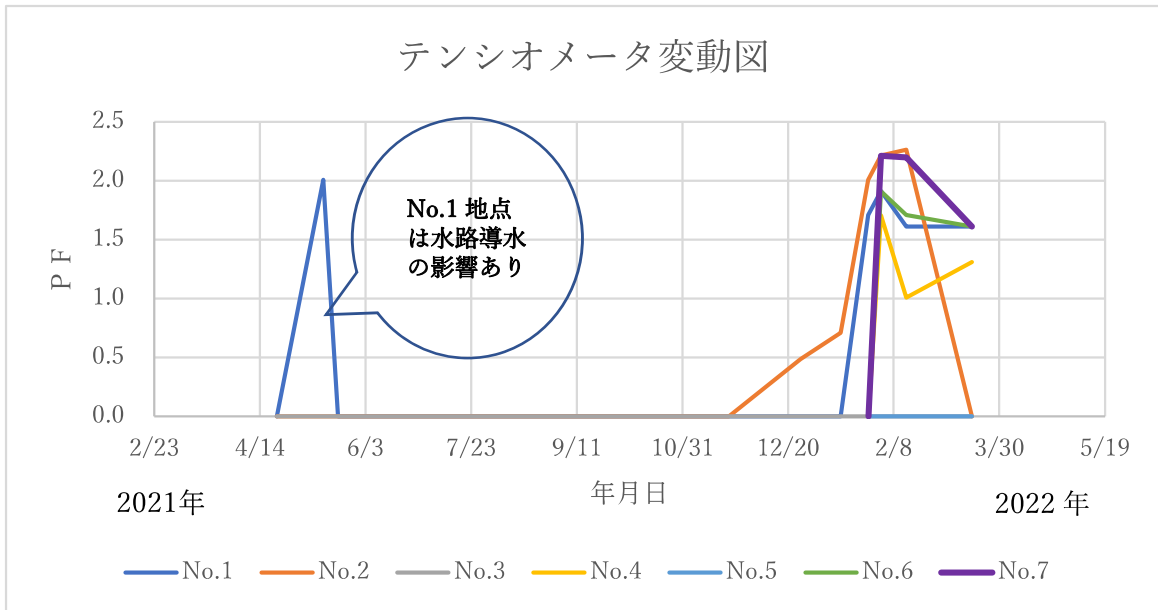


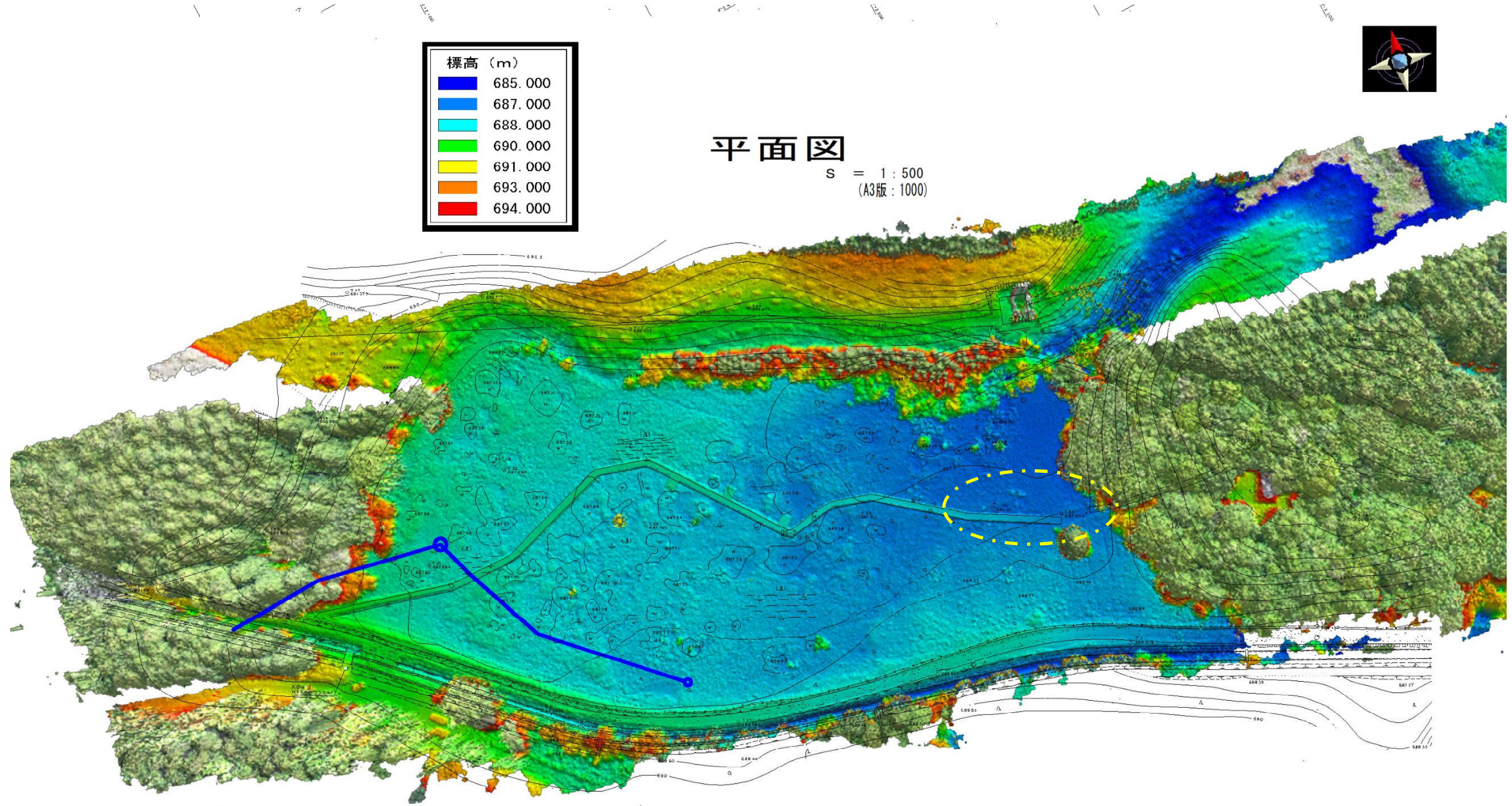
図 13-6-1. テンシオメータ pF 値変動グラフ

雨期には負圧が作用せず湿潤状態であったが、12月の乾期に入り常時湿潤状態の No. 3 及び No. 5 以外は、負圧が生じ、不飽和状態に変化している。しかし、測定された pF 値は最大でも 2.2 であるので、植物にとっては水分適正である。

- <黄色> 水分過多範囲です(～pF1.7)。
- <緑色> 水分適正範囲です(pF1.7～2.3: 植物がストレスをもたない範囲)。
- <赤色> 水分不足範囲です(pF2.3～: 乾燥域の為、適度なかん水が必要)。



# 14. 点群データによる簡易地形測量



地表面の高さを示す。寒色が強いほど低標高であり、湿原北側から南側に掛けて寒色であれば次第に強くなるため、南方に傾斜していることが判る。それに伴う水の流れ方向に調和的である。  
この撮影時期は雨期で有り、木道南部にある小高い標高差は反映していない。









写真 15-1. 赤外線カメラ搭載 UAV 機器一式



写真 15-2. 飛行空撮状況

## 16. 調査結果のまとめ

### 16-1. 湿原内の地質

小田貫湿原の地質構成は、以下のような模式的横断面図であると判明した。

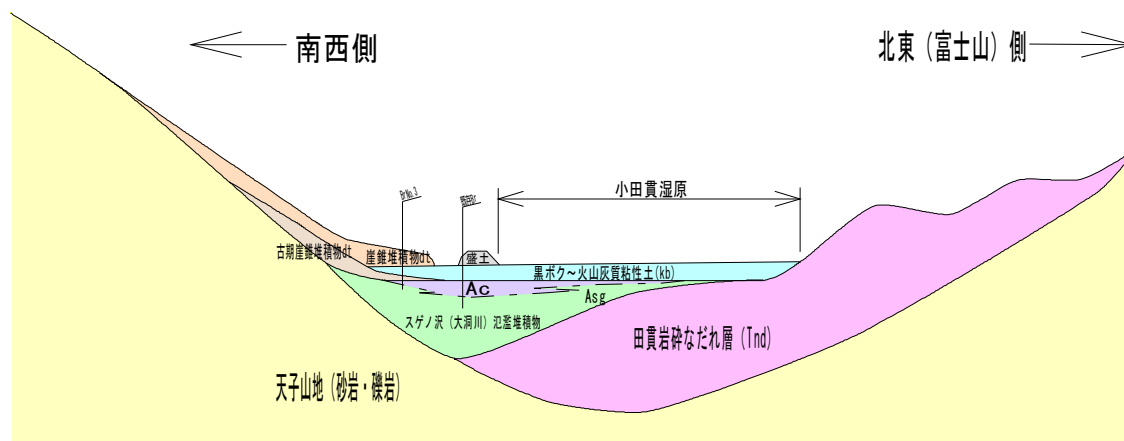


図 16-1-1. 小田貫湿原推定地質断面図

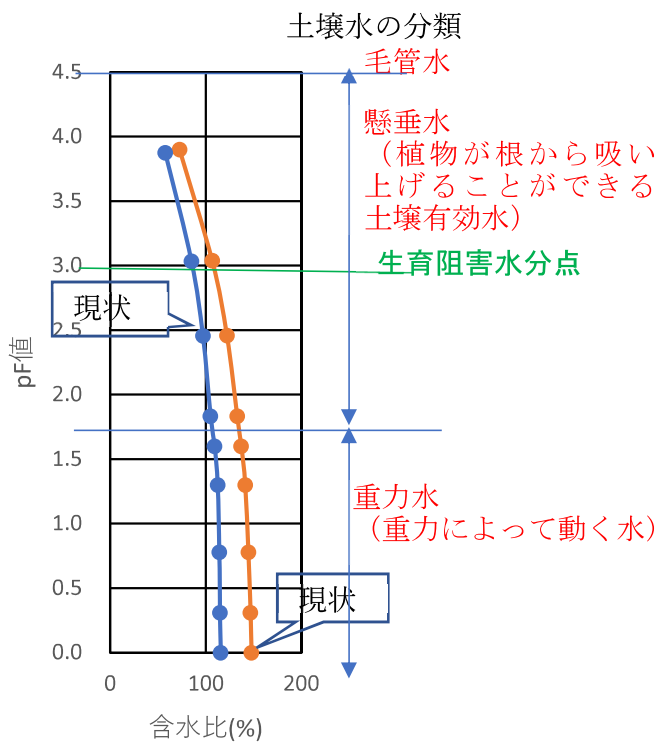
・基底岩盤：砂岩や礫岩による岩盤。斜面表層土は比較的薄い。岩盤は、亀裂が開口しているようで山地に降った雨水は地中に浸透し、岩盤中の裂か水となって斜面末端の解放部に湧水するか、さらに下位層に侵入する。直接的な湿原への地下水の流入は認められないが、スゲノ沢を流下する河川水はこの地下水が起源と考えられる。

・田貫岩屑なだれ層：現在から約1万7千年前に東側の古富士最終噴火により氷雪なだれと共に土砂を大量に運搬した土砂。層相は、基質を火山灰として安山岩や玄武岩の角礫を含み、熱変質を受けて赤色に変色している。固結性が非常に高い。

・スゲノ沢氾濫堆積物層：既存ボーリングまたはNo.3ボーリングでは礫を伴う砂層またはシルト層との細互層を呈するが、巨礫を含む砂礫層を堆積する箇所もある（ボーリングNo.1及び2）。固結しており非常に硬質層である。

・水成堆積物の火山灰質粘性土及び表層黒ボク：高含水比で黒ボクは現状の含水比では土壌水は重力水であり、火山灰質粘性土（ローム）は懸垂水であり、砂等に比べ保水性が高い。共に「植物の生育限界点以下のpF値であるので植物にとっての保水力は乾燥により含水比が下がってもそれが高い状態を維持すると解釈される。透水性は砂質土に比べ低いことは確かであるが、それほど低いレベルでは

なく、ある程度の透水性は有している。粘性土質が主であるが、砂・礫が多く混在するためだが、現場でも降雨後の水たまりをつくるが数日で消滅する。



● 黒ボク ● ローム  
図 16-1-2. 表層土の水分特性曲線

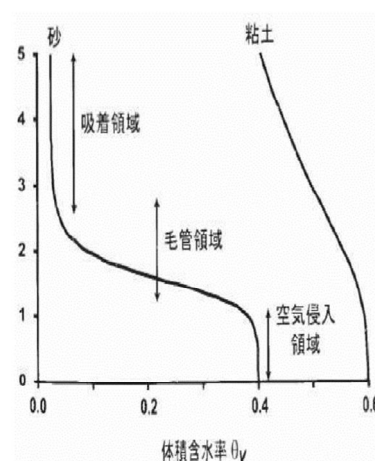


図 16-1-2. 一般的な水分特性曲線

また、テンシオメータ観測の結果では、3 箇所共に変化はなく、湿潤飽和状態にあると評価される。観測結果から、乾燥化は見られるが一部であるとも考えられ、対策は緩やかに講じておくことが考えられる。

・崖錐堆積物：No. 3 ボーリング地点が代表されるように、天子山地からの崩壊による堆積土砂である。No. 3 孔では 2 層確認されているのでスゲノ沢氾濫堆積物が堆積した後の鮮新世初期の崩壊土砂ではないかと考えられる。

湿原状態を維持してきた地質的要因は、

- ① 表層黒ボクまたは火山灰質粘性土は保水性が高く、透水性も低く、雨水などの地下への浸透がし難く、**土壌が湿潤状態を維持できる。**
- ②黒ボク・火山灰質粘性土の下位には、スゲノ沢供給の氾濫堆積物が湿原南西側（**田貫岩層なだれ層の末端部にできた凹状の埋没滞水層谷。**現在の水路沿い）に厚く堆積し、東側に向かって薄くなると推定する。

この層の地下水はスゲノ沢からの有圧伏流水であるが、下流部が不透水な田貫



岩屑なだれ層により閉塞されているため被圧状態がつくられ、高度の低い湿原内に「湧水」する機構と考えられる。保水性のある黒ボク層に降雨水が保水貯留される。

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。

## 16-2. 湿原内の水質

湿原内の水質は、下図に示すように3タイプに分類される。

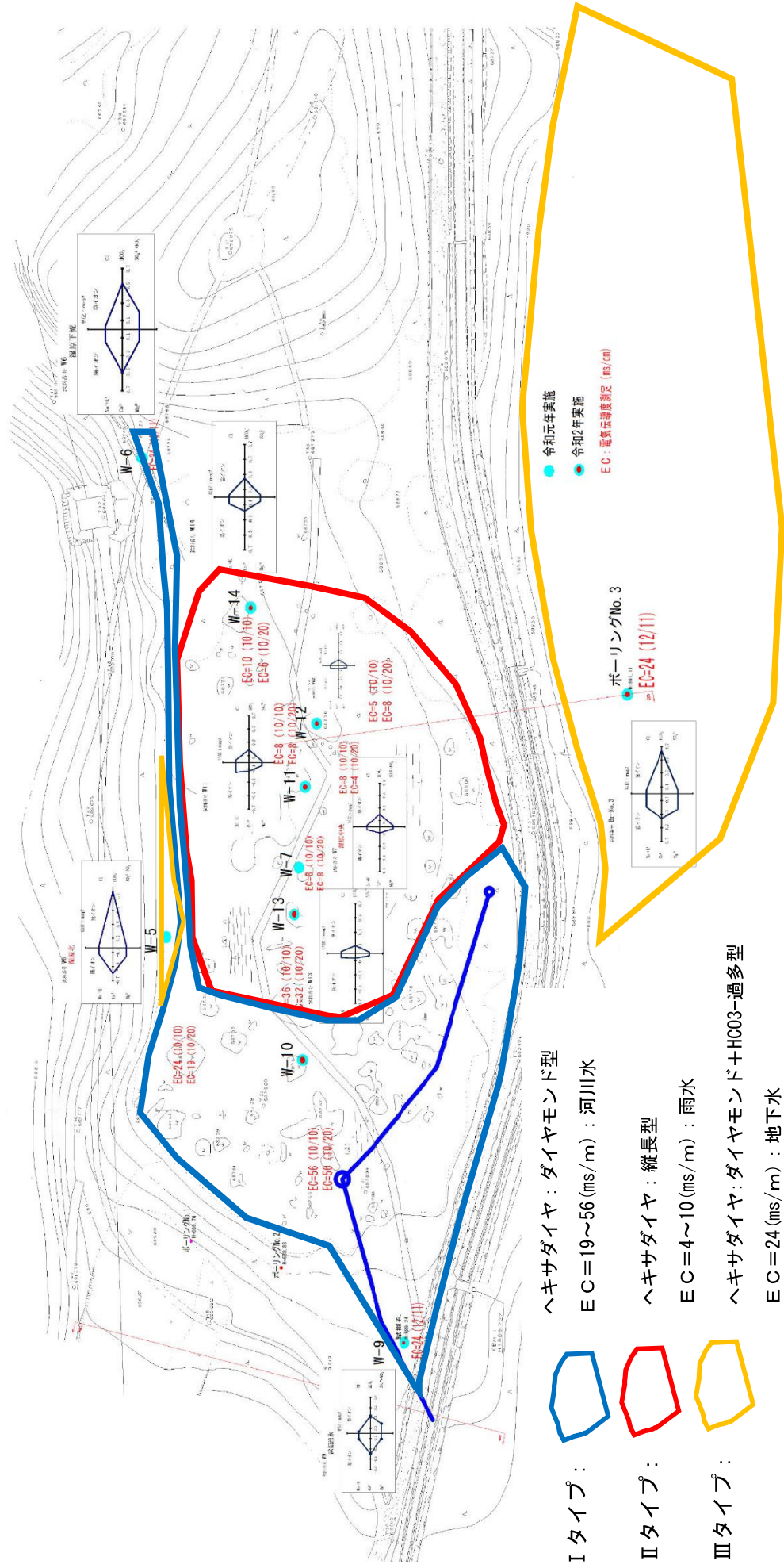


図 16-2-1 小田貫湿原の水質分布図

- ・ I タイプの水は、水路から導水したものと推定される。
- ・ II タイプの現在池を多く形成している湿原中央の水は、主に雨水の貯水と考えられる。Ca 型の水質で「停滞型」を示す。
- ・ III タイプは、深いスゲノ沢伏流水と背後山地から供給される崩積土層に流入した雨水を起源とする地下浸透土壌接触水と推定する。また、この地下水は、II タイプ領域の池底部から湧水して地下水を供給し続けていると考えられる。W5 地点での水質はこれに近いものと思われ、山地からの湧水の一部と推定する。

また、水質分析結果では、W1～W6、W8～W10 及びボーリング No. 3 においてカルシウム量が相対的に大きな値を示し、他は小さな値を示す。このことより「Ca 型の水であり流動型」であると評価され、対して「II タイプ領域の水」は「停滞気味型」といえる。ただし、典型的な「Na 型の停滞型水」であるようなナトリウム量は多くはない。



### 16-3. 湿原内への水の供給について

当地の地質調査と表層水の水質調査より判明したことより湿原内へ供給されている地下水についてそのメカニズムを推定する。

湿地水質は、前記したように三つのタイプに区分される。水質分析によりそれぞれの由来が推定される。周辺との高低差により水が集まりやすい窪み地形であることと黒ボク・火山灰質粘性土に透水性が低い保水能力がある。

現在、小田貫湿原北西部の上流域の「タイプⅠ領域」は、明らかに現水路から導水する（平成8年開始）水である。令和2年度の水路補修工事の際に水路水を止水したことにより湿原内への供給が断たれたことをきっかけに同年12月以降は、降雨がないことも付加されるが、湿原内の池は消失し、地表面が乾燥化し始めている。令和元年の同時期でも枯渇状況もあったが、導水により湿潤化している状況も対比して観察された。

一方、Ⅱタイプ領域の水質は、ヘキサダイアグラム形状や電気伝導度（EC）が他より極度に小さく、雨水のそれらに近似している。11月からの降雨が全くない乾季には徐々に水位低下し、池底が露出し始めて、さらに降雨がなければより乾燥化することも予想される。ただし、湿原中央付近にある大きな池（深さもあると思われる）は、池の大きさが小さくはなっているものの、池底が露呈される状況ではなく、水が湛えられている。現在でも湿原が維持されている事実がある。

同時にスゲノ沢から供給される伏流水は、季節的な降雨による量としての変化はあると考えられるが、被圧した有圧地下水であるので、標高が低い湿原内への上向きの湧水が常時供給されていることが推定される。このことは、「Ⅱタイプ領域」の湿原水が完全に枯渇しないことが示唆しているものと考えられる。

また、南西の天子山地から供給される表層雨水もあるが、集水地形である谷部からの崖錐堆積物を通しての湿原内への深部供給も存在することが考えられる、

今後の降雨により再度、湿原内の湿潤化が進み、降雨と湧水量が増加する。湿原内の水位が上昇することにより、植物も繁茂することの繰り返しが想定される。

以下に小田貫湿原内へ供給されている湿原水の由来についてまとめる。

表 16-3-1. 小田貫湿原への水の推定供給表

供給水種類	説明	過去	現在	タイプ
① 農業水路導水	平成8年度以降導入 田貫湖水質も同様	なし	あり	Ⅰ
② 雨水（直接降雨水）	降雨による直接供給	あり	あり	Ⅱ
③ 天子山地表面水	小田貫湿原集水域の表面 水（現状では流域面積が狭 くわずかで無視できる）	水路はかつてより存在 している	道路、三面水 路により一 部減少	Ⅲ
④ 天子山地雨水浸透水	谷部の集水から地下水浸 透	豊富	植林により やや減少	
⑤ スゲノ沢伏流水	湿原位置では有圧地下水 となり池内に湧水	あり	あり	

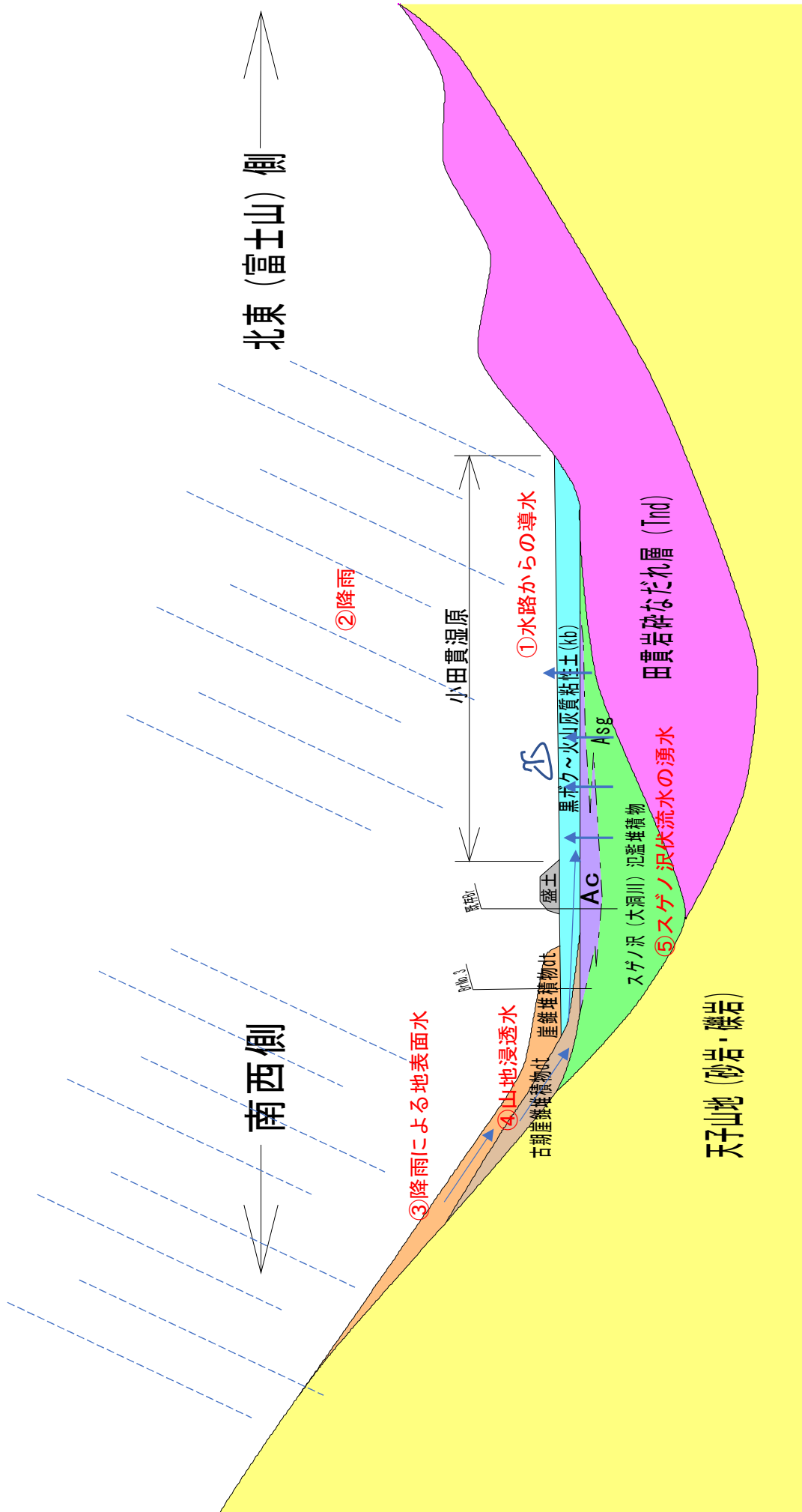


図 16-3-1. 小田貫湿原推定地下水供給図

### ① 導水暗渠の効果

タイプ I 領域のスゲノ沢河川水の導水については、試掘孔とボーリング No. 2 孔での水位観測と隣接地の水路工事のための一時導水停止の時期からその影響を受けており湿原の水位保持に貢献していることが明らかである。

以上のことは湿原内の踏査によっても明らかである。



写真 16-3-1. 2020/12/24 導水停止期間撮影  
湿原上流端部の池は消滅枯渇 1ヶ月降雨なし



写真 16-3-2. 2021/1/7 年末短期間導水期間直後撮影  
湿原上流端部の池が復活 1ヶ月以上降雨なし



## ② 雨水による地表面水による供給

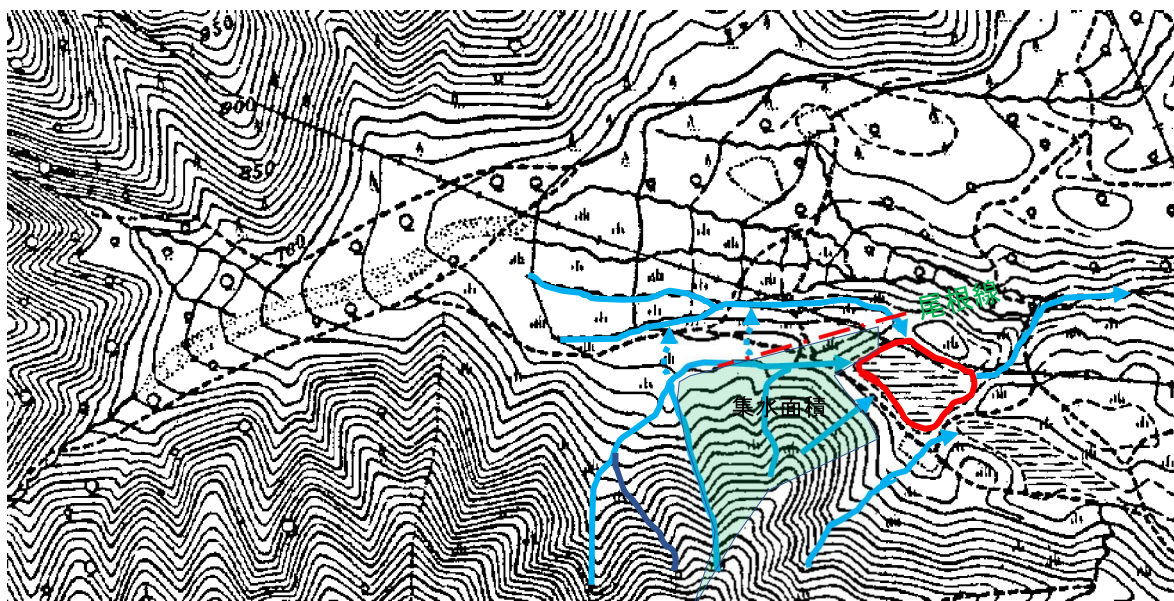


図 16-3-2. 昭和 34 年の地形図

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流下して湿原へ流入。

かつては、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が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ので周辺からの地表面水の影響は小さいものとする。

## ③ ・④ 天地山地側からの供給

道路または田貫湖への農業水雨の規模が小さいものであった地形を考えると、天子山地側からの地下水の供給は否定できない。

その根拠として、

- a) 豪雨時の湿原周辺状況 (写真 5-7-1～5-7-4)
- b) 豪雨時の上流止水状態での湧水状況 (写真 5-7-5)
- c) ボーリング No. 3 の水位上昇高さ (図 13-6-2)

である。

また、図 16-3-3 は、昭和 6 年に測量した国土地理院旧版地形図であるが、スゲノ沢扇状地堆積物エリアは、小田貫湿原よりやや高い領域にあり、現在でも同様であるが小田貫湿原の背後に天子山地の懐の深い谷が存在している。ボーリング No. 3 孔は、この谷の出口にあたる。その地下水変動は、降雨に敏感に上昇し、かつ地表面より高い水頭に至るほど水圧が大きい。

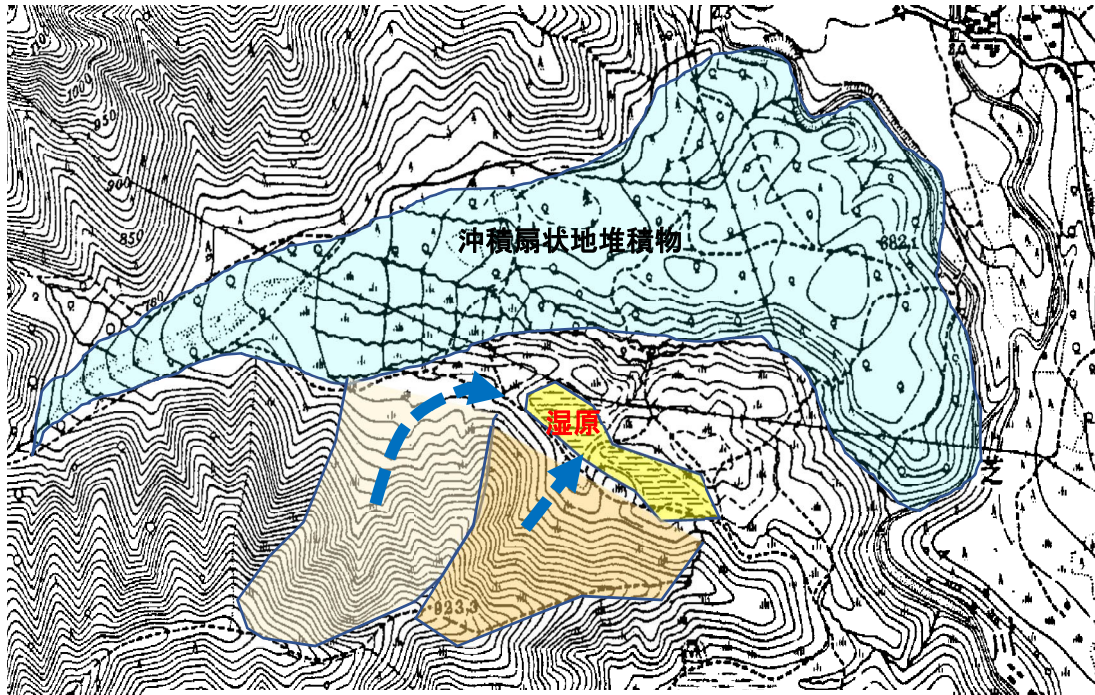


図 16-3-3 昭和 6 年測量地形図（国土地理院旧版地形図）

⑤スゲノ沢伏流水

2020 年 10 月 21 日の佐野弘氏のヒアリングの際に「かつては湿原の北側の幅広で浅い谷地形部（現在鉄塔下）から湧水があった（以下に図示）」との情報を得ている。



図 16-3-4 かつての湧水部（ヒアリングにより情報取得）



ここには、小さく浅い谷地形が存在する（以下の写真参照）。その端部の斜面には小規模な崩壊跡が見られる。これは、地山に浸透した降雨水が斜面の末端でパイピングしたことが原因であり、ここに斜面からの湧水があったことを示している。この水は、降雨水の地表面流下供給が考えられるが、集水範囲（面積）が小さいため、次の写真のようにスゲノ沢氾濫堆積物からの供給もわずかにあったと考えられる。



写真 16-3-3.

かつて湧水があったと聞く、小さな谷。一昨年まで植林されていたが、昨年伐採。左サイドローム層中にはパイピング跡のホールがあり、地下水による崩壊跡が伴う。



写真 16-3-4.

スゲノ沢氾濫堆積物層内からの湧水。（北側の河川に向かって湧水しているが、同様な箇所がこの谷側部にも存在していた可能性を示す）

また、下図は昭和 49 年の国土地理院地形図であるが、スゲノ沢の流末に小田貫湿原が存在していたことが伺える。

少量であったと推定されるが、湿原へ供給していた河川水は、道路や水路による分断または植林による土壤水の吸収過多によりスゲノ沢氾濫堆積物からの供給水が減少したとも考えられる。



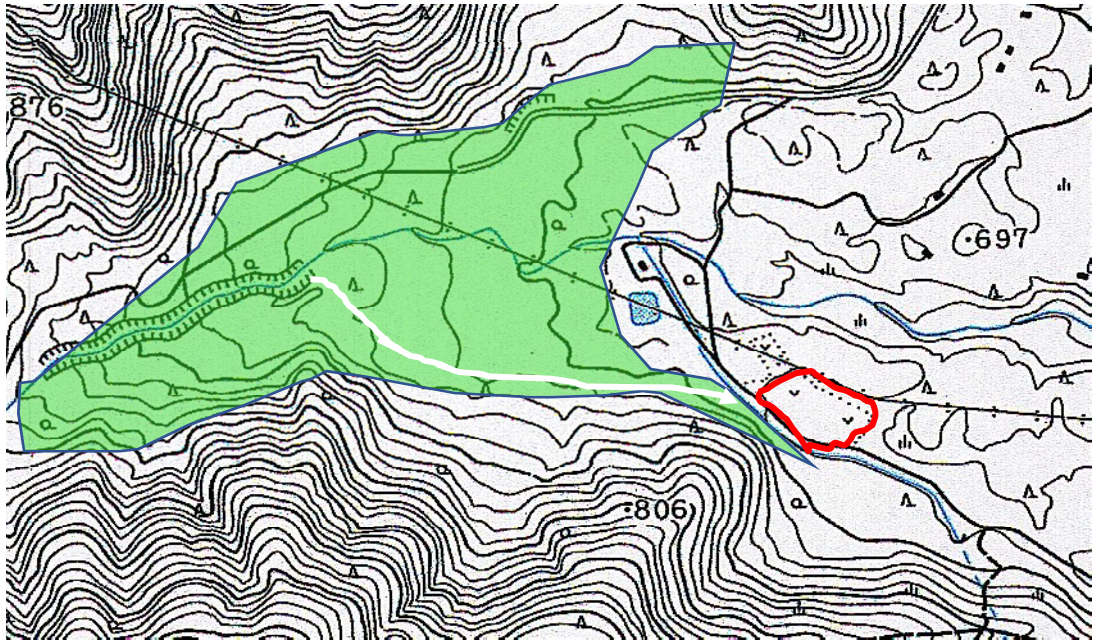


図 16-3-5 昭和 49 年の地形図

#### 16-4. 湿原内の概略水収支について

湿原内水位は豪雨時に最も上昇するので、その時の貯水量を計算する。2年間の観測で最も降雨量の大きかった令和2年9月7日の状態を想定し、最大水位を求める。この場合、湿原地盤面以下は飽和されていると仮定する。また、流出部は、末端部1箇所とする。（観測値を用いた短期間での解析であるため自然蒸発量を無視する）

また、湿原背後からの地表面水の流入量は現農業水路で吸収されるとして無視する。

① 降雨量+②水路からの導水量（実測）＝

③（湿原内での貯留水量）+④流出量（実測）

なお、④流出量（実測）は観測期間中の最大量を採用しているため、降水量(mm)も現場観測での最大雨量値を用いる。また、降水量は1m<sup>2</sup>あたりの高さを示すので水量としては、

$Q=1(\text{mm})/1000 \times (1\text{m}^2)$ となる。

② を求めることで、湿原内に最大雨量時に地下からの湧水も含め、湿原内に貯留される水量を求めることになる。

$$\text{湿原貯留量} = \text{①} + \text{③} - \text{④}$$

##### ①観測期間での最大降雨量

巻末、「雨量計計算書」より2020/9/7の $h_{\max}=172.5\text{mm}/\text{日}$ とする。

よって、1日間に着目した場合の降雨は、 $V_{\text{①}}=172.5/1000 \times 1\text{m}^2 \times \text{湿原面積}$   
( $A=1.348\text{ha}=13,480\text{m}^2$ ) $=0.1725 \times 13,480=2,325.3 \text{ m}^3/\text{日}$ となる。

##### ④ 水路からの導水量（測定位置2採用）

導水柵での流量計測より、 $V=0.09\text{m}^3/\text{min}$ となる。この量は、降雨量に関わらず一定である。 $V_{\text{④}}=0.09\text{m}^3/\text{min} \times (24\text{h} \times 60\text{min})=129\text{m}^3/\text{日}$



写真 16-4-1. 湿原内への導水

④流出量

流量観測の結果より、2020/7/7の記録は $V=0.4176\text{m}^3/\text{min}$ であるので、1日あたり

$$V_{\text{④}}=0.4176\text{m}^3/\text{min} \times (24\text{h} \times 60\text{min}) = 601.3\text{m}^3/\text{日}$$

したがって、 $V=(2,345.3+129.0) - 601.3 = 1,853.0\text{m}^3/\text{日}$ として、以下の豪雨時の水収支関係がおおよそ推定できる。

表 16-4-1. 小田貫湿原水収支（常に飽和状態を仮定）

流入量( $\text{m}^3/\text{日}$ )		②湧水+貯留量( $\text{m}^3/\text{日}$ )	④流出量( $\text{m}^3/\text{日}$ )
① 降雨量	$V_{\text{①}}=2,325.3$	1,853.0	$V_{\text{④}}=601.3$
② 水路からの導水量	$V_{\text{③}}=129.0$		

したがって、この豪雨の時には $h = (8,240.0) / (1,853.0) = 0.14\text{m} \rightarrow 14\text{cm}$ が湿原内の観測中最大水位となる。常に底質が飽和していると仮定して、これを湿原面積で除すると湿原内で豪雨時の水位ということになる。

しかし、水頭の高い水位観測孔 No. 2 では同日 70cm 程の上昇があったが、湿原内水位観測孔では、ほぼ変化していない。



＜水路から湿原内への導水量の測定＞

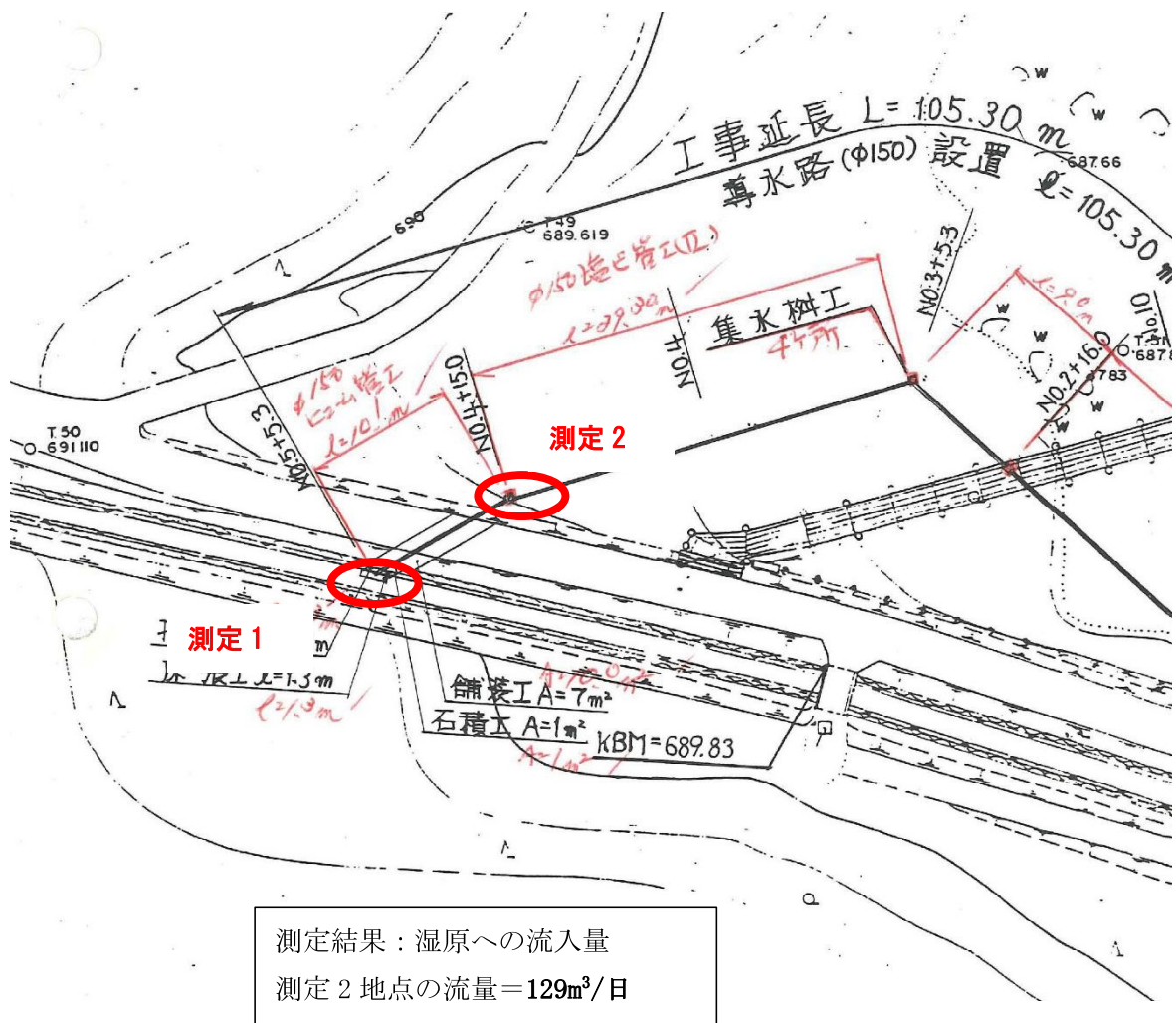


図 16-4-1. 導水量測定位置平面図

測定地点 1 : 導水路入り口

流入孔は φ 150mm内径の塩ビパイプ

全面積 A = 0.017663 m<sup>2</sup>

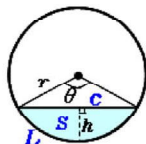
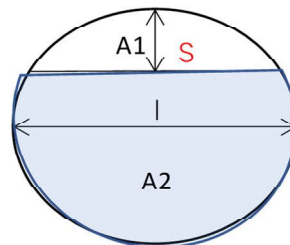
流入量 Q 1

口径 l 0.15 m

測定値 S 0.04 m

上空隙面積A1 0.0056028 m<sup>2</sup>

次の計算より



半径 r 0.15

弓形の高さ h 0.04

計算 クリア 保存・呼出 印刷 6桁

面積 S 0.0056028

中心角 θ 1.49517 rad

= 85.6669 度

円弧の長さ L 0.224275

弦の長さ c 0.203961

Arch

(1) center angle :  $\theta = 2 \cos^{-1}(1 - \frac{h}{r})$

(2) circular arc :  $L = r\theta$

(3) chord :  $c = 2\sqrt{h(2r - h)}$

(4) area :  $S = \frac{\theta}{2}r^2 - (r - h)\sqrt{h(2r - h)}$



流水面積A2 = A-A1= 0.012060 m<sup>2</sup>

流速測定 2021/3015 測定

回数	流速 v (m/s)
1	0.147
2	0.129
3	0.114
4	0.123
5	0.104
6	0.108
7	0.109
8	0.113
9	0.111
10	0.118
平均	0.118

よって、  
湿原内への流入水量は、

Q 1 = 0.001418 m<sup>3</sup>/S  
 = 0.085 m<sup>3</sup>/min 85.1 L/min  
 = 5.106 m<sup>3</sup>/hr  
 = 123 m<sup>3</sup>/日

## 測定地点 2 : 導水路出口

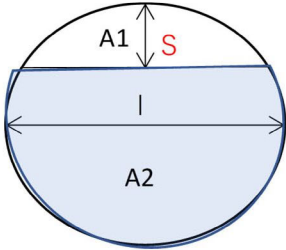
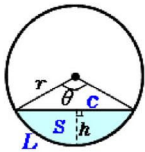
流入孔はφ150mm内径の塩ビパイプ 全面積 A = 0.017663 m<sup>2</sup>

流入量 Q1

口径 l 0.15 m

測定値 S 0.05 m

上空隙面積 A1 0.00774371 m<sup>2</sup> 次の計算より

半径 r 0.15

弓形の高さ h 0.05

計算 クリア 保存・呼出 印刷 6桁

面積 S 0.00774371

中心角 θ 1.68214 rad  
= 96.3794 度

円弧の長さ L 0.252321

弦の長さ c 0.223607

Arch

(1) center angle :  $\theta = 2 \cos^{-1}(1 - \frac{h}{r})$

(2) circular arc :  $L = r\theta$

(3) chord :  $c = 2\sqrt{h(2r-h)}$

(4) area :  $S = \frac{\theta}{2}r^2 - (r-h)\sqrt{h(2r-h)}$

流水面積 A2 = A - A1 = 0.009919 m<sup>2</sup>

流速測定 2021/3015 測定

回数	流速 v (m/s)
1	0.107
2	0.187
3	0.158
4	0.172
5	0.119
6	0.168
7	0.162
8	0.141
9	0.129
10	0.164
平均	0.151

よって、  
湿原内への流入水量は、

Q1 = 0.001495 m<sup>3</sup>/S  
= 0.090 m<sup>3</sup>/min 89.7 L/min  
= 5.4 m<sup>3</sup>/hr  
= **129 m<sup>3</sup>/日**

やや出口である樹での流量が多いが、計算誤差と考えられ、同等値と考え、水路からおよそ**130m<sup>3</sup>/日**の水が供給されている。

