

試錐結果からみた大涌谷変質帯の内部構造と変質機構について

著者	安藤 武, 大久保 太治
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	7
ページ	19-39
発行年	1966-03-31
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002512/

試錐結果からみた大涌谷変質帯の内部構造と変質機構について

安 藤 武・大久保 太 治

地質調査所応用地質部応用地質課

Alteration Mechanism and Geologic Structure in Owakudani from Results of Boring

By Takeshi Ando and Taiji Okubo

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Landslide in volcanic altered area is studied at the Owakudani area, Hakone, Kanagawa Prefecture. Geologic structure and alteration of rocks in the area of landslide are checked by means of many boring holes, for the purpose of making clear the basic causes of landslide in volcanic altered area. The zones of alteration seem to be developed owing to actions of volcanic gases and secondary weathering by ground water. Development of a weak clay zone is mainly influenced by the weathering.

The zones of alteration may be divided as follows:

- (1) the zone of clay, which mainly consists of clay,
- (2) the zone of strongly altered andesite, which consists of clay and altered rock,
- (3) the zone of altered andesite, which mainly consists of rocks, but they are changed into clay more or less along the crack.

Another classification of the altered zones by component minerals is as follows:

- (1) montmorillonite-calcite zone (lower part),
- (2) montmorillonite-gypsum zone (middle part),
- (3) kaoline-opal zone (upper part),
- (4) kaoline-alunite zone (nearly surface),
- (5) mixed-layer clay minerals-montmorillonite zone (environs).

Ground water and springs in the altered area are characterized by pH of 2.0-4.0 and low Eh. Sulphates with Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} and sometimes Fe^{2+} etc. are plentifully dissolved in the ground water, making it active in weathering.

1. まえがき

火山性地すべり研究の一環として、箱根火山の大涌谷で、変質帯の内部構造と変質機構について調査研究した。これには多数の試錐孔を利用した。試錐調査とこれによって得た岩芯をもとにして、内部の状態、変質岩の性質、粘土の鉱物組成などを明らかにし、さらに変質の機構を解析した。これらは、火山性地すべりの発生機構

に関する素因を明らかにすることを目的とした。

小規模な地すべり、崩壊のみでなく、時に大きな崩壊性地すべりとして多量の土石を流動することが知られている。したがって、粘土質の発達した変質帯における内部構造の研究は、運動機構、火山性群発地震、変動量測定、噴気ガスの研究、土質の研究、地形発達あるいは地下水の研究などと結びついて火山性地すべりの予知ある

いは対策に役立つであらう。

1963年度の総合研究によって、その結果大涌谷地内でもっとも地すべりをおこしやすいであらうと推定された地区を中心とした。なお、大涌谷変質帯の面積、噴気の状態、1963年度試錐調査および収集した資料の一部などについてはその概要を*第1号に報告した。

調査に際して、試錐その他に関する砂防工事の資料を頂いた県の小田原土木事務所、温泉供給 K.K. ならびに箱根町役場に便宜を頂いたことを深謝する。

2. 試錐調査

2.1 試錐の目的

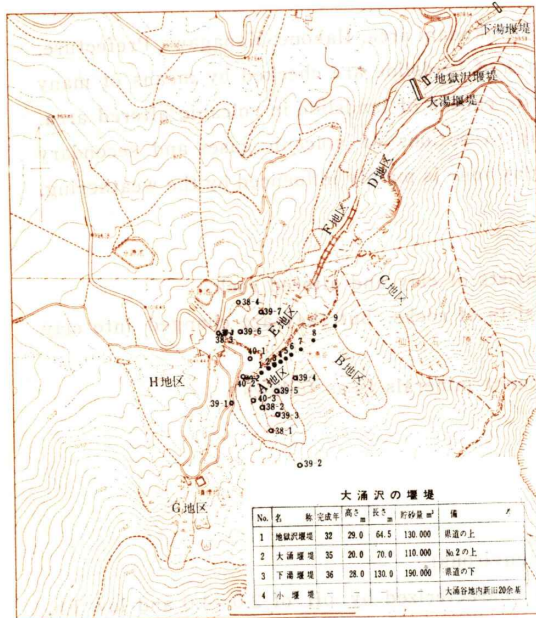
火山性地すべりの発生機構に関する研究のため、地すべりがおこしやすい斜面上に、ボーリングによる地質、地

ボーリングが実施された。この位置、実施年度、番号を図—2に示す。

2.3 試錐の概要

1964年度および1965年度の試錐孔について、ボーリング結果の概要をのべる。

この地域は両輝石安山岩質の溶岩、集塊岩、凝灰角礫岩などからなっているが、このような変質帯ではボーリングによって適確に把握することは困難であり、コアーの変質状態による硬軟、採取率、長さあるいはコアーと粘土質との関係などによってある程度推定する範囲を出ない。しかし、内部の安山岩は溶岩質と思われるものが大部分であり、火山砕屑岩類は内部にはきわめて少ないようである。ここでは変質程度によって、粘土質—強変質安山岩—変質安山岩に大別した。粘土質は主として粘土からなり、多少の礫がときに50%程度まで混入するものがある。この粘土帯の厚さは地すべりあるいは崩壊にもっとも大きな関係をもつものである。粘土質に含まれる礫は硬質のものから軟質のものまでさまざまであり、変質過程における原岩の芯に当る部分が礫状に残っている



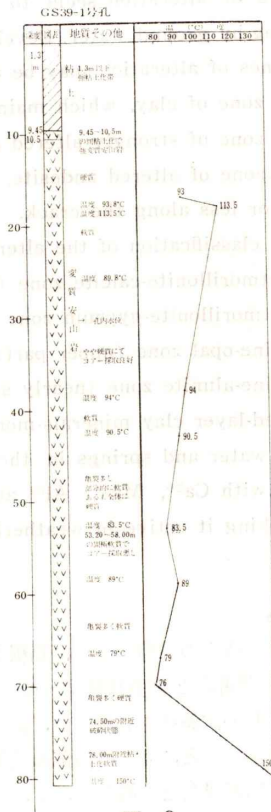
図—1 大涌谷の概況図

下水、地温、噴気などの調査、変質帯の内部構造、変質の状態、粘土鉱物の同定などの研究および孔井を利用した観測を行う多目的をもって実施された。

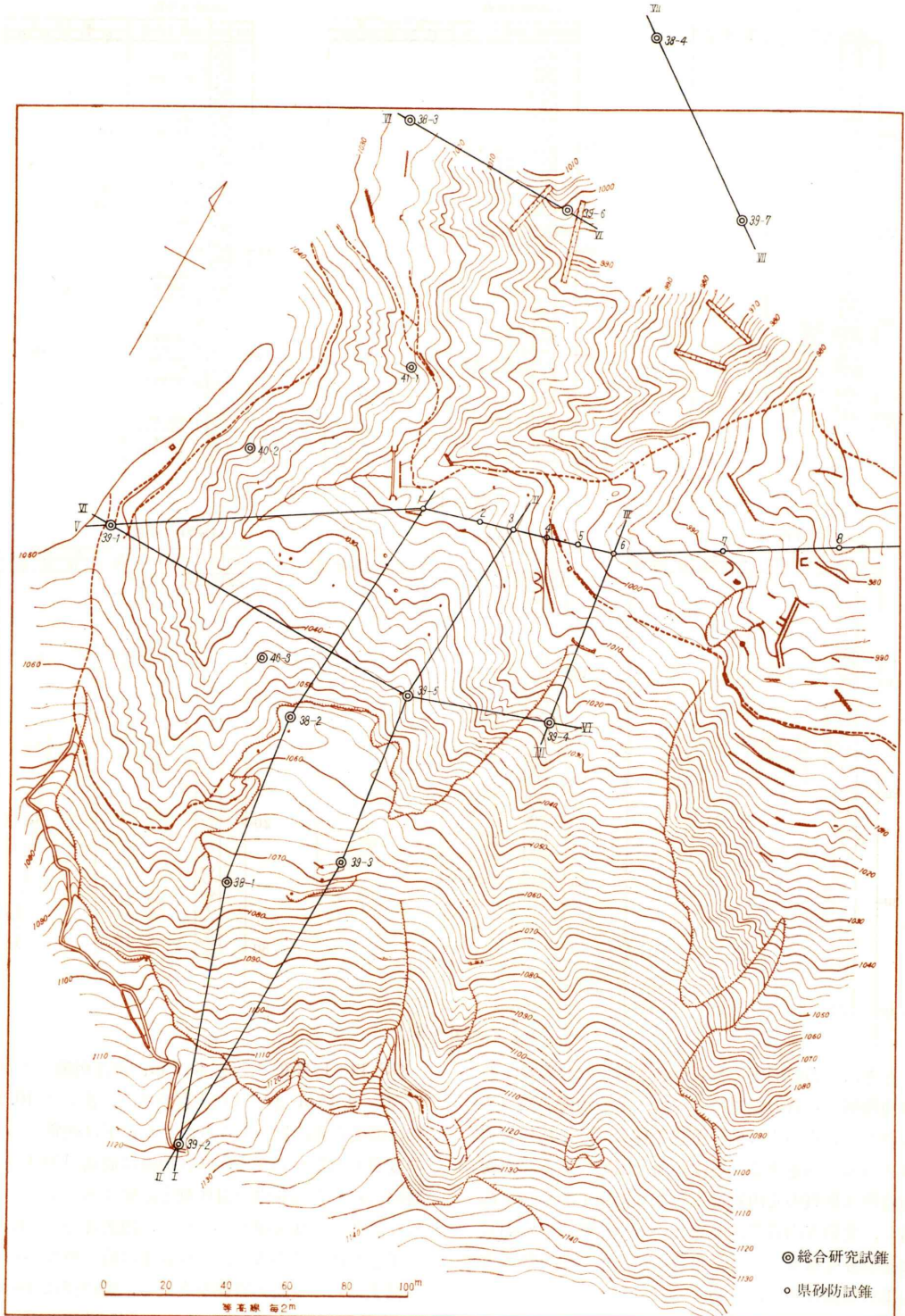
2.2 試錐位置

1963年度に4本、1964年度に7本、1965年度に3本の

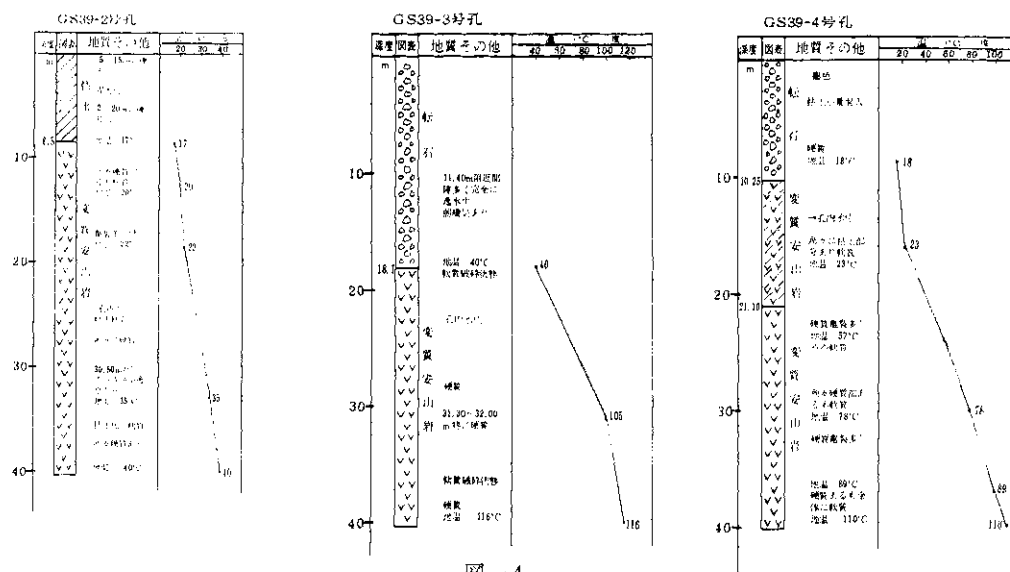
* 火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究 第1報, 1965.



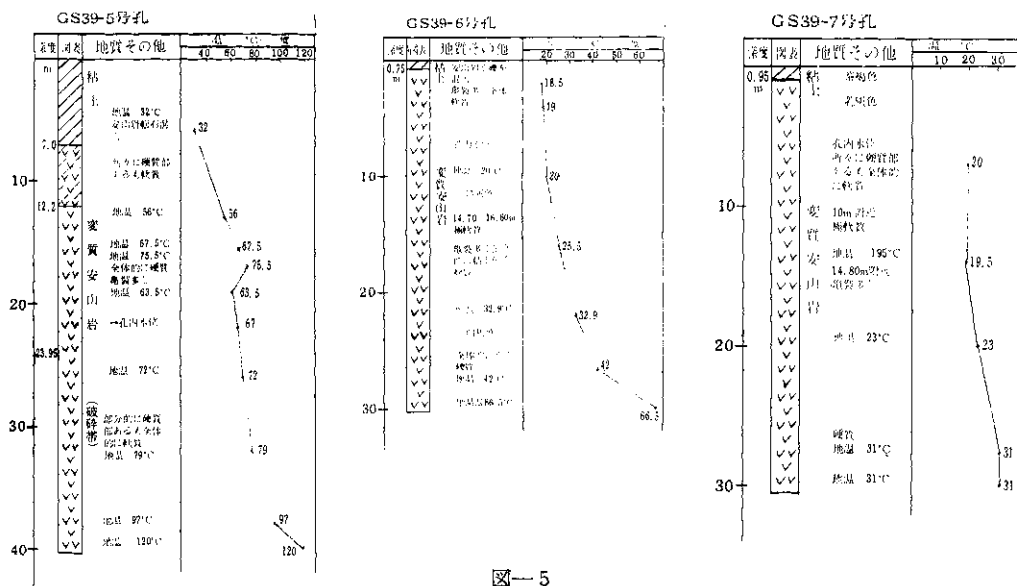
図—3



図—2 試錐調査位置および断面位置



図—4

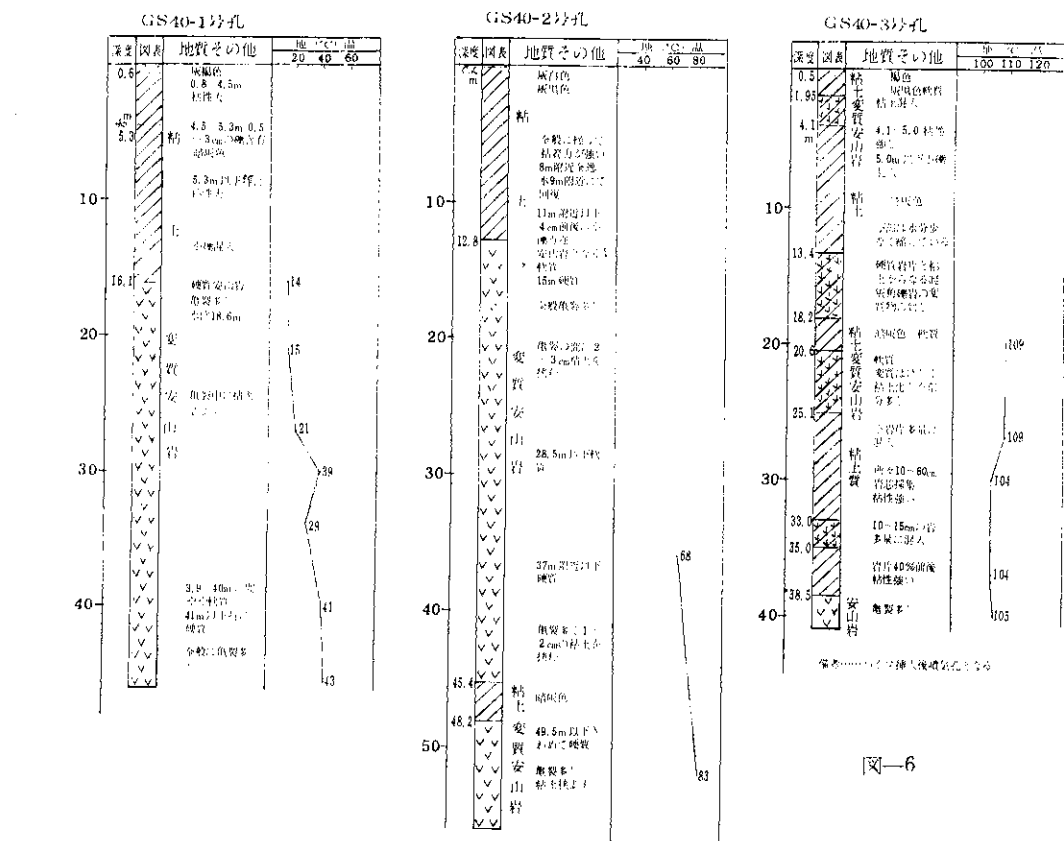


図—5

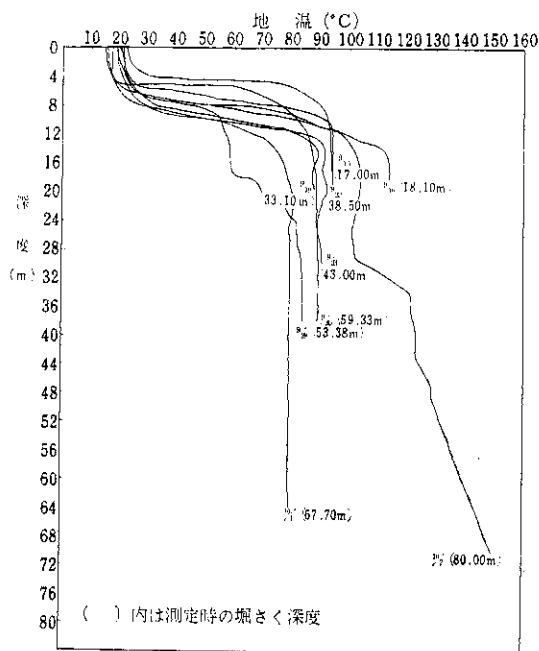
もの、ときに過去の崩壊で転石がまき込まれたもの、あるいは角礫凝灰岩質の変質によって、その角礫が残っているものなどいろいろの例が予想されるが、これらをボーリングのみで判定することはかなり困難である。強変質安山岩帯は軟質の安山岩塊とかなりの粘土からなる部分を指し、変質安山岩帯は硬質ないしやや軟質の安山岩からなる部分を指している。亀裂に沿ってかなり粘土質となっている例は多い。

なお試錐柱状図として現わしたものは図—3～図—6のごとくである。

GS 39—1 号孔 (深度 80.7 m, 東洋耐酸パイプ挿入)
 深さ 9.45 m までは粘土質であり、次いで 10.5 m までは強変質安山岩からなり、これ以下は硬質ないし軟質の変質安山岩からなる。孔底地温は最高 150°C に達し、数回にわたる坑井内の温度測定結果は図—7 のような特異な温度—深度曲線がみられた。地表部分の 1.3 m は黄褐色の粘土であるが、これ以下は暗灰色ないし青灰色の粘土からなり安山岩礫を交える。礫の径は 3~5 cm の角礫で、6 m 以下では全コアの 50% 前後を占めるようになる。この孔はほとんど変質した溶岩と思われるもの



図—6



図—7 深度と地温との関係 GS 39-1号孔

からなる。9.5 m から 10.5 m までは軟質でコアは外気中で砂状に分解する。10.5 m 付近からかなり硬質の安山岩となるが、亀裂はきわめて多い。以下は硬質部、やや硬質部、軟質部あるいは棒状コアになりがたい軟質部などさまざまな変質状態のものが不規則に存在する。とくに 42~43 m, 53~58 m および 77 m 付近にほとんど粘土化しているきわめて軟質の部分が存在し、また亀裂にそって粘土化している部分が所々に存在した。完成後の孔内水位は 30.0 m で試錐なかばに 15.5 m 付近より少量の噴気を認めたが、完成後は高い地温にかかわらず噴気孔となっていない。

GS 39-2 号孔 (深度 40.5 m, エスロンパイプ挿入)

深さ 8.5 m までは粘土質であり、これ以下は変質安山岩からなる。試掘後の孔底温度は 40°C であったが、さらに 4 日後に測定した時は 95°C に上昇していた。地表部分の 2.9 m は角礫、植物根を混じた黄褐色の表土質のものであるが、これ以下は 8.5 m まで径 2~20 cm の礫を 10~20% 交えた青灰色の粘土である。黄褐色の

粘土質と青灰色の粘土質との境付近では完全に逸水し、また崩壊がいちじるしい。8.5 m 以下は硬質ないしやや軟質の変質安山岩であるが、33.6 m 付近より軟質となり、35.5~36.6 m 付近はきわめて軟質であった。完成後の水位は 24.4 m である。この試錐位置は付図に示したような崩壊地の冠頭部に当る植生地内である。

GS 39—3 号孔 (深度 40.3 m, 東酸パイプ挿入)

深さ 18.1 m までは安山岩角礫の累積からなり、溶岩の崩壊による 2 次堆積の状況を呈している。この地点にこのようなものが存在することは注目される。なおこれは過去の大きな地すべりと関係があったものと解される。18.1 m から 21.0 m までは強変質安山岩で粘土を伴った軟質安山岩からなる。これ以下は割合に軟質部の多い硬軟さまざまの変質安山岩である。18.1 m の着盤地温は 40°C、深度 30.7 m で地温 105°C を示したが、パイプ挿入後の孔底温度は 116°C であった。次いで数日後に噴気孔となり噴気を継続している。

GS 39—4 号孔 (深度 40.2 m, 東酸パイプ挿入)

深さ 10.25 m までは安山岩角礫の累積からなる。

角礫の表面は黄褐色を呈しており、なお所々に少量の粘土を挟んでいる。この位置は斜面の植生地帯内である。

10.25 m から 21.1 m までは粘土と軟質安山岩からなる強変質安山岩帯であり、これ以下はやや軟質の部分を含んでいるが、亀裂の多い硬質の変質安山岩からなる。

パイプ挿入後の孔底温度は 110°C である。孔内水位は 13.4 m に現われた。

GS 39—5 号孔 (深度 40.4 m, 東酸パイプ挿入)

深さ 7.0 m までは粘土質からなり、7.0 m から 12.2 m 付近までは強変質安山岩、これ以下は硬質ないし軟質の変質安山岩からなる。7.0 m までの粘土質はほとんど礫

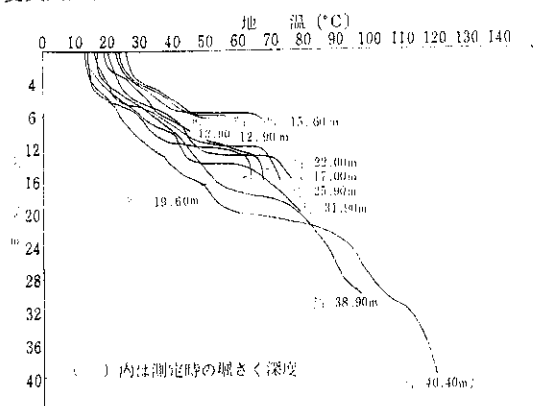


図-8 深度と地温との関係 GS 39—5 号孔

を含まない青灰色の粘土である。数回にわたる孔井内の温度測定結果は図-8のごとくである。パイプ挿入後の孔底温度は最高 120°C である。水位は 21.5 m に現われた。

GS 39—6 号孔 (深度 30.2 m, エスロンパイプ挿入)

深さ 0.75 m までは 1~2 cm の小礫を交えた乳黄褐色の粘質土であり、次いで 4.0 m までは強変質安山岩からなり、これ以下は硬質ないし軟質の変質安山岩からなる。パイプ挿入後の孔底温度は 66.5°C である。水位は 7.2 m である。この孔井位置は粘土帯が薄く、かつ水位が比較的浅く現われている。

GS 39—7 号孔 (深度 30.6 m, エスロンパイプ挿入)

深さ 0.95 m までは礫交りの粘質土であり、ついで 3.7 m までは強変質安山岩からなり、これ以下は硬質ないし軟質の変質安山岩からなる。強変質安山岩帯は乳灰色を呈し、変質安山岩帯は暗灰色を呈する。パイプ挿入

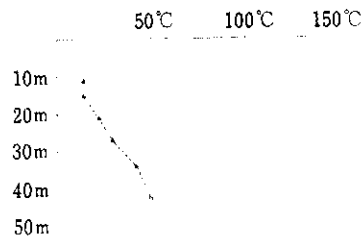


図-9 温度測定曲線 GS—1 号孔
50 100 150 200 250 300 mV

10m
20m
30m
40m
50m

図-10 SP 測定図 GS 40—1 号孔

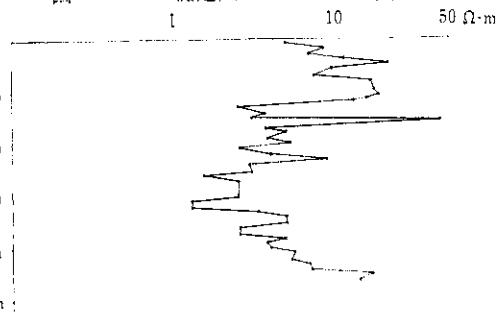


図-11 ρ -a 測定図 $a=20$ m GS 40—1 号孔

後の孔底温度は 31°C である。水位は 6.8 m である。この孔井位置は 6 号孔と同じように粘土帯が薄い。

GS 40—1 号孔 (深度 46.0 m , 東洋耐酸パイプ挿入)

深さ 16.1 m までは粘土質であり、それ以下は硬質の変質安山岩からなる。地温は低く孔底付近で 43°C に過ぎない。地表部分の 0.6 m までは灰褐色の粘土であるが、それ以下は暗灰色ないし灰黒色の粘土からなり、多少の小岩片を混入する。9 m 付近でボーリング用水の 80% 以上が逸水する現象をおこした。これは粘土帯内の 9 m 付近にズレを生じている滑動面が存在する恐れがある。16.1 m 以下の安山岩は溶岩からなり、採取されたコアは全般に硬質であるが、節理による亀裂が多い。この亀裂には多少粘土化された部分を挟んでいる。31 m 付近および 39 m 付近にやや軟質のコアが存在したに過ぎない。完成後の水位は 18.6 m であり、粘土帯より下部に位置する。コアの採取率はきわめて良好であり、32 m 付近までは 70% 前後、それ以下はほとんど 100% に近い。

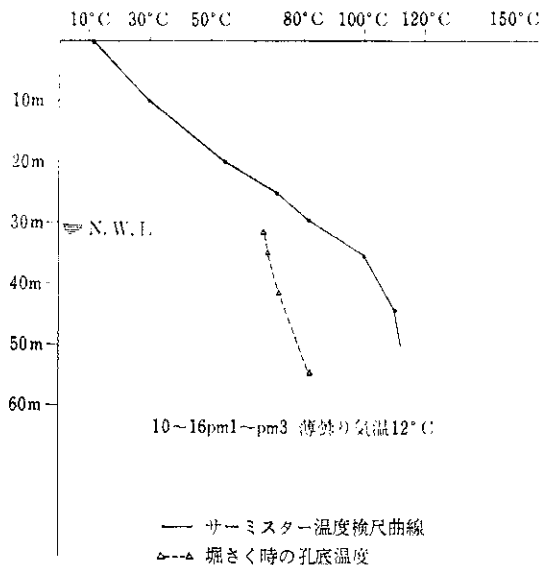
GS40—2 号孔 (深度 56.0 m , 東洋耐酸パイプ挿入)

深さ 12.8 m までは粘質土であり、次いで 45.4 m までは硬質ないしやや軟質の変質安山岩からなり、さらに 48.2 m までは粘質土からなり、それ以下は硬質の変質安山岩からなる。36 m 付近の地温は 69°C 、52 m 付近の地温は 83°C であった。地表部分の 0.2 m は灰白色の粘土であるが、その下は灰黒色～暗灰色～暗青灰色な

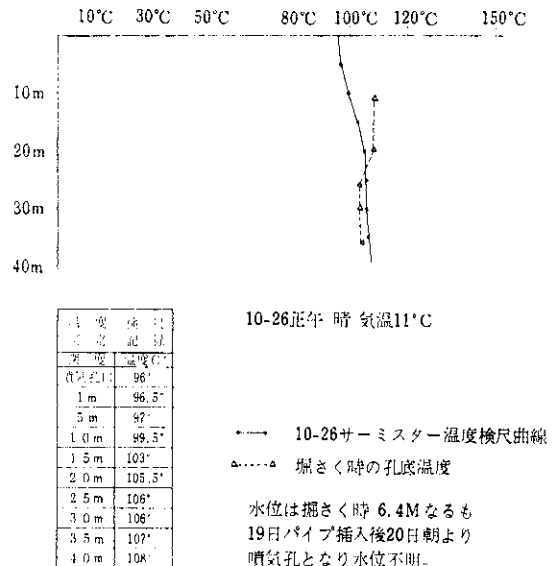
ど色の濃い粘土である。粘土帯は全般に締っているが粘着力が大きい。深さ 8 m 付近でボーリング用水の全量が逸水し、9 m 付近で回復した。8～9 m にズレを生じている滑動面が存在するようである。12.8 m 以下は亀裂の多い安山岩からなるが、亀裂には数 cm の粘土を挟むことが多く、所々で軟質のコアとなっている部分がある。45～48 m 付近にかなり粘土化した部分が存在する。この粘土質は水分が少なく比較的乾燥状態を示している。コアの採取率は $50\sim70\%$ であるが、変質の著しい安山岩質のところでは $20\sim30\%$ である。完成後の水位は 14.0 m で粘土帯より下部に位置する。

GS 40—3 号孔 (深度 41.0 m , 東洋耐酸パイプ挿入)

深さ 38.5 m までは粘質土であり、それ以下はかなり硬質の変質安山岩である。地表部分の 0.5 m は褐色の乾燥した粘土であるが、ついで 1.95 m までは灰黒色の粘土である。2.0～4.1 m までは少量の粘土を含む変質安山岩、4.1～13.4 m までは少量の岩片を混じた暗灰色粘土、13.4～25.1 m までは強変質安山岩と粘土、25.1～38.5 m までは多量の粘土と強変質安山岩からなる。この孔井は全般に変質がいちじるしく、硬質のコアは下部を除いてはほとんど採取されない。上位の変質は溶岩のみではなく、凝灰角礫岩を挟在したものが変質しているようである。この孔井はパイプ挿入後に噴気孔となった。



図—12 温度検尺曲線 GS40—2 号孔
1965—10—16 測定



図—13 温度検尺曲線 GS40—3 号孔
1965—10—26 測定

作業日数、コアの鑑定などによる細かい試錐状況はここにのべていないが、調査孔の概要は上記のごとくである。

以上全体として39—1号孔から5号孔、40—1号孔から3号孔などのボーリングを行った地帯の斜面はかなり粘土帯が厚く、なお強変質安山岩帯が付随し、これらは地すべりあるいは崩壊が行なわれる可能性がある地帯とみなされる。

39—6号孔、7号孔のボーリングを行った地帯の斜面は粘土帯が1m以下である。浸食あるいは岩礫の崩落などはおこすが、地すべり現象はおこさない地帯と推定される。

試錐過程の地温と完了後の地温はかなり相違し、また完成後の孔内温度は日数とともに多少上昇する。水位は真の地下水位を現わしているものでなく、雨水に支配された井孔の見掛け上の水位と解される。ボーリング孔の水位は割合に深く現われるものが多く、粘土帯ないし強変質安山岩帯に現われる水位は存在しない。39—2号孔の水位は24.4mであるが、試錐過程に30.5mで完全に逸水したような例もある。また、完成後の水位が落ちると噴気孔に変る例が多い。

3 変質の状態および特徴

変質の機構を解明するため、ボーリングコアについて、顕微鏡観察およびX線分析を実施した。変質岩は作成可能な範囲を薄片とし、粘土質はX線回折によって鉱物を同定した。試料は肉眼観察によって適当な深度から選定した。観察した薄片は56枚、X線分析は27個である。

3.1 岩芯の顕微鏡観察

岩石学的には紫蘇輝石質岩系に属する両輝石安山岩であり、少量のかんらん石を含むものがある。変質程度はさまざまであるが、次の4段階に大別される。変質の程度と硬さはほぼ比例する。

A (Weak)……硬質の変質安山岩である。斜長石斑晶の斜消光、果帯構造、双晶、干渉色など、輝石類の劈開、多色性、屈折率など造岩鉱物の特徴が明瞭である。

石基もほとんどおかされていない。目立った特徴は微細な硫化鉄が石基中にときに斑晶中に斑点状にかなり多量に鉱染している。肉眼的にはほとんど新鮮に見える岩ですら多量の硫化鉄を鉱染している。 H_2S ガスの作用を強く受けていることを示す。

B (Medium)……やや硬質ないしやや軟質の変質安山岩である。斑晶の顕微鏡的特徴は明らかであるが、斑晶

内に割目が目立って多くなっている。輝石の斑晶が多少おかされている。石基の構造は認められるが、かなり強くおかされている。斑晶より石基が先におかされ易い。硫化鉄の鉱染がいちじるしく、ときに割目に脈状に発達している。亀裂に方解石脈が発達していることがある。

C (Strong)……かなり軟質の変質安山岩であり、いちじるしく脆い。斑晶の分解はいちじるしいが、斑晶の形態、斜消光などの特徴をまだ残しているものが多い。石基はその構造が認められないほど分解している。この分解は粘土質になっているものである。硫化鉄は斑点状に多量に鉱染し、脈状に発達しているものもある。なお、輝石の斑晶が完全に硫化鉄に置換されていること、あるいは輝石斑晶の周辺部が硫化鉄に置換されていることなどがある。この種の変質では、亀裂にそった方解石脈の発達がいちじるしい。なほ方解石が斜長石斑晶の一部を置換しあるいは石基中に塊状に分結していることがある。かなり上部のコアでは石膏脈の発達しているものがあった。方解石脈が二次的に石膏に置換されたようである。

D (Very strong)……きわめて軟弱な変質安山岩である。コアとして薄片が作成された限度に近いものである。斑晶、石基ともにほとんど分解されており、岩石の特徴はほとんど消失している。この粘土質はX線回折で同定した。

試掘した各孔から3~8個所、合計56個を選出したうちで、Aに属するものが18枚、Bが10枚、B~Cが5枚、Cが13枚、C~Dが5枚、Dが5枚の割合であった。

硫化作用

コロイド質の硫化鉄および黄色の結晶質硫化鉄として鉱染する。後者は深い所の岩芯に多い傾向がみられる。

これらの硫化鉄は微細な斑点として主として石基中に散在しているが、ときに細脈状に発達していることがあり、また輝石類の斑晶を置換していることがある。すべての変質段階を通じて硫化鉄の鉱染は目立っている。

方解石化作用および石膏化作用

岩芯の変質安山岩にみられる方解石化作用はきわめて顕著である。とくにCおよびBグループの変質においていちじるしい。方解石は時に斑晶の一部を置換し、また石基中に分結していることもあるが、割目にそって脈状に分結しているのが特徴である。この方解石は上部では石膏に変っている。40—1号孔では深さ23m付近を境とし、これ以下では方解石、これ以上では石膏として存在する。40—2号孔では深さ18m付近に方解石と石膏との

境が認められた。40—3号孔では28m付近以下に方解石が認められた。この孔井はいちじるしく粘土化しており、変質安山岩のコアが少なかったため境は明らかではない。方解石と石膏との転移点は、ボーリングの位置によって相違するが、ほぼ深さ20m前後のところに境がみられる。

3.2 粘土の鉱物組成

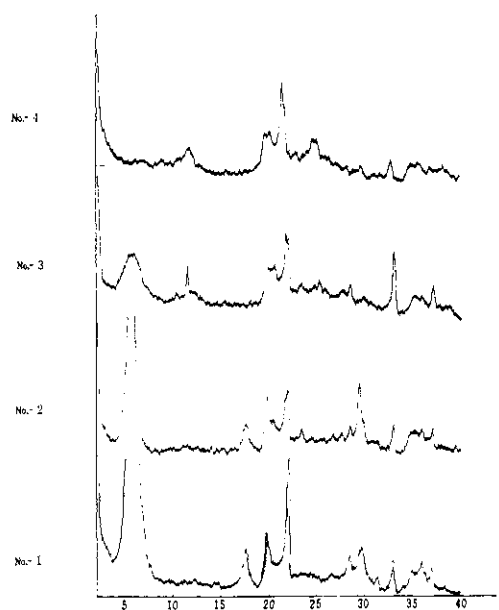
試錐孔の粘土質については、X線回折法によって粘土鉱物を同定した。試料はボーリングの位置、性質と深さによって選出した代表的なコアである。変質帯の粘土はX線回折によるピークすなわち粘土を構成する鉱物の特徴がよく現われる。回折線の判定は藤井紀之技官の指導を受けた。

GS 39—1 号孔

変質帯を露出している地点における深度80mのものである。ボーリングの状況は前記のごとくであり、孔底温度は150°Cに達している。割合に高い地温からなる地帯の変質である。深さ80m, 65m, 9mおよび5m付近の4地点から粘土試料を採取した。X線回折の結果は表—1のごとくである。

(1) No. 1 (80m) および No. 2 (65m)

X線回折は両者とも類似している。15.4 Å にいちじ



図—14 X線回折図(1)

表—1 39—1号孔粘土のX線回折線表

No. 1 (80m)		No. 2 (65m)		No. 3 (9m)		No. 4 (5m)		鉱物
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
15.4	80+	15.4	80+	15.4	19			モンモリロナイト
				7.74	19 s			石膏
						7.44	16 b	カオリン
5.09	17 s	5.05	13					モンモリロナイト
4.52	23 s	4.49	24 s	4.48	17			モンモリロナイト
						4.45	19	カオリン
		4.34	15	4.34	18			α-トリヂマイト
		4.11	24	4.11	32 s	4.11	40 s	α-トリヂマイト
4.07	56 s	4.05	27 s	4.06	31	4.06	30	α-クリストバライト
						3.98	11	α-クリストバライト
		3.80	11 b	3.83	12 s	3.85	10 b	α-トリヂマイト
						3.56	16 b	カオリン
3.15	15 s	3.12	12	3.14	12			硫化鉄
				3.06	8			石膏
3.03	18 b	3.03	30 s					方解石
						2.99	6 b	カオリン
2.72	14 s	2.71	12 s	2.71	28 s	2.71	9 s	硫化鉄
2.56	10 b	2.55	9 b	2.55	9 b	2.56	7 b	モンモリロナイト・カオリン
2.49	14	2.49	10 b	2.51	9 b			モンモリロナイト
2.43	11 s	2.42	11 s	2.43	13 s	2.43	7	硫化鉄
						2.43	7	カオリン
1.50	9	1.50	9	1.49	5	1.49	5	モンモリロナイト・カオリン
1.45	4			1.45	4	1.45	3	モンモリロナイト・カオリン

(注) X線走査条件 10mA, 30kV, 8—1—4, slit 1.0—0.4.

(m) は試料採取地点の深度.

るしいモンモリロナイトの反射が現われる。ついで、 $5.1\text{\AA}$, $4.5\text{\AA}$, $2.56\text{\AA}$, $2.49\text{\AA}$ および $1.50\text{\AA}$ 付近にモンモリロナイトのピークが明瞭に現われる。 $4.05\text{\AA}$ 付近に α -クリストバライト (蛋白石) の反射が鋭く現われる。 $4.11\text{\AA}$ などに α -トリヂマイト (蛋白石) の反射が現われる。 $3.15\text{\AA}$, $2.72\text{\AA}$ および $2.43\text{\AA}$ 付近に硫化鉄の鋭い反射が現われる。なお、No.2 では $3.03\text{\AA}$ に方解石の鋭いピークが現われた。この試料では未分解の斜長石成分は検出されなかった。これらは主としてモンモリロナイトからなり、方解石、蛋白石および硫化鉄を伴う粘土からなるものと解される。この種の鉱物組成からなる変質をモンモリロナイト-方解石帯とした。

(2) No. 3 (9 m)

試錐孔の強変質安山岩帯とした地点における粘土である。No. 1 および No.2 と同じように、モンモリロナイト、 α -トリヂマイト、 α -クリストバライトおよび硫化鉄の反射が明瞭に現われる。方解石の反射は現われないが、石膏の反射が $7.74\text{\AA}$ および $3.06\text{\AA}$ に鋭く現われた。これは主としてモンモリロナイトからなり、石膏、蛋白石および硫化鉄を伴う粘土からなるものと解される。この種の鉱物組成からなる変質をモンモリロナイト-石膏帯とした。

(3) No. 4 (5 m)

試錐孔の粘土帯におけるものである。 $15.4\text{\AA}$ 付近の反射が現われない。同時にモンモリロナイトによるものと解される反射が検出されない。これは前者とのいちじるしい相違点である。しかし、 $7.44\text{\AA}$ にカオリンと思われる反射が現われ、これとともに $4.45\text{\AA}$, $3.56\text{\AA}$, $2.99\text{\AA}$, $2.56\text{\AA}$, $2.34\text{\AA}$, $1.49\text{\AA}$ および 1.45 にカオリン鉱物に

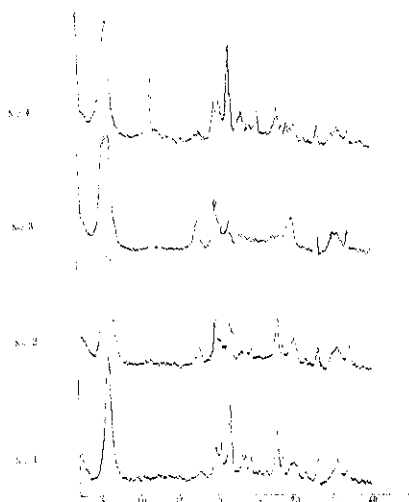


図-15 X線回折図(II)

表-2 39-4 号孔粘土の X線回折線表

No. 1 (39.7m)		No. 2 (36m)		No. 3 (28m)		No. 4 (14m)		鉱物
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
15.4	68 s	15.4	80+	15.4	80+	15.5	70 s	モンモリロナイト
						7.67	36 s	石膏
5.00	7	5.00	11	5.05	17			モンモリロナイト
4.49	19	4.49	26 s	4.48	29	4.48	22 s	モンモリロナイト
4.33	22 s					4.37	22 s	α -トリヂマイト
4.11	42 s	4.11	24 s	4.11	17	4.11	53 s	α -トリヂマイト
		4.06	22 s			4.05	29	α -クリストバライト
3.82	17					3.83	18	α -トリヂマイト
3.76	15	3.76	14 s	3.76	13			斜長石
						3.66	11	斜長石
3.64	14 s	3.64	11					斜長石
3.21	28 s	3.21	27 s			2.21	29 s	斜長石
3.13	14 s	3.13	13	3.13	13	3.14	16 b	硫化鉄
						3.07	17	石膏
3.03	11 b			3.02	18 b			方解石・モンモリロナイト
		2.99	17					モンモリロナイト
						2.87	12	石膏
2.71	13 s	2.71	12 s	2.71	18 s	2.71	14 s	硫化鉄
2.51	14	2.53	12 b	2.54	10 b	2.52	10 b	モンモリロナイト
2.42	12 s	2.42	13 s	2.42	12 s	2.43	9	硫化鉄
1.49	7	1.49	10 s	1.50	9	1.49	5	モンモリロナイト
		1.45	6	1.45	6			モンモリロナイト

よるものと解される反射が現われた。α-クリストバライト、α-トリヂマイトおよび硫化鉄の反射は鋭く現われる。石膏の反射は現われなかった。したがって、これは主としてカオリンからなり、蛋白石および硫化鉄を伴う粘土からなるものと解される。これはカオリン—蛋白石帯に相当する変質である。

このボーリング地点における変質は、下位から上位に向って、モンモリロナイト—方解石帯—モンモリロナイト—石膏帯—カオリン—蛋白石帯の変質状態にある。少なくとも9m前後以下ではモンモリロナイトからなる粘土質である。方解石がどの深度で石膏に変っているかは明らかにしなかったが、岩芯の肉眼観察ではほぼ深さ15m前後に転移点がある。

GS 39—4 号孔

厚さ10.3mの崩積土に覆われた地点における深度40mのものである。ボーリングの状況は前記のごとくであり、孔底地温は110°Cに達している。内部は高い地温からなる地帯の変質である。深さ39.7m, 36m, 28mおよび14m付近の4地点から粘土試料を選出した。X線回折線は表—2のごとくである。

(1) No. 1 (39.7m), No. 2 (36m) およびNo. 3 (28m)

X線回折線はいずれも類似している。15.4Å にいちじるしいモンモリロナイトの反射が現われる。ついで5.0Å, 4.49Å, 2.53Å および1.49Å 付近にモンモリロナイトの反射が明瞭に現われる。α-トリヂマイトおよびα-クリストバライトの反射が鋭く現われる。硫化鉄の反射も鋭く現われる。これらは39—1号孔のNo.1およびNo.2ときわめて類似した状態である。No.1およびNo.2の3.03Å 付近のピークは幅広く現われ方解石と粘土鉱物の反射が重なり合っているようである。なおこれらの試料では3.76Å, 3.64Å および3.21Å 付近に斜長石の反射が現われた。これは粘土中に未分解の長石成分が少量ながら残存していたことによる。

主としてモンモリロナイトからなり、方解石、蛋白石、硫化鉄および斜長石を伴う粘土からなるものと解される。モンモリロナイト—方解石帯とした変質に相当する。

(2) No. 4 (14m)

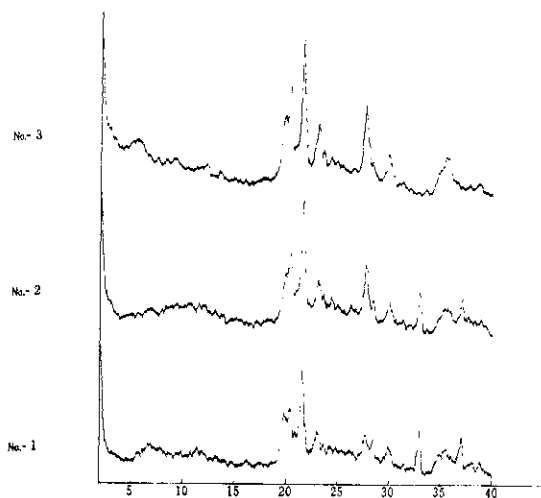
試錐孔の強変質安山岩帯とした部分の粘土である。15.5Å の反射が鋭く現われる。そのほかモンモリロナイト、α-トリヂマイト、α-クリストバライトおよび硫化鉄の反射は上記のNo.1, 2および3と類似して明瞭に現われている。ただ前者との目立った相違点は、石膏の反

射が7.07Å, 3.07Å および2.97Å に鋭く現われた。カオリン鉱物の反射は検出されない。これは主としてモンモリロナイトからなり、石膏、蛋白石、硫化鉄および斜長石を伴う粘土からなるものと解される。モンモリロナイト—石膏帯とした変質に相当する。なおこれは39—1号孔のNo.3と同類のものである。

このボーリング地点における変質は、下位から上位に向って、モンモリロナイト—方解石帯—モンモリロナイト—石膏帯の変質状態にある。これは39—1号孔と同じであるが、上位のカオリン—蛋白石帯を欠いている。1号孔と4号孔の例は、目立った地温がある地帯の普遍的な内部変質を現わしているものと解される。

GS 39—2 号孔

地すべり冠頭部の植生地内で掘られた深さ40mのもので、試錐過程の地温は割合に低く、孔底で40°Cに過ぎなかった。前記の39—1号孔および39—4号孔とはかなり条件の異ったもので、周辺部に相当する位置である。深さ28m (No.1), 24.5m (No.2) および5m (No.3) 付近の3地点から粘土試料を選出した。このうちのNo.1およびNo.2は試錐孔の変質安山岩帯、No.3は粘土帯



図—16 X線回折図 (Ⅲ)

とした部分のものである。X線回折線は表—3のごとくである。

X線回折線はいずれも類似している。16.0Å 付近から7.2Å 付近にかけて連続のピークが特徴的に現われる。これは不規則混合層粘土によるものと解される。モンモリロナイトによるものと解される反射が4.47Å および2.98Å 付近に現われ、なお粘土鉱物の反射が2.52Å

表—3 39—2 号孔粘土の X 線回折線表

No. 1 (28m)		No. 2 (24.5m)		No. 3 (5m)		鉱物
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
15.7	連続ピーク	13.6	連続ピーク	16.3	連続ピーク	不規則混合層鉱物
7.7		6.8		7.2		
4.47	22	4.47	21	4.47	29	モンモリロナイト
4.35	25	4.38	30	4.36	40 s	α -トリヂマイト
4.11	39 —	4.11	52 —	4.11	60 s	α -トリヂマイト
3.84	16 b	3.86	20	3.85	26	α -トリヂマイト
3.75	10	3.76	14	3.76	16	斜長石
		3.65	13	3.65	13	斜長石
3.22	15	3.21	26	3.22	35 s	斜長石
3.13	13	3.13	12			硫化鉄
2.98	10	2.97	12	2.98	15	モンモリロナイト
2.71	19	2.71	16			硫化鉄
2.52	9 b	2.51	10 b	2.51	15	モンモリロナイト・カオリン
2.42	17 s	2.42	15			硫化鉄
1.49	8	1.49	5	1.49	5	モンモリロナイト・カオリン

および 1.49Å 付近に現われる。4.47Å と 1.49Å の反射は比較的明瞭である。 α -トリヂマイトの反射が 4.36Å および 1.49Å に鋭く現われる。斜長石の反射が 3.22Å そのほかにも現われる。硫化鉄による 3.13Å, 2.71Å および 2.42Å の反射は No. 1 および No. 2 では鋭く現われるが、No. 3 では検出されない。No. 3 の粘土は脱硫化作用を受けている。これらは主として不規則混合層鉱物およびモンモリロナイトからなり、蛋白石、硫化鉄および斜長石を伴う粘土からなるものと解される。

このボーリングは 8.5 m までは粘土質であり、それ以下の変質安山岩帯では粘土質の部分がきわめて少ない。

このボーリング地点における変質は不規則混合層粘土

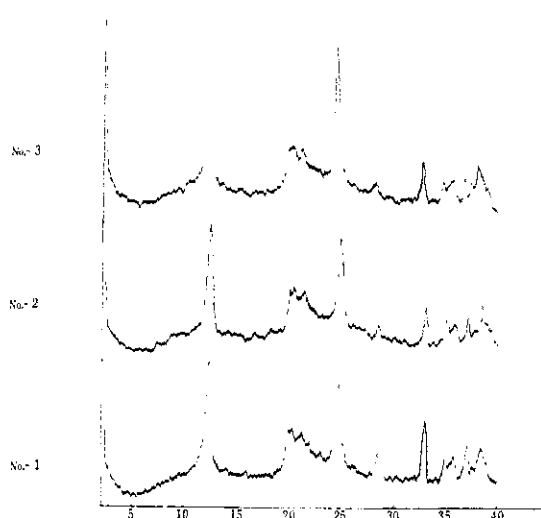
の存在で特徴づけられている。硫化鉄を鉱染した安山岩の単純な風化による粘土質で粘土鉱物の結晶度が低いものと考えられる。

GS 38—3 号孔

これは E 地区の変質斜面上部で掘られた深度 36.1 m のものである。さく井柱状図は第 1 報に B—1 号孔として記載されたもので、内部の地温は 20°C 前後に過ぎなかった。深さ 14.0 m までは、かつて湯沼の堆積と推定される性質の粘土層からなっていた。強い酸性環境にあって沈澱堆積した粘土と解されるもので、粘土層から深さ 13.5 m, 10 m および 4.5 m 付近の 3 地点から粘土試料を選出した。X 線回折線は表—4 のごとくである。

表—4 38—3 号孔粘土の X 線回折線表

No. 1 (13.5m)		No. 2 (10m)		No. 3 (4.5m)		鉱物
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
7.25	53 s	7.18	52 s	7.21	82 s	カオリン
4.42	27 b	4.44	26	4.42	26 b	カオリン
		4.37	27			カオリン
4.18	26	4.15	26	4.20	25 b	カオリン
3.59	45 s	3.58	45 s	3.59	65 s	カオリン
3.13	17	3.13	11 s			硫化鉄
2.71	31 s	2.70	19 s	2.71	19 s	硫化鉄
2.57	15	2.56	14	2.57	10	カオリン
2.50	15	2.50	12	2.51	12 b	カオリン
2.42	22 s	2.41	14 s	2.43	13	硫化鉄
				2.39	12	カオリン
2.34	19	2.33	20 s	2.35	17	カオリン
1.50	9	1.50	7			カオリン
1.49	11	1.48	10	1.49	7	カオリン
1.44	8	1.44	7			カオリン



図—17 X 線回折図 (IV)

X線回折線はいずれも類似している。7.2Å 付近にカオリンの反射が鋭く現われる。次いで 4.42Å, 4.15Å, 3.58Å, 2.57Å, 2.50Å, 2.34Å, 1.49Å および 1.44Å 付近にカオリンの反射が明瞭に現われる。硫化鉄の反射が 3.13Å, 2.71Å および 2.42Å に鋭く現われる。モンモリロナイト、蛋白石などの反射は検出されない。硫化鉄を含んだカオリンからなる粘土である。

4. 変質の機構

変質帯の内部がどのような状態になっているかとともに、どのような条件と環境に支配されて変質帯が生成されているかを考察した。化学的变化は最終的には粘土鉱物を生じるが、粘土質の発達には火山性地すべりの特徴である。変質粘土あるいは温泉余土などと称される粘土の成因と生成物の関係を明らかにした。

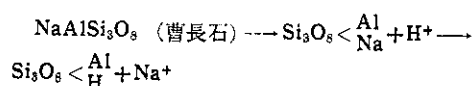
4.1 岩石の分解

まづ変質を受ける安山岩の組織と造岩鉱物は次のようである。

組織……斑晶と石基からなる連結組織を呈する。変質岩の顕微鏡観察にのべたように、石基は斑晶より侵されやすい。

造岩鉱物……無色鉱物と有色鉱物に大別される。前者は主として斜長石からなり、これは An(灰長石)と Ab(曹長石)の固溶体である。そのほか加里長石成分、磷灰石などを含む。後者は主として輝石類であり、これは Fs(FeSiO_3), En(MgSiO_3) および Wo(CaSiO_3) の成分からなる。そのほか Fo(Mg_2SiO_4), Fa(Fe_2SiO_4),

Fe_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$ などの成分を含んでいる。石岩の成分、例えば長石が分解する機構は次のごとく現われる。



この場合に、長石分子は結合力が弱く、ほとんど解離状態に近いと考えられているから、Na は H^+ イオンによって容易に置換され、長石の分子構造は破壊され、アルミナと珪酸が遊離する。これは直ちに水和結合して含水珪酸礬土すなわち粘土となる。これには、 H^+ イオンの供給と濃度が重要な役割をなし、主として環境によって粘土鉱物の種類が決定される。また有色鉱物の安定度は次のようであり、主として構造に支配される。

かんらん石(粒状) → 輝石(鎖状) → 角閃石(帯状) → 黒雲母(面状)

4.2 噴気的作用

噴気あるいは天然蒸気と呼ばれ、後火山作用によるものであるが、主として水蒸気からなり、炭酸ガス、硫化水素および亜硫酸ガスなどを伴っている。

H_2S (硫化水素) ……きわめて活性な状態で岩石に作用している。 H_2S ガスの作用は比較的広い範囲にわたっており、地温の低い地帯でも岩の内部まで作用している。未変質に近いような硬質の安山岩でも顕微鏡観察によると H_2S の作用を強く受けていることが明らかであった。硫化水素は岩石中の FeO および Fe_2O_3 成分を割合容易に硫化鉄に変えている。また地表近くで分解した Fe^{2+} イオンを内部で硫化鉄として再沈澱している。

CO_2 (炭酸ガス) ……炭酸は弱酸であるが、次のように酸として岩石に作用してこれを分解する。

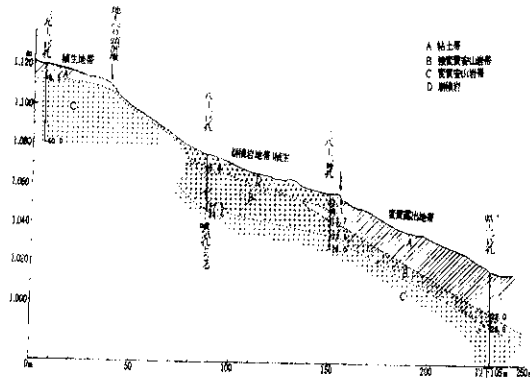


蒸気の復水化によって炭酸ガスが腐食性を発揮することは一般に知られている通りである。なお、岩石から溶出した Ca^{2+} イオンを CaCO_3 (方解石) として再び沈澱させている。方解石は変質帯の内部では、前記の C および D 級の変質岩に多量に伴なわれ、また粘土質にも共存する。

SO_2 (亜硫酸ガス) ……水に溶解すると強酸として強い作用を発揮する。 SO_2 は少量のものが高温である噴気孔の一部でみられるに過ぎない。 H_2S , CO_2 のような一般的な噴気成分ではない。しかし、 SO_2 ガスを伴うような噴気地帯は変質がいちじるしい。

蒸気による温度……地温の異状は蒸気によるものであ

腐食土に覆われているが、その下部に淡色粘土～青黒色粘土が分布している。これらは硫化鉄を鉱染する岩の風化によって生じた粘土であるが、主として不規則混合層鉱物からなるようである。これはなお今後の研究課

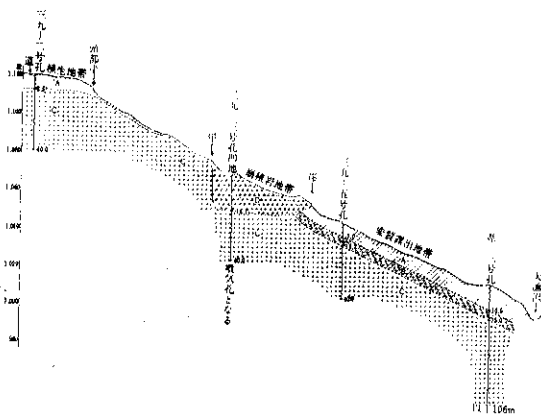


図—18 断面図 I (縦 1: 横 1)

題であるが、39—2 号孔はこれに相当する例である。周辺部の変質を不規則混合層鉱物——モンモリロナイト帯とする。

5. 変質帯の分布断面

試錐調査による変質の発達状態によって、これを粘土帯 (A 帯)、強変質安山岩帯 (B 帯) および変質安山岩帯 (C 帯) に大別した。粘土帯および強変質安山岩帯は酸性の浸透水による二次的な風化を受けており、粘土化はさらに進んでいる。C 帯はモンモリロナイト——方解石帯に相当し、B 帯はモンモリロナイト——石膏帯に相当し、A 帯はカオリン——蛋白石帯に相当する変質で特徴づけられている。所によっては崩積岩を累積する。これはほ



図—19 断面図 II (1:1)

とんど岩礫からなり多少の粘土を挟在する。これらの区分によって、変質帯の発達断面を I, II, III, IV, V, VI および VII の測線について示した。この断面解析には、総合研究による試錐のほかに、神奈川県土木部で実施したガス抜工法の試錐資料を併用した。県の試錐は便宜上 1 号から 9 号までの番号を付した。断面地形は 1/500 地形測量図によるもので、縦と横の比は 1:1 で表現されている。

断面図 I

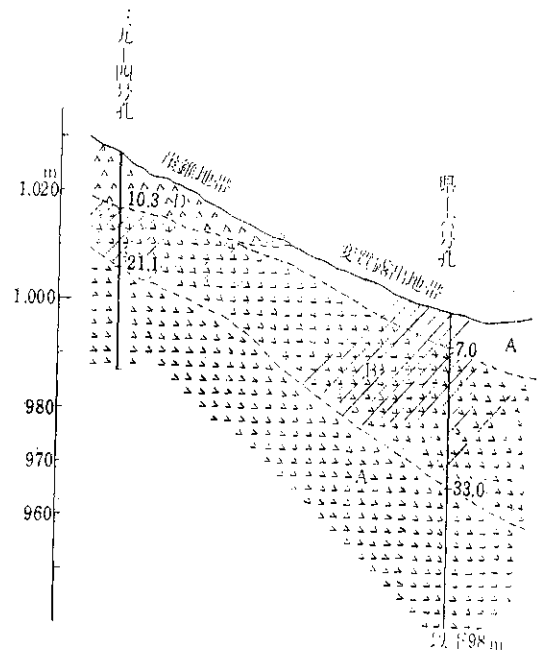
39—2 号孔, 38—1 号孔, 38—2 号孔および県 1 号孔 (36年度砂防 4 号試錐) を結んだものである。

断面図 II

39—2 号孔, 39—3 号孔, 39—5 号孔および県 3 号孔 (36年度砂防 2 号試錐) を結んだものである。

断面 I および II は A 地区の地すべり斜面の状況である。この斜面は 1935 年と 1950 年に目立った地すべりをおこしたといわれるもので、その後も小さな滑動、浸食によって地形を変動しているが、かなりの崩積岩帯を残存する。断面 II に現われた 39—3 号孔付近の崖およびその前の凹地は過去の地すべりで滑落した頭部の跡と考えられる。内部はかなり複雑な状態にあり、粘土帯および強変質安山岩帯が発達した不安定斜面である。

断面図 III



図—20 断面図 III (1:1)

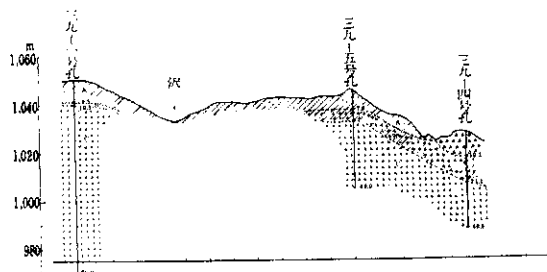
39—4 号孔と県—6 号孔（37年度砂防6号試錐）を結んだものである。A地区の大崩壊とB地区の大崩壊とに挟まれた樹木を密生した斜面の下部である。上方（植生地帯）は崖錐質からなる安山岩礫の累積が強変質安山岩帯の上に厚く分布し、下方（変質露出地帯）は粘土帯および強変質安山岩帯が厚く発達する。目立って不安定状態にある斜面として存在する。

断面図Ⅳ

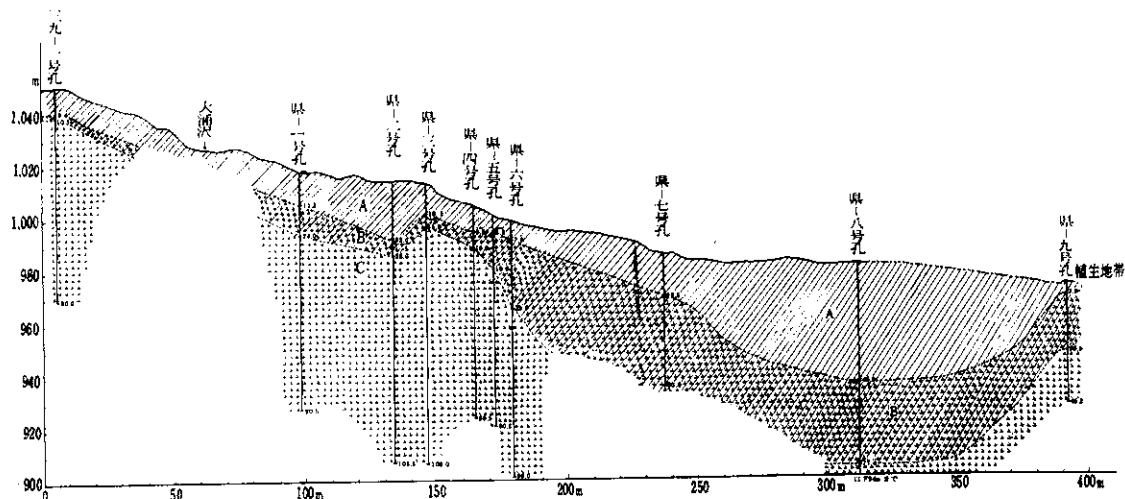
39—1 号孔、39—5 号孔および39—4 号孔を結んだものである。A地区の地すべり斜面を横に切ったものである。粘土帯および強変質安山岩帯が10 m 前後の厚さで発達する。

断面図Ⅴ

39—1 号孔と県—1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 号孔を結んだものである。部分的には薄い崩積土に覆われる場所もあるが、ほとんど変質帯を露出した地帯である。こ



図—21 断面図Ⅳ (1:1)



図—22 断面図Ⅴ (1:1)

れはA地区からB地区にかけた地べり斜面の脚部の状態を示している。県—8 号孔を中心とした地区の上部の斜面は1910年に大地すべりを起こした災害の発生源である。付図に示したごとく、きわめて厚い粘土帯および強変質安山岩帯が発達しているのが注目される。県—1 号孔から5号孔にかけた地帯は、断面図ⅠおよびⅡにのべた斜面の脚部である。A—B両地区にかけた斜面の脚部は、その内部構造がいちじるしく不安定な状態にある。

断面図Ⅵ

38—3 号孔と39—6 号孔を結んだ斜面の断面図である。38—3 号孔地点では、旧湯沼堆積物の粘土層（硫化鉄を含んだカオリン）が発達するが、下部では粘土帯の発達が少ない。浸食によって発達した斜面であり、今後も斜面浸食は目立って進行するであろう。

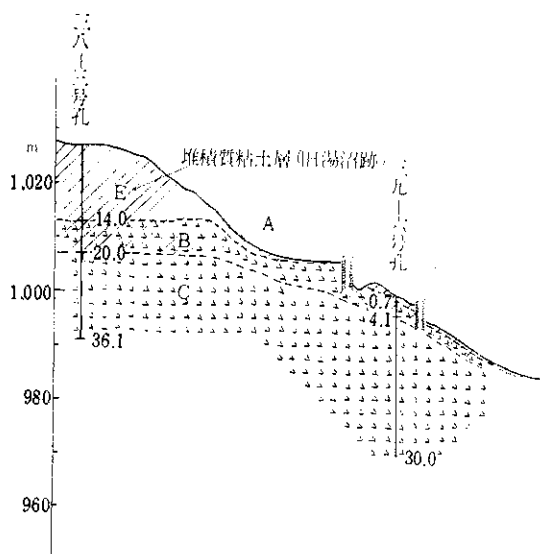
断面図Ⅶ

38—4 号孔と39—7 号孔を結んだ急斜面の断面図である。斜面の上部は厚い凝灰角礫岩からなり、その変質は比較的弱い。角礫は硬質であっても、凝灰質の部分は多少粘土質となっており、全般的には脆い性質をもっている。38—4 号孔では深さ18 m 付近で厚さ2 m 強の溶岩に当たったが、これはほとんど未変質のきわめて硬質のものであった。この斜面の上部にはロープウェイの大涌谷駅がある。斜面の下部は溶岩からなる。斜面における粘土帯の発達は厚さ1 m 以下であり、強変質安山岩帯は3 m 前後に過ぎない。これらの変質は硫化鉄を鉱染する安山岩のかなり早い風化によって発達しているもの

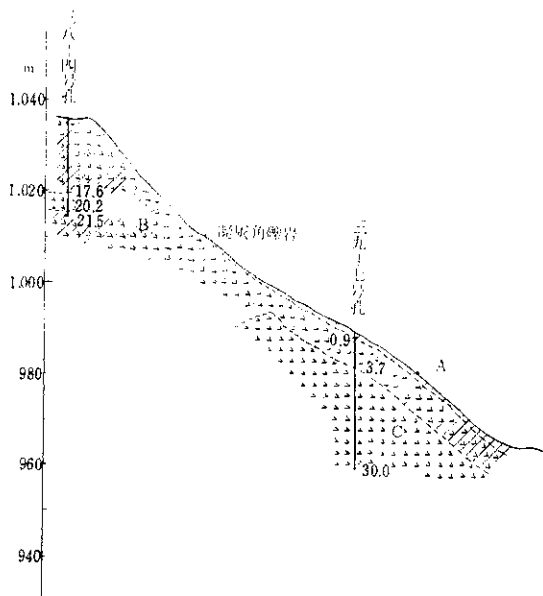
であり、現在の噴気現象とはほとんど関係がない。急斜面であるが地すべりはおこさないであろう。しかし風化および浸食による岩礫、表土の崩落はいちじるしい。

6. 大涌谷の崩壊

噴気存在と変質およびそこにおける風化と浸食によ



図—23 断面図 VI (1:1)



図—24 断面図 VII (1:1)

って現在みられる大涌谷の急傾斜地形が発達している。

この浸食は、崩壊性地すべりとしてときどき大きく進行し、緩慢な動きを伴った小さな崩壊として断続的に行なわれ、さらに降雨による粘土質の流失として発達してきている。図—1のごとくAからHまでの8地区に区分したが、これらの崩壊はそれぞれの地区における内部構造との関係が大きい。なお地質構造の概要、目立った変質帯の範囲、噴気孔の分布などは第1報の第3図、第5図および第6図に示した。

A地区

発生機構に関する総合研究のため、試錐調査、地質特性に関する研究、運動特性に関する研究、現象把握の観測などを集中的に実施した実験地として取り上げられた地区である。この地区の内部構造とその特徴はこれまでに記載したごとくである。

B地区

1910年に大きな地すべり災害をおこした崩壊地である。斜面の頭部には半月形の滑落崖を残存している。

その後、大崩壊跡の側面では小さな崩壊を何回となくおこしているようである。また下方の緩斜面では緩慢な地すべりを断続的におこしているようである。斜面下方の内部変質はもっともいちじるしく発達している。粘土帯の厚さは、中心付近では45m前後に達し、さらに強変質安山岩帯を加えると75m前後に達しているような目立った深層風化が行なわれている。多数の噴気孔を分布し、また100m以内のボーリングで150°Cに達する蒸気を噴出したものがある。斜面の上部にも噴気孔を分布する。

C地区

大崩壊の跡を残存する。なお、1948年に大きな地すべりをおこしたといわれる。沢に近い下部の斜面は緩慢な地すべりおよび小さな崩壊を数多くおこしているようである。斜面下方の内部変質はいちじるしく発達し、粘土帯の厚さは12~16mに達し、さらに強変質安山岩帯が28~38mの厚さに発達している。試錐深度30~100mで強力な蒸気を噴出する。しかし、この上方の斜面には噴気孔は分布しない。温泉造成が行なわれている地区で、これらの試錐資料は第1報の第13図のごとくである。

D地区

C地区の下部に相当するが、これより下流よりの地帯である。傾斜が強く、地すべり崩壊土および崖錐性の土石が比較的厚く分布している。小さな崩壊が発達しやすい。

E地区およびF地区

沢の左岸沿いの急斜面からなる地帯である。下部は溶岩質であるが、斜面上には凝灰角礫岩を厚く分布する。

川床には噴気および湧泉を分布するが、これより西側の斜面からなる地帯には噴気孔を分布しない。粘土帯および強変質安山岩帯の発達には右岸地帯と比較していちじるしく薄く数mである。地質、地形および風化の関係で岩礫および表土のいちじるしい崩落地帯となっている。E地区については、38—3, 4号孔および39—6, 7号孔と断面図VIおよびVIIに示したような内部構造の特徴をもっている。

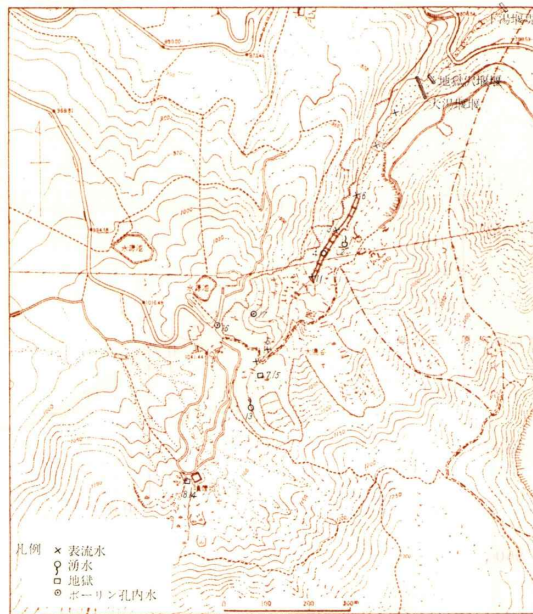
G地区

急斜面から緩斜面にかけて多数の噴気孔および地獄を分布する。その数は60点以上である。後背斜面はいちじるしい急傾斜であり、崖錐が発達している。多少の崩壊をおこし、大きな安山岩礫を転石としているが、A、BおよびC地区のような地すべりによる崩壊斜面はみられない。この地区では試錐されたことがないので、変質の発達に関連する内部構造は明らかでない。しかし、斜面の内部変質は噴気孔を散在することからみて、かなり進んだ状態にあるものと考えられる。

H地区

地表には変質粘土を分布しているが、噴気孔は存在しない。試錐されたことがないので、内部構造は明らかで

ないが、これらの粘土層は主として風化によって生成されたものと考察される。したがって、数mから10m前後の粘土層を分布しても、その下部の岩はかなり硬質であろう。



図—25 水質分析試料採取位置

表—5 大 涌 谷 の

付図 No.	試 料 採取状況と種別	水 温		全 酸 度	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
		°C	pH	epm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	大涌堰堤下の表流水	19	6.70	—	78.5	958	5.6	94	257	69
2	崖錐下の湧水	29	2.95	8.50	48.5	1,040	4.5	47	136	31
3	沢の表流水	24	2.80	14.10	96.0	1,440	10.9	192	350	136
4	川床からの湧泉	81	3.40	1.80	234.0	1,385	14.4	198	241	104
5	沢の表流水	13	2.55	62.00	58.5	1,858	2.4	104	247	17
6	"	33	4.00	7.00	23.4	414	2.5	10	25	5
7	小地獄の沸騰泉	67	2.15	22.40	13.5	1,920	2.2	77	148	126
8	地獄の温水	70	2.35	22.60	22.0	1,366	2.8	23	62	2
9	沢の表流水	—	2.82	12.50	40.5	2,045	8.2	142	288	79
10	No. 2と同地点の湧水	—	2.92	7.36	12.5	948	4.3	44	132	16
11	沢の表流水	—	2.70	39.20	104.0	1,812	10.2	160	387	74
12	"	—	2.55	52.00	9.0	2,344	4.6	144	270	18
13	沢の最上部の湧水	—	2.22	89.20	32.5	2,800	4.3	98	119	15
14	地獄の温水	—	2.38	18.35	3.0	2,000	4.1	24	64	31
15	小地獄の温水	—	2.40	13.32	14.5	1,960	4.7	114	389	20
16	39—6号孔の水	—	2.74	6.15	11.5	472	2.0	13	18	13
17	38—3号孔の水	—	3.10	26.60	11.5	1,893	16.5	94	259	32

(注) 1. pH……ガラス電極 pH メーター、常温測定

2. Eh……常温測定

3. 電気伝導度……20°C で測定した値

4. No. 1～No. 8 は 39年2月採水

5. No. 9～No. 17 は 39年9月採水

7. 水質の特徴

大涌谷変質地内の表流水、湧水、地獄水および試錐孔内水17点を採水して分析した結果は表—5の通りである。これらは風化と水質の関係および変質帯の水理を考察する指針とした。No.1～No.8は1964年2月の冬期に、No.9～No.17は1964年9月の夏期に採水された。この種の水質は時期、降雨、積雪などの状態によって多少変化することは当然であるが、一般的な水質の傾向は現われている。また採水地点における水理の特徴を反映している。採水の概況は次のようである。

(1) 沢の表流水はいろいろな地表水、湧水が混り合っている。

(2) No.2の湧水は東南部の崖錐のうちを流動してきた性質のものである。

(3) No.4の湧水は沢の川床から湧出している温泉である。81°Cの高温泉であり、3吋パイプ1ばいに湧出し、温泉源として引湯されている。

(4) No.13の湧水は表層の浸透水が流出している性質のものである。

(5) 地獄水は噴気孔にある凹地内で沸騰状態にあるものである。

(6) 試錐孔内水はボーリング後の期間孔内に溜っていた性質のものである。

一般的な水質の特徴は次のごとくである。

(1) pH ……2.1ないし4.0の硫酸酸性を呈する。2.1ないし3.0のものが多い。

(2) 全酸度……遊離硫酸および加水分解によって酸性を呈する塩類の総量を epm 単位で示した。地表から比較的浅い部分を流動した水は塩類による酸度が高い。

(3) 塩素…… Cl^- はかなり多く含まれるものがある。No.4の湧水では 234 ppm に達しているのが注目される。噴気変質帯一般では塩素はきわめて少ないのが普通である。噴気性温泉に塩素の多い場合には塩化水素の存在による強い噴気ガスが地下比較的浅所に存在するものと考えられている。

(4) 硫酸根…… SO_4^{2-} は主成分である。遊離硫酸として存在するほか、 CaSO_4 、 Na_2SO_4 、 FeSO_4 および $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ の塩として溶存している。

(5) ナトリウム……100～200 ppm に達する例が多い。 NaCl として存在するほか、かなりの量が Na_2SO_4 の状態で存在する。

(6) カルシウムおよびマグネシウム…… CaSO_4 および MgSO_4 として溶存し、割合に多い成分となる。

(7) 鉄……きわめて少ないものから数 100 ppm に達するものまである。鉄は硫化鉄の酸化分解によって溶出されているが、 $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ の関係にあり、緩衝作用を受ける場合には、その環境によって FeSn あるいは $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ の形で再沈澱する性質をもっている。

水 質 分 析 表

Fe^{2+} ppm	Al^{3+} ppm	SiO_2 (イオン状) ppm	P ppm	NH_4^+ ppm	NO_2^- ppm	Eh mv	電気伝導度 $\mu\Omega/20^\circ\text{C}$	備 考
tr	15	23	0.15	tr	0.00	495	1,850	アルカリ度 1.20 epm, 積雪期の影響が 大きく緩和される。 積気跡地点、かなり流出
7	165	10	0.02	ts	0.00	705	1,950	
49	241	20	0.02	0.1	0.00	760	4,400	
6	193	16	0.02	0.1	0.00	610	3,000	
174	802	20	0.05	0.1	0.00	675	5,800	温泉に利用引湯される、3吋パイプ
25	27	12	0.08	ts	0.00	140	1,900	
14	323	31	0.08	tr	0.00	350	5,000	小地獄
23	214	31	0.02	ts	0.00	240	6,200	
55	108	9	0.02	tr	0.00	820	3,500	五衛門地獄
6	229	6	0.02	ts	0.00	820	1,950	
173	368	17	0.02	0.3	0.00	820	4,300	No. 2 と同地点
280	811	17	0.20	tr	0.00	795	5,350	
151	1,026	18	0.40	ts	0.00	760	6,600	五衛門地獄 小地獄
86	286	17	0.40	tr	0.00	615	4,800	
48	229	20	0.25	ts	0.00	695	4,550	
13	62	8	0.01	ts	0.00	770	1,800	
38	294	14	0.01	0.2	0.00	640	3,700	

(8) 礬土…… Al^{3+} は硫酸礬土として溶存されるが、目立って多い。 Al^{3+} として数 100 ppm から 1,000 ppm 前後に達するものがある。 Al^{3+} の量はほぼ pH と比例する傾向がある、とくに pH 3.0 以下の強酸性になると急に多くなる。このアルミナは岩の直接的な分解によるのみでなく、むしろ粘土鉱物の分解によって流出している。

(9) 酸化還元電位 (Eh) ……Eh は空気を飽和させた状態では 700~800mV であるが、 H_2S を含有するといちじるしく低下し、100 mV 前後まで低下する。

現地では H_2S を飽和しているものではさらに低いものが存在する。

(10) 珪酸……溶存しているイオン状の珪酸は少ない。珪酸分は溶出しがたいことを示す。

(11) 燐、アンモニア、亜硝酸……きわめて少ない。

大涌谷における水質の特徴は風化作用が活発におこなわれていることを示す。この風化作用とは、噴気による直接的な変質ではなく、天水の作用による二次的な変質をさしている。

8. むすび

火山性地すべりの発生機構を素因の立場からみた大きな問題の1つは、変質機構とこれに関連する内部構造であろう。火山性地すべりをおこすこのような変質帯の生成は、噴気ガスによる直接的な変質と天水の作用による二次的な風化に大別される。両者は密接な関係にあり、噴気存在と性質が重要な役割をなしているが、崩壊現象をおこす粘土帯の発達には風化の影響が大きい。

噴気による直接的な変質に相当する内部の変質は、硫化作用、モンモリロナイト化、方解石化および蛋白石化で特徴づけられている。硫化水素ガスの作用は顕著であり、岩石成分の分解によってできる粘土鉱物はモンモリロナイトである。大涌谷では、内部変質の粘土鉱物として検出されたものはモンモリロナイトのみである。同時に岩石の分解によるカルシウムが方解石として分結されている。方解石の存在は顕著である。なおこの粘土質には多少の蛋白石が含まれる。岩石成分の分解による過剰の珪酸が含水珪酸すなわち蛋白石として共生している。

全般的な硫化作用を除いて、まづモンモリロナイト—方解石帯を形成している。モンモリロナイトは酸化還元電位の低い中性ないしアルカリ性の環境で生成されている。

地表からの浸透水は硫化鉄を酸化分解して強い酸性水となっている。これは数10mの深さまで影響して、方解石を石膏に置換している。これによってモンモリロナイ

ト—石膏帯を形成している。さらにこれより上位の粘土帯ではモンモリロナイトを減少し、カオリン鉱物を増加している。すなわち、カオリン鉱物からなる粘土で特徴づけられている。カオリン—蛋白石帯を形成している。これまでの変質範囲ではいづれも多量の硫化鉄を随伴する。きわめて地表に近い表層粘土では脱硫化作用が行なわれ、灰白—黄白などの比較的淡色の粘土となっている。このような粘土には明礬石を含むものがあり、またいちじるしく蛋白石化されているものなどさまざまなものが存在する。

大涌谷の地すべり冠頭部から神山にかけた上部地帯は粘土質に広く覆われている。これは噴気変質帯の周辺部に相当するものであるが、硫化鉄を鉱染した岩石の風化による浅層粘土帯の生成による。この種の粘土には不規則混合層鉱物の存在がいちじるしい。

変質の条件と環境に支配された変質帯は、特徴的な分布を示すもので、下位から上位に向かって次のように分けられる。

- (1) モンモリロナイト—方解石帯 (下位変質帯)
- (2) モンモリロナイト—石膏帯 (中位変質帯)
- (3) カオリン—蛋白石帯 (上位変質帯)
- (4) カオリン—明礬石帯および蛋白石帯 (表層変質帯)
- (5) 不規則混合層鉱物—モンモリロナイト帯 (周辺変質帯)

試錐による内部構造は、溶岩を主としており、火山砕屑物層は少ない。これらの溶岩は節理による割目がいちじるしく発達している。内部では硬質のコアーがかなり多く採取される。コアーの硬軟はその変質度とほぼ比例している。軟質の部分には粘土質が伴なわれる。岩芯は、いづれも目立った硫化鉄を鉱染するが、斑晶の顕微鏡的特徴をきわめて明瞭にしたものから消失して粘土質に移化したものまであり、これをその程度によって weak (A) → medium (B) → strong (C) → very strong (D) の4段階に大別した。石基は斑晶より侵されやすい、とくに C 級の変質では方解石脈の発達が目立つ。

試錐状況を大きくみた変質程度により、粘土帯、強変質安山岩帯および変質安山岩帯に大別した。粘土帯および強変質安山岩帯は酸性の浸透水による二次的な風化作用を受けている。変質安山岩帯は、上部から下部に向かって漸移した状態ではなく、変質がかなり不規則に発達している。場所によっては、粘土帯あるいは強変質安山岩帯の上に崩積層あるいは崖錐を分布する。

試錐によって現われる孔内の地下水位はかなり深い位

置にみられ、地すべりあるいは崩れをおこすような粘土帯、強変質安山岩帯より下部に位置する。したがって、地下水の影響は一般の地すべりと同じように取りあつかうことには疑問がある。しかし豪雨あるいは長雨は雷水の形で不安定な粘土質の部分を刺激する力は大きいようである。不規則な内部構造とともに雷水の存在が目立っている。

大涌谷地区の地表水、湧水は pH 2.0~3.0 の強い硫酸性を呈しているものが多い。また硫酸塩を主成分として、塩類の溶存分量は割合に多い。これらは塩類組成によると、硫酸ソーダ、硫酸カルシウム、硫酸マグネシウム、硫酸鉄および硫酸礬土として存在する。硫酸礬土と硫酸カルシウムがとくに多い。なお硫酸鉄が目立って多いものがある。硫化水素の存在は地下水の酸化還元電位をいちじるしく低下している。

大涌谷地内の A 地区および A 地区から B 地区にかけた斜面は、試錐柱状図あるいは断面図に表わしたように粘土帯および強変質安山岩帯の発達がいちじるしい。したがって、これが放置されるかあるいは強い外因が加わった場合には崩壊性の地すべりを発生する恐れが大きいものと解される。すでに対策工事は断続的に施行されているが、不安定斜面の脚部における浸食を防止することが大切である。これがために、大涌堰堤工事は有効であらう。なお、多くの試錐資料（県砂防、温泉供給、総合研究によるもの）からみて、噴気を中心はこの A 地区ではないが、この地区に向かってかなり広がってきている。例えば、38—1 号孔、39—3 号孔、40—3 号孔などのように割合に浅い試錐でも噴気井となっているものがある。この地区のガス抜き工法も 1 つの対策となるであらう。

参考文献および資料

- 1) 久野 久 (1950) 熱海図幅および地質説明書。
- 2) 沢村孝之助・安藤武 (1952) 箱根大涌谷の崩壊について。地質調査所月報, Vol. 3, No.11.
- 3) 国立防災科学技術センター (1965) 火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究 (第 1 報)。防災科学技術総合研究報告, 第 1 号。
- 4) 神奈川県土木部砂防課 (1961, 1962, 1963, 1964, 1965) 箱根火山の地震、地中温度並に地形変動の調査、観測報告。
- 5) 山口真一・中村三郎 (1965) 大湧沢地すべり地
地表移動量調査報告書。
- 6) 神奈川県土木部砂防課 地すべり対策砂防工事, 33 年度 (大湧沢・須沢), 34 年度 (第 1 号), 35 年度 (第 1 号・第 2 号の 2), 36 年度 (第 1 号・第 2 号), 37 年度 (第 1 号・第 2 号), 38 年度 (大湧沢), 39 年度 (第 1 号・施設維持修繕工事)。
- 7) 神奈川県土木部砂防課 (1961) 大湧沢地すべり工事の概要。
- 8) 神奈川県土木部砂防課 箱根早雲山地にり砂防工事記録。