

箱根大涌谷変質帯の産状および性質 - とくに火山性地すべりとの関係について -

著者	藤井 紀之, 大八木 規夫, 武司 秀夫, 小泉 久直, 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	7-18
発行年	1966-03-31
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002511/

箱根大涌谷変質帯の産状および性質

——とくに火山性地すべりとの関係について——

藤井紀之

地質調査所鉱床部非金属課

大八木規夫

国立防災科学技術センター第2研究部地表変動防災研究室

武司秀夫・小泉久直

地質調査所鉱床部非金属課

大久保太治

地質調査所応用地質部応用地質課

The Geologic Occurrence and Some Mineralogical and Physical Properties of Altered Rocks in Owakudani, Mt. Hakone, Japan

By Noriyuki Fujii,

Geological Survey of Japan, Tokyo

Norio Ōyagi

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

and

Hideo Takeshi, Hisanao Koizumi and Taiji Okubo

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Two-pyroxene andesite and its tuff-breccia, which constitute volcanic rocks in the vicinity of Owakudani, have been remarkably altered by hydrothermal alteration originating solfataric activities. These altered rocks are macroscopically divided into five zones, which are weakly altered rock, slightly sticky clay, sticky clay, silicified rock and soap-like clay ones. Mineralogical and physical properties of these altered rocks are characteristic respectively.

α -cristobalite and α -tridymite are usually included in the altered rocks other than weakly altered zone. Slightly sticky clay is generally composed of dioctahedral montmorillonite, irregular mixed layer clay minerals, zeolite and residual plagioclase, besides silica minerals. One among kaoline, irregular mixed-layer clay and montmorillonite minerals is a main component of sticky clay, the former two usually associating with alunite and some of the latter with zeolite. Silicified rock is predominantly composed of silica minerals, which are α -cristobalite, α -tridymite, amorphous silica and accessory residual quartz. Soap-like clay, which usually occurs in a very sensitive state, mostly includes alunite, amorphous silica and fine-grained silica minerals.

The distribution of the altered rocks other than soap-like clay and some of silicified rock, is remarkably controlled by geologic structure and physical properties of country rocks. For instance, most of permeable beds as tuff-breccia are similarly replaced to sticky clay even under the ground. But in compact lava flows, it is frequently observed that silicified rock, sticky clay, slightly sticky clay and weakly altered rock zones are zonally arranged from inner side to outer. This arrangement seems to be parallel to main fractures. Soap-like clay and some of silicified rock are irregularly

distributed, but they always seem to be accompanied with sublimated sulphur surrounding active solfataras. Moreover slightly sticky clay frequently appears to transform gradually into soap-like clay frequently.

In view of many geological occurrences and mineralogical features, it is concluded that hydrothermal alteration has been carried out repeatedly in this area and soap-like clay is probably a re-alteration product from argillaceous altered rock.

It is considered in this report what roles each of these altered rocks plays in volcanic landslide phenomena.

要旨

大涌谷付近の地質は複輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩からなる。これらの岩石は温泉・噴気などの影響で著しい熱水変質作用を蒙り、主として粘土鉱物と珪酸鉱物からなる複雑な変質帯を形成している。変質帯は肉眼的に弱変質帯、弱粘化帯、強粘化帯、珪化帯および溶性化帯の5種類に分帯し得る。これら各変質帯はかなり特徴的な傾向のある鉱物組成を有し、それぞれ特有のレオロジー的性質を示す。

野外および室内の諸研究の結果、大涌谷の変質帯は原地質によってかなり顕著に規制されており、少くも3回以上の変質作用によって形成されたことが明らかになった。変質帯のなかでも溶性化帯は大涌谷で初めて見出されたもので、僅かの衝撃で容易に液性化する状態に賦存しており地すべりの素因として今後注意すべきものである。

1. 緒言

この研究は箱根、大涌谷一帯の地すべり地帯について、主として地すべりの地質的素因を解明する目的をもって行なわれたものである。この型の地すべりが温泉・噴気的作用によって形成された変質粘土に関連して生ずるものであることは既に常識となっている⁽¹⁾。しかしこの種変質帯は極めて複雑な変化に富むものであり、これと地すべり現象との具体的な関連性は十分に把握されているとはいえない。

したがってこの研究の実施に当ってはまず変質帯を出来るだけ細かく分帯してその産状を明らかにすると共に、各変質帯の鉱物組成、性質について研究し、変質作用の機構を解明することに主眼をおいた。

なお本研究は現在も継続中であるため、ここでは取り敢えず昭和39年度の研究成果を中心に中間報告としてとりまとめを行なった。残された問題については結果がまとまり次第改めて発表することとしたい。

この研究は主として藤井と大八木が担当し、あわせて総括も2人の責任において行なった。なお研究実施に当

り終始懇切な御教示を賜った東京工大無機材料工学科の小坂丈予博士にこの機会に深く謝意を表する次第である。

2. 地質概説

調査地域の地質は第四紀の神山溶岩に属すると考えられている複輝石安山岩溶岩（一部集塊岩を含む）と同質凝灰角礫岩よりなっている。複輝石安山岩は通常灰～暗

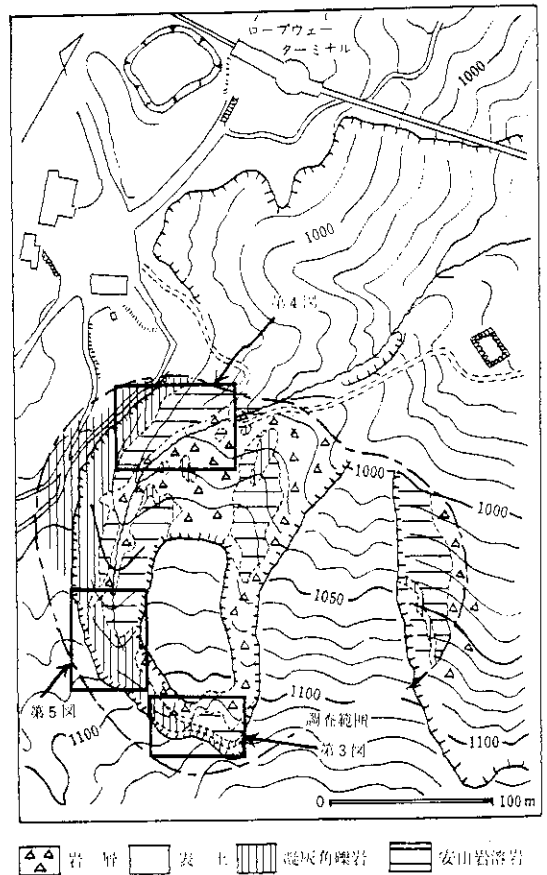


図-1 位置および地質図

灰色を呈し、緻密・堅硬である。珪晶は斜長石 (Ab 70 ~50 An 30~50) が最も多く、ついで普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱が認められる。石基は斜長石の短冊状微晶と輝石類、磁鉄鉱からなり間粒組織をなす。凝灰角礫岩は地域内で少くも上下2枚の層が確認された。例外なく変質を蒙っているため正確な岩相は不明である。上部の凝灰角礫岩は厚さ2~15mで一部に溶岩のブロックを夾む。下部のものは比較的角礫に富み厚さ1~3m程度である。これらの凝灰角礫岩層は、大涌沢の弯曲に伴ない半円弧状をなして分布し、N~NWに20~40°傾斜する半ドーム状構造をなしている。

上記の火山岩類は一部を除いて大なり小なり変質を蒙り、多くは粘土質の変質岩に変わっている。また硫黄ガスの噴出は現在も盛んに継続し、随所に多量の硫黄の昇華が認められる。

3. 変質帯

3-1 変質帯の区分

変質帯は大部分粘土鉱物と微細な珪酸鉱物からなるため、これを肉眼的に識別することはかなり困難な問題である。特に大涌谷のように現在も噴気作用が継続している所では同種の粘土でも色調の変化が著しいので、色は必ずしも判別の基準とはなり得ない。たとえば変質帯の地表に曝されている部分は、白色、灰褐色、淡桃色、帯緑色などの多様な色調を呈する。しかし地下の粘土はその鉱物組成に関係なく、噴気地帯特有の青黒色を呈するものが大部分である(青黒い色調は粘土中に微細な硫化第一鉄が含まれるため、地表で酸化され第二鉄になるとその色は消失する)したがって筆者等は分帯に当っては触感を第一の基準として採用し、更に粒度、地表での色調などを基として次のような区分を行なった。

(1) 弱変質帯 (weakly altered zone)

堅硬で原岩に最も近い性質を有する。地表では黄鉄鉱の鉱染を受けさらに褐鉄鉱などを生じているため褐色~紫褐色を呈することが多い。しかし地下では灰~暗灰色のものが大部分である。鏡下では特に有色鉱物の変質され褐色ないし緑色の粘土鉱物を生じているのが認められる。

(2) 弱粘化帯 (slightly sticky clay zone)

淡緑色、黄土色、淡暗灰色等地表での色調は一定していない。一般に軟弱・粗鬆でやや粘稠性がある。弱変質帯と相接して分布することが多く、残留斜長石がしばしば認められる。

(3) 強粘化帯 (silicified zone)

通常地表では灰白色または淡桃~淡黄灰色を呈し、細粒・軟質である。極めて粘稠で可塑性に富んでいる。

上記3種の変質岩には大部分原石の組織が明瞭に認められる。

(4) 珪化帯 (silicified zone)

灰白色または淡桃色を呈する。一部は緻密・塊状、大部分は軟質・粗鬆で粘性はほとんどなく、原岩の組織も明瞭には認め難いことがある。

(5) 滑性化帯 (soap-like clay zone)

通常地表では帯桃~褐灰色で、原岩の組織は比較的明瞭に認められる。それにも拘らず軟弱で、現地では通常高い含水状態で産し指頭で容易に圧潰されて液性状態となる。しかもその際あたかも石鹼に似た滑らかな触感を与えるという特徴がある。地すべりに密接な関係があると思われる粘土である。

この他硫化鉄の生成、石膏の晶出および硫黄の昇華など噴気地帯特有の現象が広汎に認められる。しかしこれらの分布は不規則であり、特に分帯する程の必要性は認められなかった。ただその中で昇華硫黄の分布は現在の噴気活動と密接に関係するものであり、更に滑性化帯の分布にも関係の深いことが明らかになった(後述)。その分布範囲は図-2に示す如く、ほぼ大涌沢を境として調査地の南半部に限られている。

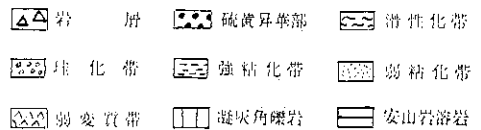
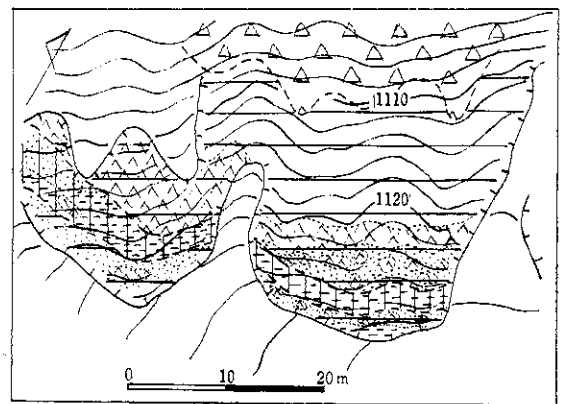


図-3 変質帯地質図抜萃(その1)

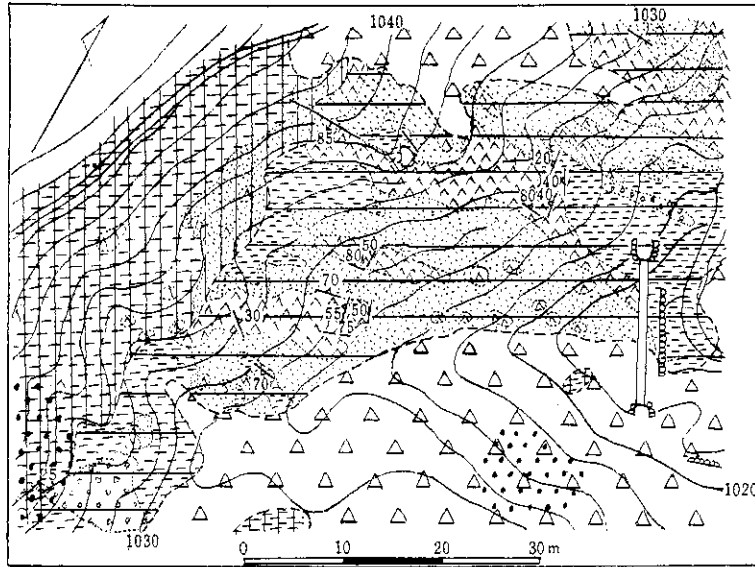


図-4 変質帯地質図（抜萃その2）

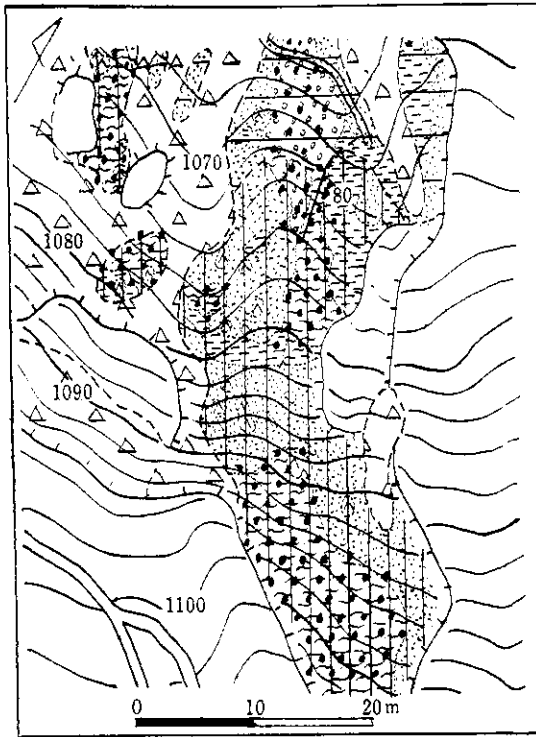


図-5 変質帯地質図（抜萃その3）

3・2 変質帯の産状

変質作用の機構を明らかにするために、調査地域全域について原岩および上述の各変質帯を識別した地質図を作製した（図-2）。その結果各変質帯は一見複雑に錯綜しているが、その賦存状態は若干の地質的要素により顕著に規制されていることが明らかになった。図-3, 4, 5, はその典型的な産状を示すために図-2の一部を抜萃したものである（抜萃範囲は図-1に示す）。

変質帯の分布はまず原岩の性質および地質構造によって影響される。その一つは変質作用が凝灰角礫岩層に沿って水平的に広がっていることである。図-3はその好例で、凝灰角礫岩層はそのまま強粘化帯となり、上下の溶岩は弱粘化帯を経て弱変質帯になっている。すなわち凝灰角礫岩層を中心に、強粘化帯—弱粘化帯—弱変質帯—未変質帯というほぼ帯状の分布が認められる。その分布が凝灰角礫岩層とほぼ平行することから見て、これが変質の中心であったことが推定される。

次に一般の安山岩溶岩の場合にはこれと異なり、変質帯は母岩の割れ目を中心として、これと平行に発達する傾向がある。たとえば図-4東半部に見られるように、各変質帯は東西性の割れ目に平行して70度以上の急傾斜をなして発達する。そしてその一部には珪化帯を中心とし、次いで強粘化帯—弱粘化帯—弱変質帯と移行する

果帯配列が明瞭に認められる。支配的な割れ目の方向は場所によって異なり、2系列以上の割れ目が重複交叉して複雑な産状を呈する場合も少くない。この場合割れ目に囲まれた部分は中心部に弱変質岩が残り、一見円礫が粘土質物質で膠結されたような観を呈する。

上述のような果帯配列の状況から見て、弱変質帯から珪化帯に至る4種の変質帯はある程度まで変質の度合を示すと考えて良いであろう。

上記の2種の型の変質作用の存在は図-4西半部の産状から明瞭に読みとられる。すなわち凝灰角礫岩層は大部分が強粘化帯になり、一部で下部に弱粘化帯が発達する。その分布はいずれも水平的である。これに対し安山岩溶岩の中では変質帯の発達に割れ目に沿って垂直的であり、しかも凝灰角礫岩との境界面が変質帯の発達を遮断する場合すらある。このことは原岩の性質により変質の機構が異なるだけでなく、両者の変質が必ずしも同時に行なわれたのではないことを示している。

滑性化帯の産状は上記の何れの類型にもあてはまらない。その分布は地質と関係なく、かつ不規則であり、しかもそこには必ず硫黄の昇華が見られる。図-5の下半部はその典型的な産状が見られる所で、昇華硫黄の分布と滑性化帯のそれとはほぼ一致している。また滑性化帯には礫状の弱変質岩を伴うことが多く、周縁の弱粘化帯との間には漸移的な関係が認められる。なお滑性化帯が賦存するのは地表からごく浅い所に限られるようで、現在迄の試錐調査では1~2の例を除けばその存在は確認されていない*。

また一部の珪化帯も昇華硫黄の分布と関係が深い。この場合の珪化帯はいずれも粗鬆・脆弱で原岩の組織は不明瞭である。

3.3 変質帯の鉱物組成

上記の変質帯の鉱物組成を調べるため、採取した試料74箇についてX線廻折法により検討を行なった。なお弱変質帯は2~3の試料について顕微鏡観察を行なっただけであり、ここではむしろ粘土質の変質帯の組成を調べることに重点をおいた。試料は何れも風乾・磨砕の後スライドガラス上に沈澱させ、半定方位試料として試験に供した。X線走査条件は次の通りである。

使用器械 Guigerflex
Voltage 30 kV Scanning Speed 2°/min

Current 15 mA Chart Speed 2cm/min
Ratemeter 8 走査範囲 2°~65°
Multiplier 1
Time Const. 4
Target Cu
Filter Ni

その結果次に述べるような多種類の鉱物の存在が確認された。それぞれの代表的なX線廻折線図を図-6に示し、各鉱物の同定法について簡単に述べる⁽²⁾。

α-クリストパライト

第四紀の火山変質帯に最も普通に見られる珪酸鉱物である。4.04Åのシャープな廻折線が最も特徴的で、ほかに3.14, 2.845, 2.489Åの3本の廻折線の組合せによりβ-クリストパライトと区別し得る。大涌沢の試料に含まれるものは4.04~4.07Åの廻折線を有するものが多く、高温型のクリストパライトは確認されなかった(図-6の4)。

α-トリジマイト

珪酸鉱物の中では比較的産出が少く、本邦で記載されているのは草津など数カ所に過ぎない。X線では4.30, 4.08, 3.81Åの3本の廻折線の組合せにより同定し得る。このうち4.08Åのピークはα-クリストパライトのピークと接近して現れるため、ピークの形から両者の重複の有無を認定したものもある(図-6の5)。

明礬石

硫酸酸性の熱水作用を受けた所にはしばしば産出する。5.76, 4.99, 3.51および3.00Åの廻折線により容易に同定出来る(図-6の5)。

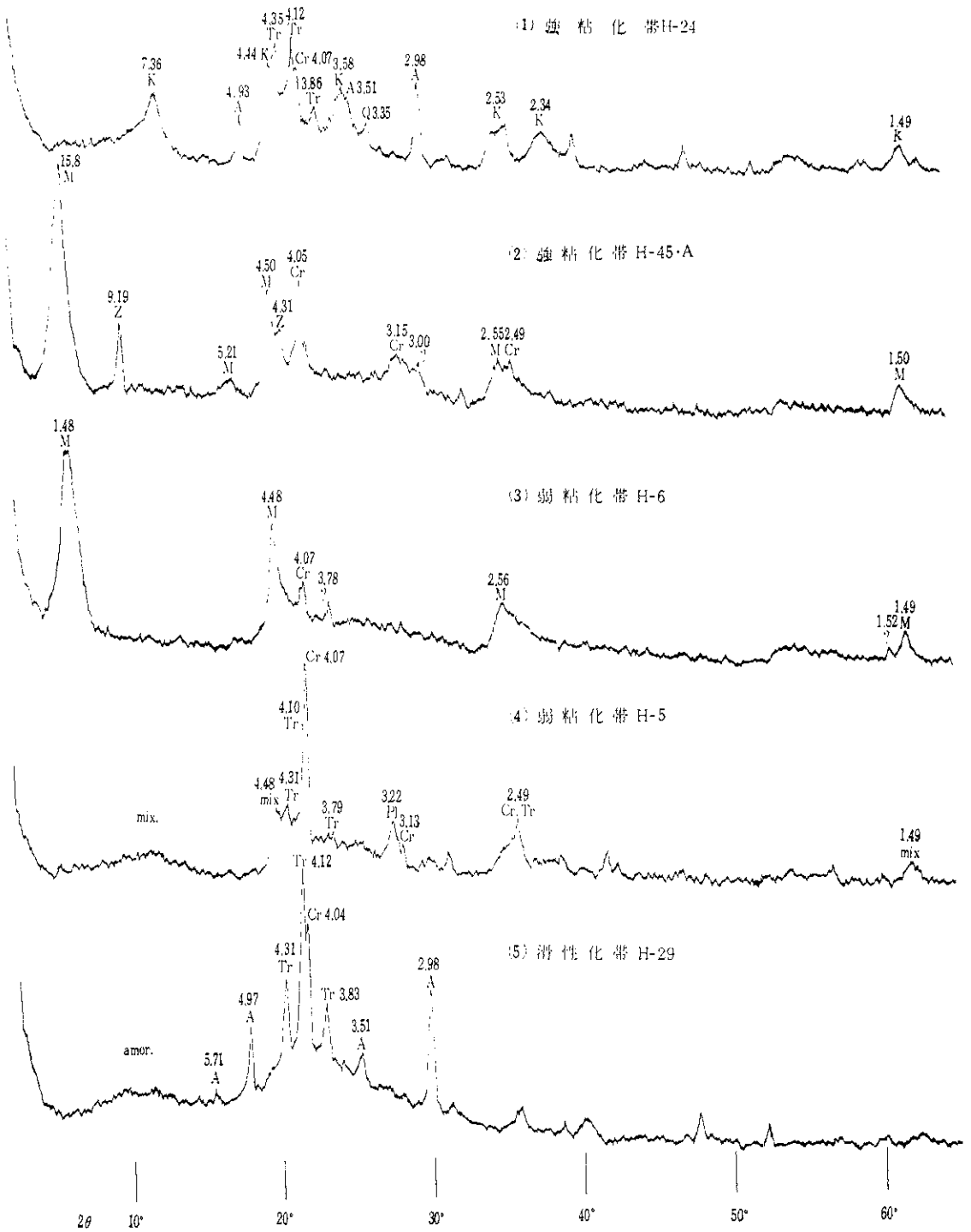
カオリン鉱物

7.2Åの底面反射により同定した。大涌谷では7.2~7.4Åに幅広い廻折線を生ずるものが大部分でそれ程結晶度のよいものは認められなかった。一部10Å付近に幅広い廻折線の現れるものについては、200°Cに焼成した試料について廻折線の変化を調べたが、ハロサイトは全く認められなかった。2θの35°から40°迄の間に幅広い2本の廻折線が現れている所から見て、カオリン鉱物のうちのメタハロサイトか或いはdisorder型のカオリナイトと推定される(図-6)。

モンモリロナイト鉱物

14~16Åの底面反射により同定した。またエチレン

* 筆者の1人藤井は別府の変質帯から quick clay を見出しその組成について報告した⁽²⁾。これは滑性化帯と類似の組成を持ち地表から10m以上の深部で見出されたものである。



図一六 変質粘土の代表的 X線廻折線図

グリコール処理で面間隔が1~2Å膨潤することにより再確認を行なった。なお61°前後に現れる33,06面の廻折線は1.49Åの面間隔を示すものが大部分で、これから dioctahedral 型のモンモリロナイトであることが推定される。詳細な判定は化学分析の結果を検討した上で行なうこととした(図-6の2,3)。

不規則混合層鉱物、非晶質物質

粘土質の試料の中に2°~12°の間に明瞭な底面反射はなく、低く幅広いなだらかな廻折線の現れるものが多数認められた。このうち粘土鉱物の層格子特有の4.5Å, 1.49Åの廻折線を有するものについては不規則混合層鉱物と考えるのが合理的である。その詳細については未だ検討していないが、12°前後にピークの頂点があるものと、4°~10°に頂点のあるものの2種の型が存在するようである(図-6の4)。

非晶質物質については、かなり変質の進んだ部分に多く見出される所から見て珪酸質のものである可能性が高い⁽⁵⁾(図-6の5)。

沸石

他の鉱物との混合物として現れるので詳細な同定は行なっていない。一応9Å前後にシャープな廻折線が現れることから沸石と認定した⁽⁴⁾(図-6の2)。

その他石英、斜長石、硫黄、石膏などがX線により確認された。

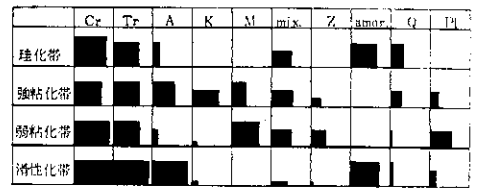
このようにして同定した各鉱物の分布状態を変質帯別に総括したのが図-7である。黒く塗った部分の大きさは横軸に出現頻度を、縦軸に廻折線の平均強度をとることによりおおよその含有状態を現したものである。なお廻折線の平均強度とは、各鉱物に特徴的なピークの高さまたは面積を5段階に分け、その平均をとったものである。したがってこれは定量的には目安程度の意味を現しているに過ぎない。

しかしこの図から各変質帯の特徴および意味をかなり具体的に把握することが出来る。すなわち

(1) 弱粘化帯—強粘化帯—珪化帯という野外で観察される配列順序と一致して、残留鉱物の斜長石、低変成鉱物の沸石は明らかに減少する傾向が認められる。

(2) 強粘化帯にはカオリン鉱物と明礬石が集中的に増加する傾向がある。しかしモンモリロナイトを含むものが意外に多いのも特徴である。

(3) 珪化帯は一部に不規則混合層鉱物と明礬石を含む他はほとんど珪酸鉱物からなっている。非晶質物質も珪酸ゲルの可能性が高い。



注 1 黒く塗られた部分は横軸に出現頻度縦軸に廻折線の平均強度をとってのおおよその含有量を示したもの

注 2 Cr: α-クリストバライト, Tr: α-トリジマイト, A: 明礬石, K: カオリン鉱物, M: モンモリロナイト鉱物, mix: 不規則混合層鉱物, Z: 沸石, amor: 非晶質物質, Q: 石英, Pl: 斜長石

図-7 変質粘土の鉱物組成

(4) 潜性化帯の特徴的な鉱物は明礬石と非晶質物質で粘土鉱物はごく少量含まれるに過ぎない。などの諸点が特徴的である。

なお石英は残留鉱物である可能性が高いが、その分布には層準的な規則性もなく、原岩にもあまり認められないので、恐らく捕獲結晶として安山岩中に局部的に含まれていたものと思われる。

3.4 組成鉱物の共生関係

上述のような鉱物組成から見て、弱粘化帯、強粘化帯、珪化帯および潜性化帯という分帯は、変質の度合をかなりの程度まで反映していると言って良い。しかし強粘化帯に全く生成条件の異なるカオリン鉱物とモンモリロナイト鉱物がそれぞれ半分程度も含まれていること、α-トリジマイトが意外に多く見出されたこと等生成条件に関連して検討すべき問題も少なくない。そこで更に組成鉱物の共生関係を中心に解析を行なった。

表-1はその結果を総括したもので、明礬石(A)、カオリン鉱物(K)、モンモリロナイト鉱物(M)、混合層鉱物(mix)、沸石(Z)および非晶質物質(amor)の6鉱物について各種の共生関係を設定し、これと珪酸鉱物と共生する数を各変質帯別に示した。ただし問題の少い珪化帯の試料および硫黄等不純物の多い1~2の試料は計算から除外した。その結果次のような点が明らかになった。

(1) 明礬石を主成分鉱物として含む試料30箇のうちα-クリストバライトのみを含むものは3箇に過ぎず、他の27箇にはα-トリジマイトが含まれている。一方カオリンまたはモンモリロナイトを主成分鉱物とし、明礬石を欠く試料30箇のうちα-トリジマイトのみを含むものは4例あるだけで、α-クリストバライトだけを含むも

のは18箇に達する。

表一 組成鉱物の共生関係

	Cr			Tr+Cr			Tr		
	強	弱	滑	強	弱	滑	強	弱	滑
A+K(+mix, +M,+Z)	1	1		5	1		3		
A+mix(+Z,+K,+M)			1	4	2	2	1	1	
A+amor.(+K,+mix)									8
K+mix(+Z)	3	1							
M		5			1			2	
M+K(+A)	1				1			1	
M+Z	3	4			2				
M+mix(+Z,+A)	1			1	3				1
mix		1		1	3				1

- 注 (1) 鉱物名の略符号は図-7と同じ
 (2) ()内は随伴鉱物として含まれることのある鉱物を示す
 (3) 強-強粘化帯 弱-弱粘化帯 滑-滑性化帯
 (4) 数字は該当箇の鉱物共生関係を有する試料の数を示す

すなわち α-クリストバライトと α-トリジマイトはほとんど全ての領域に亘って存在し得るが、傾向としてはカオリンおよびモンモリロナイトを生ずる条件では前者が、明礬石が生成される環境では後者が優勢であるといえる⁽⁵⁾。

(2) 滑性化帯の試料は全て明礬石と非晶質物質あるいは混合層鉱物からなり、α-クリストバライト、α-トリジマイトもほぼ普遍的に含まれている。

(3) カオリン鉱物を主成分とする試料18箇のうち、強粘化帯に属するものは14箇あり、弱粘化帯に属するものは4箇に過ぎない。

(4) モンモリロナイトを主成分に含む試料は26箇あり、そのうち強粘化帯は9箇で残る17箇は弱粘化帯に属する。

これから見てモンモリロナイトを含む試料はあまり粘性は強くないといえる。しかしモンモリロナイトと沸石が共生する試料17のうち強い粘稠性を有するもの5箇を数える所から見て、粘稠性は非粘土物質の含有量の差だけでなく、粘土鉱物自体の性質にも影響されると考えるべきであろう*。

(5) モンモリロナイトとカオリンが共生する例は全試料のうち僅か3箇あるに過ぎない。これはむしろ試料の

採取方法に起因する例外的なものとも見ることが出来る。

(6) 不規則混合層鉱物を主成分とするものには2種類の型がある。一つは明礬石またはカオリン鉱物と共生するもので、12の中8箇が強粘化帯に属する(ただし滑性化帯は除外する)。一方混合層鉱物単独あるいはモンモリロナイトと共生するもの12のうち粘性の強いものは3箇に過ぎない。

これから見ても混合層鉱物に2つの型があることが予想される。しかし混合層鉱物の検討が十分でないので現在の所その型と共生関係の関連性は不明である。

このような解析の帰結として、球化帯および滑性化帯は明らかに一定の鉱物組成を持ち、変質作用の性質をそのまま反映しているということが出来る。一方強粘化帯と弱粘化帯はかなり傾向的な鉱物組成を有し変質の程度をほぼ反映してはいるが、粘稠性の大小は必ずしも粘土鉱物の種類だけで左右されるとはいえないということが明らかになった。

4. 変質粘土のレオロジー

各変質帯のレオロジーの性質を知るために、懸濁液のpH測定および液性限界の測定を行なった。

4.1 懸濁液のpH

pH測定はまず風乾試料5gをとりこれに純水を加え10%濃度の懸濁液を作り、ガラス電極を使用して攪拌しながら測定を行なった。その結果を表-2に示す。

表-2 懸濁試料のpH

類別	球化帯	PH					平均
		<3.0	3.1~3.5	3.6~4.0	4.1~4.5	4.5~5.1	
球化帯			2	3	1		3.5
滑性化帯		1	2	6	2	1	3.7
強粘化帯	K		4	2	4		3.9
	mix		1	3	2	1	4.0
	M	4	4	1		1	3.3
弱粘化帯	M	2	3	3	2	7	4.2
	mix			2	3	4	1

(注) 強粘化帯および弱粘化帯は主成分鉱物によって2~3に分類した。

ここでは前章に述べた鉱物組成から各変質帯を細分し測定値の分布傾向を検討した。このなかで目立った傾向として注目されるのは次の諸点である。

* 図-6の2, 3は何れもモンモリロナイトを主成分とする粘土であるが粘性には著しい相違がある。これは恐らくモンモリロナイト自体の性質によるものと思われる。

(1) 珪化帯および滑性化帯の pH測定値は3.5~3.7を最大頻度とする正規分布をなす。

(2) 強粘化帯は一般に弱粘化帯よりやや低い範囲の値をとる。

(3) 同じモンモリロナイトを主成分とする試料でも、強粘化帯は一つの例外を除けば2.8~4.0の範囲に集中し平均値は3.3である。

一方弱粘化帯は3.6付近と4.7付近に二つの極大値を有する頻度分布をなし、平均値は4.2である。

(4) 不規則混合層鉱物をおもに含む試料でも強粘化帯は3.5~4.4、弱粘化帯は4.2~5.1と明らかに分布範囲にずれが認められる。

これらの結果から見て懸濁液の pH は必ずしも粘土の組成を反映するものではなく、吸着イオン、吸着水など他の因子の影響を重視すべきである。しかし粘稠性の強いモンモリロナイト質粘土が1~2の例外を除けばいずれも3.5以下の低い pH 値を示すことは興味深い現象である。不規則混合層鉱物の場合も同様で今後は置換性陽イオンの影響なども検討する必要がある。

4.2 液性限界

次に液性限界測定の結果は、変質帯の種類とかなり明りょうに対応することが明らかになった。測定は JIS にもとずき液性限界試験器を使用して、適宜選定した9個の試料について行なった。その結果を表一3に示す。

表一3 各変質粘土の液性限界

変質帯	No.	主成分鉱物	随伴鉱物	液性限界 (含水比%)
強粘化帯	24	K, A, Tr		109
	16	A, K,	Tr, Cr, mix	101
	45A	M	Cr, Z	110
	54B	M	Tr, G	112
弱粘化帯	17	M	Cr, Pl	81
	49	M	Pl, Cr	80
	39	Z, M		85
滑性化帯	11	A, Q	Cr, Tr, mix	46
	32	A, amor	Cr, Tr, Pl	42 (2)

これによると強粘化帯の粘土はカオリン鉱物とモンモリロナイト鉱物のいずれを含む場合でも100以上、弱粘化帯は80~85である。これに対し滑性化帯の液性限界は50以下で、その一つは均質な含水状態となった時はすでに液性化していた程である。

野外における滑性化帯の粘土が多くの場合指頭で容易に液性化することを考えると、滑性化帯は大涌谷ではすでに液性限界以上の水を含んで賦存していると見てよい。このことは滑性化帯が僅かの衝撃で容易に流動化することを示しており、他の変質帯と較べて最も地すべりの素因になり易い性質を持っているといえよう。

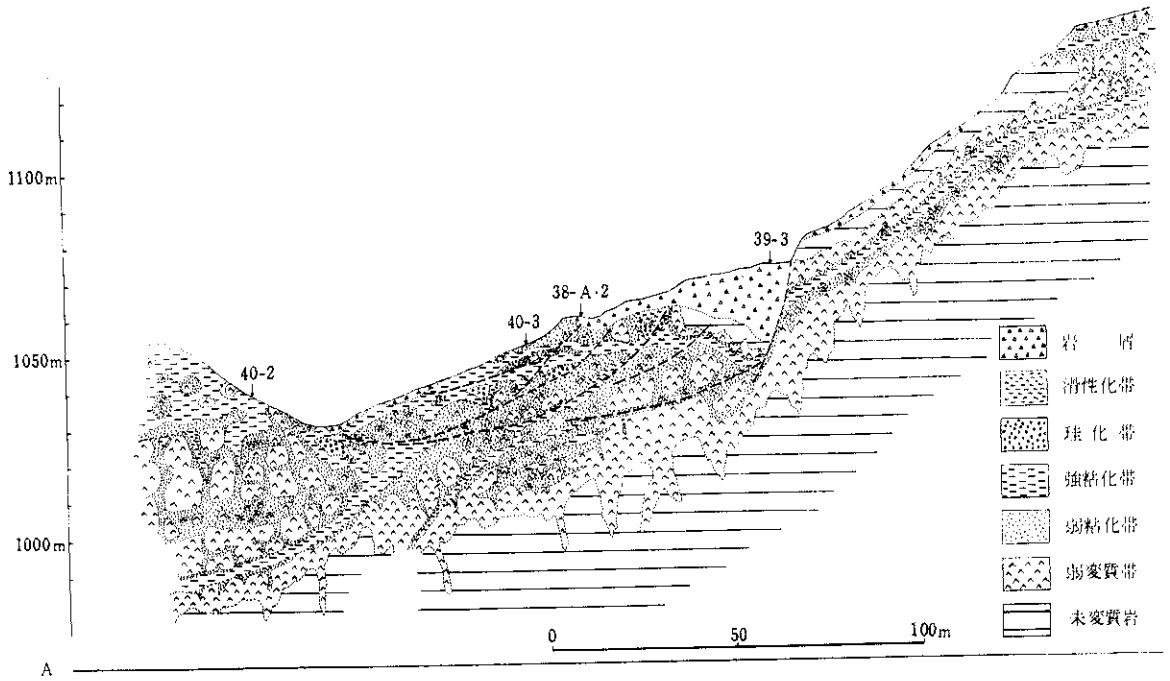
5. 変質の機構に関する考察

火山変質帯の多くは硫黄ガスが地下水に溶けて生じた硫酸酸性の熱水が母岩に作用して生成されたものであることはすでによく知られている⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾。大涌谷の場合も同様な成因が考えられるが、今述べたような産状と組成から見て変質作用は1回だけでなく何回か繰返されて現在の変質帯を形成したと考えるのがより合理的である。

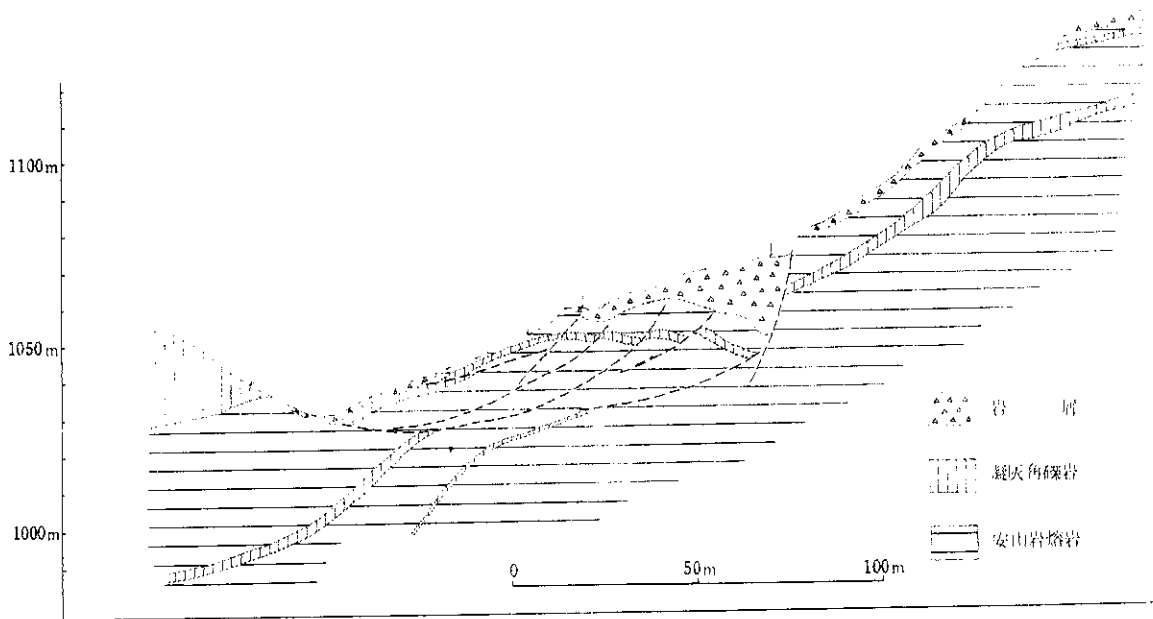
すなわち明らかに現在の噴気作用と関連する部分を除いても、すべての変質が同時的に行なわれたことは考え難い。たとえば安山岩溶岩中の変質帯の発達が凝灰角礫岩との境界面で遮断されることなどは、凝灰角礫岩の変質が先行したことを示すと考えられる。恐らくすでに粘土化した凝灰角礫岩層が不透水面となり溶液の浸透を抑える役割を果たしたものであろう。

もし溶岩中の割れ目を通じて下部の溶岩と凝灰角礫岩とが全地域で同時的に変質したのであれば、凝灰角礫岩の変質度は割れ目と接する部分で最も高く、それから隔たると低くなる筈である。しかし凝灰角礫岩層はほぼ一様に強粘化帯となり、このような変化は認められない。またその鉱物組成を見ても調査地南端の最も高い位置から採取した粘土にはおもにカオリン鉱物と不規則混合層鉱物の共生が見られるのに対し、北部の低い所では強粘化帯でもモンモリロナイトを主成分とするものが多いという傾向が認められた。一方下部の安山岩溶岩の変質はむしろ北部で著しく、南部では未変質岩が残っている所も多い。このような現象は同時的な変質では起り得ないことである。

以上の諸点から考察して、第1回の変質作用は凝灰角礫岩層を中心に行なわれた可能性が強い。これは凝灰角礫岩が多孔質であり溶液の通路となり易かったためと考えられる。変質の原因となった噴気作用は恐らく調査地より南へ離れた所で起り、これから生じた溶液が凝灰角礫岩層を選択的に変質したものであろう。変質粘土の組成から見て溶液はそれほど酸性の強いものとは考えられない。最初は弱酸性程度で、母岩と反応しながら低地へ移行するにつれて次第に中性ないしアルカリ性の溶液に



図—8 大涌谷変質帯断面図



図—9 変質を原岩に復元した断面図

変わったものと推定される。凝灰角礫岩が地表近くにあり、地表水の混入が多かったことも溶液の性質に大きく影響したと思われる。

調査地一帯の安山岩溶岩の変質はその後に起ったものであろう。局部的ではあるが珪化帯の発達も見られる所から、熱水溶液はかなり強酸性の場合もあったと考えられる。この時の変質作用は繰返し何回か行なわれたものであろうが、その影響がどの範囲迄およんだか、何時ごろまで継続したかは明らかでない。特に大涌谷の浸食との前後関係は今後に残された問題である。

最後にほぼ大涌谷の現地形が形成されたころから現在も継続している噴気作用の影響がある。少くも滑性化帯および一部の珪化帯はこの作用によって生成されたものと考えられる。このうち滑性化帯は円礫状の弱変質岩を含むことが多く、一部には周縁の弱粘化帯と漸移する現象も認められる。このような関係から見て、すでにある程度変質を受けて粘土化している所に噴気を生じた場合に地表水が加わって、粘土が再変質されて形成されたものと推定される。滑性化帯に明礬石が特徴的に含まれていることから見て、アルカリの多い母材から生じたものであり、それは恐らく弱粘化帯および強粘化帯の一部から由来したと考えられる。少くもすでにカオリン鉱物を生じている程度変質が進んだ後では明礬石は生じ難いと思われる。アルカリが母材に少ない場合には珪化帯が形成される可能性が高い。

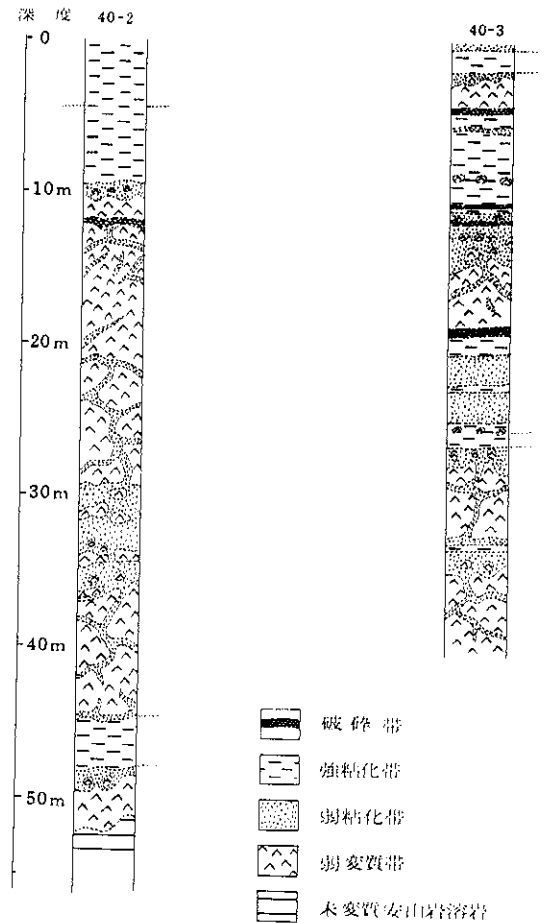
6. 地すべりの素因に関する考察

大涌谷の崩壊現象は特に右岸に顕著に認められる。谷頭部の調査地を始めとしてその東側には大小数カ所の崩落崖が並んでいる。また調査地のほぼ中央には小規模な崩落崖があり、その北側にある大涌谷の湾曲部付近では原地質のじょう乱が認められた。

図一8および図一9は崩落崖の南端からこのじょう乱部を結ぶ線の断面図で、地表調査の結果に更に試錐の結果を総合して作製したものである。なおこの断面図の基礎となった、40-2、40-3の2本の試錐柱状図を図一10に示す。以下これらの図によって、前章までに述べた研究結果を基とし火山性地すべりの素因について考察することとする。

(1) 滑性化帯

地すべりの素因のうち最も注意せねばならないのは滑性化帯の存在である。すでに詳述したようにこの粘土は



図一10 試錐柱状図

大涌谷では液性限界を超えた高い含水状態で賦存していることが多く、僅かの衝撃で容易に流動化する危険性を包蔵している。図一5北半部に示す断層は滑性化帯に生じたもので恐らく現在も運動が続いているのではないかと考えられる。また滑性化帯の分布が昇華硫黄と関係が深い点から見て、大涌谷における現在および過去の噴気作用が大部分沢の南側にあり、大規模な崩落がすべて南側で起っていることは特に重視する必要がある。たとえば現在調査地の西尾根では数条の亀裂が発生し、成長しつつあるが、この付近一帯には昇華硫黄が分布しており恐らく滑性化帯に関係ある運動ではないかと考えられる。

また図一8、図一9に示すように大涌谷の湾曲部に接する南側の部分は、ごく近い過去に地すべりが起ったと

推定される所である。その滑り面と思われる角礫まじりの粘土帯も試錐で確認されたが、その主要な滑り面の一つと思われる最上部の角礫帯には滑性の強い粘土が明らかに認められた (図—10 40—3)。

これらの現象は滑性化帯の存在が地すべりにきわめて関係深いことを予想させるものである。

(2) 強粘化帯および原地質による変質作用の規則

次に地すべりとの関係で注意する必要があると思われるのは強粘化帯の存在である。

この種の粘土は可塑性が強く、液性限界も 100 以上でそれ自体が流動化する可能性は比較的少ないと思われる。しかしこの粘土が層状に賦存している場合には、この上面に不透水面が形成されるため地下水の異常な集中を招き大規模な滑落の滑り面となる可能性がある。たとえば断面図に示すように凝灰角礫岩層は地下深部においても

選択的に変質されて強粘化帯に変わっている。したがって図—12に示す過去の地すべりにおいても最下部の凝灰角礫岩層の上面が滑り面の役割を果たした可能性が高い。

また南端の崩落岩の頂部には粘土化した凝灰角礫岩が現われている。同じような状況はその東側に並ぶ崩落崖にも認められる。恐らくこの粘土帯の表面に水が集中するため丁度その露頭線が崩落崖の上限を規制することとなったものであろう。

変質帯の中で特に地すべりに関係が深いと思われるのは上記2種類の粘土であるが弱粘化帯の果たす役割についても今後検討が必要である。なお、滑性化帯の存在は大涌谷で始めて見出されたもので、その成因、滑性を生ずる原因などについて今後重点的に研究を進めて行く予定である。

参 考 文 献

- (1) 小出 博(1955) 日本の地すべり
- (2) 藤井紀之(1965) 別府産 Quick clay について。第9回粘土科学討論会講演。
- (3) G. Brown(1961) X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Min. Soc., London.
- (4) 須藤俊男他(1963) 沸石の鉱物学的諸問題。粘土科学, Vol. 4, No. 3.
- (5) M. Sato(1962) Tridymite Crystals in Opalin Silica from Kusatsu, Gunma Pref. Min. Jour. Jap., Vol. 3, No. 5~6.
- (6) D.E. White(1955) Thermal Spring and Epithermal Ore Deposits. Econ. Geol., 15th Anniv., Vol., Part I.
- (7) H. Mukaiyama(1959) Genesis of Sulphur Deposits in Japan. Jour. Sci. Tokyo Univ., Sec. II, Vol. xI, No. 30.