熱水変質帯地すべりの地質的特徴－北海道生田原南地すべり地域の例－

Geological characteristics of hydrothermal alteration zone landslides : Example from the Ikutahara-Minami landslide area, Hokkaido, Japan

前田寛之^{a)*}, 納谷 宏^{b)}, 植松 聡^{b)}, 河野勝宣^{c)}

Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA, Satoshi UEMATSU and Masanori KOHNO

Abstract

One ancient large-scale landslide, as well as recent small-scale and ancient middle-scale landslides in the Ikutahara-Minami landslide prevention area can be classified as hydrothermal alteration zone landslides (HAZLs) based on their bedrock geology, and as hydrothermally altered rockslide, and as debris or earth slide, respectively, based on the landslide body. The large-scale HAZL occurred on the hydrothermally argillized zone composed of the smectite-analcite subzone of early-stage regional hydrothermal alteration and the illite-interstratified illite/smectite mineral subzone of early-stage neutral-type vein-related alteration in the Kitanooh fossil hydrothermal system. The middle and small-scale HAZLs occurred on the smectite-clinoptilolite subzone of the early-stage regional hydrothermal alteration and the K-feldspar, illite, and interstratified illite/smectite mineral zones of the early-stage neutral-type vein-related alteration. The bedrock of the K-feldspar and illite zones, in particular, contains characteristic swelling clay minerals such as interstratified illite/smectite minerals and smectite. The HAZL occurrence, therefore, is closely related to the swelling clay minerals-bearing hydrothermal alteration zones, regardless of the size of the landslides.

Key words : hydrothermal alteration zone landslide (HAZL), hydrothermally altered rockslide, debris slide, earth slide, swelling clay minerals

和文要旨

生田原南地すべり地域の古期大規模地すべりとその脚部の生田原南地すべり防止区域における古期中規模および最近の小規模地すべりは、基岩地質による分類では、熱水変質帯地すべり、また、移動体構成物質による分類では、それぞれ熱水変質岩地すべりと、岩屑地すべりまたは土砂地すべりである。古期大規模地すべりは、主に北ノ王化石熱水系前期ステージ広域変質帯のスメクタイトーアナルサイト亜帯と同前期ステージ脈際中性帯のイライトーイライト／スメクタイト混合層鉱物帯からなる熱水性粘土化帯で発生している。一方、生田原南地すべり防止区域の中規模および小規模地すべりは、前期ステージ広域変質帯のスメクタイトークリノタイロライト帯と、前期ステージ脈際中性帯のカリ長石帯、イライト帯およびイライト／スメクタイト混合層鉱物帯で発生しているが、カリ長石帯やイライト帯においてもイライト／スメクタイト混合層鉱物やスメクタイトを特徴的に含む。したがって、熱水変質帯地すべりの発生は、規模の大小を問わず、膨潤性粘土鉱物を含む熱水変質帯と密接な関係を持つ。

キーワード：熱水変質帯地すべり、熱水変質岩地すべり、岩屑地すべり、土砂地すべり、膨潤性粘土鉱物

1. 緒 言

北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田原市街地東部に隣接する山腹から山麓には、滑落崖の高さ約80 m、幅約800m、全長約1,800mの古期大規模地すべり地形が見られ(図-1)、この地すべりのすべり面粘土(有機質シルト)から $19,750 \pm 90$ yr BPの ^{14}C 年代が得られている¹⁾。この古期大規模地すべり移動体脚部の標高180~245mの斜面において、幅800m、奥行き150mの10.85haの範囲が生田原南地すべり防止区域に指定された¹⁾。この地すべり防止区域における五つの地すべりと二つの崩壊をそれぞれ生田原神社地すべり、生田原野球場地すべり、生田原公園地すべり、F地すべりおよびH地すべりと、C崩壊およびG崩壊と仮称し^{1),2)}(図-2)、これらの規模および基岩の熱水変質帯を表-1に示す。また、これらの地域を生田原南地すべり地域と呼ぶことにする。ここで、熱水変質帯地すべりとは、地すべりの地質学

的分類の一つであり、地質時代および歴史時代の火山-熱水系によって形成された熱水変質帯で発生する地すべりのことである³⁻⁶⁾。温泉地すべり⁷⁾や火山性地すべり(噴気変質帯型地すべりおよび旧変質帯型地すべり)⁸⁾はこの熱水変質帯地すべりに相当する。例えば、日本における熱水変質帯地すべりには、青森県浅虫温泉および八甲田地すべり、宮城県鬼首温泉および鳴子温泉地すべり、群馬県万座および熊池地すべり、神奈川県早雲山および大涌谷地すべり、大分県明礬地すべりなどがある^{7),9),10)}。これらの熱水変質帯地すべりは主に活熱水系に由来する噴気ガスによって形成された酸性熱水変質帯において発生した。2001年万座地すべり(狭義)および熊池崩壊-流動は、台風の接近に伴う豪雨によって、草津-白根活火山の熱水系によって形成された中性および酸性熱水変質帯において発生した¹⁰⁾。また、熱水変質帯地すべりは、四国における中央構造線に沿う熱水性スメクタイト帯やスメクタイトを含む混合層鉱物帯においても発生している^{11),12)}。一方、筆頭著者は、これまで、熱水変質帯の帯状配列と地すべり地形分布との関係を検討し、熱水変質帯地すべりは主に膨潤性粘土鉱物で特徴づけられるイライト／スメクタイト混合層鉱物帯およびスメクタイト帯や膨潤性粘土鉱物を含むゼオライト帯と密接であること

* 連絡著者 / corresponding author

a) 国立大学法人北見工業大学工学部社会環境工学科
Department of Civil and Environmental Engineering, Faculty of Engineering, National University Corporation Kitami Institute of Technology
〒090-8507 北海道北見市公園町165
165, Koen-cho, Kitami 090-8507, Japan

b) 明治コンサルタント(株)
Meiji Consultants Co., Ltd.

c) 国立大学法人北見工業大学大学院工学研究科
Graduate School of Engineering, National University Corporation Kitami Institute of Technology

図一 北海道生田原地すべり防止区域および生田原南地すべり防止区域位置図と古期大規模地すべり地形図(国土地理院発行5万分の1地形図「生田原」を使用)
Fig. 1 Location map of the Ikutahara and Ikutahara-Minami landslide prevention areas and an ancient large-scale landslide topographic map in Engaru Town, northeastern Hokkaido, Japan. The topographical map is part of a 1:50,000 map of Ikutahara from the Geographical Survey Institute of Japan.

を明らかにしてきた^{2), 3), 6), 13-21)}。具体的には、熱水変質帯地すべりは、北海道北東部、遠軽町生田原-北見市留辺蘂町金華地域の上部中新統生田原層および矢矧層分布域ではイライト/スメクタイト混合層鉱物帯やスメクタイト

図二 生田原南地すべり防止区域における地すべり地形図およびボーリング位置図
Fig. 2 Landslide topographic map and boring site map in the Ikutahara-Minami landslide prevention area

表一 生田原南地すべり防止区域における地すべりおよび崩壊の特徴
Table 1 Characteristics of landslides in the Ikutahara-Minami landslide prevention area

Landslide name	Width (m)	Total length (m)	Height of scarp (m)	Hydrothermal alteration zone developed in bedrock
Ikutahara Shrine Slide	150	140	2.0	III/Smc, Kfs-III/Smc, and Kfs-III
Ikutahara Ballpark Slide	25	20	1.5	Kfs-III/Smc
Ikutahara Park Slide	150	100	2.0	Kfs-III, Kfs-III/Smc, and Kfs-Smc
F Slide	120	70	3.5	Smc-Cpt
H Slide	80	40	2.0	Kfs-III
C Collapse	10	10	0.5	Kfs-III/Smc and Kfs-Smc
G Collapse	30	50	1.0	Kfs-III

Abbreviations: III/Smc = interstratified illite/smectite mineral zone, Kfs-III = K-feldspar-illite subzone, Kfs-III/Smc = K-feldspar-interstratified illite/smectite mineral subzone, Kfs-Smc = K-feldspar-smectite subzone, Smc-Cpt=smectite-clinoptilolite subzone.

ト帯³⁾のほか、カオリン鉱物帯およびイライト帯³⁾やスメクタイトを含むモルデナイト帯¹³⁾で、また、北海道東部、弟子屈町札友内-奥春別地域の上部中新統オテシカウシナイ層分布域ではイライト/スメクタイト混合層鉱物帯¹⁸⁾で、同ハナクシベ層およびシケレベ層分布域ではスメクタイト帯、スメクタイトを含むモルデナイト帯およびスメクタイトを含むローモンタイト帯⁶⁾で発生している。生田原地すべり防止区域(図-2)では、古期地すべり基岩がスメクタイトを含むモルデナイト帯である¹³⁾のに対して、生田原南地すべり地域の古期大規模地すべりでは、すべり面粘土がスメクタイトを含むアナルサイト帯起源である²⁾。ただし、熱水変質帯地すべりは、これらの熱水変質帯の全域で発生している訳ではなく、地質構造^{3), 6), 22)}、特に流れ盤の構造、キャップロック構造、熱水変質岩の力学的性質^{2), 22), 23)}や水理環境などにも規制されている。

本論文は、生田原南地すべり地域の熱水変質帯地すべりに関する空中写真判読、地表踏査、ボーリング調査および粉末X線回折試験データを総合的に解析し、古期大規模地すべりとその移動体脚部における中規模および小規模地すべりの地質的特徴を浮彫にすることを目的としている。

2. 地質環境の概要

生田原南地すべり地域の地質は、上部白亜系~古第三系暁新統湧別層群を基盤岩とし、主に上部中新統生田原層および矢矧層、後期中新世の上生田原山流紋岩岩脈類、第四系更新統山麓緩斜面堆積物、河成段丘堆積物および

古期地すべり堆積物と、完新統沖積扇状地堆積物、土石流堆積物および沖積層からなる(図-3)。これらの地質のうち、地すべりの基岩や移動体は主に生田原層構成岩である。生田原層は、本地域に広く分布し、主に凝灰質礫岩、砂岩および泥岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩溶岩および安山岩溶岩からなる陸成層である。これらの岩類は続成作用、熱水変質作用および風化作用を受けている。生田原層の地質構造はNNW-SSE方向の褶曲軸を持つ背斜構造および向斜構造で特徴づけられる(図-3)。

3. 試料および試験方法

3.1 試料

試料は、主に古期大規模地すべり滑落崖および側方崖と、移動体脚部とそれらの周辺の地表からハンマーを使って採集した転石178個と、ボーリングコア119個の熱水変質岩である。なお、古期大規模地すべりは、ボーリングD-3号孔(図-2)において、すべり面直下の基岩が生田原層の上位の矢矧層からなり、すべり面直上の移動体が生田原層起源であることを確認したことと、このボーリングサイトと地すべり先端との距離とに基づくと、約200m以上移動したとされる¹⁾が、この地すべり右側方崖非変動域のスメクタイト-ゼオライト帯とイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯との境界と、移動体脚部におけるI-3号孔ボーリングサイト(図-2)のスメクタイト-ゼオライト帯(図-4, 5, 6)がほぼ連続していたと仮定すると、現在の熱水変質帯の分布も、約200m移動したことを支持している。したがっ

図-3 生田原南地すべり地域の地質図

Fig. 3 Geological map of the Ikutahara-Minami landslide area and environs

て、生田原南地すべり防止区域は現在の位置より約200 m上方斜面上にあったことになり、旧生田原川の浸食作用などを誘因として古期大規模地すべりが活動して現在の位置を占めていると考えられる。

3.2 粉末X線回折試験

コア試料の岩屑や土砂は、自然乾燥後、指でほぐして75 μ m未満の細粒分と礫分に分けてデータを取った。熱水変質鉱物は粉末X線回折(XRD)法による不定方位データによって同定した。特に、粘土鉱物は、主な試料について、水簸によって2 μ m以下の粘土粒子を集め、定方位およびエチレングリコール処理データによって同定した。

X線回折装置は株式会社リガク製Rint Ultima⁺を用い、実験条件はCu K α , 30kV, 20mA, 時定数1秒, スリット系1°-0.3mm-1°, 走査速度1°/分, チャート速度10mm/分, フルスケール1,000c.p.s.である。

4. 結果および考察

4.1 地すべり基岩および移動体

生田原南地すべり地域における古期大規模地すべりと古期中規模および最近の小規模地すべりの基岩は主に新第三系上部中新統生田原層の平行葉理や波状葉理を持つ細粒凝灰岩、凝灰質泥岩、凝灰質砂岩、凝灰質礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩などからなる。これらの地すべり基岩は、まず、熱水変質作用によって珪化または粘土

化して白色熱水変質岩となり、次に、風化作用によって熱水変質岩中の、主にパイライト(黄鉄鉱)がゲーサイト(針鉄鉱)化して黄褐色風化岩となっている。それゆえ、地すべり移動体は主に基岩起源の熱水変質岩、風化・熱水変質岩(熱水変質作用および風化作用を重複して受けた岩石)、岩屑、土砂などからなる。岩屑や土砂中の礫分は、様々な程度に熱水性珪化または粘土化し、さらに風化した、主に細粒凝灰岩からなるが、シリカシンターや脈石英なども見られる。

4.2 地質構造と地すべりとの関係

古期大規模地すべりと基岩の走向・傾斜との関係は、地すべり移動体頭部～胴部では20°以下の流れ盤、胴部～脚部では18°以下の受け盤の構造であるので、生田原南地すべり防止区域の中規模および小規模地すべりでは10°程度の受け盤の構造である(図-2, 3)。

4.3 熱水変質帯と地すべりとの関係

4.3.1 熱水変質帯の区分

本地域は、後期中新世から前期更新世にかけて、陸上火山-熱水活動が大規模に生じ²⁴⁾、後期中新世と前期鮮新世～前期更新世の大きく二回の北ノ王浅熱水性金銀鉱化作用に伴う熱水変質作用を重複して受けている。一回目に当たる北ノ王化石熱水系前期ステージ(以下、「前期ステージ」と記す。)熱水変質作用は、広域変質帯のスメクタイト-ゼオライト帯と、これを切って発達する、

Stage	Early stage										Late stage		
	Regional alteration zone			Vein-related neutral alteration zone							Vein-related acid alteration zone		
	Smectite-zeolite zone			Ill/Smc zone	Illite zone		K-feldspar zone				Halloysite zone	Kaolinite zone	Dickite zone
	Smc-Cpt	Smc-Mor	Smc-Anl		Ill-Ill/Smc	Ill-Qtz	Kfs-Smc	Kfs-Ill/Smc	Kfs-Ill	Kfs-Qtz			
Quartz													
Opal-A													
Opal-CT													
K-feldspar													
Albite													
Illite													
Chlorite													
Int. Ill/Smc													
Smectite													
1.0 nm Halloysite													
0.7 nm Halloysite													
Kaolinite													
Dickite													
Nacrite													
Clinoptilolite													
Mordenite													
Analcite													
Alunite													
Pyrite													

Major occurrence

Minor occurrence

図-4 生田原南地すべり地域における熱水変質帯の鉱物組合せ(Int. Ill/Smc: イライト/スメクタイト混合層鉱物, Smc-Cpt: スメクタイト-クリノタイロライト亜帯, Smc-Mor: スメクタイト-モルデナイト亜帯, Smc-Anl: スメクタイト-アナルサイト亜帯, Ill/Smc zone: イライト/スメクタイト混合層鉱物帯, Ill-Ill/Smc: イライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯, Ill-Qtz: イライト-石英亜帯, Kfs-Smc: カリ長石-スメクタイト亜帯, Kfs-Ill/Smc: カリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯, Kfs-Ill: カリ長石-イライト亜帯, Kfs-Qtz: カリ長石-石英亜帯)

Fig. 4 Mineral assemblages of hydrothermal alteration zones in the Ikutahara-Minami landslide area. Int. Ill/Smc=interstratified illite/smectite minerals; Smc-Cpt=smectite-clinoptilolite subzone; Smc-Mor=smectite-mordenite subzone; Smc-Anl=smectite-analcite subzone; Ill/Smc zone=interstratified illite/smectite mineral zone; Ill-Ill/Smc=illite-interstratified illite/smectite mineral subzone; Ill-Qtz=illite-quartz subzone; Kfs-Smc=K-feldspar-smectite subzone; Kfs-Ill/Smc=K-feldspar-interstratified illite/smectite mineral subzone; Kfs-Ill=K-feldspar-illite subzone; Kfs-Qtz=K-feldspar-quartz subzone.

晶洞質石英脈や石英-アデュラリア(氷長石)脈を胚胎する脈際中性帯のカリ長石帯, イライト帯およびイライト/スメクタイト混合層鉱物帯とで特徴づけられる(図-4)。一方, 二回目に当たる北ノ王化石熱水系後期ステージ(以下, 「後期ステージ」と記す。)熱水変質作用は, 前期ステージ熱水変質帯を切って発達する, 石英-アルナイト(明バン石)脈や石英-ディッカイト脈を胚胎する脈際酸性帯のディッカイト帯, カオリナイト帯およびハロイサイト帯で特徴づけられる(図-4)。

古期大規模地すべりおよび生田原南地すべり防止区域の中規模および小規模地すべりの基岩および移動体から同定された熱水変質鉱物および熱水変質帯の鉱物組合せを図-4に, 地表熱水変質帯分布図を図-5および図-6に, 生田原神社地すべり北側のAユニットにおける熱水変質帯および風化帯の縦断面図を図-7に示す。

熱水変質帯のうち, 酸性帯は, 古期大規模地すべり滑落崖付近にはよく発達するが, 生田原南地すべり防止区域ではほとんど見られない(図-5, 6)ので, 次の各熱水変質帯の記載では酸性帯を省略する。

カリ長石帯は, 生田原南地すべり地域において比較的広く分布し(図-5, 6, 7), 石英およびカリ長石を主とする珪化帯であるが, 少量のイライト, クローライト(緑泥石), イライト/スメクタイト混合層鉱物, スメクタイト, パイライトなどを伴う。この変質帯は, 粘土鉱物が不定方位XRD試験の検出限界未満の場合をカリ長石-石英亜帯, また, それが検出限界以上の場合には, 共生粘土鉱物に基づく, カリ長石-イライト亜帯, カリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯およびカリ長石-スメクタイト亜帯に細分される(図-4)。

イライト帯は, 古期大規模地すべり滑落崖および右側方崖の非変動域に比較的広く分布する(図-5)とともに, 生田原南地すべり防止区域南部ではカリ長石-イライト亜帯中に局所的に(図-6), また, 生田原神社地すべりAユニット縦断面では比較的広く(図-7)分布する。この変質帯は, 石英およびイライトを主とし, 少量のクローライト, イライト/スメクタイト混合層鉱物, スメクタイト, パイライトなどを伴い(図-4), また,

イライト/スメクタイト混合層鉱物を含まないイライト-石英亜帯の珪化帯とそれを含むイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯の粘土化帯とに細分される

図-6 生田原南地すべり防止区域における地表熱水変質帯分布図

Fig. 6 Distribution of hydrothermal alteration zones in the Ikutahara-Minami landslide prevention area

図-5 生田原南地すべり地域の古期大規模地すべり周辺における地表熱水変質帯分布図

Fig. 5 Distribution of hydrothermal alteration zones in the ancient large-scale Ikutahara-Minami landslide area and environs

図-7 生田原神社地すべりAユニットにおける熱水変質帯および風化帯の縦断面図

Fig. 7 Profile of hydrothermal alteration zones and weathering zones in an A unit of the Ikutahara Shrine Slide

(図-4)。

イライト/スメクタイト混合層鉱物帯は、生田原南地すべり防止区域南部ではカリ長石-イライト亜帯やカリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯と帯状に配列する(図-6)。この変質帯は、石英およびイライト/スメクタイト混合層鉱物を主とし、少量のクロライト、スメクタイト、アナルサイト(方沸石)、パイライトなどを伴う粘土化帯である(図-4)。

スメクタイト-ゼオライト帯は生田原南地すべり地域西部において狭く分布し(図-5, 6)、スメクタイトを主とし、少量のオパールA、オパールCT、石英、クリノタイロライト(斜沸石)、モルデナイト(モルデン沸石)、アナルサイト、パイライトなどを伴う粘土化帯である。この変質帯は、共生ゼオライトに基づく、スメクタイト-アナルサイト亜帯、スメクタイト-モルデナイト亜帯およびスメクタイト-クリノタイロライト亜帯に細分される(図-4, 6)。

4.3.2 熱水変質帯の帯状配列と地すべりとの関係

(1) 古期大規模地すべり地域

古期大規模地すべりの基岩は主に生田原層の熱水変質火砕岩や碎屑岩からなる。滑落崖は、急斜面で、NE-SW方向を持ち(図-1, 5)、シリカシンターや晶洞質石英細脈や網状脈を胚胎する、前期ステージ脈際中性帯のカリ長石-石英亜帯やイライト-石英亜帯と後期ステージ脈際酸性帯のディッカイト帯が重複して形成された珪化帯に支配されている(図-5)。一方、右側方崖の非変動域は、緩斜面で、その上部から下部へ、大部分イライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物亜帯およびスメクタイト-モルデナイト亜帯やスメクタイト-クリノタイロライト亜帯の熱水性粘土化帯であるのに対して、左側方崖の非変動域の上部は、比較的急斜面で、ENE-WSWに伸長した、主にカリ長石-石英亜帯からなる珪

化帯であり、その下方斜面は北ノ王金山操業時に地形改変され、現在、牧草地のため、詳細不明である(図-5)。したがって、この地すべりは、滑落崖と左側方崖の上部が少なくとも珪化帯と粘土化帯の境界に支配され、全体として粘土化帯において発生したと考えられる。特に、滑落崖およびその上方斜面の珪化帯中には、晶洞質石英細脈や網状脈が胚胎するため、主にその晶洞中に包蔵された地下水が滑落崖へ供給され、地下水脈は大きく左右の側方崖に沿って流下すると推定される。それゆえ、主に地すべり移動体の熱水性粘土化岩は、滑落崖および側方崖から供給された地下水の化学的風化作用によって風化・熱水変質岩となり、風化生成のゲーサイトなどの粘土分が増加するとともに、点荷強さや一軸圧縮強さなどの力学的性質が小さくなると考えられる。したがって、地すべり移動体は熱水性粘土化作用と風化による粘土化作用を重複して受けていると考えられる。

熱水変質帯の伸長方向は、滑落崖ではNE-SWであるが、移動体頭部~脚部の基岩では大部分NW-SE, NNW-SSE, N-SおよびNNE-SSWであるので、この地すべりは、これらの伸長方向を切って、東北東から西南西へ移動している。また、この古期大規模地すべり脚部の標高244.66m地点から総掘進長78.00mの垂直ボーリングI-3号孔が掘削され(図-2)、この地すべりのすべり面はボーリング孔の深度62.8mの細粒凝灰岩中にあるとされる¹⁾。このボーリング孔では、10cm以上の棒状コアがほとんどなく、大部分のコアが細かく割れている。この孔の深度約55mを境にして下部がスメクタイト-アナルサイト亜帯、上部がスメクタイト-クリノタイロライト亜帯であるが、そのすべり面と接する細粒凝灰岩の鉱物組成は、不定方位XRDデータに基づく、中量の石英、少量の長石およびスメクタイト、微量のアナルサイト、クリノタイロライト-ヒューランダイト(輝沸石)

系鉱物などからなる²⁾。さらに、熱水変質帯のうち、点載荷強さ減少率が60%以上のイライト/スメクタイト混合層鉱物帯、スメクタイト帯、イライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯などの熱水変質岩では、強制湿潤状態における点載荷強さが大幅に低下し、地表水や地下水が地盤の強さ低下を促し、地すべりを発生させる可能性があると考えられる²⁴⁾。したがって、この地すべり移動体脚部におけるデータと滑落崖および移動体頭部~胴部の地形、地質構造および熱水変質帯データとに基づくと、古期大規模地すべりは、滑落崖と左側方崖の上部がカリ長石-石英亜帯、イライト-石英亜帯、ディッカイト帯などの珪化帯とイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯の粘土化帯との境界に規制され、かつ、移動体頭部~胴部の基岩における20°以下の流れ盤と、胴部~脚部の基岩における18°以下の受け盤の構造に支配され、また、局所的に珪化帯を伴うイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯やスメクタイト-アナールサイト帯の熱水性粘土化帯の中の膨潤性粘土鉱物を含む熱水変質岩をすべり面として発生したと考えられる。以上のことから、古期大規模地すべりは、基岩地質に基づくと、熱水変質帯地すべりに分類でき、また、移動体構成物質に基づくと、熱水変質岩地すべり²⁵⁾に分類できると結論した。

(2) 生田原南地すべり防止区域

生田原南地すべり防止区域における地表熱水変質帯分布の特徴は、前期ステージ広域変質帯のスメクタイト-クリノタイロライト亜帯を切って、前期ステージ脈際中性帯のカリ長石-イライト亜帯、カリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯、カリ長石-スメクタイト亜帯、イライト-石英亜帯、イライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯およびイライト/スメクタイト混合層鉱物帯(図-6, 7)が全体として基岩の生田原層の走向にほぼ一致するNNW-SSE方向に伸長していることである(図-6)。

生田原神社地すべり地域における滑落崖の上方斜面地表から下方斜面地表へ、カリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯、カリ長石-イライト亜帯、イライト/スメクタイト混合層鉱物帯およびカリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯がNNW-SSE方向に伸長して累帯している(図-6)。また、この地すべりAユニットの縦断面(図-7)における地表からの垂直深度8.0~14.0m以深の基岩は、Aユニット脚部の垂直ボーリングA-1号孔では地表からの深度22.0mでスメクタイト-クリノタイロライト亜帯を切って、カリ長石-イライト亜帯が見られ、その東側方のAユニット胴部のA-2号孔および頭部のA-3号孔と、さらに東側方のAユニット外のA-4号孔へ、わずかにカリ長石-イライト亜帯を伴うイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯が帯状分布している(図-7)。それゆえ、この地すべりは、これらの変質帯の伸長方向と斜交する

北東から南西へ移動し、主にイライト/スメクタイト混合層鉱物を含む熱水変質帯で発生した岩屑地すべり²⁵⁾である(図-7)。

2000年頃に発生した生田原野球場地すべりは、カリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯を基岩とし(表-1)、移動体が主にカリ長石-イライト帯やイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯(図-6)起源の土砂からなる土砂地すべり²⁵⁾である。

生田原公園地すべり地域には、カリ長石-イライト帯、カリ長石-スメクタイト帯およびカリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯が主にNNW-SSE方向に伸長して累帯している(図-6)。それゆえ、この地すべりは、これらの変質帯の伸長方向と斜交する北東から南西へ移動し、主にイライト/スメクタイト混合層鉱物やスメクタイトを含むカリ長石帯で発生した岩屑地すべりである。

F地すべりは、局所的にカリ長石-イライト帯を包蔵するスメクタイト-クリノタイロライト帯の細粒凝灰岩を基岩とし(表-1, 図-6)、主に風化・熱水変質岩片や鉱物片を移動体とする岩屑地すべりである。

H地すべりは、局所的にカリ長石-スメクタイト帯を包蔵するカリ長石-イライト帯の細粒凝灰岩を基岩とし(表-1, 図-6)、主にそれらの風化・熱水変質岩片や鉱物片を移動体とする岩屑地すべりである。

C崩壊は、地表熱水変質帯分布図(図-6)と崩壊面が植生におおわれず、露出していることに基づくと、カリ長石-スメクタイト帯を包蔵するカリ長石-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯(表-1)で発生した最近の表層崩壊である。

G崩壊は、地表熱水変質帯分布図(図-6)と崩壊面が植生におおわれていることに基づくと、カリ長石-イライト帯(表-1)で発生した古期表層崩壊である。

5. 結 言

生田原南地すべり地域の古期大規模地すべりと生田原南地すべり防止区域における古期中規模および最近の小規模地すべりの地質的特徴は次のとおりである。

- (1) 地すべりは、基岩地質に基づくと、いずれも熱水変質帯地すべりに分類される。一方、移動体構成物質に基づくと、古期大規模地すべりは熱水変質岩地すべり、また、生田原南地すべり防止区域の中規模地すべりでは、生田原神社地すべり、生田原公園地すべり、F地すべりおよびH地すべりは岩屑地すべり、小規模地すべりでは、生田原野球場地すべりは土砂地すべりに分類される。
- (2) 古期大規模地すべりは、滑落崖と左側方崖の上部がカリ長石-石英亜帯、イライト-石英亜帯、ディッカイト帯などの珪化帯とイライト-イライト/スメクタイト混合層鉱物帯の粘土化帯との境界に規制され、かつ、移動体頭部~胴部の基岩における20°以下の流れ盤と、胴部~脚部の基岩における18°以下の受け盤の構造に支

配され、また、局所的に珪化帯を伴うイライト－イライト／スメクタイト混合層鉱物帯やスメクタイト－アナールサイト帯の熱水性粘土化帯の中の膨潤性粘土鉱物を含む熱水変質岩をすべり面として発生したと考えられる。(3) 生田原南地すべり防止区域の古期中規模および最近の小規模地すべりは、スメクタイト－クリノタイロライト帯と、それを切って基岩の走向とほぼ平行に伸長して分布するカリ長石帯、イライト帯およびイライト／スメクタイト混合層鉱物帯において発生しているが、カリ長石帯やイライト帯においてもイライト／スメクタイト混合層鉱物やスメクタイトを特徴的に含むので、膨潤性粘土鉱物を含む熱水変質帯と密接な関係を持つと考えられる。

6. 今後の課題

ボーリングデータのある生田原南地すべり防止区域における三次元熱水変質帯分布と地下水の分布、流動方向などの水文地質学的特徴と地すべりとの関係や、熱水変質岩からなる基岩および移動体における風化帯構造や、弱風化、中風化および強風化・熱水変質岩の一軸圧縮強さなどの力学的性質と地すべりとの関係を明らかにする必要がある、今後の課題である。

謝 辞

北海道オホーツク総合振興局網走建設管理部の方々には様々な便宜を図っていただいた。北見工業大学大学院工学研究科土木開発工学専攻修了生関下慶彦氏には野外調査やXRD試験にご協力いただいた。担当編集委員の方々と匿名査読者の方々には建設的なコメントをいただいた。記して、以上の方々に厚くお礼申し上げる。

引用文献

- 1) 納谷 宏・植松 聡・牧野彰人・前田寛之・八幡和則 (2005)：北海道生田原南地すべりの発生機構，第44回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 63－66.
- 2) 河野勝宣・前田寛之 (2010)：軟岩－中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱（縦）点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係－北海道生田原南地すべり移動体の上部中新統生田原層の例－，日本地すべり学会誌（地すべり），Vol. 47, No. 1, pp. 17－25.
- 3) 前田寛之 (1996)：地すべりの地形，地質および変質特性－北海道紋別郡生田原町東部地域の例－，地すべり，Vol. 33, No. 1, pp. 1－8.
- 4) 前田寛之 (1999)：生田原町生田原地すべり，地すべり学会北海道支部北海道の地すべり'99編集小委員会編「北海道の地すべり'99」，地すべり学会北海道支部，pp. 86－90.
- 5) 前田寛之 (2002)：地すべりと変質帯（その1）－地すべりと熱水変質帯との関係－，地すべり技術，Vol. 29, No. 1, pp. 29－37.
- 6) Maeda, H., Sasaki, T., Furuta, K., Takashima, K., Umemura, A. and Kohno, M. (2008)：What is a hydrothermal alteration zone landslide? The relationship between ancient landslides and point load strength of hydrothermal alteration zone rocks in Hokkaido, Japan. Proceedings of The First World Landslide Forum, Global Promotion Committee of The Inter-

- national Programme on Landslides (IPL), pp. 389－392.
- 7) 小出 博 (1955)：日本の地すべり－その予知と対策－，東洋経済新報社，259p.
 - 8) 安藤 武 (1974)：地すべりの分類と地質特性について，地すべり，Vol. 11, No. 1, pp. 32－36.
 - 9) 藤原明敏 (1970)：地すべり調査と解析－事例に基づく調査・解析法－，理工図書，222p.
 - 10) 山崎 勉・小島 健・山崎孝成・小村 徹・横田泰男 (2003)：群馬県万座地域の地すべりと変質，日本地すべり学会誌（地すべり），Vol. 40, No. 1, pp. 68－77.
 - 11) Hasegawa, S., Yoshida, Y., Akagi, W., Tamura, E. and Kanbara, D. (2006)：Rock mass characterization for tunnelling by the geological history of hydrothermal alteration and landsliding, IAEG 2006 Paper number 580, pp. 1－13.
 - 12) 田村栄治・長谷川修一・渡辺弘樹・宮田和幸・矢田部龍一・内田純二 (2007)：中央構造線沿いの熱水変質に起因する地すべり，日本地すべり学会誌（地すべり），Vol. 44, No. 4, pp. 18－32.
 - 13) 前田寛之 (1988)：北海道生田原地すべり地の崩積土とすべり面粘土，地すべり，Vol. 25, No. 1, pp. 13－20.
 - 14) 前田寛之 (1994)：熱水性脈状粘土化帯と地すべりとの密接な関係－北海道金華峠地すべりの例－，地すべり，Vol. 31, No. 1, pp. 21－28.
 - 15) Maeda, H. (1994)：The close relationship between the Yasukuni Slide and a hydrothermal interstratified sericite/smectite zone. Proceedings of The Northeast Asia Symposium and Field Workshop on Landslides and Debris Flows, pp. 349－356.
 - 16) 前田寛之・鈴木俊司・登嶋弘人・山田 司 (1996)：熱水変質帯地すべり－北海道常呂郡留辺蘂町金華地すべり地域の例－，地すべり，Vol. 33, No. 3, pp. 19－24.
 - 17) 前田寛之 (1996)：熱水変質帯地すべり－北海道紋別郡生田原町仁田布川流域の例－，地すべり，Vol. 33, No. 3, pp. 8－12.
 - 18) 前田寛之・佐々木 悟 (1997)：熱水変質帯地すべり－北海道川上郡弟子屈町札友内－奥春別地すべり地域の例－，地すべり，Vol. 33, No. 4, pp. 20－25.
 - 19) Maeda, H. and Hiura, H. (1999)：The Iwato Slide has characteristics of both shear zone slide and hydrothermal alteration zone slide. Landslides－J. of the Jpn. Landslide Soc., Vol. 36, No. 2, pp. 24－31.
 - 20) Maeda, H. and Hiura, H. (2001)：The relationship between the Yasukuni Slide and a hydrothermal interstratified illite/smectite minerals zone. Landslides－J. of the Jpn. Landslide Soc., Vol. 37, No. 4, pp. 1－9.
 - 21) 前田寛之・大口伸生・松本尚巳 (2001)：北海道常呂郡留辺蘂町金華地すべり地域における地すべりハザードマッピング，地すべり，Vol. 38, No. 1, pp. 61－68.
 - 22) 前田寛之 (2006)：熱水変質帯地すべりと熱水変質岩の点載荷強度との関係－東部北海道弟子屈町奥春別地すべり地域および遠軽町生田原南地すべり地域の例－，平成18年度（社）日本地すべり学会シンポジウム講演集，pp. 39－46.
 - 23) 河野勝宣・前田寛之 (2011)：点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性－北海道北東部地域の例－，Journal of MMIJ, Vol. 127, No. 1, pp. 14－19.
 - 24) Maeda, H. (1996)：Relationship between volcanic activity and epithermal gold-silver mineralization: Example from Kitano-oh mine area and vicinity in Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan, Resource Geol., Vol. 46, No. 5, pp. 279－285.
 - 25) 前田寛之 (2008)：地すべり学の発展のため，北海道において，今後，何をすべきか？，北海道地すべり学会・（社）日本地すべり学会北海道支部30周年記念事業実行委員会編CD資料集「北海道の地すべり研究30年」，pp. 1－10.

（原稿受付2010年10月12日，原稿受理2011年4月21日）