

御荷鉾緑色岩類帯の大規模地すべり - 蔭地すべりの変遷過程 -

Movement processes of the Kage Landslide in the Mikabu Greenstone Belt, central Shikoku, Japan

夕 部 雅 丈* 岡 村 眞**

Msatake YUBE

Makoto OKAMURA

Abstract

The Kage Landslide in the Mikabu Greenstone Belt is a well-known large-scale landslide, central Shikoku. Major three landslide events are recognized after 21,300 yBP determined by C14 age analysis from boring cores. Sliding plane mainly consists of smectite-group clay minerals derived from highly weathered hyaloclastite (greenstone group) sheets.

キーワード：年代測定

1. はじめに

四国の地すべりは、中央構造線から仏像構造線の間の三波川帯・御荷鉾帯・秩父帯に主として分布している。これらの北側の領家帯には吉野川左岸の砂岩泥岩互層地域に分布するのみであり、また南側の四万十帯にはほとんど無いといっていい位にまばらに点在するだけである。この中で三波川帯は地すべりの数は多いが、御荷鉾帯は地すべり分布密度が最も高くなっている。

高知県長岡郡大豊町の蔭地すべりは、御荷鉾緑色岩類帯の大規模地すべりとして知られている。現地踏査ならびに、地すべり調査のボーリング・コアから採取した試料を用いて、X線回折による鉱物の同定やC¹⁴による年代測定等を行った結果、蔭地すべりの発生時期とこれまでの斜面崩壊の変遷過程が明らかとなったので報告する。

2. 御荷鉾緑色岩と御荷鉾帯地すべりの特徴

御荷鉾帯は三波川帯の南縁部に四国西部から関東山地まで800km以上にわたって分布する、主として塩基性火山岩と超苦鉄質-苦鉄質集積岩より構成される地質帯である(図-1)。

四国における御荷鉾帯の分布は、三波川帯と秩父累帯の境界にそって、南北最大幅5km、東西延長数十kmにおよぶレンズ状で断続的に分布している。なお高知県中央部の土佐町西石原-池川町のあいだは、御荷鉾緑色岩

類が分布せず、三波川帯と秩父累帯が直接接している。

2.1 御荷鉾緑色岩の特徴

御荷鉾帯の岩石は『超苦鉄質-苦鉄質の集積岩・角閃石に富む岩脈群および塩基性火山岩と若干のチャートおよび石灰岩より構成される。塩基性火山岩は、ハイアロクラスタイトおよび枕状溶岩からなり、海底の火山活動を示唆する。超苦鉄質-苦鉄質の集積岩は、かんらん石集積岩およびかんらん石単斜輝石集積岩から構成され、かんらん石、Crスピネル、単斜輝石、斜長石、角閃石、黒雲母、斜方輝石からなる。塩基性火山岩は、かんらん石、Crスピネル、単斜輝石、斜長石からなる。火成年代は150Ma前後』²⁾とされている。

ところで御荷鉾緑色岩には、片状のものと塊状のものがある。片状のものは、主としてアクチノライトとクロライトから構成されており、塊状のものはこれらに加え

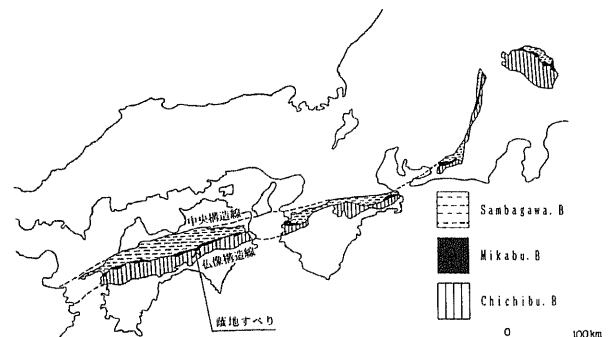


図-1 御荷鉾帯の分布と蔭地すべりの位置図

* 高知県自治研修所

** 高知大学

アルバイトの量や鉱物種が多くなる。片状の緑色岩はガラス質の部分と比較的結晶質の微細な部分からなり、変状の度合いが強くなるほど強度が弱く、割れ易くなる傾向がある。さらに片状の緑色岩は、片状方向とこれに直角方向にも亀裂が入っており、亀裂にはカルサイトやアルバイト、クォーツなど白色の鉱物が充填されている場合もある。この充填鉱物にそっても破碎され易い。これらのことは、御荷鉾緑色岩が深層風化する一つの要因となっており、また構成鉱物は風化に敏感で、すべり面粘土を生成しやすいため、地すべり多発地帯となっている。

2.2 地すべりの特徴

御荷鉾帯の地すべりの斜面勾配はおおむね20度以下と三波川帯、秩父帯の地すべりにくらべるとゆるく、地下水位が高いため田が多く耕作されている。地すべりは、年間を通じてクリープ的に滑動している。

3. 蔭地すべり

3.1 蔭地すべりの概要

蔭地すべりは、大豊町にあって一級河川吉野川一支南小川左岸に位置する。昭和33年に地すべり地に指定され、指定面積は73ha（耕地51.0ha、田31.0ha、畑20.0ha）、林地20.0ha、その他2.0ha）で家屋数は26戸である。こ

のように、四国山地の中央部の山中にあっては耕地面積が70%を占め、生産性の高い土地利用がなされている。近年は標高800mという、夏に涼しい気候を利用して、晩夏から初秋に出荷するトマトの栽培が行われている。

3.2 蔭地区の地形

「御荷鉾緑色岩類層では、面的剝削が卓越して谷の発達が遅れ、全体としては低くなるが、地形は丸味を帯びた緩やかな山容を形づくる」¹⁾ため、蔭地区でも同様の地形を呈し、地すべり地の平均斜面勾配は18°である。ただし、地すべり地末端の東西両サイド外側の黒色泥質片岩部は、岩質を反映し急勾配となっている。

「中村慶三郎（1964）は、蔭は奥行2km幅1kmの大規模マス・ムーブメント跡で、動きは常習的だ」²⁾としている。マス・ムーブメントが発生した証拠としては、①末端部の東西隣接地は黒色泥質片岩が存在するが（図-3）、地すべり地内は緑色岩類の崩積土であること、②地すべり地頭部にマス・ムーブメントによって滑落したと考えられる急斜面（滑落崖）が存在すること、③ボーリング・コアでも、黒色泥質片岩と緑色岩の境界ではマス・ムーブメント時に形成されたと思われる亜円れき層が存在すること、④ボーリング・コアの観察から緑色岩崩積土の中に、黒色泥質片岩が混じっている部分があったこと、⑤同じくボーリング・コアの中に黒色のシルト質砂の水成堆積層（せき止湖堆積物）ができたことなどである。

また、四国山地は第四紀だけで1,000mの隆起が考えられており、山地の隆起に伴い、浸食が下流から上流へ波及し、河床では遷移点、斜面では浸食前線となって、今日でも上方へ進行している³⁾。南小川でも同様に河床勾配は急で（図-4）床固工が多数施工されており、昭和29年には大浸食崩壊が起こっている。

地すべり末端部は浸食崖で38°の勾配をしており、それより上方は18°の御荷鉾帯地すべり本来の緩斜面勾配

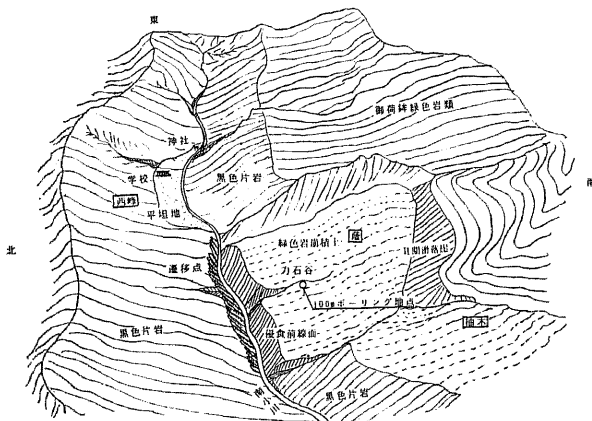


図-2 蔭地すべり鳥瞰図



写真-1 蔭地すべりの全景

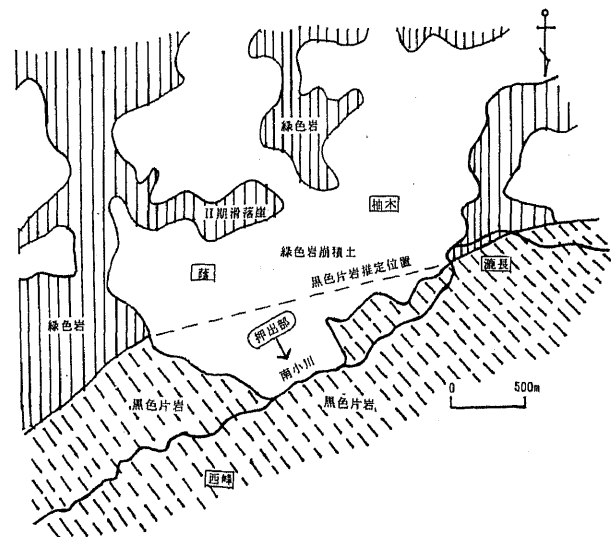


図-3 蔭地すべり地質図

であることから(図-5)、現在の地すべり現象は、過去の大規模マス・ムーブメントにより活動した大土塊が、昭和29年の南小川の末端浸食で先端解放されたため、地すべりが再滑動したものと考えられる。なお、現在地すべりとして滑動している区域内の東側頭部地点には、線状凹地や空池が見られる。

3.3 蔭地すべり地の地質

蔭地区の地質は三波川帯の南縁の御荷鉾層である。当地区付近の御荷鉾層は、北半部が黒色の泥質片岩で南半部が緑色岩類である。この黒色泥質片岩と緑色岩類の境界付近を吉野川一支の南小川が西南西に流下している。南小川添いは両岸共黒色泥質片岩であるが、上流部左岸に位置する蔭地区においては、前述したように巾約1kmにわたって過去の大マス・ムーブメントによって押し出された緑色岩の崩積土となっている。なお黒色泥質片岩と緑色岩類の境界は断層関係にあると考えられているが

明瞭にはなっていない。また西石原断層(いわゆる御荷鉾構造線)は地すべり地南側の尾根を越えたところにある(図-6)。

蔭地区における、黒色の泥質片岩と緑色岩の関係は、昭和31年の高知県の南小川砂防調査報告書には、北落ちの断層が書かれており、また、地質図からも北落ちの断層となるように見受けられる(図-3参照)。

また、ボーリング・コア内の緑色岩粘土の間に黒色泥質片岩起源の黒色粘土が挟まれていたことを先に述べたが、このことも北落ち断層上部南端の泥質岩が、上方緑色岩崩壊時に取り込まれたと考えると整合する。

蔭地区で採取された緑色岩類は、ハイアロクラスタイトが主であるが、他に斑れい岩、蛇紋岩、枕状溶岩、ピロープレッチャがある。枕状溶岩は変形しており、(長さ):(短径):(厚さ)の比は、(3~4.5):(3~3.5):(1.0)である。

なお、付近の緑色岩類帯の北半はハイアロクラスタイトなど片状の緑色岩帯で地すべりが分布するが、南半は斑れい岩質などの塊状の緑色岩となっており、地すべりは極端に少なく、ほとんど発生していないといつてよい。

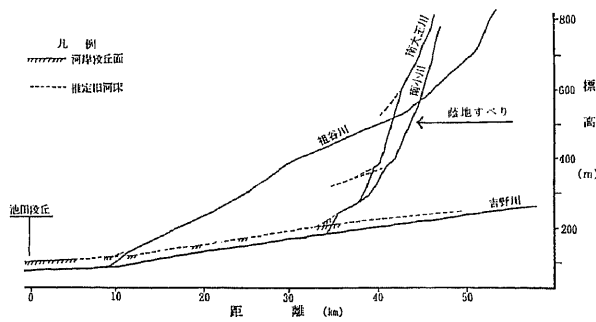


図-4 南小川河床縦断面図¹⁸⁾

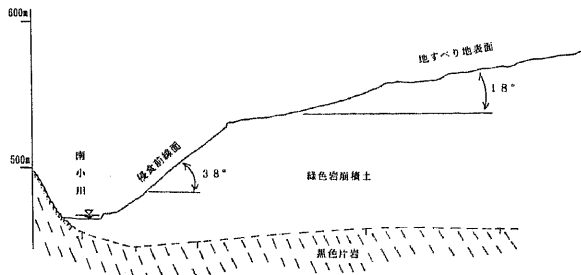


図-5 蔭地すべり末端部断面図

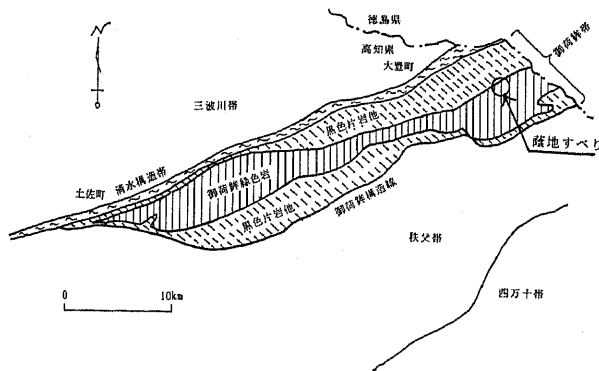


図-6 蔭周辺地質図⁴⁾

4. せき止め湖の形成と堆積物からの年代測定

平成7年度蔭地すべりのボーリング調査において、南小川から200m南側の河床からの比高およそ100m地点(図-2参照)のボーリング・コア(H7-5)94.3~96.3m(現河床とほぼ同じ高さ)で水成堆積層(せき止め湖堆積物)と思われる黒色の粘土混り砂層約2mが出てきた(図-7および写真-2)。この層の試料20cmを塩化亜鉛(比重1.3に調整したもの)で比重分離して炭化物を洗い出し、C¹⁴測定を行った結果、21,310±70年前の堆積層であることが分かった。はたして蔭の鳥瞰図(図-2)に示したように、蔭の直上流部南小川右岸に平地が見られ、現在は小学校が建っている。長谷川修一博士によれば「このような平地が急流河川の南小川において形成されるのは、せき止め湖による堆積があったとしか考えにくい。また南小川の流れの方向を見ると、蔭部分ではもっと南に流れていたような地形をしている」とのことであった。このことも過去に大規模なマス・ムーブメントがあったことの証拠となろう。小学校の平地の前の河床は、昭和31年に高知県が行った弾性波による探査からも、堆砂量が多い箇所となっている(図-8)。図-8のNo19が小学校前であり、他の箇所の断面積が1,000m²以下であるのに対し、ここでは1,500m²もある堆砂箇所となっている。このため冬季には河川水は、この箇所では潜水して河床を流れる水は見られない。

また、上流部には河岸段丘があり、小学校敷地とほぼ同じ高さの位置であることなどから、一連のせき止め湖時代に形成された可能性が考えられる。さらにボーリング・コアのせき止め湖堆積物は黒色の泥質片岩起源の粘土混り砂であることから、現在でも名残はあるが(図-

薩 100 m ボーリング (H7-5) 模式柱状図

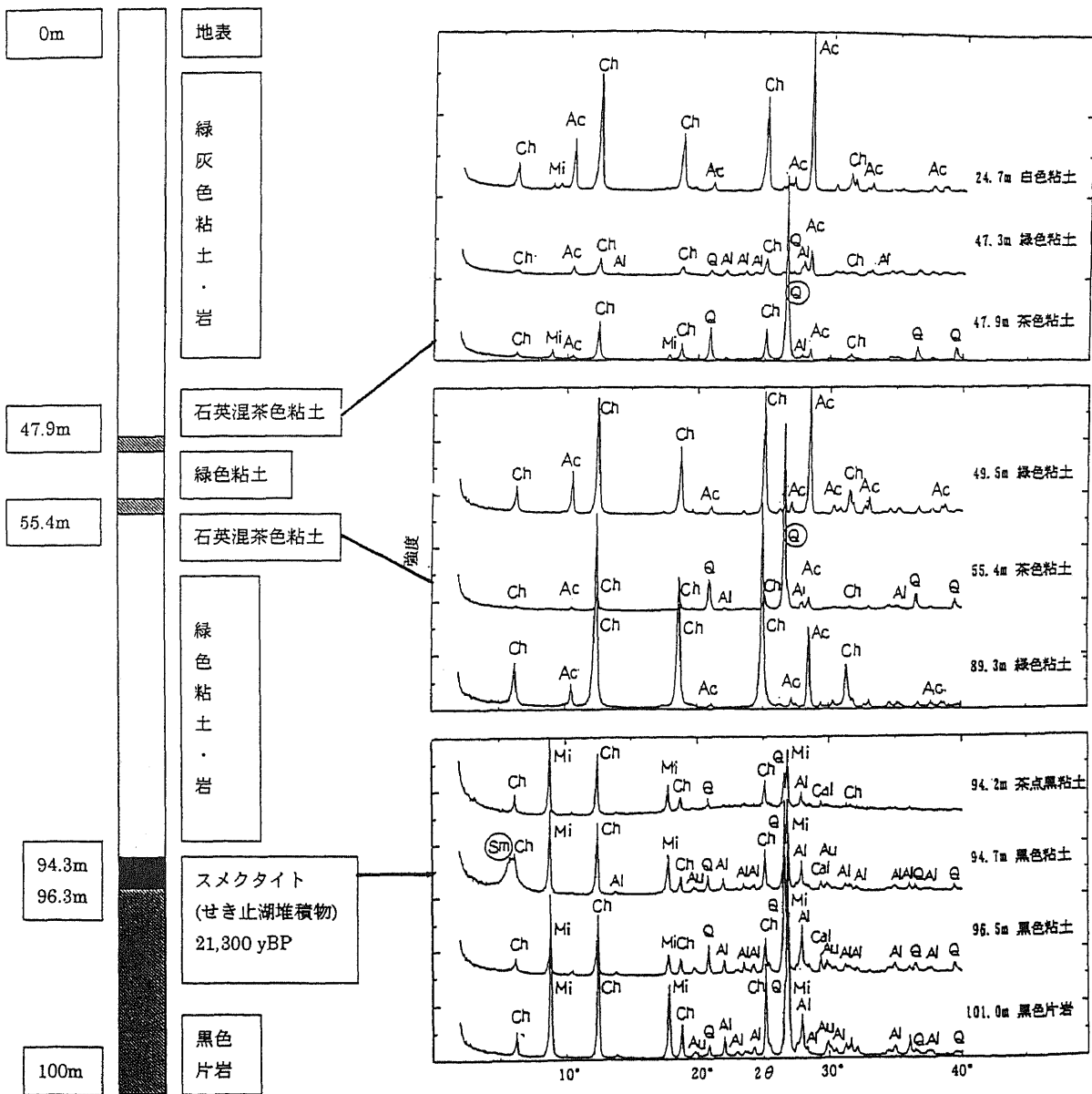


図-7 柱状図およびXRD



写真-2 ボーリングコア写真

3 参照), 当時は南小川や上流谷を含め浸食面は, 右左岸共に黒色泥質片岩層であったことが推定できる。

5. 高知県の地すべり年代と薩地すべり年代判明の意義

地すべりが発生した年代を知る方法には, 相対的な年代尺度による方法として, 段丘との関係や火山灰から地すべりの発生年代を間接的に知る火山灰編年学によるもの, あるいは花粉分析によるものなどの方法と, 絶対年代測定として, 炭化木や炭質物を試料に用い, 放射性同位体である C^{14} を測定することにより知る, C^{14} 法などがある。

御荷鉾地すべりの年代は, これまで徳島県の森遠地す

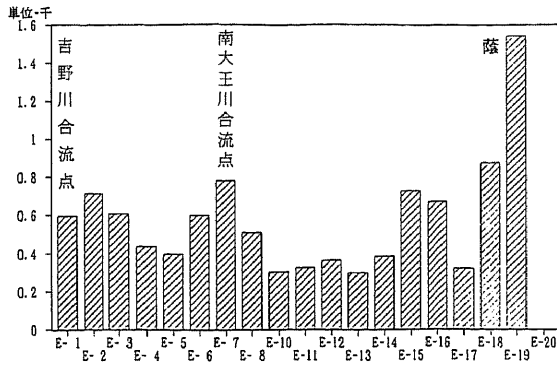
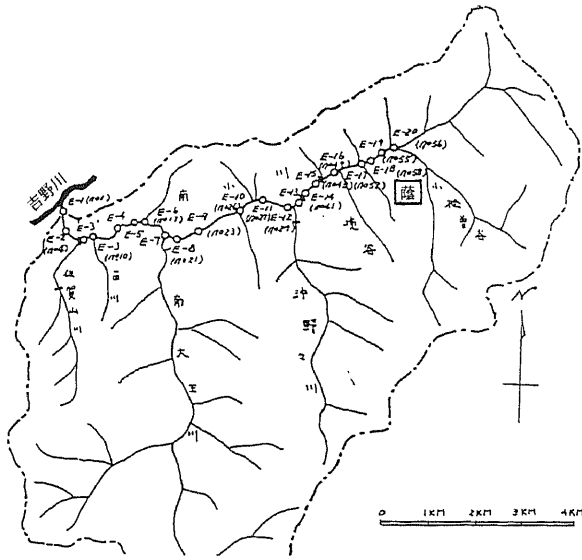


図-8 南小川堆砂量図¹⁶⁾

べり地における崩積土の埋木のC¹⁴による年代測定値が15,400±400年(林・山口, 1971)と、高知県の下地蔵寺地すべりの集水井掘削中に、深度11.0m地すべり土塊の下面付近の礫混じり粘土中から発見された木片のC¹⁴年代測定値が33,240±3,950年⁸⁾が判明しているに過ぎない。先に述べたこととあわせ、この度薩地すべりで21,310±70年の年代測定が出たことは、現在のところ御荷鉢帯の地すべりの発生年代が15,000年から35,000年前ごろに発生しているらしいということが分かった。

これに対し、秩父帯の地すべりでは、長者地すべりが集水井からでた埋木のC¹⁴測定値が400±30年と、本研究の一環として筆者が測定した、谷ノ内地すべりの二重山稜部井戸5.2m地点からの埋木のC¹⁴年代測定値が5,100±70年、末端部の水路工事で出た埋木のC¹⁴測定値が290±50年、仁淀村の仁淀川左岸に位置している高瀬地すべりで頭部付近のボーリング17m地点から直径20cmの埋もれ木が出て1,470±60年(未発表)が出されている。これらの秩父帯の地すべり年代は、いずれも初期の地すべり年代を示しているとは言えないが、少なくとも御荷

表-1 高知県で判明した地すべりの年代

地すべり	C ¹⁴ 年代 (yBP)	地質帯
黒丸	9,340±170	三波川
下地蔵寺	33,240±3,950	御荷鉢
薩	21,310±70	御荷鉢 *
谷ノ内	5,100±70	秩父帯 *
谷ノ内	290±50	秩父帯 *
長者	400±30	秩父帯
高瀬	1,470±60	秩父帯 *

*本研究

鉢帯の地すべりよりも相当若い年代の地すべりであることを示唆していると考えられる。

他に、高知県において地すべり年代が判明しているのは、土佐町の吉野川支流瀬戸川の北岸に位置している、黒丸(三波川帯泥質片岩地すべり)の崩積土中の木片から、9,340±170年⁸⁾が報告されているに過ぎない。表-1に、これまで高知県において年代が判明した地すべりの一覧を示す。

また、全国では20箇所前後の地すべり年代が測定されているが、一つの県では多くても長野県の5箇所が最高で、次いで新潟県の3箇所、徳島県、大阪府、福島県、秋田県のそれぞれ2箇所となっている^{12), 13), 14), 15)}。本研究で年代測定した3箇所を含め、高知県で6箇所の地すべりの年代が判明したことは、ひとつの県としては最高の数と言することができる。

なお、3万年以降地すべりの多発期が3回あったと言われており、それは第1期2.5~2万年前と第2期1.2万~8,500年前、第3期6,000~5,000年前とされている⁶⁾が、これらの年代を見ると、最終氷期である『2~3万年前のウルム氷期全盛期にあたり、海面低下によって斜面の比高が相対的に大きくなり、それだけ侵食作用が強くなった時期』とも言われている。これによると、高知県の御荷鉢帯の地すべりは、2万年以前のものであり、第1期の古い地すべりと言いうことが出来る。

6. 薩地すべりの変遷過程

6.1 変遷過程考察の背景

薩地すべりは、H7-5孔のボーリング・コアから出た94.3~96.3m地点のシルト質砂層の炭化物から、21,310±70年前の地すべりであることが分かった。なお、この層では図-7のXRDに示したように、スメクタイトが同定されている。スメクタイトは、本地域に分布する新鮮な岩石からは同定されていないことから、水成堆積物の風化によって生成されたものと考えられる。また、同じH7-5孔の47mと55m地点では、薄茶色の粘土層がでており、このことは、本層粘土が一度は地表にさらされていた可能性を示している。

また、47mと55mの両層共にXRDによりその上下にはほとんど出てこないクォーツが同定されている（図-7）。この理由のひとつとして、地表にさらされている間に、流水等により風化しやすい鉱物は消失していき、風化に対してより安定なクォーツ成分がより多く残留したものと考えられる。

以上のことと、蔭地すべり地域の地形や地質の分布から、以下に述べる地すべりの変遷過程があったものと考えられる。

6.2 第1期地すべり

上記に述べたボーリング・コア試料の観察や分析から、21,310±70年前にはH7-5孔の位置に南小川が流れていたことになる。そして21,310±70年より少し前に末端部の崩壊が起こりせき止め湖が形成された。そしてせき止め湖の底にシルト質砂層が堆積した。これが今年代測定した94.3~96.3mの炭化物とスメクタイトを含むシルト質砂層である。

6.3 第2期地すべり

そして年代は不明であるが、2回目の崩壊が起こり、

50m以上の崩積土に覆われた。このときの地表面がクォーツ混じりの茶色粘土の47~55mの層である。

6.4 第3期地すべり

そして、その後豊五山頂部で3回目の崩壊が起こり、50m以上程度の崩積土を47~55m層の上に積み重ねたことになる。この3回目の崩壊から現在まで、降雨による表面浸食が起こり、今の斜面が形成されている（図-9および図-10参照）。

7. 蔭地すべりの機構

蔭地すべりの素因としては、過去の大規模マス・ムーブメントによる崩積土が存在することと、風化しやすかつ風化によってスメクタイトを生成する片状の緑色岩が存在することである。誘因としては、地すべり末端部を流れる南小川の河川侵食と、地下水位と間隙水圧を上昇させる降雨である。

蔭地すべりは、前述のように末端侵食地形になっていることや、過去の変動状況の聞き取り、田畑が末端部から徐々に放棄されてきた経緯、地形状況、および、蔭西

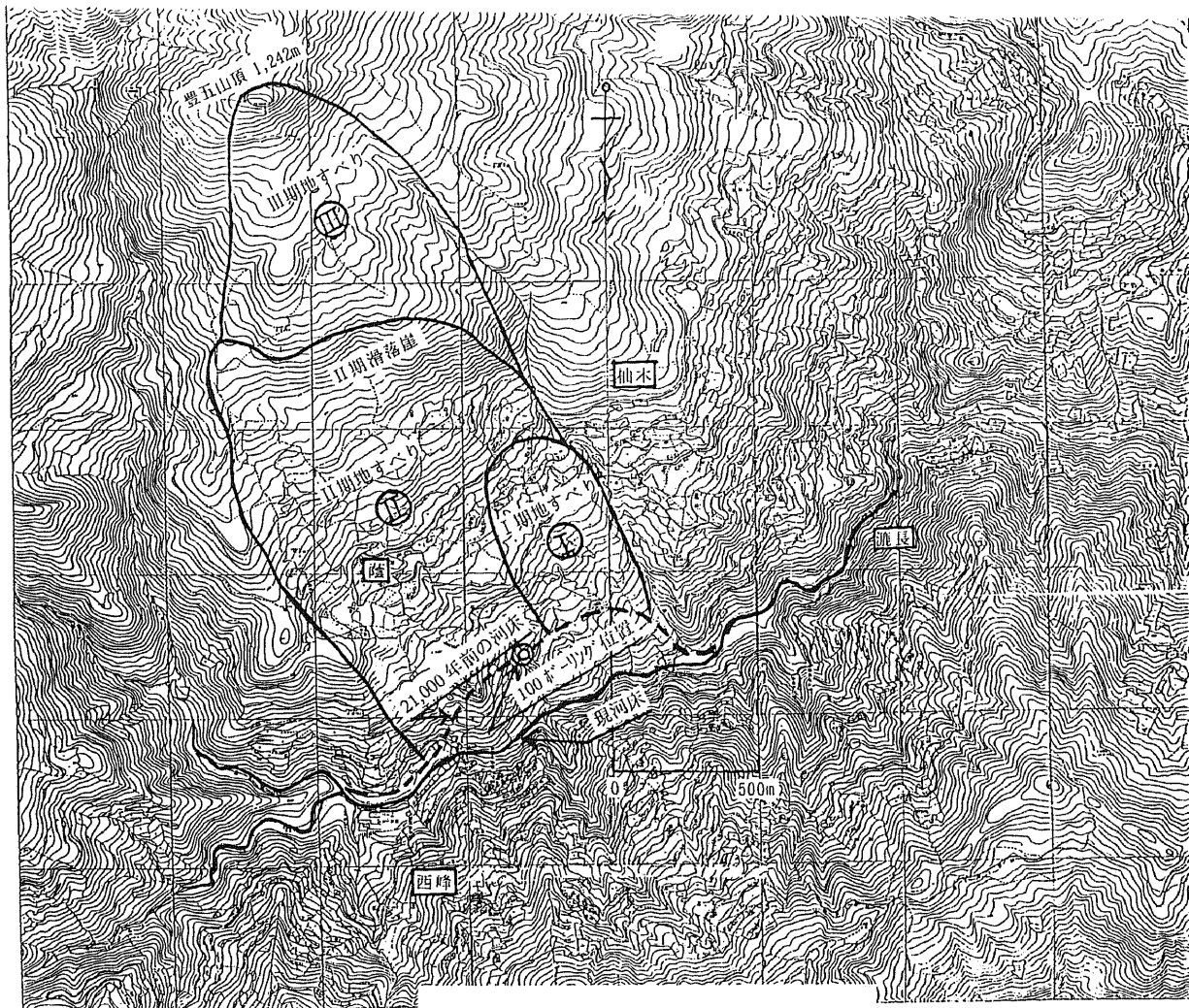


図-9 蔭地すべり変遷過程平面図

方に位置する同じ御荷鉾緑色岩類帯の地すべりである怒田八畝の地すべりの移動形態が、末端部の浸食を契機とする後退性の地すべりであることなどから、蔭地すべりも同じく末端浸食によりすべりが惹起される後退性の地すべりになっているものと考えられる。

8. 結論

蔭地すべりは、今から21,310±70年前とその後に2回の大規模マス・ムーブメントによって起こった地すべりで、末端部の浸食によって滑動が活発化する後退性の地すべりである。

9. 謝辞

本研究にあたり、粘土鉱物同定の初歩について高知大学の東正治教授に多大な御指導をいただいた。香川大学の長谷川修一博士には直接コアを見ていただき、貴重な御示唆をいただいた。また、愛媛大学の矢田部龍一教授、八木則男教授、横田公忠博士、榊原正幸博士、徳島文理大学の寺戸恒夫博士、高知大学の鈴木亮士名誉教授、中

川昌治博士、石塚英男博士、吉村康隆博士には種々御教示をいただいた。当時高知大学大学院生本山普士氏には炭化物の比重分離を、日本工営の鈴木聡樹氏にはコアの手配を、四国トライの松尾大道社長、吉村典宏氏には高瀬の年代測定試料の協力等をいただいた。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 寺戸恒夫：地形学から見た御荷鉾地すべりの特性，地すべり学会関西支部，PP32-44,1983
- 2) 小澤大成：みかぶ帯の特徴と火成年代，総合研究（A）付加帯における緑色岩の意義研究報告，NO1,PP101-107,1996
- 3) 齊藤実：四国地方の地質と地すべり・山くずれおよび地殻変動について，土質工学会四国支部20年のあゆみ，PP9-48,1980
- 4) 甲藤次郎，波田重熙，岡村真，田代正之，平朝彦，寺戸恒夫：高知県温泉水脈推定基礎地質図，高知県衛生課，1991
- 5) 武田賢治，佃栄吉，徳田満，原都夫：三波川帯と秩父帯の構造関係，秀敬編，三波川帯，広島大学出版会，P115,1977
- 6) 水谷宣明：古い地すべり発生年代について，地すべり技術38号，P32,1986
- 7) 藤田嵩：地すべり-山地災害の地質学-共立出版(株)，P108,1990
- 8) 岡林直英，栃木省三，鈴木亮士，中村三郎，井上公史：高知県中央部の地形，地質条件と土砂災害との関係（1），地すべりVol.15, No.2, PP3-10,1978
- 9) 森清寿朗：徳島県剣山地方みかぶ緑色岩類の岩石学的研究，地質学雑誌，第85巻第6号，P300,1979
- 10) 長谷川修一：大規模地すべりの形成年代から見た四国島の地すべり発達史地すべり学会関西支部シンポジウム-大規模地すべり・崩壊の事例解析-P35,1995
- 11) 寺戸恒夫：四国島内における大規模崩壊地形の位置づけと課題，地すべり学会関西支部シンポジウム-大規模地すべり・崩壊の事例解析-P24,1995
- 12) 藤田崇：山地の形成と地すべり・崩壊の発生についての一見解，日本応用地質学会予稿集，PP44-47,1980
- 13) 寺川俊浩，白石秀一，西田彰一：地すべり発生期の一考察-特に¹⁴Cによる解析，第20回地すべり学会研究発表論文集，PP74-75,1981
- 14) 寺川俊浩，和久紀生，大西吉一，中島彰夫：グリーンタフ地域におけるMass Movementの多発期について，北村信教授記念地質学論文集，PP527-544,1986
- 15) 富澤恒雄：長野市地附地すべり地におけるマスムーブメントの発達過程，地質学雑誌，第93巻第7号，PP459-467,1987
- 16) 高知県砂防課：南小川水系砂防調査報告書，1957
- 17) 長谷川修一，真鍋久夫，高木良三：愛媛県西条市黒代における地すべりダム形成年代地すべりの地盤工学的諸問題に関するシンポジウム，地盤工学会四国支部，P43,1996
- 18) 上野将司，田村浩行：地すべりの形成，規模および分布に関する検討，応用地質年報，NO.14,P9,1992
- 19) SATOKO SUZUKI: METAMORPHISM OF THE MIKABU AND NORTHERN CHICHIBU BELTS IN CENTRAL SHIKOKU, SW JAPAN, MASTER THESIS OF CHOCHU UNIVERSITY, 1996
- 20) 八木則男，矢田部龍一，榎木明潔：土質工学よりみた四国の地すべり30年のあゆみ，土質工学会四国支部，PP44-61,1989
- 21) 長谷川修一，横瀬広司，斎藤実：四国の地形と地質，30年のあゆみ土質工学会四国支部，PP7-26,1989
- 22) 鈴木亮士：地質学から見た御荷鉾地すべりの特性，地すべり学会関西支部現地討論会，御荷鉾地すべりを考える，PP17-

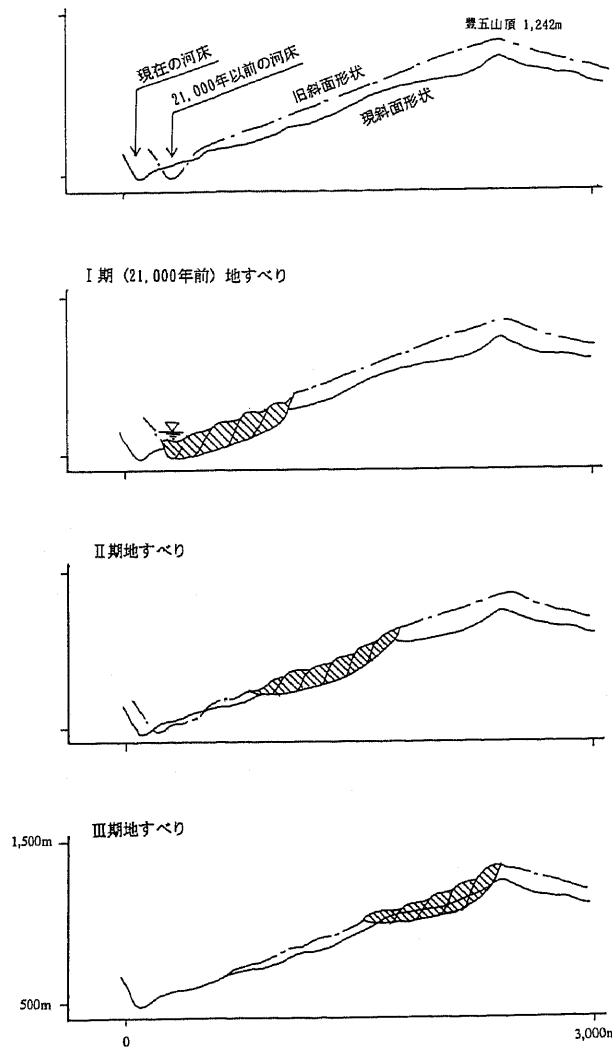


図-10 蔭地すべり変遷過程断面図

31, 1983

- 23) 白水晴雄：粘土鉱物学－粘土科学の基礎－朝倉書店, 1988
- 24) 千木良雅弘：風化と崩壊, 近未来社, 1995
- 25) TERUO WATANABE AND MAKOTO YUASA: ORIGINE OF THE BLUESCHISTS AND LAWSONITE-BEARING GREENSTONES IN THE MIKABU GREENSTONES, IN A DISTRICT. CENTRAL JSAPAN JOURNAL OF THE GEO-

LOGICAL SOCIETY OF JAPAN, VOL. 85 NO. 6, PP331 - 337, 1979

- 26) 日本の地質「四国地方」編集委員会：日本の地質 8 四国地方 共立出版, PP50 - 63, 1991
- 27) 橋本光男：御荷鉾緑色岩について, 地質学雑誌, 第95巻第10号, PP789 - 799, 1989

(原稿受理日 平成12年10月12日)