



京都大学 防災研究所
Disaster Prevention Research Institute
Kyoto University

共同研究（一般）
15G-06

1889年十津川崩壊災害の 防災科学的総合研究

Synthetic Studies on the 1889 Totsukawa
Landslides from the Disaster Mitigation Science

平成17年4月
April, 2005

代表者 石井孝行
Principal Investigator Takayuki ISHII

1889年十津川崩壊災害の防災科学的総合研究

目 次

	頁
まえがき	1
1. 西南日本外帯の地質と十津川流域の地質特性	2
2. 十津川流域で最近生じた斜面崩壊	
—2004年大塔村宇井の斜面崩壊—	19
3. 2004年21号台風豪雨で三重県宮川流域に発生した	
崩壊, 土石流, 岩屑なだれ	29
4. 十津川流域・有田川上流域における崩壊斜面と不安定物質の分布	38
5. 十津川流域における削剥と流砂	47
6. 地震が十津川流域に及ぼす影響評価のために	
—聞き取り調査の記録—	57
7. 十津川崩壊地の総合的評価	70
あとがき	84

注：青色のタイトルをクリックするとその章のファイルを開きます。

まえがき

紀伊半島中央部は西南日本外帯の堆積岩類，とりわけ四万十累帯をはじめ三波川帯，秩父累帯，中新世火成岩類などによって占められ，これらで構成される山体は十津川・北山川を含む熊野川水系，有田川水系，日高川水系，宮川水系などの河谷によって深く開析されている．このような地質地形条件を有する同地域は，1889年の十津川災害，1953年の有田川災害のように，豪雨が誘因となり大規模な崩壊と，それに伴って形成された天然ダムの決壊によって大きな災害を蒙ってきた．さらに，この地域は，1944年と1946年にそれぞれ東南海地震と南海地震の影響をうけている．

とくに，十津川災害については，後述するように，災害の状況が「吉野郡水災誌（全11巻）」に詳しく記録されており，また同水災誌をもとに現地調査を通じた歴史的な大規模斜面崩壊の復元，発生要因などについての研究も従来なされている．われわれは，1982年から10年間にわたり，1889年（明治22年）に起きた十津川災害の共同研究を行った．それ以降に蓄積された十津川災害・有田川災害に関するデータを整理すること，十津川流域および周辺流域の地質に関する見直しと最近までの知見を整理すること，大規模崩壊地を現地で再確認すること，南海・東南海地震による詳細な被害状況および地盤変位，最近発生した斜面崩壊の特性ならびに十津川流域の堆砂と流砂の状況などを把握することは，今後想定される十津川流域および隣接流域地域の豪雨・地震災害への対応を総合的に評価する上で重要な課題であると考えた．

そこで，十津川災害を西南日本外帯の堆積岩地域における斜面崩壊の基本事例として位置づけ，地質条件をふまえつつ，来るべき東南海地震にも対応した当該地域における崩壊斜面の抽出と危険度評価など，防災上の重要課題を明らかにすることを目的とした．なお，本研究は，誘因が豪雨の場合とともに，南海地震，東海地震の影響を考慮に入れて，山体に発生する大規模崩壊の発生危険度評価について総合的に検討しようとしたものである．その成果は地域防災を検討する際の基礎資料として位置づけられるものと考えられる．

研究組織

研究代表者： 石井孝行 大阪教育大学教育学部 元教授

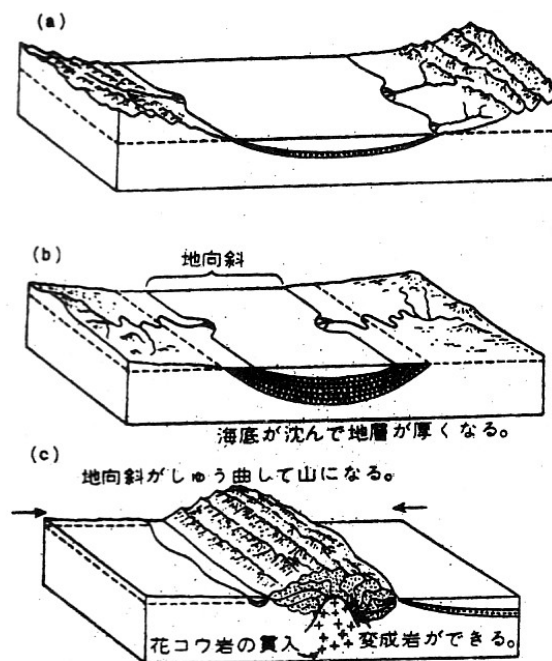
研究分担者： 平野昌繁 大阪市立大学文学部 名誉教授
藤田 崇 断層研究資料センター 理事
波田重熙 神戸女子大学文学部 教授
諏訪 浩 京都大学防災研究所 助教授

1. 西南日本外帯の地質と十津川流域の地質特性

波田重熙・藤田 崇

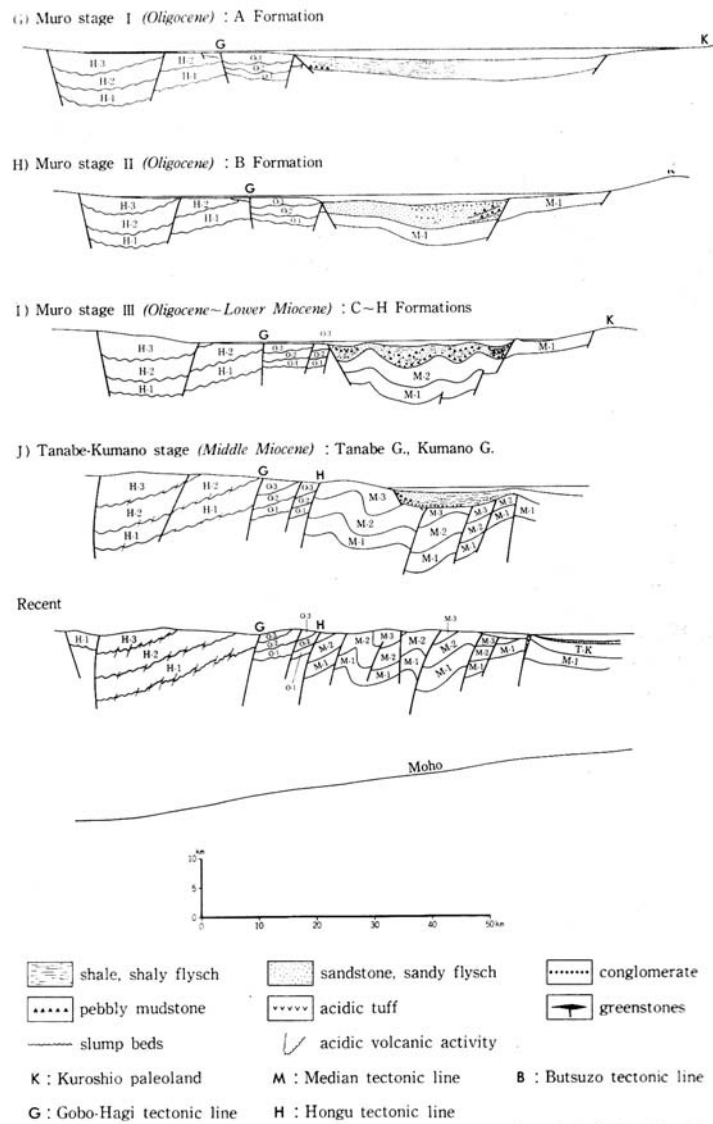
1.1 西南日本外帯，とくに四万十帯の地質

1970年代初頭、プレートテクトニクスが地球表層のシステムを規定する基本的原理として確立するまでは、地向斜-造山論が地球の変動を説明する根本原理とみなされ、地球科学者とくに地質学者は、地向斜-造山論に基づいて論理を展開していた。地向斜-造山論が誕生したのは、北米大陸の大西洋岸に南北にのびるアパラチア変動帯（“造山帯”）である。そこでは古生代の地層が異常に厚く発達していたことから、大陸に挟まれた部分で、地殻の下方への連続的な撓曲運動に伴って10 kmに及ぶ厚い浅海堆積層（海のことがよく分かっていなかった時代には、砂のような粗粒の堆積物は浅海でしか堆積しないと考えられていたが、現在では乱泥流によって粗粒碎屑物も深海に持ち込まれることが明らかとなっている）の形成が続き、やがて最も物理的に不安定となる中央部を中心にして、著しい火成活動（花崗岩の貫入など）や変成作用が進行して、“造山帯”が形成されるとみなされた（第1図）。地球表面を物質が大規模に水平移動しているなどとは誰も考えていなくて、そこにある物質は基本的にはその場所で形成されたとみなされていた時代には、当然の考え方であったといえる。実際、例えばカナダ・ニューファウンドランドでは、西側に原生代の大陸基盤からなる地帯が（北米大陸）、東側にはアヴァロン卓状地と呼ばれる結晶質基盤岩類からなる地帯が識別されていたことから、その間で変動帯は形成・発展したとみなされたのである。



第1図 地向斜-造山論を説明する模式図

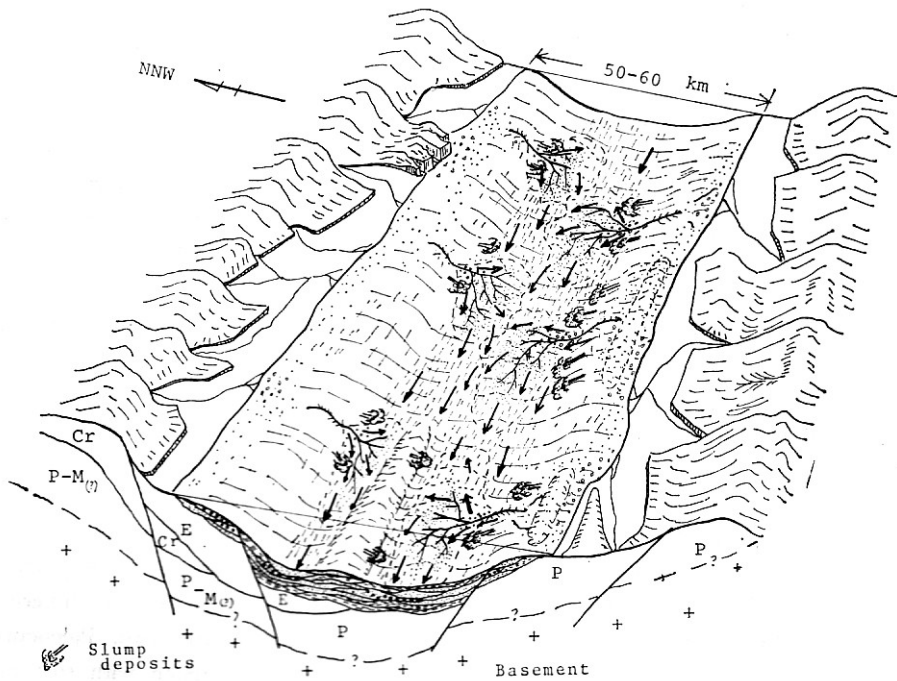
したがって、西南日本外帯の地質も 1980 年代に入る頃までは地角斜-造山論の考え方を枠組みに説明されていた。すなわち、主に石灰岩から産する紡錘虫化石の年代に基づいて秩父累帯に分布する地層は‘秩父古生層’と呼ばれ、古生代から中生代にかけて存在した‘秩父地角斜’において形成され、そこは古生代末から中生代初頭に及んだ‘本州変動’によって次第に陸化したと説明された。かわって、中生代中頃からその南側（太平洋側）に形成されたのが‘四万十地角斜’で、そこで四万十超層群と呼ばれる厚い地層が形成されたと説明された。第 2 図および 3 図に、1970 年代における四万十地角斜の発展と四万十超層群の形成を、地角斜-造山論の枠組みで説明している例を示した。当時四万十帯からは、アンモナイトや貝化石等の大型化石がごく稀にみつかただけで、広大な地域の地層の年代を議論することは難しく、‘未詳中生界’と総称されていた。そのような砂岩層に四万十帯の



第 2 図 紀伊半島における四万十地角斜の発展を示す模式図
(紀州四万十団体研究グループ,1975) (K は黒潮古陸)

南側，すなわち，海側から堆積物が供給されたことを示す‘底痕’が各地で確認されたことと，中国や朝鮮半島のような大規模な大陸地域の先カンブリア系に特徴的で，日本の地層には存在しないオーソコォーツァイトの礫が多量に四万十帯から発見されたという二つの事柄に基づいて，四万十地帯の北側だけでなく，南側にも物質を供給した大規模な陸地が存在したとみなされ，その‘南方陸地’は「黒潮古陸」と称された。

ところが，地帯のように浅海条件を保ちながら徐々に沈降して1万メートルを越える地層を形成している地球規模の堆積盆は現在の地球上のどこにも存在しないことから，地帯とはどのような場所なのかということが常に議論の的となっていた。



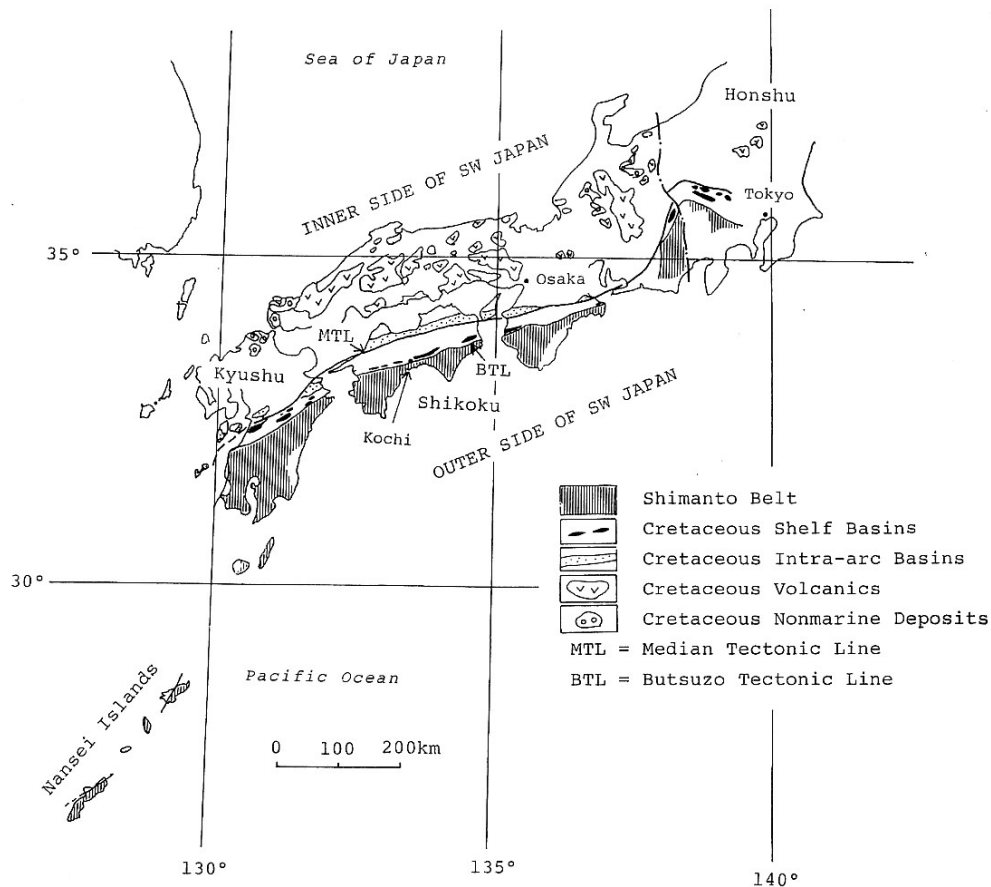
第3図 四万十超層群を形成した四万十地帯の復元の例 (Tateishi, 1978)

地球科学者は，1950年代に入るまでの長い間，地球を理解するためにひたすら「大陸」の研究を続けてきた。当時は，何千メートルもの海水で被われた「海」の底のことを知ることはほとんど不可能であったからである。ところが，科学技術が進歩したことによって，海水に被われた海洋底の研究が可能となった途端に，プレートテクトニクスが登場して地球科学は一変した。地球表面積の1/3程度しか占めていない陸地に住んで「動かざること大地のごとし」などと言っていたら，残り2/3を占める海洋底のことがわかってみると，実は海洋底の岩盤は常に移動しながら新しいものに更新されていて，大陸は海洋底の岩盤のベルトコンベヤーに乗って移動している，ということになったのである。

プレートテクトニクスの登場によって、それまでの学問体系が根底から覆されて地球科学は一変した。その結果、例えば、地層の形成過程に関する問題も真に現在の地球上で進行しつつある物理・化学的過程の枠組みの中で議論できるようになった。一方大層重要なのは、時期を同じくして、それまで示準化石としてはあまり有効とはみなされていなかったコノドント化石やとくに放散虫化石といった微化石の層序学が急速に進展し（微化石層序学の確立も、海洋底の研究が可能になったことに大きく依存している）、また、そのような化石は大型化石を含まないような種々の岩相の岩石から抽出されるようになった結果、地層の年代論も一変し、例えば‘未詳’とされていた四万十超層群の年代論も画期的に進歩することとなった。

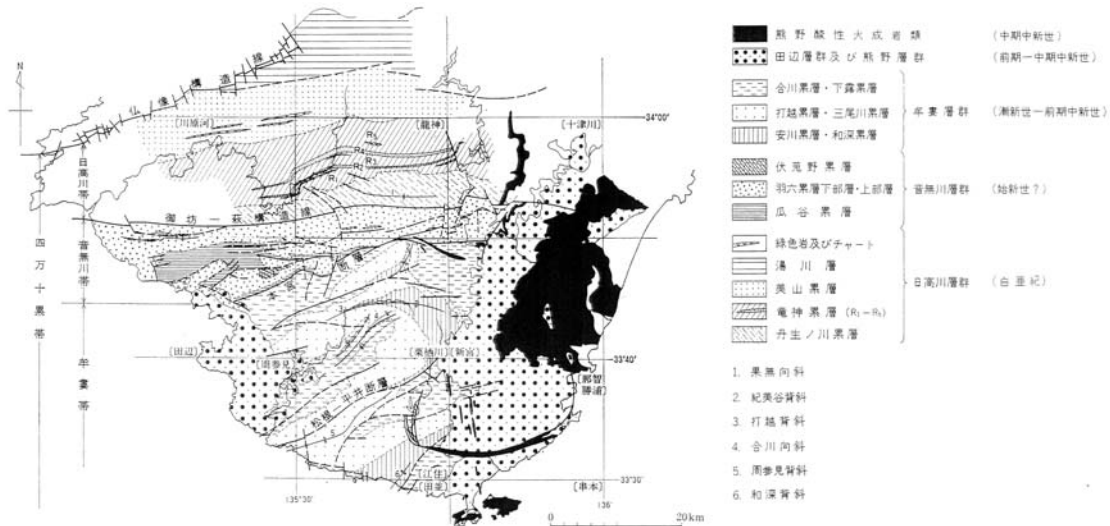
その結果、四万十帯の形成・発展に関する議論も飛躍的に進歩した。四万十帯は、日本列島における最も主要な地質区の一つで、最も太平洋側に位置する。東は房総半島から関東山地に始まり、西南日本外帯に沿い、南西諸島まで分布している。その総延長は走向方向に約 1800 km に達する（第 4 図）。

四万十帯はその名のごとく四国の四万十川流域を模式地としており、岩相層序区分上の単位では、四万十超層群（Shimanto Supergroup）によって構成される。それはさらに、白亜紀層の部分を下部四万十超層群（Lower Shimanto Supergroup）、



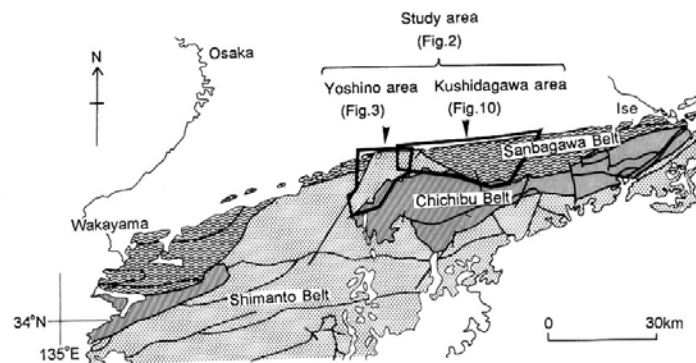
第 4 図 四万十帯の分布略図（平ほか, 1980）

第三紀層の部分を上部四万十超層群（Upper Shimanto Supergroup）に区分することがある。四万十帯は、仏像構造線を介して秩父累帯の南側に広がる地帯で、紀伊半島では北より日高川帯、音無川帯、牟婁帯の3帯に区分されている（第5図）。



第5図 紀伊半島四万十帯の地帯区分（徳岡ほか, 1981）

紀伊半島西部では秩父累帯が欠如する部分があり、そこでは四万十帯と三波川帯が仏像構造線に相当する有田側構造線で直接している（栗本, 1982）（第6図）。さらにその東側では三波川帯も欠如することから、四万十帯は中央構造線を介して領家帯と直接することになる（竹内, 1996）（第6図）。さらに東部の紀伊半島中央部では、秩父累帯三宝山帯の地質体が四万十帯を低角度の断層関係で構造的に被覆することから、四万十帯の地層はクリッペ状の三宝山帯の地層を取り巻くように、北西側から南西側、そして南側へと分布する（第6図）。また、紀伊半島の四万十帯では、部分的に新第三紀層である田辺層群や熊野層群、ないし、さらに若い海岸段丘層が基盤の四万十超層群を不整合に被覆している（第5図）。しかし、紀伊半

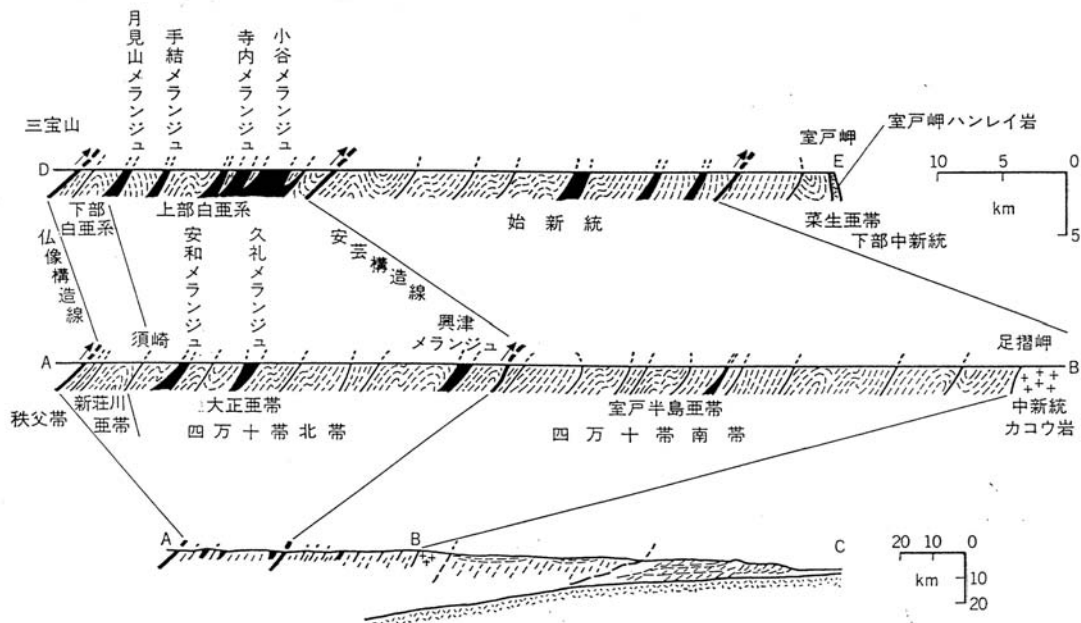


第6図 紀伊半島における三波川帯，秩父累帯，四万十帯の関係（竹内, 1996 より）

島南半部の広い地域を占めて分布するのは四万十超層群で、プレートテクトニクスの登場によって、それは「付加体」と呼ばれる海洋プレートの沈み込みに伴って形成された地層であることが判明した。

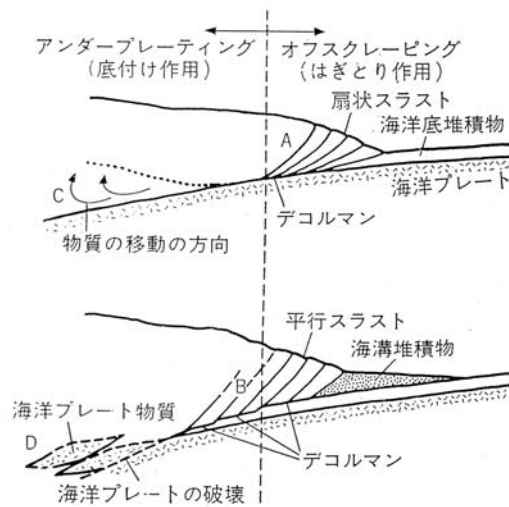
四万十帯の付加体を構成する地層は、岩相の上から大きく、粗粒砕屑岩相とメランジュ（混在岩）相の二つに分けられる。粗粒砕屑岩相は、四万十帯の広い部分を占める付加体で、様々の量比で互層する砂岩と泥岩（タービダイト）で構成される。一般によく成層しているが、海底地すべりなどによって形成されたオリストストロームを含む。メランジュ相の地質体（混在岩層）は、泥質岩を主体とする地層で、その中に様々のサイズの砂岩・砂岩／泥岩互層・緑色岩類・チャート・多色頁岩・石灰岩など多様な外来岩塊を含む。四国や九州においては、それは、広く分布する粗粒砕屑岩相の地層と断層間係でサンドウィッチ状に挟み込まれるように、幅狭い帯状の分布をすることが知られている（第7図）。

このような四万十帯の付加体がどのようにして形成されたかは、現在付加過程が進行中の南海トラフの状況も参考にして、次のように考えられている（平ほか，1980；波田・平，1993など）。海嶺で誕生し、海溝に向かって移動してきた海洋プレートの最上位に最後に堆積するのは、海溝を充填する粗粒砕屑物からなるタービダイト層である。海洋プレートは最終的に海溝で沈み込むが、その海洋プレートに水平方向の圧縮力が作用することによって、タービダイトの中に陸側に傾く衝上断層が段階的に発達して、タービダイトは海洋プレートから順次はぎ取られる〔は

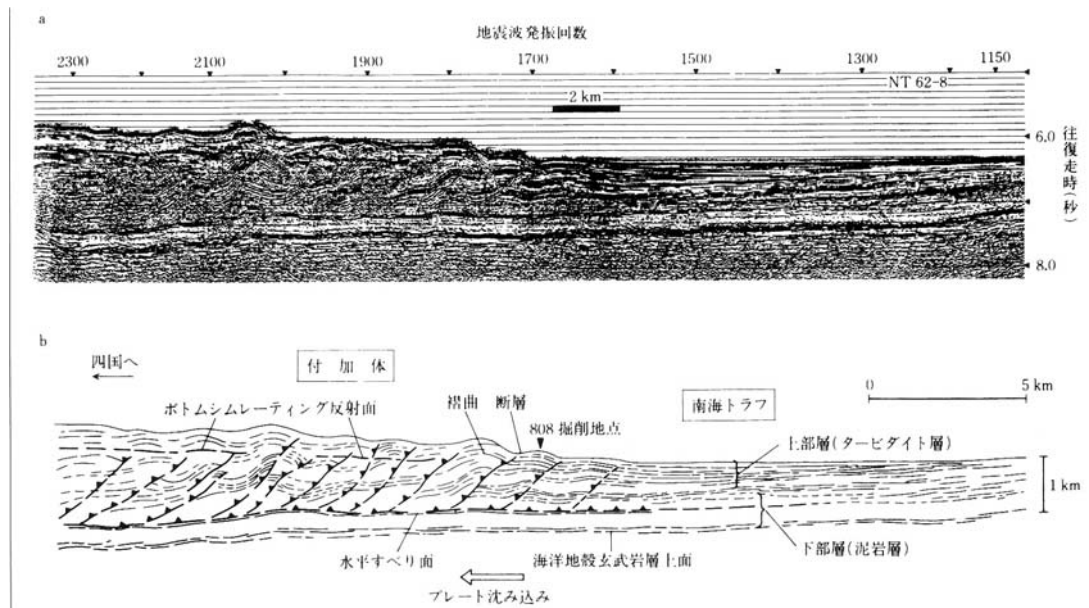


第7図 四国における四万十超層群の地質断面図〔メランジュ（黒色部）がサンドウィッチ状に粗粒砕屑岩相からなるスラスト・シートの間にはさまれる〕
（平，1990）

ぎ取り作用 (off-scraping)] (第8図; 第7図の断面図参照)。結果として、タービダイト層は覆瓦スラスト (覆瓦ファンが一般的で、デュープレックスも含まれる) を形成しながら、海溝内側斜面基部に順次付加することになる (第9図)。これが粗粒碎屑岩相の付加体である。その結果、衝上断層で断たれたタービダイト層より下位の半〜遠洋性堆積物 (泥岩・多色頁岩・チャート・石灰岩など) と海洋プレートそのものはより深い部分に沈み込むことになる。その過程で進行するさらなる短縮運動や陸側と海側のプレートの境界で進行する剪断運動によって、ついには、沈み込む海洋プレート自体も破壊されるようになり、海洋プレートから枕状溶岩 (緑色岩類) より上位の海洋プレート物質が分離し、陸側プレートに「底付け作用



第8図 付加作用における「はぎ取り作用」と「底付け作用」 (加賀美ほか,1983)

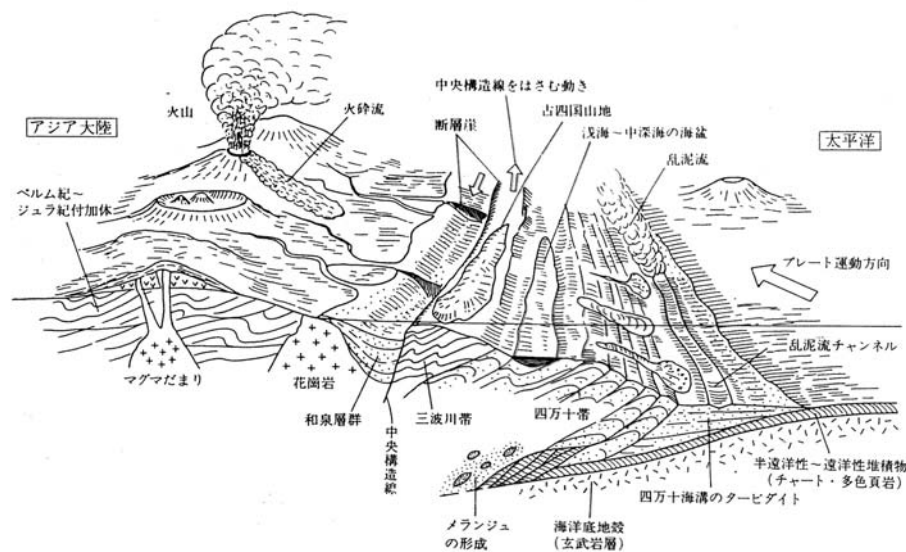


第9図 南海トラフの反射人工地震断面とその解釈図(はぎ取り作用) (平, 1990)

(underplating)」(第8図)と呼ばれる過程によって付加することになる。このようにして形成されたのがメランジュ相の付加体である(加賀美ほか, 1983; Hada, 1988)。これら付加体が形成されることによって発達していく海溝内側斜面では、短縮運動に伴ってその後も逆断層運動が進行し、凹凸に富んだ地形が形成される。そのようにして形成される付加体基盤上の斜面海盆あるいは海段とよばれる部分に、陸側から乱泥流などによってもたらされる碎屑物が堆積する。このようにして形成されたのが、整然層である前弧海盆堆積層である。ただし、そのような堆積場は造構的に不安定であることから、前弧海盆堆積層にはしばしば海底地すべり堆積層が伴われる。

このようなプレートテクトニクスに基づく考え方に従って、白亜紀における四万十帯付加体の形成と当時の造構環境を示した模式図が第10図である(平, 1990)。

なお、紀伊半島の四万十帯が他地域の四万十帯と異なる地質学的特徴は、①とくに、九州地方の南東部や中部地方の赤石山脈の四万十帯に比較して、変形が弱く堆積時の構造を比較的よく残しており、②また他地域に比較して、付加体メランジュ相の分布が広くなくて、とくに、音無川層群や牟婁層群には緑色岩類およびチャートがみられず、③白亜系にも古第三系にも、一部の地層に、南から北への古流向が残されている、などである。①、②の特徴は、付加体基盤の削剥レベルが、他地域に比較して浅いことが関わっている可能性が高い。付加様式から判断すると、メランジュ相の付加体の方が付加体ウェッジのより深い部分に分布すると見なされるからである。したがって、紀伊半島では上記した粗粒碎屑岩相とメランジュ相とがそれぞれまとまった地質単位として別個に出現するのではなくて、一つの地層中にそれらが繰り返し出現する機会が多いこと、また、北部の地層ほどメランジュ相の部分が広くなること、も上記のことが関わっていると見なされる。



第10図 白亜紀における四万十帯付加体の形成と当時の造構環境 (平, 1990)

1.2 十津川流域の地質特性

今回調査対象となった地域は、四万十帯日高川帯に位置する（第5図）。日高川帯は四万十帯の北半部を占め、白亜系の日高川層群が分布する。紀伊半島西部の日高郡由良町から東へ見ていくと、日高川帯の北限を画する断層は由良町・伊都郡高野町・大台ヶ原を結ぶ位置に、仏像構造線・板尾断層・有田川構造線・中央構造線が延びており、さらに、三重県側では三波川帯と四万十帯の境界の断層、そして秩父累帯三宝山帯のクリッペを取り巻くように延びる仏像構造線が存在し、その南側あるいはクリッペの下位に広がる地帯が日高川帯である（第6図）。一方その南限は、和歌山県御坊市・果無山脈西端の虎ヶ峰・三重県紀和町を結ぶ線に沿って延びる御坊一萩（十津川）構造線で画されている（第5図）。

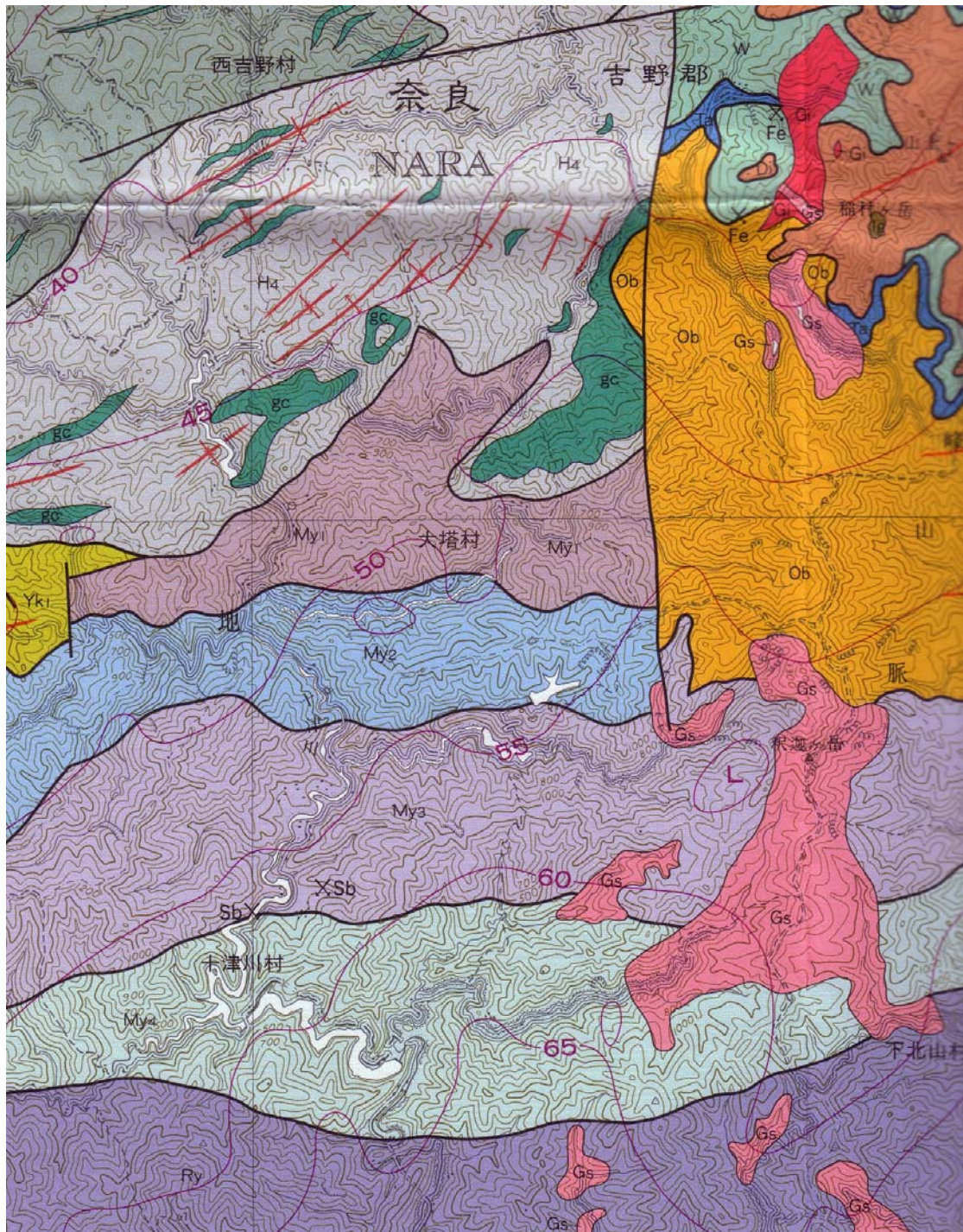
日高川層群は東部で中新統の熊野層群によって不整合に覆われ、さらに大峯酸性岩類によって貫かれている（第5図）。日高川帯の中で調査が進んでいる有田川上流地域および日高川流域でみると、日高川層群は北から花園層・湯川層・美山層・竜神層および丹生ノ川層に区分され、それぞれ断層で接している（第5図および11図）。今回調査の対象となった地域に主に分布するのは、花園層、美山層、竜神層および丹生ノ川層である。

以下の日高川帯の地質は、栗本（1982）、竹内（1996）、木村（1986）、紀州四万十帯団体研究グループ（1977）、紀州四万十帯団体研究グループ（1986）、紀州四万十帯団体研究グループ（1991）、大和大峰研究グループ（1992）、地域地質研究報告「竜神地域の地質」（5万分の1図幅）（1981）、日本の地質6「近畿地方」（1987）、20万分の1地質図幅「和歌山」（1998）、及び、アーバンクボタ No.38（付図：紀伊半島四万十帯の地質図）（1999）を主に参考にまとめてきた。

(A) 花園層

今回の調査対象地域の北部、十津川流域でいえば奈良県大塔村辻堂より北部に分布するのは、花園層である（第11図および12図）。花園層は、西部では北縁を有田川構造線に、南縁を梁瀬断層でそれぞれ区切られて分布する（第11図）。かつては秩父累帯の古生界に属するとされていたが、近年広い領域から白亜紀の放射虫化石がみいだされたことなどに基づいて、現在では四万十帯の地層であることが判明した（栗本，1982）。花園層の分布は、西方へは花園村の西方で、衝上断層の板尾断層で断ち切られている。東方へはその分布は広がり、最近出版された20万分の1「和歌山」図幅（1998）に示されるように、三波川帯との境界部分まで広がり、三宝山帯のクリッペの北側にまで廻り込むように分布している（第11図）。

花園層は、黒色泥岩を主とし、砂岩・緑色岩類・チャート・赤色頁岩・珪長質凝灰岩および石灰岩を伴っている。岩相的な特徴として、1) 赤色チャート、赤色泥



第 1 1 図 十津川中・上流域の四万十帯地質図〔20 万分の 1 地質図幅「和歌山」(1998) より〕； 第 1 3 図が本図の南側に続く。

H : 花園層； My : 美山層； Ry : 竜神層； 伯母谷川層；
gc : メランジュ相中の緑色岩およびチャートのブロック
(Di, W, Ta は秩父累帯三宝山 (南) 帯の地層； Gi, Gs : 大峰花崗岩類)

岩が顕著に見られ、それらは緑色岩類と密接に伴って産出すること、2) 泥岩と互層する砂岩は膨縮することが多く、塊状砂岩はレンズ状またはブロック状を呈すること、があげられる。このような特徴によって、花園層はメランジュ相の付加体を主体とするとみなされる。同層は一般に北東～東北東の走向を有し、北または南へ30°～70°傾斜するが、一部南北性の走向も観察され、複雑な構造を呈していると思われる。放散虫化石に基づく本層の年代は、白亜紀新世のコニアシアン～カンパニアンを示す。梁瀬断層は、花園村北部の数か所で確認されているが、断層面は南傾斜である。

(B) 湯川層

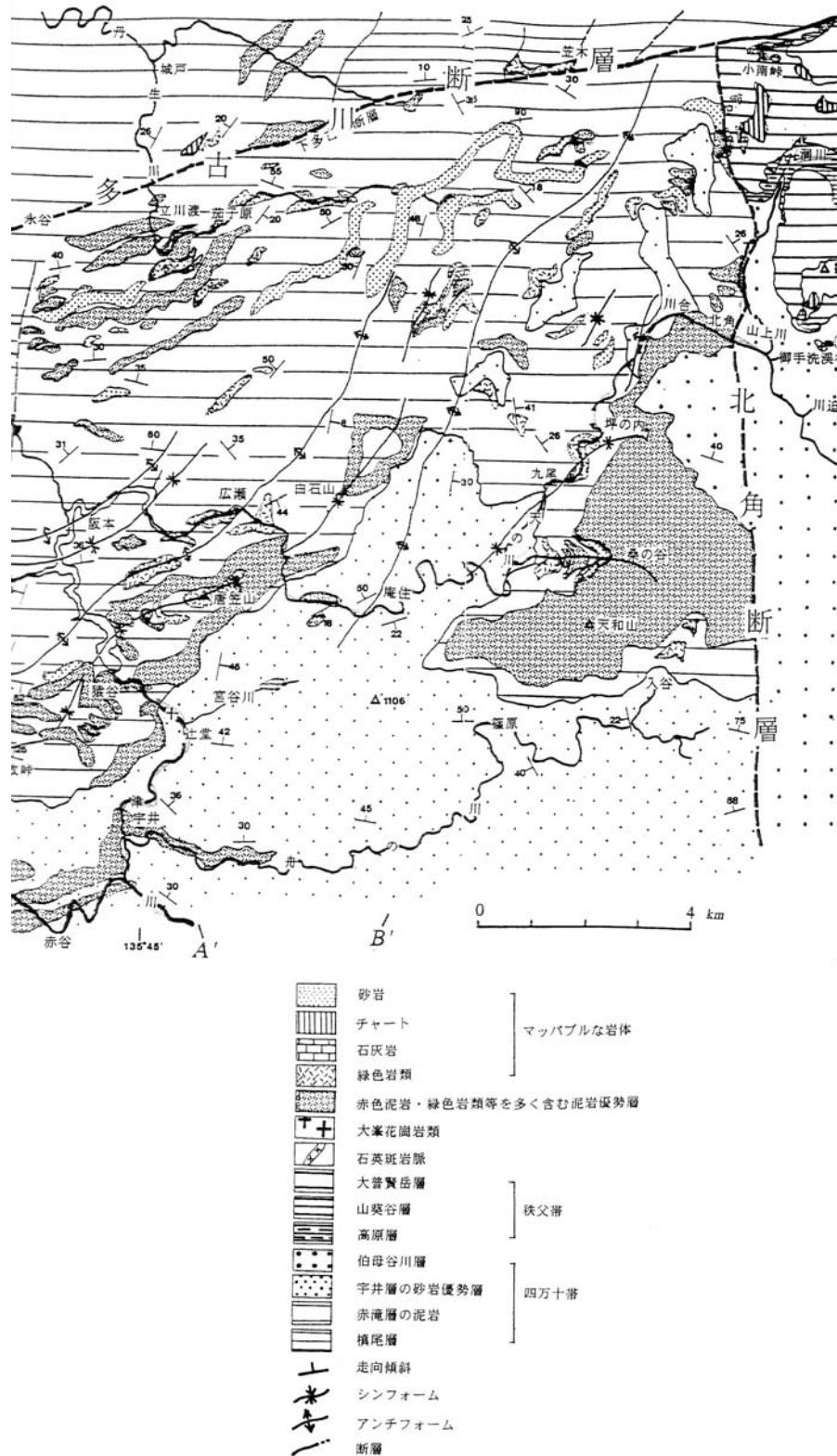
和歌山県有田郡清水町から花園村にかけて分布する砂岩の多い地層であるが、今回の調査対象地域には分布していない。ただし、紀伊半島中央部に発達する南北性の横断断層（第12図の北角断層）の東側で、第12図の天の川上流には、湯川層に対比される伯母谷川層が分布する。伯母谷川層は、奈良-三重県境付近の北山川流域北部に分布する日高川帯の地層で、クリッペをなして分布する秩父累帯三宝山帯の三宝山層群の下位を構成する地層である（第12図）。

湯川層および伯母谷川層は、厚い塊状および成層砂岩層および砂岩勝ち砂岩/泥岩互層を主とし、泥岩および泥岩勝ち砂岩/泥岩互層を伴っているが、緑色岩類や赤色層状チャートは一部を除いて含まれないことから、海溝充填堆積層からなる粗粒碎屑岩相の付加体からなるとみなされる。その年代は、放散虫化石に基づいて、アルビアン後期からコニアシアン前期（白亜紀前期末～後期前半）とみなされている。

(C) 美山層

美山層は、和歌山県日高郡中津村・美山村・龍神村北部・十津川村北部にかけて広く分布している。今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、奈良県吉野郡辻堂から奈良県十津川村野尻の間に分布する。美山層の分布の北限は湯川断層で、南限は東部地域では猪谷断層であり、十津川地域では木村（1986）によれば神納川断層で、南側の竜神層と接している（第11図および13図）。

美山層は、主に塊状砂岩層、砂岩/泥岩互層、黒色ないし緑灰色泥岩層からなり、緑色岩類、チャート、緑色および赤色泥岩、珪長質凝灰岩を伴う（第11図および13図）。緑色岩類とチャートとは密接に伴って産出することが多いことからチャート・緑色岩ユニットとよばれる。チャート・緑色岩ユニットは、小規模なマンガニウム床を伴うことがある。緑色岩類およびチャートは異地性で泥質岩に含まれるが、走向方向に連続することと、上下の碎屑岩層とは整合関係であると判定されたことから、そのような地層は当初オリストストロームとみなされた。しかし詳細な年代



第12図 奈良県吉野郡辻堂地域の地質図 (大和大峰研究グループ, 1998 より)
 (槇尾層および赤滝層は日高川層群花園層に対比されるメラングジュ相の付加体；
 宇井層は日高川層群美山層に対比される粗粒碎屑岩相の付加体；南北性断層の
 東側に粗粒碎屑岩相の付加体である湯川層に対比される伯母谷川層が分布する)

等が検討された四国の白亜系付加体を参考にすると、チャート・緑色岩ユニットはメランジュ相の付加体であるとみなされ、粗粒砕屑岩相の付加体とサンドウィッチ状に断層によって繰り返しているとみなされる（第7図）。この点は、美山層が全体としては走向方向の高角度逆断層によって、急傾斜で北上位の地層が繰り返す覆瓦構造を呈する事実とも合致する。

メランジュ相のチャート・ブロックおよび基質である泥岩の放散虫化石年代が、北から南へ順次に若くなることが知られているが、美山層の全体の年代は、チューロニアンからカンパニアン前期（白亜紀後期）とみなされている。

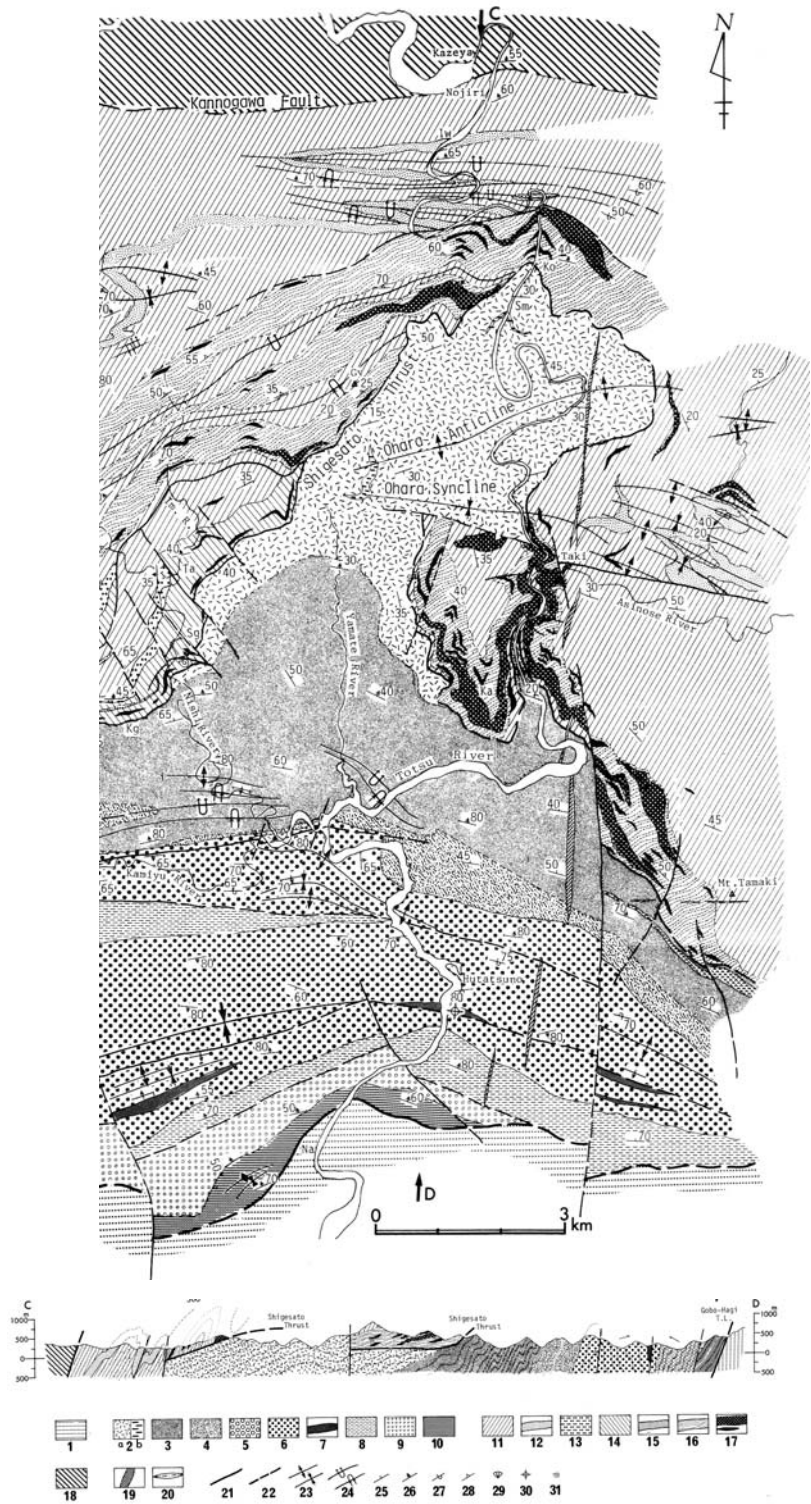
(D) 竜神層

竜神層は、和歌山県御坊市から中津村南部・美山村南部・南部川村北部・龍神村・奈良県吉野郡十津川村南部にかけての広い地域に分布するが、今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、十津川村野尻から湯之原下番の間の狭い範囲に分布するのみである。北限の断層は、西部地域では猪谷断層、十津川地域では神納川断層であり、北側の美川層と接している。また、南限は重里衝上断層で丹生ノ川層に接している（第13図）。

竜神層は主に泥岩と泥岩勝ち砂岩／泥岩互層からなり、他の地層に比べてより多くの珪長質凝灰岩を伴う。珪長質凝灰岩には、ガラス質凝灰岩・ガラス質結晶凝灰岩・軽石凝灰岩などが含まれ、その粒度は細粒から火山礫大までのものがある。したがって、竜神層は粗粒砕屑岩相の付加体とみなされるが、まれに緑色岩類やチャートが伴われ、本調査対象地域でも重里衝上断層に沿う部分に緑色岩類のブロック状岩体を伴う泥質岩がみられ、メランジュ相の付加体が挟み込まれているらしい。竜神層の地質構造は、一般的には東西走向で北に傾斜する単斜構造を呈するが、褶曲を伴いながら衝上断層で繰り返す構造が明らかにされている地域もある。褶曲は、東西ないし東北東-西南西方向で、北に高角に傾斜する軸面をもつ南フェルゲンツの閉じた非対称褶曲が特徴的である（第13図）。竜神層の年代は、放散虫化石に基づいてカンパニアン（白亜紀後期）と見なされている。

(E) 丹生ノ川層

丹生ノ川層は、和歌山県日高郡南部川村南部・龍神村南部および奈良県吉野郡十津川村南部にかけての虎ヶ峰から果無山脈にいたる東西方向の山陵にそって、全体としては東西に細長い分布をする。今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、十津川村湯之原下番と十二滝との間の範囲に、北側を重里衝上断層で、また、南側を御坊-萩（十津川）構造線に断たれて分布する（第13図）御坊-萩（十津川）構造線は、日高川帯の南限を画する断層で、その南側は古第三系が分布する音無川帯である。



1. 音無川層群, 2~10. 丹生ノ川層 [2~4: Ng 部層 (2: Ng 部層上部— a. 含角礫頁岩, b. 礫岩, 3: Ng 部層中部—黒灰色頁岩, 4: Ng 部層下部—含角礫頁岩), 5: Nf 部層, 6・7: Ne 部層 (7: 頁岩), 8: Nd 部層, 9: Nb 部層, 10: Na 部層], 11~17. 竜神累層 [11・12: Rc 部層 (12: 砂岩優勢互層), 13: Rb 部層, 14・15: Ra 部層 (15: 等量互層), 16: 剝離質灰緑色頁岩, 17: 緑色岩類], 18. 美山累層, 19. 火砕岩脈, 20. 石英斑岩, 21. 断層, 22. 推定断層, 23. 背斜および向斜軸, 24. 転倒した背斜および向斜軸, 25~27. 地層面の走向・傾斜 (25: 正逆不明, 26: 順層, 27: 逆転層), 28. 剝離面の走向・傾斜, 29. サンゴ化石産地, 30. 放散虫化石産地, 31. 有孔虫化石産地.

第 1 3 図 奈良県十津川村南部の日高川層群の地質図 (木村, 1986 より)

丹生ノ川層は、砂岩／泥岩互層・成層砂岩・礫岩および黒色泥岩を主とし、珪長質凝灰岩を伴う。一部に、緑色岩類や斜方輝石かんらん岩を含む超苦鉄質岩が分布する。したがって、丹生ノ川層は粗粒碎屑岩相の付加体を主とし、一部にメランジュ相の付加体が挟み込まれているとみられる。砂岩／泥岩互層にはしばしばソールマークがみられ、南から北への古流向が特徴的である。丹生ノ川層の砂岩／泥岩互層には、大小の褶曲構造が顕著に発達していて、とくに果無山脈の稜線沿いでは、砂岩に富む部分に（南部域）、半波長 1.5～3km で、長さ 15 km 続く東西の軸をもつ開いた向斜構造（果無向斜）が存在し、これは日高川帯で最大の向斜構造である。褶曲構造の翼部と軸部に小褶曲が顕著に発達している（第 13 図にも認められる）。なお、御坊—萩（十津川）構造線に接する部分の丹生ノ川層の中には、巨大折れ曲がり帯（キンク帯）が存在し、第三紀における西南日本の時計回りの回転と結びつけて考えられている（柳井, 1986）。丹生ノ川層の年代は、放散虫化石に基づいて、竜神層と同じくカンパニアン（白亜紀後期）と見なされる。木村（1986）は岩相に基づいて、Na～Ng 部層の 7 部層に区分した（第 13 図）。

以上、今回の調査対象地域に分布する四万十帯日高川帯の白亜系付加体の地質特性の概略をまとめた。個々の地すべり地の地質特性と地すべりの発生要因との関係まで言及するスペースはないが、一般的にいえば、剪断された泥質岩中に物性を異にするブロックが含まれるメランジュ相の部分では、斜面が不安定となって斜面変動を発生することが多い。また、粗粒碎屑岩相の部分では、砂岩／泥岩互層は一般に北へ急斜していることが多いことから、流れ盤斜面では泥質部が滑動する層すべりのタイプの斜面変動がしばしば発生する。一方受け盤となる斜面では、斜面変動は地層のクリープ的滑動から崩落にいたるいわゆるトップリングが主要な運動様式となって大規模崩壊が発生することがある。なお、付加体中に発達する断層周辺では、岩層が破碎されているばかりでなく、熱水変質を被って沸石類（ローモンタイト）が生じていることがしばしばあり、砂質岩の優勢な粗粒碎屑岩相の付加体でも著しく脆弱となっていることがある。

参考文献

- アーバンクボタ編集室（1999）：特集=紀伊半島の地質と温泉〔付図：紀伊半島四万十帯の地質図（1：250,000）〕。アーバンクボタ，38，株式会社クボタ広告宣伝部，56p.
- Hada, S. (1988): Physical and Mechanical Properties of Sedimentary Rocks in the Cretaceous Shimanto Belt. *Modern Geology, Shimanto Belt, Southwest Japan—Studies on the Evolution of an Accretionary Prism*, 12, 1/4, 341-359.
- 波田重熙・平朝彦（1993）：露岩は語りかける—海に向かって成長する四国—。「黒潮のめぐみ（高知大学編）」，高知新聞企業，50-64.
- 橋本 勇（1971）：和歌山県御坊・印南・南部地域の日高川層群と印南層群。松下久道教授記念論文集，341-350.
- はてなし団体研究グループ（1974）：紀伊半島四万十帯，音無川帯の研究—層序と構造の総括—。和歌山大学教育学部紀要，自然科学，29，33-70.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦（1983）：南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成。科学，53，429-438.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1975）：四万十帯地帯の発展史。地団研専報，（19），143-156.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1977）：和歌山県竜神村南部の日高川層群—紀伊半島四万十帯の研究（その8）—。地球科学，31，250-262.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1986）：紀伊半島西部中津村周辺の日高川層群美山累層—紀伊半島四万十帯の研究（その11）—。地球科学，40，274-293.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1991）：和歌山県中東部の日高川層群湯川累層・美山累層—紀伊半島四万十帯の研究（その12）—。地球科学，45，1，19-38.
- 木村克己（1986）：奈良県十津川村南部四万十帯北帯の日高川層群—層序と古地理—。地質雑，92，185-203.
- 栗本史雄（1982）：和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—。地質雑，88，901-914.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫（1998）：20万分の1地質図幅「和歌山」。地質調査所。
- 日本の地質編集委員会編（1987）：日本の地質6「近畿地方」。共立出版。
- 鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎（1979）：5万分の1地質図幅「栗栖川」及び同説明書。地質調査所，49p.

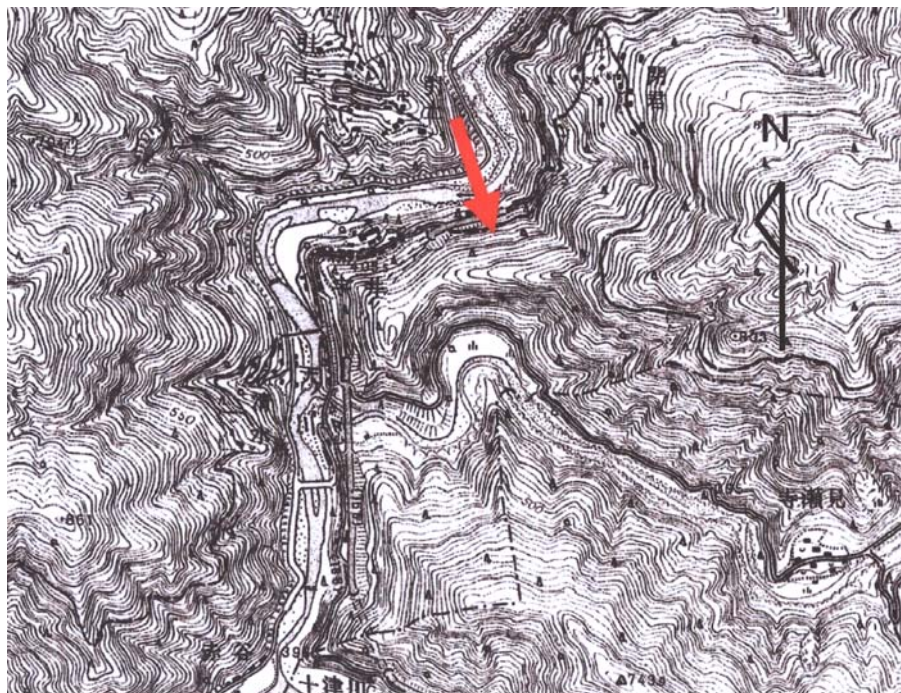
- 平 朝彦 (1990) : 日本列島の誕生. 岩波新書 148, 岩波書店, 226 p.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980) : 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・岡村 真編 四万十帯の地質学と古生物学, 林野弘済会高知支部, 319-389.
- 竹内 誠 (1996) : 紀伊半島三波川・秩父帯・四万十帯の地質-奈良県吉野地域及び三重県橿田川地域-. 地質調査所月報, 47, 4, 223-244.
- Tateishi, M. (1978): Sedimentology and Basin Analysis of the Paleogene Muro Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.,
Series of Geol. And Miner., 62 (2), 187-232.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫 (1979) : 5 万分の 1 地質図幅「江住」及び同説明書. 地質調査所, 59p.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・井内美郎・石上知良・木村克己・公文富士夫・中條健次・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・谷口純造 (1981) : 5 万分の 1 地質図幅「龍神」及び同説明書. 地質調査所, 63p.
- 大和大峯研究グループ (1992) : 紀伊山地中央部の中・古生界, その 4, -高原川地域-. 地球科学, 46, 185-198.
- 柳井修一 (1986) : 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯 (Megakink) とそのテクトニックな意義. 地質学雑誌, 92, 8, 603-606.

2. 十津川流域で最近生じた斜面崩壊 —2004 年大塔村宇井の斜面崩壊—

石井孝行・諏訪 浩

2.1 はじめに

十津川流域では 1889 年（明治 22 年）豪雨によって多数の崩壊が発生し，新湖を形成するような大規模崩壊も数多く発生している（たとえば，平野ほか，1984）．このとき発生した大規模崩壊地は 100 年以上経過した現在でもその存在を地形図ならびに現地観察で確認することが可能である．しかし，崩壊以前の斜面形状の詳細は不明であり，現在では植生が繁茂し，しかも後の変形作用（たとえば，風化作用，雨蝕，小規模マスマーブメント）などによりすべり面の性質を特定することが困難である．このような状況のなかで，2004 年 8 月 10 日未明に十津川流域の大塔村宇井地区で規模は大きくないが斜面崩壊が発生した．そこで，崩壊発生後，時間があまり経過していない同年 8 月と 11 月の 2 回，同崩壊地の地形測量・すべり面の性質および地質調査を行い，斜面崩壊発生の素因および崩壊地の拡大などを検討した．



0 250m

図1 崩壊地の位置（図中の矢印）

国土地理院発行 2万五千分の1地形図「辻堂」，「上垣内」図幅を使用

2.2 崩壊地付近の外観および崩壊の経緯

斜面崩壊が発生した奈良県大塔村宇井地区は十津川の比較的上流域にあり、崩壊が生じた斜面は十津川左岸を通る国道 168 号線の旧道とバイパスが分岐する地点付近に位置している（図 1）。この付近の地質は四万十累帯に属し、主として砂岩・頁岩の互層からなる（藤田 崇ほか、1990）。崩壊を起こした斜面は、東に標高約 1000m を有する山体をもち、そこから派出した標高 480～530m で東北東－西南西に延びる尾根の北側の平板状の斜面であり、十津川の攻撃斜面となっている。そして、この派出尾根の南側も十津川支流の攻撃斜面である。南北断面みると、南側斜面が急で、崩壊を起こした北側斜面は相対的に緩やかな非対称の形態を呈している（図 1）。

斜面崩壊が生じた経緯については、藤澤ほか（2004b）によって報告されている。それによると、斜面崩壊の前兆については 2004 年 1 月頃から斜面擁壁や斜面で変状が確認されていた。さらに、崩壊に至るまでの主な降水量は 6 月 21 日に 150mm/day、7 月末から 8 月上旬にかけて襲来した台風 10・11 号による総雨量は 540mm 達していた。

2.3 崩壊斜面の性質

2.3.1 崩壊地およびその周辺の地形特性

斜面崩壊発生以前の斜面の状況を見るために崩壊地輪郭測量結果（2004 年 8 月 14 日測量）と国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図とを重ねてみると（図 2）、崩壊は斜面全体のなかでは斜面上部で比較的緩やかで、斜面中部から下部にかけて急となる凸型斜面の中腹部分を中心として発生している。

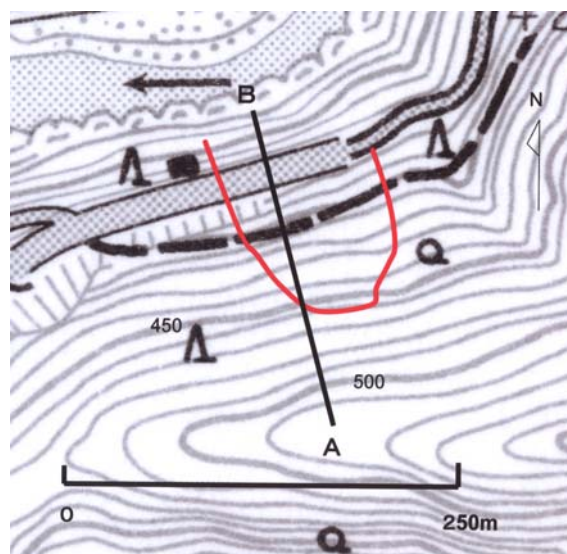


図 2 崩壊地の輪郭

原図は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「辻堂」を使用

斜面の傾斜角は、斜面肩以低では 40° 位あり、国道に接する斜面部分ではそれ以上の値に達し、全体的に非常に急である（図3）。

少し詳細に微地形をみると、崩壊地の右左岸の滑落崖は崩壊前に斜面に浅く刻まれていた凹地ないし谷にほぼ沿うようなかたちで位置し、崩壊で移動した部分の平面形は斜面下方へ向かって凸型を呈しており、舌状地形を示している。また、崩壊地をのせる斜面には、斜面頂部から国道にかけて3つの遷急線（点）が認められる。すなわち、これらは、斜面上方から、斜面肩付近の標高 550~560m（第1）、500~510m 付近（第2）と 450~470m 付近（第3）に存在し、崩壊地の頭部は第2の遷急線付近に位置している（図2、3）。さらに、上述の舌状地形は第1と第2遷急線（点）との間のものと第2と第3遷急線（点）との間に形成されたものとの2つからなる。ここで問題となるのは、上述したように非常に急な斜面部分に形成されたこれら2つの舌状地形が基盤岩石を反映した地形であるか、それとも堆積物などの未固結物質を反映した地形であるかどうかという点である。このことは、移動物質が主として新鮮な基盤岩石を切ったものであるか、それとも未固結物質の移動であるかに関わってくる。

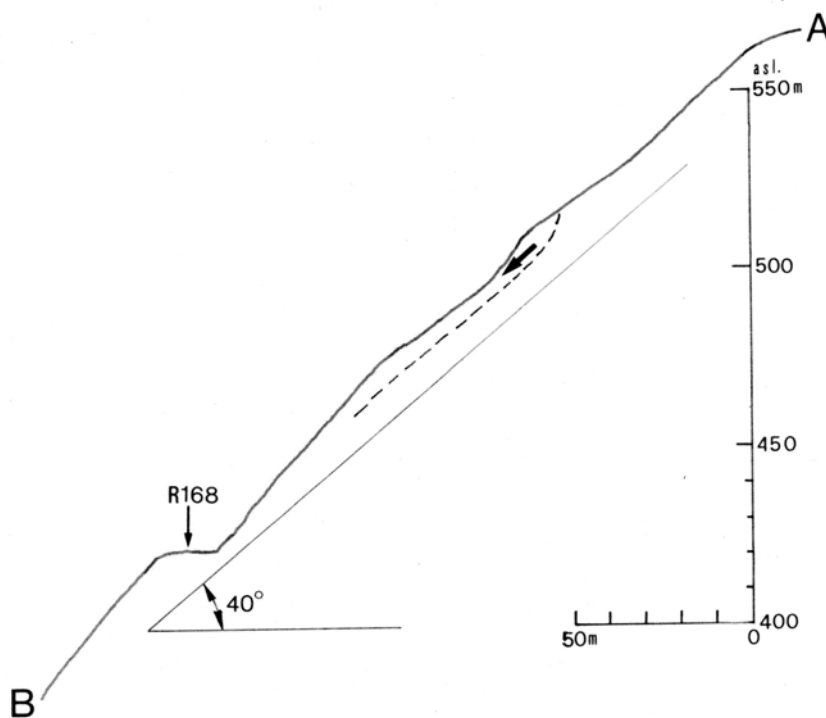


図3 図2の測線A-Bに沿う縦断形

矢印と破線は崩壊地の位置を示す

崩壊後における崩壊地の地形の状況を示したのが図4である。この図をもとに滑落崖の状況をみると、標高460~470m位までの下部は幅広く、それ以上は狭くなっている。このようななかで、右岸側（東側）の滑落崖は、ごく一部で緩やかな傾斜の部分が見られるものの、比較的急傾斜をなしているが、左岸側（西側）では滑落崖の基部に傾斜の緩やかな岩棚が存在し、両者の間には明瞭な傾斜の変換がなく、漸移している。しかも、図4では左岸側斜面下方に滑落崖が示されているが、国道を切る付近では岩棚が卓越し、傾斜が斜面上方に比べて緩やかになっている。この岩棚付近もすべり面となっている可能性がある（図5）。

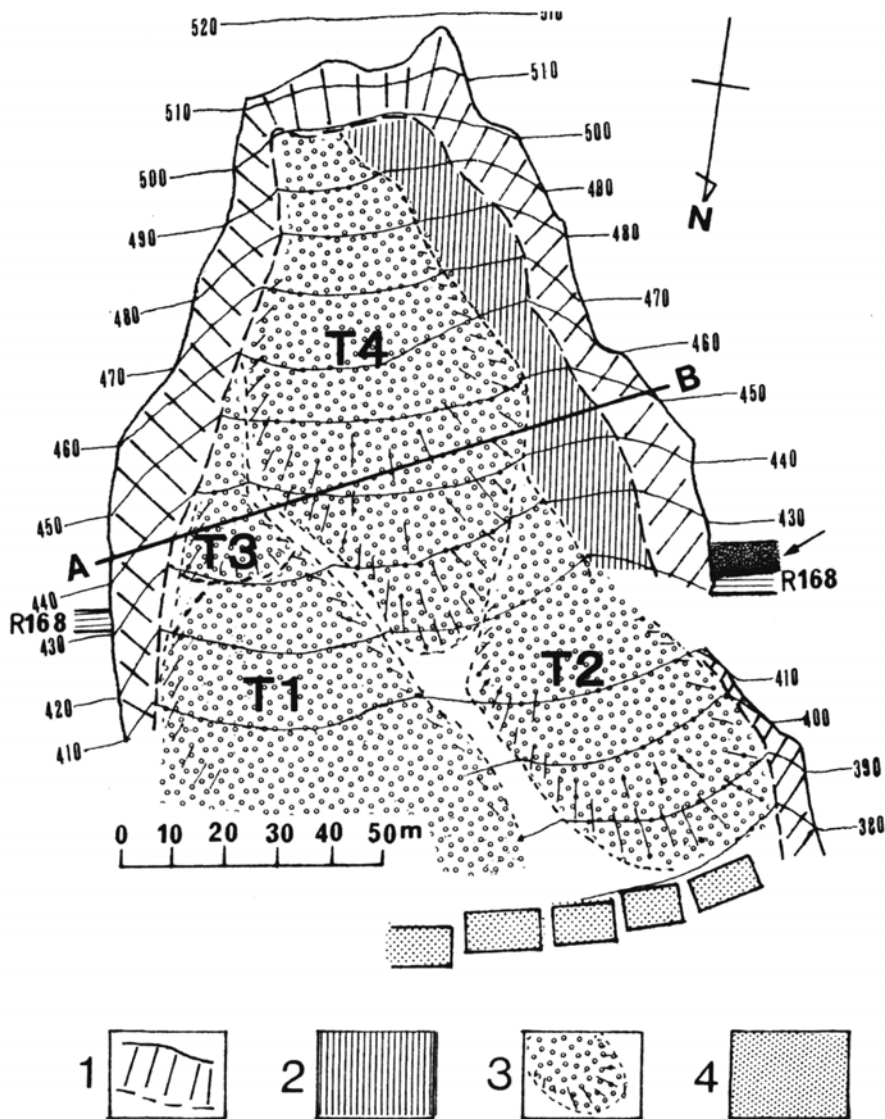


図4 崩壊地の地形分類（2004年8月14日測量）

1. 崖, 2. 比較的緩傾斜の岩棚, 3. テイラス, 4. 移動した擁壁
 矢印は国道山側のコンクリート製擁壁



図5 崩壊地の状況

テラスは4つ認められる(図4)。これらのうち、斜面下方に位置するT1テラスは主要な崩壊に伴って形成された可能性がある。このテラス形成プロセスは比較的乾燥した状態での土砂移動プロセスで国道を破壊している(図4, 5)。崩壊地左岸側に存在するT2テラスは、その先端部分に樹木を乗せたまま移動・停止して形成されたもので、T1テラスとほぼ同時に形成されたものか否かについては不明である。斜面上方に存在するT3・T4テラスはT1・T2テラスを被っており、これらのテラスは主要な崩壊以降、崩壊地東部付近および頭部付近が崩壊・後退することによって形成された可能性がある。藤澤ほか(2004b)によると、滑落はまず10日0:15に大規模滑落(1次滑落)、さらに同日午前中に断続的な東部滑落崖の小規模滑落(2次滑落)、次いで12日22:30に3次崩落、というように3段階に分けて発生したと報告されているが、これは上述のテラスの形成過程とおおむね整合的であると言える。ちなみに藤澤ら(2004b)によると崩落土量は約20万 m^3 と推定されている。そこで、滑落崖拡大の平面図(藤澤ら, 2004b)に示されている面積比率で崩落土量を配分すると、それぞれ15.4万 m^3 (1次滑落)、1.5万 m^3 (2次滑落)、3.0万 m^3 (3次滑落)となる。崩落土量の大部分が1次崩落で動いたことになる。

すべり面の横断形は、平野・石井(1989)のいう横断形状の評価のほか、移動する以前の物質がどのようにのっていたかを推定する有用な手がかりを与えるものとする。そこで1測線であるが、図4の中に示す測線ABに沿って横断測量を行った。その結果が図6である。崩壊地上方の標高470~480m付近の横断形は相対的に対称な形状を示している(図4, 5)、測線ABをとった崩壊地中央部付近では、図6で示されるように、横断形

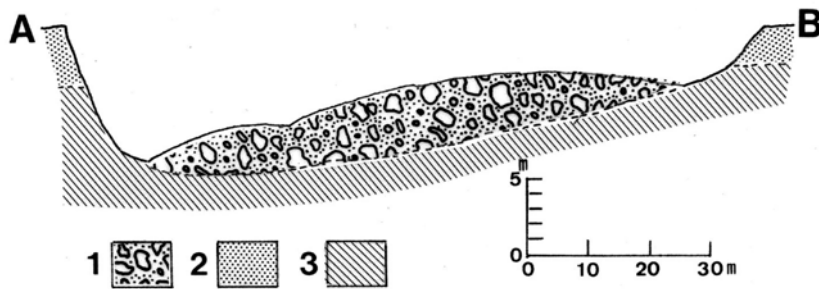


図6 図4の測線ABに沿う鉛直横断面

1. テイラス, 2. レゴリス, 3. 基盤岩石

点線は推定線である

は非対称形の凹地を呈している。すなわち、すべり面中央部の正確な形状はテイラス物質に被われていて不明であるが、滑落崖基部の位置からみると、右岸側で深く左岸側で浅くなっている（図5，6）。このような傾向は、既に崩壊前に行われたボーリング調査で得られたすべり面の深度分布（藤澤ほか，2004a）と一致している。

2.3.2 崩壊地の斜面物質

崩壊地内および周辺斜面の構成物質の状況は滑落崖の断面やテイラス物質の岩質・粒径などに表現されている可能性がある。そこで、崩壊前の斜面構成の状態を検討するために示したものが図7・8である。

図7のうち、写真右の矢印Aで示した部分は、斜面表面付近には暗黒色の腐食層（A1層と仮称）と、その下部に赤黄色系の細粒物質と数cmから数10cmの角礫を含む土層（A2層と仮称）からなる。後者に含まれる角礫の含有量，粒径および厚さは，滑落崖側壁でみるかぎり，斜面の部位ないし位置によってかなり異なる。このA2層は，表面流による堆積物ないし斜面表面で生じる小規模な崩れに伴う土砂移動によって形成された堆積物の可能性がある。写真右の矢印Bで示した部分は，その表面がA1層・A2層のマトリックスによって汚染されているが，白色系のブロック（礫）からなる物質である（B層と仮称）。現場でB層の詳細な性質を調べることはできななかったが，ブロックの積み重なり方や上下方向の分級とマトリックスの有無などからみて，B層はテイラス物質および土石流堆積物ではなく，砂岩の風化物である可能性がある。層厚は場所によって2m以上の地点もある。B層の下部に存在し，写真のなかで矢印Cで示した部分は暗黒色を呈する物質（C層と仮称する）である。C層を詳しくみると（左の写真の矢印Cの部分），C層はフレーク状の扁平な岩屑と同質と考えられる物質物質からなる。この層の特徴は扁平な岩屑のオリ



図7 崩壊地内の露頭

写真左は崩壊地右岸中腹付近，左は頭部付近の状況を示す。

エンターションが卓越していることであり，図7では崩壊地頭部付近でも確認することができる（図7写真右）。しかも，図7で示されるように，扁平岩屑のオリエンテーションは，下部にくる砂岩（図7写真左の矢印D）の上面にほぼ一致している。C層は頁岩と考えられるが，このような構造は風化作用のみによって形成されたとは考えがたく，既に以前のすべりなどによる剪断を被っていた可能性もある。以上の各層は土壌物質・二次堆積物・風化物質などの未固結物質からなり，それらの下部には図7写真左の矢印Dで示されるような節理・割目の発達が比較的乏しい白色系の塊状砂岩が現れる（D層と仮称）。このD層は図7のように崩壊地右岸の滑落崖でも一部露出するが，左岸側では図4で岩棚とした部分はほとんどD層から構成されている。しかも，D層上面の地形が今回崩壊した物質をのせる受け皿を反映している可能性が強いと考える。

つぎに，上述したA，B，Cの各層を構成する未固結物質が斜面縦断方向に沿ってどのように分布していたかを推定するために示したのが図8である。図8は現地測量・観察に基づいて作成したものであるが，投影断面であるために実際の断面との間には歪みがある。ところで，図8でレゴリスとした物質の定義には，若干問題があるものの（Taylor and Eggleton, 1997），斜面物質という観点からレゴリスはJackson (1997) の定義にしたがった。さらに，ここでは，レゴリスは土壌物質・二次堆積物などのA層をレゴリスⅠとし，風化物質などの未固結物質B・C層をレゴリスⅡとした。

図8の投影断面をみる限りでは，レゴリスの厚さは崩壊地右岸側（図8のE）で厚く，それに対して左岸側（図8のW）ではかなり薄く，そこではレゴリスはベニア（薄層）の状態分布している。左岸側レゴリスの厚さの分布特性は，斜面が比較的直線状で，斜面の傾斜角が40°位と急で，しかもD層上面の凹凸が比較的少ないなどの条件では，山地斜面としては当然なことであるのかもしれない。レゴリスⅡは前述のD層上面の形状に沿う

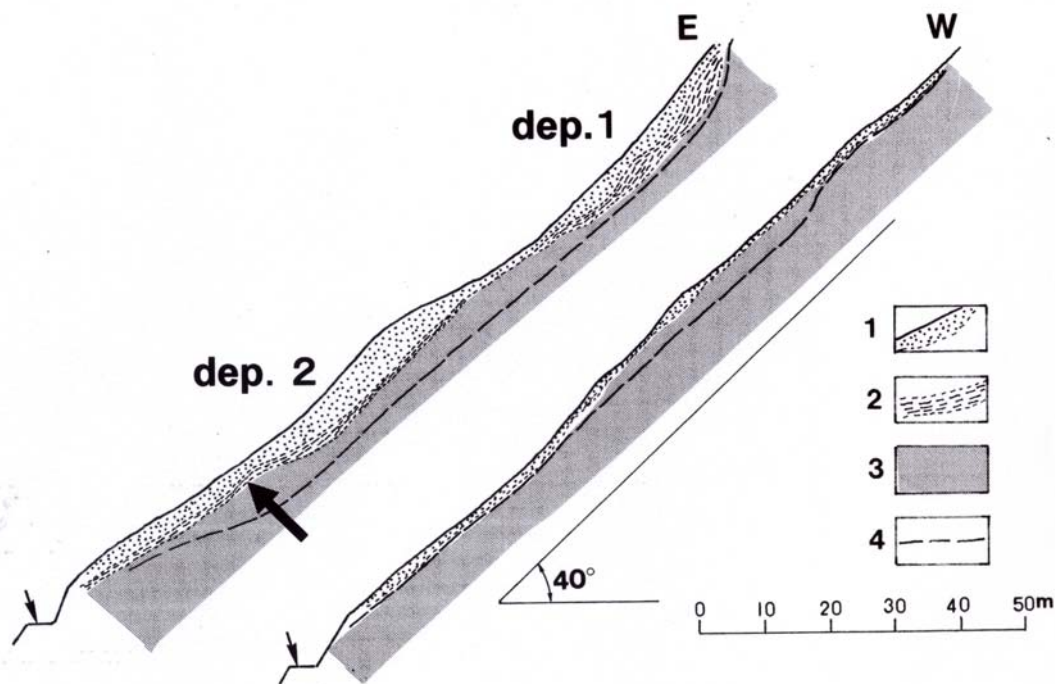


図8 南北面に投影した滑落崖右岸（E）・左岸（W）の断面

1. レゴリス I, 2. レゴリス II, 3. 比較的新鮮な基盤岩石 4. 滑落崖基部.

矢印は国道 168 号線の路面を示す.

ようなかたちで分布しているのと同時に、これらは大局的にみれば斜面と同じ方向に傾斜していることから、今回の崩壊は流れ盤タイプであると考え、今回の崩壊は、平野ほか（1984）および藤田ほか（1990）が十津川災害の際に発生した大規模崩壊について指摘した地質構造規制を受けたものと同じ範疇に入ることになる。したがって、地形的にみれば、崩壊を起こした斜面はケスタ状地形の背面にあたる。

ところで、今回の斜面崩壊の素因の一つを考える際に右岸側の断面の特徴は有用な示唆を与えるものと考え、すなわち、崩壊地頭部付近から国道路面までの断面をみると（図8のE）、D層上面は図8の dep. 1・dep. 2で示されるように斜面上方のものと下方のもの2つの窪地を有している。dep. 2の窪地は図中の文字 p 付近を境にして2つに細分されるかもしれない。これらD層上面の窪地にはレゴリスがレンズ状に横たわっている。各レンズ状レゴリスは、当然、それぞれ下方端で薄くなるとともに、D層上面の傾斜も減少している。このようなレゴリスのレンズ状構造は、その下方端で降雨に伴って発生する中間流を集中させ、間隙水圧を高めるとともに地下水面を浅くするようなポテンシャルを有するものと考え、

2.4 あとがき

今回の崩壊発生についての素因一つである物質の状態を吟味する場合、崩壊を起こした斜面物質の状態は、既述したA、B、C、Dの各層が平板状斜面に平行になるような単純な構造ではなかった可能性がある。すなわち、藤澤ほか（2004）も指摘するようにB、C、D層は全体として斜面下方へ傾く流れ盤構造を示していたとしても、滑落崖にC層およびその一部が残存していることなどから（図7の左）、現在みられる滑落崖とその基部がすべり面をかなりを反映している。未固結物質であるレゴリス全体も大局的にみれば縦断方向では崩壊地頭部と国道路面付近で薄く、横断方向では右岸側で薄く左岸側で厚い上下に凸形をしたレンズ状を呈していたことになる（図3、6、8）。このようなレゴリス全体の構造に加えて、そのなかにdep. 1・dep. 2（図8）として示したような小規模なレンズ状レゴリスの局所的存在も崩壊発生の素因の一部になったことは否定できないと考える。

一方、崩壊物質の状態という点で滑落崖頭部とその右岸側および左岸側に発達する岩棚などに分布するC層ならびD層表面の状態に着目すると、C層は前述した性質を有することのほか、図7左の写真の例で示されるように、その一部が切られている場合がある。D層の表面は、同じ図で示されるように（矢印D）、C層に含まれる角礫によるとみられる擦痕が刻まれている場合もあるものの、全体としては平滑である。これらのことから考えると、レゴリス下層のC層の存在が、レゴリス基底のD層表面の地形と相まって、崩壊発生に対して重要な素因物質となったと考えることが可能である。

テイラスの存在からみれば、T3・T4の2つのテイラス（図4）は、少なくとも主崩壊に続く2回の崩壊地拡大を伴う崩れがあったことを示唆している。さらに、各テイラス表面には粗粒が薄層（粗粒岩屑の1粒子径程度）として斑点状に被っているものの、全体としては細粒物質が卓越していて（たとえば図5および図7右）、粒径の分級が縦断・上下方向に十分行われていない。このことは移動物質の粒度分布特性にもよるが、各テイラスは崩壊に続く比較的速度の遅い岩屑流（avalanche）によって形成された可能性がある。

以上では、崩壊地およびその周辺の地形と構成物質の状態を中心に記載した。斜面変動（崩壊）を引き起こす地形・地質的要因については既に整理されている（たとえば、藤田ほか、1990、pp.34）。さらに、今回の調査から、崩壊地を含む斜面全体から考えるとき、岩屑の安息角あるいは落石テイラス斜面の平均傾斜角（35～40°程度）以上の傾斜角を示すケスタ状地形の背面において上方に凸形ないし舌状の地形が存在するか否かの検討は、地表面から未固結物質の基底あるいは埋積谷の形状を推定することは不可能であるにしても、不安定斜面の診断に有用であるかもしれない。

引用文献

- 平野昌繁・石井孝行（1989）土砂移動現象における土塊横断形状の地形学的意義．京都大学防災研究所年報，32B-1，197-209.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄（1984）1889年8月豪雨による十津川災害の再検討—とくに大規模崩壊の地質構造規制について—．京都大学防災研究所年報第27号B-1，369-386.
- 藤澤和範・野村康裕（2004a）奈良県大塔村で発生した地すべり災害（災害速報）．土木技術資料，46(9)，4-5.
- 藤澤和範・野村康裕・小山内信智・池田 正・谷口房一（2004b）奈良県大塔村で発生した地すべり災害（続報）．土木技術資料，46(10)，4-9.
- 藤田 崇・平野昌繁・石井孝行・波田重熙・八尾 昭・諏訪 浩（1990）西南日本における初生的大規模斜面変動の発生・移動機構の解析．文部科学省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」ワーキング研究成果報告書（研究代表者 藤田 崇），73pp.
- Jackson, J. A. (1997) Glossary of geology. 4th ed., American Geology Institute, Alexandria, Va.,769pp.
- Taylor, G. and Eggleton, K. A. (2001) Regolith geology and geomorphology. John Wiley & Sons, 325pp.

3. 2004 年 21 号台風豪雨で三重県宮川流域に発生した

崩壊, 土石流, 岩屑なだれ

諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇

3.1 はじめに

2004 年, 三重県南部は 21 号台風に伴う豪雨に見舞われ, 9 月 29 日朝, 斜面災害や浸水被害が発生した. とくに宮川流域では斜面崩壊や土石流が多発し, 死者行方不明者 7 名を数え, 建物や道路, 橋梁など被害は多方面に及んだ. 紀伊半島南部に位置し, 海溝型地震の揺れに周期的にさらされることや, 日頃から雨量が多い地域であることなど, 十津川流域と共通する点が多い. この豪雨により宮川流域で起きた崩壊の実態を明らかにしておくことは, 1889 年に十津川流域で起きた崩壊のプロセスやメカニズムを検討したり, 今後の崩壊に備える上で参考になることが多いように思われる. 筆者らは崩壊の現地調査を三度にわたり実施した. 主要な調査結果を以下に報告する.

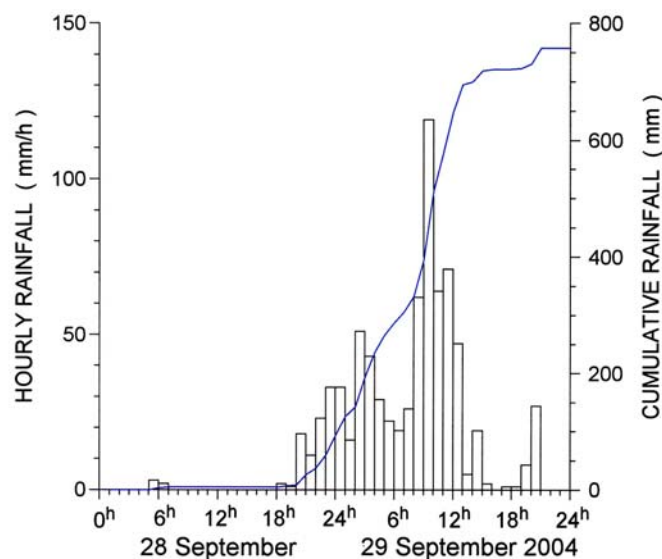


図1 三重県宮川村栗谷(くりだに)観測点における時間雨量の推移

3.2 降雨状況

三重県土砂災害情報提供システムの降雨データによると, 宮川村栗谷の雨量観測点では 28 日 18 時の降り始めから翌日 21 時までの 27 時間に降雨量 758mm を記録した. うち 24 時間雨量 732mm は確率降雨として再起年がおよそ 50 年である. 土砂災害の発生は降雨強度がピークを迎えた朝 9 時から 10 時半の時間帯に集中した. 10 時までの 1 時間雨量は 119mm (図 1 参照, 時間雨量) であり, 再起年はおよそ 100 年である (土木研究所水理水文チーム提供プログラム使用).

3.3 豪雨による宮川の洪水

三重県松坂地方県民局のデータによると、宮川ダムへの流入水流量は9時50分に4,011 m³/sを記録し、計画洪水流入水流量2,500m³/sを大きく上回った。また最大放流水流量は11時59分に2,580m³/sに達した。ちなみに、宮川ダムの竣工は1957年であり、2003年までの既往最大流入水流量2,401m³/s、最大放流水流量1,500m³/sであったが、今回はそれらをそれぞれ大きく上回った(図2参照)。宮川本川では増水のため河岸の表土や植生がごとごとく剥がれるとともに、大量の土砂堆積が生じて河床上昇は最大3~4mに達し、川筋の景観が一変した。この洪水のため、下流の三瀬谷ダムは以後貯水不能となっていたが、2月になって試験貯水が開始され、発電再開は2005年10月の予定とのことである。

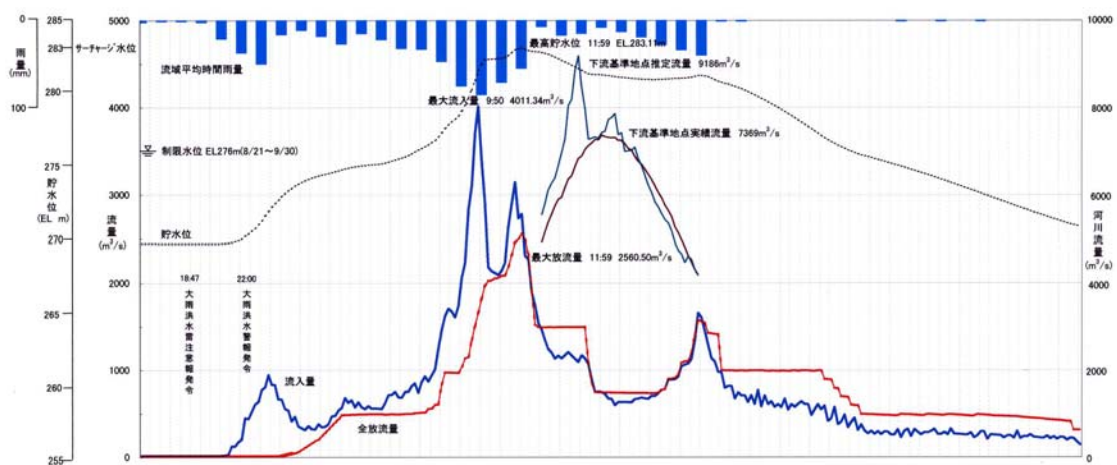


図2 三重県宮川ダムにおける流入水流量と放流水流量の推移

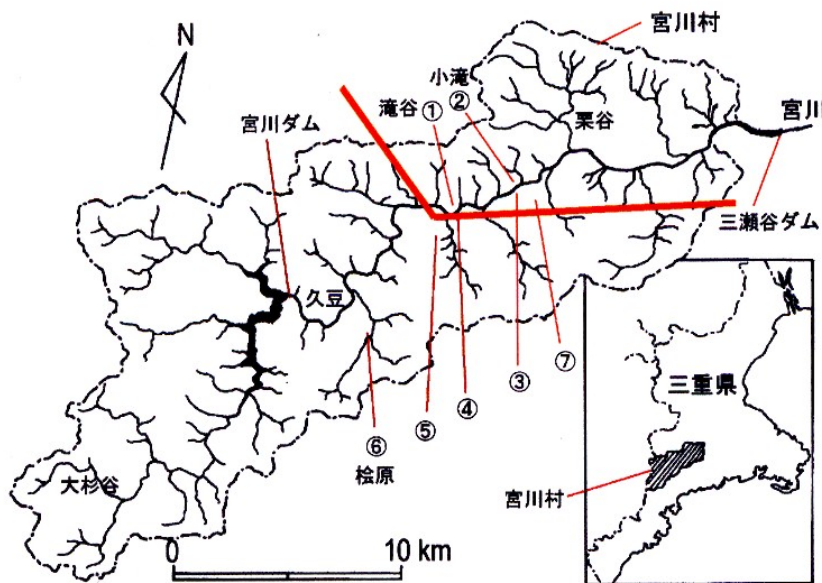


図3 宮川流域と主な崩壊地(丸番号①~⑦で示す)。1/50万地質図京都図幅によると、赤い境界線から北側がおおむね三波川帯、南側が秩父帯となっている。

3.4 流域の地質

斜面崩壊調査地のうち、主要な地点に番号をふり、図3に示す。宮川村に分布する地質は「20万分の1近畿地方土木地質図」(図4)によれば滝谷付近を境にその北側は三波川帯となっているが、現地を踏査してみると三波川帯に分類されているところでも岩石の変成程度はそれほど強くなく、むしろ秩父帯と推定されるところも多く見られた。頁岩、砂岩、粘板岩、粘板岩砂岩互層、緑色岩、チャート、混在岩が分布している。地層の走向は概ね東西方向で、傾斜は $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ (局部的には 70° 程度)であるが、波長数百メートル程度の褶曲が存在する可能性があるとともに、いくつかの断層が発達し、地質構造は変化に富む。このため、個々の崩壊地域での地層の走向・傾斜はともに変化が顕著である。このような点も影響して、崩壊様式や土砂移動の様式が多様であったことが注目される。

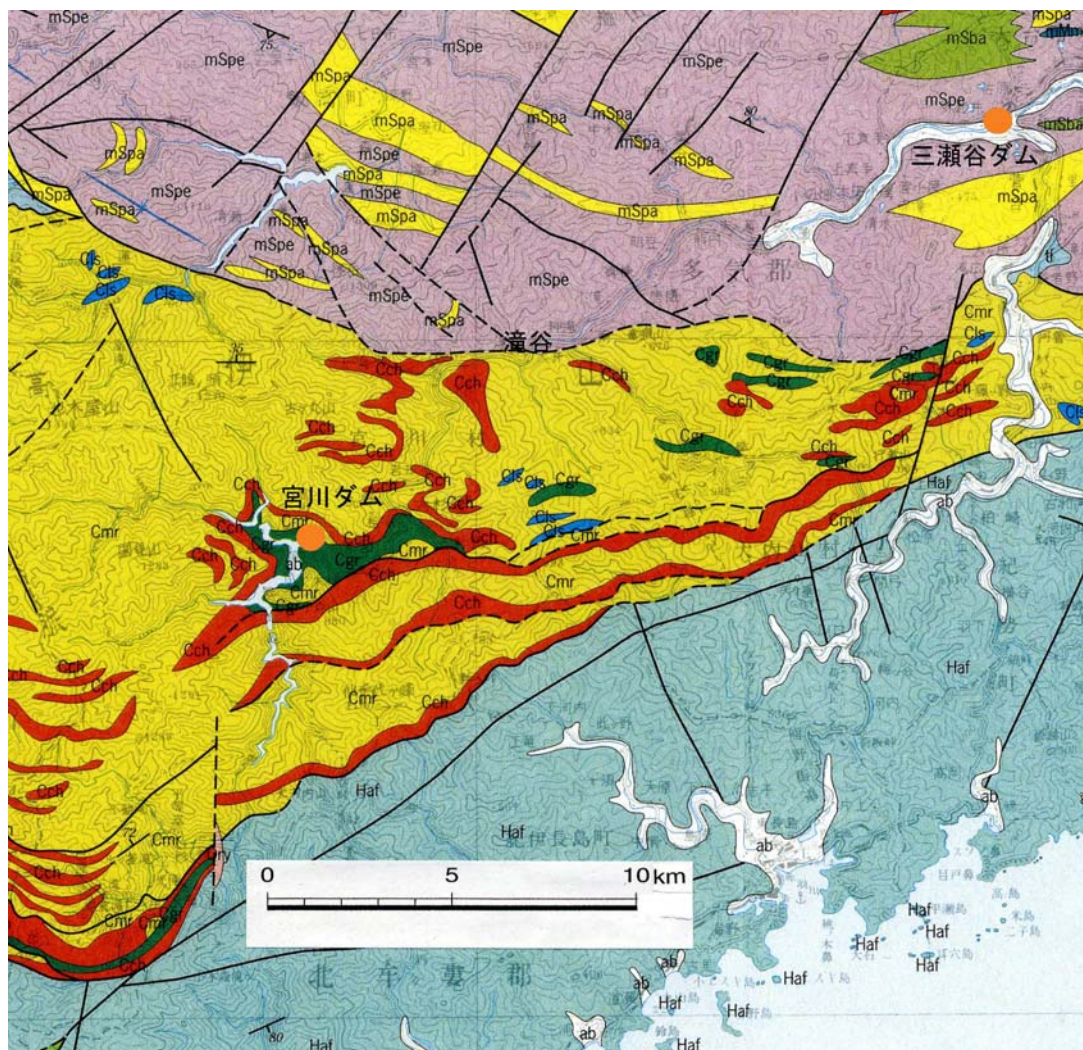


図4 宮川流域を含む地域の地質分布。20万分の1近畿地方土木地質図(2005)から切り出し、加筆のうえ引用。三波川帯のmSpa:砂質片岩, mSpe:泥質片岩;秩父類帯のCmr:泥質基質中に砂岩, チャート, 石灰岩, 緑色岩などの岩塊を伴う混在岩, Cch:チャート, Cgr:緑色岩類, Cls:石灰岩



図5 滝谷崩壊の前（上）と後（下）. 滝谷在住の天野清二氏提供

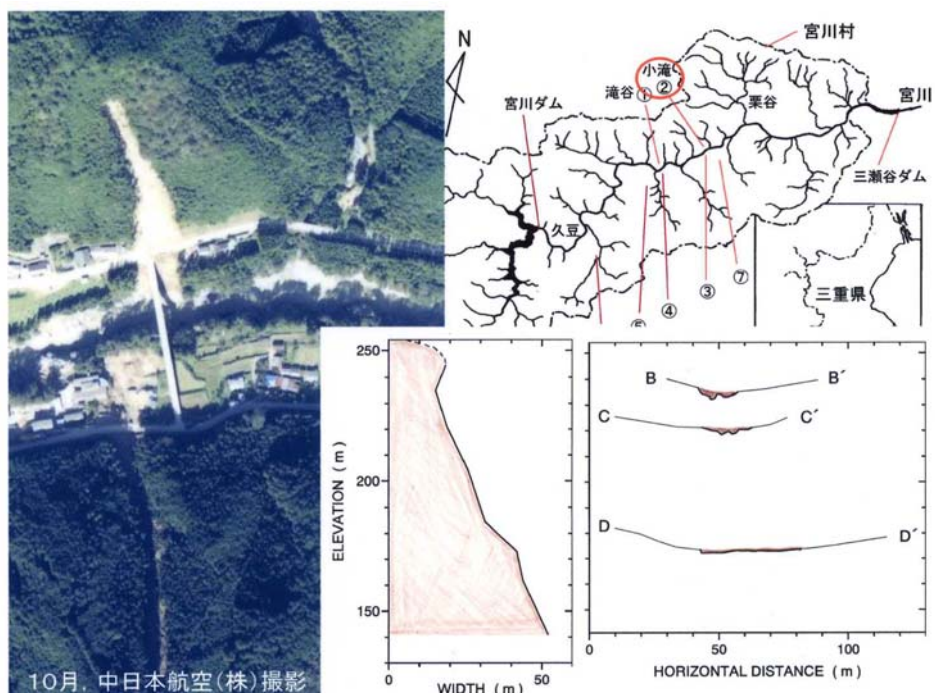


図6 小滝崩壊後の空中写真と崩土移動幅の拡大状況

3.5 崩壊状況

滝谷①では、南東に傾斜する斜面の中腹部から派生した尾根の下部が幅およそ 40m、斜面長 80m、崩壊最大深 8m で崩壊した（図 5）。崩壊地の両側には楔状に 2 方向の小断層がある。これらと岩盤の著しい風化が崩壊の素因である。崩壊斜面は尾根状であるが、東側に隣接して谷地形があり、流域面積が大きいとため降雨時には大量の表面流と地中流を集めていたことが目撃されており、崩壊の誘因と連動していたものと思われる。崩土量はおよそ 8,000m³ である。小滝②の地点では頁岩と岩屑が褶曲軸のプランジ方向へ滑り落ちた。この斜面には崩壊直後に形成されたと見られる溝状の地形ができていた（図 6 の右図参照）。これは崩壊の頭部から相当量の湧水があったことを示すものであり、この湧水を出現させた地下水が崩壊の誘因をなしたと考えられる。この崩壊では、形状からいけば直線斜面が崩れた。そして、崩土の移動幅が斜面脚部に向けて顕著に増大していることが注目される（図 6 の左図参照）。滑落崖の幅が大きくなっても、崩土の滑落移動につれてその幅が著しく増大すると、斜面脚部での被災地が拡大することになる。崩土移動幅の評価は崩土到達距離の評価と共に防災上重要であることが示唆される。いっぽう、小滝②の対岸の地点③ではトップリングタイプのクリープ岩盤が崩壊したと見ることができる。また、滝谷①の対岸の地点④ではバックリングタイプのクリープ岩盤が崩壊したと見ることができる。これら地点③と④では頁岩からなる斜面が崩壊した。

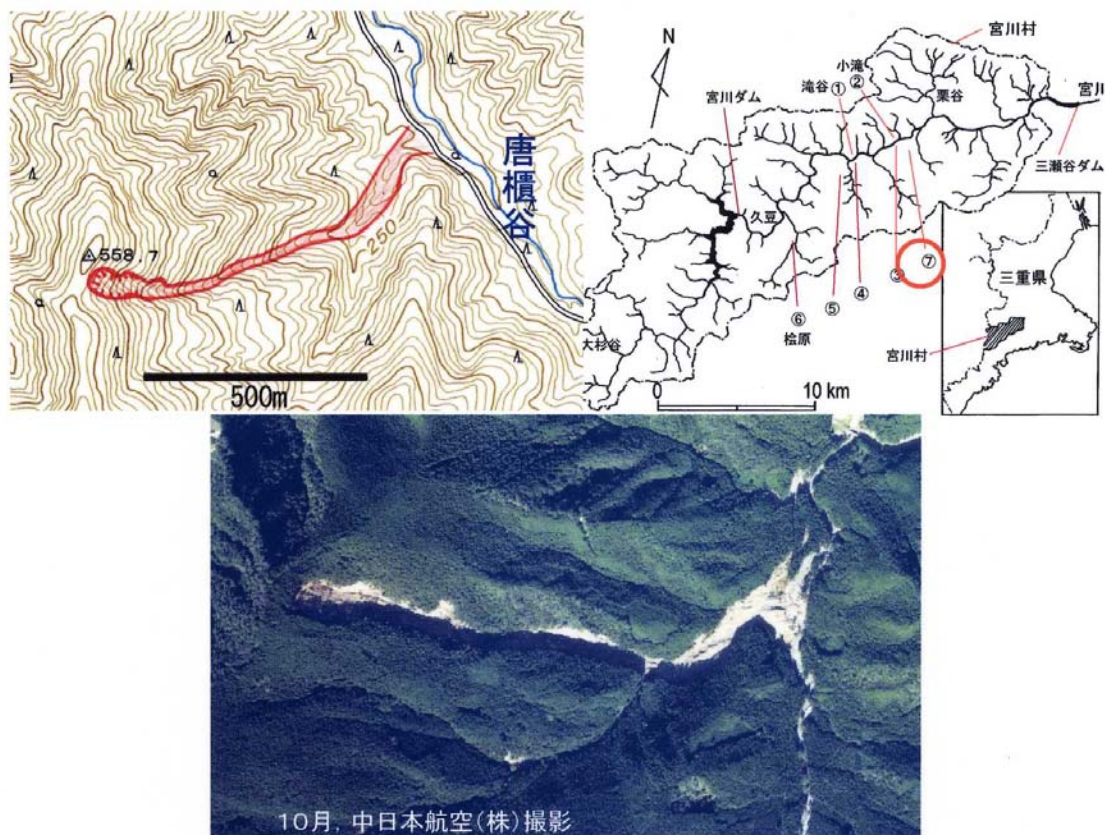


図 7 唐櫃谷左支谷での崩壊状況。右上の図は国土地理院 1/2.5 万江馬図幅を改変

以上は土量が数百～数千 m^3 程度の小規模な崩壊であるが、唐櫃谷（からとだに）の左支谷⑦の地点で起きた崩壊や春日谷の左支谷⑤の地点で起きた崩壊は規模が大きい。唐櫃谷左支谷では、泥質岩からなる流れ盤斜面が崩壊し、崩土は土石流となって 800m 下流の唐櫃谷本川に流れ込んでいる。崩壊土量はおよそ 2 万 m^3 である（図 7）。春日谷左支谷⑤では主として粘板岩からなる流れ盤斜面が隣接流域を隔てる尾根をかすめて大きく崩壊した（図 8）。崩壊の体積はおよそ 50 万 m^3 である。崩土は岩屑なだれとなって 1km 駆け下って春日谷本川を一時堰止め、天端の比高が 15m を超える天然ダムが形成された。なお、



図 8 春日谷左支谷の崩壊と岩屑なだれ流下範囲。国土地理院 1/2.5 万間弓図幅を改変

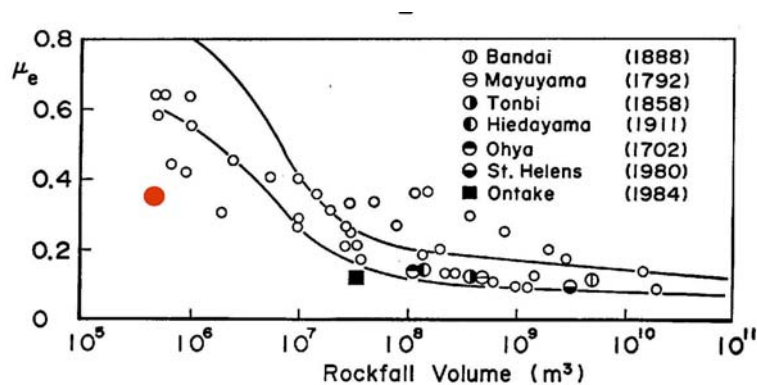


図 9 崩壊土量と等価摩擦係数の関係。

春日谷左支谷岩屑なだれの場合を大きな丸印で示す

春日谷本川においてダム上流側に明瞭なダム湖が形成された痕跡が認められない。天然ダム堤体の中央部分は、当時著しく増水していた本川の流水によって瞬く間に侵食されたため、水が貯留しなかったものと考えられる。等価摩擦係数は0.35であり、体積50万m³規模の崩壊としては値が小さめであることが注目される（図9）。斜面に残された偏流すなわち Super-elevation の痕跡から、なだれの主部の速度は、支谷の下流部でおよそ10m/s、流量は7,000m³/sほどに達したと推定される（図10）。

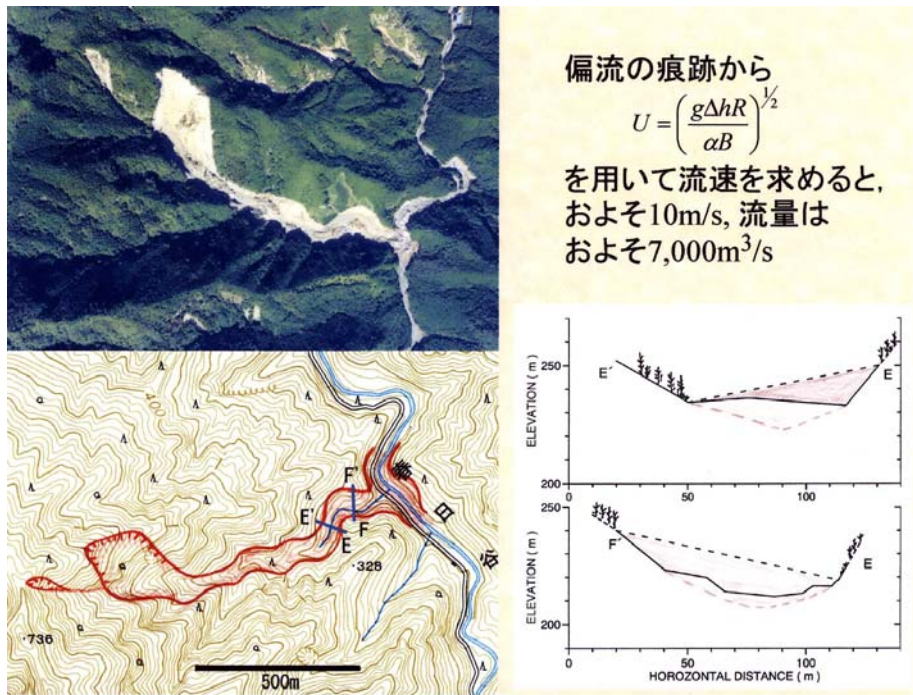


図10 岩屑なだれの偏流状況と流速の推定法。国土地理院 1/2.5 万地形図間弓図幅を改変

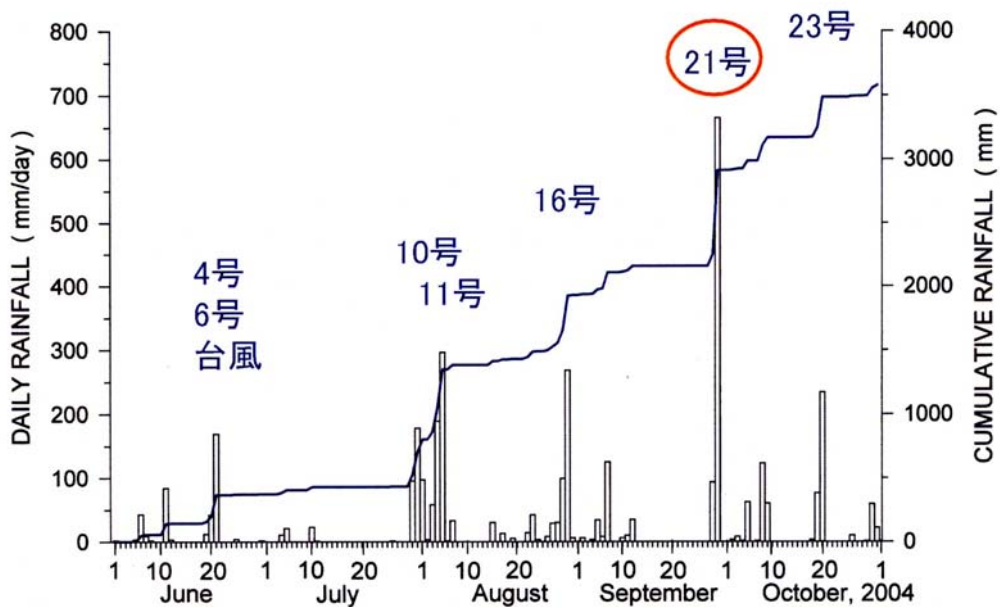


図11 宮川村栗谷における日雨量の推移（6月～10月）

3.6 崩壊の素因形成事象

これら崩壊の素因を考える上で、次の2点を省くわけにはゆかない。日雨量の履歴を示すと、図11のようになる。宮川の流域はこの災害が起こる前の4箇月間にかなり規模の大きな降雨に何度も見舞われている。とくに、7月30日から8月5日までの7日間に宮川村栗谷では916mmの、宮川村久豆（アメダス観測点宮川）では1,199mmの大雨に見舞われている。このような履歴は9月29日発生崩壊の素因形成に何らかの役割を果たしたかも知れない。もう一つは9月5日の紀伊半島南東沖地震（M7.4）である。その際、宮川村ではおおむね震度4の揺れであった（図12）。それ自体は斜面崩壊の誘因となるような強震ではないかも知れないが、このような揺れが当日と翌日にかけて3度もあったことが注目される。9月29日の豪雨に際しては、平板状斜面や尾根型斜面でも崩壊が起きている。また春日谷左支谷では規模の大きな崩壊があった。これらの崩壊の素因形成に2004年9月5日と6日の紀伊半島南東沖地震のときのような揺れが何らかの役割を果たしたか否かを明らかにすることが重要な課題である。

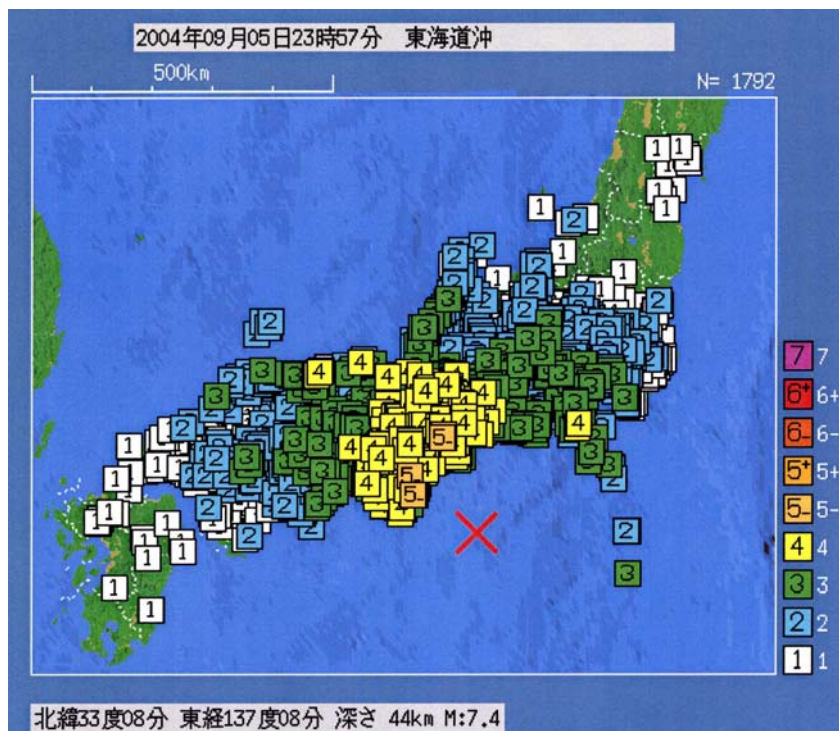


図12 2004年9月5日紀伊半島南西沖地震による震度分布。気象庁（2004）を一部改変

謝 辞

降雨データは三重県土砂災害情報システムの提供による。宮川ダムにおける流量データは三重県松坂地方県民局建設部ダム管理室よりご提供いただいた。現地調査の一部は大杉谷自然学校の方々ならびに土志田正二氏（京都大学大学院理学研究科院生）と共同で実施した。調査に際し、千木良雅弘教授（京都大学防災研究所）ならびに宮川村在住の多くの方々に関連情報をご教示いただいた。ここに記し、関係各位に感謝の意を表する。

参考文献

- 林 拙郎・土屋 智・近藤観慈・芝野博文・沼本晋也・小杉賢一朗・山越隆雄・池田暁彦（2004）2004年9月29日、台風21号に伴って発生した三重県宮川村の土砂災害（速報），砂防学会誌, 57(4), 48-55.
- 近藤観慈・林 拙郎・沼本晋也（2004）2004(平成16)年台風21号による三重県宮川村の斜面災害，日本地すべり学会誌, 41(4), 97-100.
- 近畿地方土木地質図編纂委員会（2005）20万分の1近畿地方土木地質図，印刷中
- 気象庁（2004）Web site: www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/db_map/200409/05/A200409052354168001303308……
- 諏訪 浩・千木良雅弘・土志田正二・石井孝行・藤田 崇（2005）2004年21号台風豪雨で三重県宮川流域に発生した崩壊と土石流，岩屑なだれ，平成17年度砂防学会研究発表会概要集, 16-17.

4. 十津川流域・有田川上流域における崩壊斜面と不安定物質の分布

石井孝行・諏訪 浩

4.1 はじめに

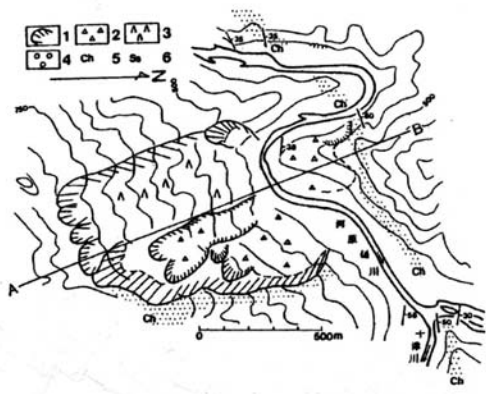
紀伊半島中央部に位置する十津川流域ならびに有田川上流域は、それぞれ 1889 年（明治 22 年）と 1953 年（昭和 28 年）の豪雨によって多数の犠牲者を出す地盤災害を引き起こした。これらの災害の状況についてはそれぞれ「吉野郡水害誌（宇智吉野郡役所、1891）」・田畑ほか（2002）および「和歌山県災害誌（和歌山県、1963）」・「七・一八水害誌（有田タイムス、1954）」・田畑ほか（2002）に詳しく記述されている。一方、平野ほか（1984）は、十津川災害（有田川の金剛寺崩壊を含む）を再検討するなかで、 10^6m^3 以上の崩壊土量をもつと推定される大規模崩壊の多くは流れ盤構造を示す中生界からなる山地斜面で発生していると指摘している。

ところで、大規模な斜面崩壊は豪雨によるだけではなく地震によっても生起している（たとえば、平野 1981、古谷ほか 1984）。比較的最近では、降雨も影響したが地震によって発生した大規模崩壊の例として、1984 年 9 月 14 日の長野県西部地震による木曾御岳山南東山腹の崩壊がある（たとえば、諏訪ほか：1985、奥田ほか：1985、平野ほか：1985、長野県木曾郡大滝村：1986）。平野ほか（1985）によれば、山腹崩壊は埋没谷に堆積した火山放出物からなる尾根の部分である。しかも、この火山放出物の基部にはパミス・スコリアなど多孔質物質が存在し、これらの物質がすべり面形成に大きな役割を果たした可能性がある」と指摘されている。埋没谷地形を埋める物質は地震動および異常な豪雨の際に不安定物質となりうるが、その存在は露頭なり、ボーリング調査、物理探査結果などで判断することは可能であっても、多くの山地斜面でこれらの手段を使用して埋積谷堆積物などの不安定物質とその構造を推測することは、地震動・降雨に対する土砂・地盤災害ポテンシャルという観点からみると重要であるが、現実的には困難であることが多い。

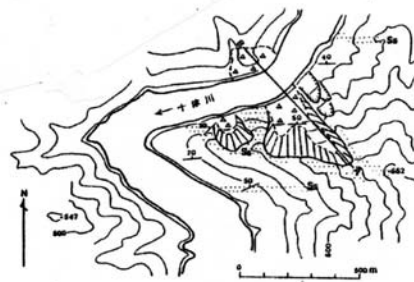
それゆえ、ここでは、過去の斜面崩壊で生じた崩土は移動によって岩塊が細粒化ないし岩屑化され、さらにすべり面がすでに形成されていて不安定になっており、上述のような誘因で二次移動を起こす可能性が高いと考え、調査対象地域とした十津川流域・有田川上流域における崩壊物質をのせる斜面の把握と崩土の事例の記載を行う。

4.2 大規模崩壊の事例

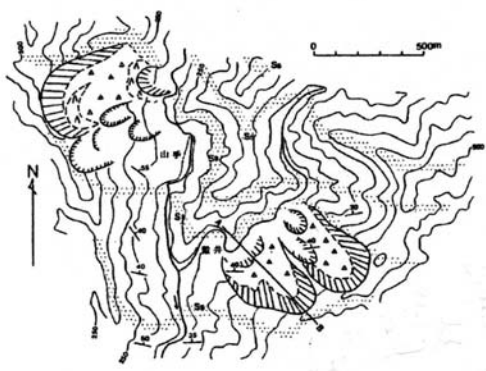
図 1 に示した崩壊地はいずれも 1889 年（明治 22 年）に発生したものである（平野ほか、1984）。これらのなかで、十津川上流域に存在する河（川）原樋川火ノ瀬山の崩壊は、崩土による川道横塞で一時的な天然ダム「河原樋新湖」を出現させた。同様に、南に位置する高津中山・山手・殿井・天川村塩野の各崩壊に伴って、それぞれ「林新湖」・「山手新湖」・「相溪新湖」・「塩野新湖」が形成された。このときの崩土ないし崩壊に伴って



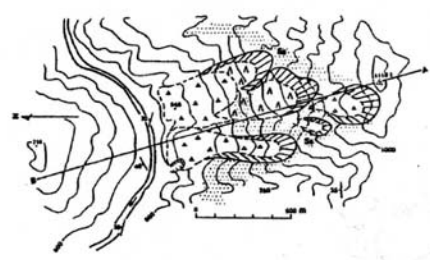
河原樋火(樋)ノ瀬山



高津中山



山手・殿井付近



天川村塩野

1:主滑落崖、2:岩屑崩土、3:滑動ブロック 4:2次的崩壊性堆積物 5:チャート、6:砂岩

図1 1889年十津川水害にともなって発生した大規模崩壊地の例

(平野ほか、1984による)

移動した物質の一部は、現在でも河原樋火ノ瀬崩壊地および高津中山崩壊地の対岸で地形として確認できる(図1)。

これら崩壊地内では、図1で示されるように、岩屑崩土、活動ブロック、2次的崩壊性堆積物などのかたちで、崩壊物質の一部は崩壊地内に留まっている。この残留崩壊物質についてみると、厚さは不明であるが、図1で示される崩壊地に限ってみても幅および長さ

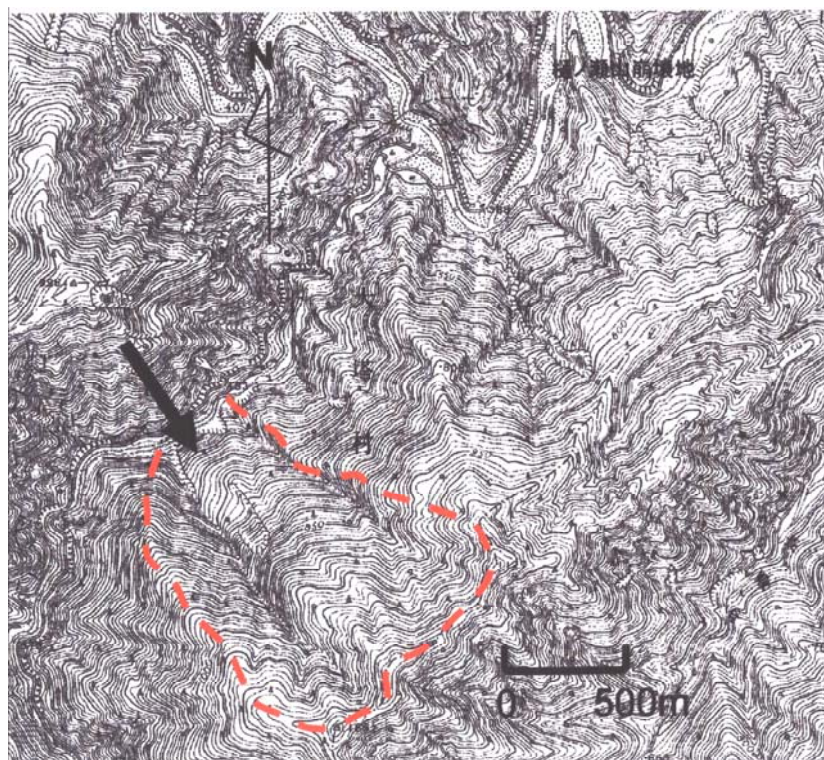


図2 河（川）原樋川支谷、赤谷における崩壊地

国土地理院発行2万五千分の1「」図幅を使用.



図3 赤谷崩壊地内の残留崩壊物質の露頭

は数100m以上に達している. 厚さ1mと仮定しても、これらの崩壊地には 10^5m^3 以上の崩壊した物質が残留している可能性がある. このような規模の残留崩壊物質は、図1で

示す崩壊地以外にも、たとえば十津川支流天川流域の塩野崩壊地、有田川上流域の金剛寺崩壊地などにも存在する（平野ほか、1984）。これら残留崩壊物質が形成する地形は滑落崖基部から斜面下方に向かって凸型ないし舌状を呈している場合が多く（図1）、空中写真・2万5千分の1地形図で容易に確認することが可能である。

4.3 残留崩壊物質の事例

4.3.1 赤谷の場合

赤谷に存在する崩壊地は、前述した河原樋川火ノ瀬山崩壊地と同じ北東-南西方向へ走る尾根に存在し、河原樋川支谷の赤谷右岸に位置している（図2および図8矢印A）。この崩壊地は、平野ほか(1984)が旧野迫川村立里、赤谷奥で崩壊面積 $2.1 \times 10^6 \text{ m}^2$ とした、十津川災害時に発生したものの可能性が高い。問題とする崩壊地と火ノ瀬山崩壊地に挟まれた部分も地形的にみれば崩壊地の可能性がある。このようにみれば、崩壊発生年代の不明なものがあるものの、非対称の横断形を呈するこの尾根は **2.5km** 以上の距離にわたって、相対的に緩傾斜を示す北西向き斜面全体が大規模な崩壊を被ったことになる。

崩壊地内で舌状地形先端付近（図2矢印）の残留崩壊物質の状況の一部を示したのが図3である。この図でみられるように、舌状地形を構成している残留崩壊物質は碎屑化され、未固結状態になっている。

4.3.2 三田谷の場合

調査を行った崩壊地は神納川支谷で、伯母子岳南斜面に流域をもつ三田谷左岸に位置している（図4の矢印および図8の矢印M）。崩壊地の規模は図4で示されるように小さく、崩壊発生年代は不明である。しかしながら、この崩壊地の先端部は三田谷によって側刻を受け、崩壊移動物質の堆積状況を示す条件のよい露頭を呈していた。したがって、この崩壊地では、光波測距儀による崩壊地の簡易測量ならびに露頭断面図作成の測量を行うとともに、露頭の観察と一部断面におけるサンプルの採集を行った。その結果はつぎのようである。

崩壊地内先端部付近の地形のなかで、図5でA・Dと示した側壁斜面は旧滑落崖と推定され、そこでは裸岩が露出し、小崖が存在する。これら側壁斜面で挟まれた斜面部分Cは安息角に近い 40° 前後の傾斜角を有するテイラス斜面で、斜面部分Bの上方を被っている。斜面部分Bは、その表面に粒径 $1 \sim 3 \text{ m}$ の巨礫を点在させ、後述するような崩壊移動物質から構成されている。

斜面部分Bの下端には三田谷の側刻によって形成された崖が存在する（図5）。この崖の状態を示したのが図6である。この図で示す破線から上部は砂岩が崩壊移動に伴ってブ

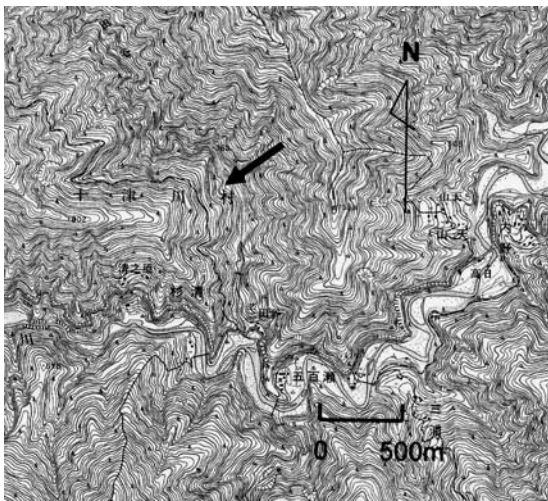


図4 三田谷崩壊地の位置

国土地理院発行2万5千分の1地形図「伯母子岳」使用

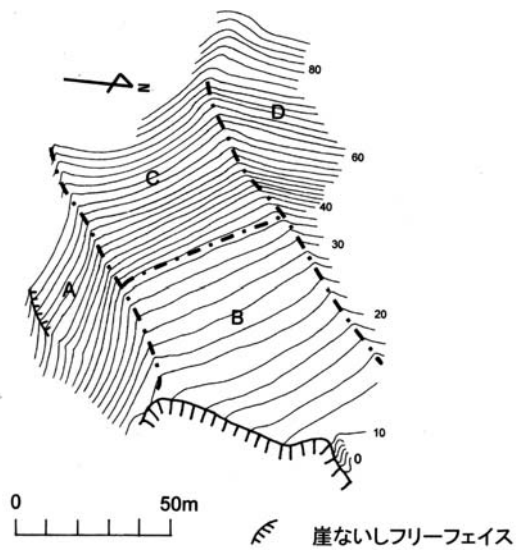


図5 崩壊地内の地形

測量地点最低点を0mとし、
等高線間隔は10mである。

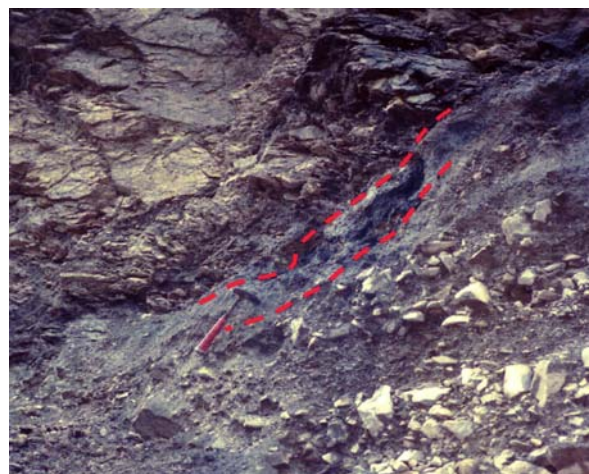
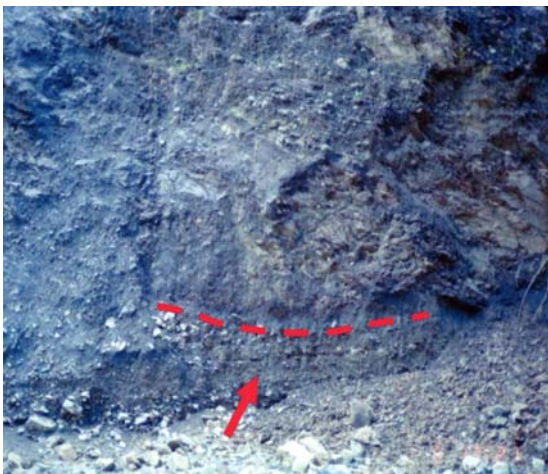


図6 残留崩壊物質先端の露頭

ロック化・細粒化された物質で、露頭の一部では前述した赤谷の残留崩壊物質に類似した層相を示している（図3と図6左）。この物質の下部には図6右の写真で2本の破線で示されるような、かなり粉砕された頁岩の薄層が横たわる。この物質の粒度分布を求めると、 $63\mu\text{m}$ より細粒の成分が50%程度含まれていて、含水比10~15%の状態における c 、 ϕ の値はそれぞれ $80\sim 150\text{gf/cm}^2$ と $15^\circ\sim 36^\circ$ を示している。細粒成分含有量および粘着力

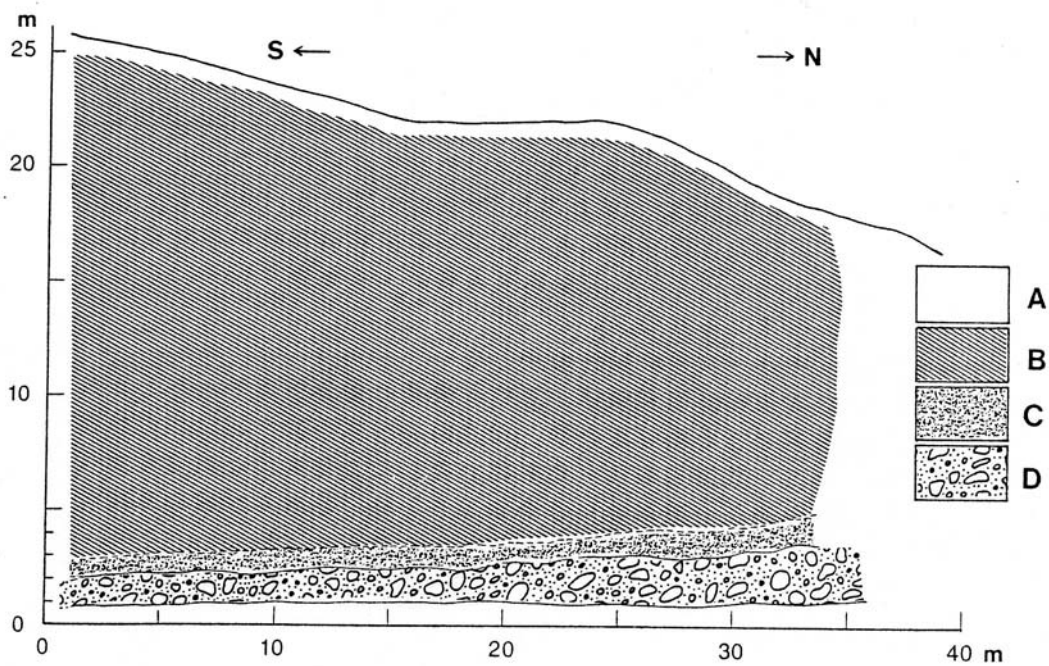


図7 残留崩壊物質の露頭を示す南北投影断面

A : 表土、B : 破碎された移動岩塊、C : 部分的に粉碎された頁岩、D : 旧河床堆積物

の値からみると、このような性質をもつ粉碎された頁岩は豪雨・地震動などを被ったときには不安定物質となる可能性がある。この物質の下部には、図6で示されように、比較的新しい層相をもつ角礫を主とする堆積物が横たわる。この堆積物は、現場での観察から、崩壊後三田谷の谷底を被った堆積物ではなく、崩壊以前から存在していた旧谷底堆積物である。したがって、この旧谷底堆積物の上に碎屑した崩壊物質が堆積したことになる。以上の性質をもつ物質の断面を示したのが図7であり、この崖における崩壊物質の厚さは15～20mに達している。

4.4 崩壊不安定物質の分布

以上の例でみられるように、崩壊に伴って形成される物質は、基盤岩石がブロック化・碎屑化され、未固結状態で存在し、豪雨・地震動に対して不安定物質となる可能性がある。そこで、現地調査・空中写真判読・地形図判読などにより、十津川流域・有田川上流域における崩壊物質を残留させていると推定される崩壊地を抽出した。これら崩壊地には1889年十津川豪雨・1953有田川豪雨によるものほか、時代不明なものも含まれている。その結果が図8である。

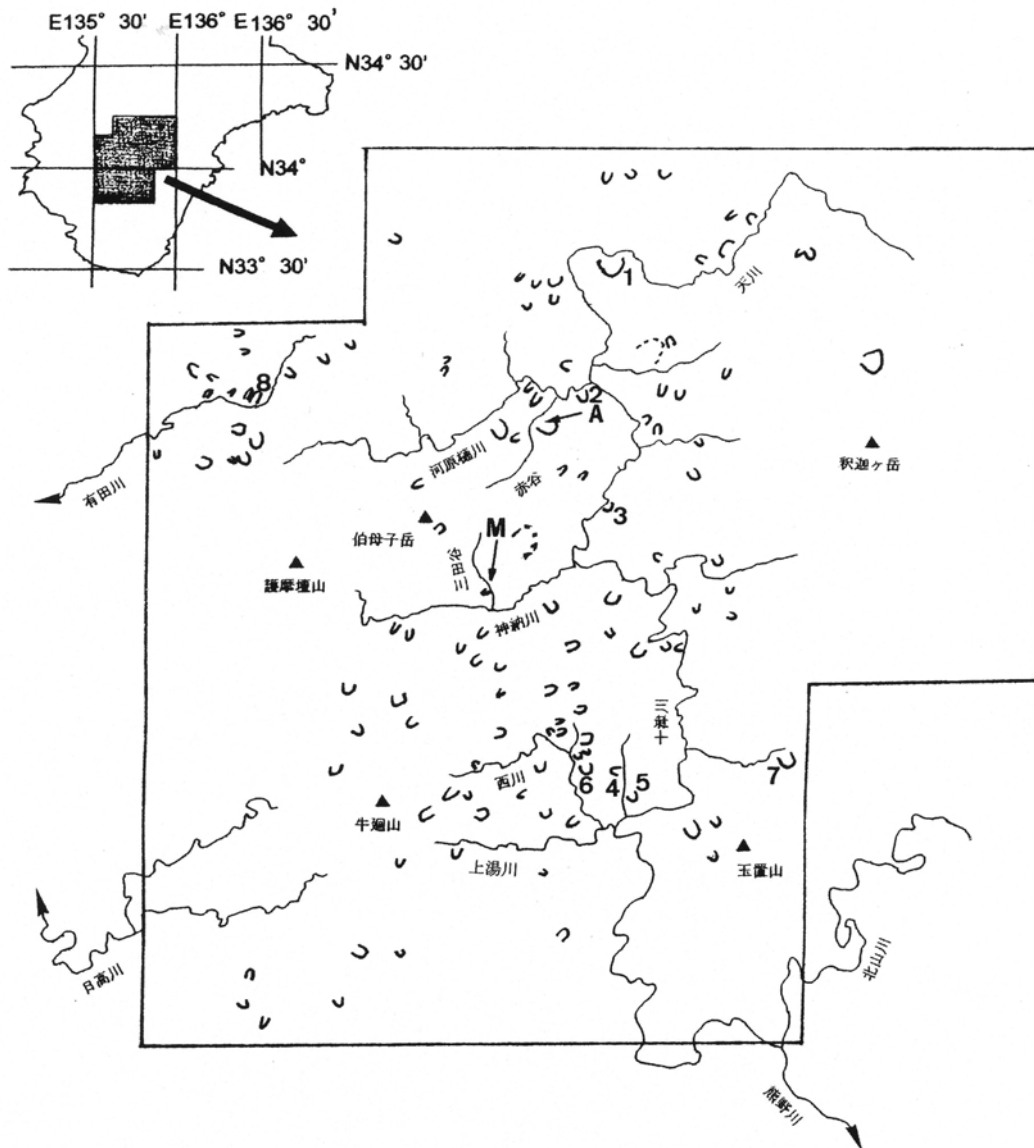


図8 残留崩壊物質をのせると推定される崩壊地の分布

図8で数字を記した崩壊地は、1から順に十津川流域の天川村塩野、河原樋火ノ瀬山、高津中山、山手、殿井、重里、小川古屋山、そして有田川流域金剛寺の各崩壊地である。これらの崩壊地は大規模なものであるが、その他、図8で示されている崩壊地のなかで、かなり残留崩壊物質を伴う規模の大きいものが多数分布している。崩壊地分布をみると(図8)、とりわけ十津川支流西川流域、有田川上流域で崩壊地密度が高い。さらに、十津川本川西側はその流域面積の広さもあって崩壊数が多い。このことは、これらの流域には不安定な残留崩壊物質が多量存在していることを示唆していると考えられる。一方、8方位別で崩壊地の個数頻度をみると、合計118箇所のうち、北西向き斜面で27%、北東向き斜面23%、北向き斜面15%、西向き斜面11%、南西向き斜面11%であり、東向き・南東向き・

南向き斜面は合計で 23%と少ない。したがって、調査対象地域では北東から南西向き斜面で、崩壊物質をのせた崩壊地が多いことになる。

4.5 おわりに

ごく最近、平成 16 年新潟県中越地震の際に生じた地すべり・崩壊のなかで、崩積土ないし残留崩壊物質の再移動が報告されている（たとえば、八木ほか：2005、千木良：2005）。残留崩壊物質はその底面に弱面であるすべり面を既に有していると同時に、赤谷・三田谷の崩壊地に見られるような未固結物質からなり、物質的には不安定な状態にある場合がある。このような観点から十津川流域・有田川上流域で残留崩壊物質をのせた崩壊地を検討した結果、このような性質をもった崩壊地には規模の大きいものが多い。また、問題とした崩壊地は、十津川流域では本流から西側と有田川上流域で多く、これらの流域では豪雨・地震に対する不安定物質が残留崩壊物質としてかなりの量で潜在していると推定される。このような指摘は調査地域の斜面防災という点からみれば重要である。

引用文献

- 有田タイムス(1954) 七・一八水害誌. (2003 年復刻) 63pp.
- 千木良雅弘 (2005) 中越地震による斜面災害の地質・地形的特徴. 平成 16 年新潟県中越地震災害調査報告会講演集、12-21.
- 平野昌繁(1981) 空中写真でみる地形災害—歴史的な大災害—. 京都大学防災研究所年報、24 号 B-1、449-460.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・後町幸雄 (1984) 1889 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討—とくに大規模崩壊の地質構造規制について—. 京都大学防災研究所年報、27 号 B-1、369-386.
- 平野昌繁・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1985) 1984 年長野県王滝村崩壊災害にみられる地形・地質特性. 京都大学防災研究所年報、28 号 B-1、519-532.
- 古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1984) 地震に伴う歴史的な大崩壊の地形解析. 京都大学防災研究所年報、27 号 B-1、387-396.
- 宇智吉野郡役所(1891) 吉野郡水災誌. 卷之壱～卷の十一、(1977、1981 復刻)
- 長野県木曾郡王滝村(1986) まさか大滝に—長野県西部地震の記録—. 368pp.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬(1985) 198 年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察. 京都大学防災研究所年報、28 号 B-1、491-504.
- 諏訪 浩・奥西一夫・奥田節夫・高橋秀樹・長谷川博幸・高田 衛・高谷精二(1985) 1984 年御岳山岩屑なだれ堆積物の諸特性. 京都大学防災研究所年報、28 号 B-1、

505-518.

田畑茂清・水山高久・井上公夫(2002) 天然ダムと災害. 古今書院、205pp.

和歌山県(1963) 和歌山県災害誌. 582pp.

八木浩司・山崎孝成・守岩 勉(2005) 2004年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊分布図ーその特徴と詳細判読事例ー. 平成16年新潟県中越地震災害調査報告会講演集、3-11.

5. 十津川流域における削剥と流砂

諏訪 浩

明治22年十津川崩壊災害のときの十津川流域の平均削剥高は少なめに見積もって90mmないし200mmと推定される。過去40年余りにわたり、十津川流域ではダムへの年平均土砂流出高はおおむね減少傾向にあり、その値は現在およそ0.6mm/年である。崩壊による削剥高とダム堆砂、地盤上昇速度の関係について考える。

5.1 熊野川の流砂

奈良県南部を流れる十津川は本宮町で北山川と合流して熊野川となり、新宮で熊野灘に至る（図1）。熊野灘に面して河口から北東へとつづく七里御浜の砂浜が近年やせ細ってきて、漁業に不都合が生じたり、アカウミガメの産卵適地が減少したり、台風による強い波浪で防波堤が決壊したり（写真1）というような災害や問題につながっているとの指摘がなされている（例えば、奥西一夫ほか，2001）。



図1 熊野川流域の水系図。西側の流域が十津川，東側が北山川。



写真1 七里御浜の井田海岸から鶴殿港方面を臨む。前浜の著しい侵食。防波堤の白い部分は1997年の台風による風浪で倒壊し、その後復旧された箇所。2000年11月12日撮影。

その原因として、熊野川河口の鵜殿港が拡張されたために南西から北東へ向けての漂砂の動きが抑制されている。また、熊野川におけるダム建設によって上流から河口へ向けての流砂が阻止されている。さらに、1960年代から70年代にかけて砂利採取が盛んに行われたことなどの影響が指摘されている（例えば、岩田好一朗，2000）。このような問題は様々な現象が関係し、現象の間に相互作用が働いたりするので、原因を定量的に明らかにすることは必ずしも容易でない。

熊野川の流砂を検討するためには全流域を対象とする必要があるが、本稿ではその手始めとして、熊野川の支流である十津川をとり上げる。北山川流域は四万十帯からなる北部と熊野酸性岩が広がる南部からなるが、十津川流域は北端が一部秩父帯であるほかはおおむね四万十帯である。十津川流域では大規模崩壊が北向きの流れ盤斜面に目だつというような、崩壊に関する地質構造規制が指摘されている（平野昌繁ほか，1984）。基盤地質の違いのため、北山川には岩盤河床の区間が多く、瀦峡があり、またラフティングに最適な早瀬が発達するが、十津川は深い谷底の河床は礫床区間が支配的である、というように河川地形が両者でかなり異なる。これらに河川の合流点付近の様子を写真2に示す。

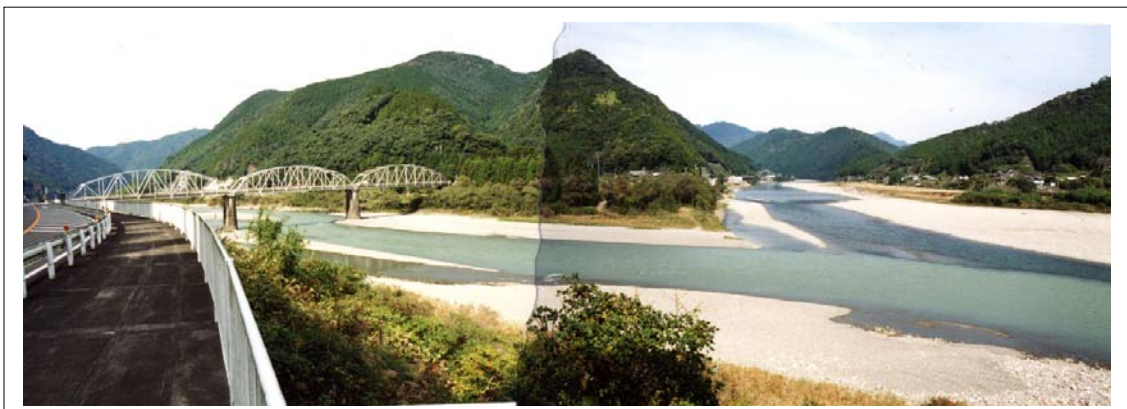


写真2 十津川（左）と北山川の合流点付近の様子。十津川の水は白濁している，原因は砂利採取。北山川は澄んでいる。砂州の礫径は北山川からのもののほうが大きい。北山川流域の石のほうが堅くて破碎し難い。2000年11月13日撮影

5.2 1889年十津川災害

明治22年8月18日から20日にかけて、十津川流域は未曾有の豪雨にみまわれ、崩壊が多発して大災害となった。その様子は、直後に行われた災害調査の報告書である吉野郡水災誌(1891)や、宮本常一(1958)、小出博(1955)、千葉徳爾(1975)、瀬尾克美(1977)、平野昌繁ほか(1984, 1987)などに詳しい。

脚の遅い雨台風にとまなう豪雨で、十津川流域では8月19日から21日にかけて崩壊が無数に発生した。総雨量は1000mmあるいはそれ以上に達したものと推定されている。縦横がそれぞれ90m以上の、規模が大きな崩壊だけでもおよそ1200箇所を数え、大規模崩壊が河道を閉塞し、天然ダムが新湖を形成したものは53箇所のにのぼった。新湖を生じた崩

壊の体積は1箇所あたり 10^6m^3 から 10^7m^3 の桁の規模である。

天然ダムは今も大字永井に残る1箇所（新湖名は大畑瀨）を除きことごとく決壊した。崩壊後数十分ないし数時間で決壊したものから、十数日経過して決壊したもの、さらに9月11日から12日にかけての台風にもなう大雨で決壊するものもあった。これら新湖の決壊の影響が重なり、下流の十津川および熊野川沿いの多くの集落が洪水に襲われた。例えば新宮町では死者50名、流失家屋数百、半壊家屋3000を数えた。なお、当時の人口が21,792人、戸数4,588戸であった十津川流域では、死者245名、流失364戸、全壊139戸を数えた。大きな被害を受けた十津川の住民に対し、中央や地方の官吏達から移住を勧める話が持ち上がり、当時の国策もあって、600戸、2489名が北海道への移住を決断した。幾多の苦難を乗り越えた入植者達の新しい村はその後発展を遂げ、現在は新十津川町として知られている。明治の水害や移住の経緯については、例えば森・森（1984）に詳しい。

5.3 崩壊にもなう流域斜面の侵食

田畑茂清ら(2001)は、この十津川災害で天然ダムを形成した崩壊の移動土塊体積を求めている。53崩壊のうち27箇所 で位置が特定され、体積が求められた。総体積は $200 \times 10^6\text{m}^3$ となる。十津川の流域面積 $1,020\text{km}^2$ で除すと、削剥高（平均侵食深）196mmを得る。移動土塊体積のデータのうち、土砂の移動形式が土石流と推定されるものが半数近くにのぼるが、これらの移動土塊体積データの信頼度はあまり高くないように思われる。そこで、移動形式が崩壊・地すべりであるものに限ると、合計は $91.6 \times 10^6\text{m}^3$ であり、削剥高に換算すると90mmである。

新湖を形成するような大規模崩壊が全崩壊土量のかなりの部分を担っていると思われるが、中小規模の崩壊の土量はこれらには含まれていない。中小規模の崩壊の総土量を当時の資料から推定することは容易でない。しかし、新湖を形成した崩壊の移動土塊量に比べるとかなり少ないと考えられる。中小規模の崩壊による土量を除外するとやや過小に評価



図2 十津川流域のダム

することになるが、1889年十津川崩壊による流域の削剥高は90mmないし200mm程度とみてよいだろう。なお、位置が特定されなかった26箇所については、それらが主として支川の上流に位置していることを考えると、それらの崩壊による土量は、以下で検討する流砂への寄与はあまり大きくないと思われる。

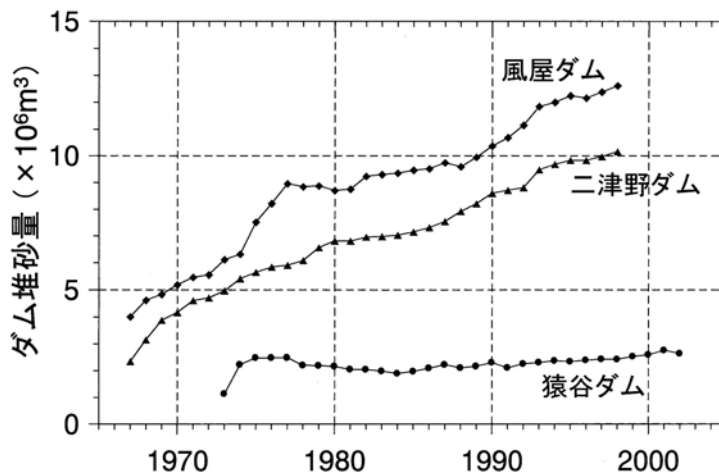


図3 ダム貯水池堆砂量累積値の推移. 猿谷ダムは国土交通省紀ノ川ダム統合管理事務所提供の資料に、風屋ダムと二津野ダムは建設省紀南工事事務所(1999)に基づく。

5.4 ダム貯水池への流入土砂

十津川流域には主として発電を目的とするダムが建設されている。1937年九尾ダムが、1940年にはその上流に川迫ダムが、戦後になって、1957年に九尾ダムの下流に猿谷ダム、1960年にはその下流に風屋ダム、さらに下流に二津野ダムがそれぞれ竣工している。また、風屋ダムの集水域には1980年に奥吉野揚水発電所の瀬戸ダムと旭ダムが竣工している(図2参照)。この揚水発電のためのダムは大飯原子力発電所の運転開始に合わせて建設されたものである。

これらのうち集水域が大きいのは猿谷、風屋、二津野の三つのダムである。これらの位置を図1に示し、それぞれのダム堆砂量の推移を図3に示す。この図から、堆砂量の大小は集砂域面積の大きさにおおむね対応していることがわかる。ここで集砂域とは、問題とするダムの全集水面積からそのダムより上流に位置するダムの集水面積を除いた面積と定義する。

表1 ダム貯水池堆砂量と年平均土砂流出高

	期間	堆砂量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	土砂流出高 (mm/年)	土砂流出高 (mm/年)	集水域 (km^2)	集砂域 (km^2)
猿谷ダム	1973~1985	0.83	0.84	0.62	212	83
	1985~2002	0.66	0.47			
風屋ダム	1967~1985	5.45	0.70	0.64	684	432
	1985~1998	3.15	0.56			
二津野ダム	1967~1985	4.80	0.79	0.75	1019	335
	1985~1998	3.01	0.69			

堆砂量を集砂域の面積で除すと、集砂域からの土砂流出高を得る。これらの値を 12 年間ないし 18 年間の平均値として表 1 に示す。データが覆う期間を 1985 年までの前期間とそれ以降の後期間に分けて得られる土砂流出高を比較すると、三つのダムとも後期間で値が小さいことがわかる。貝塚爽平(1969)によると、風屋ダムでは 1960 年の竣工後 4 年間の年平均堆砂量は $1,118\text{m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ 、すなわち風屋ダムへの年平均土砂流出高は $1.11\text{mm}/\text{年}$ であったことになる。この値も考慮すると、土砂流出高は減少傾向にあるとの確信を強める。しかし、この減少傾向は流域における流砂の自然の変化傾向を反映するものなのか、それともダム竣工後、ダム堆砂量のたどる比較的普遍的な変化傾向を示すものなのかは必ずしも明らかでない。1889 年十津川崩壊で生産された土砂の去就を考える上で重要なポイントである。

表 1 では、三つのダムの堆砂データの期間が同一でない。共通の期間として 1973 年から 1998 年までの 25 年間をとりあげて、三つのダムの総集砂域（三つの集砂域の和）からの土砂流出高を求めると、 $0.61\text{mm}/\text{年}$ となる。ちなみに、三つのダムの集砂域の合計は二津野ダムの全集水面積の 83.4%である。

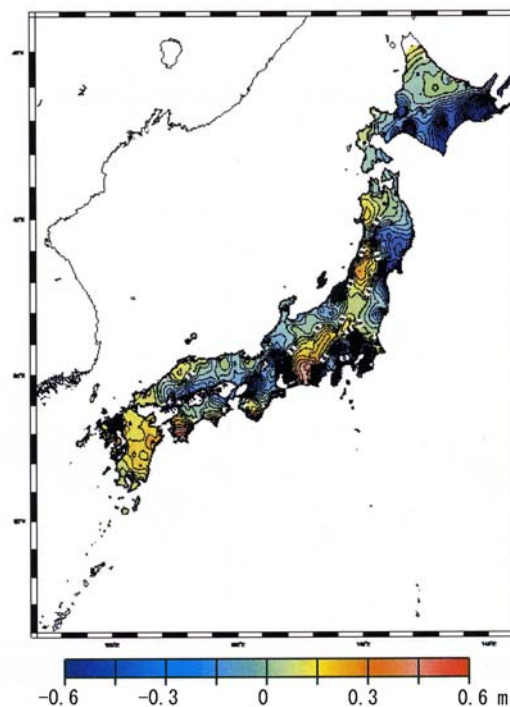


図 4 過去 100 年間に生じた地盤の鉛直変動。国見ほか (2001) を一部改変して引用

5.5 崩壊による削剥高、土砂流出高と地盤高変動の対比

日本列島の第四紀を通じての地盤の垂直変動量が地形面や地層の解析から求められている (例えば、貝塚爽平, 1969)。それらによると、紀伊半島中央部の変動量は年平均値でおおむね $0.5\text{mm}\sim 1\text{mm}/\text{年}$ の隆起速度に相当すると考えられる。では、現在の地盤隆起速度はどうだろうか。地盤の隆起速度と削剥速度がおおむねバランスしていると考えることが

できるとすれば、隆起速度はこの範囲で大きめの値が期待される。国土地理院測地部(2001)が過去 100 年間に生じた地盤の上下変動を図(図 4)にしている。それによると、十津川流域では過去 100 年間に 10cm~30cm だけ地盤が上昇していることになる。過去 100 年の間には 1944 年に東南海地震が、1946 年に南海地震が起きている。従って紀伊半島南部ではプレート運動によりおおむねこの程度の隆起速度が期待されるものと思われる。

ここで十津川流域の現在の地盤隆起速度を 1mm/年と仮定すると、1889 年十津川災害の時の削剥量 90mm ないし 200mm は地盤隆起量の 100 年ないし 200 年分に相当することになる。いっぽう、1889 年のような規模が大きな崩壊の頻度はどの程度であろうか。それが 100 年ないし 200 年というのであれば、隆起速度と削剥速度がこの程度に短い時間長でもおおむね釣り合っていることになる。瀬尾克美(1977)には、十津川流域では寛政元年五月(1789 年)、嘉永元年八月一日(1848)にも同様の災害があったと記されている。そのときの崩壊規模をうかがい知ることのできる歴史資料は見あたらない。

1889 年以降には同様規模の崩壊は十津川流域では発生していないが、堀井甚一郎(1961)によると、総雨量が 400mm 前後以上の事例は 7 回以上を数えたことがわかる。そのうち、1953 年 7 月の豪雨では、玉置山の雨量計が 17 日からの 4 日間に 634mm の降雨を記録しており、村内は河川の増水と崖崩れで陸の孤島と化したと記されている。有田川災害を引き起こしたあの豪雨である。1958 年 8 月 25 日の 17 号台風は十津川村役場所在地の小原で 667mm の降雨をもたらし、大きな被害を引き起こしたとある。また、1959 年 9 月 26 日の伊勢湾台風では国道が流失して長期間不通になるなど、被害が大きかったことが記されている。これらの豪雨で生じた崩壊にともなう移動土砂量はしかし、1889 年崩壊に比肩されるほどのものではない。



写真 3 湯泉地温泉付近。上流向き。1889 年十津川災害で河床が著しく上昇したままのこと。2000 年 11 月 14 日撮影

ところで、1889年の崩壊で河道に移動した土砂は必ずしも全てが、そのときの洪水で一気に入りに下流へ運ばれたわけではなく、崩壊斜面直下、あるいはそこからあまり遠くないところに滞留したものが多かったようである。十津川村役場のある小原から1.5km上流にある湯泉地温泉^{とうせんち}付近の河床の堆砂状況を写真3に示す。崩壊後にこのように滞留した土砂のさらに下流へ向けての移動は、上述のような豪雨の度に活発化したものと思われる。いわゆるSediment wave（例えば、池田 宏，2000）が伝播するなかで下流へ向けて徐々に動いていくというのが一般的だと考えられる。そして崩壊から50年が経過しようとする頃から、流域には徐々にダムが建設されてゆき、土砂移動は抑制されるようになった。4節に記した堆砂データはダムが建設され始めてから、さらに30年を経過して以降のものである。風屋ダムの様子を写真4に示す。



写真4 風屋ダムとその下流（風屋大橋から望む）。ダム下流右手から支川滝川が合流。ただし流砂は少なく、岩盤河床の状態に近い。2000年11月14日撮影

表1に示す土砂流出高に1889年崩壊起源の土砂はどのように寄与しているだろうか。ダムがあるので流砂が把握できる一方、ダムが入ってしまったため流砂の状態はもはや自然の状態とは異なる。

先に述べた地盤の隆起速度に見合う削剥速度という概念に戻ると、ダム堆砂から得られる最近の年平均土砂流出高0.61mm/年は、過去100年に生じた地盤隆起の速度1~3mm/年より小さいことがわかる。土砂流出高が減少してきて現在はその平均削剥速度より小さくなっているということなのか。1889年崩壊起源の土砂が流砂に寄与していて、寄与の程度が徐々に低下してきていることを示すのだろうか。いや、それほど単純に割り切れるも

のではないかも知れない。流域にはほかにも削剥速度を左右する条件があるように思われる。自然林が人工林に変えられ、その人工林が近年の林業の斜陽化で荒廃するという状況や、道路建設、砂防ダムや治山ダム、山腹工の施工など、影響条件は多い。また、ダム堆砂量だけから推定される土砂流出高は、過小評価になっているだろう。河道区間では量的には少ないながら、現在も砂利採取が行われている（写真5）。また、出水時には濁水中の懸濁粒子は浮流砂となってダムの下流へ流れ去っている。しかし、それらの量の把握は必ずしも容易でない。



図5 砂利採取の様子（左）
と国道168号芦廼瀬川橋の下
の砕石プラント（上）。
2000年11月14日撮影

大雨の度に、また震度4を超えるような強震を伴う地震の度に山が緩むといわれる。兵庫県南部地震の例を見るまでもなく、強震にさらされると、その地震で崩れなくても、斜面の部位によっては亀裂が入るなどして斜面が不安定になること、同時に降雨浸透特性や流出特性に変化が生じることはよく知られている。90年ないし150年間隔でくり返すという南海、東南海地震は、1889年十津川災害の時のような大規模崩壊にどのような影響を及ぼしているだろうか。また、削剥速度を1mm/年とすると、1889年十津川災害の時の削剥量90mmないし200mmは90年ないし200年分の削剥に相当することになるが、この時間長と、南海、東南海地震の繰り返し間隔とがあまり変わらないのは意外なことも思われる。海溝型地震は周期的に起こるが、それと比べると豪雨の規模も出現も著しく不規則だからだ。周期的にくり返す海溝型地震の揺れや、さらに高頻度にかかる内陸直下型地震の揺れが、1889年十津川災害の時のような豪雨による大規模崩壊の素因にどのような影響を及ぼすかを明らかにすることは重要な課題である。2004年9月5日と6日には都合3回、紀伊半島南東沖を震源とする地震（本震はM7.4）があり、所によっては震度5弱の揺れを記録した（図6）。1889年以降の地震で目につくものを挙げると以下ようになる（国会資料編纂会、1998など）。

1. 1899年（明治32年）3月7日、9時55分 マグニチュードM7.0、震央は紀伊半島東南部、奈良県吉野郡と三重県南牟婁郡で被害が大。奈良県では北山筋で被害が大。

震度は、十津川筋ではおおむね4～5、北山筋で5～6。

2. 1906年(明治39年)5月5日, 8時9分 M6.2, 震央は紀伊中部, 御坊や湯浅で壁に亀裂, 田辺で壁落下, 本宮で落石などの小被害

3. 1944年(昭和19年)12月7日, 13時35分, 東南海地震 M7.9, 震源の深さDは40km, 奈良県で死者3, 負傷21, 住宅の全壊89戸, 半壊177戸など. 十津川筋ではおおむね震度5.

4. 1946年(昭和21年)12月21日, 4時19分, 南海地震 M8.0, D24km, 奈良県では負傷者13, 住宅の全壊37, 半壊46など. 十津川筋の震度はおおむね5.

5. 1948年(昭和23年)5月15日, 20時44分, M6.7, D0km, 田辺市付近が震源, 和歌山県と奈良県南部で小被害. 西牟婁地方で被害が大きかった. 死者2, 負傷33, 家屋の倒壊60など. 和歌山の被害は死者1, 負傷18, 家屋の全壊4, 半壊33, 道路の崩壊597, 橋の落下2, 山崩れ51など.

6. 1950年(昭和25年)5月26日, 16時4分, M6.5, D47km, 熊野川下流, 木ノ本(現熊野市-矢ノ川峠-尾鷲に通ずる山道)の10箇所以上で山崩れ・落石による被害. 畑の石垣崩壊(木ノ本)あり. 墓石の転倒はなかった.

7. 2004年(平成16年)9月5日紀伊半島南東沖地震, 19時7分, M7.1, D38km, 23時57分, M7.4, D44km,

これらの地震による強震が1889年十津川災害のような大規模崩壊の素因形成にどのように寄与するか. それについては第7章においてさらに議論される.



図5 2004年9月5日紀伊半島南西沖地震による震度分布. 気象庁(2004)を一部改変

謝 辞

国土交通省紀ノ川ダム統合管理所には猿谷ダム貯水池における堆砂データを提供して頂いた。また、京都大学防災研究所の川崎一郎教授には日本列島過去 100 年間に生じた地盤変動図の存在をご教示頂いた。これら関係各位に感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 千葉徳爾(1975)明治 22 年十津川災害における崩壊特性について(I); (II), 水利科学, 19 卷 2 号, 39-54 ; 19 卷 4 号, 20-38.
- 2) 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄(1984) 1989 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討, 京都大学防災研究所年報, 27B-1, 369-386.
- 3) 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫 (1987) 吉野郡水災誌小字地名にもとづく 1988 (明治 22) 年十津川災害崩壊地の比定 (その 1 ; 西十津川), 京都大学防災研究所年報, 30B-1, 391-408.
- 4) 堀井甚一郎(1961)「十津川」(十津川村役場発行) の第 1 章, 1-36.
- 5) 池田 宏(2000)山から海までの土砂礫の移動と粒径変化, 月刊海洋, Vol. 32, No. 3, 151-155.
- 6) 岩田好一朗(2000)熊野川河口周辺域の海岸浸食, 月刊海洋, Vol. 32, No. 3, 192-196.
- 7) 貝塚爽平(1969)地形変化の速さ, 西村嘉助編「自然地理学Ⅱ」, 朝倉書店, 164-192.
- 8) 建設省紀南工事事務所(1999)熊野川河床調査委員会資料
- 9) 小出 博(1955)日本の地すべり, 東洋経済新聞社, 259p.
- 10) 気象庁 (2004) Web site: www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/db_map/200409/05/A200409052354168001303308……
- 11) 国会資料編纂会 (1998) 日本の自然災害, 637 p
- 12) 国見利夫・高野良仁・鈴木実・斎藤正・成田次範・岡村盛司 (2001) 水準測量から求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動, 国土地理院時報, No.96, 23-37.
- 13) 宮本常一(1958)十津川崩れ, 水利科学, 2 卷 5 号, 1958, 83-94.
- 14) 森 秀太郎・森 巖 (1984) 懐旧録 十津川移民, 新宿書房, 296p.
- 15) 奥西一夫ほか(2001)京都大学防災研究所一般共同研究 12G-9 報告書, 127p.
- 16) 瀬尾克美(1977)十津川災害について, 新砂防 (砂防学会誌), Vol. 30, No. 2 (通巻 105 号), 11-15.
- 17) 諏訪 浩 (2004) 十津川流域の侵食と流砂, 月刊海洋, 36(3), 200-204.
- 18) 田畑茂清・井上公夫・早川智也・佐野史織(2001)降雨により群発した天然ダムの形成と決壊に関する事例研究, 砂防学会誌, 53(6), 66-76.
- 19) 宇智吉野郡役所(1891)吉野郡水災誌, 全十一巻.

6. 地震が十津川流域に及ぼす影響評価のために

—— 聞き取り調査の記録 ——

諏訪 浩・藤田 崇

明治22年の水害を始め、十津川流域の崩壊は主として大雨によって起きている。一方この地域は海溝型の地震や直下型の地震の揺れを繰り返し経験している地域でもある。特に注目されるのは90年ないし150年の間隔で繰り返すプレート境界型の巨大地震である。前回は1944年に東南海地震が、1946年に南海地震が起きている。当時は十津川流域には地震計は設置されておらず、どのような揺れであったのかは正確にはわからない。そこで当時の揺れを体験された方々にお目にかかり、聞き取り調査をさせていただいた。快く調査に応じて下さった方々に深く感謝する。上野地にお住まいの松實豊繁氏には強力なお力添えをいただいた。松實氏は十津川村において長年教職に携われ、退職後も引き続き十津川村教育委員をされている。松實氏に感謝の意を表したい。

以下に聞き取り調査10件の内容を記載する。1番から7番までは2003年11月17日の調査に、8番以降は2004年8月7日の調査によるものである。明治22年水災以降の主な地震として下記の①～⑥を提示し、それらを含めて、体験された地震関連情報などをお話しいただいた。当地域に必ずしも定常的ににお住まいだったわけではないという条件の有無にかかわらず、どの方もこれらのうち特定の地震に限って記憶にとどめておられるという印象を受けた。余りにも長い時間が経過していることを考えれば当然のことかも知れない。地震の揺れの強さ、揺れの方向、家屋や斜面の被害の概要が聞き出せないものかと期待して調査にあたったが、結果は必ずしもそのような期待をよく満たすものではないかも知れない。しかし、特定の地震について記憶に残っていないということも重要な資料の一つと思われる。なお、調査報告の内容には個人的な情報も含まれているが、これらを削除すると地震災害の体験がどのような個人的な境遇あるいは社会情勢の中で生まれたものか、明確さを欠くと思われ、できるだけ忠実に再現するようにした。ご理解いただけると、ありがたい。なお聞き取り調査に際し、下記の地震資料を一枚の紙面にして提示した（国会資料編纂会、1998）。

①1899年（明治32年）3月7日、9時55分 マグニチュードM7.0、紀伊半島東南部、奈良県吉野郡と三重県南牟婁郡で被害が大。奈良県では北山筋で被害が大。震度は、十津川筋ではおおむね4～5、北山筋で5～6。

②1906年（明治39年）5月5日、8時9分 M6.2、紀伊中部、御坊や湯浅で壁に亀裂、田辺で壁落下、本宮で落石などの小被害

③1944年（昭和19年）12月7日、13時35分、M7.9、震源の深さD40km、東南海地震、奈良県で死者3、負傷21、住宅の全壊89戸、半壊177戸など。十津川筋ではおおむね震度5。

④1946年（昭和21年）12月21日、4時19分、M8.0、D24km、南海地震、奈良県

では負傷者 13, 住宅の全壊 37, 半壊 46 など。十津川筋の震度はおおむね 5。

⑤1948年（昭和23年）5月15日, 20時44分, M 6.7, D 0 km, 田辺市付近が震源, 和歌山県と奈良県南部で小被害。西牟婁地方で被害が大きかった。死者 2, 負傷 33, 家屋の倒壊 60 など。和歌山の被害は死者 1, 負傷 18, 家屋の全壊 4, 半壊 33, 道路の崩壊 597, 橋の落下 2, 山崩れ 51 など。

⑥1950年（昭和25年）5月26日, 16時4分, M 6.5, D 47 km, 熊野川下流, 木ノ本（現熊野市一矢ノ川峠－尾鷲に通ずる山道）の10箇所以上で山崩れ・落石による被害。畑の石垣崩壊（木ノ本）あり。墓石の転倒はなかった。

以下が聞き取り調査の内容である。

6.1 大字七色の 亀本利一氏宅で, 亀本利一氏（大正13年生, 昭和19年に応召, 満州へ, 復員は昭和20年10月20日）, 亀本ミヨ子氏（大正13年生）, 昭和19年に結婚。近所の井向氏に加わるが, 話はほとんどが亀本利一氏による。

昭和19年の地震について, ミヨ子氏： 家の2階にいたが, 揺れが強い地震だったので田圃へ逃げた。みんな田圃へ逃げた。田圃が地震の被害を受けたようには記憶していない。建物にも被害はなかった。

昭和21年12月の地震について, 利一氏： 地震のとき石楠辺（イシクスベ, 蕨尾のそば）にいた。揺れは縦揺れだった。揺れがきびしゅうて逃げれなかった。この縦揺れのため唐臼の竿（横木）がはずれたほどだ。親父と筏を組んで十津川を下り始めたとき, 水は赤く濁っていた。（上流で崩壊があったのだろう）。川の中には大きな石がいくつも落ちていた。強い揺れで大きな石が落ちたものと思われる。川下りのときにまた石が飛んでこないかと心配で, 怖かったのをおぼえている。家のそばでは, 裏の斜面が幅 30m ぐらい, 高さ 30m ぐらいクエた（＝崩れた）。道の上と下が別々に同じようにクエた。そこは, 石積み屋を頼んで直した。井向君の棚田のガマのほうで 2m ぐらい下がった。以後現在まで段差がついたままだ。地震による被害は, 田圃がクエたぐらいで, 建物の被害はなかった。

昭和23年5月の地震について利一氏： 宵の口, あるいは晩に地震。田圃がクエた。長さ 40m ほどにわたってひび割れが走った。牛を使って田圃を耕していた頃だ。田植えの支度をしていた。

6.2 大字桑畑（クワハタ）の岡氏宅で, 岡 弘氏（昭和4年生）, 岡 比古栄氏（ひこえ, 昭和6年生）

昭和21年の南海地震について, 比古栄氏： 家の建物が3つ有り, 一番下の家 B（道路脇で浦側（＝川側の意味））に泊まっていた, 寝ていたときに地震にあった（図1参照）。地震は最初ドドドド（縦揺れだろう）と揺れ, あとはギッチギッチ（横揺れだろう）と長い間揺れた。隣の寝間の道路側にタンスを二つ置いていたが二つとも倒れた。浦側に（＝東側へ）倒れた。そこには3人が寝ていたが揺れだしてすぐに飛び起きたので無事だった。

道路より山側の斜面上に、今住んでいる建物 A がある。当時はさらに山寄りやや北側に新しい建物 C が完成した直後だったが、建物 C の周りの石垣が全部崩れた。建物 C の母屋は崩れなかったが、便所や台所が傷んだのと、山が石原なので落石があって危ないということで新しい建物 C に住むのはやめて、仮設の家屋に移った。

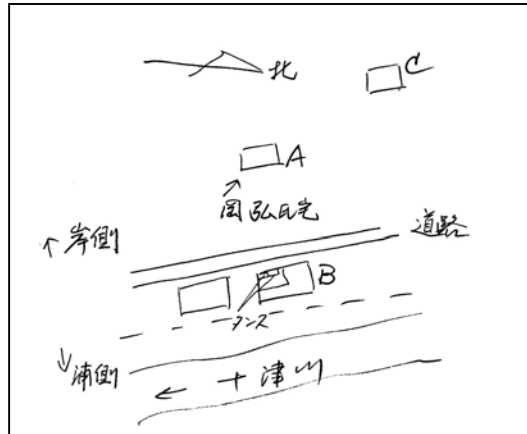


図1 桑畑の岡 弘氏宅付近建物配置図

弘氏と比古栄氏： 桑畑小井に小学校があったが、この地震で石垣が崩れてトンデしもうた。地震の後、2箇所仮設の小学校が作られた。そのうちの 하나가岡氏の現在の宅地付近に設けられた。桑畑小学校は戦中戦後を通じて、先生が二人で、校長先生が1, 2, 5, 6年生を、女の先生が3年と4年生を担当するという体制だった。生徒は50人ほどだった。

弘氏： 昭和21年の地震のとき、山の仕事で和歌山県熊野川町の西敷屋へ行っていた。西敷屋の集落から小井谷を1時間ほど上がったところに小屋があり、そこに居た。地震で茶碗が落ちたりしたが、暗かったのでまた寝た。夜が明けて昼頃に親父が小屋までやってきて、地震で大変なことになっているから連れ帰ろうということになった。道がクエて無くなっているところもあり、そういうところでは一旦山に上がって迂回したりして、難儀して戻った。日暮れまでには戻ったと思う。(川を渡るときに川は濁っていたかとの間に、“濁っていたかどうか覚えていないとのことだった。亀本利一氏によると、七色の辺りでは赤く濁っていたとのことだったが、川を渡った桐畑の辺りでは、そのときは濁りはなかったのかもしれないと、岡 弘氏は言う。)

弘氏と比古栄氏： 桑畑ではけが人は出なかった。家屋はつぶれなかったが石垣はクエた。棚田の石垣がごとく崩れたので、棚田の田圃は2/3が使いえなくなった。当時の家屋は杉皮葺きで、それに大きな石を載せて強風に耐えるようにしていたが、その屋根の石がたくさん落ちた。桑畑の家屋に全壊したものはない。(この地震で十津川村では全壊13戸、半壊116戸を数えたという(十津川村, 2001)。松實豊繁氏の話では、壊れたのは2階建ての建物だろう。桑畑の家屋は平屋だった。それもあって倒壊を免れたのではないかと、とのことである)。しかし一時は桑畑の集落をどこか別の所へ移してはと相談をしていた。果無(はてなし)の方へという話もあったが、いつのまにか話は立ち消えになった。

(地震で石が動いたりしたかとの間に、) 地震で石は動いた。山の斜面に亀裂がいっぱい

入った。亀裂を調べに行ったこともある。比較的最近では、10年以上前だが、石止めの工事が行われた。県と村でやったのだろう（写真1参照）。明治の崩壊の後で、まだクエてくるので対策工事がしてあるところもある。こちらのほうは営林署による工事だろう。（地震の頃の桑畑の人口は？との間に、屋号を挙げて人の名前を並べて、）全部で10軒で、50人ほどだった。当時は一軒当たり5人ぐらいだったことになるが、今は一軒当たり一人か二人だ。



写真1 矢印で石止めの構造物を示す

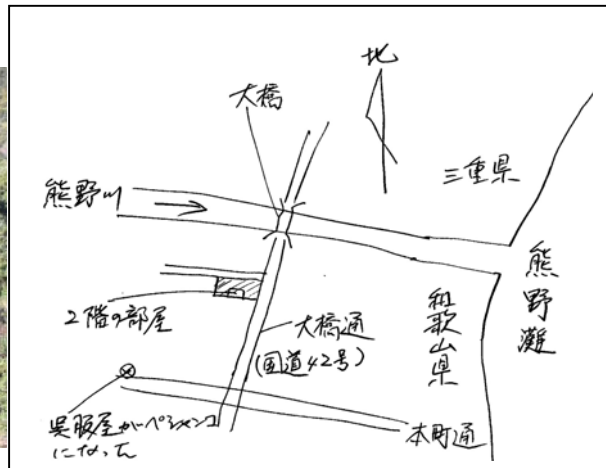


図2 出口 登氏の叔父の家配置図

6.3 大字平谷の 出口 登氏（大正14年生）と出口八千子氏（やちこ，昭和2年生）。昭和25年に結婚。

登氏： 終戦の年に復員して翌年、昭和21年の南海地震のとき新宮の叔父の家の2階で寝ていた。タンスの取っ手がカタン・コトン・カタン・コトンというのでタンスが倒れてくるのではないかと思ってタンスを押さえていた。前隣が荒物屋でそこから助けてくれという声をした。旦那さんが不在で奥さんと子供さんだけだった。叔父の家の戸は開かなかったが、なんとか飛び出した。荒物屋の戸も開かなかったが、何とかこじ開けて助け出した。叔父の家は熊野川の南側で、大橋通の東側、大橋通に面していて、しかも川に沿うように細長く建っていた（図2参照）。タンスは2階の部屋の川に面するような位置に立っていた。それが前後に揺れて取っ手が前後に揺れていたのだと思う。押さえてもカタンコトンと揺れ続けた。（後で調べると、大橋通りはほぼ南北方向。タンスは結局南北方向に揺れていたことになる）新宮はこの地震で丸焼けになった。大橋通を曲がって五新通り（ゴシン）のほうへ出て十津川へ向かう途中で切目屋薬局（きりめんや）というのがあるところから火の手が上がったそうだ。地震で薬品が落ちて火が出たと聞いた。切目屋薬局は今も駅のほうに移転している。家が倒れて道を塞いだりしていたので、新宮の消防は動けなかった。三重県側の消防が来たかも知れん。幾筋も道があったので延焼は免れるかと思ったが、途中で風向きが変わって川のほうへ火の手が飛んで新宮は大半が焼けてしまった。のっばらになったので、どこがどこか判らんようになってしまった。火災が鎮火した後、黒山の人だかりがしているところに行き当たったら、そこは配給用の缶詰の山が焼けたと

ころで、その缶詰を持ってけ持ってけと皆で缶詰をもらったのを憶えている。(何の缶詰だったか、との間に、) 魚の缶詰だった。駅のほうにもう一軒親戚があった。駅のほうは焼けなんだ。親戚のうちも焼けなんだので、そこへ移って後片付けを手伝っていた。新宮の親戚のうちの手伝いに行っていて震災にあったことになる。消防はまだきちんとした組織として出来ていなかったかもしれない。あったとしても消防も被害に遭っていただろう。(墓石が倒れたかどうか、との間に、) 墓へは行かなんだので、倒れたかどうか判らない。電柱は倒れていて道は通りにくかった。当時の電柱は木で出来ていた。十津川へ戻ったのは年が明けてからだったと思う。プロペラ船で戻った。

八千子氏：昭和 23 年の田辺の地震のときは駅前近くの湊海蔵寺町にいた。風呂屋の煙突が倒れたりしたのを憶えている。



写真 2 佐田太一氏の庭先から十津川方面を見下ろす。矢印でレストランを指し示す

6.4 大字谷瀬の 佐田太一氏 (昭和 6 年生)

昭和 19 年の東南海地震のときはおぼえている。少年航空兵に志願して一次試験に合格して、つぎ二次試験を受けるため、19 日に谷瀬を出発して山口県の大竹まで行った。1 週間ほど向こうにいて戻ってきた。当時バスは五條と風屋の辺りの間を結んでいた。しかし、往きは道がこわれていてバスは止まっていたので、歩いて行った。山は地肌がむきでた状態のところが目についた。特に大きく崩れていたのは濁谷の辺りだった。濁谷というのは谷瀬から 4 km ほど北へ行ったところだ。今工事をやっている。上から石が落ちてきても石が川へ落ちるようにしてあるところだ (ロックシェッドのこと)。1 週間ほど向こうにおって戻ってきたときには道路上にあった土砂がのけられていて、バスは風屋まで行くようになっていて、バスに乗れた。大鉢山手前側斜面の道路脇で、今は中島氏がやっているレストランがある辺りの斜面が崩れていた (写真 2 参照)。大鉢山の右手奥の方の高時山のほうも崩れていた。

(地震のときの揺れはどうだったかとの間に対して、) 学校へ行っていた。勉強していたのではなく、山へ炭焼きのための木を切りに入っていたのだと思う。地震で家屋に被害が出たようには記憶していない。山の斜面の石はまくれていた。(庭先に出て、十津川のほうを見下ろしながら、) 今ここから見えるレストランの背後の斜面はハゲ山のようになっている。

た。この地震の関連でいくと、兄貴が地震の前に川のほうでオーロラが出たのを見たと言っていた。そんなことはあるだろうか。どれくらい前か知らないが、とにかく地震の前だ。

いっぽう、地震のときの話ではないが、明治22年の災害のときは、ここらあたりから見ると、あのレストランあたりに水が見えていたそう。山崩れで新湖ができて水位が上がったので見えたのだ。今は川はここからは見えない（写真2参照）。私のところは江戸中期からここに住んでいる。納屋にいろいろ古い道具類が残されている。これは唐臼（写真3）で、こちらの大きな円形の板のようなものは唐箕。脱穀のとき重いのと軽いのを分けるのに使っていた。縦板のここに天保十何年との文字が残っている。今は使っていない。



写真3 唐臼（左の写真）と唐箕（右の写真）。松實氏が指し示す部分が唐臼の竿の支点。亀本氏の話にあったように、もしもこの竿がはずれるとすれば、地震の縦揺れで10cm 余り跳ね上がらなくてはならない。

6.5 大字谷瀬の 森脇光夫氏（大正13年生）

明治22年の水害は和歌山県もひどかったと聞いている。

昭和19年の東南海地震はわしらも経験している。上野地の昔の小学校が増築中にこの地震があった。ちょうどその増築の仕事に出ていた。石垣の上に校舎が乗っていて横揺れ。おおむね南北方向に揺れた。石垣の上の柱が15cm ぐらいずれるように揺れた。揺れはやや長く続いた。その校舎は今はない。その上の校舎は今も残っている。周りに地割れはなかった。当時は、大字林の丸瀬（まるぜ）に住んでいた。国道とは反対側だ。周りは田圃だけだった。カーブのところに旅館があった。あそこは中畑という家で、息子は俺の一級上だった。昭和10年か11年頃に旅館は火事で焼けた。今もその建物の残骸の一部が残っている。地震のあった日は夕方まで仕事を続けた。丸瀬までの帰り道は特に問題はなかった。歩くのに不都合はなかった。ただ、山の土が垂れとった（崩れていたの意）。道路上に多少の土砂は落ちてたが歩くのに支障はなかった。あの当時、バスは一日に2往復ぐらいあったが、バスは高かったので使わなかった。みんな歩いていた。バスが止まったとかはあまり記憶にない。

私は十津川村へ来て 70 年近くになる。その前は田辺の近くにいた。和歌山県の大塔村だ。小学校の 1 年生のときは三重県にいた。2 年から 4 年生までは十津川村において、その後大塔村へ移り、6 年で卒業して 13 才で丁稚奉公に出た。三歳の時両親が離婚した。4 人の子供は母親についていったが、母の再婚とともに子供はじいさんのところに預けられたりしてばらばらになった。連れの息子は私より 4 つ年下で、その子の子守をしながら小学校へ行った。それが十津川村の小学校の 2 年から 4 年になるまでの期間だ。その後大塔へ飛び出た。結局母親とは生まれてから十年間しか一緒にいなかったことになる。今も当時のことをはっきり思い出す。三重県にいたときには水害にあった。北牟婁郡相賀町（アイガ）の木津（コツ）という所にいた。昭和 6 年から 7 年にかけての 1 年だけそこにいた。相賀町立便ノ山小学校（ビンノヤマ）にいた。1 年生から 4 年生までが一つの教室だった。そのとき相賀町で水害があって 24 名が生き埋めになった。私の育ての親が大八車にその死体を乗せてお寺まで運んで供養したのをおぼえている。小学校はその寺の直ぐそばだった。室戸台風は昭和 9 年やったと思うので、この水害はその前やったと思う。

（注 1. 室戸台風は確かに昭和 9 年 9 月 21 日に大阪を中心として近畿地方に大きな災害を引き起こしている； 注 2. 森脇氏は相香町（オオカ）と仰ったが、正しくは相賀町（アイガ）であることがわかった。相賀町には便ノ山地区があり、そこに相賀町尋常高等小学校の便ノ山分校があった。相賀町は昭和 28 年に引本町（ヒキモト）、船津村、桂城村（カツラギ）と合併して海山町（ミヤマ）となっている）

昭和 19 年の地震のときの話に戻ると、家は壊れなかった。家というても山小屋だった。母親が再婚してから 3 年間は山小屋生活だった。生木を組んで造った家だった。だから地震でこわれるようなものではなかった。

わしの昔の住民票がある。これです。名前は小門光夫（こかど）という。母方の姓です。わしは戦時中、広島原爆の残務整理・片付けに行った。落ちて 3 日目に行った。8 月 9 日の 1 日だけ、広島で作業にあたった。その後結婚して息子を 3 人もうけたが、三人とも原爆症で亡くした。わしも肝臓をやられた。長男は肉腫癌で、次男は未熟児で出てきて死んだ。三男は脳腫瘍で死んだ。わしの履歴書は横須賀のものなので原爆症の認定はしてもらえなかった。呉の軍履歴書をもろた連中は容易に認定してもらえて、医療費はかからなかった。それも問題やった。最初沼津の工作学校で新兵教育を受けて、7 月末に岡山へ向けて軍用列車で出発したが、出発して直ぐに機銃掃射のような爆撃を受けた。富士駅で休憩した。名古屋へ着いた。そこでも空襲にあった。列車から 50 人ずつ降ろしていった。名古屋でも降ろしたと思う。岡山で 50 人わしら、広島駅で 50 人、そして岩国で 50 人降ろしたそうだ。広島では「よう、元気でやれよ」と言うて別れた。（注。森脇氏らは一旦広島まで行って、又岡山へ戻ったとのこと）。その後間もなく広島に原爆が投下されて、広島で別れた連中が巻き込まれたことを当日の昼には知った。原爆投下後の後片付けで 8 月 9 日に広島へ行った。岡山へ着いたのは原爆投下の 9 日前だった。岡山の倉敷で木製の飛行機を作っていた。横はベニヤで、胴体は木曾の桧、金属はエンジン周りだけだった。

終戦の後、昭和 20 年の 9 月 27 日に復員になった。大阪で 2 日滞在して、弟の家に行った。

弟は先に復員していた。鶴橋から歩いて道頓堀へ出た。角座が半分残っているだけで、あとは全部焼けてなくなっていた。難波の駅前蔵が7つ焼けずに残っていた。難波駅では築港が丸見えやった。大阪駅の百貨店なんかは浮浪者の寝間になっていた。パンツしかはいとらへんかった。五條に戻ってきた。昭和23年には長男が生まれた。昭和23年とか25年の地震はおぼえていない。

6.6 大字上野地の 山中勝喜(かつき)氏(昭和5年生)

昭和19年の地震はおぼえているが、21年の地震はおぼえていない。昭和19年には私は14才で中学生だった。上野地の学校は川側に明治時代にできた古い校舎があり、山側に新しい校舎があった。新しい校舎は昭和40年頃まで使っていた。二つの校舎の間を幅が2mほどの渡り廊下でつないであった。渡り廊下付近には刈ってきた茅が積んであったが地震が来るや、みんな茅を飛び越えて新しい校舎のほうへ逃げたのをおぼえている。

当時は炭焼きばかりしていた。炭俵を作るために茅を刈ってきていた。茅を編んで円筒を作り、ふたは板で作ったようなもの。長さは70cmか80cmぐらい。地震で新しい校舎のほうへ逃げるときかその後か、旧校舎のそばの石垣が地震でつぶれたのを見た。石垣の高さは4mぐらい。(写真4参照)。石垣と校舎の間に池があった。校舎と石垣の間は2mか3mぐらい。石垣はほとんど全部がつぶれたので池は埋まった(図3参照)。(どんな揺れだったかおぼえていないかとの間に、)まともに歩けないような揺れだった。教室の中にいたが飛び上がるほどの揺れではなかった。(縦揺れよりも横揺れが卓越していたように思われる)。渡り廊下は旧校舎の2階と平屋の新校舎をつないでいた。渡り廊下は、したがって斜交い(はすかい)にかかっていたわけではない。(古い校舎の跡に立って、どの向きに揺れたかわかりますか?との間に、)。いやおぼえてない。新校舎の建物はあるがもう今は使っていない。ここの校舎を使って学校があったのは、昭和41年頃まで。学校の統廃合で移ることになった(松實氏の解説)。

地震ではないが、18歳の時、つまり昭和23年に大雨があつて道はおらんかった。天川から阪本へ出るとき通れなかった。濁谷の辺りのことだったかも知れない。当時は山仕事、その後郵便局に勤めたりして、また土方仕事もした。今は仕事はしていない。



写真4 地震でこわれたという石垣のそばで

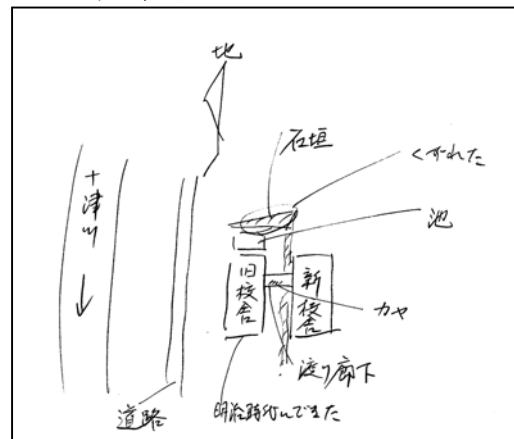


図3 旧上野地小学校敷地配置図

6.7 大字東中の 入鹿 孝氏（いるか、昭和5年生まれ）と**入鹿敏子氏**（昭和12年生。このあと、敏子氏は2004年に亡くなられた。ご冥福を心よりお祈りする）

孝氏： 当時私は中学校の2年生。十津川中学校のグラウンドにいた。現在の十津川高校。剣道の時間に地震が来たのでグラウンドに腰を下ろした。昭和19年の地震だ。十津川の対岸の崖の上の方から斜面が崩れて落ちるのを目撃した。建物は横揺れ。川沿いの校舎は東西に揺れたことになる。川の対岸は南。校舎のそばに池があったが水が波立って池の外へ水が溢れた。矩形の池の差し渡しは5mぐらいいはあった。深さは1m以上。地震の直後、十津川の水が細くなった。何でやろなと思っていると、暫くして増水した。濁っていたかどうかはおぼえていない。上流にある滝のところで崩壊があって流れが一時的にせき止められたせいだったようだ。崩落といえば、折立の直ぐ上流の今戸（イマド）の少し上で大きな石が落ちてきて河原をバウンドして水途（ミト）まで達していた。差し渡しは3m以上はあっただろう。印象深かったのは山が抜けてたくさんの大きな石が落ちて、そのうちの格別に大きい石は水途まで達したということだ。（水途＝“流れ”の意味。“筏”をやる人々が使う言葉）。場所は、森組の砂利とりのほうへ降りて行く道の近くだ。

敏子氏： 私はその頃まだ名古屋のほうやった。地震のときは名古屋のほうもひどかった。私は昭和20年になって疎開で十津川へやってきた。その前のことだ。一年生やったけどきつい揺れやったから地震をおぼえている。広場へ逃げた。広場では目の前で地割れができた。瑞穂区に住んでいた。あとのことになるが、名古屋も空襲で焼け野原になった。

孝氏： 昭和21年の地震はおぼえていない。昭和23年卒業まで十津川高校だったが、21年の地震はおぼえてない。昭和23年か25年の地震で石楠辺が大クエ（現在は国道425号線沿い）になった。石楠辺がこわれたのはやっぱり昭和23年のことだったと思う（敏子氏）。この地震のときは石垣にへばりついたのをおぼえている。昭和25年だったら私はもう中学校だから。

亀本さんが石楠辺にいたという話があったが、昭和21年の地震のときには石楠辺の大クエはまだ起こっていなかったのだろう。昭和21年の地震で石楠辺の大クエが起きたのなら、亀本氏がそのことに言及なさらないはずがない。石楠辺の大クエはやはり昭和23年に起きたのだろう。

崩壊の話題の中で、小学生が通学途中に崩壊に会い、遭難したことがあるとの話を伺う。昭和28年7月18日の大雨による大字東野（トウノ）の天狗倉での崩壊で、有蔵（あんぞう）の小学5年の女子児童が圧死したという。当時小学校は大字神下（コウカ）字下葛川にあり、山道の通学に片道3時間は要したとのことである（松實豊繁、2003；十津川村教育委員会、1998）

孝氏と敏子氏： 昭和19年の地震のとき東中では被害はなかった。揺れが小さかったのだろう。十津川のほうの石は黒いが、こちらの石は白っぽい。地震に強いのかも知れない。台風が来てもこの辺りは平気。台風の強風がやってこない場所です。だけど冬の季節風はきつい。**敏子氏：** 夏でも夜は涼しい。お盆の頃には、夜は寒いくらいのこともある。**孝氏：** 21年の地震の記憶ははっきりしない。その頃は剣道場の建物の一角が寄宿舎になっていて

そこに入っていた。戦時中は緊急時にはよくたたき起こされた。だけど地震の記憶はない。新宮で火事があったのはいつだったかな（孝氏）。あれは21年の地震です（松實氏）。最近では、この近くにも地震計が設置されたりしている。孝氏と敏子氏：昭和19年の地震のことはよくおぼえているのに、21年の地震のことが記憶にないのは何故だろう。不思議だ。

6.8 大字竹筒字葛山の岡 嘉孝氏（昭和15年生、嘉孝氏の母上は岡 恵ゑ（としえ、明治39年））と**松浦信福氏**（のぶよし、大正14年生）

嘉孝氏： 昭和19年20年頃には夜よく地震があった。昭和19年の地震ではないかと思う。家の外で遊んでいたらきつく揺れて、家のそばの石垣が崩れた。高さが1.5mほどの塀の石垣だ（写真5）。家は山谷方向（おおむね東西方向）に揺れたのをおぼえている。昭和19年には私は4才。地震で竈（カマド）が崩れたが、それは高さ1mほどのものだ。それは昭和19年の地震か21年の地震かはわからない。（昼間のことのようなので、昭和19年の地震ではないか）。お茶を炒ったりサツマイモをふかしたりするためのかまど。地震のとき、この斜面の下の方の松浦てい子さんがやってきたのをおぼえている。（ここで岡氏が松浦てい子氏の兄の松浦信福氏に電話をなされた。信福氏がご足労下さることになる）。竹筒ではこの近くに東 義久さんという方がおられる。私（岡氏）より6つ年上です。（東氏に電話なされたが、今日は新宮のほうに出かけておられて不在とのこと）。

松浦信福氏： 昭和19年の地震のときは呉に行っていてここに居なかった。うちの石垣も倒れた。昭和19年と21年のどちらの地震で倒れたのかは判らん。墓石が倒れたかも知れない。墓石が倒れたというのを聞いたのは昭和25年の地震かも知れない。地震の関係で印象に残っているのは新宮が燃えて煙が上がっていたのを見たことだ。昭和21年の地震のときには山の斜面の石がまくれて落ちていくときの音を聞いたのをおぼえている。

岡氏： そのときかな。近くの斜面の石がまくれて雑木に引っ掛かって浮いていたことがあった。その石は近くの斜面に埋めてもらった。（松浦氏： 埋めた埋めた、そういうことがあったなあ）。近くに崩れやすそうな斜面があるけれど地震のときに崩れたということはないように思う。

松浦氏： 思い出した。玉置参詣道のここから少しあがった辺りに亀裂がいくつかはいつていた。2～3箇所ほど。ここから数百mあがったところだ。亀裂が入って段差ができていた。木ノ本から九重（クジュウ）を通過して玉置山へ行く道だ。木ノ本街道とも、九重越えとも言う。段差ができたところは傾斜がきつかった。30°ほど。

岡氏： この上にうちの昔の屋敷があって、田圃が一枚あった。その上に湧き水の出るところがあった。参詣道は幅が1.5mほど。道普請をよくやったものだ。最近まで毎年7月頃に草刈りをやっていたが今はもうやめた。林道が参詣道を切ったので段差ができて通る人もなくなった。あの参詣道の辺りは村有林だ。

（明治の水害以降、この辺りでは大雨で災害となったなど、何かお聞かせいただけることはあるかとの間に、）**岡氏：** 2004年11号台風のときの雨がすごかった。増水したけれ

ど、水害にはならなかった。10号台風のときは11号のときより雨が少なく川の水のにごりの程度も低かった。松浦氏：昭和28年、伊勢湾台風、13号台風（何年だったか判らないが）などのときの大雨もすごかったのをおぼえているが、この辺りでは、それで災害になったことは無い。松實氏：災害で被害があったら役場に届けているはずだが、村役場ではそのような資料を長くは保存するわけではない。いらなくなったらすぐに処理する。いちいち保存したら倉庫が足りなくなる。（注。10号台風は7月30日から8月1日にかけて、11号台風は8月3日から5日にかけて紀伊半島にも大雨をもたらしている。特に11号台風は北山川流域に記録的な大雨をもたらした。）



写真5 崩れた石垣の辺りを指し示す岡氏



写真6 植氏宅庭先の池の跡

6.9 大字竹筒字上地（ウエジ）の 植 靖彦氏（大正元年生）

植氏：庭の池の水が揺れたのをおぼえているが、いつの地震のときかおぼえていない。子供の頃だったから、大正時代のことだろう（写真6）。戦争に行った。最初はフィリピンへ上陸、ジャバ島へ上陸、チモールにもいた。台湾から帰ってきた。いつ頃帰ってきたかおぼえていない。その頃の地震のことはおぼえていない。

6.10 大字神下字田戸の 玉置巳季子氏（大正6年生）

地震は何回もあった。昭和19年の地震のときはコンクリートにひびが入った。地震は昼間だった。あのころは配給があつて、サツマイモをたくさんもろた。干瓢かんぴょうにしたらいいと言われて、くど（竈）に火をおこしてサツマイモを煮ていた。地震でくど（竈）の脚がこけてしもて（折れて）大変なことになった。子供が小さかったのでおぶって逃げようとした。この建物の1階が郵便局だったが、電報持ちさん（玉置益一（ますいち）氏）は大きな布団をかぶって逃げなされたのをおぼえている。地震による揺れはおんぼろバスがガタガタ道で揺れるときのような状態で、私は始めよう立たなんだ。店の中の売り物の石けんなんかが棚から落ちたりはしたが、家がひどく壊れるなどということはない。この昭

和 19 年の地震と、もう一つは関東大震災の地震のときの揺れをおぼえている。そのときは小学校の一年生だった。（関東大震災は大正 12 年 9 月 1 日 11 時 58 分に起きている。玉置氏は当時確かに小学 1 年生だったことが判る）。熊野川町の九重（クジュウ）に居ました。私は九重の出です。関東地震ではここらも揺れたんです。（気象庁の資料に依れば、関東地震のときの震度は、紀伊半島では 3、愛知県東部や大阪、京都、滋賀では震度 4 となっている。ちなみに昭和 19 年の東南海地震、21 年の南海地震のときは十津川村ではおおむね震度 5 となっている）。関東地震のときは、地震があってその後キジが鳴くともう大丈夫だということになった。私の里ではキジがケンケンと鳴くともう大丈夫だと言われていた。地震が来たときは柱にしがみついたのをおぼえている。東京が燃えたとか、富士山が吹き飛んだとか情報や噂が飛び交った。けどこの年になるともう怖いものは何もなくなった。（先日、大雨があったが、との間に、）

ここらも風と雨がひどかった。息子が避難してこいと言ってきたが、大丈夫だと言って言うこと聞かないだ。滞ホテルの奥さんも今は未亡人になつとるが、大丈夫かと声を掛け合った。こないだの台風 11 号のときの大雨でホテルのここは大変じゃった。谷からの水が道路を川のようになってホテルのほうへ流れて、階段を滝のように流れ落ちたんじゃ。



写真 7 奥の建物の 2 階が玉置氏の店舗。手前が現在の郵便局

（世間話のあと）

この建物は古い。下が郵便局、上が店というふうにしてきた。この建物は私が子供の頃に建ったのだと思う（写真 7）。昭和 21 年の地震でゆがんだし、コンクリートにもヒビが入った。建物は建て直すのではなく、直さんでそのまま、あるいは手直しで切り抜けてきている。

松實氏： ここから景色を見ると集落がない。ここ田戸の集落はこの上、急斜面に広がっている。しかし最近は過疎化が著しい。空き家が目だつようになってしまった。

玉置氏： 嫁いできたときはびっくりした。当時は電気もなく、ランプだった。九重には電気があった。この建物の前の道も牛が通る道で、雨が降るとひどいぬかるみ状態だった。当時は靴もなく、みんな下駄で、背中まで牛の糞のまざった泥はねだった。あきちゃ

んらは学校まで毎日歩いた。7 km 以上あるんじゃないかな（松實氏による）。木馬道（きうまみち）なんです。ようこけてきたわ。昔の子はみんなよう辛抱したわ。朝暗いうちに出て、冬なんか帰ってきたら暗くなっている。うちの倬（ご子息の名前）は残されて、帰りが遅れたため先生が電池（懐中電灯のこと）を貸してくれて、電池つけて帰ってくることもあった。それで、翌日は家から電池を持って学校へ向かわすこともあった。

（その後子供の話や世間話など、なかなか内容のある話が続く）

（そのほか地震や大雨でこの辺りが被った被害などは無かったか、との間に）

伊勢湾台風やその他台風が来る度に大雨はあった。この建物の前が川になるようなこともあった。（松實氏：ここは玉置山の南東斜面にあたるので、雨が特にたくさん降る場所です）

（玉置益一氏が大きな布団をかぶって、それを引きずるようにして逃げ出たという話に戻って、防空頭巾のことに言及することになったとき、玉置氏がビロードで作った防空頭巾を去年処分したという話をなさった。松實氏は、「それは残念。ほしかった」と仰った。十津川村に教育資料館というのを作られたそうで、防空頭巾は揃えたい資料の一つだそうだ。戦時中の話など、世間話がさらに続いた）

引用文献

国会資料編纂会（1998）日本の自然災害，637 p.

十津川村教育委員会（1998）中学校教育 50 年史「あゆみ」，101p.

十津川村（2001）年表十津川 100 年（改訂版），56p.

松實豊繁（2003）著者への私信.

7. 十津川崩壊地の総合的評価

平野昌繁

7.1 はじめに

西南日本外帯の顕著な土砂災害として、明治22年8月に起きた十津川崩壊災害は重要かつ典型的な事例であるといえる。これに注目して筆者らが研究を始めたのは20年以前であるが、その当時においてもこの事例は、発生当時の地域社会に与えたインパクトを含めて既に注目されていて、いくつかの研究があった（宮本，1958；千葉，1975a・b；籠瀬，1976；瀬尾，1977；藤田，1983 など）。しかし当時、紀伊半島の地質については、付加体という概念が必ずしも十分確立しておらず、地質構造や岩相に関する現在の知見は当時に較べ格段の進歩を遂げた（藤田，2003）。

とくにこの事例の意義のひとつとして、日本の気象観測史上の位置づけを上げることができる。当時は気象観測網はまだ完備しておらず、外国人の指導のもとに天気図が作成されていた。災害当時の気圧配置は遅延電報を含めて作成され、気圧は水銀柱 mm で記録されていたが、その分析により、高知付近から四国を横切り鳥取付近に抜けた台風による豪雨であったことが明らかにされた（平野ほか，1984）。

この災害はさらに、吉野郡水災誌（宇智吉野郡役所，1891）に詳細が記録されている。これは、明治に入って行なわれた地租改正に伴う地籍図（地引図）と土地登記簿の作成のタイミングに関連していて、この地域においてこれらがほぼ完成した時期に災害が発生した（森・森，1984）。そのために、その作業に従事していた人物が災害時に崩壊発生箇所を小字で記録することができたといえる。被害の状況を詳細に記録したのは、災害復旧に関連して地租免除などの特別措置を願い出るための資料作成という側面もあったが、それは同時に歴史的災害研究のための貴重な資料を残すことになった。

吉野郡水災誌に記録された崩壊地の小字地名に基づいて、とくに集落近傍では崩壊地の位置を地籍図上で同定することができる。しかし、旧地籍図のもつ歪みと等高線の記入がないことにより、山間部では現地形との同定がむづかしい。そのような場合に対しては、森林簿に記載の小字と森林図にもとづいて位置を決めることができる。この場合にも同一小字を持つ部分は広範囲にわたるが、該当地域に明治44年測量の地形図上に崩土記号が記入されていたり、植生や樹齢が対応部分で異なっていたりするために、判別が可能であることが多い。したがって逆に、少なくとも吉野郡水災誌に記述のある範囲では、明治44年測量の旧1/5万地形図の資料的意義が証明されることになる。さらに大規模な崩壊地形は、はるか後に撮影された空中写真（1940年代後半の米軍1/40,000，1953年の林野庁1/20,000）でも確認できる。

十津川災害をもたらした台風による豪雨により、和歌山県の田辺市を中心とする地域でも同様の災害が発生した。十津川流域における詳細な資料とその検討により、同じ降雨による和歌山県側の災害記録をまとめた「紀州田辺 明治大災害」（1989）に記録された資料とくに大規模な崩壊地についても、旧1/50,000地形図に基づくその評価が可能となる。

一方で外帯におけるこのような土砂災害については、十津川災害や明治25年の四国那賀川流域の高磯山や海部町の平井保瀬の例（藤田，1990）のように誘因が豪雨である事例が

ある一方で、誘因が必ずしも明確でないものもある。例えば加奈木（カナギ）崩れ、大谷崩れ、七面山の崩壊は、誘因が不明で大規模なものの例である。これらの存在する南海トラフとその北東延長部に面した地域は、周期的に発生する海洋型（プレート境界型）の大地震の影響を受けるので、それとの何らかの関連が考えられる。

特に十津川地域の場合、90年ないし150年の周期で発生する南海トラフの地震の影響を受ける位置にある。したがって、直接的誘因は降雨であり素因は付加体の流れ盤構造という地質条件であるが、地山岩盤の強度低下あるいは将来の滑り面となるクラックの生成など、地震が何らかの形で関与している可能性がある。したがって南海トラフの地震が今後30年で発生確率50%といわれている現在、十津川災害を典型とする外帯の土砂災害の特性をとくに地震との関連に注目しつつ総合的に再検討し、あるいはその後に発生した事例についても検討を加え、さらには素因となる地質構造を含め現在において確認される斜面特性を指摘することは、将来の地震発生時における紀伊半島山地内における土砂災害に関する情報を提供するという点で、意義が大きい。

7.2 十津川災害崩壊地の概要

明治22年の十津川災害の際に発生した崩壊地の主要なもの、あるいは集落や当時の主要交通路の近くで発生したものは、吉野郡水災誌に小字地名で規模と共に記録されていて、小字地名にもとづき地籍図と森林図との照合によりの位置を決めることができる（平野ほか、1987・1991）。このような方法論にもとづいて決定された崩壊地を含む小字の分布を、旧西十津川村大字重里の例について平野ほか（1987）にもとづいて図1のAに、対応する旧1/50,000地形図の該当部分を図1のBに、それぞれ示す。この例におけるように、明治44年測量の旧地形図に示された崩土記号は十津川災害時の崩壊地に概ね対応し、位置の特定が可能である。

しかし小規模な崩壊地は旧1/50,000地形図では記録されていないし、そのようなものは時間の経過とともに消失するので空中写真でも判別が難しい。この点を補うため一つの方法は、崩壊地の規模頻度分布特性の分析（平野・大森、1989）である。吉野郡水災誌に記述された規模にもとづいて規模頻度関係を十津川流域の旧村のいくつかにおいて求めると図2のAとBとなる。同じ紀伊半島の外帯の有田川災害の場合（図2-C）と花崗岩からなる六甲山地および土石流の場合を図2-Dに比較して示してあるが、外帯の災害については大規模なものが多く、かつ規模の増大による数の減少率は花崗岩山地の表層崩壊にくらべてきわめて小さい。したがって、大規模なものの検討によってその特性や発生数の概要を把握することができる。

ここでは概要にもとづいて議論するために、吉野郡水災誌において記述がある十津川流域に位置する現十津川村（旧西十津川村、十津川花園村、東十津川村、北十津川村、南十津川村）・大塔村・天川村・野迫川村に加えて和歌山県日高郡の一部および西牟婁郡と東牟婁郡の北部を含む範囲について、旧1/50,000地形図（高野山・山上ヶ岳・伯母子ヶ岳・釈迦ヶ岳・龍神・十津川・栗栖川・新宮・川原河・田辺）から読み取った崩土記号の分布を図3と図4に示す。ただし、対象域の北部には銅（三波川帯）やマンガン・アンチモン

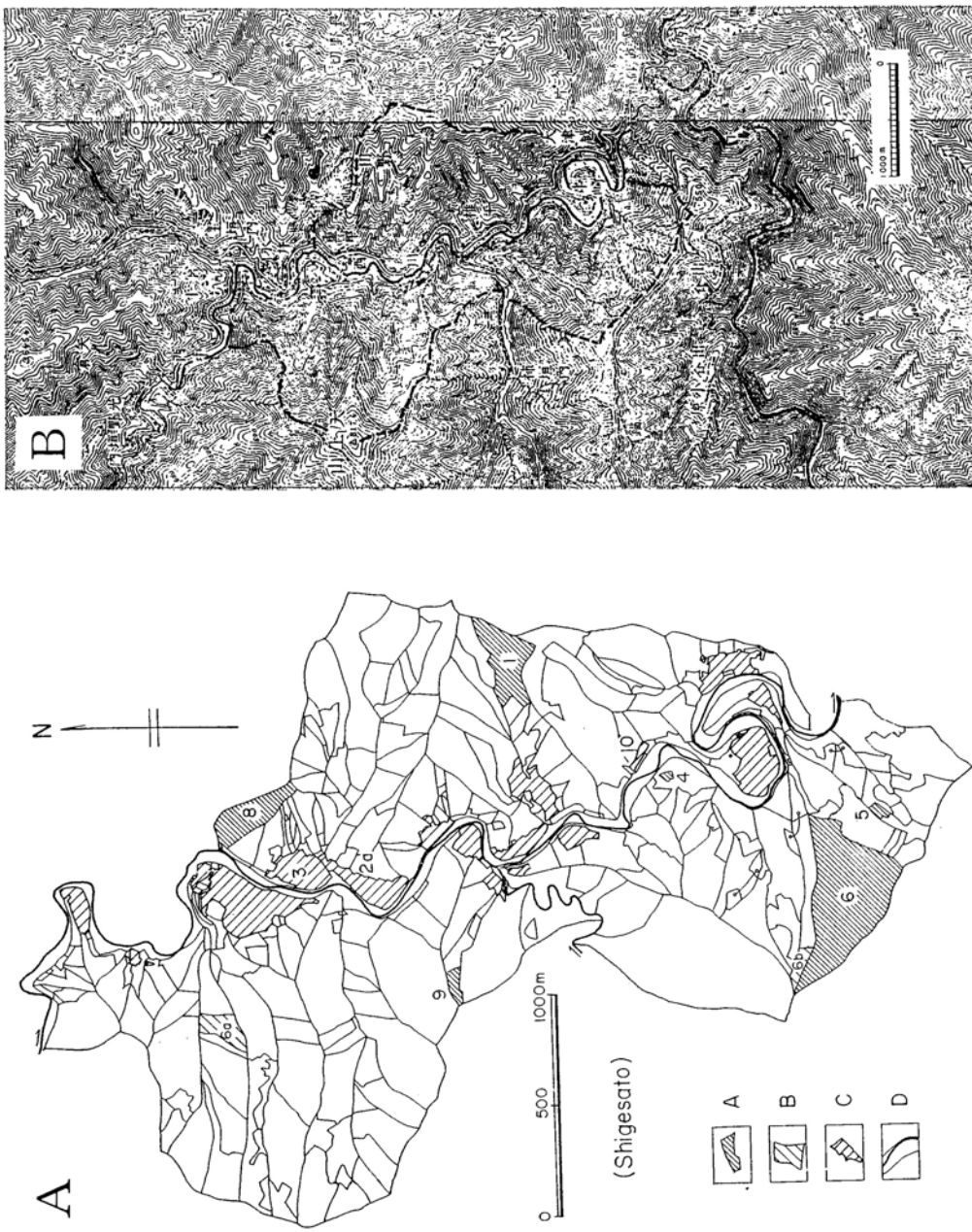


図1 十津川災害崩壊地関連小字名(A)と明治44年測量旧1/50,000地形図における崩壊地(B)の比較(旧西十津川村大字重里の場合)。

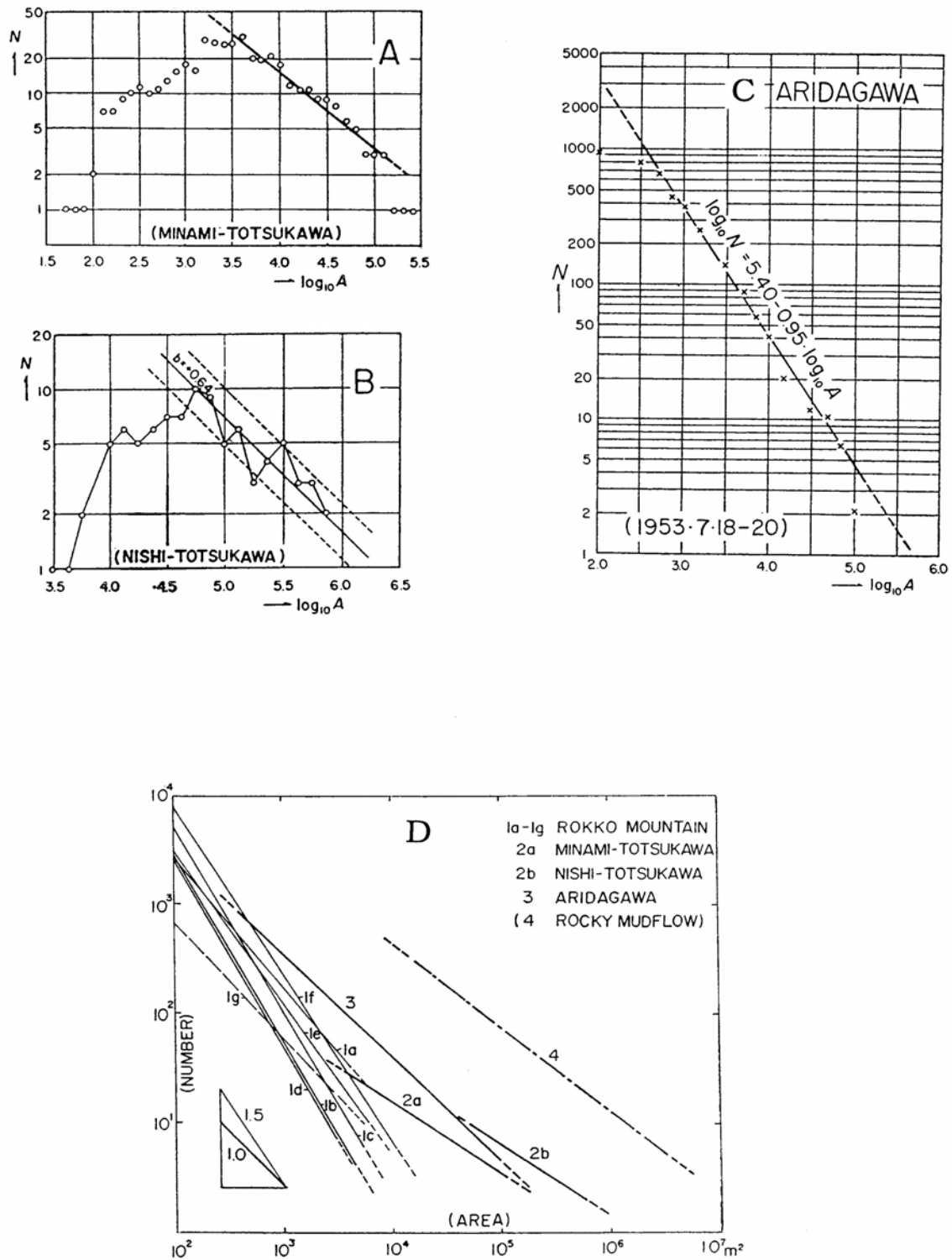


図2 十津川災害崩壊地における規模頻度分布. ただしAは旧南十津川村, Bは旧西十津川村, Cは有田川災害, Dは上記3つと六甲山地の表層崩壊および土石流の比較.

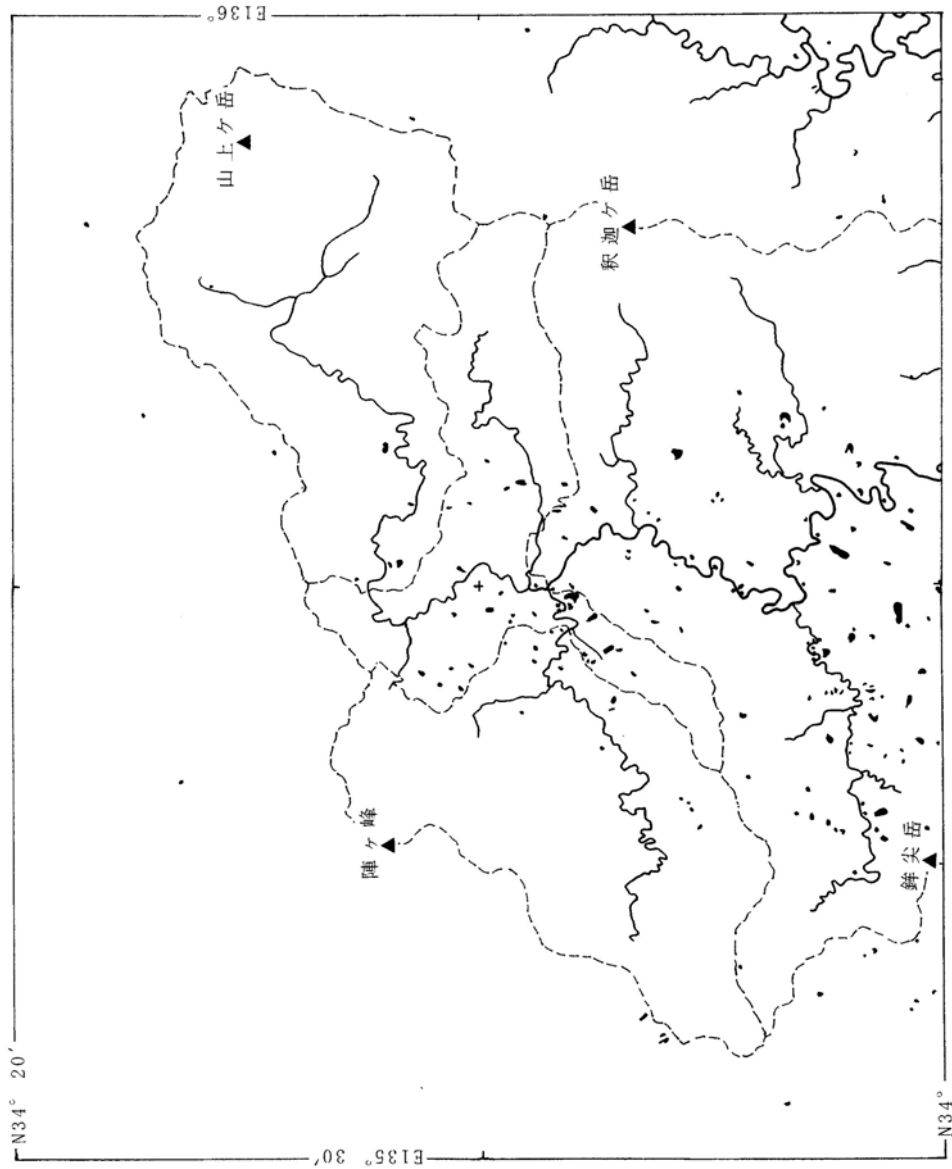


図3 対象域における明治44年測量旧1/50,000地形図に記された崩土記号の分布(その1)。
対象域北部の「高野山」「山上ヶ岳」「伯母子岳」「釈迦ヶ岳」について示す。

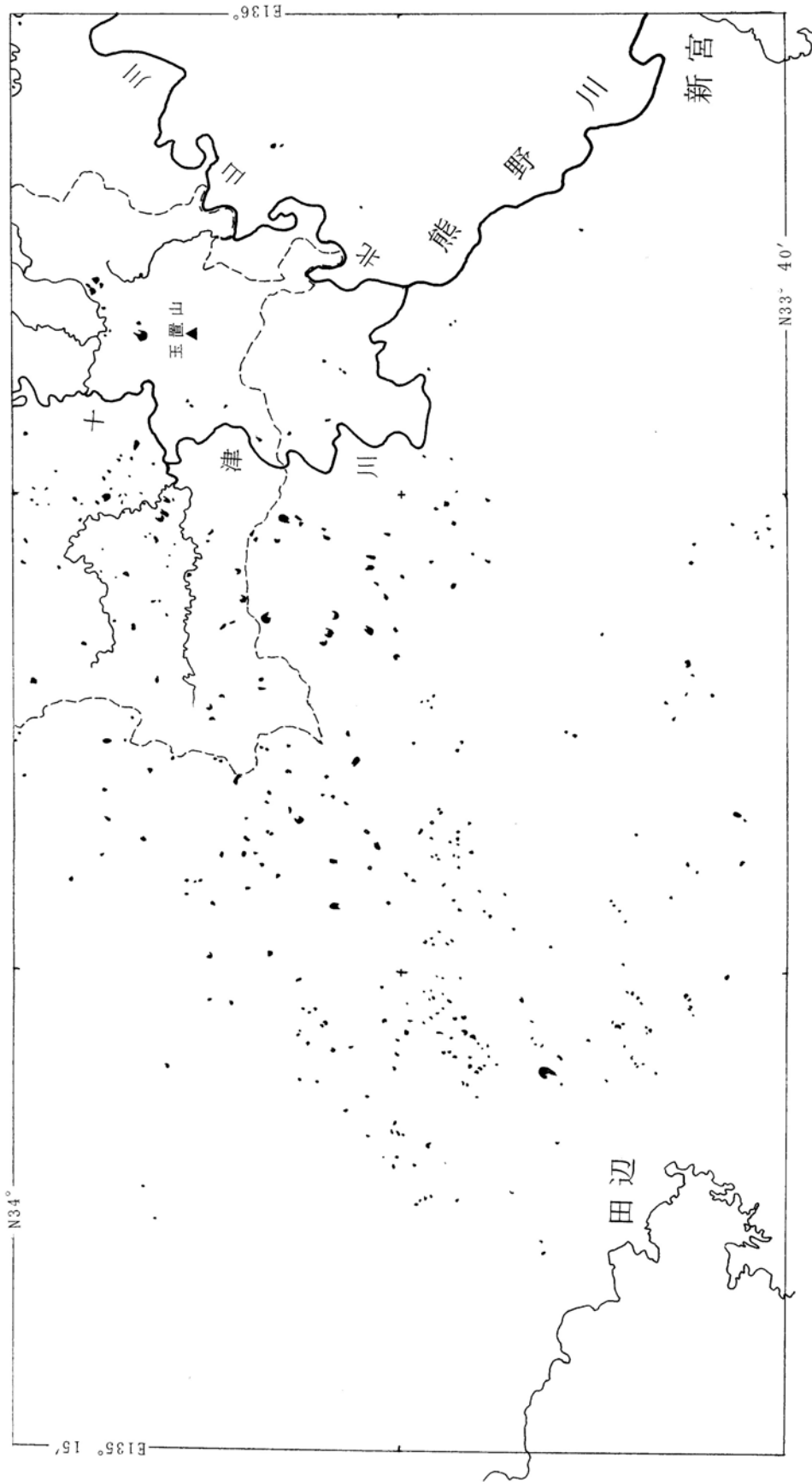


図4 対象域における明治44年測量旧1/50,000地形図に記された崩土記号の分布(その2)。
 対象域南部の「川原河(旧図幅名は「船津」)」「田辺」「龍神」「栗栖川」「十
 津川」「新宮」について示す。

(主に秩父帯)の鉾山もあり、それに伴う崩土記号は除外したが、鉾山記号のない廃鉾などが一部ふくまれている可能性が全くないとはいえないものの、わずかであろう。

十津川災害の場合、崩土が足下の河道を横塞して天然ダムを形成したことが、その特性の一つであるが、その特性については近年においても検討されている。その場合には、大規模なものについては天然ダムの決壊後の状況が崩土記号で示されている場合があるが、あきらかにそれとわかる場合には除外した。河川の下刻や側刻に伴って生じた急崖を示すものも除外した。崩壊部分が道路をはさんで上下に分かれて地形図に描かれているものは、明らかに別の2つのものと判別できる場合の他は、一括してひとつとした。また上部で2つの崩壊地が下部でつながっている場合には2つにした。岩壁記号で示されている場合にも、吉野郡水害災害誌の記述により十津川災害の際の崩壊地であることが明らかな例(高津中山)は採用した。図3と図4について見ると、崩壊密集部分は太平洋(紀伊水道)に面した和歌山県田辺市付近から北東方向に大峰山脈(北山川水系と十津川水系の分水界)までのびている。

さらに図3と図4に示された崩壊地については、崩土の崩落方向を地形図から読み取り、崩落方向に関するローズダイアグラムを作成すると図5となる。先行谷である十津川をはじめとするいくつかの河川の流下する対象域における斜面方位はさまざまであり、したがって崩落方向はさまざまとなるはずであるが、この図においては明らかな卓越方向があり、北西ないし北北西または南東ないし南南東方向が多い。これは本地域における付加体の一般走向にほぼ直交し、特に北西ないし北北西というのは傾斜方向にほぼ対応するので、地質構造(流れ盤)との対応性を示唆する。

7.3 地盤変位の特性との関連

南海トラフで周期的に発生する海溝型地震にともなう地震動が紀伊半島の山地斜面にどのような影響を与えるかを厳密に評価するには、地表の振動に関連する多くの因子の精密な分析が必要である。十津川災害に先行して本地域に影響を与えた地震は、1854年12月24日の「安政南海地震」(震央は33.0N, 135.0Eで、規模はM8.4)である。その前日の「安政東海地震」(震央は34.0N, 137.8Eで、規模はM8.4)の影響もあるであろうが、「安政南海地震」を主たるものとして一括して大過ないであろう。この地震は十津川災害に先行すること35年、これが紀伊半島外帯の斜面の安定性にどのような影響をあたえたかは、古い事例であり明確な判定の根拠がないが、近代に入って発生した地震との比較はそれを評価するひとつの方法である。

このような観点にもとづく簡便な検討方法は、近代に入って発生した事例である「南海地震」(1946年12月21日発生、震央は33.0N, 135.6E、規模はM8.0)について求められている地盤の変位に基づくものである。この地震に先行して1944年12月7日に「東南海地震」(震央は33.8N, 136.6E、規模はM7.9)がおこっているが、両者を一括して考えよであろう。「南海地震」により室戸岬で1.27m、潮岬で0.7mの隆起が観測され、南海トラフに沿う海洋プレートの潜り込みに対する弾性反発隆起が起ったことが確認されている。

斜面の安定性に大きな影響を与えるのが水平動であるとするれば、水平変位もまた問題と

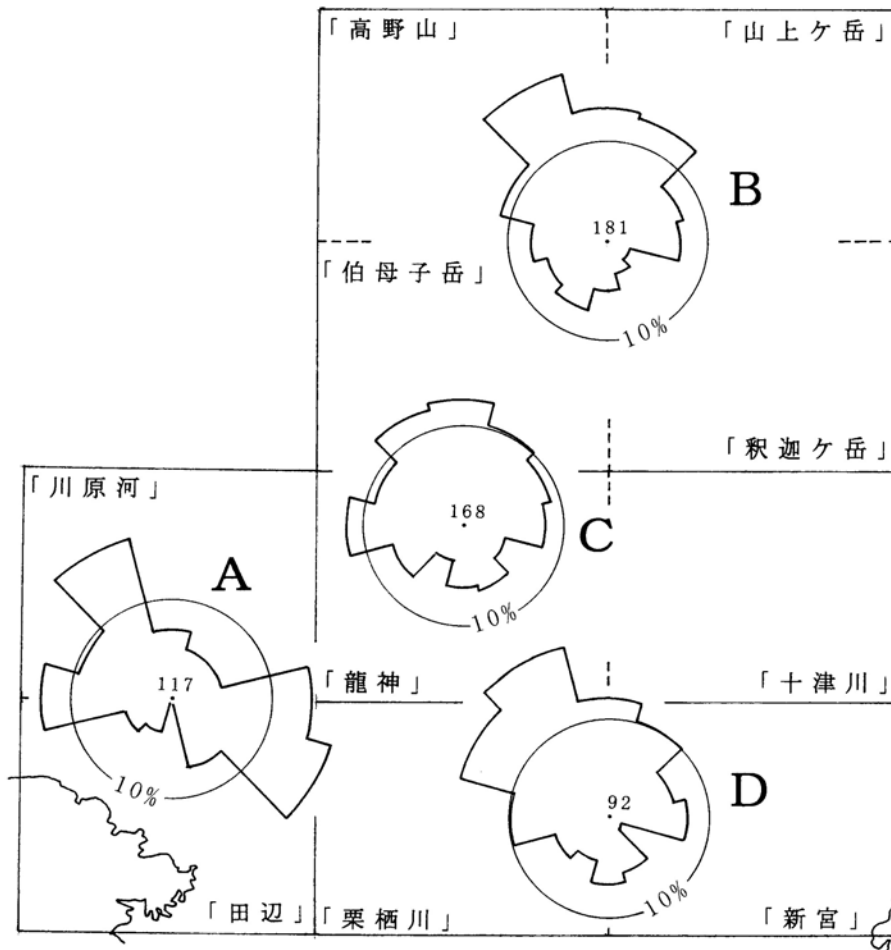


図5 明治44年測量の旧1/50,000地形図における崩土記号について求めた崩落方向の頻度分布

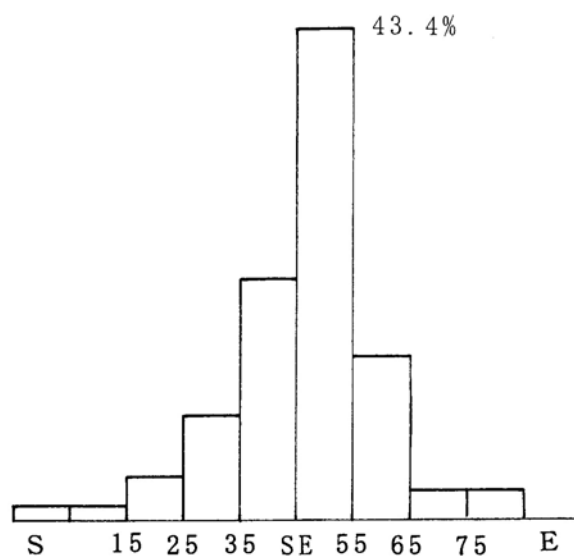


図6 南海地震による紀伊半島中央部における1等および2等三角点の水平変位方向の頻度分布。ただし、旧東部座標（平面直角座標）の方位に対応させて示す。

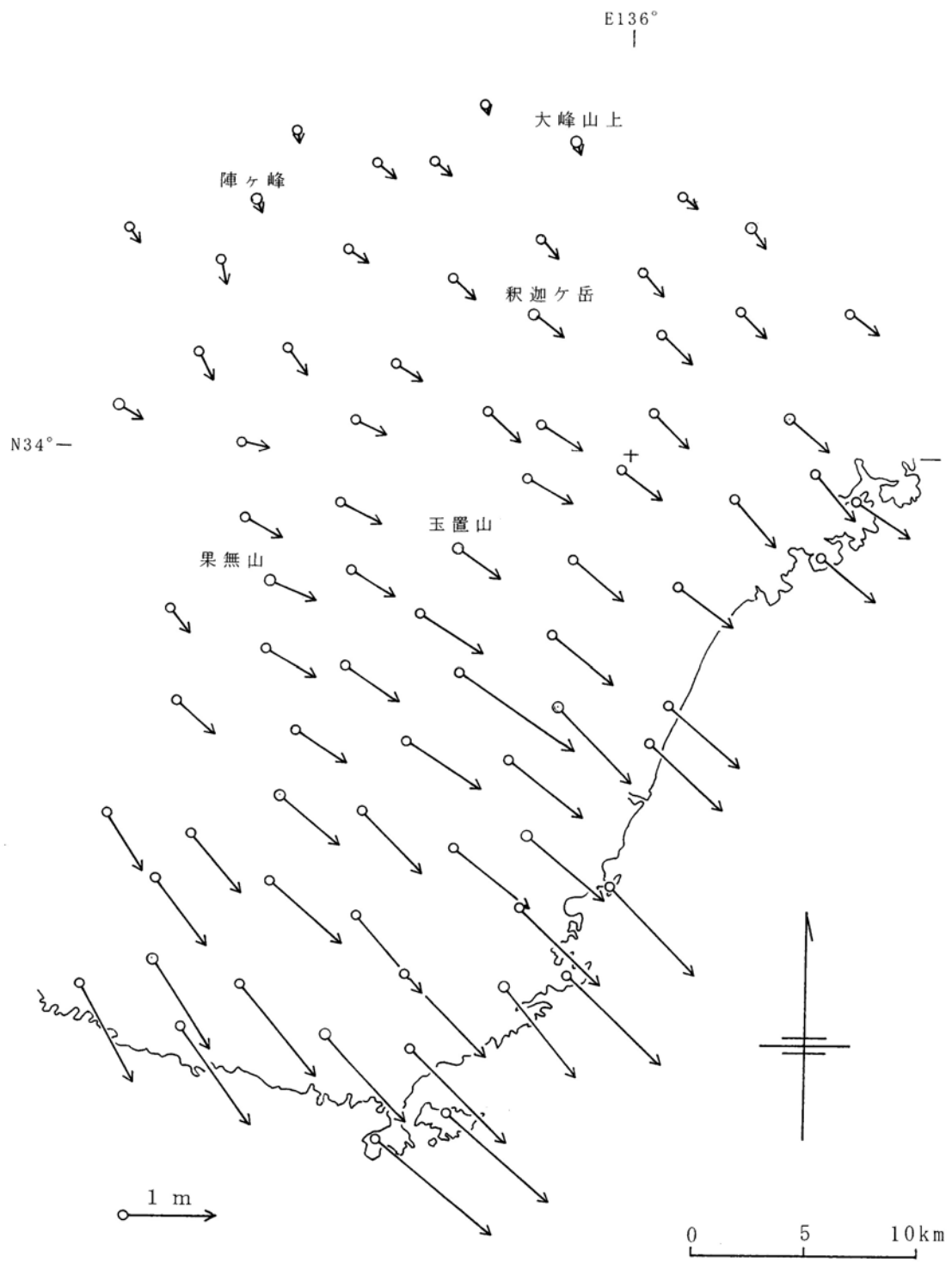


図7 南海地震による紀伊半島中央部における1等および2等三角点の水平変位方向と変位量.

なる。震災復旧測量によって求められた「南海地震」による該当地域の1等および2等三角点の変位方向の頻度分布を図6に、変位方向と変位量を図7に示す。ただし変位量と変位方向は、旧東部座標（平面直角座標）の値にもとづいて計算した結果に対して、座標北に対する真北方位角の補正を施して示すが、変位量は半島先端の潮岬にむかって次第に増加するという一般傾向を示す。頻度分布からわかるように、変位方向は南海トラフに直交する南東方向のものが圧倒的に多い。ただし図6における方位は、旧東部座標の座標北に対して示したので、図7と厳密に比較するためには対象域のほぼ中央にある1等三角点「玉置山」における真北方位角2度11分4.39秒程度を補正する必要があるが、崩壊の方位測定における誤差等を考慮すると、崩壊斜面の方位との関係を検討する場合には、この差はほぼ無視できるであろう。

地震時の地盤の振動方向や振幅あるいは最大加速度は地盤特性など種々の因子によってきまるので、地表におけるパーティクル・モーションも一般に複雑になると推定される。しかし、動的振動に対する $t \rightarrow \infty$ のときの結果が残留変位として示されるものとするれば、スラスト型の発振機構に対応してほぼ鉛直面内で上下および南東－北西方向の振動が卓越し、基盤岩からなる山地部分では地震動も半島先端部に近づくほど大きかったと推定される。地震時における尾根の方位による共振現象もおこるであろうことを考慮すると、過去において発生した「安政南海地震」においても、この地域では図6あるいは図7に示された変位の卓越方位にほぼ直交する北東－南西方向にのびる尾根においてはとくに強い振動を受け、地盤は何らかの損傷を受けた可能性がある。

付加体としての地質構造については、全体としてほぼ東西性であるが、部分的に走向がより北東－南西に振れる場所もあり、無数のスラスト面で分けられた流れ盤構造を持つ岩盤がこのような地震動を受け、場所によっては潜在的滑り面を有する状況になっていたということは十分推測される。有田川災害の場合も、崩落した斜面の方位は北西と南東方向のものが多く、誘因は前線豪雨であるが、「南海地震」のあといくばくもない昭和28年に発生している。

7.4 尾根などの変形地

以上のような地震による何らかの影響が生じた可能性を示唆する地形が対象域において存在するかどうかを次の問題としたい。対象域の1/25,000地形図を検討すると、特に北東－南西あるいは東北東－西南西方向の尾根において、稜線近くに凹地がある場合があり、一種の二重山稜を形成している箇所がある。二重山稜の成因としては、石灰岩の分布地域におけるカルスト地形の場合など広義の組織地形である場合もあるが、もうひとつは山稜そのものが滑落するような大規模地すべりによって作られる場合がある。以下、そのような事例の概要を北から南の順に述べる。

図8-Aに示したのは、十津川上流部である天ノ川の中流部の「籠山」集落北方の「西之谷」の右岸（西岸）の尾根付近にある凹地で、明治22年の崩壊部分の最上部に位置している。図8-Bに示すのは、やはり天ノ川の上流の「坪内」集落付近にみられる尾根部分の凹地で、山腹は他の部分より緩傾斜で谷の発達が悪く、北方へ押し出した地すべり性斜

面である可能性が高い。図8-Cは十津川の左岸側の支流である舟ノ川と旭川にはさまれたほぼ東西に伸びる山稜上に見られる凹地ないし二重山稜で、1108mの独標の少し東およ

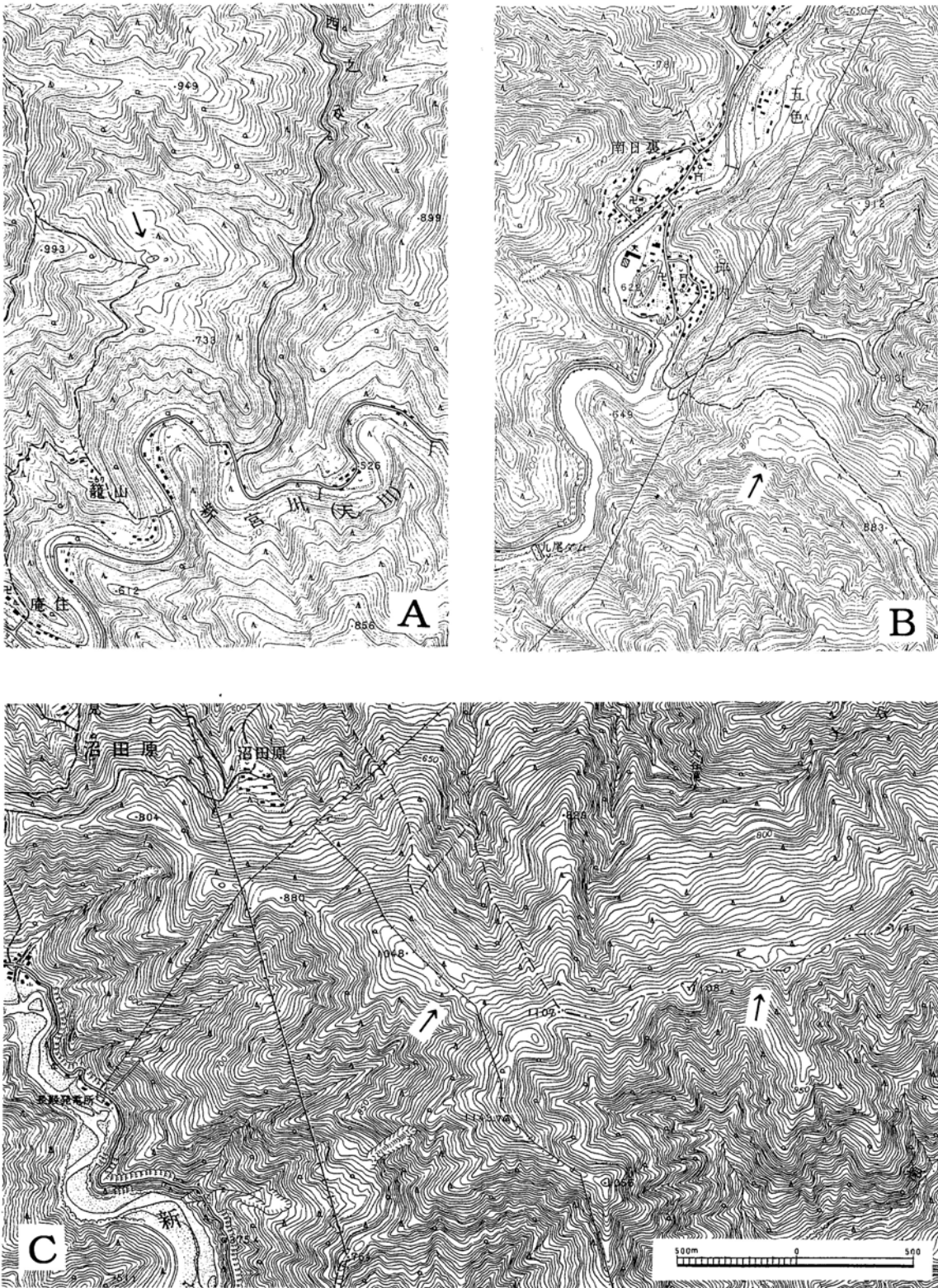


図8 十津川地域でみられる山稜部の凹地あるいは二重山稜の例(その1).
ただし、AとBは1/25,000「南日裏」より、Cは同じく「辻堂」より.

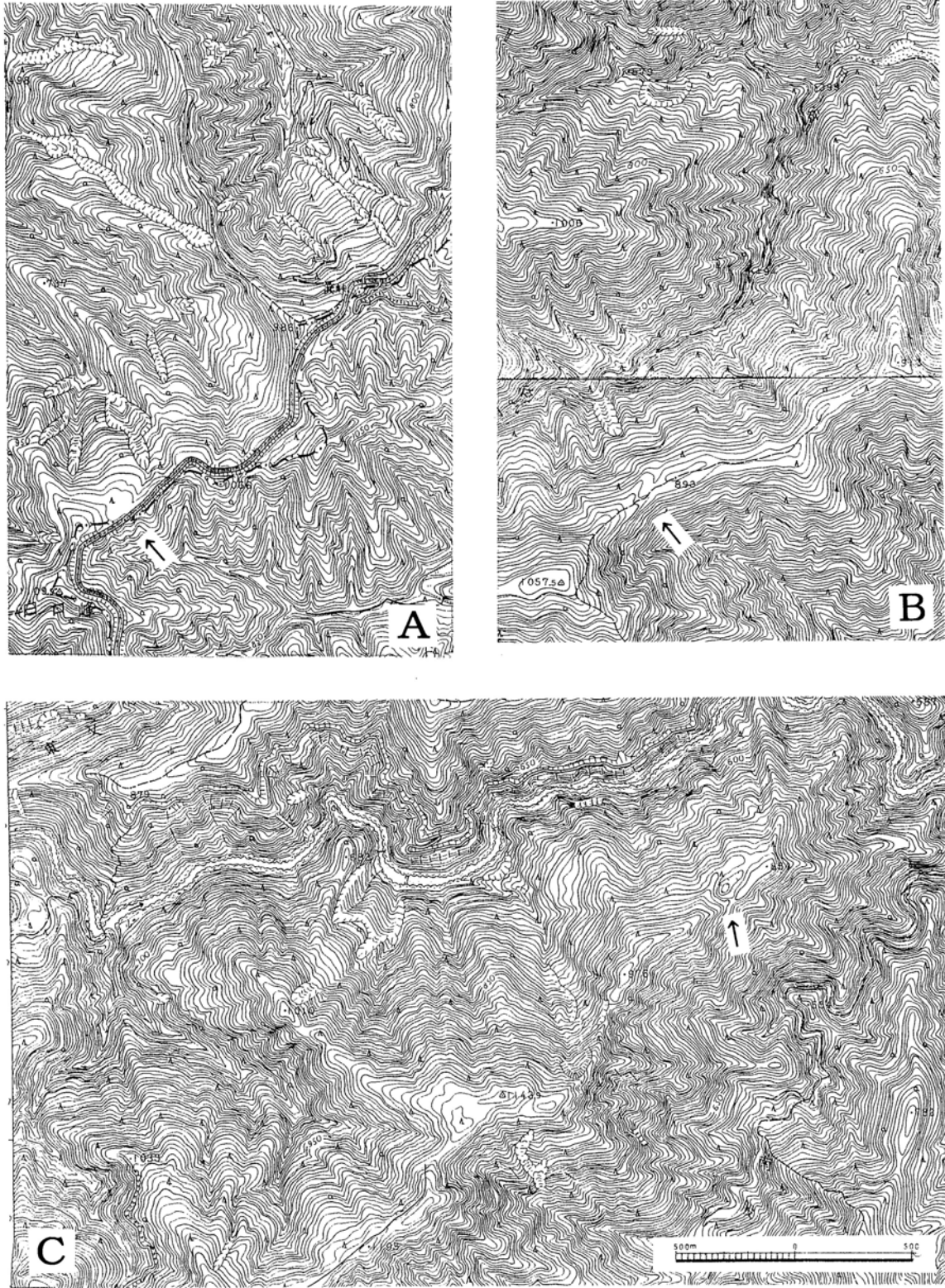


図9 十津川地域でみられる山稜部の凹地あるいは二重山稜の例（その2）。
 ただし、Aは1/25,000「梁瀬」より、Bは同じく「上垣内」「伯母子岳」の境界部、
 Cは同じく「伯母子岳」より。

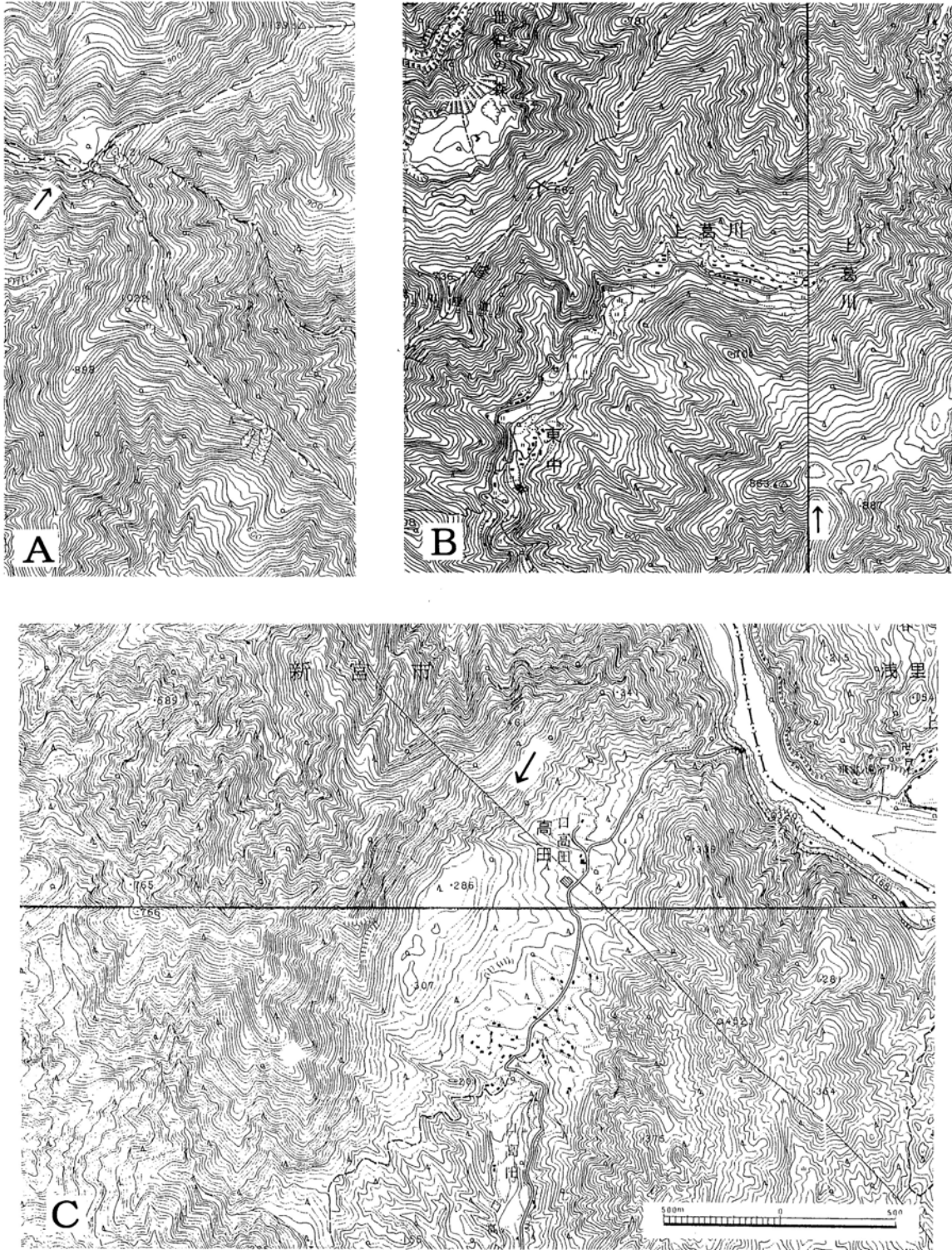


図 10 十津川地域で見られる山稜部の凹地あるいは二重山稜の例（その 3）.

ただし、A は 1/25,000 「発心門」、B は同じく「十津川温泉」と「大沼」の境界部、C は同じく「大里」と「新宮」の境界部.

び 1048m の独標の少し東の 2 ケ所に認められるが、いずれも流れ盤の地すべり性斜面の頂部に位置している。

図 9-A に示したのは、十津川本川に左岸から合流する河原樋川の最上流部の「田口峰」北方にある二重山稜で、昭和 28 年の有田川災害のさいの崩壊地の頂部付近に位置する。図 9-B は十津川中流の「河津」集落付近で右岸から合流する支流の「月谷」の南側の尾根部分で、二重山稜が存在するが、流れ盤の地すべり性斜面の頂部であると推定される。図 9-C の中央の稜線右上に示されているのは、左岸から合流する支流の神納川の上流部にある凹地で、「ダマノ窪」とよばれている。この部分の斜面は一般に、図の上方を西から東に流れる神納川の下刻により遷急線を挟んで斜面の下部が急斜面となっており、全体として岩盤すべりを起こしている可能性がある。なお、窪地から西に続く尾根の北側の 2 つの崩土記号(1010m 独標の下方と、976m 独標の西方)とは、明治 22 年の崩壊地(山葵山)である。

図 10-A に示したのは、十津川流域の南の分水界にあたるほぼ東西にのびる果無山脈の東部稜線の 1121m の独標付近にみられるものである。西に隣接する谷の崩土記号などから判断して、地山岩盤の緩みあるいは大規模岩盤滑りの初期的状態を示している可能性がある。図 10-B の右下部分には、363.4m の三角点の東側直下に凹地記号があり、その北方の斜面と図の左上の明治 22 年の大規模崩壊(小川の古屋山)との地形特性の類似から、この凹地も地すべり性斜面の頂部に位置していると考えられる。図 10-C に示したのは、新宮市街の西方に位置する大規模地すべり地形である。滑落崖の一般走向は、地震による地盤の水平変位の方向にほぼ直交していて、南海道で周期的に発生する地震の何らかの影響があったものと推定される。これの発生時期などの詳細は未調査であるが、将来の地震に対して要注意の地形である。

十津川流域を主とする対象地域においては、温暖多雨と海面上昇にともう後氷期の開析の進行に対応した河床縦断面形の変動(下流で埋積、上流で下刻)により遷急点をもつ斜面地形が形成され、下刻の及んでいない最上流部には平坦な地形が残る重輪廻地形となっていて、前輪廻遺物である平坦部では風化帯が発達している。このような状況のもとで、透水性の高い岩石からなる流れ盤部分では従順長大斜面を形成していて、そのような部分では地表流による侵食ではなく大規模地すべりによる下方移動が卓越している。このような部分の尾根に凹地や二重山稜がみられ、それが明治 22 年の崩壊地の頂部に位置している場合も多い。したがって、そのような特徴をもつ斜面地形は、周期的に訪れる地震の影響を受け、長期にわたる徐動的なクリープによる斜面変動で作られた変動地形である可能性を示す事例として重要である。次に訪れる地震あるいは豪雨によって大規模な山体崩壊につながる可能性もあるので、今後の詳しい検討と十分な注意を要する。

7.5 まとめ

1989（明治 22）年の災害発生後の資料である吉野郡水災誌との比較にもとづくところ、紀伊半島中南部の明治 44 年測量の旧 1/50,000 地形図に記された崩土記号は、明治 22 年の台風による豪雨によって発生した大規模な崩壊地を概ね示すものと考えられる。その一般的な分布をみると、崩壊地は十津川流域のみならず、和歌山県田辺市の周辺や富田川・日置川の上流部にも多く、和歌山県側の関連資料によるまでもなく、このときの降雨は紀伊田辺と十津川流域をつなぐ線を中心としていた、ということが指摘できる。しかし、半島中央部にある大峰山脈の東側にあたる北山川流域、あるいは天辻峠をこえた紀ノ川流域には崩壊地はほとんど無い。したがってこのような分布状況は、台風に伴う湿舌が形成され、それが紀伊田辺～十津川をつなぐ線にそって紀伊半島に流れ込み、大峰山脈にぶつかって進路をさえぎられつつ十津川流域北限の天辻峠付近にまで達したために生じたのであろう。

十津川災害の発生した明治 22 年には、和歌山県側でも田辺市付近を中心として激甚な被害がでた。この地域の資料の特徴として細かい崩壊地までが記録されていて、崩壊地の総数は十津川流域にくらべて遙かに多い。しかしながら、外帯のいわゆる群発性あるいは地すべり性大規模崩壊（小出，1955）の規模頻度特性についてみると、昭和 28 年の有田川災害においても十津川災害の場合とほぼ同様の傾向を示すので、十津川においても和歌山県側におけると同様の小規模なものまで考えると、極めて多数の崩壊地が形成されたことは間違いない。

もう一方で、この地域の斜面の安定性に対する地震の影響が問題となる。それを評価するひとつの根拠として、1946 年の南海地震における地盤の水平変位にもとづけば、紀伊半島では北西－南東方向の振動が卓越していたと考えられる。したがって、十津川災害に先行する安政南海地震においても同様に、この方向に直交する北東－南西方向に伸びる尾根の斜面は、本地域のとくに流れ盤となる北西向斜面において、共振現象もあってかなりの損傷を受けたものと推定される。崩壊地だけでなく、尾根の上に見られる凹地や大規模地すべりも、これらの特定方向と関連づけることができる。紀伊半島以外の外帯の大規模崩壊についても、加奈木崩れや大谷崩れは海溝にほぼ平行した方位の山稜の斜面で発生していることを考えると、地震動による特定方位の斜面の損傷がその発生に関係していることが十分予想される。

崩壊地の少ない大峰山脈には熊野酸性岩がしばしば分布することや、付加体である地層の一般走向をあわせ考えると、地震動による特定方位の斜面の損傷、付加体の流れ盤に代表される地質構造、台風による湿舌の形成に伴う降雨特性、の三者が競合して未曾有の災害が発生したといえる。地震動に対して特に危険な方位関係にある特異な地形あるいは地すべり関連地形については、将来において発生する南海道の地震に関連して十分な注意を払う必要がある。

引用文献（年代順に記すが，近年のものについては今後補遺が必要）

- 宇智吉野郡役所(1891)吉野郡水災誌，巻の壱～十一(1977・1981 復刻)。
- 小出 博，1955，「日本の地すべり 1－その予知と対策－」，東洋経済新報社，259+7p.
- 宮本常一，1958，「十津川崩れ」水利科学，2-3，83-94.
- 千葉徳爾，1975a，「明治22年十津川災害における崩壊の特性について(1)」，水利科学，19-2，39-54.
- 千葉徳爾，1975b，「明治22年十津川災害における崩壊の特性について(2)」，水利科学，19-4，20-38.
- 籠瀬良明，1976，「明治22年十津川災害」，歴史地理学紀要，18，201-225.
- 瀬尾克美，1977，「十津川災害について」，新砂防，30-2，11-15.
- 藤田佳久，1983，「明治22年の十津川大水害」，地理，28-4，64-73.
- 森 秀太郎・森 巖，1984，十津川移民(懐旧録)，新宿書房，296p.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄，1984，「1889年8月豪雨による十津川災害の再検討ーとくに大規模崩壊の地質構造規制ー」，京大防災研年報，27号B-1，369-386.
- 平野昌繁・藤田 崇「マスマーブメントの地質構造規制」，1986，地質学論集，28号，31-43.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫，1987，「吉野郡水災誌小字地名にもとづく1889(明治22)年十津川災害崩壊地の比定(その1；西十津川)」，京大防災研年報，30号B-1，391-408.
- 平野昌繁・大森博雄，1989，「土砂移動現象における規模頻度分布とその地形学的意義」，地形，10巻，95-111.
- 明治大水害誌編集委員会(1989)紀州田辺 明治大水害，和歌山県田辺市，207pp.
- 藤田 崇(代表者)，1990，「西南日本における初生的大規模斜面変動の発生・移動機構の解析」，科研報告書，73pp.
- 平野昌繁・野尻 亘・島津俊之・奥田節夫，1991，「吉野郡水災誌小字地名にもとづく1889(明治22)年十津川災害崩壊地の比定(南十津川・東十津川)」，人文研究，43巻5号，79-89.
- 藤田 崇(編著)，2003，「地すべりと地質学」，古今書院，238pp.

あとがき

平成 15 年度と 16 年度にわたって実施した京都大学防災研究所一般共同研究「1889 年十津川崩壊災害の防災科学的総合研究」の成果を報告した。

紀伊半島南部において明治 22 年 8 月にもたらされた集中豪雨による崩壊災害のうち、主として十津川筋の被災状況は、当時の宇智吉野郡役所による災害調査報告書である「吉野郡水災誌」に詳しく記述されている。近年になって、この水災誌を拠り所として行われた調査研究は数多い。我々も 1982 年以來、この水災誌を含め、数多くの資料を調べ、また現地調査を重ねて、この崩壊災害の復元作業を進めてきた。

明治 22 年に起きたこの十津川災害は西南日本外帯において発生する崩壊の典型的な事例である。この崩壊を特徴づける諸事象を総合的に明らかにしておくことは、この地域で今後起きるであろう規模が大きな崩壊に備えるために欠くことが出来ない。

西南日本外帯はフィリピン海プレートの沈み込みによって形成される付加帯によって作られている。西南日本外帯の付加帯による理解はごく最近進展したものであって、四万十帯と呼ばれるこの地域の山体の地質構造は地向斜の形成と造山運動によって長らく理解されてきた。しかし、1960 年代初頭に始まる海洋底拡大説すなわちプレートテクトニクス研究の進展と、さらに 1980 年代以降の付加帯に関する研究の進展によって、西南日本外帯の形成モデルは大きく軌道修正されることとなった。その経緯は第 1 章に詳述されている。

この地域は、従ってプレート境界で起こる海溝型の巨大地震や直下型地震の強震にくり返し曝されている地域でもある。過去の事例を見る限り、規模が大きな崩壊の誘因は、この地方をくり返し襲う豪雨の中でも特段に規模が大きなものであることがわかるが、斜面の不安定条件など、崩壊の素因形成を担う事象として、これら地震による強震を見逃すことは出来ない。このようなサイスミッシェティ (Seismicity) が崩壊に及ぼす影響の検討を今回は研究の重要項目に掲げることになった (第 6 章と第 7 章)。

このような作業を進めている中、2004 年 8 月 10 日に十津川村の北隣、大塔村宇井地先の十津川に沿う国道 168 号線脇の斜面が崩壊した。同年 1 月頃から擁壁に亀裂が入るなどの前兆が察知され、その後は伸縮計で変状を監視するなどの対策がとられており、歪み速度が限界を超えた段階で国道は通行止めとされていた。我々はこの崩壊の直前、8 月 6 日から 8 日にかけてたまたま十津川村へ現地調査に出かけていたが、崩壊の後、二度にわたりこの崩壊の現地調査を行った。その調査結果の一部を第 2 章に報告した。

いっぽう、2004 年 9 月 29 日に 21 号台風の影響で紀伊半島南東部は大雨となり、三重県宮川流域が激甚な崩壊災害に見舞われた。西南日本外帯において豪雨に際して発生する崩壊に共通する特性を明らかにするべく、我々は二度にわたって現地調査を行った。それらの調査結果を第 3 章で報告した。

1889年の十津川災害のときのような大規模な崩壊が起こると、崩壊斜面下の河道はいったん堰き止められて新湖が形成され、さらにそれらが決壊する、あるいは崩壊土砂が河道に堆積して河床高を上昇させる、ということがそこかしこで生じる。このような崩壊土砂の去就はその後の流域全体における流砂の推移に強く影響するものと思われる。そこで崩壊斜面脚部付近における不安定土砂の堆積状態に関する調査結果を第4章に、またダム貯水池堆砂から求まる土砂流出速度と崩壊による削剥速度、プレート運動による地盤隆起速度を比較するなど、流域における侵食と流砂の関係を検討した結果を第5章に報告した。

これらの調査研究により、西南日本外帯の一部、紀伊半島南部地域における斜面崩壊に関わる知見を深めることが出来たと考える。また、これらの知見は西南日本外帯に属す他の地域における斜面崩壊を検討し、これに備えるためにも資するところがあると考えられる。

内容に関してお気づきの点が多々あるかと思われる。ご教示いただけると、ありがたい。

研究代表者，分担者一同

2005年4月