

## 鳥取県西部地震による斜面崩壊の地形・地質的特徴

一日野町を対象として一

黒 木 貴 一

(社会科教育講座)

(平成15年9月9日受理)

### Geomorphologic and Geologic Characteristics of Landslides induced by the Tottoriken-Seibu Earthquake-A Case Study on the Slides in Hino Town

Takahito KUROKI

(Received September 9, 2003)

#### 要旨

鳥取県西部地震で生じた日野町の斜面崩壊は、全体的に見ると地すべり地形の南北に向く斜面に多く発生した。これは日野町付近のNS成分が大きかった地震動との関係を示唆する。細かく見ると斜面崩壊は、滑落崖にある開析前線付近の凸型斜面に生じたものと、日野川の攻撃斜面に位置する地すべり土塊の末端急崖に生じたものとがある。前者は基盤岩直上～角礫層内に生じた崩壊面を境に、その上部の斜面構成層が原形をとどめたまま斜面下に滑落した地すべり的なものである。後者は地すべり土塊の末端急崖を被覆する表層が剥がれ落ちた表層崩壊的なものである。地すべり的な崩壊の素因として基盤岩最上部の崩壊面を広く構成するシーティングジョイントが考えられる。一方、表層崩壊的な崩壊の素因として、不安定な被覆層の発達する急崖をもつ地すべりの存在を上げられる。

**Keywords:** 斜面崩壊 landslide, 鳥取県西部地震 Tottoriken-Seibu Earthquake, 開析前線 dissection front, シーティングジョイント sheeting joint

#### 1. はじめに

地震災害を引き起こす主な地盤変状には斜面崩壊と液状化がある。地震時には、地震動による斜面崩壊が発生するが、地震で脆弱となった斜面がその後の降雨などの要因で崩壊することもある。

り、地震発生後も斜面崩壊について長期間注意が必要な点で豪雨とは異なる斜面崩壊の誘引である。

2000年10月6日に発生したM7.3の鳥取県西部地震では、震源地(北緯35.3°, 東経133.4°)に近い日野町で震度6強を記録した。この地震では断層面が観察されるような地震断層は確認されていないが、断層の左横ずれ変位に由来すると考えられる地表の変形が確認された<sup>1)</sup>。この地震による鳥取県の被害は、負傷者が97人、住宅の全半壊戸数が2545棟<sup>2)</sup>であった。これらの被害は1)山側での斜面崩壊や落石等、2)海側での液状化がその発生要因として指摘された<sup>3),4)</sup>。

これまでの日本における地震、1978年伊豆大島近海地震<sup>5),6)</sup>、1984年長野県西部地震<sup>7),8)</sup>、1987年千葉県東方沖地震<sup>9),10)</sup>、1993年北海道南西沖地震<sup>11),12)</sup>、1995年兵庫県南部地震<sup>13),14),15)</sup>、1997年鹿児島県北西部地震<sup>16),17)</sup>などでは、斜面崩壊の発生しやすい地盤条件を斜面の傾斜角度や方向、斜面形態、遷急線との位置関係、地質条件などから検討し、それぞれ一定の傾向が見出された。近年では海外の1996年麗江地震<sup>18)</sup>や1999年集集地震<sup>19)</sup>に対しても同様の検討がなされた。

各文献で地質および地形の分析項目と精度が少しずつ異なるため、地震による斜面崩壊と地形・地質条件は相当数が列挙される結果を生む。しかし、これら文献では地震の斜面崩壊に関して、1)型として主に落石、岩盤崩落、表層崩壊、地すべりがある<sup>10),11),20),21)</sup>、2)地形形態として直線型斜面で多く発生し、また降雨に伴う斜面

崩壊に比べ地震では凸型と尾根型斜面で発生しやすい<sup>11),12),20),22),23),24),25)</sup>, 3) 発生位置として震源方向と直交する尾根に多い<sup>22),26)</sup>, の3つの特徴がある。

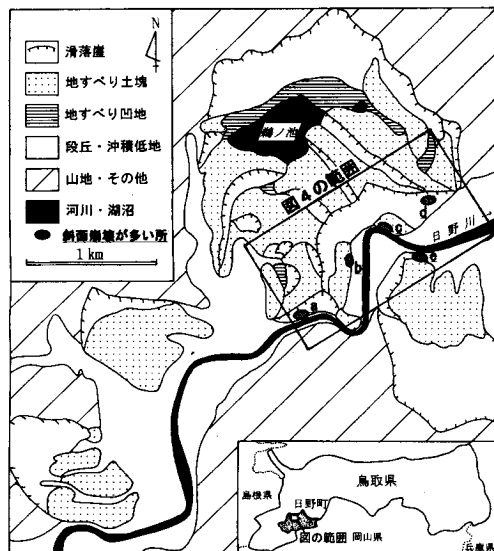


図1 研究対象地域および地形区分

鳥取県西部地震では日野町(図1)では全戸(1515棟)に及ぶ家屋被害や道路と農業施設(188箇所)に被害が出るとともに, 多くの斜面崩壊が発生した<sup>27)</sup>。そこで, 本研究では, 日野町の斜面崩壊がどのような地形・地質条件の下で発生したかを明らかにすることを目的とする。そのため, 斜面崩壊と斜面地形との関係, 斜面崩壊と斜面構成地質との関係を詳しく調査した。

## 2. 研究の方法

### 2.1 調査対象地域

多数の斜面崩壊が発生した日野町の日野川沿いを研究対象地域とし, 中でも日野川左岸を詳しく調査した(図1)。この地域およびその周辺は中生代の花崗岩から主に構成され, 一部に鮮新世の玄武岩や古生代の千枚岩〜結晶片岩が分布している<sup>28)</sup>。

### 2.2 地形区分

斜面崩壊と地形との関係を全体的に見るために4万分の1空中写真(1947年米軍撮影)を用いて, 地形区分を行い, その結果に斜面崩壊地の分布を表した。この地形区分単位は滑落崖, 地すべり土塊, 地すべり凹地, 段丘・沖積低地, 山地・その他, 河川・湖沼, 斜面崩壊が多い所

り土塊, 地すべり凹地, 段丘・沖積低地, 山地・その他である。

斜面崩壊と地形との関係を詳しく見るために, 地震直後の1万分の1カラー空中写真(2000年10月7日国際航業株式会社撮影)を用いて, 日野川左岸(図1)の地形判読を行った。地形区分単位は, 急傾斜地, 緩傾斜地, 崩壊地に大別した。急傾斜地は鈴木(1977)<sup>29)</sup>の斜面型の分類を簡略化し, 緩傾斜地は地すべりによる地形を細区分した。急傾斜地は, 地形が凸か直線か凹かで, それぞれ凸型斜面, 平滑型斜面, 凹型斜面とした(図2)。緩傾斜地の平坦地とは, 普通の河岸段丘に比べて高い位置にあり, 地形面には凹凸があるもの

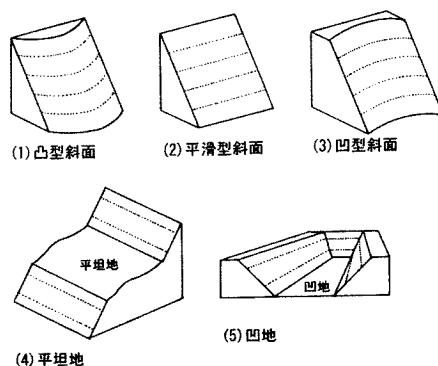


図2 斜面型の地形モデル

の平坦に近い地すべり土塊の頂部である。また, その凹地とは地すべり土塊の分離に伴って形成された低地である。なお, 地形が凹で谷筋が明瞭な場合は, それを開析谷とした。その他に, 段丘及び低地, 崖錐を区分した。また, 急傾斜地の範囲で周囲の地形を掘り込む形態を持ち植生が貧弱な地震前からの崩壊地と, 今回の地震による崩壊地を区分した。

### 2.3 地震動分布

防災科学研究所のK-Netの加速度情報から, 加速度と加速度の卓越方向について分布図を作成し, 斜面崩壊の位置する地形の向きと地震動との関係を検討した。加速度分布は, NS成分とEW成分のうち大きい方の値を示した。加速度の卓越方向は加速度のNS成分をEW成分で除し, いずれの成分が大きいかを示した。

### 2.4 表層地質の観察

崩壊地を崩壊壁, 崩壊底, 崩落物と区分し観察した。崩壊壁と崩壊底で見られる基盤岩上の斜

面構成地質を表層、砂層、角礫層に区分し、崩壊面の位置を調べた。表層は、腐植に富み暗色を呈する層で植物根の進入が多い。砂層は、表層の下位にあり、腐植をほとんど含まない灰白色を呈する砂～粘土質の層である。礫層は、砂層の下位にあり、基盤岩が少し風化し基盤岩の節理構造を残して5～10cm程度に碎片化した層である。

一方、崩壊地に露出する基盤岩は、新鮮なものもマサ状に風化したものもある。特に新鮮な基盤岩には多くの節理が観察できる。節理の走向と斜面崩壊の方向は調和的であるという報告<sup>30)</sup>もあるため、それらの走向と傾斜を計測し、斜面崩壊と節理系との関係を検討した。

崩壊に関係の深い地すべり地形に関し、テフラを使ってその形成年代を推定した。

## 2. 5 斜面崩壊の特徴

斜面崩壊の分布や形態に関し、全体的な地形との関係、地震動との関係、斜面の微地形との関係、地質条件との関係を整理し、地震による斜面崩壊に関する検討をする上での留意点を述べた。

## 3. 斜面崩壊と全体的な地形との関係

### 3. 1 地形的な位置

4万分の1空中写真(1947年米軍撮影)による地形区分から(図1)、この地域が山地に挟まれた狭い谷中を日野川が南西から北東に流れ、そこに段丘や沖積低地が発達していることが分かる。そして山地には地すべり地形が見られ、滑落崖、地すべり土塊、地すべり凹地を多数区分できる。地すべり凹地の一部が池(鵜ノ池)になっている。日野川沿いに発生した斜面崩壊の多い位置(a～e)(図1)をこれらの地形と対比すると、斜面崩壊は日野川左岸側の地すべり土塊の末端及び滑落崖の急斜面の南北に向く斜面に多い。

### 3. 2 地震動と斜面崩壊

地震動分布(図3)では、新見市でEW成分が817galで最大の加速度を記録している。日野町は加速度700gal以上の地域に含まれる。震源を中心として、西南西―東北東方向にNS成分がEW成分より大きい地域が広がっている。日野町に近い江府町ではNS成分が725gal、EW成分が573galなのでNS成分がEW成分より大きい。余震分布域(NNW-SSE方向)の南西側では、墓石の転倒方向がSSE方向、北東側ではNNW方向となっている<sup>31)</sup>ことから、研究対象地域の地震動は

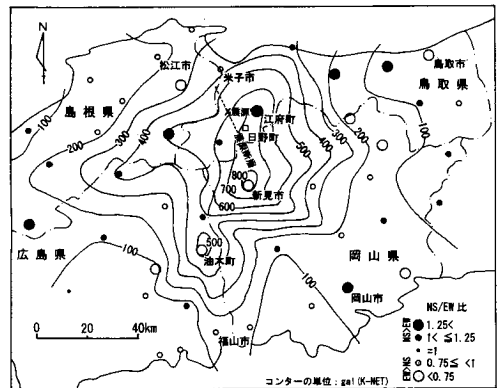


図3 地震動の分布

NS成分が強かったものといえる。したがって、地すべり地形の南北に向く急斜面に多くの斜面崩壊が生じたことは、既存報告<sup>22), 26)</sup>と同じ結果であり、本地域の斜面崩壊も発生位置として震源方向と直交する斜面に多いといえる。

## 4. 斜面崩壊と斜面の微地形および表層地質との関係

### 4. 1 斜面の微地形と斜面崩壊

図4の北部では凹地と平滑型斜面と平坦地が東西南方向に交互に配列し、西部では平坦地と平滑型斜面が交互に配列し西に低まる階段状地形になっている。したがって、この地域は典型的な地すべりの地形配列を示している。南部の東あるいは南に向かう斜面では、平滑型斜面と平坦地の階段状地形が発達する。東部では凸型斜面が分布する。さらに、平滑型斜面や凸型斜面を掘り込む形態を持つ凹型斜面と、さらに凹型斜面の内部にそれを掘り込む形態を持つ地震前からの崩壊地が分布する。地震前からの崩壊地の下には崖錐の見られることがある。一方、日野川から離れた山側でも地震前からの崩壊地と今回の地震による崩壊地とを識別できた。この地震前からの崩壊地は、急傾斜地の分布範囲にあり、植生が貧弱で周りの地形を掘り込む形態を持ち背後に凹型斜面を伴う。そのような地形的あるいは植生的な特徴から、各地震前の崩壊地は通常の豪雨に伴う斜面崩壊で形成されたものであり、それに接するか取り巻く凹型斜面は豪雨に伴う斜面崩壊により拡大してきた地形と考えられる。今回の地震による崩壊地は、植生が剥がれ白い地肌が広く現れ、その下位に崩壊物質による崖錐状の高まりを判別できる。なお、谷底部には段丘及び低地、崖錐が分布する。

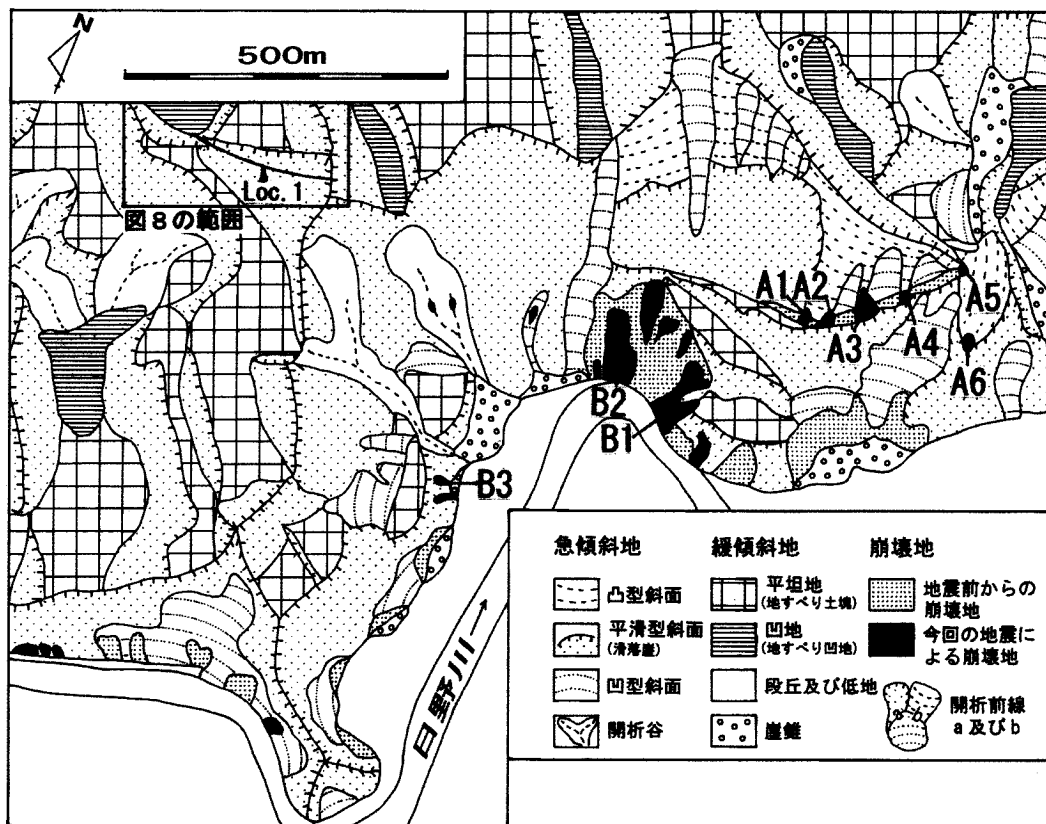


図4 斜面地形区分と崩壊地

地震前からの崩壊地と今回の地震による崩壊地は地形的には分布が似ている。しかし、地震前からの崩壊地の地すべり地形上での位置を見ると、地震前からの崩壊地は、山側の滑落崖末端部にあるものと日野川近くの地すべり土塊の末端急崖(分離崖<sup>32)</sup>)にあるものに二区分できる。そして今回の地震による崩壊地は、山側では凸型斜面の末端部に位置し、日野川近くでは凹型斜面あるいは平滑型斜面の分布内にある。そこで、これらの斜面崩壊を山側の開析前線付近で凸型斜面の末端にあるA型(A1～A6)と、日野川近くの開析前線付近で凹型斜面や平滑型斜面に取り囲まれるB型(B1～B3)に区分し、斜面崩壊の地形・地質を詳細に検討した(写真1)。



写真1 日野町の斜面崩壊地

- ①：A型崩壊，②：B型崩壊(B1)，  
 ③：B型崩壊(B2)，④：表層崩壊の残り，  
 ⑤：滑落崖，⑥：地すべり土塊

## 4. 2 斜面崩壊と表層地質

### 4. 2. 1 A型崩壊の特徴

図5はA1～A6の崩壊底のスケッチ、崩壊底の形状、崩壊壁頭部の地形縦断面形である。A1の崩壊底には中央部に角礫層、両端部に少し砂層が露出する。崩壊底の中央部は深く掘り込まれている

る。崩壊壁では表層から角礫層までが観察でき、岩盤は確認できない。したがって、A1の斜面崩壊の崩壊面は主に角礫層内にあり、崩壊底の縁辺では一部砂層内にある。A2の崩壊底は、元の地形面に近い傾斜角度を持った節理とそれに斜交する節理に支配された基盤岩面で構成されている。

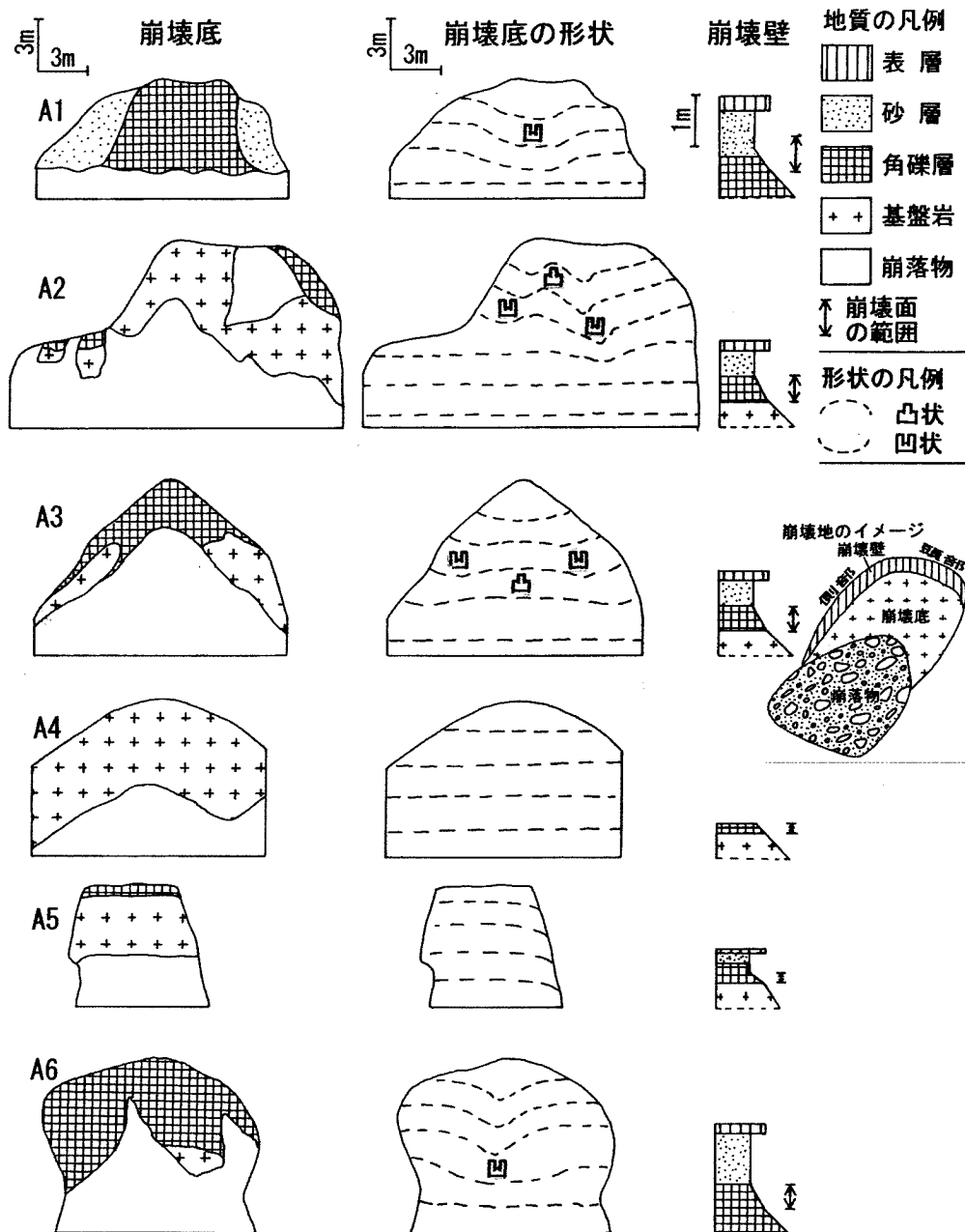


図5 A型崩壊地の観察結果

そのため崩壊底には凹凸がある。A2の斜面崩壊の崩壊面は、主に角礫層と基盤岩の境界にあり、崩壊底の縁辺では一部角礫層内にある。A3の崩壊底には中央部に角礫層が、両端部に基盤岩が露出する(写真2)。崩壊地の下部は、斜面物質が元の地形形態を保ったまま滑り落ちている。崩壊底の大半は、元の地形面に近い傾斜方向と角度を持った節理に支配された基盤岩面で構成されている。A3の斜面崩壊の崩壊面は、主に角礫層と基盤岩の境界にあり、一部、崩壊底の頂部では角礫層内にある。A2もA3も崩壊壁では表層～基盤岩まで全て観察できる。A3の崩壊底や崩壊壁では

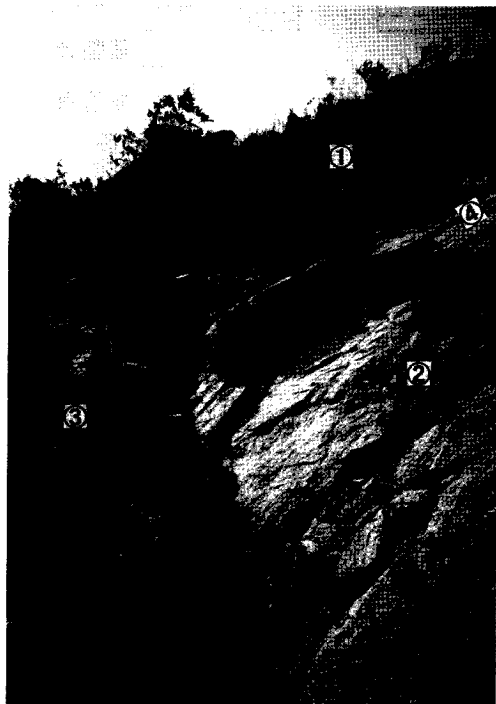
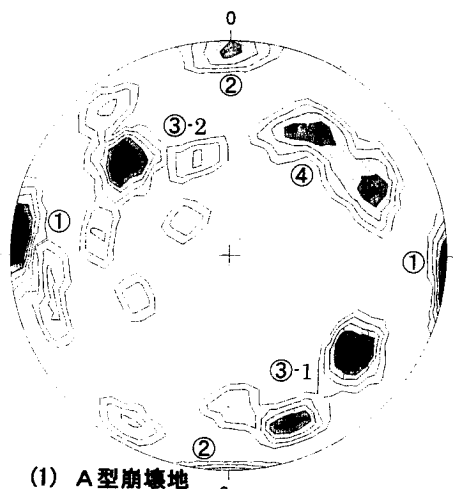


写真2 A3崩壊地

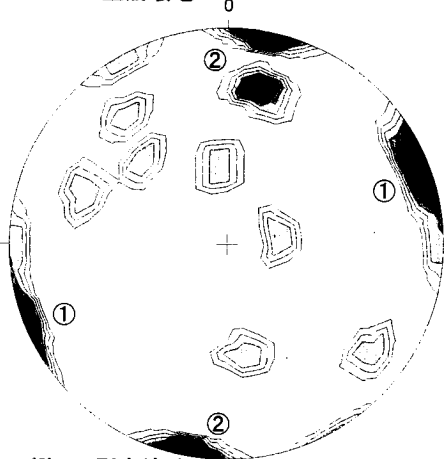
- ①：角礫層，②：基盤岩，
- ③：滑落した地表部，
- ④：シーティングジョイント

傾斜約 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の地形面とはほぼ平行な節理の多い基盤岩が観察できた。このような節理は、応力開放に伴って地形面に平行に発達するシーティングジョイントと考えられる<sup>33)</sup>。A4は、崩壊底の全体が基盤岩である。斜面崩壊の崩壊面は主に基盤岩と角礫層の境界にある。A5も、崩壊底の全体が基盤岩である。この崩壊底は、崩壊底面と近い傾斜角度を持った節理系による基盤岩面で構成され、崩壊底はきわめて平滑である。A5の斜

面崩壊の崩壊面も主に角礫層と基盤岩の境界にある。A6は、崩壊底の全体が角礫層である。一部に、基盤岩が露出する。崩壊底の中央部は深く掘り込まれている。崩壊壁では表層から角礫層までが観察できる。岩盤は確認できないので、A6の斜面崩壊の崩壊面は主に角礫層内にある。したがってA型崩壊は、多くは基盤岩と角礫層の境界が崩壊面になり、一部角礫層内に崩壊面が形成されるものである。前者の崩壊面は、地形面に平行な基盤岩のシーティングジョイントに由来する。



(1) A型崩壊地



(2) B型崩壊地

図6 基盤岩の節理のステレオ投影

\* コンター間隔は1%

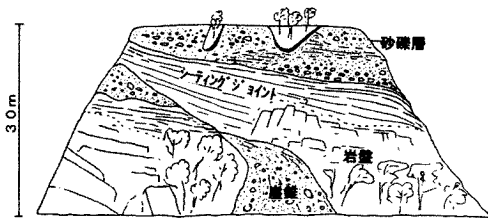
A型崩壊地の基盤岩にある節理の計測結果をステレオ投影した(図6(1))。節理系は、ほぼ垂直な①N-S系と②E-W系、中程度の傾斜角を持つ③NE-SW系、④NW-SE系がある。③にはNW傾斜

(③-1)とSE傾斜(③-2)がある。これらの中で、A2, A3, A5で広く崩壊底を構成しA型崩壊の主な崩壊面の起源となるものは、③-2と④である。全体的に地形をみると、日野川の作る谷に平行な③NE-SW走向の低角節理がシーティングジョイントと考えられるが、狭い範囲で見ると斜面の微地形の凹凸に平行する④NW-SE走向もシーティングジョイントの可能性はある。

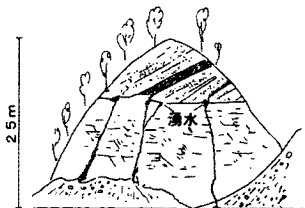
まとめると、A型崩壊は地すべりの滑落崖において、開析前線の発達に伴って形成された凹型斜面の対となる凸型斜面が、地震動によって地すべりに地表形態を残して崩壊したものである。その崩壊は、シーティングジョイントが地質的な素因となっている。

#### 4. 2. 2 B型崩壊

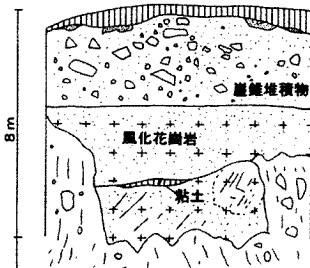
B1およびB2は地震前からの崩壊地に生じた斜面崩壊で、B3は平滑型斜面に生じた斜面崩壊である(図4)。B1のすぐ北側とB3のすぐ西側には平坦地があるため、B1~B3ともに地すべり土塊の急崖に生じた斜面崩壊とも言える。



(1) B1の露頭スケッチ



(2) B2の露頭スケッチ



(3) B3の露頭スケッチ

図7 B型崩壊地の観察結果

図7はB1~B3の露頭スケッチである。B1の上位約10mは淘汰不良の角礫層や成層構造のある砂礫層である。その下位約20mは南に緩傾斜するシーティングジョイントの発達する新鮮な花崗岩である。花崗岩の上位ほどシーティングジョイントが顕著である。したがって、B1の北側にある平坦地は、元々地表付近にあった花崗岩体がE-W走向のすべり面で移動し相対的に低まった所に、背後の滑落崖からの崖錐堆積物や河成の砂礫が堆積してできたものと思われる。B1上位約5mには腐植に富み暗色を呈する層で植物根の進入の多い表層が崩れ残っていることから、B1ではこの崖面を被覆していた表層が崩壊したと思われる。B2の上位約10mは見かけ上、西傾斜の花崗岩で、下位約15mは節理の不明瞭な花崗岩である。両者の岩構造の相違、両者の境界での湧水は、両者の境界がすべり面であることを示す。B2も、この崖面を被覆していた表層が崩壊した。一方、B3もB1やB2と同様に植物根の多い表層が崩壊した。B3では下位から、新鮮部がわずかに残っている風化花崗岩、炭化木片を含む灰色の粘土層、マサ化した風化花崗岩、淘汰不良の崖錐堆積物の礫層が観察できる。このためB3の西側の平坦地も、B1と似た地形プロセスを経てできたものと思われる。

B型崩壊地の基盤岩にある節理の計測結果をステレオ投影した(図6(2))。低角度のシーティングジョイントを除くと、ほぼ垂直な①NNW-SSE系と②E-W系の節理が多く、A型崩壊の③および④系は少ない。これは岩が風化していたり、崩壊の危険があり露頭に近接できなかったりしたために計測が十分にできなかったことに起因する。研究対象地域の平滑型斜面と平坦地の延びる方向が、この①及び②の節理系の走向と同じなので、基盤岩の節理系に支配された地すべり地形の急崖の存在がB型崩壊の素因である。

まとめると、B型崩壊は基盤岩および角礫層などの形成する地すべり土塊の地形そのものが崩壊したものではなく、その地形の急崖を覆う表層が崩壊したものである。その崩壊面は、基盤を含む地形構成層と表層の境界なので、崩壊物質は一般の豪雨に伴う斜面崩壊と差がない。

空中写真判読による地形区分の限界があるため、すべての崩壊地が地震前からの崩壊地、あるいは凹型斜面に囲まれる範囲にあると区分されていない。しかしB型崩壊は、地震前からの崩壊地にあるB1とB2、下位に崖錐を伴ったB3という地形条件と、表層が崩壊したという地質的背景から

考えて、豪雨による斜面崩壊の発生する後氷期の開析前線付近という地形条件の場所で生じたものと解釈できる。

### 5. 地すべり地形の形成年代の検討

研究対象地域がいつ地震に脆弱な地形・地質条件となったのかを知るために、地すべり地形の形成年代を検討した。平滑型斜面を横断する道路法面のLoc.1(位置は図4、露頭スケッチは図8)において、地すべりの地質断面構造を観察した。

地質断面は平滑型斜面の区間A、地すべり土塊

の区間B、区間C～区間F、平滑型斜面の区間G～区間Hに区分した。区間Aは約100mあり、不規則に破碎された径1m程度の風化花崗岩である。区間Bは約12mあり露頭しておらず、小さな鞍部になっている。区間Cは約14mあり、区間Aと同じ層相である。区間Dは約30mあり、マサ状に風化し、赤褐色～灰色を呈す層厚50cm～1mの花崗岩層が不規則に成層しているの、地すべりのために地層がもまれていているものと思われる。区間Dの東端に最大層厚50cmの濃褐色の軽石質火山灰が認められる。区間Eは約50mあり、区間Aと同じ層相である。区間Fは約12mあり、全体がマサ状の風化花崗岩である。区間F中央部には下位

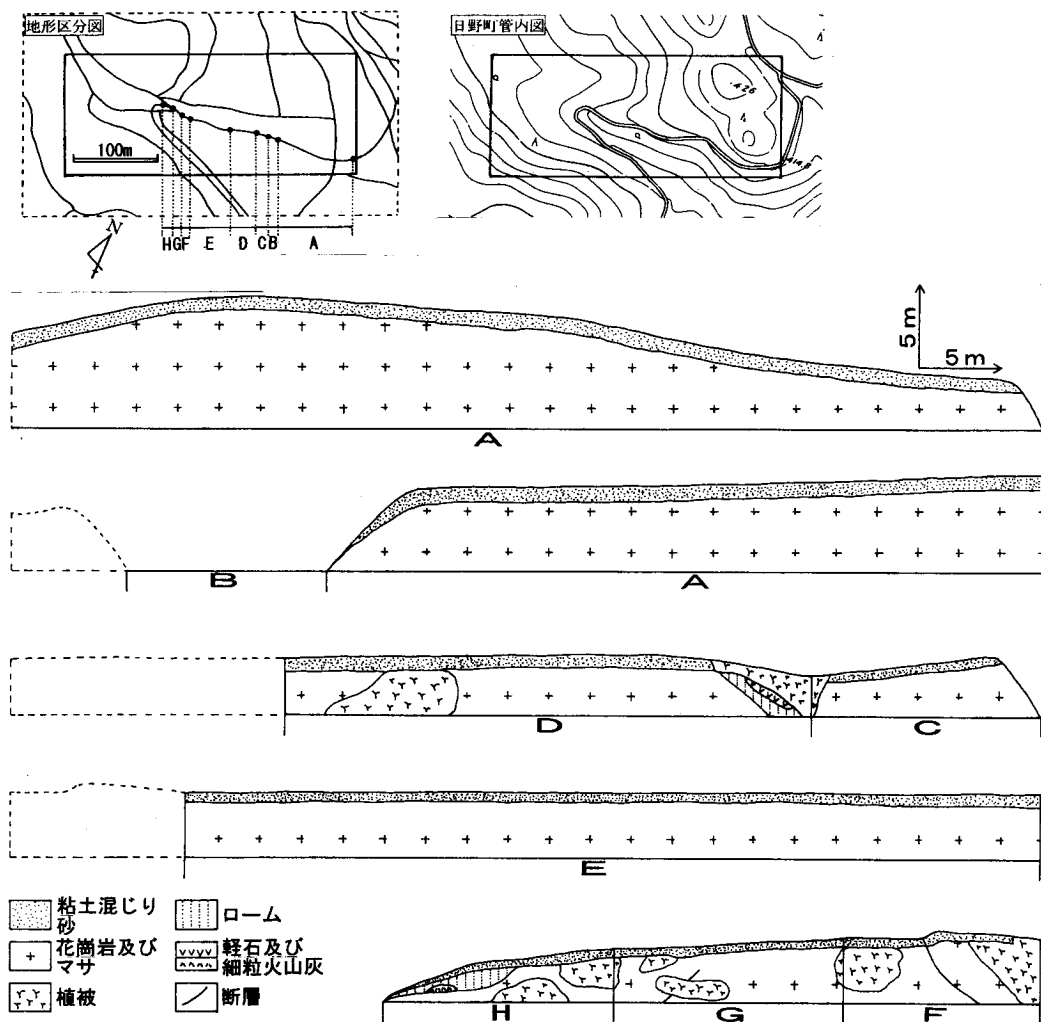


図8 Loc.1の露頭観察結果



ほど傾斜の緩い東上がりの逆断層があり、地表に低い断層崖が形成されている。区間Gは約14mあり、マサ状に風化し、赤褐色～灰色を呈す層厚50cm～1mの花崗岩層が不規則に成層する。区間G中央部には直線的な西落ちの正断層がある。区間Hは約14mあり、その西部に花崗岩を覆うロームが厚い。ローム下部に、パッチ状の黄色細粒火山灰が認められた。

Loc.1は滑落崖の区間Aの西に、鞍部を挟んで、区間B～Hよりなる地すべり土塊があり、地すべり土塊はさらに東部、中部、西部に3区分できる(図9)。

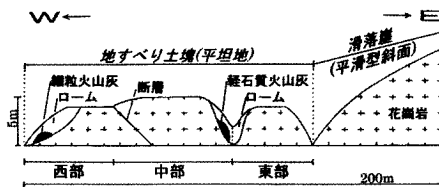


図9 Loc.1の地形モデル

この地すべり地形が安定した年代の上限(までには完成した)を示すものが、地すべり土塊の東部の軽石質火山灰と西部の細粒火山灰である。軽石質火山灰には直径5mm以下の風化した軽石が含まれる。個々の軽石粒はちょうど小豆程度のサイズのため、オコシのような感じに見える。大粒径の鉱物粒子として雲母と斜長石が肉眼で確認できる。斜長石の最大径は約2mmである。この火山灰の磁鉄鉱を除く有色鉱物の鉱物組成は、 $ho(普通角閃石) > bi(雲母) = cum(カミングトン閃石) > opx(紫蘇輝石)$ である。 $opx$ の数は極めて少ない。 $ho$ が全体の約8割、 $cum$ が全体の約1割を占める。Loc.1が大山西方に位置し、この火山灰が $ho$ と $cum$ を含むので、この火山灰は12万～12.5万年前に降下したDMP(大山松江テフラ)<sup>34),35)</sup>と思われる。細粒火山灰の主成分組成は表1の通りである。この火山ガラスにはディンプル状の窪み<sup>36)</sup>が表面に多く見られるため、相当古い火山ガラスと思われる。既存報告の値<sup>34)</sup>と比べると、23万～25万年前に降下したAta-Th(阿多鳥

浜テフラ)の可能性がある。したがって、研究対象地域の地すべり地形の形成時期は、少なくとも12万年前以前にまでさかのぼれる。ただ、区間Fにある逆断層に伴う地表変位が残存しているため、この地すべり地形は現在も若干動いているものと思われる。

## 6. 日野町における斜面崩壊の特徴と地形との関係

地震による斜面崩壊に関するこれまでの研究では、地質の相違、地形区分、地形判読精度が多様なため、斜面崩壊と地形・地質条件との関係は相当数の傾向が列挙されてきた。そこで、花崗岩で構成される研究対象地域の斜面崩壊に関して、地形区分と判読精度を変化させて、地震による斜面崩壊を詳しく分析しまとめた(表2)。

4万分の1の空中写真では、小地形スケールの滑落崖、地すべり凹地、地すべり土塊などを判読した。この地形区分と地震動分布からは、震源方向と直交する日野川の攻撃斜面でもある滑落崖や地すべり土塊の急崖で斜面崩壊は卓越していることがわかった。ところが、1万分の1の空中写真からの微地形区分では、微地形の向きはあまりそろわず、また地表には小さな凹凸が多くあり、震源方向と直交する向きの地形で斜面崩壊が卓越するとは判断しにくい。

1万分の1の空中写真では、4万分の1の空中写真による滑落崖が、平滑型斜面、凸型斜面、凹型斜面、地震前からの崩壊地などに分けられた。豪雨に伴う地震前からの崩壊地があり、その崩壊は凹型斜面を発達させている。そのため凹型斜面と平滑型斜面や凸型斜面との境界線が現在の開析前線である。今回、山側の開析前線付近の凸型斜面で地すべり的なA型の斜面崩壊が生じた。一方、谷側の地すべり土塊は、平坦地、平滑型斜面、凹型斜面、地震前からの崩壊地に分けられた。滑落崖と同じく、やはり豪雨に伴う地震前からの崩壊地があり、その崩壊は凹型斜面を発達させている。そのため、凹型斜面と平滑型斜面との境界線が現在の開析前線である。今回、谷側の開析前線付近の凹型斜面と平滑型斜面で表層崩壊的なB型の斜面崩壊が生じた。すなわち、1万分の1の空中写真判読結果から見ると、A型は凸型と尾根型斜面での崩壊に対応し、B型は直線型斜面ないしは凹型斜面での崩壊に対応する。前者は主に基盤岩と角礫層との境界が崩壊面で、後者は地形構成層と被覆層との境界が崩壊面となる。つまり地


表1 細粒火山灰の主成分組成分析結果

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
細粒火山灰	78.67	0.17	12.44	1.13	0.08	0.16	1.09	2.61	3.67	100.00
参考値: 町田・新井(1982) <sup>34)</sup> に転載された値										
AT	78.4	0.13	12.2	1.2	0.04	0.14	1.1	3.3	3.4	99.91
Ata-Th	78.5	0.16	12.3	1	0.09	0.1	1.1	3.4	3.3	99.95
Kkt	77	0.19	12.7	1.3	0.05	0.14	0.9	3.7	4.1	100.08

\*火山ガラスの主成分組成分析には、福岡教育大学環境教育講座 上野研究室のWDS(波長分散型X線フラクレーター)(JEOL 50A)を使用した。

表2 地形と斜面崩壊との関係

地形スケール		地 形 区 分			
斜面崩壊の規模	小地形 (1/4 万 空中写真)	山 側			谷 側
	地形方向	震源方向と直交する斜面			段丘・沖積低地
	微地形 (1/1 万 空中写真)	山 側		谷 側	
	崩壊の型	地すべり		表層崩壊	
	地形形態	凸型斜面		平滑型斜面, 凹型斜面	

\*  は地震による斜面崩壊の生じた位置

形・地質条件によってタイプの異なる斜面崩壊となった。仮に、4万分の1空中写真で見ると写真の分解能に影響され崩壊型は直線型斜面での崩壊と判読される。

鳥取県西部地震による日野町の斜面崩壊は、これまでの地震による斜面崩壊の型を逸脱するものではない。ただ、斜面崩壊の背景には、古い発生源を持つ地すべり地形があって、その地すべり地形に現在の斜面地形形成プロセスが働き微地形が形成され、その微地形の中でも、地震動に弱い不安定な場所がそれぞれ崩壊したといえる。

既存研究の多くは、単一のスケールで斜面崩壊を分析することが多いために、いずれの斜面型でも斜面崩壊が多い、いずれの方向でも斜面崩壊が多い等の結果が得られ斜面崩壊に関する傾向はつかみにくかったことが予想される。しかし、地形区分のスケールを変えて分析すると、第一に、地震による斜面崩壊の発生位置は小地形では斜面方向との対応が明瞭に現れるが、微地形ではそれが現れない。第二に、小地形では地すべり地形の直線型斜面である急崖に斜面崩壊が多いと集約されるところ、微地形では開析前線や表層の地質構造との対応関係が極めて明瞭な二型の崩壊として識別される。したがって、斜面崩壊がどのような地盤条件で発生したかを論ずるに当り、時間的制約がなければできるだけ複数のスケールでの分析が必要だと考えられる。

## 7. まとめ

鳥取県日野町の日野川左岸に発生した斜面崩壊について、スケールの異なる地形判読を実施し、両者を用いて斜面崩壊の地形・地質の特徴に関して検討すると、斜面崩壊の傾向と要因をより明確に判断できた。この検討結果は次の通りである。

- 1) 斜面崩壊に関連する地形としては、全体的に見ると地すべりの滑落崖や地すべり土塊が分布し、細かく見ると各地形がそれぞれ開析前線を持つ独自の斜面地形の分布を持つ。
- 2) 斜面崩壊は、全体的に見ると地すべり土塊及び滑落崖にある急崖で生じた。また、地震動のNS成分が大きかったため、本地域では南北に向く斜面での崩壊が多かった。
- 3) 斜面崩壊は、細かく見ると山側の開析前線付近で凸型斜面の末端に生じたA型と、谷側の凹型および平滑型斜面の場所で生じたB型に大別できる。A型は、基盤岩直上〜角礫層内に形成された崩壊面より上部が崩壊した地すべり的なものである。

B型は、地すべり土塊の末端崖の被覆層が崩壊した表層崩壊的なものである。

- 4) 地形形態としての直線型斜面で発生するものはB型の崩壊であり、凸型と尾根型斜面で発生するものはA型である。

- 5) A型崩壊の素因として、花崗岩の応力開放に伴って地形面に平行に発達するシーティングジョイントが考えられる。一方、B型崩壊の素因とし

て、基盤岩の節理系に支配されて形成された地すべり地形の急崖の存在が考えられる。

6) 本地域を特徴づける地すべり地形の形成時期は、地すべり土塊上のDMPの存在から考えて少なくとも約12万年前以前にまでさかのぼれる。

#### 謝辞

本論文は、2001年度地理科学会春季学術大会および平成13年度日本応用地質学会研究発表会で発表した内容に若干の検討を行ってまとめたものである。なお、本研究に使用した1/1万カラー空中写真は、国際航業株式会社から提供していただいた。1/4万米軍空中写真は、建設省土木研究所地質研究室(現：独立行政法人土木研究所地質研究室)に貸与していただいた。また1/5000日野町管内図ほか多数の資料を日野町から提供していただいた。火山灰の分析に関しては、本学環境教育講座の上野禎一先生と鈴木清一先生に多大な援助を賜った。また今回の調査に関しては本学の堀豊教官に多大な便宜を図っていただいた。ここに記してすべての方に謝意を表します。

#### 参考文献

- 吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・伏島祐一郎・小松原琢(2000)：2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査。地質ニュース, 555, 7-11.
- 鳥取県(2000)：平成12年12月11日午後4時現在鳥取県西部地震被害状況。  
(<http://www1.pref.tottori.jp/db/earthquake.htm>)
- 中村晋・福元俊一・入江紀嘉(2001)：鳥取県西部地震による被害と地盤震動特性。東北地域災害科学研究, 37, 157-162.
- 土木学会鳥取県西部地震調査団(2000)：2000年10月6日鳥取県西部地震被害調査報告。JSCE, 85, Dec., 80-83.
- 桑原啓三(1979)：1978年伊豆大島近海地震による斜面崩壊の実態。応用地質, 20-1, 21-28.
- 国土地理院地理調査部(1979)：1978年伊豆大島近海地震災害調査報告書。56p.
- 谷口栄一・仲野公章・本田孝夫・三井宏人・久保田哲也・脇坂安彦・栗原徹郎(1986)：斜面崩壊(昭和59年(1984年)長野県西部地震災害調査報告)。土木研究所報告(建設省土木研究所), 182, 147-194.
- 矢嶋壮吉・小原 賢(1985)：長野県西部地震による斜面崩壊の空中写真地質解析。土と基礎, 33-11, 13-17.
- 釜井俊孝・野呂春文(1988)：1987年千葉県東方沖地震による上総丘陵の斜面崩壊-分布と形態について-。応用地質, 29-4, 285-294.
- 釜井俊孝(1989)：1987年千葉県東方沖地震による上総丘陵の斜面崩壊-崩壊の分類と安定の検討-。地すべり, 26-1, 16-25.
- 寺嶋智己・坂本知己・落合博貴・北村兼三(1994)：1993年北海道南西沖地震に伴う奥尻島の斜面崩壊過程。北方林業, 46-5, 126-129.
- 斎藤正美・新谷 融・中村太士(1995)：北海道南西沖地震にともなう奥尻島の斜面崩壊の特徴と土砂滞留。新砂防, 47-6, 28-33.
- 沖村 孝(1996)：兵庫県南部地震と斜面災害-山腹斜面崩壊-。地すべり技術, 23-2, 38-44.
- 池田 碩(1999)：1995.1.17大震災と六甲山地。建設省近畿地方建設局六甲砂防工事事務所(CD-ROM).
- Kazuo OKUNISHI, Mieko SONODA and Koji YOKOYAMA (1999): Geomorphic and Environmental Controls of Earthquake-induced Landslides. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 20-3, 351-368.
- 地頭蘭 隆・下川悦郎・寺本行芳(1998)：1997年鹿児島県北西部地震による斜面崩壊。砂防学会誌, 50-2, 82-86.
- 地頭蘭 隆・下川悦郎・松本舞恵・寺本行芳(1998)：1997年鹿児島県北西部地震による斜面崩壊の分布と地形的特性。新砂防, 51-1, 38-45.
- TANG Chuan and Jörg GRUNERT (1999): Inventory of Landslides Triggered by the 1996 Lijiang Earthquake, Yunnan Province, China. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 20-3, 335-349.
- 鳥居宣之・沖村 孝(2000)：921集集地震により発生した斜面崩壊について。地形, 21-4, p520.
- 安江朝光・反町祐司(1978)：地震と斜面崩壊。道路, 1978-9, 24-29.
- 千葉県東方沖地震斜面崩壊調査グループ(1990)：千葉県東方沖地震による松尾・成東・東金周辺地域の斜面崩壊-地震による洪積台地の斜面崩壊。地質学論集, 35, 47-62.
- 小嶋伸一・門間敬一(1998)：地震による斜面

- 崩壊の地形的特徴. 土木技術資料, 40-6, 26-31.
- 23) 反町祐司(1978): 地震による斜面崩壊の実態. 土木技術資料, 20-12, 30-35.
- 24) 奥園誠之・羽根田汎美・岩竹喜久磨(1980): 地震による斜面崩壊の実態. 土と基礎, 28-8, 45-51.
- 25) 桑原啓三(1979): 1978年伊豆大島近海地震による斜面崩壊の実態. 応用地質, 20-1, 21-28.
- 26) 地頭蘭 隆・下川悦郎・松本舞恵・寺本行芳(1998): 1997年鹿児島県北西部地震による斜面崩壊の分布と地形的特性. 新砂防, 51-1, 38-45.
- 27) 日野町地域整備課(2001): 日野町の震災概要 平成13年2月現在. 11p.
- 28) 服部 仁・片田正人(1964): 5万分の1地質図副説明書「根雨」. 地質調査所, 49p.
- 29) 鈴木隆介(1977): 地形断面図と斜面の形態的分類, 現場技術者のための地形図読図入門. 測量, 1997年7月, 43-52.
- 30) 北川隆司(1996): 花崗岩の斜面崩壊方向の指標としての粘土細脈. 応用地質, 37, 64-72.
- 31) 小玉芳敬・矢野孝雄・岡田昭明・松山和也・三村 清・中村宗和・大塚 譲・外谷 洋・下田順子・片岡亮太郎・中本麻美・山本智子・胡斯勒図(2001): 2000年鳥取県西部地震による墓石の転倒・回転に関する調査速報. 鳥取大学教育地域科学部紀要 地域研究, 2-2, 113-132.
- 32) 八木令子(2003): 地すべり移動体の微地形構成とその配列パターン: 地すべり地形の発達過程解析手法としての地形分類の意義. 地形, 24-3, 261-294.
- 33) 橋川邦武(1979): 花崗岩体表層部に発達する面状破壊構造に関する研究. 広島大学地学研究報告, 25, 1-35.
- 34) 町田 洋・新井房夫(1992): 火山灰アトラス (日本列島とその周辺). 東京大学出版会, 276p.
- 35) 町田 洋(1996): 松江における三瓶木次テフラ. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, p46.
- 36) 千木良雅弘(1988): 砂岩の風化のメカニズム (その2)-細粒砂岩の風化-. 電力中央研究所報告, U88040, 36p.