

鳥取県西部地震による落石特性

横山俊治・水口真一(高知大学・理学部)
横田修一郎(島根大学・総合理工学部)

1. はじめに

2000年10月6日の鳥取県西部地震では、震央に近い島根・鳥取県境の花崗岩地域で、多数の斜面崩壊・落石(崩落)が発生した(島根大学地震災害調査団, 2000)。とくに日野川水系の日南湖(菅沢ダム貯水池)では露岩が広く現れていることもあって落石を伴う多くの崩壊が確認された(図-1)。斜面崩壊の多くは小規模なため、厳密に落石と斜面崩壊とを分別することは難しい場合もある。そこで、本報告では後述するような一定の基準に従って両者を区分し、落石に焦点をあててその実態を記述することとした。

花崗岩斜面の崩壊・落石は、1995年の兵庫県南部地震においても、六甲山地や淡路島で多数発生した。六甲山地では昔から台風期や梅雨期の集中豪雨時には崩壊-土石流で特徴づけられる豪雨時斜面変動が多発していて、その発生原因は六甲花崗岩の著しい風化・劣化にあると考えられてきた。このような背景があつて、兵庫県南部地震時の斜面変動についても、こういった六甲花崗岩の著しい風化・劣化が主要な発生原因になったという考えが現在でも根強く残っている。しかし、横山・菊山(1997)は、豪雨時斜面変動と地震時斜面変動とは、崩壊が発生する場所の地形特性や崩壊した花崗岩の風化状況が異なるのみならず、それに規制されて起こる斜面変動の運動様式や機構にも明確な違いがあることを明らかにした。

地震時斜面変動の災害調査では、誘因が地震であることが斜面変動の特性にどのように現れているかを明らかにすることが重要で、そのようなデータの蓄積こそが地震時斜面変動の危険個所の予測に役立つものと考えられる。

この報告では、はじめに地震時斜面変動の実態がよく分かっている兵庫県南部地震時の六甲花崗岩地域の事例を紹介し、続いてそれと比較しながら、鳥取県西部地震による花崗岩の落石特性を報告する。現在、落石災害の全容解明に向けて調査中であり、本報告で紹介する落石事例は日南湖(菅沢ダム貯水池)の一部地域の調査結果に限られていることをはじめに断っておく。ただし、落下過程における花崗岩巨礫の軌跡が解読された事例は今回の鳥取県西部地震による落石災害の代表例となり得るものである。



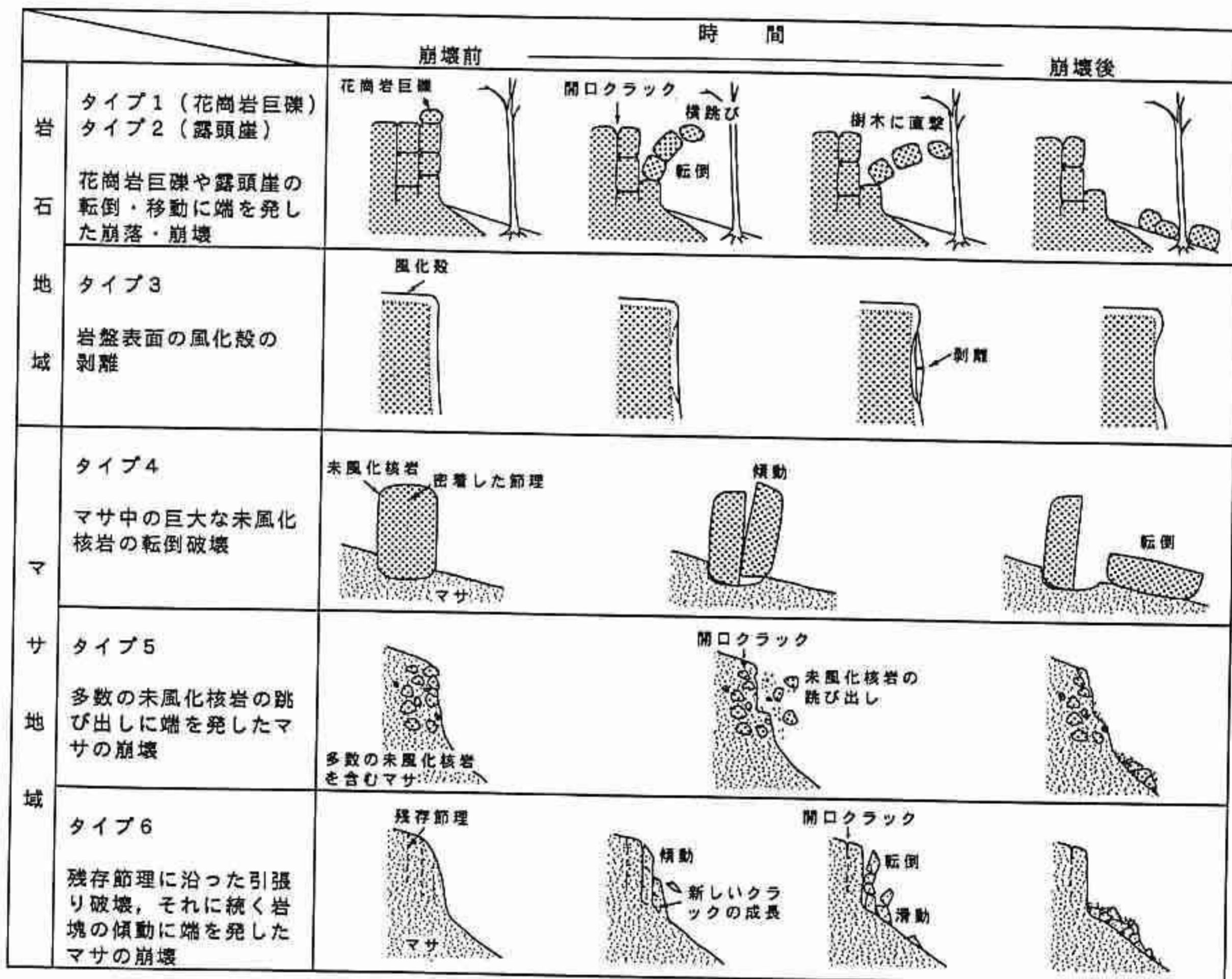
図-1 多数の落石が確認された日野川水系日南湖岸の落石箇所の分布図。
枠内は図-3の範囲。

2. 兵庫県南部地震による斜面変動の特徴

兵庫県南部地震によって六甲花崗岩地域で発生した斜面変動は図-2に示すように6タイプに分けら

れている。新鮮な花崗岩が分布する岩石地域ではタイプ1，タイプ2，タイプ3が発生し，強風化花崗岩が分布するマサ地域ではタイプ4，タイプ5，タイプ6が発生している。崩壊発生頻度は花崗岩巨礫の転倒・移動（タイプ1）と露頭崖の崩壊（タイプ2）が高く，マサ地域では低い。タイプ1とタイプ4は墓石・灯籠の転倒・横跳びに比較される現象で，その方向は墓石・灯籠の転倒方向とおおむね一致している。その原因は地表地震動による慣性力である。したがって，風化・劣化した花崗岩よりも新鮮で質量の大きな巨礫や未風化核岩の方が転倒・横跳びが発生しやすいのであろう。タイプ5の未風化核岩の跳び出しは空石積み擁壁でしばしば観察された空石の跳び出しと酷似していて，軟らかいマサを残して未風化核岩のみが跳び出す現象である。こういった現象こそが地震時斜面変動の典型であると考えている。

落石は，タイプ1とタイプ4の斜面変動で転倒・移動した岩塊が斜面上方から下方に向かって高速で移動した場合である。また，タイプ2とタイプ5において跳び出した岩塊も高い位置で発生すれば，落石と呼べる運動様式を示す可能性が高い。



図・2 1995年兵庫県南部地震による六甲花崗岩の斜面崩壊の分類（横山・菊山，1997）

3. 日南湖（菅沢ダム貯水池）の落石事例

(1) 花崗岩の風化特性

以下に報告する落石事例は日南湖に架かる本山橋北詰を北西に延びる管理用道路に沿って約 600 m の区間で観察されたものである。管理道路は幅員 3 m で貯水池の水面から約 10 ～ 15 m の高さのところに施工されており，道路建設による切土で高さ 4 ～ 8 m の急斜面の露頭崖が現れている（図 - 3）。この露頭崖から平均勾配 30 ～ 40° の自然斜面を 40 ～ 50 m 登った位置に遷急線があり，遷急線より上方には山頂緩斜面が続いている。

調査地域には白亜紀後期の根雨（ねう）花崗岩が分布している。道路沿いの露頭崖には風化度の異なる花崗岩が露出している。強風化花崗岩（マサ）は D_H 級岩盤（一部 D_M 級岩盤）が主体でそのなかにそれよりもやや新鮮な C_L 級岩盤の核岩が点在分布している。核岩には数は少ないが，C_M 級岩盤

や D_H 級岩盤からなるものもある。 D_H 級岩盤では、核岩の周囲にその外形を規制する節理面が残っており、さらに核岩を取り巻くようにラミネーションタイプのシーティングジョイントが発達している。

弱風化花崗岩としては C_M 級岩盤（一部 C_L 級岩盤）が露出している。方状節理が数 10cm 間隔で発達し、それが岩盤の緩みや落石の規模・形状を規制している。

尾根頂部や斜面の途中には長径が 1 ~ 2 m から中には 5 m を越える花崗岩巨礫が散在するところがある。花崗岩巨礫はいずれも新鮮で、B 級 ~ A 級岩盤も存在する。角の丸みを帯びた花崗岩巨礫はマサ中の未風化核岩がマサの浸食によって露岩したもので、なかにはすでに初生位置より移動しているものもあると考えられる。

(2) 落石のタイプ

落石には上述の花崗岩の風化状態に対応して A, B, C の 3 タイプのものが認められる。

タイプ A は D_H 級岩盤中の C_L 級岩盤あるいは C_M 級岩盤からなる核岩が分離・落下したものである。 C_L 級岩盤からなる核岩の中には、落下時の衝撃で分裂しているものもある。落石の長径は 30cm 程度で、角は取れているものの節理に規制された面をもっている。このタイプは図-2 のタイプ 5 に対比される。なお、 D_H 級岩盤において、斜面崩壊としたものは、移動体が多数の岩塊に壊れ、大きな岩塊のほかにマサ起源の砂質土が多量に含まれているのが特徴で、それを斜面崩壊と落石との識別の目安にしている。

タイプ B は C_M 級岩盤（一部 C_L 級岩盤）の節理に囲まれた岩塊の落石である。1カ所の発生地点から落下した落石の個数は 2, 3 個以内のものが多い。このタイプは図-2 のタイプ 2 に対比される。ただし、このタイプは落石個数が多くなると斜面崩壊との区別が難しくなるが、節理面や小断層面に沿って露頭崖の表層部が剥離し、それに続いて剥離した岩盤が転倒したり、滑動したりしたものは斜面崩壊として落石と区別した。

タイプ C は尾根や自然斜面の地表部に突出していた花崗岩巨礫が崩落したものである。地表に突出していた巨礫は転倒あるいは横跳びを起こし、自然斜面を跳躍しながら下方に転がったものと推定される。落下経路に当たる斜面では巨礫の衝突による樹木の擦り傷や倒木や地面の窪地が形成されている。このタイプは図-2 のタイプ 2 に対比される。

調査した道路沿い約 600 m の範囲では、タイプ A の落石が 3 箇所、タイプ B の落石が 2 箇所、タイプ C の落石が 2 箇所確認された。タイプ A と B の落石は遷急線直下の露頭崖上部で発生し、タイプ C の落石も遷急線上に存在していた花崗岩巨礫が落下している。なお、調査ルート内では確認された斜面崩壊は 3 箇所である。

(3) 落石の落下方向・到達距離

落石の落下方向を規制している誘因は地表地震動の方向である（横山・菊山，1997）。このことの現れとして、兵庫県南部地震では、タイプ 1 やタイプ 4 の転倒・移動方向は一定の方向を向く傾向があり、その方向が地表地震動の卓越方向とほぼ一致していた。鳥取県西部地震の場合も落石の落下方向は地表地震動の方向と一致することが期待される。しかし、露頭崖から発生するタイプ A や B の落石の場合、露頭崖の向きや節理の方向も落下方向を規制する。

今回の調査ルートでは露頭崖の向きと落石の落下方向とは斜交し、かつ露頭崖の方が、ばらつきが大きい。それにも関わらず、落石の落下方向は一例を除いて $SW30^\circ \sim 65^\circ$ に集中している（図-3）。

タイプ A と B の落石について、落石の到達距離と発生箇所の高さとの関係を検討した

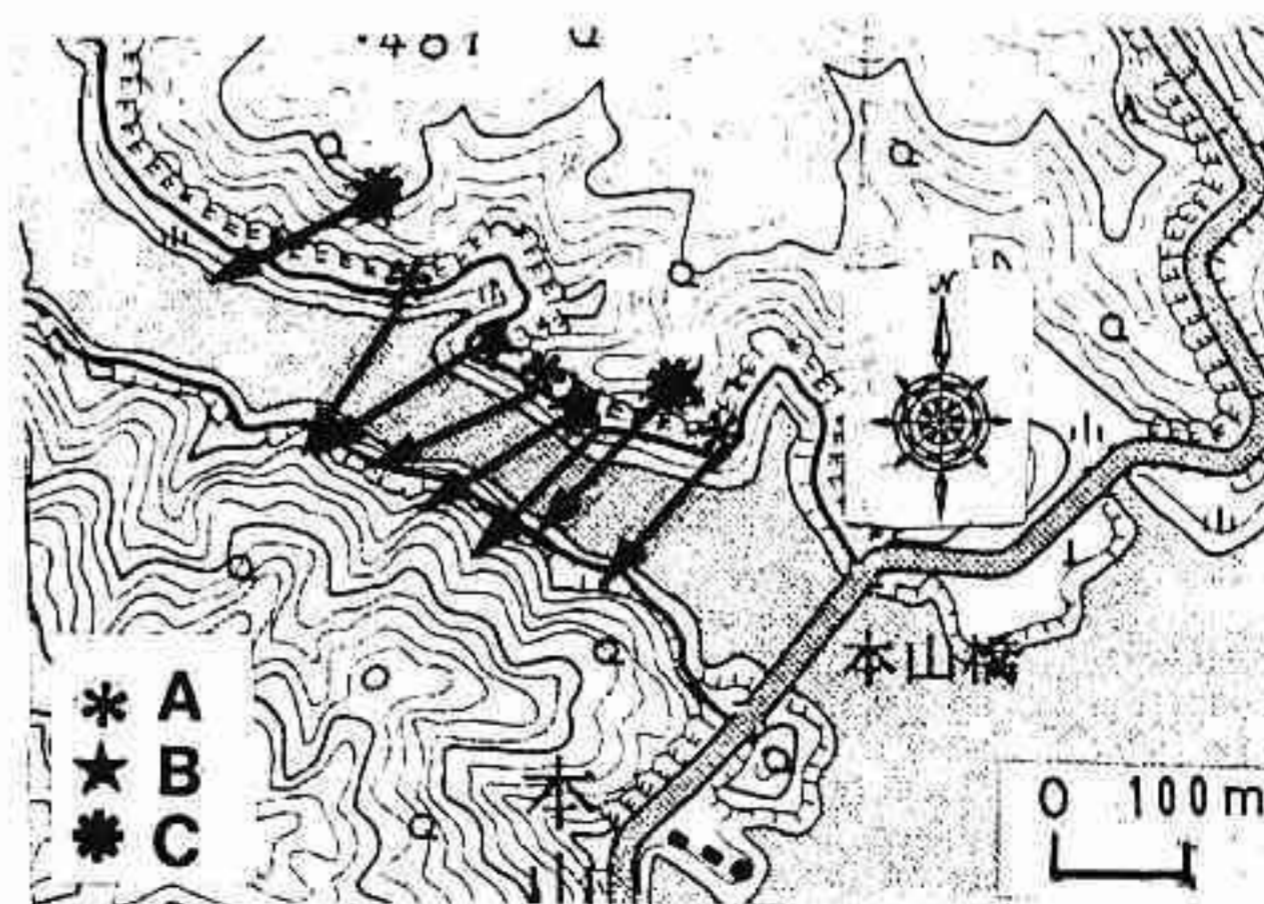


図-3 落石のタイプ区分と落下方向（日南湖，本山橋の北西）。A：タイプ A の落石，B：タイプ B の落石，C：タイプ C の落石。矢印は落石の落下方向を示す。

ところ、両者に正の相関性が認められる(図-4)。非地震性の落石との比較は今後の課題である。

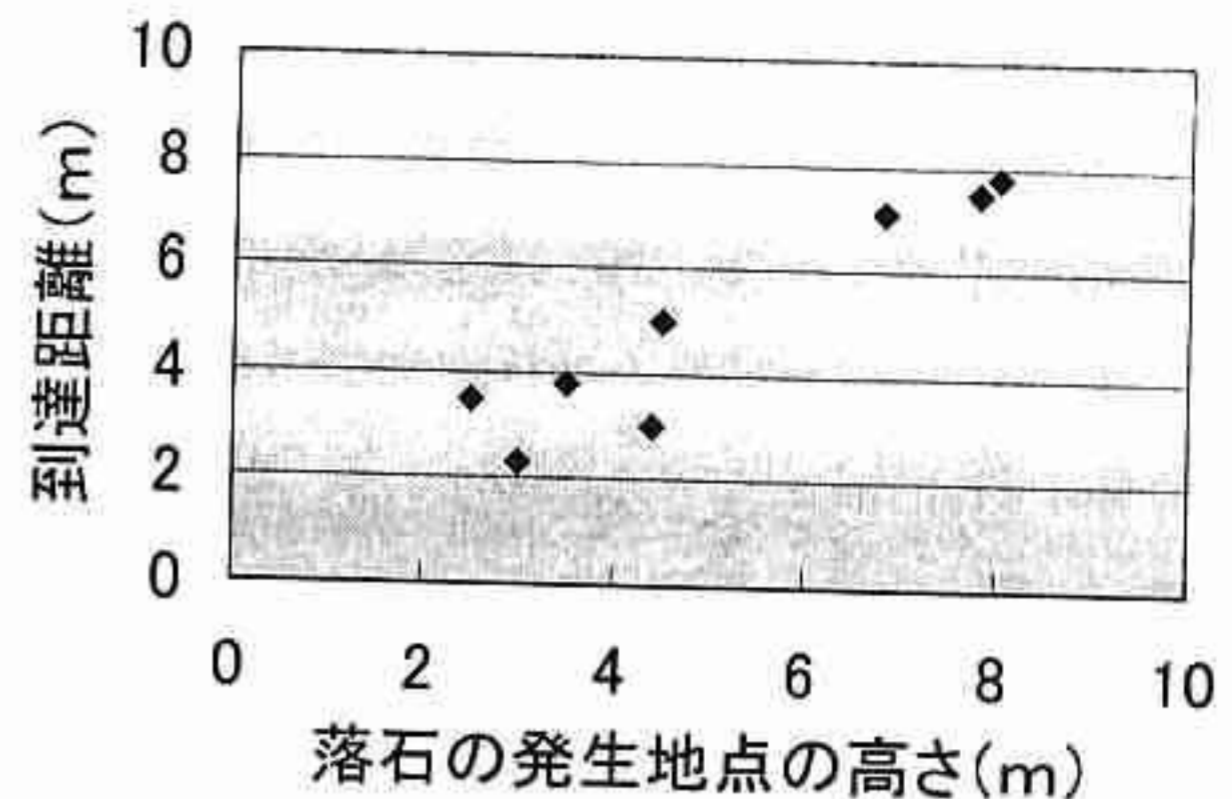


図-4 落石の発生地点の高さと落石の到達距離 {露頭崖から発生した落石(タイプAとB), 日南湖, 本山橋の北西}.

(4) タイプC落石の落下軌跡の推定

この事例は長径3mの花崗岩巨礫の落石で、標高450mの発生地点から自然斜面に沿って約50m落下してダム湖畔の砂堆上で停止した。落下の過程で多数の樹木がなぎ倒され、多数のインパクトクレーター(以下クレーターと略す)が形成された。これらの被災状況から落石の落下軌跡を推定した(図-5)。落下ルート上の植生はコナラ・ブナ・ヤマザクラの中高木層と、ネジキ・ヒサカキ・クロバイなどの低木層からなる。落石はこれらの樹木にのしかかりながら樹木の上をすべり、ついには幹が縦に裂け、根が切れて倒壊する。このような広葉樹の被害の状況はスギ・ヒノキといった針葉樹のそれとは異なる。また、落石の衝突で樹木には擦り傷がついている。以下に、被災状況および落下軌跡の概要を述べる。

【A地点(発生地点)】発生地点では未風化核岩の鉛直節理に沿って根を張っていた樹径20cmのコナラの揺れも作用してコナラの前面の核岩が倒壊した。発生当初はブロックaとbは一体として落下し、落下の途中(B地点)で分裂し、ブロックbは停止し、ブロックaのみがダム湖まで到達した。ブロックcの落下前の正確位置は不明であるが、ブロックa・bとは別のルートで落下した(以下では、ブロックcの説明は省略する)。

【A-B区間】発生地点からジャンプしたブロックa・bはコナラ・クロバイに衝突しながらB地点で着地した。着地と同時にブロックは分裂し、ブロックbはその場に停止した。

【B-C区間】ブロックaは地面を削りながら遷急線の位置まで5m移動した後、ジャンプしてブナの幹の高さ2mの位置に削痕を付けた。ブロックaはC地点で着地し、そこに直径2mのクレーターを形成した。そのクレーターの末端には押し出された表土が20cm程度盛り上がった。

【C-D区間】以後D地点まで転がりながら樹木を押し倒しつつ移動した。途中、斜面勾配が44°から20°に変化する遷緩線の下方にはブロックaが地面を押し付けた衝撃で底が平坦な深さ50cmのクレーターが形成された。

【D-E区間】斜面勾配が20°から35°に変化するD地点で、ブロックaは西に45°大きく進行方向を変えて、E地点までジャンプした。

【E-F区間】E地点には直径約4m、深さ50cmのクレーターが形成された。そのクレーター底には削痕のついた転石が残された。これ以降、ブロックaは谷に沿って転がり、E地点のクレーターからわずか4m進んだところに直径約2m、深さが30cmのクレーターが形成され、さらにそこから1.5m先に直径約1.5m、深さ30cmのクレーターが形成された。これら2つのクレーターは小規模かつ浅い点で他のクレーターとは異なる。おそらく、これらの小規模なクレーターは、表層が柔らかい黒ボクからなる土壌であったため、転がる過程で形成されたのであろう。

【F-G区間】さらにブロックaは谷を転がり、コナラやブナの幹の比較的低い位置に削痕をつけた。樹木を押し倒した。

【G-H区間】G地点では斜面勾配が30°から40°に変化する。この地点でブロックaはジャンプし、管理用道路に着地した。ジャンプの過程で幹の高さ1.5m以上のところに削痕を付けた。着地点には道路の肩にかけて直径約3mの大きなクレーターが形成された。そのクレーターの左右には長さ約1~2mの引張りクラックが2対形成された。また、道路の肩はクレーターから押し出された

土塊で盛りあがった。

【H-I 区間】ブロック a は道路に着地してすぐに再び I 地点までジャンプし、繁茂している笹の上を跳び越えた。着地した I 地点には直径約 3 m、深さ 80cm のクレーターが形成され、この付近にはその衝撃で裂けたと思われる木や倒木が散在していた。

【I-J 区間】ブロック a は着地後再びジャンプして幹の高さ 2.5 m に削痕を残し、J 地点までジャンプした。

【J-K 区間】J 地点からはダム砂堆上のガリに沿ってガリの底面を回転することなく約 10 m 滑り、ガリの末端 (K 地点) で停止した。停止したブロック a の先の砂堆上にはガリ底から飛び出した砂が最大約 20cm の厚さで堆積した。

以上の観察から次の点がいえるようである。落下過程の落石は、遷急線の地点でジャンプしやすく、谷やガリといった微地形に経路が規制される。しかし、落石規模がこの事例程になると、樹木への衝突によって経路が大きく変えられることは少ないように思われる。クレーターは、ジャンプした落石の着地時の衝撃で形成されるものが一般的であるが、土壌が柔らかい場合には転がりによってや、遷緩線に達した直後に地面を押し付けたことによっても形成される。また、表層部の柔らかい表土は落石がすべることによっても削られる。

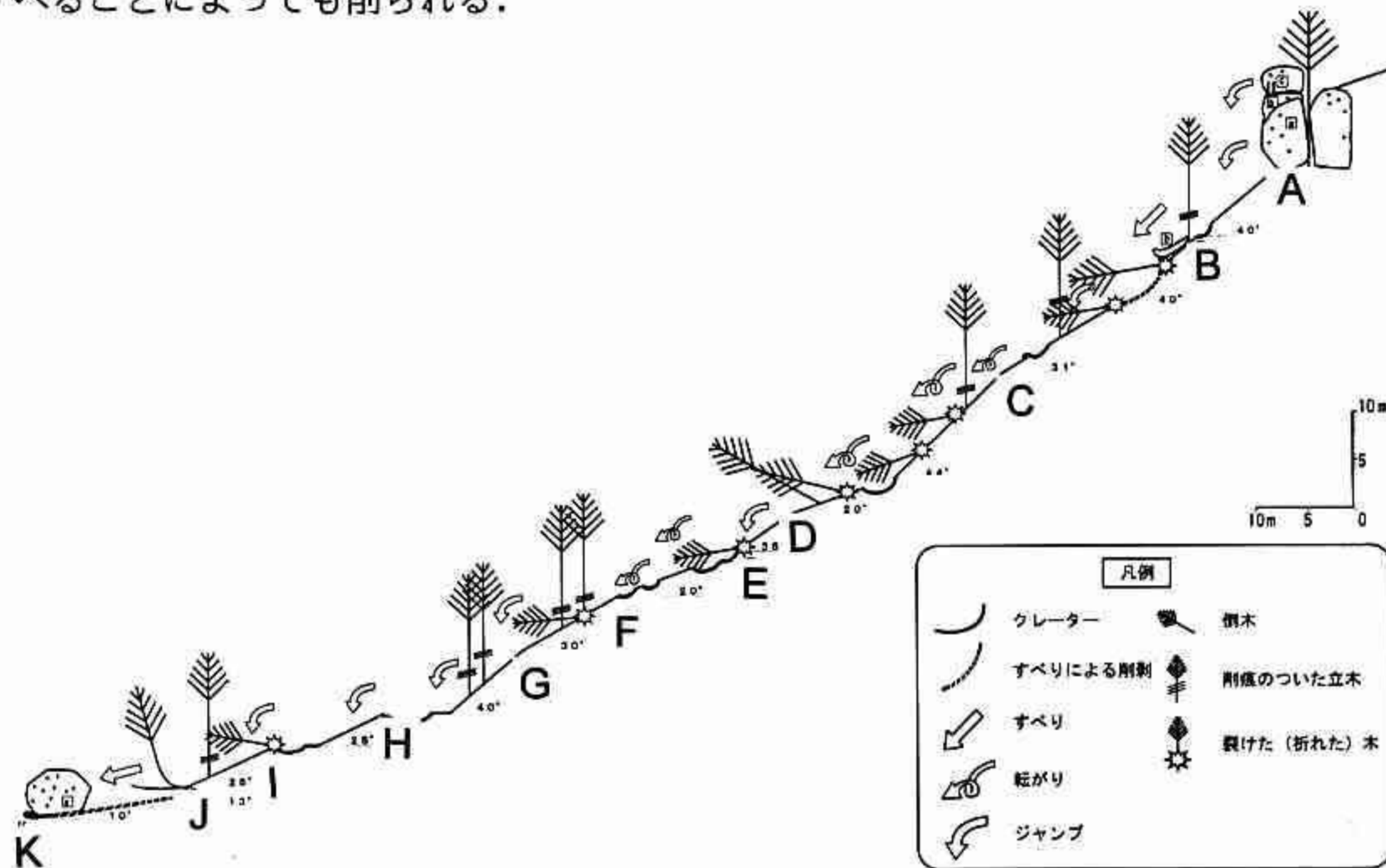


図-5 タイプCの落石の落下軌跡と被災状況 (日南湖, 本山橋の北西)

文献

- 島根大学地震災害調査団, 2000, 2000年10月6日鳥取県西部地震の被害状況について, 日本地質学会 News, 3, No.12, 2-5.
- 横山俊治・菊山浩喜, 1997, 1995年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構, 地すべり, 34, 17-24.