

衛星画像による地震時斜面崩壊形態 および崩壊規模の検出方法に関する研究

河邑眞¹・辻子裕二²

¹正会員 工博 豊橋技術科学大学助教授 工学部建設工学系 (〒441-8580 豊橋市天伯町字雲雀ヶ丘 1-1)

²正会員 工修 豊橋技術科学大学助手 工学部建設工学系 (〒441-8580 豊橋市天伯町字雲雀ヶ丘 1-1)

地震後の応急復旧計画における山岳地輸送路の検討,あるいは余震や地震後の降雨による二次災害の防止対策の検討および詳細な被災調査計画の策定にあたっては,広域の被災地域のどの地点で規模の大きな斜面崩壊が生じているのかを短時間で把握する必要がある。この研究では,崩壊規模(面積)とLANDSAT/TMデータとの関係,崩壊面積と崩壊中心からの距離との関係,崩壊形態と崩壊形状および地形条件との関係を用いて,斜面崩壊形態および崩壊面積の推定を行う。この手法を兵庫県南部地震を直接の誘因とする六甲山系の斜面崩壊検出に適用したところ,900m²以上の崩壊については崩壊面積がほぼ正確に得られ,1800m²以上の崩壊については崩壊形態・崩壊面積ともにほぼ正確な検出が可能であった。

Key Words : earthquake-induced slope failure, remote sensing, LANDSAT TM, mixel, diffusion equation

1. はじめに

急峻な山地と風化土が顕著に存在するわが国においては,地震の度に斜面災害が発生し貴重な生命や財産に甚大な被害をもたらしている。1995年兵庫県南部地震を直接の誘因とする斜面崩壊は数百を数え,その後の余震や降雨による崩壊もかなりの数にのぼる¹⁾。被災後には応急復旧計画における山岳地輸送路の確保や二次災害の防止等を目的とした現状の把握が求められ,広域の被災地域のどの地点でどの程度の規模の斜面災害が生じているのかを短時間で把握する必要性が生じる。しかし,現段階で主として採用される現地の把握方法は,航空写真等を用いた判読によるものである。このように航空写真を利用して判読を行う場合,経済的な負担以外にも判読に要する人材の確保や判読者の熟練度の差異による判読精度の問題,さらに判読に一定の指針を与えるのに要する時間等の問題が指摘される。このような背景から,本研究では広域な斜面災害検出を航空写真やVTRを用いる方法よりも早期にかつ容易に行う手法についての一提案を行うものである。

人工衛星リモートセンシング画像データは航空写真に比して広域性・周期性・同時性,さらに経済性の面で有利とされており,被災域の範囲が予測でき

ない場合とくに効果的である。また,その周期性から蓄積された過去のデータを取り出すことも可能であるため,任意の多時期のデータを用いた変化検出も容易となる。このような見地から,多くの研究者により衛星データを用いた斜面災害危険度の予測手法²⁾³⁾⁴⁾や被災地の把握手法⁵⁾⁶⁾が提案されてきた。これらは主として災害に関する誘因・素因を取り上げ,統計的な観点から災害への寄与率を推定するものである。この場合衛星データは土地被覆分類図等の二次的な情報として,あるいは画素単位の特徴ベクトルとして取り扱われる。しかし,特徴ベクトルを用いる方法で被覆状態の判定を行う場合には,小規模の斜面災害に対する複数クラスの混在画素(ミクセル)に起因した問題が生じる。

この問題に対処する方策として今後利用が期待できる1m分解能衛星データの利用およびミクセルの存在を認めた上での処理法の検討が挙げられる。前者のデータを用いる場合ミクセルは,単一クラスの構成画素(ピュアピクセル)に,より近い状態に分解され詳細な崩壊の検出が可能となる。しかし,データの処理時間や設備の増大の問題および一括して解析できる領域の制限に関する問題も生じる。さらに,一つの検出手法が分解能の異なるデータに対して有効か否かも現段階では不明である。したがって,

表-1 使用データ

データ名	内 容
震災前 衛星データ	LANDSAT/TM, path=110, row=36, 1993年3月23日, 雲量10%
震災後 衛星データ	LANDSAT/TM, path=110, row=36, 1995年1月24日, 雲量30%
植生データ	環境庁発行現存植生図
地質データ	地質調査所発行 1:500,000 地質図, 京都
DTM	国土地理院発行数値地図 25,000, 有馬, 宝塚, 神戸首部, 西宮
斜面崩壊 データ	航空写真および現地調査によるデータをプロ ットしたもの
検証データ	アジア航測撮影, 1:8,000 垂直写真 (密着)および地形図

1m 分解能衛星データでの検出の前段として数 10m 分解能データで概括的に詳細に検討する領域を絞り込み、効率的な全域の崩壊検出をはかることが望ましいと考えられる。画素単位のカテゴリ分類により大まかな被覆状態を推定することも可能であろうが、ミクセルに起因する問題から小規模に点在する斜面崩壊を検出することは困難である。この際には、前述した後者の方法、すなわちミクセルの存在を前提とした処理が必要となる。カテゴリ分解^{7,8)}により検出処理を実現することも可能であるが、本研究では衛星画像が構成するスペクトルの空間分布形態に着目し、これより斜面崩壊情報を推定する方法について検討するものである。この点が本研究の特徴である。

斜面崩壊は、一般に突発的かつ局所的に発生するのに対し、地すべりは土塊の移動速度が緩やかで断続的あるいは継続的である⁹⁾。本研究では地震により、風化土層の発達した山地に生じる斜面崩壊を対象とする。

2. 解析対象領域と使用データ

本研究では、1995年兵庫県南部地震を誘因として発生した斜面崩壊の検出をケーススタディーの対象として採用した。対応する解析対象領域は、国土地理院発行 1:25,000 地形図で有馬、宝塚、神戸首部、西宮に相当する矩形領域である。この領域の北西端座標は [E135° 07' 30", N34° 50' 00"]、南東端座標は [E135° 22' 30", N34° 40' 00"] である。日本国内の任意の地点で取得可能な情報を用いて、二次災害対策に寄与する斜面災害情報を早期に、かつ全域にわたって提供するという本研究の

表-2 斜面災害に関するカテゴリ設定

崩壊 形態	運動形態の特徴
落下	多くは空中をとぶ。自由落下あるいは衝撃により跳ねてとぶこともある。通常、崖の部分に発生するため平面形状は崖に沿った線状を呈する。線状に斜面崩壊が形成される場合、線状の斜面崩壊の長辺方向に対して直角方向(短辺方向)が落下方向となる。
転倒	底面から重心が外れて倒れる。その結果、落石等を生じる。河川の屈曲や海岸における波による洗掘に起因する。土塊の体積の差異を除けば平面形状は落下と変わらない。
滑動	一から数枚のせん断面に沿って土塊が移動する。すべり面が確認できる場合もある。すべり面(円弧)に沿って移動する回転運動と平面に沿って並行に移動する変形運動に区別される。遷急点において比較的大規模に発生することが多い。通常、面的な広がり呈する。
水平 展開 ・ 流動	明瞭なすべり面が見られない動きであり、基盤岩によく見られる。地盤の液状化や塑性的な流れによる引っ張り移動が含まれる。表層と深部の変形速度の違いや傾斜がある場合等には流動と呼ばれる。

主旨に基づき、表-1に示されるデータを用いた。

まず、数ある衛星データの中から第1章で示した条件を満足する代表的データを絞り込み、最終的に LANDSAT/TM データを選択した。本研究で提示する手法は、濃淡が連続する画像データに対して適用可能と考えられるため、この他に SPOT/HRV-PA データおよび JERS-1/SAR データについても検討を行った。HRV-PA データに関しては高分解能ではあるものの、崩壊前後の土壌スペクトルの差を検出するのに適当な波長帯が存在せず、また地震直後の SAR データに関しては対象地域内に劣悪なスペックルおよびラインノイズが多く見られ解析に不適と判断した。

解析に先だって、対象地域となる六甲山系の地質および植生を表-1で示されるデータを用いて調べた。対象地域の地質に関してはほとんどが花崗岩質であり、また植生に関してはバラツキが認められるもののアカマツがほとんどであった。当然、この仮定に従わない地点は存在するが、任意の地点で容易に入手可能なデータの中に、これらを詳細に記述するものが含まれていないこと、および本解析が樹種や土壌の違いを考慮しない場合での手法の信頼性を問う場となることを考慮して、対象地域に渡って同一地質および同一樹種と仮定した。

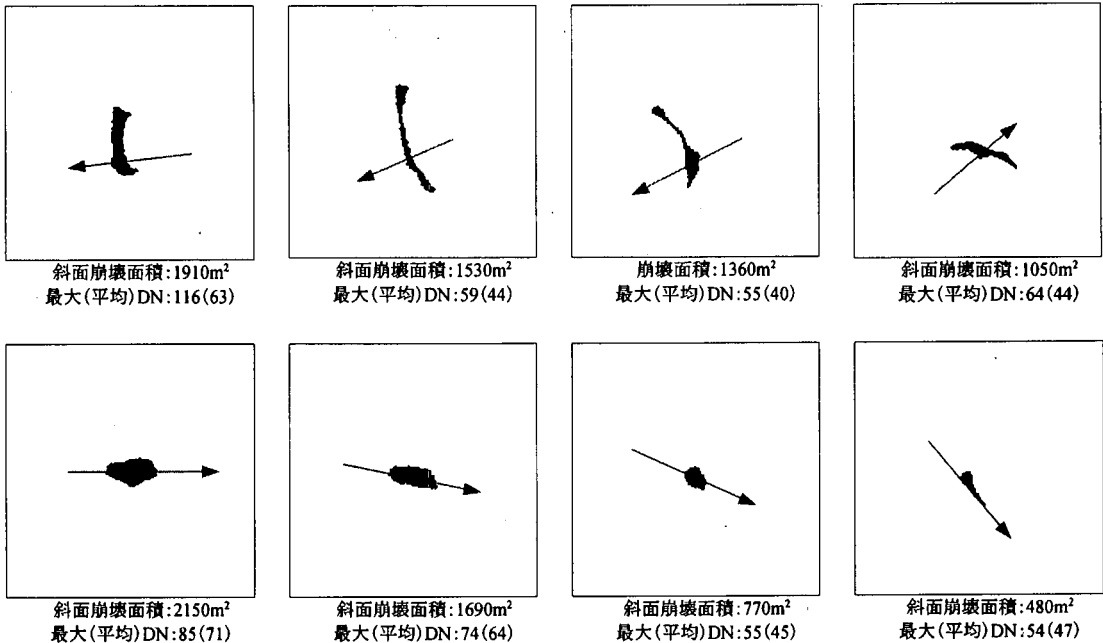


図-1 兵庫県南部地震を直接の誘因とする斜面崩壊の一例
 上段：落下・転倒による斜面崩壊，下段：滑動・水平展開および流動による斜面崩壊，黒：崩壊領域，矢印：崩壊の向き

また、斜面崩壊データは、地震前後の航空写真(1:4,000 および 1:8,000 密着写真) および現地調査に基づき、専門家によって判読されたものを用いた。ここで、データ間の解像度に関する整合性が問題となる。ただし、①提示手法における詳細な崩壊の状態の推定には、この中でも解像度の高い TM データと数値地図のみを用いること、②数値地図からは傾斜方向を算出するのみであり、また、傾斜方向の算出にあたっては TM の解像度で 3×3 画素を対象とするため、キュービックコンボリューションにより TM 解像度に内挿される標高データを用いることによる影響は小さいこと、③本解析が対象地域の植生・地質を同一と仮定するモデルケースであること、の 3 点から考えて、解像度の違いが処理結果に大きく影響を与えることはないものと判断できる。

3. 地震時斜面崩壊形態の分類

衛星データは地表被覆に対する面的な情報であるため、平面形状から識別可能な崩壊形態に関するカテゴリ設定の検討が必要となる。これまで、地すべりのような大規模な斜面災害に対しては、すべり面形状の推定を試みた方法が提案されている^{10),11)}。しかし、斜面崩壊に対しては判読や設定する条件の面から地すべりにおけるカテゴリをそのまま適用

することは困難である。したがって、衛星データからの検出精度を考慮した上での崩壊形態のカテゴリ設定が要求される。Varnes による崩壊の運動形態からの分類¹²⁾を参照して、短時間で生じる斜面崩壊の主要な特徴を表-2 に整理する。同表のカテゴリと衛星データから得られる情報との関係を見るために、兵庫県南部地震により生じた斜面崩壊から比較的大きくかつ平面形状が明らかなものを計 17 箇所取り出した。この一部の 8 点についての崩壊の平面形状と崩壊の向きを図-1 に示した。同図中の上段および下段はそれぞれ 1:15,000 地形図および 1:8,000 航空写真から崩壊土砂の移動量の比較的小さい落下・転倒（以下、落下で略記）および崩壊土砂の移動量の比較的大きい滑動・水平展開および流動（以下、滑動で略記）と判別できた分類である。それぞれの分類に対して崩壊面積の小さい順に配列してある。ただし、表-2 で示した 4 分類は上述の空間データからは判読不可能であった。航空写真から判読不可能であることより、これより分解能の低い衛星データからの自動検出ではカテゴリ数を減らす必要があると考えられる。以上より、落下に関しては線状の平面形状を有し、短辺方向に落下していることが確認できる。また滑動に関しては面的に崩壊が生じ、そうでないときでも谷に沿って崩壊が進展することが確認できる。これらは表-2 で示した特徴と一致する。

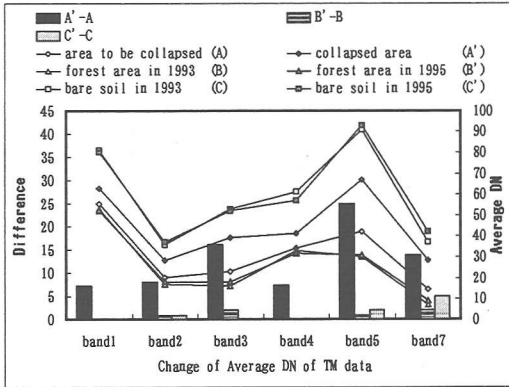


図-2 崩壊前後の TM データの変化
折れ線：TM データ，棒：崩壊前後の差

4. 地震時斜面崩壊と衛星データの関係

(1) 斜面崩壊検出における有効な波長帯

手法の入力として各バンドの輝度値を用いるのではなく、主成分画像を用いることも充分可能であるが、第 1 主成分として現れる画像が必ずしも土壌の状態を特徴づけるとは限らないこと、および第 1 主成分画像の濃淡と植生および土壌の関係を直接に結び付けることが困難であることが問題点として挙げられる。また、各バンドの物理的な意味付けを考慮した上で、全バンド、あるいは全主成分画像から得られる出力結果を重ね合わせることで、解析精度の向上を図ることも可能と考えられるが、その場合の重ね合わせ方法、すなわち、各出力画像の重み付けに関する課題が残されている。以上より、これまでの知見が整っているバンドの中から有効バンドを検討した。TM データに関しては、これまでの研究によりバンド 5 が崩壊状態を顕著に反映することが見出されている²³⁾。これを確かめるために、兵庫県南部地震後に航空写真等により確認された 192 点の斜面崩壊地点について各バンドごとの輝度値の平均値およびその地震前後における変化を調べた。以下、輝度値を DN (Digital Number) で表す。図-2 は崩壊の前の 1993 年と後の 1995 年における植生域 (forest area)、土壌域 (bare soil)、崩壊地点のそれぞれについて、DN の平均値を折れ線グラフで、崩壊前後の DN の差を棒グラフで示したものである。ただし、バンド 6 は空間分解能が異なるため検討から除外した。すべてのバンドについて地震後の崩壊地点 A' における崩壊前の状態 A からの DN の変化が確認でき衛星データからの斜面崩壊検出が可能であることがわかる。とくに、バンド 5 の DN が斜面崩壊を最も特徴的に捉えていることがわかる。

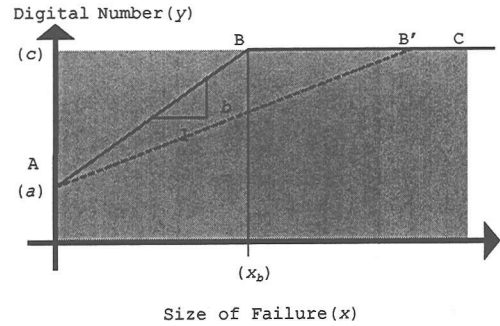


図-3 崩壊面積と DN との関係

(2) 崩壊面積と衛星データとの関係

衛星データの DN として現れる情報は空間分解能内での土地被覆状態とその面積占有率により決定される。このためピュアピクセル以外はすべてミクセルとなり、推定に不確定要素を与える。対象とするような山地における斜面崩壊では表土を被覆していた植生が剥落したり土砂に埋没したりして生成されるミクセルといえる。このような緑被成分と土壌成分の 2 物質の混合、すなわちこれらの面積占有率により DN が決定されるとすると、崩壊面積と DN との関係は図-3 のように表わされる。図中の AB 区間は緑被成分と土壌成分の混在比が崩壊面積に比例するという仮説を表している。同様に、同図の BC 区間は崩壊面積が大きくなることによって土壌成分のピュアピクセルとなることを表している。すなわち、

$$\begin{aligned} y &= a + bx & (0 \leq x \leq x_b) \\ y &= c & (x \geq x_b) \end{aligned} \quad (1)$$

で表される。ここで、 a は植生に対する DN、 c は土壌に対する DN である。ただし、増加関数を仮定している。すなわち、対象とする地域の表層土質に関して、含水比等の物性値および地形条件が同じであるならば、ピュアピクセルとして現れる斜面崩壊の規模より大きな崩壊に対して DN は一定となる。筆者らは、六甲山系の斜面崩壊事例の現地調査および航空写真からの判読によってこのことを確かめている。

崩壊の平面形状の重心が画素の重心に一致し、かつ崩壊の面的な広がり方が画素のそれに等しいという状態においては、同図 B に相当する崩壊面積は衛星データ画素の占有する面積に等しくなる。しかし、実際の例では崩壊領域と一画素の占める領域は一致せず、ずれが生じて AB'C の関係となりことか

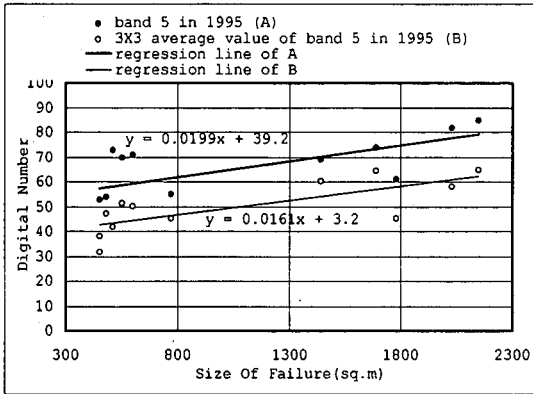


図-4 崩壊面積と TM バンド 5 との関係

ら、崩壊域をミクセルの集合と考えるのが妥当である。この関係を検証するため、明らかに落下および滑動と確認できる崩壊について、それぞれ線形回帰分析を行った。図-4 は明らかに滑動と確認できる斜面崩壊に対して、崩壊後のバンド 5 のマスク (3×3 画素) 内における最大値および平均値を縦軸に、崩壊面積を横軸にとったものである。単位マスクを 3×3 画素にとるのは、これ以上の大きさ (約 90m 四方) であれば、画素単位の解析で十分精度良い結果が得られると判断したためである。DN と崩壊面積との間に線形の相関が見い出され、図-3 で示す考え方が実証される。六甲山系を対象とする地域における使用データの土壌のもつ DN、すなわち式(1)での c に対応する値は約 93 である。植生に対する平均値 a は約 31 である。これより、DN の最大値に対する回帰式 (図-4 の A) は式(1)の関係を満足する。また、これより、 $y=c$ とする崩壊面積、約 2800m² が計算される。この面積は一画素の分解能約 30m を半径とする円の面積に相当し、これ以下の規模の崩壊に対しては崩壊域はミクセルの集合と考えた方が現実的であることを示す。

滑動の場合と同様の回帰分析を落下に対しても行った結果、ほぼ無相関となった。標本数に限度があるため断定はできないが、①短辺方向の長さがある長さ以下では DN に反映されない、②鉛直に落下が生じたために衛星から確認できない、あるいは、③崖であったために落下した箇所が陰となっていた、等の理由が推察される。ただし、落下においては極端に DN の大きい画素が確認できた。これは、もともと岩塊等が露頭していた崖であった、あるいは崩壊によって被覆物が完全に剥削された等の原因が推察される。興味深いことに、この隣接画素の DN には影響 (崩壊前後の DN の変化) がほとんど見られなかった。これは、崩壊による被覆物の飛散および

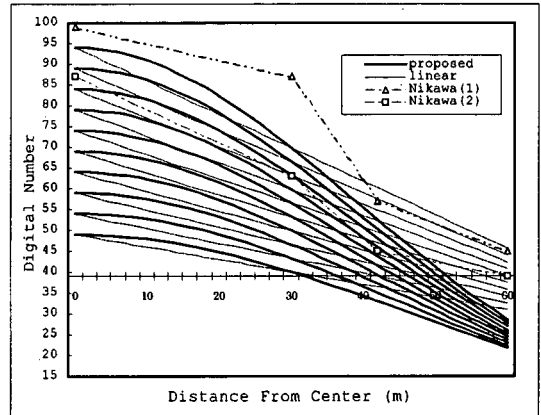


図-5 崩壊中心からの距離に従った DN の変化過程のモデル化

これに伴う土砂の混合が少なかった可能性を示唆している。すなわち、落下・転倒が生じるような場所はもともとある程度堅固な地盤 (岩盤) に支えられており、崩壊する場合は剥離の形態をとるものもあると考えられる。これより、DN の最大値から推定される斜面崩壊面積が近傍画素の DN の平均値から推定されるそれに対して卓越している場合、落下である可能性があるかと推測される。

(3) 崩壊面積と崩壊中心からの距離との関係

衛星データの平面的な広がり方に着目した本手法においては、一つの斜面崩壊による土砂の移動が始まる部分と移動がおさまる部分との関連性を見い出す必要がある。本研究では土砂の移動の開始地点を崩壊中心とし、崩壊土の平面的な飛散過程のモデル化、すなわち崩壊中心からの距離 x と DN (C) との関係づけを行う。大規模な崩壊の認められた仁川地区の崩壊からサンプルデータを 2 箇所取得し、上述の x と C の関係を調べた。この結果を図-5 に示す。仁川の調査結果に基づき、次式で示される非線形の近似式¹³⁾を考えた。

$$C(x) = C_0 \cdot \exp\{-x^2/D\} \quad (2)$$

上式は、DN (C) が最大値 C_0 ($x=0$) から無限領域に変化する過程を表している。また、この式は初期条件 $C=f(x)$ ($t=0$)、および崩壊土の影響範囲が未知であることを含めた境界条件 $C=finite$ ($x=-\infty$) および $C=finite$ ($x=\infty$) で、次式、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{ab} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (3)$$

より得られる解¹⁴⁾である。ここに、 D_{ab} は拡散係数と呼ばれ、崩壊規模を意味するパラメータ t をその崩壊規模に従った定数とすると、 $D=4D_{ab}t$ の関係となる。式(3)は、地質学的レベルでの地形形成過程の数学的モデルに一致する。すなわち、地形形成の上で力学的に不安定な斜面が、地震・降雨などの誘因により従順化・減傾斜化する過程を表す方程式に一致する。多様な形態を有する崩壊を、上式のように一般的化することにより安定した結果を出力することを考慮した定式化と言える。よって、式(2)は、崩壊に伴うDNの変化が被覆物の土壌埋没に起因する反射エネルギーの変化であるとしたときに、DNとして現れる崩壊土の面積占有率という濃度が崩壊中心($x=0$)からの距離に従って変化する状態を表すものと考えられる。

式(2)における未知数は C_0 と D である。本研究では、崩壊中心の画素($x=0$)および隣接画素($x=30m$)における実測値から式(2)を定めた。同様に、実測値に基づいて線形式を定め、式(2)によるDNの変化過程と比較した。図-5において、太い実線が $C(x)$ として式(2)を用いた場合、細い実線が線形式を用いた場合である。△および□でプロットした点は、大規模な被害があった仁川地区に対して航空写真からの判読により得たものである。この例より、式(2)により得られる値が実現象を良く反映することが確認できる。ここで、便宜上、数画素にわたる一塊の崩壊全体の面積を全体崩壊面積、崩壊中心における画素のみから推定される崩壊面積を部分崩壊面積とする。図-5に示す数本の実線は、部分崩壊面積の違いを示したものである。部分崩壊面積が小さくなれば崩壊中心のDNが小さくなり、崩壊の影響範囲も小さくなるが読みとれる。このことは、崩壊規模が大きくなるに従い、移動する土砂の量が增大するという事実を反映している。

5. 地震時斜面崩壊検出手法

前章までに得られた関係に基づいた提案手法の流れを以下に示す。また、図-6にこれを示す。

まず、前処理として以下の作業を行う。

①データの整備

表-1で挙げたデータを重ね合わせる。このとき、幾何補正はGCPのリサンプリング誤差(RMSE)を1.0画素以下となるように実行する。衛星データは被災前後の多時期のものを用いる。

②データの補正

対象地域によっては同じ季節のデータを揃えられない場合もある。そこで、雲等の処理不能な画

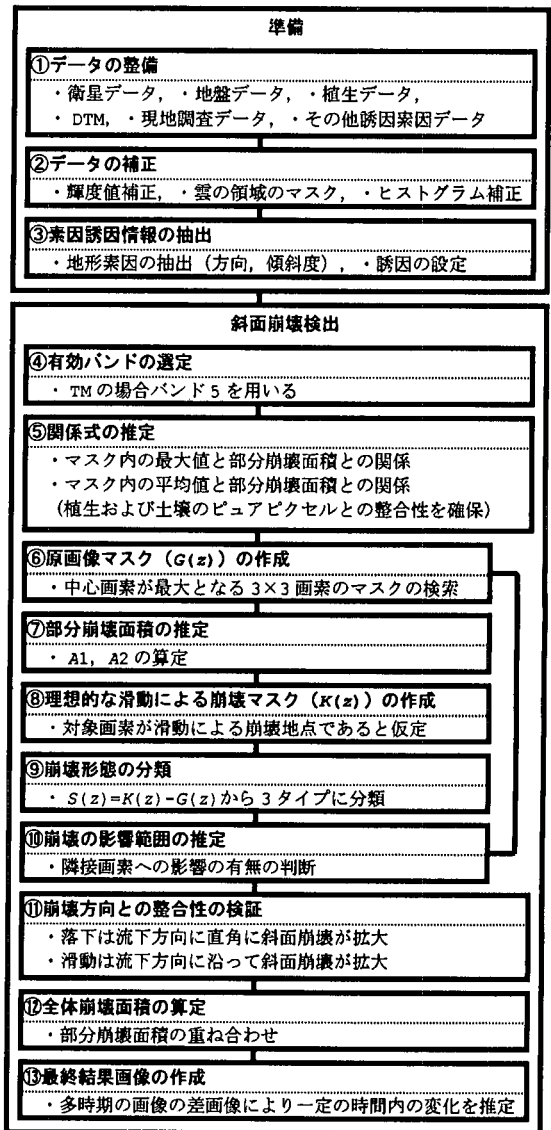


図-6 提案手法の流れ

素を取り除いてから、全衛星データに対して画像の濃淡をヒストグラムマッチング等で比較可能情報に加工する。また、本手法は同一植生から同一土質への変化を検出するものであるため、対象地域でこれを満足しない部分に関して補正を行う。

③素因・誘因情報の抽出

数値地形モデル(DTM)から傾斜方向および傾斜度を算出する。誘因が明らかな場合は、その影響範囲を算定し検出範囲を制限する。

つぎに、斜面崩壊の形態分類を行う。同時に崩壊面積の算出を行う。

④有効バンドの選定

本手法は衛星データの平面的な分布状態から斜面

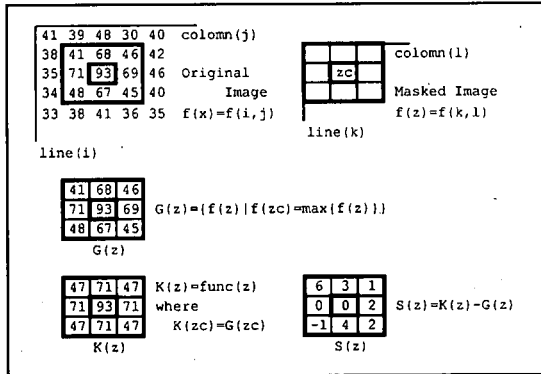


図-7 G(z)およびK(z)の作成例

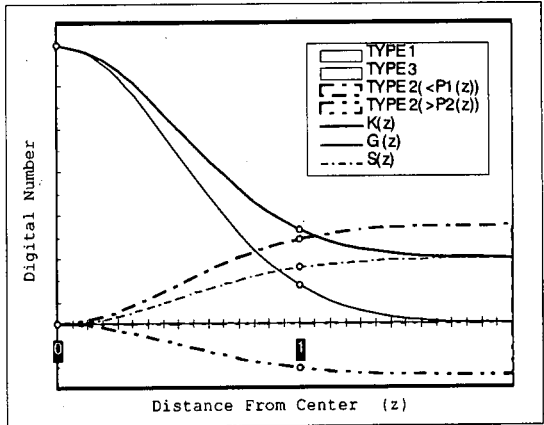


図-8 崩壊検出の原理 (滑動に対する例)

崩壊を検出するため、一つのバンドを選定する必要がある。ここでは、TM で最も有効と判断されたバンド5を用いる。

⑤関係式の推定

3×3画素のマスク内におけるバンド5のDNの最大値(増加関数の場合)およびDNの平均値と斜面崩壊面積に関する関係式を定める。当該地区のトレーニングデータが得られない場合は、過去のデータに対してヒストグラム補正をした上で、過去のデータに対する関係式を用いる。

⑥原画像マスクの作成

3×3画素のマスクを考え、中心画素におけるDNが最大となるマスクG(z)を検索する。ここにzはマスク内の座標である。例を用いたこの概念の解説を図-7に示す。

⑦部分崩壊面積の推定

式(1)よりDNの最大値から推定される部分崩壊面積A1、マスク内のDNの平均値から推定される部分崩壊面積A2を計算する。

⑧理想的な滑動による崩壊マスクの作成

対象とする崩壊が滑動によるものであると仮定し、式(2)よりG(z)の中心(崩壊中心)から任意の距離xにおけるDN(C(x))を推定し、最大値を中心画素とするK(z)(3×3画素)を作成する。

⑨崩壊形態の分類

図-8に示されるように、 $S(z)=K(z)-G(z)$ を計算し、 $S(z)$ に対して理想的な滑動の崩壊と実際の滑動の崩壊の誤差を許容する範囲を示すパラメータとして閾値マスク($P1(z)$, $P2(z)$)を定め、以下の3タイプに分類する。

TYPE 1 ($S(z) > P1(z)$)

中心画素のDNが周辺画素のそれに対して卓越しているため $S(z)$ の値が非常に大きくなる。これを、

崩壊中心においてDNの大きな物質(岩石等)が露頭したことによるものと考え、落下(TYPE 1)と判定する。

TYPE 2 ($P1(z) > S(z) > P2(z)$)

式(2)より推定されるDNの分布状態と実際のそれとがほぼ一致することから、誤差($S(z)$)が閾値の範囲内におさまる。したがって、滑動(TYPE 2)と判定する。

TYPE 3 ($S(z) < P2(z)$)

周辺画素のDNが中心画素のそれに対して卓越しているため $S(z)$ の値が負になる。これを、崩壊中心が数画素にわたって存在する、すなわち3×3画素を超える大規模な崩壊が生じているためであると考え、TYPE 3と一旦判定する。以後のステップ(⑩および⑪)で落下(TYPE 1)か滑動(TYPE 2)を判断する

⑩崩壊の影響範囲の推定
⑦で得られた部分崩壊面積が衛星データの空間分解能から推定される崩壊面積より大きい場合は、隣接画素に対して、⑥から⑨の作業を繰り返す。

⑪崩壊方向との整合性の検証

⑩までで得られた崩壊形状とDTMより得られる崩壊方向との整合性を調べる。すなわち、崩壊が線状を成し、かつ崩壊方向が崩壊形状の短辺方向である場合、TYPE 1と判定し直す。

⑫全体崩壊面積の推定

⑦で得られた部分崩壊面積の重ね合わせにより全体崩壊面積を求める。滑動の場合は隣接画素間で互いに影響を受けているので、⑦で得られる部分崩壊面積に係数を乗じる。この係数は、経験的に0.5を用いる。ただし、落下に対してはA1は誤差が大き

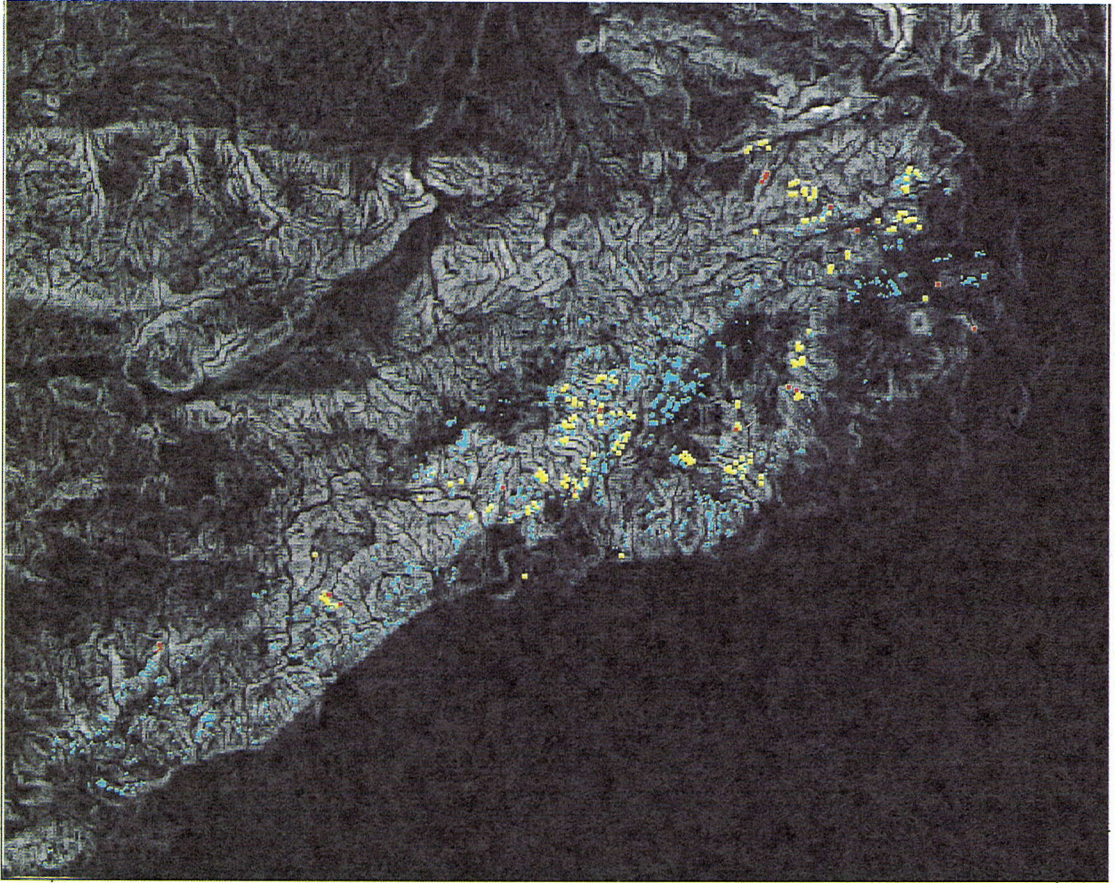


図-9 解析対象領域と斜面崩壊検出結果

DTM (50m メッシュ数値地図を 1m の分解能にリサンプリング) を B/W 濃淡画像で、その上に小規模の斜面崩壊を黄色で、大規模の斜面崩壊 (約 900m²以上) を赤色でプロットしてある。ただし、各崩壊地点は、表現上統一して大きくしてあるため、実際の崩壊面積と対応しない。その上に斜面崩壊検出結果を青色でプロットしてある。ただし、プロットした画素は、本来崩壊形態ごと (TYPE 1, TYPE 2) に出力される画像を合成して得られたものである。

くなるため A2 を部分崩壊面積とする。同様に、滑動に対しては A1 と A2 の算術平均値を部分崩壊面積とする。

⑬最終結果画像の作成

以上の操作を全画素および全データ (多時期) に対して実行する。被災前後の二時期のデータを用いる場合、それぞれについて検出した斜面崩壊画素を差し引いたものを検出結果とする。なお、時系列画像の重ね合わせの際に同一形状の崩壊が 1 画素ずれて検出された場合は、それらが同一の崩壊であると評価する。

表-3 検出結果の精度 (%)

Actual Area of Failure		less than 900m ²		less than 1800m ²		Over 1800m ²		
		1	2	1	2	1	2	
Actual TYPE		1	2	1	2	1	2	
Case	Case 1 N=2151	CT	-	40	0	73	50	75
		WT	-	0	0	0	0	25
	Case 2 N=3916	CT	-	48	0	73	100	75
		WT	-	0	33	0	0	25
	Case 3 N=6304	CT	-	48	33	80	100	75
		WT	-	0	33	0	0	25

N: 検出総画素数, CT: タイプ合致, WT: タイプ違い

6. 兵庫県南部地震による斜面崩壊の検出結果

図-9 は、兵庫県南部地震を直接の誘因とする斜面崩壊を対象として本手法を適用した結果を示した画

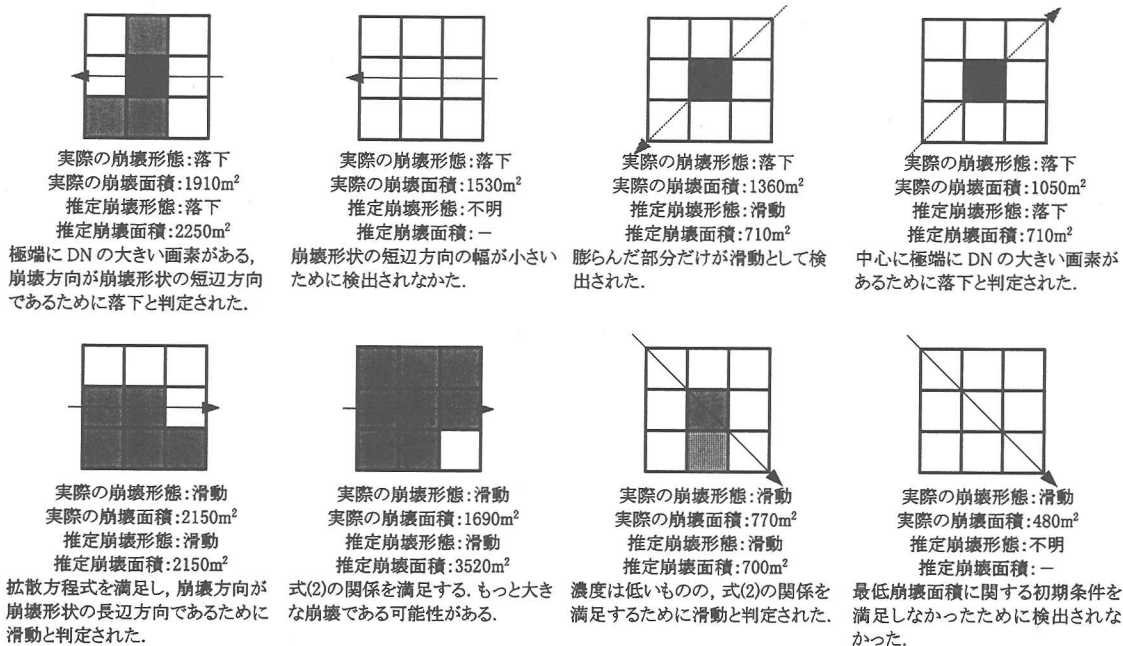


図-10 兵庫県南部地震を直接の誘因とする斜面崩壊の検出例
 各画素の B/W 濃淡: 崩壊面積占有率 (黒いほど崩壊面積が大きい), 矢印: 崩壊の向き

像である。検出された斜面崩壊地点の分布が、諏訪山断層および五助橋断層に沿った実際の分布と対応していることが認められる。これを誤差マトリクスの形式で精度(百分率)を評価したものを表-3に示す。ここに、Case 1, Case 2, Case 3は、誤検出画素の出現状態を左右するパラメータ、すなわち初期条件として与える最小崩壊規模に関する変数を変えたものである。Case 1よりCase 2が、Case 2よりCase 3が検出条件が緩いため検出画素(斜面崩壊の可能性の高い画素)の総数(表中のN)が多くなる。なお、精度検証に用いた斜面崩壊データは、TMデータの一画素の大きさを約900m²と仮定し、崩壊面積がその半分(450m²)から900m²まで(25箇所)、900m²から2画素分(1800m²)まで(18箇所)、および1800m²以上(6箇所)の3段階に分けて計49箇所選択した。表-3に示されるように、多少の崩壊形態(タイプ)の判定誤差(表中WTで表示)はあるものの、900m²以上であれば崩壊箇所か否かの判断は可能であった。1800m²以上であれば崩壊形態までほぼ正確に検出可能であるという良好な結果が得られた。前節までに示したように、統計的には約2800m²以下の崩壊はピュアピクセルとして現れないという事実を踏まえると、この結果は本手法の有用性を充分示すものと判断できる。

図-10において3×3画素のグレースケールで表示した図は、図-1の斜面崩壊に対して前節の方法により得られた結果を個々に出力したものである。同図の上段および下段は、それぞれ図-1の上段(落下の場合)および下段(滑動の場合)に対応している。正方形の濃淡で示したものは、崩壊中心を中心画素として3×3画素まで出力した崩壊の状態を示す。色が濃くなる(黒くなる)ほど斜面崩壊の面積占有率、正確には植生の被覆に対する土壌成分の割合が多いことを示す。これらの図より、落下のように崩壊形状が線状を呈する場合は、検出が困難であることがわかる。このことは、滑動において狭い谷地形に沿った形状を有する場合にも当てはまる。平面形状が円形に近い滑動による崩壊は、式(2)から導かれるDNの変化に良く適合することから、比較的精度良く検出されることが確認できる。さらに、崩壊形状の概略も知ることができる。線状の崩壊形状が得られる場合は、崩壊方向と崩壊形態に対する一般的な特徴との整合性を考慮することで、精度が向上していることも特筆すべきである。

7. まとめ

本研究で得られた結論を以下に列記する。

- ① 斜面崩壊をその運動形態から、「落下」と「滑動」に大分類すれば、TM データから崩壊の状態を推定することが比較的容易となる。
- ② 「滑動」の運動形態を有する崩壊に対しては崩壊面積と TM データとの間に正の相関を見出すことができる。この関係より TM データから崩壊面積を推定することが可能となる。ただし、「落下」に対しては上述の関係が不明確となる。
- ③ 崩壊面積と TM データとの関係、崩壊規模（面積）と崩壊中心からの距離との関係、崩壊形態と崩壊形状および地形条件との関係を利用して、斜面崩壊の形態分類、崩壊面積を推定する手法を提示した。この方法によれば、六甲山系のように樹種・地質を同一と仮定できる地域であれば、在来法に比してより詳細な崩壊の状態を推定することが可能となる。
- ④ 提示手法を光学センサーに適用するにあたっては、陰や雲などによる影響および再訪時間間隔から事象発生直後に適切なデータが得られるか否かが問題となる。
- ⑤ 提示手法は DN の変化過程を連続関数でモデル化しているため、ケーススタディーとして取り挙げた TM データ以外への適用も可能と考えられる。
- ⑥ マルチスペクトルデータに対しては、単バンド処理の重ね合わせにより精度の向上を図ることが可能と考えられる。

謝辞：本研究における斜面崩壊データは、神戸大学沖村孝教授の御好意により利用させていただいたものである。また、本研究で用いた衛星データは、宇宙開発事業団より 1995 年兵庫県南部地震に関する研究のために無償で提供されたものである。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 沖村孝: 土木学会阪神大震災震災調査第二次報告会資料, 社団法人土木学会, pp.163-168, 1995.
- 2) 大林成行, 小島尚人, 笠博義: 斜面崩壊予測を対象とした衛星マルチスペクトルデータの実利用化について, 土木学会論文集, No.415/IV-12, pp.71-80, 1990.
- 3) 笠博義, 黒台昌弘, 大林成行, 小島尚人: 地すべり予測への衛星リモートセンシングデータの応用可能性について日本リモートセンシング学会誌, Vol.12, No.1, pp.5-15, 1992.
- 4) 後藤恵之輔, 瀬戸島政博, 深津信義, 岡島修平: リモートセンシングによる斜面崩壊発生地点の予測手法, 土質工学会論文報告集, Vol.25, No.2, pp.185-194, 1985.
- 5) 上林徳久, 石森繁樹: 衛星画像による地すべり地判読, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.10, No.3, pp.93-99, 1990.
- 6) 島担: 衛星画像からみた地すべり発生地の分布, 日本リモートセンシング学会第 9 回学術講演会概要集, pp.35-36, 1991.
- 7) 稲村実: カテゴリー分解に基づくリモートセンシング画像データの解析, 電子情報通信学会誌, Vol.J70-C, No.2, pp.241-250, 1987.
- 8) 力丸厚, 上条成和, 大嶋太一: 画素内分光情報の簡易推定法の開発, 写真測量とリモートセンシング, Vol.27, No.6, pp.23-34, 1988.
- 9) 武居有恒: 地すべり・崩壊・土石流, 鹿島出版会, 1982.
- 10) 吉澤孝和, 酒井輝雄, 宮野尾文夫, 根岸六郎・関貴幸: 空中写真測量による地下すべり面形状解析システム, 写真測量とリモートセンシング, Vol.33, No.3, pp.17-32, 1994.
- 11) 吉澤孝和: 地上測量による時下すべり面の形状および地すべり影響圏の推定, 地すべり, Vol.26, No.3, pp.28-39, 1989.
- 12) David J.Varnes: Slope Movement and Types and Process in Landslides, 1978.
- 13) 平野昌繁: 斜面発達とくに断層崖発達に関する数学的モデル, 地理評, Vol.39, pp.324-336, 1966.
- 14) 平岡正勝, 田中幹也: 移動現象論, 朝倉書店, 1994.

(1997.1.16 受付)

A DETECTION METHOD OF MORPHOLOGICAL TYPES AND SIZES FOR EARTHQUAKE-INDUCED SLOPE FAILURES USING REMOTE SENSING DATA

Makoto KAWAMURA and Yuji TSUJIKO

In order to keep the transportation ways for the emergency restoration, as well as to prevent the secondary damage by the aftershocks or rainfall and to carry out the detailed mapping in and around the damaged area after a large earthquake, it is important to know where slope failures are distributed and how large they are immediately after failure occurs. This paper proposes a new algorithm to detect the earthquake-induced slope failures using remote sensing images. The method can provide the morphological categories, the horizontal shapes and the sizes.

The method was applied to the Rokko Mt. area which has many slope failures triggered by the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake. By this analysis, the accurate sizes of failures and their shapes could be computed for failures of more than 900m².