

論文

島根半島, 小伊津海岸^{こいづ}における岩盤斜面の構造と
それに基づいた斜面ハザードマップの試作

井詰 達也*・横田修一郎**

An attempt to construct landslide hazard maps based on the characteristics
of slope structures in the Koizu Coast, Shimane Peninsula, Japan

Tatsuya Izume* and Shuichiro Yokota**

Abstract

An attempt has been made to construct a landslide hazard map (susceptibility map) based on geometrical relationship between slopes and bedding planes of alternating beds of sandstone and mudstone in the Koizu Coast, Shimane Peninsula, Japan. Although some factors such as shallow gully erosion and sea wave erosion may influence the instability of slopes, northwestward dipping bedding planes and low angle joint planes are major factors in this area. 5 m-mesh DEM and digitized data of strike and dip of bedding planes were used for evaluation of the local instability of slopes, utilizing Markland's method. A landslide hazard map expressed by the spatial distribution of the degree of the instability in 25 m-mesh clearly shows the distribution of unstable locations.

Key words: landslide hazard map, rock fall, DEM, sandstone and mudstone, Shimane Peninsula

はじめに

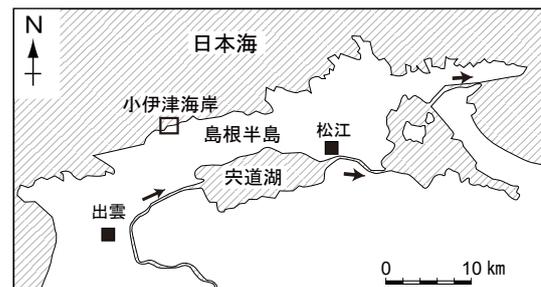
地形の急峻なわが国では急崖直下に住居や道路・鉄道の設置されていることが多く、斜面崩壊等が発生した場合、大きな災害となりやすい。こうした地域では斜面崩壊の発生防止や災害軽減に向けた種々の取り組みがなされているが、一過性の崩壊・落石現象に対してはハード対策の限界から近年ソフト面の対応が模索されるようになってきた。

斜面ハザードマップの作成はそうした模索の1つであり、斜面ハザードに該当する様々な斜面運動 (slope movements) による災害を回避または軽減するため、危険ゾーンを予測してマップに表現しようとするものである (藤田ほか, 2001)。しかしながら、斜面災害にかかわるハザードマップの手法研究は火山災害や地震災害のそれらに比較して大幅に遅れている。これは、斜面災害をもたらす個々の崩壊・落石等の影響範囲が火山活動や地震動のそれらに比較して小さく、かつ発生数が極めて多いという斜面ハザードの特性に起因している (横田, 2005)。このため、ハザードマップの中でも発生しやすさを示す susceptibility map に限れば、大規模な地すべり以外の崩壊や落石等に関するマップはその表現も含めていまだ

試作段階にあるといえよう。

斜面ハザードマップの作成はこのような課題山積の状況にはあるが、基本となる斜面の不安定性評価手法は大きく力学的方法と経験的方法に区分できる (花井・横田, 2010)。前者は個々の斜面を力学モデルとして捉え、地下水位や力学パラメータの推定を介して安全率を算出するものであり、解析的・演繹的な方法である。これに対して、後者は過去の崩壊箇所と地形・地質特性との対応関係から発生傾向を確率の空間分布として得るものであり、統計的・帰納的な方法である (花井・横田, 2010)。いずれであっても地形・地質特性の把握はハザードマップ作成の第1ステップである。

中国地方日本海側の島根半島では入りくんだ海岸線に沿って急崖が連続し、斜面崩壊や落石が頻発している。なかでも海岸沿いの急崖直下に道路が設置されている出雲市の小伊津海岸 (第1図) では、“流れ盤”をなす砂岩・泥岩互層急崖からの落石・斜面崩壊が年間を通じて頻発しており、道路維持の面からも対応できる斜面ハザードマップが必要である。



第1図 対象とした島根半島小伊津海岸の位置。

* 島根大学大学院総合理工学研究科 (現在, 気象庁銚子地方気象台技術課) Choshi Local Meteorological Observatory, 2-6431 Kawaguchi, Choshi 206-8550, Japan. E-mail: po-tikun739.bo@ezweb.ne.jp

** 島根大学大学院総合理工学研究科地球資源環境学領域 (現住所: 543-0041 大阪市天王寺区真法院町 10-15) Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan (Present address: Shinpouin-cho 10-15, Tennoji-ku, Osaka 543-0041, Japan. E-mail: s-yokota@mvj.biglobe.ne.jp)

そこで、筆者らは当海岸地域における斜面の形状と構造の調査に加え、広域の地形・地質調査を行って当地域に効果的な斜面ハザードマップを試作することとした。露岩の広い小伊津海岸では斜面構造が把握しやすく、それをもとにした斜面の不安定性評価が容易なことも当地域を選定した理由である。

小伊津海岸の地形概要と DEM の作成

1. 地形概要

小伊津海岸は第1図に示すように出雲市の市街地から北東方約15 kmの島根半島北岸に位置し、日本海に面している。当海岸とその周辺の地形概要を第2図に示す。ここで「小伊津海岸」とよんでいるのは、図中の小伊津漁港西端からその西方の長尾鼻をへて南西方の三津漁港までの延長約1.5 kmの海岸線に沿った地域である。この海岸とその背後の山体を含め、南北約1 km、東西約1 kmの範囲を調査・解析の対象とした。海岸沿いでは斜面を構成する岩石・岩盤状態と構造を各所で観察でき、不安定化の要因や機構を検討できる。

第2図に示すように、対象地域ではNE-SW方向に延びる山体が海岸に迫っており、EL.150~200 mの稜線から北西方向へ傾斜した急斜面が海岸線に沿って連続している。この一連の急斜面裾部が「小伊津海岸」に相当する。詳細にみると、急斜面はいくつかの凸斜面とその間の凹斜面よりなり、とりわけ鯛ヶ浜付近（第2図参照）では高標高部まで凹斜面が広がっている。凹斜面の内部には浅いながらも小規模なガリー浸食が認められる。また、各所に崩壊跡が認められるが、それらの多くはすでにモルタル吹きつけ等による対策がなされている。

一方、稜線の南東側斜面は概して緩傾斜であり、植生に広

く覆われて露岩は少ない。南東側斜面の裾部には山体を限るように大谷川が南西~西に流下し、三津漁港付近の低地をへて日本海に流出している。

海岸には波食棚が発達しており、とくに凸斜面をなす長尾鼻や二ノ瀬付近では顕著であり、一部では沖合100 m以上に達している。これに対して、凹斜面の裾部では波食棚の欠如している箇所が多く、流水によって剝離されたものと推定される。

2. 地形図に基づく DEM の作成

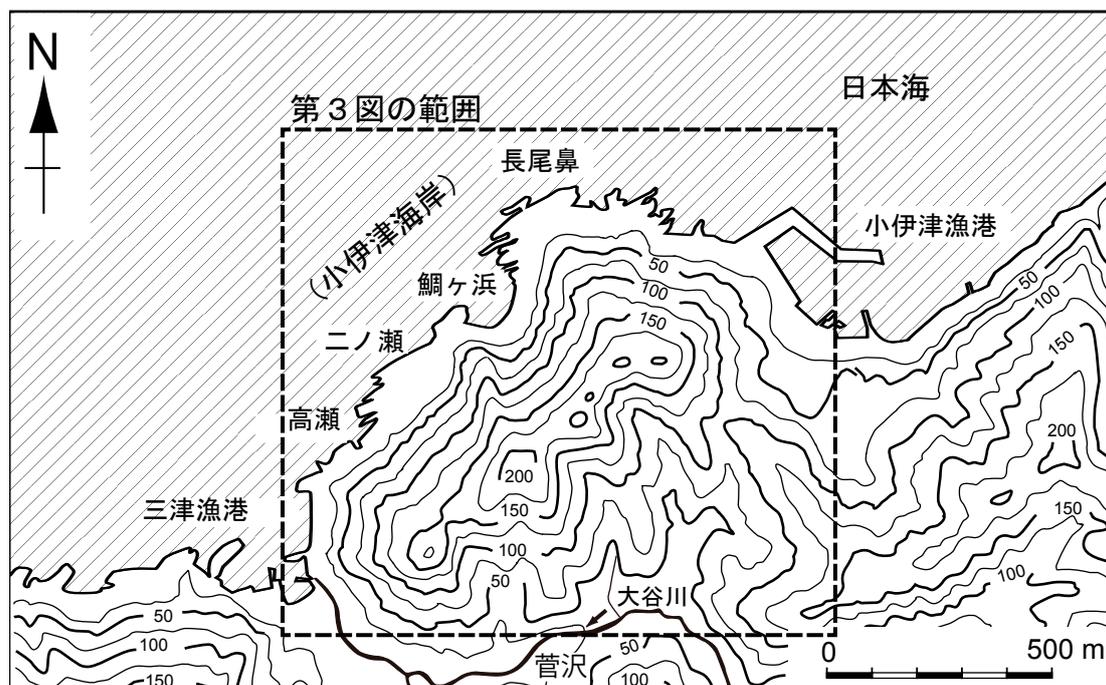
対象地域における斜面の地形特性をとらえ、解析に使用するため、既存の1/5,000の地形図（平成11年度測量）をもとに南北約1 km、東西約1 kmの範囲にて5 mメッシュDEM（Digital Elevation Model）を作成した。等高線データに基づくDEMの作成にはSTRIPES法（能美, 2005）を用いた。また、地形図上に等高線表示のなされていない急崖部に関しては空中写真判読によって等高線を推定・補足した。

作成した5 mメッシュDEMを基にすれば、複数メッシュの標高値から斜面の傾斜方向や傾斜角を容易に算出できるし、等高線図も再現できる。今回のDEMから再現した等高線図では北西傾斜の斜面中にも北東または南西傾斜の箇所を読み取り、DEMデータにはこの精度で地形的特徴が把握されていることを確認した（井詰, 2011）。

小伊津海岸と隣接地域の地質構成

1. 地質概要

小伊津海岸には砂岩・泥岩互層が広く分布しており、さらにその東方および山体の南東側には黒色泥岩や凝灰質砂岩なども分布している。鹿野ほか（1986, 1991）によれば、これら



第2図 小伊津海岸とその周辺を含めた地域の地形概要。破線の四角は第3図およびハザードマップの対象とした範囲を示す。

は島根半島に広く分布する新第三紀中新世の地層群であり、砂岩・泥岩互層は牛切層、黒色泥岩や凝灰岩は成相寺層とされている。

牛切層はその大半が様々な粒径の砂岩と黒色泥岩との互層で構成されており、基底部には厚さ 30 m 前後の細礫～粗粒砂岩を含んでいる（鹿野・中野, 1986）。互層をなす砂岩・泥岩の多くはタービダイトあるいはタービダイト類似の重力流堆積物と考えられており、部分的にスランブ構造をなすことがある（鹿野・中野, 1986）。

一方、成相寺層は層序的には牛切層の下位に位置し、黒色泥岩を主体とする（鹿野・中野, 1986）。また、部分的には白色の凝灰岩を挟むこともある。成相寺層は岩相的には牛切層とは大きく異なるが、両者は整合関係と考えられている（多井, 1952 など）。これら中新統の層理面はほぼ山稜と同方向の NE-SW の走向で、北西側に 30～50° で傾斜している。全体として同斜構造をなす。

海岸にはこれらの地層群とは別にドレライトも現れているが、これは貫入岩体として上記の中新統を貫いている。貫入岩体の主要部はシート状と推定されるが、周辺には岩脈状の小規模なものも存在する。岩体の規模に応じて深成岩～火山岩状の岩石組織を示すが、貫入時期は特定されていない（鹿野・中野, 1986）。

2. 地質構成

対象地域における斜面の構成物と構造を詳細に把握するため、現地調査にて地質平面図と地質断面図を作成した。それらを第 3, 4 図に示す。現地調査結果の詳細は井詰（2011）および井詰・横田（2012）に報告しているが、以下ではそれらに基づいて基本的地質構成の概要を述べる。

(1) 中新統の堆積岩類

・砂岩・泥岩互層（牛切層）

砂岩・泥岩互層（第 3 図中では Alt-s, Alt-m）は厚さ 1～2 m の砂岩と泥岩よりなり、砂岩／泥岩の量比によって砂岩優勢互層（Alt-s）と泥岩優勢互層（Alt-m）に区分できる（第 3 図参照）。前者（砂岩優勢互層）は長尾鼻や二ノ瀬付近に現れているのに対し、後者（泥岩優勢互層）は小伊津漁港のすぐ西側や鯛ヶ浜、二ノ瀬～高瀬付近に現れており、対象とした小伊津海岸斜面の大半を占める。砂岩・泥岩互層の層厚は全体として 300 m 以上と推定される。

砂岩優勢互層を構成する個々の砂岩層の厚さは 0.5～2 m、泥岩層は 10 数 cm である。一方、泥岩優勢互層では砂岩層は厚さ数 cm 以下と薄い。いずれも砂岩部分は概して硬質であるが、泥岩部分はスレーキングが著しく、軟質化している箇所が多い。

・黒色泥岩および砂岩（成相寺層）

成相寺層を特徴づける厚い黒色泥岩（Ms）は小伊津トンネル付近や三津漁港南東方など、山体の南東側を中心に広く露出しているが、小伊津海岸にはその東端部を除いてほとんど露出していない。この黒色泥岩もスレーキングによって細片状を呈し、軟質化している箇所が多い。

黒色泥岩分布域にもわずかに砂岩が分布している。厚さ 10

数 m 以下の砂岩層が分布する他、地質図上で“泥岩（Ms）”とした中にも厚さ数 10 cm の砂岩薄層がいくつか挟まれ、級化層理の見られるところもある。

・凝灰質砂岩（成相寺層）

凝灰質砂岩（Tfs）は小伊津漁港南東方の急崖等に露出している。厚さ 0.5～3 m で硬質の粗粒砂岩を主体とし、薄い泥岩層を挟んでいることが多い。

(2) ドレライト（貫入岩）

ドレライト（Do）は海岸のうち三津漁港から高瀬をへて二ノ瀬までの間の他、小伊津漁港西側などに断片的に現れている。広範囲に露出している前者では多くの箇所でも砂岩・泥岩互層への貫入関係が確認できる。貫入面の走向・傾斜は N55～80°E/30～50°N であり、砂岩・泥岩互層の層理面にほぼ平行している。第 3, 4 図に示すように、貫入岩体全体としても砂岩・泥岩互層の構造に調和的なシート状である。岩体の厚さは山体の西部で厚く、東にいくにつれて薄くなっていると推定される。

(3) 表層の堆積物

中新統を覆って様々な表層堆積物が分布している。小伊津漁港の背後に広がる緩斜面は住宅地となっているが、地すべり指定区域でもあり、黒色泥岩由来の地すべり堆積物（Ls）が分布していると推定される。また、大谷川等の河川や山腹の溪流ではそれぞれ砂・礫などよりなる河川堆積物や溪床堆積物（fd）が分布している。一方、海岸道路沿いの二ノ瀬付近ではドレライトよりなる最大径約 7 m に達する転石群がみられるが、分布から背後の斜面高標高部から崩落、堆積したものと推定される。その他、鯛ヶ浜付近の斜面下部等でルーズな砂・礫がみられたが、急斜面での頻繁な表層崩壊による堆積物と推定され、これらを併せて崩積土（dt）とした。いずれも崩壊・落石が頻繁に発生する当地域の斜面特性を反映している。

3. 地質構造

(1) 北西傾斜の同斜構造

海岸と山体を横断する NW-SE 方向の地質断面図（第 4 図）に示すように、山体の構成層は全体として北西傾斜の同斜構造をなしており、山体北西側の当海岸では砂岩・泥岩互層の層理面は斜面と同方向に傾斜している。ただし、層理面の傾斜角は全体として斜面のそれよりわずかに大きく、また互層に調和的なドレライト岩体の傾斜角もそれと同様と推定される。

砂岩・泥岩互層は力学的異方性が顕著で、その方向が斜面構造に反映するであろうから、層理面の走向・傾斜を多くの地点で測定した。測定値の一部は地質平面図（第 3 図）にも示したが、多数の測定値に基づいて作成した走向線図を第 5 図に示す。ドレライト部分では後述するように低角節理面が普遍的にみられ、互層の層理面方向に調和的なことから、第 5 図には砂岩・泥岩互層の層理面に加えてこの方向も表示している。

第 5 図によれば、対象範囲内では走向は全体として N50°～80°E であり、場所による変化は小さい。北西方向への傾斜角にも大きな変化はないが、山体南東側での 30°～40° に対し、

北西側の海岸道路沿いでは40°~50°となり、さらに沖合の波食棚では30°~40°と再び緩くなるといった変化が認められる。なお、本図には示していないが、小伊津漁港南東方の急崖では凝灰質砂岩は層理面が50°~60°と著しく急傾斜となっている。当地域におけるこのような傾斜角の変化はドレライトの貫入に影響されたものと考えられる。

(2) 系統的な節理面

砂岩・泥岩互層やドレライト中には多くの規則的な節理面が認められる。砂岩中の代表的な方向はN20°W/90°, N50°W/70°S, N40°E/30°Sであった。大半は層理面に直交した方向であるが、それ以外の方向も存在する。一方、ドレライト中には低角のものと高角のものがあるが、前者は当海岸では普遍的に存在するとともに、砂岩・泥岩互層の層理面とほぼ同方向である。これは、貫入岩体が堆積岩類に調和した

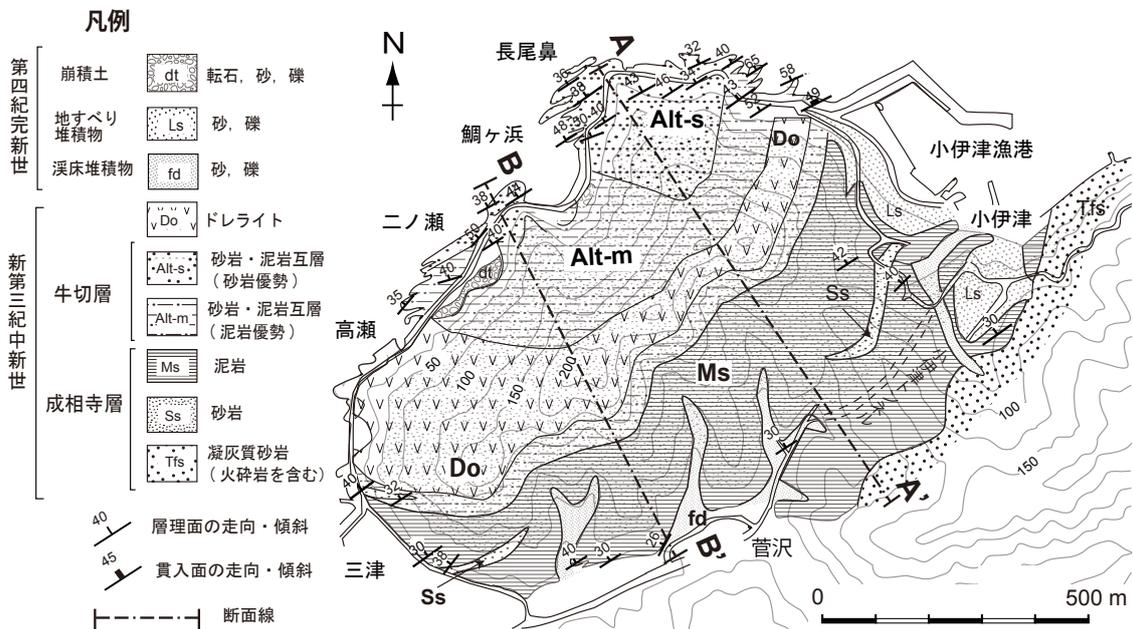
シート状であることを反映したものと考えられる。

斜面の構造と不安定化要因

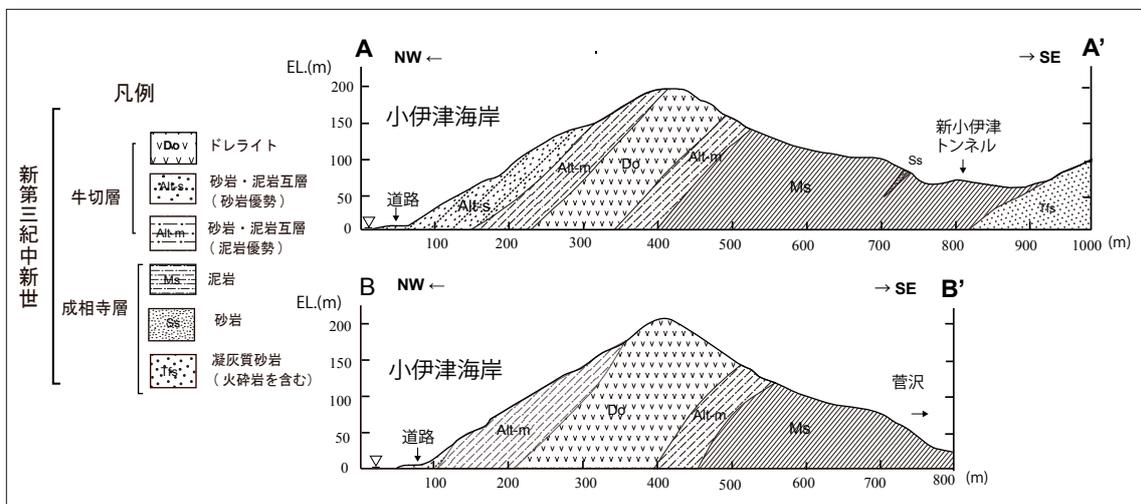
1. “流れ盤”を主体とした斜面構造と並進すべりの発生

大局的にみて斜面と層理面がほぼ同方向の当海岸では、これまで漠然とながらも“流れ盤”による不安定化が指摘されてきた(たとえば、「島根の自然」編集委員会編, 1998など)。層理面は斜面と同方向に傾斜しているが、具体的な不安定要因は斜面構造の実態把握に基づいて検討すべきである。

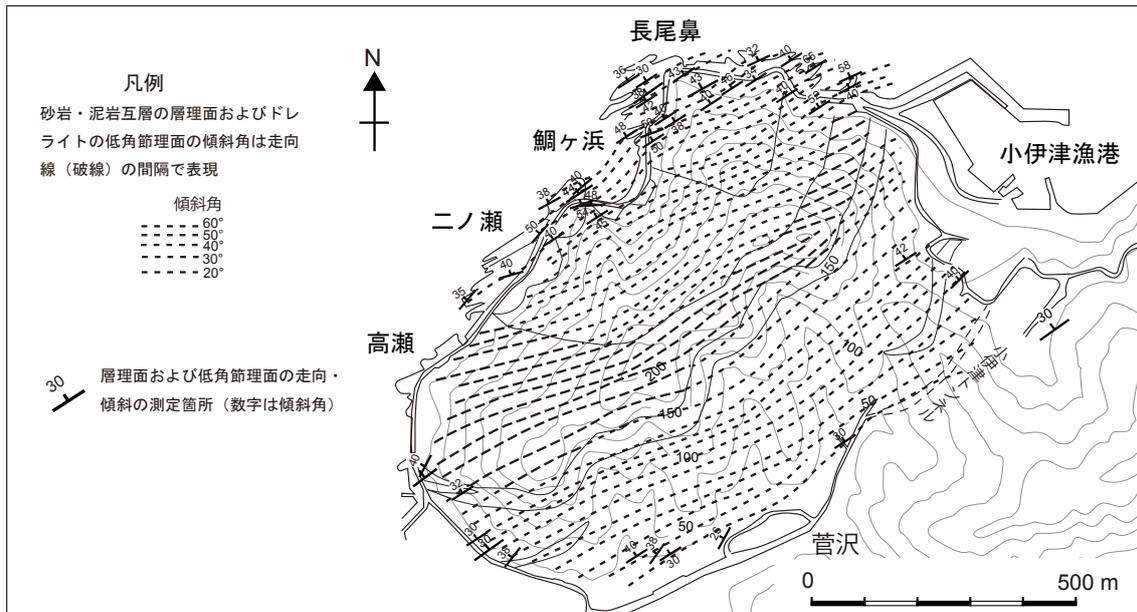
砂岩・泥岩互層のうち、泥岩部分は容易に風化・劣化し、砂岩との境界面(層理面)の力学強度(粘着力 c と内部摩擦角 ϕ 等)も急速に低下していくであろう。また、砂岩/泥岩の透水性のコントラストも降雨時や地下水位変化時には境界



第3図 現地調査によって作成した対象地域の地質図。A-A', B-B'は地形・地質断面図(第4図)の位置。



第4図 海岸と山体を横断するNW-SE方向の地形・地質断面図(A-A', B-B'断面)。断面線の位置は第3図参照。



第5図 現地で得た層理面等の走向・傾斜の値とそれらを基に作成した走向線図。走向と傾斜角を破線の方向とその間隔で示す。なお、測定値および走向線図にはドレライト部分における低角節理面（互層部分の層理面と調和的）を含めている。

面でのすべりやすさを助長すると考えられる。その結果、層理面が傾斜した構造の斜面が重力下で不安定化すれば、砂岩／泥岩の境界面（層理面）に沿った並進すべり（translational sliding）が発生することになる。

後述するように、当海岸には層理面が自然斜面よりわずかに急な箇所があるし、その逆もあり、後者は相対的に不安定な状態である。こうした斜面の構造は多くの露岩斜面にて確認できるし、植生に覆われた斜面でも局所的な露出部にて確認できる。当海岸にみられる代表的な斜面構造の例を第12図に示す。第12図(a)は層理面の傾斜角が斜面のそれより大きい例、(b)はほぼ平行な例、(c)は斜面のそれより小さい例である。

2. 様々な斜面構造

(1) 砂岩・泥岩互層の露岩斜面

傾斜した砂岩・泥岩互層の露岩では砂岩層の上面が斜面をなすことが多い。第6図(a)は表層の砂岩層が崩落して下位の砂岩層が露出した状態であり、泥岩は露出すれば急速に軟質化して削剥されるのに対し、硬質な砂岩は露出しても風化・劣化しにくい。こうした構造の斜面が現れやすいと考えられる。

砂岩の露岩斜面は安定的に見えるが、第6図(a)のように表面がガリー浸食によって開析されれば、ガリーの側面は急傾斜となることから、開析方向によっては局所的に不安定な状態を生ずる。この場合、層理面に直交した節理面群によって分離した砂岩ブロックが逐次すべることによって最終的に特定の砂岩層全体の崩落にいたるといった過程が考えられる。

なお、斜面表層では部分的には第6図(b)に示すような座屈現象のみられることがある。これは、傾斜した泥岩層の上面に沿って砂岩層が重力によってすべるものの、一様な変位のすべりに代わらず、砂岩層が泥岩層から部分的に剥離して

座屈（buckling）を引き起こしたものと考えられる。風化・劣化によって緩んだ岩盤が不安定していく様式と見ることもできる。

(2) 露岩斜面裾部における波食

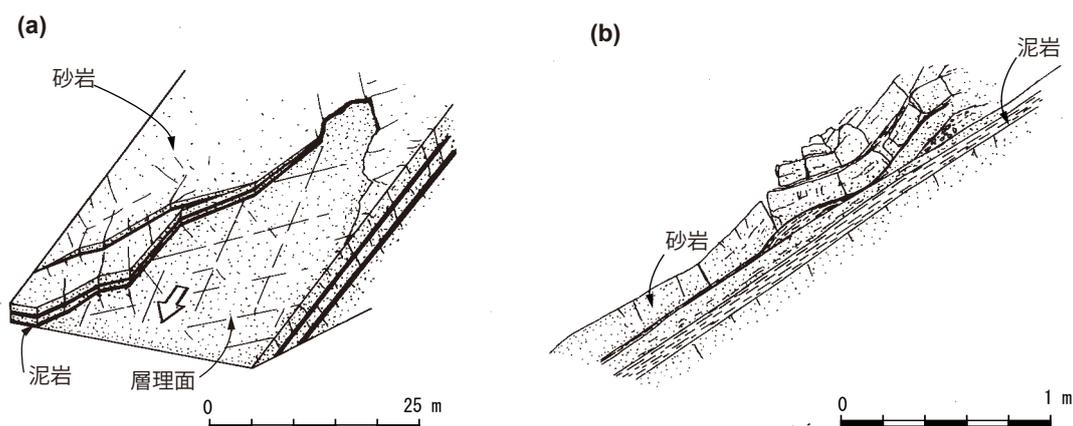
海岸沿いの露岩斜面の裾部には第12図(d)に示すような小規模な凹部の見られることがあり、小伊津漁港南東方の凝灰質砂岩の急崖等にて顕著である。こうした凹部はその標高と形態から波食によるものと推定される。凹部の天井は硬質な凝灰質砂岩等がつくるアーチ構造によって一見安定しているが、オーバーハング状態であるため、岩盤の緩みによっては不安定化する。長期的には不安定化は海面付近から上方へ進行していくと考えられるが、その場合、比高の大きい急崖では大規模な崩落にいたる可能性がある。

(3) 節理系の発達したドレライト斜面

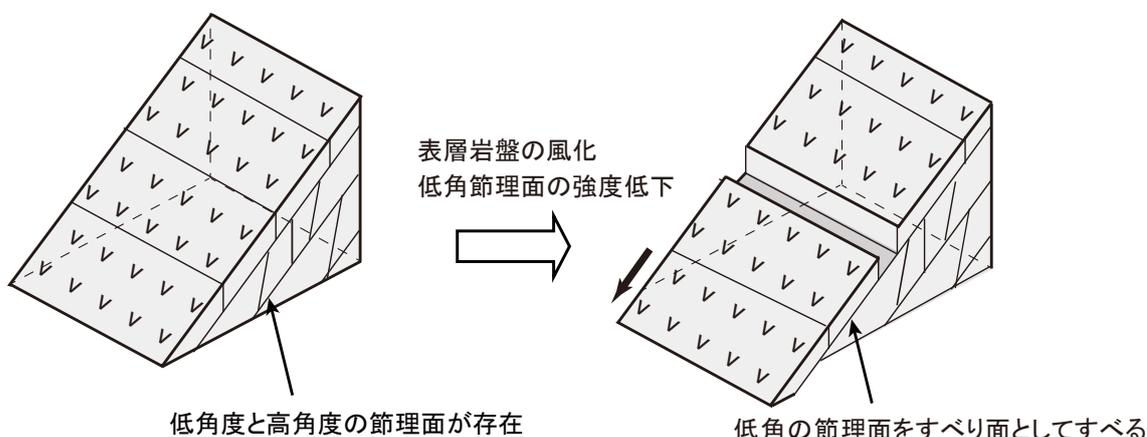
ドレライトには低角と高角の節理面が存在するが、低角節理面は砂岩・泥岩互層の層理面に調和的であり、多くの斜面にて“流れ盤”をなしている。ドレライトの岩石自体は硬質であるが、岩盤としては緩んで節理面は開口していることが多い（第12図(e)）。したがって、第7図に示すように、風化・劣化によって緩めば砂岩・泥岩互層と同様の並進すべり（translational sliding）が発生するであろう。また、実際には高角節理面も併せてブロック単位で崩落すると推定される。

3. 斜面の不安定化要因

以上述べたように、当海岸に見られる斜面構造に基づけば、“流れ盤”をなす砂岩・泥岩互層等の岩盤斜面では、風化・劣化によって層理面等の強度が低下するとともに、ガリーや波浪による浸食が加わって不安定化が進行し、節理面も関与して頻繁な崩落が発生してきたと推定される。急斜面の不安定化には様々な要因が関与していることが明らかになったが、



第6図 流れ盤斜面を構成する砂岩・泥岩互層の例。(a) 砂岩層の上面が露岩斜面をなすが、ガリー浸食が認められる。砂岩中には層理面に直交した節理面が存在する。(b) 斜面表層に現れた砂岩・泥岩互層の座屈構造。



第7図 ドレライト斜面の構造とそれに支配された並進すべりのイメージ。(a) ドレライトには低角と高角節理面が存在し、普遍的に見られる前者の方向は互層の層理面と調和的である。(b) 表層岩盤が風化することによって低角節理面に沿ってすべりが発生する。

基本は砂岩・泥岩互層中では北西傾斜の層理面が、またドレライト中では北西傾斜の特徴的な低角節理面が関与すると考えられる。

なお、砂岩・泥岩互層斜面には層理面と節理面の組み合わせによる小規模なくさびすべり (wedge sliding) とともに表層崩壊跡も見られたが、当海岸全体としては局所的現象であることから今回の斜面ハザードマップ試作の上では考慮していない。

層理面と斜面の傾斜角の関係

1. 2次元問題としてみた斜面と層理面の傾斜角の関係

“流れ盤”の斜面構造では斜面と層理面との傾斜角の関係が重要であることから、多くの箇所における斜面の傾斜角 θ_1 と層理面の傾斜角 θ_2 それぞれを横軸と縦軸にとって両者の関係を見ることとした(第8図)。図中の斜面傾斜角 θ_1 は地形DEMから算出し、層理面の傾斜角 θ_2 は現地測定にて得た。

第8図によれば、 $\theta_2 = \theta_1$ の直線より上方の領域にプロッ

トされているものが多く、結果として大半は $\theta_2 > \theta_1$ であった。これは、層理面は斜面と同方向に傾斜しているが、層理面の方が斜面よりわずかに急傾斜な箇所が多いことを示している。“流れ盤”状ではあるものの、やや安定した斜面構造といえよう。地域的にみると、 $\theta_2 > \theta_1$ の斜面は長尾鼻などの尾根状の凸斜面で多い。これに対して鯛ヶ浜などの凹斜面では逆に $\theta_2 < \theta_1$ が多くなっている。

層理面の走向・傾斜の変化は概して小さいが、当海岸では浸食によって狭い範囲内でも様々な方向の斜面が形成されるため、不安定性評価には傾斜角だけでなく走向の違いも検討する必要がある。傾斜角のみを比較した第8図ではプロット点は概ね走向の類似したものに限定したが、現実には様々な走向・傾斜に対応した3次元的な関係での不安定性評価が必要であり、これについては次章にて述べる。

2. 斜面構造の斜面形状への反映

当海岸の凸斜面では層理面の傾斜角の方が斜面のそれより大きい箇所が多く、逆に凹斜面では小さい箇所が多いという

傾向がある。このため、長尾鼻などの凸斜面では斜面の安定性は高く、逆に鯛ヶ浜や二ノ瀬などの凹斜面では安定性は低い。このような斜面形状と斜面構造との概念を第9図に示す。

斜面構造の面から安定性が低い凹斜面ではさらにガリー浸食を受けているとともに、斜面裾部に連なる波食棚も欠如していることが多い。現状では道路護岸によって自然斜面の裾部が直接波浪の影響を受ける状態ではないが、長期的には裾部からの波食が不安定化をもたらしやすいと考えられる。これに対して凸斜面部ではガリー浸食は少なく、広大な波食棚によって波浪による直接的影響は受けにくい環境にある。

したがって、このような当地域特有の要因を前提とすれば、凹斜面では崩壊が発生しやすくかつ浸食・削剥を受けやすいであろうし、その結果、長期的には斜面の後退速度は大きい

であろう。逆に凸斜面では長期的にみても後退速度は相対的に小さいであろう。こうした過程によって、当海岸の凹斜面／凸斜面といった地形的コントラストは長期的には増大していくことが予想される。

“流れ盤” 斜面における3次元的不安定性評価の方法

第8図では互いに走向がほぼ同方向の斜面と層理面の傾斜角を比較したのみであったが、当海岸のような地域では、斜面の不安定性は様々な走向・傾斜をもった層理面と斜面との3次元的な関係に基づいて検討していくべきであろう。

冒頭で述べたように、ハザードマップ作成のための斜面の不安定性評価手法として、力学的なものを経験的のものに分けられるが、力学的な不安定性評価に際しては、一般にすべり面を含めた個々の斜面モデルをもとに、すべり面の粘着力 c (cohesive strength) や内部摩擦角 ϕ の値を仮定して安全率を算出することが多い。さらに3次元的な岩盤斜面の安全率の算出に際しては分割法や有限要素法を使用されている(八嶋, 2007)。しかし、現実には3次元的な形状をもったすべり面のモデルや個々 c , ϕ , 地下水位などの基礎パラメータを推定するのは極めて困難であり、このため、ここではできる限り単純な方法として3次元的空間にて斜面とすべり面との平面間の幾何学的関係から評価する Markland (1972) の方法を用いた。これは、今回の対象が斜面表層部の岩盤であり、すべり面の粘着力を $c=0$ と仮定することが妥当と判断されるためである。

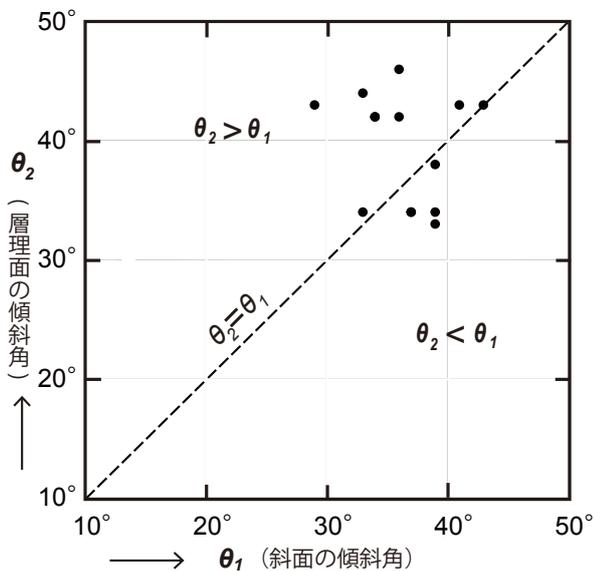
この方法は、ステレオネット上で層理面と斜面それぞれの傾斜方向を示すベクトルを相互比較することで不安定性を評価するものである(第10図参照)。岩盤斜面力学の分野では今日広く使用されており、Hoek and Bray (1981) のテキストにもとりあげられている。

傾斜した層理面と斜面はステレオネット上では大円またはベクトル(第10図の矢印)によって表現できる。いま、層理面と斜面のネット上での傾斜ベクトルをそれぞれ B および S で表すと、 B が斜面の大円の内側にある場合は安定、逆に外側にある場合は不安定と判定できる。ベクトルのみで判定するとすれば、 B の S 方向の成分を B_s とし、 B_s と S の大きさ、すなわち $|B_s|$ と $|S|$ の大小を比較すればいいであろう。これは、

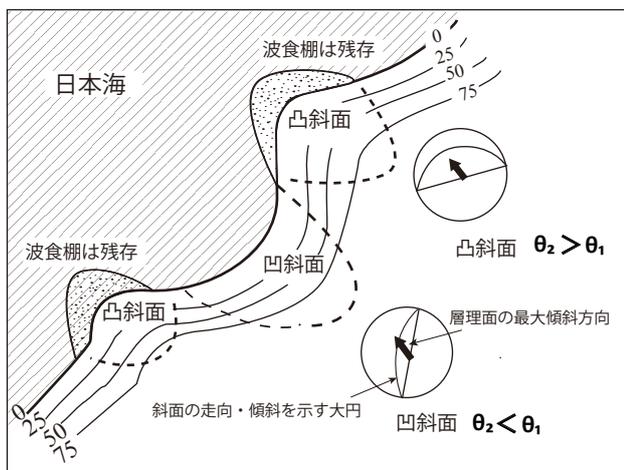
$$\left. \begin{aligned} |B_s| < |S| \text{ であれば, 安定} \\ |B_s| > |S| \text{ であれば, 不安定} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

となる。ドレライト斜面の場合も、低角節理面を B とすれば、同様に取り扱える。

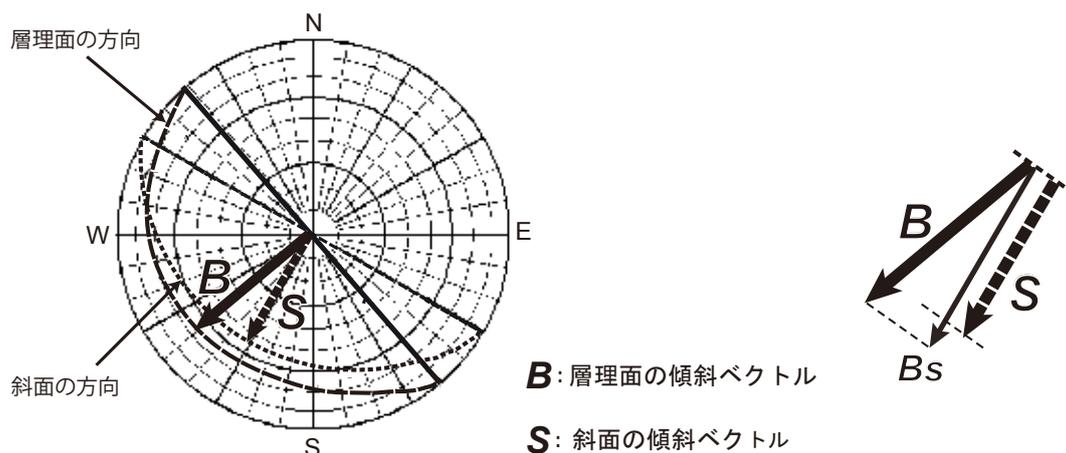
この方法では、複雑な計算を必要とせず、幾何学関係が3次元イメージとして理解しやすい。いま、個々の地点にて、 B および S のベクトル値が得られれば、(1) で得た“安定”または“不安定”をそれぞれ“0”または“1”で表すことで数値の空間分布を得ることができる。



第8図 各所で測定した砂岩・泥岩互層斜面における斜面の傾斜角 θ_1 と層理面の傾斜角 θ_2 との関係。



第9図 小伊津海岸の凸斜面と凹斜面における層理面と斜面の関係。層理面は凸斜面では斜面よりわずかに急であり、逆に凹斜面では斜面より緩いことが多い。また、波食棚は凸斜面の裾部では広範囲に残存しているが、凹斜面裾部では浸食によって欠如していることが多い。



第10図 層理面の傾斜ベクトル B と斜面の傾斜ベクトル S による不安定性の判定方法。
 Bs は B の S 方向の成分を示す。

斜面ハザードマップの試作

1. 基本データのデジタル化

対象地域内の個々の斜面に対して上記の方法にて不安定性を評価するには、すべての斜面と層理面の方向に関する情報をデジタル化しておく必要がある。斜面については1/5,000地形図から5mメッシュDEMを作成したが、これにより5mの精度で斜面の傾斜ベクトル S を算出することは可能である。

一方、層理面の傾斜ベクトル B は走向線図(第5図)に基づいた、斜面データに比較して層理面の測定数ははるかに少ないが、当地域内では走向・傾斜の変化が小さいことから、25mメッシュ単位でデジタル化することとした。なお、実際の解析に際しては25mメッシュの層理面傾斜角のデータは5×5個の5mメッシュデータとして取り扱った。

2. 不安定性評価の手順と表現方法

(1) 5mメッシュでの不安定性表現

5mメッシュの設定範囲にて東西方向に i 、南北方向に j をとり、その中の任意のメッシュ (i, j) の不安定性の評価値を $P_5(i, j)$ で表した。メッシュごとに層理面と斜面の方向データを読み取り、第10図のように傾斜ベクトル B, S の比較を行ったうえ、評価結果に基づいて“安定”、“不安定”それぞれの評価値を $P_5(i, j) = 0, P_5(i, j) = 1$ と数値表現した。すなわち、

$$P_5(i, j) = \begin{cases} 0 & (|Bs| < |S| \text{ のとき}) \\ 1 & (|Bs| > |S| \text{ のとき}) \end{cases} \quad (2)$$

となる。なお、 B と S の交角が 90° 近くになっている場合、上記の方法による不安定化判定は困難なため、評価値 $P_5(i, j)$ を機械的に“0”とした。

ところで、斜面の不安定性は層理面との関係だけでなく、層理面が低角の場合には相対的に安定しているであろうから、安息角として $\theta_0 = 35^\circ$ を仮定した。したがって、個々のメッシュの“不安定”は、

$$\theta_2 > \theta_0 \quad (3)$$

を満たす場合に限定される。ここで θ_0 は安息角 ($=35^\circ$)、 θ_2 は層理面の傾斜角である。したがって、(2)式は以下のようになる。

$$P_5(i, j) = \begin{cases} 0 & (\theta_2 < \theta_0 \text{ または } |Bs| < |S| \text{ のとき}) \\ 1 & (\theta_2 > \theta_0 \text{ かつ } |Bs| > |S| \text{ のとき}) \end{cases} \quad (4)$$

このようにして得た $P_5(i, j) = 0, P_5(i, j) = 1$ に対応してメッシュを白色および赤色で表現すると、不安定性に関する分布図ができる。第11図(a)はそうにして作成した分布図であり、susceptibility map(発生しやすいのマップ)に相当する斜面ハザードマップである。これによれば、鯛ヶ浜付近の凹斜面裾部等に“不安定”のメッシュが密集していることがわかる。

(2) 25mメッシュでの不安定性表現

第11図(a)は“不安定”と“安定”のみの分布であることから、マップの解釈はそれらの分布傾向に基づかざるを得ない。表現方法が適切であれば、もう少し粗いメッシュでも使用に問題はないであろう。一方、現地地形との対応をみると、第6図(a)のようなケースが多く、1/5,000地形図に基づいた5mメッシュでも十分な精度で表されているとは言い難い。そこで、層理面データを25mメッシュで作成したことから、斜面ハザードマップの表現も25mメッシュを基本とすることとした。

25mメッシュ単位にて東西方向 k 、南北方向 l のメッシュの評価値を $P_{25}(k, l)$ として、それに含まれる計25個の5mメッシュ単位の値 $P_5(i, j)$ を平均化して表現することとした(第11図(b))。すなわち、 $P_{25}(k, l)$ は

$$P_{25}(k, l) = \frac{\sum_{i=1}^5 \sum_{j=1}^5 P_5(i, j)}{25} = 1 \quad (5)$$

で得ることができる。(5)式では、 $P_{25}(k, l)$ は0~1の範囲

の値をとることになり、値が高ければ、不安定性の程度が高いことを表している。そこで、ハザードマップ上では $P_{25}(k, l)$ 値を 0.0~1.0 の範囲の 0.2 刻みで表示した (第 11 図 (c))。第 11 図 (a) に示したものに比較してより実用的な斜面ハザードマップといえる。ただし、0.0~1.0 で示した個々の数値の物理的意味付けはできていない。

3. 斜面ハザードマップにおける不安定領域の分布とマップ作成の課題

作成した斜面ハザードマップ (第 11 図 (c)) に基づくと、斜面の不安定な領域は二ノ瀬~鯛ヶ浜の凹斜面裾部等に広がっており、逆に安定な領域は長尾鼻等の凸斜面部で広い。これらは現地調査結果に一致するとともに、第 9 図の概念図をも支持している。ただし、長尾鼻~小伊津漁港に関しては現地調査では地形的切れ込みによって不安定化した箇所も多く見られたが、マップ上ではそれに対応する高い値のメッシュは現れていない。これは、ガリー浸食の個々の規模が小さく、使用した地形図には等高線が十分表現されていないためと考えられる。したがって、道路に影響を与える規模の崩壊を網羅するにはより精度の高い地形情報が必要である。

また、砂岩・泥岩互層斜面にはくさびすべり (wedge sliding) とともに表層崩壊も確認しているが、これらによる不安定化は今回の試作マップには考慮していない。道路維持の現実を考えれば、こうした考え得るすべてのタイプについても網羅して不安定性の評価を行う必要がある。

今回のマップでは斜面と層理面の幾何学的関係に基づき不安定性の傾向を数値で表現したが、数値の物理的意味づけはできていないため、個々の地点での具体的な崩壊の発生しやすさには言及できない。利用面を考えれば、“発生確率”のような分かりやすい指標にリンクできる表現を模索すべきであろう。

一般に斜面ハザードマップは住民や行政機関関係者など多様な人々が多目的で利用することを前提とすることから、そこに要求される空間スケールやタイムスケールも様々なものが考え得る。短期的なものでは降雨条件などの誘因も考慮すべきであるし、長期的なものでは岩盤の風化・劣化速度や波浪による浸食の進行なども考慮する必要である。これらが考慮できれば、さらに効果的かつ利用価値の高い斜面ハザードマップが実現できるであろう。

ま と め

頻繁に岩盤崩落が発生する島根半島小伊津海岸の砂岩・泥岩互層斜面にて斜面と層理面の幾何学的関係に基づいて不安定性を評価し、斜面ハザードマップ (susceptibility map) を試作した。試作にいたる過程と課題は以下のようにまとめられる。

(1) 当海岸では砂岩・泥岩互層の層理面は斜面と同方向に傾斜しており、“流れ盤”をなしている。ただし、層理面が斜面よりわずかに急な箇所もあるし、その逆もある。前

者は凸斜面に多く、逆に後者は凹斜面に多いという傾向がある。

- (2) ドレライト斜面には上記の層理面と同方向の低角節理面が発達しており、その面をすべり面としていることから、不安定性評価に関しては砂岩・泥岩互層斜面と同様の扱いが可能である。その結果、不安定化すれば、層理面や低角節理面に沿った並進すべりが発生しやすい。
- (3) 傾斜した砂岩層の露岩斜面にはガリー浸食の見られることがあるが、この場合、開析部の側面は急傾斜となることから、浸食方向によっては局所的な不安定化が生じやすい。
- (4) 当海岸における斜面の不安定化には、岩盤の風化・劣化だけでなく、上記のガリー浸食や波食等、様々な要因が関与しているが、基本は傾斜した層理面や低角節理面と斜面との幾何学的関係によると考えられる。3 次元的空间でのこうした並進すべりの不安定性評価には Markland (1972) の方法が効果的である。
- (5) 1/5,000 地形図に基づく 5 m メッシュ DEM と現地で得た層理面等との幾何学的関係に基づいて斜面の不安定性を評価し、25 m メッシュにて斜面ハザードマップに表現した。単純な方法ではあるが、凹斜面裾部等に不安定領域が現れており、現地調査結果にはほぼ一致している。

文 献

藤田 崇・横田修一郎・中筋章人, 2001, 斜面ハザードマップの作成とその課題, 応用地質, **41**, 351-362.

花井健太・横田修一郎, 2010, “スリット法”を用いた高精度 DEM 上での斜面崩壊跡の自動抽出, 情報地質, **21**, 3-17.

井詰達也, 2011, 島根半島, 小伊津海岸における不安定岩盤斜面の構造とそれに基づいたハザードマップの試作, 島根大学卒業論文, 94p.

井詰達也・横田修一郎, 2012, 島根半島, 小伊津海岸における不安定岩盤斜面の構造とそれに基づいたハザードマップの試作, 島根県地学会会誌, No.27, 11-14.

鹿野和彦・中野 俊, 1986, 地域地質研究報告 5 万分の 1 の地質図幅「恵曇地域の地質」, 地質調査所, 30p.

鹿野和彦・竹内圭二・松浦浩久, 1991, 地域地質研究報告 5 万分の 1 の地質図幅「今市地域の地質」, 地質調査所, 77p.

Markland, J. T., 1972, A useful technique for estimating the stability of rock slopes when the rigid wedge slide type of failure is expected, *Imperial College, Rock Mechanics Research Reprints*, No.19, 10p.

Hoek, E. and Bray, J., 1981, *Rock Slope Engineering* (3rd edition), *The Institution of Mining and Metallurgy, London*, 368p.

能美洋介, 2005, 地形図から DEM を作る方法 - STRIPE 法 -, 日本情報地質学会講習会テキスト, 70p.

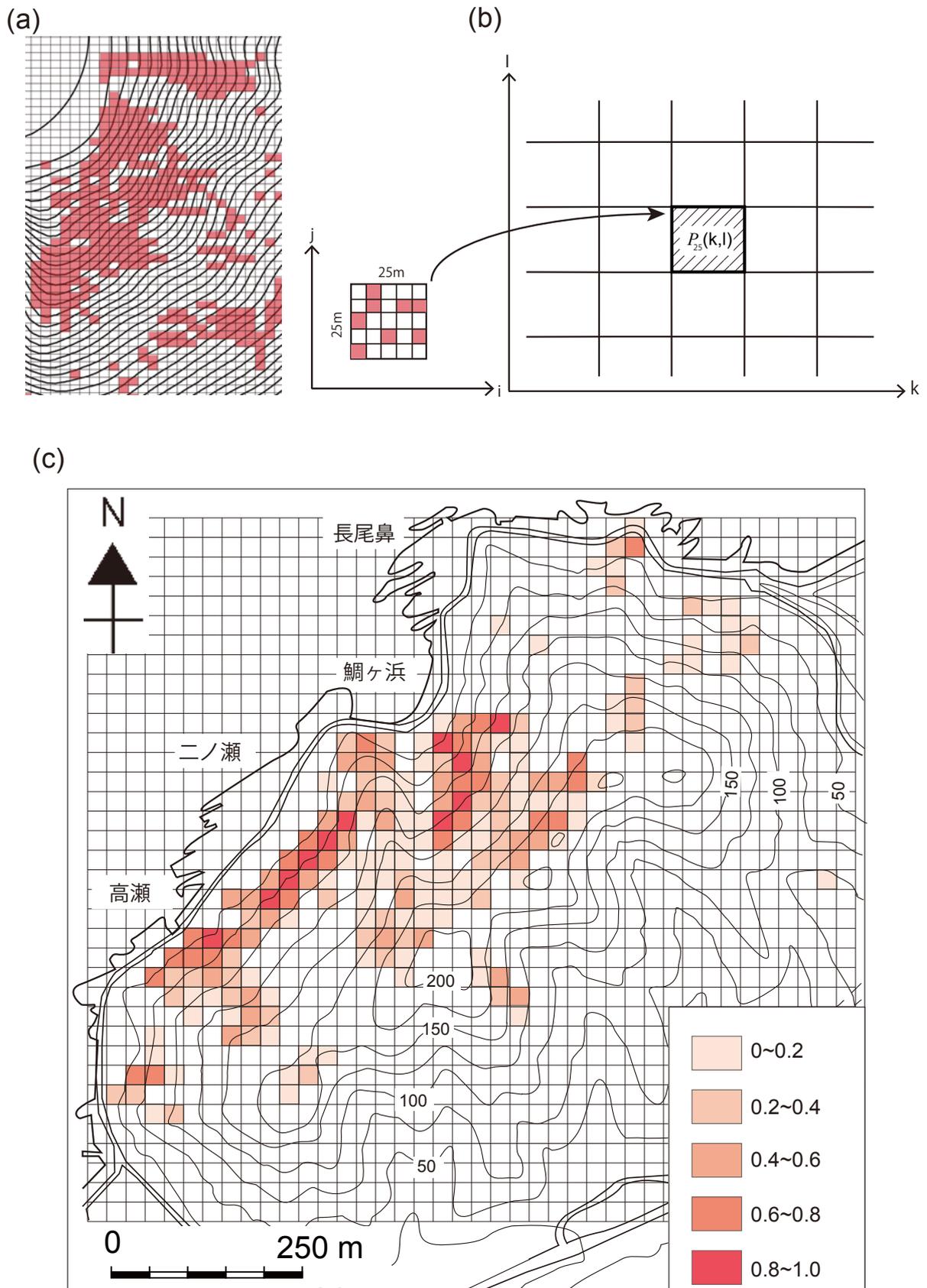
「島根の自然」編集委員会編, 1998, 島根の自然をたずねて, 日曜の地学 25, 築地書館, 236p.

多井義郎, 1952, 島根半島中央区の層序と構造 - 島根半島第三系の地質学的研究 (その 1), 地質学雑誌, **58**, 573-282.

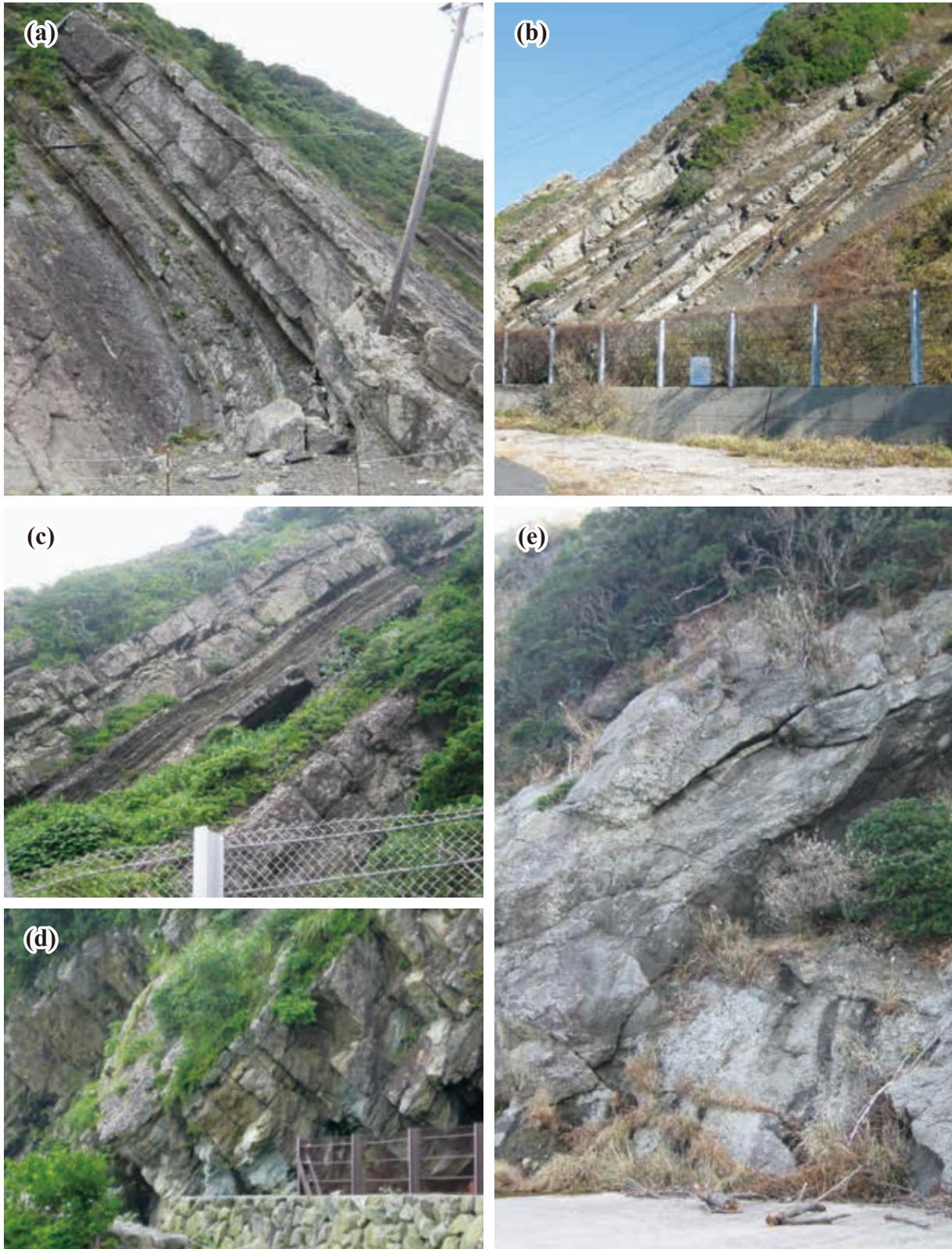
八嶋 厚, 2007, 岩盤斜面の安定性評価法, 土と基礎, **55**, No.3, 28-29.

横田修一郎, 2005, ハザードマップの定義と系譜, ハザードマップ - その作成と利用 (ハザードマップ編集小委員会編), (社) 日本測量協会, 19-22.

(受付: 2012 年 10 月 10 日, 受理: 2012 年 11 月 30 日)



第11図 メッシュ単位の不安定性評価結果の表現とそれをもとに試作した斜面ハザードマップ。(a) 5mメッシュで表現した不安定性評価結果、(b) 5mメッシュデータから25mメッシュへの変換方法、(c) 25mメッシュによる不安定性表現。



第12図 小伊津海岸の斜面における様々な斜面構造。(a) 層理面の傾斜角が斜面のそれより大きい例(長尾鼻), (b) 層理面が斜面とはほぼ平行な例(長尾鼻), (c) 層理面の傾斜角が斜面のそれより小さい例(鯛ヶ浜), (d) 急斜面の裾部に波食による凹部の形成されている例(小伊津漁港南東方), (e) 斜面の傾斜角に近い低角の節理面が発達したドレライトの例(二ノ瀬)。

