鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学）
No.29, 71-87, 1996

屋久島北西部，カンカケ岳周辺の花崗岩質地盤の構造

山本啓司[1)]

（1996年9月8日受理）

Subsurface structure of the granitic basement around the Mount Kankake-dake in Yaku-shima island, South Kyushu, Japan.

Hiroshi YAMAMOTO[1)]

Abstract

The bedrock of the northwestern Yaku-shima island consists largely of the Miocene Yaku-shima granite but includes some sandstone and interbedded sandstone and mudstone of the Paleogene Kumage group. The Holocene Koya pyroclastic flow deposits locally overlie the bedrock.

The landform of the study area, around the Mount Kankake-dake, is characterized by steep ridges and V-shaped valleys which mostly trend NE and NW. The directions are consistent with the prevailing lineament in all around Yaku-shima island. The trend of the ridges and valleys is probably relevant to the joint system in the Yaku-shima granite. The Yaku-shima granite is weathered and disintegrated in places. Strongly decomposed granite occurs in the gentle slopes on the ridges and does not occur in the steep slopes.

Subsurface layer in a quadrat (*c*. 2200m^2) near Han-yama consists of granitic boulders and soils. The quadrat includes a broad ridge with a steep slope on its north side. The granitic boulders are well exposed in the ridge and steep slope, although they are covered by more than 40cm thick soils in the foot slope of the ridge. Size distribution of the boulders in the quadrat is comparable to frequency distribution of spacing of joint surfaces seen in the granitic basement.

Distribution of the slope failures is examined through the use of aerial photographs taken in 1985, 1990, and 1994. The most of failed layers is limited to the cover of vegetation and the granitic basement is unaffected by the slope failures. The total area of slope failures seen in the 1994 photographs is more than twice of those in the 1985 and 1990 photographs. Drastic increase of slope failure area was probably caused by Typhoon No.13 that hit Yaku-shima island in September 1993.

Key words: Yaku-shima, Granite, Weathering, Topography, Slope failure

1) 鹿児島大学理学部地学教室　〒890 鹿児島市郡元1丁目21-35
Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890, Japan

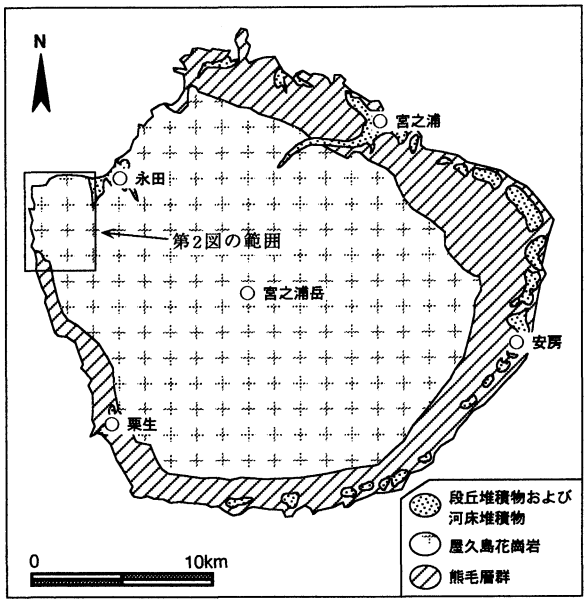
1．はじめに

屋久島の西部には人工的な改変をあまり受けていない照葉樹林が広く分布している。このような原生的自然環境が保存されている地域はもはや残り少なくなり，後世に継承すべき貴重な財産となってしまった。1993年９月３日に南九州地方に大きな災害をもたらした台風13号は，この貴重な森林にも被害を与えた。筆者は，台風13号通過の前後の1993年８月と12月に屋久島を訪れているが，８月には森林であった斜面に，12月には斑点状に岩盤が露出しているのを，島の南部と西部の各地で多数目撃している。台風13号に限らず屋久島の森林はこれまでにもたびたび台風による被害を受けてきたはずである。1994年から1995年にかけて，カンカケ岳・国割岳の西斜面の森林において，台風などによって突発的に発生する被害に対する植生の回復過程について，詳細な調査が行われた（大沢，1996）。

大型の植物がまとまって生育し森林を形成してそれが遷移するメカニズムを考える上で，植物が根を張るための地盤の状態は，重要な環境条件の内の一つである。しかし，この地域は豊かな植生に覆われてしまっているがゆえに地質調査が困難であり，地質についてはほとんど調べられていない。そこで，前述の植生の調査と平行して，同地域の地形・地質学的な調査を行った。本報告では，調査地域の大部分を占めて分布する花崗岩類の表層部分がどのような構造をしているのか，そして，1985年から1994年の９年間において植被に覆われていない裸地の分布がどのように変化したかについて解説する。

2．屋久島の地質概要

屋久島の基盤岩類は，古第三系熊毛層群相当層とこれを貫く花崗岩質バソリス（屋久島花崗岩）からなる。島の中央部から北西部にかけての広い範囲に屋久島花崗岩が分布し，島の周辺部には古第三系の地層が分布する（第１図）。古第三系からは有効な示準化石が見つかっていないので正確な時代は未詳であるが，橋本（1956）の指摘以来，岩質の類似性から隣の種子島



第１図　屋久島の地質概略図。

に分布する熊毛層群に対比できるとされてきた。以下この地層群を単に熊毛層群と呼ぶ。熊毛層群は，砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層と礫岩からなる。熊毛層群の走向は一般に北東・南西で，北西に急傾斜している。大局的には北西側が上位である。屋久島花崗岩は，その大部分が均質な優白質正長石斑状黒雲母花崗岩からなり，熊毛層群との境界付近には，周辺相として優白質正長石斑状菫青石白雲母含有黒雲母花崗岩およびアプライト質花崗岩が分布する（佐藤・長浜，1979）。Shibata & Nozawa (1968) による黒雲母についての K-Ar 年代値は13±2～14±1Ma である。この花崗岩体は，周囲の熊毛層群に接触変成作用をあたえている。熊毛層群が分布している地域の沿岸部には海岸段丘が発達し，熊毛層群は砂礫，シルトなどの段丘堆積物に覆われている。さらに，これらのすべてを覆って，鬼界カルデラ起源の幸屋火砕流とアカホヤ火山灰（約6,300年前；町田・新井，1978）が堆積している（岩松・小川内，1984）。これらの火山砕屑物は個々の分布領域が狭く，かつ分散しているので第1図には記載していない。

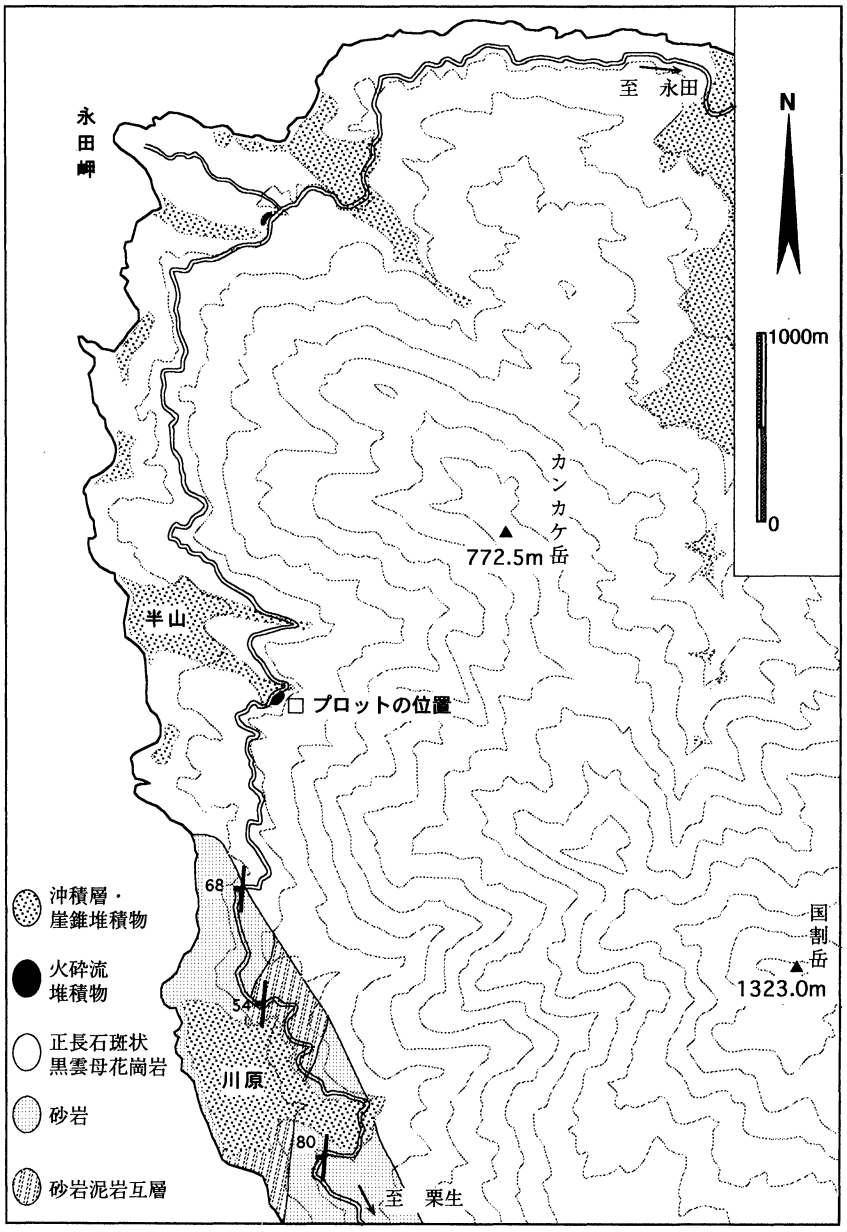
3．カンカケ岳周辺の地形と地質

調査地域において最も顕著な地形要素として，北西－南東方向にほぼ平行に発達する尾根と谷が認められる（第2図，第3図）。カンカケ岳山頂から北西に伸びる尾根を境に，その北東側では比較的小規模な尾根と谷が発達していて，それらに卓越的な方向は認められない。また，山頂緩斜面が多く分布している。これに対し，南西側では，先に述べた北西－南東方向に比較的長く連続する尾根と谷が顕著であり，それらに対してほぼ直交方向に，より小規模な尾根が派生している。尾根・谷が卓越して発達する方向は，屋久島花崗岩の分布域に広域的に見られるリニアメント（下川・岩松，1982）の方位に一致している。山頂緩斜面は南西側にはあまり分布していない。

調査地域の基盤をなす岩石はほとんどが正長石の巨晶（長さ3－10cm程度）を含む花崗岩である。巨晶を除く石基の部分の主要な構成鉱物は，斜長石・石英・正長石であり，他に緑泥石・緑簾石，アパタイト・ジルコン・褐簾石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱・方解石・電気石および白雲母を含む。屋久島花崗岩と熊毛層群との接触部に分布するとされている屋久島花崗岩の周辺相は，当地域においては確認できなかった。調査地域の南西部の川原周辺には，熊毛層群に属すると考えられる砂岩と砂岩泥岩互相が分布する。これらの地層は，一般に北北東―南南西走向で，西に急傾斜している。屋久島花崗岩と熊毛層群は比較的大きな谷の下流部においては崖錐あるいは沖積錐に被覆されている。永田岬の東方および，半山の南東の2地点の狭い範囲に火砕流堆積物が分布している。火砕流堆積物は赤みがかった褐色あるいはオレンジ色を呈する細粒火山灰質基質と径数mmから10mm程度の灰白色の軽石からなる。分布が限られているので厳密な対比は困難であるが，おそらく，この火砕流堆積物は屋久島全体に散在している幸屋火砕流の一部であろう。半山の南東の火砕流堆積物は崖錐堆積物の一部を覆っているので，これが幸屋火砕流に対比できると仮定すると，この地域の大局的な地形は約6,300年以前に形成されていたものと考えられる。

4．花崗岩類の表層の構造

調査地域には，通称「西部林道」と呼ばれる道路がある。この道路の建設の際に掘削された法面あるいは爆破された岩盤の大部分は，人工的なカバーが施されずに基盤岩が露出している。露頭の乏しい調査地域において，この林道は連続的に岩石を観察できる唯一のルートである。

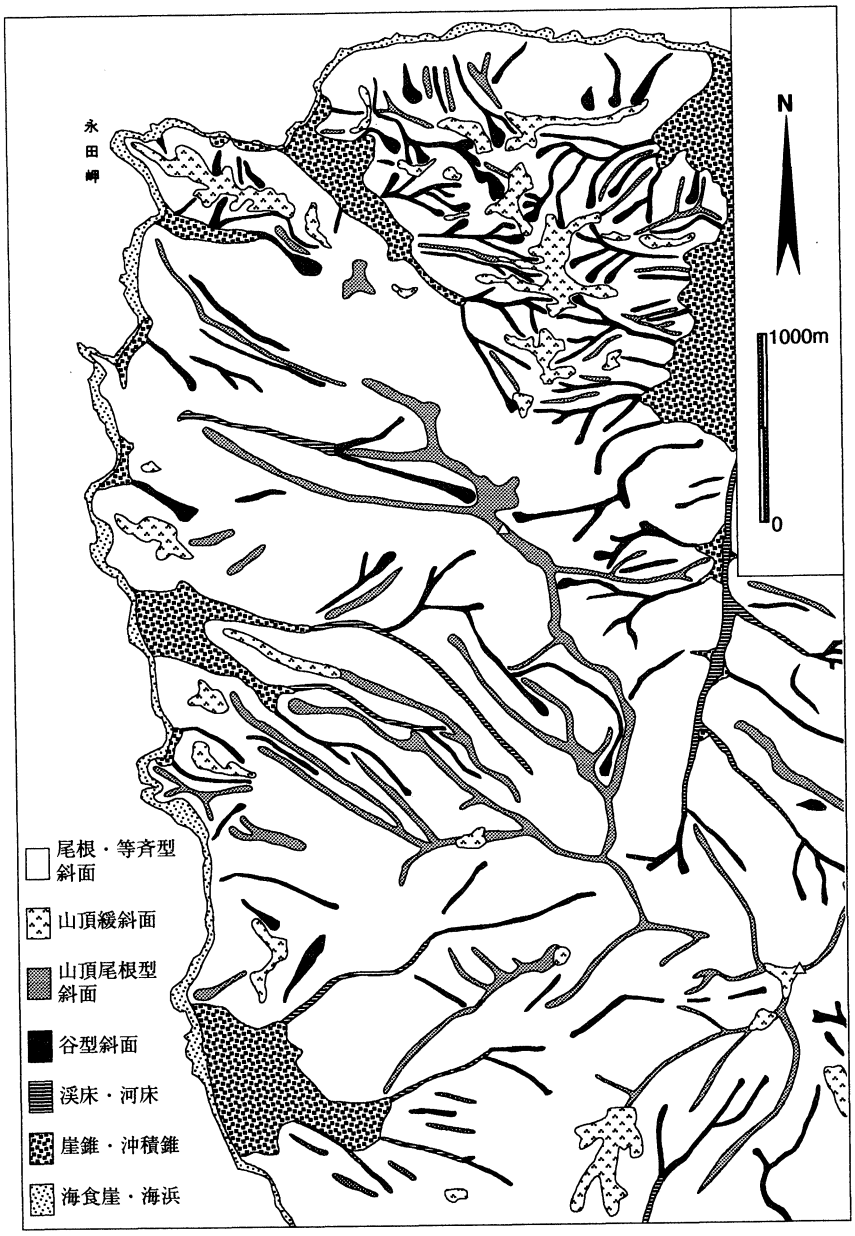


第2図　カンカケ岳周辺の地形と岩質。等高線間隔は100m。

林道に沿って永田岬付近から川原の手前までの間，花崗岩中の節理面の方位とそれらの間隔を測定した。また，花崗岩基盤中の風化・劣化部分の分布を知るために山中式土壌硬度計を用いて露頭面上で花崗岩地盤の「支持強度」を測定した。

1）節理系

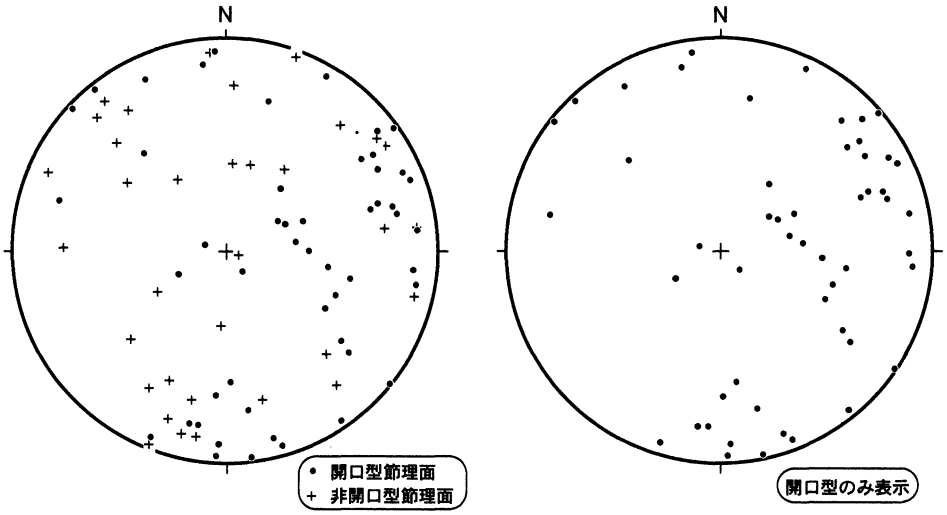
屋久島花崗岩の分布域には一般にNE-SW系とNW-SE系の，直交する2方向にリニアメントが卓越して発達していて，この方向に節理系が発達していると推定できる（下川・岩松，



第３図　地形分類図。磯（1984）による地形分類を一部簡略化して適用した。

1982；岩松・小川内，1984)。本地域においても尾根や谷の卓越方向から同様なリニアメントが認識できる。しかし，実際に86地点で節理面の方位を測定した結果からは卓越的な方位は認められない（第４図)。これは，節理面の方位を測定できる露頭が少なくて統計的に充分な測定数に達していないことと，尾根や谷とほぼ平行な節理面は露頭では節理として認識されにくいことによると考えられる。

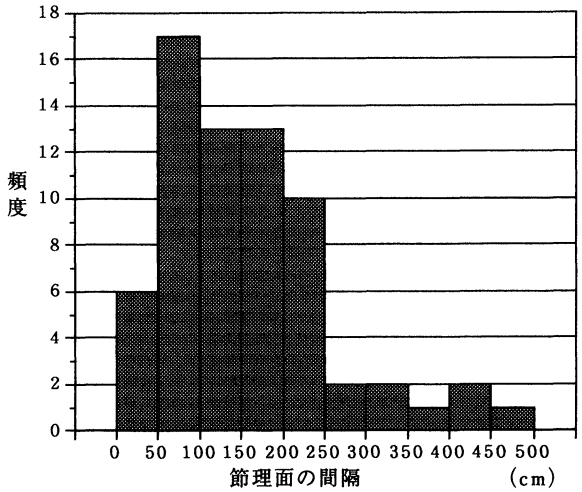
節理には，両側の岩石が互いに接して節理面が閉じている場合と，開口している場合がある。ここでは，便宜的に，節理面と露頭面の交線に直交方向に節理面に沿って鉛筆の軸が10㎝以上



第４図　節理面の極のステレオ投影図（等面積　下半球投影）。

挿入できるものを開口型節理，挿入できないものを非開口型節理と呼ぶことにする。節理をこのように分類すると，開口型節理面は大部分が西に傾斜していて，非開口型節理面の大部分は逆に東傾斜であることがわかる。調査ルートはカンカケ岳および国割岳の西麓の急傾斜地にあり，西に30～60度傾斜した面を横切っていることが多い。東に傾斜した節理面はこの斜面については受け盤状となるので，岩盤がそれ自体の重さで節理面を押しているものと考えられる。一方，西に傾斜した節理面にはあまり加重が加わらないので開口していることが多いのであろう。これは，花崗岩体の表層部分が節理によって岩体の深部から切り離されて，積み木のように不安定な状態で斜面に乗っていることを示している。

このような斜面の表層部分が崩壊すると，その崩壊堆積物の大部分は節理によって切られた岩盤のブロックから構成されるであろう。第５図に節理面間隔の測定値の頻度分布を示す（総数67）。一続きに見通せる露頭において，ほぼ平行な二枚以上の節理面が確認できたときに，



第５図　節理面間隔の測定値の頻度分布。

それらの間隔を節理面群に垂直な線に沿って測定した（第６図ａ）。たとえば，三枚の節理面が平行に並んでいる場合には，二つの測定値が得られる。最も数多く測定されたのは，50cmを超え，１ｍ以内の間隔を持つ節理面である。間隔が250cmを超えると急に少なくなるが，これは３ｍ以上の範囲を見通せる露頭の数がそれより狭い範囲のものより比較的少ないことによる。今回測定された頻度分布のうち，間隔が広いものは実際より少なめに数えられている可能性が高いが，250cm以下の部分については実際の節理面間隔の頻度分布と大きくは違わないであろう。以上の測定結果は，カンカケ岳・国割岳の西側斜面が崩壊したときに供給され得る岩塊のサイズ分布を示唆するものである。

２）風化・劣化した花崗岩の分布

調査地域の花崗岩類は，新鮮な岩盤の状態から，固結性をほとんど失って「マサ」となっているものまで，さまざまな程度に風化・劣化している。風化・劣化の程度を定量的に評価するために，「山中式土壌硬度計（Ａ型）」（山村製作所製）を用いて花崗岩地盤の加重に対する

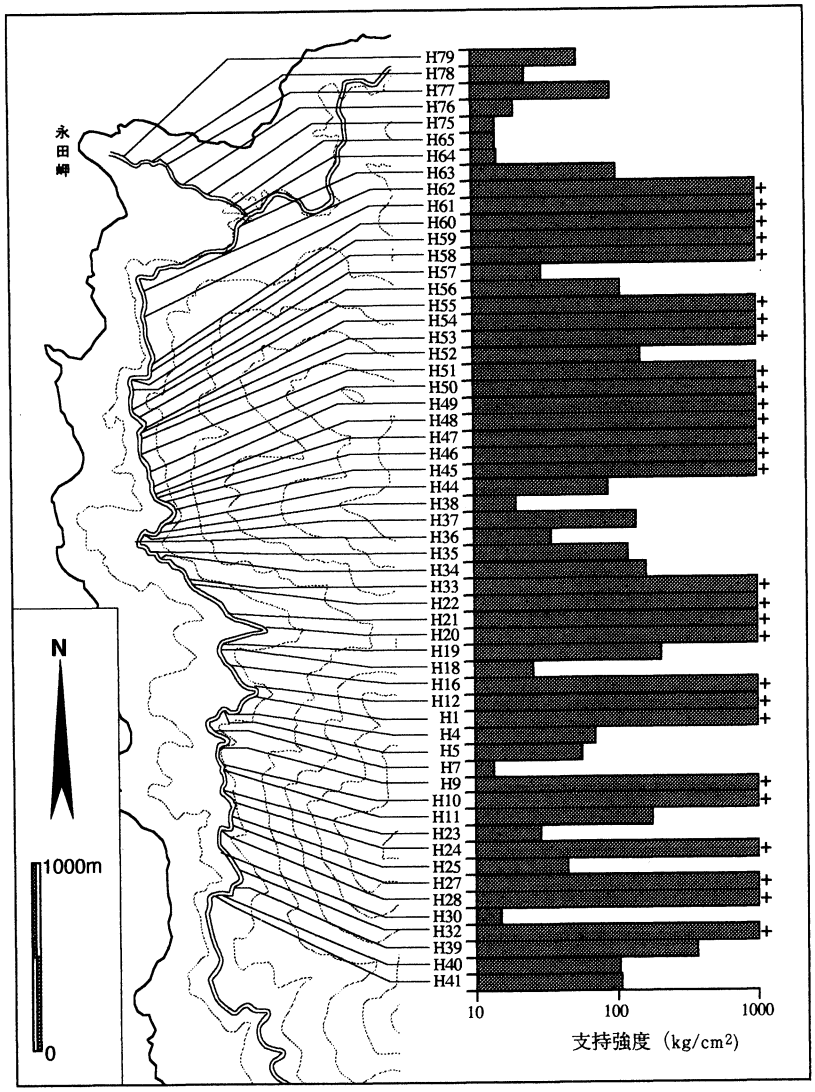
第６図　ａ：花崗岩基盤に発達する節理。四枚の節理面がほぼ平行に（N50°E，50°SE）画面の左下から右上に向かって，80cm，90cm，60cmの間隔で並んでいる。これらの節理群に斜交する節理（EW，50°N）も認められる。露頭の位置は第７図のH16。北東向きに投影。ｂ：半山プロット内のコドラートの斜面の状況。

「支持強度」を測定した。測定の手順は次のとおりである。まず，ハンマーとタガネを用いて露頭の表面を数10cm四方にわたって厚さ1cm程度削りとり平らにする。削った部分の任意の3箇所に，山中式土壌硬度計のコーン部分を当てて露頭面に対して垂直にコーンを貫入させ，ばねの縮長を読み取る。読み取った値の平均値（X）を次の式に代入し支持強度（P）を求めた（ただし，P：支持強度，X：ばねの縮長）。

$$P = \frac{100X}{0.7952(40-X)^2}$$

露頭面がハンマーとタガネでは削り取れない程度に硬い場合は，土壌硬度計のコーンをほとんど貫入させることができないので測定を行わず，5,000kg/cm²（ばねの縮長にして約39mm，ただし最大40mm）以上の支持力があるものとみなした。土壌硬度計のコーンを貫入できる（測定可能）ということは，実はかなり風化・劣化が進んでいることを意味する。

測定結果を第7図に示す。図の左側は測定した位置を示す地形図，右側は測定値の棒グラフ



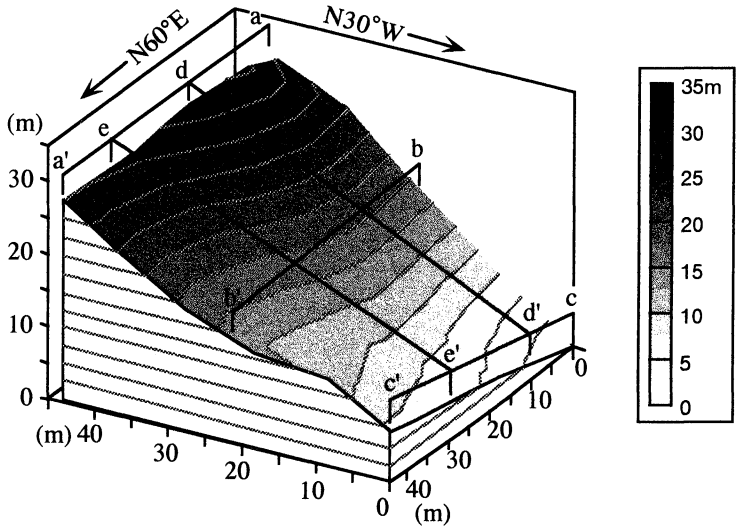
第7図　山中式土壌硬度計による花崗岩および風化花崗岩の支持強度の分布。等高線間隔は100m。

である。グラフの縦軸の露頭番号は露頭の位置にしたがって北を上にして南に向かって並べたもので，測定ルート上の距離には比例していない。測定ルートが尾根の側面などの急傾斜地あるいは谷筋を横切っている所には比較的新鮮な花崗岩が分布していて，土壌硬度計による測定は行えなかった。そのような場所では，新鮮な花崗岩の上に直接土壌または崖錐堆積物が載っていて，風化・劣化した花崗岩は分布していない。測定ルートが尾根の頂部に沿っている所，あるいは尾根状の地形を横切っている所では，花崗岩は固結性をほとんど失ってマサ化していて，露頭面に容易にハンマーのピックを突き刺すことができる。この場合，支持強度の値は約100kg/cm²以下である。支持強度が低い測定地点の位置は，地形分類図（第3図）の「山頂緩斜面」の分布域と一致している。以上の結果から，調査地域全体についても，「山頂緩斜面」には，風化・劣化した花崗岩が侵食を免れて残存していて，「尾根・等斉型斜面」や「谷型斜面」は，硬い岩盤から構成されていると推定される。

5．半山プロット内の地盤表層の構造

調査ルートのほぼ中央の半山周辺では約1haにわたる範囲（半山プロット）において，植生についての定期的，定量的な調査が行われている。半山プロットの内部はいくつかのコドラートに区画されている。野間（1994）が設定した50×45mのコドラートについては，地形測量も行われている（梅木　未公表）ので，斜面表層の状態を調べるのに都合がよい。そこで，そのコドラート内部の土壌の厚さと地表に露出している軽石のサイズ分布を測定した。

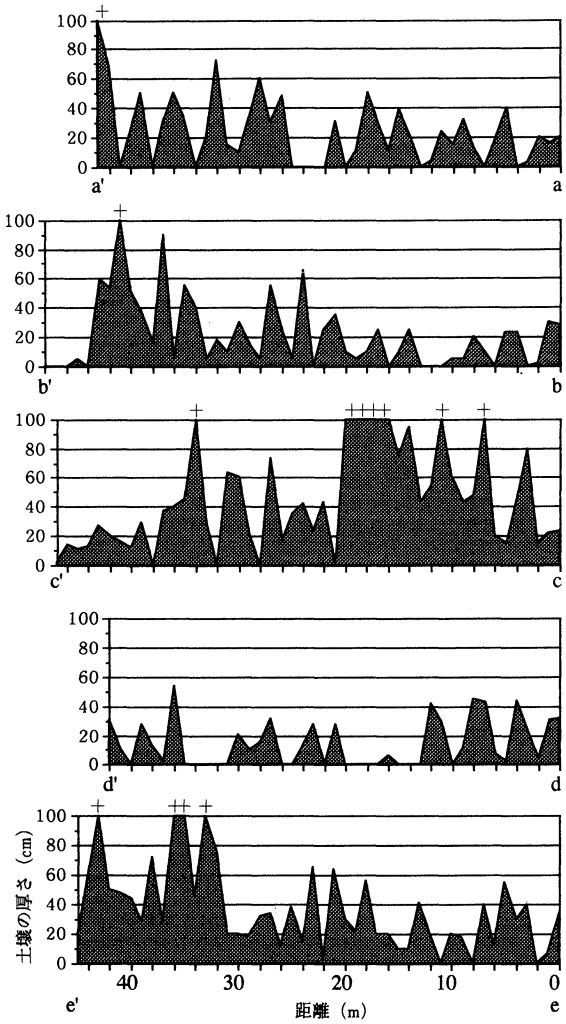
半山プロットは，国割岳から北西にのびる尾根の末端付近に位置する。今回調査したコドラートは，その尾根の末端がいくつかに分岐したもののうちの一つを含んで設定されている。第8図にその鳥瞰図を示す。コドラート内部の地形は，北西—南東方向にのびる尾根とその北東側の急斜面，および，尾根とほぼ平行な谷の一部から構成されている（第6図b）。土壌の厚さを測定した測線は，この尾根と谷の最上部（a-a'），中央部（b-b'），および最下部（c-c'）を



第8図　半山プロットのコドラートの鳥瞰図。
梅木（未公表）による簡易測量データを使用して作成した。a-a'…e-e' は土壌の厚さ（第9図）を測定した測線の位置を示す。

横断する方向に各々一本ずつ，そして，尾根の北東側の急斜面を尾根とほぼ平行に縦断する方向に二本（d-d'，e-e'）設定した。これらの測線に沿って，水平距離約１ｍ間隔で鉛直方向に人力で検土杖を貫入させ，貫入できた長さを各地点での土壌の厚さとした（第９図）。測定点に長径50cm以上の礫または岩盤が露出している場合は厚さを０とした。測線 a-a' は尾根の頂部を横切っていて露岩や転石が多く，当然ながら土壌はあまり発達していない。測線 b-b' の尾根上の部分ではやはり土壌は薄いが，谷筋に向かって厚くなる傾向が認められる。測線 c-c' では，尾根の直下の緩斜面において最も厚く土壌が発達しており，谷筋ではより上部での測定結果とあとあまりかわらない。測線 d-d' はこのコドラートで最も急斜面の部分を縦断していて露岩が多く，土壌は露岩のすき間に点在するのみである。測線 e-e' は d-d' よりも谷よりの斜面を縦断していて，谷の上部で薄く，下部に向かって厚くなっている。このコドラート内で，数ｍ以上に渡って連続して40cm以上の土壌の厚さが測定されたのは尾根の直下の緩斜面と谷筋の一部にかぎられ，それ以外の場所では土壌は露岩や転石の隙間を充填する程度で，地表を覆うほどには発達していない。

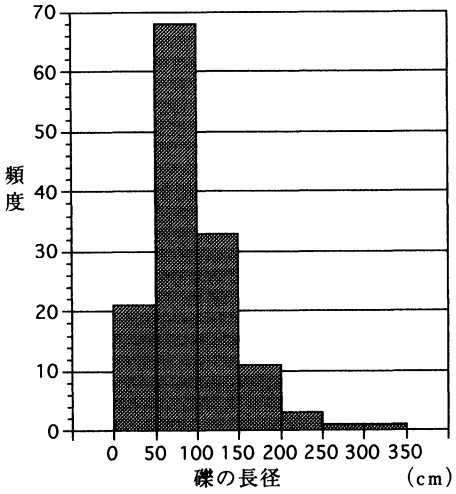
地盤表層の大部分を花崗岩の礫が占めているので，それらのサイズが土壌の分布を規制して



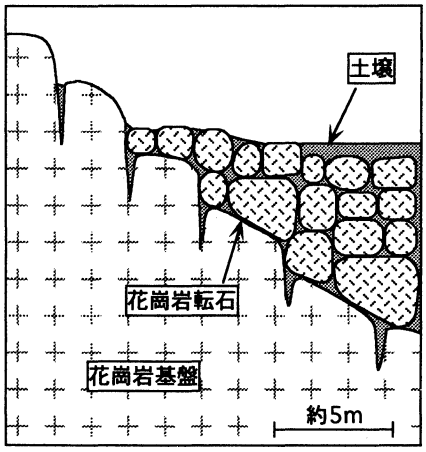
第９図　半山プロットにおける土壌の厚さのプロファイル。

いると考えられる。そこで，土壌厚さを測定したときの測線に沿って，地表に露出している花崗岩の礫138個の長径を測定した。礫の全体が露出していない場合は，露出部分のみを測定した。測定結果を，礫の長径の頻度分布図（第10図）に示した。50cmを超え，100cm以内の大きさの軽石が最も多く，全測定個数の約半数を占める。大きな礫については，その一部しか測定できないので，実際には100cmを超える礫はもっと多く分布しているのであろう。このことを考慮すれば，礫の長径の頻度分布は前に述べた節理面間隔の測定値の頻度分布とよく似ている。これは，節理面で切られた岩盤のブロックが斜面崩壊や土石流の際に礫となり，それがこのプロットにも堆積していることを示すものである。

以上の結果から推定される。半山プロットの地盤表層の構造を第11図に概念的に示した。花崗岩基盤の上には転石が積み重なった崖錐堆積物がある。崖錐堆積物の厚さは場所によって異なり，部分的には基盤が露出しているであろう。土壌は開口した節理や礫の隙間を充填する程度しか発達していないが，部分的には崖錐堆積物を覆っていることもある。調査地域の植生は



第10図　半山プロットにおける礫のサイズ分布。



第11図　地盤表層の構造概念図。

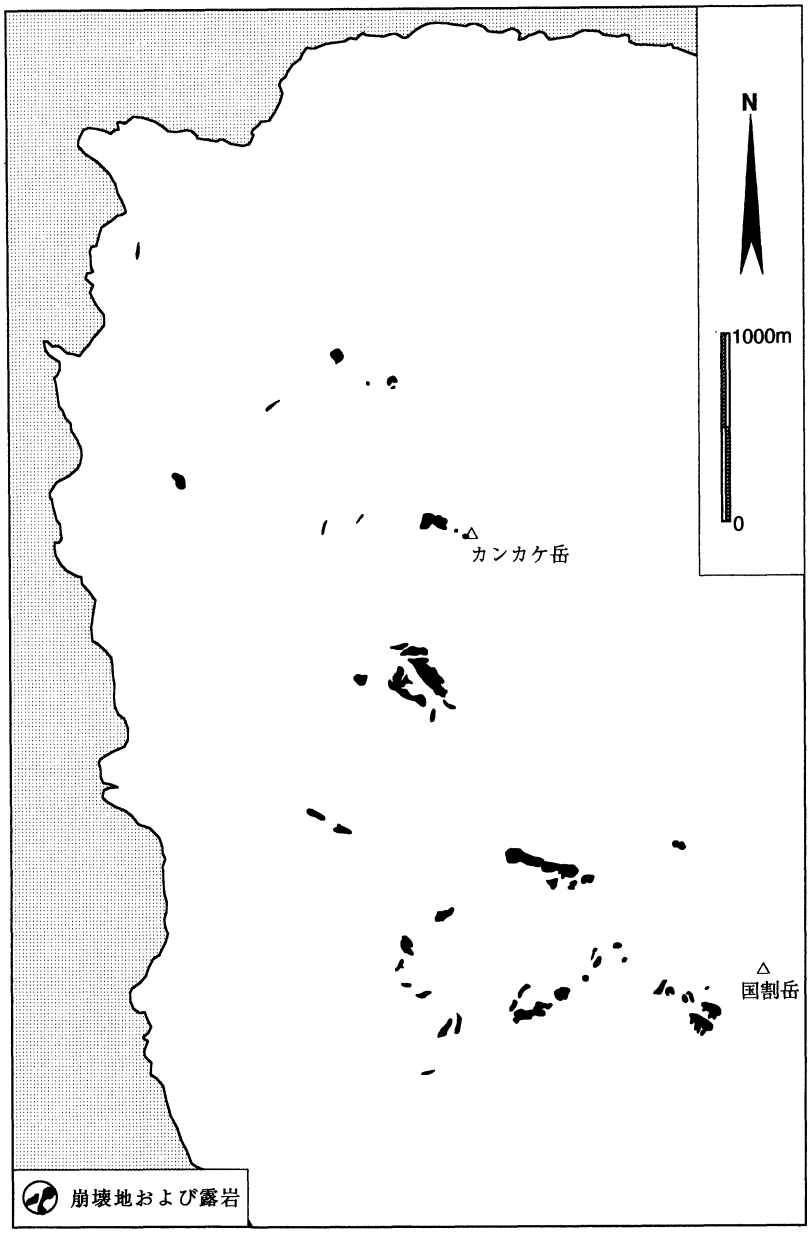
大変豊かに見えるが，このようなきわめて貧弱ともいえる土地の上に成り立っている。

6．崩壊地および露岩の分布

最近に撮影された3組みの空中写真（1985年7月15日，1990年11月7日および1994年11月27日，林野庁）を判読して，植被に覆われていない裸地の分布の変化を調べた。空中写真で確認できる裸地は，写真撮影の直前に起きた斜面崩壊によって形成されたものであるか，比較的長期間にわたって植被に覆われずに継続している露岩であるかは必ずしも明瞭に区別できないので，以下ではそれらを単に崩壊地と呼ぶ。崩壊地の抽出と面積の計測は以下のように行った。まず，崩壊地の分布域を空中写真から判読し，崩壊地の輪郭を2万5千分の1地形図「永田岳」に写し取る。このとき，判読と地形図への転記が困難な小さな崩壊地を無視し，100㎡以上の面積を有するもののみを抽出した（使用した空中写真の縮尺は約2万分の1に相当）。また，伐採跡地の内部とその周囲，および道路沿いの人工的な改変に起因すると考えられる崩壊地，そして，海岸線に沿う海食崖などは抽出しなかった。崩壊地を転記した地形図をカラーイメージスキャナ（エプソン製「GT-6500」）により，144dot/inch の解像度の画像としてコンピュータ（アップルコンピュータ製「Power Macintosh 7100」）に取り込み，画像処理ソフトウェア「NIH Image」により崩壊地の面積を測定した。面積の値はすべて平面図上に投影した面積を示し，地表の起伏を考慮した表面積ではない。

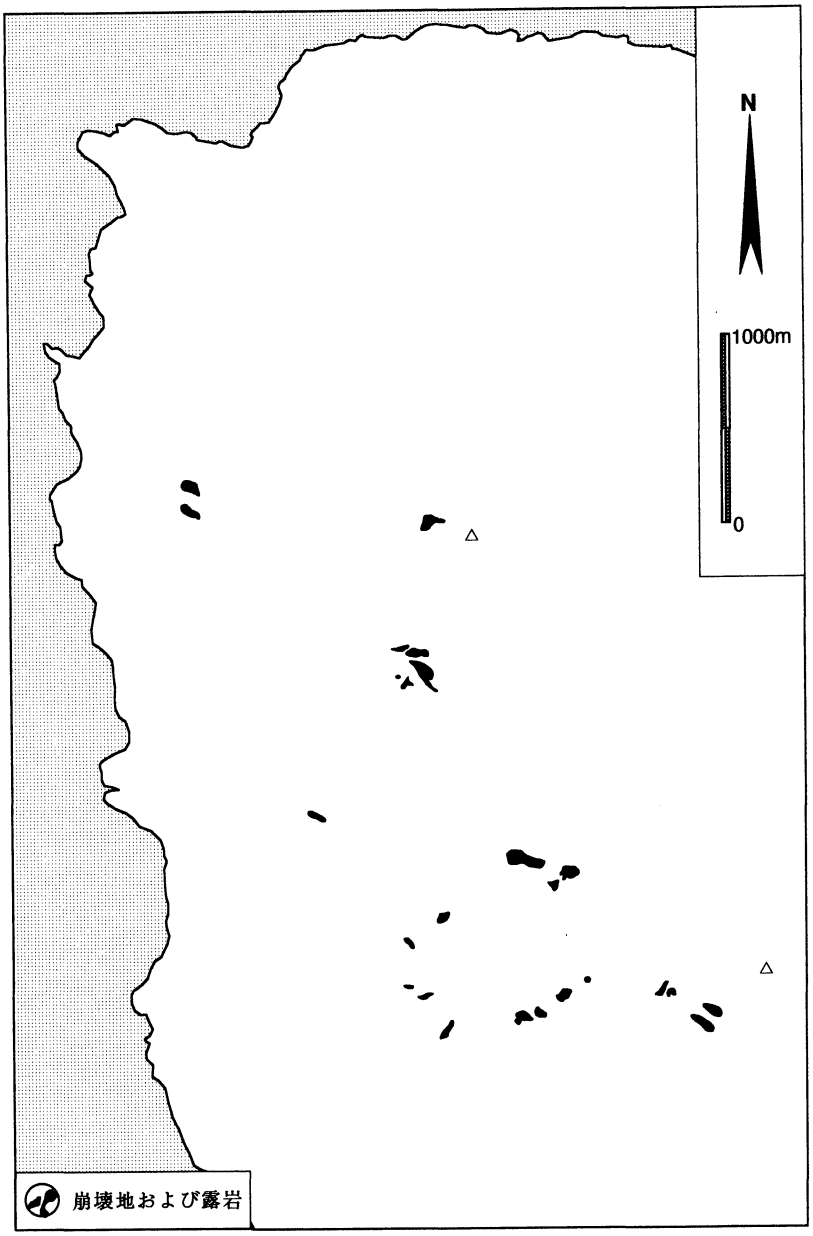
1985年の空中写真によると，崩壊値は49箇所に認められ，それらのほとんどが「山頂尾根型斜面」の末端および「尾根・等斉型斜面」に分布している（第3図，第12図）。崩壊地の下端は，渓床または河床まで達していない。崩壊地の総面積は65,787㎡で，調査地域の面積（20.85㎢）の0.31％を占める。1990年の空中写真によると，崩壊地は25箇所に認められ，1985年の場合を同様に，それらのすべてが「山頂尾根型斜面」の末端および「尾根・等斉型斜面」に分布している（第3図，第13図）。崩壊地の総面積は58,800㎡であり，調査地域の面積の0.28％を占める。1994年の空中写真では崩壊地は54箇所，総面積は176,211㎡（調査地域の面積の0.85％）である（第14図）。崖錐の斜面が崩壊している所（永田岬の東方）を除いて，1985年・1990年の場合と同様に，崩壊地のほとんどは「山頂尾根型斜面」の末端および「尾根・等斉型斜面」に分布している。一部の崩壊地の下端は，渓床または河床まで達している。しかし，崩壊地の下端から土石流堆積物が谷を広く覆っている場所は認められないし，崩積土もあまり形成されていない。このことは，急傾斜面では新鮮な花崗岩の上に直接土壌が載っているという林道沿いでの観察事実とも一致する。以上の観察結果は，これらの空中写真で認められる崩壊地のほとんどは，斜面の植被の部分のみが地盤から剥離し，落下したものであって，地盤そのものの崩壊は1985年から1994年の間には起こっていないことを示す。

1985年と1990年の写真の判読結果を比較すると，この5年間に崩壊地の数・面積共に減少している。これに対し，1994年には数・面積共に1990年の倍以上に増加している。1985年と1990年の両方の空中写真から重複して崩壊地として抽出された部分の面積は合計14,298㎡である。空中写真の撮影間隔（5年）より短い期間のうちに，崩壊して植被が回復することがなかったと仮定すると，この値（14,298㎡）と，1985年の崩壊地面積（65,787㎡）との差（51,489㎡）は，5年間のうちに消失した崩壊地の面積である。また，1990年の崩壊地面積（58,800㎡）との差（44,502㎡）は，5年間のうちに新たに生じた崩壊地の面積である。これは，1985年に存在した崩壊地の大部分が1990年までに消失し，同程度の面積の崩壊地が新規に発生したことを示し，この間については崩壊の発生と植被の回復とはおおむねバランスがとれていたものと思



第12図　崩壊地および露岩の分布図（1985年撮影の空中写真による）。

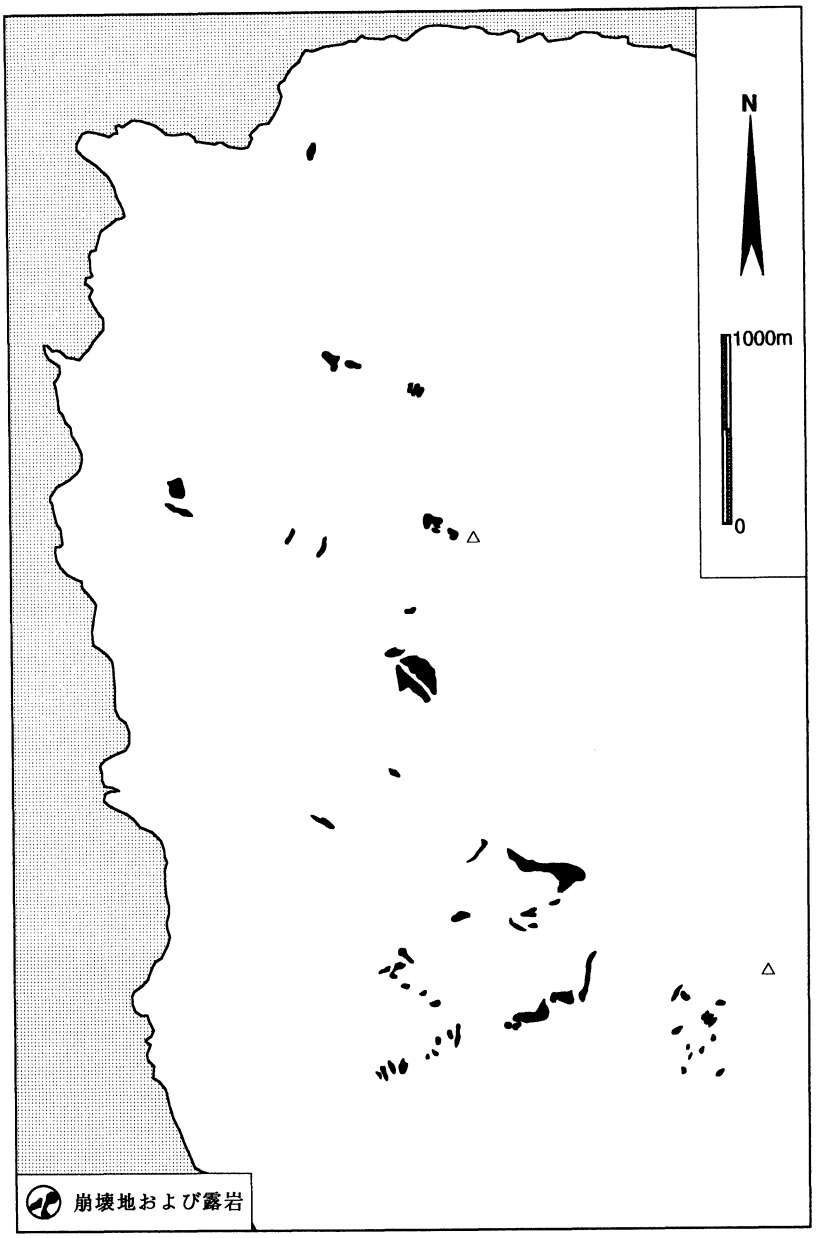
われる。同様に，1990年と1994年の両方の空中写真から重複して崩壊地として抽出された部分の面積は合計39,551m²である。空中写真の撮影間隔（４年）以内に，崩壊して植被が回復することがなかったと仮定すると，この値（39,551m²）と，1994年の崩壊地面積（176,211m²）との差（136,660m²）は，４年間のうちに新たに生じた崩壊地の面積である。1990年には崩壊地であったが1994年には消失した地域の面積は19,249m²であり，新規に発生した崩壊地の方がはるかに多い。本地域において1990年から1994年の間は，植被の回復よりも崩壊による侵食の方が圧倒的に早く進んだことになる。



第13図　崩壊地および露岩の分布図（1990年撮影の空中写真による）。

屋久島には毎年１個以上の台風が接近しているので，４－５年間隔で撮影された空中写真から崩壊地の面積が増加したことの主因を厳密に特定することは困難である。しかし，1993年の台風13号通過後に新聞紙上に報告された森林被害の様相や，冒頭に述べた，私自身による森林被害の目撃例，そして，この台風が西風成分をもった最大瞬間風速としては観測史上１～２位の強さ（松本　他，1996）であり，調査地域のカンカケ岳・国割岳の西側斜面は強風の直撃を受けたと思われることから，最も大きな原因は1993年の台風13号であると考えられる。

1990年の空中写真は，1989年の台風22号通過から約１年後，1990年の台風20号通過から約１



第14図　崩壊地および露岩の分布図（1994年撮影の空中写真による）。

カ月後に撮影されている。1975年４月～1995年３月の屋久島測候所の観測値によると，1989年台風22号と1990年台風20号についてはそれぞれ，その期間の第４位と第６位の最大瞬間風速が記録されている（松本　他，1996），にもかかわらず，1990年の空中写真では1985年よりも崩壊地は減少している。このことからも，1993年の台風13号の影響によって森林が受けた被害は最近の９年間で最も大きかったと思われる。今後，ある特定の台風による森林の被害とその回復過程を定量的に調査するためには，屋久島に台風が接近する頻度を考慮すれば，１年以内の

間隔で空中写真を撮影するか，あるいは高解像度の衛星画像の利用を試みる必要がある。

7．まとめ

永田岬からカンカケ岳・国割岳周辺にかけての調査地域の基盤岩は，ほとんどが中新世屋久島花崗岩からなり，南西部にわずかに古第三系熊毛層群相当の砂岩と泥岩砂岩互層が分布する。基盤岩の一部は崖錐堆積物に覆われ，基盤岩と崖錐堆積物は，局所的に幸屋火砕流堆積物に覆われている。

カンカケ岳・国割岳周辺において，尾根・谷が卓越して発達する方向は，屋久島全島に広域的に認められるNE-SWおよびNW-SE系のリニアメントに一致する。露頭スケールで観察できる節理は少なく，節理面の卓越的な方位とリニアメントが一致するかどうかは確認できなかった。屋久島花崗岩の一部は，著しく風化・劣化し，固結性をほとんど失っている。風化・劣化した花崗岩の分布は尾根の末端や尾根上の緩斜面に限られ，尾根の側面には分布していない。

半山プロット内に設定されたコドラートにおいて，土壌の厚さを測定した。尾根および尾根の側面では，土壌はほとんど発達しておらず，軽石または開口した節理面の間を埋めているにすぎない。基盤岩または崖錐堆積物が，厚さ40cm以上の土壌に覆われているのは尾根の直下の緩傾斜面と谷筋の一部に限られる。

1985年，1990年，および1994年撮影の空中写真の判読結果によると，崩壊地のほとんどは，斜面の植被の部分のみが崩壊したものであって，地盤そのものの崩壊は起こっていない。1994年の空中写真で確認できる崩壊地の総面積は，1985年と1990年の空中写真で確認できるものよりも2倍以上大きく，1990年から1994年の4年間に崩壊による裸地の形成が植被の回復よりも圧倒的に早く進んでいることがわかった。

謝　辞

鹿児島大学理学部の岩松暉教授には，屋久島の調査に参加する機会を与えていただきました。島根大学総合理工学部の横田修一郎教授には，現地調査の際にご協力いただきました。以上の方々に感謝いたします。この研究は，平成7年度文部省科学研究費補助金（総合研究A）「屋久島における気候変動と森林系のレスポンス」（代表：大沢雅彦，課題番号：06304003）の一部を使用して行われました。

引用文献

磯　望，1984．小楊子川流域の地形．環境庁自然保護局編，屋久島原生自然環境保全地域調査報告書，41－61．

磯　望，1986．九州地方の山地の崩壊による侵食速度について（屋久島原生自然環境保全地域を例として）．文部省科学研究費自然災害特別研究（1），九州山地における土砂災害の消長と広域火山活動に関する研究」（代表者　下川悦朗）報告書，73－92．

岩松　暉・小川内　良人，1984．屋久島小楊子川流域の地質．環境庁自然保護局編，屋久島原生自然環境保全地域調査報告書，27－39．

大沢雅彦，1996．屋久島における気候変動と森林系のレスポンス．文部省科学研究費補助金研究成果報告書，241p．

橋本　勇，1956．屋久島の時代未詳層群の層序とその地質構造および種子島西部の熊毛層群に関する１，２の事実．九州大学教養部地学研究報告，no．2，23－34．

町田　洋・新井房夫，1978．南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラーアカホヤ火山灰．第四紀研究，17，143－163．

松本　淳・岡谷隆基・江口　卓，1996．屋久島における台風の気候学的解析．文部省科学研究費補助金研究成果報告書，屋久島における気候変動と森林系のレスポンス，53－79．

野間直彦，1994．原生的照葉樹林群集の果実のフェノロジー．屋久島原生自然環境保全地域調査報告書，127－137．

佐藤岱生・長浜春夫，1979．屋久島西南部地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１地形図幅），地質調査書，47p．

SHIBATA, K. and NOZAWA, T. 1968. K-Ar ages of Yakushima Granite, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 19, 237－241.

下川　悦朗・岩松　暉，1982．屋久島永田における山くずれ・土石流災害（その１）．新砂防，No. 123，26－31．