

博士論文

宮崎県の付加体堆積岩における重力変形斜面の

地下構造と深層崩壊に関する地質学的研究

(Geological study on underground slope structure and the deep-seated
landslide related to accretionary prism in Miyazaki, Japan)

平成 27 年 3 月

林 信雄

山口大学大学院理工学研究科

学位論文内容の要旨

学位論文題目

宮崎県の付加体堆積岩における重力変形斜面の地下構造と深層崩壊に関する地質学的研究

(Geological study on underground slope structure and the deep-seated landslide related to accretionary prism in Miyazaki, Japan)

専攻名：自然科学基盤系専攻

申請者名：林 信雄

和文要旨

重力性の変形が進行した斜面（重力変形斜面）では深層崩壊が発生する可能性が高いと指摘されており（千木良，2009），それらを事前に予測するための研究が進められている．しかしながら，これらは地形学的な検討が主体であり，重力変形斜面の地下構造やその中で発生した深層崩壊との関係は明らかとなっていない．地すべり移動体に関しては，近年内部の破碎構造をもとに詳細に区分し，研究が進められているが，深層崩壊斜面では地盤が崩壊によって流出していることが多く，崩壊の原因と考えられる斜面内部の地質構造の検討は遅れている．

深層崩壊の活動を事前に予測する手法を確立するためには，重力変形斜面の地下構造やそれらの形成過程並びに深層崩壊の発生原因との関係について明らかにする必要があり，そのためには重力変形斜面の地下構造を明らかにするとともに，その中で発生した深層崩壊との関係に関する検討が求められている．

本研究では宮崎県耳川流域において，主に 2005 年に発生した深層崩壊と流域の広

域的地質，地形の特徴との係りを整理した上で，同流域で発生した塚原深層崩壊斜面において露頭やコアの詳細観察・分析を行い，斜面の地下に固結した角礫主体の地質体を見だし，これらを角礫岩と呼び，性状に基づき分類区分を行い，地下構造の検討を行った．次に同流域で発生した山須原深層崩壊斜面と今後深層崩壊へと発展する可能性のある宮崎県一ツ瀬河流域二畝の谷斜面にこの角礫岩の区分を適用し，同様に地下構造を検討した．得られたデータをもとに，これらの地下に分布する角礫岩卓越層について，その成因と形成過程並びにその中で発生した深層崩壊の原因との関係を明らかにした．

以下に本研究の主な成果を示す．

第1章では岩盤斜面の崩壊や地すべりに関して，現状の知見と問題点について整理した．地すべり移動体や重力変形斜面の一部では，近年内部の破碎構造をもとに詳細に区分し，研究が進められているが，重力変形斜面では地下構造の詳細な記載やその中で深層崩壊の発生した斜面内部の地質構造に関する検討事例がないことなどの問題点を指摘した．

第2章では耳川流域の地形・地質の概要を示し，地形・地質情報から耳川の第四紀後期の地形発達史について考察した．

第3章では2005年の宮崎県耳川流域豪雨に伴う深層崩壊について地形・地質的観点から整理を行い，深層崩壊は耳川沿いに形成された遷急線より下方斜面かつ流れ盤構造となる右岸側に多いことを明らかにした．但し，深層崩壊は流れ盤の層理面に沿って崩壊するのではなく，斜面の最大傾斜方向に発生していることから地形的な安定性の影響を強く受けていることを明らかとした．

第4章では塚原深層崩壊斜面の地下構造を検討した．当斜面下には数cmから数mの大きさの角礫を主体とする固結した角礫岩が新鮮岩盤の上部に分布し，角礫岩卓越層を形成していることを明らかにした．

また、露頭およびボーリングコアを用いた微細構造の詳細観察結果を基に、角礫岩を角礫化の進行の程度により5つに区分した。これをもとに角礫化区分図を作成した結果、複数のブロックが存在することを明らかとした。

第5章では耳川流域山須原崩壊斜面において、角礫岩の区分を基に地下構造の検討を行い、地形変換点において角礫岩の分布が不連続となっており、開口亀裂が発生していることより、当箇所がブロック境界となっている可能性を指摘した。

第6章では地表に微小変状が認められる一ツ瀬川流域二畝の谷斜面において、同様の調査・検討を行った結果、地下には角礫岩卓越層が最大層厚50mで分布し、2つのブロックが形成されている。このブロック境界は地形変換点に位置し、開口亀裂が発生しているほか、基盤岩の高まりと一致していることを明らかにした。

第7章では調査のまとめと考察および調査法の提案を行った。3箇所の重力変形斜面の地質構造を斜面の上部から下部まで連続的にかつ異なるスケールで詳細観察・記載した結果、地下には角礫や細粒の基質よりなる角礫岩が存在し、角礫岩を主体とする角礫岩卓越層を形成していることが明らかとなった。さらに角礫岩卓越層の連続性の検討より複数のブロックが形成され、ブロック境界は地形変換点や開口亀裂と一致することを明らかにした。

角礫岩卓越層では最も細粒化した箇所においてもシャープな面構造や明瞭な粘土が認められないことから、断層や地すべりによる破壊構造ではなく、地下浅部で重力によるひずみの集中によって形成された破壊構造であり、耳川や一ツ瀬川が河床を深く下刻していく過程で不安定になった斜面において形成されたものであり、第四紀後期に段階的に複数にブロック化しながら形成されたものと考えられる。

また、角礫岩卓越層の中で深層崩壊が発生しているが、これは一気に間隙水圧が上昇しうる内部構造に起因しており、新鮮岩盤と角礫岩卓越層との境界や角礫岩卓越層内部でも発生する可能性があることから、角礫岩卓越層の存在とその内部構造は今後発生する深層崩壊の前駆体である可能性が高く、深層崩壊発生の素因を評価

する際に重要な地質構造であることを明らかにした。

この研究成果をもとに事前に深層崩壊の可能性のある箇所を抽出する調査フローを作成し、各段階の留意点を示した。

第 8 章では研究成果のまとめと結論を示した。

Geological study on underground slope structure and the deep-seated landslide related to accretionary prism in Miyazaki, Japan

ABSTRACT

It is generally recognized that deep-seated landslides are likely to occur at slopes with advanced gravitational deformation (Chigira, 2009) and many studies have been conducted on prediction methods.

However, these studies are mainly based on geographic examinations and the relations between deep-seated landslides and induced landslides have not yet been determined. With regard to the landslide mass, research has been conducted on detailed classifications based on the internal fracture zones, but ground often fails by collapsing on the deep-seated landslide and their internal structures have not been identified.

To establish a prediction method for deep-seated landslides, it is necessary to clarify the internal structures and formation processes of their gravitational deformation and triggering mechanisms. Such information is in great demand. In this research, deep-seated landslides that occurred in 2005 at the Mimi River basin in Miyazaki Prefecture were first correlated with topographic and geological features. Then, detailed observation and analysis of outcrops and bedrock cores were conducted at site of the Tsukabaru deep-seated landslide that occurred in the same basin. I found geological bodies of breccia in the ground under the slope, which are called breccia rocks, I classified areas based on the brecciation process, and we examined the geological structure.

Next, a new classification of breccia rocks was applied to the Yamasubaru deep-seated landslide that occurred in the same basin and also to the Nisenotani slope in the Hitotsuse River basin of Miyazaki Prefecture, which is considered to be at risk of future deep-seated landslides. Then, the mechanisms of deep-seated landslides were evaluated along with formation causes and processes on the brecciated rock-predominant formation (BPF)

distributed below ground.

The major results of this study are given below.

Chapter 1 presents the status of current knowledge and recognized problems with regard to the collapse and landslides of rocky slopes. For landslide masses and parts of slopes related to deep-seated gravitational deformation, research conducted in recent years has classified details of the structure of fracture zones. However, some issues remain, as no real cases have been reported in which the internal structure of the slope had BPF created by gravitational deformation.

Chapter 2 provides an overview of the topography and geology of the Mimi River basin and discusses the history of Quaternary landform development in the Mimi River.

Chapter 3 presents topographic and geologic information about the deep-seated landslide that occurred in the Mimi River basin following torrential heavy rain in 2005. I show that a deep-seated landslide is likely to occur on the part of the slope that is lower than the knick line formed along the Mimi River and also on the right river bank with a dip slope structure. However, I also show that the deep-seated landslide collapsed not along the bedding planes of the dip slope but along the direction of greatest tilt of the slope, indicating a strong geographic influence.

Chapter 4 examines the underground structure of the Tsukabaru deep-seated landslides. Brecciated rocks from several centimeters to several meters in size are the main component of the bedrock upper surface, creating a BPF. I carried out detailed core logging and field observation of the BPF and classified areas into five levels based on the progression of the brecciation process. Based on these observations, classification diagram of brecciation was created showing the existence of many blocks and their internal structures.

In chapter 5, using the result of the examination of the internal structure based on the classification of breccia at the Yamasubaru deep-seated landslide in the Mimi River basin, I

point out the possibility that the distribution of breccia was discontinuous that in underground, and that a block boundary existed because there was a point of topographical change where open cracks had formed.

Chapter 6 discusses an investigation similar to the one introduced in Chapter 5, at the Nisenotani slope in the Hitotsuse River basin, where small irregularities were found in the ground surface. As a result, it was found that the maximum layer thickness of BPF distributed under the ground was 50 m, and that two blocks were formed. There was not only a point of topography change and open cracks at this block boundary, but also a form consistent with a surge of the bedrock.

In chapter 7, I summarized our research and proposed the investigation method of the findings. Detailed observation and documentation of geological features at three locations were conducted continually from the lower to the upper slope with respect to the deep-seated gravitational deformation. Breccia bedrock was found, which was composed of breccia and micro grains whose distributions and continuity form the BPF layers. Furthermore, by examining the continuity of the BPF, I found that multiple blocks were being formed and the block boundary agreed with a point topography change and open cracks.

Because sharp planar soil structures and clays were not observed at BPF layers even in the finest grained soil mass, the failure structure was not caused by the fault or the dislocations but by the strain concentration due to gravity at superficial locations. These were formed by erosion of the Mimi River and Hitotsuse River bottoms, progressively creating the brecciated slope in a number of blocks in the late Quaternary period.

In addition, deep-seated landslides occurred in BPF layers, but were caused by the internal structures in which pore water pressure can abruptly rise. Because deep-seated landslides may occur at the boundary between fresh bedrock and BPF and also within BPF

layers, it is reasonable to assume that BPF and its internal structures are precursors of future deep-seated landslides and are significant tectonic features that should be evaluated for predicting deep-seated landslides.

Based on these results, I have prepared an investigation flowchart to select the locations of potential slope failures and added some important notes at each investigation stage.

Finally, Chapter 8 presents the conclusions of this work and a summary of the research results.

論文目次

要 旨

緒 言

第 1 章 重力変形斜面の地下構造研究の背景, 目的 3

- 1.1 重力変形斜面に多発する深層崩壊
- 1.2 深層崩壊に関する研究の現状と課題
- 1.3 研究の目的
- 1.4 研究のフローと論文の構成

第 2 章 耳川流域の地形・地質 22

- 2.1 耳川流域の地形・地質概要
- 2.2 耳川の地形発達史

第 3 章 耳川流域の深層崩壊斜面の概要 37

- 3.1 耳川災害の概要
- 3.2 耳川流域の深層崩壊と地形・地質的特徴
- 3.3 塚原深層崩壊斜面の発生状況

第 4 章 塚原深層崩壊斜面の地下構造 42

- 4.1 地形・地質概要
- 4.2 地下構造の記載と分類
- 4.3 角礫岩の分布と性状

第5章 耳川流域山須原深層崩壊斜面の地下構造	106
5.1 調査位置および地形概要	
5.2 深層崩壊の発生状況	
5.3 地質・地質構造	
5.4 深層崩壊斜面側の内部構造	
第6章 一ツ瀬川流域二畝の谷斜面の地下構造	123
6.1 調査位置および地形概要	
6.2 斜面の変状の発生状況	
6.3 地質・地質構造	
6.4 斜面の地下構造	
第7章 考察	143
7.1 重力変形斜面の地下に分布する角礫岩の特徴	
7.2 角礫岩の成因と形成過程	
7.3 深層崩壊の発生原因	
7.4 深層崩壊の事前予測のための調査手法の提案	
第8章 まとめと結論	178
8.1 研究成果のまとめ	
8.2 結論	

謝 辞	182
文 献	183

図
表
付録

図

図-1.1	The Kitamata landslide.	8
図-1.2	(a)世界各地と(b)国内の大規模崩壊（崩壊土砂量： $>10^5\text{m}^3$ ）の分布	9
図-1.3	Topographic profile of valleys of R.Nakahara and R. Kuroko.	11
図-1.4	Schematic diagrams showing long-term hillslope development in the study area.	11
図-1.5	Landslide scars clustering at the three levels of slope breaks(black lines).	12
図-1.6	Internal deformation structures within the study slope,with red arrows marking P zone and purple bars marking bedding planes.	13
図-1.7	Boundary conditions and computational mesh for FLAC model.	13
図-1.8	平鍋深層崩壊の主要な断層および岩相の分布（予報）	14
図-1.9	地すべり移動体および断層岩類の破碎度区分	16
図-1.10	破碎度のイメージで表示したA-B断面	17
図-1.11	研究のフロー	21
図-2.1	宮崎県の地形	23
図-2.2	耳川流域の地形と水系図	24
図-2.3	耳川流域の傾斜区分図	25
図-2.4	九州南部の地帯構造区分図	27
図-2.5	椎葉村地域の地質総括図	28
図-2.6	いくつかの山地の成長曲線	30
図-2.7	宮崎平野の過去100万年間の層序とMISとの対比およびテクトニクス	31
図-2.8	塚原ダム右岸側斜面全景	32

図-2.9	塚原崩壊地点後方から耳川上流の全景	33
図-2.10	耳川縦断面図と遷急線および傾斜変換線	35
図-2.11	耳川の地形発達史	36
図-3.1	崩壊地・不安定斜面分布図（塚原ダム）	40
図-3.2	塚原地点において2005年9月に発生した深層崩壊箇所の航空写真（2005年10月撮影）	41
図-4.1	2005年9月の塚原深層崩壊箇所の崩壊発生前の航空写真（1985年撮影）	44
図-4.2	塚原深層崩壊箇所周辺の地質平面図	45
図-4.3	塚原深層崩壊箇所の地質平面図	46
図-4.4	塚原深層崩壊箇所の地質断面図（A断面）	48
図-4.5	塚原深層崩壊箇所の地質断面図（E断面）	48
図-4.6	塚原深層崩壊箇所の調査箇所位置図	51
図-4.7	角礫岩のコア写真 K-1孔（0～18m区間）	53
図-4.8	角礫岩のコア写真（K-3孔；深度14.5～14.9m）	54
図-4.9	角礫岩のコア写真（T14-18孔；深度31.7～31.8m）	54
図-4.10	角礫岩のコア写真（P-2孔；深度24.5～24.7m）	55
図-4.11	角礫岩のコア写真（T14-18孔；深度31.4～31.5m）	55
図-4.12	角礫岩のコア写真（K-3孔；深度19.1～19.2m）	57
図-4.13	角礫岩のコア写真（K-3孔；深度23.3～23.5m）	57
図-4.14	角礫岩のコア写真（T14-18孔；深度34.4～34.5m）	58
図-4.15	角礫岩のコア写真（P-8孔；深度14.5～14.8m）	58
図-4.16	角礫岩のコア写真（P-2孔；深度23.4～23.5m）	60

図-4.17	角礫岩のコア写真 (P-8孔; 深度14.8~14.9m)	60
図-4.18	角礫岩の薄片写真, 直交ポーラー (P-8孔; 深度14.8~14.9m)	61
図-4.19	塚原深層崩壊箇所の滑落崖観察位置図	63
図-4.20	塚原深層崩壊箇所の滑落崖全景および露頭観察位置	64
図-4.21	滑落崖スケッチ (s k 1)	65
図-4.22	滑落崖スケッチ (s k 1-①)	66
図-4.23	滑落崖スケッチ (s k 1-②)	68
図-4.24	滑落崖スケッチ (s k 1-③)	68
図-4.25	滑落崖スケッチ (s k 1-④)	70
図-4.26	滑落崖スケッチ (s k 2)	71
図-4.27	滑落崖スケッチ (s k 2-①)	72
図-4.28	滑落崖スケッチ (s k 3)	73
図-4.29	滑落崖スケッチ (s k 3-①)	74
図-4.30	岩盤と角礫岩卓越層との境界写真 (s k 4-①)	76
図-4.31	岩盤と角礫岩卓越層との境界スケッチ (s k 4-①)	76
図-4.32	岩盤と角礫岩卓越層との境界のスラブ観察 (s k 4-①)	77
図-4.33	角礫岩のコア写真 (P-1孔; 深度12.1~12.2m)	79
図-4.34	角礫岩コアのX線CT写真 (P-1孔; 深度12.1~12.2m)	79
図-4.35	角礫岩コアのX線CT写真 (K-1孔; 深度0~6m)	81
図-4.36	角礫岩コアのX線CT写真 (K-1孔; 深度6~12m)	82
図-4.37	角礫岩コアのX線CT写真 (K-1孔; 深度12~18m)	83
図-4.38	角礫岩の粒度加積曲線 (s k 4地点より採取)	86
図-4.39	角礫岩の粒度分布 (K-1孔)	86
図-4.40	角礫岩の区分	88
図-4.41	角礫岩コアの区分(1), K-3孔; 深度14.5~14.9m	88

図-4.42	角礫岩コアの区分(2), P-2孔; 深度24.5~24.7m	89
図-4.43	角礫岩コアの区分(3), T14-18孔; 深度31.7~31.8m	89
図-4.44	角礫岩コアの区分(4), T14-18孔; 深度31.4~31.5m	91
図-4.45	角礫岩コアの区分(5), T14-18孔; 深度34.4~34.5m	91
図-4.46	角礫岩コアの区分(6), P-8孔; 深度14.5~14.8m	92
図-4.47	角礫岩コアのX線CT画像による角礫岩の区分(1)	93
図-4.48	角礫岩コアのX線CT画像による角礫岩の区分(2)	94
図-4.49	塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図(A断面)	96
図-4.50	塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図(B断面)	96
図-4.51	塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図(E断面)	97
図-4.52	滑落崖(sk2)における角礫岩の区分	98
図-4.53	滑落崖(sk3)における角礫岩の区分	99
図-4.54	深層崩壊発生前の角礫化区分図(A断面)	101
図-4.55	深層崩壊発生前の角礫化区分図(C断面)	101
図-4.56	ブロックIIの内部構造概念図	103
図-4.57	深層崩壊発生前の角礫化区分図(D断面)	103
図-4.58	深層崩壊発生前の角礫化区分図(F断面)	105
図-4.59	塚原深層崩壊箇所のブロックの分布図	105
図-5.1	山須原深層崩壊箇所の崩壊前後の航空写真判読	107
図-5.2	山須原深層崩壊斜面の全景(平成17年9月台風14号通過直後)	109
図-5.3	山須原深層崩壊箇所地質平面図	110
図-5.4	山須原深層崩壊箇所の地質断面図(A断面)	111
図-5.5	代表的なボーリングコアの柱状図とコア写真(Y5-2孔)	114
図-5.6	切土のり面スケッチ	116

図-5.7	開口亀裂箇所地下の性状	116
図-5.8	開口亀裂箇所地下の状況(拡大)	117
図-5.9	のり面からの湧水状況	117
図-5.10	山須原深層崩壊箇所の角礫化区分図(A断面)	119
図-5.11	山須原深層崩壊箇所における深層崩壊前の角礫化区分図(A断面)	121
図-5.12	山須原深層崩壊箇所におけるブロック区分	122
図-6.1	一ツ瀬川流域の地形	124
図-6.2	二畝の谷斜面周辺の地形	125
図-6.3	二畝の谷全景	127
図-6.4	二畝の谷斜面の地表経緯	128
図-6.5	二畝の谷斜面の開口亀裂の状況	129
図-6.6	二畝の谷斜面の地質平面図	131
図-6.7	二畝の谷斜面の地質断面図(d断面)	133
図-6.8	二畝の谷斜面の地質断面図(7断面)	133
図-6.9	二畝の谷斜面で採取された代表的なボーリングコア(VB-7孔)	135
図-6.10	二畝の谷斜面における頁岩露頭(2011年)	137
図-6.11	二畝の谷斜面における頁岩露頭(2012年)	137
図-6.12	二畝の谷斜面の頁岩露頭(地質区分)	138
図-6.13	二畝の谷斜面の頁岩露頭(角礫岩区分)	138
図-6.14	二畝の谷斜面における角礫化区分図(d断面)	139
図-6.15	二畝の谷斜面における角礫化区分図(7断面)	139
図-6.16	二畝の谷斜面のブロックの分布	142

図-7.1	成因を示すモデル図	145
図-7.2	大断面斜面掘削の事例 現場平面図, G P S 計測およびパイプひずみ計位置図	147
図-7.3	主計測断面図 (断面No.19)	147
図-7.4	最大剪断ひずみ分布図	147
図-7.5	耳川の浸食と塚原重力変形斜面におけるブロックの形成発達モデル	151
図-7.6	塚原深層崩壊箇所における深層崩壊発生のモデル図 (C断面)	153
図-7.7	塚原深層崩壊箇所における地下水位観測結果 (T14-2孔)	153
図-7.8	山須原深層崩壊箇所における深層崩壊発生原因 (A断面)	155
図-7.9	山須原深層崩壊箇所における地下水位観測結果 (YW-1, YW-2, YW-3孔)	155
図-7.10	二畝の谷斜面における降雨量と伸縮計, 地下水位の関係	158
図-7.11	深層崩壊抽出の調査フロー	161
図-7.12	重力変形斜面の斜面地形と角礫岩卓越層の分布 (内部) の関係	166
図-7.13	ステップ2	172
図-7.14(1)	ステップ4	172
図-7.14(2)	ステップ4	173
図-7.14(3)	ステップ4	173
図-7.15(1)	ステップ5	174
図-7.15(2)	ステップ5	174
図-7.15(3)	ステップ5	175
図-7.16(1)	ステップ7	176
図-7.16(2)	ステップ7	176
図-7.16(3)	ステップ7	177

図-7.16(4)	ステップ7	177
-----------	-------	-----

表

表-1.1	用語の定義	5
表-1.2	地すべり移動体および断層岩類を構成する破碎岩類の識別と破碎度区分	16
表-7.1	斜面地形とブロックの分布との関係	160

付録

1. 斜面に関する用語の定義と重力変形斜面の研究
2. 塚原深層崩壊斜面地質関連資料
3. 山須原深層崩壊斜面地質関連資料
4. 二畝の谷斜面地質関連資料

緒言

2011年以降、各地で深層崩壊による被害が報告されており（千木良ほか，2012；稲垣，2013；松井ほか，2013；笹原ほか，2012；横山，2012），それらを事前に予測するための研究が行われている（井口ほか，2012；笹原ほか，2012；千木良ほか2012；千木良，2013）。

深層崩壊や地すべりを事前に予測するため、近年、レーザープロファイラなどにより斜面の微細な地形情報が得られている（八木ほか，2003；千木良ほか，2010；千木良，2012；Chigira，2014）。

深層崩壊斜面地下の内部構造の検討例としては、2011年台風6号によって奈半利川流域の高知県平鍋地区において発生した深層崩壊斜面を対象にした研究が挙げられる（横山，2012）。しかし、それらは滑落崖周辺の露頭観察が主体であり、岩盤の内部構造の検討は十分になされていない。

また、2011年台風12号によって熊野川流域の奈良県長殿地区において発生した深層崩壊では、深層崩壊斜面の主に外側でボーリング調査が実施され、流れ盤の層理面と下流側断層面によるクサビ状の構造が崩壊の素因と指摘されたが（桜井ほか，2013），深層崩壊箇所内部構造の検討は十分ではない。

一方、地すべりに関しては、脇坂ほか（2010）によってボーリングコアを用いた地すべり内部の詳細な記載がなされ、破碎区分が行なわれている。

深層崩壊斜面地下の内部構造に関しては、多くの深層崩壊が発生しているにもかかわらず、検討された事例は少ない。この原因として、深層崩壊斜面では地盤が崩壊によって流出してしまい、内部構造を観察することが困難であることがあげられる。このため重力変形斜面の地下構造やその中で発生した深層崩壊斜面地下の内部構造を考察できる箇所において、岩盤内部構造に関する詳細な情報を得ることが求められている。

本研究は重力変形斜面において、その地下構造を詳細に記載・分析することにより、深層崩壊の原因を明らかとするための基礎研究である。以下に、本研究の論文の構成を示す。

本論文は、8つの章から構成される。

第1章では岩盤斜面の崩壊や地すべりに関して、現状の知見と問題点について整理した。

第2章では耳川流域の地形・地質の概要を示し、地形・地質情報から耳川の第四紀後期の地形発達史について考察した。

第3章では2005年の宮崎県耳川流域豪雨に伴う深層崩壊について地形・地質的観点から整理をした。

第4章では塚原深層崩壊斜面の地下構造を検討した。当斜面下には数cmから数mの大きさの角礫を主体とする固結した角礫岩が新鮮岩盤の上部に分布し、角礫岩卓越層を形成している。角礫岩を角礫化の進行の程度により5つに区分し、これをもとに角礫化区分図を作成し、地下構造を検討した。

第5章では耳川流域山須原崩壊斜面において、塚原崩壊斜面で採用した角礫岩の区分を適用し、地下構造を検討した。

第6章では今後、深層崩壊へと発展する可能性のある一ツ瀬川流域二畝の谷斜面において、同様に角礫岩の区分を適用し地下構造を検討した。

第7章では重力変形斜面の地下に形成された角礫岩の成因と形成過程について考察するとともに、重力変形斜面の中で発生した深層崩壊の発生との関連性について考察した。また、今後深層崩壊へと発展する可能性のある二畝の谷の調査事例をもとに深層崩壊の事前予測のための調査フローを作成し、各段階の留意点について整理を行った。

第8章では研究成果のまとめと結論を示した。

第1章 重力変形斜面の地下構造研究の背景, 目的

1.1 重力変形斜面に多発する深層崩壊

重力性の変形が進行した斜面（重力変形斜面）では深層崩壊が発生する可能性が高いと指摘されている（千木良, 2009）.

深層崩壊という用語は羽田野（1974）がはじめて使用しており, その後地頭菌・下川（1998）ほかが使用しているが詳しい定義はされていない. 千木良（2006）は深層崩壊という用語を使用し, 地質構造の特徴に原因があるものと記している. また, 鈴木ほか（2007）は深層崩壊を崩壊土砂量が 10 万 m^3 以上, 崩壊深さが概ね 5 m 以上と具体的な数字を示して定義し, 深層崩壊発生箇所的地形的特徴とその抽出手法の検討が行われている.

また, 海外では世界各地でも大規模崩壊現象の発生と災害などについて報告が行なわれている（Korup et al, 2007）. これによると大規模崩壊は様々な用語で定義されており, Landslide, Giantlandslide, Deep-seated landslide, Rockslide, Catastrophic landslide を含んでいる.

2009 年には台風 8 号に伴う豪雨で, 台湾高雄県小林村で付近の山の深層崩壊による土石流により, 川沿いの集落が流され, さらに天然ダムが発生し, 欠壊して, 結局集落全体が壊滅した（社団法人砂防学会, 2011）.

2010 年には, NHK スペシャル「深層崩壊が日本を襲う」において, 台湾における災害を「深層崩壊」として放送し, 「深層崩壊」という用語が社会一般で受け入れられるようになった.

しかし, 深層崩壊という用語はしばしばマスコミなどに取り上げられるが, その定義は明確になされていない.

砂防学会では深層崩壊を「山崩れ・崖崩れなどの斜面崩壊のうち, すべり面が表

層崩壊よりも深部で発生し、表層土だけでなく、深部の地盤までも崩壊土塊となる比較的規模の大きな崩壊現象」と定義している。

一方、(独) 土木研究所 (2010) は、深層崩壊の発生のある恐れのある溪流抽出マニュアル (案) のなかで、深層崩壊の特徴として、①斜面を構成する土塊は崩壊と同時にバラバラになって移動するか、あるいは原型を留めてすべり始めた後にバラバラになる。②崩壊土塊 (土砂) は高速で移動する。③崩壊土塊 (土砂) の大部分は崩壊範囲の外へ移動するが多いとしている。

千木良 (2012) は、深層崩壊に関して、それと類似した用語である大規模崩壊や巨大崩壊が平面的に規模 (面積) が大きいものを対象にしているのに対し、深層崩壊は平面的な広がりではなく、断面的な広がりについている点が特徴であるとしながらも、厳密な定義は難しいと考えている。また、深層崩壊を強いて定義するならば、「体積が大きいとともに斜面表層の風化物や崩積土だけでなく、その下の岩盤をも含む崩壊で、地質構造に起因したもの」と記しているが、定義をすると不正確になることもあり、漠然とであるが便利な用語として用いるのが現実的と記している。

したがって、深層崩壊の定義は確定はしていないが、「規模が大きく、移動速度が大きく、その被害も甚大である」という点では共通の認識と考えられる。

本研究では深層崩壊を「崩壊体積が大きいとともに斜面表層の風化物や崩積土だけでなく、その下の岩盤をも含む崩壊で、地質構造に起因したものであり、特定のすべり面を有せず移動体が解体し、壊れ、急速に移動する現象」と定義する。

本研究で使用する用語の定義を表-1.1 に示す。

表-1.1 用語の定義

用 語	定 義
<p>深層崩壊 (deep-seated landslide)</p>	<p>崩壊体積が大きいとともに、斜面表層の風化物や崩積土だけでなく、その下の岩盤をも含む崩壊で、地質構造に原因したものであり、特定のすべり面を有せず移動体が解体し、壊れ、急速に移動する現象とする。</p>
<p>地すべり (land slide)</p>	<p>斜面を構成する物質が斜面下方へ塊の状態に運動する現象（日本地すべり学会，2004）とし，ここでは特定のすべり面を有し，緩慢に移動するものとする。</p>
<p>重力変形斜面 (slope related to the deep-seated gravitational deformation)</p>	<p>Sackung(Zischinsky, 1966) や 岩 盤 ク リ ー プ (Mass rock creep)(Radbruch-Hall, 1978;千木良, 1984;Chigira, 1992)など斜面が重力によって変形した結果として生じる地形とする。</p> <p>重力変形斜面は周囲の斜面と比べて谷の発達のないのっぺりとした斜面や周囲の斜面と異なる凸型の縦断面をもつ尾根，山稜部へ山腹にかけての凹地や不規則な段差，小崖などで特徴づけられる(Ambrosi and Crosta, 2006)。</p> <p>不安定斜面も重力変形斜面と同様とする。</p>
<p>遷急線 (knick line)</p>	<p>山地斜面において，尾根から麓に向って傾斜が急になる地点（傾斜変換点）がある。この点を遷急点といい，遷急点を連ねた線を遷急線と呼ぶ。</p> <p>その成因はさまざまであるが，主として①谷の若返り作用，②ロックコントロール(rock control)のいずれか，またはその両方によると</p>

	<p>考えられる。①に關係する遷急線が何段かある場合、その起源は高位のものほど古く、低位のものほど新しい。この場合、上位の相対的に古い斜面領域を下位の新しい斜面領域が蚕食する形で、浸食が進んでいるということになり、この遷急線を浸食前線(erosion front)と言い換えることができる（日本地すべり学会，2004）。</p>
<p>斜面カルテ (karte forevaluating a slope)</p>	<p>国土交通省が実施している地すべり危険箇所点検の地すべり斜面が広く知られており、斜面の概況・地すべり地形・構造および経過経歴の概要を示すものであり、ここでは斜面の概況を記録したものを斜面カルテとする。</p>
<p>角礫岩 (brecciated rocks)</p>	<p>基盤岩の上部に分布し、二次的に地質構造が乱され、様々な大きさの角礫状に破碎され、角礫と角礫間を埋める細粒化した基質からなる固結した部分とする。</p>
<p>角礫岩卓越層 (breccia-predominant formation)</p>	<p>角礫岩が連続して分布する範囲を角礫岩卓越層とする。</p>
<p>深層崩壊斜面地下の内部構造 (internal structure of slope underground of deep-seated landslide)</p>	<p>深層崩壊斜面地下の内部構造とは、深層崩壊によって流出した部分の内部構造を示す。深層崩壊によって角礫岩卓越層が全て流出されず残存した部分（崩れ残り）は深層崩壊が発生した崩壊面より地下の部分や周縁部として扱う。</p> <p>したがって、深層崩壊斜面地下の内部構造は深層崩壊が発生した崩壊面より地下部分や周縁部から推定したものとなる。</p>
<p>ブロック (block)</p>	<p>角礫岩卓越層の内部で、角礫岩の区分が連続するような同じ挙動をしてきたエリアをブロックとする。</p>

1.2 深層崩壊に関する研究の現状と課題

(1) 深層崩壊に関する研究の現状

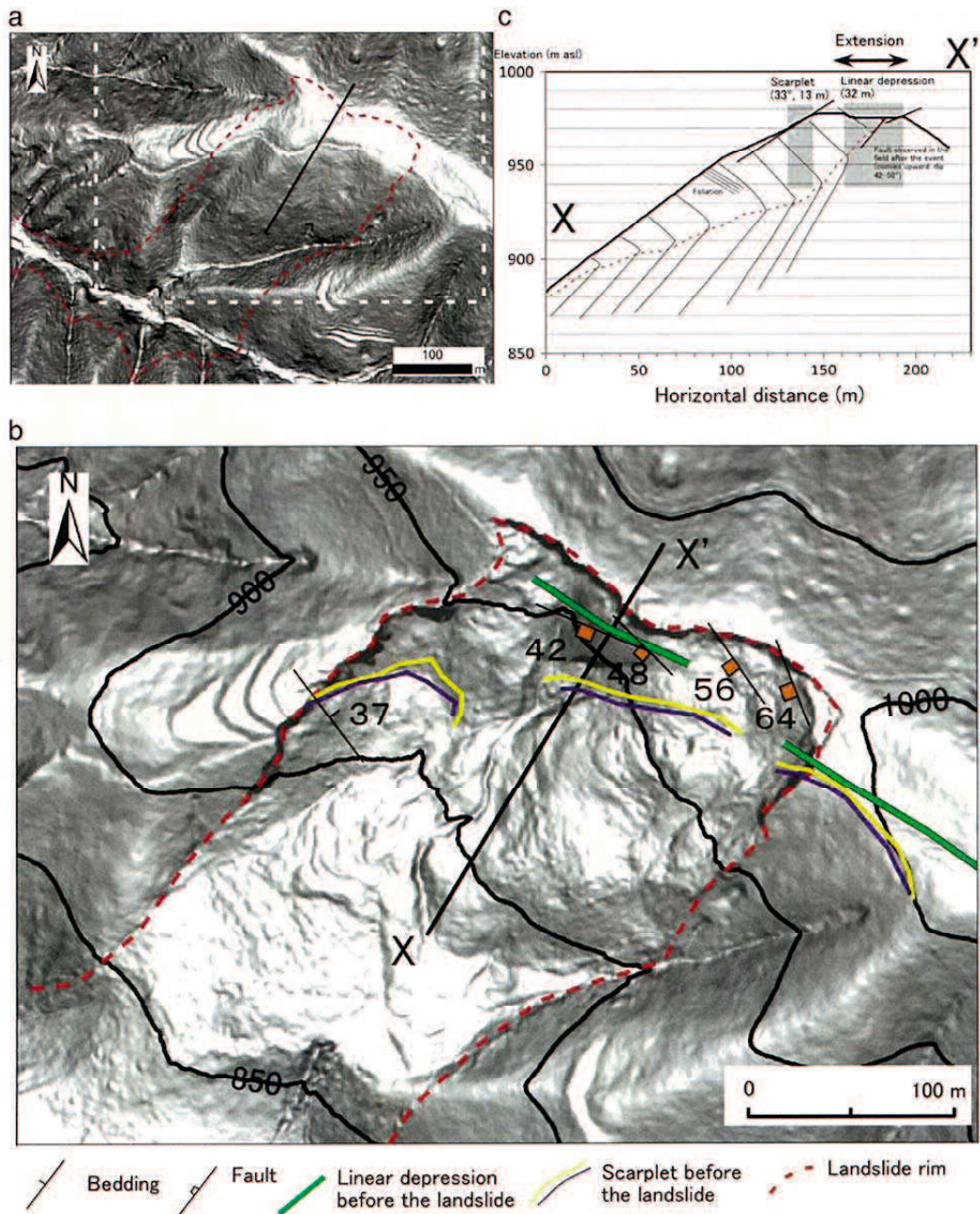
深層崩壊は重力変形斜面で発生する可能性が高いと指摘されており(千木良, 2009), 近年甚大な土砂災害をもたらす地質災害として社会の関心が高まっている。

最近, 各地で深層崩壊による被害が報告されており(千木良ほか, 2012; 笹原ほか, 2012; 横山, 2012; 稲垣, 2013; 桜井ほか, 2013), 深層崩壊の活動を事前に予測するための研究が行われている(井口ほか, 2012; 笹原ほか, 2012; 千木良ほか, 2012; 千木良 (2013)。

近年, 急速に開発の進んでいるレーザープロファイラにより深層崩壊や地すべりを発生する斜面の微地形などに関する情報が多く得られるようになった(八木ほか, 2003; 千木良ほか, 2010; 千木良, 2012)。

Chigira et al(2013)は航空レーザー測量により得られた 1 mDEM データから深層崩壊が発生する以前の斜面頭部に滑落崖や線状凹地を見だし, これらをもとに新たに小崖比を定義し(斜面の最大傾斜方向に沿って測定した小崖の水平長さを斜面全体の水平長さで除したもの), 深層崩壊の発生箇所は 5~21%の範囲にあるとしている。(図-1.1)。

五味ほか(2013)は我が国を含む世界各地で発生した大規模崩壊箇所について整理を行い(図-1.2), 大規模崩壊は造山運動の活発な北南米西海岸, ニュージーランド, 日本や東南アジアの環太平洋地域やヒマラヤ山系, ヨーロッパアルプスなどの山岳地帯(図-1.2 (a)), 国内の大規模崩壊は九州山地, 中央構造線沿いの四国から近畿, 中部山地から東北中央山地にかけて分布していることを明らかとした(図-1.2 (b))。我が国の大規模崩壊の発生した地域における山地の平均隆起速度は 1~3m/ka と報告されており(米倉ほか, 2011), 国内の深層崩壊の分布は隆



☒-1.1 The Kitamata landslide.

a) Image of the slope before the landslide.

b) Geological cross-section. Numbers are slope angles and horizontal lengths along the slope line.

c) Image of the slope showing geological features after the landslide. The symbols for linear depressions and scarps are shown for their pre-landslide locations.

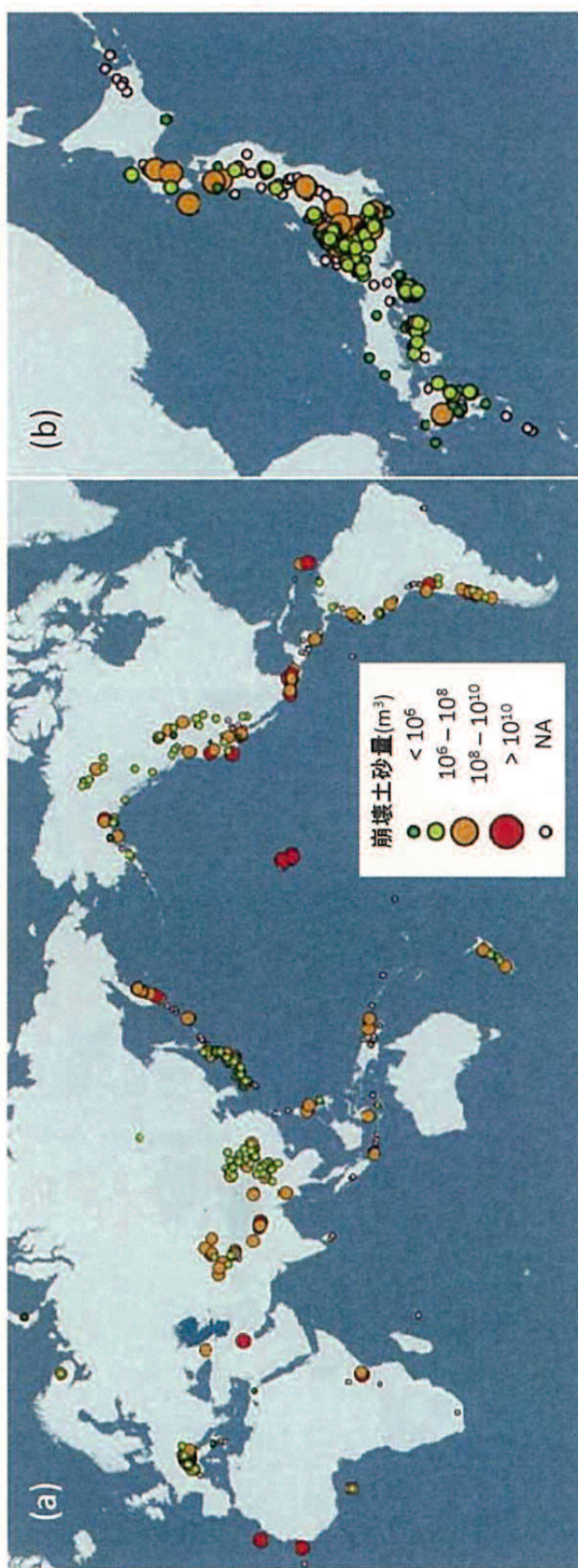


図-1.2 (a)世界各地と(b)国内の大規模崩壊(崩壊土砂量: >10⁶m³)の分布(五味高志ほか, 2013)

起量の多い地域に集中している（内田ほか，2007）。

千木良（2006），Chigira（2009）は，耳川流域を含め近年の豪雨によって発生した大規模崩壊事例について，崩壊前の空中写真を基に検討を行った結果，大規模な崩壊には地形的に遷急線近傍で発生したものが多く，地形的に長期間に地形発達と斜面の不安定化を反映しており，不規則な凹凸地形はクリープによる可能性が高いとしている。

平石ほか（2011）は，紀伊山地の中原川の流域において，遷急線の分布と山体重力変形・地すべり分布との関係から河川の下刻によって上方斜面に重力変形が発生したと考察している（図-1.3~1.4）。

西井ほかは（2011）飛騨山脈中央に位置する野口五郎岳周辺において，重力変形斜面の頭部に形成された線状凹地について，露出年代測定法を用いて形成時期を検討し，カール壁に分布する線状凹地は 6000 年前，野口五郎岳山頂の線状凹地は 9000 年前と考察している。

Tsou et al(2014)はダーハン川流域（北台湾）上流において，河川下刻の履歴に伴う岩盤斜面のその後の反応について解析し，3 段の遷急線とそれに対応する崩壊斜面からなることを明らかとし，また遷急線については，宇宙線核種年代法によって最も古い遷急線の年代を 15 万年前と考察している（図-1.5）。

また，Hou et al(2014)は頁岩の流れ盤斜面において，数値シュミレーションを行い，河川下刻過程と斜面の変形の関連を検討している（図-1.6~1.7）。

深層崩壊斜面地下の内部構造の検討は，2011 年台風 6 号によって奈半利川流域の高知県平鍋地区において発生した深層崩壊斜面において実施されている（横山，2012）が，滑落崖周辺の露頭観察が主体であり，岩盤の内部構造の検討は十分になされていない（図-1.8）。

一般に，深層崩壊斜面では地盤が崩壊によって流出しているため，内部構造を直接観察することが困難な場合が多い。

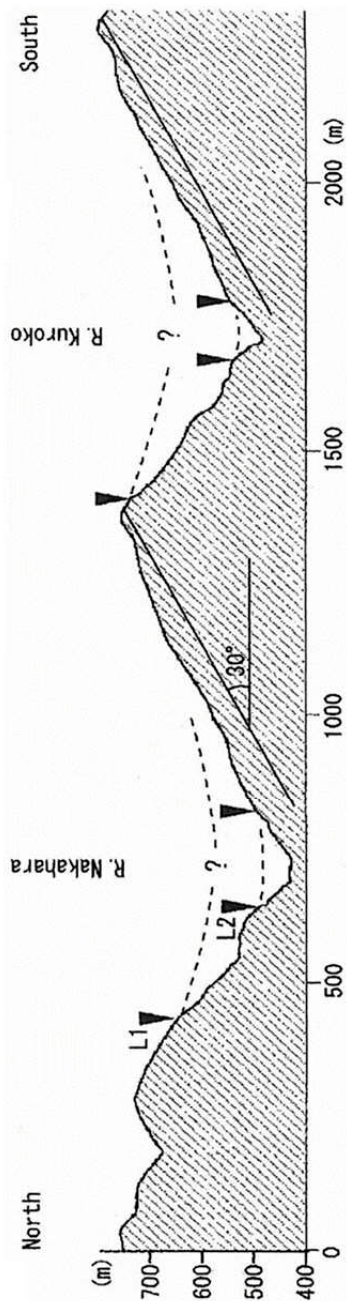


Figure 1.3 Topographic profile of valleys of R. Nakahara and R. Kuroko. Black triangles indicate slope breaks L1 and L2. Dotted lines are roughly estimated palaeo landform.

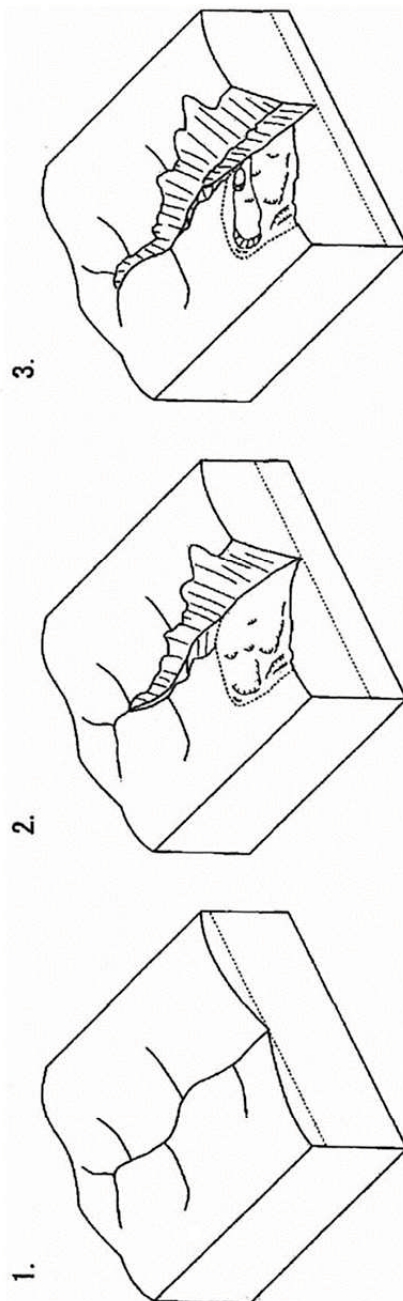


Figure 1.4 Schematic diagrams showing long-term hillslope development in the study area.
 1: Gentle and rounded palaeosurface.
 2: A knickpoint, which had been created by base-level fall, retreated upstream, forming an inner gorge. Undercut valley slopes became gravitationally unstable, gradually deformed in some parts. Outfacing slopes were more susceptible to the slope deformation.
 3: After the first knickpoint formation and upstream migration, second knickpoint was made and retreated upstream.



图-1.5 Landslide scars clustering at the three levels of slope breaks (black lines). Fewer large landslides, and numerous small landslides, show concentrated distributions around the higher slope breaks and the lowest slope breaks, respectively. An arrow indicates the direction of river flow. Oblique aerial photograph taken after Typhoon Aere in 2004 and downloaded from <http://uav.swcb.gov.tw>.

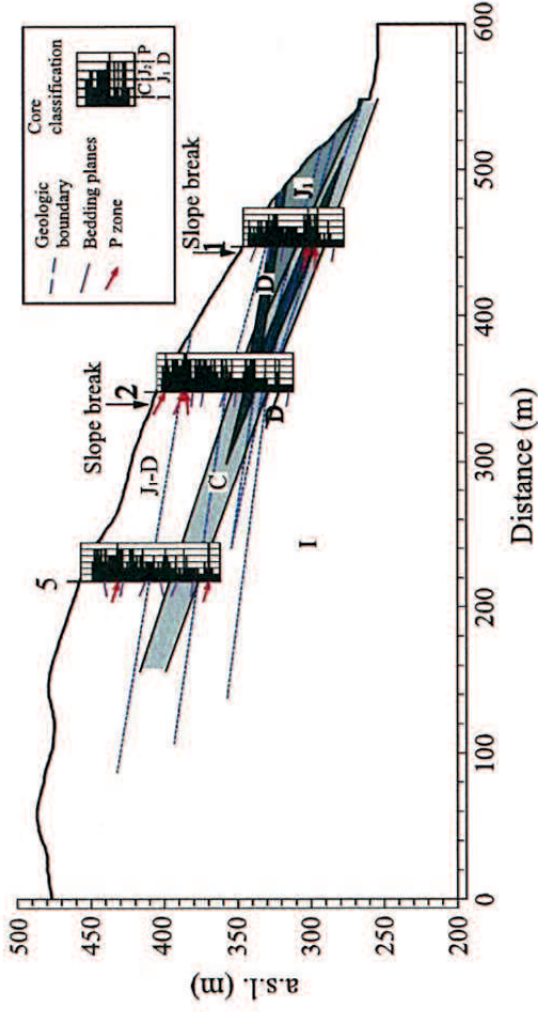


Fig-1.6 Internal deformation structures within the study slope, with red arrows marking P zone and purple bars marking bedding planes. After Chigira et al. (2013a).

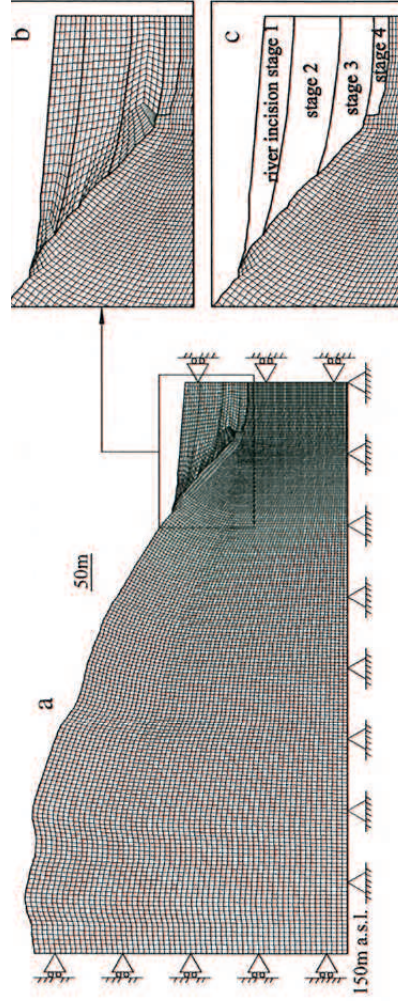


Fig-1.7 Boundary conditions and computational mesh for FLAC model. (a) Boundary conditions and computational mesh. (b) Locally magnified mesh. (c) River incision in four stages.

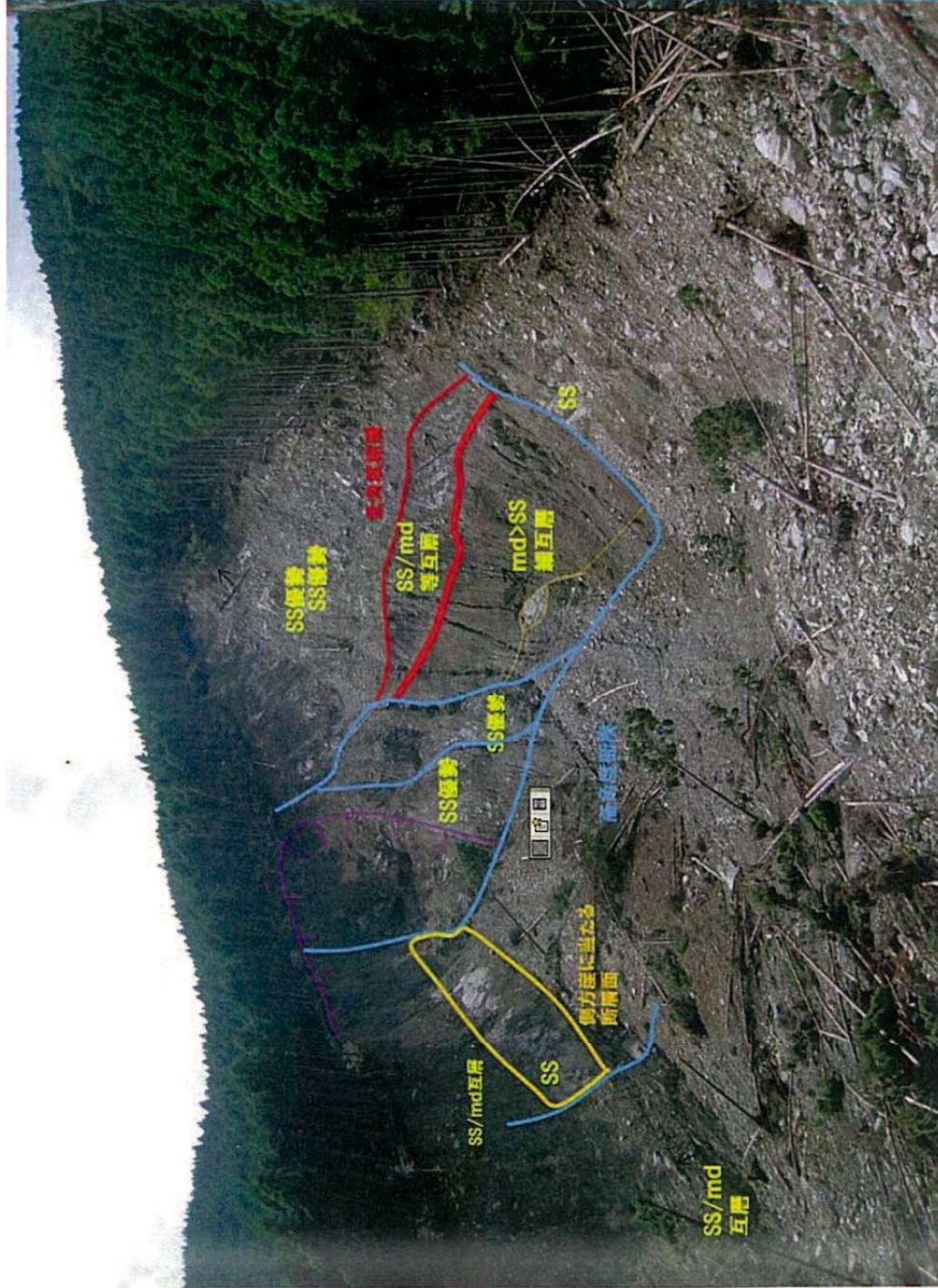


図-1.8 平鍋深層崩壊の主要な断層および岩相の分布 (予報)

2011 年台風 12 号によって熊野川流域の奈良県長殿地区において発生した深層崩壊の発生箇所では、ボーリング調査が実施され岩盤の破壊構造の検討が行なわれ、流れ盤の層理面と下流側断層面によるクサビ状の構造が深層崩壊の素因として挙げられている。しかし、ボーリング調査は深層崩壊斜面の主に外側で実施されたものであり、崩壊斜面内部の地下構造の検討は十分とはいえない（桜井ほか，2013）。

一方で、重力変形斜面から変形が進行し、緩慢な移動を示す地すべりに関しては、その内部構造に関して新たな研究が進められている。

脇坂（2012）は地すべり移動体を構成する破碎岩について、破碎構造を記載するとともに、破碎の程度により破碎度区分（Cr1a, Cr1b, Cr2, Cr3, Cr4, Cl）を行い、破碎岩の性状の違いから地すべりと断層を地質学的に認定をしている（**図-1.9**～**1.10**，**表-1.2**）。

田近（1995）は堆積岩地域の地すべり堆積物を、破碎岩相，岩屑土相，粘質土相および表土層の 4 層に区分している。

森田ほか（2002）は四国の秩父帯北帯の崩積土地すべりに分類されている打木地すべりにおいて実施されたボーリングのコアを用いて地すべり移動体の破碎度を検討し、岩片の大きさと基質の量から 7 区分している。

千木良（2010）は秩父帯の萌芽的な「すべり層」が散在する山体から採取されたコアの破碎の程度を（C, Z1, Z2, O, P）に区分し、重力変形斜面としてその内部構造を明らかとした。さらに、この山体は、ゆっくり緩慢に動きを続ければ地すべり、どこかの時点で急速になれば深層崩壊が発生するとした。

以上述べたように地すべり移動体については、最近地下構造の記載や区分がなされている。一方、深層崩壊は多数発生しているにもかかわらず、発生した重力変形斜面の地下構造に関する研究は遅れている。

原因として、深層崩壊斜面では地盤が崩壊によって流出してしまい、内部構造を直接観察することが困難である場合が多いことや、また崩壊した斜面内では急崖～

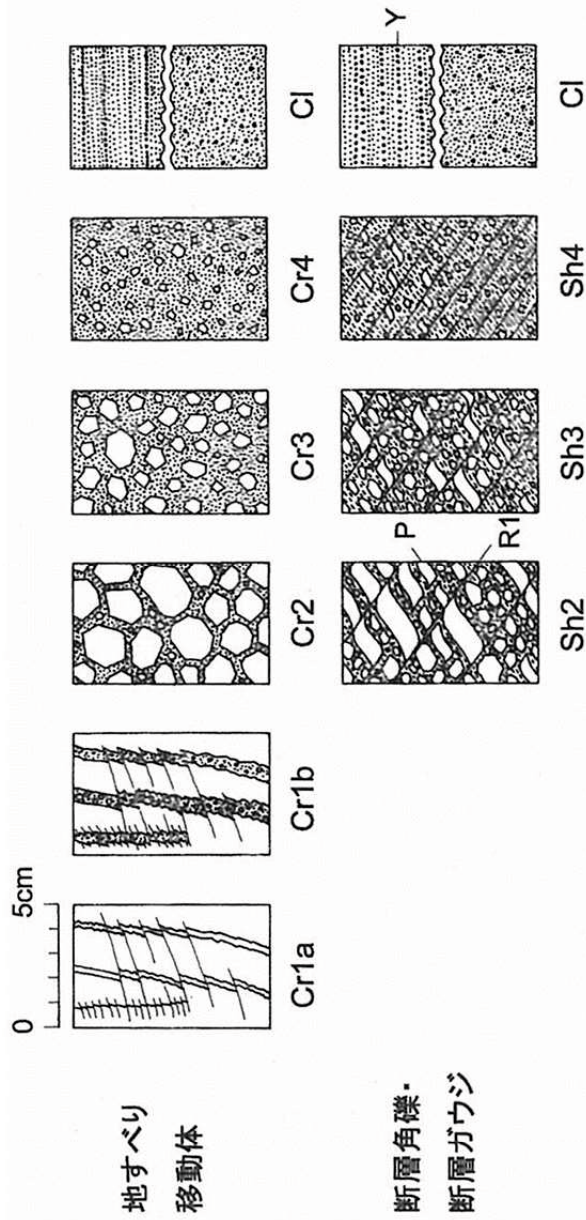


図-1.9 地すべり移動体および断層岩類の破碎度区分 断層角礫・断層ガウジ中のP, R1, Yはそれぞれ複合面構造のP面(P-foliation), R1面, Y面を示す。

表-1.2 地すべり移動体および断層岩類を構成する破碎岩類の識別と破碎度区分

記号	破碎の状態	構成物質		粒度分布		複合面構造				
		角礫の中央粒径	基質の量	地すべり	断層	地すべり	断層			
地すべり	粘土～砂 角礫岩	地すべり・断層共通 粘土～砂	60%以上	連続	連続	場合によってあり	あり			
Cr4								2-5mm	不連続	連続
Cr3								5-15mm		
Cr2								15mm以上		
Cr1b	開口割れ目を細粒物が充填									
Cr1a	開口割れ目									

平成24年 2月

地すべり移動体の特徴づける破砕岩

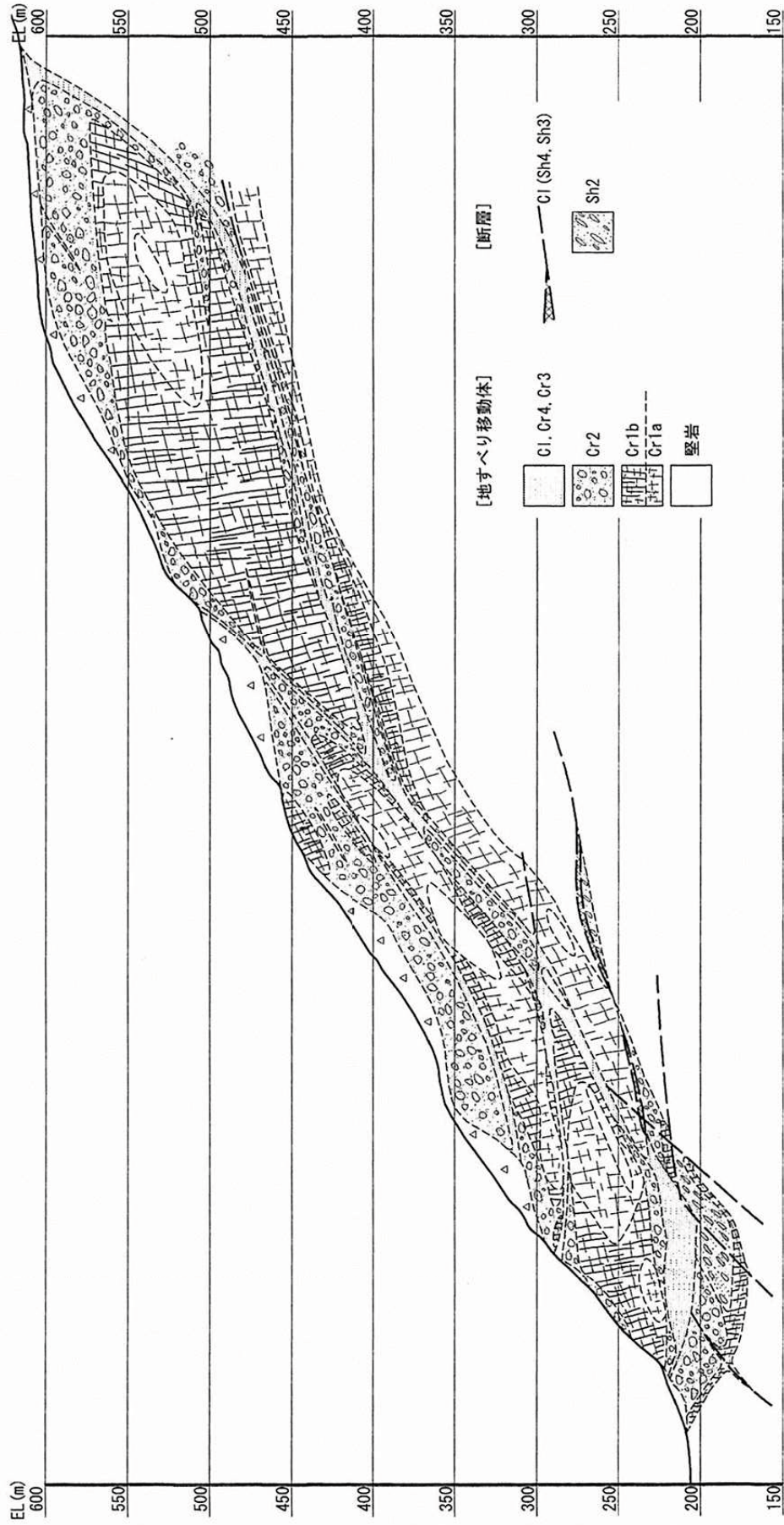


図-1.10 破砕度のイメージで表示したA-B断面

急斜面を呈し、危険を伴うことから調査ボーリングの施工が難しいことなどが挙げられる。したがって、重力変形斜面の地下構造とその中で発生した深層崩壊との関連性について詳細に記載し、考察した事例がほとんど見られないのが現状となっている。

(2) 課題

深層崩壊に関する既往の研究により、重力変形斜面で隆起量の多い地域に数多く発生しており、地形的には遷急線の形成と深く係っていることなどが明らかになっているが、崩壊斜面を構成する地下内部構造との関連性や崩壊発生メカニズムなどは明らかになっていない。

従来は深層崩壊が発生する可能性のある斜面の検討には、地形学的な手法が主に用いられているが、将来の活動予測のためには、崩壊の発生メカニズムを明らかにする必要があり、そのためには深層崩壊斜面地下の詳細な内部構造の検討と崩壊の発生との関連性の検討が求められている。さらに、この解析結果から、深層崩壊の予測手法を確立し、対応策を構築していくことが緊急の課題となっている。

1.3 研究の目的

2005年台風14号に伴う耳川豪雨災害では、多くの深層崩壊が発生した。宮崎県東臼杵郡椎葉村塚原地点においても耳川の右岸側において幅170m、長さ400mの大規模な崩壊が発生した。

当地点では、深層崩壊によって岩盤が崩壊したが一部は流出せずに斜面にとどまっておき深層崩壊発生の原因となった可能性のある地質構造を観察することができる。また、崩壊箇所およびその周辺において複数のボーリング調査が実施されている（林ほか、2005）。

本研究ではまず耳川流域で発生した塚原深層崩壊斜面でのコアや露頭の詳細観察

から地下構造の記載・分析を行い、この結果を基に新たに角礫岩の区分を設定し地下構造を検討する。次に、同流域で発生した山須原深層崩壊斜面と深層崩壊へと発展する可能性のある一ツ瀬流域二畝の谷斜面でこの角礫岩の区分を適用し、同様に地下構造の記載・分析を行った。

本研究の目的は、深層崩壊が発生した斜面において、ボーリング調査や野外の露頭調査から斜面の内部構造を検討することにより、深層崩壊発生の原因を考察することであり、さらに深層崩壊の事前の活動予測のための調査手法の提案を行うことである。これによって危険個所の把握を行い、適切な斜面对策ができるなど山地防災に貢献することを目指す。

1.4 研究のフローと論文の構成

本研究は深層崩壊斜面において、その内部構造を詳細に記載・分析する基礎研究である。以下に、本研究の論文の構成を示す（図-1.11）。

本論文は、8つの章から構成される。

第1章では岩盤斜面の崩壊や地すべりに関して、現状の知見と問題点について整理した。

第2章では耳川流域の地形・地質の概要を示し、地形・地質情報から耳川の第四紀の地形発達史について考察した。

第3章では2005年の宮崎県耳川流域豪雨に伴う深層崩壊について地形・地質的観点から整理を行った。

第4章では塚原深層崩壊斜面の地下構造をボーリングコアや露頭の調査結果を基に検討し、数cmから数mの大きさの角礫を主体とする固結した角礫岩および角礫岩卓越層の分布を明らかとした。

第5章では耳川流域山須原崩壊斜面において、塚原崩壊斜面と同様に主にボーリ

ングコアを用いた地下構造の検討を行った。

第6章では今後、深層崩壊へと発展する可能性のある一ツ瀬川流域二畝の谷斜面において、同様にボーリングコアを用いた地下構造の検討を行った。

第7章では重力変形斜面の地下に形成された角礫岩の成因と形成過程について考察するとともに、重力変形斜面の中で発生した深層崩壊の発生原因の検討について考察した。

また、今後深層崩壊へと発展する可能性のある二畝の谷の調査事例をもとに深層崩壊の活動の事前予測のための段階的調査フローを作成し、各段階の留意点について整理を行った。

第8章では研究成果のまとめと結論を示した。

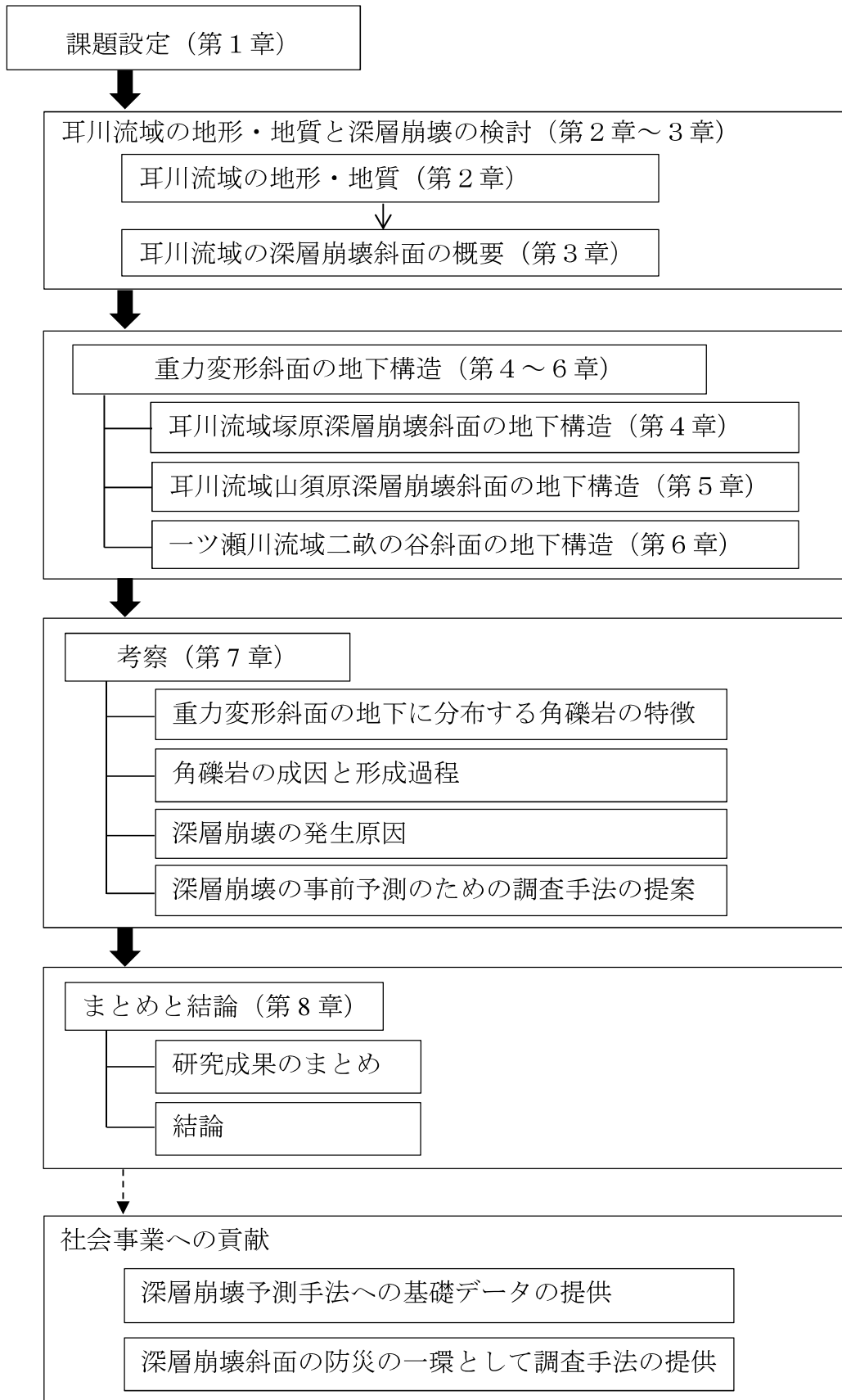


図-1.11 研究のフロー

第2章 耳川流域の地形・地質

2.1 耳川流域の地形・地質概要

2.1.1 地形

宮崎県は九州南東部に位置し、県土の約75%を山地が占めている。山地の分布は県中東部地域の平野部を除く全ての地域に及び県北から県中西部までの広い範囲は、九州山地となっている(図-2.1)。同県の九州山地には大分・熊本県境に祖母山(標高1756m)、国見岳(標高1739m)、市房山(標高1721m)など1700m級の山々が連らなる。耳川はこの国見岳の東側を源流とし、椎葉村から日向市まで東へ蛇行しながら流下し、日向灘に注ぐ全長約91km、流域面積883km²の二級河川である(図-2.2)。この耳川水系には7つのダム・水力発電所が建設(九州電力(株)所有)されており、九州最大規模の水力電源として重要な役割を果たしている。耳川流域は上流域から中流域と下流域では水系の形態が異なっている。すなわち、上流域から中流域は格子状から角状(Verstappen, 1963)が主体で、下流域では樹子状が主体となっている。これは地質構成の違いが反映されており、前者を構成する地質は四万十帯の堆積岩類であり、水系は節理面や層理面などの地質構造を反映しているものと考えられる。後者は深成岩(貫入岩)や火山岩であり、水系は基本的な模様であることから比較的均質な地盤構成を反映していると考えられる。

また、地形の傾斜にも地域の特徴が認められる。耳川の中流域は急峻な山地と峡谷からなり、塚原ダム下流約3kmから上流は、特に急峻であり、左岸側と右岸側で非対象性地形となる。すなわち、左岸側では、傾斜40°～50°の地形が主体となるが、右岸側では、本川沿いや支沢沿いに傾斜40°以上が認められるものの、全体的に傾斜30°～40°の地形が主体になる(図-2.3)。これは基盤岩における地層の走向・

傾斜などの地質構造の違いを反映しているものと考えられ、概ね河川の左岸側は受け盤、右岸側は流れ盤となっており、風化や河川の浸食作用により非対称の地形が形成されたものと考えられる。

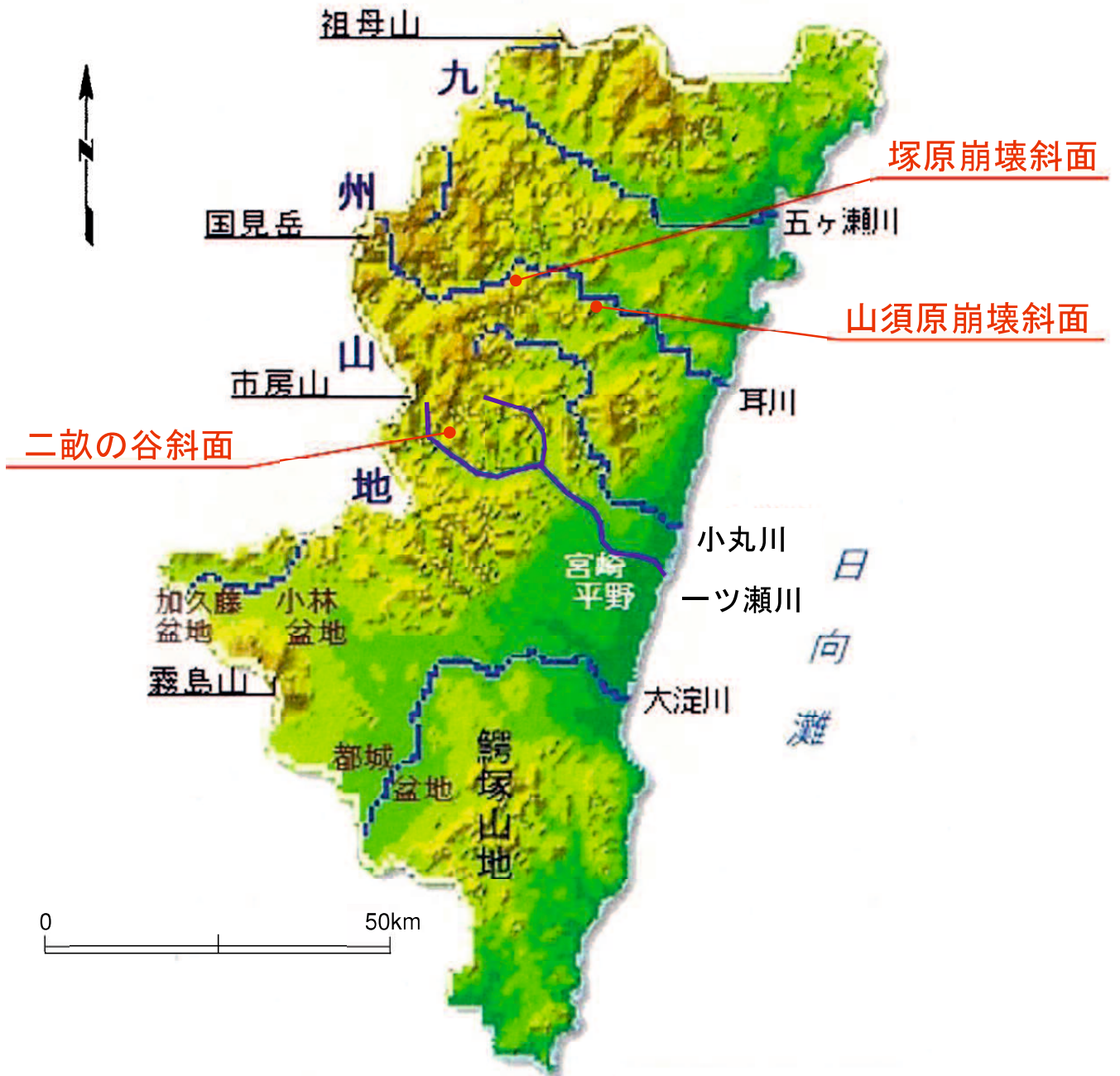


図-2.1 宮崎県の地形

10m メッシュの標高値 (1/25000 基盤地図情報) から作成

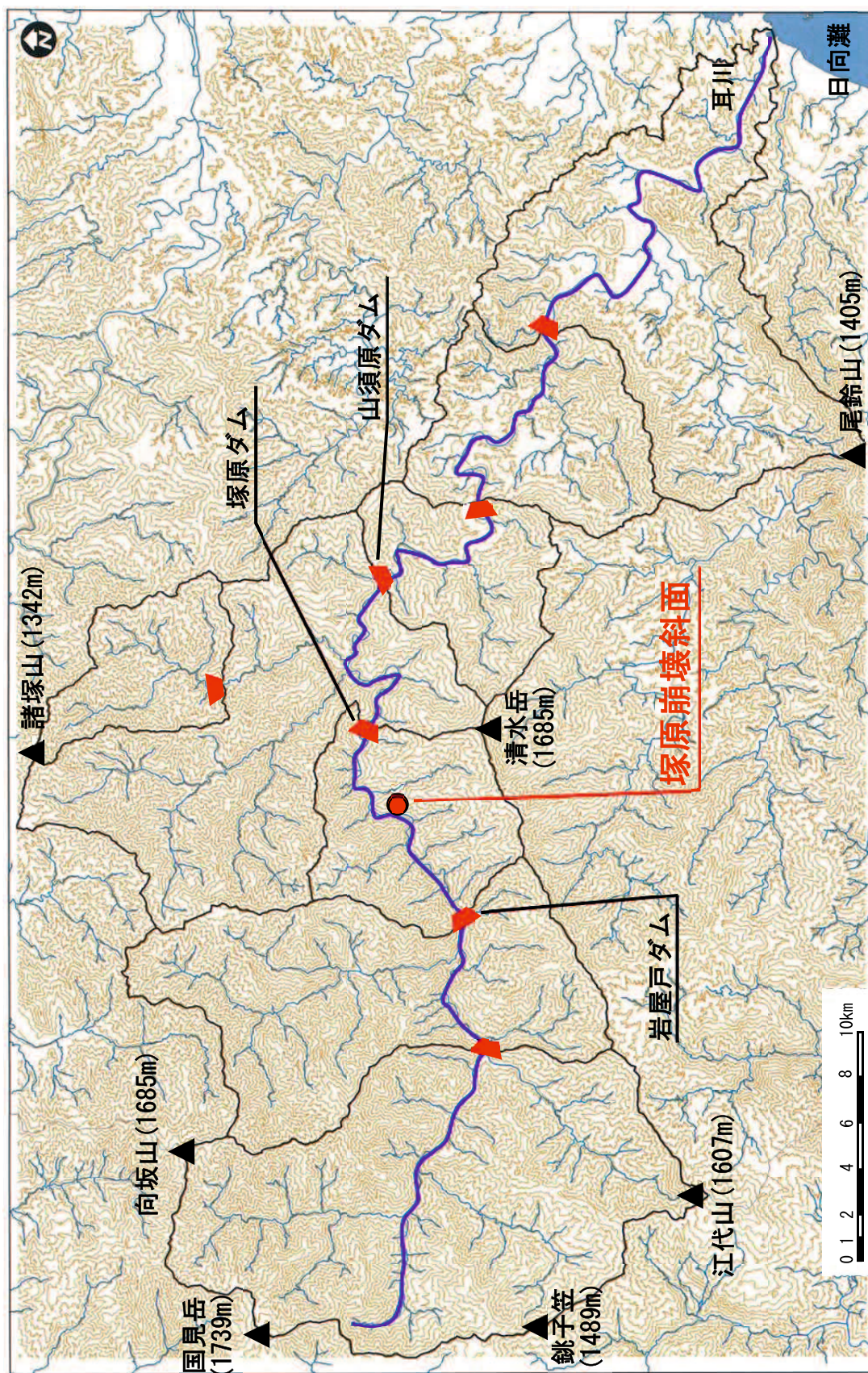


図-2.2 耳川流域の地形と水系図

10mメッシュの標高値（1/25000 基盤地図情報）から作成

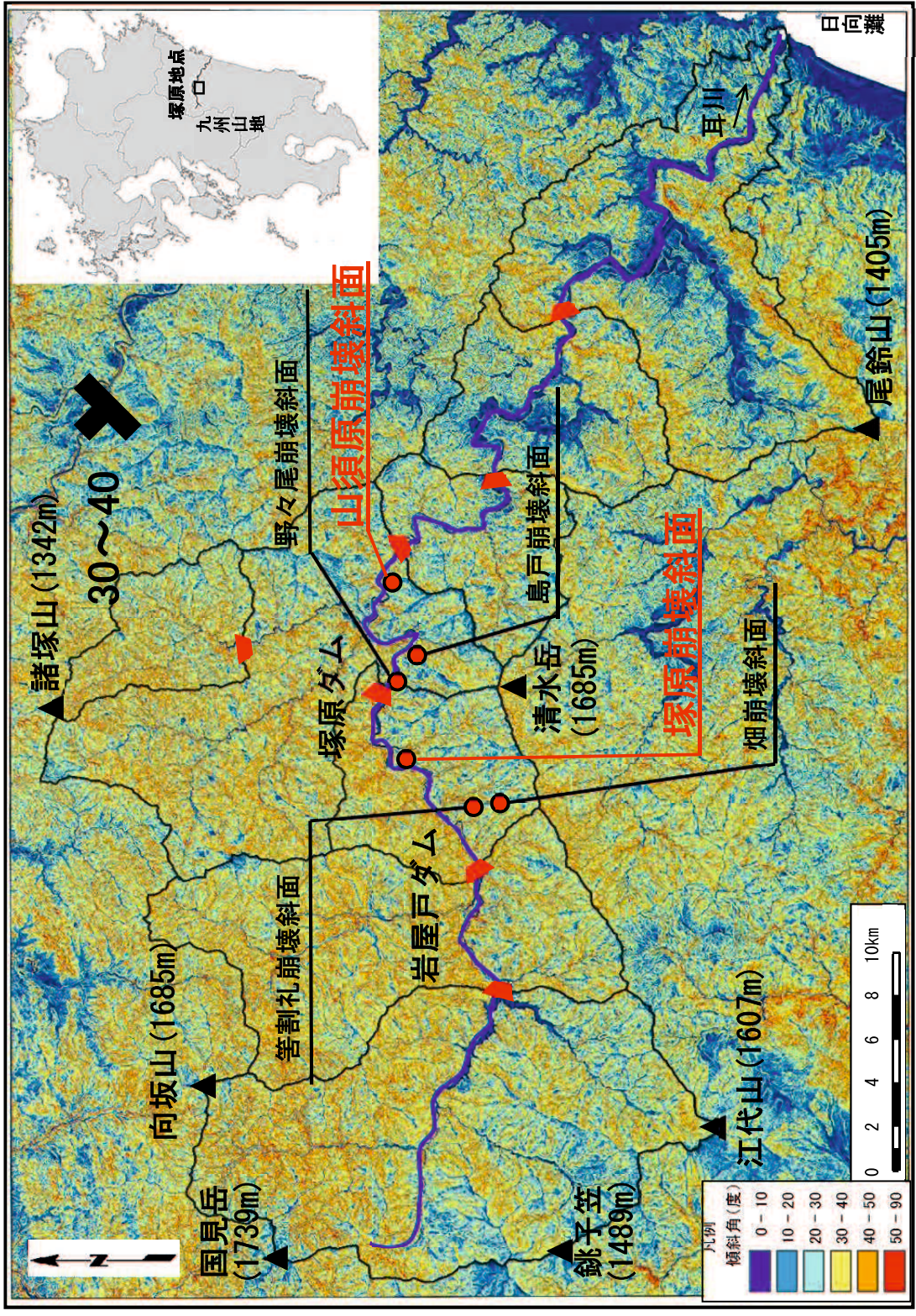


図-2.3 耳川流域の傾斜区分図
 10mメッシュの標高値(1/25000 基盤地図情報)から作成

また、耳川の中流域から上流にかけては、兩岸に明瞭な遷急線（表-1.1）が形成されている。これは山地斜面を尾根から見下ろしたとき、急に傾斜が大きくなる地点（遷急点）を結んだ線をさし、地形浸食の前線と考えられる。

2.1.2 地質

耳川流域の地質は、上流域では中生代ジュラ紀-前期白亜紀の堆積岩コンプレックスからなる秩父累帯南帯からなり、中流域では白亜紀の付加体の諸塚層群からなる四万十累帯北帯と古第三紀の付加体の日向層群からなる四万十累帯南帯からなり、下流域は新生代中新世の尾鈴山酸性岩類から構成されている（斎藤ほか，1996）（図-2.4~2.5）。

秩父累帯南帯と四万十累帯北帯は仏像構造線で境され、四万十累帯北帯と南帯は延岡構造線で境される。

秩父累帯南帯は上位の樅木ユニットと下位の尾前ユニットに分けられ、樅木ユニットは層状チャートと砕屑岩が交互に積み重なる構造によって特徴づけられる。尾前ユニットは石灰岩、玄武岩類に富むメランジェで特徴づけられる。

四万十累帯北帯諸塚層群は、佐伯亜層群と蒲江亜層群に区分される。これらは砂岩と頁岩およびこれらの互層が主体であり、部分的に凝灰岩を挟在する。

四万十累帯北帯日向層群は上位の神門ユニット、下位の本郷ユニットに区分される。神門ユニットは頁岩、砂岩頁岩互層、および混在岩が卓越し、玄武岩類などを挟在する。

本郷ユニットは砂岩頁岩互層および混在岩からなる。

尾鈴山酸性岩類は、溶結凝灰岩、火山角礫岩などの堆積・火山岩類とそれらに貫入する花崗閃緑斑岩からなる。

また、耳川の兩岸には第四紀更新世の阿蘇4火砕流堆積物、段丘堆積物、完新世

の沖積層などが分布する。このうち後期更新世の阿蘇4火砕流堆積物（9 万年前）は主な河川沿いに分布し、小規模な平坦面を形成している。

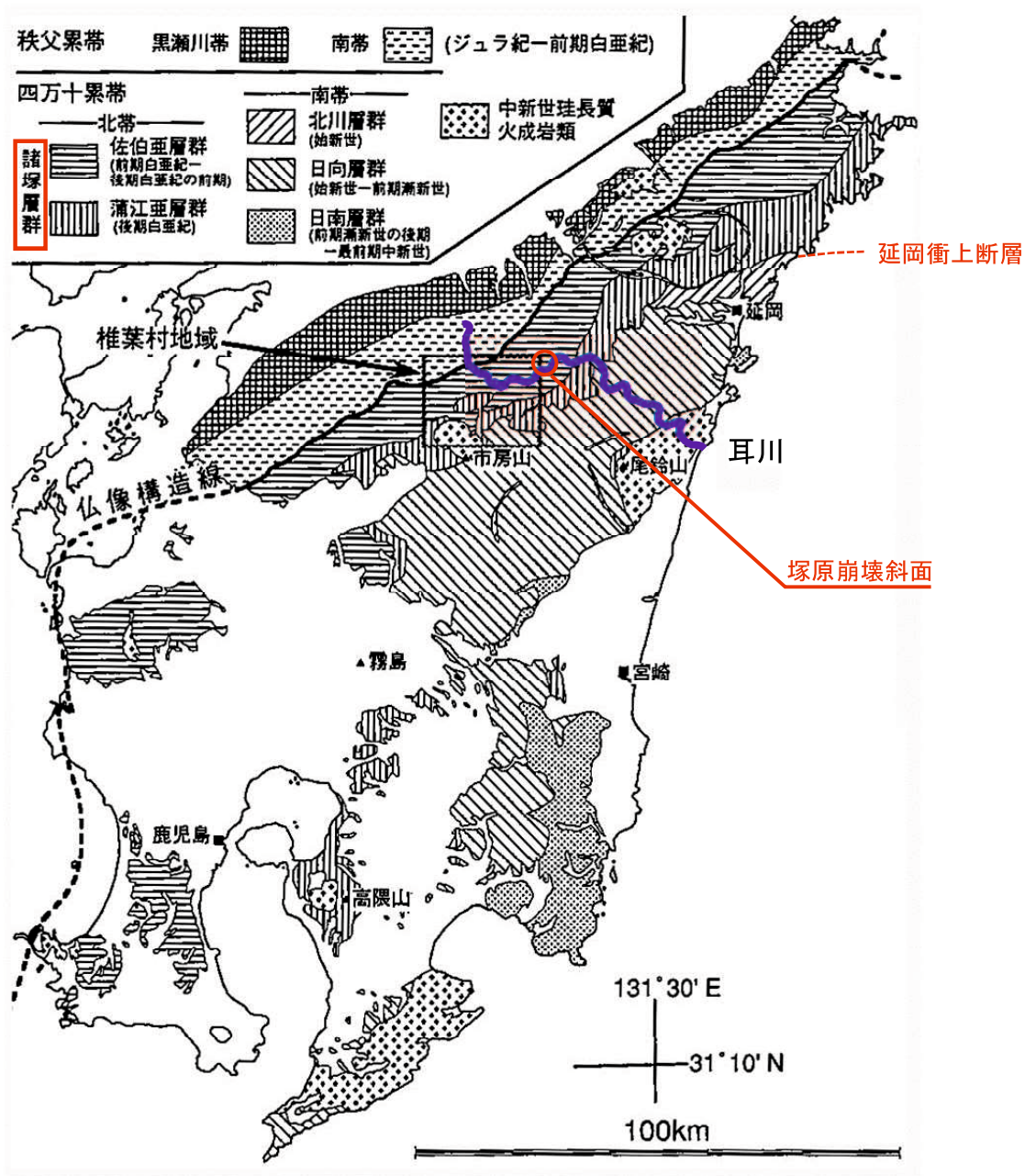


図-2.4 九州南部の地帯構造区分図（斎藤ほか，1996）

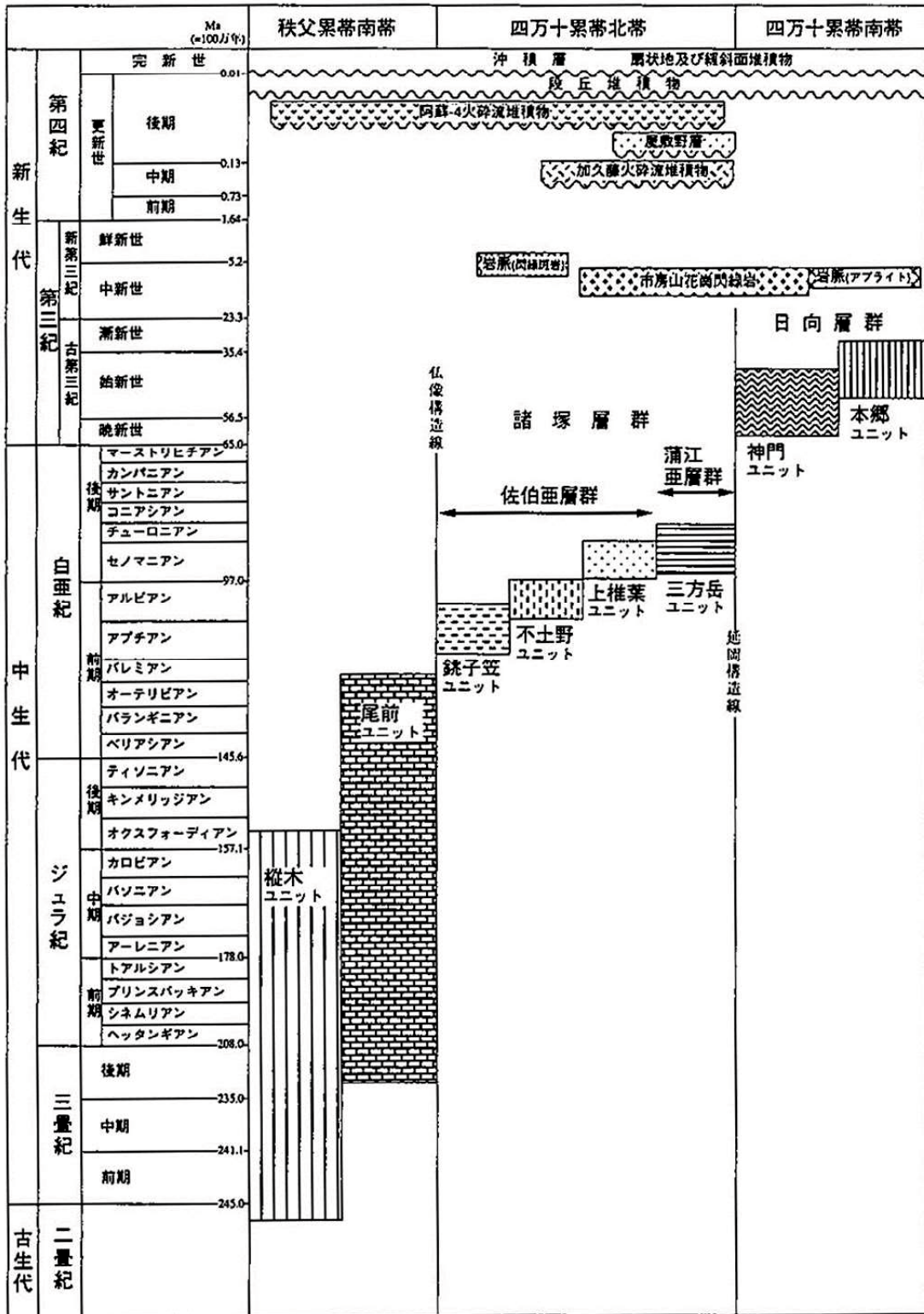


図-2.5 椎葉村地域の地質総括図 (斎藤ほか, 1966)

2.2 耳川の地形発達史

耳川流域では深層崩壊が数多く発生している。これらの崩壊は耳川沿いの遷急線より下方斜面で発生していることから深層崩壊はこの遷急線の形成、すなわち耳川の地形発達と係っていると考えられる。

耳川の地形発達史に関する研究は少ない。これは耳川流域が浸食が激しいため山地側で段丘堆積物などの時代指標となる堆積物や地形面が浸食されて保存されていないことが影響している。ここでは耳川周辺の既往文献や現地調査結果をもとに、耳川の地形発達史の推定を行う。

2.2.1 既往文献

図-2.6 は日本列島における代表的な山地の成長曲線（米倉ほか，2011）を示しているが、これによると九州山地は第四紀に 1000m 以上上昇したとされている。

また、長岡ほか（2010）は宮崎平野において段丘堆積物からなる第四系に挟在されるテフラに基づき、50 万～35 万年前には九州山地・鰐塚山地とともに宮崎平野が隆起し、最高位段丘が形成されたとしている。また、これらの段丘の河床面との比高から 35 万年前から 13 万年前の期間の平均隆起速度が 0.1m/ka であり、13 万年前から現在までの平均隆起速度は 1.0m/ka と加速している（図-2.7）。

2.2.2 現地調査

耳川の塚原ダムの上流では、両岸に遷急線が連続的に観察できる。図-2.8 に塚原ダム右岸側の遷急線を示す。遷急線の後方尾根には、緩やかな地形が認められ、新たな削剥を受ける前の古い地形であり、広域に広がっていることから古地形

(Widdowson, 1997) と考えられる。古地形と遷急線の間にも地形が少し急になる地点が認められ、ここではこれを傾斜変換線と呼ぶ。この傾斜変換線から下方斜面では谷の浸食により地形の開析が進行している。塚原斜面地点後方において両岸に遷急線と傾斜変換線が分布する (図-2.9)。これらの地形は塚原ダムから上流約10km 区間に連続して確認される (図-2.10)。

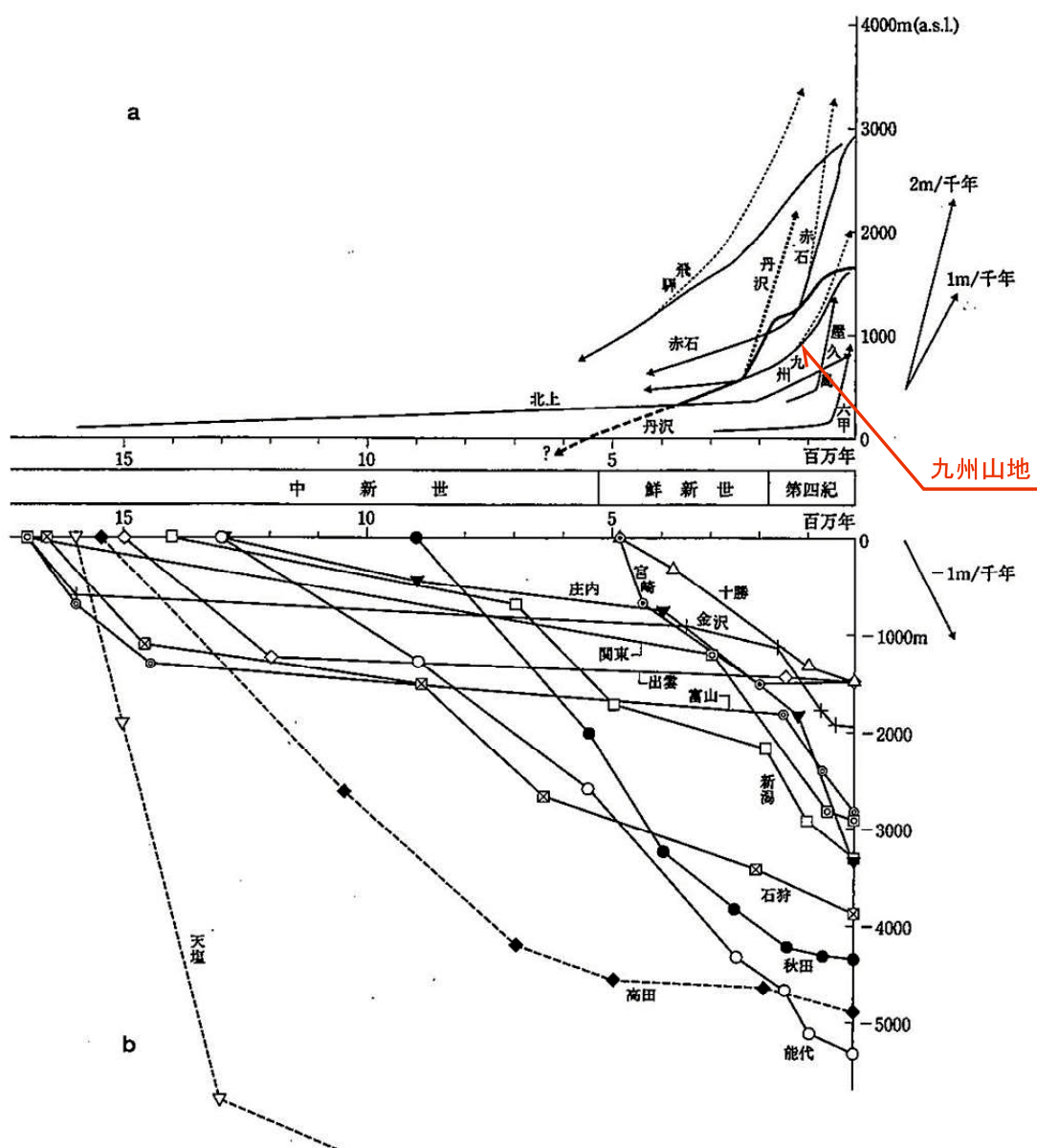


図-2.6 いくつかの山地の成長曲線 (米倉ほか, 2011)

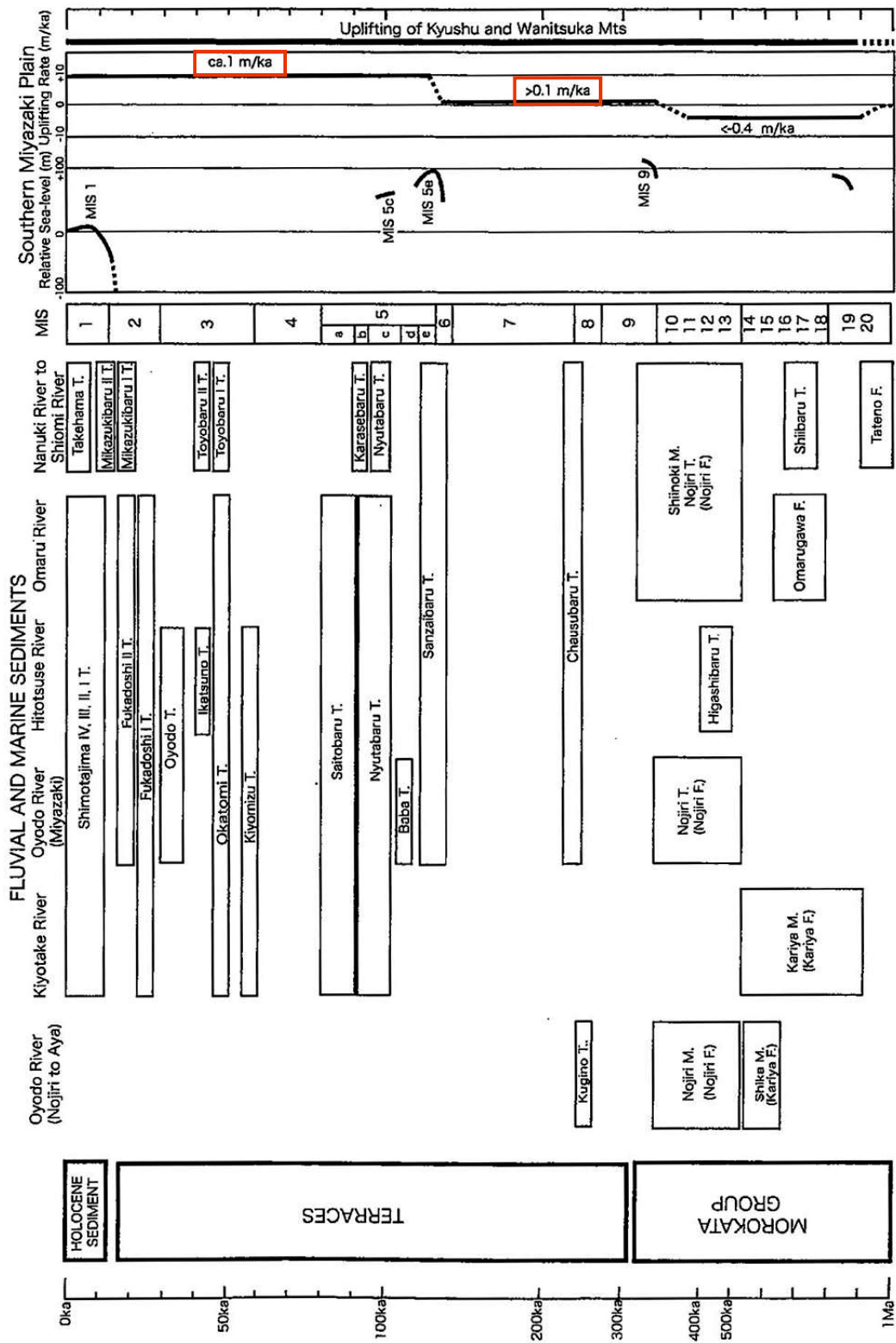


図-2.7 宮崎平野の過去 100 万年間の層序と MIS との対比およびテクトニクス (長岡ほか, 2010)

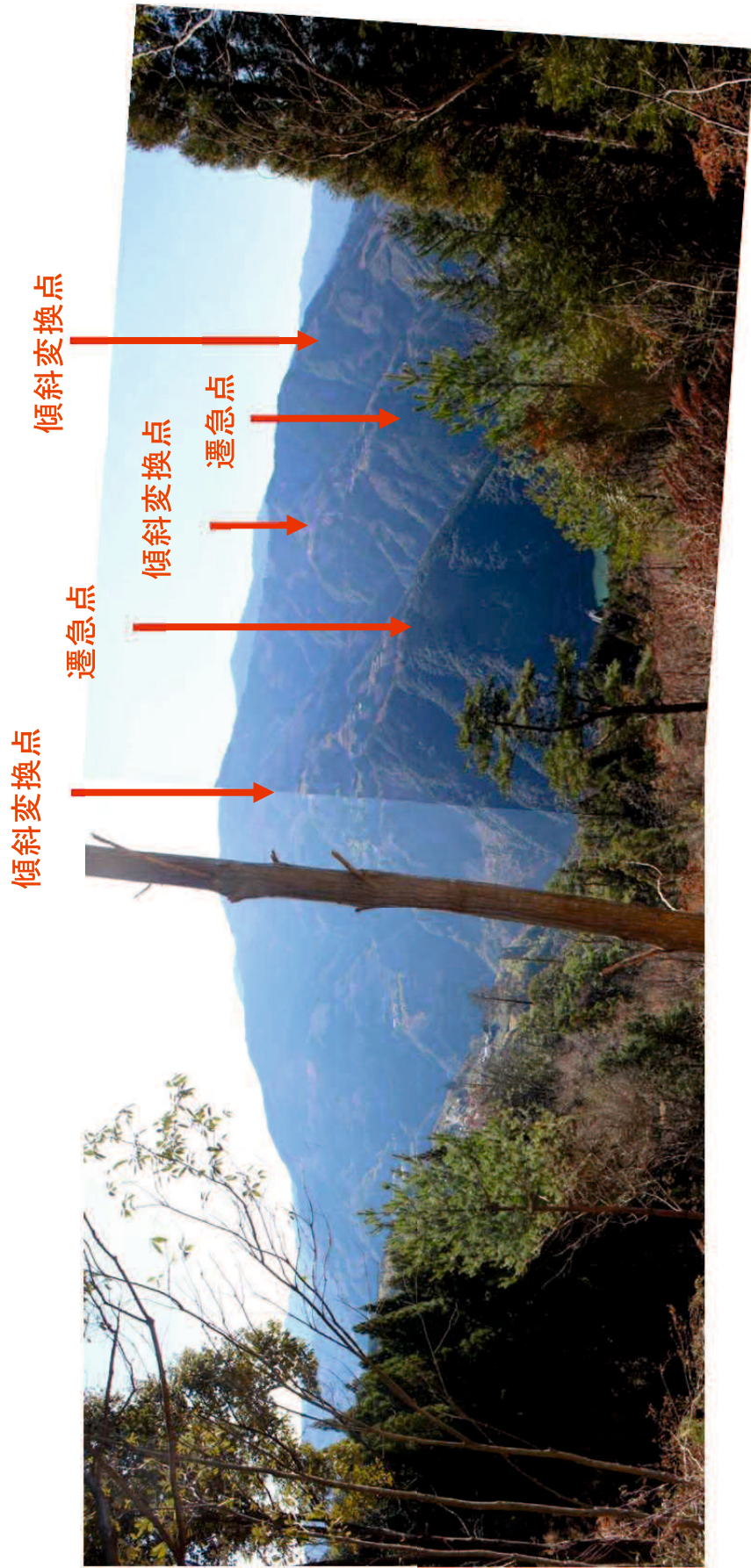


图-2.8 塚原ダム右岸側斜面全景



図-2.9 塚原崩壊地点後方から耳川上流の全景

塚原崩壊斜面の対岸や下流部では、河床面からの比高が 70m の位置に阿蘇 4 火砕流堆積物（9 万年前）が分布しており、これから求まる隆起速度は 0.8m/ka と長岡ほか（2010）が求めた平均隆起速度と概ね一致する。

以上の検討結果から、耳川の地形発達史は以下のように考えられる（図-2.11）。

ステージⅠ：

第四紀以前は比較的緩やかな地形が下流域に広がっており、耳川が蛇行しながら流下していたと考えられる。

ステージⅡ：

50 万年～35 万年前に九州山地の隆起が始まり、耳川の蛇行形状を残しながら地盤が上昇したものと考えられ、傾斜変換線の初期の地形が形成されたものと考えられる。

ステージⅢ：

13 万年前から九州山地の隆起速度が速くなり、遷急線の初期の地形が形成されたものと考えられる。

ステージⅣ：

9 万年前に耳川は阿蘇 4 火砕流堆積物に覆われる。

ステージⅤ：

その後、阿蘇 4 火砕流堆積物の浸食（一部斜面に残存）、さらに河床の下刻が起こり、現在の地形に至ったものと考えられる。

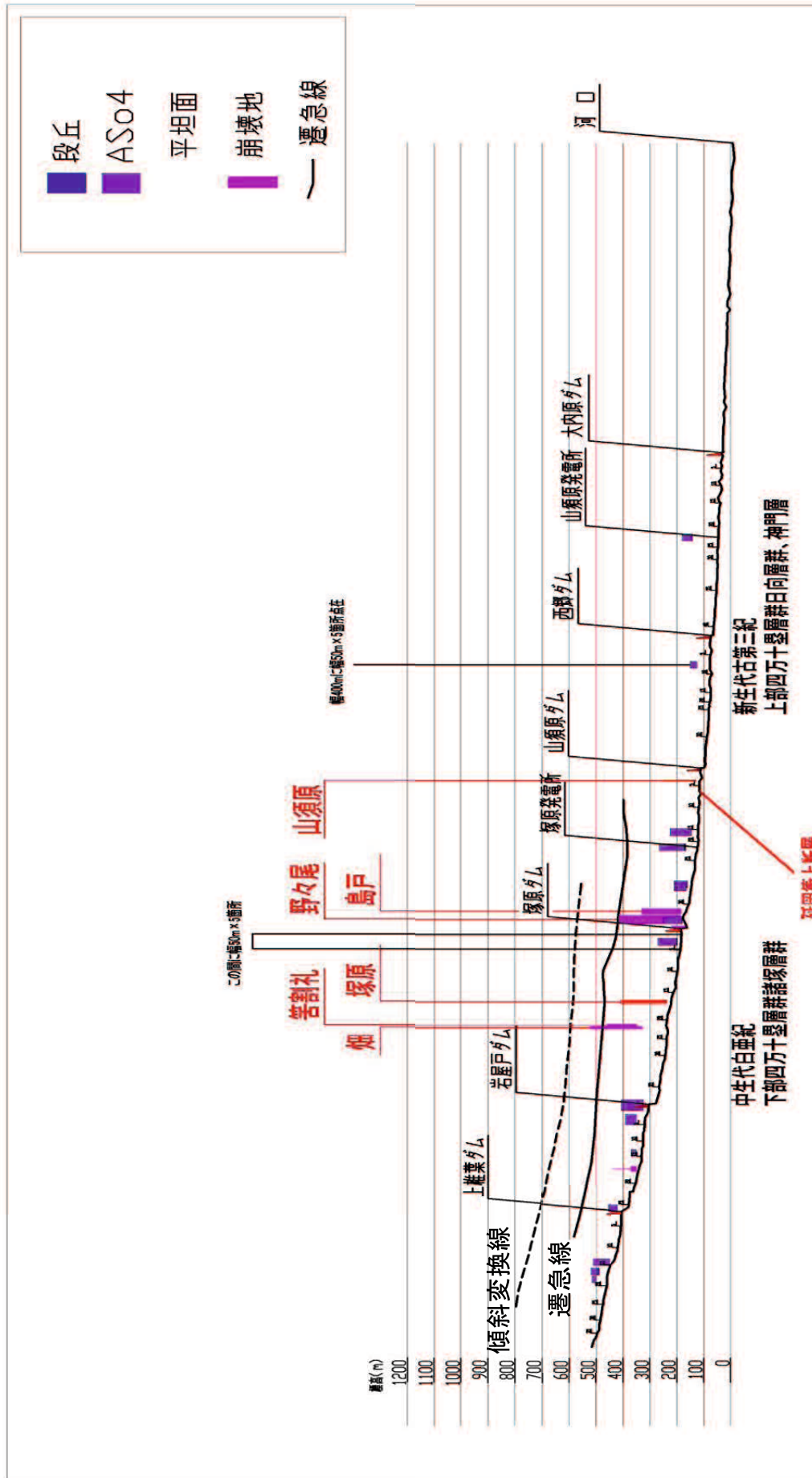


図-2.10 耳川縦断面図と遷急線および傾斜変換線

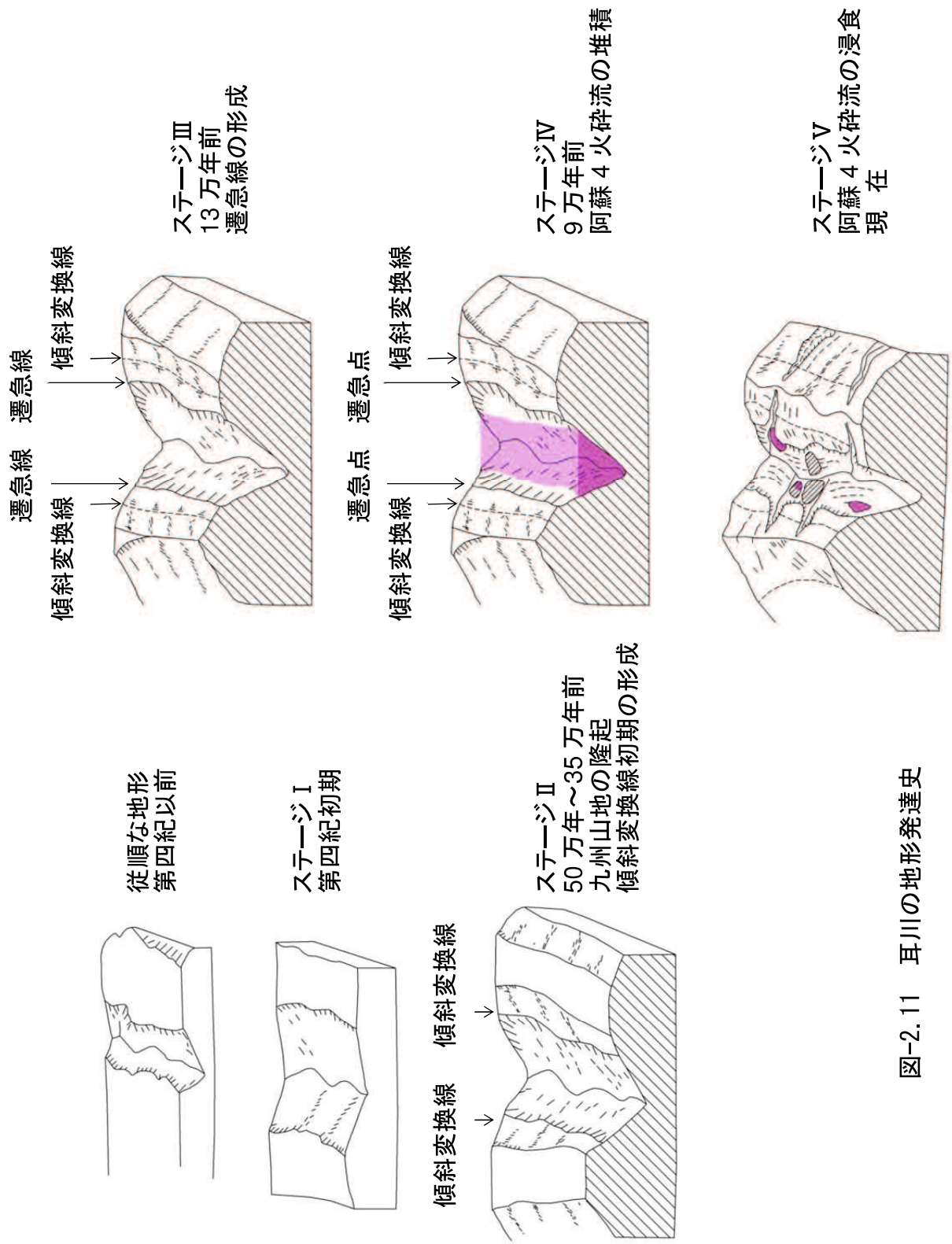


図-2.11 耳川の地形発達史

第3章 耳川流域の深層崩壊斜面の概要

3.1 耳川災害の概要

2005年9月に襲来した台風14号は、耳川流域の山間部において3日間で総雨量1300mmを超える記録的な豪雨をもたらした。耳川流域では過去最大の浸水被害（浸水家屋424戸）が発生し、特に山須原調整池上流端に位置する諸塚商店街では70戸が浸水するなど甚大な被害が発生した。また、電力施設においては上流から上椎葉発電所、塚原発電所、山須原発電所および西郷発電所も浸水により、発電が不能となった。

また、耳川流域では斜面崩壊が大小合わせて約500箇所において発生し、崩壊土砂が約2000万 m^3 におよぶ甚大な被害が発生している。このうち深層崩壊は少なくとも12箇所が発生している。

3.2 耳川流域の深層崩壊と地形・地質的特徴

2005年の耳川豪雨災害後、九州電力㈱により耳川流域を対象に現地調査が行なわれた（九州電力㈱資料，2005）。崩壊斜面箇所ではその崩壊位置を図面に示すとともに斜面カルテ（表-1.1）を作成し、簡易レーダー測量器や巻尺ないし目視をもとに、崩壊長・崩壊幅・崩壊厚（崩壊幅の1/7と設定）（古閑ほか，2006）を求め、崩壊土砂量（崩壊長×崩壊幅×崩壊厚）を算出した。これらの結果は7つのダムの流域ごとに整理し、崩壊地分布図および崩壊土砂量として取りまとめた。なお、崩壊土砂量は耳川流域全体で約2000万 m^3 と推定した。

崩壊分布図をもとに、保全施設や防災状優先度の高い崩壊斜面から順に調査・対策が進められていった。一方で将来的に斜面の安定を考えた場合、今回は崩壊に

至らなかったが、耳川沿いには重力変形を示す数多くの不安定斜面（表-1.1）が存在する。

そこで、深層崩壊が発生した 12 箇所崩壊斜面を対象に、崩壊前の航空写真（1985 年撮影）と崩壊後の航空写真（2005 年 10 月）との比較を行い、地形的特徴の統計的な分析を行った。その結果、崩壊箇所において、崩壊前には凹地状緩斜面地形、植生異常、線上地形、裸地などの不安定な地形が存在していたことが判明した（九州電力㈱資料，2005）。

これらの結果をもとに耳川流域について、航空写真判読から不安定斜面を抽出した。この結果と前述した崩壊地分布図をもとに不安定斜面分布図を作成した（図-3.1）。

この分布図から深層崩壊と地形との関係について検討した。崩壊斜面の分布に関しては、河川護岸の崩壊を除くと地形的には耳川中流域から上流で多発しており、急峻な斜面での崩壊が多い。崩壊斜面の発生場所を見ると、大半が耳川沿いの両岸に分布する遷急線から下方の斜面で発生している。特徴的なことは小規模な崩壊いわゆる表層崩壊は両岸で発生しているが、比較的規模が多きい深層崩壊は右岸側で多く発生している。

不安定斜面に関しては、崩壊斜面と同様に遷急線より下方斜面で認められ、規模の大小を問わず、右岸側に多く認められる。

次に深層崩壊と地質・地質構造との関係を検討した。耳川流域の地質は四万十累帯に属する堆積岩類が主体を占めることから、その地質構造のため左岸側が受け盤構造、右岸側が流れ盤構造となる。今回の深層崩壊は大半が右岸側斜面で発生しており、地質構造との関係が示唆されるが、個々の深層崩壊斜面と地質構造の関係を詳細にみると、必ずしも典型的な流れ盤構造となっていない。このため深層崩壊は流れ盤斜面に多く発生するものの、地質構造と斜交して斜面の最大傾斜方向に発生する傾向がみられる。

したがって、深層崩壊は地形的に遷急線より下方斜面で、地質的に流れ盤となる

右岸側で発生しており，不安定斜面も同様であることから，深層崩壊は今後も右岸側で発生する可能性が高いと考えられる．

3.3 塚原深層崩壊斜面の発生状況

塚原ダム貯水池周辺では，2005年の台風14号の豪雨に伴い約80箇所で斜面崩壊が発生している．このうち深層崩壊は5箇所程度存在するが，その中でも最も規模が大きいのが塚原崩壊斜面である．

塚原崩壊斜面は，塚原ダムの上流約4kmの右岸側に位置し，崩壊規模は幅170m，長さ400m，崩壊深さ20m程度で，崩壊土砂量は140万 m^3 に及んでいる（図-3.2）．

崩壊前後に撮影した航空写真を比較すると，頭部滑落崖から下流側側方崖の後方に不明瞭ながら段差状の地形が認められる（図-4.1参照）．また，崩壊斜面では縦断方向に中央を境にして，上流側は移動土塊が残存し樹木とともに移動しているが，下流側は上部から中央部までが抉られる形状を呈し，河川まで土砂が堆積しており，前者が地すべりの的に移動したのに対し，後者は土石流的に移動をしている．

また，地元住民からの聞き取り調査によると，塚原崩壊斜面の対岸の沢から土石流が発生し，この土砂が耳川を堰きとめ耳川の流心が塚原斜面側に変わり，斜面末端を浸食したとのことである．2005年の航空写真には対岸からの土石流の土砂が確認できる．

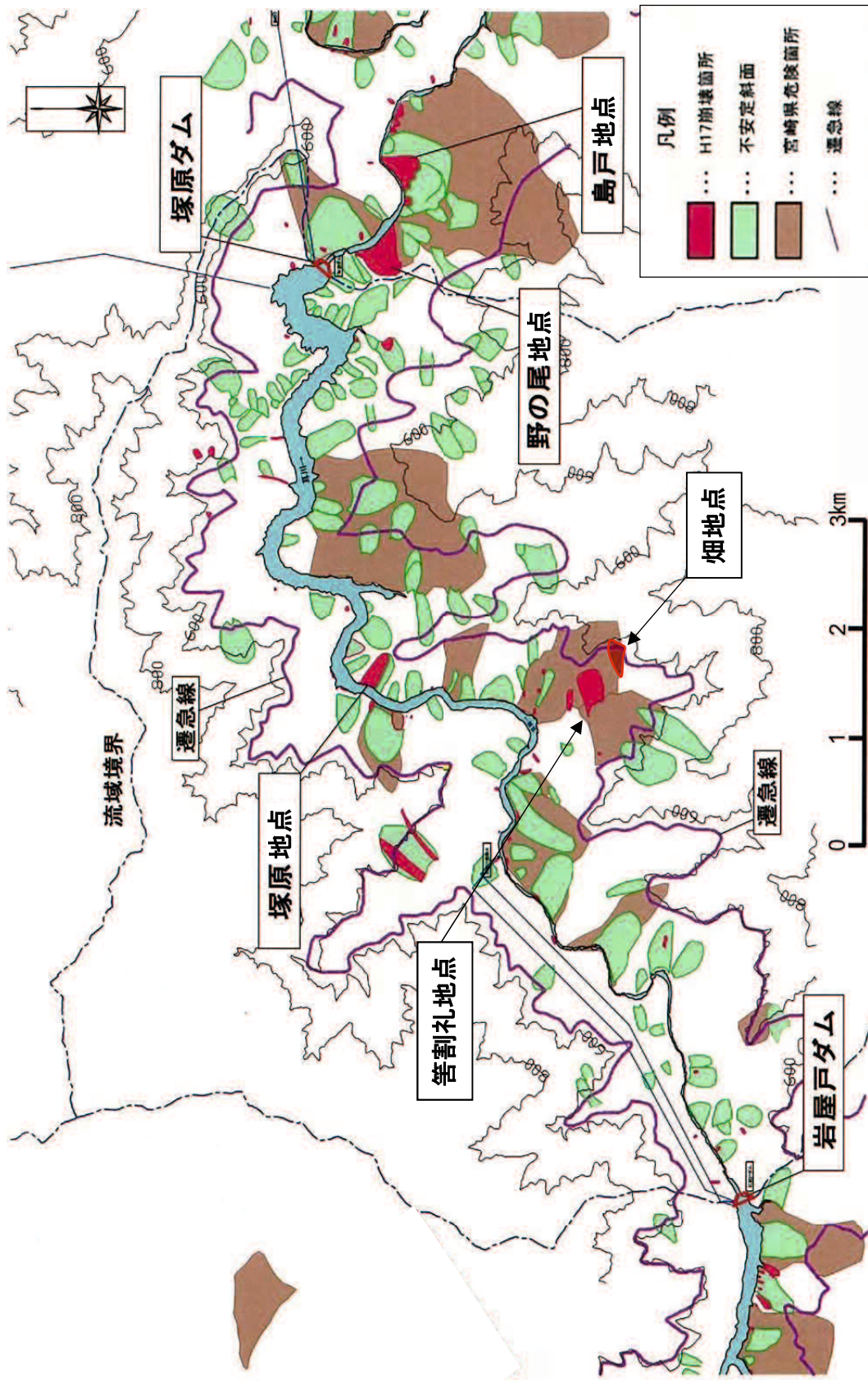


図-3.1 崩壊地・不安定斜面分布図（塚原ダム）（九州電力㈱資料，2005）

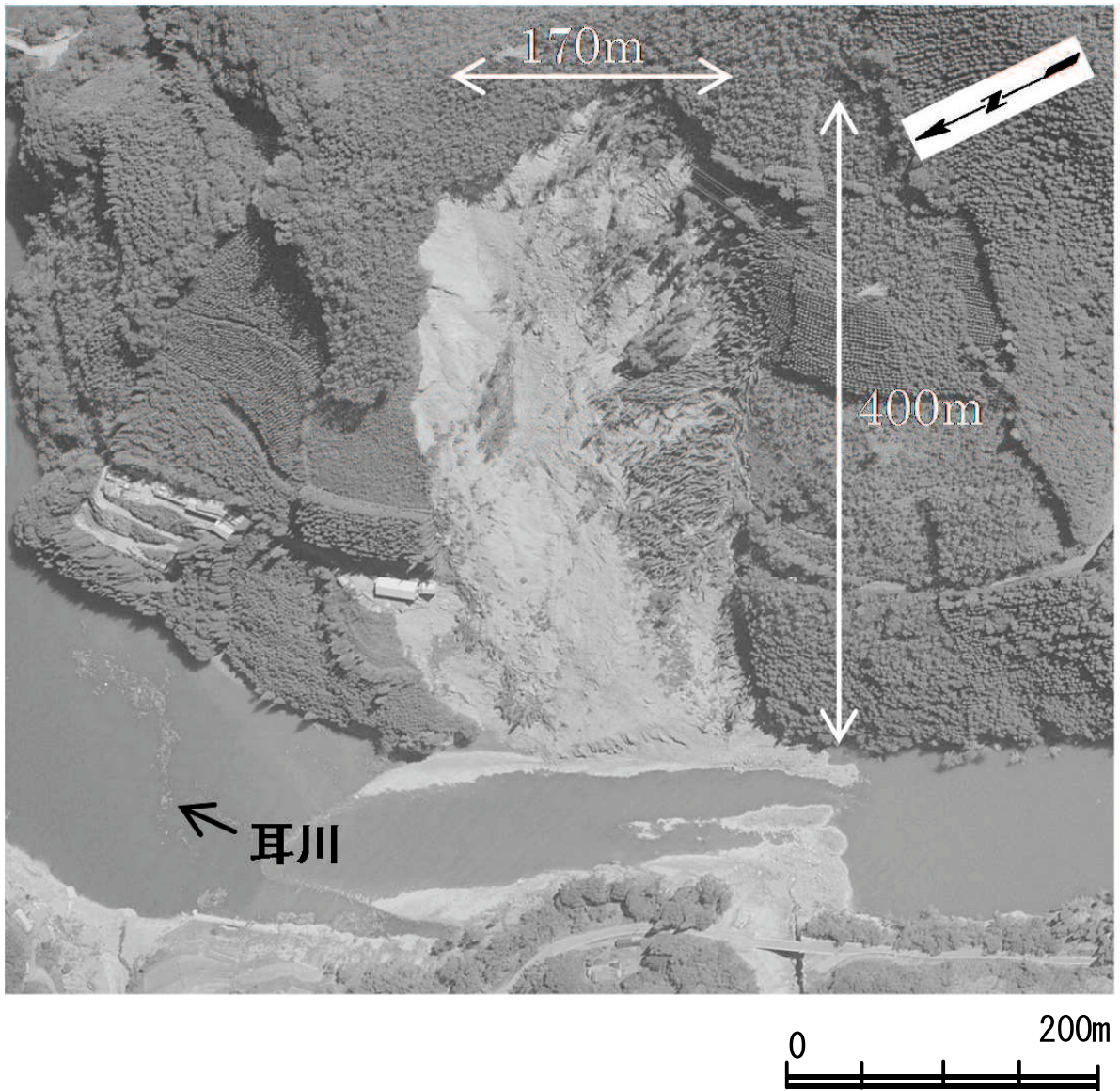


図-3.2 塚原地点において2005年9月に発生した深層崩壊箇所の航空写真
(2005年10月撮影)

第4章 塚原深層崩壊斜面の地下構造

4.1 地形・地質概要

4.1.1 地形

塚原崩壊斜面は宮崎県東臼杵郡椎葉村にあり，耳川の中流域に位置する（図-2.2）．耳川は中流域から上流は山岳地帯を深く浸食し，蛇行しながら流下している．地形の傾斜は右岸側が $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ，左岸側が $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ と違いが認められるが，これは四万十帯の地質構造を反映したものと考えられる（図-2.3）．

1985年撮影の航空写真判読によると，塚原地点の斜面の最上部に北方向に緩やかに伸びる尾根があり，ここから北西方向の河川側斜面には，傾斜 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の急斜面となる遷急線が認められる（図-4.1）．この遷急線は当地点の上流や下流にも連続して分布している．2005年の深層崩壊はこの遷急線の下方斜面で発生しているが，崩壊前の1985年撮影の航空写真判読結果によると，頭部には不明瞭な馬蹄形状の段差地形，その他中央や下部にも段差地形が認められる．なお，2005年に当地区周辺において発生した深層崩壊（図-2.2～2.3）はいずれも遷急線の下方斜面でかつ右岸側で発生している．

4.1.2 地質・地質構造

（1）地質構成

地表踏査結果を基に，塚原ダムから岩屋戸ダムまでの地質平面図を作成した．地質は中生代白亜紀の四万十累帯北帯諸塚層群に属しており（村田，1998）砂岩，頁岩および凝灰質頁岩が北東－南西走向に分布している（図-4.2）

また、ボーリングおよび地表踏査結果から、塚原地点の地質は崩壊堆積物と諸塚層群からなる（図-4.3）。なお、耳川の河床付近には、旧河床～崖錐堆積物が存在するが、局部的であるため、ここでは省略する。

以下各地質体について記載する。

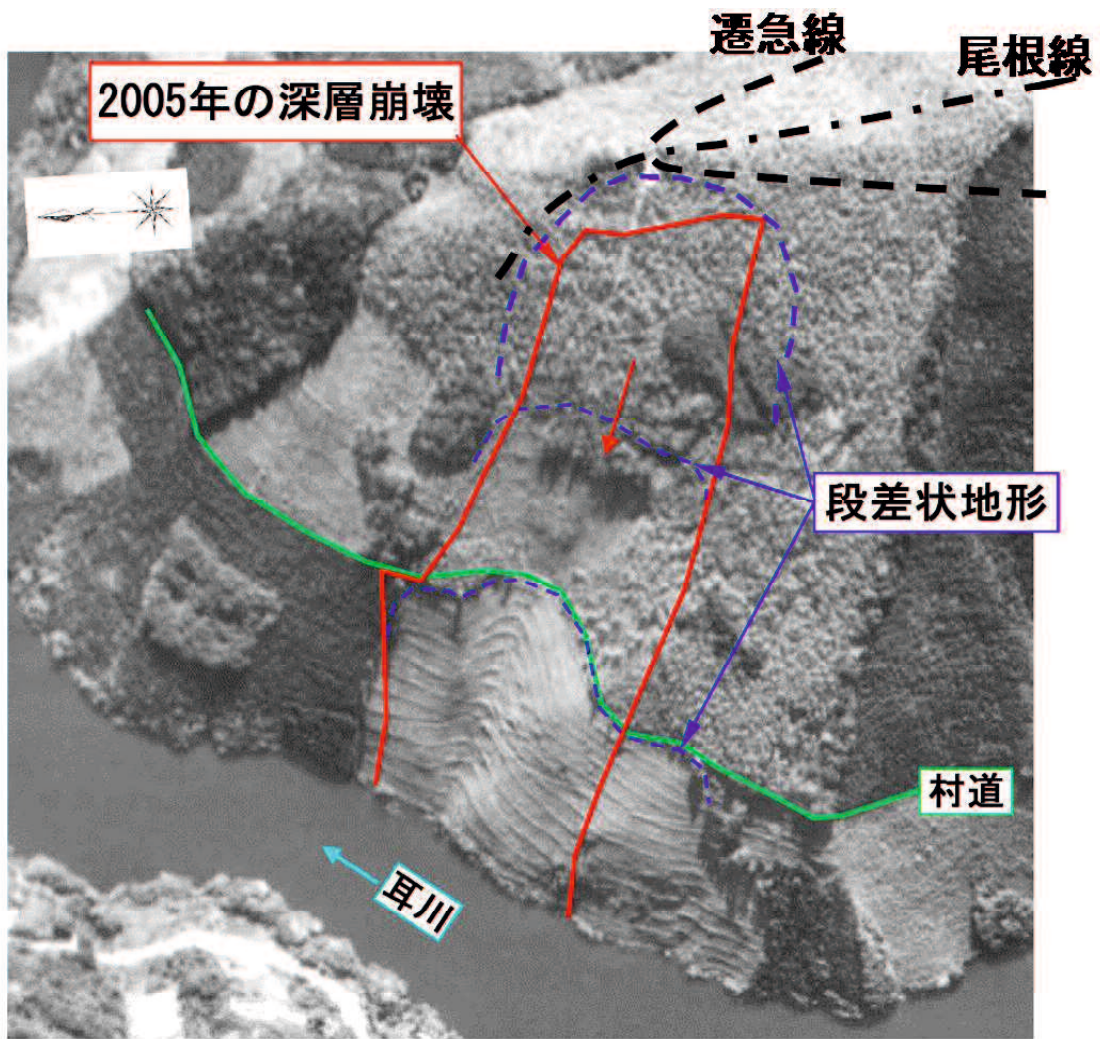


図-4.1 2005年9月の塚原深層崩壊箇所の崩壊発生前の航空写真（1985年撮影）

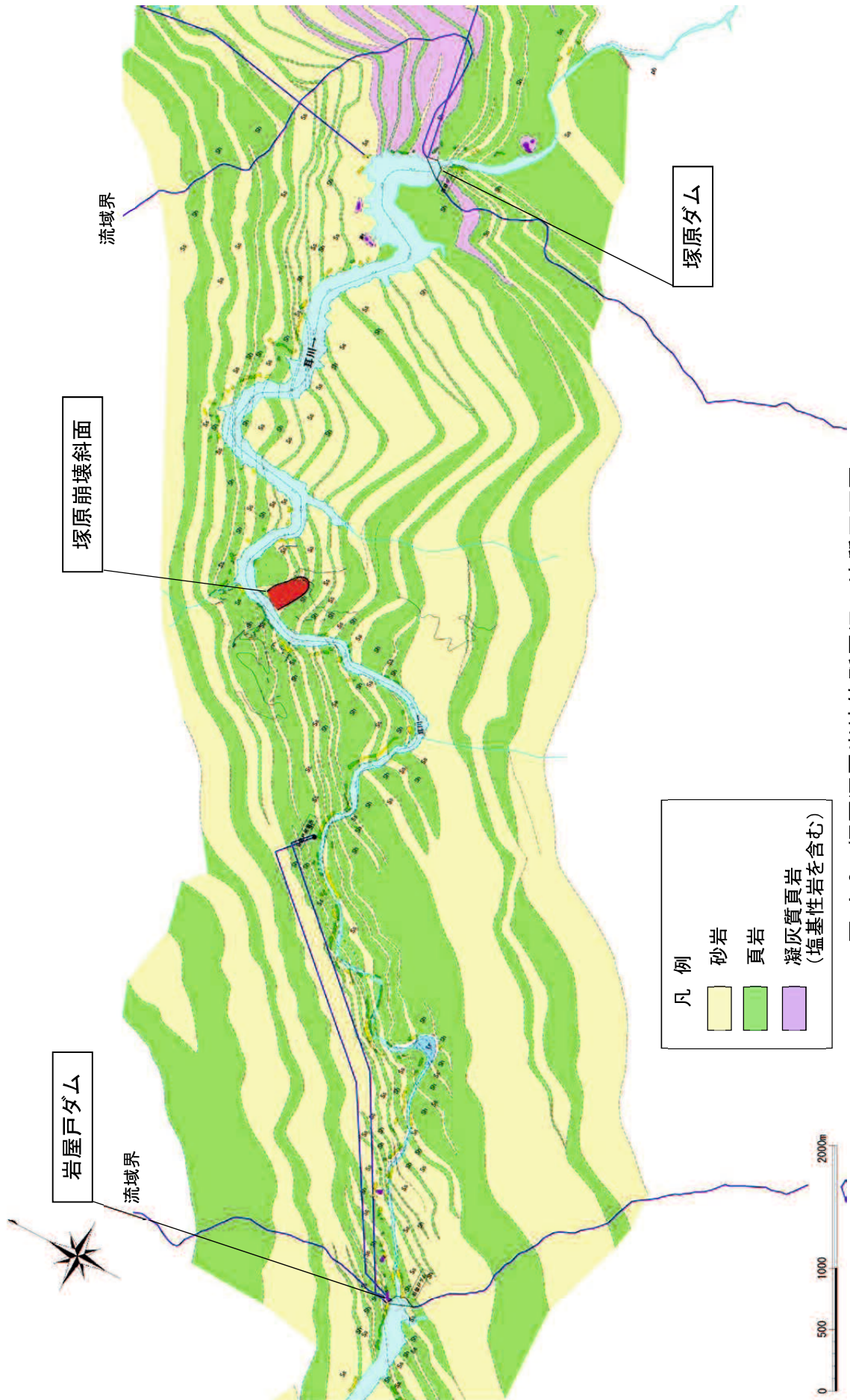


図-4.2 塚原深層崩壊箇所周辺の地質平面図

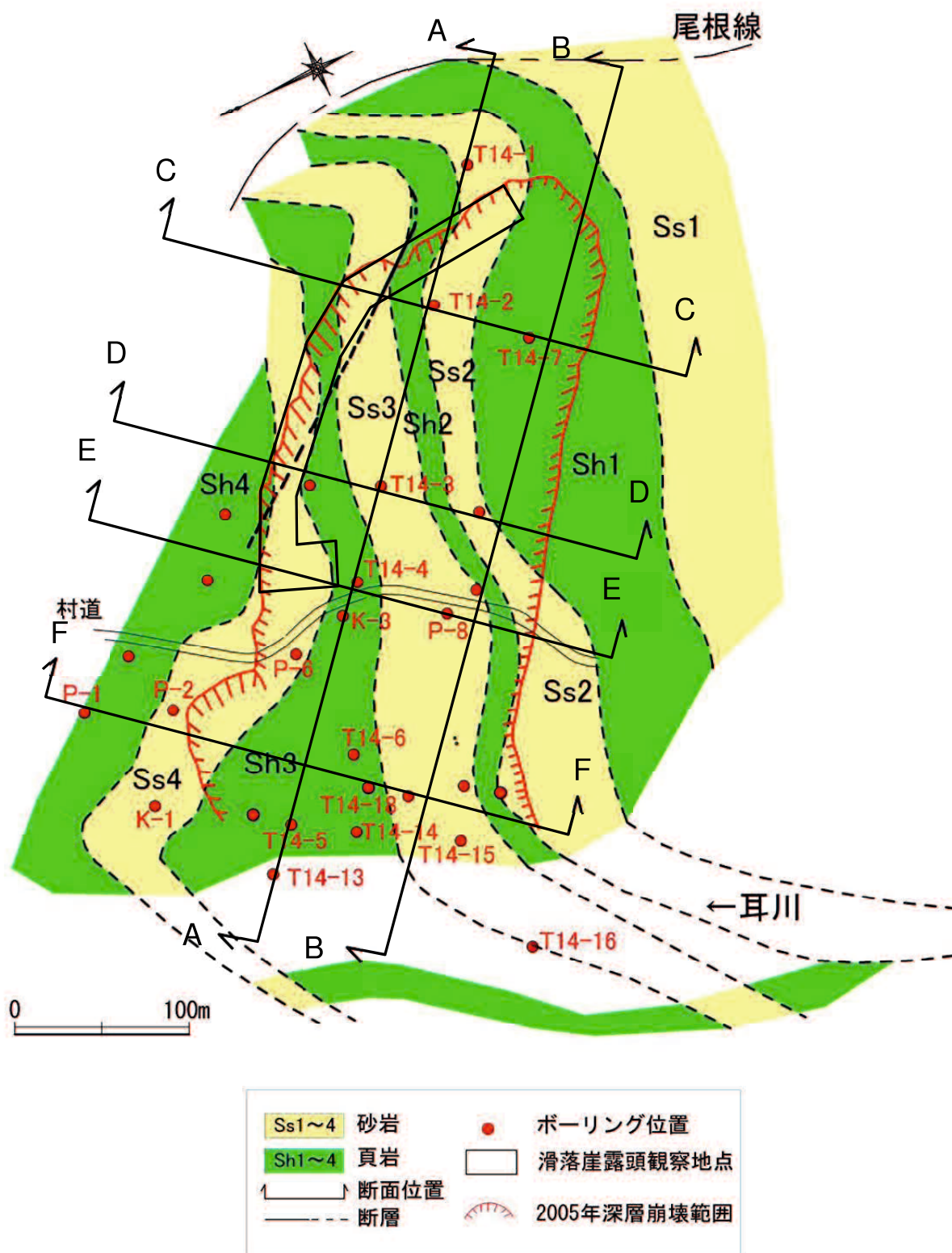


図-4.3 塚原深層崩壊箇所の地質平面図

地質平面図は崩壊堆積物を取り除いている

1) 崩壊堆積物

2005年の深層崩壊によって移動、堆積した二次堆積物であり、崩壊地中央を境にして下流側では水を伴って土石流として流下堆積し、上流側では、層状に移動堆積している。

いずれも固結度が低く未固結な土砂や土砂混じりの岩塊からなり、層厚は10～20mである。

2) 諸塚層群

当地点周辺の基盤岩は諸塚層群に属しており、砂岩と頁岩が互層をなし分布している。砂岩と頁岩はその性状から、本来の地質構造が保持された堅硬な岩盤（基盤岩と呼ぶ）と基盤岩の上位に分布する二次的に地質構造が乱され、様々な大きさの角礫状に破碎された岩盤状態を示す部分がある。角礫と角礫を埋める細粒化した基質からなる固結したものをここでは角礫岩（表-1.1）と呼び、記載用語として用いる。

砂岩は10～20mの層厚をなし、暗灰色を呈し、細粒～中粒砂岩で塊状を呈する。上位の砂岩は下位の頁岩との境界に近づくと細粒砂岩へと粒径は小さくなり、砂岩と頁岩がそれぞれ数cm～数十cmの層厚の互層をなす。

頁岩は5～30mの層厚をなし、黒灰色を呈し、層理面に平行に壁開が発達している。また、砂岩頁岩互層では頁岩は砂質頁岩となることがある。

角礫岩は基盤岩の上部に形成されている。ここでは砂岩の角礫を主体に構成されているものを角礫岩（砂岩）、頁岩の角礫を主体に構成されているものを角礫岩（頁岩）に区分し記述する。詳細な観察結果は4.2節において記載するが、全体的に角礫岩は固結しており、全体層厚は10～30mにおよぶ。なお、角礫岩はある範囲、深度に連続して分布していることから角礫岩が分布する範囲を角礫岩卓越層（表-1.1）と呼ぶ。角礫岩卓越層は縦断方向（斜面傾斜方向）の断面では、地質構造とやや斜交するように分布するが（図-4.4）、横断方向（上下流方向）での断面では下流側

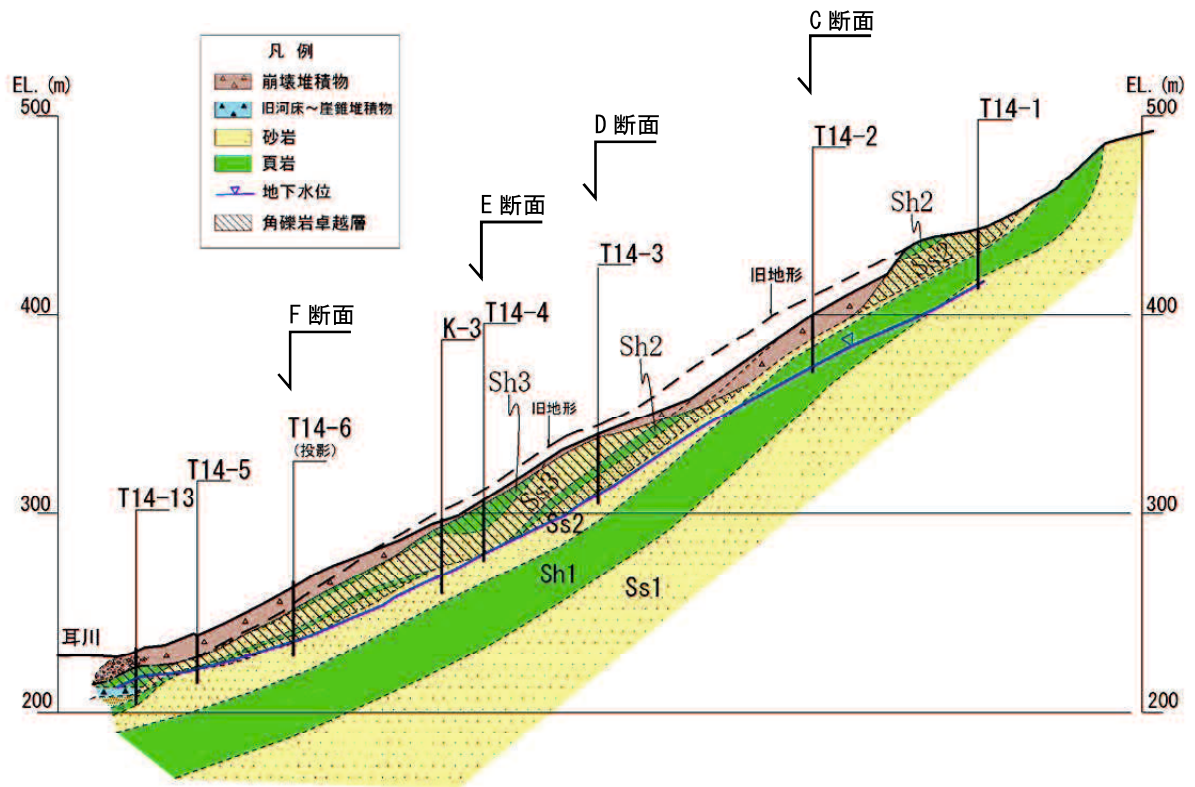


図-4.4 塚原深層崩壊箇所の地質断面図 (A 断面)

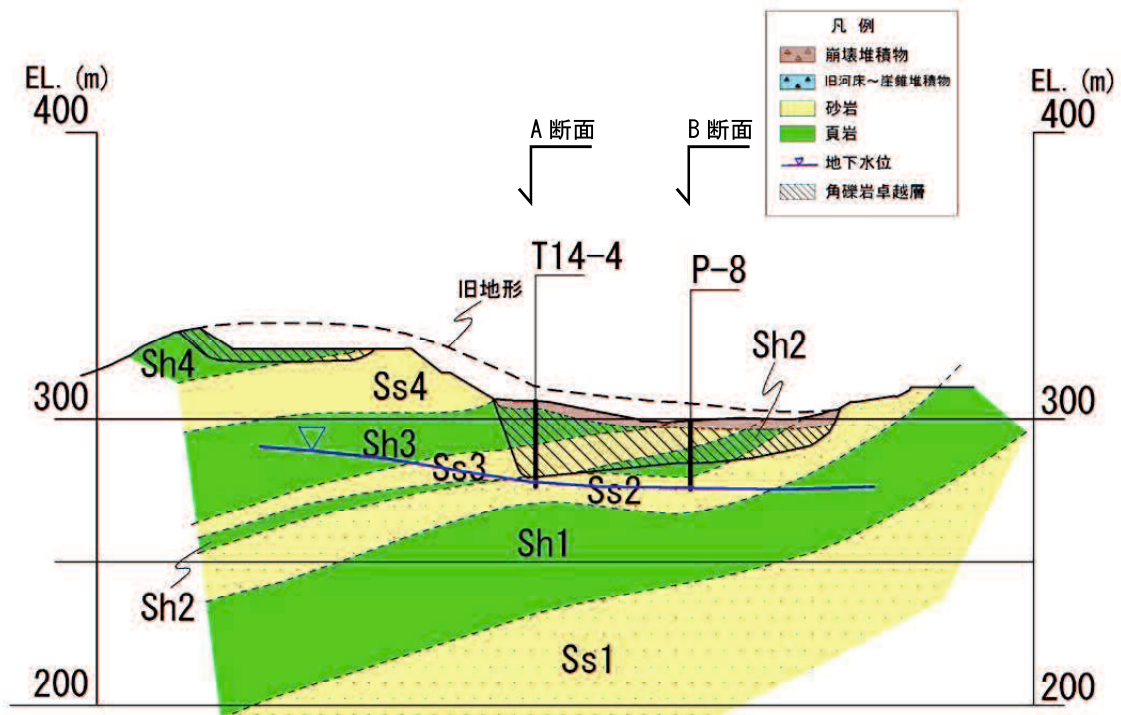


図-4.5 塚原深層崩壊箇所の地質断面図 (E 断面)

が厚くなる (図-4.5)。また、深層崩壊地以外にも下流の斜面地下にも角礫岩卓越層が分布する (図-4.5)。

(2) 地質構造

地層の走向は、北東-南西方向で 30° ~ 50° 北西方向に傾斜しており、崩壊した斜面の傾斜方向と層理面は低角度で斜交している。したがって図-4.4 に示す地質断面図では流れ盤構造となるものの 2005 年の深層崩壊は層理面を切るように発生している。

断層は河床部や滑落崖頭部の露頭で観察ができる。河床部における断層は複数本認められ、一般に北東-南西走向で、 20° 北西に傾斜しており、幅 1~2 cm 細片状に破碎するが密着している。一方、滑落崖の頭部における断層は走向が北西-南東走向で高角度であり、幅 100 cm で岩片~細片状に破碎し一部数mmの粘土を挟む。

4.2 地下構造の記載と分類

4.2.1 性状観察の方法および数量

調査は露頭観察 (滑落崖 300m 区間の連続観察)、ボーリングのコア観察 (28 孔, 821m, 最大深さ $L=48\text{m}$)、ボーリングコアやブロックサンプルの切断面のスラブ観察や X 線 CT 測定 (10 箇所)、角礫岩の薄片観察 (3 箇所)、粒度分析 (露頭試料から粒度試験 1 箇所、ボーリングコア上面に出現した礫の個数と長径の測定 12 孔) を実施した。

深層崩壊斜面地下の内部構造を把握するためボーリング調査を実施し、作成した縦断方向と横断方向の地質断面図を示す (図-4.4~4.5)。

なお、今回の観察箇所は、図-4.6 に示すように深層崩壊が発生した崩壊面より地下の部分、崩れ残りの部分および深層崩壊地外の部分の角礫岩卓越層となる。深

層崩壊した主体部分は既に流出しているため、深層崩壊の内部を直接見ることはできない。したがって、深層崩壊斜面地下の内部構造（表-1.1）はこれらの観察結果から推定したものとなる。

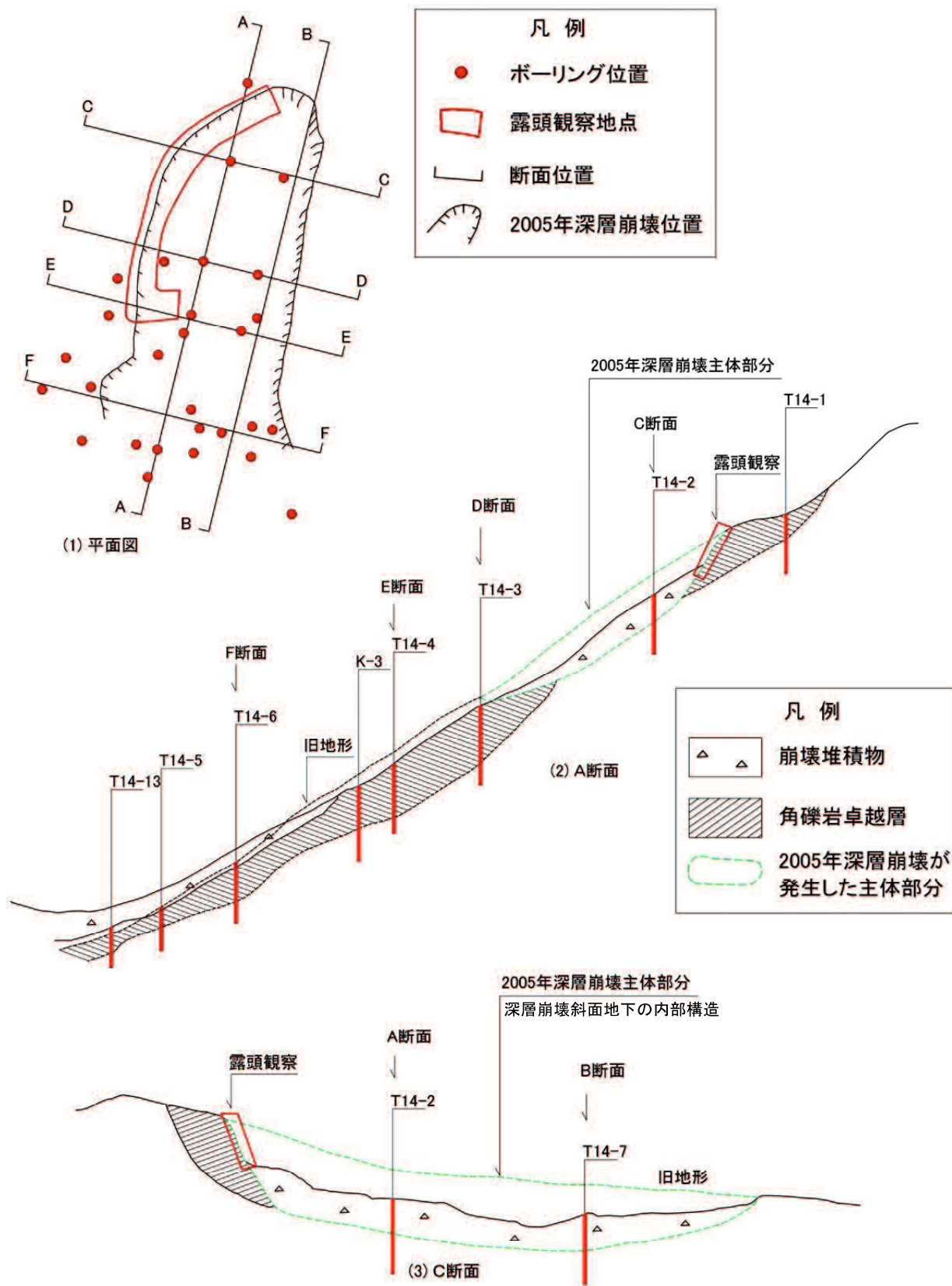


図-4.6 塚原深層崩壊箇所の調査箇所位置図

T14-2, T14-7 孔には角礫岩卓越層は全て流出しているが、露頭観察や崩壊堆積物の性状から角礫岩卓越層の性状を推定

4.2.2 ボーリングコア観察

角礫岩は、砂岩、頁岩を母岩として形成されており、角礫と角礫間を埋める細粒物質から構成される。角礫岩は角礫の構成岩種、粒径、角礫や細粒物質の量比などにより様々な性状を呈する。ここでは図-4.7 に代表的な角礫岩のコア写真を示し、以下ボーリングコア観察を中心に詳細な特徴を記載する（ボーリング位置は図-4.3）。

(1) 母岩の違いによる角礫岩の構造

角礫岩は母岩の違いにより異なる構造を呈する。

砂岩においては不規則な微小割れ目沿いに角礫化が進行し、砂岩塊から角礫が分離し、引き剥がされるように構造が壊され、長径 1 cm～3 cm オーダーの等方形で無構造の角礫が形成されており、角礫が分離する過程で回転し角礫の角が取れて亜円礫～円礫状を呈するものも認められる。代表的なコアスケッチを図-4.8 に示す（K-3 孔、深度 14.5～14.9m）。

砂岩・頁岩互層においては層理面沿いの扁平な角礫化が顕著である。砂岩が優勢な箇所においては一部砂岩に発達する微小割れ目に沿いに長径 2～5 mm の頁岩や砂岩の礫が引きずり込まれ、破壊が進行し、無構造の角礫が形成されている（図-4.9；T14-18 孔、深度 31.7～31.8m）。

頁岩においては層理面沿いに岩石が剥離するとともに、層理面に直交～斜交する鋸歯状～不規則な割れ目によって角礫化が進み、長径数mm オーダーから数cm オーダーの角礫が形成されている（図-4.10；P-2 孔、深度 24.5～24.7m）。

(2) 礫の移動に関する構造

砂岩・頁岩互層には、層理面沿いに扁平な角礫化が認められる。この扁平な角礫はせん断応力の方向に平行に配列しようとするため層理面から斜交して分離し、引き剥がされるように移動し構造が壊れていくが、全体として本来の構造に概ね復元

が可能である (図-4.11 ; T14-18 孔, 深度 31.4~31.5m).

K-1孔(0~18m)1.3~13.6m角礫岩



図-4.7 角礫岩のコア写真 K-1 孔 (0~18m 区間) 1.3~13.6m は角礫岩

K-3孔

(1) 岩種の違いによる角礫岩の性状 砂岩

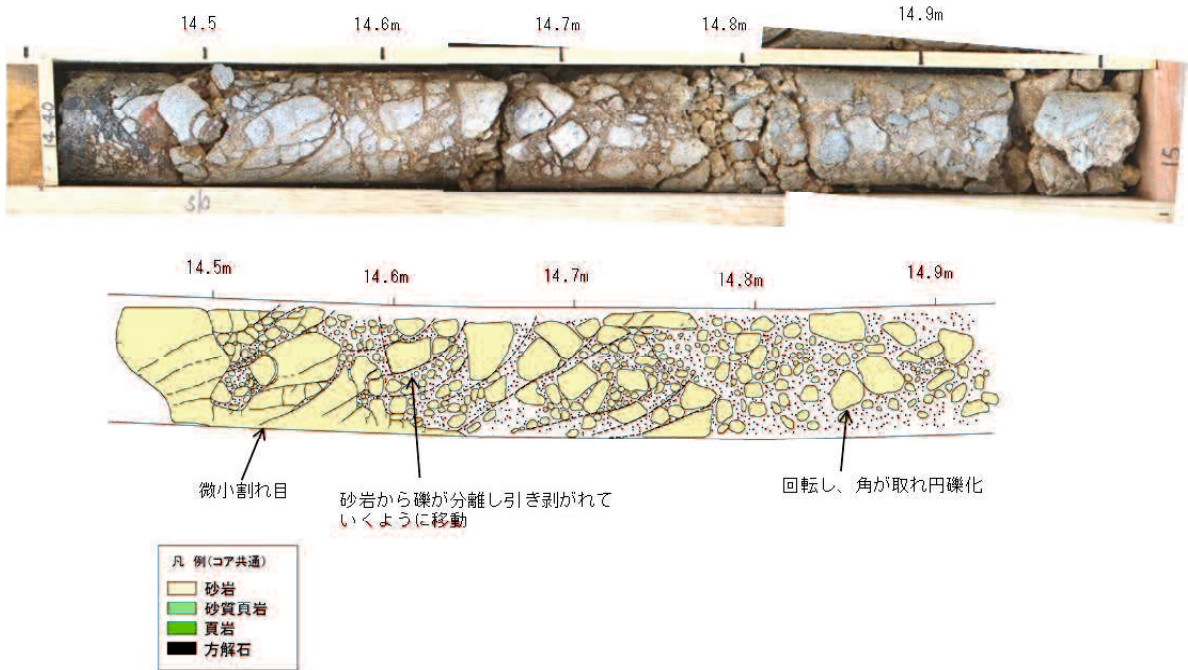


図-4.8 角礫岩のコア写真 (K-3 孔 ; 深度 14.5~14.9m)

砂岩においては不規則な微小割れ目沿いに角礫化が進行し、砂岩から角礫が分離し、引き剥がれるように構造が壊され、長径1cm~3cmオーダーの等方形で無構造の角礫が形成されており、角礫が分類する過程で回転し角礫の角が取れて亜円礫~円礫状を呈するものも認められる。

T14-18孔

砂岩・頁岩互層



図-4.9 角礫岩のコア写真 (T14-18 孔 ; 深度 31.7~31.8m)

砂岩・頁岩互層においては層埋面沿いの扁平な角礫化が顕著である。砂岩が優勢な箇所においては一部砂岩に発達する微小割れ目沿いに長径2~5mmの頁岩や砂岩の礫が引きずり込まれ破壊が進行し、無構造の角礫が形成される。

P-2孔

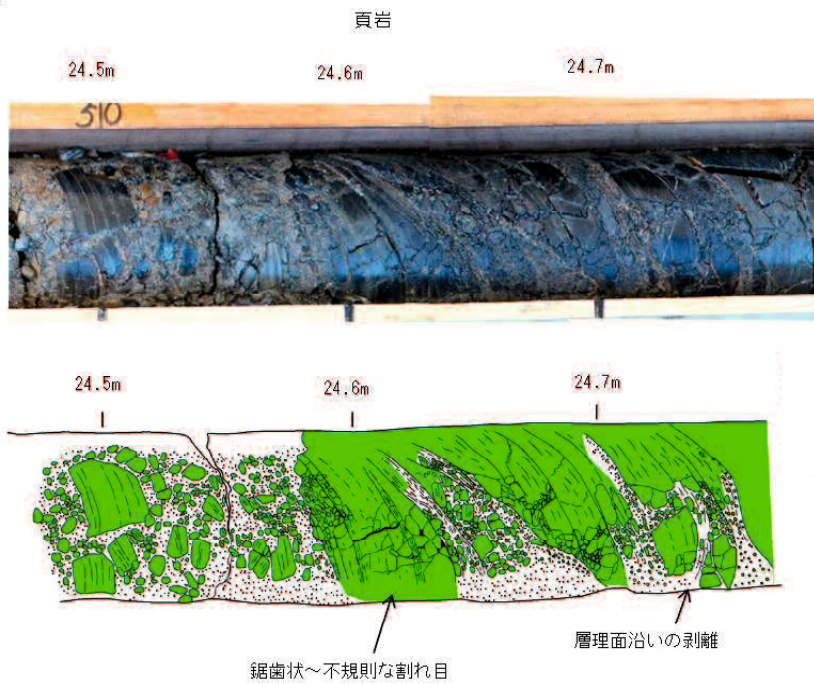


図-4.10 角礫岩のコア写真 (P-2 孔 ; 深度 24.5～24.7m)

頁岩においては層理面沿いに岩石が剥離するとともに、層理面に直交～斜交する鋸歯状～不規則な割れ目によって角礫化が進み、長径数 mm オーダーから数 cm オーダーの角礫が形成されている。

T14-18孔

(2) 移動の違いによる角礫岩の性状

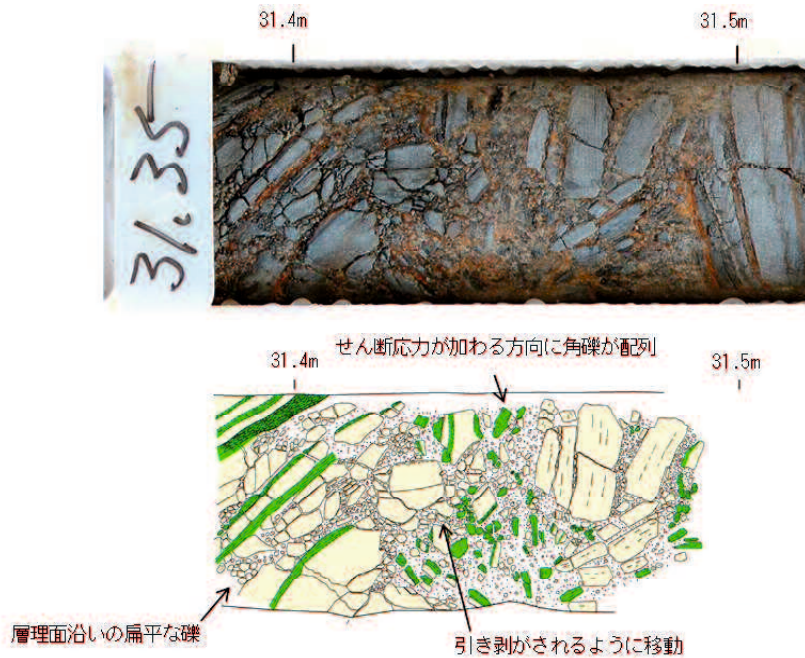


図-4.11 角礫岩のコア写真 (T14-18 孔 ; 深度 31.4～31.5m)

砂岩・頁岩互層には、層理面沿いに扁平な角礫化が認められる。この扁平な角礫はせん断応力が加わる方向に平行に配列しようとするため層理面から斜交して分離し、引き剥がされるように移動し構造が崩れていくが、全体として本来の構造に概ね復元が可能である。

角礫化が変位を伴わず、礫の移動が極めて小さい場合には、砂岩中の割れ目を充填する方解石脈から方解石が分離し、引き剥がされるように移動し、脈から3～5 cm離れた距離に分布している様子が観察される(図-4.12; K-3 孔, 深度 19.1～19.2m).

砂岩の割れ目(幅 0.5～1 cm)に長径数mmの砂岩や頁岩の角礫が割れ目の方向に平行に配列しているコアが観察され、砂岩の割れ目に微小角礫が引きずり込まれている(図-4.13 ; K-3 孔, 深度 23.3～23.5m).

角礫岩には砂岩・砂質頁岩および頁岩起源の礫が含まれるとともに、新鮮な角礫や風化した角礫が混在する場合がある。一方、礫の淘汰は悪く長径数mm～5 cmまで存在するが、全体に礫は小さく長径 1 cm以下が主体となり、角が取れ円礫化したものも認められる。また礫間を埋めるように褐色化した細粒分からなる基質(約 30%)が認められる。以上の特徴から様々な礫種の混在は、互層部の破壊によるものではなく、明らかに別の個所で角礫化し、移動していく中で起こっている(図-4.14 ; T14-18 孔, 深度 34.4～34.5m).

砂岩、砂質頁岩および頁岩起源の多くの角礫が混在している角礫岩については、全体に礫径は小さく、長径 1 cm以下となり基質量が 50%程度と多くなり、礫は基質支持構造(地学団体研究会, 1983)となる(図-4.15 ; P-8 孔, 深度 14.5～14.9m).

K-3孔

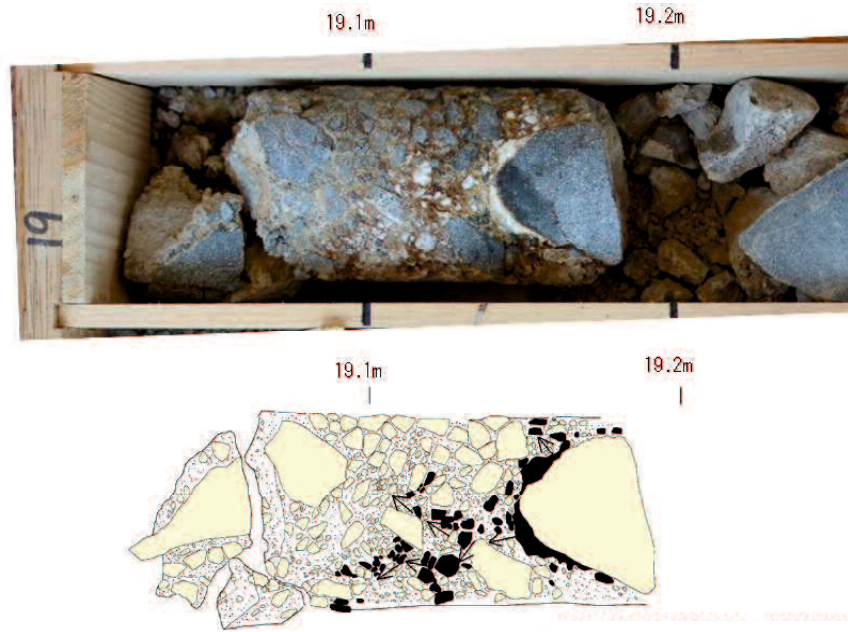
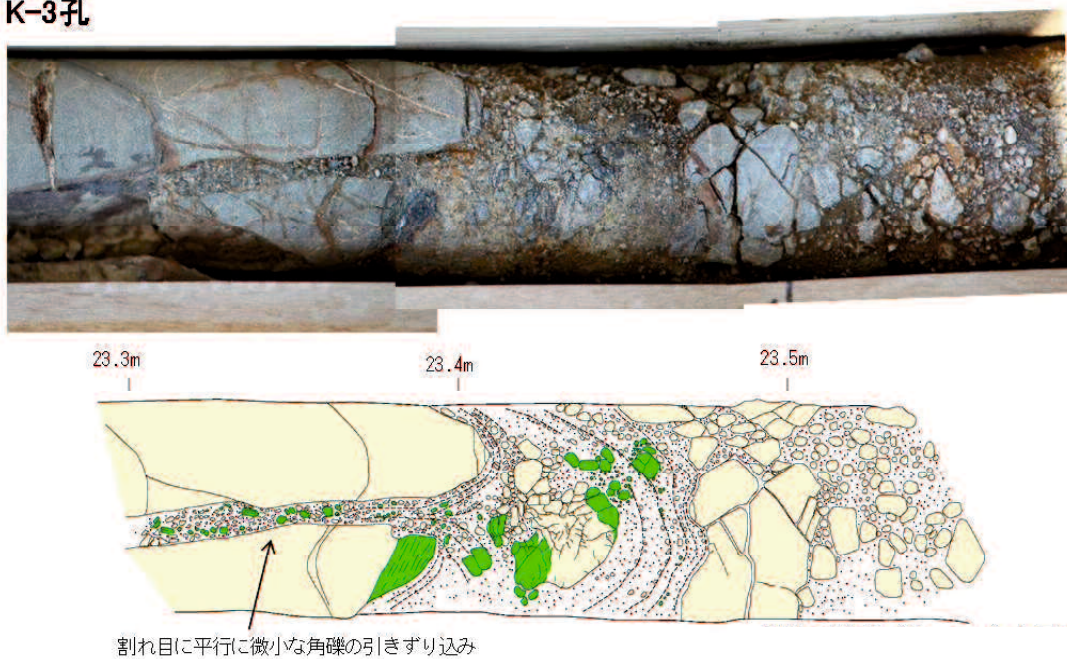


図-4.12 角礫岩のコア写真 (K-3 孔 ; 深度 19.1~19.2m)

角礫化が変位を伴わず、礫の移動が極めて小さい場合には、砂岩中の割れ目を充填する方解石脈から方解石が分離し、引き剥がされるように移動し、脈から3~5cm 離れた距離に分布している様子が観察される。

K-3孔



割れ目に平行に微小な角礫の引きずり込み

図-4.13 角礫岩のコア写真 (K-3 孔 ; 深度 23.3~23.5m)

砂岩の割れ目 (幅 0.5~1cm) に長径数 mm の砂岩や頁岩の角礫が割れ目の方向に平行に配列しているコアが観察される。これは砂岩の割れ目に微小角礫が引きずり込まれた構造と考えられる。

T14-18孔

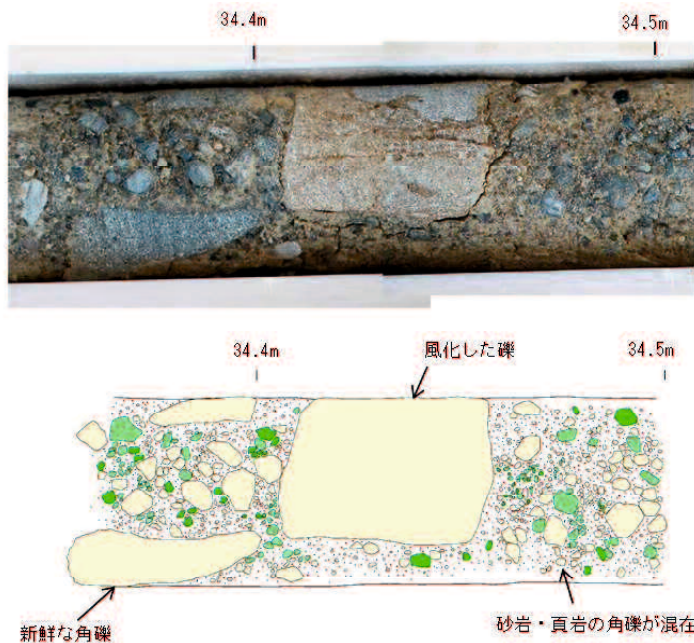


図-4.14 角礫岩のコア写真 (T14-18 孔 ; 深度 34.4~34.5m)

角礫岩には砂岩・砂質頁岩および頁岩起源の礫が含まれるとともに、角礫は新鮮な角礫や風化した角礫が混在する場合がある。

一方、礫の淘汰は悪く長径数 mm~5cm まで存在するが、全体に礫は小さく長径 1cm 以下が主体となり、角が取れ円礫化したものも認められる。また礫間を埋めるように褐色化した細粒分からなる基質 (約 30%) が形成される。以上の特徴から礫の混在は、互層部の破壊によるものではなく、明らかに別の箇所で角礫化し、移動していく中で起こったものと考えられる。

P-8孔

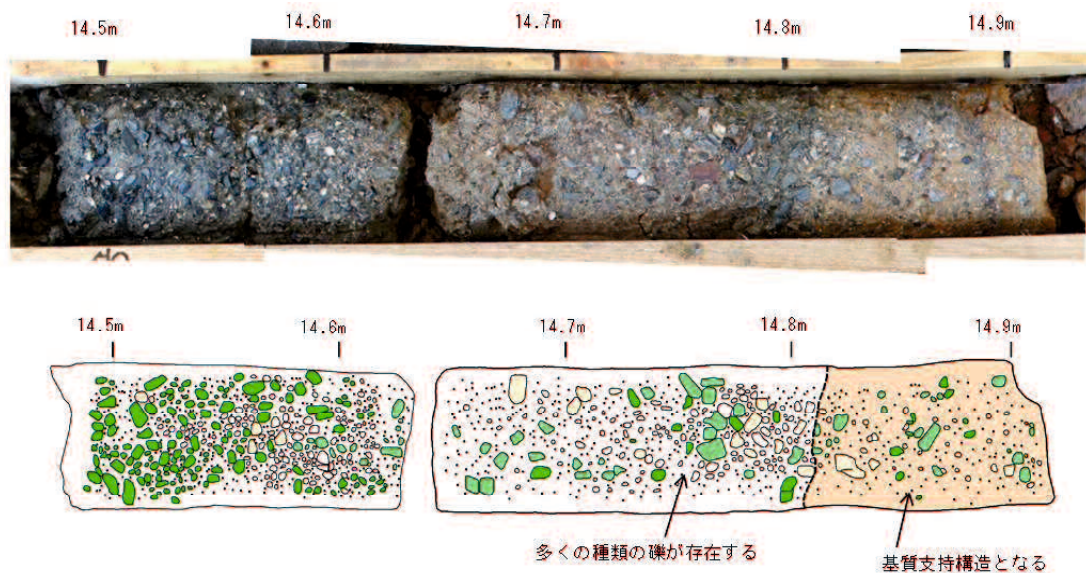


図-4.15 角礫岩のコア写真 (P-8 孔 ; 深度 14.5~14.8m)

砂岩、砂質頁岩および頁岩起源の多くの角礫が混在している角礫岩については、全体に礫径は小さく、長径 1cm 以下となり基質量が 50% 程度と多くなり、礫はマトリックスサポートの構造となる。

4.2.3 スラブ試料からの性状観察

(1) 頁岩，砂質頁岩礫からなる角礫岩の構造

長径 2cm の頁岩塊に層理方向とこれと斜交する割れ目が開口し，長径 0.5～1.0cm の小角礫に分離していく．長径 3cm の砂質頁岩塊でも，層理面方向とこれと斜交する不規則な割れ目が開口し，0.3cm～2.0cm の小角礫に分離し，引き剥されるように移動する．角礫は回転し，移動する中で角が取れ円礫化する（図－4.16；P-2 孔，深度 23.4～23.5m）．

(2) 様々な礫種が混在する角礫岩の構造

長径 0.2cm～2.0cm の砂岩・砂質頁岩・頁岩の礫が混在する．礫は角が取れ円礫化し，礫間は細粒分からなる基質に囲まれ，基質支持構造となる．一部，円礫化した礫が曲線状に並ぶが，粘土や面構造は認められない（図－4.17；P-8 孔，深度 14.8～14.9m）．

頁岩・砂質頁岩礫からなる角礫岩

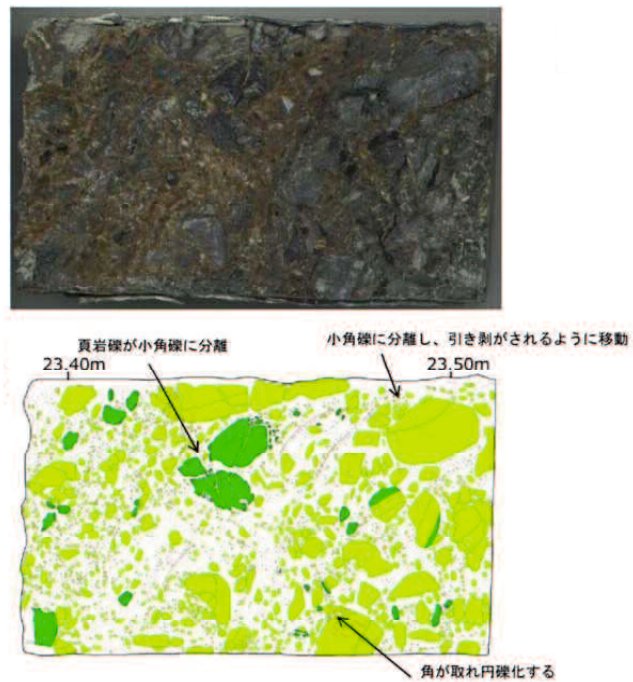


図-4.16 角礫岩のコア写真 (P-2 孔 ; 深度 23.4~23.5m)

長径 2cm の頁岩に層理方向とこれと斜交する割れ目が開口し、長径 0.5~1.0cm の小角礫に分離していく。
 長径 3cm の砂質頁岩でも、層理面方向とこれと斜交する不規則な割れ目が開口し、0.3~2.0cm の小角礫に分離し、引き剥がされるように移動する。
 角礫は回転し、移動する中で角が取れ円礫化する。

様々な岩種礫からなる角礫岩

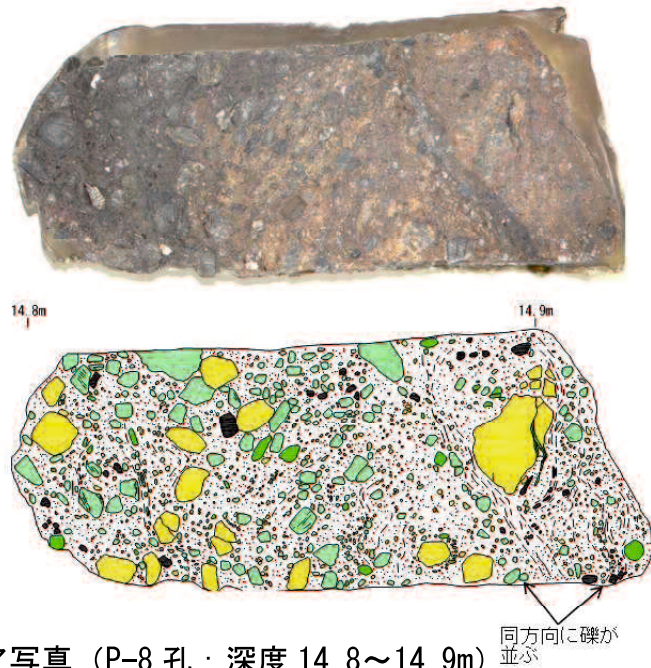
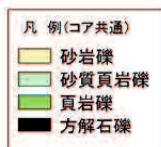


図-4.17 角礫岩のコア写真 (P-8 孔 ; 深度 14.8~14.9m)

長径 0.2~2.0cm の砂岩・砂質頁岩・頁岩の礫が混在する。
 礫は角が取れ円礫化し、礫間は細粒分からの基質に囲まれ、基質支持構造となる。
 一部、円礫化した礫が曲線状に並ぶが、粘土や面構造は認められない

4.2.4 鏡下観察による微細構造

詳細な礫の配列や面構造を検討するため、細粒分が卓越する箇所（P-8 孔；深度 14.85m）を対象に薄片を作成し観察を実施した。

P-8 孔の深度 14.85m では、長径 0.2～1.0 mm の円磨した石英、石英長石密集片、不透明鉱物が 3 mm の区間で曲線状に配列しており、この配列はこれらの鉱物が若干移動する中で形成された微細構造と考えられる。なお、連続した粘土や粘土を挟むような面構造は認められない（図-4.18）。

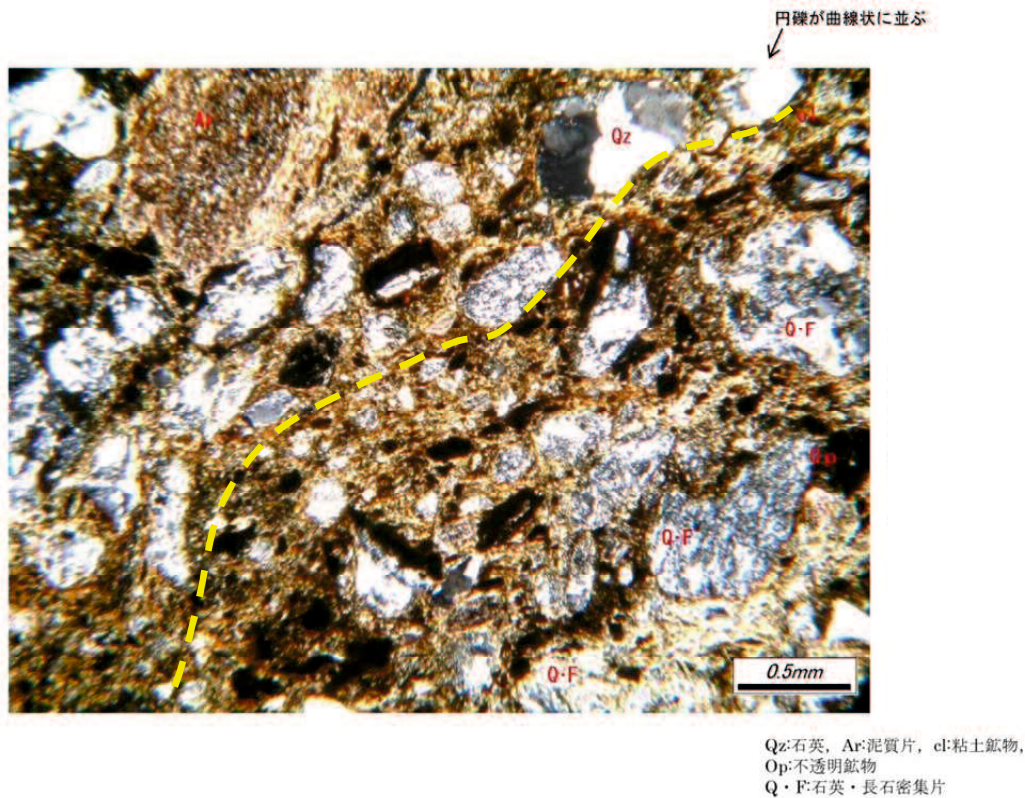


図-4.18 角礫岩の薄片写真，直交ポーラー（P-8 孔；深度 14.8～14.9m）

長径 0.2～1.0mm の円磨した石英、石英長石密集片、不透明鉱物が 3mm の区間で曲線状に配列しており、この配列はこれらの鉱物が若干移動する中で形成された微細構造と考えられる。なお、連続した粘土や粘土を挟むような面構造は認められない。

4.2.5 露頭観察からの性状観察

角礫岩は、2005年の深層崩壊によって形成された滑落崖周辺の露頭で観察することができる。

滑落崖の規模は幅 170m, 長さ 400m (図-3.2) であるが, 頭部から下流側方崖 (村道まで) の約 300m 区間では, 高さ 10~30m の崖に角礫岩が連続して露頭している。

ここでは分布・性状を三次元的に把握するため滑落崖において露頭観察を実施した。このうち代表的な角礫岩の性状が観察できる箇所 (sk1~sk4 地点) について詳細スケッチも含めて露頭観察を行った結果を示す。なお, 露頭位置は図-4.19~4.20 に示す。

(1) 滑落崖スケッチ (sk1)

約 100m の区間において基盤岩と角礫岩を連続して観察できる。北側 (スケッチ左側) から南側 (スケッチ右側) に基盤岩の砂岩が分布し, 南側端では基盤岩の頁岩が分布する。これらの基盤岩の上部に角礫岩が分布している (図-4.21)。

sk1 - ①地点では新鮮な砂岩の上部に張り付くように角礫岩が分布する (図-4.22)。

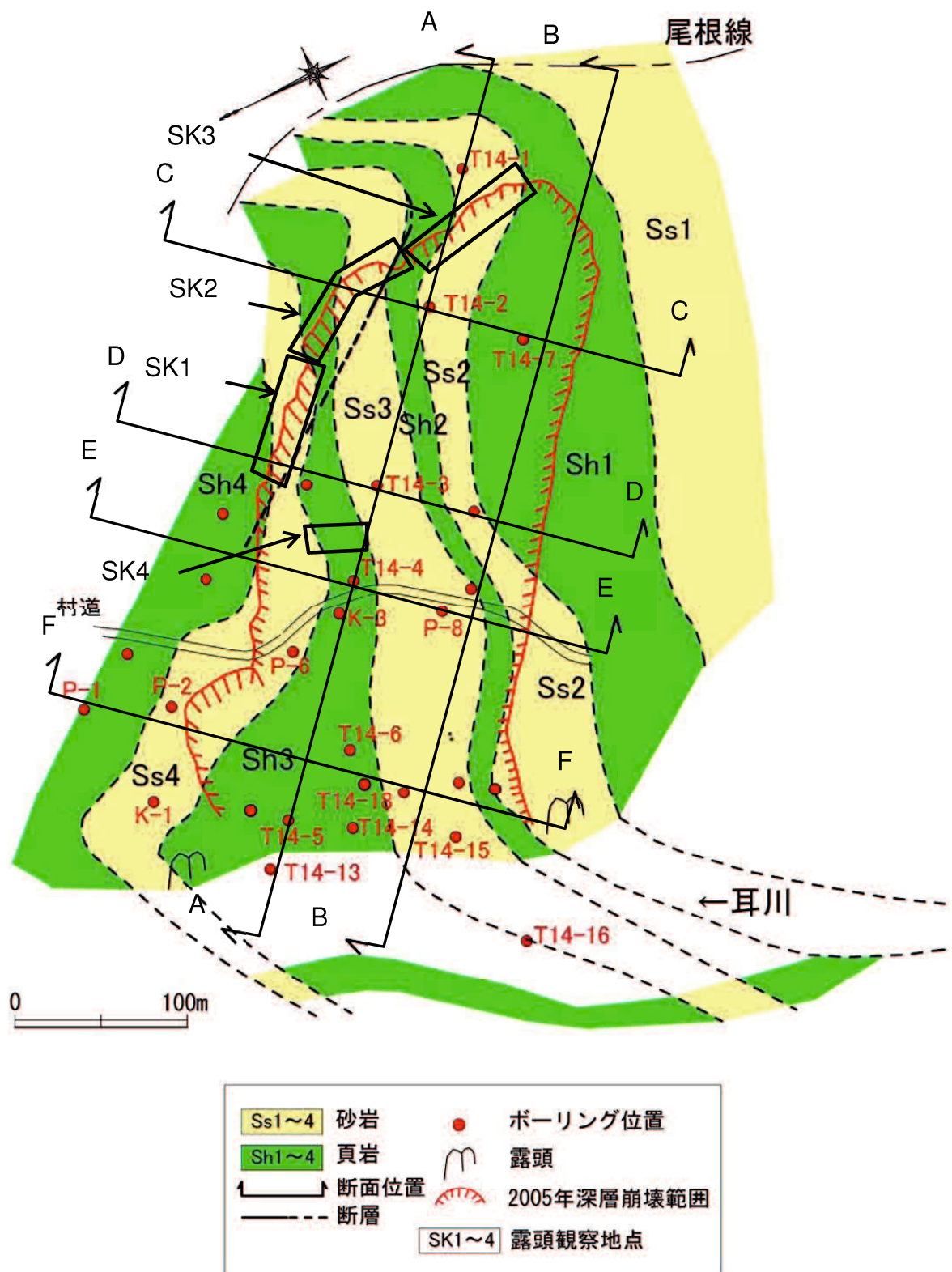


図-4.19 塚原深層崩壊箇所の滑落崖観察位置図

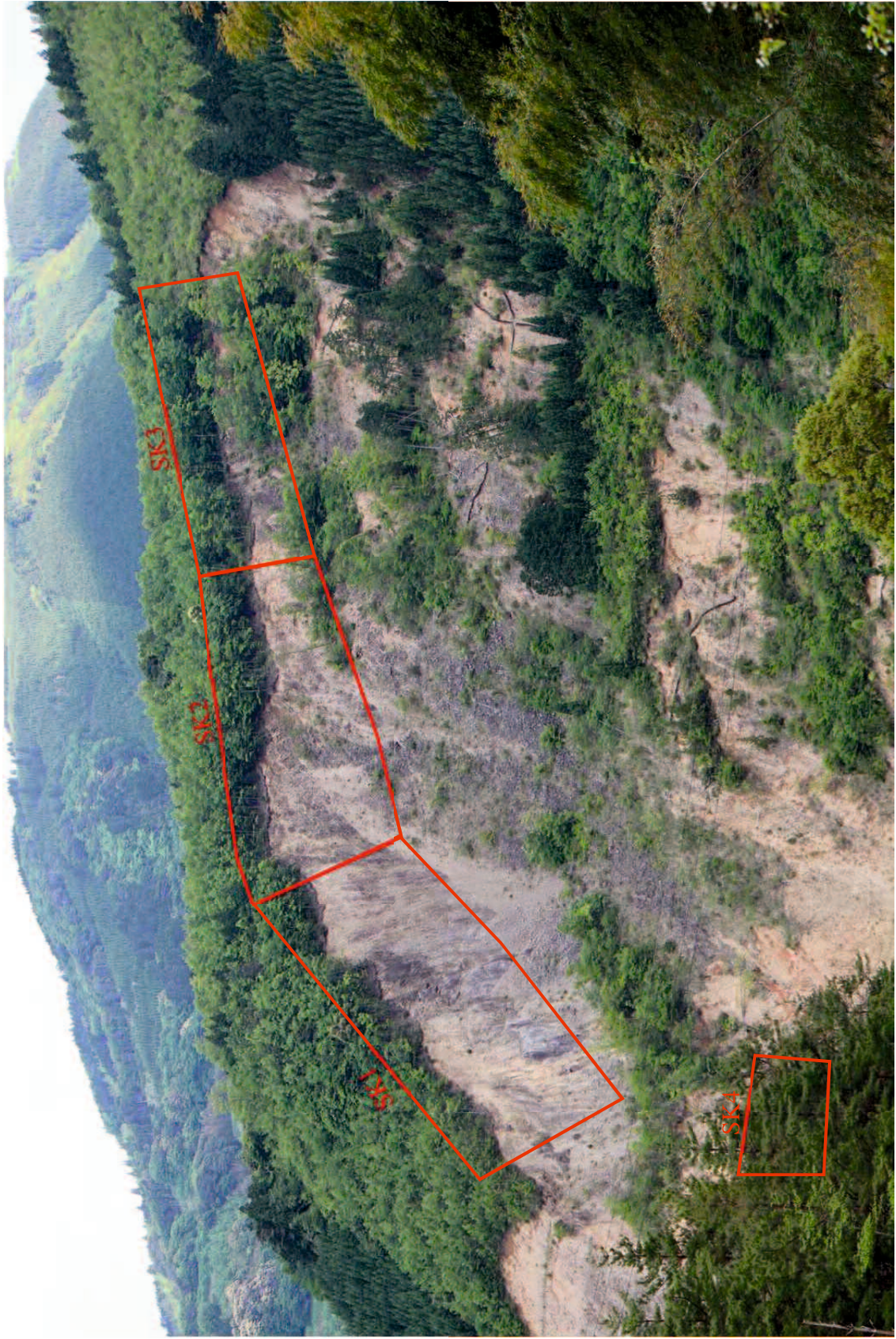


図-4.20 塚原深層崩壊箇所の滑落崖全景および露頭観察位置

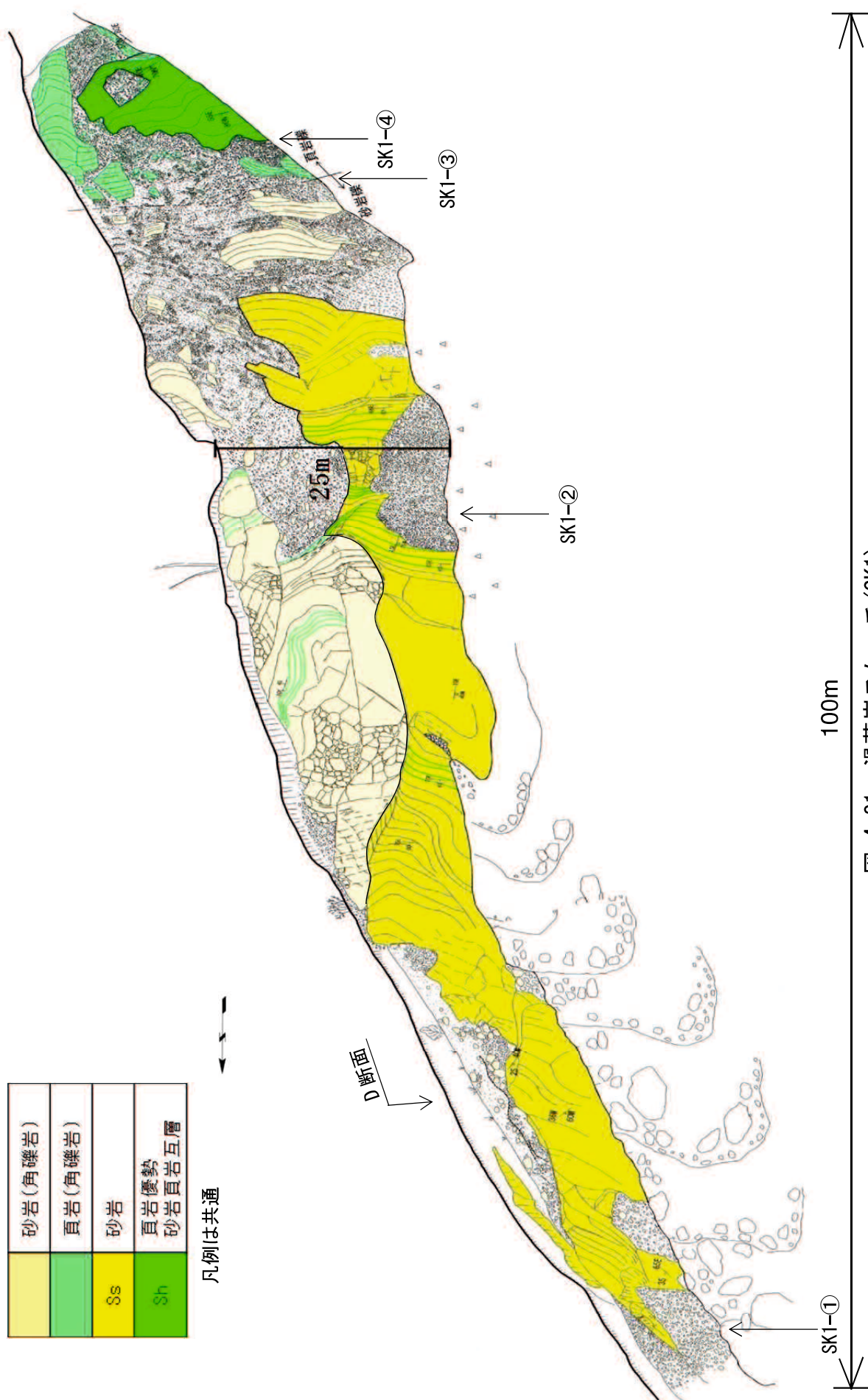


図-4.21 滑落崖スケッチ (SK1)

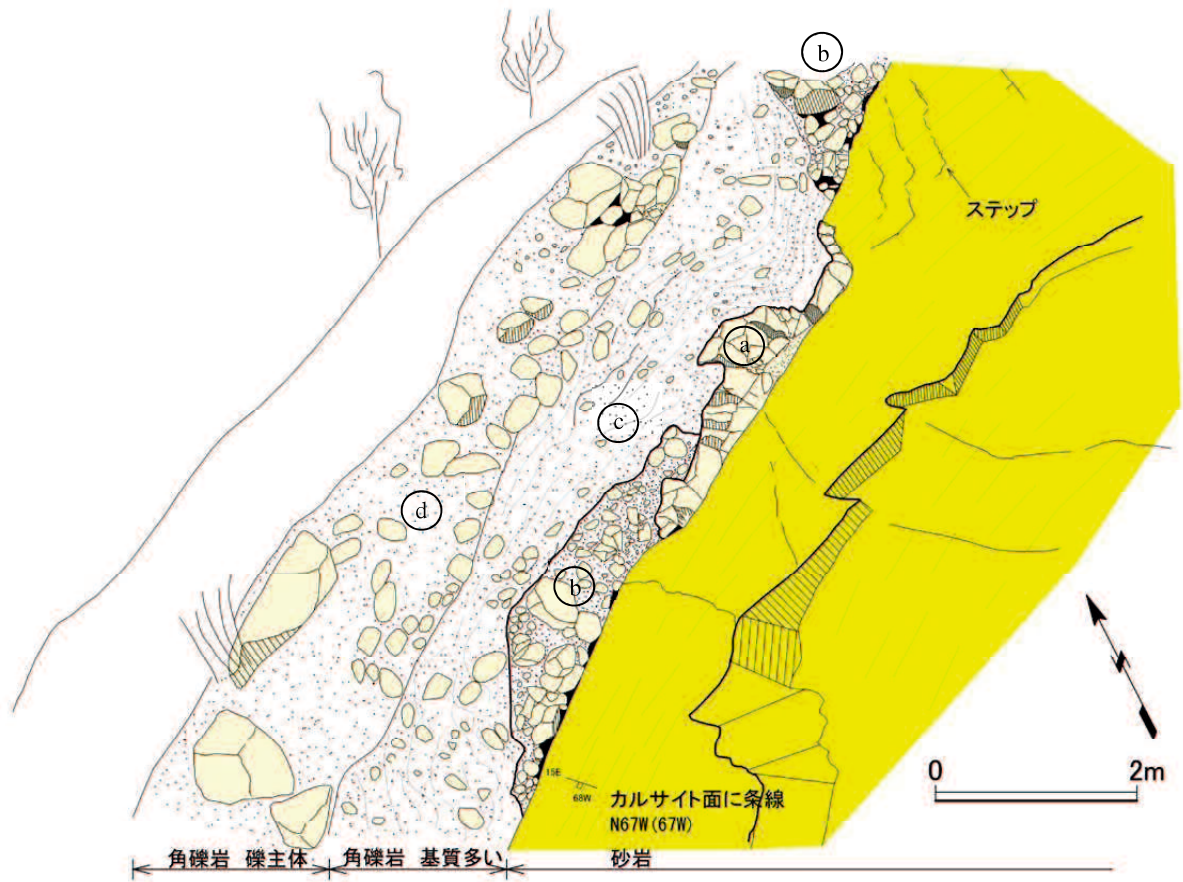


図-4.22 滑落崖スケッチ (SK1-①)

- ・新鮮な砂岩の上部に角礫岩が分布する。
- ・砂岩の上面は割れ目の高角度の面 (N15° E68° W) であり、この面にカルサイトが付着しているが、ここに条線が付いている (N67° W67° W)。

砂岩の上面は高角度の割れ目の面 (N15° E68° W) であり、この面にカルサイトが付着しているが、ここに条線が付いている (N67° W67° W)、概ね最大傾斜方向となる。

角礫岩のうち砂岩上面の一部には 20~30cm 間隔の割れ目が発達した岩塊として分布し、地質構造を保持している (a)。その上方や下方には、長径 5~30cm の角礫が密集し、地質構造をわずかに残す (b)。

a や b の上部には、長径 5~20cm の角礫と褐色化した砂質土からなり、斜面と平行に礫の配列がある (c)。さらにこの上部には、長径 10~40m の角礫が分布する (d)。

Sk1-②地点では砂岩・頁岩互層の上部に角礫岩が分布する (図-4.23)。角礫岩は長径 5~40cm の角礫となっているが、地質構造を保持し、変形しながら角礫化している。

母岩の砂岩と頁岩の礫が一部混在する部分もあるが、概ね角礫は母岩と整合的に砂岩ゾーン、頁岩ゾーンに分かれる。

Sk1-③地点では高さ 25m の滑落崖に、砂岩と頁岩の礫からなる角礫岩が分布する (図-4.24)。

スケッチの左下には砂岩 (a)、右下には頁岩 (b) が露出しているが、それぞれの上部に角礫岩が広く形成されている。角礫岩 (砂岩) は層理面沿いに長径数十 cm ~ 数 m オーダーで角礫化が進行し、一部では角礫が長径数十 m に及ぶ岩塊の箇所 (c) が見られる。岩盤との境界には角礫の長軸方向が層理面方向と斜交するものが見られるが、すべり面や軟質な粘土は認められない。角礫岩 (頁岩) は層理面に沿って長径数 cm ~ 数十 cm オーダーの角礫化が進行しており、砂岩同様に長径数十 m の岩塊の箇所 (d) が見られる。また頁岩の層理面が座屈変形している箇所では、変形面に沿って角礫化している。

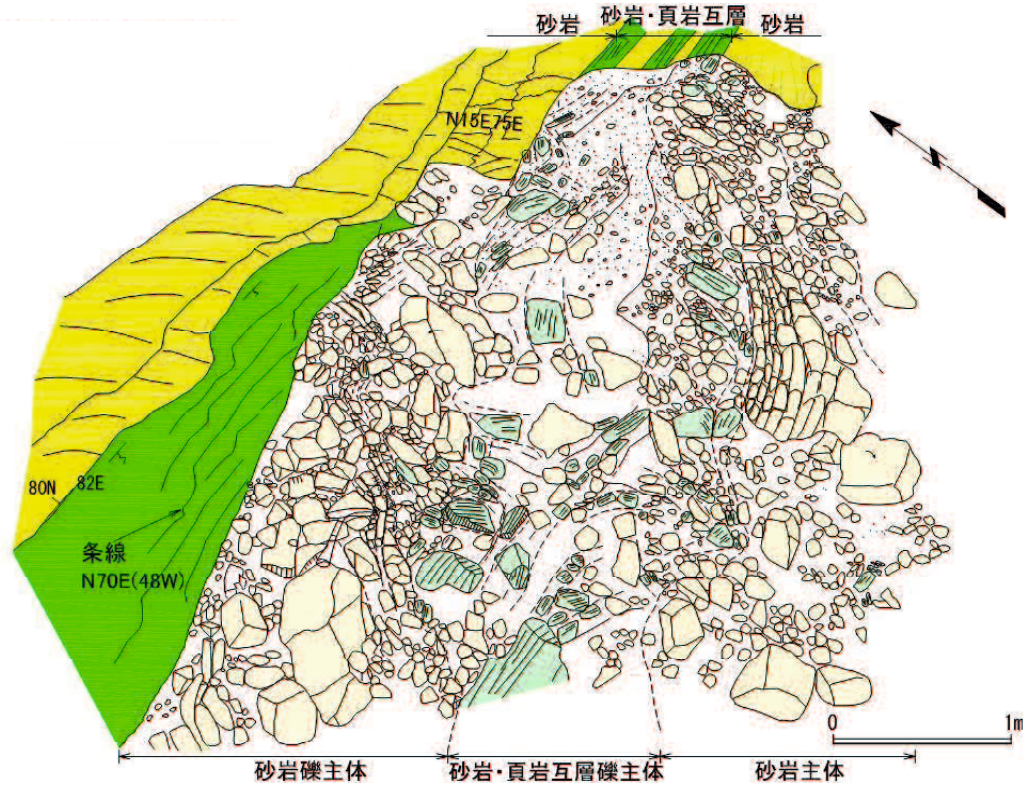


図-4.23 滑落崖スケッチ (SK1-②)

砂岩・頁岩互層の上位に角礫岩が分布する。
 角礫岩は長径5~40cmの角礫となっているが、地質構造を保持し、変形しながら角礫化している。
 母岩の砂岩と頁岩の礫が一部混在する部分もあるが、概ね角礫は砂岩ゾーン、頁岩ゾーンに分かれる。

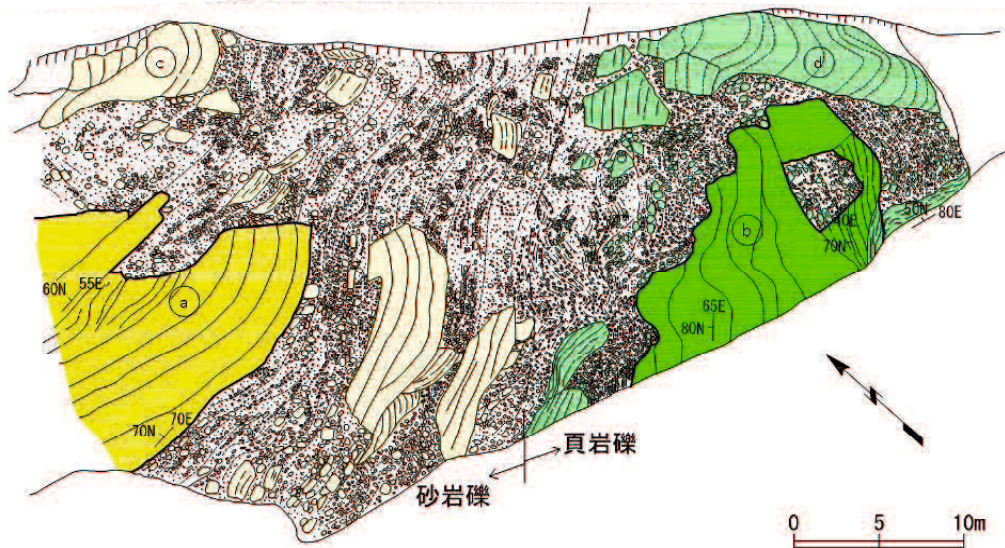


図-4.24 滑落崖スケッチ (SK1-③)

高さ25mの滑落崖に、砂岩と頁岩の角礫岩が分布する。
 スケッチの左下には砂岩(⊙)、右下には頁岩(⊙)が露出しているが、それぞれの上に角礫岩が広く形成されている。角礫岩(砂岩)は層理面沿いに長径数十cm~数mオーダーで角礫化が進行し、一部では角礫が長径数十mに及ぶ岩塊の箇所(⊙)が見られる。岩盤との境界には角礫の長軸方向が層理面方向と斜交するものが見られるが、すべり面や軟質な粘土は認められない。角礫岩(頁岩)は層理面に沿って長径数cm~数十cmオーダーの角礫化が進行しており、砂岩同様に長径数十mの岩塊の箇所(⊙)が見られる。また頁岩の層理面が座屈変形している箇所では、変形面に沿って角礫化している。なお、これらの角礫岩(砂岩)、(頁岩)には、砂岩礫と頁岩礫の混合したものは認められず、角礫岩は砂岩、頁岩のそれぞれの中で形成されている。

なお、これらの角礫岩（砂岩）、（頁岩）には、砂岩礫と頁岩礫の混合したものは認められず、角礫岩は砂岩、頁岩のそれぞれの中で形成されている。

Sk1-④地点では頁岩の上部に角礫岩が分布する（図-4.25）。角礫岩は層理面方向に平行な角礫を形成するが、変形（矢印の方向）が加わると変形する方向に角礫が折れるように配列することが観察できる。

(2) 滑落崖スケッチ (sk2)

約 100mの区間において角礫岩を連続して観察できる。中央に基盤岩の砂岩優勢砂岩頁岩互層が分布し、これより北側（スケッチ左側）では角礫岩（頁岩）分布し、南側（スケッチ右側）では角礫岩（砂岩）と角礫岩（頁岩）が分布する（図-4.26）。

北側の角礫岩（頁岩）には長径数十mの岩塊が分布する。角礫は層理面方向と層理面と斜交する構造に沿って長径 10 cm～2mの礫が配列するが明瞭な粘土は形成されていない。また、基盤岩との境界においても、明瞭な粘土やすべり面は形成されていない。

s k 2-①では下位に角礫岩（砂岩）、上位に角礫岩（頁岩）が分布し、境界はN20E 10～20Wで接する（図-4.27）。角礫岩（砂岩）は東西方向に湾曲した層理面走向に長径 50 cm～3mの砂岩の角礫が配列する。一部頁岩の薄層が不規則な形状で挟在する。角礫岩（頁岩）は層理面方向と層理面と斜交する構造に沿って長径 10 cm～1mの礫が配列するが、一部 3～5mの岩塊部も存在する。これらの部分においても明瞭な粘土は形成されていない。

(3) 滑落崖スケッチ (sk3)

約 100mの区間において角礫岩を連続して観察できる。中央の南側に基盤岩の頁岩と砂岩が分布し、これより北側（スケッチ左側）では下位に角礫岩（砂岩）、上位に角礫岩（頁岩）が分布し、南側（スケッチ右側）では角礫岩（砂岩）が分布する（図-4.28）。

s k 3-①では高さ 14m の滑落崖に、砂岩と頁岩の礫からなる角礫岩が分布する

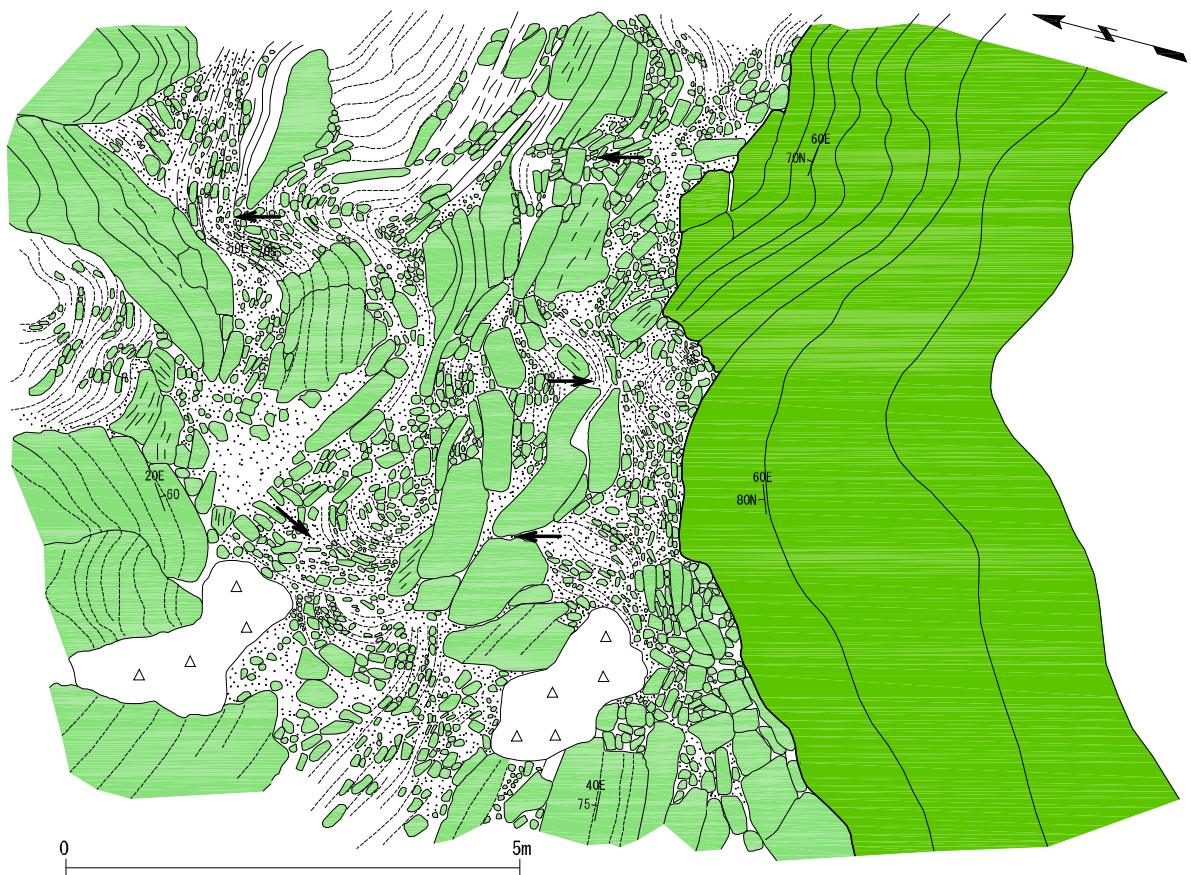


図-4.25 滑落崖スケッチ (SK1-④)

頁岩の上部に角礫岩が分布する。
 角礫岩は層理面方向に平行な角礫
 形成するが、変形（矢印の方向）が加
 わると変形する方向に角礫が折れる
 ように配列することが観察できる。

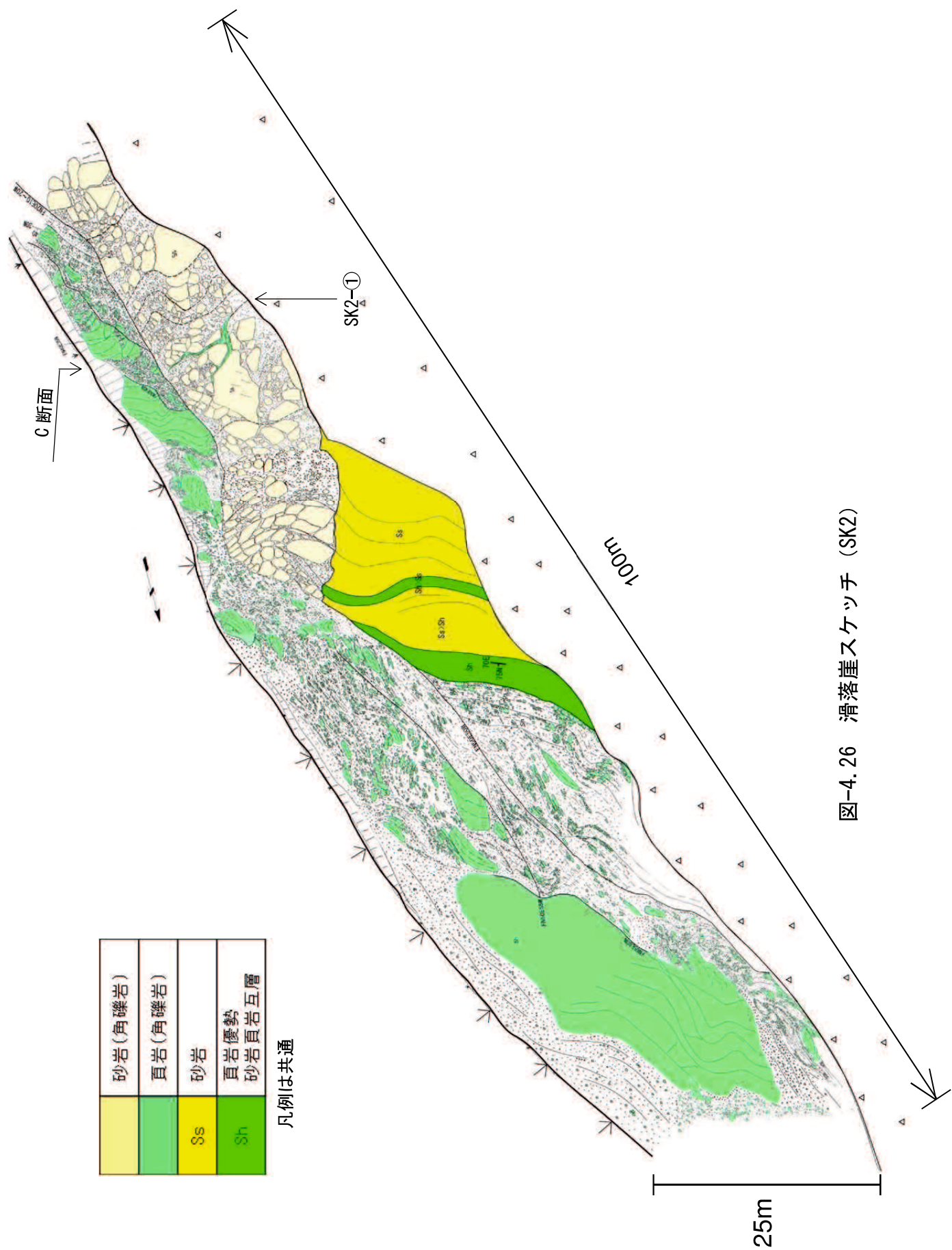


図-4.26 滑落崖スケッチ (SK2)

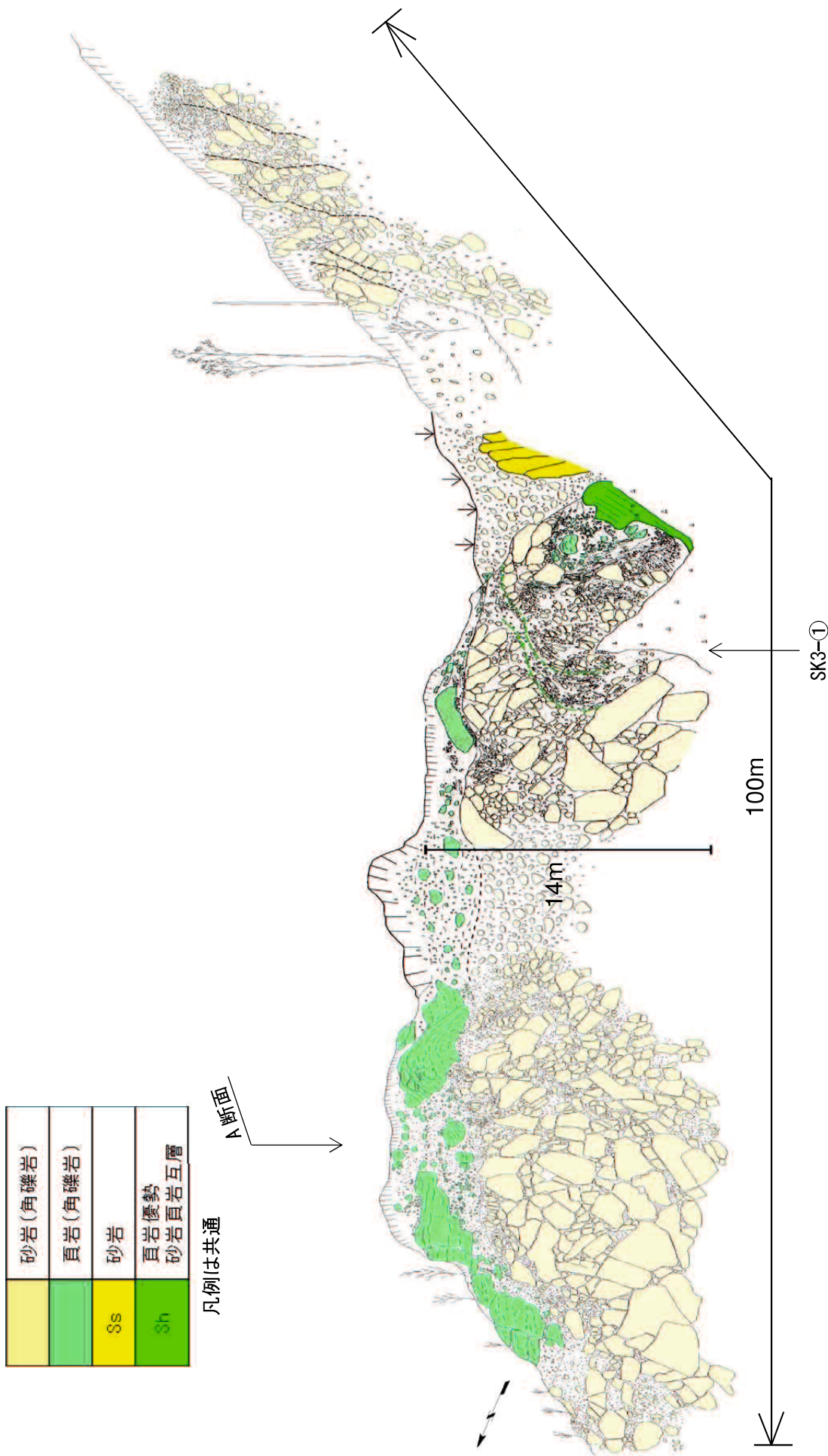


図-4.28 滑落崖スケッチ (SK3)

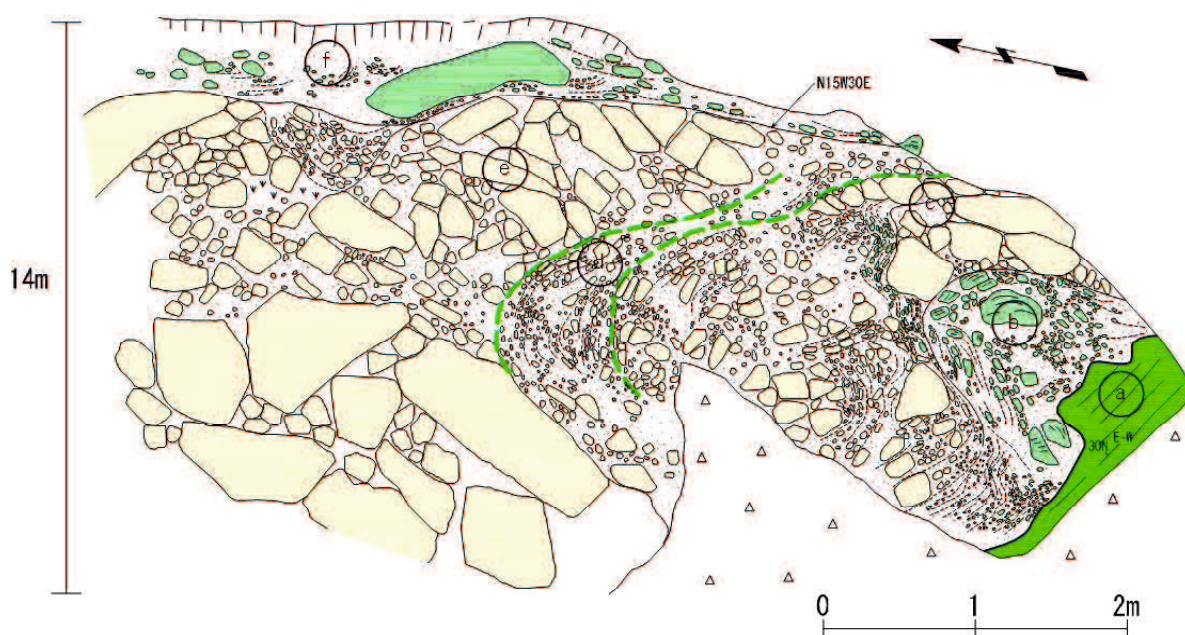


図-4.29 滑落崖スケッチ (SK3-①)

高さ 14m の滑落崖に、砂岩と頁岩の角礫岩が分布する。

スケッチの右下には頁岩 (a) が分布し、その上位に角礫岩 (頁岩 b) が約 2m の層厚で分布する。頁岩の層理面に沿って長径数cmの角礫が層理面の変形に調和的に配列する。その上位では角礫岩 (砂岩 c) が 3~4m の層厚で分布するが、下位では長径 1~2m の角礫、上位では長径数cm~数十cmの角礫からなっている。

その上位に頁岩の薄層を二層挟在する角礫岩 (砂岩 d) が 0.5~1m の層厚で分布する。ここでは長径 10 cm 程度の砂岩の角礫が頁岩の薄層と調和的に配列している。

さらに上位では角礫岩 (砂岩 e) が 2~5m の層厚で分布し長径 1~2m の角礫が主体となっている。さらにその上位では角礫岩 (頁岩 f) が分布しており層理面方向に角礫化し分離した構造が認められる。

(図-4.29).

スケッチの右下には頁岩 (㉑) が分布し、その上部に角礫岩 (頁岩㉒) が約 2m の層厚で分布する。頁岩の層理面に沿って長径数cmの角礫が層理面の変形に調和的に配列する。その上部では角礫岩 (砂岩㉓) が 3~4m の層厚で分布するが、下方部では長径 1~2m の角礫、上方部では長径数cm~数十cmの角礫からなっている。

その上部に頁岩の薄層を二層挟在する角礫岩 (砂岩㉔) が 0.5~1m の層厚で分布する。ここでは長径 10 cm程度の砂岩の角礫が頁岩の薄層と調和的に配列している。

さらに上部では角礫岩 (砂岩㉕) が 2~5mの層厚で分布し長径 1~2m の角礫が主体となっている。さらにその上部では角礫岩 (頁岩㉖) が分布しており層理面方向に角礫化し分離した構造が認められる。

(4) 滑落崖スケッチ (s k-4)

ここでは、基盤岩と角礫岩卓越層との境界を観察することができる (図-4.30~4.31)。角礫岩卓越層は南西側 (右側) に頁岩を母岩とする角礫岩が分布し、北東側 (左側) の基盤岩との境界には数cmの小角礫からなる角礫岩が幅 40 cm (上部 20 cm, 下部 20 cm) で分布する。後者はボーリングコア観察で見られる様々な礫種から構成される。ここでは後者について、風化の著しい上部と新鮮な下部とに区分し、詳細な観察を行った。下部は、暗灰色を呈し新鮮な礫を主体とするが、上部は褐色を呈し風化した礫を主体とし、それぞれ角礫~亜角礫~円礫が混在している。また、砂岩と角礫岩との境界は凹凸に富んでいるほか、すべり面や粘土は認められない。

角礫岩の礫と基質は固結しておりハンマーの軽打では壊れないが、水を用いると礫と基質の分離は可能である。四万十帯にはテクトニックメランジェやスランプ等 (狩野ほか, 1998) が見られるが、角礫岩はこれらと比較し、固結度が低くなっているほか、テクトニックメランジェのように複数のせん断面構造が存在しないこと、スランプのように土石流的な性状や分布を示さないこと、後述する X線CTにおいても空隙が多いことなどから角礫岩とは異なっている。



図-4.30 岩盤と角礫岩卓越層との境界写真 (SK4-①)

ここでは、基盤岩と角礫岩卓越層との境界を観察することができる。角礫岩卓越層は南西側(右側)に頁岩を母岩とする角礫岩が分布し、北東側(左側)の基盤岩との境界には数cmの小角礫からなる角礫岩が幅40cm(上部20cm、下部20cm)で分布する。

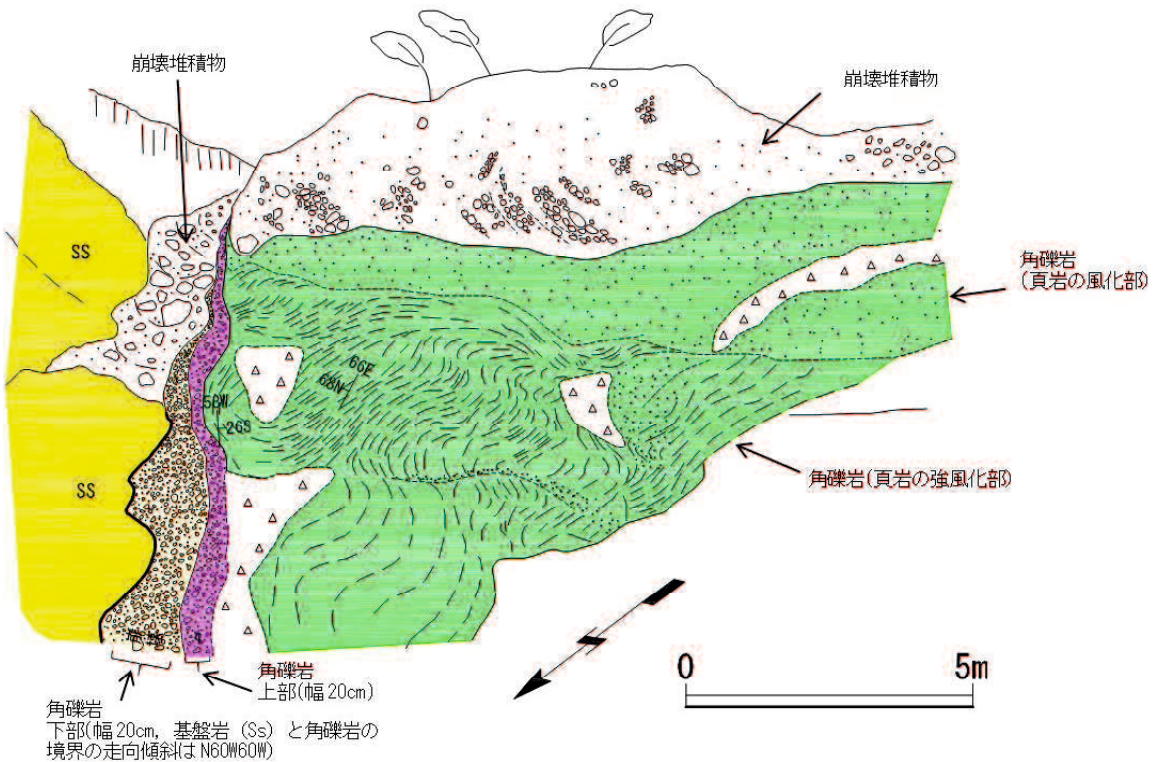


図-4.31 岩盤と角礫岩卓越層との境界スケッチ (SK4-①)

上部と下部について定方位のブロックサンプリング（サンプル①・②）を行いスラブ観察を行った。その結果、基盤岩（砂岩主体に頁岩が挟在する）と角礫岩卓越層との境界では、基盤岩から砂岩や頁岩の岩石が岩片状に分離し、それから引き剥がされるように小角礫化が進行している様子が観察される。また、基盤岩から 10 cm程度離れた箇所で一部円礫化した礫が東西方向に配列する構造は認められるが明瞭な粘土や粘土を挟む面構造は認められない（図-4.32）。また、基盤岩と角礫岩卓越層との境界に局所的に弱い条線が認められ、境界面に対して概ね最大傾斜方向となっている。

なお、角礫岩卓越層（頁岩）の上位には、崩壊堆積物が分布しており北東側には基盤岩が分布している。したがって、2005年の深層崩壊の一部は基盤岩と角礫岩卓越層との細粒化した境界部で発生したと考えられる。

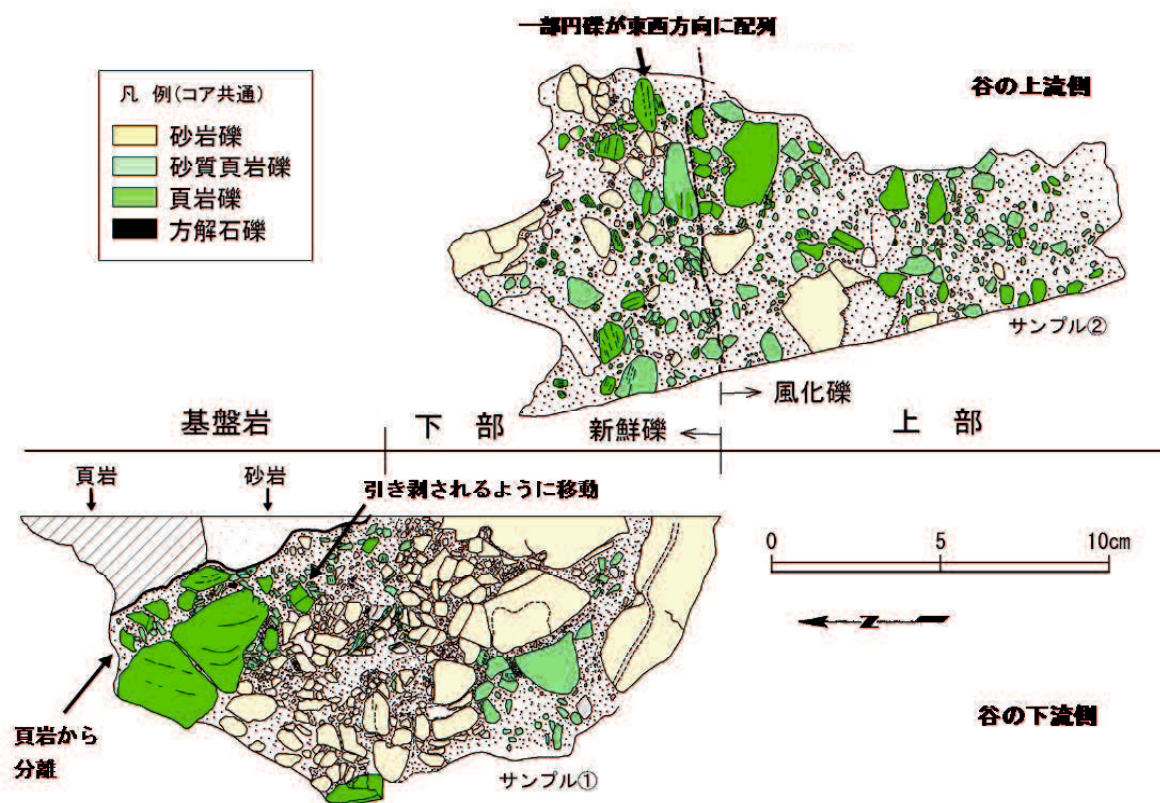


図-4.32 岩盤と角礫岩卓越層との境界のスラブ観察（SK4-①）

明瞭な粘土や粘土を挟む面構造は認められない。
岩盤と角礫岩卓越層の境界を太線で示す。

4.2.6 X線CT観察

角礫岩の詳細な礫の配列や面構造を検討するため、スラブ観察試料やボーリングコア（K-1孔）を用いて、X線CT観察を行った。

(1) スラブ観察試料

頁岩と砂質頁岩礫からなる角礫岩について、スラブ観察とX線CT観察結果を示す（図-4.33~4.34；P-1孔，深度12.1~12.2m）。

目視では長径4cmの頁岩と砂質頁岩の礫から長径0.2~1.0cmの頁岩や砂質頁岩の角礫が分離し、引き剥されるように移動する。一部角礫が同じ方向に配列するが、粘土や面構造は認められない。角礫は回転から移動する中で、角が取れ円礫化が認められる。

一方、X線CT観察では、中央の写真で右下に傾斜 10° ~ 15° で角礫が並んでおり、角礫は回転し、角が取れるほか、S字上に角礫が倒れるように移動している様子が観察できる。但し、シャープな面構造や明瞭な粘土は認められない。また、右側の写真では右下に傾斜 40° ~ 60° と中角度で角礫が並ぶほか上記と同様にここでは縦

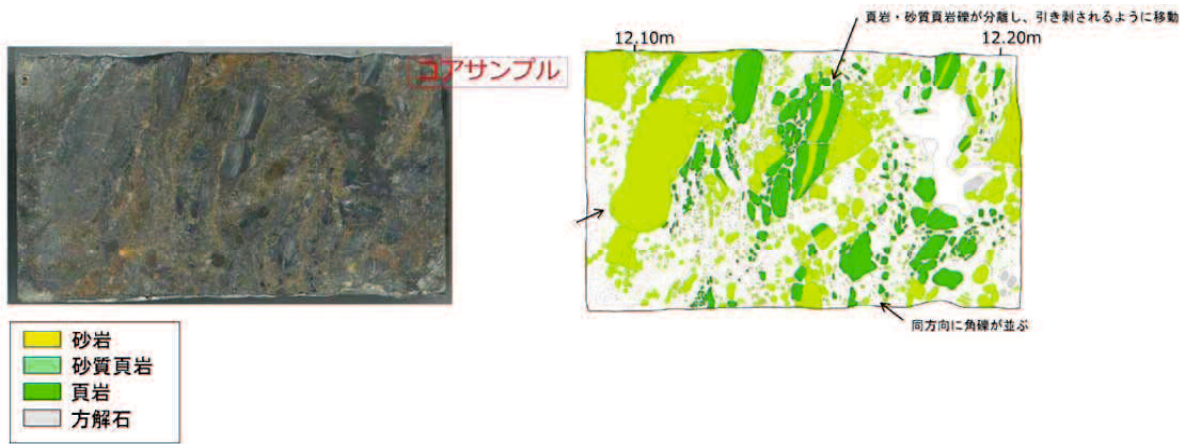


図-4.33 角礫岩のコア写真 (P-1 孔 ; 深度 12.1~12.2m)

長径 4cm の頁岩と砂質頁岩の礫から長径 0.2~1.0cm の頁岩や砂質頁岩の角礫が分離し、引き剥されるように移動する。
一部角礫が同じ方向に配列するが、粘土や面構造は認められない。

P-1 孔 ; 深度 12.1~12.2m

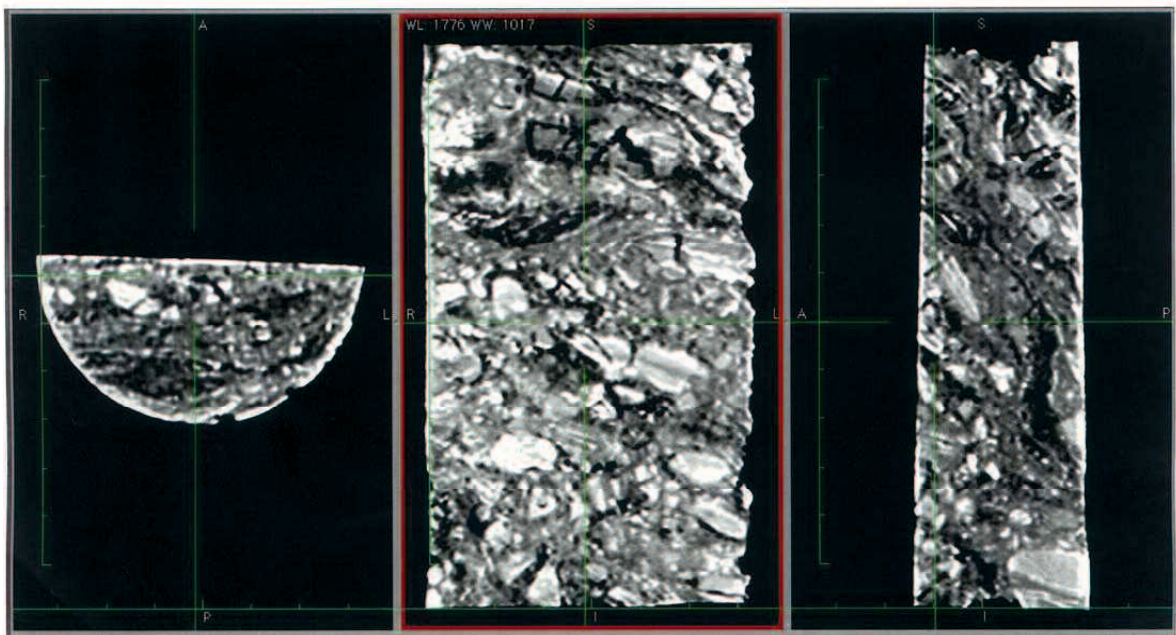


図-4.34 角礫岩コアの X 線 CT 写真 (P-1 孔 ; 深度 12.1~12.2m)

中央図 : 右下に傾斜 10~15° で角礫が並ぶ。
一部 S 字状に配列。
ただし、シャープな面はない。
右 図 : 右下に傾斜 40~60° で角礫が並ぶ。
一部 S 字状に配列。

長の S 字状に角礫が配列している。

(2) ボーリングコア (K-1 孔)

K-1 孔のボーリングコア (0~18m) について、X 線 CT 観察を行った (図-4.35~4.37)。

深度 3.5m 付近では、細礫がほぼ水平に形成され、その上部と下部に向かって角礫の粒径が大きくなっており、3.5m 付近の破壊現象と考えられ、後述する粒度測定結果と整合している (図-4.39 参照)。

深度 6.6~6.65m、深度 6.8~6.9m は、0.5~1 cm の角礫と基質が 40% 程度 (目視) 形成されている。深度 6.6m より上部、深度 6.9m より下部に行くにつれて、角礫の粒径は徐々に大きくなり、角礫が密集する。この部分も上記と同様に後述する粒度測定と整合する。角礫密集部は部分的に低角度の構造を残すが、小さい角礫が割れ目に引きずり込まれ、回転していく中で層理面の構造が不明瞭になっていく。

深度 9.45~9.55m には、礫は長径 0.5~1 cm で基質分は 30% 程度で基質支持構造となる。上下面の境界は凹凸があり、面構造は認められない。

深度 10.4~10.6m にも、3 箇所幅 1~2 cm で基質主体部が形成されており、これらに挟まれて角礫はランダムな方向を向く。

深度 11~12m の区間では、地層の折れ曲がりが見られ、層理面方向やこれと斜交するように角礫が配列しており、変化に富んでいる。

深度 13.5~13.6m は、スラブ観察地点でありこれより上部では、層理面に平行な角礫の部分や層理面方向と割れ目とこれと斜交する不規則割れ目によって網目状の割れ目となり角礫化が進行する部分が認められる。

また、部分的に基質主体部 (深度 12.5~12.55m など) が形成され、ほぼ水平な構造をなすが、上下の境界面やその内部においてシャープな面構造は認められない。

以上肉眼観察では、角礫の配列は観察が難しいが、X 線 CT 観察ではコアの断面を連続的に見ることができ、角礫の配列や角礫の分離の仕方を観察することができる。

K-1



図-4.35 角礫岩コアのX線CT写真 (K-1孔 ; 深度0~6m)



図-4.36 角礫岩コアのX線CT写真 (K-1 孔 ; 深度 6~12m)



図-4.37 角礫岩コアの X 線 CT 写真 (K-1 孔 ; 深度 12~18m)

できる。また、ボーリングコア 1 孔分を通して見ることによって、ボーリングコア観察では把握できなかった小さい破壊箇所を確認することができるほか、大きい粒径の角礫から小さい粒径の角礫に徐々に変化していく構造、大きい粒径の角礫から急に細粒化した部分に変化する構造、地層が座屈し折れ曲がりながら角礫化する構造など破壊の進行を把握することができた。今後、破壊箇所の走向傾斜が分かれば精度の高い内部構造が解明できると考えられる。

4.2.7 粒度分布からの分析

角礫岩を構成する角礫について、露頭とボーリングコアを用いて粒度特性の検討を行った。

(1)露頭

ここでは s k 4 地点において、角礫岩の下部から 30 cm 四方の試料を採取し、これを用いて室内で JIS A1204（地盤工学会，2000）に基づき粒度試験を実施した。なお、角礫岩は固結していることから、全重量を測定した後、粒子を壊さないように水洗いをしながら手でほぐし、礫と基質を分離し、乾燥後にふるった。その結果、細粒分のうち粘土分が極めて少ない不連続な粒度分布を示すことが明らかとなった。これは破壊するが変位に伴う磨り潰しによる細粒化は発生せず、したがって粘土化も進行していないものと考えられる（図-4.38）。

(2)ボーリングコア

角礫岩を構成する角礫の鉛直方向の粒度変化の検討のため、12 孔について粒度の測定を実施した。

測定はボーリングコア箱にコアを入れた状態で、コア上面に出現する角礫の最大礫径を計測し、コア 10 cm 区間において、5 つの粒径（5～19 mm，19～37.5 mm，37.5～75 mm，75～100 mm，100 mm 以上）ごとに整理を行った。ここでは代表的な例とし

て K-1 孔の粒度分布を示す。

K-1 孔では，以下に示す区間において粒度分布の変化が見られる（図-4.39）。

深度 12.2m～13.6m の区間は，下方に向けて 19 mm以下の礫の占める割合が徐々に増加し，小さな礫径の礫が増える傾向が認められる。また，深度 10.7～12.2m にも同様な傾向が認められ，下方細粒化を示している。X 線 CT でも同様な傾向が認められる。

一方，深度 5.4m～9.0mの区間は，深度 7.5m を境に上方と下方の両方に向けて 19 mm以下の礫の占める割合が徐々に減少し，大きな礫径の礫が増える傾向が認められる。すなわち，中央に細粒分を持ち上下方向に粗粒化するものである。X 線 CT でも概ね同様な傾向が認められる。

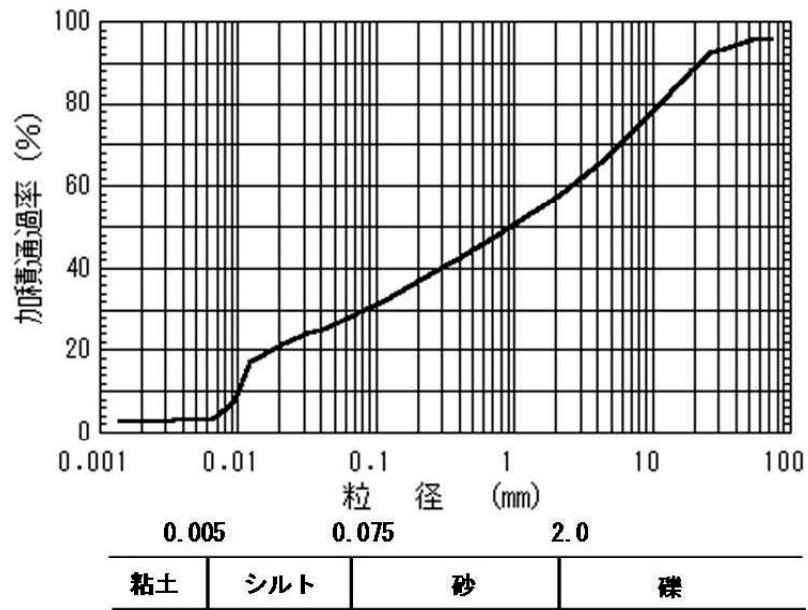


図-4.38 角礫岩の粒度加積曲線 (SK4 地点より採取)

粘土分が極めて少ない不連続な粒度分布を示す。

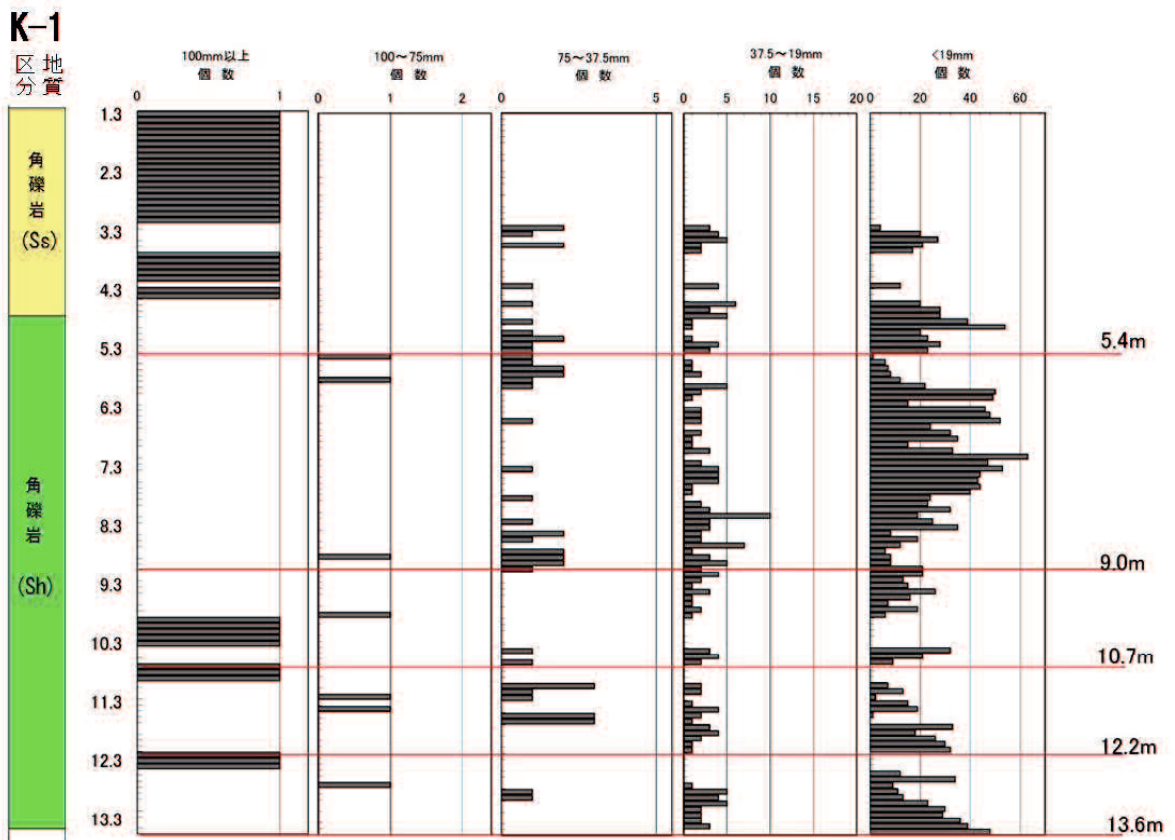


図-4.39 角礫岩の粒度分布 (K-1 孔)

4.3 角礫岩の分布と性状

4.3.1 角礫岩の区分

これまでの観察の結果，角礫岩には本来の地質構造を保持しながら角礫化しているタイプと地質構造を保持せず様々な礫種から構成されるタイプが存在する。

また，前者の中でも，層理面の保持状況，角礫の粒度，円磨度および基質の量比に違いが認められ，後者においても同様に違いが認められる．これらの要素は角礫化が進行していく中で層理面の保持状況，角礫の粒度，円磨度および基質の量比等が一連の変化を示す．この角礫化の程度を指標に角礫岩を br1～br5 に区分した（図－4.40）．角礫化の進行は岩種によって粒径に違いが認められるものの，破壊の様式は同じであることから同様の区分が可能である． 角礫岩の区分について br1～br5 の性状を示す．

br1：角礫化するが本来の地質構造（基盤岩の構造）が明瞭に残存する．層理面方向や節理方向の割れ目に沿って角礫化するが，これとは異なる不規則な割れ目が発達し（図－4.41～4.42），これらが開口し変位が発生する．またこの開口割れ目に小礫が引きずり込まれ，開口や変位を大きくする（図－4.43）．角礫の粒径は長径 5～10 cm 以上が主体となる．礫の形状は角礫からなり，基質はほとんど認められない．

br2：角礫化するが本来の地質構造が残存し，角礫は本来の構造に復元が可能となる．上記の割れ目による角礫化が進行し，角礫は母岩から分離し回転し，引き剥がされながら破壊し，その過程で角礫の角が取れていく（図－4.41，4.42）．角礫の粒径は長径 5 cm 程度が主体となる．礫の形状は亜角礫からなり，基質は細粒化した砂分を主体に 10～20% を占める．

br3：角礫化によって本来の地質構造が不明瞭ながら残存ないし一部残存する．母

岩から分離し回転し角礫の引き剥がしによってさらに角礫の粒径が小さくなっていく(図-4.41, 4.44). 角礫の粒径は長径 1~5 cmが主体となる. 礫は重

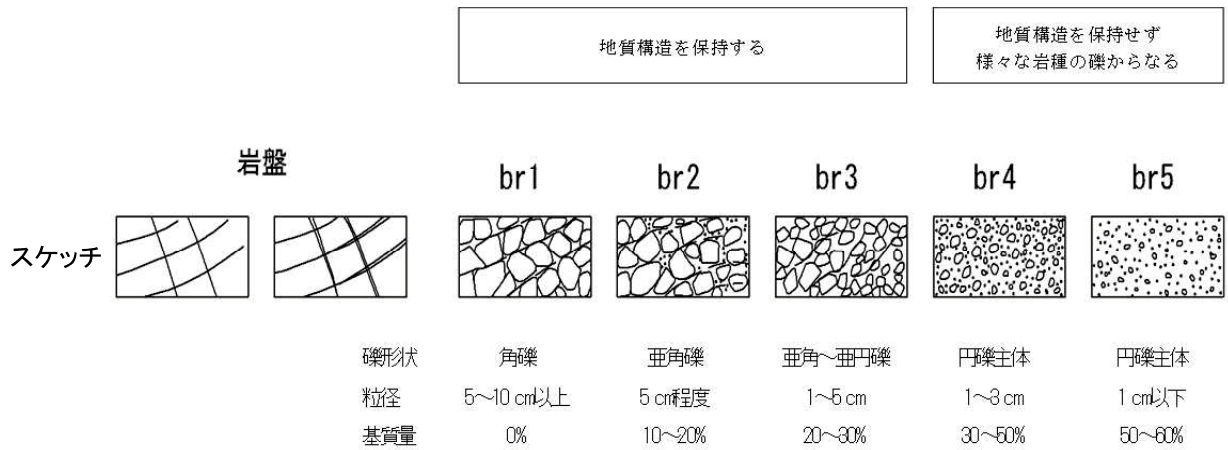


図-4.40 角礫岩の区分

K-3 孔

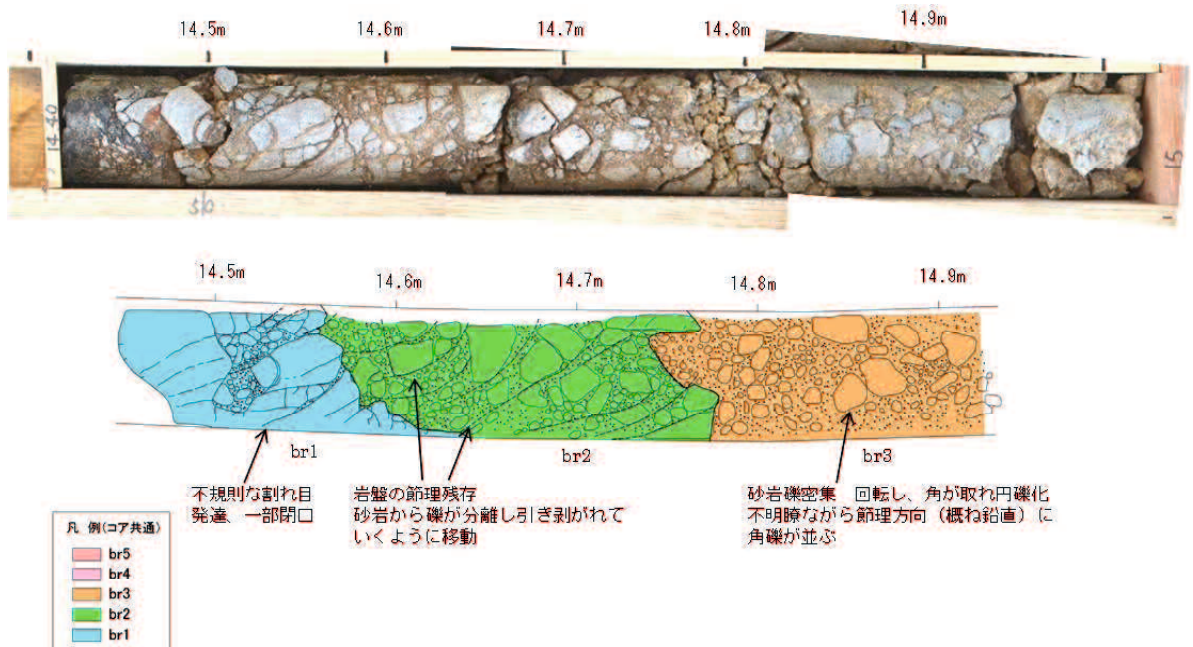


図-4.41 角礫岩コアの区分(1), K-3 孔 ; 深度 14.5~14.9m

P-2 孔

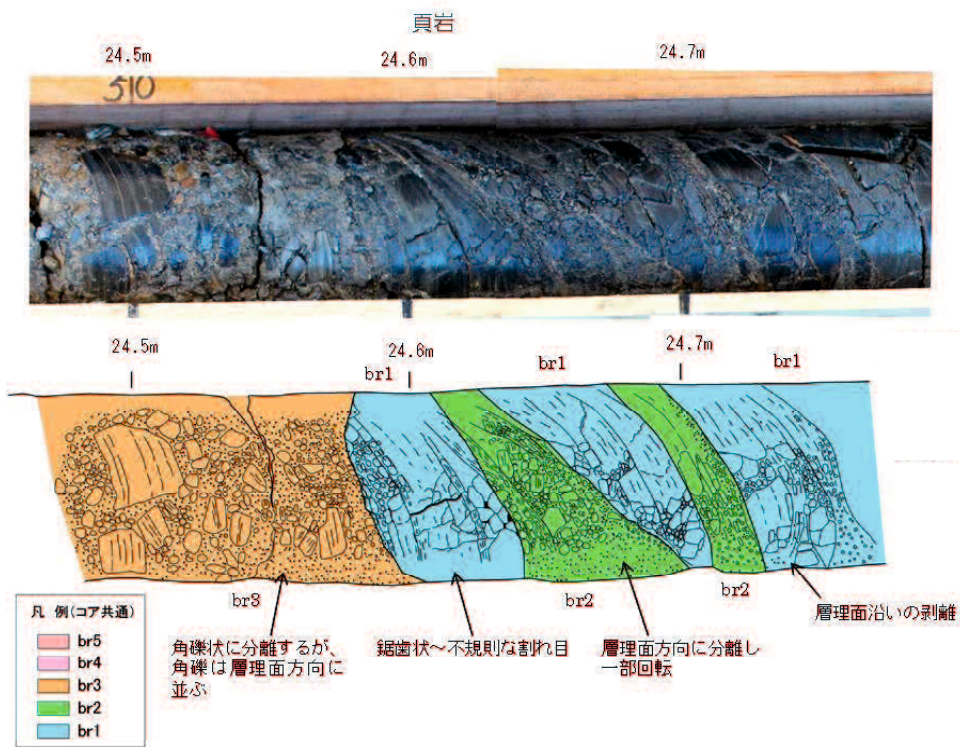


図-4.42 角礫岩コアの区分(2), P-2 孔 ; 深度 24.5~24.7m

T14-18 孔

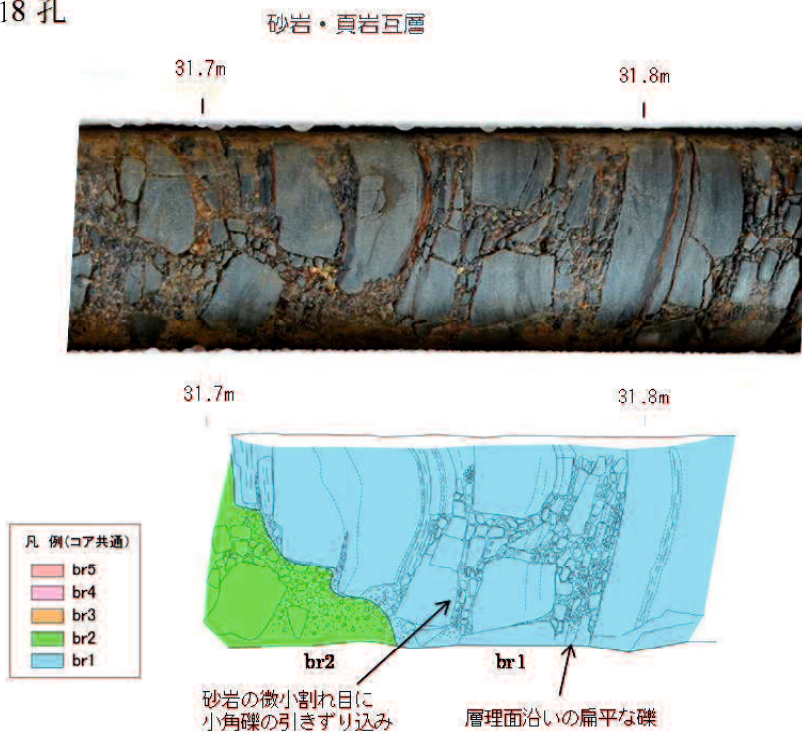


図-4.43 角礫岩コアの区分(3), T14-18 孔 ; 深度 31.7~31.8m

角～亜円礫からなり，基質は砂分を主体に 20～30%を占める．

br4：角礫化によって本来の地質構造が不明となる．全体に粒径はさらに小さくなるとともに，細粒分が増えていく．礫は円礫化するほか，異なった岩種の礫を混在していく(図－4.45)．角礫の粒径は長径 1～3 cmが主体となる．礫の形状は亜円～円礫からなり，基質は砂分～シルト分を主体に 30～50%を占める．

br5：本来の地質構造はなく，細粒分が主体となり，礫は基質支持構造となる(図－4.46)．角礫の粒径は径 1cm 以下となり礫の形状は円礫が主体で，基質はシルト分が主体となり 50～60%を占める．

なお，頁岩の場合は上記の区分の中で，粒径が異なり br1 で 5 cm以上，br2 で 3～5 cm，br3 では 1～3 cm，br4 では 2 cm以下，br5 では 1 cm以下となる．

また，角礫岩の区分はX線CTで見るとわかりやすく，K-1 孔の深度 4.0～5.0mでは深度 4.0～4.5mが br1，深度 4.5～4.7mが br2，深度 4.7～5.0mが br3 に相当する (図－4.47)．

また，深度 9.0～10.0mでは深度 9.0～9.1mが br2，深度 9.1～9.25mが br3，深度 9.25～9.35mが br4，深度 9.35～9.45mが br3，深度 9.45～9.57mが br5，深度 9.57～9.75mが br3，深度 9.75～10.00mが br2 に相当する (図－4.48)．

T14-18 孔

(2) 移動の違いによる角礫岩の性状

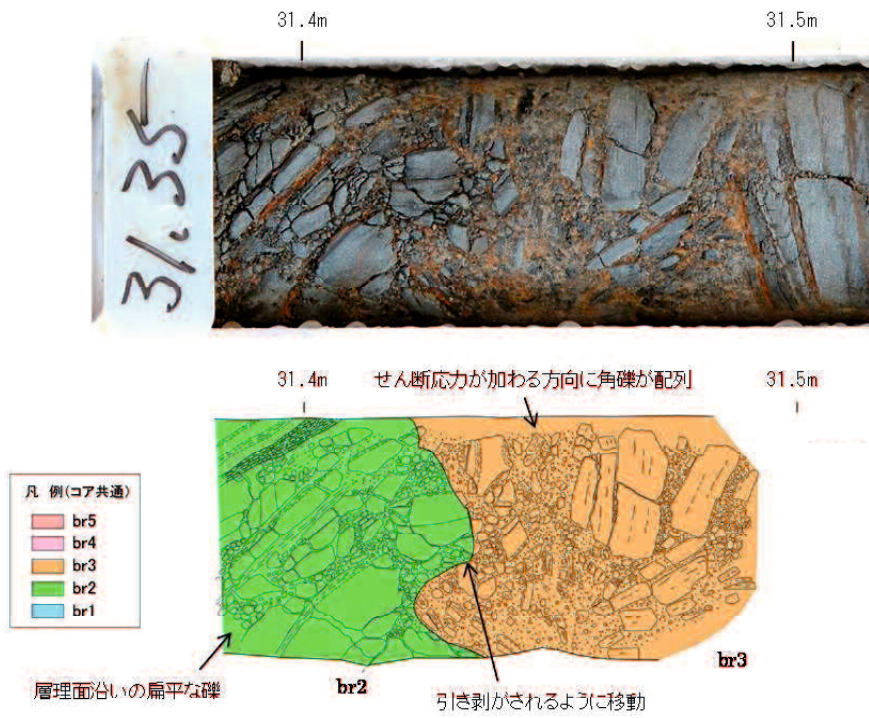


図-4.44 角礫岩コアの区分(4), T14-18 孔 ; 深度 31.4~31.5m

T14-18 孔

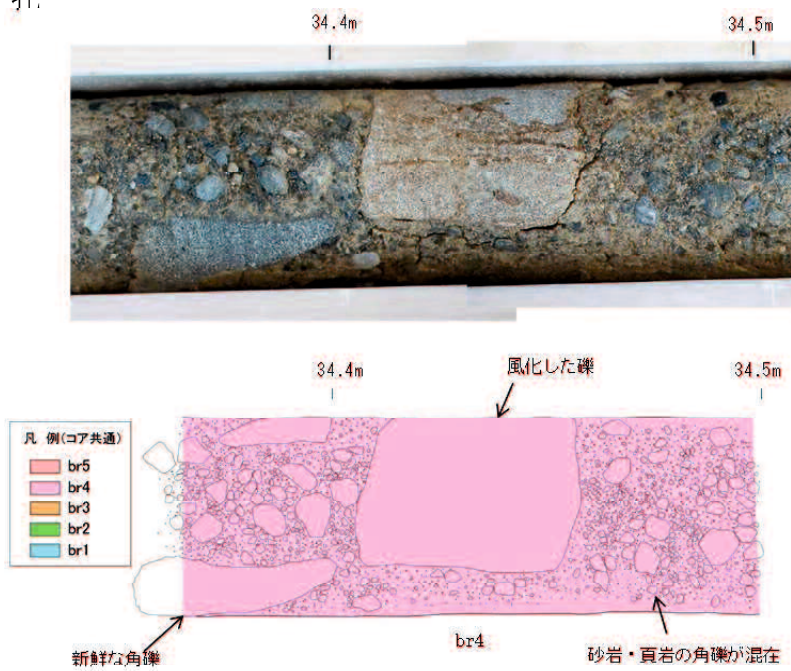


図-4.45 角礫岩コアの区分(5), T14-18 孔 ; 深度 34.4~34.5m

P-8 孔

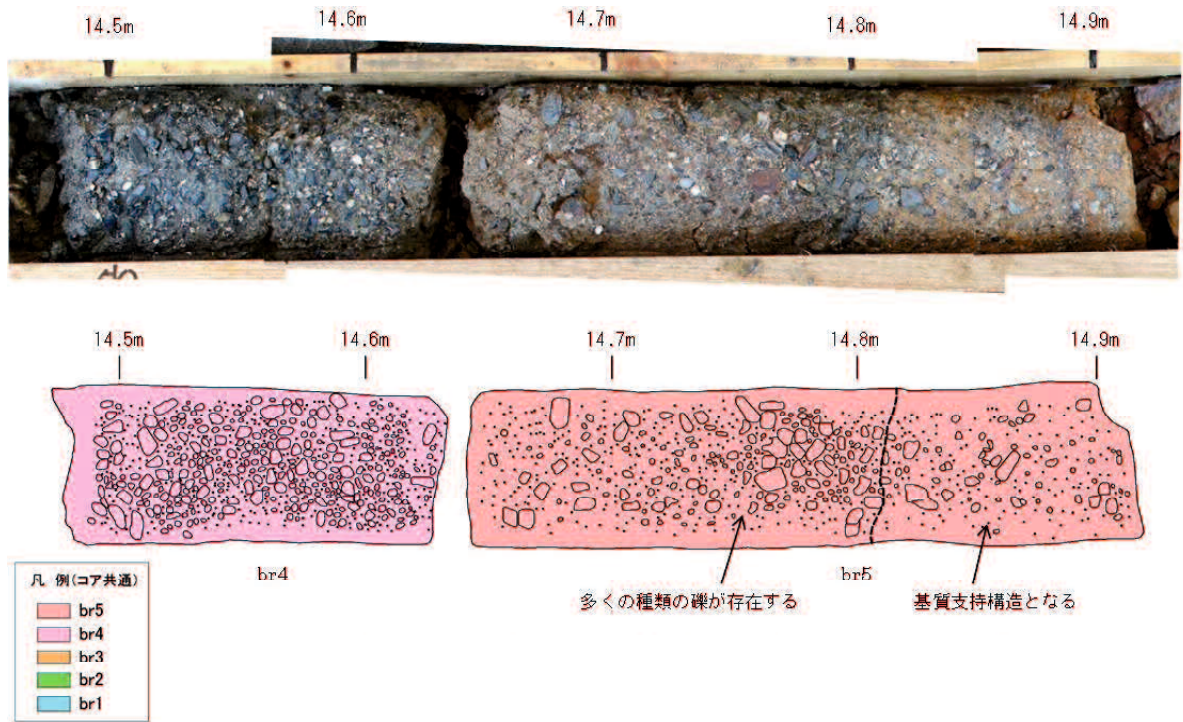


図-4.46 角礫岩コアの区分(6), P-8 孔 ; 深度 14.5~14.8m

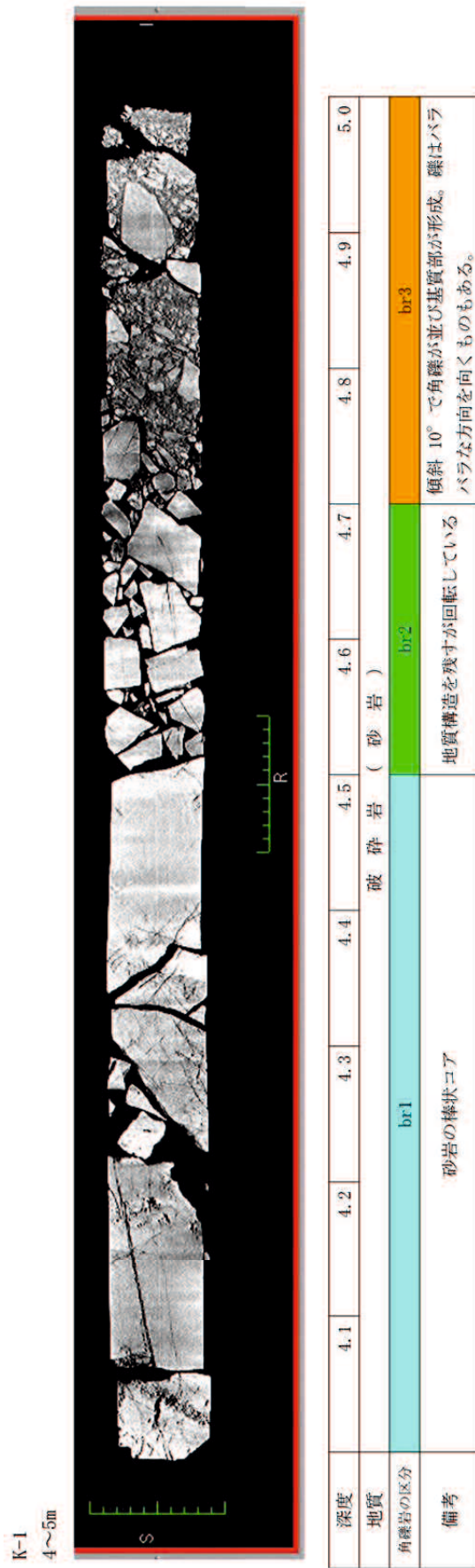
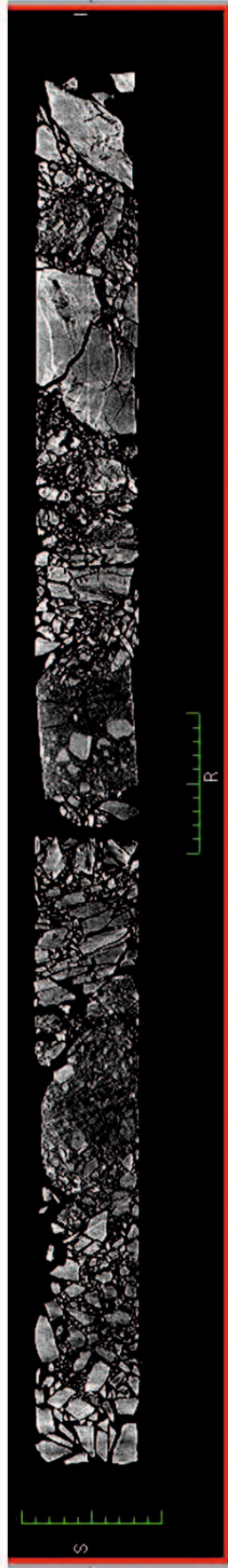


図-4.47 角礫岩コアの X 線 CT 画像による角礫岩の区分 (1)

9~10m



深度	9.1	9.2	9.3	9.4	9.5	9.6	9.7	9.8	9.9	10.0
地質										
角礫岩の区分	br2	br3	br4	br3	br5	br3	br3		br2	
備考	角礫が回転している。	角礫が回転し、バラバラな方向を向く。	粒径小さく基質部分的となる。	角礫は低角度方向に並ぶが一部斜交する。	礫は基質支持構造となる。	角礫は同方向に並ぶものから、異なるものまで存在する。			大きい角礫間に小さい角礫が混在する。	

図-4.48 角礫岩コアの X 線 CT 画像による角礫岩の区分 (2)

4.3.2 角礫化区分図の作成

角礫岩について、角礫岩の区分 (br1~br5) を基にしたボーリング柱状図を作成し、2次元断面において角礫岩の対比 (全 28 孔) を行い、その結果を基に角礫化区分図を作成した。図-4.49 に A 断面の角礫化区分図を示す (断面位置は図-4.3 参照)。

A 断面は深層崩壊地の斜面傾斜方向の断面であるが、角礫岩の区分はある範囲までは斜面の傾斜に調和的に連続しているが、T 14-2 孔と T 14-3 孔、K-3 孔と T 14-6 孔、T 14-6 孔と T 14-5 孔間において不連続となる。

B 断面も深層崩壊地の斜面傾斜方向の断面である (図-4.50)。斜面上部は角礫岩が全て流出しているため不明であるが、中央から下部では角礫岩の区分はある範囲までは斜面の傾斜に調和的に連続しているが、T 14-10 孔と P-8 孔間において不連続となる。

E 断面は深層崩壊地の上下流方向の断面である (図-4.51)。角礫岩は下流側でやや深くなり、下流側深部の角礫岩 br1 を主体とした部分は上流側へ連続しないが、上部の角礫岩の区分 (br2, br3, br4) は上下流側とも平行に連続的な対比が可能である。また、sk4 地点の細粒化した角礫岩は T 14-4 孔の角礫岩 br4 に対比できる。

これらの角礫化区分図から当斜面には、角礫岩の区分が連続する複数の岩体が分布している。一般に縦断方向 (斜面傾斜方向) には地形なりに連続し、上下流方向 (横断方向) には層厚の違いで一部不連続が認められるものの概ね地形なりに連続する。それらの規模は斜面長 50~150m、厚さ 10~30m と異なるが、岩体内では同じ挙動をしてきたという点において、1つの地質体と考えられる。ここではこれをブロック (表-1.1) と呼び、当斜面では斜面上部から下部までに主に 5つのブロック (I~V) を認定することができる。

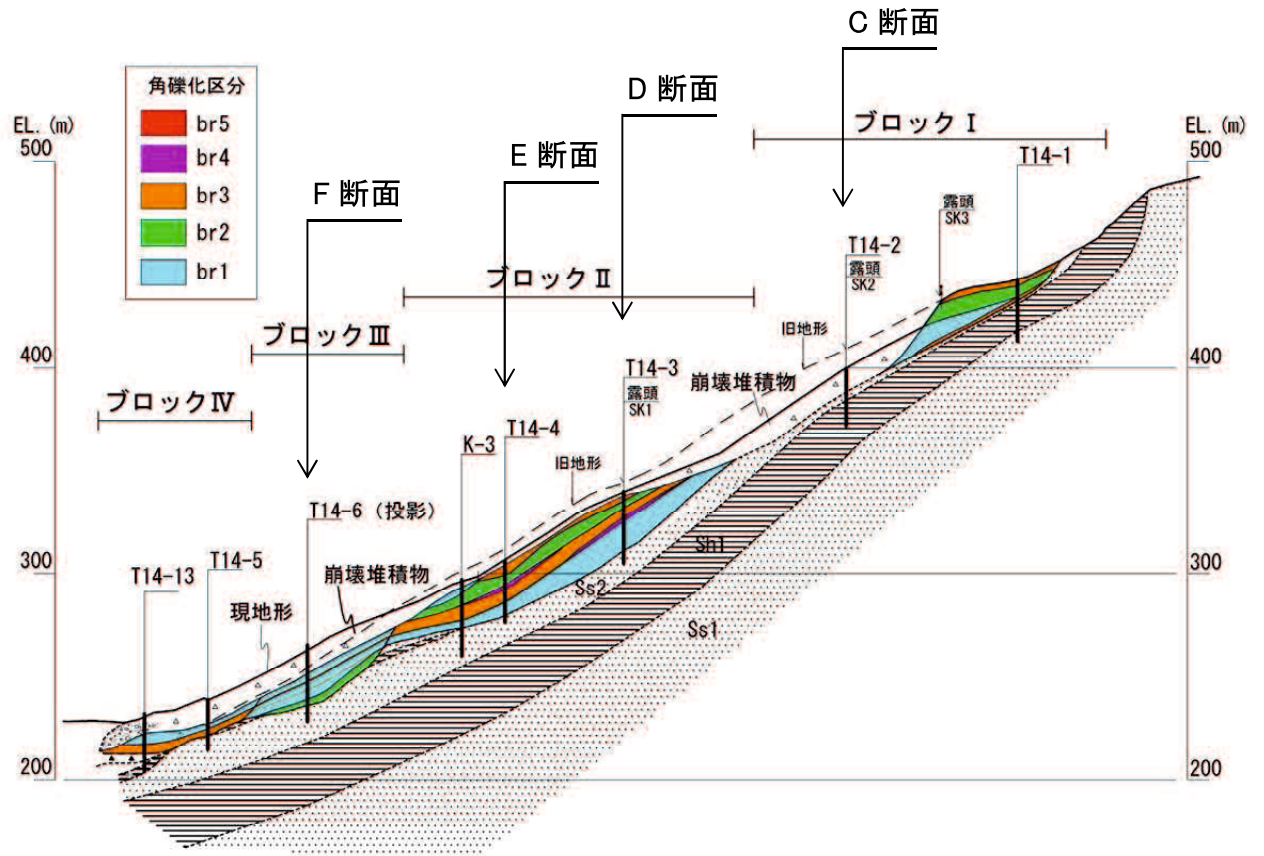


図-4.49 塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図 (A 断面)

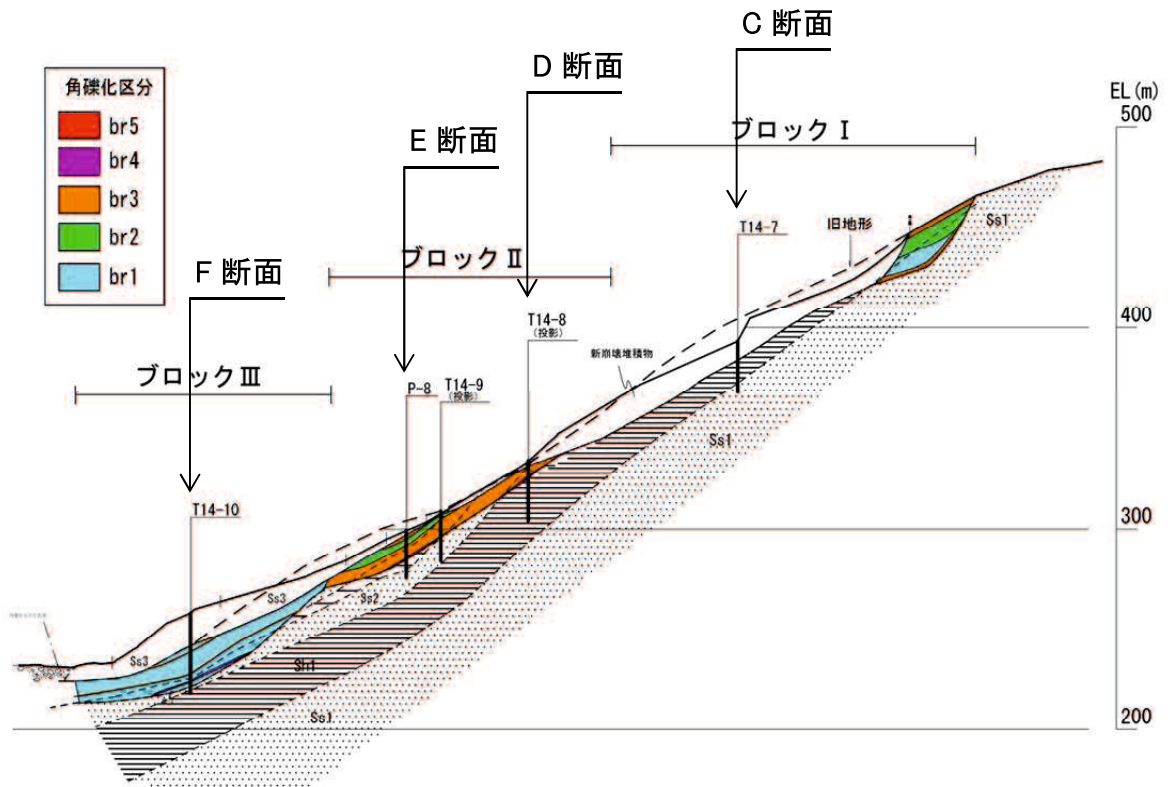


図-4.50 塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図 (B 断面)

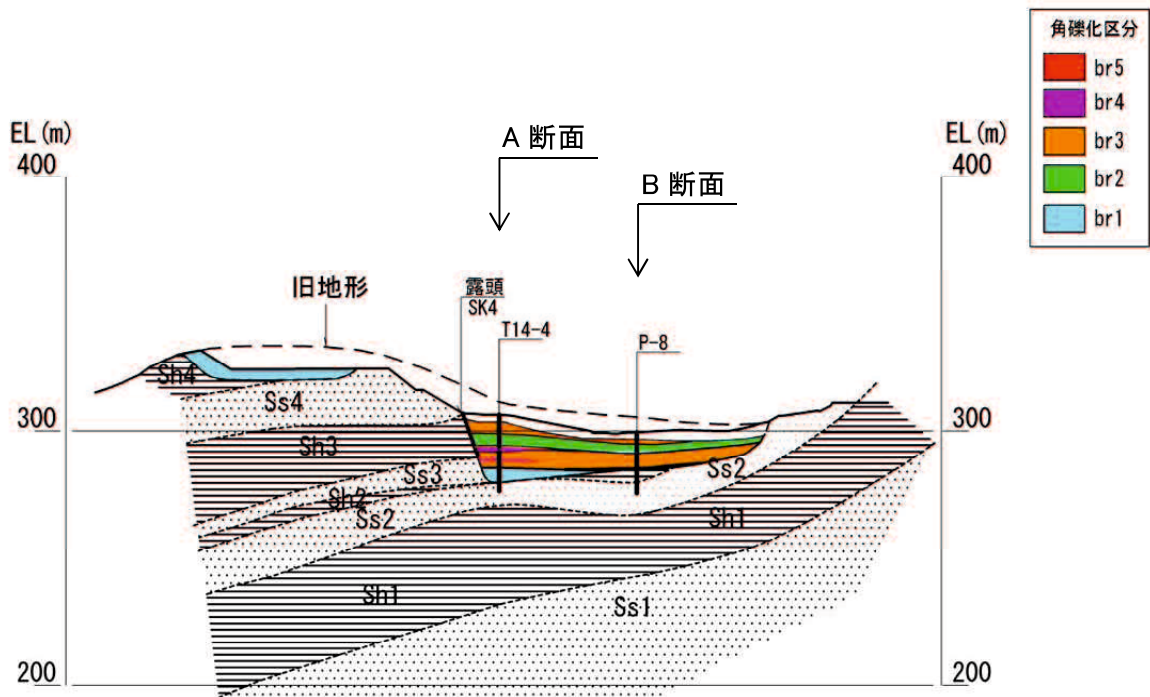


図-4.51 塚原深層崩壊箇所の角礫化区分図 (E断面)

4.3.3 内部のブロックの構造

ここでは深層崩壊斜面の地下に分布することが明らかとなったブロックの内部構造を示す。

1) ブロック I

ブロック I は斜面の最上部に形成されたものであるが、2005 年の深層崩壊によって大半が流出している。ここでは滑落崖の露頭状況やボーリングコア状況 (T14-1 孔, T14-2 孔, T14-7 孔) から角礫岩の区分の推定を行った。

滑落崖の露頭観察では、前述した sk2 地点や sk3 地点において、角礫岩の区分を適用した (図-4.52~4.53)。sk2 地点では基盤岩の上部に br2 が分布し、その上部に br3 が分布している。sk3 地点では最下部に br1 が分布し、その上部に br2、さらにその上部に br3 が分布している。但し、一部基盤岩が分布し、ここではその上部に

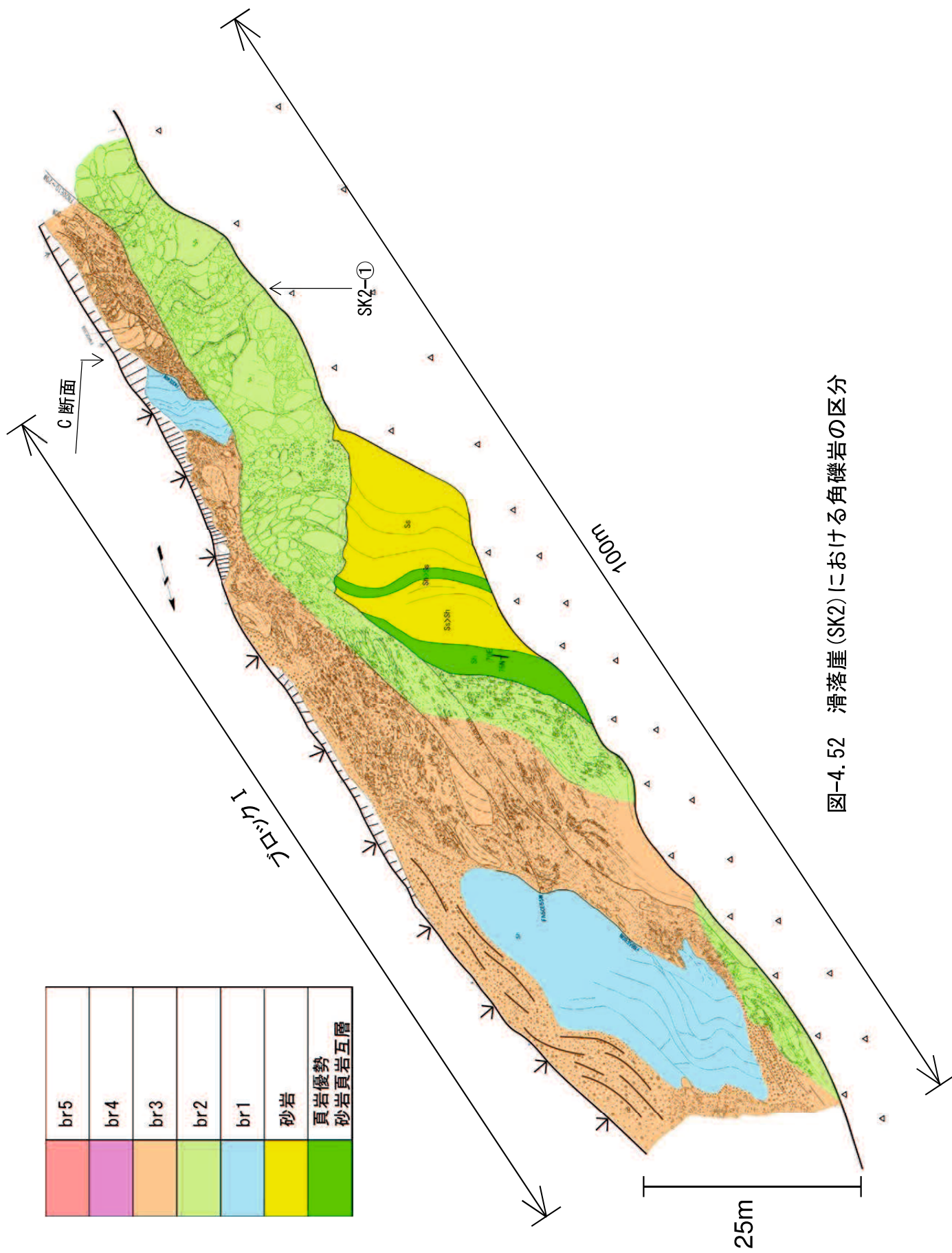


図-4.52 滑落崖 (SK2) における角礫岩の区分

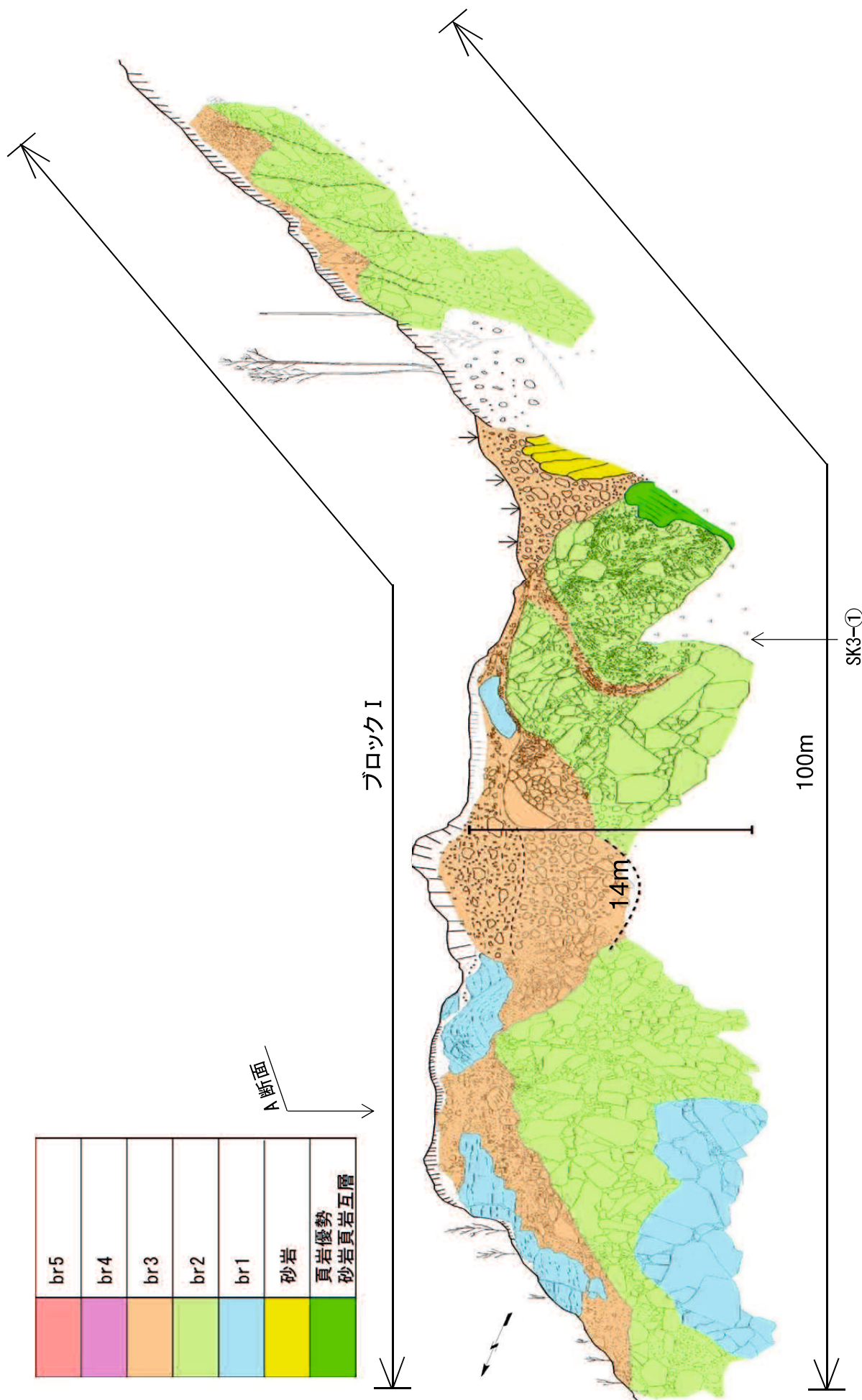


図-4.53 滑落崖 (SK3) における角礫岩の区分

br2 ないし br3 が分布しているほか、br2 の中に br3 が一部挟在している。これらの滑落崖のスケッチは、深層崩壊の移動方向に斜交ないし一部直交する方向の断面を見ているが、角礫岩の区分は概ね水平方向に連続している。

これらの結果をもとに縦断方向（A 断面）と上下流方向（C 断面）の角礫化区分図を示すが、これは深層崩壊が発生する前の角礫岩卓越層となる（図-4.54~4.55）。

A 断面では角礫岩の区分は地形の傾斜に平行に分布しており、下位から br3, br1, br2, br3 が分布するが、sk2~sk3 地点の露頭観察から br1~br2 が厚く分布するのが特徴である。なお、基盤岩との境界は br3 にしているが、T14-1 孔では一部 br4 の部分を含んでいることから、br4 や br5 を含む可能性がある。C 断面では同様に角礫岩の区分は概ね地形なりに平行に分布している。3.2 節で示したように深層崩壊によって下流側（T14-2 孔側）は土石流となって流下した部分であるが、T14-2 孔の崩壊堆積物は径 1~2 m の新鮮な砂岩礫を含んでおり、大きな岩塊が存在していたことが推定される。一方、上流側は（T14-7 孔側）は地すべりの層状に移動した部分であるが、崩壊堆積物は地質構造を残した岩塊状であり、br1~br2 に相当するものであり、角礫化区分が妥当であることを示している。

このブロックの境界については、頭部は、風化岩が分布する位置としているが、この位置は崩壊前の航空写真（図-4.1）に示したとおり馬蹄形の段差地形と一致している。一方、末端、すなわちブロック I とブロック II の境界であるが、境界自体は直接観察はできていないが、ブロック I とブロック II の角礫岩の区分が異なっていることから分けている。なお、この境界は崩壊前の航空写真（図-4.1）に示したとおり不明瞭な段差地形と一致しており、ブロック II 側は急斜面となり地形の傾斜が異なっている。

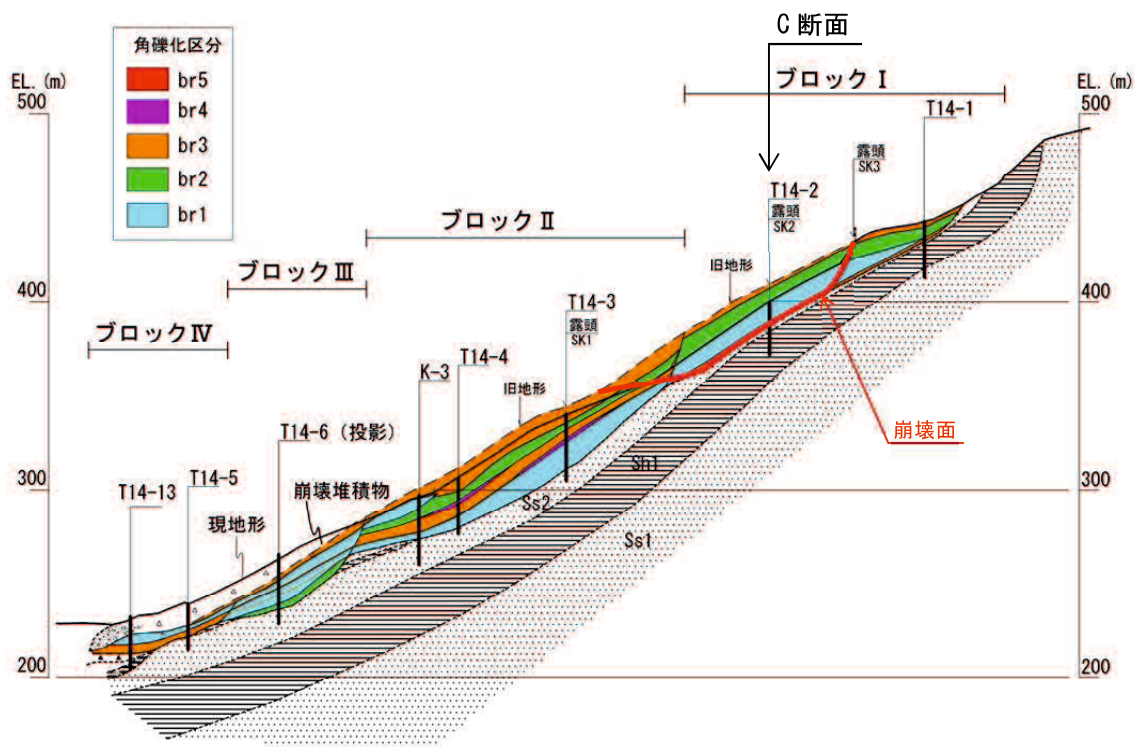


図-4.54 深層崩壊発生前の角礫化区分図 (A断面)

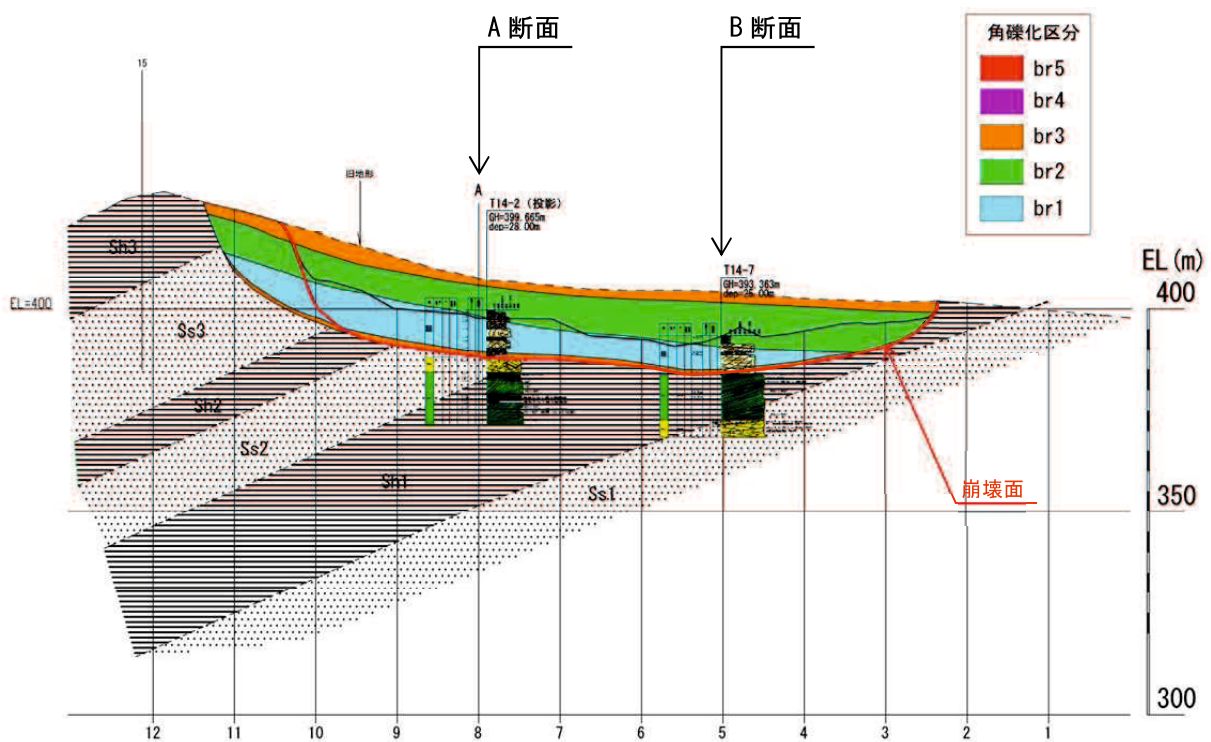


図-4.55 深層崩壊発生前の角礫化区分図 (C断面)

2)ブロックⅡ

ブロックⅡは、斜面の中央部に形成されたものであり、この内部中央に分布するbr3～br4～5が5m程度の厚さで分布しておりブロックⅡの主体をなす。図-4.56にブロックⅡの概念図を示すが、粒度特性に変化があるものの角礫岩の区分は斜面傾斜方向に連続性が認められる。また、T14-4孔の詳細図に示すように深度12.0m～18.8mの間では角礫岩の区分は数十cm～数m間隔で変化している。

図-4.57には、上下流方向の角礫化区分図（D断面）を示すが、角礫岩卓越層は下流側（T14-3孔側）で地質構造に沿うように厚く、上流側（T14-8孔）側で薄くなっている。角礫岩の区分はT14-3孔側の深部以外は地形なりに平行に連続して分布する。また下流側ではP-5孔とT14-3孔で基盤岩の標高に違いがあることから、急崖が想定され、ブロックⅡがブロックⅠを切る構造となり、基盤岩の形状からもブロックが存在することが推察される。

ブロックⅡの境界については、頭部は上記のとおりであり、末端、すなわちブロックⅡとブロックⅢの境界であるが、境界自体は直接観察はできていないが、ブロックⅡとブロックⅢの角礫岩の区分が明らかに異なっていることから分けている。なお、この境界は崩壊前の航空写真（図-4.1）に示したとおり不明瞭な段差地形と一致しており、ブロックⅢ側は急斜面となり地形の傾斜が異なっている。

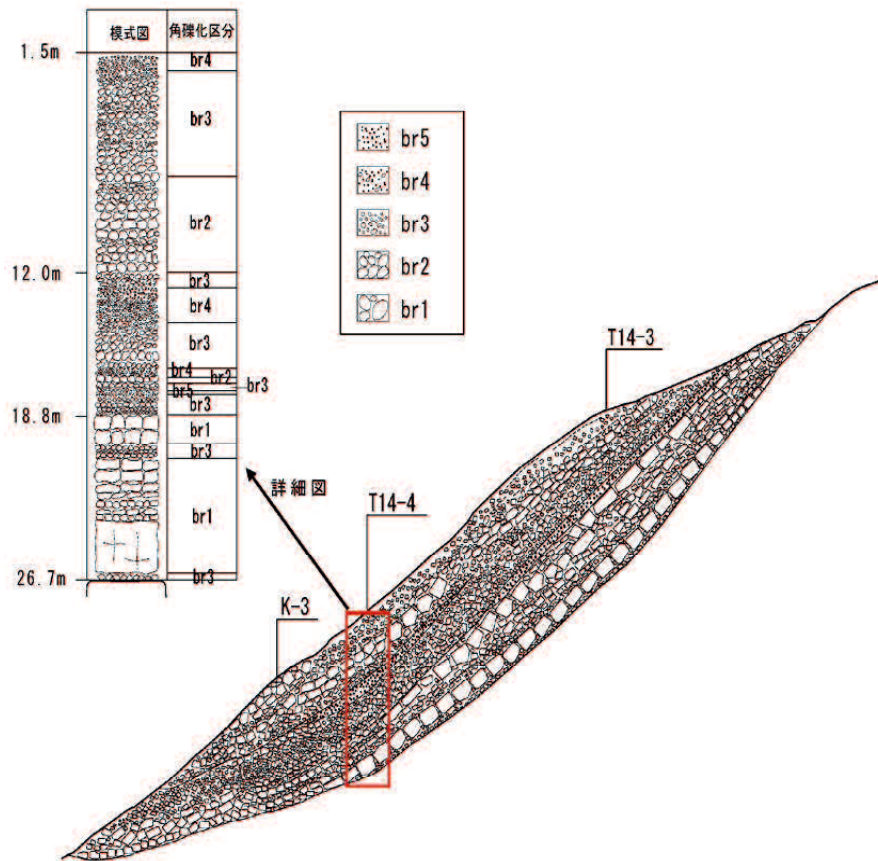


図-4.56 ブロックⅡの内部構造概念図

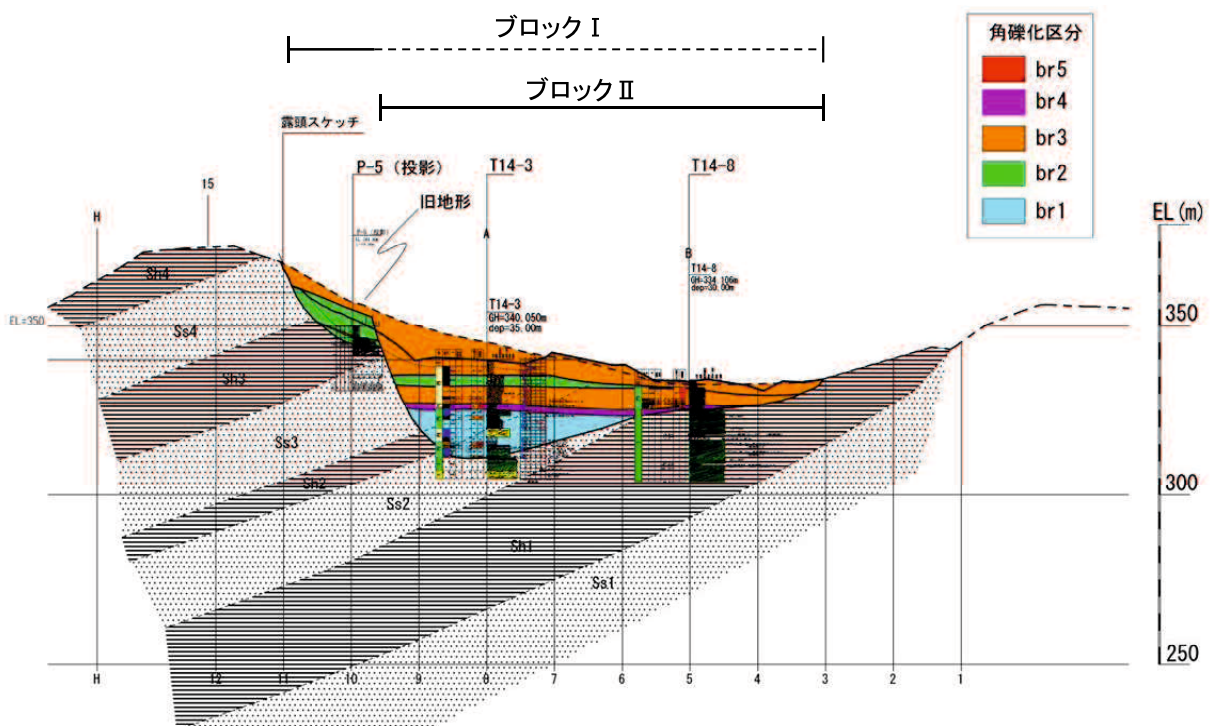


図-4.57 深層崩壊発生前の角礫化区分図 (D断面)

3)ブロックⅢ

ブロックⅢは、斜面の下部に形成されたものであり角礫岩の区分は下位に br2 があり、その上位は内部に薄く br3 が数箇所て挟在するが br1 が全体に厚く分布するのが特徴であり、ブロックⅡとは明らかに角礫岩の区分が異なっている。図-4.58には上下流方向の角礫化区分（F 断面）を示すが、角礫岩の区分は概ね地形なりに平行に分布している。なお、後述するブロックⅣやブロックⅤはブロックⅢの上位に分布しており、ブロックⅢから分化したものと考えられる。

ブロックの境界については、頭部は上記のとおりであり、末端はブロックⅣ～Ⅴを含め現河床となる。

4)ブロックⅣ

ブロックⅣは、斜面の最下部下流側に形成されたものであり、角礫岩の区分は下位の br3 が厚く、その上部に br1 が厚く分布するのが特徴である。

5)ブロックⅤ

ブロックⅤは、斜面の最下部上流側に形成されたものであり、角礫岩の区分はブロックⅣと同様に下位の br3 が厚く、その上部に br1 が厚く分布するのが特徴である。

ボーリング孔、地表踏査から想定したブロック区分を図-4.59 に示す。

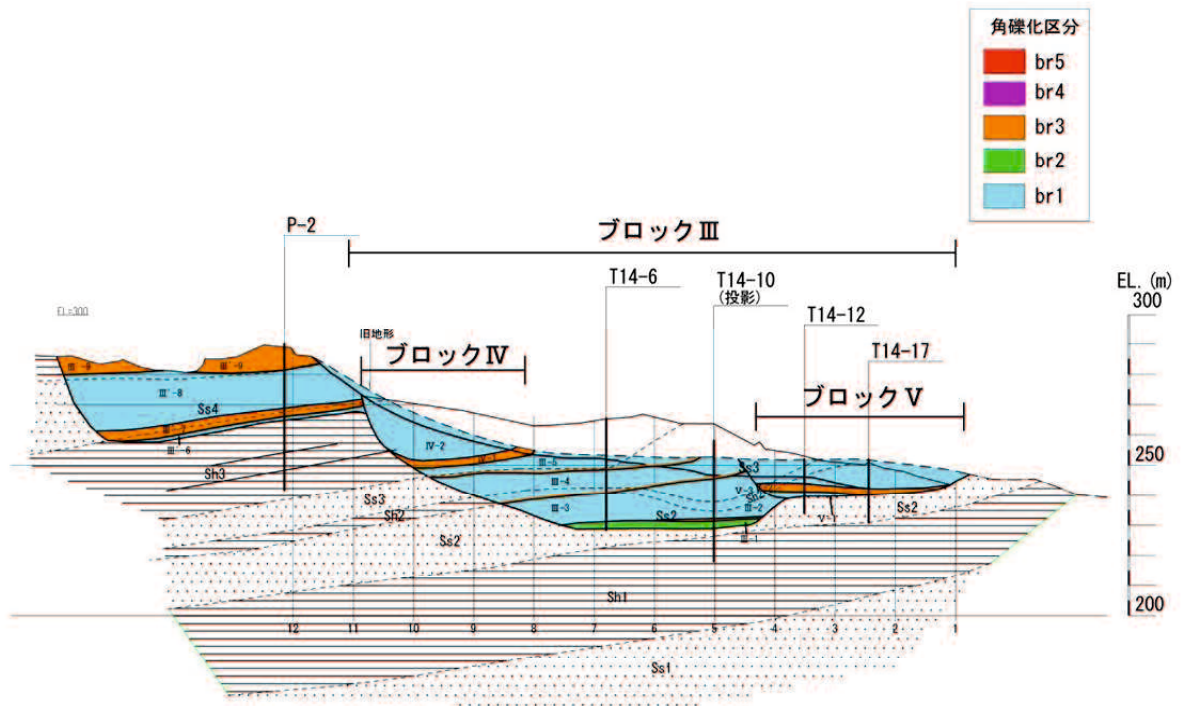


図-4.58 深層崩壊発生前の角礫化区分図 (F断面)

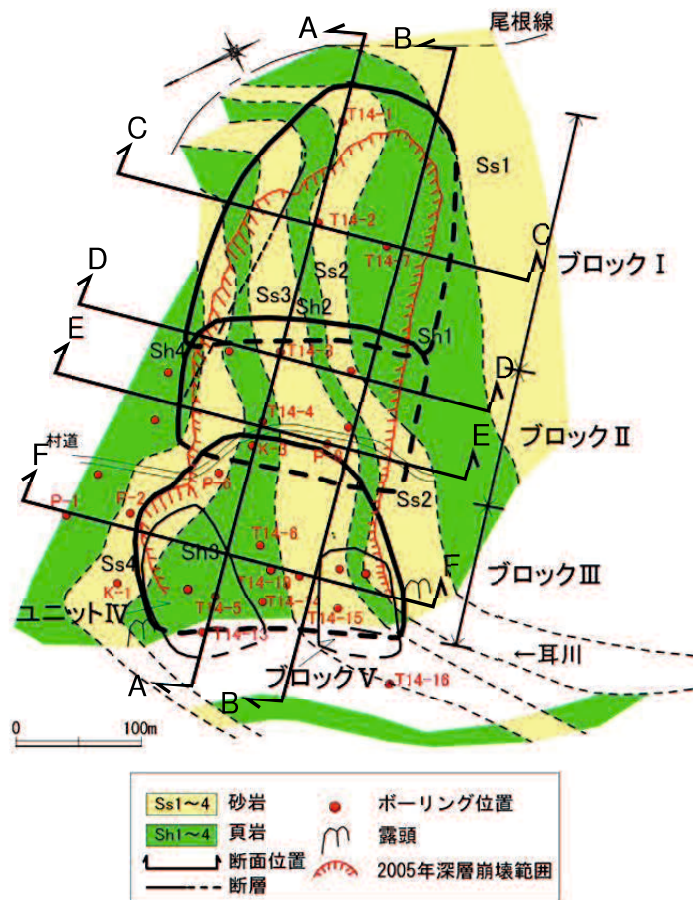


図-4.59 塚原深層崩壊箇所のブロックの分布図

ブロック区分はボーリングや地表踏査から想定した範囲を示す。破線は推定を示す。

第5章 耳川流域山須原深層崩壊斜面の地下構造

5.1 調査位置および地形概要

山須原深層崩壊斜面は宮崎県東臼杵郡諸塚村にあり、耳川の中流域に位置する。耳川は中流域から上流の山岳地帯を深く浸食し、蛇行しながら流下しているが、下流域になると川幅が広くなり地形が開けていく。地形の傾斜は右岸側では 20° ～ 30° 主体、左岸側では 30° ～ 40° が主体であり、この違いは塚原崩壊斜面と同様に地質構造を反映しているが、塚原崩壊斜面地点の地形と比べると両岸とも傾斜が緩くなっている。

1985年撮影の航空写真判読によると（図-5.1）、山須原崩壊斜面地点の林道より山側斜面は、凸型の尾根地形を呈し異常な地形は認められない。一方、林道より河川側斜面は平坦な、凸型の地形を呈し周辺と異なる植林がなされている。上流側側部の植林境界には直線状の谷と局所的な裸地が、下流側側部の植林境界には、植生の境界と一致するため確実ではないが段差地形が認められる。また上記直線状の谷から上流側斜面は凸型の急斜面を呈し、崩壊地形などは認められない。上記下流側側部段差地形から下流側斜面は平滑な斜面で特に異常は認められないが、末端では河川への張り出しが認められる。

一方、崩壊後、2005年撮影の航空写真判読（図-5.1）によると、やや凸型の斜面の中央より下流側において大規模な深層崩壊が発生しており、複数の崩壊が伴って認められる。崩壊地周辺では、1985年以降大きな地形変化は認められないが、崩壊地下流側斜面では曲線状の地形が認められる。

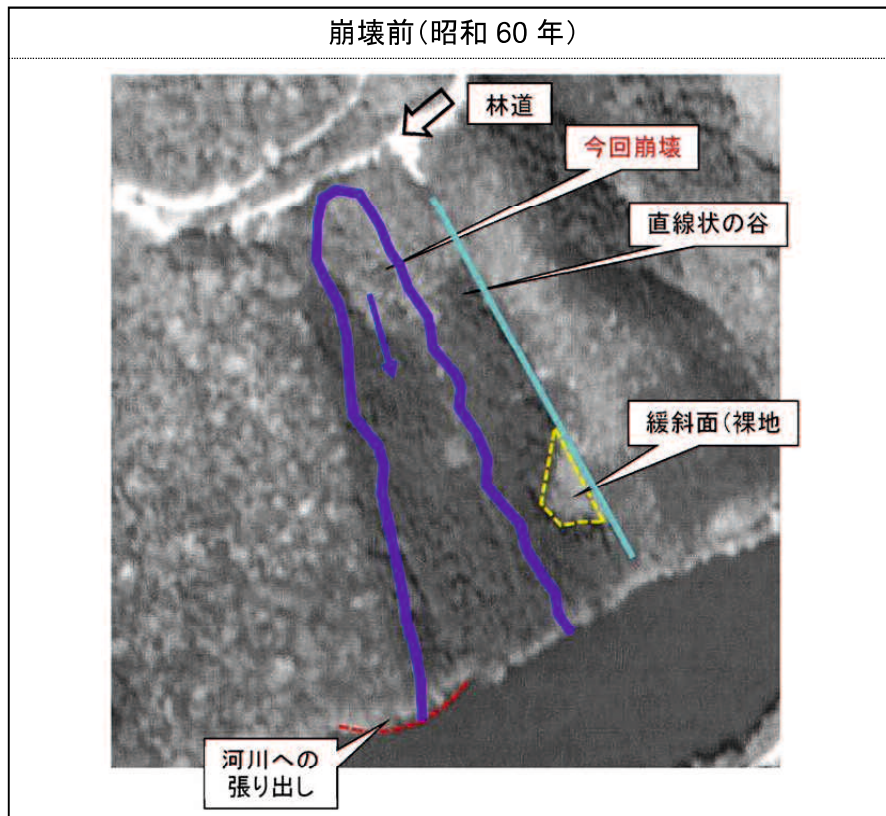


図-5.1 山須原深層崩壊箇所の崩壊前後の航空写真判読

5.2 深層崩壊の発生状況

山須原ダム調整池周辺では2005年の台風14号の豪雨に伴い約70か所で斜面崩壊が発生している。このうち深層崩壊は3箇所存在するが、その中で最も規模が大きいのが山須原崩壊斜面である。

山須原崩壊斜面は山須原調整池の上流約1kmの右岸側に位置し、崩壊規模は最大幅100m、長さ220m、崩壊深さ約8mで崩壊土砂量は約9万m³である（山口ほか、2008；田代ほか、2009）。

図-5.2に崩壊後の全景写真を示す。現地調査の結果、今回の崩壊は林道肩を頭部とし、調整池から上方斜面に向かって3段発生しており、それぞれに明瞭な滑落崖を形成している。最下段の崩壊規模が最も大きく、上方に向かって規模は小さくなっている。

最下段の滑落崖には、向って下流側でわずかであるが中段からの土砂や樹木が被っており、中段の滑落崖には、最上段の土砂が被っていることから、最初に最下段で崩壊が発生し、次に中段の崩壊、最後に最上段の崩壊が発生したものと考えられる。

航空写真で判読された上流側側部の直線状の谷は、現地ではやや湾曲した谷となっており、これは植生の違いで直線状に見えたものと考えられるが、谷沿いには良好な岩盤が露頭しており、これより上流側では異常は認められない。

上記直線状の谷から最下段の崩壊箇所では、地表に約20mの開口亀裂（地割れ）が発生している。また航空写真で判読された曲線状の地形箇所では、地表に約120mに及んで開口亀裂が発生している。したがって、1985年の航空写真判読では河川への張り出しが認められたものの、斜面には特に異常地形が認められなかったが、これ以降、下流側に不安定化が進行していると考えられる。



図-5.2 山須原深層崩壊斜面の全景（平成17年9月台風14号通過直後）

5.3 地質・地質構造

5.3.1 地質構成

地表踏査およびボーリング結果を基に山須原崩壊斜面周辺の地質平面図を作成した（図-5.3）。地質は新第三紀の四万十累帯南帯日向層群（村田，1998）に属しており，頁岩，頁岩・凝灰岩互層からなる。

以下各地質体について記述する。

(1) 崩壊堆積物

2005年の深層崩壊によって堆積した二次堆積物であり，頁岩の岩片・細礫と基質の粘土・シルトよりなり，標準貫入試験ではN値が1～10程度と固結度が低い未固結な堆積物である。層厚は最大で9mである。

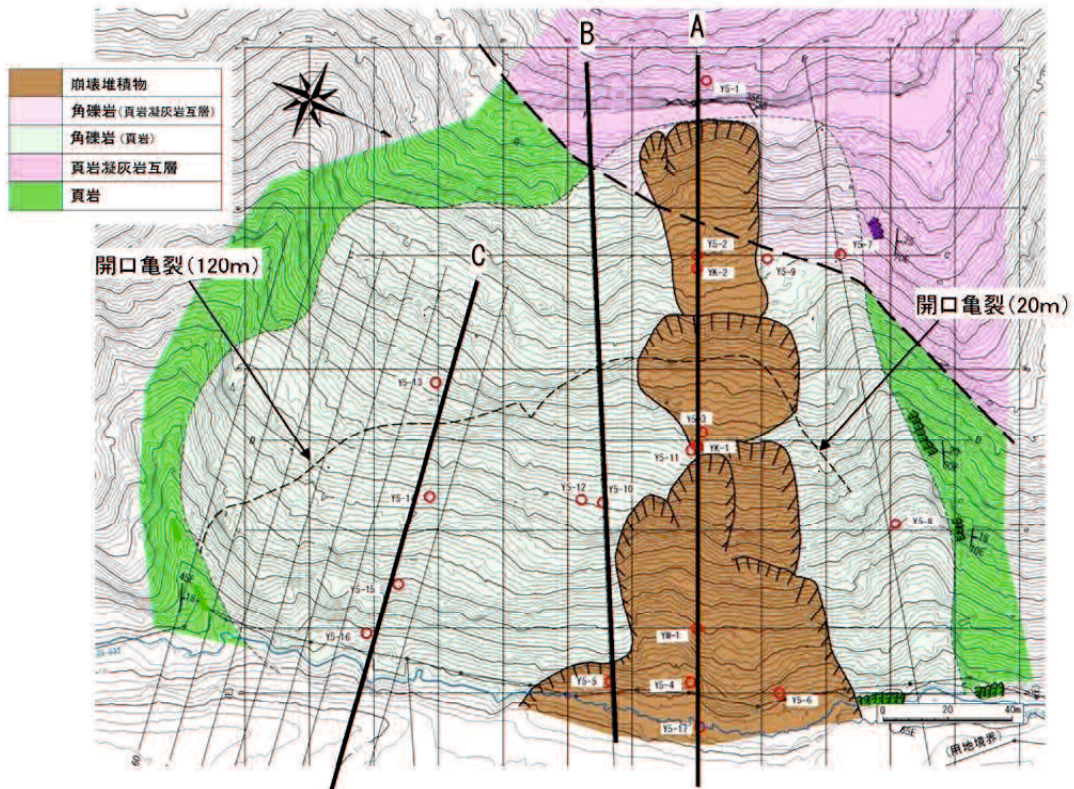


図-5.3 山須原深層崩壊箇所地質平面図

(2) 日向層群

当地点周辺の基盤岩は日向層群に属しており、頁岩と頁岩・凝灰岩互層からなる。頁岩と頁岩・凝灰岩互層はその性状から本来の地質構造が保持された堅硬な岩盤(基盤岩と呼ぶ)と塚原地点同様に角礫岩が存在する。

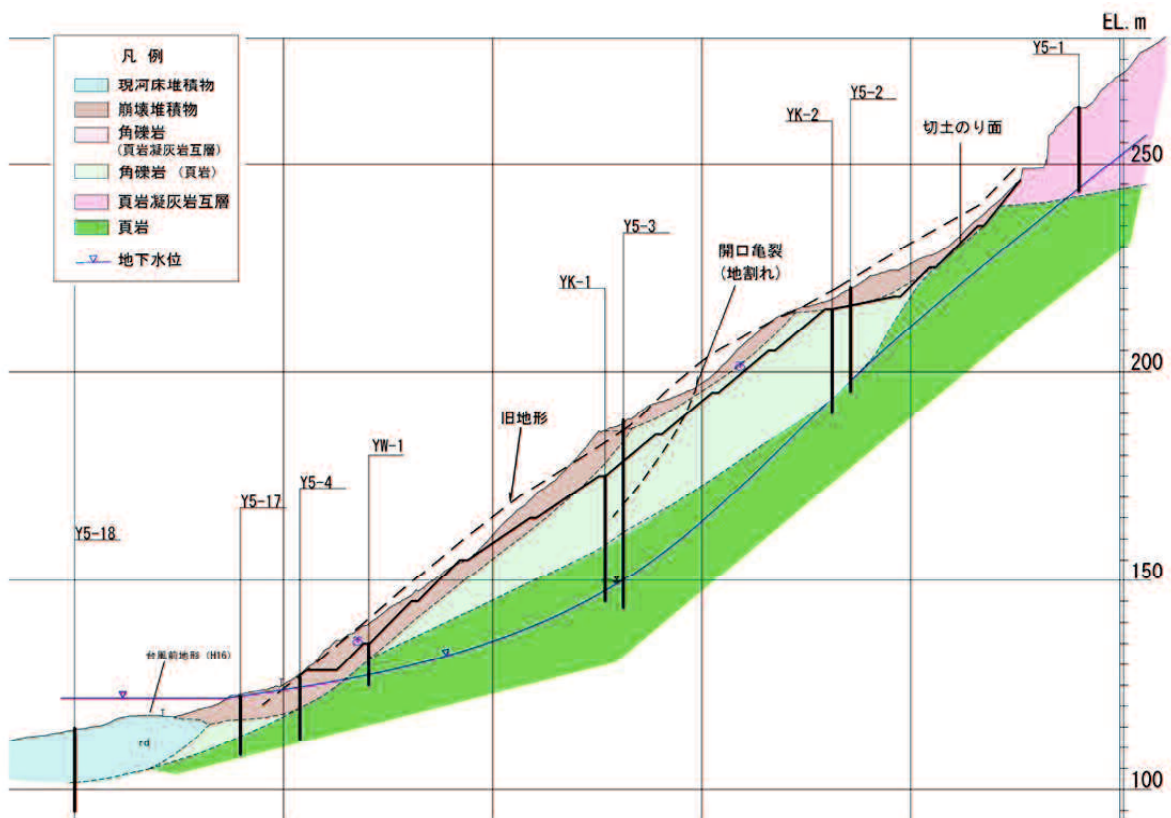
頁岩は20m以上の層厚をなし、砂岩レンズを挟む混在岩状を呈し層理面に平行に劈開が発達する。新鮮部は黒灰色を呈し堅硬緻密であるが、風化すると割れ目沿いから褐色化し岩芯までおよぶ。頁岩は林道付近から河川側斜面に分布する。

頁岩・凝灰岩互層は30m以上の層厚をなし、黒灰色～帯紫灰色を呈し、頁岩と凝灰岩が数cm間隔で互層をなす。

頁岩・凝灰岩互層は概ね林道付近から山側斜面に分布する。

一方、角礫岩は基盤岩の上部に10～20mの層厚で分布する。角礫岩は、ある範囲、深度に連続して分布することから角礫岩が分布する範囲を塚原崩壊斜面同様に角礫岩卓越層と呼ぶ。崩壊地中央の縦断面(斜面傾斜方向、A断面)では、角礫岩卓越

層は斜面中央から頭部で 20m の層厚をなすが、下部では 5～7m の層厚と薄くなっている（図－5.4）。また崩壊地中央から下流 40m の縦断面では（斜面傾斜方向，B 断面）や下流 100m の縦断面でも（斜面傾斜方向，C 断面），角礫岩卓越層は上記の同様に斜面中央から頭部で厚く，下部で薄くなっている。



図－5.4 山須原深層崩壊箇所 の地質断面図 (A 断面)

5.3.2 地質構造

地層の走向は北東－南西方向で 20° ～ 35° 北西方向に傾斜しており，崩壊した斜面の傾斜方向と層理面は中角度～低角度で斜交している．したがって，**図－5.4**に示す地質断面図では、緩い流れ盤構造となり，2005年の深層崩壊は層理面を切るように発生している．

当地点の上流には延岡衝上断層が存在するが，崩壊地周辺の露頭では断層は認められない．ボーリングコアでは低角度で厚さ数cmの破砕部が数条確認されており，塚原地点の露頭で確認したのと同様に付加体形成時の断層の可能性がある．

5.4 深層崩壊斜面側の内部構造

5.4.1 性状観察

性状観察は深層崩壊斜面内およびその周辺で実施したボーリングコア観察（21孔，全長466m，最大深さL=45m）と掘削のり面の地質観察を実施した．

(1) ボーリングコア観察

ボーリングコア観察は，通常の地質観察のほか，角礫岩に関しては塚原崩壊斜面で適用した基準に従い角礫岩を区分した（**図－4.40**）．

ここでは，代表的なボーリング孔の柱状図とコア写真を示す．（**図－5.5**）．
深度0～4.1mは崩壊堆積物である．深度4.1～22.15mまでが，角礫岩（頁岩，凝灰岩地層）であり，深度4.1～17.5mの角礫岩は岩塊状を呈し，角礫岩の区分はbr1が主体となっている．岩塊には層理面が残存しており，傾斜は $0\sim 10^{\circ}$ と低角度を示す．

この中の，深度9.3～9.35mの区間では細礫状を呈し，角礫岩の区分がbr4を示

す（**図-5.5(a)**）。また、深度 11.35～11.55mの区間では、角礫の一部にランダムな配列を呈し、角礫岩の区分が br4 を示す（**図-5.5(b)**）。

深度 17.0～19.6mは、角礫化が進行し、角礫岩の区分で br2 と br3 が互層状をなし、一部 br5 を含む。深度 19.6～22.15mは岩塊状を呈し、角礫岩の区分は br2 が主体となる。岩塊には層理面が残存しているが、 $40\sim 60^\circ$ や $10\sim 20^\circ$ と変化しており、これらの変化点や基礎岩盤との場合には、礫混り粘土状を呈し、角礫岩の区分で、br4 の部分が存在する（**図-5.5(c)(d)**）。

深度 22.15mからは基盤岩の頁岩からなり、層理面の傾斜は $20\sim 30^\circ$ が主体であり、角礫岩の傾斜とは異なっている。

この様に基礎岩盤と角礫岩卓越層との境界には細粒化した部分 (br4) が形成されている他、粒径が大きい部分 (br1～br2) の中にも細粒化した部分 (br4) が複数形成されている。これらは、塚原崩壊斜面と同様であり、複数の箇所破壊が発生したことを示している。

(2) 掘削のり面観察

調査段階では、地表踏査とボーリング結果をもとに、地質縦断面図を作成し、これを基に設計では、対策工として、のり枠工とロックボルトないしアンカー工が計画された。のり枠工の計画においては、最大深さで 5m 程度角礫岩卓越層を切土掘削することになるが同層は、細粒化した部分を含む不均質な地層と考えられ、切土掘削によって、不安定化することが想定された。そのため、のり面掘削施工時にのり面の地質観察を実施することにした。これによって角礫岩卓越層を上部から下部まで連続的に観察することができ角礫化区分の平面図を作成することが出来た

(**図-5.6**) これは、これまでにない新しい取り組みである。以下切土掘削のり面の角礫岩の区分の概要を示す。

上部斜面からのり面の 13～12 段目には、基盤岩（頁岩・凝灰岩地層）が分布している。基盤岩の上部には、部分的に br5 が分布するが、連続性はなく、大半は br3 が分布している。

のり面の 10～7 段目までは、br1 が主体となって広く分布するが、br1 の中では層厚 5～10 cm で細粒化した部分が不規則な網目状に存在しており、これらの上面ではわずかながら、湧水が認められる。これらは、ボーリング孔の br1 の中でも確認されている。

のり面の 7～3 段目では、上部斜面と異なり br2～br3 が主体になっており、明らかに変化が認められる。7 段目は、地表に出現した開口亀裂の位置と一致している。

開口亀裂箇所は、のり面では幅 10～15 cm で粘土質礫状となっており、高角度に分布し、角礫岩の区分では br4 に相当し、上部と下部では角礫岩の区分が異なっている

(**図-5.7～5.8**)。のり面の中央の 5～1 段目は、盛土になっており、角礫岩の区分は不明であるが、上下流の角礫岩の区分の分布状況からすると 3 段目下部からは br1 が分布していたと推定される。

また、この 3 段目の、br1 の上部には、層厚 5～10 cm の細粒化した部分 (br4) が

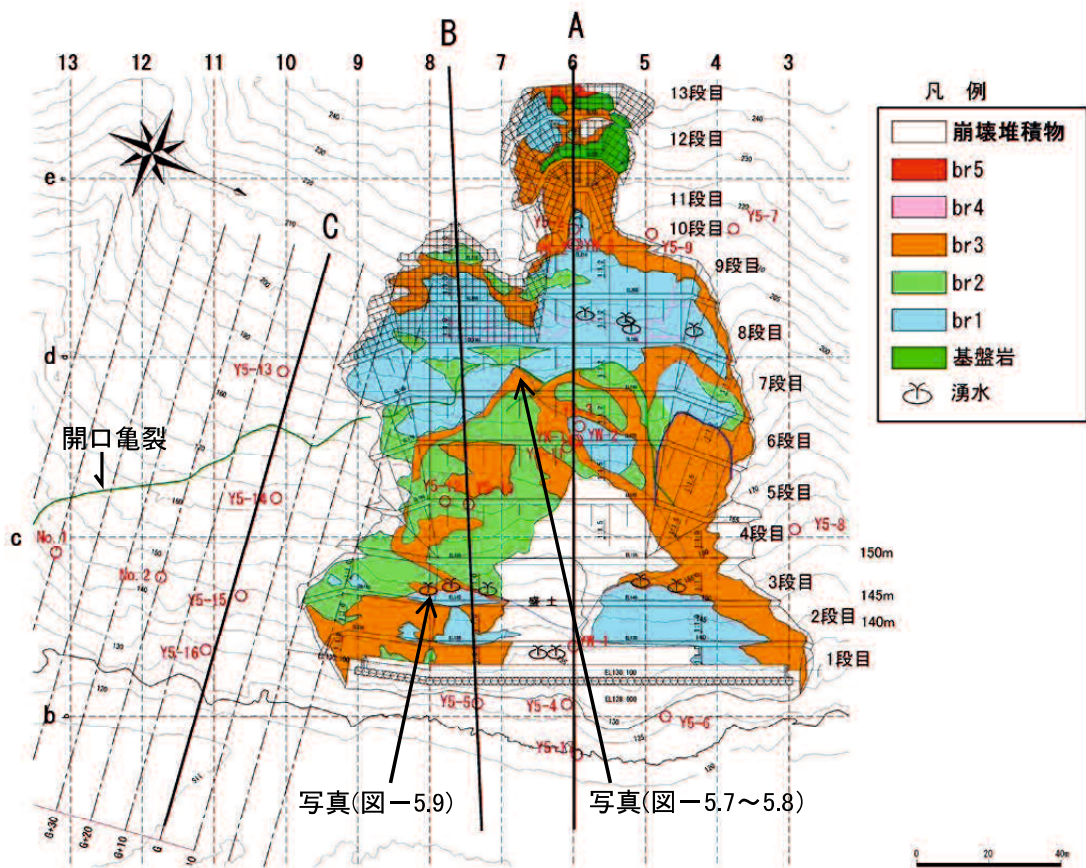


図-5.6 切土のり面スケッチ



図-5.7 開口亀裂箇所の地下の性状 開口亀裂を図示する



図-5.8 開口亀裂箇所での地下の性状（拡大）同上



図-5.9 のり面からの湧水状況

連続しておりこの上部から、湧水が認められる。これらの湧水箇所ではのり面掘削中に、50ℓ／分程度の湧水が発生したため（図－5.9）、水抜ボーリングが施工されている。水抜ボーリング施工後（ℓ＝20m×10孔）、豪雨時で最大420ℓ／分の排水が得られている。

5.4.2 角礫化区分図の作成

角礫岩卓越層について、角礫岩の区分（br1～br5）に従いボーリングコア観察結果およびのり面のスケッチに基づき角礫化区分図を作成した。

図－5.10 に A 断面の角礫化区分図を示す（断面位置は図－5.3）。A 断面は深層崩壊地中央の斜面傾斜方向の断面であるが、地表に出現した開口亀裂箇所を境に山側と河川側では角礫岩の区分が異なっている。

すなわち、山側では br1 が主体で広く分布し、その下部の一部に br2～br4 が分布するが、河川側では最下部に br1 が分布するが、その上部には br3～br2 が地形なりに複数分布している。なお、この開口亀裂箇所は旧地形で示すように地形勾配が異なった地形変化点と一致している。B 断面および C 断面の角礫化区分図においても、同様に開口亀裂箇所を境に角礫岩の区分が異なっている。これらの角礫岩の区分から、塚原崩壊斜面と同様に当斜面には 2 つのブロックが認定される。

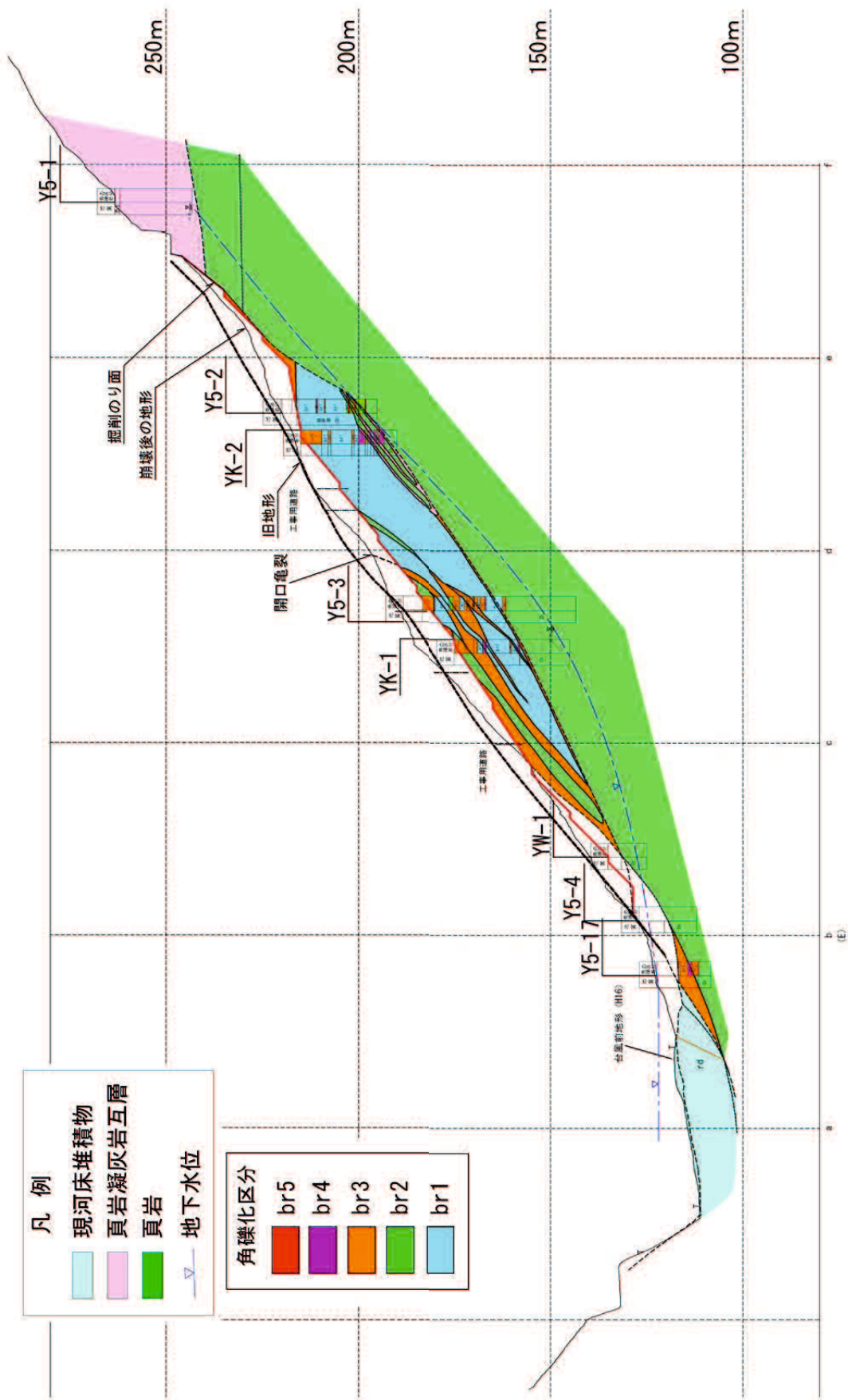


図-5.10 山須原深層崩壊箇所の角礫化区分図 (A断面)

5.4.3 ブロックの内部構造

ここでは明らかとなった深層崩壊斜面の地下構造をもとに，崩壊前の角礫岩の分布を復元し，ブロックの内部構造を示す．

(1) ブロック I

ブロック I は斜面の上部に形成されている．**図-5.11** には，A 断面の崩壊前の角礫化区分図を示すが，これによると角礫岩の区分は br1 が主体で広く分布しておりその最下部に br2～br4 が分布する他，中央部にも一部薄く br3 や br2 が分布する．なお，2005 年の深層崩壊ではブロックの表層部分が流出しているが，掘削のり面の状況からすると br1 が主に分布していたと推察される．

B 断面や C 断面では深層崩壊が発生していない断面であるが，前記したとおり，A 断面と調和的な地質構造となる．

(2) ブロック II

ブロック II は斜面の下部に形成されているが，角礫岩の区分は，大きい粒径となる br1～br2 とやや小さい粒径となる br3 が互層状に地形面に概ね平行に繰り返し分布している．2005 年の深層崩壊ではブロックの表層が流出しているが，掘削のり面の状況からすると下部に br3 が分布し，その上部に br1～br2 が主体で分布していたと推察される．

また，B 断面や C 断面においても A 断面と調和的な地質構造を呈している．

地表踏査，ボーリング孔，掘削のり面観察から想定したブロックの分布を**図-5.12** に示す．

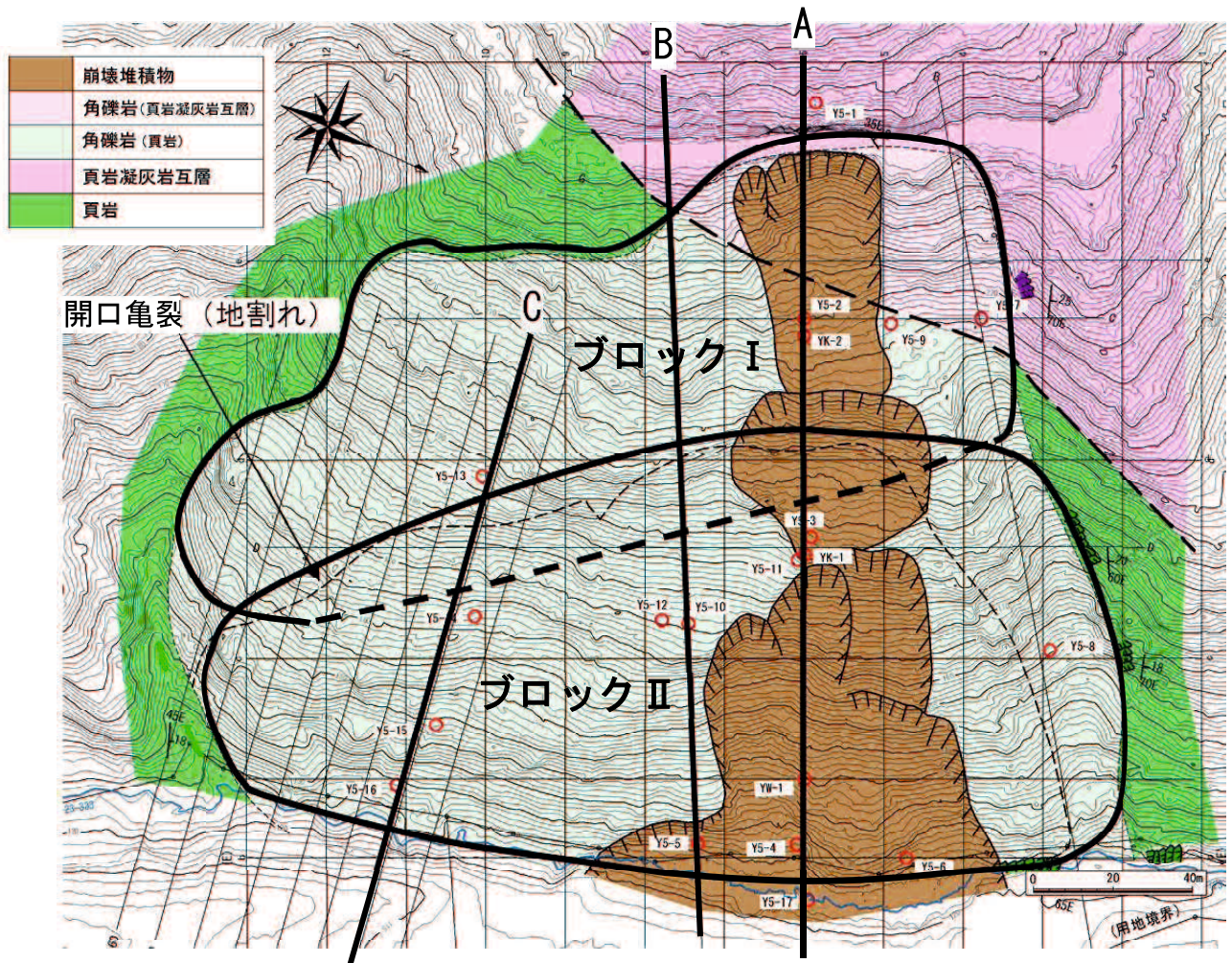


図-5.12 山須原深層崩壊箇所におけるブロック区分

第6章 一ツ瀬川流域二畝の谷斜面の地下構造

6.1 調査位置および地形概要

二畝の谷斜面は宮崎県西臼杵郡西米良村にあり、一ツ瀬川の上流域に位置する(図-6.1)。

一ツ瀬川は九州山地にある尾崎山(標高1430m)に源を発し、椎葉村・西米良村の山岳地帯を南方向に流下し、西米良村所付近において板谷川を合流した後に、流向を南東方向に変え、小川川や銀鏡川を集め一ツ瀬ダムに流入している。その後、さらに一ツ瀬ダム下流の杉安ダムを流下し杉安峡と呼ばれる溪谷を流れ、一挙に平地に入り瀬江川や桜川などの支流を集めながら水田地帯を緩やかに東方向に流下し、本水系最大支流の三財川を右に合流し日向灘に注いでいる。

その幹川流路延長は約88km、流域面積は約852km²を有する一級河川である。

二畝の谷は村所合流点から上流4.5kmの一ツ瀬川の左岸斜面に位置する。西米良村には地すべり危険箇所が多く(九州の活構造, 1989)、地すべり規模は滑落崖が1kmに及ぶものも存在しており、現在も緩慢な移動をしている地すべりがある(林ほか, 2010)。

森林基本図(S=1/5000)によると、二畝の谷斜面は、標高500m~850mの山岳地帯にあり、南北に伸びるやせ尾根のすぐ西側に位置しており、やせ尾根の北側は標高838.3mの山体となっている(図-6.2)。

このやせ尾根の西側は、東から西へ流れる3つの谷が分布するが、谷にはさまれた2つの区間は凸型の地形を呈しており、特に異常地形は認められない。当斜面末端には北東方向から南西方向に沢が流下しており、2km先で一ツ瀬川に合流している。また、当斜面には、末端~中央部を横切って林道が建設されている。

6.2 斜面の変状の発生状況

2005年には耳川で豪雨災害が発生しているが、このとき一ツ瀬川流域でも豪雨があり、二畝の谷斜面の末端に位置する林道沿いで幅100m、長さ100m、崩壊深さ5m（推定）の崩壊が発生している。その後、西米良村で災害対策として斜面整形を行い、のり砕工と植生による斜面对策がなされている（図-6.3）。

その後、2009年にはのり砕工に開口亀裂が入り、腹み出しが認められるようになった。2010年にはのり砕工から200mの上流側斜面で長さ120mに及ぶ開口亀裂が確認された。なお、この開口亀裂の発生時期は不明である。

2011年11月からはこの開口亀裂が横方向に伸びて150mに達したほか、他地点でも小さい開口亀裂が点在し始めた。主要な変状の分布と変状の進行状況を時系列で示す（図-6.4）。2011年11月の変状は以下のとおりである。

㊶地点：開口亀裂150mが発生、㊷地点：小孔の発生、㊸地点：林道に開口亀裂発生、㊹地点：林道に開口亀裂発生、㊺地点：小崩壊、㊻：のり砕工のはらみだし

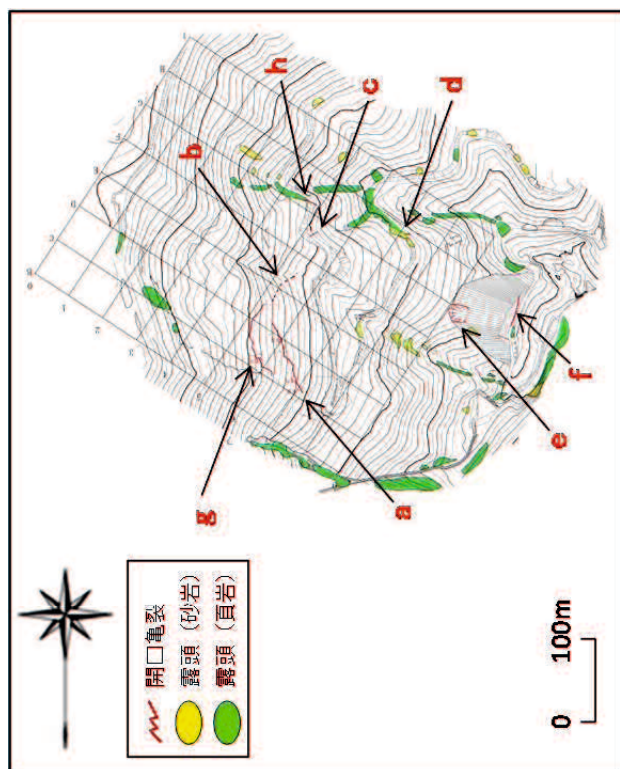
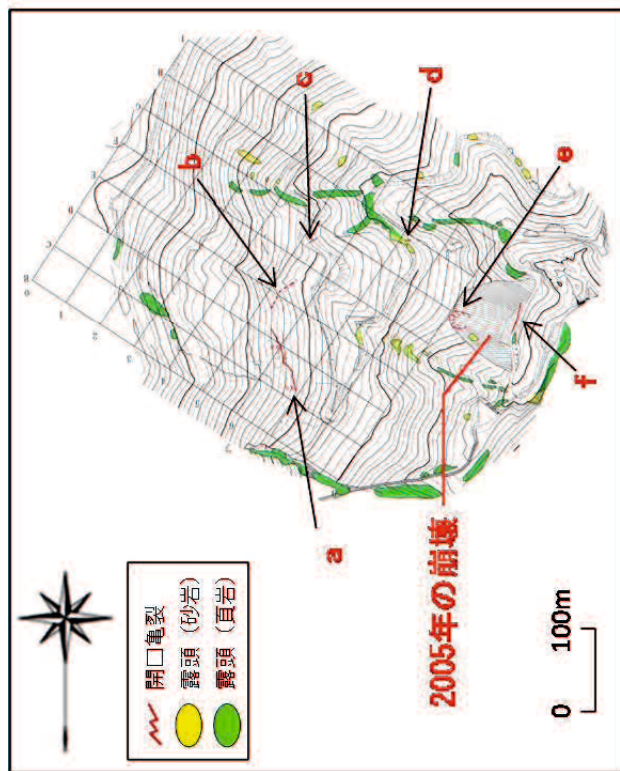
2011年6月では、㊶地点の後方の㊸地点に新たに延長120mに及ぶ開口亀裂が発生した（図-6.5）。また㊷地点では林道に開口亀裂が発生したほか、この開口亀裂後方の斜面には小孔が発生した。

2012年7月では、㊸地点の開口亀裂は南側にさらに100m延長していった。㊷地点と㊸地点の開口亀裂は連続するようになり、㊸地点の後方斜面では㊹地点までに開口亀裂が断続的に発生した。また、末端では新たに㊹地点で開口亀裂が発生した。

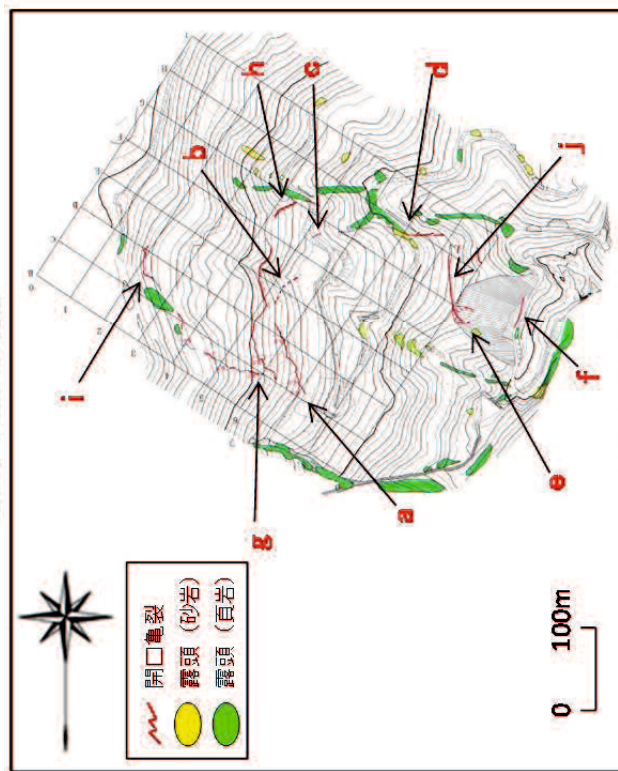
2012年8月では、㊶地点、㊷地点、㊸地点、㊹地点の開口亀裂はほぼ連続し、㊸地点と㊷地点の開口亀裂も連続した。㊹地点の開口亀裂も南側と北側に延び㊸地点まで明瞭に連続した。さらに㊹地点では開口亀裂は頭部～側部～末端まで連続したほか、㊷地点では新たに開口亀裂が発生した。このように開口亀裂は、頭部～側部まで明瞭に連続するようになり、複数存在することが明らかとなった。



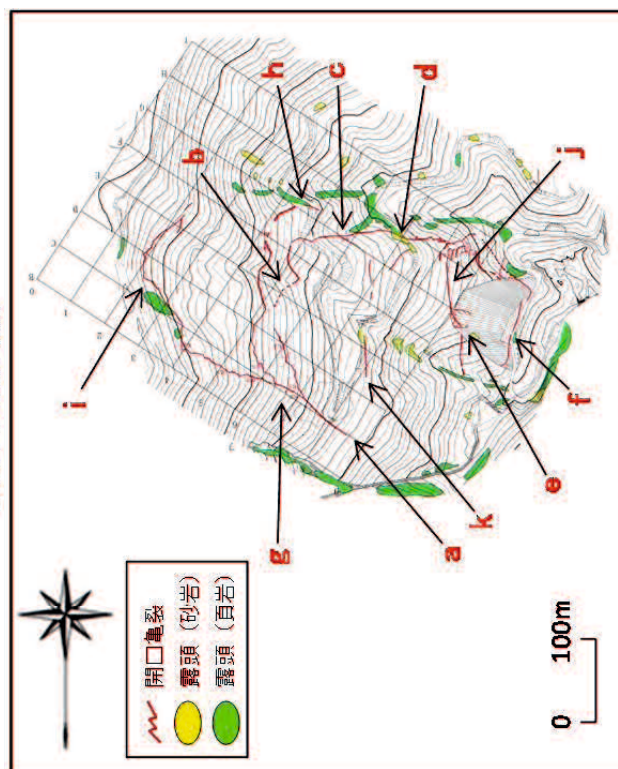
図-6.3 二畝の谷全景



2011年11月時点



2012年6月時点



2012年7月時点

2012年8月時点

図-6.4 二畝の谷斜面の地表経緯



図-6.5 二畝の谷斜面の開口亀裂の状況

6.3 地質・地質構造

6.3.1 地質構成

地表踏査およびボーリング結果をもとに二畝の谷斜面周辺の地質平面図を作成した(図-6.6)。地質は新生代第三紀の四万十累帯南帯日向層群(村田, 1998)に属し, 頁岩と砂岩からなる。

以下各地質体について記述する。

(1) 崩積土

角礫混じり粘性土を主体とし山裾部や沢沿いに分布する。山裾部では斜面崩壊によって堆積したものであるが, 沢沿いではこのほか土石流的なものも存在する。層厚は最大で3m程度である。なお, 地すべり土塊は含んでいない。

(2) 日向層群

当地点周辺の基盤岩は日向層群に属しており, 頁岩と砂岩からなる。頁岩と砂岩はその性状から本来の地質構造が保持された堅硬な岩盤(基盤岩と呼ぶ)と基盤岩の上位に分布する二次的に地質構造が乱され, 様々な大きさの角礫状に破砕された岩盤状態を示す部分がある。これらは地すべり土塊に相当する可能性があるが, 性状は耳川の塚原および山須原地点同様であることから, ここでも記載用語として角礫岩を用いる。

頁岩は10~30m以上の層厚をなし, 頁岩優勢の頁岩砂岩互層となる。数cmの層厚の頁岩と砂岩が互層する部分もあれば頁岩の中に層厚20cmの砂岩が挟在することがある。頁岩は層理面に平行な劈開が発達する。当斜面ではSh1~Sh3の頁岩が分布する。

砂岩は10~30mの層厚をなし, 暗灰色を呈し, 細粒から中粒砂岩で塊状を呈する。上位の砂岩は下位の頁岩との境界に近づくと細粒砂岩が主体となる。当斜面では

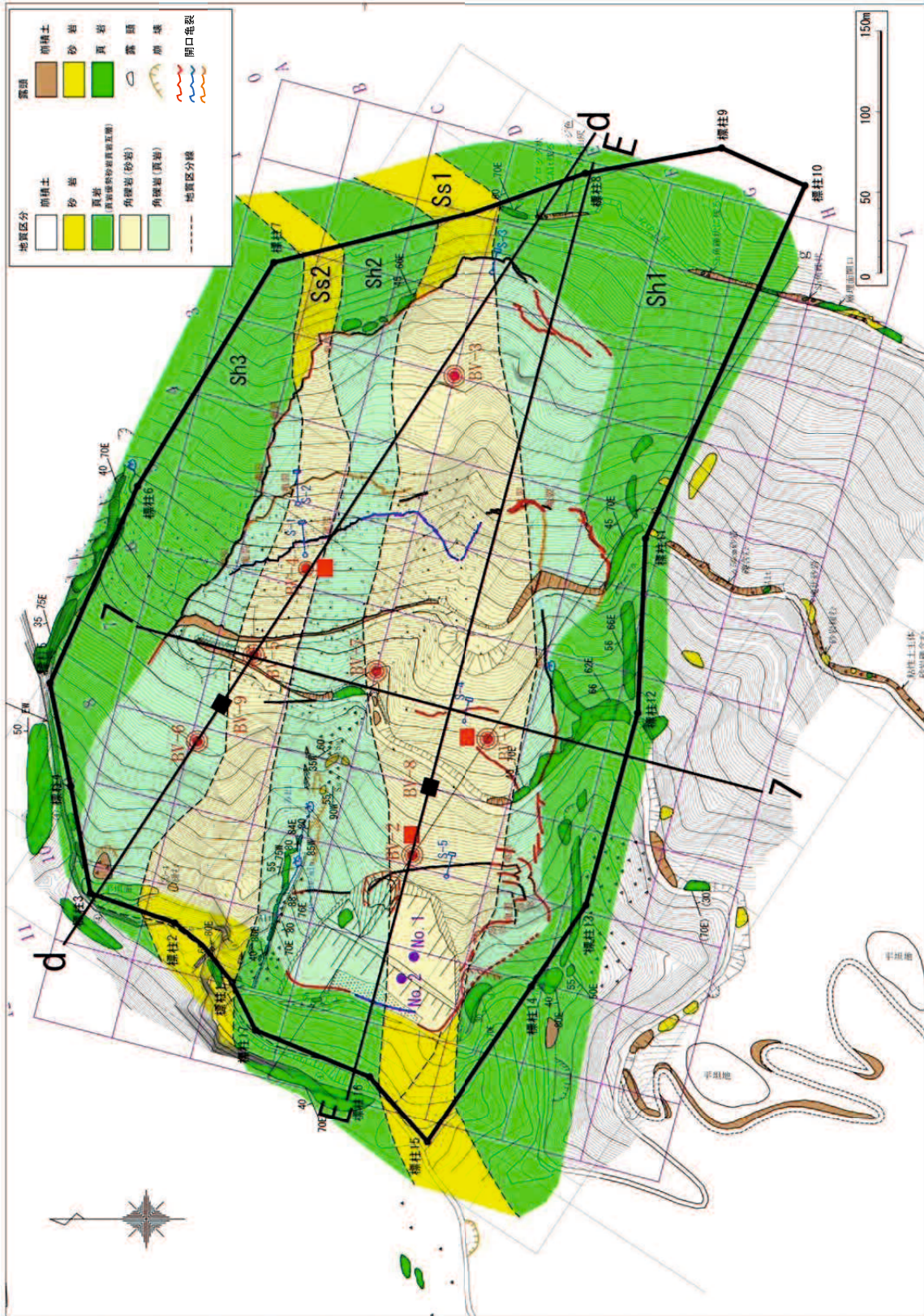


図-6.6 二畝の谷斜面の地質平面図

Ss1～Ss2 が分布する。

一方、角礫岩は基盤岩の上位に 20～50m の層厚で分布する。角礫と角礫間を埋める基質から構成されるが、全体に風化しており、礫と基質はハンマーの軽打で分離が可能であり、塚原や山須原崩壊斜面と比べると固結度は低い。角礫岩は、ある範囲、深度に連続して分布することから角礫岩が分布する範囲を塚原・山須原崩壊斜面同様に角礫岩卓越層と呼ぶ。

d 断面（斜面傾斜方向）では、角礫岩卓越層は斜面中央で層厚が 15m をなすが、上部や下部では 30～40m の層厚と厚くなっている（図-6.7）。また 7 断面では（上下流方向）では、角礫岩卓越層は中央から下流側で 40～50m の層厚をなすが、上流側では層厚 20m 程度と薄くなっている（図-6.8）。

なお、地質平面図では、角礫岩卓越層の分布を示しているが、基盤岩の構造とほぼ整合しており、角礫岩卓越層は大きくは移動していなものと考えられる。

6.3.2 地質構造

開口亀裂が発生した斜面の北側と南側の沢沿いや斜面末端の沢沿いには、頁岩や砂岩の新鮮露頭が認められる。それぞれの地層の走向傾斜は、走向が N50°～70° で北へ 40°～60° 傾斜している。ボーリング調査の結果、頁岩の 3 層 (Sh1～Sh3)、砂岩の 2 層 (Ss1～Ss2) が分布するが、これらは上記と同様の走向傾斜を有することから同斜構造なす。この地質構造は斜面の傾斜方向に対し緩く傾斜した流れ盤構造となるが、典型的な流れ盤ではない。

一方、上下流側方向に対しては、上流側に 40°～60° 傾斜した構造となる。

断層は、地表踏査やボーリング調査では認められない。また地形的にも鞍部などの異常地形が認められないことから当斜面周辺では大きな断層は存在しないと考えられる。

d断面 1:1,500

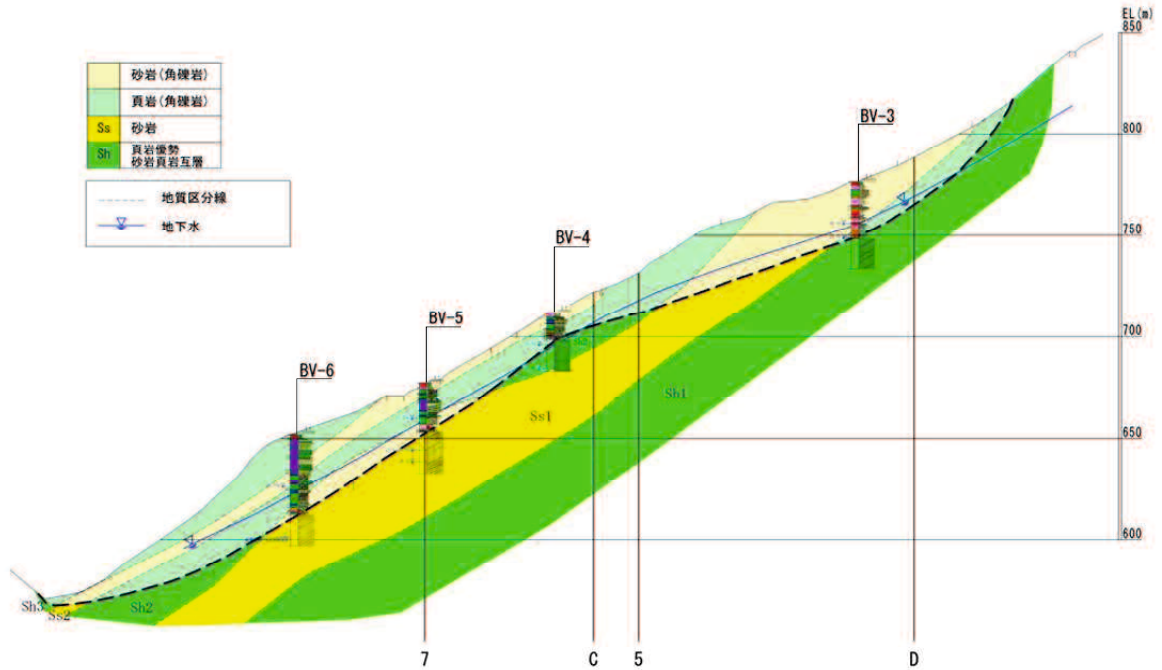


図-6.7 二畝の谷斜面の地質断面図 (d断面)

7断面 1:1,000

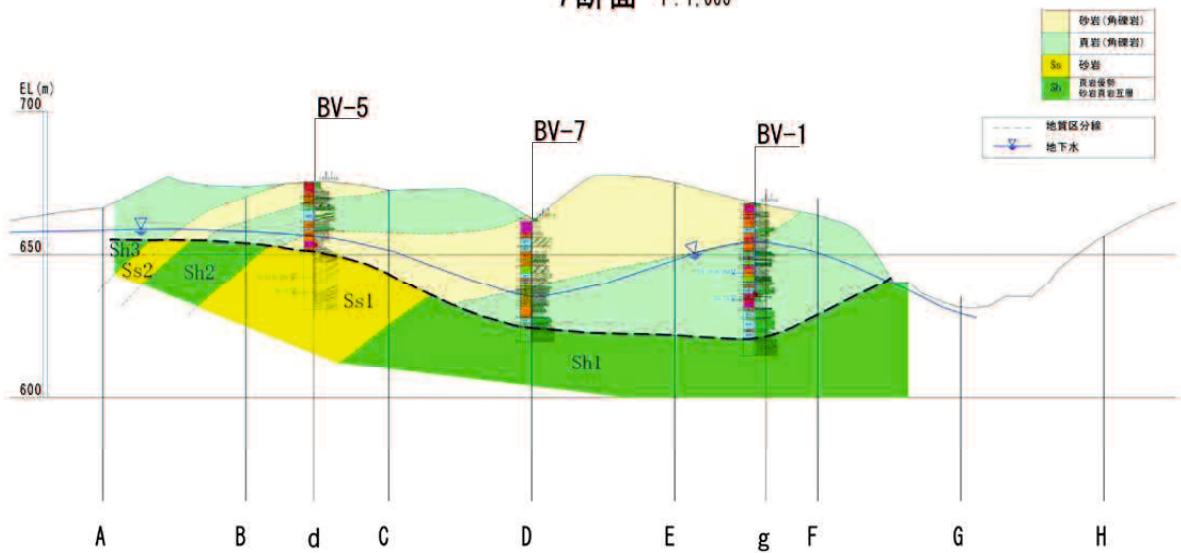


図-6.8 二畝の谷斜面の地質断面図 (7断面)

6.4 斜面の地下構造

6.4.1 性状観察

二畝の谷斜面内およびその周辺で実施したボーリングのコア観察（7孔，全長 308 m，最大深さ L=55m）と露頭観察を実施した。

（1）ボーリングコア観察

ボーリングコア観察は，通常地質観察のほか，角礫岩に関しては塚原崩壊斜面で適用した基準に従い角礫岩を区分した（図-4.40）。

ここでは，代表的なボーリング孔の性状を示す（図-6.9）。

柱状図には，山須原崩壊斜面と同様に角礫岩の区分，コア形状の模式図を示す。

深度 0～30.2mまでが角礫岩卓越層であり，深度 30.2m以深が基盤岩の頁岩である。角礫岩卓越層は粒径の大きさ部分（br1～2）と粒径のやや小さい部分（br3）が繰り返し分布しており，塚原崩壊斜面同様に，複数の破壊があったことを示している。

また，ボーリング孔では，パイプひずみ計を設置し計器観測を実施しているが，（宮崎県調査報告書，2012）変位が認められた深層は 33.0mであり，角礫岩の区分では br3 となっており，ここではシャープな面構造や明瞭な粒土は認められない。

そのほかの 6 孔についても，計器観測を行っているが，変位が認められた地点は br3～br5 まで様々であるが，ここでもシャープな面構造や明瞭な粒土は認められない。

二畝の谷地区 BV-7孔

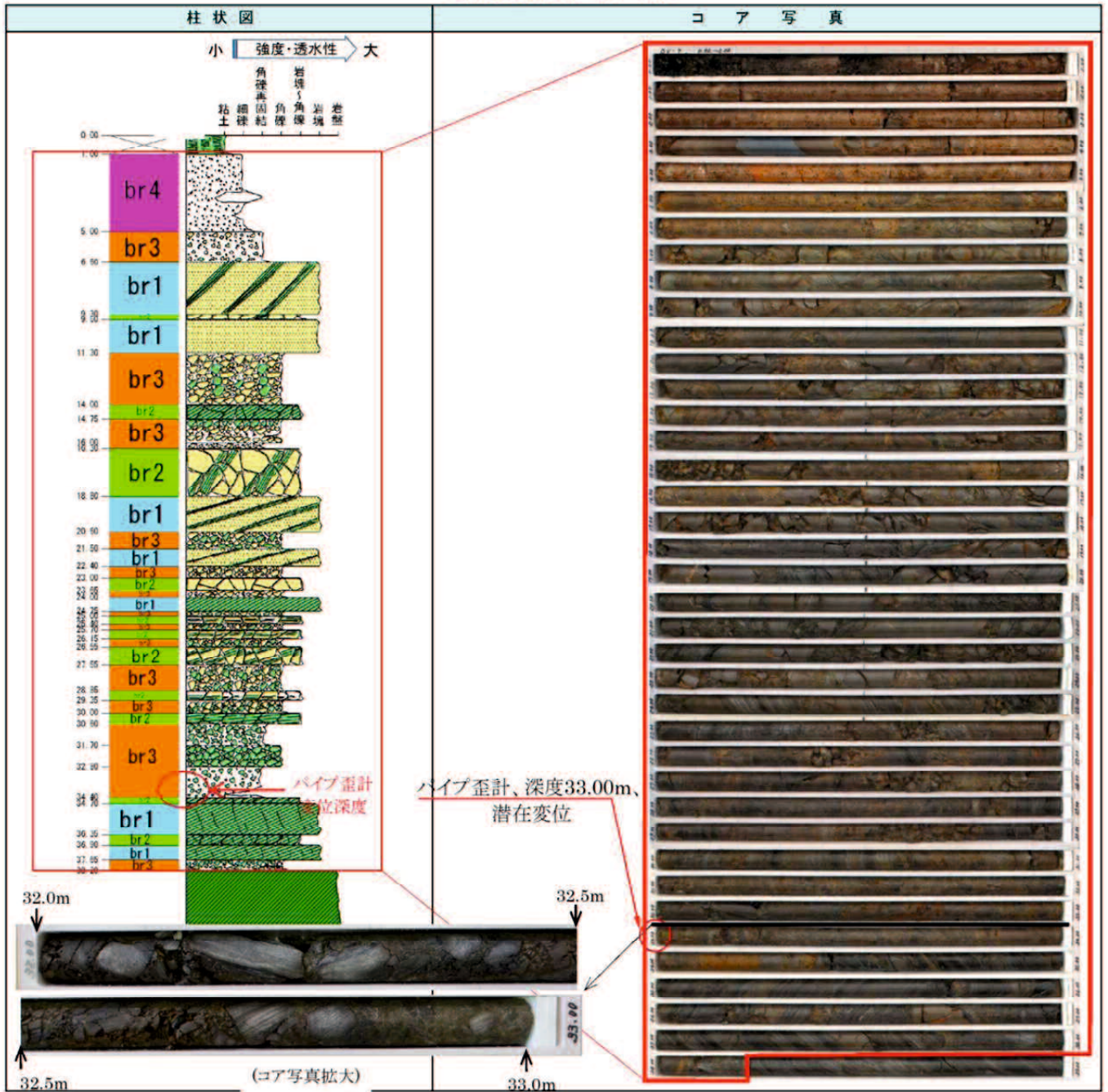


図-6.9 二畝の谷斜面で採取された代表的なボーリングコア (VB-7 孔)

(2) 露頭観察

斜面上部の林道沿いには(⑩地上),頁岩の露頭があるが,地表の連続する開口亀裂がこの露頭を通過している.

2011年の時点では地表に開口亀裂は認められず,露頭では層理面沿いから風化の進行が認められた(図-6.10).

2012年では地表に開口亀裂が発生し,また頁岩露頭の風化部では開口割れ目が複数発生し,3~5cm手前側に変位している.これらの部分には,層理面と平行な開口割れ目のほか,層理面と斜交する不規則な開口割れ目も発生し,分離化しており,角礫岩に移行する段階(br1)を観察している(図-6.11~6.12).

また,開口割れ目の左側には岩塊状に頁岩の構造を残存した部分と角礫化した部分が混在しているが,角礫岩の区分のbr2~br3に相当する部分である(図-6.13).

したがって,ここでは基盤岩からbr1へ,さらにbr1からbr2やbr3への角礫岩の角礫化の進行を観察しているといえる.ここでのbr2やbr3の部分は地表の開口亀裂が形成される以前からのものであり,6.1節の地形概要で示したとおり,谷にはさまれた凸形の地形形成時には既に形成されていたと考えられる.また,地表に開口亀裂が連続しており,露頭では変位は認められるが粘土を伴うようなすべり面は形成されていない.

6.4.2 角礫化区分図の作成

角礫岩について,ボーリング柱状図における角礫岩の区分(br1~br5)を対比することにより角礫化区分図を作成した.

図-6.14にd断面の角礫化区分図を示す(断面位置は図-6.6参照).d断面は斜面傾斜方向の断面であるが,角礫岩の区分はVB-4孔の付近(直山側)を境にして違いが認められる.すなわち,VB-4孔付近(直山側)から山側斜面では,角礫岩

の区分で br3 と br4 が互層状に分布している．このうち地表浅部の br4 は風化によって粒土化した部分である．



図-6.10 二畝の谷斜面における頁岩露頭（2011年） ㉠ ㉡ は下の写真と同じ位置を示す



図-6.11 二畝の谷斜面における頁岩露頭（2012年）

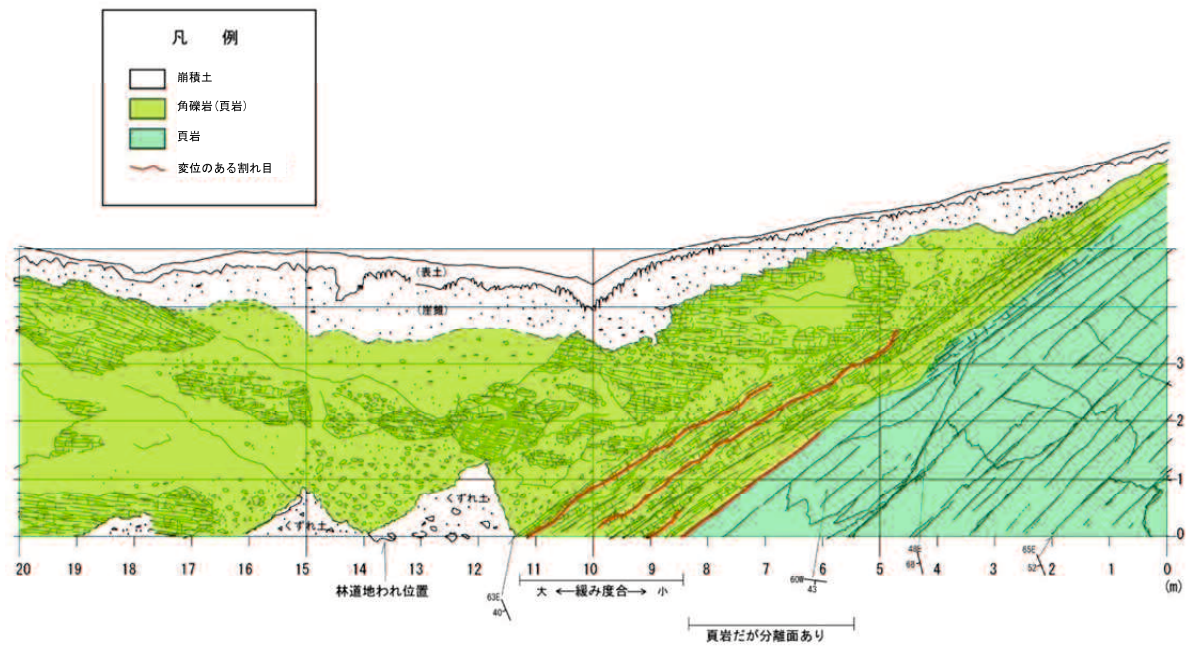


図-6.12 二畝の谷斜面の頁岩露頭（地質区分）

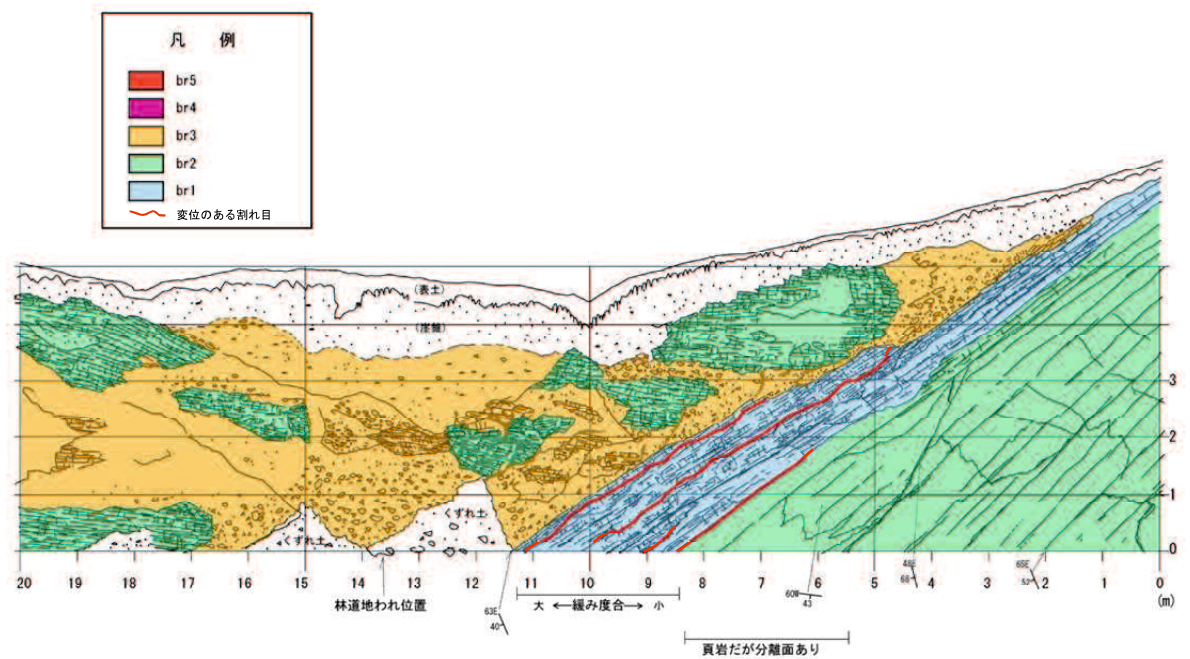


図-6.13 二畝の谷斜面の頁岩露頭（角礫岩区分）

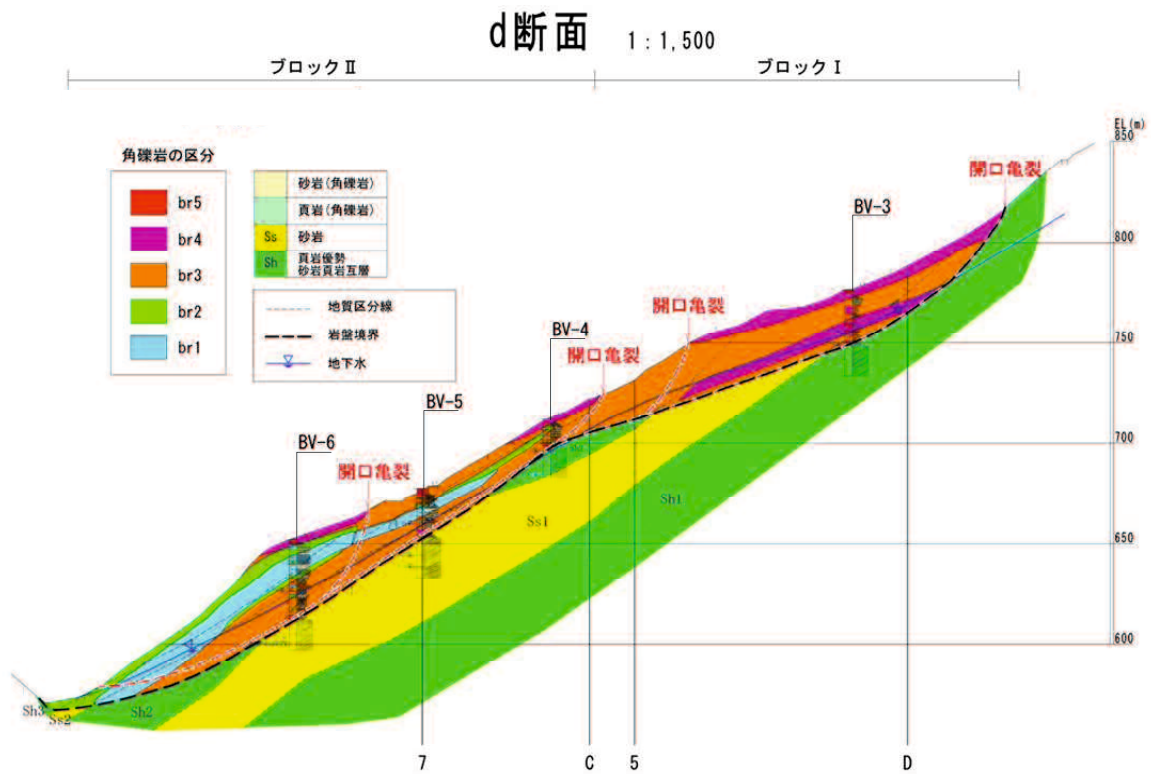


図-6.14 二畝の谷斜面における角礫化区分図 (d断面)

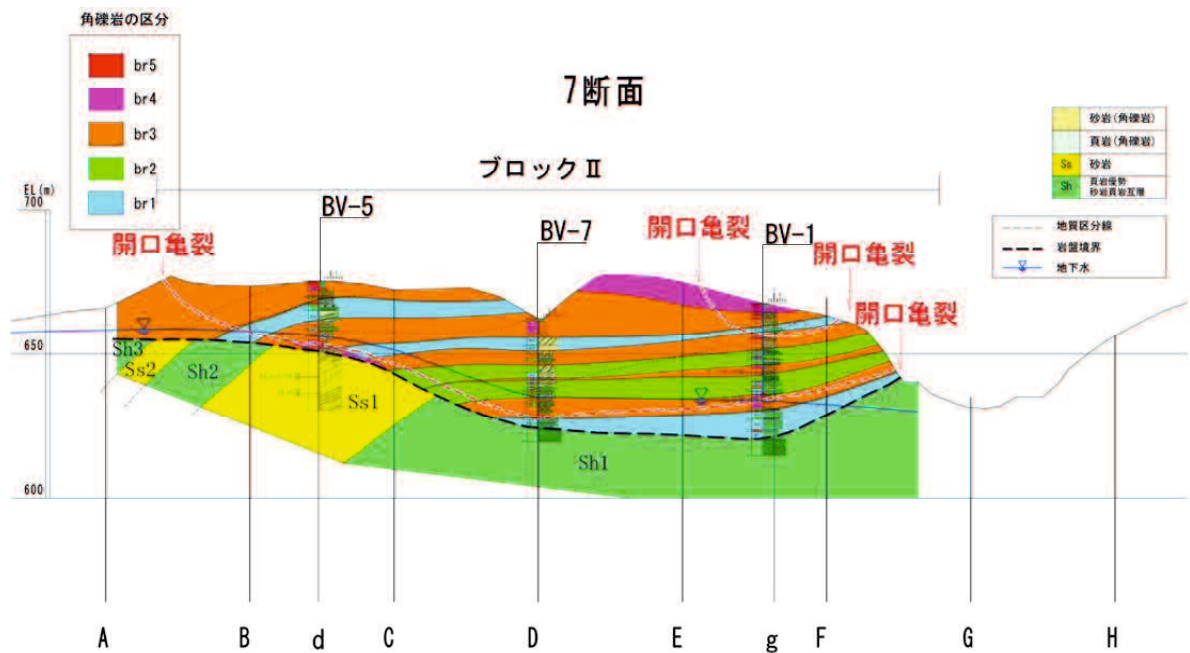


図-6.15 二畝の谷斜面における角礫化区分図 (7断面)

一方、VB-4 孔付近（直山側）から沢側斜面では、厚層が変化するものの概ね下位から br3, br1~2, および br3~4 が地形面に平行に分布している。

また基盤岩の分布を見ると、VB-4 孔付近に基盤岩の高まりが認められる。

7 断面は上下流方向の断面であるが、角礫岩卓越層は下流側（D, g 断面）では層厚が 40~50m に対し、上流側（d 断面）では層厚が 20~25m となる。

下流側では、下部~中央部で br1~br2 が主体で br3 がこれらに挟在し、互層状をなすが、上部では br3 が主体となる。上流側では br3 が主体で、一部 br1 が分布する。これらはいずれも概ね地形面に平行に分布している。

これらの角礫化区分図から当斜面には大きく 2 つのブロックが認定される。

6.4.3 ブロックの内部構造

ここでは当斜面の地下に分布することが明らかとなったブロックの内部構造を示す。

(1) ブロック I

ブロック I は斜面の最上部に形成されたものであり、内部構造は角礫岩の区分で br3~br4 が互層状に分布している。ブロック幅は 250m、長さが 200m、深さは 30m 程度である。ブロック頭部は基礎岩盤の露頭位置から想定したが、この位置は地表に出現した開口亀裂箇所と一致する。

(2) ブロック II

ブロック II はブロック I の下方に形成されており、角礫岩の区分は下位から br3, br1~2, および br3~4 が概ね地形に平行に分布している。

ブロック I とブロック II については角礫岩の区分が異なっていることに加えて、境界においては地形変化点であること、地表に開口亀裂が出現していること、基盤岩の高まりがあることからブロックが認定される。

ブロックⅡのブロック幅は300m，長さは350m，深さは20～50mである．

地表踏査，ボーリングコア観察から想定したブロックの分布を図－6.16に示す．

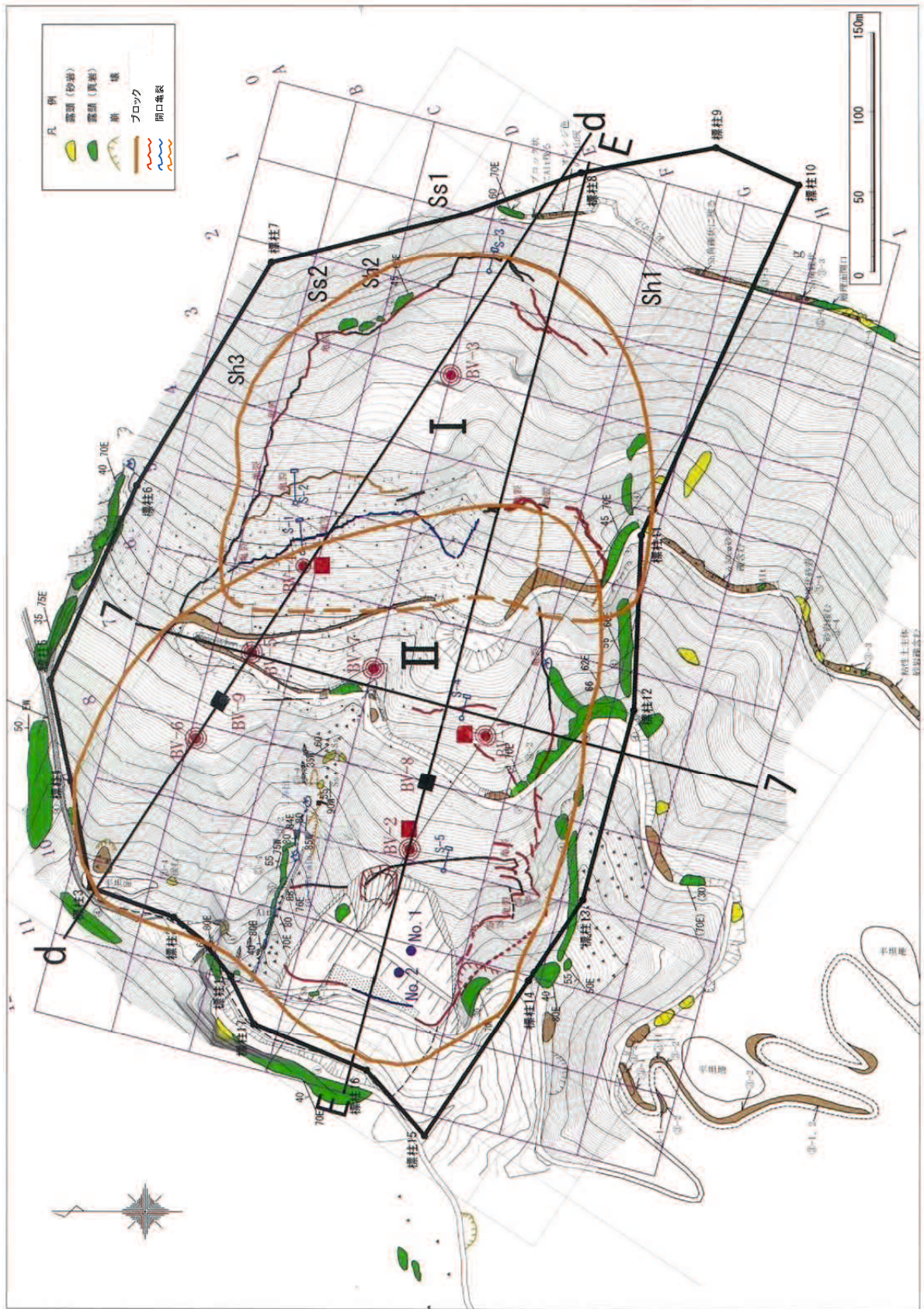


図-6.16 二畝の谷斜面のブロックの分布

第7章 考察

7.1 重力変形斜面の地下に分布する角礫岩の特徴

重力変形斜面のうち、その中で深層崩壊が発生した塚原崩壊斜面、山須原崩壊斜面、また深層崩壊へと発展する可能性のある二畝の谷斜面について、それぞれの地下に分布する角礫岩の詳細観察を行った。

塚原崩壊斜面では、地表に残存する滑落崖のうち、約 300m区間で角礫岩が露頭していることから、頭部の上部斜面から側方部の下部斜面までの連続観察を実施した。また、地下ではボーリング 28 孔によるコア観察、スラブ観察、薄片観察および X 線 CT 観察によって地下の対比が可能となり滑落崖の観察結果と合わせて地下構造が明らかとなった。

山須原崩壊斜面では、掘削のり面の地質観察によって斜面上部から下部までの約 220mの連続観察を実施した。またボーリング 21 孔によるコア観察によって地下の対比が可能となり、掘削のり面観察結果と合わせて地下構造が明らかとなった。

これらの連続観察や異なるスケールでの詳細観察・記載に基づく地下構造の検討は、これまでになく研究と位置づけられる。

また、二畝の谷斜面では、地形的に明瞭な変状が認められない斜面であるが、このような斜面でも角礫岩卓越層が最大 50mの深度まで形成されていることが明らかとなった。

これらの観察の結果に基づく角礫岩の特徴を以下に示す。

① 角礫岩は、数 cm～数mの角礫と細粒の基質から構成され、固結しており、角礫岩はある範囲、深度まで連続して分布しており角礫岩卓越層を形成している。

② 角礫岩は、角礫化に伴い地質構造（層理、節理）の保持状況、角礫の粒度、円磨度および基質の量比が一連の変化を示し、角礫化の進行が認められる（角礫岩

の区分 br1～br5).

③ 最も細粒化した部分 (br5) においても、シャープな面構造や明瞭な粘土は認められない。

④ 角礫岩の区分を基に角礫岩卓越層の内部構造をみると、粒径の大きい部分 (br1～br2)、粒径のやや小さい部分 (br3) および粒径の小さい部分 (br4～5) が繰り返して分布するが、これは地下で粒径の小さい部分 (br4～5) で破壊が発生し、この影響によって上位や下位に粒径の大きい部分 (br1～br2) や粒径のやや小さい部分 (br3) が形成されたものであり、これらが複数存在する。

⑤ これらは概ね斜面傾斜方向や上方流方向に平行に分布するが、斜面傾斜方向では、ある範囲までは角礫岩の区分は連続するものの途中で不連続となっており、複数のブロックが存在する。

⑥ ブロックの境界は、地形的には、地形変換点の場合が多く、地表では段差状の地形や閉口亀裂が発生している。また、地質的には、頭部や末端部では岩盤との境界部、中央部では基礎岩盤の高まりとなっている。

⑦ 山須原崩壊斜面では、開口亀裂箇所を掘削したところ、小礫混じり粘土部が高角度に形成されている。二畝の谷斜面では開口亀裂に設置した伸縮計に明瞭な変位が確認されている。

⑧ 角礫岩卓越層が分布している塚原崩壊斜面、山須原崩壊斜面では深層崩壊が発生しているが、角礫岩卓越層が分布するものの、二畝の谷斜面のように深層崩壊が発生していない斜面もある。

これらの特徴を踏まえ、以下の考察を行う。

7.2 角礫岩の成因と形成過程

(1) 角礫岩の成因

角礫岩の成因について、以下の観点から考察を行う（図-7.1）。

1) 角礫岩の分布

角礫岩は3つの研究斜面において、斜面の上部から下部にまで新鮮岩盤の上部に形成され角礫岩卓越層として分布しているが、現河床付近のボーリングや河床露頭

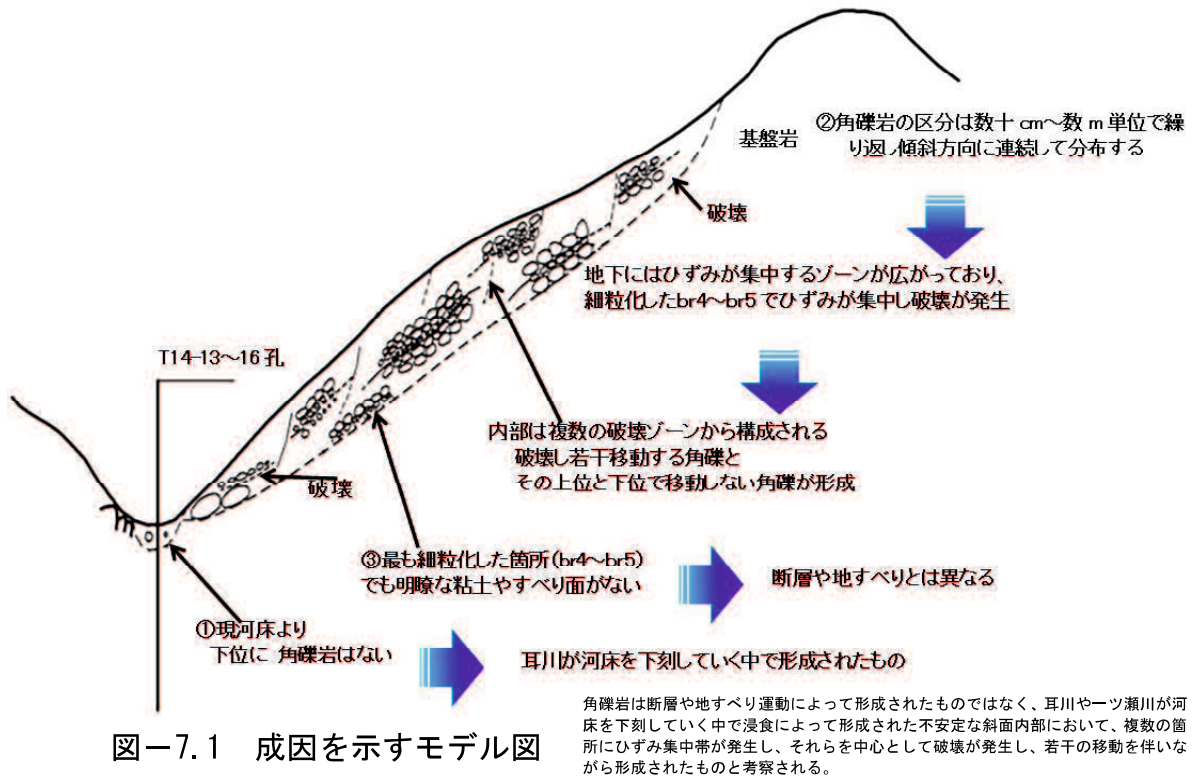


図-7.1 成因を示すモデル図

状況（塚原地点ではT14-13~16孔，山須原地点ではY5-17孔，二畝の谷地点では末端沢の露頭）から現在の河床岩盤面から下位には分布していない。このことより、角礫岩は耳川や一ツ瀬川が河床を下刻していく中で、新鮮岩盤の上部斜面内部に脆性変形が発生し、角礫化し不安定となって形成されたものと考えられる。

2) 角礫岩の粒度特性と角礫の移動

角礫岩を構成する角礫の粒度には、粒径が小さいものから大きいものまで変化がみられ、角礫岩の区分（br1~br5）は鉛直方向に数十cm~数m単位で繰り返り分布する。角礫岩の区分は、平面的には上下流方向や斜面傾斜方向に連続して広がっている（図-4.49~4.51，図-5.8，図-6.14~6.15）。

斜面内部の破壊が岩盤中のひずみの集中により起こるとすれば、地下には同様の

ひずみが集中するゾーンが広がっており、特に粒径が小さく細粒化した箇所(br4~5)で斜面傾斜方向にひずみが集中し、破壊が発生した可能性がある。これらの箇所は概ね地表面に平行に認められることが示されている(土木学会, 1994)。

これによると大断面掘削の切土斜面においてGPS計測値から逆解析を行い(図-7.2~7.3), 斜面全体の最大せん断ひずみ分布図を求めた結果, ひずみの集中は斜面末端から地表面に概ね平行な幅を持ったゾーンで発生しており, 今回の結果と整合的である(図-7.4)。

塚原崩壊斜面ではブロックIIのT14-4孔に示すように角礫岩の区分としてbr4やbr5が深度12.0m~18.8mの区間に3箇所存在しており(図-4.54), これらで破壊が発生したと考えられる。これらの箇所ではSK-4(図-4.32)で示したように, 様々な種類の岩種が混在し, 円礫化が認められることから若干の移動を伴うものと考えられる。なお, この移動による影響(破壊)でその上部や下部にbr3, br2, br1が形成されているものと考えられる。ボーリング孔の粒度分布の変化は, これらの破壊とその影響範囲を示しているものと考えられる。また, X線CT解析ではコア観察では分からなかったが, 1~2cmの細粒部分があり, この上下で地質構造が変化している部分が確認されている(図-4.36, K-1孔; 深度10.4~10.6m)。

したがって, 角礫岩卓越層の内部には, 数十cm~mオーダーの複数の破壊ゾーンが形成されているため, 斜面の地下は全体的に角礫化している。

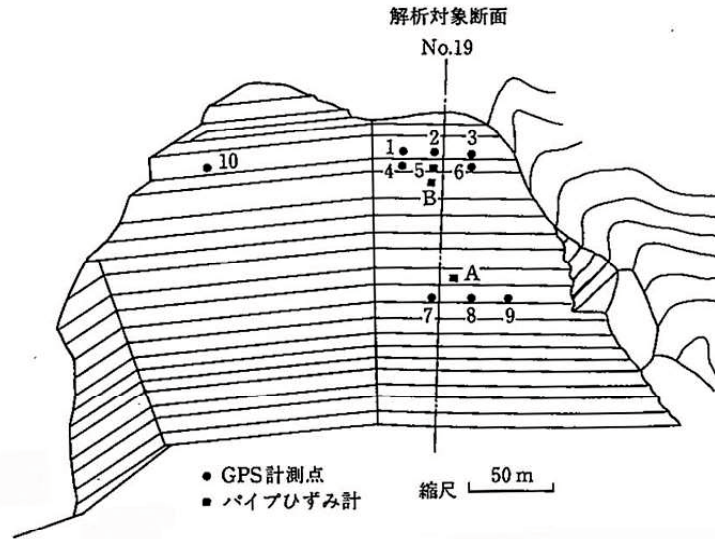


図-7.2 大断面斜面掘削の事例 現場平面図、GPS計測およびパイプひずみ計位置図
(土木学会, 1994)

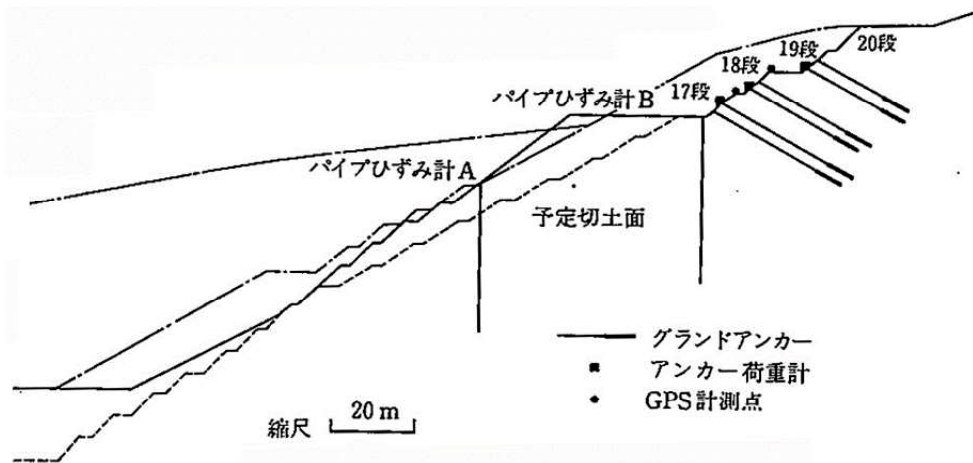


図-7.3 主計測断面図(断面 No. 19) (土木学会, 1994)

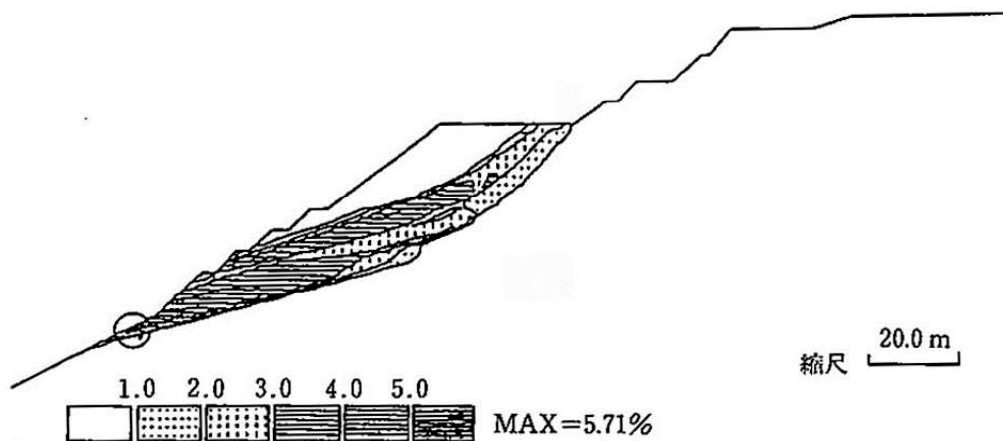


図-7.4 最大剪断ひずみ分布図 (土木学会, 1994)

3) 細粒化した箇所 (br4~ br5) の構造

最も細粒化した箇所 (br4~br5) において、スラブ観察 (図-4.17)、X線CT観察 (図-4.8)、薄片観察 (図-4.18) を行った結果、明瞭な粘土やすべり面はなく、角礫の配列にも系統的な方向性が認められず、無構造の角礫から構成されており、断層角礫の構造 (狩野ほか, 1998) とは異なっている。また br4~br5 の部分の粒度分布は粘土分が極めて少ない不連続な粒度特性 (図-4.38) を示しており、これも断層の粒度特性 (脇坂, 2012) と異なっている。

これらの違いは、角礫岩が地下浅部で拘束圧が低い条件で形成されたことや、せん断変位量が小さいことに起因していると考えられる。

このように角礫岩は現河床岩盤面より下位に分布しないこと、角礫岩の区分において、粒径の大きい部分 (br1~2) と小さい部分 (br4~5) が繰り返し、斜面傾斜方向に平行に分布すること、最も細粒化した br4~5 の部分においてもシャープな面構造や明瞭なすべり面が形成されていないことから、角礫岩は断層や地すべり運動によって形成されたものではなく、耳川や一ツ瀬川が河床を下刻していく中で浸食によって脆性変形した不安定な斜面内部において、複数の箇所にひずみ集中帯が発生し、それらを中心として破壊が発生し、若干の移動を伴いながら形成されたものと考察される。

(2) 角礫岩の形成過程

各ブロックの境界に関しては、塚原崩壊斜面では直接確認はできていないが、角礫岩の区分が連続しないこと、各ブロック境界には地形的に段差地形や地形変換点になっていること、基盤岩の高まりがあることから各ブロックは不連続面によって区分されていると想定した。山須原崩壊斜面ではブロック I とブロック II の角礫岩の区分が連続しないこと、地形的に地形変換点となっており、この位置に地表では開口亀裂が発生しており、その下を掘削したところ、のり面に粘土質礫状部が高角度に形成され分離面が存在していることから、ブロック境界の存在を確認すること

ができた。さらに、二畝の谷斜面ではブロック I とブロック II の角礫岩の区分が連続しないこと、地形的に地形変換点となっており、この位置に地表では開口亀裂が発生し、これに設置した伸縮計に明瞭な変位が確認され分離面が形成されていること、また地質的にブロック境界に基盤岩の高まりがあることから、山須原崩壊斜面同様にブロック境界が明らかに存在するものと考えられる。また、これらのブロック境界は明瞭な滑落崖を持たず、レーザープロファイラーにより判読される微地形に対応する可能性がある。

これまで重力変形斜面や深層崩壊斜面については、地形的な面から検討が進められてきたが、地表に認められる微小構造（段差、開口亀裂など）は角礫岩卓越層の内部構造に分布するブロックが深く係わっていることが明らかとなった。

なお、角礫岩の成因は耳川や一ツ瀬川が河床を下刻していく中で形成されたものであることから、この不連続面の形成は耳川や一ツ瀬川の地形発達と係っていることが推察される。

耳川流域の地形発達史に関しては、2.3 節の述べたとおりであり、九州山地は 50 万～35 万年前には隆起が始まり、35 万～13 万年前では平均隆起速度が 0.1m/ka、13 万年前～現在では平均隆起速度が 1.0m/ka と加速している（長岡，2010）。

このため耳川流域は浸食速度が大きく河川浸食により遷急線が複数形成されており、これらの下方斜面には脆性変形した不安定な斜面が形成されている。すなわち、塚原崩壊斜面の周辺でも上流に畑崩壊斜面、筈割礼崩壊斜面、下流に野々尾崩壊斜面、島戸崩壊斜面があり（**図-2.1**）、これらの地点においても遷急線の下方で深層崩壊が発生しており、角礫岩の存在が確認ないし推定されている（千木良，2007）。同様に、塚原崩壊斜面もブロックの分布からそれぞれは河床の下刻に伴い、大きく 3 つの段階で形成されたものと推察される。すなわち、**図-7.5** に示すように耳川の河川標高が I ステージにおいてブロック I の角礫岩卓越層が形成され、その後、河床の下刻がさらに速まったため、末端の侵食や地下水位の影響によって斜面内部

にひずみの集中する位置が変化し、不安定となり河川標高がⅡのステージにおいてブロックⅡの角礫岩卓越層が新たに形成されたと推察される。その後同様にひずみの変化があり、河川標高がⅢまで低下した際に、ブロックⅢの角礫岩卓越層が新たに形成されたものと推察される。このように河床の下刻とともにひずみの集中の場の変化によって新しい角礫岩卓越層が形成され、高標高部から低標高部へ向かって順次、ブロックが形成されたものと考えられる。山須原崩壊斜面では同様に2つのブロックから構成され、二畝の谷斜面も大きく2つのブロックから構成されている。

このように角礫岩は耳川や一ツ瀬川が河床を深く下刻していく中で脆性変形し不安定になった斜面内部において形成されたものと考えられ、ひずみが集中する部分において、破壊から若干の移動はするものの斜面全体に連続するようすべり面は形成されず、河床の下刻とともにひずみの位置が変化したため複数にブロック化しながら角礫化した斜面であることが明らかとなった。九州山地では50万～35万年前から隆起が始まり、高位段丘面が形成されており（長岡，2010）、角礫岩はそれより下位に位置するため、この角礫岩の形成は第四紀後期の可能性がある。

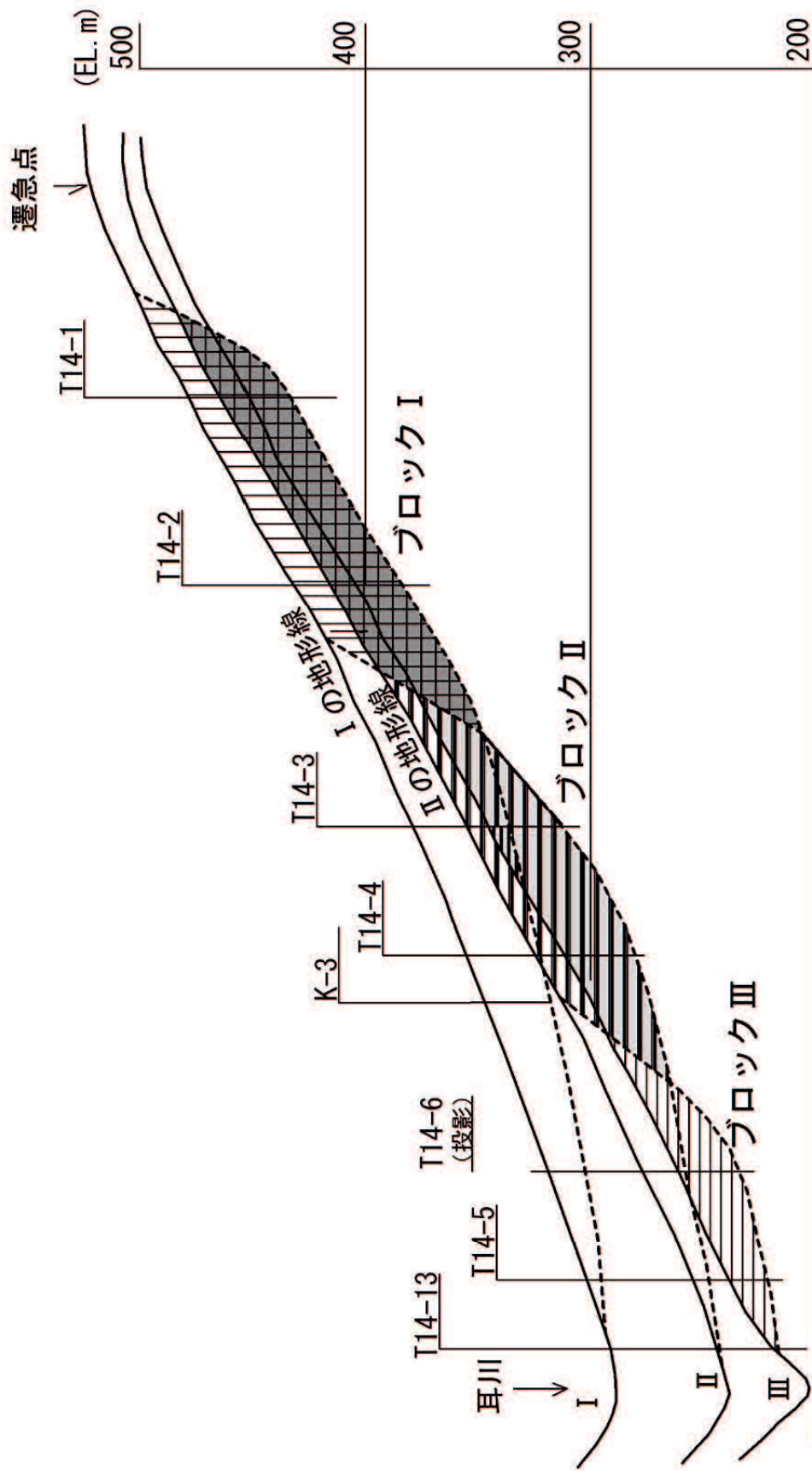


図-7.5 耳川の浸食と塚原重力変形斜面におけるブロックの形成発達モデル

角礫岩は耳川や一ツ瀬川が河床を下刻していく中で不安定となった斜面内部において形成されたものと考えられ、ひずみが集中する部分において、破壊から若干移動はするものの、斜面全体に連続するようすべり面は形成されず、河床の下刻とともにひずみの位置が変化したため、複数にブロック化しながら角礫化した斜面であることが明らかとなった。

7.3 深層崩壊の発生原因

塚原地点と山須原地点はそれぞれ重力変形斜面であり、地下に角礫岩卓越層が広く分布しているが、その中で深層崩壊が発生している。ここではこれまで明らかになった地下構造からそれぞれの地点において、地質構造の視点から発生原因について考察する。なお、ここでは力学的な面からの検討はしないものとする。

(1) 塚原崩壊斜面

塚原崩壊斜面の地下には、角礫岩卓越層が 20～30m の層厚で分布しているが、2005 年の豪雨では主にブロック I とブロック II の頭部を巻き込んだ形状で、深層崩壊が発生している。4.3 節ではブロック I は深層崩壊によって大半が流出しているため滑落崖などからの情報にもとに、深層崩壊以前の角礫化区分図を想定している(図-4.54～4.55)。これによる基盤岩の直上部には br3～br4 が数十 cm の層厚で分布し (br5 を含む可能性あり)、その上部には br1～br2 が 20m 程度の層厚で分布し、さらにその上部には br3 が 3～4m の層厚で分布し、斜面傾斜方向に連続している。

2005 年の深層崩壊では新鮮岩盤と角礫岩卓越層との境界ですべりが発生し、水を大量に含んで土石流として流下している。当該箇所には特に細粒化した部分 (br4～br5) が分布している。このような状況から深層崩壊発生原因として、この細粒化した部分 (br4～br5) はせん断強度の低下が予想される。一方、粒径が大きい部分 (br1, br2) は透水性が高いことから、降水は一気に地下に浸透する。2005 年の深層崩壊発生時には 3 日間で約 1000 mm の雨量があったが、このような著しい降雨により基盤岩の上部に浸透した地下水により間隙水圧が一気に上昇し、細粒化した部分で破壊したことが考えられる。図-7.6 には深層崩壊発生モデル図を示す。なお、深層崩壊後の崩壊地内のボーリング (T14-2 孔) の地下水位観測 (図-7.7) では、少ない降雨でも敏感に反応し、地下水位が 5 m 以上上昇していることから、2005 年のような 1000mm の豪雨時には高透水性部を浸透した降水により、地下水位が一気に

上昇したことが十分推察される。

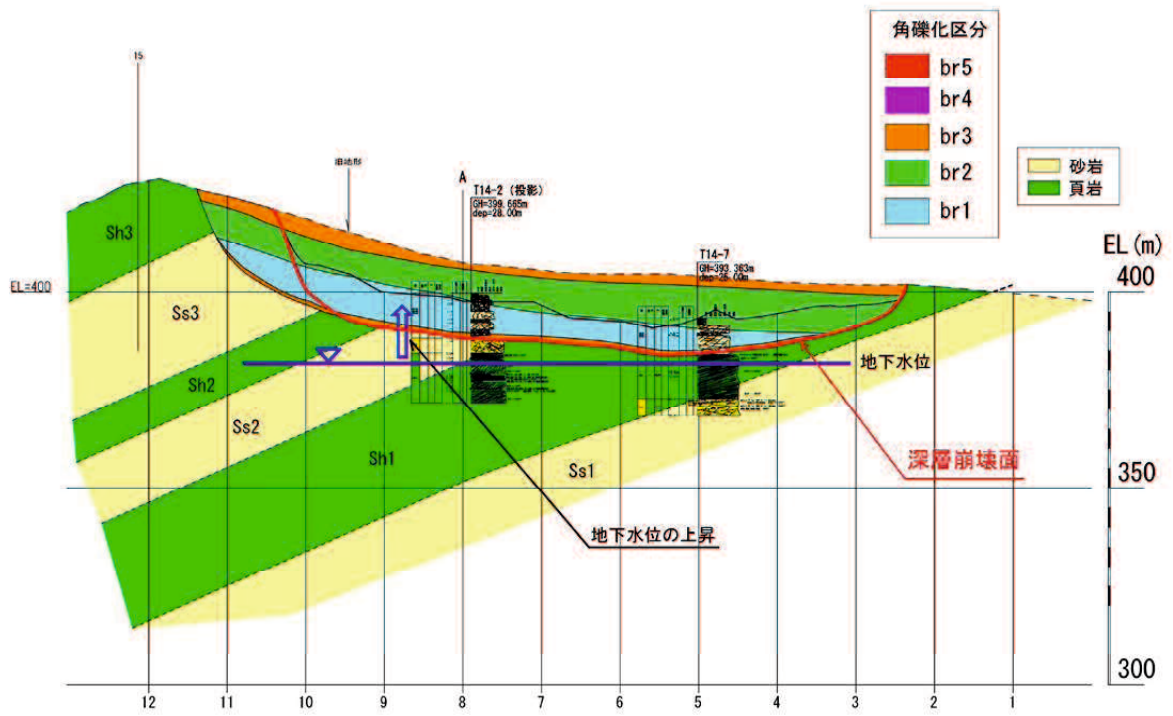


図-7.6 塚原深層崩壊箇所における深層崩壊発生モデル図(C断面)

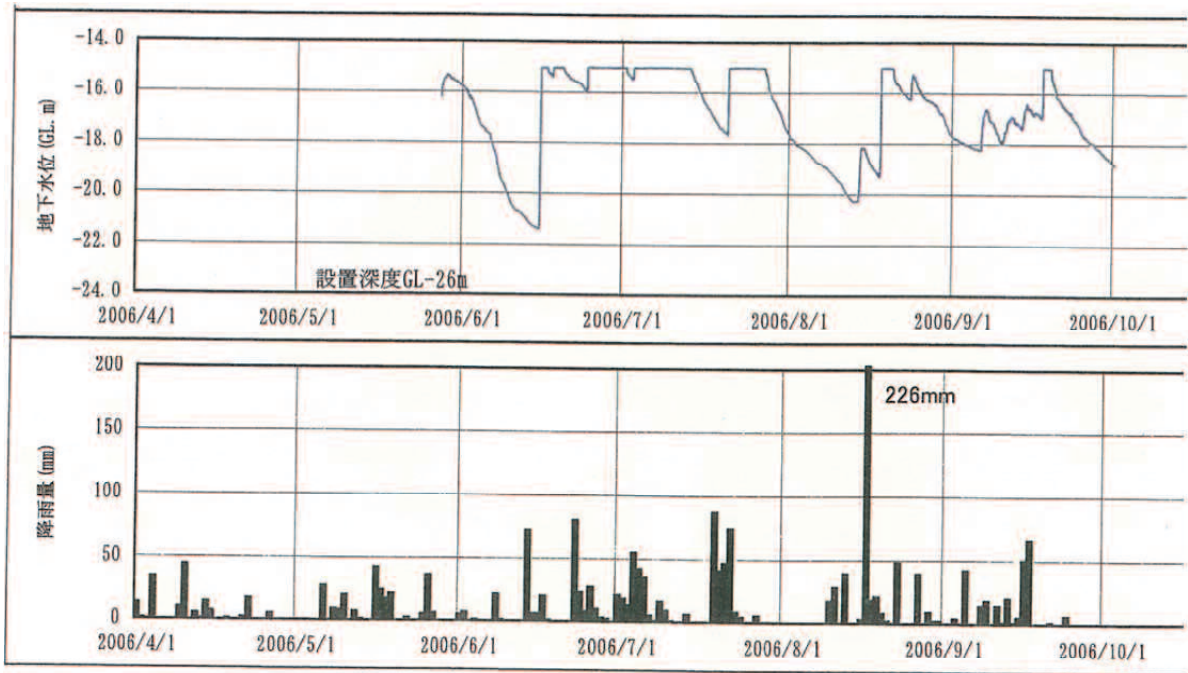


図-7.7 塚原深層崩壊箇所における地下水位観測結果(T14-2 孔)

(2) 山須原崩壊斜面

山須原深層崩壊斜面の地下にも、角礫岩卓越層が 20～30m の層厚で広く分布しているが、2005 年の豪雨時にはブロック I とブロック II の地表から深度 5～9m の位置で深層崩壊が発生している。但し、この崩壊は 3 段に分かれて発生しており、最下段の滑落崖はブロック II の頭部より河川側、中段の滑落崖はブロック I の中央、最上段の滑落崖はブロック I の頭部と一致しており、崩壊は最下段から順に中段、最上段と発生している。

5.3 節ではブロック I とブロック II について、深層崩壊以前の角礫化区分図を想定している (図-5.9)。これによると最下段の崩壊箇所の内部構造は、深部に br3 が分布し、浅部には br1～br2 が分布している。中段の崩壊箇所の内部構造は、上部～中央部は br1、下部 (末端) は br2～br3 が分布する。また、最上段の崩壊河床の内部構造は深部に薄く br3 が分布し、その上部は br1 が分布する。

このような内部構造をもとに、最初に最下段の崩壊原因について検討を行う (図-7.8)。

誘因としては、第一に 2005 年の豪雨時には貯水位が EL=129.1m まで上昇しており、これに伴う斜面側の地下水位の上昇ならびに豪雨による斜面側の地下水位の上昇が挙げられる。斜面側の地下水位に関しては、崩壊後の地下水位観測によって豪雨時には基盤岩と角礫岩卓越層の境界付近まで上昇することが確認されている (図-7.9)。但し、最下段の崩壊面は急斜面となっているため、上記の地下水位上昇では崩壊面に作用する間隙水圧は小さいものとなるため、不安定化には至らないと考えられる。

第二に掘削のり面施工時には、3 段目ののり面下部 (標高 145m) から常時 50L/分程度の湧水があり、そのため水抜きボーリングが施工され、これによって豪雨時には全体で 420L/分の排水が確認されている。この湧水位置は地下水位位置より高

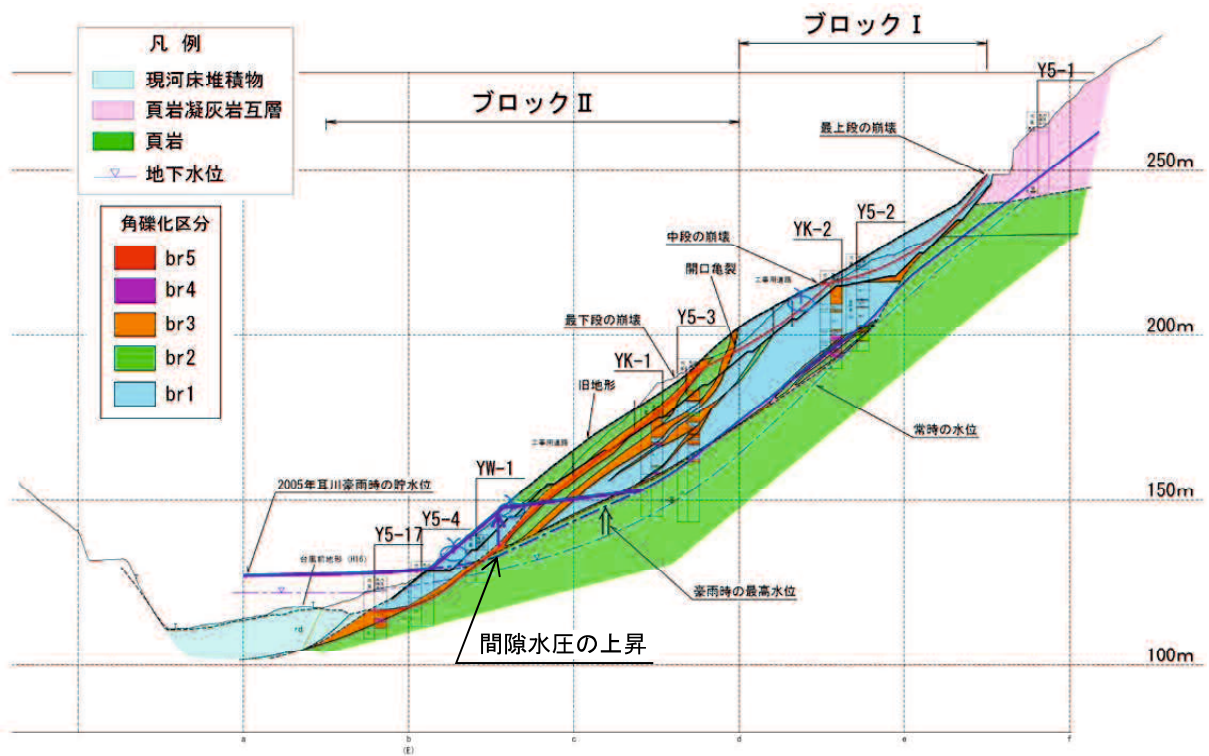


図-7.8 山須原深層崩壊箇所における深層崩壊発生原因 (A 断面)

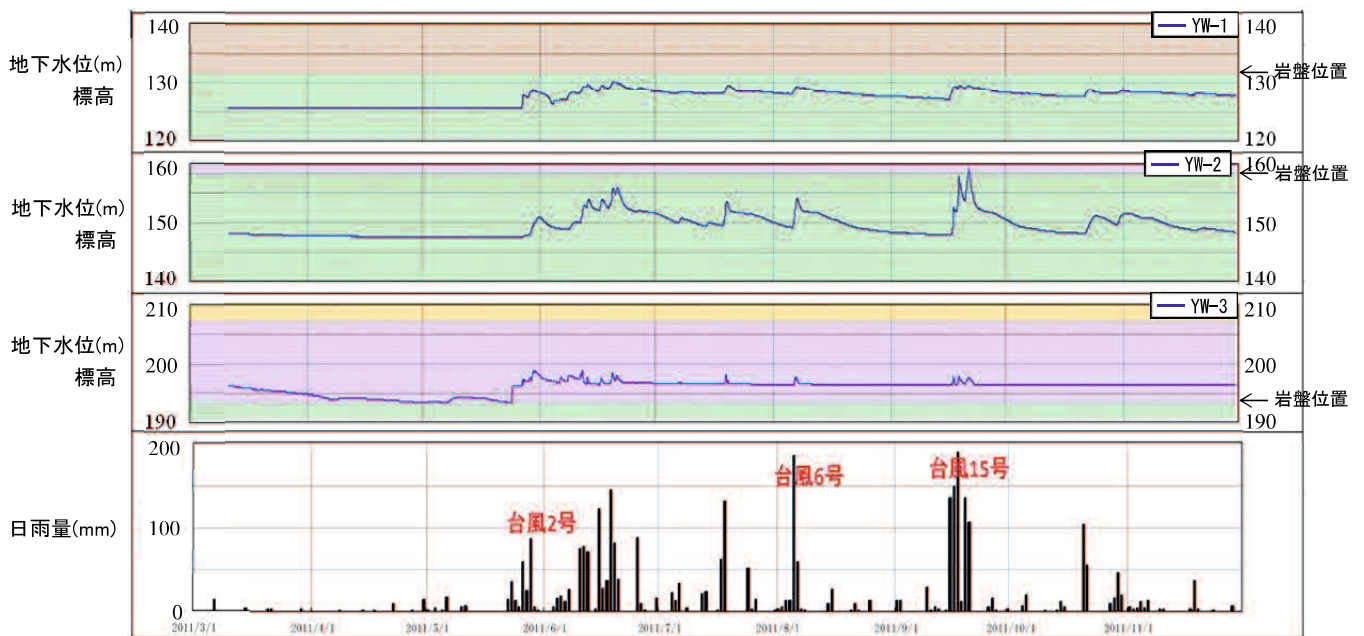


図-7.9 山須原深層崩壊箇所における地下水位観測結果 (YW-1, YW-2, YW-3 孔)

い標高にあることから、斜面上部の岩盤境界から角礫岩卓越層を浸透してきた裂か水と考えられるが、この湧水は水平方向に連続することから崩壊以前から常時湧出していた可能性が高い。したがって、豪雨時にこの裂か水による水の供給と上記地下水位の上昇とによって湧水箇所以下で一気に間隙水圧が上昇し、岩盤境界上部の br3 で破壊することが推察される。この場合、崩壊下部は岩盤境界であるが、中央～頭部は岩盤境界ではなく地表の br1～br2 の下部（深度 9 m 付近）に分布する br3 で破壊に至ったと考えられる。これは岩盤境界の傾斜が 25° に対し、上記 br3 の傾斜が 40° と急であったことから、この br3 の方が不安定になったものと推察される。

その他、貯水位の上昇によって末端の浸食などが想定されるが、末端の崩壊に関しては確認できていない。

このように誘因に関しては上記のものが複合していることが考えられるが、地下水位の上昇と裂か水の流入による間隙水圧の上昇の影響が大きいと考察される。

中段の崩壊に関しては、最下段の崩壊による末端加重の軽減により発生したものと考えられる。なお、9 断面ののり面に湧水が存在するが、湧水量は染み出し程度なので影響の程度は不明である。

最上段の崩壊に関しては、中段の崩壊による末端加重の軽減により発生したものと考えられる。

なお、2005 年の深層崩壊は上記のとおり角礫岩卓越層の内部で発生したものであるが、これによってブロック II 全体が不安定化し、地表にはブロックの頭部に開口亀裂が発生している。斜面側の地下水位の上昇がこの時よりもさらに大きく上昇した場合には、ブロック II が崩壊し、続いてブロック I が不安定化し、崩壊に至る大規模な災害になっていた可能性が考えられ、ブロックの安定化を考慮していく必要がある。また、同時に深層崩壊は角礫岩卓越層の内部でも発生することに留意する必要がある。

(3) 二畝の谷斜面

二畝の谷斜面では、深層崩壊は発生していないが、地下には最大層厚 50m に及ぶ角礫岩卓越層が形成されており、数十 cm ～数 m の間隔で角礫岩の区分が繰り返して分布しており、塚原崩壊斜面や山須原崩壊斜面と同様の構造である。

図-7.10 には降雨量と伸縮計、地下水位との関係図を示す。地下水位に関しては、降雨量が多い時期のデータが得られていないが、BV-4 孔のように降雨に明瞭に反応するものと、BV-5 孔や BV-2 孔のように遅れて反応するものがある。また、伸縮計でも S-1 は降雨に遅れて反応するが、S-2 は概ね降雨にすぐ反応している。ここではデータが少ないため断定はできないが、降雨に伴う地下水位の上昇に場所ごとに時間差があり、全体として急激な地下水位の上昇が抑えられていることから深層崩壊に至っていない可能性がある。なお、地下水位が急激に上昇し、変位が発生する箇所周辺は崩壊などが発生する可能性あり、平成 24 年度から応急対策として水抜きボーリングを施工しており、平成 25 年度から集水井が施工されている。

二畝の谷のように、角礫岩卓越層が分布するものの深層崩壊が発生していない斜面が存在するが、このような斜面は遷急線より下方斜面において、その他にも数多く存在することが推察される。

このような状況からすると、重力変形斜面の地下に分布する角礫岩卓越層の存在およびその内部構造は深層崩壊の素因として考えることができる。また、角礫岩卓越層の中に一気に間隙水圧が上昇しうる内部構造が形成されている場合に深層崩壊が発生しやすく、そうでない場合には深層崩壊に至らないことが推察される。

今回分布が明らかとなった角礫岩卓越層は、今後発生する深層崩壊の前駆体である可能性が高く、深層崩壊の素因を評価する際に重要な地質構造と考えられる。

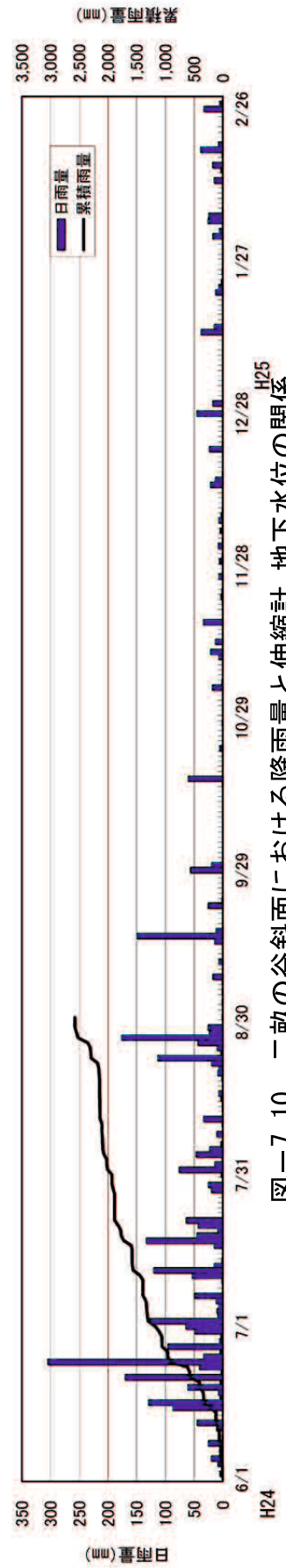
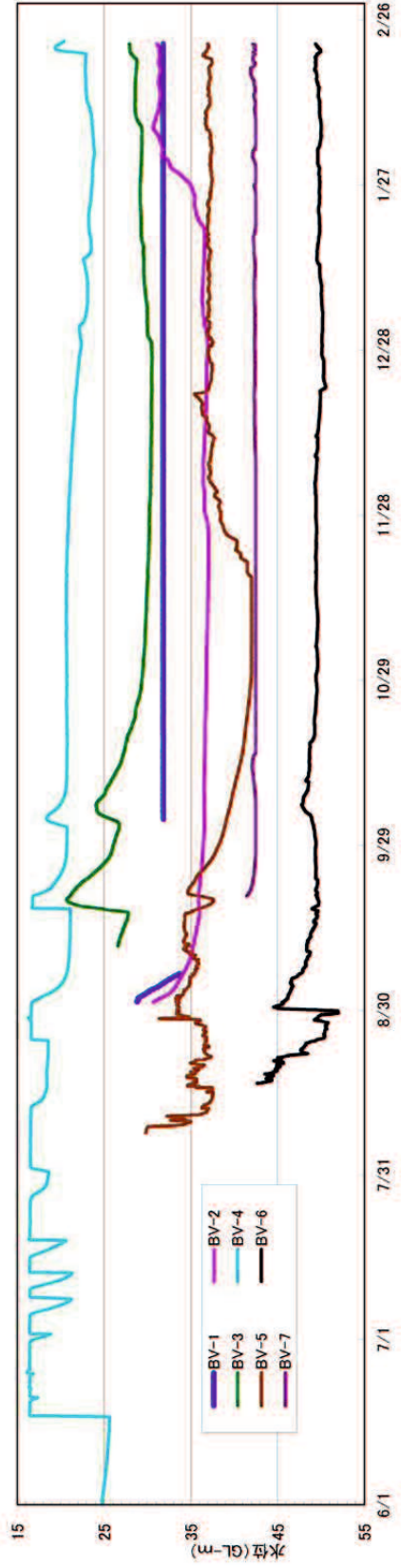
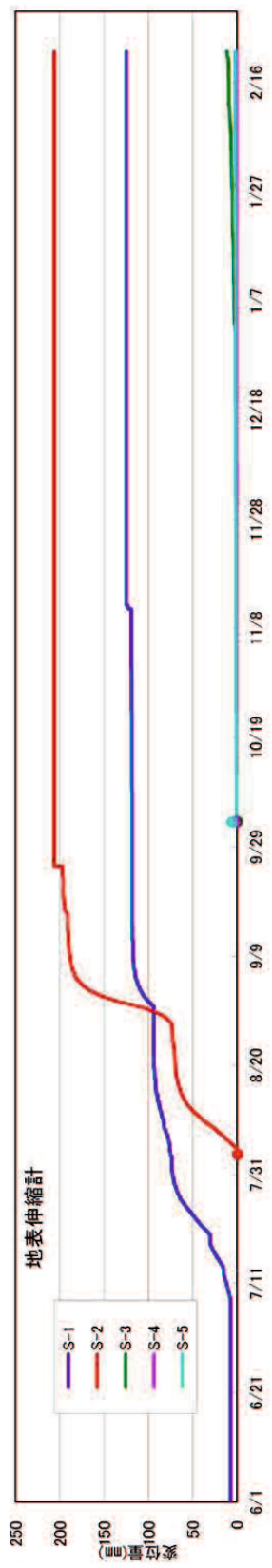


図-7.10 二畝の谷斜面における降雨量と伸縮計、地下水位の関係

7.4 深層崩壊の事前予測のための調査手法の提案

今後、防災の視点から角礫岩卓越層の抽出や評価が重要となる。角礫岩卓越層は全体として変位量が小さいので、明瞭な滑落崖などの地形変位が認められないことが多いが、今回3箇所調査によって、表-7.1に示すように、斜面地形とブロックの分布との関係が明らかとなった。

すなわち、地形的には凸状尾根地形が多いが、局部的に平坦～緩斜面地形が分布する。角礫岩卓越層は複数のブロックを形成していることが多く、それらの境界は、地表では傾斜変化点、段差地形、線状地形、開口亀裂や小孔となることが挙げられ、地中では、基盤岩との高まりとなる可能性がある。

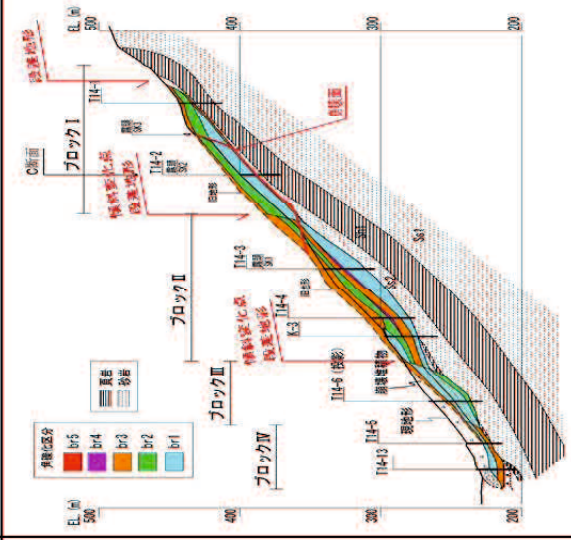
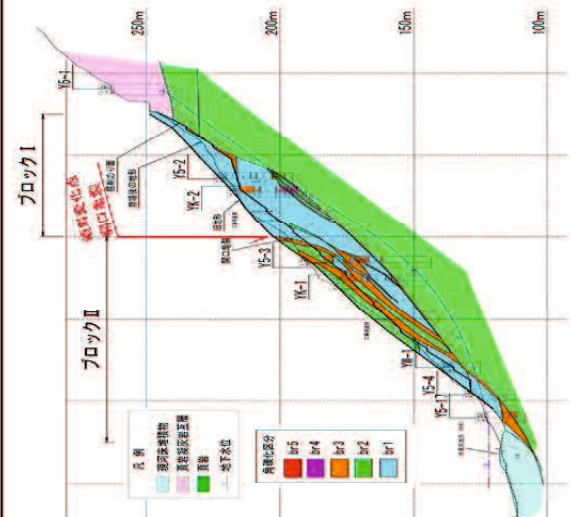
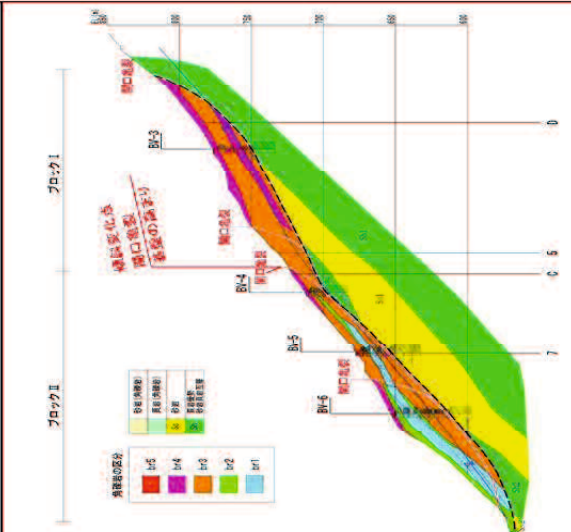
また、最近のレーザー測量の1mDEMデータを用いた地形解析では、微小構造として線状凹地や小崖の抽出が可能となっている(図-1.1)。

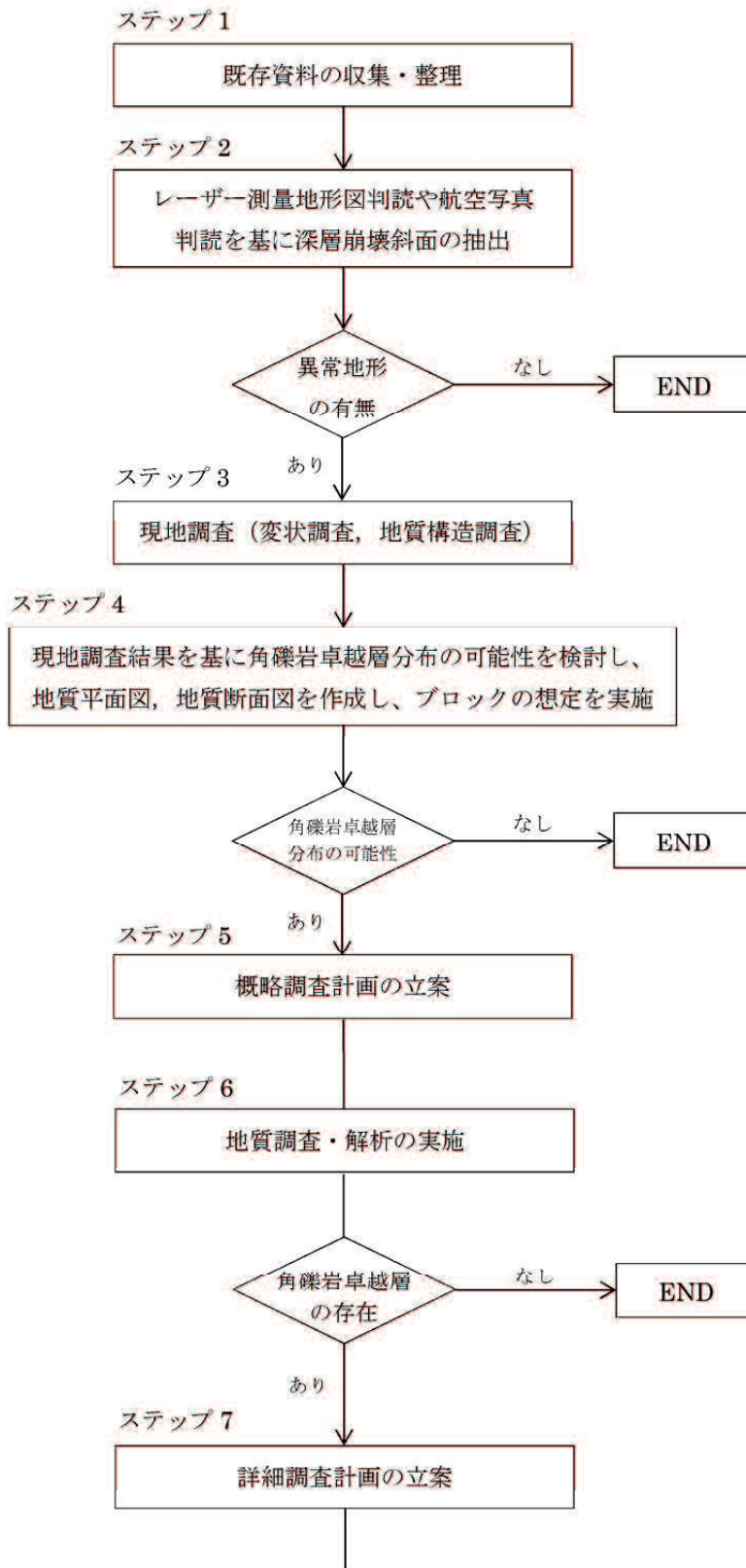
したがって、今後は精度の高い計測を用いた地形調査と地質調査(現地調査、ボーリング調査)を組み合わせることによって、事前に深層崩壊の可能性がある箇所の抽出を行うことができると考えられる。

ここでは、二畝の谷斜面のように、今後深層崩壊へと発展する可能性がある斜面を対象とした調査手法の提案を行う。

図-7.11には、深層崩壊斜面の調査手法および対策工までのフローを示し、以下各段階の留意点を示す。

表-7.1 斜面地形とブロックの分布との関係

斜面		深層崩壊発生斜面		深層崩壊の可能性のある斜面	
地点		塚原深層崩壊斜面	山須原深層崩壊斜面	二畝の谷斜面	
机上調査 による判読	崩壊前	<ul style="list-style-type: none"> - 凹地層斜面 - 馬蹄形状の段差地形 - 段差地形 - 傾斜変化点 	<ul style="list-style-type: none"> - 凸状層斜面 - 直線状の谷 - 傾斜変化点 	<ul style="list-style-type: none"> - 凸状層斜面 - 局所的平坦～緩斜面地形 - 傾斜変化点 	
	崩壊後	<ul style="list-style-type: none"> - 崩壊地から土石流の発生 	<ul style="list-style-type: none"> - 直線状の谷 - 曲線状地形 		
	崩壊前			<ul style="list-style-type: none"> - 複数の開口亀裂 - 小孔 - 湧水 - 小規模崩壊 	
現地調査 による確認	崩壊前	<ul style="list-style-type: none"> - 角礫岩（滑落崖） - 高角度断層（滑落崖） - 低角度断層（河床露頭） - 滑落崖より山根のやや緩斜面と段差地形 - 湧水 	<ul style="list-style-type: none"> - 開口亀裂（崩壊地の上流と下流） - 湧水 - 線状～曲線状地形 		
	崩壊後				
詳細調査からの 内部構造					
斜面地形と ブロックの関係		<ul style="list-style-type: none"> - ブロック境界は、地表では段差地形、傾斜変化点と一致する - 高角度断層はブロック細部と一致する 	<ul style="list-style-type: none"> - ブロック境界は、開口亀裂、傾斜変化点と一致する 	<ul style="list-style-type: none"> - ブロック境界は、開口亀裂、傾斜変化点、基盤岩の高まりと一致する 	



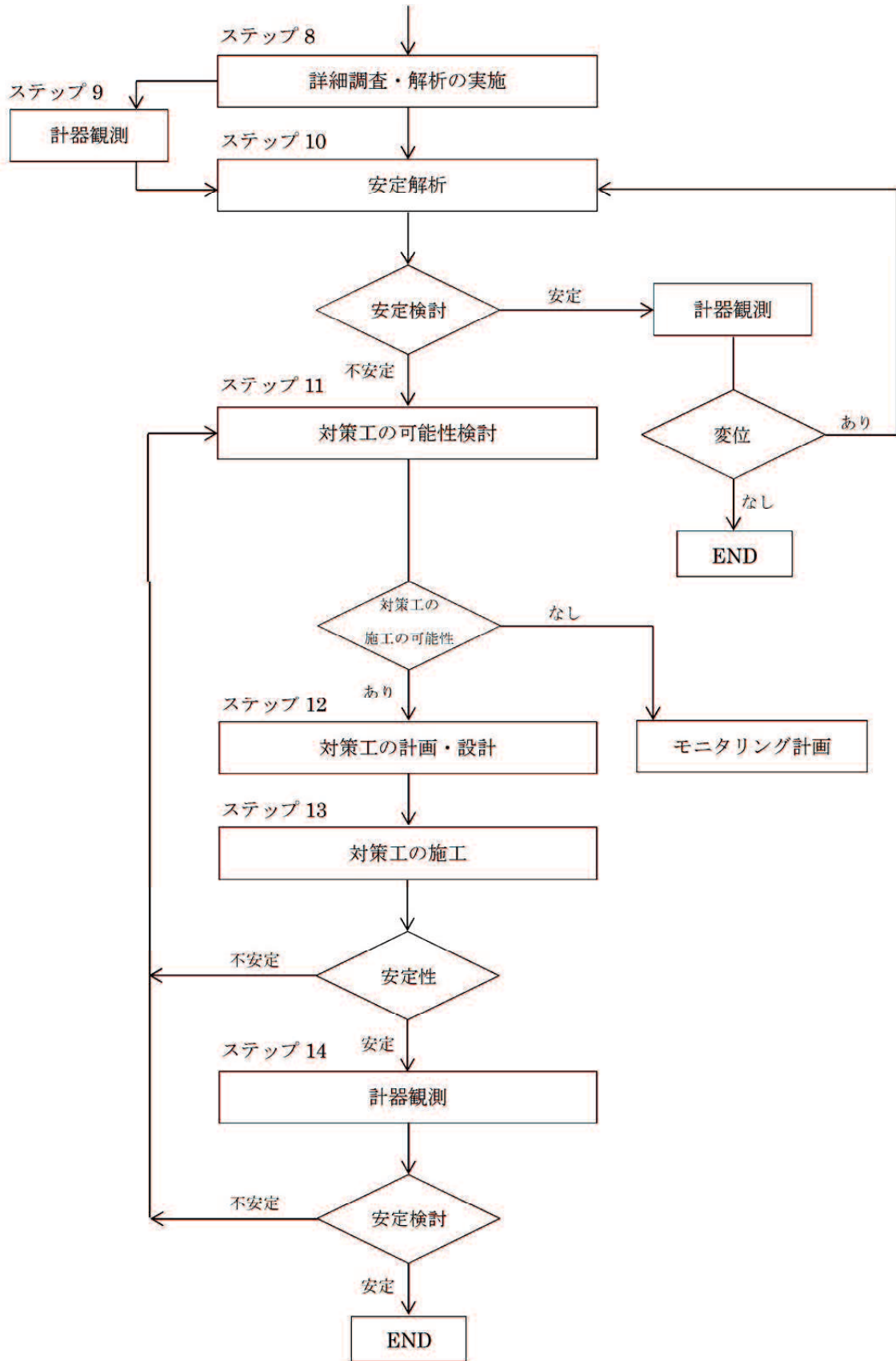


図-7.11 深層崩壊抽出の調査フロー

(1)ステップ 1

ステップ 1 は既存資料の収集・整理であり、地形・地質・水文に関する資料、災害記録、地形図、航空写真、レーダー測量データなどの情報を整理する。また、遷急線の形成など地形発達の情報も重要である。ここでの留意点は、精度の高い DEM データを入手することが重要である。

近年、レーザー測量技術の進歩は著しく、レーザー光を高密度に発射し、樹木の隙間を通ったデータを使った高精度 1mDEM データの取得が可能となり、等高線図、カラーオルソ写真、陰影図、赤色立体図の作成が可能となってきた。このような地形図から微地形が判読できるようになってきている。千木良 (2012) は、2011 年台風 12 による深層崩壊発生前後の詳細な DEM データを用いた地形解析により、崩壊前には頭部となる部分に小崖あるいは線状凹地を伴っていると記している。小崖や線状地形は角礫岩卓越層に見られるブロック境界である可能性があり、将来の崩壊につながる恐れがあるため、防災上、重要な地形要素と考えられる。

したがって、精度の高い地形図データを基に地形図判読を実施し、可能性のある箇所を絞込みを行うことが可能と考えられる。なお、レーザー測量データが得られない場合は、航空写真判読を丁寧に行う必要があるが、航空写真でも、傾斜変化点、直線状地形、局所的な平坦～緩斜面地形、段差地形は判読が可能と考えられる。

(2)ステップ 2

ステップ 2 では上記レーザー測量データによる地形図判読や航空写真判読結果を基に角礫岩卓越層が分布する可能性について検討する。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 深層崩壊の発生場所は、地形的には遷急線より下方斜面に位置し、重力変形が進行した斜面で発生する可能性が高いと考えられる。このような斜面には角礫岩卓越層が分布する可能性があるが、明瞭な変位地形が認められないことが多い。
- ② したがって、レーザー測量データによる地形図判読では微小地形すなわち小崖あ

るいは線状凹地などを読み取り、変状の進行状況を整理し、航空写真判読と合わせて、傾斜変換点、直線状地形、局所的な平坦地～緩斜面、段差地形などの整理を行う。

- ③ 角礫岩卓越層が分布した場合、複数のブロック状の分布を形成している可能性があり、それぞれの境界に微小構造や変位地形が認められることがある。また、地形の傾斜が変化するところでは、地中においてひずみの集中が変化するため、ブロック境界になることがある。

これらの結果、上記のような異常地形や変位地形が判読された場合は、地下に角礫岩卓越層が分布する可能性があるため、次のステップに行くものとする。

なお、上記の地形が不明瞭な場合も次のステップに行くものとする。

なお、深層崩壊の可能性のある箇所が、複数抽出される場合、深層崩壊発生の危険度と被害状況を基にリスク評価が行なわれ、優先度の検討が求められるが、現状として深層崩壊発生の危険度評価は難しいものと考えられる。現時点では、発生した場合に被害が大きいと想定される斜面を対象に次のステップを実施し、この結果を同様の深層崩壊の可能性のある箇所にフィードバックしていくやり方が妥当と考えられる。

(3)ステップ3

ステップ3では現地調査を実施する。現地調査は変状調査と地質構造調査を実施する。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 変状調査においては、微地形などの変状を確認する。特に頭部～中央部では小崖や線状凹地が見られることがあるが、これは開口亀裂であった可能性があり、ブロックの頭部の可能性が高い。確認された場合は長さ・段差などを計測する。

末端では崩壊が発生していることが多いので、崩壊の有無や規模の確認を行う。そのほか湧水や沢水の有無は重要であり、位置や湧水量を確認する。

- ② 地質構造調査では現河床において基盤岩の存在の有無を確認する。現河床付近に

において堅硬な岩盤露頭がなく、浸食が進行している斜面は上部斜面の不安定化を招くことから注意が必要である。また、末端付近などで角礫岩が確認できる場合は角礫岩の区分を基に角礫化の程度を確認する。

- ③ 基盤岩の露頭箇所では、地質構造すなわち地層の走向傾斜と断層や褶曲の有無の確認ないし推定を行う。

地層の走向傾斜は複数の露頭から確認が必要であり、断層や褶曲構造に関しては既存文献資料や航空写真判読資料を検討したうえで現地の確認を行う。特に断層に関しては幅と性状を確認する。また、高角度の断層や節理はブロックの側方部の境界となることがあること、また、断層によって地下水を遮断することがあることに留意する。

- ④ 露頭箇所では河床の新鮮岩盤と斜面中央～頭部の岩盤との比較を行い、風化や変形の進行程度を確認する。

(4)ステップ4

ステップ4では机上調査と現地調査（地表踏査）結果の統合を図り、角礫岩卓越層の分布の可能性を検討する。次に地質断面図や地質断面図を作成し、変状状況や地質構造をもとに角礫岩卓越層の層厚の想定を行う。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 今回の調査・検討結果から重力変形斜面の斜面地形と角礫岩卓越層の分布(内部)は図-7.12 に示すように整理されることから、机上調査で判読された地形が現地でも同様ないし不明瞭ながら存在する場合、角礫岩卓越層が分布するものと考ええる。
- ② また、地表に変状などが認められない場合でも、岩盤に低角度の断層など初生的な傷を多く含む場合や崩壊や湧水が多い斜面は、角礫岩卓越層が分布する可能性があると考ええる。
- ③ 地表の微小構造や変位地形が人工的にかつ斜面に新鮮な良好岩盤が広く分布し

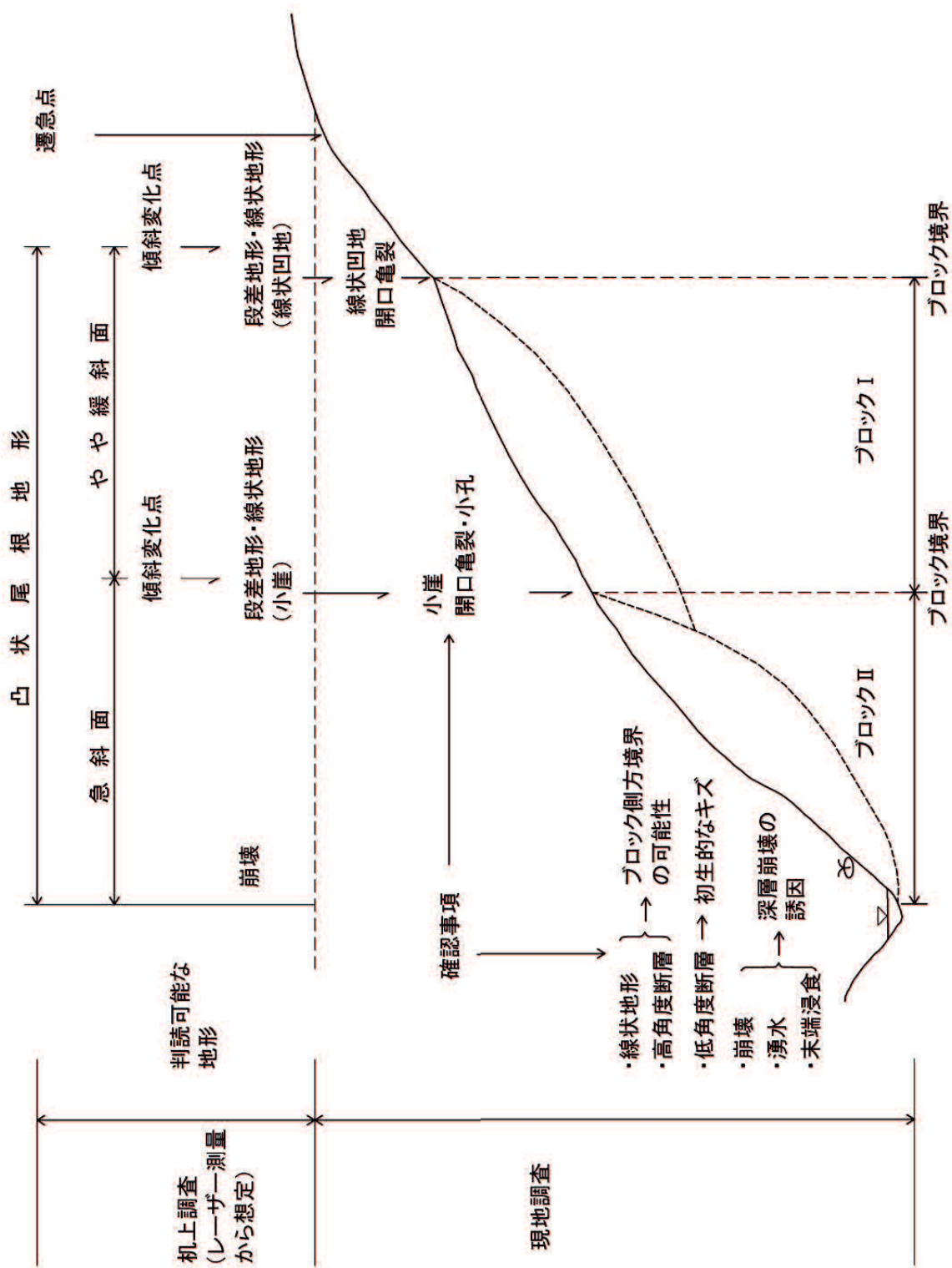


図-7.12 重力変形斜面の斜面地形と角礫岩卓越層の分布 (内部) の関係

た場合に限り終了とする。

- ④ 角礫岩卓越層はそれぞれの箇所では特有の構造を有している可能性があることを考慮する。
- ⑤ 地質断面図は、斜面傾斜方向（縦断方向）と上下流方向（横断方向）を作成する。深層崩壊は流れ盤斜面に多いが、典型的な流れ盤にはなっていないことが多い。したがって、角礫岩卓越層は上下流方向断面では地層がどちらかに傾斜することになるが、角礫岩は地層が傾斜する側に厚くなることがある（塚原崩壊斜面）。また、地層の傾斜とは一致しないが、上下流方向で凹凸が存在することがある（二畝の谷斜面）。
- ⑥ 角礫岩卓越層の分布・範囲は斜面の規模を基に推定となるが、新鮮岩盤の露頭状況や地質構造および斜面傾斜方向や上下流方向断面形状を参考に、そのほか近傍の情報すなわち耳川流域であれば、塚原崩壊斜面の情報（斜面幅 170m、深さ 30m）を参考に推定する。
- ⑦ 地形の変化から複数のブロックが想定される場合は、これぞれに分けてブロックの層厚を検討する。なお、高角度断層や節理が存在する場合、ブロック側方境界になりやすいことに留意する。

(5)ステップ 5

ステップ 5 では、角礫岩卓越層の分布・性状を確認するためボーリングによる概略地質調査を計画する。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 角礫岩卓越層の分布・性状を確認するためボーリングを配置する。ボーリングはステップ 4 までの情報をもとに斜面傾斜方向断面と上下流方向の地質断面図が作成できる配置とする。
- ② 斜面傾斜方向断面では、1～3 孔程度とし、想定されたブロックが複数存在する場合は代表的なブロック内の中央に配置する。
- ③ 上下流方向断面は角礫岩卓越層が偏って深いと判断される場合に 1 孔配置する。

但し、したがって、ボーリングによる地質調査では、1～4孔程度配置する。

(6)ステップ6

ステップ6では、地質調査としてボーリングを実施し地質解析を行う。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① ボーリングによる概略調査では基盤岩の構造と岩盤状況の確認を行い、風化の構造を把握するため新鮮岩盤が確認できる深度まで掘削する。
- ② 地下水位情報が重要であり、掘削中の孔内水位の測定を行う。ボーリング掘削完了後は地下水位観測孔として残す。
- ③ 角礫岩卓越層の層厚のほか性状を把握する必要があるため、高品質ボーリングを実施し、乱れの少ないコア採取とする。
- ④ 斜面傾斜方向と上下流方向の地質断面図を作成し、角礫岩卓越層の概略のボリュームを算出する。
- ⑤ ボーリングコア観察から角礫岩の区分を行い、角礫化区分図を作成し、内部構造を検討するとともに、問題点・課題を検討する。

ボーリングによる概略調査の結果、角礫岩卓越層が厚く存在する場合（不安定）や複雑な分布をする場合など情報が不足している場合または問題点・課題がある場合は次のステップに行く。なお、角礫岩卓越層のボリュームが小さく基盤岩が新鮮な場合は終了とするが、ボリュームが小さくても大きな被害が想定される場合は次のステップに行く。但し、この場合は深層崩壊斜面というよりは通常の崩壊斜面の位置づけとなる。

(7)ステップ7

ステップ7では、角礫岩卓越層の分布・性状を把握するための詳細地質調査を計画する。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 概略調査結果からの問題点・課題を整理したうえでボーリングの配置を行うが、全体的な分布・構造を把握するためボーリングはグリッド配置を考える。また、

概略調査結果からブロック内部を想定し、崩壊を発生させる誘因を検討する。

- ② 地質調査は角礫岩卓越層の分布・性状を把握する調査、
安定解析に必要な物性調査、変位や水位などを観測する調査を計画する。
- ③ 角礫岩卓越層の分布・性状を把握する調査では、ボーリングとなる。複数のブロックが想定されるなど上記の問題点・課題を解明できる配置を計画する。
- ④ ボーリング孔径はφ86mmとしボアホールカメラ観察を行う。
- ⑤ 安定解析に必要な物性や水理定数を得るため調査として強度試験や現場透水試験を実施する。

なお、不攪乱の試料採取が困難な場合は、あらかじめ密度測定を行い、攪乱試料を密度に合わせて突き固めを行なった試料でも試験を検討する。
- ⑥ 変位や水位などを観測する調査としては、孔内傾斜計などの地中の変位や伸縮計など地表の変位の計測を計画する。なお、角礫岩卓越層は変位が小さいことが想定されることから、精度の高い計測を計画する。
- ⑦ 地下水位は重要であり、自動計測を計画する。

(8)ステップ 8

ステップ 8 では、詳細地質調査としてボーリング、物性調査を実施し、深層崩壊発生機構の検討を行う。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① ボーリングコアの詳細観察を実施し、角礫岩の区分 (br1～br5) を実施して内部構造の検討を行うが、代表孔でX線CT測定を実施する。これとボアホールカメラ観察結果と組み合わせ、破壊箇所の特定制とその走向傾斜から破壊構造が判明し、精度の高い角礫化区分図の作成が可能となる。
- ② 各グリッド断面で地質断面図および角礫化区分図を作成し、内部構造の検討を行う。必要に応じ基盤岩コンターや角礫岩卓越層層厚分布図などを作成する。
- ③ また、物性試験で得られた試験値の整理を行い、既存資料との比較・検討を行い、地盤物性の提案を行う。

④ これらの結果から事前に深層崩壊発生のメカニズムを検討する。

(9)ステップ 9

ステップ 9 では、角礫岩卓越層の挙動を観測するために計器の観測を実施する。ここでの留意点は、以下に示すとおりである。

- ① 地表に明瞭に連続する小崖や線状凹地が存在した場合は伸縮計による自動観測を行う。
- ② 角礫岩卓越層の中に br4～br5 やさらに軟質な部分が存在する場合は、孔内傾斜計の手動観測を実施する。なお、明瞭な変位位置が確認された場合には、固定式傾斜計を設置し、自動計測を行う。
- ③ 地下水観測はすべての孔で、自動観測を行う。

ここまですべての調査手法の提案となる。以下要点を示す。

(10)ステップ 10

ステップ 10 は、詳細調査結果および計器観測結果をもとに斜面の安定解析を実施する。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 角礫岩卓越層に挙動が現れていれば、変位の大きさをもとに現状を $F_s=0.95\sim 1.0$ と設定し、逆算法から粘着力や内部摩擦角を求めることが可能である。
- ② 角礫岩卓越層に挙動がない場合は、提案した物性値をもとに安定解析を実施する。この場合、地下水位をどこまで上昇するかによって、安全率は大きく変化する。このため角礫岩卓越層の透水モデルを作成し、浸透流解析を行い、地下水位の上昇を検討する。なお、深層崩壊斜面の安定性評価主手法は確立されたものがなく、今後の課題となっている。上記のようなモデル化による安定解析や浸透流解析が今後必要と考えられる。

これらの結果、不安定な場合は次のステップに行き、安定な場合は、計器観測を継続し、挙動がない場合は終了となり、挙動が現れた場合はフィードバックすることになる。

(11)ステップ 11

ステップ 11 は、対策工の可能性検討である。ここでの留意点は以下のとおりである。

- ① 深層崩壊の規模が巨大（100 万 m^3 以上）である場合は対策工が不可能な場合がある。この場合はソフト対策に主眼をおき、上記計器観測やさらに GPS の設置などからモニタリングを計画する。

なお、挙動が著しく、防災上重要な斜面の場合は、頭部の大規模な切土や末端の押さえ盛土を計画する。

- ② 深層崩壊の規模が上記以外の場合は、対策工の計画を行う。

(12)ステップ 12～14

ステップ 12～14 は対策工の範囲であり、対策工の立案～対策工の施工～計器観測そして完了となる。なお、対策工は基本的には抑止工は困難であることから、抑制工が主体となる。二畝之谷斜面のように地下水の排出が可能であれば、水抜き工や集水井が有効である。また用地的に問題がなければ頭部の排土工も有効となる。

角礫岩卓越層の内部構造に適した対策工を立案し、施工を行い、施工の完成と斜面の安定を確認して完成となる。

なお、深層崩壊の可能性のある箇所が抽出された場合を例に、主要なステップの作業を図-7.13～7.16 に示す。

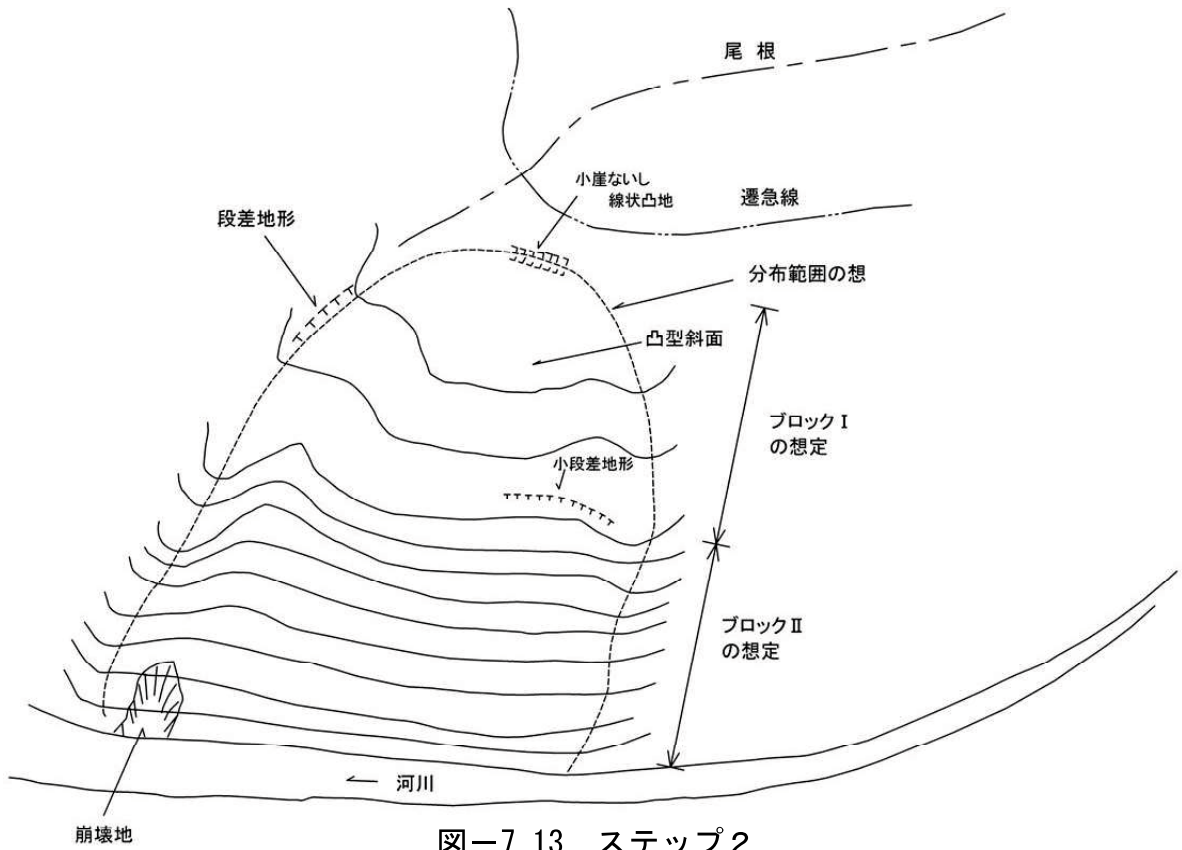


図-7.13 ステップ2

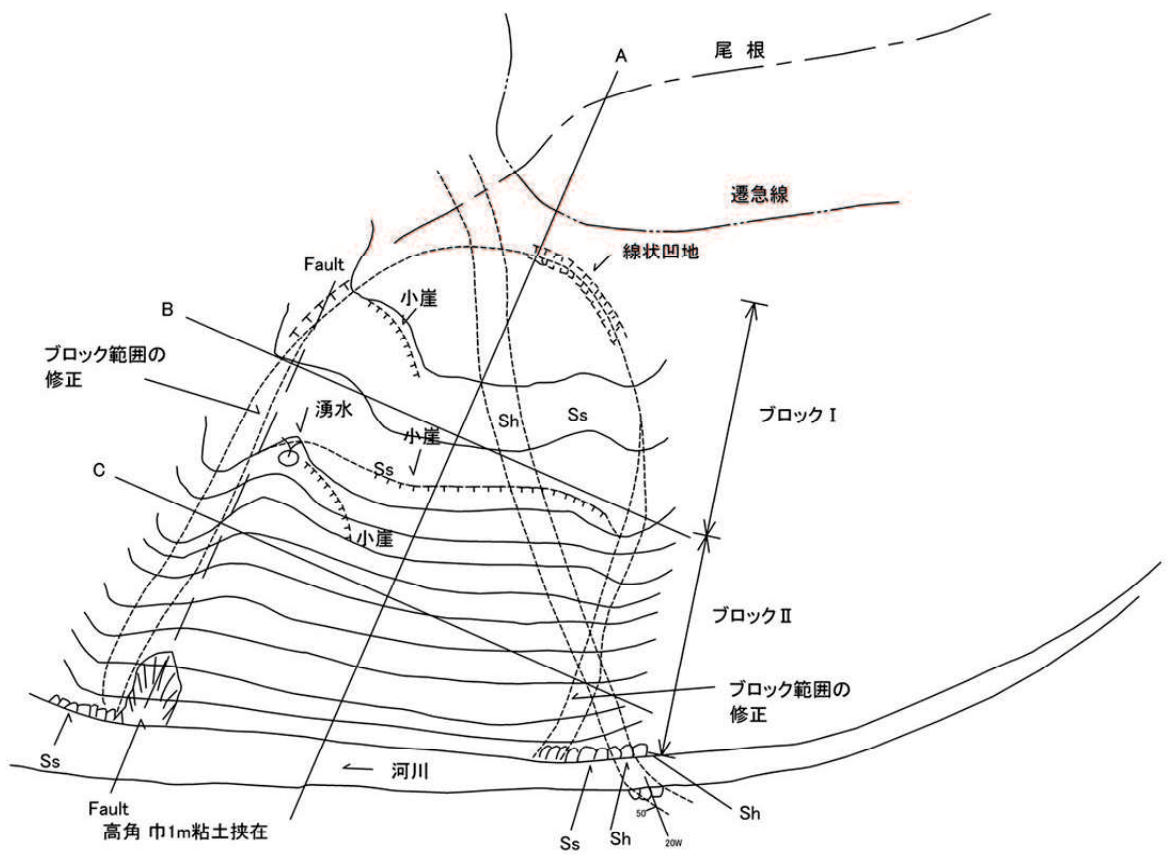


図-7.14(1) ステップ4

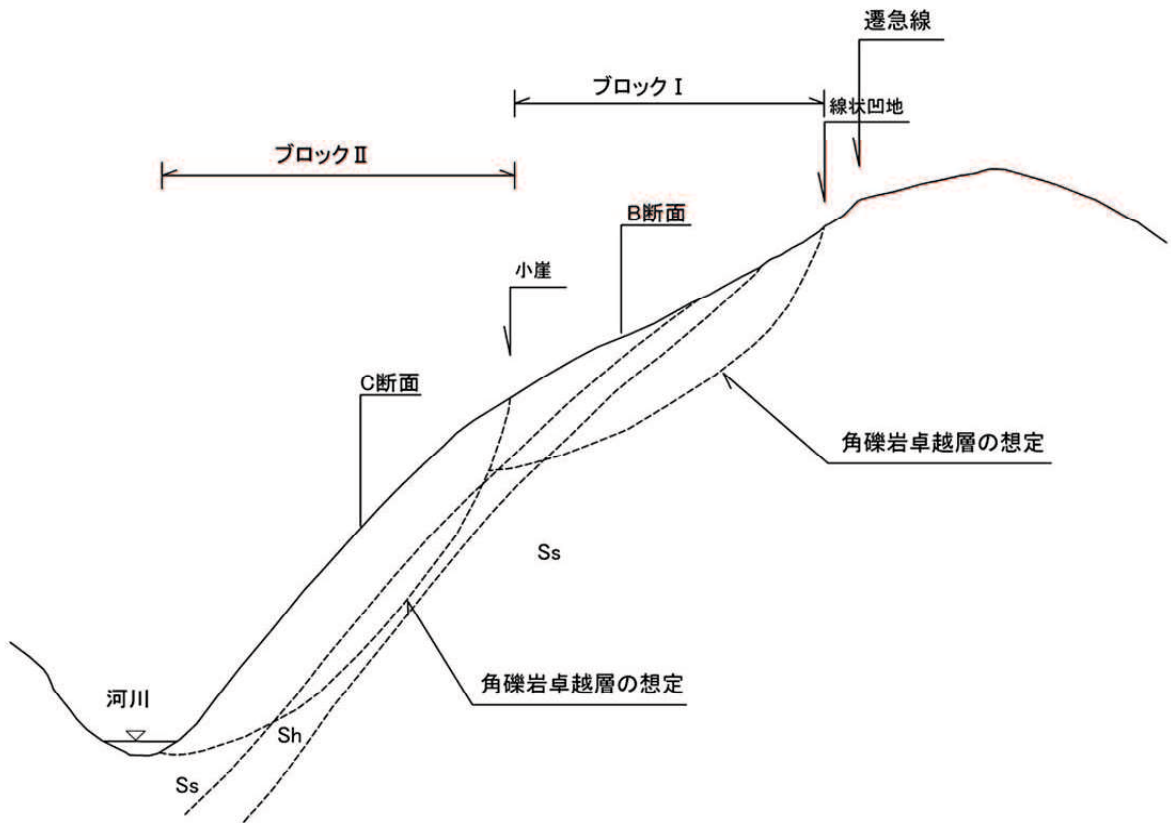


図-7.14(2) ステップ4

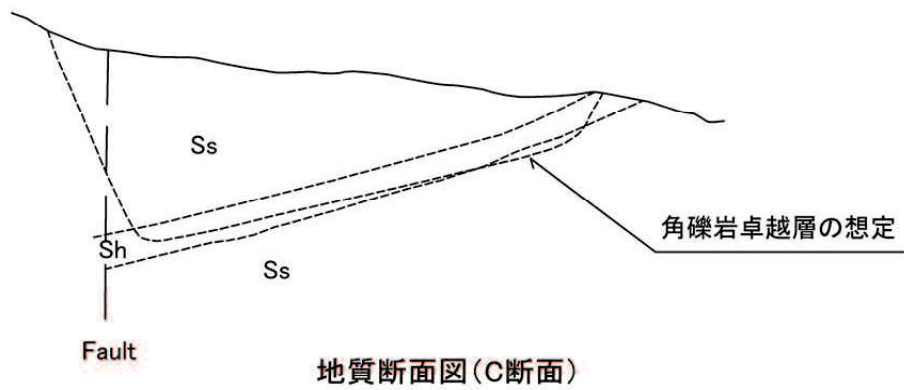
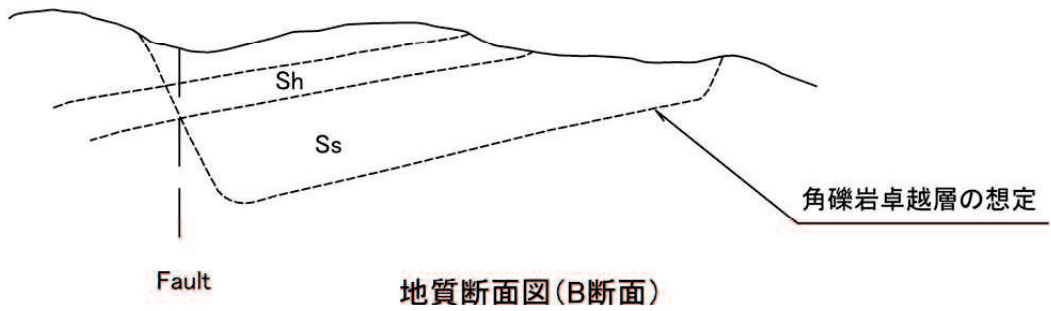


図-7.14(3) ステップ4

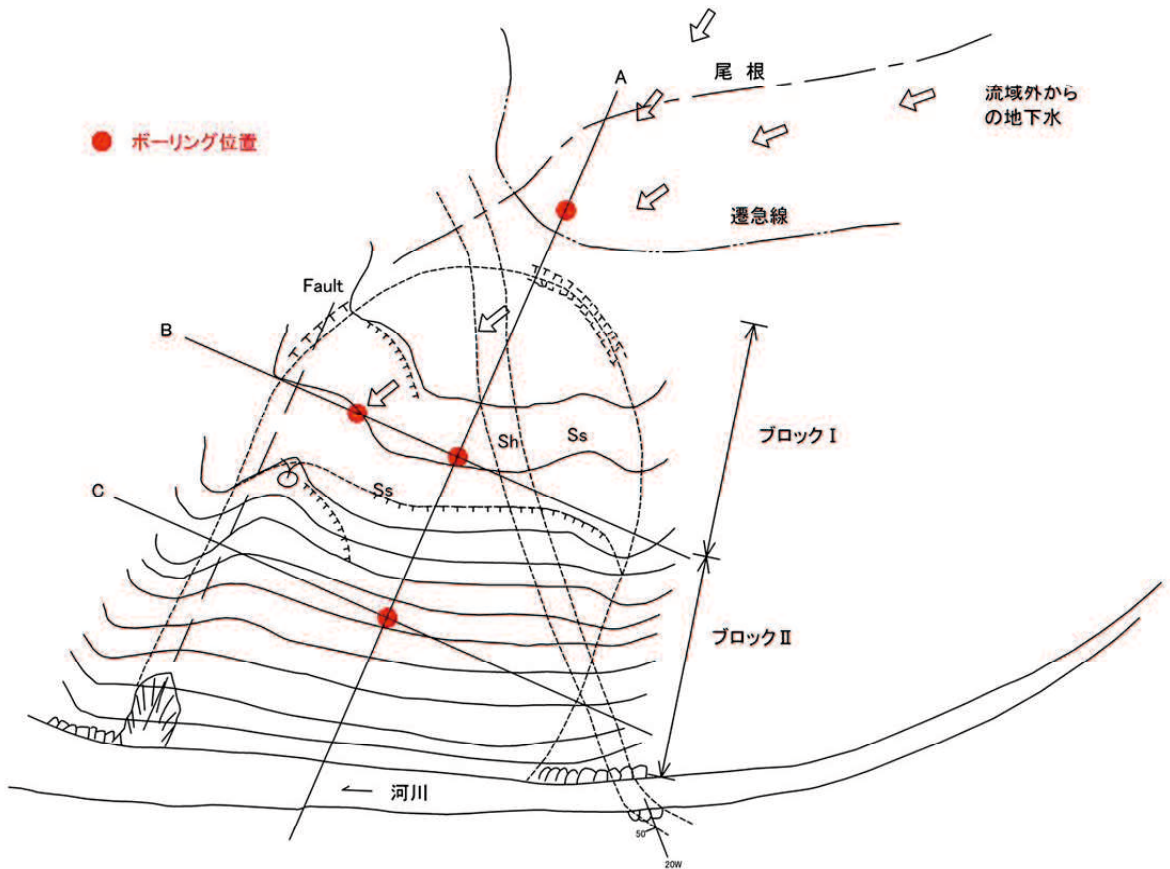
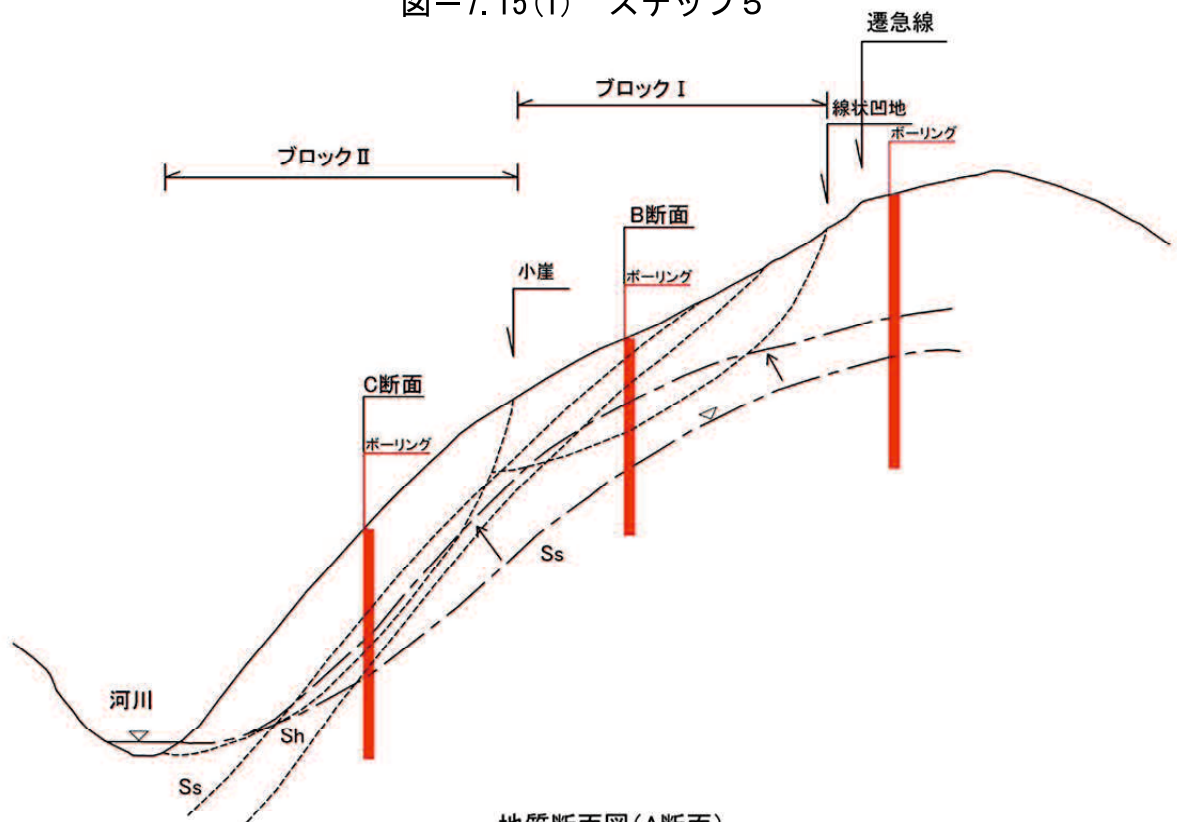
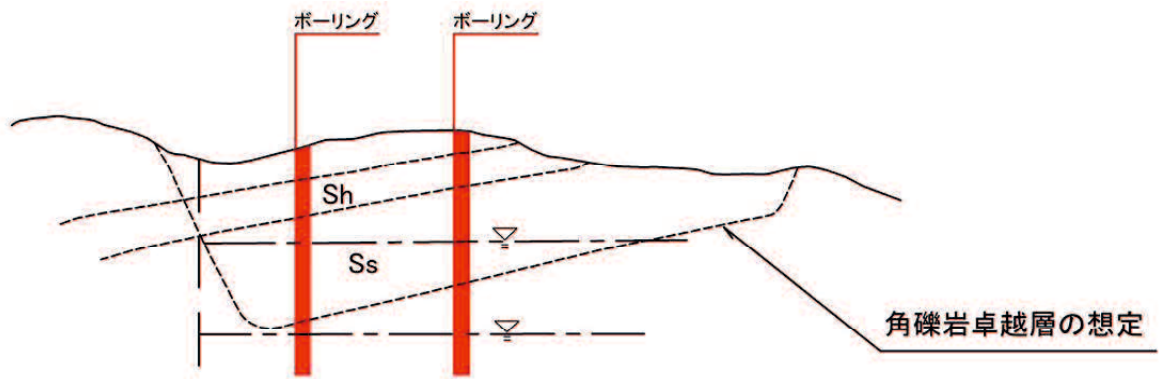


図-7.15(1) ステップ5

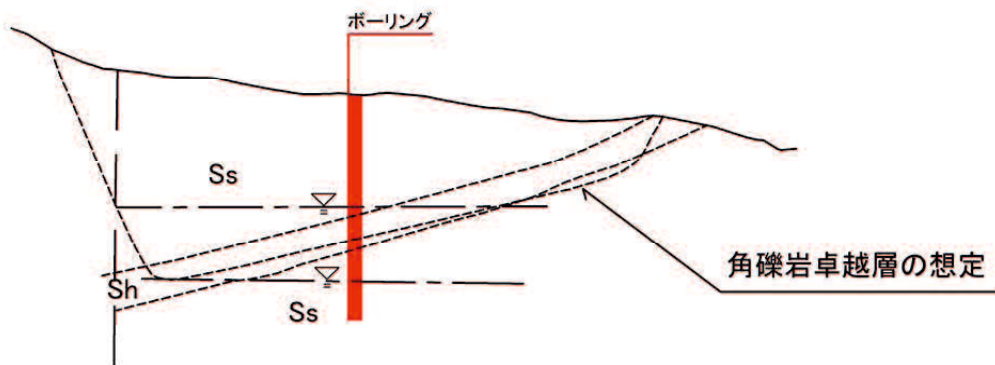


地質断面図(A断面)

図-7.15(2) ステップ5



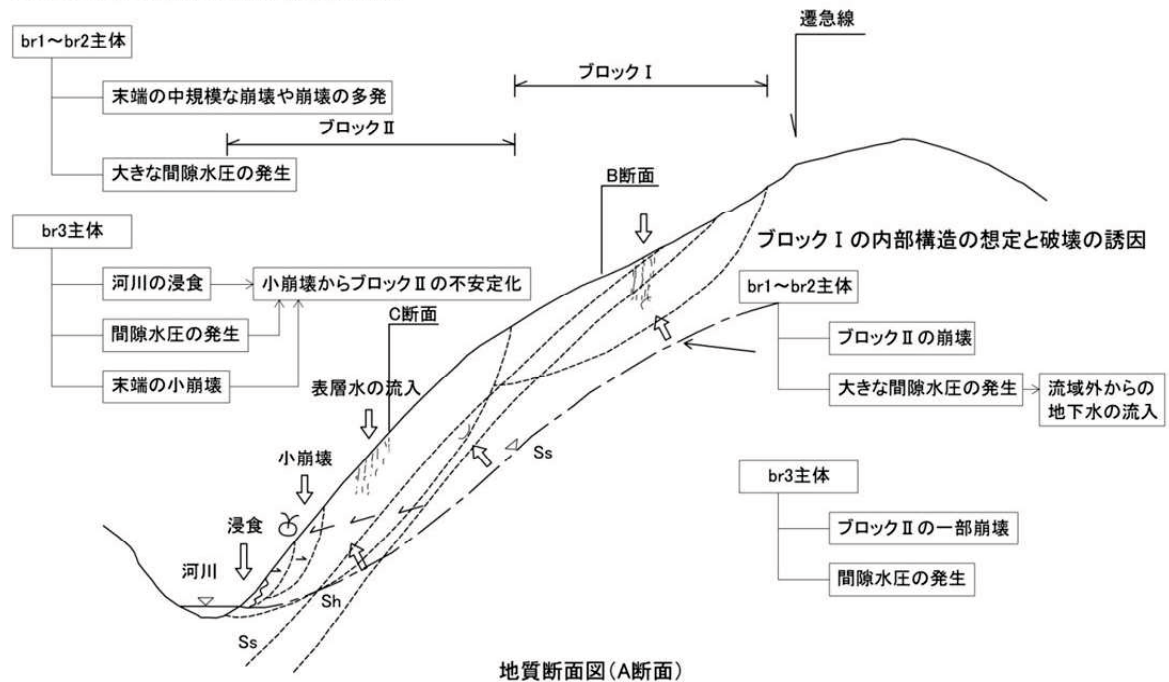
地質断面図(B断面)



地質断面図(C断面)

図-7.15(3) ステップ5

ブロックIIの内部構造の想定と破壊の誘因



地質断面図(A断面)

図-7.16(1) ステップ7

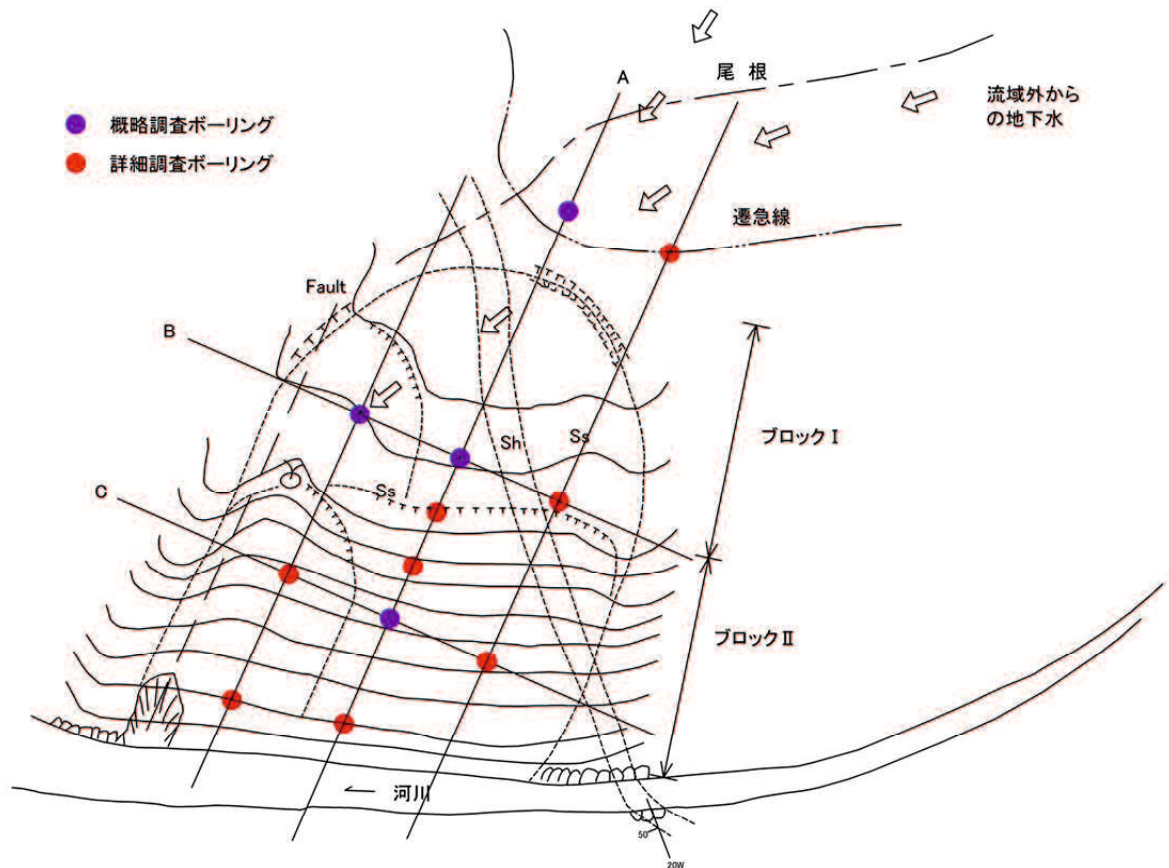
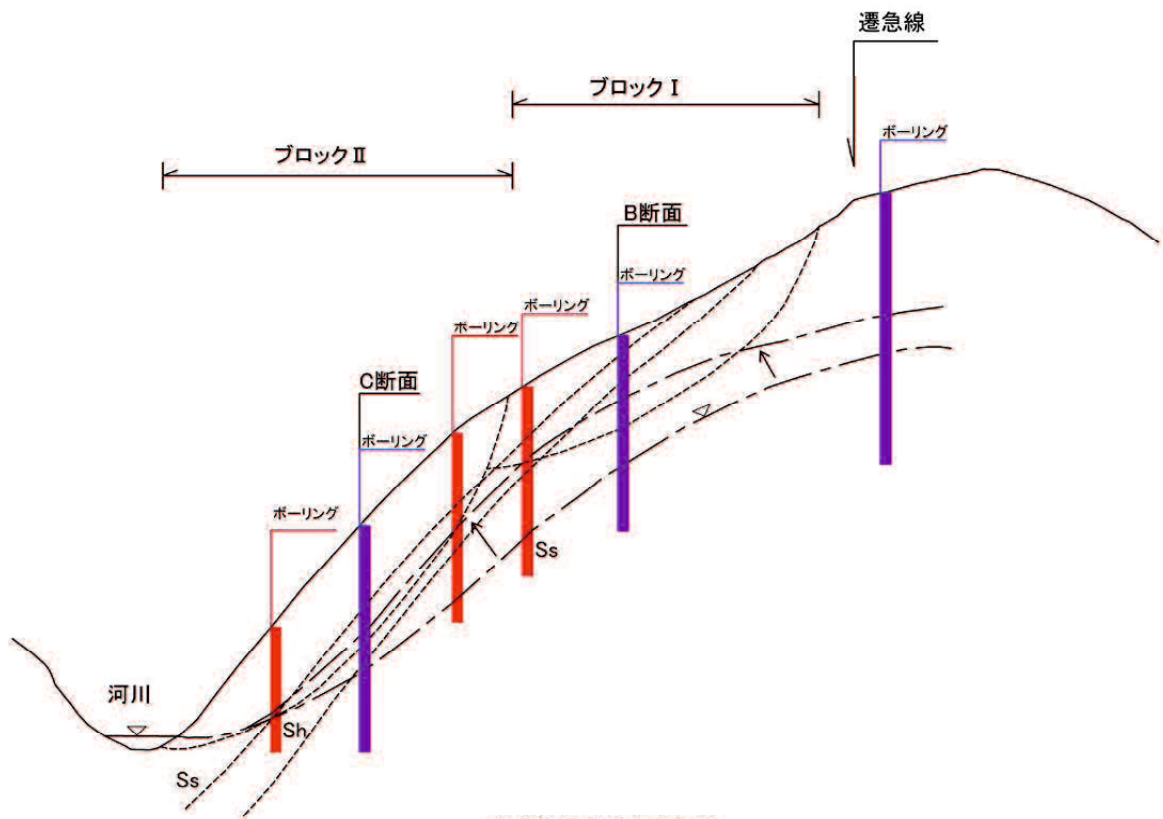
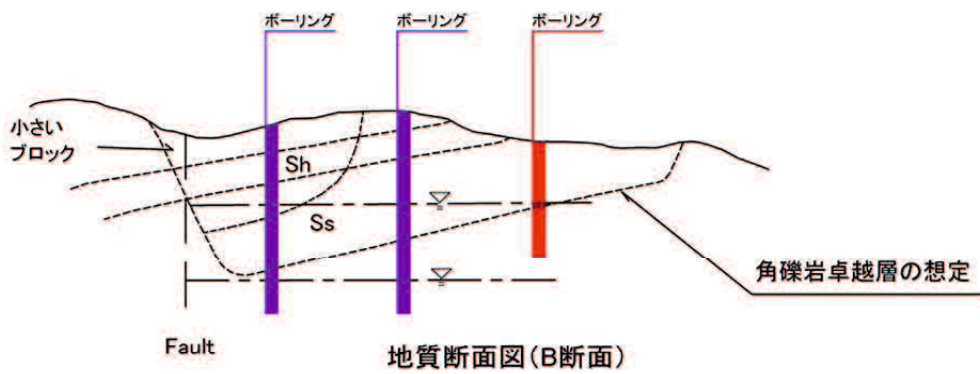


図-7.16(2) ステップ7

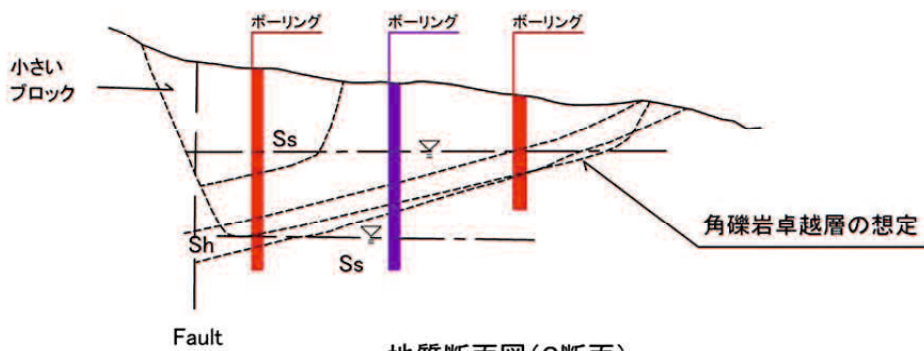


地質断面図(A断面)

図-7.16(3) ステップ7



地質断面図(B断面)



地質断面図(C断面)

図-7.16(4) ステップ7

第8章 まとめと結論

8.1 研究成果のまとめ

本研究では宮崎県耳川流域の地形・地質と深層崩壊との係りを整理した上で、同流域で発生した塚原深層崩壊斜面において露頭やコアの詳細観察・分析を行い、この結果を基に新たに角礫岩の区分を提案し地下構造を検討した。次に同流域で発生した山須原深層崩壊斜面と今後深層崩壊へと発展する可能性のある宮崎県一ツ瀬川流域二畝の谷斜面にこの角礫岩の区分の考え方を適用し、同様に地下構造を検討した。得られたデータをもとに、これらの地下に分布する角礫岩卓越層について、その成因と形成過程並びにその中で発生した深層崩壊の原因との関係を明らかにした。

その結果は以下のように集約される。

(1) 岩盤斜面の崩壊や地すべりに関して、現状の知見と問題点について整理した。地すべり移動体や重力変形斜面の一部では、近年内部の破碎構造をもとに詳細に区分し、研究が進められているが、重力変形斜面では地下構造の詳細な記載やその中で深層崩壊の発生した斜面内部の地質構造に関する検討事例がないことなどの問題点を指摘した(第1章)。

(2) 耳川流域の地形・地質の概要を示し、地形・地質情報から耳川の第四紀後期の地形発達史について考察した(第2章)。

(3) 2005年の宮崎県耳川流域豪雨に伴う深層崩壊について地形・地質的観点から整理を行い、深層崩壊は耳川沿いに形成された遷急線より下方斜面かつ流れ盤構造となる右岸側に多いことを明らかにした。但し、深層崩壊は流れ盤の層理面に沿って崩壊するのではなく、斜面の最大傾斜方向に発生していることから地形的な安定性の影響を強く受けていることを明らかとした(第3章)。

(4) 塚原深層崩壊斜面の地下構造を検討した。当斜面下には数cmから数mの大き

さの角礫を主体とする固結した角礫岩が新鮮岩盤の上部に分布し、角礫岩卓越層を形成していることを明らかにした。

また、露頭およびボーリングコアを用いた微細構造の詳細観察結果を基に、角礫岩を角礫化の進行の程度により5つに区分した。これをもとに角礫化区分図を作成した結果、複数のブロックが存在することを明らかとした（第4章）。

（5）耳川流域山須原崩壊斜面において、角礫岩の区分を基に地下構造の検討を行い、地形変換点において角礫岩の分布が不連続となっており、開口亀裂が発生していることより、当箇所がブロック境界となっている可能性を指摘した（第5章）。

（6）地表に微小変状が認められる一ツ瀬川流域二畝の谷斜面において、同様の調査・検討を行った結果、地下には角礫岩卓越層が最大層厚50mで分布し、2つのブロックが形成されている。このブロック境界は地形変換点に位置し、開口亀裂が発生しているほか、基盤岩の高まりと一致していることを明らかにした（第6章）。

（7）調査のまとめと考察および調査法の提案を行った。3箇所の重力変形斜面の地質構造を斜面の上部から下部まで連続的にかつ異なるスケールで詳細観察・記載した結果、地下には角礫や細粒の基質よりなる角礫岩が存在し、角礫岩を主体とする角礫岩卓越層を形成していることが明らかとなった。さらに角礫岩卓越層の連続性の検討より複数のブロックが形成され、ブロック境界は地形変換点や開口亀裂と一致することを明らかにした。

角礫岩卓越層では最も細粒化した箇所においてもシャープな面構造や明瞭な粘土が認められないことから、断層や地すべりによる破壊構造ではなく、地下浅部で重力によるひずみの集中によって形成された破壊構造であり、耳川や一ツ瀬川が河床を深く下刻していく過程で不安定になった斜面において形成されたものであり、第四紀後期に段階的に複数にブロック化しながら形成されたものと考えられる。

また、角礫岩卓越層の中で深層崩壊が発生しているが、これは一気に間隙水圧が上昇しうる内部構造に起因しており、新鮮岩盤と角礫岩卓越層との境界や角礫岩卓

越層内部でも発生する可能性があることから、角礫岩卓越層の存在とその内部構造は今後発生する深層崩壊の前駆体である可能性が高く、深層崩壊発生の原因を評価する際に重要な地質構造であることを明らかにした。

この研究成果をもとに事前に深層崩壊の可能性のある箇所を抽出する調査フローを作成し、各段階の留意点を示した（第7章）。

（8）研究成果のまとめと結論を示した（第8章）。

8.2 結論

宮崎県耳川流域塚原崩壊斜面、山須原崩壊斜面およびツ瀬川流域二畝の谷斜面において、ボーリングコア、露頭および掘削のり面の詳細な観察を行い、以下の新たな知見が得られた。

- ① 重力変形斜面の地質構造を斜面の上部から下部まで連続的にかつ異なるスケールで詳細観察・記載した結果、地下には角礫や細粒の基質よりなる角礫岩が存在し、その分布や連続性から角礫岩卓越層を形成している。
- ② 角礫岩卓越層の内部構造は粒径の大きい部分（br1～br2）と粒径の小さい部分（br4～br5）が繰り返して分布し、これらは概ね斜面傾斜方向の地形に平行に分布するが、ある範囲は連続するものの途中で不連続となることから斜面には同じ角礫岩の区分が連続する複数のブロックが存在する。
- ③ 角礫岩卓越層の内部では複数のブロックを形成しているが、ブロック境界は地表に出現する微小構造と深く係っている。
- ④ 角礫岩卓越層では最も細粒化した箇所でもシャープな面構造や明瞭な粘土が認められないことから、断層や地すべりによる破壊構造ではなく、地下浅部で重力によるひずみの集中によって形成された破壊構造であり、これは耳

川や一ツ瀬川が河床を深く下刻していく中で形成されたものであり、第四紀後期に段階的に複数にブロック化しながら角礫化した斜面である。

- ⑤ 角礫岩卓越層の中で深層崩壊が発生しているが、これは一気に間隙水圧が上昇しうる内部構造に起因しており、新鮮岩盤と角礫岩卓越層との境界や角礫岩卓越層内部でも発生する可能性があることから、角礫岩卓越層の存在とその内部構造は今後発生する深層崩壊の前駆体である可能性が高く、深層崩壊発生の素因を評価する際に重要な地質構造である。
- ⑥ この研究成果をもとに事前に深層崩壊の可能性のある箇所を抽出する調査フローを作成し、各段階の留意点を示した。

謝辞

本研究を実施するにあたり、山口大学理事・副学長の田中和広教授には、研究全般にわたりご指導を賜り、今回学位論文提出の機会を与えて頂いた。本研究は2005年の宮崎県耳川豪雨災害で発生した深層崩壊斜面を対象にしたのものであるが、現地踏査やボーリングコア観察で直接指導をしていただいたほか、研究者としての心構えから指導をしていただいた。またこの3年間は日曜・祭日などの休みに貴重な時間を取っていただいた。この間のご教示は他に変わりがたいものであり、ここに記して感謝の意を表します。

山口大学理工学研究科の坂口有人准教授、金折裕司教授、大和田正明教授、京都大学防災研究所の千木良雅弘教授には本研究を進めるにあたり、様々な有益なアドバイスをいただき、また本論文の審査をしていただいた。これらの過程を経て本論文は、内容・構成など大きく改善された。

(財)電力中央研究所の上田圭一博士には、ボーリングコアのX線CTの測定をしていただき、角礫岩の構造の解明を支援していただいた。

西日本技術開発㈱の西園幸久博士には、終始変わらず支援をいただき、四万十帯の地質構造に関して、種々のご教授をいただいた。

山口大学の田中研究室の院生・学部生の諸氏には、この3年間多くの激励と課題を頂いた。彼らとの交流は、論文執筆に際しての力の源の1つとなった。

以上、筆者を様々な形で支えてくれた方々に対し、ここに記して深く感謝の意を表します。

2015年3月 著者記す

文献

- Agliardi, F., Crosta, G. and Zanchi, A. (2006): Structure constrains on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, **59**, 83-102.
- Ambrosi, C. and Crosta, G. and Zanchi, A. (2006): Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, **83**, 183-200.
- 防災科学技術研究所(2004):防災基礎講座基礎知識編, 6章斜面崩壊・地すべり.
- Bovis, M.J. and Evans, S.G. (1996): Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia. *Canada. Eng. Geol.*, **44**, 163-182.
- 地学団体研究会 (1983): 堆積物の研究法-礫岩・砂岩・泥岩-. 地学双書 24, 108p.
- 千木良雅弘 (1984): 結晶片岩の岩盤クリープ (1) - 関東山地三波川帯の地質構造と地すべり地形との関連-. 応用地質, 25 巻, 4 号, 32-44.
- 千木良雅弘 (1985): 結晶片岩の岩盤クリープ (2) - 岩盤クリープ性地質構造-. 応用地質, 26 巻, 2 号, pp25-37.
- Chigira, M. (1992): Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Eng. Geol.*, **32**, 157-184.
- Chigira, M. and Kiho, K. (1994): Deep-seated rockslide avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Eng. Geol.*, **38**, 221-230.
- 千木良雅弘 (1995): 風化と崩壊. 近未来社, 名古屋, 204.
- 千木良雅弘 (1998): 岩盤クリープと崩壊-構造地質学から災害地質へ-. 地質学論集, 第 50 号, pp241-250.
- 千木良雅弘 (2006): 地すべり・崩壊の発生場所予測-地質と地形からみた技術の現状と今後の課題. 土木学会論文集 C, **62**, 722-735.
- 千木良雅弘 (2007): 崩壊の場所-大規模崩壊の発生場所予測-. 近未来社, 256.
- Chigira, M. (2009): September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected

by deep-seated gravitational deformations,Kyushu,southern Japan. *Engineering Geology*,
108,1-15

千木良雅弘 (2010) : 初生地すべり解剖学. 平成 22 年度特別講演およびシンポジウム
予稿集, 日本応用地質学会, 1-8.

千木良雅弘 (2010) : 航空レーザー計測によって見えてきた山体重力変形と地すべり
の構造. 平成 22 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 107-108.

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウチンイン・平石成美・松澤真, 松浦純生 (2012) : 台
風 12 号による深層崩壊発生場-発生前後の詳細DEMを用いた地形解析結果-. 京都
大学防災研究所研究集会, 深層崩壊の実態, 予測, 対応, 24-29. P i - ii .

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウチンイン・平石成美・松澤真, 松浦純生 (2012) : 2011
年台風 12 号による深層崩壊. 京都大学防災研究所年報, 第 55 号 A, 193-211.

千木良雅弘 (2013) : 深層崩壊. 近未来社, 231p.

Chigira, M., Tsou, C.-Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N. and Matsuzawa, M. (2013): Topographic
precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by
Typhoon Talas. *Geomorphology* , **201**, 479-493.

Crosta, G.(1996): Landslide,spreading,deep seated gravitational deformation ,
analysis,examples,problems and proposals . *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*,
19, 297-313

土木研究所資料 (2008) : 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル. 第 4115
号.

五味高志・平岡真合乃・青戸一峰・菊池京子 (2013) : 世界各地の大規模崩壊の発生
分布・崩壊特性・規模.平成 25 年度砂防学会研究集会, 23-24.

Harrison, J. V and Falcon, N.L. (1934): Collapse structures. *Geol. Mag.*, **71**, 529-539.

羽田野誠一 (1974) : 崩壊地形 (その 2) .土と基礎, **22**, 50-58.

林信雄・田中和広・吉武宏晃・後田弘孝 (2005) : 2005 年耳川流域で発生した塚原

- 地区深層崩壊斜面の内部構造. 平成24年度第51回日本地すべり学会研究発表会講演集, 日本地すべり学会, 159-160.
- 林信雄・西園幸久・後田弘孝・山本征男・竹本俊夫・山本知治 (2010): 山瀬地すべり変動の発生機構と対策工. 日本地すべり学会誌, **47**, 51-59.
- 平石成美・千木良雅弘 (2011): 紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生. 地形, **32**, 第4号, 389-409.
- Hollingsworth S.E., Taylor, J. H. and Kellaway, G. A. (1944): Large-scale superficial structures in the Northampton ironstone field. *Quart.Jour. Geol. Soc. London*, **100**, 1-44.
- Hou, Y., Chigira, M. and Tsou, C.Y. (2014): Numerical study on deep-seated gravitational slope deformation in a shale-dominated dip slope due to river incision. *Engineering Geology*, **179**, 59-75.
- 井口隆・土志田正二・清水文健・大八木規夫 (2012): 地すべり分布図で見る深層崩壊の実態-2011年台風12号による紀伊半島の深層崩壊を対象として-. 京都大学防災研究所研究集会, 深層崩壊の実態, 予測, 対応.
- 稲垣秀輝 (2013): 平成23年台風12号による十津川大規模災害の地質の特徴. 平成25年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 1-2.
- 地頭菌隆・下川悦郎 (1998): 1977 鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形学的検討. 砂防学会誌, **51**, 21-26.
- 狩野謙一・村田明広 (1998): 構造地質学. 朝倉書店, 287.
- 小出博 (1955): 日本の地すべり. 東洋経済新報社, 259.
- 古閑美津久・笹原拓造・宇城輝 (2006): 2005年9月台風14号に伴う宮崎県鰐塚山北麓の土砂災害状況と斜面崩壊の特徴. 第3回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 151-156.
- Korup O., Clague J.J., Hermanns R.L., Hewitt K., Strom A.L. and Weidinger J.T. (2007): Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* **261**,

578-589.

九州電力（株）資料（2005）：耳川災害調査報告書.

九州活構造研究会（1989）：九州の活構造. 396.

Mahr, T. and Nemcok, A. (1977): Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatra Mts. *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.*, **16**, 104-106.

松岡憲知（1985）：赤石山脈主稜線部における線状凹地の分布と岩石物性. 地理評, **58**, 411-427.

宮崎県（2012）：宮崎県二畝の谷地区調査報告書.

森田達之・吉村典宏・横山俊治（2002）：高知県打木地すべりの移動体の内部構造.

平成 14 年度研究発表会議講演論文集, 日本応用地質学会, 115-118.

村田明広（1998）：宮崎県の四万十帯の地質（宮崎県地質図第 5 版説明書），宮崎県.

長岡信治，西山賢一，井上弦（2010）：過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス-海水変化とテクトニクスに関して-. *地学雑誌* **119** (4), 632-667.

西井稜子・松四雄騎（2012）：露出年代測定法を用いた山体の自重による変形履歴の解明. 財団法人国土地理境界, 平成 23 年度学術研究助成, 研究成果報告書, 1-21 p.

Radbruch-Hall, D.H., Varnes, D.J. and Savage W.Z.(1976): Gravitational spreading of steep-sided ridges("Sackung") in western United States. *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.*, **14**, 23-25.

斎藤眞・木村克己・内藤一樹・酒井彰（1996）：椎葉村地域の地質，地質調査所，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）.

櫻井亘，大山誠，北川真一，木下篤彦ほか（2013）：平成 23 年台風 12 号で発生した長殿地区深層崩壊発生斜面における岩盤破碎構造. 日本応用地質学会平成 25 年度研究発表会議講演論文集, 5-6.

笹原克夫・桜井亘・加藤仁志・島田徹（2012）：平鍋地区における深層崩壊発生機構

- の考察-LiDARによる深層崩壊発生斜面の地形学的検討-.平成23年台風6号により高知県北川村で発生した深層崩壊の調査報告会, 3-10.
- 笹原克夫・桜井亘・加藤仁志・島田徹(2012):LiDARによる深層崩壊発生斜面の地形学的検討-平成23年台風6号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析-.京都大学防災研究所研究集会, 深層崩壊の実態, 予測, 対応, 1-10.
- 社団法人地盤工学会(2000):土質試験の方法と解説-第一回改訂版.69-92.
- 社団法人土木学会(1994):岩盤斜面の安定解析と計測, 345.
- 社団法人日本地すべり学会(2004):地すべり-地形地質的認識と用語-.295.
- 社団法人砂防学会(2011):2009年8月台風8号により発生した台湾における土砂災害に関する調査.研究業務委託報告書, 76p.
- 社団法人全国治水砂防協会(2003):砂防関係法令例規集.187,232-259.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦(1980):日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因.地理評, 53, 531-541.
- 鈴木隆司・栗原淳一・桜井亘・酒井直樹(2007):豪雨を誘因とする深層崩壊発生箇所の特徴とその抽出手法について.土木技術資料, 第49巻5号, 58-63.
- Tabor, R. W. (1971): Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, **82**, 1811-1822.
- 田近 淳(1995):堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積層.地下資源調査所報告, No67, 59-145.
- 田代幸英・吉武宏晃・林信雄(2009):大規模崩壊斜面における斜面崩壊と崩壊メカニズムの解明.降雨と地震に対する斜面崩壊機構と安定性評価に関するシンポジウム, 265-270.
- Tsou, C.Y., Chigira,M., Matsushi,Y. and Chen,S.C.,(2014):Fluvial incision history that controlled the distribution of landslides in the Central Range of Taiwan. *Geomorphology*, **226**, 175-192.

- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D.H. and Savage, W. Z. (1989): Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States. *U.S.Geol.Survey Prof.Paper*, **1496**, 28.
- Verstappen(1963):International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences(ITC), Vol. 7
- 脇坂安彦・上妻睦男・綿谷博之・豊口佳之 (2012) : 地すべり移動体を特徴づける破砕岩-四万十帯の地すべりを例として-. 応用地質, **52** , 231-247.
- 渡正亮, 酒井淳行 (1975) : 地すべり地の概査と調査の考え方.土木研究所資料, No1003,70p.
- 渡正亮 (1992) : 岩盤地すべりに関する考察.地すべり, **29**, 1-5.
- Widdowson, M. (1997): The geomorphological and geological importance of palaeosurfsces: In Widdowson, M(ed.) Palaeosurfaces: Recognition ,Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation, *Geological Society Special publication*,**120**, 1-12.
- 八木浩司(1981):山地に見られる小崖地形の分布とその成因. 地理評, **54**, 272-280.
- 八木浩司・檜垣大助・吉松弘行・相楽渉・高木洋一・内山庄一郎 (2003) : 空中レーザー高精度地形図の地すべり・微地形判読への応用. 地すべり, **39** , 421-427.
- 山口健太郎・高森重治・林信雄・大石博之 (2008) : 2005 年台風 14 号により発生した山須原ダム貯水池内の崩壊. 第 40 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 73-78.
- 横山俊治 (2012) : 平鍋地区深層崩壊の発生機構. 平成 23 年台風 6 号により高知県北川村で発生した深層崩壊の調査報告会, 13-19.
- 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高 (2011) : 日本の地形 1 総説. 財団法人東京大学出版会, 308.
- Zischinsky, U. (1966): On the deformation of high slopes. *Proc. First Cong. Intern.Soc.*

Rock Mech., Lisbon, 2, 179-185.

Zischinsky, U. (1966): Uber Sackungen. *Rock Mech., 1, 30-52.*

付 録

1. 斜面に関する用語の定義と 重力変形斜面の研究

1.1 斜面に関する用語の定義と重力変形斜面の研究

(1) 斜面に関する用語

わが国の土砂災害対策に直接係る法律には、これまで「砂防法」、「地すべり等防止法」、「急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律」といういわゆる砂防三法が存在するほか、平成 13 年には新たに土砂災害防止法が施行されている（全国治水砂防協会，2003）。この土砂災害防止法の中で、土砂災害とは急傾斜地の崩壊、土石流又は地すべりを発生原因として、国民の生命又は身体に生ずる被害をいうと定められている。さらに、

「傾斜地の崩壊」とは、「傾斜度が 30 度以上である土地が崩壊する自然現象」とされている（全国治水砂防協会，2003）。

本条では明文で崩壊を表層崩壊と規定していないものの、法第 6 条および法第 8 条を併せ読むことにより、通常想定し得るがけ崩れ災害である表層崩壊をさすものと解されている。

「土石流」とは、「山腹が崩壊して生じた土石等又は溪流の土石等が水と一体となって流下する自然現象」とされている（全国治水砂防協会，2003）。

本法においては、山腹の崩壊に対し、山腹の表層崩壊によって生じた土石等および溪流に存在する土石等が土石流化するタイプのものに限定している。

「地すべり」とは、「土地の一部が地下水等に起因して滑る自然現象又はこれに伴って移動する自然現象」と定義されている（全国治水砂防協会，2003）。

地すべりには土砂からなるもの、岩盤からなるものが存在するが、このうち岩盤地すべりに関しては、岩盤崩壊の一部として扱うケースもある（社団法人土木学会，1994）。

これまでは法律に基づく用語を説明したが、このほか斜面崩壊という用語が使われている。これは「斜面表層の土砂や岩石が地中のある面を境にして滑り落ちる現

象」とされている（防災科学研究所，2004）。

斜面表層の土砂を対象にしたものが，山崩れ，崖崩れあるいは一般に土砂崩れといわれているものに相当する（表層崩壊）。表層崩壊の定義も様々あり，表層土のみが崩壊する現象（土木研究所，2009），砂防研究者の中では地表から0.5～2.0mの深度で発生する崩壊としている。

岩石を対象にしたものが，岩石を主体として構成される岩盤の斜面崩壊といわれるものに相当する（大規模崩壊，深層崩壊）。

表層崩壊や大規模崩壊ないし深層崩壊は，深度や面積に着目した崩壊形態のひとつを示す用語として用いられている。

（2）岩盤斜面の崩壊形態

岩盤斜面の崩壊形態として，大きく崩落現象，すべり等による崩壊，トップリング崩壊，バックリング崩壊に分けられている（土木学会，1994）。

崩落現象には，落石とブロック崩壊があり，これらは斜面崩壊の前兆現象を示す場合が多いとされている。

すべり等による崩壊には，平面すべり崩壊，くさびすべり崩壊，円弧すべり崩壊，複合すべり崩壊があるが，この中で複合すべりは，いわゆる地すべりの崩壊形態が多く，前述したように岩盤地すべりがこれに相当するとされている。

トップリング崩壊は，たわみ性トップリング崩壊とブロックトップリング崩壊があり，これらは重力によって変形し，岩盤の一部が斜面側にたわんでいく現象とされている。

バックリング崩壊は，重力によって岩盤が折れ曲がるように全体的に崩壊する現象とされている。

岩盤斜面の崩壊形態には，このように多くのものが存在するが，いずれも重力によるゆっくりとした変形，すなわちクリープの進行によって形成されている。

(3) 重力変形斜面の崩壊

重力変形斜面 (Crosta, 1996 ; Agliardi et al, 2001) は, Sackung(Zischinsky,1966)や岩盤クリープ(Mass rock creep)(Radbruch-Hall,1978;千木良,1984;Chigira,1992)など, 斜面が重力によって変形した結果として生じる地形である.

千木良(1998)は岩盤クリープと崩壊との関連性について, 以下のように総括している.

「岩盤が重力によって徐々に変形し, 破壊する現象を岩盤クリープと呼ぶが, 岩盤クリープの古典的な研究としては, Harrison and Falcon(1934)や Hollingsworth et al(1944)の研究がある. 前者は座屈褶曲の構造, 後者はキップロックの変形の研究である.

最近の岩盤クリープに関する研究は, Zeschinsky(1966)に始まる. 片岩の大規模な座屈褶曲をマッピングによって推定し, Zeschinsky(1969)はこのような大規模な山体の変形を Sackung (英語で Sagging) と呼んだ.

Tabar(1971)は頁岩, 砂岩, 千枚岩分布地で, これらが谷方向へ曲がった部分と, それよりも山側で曲がっていない部分との境に線状凹地ができると推定した.

Mahr and Nemcok(1977)は花崗岩からなる山体に, 斜面上部と下部に局部的すべり面, 中央部に破断集中ゾーンができて, 結果的に斜面上部に線状の凹地ができること, また, その断面が氷河の侵食により露出し観察できると述べている.

わが国では, 清水ほか(1980), 八木(1981), 松岡(1985)らが多重山稜や線状凹地の地形学的研究を行い, 重力によって山体が変形し, 山体の頂上付近に正断層が生じ, その結果多重山稜や線状凹地, あるいは山向き小崖が生じると推定した. しかしながら, ほとんどの研究において, 山体内部の地質構造は直接観察されていなかった.

Radbruch-Hall et al.(1976)や Varnes et al.(1989), Bovis and Evans(1996)は塊状岩石に見られる上記の地形的特徴を調べたが, その内部構造は明確にはなっていない.

千木良(1984,1985)は, 結晶片岩分布域において露頭観察やマッピングから岩盤ク

リープ性地質構造を、a) 岩盤クリープ性横倒し褶曲、b) 岩盤クリープ性山形褶曲、c) 岩盤クリープ性破砕帯、d) 岩盤転倒構造に分類し、それらの形成プロセスを検討している。

また、中部地方の四万十帯において、赤崩れ、千枚岳崩れ、七面山崩れなどの地域で地質構造の調査を行い内部構造を検討し、重力的な断層の形成などを考察している (Chigira,1992;Cigira and Kino,1994)。

その他、面構造の発達した岩盤のクリープ、塊状岩の場合の岩盤クリープに分けて、これらの構造を詳しく模式図として示すとともに変形構造の特徴と特徴的な地形によって幾つかの大規模な崩壊を予測する手がかりにすることができると記している (千木良, 1995 および千木良, 1998)。」

千木良 (2006)、Chigira (2009) は、耳川流域を含め近年の豪雨によって発生した大規模崩壊事例について、崩壊前の空中写真を基に検討を行った結果、大規模な崩壊には地形的に遷急線近傍で発生したものが多く、地形的に長期間に地形発達と斜面の不安定化を反映しており、不規則な凹凸地形はクリープによる可能性が高いとしている。

また、平石ほか (2011) は、紀伊山地の中原川の流域において、遷急線の分布と山体重力変形・地すべり分布との関係から河川の下刻によって上方斜面に重力変形が発生したと考察している

西井ほかは (2011) 飛騨山脈中央に位置する野口五郎岳周辺において、重力変形斜面の頭部に形成された線状凹地について、露出年代測定法を用いて形成時期を検討し、カール壁に分布する線状凹地は 6000 年前、野口五郎岳山頂の線状凹地は 9000 年前と考察している。

Tsou et al(2014)はダーハン川流域 (北台湾) 上流において、河川下刻の履歴に伴う岩盤斜面のその後の反応について解析し、3 段の遷急線とそれに対応する崩壊斜面からなることを明らかとし、また遷急線については、宇宙線核種年代法によって

最も古い遷急線の年代を 15 万年前と記している。

また、Hou et al(2014)は頁岩の流れ盤斜面において、数値シミュレーションを行い、河川下刻過程と斜面の変形の関連を検討している。

一方、重力変形斜面から変形が進行し、緩慢な移動を示す地すべり（表 1-1 参照）に移行したものがある。地すべりについては、古くから小出（1955）によって、地すべりを発生しやすい岩質をもとに第三紀層地すべり、破碎帯地すべり、温泉地すべりに分類されている。このうち破碎帯地すべりは地質構造線や断層によって破碎されたものから、片理面が発達した泥質～塩基性の変成岩や層理面が発達した堆積岩まで含まれている。

渡ほか（1977）、渡（1992）は、地すべり地形と発達段階をもとに岩盤地すべり、風化岩地すべり、崩積土地すべり、粘質土地すべりに分類している。また、渡（2005）は岩盤地すべりに関しては、「ゆるみ」の進行の結果、斜面内に弱線が形成され、これが連続してすべり面へと発達するとしているが、形成プロセスは定性的な表現となっている。

岩盤クリープと岩盤地すべりの違いに関しては、岩盤が重力によって徐々に変形・破壊する現象を岩盤クリープと呼び、山体内部を横断して連続的なすべり面が存在し、それよりも上の岩盤がすべるようなものは、岩盤すべりとするとしている（千木良, 1998）。

2. 塚原深層崩壊斜面

地質関連資料

ボーリングコア観察

K-3 孔

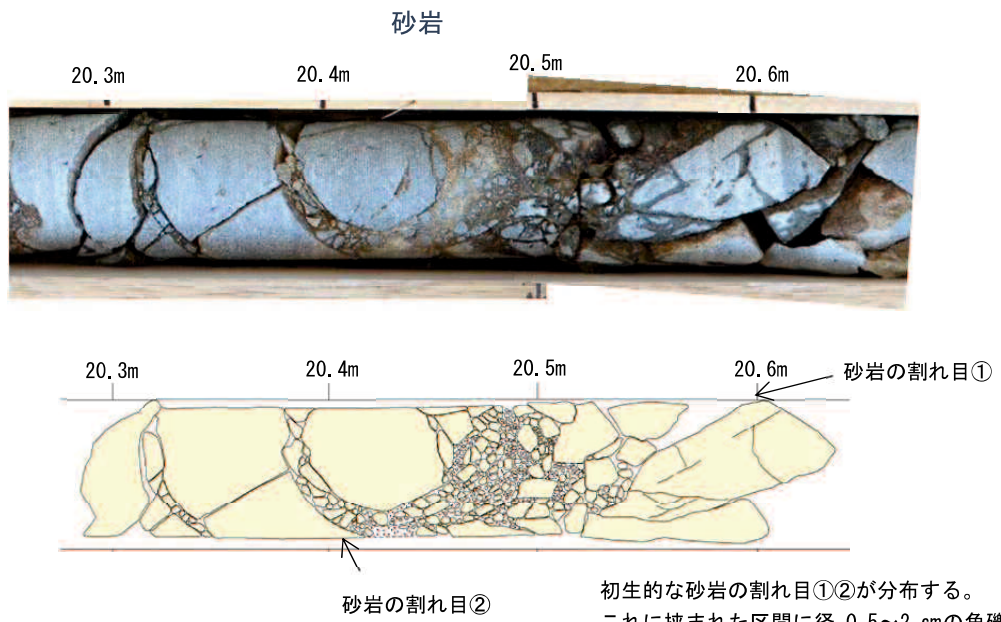


図-K-3 孔 ; 深度 20.3~20.6m

T14-1 孔

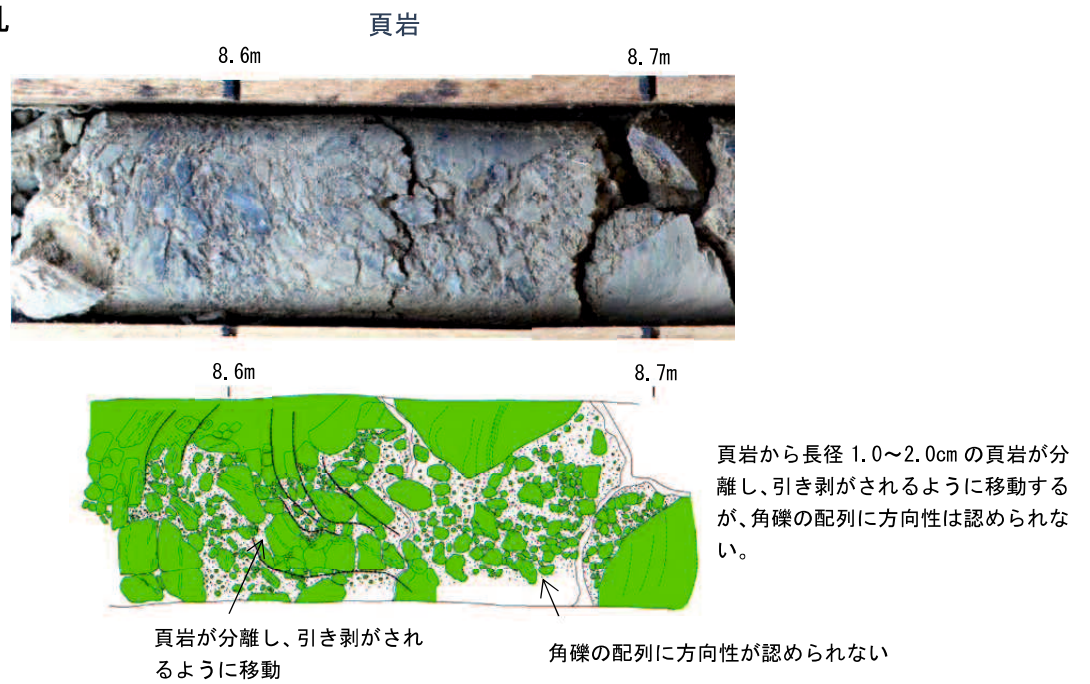
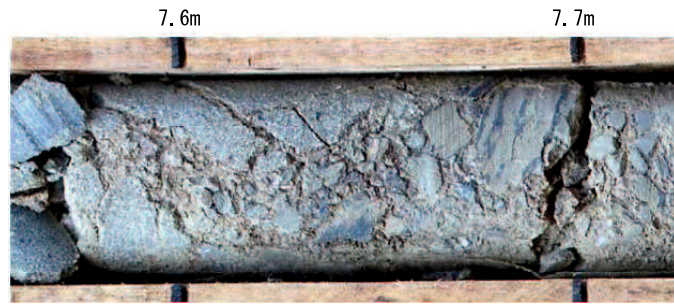


図-T14-1 孔 ; 深度 8.6~8.7m

T14-1 孔

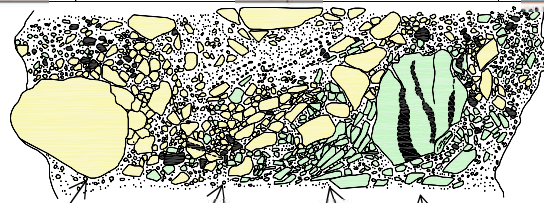
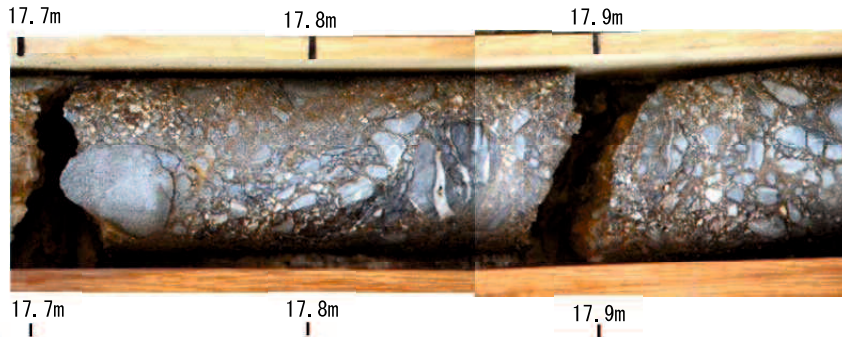


砂岩の割れ目に長径 0.5~2 cmの頁岩の角礫が引きずり込まれ、砂岩の構造を壊している。
頁岩礫は移動し、回転する中で角が取れている。

回転し角が取れる 砂岩の割れ目に頁岩の礫の引きずり込み

図-T14-1 孔 ; 深度 7.6~7.7m

K-3 孔



長径 0.5~3.0cm の砂岩・砂質頁岩からなり、淘汰が悪い。砂岩礫が主体ゾーン、砂質頁岩が主体ゾーン、砂岩と砂質頁岩が混在するゾーンがある。
砂の形状は、角礫~円礫まで様々なものが存在する。
砂質頁岩では、層理面方向に割れ、長軸が並ぶ礫がある。

砂岩が主体となる角礫 長軸が同方向に並ぶ 砂岩と砂質頁岩が混在する角礫 砂質頁岩が主体となる角礫

図-K-3 孔 ; 深度 17.7~17.9m

スラブ観察

砂岩礫からなる角礫岩

長径 0.2~6.0cm の砂岩の角礫からなり淘汰が悪い。
一部角礫の角が取れ、円礫化する。
角礫に系統的な配列は認められない。

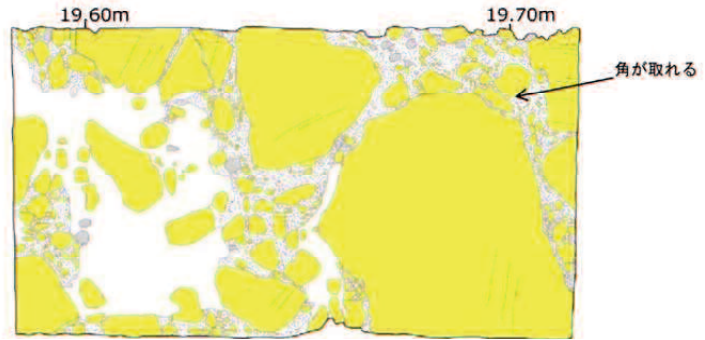
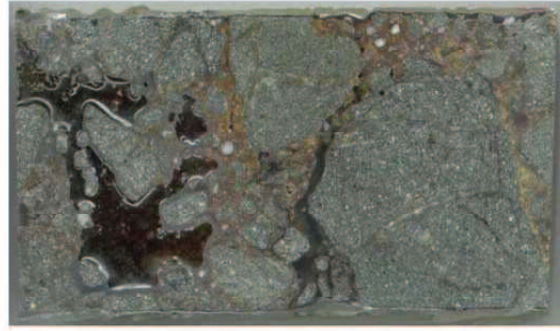


図-K-3 孔 ; 深度 19.6~19.7m

基質部が主体の角礫岩

長径 0.2cm~2.0cm の砂質頁岩・頁岩の小礫からなる。
礫は角が取れ、円礫が主体となる。砂や泥からなる細粒分が 40%程度となり、マトリックスサポートとなる。
礫の長軸は、概ねスケッチの上の方向を向くものが多いが、この方向は粘土や面構造は認められない。

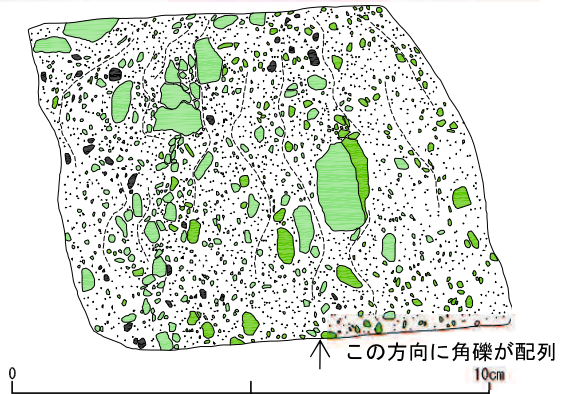
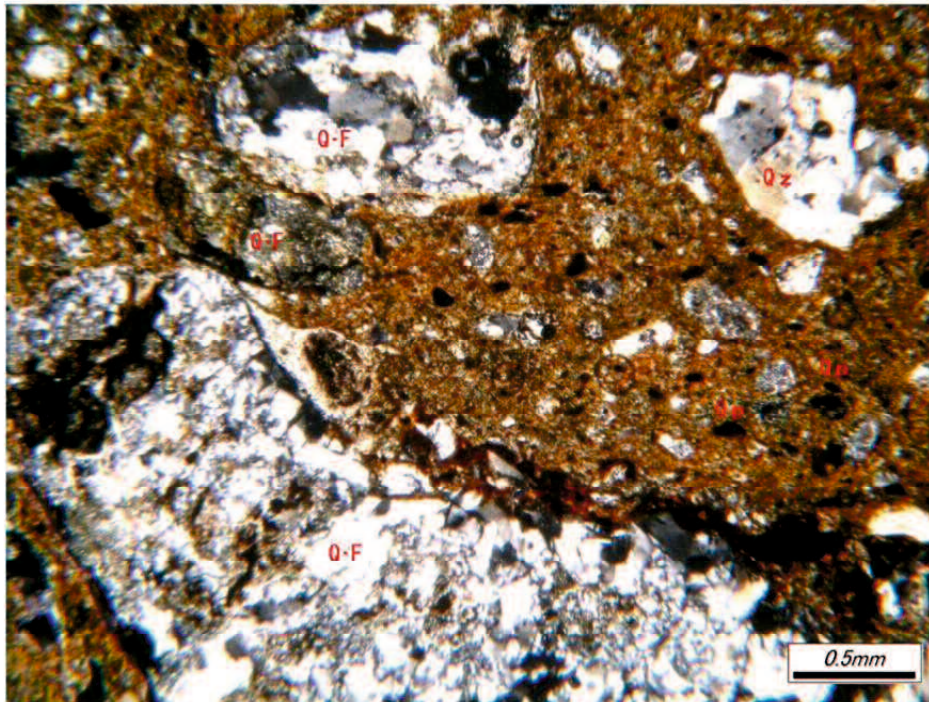


図-K-1 孔 ; 深度 13.5~13.6m

薄片觀察



直径 0.2~4 mm の石英、長石密集片、泥質片、不透明鉱物存在し、淘汰悪い。鉱物は丸みを帯びているが、系統的な配列は認められない。

図-K-1 孔 ; 深度 13.5m

露頭觀察

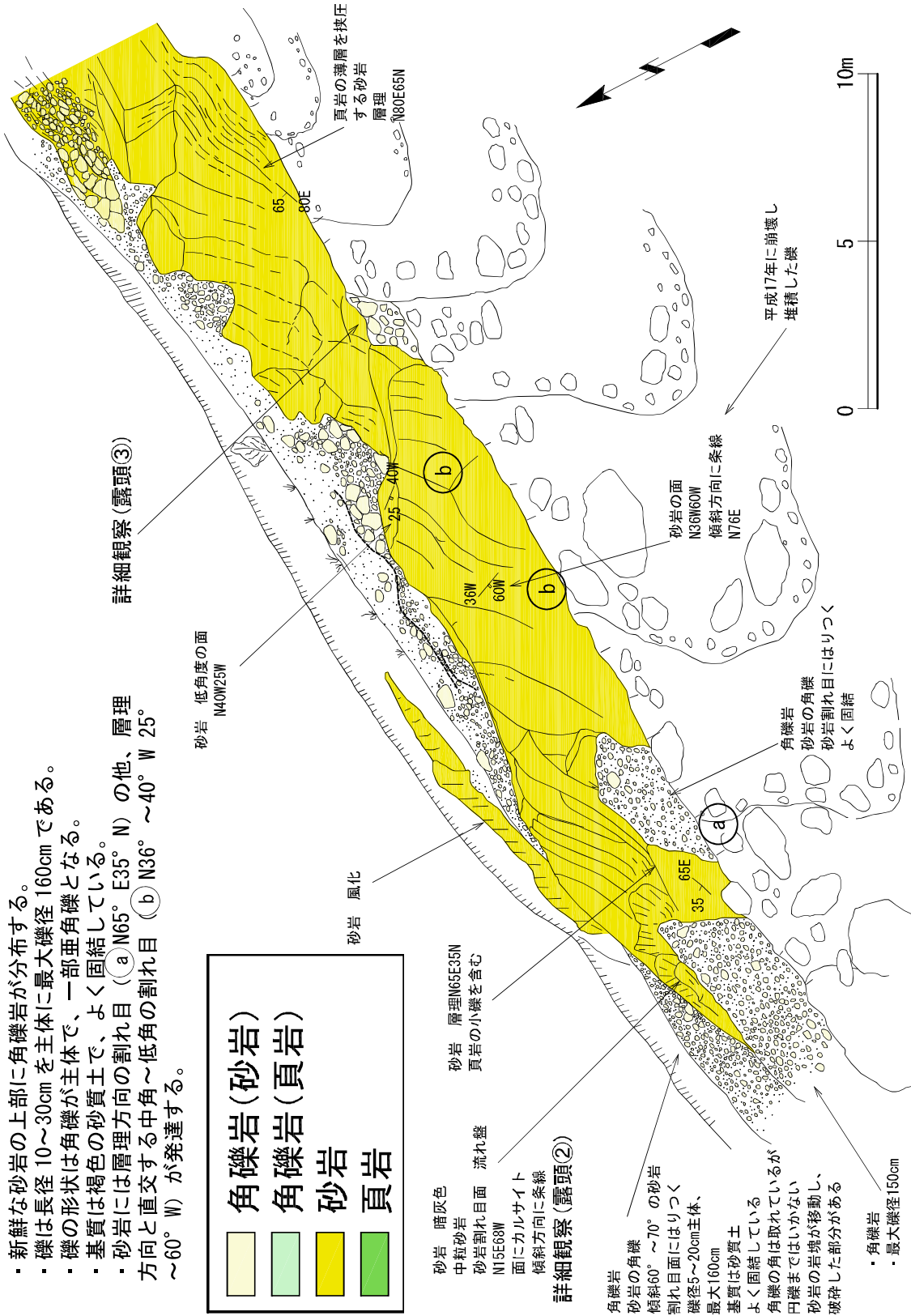
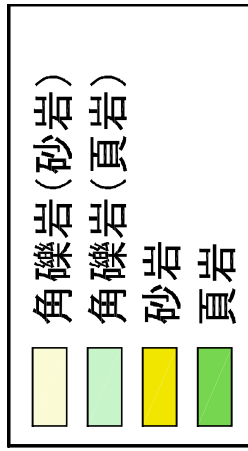
SK1

H25: 20.15



图一露頭①

- 新鮮な砂岩の上部に角礫岩が分布する。
- 礫は長径 10~30cm を主体に最大礫径 160cm である。
- 礫の形状は角礫が主体で、一部亜角礫となる。
- 基質は褐色の砂質土で、よく固結している。
- 砂岩には層理方向の割れ目 (a) N65° E35° N) の他、層理方向と直交する中角~低角の割れ目 (b) N36° ~40° W 25° ~60° W) が発達する。

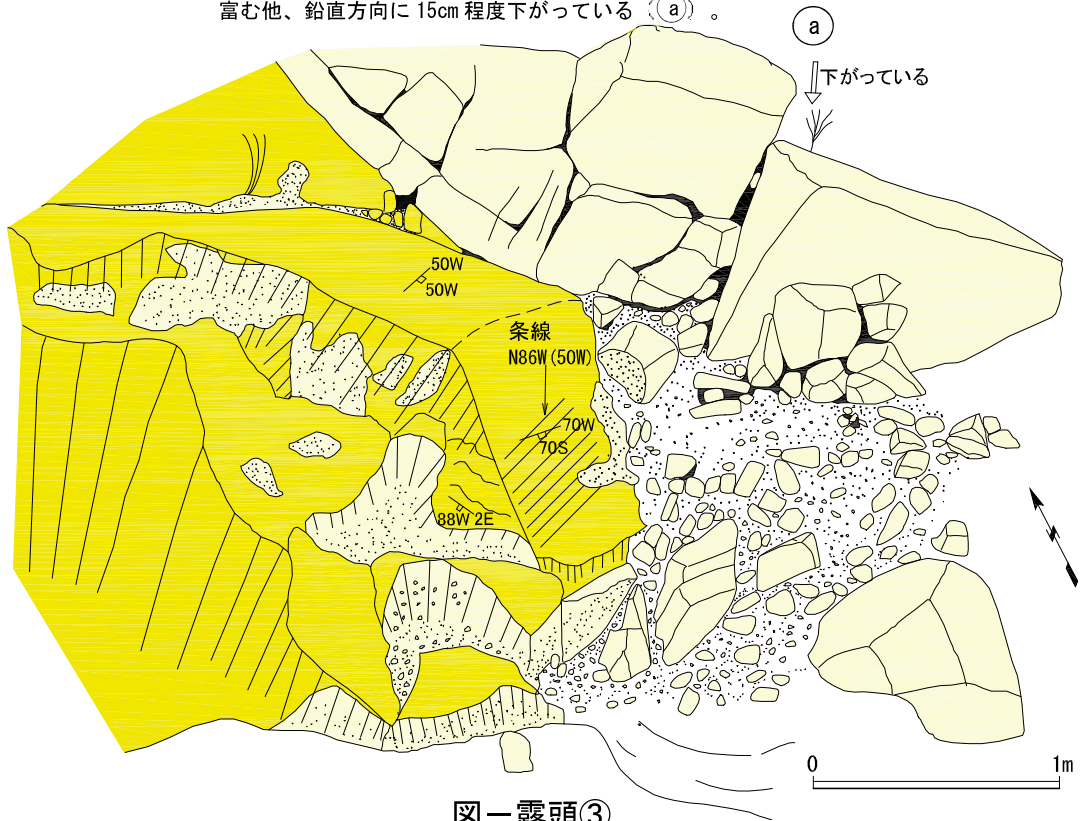


図一 露頭①



図一露頭③

新鮮な砂岩の上部に角礫岩が分布する。
 スケッチの右上側では、砂岩が長径 1m 程度の岩塊をなし、岩塊間は空隙に
 富む他、鉛直方向に 15cm 程度下がっている (a)。



図一露頭③

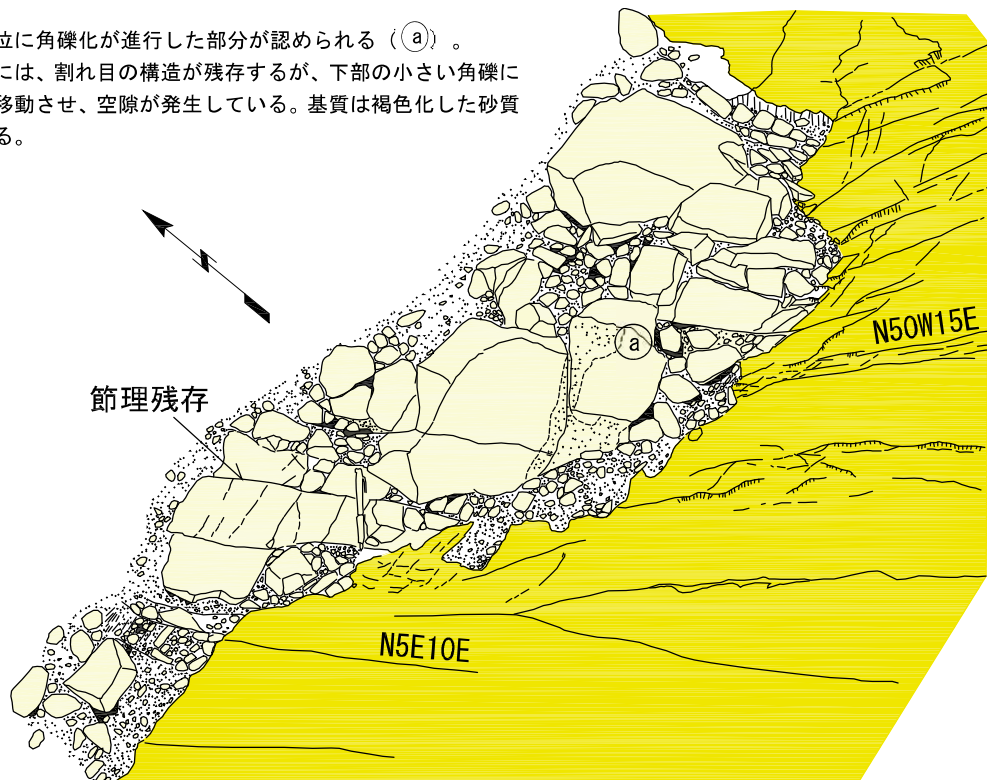


图一露头④

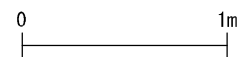


図一露頭⑥

角礫岩（砂岩）の上位に角礫化が進行した部分が認められる（a）。この角礫化した部分には、割れ目の構造が残存するが、下部の小さい角礫によって上部の角礫を移動させ、空隙が発生している。基質は褐色化した砂質土でよく固結している。



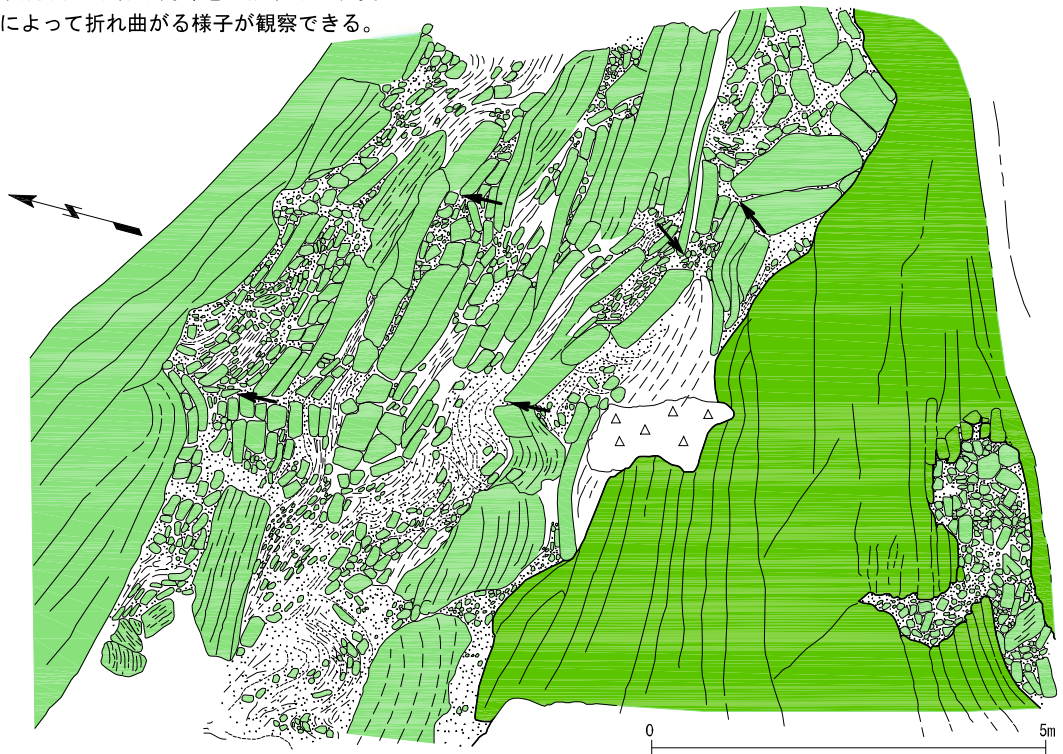
図一露頭⑥





図一露頭⑬

頁岩の上位に角礫岩が分布する。
 角礫岩は層理面方向に平行な角礫を形成するが、変形
 (矢印の方向) によって折れ曲がる様子が観察できる。



図一露頭⑬

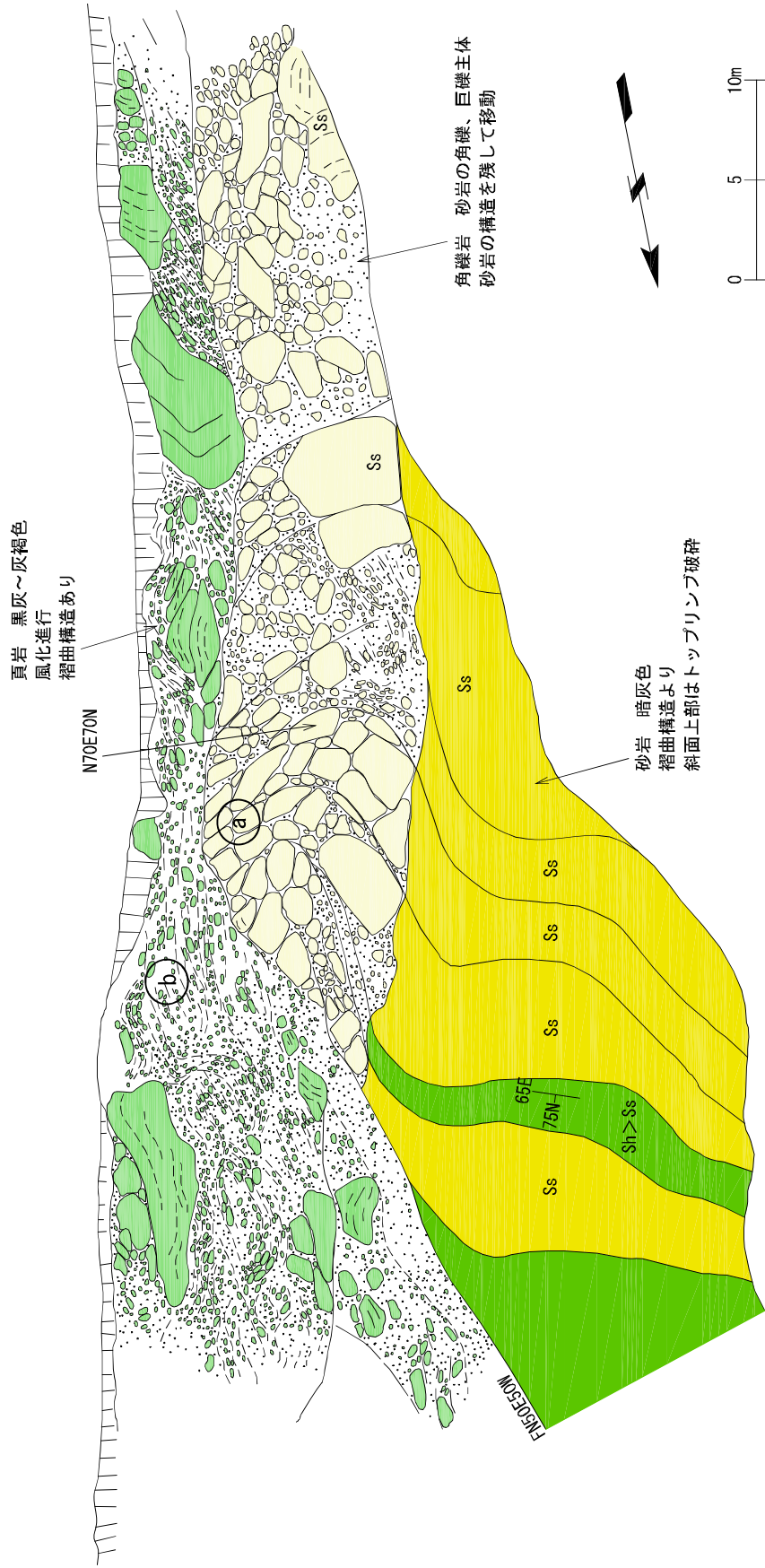
露頭觀察

SK2



图一露頭⑩

砂岩優先砂岩・頁岩互層の上部に角礫岩が分布する。
 岩盤の上位には、層理面方向に沿って長径 50cm~2m の角礫が配列する部分 (a) と層理面方向や層理面と斜交する構造に沿って長径数 cm~数 m の角礫が配列する部分 (b) が存在する。



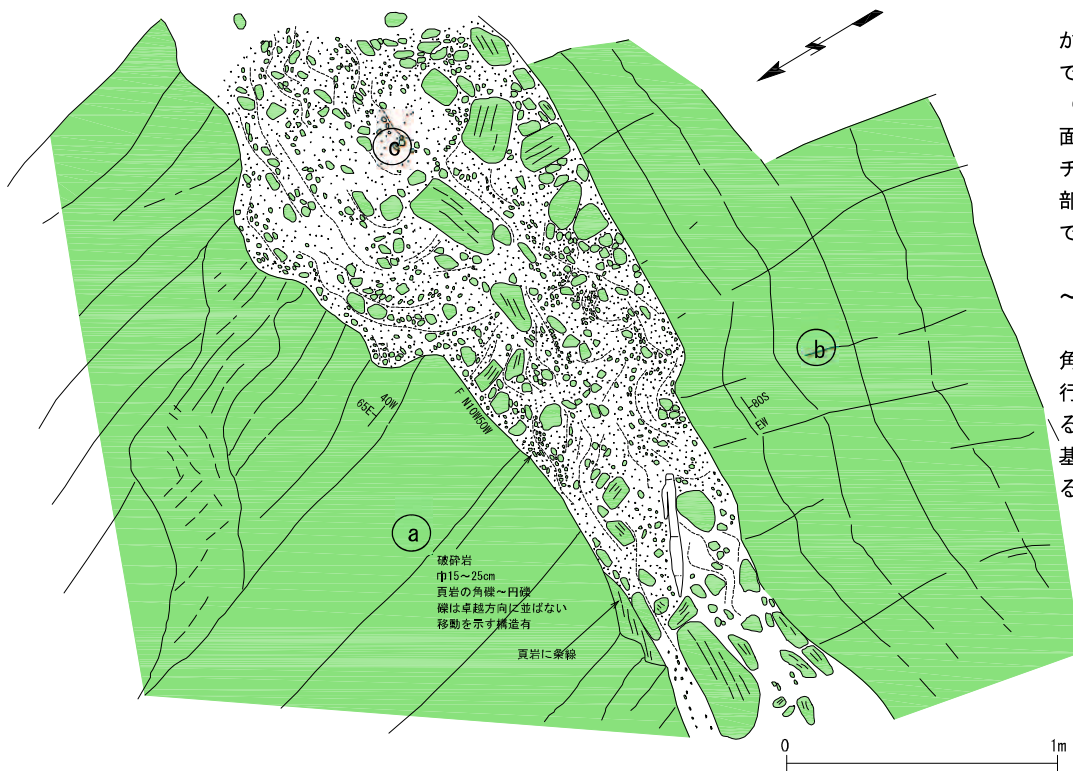
図一 露頭⑩

露頭觀察

SK4



図一露頭①



角礫岩（頁岩）の中に、角礫化
 が進行した部分を観察することが
 できる。スケッチ左側は、角礫岩
 （頁岩の風化部①a）であり、層理
 面は N40° W65° E を示す。スケッ
 チ右側も角礫岩（頁岩の風化部
 ①b）であり、層理面は E-W80° S
 であり①aと異なっている。

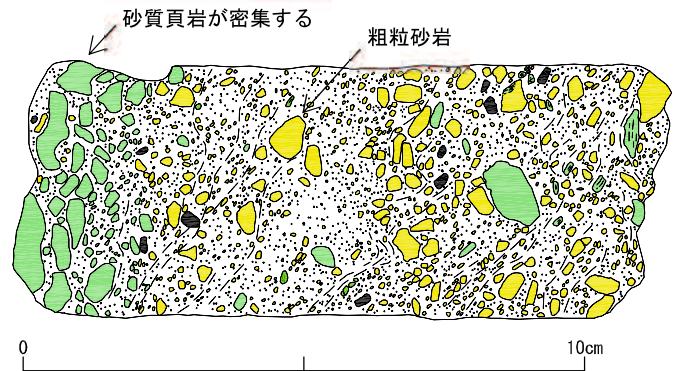
これらの境界部（①c）は幅 15
 ~30cm で、角礫と基質からなる。

角礫は長径 3~15cm の頁岩の垂
 角~垂円礫で、礫は境界方向に平
 行なものから斜交するものまであ
 る。
 基質は褐色の赤褐色の細粒土であ
 る。

図一露頭①

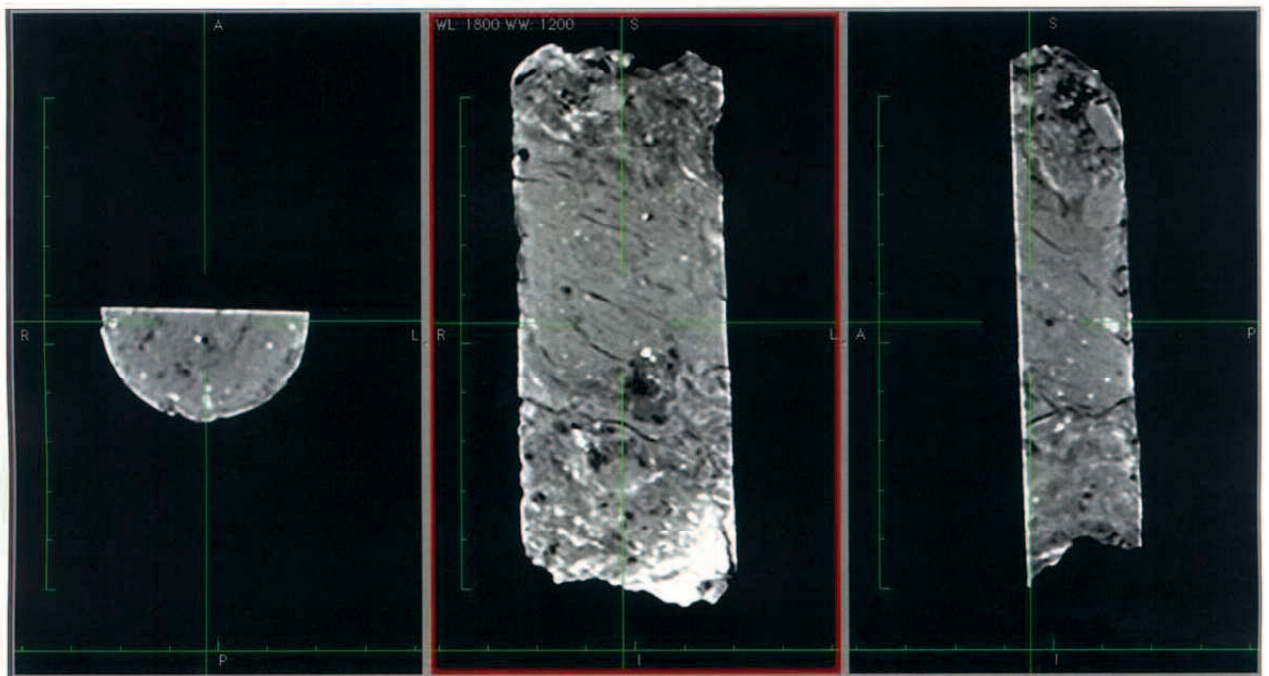
スラブ観察と X 線 CT 観察

長径 0.2cm~1.0cm の細粒砂岩・頁岩、一部粗粒砂岩の小礫からなる。礫は、円礫が主体となり砂や泥からなる細粒分が 20%~35% となり、マトリックスサポートとなる。
 スラブの左端には直径 0.5~2.0 cm の砂質頁岩が密集する。



図一T14-3 孔 ; 深度 14.5~14.6m

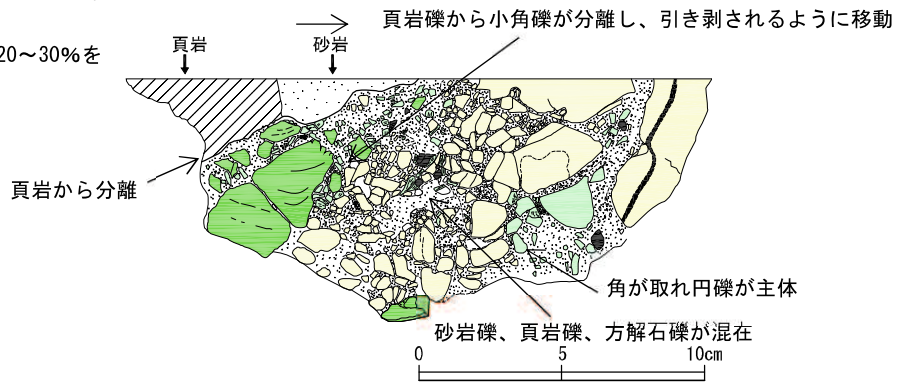
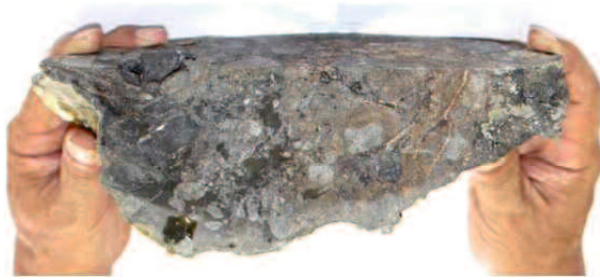
T14-3 孔 ; 深度 14.5~14.65m



- ・右下に傾斜 20° で角礫が並ぶ
- ・シャープな面はない

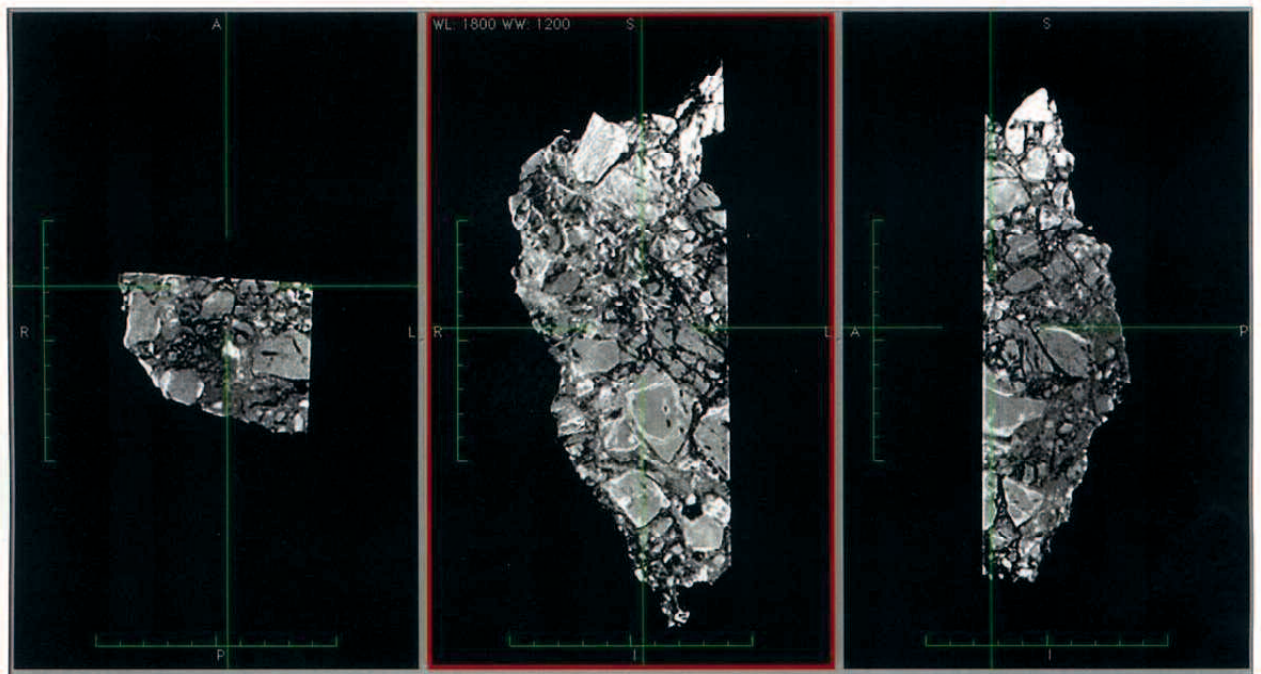
図一T14-3 孔 ; 深度 14.5~14.6m

基盤岩の頁岩から角礫が分離している。長径3cmの角礫から0.5~0.8cmの小角礫が分離し、引き剥されるように移動する。砂岩礫主体のゾーンと頁岩礫主体のゾーンがあり、一部混在している。角礫が回転し、移動する中で、角が取れ円礫化する。基質は泥や砂片からなり、全体の20~30%を占める。

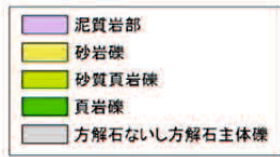


図一露頭③；サンプル①

露頭③；サンプル①



図一X線CT；サンプル①



コアサンプル

砂岩・頁岩互層がせん断を受け変形し、角礫化している。

巾 2~3mm、細片化した部分（鏡肌あり）が、網目状に連続しており、これに沿って0.3~1.0cmの砂岩の小角礫が並ぶ。また、方解石も小礫として配列する。

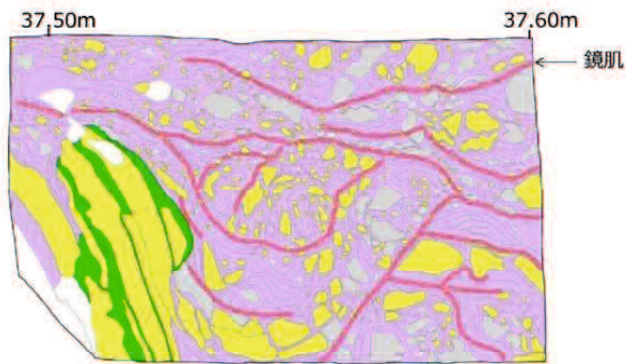
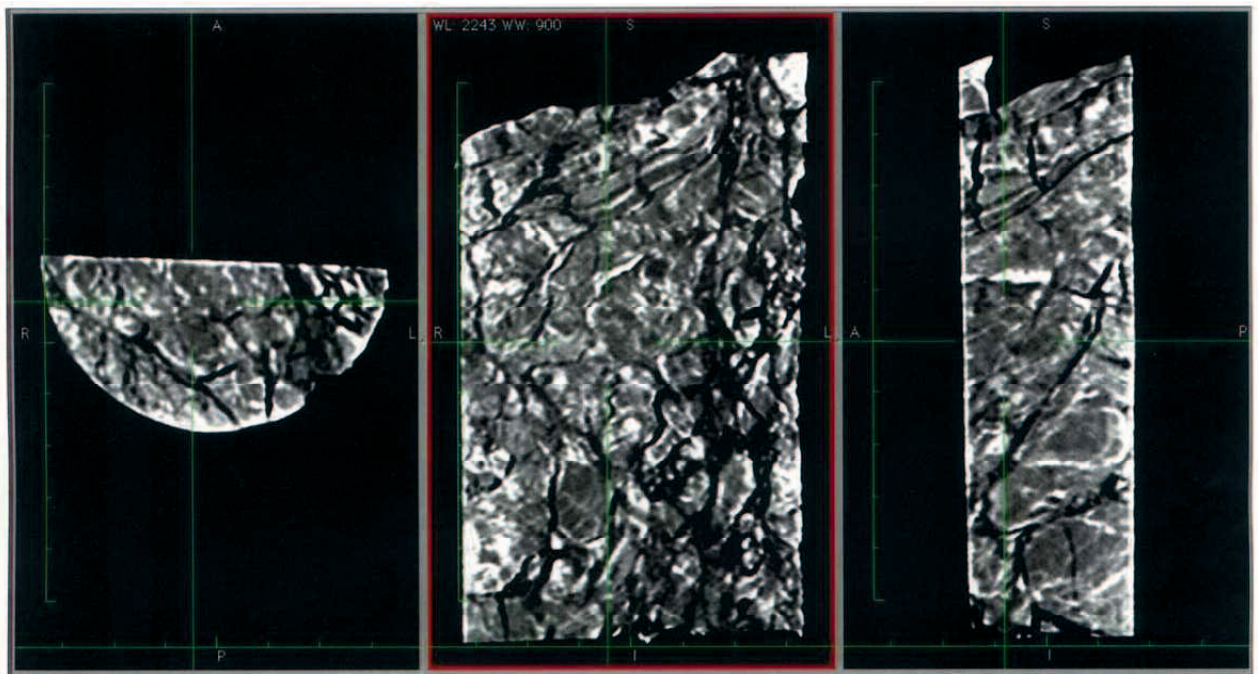


図-P-2 孔 ; 深度 37.5~37.6m

P-2 孔 ; 深度 37.5~37.6m

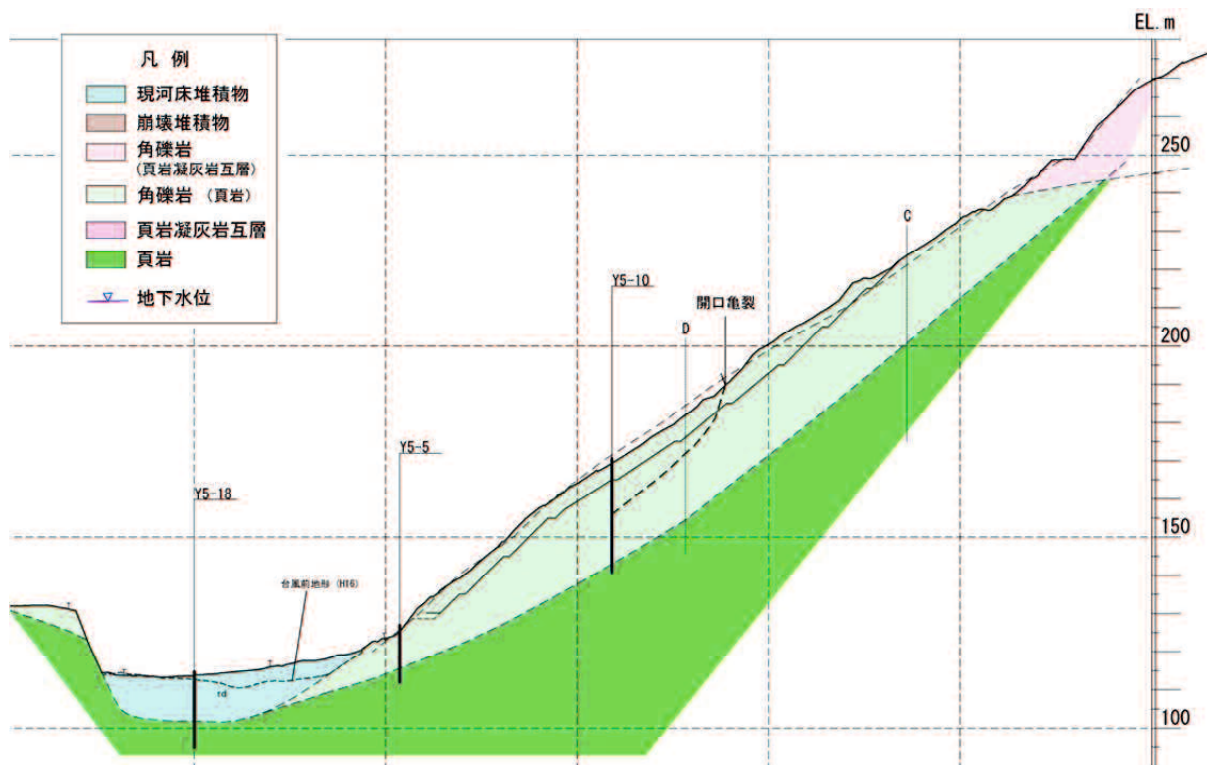


- ・網目状のしわ（空隙）が著しい
- ・せん断面を示していると考えられる

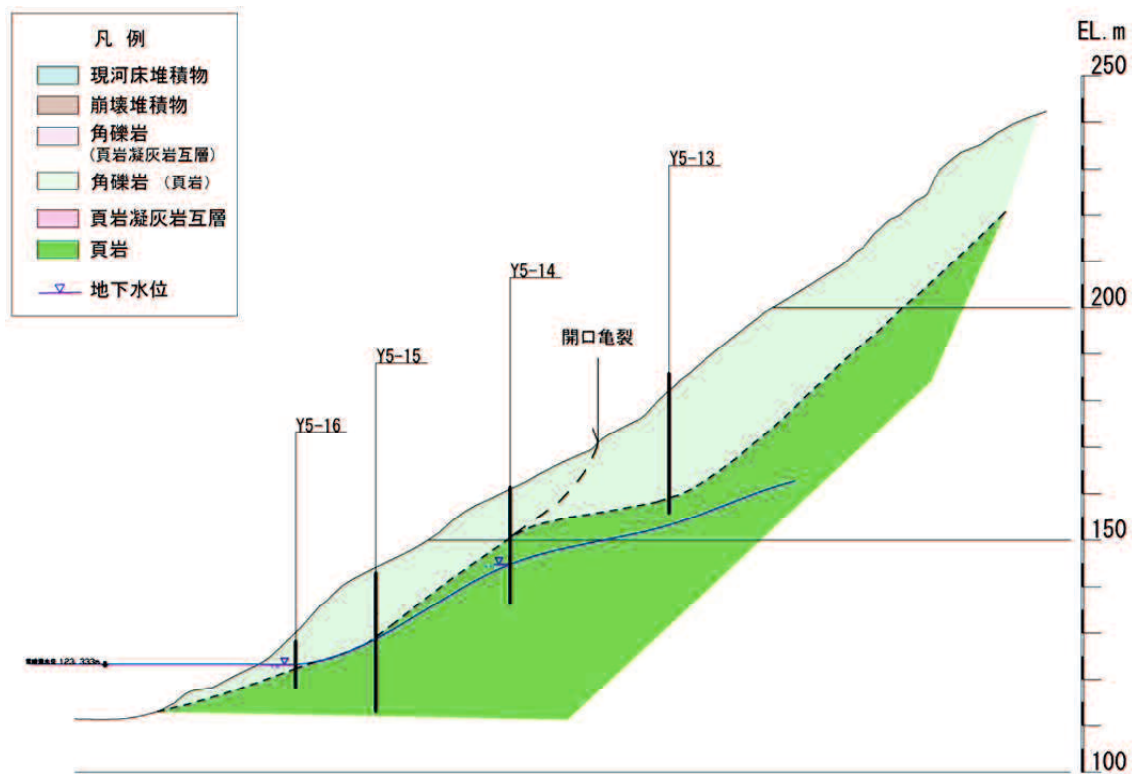
図-P-2 孔 ; 深度 37.5~37.6m

3. 山須原深層崩壊斜面

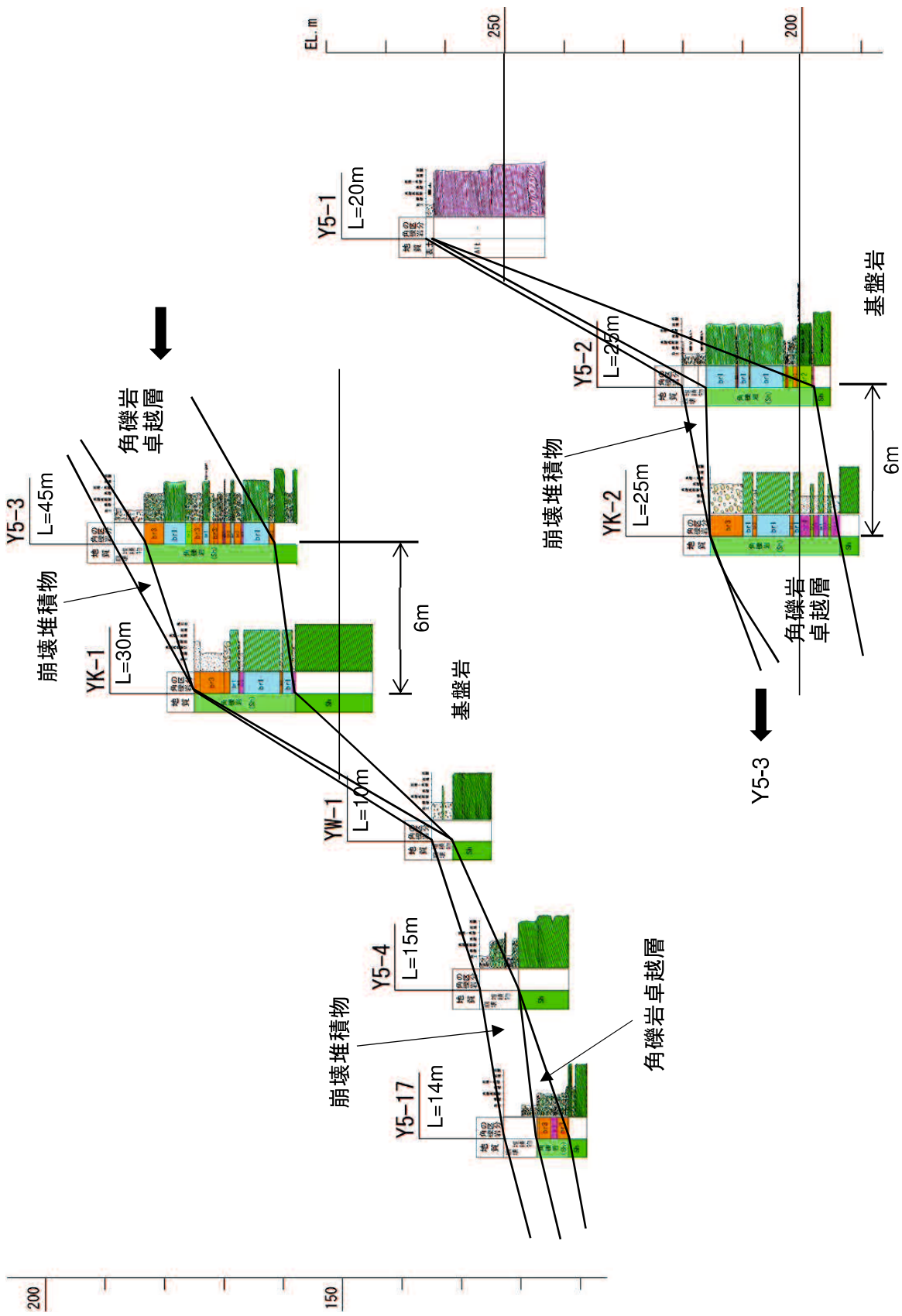
地質関連資料



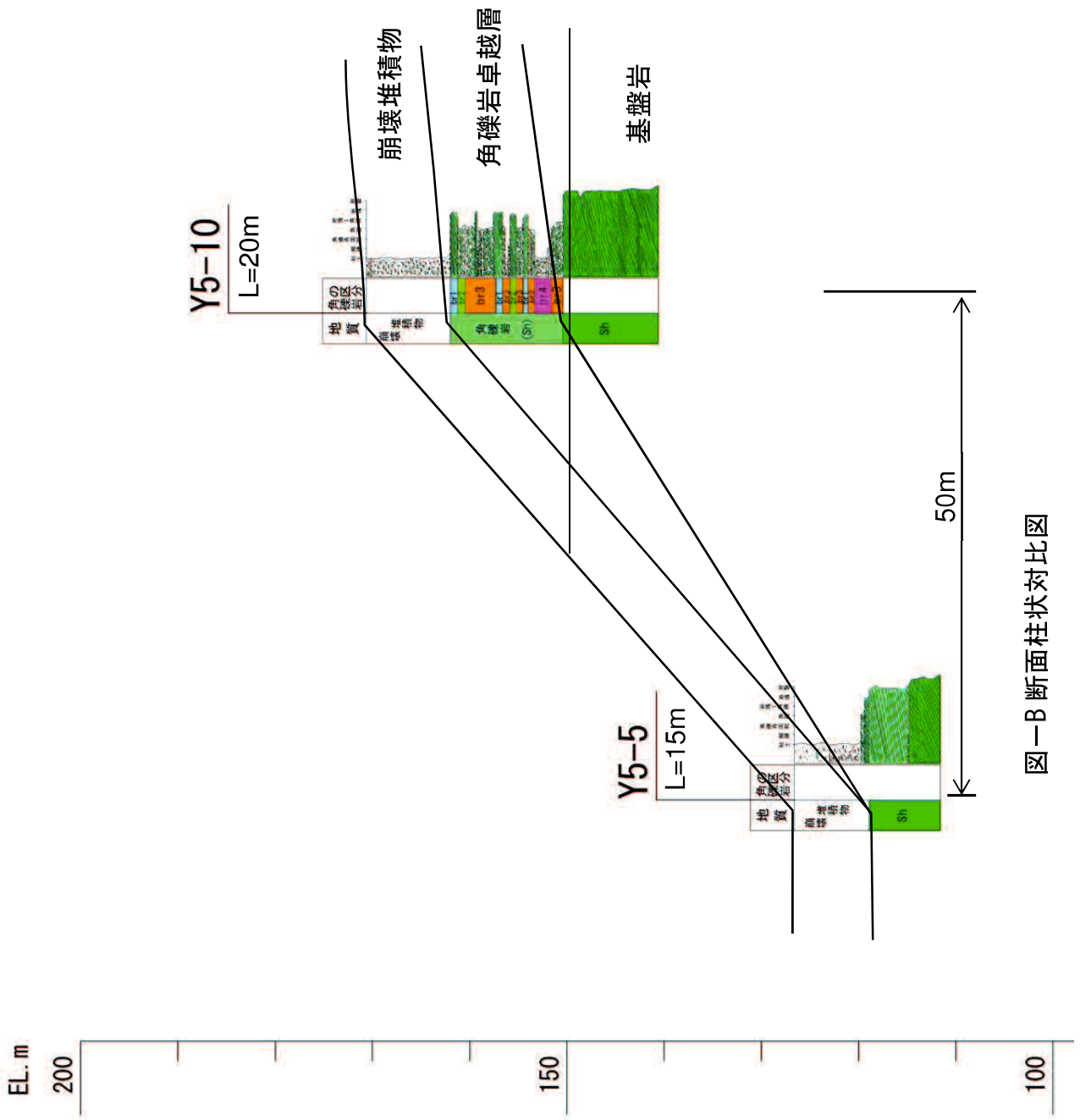
圖一地質断面图 (B 断面)



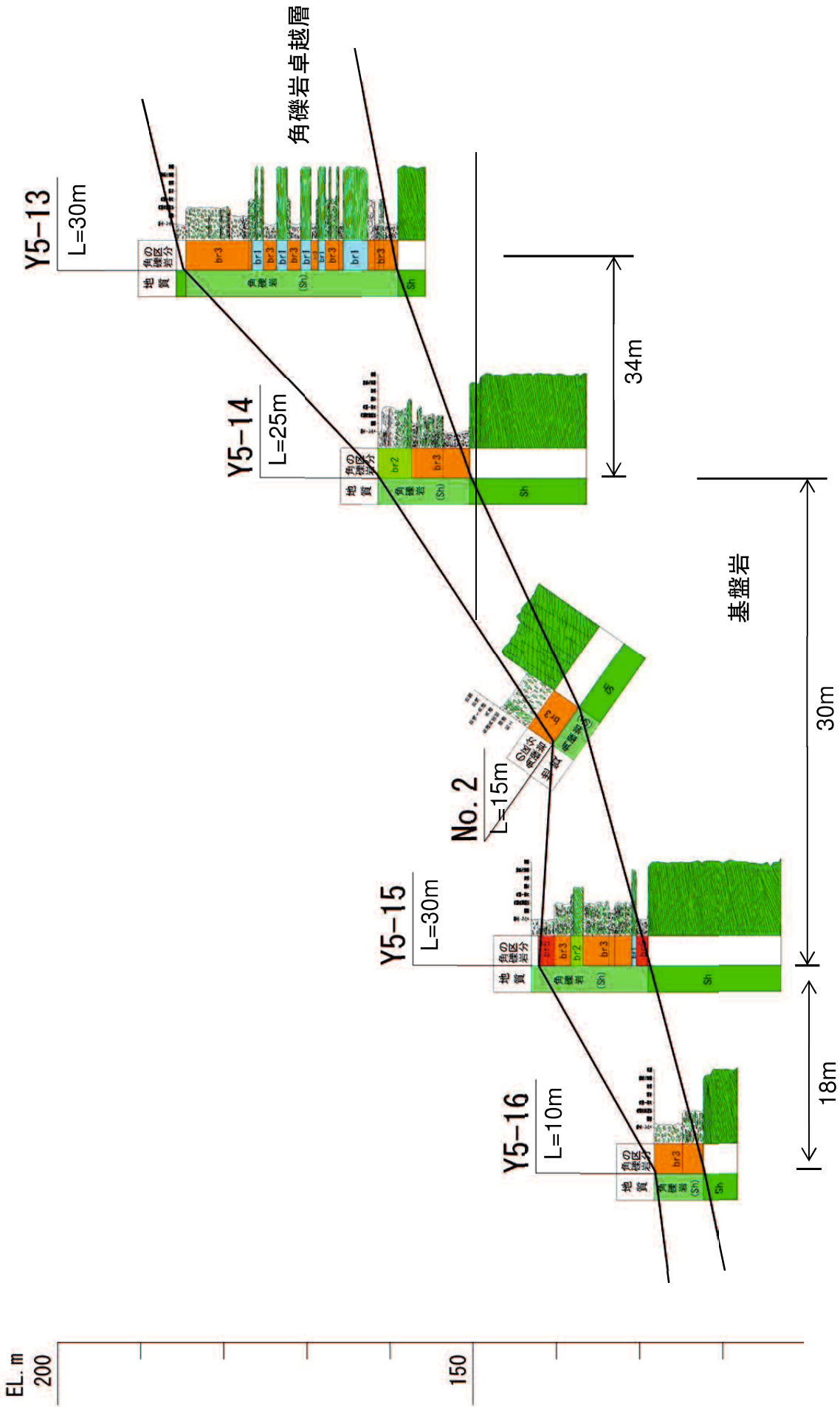
圖一地質断面图 (C 断面)



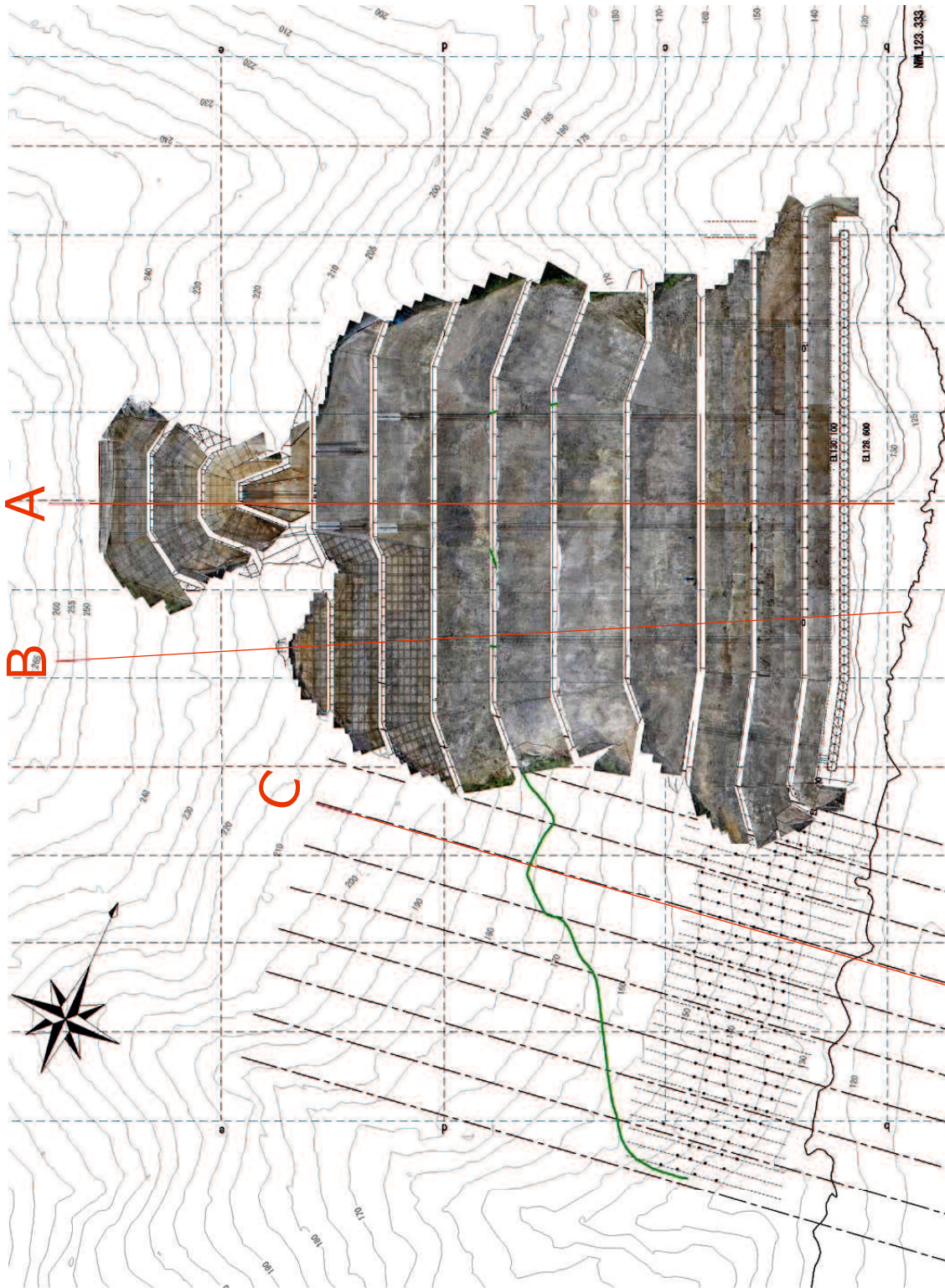
图一A 断面柱状对比图



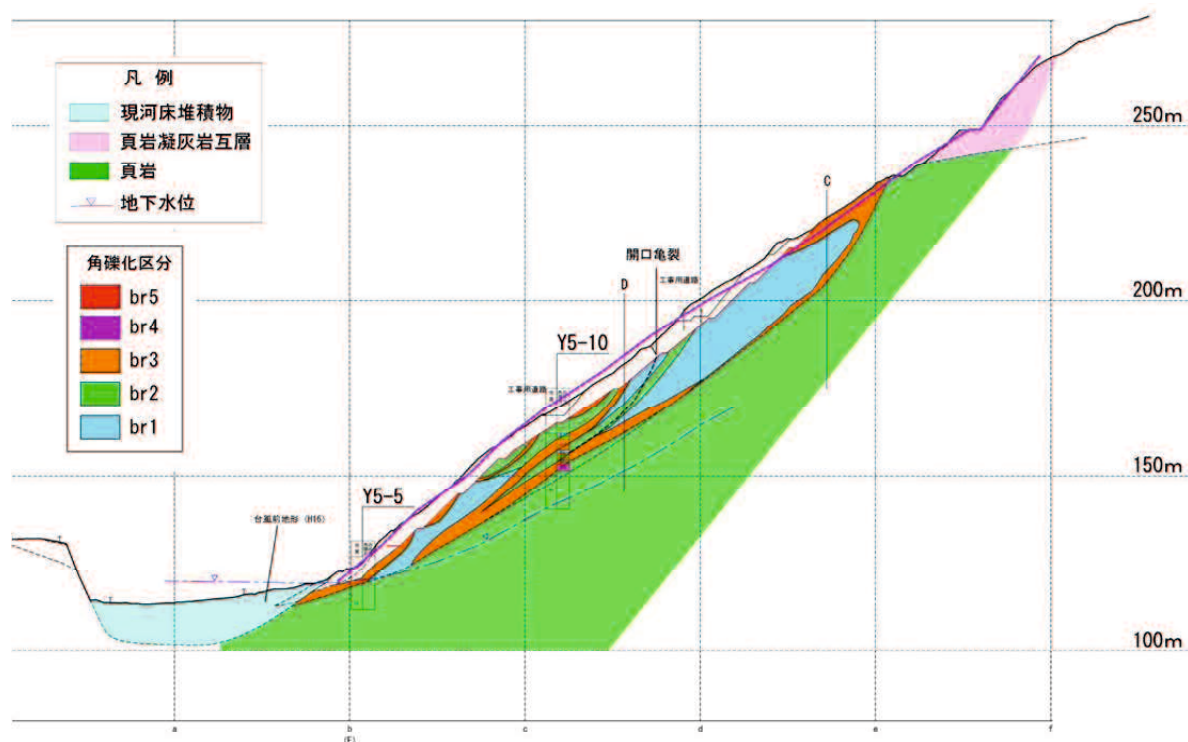
図一B 断面柱状対比図



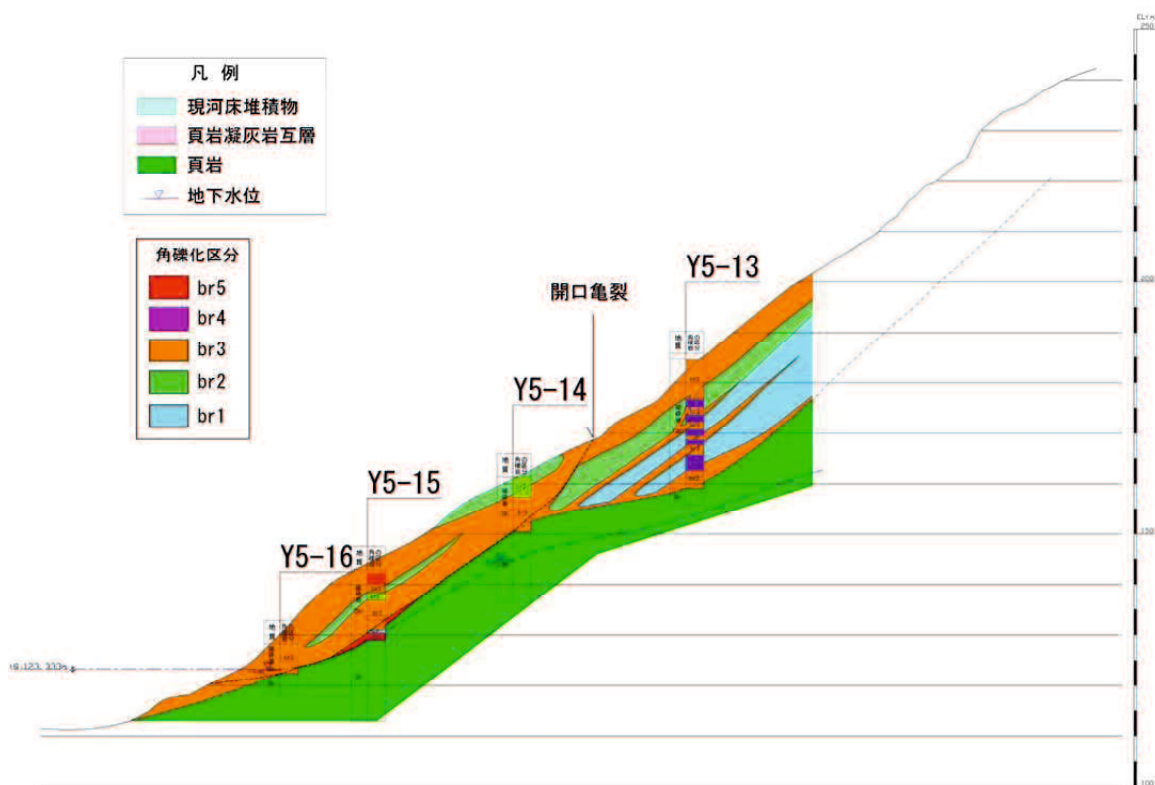
図一C 断面柱状対比図



図一切土のり面写真



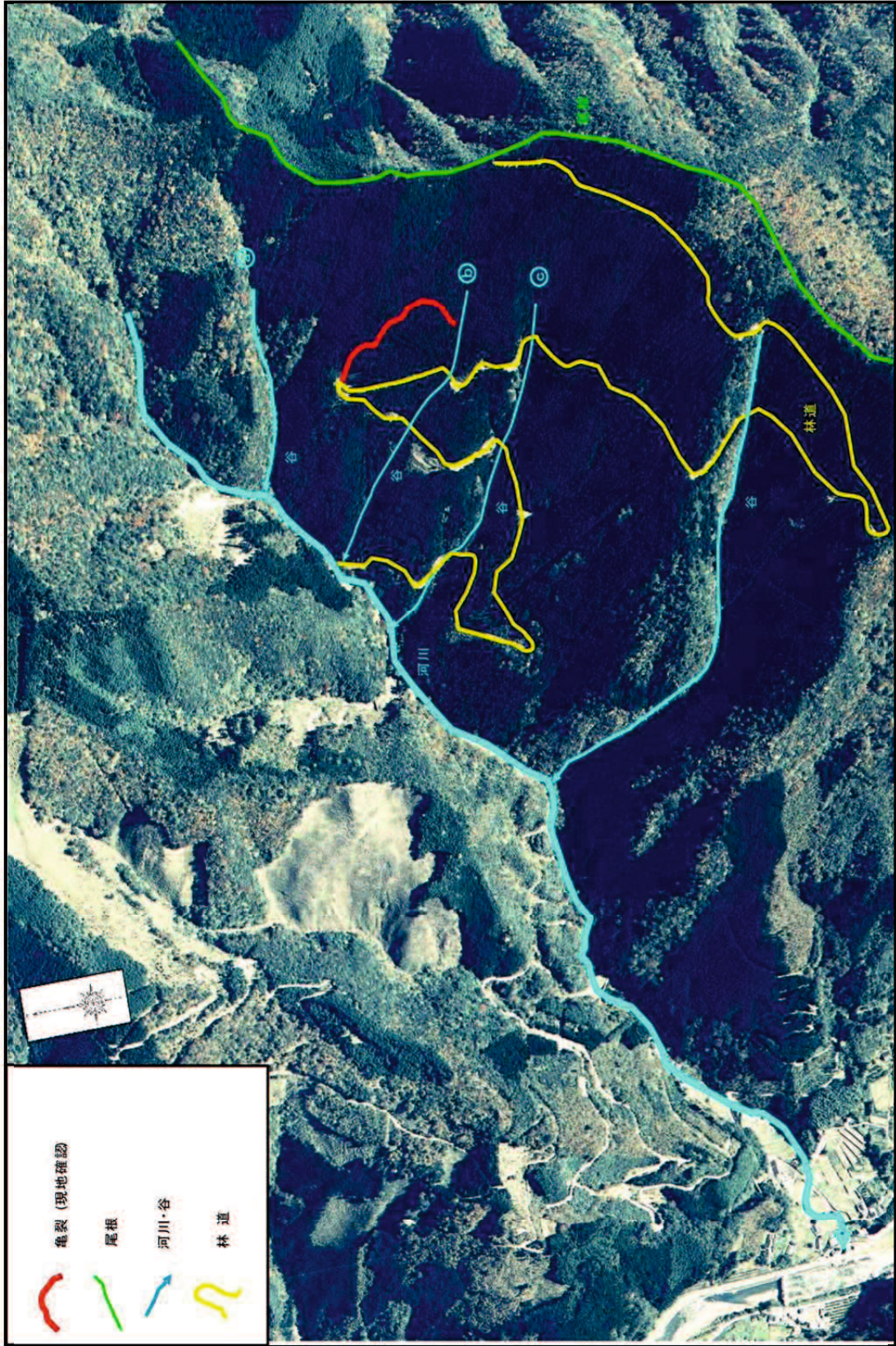
图一角礫化区分图 (B 断面)



图一角礫化区分图 (C 断面)

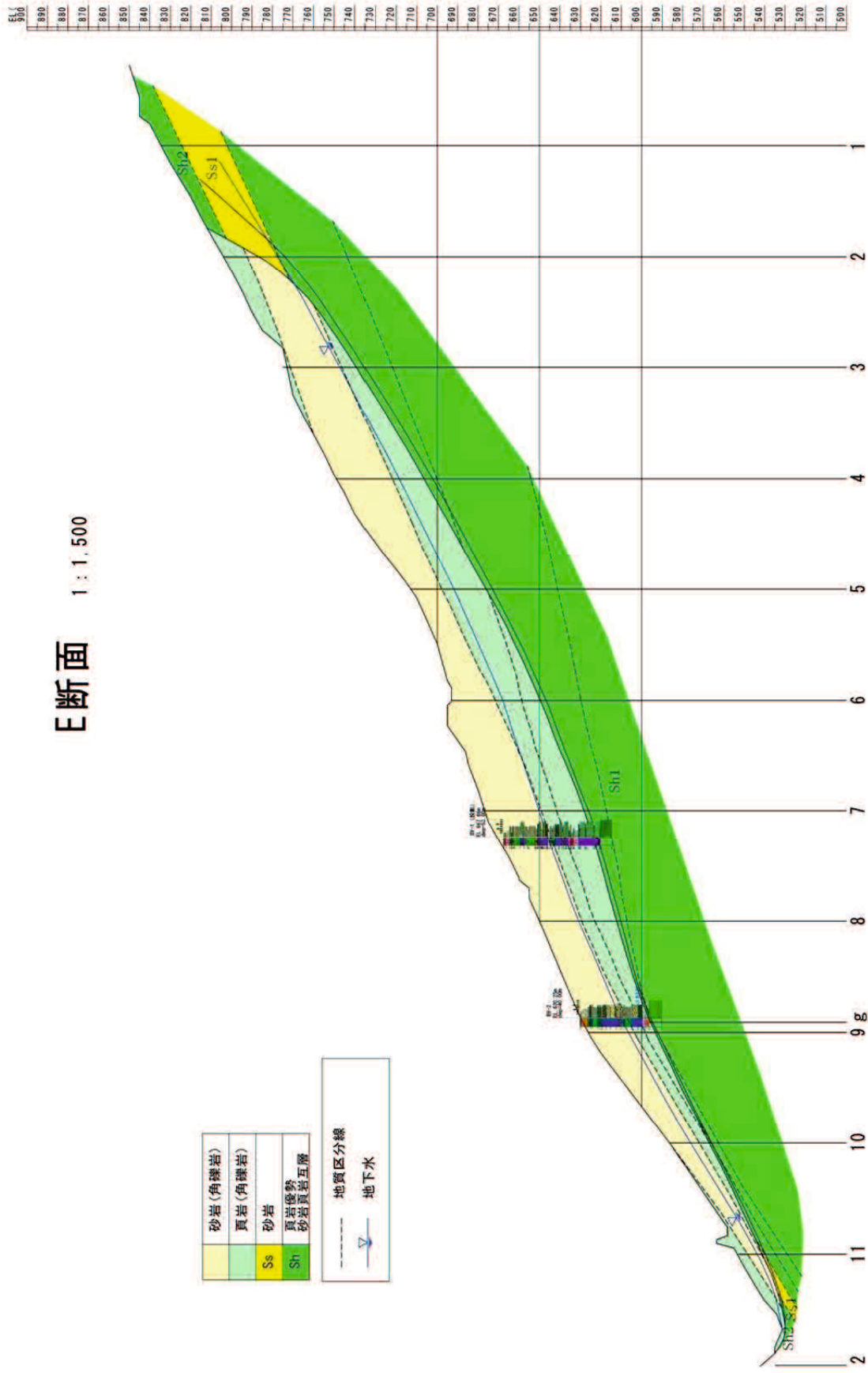
4. 二畝の谷斜面

地質関連資料

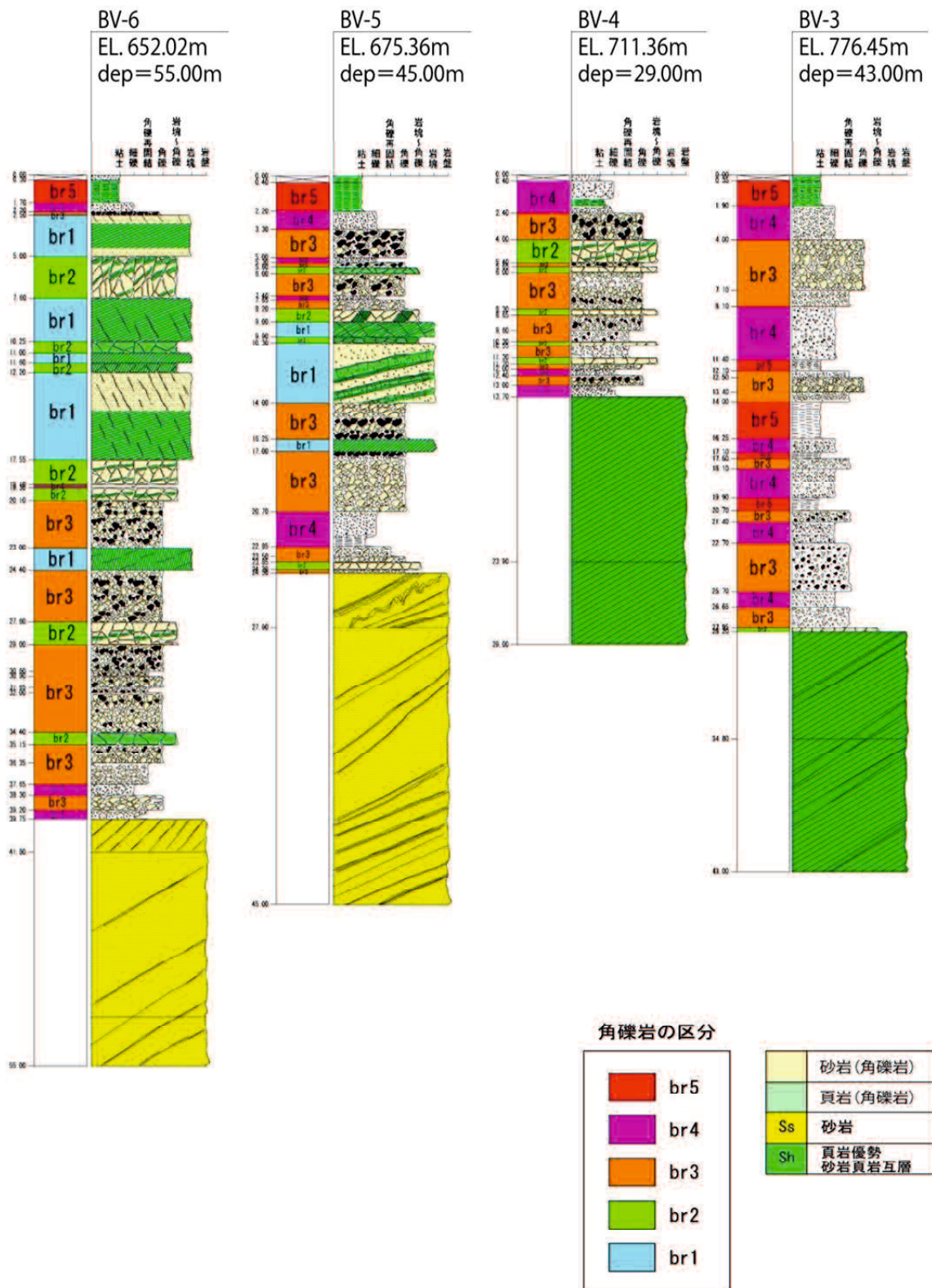


図一 航空写真

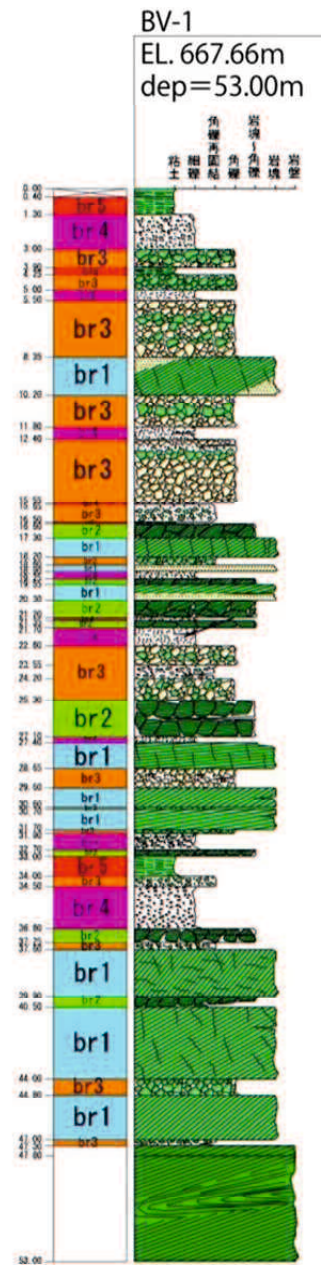
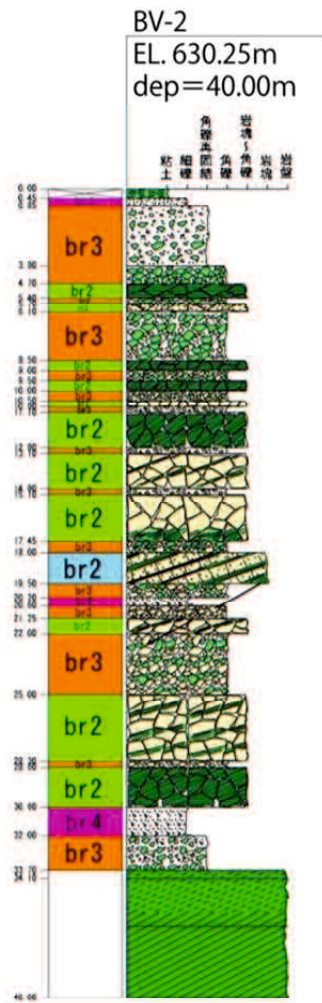
E断面 1 : 1,500



图一地质断面图 (E断面)



図一角礫岩の区分柱状対比図 (d 断面)

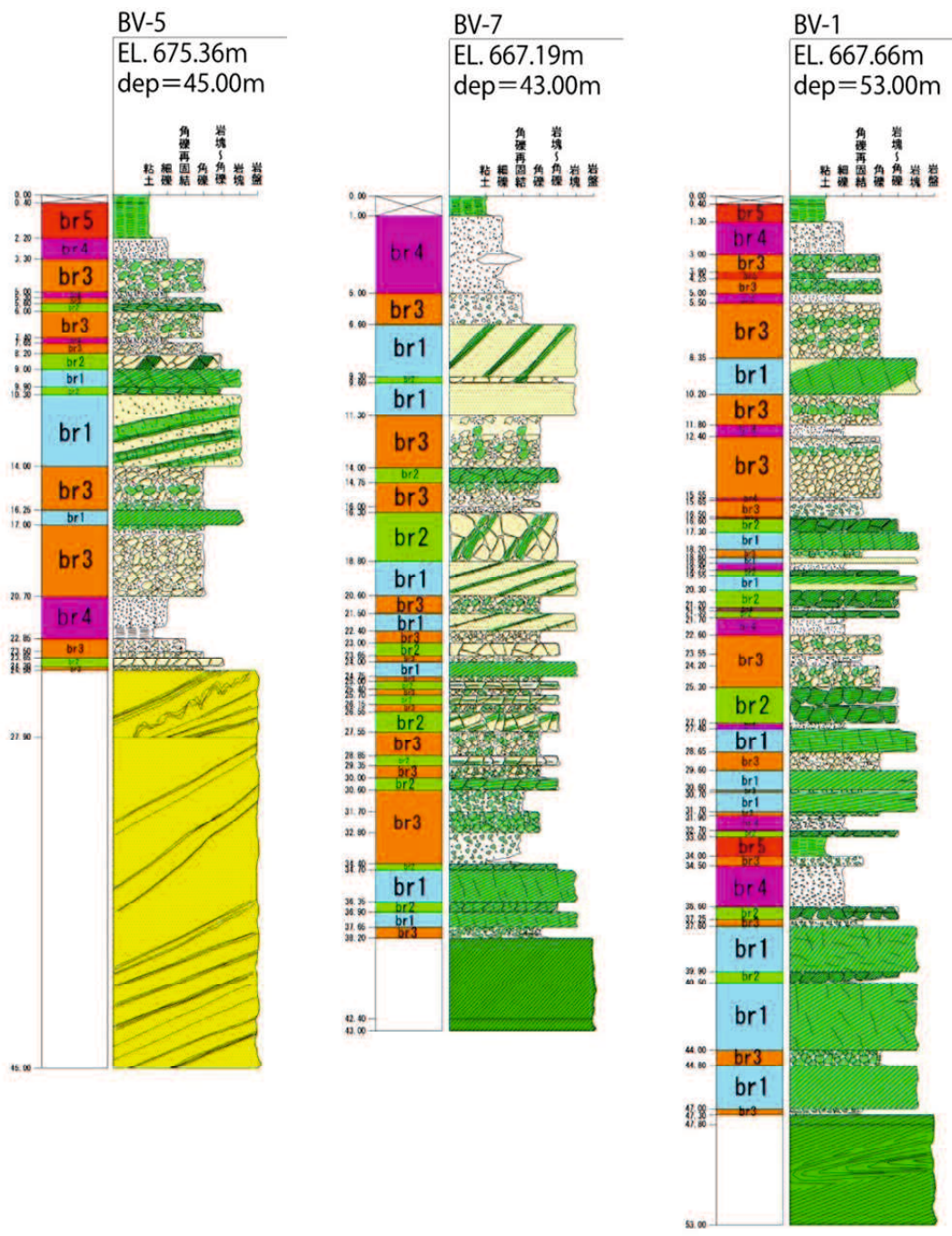


角礫岩の区分



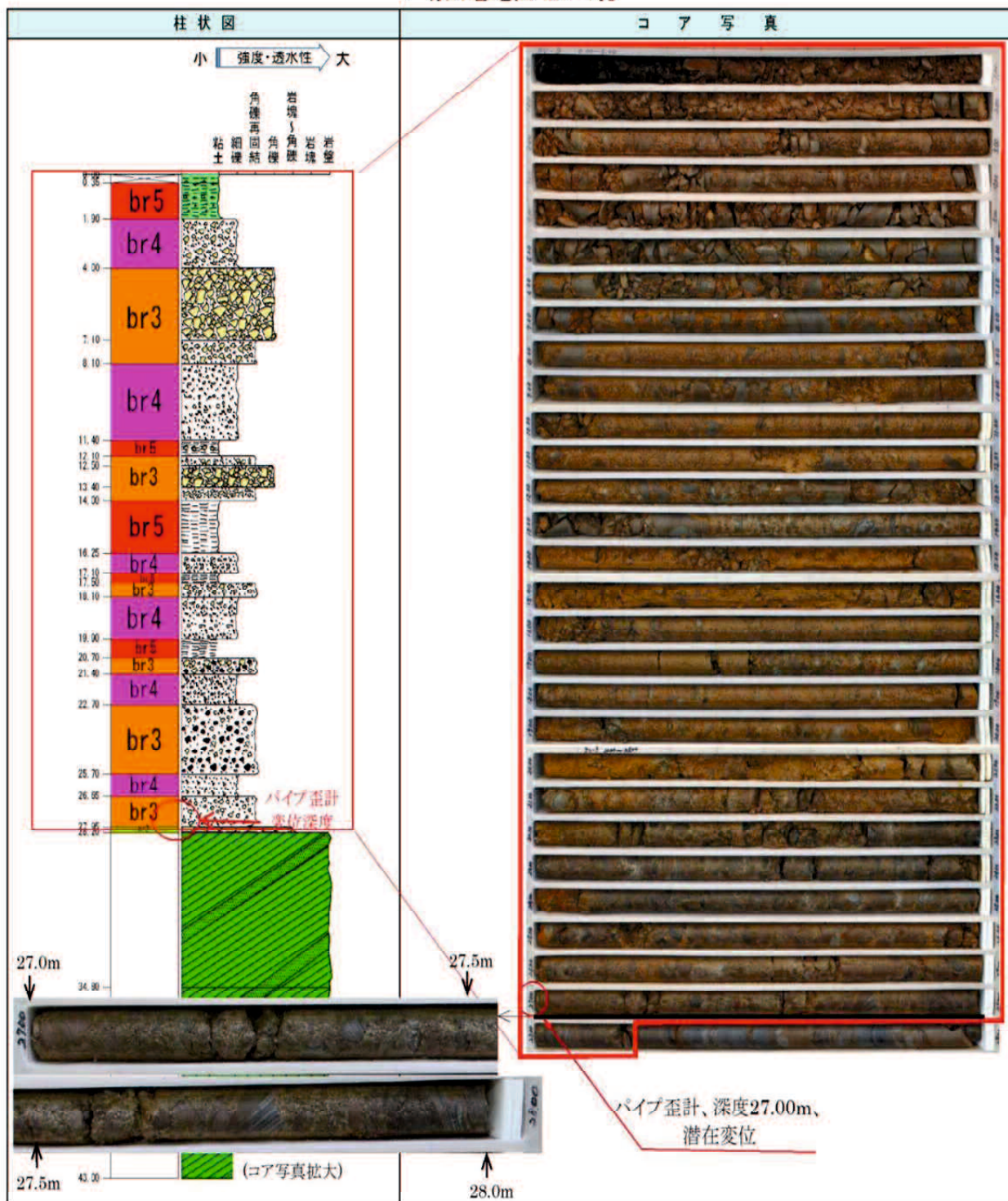
	砂岩(角礫岩)
	頁岩(角礫岩)
Ss	砂岩
Sh	頁岩優勢 砂岩頁岩互層

図一角礫岩の区分柱状対比図 (E断面)

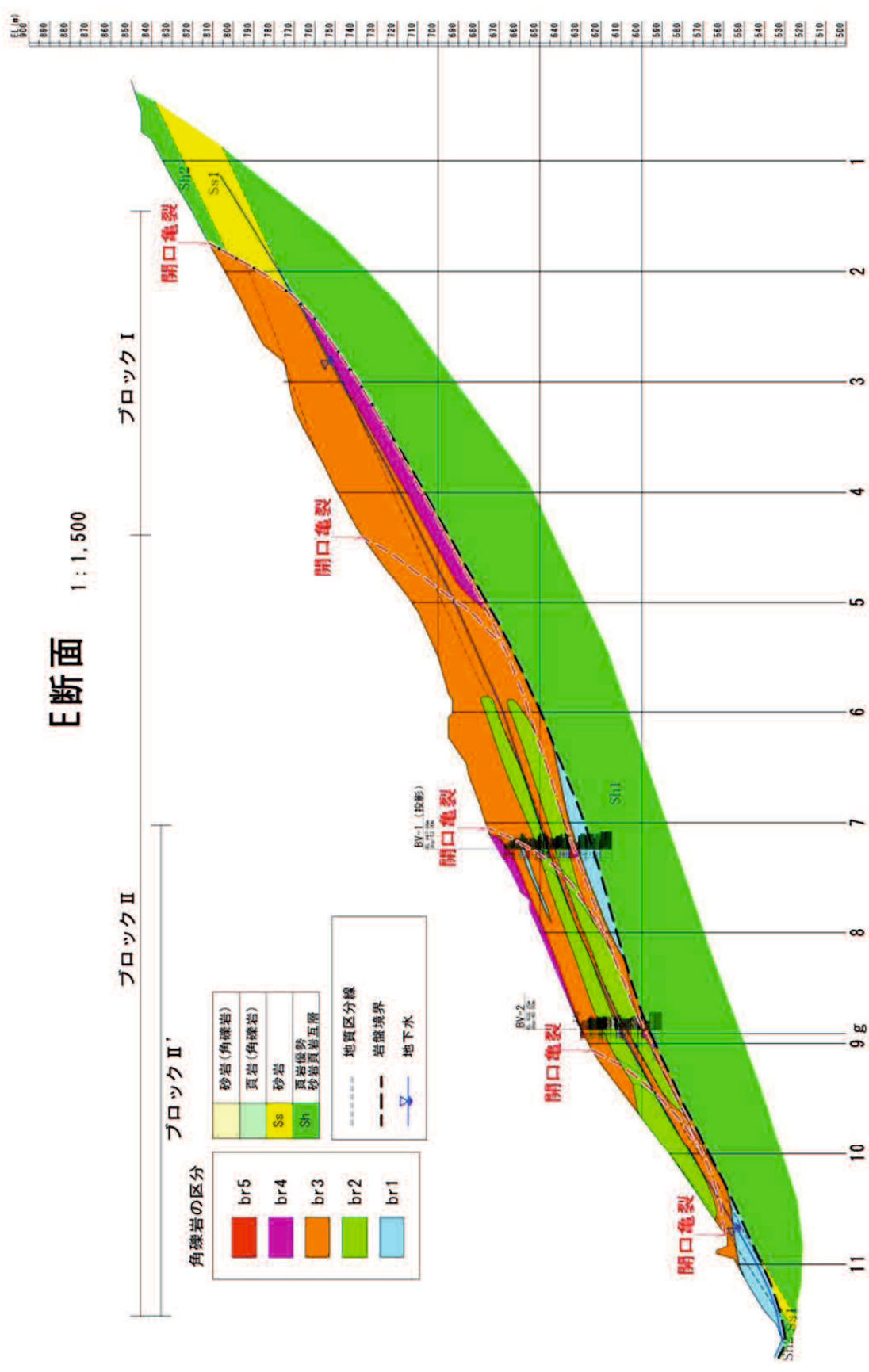


図一角礫岩の区分柱状対比図 (7断面)

二畝の谷地区 BV-3孔



図一BV-3孔



図一 角礫化区分図 (E断面)