

切土法面の風化機構と予防保全方法に関する研究

(Research on the weathering mechanism of cut slopes and examination of preventive maintenance methods)

2023 年 9 月

永 田 政 司

目 次

第1章 序 論.....	1
1.1 研究背景と目的	1
1.2 既往研究のまとめ	5
1.2.1 切土法面崩壊の実態.....	5
1.2.2 風化に関する切土法面設計法および維持管理方法.....	7
1.2.3 岩石・岩盤の風化機構に関する既往の研究.....	13
1.2.4 岩石・岩盤の風化速度に関する既往の研究.....	15
1.2.5 切土法面の長期風化の実態把握に関する既往の研究.....	16
1.2.6 風化の影響を考慮した切土法面の安定性評価に関する既往の研究.....	18
1.2.7 既往研究の整理から抽出された課題の整理.....	20
1.3 本論文の構成.....	21
参考文献	23
第2章 切土法面の風化機構の解明	25
2.1 概説.....	25
2.2 検討対象法面の概要	25
2.2.1 法面の位置および地形・地質.....	25
2.2.2 切土掘削前の地盤の状態.....	28
2.2.3 調査法面における追跡調査.....	28
2.3 岩盤の風化機構の検討方法	31
2.3.1 現位置試験.....	32
2.3.2 室内試験.....	32
2.4 結果と考察.....	35
2.4.1 切土法面の化学的風化.....	35
2.4.2 切土法面の物理的風化.....	42
2.4.3 調査法面の風化と法面安定への影響.....	52
2.5 まとめ.....	57
参考文献	58
第3章 切土法面の風化の傾向分析	61
3.1 概説.....	61
3.2 本研究で扱う風化の概念	62

3.2.1	岩石の風化と弾性波探査.....	62
3.2.2	切土法面の風化の概念 ⁴⁾	62
3.3	検討方法	63
3.3.1	検討対象の切土法面.....	63
3.3.2	調査方法.....	65
3.3.3	風化の評価指標.....	67
3.4	風化の傾向分析の結果と考察.....	68
3.4.1	風化帯走時の経年変化.....	69
3.4.2	地質年代及び岩種ごとに整理した風化速度の特徴.....	73
3.4.3	岩の固結度及び亀裂の風化速度への影響.....	75
3.4.4	地質構造の風化速度への影響.....	79
3.4.5	風化特性の整理.....	82
3.5	まとめ	84
	参考文献.....	85
第4章	風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討	86
4.1	概説	86
4.2	切土法面の風化の評価手法とその検証方法	87
4.2.1	切土法面の風化と弾性波探査.....	87
4.2.2	弾性波探査による風化の調査方法.....	88
4.2.3	風化帯の特定方法.....	93
4.2.4	風化の評価指標の検証方法.....	94
4.2.5	法面安定度の評価方法.....	95
4.3	弾性波探査による風化評価手法の適用性検討	98
4.3.1	切土法面内部における岩盤の風化の進行評価.....	99
4.3.2	風化帯層厚の検証.....	108
4.3.3	風化帯の安定評価手法の検証.....	112
4.4	切土法面の長期風化対策に関する検討	115
4.4.1	表層崩壊を経験した法面の風化速度と法面安定度の変化.....	115
4.4.2	長期風化対策に関する考察.....	118
4.5	まとめ	120
4.5.1	弾性波探査による風化評価手法および法面安定度の評価手法の適用性について ..	120
4.5.2	切土法面の長期風化対策について	121
	参考文献.....	122
第5章	結論.....	124

5.1	本研究で得られた結論	124
5.2	今後の展望.....	126
謝 辞		

第1章 序 論

1.1 研究背景と目的

我が国のインフラは、高度成長期以降の集中的に整備が進み、今後一斉に高齢化することが危惧されている。これらのインフラの中には、劣化や損傷等の老朽化の進展状況など、維持管理に必要な情報が不明な構造物が多く存在することや、維持管理に係る基準や現場を支える技術職員の不足といった制度、体制面の課題が指摘されている。この課題解決のためにインフラ老朽化対策の推進に関する関係省庁連絡会議により 2013 年 11 月に策定された「インフラ長寿命化基本計画」¹⁾では、インフラストックの高齢化に的確に対応する具体的な戦略として、メンテナンスサイクルの構築による着実かつ効率的・効果的な変状への対応や、厳しい財政状況下で必要なインフラの機能を維持するために予防保全型維持管理の導入を推進している。

一方、我が国の社会や経済活動を支える重要な社会インフラである高速道路は、1963 年に名神高速道路が開通して以来、9,500 km を超える延長の高速道路網が全国に整備されており、供用後 30 年以上を経過する延長が約 6 割に至る。2050 年には供用後 50 年の延長が約 8 割を占めることとなり、構造物の経年変化によるリスクの高まりが懸念されている。また、短時間異常降雨の増加などの新しい変状要因の顕在化により、従来の維持管理方法では高齢化した高速道路構造物の健全性を長期にわたって維持することが困難な状況となっている。これらを背景に、2012 年 11 月に設立した「高速道路資産の長期保全および更新のあり方に関する技術検討委員会」により、将来にわたって高速道路に必要な機能と性能を保持するための大規模更新および大規模修繕の必要性が整理され、2015 年 3 月より事業が始まった²⁾。土工構造物に関しては、地盤材料の風化や変質等に伴う劣化（内的要因）や降雨・地震等の自然環境要因（外的要因）の相互作用によって発生する斜面の不安定化、グラウンドアンカー等の法面に付帯する法面安定施設の経年劣化等の新たなリスクの顕在化に対して、適切な時期に安全性を向上するための予防保全的な修繕の必要性が整理された。しかしながら、本研究の対象でもある切土法面は、岩盤の風化に起因する法面の崩壊対策の必要性が整理されているものの、岩盤の風化機構が不明確であり、切土法面の健全性の調査技術や合理的な対策方法が確立されていないことなどから事業化は今後の課題となっている。このような情勢を踏まえ、本研究では切土法面の風化に関する課題を扱う。

高速道路は、全国に整備された約 9500km の高速道路網のうち、約 7 割は切土や盛土等の土工構造物により構成されている。日本国土の約 2/3 が山地部であり、図 1.1 のように泥岩や凝灰岩等の風化しやすい堆積岩も広く分布するため、山地部を通過する高速道路には脆弱な岩で構成された切土法面が多く存在する。このような切土法面も供用後数十年が経過しており、建設後、数十年間にわたって安定を保ってきた切土法面でも、徐々に風化が進行して表層崩壊等の変状を生じるケースが顕在化している。このような切土法面では、掘削時の応力解放により物理的風化が進み³⁾、さらに露出した法面から時間をかけて化学的風化も進展し

たことが原因と推察される。そのため、長期供用を経た切土法面を効果的に維持管理していくためには、切土法面を構成する岩盤の長期的な風化挙動を把握し、変形・強度特性の変化を予測した上で、切土法面を長期かつ戦略的に保全していくことが重要である。しかし、切土法面はサイトごとに地質や地質構造が異なるため、風化進行度や風化が安定性に及ぼす影響には未解明な点が多い。

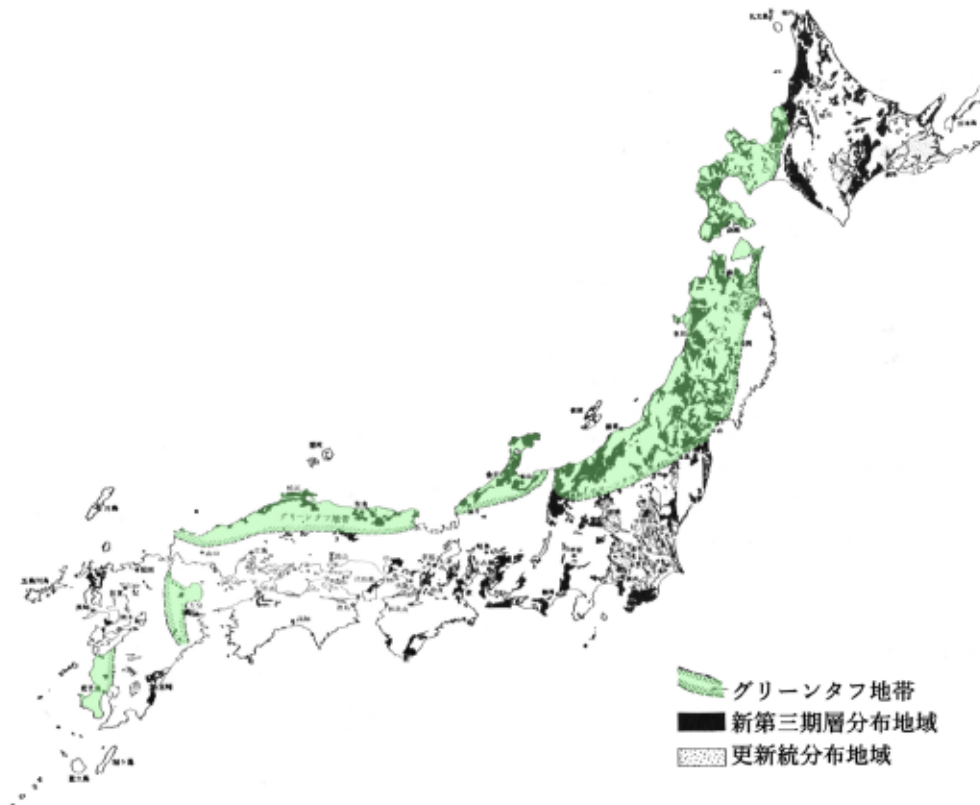
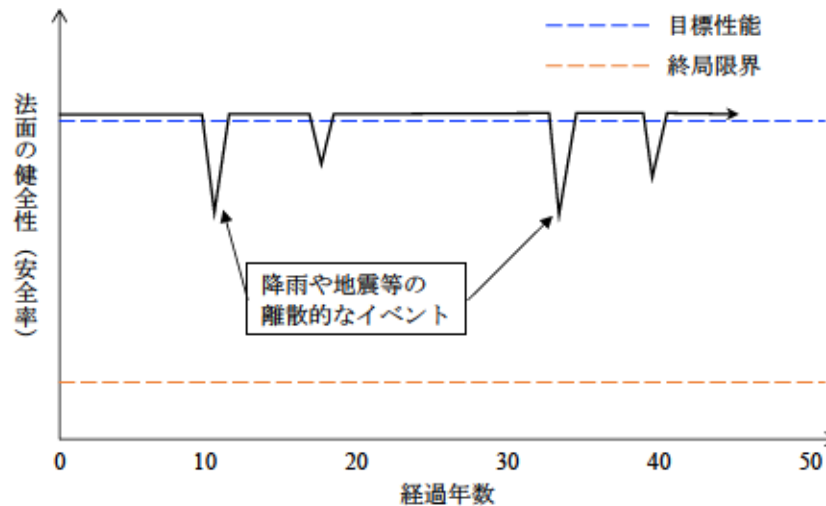
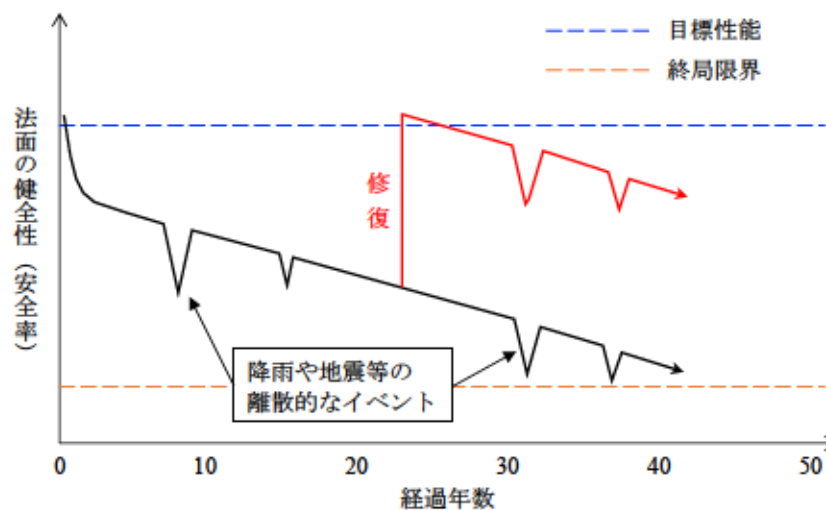


図 1.1 脆弱岩がよくみられる地層（新第三紀層，グリーントフ地域および沖積層）の分布⁴⁾

従来の切土法面設計では、切土法面の健全性（安全率）は、図 1.2(a)のように、降雨や地震等の一時的な外力により離散的に低下するが、長期的には安定しており、健全性は低下しないものと考えられてきた。ところが、前述のとおり建設当初は安定していた切土法面においても、掘削後の応力解放による岩盤の緩みやそれに伴う吸水膨張、乾湿繰り返し等の風化作用により長期的に健全性が低下する事象が明らかとなり、時に風化した表層土が崩落する事例も生じている。したがって、建設後の長期供用を経た切土法面は、図 1.2(b) のように長期風化による健全性の漸減を考慮すべきである。このような長期的な切土法面の健全性を評価するには、切土法面の健全性に影響を与える因子を抽出し、時間の経過に応じた法面の健全性の変化を考慮する必要がある。ところが、風化に伴う切土法面の健全性の低下は、維持管理の主流である近接目視点検では定量的に確認することができない。健全性の低下を定量的に評価するには地盤調査を必要とするが、ボーリング調査等の詳細調査は品質の高い成果が得られる一方で、時間と費用を多く要するために、膨大な数の切土法面に対して実施することが現実的ではないことから、効果的・効率的な調査方法が必要となる。



(a) 従来の健全性の考え方



(b) 長期的な健全性の低下を考慮した考え方

図 1.2 法面の長期劣化の概念 5)を加筆修正

これらの課題を解決するため、高速道路では切土法面が建設されて以降、40～50年にわたり法面観察や弾性波探査等による継続的な調査（以下、追跡調査という）を行なっている⁹⁾。この調査は、全国の10路線、96箇所の様々な地形や地質からなる切土法面を対象として同一測線にて調査を繰り返し行うことにより風化進行の把握に努めている。弾性波探査は、弾性波速度が岩石の一軸圧縮強度と相関関係にあることが確認されていることから、地盤構造物の設計・施工に先立って地盤内部剛性をマクロ的に把握する目的で広く用いられている。この弾性波探査による追跡調査を行うことにより切土法面の経年的な強度低下を把握することが可能と考えられる。また、弾性波探査はボーリング調査のように掘削を伴わない比較的簡易な非破壊検査手法であるため、多くの切土法面の維持管理において比較的扱いやすい調査方法である。本研究では、弾性波探査による追跡調査データに基づいて切土法面の風化機構を解明するとともに、風化の進行に影響を与える因子を分析し、風化に対する切土法面の予

防保全法を確立することを目的として以下の3つの課題を対象とした。

(1) 切土法面の風化機構の解明

新生代新第三紀泥岩等の堆積軟岩は、地中深くに存在する場合や掘削により地表に露出した瞬間は硬質であったとしても、乾湿繰り返しによるスレーキング等の風化作用により細粒化⁷⁾して強度低下⁸⁾する性質がある。写真 1.1 は植生工により法面保護がなされた泥岩切土法面であり、切土法面完成後の風化作用により法面表層が脆弱化し、降雨時に表層崩壊を起こした事象である。このような崩壊を未然に防止するには風化機構を理解し、切土法面をなす岩盤の風化進行を予測した上で対策を施す必要がある。本研究の目的は、約 50 年が経過した泥岩からなる切土法面で行われた追跡調査結果に対して、ボーリング調査やコアサンプルを用いた土質試験および鉱物分析等の結果を関連させることにより、物理的、化学的な側面から切土法面の風化機構を理解することにある。



写真 1.1 泥岩切土法面の表層崩壊

(2) 切土法面の風化の傾向分析

自然環境の岩石や岩盤の風化は、非常にゆっくりとした速度で進み、地質によって風化速度は大きく異なる⁹⁾。一方、切土法面の場合は、掘削により新しく岩盤が地表に露出された段階が風化のスタートと考えることができ、掘削による応力解放が岩盤強度やその後の風化速度に与える影響が大きいと考えられる。また、風化を促進する原因物質である水は、亀裂が発達した岩盤や断層が介在する場合はそこを水みちとして浸透しやすいため、風化速度は岩質や地質構造にも大きく影響を受けると考えられる⁹⁾¹⁰⁾。ところが、切土法面完成後の風化速度や風化に伴う強度低下の実態については調査された事例がほとんどなく未解明な点が多いため、切土法面の建設や保全における設計・施工法は経験に基づく定性的なものに留まっている。本研究の目的は、切土法面の完成から約 40～50 年にわたり継続的に調査した弾性波速度データを基に、単年あたりの速度変化（風化速度）を求め、切土法面毎の風化の難易や、風化速度の大きさを特徴づける要因、風化に伴う切土法面の不安定化のタイミング等、風化による切土法面の強度低下を予測するために必要な情報を把握することにある。

(3) 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

限られた財政状況の中で切土法面のメンテナンスサイクルを効率的、効果的なものとするには、風化進行による切土法面の不安定化を定量的に評価できる調査技術の開発が必要である。これに対して、高速道路ではこれまでの追跡調査結果をもとに弾性波探査による風化進行評価および風化帯の安定性評価の方法を提案している⁹⁾。本手法は風化進行に伴う切土法面の強度低下を弾性波速度の変化から評価する技術である。風化帯の安定性評価法は、弾性波速度と地盤強度に相関関係があることに着目して、風化帯のせん断強さが弾性波速度に比例すると仮定して弾性波探査の結果から風化帯の安定性を評価することを可能としたものである。本研究の目的は、この提案技術を実務で活用することを目指して様々な現場で検証を行い、本手法の適用性を確認し、得られた課題を踏まえて調査法を高度化することにある。

1.2 既往研究のまとめ

本節では、本研究で扱う切土法面の風化に関する技術の現状と課題を整理するために既往文献の整理を行う。先ず1.2.1項では、切土法面崩壊の実態と崩壊の関連性を知ることを目的として切土法面崩壊事例の分析事例を整理・分析した内容を述べる。

次に1.2.2項では、従来の切土法面設計法や切土法面の維持管理における風化への対応について、切土法面設計の基本思想や設計法の変遷、切土法面の点検、補修方法を整理し、現行の設計法や維持管理方法の課題を整理する。

そして1.2.3項以降は本研究で詳細に検討を行うテーマについて既往研究の整理分析をした内容を述べる。1.2.3項では、岩石の風化機構に関する既往の研究事例を整理分析し、切土法面をなす岩盤の風化を扱う上での課題を抽出する。1.2.4項では、岩石の風化速度に関する既往の研究事例を整理して風化の進行予測技術の現状を把握し、課題を抽出する。1.2.5項では、切土法面の長期風化の実態把握に関する既往の研究を整理し、長期間の供用を経た切土法面の風化の実態やその調査方法について整理し、予防保全法としての課題を抽出する。また、1.2.6項では、風化の影響を考慮した切土法面の安定性評価に関する既往の研究を整理し、切土法面管理の実態を踏まえた安定性評価のあり方について課題を抽出する。

1.2.1 切土法面崩壊の実態

高速道路では、これまでに台風や梅雨等の記録的な豪雨の際に切土法面が崩壊する事象がしばしば確認されている。本研究において切土法面の風化問題を扱うにあたり、降雨による切土法面崩壊と風化の関係性を見出すことを目的として過去の崩壊事例を分析した結果を整理する。

藤岡・大窪ら¹⁰⁾は、全国の供用中高速道路の土工部における1993年から2004年までの11年間に発生した2,374件の降雨に起因する法面崩壊事例を分析した。この結果、全事例のうち約9割が盛土と切土の崩壊であり、それぞれの件数は同程度で、切土法面では約1,100件の崩

壊事例がある。これらの崩壊事例について供用年からの経過年数で整理したものが図 1.3 である。切土法面崩壊の多くは供用から 10 年以内に約 7 割が生じている。また、10 年以降も事例数は減少傾向ではあるものの崩壊は生じている。また、図 1.4 は崩壊規模を整理したものである。切土法面崩壊の約 8 割は崩壊深さが 1m 以下であり、その多くは崩壊土量が 100m³ 以下の小規模な表層崩壊である。切土法面は高速道路本線に面しており、一度崩壊が生じれば本線上へ土砂が流出して第三者被害が生じる可能性もあることから、崩壊規模の大小に関わらず、高速道路の防災機能を高めるために切土法面の崩壊対策を検討することは喫緊の課題である。

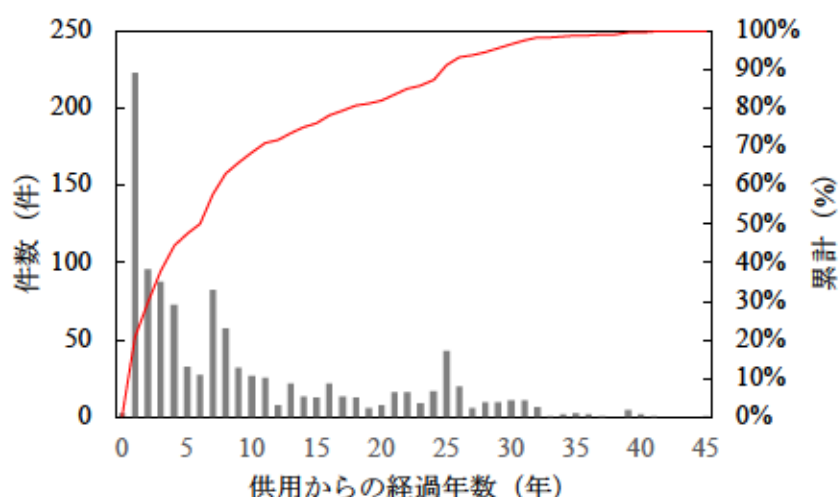


図 1.3 切土法面崩壊の発生件数

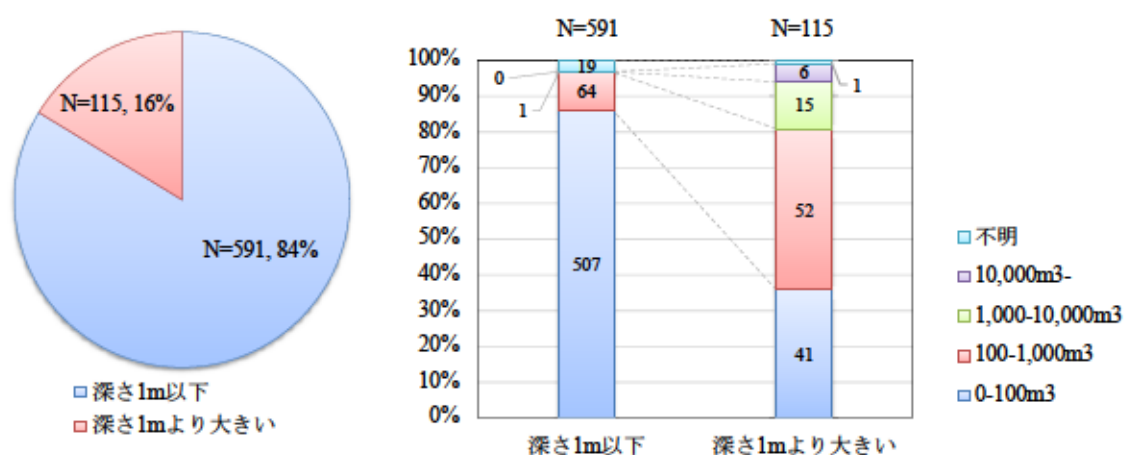


図 1.4 切土法面崩壊の規模（崩壊深さと崩壊土量）（分析事例 706 件）

一方、平井ら¹²⁾は、約 1,100 件の切土法面崩壊事例うち、地質や地形、法面保護施設、崩壊前の法面勾配等の諸元のわかる 418 事例を対象に分析を深めている。崩壊事例の地質をまとめた図 1.5 からわかるように、「浸食に弱い土質」に分類される砂質土やまさ土における崩

壊が約4割、「風化の速い岩」の凝灰岩類（凝灰岩・凝灰角礫岩）や泥質岩類（泥岩・頁岩・粘板岩・砂岩泥岩互層）が約3割にのぼることから、これらの主要な地質に対して地形的要因と構造的要因の側面から崩壊の特徴を整理し、課題を提示している。本研究の題材でもある風化に関するところでは、風化の速い岩である凝灰岩類や泥質岩類においては風化の速さや地質構造が崩壊に関与すると推察している。地形的要因としては切土法面の後背地形が集水型斜面や崖錐地形、地すべり地形での崩壊事例が多く、構造的要因としては崩壊前の法面勾配を整理しており、いずれの地質でも軟岩の標準法面勾配である1:1.0～1:1.2の採用率が最も高く、法面保護施設には植生基材吹付を採用した事例が多いとしている。これらの整理より、岩盤表面が風化しやすい泥質岩類や凝灰岩類は風化速度を考慮してより緩い勾配の採用や崩壊抑止効果をもつ法枠や擁壁等を採用するなどの対策が重要と考えられている。

以上の分析結果より、切土法面の降雨災害事例の多くは、切土掘削直後の応力解放や降雨浸透による地下水位上昇、岩盤の風化進行等の影響の受けやすい地形や地質、地質構造を有する切土法面において、植生法面の表層部の強度低下が進むことにより崩壊に至る事例が多いと推察される。このことから、供用後の法面の風化に伴う強度低下を考慮した設計手法の確立が望まれる。

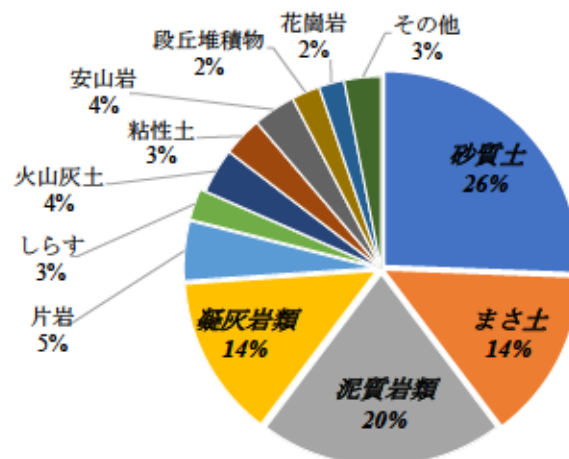


図 1.5 切土法面崩壊箇所の地質 12)に加筆修正

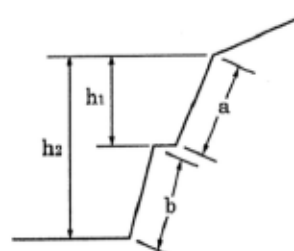
1.2.2 風化に関する切土法面設計法および維持管理方法

(1) 従来の切土法面設計法と課題

自然地盤の土質は極めて不均一であり、風化の程度、成層状態、亀裂等により地盤の強さは著しく異なり、その状態を計算等により定量的に評価することが困難である。このため、切土法面の設計にあたっては過去の施工実績や既設法面の実態などを参考に、立地条件や近隣の土地利用条件なども勘案して設計を行う。斜面安定を議論する上で基本となる要素に斜面勾配があり、切土法面の設計にあつては、この法面勾配について過去の施工実績や崩壊事例をもとに標準値（以下、標準法面勾配という）を規定している。図 1.6 に高速道路におけ

る切土に対する標準法面勾配¹³⁾を示す。一般的な地質においては、この標準法面勾配を採用して切土法面を掘削するものとされているが、崩壊性要因をもつ地質（表 1.1）や地すべり地形、長大な切土法面等の特殊環境においては適正な法面勾配を個別に検討することとされている。一方、切土法面設計では、岩盤の風化抑制や浸食防止、土砂流出防止等の機能を期待して法面表面に法面保護施設を設置することとされている。法面保護施設は、種吹付け等の植生によるものとコンクリート吹付等の構造物によるものに大別されるが、切土法面設計においては自然環境の保全や周辺環境との調和、景観への配慮も重要な課題であることから、法面保護施設には植生の積極的な遷移を期待できる植生による法面保護施設が優先的に適用されてきた経緯がある。高速道路の開通から 50 年以上の管理を経験し、植生による法面保護施設が採用された切土法面においては岩盤の長期風化による影響が懸念されるため、長期風化の実態を明らかにして設計・施工・維持管理に考慮する必要がある。

地山の土質		切土高	のり面勾配
硬 岩			1 : 0.3～1 : 0.8
軟 岩			1 : 0.5～1 : 1.2
砂	密実でない粒度分布の悪いもの		1 : 1.5～
砂質土	密実なもの	5m以下	1 : 0.8～1 : 1.0
		5～10m	1 : 1.0～1 : 1.2
	密実でないもの	5m以下	1 : 1.0～1 : 1.2
		5～10m	1 : 1.2～1 : 1.5
砂利または岩塊まじり砂質土	密実なもの、または粒度分布のよいもの	10m以下	1 : 0.8～1 : 1.0
		10～15m	1 : 1.0～1 : 1.2
	密実でないもの、または粒度分布の悪いもの	10m以下	1 : 1.0～1 : 1.2
		10～15m	1 : 1.2～1 : 1.5
粘性土		0～10m	1 : 0.8～1 : 1.2
岩塊または玉石まじりの粘性土		5m以下	1 : 1.0～1 : 1.2
		5～10m	1 : 1.2～1 : 1.5



h_1 : a のり面の勾配は切土高

h_1 により決める

h_2 : b のり面の勾配は切土高

h_2 により決める

図 1.6 切土に対する標準法面勾配¹³⁾ pp.2-4,

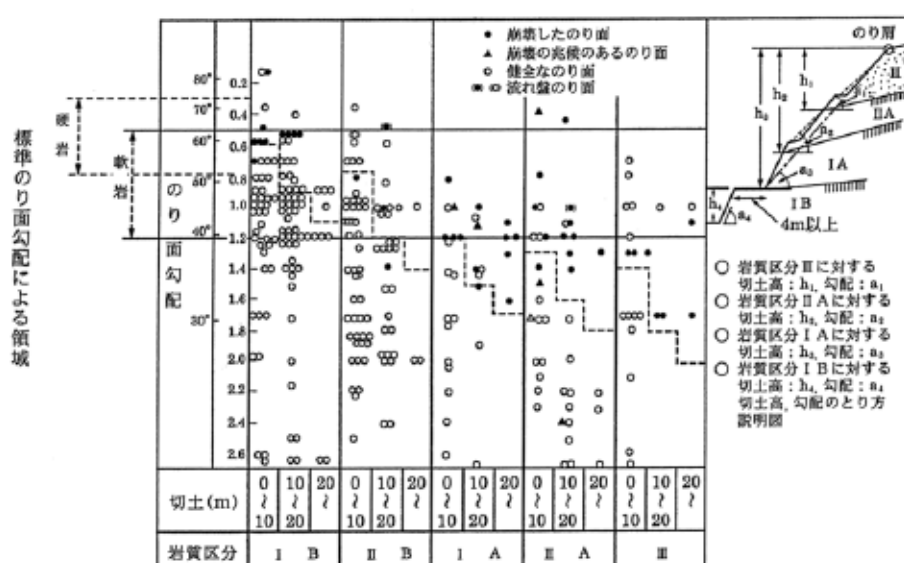
表 1.1 崩壊性要因を持つ地質¹⁴⁾

崩壊性要因をもつ地質	代表地質等
浸食に弱い土質	しらす, 山砂, まさ土
固結度の低い土砂や強風化岩	崖錐性堆積物, 火山灰土, 火山碎屑物 (第四紀), 崩積土や強風化花崗岩等
風化が速い岩	泥岩, 凝灰岩, 頁岩, 粘板岩, 蛇紋岩, 片岩類等
亀裂が多い岩	片岩類, 頁岩, 蛇紋岩, 花崗岩, 安山岩, チャート等
亀裂が流れ盤となる岩	層理・節理が斜面の傾斜方向と一致している片岩類, 粘板岩等
構造的弱線を持つ地質	断層破碎帯, 地すべり地, 崩積跡地等

(2) 風化の影響を考慮した切土法面設計法と課題

奥園¹⁵⁾は、植生による法面保護工が採用された法面のうち、泥岩や凝灰岩等の風化の速い岩を対象に、岩の硬さによる要素と乾湿繰り返し作用等による二次的変化のしやすさの要素を組合せて適正な法面勾配を設定する方法を提案した。図 1.7 に泥岩・凝灰岩の岩質区分と適正法面勾配の関係図を示す。この図は、全国の高速道路における既設法面の実態を整理したものであり、岩質や法面高さ、実績法面勾配、その安定状況（崩壊した場合は黒塗りプロット）等の関係を示している。硬さによる区分は土壌硬度や弾性波探査が有力な判断材料となり、二次的変化による区分は表層軟化帯の軟化速度や、吸水膨張のしやすさとよい相関のある液性限界と吸水量増加率（乾湿繰り返し試験による）が有力な判断材料となるとしている。この方法により風化の影響を考慮した法面勾配を設定することが可能となるが、この基準の元となった各種試験や法面崩壊事例等のデータは切土法面の完成から 10 年程度のものもあり、基準となる事例の数にも限りがあることから、継続的な調査による精度向上という点で課題が残る。また、この方法は切土法面の建設段階には風化の影響を考慮した法面勾配を設定できるという点で有効であるが、維持管理段階においては土地の制約や発生土処理の問題などにより切土法面の緩勾配化が困難な場合が多いため、既設切土法面に対する長期風化の対策方法には検討の余地がある。

(a) 岩質区分と適正法面勾配の関係図



注) 図中ののり面勾配は、適用に示す平均のり勾配であるので、標準のり面勾配領域と若干異なる。

(b) 岩質区分のための硬さによる判別基準

調査 区分	弾性波探査	ボーリング 坑内試験
	P波伝ぱん速度 V_P (m/s)	N値 (回)
I	1,600以上	28以上
II	1,600以下	28以下
III	—	—

(c) 二次的強度低下を考えた判別基準

調査 区分	室内試験		
	自然吸水 膨張率 (%)	液性限界と吸水量増加率	
		液性限界 (%)	吸水量増加率 (%)
A	1.5以上	60 < (and)	10 <
B	1.5以下	40 ≥ (or)	5 ≥

図 1.7 泥岩・凝灰岩の岩質区分と適正法面勾配¹⁰⁾

(3) 風化に関する切土法面の維持管理方法と課題

これまでは高度成長期に象徴されるようにインフラ構造物の新規建設事業が急速に進み、建設に必要な技術開発が盛んに行われてきたが、インフラ構造物の高齢化が進み、維持管理を主とする時代に転換する必要が生じている¹⁾。インフラ構造物の維持管理は、限られた財政

状況の中でメンテナンスサイクル（点検、診断、措置、記録）を効果的に回すことが重要であるが、これを支える技術が不十分であり、国を挙げて技術開発や体制の構築が進められている。高速道路に関して言えば、従来から高速道路会社が定める保全点検要領¹⁷⁾や国土交通省の道路防災点検要領¹⁸⁾に基づいた点検により変状を把握し、対策の要否を判断し、必要に応じて対策工事を行う仕組みが構築されているが、このサイクルを効率的、効果的に回せる技術や体制には課題がある。例えば、切土法面の保全点検では、保全点検要領の点検判定標準に従い、近接目視にて崩落や亀裂、はらみ、陥没、肌落ち、ガリー侵食といった「法面の変状」や「湧水」、「樹木、植生、枯損」等の状態について、法面崩壊に結びつくかどうかの観点で損傷の程度をランク分けし、必要に応じて詳細な調査を行った上で個別損傷の補修や法面補強を行なっている。一方、道路防災点検では、安定度調査票（図 1.8）に従い、法面の安定性に影響する要素として、地形や土質・地質・構造、表層の状況、法面の形状、点検対象法面または隣接法面の変状の有無、既設対策工の効果、被災履歴等の項目について網羅的に点数化し、法面の安定度や対策要否を総合的に判断して計画を立案し、必要に応じて対策工事を行う。双方の手法において風化は、法面の健全性（安定性）を評価するための一要素として扱われるが、点検では法面表面に顕れたクラック等の目視可能な変状の発見に留まり、法面の損傷レベルやその進展の可能性については定性的な判定基準となっている。このため、風化に伴う岩盤内部の強度低下を定量的に把握するには個別に詳細調査を行う必要があり、場合によっては地質専門家による判断を必要としている。

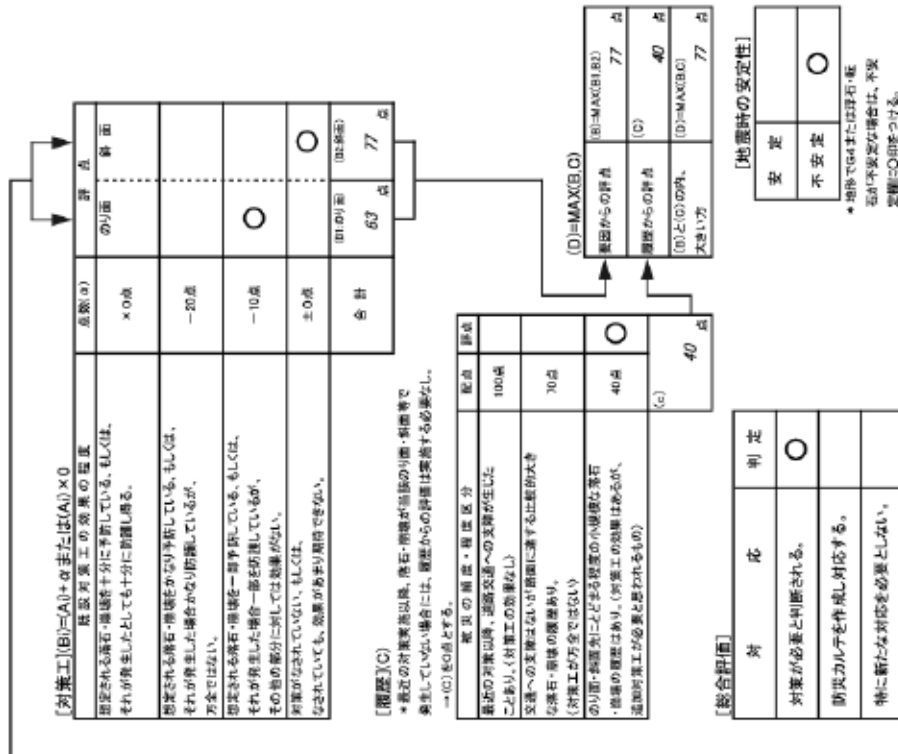
1.2.1 節で整理したように、昨今は降雨により切土法面の表層土が流出し、時には高速道路本線を通行止めにする事象がしばしば発生している。高速道路では、降雨通行止め基準¹⁹⁾を定めており、一定の降雨確率年で通行止め措置を行うことから、切土法面崩壊に伴う人命に関わるほどの第三者被害に至る事例は確認されないが、崩壊に伴う復旧工事のための交通規制に長期間を要するなど、社会経済活動へ与える影響が大きい事態となることは避けられない。今後、異常降雨が益々激甚化・頻発化することが予測されることから²⁰⁾、切土法面の防災機能を一層高める必要があるが、NEXCO3 会社の管理する切土法面の資産数は約 40,000 箇所に及ぶため、対策優先度を見極めて計画的な保全を行うことが求められる。このためには、切土法面の風化（劣化）機構を理解し、風化の進行による岩盤の強度低下を定量的に把握する技術を確立するとともに、その調査技術の効率化・高度化を実現しなければならない。

表-5.1.2 安定度調査表(落石・崩壊)の記入例

卓校書	防賀太郎
所属機関	〇〇株式会社

[illegible]

(注)く)は各項目の満点を示す。
該当する場合は配点欄に○印をつけると共に点数を記入する。
不明な場合は中略的な値を採用する。

図 1.8 道路防災点検における落石・崩壊を対象とした安定度調査票¹⁸⁾

＊ 地形でG4または浮石・転石が不安定な場合は、不安定箇所に○印をつける。

対 応	判 定
対策が必要と判断される。	○
防災カルテを作成し対応する。	
特に新たな対応を必要としない。	

【主な点検対象】	のり面	
	自然斜面	○

【主な災害形態】	落石	○
	崩壊	

1.2.3 岩石・岩盤の風化機構に関する既往の研究

岩石や岩盤の風化は、地表面において水、空気、太陽熱の作用を受け分解変質する過程である。急峻な山地の多い我が国には、地層の形成過程が異なる多種多様な岩石が存在し、気象等の環境が異なることによって、風化の進みが速く早期に細粒化（粘土化）する箇所もあれば（写真 1.2）、亀裂が多く発達して浮石・転石が散見される箇所もある（写真 1.3）。ところによっては、切土後に長期が経過しても目立った風化の進行が認められない箇所もある。このように風化の形態や速度の異なる切土法面を効率的・効果的に管理するにあたり、切土法面の風化機構を理解することが重要と考えられる。高速道路の設計基準には崩壊性要因をもつ地質¹⁴⁾として「風化の速い岩」を定義しており、代表的なものには堆積岩の泥岩や頁岩、火成岩の凝灰岩、片岩類等がある。本研究ではこれらの岩種のうち、風化の著しい泥岩に着目する。



写真 1.2 風化によりサイコロ状に細片化した泥岩（経過年数約 50 年）

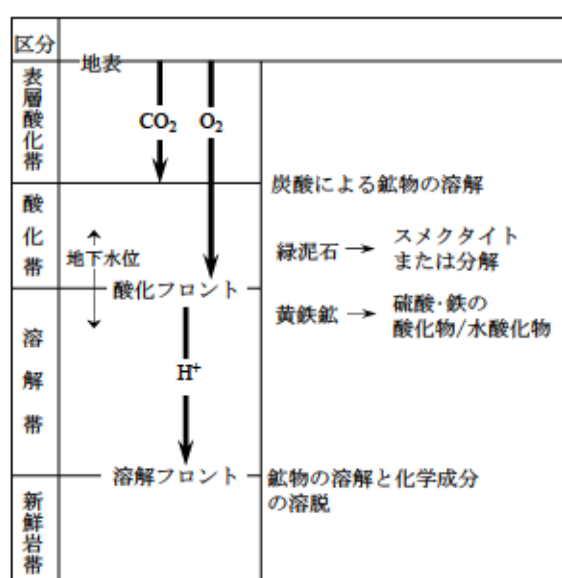


写真 1.3 風化により亀裂の発達した泥岩切土法面の状況（経過年数約 10 年）

既往研究では、泥岩など堆積岩の化学的風化や物理的風化について幾つかの調査・分析が行われてきた。これらの研究では、X線回折分析（XRD）や蛍光 X 線分析（XRF）等により泥岩の化学的風化過程に関する分析が行われ、岩石を構成する粘土鉱物のうち、黄鉄鉱の酸化による硫酸の生成が化学的風化に大きく関与することが示されている^{21)~25)}。また、黄鉄鉱

の酸化が方解石の溶解を促進させる可能性や²³⁾²⁴⁾²⁵⁾、緑泥石の性質変化（一部の研究ではスメクタイトに変化すると説明）²¹⁾²²⁾²⁴⁾に関与することを示している。そして、これら化学的風化により地盤の強度が低下する可能性が指摘されている。千木良²¹⁾²⁶⁾は、このような泥岩の化学的風化のメカニズムを図解し（図 1.9）、泥岩の風化帯は基本的には表層から深部に向かって、表層酸化帯、酸化帯、溶解帯、新鮮岩帯に分けられ、重要な化学的風化作用はこれらの層の境界となる酸化フロントと溶解フロントで起こると説明した。一方、物理的風化に関しては、スレーキング試験等により乾湿繰返しの作用で地盤強度が低下することを確認するとともに、化学的風化と関連させた分析が行われている²⁴⁾²⁵⁾²⁷⁾。津田ら²⁵⁾は、島尻層泥岩切土法面の建設時および約 30 年後の標準貫入試験結果（N 値）から換算した一軸圧縮強度を比較することにより、地下水位以浅における風化による強度低下を確認した。また、スレーキング試験や XRD、走査電子顕微鏡（SEM）による分析により風化プロセスを考察し、地下水位の変動域において乾湿繰返しに伴うスレーキング（物理的風化）や方解石等の鉱物類の溶出（化学的風化）が同時に進行し、地盤の強度を低下させた可能性を指摘している。このように泥岩材料の風化について、粘土鉱物の組成の変化や、採取した岩石試料の色調、強度の違いを調べることで泥岩の風化機構が明らかにされてきた。一方、高速道路では、新鮮な岩盤が地表に露出して風化が始まった時期を明確に規定できる切土法面に対して、全国 96 箇所を選定して法面の観察や物理探査（速度検層、弾性波探査）が継続的に実施されてきた⁶⁾²⁸⁾²⁹⁾。一連の研究では、法面表層付近の弾性波速度が経時的に低下することを明らかにしているが、風化による鉱物組成やせん断強度の変化と関連付けた検討はこれまでになかった。

これに対して、本研究の第 2 章では、風化が著しい泥岩で構成される切土法面（以下、泥岩切土法面と呼ぶ）を対象として現地調査と室内試験を実施し、掘削から約 50 年にわたる長期的な風化現象について、鉱物の性質や物性、せん断強度等の分布の調査結果に基づいて時間的、空間的な風化の進展を考察した。そして、泥岩の風化が切土法面の長期的な安定に与える影響を検討した。

図 1.9 化学的風化のメカニズム²⁶⁾

1.2.4 岩石・岩盤の風化速度に関する既往の研究

岩石や岩盤の風化に関する研究は、これまでに応用地質学等の分野で広く行われており、1.2.3 節で示したように、自然地盤を掘削して露出された地盤から採取した岩石試料の化学的および物理的な性質の変化を分析することにより、風化機構が明らかにされてきた^{例えば22)}。

一方、風化進行の予測に必要な風化速度に関する研究は、岩石や岩盤の風化量は数年では計測できないほど小さく、風化の開始時期や継続時間の認定も難しいといった問題から、これまでに研究例がそれほど多くない。表 1.2 に風化速度の一覧を示す。建立した年が記録され、風化継続時間の見積もれる墓石等の岩片（凝灰岩や石灰岩、花崗岩等）を用いた風化（溶食や剥離）速度の調査結果では、1000 年で数 cm～数十 cm 程度である³⁰⁾³¹⁾。木宮³²⁾は、堆積年代が既知の花崗岩礫の引張強度を計測し、強度が 250kgf/cm^2 から 0.02kgf/cm^2 に低下するには、約 500 万年の期間が必要であると示した。SUZUKI and HACHINOHE³³⁾は、細粒砂岩の地表から深さ 25cm までのボーリングコア試料に対して行った針貫入試験による圧縮強度が、約 69 年の風化により未風化部の 14MPa から強風化部の 2MPa まで低下したことを示し、強風化帯・中風化帯・未風化帯の厚さの経年変化を表す式を提示した。そして、SUNAMURA³⁴⁾が SUZUKI and HACHINOHE のデータを当てはめて風化による強度低下速度を表す一般解を示した（図 1.10 参照）。掘削により岩盤が地表に露出された年が明らかなトンネルや切土法面においてもまた、風化速度に関する研究が行われている。大山ら³⁵⁾は、掘削後 45 年～85 年が経過した泥岩の素掘りトンネル壁面部から採取した試料の分析により、化学的風化のメカニズムや風化への微生物の関与を明らかにするとともに、風化速度（酸化フロントの移動速度）をモデル化し、100 年で約 3cm～50cm ($0.03\sim0.5\text{cm/年}$) で酸化フロントが移動したと見積もった。同じく、志田原ら³⁶⁾は、約 4 年が経過した掘削斜面から採取した砂質泥岩試料の分析より、酸化フロントの移動速度は岩石の酸化は 4 年で 25cm (6cm/年) であるとした。津田ら²⁵⁾は、切土掘削時と約 30 年後に行ったボーリングコア観察により島尻層群泥岩の風化層の形成状況を確認し、 $3\sim5\text{cm/年}$ の速度で風化帯が厚くなったと推定した。

このように風化速度に関する研究は徐々に研究例が増えているが、対象とする地質が限定的なほか、風化進行と強度低下を関連付けた研究例はほとんど見られないため、岩盤の風化による強度低下を予測するには課題が多い。これに対して本研究では、約 50 年にわたり様々な地質の切土法面で継続的に行ってきた弾性波探査（屈折法）の結果を利用して、弾性波速度の経年変化から風化速度を評価し、風化を速める要因を分析する。

表 1.2 既往研究により明らかにされた種々の岩石の風化速度

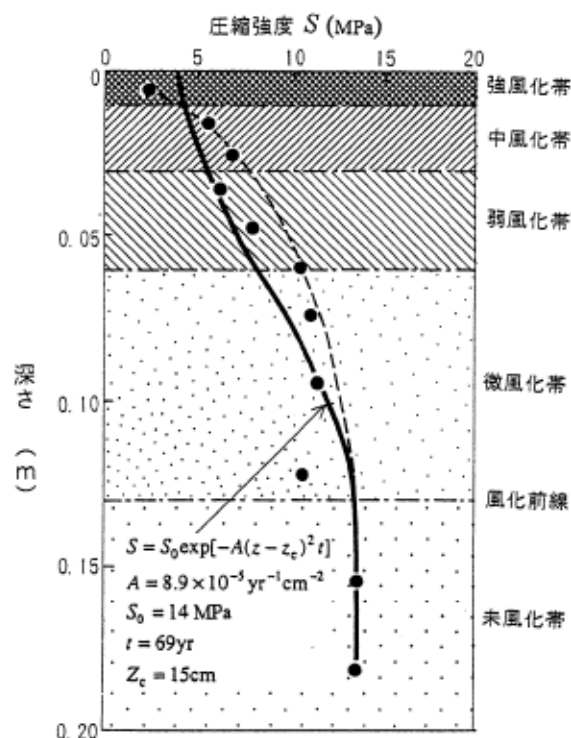
(a) 墓石などの人工構造物の風化（溶食・剥落）速度³⁰⁾を抜粋

岩 石	速 度	地 域	出 典
凝灰岩（大谷石・墓石・石塀・石倉）	250～33mm/1000yr	日本	糟谷（1979, 1982）
花崗岩（墓石・石塀・石倉）	15mm/1000yr	日本	糟谷（1979, 1982）
砂岩（墓石・石塀・石倉）	14～11mm/1000yr	日本	糟谷（1979, 1982）
安山岩（墓石・石塀・石倉）	9～5.6mm/1000yr	日本	糟谷（1979, 1982）
花崗岩（石塔）	7.1～2.9mm/1000yr	香川県五色台（日本）	飯島（1974）

(b) 風化層・土壌層およびデュリクラストの形成速度³¹⁾に加筆

岩 石	速 度	地 域	出 典
火山灰から粘土	45～60cm/1000yr	西インド諸島	Hay (1960)
花崗岩から鉄アルミナ化作用	1m/22000～77000yr	象牙海岸	Leneuf and Aubert (1960)
花崗岩からデュリクラスト	9m/100万年	ウガンダ	Trendall (1962)
火山岩からシルト・粘土の形成	58mm/1000yr	パプア	Ruxton (1966)
未成熟（成熟）土壌の形成	5000 (20000) yr	パプアニューギニア	Haantjens and Bleeker (1970)
未固結堆積層からAB層 [※] の形成	13cm/50yr	北カロライナ	Menard (1974)
火山岩からフェリクレートの形成	600万年	西セネガル	Nahon and Lapportient (1977)
レグ土壌のA層 [※] の形成	0.5cm/5000～10000yr	イスラエル	Amit et al. (1993)

※ 土壌層位を指す。風化の程度によってA, B, C層に区分される（風化の程度 A < B < C）

図 1.10 大正面の砂岩岩盤の風化による深さ方向の強度変化³³⁾³⁴⁾

1.2.5 切土法面の長期風化の実態把握に関する既往の研究

切土法面の長期風化については、これまでに調査された事例がそれほど多くはない。志田原ら³⁰⁾は、発電所の建設において泥岩等の風化しやすい堆積性軟岩を切土掘削する機会が多いことから風化メカニズムの解明と風化進行予測のための研究を行っている。この研究では掘削後4年が経過した切土法面を対象に調査を行い、掘削後の短期的な風化の状況を把握した。この結果、斜面表層の岩石の褐色化や黄鉄鉱の酸化等の化学的風化の進行が認められた。

また、長期的風化で認められた粘土鉱物や物理・力学的特性の変化は顕著ではなく、掘削後4年程度では変化しないと報告している。

一方、NEXCO3 会社では、切土法面をなす岩盤の長期風化による地盤の風化程度や力学特性の変化を特定することを目的として、図 1.11 に示す全国の高速道路のうち 10 路線 96 箇所の切土法面において、建設直後から継続して弾性波探査による岩盤の材料特性の調査が行われてきた⁶⁾²⁸⁾²⁹⁾。多賀ら⁶⁾は、切土法面の完成後に実施した約 20 年分の弾性波探査等による追跡調査データと法面変状の観察記録より既設法面の風化の実態を把握した。図 1.12 は弾性波探査により切土法面の風化進行を調査した結果を地域別、地質別に表したものである。風化を評価する指標には弾性波探査より得られる風化帯走時(ms) を用いており、これは弾性波が風化帯を通過する所要時間を表し、風化の進行に伴い増加する吸水量と比例関係にある⁶⁾ことが確認されている。この結果より、一部の例外を除いて風化帯走時は年々増加傾向であることを示しており、特に第三紀層と火成岩の増加が著しいと述べている。このように切土法面は年月の経過とともに着実に風化が進行することが明らかであり、切土法面が強度低下により不安定化し、降雨等の外的要因によって表層崩壊を引き起こすことが危惧される。しかしながら、1.2.3 節および 1.2.4 節で述べたように、岩石の風化機構や風化の空間的、時間的な進展過程については不明な点が多く、現状では切土法面の風化進行を調査する確立した技術はない。そこで本研究の第 4 章では、弾性波探査による風化調査方法の実務への適用に向けた検証を行う。

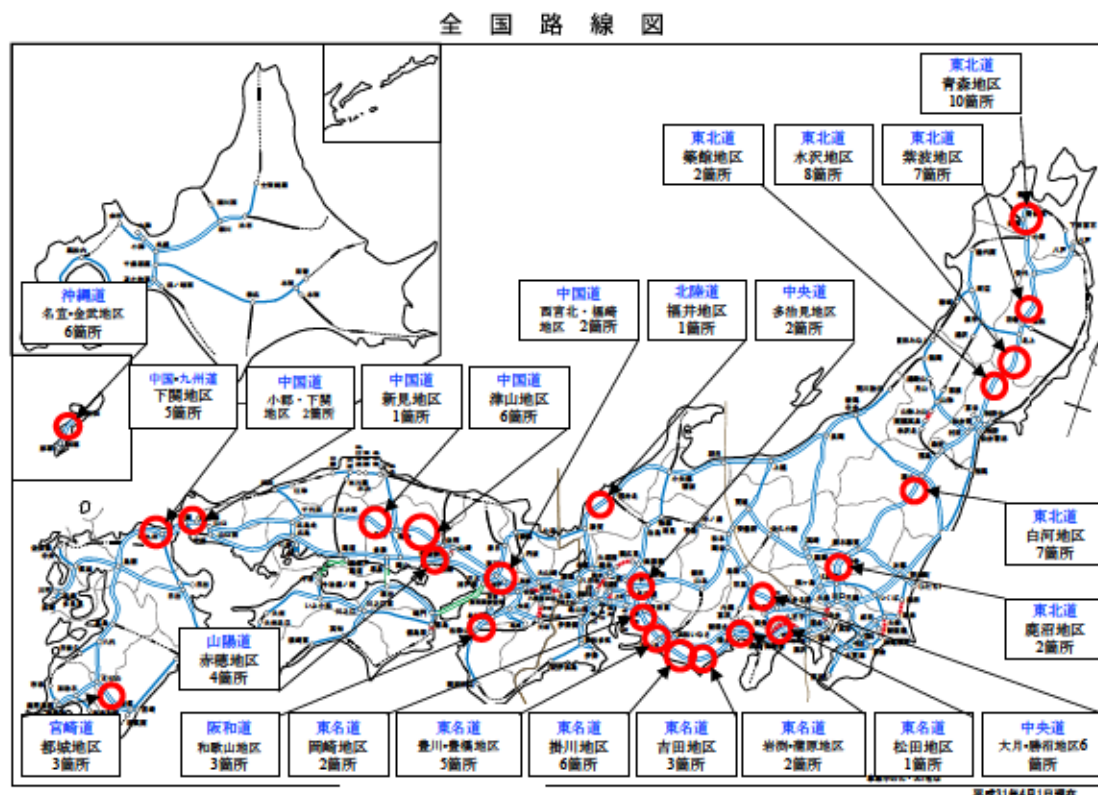
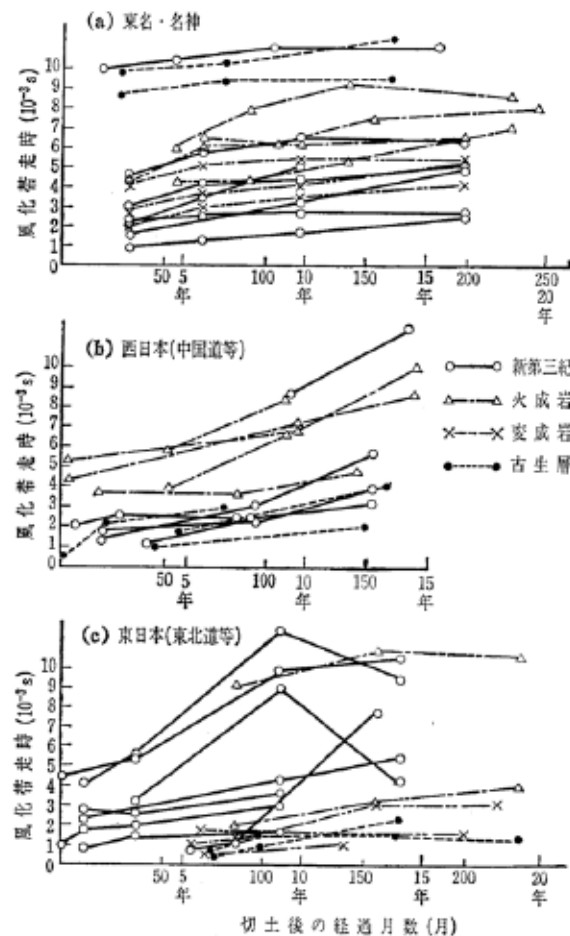


図 1.11 高速道路における切土法面の長期追跡調査の位置図

図 1.12 風化帯走時の経年変化⁶⁾

1.2.6 風化の影響を考慮した切土法面の安定性評価に関する既往の研究

崩壊の懸念のある切土法面の安定性は、せん断強度（粘着力 c 、せん断抵抗角 ϕ ）を用いた安定計算により「安全率」として評価することが一般的である³⁷⁾。この安定性の評価にあたり風化の影響を考慮するには、せん断強度の低下を予測する必要がある。既往の研究では、奥園¹⁵⁾や新城ら³⁸⁾は、泥岩供試体の乾湿繰り返しを行い、乾湿繰り返し回数毎に三軸圧縮試験を行なうことによりせん断強度の変化を確認した。この結果、乾湿繰り返し回数を増やすと c が低下する一方で、 ϕ はそれほど変化しないことを明らかにしている。また、宜保ら³⁹⁾もまた、島尻層泥岩の弱風化および強風化、破碎部の現場採取試料に対して三軸圧縮試験 CUB によるピーク強度を評価しており、奥園や新城らの試験結果と同様に弱風化試料よりも強風化や破碎試料の方が c 、 ϕ が低値を示し、特に c の低下が著しいことを確認している。さらには、リングせん断試験による正規圧密強度（崩積土のピーク強度に相当）および残留強度（弱面強度に相当）を評価しており、それぞれ $c=0$ 、 $\phi=23\sim30^\circ$ 、 $c=0$ 、 $\phi=9\sim17^\circ$ となり、すべり面のせん断強度は著しく低下することが確認されている。このように、現場から採取した試料を強制的に風化させてせん断強度を評価することにより泥岩材料の風化に伴う強度特性を把握してきた。ところが、風化による強度低下の予測には多種多様な地質に対応することや、時

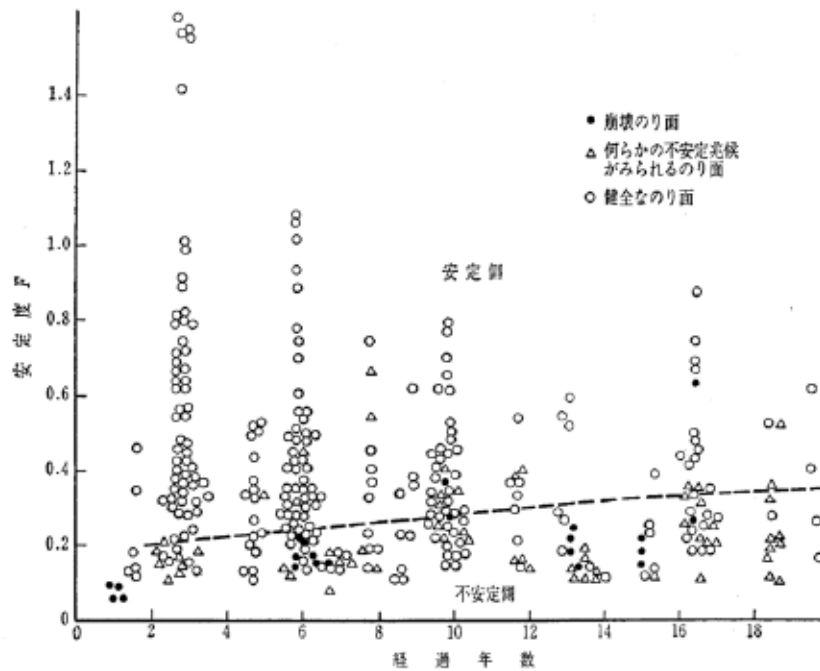
間軸を考慮した強度低下特性を明らかにする必要がある。

一方、山本ら⁵⁾は、切土法面のアセットマネジメントの実現に向けた検討として、法面の長期劣化を考慮した安定解析を行なっている。この解析では、飽和-不飽和非定常浸透場を連成した有限要素解析手法を用いて、切土掘削後の緩み域の発生と降雨浸透による劣化を想定した解析を行い、塑性域（脆弱域）の拡大に伴い健全性が徐々に消失してゆくことを評価した。また、P波速度の長期観測値⁶⁾により設定した塑性域の強度低下率を用いて、塑性域の強度を低減させた円弧すべり解析を行うことにより、切土法面の性能劣化曲線（安全率の推移）を求めている。この結果、風化による影響として、供用から45年が経過した現状の安全率は豪雨時においても1.20を超えているが、15年後には1.20を下回り、35年後には1.10の使用限界を下回ると予測している。このように切土法面の長期劣化を想定した解析を行うことにより、切土法面の風化による安定性の低下や、変状発生部位およびその範囲を予測することが可能となるが、地盤強度等の設定や自然地盤の複雑な地質構造のモデル化など、現場条件に見合う解析条件の設定には課題が多く、解析技術の高度化が望まれる。また、管理する全ての切土法面に対してこのような予測解析を行うことは現実的ではないことから、類似した法面を類型化して風化による影響予測を行うことや、対象がある程度厳選された段階の詳細調査や設計において変状部位やその規模の推定、効果的な対策工法の検討を目的にこのような解析手法を使用する方法が考えられる。

多賀ら⁹⁾は、1.2.5節に示した約20年分の弾性波探査による追跡調査データと法面の崩壊・未崩壊の実績データをもとに法面安定度を簡便に評価する方法を提案している。図1.13は風化帯の安定度 F の経年変化と法面の安定性の実績を示したものである。安定度 F は、風化帯が法面に平行に存在するとした中で、風化帯の弾性波速度が風化帯のせん断強さに比例すると仮定して導いたモデルであり、式(1)により表される。（詳細は第4章で解説する）

$$F = \frac{V}{d \cdot \sin \theta} \quad (1)$$

ここに、 F は法面安定度、 V は弾性波速度(m/ms)、 d は風化帯層厚(m)、 θ は法面勾配(°)である。同式には法面勾配の要素を含み、勾配の緩急による安定性の違いを表現できる。また、風化帯走時のプロットには、崩壊の有無や崩壊の前兆となる変状の有無を区別している。この結果より、崩壊実績の集中する F が0.2～0.3程度以下の領域は要注意であるとしている。地表から行う弾性波探査（屈折法）は非破壊調査であり、結果にバラつきを持つため、法面の安定性を正確に評価することはできないが、風化による内部構造の劣化の進行や、それに伴う安定性の低下傾向については把握できる可能性がある。したがって、法面の安定評価を概略的に行うことや詳細調査の実施箇所の選定に使用するなど、切土法面管理の第一段階の調査としての活用が望まれる。そこで本研究の第4章では、弾性波探査による風化進行評価および法面安定度評価の事例検証を行い、本調査手法の実務への適用性を確認する。

図 1.13 安定度の経年変化と法面の安定性の実績^⑤

1.2.7 既往研究の整理から抽出された課題の整理

本項では、切土法面の予防保全方法を確立するための検討課題について、1.2.1 項から 1.2.6 項において抽出された課題の内容を整理する。

課題 1 「1.2.1 切土法面崩壊の実態」

- ✓ 供用後の切土法面表層部の風化に伴う崩壊メカニズムの解明と強度低下を考慮した設計手法の確立

課題 2 「1.2.2 風化に関する切土法面設計法および維持管理方法」

- ✓ 供用から 50 年以上の管理データを用いた切土法面の長期風化特性の把握
- ✓ 風化の影響を考慮した適正法面勾配の設定方法の精度向上
- ✓ 既設切土法面に対する長期風化対策工法の検討
- ✓ 切土法面の風化機構の理解と風化による岩盤の強度低下を定量的に把握する技術の確立、点検管理手法の高度化

課題 3 「1.2.3 岩石・岩盤の風化機構に関する既往の研究」

- ✓ 風化による弾性波速度の経時的な低下と鉱物組成やせん断強度の変化を関連付ける検討

課題 4 「1.2.4 岩石・岩盤の風化速度に関する既往の研究」

- ✓ 様々な地質の切土法面において約 50 年にわたり継続的に行ってきた弾性波探査（屈折法）の結果を利用した風化速度の評価と風化を速める要因の分析

課題 5 「1.2.5 切土法面の長期風化の実態把握に関する既往の研究」

- ✓ 風化の空間的、時間的な進展過程を調査する技術としての弾性波探査による風化進

行調査方法の適用性確認

課題 6 「1.2.6 風化の影響を考慮した切土法面の安定性評価に関する既往の研究」

- ✓ 弾性波探査による法面安定度評価方法の適用性の検討

1.3 本論文の構成

本論文は、次の5つの章で構成されている。各章の構成を図 1.14 に示す。

第一章では、切土法面の風化機構、切土法面の風化特性分析および風化の影響を考慮した切土法面の予防保全法に関する検討課題を明らかにするために、研究の背景と既往の研究について調査した内容をまとめた。

第二章では、切土法面の風化機構を解明することを目的として、風化の著しい泥岩切土法面に着目して法面建設記録等の机上調査や弾性波探査等による風化の追跡調査、調査ボーリング等の地盤調査の結果を分析した。まず調査対象とする泥岩切土法面の風化の実態を把握するために、切土法面建設時の地盤調査および切土の施工記録や供用後の点検・補修等の維持管理記録、追跡調査時の法面観察記録などから、切土法面の完成から約50年が経過した当該法面の長期風化の実態を整理した。次に法面から採取したボーリングコア試料に対して行った粉末X線回折分析やpH試験により粘土鉱物の含有量やpH値を調査し、約50年の化学的風化の進行状況を確認した。また、追跡調査で蓄積した弾性波探査や速度検層のデータ、調査ボーリングのコア試料に対して行った針貫入試験や多段階三軸圧縮試験の結果から、物理的な風化の進行による切土法面内部の剛性低下を時間的および空間的に把握した。そして、これらの結果から約50年が経過した泥岩切土法面の風化機構を考察した。最後に、調査結果をもとにした風化による強度低下モデルを考案し、風化帯の安全率を計算して風化による法面崩壊の可能性を検討した。

第三章では、切土法面の風化の傾向を把握することを目的として、切土法面が完成した40～50年ほど前から蓄積している合計6路線、35箇所、55測線の弾性波探査データを分析した。まず風化帯走時の経年変化を整理し、地質年代および岩種毎に風化の難易等を確認した。次に単年あたりの風化帯走時の増加率（風化速度）に着目して、切土完成からの経過時間や岩の固結度の大小、亀裂の有無、地質構造の要素で風化の傾向を分析し、風化速度を大きくする要因等、風化による切土法面の強度低下を予測するために必要な基本情報を検討した。

第四章では、切土法面の予防保全方法を構築することを目的として、弾性波探査による風化評価方法の事例検証を行った。まず、風化に起因する変状が発生した法面に対して本手法を適用した事例の検証を行い、適切に風化の進行を捉えられるかどうかの確認を行った。次に、本手法で得られる風化帯層厚と同一箇所で実施した簡易動的コーン貫入試験時の貫入限界深さを比較することにより、風化帯層厚の妥当性を確認した。さらに、複数の追跡調査法面において本手法で求まる風化帯の法面安定度 F と、ペーンコーンせん断試験のせん断強度から求めた安全率 F_s を比較して、弾性波探査による法面安定度評価手法の適用性を確認した。最後に、風化の進行が著しく表層崩壊を経験した2つの事例を検証し、切土法面の長期風化

対策のあり方について考察した。

第五章は結論である。各章で得られた成果を総括し、今後の展望と課題を述べる。

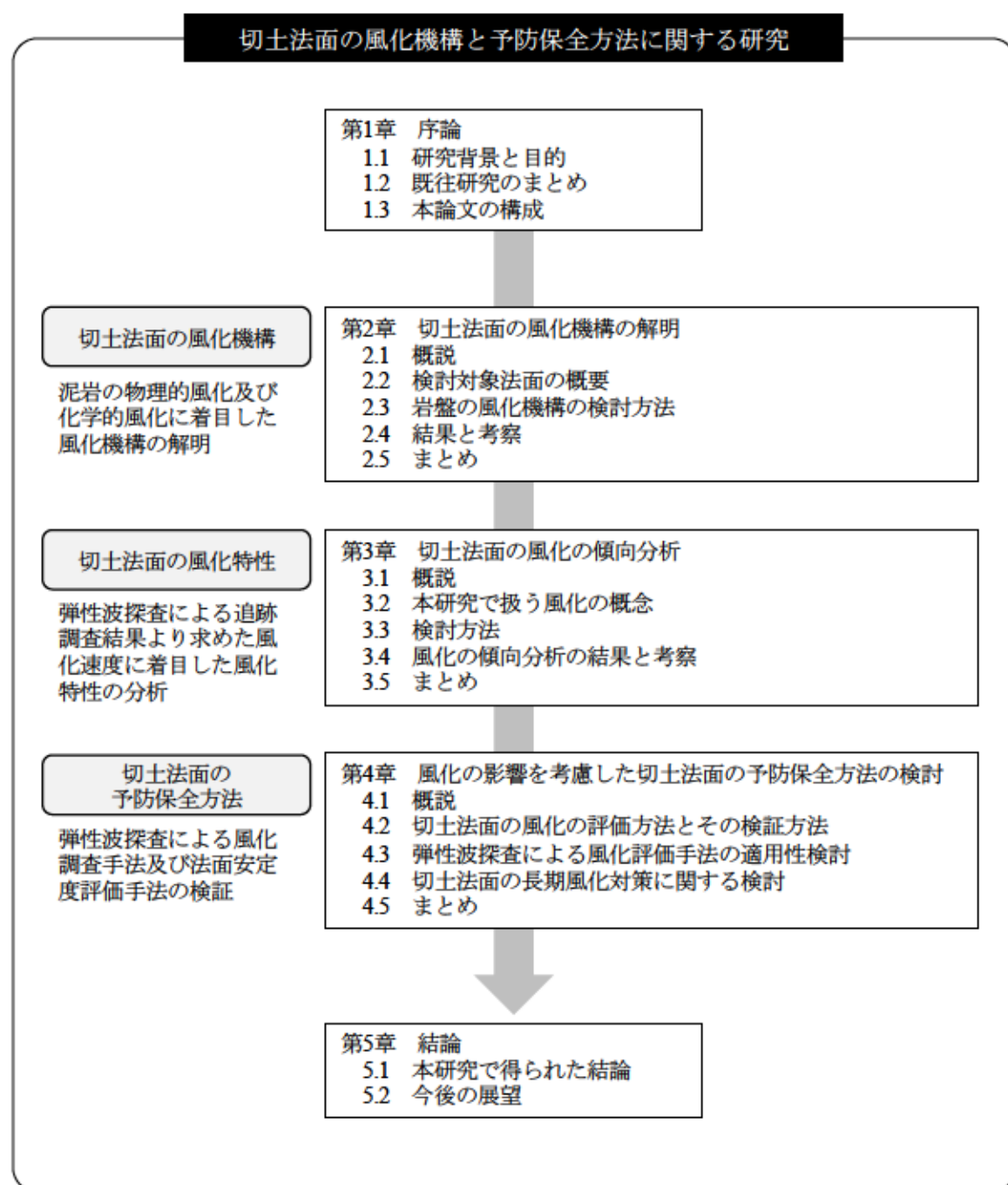


図 1.14 本論文の構成

参考文献

- 1) インフラ老朽化対策の推進に関する関係省庁連絡会議：インフラ長寿命化基本計画，2017.
- 2) 松坂敏博，森山陽一，小笹浩司，太田秀樹，藤野陽三，宮川豊章，西村和夫：高速道路の構造物における大規模更新および大規模修繕の導入と課題，土木学会論文集 F4(建設マネジメント)，Vol.73，No.1，pp.1-18，2017.
- 3) HAWKINS, A. B., PINCHES, G. M.: Engineering description of mudrocks. Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol.25, pp.17-30, 1992.
- 4) 土質工学会：土質基礎工学ライブラリー10 日本特殊土，1974.
- 5) 山本剛，中井卓巳，丸木義文，小高猛司，岸田潔，大西有三：長期劣化の概念を導入した道路法面の健全性評価手法の提案，地盤工学ジャーナル Vol. 4, No. 1, pp.21-33, 2009.
- 6) 多賀直大，田山聡，奥園誠之，八木沢孝哉：長期追跡調査による切土のり面の風化の進行と安定性，土と基礎，Vol. 39, No.6, pp. 41-47, 1991.
- 7) 山口晴幸，吉田廣太郎，黒島一郎，福田誠：泥岩のスレーキング特性，土木学会論文集，Vol.1989，No.406，pp.17-26，1989.
- 8) 仲野良紀：軟岩をめぐる諸問題-泥岩の力学特性-，土と基礎，Vol.28，No.7，pp.1-10，1980.
- 9) 松倉公憲：斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度，応用地質，Vol.38，No.4，pp.224-231，1997.
- 10) 小宮康明，新城俊也，宮城調勝：島尻層泥岩地帯における切土法面の変状・崩壊の実態，琉球大学農学部学術報告，No.50，pp.137-141，2003.
- 11) 藤岡一頼，大窪克己：高速道路土工部における降雨災害分析，第27回日本道路会議論文集，論文番号13007，2007.
- 12) 平井健太，村上豊和，滝口潤，佐藤尚弘：適正な法面保護工の選定に向けた実態把握と基礎分析，第57回地盤工学研究発表会講演集，2022.
- 13) 中日本高速道路株式会社：設計要領第一集土工建設編「2. 切土」，pp.2-4，2016.
- 14) 中日本高速道路株式会社：設計要領第一集土工建設編「2. 切土」，pp.2-8，2016.
- 15) 奥園誠之：切り取りノリ面の風化とその対策，土と基礎，Vol.26，No.6，pp.37-44，1978.
- 16) 中日本高速道路株式会社：設計要領第一集土工建設編「2. 切土」，pp.参2-12，2016.
- 17) 中日本高速道路株式会社：保全点検要領 構造物編，pp.75-82，2022.
- 18) 国土交通省道路局：「道路における災害危険箇所の再確認について」の実施要領（参考資料），pp.61，2006.
- 19) 後藤正登，武田弘次，中澤高志，田中秀幸：高速道路における降雨通行規制基準の設定と運用結果について，土と基礎，Vol.49，No.7，pp.19-21，2001.
- 20) 気象庁：気候変動監視レポート，pp.61-67，2022.
- 21) CHIGIRA, M.: A mechanism of chemical weathering of mudstone in a mountainous area. Engineering Geology, Vol.29, pp.119-138, 1990.
- 22) CHIGIRA, M., OYAMA, T.: Mechanism and effect of chemical weathering of sedimentary rocks, Engineering Geology, Vol.55, pp.3-14, 2000.

- 23) PYE, K., MILLER, J. A.: Chemical and biochemical weathering of pyritic mudrocks in a shale embankment, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, London, Vol.23, pp.365-381, 1990.
- 24) YONEDA, T., HAYASHI, K., KASHIWAYA, K.: Mineralogical characterization of mudstone weathering a case study in a landslide area, Central Hokkaido, Japan, *ISRM International Symposium - 8th Asian Rock Mechanics Symposium*, Sapporo, Japan, International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering, pp.328-335, 2014.
- 25) 津田涼太, 廣瀬孝三郎, 上原盛久, 松原仁: 島尻層群泥岩の物理・化学的な風化の実態と進行プロセスに関する調査・分析的検討, *土木学会論文集 C(地圏工学)*, Vol.75, No.4, pp.386-397, 2019.
- 26) 千木良雅弘: 建設工事における風化・変質作用の取扱い方, *土と基礎*, Vol.40, No.8, pp.71-79, 1992.
- 27) BHATTARAI, P., TIWARI, B., MARUI, H.: Variation of soil properties in mudstone with depth and its effect on slope stability. *Geo-Denver 2007, New Peaks in Geotechnics*. Denver, Colorado, pp.1-10, 2007.
- 28) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 切土のり面の継続的な弾性波探査の計測データに基づく長期安定性の評価, *土木学会論文集 C(地圏工学)*, Vol.74, No.4, pp.424-438, 2018.
- 29) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 長期追跡調査による切土法面の風化特性の評価, *日本地すべり学会誌*, Vol. 57, No.3, pp.73-83, 2020.
- 30) 松倉公憲: 石造文化財の保存 岩石・石材における風化作用とその速度, *土と基礎*, Vol.44, No.9, pp.59-64, 1996.
- 31) 松倉公憲: 風化過程におけるロックコントロール 従来の研究の動向と今後の課題, *地形*, Vol.15, pp.202-222, 1994.
- 32) 木宮一邦: 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度—花こう岩の風化・第2報—, *地質学雑誌*, 第81巻11号, pp.683-696, 1975.
- 33) SUZUKI, T. and HACHINOHE, S.: Weathering rates of bedrock forming marine terraces in Boso Peninsula, Japan, *Trans. Japan. Geomorph. Union*, Vol. 16, pp. 93-113, 1975.
- 34) SUNAMURA, T.: A physical model for the rate of coastal tafone development, *Jour. Geol.*, Vol. 104, pp. 741-748, 1996.
- 35) 大山隆弘, 千木良雅弘, 大村直也, 佐々木和裕, 長岡亨: 不飽和領域での堆積岩の化学的風化作用—泥岩トンネル坑壁の風化速度と微生物の影響—, *応用地質*, 第39巻6号, pp.511-523, 1999.
- 36) 志田原巧, 大山隆弘, 千木良雅弘: 砂質泥岩の化学的風化のメカニズム—自然斜面での長期的風化と切り取り法面での短期的風化—, *電力中央研究所報告*, 1994.
- 37) 社団法人日本道路協会: 切土工・斜面安定工指針, 2009.
- 38) 新城俊也, 金城善美, 幸地茂修, 米蔵敏博: 島尻層泥岩地帯における切土斜面の設計の現状と問題点, *土と基礎*, Vol.31, No.1, pp.111-116.1983.
- 39) 宜保清一, 中村真也, 比嘉優, 吉沢光三: 安定解析に必要な強風化・破砕泥岩の強度—沖縄, 島尻層群泥岩斜面の安定問題—, *農業土木学会論文集*, No.227, pp.673-678, 2003.

第2章 切土法面の風化機構の解明

2.1 概説

切土法面を構成する岩盤は、これまでの法面管理の経験や岩石の風化に関する研究実績を踏まえ風化が進行し強度低下することが懸念されている。中でも泥岩をはじめとする堆積軟岩は風化が速く、切土掘削により地表に露出すると時間経過とともに風化が進行し、長期間が経過した切土法面はしばしば表層崩壊を引き起こしている。このような切土法面では、掘削時の応力解放により物理的風化が進み¹⁾、さらに露出した法面から時間をかけて化学的風化も進展したことが原因と推察される。そのため、長期供用を経た切土法面を効果的に維持管理していくためには、風化しやすい堆積岩の長期的な風化挙動を把握し、変形・強度特性の変化を予測した上で、切土法面を長期かつ戦略的に保全していくことが重要である。しかし、切土法面はサイトごとに地質や地質構造が異なるため、風化進行度や風化が安定性に及ぼす影響には未解明な点が多い。また、掘削後、数十年にわたって堆積軟岩の風化過程を観察した事例は過去にない。

既往の研究では、泥岩など堆積岩の化学的風化や物理的風化について幾つかの調査・分析が行われてきた。そして、泥岩材料の風化について、粘土鉱物の組成の変化や、採取した岩石試料の色調、強度の違いを調べることにより泥岩の風化機構が明らかにされてきた^{2)~8)}。一方、高速道路では、新鮮な岩盤が地表に露出して風化が始まった時期を明確に規定できる切土法面に対して、全国96箇所を選定して法面の観察や物理探査（速度検層、弾性波探査）が継続的に実施されてきた^{9)~12)}。一連の研究では、法面表層付近の弾性波速度が経時的に低下することを明らかにしているが、風化による鉱物組成やせん断強度の変化と関連付けた検討はこれまでになかった。

これに対して、本研究では著しい風化が確認された泥岩で構成される切土法面（以下、泥岩切土法面と呼ぶ）を対象として、掘削から約50年にわたって弾性波探査等の現地調査や土質試験、X線回折分析を行い、掘削から約50年にわたる長期的な風化現象について、鉱物の性質や物性、せん断強度等の分布の調査結果に基づいて時間的、空間的な風化の進展を考察した。そして、泥岩の風化が切土法面の長期的な安定に与える影響を検討した。その結果、法面表層では掘削直後の除荷に伴う応力解放や乾湿繰返しの影響による強度低下を生じる一方で、泥岩を構成する粘土鉱物の酸化や溶解等の化学変化は途中段階にあるため、化学的風化は50年経過後も経時的に進行することが示唆された。本章ではこれらの検討結果を説明する。

2.2 検討対象法面の概要

2.2.1 法面の位置および地形・地質

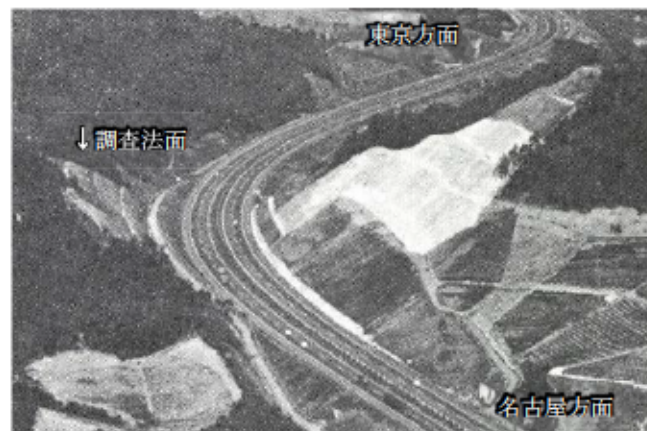
著者らは、東北地方から中部、関西、中国、九州・沖縄まで全国の高速道路沿線の96箇所

第2章 切土法面の風化機構の解明

の切土法面に対する弾性波探査等の調査結果をもとに、切土法面の風化過程について検討を行ってきた^{9)~12)}。これらの切土法面は新生代第四紀から新第三紀，古第三紀，中生代の堆積岩や変成岩，火成岩で構成される。このうち，本章では著しい風化の進行が確認された東名高速道路の泥岩切土法面を対象とする。対象は図 2.1 に示す吉田 IC～相良牧之原 IC 間にある切土法面（以下，調査法面と呼ぶ）で，比高 50~100m の山塊が連続し起伏に富んだ牧之原台地に代表される丘陵部に位置しており，調査法面の施工完了年は1968年である。なお，本章では施工完了年からの経過年数を t で示す。図 2.2 に調査法面の平面図，横断図，地質横断図を示す。当該地は，両切りで道路が建設された区間であり，調査法面は上り線側に位置する。法面段数は6段で，法面勾配は概ね 1:1.0 であり，植生により法面保護されている。地質は，新第三紀中新世相良層群の泥岩が優勢な砂岩泥岩互層であり，地層は(c)図に示すように受け盤構造である。調査法面は，降雨により 2013 年に表層の一部が崩壊した履歴がある。なお，上り線側の法面は流れ盤であり，法面内の断層の存在も影響して建設中に大規模な崩壊が三度発生したため，排土工や法面保護工が施されている¹⁴⁾。



(a) 位置図



(b) 建設当時の空中写真¹³⁾

図 2.1 調査法面の位置と空中写真

2.2.2 切土掘削前の地盤の状態

調査法面で建設前に行われた調査ボーリング BH 0 について図 3 (b)に位置、表 2.1 に柱状図に基づく土質区分や N 値の深度分布を示す。BH 0 は、測線 A と B の間ののり尻付近において地表から鉛直方向に実施された。土質分類は、地表から 3 m まで茶～黄褐色化した粘土が主体で、自然含水比 W_n は 6～24 %、N 値は 15～48 である。一方、3 m 以深は、暗灰色の軟岩（泥岩）が確認されており、深さ約 10 m の自然含水比 W_n は 9 % 程度、N 値は 62～124（70 以上は換算値）である。切土掘削前の地盤の状態は、地表から 3 m 程度は風化した泥岩であり、それ以深は新鮮な泥岩が存在していたと考えられる。

表 2.1 調査法面における建設前の地盤調査結果（BH0）

深度 (m)	現場視察による分類	色調	標準貫入試験	
			試験深度(m)	N 値*
0.0- 0.6	粘土	茶褐色	—	—
0.6- 1.5	粘土混じり砂礫	茶褐色	1.3	15
1.5- 3.0	固結粘土	黄褐色	2.3	48
3.0- 25.5	軟岩	暗灰色	3.3	57
			4.3	62
			11.1	124
			18.1	111
			22.1	124

※70より大きいものは換算値

2.2.3 調査法面における追跡調査

表 2.2 に調査法面で実施している追跡調査の内容を示す。追跡調査は 1970 年 ($t=2$)、1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$)、2017 年 ($t=49$) の 4 回実施しており、法面観察、弾性波探査および速度検層により法面の経年的な変化を確認した。なお、 t は施工完了からの経過年数である。法面観察では、高速道路建設後、間も無く実施した初回の調査から継続して、植生の状態や法面の変状を写真やスケッチ等で記録している。弾性波探査および速度検層については法面に 2～3 測線を設定して、同一箇所を継続的に調査してきた。

表 2.2 追跡調査の内容

調査内容	調査時期			
	1970年 (33箇月)	1977年 (117箇月)	1984年 (198箇月)	2017年 (595箇月)
法面観察	○	○	○	○
弾性波探査	○	○	○	○
速度検層	—	○	○	○

写真 2.1 は 1970 年 ($t=2$)、1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$)、2000 年 ($t=32$)、2016 年

第2章 切土法面の風化機構の解明

($t=48$), 2017 年 ($t=49$) に撮影した調査法面の全景写真である。写真のように切土後、年月の経過とともに自然遷移による樹林化が進行している。樹木が根を張ることで表層地盤が補強される一方で、風化がさらに進行して軟質化していることも予想される。なお、2017 年には法面排水施設の更新工事のために樹木が伐採されたが、その後、植生は回復している。写真 2.2 は、1984 年および 2017 年の調査時に撮影した法面表土とボーリングコアである。切土掘削直後の表層部の岩質区分は軟岩であったが 1984 年には角礫状または粘土状に変化しており、2017 年の調査時も同様の傾向であった。深度 2.10~3.05 m のボーリングコアは、わずかに亀裂を含むが、概ね棒状を呈する部分が多い。コアの亀裂面は褐色化しており風化の兆候が確認される。このように、調査法面で採取した試料からは切土掘削から約 50 年を経て地表から風化が深さ方向に明瞭に進行していることが確認された。



(a) 1970 年 ($t=2$)



(b) 1977 年 ($t=9$)



(c) 1984 年 ($t=16$)



(d) 2000 年 ($t=32$)



(e) 2016 年 ($t=48$)



(f) 2017 年 ($t=49$)

写真 2.1 調査法面の全景写真



(a) 1984 年 (法面表層部)



(b) 2017 年 (法面表層部)



(c) 2017年 (ボーリングコア)

写真 2.2 調査法面の表層部およびボーリングコア（地表から 2.10～3.05 m）の状態

2.3 岩盤の風化機構の検討方法

岩盤の風化は、岩石が地表面付近で水や空気、太陽熱の作用を受けて分解変質する過程である。風化作用は発生原因によって、(a) 切土等による除荷や乾湿繰り返し、加熱冷却などによる物理的風化、(b) 酸化・還元・溶脱等の化学的風化に大別される¹⁵⁾。実地盤では、これらの風化作用が必ずしも別々に作用するのではなく相互に影響を及ぼし合っている。例えば、岩盤斜面では物理的風化によってゆらみと細片化が生じると水が浸透しやすくなって化学的風化も促進されるし、化学的風化が進むと岩石の空隙率が增大して脆くなり、より深部まで物理的風化作用を受けやすくなって風化が進むと考えられている¹⁶⁾。ここでは、まず弾性波探査および速度検層により地盤剛性の経年変化を求め、切土掘削時の応力解放や乾湿繰り返しによる亀裂の発達や密度低下の影響について検討した。さらに、現場から採取した泥岩試料を用いた各種の室内試験をもとに、化学的および物理的風化機構について議論した。調査内容の一覧を表 2.3 に示す。

表 2.3 地盤調査内容の一覧

区分	内容	測線A					測線B
		BH1-1	BH1-2	BH2-1	BH3-1	法面表層部	
現 位 置 試 験	試料採取	攪乱試料	不攪乱試料	不攪乱試料	—	攪乱試料	—
	標準貫入試験	○	—	—	—	—	—
	速度検層	—	○	○	○	—	—
	密度検層	—	○	○	—	—	—
	弾性波探査（屈折法）	測線A及び測線Bで実施					
室 内 試 験	粉末X線回折	○	—	○	—	○	—
	pH試験	○	—	○	—	○	—
	密度及び含水比試験	○	○	○	—	—	—
	一軸圧縮試験及び針貫入試験	—	○	○	—	—	—
	多段階三軸圧縮試験	—	○	○	—	—	—

2.3.1 現位置試験

(1) 試料採取と標準貫入試験

4つのボーリング孔の位置を図 2.2 に示す。BH 1-1 と BH 1-2 は切土法面の 5 段目にあり、互いの距離は 1.0m 以内である。BH 2-1 は 3 段目、BH 3-1 は 2 段目に位置する。試験用試料は、BH 1-1、BH 1-2 および BH 2-1 の 3 つのボーリング孔と測線 A 上の 4~6 段目の法面表面から採取し、各種の室内試験により力学的性質や鉱物特性を確認した。BH 1-1 では、JIS A 1219 に従って標準貫入試験を実施し、攪乱試料を取得した。ただし、詳細なデータを得るため N 値の計測間隔は 0.5m とした。BH 1-2 と BH 2-1 では、オールコアボーリングにより地表から約 10.0 m の深さまで不攪乱試料を採取した。測線 A 上の表層部の試料は、地表から 20 cm 程度の深さからスコップで採取した。なお、BH 3-1 は初回の追跡調査時に掘削した速度検層用の調査孔である。

(2) 速度検層および密度検層

速度検層¹⁷⁾は、測線 A 上の BH 1-2、BH 2-1、BH 3-1 において実施した。ダウンホール法 (JGS 1122-2012) により地中の弾性波 (P 波、S 波) 速度を計測し、法面内部の泥岩の剛性率やポアソン比、ヤング率を得た。1 箇所当たりの最大測定延長 10m、測定間隔は 0.5m である。なお、速度検層は BH 1-2 と BH 2-1 では 2017 年 ($t=49$) に実施しており、BH 3-1 では 1970 年 ($t=2$)、1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$) および 2017 年の 4 回にわたって実施している。密度検層¹⁸⁾は BH 1-2 と BH 2-1 で実施し、調査孔周辺の原位置密度を計測した。孔壁崩壊による密度計測結果への影響を考慮するために孔壁検層により孔径を深度方向に連続的に測定し、密度の補正に用いた。

(3) 弾性波探査 (屈折法)

弾性波探査 (屈折法)¹⁹⁾は、1970 年 ($t=2$)、1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$)、2017 年 ($t=49$) に実施した。ハンマーで地震波を発生させ、図 2.2 に示す測線 A と B に沿う屈折波を観測することで、P 波と S 波の速度を求め、切土法面の剛性の分布を得た。各々の測線延長は 34.5 m であり、受振器を 1.5 m 間隔で配置して 24 成分の観測器を用いて屈折波を計測した。いずれの計測結果もはぎとり法解析 (萩原の方法)¹⁹⁾と呼ばれる岩盤内の弾性波速度を求めるための層構造解析手法により弾性波速度の分布を図化した。2017 年の結果についてはトモグラフィ解析¹⁹⁾により弾性波速度の詳細な 2 次元等高線図も得た。なお、弾性波探査は降雨の少ない時期の晴天日に実施し、車輛通行による影響を除外するため、車輛通行のないタイミングで実施した。また、追跡調査は極力、過去の調査実施者が行い、人為的な差異を生じないように留意した。

2.3.2 室内試験

(1) 鉱物分析

泥岩の鉱物組成は粉末 X 線回折により分析した。BH 1-1、BH 2-1 の試料と法面 4、5、6 段目の表層部 (深さ 0.2m 程度) から採取した試料を分析した。供試体は、採取した試料が熱で

変質しないように 40°C で 24 時間以上、低温炉乾燥した後に、粉末にして 53 mm のふるいにかけた。試料に含まれる粘土鉱物は、Ulrey and Drees²⁰⁾および Moore and Reynolds Jr.²¹⁾の手法を参考にして、以下の手順で同定した。

まず、回折角 2θ と回折強度 I の関係を表す回折パターンをもとに各粘土鉱物の回折角 2θ に対応する格子面間隔 d ($d00l(\text{\AA})$) を算出し、データベースと照合することで粘土鉱物の有無を特定した。存在が確認された粘土鉱物 i に対しては、回折ピーク I^i から相対的な含有量 I_r^i を次式により求めた。

$$I_r^i = \frac{I^i}{I_{\max}^i} \times 100 (\%) \quad (1)$$

ここに、 I_{\max}^i は全試料の I^i の最大値である。粘土鉱物の含有程度は、回折ピークを明瞭に判別できる $I_r^i \geq 10$ の範囲が三等分されるように閾値を設定し、粘土鉱物を含有しない、少量含有する ($0\% < I_r \leq 40\%$)、中程度含有する ($40\% < I_r \leq 70\%$)、多量に含有する ($70\% < I_r \leq 100\%$) の 4 段階に分類し、風化作用による粘土鉱物の含有量の変化を新鮮岩部と比較しながら議論した。なお、XRD による分析の再現性については、同じ粉末試料に対して複数回の分析を行い、ほぼ同じ回折パターンが得られることを確認している。

(2) 物理試験

物理試験では、JGS 0211:2009 に記載された方法に従い、BH 1-1、2-1 および法面の表層部から採取した試料の pH 試験を実施した。BH 1-2 および BH 2-1 から採取した試料の含水比は JIS A 1203:2009、湿潤密度は JIS A 1225 に従って求めた。

(3) 力学試験

法面を構成する泥岩のせん断強さの深度分布を知るために、BH 1-2 および BH 2-1 で採取した不攪乱試料を用いて一軸圧縮試験および多段階三軸圧縮試験 CU を行った。一軸圧縮試験は JGS 2521:2009 に従うことを基本としたが、円柱供試体を取得できない部分は JGS 3431:2012 に従って机上型の針貫入試験を行い、針貫入勾配 N_p から一軸圧縮強度 q_u を換算した。換算には次の相関関数を用いた²²⁾。

$$\log q_u = 0.978 \log N_p + 2.621 \quad (2)$$

ここに、 q_u は一軸圧縮強度 (kN/m^2)、 N_p は針貫入勾配 (N/mm) である。なお、針貫入試験は 1 深度毎に 5 つの岩片に対して行い、これらの平均値を用いて結果を分析した。

多段階三軸圧縮試験は、Kovari and Tisa²³⁾の方法に従って実施した。この試験は、一つの供試体に対して拘束応力を変化させて複数回のせん断を行うことにより強度定数 c 、 ϕ を得るものであり、亀裂の多い岩石試料など供試体を複数個、作製して試験を実施することが困難な場合に有効である。表 2.4 に試験条件を示す。供試体は、BH 1-2 および BH 2-1 のボーリング試料から、強風化部、風化部、新鮮岩部の 3 箇所を選定した。強度定数はピーク時と残留時について求め、両者を比較した。図 2.3 に BH1-2 および BH2-1 の供試体の写真を示す。供試体の状態は、BH1-2 の深さ 1.75m (風化部) の表面に若干色調の異なる部位が確認されるが、一様の泥岩で構成されており、亀裂の少ない状態である。また、風化の程度が強い浅部ほど

供試体の色調は褐色を帯びている。なお、試験時の間隙圧係数 B 値は初期載荷時において 0.95 ~ 1.0 であり、飽和条件下でせん断試験を行った。

表 2.4 多段階三軸圧縮試験の試験条件

項 目	内 容
試験方法	多段階三軸圧縮試験 CU
試料採取部位	BH1-2, 深さ0.60m, 1.75m, 4.47m BH2-1, 深さ0.61m, 1.72m, 3.39m
試験条件	セル圧 $\sigma_c(\text{kN/m}^2)$: 150, 200, 300, 500 残留時 300, 200, 150 背圧 $u_b(\text{kN/m}^2)$: 100.0 圧密応力 $\sigma'_c(\text{kN/m}^2)$: 50, 100, 200, 400, 残留時 200, 100, 50

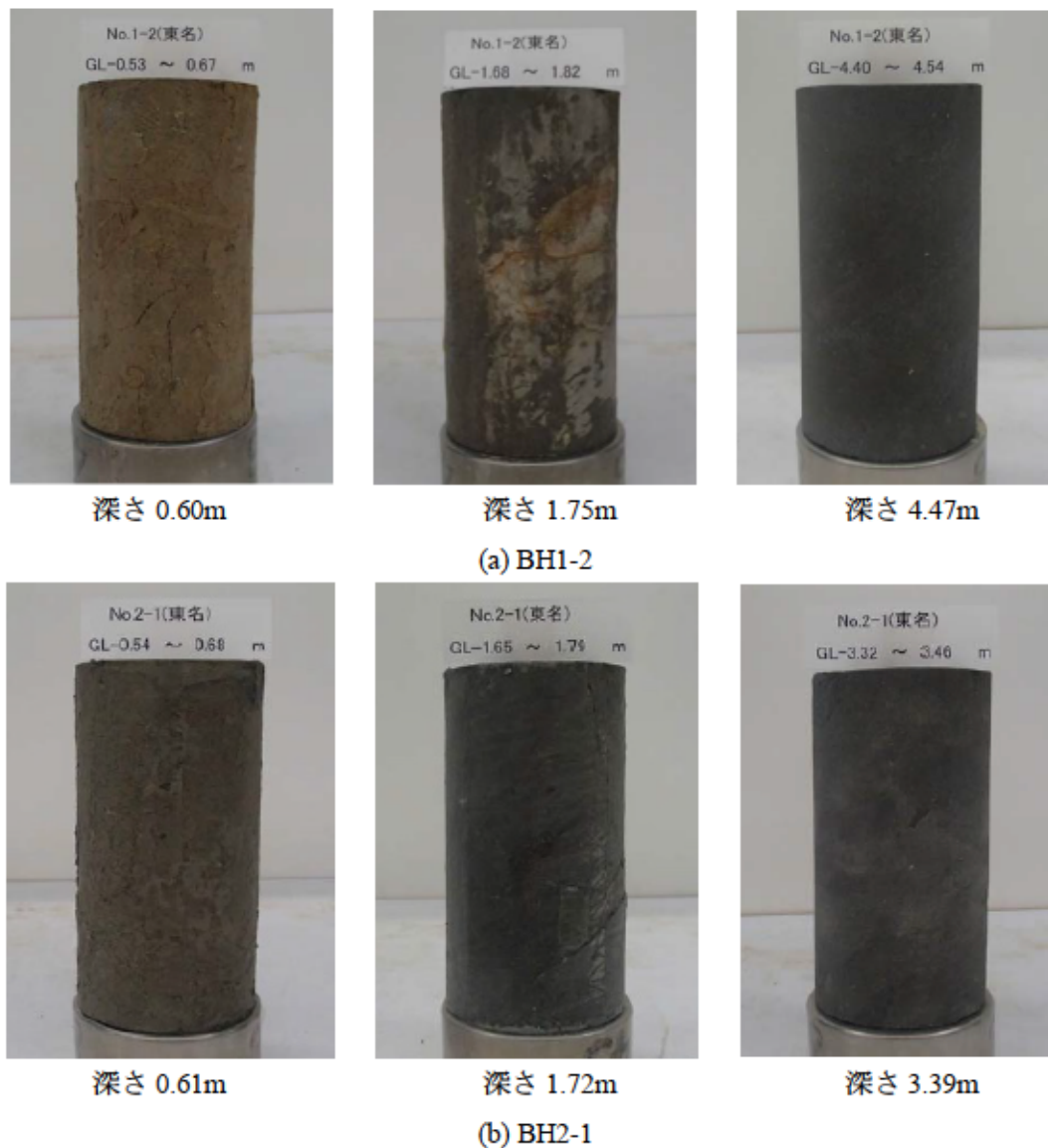


図 2.3 試験前の供試体の状態

2.4 結果と考察

ボーリング孔から採取した試料の目視観察、鉱物分析および物理試験の結果に基づき、切土掘削から約50年にわたる化学的および物理的風化の進行について検討した。化学的風化と物理的風化は、現象が複合的に進むことから、調査結果から各々を個別に評価することは困難であるため、これらの分析では以下の条件で各々の風化現象を特定した。





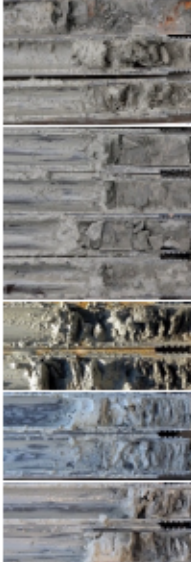
- ① 化学的風化は、酸化や溶解等による化学的な鉱物特性の変化であり、XRDの鉱物分析とpH、目視でのボーリングコアの観察の3つの結果で特定した。
- ② 物理的風化は、除荷や乾湿・温度変化による膨張収縮による亀裂進展や細粒化による剛性や強度の低下であり、弾性波探査や強度試験の結果で特定した。

2.4.1 切土法面の化学的風化

(1) ボーリングコアの観察

表2.5および表2.6にBH 1-1とBH 2-1の土質区分、風化の程度、色調およびN値の深度分布を示す。土質区分について、BH 1-1の一部に砂岩が確認されるものの、総じて泥岩が主体である。どちらも深さ4.0mあたりまで風化しており、地表から2m程度までは泥岩の岩芯まで褐色を帯びており、2mから4m程度までは亀裂沿いに僅かな変色が確認される。それ以深は亀裂沿いの変色も少なく新鮮な泥岩が確認されている。色調は、風化部は鉄分の酸化によって褐色化した灰色であり、新鮮な部分は暗灰色である。BH 1-1については、色調の変化が明瞭であり、切土法面の表層部が2m程度の深さまで強く風化していることが明らかである。表層部は4.0m以深の新鮮部に比べて風化の程度が激しく、N値も小さい。なお、切土掘削前の調査結果(表2.1)では、当時の地表から3m程度の深さまで泥岩が褐色化して明瞭に風化していたことがわかっている。このため、切土掘削前の地表面に比較的近い位置にあるBH 1-1は、掘削前から既にいくらか風化が進んでいたと予想される。一方、BH 2-1は、切土掘削前のN値が100を超え、色調が暗灰色の新鮮な軟岩であったのに対して、切土掘削後は法面表面から2.0m程度の深さまで褐色を帯びていたことから、切土後に進行した風化現象を確認できる。

表 2.5 BH1-1 のボーリングコア等観察の結果

深度(m)	土質区分	色調	標準貫入試験 試料写真	標準貫入試験	
				試験 深度 (m) ^{※1}	N値 ^{※2}
0.00- 1.35	強風化 泥岩	褐灰色		0.80	21
				1.29	38
1.35- 1.75	風化泥岩	帯褐灰色		1.74	83
1.75- 2.00	風化細粒砂岩	褐灰色		2.15	150
2.00- 4.05	弱風化泥岩	暗灰色		2.64	188
				3.21	68
				3.69	88
4.05- 10.07	泥岩	暗灰色		4.13	300
				4.54	188
				5.11	125
				5.60	167
				6.09	188
				6.60	150
				7.09	188
				7.58	250
				8.07	375
				8.58	250
				9.09	214
				9.54	214
				10.04	214

※1 試験区間の中心深度

※2 50より大きい値は換算値

表 2.6 BH2-1 のボーリングコア等観察の結果

深度(m)	土質区分	色調
0.00- 2.00	風化泥岩	帯褐暗灰色
2.00- 4.00	弱風化泥岩	暗灰色
4.00- 10.00	泥岩	暗灰色

(2) 鉱物分析

図 2.4 および図 2.5 にボーリング孔 BH1-1, BH2-1 および法面表層部で採取した土試料の XRD 回折パターンを示す。また、表 2.7～表 2.9 にボーリング孔 BH1-1, BH2-1 および法面表層部の鉱物分析の結果を示す。図 2.4 および図 2.5 より、調査法面を構成する泥岩が含有する鉱物は石英、雲母、イライト、カオリナイト、スメクタイト、緑泥石、方解石および黄

鉄鉱であった。石英と雲母の含有量は採取位置・深さによらず総じて高く、泥岩を構成する主要な鉱物と言える。表 2.7～表 2.9 に粘土鉱物の含有量をまとめた。

イライトとカオリナイトは、BH 1-1 では深さにより幾らか含有量に変化するものの、BH 2-1 や表土では概ね一様に存在しており、風化の影響を受けずに安定的に存在する鉱物といえる。

方解石と黄鉄鉱は、BH 1-1 (表 2.7) ではそれぞれ 1.5 m, 2.5 m 以深で連続的に存在するものの、それ以浅には存在しないことがわかった。一方、BH 2-1 (表 2.8) では表層から深部まで含有した。表土 (表 2.9) では、法面上段ほど含有量が少なく、ボーリング孔から採取した試料と調和的な傾向を示した。緑泥石は位置や深度によらず検出されたが、BH 1-1 の 2.0 m 以浅や地表の法面上段において含有量が少ない傾向にあった。このように方解石や黄鉄鉱、緑泥石は化学的風化作用によって減少、あるいは消失することが確認された。

スメクタイトは、BH 1-1 (表 2.7) の 4.5 m 以浅、BH 2-1 (表 2.8) の 2.0 m 以浅および表土 (表 2.9) の含有量が顕著であった。すなわち、スメクタイトは風化作用によって別の鉱物から生成されていることが推察される。

以上の結果は、法面表層で明瞭な酸化作用が確認されたボーリングコアの観察結果と調和的である。

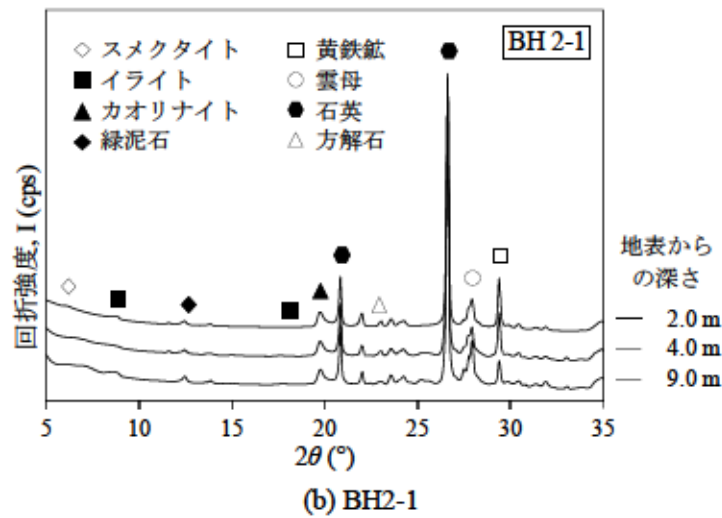
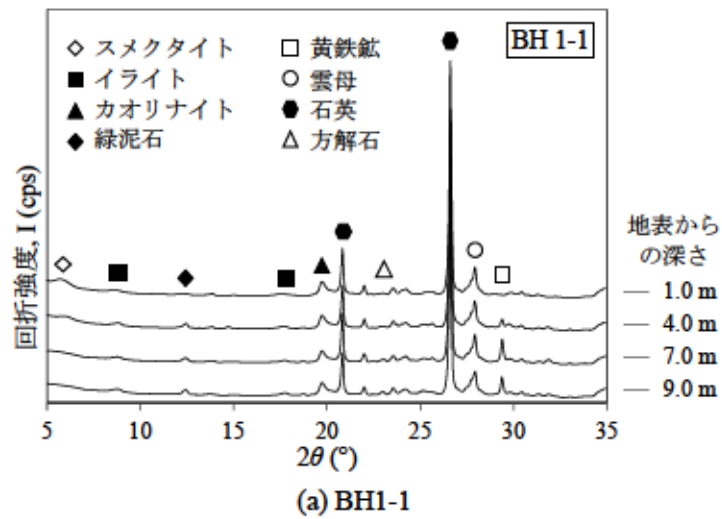


図 2.4 ボーリング孔深さ方向の XRD の結果

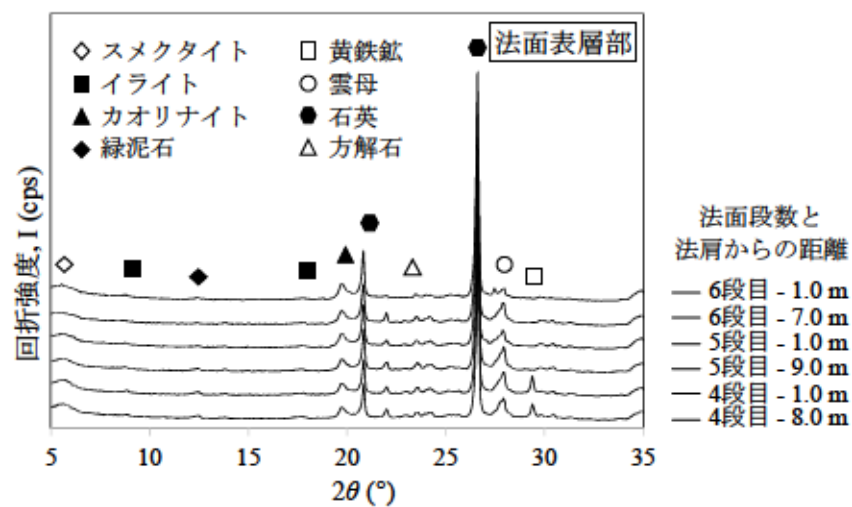


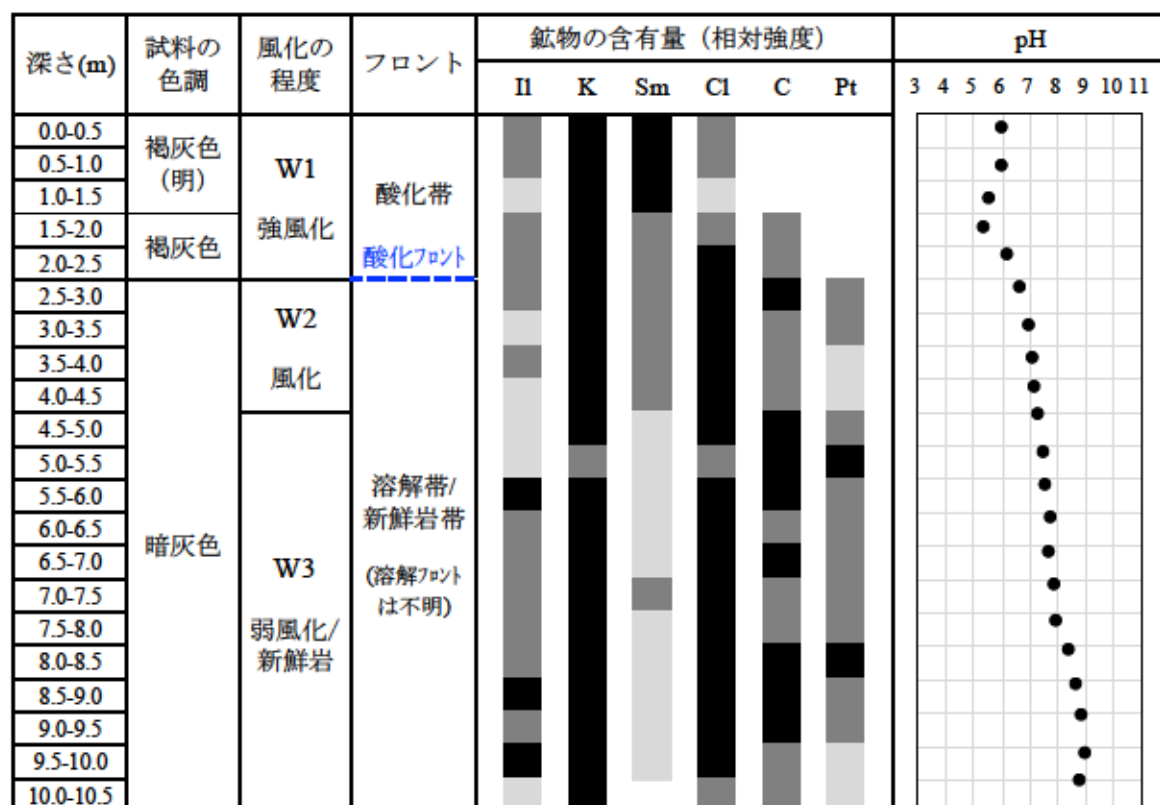
図 2.5 法面表土の XRD の結果

(3) pH 試験

表 2.7～表 2.9 に BH 1-1, BH 2-1 および法面表層部の pH を示す。BH 1-1 (表 2.7) は 3.0 m 以浅で酸性, 3.0 m 以深はアルカリ性であった。BH 2-1 (表 2.8) は, ボーリング孔の全体がアルカリ性を示した。法面表層部 (表 2.9) は, 最上段 (6 段目) から 5 段目 3m までが酸性であり, それ以下は全てアルカリ性である。以上のことから pH は法面の上段ほど, また土被りが小さいほど小さい傾向があった。法面内部の液性が連続的に分布すると仮定すると, BH 1-1 の深さ 3.0m あたりから法面表土 5 段目の上から 3.0 m あたりにかけて酸性とアルカリ性の境界が存在していると考えられる。この結果から想定される pH 値の分布を図 2.6 に示す。

前節の鉱物分析では、法面表層付近で黄鉄鉱が消失していることを指摘した。黄鉄鉱は溶解すると硫酸を生成するため、本節で示した表層付近の pH が低下して酸性に移行しているという結果とよく対応している。

表 2.7 鉍物分析および pH 試験結果 BH 1-1



※地下水位はボーリング掘削時の孔内水位である

Sm : スメクタイト

II : イライト

K : カオリナイト

C1 : 緑泥石(クロライト)

Pt : 黄鉄鉱(パイライト)

C : 方解石(カルサイト)

■ - $70 \leq 100\%$

- 40 ≤ 70%

- $0 \leq 40\%$

- None

表 2.8 鉱物分析および pH 試験結果 BH 2-1





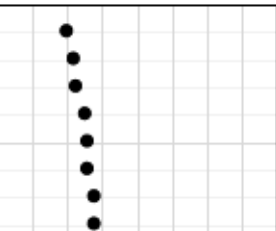


















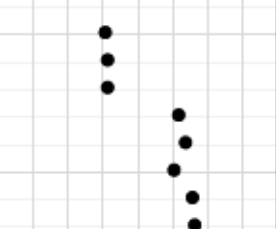




















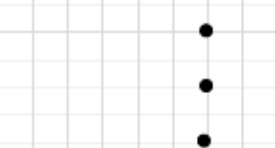












深さ(m)	試料の 色調	風化の 程度	フロント	鉱物の含有量（相対強度）						pH																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
				Il	K	Sm	Cl	C	Pt	3	4	5	6	7	8	9	10	11																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
1.0	褐灰色 (淡)	W3 弱風化 ～ 新鮮岩	溶解帯 ～ 新鮮岩帯																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									</

※地下水位はボーリング掘削時の孔内水位である

Sm : スメクタイト Cl : 緑泥石(クロライト)
 Il : イライト Pt : 黄鉄鉱(パイライト)
 K : カオリナイト C : 方解石(カルサイト)

■ - 70 ≤ 100%
 ■ - 40 ≤ 70%
 ■ - 0 ≤ 40%
 - None

表 2.9 鉱物分析および pH 試験結果 (表層部)

試料採取 箇所	法肩 からの 斜距離	鉱物の含有量（相対強度）						pH										
		Il	K	Sm	Cl	C	Pt	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
6段目	1.0m																	
	3.0m																	
	5.0m																	
	7.0m																	
5段目	1.0m																	
	3.0m																	
	5.0m																	
	9.0m																	
4段目	1.0m																	
	4.5m																	
	8.0m																	

Sm : スメクタイト Cl : 緑泥石(クロライト)
 Il : イライト Pt : 黄鉄鉱(パイライト)
 K : カオリナイト C : 方解石(カルサイト)

■ - 70 ≤ 100%
 ■ - 40 ≤ 70%
 ■ - 0 ≤ 40%
 - None

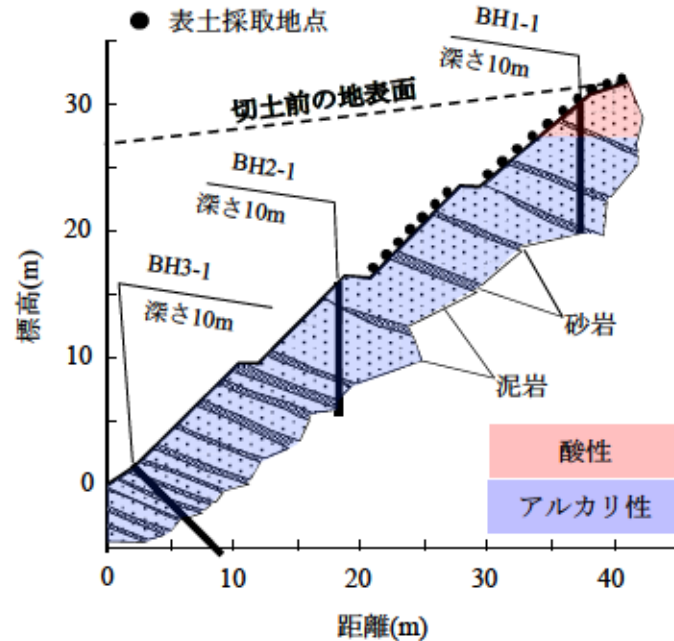


図 2.6 BH1-1, BH2-1 および法面表土の pH 値から想定される酸性／アルカリ性の分布

(4) 化学的風化のプロセスとゾーニング

法面から採取した試料の目視観察、XRD による鉱物分析および pH 試験の結果より、調査法面内における化学的風化の進展状況を確認した。泥岩の自然斜面の調査²⁾も参考にしながら、ボーリング試料の色調や各種の分析結果に基づいて、切土法面における化学的風化の進展状況を表 2.7 および表 2.8 に示す 3 つのゾーン W1, W2, W3 に分類して解釈する。

W1 は褐色化が進み、風化の程度が強いゾーンで、ボーリング孔 BH 1-1 の地表面から深さ 2.5m までの領域のようにスメクタイトの含有量は非常に高く、緑泥石の含有量は減少しており、既に方解石と黄鉄鉱の含有量は消失している。このゾーンは黄鉄鉱の溶解で硫酸が生成して pH が低く酸性になっており、泥岩の化学的風化が著しい「酸化帯」である。W2 は風化の程度が中程度のゾーンで、例えばボーリング孔 BH 1-1 の深さ 2.5～4.0 m の領域のように、褐色化が僅かに進むものの、緑泥石、方解石および黄鉄鉱が残存し、pH は中性からアルカリ性であった。W1 と W2 の境界は、酸性から中性に液性に変化することから酸化フロントと呼ばれる。W2 は、それ以深の比較的、新鮮な泥岩層が広がるゾーン W3 と比較して、方解石や黄鉄鉱が幾らか溶解していることが見て取れたが、「溶解帯」および溶解帯と新鮮岩の境界である「溶解フロント」を明確に指摘した自然斜面の調査事例²⁾に比べて溶解フロントは不明瞭であった。

法面下方の BH 2-1 は、スメクタイトの含有量が表層付近において中程度以下であるものの、深さ方向に緑泥石、方解石、黄鉄鉱の含有量の有意な減少が見られず、pH は一様にアルカリ性であることから W3 と区分される。

法面表層部は、最上段（6 段目）から 5 段目 3m までの範囲においてスメクタイトの含有量が多く、緑泥石の含有量は減少しており、既に方解石と黄鉄鉱は消失している。また、pH が 5～6 と小さく、明瞭に酸化している。このことから、法面上部の表層部は、BH 1-1 の地表面

付近と同様に化学的風化が著しく、風化の程度が W1 と区分される。法面 5 段目 5m～9m の範囲は、スメクタイトの含有量が高く、黄鉄鉱の含有が確認されない一方で、pH は 8～9 程度の一様にアルカリ性であり、緑泥石や方解石の含有量の有意な減少が確認されないことから、風化の程度が中程度の W2 と区分される。法面 4 段目は、BH 2-1 の地表面付近と同様に、pH は一様に 9 程度のアルカリ性であり、緑泥石、方解石および黄鉄鉱の含有量の有意な減少がみられないことから W3 と区分される。

以上より、法面でも切土掘削前の地表面に近い上部では化学的風化が進行しており、下段のほうでは化学的風化はまだ途上であると考えられる。

(5) 化学的風化機構

調査法面を構成する泥岩の色調は、法面の上部と下部の両方で、深い部分は暗灰色であり、表層部分では褐灰色を呈している。この色の明確な変化は、切土法面の表層部における風化の進行を示している¹⁾²⁴⁾²⁵⁾。化学的風化の発生は、現場から採取した泥岩試料の XRD および pH 試験により明らかとなった。切土法面表層部および BH 1-1 と BH 2-1 の地下水位よりも上部で確認されたスメクタイトの増加と緑泥石の減少は、黄鉄鉱が酸化して硫酸を生成し、酸性環境下で緑泥石がスメクタイトに変化したことを意味している²⁶⁾。湿気の多い気候では、風化は主に水と酸化によって引き起こされ²⁶⁾、地下水面上で湿潤と乾燥の作用が繰り返されることにより、泥岩の風化を誘発する酸化過程が生じる。緑泥石のスメクタイトへの変化、すなわち、法面表層部におけるスメクタイトの増加、黄鉄鉱および緑泥石の消失または含有量の減少は、既往研究^{27)～29)27)～30)}によって行われた研究により明らかにされている。一方、方解石は、法面表層部や BH 1-1 の表層付近の酸化過程における溶解³¹⁾により消失した。Hachinohe ら³²⁾もまた、風化した泥岩には方解石が消失していることを示し、溶解がその理由の一つであると述べている。BH 1-1 では、pH 値が地下水面より上部では酸性を示したが、緩衝剤として作用する方解石の存在により、強い酸性環境であるにもかかわらず比較的高い値を示した⁴⁾。BH 2-1 では、地下水面上で幾らか化学的風化が進行し、スメクタイトは BH 1-1 よりも低い濃度で存在しており、黄鉄鉱と方解石の含有も確認された。BH 2-1 の pH 値が全てアルカリ性であることは、酸化および溶解過程がその領域でまだ進行中であることを示唆している。

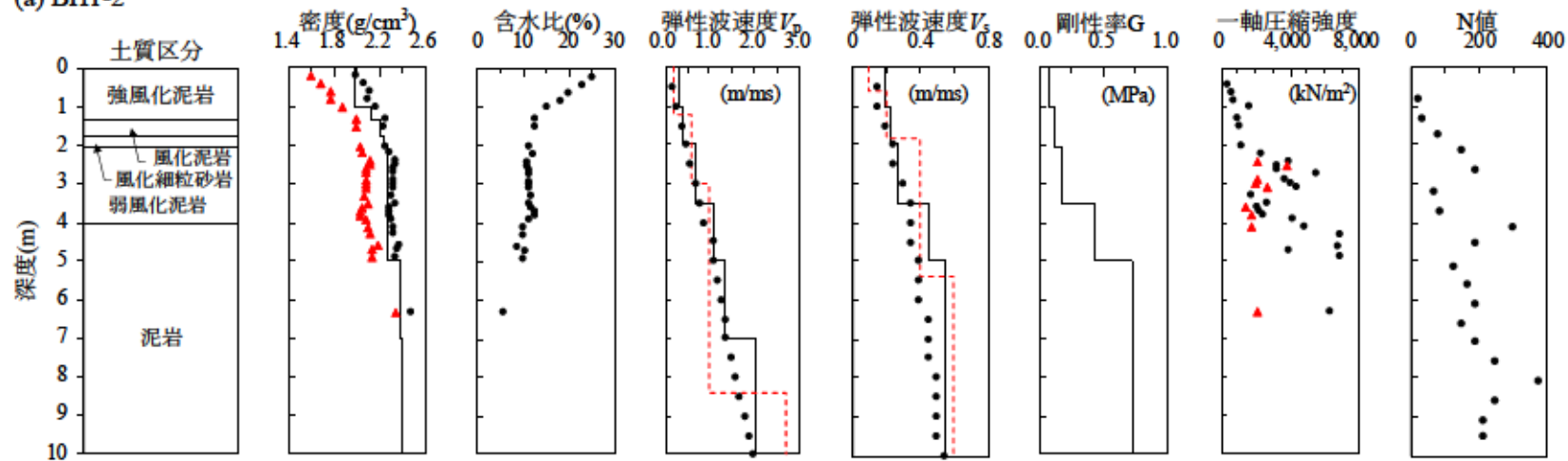
2.4.2 切土法面の物理的風化

切土法面で採取した試料の密度、含水比、弾性波速度、一軸圧縮強度およびせん断強度を示し、物理的風化は主に剛性と強度に変化をもたらすという観点で議論する。

(1) 密度および含水比

図 2.7 に BH 1-2 と BH 2-1 の密度および含水比の試験結果を示す。湿潤密度および乾燥密度は、BH 1-2 と BH 2-1 で同様の傾向を示しており、深さ 2.0～3.0 m 以深の W2 および W3 では、値が一様に高く、W1 では、地表に近いほど値が小さい。含水比も、BH 1-2 と BH 2-1 で同様の結果であり、深さ 2.0～3.0 m 以深の W2 および W3 では、値がほぼ一定であり、W1 では、地表に近いほど高い。これは、泥岩の細粒化で、地盤の保水性が高まった影響と考える。

(a) BH1-2



(b) BH2-1

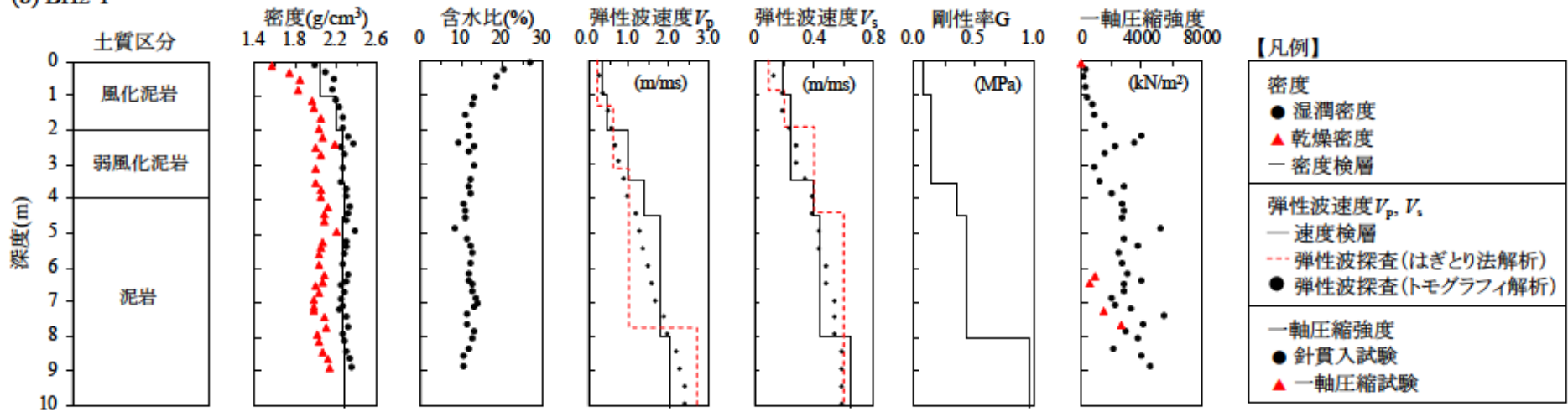


図 2.7 物理特性に関する調査および試験の結果

(2) 速度検層

図 2.7 に BH 1-2 および BH 2-1 の速度検層の結果を示す。BH 1-2 および BH 2-1 における弾性波速度 V_p および V_s は、法面表面付近の値が小さく、深くなるに連れて値が大きくなる。 V_s と密度 ρ の関係式(3)から得られる剛性率 G は、切土法面の表面と深部の剛性の変化を表す。

$$G = \rho \cdot V_s^2 \quad (3)$$

両ボーリング孔では、切土掘削による応力解放や乾湿繰り返し等の作用により徐々に風化が進行し、泥岩の剛性が表面部分（特に 3.5m 以浅）で大幅に低下した。図 2.8 に 1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$)、2017 年 ($t=49$) に BH 3-1 で実施した速度検層によって得られた弾性波速度比 V_p/V_0 の分布を示す。ここに、 V_0 は新鮮岩部の弾性波速度 V_p である。 V_0 の経年変化はほとんどなく 1.8m/ms 程度であり、法面表層の V_p は V_0 の 2~3 割まで低下している。法面表面の低速度層には観測年によって値のばらつきがみられるものの、法面垂直方向の低速度域が経年的に増加することがみてとれ、掘削から約 50 年の間に風化帯が発達していることがわかる。なお、多賀ら¹⁰⁾が指摘するように図 2.8 に示した P 波速度は間隙水にも影響を受けるため、含水状態が経時的に変化しやすい表層付近では計測時期によるばらつきを生じている。一方、法面から離れた深部は含水比の変動が小さいため、弾性波速度比の経年変化から風化帯の進展を見てとることができる。

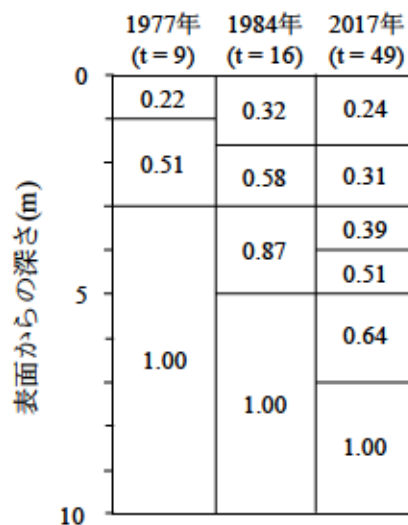


図 2.8 弾性波速度比 V_p/V_0 の経年変化（速度検層 BH 3-1）

(3) 弾性波探査

図 2.7 に BH 1-2 および BH 2-1 に沿う弾性波速度 V_p および V_s を示す。これらは、2017 年のはぎとり法解析（図 2.9(d)）およびトモグラフィ解析（図 2.10(c)）の速度分布から調査孔に沿う速度を読み取ったものである。結果より、2つの解析方法で得た結果にはやや差異があるものの、速度検層と同様な傾向を示した。図 2.9 に測線 A および B のはぎとり法解析による弾性波速度 V_p の分布を示す。これらは、1970 年 ($t=2$)、1977 年 ($t=9$)、1984 年 ($t=16$)、

2017年($t=49$)の調査結果である。結果より、速度層は法面に対してほぼ平行に分布しており、時間の経過とともに、法面表面から徐々に速度が低下することが見てとれる。また、測線Bの3段目には周囲よりも低速度な箇所(緩み域)を捉えている。2013年($t=45$)に発生した表層崩壊は、この局所的な低速度部の近傍で発生したものである。このように弾性波探査により法面を広範囲に調査することにより、局所的な弱部を把握することができる。図2.10はトモグラフィ解析により求めた測線Aにおける弾性波速度 V_p の2次元等高線図である。この図は、過去の弾性波探査データをトモグラフィ解析により再解析して求めたものである³³⁾。結果は、図2.9と同様に法面に平行して速度層が分布し、時間が経過するにつれて法面表面の弾性波速度が低下している。はざとり法解析は3~4程度の速度層による評価であり、各層の速度値は観測年によって異なるのに対し(図2.9)、トモグラフィ解析は地下の断面をセルに分割して速度値を逆解析により求めるため、速度層を任意に細かく表示して観測結果を比較することができる。今回は、0.1m/ms毎に速度層を表示し、風化帯層厚の変化等、風化進行の程度をより定量的に分析した。なお、図2.11に示す初回調査時(1971年)に作成された法面スケッチと調査位置および表層崩壊位置の関係より、表層崩壊が生じた岩盤面には当初から明確なクラックを確認でき、周辺には肌落ち等の変状記録も見られる。明確に言えるものではないが、測線Bで行われた弾性波探査の結果にみられていた低速度層やこのクラック等の変状の存在が表層崩壊に発生に関与した可能性がある。

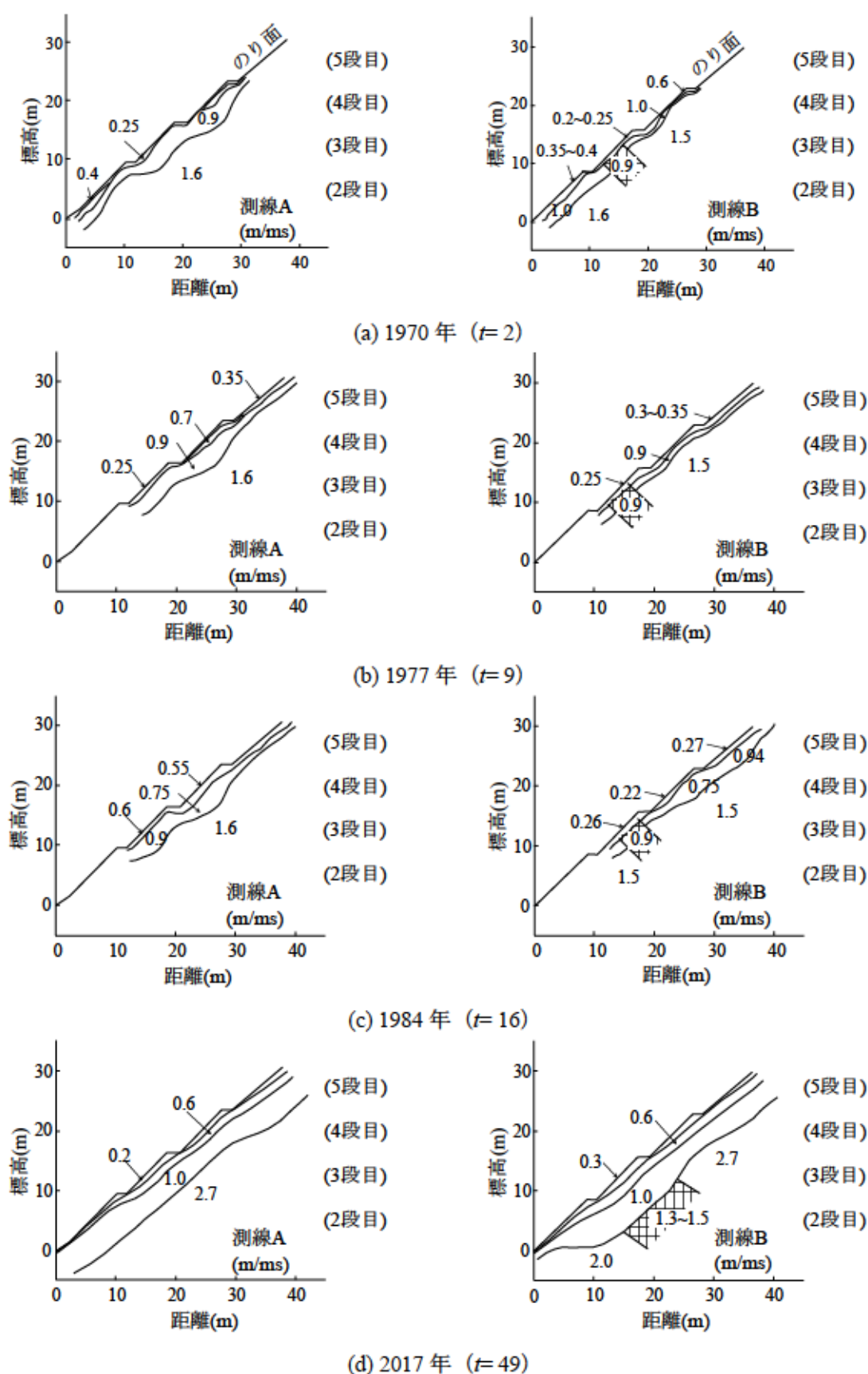
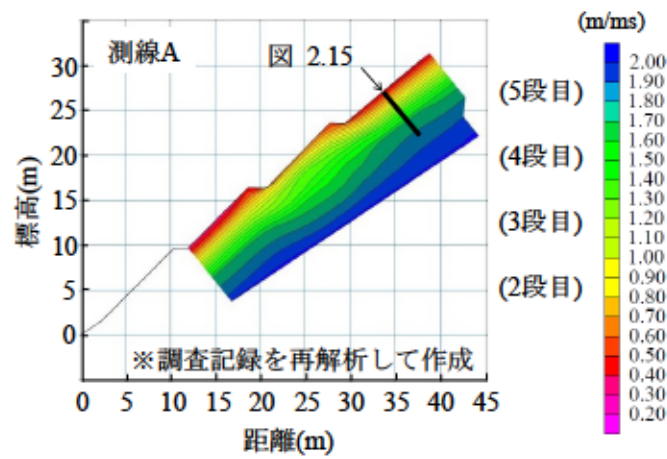
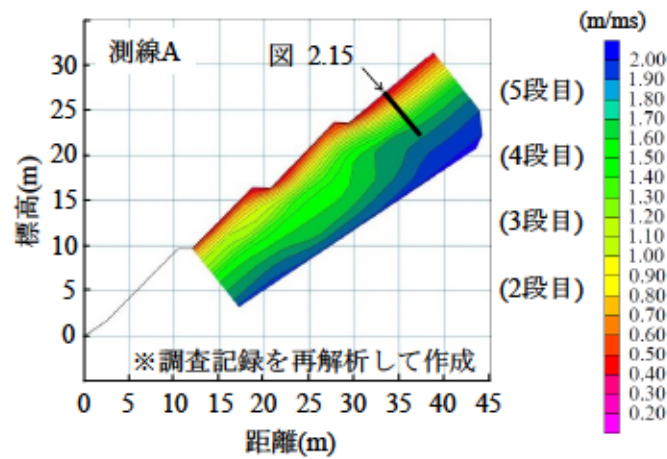


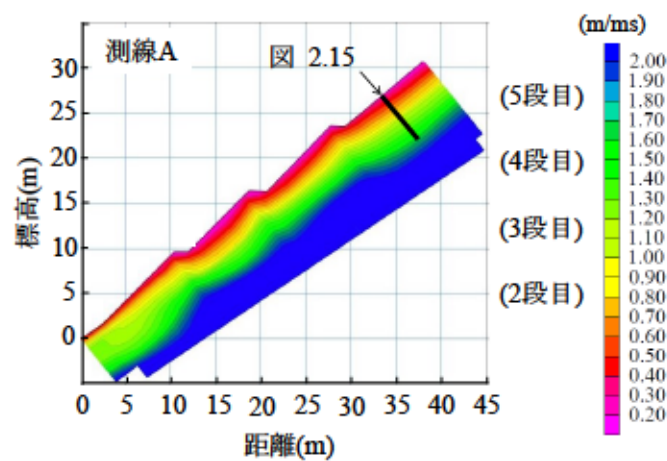
図 2.9 弾性波探査による V_p の分布図 (はざとり法解析)



(a) 1977 年 ($t=9$)



(b) 1984 年 ($t=16$)



(c) 2017 年 ($t=49$)

図 2.10 トモグラフィ解析により求めた弾性波速度 V_p の分布図

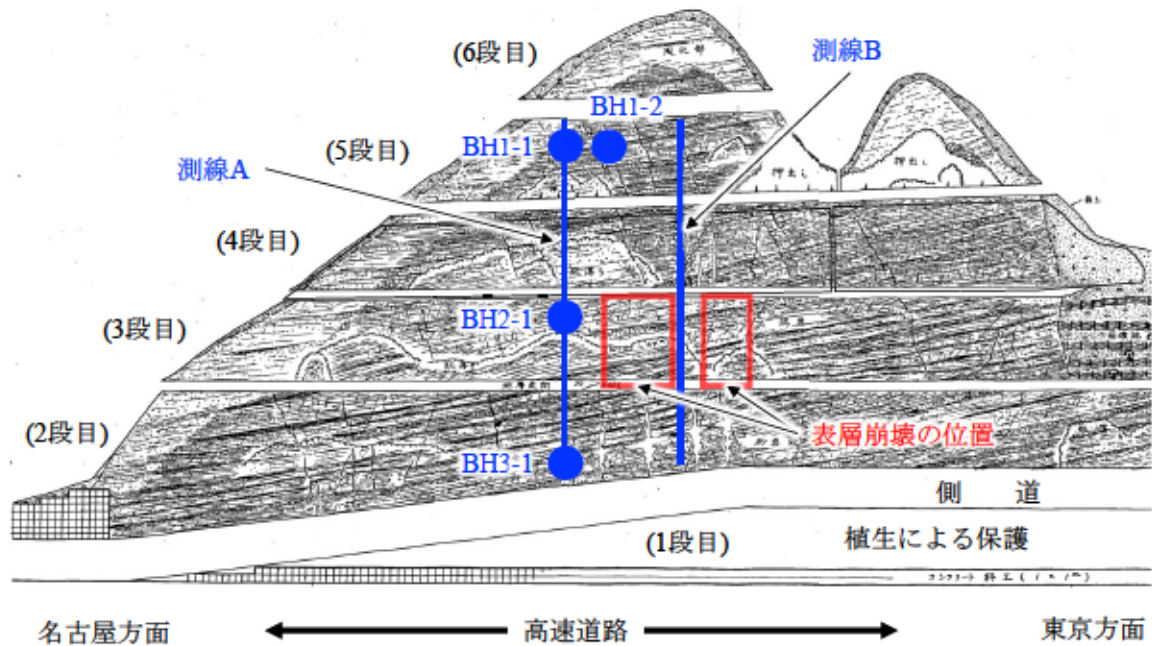


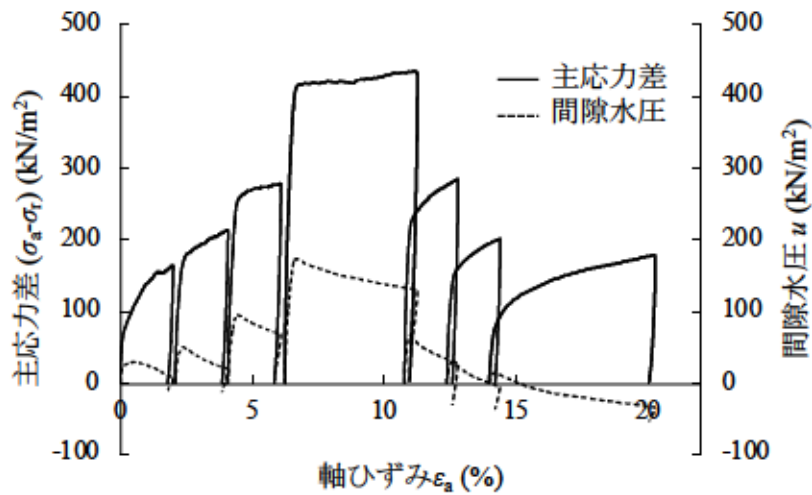
図 2.11 初回調査時の法面スケッチ（1971 年）と調査位置および表層崩壊位置の関係³⁴⁾

(4) 一軸圧縮強度

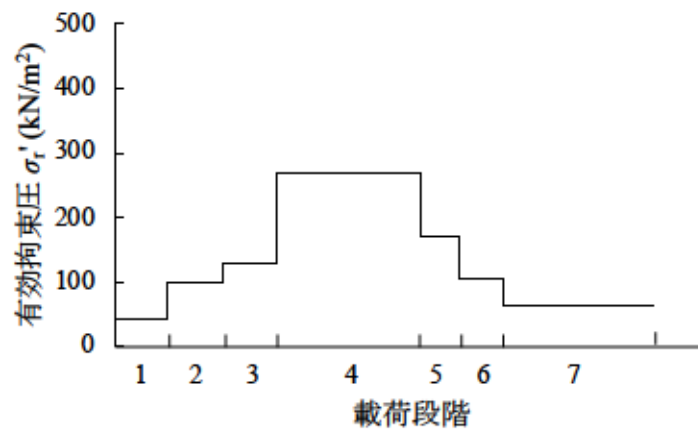
泥岩の強度は、一軸圧縮試験と針貫入試験により q_u を求めた。図 2.7 により、風化の影響により地表から 2.0 m 程度までの一軸圧縮強度が深部に対して大きく低下している。BH 1-2 については、新鮮部の強度は $4,000\text{kN/m}^2$ 程度以上であるのに対し、表層付近は約 900kN/m^2 であり、強度が 4 分の 1 程度に低下している。BH 2-1 についても同様に、新鮮部の強度は $3,000\text{kN/m}^2$ 程度以上であるのに対し、表層付近は約 600kN/m^2 であり、5 分の 1 程度の強度低下している。なお、一軸圧縮試験の結果は、針貫入試験に対して全体的に小さい値を示した。これは、供試体整形時にひび割れが生じるなどして強度低下した可能性がある。

(5) 三軸試験で得た強度特性

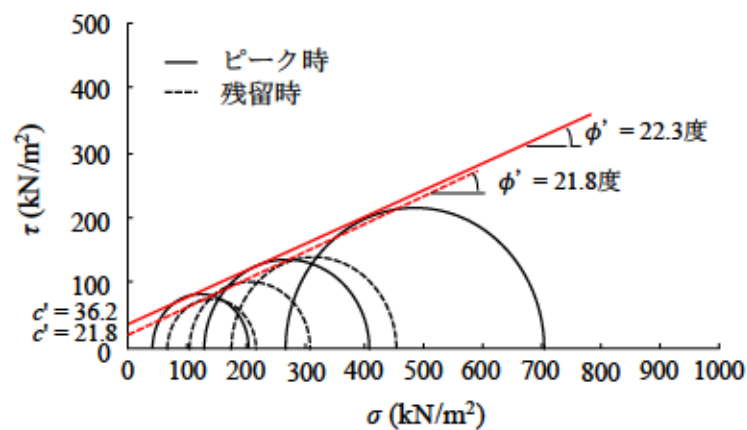
図 2.12 に BH1-2 (0.60m 部) の多段階三軸圧縮試験^{CU} の結果を示す。多段階载荷によって得られた(a) 主応力差($\sigma_3 - \sigma_1$)、軸ひずみ ϵ_a 、間隙水圧 u の関係は、(b) に示す有効拘束圧 σ'_1 の条件で試験したものであり、4 段階目の载荷時に主応力差がピークとなり、その後に軟化し、残留状態を迎えた。このとき、4 段階目の载荷時に間隙水圧が最も卓越し、軟化とともに水圧が減少し、7 段階目には負の間隙水圧が確認された。これらの傾向は、土被り（風化の程度）の違いによりピーク強度の大きさ等に定量的な違いがあるものの、風化部、弱風化部、新鮮岩部において概ね同じ傾向が確認された。(c) のピーク時および残留時のせん断強度定数 (c', ϕ') は、多段階载荷によって得られた応力とひずみ、間隙水圧の関係から得た有効応力場の応力円により求めた。



(a) 主応力差 ($\sigma_a - \sigma_t$) , 軸ひずみ ε_a , 間隙水圧 u の関係



(b) 各载荷段階における主応力差最大時の有効拘束圧 σ'_t

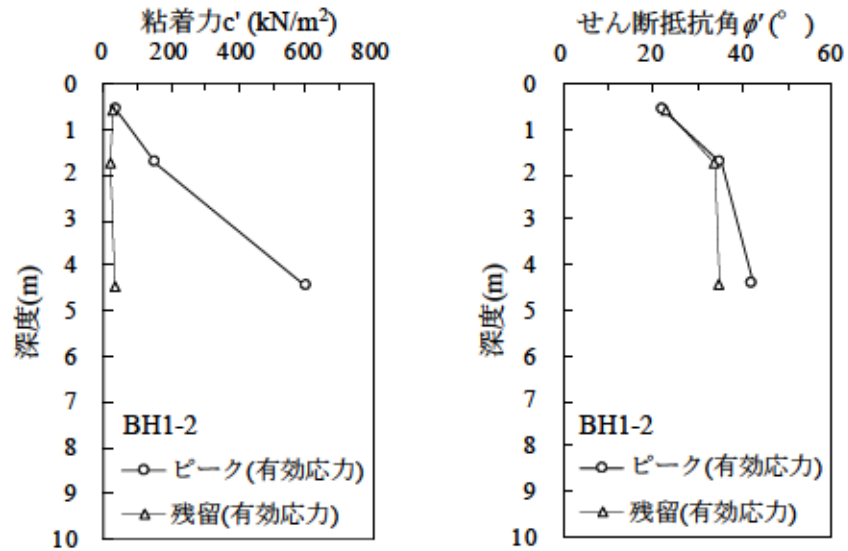


(c) ピーク時および残留時のせん断強度定数 (c' , ϕ')

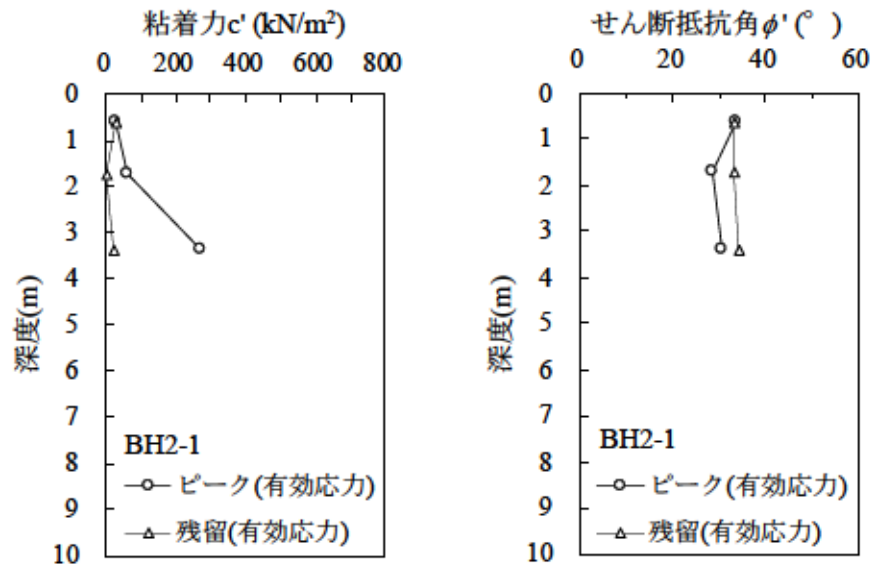
図 2.12 多段階三軸圧縮試験の結果 (BH1-2 深さ 0.60m)

図 2.13 に多段階三軸圧縮試験 (\overline{CU}) のピーク時および残留時のせん断強度定数 (c' , ϕ') の深度分布を示す。ピーク時の粘着力 c' は、BH 1-2 および BH 2-1 はともに土被りに依存して値が大きく変化し、地表に近いほど値が小さい。例えば、BH 1-2 の弱風化部～新鮮部 (4.5 m) は $c' = 600 \text{ kN/m}^2$ 程度であるのに対し、強風化部 (0.6m) では、残留時の粘着力 c' と同程度の $c' = 36 \text{ kN/m}^2$ 程度である。残留時の粘着力 c' については、土被りに依存した変化は見られず、値は $c' = 20 \text{ kN/m}^2$ 前後と小さい。一部、BH 2-1 の風化部 (1.7m) において、 $c' = 2.3 \text{ kN/m}^2$ の弱部が確認された。一方、せん断抵抗角 ϕ' については、BH 1-2 の弱風化部～新鮮部 (4.5 m) が 40° 程度、風化部の (1.75m) が 35° 程度、強風化部 (0.6m) が 23° 程度であり、風化の程度が大きい表面付近はせん断抵抗角 ϕ' の低下が著しい。一方、BH 2-1 は、弱風化部 (3.4m) から風化部 (0.6m) のどの深さも $30^\circ \sim 35^\circ$ 程度であり、あまり値が変化しない。BH 1-2 強風化部のせん断抵抗角 ϕ' の低下は、化学的風化の進行による黄鉄鉱と方解石の消失やスメクタイトの含有量の増加が関係していると考えられる。

なお、図 2.7(a) に示すように一軸圧縮試験および針貫入試験で求めた一軸圧縮強度は、幾らかばらつきはあるものの深度 2.0m 以下の強風化部の一軸圧縮強度は $1,000 \text{ kN/m}^2$ 程度以下であり、深度とともに増加する傾向があった。これに対して、強風化帯から採取した土試料の三軸圧縮試験の破壊時応力から求めた一軸圧縮強度は 100 kN/m^2 程度であり、一軸圧縮強度に比べてやや低い結果になった。これは一軸圧縮試験が自然含水比の試料に対して実施されたのに対して、三軸圧縮試験では供試体を飽和させて有効拘束応力を付与して実施したためと考える。



(a) BH1-2



(b) BH2-1

図 2.13 セン断強度定数 c' , ϕ' の深度分布

(6) 物理的風化機構

調査法面の物理的風化に見られる全体的な傾向は、法面深部の新鮮な岩の状態と比較して、法面表層部分の密度、剛性および強度により確認した。切土掘削後からの約 50 年の間に、地盤剛性の漸進的な低下が確認された。この全体的な傾向は、新鮮な状態の泥岩が掘削により地表に露出されてから始まる物理的な風化の進行を示している。物理的風化の要因には、掘削による応力解放や乾湿繰り返し等の作用がある。応力解放については、掘削して間もなく法面全体の弾性波速度が低下したことから、切土掘削により除荷され、地盤が給水、膨張することにより亀裂が発達し、密度の低下や地盤強度の低下に影響したと考えられる。

(7) 化学的風化と物理的風化の相互作用

法面の風化による亀裂の発達、表層部分への水の侵入を容易にし、化学的風化を促進する可能性がある。BH1-2 表層部のように方解石が消失すると（表 2.7）、泥岩を多孔質にし³¹⁾、上部の化学的風化をさらに促進する作用物質としても働く。また、地下水位よりも上部では、湿潤と乾燥の繰り返しが生じやすい環境にもなるため、乾湿繰り返し作用による泥岩の細粒化も進むと考えられる。約 50 年にわたる弾性波速度の漸進的な低下（図 2.8、図 2.9、図 2.10）は、このような風化が徐々に進行したことを示していると考えられる。以上のように、物理的風化と化学的風化は相互に関係し合いながら泥岩の状態を変化させている。

2.4.3 調査法面の風化と法面安定への影響

(1) 調査法面の風化機構

調査結果の分析により、切土掘削から約 50 年で調査法面に生じた物理的および化学的風化の実態が明らかになった。法面の上部と下部の両方で物理的風化による表層の弱化は同程度であったが、化学的風化については、法面の上部と下部とではその状態に大きな差が確認された。これは、法面最上部は掘削前の原地盤表面に近いことから、切土掘削の前から風化が進行していたことが影響している。具体的には、法面の上部（BH1-2）と下部（BH2-1）の pH 試験や XRD の結果から、法面上部は表面付近の地盤が酸性化しており、黄鉄鉱や方解石が消失し、スメクタイトが生成され、化学的風化が進行していた。一方で、法面下部は地盤が全体的にアルカリ性であり、表面付近の黄鉄鉱や方解石の含有量がわずかに低下する程度で、化学的風化の進行はまだ途上である。このような状態の違いが見られる一方で、法面の上部（BH1-2）と下部（BH2-1）の密度や強度は法面表層付近で大きく低下し、低下の度合いは同程度であった。また、弾性波探査や速度検層、密度検層の結果からも同様の傾向が確認された。

(2) 調査法面の風化による法面安定への影響

切土法面管理における重要事項は、法面崩壊による道路通行阻害等の第三者への影響を未然に防止することである。風化による地盤の強度低下は法面を不安定化させる可能性があることから、風化と法面安定性の関係を明らかにし、法面管理に活かす必要がある。2013 年（ $t=45$ ）に発生した調査法面の表層崩壊では、降雨の影響によって風化した泥岩が長さ約 10m、深さ約 1m の規模で流出し、密閉型の法枠工が施された（図 2.14）。この箇所は、BH2-1 の側近であり（図 2.2(a)）、崩壊前は BH2-1 と同じように法面の表層が風化して強度が低下していたと想定される（図 2.7）。BH2-1 の風化は掘削直後の除荷や乾湿繰り返し等により物理的風化が進み、鉱物の変化を伴う化学的風化は途中段階であったことから、表層崩壊は物理的風化による強度低下が大きく影響していたと考えられる。このように、調査法面の掘削から約 50 年は物理的風化の影響を強く受けてきたと考えられるが、将来は BH1-2 のように化学的風化の影響も受けながら法面全体の風化が益々進行すると予想される。化学的風化に関する既往の研究では、方解石の溶解が密度の低下や間隙率の増大、一軸圧縮強度の低下に影響することや³⁵⁾、配向性粘土鉱物（スメクタイトや緑泥石、雲母、パーミキュライト）の総量が残留

強度の低下に影響する³⁶⁾など、地盤強度への影響についても明らかにされている。実際に、掘削前の原地盤面に近いBH1-2では、法面表面付近での方解石や緑泥石の消失、スメクタイトの生成が確認されており（表2.7）、地盤のせん断抵抗角 ϕ' がBH2-1と比較して小さかった。この地盤強度の低下が化学的風化の影響によるものかどうかを特定するために、今後も継続的に調査を行い、法面の長期風化と地盤強度の関係を明らかにする必要がある。



図 2.14 表層崩壊箇所（2013 年）の現状

(3) 風化進行速度

風化による法面安定を議論するには、切土法面の風化の影響を評価し、法面の不安定化を予測する必要がある。そこで、調査法面の建設直後から約 50 年にわたり継続して取得した弾性波速度データにより風化進行速度を分析した。図 2.15 に A 測線 5 段目における速度層の深さの経年変化を示す。速度層の深さは、各法面の中央位置における法面垂直方向の深さである。結果より、速度層の深さは、切土掘削から 20 年程度までの変化量が大きく、徐々に小さくなる傾向がみられる。藤原ら¹¹⁾が風化帯として評価する $V_p=1.0\text{m/ms}$ の速度層の深さは、2017 年時点で約 3.0m の深さにあり、1977～1984 年の約 7 年間で 7.4cm/年、1984～2017 年の約 33 年間で 2.2cm/年の速度で深部へ移動した。また、対数近似で外挿した結果より、調査法面は今後も徐々に風化が進むことが予想された。2017 年の調査では弾性波速度 V_p と採取試料の一軸圧縮強度には強い相関があることを確認していることから³⁷⁾、風化による弾性波速度の変化を知ることにより、法面の不安定化を予測できる可能性がある。今後、弾性波速度

から法面の安定を評価する方法を検討するとともに、他の追跡調査箇所についても同様の方法で風化の経年変化を分析することにより、様々な地質に対して風化の影響を把握することができると考えられる。

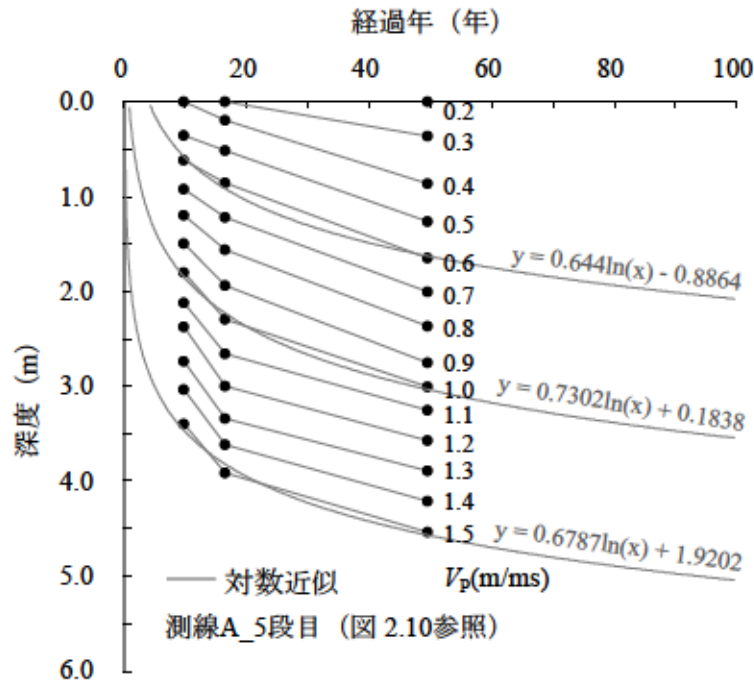


図 2.15 速度層の深さの経年変化

(4) 風化帯の層さの変化

風化帯は分野や検討目的によって扱いが異なり、ボーリングコアの色調等の見掛けや酸化フロントや溶解フロント²⁷⁾、弾性波速度¹⁰⁾¹¹⁾等で判断される。切土法面管理においては風化による崩壊を未然に防止することが重要な使命であることから、法面をなす岩盤の強度が低下する範囲（深さ）をここでは風化帯と定義する。本論文で取り扱う切土法面の長期追跡調査では、切土法面内部の弾性波速度分布の変化を把握しており、ボーリングコアの色調や密度等の関係から V_p が 1.0m/ms 以下の範囲を風化帯と定義している¹⁰⁾¹¹⁾。図 2.15 では、 V_p （トモグラフィ解析）が 1.0m/ms 以下となる深さが約 3m であり、表 2.5 のボーリングコアの色調等から判定する風化部の深さや、図 2.6 の酸化フロントの深さ、図 2.7 の密度や一軸圧縮強度の低下する深さ等と概ね整合する。このことから、図 2.15 に示すように風化帯の深さの経時変化は弾性波探査によって把握できると考えられる。

(5) 風化の法面安定に対する影響

泥岩の風化に関する既往の研究では、切土法面の酸化帯は地すべりを引き起こす可能性があることや²⁾³⁸⁾、泥岩斜面のすべり面におけるスメクタイトの存在⁸⁾が指摘されており、本章の化学的風化に関する検討結果と調和的な部分がある。2013 年には調査法面において表層崩壊が生じており（図 2.2(a)、図 2.14）、風化による強度低下が影響していると考えられる。

そこで、2017年に実施した地盤調査で取得した崩壊地周辺の地盤のせん断強度定数をもとに風化が法面安定へ与える影響を検討した。安定評価には、地下水位の影響を考慮した簡便な表層崩壊モデル³⁹⁾を使用した。図18に表層崩壊モデルの概念を示す。また、式(4)に安定評価に用いた計算式を示す。

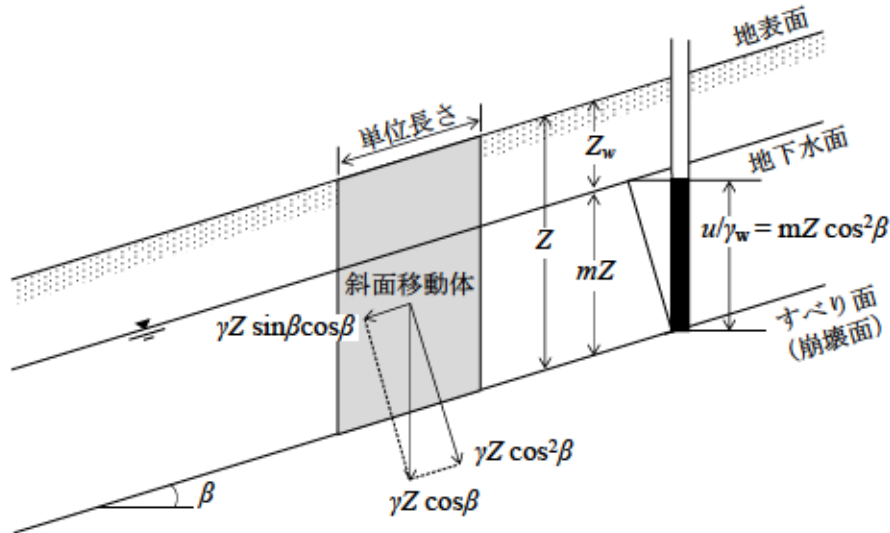


図 2.16 表層崩壊の安定モデル (文献 39)に加筆)

$$F_s = \frac{S}{T} = \frac{c' + (\gamma - m\gamma_w)Z \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma Z \cos \beta \sin \beta} \quad (4)$$

$$m = 1 - \frac{Z_w}{Z}$$

ここに、 T : 滑動力(kN/m^2)

S : せん断強さ(kN/m^2)

γ : 土の単位体積重量(kN/m^3)

γ_w : 水の単位体積重量(kN/m^3)

m : 地下水面の高さを表すパラメータ

Z : 地表面からすべり面までの深さ(m)

Z_w : 地表面から地下水面までの深さ(m)

c' : 土の粘着力(kN/m^2)

ϕ' : 土のせん断抵抗角($^\circ$)

β : 傾斜角度($^\circ$)

安定計算は、BH 2-1 の採取試料に対して行った土質試験や力学試験の結果をもとに設定した。風化の影響は、粘着力 c' が低下するものとし、 $1,000 \text{ kN/m}^2$ から 0.1 kN/m^2 まで段階的に値を低下させた。せん断抵抗角 ϕ' は、泥岩の乾湿繰返し時の ϕ' はほとんど変化しないという知見から⁴⁰⁾、BH 2-1 の多段階三軸圧縮試験結果を参考に 30° とした。すべり土塊は、風化した泥

岩の密度や含水比の影響を考慮して、風化層とそれ以深の弱風化から新鮮岩の層の2層構成とした。それぞれの土の単位体積重量 γ は、風化層が 20.6 kN/m^3 、弱風化～新鮮岩層が 22.4 kN/m^3 とした。また、水の単位体積重量は 9.8 kN/m^3 とした。地下水面の高さを表すパラメータ m は、集中降雨時に崩壊が発生したことから $m=1$ とした。図 2.17 に安定計算により算出した土の粘着力 c' と安全率 F_s の関係を示す。粘着力 c' を変化させた計算では、すべり面深さ Z が小さいほど、不安定化する（安全率 F_s が1未満となる）際の粘着力 c' が小さい。風化は法面表面から進行し、掘削直後から物理的風化の影響を受けて時間の経過とともに強度を低下させるとともに、その影響は法面深部へ伝播することから、風化しやすい岩で構成された切土法面では、深いすべりの崩壊だけでなく、掘削当初は表層地盤の風化による崩壊に注意する必要がある。今回の計算結果より、2013年に生じた表層崩壊は、すべり深さが約1m程度であったことから、粘着力は 7 kN/m^2 程度未満であったと考えられる。実際に、BH 2-1の試料で実施した多段階三軸圧縮試験や崩壊地周辺で行われたペーンコーンせん断試験⁴¹⁾において同程度の値が確認されている。以上より、対象とする地盤のせん断抵抗角や物性値によるが、切土法面の表層に形成される風化層の粘着力の低下具合を知ることによって風化層の崩壊可能性を概略的に知ることができる。なお、法面安定には、法面勾配の要素も影響が大きい。一般に、切土法面の設計施工では現地の地質条件に応じた標準法面勾配を採用し⁴²⁾、風化の影響が想定される場合にはコンクリート等による法面保護を行うが⁴³⁾、場合によっては将来の風化の影響を考慮して法面勾配を緩くすることも考えられる。

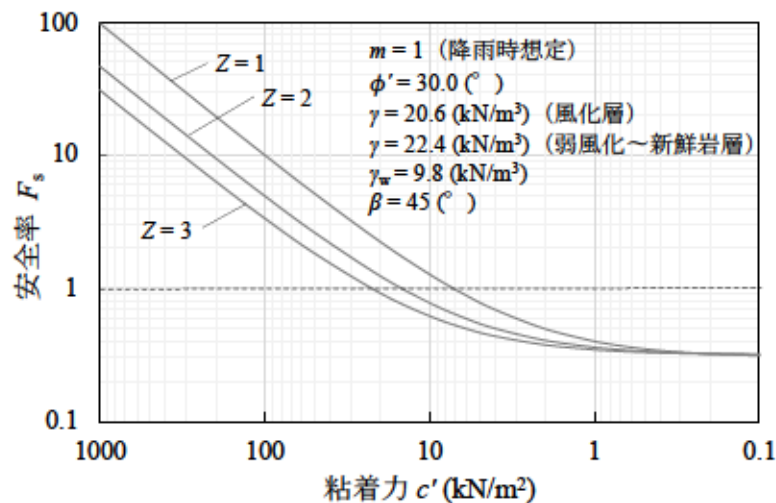


図 2.17 粘着力 c' と安全率 F_s の関係

以上より、切土掘削から約50年が経過した調査法面をモデルにした計算により、法面表層の風化による表層崩壊の可能性を指摘した。将来的にさらに風化が深部まで進行する場合には、より深い崩壊のリスクが高まることも考えられる。ただし、調査法面を掘削する前の自然地盤では、風化層の厚さが地表から3m程度であったことから（表2.1）、法面部の風化についても法面表面からある程度の深さで均衡すると考えられる。より深い崩壊のリスクについては、引き続き調査することにより明らかにする必要がある。なお、Bhowmikら⁴⁴⁾は、図

2.7に示す風化帯の一軸圧縮強度を参考に、風化進行によって法面表層の粘着力 c が時間と共に低下し、内部摩擦角 ϕ は変化しないとした強度低下モデルを考案し、剛塑性有限要素解析を実施して当該法面の最小安全率および変形モードの経年変化を確認した。この結果、切土直後は深い円弧すべりが最小安全率を示したが、150年前後から表層の風化帯が最小安全率を示し、風化進行により最小安全率の変形モードが遷移する可能性を指摘した。この数値解析は法面深部の岩盤が一様で強度変化しないと仮定したシンプルな計算であるが、風化により法面表層の強度低下が進行して風化帯が崩壊しやすいモードに遷移するという結果は当該法面の表層崩壊事例とも整合する。このため、風化帯の強度が時間とともに低下することを適切に考慮した計算を行うことにより風化帯の崩壊を予測できると考えられる。また、風化帯の強度低下が著しい場合には、式(4)による表層崩壊の安定計算を行うだけでも崩壊予測ができると考えられる。

2.5 まとめ

施工完了から約50年にわたり、泥岩切土において継続的に実施した弾性波探査や速度検層の結果と、約50年経過時の現地試料の分析や室内試験の結果から、泥岩の風化機構と風化の進行速度および泥岩切土法面の安定性について以下の結論を得た。

- (1) 泥岩切土法面では、掘削直後に応力解放の影響を受けて物理的風化が進んだ後、化学的風化が経時的に進行する。ただし、施工完了から50年経過した現在でも、化学的風化は進行の途中段階にある。
- (2) 岩盤中に存在する黄鉄鉱が水に溶解して硫酸を生成すると酸化帯を形成する。生成した硫酸は緑泥石や方解石の溶解を溶解させるとともに、スメクタイトを生成し、溶解帯の形成を促す。
- (3) 化学的風化の観点で切土法面は表層から「酸化帯」と「溶解帯」および「新鮮岩（未風化帯）」に区分でき、最終的に酸化フロントは地表から2.5 m程度の深さに達するものと予想される。掘削前の地表面に近い法面上部では領域を明瞭に区分できる一方、法面下部では未だ「酸化帯」が形成されておらず、今後、黄鉄鉱の酸化と緑泥石や方解石の溶解が進み、化学的風化が進展していくものと予想される。
- (4) 除荷による物理的風化の影響で、法面表面の1~2 mでは切土掘削直後から岩盤の剛性は低下する。岩盤の剛性は経時的にも低下していることから、岩盤の亀裂の発達によって法面内部に水が侵入しやすくなり化学的風化の影響も確認された。なお、剛性低下の観点から見た風化の進行速度は、切土掘削直後に速く、徐々に緩やかになる。
- (5) 切土法面の表面付近の強度は著しく低下しており、掘削から50年までに、泥岩の一軸圧縮強度は新鮮な状態の強度の1/4~1/5に低下する。
- (6) 2013年に表層崩壊を生じた位置は法面の下部であるため、化学的風化よりも物理的風化が関わっていた可能性が高い。

参考文献

- 1) HAWKINS, A. B., PINCHES, G. M.: Engineering description of mudrocks. Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol.25, pp.17-30, 1992.
- 2) CHIGIRA, M.: A mechanism of chemical weathering of mudstone in a mountainous area. Engineering Geology, Vol.29, pp.119-138, 1990.
- 3) CHIGIRA, M., OYAMA, T.: Mechanism and effect of chemical weathering of sedimentary rocks, Engineering Geology, Vol.55, pp.3-14, 2000.
- 4) PYE, K., MILLER, J. A.: Chemical and biochemical weathering of pyritic mudrocks in a shale embankment, Quarterly Journal of Engineering Geology, London, Vol.23, pp.365-381, 1990.
- 5) YONEDA, T., HAYASHI, K., KASHIWAYA, K.: Mineralogical characterization of mudstone weathering a case study in a landslide area, Central Hokkaido, Japan, ISRM International Symposium - 8th Asian Rock Mechanics Symposium, Sapporo, Japan, International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering, pp.328-335, 2014.
- 6) 津田涼太, 廣瀬孝三郎, 上原盛久, 松原仁: 島尻層群泥岩の物理・化学的な風化の実態と進行プロセスに関する調査・分析的検討, 土木学会論文集 C(地圏工学), Vol.75, No.4, pp.386-397, 2019.
- 7) 千木良雅弘: 建設工事における風化・変質作用の取扱い方, 土と基礎, Vol.40, No.8, pp.71-79, 1992.
- 8) BHATTARAI, P., TIWARI, B., MARUI, H.: Variation of soil properties in mudstone with depth and its effect on slope stability. Geo-Denver 2007, New Peaks in Geotechnics. Denver, Colorado, pp.1-10, 2007.
- 9) 菊池英明, 古川浩平, 河村浩恵, 奥園誠之, 田山聡: 長期計測データを用いた切土法面崩壊に与える風化の影響に関する一考察, 土木学会論文集, No. 588, VI-38, pp.151-164, 1998.
- 10) 多賀直大, 田山聡, 奥園誠之, 八木沢孝哉: 長期追跡調査による切土のり面の風化の進行と安定性, 土と基礎, Vol. 39, No.6, pp. 41-47, 1991.
- 11) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 切土のり面の継続的な弾性波探査の計測データに基づく長期安定性の評価, 土木学会論文集 C(地圏工学), Vol.74, No.4, pp.424-438, 2018.
- 12) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 長期追跡調査による切土法面の風化特性の評価, 日本地すべり学会誌, Vol. 57, No.3, pp.73-83, 2020.
- 13) 日本道路公団: 東名高速道路建設誌, 1970, 1007p.
- 14) 魚谷義彦, 平島碩人, 加藤興史: 泥岩地帯の切取ノリ面の崩壊, 道路, Vol.365, pp.61-73, 1971.
- 15) 西田一彦: 風化残積土の工学的性質, 鹿島出版社, 1986, 192p.
- 16) 土木学会: 岩盤斜面の調査と対策, pp.128-136, 1999.
- 17) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編: 地盤調査の方法と解説, 地盤工学会, pp. 98-107, 2013.

- 18) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編：地盤調査の方法と解説。地盤工学会, pp. 160-163, 2013.
- 19) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編：地盤調査の方法と解説。地盤工学会, pp. 115-119, 2013.
- 20) ULREY, A. I., DREES, L. R.: Methods of Soil Analysis, part 5- Mineralogical Methods. Madison, Wisconsin, USA, Soil Science Society of America, Inc., 2008.
- 21) MOORE, D. M., REYNOLDS JR., R. C.: X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. New York, USA, Oxford University Press, 1989.
- 22) 丸東製作所：軟岩ペネトロ計 SH-70 取扱説明書, 日本, 東京, 2006, 6p.
- 23) KOVARI, K., TISA, A.: Multiple failure state and strain controlled triaxial tests, Rock Mechanics, Vol.7, pp.17-33, 1975.
- 24) KOMA, T., YASUMOTO, S., KODAMA, K.: Forms of sulfur, carbon, chlorine and iron compounds and their depositional environment, in the Kazusa Group, the Boso Peninsula, central Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan, Vol.34, pp.191-206, 1983.
- 25) OYAMA, T., CHIGIRA, M.: Weathering rate of mudstone and tuff on old unlined tunnel walls, Developments in Geotechnical Engineering, Vol.84, pp.279-291, 2000.
- 26) CARROLL, D.: Rock Weathering, New York: Plenum Press, 1970.
- 27) SENKAYI, A. L., DIXON, J. B., HOSSNER, L. R.: Transformation of chlorite to smectite through regularly interstratified intermediates, American Society of Agronomy, Vol.45, pp.650-656, 1981.
- 28) RUSSELL, D. J., PARKER, A.: Geotechnical, mineralogical and chemical interrelationships in weathering profiles of an overconsolidated clay, Engineering Geology, Vol.12, pp.107-116, 1979.
- 29) DIXON, J. B., HOSSNER, L., SENKAYI, A., EGASHIRA, K.: Mineralogical properties of lignite overburden as they relate to mine spoil reclamation. American Society of Agronomy, Vol.10, pp.169-191, 1982.
- 30) WARREN, C. L., LYNN, D. W.: Alteration and formation of clay minerals during cat clay development. Clays and Clay Minerals. Berkeley, California, 1966.
- 31) MERRILL, G. P.: A treatise on rocks, rock-weathering and soils, New York, The Macmillan company; London, Macmillan & co., ltd, 1897.
- 32) HACHINOHE, S., HIRAKI, N., SUZUKI, T.: Rates of weathering and temporal changes in strength of bedrock of marine terraces in Boso Peninsula, Japan. Engineering Geology, Vol.55, pp.29-43, 1999.
- 33) 物理探査評価研究小委員会岩盤すべり検討ワーキンググループ：屈折法地震探査既往データへのトモグラフィ的解析法適用の有用性と課題-岩盤ゆるみ斜面の事例-, 応用地質, Vol.45, No.5, pp.249-258, 2004.
- 34) 日本道路公団試験所：東名・中央高速道路切土ノリ面追跡調査報告書, 1971.
- 35) 田中芳則：方解石の溶出に伴う泥岩の組織と物性の変化, 応用地質, Vol.26, No.3, pp.19-25, 1985.
- 36) 宜保清一, 中村真也, 江頭和彦：地すべり土の残留強度と物理的・鉱物学的性質との関

- 係, 農業土木学会論文集, No.210, pp.69-74, 2000.
- 37) 永田政司, 菊本統, 藤原優, 佐藤尚弘: 弾性波探査に基づく風化した泥岩切土のり面の強度評価 -東名高速道路 吉田地区-, 令和元年度土木学会全国大会第74回年次学術講演会概要集, III-93, 2019.
- 38) VEDER, C.: Landslides and their stabilization. New York: Springer-Verlag, 1981, 274p.
- 39) SKEMPTON, A.W., DELORY, F. A.: Stability of natural slopes in London Clay, Proceedings of the 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, London, Vol.2, pp.378-381, 1957.
- 40) 奥園誠之: 切取りノリ面の風化とその対策, 土と基礎, Vol.26, No.6, pp.37-44, 1978.
- 41) 永田政司, 菊本統, 村上豊和, 佐藤尚弘: 弾性波探査に基づく切土のり面の安定度評価手法の検証, 令和2年度土木学会全国大会第75回年次学術講演会概要集, III-07, 2020.
- 42) 中日本高速道路株式会社: 設計要領第一集土工建設編「2. 切土」, pp.3-6, 2016.
- 43) 中日本高速道路株式会社: 設計要領第一集土工建設編「6. のり面保護」, pp.1-5, 2016.
- 44) BHOWMIK, S., NAGATA, M., KIKUMOTO, M.: A Half-Century Weathering of Mudstone in a Highway Cut Slope, the 54th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, ARMA-2020-1082, 2020.

第3章 切土法面の風化の傾向分析

3.1 概説

切土法面では、掘削によって地表にあらわれた地盤が年月とともに風化して強度低下し、降雨等により最終的に崩壊に至ることがある。このような切土法面の風化に対して効果的に予防保全を行うためには、法面の不安定化機構を明らかにした上で、健全性を適切に評価する必要がある。地盤の風化と切土法面の不安定化の要因としては、地形や地質、地層の走向・傾斜、地下水、降雨や地震等の外力が考えられる。しかし、掘削直後は安定を保っていた切土法面が長期間を経て崩壊に至った経緯に鑑みると、崩壊の直接的な原因は、法面を構成する岩盤が長期的に劣化して斜面の安定を保てるだけの強度を発揮できなかったか、過去にないレベルの降雨や地震が発生して切土法面の安全率を上回る外力が作用したことにあると考える。実際に変状を来した切土法面には、東日本大震災や熊本地震など過去に類を見ない自然現象で崩壊した事例も含まれている¹⁾ものの、数年に一回程度の頻度で生じるレベルの降雨で切土法面が崩壊した事例も多数含まれている²⁾ことから、切土法面の長期的な変状・崩壊の一義的な理由は風化による強度低下にあると考えることができる。このような観点から、切土法面を構成する地盤の風化程度や力学特性の変化を特定することを目的として、高速道路では、風化の影響が懸念された全国10路線、96カ所の切土法面において、建設直後から40～50年にわたって弾性波探査による岩盤の材料特性の調査が行われてきた³⁾⁷⁾。既往の研究では、弾性波探査の結果から求まる風化程度の評価指標として風化帯層厚や風化帯走時を提案するとともに、これらの指標が経年的な風化帯層厚の増大や剛性低下を概略的に評価することを示してきた。また、弾性波速度（P波速度）と岩石の一軸圧縮強度には相関関係があることに着目して⁸⁾、風化帯の弾性波速度がせん断強さに比例するとして弾性波探査結果から風化帯の安定性を簡易に評価する式を提案してきた⁹⁾。一方、本論文の第2章では風化の著しい泥岩からなる切土法面の風化機構を検討し、掘削直後に応力解放の影響を受けて物理的風化が進んだ後に化学的風化が経時的に進行するが、施工完了から50年が経過した現在でも化学的風化は進行の途中段階にあることを明らかにした。そして、当該法面では施工から45年が経過した時点で表層崩壊を生じており、化学的風化よりも物理的風化が関わっていた可能性が高いことがわかった。このことから、施工後の切土法面の風化程度を調査する方法として地盤の剛性や強度を調査可能な弾性波探査は物理的風化の影響を空間的に把握できるため有用であると考えられる。ところが、NEXCO3会社が管理する切土法面は約4万箇所と数が膨大であるため、管理する全ての切土法面に対して調査を実施することは現実的ではない。このため、風化の速い箇所を抽出する必要があるが、50年にわたる長期風化の実態を調査、分析した事例はこれまでにない。

以上のような背景から本章では、約40～50年にわたって追跡調査を実施している全国の7路線、35箇所の切土法面を対象に、弾性波探査の結果から風化速度を算出して風化の難易を評価するとともに、地質や地質構造、岩の固結度、亀裂の程度等の風化に影響すると考えら

える要素ごとに切土法面の風化特性を分析し、風化を速める要因を明らかにする。

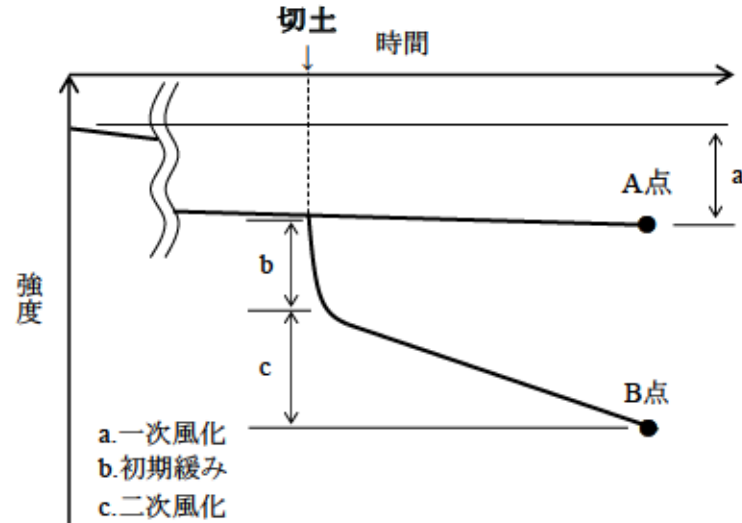
3.2 本研究で扱う風化の概念

3.2.1 岩石の風化と弾性波探査

岩石の風化は、「岩石が地表面において水、空気、太陽熱の作用を受け分解変質する過程」であり、その要因は、①切土等による除荷作用や乾湿繰り返し作用、加熱冷却作用などの物理的風化作用、②酸化・還元・溶脱等の化学的風化作用、③根茎による割れ目の発達やバクテリアによる酸化などの生物的風化作用の3つに分類される⁹⁾。自然の中では、これらの作用が相互に関係し合い風化が進行するものと考えられている。岩石は一連の風化作用によって剛性・強度低下し、それに伴って種々の土構造物の不安定化も進むことが懸念されるため、岩石の風化の進行程度と強度の関係を推定するための研究が行われている。Lee ら¹⁰⁾は岩石の強度推定に用いられる弾性波速度と風化の進行程度の関連性について実験で検証しており、風化の進行に伴い弾性波速度が低下することを明らかにしている。また、Garia ら⁹⁾は、弾性波速度と岩石の一軸圧縮強度の関係を実験により検証しており、両者には比例関係があることを明らかにしている。さらには、奥園¹¹⁾、新城ら¹²⁾は、現場から採取した泥岩試料の乾湿繰り返し回数と三軸圧縮強度の関係を実験で検証し、風化進行に伴うせん断強度(粘着力 c)の低下を認めている。このように岩石の風化と強度、弾性波速度の関連が明らかになってきている。本検討で扱う風化評価方法は、これらの研究成果をもとに風化作用に伴う法面の強度低下を弾性波速度の変化から評価する方法である。

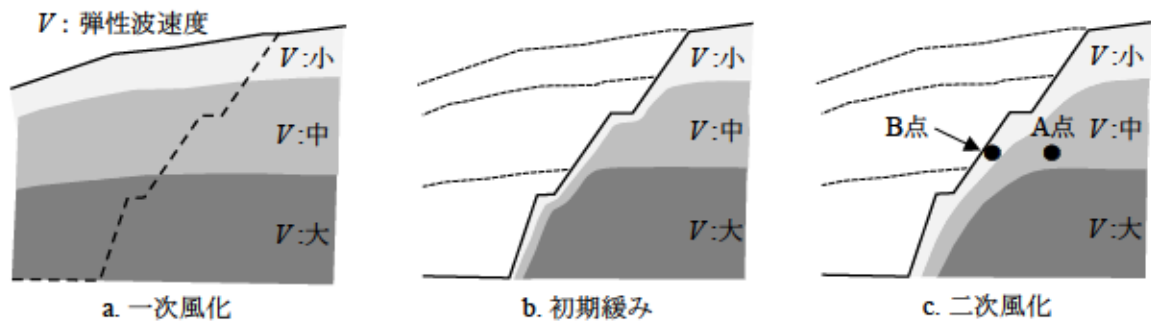
3.2.2 切土法面の風化の概念⁴⁾

図 3.1 に切土法面の風化の概念図を示す。切土法面の風化による強度低下の進行は、「a. 一次風化」、「b. 初期緩み」、「c. 二次風化」に区分できるとされている。「a. 一次風化」は、切土前から地質学的年代を経た地山自体の風化作用であり、弾性波速度 V は掘削前の自然地盤の地表から深部に向けて大きくなる分布を示す。「b. 初期緩み」は、切土による応力解放に伴う亀裂の発達や吸水膨張により強度低下するものであり、ここには重機による切削や発破により地山が乱されることにより発生するものも含まれる。このとき応力解放により V が法面表面より低下する。「c. 二次風化」は、初期緩みが収束した以降も継続する乾湿繰り返しや凍結融解の繰り返し、鉱物の溶脱等の作用に伴う強度低下である。これには酸素や水が影響しており、風化による亀裂の発達により酸素や水が侵入しやすくなるので影響範囲は大きくなると考えられる。この場合の V の分布は「b. 初期緩み」のときより低速度域が深部へ拡大する。本論文で取り扱う弾性波探査に基づく風化評価は、これらのうちの「b. 初期緩み」、「c. 二次風化」における強度変化を主に対象としている。



※切土とともに初期緩みや二次風化が始まると想定

(a) 風化による強度低下の進行イメージ



(b) 切土前後の風化のイメージ

図 3.1 切土法面の風化の概念 4)を加筆修正

3.3 検討方法

3.3.1 検討対象の切土法面

表 3.1 に調査対象法面の諸元を、表 3.2 に追跡調査の対象箇所数と調査時期を示す。調査は 1960～1970 年代に建設された高速道路を中心に実施しており、本論文では合計 6 路線、35 箇所の法面、55 測線を対象とした。調査対象法面は、崩壊性要因をもつ地質¹³⁾ (表 3.3) によって構成された切土法面を中心に地質年代や岩種が異なる箇所を選定している。地質は、中生代や新生代古第三紀、新生代新第三紀、新生代第四紀の年代別に、深成岩、火山岩、火砕岩、堆積岩、変成岩、未固結堆積物の分類毎に選定した。調査対象法面の段数は 3 ～ 8 段であり、法面保護施設は法面の表面が植生で覆われた開放型である。

第3章 切土法面の風化の傾向分析

表 3.1 調査対象法面の諸元

地点	路線名	法面 勾配	段数 (段)	地質年代	岩種	地質分類	切土施工時の岩質区分と崩壊性要因	
							岩質区分	崩壊性要因
築館2	東北自動車道	1:1.2	4	新生代新第三紀	砂岩、 礫岩	堆積岩	土砂	浸食に弱い地質
水沢2	東北自動車道	1:1.2	5	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
水沢3	東北自動車道	1:1.2	4	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
水沢5	東北自動車道	1:1.2	5	新生代新第三紀	砂岩	堆積岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
水沢6	東北自動車道	1:1.2	4	新生代新第三紀	砂岩	堆積岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
水沢7	東北自動車道	1:1.2	3	新生代新第三紀	シルト岩	堆積岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
水沢8	東北自動車道	1:1.2	5	新生代新第三紀	シルト岩、 凝灰岩	堆積岩、 火砕岩	軟岩（亀裂少）	風化が速い岩（著しくはない）
紫波3	東北自動車道	1:1.5~ 1:1.8	2	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	浸食に弱い地質 構造的弱線を持つ地質（活断層帯）
紫波4	東北自動車道	1:1.8	3	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	層理面が流れ場 構造的弱線を持つ地質（活断層帯）
紫波5	東北自動車道	1:2.0	3	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	層理面が流れ場 構造的弱線を持つ地質（活断層帯）
紫波6	東北自動車道	1:2.0	5	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	層理面が流れ場 構造的弱線を持つ地質（活断層帯）
紫波7	東北自動車道	1:2.0	3	新生代新第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	層理面が流れ場 構造的弱線を持つ地質（活断層帯）
青森1	東北自動車道	1:1.0	3	新生代第四紀	弱溶結凝灰岩、 非溶結凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂少）	浸食に弱い地質（強風化部）
青森2	東北自動車道	1:1.0	3	新生代第四紀	弱溶結凝灰岩、 湖床堆積物	火砕岩、 未固結堆積物	軟岩（亀裂少）	浸食に弱い地質（強風化部）
青森3	東北自動車道	1:1.0	3	新生代第四紀	弱溶結凝灰岩、 湖床堆積物	火砕岩、 未固結堆積物	軟岩（亀裂少）	浸食に弱い地質（強風化部）
青森4	東北自動車道	1:1.0	6	新生代第四紀	非溶結凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂少）	浸食に弱い地質（強風化部）
白河6	東北自動車道	1:1.0~ 1:1.2	7	中生代	粘板岩	堆積岩	硬岩	亀裂が多い岩 構造的弱線を持つ地質（地質境界）
白河7	東北自動車道	1:1.5	7	中生代	花崗岩類	深成岩／火山岩	軟岩（亀裂多）	浸食に弱い地質（マサ土部）
吉田1	東名高速道路	1:1.0	6	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂多）	風化が速い岩 構造的弱線を持つ地質
掛川1	東名高速道路	1:0.8	5	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂少）	なし
掛川3	東名高速道路	1:1.0	4	新生代新第三紀	砂岩優勢砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂少）	なし
掛川4	東名高速道路	1:0.8	4	新生代新第三紀	砂岩優勢砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂少）	亀裂が流れ壁となる岩
三ヶ日1	東名高速道路	1:1.0~ 1:1.5	7	中生代	チャート、 緑色片岩、 断層破砕帯	堆積岩、 変成岩、 その他	硬岩、 硬岩、 土砂	固結度の低い土砂や強風化岩 亀裂が多い岩 構造的弱線を持つ地質
豊橋1	東名高速道路	1:1.5~ 1:2.0	4	新生代第四紀 中生代	崩積土、 輝緑岩	未固結堆積物、 深成岩／火山岩	土砂、 硬岩	固結度の低い土砂や強風化岩 亀裂が多い岩
豊橋2	東名高速道路	1:1.2	4	中生代	角閃岩	変成岩	硬岩	なし
豊川	東名高速道路	1:1.0~ 1:1.2	5	中生代	片麻岩	変成岩	土砂	浸食に弱い土質（マサ土部） 亀裂が多い岩 亀裂が流れ壁となる岩
岡崎1	東名高速道路	1:1.2	4	中生代	花崗閃緑岩	深成岩／火山岩	硬岩	浸食に弱い土質（マサ土部） 亀裂が多い岩
岡崎2	東名高速道路	1:1.2	5	中生代	花崗岩	深成岩／火山岩	土砂	浸食に弱い土質（マサ土部）
津山2	中国自動車道	1:0.8~ 1:1.2	4	新生代古第三紀	凝灰岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	亀裂が多い岩 構造的弱線を持つ地質
津山6	中国自動車道	1:2.5	3	新生代古第三紀	泥岩	堆積岩	軟岩（亀裂多）	風化が速い岩 亀裂が流れ壁となる岩
赤穂3	山陽自動車道	1:0.8~ 1:1.0	6	中生代	凝灰角礫岩	火砕岩	硬岩	亀裂の多い岩
赤穂4	山陽自動車道	1:1.0	7	中生代	凝灰角礫岩	火砕岩	軟岩（亀裂多）	亀裂の多い岩 構造的弱線を持つ地質
都城1	宮崎自動車道	1:1.0	5	新生代古第三紀	砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂多）	浸食に弱い土質（シルス） 亀裂が多い岩
名宜2	沖縄自動車道	1:1.2~ 1:1.5	3	中生代	砂岩頁岩互層	堆積岩	軟岩（亀裂多）	亀裂が多い岩
石川1	沖縄自動車道	1:1.0~ 1:1.5	5	中生代	泥質片岩	変成岩	軟岩（亀裂多）	亀裂が多い岩

表 3.2 追跡調査の対象法面数と調査時期

路線名	法面数	弾性波探査 測線数	調査時期					
			1回目	2回目	3回目	4回目	5回目	6回目
東北自動車道	18	21	1976	1977	1979	1985	1990	2016
東名高速道路	10	23	1973	1977	1984	2017		
中国自動車道	2	3	1978	1981	1986	1991	2017	
山陽自動車道	2	2	1981	1986	1991	2018		
宮崎自動車道	1	1	1981	1986	1991	2018		
沖縄自動車道	2	5	1975	1978	2019			
計	35	55						

表 3.3 崩壊性要因を持つ地質¹³⁾

崩壊性要因をもつ地質	代表地質等
浸食に弱い土質	しらす, 山砂, まさ土
固結度の低い土砂や強風化岩	崖錐性堆積物, 火山灰土, 火山砕屑物 (第四紀), 崩積土や強風化花崗岩等
風化が速い岩	泥岩, 凝灰岩, 頁岩, 粘板岩, 蛇紋岩, 片岩類等
亀裂が多い岩	片岩類, 頁岩, 蛇紋岩, 花崗岩, 安山岩, チャート等
亀裂が流れ盤となる岩	層理・節理が斜面の傾斜方向と一致している片岩類, 粘板岩等
構造的弱線を持つ地質	断層破碎帯, 地すべり地, 崩積跡地等

3.3.2 調査方法

切土法面の風化状態は、N 値や密度、一軸圧縮強度等との相関が確認されており、広域を比較的簡易に調査できる弾性波探査（屈折法）¹⁴⁾により得られる弾性波速度 V_p により評価する。岩盤の強度を評価する方法には三軸圧縮試験等の試験方法があるが、管理する多くの切土法面で試験を実施することは費用や時間の面で現実的ではない。また、要素試験は切土法面内の局所的な結果しか得られないことや、破壊試験は試料による結果のばらつきが生じることも課題である。このことから、地表から行う弾性波探査には得られる結果の精度に課題はあるものの³⁾、切土法面内部の剛性を空間的に把握できることから風化進行の第一段階の調査に適用できると考えられる⁴⁾。

弾性波探査による風化の追跡調査は、約 40 ～ 50 年前の切土法面建設当初から同じ測線で行なっている。調査毎の結果のばらつきを少なくするために、できる限り季節、気候、起振条件を合わせており、これらの物理探査の測定は交通振動等の影響を低減するため、車輛通行がないタイミングを見計らって実施した。図 3.2 に弾性波探査（屈折法）の概念図を、図 3.3 に測線の設定位置を、写真 3.1 に起振時の状況を示す。弾性波探査の測線は切土法面の道路横断方向および縦断方向に設定する。起振は、板叩き法（ハンマーによる打撃）を採用し、地表に設置した受振器で屈折波を受信し、波の到達時間と伝播経路の長さから P 波速度として解析することにより、切土法面内部の剛性の分布を得た。測線延長は 34.5m とし、受振器を 1.5m 間隔で配置してデータ記録装置を用いて屈折波を計測した。そして、弾性波速度は「は

「ぎとり法解析(萩原の方法)」により約50年前から同一の方法で法面内部の速度層を求めた。

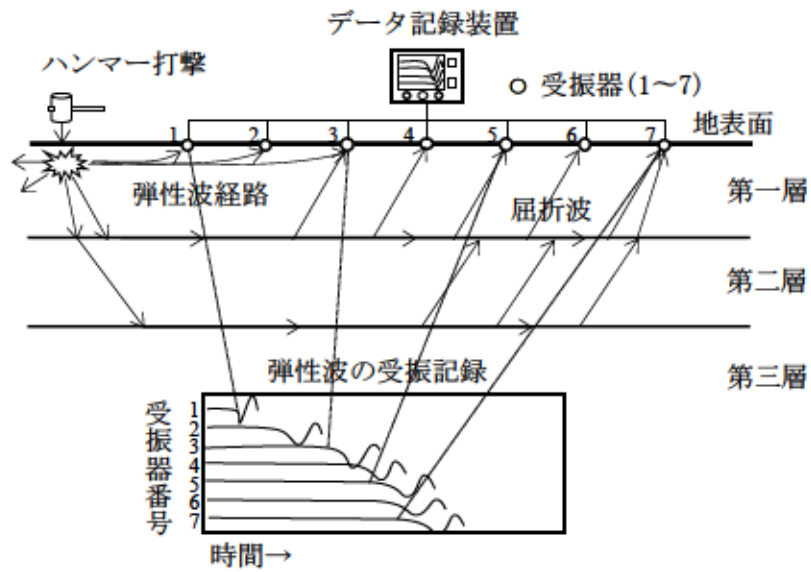


図 3.2 弾性波探査（屈折法）の概念図

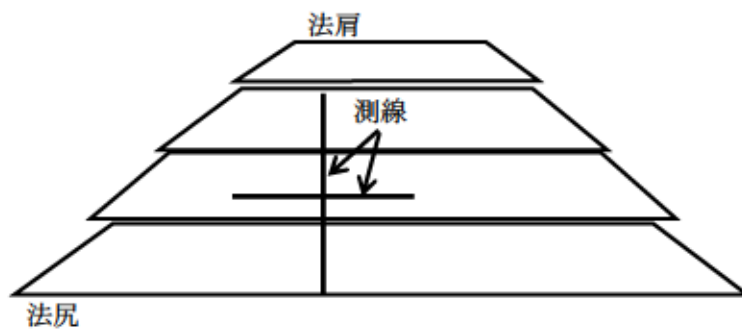


図 3.3 弾性波探査測線の設定方法⁵⁾



写真 3.1 起振時の様子⁵⁾

3.3.3 風化の評価指標

図 3.4 に弾性波探査による風化帯の評価方法の概要を示す。既往の研究¹¹⁾や本研究第2章において、速度検層による P 波速度と密度の深度方向分布およびボーリングコア観察、鉱物分析等の結果から、 V_p が概ね 1.0m/ms 以下の領域において風化の傾向を示すことが分かっている。このことから、風化帯は地表から弾性波速度が 1.0 m/ms 以下の速度層とした。風化の評価指標は、風化帯に含まれる各速度層の層厚 d_i と弾性波速度 V_i から算出される風化帯走時 t_w (ms) とした³⁾⁶⁾。なお、弾性波速度の単位を一般的な km/s ではなく m/ms と表記するのは、本調査が数 m 程度の風化帯を対象とし、風化帯走時が 10^{-3} 秒単位で現れるためである。

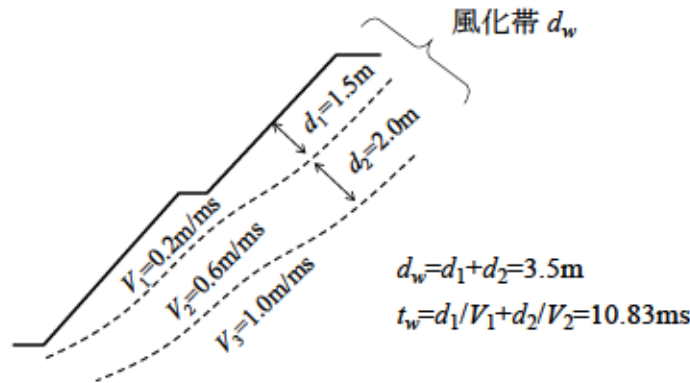
$$d_w = \sum_{i=1}^n d_i \quad (1)$$

$$t_w = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_i} = \frac{d_w}{V_w} \quad (2)$$

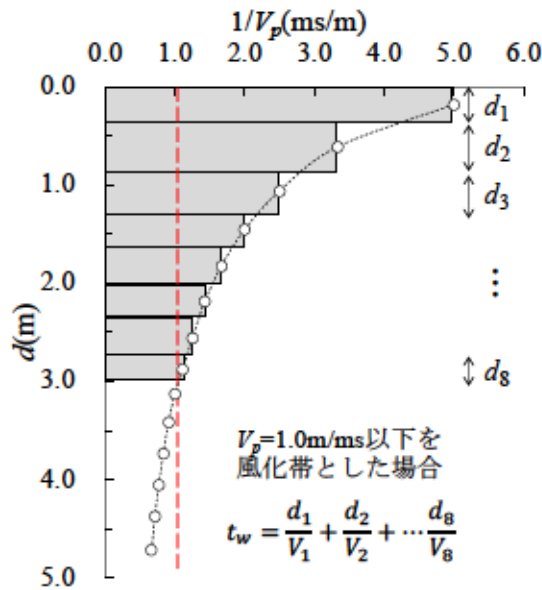
ここに、 d は層厚 (m)、 V は速度 (m/ms)、 n は弾性波速度ごとに層分割した風化帯層の総数である。下付きの数字は地表からの層数、 w は風化帯を表す。風化帯走時は式(2)で定義される値で、地表から伝播する弾性波が風化帯の最深部に達するまでに要する時間を意味する。この値は風化帯が法面深くに進展するほど、また風化帯部での弾性波速度が低下するほど大きくなるので、法面内部への風化帯の進展と風化帯での風化程度の進行をともに評価した値といえる。また、長年にわたって繰り返し実施した弾性波探査の結果には、計測時の法面の含水状態の違いや計測機器の発達、計測実施者、地山性状の変化等による誤差が影響することもあるが、風化帯走時は経時的に単調に増加する傾向があることも明らかにされているため⁴⁾、風化程度を評価する指標として実用面でも理解しやすく、適用性も高い指標になっている。ただし、本調査で採用している弾性波探査は地表から地中を探索する調査方法であり、測定精度に課題があることを認識する必要がある。風化帯走時は一般に増加傾向を示すため風化帯走時の年変化率 (ms/年) は負の値をとらないと考えられるが、菊池ら³⁾が約 20 年間の調査記録より風化帯走時の年変化率を分析した結果では風化帯走時が減少してわずかに負の値をとる異常値が確認されている。異常値の発生頻度は風化の進行が著しい施工直後には風化帯走時の変化が大きいため、測定精度が悪くても結果を補うことができるが、年月が経過して風化の進行が落ち着くと風化帯走時の変化が小さくなり異常値を生じやすくなる傾向が確認されている。このように、地表から行う弾性波探査はある程度の測定誤差が生まれることを考慮して行う必要がある。したがって、風化帯走時による風化進行評価にあっては複数回の調査結果から全体的な変化の傾向を把握することも重要である。なお、風化帯走時の年変化率 (ms/年) の異常値 (負の値) の発生率は、菊池らの約 20 年間のデータ分析結果³⁾より、切土からの経過年数が 4 年くらいまでは 20% 以下であるが、9 年くらいからは 40% 程度である。また、異常値の値はグラフからの読み取りで多くは約 -0.05ms/年以下である。

t_w の算出にあたっては速度層の数によって計算値が変わることから、同一条件の速度層を設定して経時変化を評価する必要がある。また、図 3.4 に示すとおり、 t_w は風化帯の基準である 1.0m/ms 以下の領域において各速度層の風化帯走時 $t_i (=d_i/V_i)$ の総和で表されることから、

速度層をより細かく設定した方が結果の精度が高まる。本研究では、50年ほど前から継続している調査においては旧来からのほざとり法解析により速度層を設定しており、走時曲線から解析者が速度勾配を読み取る都合上、分解には限度があるので基本的には表層部を3～4層としている。一方、トモグラフィ解析においては、コンピュータ計算により任意に速度層を分解できることから、風化による低速度域の経年変化を追跡するために風化帯の基準である1.0m/ms以下の領域を0.1m/ms毎に分割している。



(a) 風化帯及び風化帯走時の評価例



(b) 風化帯走時の特徴

図 3.4 弾性波探査による風化帯の評価方法

3.4 風化の傾向分析の結果と考察

本節では、約50年にわたる弾性波探査データを用いて、切土法面の風化の傾向を分析する。

風化の評価指標である風化帯走時 t (ms) の経年変化や風化帯走時の年変化量（風化速度）に着目した分析を行い、地質年代や岩種、岩質、地質構造などの既往の研究³⁾⁴⁾で風化の速さを特徴づける要素として明らかにされた項目を参考に風化の特徴を整理する。

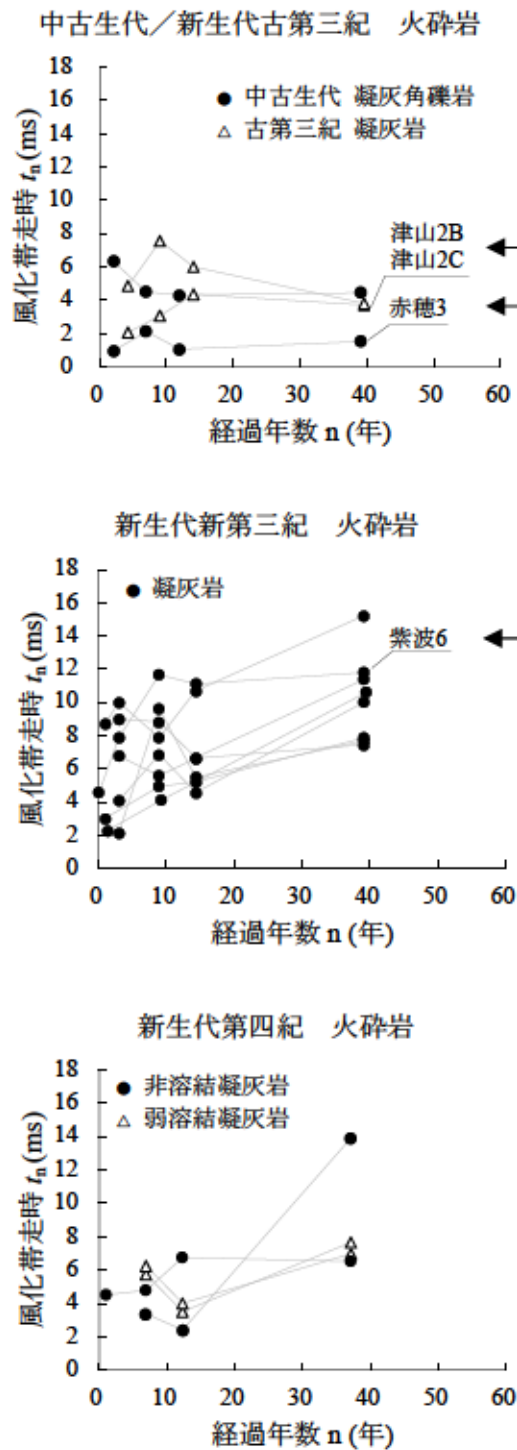
3.4.1 風化帯走時の経年変化

図 3.5 に火砕岩、図 3.6 に堆積岩、図 3.7 に深成岩／火山岩、変成岩および未固結堆積物等の風化帯走時 t_n の経年変化、並びに 2016 年から 2018 年の調査時に撮影した法面表面の写真を示す。図 3.5(a)に示す火砕岩の t_n は、新生代新第三紀及び新生代第四紀の増加が著しく、風化の進行が認められる。また、一部の新生代新第三紀においては初期の t_n が約 8ms と大きく、掘削当初から風化が著しい箇所がある。一方、中生代及び新生代古第三紀については t_n が 6ms 程度より小さく、経年変化も小さいことから、それほど風化が進行していない。図 3.5 (b)の写真（2016, 2017 年撮影）より、紫波 6（新生代新第三紀 凝灰岩 $n=39$ ）は粘土化が著しく、津山 2（新生代古第三紀 凝灰岩 $n=40$ ）は亀裂が発達しているものの粘土化には至っていない状態が確認される。赤穂 3（中生代 凝灰角礫岩 $n=39$ ）については新鮮な凝灰角礫岩が露頭している。 t_n はこれらの状態を反映していると考えられる。

図 3.6 (a) に示す堆積岩の t_n は、新生代新第三紀及び中生代の一部の地質において増加が著しく、風化の進行が認められる。また、新生代新第三紀 礫岩及び中生代 砂岩頁岩互層については初期の t_n が約 6～12ms と大きく、掘削当初から風化していたと考えられる。一方、新生代古第三紀は t_n が 4ms 以下と小さく、経年変化がほとんどないことから、それほど風化が進行していない。図 3.6 (b)の写真（2017, 2018 年撮影）より、 t_n の増加が著しい吉田 1（新生代新第三紀 泥岩優勢砂岩泥岩互層 $n=49$ ）と名宜 2（中生代 砂岩頁岩互層 $n=45$ ）は岩の亀裂が進展して細流化が認められており、頁岩の岩片は手で割れるほど脆い状態が確認されている。一方、 t_n の変化が小さい三ヶ日 1（中生代 チャート $n=49$ ）は塊状で割れ目の少ない硬質な岩が確認されている。

図 3.7(a)に示す深成岩／火山岩および変成岩の t_n は、地質年代が中生代と古いが、岡崎 2 の花崗岩類や三ヶ日 1 の緑色片岩などの一部の地質では掘削当初の t_n が約 6～10ms と大きく、その後の増加も著しい。図 3.7 (b)の写真（2017 年撮影）より、 t_n の増加が認められる岡崎 2（中生代 花崗岩類 $n=51$ ）は花崗岩が強く風化してマサ土になっており、三ヶ日 1（中生代 緑色片岩 $n=49$ ）の露頭した岩は風化して土砂状を呈している。一方で、 t_n の変化が小さい豊川（中生代 片麻岩 $n=49$ ）は、硬質な岩が露頭している。図 3.7(a)に示す未固結堆積物等の t_n は、地質年代が新生代第四紀と新しく、全体的に増加傾向である。特に青森 2 及び青森 3（新生代第四紀 湖水堆積物 $n=37$ ）については当初の t_n が約 10ms と大きく、その後の増加も著しい。

以上の結果より、風化帯走時 t_n は岩盤の風化の状態を反映していると考えられることから、 t_n の経年変化を分析することにより、長期風化特性を把握できると考える。次節以降は、風化帯走時から算出する風化速度に着目して、地質年代や岩種、岩の固結度、切土形状といった風化進行に影響すると考えられる要因別に分析した結果を示す。



津山2 (凝灰岩)



赤穂3 (凝灰角礫岩)



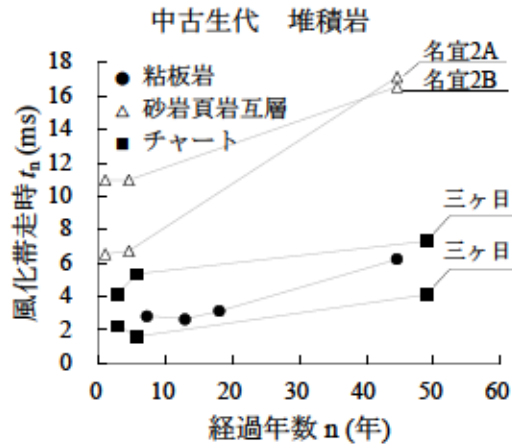
紫波6 (凝灰岩)

(a) 風化帯走時 t_n の経年変化

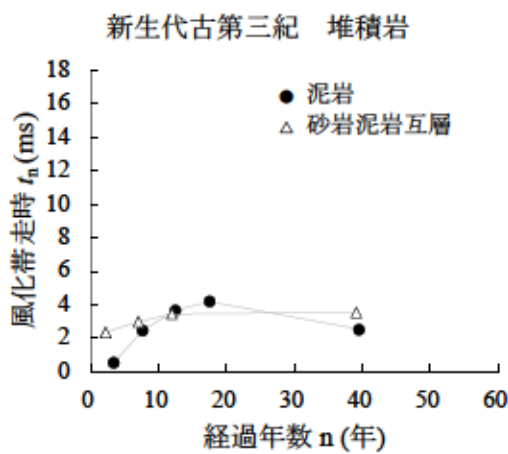
(b) 法面表面の状況写真

(撮影：2016年，2017年)

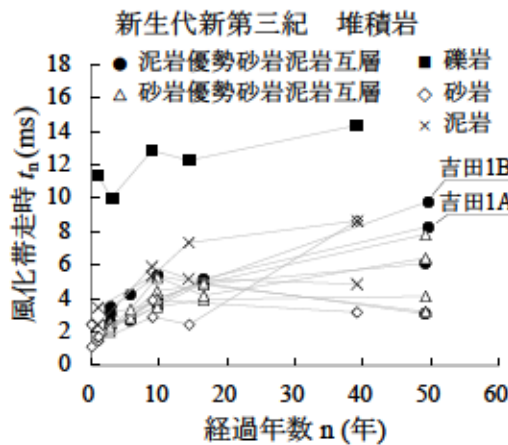
図 3.5 火砕岩の風化帯走時の経年変化と法面表面の状況写真



名宜2 (砂岩頁岩互層)



三ヶ日1 (チャート)



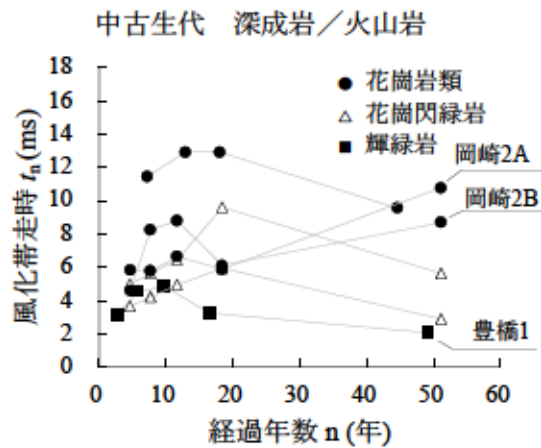
吉田1 (泥岩優勢砂岩泥岩互層)

(a) 風化帯走時 t_n の経年変化

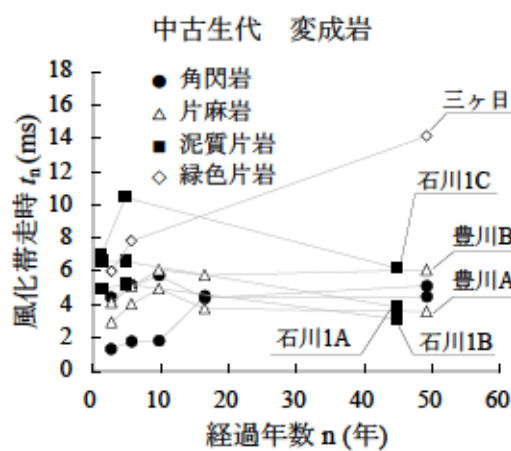
(b) 法面表面の状況写真

(撮影：2017年，2018年)

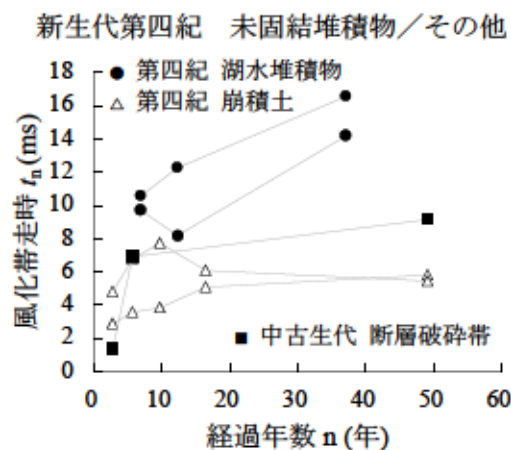
図 3.6 堆積岩の風化帯走時の経年変化と法面表面の状況写真



岡崎2 (花崗岩類)



三ヶ日1 (緑色片岩)



豊川 (片麻岩)

(a) 風化帯走時 t_n の経年変化

(b) 法面表面の状況写真

(撮影：2017 年)

図 3.7 深成岩／火山岩，変成岩，未固結堆積物等の風化帯走時の経年変化
と法面表面の状況写真

3.4.2 地質年代及び岩種ごとに整理した風化速度の特徴

風化速度は風化帯走時の年変化率（ms/年）であり、追跡調査の初回と n 年目の風化帯走時の増分 $t_n - t_0$ を経過年数 n で除して算出する。ここでは、これまでの追跡調査全期間を基準とした風化速度を求め、地質年代及び岩種毎に結果を比較して風化の難易を評価する。

図 3.8 に地質年代および岩種毎の風化速度を示す。地質年代毎の風化速度の傾向は、中生代の平均風化速度が 0.04ms/年、新生代古第三紀が 0.02ms/年、新生代新第三紀が 0.10ms/年、新生代第四紀が 0.10ms/年であり、地質年代が新しいほど風化速度が大きい。岩種毎の傾向は、新生代新第三紀および新生代第四紀の火砕岩や堆積岩、湖水堆積物は風化速度が大きい。また、平均風化速度の小さい中生代の中でも、堆積岩類や一部の変成岩（緑色片岩）、断層破碎帯は風化速度が大きく、新生代新第三紀や新生代第四紀のものと大差ない。

中生代のうち風化速度の大きい名宜 2（堆積岩 砂岩頁岩互層）や三ヶ日 1A（変成岩 緑色片岩）については、図 3.6 より初回調査時から風化帯走時が約 6ms と大きく掘削当初より表層部がある程度風化しており、その後に風化が益々進行したことを表している。表 3.1 より、名宜 2（砂岩頁岩互層）は崩壊性要因をもつ地質の「亀裂の多い岩」に該当し、1978 年（ $t=4$ ）調査の法面観察記録には「砂岩部は亀裂の少ない軟岩であり、頁岩部は亀裂の多い軟岩で、亀裂は高角度を示すものが多い」とあり、当初からいくらか風化が進んでいた¹⁵⁾。 t_n の変化はこれらの風化状態を反映したものと考えられる。また、沖縄特有の高温多湿の気候が風化を促進させた可能性も考えられる。一方、緑色片岩は、一般に塩基性の火山岩類等を起源とする変成岩であり新鮮部は堅硬であるが、片理面やそれに直交あるいは斜交する節理面が発達する層状の節理性岩盤である。三ヶ日 1A における 1971 年（ $t=3$ ）の法面観察記録には「表層部で風化著しく、葉片状に剥げ易い」と報告されている¹⁶⁾。また、図 3.9 に示す法面スケッチ（1971 年）のとおり緑色片岩は断層破碎帯と接しており亀裂の発達を助長していたと考えられ、掘削後の風化（緩み）の進行速度を速めた可能性がある。なお、当該法面は建設時及び供用中に断層破碎帯が法面崩壊を起こしている。このように、切土法面の風化速度を大きくする要因には、年代効果による岩の硬さ（固結度）だけでなく、切土掘削当初の岩盤の亀裂状態等の岩質や地質構造に影響を受けると考えられる。そこで、次節では初回調査時に作成された切土法面調書に記録された岩の固結度及び亀裂の程度に関する記録をもとに風化速度を整理し、風化特性を分析した結果を示す。

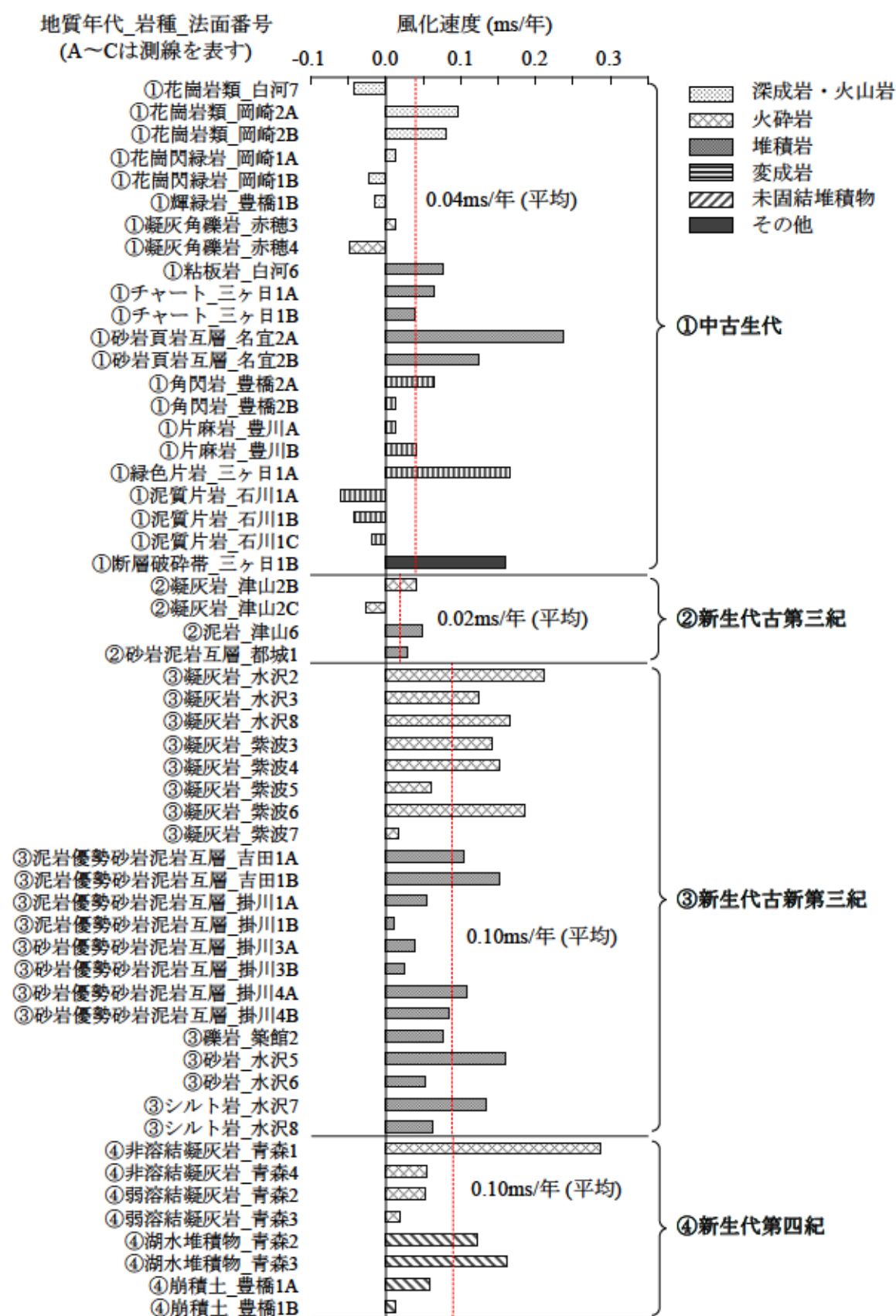
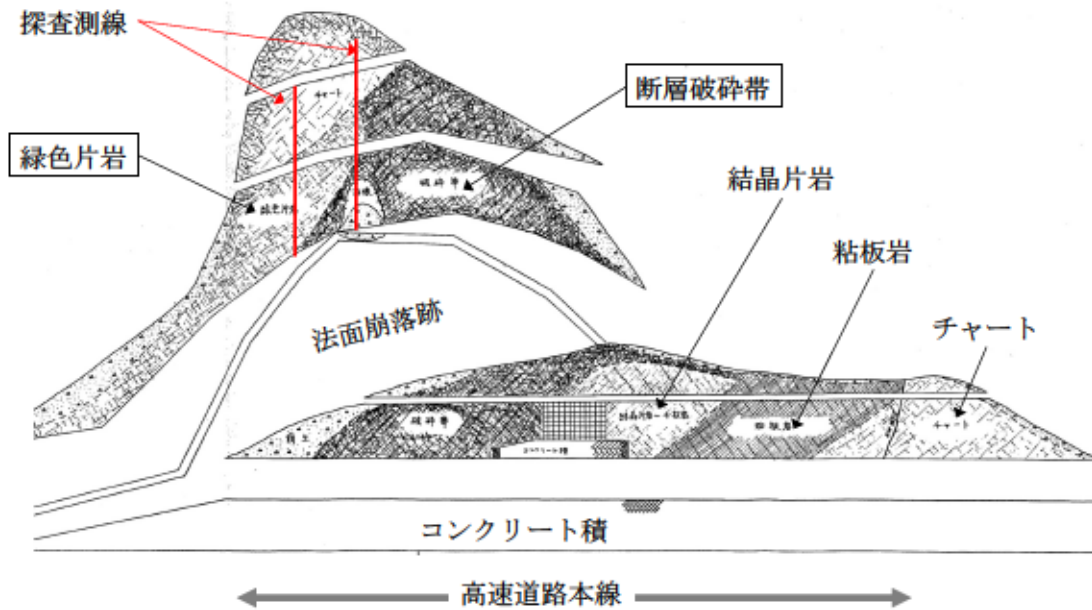


図 3.8 地質年代および岩種毎の風化速度

図 3.9 1971 年調査時の法面スケッチ (三ヶ日 1) ¹⁶⁾

3.4.3 岩の固結度及び亀裂の風化速度への影響

図 3.10 に岩の固結度で整理した各測線の風化速度を、図 3.11 に (a) 岩の固結度、(b) 地質年代、(c) 岩種、(d) 切土形状の要素別に整理した風化速度の箱ひげ図を示す。岩の固結度には、切土掘削時の地山の硬さの指標である土軟硬区分(土砂、軟岩、硬岩) ¹⁷⁾を用いる。亀裂については、初回調査時点の設計要領 ¹⁷⁾に基づいて行われた岩質区分の調査記録から亀裂の程度に関する情報を読み取り、「軟岩(亀裂多)」と「軟岩(亀裂少)」に二分した(表 3.1)。一方、図 3.10(b)及び図 3.11 の結果は、切土掘削後の約 10 年間(以下、切土初期という)とそれ以降の約 30~40 年間(以下、切土中期以降という)に分けて風化速度を整理した。このように二分するのは、風化は切土直後に急速に進行し時間経過に伴い安定化するとされている ³⁾ことや、法面崩壊の頻度が切土掘削後の約 10 年間に高いためである ¹⁸⁾。このとき、切土初期の風化速度は 10 年程度を基準としているのに対し、切土中期以降は切土初期より後の 30~40 年程度が基準となる。

図 3.10 (a)より、追跡調査の全期間を基準とした風化速度は、軟岩(亀裂少)が 0.10ms/年と最も平均値が大きく、軟岩(亀裂多)が 0.06ms/年、土砂が 0.05ms/年、硬岩が 0.04ms/年である。軟岩(亀裂多)は負の値を示す法面があり平均値を低めていることを踏まえると、全体的には軟岩の風化速度が大きく、風化しやすい傾向であると認められる。

図 3.10 (b)及び図 3.11 (a)より、切土初期と切土中期以降に区分した場合の平均風化速度は、切土初期では軟岩(亀裂多)が 0.28ms/年、土砂が 0.29ms/年と大きく、続いて硬岩が 0.17ms/年、軟岩(亀裂少)が 0.12ms/年である。軟岩(亀裂少)の平均風化速度は、大きく負の値を示す特異な青森 2(弱溶結凝灰岩、湖水堆積物)や青森 3(弱溶結凝灰岩)を除くと 0.21ms/年であり、比較的風化速度が大きい。図 3.10 (a)と比較して、軟岩(亀裂多)や土砂の風化速度は切土初期が著しく大きいことが特徴的である。中でも軟岩(亀裂多)の凝灰岩(紫波 3、紫

波6)や泥質片岩(石川1C)の風化速度が0.8~1.3ms/年と突出して大きい。これは法面の亀裂の存在が風化(応力解放等)の影響を強めたと考えられる。一方、切土中期以降の平均風化速度は、軟岩(亀裂少)が0.11ms/年で最も大きく、続いて硬岩が0.03ms/年、土砂及び軟岩(亀裂多)が0.02ms/年である。軟岩(亀裂少)の風化速度は切土初期と比較してそれほど低下しておらず、風化が継続的に進行する傾向が見てとれる。硬岩、軟岩(亀裂多)及び土砂については、切土初期と比較して大幅に風化速度が小さい。これは応力解放の影響が収束傾向であることや、岩石の二次風化の影響が小さいことが結果に現れたものと考えられる。なお、これらの結果は菊池らの分析結果³⁾とも整合している。

このように平均風化速度の傾向は、応力解放等の影響を受けやすい切土初期とそれ以降に分けることにより風化速度を大きくする要因が明確になった。また、岩の固結度(土軟硬区分)や亀裂の程度により風化の程度を概略的に分類することができることがわかった。ただし、岩石の風化に対する抵抗性は、含有鉱物の種類や組成、間隙率の大小等によって異なる¹⁹⁾ことがわかっており、風化進行を精度良く予測するにはこれらの要因を詳細に調査する必要がある。

図3.11(b)は図3.8に示した地質年代別の風化速度を切土初期と切土中期以降に分解して箱ひげ図に整理したものである。平均風化速度は、新生代第四紀を除いて切土初期の方が切土中期以降より大きい。切土初期の風化速度は地質年代の古いものが大きい傾向にあり、新生代古第三紀が最も大きい。一方、切土中期以降は地質年代が新しい方が大きい傾向にあり、新生代第四紀が最大である。図3.8において地質年代の新しい方が大きい傾向を示したのは、切土中期以降の影響を反映したものと考えられる。

図3.11(c)は岩種別の風化速度を切土初期と切土中期以降に分解して箱ひげ図に整理したものである。風化速度は岩種別の整理でも同様に、切土初期の方が切土中期よりも風化速度が大きい。切土初期の風化速度は、亀裂性の高い性質をもつ片岩類等が属する変成岩や風化の速い岩に該当する火砕岩が突出している。断層破碎帯もまた切土初期の風化速度が極めて大きく、潜在的な亀裂の存在が風化速度を大きくしたと考えられる。切土中期以降については、固結度の低い土砂や強風化岩に該当する未固結堆積物や風化の速い岩に該当する火砕岩、堆積岩の風化速度が比較的大きい傾向である。

図3.11(d)は切土の形状別に風化速度を整理したものである。切土形状とは、道路横断方向の切土掘削断面の形状を意味し、尾根部を掘削して道路の片側に切土法面ができる場合の「片切」と、山腹を掘り下げて道路の両側に切土法面ができる場合の「両切」の2つに区分する(図3.12)。また、切土掘削後の応力解放の程度による風化速度の違いを得るため、掘削深さが比較的浅いスライスカットの場合を「片切(浅い)」として整理し、地山を大規模に掘り下げて法面を形成する場合を切土形状毎に「片切(深い)」と「両切(深い)」に区別して結果を整理した。結果より、これまでの分析結果と同様に切土初期の風化速度が大きく、切土中期は小さい。また、掘削深さの大きい「片切_深い」と「両切_深い」の風化速度が比較的大きいことから、掘削時の応力解放の影響が切土初期の風化速度を大きくした可能性がある。

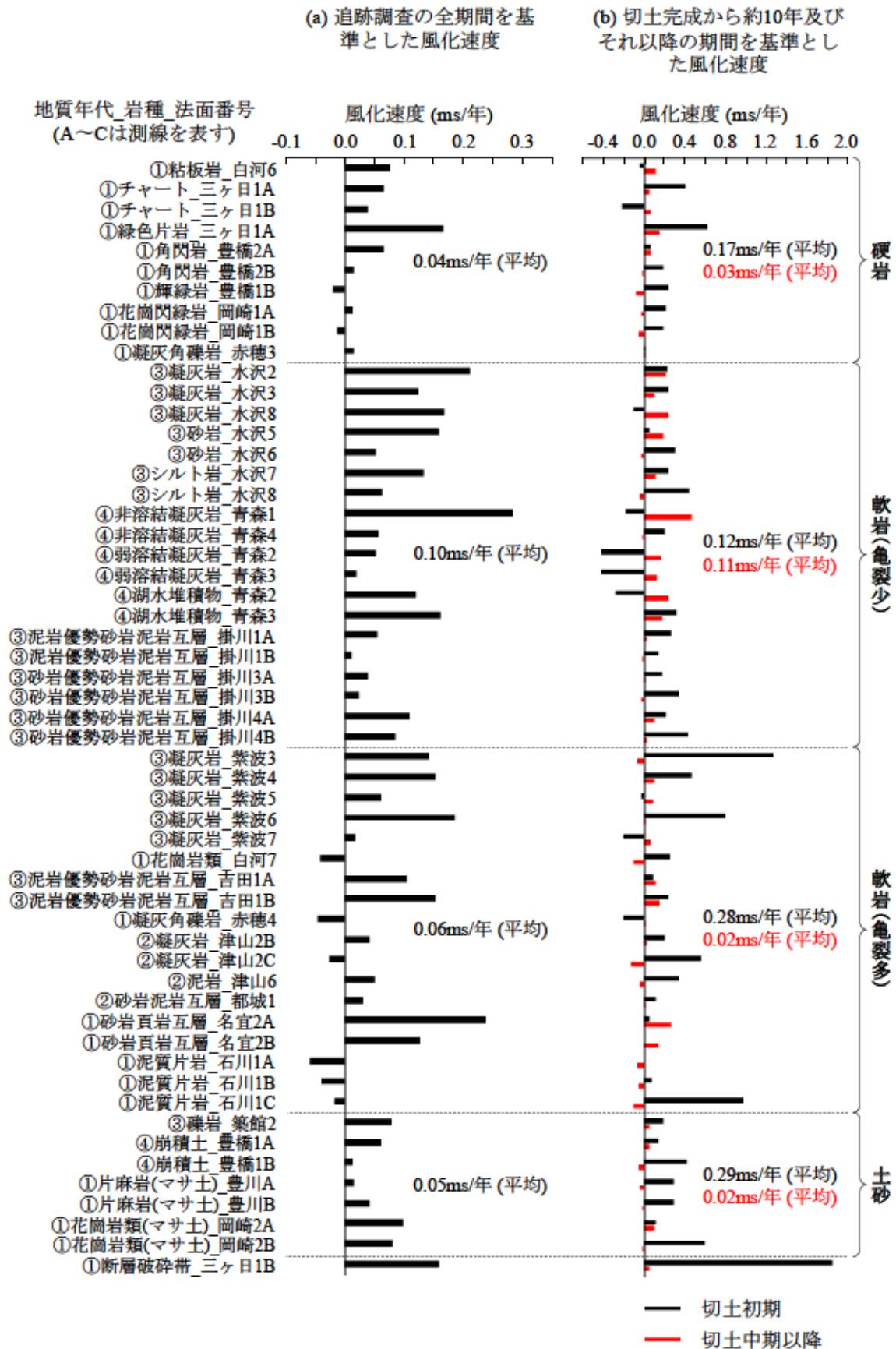


図 3.10 岩の固結度（土軟硬区分）及び亀裂に着目した風化速度

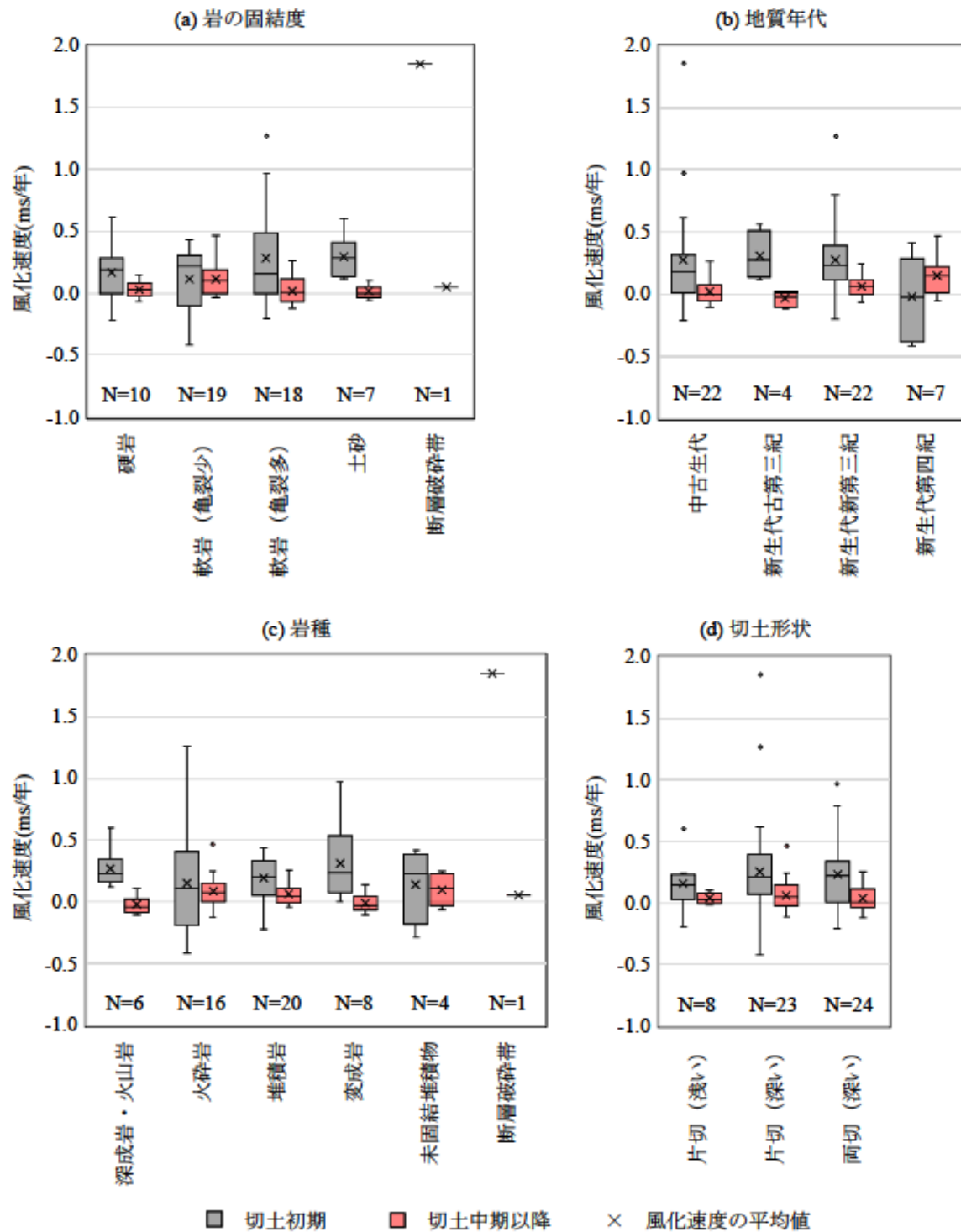


図 3.11 種々の要素による風化速度の比較

尾根部をスライスカット
して道路を造成

掘削前の地盤線

道路

法面

(a) 片切（浅い）

掘削前の地盤線

地盤を大きく掘り下げて
道路を造成

道路

法面

(b) 両切（深い）

図 3.12 切土形状の模式図

3.4.4 地質構造の風化速度への影響

地質構造の風化速度への影響は、崩壊性要因を持つ地質 6 項目の風化速度を比較することにより考察した。崩壊性要因を持つ地質は、道路の切土法面の調査、設計、施工において個別の安定検討を必要とする地質として扱われており、過去の法面崩壊実績をもとに整理されたものである。表 3.3 の代表地質に示すとおり、特殊土や亀裂の多い岩のように土質や岩質に関する要因（「侵食に弱い土質」、「固結度の低い土砂や強風化岩」、「風化が速い岩」、「亀裂の多い岩」）と、流れ盤や構造的弱線を持つ場合のように地質構造に関する要因（「亀裂が流れ盤となる岩」、「構造的弱線を持つ地質」）に区分される。ここではこの区分に従って風化速度を整理し、地質構造の風化速度に対する影響について考察する。

図 3.13 に崩壊性要因を持つ地質別に整理した風化速度の箱ひげ図を示す。ここでは特異値となる三ヶ日 1B（断層破碎帯）等のデータを除外した。(a) 土質・岩質より、切土初期の風化速度は、「固結度の低い土砂や強風化岩」や「亀裂が多い岩」が大きい。対して、切土中期以降は全体的に風化速度が小さいが、「風化が速い岩」の風化速度が比較的大きい。一方、(b) 地質構造では、「構造的弱線を持つ地質」及び「亀裂が流れ盤となる岩」の切土初期の風化速度が共に大きく、切土中期以降の風化速度が小さい。この結果は(a) 地質・岩質の「亀裂が多い岩」の傾向に似ている。「構造的弱線を持つ地質」や「亀裂が流れ盤となる岩」の地質構造上の問題を抱える法面は変状に対する抵抗力が小さく、亀裂が進展しやすい特徴が結果に表れていると考えられる。実際に、「構造的弱線を持つ地質」の対象は、「亀裂が多い岩」にも多

く該当している。なお、「亀裂の多い岩」には亀裂性岩盤である変成岩や深成岩・火山岩からなる切土法面も多く含まれる（表 3.1）。

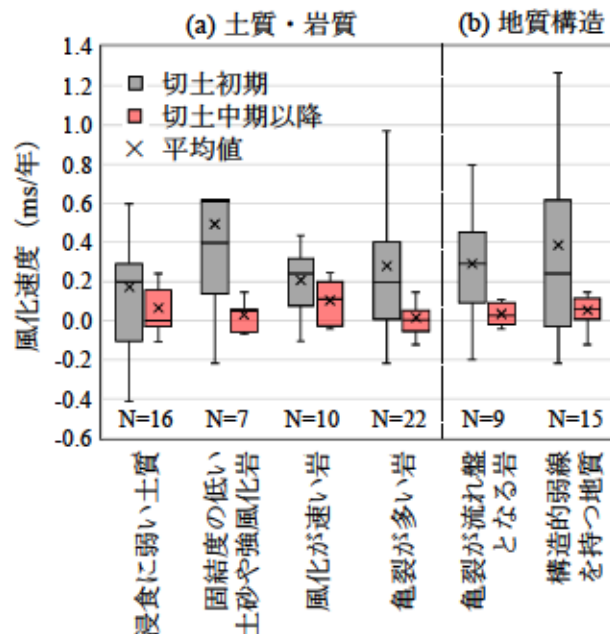
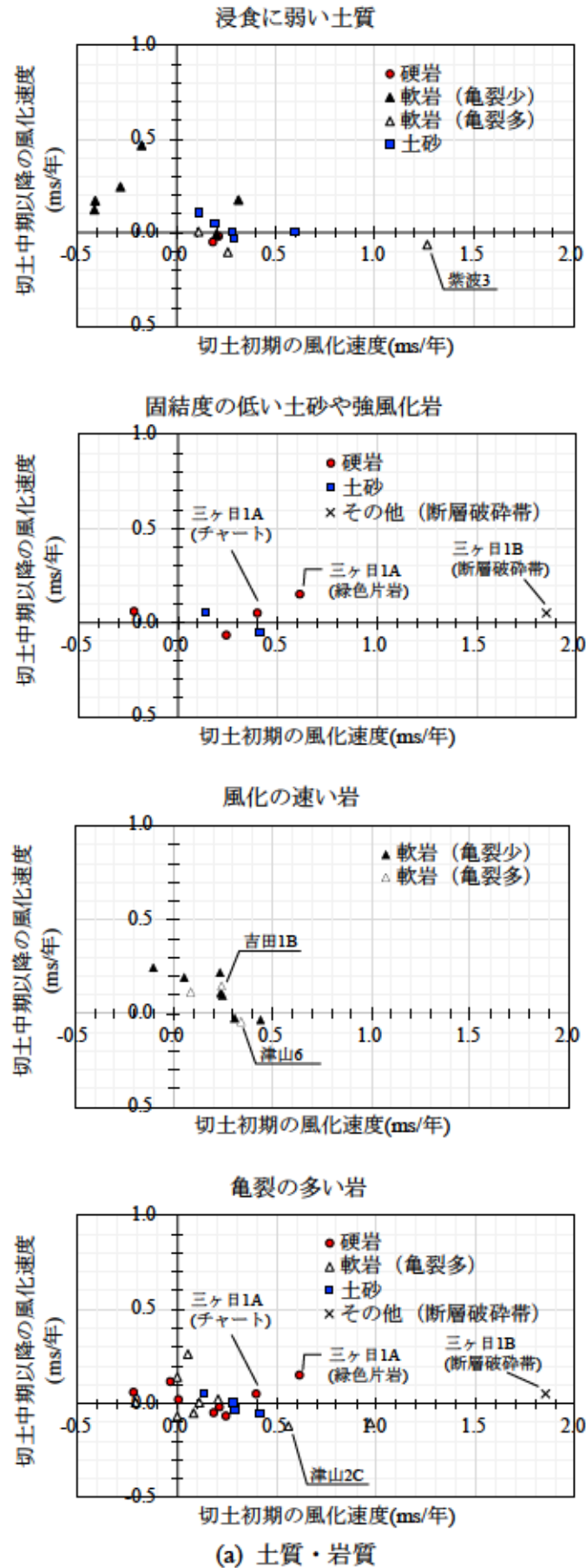


図 3.13 崩壊性要因をもつ地質毎の風化速度（箱ひげ図）

図 3.14 に崩壊性要因を持つ地質別に整理した切土初期と切土中期以降の風化速度の関係図を示す。(b) 地質構造より、「構造的弱線を持つ地質」及び「亀裂が流れ盤となる岩」の風化速度の分布は、切土初期側に大分偏っている。中でも、法面内に断層破碎帯が存在する三ヶ日 1（図 3.9）や、近傍に活断層の存在が確認されている紫波 3, 4, 6 において切土初期の風化速度が突出して大きい。「亀裂が流れ盤となる岩」についても、近傍に活断層が存在する紫波 4, 6 において切土初期の風化速度が大きい。(a) 土質・岩質についてもまた、「亀裂が多い岩」や「固結度の低い土砂や強風化岩」、「浸食に弱い土質」の風化速度の分布が切土初期側に大分偏っている。これらのうち風化速度が大きい箇所の多くは「構造的弱線を有する地質」にも該当している。このように、構造的弱線の存在は切土初期の風化速度を大きくする要因であると考えられる。調査対象法面のうち「構造的弱線を有する地質」に該当する三ヶ日 1B（中古生代 断層破碎帯）、紫波 6（新第三紀 凝灰岩）および吉田 1B（新第三紀 泥岩優勢砂岩泥岩互層）では施工後に崩壊深さが 1～2m の表層崩壊を起こしている。三ヶ日 1B では施工直後、紫波 6 は施工後約 34 年目、吉田 1B では施工後約 45 年目の事象である。図 3.5～図 3.7 より、どれも風化帯走時が 8ms～10ms 程度と大きく、風化の進行が著しい。ところが、図 3.10 や図 3.14 より三ヶ日 1B と紫波 6 は切土初期の風化速度が大きく、吉田 1B は切土中期以降の風化速度が比較的大きいことから、風化により法面表層部が不安定化するまでの時間に違いがある。これは岩質や地質構造の違いによるものと考えられる。また、紫波 6 については施工後早期に風化帯走時が増加しているため、より早い時期に崩壊していた可能性がある。



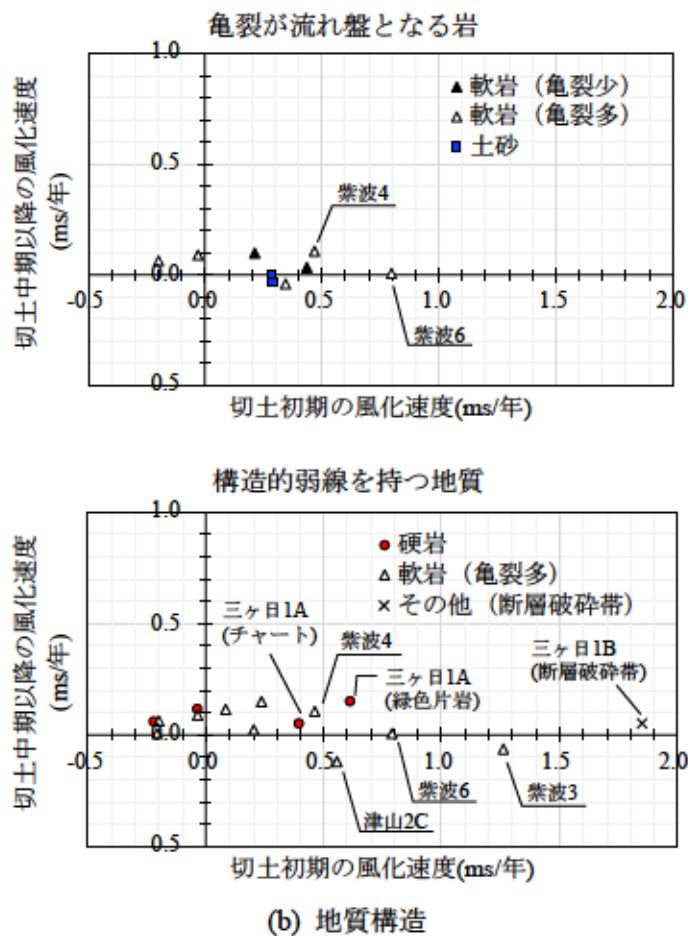
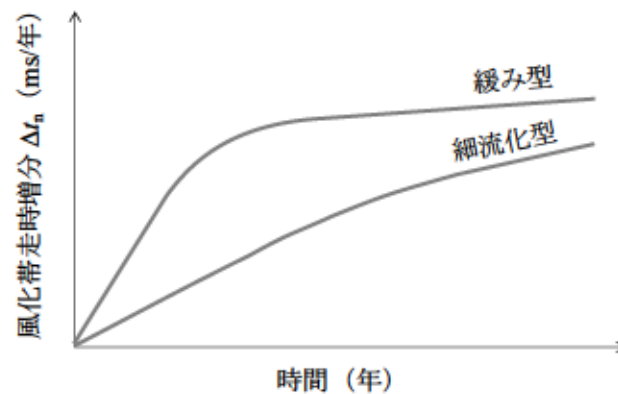


図 3.14 崩壊性要因を持つ地質毎の風化速度分布

3.4.5 風化特性の整理

図 3.15 に本節の内容を踏まえた風化形態の模式図を示す。半世紀にわたる弾性波探査による追跡調査の結果より、切土法面の風化形態は「緩み型」と「細粒化型」の二つに大別できると考える。緩み型は、岩盤の初期緩み（応力解放）による亀裂の発達や潜在的な構造的弱線をもつ場合で切土初期の風化速度が大きいものに該当する。一方、細粒化型は、年月の経過とともに岩石そのものの風化が進行し、細粒化（粘土化）する場合で、切土中期以降の風化速度が比較的大きいものに該当する。ただし、この風化形態は今回の弾性波探査による追跡調査結果に基づく概略的な風化の傾向を示すためのものであり、一般化するには更なる詳細調査が必要である。風化の程度は岩石の種類や岩盤の状態によって様々であることから、風化形態を詳細に表現するには岩石や岩盤の風化に対する抵抗性を鉱物学的、物理的および化学的に把握する必要があると考える。



緩み型：岩盤の初期緩みによる亀裂の発達や潜在的な構造的弱線をもつ場合で切土初期の風化速度が大きいもの

細粒化型：経年的に岩石そのものの風化が進行し、細粒化（粘土化）する場合で、切土中期以降の風化速度が比較的大きいもの

図 3.15 風化形態の模式図

表 3.4 に分析結果をもとに切土法面の風化形態と代表的な岩種を整理した結果を示す。緩み型は、岩質区分が硬岩や軟岩（亀裂多）が多く、新鮮な岩石の固結度は高いが亀裂性に富む岩盤をなす中生代の変成岩や深成岩・火山岩等が該当する。また、岩質区分が土砂のものについてもこれに該当する。土砂は岩石自体の風化がある程度進んでおり固結度としては低く変形しやすいため、初期緩み等の影響を受けやすいと考えられる。一方、細粒化型には、岩質区分が軟岩（亀裂多）や軟岩（亀裂少）が多く、岩石自体の風化が経年的に進行する堆積岩（泥岩や頁岩）や火砕岩（凝灰岩）が該当する。「亀裂が多い岩」や「構造的弱線を持つ地質」にも該当する場合には、緩み型の性質も併せ持つと考えられる。

以上より、風化の速さやその程度の予測には、地形地質や岩盤の硬さ・強度に関する情報、切土掘削時の亀裂分布や地層の走向傾斜、変状等が記録された法面スケッチ、面的に行われた弾性波探査の結果などを記録しておくことが重要である。また、風化の定量的な予測には、亀裂発達速度や岩石のスレーキング、鉱物の酸化・還元・溶脱の速度等を知る必要がある。

表 3.4 切土法面の風化形態と代表的な岩種

切土法面の風化形態	土軟硬区分	崩壊性要因を持つ地質	代表的な岩種
緩み型	軟岩(亀裂多) 硬岩 土砂	亀裂の多い岩 固結度の低い土砂や強風化岩 浸食に弱い地質 亀裂が流れ盤となる岩 構造的弱線を持つ地質	中生代 泥質片岩, チャート, 輝緑岩, 緑色片岩, 花崗閃緑岩, 花崗岩類, 片麻岩, 断層破砕帯 古第三紀 凝灰岩, 砂岩泥岩互層 第四紀 崩積土
細粒化型	軟岩(亀裂多) 軟岩(亀裂少)	風化が速い岩 亀裂が多い岩 構造的弱線を持つ地質	中生代 砂岩頁岩互層 新第三紀 凝灰岩, 泥岩優勢砂岩泥岩互層, 砂岩優勢砂岩泥岩互層

3.5 まとめ

本研究は、約40年～50年の計測データを蓄積した豊北自動車道、東名高速道路、中国自動車道、山陽自動車道、宮崎自動車道、沖縄自動車道の35箇所の切土法面を対象として、弾性波探査の計測データをもとに種々の地質年代や岩種からなる切土法面の風化速度に着目して風化特性の分析をした。その結果、以下の事項を明らかにした。

- (1) 法面観察結果に照らして風化帯走時 t の経年変化を確認した結果、風化進行が著しく亀裂が密に発達した岩盤や、細粒化した岩盤の t は増加傾向にあり、堅硬な岩盤（岩片）が露頭した岩盤の t はそれほど増加しないことが確認された。 t は岩盤の風化による剛性低下を適切に表現している。
- (2) 切土法面の風化速度は、岩の固結度（土軟硬区分）や岩盤の亀裂の程度によって傾向が異なり、固結度が小さいほど、亀裂が多いほど風化の進行が著しい。
- (3) 切土法面の風化進行の形態は、約50年の追跡調査期間を切土初期（切土完成から約10年）と切土中期以降（それ以降の期間）に区分して風化速度の傾向を分析した結果、切土掘削直後に風化が大きく進行して以降は収束する「緩み型」と時間が経過するに従い徐々に風化が進行する「細粒化型」の二つに大別できる。
- (4) 切土初期の風化速度は岩質区分が軟岩で亀裂が多い場合や、崩壊性要因をもつ地質が「亀裂の多い岩」及び「構造的弱線を持つ地質」に該当する場合に風化速度が大きく、潜在的な亀裂の存在や初期緩みによる亀裂の発達が影響した可能性がある。風化タイプは「緩み型」に該当する。
- (5) 切土中期の風化速度は、掘削直後の岩質区分が軟岩で亀裂少ない場合や、崩壊性要因をもつ地質が「風化の速い岩」に該当する場合に風化速度が大きく、地質が泥岩や凝灰岩等の堆積軟岩の場合に風化帯走時は漸増する傾向がある。これは乾湿繰り返し等の風化作用による二次風化が徐々に進行した結果が現れた可能性がある。風化タイプは「細粒化型」に該当する。

参考文献

- 1) 岸田正博：東日本大震災における高速道路の被害と復旧状況，コンクリート工学，Vol.50，No.1，45-48，2012.
- 2) 藤岡一頼，大窪克己：高速道路土工部における降雨災害分析，第27回日本道路会議，2007.
- 3) 菊池英明，古川浩平，河村浩恵，奥園誠之，田山聡：長期追跡データを用いた切土法面崩壊に与える風化の影響に関する一考察，土木学会論文集，No.588，VI-38，pp.151-164，1998.
- 4) 多賀直大，田山聡，奥園誠之，八木沢孝哉：長期追跡調査による切土法面の風化の進行と安定性，土と基礎，Vol.39，No.6，pp.41-47，1991.
- 5) 藤原優，永田政司，佐藤尚弘，滝口潤：切土法面の継続的な弾性波探査の計測データに基づく長期安定性の評価，土木学会論文集 C(地盤工学)，Vol.74，No.4，pp.424-438，2018.
- 6) 藤原優，永田政司，佐藤尚弘，滝口潤：長期追跡調査による切土法面の風化特性の評価，日本地すべり学会誌，Vol.57，No.3，pp.73-83，2020.
- 7) 永田政司，Sharmily Bhowmik，菊本統，藤原優，佐藤尚弘：半世紀にわたる泥岩切土法面の風化過程と法面安定への影響，地盤工学ジャーナル，Vol.17，No.1，pp.73-89，2022.
- 8) Garia, S., Pal, A. K., Nair, A. M., Ravi, K.: Elastic wave velocities as indicators of lithology-based geomechanical behaviour of sedimentary rocks: an overview, SN Applied Sciences, 2020.
- 9) 西田一彦：風化残積土の工学的性質，鹿島出版社，192p，1986.
- 10) Lee, J. S., Yoon, H. K.: Characterization of rock weathering using elastic waves: A Laboratory-scale experimental study, Journal of Applied Geophysics, Vol.140，pp.24-33，2017.
- 11) 奥園誠之：切り取りノリ面の風化とその対策，土と基礎，Vol.26，No.6，pp.37-44，1978.
- 12) 新城俊也，金城善美，幸地茂修，米蔵敏博：島尻層泥岩地帯における切土斜面の設計の現状と問題点，土と基礎，Vol.31，No.1，pp.111-116.1983.
- 13) 中日本高速道路株式会社：設計要領第一集土工建設編「2. 切土」，pp.2-8，2020.
- 14) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編：地盤調査の方法と解説，地盤工学会，pp. 115-119，2013.
- 15) 日本道路公団沖縄建設所：沖縄縦貫道路切土のり面実態調査報告書，1975.
- 16) 日本道路公団試験所：東名・中央高速道路切土ノリ面追跡調査報告書，1971.
- 17) 日本道路公団：設計要領第一集土工・舗装・排水・造園，pp.10-12，1971.
- 18) 奥園誠之：切土法面の維持管理，日本地すべり学会誌，Vol.41，No.6，pp.569-575，2005.
- 19) 関陽児：土壌・風化帯の形成と水質変化，地質調査所月報，Vol.49，No.12，pp.639-667，1998.

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

4.1 概説

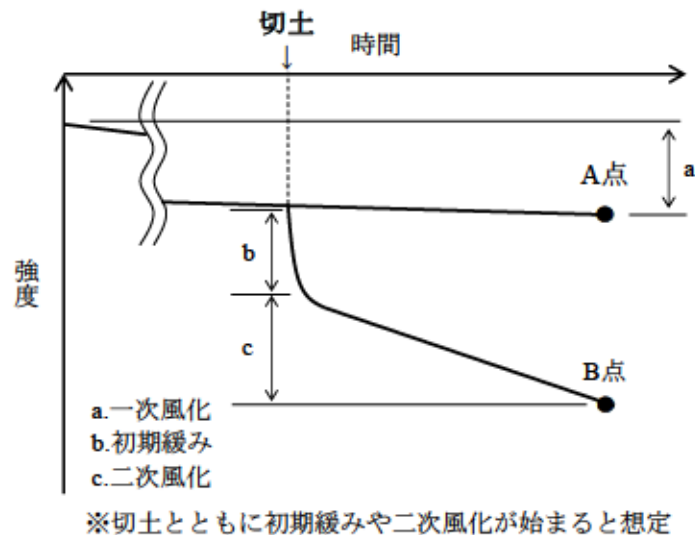
切土法面は、掘削による除荷の影響で吸水膨張し、亀裂が発達して強度低下する。また、亀裂から空気や水が浸透して風化が進行するためにますます強度は低下し、降雨などを誘因として風化した表層土が崩壊することもある。切土法面の予防保全は、この風化による強度低下を把握して法面の安定性を評価し、必要に応じて補修・補強を行うサイクルを構築する必要がある。これに対し、既往の研究^{1)~4)}では、弾性波探査の結果から求まる風化程度の評価指標として風化帯層厚や風化帯走時を提案するとともに、これらの指標が経年的な風化帯層厚の増大や剛性低下を概略的に評価することを示してきた。また、弾性波速度（P波速度）と岩石の一軸圧縮強度には相関関係があることに着目して⁵⁾、風化帯の弾性波速度がせん断強さに比例するとして弾性波探査結果から風化帯の安定性を簡易に評価する式（以下、法面安定度評価方法という）を提案してきた²³⁾。一方、本論文では第2章において泥岩切土法面の風化機構や風化による強度低下の実態、法面安定への影響について検討し、降雨時に生じた表層崩壊には風化が関与していることを明らかにした。そして、第3章では、弾性波探査による約50年にわたる長期追跡調査の結果より地質年代や岩種の異なる切土法面の風化傾向を分析し、風化を速める要因として構造的弱線の存在や亀裂の程度、岩石の固結度、スレーキングの程度等が影響することを示した。本章では、これまでの成果を踏まえて弾性波探査による風化評価方法を実務へ適用することを目的として、風化評価指標である風化帯層厚および風化帯走時を定量的に検証する。また、切土法面の安定性を評価するための法面安定度の検証を行う。具体には、風化帯層厚は実斜面での調査により求めた強度や剛性の低下領域の厚さと調和的であるか検証するとともに、風化帯走時は実際の法面の安定性を評価するのにふさわしい値であるかを多数の切土法面での調査事例をもとに検証する。風化評価指標の適用性については、法面崩壊や崩落の前兆となる変状が生じた法面の事例検証を行うことにより、本手法の適用範囲や実装する際の留意事項を整理する。また、弾性波探査から得た風化帯層厚は簡易動的コーン貫入試験により特定した不安定土層の厚さを表す指標になりうるか比較検証する。法面安定度評価方法の適用性についてはペーンコーンせん断試験により得た風化帯のせん断強度（粘着力 c 、内部摩擦角 ϕ ）を用いて評価したすべり安全率と本手法の法面安定度を比較検証する。そして、本手法を実務へ適用するうえでの課題を述べる。

本章の最後には、本研究の成果をもとに切土法面の予防保全方法としての長期風化対策について考えを述べる。ここでは先ず、長期風化により表層崩壊を引き起こしたと考えられる2つの事例を弾性波探査による風化評価手法を用いて検証し、長期風化対策を考察する。一方、コンクリート吹付等がなされた密閉型切土法面に対して実施した速度検層による追跡調査結果をもとに、従来のコンクリート吹付等による法面保護施設の風化抑制効果を確認し、切土法面の長期風化対策のあるべき姿について考えを述べる。

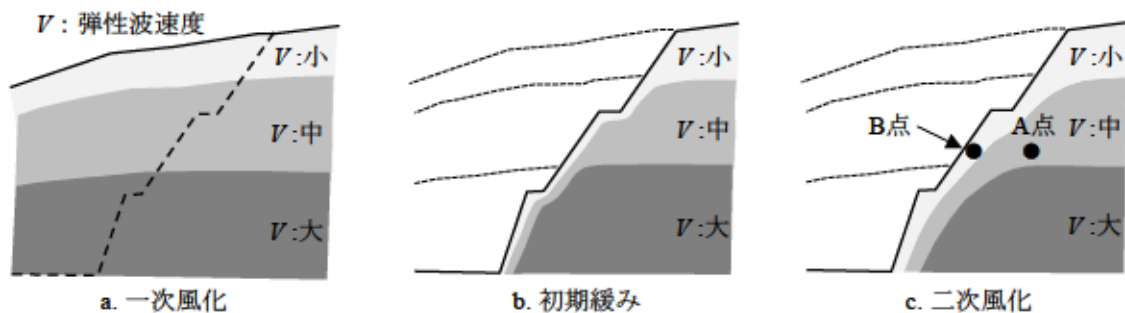
4.2 切土法面の風化の評価手法とその検証方法

4.2.1 切土法面の風化と弾性波探査

本検討で扱う切土法面の風化の評価方法は、岩石の風化と強度、弾性波速度の関連を明らかにした既往の研究成果⁵⁾⁹⁾をもとに風化による法面の強度低下を弾性波速度の変化から評価する方法である。切土法面の風化による強度低下の進行は、図4.1に示すように、多賀ら²⁾によって「a. 一次風化」、「b. 初期緩み」、「c. 二次風化」の3つに区分して整理されている。本検討で取り扱う弾性波探査に基づく風化評価は、このうちの切土掘削後に関係する「b. 初期緩み」、「c. 二次風化」における強度変化を主に対象としている。切土法面の風化の概念の詳細は、前章3.2.1項を参照されたい。



i) 強度低下の進行進行イメージ



ii) 切土掘削前後の風化のイメージ

図 4.1 切土法面の風化の概念図²⁾に加筆修正 (図 3.1 の再掲)

4.2.2 弾性波探査による風化の調査方法

(1) 開放型切土法面の調査法

開放型切土法面の風化調査は弾性波探査（屈折法）⁷⁾を用いる。図 4.2 に弾性波探査（屈折法）の概念図を、図 4.3 に測線の設定方法を、写真 4.1 に起振時の状況を示す。弾性波探査の測線は道路横断方向および縦断方向に設定する。起振は、ハンマー打撃による板叩き法を基本とし、地表に設置した受振器で屈折波を受信し、波の到達時間と伝播経路の長さから P 波速度として解析することにより、切土法面の剛性の分布を得る。各々の測線延長は 34.5m とし、受振器を 1.5m 間隔で配置してデータ記録装置を用いて屈折波を計測する。本章の検討で用いる弾性波速度ははぎとり法解析（萩原の方法）⁸⁾およびトモグラフィ解析⁹⁾の二つの方法により法面内部の速度層を求める。長期追跡調査が開始された約 40～50 年前にはトモグラフィ解析手法が存在しないため、過去からの風化に継続調査においては一貫してはぎとり法解析を用いている。図 4.4 にはぎとり法解析に用いた走時曲線を例示する。はぎとり法解析は走時曲線から解析者が任意に速度勾配を読み取るため、本研究での速度層は 3～4 層を基本に設定している。一方、最新の調査においては得られる結果の客観性を高めるために、コンピュータによって速度層解析の解像度を詳細に設定でき、走時曲線に対して同一条件で解析を行えるトモグラフィ解析を併用する。速度層は、風化による低速度域の経年変化を追跡するために 0.1m/ms 毎に分割した。解析のセルサイズは受信器の設置間隔に合わせて一辺 1.5m の格子とし、はぎとり法解析で得られる基盤部の弾性波速度を参考にトモグラフィ解析に与える初期速度値を設定した。表 4.1 に検討対象法面の諸元を示す。調査は全部で 7 路線、22 箇所、29 測線を対象とした。法面を構成する地質は、地質年代が中古生代、新生代古第三紀、新生代新第三紀および新生代第四紀、地質分類は火砕岩、堆積岩、深成岩・火山岩および未固結堆積物等である。法面保護は植生によるものが主体である。

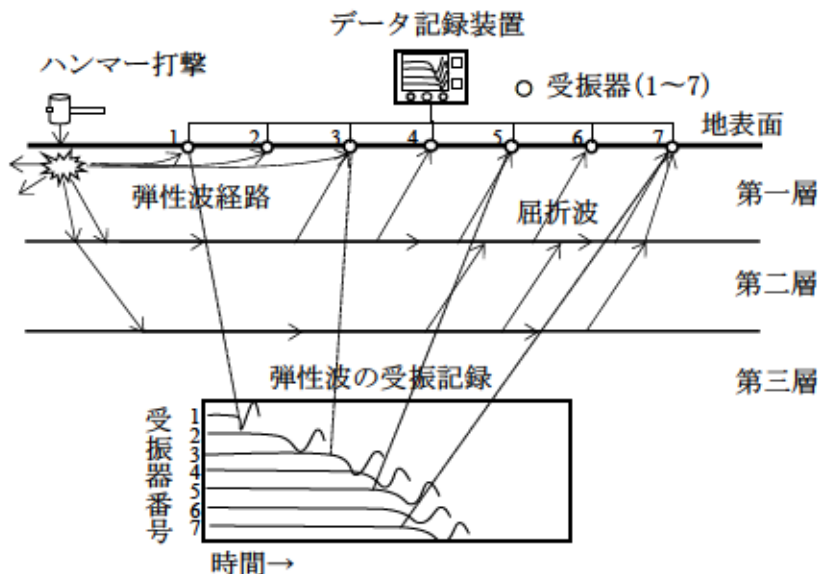


図 4.2 弾性波探査（屈折法）の概念図（図 3.2 の再掲）

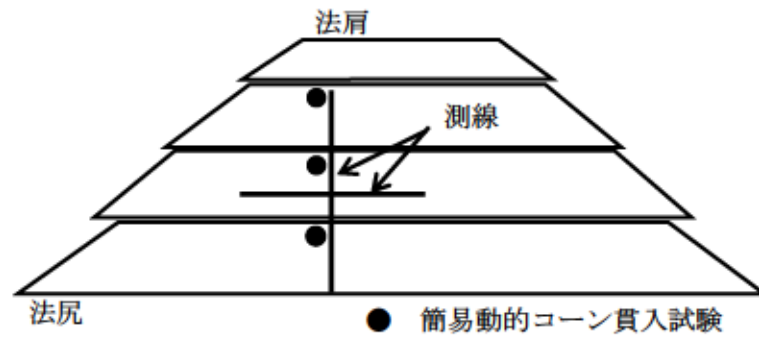


図 4.3 弾性波探査測線の設定方法³⁾に加筆修正



写真 4.1 起振の様子³⁾ (写真 3.1 の再掲)

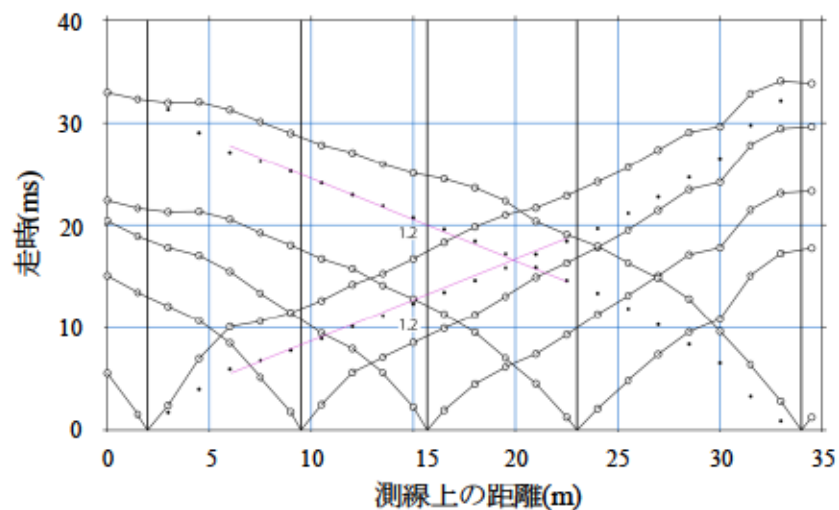


図 4.4 はざとり法により解析した走時曲線の例 (東名_掛川 No.20 表 4.1)

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

表 4.1 検討対象である開放型切土法面の諸元

測線 No.	路線名	地区名	法面 段数	岩石分類	地質年代	岩 種	法面保護施設	調査時の 経過年数 (年)	簡易貫入 試験数量 (点)	c (kN/m ²)	ϕ (°)	d_w^{*1} (m)	θ (°)
1	東北自動車道	白河	7	深成岩・火山岩	中生代	花崗岩類	植生、法枠	44.6	4	17.5	50.0	5.8	33.7
2	東名高速道路	岡崎	4	深成岩・火山岩	中生代	花崗閃緑岩	植生	51.1	6	6.7	41.9	0.6	39.8
3	東名高速道路	豊橋	4	深成岩・火山岩	中生代	輝緑岩	植生	49.2	2	5.4	28.8	1.5	26.6
4	山陽自動車道	赤穂	7	火砕岩	中生代	凝灰角礫岩	植生、法枠	39.2	5	13.8	38.0	2.8	45.0
5	東北自動車道	白河	7	堆積岩	中生代	粘板岩	植生	44.6	4	18.6	53.3	4.3	39.8
6	東名高速道路	三ヶ日	7	堆積岩	中生代	チャート	植生	49.2	3	11.0	46.2	3.5	45.0
7	沖縄自動車道	名宜	3	堆積岩	中生代	砂岩頁岩互層	植生	44.7	3	6.9	34.0	7.4	39.8
8	東名高速道路	豊橋	4	変成岩	中生代	角閃岩	植生	49.2	5	8.7	55.8	3.3	39.8
9	東名高速道路	豊川	5	変成岩	中生代	片麻岩	植生	49.2	5	3.9	29.4	1.7	39.8
10	東名高速道路	三ヶ日	7	変成岩	中生代	緑色片岩	植生	49.2	2	15.2	50.6	5.5	45.0
11	沖縄自動車道	石川	5	変成岩	中生代	泥質片岩	植生	44.8	5	8.6	27.0	1.6	33.7
12	沖縄自動車道	石川	5	変成岩	中生代	泥質片岩	植生	44.8	5	13.5	31.3	3.2	33.7
13	中国自動車道	津山	4	火砕岩	新生代古第三紀	凝灰岩	植生、法枠	39.6	6	17.4	50.8	2.8	45.0
14	中国自動車道	津山	3	堆積岩	新生代古第三紀	泥岩	植生	39.6	4	22.1	36.3	1.6	21.8
15	宮崎自動車道	都城	5	堆積岩	新生代古第三紀	砂岩泥岩互層	植生、ネット	39.2	5	9.0	44.8	2.8	45.0
16	東北自動車道	水沢	5	火砕岩	新生代新第三紀	凝灰岩	植生、法枠	39.2	3	4.9	27.6	6.9	39.8
17	東北自動車道	紫波	5	火砕岩	新生代新第三紀	凝灰岩	植生	39.1	4	3.8	31.7	5.4	26.6
18	東名高速道路	吉田	6	堆積岩	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	植生	49.6	7	10.5	45.1	5.4	45.0
19	東名高速道路	吉田	6	堆積岩	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	植生	49.6	7	11.9	37.3	5.8	45.0
20	東名高速道路	掛川	5	堆積岩	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	植生	49.2	5	8.7	46.2	1.7	45.0
21	東名高速道路	掛川	4	堆積岩	新生代新第三紀	砂岩優勢砂岩泥岩互層	植生	49.2	5	7.5	33.9	1.7	45.0
22	東名高速道路	掛川	4	堆積岩	新生代新第三紀	砂岩優勢砂岩泥岩互層	植生	49.2	5	3.2	30.9	3.3	45.0
23	東北自動車道	水沢	4	堆積岩	新生代新第三紀	砂岩	植生、法枠	39.2	5	8.2	19.9	1.5	37.6
24	東北自動車道	水沢	5	堆積岩	新生代新第三紀	シルト岩	植生、法枠	39.1	5	4.6	24.4	2.4	39.8
25	東北自動車道	青森	3	火砕岩	新生代第四紀	非溶結凝灰岩	植生	37.1	5	8.2	30.1	6.9	45.0
26	東北自動車道	青森	6	火砕岩	新生代第四紀	非溶結凝灰岩	植生	37.1	2	10.9	31.7	3.2	45.0
27	東名高速道路	豊橋	4	未固結堆積物	新生代第四紀	崩積土	植生	49.2	3	3.3	38.6	3.9	33.7
28	東海北陸自動車道	高山	8	火砕岩	中生代	溶結凝灰岩	植生、法枠+鉄筋	23.0				10.0	45.0
29	東名高速道路	岡崎	4	深成岩・火山岩	中生代	花崗岩類	植生	51.1				12.0 ^{*2}	39.8

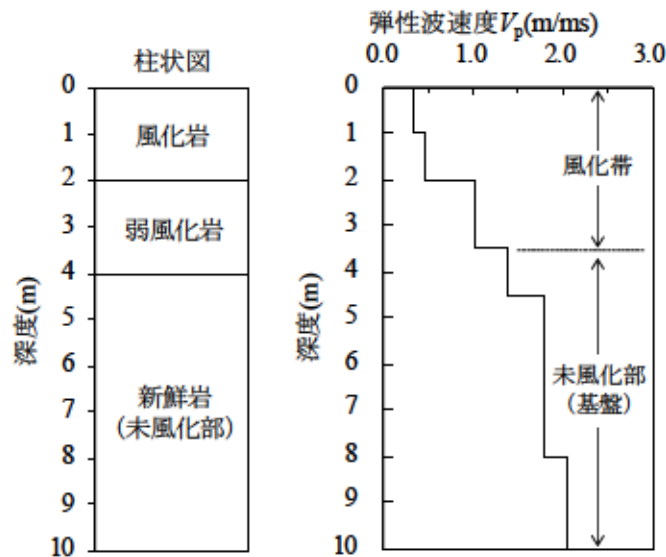
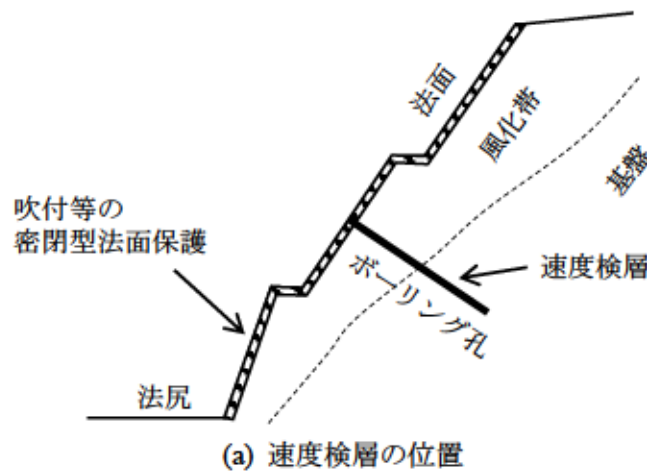
※1 はぎとり法解析により算出

※2 トモグラフィ解析により算出

計120点

(2) 密閉型切土法面の調査法

密閉型切土法面の風化調査は速度検層¹⁰⁾を用いる。図4.5に速度検層の位置図および弾性波速度の深度分布と風化帯との関係を示すイメージ図を示す。調査はダウンホール法(JGS 1122-2012)により地中の弾性波(P波、S波)速度を計測し、調査孔に沿う法面内部の速度分布を得る。このとき表層に現れる低速度層を風化帯と定義し、風化帯の層厚は弾性波速度の分布とボーリング柱状図などから判断する。1箇所当たりの最大測定延長10m、測定間隔は0.5mである。表4.2に検討対象法面の諸元を示す。法面を構成する地質は、地質年代が中生代、新生代古第三紀、新生代新第三紀および新生代第四紀、地質分類が火砕岩、堆積岩および深成岩/火山岩、岩質区分が硬岩、軟岩、土砂であり、表4.3に示す6つの崩壊性要因を持つ地質のいずれかに該当している。また、法面保護施設はコンクリート吹付、コンクリートブロック積の密閉型である。調査数量および実施年度は表4.4のとおり5路線、法面11箇所、14地点で1973年以降に3～6回の調査を実施している。



(b) 弾性波速度の深度分布と風化帯の関係図

図4.5 速度検層による追跡調査の概要

表 4.2 検討対象のである密閉型切土法面の諸元

地点	路線名	法面勾配	段数(段)	地質年代	岩種	地質分類	切土施工時の岩質区分と崩壊性要因		法面保護施設
							岩質区分	崩壊性要因	
水沢1	東北自動車道	1:0.8	4	新生代新第三紀	凝灰岩/泥岩/礫岩	火砕岩	軟岩 (亀裂多)	風化が速い岩	コンクリートブロック積
紫波2	東北自動車道	1:1.0	6	新生代第四紀	角礫凝灰岩/シルト含む	火砕岩	軟岩 (亀裂少)	構造的弱点を持つ地質 (活断層)	コンクリート吹付
白河1	東北自動車道	1:1.0	5	新生代新第三紀	溶結凝灰岩	火砕岩	硬岩	浸食に弱い土質 固結度の低い土砂や強風化岩	コンクリート吹付
白河3	東北自動車道	1:1.0	3	新生代新第三紀	砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩 (亀裂少)	風化が速い岩 亀裂が流れ盤となる岩	コンクリート吹付
吉田2	東名高速道路	1:1.2	6	新生代新第三紀	泥岩優勢砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩 (亀裂多)	風化が速い岩 亀裂が流れ盤となる岩 構造的弱点を持つ地質	コンクリート吹付
津山1	中国自動車道	1:0.8	10	新生代古第三紀	流紋岩	深成岩/火山岩	土砂	亀裂が多い岩	コンクリート吹付
津山3	中国自動車道	1:1.2	9	中生代	火山礫凝灰岩	火砕岩	軟岩 (亀裂少)	亀裂が多い岩	コンクリートブロック積
津山5	中国自動車道	1:1.2	7	中生代	粘板岩	堆積岩	軟岩 (亀裂多)	亀裂が多い岩 亀裂が流れ盤になる岩	コンクリート吹付
下関4	九州自動車道	1:0.5	8	中生代	粘板岩	堆積岩	硬岩	亀裂が多い岩	コンクリート吹付棒+アンカー
下関6	九州自動車道	1:1.0	6	中生代	砂岩, 粘土化帯	堆積岩	軟岩 (亀裂多)	固結度の低い土砂や強風化岩 亀裂が多い岩	コンクリート吹付棒+アンカー
都城2	宮崎自動車道	1:0.8	4	新生代古第三紀	砂岩泥岩互層	堆積岩	軟岩 (亀裂多)	浸食に弱い土質 亀裂が多い岩	コンクリートブロック積

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

表 4.3 崩壊性要因を持つ地質（再掲）

崩壊性要因をもつ地質	代表地質等
浸食に弱い土質	しらす, 山砂, まさ土
固結度の低い土砂や強風化岩	崖錐性堆積物, 火山灰土, 火山碎屑物（第四紀）, 崩積土や強風化花崗岩等
風化が速い岩	泥岩, 凝灰岩, 頁岩, 粘板岩, 蛇紋岩, 片岩類等
亀裂が多い岩	片岩類, 頁岩, 蛇紋岩, 花崗岩, 安山岩, チャート等
亀裂が流れ盤となる岩	層理・節理が斜面の傾斜方向と一致している片岩類, 粘板岩等
構造的弱線を持つ地質	断層破碎帯, 地すべり地, 崩積跡地等

表 4.4 調査対象数量と調査年度

路線名	法面数	速度検層 地点数	調査時期					
			1回目	2回目	3回目	4回目	5回目	6回目
東北自動車道	4	4	1976	1977	1979	1985	1990	2015, 2017
東名高速道路	1	1	1973	1977	1984	2017		
中国自動車道	3	3	1978	1981	1986	1991	2017	
九州自動車道	2	5	1986	1991	2018			
宮崎自動車道	1	1	1982	1986	1991	2018		
計	11	14						

4.2.3 風化帯の特定方法

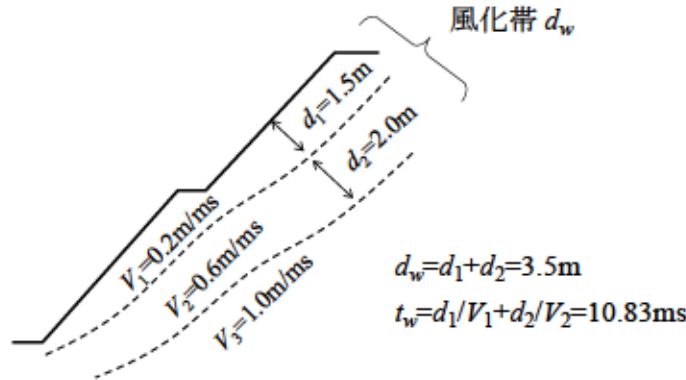
(1) 風化の評価指標の定義

図 4.6 に弾性波探査による風化帯の評価方法の概要を示す。弾性波探査による風化の評価方法は前章と同様であり、風化帯は地表から弾性波速度が 1.0 m/ms 以下の速度層である。また、風化の評価指標は、風化帯に含まれる各速度層の層厚 d_i と弾性波速度 V_i から算出される風化帯走時 t_w (ms) である²⁾⁻⁴⁾。

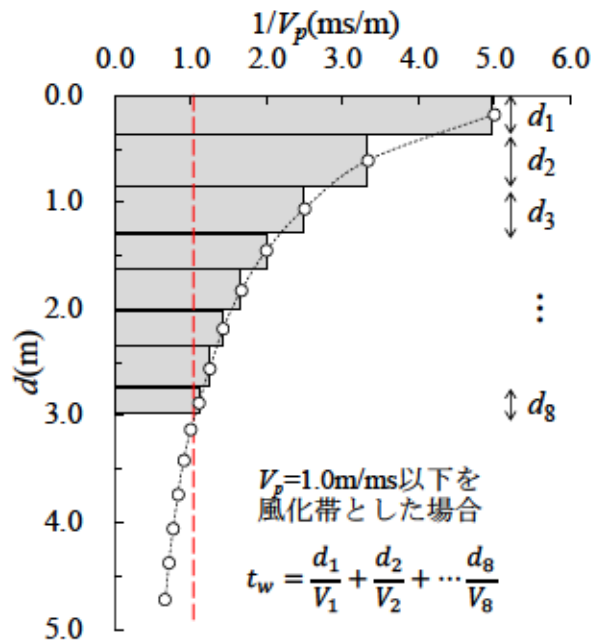
$$d_w = \sum_{i=1}^n d_i \quad (1)$$

$$t_w = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_i} = \frac{d_w}{V_w} \quad (2)$$

ここに、 d は層厚 (m), V は速度 (m/ms), n は弾性波速度ごとに層分割した風化帯層の総数である。下付きの数字は地表からの層数, w は風化帯を表す。風化帯走時は式(2)で定義される値で、地表から伝播する弾性波が風化帯の最深部に達するまでに要する時間を意味する。風化評価指標の詳細は、3.3.3 項を参照されたい。



i) 風化帯層厚と風化帯走時の計算例



ii) 風化帯走時による風化評価の概念

図 4.6 弾性波探査による風化帯の評価方法の概要（再掲）

4.2.4 風化の評価指標の検証方法

本論では、弾性波探査による風化の調査方法を実務に適用するための検証を目的としており、ここでは簡易動的コーン貫入試験¹¹⁾（以下、簡易貫入試験という）の結果と対比することによって風化帯層厚の検証を行う。表 4.1 に検討対象とした切土法面の諸元、図 4.3 に簡易貫入試験の実施地点を示す。風化帯層厚の検証は、急傾斜地の風化土層厚や崩壊深さの調査に使用される簡易貫入試験の貫入限界深さと比較することにより行う。簡易貫入試験は、法面 22 箇所、27 測線において合計 120 点の試験を実施した。法面内の試験位置は、弾性波探査測線上の法面各段において最低でも 1 点は実施し、貫入不可となるまで実施した。この時の深さを貫入限界深さとし、風化帯層厚と比較した。なお、弾性波探査は分解能の高いトモグラフィ解析の結果を用いた。

4.2.5 法面安定度の評価方法

(1) 法面安定度の定義

弾性波探査に基づく切土法面の安定度評価指標 F (以下、「法面安定度 F 」 という) は、無限斜面の安定計算式(3) をもとに風化帯のせん断強さが弾性波速度 V に比例すると仮定して多賀ら²⁾、藤原ら³⁾によって式(4)、式(5)が提案された。本論文では約 50 年の調査データをもとに F の提案式を以下のとおり解釈した。

図 4.7 に示す無限斜面の安定モデルは、一般に式(3) の極限釣り合い式が成り立つ。

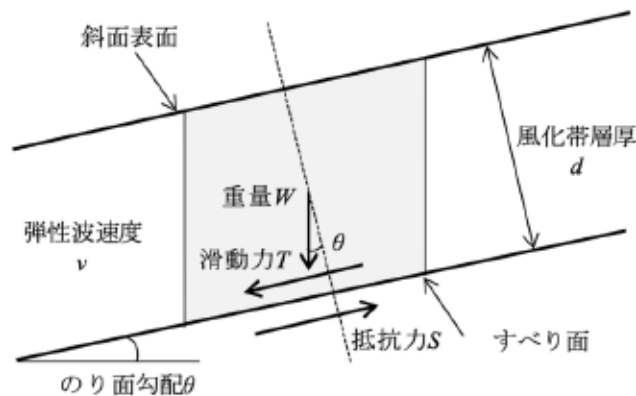


図 4.7 斜面の安定モデル³⁾ (図 3.5 の再掲)

$$F_s = \frac{S}{T} = \frac{c \cdot l + W \cdot \cos \theta \cdot \tan \phi}{W \cdot \sin \theta} \quad (3)$$

ここに、 F_s は安全率、 S は抵抗力、 T は滑動力、 c は土の粘着力、 ϕ は土のせん断抵抗角、 l はすべり面の長さ、 θ はすべり面の勾配、 W はすべり土塊の重量である。この斜面安定モデルについて、弾性波速度が岩石の一軸圧縮強度と比例関係にあるという既往研究の知見⁹⁾¹²⁾を参考にして、風化帯が法面に平行に存在し、風化帯のせん断強さが弾性波速度に比例すると仮定した場合、式(3) は式(4) のように変換できる。

$$F_s = \frac{K \cdot V}{d \cdot \sin \theta} \quad (4)$$

ここに、 F は法面安定度、 K は弾性波速度 V がせん断強さに比例すると仮定した場合の比例定数である。この関係式は、同じ風化量であれば、法面勾配が急であるほど風化帯が不安定化することを表現できる。一方、法面勾配が同じ切土法面であれば、風化帯走時 t が大きいほど (風化帯層厚 d が大きい、あるいは風化帯の弾性波速度 V が小さいほど)、風化によってすべり土塊の強度が低下することで風化帯が不安定化することを表現できる。このことから、 F は一種の安全率を示す指標と言える。図 4.8 は $K=1$ とした場合の F の経年変化を表したものである。同図には法面変状や崩壊の有無をプロットの種類を変えて示している。法面崩壊事例は F が概ね 0.2 より小さい場合に多いことから、法面の不安定領域の判断基準を $F < 0.2$ とすると、 F と F_s の不安定領域の基準値の比をとって $K = F_s / F = 1.0 / 0.2$ となる。本論文

では $K = 1.0/0.2$ とした場合の式(5)を用いて法面安定度評価に対する本手法の適用性を検討する。

$$F = \frac{1}{0.2} \cdot \frac{V_w}{d_w \cdot \sin \theta} = \frac{1}{0.2} \cdot \frac{1}{t_w \cdot \sin \theta} \quad (5)$$

なお、 K は切土法面の管理水準や事業予算等の事情に応じて変更することができる。例えば、 $F < 0.4$ を不安定領域とすると ($K=1.0/0.4$)、崩壊事例のほとんどを捕捉するが、一方で健全な法面の多くが対象となることから事業規模は大きくなる。このように実務においては管理水準等を考慮した K の設定が重要である。

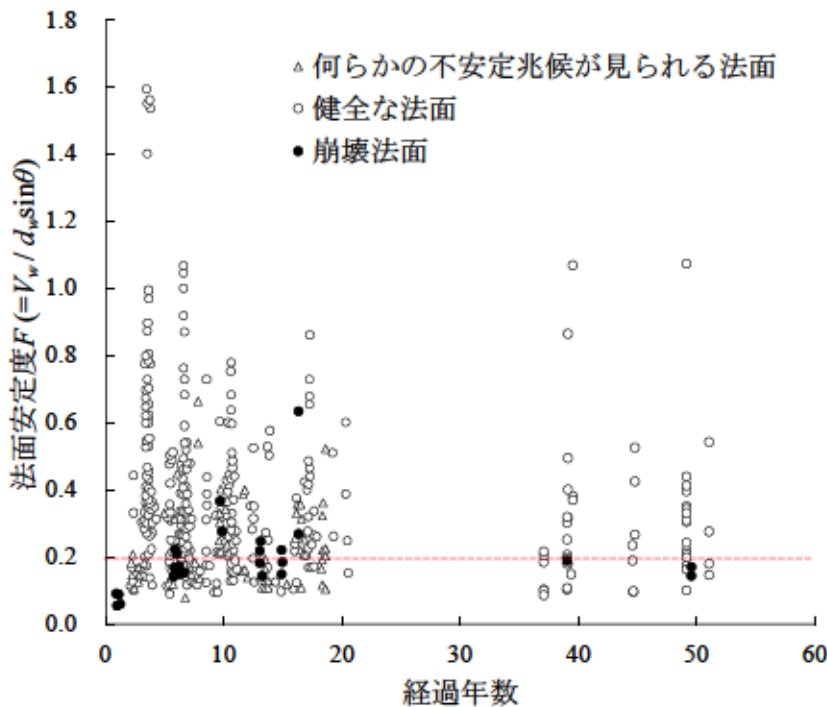


図 4.8 崩壊法面の法面安定度 F ($K=1$ の場合) 2)に加筆

(2) 法面安定度の検証方法

本論では、切土法面管理の実務において法面安定度 F により風化した切土法面の安定性を評価することを目的として F の検証を行う。検証は、表 4.1 に示す弾性波探査と同一測線上で実施したペーンコーンせん断試験¹³⁾により得た強度定数 (c, ϕ) を用いて式(6)により安全率 F_s を算出し、法面安定度 F と対比する。図 4.9 にペーンコーンせん断試験の結果の一例を示す。強度定数 (c, ϕ) の算出は、簡易動的コーン貫入試験の調査孔を利用してペーンコーンせん断試験を複数の深度で実施し、それぞれの深度で得られる強度定数 (c, ϕ) の平均値を用いた。安全率 F_s は図 4.10 に示す表層崩壊モデル¹⁴⁾の式(6)により算出し、単位体積重量等の必要な物性は、NEXCO が定める設計要領¹⁵⁾の一般値を採用する。また、地下水位 H_2 は調査を無降雨が続く時に実施したため、風化帯の内部には恒常的な地下水位が無いと仮定した。

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

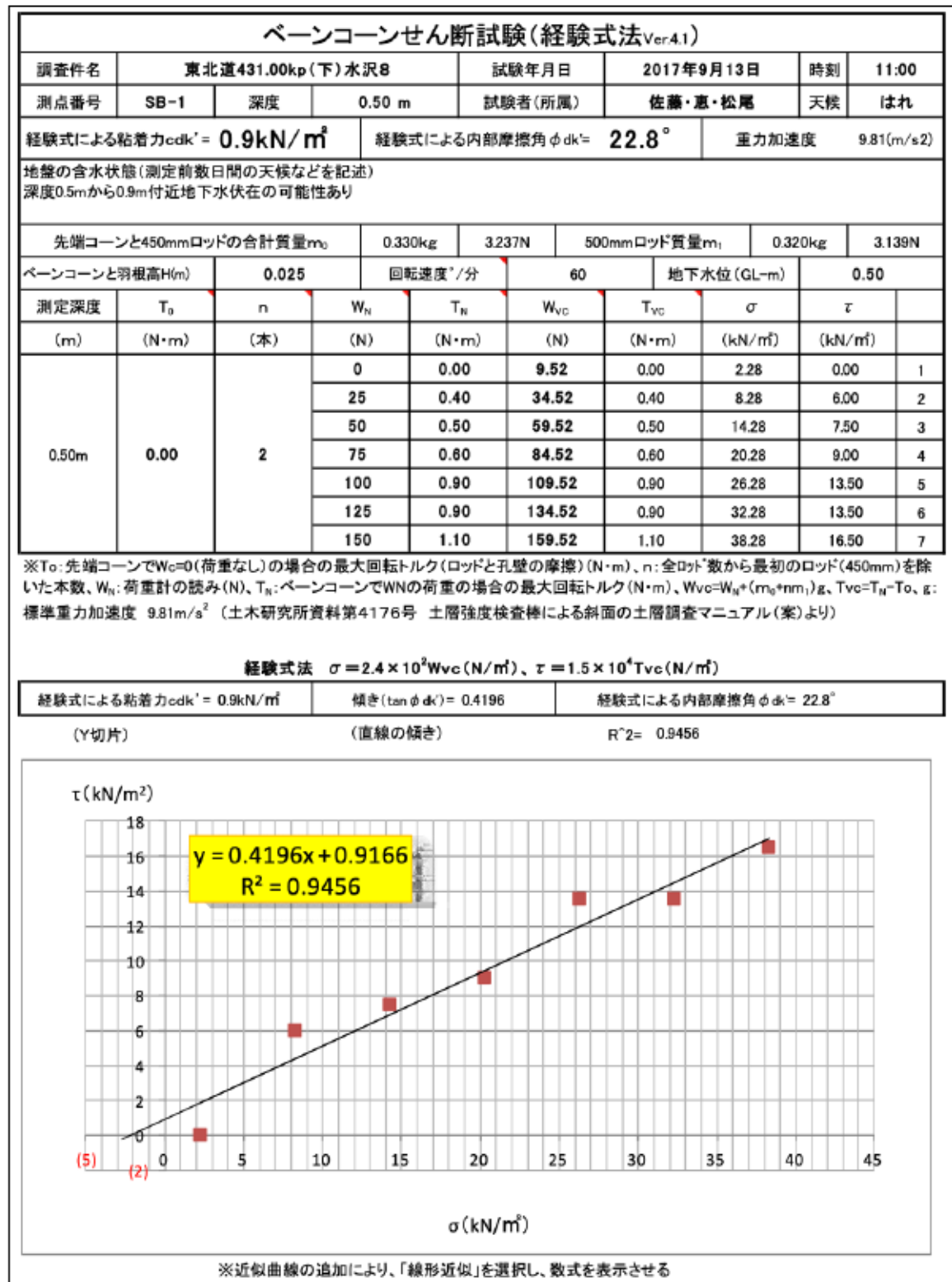


図 4.9 ベーンコーンせん断試験の結果例 (水沢_調査深度 0.5m)

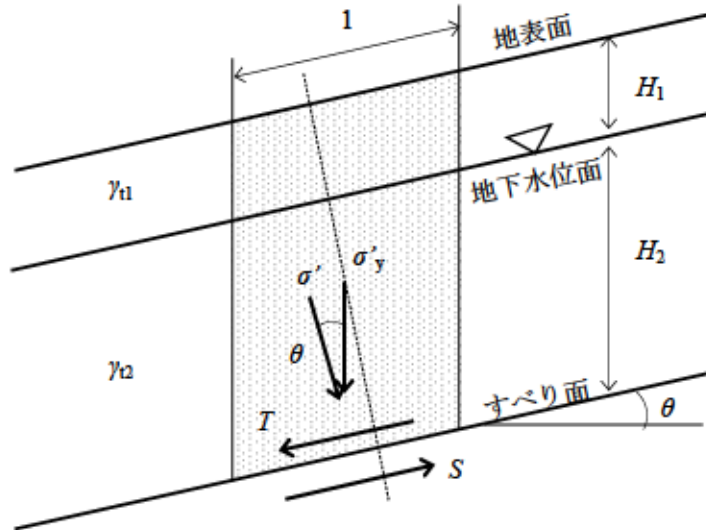


図 4.10 安全率 F_s の算出に用いる表層崩壊モデル¹⁴⁾

$$F_s = \frac{S}{T} = \frac{c + \sigma'_v \cdot \cos \theta \cdot \tan \phi}{\sigma_v \cdot \sin \theta} \quad (6)$$

ここに、 σ_v は垂直応力 (kN/m^2) ($=(\gamma_1 \cdot H_1 + \gamma_2 \cdot H_2) \cdot \cos \theta$)、 σ'_v は有効垂直応力 (kN/m^2) ($=\sigma_v - \gamma_w \cdot H_2 \cdot \cos \theta$)、 γ_1 は土の単位体積重量 (kN/m^3)、 γ_2 は土の飽和単位体積重量 (kN/m^3)、 γ_w は水の単位体積重量 (kN/m^3)、 H_1 は地表面から地下水位面までの距離 (m)、 H_2 は地下水位面からすべり面までの距離 (m)、 c は土の粘着力 (kN/m^2)、 ϕ は土のせん断抵抗角 ($^\circ$)、 θ はすべり面の勾配 ($^\circ$) を表す。

4.3 弾性波探査による風化評価手法の適用性検討

本章では、弾性波探査による風化評価手法の実務への適用性について以下の 3 つの観点で検証を進める。

まず、4.3.1 項では岩種や岩質、地質構造が異なる 2 つの切土法面の事例を取り上げて提案手法を検証する。ここでは、弾性波探査により得られる弾性波速度は原理上、地表から深部に向けて単調に増加する分布が得られることに留意して、切土法面の表層から深部に向けて風化が進展する場合に提案手法が高い適用性をもつことを示すとともに、法面内の深くまで風化が進行するケースでの適用性に限界があることも明示する。

次に 4.3.2 項では、弾性波速度に基づいて評価した風化帯の層厚は、実斜面で特定した不安定土層の厚さを予測する有効な指標となりうるか検証する。ここでは、はぎとり法解析およびトモグラフィ解析の 2 つの速度層解析手法によって求まる風化帯層厚には差異が生じることも示し、実務に適用する際の課題も解説する。

最後に 4.3.3 項では、弾性波速度から推定した風化帯のせん断強さを用いて評価した法面安定度 F を、現位置で取得したせん断強度 (c, ϕ) により求めた安全率 F_s と比較し、弾性波探

査から簡易に求められる法面安定度 F の実務への適用性を議論する。

4.3.1 切土法面内部における岩盤の風化の進行評価

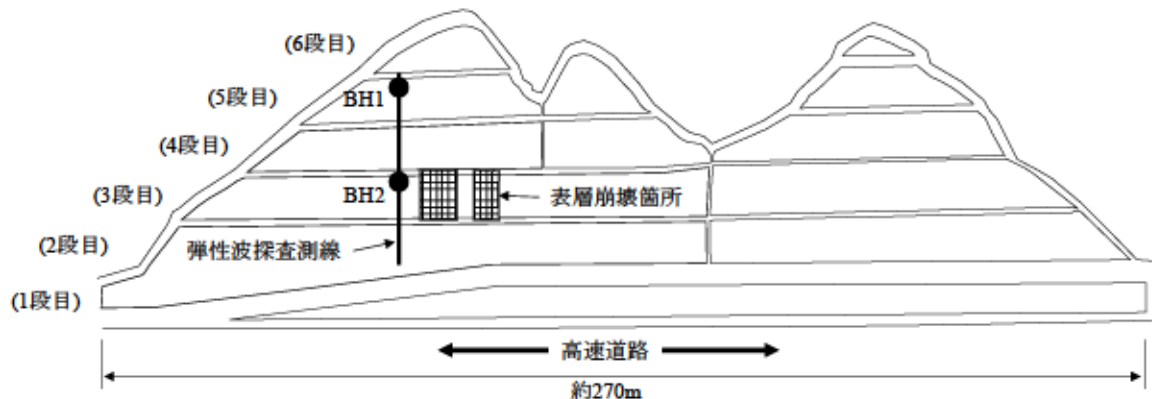
本節では、弾性波探査に基づいて岩盤内部の風化進行度を評価する手法を検証するために、岩種や岩質、地質構造の異なる2つの切土法面の事例を取り上げる。どちらも供用後に風化が進行して変状を生じた切土法面の事例であるが、調査ボーリングにより岩盤内部の状態が詳細に調査を行っており、風化評価手法の検証を行うための情報が比較的揃っている事例である。また、両者で風化の進行状況や崩壊形態が異なっているため、異なる条件の切土斜面で提案手法の適用性や限界を論ずるために好適な事例であると判断した。

(1) 表層の風化が著しい泥岩の切土法面 (No. 18)

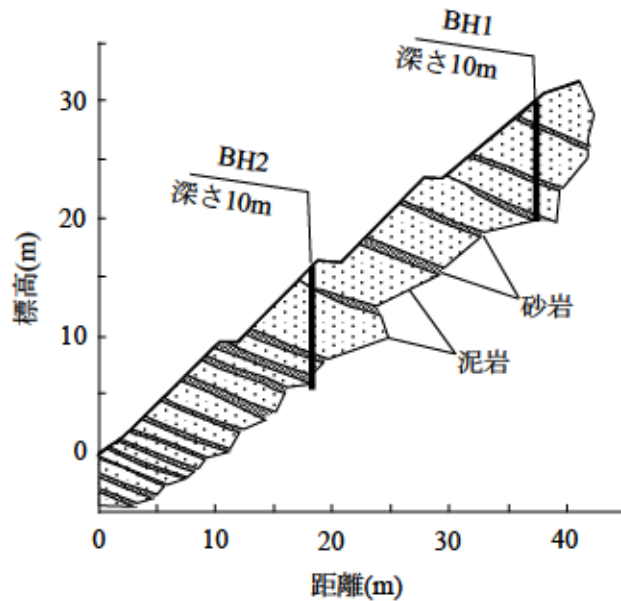
写真 4.2 に調査位置を、図 4.11 に平面図および測線の地質横断図を示す。調査法面は6段の切土法面で、地質及び地質構造は新第三紀 泥岩優先砂岩泥岩互層の受け盤構造である。弾性波探査は2~5段目に測線を設定し、トモグラフィ解析により切土完成から9年、16年、49年の弾性波速度分布を求めた。切土完成から9年、16年また、2017年に実施した最新の調査時にBH1(5段目)及びBH2(3段目)において調査ボーリングを実施し、岩盤の風化状態を確認した。2013年の降雨時には3段目の測線直近で表層崩壊が生じ、法枠と吹付により補修が行われた履歴がある。



写真 4.2 法面の全景と調査位置 (No.18)



(a) 法面平面図

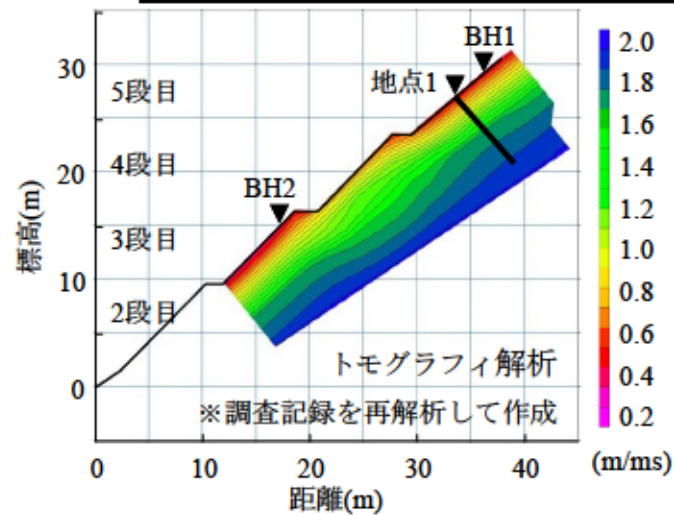


(b) 測線の地質横断面図 (道路横断方向)

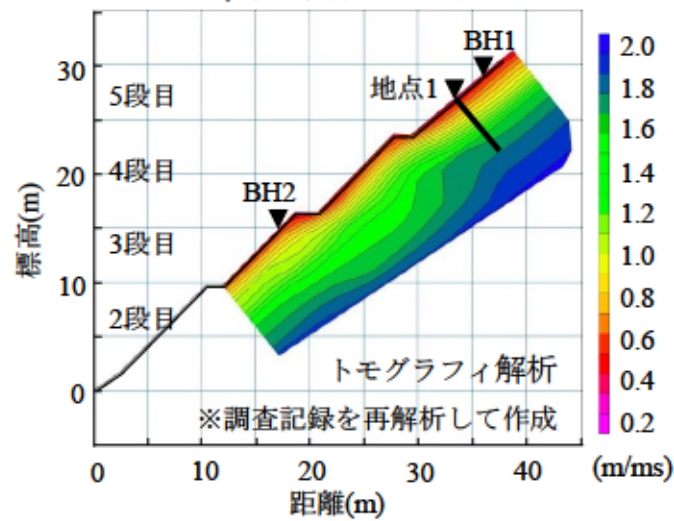
図 4.11 法面の平面図および測線の地質横断面図 (No.18)

図 4.12 に完成後 9 年と 16 年, 49 年の V_p 分布図を, 図 4.13 に地点 1 における完成後 9 年と 16 年, 49 年法面垂直方向の V_p および単位距離通過所要時間 $1/V_{pi}$ の深度分布を示す. 双方のグラフ中のプロットは各速度層の中間の深度を示している. 図 4.13 より, No.18 は経年的に風化帯層厚 d_w が増加し, 9 年目から 49 年目で風化帯層厚 d_w が約 1.2m 増加した. 一方, 単位距離通過所要時間 $1/V_p$ は経年的に増加傾向であり, 各層の $1/V_{pi}$ は表層に近いほど増分が大きい. これは切土から約 50 年の年月が経ち, 法面表層に近いほど風化が進行した結果を表現している. これらの要素を組み合わせた風化評価指標である風化帯走時 t_w は 1m/ms までの各速度層 d_i と単位距離通過所要時間 $1/V_p$ の積を積分することにより得られ, 9 年目の約 3.4ms から 49 年目には約 7.4ms に増加した. 実際, No.18 法面の地質は過去の追跡調査において風化の進行が著しいことが確認されており, 風化により細粒化の進んだ法面の表面付近ほど密度や一軸圧縮強度等が小さく, 弾性波速度 V_p の分布と調和することが確認されている (第 2 章参照). また, 地点 1 の上方で採取した鉛直ボーリング BH1 のコアは, 地表から 2m 程度まで褐色化しており, 強い風化が認められる. 風化帯の厚さは, コア観察結果では 2.0~4.0m であった (表 4.5). 少し下方の BH2 のコアもまた, 色調は BH1 ほど褐色を帯びていないが, 深さ 2.0~4.0m 程度まで風化帯が形成されている (表 4.6). 一方, 弾性波探査により得られる風化帯層厚 d_w は 3.3m でありコア観察等の結果と概ね一致する.

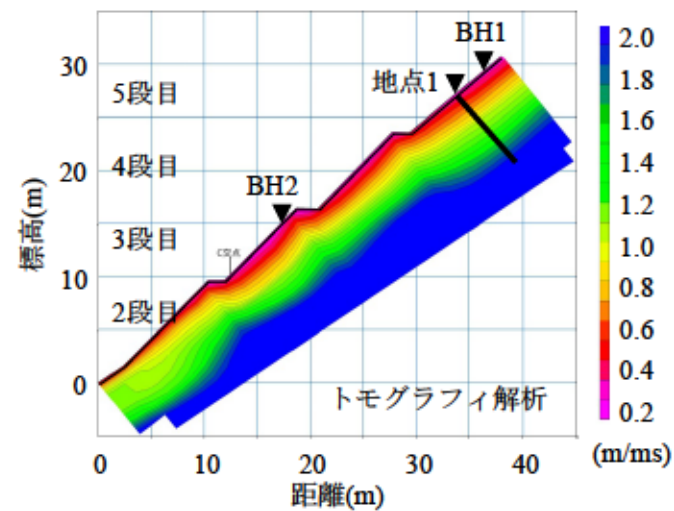
以上より, No.18 のように法面表面から深部に向けて徐々に風化が進行する場合には, 弾性波探査に基づく風化指標の経年変化を把握することにより, 法面内部における岩盤の風化の進行を評価できることを確認した.



i) 切土完成から9年

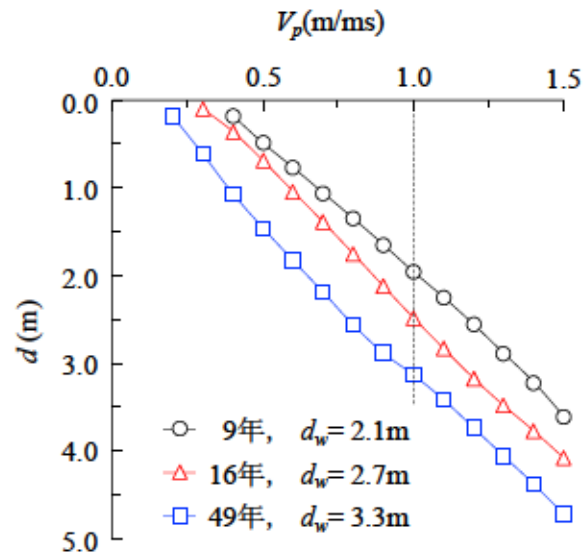


ii) 切土完成から16年

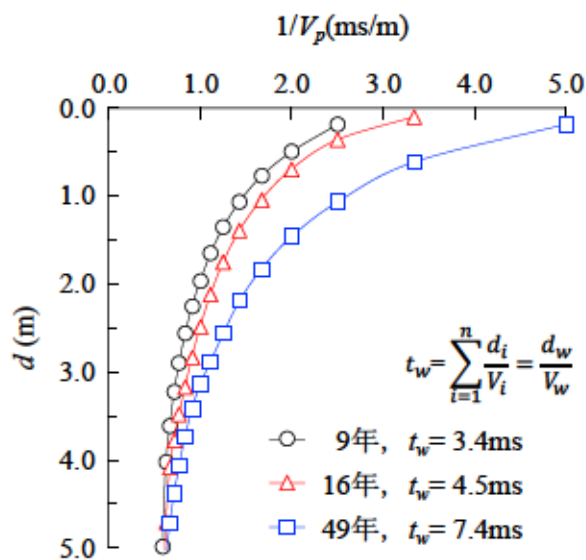


iii) 切土完成から49年

図 4.12 弾性波速度 V_p の分布 (一部加工して再掲_図 2.10)



i) 弾性波速度 V_p の深度分布





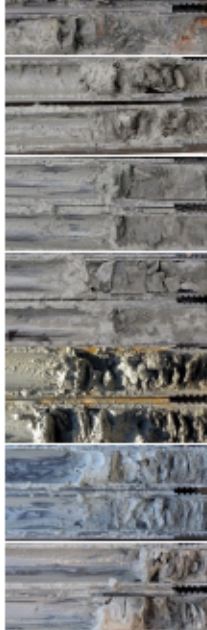


ii) 単位距離通過所要時間 $1/V_{pi}$ の深度分布

図 4.13 風化評価指標の深度分布

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

表 4.5 ボーリングコア観察等の結果 (No.18_BH1) (再掲_表 2.5)

深度(m)	土質区分	色調	標準貫入試験 試料写真	標準貫入試験	
				試験 深度 (m) ^{※1}	N値 ^{※2}
0.00- 1.35	強風化 泥岩	褐灰色		0.80	21
				1.29	38
1.35- 1.75	風化泥岩	帯褐灰色		1.74	83
1.75- 2.00	風化細粒砂岩	褐灰色		2.15	150
2.00- 4.05	弱風化泥岩	暗灰色		2.64	188
				3.21	68
				3.69	88
4.05- 10.07	泥岩	暗灰色		4.13	300
				4.54	188
				5.11	125
				5.60	167
				6.09	188
				6.60	150
				7.09	188
				7.58	250
				8.07	375
				8.58	250
				9.09	214
				9.54	214
				10.04	214

※1 試験区間の中心深度

※2 50より大きい値は換算値

表 4.6 ボーリングコア観察等の結果 (No.18_BH2) (再掲_表 2.6)

深度(m)	土質区分	色調
0.00- 2.00	風化泥岩	帯褐暗灰色
2.00- 4.00	弱風化泥岩	暗灰色
4.00- 10.00	泥岩	暗灰色

(2) 深部まで風化した溶結凝灰岩の切土法面 (No. 28)

図 4.14 に対象切土法面の調査位置及び変状分布を、写真 4.3 に変状の写真を示す。この調査地は切土完成から 23 年が経過した長大切土法面(最大直高約 50m、切土段数 8 段)である。下部 3 段は鉄筋挿入工と法枠工により法面保護がなされている。地質は主に亀裂性岩盤である濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩が分布し、一部に花崗閃緑斑岩が貫入する。また、図 4.15 に示すように道路縦断方向に並走する多数の断層からなる活断層帯があり、地質構造は複雑で入り組んでいる。弾性波探査は、道路から法面最上部までの範囲に測線を設定し、弾性波の起振は風化帯が厚いことが予想されたため、従来よりも打撃のエネルギーを高めて重錘による方法を採用した。また、測線の延長は変状範囲を考慮して 90m まで伸ばした。風化帯の確認のため、道路から数えて 2,5 段目の小段付近にて調査ボーリング (BH1, BH2) を行い、コア観察や岩級区分¹⁰⁾の評価、地下水位観測を実施した。

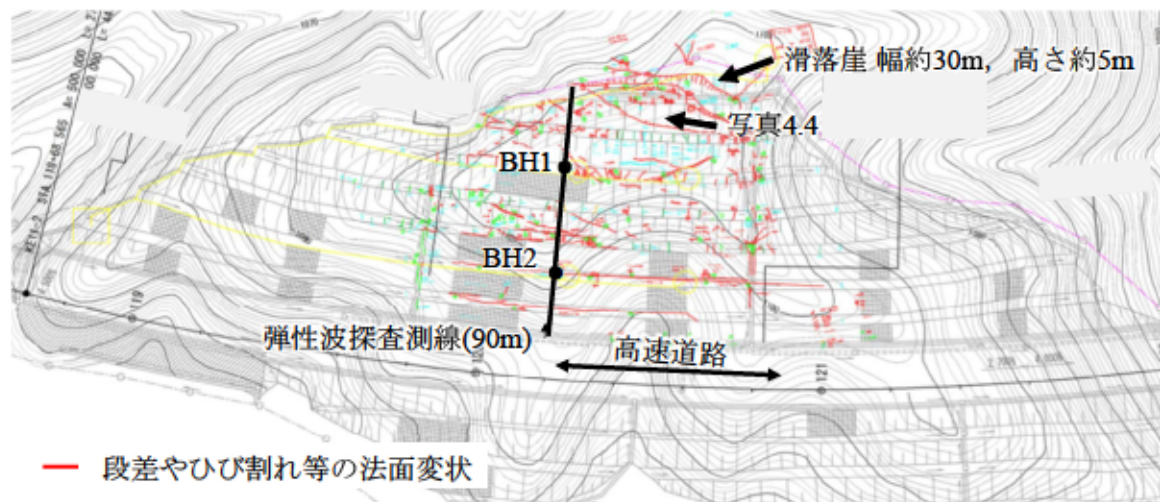


図 4.14 調査位置と変状分布 (No.28)



写真 4.3 法面変状の写真 (No.28) ¹⁰⁾

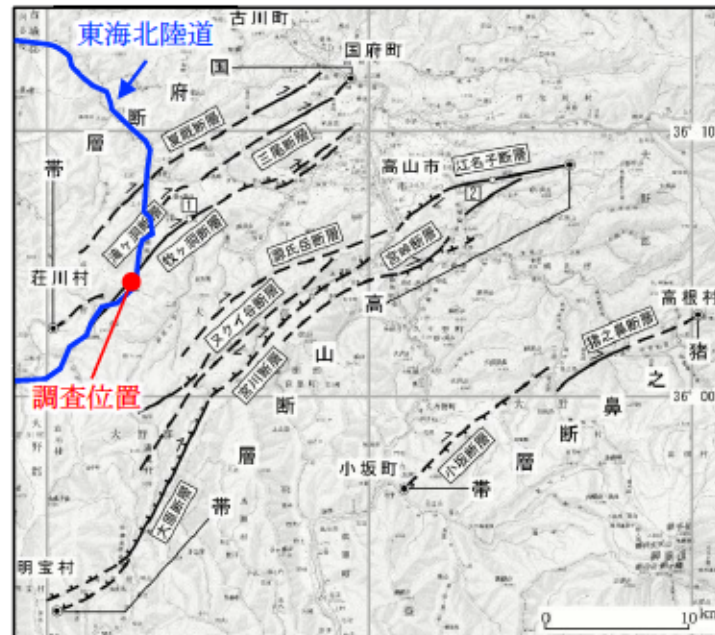


図 4.15 高山・大原断層帯の活断層位置¹⁷⁾

切土法面に生じた変状は、2018年の集中降雨時に顕在化したものであり、法面の最上段部が大きく滑落（滑落崖 幅約 30m、高さ約 5m）し、その下部には写真に示すようなトップリングに伴う山向きの小崖（写真 4.3）や小段部コンクリートシールの浮き上がり等、段差や亀裂が法面の広範囲に確認された（法面の崩落には至っていない）。図 4.16 の変状発生後に行われた調査ボーリングの結果より、ボーリングコアは深部まで亀裂が発達して軟質化した状態であり、全長にわたって褐色化し風化が認められる。特に、深さ 10m 程度までは、割れ目が発達して細礫～砂状、所々粘土や土砂状部を挟むなど強風化の状態である。また、所々に傾斜のある断層破碎帯が確認されている。岩級区分は法面表面から深さ 10m 程度が「D」等級、10m～25m 程度までが「CL」等級、25m 以深が「CM」等級と評価され、深くまで風化した岩盤が分布している。また、地下水位の最高位は法面表面付近まで上昇するのに対して、最低位は 10m 以深まで低下し、岩盤内部の地下水位変動が大きい。なお、トップリングの基底面は孔内傾斜計による変位の発生状況などから、法面表面から 10m 程度の深さの D 級と CL 級の境界付近に存在すると評価されている¹⁸⁾。なお、以上の調査結果より、トップリングは断層運動や切土掘削による応力解放等の影響により岩盤の深部まで不規則に亀裂が発達し、その亀裂を伝って空気や水が岩盤の深部まで循環して酸化環境となり風化（強度低下）が進んだ結果、降雨を誘因として生じたものと推定された。

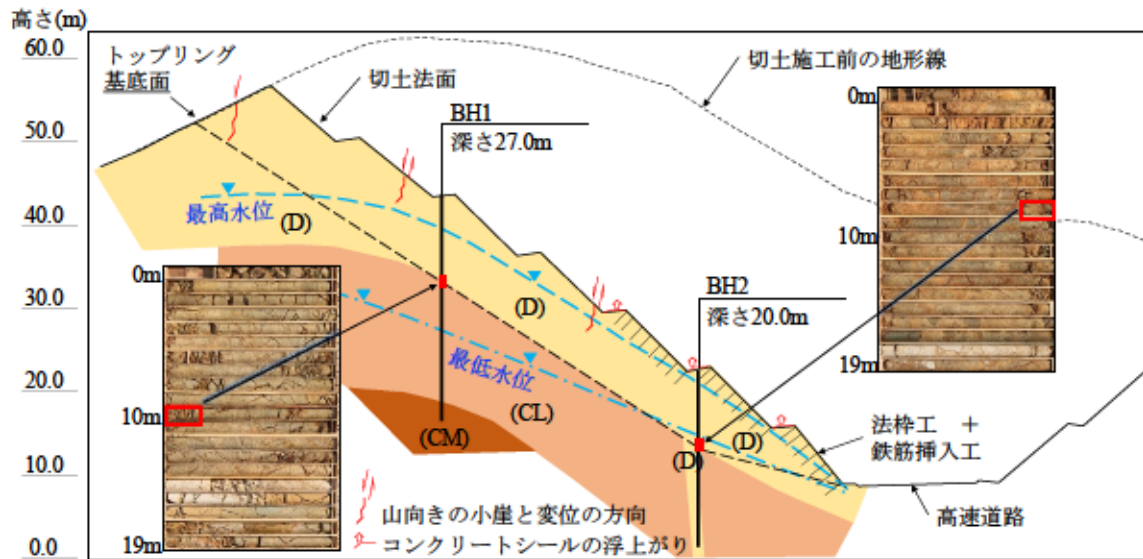
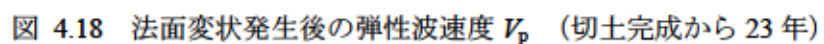
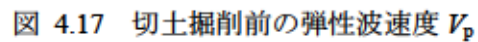


図 4.16 調査ボーリングの結果 16)を加筆修正

図 4.17 に切土掘削前の弾性波速度 V_p の分布を、図 4.18 に変状発生後（2018 年）の弾性波速度 V_p の分布を示す。共にはぎ取り法解析により求めたものである。切土掘削前は、 $V_p=1.0\text{m/ms}$ 以下の風化帯が法面表面から 10m 程度の深さまで分布しており、一次風化の影響が深部まで及んでいると考えられる。一方、切土掘削後においても、 $V_p=1.0\text{m/ms}$ 以下の風化帯が法面表面から 10m 程度の深さまで分布している。切土前後の V_p の変化は、法面中段において 2.1~2.3m/ms から 0.3~1.0m/ms まで低下しており、切土掘削時から現在に至るまでの 23 年間に 1.0~2.0m/ms の速度低下が生じた。当該法面の切土量は土被り約 30m 分であり応力解放量が大いことに加え、亀裂性の高い岩質であることが影響して法面の深部まで風化帯を形成するに至ったものと考えられる。切土法面の建設時にも高速道路本線部に該当する位置の原地盤上にて調査ボーリングが行われている。その結果には、溶結凝灰岩が地表から深さ 38m まで一様に存在し、N 値は地表か 4m 以深で 50 以上を示す硬質な岩盤であるが、ボーリングコアには密に亀裂が発達して岩片は強く風化しており、色調は地表から深さ 29m 程度まで黄褐色化し、29m 以深は青灰色を呈していることが示されている¹⁹⁾。当該法面はこのように深部まで著しく風化した岩盤を掘削しており、その後の法面の風化進行に影響したと考えられる。また、法面下段の深部には近傍の活断層から派生する断層破碎帯と推定する低速度帯が認められ、掘削後の速度低下に影響した可能性がある。なお、現況の法面安定度 F は、式(5)より、風化帯層厚 $d_w=10\text{m}$ 、法面勾配 1:1.0 ($\theta=45.0^\circ$)、風化帯の平均弾性波速度 $V_w=0.8\text{m/ms}$ の条件で計算した結果、 $F=0.57$ となり、風化帯が不安定と評価され、法面変状を生じた事実と整合した。当該法面の変状形態はトッピングであり無限斜面上の平面すべりをモデルにした式(5)は厳密にはそのまま使用することはできないが、トッピングを想定した法面安定度式がないことや、法面管理において必ずしもトッピングが生じることを想定できない可能性があることから、ここでは平面すべりと仮定した場合の F を参考値として示した。

ところで、当該法面の弾性波探査に基づく風化帯は法面表面から約 10m の深さに位置する

が、ボーリングコアの色調や亀裂の状態等から評価される風化範囲は 20m 以深に及んでおり、双方は本項(1)の No.18 のように結果が整合しない。この点については、同様の亀裂性の高い地質や断層破碎帯等の構造的弱線を有する法面において本評価手法を使用する場合に留意すべき事項であるとする。また、当該法面の風化帯は岩級区分 D に概ね一致することから、風化帯の岩盤の状態を説明するにあたり岩級区分も参考になるものと考えられる。



4.3.2 風化帯層厚の検証

(1) 簡易動的コーン貫入試験による風化帯層厚の検証

表 4.7 は、簡易貫入試験の貫入限界時の深度と弾性波速度 V_p の関係を示したものである。簡易貫入試験データは表 4.1 に示す 27 箇所で実施した 120 点分の試験結果であり、弾性波速度についてはトモグラフィ解析により求めたものである。ここでは、弾性波探査による風化評価手法の検証のため、弾性波探査測線の直近で行った簡易貫入試験から得られる貫入限界深さと弾性波速度を対比することにより本手法の適用性を確認する。なお、貫入限界深さをここでは不安定土層厚と呼ぶ。結果より、全体の約 8 割が深さ 0～1m で貫入限界となり、約 9 割が深さ 2m までに貫入限界となった。一方、貫入限界の弾性波速度 V_p は、0.6m/ms 以下が全体の約 9 割を占めており、0.4～0.5m/ms が最頻値となった。弾性波探査による風化評価手法では 1.0m/ms 以下の速度層を風化帯と定義しており、今回は 1 点を除く全ての試験結果が風化帯に含まれたが、簡易貫入試験で探査される不安定土層厚に対して風化帯は値が大きい結果となった。図 4.19 に 2017 年（経過年数 $n=49$ 年）に調査された弾性波速度 V_p 分布と簡易貫入試験結果の重ね図を例示する。簡易貫入試験の結果より、当該法面は深さ 4m 程度まで Nd 値が 10～20 程度を示して貫入限界となった。この時の V_p は 0.5～0.6m/ms の速度層である。風化帯を示す 1.0m/ms 以下の層は、鉛直深さ約 10m に位置し、貫入限界深さの約 2 倍であった。

このように、弾性波探査による風化帯は簡易貫入試験により得られる不安定土層厚よりも大きめに評価されることから、風化した法面の安定問題を議論する場合には簡易貫入試験結果をもとに 0.6m/ms 層以下を風化帯内の不安定土層として評価することが妥当と考えられる。なお、 V_p は深さ方向に単調に増加する特徴があるため、図 4.19 の簡易貫入試験結果が示す局部的に介在する弱層を表現できない。そのため、弾性波探査により風化帯の安定を評価する際には必要に応じて簡易貫入試験を併用して地盤内部の強度分布を確認するとよい。

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

表 4.7 貫入限界深さと弾性波速度 V_p の関係

i) 試験データ数による整理

試験データ数 N=120		深さ(m)						合計
		0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	
V_p (m/ms)	0.2 ~ 0.3	10		1				11
	0.3 ~ 0.4	28	6					34
	0.4 ~ 0.5	31	7	3		1		42
	0.5 ~ 0.6	14	3	1	2		1	21
	0.6 ~ 0.7	8						8
	0.7 ~ 0.8			1				1
	0.8 ~ 0.9	2						2
	0.9 ~ 1.0							0
	1.0 ~ 1.1							0
	1.1 ~ 1.2		1					1
合計		93	17	6	2	1	1	120

淡い赤色 : データ個数が20以上

淡い橙色 : データ個数が10以上, 20未満

無 色 : データ個数が10未満

ii) 百分率による整理

試験データ数 N=120		深さ(m)						合計
		0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	
V_p (m/ms)	0.2 ~ 0.3	8.3%		0.8%				9.2%
	0.3 ~ 0.4	23.3%	5.0%					28.3%
	0.4 ~ 0.5	25.8%	5.8%	2.5%		0.8%		35.0%
	0.5 ~ 0.6	11.7%	2.5%	0.8%	1.7%		0.8%	17.5%
	0.6 ~ 0.7	6.7%						6.7%
	0.7 ~ 0.8			0.8%				0.8%
	0.8 ~ 0.9	1.7%						1.7%
	0.9 ~ 1.0							0.0%
	1.0 ~ 1.1							0.0%
	1.1 ~ 1.2		0.8%					0.8%
合計		77.5%	14.2%	5.0%	1.7%	0.8%	0.8%	100.0%

淡い赤色 : 10.0%以上

淡い橙色 : 5.0%以上, 10.0%未満

無 色 : 5.0%未満

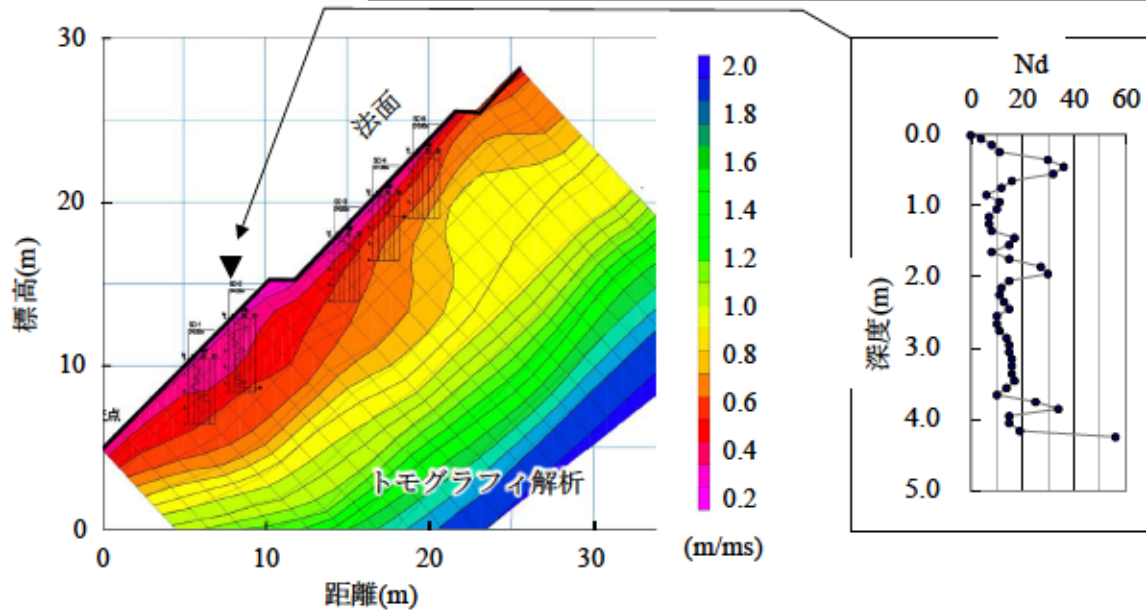
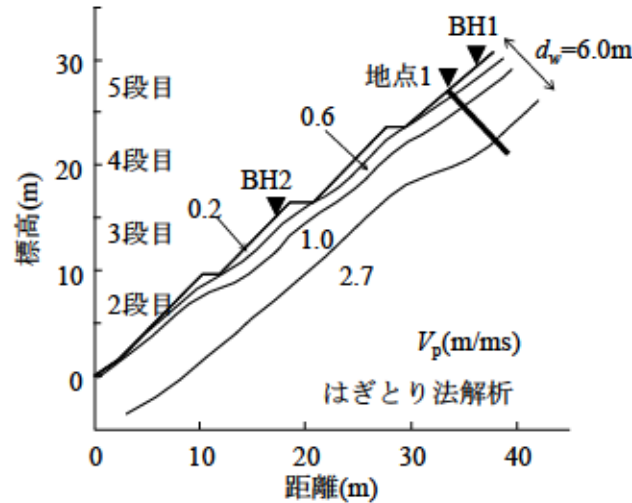


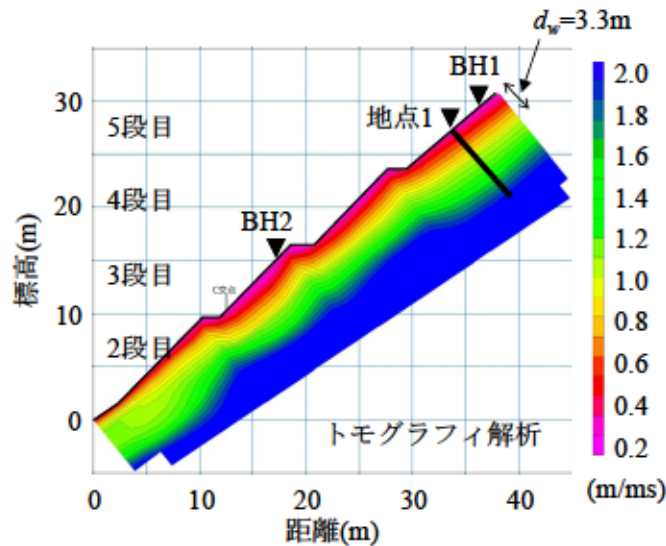
図 4.19 弾性波速度 V_p 分布と簡易貫入試験結果の重ね図（切土完成から 49 年）

(2) 弾性波探査解析手法の風化帯層厚への影響

図 4.20 に No.18 の同一測線で実施したはざとり法解析およびトモグラフィ解析による弾性波速度分布（49 年目）を示す。ここでは双方の結果を比較することにより弾性波探査解析手法の風化帯層厚への影響を検討する。結果より、両方法の速度層構造は、法面に平行する速度層が深部に向けて分布する点では全体的に一致している。しかし、地点 1 に対するはざとり法解析による風化帯層厚 d_w は約 6.0m であるのに対し、トモグラフィ解析による風化帯層厚 d_w は約 3.3m であり、およそ 2 倍の開きがある。また、法面 2 段目の速度コンターを比較すると、トモグラフィ解析では局所的に深部まで速度が低下しており、低速度帯が存在する可能性を表現している。はざとり法解析は、コンピュータのない 1938 年頃より存在する解析方法であり、走時曲線の「はざとり」によって解析者が速度層を読み取るため、トモグラフィ解析のように細かく速度層を分割することができず 3～4 層程度に設定している。一方、コンピュータの普及により登場したトモグラフィ解析は、地下の断面を細かくセル分割し、繰り返し計算により理論走時と観測走時の走時残差計算を行うことで速度値を求めるため、計算結果の解像度が高く、より客観的な値が得られる方法である。本調査では 0.1m/ms 毎に速度層を設定した。当該法面に関しては、トモグラフィ解析により得られた風化帯層厚 d_w がボーリングコア観察の結果と整合していたことを踏まえると、この 1 事例の検証だけでは言い切ることはできないが、トモグラフィ解析は風化帯層厚を精度よく検出できる可能性がある。



i) はざとり法解析

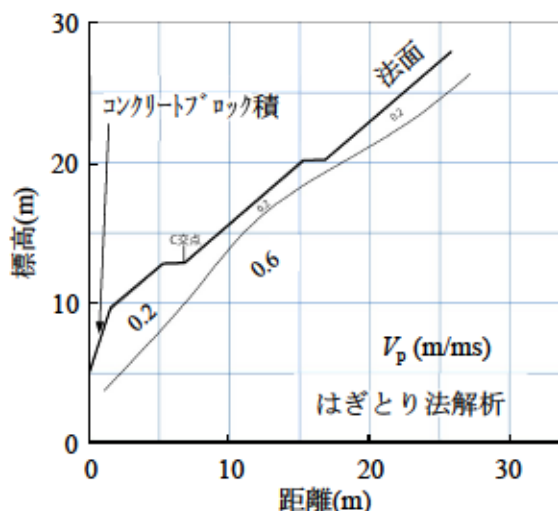


ii) トモグラフィ解析

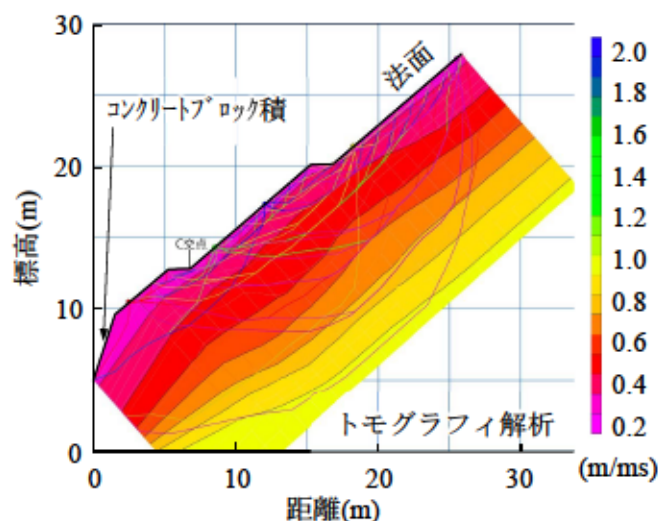
図 4.20 弾性波速度 V_p 分布の比較 (No.18) (切土完成から 49 年)

図 4.21 に No.29 の弾性波速度 V_p の分布図を示す。トモグラフィ解析の結果には、弾性波の伝播経路を重ねて描画している。当該法面の地質は中生代の花崗岩類であり、深部まで風化してマサ状を呈している。弾性波速度分布はこの結果を反映しており、深部まで速度が低下している。弾性波伝播経路より、弾性波が約 1.0m/ms の速度層辺りまで到達しているが、はざとり法解析の結果では風化帯層厚の評価に必要な 1m/ms を評価できていない。一般にハンマー打撃による起振エネルギーの到達距離は $60\sim 70\text{m}$ 程度であり、その探査深度は $15\sim 20\text{m}$ 程度であることを踏まえると、深さ $5\sim 10\text{m}$ 程度を対象とする風化帯の探査における起振方法は妥当と考えられるため、この問題を解決するには測線延長を延伸する必要があると考えられる。弾性波探査による風化調査法では、従来より想定される風化帯の厚さや調査機器の仕様、切土法面内での作業性を考慮して測線延長を法面 3 段分に相当する 34.5m とし

てきたが、風化帯が厚い場合には測線延長の設定²⁰⁾に注意を要する。



i) はざとり法解析



ii) トモグラフィ解析

図 4.21 解析手法の異なる弾性波速度 V_p 分布 (No.29) (切土完成から 51 年)

4.3.3 風化帯の安定評価手法の検証

(1) ペーンコーンせん断試験による法面安定度の検証

図 4.22 に、表 4.1 に示す岩種の異なる法面の式(5)より算出した法面安定度 F と式(6)により算出した安全率 F_s を示す。結果より、弾性波探査による F は F_s と定性的に似たような傾向を示した。測線 No.7 や No.16, No.19, No.22, No.25 のように F_s が 1 未満となる箇所では F も 1 未満となり、法面の不安定化を表現している。一方、No.3 は F_s に対して F が大幅に大きい。これは t_w が比較的小さく、法面勾配が 1:2.0 と小さいことが結果に影響したと考えられ

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

図 4.23 に法面安定度 F と安全率 F_s の関係図を示す。 F と F_s の相関の強さを示す決定係数 R^2 は 0.77 であり、ある程度の強い相関が認められる。しかし、 F および F_s のデータの多くは 3 以下に集中し、それ以上の情報量が少ないため、相関を評価するにはさらなる調査を実施してデータを補完する必要がある。また、 F_s が 1 以下であるにも関わらず、 F が 1 より大きい箇所が数点存在することから式(5)の F で法面の安定を評価するには課題が残る。

以上より、 F は、法面の不安定化を表現することはできるが、安定性の評価としての厳密性には課題が残るため、不安定化してきている切土法面の抽出や管理優先度の判定指標としての活用には有効である。

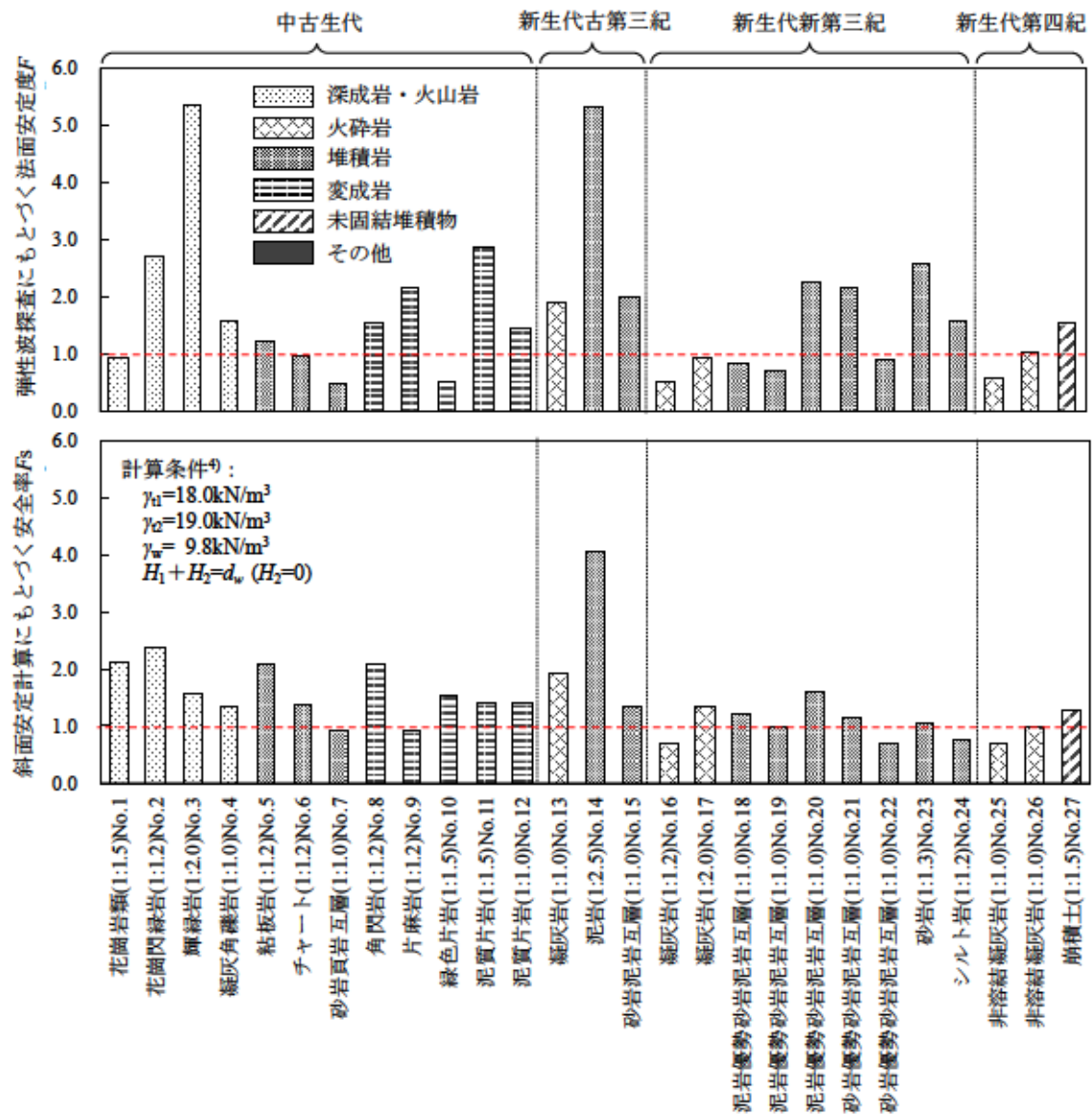
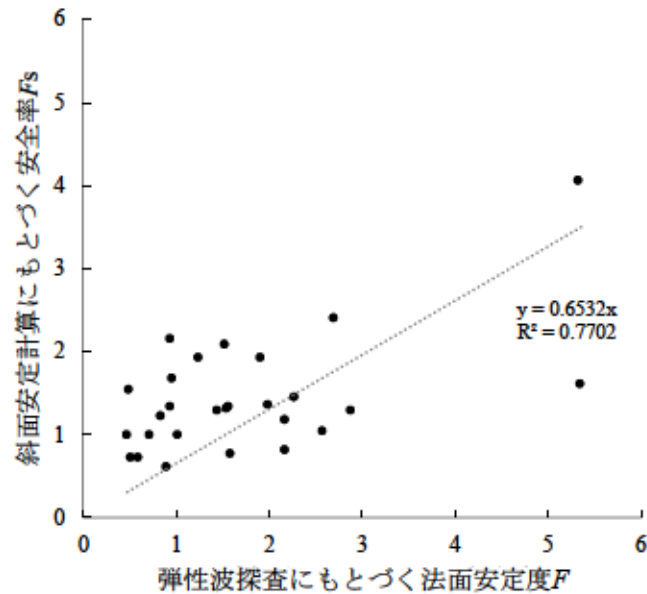


図 4.22 弾性波探査にもとづく法面安定度 F と斜面安定計算にもとづく安全率 F_s

図 4.23 法面安定度 F と安全率 F_s の比較

(2) 安定評価の課題（樹木による法面補強効果の考慮）

開放型切土法面は、経年的に岩盤の風化が進む一方で、植生が繁茂するため、樹木等の根茎が表層土を補強する効果が期待される。阿部²¹⁾は、樹木根茎の斜面崩壊防止機能を定量化するために根の引抜き抵抗力や、スギの根を含んだ試験土塊に対する一面せん断試験を行った。また、すべり面となる可能性の高い土壌層と基岩層の境界面における根の分布量を推定する方法や、樹種及び樹齢の違いによる引抜き抵抗力の違い、樹木伐採後に残された根の引抜き抵抗力の変化を把握するにより崩壊防止力の推定を試みている。ところが、実際の斜面の構造は単純ではなく、地質や過去の地殻変動の影響、気象など立地条件の違いによって様々な構造の斜面が作られることから、樹木根茎の斜面崩壊防止機能の定量的評価には課題が多い。

一方、藤原ら³⁾は、法面完成後約40年の風化の追跡調査において植生遷移パターン（草本種から木本類が繁茂する状態へ遷移する過程の分類）と法面安定度 F との関係を分析した。その結果、約40年で木本類の被覆が主体的となり、植生遷移パターンには先駆樹種が優占するものや、植生遷移中後期種が優占するものなどの違いが認められた。また、約40年経過時点において植生遷移中後期種が優占するパターンは比較的安定側 ($F \geq 1$) が多く、ニセアカシアなどの先駆樹種が優占するパターンは、他よりも不安定側 ($F < 1$) の傾向であることを示した。

このように、現時点では樹木による補強効果の定量化や法面安定度の評価には課題が多いが、切土法面に繁茂する植生を正しく管理することが風化した切土法面の安定度を高め、法面崩落の抑制に寄与すると考えられる。したがって、開放型切土法面の管理においては風化による表層の脆弱化の評価だけでなく、樹木の繁茂による斜面の補強効果を考慮した調査・設計手法の確立が望まれる。

4.4 切土法面の長期風化対策に関する検討

従来の切土法面設計では、風化抑制や落石および土砂の流出防止等を目的としてモルタルまたはコンクリート吹付をはじめとする構造物による法面保護を計画する。切土法面の管理においては土砂流出による道路通行阻害や第三者被害を未然に防止することが求められるため、風化による法面の不安定化を評価して設計や施工に反映する必要があると考えられるが、従来の構造物による法面保護の設計は経験則に基づいた方法であり、風化による切土法面の強度低下の定量的な評価は行われていない。前章では、岩の固結度や亀裂の程度、地質年代、岩種、構造的弱線の有無等の条件で風化速度を評価することにより、切土後の風化速度の傾向を分析し、風化を速める要因を整理した。この成果は管理する多くの切土法面の中から風化の速い箇所を抽出することや、風化による経時劣化時期の予測に資する情報であると考えられたが、いくら風化が進行しても法面崩壊が生じなければ法面管理上の問題は小さい。したがって、風化による法面の不安定化を評価するために、風化の影響を考慮した安全率（法面の安定性能）の評価方法を必要とする。本章では、前節で検証した弾性波探査による法面安定評価手法（法面安定度 F ）を用いて、過去に表層崩壊を経験した法面の F の経年変化を確認し、切土法面の長期風化対策のあり方について考察する。

4.4.1 表層崩壊を経験した法面の風化速度と法面安定度の変化

図 4.24 に東名高速道路吉田地区、図 4.25 に東北自動車道紫波地区の調査位置と表層崩壊位置を示す。追跡調査対象法面のうち、東名高速道路の吉田 No.18 および No.19（経過年数 $n=49$ ）及び東北自動車道の紫波 No.17²²⁾（経過年数 $n=39$ ）では、供用後に長期を経て降雨により表層崩壊が発生した。吉田では切土完成から 45 年、紫波では切土完成から 34 年が経過した時点の事象である。吉田は、地質が新生代新第三紀 泥岩優勢砂岩泥岩互層（堆積岩）からなる層理面が受け盤の切土法面（写真 4.2 および図 4.11 参照）であり、第三章で整理した風化形態（図 3.16）は、図 3.12 より切土初期の風化速度が 0.24ms/年、切土中期以降の風化速度が 0.15ms/年であり、「細粒化型」に該当する。一方、紫波は、新生代新第三紀 凝灰岩（火砕岩）からなる層理面が流れ盤の切土法面であり、切土初期の風化速度が 0.8ms/年、切土中期以降の風化速度が 0.0ms/年であり、「緩み型」に該当する。なお、双方は崩壊性要因を持つ地質の「構造的弱線を持つ地質」に該当する（表 3.1）。

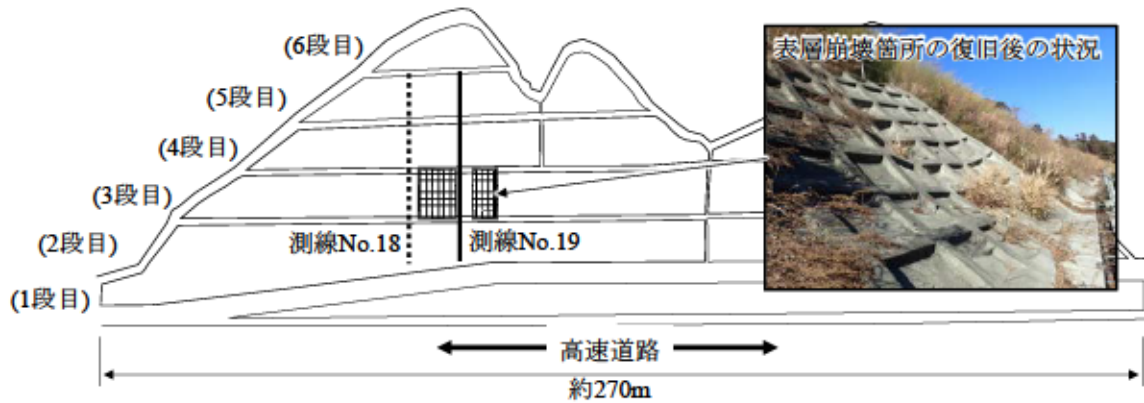


図 4.24 No.18 および No.19 測線の位置と表層崩壊箇所の状況（東名高速道路吉田地区）

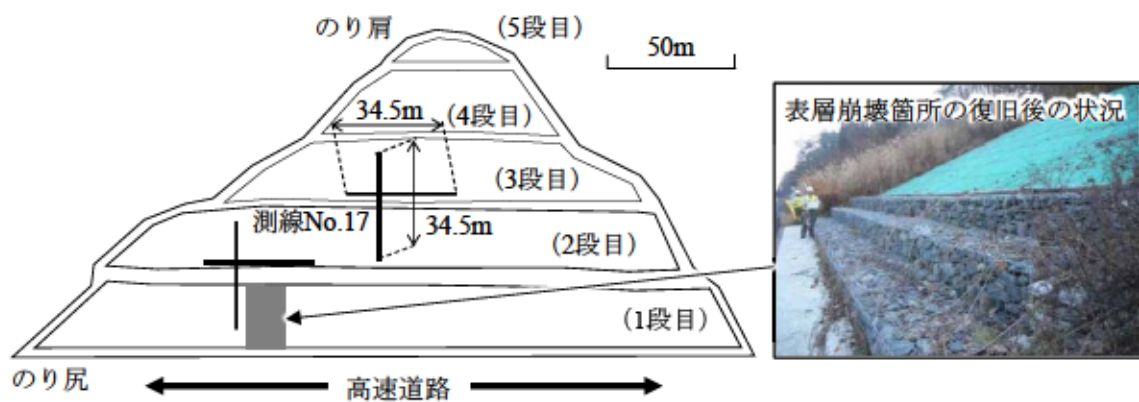


図 4.25 No.17 測線の位置と表層崩壊箇所の状況（東北自動車道紫波地区）

図 4.26 に法面安定度 F の判定図を示す．この判定図には，式(5) の法面勾配と風化帯走時を変数とした法面安定度 F の基準線を表示した．この基準線は，図 4.8 を参考に $F < 1$ が不安定， $1 \leq F < 2$ が安定から不安定に遷移する領域， $F \geq 2$ が安定とした．また，表層崩壊の生じた吉田及び紫波の他に比較対象として法面勾配や地質の異なる豊橋 No.27（第四紀崩積土）と津山 No.14（泥岩）の結果を示す．吉田の法面安定度 F は風化の進行とともに徐々に低下し，10 年以降に $F (=0.72)$ が 1 を下回って表層崩壊に至った．紫波については，切土完成後 10 年以内に $F (=0.95)$ が 1 を下回っており，その後約 20 年以上が経過して表層崩壊に至った．一方，豊橋 No.27 及び津山 No.14 は風化帯走時の変化が小さく，豊橋 No.27 が遷移領域，津山 No.14 は安定領域に位置している．これは，法面勾配の緩いことも影響して風化帯が不安定化するまでには至らなかったものと考えられる．このように，法面安定度 F の基準線を明確にした空間において，風化帯走時と法面勾配を指標として経年変化を捉えることにより風化帯が不安定化するタイミングを概略的に知ることができる．また，紫波のように切土掘削後早期に $F < 1$ に至る法面では法面完成後の調査頻度を高めるなどの対応も考えられる．

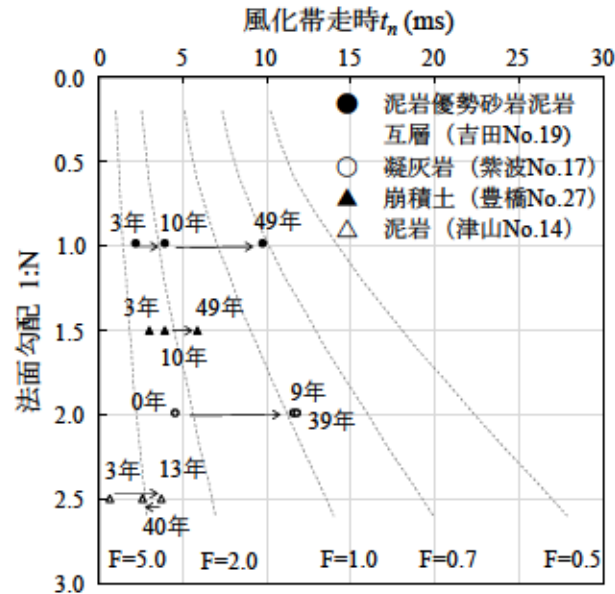
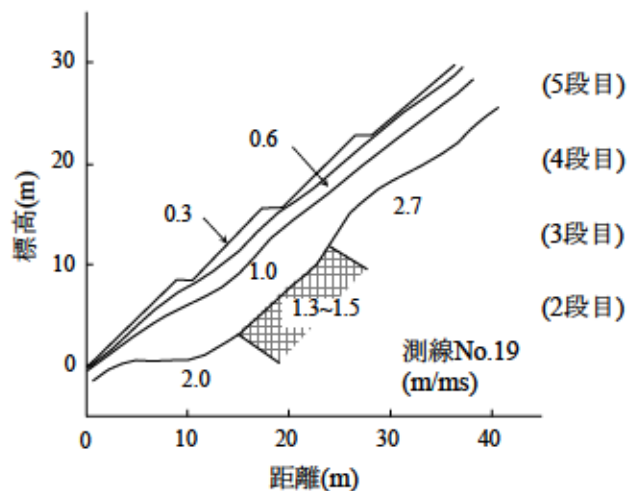


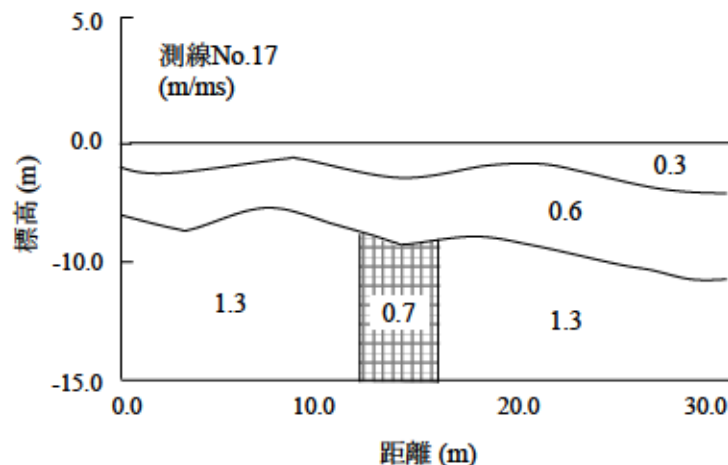
図 4.26 法面安定度 F の判定図

なお、表層崩壊を引き起こした吉田 (図 4.27) および紫波²²⁾ (図 4.28) の法面には弾性波探査の結果より崩壊部近傍に低速度帯が検出されている。吉田は鞍部を切土した箇所であり、過去の調査記録には周辺に断層の存在が推定されている²³⁾²⁴⁾。また、紫波については、国土地理院の都市圏活断層図²⁵⁾から周辺に複数の断層破砕帯の存在が明らかになっている。弾性波探査により検出された低速度帯はこれらの断層が関与している可能性がある。第三章において構造的弱線の存在は風化を速める要因になり得ることわかったことから、双方の法面においてもこれらの構造的弱線が風化を速め、法面を不安定化させたと考えられる。したがって、切土法面の建設や管理において断層破砕帯等の構造的弱線 (低速度帯) を把握することが重要であり、必ずしも目視による確認ができないことから弾性波探査を可能な限り広範囲に (面的に) 実施することが肝要である。



(b) 弾性波速度 V_p の分布 (再掲_図 2.9)

図 4.27 吉田 No.19 測線の弾性波速度 V_p 分布 ($n=49$)

(b) 弾性波速度 V_p の分布 (道路縦断方向)図 4.28 紫波 No.17 測線の弾性波速度 V_p 分布 ($n=39$)

4.4.2 長期風化対策に関する考察

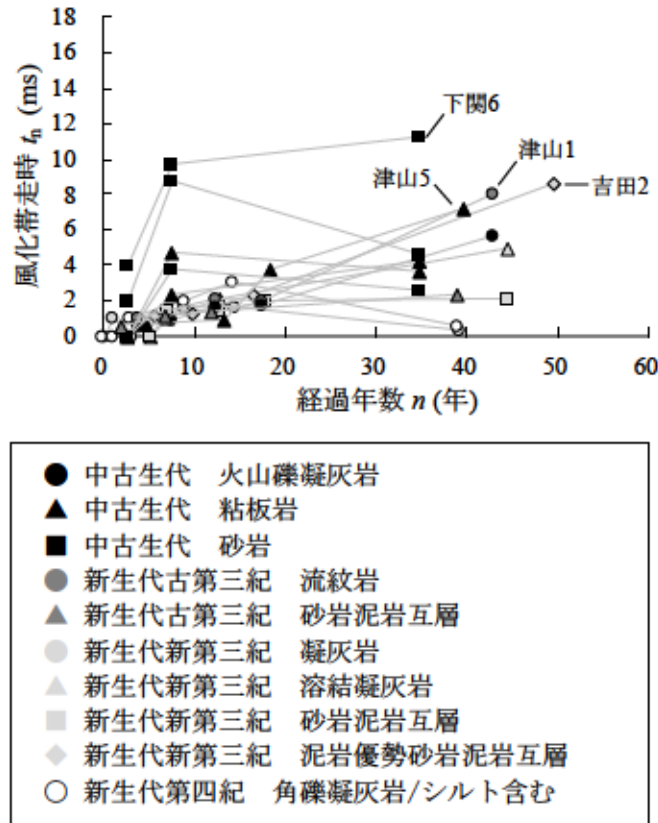
切土法面の風化は時間の経過とともに確実に進行し、時に法面を不安定化させる場合があることから、長期風化の影響を考慮した設計を行う必要がある。従来、新規に切土掘削を行う場合は、現場の地形や地質等の条件に適合する標準法面勾配 (安定勾配)²⁰⁾を採用するが、完成後の法面の風化が著しい場合には法面勾配の緩勾配化や法面補強などの対策工事が必要となる場合が考えられる。図 4.26 の吉田 1 では、約 49 年が経過した時点で $F<1$ に至り、法面の不安定化が懸念されることから、この時点で法面の安定を確保する ($F\geq 1$ とする) には、最低でも 1:1.8 の勾配が必要と読み取れる。しかし、供用中の道路における切土法面の緩勾配化は用地の制約が強いことから、吹付や法枠、鉄筋挿入等の構造物による法面保護工法を効果的に組み合わせることで法面を補強することも考慮する必要がある。ただし、風化抑制機能を期待したモルタルまたはコンクリート吹付については、その効果を確認した過去の研究において、施工後数年間は一定の風化抑制機能の効果が確認されるが、吹付材料の劣化や岩盤の変状等による吹付材料のひび割れ等の損傷が生じることにより機能低下し、岩盤の風化が進行することを指摘している^{4) 27) 28)}。一方、吹付等の密閉型切土法面に対して行った速度検層による追跡調査の結果 (図 4.29) より、約 40~50 年が経過した法面の風化帯走時が増加傾向であり、岩盤の風化進行が認められる。中には、風化帯走時が 10ms 程度まで増加する法面が存在し、本論文 3.4.1 項の図 3.5~図 3.7 に示す開放型切土法面の結果と大差ないことがわかる。このように構造物背面の岩盤の風化は着実に進行している。風化進行が著しい下関 6、吉田 2、津山 1 および津山 5 は、表 4.2 より土軟硬区分が亀裂の多い軟岩または土砂であることや、崩壊性要因のうち「亀裂の多い岩」や「構造的弱線を持つ地質」、「亀裂が流れ盤になる岩」、「風化の速い岩」のいずれかの項目もしくは複数項目に該当しており、第三章で結論付けた風化を速める要因に合致する。また、下関 6、吉田 2 および津山 1 では切土法面建設中に法面崩壊を経験している。このように、亀裂の発達しやすい岩質や地質構造を有する切土法面は

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

密閉型法面保護を採用したとしても岩盤の風化が進行する場合があることを示唆している。なお、乾湿繰返しや粘土鉱物の酸化・溶解といった岩石の物理的風化や化学的風化（二次的風化）の進行の程度については未調査であり今後の課題である。

以上より、50年程度の風化実態調査の結果を踏まえて長期風化対策について考察する。藤岡ら²⁹⁾は1993年から2004年の11年間に生じた降雨による切土法面崩壊事例の約1100件を分析し、年平均100件の崩壊が発生し、表層崩壊が大半であるとしている。また平井ら³⁰⁾は、崩壊が生じた切土法面は地質が砂質土や泥質岩類の場合が多く、法面保護は植生タイプが多いとしている。このことから、崩壊対策には法面勾配を緩くすることや法枠等による法面補強の必要性が伺える。一方、菊池ら³¹⁾は約20年間の風化の追跡調査結果より、切土直後の風化速度が大きく、切土後10年以内の崩壊事例が多いとしている。また、法面保護が密閉型の場合と開放型の場合の崩壊事例数に大きな差はないが、法枠が施工された法面は崩壊事例が少ない傾向があると述べている。これらの経験を踏まえ、長期風化対策にはコンクリート吹付による密閉化だけでなく、予防保全の観点から法枠や鉄筋挿入等の土砂流出防止（崩壊抑制）機能を持つ補強工法を採用することも有効と考えられる。また、長期にわたって風化抑制機能を維持するには、吹付自体に生じるひび割れ等の変状を確実に補修して劣化因子の侵入を防ぐことも重要である。

一方、風化防止機能を高める取り組みとして、鉱物レベルの風化特性を考慮した劣化防止対策に関する研究がある³¹⁾。この研究ではスメクタイトを含む軟岩の劣化が、スメクタイトの種類や含有量、交換性陽イオン組成、強度等によって特徴づけられる点に着目し、スメクタイトの風化に伴う変質を防止する法面被覆工法の検討を行ったものである。風化防止という観点では、このような着想による工法の技術開発とその実用化が期待される。



(b) 風化帯走時の経年変化 (14 地点)

図 4.29 密閉型法面における風化帯走時の経年変化

4.5 まとめ

本章では、高速道路の切土法面において供用後 40～50 年にわたり継続している風化の追跡調査結果と調査ボーリング等の地盤調査結果を比較検証することにより、弾性波探査による風化の評価手法および法面安定度の評価手法の適用性を確認した。また、本研究で得られた成果をもとに、切土法面の予防保全法として長期風化対策について検討した。その結果、以下の事項を明らかにした。

4.5.1 弾性波探査による風化評価手法および法面安定度の評価手法の適用性について

- (1) No.18 法面のように表面から深部に向けて徐々に風化が進行する法面では、弾性波探査を経年的に繰り返し実施して弾性波速度分布とその変化を求め、その結果をもとに風化指標の経年変化を把握することで、風化進行に伴う岩盤内部の剛性変化を空間的に評価できる。
- (2) 地表からの弾性波探査で弾性波速度を評価する深度には限界があるため、濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩のように亀裂性の高い岩盤で深部まで風化が進展している切土法面には本提案手法の適用が限定される場合がある。

- (3) 簡易動的コーン貫入試験の結果より得られる切土法面表層部の不安定土層厚は 2.0m 以下の事例が多く、弾性波速度 V_p は 0.6m/ms 以下の領域に概ね合致した。弾性波探査で $V_p = 1.0\text{m/ms}$ 以下を条件として求めた風化帯は簡易動的コーン貫入試験により求めた不安定土層厚よりも大きくなる傾向があった。そのため、風化した切土法面の安定を議論する場合には V_p が 0.6m/ms 以下となる層を風化帯内の不安定土層として評価することが妥当である。
- (4) ペーンコーンせん断試験の結果から得られる c , ϕ を用いて算出した安全率 F_s と弾性波探査結果から求める法面安定度 F を比較した結果、法面安定度 F は精緻な安全率として評価できないものの、定性的には法面安定を評価できるため、管理する数多くの切土法面の中から風化により不安定化した切土を抽出するなど、切土法面の管理優先度を見極める指標になり得る。

4.5.2 切土法面の長期風化対策について

- (1) 弾性波探査による風化評価手法により法面安定度 F を基準として風化帯走時 t の経年変化を確認することにより、風化帯の成長と法面の不安定化のタイミングを概略的に知ることができる。約 34 年で表層崩壊の生じた紫波のように、切土掘削後早期に法面安定度 F が 1 を下回る場合もあるため、弾性波探査の調査頻度を高めて監視し、あらかじめ法面補強を実施して偶発的に生じる法面崩壊に備える必要がある。
- (2) コンクリート吹付等の密閉型切土法面では、速度検層による追跡調査結果から構造物背面の岩盤の風化進行が認められ、開放型切土法面とさほど風化の程度が変わらない場合があることがわかった。このため、風化が懸念される箇所の対策には吹付等による風化抑制に加えて、土砂流出防止（崩壊抑止）の機能を考慮した対策とすることが肝要である。

参考文献

- 1) 菊池英明, 古川浩平, 河村浩恵, 奥園誠之, 田山聡: 長期追跡データを用いた切土法面崩壊に与える風化の影響に関する一考察, 土木学会論文集, No.588, VI-38, pp.151-164, 1998.
- 2) 多賀直大, 田山聡, 奥園誠之, 八木沢孝哉: 長期追跡調査による切土法面の風化の進行と安定性, 土と基礎, Vol.39, No.6, pp.41-47, 1991.
- 3) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 切土法面の継続的な弾性波探査の計測データに基づく長期安定性の評価, 土木学会論文集 C(地圏工学), Vol.74, No.4, pp.424-438, 2018.
- 4) 藤原優, 永田政司, 佐藤尚弘, 滝口潤: 長期追跡調査による切土法面の風化特性の評価. 日本地すべり学会誌, Vol. 57, No.3, pp.73-83, 2020.
- 5) Garia, S., Pal, A. K., Nair, A. M., Ravi, K.: Elastic wave velocities as indicators of lithology-based geomechanical behaviour of sedimentary rocks: an overview, SN Applied Sciences, 2020.
- 6) Lee, J. S., Yoon, H. K.: Characterization of rock weathering using elastic waves: A Laboratory-scale experimental study, Journal of Applied Geophysics, Vol.140, pp.24-33, 2017.
- 7) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編: 地盤調査の方法と解説, 地盤工学会, pp.115-119, 2013.
- 8) 萩原尊禮: 基盤面の傾斜が一樣でない場合の走時曲線解析法, 地震, Vol.10, No.11, pp.1-6, 1938.
- 9) 林宏一, 斎藤秀樹: 高密度屈折法地震探査の開発と適応例, 物理探査, Vol.51, pp.471-492, 1998.
- 10) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編: 地盤調査の方法と解説, 地盤工学会, pp. 115-119, 2013.
- 11) 地盤工学会 地盤調査規格・基準委員会編: 地盤調査の方法と解説, 地盤工学会, pp.317-324, 2013.
- 12) 高橋亨: 地盤工学における物理探査データのロックフィジックスをベースに解釈技術に関する研究 (その 11) -岩石の圧縮強度と弾性波速度の関係についての再考-, 深田地質研究所年報, No.18, pp.163-172, 2017.
- 13) 土木研究所: 土木研究所資料土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル(案), pp.1-40, 2010.
- 14) 森北出版(株): 地盤工学, 235p, 2009.
- 15) NEXCO 中日本: 設計要領第一集 土工保全編「1. 総説」, 20p, 2016.
- 16) 関口将司, 岩崎真二郎, 永田政司: 降雨により被災した切土のり面における弾性波探査に基づく劣化状況の把握と安定度評価, 高速道路と自動車, Vol.63, No.5, pp.24-27, 2020.
- 17) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 高山・大原断層帯の長期評価について, 2003.
- 18) 日本建設情報総合センター: ボーリング柱状図作成要領 (案) 解説書, pp.20, 1999.
- 19) 日本道路公団 名古屋建設局: 東海北陸自動車道 上小鳥地区土質地質第一次詳細調査 (その 2) 報告書, 1993.

第4章 風化の影響を考慮した切土法面の予防保全方法の検討

- 20) 物理探査学会：物理探査ハンドブック総集編，pp.126-127，1998.
- 21) 阿部和時：樹木根茎の斜面崩壊防止機能，森林科学，Vol.22，pp.23-29，1998.
- 22) 藤原優，永田政司，佐藤尚弘，滝口潤：切土のり面の弾性波探査の計測データの基づく安定評価，平成30年度土木学会全国大会第73回年次学術講演会概要集，III-316，2018.
- 23) 日本道路公団試験所：東名・中央高速道路切土ノリ面追跡調査報告書，1971.
- 24) 魚谷義彦，平島碩人，加藤興史：泥岩地帯の切取ノリ面の崩壊，道路，Vol.365，pp.61-73，1971.
- 25) 国土地理院：活断層図（都市圏活断層図），国土地理院 HP，2002
- 26) 中日本高速道路株式会社：設計要領第一集土工建設編「2．切土」，pp.2-4，2020.
- 27) 奥園誠之：切取りノリ面の風化とその対策，土と基礎，Vol.26，No.6，pp.37-44，1978.
- 28) 松山裕幸，天野淨行，山本高司，吹付コンクリートの安定性と劣化状況，土木学会論文集，Vol.62，No.3，pp.445-458，2006.
- 29) 藤岡一頼，大窪克己：高速道路土工部における降雨災害分析，第27回日本道路会議，2007.
- 30) 平井健太，村上豊和，滝口潤，佐藤尚弘：適正な法面保護工の選定に向けた実態把握と基礎分析，第57回地盤工学研究発表会講演集，2022.
- 31) 石田良二，神藤健一：スメクタイトを含む軟岩の劣化防止に関する研究，応用地質，Vol.35，No.5，1994.

第5章 結論

5.1 本研究で得られた結論

本論文は、台風等の高強度の降雨時に切土法面の表層崩壊が散見されている実態を踏まえ、切土法面をなす岩盤の「風化と崩壊」現象に焦点を当て、岩盤の風化機構、切土法面の風化進行速度、風化の進行評価および法面の安定性評価といった、従来の切土法面の設計・施工・維持管理の実務において厳密に考慮されてこなかった風化に伴う岩盤の変質や強度低下、その対策に関する課題を扱った。そして、実務への適用を念頭に、得られた知見をもとに切土法面の予防保全法の確立を目指した長期風化対策の考え方を整理した。本章は各章で得られた成果に加えて、風化を考慮した予防保全法の策定に向けた今後の課題についても記して全体を総括する。

第1章では、「切土法面の風化機構」、「風化速度に着目した切土法面の風化の傾向」および「風化の影響を考慮した切土法面の予防保全法」に関する検討課題を明らかにするために、研究の背景と既往の研究について調査した内容をまとめた。まず切土法面崩壊の実態や、従来の切土法面設計法および切土法面の維持管理方法を整理し、切土法面の防災機能の更なる向上のために風化の影響を考慮した調査、設計、維持管理手法の必要性を指摘した。切土法面の風化機構に関しては、著しい風化が確認された泥岩材料に着目した。泥岩材料は、応用地質学や農学の分野において粘土鉱物の組成の変化や、採取した岩石試料の色調、強度の違いを調べることで風化機構が明らかにされてきているものの、風化による鉱物組成やせん断強度の変化と関連付けた検討はこれまでになかった。本研究では、新鮮な岩盤が地表に露出して風化が始まった時期を明確に規定できる切土法面に対して筆者らが実施してきた弾性波探査等の追跡調査結果をもとに、鉱物の性質や物性、せん断強度等の分布を調査して時間的、空間的な風化の進展状況を明らかにする必要性を指摘した。風化の傾向分析に関しては、風化予測を行うには様々な岩石の風化進行と強度の関係を明らかにする必要があるが、既往の研究例は風化速度については様々な岩石に対する報告があるものの、強度変化との関係を示すものはほとんどない。したがって、本研究では高速道路が実施してきた約50年間の弾性波探査による追跡調査結果をもとに様々な地質の風化速度を比較することにより、風化の進行による弾性波速度（地盤剛性）の経年変化や風化の進行程度に与える影響因子を明らかにする必要性を示した。風化の影響を考慮した切土法面の予防保全法に関しては、強制的に風化を促進させた供試体の強度評価や、風化を考慮した有限要素解析による法面安定性評価などの研究事例はみられるものの、実務に適用するまでに至った技術は確認されていない。ここでは切土法面の風化による不安定化を簡易に調査できる方法として提案された弾性波探査による法面の安定性評価方法を実務へ適用する必要性を整理した。

第2章では、著しい風化が確認された泥岩切土法面を対象として、掘削から約50年にわたって弾性波探査等の現地調査や土質試験、X線回折分析を行い、掘削から約50年にわたる長期的な風化現象について、鉱物の性質や物性、せん断強度等の分布の調査結果に基づいて時

間的、空間的な風化の進展を考察した。そして、泥岩の風化が切土法面の長期的な安定に与える影響を検討した。その結果、法面表層では掘削直後の除荷に伴う応力解放や乾湿繰返しの影響による強度低下を生じる一方で、泥岩を構成する粘土鉱物の酸化や溶解等の化学変化は途中段階にあるため、化学的風化は50年経過後も経時的に進行することが示唆された。

第3章では、約40年～50年の弾性波探査計測データを蓄積した6路線、35箇所の切土法面を対象として、地質年代や岩種などの項目別に風化速度を比較することにより風化特性を分析をした。その結果、切土法面の風化速度は、岩の固結度（土軟硬区分）や岩盤の亀裂の程度によって傾向が異なり、固結度が小さいほど、亀裂が多いほど風化の進行が著しいことがわかった。また、切土法面の風化進行の形態は、約50年の追跡調査期間を切土掘削直後からの10年間（切土初期）とそれ以降（切土中期以降）に区分した場合、切土初期に風化速度の大きい「緩み型」と切土中期以降の風化速度が大きい「細粒化型」の二つに大別できることがわかった。風化速度が最も大きいのは切土初期であり、切土掘削後の応力解放が影響すると考えられた。切土初期の風化速度を大きくする因子としては、切土完成直後の岩質が軟岩で亀裂が多い場合（論文中では「軟岩（亀裂多）」と表示）や、「亀裂の多い岩」及び「構造的弱線を持つ地質」の崩壊性要因を有する地質の場合であることがわかった。一方、切土中期以降の風化速度は、切土初期と比較して値はそれほど大きくないが、応力解放が収束した以降の二次風化が大きく影響すると考えられた。切土中期以降の風化速度を大きくする因子としては、切土完成直後の岩質が軟岩で比較的亀裂が少ない場合（論文中では「軟岩（亀裂少）」と表示）に該当する場合や、「風化が速い岩」の崩壊性要因を有する地質の場合であることがわかった。

第4章では、弾性波探査による風化評価および法面安定性評価方法の実務への適用性を検証した。風化帯層厚は実斜面での調査により求めた強度や剛性の低下領域の厚さと調和的であるか検証し、No.18の泥岩切土法面のように表面から深部に向けて徐々に風化が進行する法面では、弾性波探査（屈折法）を経年的に繰返し実施して風化指標の経年変化を把握することで、岩盤内部の剛性変化を空間的に評価できることがわかった。しかし、弾性波探査（屈折法）で弾性波速度を評価する深度には限界があるため、本検証対象の濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩のように亀裂性の高い岩盤で深部まで風化が進展している切土法面には本提案手法の適用が限定される場合があることも判明した。

一方、弾性波探査より得られる風化指標（風化帯層厚や風化帯走時）の値の妥当性については以下の結論が得られた。風化帯層厚を簡易貫入試験の結果より得られる切土法面表層部の不安定度層厚と対比した結果、弾性波探査で $V_p = 1.0\text{m/ms}$ 以下を条件として求めた風化帯は簡易動的コーン貫入試験により求めた不安定土層厚よりも大きくなる傾向があったため、切土法面の安定を議論する場合には、両者の関係から V_p が 0.6m/ms 以下となる層を風化帯の不安定土層厚として評価することが妥当であると考えられた。次に風化帯走時については、複数の法面で実施したベーンコーンせん断試験の結果から得られる c 、 ϕ を用いて算出した安全率 F_s と風化帯走時から求める法面安定度 F を比較した結果、法面安定度 F は精緻な安全率として評価できないものの、定性的には法面安定を評価できることを確認した。そして、以上の結果より、弾性波探査による風化評価手法および法面安定性評価手法は管理する数多

くの切土法面の中から風化により不安定化した切土を抽出するなど、切土法面の管理優先度を見極める指標になり得るという結論を得た。

第4章の最後には、弾性波探査による風化評価手法を用いた長期風化対策について考察した。これまでの検討結果より、本手法の適用は精度面などの制約から管理優先度を検討する段階が最適と考えられる。この際に本手法を用いれば、弾性波探査の結果から簡便に現状の法面安定度を知ることができ、切土法面の不安定化が懸念される場合には詳細調査や対策工設計の実施判断に役立てられる。したがって、切土法面管理の実務においては定期点検の実施に加えて、風化の影響が懸念される箇所で弾性波探査による風化進行の監視を行う方法が考えられる。一方、風化対策工法については、密閉型切土法面において実施した速度検層による追跡調査の結果より、開放型切土法面と同程度の風化が確認され、風化抑制機能が約50年間は保持されない場合があることから、そのような法面には風化抑制機能だけでなく、土砂流出防止（崩壊防止）機能を持つ法枠や鉄筋挿入等の補強工法をあらかじめ採用することが有効である。

5.2 今後の展望

本研究の成果を踏まえて、切土法面の予防保全法の構築に向けた技術的課題を以下に示す。

(1) 切土法面の風化機構

本研究では、ある泥岩からなる切土法面について継続的な調査結果を示しながら、切土掘削から約50年にわたる風化の進展機構を考察した。しかし、切土法面はサイトごとに地形・地質や地下水の有無といった条件が異なり、切土法面の風化機構にも未だ未解明な点は多く、設計や施工、維持管理は過去の施工実績や崩壊履歴をもとに経験的に行われているのが現状である。今後は、本研究で得た知見もベースにしながら、異なる岩種の法面の風化特性についても検討する必要がある。

(2) 切土法面の風化による強度低下予測

本研究では、35箇所の様々な地質年代や岩種からなる切土法面における継続的な調査結果を示しながら、切土完成から約40～50年の風化速度に着目して風化特性を分析した。今後は、切土法面の風化予測手法を確立するために追跡調査を継続してデータを蓄積・分析して風化の速さを特徴づける因子を特定し、風化と地盤強度の関係を見出すための研究が必要となる。

(3) 切土法面の予防保全方法

開放型切土法面は、掘削時の応力解放やその後の二次風化により強度低下するため、放っておくと降雨等の外的作用により崩壊する恐れがある。このため、効率的かつ定量的に切土法面の状態を診断する必要があるが、岩盤の風化は法面表面を点検するだけでは、その深さ方向の進行や強度低下の程度を知ることが困難であるため、本論文が提案する弾性波探査による風化評価手法や法面安定度評価手法の活用が望まれる。今後は、さらに追跡調査データを蓄積して法面安定度 F の精度を高めるとともに、法面の不安定化の要因となる地下水や構造的弱線の有無や根茎の補強効果などの条件を加味した法面の安定性を評価する仕組みを構

築する必要がある。また、切土法面のメンテナンスサイクルにおいて風化の観点で点検結果を補足し、法面の健全性診断を具体化するための調査技術として本調査方法を体系化する必要がある。

一方、長期風化対策については、従来から標準的に使われてきたコンクリート吹付等の法面保護施設を設置したとしても長期的には背面地盤の風化が進行する事実が判明したことから、既往の法面保護技術の高度化や、風化帯の崩壊抑止効果を加味した法面保護工法の設計法の確立が望まれる。

(4) その他

追跡調査に用いてきた弾性波探査（屈折法）は、研究段階ということもあり、調査機器の設置から調査実施に至るまでを手作業で行ってきたが、実務に適用するにあたっては、切土法面の対象が膨大になることが想定されることから、調査の効率化・高度化も重要な課題である。将来は、調査実施やデータ伝送、データ解析にあたり、ICT、IoTの活用が望まれる。また、既往の研究では調査測線を線状に設定し、2次元断面で風化を評価してきたが、本研究の成果において構造的弱線の有無が切土後の風化速度に与える影響が大きいことが明らかとなったことから、面的な弾性波速度分布を得られる手法の確立が望まれる。昨今は調査解析技術の高度化により3次元の弾性波探査技術が発達していることから活用が望まれる。

謝 辞

本論文は、横浜国立大学都市イノベーション研究院の菊本統教授のご指導のもと、筆者が（株）高速道路総合技術研究所への出向中から中日本高速道路（株）に原籍復帰をした現在に至るまでの6年間に取り組んだ、切土法面の風化に関する研究をまとめたものです。菊本教授には高速道路の実務に関してご理解いただき、研究の進め方や論文の取りまとめ方針、論文執筆方法など、本研究の全体にわたって熱心にご指導を頂きました。また、私が会社に勤めながら研究を行うことに対して、学業のことだけでなく、仕事や私生活の面まで多分なご配慮をいただきました。深く感謝いたします。副査である早野公敏教授、鈴木崇之教授、藤山知加子教授、崔瑛准教授には研究に対する貴重な意見を賜り、論文をまとめることができました。誠にありがとうございます。

本研究は、高速道路の開通から50年という長期に渡り、日本道路公団試験所から現在に至るまでの歴代の研究者が意志を引き継ぎ調査してきた記録をもとに進めることができました。本研究の創始者である（株）高速道路総合技術研究所 研究アドバイザーの奥園誠之氏には、本研究を進めるにあたり、切土法面の風化に関する多くの指導をいただきました。明治コンサルタント（株）の佐藤氏、滝口氏には、弾性波探査をはじめとする現地調査の実施からデータの整理、その解釈の面でご協力いただくとともに、多種多様な地形地質への理解を深める上で多くのご指導をいただきました。重ねて御礼申し上げます。

本論文には、（株）高速道路総合技術研究所の調査結果や、東日本高速道路（株）、中日本高速道路（株）、西日本高速道路（株）の各現場の工事記録や災害記録を使用しています。弾性波探査等の現地調査にご協力いただいた事務所の方々、各現場の施工記録や維持管理記録を提供してくださった方々など、多くの方のご協力により本研究が成り立っています。改めてお礼申し上げます。

私は（株）高速道路総合技術研究所の研究活動の中で本研究に携わり、博士号取得への挑戦が始まりました。中日本高速道路（株）に入社後、大窪克己前八王子支社大月保全・サービスセンター所長に研究所勤務の魅力を教えていただき希望を抱きました。そして藤岡一頼前土工研究室長には熱く研究所勤務へのお誘いをいただき、私の研究人生がスタートしました。お二人がいなければ今の幸せな仕事環境がないと思っています。本当に感謝の念に堪えません。本研究の実施にあたっては、研究所在籍時に横田前担当部長、田山聡前担当部長、藤岡一頼前室長、篠田雅男前主任研究員にご指導頂きました。中日本高速道路（株）へ原籍復帰したのちも土工研究室の皆様には研究全般に関してご協力頂き、竹本将前担当部長、安部哲生前室長、田久勉室長、藤原優前主任研究員、中村前主任研究員、村上豊和前主任研究員にご指導いただきました。また、小林一氏、池田一成氏には泥岩材料の土質試験や現場調査、データ整理などにご協力頂き、共に研究をさせていただきました。本論文を取りまとめることができたのも、土工研究室の皆様の多大なご支援があったからであり、大変感謝しております。

中日本高速道路（株）に原籍復帰をしてからは、技術・建設本部環境・技術企画部在籍時の八木恵治前環境・技術企画部長をはじめとする部内関係者の皆様、東京支社保全・サービス

事業部在籍時の村上修一前部長をはじめとする部内関係者の皆様、現所属の東京工事事務所 中岡毅所長をはじめとする所内関係者の皆様のご理解とご支援をいただき研究活動を進めることができました。誠にありがとうございます。

大学地盤研究室の研究メンバーである Sharmily さんには、私がなかなか通学できない中でも鉱物分析などの試験やデータ整理にご協力いただきました。本当にありがとう。

本研究は私一人の力では到底まとめることができませんでした。この場で紹介することのできなかった多くの仲間も含め、私を支えてくださった全ての方々のおかげで成果を収めることができました。本論文が一つの節目となりますが、これからが新たなスタートであり、身の引き締まる思いです。本研究の成果や培われた技術力を高速道路に係る業務や社会に還元していくことがこれらかの私に課された使命であり、責任だと思っています。今後も初心を忘れず日々精進します。

最後に、亡き父、母、妻、二人の息子の理解と協力が心の支えとなり、成果を収めることができました。ありがとう。

2023 年 9 月

横浜国立大学 都市イノベーション学府
博士課程後期

中日本高速道路株式会社 東京支社
東京工事事務所 外環大泉工事区

永田 政司