

溶結凝灰岩の風化による岩石物性の変化

西山賢一*・長岡信治**

*徳島大学大学院ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部,
〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1

**故人 (元長崎大学教育学部教授)

責任著者: 西山賢一 (nishiyama@tokushima-u.ac.jp)

Rock property changes of welded tuff due to weathering

Ken-ichi NISHIYAMA* and Shinji NAGAOKA

*Laboratory of Geology, Institute of Socio-Arts and Sciences, University of Tokushima,
1-1 Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, Japan.

** the deceased

Abstract

Temporal changes in colour and physical properties due to weathering during 240 ka were examined using welded tuff gravel in fluvial terrace deposits with a known emergence time that were distributed in Miyazaki Plain, Japan. The time between the age of each terrace formation (8, 90, 120 and 240 ka) and the present was assumed to be the weathering period.

The results of the measurements are as follows: (1) effective porosity increases as the weathering period increases; (2) the a^* , b^* -values of colour induces increase as the weathering period increases. These results suggest that (1) the increase in pores in gravel that occurs as the weathering period increases is caused by the dissolution of biotite; (2) iron concentration and the formation of goethite occur in older gravels. Dissolution of biotite and increasing pore volume play major roles in the weathering of welded tuff.

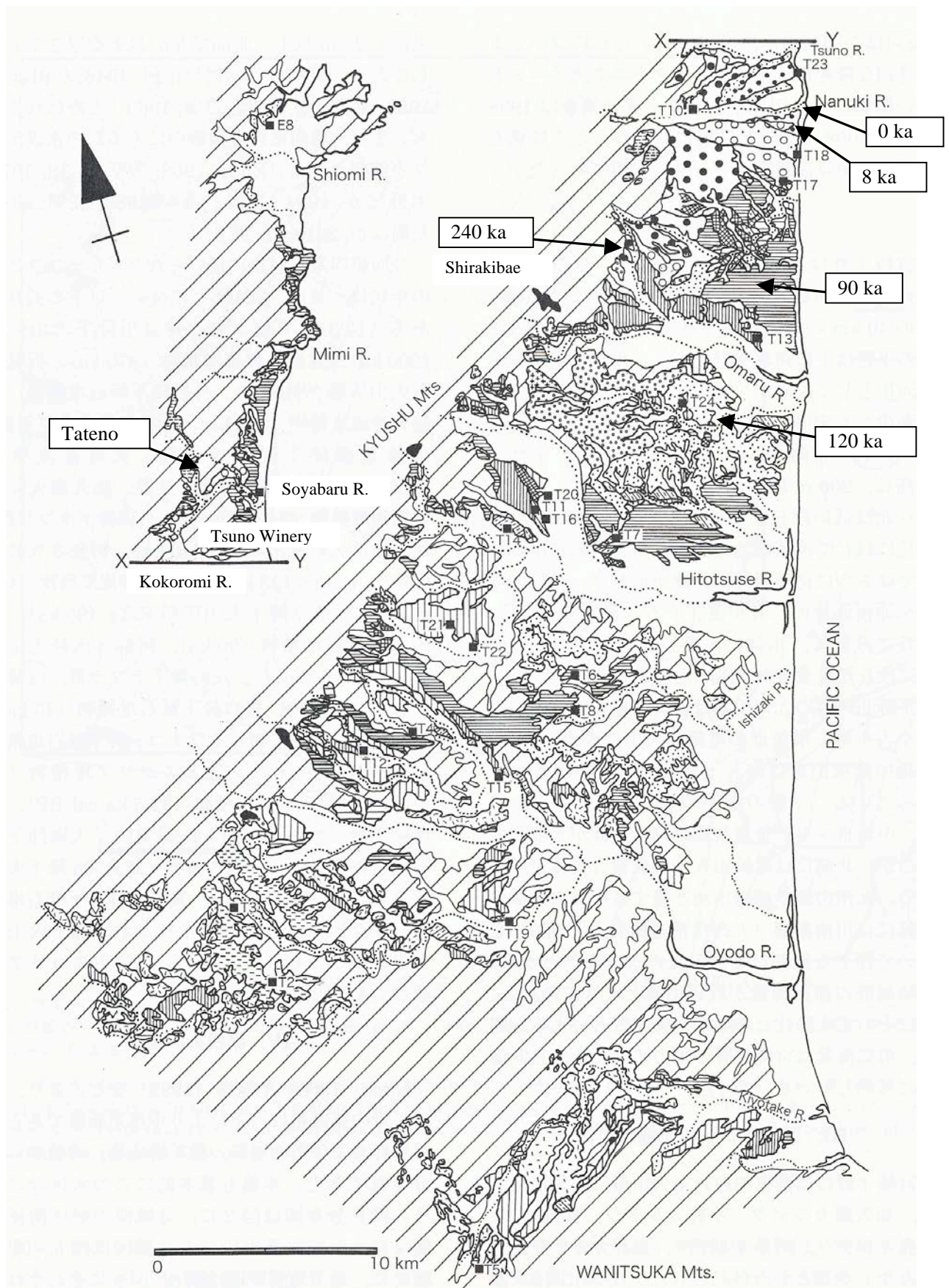
Keywords: Weathering, Welded Tuff, Osuzu Acidic Rocks, Miyazaki Plain, Rock Properties, Colour Measurement

はじめに

岩石の風化は、侵食されうる斜面表層物質の生産・準備過程とみなすことができ、その生産物である表層風化帯は、豪雨・地震などの外的営力により削剥・除去される。そのため、特に岩石の風化速度は、斜面崩壊・地すべりといった斜面における物質移動の発生間隔を検討する上で基礎資料となる(例えば、千木良, 1998; 松倉, 2008)。筆者らはこのような観点から、宮崎平野に分布する段丘堆積物中の四万十帯砂岩の礫を対象とし、その風化速度・風化過程に関する検討を行ってきた(Nishiyama, 2002; 西山・松倉, 2001, 2002a,b; Nishiyama and Matsukura, 2006; 西山ほか, 2001)。この段丘堆積

物には、四万十帯砂岩のほかに、中期中新世に噴出した尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩も含まれていることから、溶結凝灰岩の風化についても予察的に報告した(Koike et al, 2004; 小池ほか, 2004)。

今回、この溶結凝灰岩の風化プロセスに関して、色彩測定と比重・間隙率測定に基づいて検討を行った。対象としたのは、宮崎平野北部に分布する4層の段丘堆積物中の礫と、風化による物性変化の初期値を持つと見なせる現河床礫、ならびに、宮崎層群(中新統~下部更新統)より新しい第四系のうち、最も古い下部更新統と考えられる立野層(長岡ほか, 2010b)に含まれる礫である。



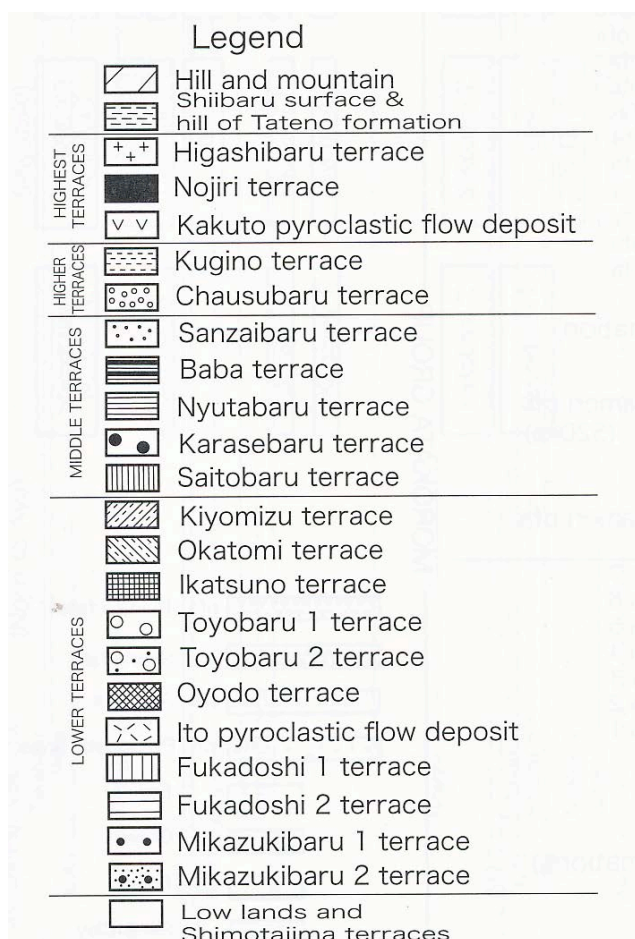


図1 試料を採取した宮崎平野の段丘面分布図
(長岡ほか, 2010b に採取位置と地名を加筆)

試料を採取した地層の層序と風化継続時間

対象とした宮崎平野は、多段化した多数の段丘と、それを被覆または挟在する多数の指標テフラが分布しているため、テフロクロノロジーを用いた詳細な段丘形成過程が明らかにされている(長岡, 1984, 1986; 長岡ほか, 2010a, b). 試料採取位置を図1に示す. 採取したのは、現河床礫(名貫川), 三日月原段丘堆積物, 唐瀬原段丘堆積物(唐瀬原層), 三財原段丘堆積物(三財原層), 茶臼原段丘堆積物(茶臼原層), 立野層, の6層準である. これらの地層の特徴については、長岡ほか(2010b)に詳しく報告されている. 以下に、形成年代が若い層準から記載する. テフラの年代値と記号は町田・新井(2003)に、テフラの暦年値(cal BP)は奥野(2002)に、それぞれ従った.

現河床堆積物

現河床礫を採取したのは名貫川^{なぬき}の河床(宮崎県川南町, 標高4m)である(図2). 河床に径5~50cm程度の亜円礫が堆積しており、礫種は、ほぼすべて尾鈴山酸性岩類(溶結凝灰岩および花崗斑岩)である. これらの礫層は、定常時の水面からの比高が1~2m程度のバー(砂礫堆)を構成している. 採取地点は海岸付近であるため、暴浪時には海水飛沫が達しうる. 礫はいずれも風化しておらず硬質であり、ハンマーの強打により割れる.

三日月原段丘堆積物

三日月原段丘堆積物は、厚さ5m程度の礫支持型の河成礫層からなり、K-Ah(鬼界アカホヤ, 7.3 ka cal BP)を含む黒ボク土に覆われていることから、その形成(離水)年代は約8kaと推定される(長岡ほか, 2010b). 試料採取地点(川南町分子村, 標高20m, 図3)では、厚さ2mの礫支持の礫層で、礫径は5~40cm程度である. 礫種は尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩がほとんどを占め、亜円礫である. 礫の表面がやや褐色を帯びる場合があるものの、概して新鮮かつ硬質であり、ハンマーの強打で割れる. この礫層を覆う黒ボク土中には、K-Ah起源と思われる火山ガラスが濃集している部分があるが、肉眼で見ると、テフラとして識別できる明瞭な層を形成していない.

唐瀬原層

唐瀬原段丘を構成する唐瀬原層は、厚さ20m以下の河成礫層からなり、最上部にAso-4(阿蘇4, 85~90ka)を挟在することから、その形成年代は90kaと推定される(長岡ほか, 2010b). 試料採取地点(川南町中里, 標高50m, 図4)では、下位の三財原段丘堆積物中部に相当する海成シルト層を不整合で覆う基質支持型の礫層が厚さ5mほど分布しており、礫層最上部にAso-4が含まれ、その上位をA-Iw(始良岩戸, 45~50ka), Kr-Iw(霧島イワオコシ, 40~45ka), AT(始良Tn, 29ka cal BP), K-Ahの5枚の指標テフラが覆っている(Nishiyama, 2000). 段丘堆積物は基質支持の礫層からなり、礫径は5~30cm程度である. 礫種は尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩がほとんどを占め、亜円礫である. 礫の表面が褐色を帯び、概してやや風化しており、ハンマーの軽打で割れる.



図 2 現河床堆積物の層相

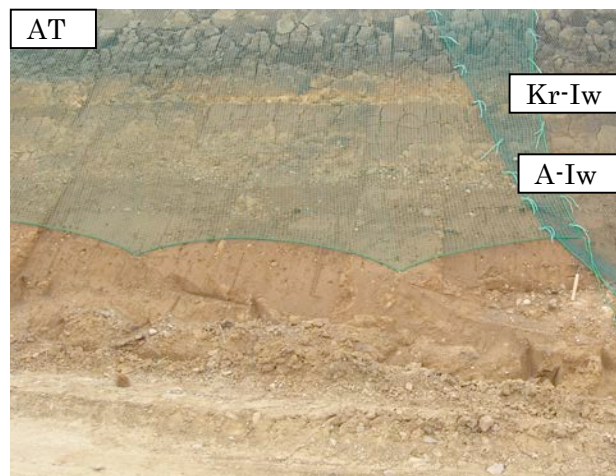


図 5 三財原層の層相



図 3 三日月原段丘堆積物の層相



図 6 茶臼原層の層相

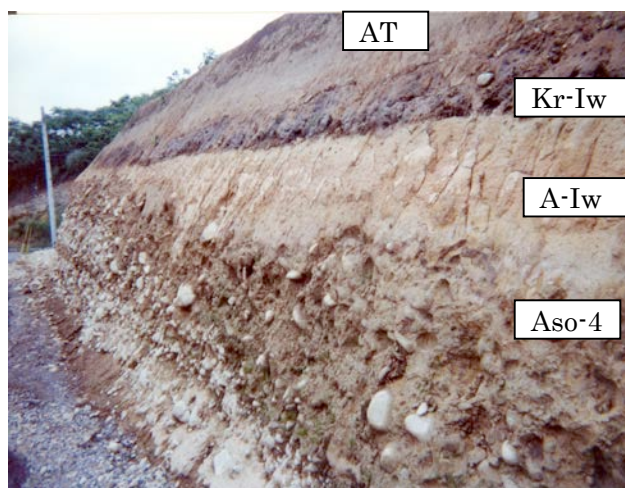


図 4 唐瀬原層の層相



図 7 立野層の層相

三財原層

三財原段丘を構成する三財原層は、最大厚さ 55m に達する海進堆積物で、下部の河成～デルタ性砂礫層、中部の内湾性シルト層、上部のデルタ～海浜砂丘堆積物からなる。下部に Aso-3 (阿蘇 3, 120 ka) を挟在することから、その形成年代は 120 ka, すなわち最終間氷期 (酸素同位体ステージ 5e) の海進堆積物である (長岡ほか, 2010b)。試料採取地点 (高鍋町上江, 標高 80m, 図 5) では、厚さ 5m 以上の塊状の海成シルト層の上位に、厚さ 5m 程度の中粒砂層が整合的に載り、その上位に厚さ 4m 程度の砂礫層が整合的に重なっている。砂礫層の上位は A-Iw 以降のテフラに覆われており、Ata (阿多, 105～110 ka), K-Tz (鬼界葛原, 90～95 ka), Aso-4, を欠いている。試料採取地点は、九州山地から流下する小丸川より南に位置するため、礫種は四万十帯の砂岩礫が大半を占め、溶結凝灰岩はわずかである。いずれも亜円礫からなり、表面が褐色化しており、ハンマーの軽打で割れる。

茶臼原層

茶臼原段丘を構成する茶臼原層は、最大厚さ 50m 以下の厚い河成礫層であり、上部に厚さ 60cm 以下の Ata-Th (阿多鳥浜, 240 ka) を挟在することから、その形成年代は 240 ka 前後である (長岡ほか, 2010b)。試料採取地点 (木城町白髭, 標高 200m, 図 6) では、礫支持型の礫層からなり、礫種は尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩からなる。礫径は 5～40cm 程度で、亜角礫からなる。礫の表面が褐色を帯び、風化が進行しており、ハンマーの軽打で割れる。この露頭では Ata-Th は確認できない。

立野層

立野層は、宮崎平野北部の尾鈴山東麓に分布し、都農町心見川・日向市征矢原川の河床では硬質な尾鈴山酸性岩類の亜角礫からなる礫支持型の礫岩であるが、周囲の丘陵には、これに対比可能な著しく風化した礫層が、厚さ 50m 程度と厚く分布している。立野層中からは指標テフラが見出されておらず、宮崎層群との層序関係も確認できないため、その年代は明確ではない (長岡ほか, 2010b)。立野層の礫は、現河床堆積物とほぼ同程度の硬さを持ち、ハンマーの強打で割れる。また、基質部分も強く固化しており、山中式土壤硬度計による測定も困難である。このような特徴から、木野 (1956) では立野礫岩と呼ばれた。

立野層上部は、後述のように厚い風化殻 (深層風

化帯) を形成しており、含まれる礫は赤色に変色するとともに、礫として採取することが困難なほど軟質である。このため立野層は、宮崎平野に分布する段丘面を構成する他の第四系と異なり、きわめて長期間の風化作用を継続して受けてきたと考えられる。立野層の年代は、宮崎層群の最上部 (約 1,700 ka) より新しく、宮崎平野に分布する更新統の最下部 (900 ka) よりも古いことから、900～1,700 ka と推定される。

立野層上部の礫は、著しく風化して軟質となっているため、露頭から非破壊で採取することが困難である。このため、露頭表面をねじり鎌で整形し、礫の種類・形状・鉱物組成・色彩・強度などの観察・測定を行った。観察・測定を行ったのは、宮崎県日向市長野の心見川流域の土取場である (標高 60m, 図 7)。試料採取箇所では、厚さ 10m 程度の強風化した礫層が露出しており、その周囲にもいくつかの露頭が点在している。露頭の断面で見ると、礫の風化程度はこの厚さ 10m の中ではほぼ同程度であり、全体が厚い風化殻を形成している。周辺の丘陵に点在する露頭ともあわせると、この種の風化殻の厚さは 20m にも達する。礫層中には挟在テフラは確認できない。また、段丘面を形成しないため、礫層の上位を覆うテフラも明瞭ではない。礫はほぼすべて尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩の亜角礫からなり、基質支持の礫層である。礫径は 5～50cm に及ぶ。礫は完全な「くさり礫」となっている。また、基質も著しく軟質で、礫と基質がともに土壌と同程度の硬度である。

風化継続時間の推定

風化継続時間の認定は、木宮 (1975)、西山・松倉 (2001) に従った。現河床礫は砂礫堆を形成しており、礫は出水時に容易に下流へ運搬されるため、風化した礫は運搬の過程で摩耗・研磨・碎片化すると考えられる。このことから、現河床礫は、運搬時の摩耗で碎片化しなかった新鮮硬質な礫が主に堆積しているとみなされる。したがって、現河床礫は、風化による岩石物性変化の初期値をもつとみなすことができ、これ以外の段丘堆積物などの礫は、離水と同時に風化が進行し始めたときとみなすことができる。

試料の採取と分析の概要

立野層と現河床礫を除く試料はいずれも、地層の最上部、被覆するローム層の直下の層準 (定常的な地下水位より上位) から採取した。これは、堆積物

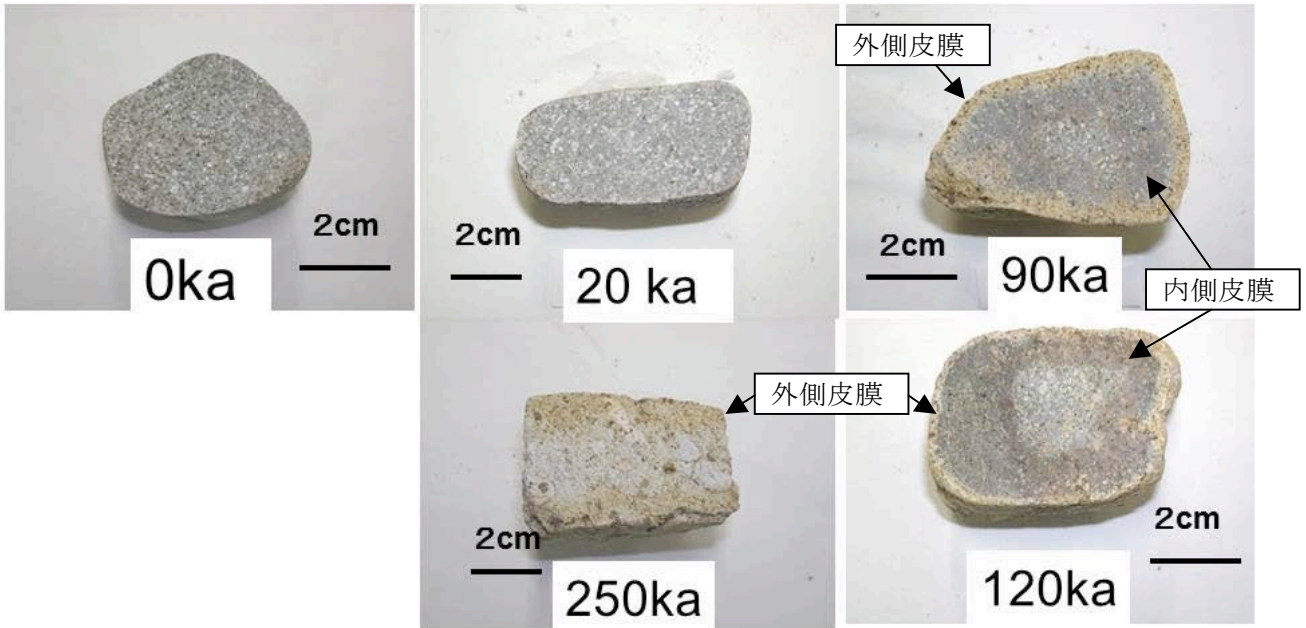


図8 溶結凝灰岩の切断面での風化皮膜

中に定常的な地下水位が形成されている場合、地下水位より上位で最も風化が進行し、地下水位以下では風化が抑制されている例（西山ほか，1999）を考慮したためである。試料は、斑状組織を持つ溶結凝灰岩礫（径5～15cm）を、約10個ずつ採取した（表1のように、測定個数は8～12個であり、実験途中に割れたため、120ka試料のみ10個未満となった）。立野層は前述の通り、試料の採取が困難であったため、20試料を対象とし、現地での計測のみを行った。

採取した礫は、地盤工学会（1989）に従い、水浸法による見かけ比重・有効間隙率測定を行った後に、岩石カッターで切断し、礫の外周と切断面の観察による風化皮膜の把握、ならびに色彩測定を行った。用いた色彩計は土色計（SPAD-503 コニカミノルタ社製、測定窓は直径8mm）であり、得られた色彩値はL*a*b*表色系で表現した。色彩測定は、西山ほか（2011）に従い、自然含水状態の試料を用いた直接測定で行った。

立野層の礫については、露頭における色彩測定を行った後で、山中式土壌硬度計による強度値（mm）の測定を行った。測定法は、日本土壌肥料学会監修の「土壌標準分析・測定法」に従った（土壌標準分析・測定法委員会編，2003）。

岩石物性の測定結果

肉眼観察の結果

採取した試料の切断面の写真を図8に示す。肉眼では、径数mmの石英・斜長石と、径1mm以下の黒雲母を多く含む。径数cm以下の石質岩片（砂岩など）を含むことがある。なお、既存の報告では、溶結凝灰岩には多くの本質レンズが含まれるとされているが（木村ほか，1991）、今回対象とした試料断面では、大型の本質レンズは明瞭ではない。

風化継続時間が9万年より長い試料には、2万年より短い試料には見られない風化皮膜が確認できる。特に、9万年、12万年の両試料が明瞭であり、詳細に見ると、礫の外周部に見られる明褐色の皮膜（以下、外側皮膜と呼ぶ）と、礫の中心の新鮮な部分の外側に見られる暗褐色の皮膜（以下、内側皮膜と呼ぶ）の2つが確認できる。特に12万年の試料では、内側皮膜がより明瞭である。24万年の試料では、内側皮膜が不明瞭となり、外側皮膜も、その境界がやや不鮮明になっている。風化皮膜部分に含まれる鉱物の肉眼観察によれば、風化継続時間が9万年より長い試料に含まれる黒雲母とその周囲は褐色に変色していることが多いほか、斜長石が白濁化していることもあるが、石英の風化による変色は明瞭ではない。

立野層の場合、図7のように、礫の中心部まで均

表1 試料の見かけ比重・有効間隙率・色彩値・土壌硬度

風化継続時間	試料数	見かけ比重	有効間隙率(%)	L*	a*	b*	山中式土壌硬度(mm)
0 ka(外周)	11	2.56 (0.04)	3.7 (1.3)	59.0 (2.4)	1.6 (0.5)	11.1 (1.4)	
0 ka(切断)				53.9 (4.1)	1.1 (1.2)	7.3 (3.2)	—
外周と切断面の差				5.1	0.5	3.8	
8 ka(外周)	12	2.48 (0.08)	6.2 (2.3)	51.5 (4.4)	2.7 (0.8)	11.6 (2.7)	
8 ka(切断)				52.2 (3.9)	1.1 (1.0)	7.0 (2.3)	—
外周と切断面の差				-0.7	1.6	4.6	
90 ka(外周)	10	2.23 (0.15)	13.2 (4.5)	59.1 (2.9)	5.6 (1.2)	18.7 (2.5)	
90 ka(切断)				54.5 (5.3)	1.8 (1.3)	9.1 (4.8)	—
外周と切断面の差				4.6	3.8	9.6	
120 ka(外周)	8	2.35 (0.09)	10.3 (2.9)	62.6 (3.9)	4.3 (1.4)	16.8 (2.2)	
120 ka(切断)				56.9 (9.8)	0.8 (1.1)	5.5 (2.8)	—
外周と切断面の差				5.7	3.5	11.3	
240 ka(外周)	10	2.41 (0.11)	8 (2.8)	52.4 (2.8)	5.0 (1.3)	14.4 (1.8)	
240 ka(切断)				54.8 (4.6)	1.6 (1.0)	6.8 (3.5)	—
外周と切断面の差				-2.4	3.4	7.6	
立野層(切断)	20	—	—	46.1 (7.2)	8.2 (2.2)	22.0 (5.2)	29.7 (2.8)

質に褐色化したものもあるほか、礫の外周に沿った褐色の風化皮膜を持つものもあり、同一露頭・同一礫種であるにもかかわらず、風化皮膜の発達程度や色彩が大きく異なる。外周に沿った風化皮膜では、風化皮膜の境界付近が最も褐色化しており、より外縁部側ではむしろ褐色化の程度が弱い(図7の右下の礫など)。

みかけ比重・有効間隙率の測定結果

測定結果を表1に示す(括弧内は標準偏差)。みかけ比重は、風化に関する初期値を持つと見なせる風化継続時間0万年の現河床礫が2.56と最も高く、このほかの風化した試料はいずれも2.5以下と低下している。0.8万年の試料では2.48、9万年では2.23、12万年では2.35、24万年では2.41となった。すなわち、風化継続時間が9万年までの低下量がやや大きく、12万年より長い試料では、むしろやや増加する傾向が認められる。

有効間隙率は、同様に初期値を持つと見なせる0

万年の試料では3.7%、0.8万年では6.2%、9万年では13.2%、12万年では10.3%、24万年では8.0%となった。すなわち、見かけ比重と同様に、風化継続時間が9万年までの増加量がやや大きく、12万年より長い試料では、むしろやや減少する傾向が認められる。

色彩値の測定結果

測定結果を表1に示す(括弧内は標準偏差)。まず、肉眼で風化皮膜が認められない風化継続時間0万年と0.8万年の試料について検討する。0万年では、切断面と外周部における色彩値を比較すると、外周部ではL*値が5.1増加(=白色化)し、a*値、b*値はそれぞれ0.5、3.8増加(=褐色化)している。0.8万年の試料の切断面と側面とを比較すると、側面ではL*値が0.7とわずかに低下し、a*値、b*値はそれぞれ1.6、4.6増加している。

明瞭な風化皮膜が認められる9万~24万年の試料について検討する。9万年の試料では、側面ではL*

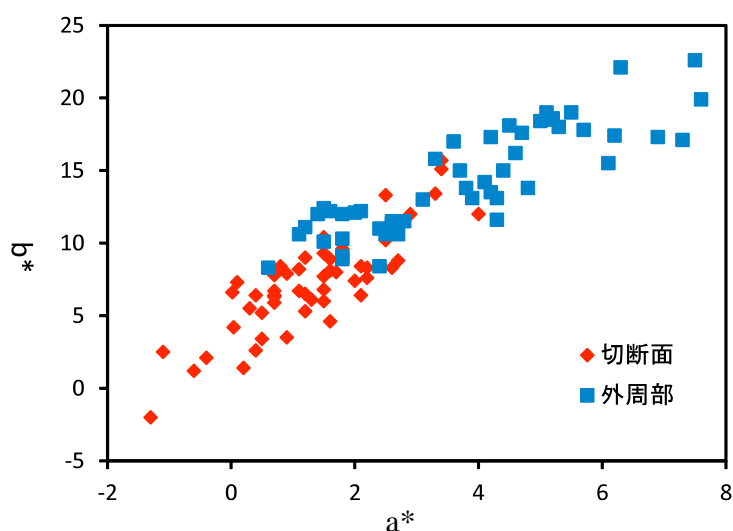


図9 a*-b*ダイアグラム

値が 4.6 増加し、a*値、b*値はそれぞれ 3.8、9.6 増加している。12 万年では、L*値は 5.7、a*値は 3.5、b*値は 11.3、それぞれ増加している。24 万年では、側面ではL*値が2.4低下し、a*、b*値はそれぞれ3.4、7.6 増加している。

色彩値のうち、a*値と b*値を用いて作成した a*-b*ダイアグラムを図 9 に示す。このダイアグラムは、岩石に含まれる鉄鉱物の種類を簡易に推定することができるものである (Nakashima et al., 1992)。切断面と外周部とに分けて測定を行ったため、両者を分けて表記した。図のように、切断面は左下、外周部は右上に、それぞれプロットされている。両者の分布はともに、右上がりのほぼ直線的なトレンドを呈しており、その勾配 (b*/a*) は 2.5 程度である。

最も長期間の風化作用を受けてきた立野層の礫では、切断面と外周部との比較ができないが、24 万年の試料の切断面と比較すると、L*値が 8.7 も低下し、a*値と b*値は、それぞれ 6.6、15.2 も増加している。この増加量は、24 万年間の増加量 (L*値が 0.9、a*値が 0.5、b*値が 0.5) に比べて、著しく大きい。また、a*値が 8 を超え、b*値は 20 を超えるなど、段丘堆積物中の礫の色彩に比べ、さらに褐色化の進行度合いが著しい。段丘堆積物中の礫に比べ、b*値の増加が頭打ちになっているのに対し、a*値の増加がより顕著になっている。

土壌硬度の測定結果

測定結果を表 1 に示す (括弧内は標準偏差)。土壌硬度の基準では、29mm 以上が「緻密」(指跡がつかない)、25~28mm が「密」(指跡がつくが貫入

しない) に相当する (松井, 1988)。すなわち、立野層に含まれる溶結凝灰岩は、長期的な風化作用により、緻密~密な土壌の硬度値と同レベルまで軟質化している。

溶結凝灰岩の風化過程に関する考察

風化皮膜の特徴

風化に伴う岩石の色彩変化を検討する上で、既存の研究では特に a*、b*値に強く表れることが知られているため (Nakashima et al., 1992; 中嶋, 1994; 西山ほか, 2011)、以下の議論では、a*値、b*値のみに限定する。

まず、肉眼では風化皮膜は認識できない 0 万年と 0.8 万年の試料について検討する。この両者はともに、礫の外周部は中心部に比べ、a*値、b*値がやや増加していることから、肉眼では風化皮膜と認定できないものの、礫の外周部が風化による変色をわずかに被っていることになる。一方、風化継続時間が 9 万年より長い試料では、礫の外周部と中心部との色彩値の差が、a*値で 3 程度、b*値で 10 程度ある。すなわち、この程度の色彩の差異があると、肉眼でも明瞭な風化皮膜として認識されることになる。

立野層に含まれる礫の切断面写真は、風化皮膜のフロント部分が特に変色している (図 7)。同様のことは、9 万年と 12 万年の試料中心部付近の暗褐色の風化皮膜でも観察できる。この種の風化皮膜は、栗山ほか (2006) で「エッジ型」と呼ばれたものに相当する。ただし、このエッジ型の風化皮膜が認められるのは立野層に含まれる礫のみであり、今回対象とした風化継続時間が 24 万年より短い 4 段の段丘堆積物および現河床礫では認められない。

色彩値の時間変化とその鉱物学的原因

礫の外周部、切断面ごとに、風化継続時間が増すにつれて、色彩値がどのように変化したかを検討する。

まず、風化による色彩変化を受けにくい切断面について検討する。切断面の a* 値は、0 万年の試料は 1.1 で、風化継続時間が増すほど値が増加し、9 万年では 1.8 と最大値をとる。ただし、12 万年では逆に 0.8 と、9 万年よりやや小さくなっている。切断面の a*値も同様の傾向を示す。外周部では 0 万年が 1.6 で、風化継続時間が増すほど値が増加し、0.8 万年より長いと 2.7 以上に増加しており、9 万年の 5.6 が最大値となる。12 万年より長いと逆にやや値が低下している。外周部の b*値も同様の傾向を示

す。

次に、切断面と外周部との色彩値の差が、風化継続時間の増加とともにどのように変化したかを検討する。a*値、b*値はいずれも、切断面より外周部のほうが高く、褐色に変化している。両者の差は、風化継続時間が増すにつれて大きくなり、a*値では9万年、b*値では12万年で差が最大となる。

このような色彩変化をもたらした鉱物学的原因について検討する。木村ほか(1991)によれば、凝灰岩の主要構成鉱物は石英、長石、黒雲母、緑泥石などである。ゴールドディッチの風化系列に従えば、このうち黒雲母の風化に対する抵抗力が最も低く、溶解しやすいと考えられる。実際に、風化継続時間が9万年より長い試料の風化皮膜の肉眼観察によれば、黒雲母とその周囲で褐色の変色部がしばしば認められる。黒雲母はFeを含むことから、黒雲母の溶解に伴って放出されたFe(II)は、地表付近の酸化環境下ではFe(III)となりやすく、かつ水に対する溶解度が低いいため移動しにくい(Drever, 1997)。このためFe(III)は、最終的にはゲータイトのような水酸化鉄として礫内に沈殿することが予測される。こうして形成された水酸化鉄は、色彩値(a*値、b*値)の変化に現れる褐色化の原因鉱物となりうると考えられる。

このような色彩変化が、礫内部の全域で生じているのではなく、礫の外周に沿った風化皮膜が形成されていることから、黒雲母の溶解に伴う水酸化鉄の形成が、礫の外周部でもつばら進行し、内部に及びにくいことを示している。その理由としては、対象とした凝灰岩が強く溶結した溶結凝灰岩であり、さらに、尾鈴山酸性岩類の花崗閃緑岩体との接触部付近では、溶結凝灰岩がホルンフェルス化を受けて再結晶化しており、非常に緻密で硬質の岩石であること、加えて、風化に対して強い抵抗力を発揮する石英の大型斑晶(径数mm)を多く含んでいること(木村ほか, 1991)、などが考え得る。

a*-b*ダイアグラムでは、岩石に含まれる鉄鉱物の推定がある程度可能であり、プロットされたデータの勾配(b*/a*)が3程度と大きい場合は主にゲータイトが、勾配が1程度と小さい場合は主にヘマタイトが、それぞれ生成していると推定される(Nakashima et al., 1992)。今回の測定結果(図9)では、礫の切断面・外周部がともにほぼ同様のトレンドで変化しており、かつ、b*/a*が2.5程度である。このことから、風化継続時間24万年を通じて進行している風化作用による色彩変化の主因はヘマタイトではなく、ゲータイトなどの水酸化鉄の形成・増加によると考えられる。

一方、風化継続時間が最も長い立野層の礫では、b*値が20程度と、段丘堆積物の礫の最大値にほぼ一致するものの、a*値は段丘堆積物の最大値を超える8以上となっており、高いa*値が特徴的である。このため、段丘堆積物に比べてb*/a*が小さくなっており、ゲータイトに加え、ヘマタイトの生成も進行している可能性を示す。風化継続時間が長いほど、ゲータイトに加えてヘマタイトが増加する傾向は、西山・松倉(2001)の砂岩礫でも報告されている。すなわち、常温常圧の地表環境下における風化作用で生じるヘマタイトの増加には、岩種にかかわらず、少なくとも数10万年程度の長い風化継続時間を要するものと考えられる。

有効間隙率の時間変化とその鉱物学的原因

有効間隙率が風化継続時間の増加とともにどのように変化したかを検討する。風化に関する初期値を持つと見なせる0万年の試料の有効間隙率は3.7%であり、9万年の試料では最大値となる13.2%まで3.6倍に増加している。その後、12万~24万年間に5.2%減少している。

このような間隙増加の鉱物学的原因について検討する。上述のように、特に風化皮膜部分では、含まれる黒雲母とその周辺における褐色化が認められることから、風化に伴う黒雲母の溶解が、岩石中での間隙の増加の鉱物学的な原因と考えられる。ただし、風化に伴う鉱物の溶解は、他の構成鉱物である石英や斜長石では明瞭ではないため、これらの鉱物の溶解による間隙増加の割合は低いとみなされる。

一方、12万~24万年間に間隙率がやや減少していることは、風化に伴う間隙の変化が必ずしも単調増加ではなく、風化の進行につれて間隙の閉塞が生じている可能性を示す。今回の検討ではその理由については判断できないが、千木良(1988)による細粒砂岩の例と同様に、風化に伴う鉄鉱物の増加・沈殿に伴う間隙の減少が生じている可能性が考え得る。同様に、西山ほか(2001)の砂岩礫でも、風化継続時間12万年までは間隙率の増加が顕著で、その後は変化が頭打ちになる傾向が指摘されている。今回は薄片観察・電子顕微鏡観察や間隙径分布の測定を行っていないが、これらの測定に基づいて、鉄鉱物の増加による間隙の閉塞について検討する必要があると考えられる。なお、立野層の礫は試料採取ができなかったが、土壌と同程度の硬度であることから、有効間隙率は24万年の試料より大幅に大きいと想定される。したがって、100万年に及ぶ時間スケールで考えると、間隙は風化継続時間とともに

顕著に増加しているといえる。

風化皮膜を用いた既存研究との比較

風化皮膜は従来、年代資料の乏しい段丘堆積物やモレーン堆積物などを対象に、相対的な年代資料として用いられてきたが、風化皮膜の形成プロセスに関する鉱物学的検討が不十分なままであった (Akojima, 1974; 渡辺, 1990 など)。そのため最近では、高精度化してきたテフクロロジーの発展により、研究対象として用いられることが少なくなってきた。

一方、岩石物性の把握に基づいた風化皮膜の形成プロセスに関する研究が進められている (松倉, 2008)。Oguchi (2001; 2004) は、過去数十万年間における安山岩礫の風化皮膜の成長について議論し、風化皮膜の成長速度には、風化を受ける前の岩石の間隙率が大きく影響していることを示した。栗山ほか (2006) も河岸段丘礫の風化皮膜 (酸化フロント) の成長におよぼす鉱物学的・化学的検討を行っている。

今回対象とした溶結凝灰岩では、風化皮膜が1層ではなく、内側と外側の2層に区分される。同様の事例はOguchi (2001) や栗山ほか (2006) でも指摘されており、Oguchi (2001; 2004) は、鉱物からの元素の溶脱・色彩の白色化・強度の低下開始で特徴づけられる溶脱層が礫の内部に、Fe (III) で特徴づけられる酸化層が溶脱層の外側に、それぞれ形成されるとした。今回観察した「内側皮膜」と「外側皮膜」が、Oguchi (2001; 2004) による溶脱層・酸化層と同質かどうかは、今後、鉱物の元素組成分析を行うことで対比できる可能性がある。

ただし、風化皮膜に関する既存の研究では、千木良 (1988) が指摘したような、風化の進行につれて鉄鉱物の沈殿が生じ、いったん増加した間隙が風化の進行とともに低下する、というプロセスについては議論されていない。今回対象とした溶結凝灰岩の場合、上記のような間隙の閉塞が生じている可能性があり、これを検討するための鉱物学的・化学的な分析が必要といえる。

立野層の深層風化

丘陵を構成する厚さ 50m に達する立野層では、上述のように、その上部の約 20m に含まれる礫が著しく風化を受けている。礫の硬度は基質とほぼ同レベルであり、一般的な土壌と同レベルである土壌硬度 30mm 程度にまで低下しており、全体として厚い風化殻 (深層風化帯) を形成している。立野層の形成年代は前期更新世と推定されることから、離水

後、現在に至るまでの長期間の風化を継続して受けた結果、このような強度低下が進行したとみなされる。

従来、この種の深層風化については、第四系の礫層にみられる「くさり礫」の形成過程や、花崗岩に見られる厚い「マサ」の形成等に関連した議論がなされてきた (鈴木ほか, 1977; 松倉ほか, 1983; 徳山, 1983; 徳山・湊, 1986; 西山ほか, 1999 など)。これらによると、花崗岩のマサの場合、地表から最大で約 20m の深さまで化学組成の変化 (アルカリ金属・アルカリ土類金属の溶脱) や、弾性波速度の低下が認められる。第四系の厚い礫質堆積物においても、地表からの深度が 10m を超える深さにまで「くさり礫」化が認められている。

以上のことから、立野層のように厚さ 20m を超える厚い風化殻の形成は、花崗岩のマサ化や礫層の「くさり礫」と同様の深層風化とみなすことができ、かつ、その開始年代が前期更新世となる。風化による厚いマサを形成した花崗岩の場合、新鮮な花崗岩体が地表に露出した年代の推定は、宇宙線起源の核種である ^{10}Be を用いた岩盤露出年代が求められない限り、概して非常に困難である。この点で、立野層は風化開始時間の特定が可能であり、深層風化の研究にとって非常に重要といえる。今後は、連続的に層相を観察・分析できるボーリング資料などを用いることで、厚さ 50m におよぶ立野層の全層準にわたる風化程度の把握を行う必要がある。



図 10 椎原面群 (白木八重牧場) で観察される赤色土に混在する円礫

ところで、立野層の分布域に隣接する尾鈴山中腹～山麓には、椎原面群しいばると呼ばれる平坦面が点在している (図 1, 長岡ほか, 2010b)。この平坦面は段丘面だけでなく、剥離面などを含むと考えられること

から、「段丘」ではなく「面」の名称を用いている。筆者らの調査によれば、これらの面を構成する堆積物には、やや風化した溶結凝灰岩の巨礫と砂泥質の基質が混在した不淘汰な礫層が認められる(川南町椎原の西方、標高 390m 付近。木村ほか、1991 で高位段丘堆積物 H1 とされたもの)。この種の礫層は土石流堆積物起源と考えられ、テフラが確認されなかったため、形成年代や立野層との関係は不明であるが、礫の風化程度は茶臼原層と類似しており、立野層より軽微である。

一方、木城町白木八重牧場(標高 450m)や都農ワイナリー(標高 190m)などの緩斜面上では、厚さ 1m 程度の赤色を呈する泥質基質中にチャートなどの珪質岩の円礫の混在する地層が認められる(図 10)。チャート礫の表面は変色しているものの、きわめて硬質である。尾鈴山酸性岩類の礫がほとんど含まれないことから、これらのチャートは、尾鈴山山麓に分布する宮崎層群基底の川原層^{かわばら}の礫岩の再堆積である可能性がある。すなわち、下位の硬質な尾鈴山酸性岩類を覆う軟質な宮崎層群が長期的に削剥された結果、その平坦な基底面が露出した剥離面である可能性が考え得る。そのため、これらの面の形成は、立野層よりさらに古いと考えられ、含まれるチャートは、その長期間の風化を受けてきたものと考えられる。立野層の深層風化を検討する上で、隣接して分布する椎原面群の層相・編年・風化程度に基づいた形成過程の解明も必要である。

まとめ

宮崎平野に分布する段丘堆積物に含まれる溶結凝灰岩の礫を用いて、岩石物性(比重・間隙率・色彩)の測定を行い、風化による岩石物性の変化について検討した。対象とした溶結凝灰岩は、後背地に広く分布する尾鈴山酸性岩類(中期中新世)に含まれている。

みかけ比重・有効間隙率の測定結果によれば、風化継続時間がゼロと見なせる現河床堆積物の礫に比べ、段丘堆積物中の礫では、みかけ比重が低下し、有効間隙率が増加する。礫の切断面の観察では、風化継続時間が 9 万年より長い礫には、2 層に分かれた風化皮膜が観察できる。色彩測定の結果、特に風化皮膜では、赤色を表す a*値と、黄色を表す b*値が高くなり、特に、風化継続時間が最も長い立野層の試料では著しく赤色化している。

以上の結果から、溶結凝灰岩の礫では、初生的に含まれる黒雲母の溶解による間隙の増加と、黒雲母

から供給された Fe の酸化と水酸化鉄の形成・沈殿が生じ、間隙の増加と色彩の褐色化・風化皮膜の形成が進行したものと考えられる。

謝辞：試料採取と岩石物性の測定にあたっては、当時徳島大学大学院生だった北村真一氏と緒方順一氏にご協力いただいた。徳島大学大学院ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部の村田明広教授には、原稿を査読していただき、有益な助言を頂いた。本研究で、段丘堆積物ならびに立野層の層序・年代を担当された長岡信治教授は、本稿の完成前の 2011 年 7 月 10 日に他界されました。ここに謹んでご冥福をお祈りいたします。

文献

- Akojima, I., 1974, Red weathering crust in terrace gravel as a key to terrace chronology. The Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Series (Geography), **23**, 91-119.
- 千木良雅弘, 1988, 砂岩の風化のメカニズム(その 2) - 細粒砂岩の風化 - . 電力中央研究所報告, U88040, 36p.
- 千木良雅弘, 1998, 災害地質学入門. 近未来社, 206p.
- 土壤標準分析・測定法委員会編, 2003, 土壤標準分析・測定法. 博友社, 23-28.
- Drever, J. I., 1997, The Geochemistry of natural waters. Prentice Hall, 436p.
- 地盤工学会編, 1989, 岩の調査と試験. 地盤工学会, 460-461.
- 木宮一邦, 1975, 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度. 地質学雑誌, **81**, 683-696.
- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤袋生・鈴木裕一郎・坂巻幸雄, 1991, 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 137p.
- 木野義人, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「都農」および同説明書. 地質調査所, 19p.
- Koike, K. Yoshinaga, T. and Nishiyama, K., 2004, Characterization of Weathering Process of Rocks by X-Ray CT and Radiance Spectra Measurements. X-Ray CT for Geomaterials- Soils, Concrete, Rocks-, , Otanim J. and Obara, Y., eds., A. A. Balkema Publishers, 353~361.
- 小池克明・吉永 徹・水上陽誠・西山賢一, 2004, 分光反射率・放射率を用いた岩石物性の風化指標. 日本リモートセンシング学会誌, **24**, 267-281.
- 栗山健弘・吉田英一・山本博文・勝田長貴, 2006, 河岸段丘礫の表面風化にみる酸化フロントの

- 形成とその移動速度. 地質学雑誌, **112**, 136-152.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 松井 健, 1988, 土壤地理学序説. 築地書館, 47-48.
- 松倉公憲, 2008, 地形変化の科学. 朝倉書店, 242p.
- 松倉公憲・前門 晃・八田珠郎・谷津榮壽, 1983, 稲田型花崗岩の風化による諸性質の変化. 地形, **4**, 65-80.
- 長岡信治, 1984, 大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑誌, **93**, 347-370.
- 長岡信治, 1986, 後期更新世における宮崎平野の地形発達. 第四紀研究, **25**, 139-163.
- 長岡信治・新井房夫・檀原 徹, 2010a, 宮崎平野に分布するテフラから推定される霧島火山の爆発的噴火史. 地学雑誌, **119**, 121-152.
- 長岡信治・西山賢一・井上 弦, 2010b, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス. 地学雑誌, **119**, 632-682.
- 中嶋 悟, 1994, 地球色変化－鉄とウランの地球化学－. 近未来社, 292p.
- Nakashima, S., Miyagi, I., Nakata, E., Saseki, H., Nittori, S., Hirano, T. and Hayashi, H., 1992, Color measurement of some natural and synthetic minerals, 1. Rep. Res. Inst. Natural Resources, Mining College, Akita Univ., **57**, 57-76.
- Nishiyama, K., 2002, Rates of rock properties changes due to weathering: Sandstone gravel in terrace deposits in the Miyazaki Plain. Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section A (Geographical Sciences), **23**, 1-40.
- 西山賢一・木村隆行・磯野陽子・井上 弦, 2011, 色彩計を用いた岩石・土壌の色彩測定法. 応用地質, **52**, 62-71.
- 西山賢一・松倉公憲, 2001, 四万十帯砂岩の風化: 色彩および鉱物化学的性質の変化. 地形, **22**, 23-42.
- 西山賢一・松倉公憲, 2002a, 風化による砂岩の物性変化速度. 応用地質, **43**, 216-225.
- 西山賢一・松倉公憲, 2002b, 風化による砂岩の岩石組織の変化: 南九州における四万十帯砂岩の例. 地質学雑誌, **108**, 410-413.
- Nishiyama, K. and Matsukura, Y., 2006, Weathering rates and mechanisms causing changes of rock properties of sandstone. 10th congress International Association for Engineering Geology and the Environment (IAEG2006), Paper Number 276, 6p.
- 西山賢一・水上陽成・小池克明・松倉公憲, 2001, 風化による砂岩礫の間隙構造の時間変化. 応用地質, **42**, 2-14.
- 西山賢一・横田修一郎・岩松 暉, 1999, 扇状地堆積物における赤色化礫の分布と性状. 応用地質, **40**, 2-13.
- Oguchi, C. T., 2001, Formation of weathering rinds on andesite. Earth Surface Processes and Landforms, **26**, 847-858.
- Oguchi, C. T., 2004, Porosity-related diffusion model of weathering-rind development. Catena, **58**, 65-75.
- 奥野 充, 2002, 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 鈴木隆介・平野昌繁・高橋健一・谷津榮壽, 1977, 六甲山地における花崗岩類の風化過程と地形発達の相互作用. 中央大学理工学部紀要, **20**, 343-389.
- 徳山 明, 1983, 古期深層風化. 地学雑誌, **92**, 488-494.
- 徳山 明・湊 秀雄, 1986, 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形化作用 (I) 風化殻形成の機構. 地学雑誌, **95**, 114-125.
- 渡辺悌二, 1990, 氷河・周氷河堆積物を主対象とした相対年代法. 第四紀研究, **29**, 49-77.

論文受付 2013 年 8 月 28 日

改訂受付 2013 年 9 月 29 日

論文受理 2013 年 9 月 30 日