古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降 の地形化作用

(II) 風化殻の形成と地形

徳 山 明*

Genesis of Deep Weathering Crusts and Morphogeny in Neogene and Quaternary Periods :

(II) Deterioration of Rocks and Morphogeny

Akira TOKUYAMA

Abstract

Weathering crusts of various sedimentary rocks are described and the relation between geomorphology and deterioration of rocks are discussed in part II.

In folded zones, which are composed mainly of deformed sandstone, slate, chert and schalstein, weathering crusts are made up of two layers: upper leached zone and lower precipitate zone.

In the upper layer, leaching is predominant and the top of crusts are truncated by aeolian surfaces. Because a sandstone mainly composed of clastic quartz and feldspar, the reaction to weathering is similar to granitic rocks. Halloysite is found as replaced products of feldspar in sandstone, and the density of weathered regolith attains often 1.2g/cm^3 .

Black slates, consisting of illite, chlorite and noncrystallised silica (a kind of chert), beside clastic quartz and feldspar, are stable to chemical reaction of ground water, but they are leached and lightened. Chert is one of the most stable rock against weathering, but also leached in the top of the layer. Density of a fresh chert (2.7g/cm^3) is reduced to 1.6g/cm^3 in the top of the layer. In this case more than 40% of the total mass is leached out. In X-ray defraction, removed kaolinite is identified beside residual illite and chlorite.

In the second layer, the leaching is less dominant, and density of the crust is about 2.3g/cm^3 and larger than the upper layer. In the bottom of the layer montmorillonite or a kind of mixed-layer mineral of illite/montmorillonite are deposited. Along the clay layer, often total mass of the weathering crust is slid as bed rock slide (Fig. 2).

In NE Japan, the Neogene contains acidic to intermediate tuffs and volcanics, which are easily weathered. The weathering crust is also composed of two layers as folded zones. Because Neogene beds are nearly flat, the aquifer is flat, wide-spread and forms very wide topography of weathering. As Neogene rocks are less deformed and therefore more porous (originally $1.8\text{--}2.0\text{g/cm}^3$ in density) than folded rocks, reaction of weathering is more penetrated to form thicker crusts in late Neogene, under hot and humid climates. Leached

* 兵庫教育大学 Hyogo University of Teacher Education

and porous regolith, containing halloysite and kaolinite is predominant in the lower precipitate layer.

During dry and cold glacial ages, aeolian surface truncates the upper leached layer of the crust, and downward caving of valley is predominant due to lowering of the sea level. After the glacial age, where the lower layer sunk once more in the ground water due to upheaval of the sea level, large bed rock sliding occurred in NE Japan. (Fig. 1~5 on opening plate of this volume).

Flat-topped weathering crusts, deep-carved valleys and large bed rock slides are characteristic in the Quaternary and recent geomorphogeny of Japan.

はじめに

本稿の第Ⅰ部においては、デイサイトや花こう岩質の礫を含む礫層と、花こう質岩とを典型として、風化殻がどのようにして形成され、またどのような性質を有するかについて述べ、これらが現在の地形にどのような影響を及ぼしているかについて述べた。この礫層と花こう質岩とを比較すると、化学組成の点では類似の構成物を含んでいるが、母岩の原岩は物理的には全く異なった性質を有していた。それにもかかわらず、深層風化作用を受けた後の陸上浸食（風食）の地形が良く似ているのは、風化殻の場所による密度の違いを反映していると考えた。

本邦においては、第三紀の後期以降陸地を形成していた所が多いと考えられるが、それらの地域で同じような類型的な地形が見られることが注目される。そこで、本稿の第Ⅱ部においては、上述のくさり礫や花こう質岩のマサ以外の岩種の地域について、砂岩、頁岩などから成る褶曲帯（瀬戸川帯、四万十帯；秩父帯や丹波帯の観察も含む）と中新統を主とするいわゆる第三紀地回り地帯（長野、新潟、山形、秋田、岩手など、フォッサマグナから東北日本に広く分布する）との堆積岩類について、どのような風化殻ができ、また、どのような地形的特徴があらわれるかについて、現在までの知識を総括したい。

本研究の実施に当たっては、自然災害特別研究「深層風化に起因する地回りの発生機構と災害予測」（代表者 北村 信）からも調査費の一部が支弁された。北村教授はじめ研究班の各位には有益な討論をいただいた。感謝の意を表する。

IV. 褶曲帯の砂岩、黑色頁岩などの風化殻

1) 風化殻の構成

本邦には褶曲作用を受けた砂岩、頁岩などの地層が広く分布しているが、これらの岩石の場合にも、基本的には礫層風化殻と同じような2層の風化殻を形成する。褶曲の変形を受けた岩石は、スレート劈開やレンズ状破砕などの潜在的割れ目ができるので、地下水が通り易くなっていると思われるが、風化は進み易い。斜面の断面ではスレート劈開や、急傾斜の地層がかぎ形に大きく垂れ下がった、大規模な斜面クリープ¹⁾を生じていることが多い。これらは風化溶脱によりスレート劈開の面がゆるんだためである（徳山 1974）が、大規模なクリープの地域では、集中豪雨の際には大きな崩壊を起すこともある。

風化溶脱を受けた地表面は平坦化され、高度1000m またはそれ以上の山頂部に大きな平坦面の痕跡を残している（赤石山地のように隆起の速い所では、この面は高度3000m にも及んでいる）。この平坦面は、氷期以降の浸食作用により解析を受けているが、その平坦面を伴う風化殻は厚さ100m 以上に及び、しばしばその下底で大規模な岩盤地回りを生じている。これらの地回りなどは、古期の風化殻形成期の頃の高温多雨気候下で活動していたものが多いが、その後の海水準低下に伴う地下水位の低下によって地回りの動きは止まっていることが多い。しかし、多雨や雪融けなどにより突発的に地下水位が上昇して地回り面が地下水滞水域下に入ると、これらの大規模地回りなどは再動することもある。

褶曲帯を構成している地層には、砂岩、黒色頁岩のほか、チャート、石灰岩、火山岩、凝灰岩類などが含まれる。これらの何れが多いかによって風化殻は異なるが、およそ次のような形態をとる(口絵裏参照)。

2) 砂岩層の卓越している場合 (四万十帯)

砂岩は大部分が長石と石英から成るので、風化の仕方は花こう岩や礫層の場合と同じである。宮崎県大淀川中流の四万十帯の地域には高度約200mの平坦面が発達している。この面の表面はいわゆるシラスなどの火山灰で覆われているが、風化殻はこれらの火山灰の堆積以前に形成されている。砂岩は風化殻上部では白色または黄褐色になっているが、長石は白色のハロイサイトに変質しており、ルーペで見ると、長石の結晶粒子の形の孔が残っており、溶脱したことがわかる。このような砂岩は非常にもろくかつ軽く、密度が 1.3g/cm^3 のものがあつた。(さらに風化が進んでいるものもあるが、不攪乱サンプルが採集できず密度は測定できなかった。)

これより下、高度160m 附近の谷の断面では地入り面が発達し、このような場所では長石はモンモリロナイト化している。

このような地域では、地形は兵庫県嬉野台などの礫層風化殻の場合(II. 1)と同様で、平坦面の下に比較的薄い溶脱層(I)がありハロイサイトを含む。この下に遷急点があり、地形は急になり、モンモリロナイトなどを含むII層となる。このII層と新鮮岩盤との間で古期の地入りを生じていることが多い。

九州南部では、この風化殻の最上部は欠如してはいるが、シラスに覆われたために、その後の風食は受けていない。

同じ四万十帯でも、大井川流域から赤石山地にかけての場合には、I層のほとんどが削剝、欠如している。井川附近の大日峠などには大規模な二重山稜が発達しているが(久田・進藤 1982)、この二重山稜から井川湖東岸の緩傾斜地には大規模な地入り地形が発達している。地入り面の下底は恐らく井川湖の湖底より下位にあるが、この地入りは現在活動しているわけではない。この附近の標高は約1000mであるが、これより南では次第に標高も低くなり、大井川中流域では第四紀の隆起量の小さい“向斜部”の真倉、家山大日山などには地入り頻発地帯がある(徳山 1975)。井川湖の下流の閑蔵附近では、大井川の河床附近まで全体が岩盤クリープを起こしており、斜面の露頭では褶曲軸面やスレート劈開の面が新鮮岩盤の動いていない所とくらべるとかなり転移している所がある。井川湖より北では、赤石山地の上昇に伴い、北に向かい風化殻も上昇し、これがほぼ水平に削剝されて新鮮岩盤が露出するようになる。この赤石の隆起作用により、平坦な地形面と傾斜する風化殻とが大きく斜交し、風化殻が風食により削り取られていることがはっきりわかる。この風食面は、山の頂部をおおう切峯面として表わされているが、北岳、農鳥岳などの赤石山脈主峰に向かい約3000mの高度まで上昇し、風食を受けながら更に上昇してきたという、地形発達史を読みとることができる。なお、大無間山下の粟代川の約1500m位の高さから上には、岩塊原²⁾や岩塊流が随所に残されているのが特徴的であり、氷期の地形化作用が新鮮岩盤の中で生じている。

3) 頁岩の卓越している場合 (瀬戸川帯の例ほか)

頁岩はイライト、緑泥石と非晶質のシリカから成っているが、これらの鉱物は風化に対して比較的安定であるために、鉱物組成の大きな変化はない。しかし、頁岩の卓越する岩盤でも、前述のように溶脱の作用が働き、クリープを生じ、また大規模な地入りも生じている。

山梨県の早川やその支流雨畑川沿いの地域の瀬戸川帯には砂岩層がいくらか夾在するが、ほとんどがスレート劈開の良く発達する頁岩から成っている(徳山 1974, 小野 1973)。この地域は特にクリープが著しく、山地崩壊も頻発している。雨畑上流の頁岩地域でクリープによって垂れ下がった頁岩について超音波のテストを行うと(徳山 1974)、風化が進むにつれて、伝播の異方性、特に伝達強度の減衰の異方性が強くなる。この変化は密度変化や伝播速度の変化よりはるかに鋭敏である。特にスレート劈開に直交する方向での減衰が著しくなっている。試料の厚さ5cmについての減衰³⁾を調べると、新鮮岩では入力波の強度に比し94%(スレート劈開に平行方向)から79%(直交方向)まで変化するが、やや風化した密度2.73

第3図 山梨県雨畑川の瀬戸川帯における大規模複地這りの発達
(妻木 1984による)。

1. 褶曲後風化殻 I, II が形成され, その後の下方浸食に伴い, 破線に沿う斜面地這りが生じた。
2. 風化殻と新鮮岩盤との境 (破線) を這り面として, 風化殻 I, II 全体が右から左へ這り, その前面にあった旧地這り岩塊を押し出して回転々這りさせた。この岩塊では地層はまったく逆転した。
3. 左方からも同じ境界面を這り面とする大規模地這りを生じ, 旧地這り岩塊を逆に押しもどした。右の大地這り岩体やその上から風化殻上部の I の部分が河床に落ちた。
4. 現在の状況, 谷の位置が 1~4 のそれぞれで異なっている。

g/cm^3 の試料では 40% (平行方向), 26% (直交方向) となる。さらに密度 $2.63\text{g}/\text{cm}^3$ の試料では 35% (平行方向) および 2% (直交方向) となり, スレート劈開に平行な方向と直交方向とでは減衰値に約 20 倍の違いがあり, 劈開に沿って開口が進み, 地下水が浸み込み, 溶脱が進んでいったという劣化の過程を推定することができる。

この地域では現在の河床の流路が著しく曲流して不自然な地形を呈している所があり, 附近の岩盤のスレート劈開の方向などのゲフェューグが, 地域的な方向性とブロック毎に異なっている事に気が付き, 精査を行った (妻木⁴⁾ 1984)。その結果ほぼ第 3 図のような経過を経て両岸から風化殻全体が這っている事, 褶曲軸の摺れからこの這った岩体 ($1\text{km} \times 2\text{km}$) は約 700m 転移している事がわかった。更にこの岩盤這りの後, 上部の風化殻 I の大きなブロックが河床に転落してきていることも判明した。この風化殻 I の部分は褐色で密度が小さいが, 成分に大きな変化はない。X線回折の結果緑泥石のピーク (002, 004) のいずれもが幅広く鈍化しており, 半価幅が大きくなり, 結晶構造がやルーズになってきているものと考えられる。一方 II 層の下この這り面に沿う部分は一部脱色し白色粘土様になっているが, イライトーモンモリロナイトの混合層鉱物ができていることがわかった。イライト, 緑泥石などは風化作用に対して安定であるため, 鉱物組成の上で

大きな変化は示していないが、I層では地下水の浸み込みによる溶脱作用が卓越し、空隙の多いぼろぼろの岩石となる。ここでは風化殻の最上部は七面山頂上に当る1900m 附近の平坦面で削り去られているので、頁岩風化殻の最上部が観察できるわけではない。II層では、上からのシリカ、マグネシウムイオンなどからモンモリロナイトとイライト、緑泥石などの複雑な混合層鉱物が生じているようである。地下水飽和の湿潤状態ではこの鉱物は001の層間距離 $20.65\text{\AA}$ が認められるが自然乾燥状態の粉末には $14\text{\AA}$ のピークがあらわれる。この組成については検討中であるが、いずれにせよ乾燥時に $14\text{\AA}$ であった鉱物が水加により $20.5\text{\AA}$ に膨潤するわけで、この鉱物が大きな岩盤じりの一つの原因となっていることは確かであろう。

なお、モンモリロナイトやこのような膨潤性鉱物は瀬戸川帯ばかりでなく、ほかの黒色頁岩地域の風化殻下底の粘土層からも発見されており、今までに、内帯古生代層の中で兵庫県の篠山北部、滋賀県の姉川上流域などからも同定されており、いずれも地形的には風化殻のIIの下底に当たっている。

4) その他の岩石での特徴

チャートや火山岩類、特に玄武岩質のいわゆる輝緑凝灰岩などは風化殻を構成する地層の中に露出しているが、砂岩や頁岩にくらべ量が少ないので、例えばチャートのみの風化殻の構成を考えることはできない。

しかしチャートの場合にも溶脱作用は働いていて、X線回折によってもイライトなどの粘土鉱物の種類には大きな変化は見られないが、密度変化は明瞭である。

滋賀県姉川上流では二疊系の黒色頁岩に夾まれているチャートでは、未風化新鮮岩の黒色チャートは密度が 2.70g/cm^3 であるが、風化して白～黄色のチャートはII層で密度が 2.3g/cm^3 に変化している。なお埼玉県馬川地域では褶曲した秩父帯の風化殻の上部I層の部分の縞状チャートは 1.67g/cm^3 になっているものがあり、この場合新鮮岩の38%が溶脱したことになる。この試料では沈殿性のハロイサイトなどが検出されており、風化殻Iの位置と調和的である。

輝緑凝灰岩(いわゆる Schalsstein)にはいろいろな産状があるが、風化殻Iの部分では密度が 1.5g/cm^3 程度になっており、X線回折ではカオリナイトが検出されている(篠山北部)。またIの下部またはII層に相当する兵庫県三木ではチャートは全く変質していないが、輝緑凝灰岩からはモンモリロナイトが検出されている。輝緑凝灰岩の場合には組成的にもモンモリロナイト、パーミキュライトが得意やすいと思われる。

石灰岩については周知のように鍾乳洞が発達している所が多いが、その成因に関し実際に精査する機会がなかった。しかし、大規模な溶脱は空気中の二酸化炭素の多い時期が、しかも大きな鍾乳石などが析出する過程では洞内の気温が高い方が適していると思われるので、今までに述べた古期風化殻形成期と符合していると考ええると考え易く、当時の地下水面を示す石灰洞下底は、形成時期によってよくそろっていることがある。

V. いわゆる第三紀層地じり地帯の風化殻 (口絵表参照)

フォッサマグナ以北の長野県、新潟県、秋田県、山形県、岩手県など北日本の日本海側および脊梁地域には、中新統を中心とする第三紀層中に大規模な地じりを生じている所が多い。これらの大規模地じりも風化殻の発達との関連においてその機構を説明すると考え易く、また地じりによって更に平坦化が促進されている所もある。これらの地じりでは、やはりモンモリロナイトが大きな役割りをしめていると思われるが、中新統においてはもともと火砕岩が多く、またこの地域に熱水性の変質が卓越しているため、すべてのモンモリロナイトが風化生成物であるわけではないが、モンモリロナイトの生成によって、風化殻の形ができていた事もあり、熱水変質と古気候条件とが相俟って、大規模風化殻が形成されたと考えられる。地じりのタイプはいくつかに分けられると思われるが、ここでは新潟県の津川地域と中東を二つの典型として挙げる。前者は厚さ50m以上の風化殻部が全体的にクリープしている例であり、後者は特定の一つの面の上をにったいわゆる流れ盤じりの例である。

1) 津川の地這りと地形

津川地域では花こう岩の赤マサが形成されたあと、中新統の津川層が堆積し、津川層もまた堆積後に風化変質を受けて広大な風化殻を形成している。白井⁹⁾ (1984) はこの地域の地這り地形の高度分布を調べたが、500m から100m 前後の範囲に分布しており、その頻度はほぼ100m おき位に集中域があることがわかった。ここでは長石の風化殻がカオリナイトにまで達して、中新世に形成された高位の面から、中間のハロイサイト段階のもの、更に最も下位の100m 前後の面を形成しているモンモリロナイト段階のものまでがあり、全体的には古期のもの程高位に分布している傾向がある。地這り面は前出の風化殻のⅡ帯の基底の面またはその近くで這っていることが多いが、この面はかつての地下水の流れた谷底を意味しており、その当時の大きな地下水系に沿って下降するから、必ずしも一定の高さにあるわけではなく、地這りの頭が500m の位置にあっても先端は300m 位のところにあることもある。従って、高度分布の上では旧期の風化殻に関連した地這り面の下部が、新期のものの上部より低位に分布することもあり混在していることもある。

高度450m の諏訪峠から南へ柳新田を経て津川の西の清川の高度約100m の阿賀野川河岸にかけては、緩傾斜でやや窪んだ谷状の大きな地這り面の地形と、這り残りの島状の風化殻残余とが、特徴的な地形をなしている(口絵表-2, 3)。諏訪峠付近には450m 付近の高さに大きな平坦面があり、この位置にはカオリナイトなどの風化殻Ⅰの生成物は小さな断片以外には検出できず、従って風食などで欠如したものと考えられる。頂部のこの平坦面は風化殻のⅡの上部に相当しているが、この下には厚さ約50m で緩傾斜になっている風化殻Ⅱ層がある。この部分の凝灰岩や頁岩全体からモンモリロナイトが検出されている。このモンモリロナイトには熱水変質の影響のあるものや、堆積時の初生的なものも含まれていると思うが、褐色の水酸化鉄のしみ出しや、上部に断片として残っている密度の小さい溶脱層(風化殻Ⅰ層)との関連から、その後の風化生成物としてのモンモリロナイトがあることは確かである。いずれにせよ、モンモリロナイトを含む層状の部分の大きな平坦地形に沿って存在し、これらが風化殻Ⅱを形成している。この風化殻は阿賀野川沿いの100m 前後の地這り面とは形成の時期が異なっていたと思われ、地這り岩塊もいくつかの単位があるが、地這りによる移動によって、見かけ上、上から下までつながっているように見える。ここで這っている所を見ると、厚さ約50m の範囲にわたり、ブロック化した含モンモリロナイト岩塊の集積部があり、そのブロックが少しずつ動いて、全体として Mass movement を行っている。いくつかの地這り単位のうち、南端のものは清川附近で道路をずらせ、阿賀野川河岸に達している。赤松地域の河岸の断面では、ブロック化して、種々の方向に向いた岩塊の集積層全体がいわばクリープして動いてきているように見える。このように厚い大規模な地塊が全体的に動く型の地這りでは、地這り地形の発達も大規模であり緩傾斜で広く窪んだ平坦地形が特徴的である。この津川の地這りでは、津川層基底の中新世における花こう岩マサ化から鮮新世の津川層の風化まで、風化作用の時期を面の高度分布などによって明瞭に区別することはできず、作用としても連続的であったかも知れない。あるいは何度かの時期に発達した風化殻が、地這りによってつながったために大規模になったとも解釈することができる。

2) 中東^{なかまろけ}地這り、流れ盤^{なみだ}地這りの特徴

新潟県岩船郡関川村の中東では昭和56年4月に斜面長550m、山腹幅250m の山体が山林をのせたまま、すべり台の上をすべるように滑動した。この頭には約30° 西に傾斜した這り面が露出しているが、谷の断面を見ると風化殻がそのまま這ったことがわかる。

この地這り岩体は主として七谷層の頁岩優位の地層から成るが、地這り面を調べて見るとモンモリロナイト/イライトの混合層のほか沸石が見られるので、この層には熱水変質の影響があることは確かである。しかしこの1m 上のすべった岩盤中からはモンモリロナイトのシャープなピークが見られ、這り面の上に厚いモンモリロナイト層(風化殻Ⅱ)がある。最上部にはクサリ礫を伴う高位面があるが、この礫は真白に粘土化し、溶脱して軽くなっており、ハロイサイトが検出された。ここでは約50m の厚さの風化殻

が、薄い迂り面粘土の上を滑り降りており、山林の木は、先端の一部で背後に傾いているほかはほとんど正立したままである。木が背後に倒れている先端では地塊はブロック状に細片化して、諏訪地迂りのように下から全体が動き、従って木は根こそぎ前方に引張られ背後に倒れている。しかし木が正立しているほかの断面では、地層は全く乱されていない。従って先端部以外では地迂り岩塊のブロックそのものは乱されないままで、ごく薄い迂り面粘土の部分のみが滑動し、その上の風化殻をのせてそのまま移動したことになる。この迂り面には粘土化しやすい白色の凝灰岩薄層が夾在しているので、特にこの部分が迂ったのであろう。

この地迂り地は北西向き斜面の末端部に位置しており、この上方にはきれいなスロープをもつ広く湾曲した緩傾斜の面がひろがっており、この面は南東向きの対岸の斜面と共に広大な谷地形の一部をなしている。そして、この対岸にもヨシ池などの地迂りがあって、やはりこの谷地形面の上のブロックが迂っている。中東での地迂り面が風化殻Ⅱの下底と一致していることを考えると、この大きな谷地形面は風化殻が形成された時の地下水の谷の形を示しているものと思われる。その後の地下水面の低下による下刻などの浸食により現在の谷はこの風化殻Ⅱの下底より更に下がってしまっているが、その浸食作用により、上の風化殻のブロックは当時の地下水の谷の斜面の途中で不安定な形で取り残された。その後、地下水面の上昇などにより、風化殻が再度地下水面下に入った時、ほとんどの部分が迂り落ちたと思われるが、この中東などの地塊は、まだ完全に迂り落ちてはいなかった地塊である。

ここの地形(口絵Ⅱ-1)はそのような古期の地迂りが再動している様子を示している。

VI. 古気候の変化と地形化作用の変化

1) 古期地迂り再動の条件

新潟における二つの例は地迂りの動き方の機構は異なるがいずれも中新統の風化した地層により生じており、古期風化殻が迂っており、恐らく過去に何度か迂った岩塊が現在再動していると解釈することができる。その意味で雨畑における瀬戸川帯の例(Ⅳ. 3.)と比較してみると、新潟県の方の方が、モンモリロナイトの発達がよく、迂り易いので地迂りの頻度が多く、中新統で岩質が良く似ているので第三紀地迂り(西田他 1975)と呼ばれてはいるが、風化殻の形成との関連では同じような現象と考えることができる。

いわゆる第三紀地迂りの場合には、地形が緩く広いので、地迂り岩塊が大きく、ゆっくり動いたと考えられることが多い。これらの地迂りは恐らく中新世後期から鮮新世にかけて形成された「古期風化殻」の底面などに沿って生じたもので、以前に何度か地迂りを起こした岩塊が現在「再動」していると解釈されるものが多い。現在動いているか止まっているかについては地下水面の位置が関係していると思われる。

例えば秋田県の成瀬川の流域では、谷地の地域を中心に大規模な地迂りがあり(口絵表-4)、現在も動いているが、この地迂り地帯の南では、現在の河床および地下水面が古期風化殻Ⅱの下に入っている為に現在は迂っていない。

また脊梁の東側和賀川の支流北本内川上流域にはやはりかなり大きな地迂り地形があるが、谷の下刻作用が進んでいて、現在の河床および地下水面は古期地迂り面よりかなり下に位置しており、地迂りの跡と地形はあるが、現在は迂っていない。この北本内地域では、風化殻の上の面は高度700m から570m まで下がるが、その表面には一部に赤色に風化したハロイサイトを含むくさり礫や風化層が残っていて風化殻Ⅰ(溶脱層)の存在が明瞭である。このⅠの部分は地形が緩やかで、この下に地形遷急点がありモンモリロナイトを含む風化殻Ⅱ(置換・沈殿層)がある。ここではこの部分の厚さはかなり厚い。地迂り面があるのは標高450m から300m 位の間にあり、隣りの支流の当楽沢でも同様の位置にある。なおこの地域にも熱水脈によるカオリナイト、モンモリロナイト化があるが、その多くは北西-南東などの一定の方向に平行に分布し、かつ粘土脈は垂直方向の比較的細い帯状分布を示す。一方風化による帯状構造は、すでに述べたように(徳山 1983)ほぼ水平広域的であり、個々の帯も厚く、分布が広いので、形成される粘土鉱物の種

第4図 岩手県北本内川の模式縦断面図と横断面図

縦断面図上に右岸の斜面表面地氈りを投影すると、地氈り下端を結ぶ遷急点と古期の谷の河床とが一致する(藤原 1984による)。上流断面(B)では、現在の河床は風化殻Ⅱの中にある。下流断面(A)では、現在の河床は新鮮岩盤中にある風化殻Ⅱの中に表層地氈り(LA)が、新鮮岩盤中に凍結割目(FS)と岩塊流(BS)がある。岩塊流は谷側に凸である。

類は良く似ているが、産状によって熱水変質と風化作用とを区別することができる。

2) 気候変化に伴う地形化作用の変化

これらの風化殻においては、通常最上部がほぼ水平に切られて欠如しているが、このような広い範囲の全体が水中(または海中)に没したことはなく、大部分は陸上にあったと思われるので、この欠如は風食作用と考えるのが適当である(徳山 1983)。このような大規模な風化殻が形成された時の地表条件は、中新統のほぼ水平な地層がそのまま陸化しているから、地形も広く緩やかであったと思われる。

その後氷期になり、海水準の低下と共に、地下水面も低下し、従って浸食基準面が下降し、谷は著しく下刻する。この関係は北上川へ西から流入する和賀川とこれより30km 南の胆沢川において対照的に示されている。すなわち和賀川やその支流の北本内川などでは下刻作用が著しく、湯田付近で北本内下流の地氈り面下底(250m)から現在の河床まで約150m の落差がある。いっぽう南の胆沢川では、石淵ダムの下流のこの高度から大量の砂礫が放出されて大きな水沢の扇状地が形成され、ここでは基準面の下になっていることがわかる。このようにして、北本内川は大きく下刻されたので、谷の中心部では風化殻Ⅱの谷底の下半分がえぐられてなくなり(第4図、A)、風化殻は斜面の途中の不安定な状態で静止していた。この時期には、河床が下がり、地下水面も下がっていたので、風化殻内のモンモリロナイトも水から絶縁されていて、この風化殻は地氈りは起こしていなかったと考えられる。その後、何度かの間氷期の暖気候下の海浸期には地下水面は再び上昇し、この風化殻が地下水面下に位置したことがあったと考えられ、この時期に不安定状態の風化殻がモンモリロナイトの膨潤等により、滑動し易い状態となり地氈りを起こしたと思われ、そのような氈り面の跡が見られる所がある。これらの古期の地氈り面は、現在は地下水面の上にある乾燥状態にあると考えられるので動いていない。

この氷期の期間には乾燥気候が卓越し、山頂部では食風作用による平坦化が進み、現在の最高800m か

ら550m 位までの山頂平坦面ができている。地形的には、この平坦面の下に 風化殻形成時の広い谷地形があり、これを切って氷期の頃の深い下刻の谷地形があり、さらにこの中間に、この谷に押し出した地回りによる窪んだ斜面がある。このように地形的には、風化殻の I、II の境、また II の底面が斜面の遷急点として残されている。

なお、この下刻により生じた深い谷の側壁には、風化殻 II の下底の約250m より下では新鮮岩盤（大荒沢層の凝灰角礫岩や溶岩）が露出している。この新鮮岩盤の部分は 氷期には地下水帯水域かそのすぐ上方に位置していたと考えられるが、この部分に凍結による割れ目が発達し、一部は岩塊流となって移動している。この岩塊流となって押し出した部分は谷の 側壁が丸味を帯びて凸形に張り出しており、前述の地回り面など、普通の側壁の凹形に窪んだ地形とは対照的である（第4図）。

この附近の脊梁地域では中新世末から順次陸化が始まったと思われる、最後の海成層が本畑層であるが、（北村 1959）、高温多雨気候下の風化殻形成から 低温乾燥気候下の風食面と岩塊流の形成、さらには間氷期の湿潤気候下の地回りの滑動など、第三期後半以降の気候変化に伴う地形化作用の変遷がその作用 と同時の堆積物中に残されているはずである。ここでは中新統下部の大荒沢層以降鮮新—更新統の本畑層までの地層が連続的に堆積しているから、この地表での作用と同時の事象が堆積物中に記録されていることになる（徳山 1983）ので、このことに着目して、藤原⁹⁾（1984）は砂岩の石英／長石の比率の変化（Maturity）を調べた。この結果、上位の地層程、長石の比率が増加し、風化作用の鈍化の影響が同時の堆積物にも現われていることがわかった。すなわち、原岩と考えられる花こう閃緑岩では石英と長石の比は 0.7～0.6 であるが、下部の鈴鳴川層では 3～2.5、中部綱取層で 0.9～0.8、上部の菱内層で 0.7～0.5 となり、原岩の値とほとんど差がなくなっている。

VII. 結語—第三紀後半以後の古気候変化と地形化作用

上に述べた北本内川地域で見られた東北脊梁山脈地帯における 地形化作用の変化の系列、深層風化殻の形成、谷の下刻、風食平坦面の形成、岩塊流または 岩塊原の形成、大規模地回りの活動の順序は日本中ほとんどの地域で見られることである。

1) 風食面と凍結割れ目

各地で山頂に大きな平坦面の古地形が残されているが、これらの多くが風食作用と関係していることについてはあまり多くの関心が払われてはいなかったと思われるが、風化殻を調べることによって、このことが明らかになった。

風化殻は陸上で形成され、地下水帯水域の条件によって分帯されるが、その結果 3 層構造ができること特に大規模風化殻形成期の 高温多雨気候下では地表部の弱酸性条件下で溶脱層が形成されることは、嬉野台クサリ礫層の最上部の溶脱ギブス石層や ハロイサイト層の存在によっても明らかであり、またこの条件は本稿第 I 部 II.2 で述べた風化の実験によっても確かめられている。従って、このような厚い風化殻は上述の 3 層構造で形成された筈である。しかし 現在残っている風化殻の場合にはほとんどの場合ギブス石帯はなく、その下のハロイサイト帯もごくわずかしが残っていない。これは溶脱によりこの層の体積の $\frac{1}{2}$ 以上、時には $\frac{2}{3}$ が運び去られその分が空隙となり、この帯全体が軽くなつて弱くなっているためである。この部分が表流水に接した所はすぐにくずれ、原組織はつぶれて粘土状のいわゆるトラ斑の二次堆積になってしまうが、このように水で覆われた証拠のある所は稀で、全体としてはこのような二次堆積層はなく、溶脱層の組織の残ったままの断片を含む表土や、表土もなく上が削り去られているかのいずれかである。嬉野台の場合には組織を残したままの、密度 $0.8\sim 1.0\text{g/cm}^3$ の軽い風化礫が地表面に頭部を切られて残っている所もある（徳山 1983）。このことは、これらの表面の大部分は水の影響なしに空気にさらされたまま 削刺されたことを意味しており、風食面であることを裏付けている。また詳しく観察すると この面は水成層の堆積面のように平面ではなく、ゆるやかな凹凸があったり、階段状になったりしている。

このような大規模な風食作用は氷期の乾燥気候の下で進行したと考えられるが、この風食面と岩塊原など凍結の割れ目とが関連していることがある。例えば赤石山地では、フォッサマグナの運動などの影響による隆起作用（徳山・半田 1974）によって、山頂面は北から南に傾斜して下がっているが、前述のように、井川付近の大日峠（1500m）より北では、風化殻はこの平坦面によって切られて欠如している。この部分には凍結割れ目や岩塊流が卓越している。井川から南へ向かうと、風化殻は地形面よりは急な角度で南へ傾斜し、大規模地溝を生じ、風化殻は地形面（削斜面）よりやや急な角度で南へ下がっている。このような所には凍結の割れ目は発達していない。

北上山地の花こう岩地域においては、水沢東の500m位の地域では場所によりマサがあるが、風化の核の部分ではシーティングの凍結割れ目が見られる。しかしマサが覆っている所では凍結割れ目の発達はほとんどない。一方この風化殻のマサが削剥されてしまっている。姫神山や薬師岳には大規模な岩塊流や凍結割れ目が発達している。北本内川で高度250m以下の新鮮岩盤（凝灰岩などやや空隙を伴う岩石）に岩塊流が発達していることを考えると、前出の500mの北上山地では「暖かかったから凍結割れ目がなかった」のではなく、風化殻が空隙を有し多孔隙のために「保温」が良かったため、または封圧が小さかったために水の結晶圧が逃げてしまったために凍結現象がなかったと考える方がよいと思われる。

兵庫県中国山地の脊梁でも1000mを超える生野の地域（段ヶ峯1100m）や氷の山（1600m）には岩塊流がある。これらと風化殻との関連も同様であるが、これら凍結作用の影響については稿を改めることとする。

2) 岩盤劣化と地形

本稿で述べた例のほとんどは頂部の平坦面とその下の薄い風化殻Ⅰ、その下に遷急点があって50mまたはもっと厚い風化殻Ⅱ、これらを截って新しく下刻した、切り刻んだ谷を伴っており、母岩岩質の種類の違いにかかわらず、どこでもこの類型的な地形があらわれているという特徴がある（口絵裏）。この平坦化や遷急点を経たやや急な地形などは岩盤の物理的劣化の為と考えることができる。

岩盤の劣化は地下水による溶脱に基づく空隙の増加または潜在的割れ目の進行と、変質に伴う粘土鉱物の生成とによって生じている。これらの性質は、風化殻内における岩石の密度変化や弾性波の伝播特性に反映されており、その変化は母岩の種類にかかわらず同じような傾向を示している。

密度変化については、本稿では母岩や変質した部分のカサ密度（Bulk density）を問題にしているが、この密度の値には風化変質の進行によっては、単なる溶脱のみではなく、新しい変質鉱物の生成などの化学的变化や、二次的な沈殿の結果をも含んでいる。風化殻Ⅰは原岩に比し、デイサイト（ 2.67g/cm^3 ）で0.3~0.5、花こう岩や砂岩（ $2.6\sim 2.7\text{g/cm}^3$ ）で0.4~0.5、玄武岩（ 2.9g/cm^3 ）では0.35、チャート（ 2.7g/cm^3 ）では0.6に変化している。風化殻Ⅰの最上部には二次的沈殿がないので、密度は原岩の $1/2$ 以下になるが、下部の方では二次的沈殿により密度は原岩の $1/2$ よりは大きくなる。風化殻Ⅱにおいては岩石の密度は原岩の0.8~0.9程度のことが多い。

一方、弾性波の伝播速度は花こう岩のように二次的沈殿の少ない岩質では風化殻Ⅱの段階ですでにかなりの劣化が見られ、原岩で4km/sのものが1km/s（下部）~0.5km/s（上部）まで変化する。これらは地下水の飽和状態によってやや異なるが、乾燥状態では速度の低下が著しい。

一方、風化殻Ⅰの場合、ほとんどの場合に地下水が滞水しているが、伝播速度は0.3km/s位である。乾管してしまうと、原組織をとどめている事は非常にむずかしく、くずれてしまうので、正確な測定はできなくなる。このように岩盤劣化の進行のし方の場所による違いが、侵食作用に対する強さの差となって、地形化作用に現われた。その結果最も劣化の進んだ頂部では風食による平坦面ができ、岩盤の強度の保たれている部分では、海水準低下に伴い下方浸食が卓越することになった。

このような劣化作用は古気候の条件やその変化に基づくものであり、当時の陸上では、どこでも同じような作用が働き、また溶脱は、岩質により進行の程度の差はあるが、地下水滞水域の上下の部分で同じよ

うに類型的な形が生じたと解釈することができる。

このように本邦の地形を通覧して見ると、第三紀後半から第四紀の氷期にかけての風化に伴う岩盤の劣化と地形化作用とが現在の地形に影響している所が極めて大きいことに気付く。そしてこの時期の外因的営力に基づく風化作用は、その後の気候変化に伴う地下水面の上下と相俟って、大規模な地じりの岩塊を形成したり、または動いてはいないが浸食基準面の途中にいわば宙ぶらりんのまま不安定な岩塊として残っている場合もある。このような不安定岩塊が自然災害を惹起し、或いはその可能性を持っていることを考えると、このような地質時代からの地質営力の集積が現在の人類に多大の影響を及ぼしていることも明らかである。このような地形化に及ぼす地質営力の解析に当たっては、本稿で取挙げたように、風化作用の鉱物的、化学的分析のみならず、凍結に及ぼす岩石の引張り強度や風化面形成に及ぼす岩盤強度などの物理的劣化の機構など、様々な視点から総合的に検討されなければならない。

本稿では風化殻の形成について、応答特性の異なると思われるなるべく多様な岩相の地域で、かつ本邦のなるべく広い範囲について筆者が最近数年間に調査し、大学院学生の指導をも行った地域の例を取り挙げて問題の指摘を行った⁷⁾。

本稿の執筆中の昭和60年7月26日に長野市地附山で大規模な地じりが発生し、犠牲者26名を出すという惨事が起きた。地附山(733m)の頂上附近には、高度650m から700m 近くにかけて、大きな平坦面が発達して居り、この平坦面は風化殻Ⅰの上面の浸食面である。この地じりは従って、本稿のⅤ節で述べた古期深層風化殻に関わる、古期の地じりが再動したものと思われる。この地じり再動の直接のきっかけとなったのは、本年の梅雨期の長雨により、かつての地じり面に水がまわり、榎花凝灰岩のモンモリロナイト(風化殻Ⅱ)が膨潤したことによるのであろうが、戸隠山パードライン等の人工的開発との関わりの有無など、今後には問題は残っている。先に指摘したとおり、浸食基準面の途中に不安定のまま、宙ぶらりんで残っている古期大規模地じりのこのような岩体は、本邦には数多く存在しており、この問題についての研究が緊要の課題であることを痛感する。

註

- 1) ドイツ語では Hakenschlage 又は Hakenwerfen (かぎ形の垂れ下がり) と云う。
- 2) 岩塊原: Blockmeer 又は Felsenmeer: 岩塊流: Blockstrom
- 3) 音波などの弾性波の伝播強度は試料の厚さに対して対数的な減衰 (attenuation) を示す。岩質や異方性を論ずるためには試料の大きさをそろえる必要があるが、すべての測定試料の大きさをそろえることは不可能であるから、筆者は5cmの厚さに換算した値(5cm 強度)を用いている。
- 4) 妻木 敏 静岡市立賤機中学校教諭
- 5) 白井英雄 新潟県五泉市立五泉東小学校教諭
- 6) 藤原哲嗣 岩手県江刺市立江刺東中学校教諭
- 7) 本稿の第Ⅰ部に引用した研究の著者の現職は下記のとおりである。
坂口隆康 兵庫県三木市立自由ヶ丘中学校教諭
酒折有美子 兵庫県加古川市立山手中学校教諭
秦 明德 島根県教育センター指導主事

引用文献

- 小野 進 (1973): Slaty Cleavages in the Paleogene Setogawa Group in Central Japan. *J. Fac. Sc. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. 18*, p. 431-454.
 柿谷 悟 (1974): 広島県における花崗岩の風化と地形. 地理科学, **21**, p. 1-19.
 木宮一邦 (1981): 三河高原の風化殻とその形成時期, 地質雑, **87**, p. 91-102.
 ——・国分直子 (1982): 美濃高原に分布する赤色風化殻の化学的性質. 静大教育研報 (自然科学), **33**, p. 31-46.
 ——・滝川英彦・井谷浩子 (1982): 愛知県東加茂郡下山村の赤色マサの産状とその鉱物学的・化学

的性質, 静大地球研報, 7, p. 1-18.

北村 信 (1959): 東北地方における第三紀造山運動について——奥羽脊梁を中心として, 東北大地古生邦報, 49, p. 1-98.

酒折有美子 (1983): 希酸による流紋岩及び真珠岩の溶解に関する研究. 兵庫教育大学修士論文, 46 p.p.

坂口隆康 (1983): 古期段丘面の形成とその風化過程——兵庫県東播地方北東部の地質とその教材化. 兵庫教育大学修士論文, 87p. + 5 pls.

白井英雄 (1984): 深層風化と地すべり——新潟における地域自然の教材化. 兵庫教育大学修士論文, 61p. + 2 pls.

妻木 敏 (1984): フォッサマグナ地域の自然条件と山地崩壊及びその教材化. 兵庫教育大学修士論文, 40p. + 5 pls.

徳山 明 (1972): 静岡地域の基盤地質構造の問題点 (I). 静大教育研報 (自然科学) 23, p. 67-86.

—— (1974): 古第三系 (瀬戸川帯). 静岡県地質図説明書, p. 27-34.

—— (1977): 赤石山地の山地災害と基盤地質. 自然災害シンポジウム講演論集, 14, p. 285-286.

—— (1981): 基盤岩の割れ目進行に伴う異方度の増加と斜面クリープ. 自然災害シンポジウム演旨, 18, p. 211.

—— (1983): 古期深層風化殻. 地学雑, 92, 488-494.

——・半田耕司 (1978): フォッサマグナの基盤構造と現在の地殻運動. 地学雑, 87, 68-81.

西田彰一編 (1975): 第三紀層の地すべり発生と予測の研究. 自然災害研究成果 No. A-50-6. 122p.

秦 明德 (1984): 島根県東部地域の花崗閃緑岩深層風化殻. 兵庫教育大学修士論文, 84p.

久田健一郎・進藤静夫 (1982): 岩盤クリープと崩壊, 二重稜山の成因に関する考察——大井川支流小河内川流域を例として. 筑波大井川演習林プロジェクト報告, p. 57-70.

藤原哲嗣 (1984): 水北地域の自然の成り立ちとその教育. 兵庫教育大学修論. 38+40p.

湊 秀雄・徳山 明・坂口隆康 (1982): Occurrence of Halloysite in the Deep Weathering Crust in the Eastern Chugoku Region. 兵庫教育大研究紀要, 2, p. 247-260.

——・酒折有美子 (1983): Experimental Study of Weathering on some Acidic Rocks. *Sci. Géol., Mém.* 71, p. 99-108.

三浦 清 (1973): 深成岩類の風化に関する研究. 第一報——新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化. 応用地質, 14, 48-55.

—— (1980): 軟岩をめぐる諸問題——花崗岩の風化とその力学特性. 土と基礎. 28, 11-20.

(1985年8月16日受理)