兵庫県内陸部における最終氷期以降の地形形成¹⁾

野村 亮太郎²⁾・田中 眞吾²⁾

Geomorphological Processes since the Last Glacial Age in Inland Hyogo Prefecture¹⁾

Ryotaro NOMURA²⁾ and Singo TANAKA²⁾

The gentle slopes along the feet of the low mountains in the inland part of Hyogo prefecture are colluvial slopes, which were developed where rhyolite and chert occur. The area is further characterized by the existence of geomorphological features such as stream capture and formation of wet lowlands. Geomorphological processes which contributed to forming these topographic features were studied on the basis of tephro- and radio-carbon chronologies as well as geomorphological investigations.

Volcanic ashes which are recognized in the area are useful in determining the period in which the geomorphological features were formed. They are : DNP (Daisen Namatake pumice ; 65,000 ~ 70,000 y.B.P.) ; MsP (Misen pumice ; 16,000 ~ 18,000 y.B.P.), derived from Daisen Volcano ; and AT (Aira-Tn ash ; 24,700 y.B.P.) and K-Ah (Kikai-Akahoya ash ; 6,300 y.B.P.), derived from volcanoes in southern Kyushu.

The colluvial slopes are divided into four surfaces : I, II (further divided into II 1 and II 2), III and IV. The II 2 can be further divided into three parts : c (talus cone), d (debris flow) and f (alluvial fan). The ages of formation of these surfaces are as follows : surface I was formed before the last glacial age ; II 1 and II 2, during the first and second halves of the last glacial age, respectively ; III, between the late glacial age and approximately 6,000 years ago ; IV, after the formation of the former.

The distribution of the colluvial slopes is influenced by the lithology : they are best developed in the area of rhyolite, and next best in that of chert. Rhyolite and chert are easily subjected to freeze-thaw action and discontinuous rock disintegration. The surface II 2 is judged to have been formed in the cold period of the last glacial age, when freeze-thaw action was dominant and broke these rocks into fragments. The facies of I and II 1 indicate that they were formed by the process as II 2. Surface III was formed as an alluvial fan during the period when the climate was getting warmer and wetter. The debris of II 1 is thicker than that of II 2, and was transported by debris flow. This suggests that the formed period was wetter than the latter.

Discharge of the basin and lowland lie inland area gradually diminished during the last glacial age, because of the development of colluvial slopes. The colluvium was deposited onto the outlet of Sasayama basin, leading to stream capture. After this event, the drainage of this basin improved. In Hikami lowland, however, wet conditions remained.

I. はじめに

近畿内帯の山地は、最も高いものでも 1,500 m 内外であり、高さの点からも、最終氷期における気候地形学的検討に対しては、一般的に魅力の少ない地域であった。したがって、本地域においては最終氷期に形成された地形の検討を通じて、その形成時期にかかわる環

境を復元するという作業は十分に進んでいるとはいいがたかった。

筆者らは、兵庫県内陸部(図1)において、従来、単に山地斜面あるいは侵食緩斜面として理解されてきた山麓部の緩斜面について検討を加えてきた。その結果、山麓緩斜面は最終氷期に形成された部分が広く、地形は数種類の地形面に区分できること、最終氷期に形成された

1) 1988年2月3日受付。1987年度日本第四紀学会大会シンポジウムにおいて講演。

2) 神戸大学教養部 College of Liberal Arts, Kobe University.

図 1 調査地域と麓層面の分布

300 m 以下の谷うめによる切峰面図。等高線は 100 m ごと、あみ部分は麓層面。

岩屑層が急斜面上で、現在まで移動せずにとどまっている場合もあること、およびそれら地形面の相互関係・形成機構・形成年代について報告した（田中ほか，1982，1986）。

兵庫県内陸東部は、由良川と加古川を結ぶ地域にあたり、瀬戸内海斜面から日本海斜面につながる低地が連続している部分である。その中部、氷上低地に位置するそれら河川の分水界は、標高 100 m に満たない本州における最も低い分水界である（Ump・C 帯ネオテクトニクス班，1967）。分水界付近の谷埋め堆積物の層厚は 75 m 以上であり（松山，1977），河川は無能河川である。これらの地域の地形発達について、例えば岡田・高橋（1969）は、厚い堆積物の存在、段丘ならびに段丘構成層の分布上の特色などから、由良川が瀬戸内海に流れていたとした。このほかにも、丹波山地には各地に河川争奪跡と指摘される谷中分水界がみられ、これらは過去の水系が現状と大きく異なっていたことを示している。しかし、丹波山地の水系は最終氷期以前に、ほぼ現状に近い状態にまでなっていたものと思われる。

最終氷期には兵庫県内陸部山地の山麓においては、寒冷な気候下において、山麓緩斜面の形成が大規模に進行

した。山麓緩斜面堆積物は無層理・無淘汰で、年代を示す資料が非常に少なく、長く研究の対象外にあった（田中，1987）。しかし、筆者らの研究によれば、まれではあるが ^{14}C 年代測定試料（主として木片などの炭化物）が発見され、何よりも、これらの堆積物中にはしばしば各種の広域火山灰が含まれ、緩斜面の形成年代が明らかとなりはじめたことは重要なことである。その結果、山麓とそれに隣接する低地の地形は、主として最終氷期の寒冷期に形成され、これらは相互に関係が大きく、一体として検討しうるものであることがわかった。本報では、兵庫県東部を例にして、内陸部の標高 700～800 m 以下の中山から低山よりなる地域の、山麓緩斜面およびそれと接する盆地・低地の地形との関連について検討し、内陸部における山麓および低地の地形発達と、これから考えられる古環境上の特色を明らかにする。

II. 兵庫県内陸部に分布する火山灰

まず、本地域の研究の進展にとって重要な意味を持つ、本地域に分布する火山灰について述べる。兵庫県内陸部は、主要な火山から比較的離れた位置にある。このため、この地域に分布する最終氷期以降の降下火山灰は比較的

薄層であり、かつその数も限られ、一般的には保存も悪い。しかし、泥炭層および岩屑層中にはよく保存されている。泥炭層中に火山灰層の保存が良好であるのは、流亡の機会が少ない泥炭層堆積地域の環境と、降下後すぐに腐植あるいは泥質層が覆うためであるが、同様の条件が寒冷期の本地域の岩屑層にも存在した。岩屑層において火山灰の保存が良好であるのは、火山灰の降下後すぐに当時の寒冷な環境条件を反映した、凍結破砕によってもたらされた新しい岩屑が火山灰を被覆し、それが火山灰層の侵食を防護するためである(田中ほか, 1982; 田中, 1987)とした。

兵庫県下にはガラス質の広域火山灰に始良 Tn 火山灰(AT: 町田・新井, 1976; 2.47 万年前降下, 松本ほか, 1987), 鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah: 0.63 万年前降下, 町田・新井, 1978) が分布し、このほか、鬼界葛原火山灰(K-Tz: 7.5~8 万年前降下, 町田・新井, 1983) もみられる。また、大山および三瓶火山に起源する、有色鉱物を比較的多量に含む火山灰が分布している(野村・田中, 1986, 1987)。

本地域において、AT は黄灰色を呈し、下半部が比較的粗粒、上半部が細粒で、岩屑斜面中に層厚 20~25 cm 程度で堆積しているのが観察される。K-Ah は赤橙色を呈し、層厚 10~15 cm 程度で、前者と同様、岩屑中にみられる。K-Tz は、火山灰層としては確認できないが、兵庫県中央部の峰山高原に分布する粘土層中に、これに起源するとみられる火山ガラスが含まれている(田中・野村, 1986; 野村, 1987; 田中ほか, 1988)。

AT より上位には、角閃石・しそ輝石を主要な斑晶とするパミス質の火山灰が 2 枚確認されている。それは、大山起源のオドリあるいはホーキのうちの 1 枚(OH)と、弥山軽石(MsP: 町田・新井, 1979; 1.6~1.8 万年前降下, 野村・田中, 1986) であるとみられる。AT の下位には岩屑層中では角閃石・しそ輝石を主要な斑晶とする大山生竹軽石(DNP: 町田・新井, 1979; 6.5~7 万年前降下, 町田ほか, 1985) が、また、泥炭層中に角閃石を主要な斑晶とする薄層の火山灰がみられる。このほか、兵庫県南部では角閃石を主要な斑晶とする火山灰が AT の上位にみられるが、それは斑晶に付着している火山ガラスの屈折率・鉱物組織・層序などから三瓶起源の浮布軽石(U2: 1.6 万年前降下, 松井・井上, 1971) であると判断される(野村・田中, 1987)。

III. 山麓緩斜面——麓屑面——

兵庫県内陸部における中山性山地の山麓には、図 1 のような分布の、緩やかに傾き下がる山麓緩斜面がみら

れる(井上, 1969; 田中ほか, 1982)。調査地域内では、これらの山麓緩斜面は、地上の直線状の谷地形と対応するランドサットイメージ中のリニアメントに沿って分布している。これらランドサットイメージにみられるリニアメントを総称して「構造線」と呼ぶことにする。本地域の構造線は東西方向のものと、北東南西方向のものとが卓越している。山麓緩斜面はおもにこれらの構造線に沿って分布するが、岩質にも影響されている。すなわち、山麓緩斜面は流紋岩の分布地域を主要な分布地とし、ほかにチャートからなる山地の山麓部にもみられる。この山麓緩斜面の一部は、従来の研究(例えば、赤木, 1961)では侵食性の斜面であると考えられてきたが、その堆積物の検討から、その地形面は一定の形成時期や営力の違いを示す堆積物よりなる斜面の複合であることがわかった。さらに、その堆積物は主として山麓部にみられるので、形態や構成岩片の特色から、この堆積性山麓緩斜面を麓屑面と呼ぶことにした(田中ほか, 1982)。

ここでは、まず、兵庫県内陸部の麓屑面の分布地のなかで、典型的な加古川上流杉原川流域における流紋岩山地の山麓、および加古川・由良川源流部における多紀連山のチャートよりなる山地の北麓を取り上げて、麓屑面の形成時期・形成機構・形成環境を検討しよう。これらの地域の山地には、傾斜 20 数度以下で緩やかに傾き下る、遠景においてコンケーブな山麓緩斜面がみられる。これは麓屑面であり、杉原川流域と多紀連山北麓では、構成岩片の岩質は異なるが、形成時代・形成過程・形成環境が共通する地形である。この麓屑面の地形の性状と堆積物の特徴から、山麓部に働いた作用と形成環境を検討する。

杉原川流域および多紀連山北麓の麓屑面は、その占める位置・相互の関係・岩屑層の風化状態・火山灰層との関係から、古い順にⅠ面・Ⅱ面・Ⅲ面の 3 つの地形面に区分できる。この麓屑面区分の具体的事例として、多紀連山北麓における地形分類図を示し(図 2)、各面の特徴について述べる。

1. Ⅰ面の特色と形成時代

Ⅰ面は、いずれの地域においても、山地のより中心に近い比較的高所に位置し、傾斜 20° 程度でみられる。形態的には、長舌状ないし紡錘状に、高所から低所に向かってのびる。この面は、形成当時の面の大部分が侵食されるか、後の堆積物によって覆われるため、分布面積は小さくなっている。流紋岩の岩屑によって構成される杉原川流域の麓屑面では、Ⅰ面構成層は固結が進み、一様にくさり礫化し、赤色土化が進行している。泥岩・チャートの岩屑によって構成される多紀連山地のⅠ面構成層

図 2 多紀連山地域における麓層面の地形分類

1. I 面 2. II1 面 3. II2 面 c 部 4. II2 面 d 部 5. II2 面 f 部 6. III 面
7. 溪流 8. 河川 9. 氾濫原 10. 山地

は、杉原川流域と同様、固結は進んでいるが、岩種による風化の差が著しい。泥岩礫は完全にくさり礫となっているが、チャート礫は堅硬で、礫の表層部の漂白が進行している状態である。マトリックスの風化状態は杉原川流域の場合と共通しており、赤色土化が顕著である。

これら I 面を構成する岩屑層は、最大礫径が 1 m を超えるものを含む、淘汰の不良な亜角礫層からなる。この層相からは土石流による土砂の運搬・堆積が予想され、I 面は土石流扇状地の一残存形態であるとみられる。I 面の堆積した時期は、その表面にかなり厚いローム層を乗せていること、礫層の赤色風化が進行していること、チャートが白色に漂白されていること、くさり礫化している場合のあることなどからみて、最終間氷期の風化作用を受けており（松井・加藤, 1962）、それ以前の時期であると判断する。

2. II 面の特徴と形成時代

I 面の下方には II 面がみられる。II 面は、山麓部でエプロン状あるいはスカート状に分布し、時には開析・分

断されて、カマボコ状となっている場合がある。II 面の構成層は、I 面と同じく亜角礫からなることが多いが、I 面の構成層に比べて岩屑は新鮮で、堅硬である。II 面構成層の下部には、DNP が挟まれており、上部には AT および MsP が挟まれる。このような点から、II 面の形成時期は最終氷期である。

II 面は、構成層の色調や風化の差、火山灰層との関係などによって、新旧 2 期の形成期に分けられる。古期のものを II1 面、新期のものを II2 面とする（田中ほか, 1986）。

II1 面の位置・形態は、I 面の場合とほぼ同様である。しかし、I 面に比べて傾斜はやや小さく、面積は大である。II1 面は I 面よりも薄いローム層によって覆われる。II1 面を構成する岩屑は、淘汰の不良な人頭大から 1 m 大の亜角礫よりなる。風化は、すべての岩種について、I 面構成層よりも弱く、流紋岩では岩塊表面にアバタ状の凹凸のある場合もみられる。これは、風化に弱い鉱物のみが風化され、脱落したためであろうと思われる。

Ⅱ1面のマトリックスはうすい黄橙色である。層相から判断して、Ⅱ1面の形成は、Ⅰ面と同様、土石流扇状地としてなされたものと推定できる。Ⅱ1面は、固結度や風化の程度などからみると、最終氷期の前半の形成であると考えられる。

Ⅱ2面は、位置・構成層の特色などによって、さらに3つの地形部分に細分できる。それらの細分された地形は、斜面上部に位置するc部、中部のd部、斜面下部のf部である。

c部の傾斜は30°程度である。c部は、山体の高位置にあって、Ⅰ面・Ⅱ1面に覆いかぶさるように分布するものと、急崖下にエプロン状に分布するものがある。c部の構成層は、角ばった1m大以下の未風化の多量の岩屑からなる。この岩屑のマトリックスは黄色であるが、岩屑層上部のマトリックス中には、ATに起源する多量の火山ガラスが含まれている。表面の傾斜、岩屑の形態からみて、c部は重力落下によって形成された岩屑による地形である。岩屑層は、ATの火山ガラスを含むことや、岩屑の形状から判断して、最終氷期の寒冷期に凍結破碎作用によって生産され、c部を形成したものとみられる。岩屑中には、堆積位置にとどまり、その後の移動が考えられないものもある。

c部の下流側には亜角礫からなるd部がみられる。地形面の傾斜はc部に比べて小さく9~26°で、形状は長舌状をなし、それらが集合して扇状となっている。堆積物の層相はⅠ・Ⅱ1面堆積物と非常によく似ている。d部の堆積物中には、c部と同様に、ATが挟まれ、最上部にはMsPがみられる。d部の堆積物は淘汰の悪い亜角礫層であるが、しばしば小規模なレンズ状の砂層が観察される。このような層相からみて、これは小規模な土石流の反復発生によって形成されたものと考えられる。これらd部の岩屑は顕著な風化を受けていない。Ⅱ2面d部は最終氷期中に生産された岩屑のほか、Ⅰ面・Ⅱ1面の構成層が再移動して形成されたとみられる。

d部の下流側には、細粒の構成層からなるf部が扇状地状に広がっている。f部は拳大以下の亜角礫を主とし、砂のレンズを挟む。f部の地表面から1m程度下方には15cm以下の層厚でATがみられ、このことから判断して、f部は最終氷期後期に形成された扇状地である。

以上のように、c・d・fの各部はいずれもATを挟み、形成時期に基本的な差がない。これらは同時異層・異地形の関係であるとみられる。その形成時期は、ATを挟んでいるので、いずれも最終氷期後半で、c部は凍結破碎によって生産された大小の岩屑が、d部は反復する小規模な土石流によって移動した人頭大以上の巨礫

が、また、f部は水流のある水文環境下で細粒物質が、それぞれ堆積して形成された。Ⅱ2面の形成はMsPの降下直後に終了した。

3. Ⅲ面の特徴と形成時代

Ⅲ面はⅡ2面の下方、および上位の面を開析した谷に沿って分布する。上位の面との境界は小崖をなしている。表面の傾斜は数度から10数度で、その表面は一般には平滑である。Ⅲ面の構成層は、人頭大以下の亜角礫から亜円礫よりなる砂質のマトリックスをもつ、流水の影響の顕著な礫層である。Ⅱ2面構成層に比べて固結は進んでいない。構成層の表層部付近にK-Ahがみられ、流水による攪乱を受けたK-Ahの火山ガラス濃集部分が礫層の上部にみられることもある。Ⅲ面の最上流部は、現在幅20~30m、深さ数mの溪流によって切り込まれている。この切り込み部は下流の氾濫原、沖積段丘につながる場合もある。

Ⅲ面はⅡ面の形成終了後、晩氷期における気候の温暖化の過程における水文環境下で形成され、その形成はK-Ahの降下直後に終了した。この形成営力は、礫層の層相からみて、流水によるものである。礫は主として氷期に形成された岩屑が移動したとみられ、この移動には晩氷期以降の降水量の増加(SAKAGUCHI, 1976)が関係していると考えられる。

Ⅳ面以下の各地形は緩傾斜な扇状地である。その上流部は山地中では溪床・溪流をなし、緩斜面中ではⅢ面を刻んでいる。構成層はほぼ円礫よりなる、未固結の砂礫層である。分布位置、構成層の岩種、礫径などから判断して、より古い地形を構成する岩屑・礫層などの再堆積により形成されたものである。Ⅲ面との切りあい、位置関係から判断して、K-Ah降下以降に形成されたと考えられる。

Ⅰ~Ⅲ面の堆積物の層厚と相互関係をみるために、斜面中部における断面を示す(図3)。これは主としてボーリング資料と弾性波探査結果によるものである。これによると、比較的厚いⅠ面構成層があり、これを覆ってⅡ1面構成層と、比較的薄層のⅡ2面構成層がみられる。この断面ではⅢ面は局部的にみられるにすぎない。

4. 火山灰の混合とストーン・ペーブメント

兵庫県東部内陸の麓層面には、岩屑中に複数の火山灰が混合して、あたかも1層の降下火山灰状にみられることがある。また、緩斜面上、開いた浅い谷の基部で岩屑の供給が少ないところでは、ストーン・ペーブメントがみられる(図4)。

多紀連山北麓、中山地区において、ガラス質の比較的重鉱物に富む火山灰がみつかった。当初、降下火山

図3 多紀連山における麓層面構成層の層厚

1. I面 2. II1面 3. II2面 4. III面 5. 基盤 6. 弾性波速度の境界 7. 破碎帯

図4 NTとストーン・パーブメントのスケッチ

灰とみられたこの火山灰層は、他の地域に類例がなく、どの火山に由来するか不明であった。このため、この火山灰層を最初に確認された場所にちなんで中山火山灰(NT)と呼んだ(田中ほか, 1981)。NTがみられる地点では、ATがみられることはあるものの、MsPが観察されることはほとんどない。また、同時期に形成された段丘構成層・泥炭層などにはみられず、麓層面などの斜面の下部にのみ、みられることがわかった。NTはバブルウォール型(Bw型)火山ガラス(町田・新井, 1976)を主とし、ほかにしそ輝石・角閃石・黒雲母・斜長石・軽石質火山ガラスを含む。Bw型火山ガラスの屈折率は $n=1.500$ 付近にあり、また軽石質の火山ガラスは $n=1.503$ であった。重鉱物はしそ輝石・角閃石を主とし、微量の単斜輝石が含まれる。これらの特色は、そのままATとMsPのものである。このようなことから、NTはATとMsPがある条件の下で混合したものとすることが妥当と考えられる。その混合の時期は、NTを覆う

岩屑上にK-Ahがみられるので、K-Ah降下前であることは明らかである。MsPの降下後、NT形成までの経過時間については明らかではないが、NTはMsPの層準に非常に近いと判断される。

この火山灰の混合に関して、どのような作用が働いていたのか。NTの分布は斜面の下部に限られる。NTは斜面の横断方向に長く、地表の凹凸に近い形態でみられ、縦断方向では斜面の傾きに沿って堆積し、斜面の上方に向かって層厚を減じてせんめつし、下部に厚いレンズ状の形態をとる。時には、数層のNTがみられることもある。NTには岩屑がほとんど含まれていないことから、斜面物質を多量に移動させる形式の運搬によって混合されたのではなく、流水などが作用したとは考えにくい。これは、表層の細粒物質、すなわち地表に降下した火山灰のみを面的に移動させるような運搬形式によって混合されたものとみられる。

MsPの降下直後とみられるNTの形成時期は、最終氷期の中でもかなり寒冷な時期であり、NTは最終氷期の寒冷期に、ジェリフラクションや植生の乏しい状態下での風の作用などによって形成されたといえよう。数層のNTがみられる場合、上位のものほど火山起源物質の含有率が減少する。これは地表にあって、移動しやすい火山灰が次第に減少したことによるものであろう。ATとMsPの間の層準にOHが堆積したことはわかっているが、その量が少ないため、全層的な攪乱状態の下ではOHの斑晶を区別することは不可能である。またMsP降下以前にも、斜面上ではNTの形成作用と同様の作用が働いていたことが考えられる。このため、岩屑に被覆されない斜面下部のATは次第に層厚を増した。それは、山麓において上半に微量の岩片を含む、最大

100 cm にも及ぶ AT としてみられる。

丘陵部に位置し、背後のトア部分の規模が小さく、岩屑の供給の少ない地域には、特徴的な堆積形態をもつ薄層の岩屑層がみられる。これをストーン・ペープメントと呼ぶ。この地域のストーン・ペープメントは2~3 cm 程度のフレーク状の岩屑が薄く堆積しているものである。その成層は1列の岩片群よりなる場合もある。岩片はほとんど破断されたままの状態であり、凍結破碎による岩石の破碎とその後の斜面上での岩屑の移動を示している。薄層の岩屑層は平面的には斜面に沿って広がっている。ストーン・ペープメントが数枚以上みられることがあるが、それらの間には10数 cm の間隔があり、その間は主として細粒物質によってうめられている。これは AT・MsP を主としてしているとみられ、下層では NT、上部になるに従って次第に砂質となり、火山起源物質の含有量が減少する。

上述のストーン・ペープメントは、斜面の縦断・横断方向とも、地表面に沿う形で連続している。このような薄層の岩片が斜面の横断方向に1列にならぶという現象は、通常の流水などの営力に基づく堆積物とは考えにくく、斜面上で働いた面的な斜面物質の移動形式を示しているとみられる。礫の配列状態は、乾燥地域にみられるストーン・ペープメントと類似しており、本地域のストーン・ペープメントの形成期には、比較的乾燥した状態が存在したのではないかとみられる。

IV. 麓屑面の形成にともなう山間低地の地形変化

兵庫県内陸低地では、山麓部の地形変化が低地の地形変化に大きく関係し、時にはそれが引金となって古地理上の変化をもたらすこともある(野村, 1984)。ここでは、山麓部の最終氷期における地形変化と、低地の地形発達の関係について検討する。

篠山盆地西部には3段の地形面が発達し、それらは最終間氷期以前の川代面^{かわしろ}、最終氷期中の大山面^{おおやま}、後氷期の宮田面に区分される(図5)。これらのうち、川代面は盆地西部の川代峡谷に沿ってみられ、その分布は限られている。一方、大山面は盆地のほぼ全域にみられ、宮田面は大山面の下位に、それを開析した篠山川に沿って小規模にみられる。

川代面の高度はほぼ210 m で、盆地内では最も高い。川代面の構成層は砂岩・流紋岩礫を主とする、固結の進んだ亜円礫から構成され、最上部にはトラ斑が形成されている。観察地点が篠山盆地の排水路である篠山川の本流部分に当たるにもかかわらず、上流側の多紀連山に分

布するチャートの礫がみられない。

大山面の段丘面高度は、盆地西部で高く205 m で、東に向かって、また南部では南に向かって低下し、盆地の南部で最も低く196 m となる。盆地中部の高度200 m のところに谷中分水界がある。すなわち、大山面の分布域は加古川流域と、谷中分水界を挟んで無能河川状の武庫川の上流域にまたがっている。大山面構成層の礫種は、砂岩・頁岩・チャートなど中・古生層起源の円礫を主とする。盆地内では、川代面構成層よりも本流型の層相を呈している。大山面構成層の下部は礫層で、上部に向かって次第に細粒化し、最上部では有機物に富む弁天黒土(兵庫県, 1961)と呼ばれる粘土層に急変する。弁天黒土に続くとみられる泥炭層は AT~MsP を挟んでおり、大山面の段丘崖は K-Ah によって覆われている。盆地の基盤や弁天黒土層下の礫の上面は、大山面の傾きと同様に、南部に向かって低下する。また、礫層の示すインプリケーションや礫のオリエンテーションは、現在の流向とは異なった方向を示し、それは盆地南部から武庫川に向かうようにみえる。

篠山盆地北部の山麓付近では、大山面はその上を1~2 m の層厚の河床礫によって覆われる。この礫層は前述の麓屑面のⅢ面構成層に相当するとみられる。大山面上でみられる礫層から粘土層への急変や、大山面を覆う砂礫層は低地の環境が急激に変化したことを示唆する。

宮田面は非常にルーズな礫層からなる段丘である。段丘礫層の下部は大山面構成層と不整合に接する。その構成層の示す河川の流下方向は、現在の篠山川と同じである。

これらの段丘面の分布・基盤の高度・礫種構成などから、大山面上を流下した河川は、篠山盆地から加古川に排水せず、武庫川に排水していたと判断され、大山面の形成後、盆地の排水方向は急変したと考えられる。篠山盆地におけるこの排水路の変化は、山麓での地形発達過程と密接に結びついている。篠山盆地南部の排水口は小規模な峡谷をなし、武庫川の最上流部が流れている。この峡谷付近は流紋岩からなり、その山麓部には麓屑面がみられる。峡谷の河床部にまで麓屑面構成層が達していたことは、ボーリング資料から判断できる。すなわち、最終氷期に麓屑面を構成する岩屑が、篠山盆地の排水口の河床を上昇させ、盆地内部の排水をきわめて悪化させた。武庫川の河床勾配が小さいこともあって、盆地内での排水悪化は急速に進行し、盆地内ではシルト混りの礫層が堆積した。やがて、盆地南部に湖沼状態が現出し、盆地内では弁天黒土の堆積や泥炭層が形成された。盆地内の水位上昇の結果、水は加古川に溢流することとなり、

図5 篠山盆地の地形分類図

1. 川代面 2. 大山面 3. 宮田面 4. 氾濫原 5. 麓層面 6. 扇状地 7. 山地 8. 河川 9. 分水界
10. I面 11. II面 12. III面

現篠山川のとりまの排水口が成立したと考えられる。このため、篠山盆地の水文環境は大きく変化し、盆地南部をのぞいて干上がるようになった。

V. 最終氷期以降の内陸部の地形形成環境

1. 麓層面からみた環境変化

以上、兵庫県内陸部に分布する山麓と低地の地形について、形態・形成過程・形成機構などの特徴について述べてきた。本地域での地形変化は、寒冷気候下における

岩屑の生産と移動による地形形成と、温暖化にともなう水文環境の変化と、物質移動様式の変化にともなう地形形成環境の変化によって引き起こされたとみられる。そのため、地形変化は最終氷期の最盛期と、その後の温暖化過程期では異なった形で進化した（田中，1987）。

麓層面の形成は主として最終氷期に進行したが、それは寒冷期の凍結破砕による岩屑の生産と移動に関係している。凍結破砕によって流紋岩・チャートからは粗大な礫が生産される。これらの岩石は拳大以下の大きさへ分

解が進みにくいとされる(小出, 1952)。これら粗大な礫は下流側に流送されることはむずかしい。このため、麓層面の流紋岩・チャートの分布地域で典型的に発達した。凍結破碎の行われやすい層状チャートの場合は、山頂近くまで岩屑によって覆われた。

麓層面のうち、Ⅰ・ⅡⅠ面構成層は、いずれもⅡ2面d部と同様な土石流扇状地状の層相を示している。このことから、Ⅰ・ⅡⅠ面はいずれもその時期のd部の残存したものとみられる。すなわち、それらは凍結・破碎によって生産された岩屑が、土石流などのマスムーブメントによって移動して形成されたものである。最終氷期後半にはこれに加えて、NT、ストーン・ベープメントなどの形成があった。すなわち、この時期には、火山灰の吹き寄せによる混合、ストーン・ベープメントの形成などのある、寒冷で、かつ比較的乾燥した環境条件であったと思われる。

晩氷期以降、地形形成作用は急変し、流水の影響が顕著となり、それによる侵食と運搬が一般化した。最終氷期の地形形成作用が面的に作用したのに対し、この時期には流水による侵食営力によって、山麓では線的な切込みがあり、下流側では堆積作用が働いた。こうして緩傾斜の扇状地を主とするⅢ面・Ⅳ面が形成された。すなわち、この時期には流水による地形形成が卓越した。

2. 地形の残存

次に、最終氷期の各時期に形成された地形の、その後の地形変化を通しての残り方について検討しよう。地形が残される原因は、一つには形成のされかた、他の一つにはその保存のされかたと関係する。

Ⅱ2面c部の構成層は、ATの火山ガラス層を挟んだまま、安息角に近い急傾斜の状態で見られる。このことは、山地では形成された崖錐地形が長期にわたって保存されたことを示している。形成環境・形成作用が類似しているとすれば、Ⅰ面・ⅡⅠ面形成期にもc部・d部・f部は形成されたに違いない。しかし、Ⅰ面・ⅡⅠ面の形成時期に形成されたc部・f部は残されていない。それは、その大部分が位置的な関係から、氷期から間氷期、亜氷期から亜間氷期にかけての侵食あるいは埋積のため、欠如あるいは見出しがなくなっているものと考えられる。d部が形成される部分は地形的にも広く、位置的にも後の線的な侵食からははずれやすい位置にある。このことから、山麓部において残りやすい地形は、土石流扇状地などの形成した地形であるといえよう。Ⅱ面の分布域が広いのは、地形が新しい上に、トア部分での岩屑生産・その岩屑の重力による落下、反復する小土石流など、最終氷期には斜面全域で地形形成作用が働き、一方、

それに対するその後の侵蝕期間が短いためであると考えられる。

3. 地形発達と環境変化

最終氷期における土砂の生産・移動、古気候について小野・平川(1975)、小野(1982)、Ono(1984)が報告している。日高山脈あるいは日本アルプスにおいて、河谷の埋積は最終氷期の前半により大で、後半は比較的少なかったとされ、それは最終氷期の前半が比較的湿潤で、後半に降水量が減少したことと関係があるとしている。

近畿内陸部のいわば小流域においては、岩屑の生産から堆積までを環境変化の中で捉えることが可能である。兵庫県内陸部では最終氷期前半の地形は、前述のように、主として山麓上部に残存し、その面積は比較的せまい。一方、後半の地形は山麓に広くみられる。ⅡⅠ面が比較的小面積であるのは、Ⅱ2面形成時には土砂の生産のみならず、ⅡⅠ面の構成層を再移動することによって、ⅡⅠ面を縮小しながら地形形成が進行したためであると考えられる。ⅡⅠ面とⅡ2面の構成層の厚さを比較すると、ⅡⅠ面の層厚が大で、Ⅱ2面がかなり小さい(図4)。堆積物の層厚からみると、本地域においても最終氷期の前半に岩屑の堆積が大であったとみられ、この時期は比較的湿潤であったとみられる。最終氷期の後半には、Ⅱ2面構成層のストーン・ベープメントにみられるように、比較的乾燥した寒冷な状況が支配的であったと考えられる。

本地域には、晩氷期以降の扇状地であるⅢ面が広く分布している。これはⅡ2面の形成環境と大きく異なり、晩氷期における降水量の増加を反映しているものと考えられる。降水量の増加にともない斜面上で侵食が活発となり、Ⅱ2面構成層以前の古い堆積物が再移動し、下流側に堆積して扇状地が地形されたのであろう。Ⅲ面の下位に形成されたⅣ面の形成が、どのような環境上の変化に基づくかについてはさらに検討を要する。

また、低地においては、山麓での気候変化にともなう斜面物質の移動によって地形が変化した。篠山盆地では斜面物質の移動によって武庫川による排水が変化させられ、加古川に排水するようになった。低湿の状態は篠山盆地だけではなく、隣接する水上低地においてもみられた。水上低地の上流域には多紀連山北麓の麓層面が前述のように発達している。ここでは、排水不良となった結果、3mに及ぶ泥炭層が形成された。その時期は最終氷期の後半であり、Ⅱ2面構成層との指交関係からみて、長期にわたる低湿状態があったものとみられる。水上低地の低湿状態は、篠山盆地の場合のような急激な地形変化をともなわず、新期の地形が古期の地形に重なり、完

新世を通じて排水不良の状態が継続した。このように、本地域では気候の変化にともなう、山麓から低地において地形変化があり、それは水系の変化、低湿地の形成・維持に関係した。

VI. 結 語

1. 兵庫県内陸部における最終氷期以降の地形には、I面～IV面の麓層面と、同時に形成された河岸段丘とがある。地形の形成時期は、AT・MsPなどの火山灰により、明確にすることができる。
2. II2面形成期は、凍結破砕が行われる程度に寒冷であり、一方、NTヤストーン・ペープメントが形成される程度に、乾燥していた。
3. II1面、II2面を構成する岩屑層の層厚から判断すると、最終氷期の岩屑の生産量は、その前半が後半よりも大であった。
4. 地形の残存は最終氷期後半のものがよく、広い。これは山麓・山間低地における地形形成・開析の条件を反映しているものとみられる。
5. 篠山盆地・氷上低地では、共通して最終氷期には低湿地的な環境が拡大した。これは山地内で生産された岩屑が河床に堆積したためとみられる。しかし、晩氷期以降、この環境が維持される場合とその後の局所的な侵食基準面の変動にともない、急変したものがある。

引 用 文 献

- 赤木祥彦 (1961) 山麓緩斜面について。船越謙策教授退官記念事業会編「地理科学の諸問題」, p. 145-150.
- 平川一臣・小野有五 (1974) 十勝平野の地形発達史。地理学評論, **47**, p. 607-632.
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱産図及び同説明書 1. 71 p., 兵庫県.
- 井上 茂 (1969) 兵庫県東部、白髪岳山塊の山麓緩斜面。地理学評論, **43**, p. 483-496.
- 小出 博 (1952) 応用地質, 岩石の風化と森林の立地。177 p., 古今書院.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰 — 始良 AT 火山灰の発見とその意義 —。科学, **46**, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ — Ah 火山灰。第四紀研究, **17**, p. 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層 — 分布の広域性と第四紀編年上の意義 —。地学雑誌, **88**, p. 313-330.
- 町田 洋・新井房夫 (1983) 鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代。火山第2集, **28**, p. 206.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇4火山灰 — 分布の広域性と後期更新世示標層としての意義 —。火山第2集, **30**, p. 49-70.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する二、三の考察。第四紀研究, **2**, p. 161-179.
- 松井整司・井上多津夫 (1971) 三瓶火山の噴出物と層序。地球科学, **25**, p. 147-163.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗 (1987) 始良 Tn 火山灰 (AT) の¹⁴C年代。第四紀研究, **26**, p. 79-83.
- 松本確郎 (1977) 平地の地質。ひかみ, no. 9, p. 38-42.
- 野村亮太郎 (1984) 加古川上流部、篠山盆地における河川争奪現象。地理学評論, **57** (Ser. A), p. 537-548.
- 野村亮太郎 (1987) 火山ガラスの化学組成と火山灰の対比。近代, no. 63, p. 25-41.
- 野村亮太郎・田中眞吾 (1986) 兵庫県東部の山間低地に発見された大山起源の火山灰層。第四紀研究, **24**, p. 301-307.
- 野村亮太郎・田中眞吾 (1987) 兵庫県南部に分布する U2 火山灰 — その対比と地形編年上の意義。神戸大学教養部紀要, no. 39, p. 1-20.
- 岡田篤正・高橋健一 (1969) 由良川の大規模な流路変更。地学雑誌, **78**, p. 19-37.
- 小野有五 (1982) 氷河地形による最終氷期の降雪量の復元と海水準変動。第四紀研究, **21**, p. 229-243.
- ONO, Y. (1984) Late Glacial Paleoclimate Reconstructed from Glacial and Periglacial Land Forms in Japan. *Geogr. Rev. of Japan*, **57** (Ser. B), p. 87-100.
- 小野有五・平川一臣 (1975) ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理学評論, **48**, p. 1-26.
- SAKAGUCHI, Y. (1976) Characteristics of Ozegahara deposits and climatic changes since Lateglacial in central Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 8, p. 1-24.
- 田中眞吾 (1981) 赤穂付近の自然環境。赤穂市史編さん専門委員会編「赤穂市史 第1巻」, p. 1-102.
- 田中眞吾 (1987) 近畿における地形学的編年に関する覚書 — 特に山麓における堆積地形の編年と流域地形変化モデルの組立に向けて。神戸大学文化学年報, no. 6, p. 1-25.
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1986) 国土調査「生野」(5万分の1) 地形分類図ならびに同説明書。兵庫県, p. 13-26.
- 田中眞吾・井上 茂・野村亮太郎 (1982) 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について — 兵庫県南半部の麓層面の研究 第1報。地理学評論, **55**, p. 525-548.
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上 茂 (1986) 兵庫県・多紀連山地域の麓層面。地理学評論, **59** (Ser. A), p. 261-275.
- 田中眞吾・井上 茂・成瀬敏郎・野村亮太郎・小野間正巳・八木浩司 (1981) 加古川水系の地形面。日本地理学会予稿集, no. 20, p. 271-281.
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上 茂・田中智彦・土田恵子・小倉博之・高田和則 (1988) 峰山高原の岩塊流。地理学評論, **61** (Ser. A), p. 851-871.
- UMP・C 帯ネオテクトニクス班 (1967) 由良川 — 加古川線の第四紀の地殻変動調査。p. 22. (MS)