

花崗岩山地における侵食と崩壊 —茨城県高萩市・十王町西部の例—

磯 部 一 洋*

ISOBE, Ichiyo (1991) Erosion and landslip in granitic mountains at the western part of Takahagi and Juo in Ibaraki Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42 (4), p. 175-197, 17 fig., 2 tab.

Abstract: In the southern part of the Abukuma Mountains mainly composed of granitic rocks, low-relief surfaces and small erosional basins develop at upper portion of the mountain and valley bottom respectively. The author conducted following survey and research on erosion and landslip at its mountains surrounded small erosional basins. The survey consists of three kinds of the observation for sandy gravel sediments, volcanic ash deposited in the Late Pleistocene and weathering crust of granitic rocks only in a small reach of the study area. As a result of discussion, he has come to conclude as follows.

Most of sandy gravel sediments are less than 3 m in thickness (Table 1) and distribute in small erosional basins. River terrace and lowland of valley bottom are composed of these granitic sediments.

River terraces covered by volcanic ash are called as a middle terrace and an upper terrace. The middle terrace distributes at the outer portion of the basin. While a river terrace not covered by the ash is called as a lower terrace that distributes in the inner portion of all basins adjacent to the lowland of valley bottom. These lower terraces and lowlands of valley bottom are predominantly distribute in the upper reach of major rivers near divide. The middle terrace, the upper terrace and gentle slopes distribute in the middle and lower reach of major rivers within the mountainous area. Characteristic of these topographic surfaces is summarized in Table 2.

Landslip with heavy rainfall supplies sandy gravel sediments into the small erosional basins in the upper reach. On the other hand landslip and sediments supply are not remarkable at the foot of hilly mountain in the middle and lower reach judging from distribution of topographic surfaces covered by volcanic ash.

Steeper river channel and gentler one in the study area are composed of fresh granites and weathered ones respectively. Also higher and steeper mountain is composed of fresh granites and mountain of low-relief coincides with distribution of heavy weathered granites called "Masa". It is clear that a topography such as longitudinal profile of river or a mountainous slope is closely connected with weathering crust of granitic rocks.

要 旨

主に花崗岩類からなる茨城県高萩市・十王町西部の多賀山地において、袋状をなす小盆地周辺の山地侵食と崩壊発生の可能性を把握するために、砂礫質堆積物の分布、火山灰の被覆及び基盤岩の風化殻の分布に関する調査を

* 環境地質部

実施した。その結果、以下のことが明らかになった。

砂礫質堆積物は小盆地を中心に分布し、その厚さは一般に 3 m 以下と薄い、7 m を超える場合がある。その形成時期は火山灰による被覆状態から判断し、小盆地

Keywords: Abukuma Mountains, small erosional basin, nick point, granite, weathering, erosion, volcanic ash, Masa, landslip, Ibaraki Prefecture

を取り巻く山地の基部にある緩斜面及び高位段丘面が後期更新世、小盆地の縁辺に発達する中位段丘面が後期更新世の後半、小盆地の主体をなす低位段丘面及び谷底面が完新世であると考えられる。上流域における小盆地は主に谷底面及び低位段丘面からなり、周辺山地からの土砂移動が中・下流域に比べて活発である。

現在の山地や河谷の地形は、基盤岩の外的侵食力に対する抵抗性の強弱に良く対応しており、突出した山頂部や急斜面はより堅硬な新鮮花崗岩、定高性を示す山地はより軟らかいマサからなっている。この小起伏面に相当する山地は袋状・直線状の小谷群によって開析され、山地を取り巻く斜面上部を中心に、小規模な崩壊が豪雨時に繰り返し発生することが考えられる。

1. はじめに

深成岩地帯における地すべり・崩壊地帯の地質の研究として、著者は茨城県中央部の筑波山・加波山周辺と北部の多賀山地を選び、それぞれ調査を実施してきた。前者の地域については、山麓に発達する緩斜面堆積物を取り上げ、その形成年代と緩斜面の形成過程を報告した(磯部, 1990a)。本稿では、後者の地域のうちで花崗岩類の広く分布する高萩市・十王町西部の大北川・十王川流域について、小規模な谷底平野(以下では小盆地と呼ぶ)を取り巻く山地の侵食と崩壊に関する調査結果を報告する。本地域の山間部に発達する小盆地には、新旧の流路に囲まれた小丘陵が数個以上存在し、磯部(1990b)は小丘陵の特徴と形成について既に報告した。

多賀山地は南阿武隈山地南端に当たり、その大部分は森林に覆われる。本山地は、本州中部の急峻な山岳地域などに比べ、一般に崩壊・地すべりの少ない地域とされてきた。しかし、多賀山地を刻む大北川を始めとする河川では、遷移点のすぐ下流側の谷壁斜面を中心に台風などの豪雨に伴って、山地の崩壊が数多く発生したことが報告されている(大矢, 1972; 早川・酒井, 1981)。

本研究は、前報(磯部, 1990a)同様に、山地における崩壊・地すべりが斜面の形成及び山地開析の一過程であるとの認識に立って実施された。そして、遷移点の上流側に広がる袋状の小盆地を取り巻く山地に着目し、火山灰による被覆と基盤岩の風化度の違いからみた山地侵食と崩壊発生の可能性を考察した。以下ではその結果について報告する。

本稿を取りまとめるに当たり、茨城県、高萩市及び十王町から資料の提供を受け、地質調査に際しては現地の方々から協力をいただいた。また、当所地質部高橋裕平技官には、粗稿のうち主に花崗岩に関する部分に目を通

していただいた。以上の関係者に感謝申し上げる。

2. 地形及び地質概説

2.1 地形

福島県から茨城県へかけて紡錘形に伸びた阿武隈山地は、西側を阿武隈川、久慈川及び里川によって限られ、東側は太平洋沿岸の平野に囲まれる。阿武隈山地ではその中央部に、標高1,000mを超える残丘状の山地がほぼ南北に配列し、背面高度の揃った侵食小起伏面群(以下では小起伏面と呼ぶ)が広範囲に分布する。

本研究では、南阿武隈山地南端を占める多賀山地を下刻する諸河川のうちで主に高萩市西部を流れる大北川(本流)、同市西部の関根川、関根前川及び花貫川、十王町西部の十王川(小石川流域を含む)の各流域を調査の対象とした。調査地域における等高線分布と主要河川の流域界を第1図に示す。各河川の源流部は多賀山地の西側に偏り、北部¹⁾の大北川が流路長、流域面積ともに最大である(第14図参照)。

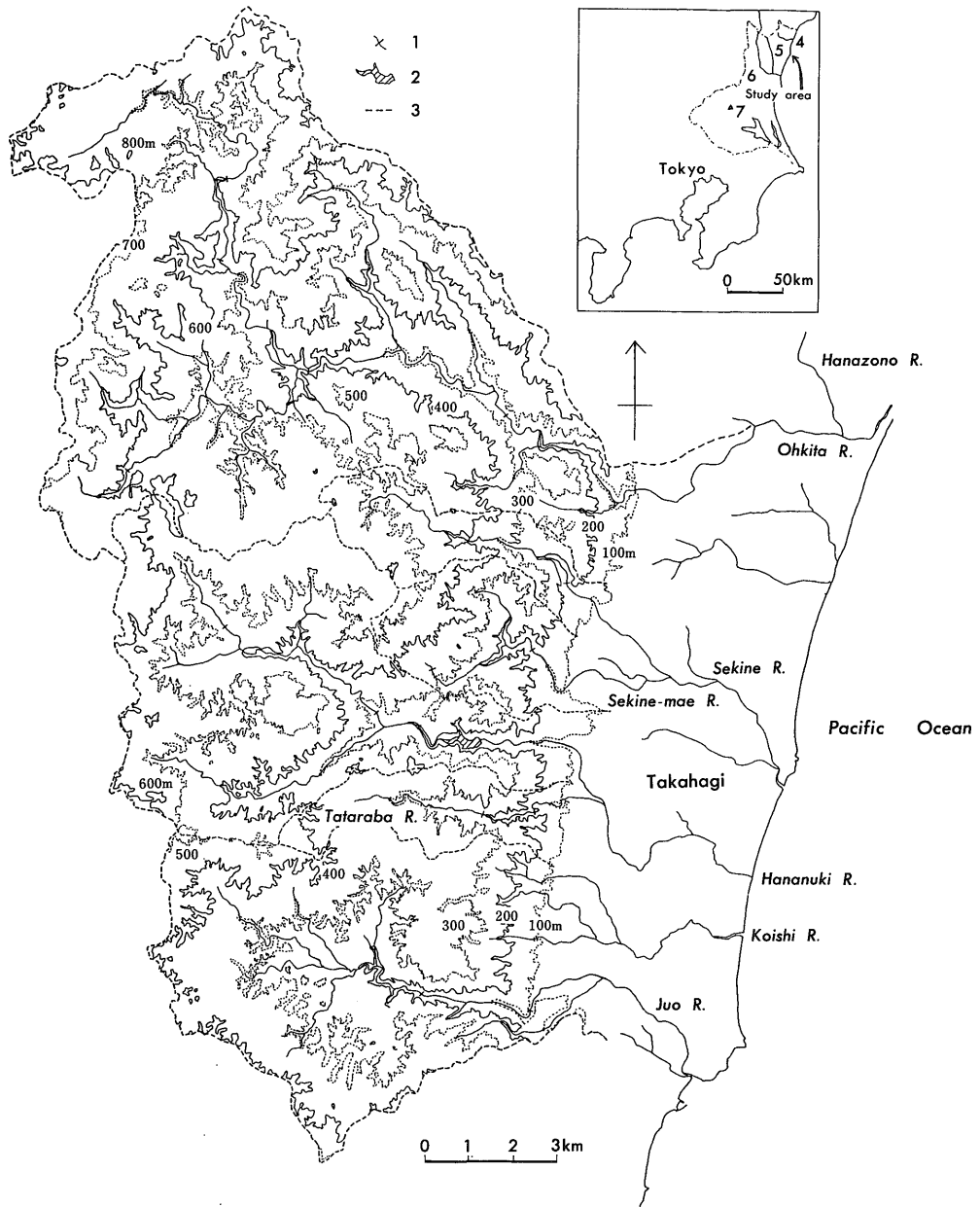
標高は北部の分水界で870mを超え、概ね北から南へ低下する。等高線は山地東縁部と下刻の進んだ主要河川沿いで密になり、そこでは山地斜面が著しく急である。第1図において、等高線の間隔の広い部分に小起伏面が発達する。

調査地域の山地を中心に、国土地理院発行の2万5千分の1地形図を用い、0.5km方眼による接峰面等高線図を作成した(第2図)。小起伏面は北から南へその高さを低下させ、第2図においては、650・550・350m前後の標高に揃うものが著しい。

ここで、小起伏面の発達状態を詳しくみるために2万5千分の1地形図を用い、5km間隔に3本の地形断面を作図した(第3図)。I断面は大北川、II断面は花貫川、III断面は十王川の近くを東西方向に通じ、それらの通過の位置は第2図に示した。第3図によれば、山頂部は明らかに凹凸に富み、平坦面は全く存在しない。小起伏面はI断面で650mと530m、II断面で530m、III断面で390mと290mの各標高を中心に推定される。

さらに、調査地域の山地について2万5千分の1地形図を用い、早川・酒井(1981)にしたがって0.5km方眼内の最高点と最低点の差から起伏量図を作成した(第4図)。起伏量は40m間隔に6階級に区分し、201m以上の最大の階級は大北川の流域だけに分布する。逆に、40m以下の最小の階級は西部の分水界付近に認められ、41-80mのそれは本山地中央部に広く発達する。この80

¹⁾ 以下では、調査地域の北部は大北川と関根川、南部は関根前川以南の河川の流域とする。



第1図 調査地域の等高線分布と主要河川の流域界

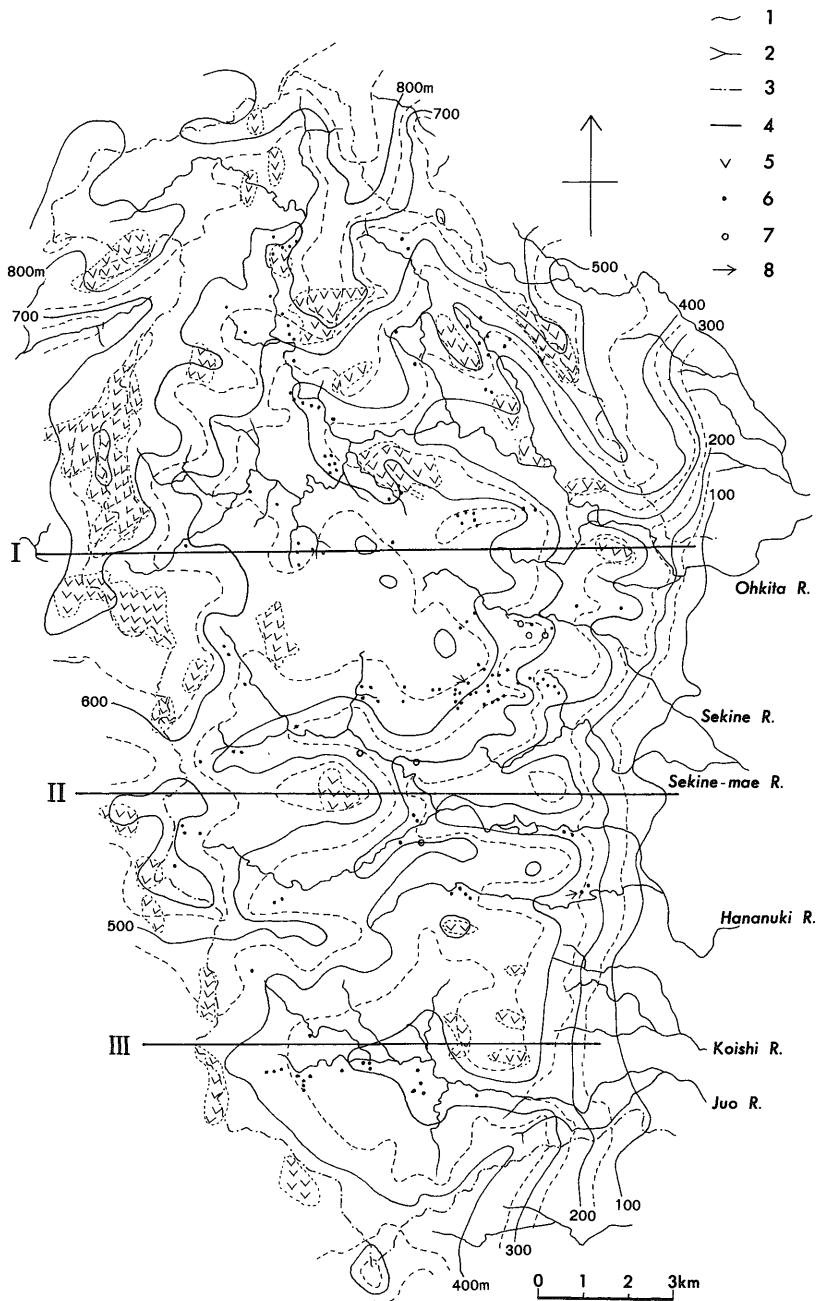
等高線の間隔は実線が200m、点線が100mである。

1. 遷移点 (第14図参照) 2. 花貫ダム湖 3. 流域界 4. 大北川 5. 里川 6. 久慈川 7. 筑波山

Fig. 1 Contour map and drainage basin of main rivers at the study area.

Contour interval is 200 m by solid line and 100 m by dotted line.

1. nick point, 2. Hananuki reservoir, 3. divide, 4. Ohkita River, 5. Sato River, 6. Kuji River, 7. Mt. Tsukuba.

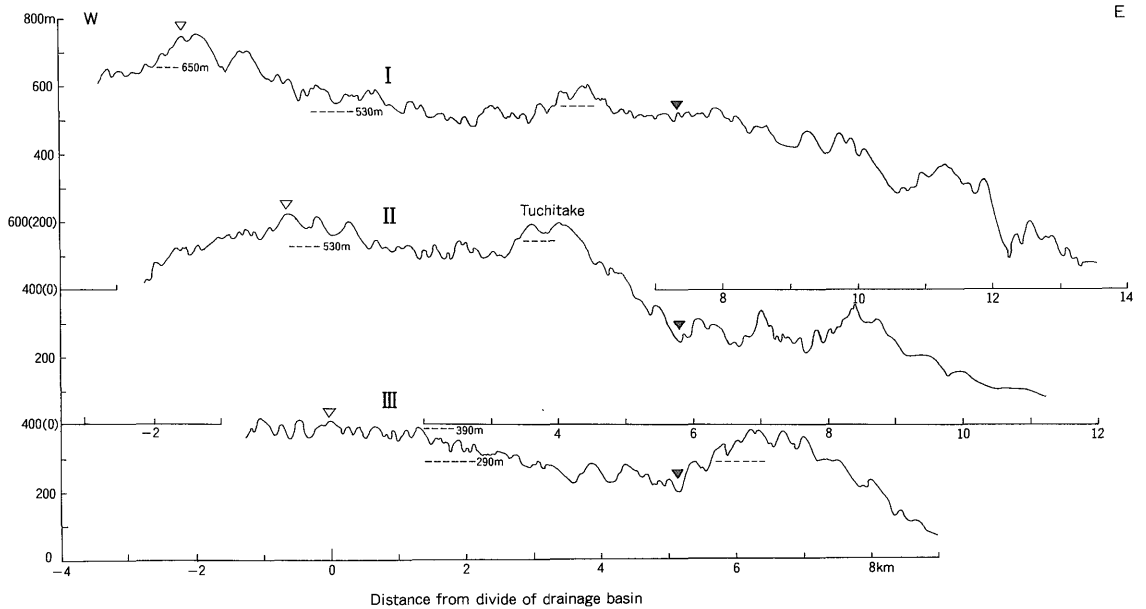


第2図 接峰面等高線図

1. 接峰面等高線 2. 河川 3. 分水界及び調査範囲 4. 地形断面の通過位置 5. 火山灰の被覆範囲 6. 1977年の崩壊箇所 7. 同, 大規模な崩壊 8. 1987年の崩壊箇所

Fig. 2 Contour map of summit level.

1. contour of summit level, 2. river, 3. divide and boundary of the study area, 4. location of the sections in Fig. 3, 5. covered area by volcanic ash, 6. landslide occurred in 1977, 7. ditto, larger, scale, 8. re-occurred one in 1987.



第3図 小起伏面発達地域の地形断面図

地形断面（I-III）の通過位置は第2図参照。白い三角形（▽）は分水界，黒い三角形（▼）は東経140°37'30"（2万5千分の1地形図境界）の位置を示す。

Fig. 3 Topographic sections of mountainous area developing low-relief surface.

Opened and closed triangles show divide of drainage basin and position of the same longitude at topographic map boundary.

m以下の小さな起伏量の山地は、小起伏面の分布地域にはほぼ一致する。

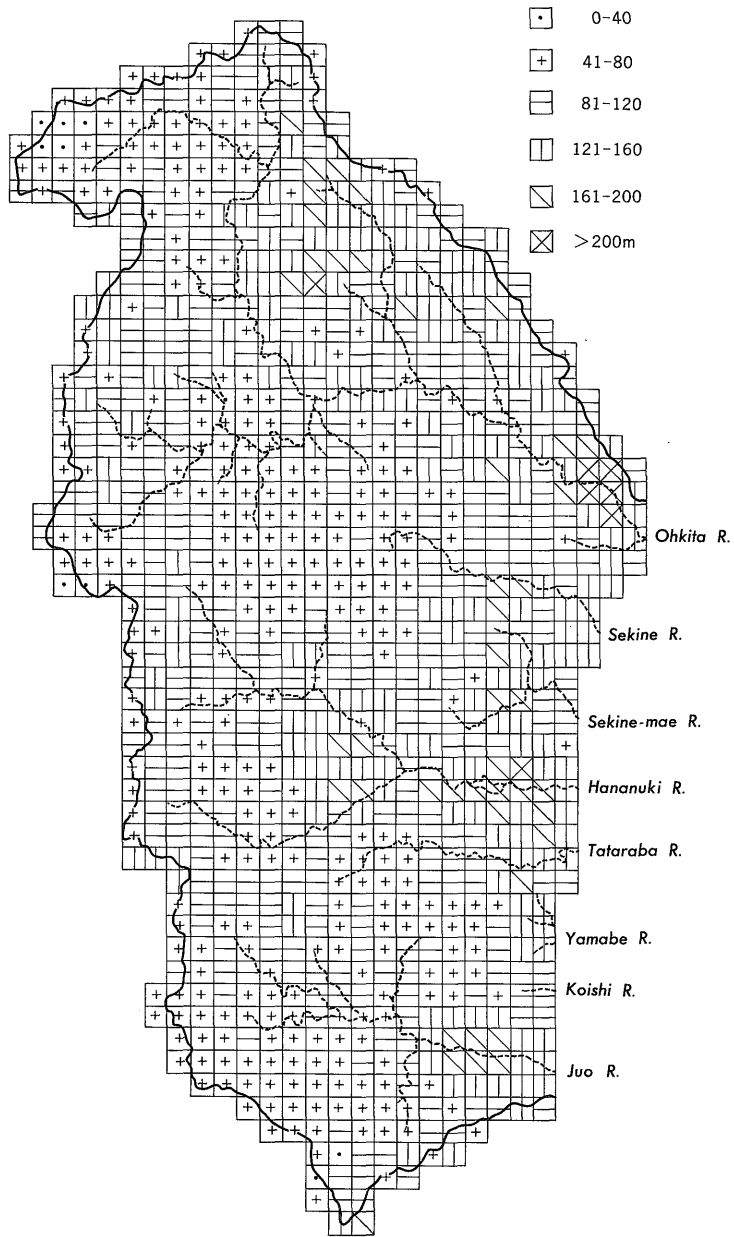
次に本調査地域の山地を対象に、2万5千分の1地形図から水系図を作成した（第5図）。個々の水系の認定の際には、地形図の縮尺を考慮して等高線が少しでも上流側にへこんでいる部分を谷とみなし、水系に含めた（高山，1974）。第5図は調査地域全域について水系と小盆地の分布を示したものである。ただし、小盆地内の主な水系は後述の第9図に破線で示すことにし、本図においては省略した。水系の模様は樹枝型や梨棚型の模様が目立つ。さらに、第5図の原図（縮尺2万5千分の1）に0.5 km方眼を掛け、その四辺を横切る水系の本数を各方眼毎に加算し、谷密度とした（早川・酒井，1981）。第6図には6階級に谷密度を区分して示す。北部の大北川では、谷密度7-9の方眼が目立つ。一方、南部の花貫川と十王川流域では同10-12のものが多くなり、第5図の水系分布同様に南部では谷の発達が密になり、山地の高度もより低下する。

2.2 地質

阿武隈山地のうちで南部の地質は、第7図に示すとおり

りである（加納ほか，1973）。阿武隈山地南端の本調査地域には、古期花崗閃緑岩-石英閃緑岩類と新期花崗閃緑岩・灰色黒雲母花崗岩類が広く分布する。一方、調査地域北西部の分水界付近に竹貫変成岩、北東部に御斎所変成岩、南東部に最古期圧砕花崗岩が小規模に分布する。上述の新期・古期の酸性深成岩類の岩石試料は、いずれも白亜紀後期の前半の黒雲母のK-Ar年代を示し（河野・植田，1965）、新期・古期の岩石による差は認められない。

また、第8図には、調査地域の山地と東側の平野の地質として、7万5千分の1地質図幅「勿来」と「助川」による地質図の一部を簡略化して示す。第8図の閃雲花崗岩、花崗閃緑岩、石英閃緑岩及び閃緑岩は第7図の古期花崗閃緑岩-石英閃緑岩類、同じく黒雲母花崗岩と細粒黒雲母花崗岩は新期花崗閃緑岩・灰色黒雲母花崗岩類にそれぞれ該当する。さらに、第8図の片麻岩は第7図の竹貫変成岩、同じく結晶片岩は竹貫・御斎所の両広域変成岩に当たる。ただし、第8図の山地南東端に分布する結晶片岩は、第7図では最古期圧砕花崗岩とされている。



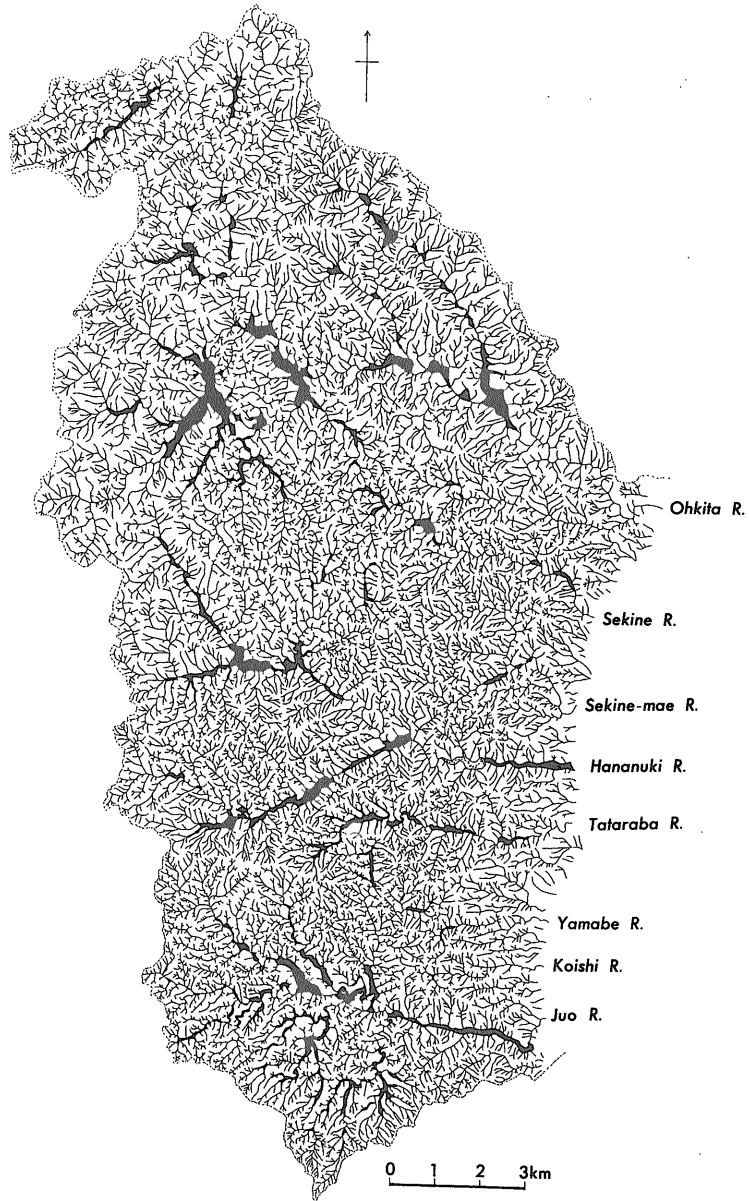
第4図 調査地域の起伏量図

第4, 6図とも方眼は0.5km, 破線は河道の位置を示す。

Fig. 4 Relief map at the study area.

Mesh interval is 0.5 km for Figs. 4, 6.

Broken line shows river channel.

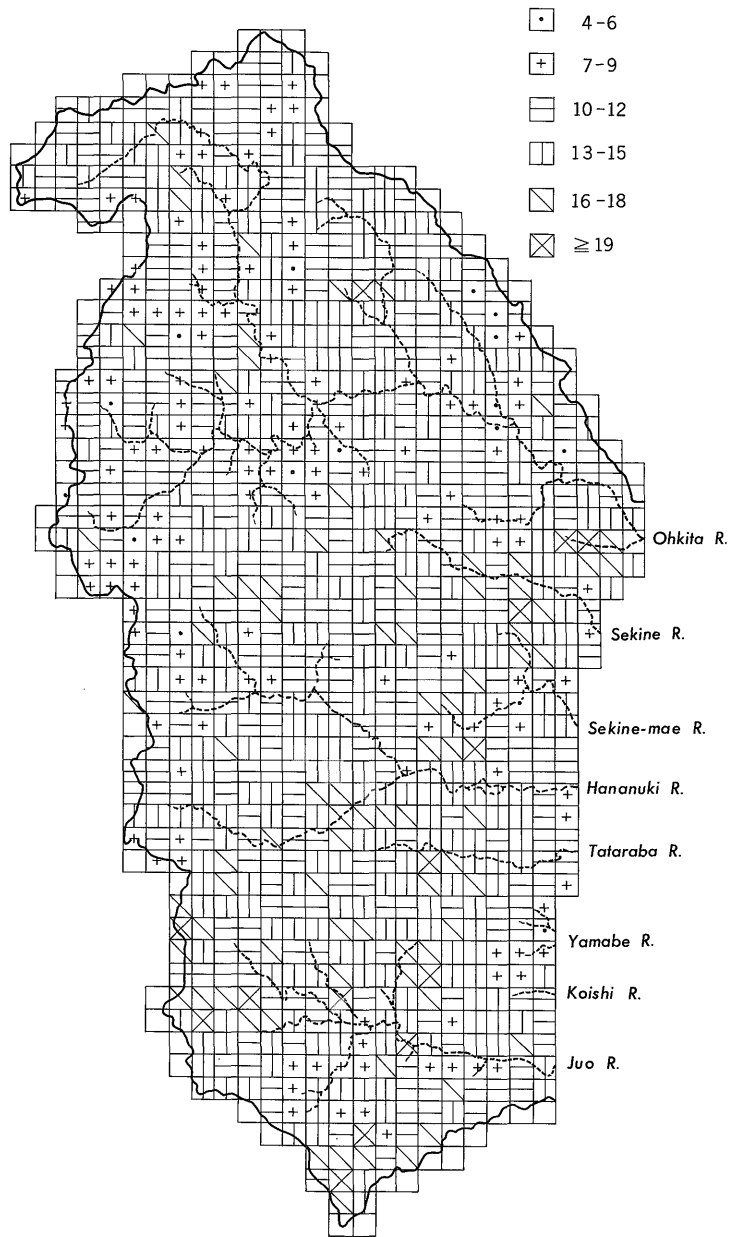


第5図 水系網と小盆地の分布図
黒地は小盆地を示す。

Fig. 5 Map of drainage net and distribution of the small erosional basin.

地質構造と水系の発達をみると、第8図の黒雲母花崗岩、半花崗岩及びペグマタイトは、北東-南西に長く伸びた分布を示し、その方向性は花貫川最大の支流の中戸川（第9図参照）や関根前川の一部の流路と良く一

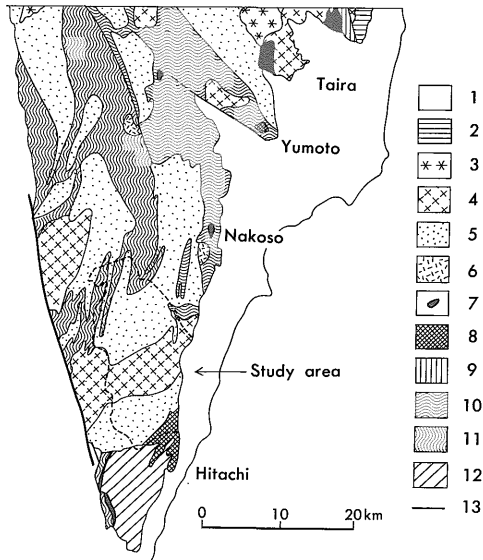
致する。本地域に認められるリニアメントは、北東-南西、北-南、西北西-東南東について顕著である（磯部、1990 b）。第5図の梨棚型を示す水系の多くは、これらのリニアメントと密接に関連し、断層などによる地質構



第6図 谷密度図

未区分の方眼は白抜きとする。

Fig. 6 Map of drainage density. Opened mesh is not classified.



第7図 南阿武隈山地の地質図
加納ほか（1973）の一部に加筆変更した。破線で囲まれた山地が調査地域。
1. 第四系及び第三系 2. 双葉層群（白亜系） 3. 新期淡紅色黒雲母花崗岩・両雲母花崗岩類 4. 新期花崗閃緑岩・灰色黒雲母花崗岩類 5. 古期花崗閃緑岩-石英閃緑岩類 6. 斑れい岩類 7. 超塩基性岩類 8. 最古期圧砕花崗岩 9. 八茎変成岩 10. 御斎所変成岩 11. 竹貫変成岩 12. 古生層及びその変成相（日立変成岩） 13. 断層

Fig. 7 Geological map of the southern part of the Abukuma Mountains.
1. Quaternary and Tertiary, 2. Futaba group (Cretaceous), 3. younger slightly rouge biotite granites and two mica granites, 4. younger granodiorites and gray biotite, granites, 5. older granodiorites-quartz diorites, 6. gabbros, 7. ultrabasic rocks, 8. oldest cat-aclastic granite, 9. Yaguki metamorphic rock, 10. Gosaisho metamorphic rock, 11. Takanuki metamorphic rock, 12. Paleozoic and its metamorphic facies (Hitachi metamorphic rock), 13. fault

造の弱線に大きく支配されているものと考えられる。

3. 調査内容と結果

3.1 砂礫質堆積物の分布と火山灰の被覆状況

本調査地域における小盆地の分布は、既に第5図に示したとおりである。大部分の盆地はその上流側の入り口と下流側の出口（盆地尻）で袋状に狭まる。この小盆地は、中村（1975）による北阿武隈山地の袋状小盆地群と同様の地形である。

相対的に規模の大きな小盆地は北部の大北川流域にあ

り、第8図の完新統の分布地域にはほぼ一致する。一方、相対的に小さな小盆地は、南部の山地を開析する花貫川、多々良場川及び十王川流域に数多く分布する。とくに南側の十王川流域では、水系網と小盆地が密に発達し、山地の開析が調査地域内で最も進む。各主要河川とも、一般的に上流域ほど小盆地の規模は小さくなる。

山地東縁を必従的に流下する小河川の流域では、山地が活発に下刻されていて、小盆地の発達は極端に悪い。また、最北部の標高のより大きな変成岩類や閃緑岩類からなる山地では、花崗岩類からなる南部の山地に比べ開析は進まず、小盆地の発達も悪い。

本調査地域にある小盆地及びその周縁の多数の露頭において、砂礫質堆積物を観察することができた。観察を行った露頭のうちで18地点の位置は第9図、地質柱状図と記載は第10図、第1表にそれぞれ示すとおりである。

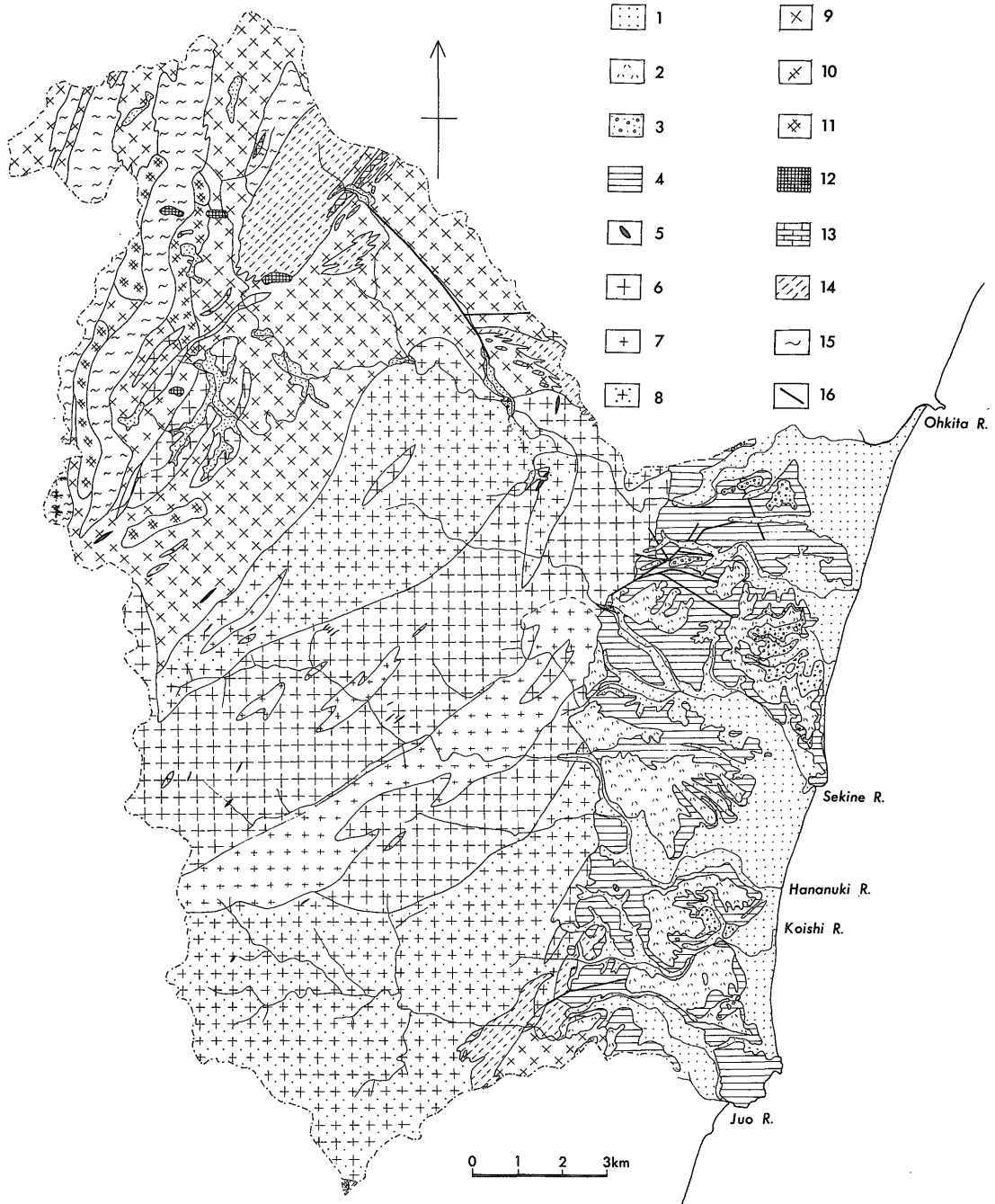
第10図によれば、主に粗大な亜円・亜角礫と砂からなる砂礫質堆積物は、基盤岩の花崗岩類を不整合に覆い、基底部の粗大な砂礫層から上部の細粒砂層へと上方細粒化の傾向を示す場合が多い。そして、堆積の中断・間隙を示す黒色土壌層を地層中に挟む露頭は、関根川の小盆地内のそれ²⁾（第9図の+印）などを除けば、極めて稀である。

この砂礫質堆積物は、堆積構造、砂の淘汰度及び礫の円磨のされ方からいづれも河成の堆積物であると推定される。堆積物の厚さは、小盆地中心部の谷底面については3m以下と薄く、地点1, 7, 8, 17のように基盤岩が河道に露出することが多い。小盆地とその縁辺にある段丘面を構成する堆積物の厚さは谷底面同様に3m以下のものが多いが、地点3, 9のように7m以上に達するものもある。

谷底面の全てと段丘面の多くは火山灰に被覆されずに、相対的に新しい砂礫質堆積物からなる。以下では、この堆積物によってできた河道寄りの段丘地形を低位段丘面とする。これに対し、山地寄りでは相対的に高い段丘面は火山灰に被覆される場合が多い。この火山灰は厚さ1-3mで、3.2万年前に降下した鹿沼軽石層（上杉ほか、1985）をその下底ないし中間に0.3m以下の厚さで挟む（第13図参照）。以下では、火山灰に被覆される砂礫質堆積物によってできた段丘地形を中位段丘面とする。

第11図は、北部の関根川と南部の十王川の河谷（断面の位置は第9図、河道の標高はそれぞれ約430・150m）について、その横断面と火山灰の被覆状態を示した

²⁾ 本露頭は高さが2.7mあり、上端から1.5-1.7m下方に古土壌が発達する。



第8図 調査地域の地質編集図 (渡辺・佐藤, 1935; 木下, 1935)

1. 完新統 2. 火山灰(更新世) 3. 台地の砂礫層(更新世) 4. 新第三系 5. 半花崗岩及びペグマタイト 6. 黒雲母花崗岩 7. 細粒黒雲母花崗岩 8. 閃雲花崗岩 9. 花崗閃緑岩 10. 石英閃緑岩 11. 閃緑岩 12. 橄欖岩及び蛇紋岩 13. 結晶質石灰岩 14. 結晶片岩 15. 片麻岩 16. 断層

Fig. 8 Geological map of the study area and the eastern plain.

1. Holocene, 2. volcanic ash (Pleistocene), 3. sandy gravel bed at upland (Pleistocene), 4. Neogene system, 5. aplite and pegmatite, 6. biotite granite, 7. fine-grained biotite granite, 8. hornblende biotite granite, 9. grano diorite, 10. quartz diorite, 11. diorite, 12. peridotite and serpentinite, 13. crystalline limestone, 14. crystalline schist, 15. gneiss, 16. fault

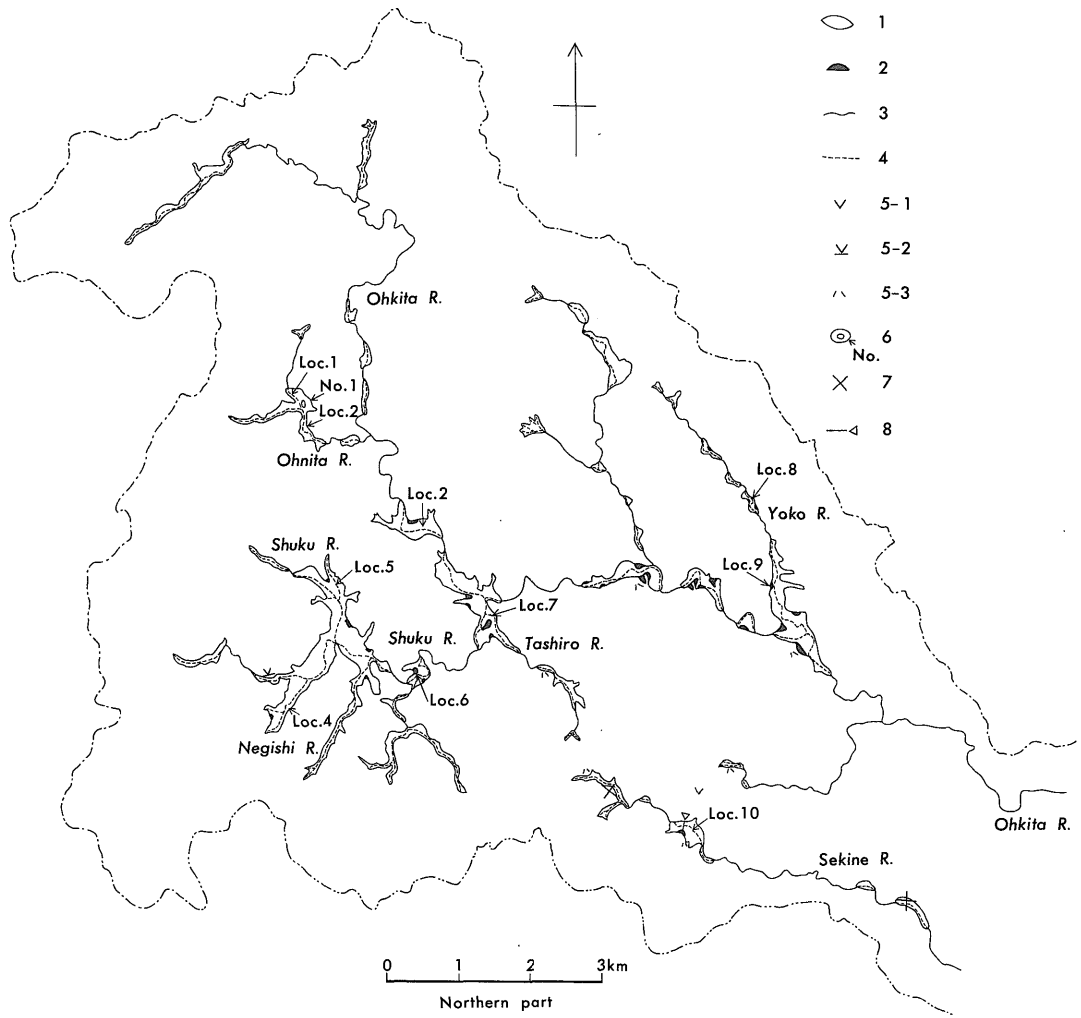
花崗岩山地における侵食と崩壊（磯部一洋）

第1報 小盆地とその縁辺における砂礫質堆積物の観察地点の記載

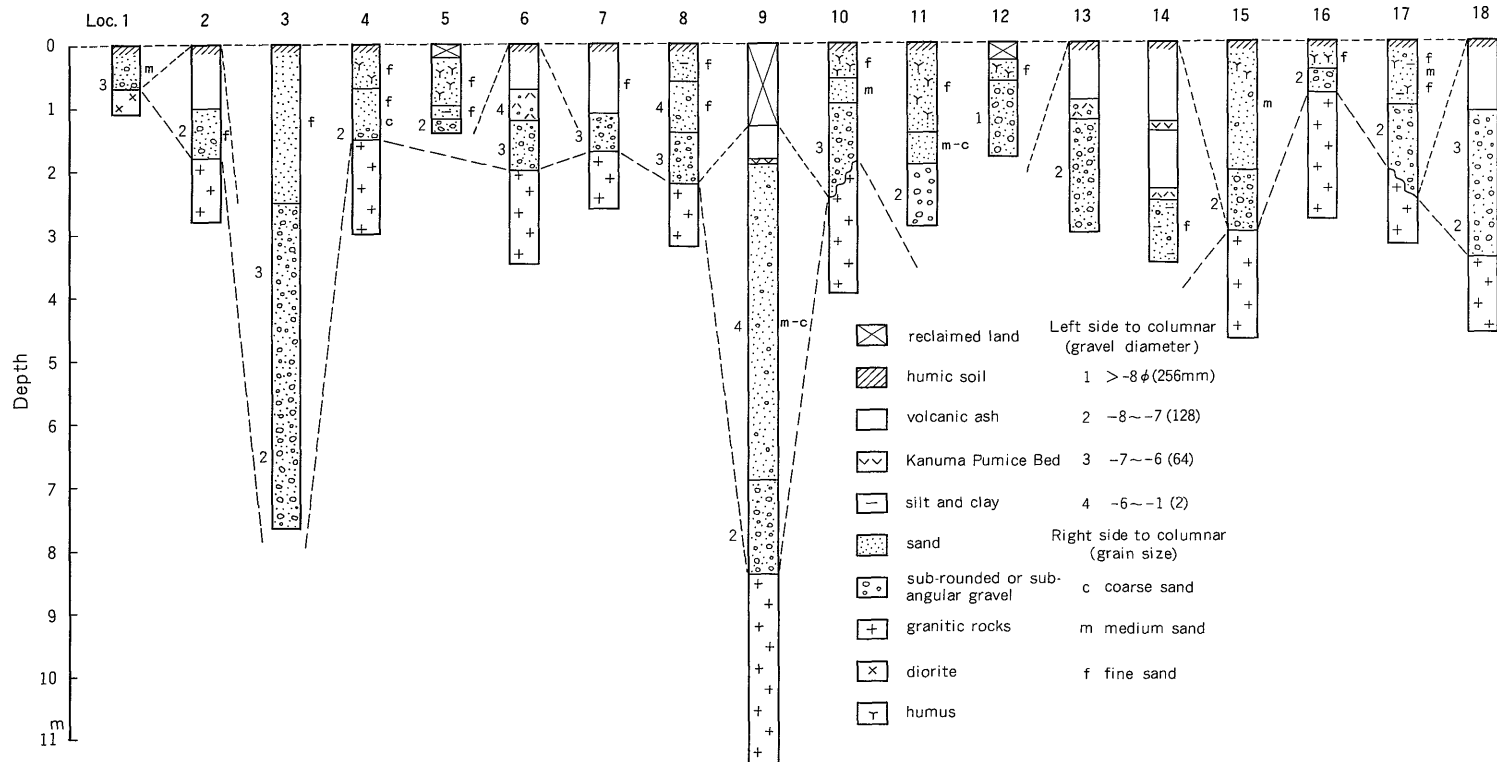
Table 1 List for sections of sandy gravel sediments in the small erosional basin.

Loc. no.	name of main river (its tributary)	elevation	topographic surface	relative height from lowland of valley bottom (from river channel)	weathering crust of granitic rocks	thickness of sandy gravel sediments	unit in meter
							thickness of volcanic ash (Kanuma Pumice Bed)
1	Ohkita River (Ohnita River)	575	lowland of valley bottom	0 (1.3)	weathered diorite	0.7	—
2	"	570	middle terrace	5.6 (8.0)	"Masa" A	0.8	1.0
3	Ohkita River	410	lower terrace	9.2 (11.4)	—	7.0>	—
4	Ohkita River (Negishi River)	500	"	4.5 (5.5)	"Masa" A	1.5	—
5	Ohkita River (Shyku River)	495	"	1.1 (3.0)	"	1.2>	—
6	"	460	middle terrace	7.2 (9.4)	"Masa" A	0.8	1.2
7	Ohkita River (Tashiro River)	375	lowland of valley bottom	0 (2.6)	"	2.6	—
8	Ohkita River (Yoko River)	320	"	0 (1.0)	"	2.2	—
9	"	280	middle terrace	10.3 (12.9)	"	6.5	0.6 (0.1)
10	Sekine river	425	lower terrace	2.8 (4.0)	"	2.5	—
11	Hananuki River	420	"	1.9 (2.9)	—	2.9>	—
12	Hananuki River (Ohno River)	380	lowland of valley bottom	0 (1.5)	—	1.6>	—
13	Hananuki River	225	middle terrace	14.8 (18.0)	—	1.8>	1.2
14	Tataraba River	330	"	4.0 (8.3)	—	1.0>	2.5 (0.1)
15	"	245	lower terrace	3.2 (4.7)	weathered granite	3.0	—
16	Juo River	220	"	1.8 (2.8)	"Masa" A (upper) weathered granite (lower)	0.8	—
17	"	185	lowland of valley bottom	0 (3.2)	weathered granite	2.5	—
18	Juo River (Fujisaka River)	240	middle terrace	9.9 (12.0)	"Masa" A	2.3	1.1

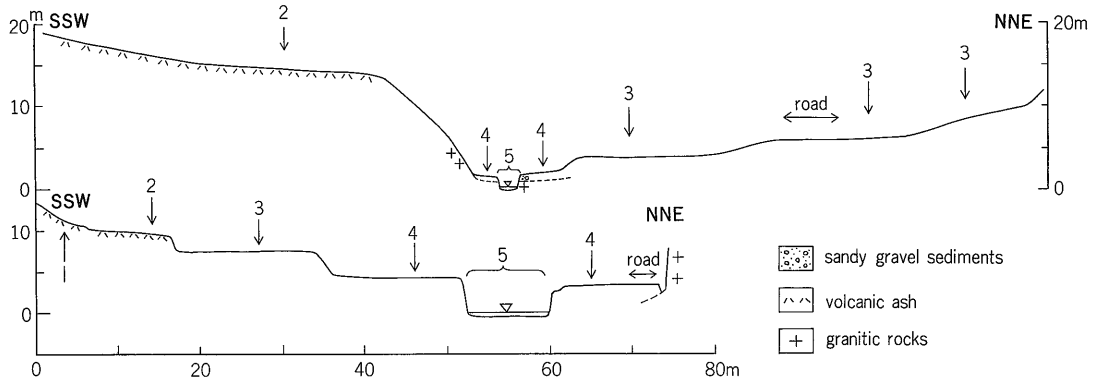
(1)



第9図 小盆地付近の観察地点の位置と地形面分布図 ((1)は北部, (2)は南部)
 1. 谷底面及び下位段丘面 2. 中位段丘面 3. 河道 4. 小盆地内の主要河道 5. 火山灰被覆山地 (5.1 火山灰は鹿沼軽石層を挟む, 5.2 火山灰は同層を基底に持つ, 5.3 同層未確認の火山灰) 6. 小丘陵とその番号(磯部, 1990b) 7. 1989年8月発生 of 崩壊地点 8. 第11図の断面位置



第 10 図 小盆地とその縁辺の観察地点に関する地質柱状図
 Fig. 10 Geologic columnar sections in the small erosional basin.



第 11 図 河谷部の地形・地質断面と地形面の名称

上の断面は関根川本流，高萩市若栗，下のそれは十王川本流，十王町古田について示す。
1. 火山灰被覆の山地斜面 2. 中位段丘面 3. 低位段丘面 4. 谷底面 5. 河道

Fig. 11 Topographic and geologic sections in valley and name of topographic surface.

The upper is the major river of Sekine River, Wakaguri in Takahagi, the lower is the major river of Juo River, Furuta in Juo.

1. mountain slope covered by volcanic ash, 2. middle terrace, 3. lower terrace, 4. lowland of valley bottom, 5. river channel

ものである。関根川の南側には、谷底面との比高が 10 m 以上の中位段丘面、北側には低位段丘面群が発達する。一方、十王川では南側の山地寄りに、火山灰に被覆された斜面、それと小崖で分けられる中位段丘面、低位段丘面及び谷底面が階段状に配列する。第 9 図には、以上の露頭観察と検土杖による調査によって明らかになった中位段丘面の分布を示した。ただし、大北川下流側の小盆地において、谷底面から 12 m と 6 m の高さを中心に発達する中位段丘面のうちで、前者は以下で述べる高位段丘面に対比される可能性がある。

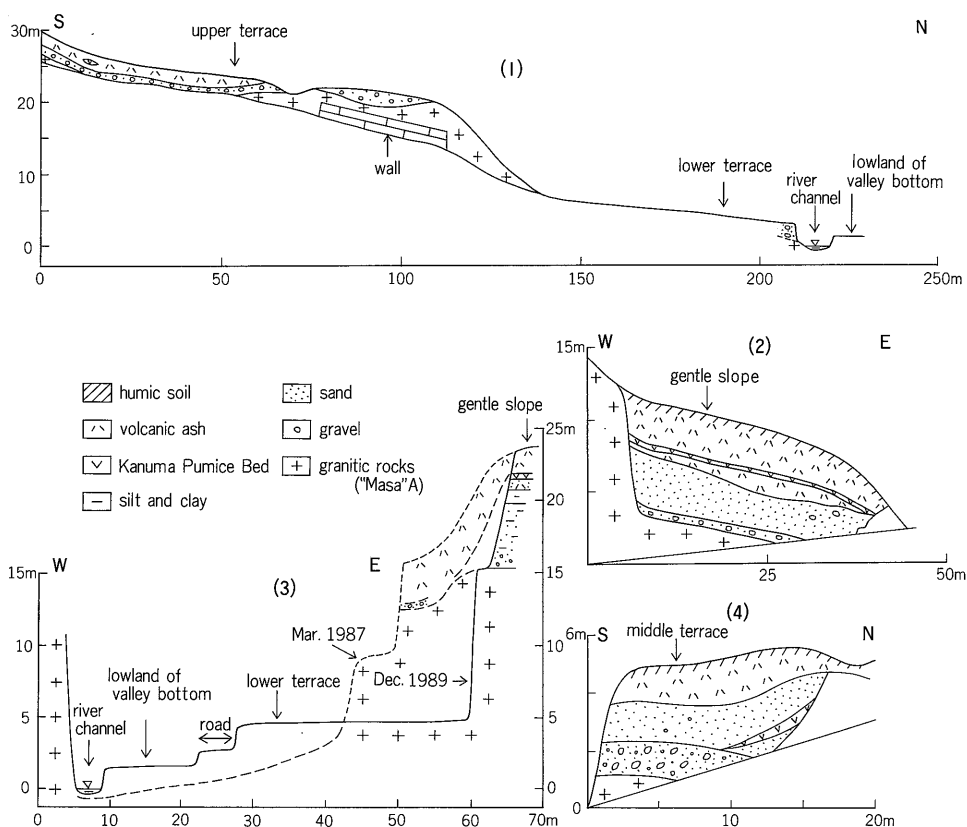
上述した小盆地及びその縁辺にある低位・中位両段丘面（旧河床面）と高水時に冠水する谷底面の比高は、地点 13 などを除けば、10 m より小さい（第 1 表）。しかし、小盆地を取り囲む山地の基部にある 3 地点の露頭では砂礫質堆積物が谷底面から 10 m 以上、峡谷部の 1 地点では河道から 12 m も高い位置に観察される。

地点 A は花貫川上流の小盆地南側（第 9 図）の新しい林道沿いにある（第 15 図参照）。第 12 図(1)は、小盆地から山地へかけた地形断面に露頭観察の結果を記入したものである。山地基部の砂礫質堆積物は盆地側へ向かって緩く傾斜し、谷底面との比高は 20 m に達する。この堆積物は最大層厚 2 m、最大礫径 25 cm、平均礫径 7-8 cm の花崗岩類の主に亜円礫からなり、小盆地に向かって南方から流入した旧河川による堆積物と考えられる。砂礫質堆積物は、厚さ 13 cm 以下の鹿沼軽石層を

レンズ状に挟む、約 2 m の火山灰に被覆される。本堆積物からなる地形面はかなり開析され、その保存状態は悪い。

地点 B は多々良場川沿いの小盆地の北側にあり（第 9 図）、新道路の建設に伴ってできた大きな露頭である。道路南側の露頭は全て基盤岩の花崗岩類からなり、風化花崗岩類の方が新鮮な花崗岩類より多い。新鮮な花崗岩類は、幅数 m 以下の規模で数カ所に露出する。一方、北側の露頭中央部を占める風化花崗岩類の東側においては、火山灰に被覆された砂礫質堆積物が上流側の谷底面から 12 m 前後の高さに観察される（第 12 図(2)）。この堆積物は、平均礫径 5 cm の角礫を主体とする厚さ 0.6 m の基底部の砂礫層と平均層厚 3 m で、雲母片の多い細粒砂層からなり、厚さ 16-22 cm の鹿沼軽石層を下部に挟む 3-4 m の火山灰に被覆される。本砂層の上部には、長径 10-30 cm の新鮮な花崗岩類からなる角礫が含まれる。

地点 C は、十王川の支流黒田川の小盆地の東側にあり（第 9 図）、土砂採取場における露頭である。調査は 1987 年 3 月と 1989 年 12 月に実施された。1987 年 3 月には、基盤岩の風化花崗岩類は谷底面から上方約 10 m の間に露出し、平均礫径 10 cm の亜円礫を主体とする層厚 0.3 m の礫層及び厚さ 3 m の火山灰に被覆される（第 12 図(3)）。さらに掘削の進んだ 1989 年 12 月には、厚さ 5.5 m の級化の著しい堆積物が基盤岩を不整合に



第12図 山地基部及び峡谷部における露頭スケッチ

(1) 地点A, 高萩市大能 (2) 地点B, 高萩市下田代 (3) 地点C, 十王町黒田 (4) 地点D, 十王町古田

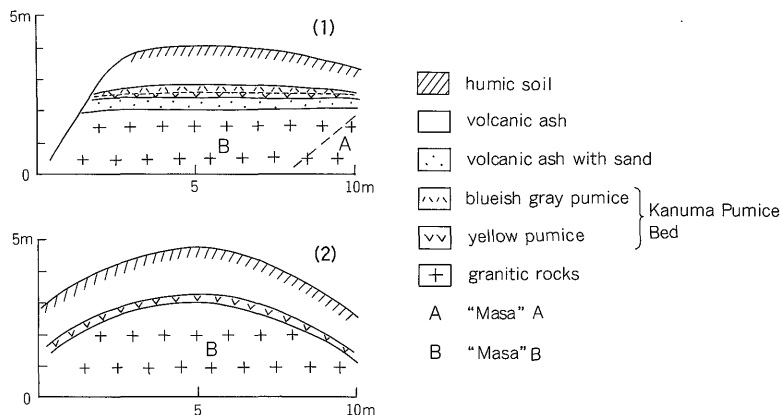
Fig. 12 Sketches for sections at foot of hilly mountain and middle part of gorge. 1. Loc.A, Ohno in Takahagi, 2. Loc.B, Shimotashiro in Takahagi, 3. Loc.C, Kuroda in Juo, 4. Loc.D, Furuta in Juo

覆い、その下部はシルト混じり砂礫層、上部は砂質シルト層へ変化するのが観察された。この堆積物は、さらに厚さ 0.25 m 前後の鹿沼軽石層を挟む 2.85 m の火山灰に被覆される。

地点 D は、地点 C の東北東 1.5 km の十王川の支流藤坂川の峡谷部西側にあり(第9図)、土砂採取場へ通じる道路切割の露頭である。砂礫質堆積物は、河道から約 10-12 m の高さであり、亜円礫を主体とする下部の砂礫層と上部の砂層からなり、厚さ 1.5 m の火山灰に覆われる(第12図(4))。砂礫層中の礫は最大粒径 70 cm、平均礫径 20 cm 前後の亜円・亜角礫、そのマトリックスは中・粗粒砂からなる。鹿沼軽石層が砂層中に挟在することから、本堆積物の形成は同軽石の降灰期に当たり、地点 A-C の砂礫質堆積物に比べてより新しいものと考えられる。

以上の A-C 地点に分布する砂礫質堆積物は、鹿沼軽石層をその中間に挟む、厚さ 2-4 m の火山灰に被覆される。この火山灰は多賀山地東側の平野に発達する中位段丘面 M2, M3(當間, 1975)を覆う火山灰に層序・層厚が一致する。このことから、上述の砂礫質堆積物は、12-3.2 万年前の後期更新世に形成された可能性が高い。

地点 A の砂礫層と地点 C, D における基底ない下部の砂礫層は、やや円磨され、礫径の揃うものが多いことから河成の砂礫質堆積物であると考えられる。しかし、地点 B の砂礫層は主に角礫からなり、また砂層の上部にも角礫が含まれることから、局地的な谷埋め堆積物の可能性が高い。一方、地点 C における砂層はシルトの含有量が上方ほど増加し、淘汰が著しく悪く、上述した砂礫質堆積物の層相とは大きく異なる。以下では、地点 A でみられるような河成の砂礫質堆積物からなり、よ



第 13 図 火山灰による山地の被覆状態のスケッチ

- (1) 地点 I, 高萩市上田代
(2) 地点 II, 十王町大平

Fig. 13 Sketches for sections at foot of hilly mountain covered by volcanic ash.

1. Loc. I, Kamitashiro in Takahagi
2. Loc. II, Ohdaira in Juo

り開析された山地基部の緩い斜面を高位段丘面とする。さらに、地点 B, C でみられる細粒砂を主体とするやや厚い砂礫質堆積物からなり、山地基部にある緩やかな斜面を緩斜面とする。ただし、地点 D における河成の砂礫質堆積物は河道上 12 m の高さにあるが、高位段丘面ではなく中位段丘面の構成層とみなす。その根拠として小盆地に比べ、峡谷部では下刻が著しいためにその堆積物がより高い位置にありうる、またその形成は地点 A-C における緩斜面の構成層に比べて、より新しいことが挙げられる。

次に、砂礫質堆積物を載せない小盆地周辺の山地について、火山灰の被覆状態に関する調査結果を述べることにする。20 万分の 1 表層地質図茨城県（経済企画庁総合開発局, 1973）には、多賀山地における火山灰の分布が表現されている。そこで、表層地質図に基づいて火山灰の被覆状態を第 2 図に併記した。これによれば、火山灰の被覆する山地は、西部と北東部の分水界付近に多く、小起伏面の発達する山地中央部にも多少見られる。しかし、山地東縁を下刻する関根川と関根前川の流域には全く分布しない。以上のように、山地における火山灰の被覆状態は流域毎に異なり、その開析状態と密接に関連することが明らかである。

そこで、著者は火山灰による被覆状態を本調査地域の小盆地付近の山地について詳しく調査した。その結果、厚さ 3 m 以下の火山灰が、風化した花崗岩類からなる山地基部の斜面を被覆するのを多くの地点で観察するこ

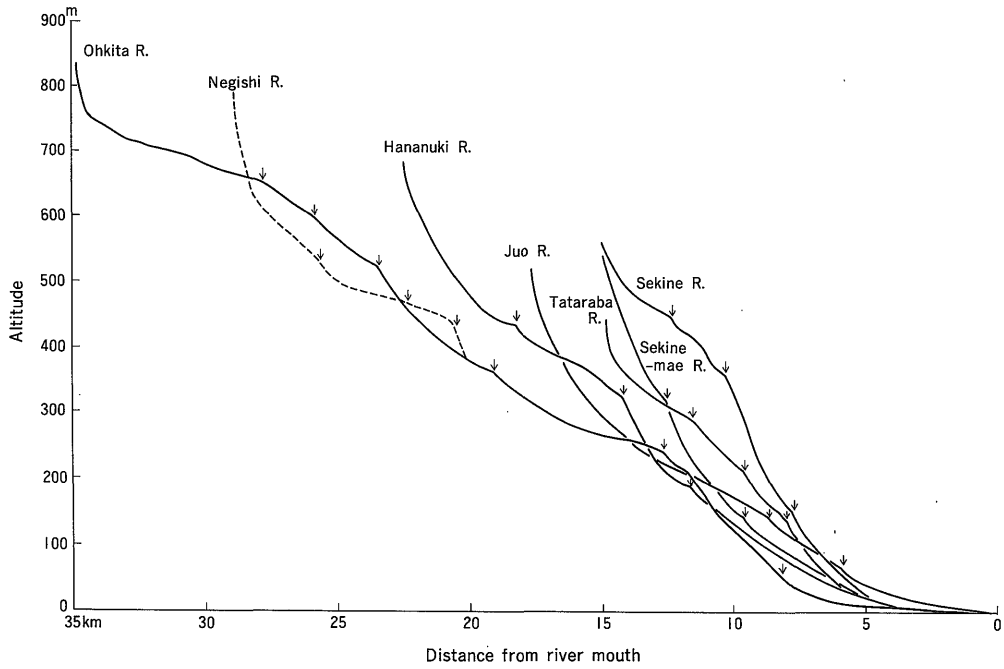
とができた。第 13 図は、山地が鹿沼軽石層を挟む火山灰、同軽石層を基底とする火山灰によって被覆される様子を描いたスケッチである。一方、現河床面ないし谷底面上には、火山灰は存在しない。また、崩壊箇所ではマサとなった花崗岩類が斜面に露出し、火山灰及び土壌を欠くことが多い。

3.2 花貫川上流域における基盤岩の風化

小盆地の形成とその周辺山地の侵食と崩壊を知るために、以下の地域で花崗岩類の風化殻の分布を調査することにした。対象地域は、高萩市大能から鳥曾根へかけた花貫川の河谷、その北側の小流域、土岳（標高 599.7 m）への登山道及び林道である。風化度は、遠藤・木宮（1987）の風化分帯の考え方（p. 104）にしたがって、新鮮花崗岩、風化花崗岩、マサ A、マサ B（風化の最も進行した赤色マサを含む）の 4 階級に区分することにした。ただし、本地域より北方の北阿武隈山地に発達する風化殻は、現在とは大きく異なった、中期中新世から前期更新世の気候条件下で形成されたものとされている（遠藤・木宮, 1987）。

ところで、第 14 図に大北川・花貫川などの調査地域内の主要河川の縦断面曲線を示す。実線は本流³⁾、破線はその支流を表す。下向きの矢印で示した遷移点（第 1 図参照）の上流側には、いずれも小盆地が発達する。調査地域は、第 14 図で言えば河口から約 13-18 km の

³⁾ 関根前川は関根川、多々良場川は花貫川の各支流であるが、本流として扱う。



第14図 主要河川の縦断面曲線図
矢印は遷移点の位置を示す。

Fig. 14 Longitudinal profile of major rivers. Arrow shows position of nick point.



第15図 花貫川上流域における基盤岩の風化殻の分布状態
本図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「堅破山」と「高萩」を基図に使用した。
1. 新鮮花崗岩 2. 風化花崗岩 3. マサ A 4. マサ B

Fig. 15 Distribution of weathering crust of granitic rocks at the upper reach of Hananuki River.
1. fresh granite, 2. weathered granite, 3. "Masa" A, 4. "Masa" B

花貫川本流を中心とする範囲である。

風化殻の分布に関する調査結果は、第 15 図に示すとおりである。下大能にある上流側の小盆地と鳥首根にある下流側の小盆地を結ぶ峡谷部の河道には、新鮮花崗岩が風化花崗岩より多く分布する。とくに峡谷部中央の曲流の著しい河道には、新鮮花崗岩が連続的に分布する。ただし、この曲流部は黒雲母花崗岩からなり、相対的に侵食・崩壊に強いとされる細粒黒雲母花崗岩（大矢, 1972）はむしろその上流側に分布する（第 8 図参照）。

上述の新鮮花崗岩と風化花崗岩は、河道内におけるその形態の違いから容易に区別できる。すなわち、新鮮花崗岩は削られ難いために角ばり、大小の滝や急流部を形成するのに対し、風化花崗岩は流水の侵食作用によって平滑に削られ、曲面状を呈している。下大能より上流の小盆地底においては、その河道に風化花崗岩が分布し、新鮮花崗岩は全く認められない。小盆地を取り巻く山地は森林に良く覆われ、山地基部に所々露出した基盤岩はマサ A ないしマサ B からなる場合が多い。

下大能の本流北側にある小流域には、水系が樹枝状に発達する。急な河床には風化花崗岩、緩やかなそれにはマサ A が分布する。一方、尾根状の突出部や急な谷壁斜面には、風化花崗岩ないし新鮮花崗岩が分布し、定高性を示す尾根の上部ではマサ B がマサ A より多い。

土岳の北東側の尾根道には新鮮花崗岩が分布し、風化花崗岩やマサ A・B は緩やかな尾根沿いや山頂部に限られる。とくにマサは、新鮮花崗岩の巨大な礫によって侵食から保護され、その直下に発達する場合が多い。一方、北西側の林道にはマサ A が卓越して分布する。

4. 考 察

4.1 砂礫質堆積物の発達からみた山地侵食と崩壊

本調査地域の小盆地及びその縁辺に分布する砂礫質堆積物に関する知見から、本山地の侵食と崩壊を議論する。まず、砂礫質堆積物からなる各地形面の形成年代を、火山灰の被覆状況に基づいて要約する。緩斜面と高位段丘面は谷底面との比高がともに 10 m より大きく、鹿沼軽石層を挟むやや厚い火山灰によって覆われることから、12-3.2 万年前の後期更新世に形成されたものと考えられる（第 2 表）。これに対し、中段段丘面は鹿沼軽石層を基底とするやや薄い火山灰に覆われることが多く、その形成は 3.2 万年直前までの後期更新世の後半の可能性が高い。低位段丘面・谷底面は、火山灰に覆われないことから、明らかに完新世に形成されたものである。

次に、小盆地とその周辺における砂礫質堆積物の形成過程を本調査結果から整理する。本調査地域の山間部にある小盆地周辺では、後期更新世に厚い砂層や一部砂礫層からなる緩い斜面が、流入河川によって形成された。その後、緩い斜面は河床の低下に伴って 10 m 以上も下刻され、緩斜面及び高位段丘面が形成された。これは小盆地より下流側の峡谷部にある遷移点の後退に伴う河床低下と密接に関連するものと考えられる。後期更新世の 3.2 万年前頃までに、河川の側方侵食によって小盆地の概形ができ上がると同時に、厚さ 5 m 以上に及ぶ大量の砂礫が盆地内へ供給された。最終氷期に当たるこの時期には、本地域のみならず北阿武隈山地（西城, 1987）や北関東の花崗岩類からなる山地（田淵, 1984）でも、砂礫の生産・移動が著しく活発であったとされている。

第 2 表 小盆地付近における地形面の特徴

Table 2 Characteristic of topographic surfaces at the small erosional basin and its vicinity.

		unit in meter					
topographic surface	characteristic	hilly mountain covered by volcanic ash	gentle slope	upper terrace	middle terrace	lower terrace	lowland of valley bottom
construction of topographic surface		granitic rocks	sandy gravel sediments (sandy)	sandy gravel sediments (gravelly)	sandy gravel sediments	sandy gravel sediments	sandy gravel sediments
thickness of sediments		—	5.5-3.0	2.0	6.5-0.8	7.1-0.8	2.6-0.7
covering by volcanic ash		covered	covered	covered	covered	—	—
relative height from lowland of valley bottom		—	19.2-2.5	20.0	14.8-4.0	9.2-1.1	0
age of formation		Late Pleistocene	Late Pleistocene	Late Pleistocene	Late Pleistocene	Holocene	Holocene

その後、火山灰を載せた砂礫質堆積物は数 m も下刻・侵食され、中位段丘面が形成された。

完新世に入り大部分の小盆地底は、厚さ 3 m 未満の砂礫質堆積物によって覆われた。その後、低位段丘面、河道近くに谷底面が順次形成された。遷移点の後退に伴って盆地内の河床低下が進む場合、谷底面との比高の大きな低位段丘面が発達する。一方、河床低下が著しくなく、側刻の卓越する小盆地では、周辺山地から供給された砂礫質堆積物によって、谷底面の形成が続く。上述の砂礫質堆積物の形成史と地形面の分布に基づいて、以下では本地域における山地侵食と崩壊の特徴を述べる。

大北川や十王川の上流側にある小さな小盆地とその縁辺には、中位段丘面が中・下流側ほど多く分布しない。また、それらの小盆地の周辺山地には基盤岩の著しく風化したマサが露出し、土壌を欠いている箇所も目立つ。これに対し、中・下流側にある規模のやや大きな小盆地とその縁辺には、火山灰に被われた中位段丘面などの地形面がより多く分布する。すなわち、上流側にある小さな小盆地周辺では、規模の小さな遷移点の後退や河床の低下に伴って侵食が山地基部まで達し、火山灰の降下以後も崩壊が度々発生して、山地からの土砂の流出がより活発に発生していることが推定される。

一方、中・下流側にある規模のやや大きな小盆地の周辺山地では、火山灰や土壌を削り取るような崩壊や土砂の流出は、上流側におけるほど頻繁に発生しないものと推定される。その理由として、山地東縁に近づくほど遷移点により大規模に、堅硬な基盤岩が多く分布するために遷移点の後退はあまり進まず、上流側にある小盆地の河床の低下も小さく、山地基部の侵食は活発でないこと

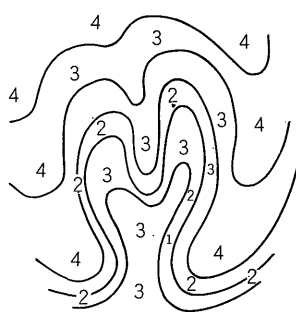
が挙げられる。ただし、最上流部であっても突出した山頂部は、新鮮で堅硬な花崗岩から主になり、そこでは可動性物質が少ないために崩壊の発生や土砂の流出は不活発である。

4.2 基盤岩の風化度の違いからみた山地侵食と崩壊

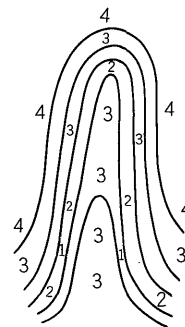
内川ほか(1982)、遠藤・木宮(1987)は、北阿武隈山地の花崗岩類の風化殻の分布について現地調査を行っている。両報告では、山地と峡谷部あるいは小盆地との区別はなされておらず、かつ峡谷部と小盆地の河道に露出する基盤岩の風化分帯の違いは不明瞭である。

本研究においては、多賀山地のうちで極めて小範囲であるが、花貫川の峡谷部と小盆地の河道付近に露出する基盤岩について風化分帯を調べた。その結果、峡谷部と小盆地では異なった風化度の岩石がそれぞれ分布することが明らかになった(第15図)。すなわち、河川水量のより多い本流の峡谷部では、新鮮花崗岩が勾配のより急な河床に、風化花崗岩がより緩やかなそれに卓越して分布する。同様の関係は、水量の少ない小盆地や峡谷部周辺の山麓及び小支流の山地、流水のほとんど認められない山頂部や尾根沿いの風化分帯についても適用できる。この場合、山地・河床の起伏と流水による侵食作用は密接に関連し、起伏量の大きな地域ほど侵食量も大きくなり、その侵食に耐え得るような、より新鮮で堅硬な花崗岩が分布する。すなわち、山地や河谷の地形は、そこに働く流水等の外的侵食力に対する基盤岩の強弱(風化分帯)に良く対応している。

本調査地域に関する空中写真の判読と地形図の読図によれば、小起伏面の認められる山地は第16図に示すように、袋状と直線状に開析された小谷群からなる場合が



Pocket-like valley type



Straight valley type

第16図 調査地域における山地の模式的侵食状態

1. 新鮮花崗岩 2. 風化花崗岩 3. マサ A 4. マサ B

Fig. 16 Schematic dissection of hilly mountains at the study area.

1. fresh granite, 2. weathered granite, 3. "Masa" A, 4. "Masa" B

多い。同図には花貫川上流、下大能にある小支流流域での基盤岩の風化分帯の調査結果を参考に、小谷における風化度の違いを模式的に示してある。袋状と直線状の小谷の地形は基盤岩の硬軟に良く対応し、尾根状の突出部や急な谷壁斜面はやや新鮮で堅硬な花崗岩、谷底部はより軟らかい風化花崗岩ないしマサ A からそれぞれ構成される。とくに、定高性を示す山頂部にはマサ B が分布し、山腹の急斜面を作るより堅硬な花崗岩によって保護されている。中藤（1970）・大矢（1972）の指摘したとおり、急斜面上部の傾斜変換線付近の斜面は、崩壊発生の可能性を包蔵すると言える。

4.3 近年における山地斜面の崩壊状況

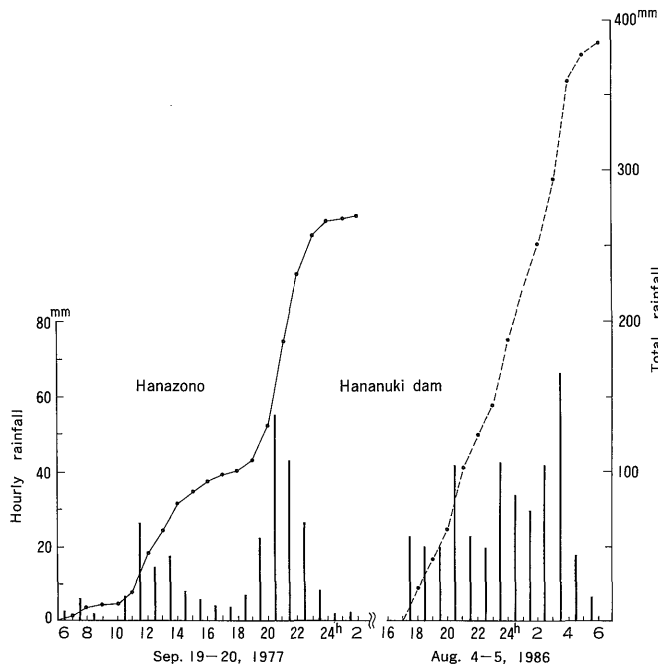
本調査地域の山地において、古くは1745年の山津波によって、花貫ダム湖のすぐ上流にあった野々平の集落が壊滅させられたとの記録がある（ふるさといばらきの山編集委員会、1990）。近年においても、小規模な崩壊が台風などによる豪雨に伴い発生している。

大矢（1972）は、1971年4月の豪雨と同年8月31日-9月1日の台風23号によって、ほぼ本調査地域に当たる範囲内で100カ所の崩壊が発生したことを報告した。それらの崩壊は“準平原”とそれを取り囲む急な谷との

境の山の肩に当たる部分から発生し、河川の縦断面と合わせると遷移点のすぐ下流側の谷寄りに多いとした。さらに彼は、崩壊の90%が北側斜面で発生していることを明らかにし、そこは南側斜面より急勾配で、土壤の発達が悪いと述べている。

さらに、早川・酒井（1981）は、本調査地域及び花園川（北側に位置する大北川最大の支流）の流域において、1977年9月19、20日の台風11号による豪雨によって270カ所の崩壊が発生し、その多くは接峰面高度400m以上の山地にあると述べた。そのうち本調査地域内では第2図に示すとおり、150カ所で崩壊が発生した。全般に、小規模の崩壊でその長さ比べて幅がより大きいカール状崩壊が多く、谷密度13及び16前後、起伏量61-160mの方眼において崩壊が多発すると彼らは述べた。

また、早川・酒井（1981）は、山地斜面における崩壊発生の位置とその向きは、大矢（1972）と同様に尾根の直下から山腹にかけた斜面で北向きに多いとしたが、その向きについては台風11号による強い雨が北向き斜面に吹き付けたことを強調している。さらに、これらの崩壊は風化岩塊などの斜面の可動性物質と関連した傾斜の比較的急な斜面表層において発生したものであり、可動



第17図 多賀山地における豪雨の1時間降水量と一雨総降水量
Fig. 17 Hourly rainfall and total amount of rainfall at the study area and its vicinity.

性物質のない峡谷部などの急斜面では生じ難いとした。そして、緩やかな山腹に可動性物質が存在し、しかも谷が若返りをみせる遷移点のすぐ下流側では崩壊が発生しやすく、小起伏山地の山腹斜面や谷に沿って崩壊が多発するのはこのためであるとした。

本調査範囲の山地において、1986年8月4,5日の台風10号の豪雨によって発生した崩壊箇所は以下のとおりである。やや規模の大きな2カ所(崩壊長150m前後、位置は第2図に矢印で示す旧崩壊地に同じ)を除けば、いずれも小規模なもので、かつ1977年9月19,20日の台風11号の豪雨などによる旧崩壊地や河川の側刻によって不安定化した山地基部で繰り返し発生したものが多い。

1986年の台風10号による豪雨は、北茨城市花園で一雨総降水量424mm(国立防災科学技術センター,1987)に達し、1977年の台風11号による花園におけるその降水量270mm(早川・酒井1981)よりも多く、かつ1時間降水量も多かったことが第17図からも明らかである。ただし、第17図の1986年の台風10号に関する降水資料は、花貫ダムにおける観測値を使用し、8月4日17時以前の降水量56mmを除いてある。

台風の豪雨による1時間降水量・一雨総降水量とも、1986年の方が1977年より大きかったにもかかわらず、上述したとおり1977年ほど顕著な崩壊は認められなかった。これは、1977年以前に存在した不安定な山地斜面が1977年の豪雨によって除去されたことも一つの理由と考えられる。

さらに、1989年8月6日の台風13号と同年8月26日の17号による一雨総降水量は、花貫ダム上流の大能でそれぞれ251・244mmに達し、例えば関根川上流域の100m以内において小規模な山腹の崩壊が3個発生した(第9図参照)。このように本地域では、数年の頻度で台風などに伴う豪雨に見舞われ、その際に山地斜面の小規模な崩壊が繰り返し発生している。そして、早川・酒井(1981)や大矢(1972)の指摘したように、尾根の直下から山腹へかけた北向きの斜面、とくに遷移点のすぐ下流側や小起伏面を取り巻く山地において崩壊が繰り返し発生する傾向が認められる。小盆地内においては、河川の側刻によって山地基部が侵食され、小規模な崩壊が発生し、遂に孤立した小丘陵(第9図参照)が形成されることもある。

5. おわりに

茨城県北部の多賀山地において、主に花崗岩類からなる高萩市・十王町西部で大北川を始めとする河川沿いに

は、袋状の小盆地が発達する。小盆地の周辺山地の侵食状態について調査を実施した結果、以下のことが明らかになった。

山間部に発達する小盆地のうち、上流側にある小さなそれは谷底面及び低位段丘面からなることが多い。堅硬な基盤岩からなる山頂部を除けば、その周辺の山地は火山灰に被覆されず、風化の進行したマサが露出し、土砂移動が相対的に活発である。一方、中・下流側の小盆地は規模がやや大きくなり、火山灰に被覆された中位段丘面が小盆地とその縁辺に発達する。また、火山灰を載せた砂礫質堆積物からなる緩斜面及び高位段丘面が山地基部に分布することもある。中・下流側の小盆地周辺では崩壊の発生場所は限定され、土砂移動は上流側におけるほど活発でない。

さらに、山地東縁にある峡谷部は、強烈的な侵食作用によって軟弱な風化岩石は除去され、谷床や谷壁は新鮮で堅硬な基盤岩及び巨大岩塊からなっている。このように、現在の山地や河谷の地形は基盤岩の外的侵食力に対する抵抗性の強弱に良く対応しており、より突出した山頂部や急斜面は堅硬な基盤岩、定高性を示す山地はより軟らかいマサからなっている。この小起伏面に相当する山地は、袋状・直線状の小谷群によって開析され、山地を取り巻く斜面上部を中心に、小規模な崩壊が豪雨時に繰り返し発生することが考えられる。

今後における小盆地周辺山地の崩壊と土砂流出の可能性は以下のように予想される。

- 1) 上流側にある小盆地の周辺山地は、小起伏面を取り巻く斜面上部に近く、台風などの豪雨に伴って小規模な崩壊が繰り返し発生する可能性が高い。
- 2) 中・下流側にある小盆地の周辺山地では、河川の側刻によって、不安定化した山地基部や旧崩壊地を除けば、新たに崩壊の発生する可能性は低い。
- 3) 小盆地中心部の谷底面は高水時に冠水し、土砂によって被覆される可能性が高い。

文 献

- 遠藤則夫・木宮一邦(1987) 中部阿武隈山地の花こう岩類風化殻の分布状態と黒雲母の風化変質。応用地質, vol. 28, p. 101-114.
- 早川唯弘・酒井高志(1981) 茨城県における雨を誘因とした崩壊災害の発生と崩壊個所の分布。茨城大学教育学部紀要(自然科学), no. 30, p. 1-16.
- ふるさといばらきの山編集委員会(1990) ふるさといばらきの山。茨城新聞社, 水戸, 215 p.

- 磯部一洋(1990 a) 茨城県筑波山・加波山周辺の緩斜面堆積物の形成について. 地調月報, vol. 41, p. 357-371.
- (1990 b) 流路に囲まれた小丘陵と放棄河道を訪ねて—茨城県多賀山地の例—. 地質ニュース, no. 434, p. 6-14.
- 加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川 寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤 茂・一色直記(1973) 竹貫地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 109 p.
- 経済企画庁総合開発局(1973) 土地分類図(表層地質図—平面的分類図—)茨城県.
- 河野義礼・植田良夫(1965) 本邦産火成岩の K-A dating (Ⅲ)—阿武隈山地の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 54, p. 162-172.
- 木下亀城(1935) 7万5千分の1地質図「助川」. 地質調査所.
- 国立防災科学技術センター(1987) 1986年8月5日台風10号の豪雨による関東・東北地方の被害調査報告. 主要災害調査, no. 27, 155 p.
- 中藤康俊(1970) 三河高原における山崩れについて. 地理学評論, vol. 43, p. 45-49.
- 中村嘉男(1975) 阿武隈山地北西麓における袋状小盆地群の形成について. 福島大学教育学部論集, no. 27, p. 61-67.
- 大矢雅彦(1972) 阿武隈山地南部の自然と崩壊. 水利科学, vol. 16, p. 46-60.
- 西城 潔(1987) 阿武隈山地北部における斜面形成と地形発達. 日本地理学会予稿集, no. 31, p. 30-31.
- 田淵 洋(1984) 北関東足尾山地における斜面堆積物の生成時期と移動時期について. 関東平野, no. 1, p. 26-30.
- 高山茂美(1974) 河川地形. 共立出版, 東京, 304 p.
- 當間唯弘(1975) 茨城県北部の段丘地形(1)—川尻・五浦間の段丘地形の発達. 茨城大学教育学部紀要, no. 25, p. 111-121.
- 内川由美・半澤 敏・八島隆一(1982) 北部阿武隈山地における花崗岩類の風化殻. 福島大学理科報告, no. 32, p. 49-56.
- 渡辺久吉・佐藤源郎(1935) 7万5千分の1地質図「勿来」. 地質調査所.
- 上杉 陽・米澤 宏・千葉達朗・宮地直道・森 慎一(1985) テフラからみた関東平野. アーバンクボタ, no. 21, p. 2-17.

(受付:1991年1月17日;受理:1991年2月20日)