南部北上山地登米地方の稲井層群基底礫岩

—— 含花崗質岩礫岩の研究 (その2) ——

(1958 年 6 月 16 日受理)

加 納 博*

On a Basal Conglomerate of the Inai Formation (Lower Triassic)
in the Toyoma District, Southern Kitakami-mountainland, Japan

— Studies on the Granite-bearing Conglomerates in Japan, No. 2 —

Hiroshi KANÔ

(Abstract)

The basal conglomerates of the Inai formation (Lower Triassic) in the Southern Kitakami-mountainland contain abundant pebbles of igneous—especially granitic rocks. In this paper the pebbles of the Kawabukuro conglomerate in the Toyoma district is described. The conglomerate lies at the base of the western wing of a Triassic synclinal basin. At the base of its eastern wing there develops the Ozima conglomerate (K. ICHIKAWA, 1951).

It is interesting to note that the lithology and characteristics of the granitic pebbles found from both wings of the Triassic synclinal basin are remarkably different. The Ozima conglomerate in the Ogachi district is rich pebbles of leucocratic granite, granodiorite, quartz-monzonite, diorite, gabbro and peridotite, most of which are comparatively deep-seated in character. Though the provenance of these pebbles are yet unknown, it is possible that these may have been transported from a supposed backland which then existed to the east, not west, of the district.

On the other hand, in the Kawabukuro conglomerate of the Toyoma district, pebbles of of mainly shallower-seated granitic rock such as granophyre, adamellite-aplite, and granophyric trondhjemite or granodiorite occur. In addition the similar assemblage of pebbles is found from the Yamazaki conglomerate (Upper permian) distributing to the immediate west of the Kawabukuro conglomerate.

In conclusion, it is assumed that the pebbles of the Kawabukuro- as well as the Yamazaki conglomerates in the Toyoma district may have come from the west or northwest of the district. This is a striking contrast to the case of the Ozima conglomerate. It must be noted, however, that the petrographic characters of the granitic pebbles of the Kawabukuro- as well as the Ozima conglomerates are essentially the same, and both belong to the so-called "Usuginu-" or "Hikami-" type as shown in Fig. 5.

- I. 序 言
- II. 礫の種類とその特性
- III. 小島礫岩との比較

- IV. 山崎礫岩 (上部二疊系) との比較
- V. 花崗質岩礫の供給源地について

* 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室
地質学雑誌 第 64 巻 第 756 号 1958 年 9 月

I. 序 言

北上山地における三疊系の発達には南部北上山地に限られ、第1図に示したように、①唐桑半島地方、②津谷・伊里前地方、③登米・十三浜地方、④稲井・雄勝地方の4ブロックに分布する。おのおののブロックは、大局的にみても南または南西に沈下した向斜構造をなして、中心部にユラ系を抱き、両翼部には稲井層群の基底部が露出している。ここで問題とする登米地方の礫岩は、向斜の西翼部の基底礫岩を代表するものであり、さきに市川浩一郎(1951a)によつて報告された雄勝地方の小島礫岩は向斜の東翼部基底に相当する。

最近筆者は登米地方の稲井統基底礫岩中の礫を検討したところ、同一層準でありながら小島礫岩中のものとは著しく異なることが明らかになった。この事実は北上山地の先中生代地史にとつて——とくに薄衣花崗岩礫の出所問題との関連において重要な意義を有するものとおもわれるので、とりあえずここに記す次第である。なお花崗質岩礫の岩石学的な研究方法についても、その一端をここで紹介する。

現地踏査にさいして懇切な御教示をたまわり、かつ貴重な調査資料の使用を許された東洋大学植田房雄講師(元登米高等学校教諭)に、また小島礫岩の岩石薄片多数を長らく使わせていただいている大阪市立大学市川浩一郎助教授には、この機会に厚く御礼の言葉を申し上げる*。

第1図 南部北上山地の三疊系の分布(市川浩一郎 1951b および小貫義男 1956 原図)

1: 上部三疊系～下部白堊系, 2: 下部三疊系(稲井層群), 3: 二疊系

①唐桑半島地方, ②津谷・伊里前地方, ③登米・十三浜地方, ④稲井・雄勝地方

Ta 高田, K 気仙沼, Tu 津谷, Iti 一関, To 登米, O 雄勝, Isi 石巻, S 仙台

第2図 登米地方の礫岩層の分布(植田房雄原図)

①皮装, ②峯畑, ③および④山田, ⑤山崎

II. 礫の種類とその特性

植田房雄(1954)によると、登米地方の稲井統基底礫岩は第2図のような分布を示し、大体 N50°

* 本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費交付金による。

E の走向で SE に傾斜している。下位の登米粘板岩層（上部二畳系）との関係は筆者の踏査した登米町皮装（Loc. 1）および峯畑北方の小沢（Loc. 2）では不明であるが、傾斜不整合の関係にあるものとされている。以後の記述のため、この礫岩を仮に“皮装（カワブクロ）礫岩”と呼ぶこととする。

礫岩の礫はよく水磨された円礫または楕円礫で、普通くるみ大～密柑大（径 3～10 cm）のものが最も多く、ときには 20×30 cm 大のものもあるが全体としてよく淘汰されている。礫の膠着程度は二畳紀の礫岩に比べるとややゆるい感がある。基質部はアルコーズ質の砂（後述）と主として、方解石質の膠着物質から成る。

採集した礫（薄片 23 枚）を検鏡の結果、次のような種類の岩石が認められたが、そのうちとくにここで問題となる花崗質岩石の礫は、実際には比較的少なく、野外の露頭で見て 10% ないし 15% 位であり、ことに 2 カ所の採集地点のうち峯畑（Loc. 2）では少なかつことをことわっておかなければならない。しかし採集にさいしてはとくに花崗質岩礫に重点をおいたので、個数は少なくとも、産出を期待される花崗質岩礫の種類としては一応これで網羅される可能性が大きいこともあわせて注意しておく。

一般に礫岩中の礫は、ことに供給源地から遠距離に堆積した場合には、たとえわずか 1 個の標本でもその存在意義は少なくなく記載をゆるがせにされない。まして同じものが 2 個、3 個と見出されるような場合には、その価値はますます増大するものである。

(A) 花崗質岩およびそれと成因的に密接な関係があるとおもわれる岩石

i) 黒雲母アダメロ岩* (Biotite adamellite) (薄片数 1) (写真図版 1)

色指数: 3, 原構成鉱物**: 黒雲母 (3%) < 正長石 (14%) < 石英 (29%) < 斜長石 (54%)

ただし黒雲母は緑泥石化、斜長石は曹長石化、正長石も曹長石化（後述）している。大体正規の等粒花崗岩質の深成岩組織に近いが、斜長石の一部は斑晶状に発達し石英も集斑状になる傾向がある。正長石は間隙充填のまたはモンゾニ岩状をなす。一般に古期礫岩中の花崗質岩石には、石英が波動消光をしたり、黒雲母や斜長石が屈曲または撓曲したりするようないわゆる protoclastic な構造や、あるいは岩石全体が無差別に破碎される cataclastic (または mylonitic) な構造が、多かれ少なかれ発達するのが普通であるが、この岩石では例外的にこの種の構造が見られない。

なおここで曹長石化した正長石というのは、鏡下で第 3 図のような産状を示すものをいう。それは、①ベッケ線からみて屈折率がまわりの粒状または斑晶状曹長石よりわずかに低いかほとんど差が認められないこと、②きわめて細かいアルバイト式集片双晶をなすこと、③消光角 ($X' \wedge 010 = 13^\circ \sim 18^\circ$) や光軸角 ($2V_z = 78^\circ = 90^\circ$) が曹長石のそれに近いこと、などの光学的性質からみて曹長石とほとんど変らない組成を持ったアルカリ長石の一種とおもわれるものである。しか

第 3 図 曹長石化した正長石の産状

M ミルメカイト, P 斜長石 (曹長石化), Q 石英,
K 正長石 (右図の右側の K は 010 に直角, 左側の K は 010 に平行な断面)

* 花崗質岩石の命名・分類はおもに GORAI (1944, p. 243) による。

** 曹長石化・緑泥石化・緑れん石化などの deuteritic alteration を受けない前の構成鉱物。岩石間の血縁関係などを考えるには変質以前の鉱物組成に戻すことがとくに必要である。

し、図に示したような間隙充填的なしモンゾニ岩状の産状を示すこと、とくにこれに接するまわりの斜長石にミルメカイトを生じている場合がしばしばあること、また正長石に特有なややピンク色がかつた白濁を残していることからすれば、これは元来初生的なものではなく、はじめは正長石として晶出したものが曹長石によつておき代えられたものとししか考えられないのである。第4図はこの種の

第4図 葉片状曹長石(P)によつて中心部から交代されつつある正長石・氷上山崗岩における一例
K カリ長石, A カリ長石の中心部の曹長石化した部分, Q 石英, P 曹長石化した斜長石

曹長石が正長石をその中心部から交代しつつある途中の一過程を示すものである。このような曹長石化正長石は、古期礫岩中の花崗質岩石や氷上山崗岩の周縁相のとくに自家変質の著しい部分には普遍的に見出されることを注意しておく。

ii) 文象斑岩 (Granophyre) (薄片数3) (写真図版2)

色指数: 5> 原構成鉱物: 黒雲母 (5%)>, 正長石, 斜長石 (あわせて約 60%), 石英 (約 35%)

石英とアルカリ長石との緊密な文象状共生組織が斜長石または石英を中核として全面的に発達した岩石で本邦各地の薄衣礫岩にあまねく見出される岩型と全く同じものである。本礫岩中でも最も多い種類の一つである。

自家変質が著しく黒雲母は緑泥石・緑れん石および磁鉄鉱に変わり、斜長石と正長石はいずれも完全に曹長石化し新鮮なものは残っていない。

Protoclastic な構造もかなり顕著である。

iii) 含白雲母・黒雲母アダメロ岩アプライト (Muscovite bearing-biotite-adamellite aplite) (薄片数1) (写真図版3)

色指数: 6, 原構成鉱物: 白雲母・黒雲母 (6%)<正長石 (19%)<石英 (35%)<斜長石 (40%)

黒雲母は緑泥石化 (白雲母は残存), 正長石と斜長石の大部分は曹長石化している。斜長石の曹長石化を免れた部分はわずかに累帯構造をし An 10~15 に相当する光学性 ($2V_x 86^\circ \sim 90^\circ$, $X' \wedge 010$ in a $8^\circ \sim 10^\circ$) を示す。

比較的細粒でアプライトに特有な糖晶状組織を有する。また全般的に protoclastic 構造がかなり発達し、とくに白雲母および黒雲母の sinuous texture は特徴的である。

iv) 文象質黒雲母角閃石トロニエム岩 (Granophyric hornblende-biotite trondhjemite) (薄片数3) (写真図版4)

色指数: 8, 原構成鉱物: 黒雲母 (3%)<角閃石 (5%), 正長石 (4%)<石英 (28%)<斜長石 (60%)

この場合もとの角閃石にあたる部分は緑れん石・方解石・磁鉄鉱から成る仮像に、元の黒雲母の部分は緑泥石と磁鉄鉱に変っている。正長石は曹長石化しているが、斜長石の曹長石化は少ない。それには累帯構造があり、中心部で An 27, An 20 の漸移帯をへて周縁部は An 5 まで達する。

斜長石と石英は自形性が強くかつほぼ等粒であるが、間隙部には石英—曹長石または石英—正長石の細かい文象状共生組織がある。石英の波状消光, 斜長石——とくに結晶周縁部の曹長石の撓曲構造が著しい。

前述の文象斑岩とともにこのタイプの礫も花崗質岩礫の多数を占める。なおこの岩石は長石比から花崗閃緑岩に相当するが、色指数がわりあい小さい (10>) のでトロニエム岩とした。これも古い礫岩中の花崗質岩石の特性の一つである。

v) 含石英黒雲母角閃石微はんれい岩 (Quartz bearing-biotite-hornblende micro-gabbro) (薄片数1)

色指数: 約 45, 自家変質が著しく有色鉱物 (元は黒雲母と角閃石, 合せて約 45%, 緑れん石・

緑泥石・方解石・磁鉄鉱に変わり、斜長石(約 50%)も曹長石化している。細粒の輝緑岩状組織を呈し、間隙に石英(4~5%)の丸い粒状結晶が発達し、わずかではあるが正長石(ただし曹長石化)もある。この岩石は花崗質深成岩体にしばしば包有されるいわゆる **basic inclusion** に相当するものとおもわれる。

以上の5種類は、それらの供給源地では成因的に密接な相互関係を有し、おそらくアダメロ岩——トロニウム岩——石英閃緑岩という一連の系列をなす花崗質深成岩体*の主として浅部相とくにその周縁相に相当するものとおもわれる。いずれも曹長石化・緑泥石化・緑れん石化などの自家変質作用が著しいこと、多少とも **protoclastic** な圧砕作用をこうむっていること、優白質であること、もとの斜長石の成分が比較的石灰分に乏しいこと、などの共通点が挙げられる。

斜長石のもとの成分(An%)がわかつたものは少数であるが、そのモードを **point counter** で測定し、それから計算した **An:Ab:Or** 比(重量比)を三角図表に投影すると第5図のようになる。この図を用いたのは花崗質岩石の血縁関係を表わすため、図には比較のため本邦の中生代花崗質岩類**・氷上型(二疊系)花崗岩類***および薄衣型花崗岩礫****の資料をあわせ投影してある。これからわかるように、薄衣型花崗岩礫はいわゆる **Japan type** の中生代花崗岩類とは明らかに異なる岩石系列(石英閃緑岩——トロニウム岩——アダメロ岩系列)に属し、むしろ氷上型花崗岩類に近似する。そして問題の皮装礫岩の花崗質岩礫もその範囲に含まれるのである。

なお、本礫岩ならびに薄衣型礫岩中に多い文象斑岩は、多くの場合に完全な曹長石化作用を受けているのでその正確な位置を決めがたい。しかしたまたま球磨層(上部二疊系)の礫岩†中にこれに酷似し自家変質の少ないものがあつたので、その測定値を参考のため投影しておいた。

第5図 花崗質岩礫の **An:Ab:Or** 比 (モード)

(B) 脈岩または噴出岩類

i) 黒雲母花崗閃緑 (またはトロニウム) 斑岩(Biotite-granodiorite-or trondhjemite-porphyry) (写真図版5)

原構成鉱物: 黒雲母 (10>%) <石英 (25%) <斜長石 (約 60%), それに少量の正長石 (5>%)。

上に述べた花崗質岩と同様に、有色鉱物は緑れん石・緑泥石・方解石・磁鉄鉱に、斜長石および正長石は完全に曹長石化している。

いわゆる花崗斑岩または石英斑岩状で、曹長石化した斜長石の自形斑晶が多く、正長石(曹長石化),

* 複合岩体または単一岩体のいずれでもよい。

** 苗木 (柴田 1939, 地質雑 46), 阿武隈 (GORAI 1944), 気仙川 (鈴木 1952, 地質雑 58), 東稻 (島津 1955, 岩鉱 39) などの資料約 60 点。

*** 筆者の資料約 60 点。氷上, 山上および船津など。

**** 筆者の資料約 40 点。図に示した氷上型と薄衣型の範囲は暫定的なもので、目下整理中の資料を加えれば多少改変されるかもしれない。

† 九大勘米良亀齡助教授から恵与された標本。この機会に同氏に謝意を表わす。

石英（融蝕形）および黒雲母の斑晶はわりあい少ない。石基は完晶質微花崗質組織で石英・斜長石のほか少量の曹長石化した正長石がある。この岩石も前述の花崗質岩と同様の特性を示し、それと密接な成因関係を有するものであろうが、しかし文象斑岩のように周縁相を代表するものではなく、おそらく別個の岩脈から由来したものではないかとおもわれる。脈岩礫ではこのタイプのものが最も多い。

ii) 黒雲母斜長流紋岩 (Biotite-plagioryholite)

斑晶として完全に曹長石化した斜長石と融蝕石英がありカリ長石はない。石基は流状構造を示し、一部に球顆状組織（写真図版 6）が発達する。また不規則融蝕形の安山岩または玄武岩質ゼノリスを含む。黒雲母には細かい鱗片状結晶が脈状に集まったものがあり、これは再結晶したものかもしれない。なおそのほかこの種の岩石のうちに、緑色片岩相の低度変成作用を受けたものもある。

このタイプの岩石は噴出岩礫では最も多く産出する。

iii) 黒雲母石英安山岩 (Biotite-dacite)

斑晶として斜長石 (An 20~35 の累帯あり。ただし低温型)、黒雲母および融蝕石英（小さくかつ少量）があり、石基は微石英閃緑岩状で斜長石が拍子木状晶相をとる。自家変質はわりあい少ない。

以上のほか塩基性熔岩起源の礫として、粗面岩状安山岩、スピライト質玄武岩があるが、いずれも曹長石化、緑泥石化および緑れん石化している。

(C) その他の礫

頁岩・砂岩などのほかにとくに目立つのはチャート（石灰質）と石灰岩の礫である。ただし後者には化石は見出されなかった。

変成岩の礫として特記すべきものは得られなかったが、後に述べるように山崎礫岩中にホルンヘルスの礫がかなり含まれていることを考慮すれば、本礫岩中でも今後発見されるみこみが少なくない。

III. 小島礫岩との比較

雄勝地方の小島礫岩も花崗質岩石の礫を含む稲井統基底礫岩であるという点では登米地方の皮装礫岩と異ならない。しかし市川浩一郎 (1951) の報告と、その記載に使用された薄片を筆者が検討したところによると、小島礫岩は皮装礫岩に比べて次のような特性を有することで注目される。

1. 深成岩および半深成岩の礫が非常に多く、礫の個数にして 50% 以上を占めるという。これに反し皮装礫岩では多くとも 20% 以上にはならない。

2. 礫の種類： 小島礫岩では変かんらん岩、ソーシュル石はんれい岩、変閃緑岩のような塩基性～超塩基性深成岩類が少なくないが、皮装礫岩ではそのようなものはきわめて少ない。次に、花崗質岩石のうちでも比較的粗粒な正規の深成岩組織を示すものが圧倒的に多い。これは、皮装礫岩で半深成岩組織を有するものが卓越することとときわめて対照的である。

3. 皮装礫岩の花崗質岩礫は自家変質作用が著しいのが特徴であるが、小島礫岩のそれはそれほどひろく変質していない。ただし *protoclastic* な圧砕構造はむしろ小島礫岩のものの方がよく発達し、中にはいわゆる鹿塩片麻岩に酷似したものもある。

4. 花崗質岩の岩石学的特性： おもな花崗質岩石についての筆者の観察を記す。

i) 黒雲母花崗岩アプライト (Biotite-granite-aplite) (KIK—021*)

黒雲母 (3%)、微斜長石 (26%)、石英 (32%)、斜長石 (39%) より成る。黒雲母と微斜長石は比較的新鮮であるが斜長石の多くの部分は曹長石化している。曹長石化を免れたものとの斜長石の部分は An 10~14 に相当す

* 市川浩一郎の薄片番号。

る。糖晶状組織であるが、石英の波状消光、黒雲母および斜長石の撓曲によつて示される *protoclastic* な構造がかなり著しい。この種の礫は比較的個数が多いといわれている。

ii) 優白質花崗岩 (Leucocratic granite) (KIK—011)

微斜長石 (26%), 斜長石 (36%), 石英 (37%) を主とし、ごく少量の緑れん石 (1%) がある。ただし斜長石は完全に曹長石化し、元の成分は不明。

iii) 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Biotite-hornblende-granodiorite) (KIK—013)

黒雲母 (8%), 角閃石 (10%), 正長石 (8%), 石英 (12%), 斜長石 (An 20~40) (61%) から成り、この場合には曹長石化作用などの自家変質がほとんどない。斜長石の自形結晶がよく発達し、それらの間を比較的少量の石英と正長石がうずめているが、石英と正長石の一部は文象状共生をなす傾向がある。この点皮装礫岩中の花崗質岩石に似ていることは注目に値する。

iv) 角閃石石英モンゾニ岩 (Hornblende-quartz-monzonite) (KIK—016)

黒雲母 (4%), 角閃石 (7%), 石英 (17%), 正長石 (30%), 斜長石 (曹長石化) (42%) から成る。斜長石と角閃石の自形結晶がやや大きく斑状をなし、それらの間に石英粒状結晶を包んだモンゾニ岩状正長石が発達する。

この岩石の組織は薄衣型花崗質岩礫としてはやや異常であるが、薄衣型を中生代型に大観して比べると、MFQ の関係において M が一定な場合に F/Q 比が一般にやや高い傾向が認められるから、その極端な場合を示すものとも考えられるかもしれない。

v) 黒雲母トロニエム岩 (Biotite-trondhjemite) (KIK—023)

黒雲母 (9%), 正長石 (8%), 石英 (27%), 斜長石 (An 18~25, 累帯) (56%)。やや粗粒の等粒花崗質組織。

vi) 閃緑岩 (Diorite) (KIK—20)

角閃石 (43%), 正長石 (1%), 石英 (5%), 斜長石 (51%)。斜長石は汚濁しているが曹長石化はしていない。An 35~37 で累帯構造はあまりない。

以上のモードを An:Ab:Or 図に投影すると第5図のようである。皮装礫岩に比べるとこれらは An がやや高い側に位置するが、大局的にはやはり薄衣型の領域内にあり、同一血縁関係に属することがわかる。An の値が比較的高いか低いかということは、おそらく、それらの礫が深成岩体の比較的深部相から由来したか、あるいは比較的浅い部分に起源を有するものか、ということに帰するのではないかと考える。

5. 小島礫岩では数種類の變成岩礫が知られており、市川浩一郎の薄片では次のようなものがある。

片状斜長石・角閃岩 (塩基性火山岩起源)

陽起石・緑れん石・斜長石・石英ホルンヘルス (石灰質砂岩起源)

黒雲母・緑れん石・角閃石・石英・斜長石ホルンヘルス (同上)

これらは再結晶がほぼ完全に行なわれ、緑れん石角閃岩相を示すものであるが、そのほかに安山岩または同質凝灰岩起源の低度變成岩 (緑色片岩相) として、陽起石・緑泥石・緑れん石を生じた千枚岩状岩石もある。これに反して皮装礫岩では變成岩礫はきわめて少ないようであるが、これに近接して発達する山崎礫岩 (上部二疊系) には、小島礫岩中のものとはほぼ同じ變成度の角閃岩やホルンヘル

第 1 表

	石 英	斜 長 石	カリ長石	黒 雲 母*	角 閃 石	緑れん石	岩 石 片	そ の 他**
小島礫岩の基質部	22.5 †35.5	26.8 42.2	3.2 5.0	4.8 7.5	1.6 2.4	4.8 7.4	21.3 —	15.0 —
皮装礫岩中の砂岩相	16.7 †35.5	25.4 54.0	? ?	0.8 1.5	— —	4.0 8.5	27.0 —	26.1 —

* 黒雲母の一部は緑泥石化している。

** 主として膠着物質 (方解石と緑泥石)。

† 岩石片と 'その他' を除いて再計算した値。

スを産することは十分考慮しなければならない。ただしそれは小島礫岩の変成岩礫のように片状構造が著しくない。

6. 基質の構成： 以上のような礫の種類その他における皮装礫岩と小島礫岩との違いは礫岩の基質部または礫岩層中の砂岩の夾みの構成物質にも当然反映している。

これからわかるように、小島礫岩の基質部は皮装礫岩よりカリ長石・黒雲母および角閃石が多い点で特徴づけられる。

IV. 山崎礫岩（上部二畳系）との比較

登米地方には稲井統基底礫岩である皮装礫岩の下位（水平距離にして約 2 km 強西方に、山崎礫岩（馬淵 1932）と呼ばれる薄衣型礫岩が厚く発達している（第 2 図）。これは上部二畳系に属し、*Yabeina* 帯と同層準と考えられているものである（小貫 1956）。

この礫岩中にも多量の火成岩礫——とくに花崗質岩礫が少なからず含まれているが、それらが稲井統基底の花崗質岩礫と同じものかどうかを検討することは興味深くかつ意義あることである。そのために、筆者は登米町山田（第 2 図の ③）、その北方の小沢（④）および標式地の米谷町山崎（⑤）の 3 カ所から採集した標本中から 33 枚の薄片を作り、礫の種類とその特性を調べた。その結果を次に記す。

A) 花崗質岩石として： i) 黒雲母文象斑岩（5 個）、ii) 黒雲母文象質トロニエム岩（3 個）、iii) 黒雲母アダメロ斑岩（1 個）、iv) 黒雲母アダメロ岩アプライト（1 個）、v) 文象質微石英閃緑岩（1 個）の 5 種がある。これらは iii) を除き、すべて自家変質が著しく、とくに斜長石と正長石の曹長石化作用は完全である。Prototclastic な構造も全般的によく発達している。また深成岩体の比較的浅部相を指示するような岩石が大多数を占めている。これらの点はいずれも皮装礫岩の花崗質岩礫の諸特性とよく一致するものである。

自家変質を受けないもとの斜長石が識別できた資料はわずかに 1 個（黒雲母アダメロ斑岩）で、その An : Ab : Or 比を第 5 図に示した。この岩石は、白雲母 (1%)、黒雲母 (5%)、微斜長石 (14%)、石英 (37%)、斜長石 (An 25) (43%) から成り比較的新鮮であるが、斜長石の中心部は曹長石化している。本岩の An : Ab : Or 図における位置も、やはり薄衣型花崗質岩の領域内にあるが、どちらかといえば、微斜長石を含む小島礫岩の花崗質岩石の系列に近いことは注目に値する。

B) 塩基性深成岩として： i) 含石英角閃石輝石はんれい岩（1 個）。この岩石の斜長石も中心部から虫食い状に曹長石化しているが、残っている部分は An 45~50 で、Japan type（中生代型）のはんれい岩の斜長石よりずっと An 成分に乏しい。そのほか ii) ソーシャル石化作用の著しい変はんれい岩（1 個）がある。

C) 脈岩または噴出岩類として： 斜長流紋岩（6 個、うち 1 個は球顆状）、黒雲母花崗斑岩（1 個）、変石英玢岩（1 個）、変安山岩（2 個）、変輝緑岩（1 個）がある。

D) 変成岩類として、比較的変成度の高いホルンヘルスや角閃岩類を産出する。薄衣型礫岩中の変成岩礫については別の論文で総括する予定であるが、山崎礫岩にみいだされたものをあげると次のようである。

黒雲母・ざくろ石・緑れん石・斜長石・石英ホルンヘルス（石灰質砂岩起源）

緑れん石・ぶどう石・角閃岩（噴出岩起源）

斜長石・角閃岩（緑れん石を含まない）（半深成岩起源）

陽起石・緑泥石・緑色変成岩（片状構造を示さない）

これらは緑色片岩相から緑れん石角閃岩相にわたるものであるが結晶片岩ではなく、その起源は花崗質岩に関係した熱変成帯に由来するものと考えられる。

V. 花崗質岩礫の供給源地について

以上に述べたことを総括しながら、南部北上山地の三疊系堆積盆地の基底部に供給されたこれらの礫がどこに由来するかについて考えてみよう。

三疊系向斜の東翼に位置する雄勝地方の稲井層群は、市川浩一郎 (1951) によると、雄勝町東方から小八景島を結ぶ NNW—SSE の線を軸とする小背斜構造をなし、基底部の小島礫岩は背斜の両翼で岩相ならびに礫の種類を異にしている。すなわち、東翼では前述のような多量の深成岩および変成岩の礫を含み、礫の大きさは普通径 3~15 cm (まれに 100 cm) であるのに対し、西翼では大部分が砂岩・粘板岩・チャート質岩などの堆積岩礫から成り火成岩礫は少ない。変成岩礫もみいだされていない。また大きさも小さく径 1~5 cm のものが多いといわれている。現在の距離ではわずかに 1 km しか離れていない両翼基底部でこのように著しい違いがみられることは、当時の古地理を考えるのに非常に重要な事実であり、深成岩および変成岩の礫が、“西方*よりはむしろ東方から運ばれてきた可能性が多い” という市川 (1951) の予想には、筆者も全く賛成である。

しかも、礫の淘汰があまり良好でなく、浸蝕および運搬に対する機械的抵抗力のあまり大きくない礫——たとえば、変質かんらん岩、ソーシユル石はんれい岩、粗粒で優白質の花崗質岩あるいは角閃岩などが少なからず含まれていることは、それらの供給源地となつた深成岩体ならびにそれに伴う変成帯が比較的近い距離にあつたことを意味するものであろうし、さらに、深成岩礫にしても変成岩礫にしても比較的深部相を指示するものが圧倒的多数にのぼることは、問題の深成岩体の剝削がすでにかなり進んでいたことを暗示している。また、その深成岩体の性格は礫の特性から判断されるように、現在陸前高田市 (第 1 図の Ta) 北方に分布する氷上花崗岩体のそれに近似したものであることもじゅうぶん考えられるであろう。

しからば当地の供給源地の残片が現在どこかに露出しているかといえば、今は憶測のかぎりではない。周知のように雄勝地方の東南方には金華山およびその周辺の島に分布する深成・変成岩体があり、市川もその存在を礫の出所に関連して注目している。しかし、最近の小貫義男 (1957) の見解によると、金華山の花崗質岩は白堊紀に貫入したものといわれており、したがって礫の出所を現在そこに露出する岩体に求めることは困難である。

同じように、これらの礫が氷上花崗岩体から由来したと考えるのもあまりおもわしくない。雄勝地方と氷上山の中間に位置する津谷地方や唐桑半島の稲井層群基底礫岩には小島礫岩ほど多量の花崗質岩礫が含まれていないからである。

しかしいずれにせよ、三疊系向斜東翼の礫岩の材料が西方からではなく東方から供給されたものであろうことはかなり確実とおもわれる。第 2 表にこの見地から津谷向斜の東翼部の平磯ならびに西翼部の上野における基底部の砂岩 (基底礫岩のすぐ上位) の構成物質を対照した。平磯——上野間の距離は 8.5 km である。

ここでとくに注意すべきことは、向斜両翼における黒雲母の多少である。この黒雲母はいずれも比較的大きな薄板状の彎曲した新鮮な結晶で、同一源地から運ばれてきたものとおもわれるが、平磯では肉眼でも認められるほどかなり多いのに反し、向斜西翼の上野ではずつと減少している。同じよう

* 北上山地の薄衣礫岩の礫が西方の陸地から供給されたということは、今なおかなりの学者によつて信ぜられている。

- 1: 黒雲母アゲメロ岩．斜長石P（曹長石化）が斑状を呈するもの．右下のカリ長石（K）は曹長石化した正長石．直交ニコル．
- 2: 文象斑岩．直交ニコル．
- 3: 含白雲母・黒雲母アゲメロ岩アプライト．中央のカリ長石（K）は曹長化石した正長石．第3図（右）に示したものと同一．直交ニコル．
- 4: 文象質黒雲母角閃石トロニエム岩．直交ニコル．
- 5: 黒雲母花崗閃緑斑岩．直交ニコル．
- 6: 黒雲母斜長流紋岩．石基は不均質で一部に球顆（S）がある．直交ニコル．

第 2 表

	石 英	斜 長 石	正 長 石	黒 雲 母	緑れん石	岩 石 片	そ の 他
向斜東翼の砂岩（津谷町平磯）	17 †29	32 55	0.*** 1	9 15	— —	18	24*
向斜西翼の砂岩（津谷町上野）	26 47	26 47	2**** 3	2 2	0. 1	35**	9

* 主として方解石。ざくろ石を含むことは注目に値する。 ** 文象斑岩の細礫を含むことが特徴的。

*** 微斜長石。 **** 曹長石化した正長石で、微斜長石なし。

† 岩石片と‘その他’を除き再計算。

な関係は、小島礫岩と皮装礫岩を対照した場合にもみられたことを注意しておこう（第1表）。

次に向斜西翼の皮装礫岩であるが、東翼の小島礫岩と異なる点を次のようにまとめることができる。

1. 一般に淘汰がよく礫の大きさが平均している。礫の機械的性質を考えると、文象斑岩・流紋岩・石英安山岩・チャート・石灰岩のように浸蝕運搬に対する抵抗力の高い硬い岩石が多い。これは供給源地が小島礫岩の場合より遠距離にあつたことを意味している。

2. 花崗質岩礫では自家変質の著しい文象斑岩・文象質トロニウム岩・アプライトなど酸性深成岩体の浅部とくにその周縁相からもたらされたとみられるものが多い。このことは小島礫岩の場合とは全く逆で、当時の後背地における深成岩体がもともと浅いタイプのものであつたか、あるいは深部相を露出するまで剝削が進んでいなかったかを示している。

3. 皮装礫岩と山崎礫岩とは、層位上中間に傾斜不整合（いわゆる館変動）をはさみ、層相の点でも異なるが礫の種類および岩質の点ではほとんど相違が認められない。花崗質岩礫はいずれも薄衣型（≡氷上型）で、浅部相が多いという点でも一致している。このような点からみれば、両者の花崗質岩礫は同一源地から供給されたと考えてよい。

要するに、皮装（および山崎）礫岩の後背地が小島礫岩のそれと違うことは疑いないところであろう。市川が指摘した雄勝地方の小背斜の西翼の小島礫岩に火成岩礫をほとんど欠如する事実を重要視すれば、皮装（および山崎）礫岩の火成岩ならびに変成岩礫は、小島礫岩の場合とは逆に、おそらく西方または西北方から運ばれてきたと考えられるのである。

最後に今後の問題として、上部二畳系薄衣型花崗質岩礫の場合にも上と同様のことがありうるのではないかということを提起しておく。

(1958 年 6 月 15 日)

引 用 分 献

GORAI, M. (1944): Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, Southern Abukuma Plateau. *Fac. Sci. Kyusyu Imp. Univ. Memoir Ser. D*, 2, 239~321.

市川浩一郎 (1951a): 宮城県雄勝地方三畳系稲井層群の基底礫岩, 鉱物と地質 4, 1~3.

——— (1951b): 日本三畳系の地質, 地質調査所報告 (特別号).

馬淵 精一 (1932): 北上山地田東山塊の層位について, 東北帝大卒論.

小貫 義男 (1956): 北上山地の地質, 岩手県地質説明書Ⅱ別冊.

——— (1957): 東北地方の中生界 (討論会講演要旨), 地質雑 63, 405.

植田 房雄 (1954): 米谷層の構造; とくにデッケについて (予報), 東北支部例会講演.