

# 顕微鏡下の岩石

## 5

### 中生代の流紋岩

#### (その1)

ここで流紋岩というのは 化学組成上花崗岩に対応する 珪長質 (=酸性) 火山岩類の総称である。流紋岩質のマグマは 溶岩として地表に流出する場合もあるが 各種の火砕岩として地表(または水底)に堆積して 大きな岩体を形成する 경우가少なくない。量的には 溶岩の占める割合はごく少ない ということが 最近 世界各地で明らかになってきた。この点 溶岩流を主要な産出形態とする玄武岩とは きわだった対照をなす。

“流紋岩”(Rhyolite)という言葉は 1860年 F. von Richthofen により 溶岩の示す特有な流理構造(ギリシア語の *ρύαξ*)に着目して命名された。これとは別に 同様な岩石が Liparite と名付けられ “石英粗面岩”と邦訳されている。しかしこの訳語は “石英を含む粗面岩(アルカリ岩の一種)”と混同されるおそれがあり 現在ではあまり使われていない。また “流紋岩”を語源通り溶岩に対してのみ使ったり 第三紀以降の新しい火山岩に対してのみ使ったりする研究者もいないわけではないが はじめのべたような事情を反映して 最近では もっぱら 珪長質火山岩の総称として 産状・組織や時代を問わずに用いるのが一般的な傾向となってきた。

さて 流紋岩は世界的にみれば 先カンブリア紀から第四紀にいたるまでの ほとんどあらゆる地質時代に噴出したことが知られている。日本列島に限っていえば 中生代後半と新第三紀ともっとも多く 後者は いわゆる “グリーン・タフ” の重要な構成要素になっている。

これからのべるのは 中生代の最後の時代である白亜紀(いまから13,500万年前から6,500万年前まで)の流紋岩についてである。この時代の流紋岩は 日本列島のうちでも 西南日本内帯といわれる地域の ほとんど全域にわたって噴出し 比較的少量の中性火山岩(安山岩・石英安山岩など)をともなっている。その噴出総容量は 100,000km<sup>3</sup> にも達するといわれる。流紋岩

解説 山田直利 撮影 正井義郎

は 主として 陸上で噴火・堆積した火砕岩として産出し そのほとんどは “溶結凝灰岩” である。

なお 白亜紀の流紋岩類については 地質ニュース 177号に地質部河田清雄技官が解説しているので 参照していただきたい。

溶結凝灰岩は 火山灰・軽石・マグマから晶出したばかりの結晶の破片・既存の岩石の破片などが 高温で 粘性を保ったまま堆積し 自重のために圧縮されて 気泡を失ない かたく溶結しあつたものである。その成因としては “火砕流” とよばれる 高温本質火山物質の破片の地表に沿う乱流を考えることによって その大部分のものが説明される。

火砕流から生じた溶結凝灰岩は 野外で 成層・級化を示さず 分級が悪く 軽石が緻密扁平なレンズ状岩片をなし しばしば 既存の異質岩石の大小の岩片を含むなどの特徴をもっている。

つぎに その顕微鏡下での一般的特徴を挙げてみよう。

- ① 斑晶をなす鉱物が著しく破砕されていること。とくに石英と長石は ほとんど破片状になっており 本来の結晶面を部分的に残しているにすぎない(写真①)。しかも たがいに隣りあふ斑晶同志には 何等直接的な関係がみられず 破砕後 乱流状態で移動しながら 完全に混合したことを裏付ける。
- ② 火口から抛出した時には三日月形または凹形の外形をもっていたはずのガラス破片が 飴のようにおしつぶされ くっつき合つて 全体としてほぼ一定方向に並ぶ(写真①・②)。
- ③ 軽石は とくに變形しやすく 気泡がほとんど消失して 軽石本来の纖維状構造の痕跡を残しながら ほぼ均質・緻密なガラスの状態に変化する(写真②)。
- ④ 斑晶鉱物のうちでも とくに雲母のような板状でもろい鉱物は 荷重の影響によって折れ曲ることが多い(写真④)。

ここで対象としている白亜紀の流紋岩質の溶結凝灰岩は一般的に1枚1枚の冷却の単位 (cooling-unit) が大きい。そのunitの厚さはふつう100m以上であり500mをこえる規模のものもめずらしくない。このような大規模な火砕流では堆積後熱の保持がよく冷却までに長時間を要するからマトリックスのガラス質物質は結晶化してこまかい鉱物の集合体になり(脱ガラス化作用)それがさらにより低温で安定な鉱物へと変化してゆく。軽石レンズはマトリックスを構成するこまかいガラス破片にくらべて容易に脱ガラス化=結晶化し繊維状構造も消失してしまう。

また冷却後に2次的な変質作用・変成作用がおこなわれる場合にはマトリックスの溶結構造も不鮮明となる。このような再結晶作用がさらに進行してしまうともともと火砕岩であったのか溶岩または貫入岩であったのかの判定も困難となる。このような場合でも直交ニール下ではまったく均質にみえるが下方ニールだけを用い絞りを十分にきかせると案外溶結凝灰岩の構造がうかびあがってくるものである。それでも判らなければ前記の①・④の特徴にたよるほかはない。

第四紀の火山などにみられる新鮮な溶結凝灰岩の斑晶のアルカリ長石はふつうハリ長石-アノーソクレース系列に属する高温型のものである。白亜紀のそれは大部分より低温型の正長石に転移しており熱変成作用の結果微斜長石化しているものもある(写真③)。また脱ガラス化作用によってマトリックス中に生じる初生的な珪長鉱物は鱗珪石・クリストバル石・ハリ長石などであるといわれているが白亜紀の岩石のマトリックスにみられるものはおもに石英と正長石である。

参考までに構成要素の容量比による凝灰岩の分類名を下に挙げておく。溶結凝灰岩の場合にはこのそれぞれの前に“溶結”という語をつければよい。また化学組成を示すときにはさらにその前に“流紋岩(質)”などをつければよい。

- A. ガラス質凝灰岩 (vitric tuff) : 主としてガラス破片からなるもの
- B. 結晶凝灰岩 (crystal tuff) : 主としてマグマから晶出した結晶 (斑晶) からなるもの。 “結晶質 (crystalline)” という意味ではない。
- C. 石質凝灰岩 (lithic tuff) : 主として既存岩石の破片からなるもの。

AとBの中間としては全体の容積の75%以下 50%

以上がガラスならばガラス質結晶凝灰岩 (vitric crystal tuff) 50%以下25%以上がガラスならば結晶ガラス質凝灰岩 (crystal vitric tuff) という名称もある。

(Wentworth & Williams, 1932 による)

本号では中生代の流紋岩のうち中部地方に広く分布する濃飛流紋岩を例にとってその溶結凝灰岩の代表的な顕微鏡写真のいくつかを紹介する。

写真①は濃飛流紋岩にもっともふつうにみられる溶結凝灰岩である。写真の左上から右下へ向かって“流れた”ような構造が圧密に垂直な面つまり原岩の堆積面である。大小さまざまな扁平化したガラス片の輪郭がかなりよく残っており溶岩にみられるような流理構造とははっきり区別される。やや大型のガラス片の内部はかなり脱ガラス化作用がすすんでおりマトリックスが隠微晶質 (①bでほとんど暗黒の部分) であるのと対照的である。中央および左上の石英斑晶は右半分に本来の結晶面を残しておりもともと自形の結晶として晶出したものが破碎されたことがよくわかる(捕獲結晶ではない)。中央下側の角閃石斑晶は熱変成作用の影響で青緑色針状の角閃石と鱗片状黒雲母との集合物におきかえられている。

この溶結凝灰岩は斑晶鉱物の占める容量比が約45%であり前記の分類にしたがえばガラス質結晶凝灰岩である。斑晶鉱物は斜長石>石英>カリ長石≒鉄苦土鉱物(角閃石・黒雲母・鉄鉱など)の容量比の関係にあり狭義の流紋岩よりはやや苦鉄質(塩基性)で流紋石英安山岩 (rhyodacite) とよぶのが適している。

写真②は強く溶結したガラス質凝灰岩の1例である。斑晶鉱物は全体の約15%でありカリ長石>石英>斜長石>鉄苦土鉱物の関係にある。文字通り“流紋岩質”である。このようなガラス質流紋岩は濃飛流紋岩のなかでも比較的まれでありそのために層序をきめる際の有効な鍵層になる。中央部にあるのが著しく扁平化した軽石片であり繊維状構造がよく残っている。他のこまかいガラス片もほぼこれと同じ方向に並んでいる。

写真③は著しく斑晶鉱物に富む溶結凝灰岩の1例である。斑晶鉱物はアルカリ長石≒石英>斜長石>黒雲母の関係にあり全体で岩石の約65%を占める。結晶ガラス質凝灰岩に相当する。この岩石はマトリックスが少ない上に軽度の熱変成作用をうけており溶結構造が不鮮明になっている。写真左側のカリ長石が

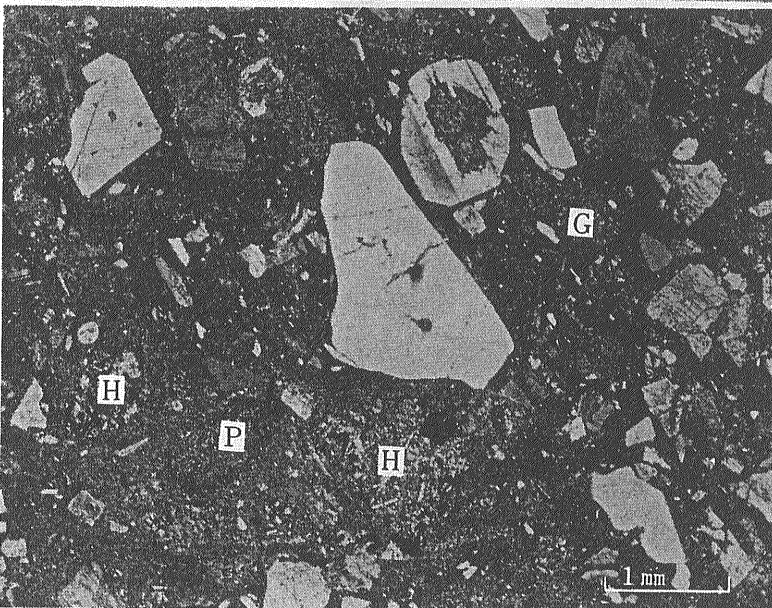
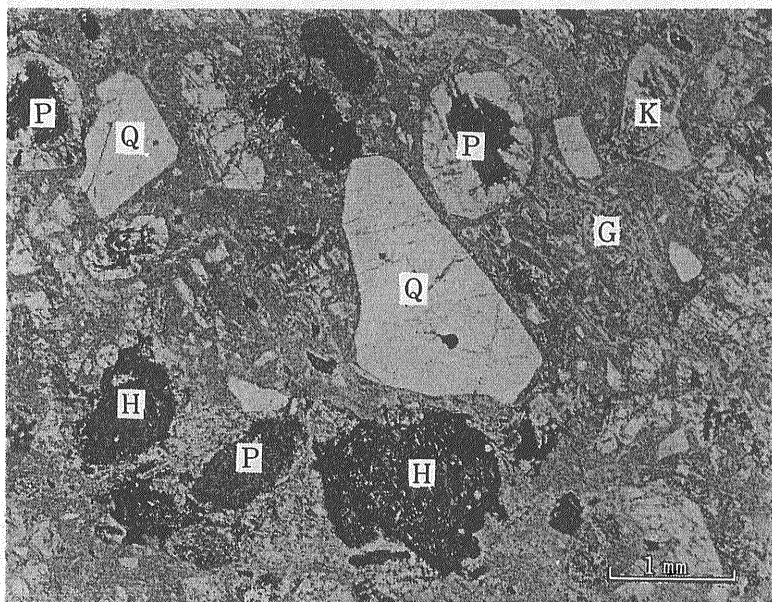
変成作用のため格子状構造を示す微斜長石 ( $2V \approx 70^\circ$ ) に変化しているのが注目される。

写真④は かなり強い熱変成作用をうけた溶結凝灰岩である。マトリックスは 完晶質・モザイク状になり 2次的に黒雲母が再結晶している。写真中央部の黒雲母斑晶は 圧密の際に 長石の結晶にはさまれて“W”の字の形に屈曲したものと 解される。

写真⑤は 溶結凝灰岩中の比較的大きな軽石(?)レン

ズの1部を示したものである。マトリックス中に散在する斑晶に比べて 軽石中の斑晶は 一般に粗粒であるが この写真をよくみると 石英斑晶は 全体として自形性を保ったまゝで破碎され 内部がたくさんブロックに分解して ほぐれつつある状態がわかる。このような破碎作用が 軽石がマグマ溜りから火道を通して空中に吹き上げられたときのものか あるいは ガスを発散しつつ地表を流動したときのものかは わからないが いずれにせよ この作用がさらに進行すれば 斑晶鉱物はたがいに隔離されて マトリックス中にみられるような散在した結晶破片になるのであろう。

写真⑥も 溶結凝灰岩中の軽石(?)レンズの1例である。この場合には 左上の斜長石斑晶(著しい累帯構造を示す)が 写真⑤の石英と同じような挙動を示している。レンズの部分が マトリックスに比べて 著しく脱ガラス化=結晶化しているのが特徴的で 軽石本来の多孔質・繊維状の構造は まったく残っていない。



写真⑤a  
溶結凝灰岩  
偏光板オープン  
長野県木曾郡南木曾町南沢山

- Q: 石英
- P: 斜長石
- K: カリ長石
- H: 角閃石
- G: 扁平化したやや大型のガラス片

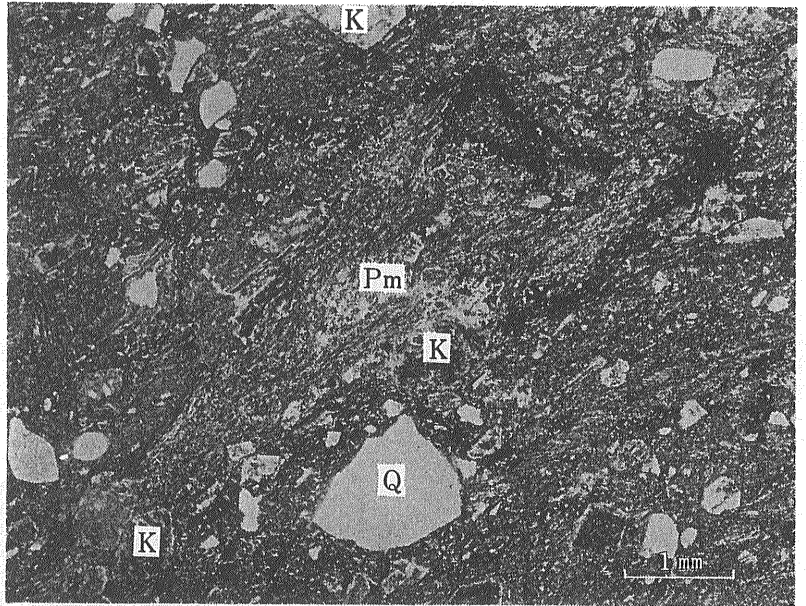
写真⑤b  
写真⑤aと同じ  
偏光板クロス

もともと 軽石であったという証拠もえられないわけで 内部構造にとらわれずに 本質 レンズ とよんでおく方が無難であろう。

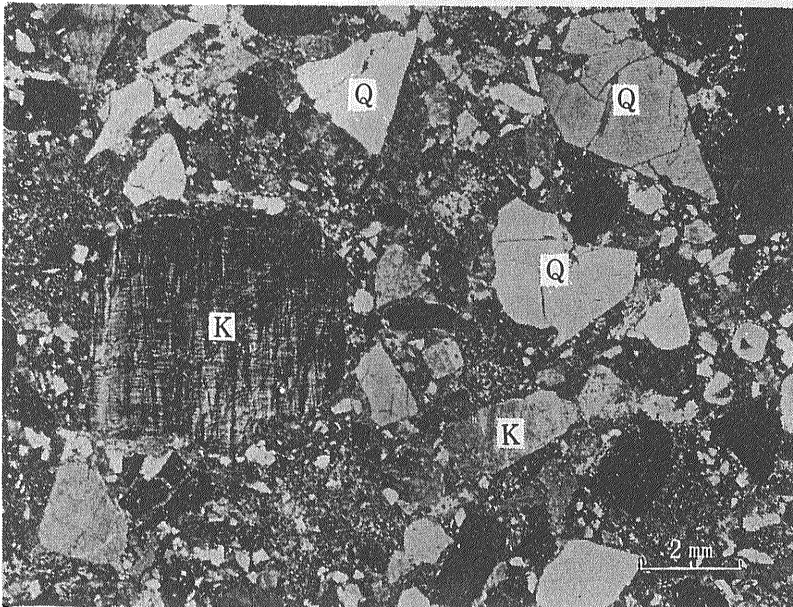
写真①は 以上のような溶結凝灰岩との比較のためにのせたもので 石英斑岩(花崗斑岩といってもよい)の貫入岩の1例である。石英や長石の斑晶が 大小を問わず いずれも自形(またはその融食形)であり 石基は非常に均一な粒度をもっている。この石基の構造は連続的・均質な液相からそのまま固結してできた構造で

あって 別々のガラス破片が溶結し 脱ガラス化した 上記の溶結凝灰岩のそれとは 本質的にことなる。写真①のマトリックスと比べれば そのちがいは明瞭であろう。ただし この岩石は 軽度の熱変成作用をこうむっているので 石基の粒状の石英・長石は 本来のそれよりも若干粗粒化していると考えられる。

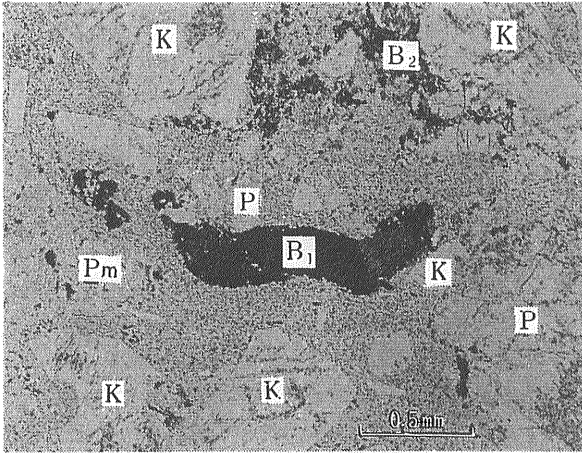
このような石英斑岩・花崗斑岩は 濃飛流紋岩の岩体中に 大小さまざまな形で分布し 成因的には 濃飛流紋岩をもたらしたマグマとは 血縁関係にある(co-magmatic)。しかし 野外では 流紋岩類とは漸移せず



写真②  
 強く溶結したガラス質凝灰岩  
 偏光板オープン  
 長野県下伊那郡阿智村戸沢 恵那山東斜  
 面  
 Q:石英  
 K:カリ長石  
 Pm:扁平化した軽石片

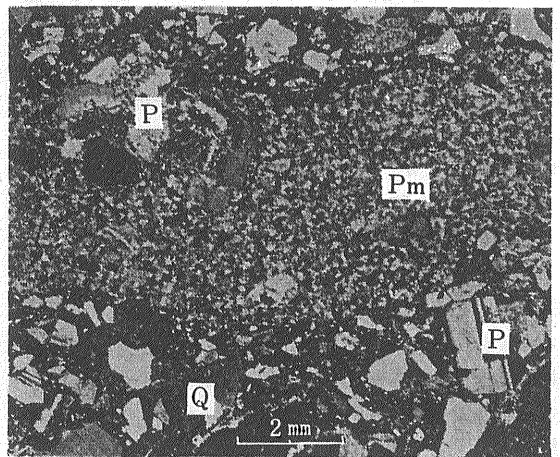
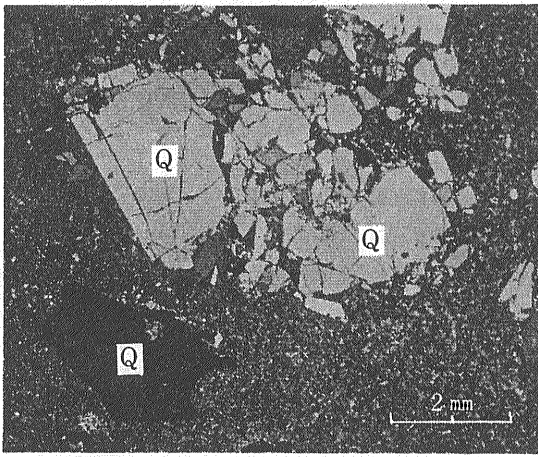


写真③  
 結晶破片に富む溶結凝灰岩  
 偏光板クロス  
 岐阜県中津川市恵那山北方稜線  
 Q:石英  
 K:カリ長石(微斜長石化)



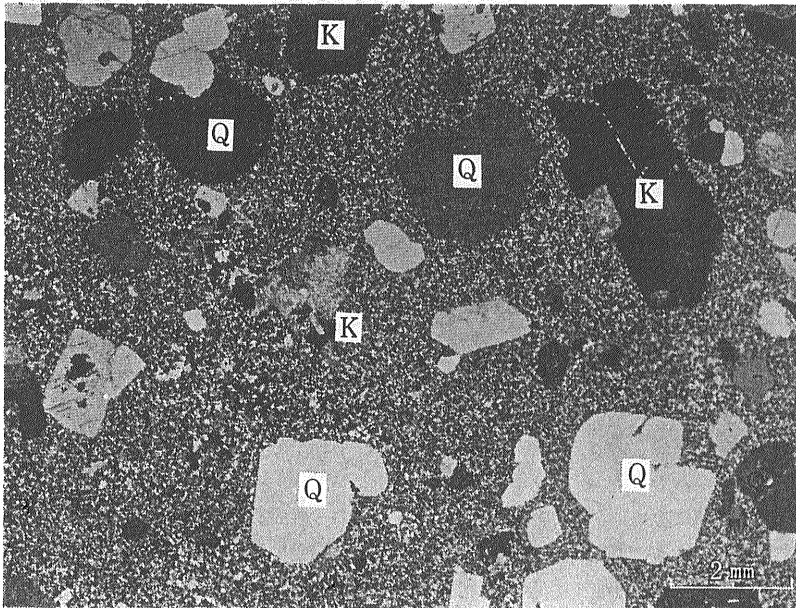
つねにそれらを買入ることが知られている。岩石記載の段階ではこれらは明瞭に区別されねばならない。  
(筆者らは 地質部・研究企画官付)

写真④  
熱変成溶結凝灰岩  
偏光板オープン  
岐阜県瑞浪市釜戸駅南方  
K:カリ長石(ペルト石化)  
P:斜長石  
B<sub>1</sub>:屈曲した黒雲母斑晶  
B<sub>2</sub>:再結晶した黒雲母集合体  
Pm:軽石質レンズ(マトリックスより粗粒)



写真⑤ 溶結凝灰岩の本質レンズ中の石英斑晶(Q)  
偏光板クロス  
岐阜県中津川市恵那山山頂

写真⑥ 溶結凝灰岩中の本質レンズ  
偏光板クロス  
岐阜県恵那郡付知町富高  
Q:石英  
P:斜長石  
Pm:本質レンズ(完晶質)



写真⑦  
石英斑岩  
偏光板クロス  
岐阜県恵那市中野方川 勢井後  
Q:石英  
K:カリ長石