

顕微鏡下の岩石

11

解説 山田直利・片田正人 撮影 正井義郎

花こう岩 (その1)

このシリーズも 今回で11回目をむかえ いよいよ 岩石のなかでの本命中の本命といえる 花こう岩を以後数回にわけてとりあげることにした。ここではこのシリーズの性格上、花こう岩の成因に関する議論にはほとんどふれない。しかし 解説にあたっての一応の前提として

- ① 日本の花こう岩は 少数の例外をのぞいて マグマから固結した火成岩であること
- ② そのマグマは シアル質地殻物質の再溶融によるものではなく 塩基性~超塩基性物質から由来したらしいということ
- ③ かなり多くの花こう岩体は地殻浅部(地下数kmのレベル)にまで進入し 厳密な意味での“深成岩”に包括させるには問題があること
- ④ むしろ 大部分の花こう岩は地表に噴出した酸性火山岩のマグマと成因的なつながりがあること

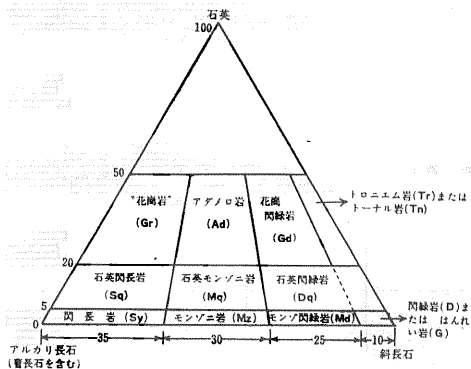
などをのべておきたい。

花こう岩とは 石英および長石を主成分鉱物とする 完晶質酸性火成岩の総称である。長石は斜長石(Ca-Na長石)であってもよいし アルカリ長石(K-Na長石)であってもよい。花こう岩の範囲も したがって 一方では 斜長石-石英岩(石英閃緑岩)をへて 閃緑岩・はんれい岩に移行するし 他方では同様に アルカリ長石を主成分とする閃緑岩に移行する。実際問題としては ある量以上の石英がなければ 花こう岩とはよばれない。花こう岩は ふうつ 上記の珪長質鉱物のほかに 黒雲母・角閃石・白雲母のいずれか または2種類の鉱物を含む。ただし 角閃石と白雲母(初生的なもの)とは共存しない。輝石を含むこともある。副成分鉱物として もっとも普遍的に含まれるのは ジルコン・磁鉄鉱・燐灰石・褐れん石・電気石などあり そのほか モナズ石・チタン石・金紅石・ざくろ石などが含まれることがある。

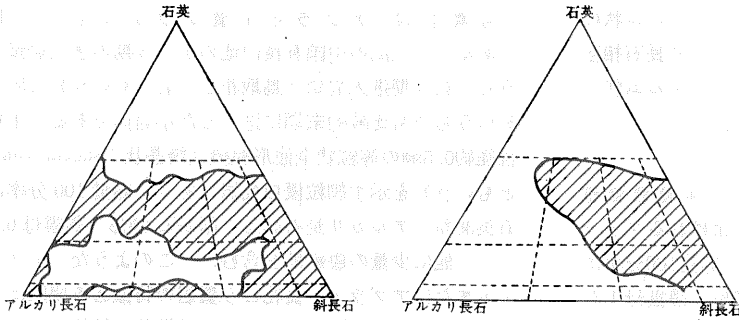
花こう岩の分類と命名

鉱物組成や化学組成によって 花こう岩をいくつかに分類する試みは 古くから 多くの研究者によってなされている。石英・アルカリ長石・斜長石の容量比による分類法だけでも 20通りにちかい。最近 スイスの研究者 Streckeisen (1967) は 各国の岩石学者数10人との討論の結果をふまえて 火成岩の分類・命名に関するこれまでの諸説の総点検をおこない 彼独自の方式を提唱した。もちろん これとても最終的な方式ではないだろうが 筆者らは 一応彼の方式をベースとしてそれに日本の花こう岩の実体を加味したものを 試案としてつくってみた(第1図)。まず これについて少し説明しておきたい。

花こう岩(広義)の範囲: 石英量が20%~50%の間にあるものをよび 斜長石量の多いものから少ないものへ トロニウム岩(trondhjemite)・花こう閃緑岩(granodiorite)・アダメロ岩(adamellite) および狭義の花こう岩(“granite”)に分ける。狭義の花こう岩との混同をさけるため 広義の花こう岩は 花こう質岩(granitic rock または granitoid) とよぶか あるいは 固有名詞をつけた岩体名として ○○花こう岩(○○ Granite) とよぶのがのぞましい。石英が50%をこえるものは 日本ではほとんど産出しない。



第1図 石英・長石を主成分鉱物とする深成岩類の分類と命名 (鉱物容量比による)



第2図a 世界の深成岩類のモード分布 (Johannsen 1931を簡略化したもの)

第2図b 日本の花こう質岩のモード分布 (閃長岩・モンゾニ岩などをのぞく)

第2図(a・b)は 世界および日本の花こう質岩のモード分布を大ざっぱに示したものである。第2図aには 花こう質岩のほか、石英閃緑岩・モンゾニ岩・閃長岩などのモードが入っているため 第2図bと単純に比較できないが、花こう質岩にかぎってみるかぎり日本の花こう質岩は 上記の狭義の花こう岩の領域に入るものがほとんどないという点で 世界的な傾向ときわだった差異がみとめられる。第2図aで 狭義の花こう岩の領域にくるものは ほとんどが大陸の先カンブリア紀花こう岩(フィンランドのRapakivi Graniteなど)や古生代前期の造山帯の花こう岩である。日本に現在露出している花こう質岩の大部分が 中生代以降に形成されたことを考えれば このような差異は あるいは当然のことかもしれない。

花こう岩の組織

岩石を構成する鉱物相互の空間的配列関係を 組織(texture)という。花こう質岩に特徴的な組織の解説は 具体例を示すなかでおこなうが ここでは 粒度に関して一言しておきたい。花こう質岩にかぎらず一般の深成岩では 各鉱物種がほぼ同一の粒度を示す場合(等粒状:equigranular)が多い。その場合 細粒・中粒・粗粒の区別は 主成分鉱物の平均粒径が1mm以下 1~5mm 5mm以上という基準でおこなう。人により あるいは 対象によってこの基準がまちまちになることは あまり好ましいことではない。単に相対的な粒度を表現したいときには 比較的細粒(finergained) 比較的粗粒(coarser-grained)とよぶのがよい。

細粒花こう質岩中に著しく斑状の鉱物(ふつうはアルカリ長石)が含まれる場合には 斑状細粒(porphyritic fine-grained or porphyritic micro-)とよぶ。これと花こう斑岩との命名上の区別がよく問題になるが花こう斑岩は ふつう 石英鉱物が肉眼でほとんど識別

できない 非顕晶質(aphanitic)なものをよび 全体が顕晶質(phanitic)な組織をもつ花こう質岩から区別する。

アダメロ岩

上記の花こう質岩のうち アルカリ長石と斜長石との容量比が65:35から35:65の範囲にあるものをいう。ごく大ざっぱにいえば ほぼ等量の石英・アルカリ長石・斜長石からなるものである。最初の命名

地イタリアのAdamello地方では 第1図の花こう閃緑岩の領域に入るものがこうよばれたが その後現在のような用法に変わった。この用法は アメリカや日本ではかなり一般にうけ入れられているが ヨーロッパではあまり採用されていない。石英モンゾニ岩の範囲をアダメロ岩の領域にまで拡大して使っている用法もあればこの領域を単に 花こう岩(または正規花こう岩)とよんで 花こう閃緑岩から区別している用法もある。

アダメロ岩に含まれる鉄苦土鉱物は ほとんど黒雲母であり 少量の角閃石をとまることがある。初生的な白雲母を含む花こう質岩も ほとんどこのアダメロ岩に属する。西南日本内帯に分布する後期中生代花こう質岩の約半分は アダメロ岩である。日本のアダメロ岩の化学成分は ふう SiO₂:70~77% Na₂O:3~4% K₂O:3~5%の範囲に入る。以下に アダメロ岩の顕微鏡写真4例について 解説する。

写真①は 中国山地に広く露出する白亜紀後期花こう質岩の1つ 黒雲母アダメロ岩である。このアダメロ岩を不整合におおって ウラン鉱床を胚胎することで有名な人形峠層(鮮新統)が発達している。山田(1961 1966) 村山・大沢(1961)および村山ほか(1963)はこの地域一帯の白亜紀侵入岩類を1~3の時階に区分したが これはその第2期侵入岩類の一部である。

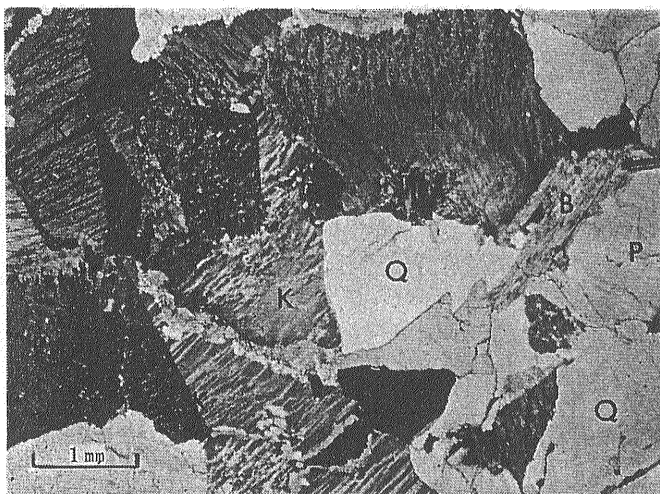
このアダメロ岩の容量100分率は 石英35% アルカリ長石41% 斜長石22% 黒雲母1% 鉄鉱1%である。アルカリ長石:斜長石比は約65:35となり 第1図にプロットすれば ちょうど アダメロ岩と狭義の花こう岩との境界線上におちる。すなわち 日本の通常の花こう質岩のうちでは もっとも アルカリ長石に富むものである。写真にみられるように ほとんど他形(~半自形)・等粒状の組織を示し 主成分鉱物の平均粒径は2~3mmで 前記のべた基準にしたがえば 粒度は

中粒である。アルカリ長石はすべてフィルム状の曹長石葉片をもつペルト石である。アルカリ長石相互の境界部にこまかい粒状の灰曹長石がフィルム状〜プール状に生じているのが特徴的である。

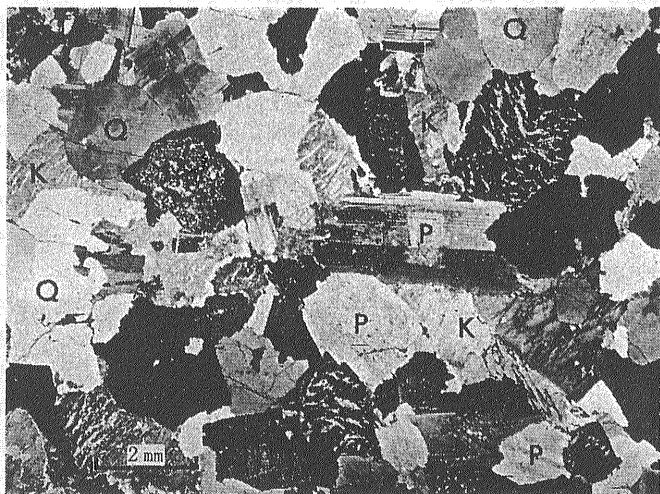
写真②は①と同じグループに属する中粒黒雲母アダメロ岩であり用瀬花こう岩とよばれるストック状岩体の一部である(山田 1966)。容量100分率は石英31%、アルカリ長石38%、斜長石30%、黒雲母1%であり①よりもわずかに斜長石が多い。全体としてほぼ等粒状であり斜長石がやや自形性のつよい短柱状の形を示すのが注目される。斜長石は汚濁したコーンをもつことがあるが累帯構造はあまり著しくない。アルカリ長石は微斜長石に特有の格子状構造を示すことがある(写真の最下部やや左側)。石英はいくつか集合して径5mm程度の粒状集合体をつくる傾向がある。

写真③はアプライト質アダメロ岩の1例である。上記の中国脊稜山地の1〜3期の進入岩類のうち第3期進入岩類(鳥取花こう岩ともいう)に属しそのうちでも比較的末期に進入した小岩体である。平均粒径約0.5mmの等粒状全他形組織(糖晶状:saccharoidalともいう)を示す細粒優白色岩であり容量100分率は石英36%、アルカリ長石40%、斜長石23%、黒雲母0.5%で他に少量の磁鉄鋳を含む。このようなアプライトまたはアプライト質花こう質岩の特徴ある組織は鉄鋳土鋳物や石灰質斜長石などの早期晶出鋳物の除去されたマグマの残液から石英・アルカリ長石およびソーダ質斜長石が急速に同時晶出したために形成されたものといわれている。この付近の類似のアプライト質花こう質岩にはモリブデン鋳(輝水鉛鋳)をとともうものがあり重金属濃集との関係が注目されている。

以上の3例はいずれも広域変成作用に関係のないアダメロ岩である。これら白亜紀後期のアダメロ岩は古生代後期に形成された三郡変成岩類を非調和的に切って進入し岩体の側壁で幅0.5〜1km程度の接触変成帯をつくっている。これらは同じ白亜紀に噴出した酸性〜中性の火山岩類をルーフ・ペンダント状に捕獲していることが多く火山作用と密接な関係がある。同様な性格のアダメロ岩は広島花こう岩、中部地方の苗木・上松花こう岩および白川花こう岩、朝日・飯豊山地の草水〜小川型花こう岩などの花こう質岩体の主要部分を占める。時代はこれよりも新しいが、西南日本外帯の新第三紀花こう質岩もその多くは上記の性格をもつアダメロ岩である。



写真① 黒雲母アダメロ岩
偏光板クロス
岡山県苫田郡上斎原村十二川上流
Q:石英
K:アルカリ長石
P:斜長石
B:黒雲母
(以下同様)

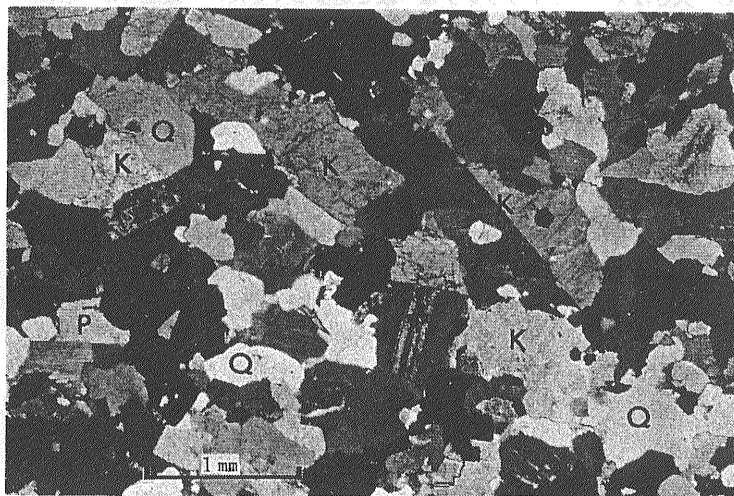


写真②
黒雲母アダメロ岩
偏光板クロス
鳥取県八頭郡用瀬町山口

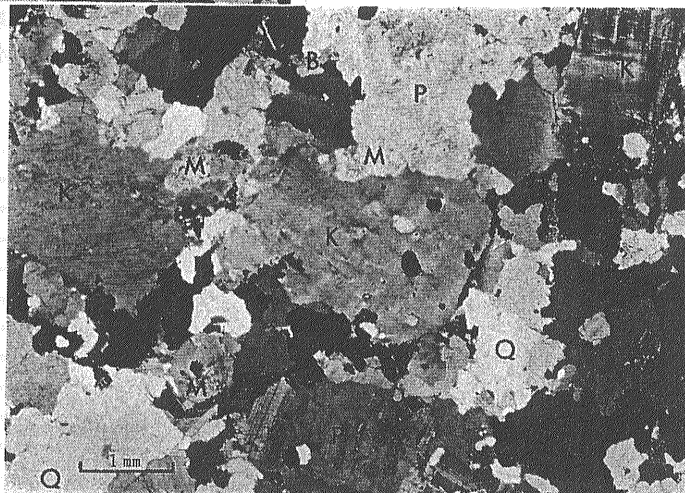
最後に 量的には少ないけれども 広域変成帯のアダメロ岩のうち 領家変成帯のアダメロ岩の1例を紹介しよう。

写真④は 角閃石含有黒雲母アダメライトで 領家帯古期花こう質岩の1つである天竜峡花こう岩(片麻状花こう岩類ともいう:河田・山田 1957)に属する。このアダメライトは 珪線石をもつ高変成度の雲母片岩の構造に調和的に進入し 弱い片状構造(写真ではよくわからないが)を呈し 変成岩との境界部では局部的に著しい混成作用の現象もみられる。

容量100分率は 石英39% アルカリ長石28% 斜長石28% 黒雲母5%であり これのほかに 少量の角閃石が含まれる。組織は 写真にみられるように 非常に不均質であり 径2~5mmの斜長石・アルカリ長石の他形結晶(おそらく斑状変晶)の間を 径1mmあるいはそれ以下の粒度のこまかい石英・長石が埋めている。



写真③ アブライト質アダメロ岩
偏光板クロス
鳥取県東伯郡三朝町福山



写真④ 角閃石含有黒雲母アダメロ岩
偏光板クロス
長野県下伊那郡松川町旧生田村柄山日影
M: ミルメカイト

これら斑状変晶が異種鉱物のこまかい結晶をポイキリティックに包有していること(ポイキロプラスチック組織) 細粒部が寄木状(mosaic)組織をつくること 斜長石に Gorai (1950) のC双晶が比較的少ないこと(ほとんどA双晶を示す)などの諸特徴は これまでにのべてきた 典型的な火成侵入型(牛来 1955)の花こう質岩の様相とは かなり異なっている。アルカリ長石と斜長石との境界部には ミルメカイト(ソーダ質斜長石とミミズ状の石英との共生)がよく発達している。

(筆者らは地質部・研究企画官付)

文 献

Gorai, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *American Mineralogist*, vol. 36, p. 884-901.
牛来 正夫(1955): 火成岩成因論(上) 地団研 地学双書 8.
Johannsen, A. (1931-1938): A descriptive petrography of the igneous rocks I-IV. Chicago.
河田清雄・山田直利(1957): 5万分の1地質図幅「飯田」および同説明書 地質調査所
村山正郎・大沢穠(1961): 5万分の1地質図幅「青谷」・「倉吉」および同説明書 地質調査所。
村山正郎・一色直記・坂本亨(1963): 5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書 地質調査所。
Streckeisen, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung*, Bd. 107, p. 144-214.
山田 直利(1961): 5万分の1地質図幅「奥津」および同説明書 地質調査所。
山田 直利(1966): 5万分の1地質図幅「智頭」および同説明書 地質調査所。