

鉱物の個体発生\*

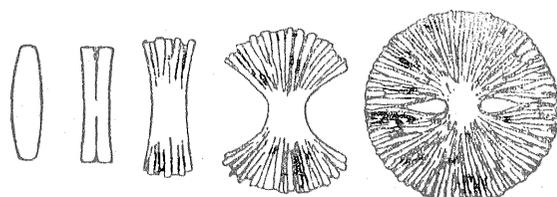
(成長期における引きさかれ現象)

D. P. Grigorev

黒田 吉 益 訳

天然には、結晶の引きさかれ現象は、しばしばみることができる。  
 鉱物の個体が扇形の構造をもつ理由について考察したさいに、すでに述べたように、結晶は亜個体 (subindividual) とみなされるようなモザイクなブロックに割れることがある。この現象は、成長期の結晶の引きさかれ現象として、われわれの興味をひき始めている。

引きさかれ現象は第72図にあらわされている (Lehmann O., 1911; Popoff B., 1934)。

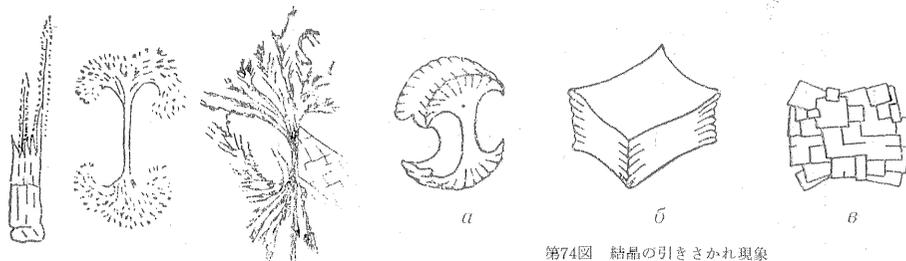


第72図 成長期における結晶の連続的引きさかれ現象

引きさかれる原因はいろいろである。非平衡に、扇状に不純物をとりこむと、いろいろの結晶面の拡張や狭さを引きおこしたりして引きさかれ現象の原因となるであろう。また、熱膨張もその原因となりうるであろう。結晶面上にひっかかった小さな粒子もその原因になることがあろう。

ともあれ、結晶はその成長の過程で、普通はその両端から引きさかれ始める。それはひも状から束状に、そして最後には球顆状になる。

引きさかれ現象は、早く冷却した火山岩中の鉱物や (P. Niggli, 1948; 第73図)、A. V. シュブニコフ (1947) による熱水性脈の鉱物などにもみられる。束沸石のような鉱物は、両端にたくさ



第73図 熔岩中の輝石の結晶(微晶)の引きさかれ現象

第74図 結晶の引きさかれ現象  
 a—重晶石, b—藍銅鉱, c—黄鉄鉱。

んの頭部をもった束状に引きさかれた形が特徴的でそれが鑑定の大目安となっている (第75図)。このような鉱物は、われわれにも知られている腎臓状集合体 (たとえば、孔雀石・玉ずい・針鉄鉱・赤鉄鉱など) の引きさかれ成長のような方法で形成される。

引きさかれ現象をおこす鉱物の大部分については、その原因が具体的に、正しくわかっているとはいえない。方解石についての若干のデータは V. F. ペトルーニ (1958) によって示されている。

\* Д.П. Григорьев: Онтогенция Минералов, Издательство Львовского Университета, p.106~124, 1961

V. F. ペトルーニは方解石の結晶の引きさかれ現象の初期の段階を研究した。その方解石は、南部沿海州のヴェルフヌイ鉱山のヘデンベルグ輝石でふちどられた黄銅鉱・方鉛鉱・硫磁鉄鉱をもった方解石-閃亜鉛鉱-磁硫鉄鉱中での空隙に生長しているものである。

方解石の結晶は、一般には prism (10 $\bar{1}$ 0) と鋭い rhombohedral (01 $\bar{1}$ 2) の面が組合わさってできている。しかし、その端で、prism の面の屈曲をとまなう引きさかれ現象がおこり、多くの亜個体 (subindividual) に分かれているのがみられる (第76図)。引きさかれの程度や方向は、ノモン投影において結晶の頭部における (10 $\bar{1}$ 1) 面の投影の位置によって与えられる (第77図)。(10 $\bar{1}$ 1) の偏差のていどは、 $\rho=23^{\circ}40'$  (10 $^{\circ}15'$  から 33 $^{\circ}55'$  まで) で  $\rho=17^{\circ}69'$  (44 $^{\circ}36'$  から 62 $^{\circ}15'$ ) である。このように引きさかれの程度はたいへん大きいものである。

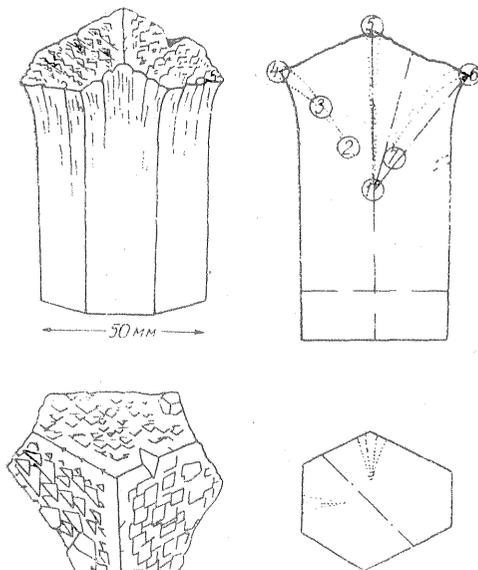
V. F. ペトルーニは、引きさかれの原因として、マンガンの isomorphic な置換を考えた。第76図に示したサンプルについて、スペクトル分析によってマンガン含量を定量すると、中心部は 0.1~0.3% で (No. 1のところで)、0.6~1.0% (No. 2, 3, 7のところで) をへて表面では1.0%と、成長するにしたがってMn-含有量がふえている。また、引きさかれ現象と光学性との間にも平行関係がある。すなわち、中心部では Ng は 1.662~1.666 であるが、外側の引きさかれた部分では 1.672~1.674である。このような数値から考えると Mn (CO<sub>3</sub>) として 4~12% のものが含まれていることになる。

引きさかれ現象の原因について、他に具体的に研究されたものを知らない。

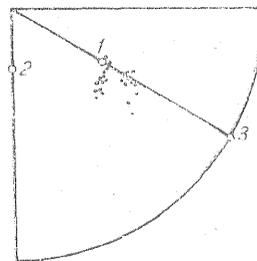
天然の引きさかれた結晶を、ヒンガンの錫鉱床から詳細に研究したのは D. V. ルントクイスト



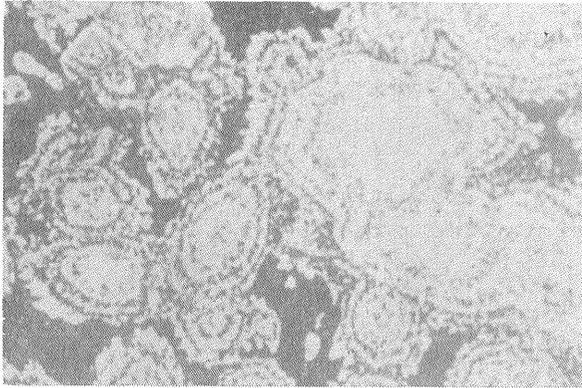
第75図 噴出岩中の東沸石の引きさかれた結晶。  
( $\times 1$ ) Iceland, Tiderhorn



第76図 引きさかれた頭部をもった方解石結晶。右側一結晶の断面のそれぞれの位置。南部沿海州、ヴェルフヌイ鉱山



第77図 方解石の結晶面と劈開面のノモン投影。  
1— (10 $\bar{1}$ 1), 2— (01 $\bar{1}$ 2), 3— (10 $\bar{1}$ 0)。



第78図 包有物をもつ球顆石英の引きさかれ現象。×20。ヒンガン鉱床

(1958) である。それは花崗斑岩や石英斑岩の角礫化した部分の脈にみられる鉱物である。地質学的データによれば、鉱床は地表から300~400mの深さで形成された。

鉱床の硫化物脈の中では、まず引きさかれ成長を示す石英の析出がみられる。

そのような石英は丸い、楕円状、またはレンズ状の形をしており（第78図）、本当の結晶と球顆との何か中間的なものという感じである。

その丸っこい石英を横断面でみると、表面に Ng 軸を直角にした方向の細いせんい状の亜個体 (subindividual) からなる放射状構造をもっている。その長軸に平行に切った断面でみると、第79図に示すように、中心から束状の亜個体 (subindividual) が広がっている。そのおのおのの束の中では亜個体 (subindividual) は結晶主軸から各方向へ 40~45° 傾いた方向へ向かっている。かくして、引きさかれ現象は第72図に典型的に示したような形をとることになる。

引きさかれた石英は、しばしば黄銅鉱をもった小さな球顆や気体—液体包有物が数多く累帯的に分布している。石英の成長の過程で引きさかれたさいに、このような包有物をとりこんだものと考えられる。しかし、引きさかれの原因が包有物かどうか、そうではないのではなからうか？

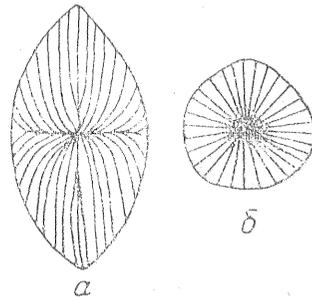
ヒンガンの鉱床には、このほかに、一寸異なった形の引きさかれ現象を示す 10~15cm の石英の結晶がある（第80図）。

この結晶には、おもな prism と rhombohedral の面のほかに、頭部に他の rhombohedral の (40 $\bar{1}$ 1), (70 $\bar{7}$ 1), (80 $\bar{8}$ 1) などの面がある。しかし、おのおのの面は 1mm から 5~8mm の多くの亜個体 (subindividual) からなっており、図によくみられるように、表面から離れている。それらは引きさかれて成長した結果、おもな結晶の方位からは 20~30° 偏っている。また、偏差は成長した結晶のもとの方でもっとも大きい。頂上にゆくにつれて亜個体の偏差の角は小さくなり、頂部ではそれぞれ平行にならぶようになる。したがって rhombohedral の面は同じ結晶の面のようにはみえていない。

このような第1のオーダーの亜個体は、0.01~1mm の大きさで互いに 5~10° 離れている第2のオーダーの亜個体に分けられる。

結晶の断面をみると、それが正常の成長をとげた中心部をもっていること、また、結晶作用の末期のみ引きさかれ現象がおこったことなどがわかる（第81図）。そして、引きさかれ現象とともに緑泥石、絹雲母、鉱石鉱物、液体—気体包有物がたくさん累帯的に分布している。

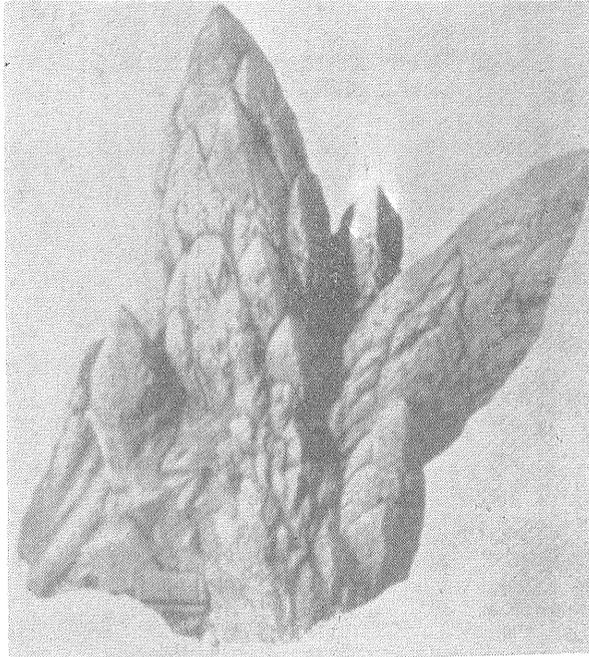
液体—気体包有物は第2のオーダーの亜個体の境にかぎられており、第1のオーダーの亜個体の接合点にはみられない。また、他の鉱床ではアルプス型の脈の中の例で、粗いモザイクな構造をもった石英が、そのブロック（亜個体）の境にそってさえも液体包有物をもっていない、いろいろのオーダーの小さい亜個体をもった石英には母液の包有物が一杯みられるということがあ



第79図 引きさかれた石英の構造。a—|| (0001)  
b—⊥ (0001)

これは、非常に大切なことで、似たような機構は、初生的ににごった乳白色の石英(また、他の初生的にごった鉱物にも)に特徴的である。初生的にごった石英と二次的ににごった石英(後述する)の違いは、脈の石英の成因に関連した大切な問題である(ベルトシュコフ G. N., 1955)。

初生的に乳白色の石英は、結晶の中で累帯状に、または扇形になっているモザイク成長と関係がある(グリゴリエフ D. P., 1948<sup>2</sup>)。それはダゲスタンの石英脈(第82図, ジャジキナ I. Y., 1957), ベレゾフスク金鉱床, ウラルのグンベイキおよびヴェルフネ

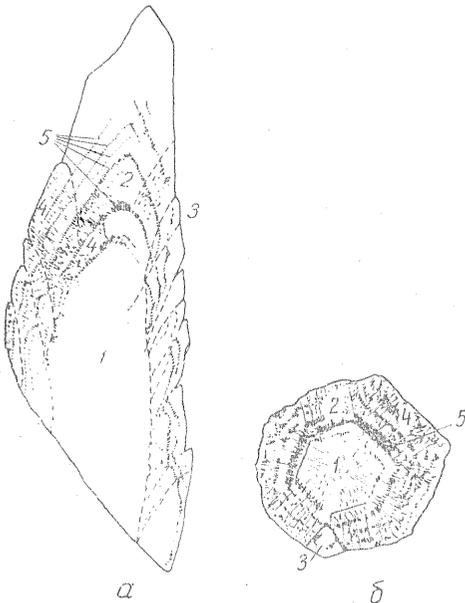


第80図 第1のオーダーの subindividual をもった引きさかれた石英。  
×0.56, ヒンガン錫鉱床

・スイセルティの脈(第83図, イグムノフ A. N., 1951, グリゴリエフ D. P., 1954), ギサル山脈の石英脈(エルリフ E. N., 1957)その他多くの鉱床で記載されている注1)。

ヒンガン 鉱床では、石英とともに löllingite の結晶も成長の途中で引きさかれ現象をうけている。引きさかれた löllingite はその縁を硫砒鉄鉱で規則的にとりまかれてしまう(両者は結晶化学的性質に対応して同形である)。

löllingite は引きさかれて束状の集合体を作る。その亜個体は集合体の中心から各方向に 10~15° 偏っている(第84図)。初生的鉱物の上に成長した硫砒鉄鉱は、そのような配置をしている。かくして、硫砒鉄鉱の prism t (230) と pinacoid c (001) の面を表面にした櫛状の形が生じる(第85図) löllingite - 硫砒鉄鉱の集合体の亜個体の偏差の特徴は第86図に表わされている。この図から明らかなように、各面からの引きさかれはいろいろの方向におこっている。かくて、pinacoid にとってみると、分散は ac 面で 64°, bc 面では 88° に達する。prism t 面の屈曲は e に直角な面で複雑におこっており、偏りは 62° に達する。



第81図 第2のタイプの引きさかれた石英の内部構造。

a—|| (0001), b—⊥ (0001), 1—中心部の透明な引きさかれていない石英, 2—包有物をもった乳白色の引きさかれた石英, 3—第1のオーダーの subindividual, 4—第2のオーダーの subindividual, 5—特徴的に液体—気体包有物をたくさん含んだゾーン

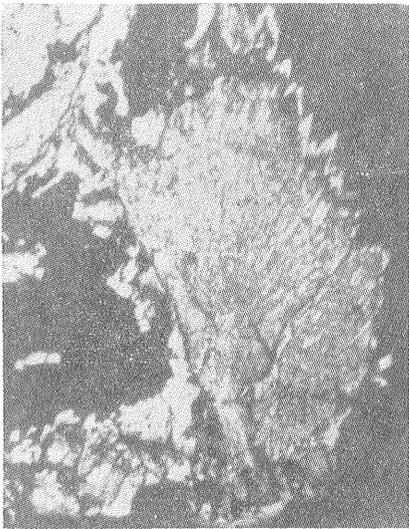
注1) これとともに、鉱物の中には二次的な液体—気体包有物のために、二次的なにごりが生じる。初生的および二次的の包有物については次の文献をみよ。エルマコフ, N.P., 1950; ザハルチエンコ, A.I., 1955; レムレイン, G.G., 1956; カルジュヌス, D.A., 1960



第82図 初生的な母液の包有物をもって、白く色づいている石英（長軸に平行）。引きさかれ成長と関係して扇状的に包有物が分布している。×0.8。ダゲスタン、ポリショイ山脈



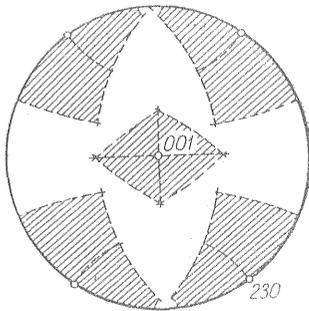
第83図 母液の包有物をもった引きさかれた石英（断面）。×5。ウラル、ベレゾフスコエ鉱床



第84図 löllingite の引きさかれた束状結晶縁にそって硫黄鉄鉱（白い）がある。×32。ヒンガン鉱床



第85図 空洞の壁に生じた löllingite の引きさかれた結晶。×12。ヒンガン鉱床



第86図 硫砒鉄鉱の引きさかれ結晶のステレオ投影

何かの鉱物、たとえば孔雀石のように引きさかれ現象が、いろいろの方向へ完全に、連続的に進行すると、典型的な球顆になる。そのようにして生じた鉱物の形は、中心部の単結晶(顕微鏡的にも、超顕微鏡的にも)から縁辺部の多結晶集合体まで完全に連続的に生じているものと区別することができる。

天然の引きさかれ現象にはいろいろのものがある。上述のように、成長の末端での引きさかれ現象とともに、結晶の初期にだけおこるものもまれではない。その場合には、引きさかれに続いてすぐ普通の結晶の成長がおこる。その時には、いろいろの形の放射状の結晶集合体がえられる。

すなわち、束状のものや、太陽、と名付けられるような電気石の集合体などが生じる。

鉱物の成長の様子を解析すると、実験した場合にもそうであるが、引きさかれ成長は直接、結晶作用の過程でおこっていることがわかる。

包有物の捕獲と突きはなし現象

成長しつつある鉱物は、まわりの鉱物との関係において、それをとりこむか、または突きはなすか。それは鉱物の生成の方法に関係しており、交代作用により生成されるときは、交代した鉱物を取りこむ可能性がある。その他の場合には、つきはなすか、とりこむかは結晶作用の力によってきまってくる。

結晶作用の力は、違ったものとの境における表面張力の形であらわれる表面エネルギーと関係している。

結晶が(第87図、1)溶液(2)中で成長して、無関係の他の物体(3)に出会うと——結晶の成長がそこまで達するか、物体が落ちるかなどの原因によって——、物体に対する鉱物の反応は(鉱物による物体のつきはなし、またはとりこみ)、鉱物と物体の間における溶液の浸透の可能性によってきまってくる。

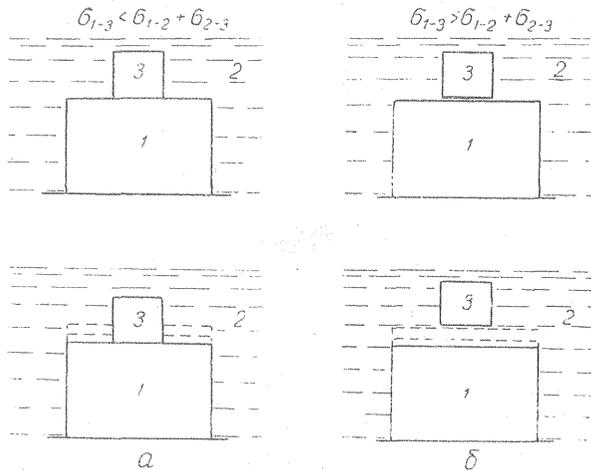
すなわち、物体(3)との接触部において、鉱物(1)が成長を続けることができるか、できないかによってきまってくる。

溶液が接触部にそって浸透すると鉱物は生長できる。そして、結晶作用力(crystallization force)とよばれる圧力が発達する。

いま、問題にしている系において、表面の関係には次のようなものがある。鉱物(1)と溶液(2)、鉱物(1)と物体(3)、および溶液(2)と物体(3)のそれぞれの比較表面エネルギーを  $\sigma_{1-2}$ 、 $\sigma_{1-3}$ 、 $\sigma_{2-3}$  とする。

もし、 $\sigma_{1-3} > \sigma_{1-2} + \sigma_{2-3}$  という関係があるならば、鉱物は物体にくっつくであろう。というのは、鉱物と物体の境面の方が、鉱物と溶液、溶液と物体の境面よりもエネルギー的に都合がよいからである。

もし、 $\sigma_{1-3} < \sigma_{1-2} + \sigma_{2-3}$  という関係があるときは、鉱物と溶液、および溶液と物体の境面の方



第87図 溶液(2)とそれから成長した鉱物(1)および無関係な物体(3)の表面エネルギーによる相互関係の模式図。a—物体と接触する鉱物の要因、b—接触の後での鉱物の成長。

が鉱物と物体の境界よりもエネルギー的に都合がよい。この場合には鉱物と物体の間に溶液が浸入してくる。そして、物体が動かされる可能性がでてくる。仕事を遂行するためのエネルギーは

$$A = S\sigma_{1-3} - (S\sigma_{1-2} + S\sigma_{2-3})$$

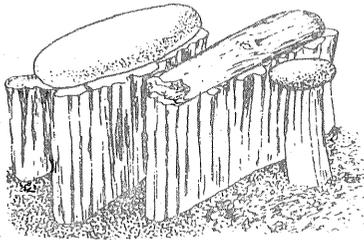
$S$  は鉱物と物体の接触する境面の面積。

かくして、（これはたいへん重要なことであるが）鉱物と物体との関係は——包有物を捕獲するか突きはなすか——その鉱物と物体だけの性質によるのではなく、溶液の性質にも影響があることがわかる。したがってこのような関係はたいへん変化にとんでいっているわけである。

結晶作用力がかざられた値をもっており、（他の物体が比較的大きな重さをもっており、しっかりとくっついているときには）そこまで達すると、鉱物は強制的に包有物を吸収してしまう。天然で生長する鉱物の結晶作用力の大きさは、一体どのくらいのものであろうか？ それは現在形成されている鉱物の観察や人工的に成長させた鉱物と物体との関係から推定することができる。現在、天然の物質についての結晶作用力を計算する1つの試みがある（グリゴリエフ D.P., 1950<sub>1</sub>）。

そのような計算は水の結晶についてなされた。

特殊な気象条件のもとでは、土の湿気を摂取して、水の茎とよばれるような水の柱が土の表面に生じることがある。その柱は土の表面から数 cm（10～12cm に達することもある）の高さになる。そのように平行な竿状の形の集合体になる水の柱は、最初にヒビンにおいて E. M. ボンシュエットによって記載された（1921）。つづいて、ソビエト各地で多くの人によって記載された（バラノフ N. Ya., 1949; ザモルスキー A. D., 1949; ステンプコフスキー A. M., 1949）。



第88図 石のかけらを持ち上げた水の柱。×0.8。  
コーカサス、カブレティ

水の柱は土の上に横たわっていた岩石のかけらの下でも成長することがある。その場合には水の柱によって石が持ち上げられるという、非常に興味のある現象がみられる。それは、たとえば1948年、11月17日、コーカサスのカブレトにおいてみられた（第88図）<sup>注2)</sup>。水の結晶は、しばしば、植物を土から引きぬいて、自分の成長とともに引きあげていることがある。

岩石のかけらの重さと、それが接している部分の氷の面積とから計算して、氷は 80mg/mm<sup>2</sup> の力で成長したことがわかる。しかし、この値は決して最大値ではない。若干の研究者は結晶作用の力は 100 g/mm<sup>2</sup> に達することがある（A. ヘグボム）とか、1kg/mm<sup>2</sup> にまで達することがある（P. S. ワデイロ）とか述べている。土の中で成長した水の柱が巨大な力で土を持ち上げて、道路を破壊することがある（ザモルスキー A. D., 1949）。

岩石のかけらの重さと、それが接している部分の氷の面積とから計算して、氷は 80mg/mm<sup>2</sup> の力で成長した

上に述べたことを基礎にして成長しつつある鉱物とそれに関係のない物体との相互関係を明らかにすることができる。

まず最初に、同じ場所で生長しても、鉱物の種類によって、それをとりまく他の鉱物との関係は多様であることを注意しておかねばならない。塩水湖の底で成長した astrachanite の結晶は、泥の粒を突きはなさないで、それを吸収してしまうので、普通黒っぽい色がついている。ところが同じような条件で成長する epsomite の結晶は無色透明で、包有物をもっていない。

それとともに、同じ鉱物でも条件が違うと、他の物体に対する関係が違ってくる。粘土中で成長した石膏の結晶はまわりのものをつきのけて、きれいな包有物のないものとなる（石膏のまわりの粘土がかたくなるのが L. M. ミロポリスキー・U. M. コビヤズルン（1950）によってみとめられた）。一方、砂の中で形成された石膏の結晶は砂粘を一杯包有している（пенетекский 訳注<sup>1)</sup>石膏）。

第三の場合がある。すなわち、多くの鉱物の中で発達したある鉱物の結晶が、ある鉱物は包有し、他の鉱物をつきはなすというように混入物を区別することがある。

この過程は第89図に、強制的包有物の場合についてのみ図示されている（Griffin L.J., 1950）。

注2) このような現象は、A. Breithaupt (1849) によって、はじめて鉱物学的に記載された。



第89図 成長層をもった緑柱石の pinacoid の面上における無関係な粒子。×15。

自由、両者の接触部にそって浸透することができるからである。

ある場合には、包有物は結晶のあらゆる面の全面にわたって均一にとりこまれていることがある。これは“реперекский<sup>訳注1)</sup> 石膏”の場合がそうである。捕獲とつきはなし現象が、交互に周期的におこると、包有物は鉱物中に累帯的にとりこまれるであろう。それらのことも一般に知られている。

ある場合には、包有物が面ではなくて稜にそってとりこまれることがある。それは稜のまわりの力の場から説明することができる。その例は、ウラルのバエフスコエ石墨鉱床の近くの含石墨石灰岩片岩中のざくろ石について A. P. カルビンスキー (1941) が記載している。

Rhombohedral の形をした Mn-ざくろ石 (spessartite 分子を60%含む) は、透過光で薄片をみると、微小な石墨や方解石の包有物がきまぐれに分布しているようにみえる (第91図, I—IV)。

しかし、それを詳細にしらべてみると、それらの包有物は rhombohedral の稜にそって分布していることがわかる。そのような包有物の分布は第91図に示されている (VIII)。それぞれ (1, 2, 3) であらわされている (100) に平行な3つの断面があり、それは (I a, III c) に相当する。

他の場合もいろいろの断面をきってあらわされている。

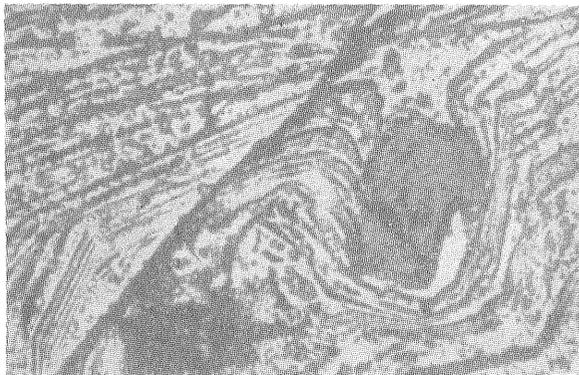
第91図に示された、rhombohedral の稜に包有物のある結晶の切断面は次のようにまとめることができる。

- I, a—(001) に平行なもの;
- I, b—(211) に平行なもの;
- I, c—中心, または中心に近いところを切った (112) に平行なもの;
- I, d—(111) に平行で三角の頂点をとったもの;
- I, e—結晶の中心に近いところで (110) に平行なもの;

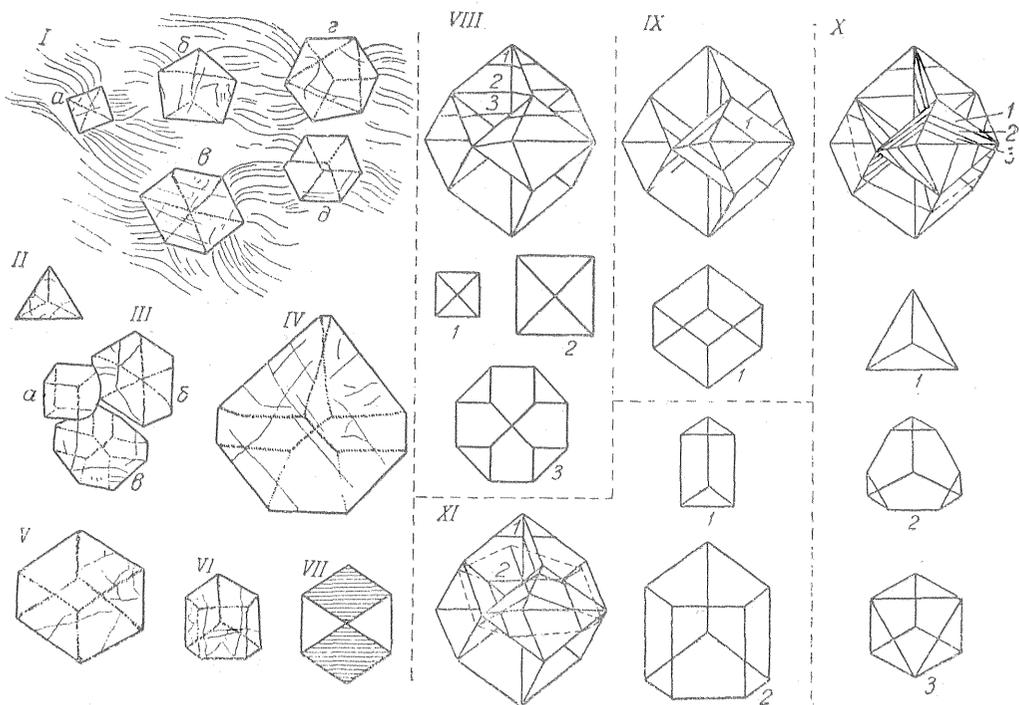
訳注1) 訳不明。石膏にかかる形容詞

図には緑柱石 (著者はウラル, またはカリフォルニアと示している) の pinacoid の面が示されている。その面には右の方から分布してきている成長層が3つの物体 (白い) をとりこんでいる。そして包有物の間に層が入りこんでいるのがはっきりわかる。層が包有物の側面にそって、いろいろの形に入っていた様子や、また層が合流して新しい成長のフロントができていった様子がよくわかる。

第90図に、黄鉄鉱の下から 上の方へ成長した累帯構造の断面が示されている (ウラルのカルボシュ粘板岩中のもの S. N. イワノフ, 1950; 写真は P. Y. ヤロシュ)。絹雲母の包有物をとりにこんで、黄鉄鉱の層は次第に大きく成長してゆくことができる。というのは、黄鉄鉱をつくる溶液が自由



第90図 累帯した黄鉄鉱中の絹雲母の包有物 (黒灰色)。黒い斜めの線は割目。エッチした研磨薄片。×40。ウラル, カラバシュコエ硫化鉄鉱床の片岩中の黄鉄鉱の包有物



第91図 rhombohedral の後に石墨や方解石の包有物をもったざくろ石。×12。ウラル、ポエフスコエ鉱床

- II—(111) に平行なもの；
- III, a—(110) に平行なもの；
- III, b—結晶の中心を通過して (110) に平行なもの；
- III, c—(100) に平行なもの；
- IV—(hk0) に平行なもの；
- V—(110) に平行なもの；
- VI—(211) に平行なもの；
- VII—(110) に平行で結晶の中心を正確にとっているもの。

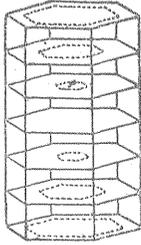
逆の現象——面に包有物があり、稜にない場合——もカルシスキー鉱床において、石油の滴の包有物をもったハロゲン塩のサンプルにみられる。

また、鉱物に発達している結晶面の中で、その一つにのみ機械的に包有物があるのかという場合もある。そのような例は、“時計皿構造”をもった石膏、角閃石、輝石に知られている。同様に鉱物にある稜線の中で、一つにのみ包有物があるという例もある（I. I. シャフラノフスキー・V. I. ミヘーエバ）。たとえば、日本の渡瀬川の接触変成岩中の堇青石には、pinacoid と prism の面できている稜線にのみ包有物がある（第92図）。このような包有物をもった堇青石は 1890 年、I. Kikuchi によって keracite と名付けられている。

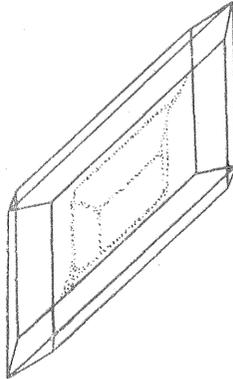
結晶の頂点は独自のエネルギーをもっていると考えられるので、頂点の移動したあとに従って包有物がみられる。たとえば、ボルガのサマルスカヤ・ルカの粘土中の石膏では包有物は (102) の方向にならんでいる（第93図）。図にみられるよう、(010), (110), (111) の形をもった結晶の稜線に包有物がならんでいる。

最後に、いろいろの要素をもった結晶がとりこまれる可能性についてみよう。その一つに次のようなものがある。

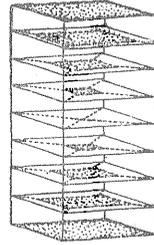
Schieddaw（イギリス、Cumberland）の変成粘板岩中の紅柱石（空晶石）は prism (110) の



第92図



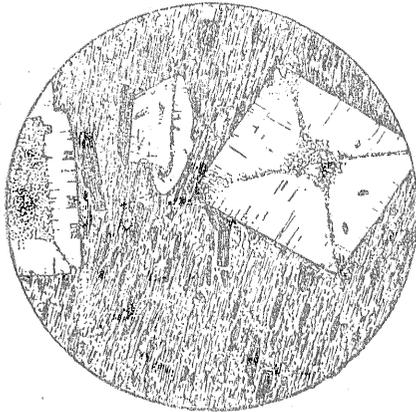
第93図



第94図

- 第92図 (1010) の稜に包有物をもった堇青石 (日本, 渡瀬川)  
 第93図 (102) にそった結晶の稜に平行で内部にある粘土質包有物をもった石膏。× 0.5。サマルスカヤ・ルカ  
 第94図 (110) の稜と (001) の面とに包有物をもった紅柱石 (空晶石)

稜と pinacoid (001) の面に包有物をもっている。それは第94図に模式的にあらわされている。第94図のものを薄片でみると、第95図にあらわされているように、いろいろのものがみられる。



第95図 (110) の稜と (001) の面に包有物をもった紅柱石 (空晶石)。薄片。×18。イギリス, Cumberland, Shieddaw? の変成粘板岩

その右側のものは、結晶の中心からあまりはなれていない (001) 面に平行なものであり、左側のものは結晶の端に近く (110) に平行に切ったものである (Harker A., 1937)。

実際、包有物は結晶形にのみ支配されるのではなく、その成長の胚芽の形にも支配される。その成長の過程で隣のものに邪魔された結晶は、はじめは結晶面をもっている、やがてその結晶外形を失ってしまう。それは、ウラルのアルプス型の脈の中の byssolite 中に成長した石英にみられるように不均一な外形を示すようになる (ベルトシュコフ G.N., 1842)。

包有物を捕獲したり、つきはなしたりする力の相対的な強さは、変成岩中の鉱物の crystalloblastic なシリーズであらわされる。

### 成長期の回転

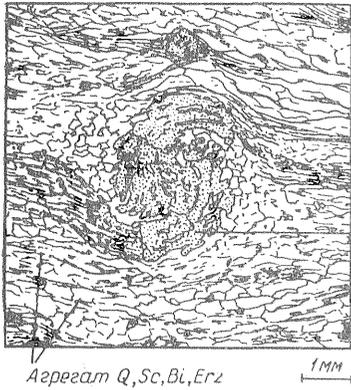
回転により、成長しつつある個体の方位が変化する現象はいろいろの自然環境でおこる。

結晶しつつあるマグマの中で、浮かんでいる結晶は、重力によって動くとき、不均質な溶融物との相互作用で回転する。また、対流とか、相互の接触などによっても回転する。

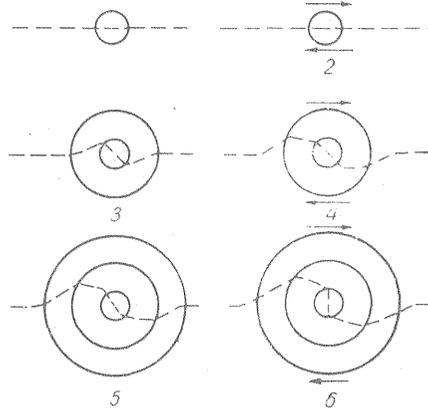
ある種の変成岩、たとえば千枚岩などでは成長期において結晶の回転が明らかにされている。これは、ざくろ石についてよく記載されている。

岩石の構造運動のさいに、そ性変形や“Teuer”<sup>訳注2)</sup>がおこる。そうすると、岩石の各層が、それぞれ違った速度で移動する。そのような層の境で結晶していったざくろ石の斑状変晶は回転させられる。その証拠は、共生している他の鉱物の包有物の分布によって明らかである。ざくろ石にとりこまれた包有物は、ある場合には、“雪だるま”状の、ある場合にはS一字状の構造を

訳注2) 意味不明



第96図 成長期に共生している鉱物をS字状にとりこんだざくろ石の斑状変晶。Gr—ざくろ石, Erz—鉱石鉱物, Q—石英, Sc—絹雲母, Bi—黒雲母



第97図 成長と回転によってS字状構造のできる模式図  
1—成長と包有物の捕獲, 2—回転, 3—成長と包有物の捕獲, 4—回転, 5—成長と包有物の捕獲, 6—回転

示す (第96図)。

S—字状の構造に発達する包有物の分布の機構は第97図に明らかにされている。包有物をもったそのような斑状変晶によって、結晶成長の速度や片理にそっての物質の移動の速度を計算することに注意する必要がある。それは湾曲した包有物のくさりの半径を測定することから可能になる。もし、丸い結晶が一定の線速度  $C_1$  で発達し、片理面における物質の移動の速度  $C_2$  が一定であるとすると、包有物の湾曲したくさりの半径は、成長の末期において角速度が減少するのにつれて結晶の中心から縁辺部に向かって減少するはずである。 $C_1$  と  $C_2$  の比は湾曲の半径に示されているので、それから速さの比を計算できる。われわれはこのようなことを深く突込んだことはないが、V. Schmidt, F. Becke (H.W. Fairbairn 1949, p.144 から引用)によれば、岩石物質の移動速度  $C_2$  を結晶の成長速度から考えてみると、 $C_1: C_2$  の値として 3~5.6 という数値がえられている。

P. Niggli (1948, p.241) も Hinterreinberg の曹長石片岩中のルチルを包有した曹長石について似たような構造を記載している (ナリフキン E. B., 1954)。

回転によって結晶の位置が変わることは、石英脈の空洞においてもかなり注意されている。始めは壁に対して石英の結晶が成長していたのが、結晶の頂上になるとまわりの鉱物が“まきちらされた”ように包有されているものがある。そして、構造運動の力によって折りとられた結晶が空隙の底におちこんで、違った方位をもっており、それ自体も共生する鉱物や石英の破片で“まきちらされ”ている。

## 文 献

- Баранов Н.Я. (1949). Некоторые ледяные образования на поверхности почвы. Природа, No.10, стр. 47—50.
- Бонштедт Э.М. (1921). Ледяные стебельки. Природа No.10—12, столб. 73—74.
- Вертушков Г.Н. (1942). Нарушенные формы роста кристаллов горного хрусталя из жил альпийского типа. ЗВМО, ч. 71, No. 1—2, стр. 23—27.
- Вертушков Г.Н. (1955). Метаморфизм жильного кварца. Тр. Свердл. горного ин-та, вып. 22, стр. 193—201.
- Григорьев Д.П. (1948<sub>2</sub>). К вопросу о различении первичных и вторичных жидких включений в минералах. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, No.2, стр. 75—81.
- Григорьев Д.П. (1950<sub>1</sub>). Кристаллизационная сила минералов, Природа, No.11, стр. 44—45.
- Григорьев Д.П. (1954). Некоторые явления генезиса минералов в жилах. ЗВМО, ч. 83,

№.3, стр. 177—197.

Дядкина И.Я. (1957). Генезис кварца в Большой кварцевой жиле на Нукатлинском хребте в Дагестане. Сб. науч. работ студентов Ленингр. горного ин-та, вып. 2, стр. 34—41.

Ермаков Н.П. (1950). Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 460 стр.

Заморский А.Д. (1949). Почвенный игольчатый лед. Природа, №.10, стр. 51—53.

Захарченко А.И. (1955). Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил на опыте изучения кварцевых жил Памира и включений растворов в минералах. Материалы Всесоюз. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), йов. сер., вып. 6, стр. 1—105.

Иванов С.Н. (1950). Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. ЗВМО, ч. 79, №.2, стр. 113—126.

Игумнов А.Н. (1951). О первичной структуре жильного кварца. ДАН СССР, т. 79, №. 3, стр. 509—511.

Каложный В.А. (1960). Методы вивчення багатозафазових включень у мінералах. Вид. АН УРСР, К., 184 стор.

Карпинский А.П. (1941). О некоторых метаморфических породах Урала. Собр. соч., т. III, стр. 175—185.

Леммлейн Г.Г. (1956). Дополнение по отечественной литературе о жидких включениях в минералах и о геологической термометрии. Приложение к переводу на русский язык книги: Ф.Г. Смит. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., стр. 124—153.

Миропольский Л.М. и Ковязин Н.М. (1950). О гипсе из отложений готерива в ТвтАССР и прилегающих районах Ульяновской области. ДАН СССР, т. 70, №.3, стр. 481—484.

Михеев В.И. и Шафрановский И.И. (1948). О совпадении теоретических и генетических типов цинковой обманки. ЗВМО, ч. 77, №.4, стр. 267—271.

Наливкина Э.Б. (1954). О некоторых явлениях кристаллизации и деформации минералов в метаморфических породах. ЗВМО, ч. 83, вып. 3, стр. 262—264.

Петрунь В.Ф. (1958). О мозаичном строении кристаллов кальцита. Тр. Криворожск. горнорудного ин-та, сер. геол. и минерал., вып. 2, стр. 33—43.

Рундквист Д.В. (1958). О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения). ЗВМО, ч. 87, №.4, стр. 423—439.

Стемпковский А.М. (1949). Морозные образования на поверхности почвы. Природа, №. 10, стр. 46—47.

Харкер А. (1937). Метаморфизм. Цветметиздат, М., 368 стр.

Шубников А.В. (1947). Образование кристаллов. Изд. АН СССР, М.—Л., 74 стр.

Эрлих Э.Н. (1957). К минералогии и генезису кварцевой жилы в районе кишлака Гажни в Гиссарском хребте. Сб. науч. работ студентов Ленингр. горн. ин-та, вып. 2, стр. 21—33.

Ярош П.Я. (1953). Некоторые детали внутреннего строения зерен пирита из колчеданных месторождений Урала. ЗВМО, ч. 82, №.4, стр. 256—265.

Becke F. (1913). Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Akad. Wiss., Wien, Bd. 75, SS. 1—37.

Breithaupt A. (1849). Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 276 SS.

Griffin L.J. (1950). Observation of unimolecular growth steps on crystal surface. Phil. Mag., v. 41, No.313, pp. 196—199.

Lehmann O. (1911). Die neue Welt der flüssigen Kristalle und deren Bedeutung für Physik, Chemie, Technik und Biologie, Leipzig, 388 SS.

Niggli P. (1948). Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I. Basel, SS. 1—540.

Popoff B. (1934). Sphärolithenbau und Strahlungskristallisation. Latv. farm. zurn. Riga. 48 SS.