

低圧型変成岩での Al_2SiO_5 鉱物(2)

—フィブロライトと珪線石をどう考える?—

奥山(楠瀬)康子¹⁾

1. はじめに

紅柱石, 藍晶石, 珪線石は, 「 Al_2SiO_5 鉱物」とも呼ばれる, 泥質変成岩に広く出現する多形鉱物である。日本ではいわゆる中圧型変成岩の分布に限られるため藍晶石の産出は少ないが, 紅柱石と珪線石は低圧型変成帯の中温域(紅柱石)から高温域(珪線石)にかけて, 比較的普通に認められる。そして紅柱石から珪線石への相転移は, 低圧型変成帯での主要なアイソグラッドをきめる, 重要な反応となっている。紅柱石と珪線石の実験的な安定関係は, 奥山(楠瀬)(1995, 1996)にまとめたように, 最近になってかなり高い精度で決定された。この実験的知識を天然に適用することで, 低圧型変成作用の地質学的な理解が進むことが期待される。

しかし実際の岩石での紅柱石・珪線石の産状には, 紅柱石と珪線石, あるいは大型の珪線石といわゆる「フィブロライト」が「共存」するなど, 純粋な Al_2SiO_5 鉱物の知識だけでは説明しきれないことが多いのも事実である。組成の影響については, 不純な紅柱石の安定領域が高压側に拡大した結果, 紅柱石と珪線石(あるいは藍晶石)が広い範囲で共存する実例がある(具体例は奥山(楠瀬)(1996)に紹介)。低圧型変成岩での Al_2SiO_5 鉱物についてのレビューの後半にあたる本論では, 実際の岩石での紅柱石-珪線石転移と, 特に大型の珪線石といわゆる「フィブロライト」の関係についての最近の研究を紹介したい。

2. フィブロライトと珪線石に違いはあるのか?

珪線石は, その名のように細い繊維状結晶となり,

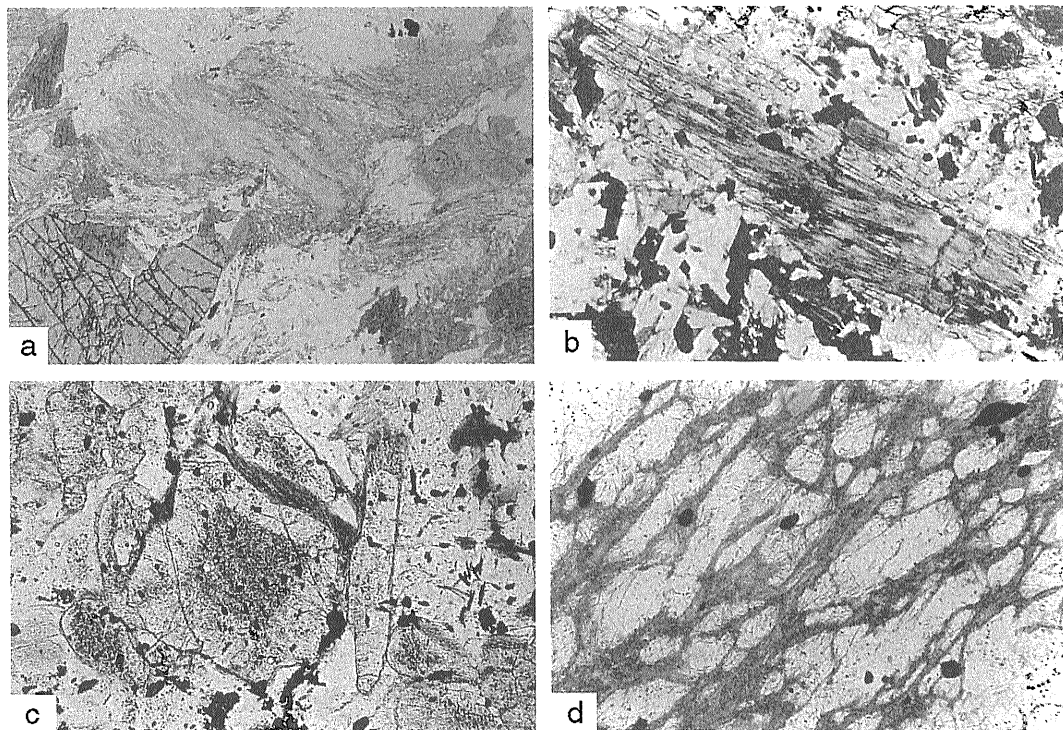
集合体をなすことが多い。これが, いわゆる「フィブロライト」である。珪線石帯の泥質変成岩のフィブロライトは, マトリックスの構成鉱物として微褶曲した片理面に密に集合するだけでなく(第1図a), 紅柱石や, 組織的にはっきりフィブロライトと区別できる大型の珪線石に伴うことも多い(第1図b)。フィブロライトが紅柱石や大型の珪線石と共存するケースは, 相解析の上で少々厄介である。というのも, フィブロライトと大型の珪線石との関係が単純ではないからだ。

大型の珪線石とフィブロライトがそれぞれ別の変成反応で生成することがある。例えば, 中圧型変成帯での第一珪線石アイソグラッドと第二珪線石アイソグラッドでは, 前者で藍晶石からの転移, 後者で白雲母と石英の反応によって, それぞれ珪線石が生成する(スコットランド高地における比較的新しい研究例として例えば, McLellan, 1985)。この場合, 第一珪線石アイソグラッドでフィブロライト, 第二珪線石アイソグラッドで柱状珪線石が生成する事が多いとされるが(Kerrick, 1990), ではどうしてあとの反応はフィブロライトの量を増やすように働かないのだろうか? さらに, 低圧型変成帯の中には低温側で柱状珪線石が先に生成し, 白雲母と石英の反応によるフィブロライトがより高温側でできている地域がある。この場合, なぜあとの反応で生成した珪線石分子は, 既に存在する柱状珪線石をさらに成長させなかったのだろうか? このように, フィブロライトと珪線石の間には, 一定の関係を見出すのが難しい。このため, 両者には何等かの鉱物学的な違いがあるのではないかという議論が, しばしばなされてきた。

その根拠として, フィブロライトのAl/Si比が理想

1) 地質調査所 地質標本館

キーワード: Al_2SiO_5 鉱物, 低圧型変成岩, 紅柱石-珪線石転移, フィブロライト, 粒成長, paramorphic replacement



第1図 泥質変成岩でのフィブロライトの組織。a) フィブロライト集合体が密に片理に濃集する。珪線石—ざくろ石—黒雲母片麻岩 (R11513)。画面横=5mm。b) 紅柱石を取り囲み、交代するフィブロライト。Vernon (1987a)より。画面横=2.8mm。c) 同じく、遠野接触変成帯下部珪線石帯。画面横=1.3mm。d) 泥質ホルンフェルスのマトリックス粒間に分散するフィブロライト。遠野接触変成帯下部珪線石帯。画面横=2.5mm。

的な値 (2:1) から著しく外れるとされることがある。しかし奇妙にも不定比性の傾向は一定しておらず、実例はあげないがSiに富むとする報告も逆にAlに富むとする報告もある。注意しなければならないのは、フィブロライト集合体を分析する際に、隙間に挟まったほかの鉱物 (特に石英やコランダム) をいっしょに分析している恐れがないかということである (例えば Bell and Nord, 1974)。現に Al_2SiO_5 鉱物の微量成分の研究を行った Kerrick and Speer (1988) は、太さ $10\mu m$ 以下の細柱状ないし繊維状の珪線石をそれより大型のものと同様に区別して取り扱ったが、両者のAl/Si比に有意な違いは見出せなかった。また微量成分についても、系統的な違いは見出せなかった。彼らが設定した $10\mu m$ という基準値に鉱物学的な意味は認められないにしても、フィブロライトが珪線石と異なる組成の鉱物であるとは考えられない。

結晶構造についてはどうだろうか? フィブロライトを分離してX線回折を行っても、基本的には珪線

石と同じパターンしか得られない。トータル岩中の捕獲岩に含まれるフィブロライトの結晶構造を透過型電子顕微鏡で研究したWenk (1983) は、フィブロライトに大型の珪線石に比べ高い密度の格子欠陥が分布するとした。しかし、同様の研究の結論として、差がないか、フィブロライトの方が欠陥密度が低いとしたものも多い (Doukhan et al., 1985; Kerrick, 1986)。珪線石はAlの半分がSiと同じく4配位であるため、Al-Si秩序—無秩序配列を起こす可能性がある。しかしこの問題についても、フィブロライトの中性子回折からAlとSiのそれぞれについて9%ずつの無秩序性を見出したのが例外的である (Bish and Burnham, 1992)。そしてこの場合も、フィブロライトであるからではなくて、生成条件が高温だったことが無秩序化の原因のようだ。このように、フィブロライトと珪線石を結晶学的に区別しなければならない理由もない。

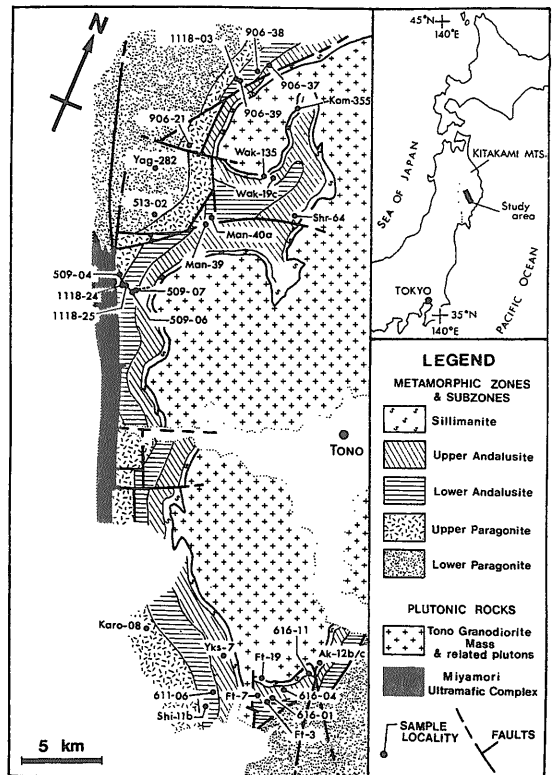
フィブロライトのように極端に細粒の鉱物は、全表

面エネルギーが無視できないほど大きく、たとえ同じ鉱物であっても熱力学的に別の取り扱いが必要との主張もある。Salje (1986)は結晶度の異なる3個の珪線石試料の定圧比熱を測定し、フィブロライト質のものほど大きな値を得たとした。これが事実であれば、フィブロライトの表面エネルギーが全エントロピーに寄与しうることを示すものであり、熱力学的にフィブロライトは柱状珪線石と区別した扱いをすることが必要となってくる。しかしHemingway et al. (1991)は、同じような定圧比熱の精密測定からSalje (1986)の解釈に疑問を呈した。彼らは珪線石とフィブロライトだけではなく、粗粒石英とノバキュライト(微晶質石英からなる岩石)の定圧比熱を測定、比較して、細粒集合体の表面エネルギーが有意に寄与するかどうかを検証した。結果は、差がなしと出た。つまり、密な集合体の全表面エネルギーは、粉体の場合と違ってかなり小さい可能性が高いのだ。

以上のように、フィブロライトと珪線石に鉱物学的・熱力学的な区別が必要とするための積極的な証拠は、ほとんどないといってよい。この2つの「鉱物」は、核形成と結晶成長がなんらかの理由により異なることによって生じた、組織的な区別と考える方が合理的である。さらに、珪線石とフィブロライトの生成と相互の関係を明らかにすることにより、紅柱石-珪線石転移だけではなく珪線石帯での変成反応のカイネティクスを解明できるかもしれない。この見方から、いくつかの地域での柱状珪線石とフィブロライトの相互関係と生成条件を検討してみよう。

3. 珪線石分子はフィブロライトをつくりやすい

低圧型変成作用で珪線石(フィブロライトおよび柱状珪線石)は、紅柱石からの相転移か、白雲母と石英の分解反応によって生成する。紅柱石からの相転移による珪線石の生成の国内での例としては、中部地方領家帯の一部や(Morikiyo, 1984; 三宅ほか, 1992), 北上山地、遠野接触変成帯(Okuyama-Kusunose, 1993, 1994)などがあげられる。北上山地、遠野花崗閃緑岩体周囲の接触変成帯(第2図)では、珪線石アイソグラッドでフィブロライトが出現している。フィブロライトは丸みを帯びた細粒の紅柱石の回りを取り囲むことが多いが(第1図c)、紅柱石と無関係に石英や堇青石などマトリックスの鉱物の粒界に

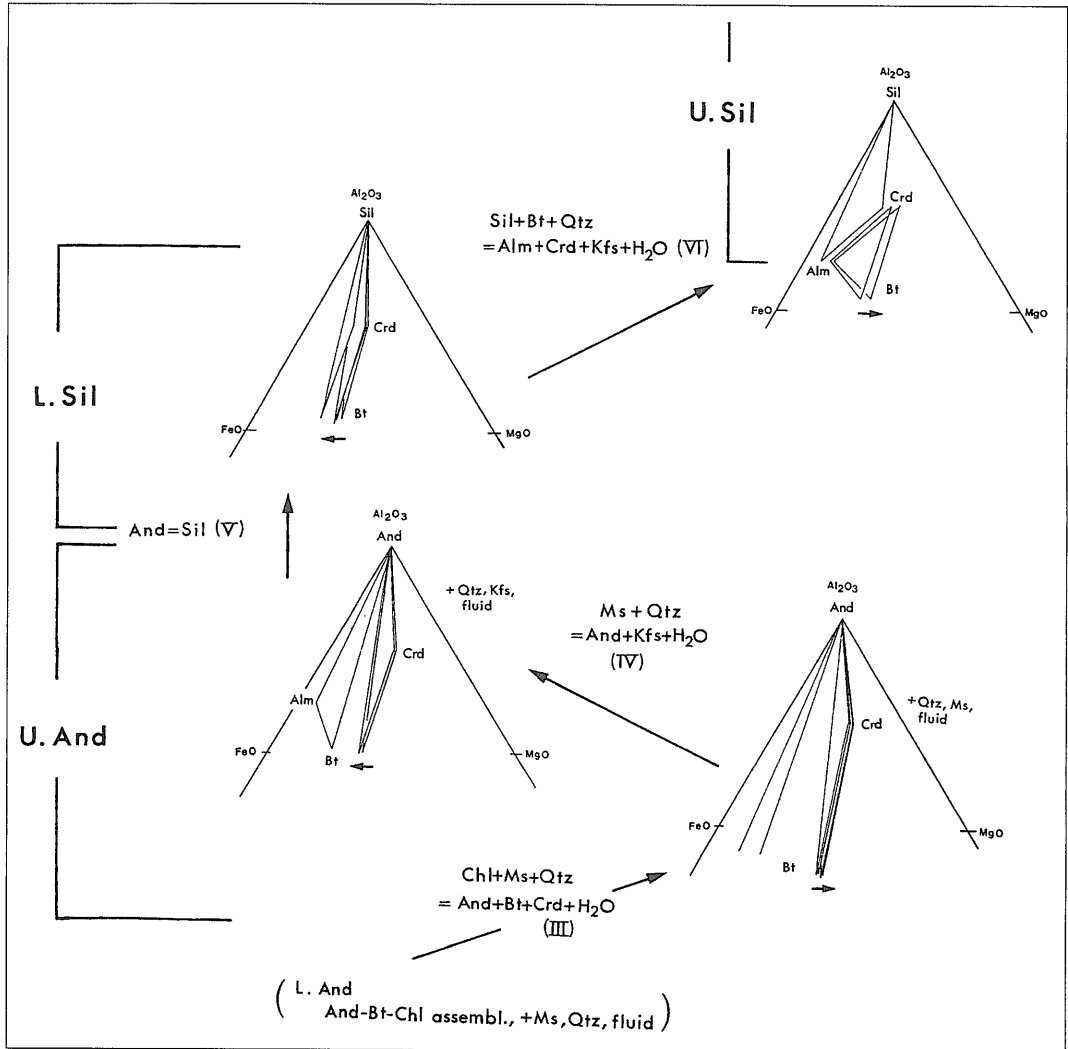


第2図 北上山地、遠野接触変成帯の変成帯。珪線石帯は、ざくろ石-堇青石組み合わせの出現により下部珪線石帯と上部珪線石帯に分けられるが(第3図参照)、この縮尺では区別できないため一括している。各帯の変成条件は第4図を参照。Okuyama-Kusunose(1994, Fig. 1)より。

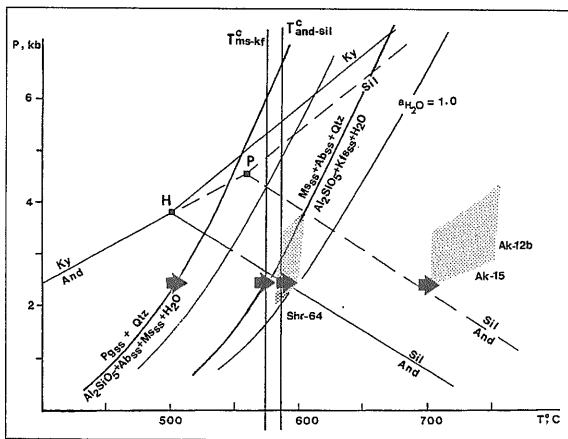
沿って分布することもある(第1図d)。遠野接触帯では、白雲母と石英の間の反応が紅柱石帯で起きている(第3図)。したがって、フィブロライトはこの反応で生成したのではなく、不安定化した紅柱石からの相転移によってできたことはまちがいない。

紅柱石からの転移で珪線石が生成するケースでは、泥質岩の全岩組成がやや Al_2O_3 に富んでいる傾向がある。これに対して白雲母と石英の間の反応は、より広い全岩組成の岩石に起こりうる。国内での例も、日高帯(Osanai et al., 1986, 1991, Shiba, 1988), 筑波変成岩(柴, 1982, 宮崎ほか, 1992), 中部地方領家帯(横井, 1983), そして領家帯柳井地域(宮下, 1996)など、数多い。

注目されるのは、上にあげた地域では反応がどちらであろうとも、好んでフィブロライトが生成している



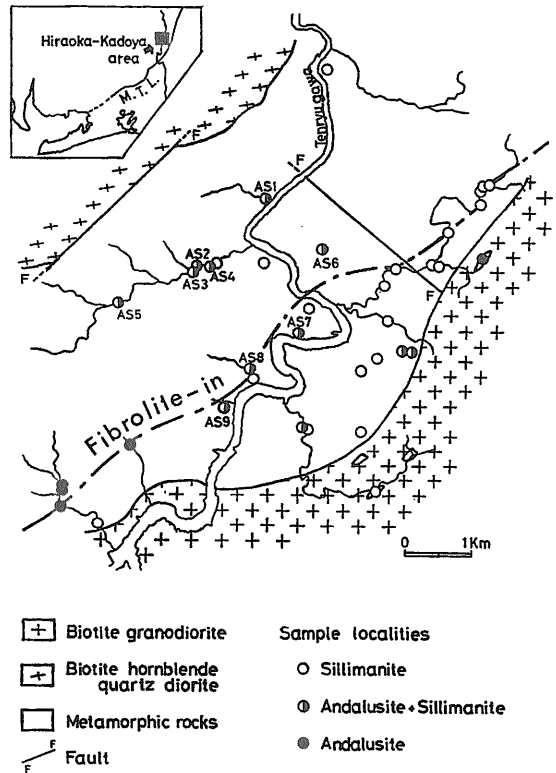
第3図 遠野接触変成帯高温部の泥質変成岩での鉱物共生変化を示す, AFM投影図. この接触帯では, 白雲母と石英の反応が上部紅柱石帯の高温部で起こっている.



第4図 遠野接触変成帯の変成条件(太矢印). Al₂SiO₅ 鉱物平衡曲線は, Holdaway (1971, H) および Pattison (1992, P) による. Tms-ktは白雲母+石英の分解反応点での, Tand-silは紅柱石-珪線石転移点での, 炭素同位体交換温度をそれぞれ示し(森清ほか1989). 網掛けした囲みは, ざくろ石-黒雲母-鉱物-斜長石-石英地質温度圧力計による上部紅柱石帯と上部珪線石帯の温度・圧力条件. Okuyama-Kusunose (1993, Fig. 12) より.

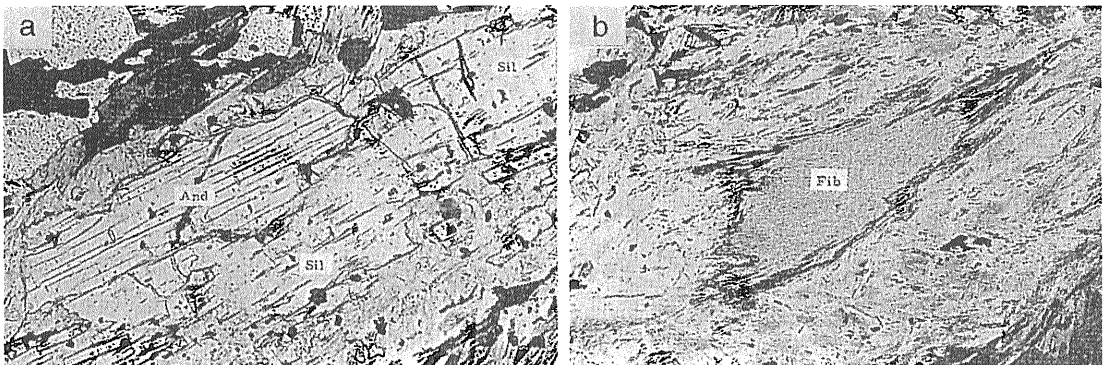
ことだ。さらに、白雲母と石英の反応でフィブロライトができている地域の中には、より低温側で柱状珪線石が先に形成されている場合さえあるのだ。どうも泥質変成岩の中ではフィブロライトの方ができやすい傾向がありそうだ。少し古いデータだが、Rumble (1973)もアメリカ東部、アパラチア変成帯で、同じような傾向を見だしている。それによるとニューハンプシャー州のアパラチア変成帯高温部の泥質変成岩では、珪線石としてフィブロライトのみを含む岩石の産地が43ヵ所であるのに対し、フィブロライトと柱状珪線石を共に含む産地は6ヵ所、柱状珪線石のみの産地は7ヵ所であった。反応がどのようなものであれ、生成する珪線石分子に対して核の数が多ければ、珪線石は細粒化し、フィブロライトになるであろう。フィブロライトが一般的であることは、泥質変成岩には珪線石の核形成サイトは無数にあり、新たに生成した珪線石分子は既存の珪線石にオーバーグロースするのではなく手近な所で核形成・成長する傾向があることを意味する。

その極端な例を、横井(1983)による中部地方領家帯、平岡一門谷地域に見ることができる(第5図)。この地域では、全域にわたって珪線石が安定で、大型の珪線石が泥質変成岩に広く認められる。珪線石はしばしば紅柱石と共存するが(第6図a)、これは両者の間に規則的な Fe^{3+} の分配関係が存在することによる(紅柱石の側が Fe^{3+} に富む)。この地域の相対的に低温側では白雲母と石英が共存するが、温度上昇とともに反応し、高温側ではフィブロライトとカリ長石の組み合わせが安定となる(第5図)。フィブ



第5図 中部地方平岡一門谷地域の領家帯泥質変成岩における、紅柱石と珪線石の分布。フィブロライトの出現は、白雲母+石英の分解反応による。横井(1983, Fig.1)に加筆。

ロライトは、集合体をなして常にカリ長石に包有されている(第6図b)。フィブロライトは柱状珪線石より Fe_2O_3 に乏しく(柱状珪線石の0.19-0.26 wt%に対し



第6図 平岡一門谷地域の泥質変成岩における、紅柱石・珪線石・フィブロライトの組織。横井(1983, Fig.2)による。いずれも画面横=2mm。a) 大型の紅柱石と珪線石の、c軸の向きをそろえた平行連晶。b) フィブロライト集合体。常にカリ長石に包有され、大型の珪線石や紅柱石に伴うことはない。

てフィブロライトの0.10–0.16 wt%), 両者は明らかに平衡にない。岩石内での物質移動が十分であれば、白雲母と石英の分解反応で生成した Fe^{3+} に乏しい珪線石分子は、すでに存在する柱状珪線石(第6図a)をさらに粒成長させたであろう。このように平岡一門谷地域の珪線石帯泥質変成岩では、高温にもかかわらず変成反応に伴う物質移動は極めて限定的で、生成した珪線石分子がほとんどその場でフィブロライトとして核形成し成長したのである。

4. フィブロライトの粒成長でできる柱状珪線石

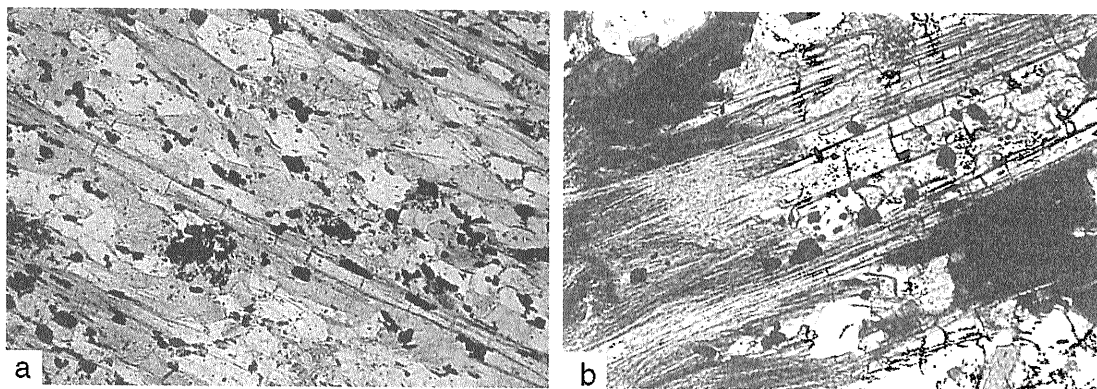
平岡一門谷地域などと逆に粗粒の珪線石の出現より低温側でフィブロライトが生成する場合には、フィブロライトの粒成長によって柱状珪線石ができるかもしれない。先にあげた北上山地、遠野接触変成帯では、珪線石帯の中で温度側ほど紅柱石残晶が少なくなり、逆にフィブロライトは増加する。そして珪線石アイソグラッドよりかなり花崗岩体に近づいて、フィブロライトとともに明瞭な(001)パーティングを持つ珪線石の長く伸びた結晶が出るようになる(第7図a)。紅柱石も珪線石も組成は比較的純粋で、不純物は Fe_2O_3 が紅柱石で0.5 wt%, 珪線石で0.2 wt%程度であった。珪線石帯での変成温度は600–700°Cという高温に達していたことが、ざくろ石–黒雲母地質温度計や炭素同位体地質温度計により分かっている(森清ほか, 1989; Okuyama–Kusunose, 1993; 第4図)。したがってここの柱状珪線石は、珪線石帯の高温のもとでフィブロライトが粒成長してできた可

能性が高い。

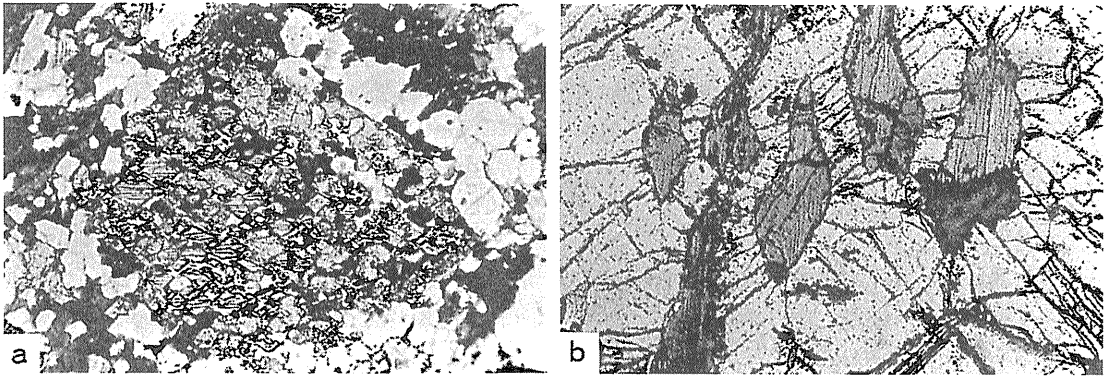
フィブロライトの粒成長による柱状珪線石の形成は、この接触帯に限らず、アメリカ、ニューメキシコ州のSandia山地の原生代変成岩(Vernon, 1987a; 第7図b)や、オーストラリア南東部、Lachlan褶曲帯のCooma Complex(Johnson and Vernon, 1995)などの広域変成帯でも起こっている。中圧型変成帯の第1および第2珪線石アイソグラッドについてKerrick(1990)は、第1珪線石アイソグラッドでフィブロライトが、第2珪線石アイソグラッド付近の高温下で柱状珪線石が出現するとしている。この関係も、柱状珪線石がフィブロライトの粒成長でできるという考え方に調和的である。フィブロライトの柱状珪線石への粒成長は、岩石全体の粒子表面エネルギーを減らす物理的になかったプロセスである。珪線石が安定なゾーンで相対的に低温側にフィブロライト、高温側に柱状珪線石という分布が認められる場合、粒成長による柱状珪線石の生成を考えてみてもよいであろう。

5. 紅柱石から転移した柱状珪線石

フィブロライトの粒成長で柱状珪線石が生成する例があるにしても、低圧型変成岩の柱状珪線石にはどうみてもフィブロライトの粒成長と無関係と考えられるものが少なくない。そして紅柱石が柱状珪線石と共存する場合、両者が結晶軸をそろえた連晶をなすことも珍しくない(第6図a)。最も極端な場合、大型の珪線石が一定の結晶学的関係のもとに内部から紅柱石を交代する、複雑な紅柱石–珪線石連晶



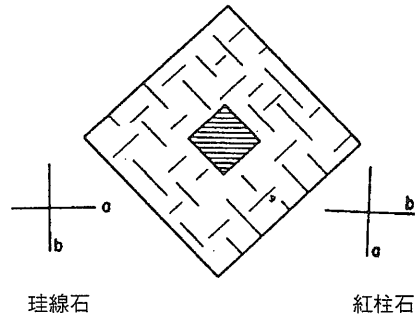
第7図 フィブロライトの柱状珪線石への粒成長。a)遠野接触変成帯上部珪線石帯の泥質ホルンフェルス。画面横=1.3mm。 b)同じく、アメリカ、ニューメキシコ州、Sandia山地の珪線石–カリ長石片岩。Vernon(1987a)より。画面横=1.5mm。



第8図 珪線石による紅柱石のparamorphic replacement. a) Vernon (1987a)より. もとの紅柱石結晶の外形を残しつつ, 内部から複雑な形態の珪線石単結晶に交代される. 画面横=5mm. b) Kerrick and Woodsworth (1989)より. へき開から, 両者がa,b軸を交換した形で結晶軸を共有することが分かる. 画面横=1.2mm.

を形成することさえある(第8図a, b). このような連晶をなして珪線石が紅柱石を交代する現象を, Vernon (1987a)は“paramorphic replacement”と呼んだ. 第8図のようにparamorphicに紅柱石を置き換える珪線石は, 複雑に入り組んだ結晶をなすが, 単結晶であり, へき開から分かるようにa軸とb軸を入れ替えつつ結晶軸を共有する(第9図). 紅柱石と珪線石は共に斜方晶系で, 格子定数も比較的似た値である(奥山(楠瀬), 1996, の第1表参照). だからこそこのような「芸当」ができるのだろう. これに類した組織は, 各地の広域変成帯だけではなく(Kerrick and Woodsworth, 1989; Johnson and Vernon, 1995), 一部の接触変成岩や(例えばLaramie Anorthosite Complexの接触帯; Grant and Frost, 1990). 花崗岩中の捕獲結晶(たとえば熊野酸性岩; 筆者の未公表データ)にも認められる. この種の柱状珪線石に対しては, 粒成長と別の, 紅柱石と結晶学的に関係した形成機構による説明が必要である.

Doukhan et al. (1985)は, 実験的に変形させた紅柱石では積層欠陥が発達して紅柱石特有の AlO_5 多面体が歪み, AlO_4 多面体に転化する構造変化が起こるとした. Vernon (1987a)はこの部分が珪線石に似た結晶構造に相当することに着目し, これを核として紅柱石結晶の内部から珪線石が成長して, 紅柱石との結晶学的関係を保った交代組織が生成すると議論した. この考え方によると, 紅柱石と複雑な連晶をなす柱状珪線石では母相の紅柱石が変形

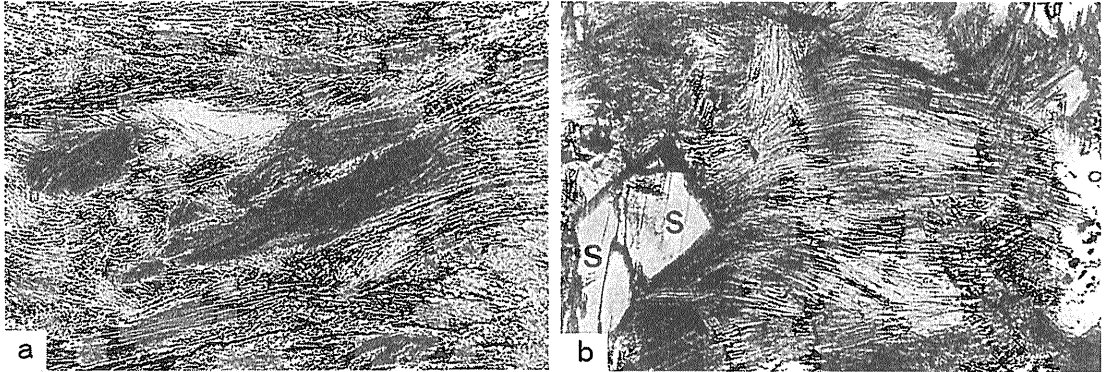


第9図 紅柱石母相(外側)とそれを交代する珪線石(内側)の結晶面, 結晶軸, へき開の相互関係. 第8図と比較.

作用を受けている必要がある. 先に例示した交代性の珪線石—紅柱石連晶は, すべてマトリクス鉱物より粒長が10倍以上あり, しばしばcmオーダーに達する大型の結晶であることが注目される. 岩石の変形にあたって, 細粒のマトリクス鉱物は粒間すべりによって歪みを解消できるが, 大型の斑状変晶は結晶自体が変形せざるをえない. このような変形挙動の違いが, 粗粒の紅柱石斑状変晶が直接珪線石に転移する一見不可解な相転移のメカニズムに関係している可能性があると考ええる.

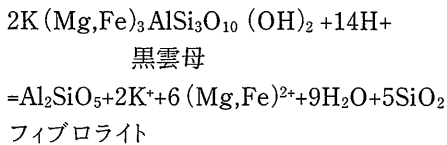
6. 交代性のフィブロライトとその生成条件

泥質変成岩のフィブロライトは, 微褶曲をなす片理面など岩石の特定の部分に濃集する傾向があるが,



第10図 交代性のフィブロライトとその組織. Kerrick and Woodsworth (1989)より. a) 黒雲母を交代するフィブロライト集合体. 集合体の中にゴースト状に黒雲母が残る. 画面横=1.4mm. b) 交代性フィブロライトは大型の珪線石(S)と結晶学的に関係せず, 粗粒化しつつあるとは考えられない. 画面横=1.4mm.

同時に特定の鉱物の集合体をなして交代する組織もしばしば認められている. その対象は黒雲母 (Kerrick, 1987; Vernon, 1987b; Kerrick and Woodsworth, 1989, 第10図a, b), 長石 (Wintsch and Andrews, 1988), 堇青石 (Vernon, 1979) など, 低圧型泥質岩中のほとんどすべての鉱物にわたっている. この種の交代性のフィブロライトに対しては, “base-cation leaching”, あるいは “hydrogen metasomatism” と呼ばれる生成機構が提唱されている (Vernon, 1979). この名称は, 水素イオンの添加によって鉱物からAlとSi以外のイオンを除去する反応, たとえば,

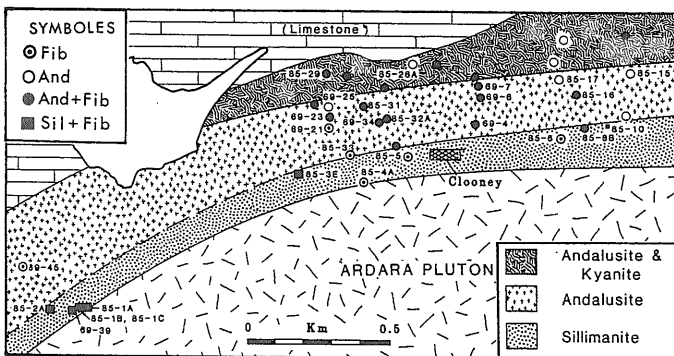


(Vernon, 1979より) が考えられることによる.

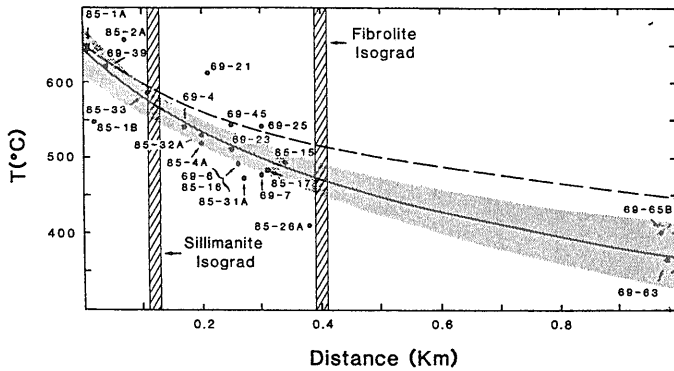
Kerrickと共同研究者は, この種のフィブロライト

の中に紅柱石安定領域内で生成したものと主張している. 北アイルランド, Donegal地方のArdara花崗質岩体周辺の接触変成帯では, 珪線石アイソグラッドより地表露出にして300m, ざくろ石ー黒雲母地質温度にして約70℃低温側で, フィブロライトが出現する (Kerrick, 1987; 第11,12図). もう一例がカナダ, ブリティッシュ・コロンビア州のMount Raleigh地域で, ここでもフィブロライトは, 珪線石アイソグラッドより地表露出で約2 km, 温度にして約70℃低温側で出現しているとされる (Kerrick and Woodsworth, 1989).

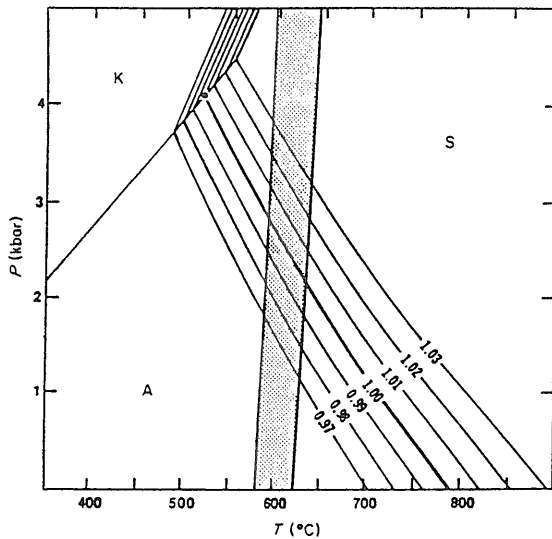
この二つの地域に共通するのは, フィブロライト集合体が交代性であるとされることと (第10図a, b), その組成が不純であることである. 両地域ともフィブロライトは著しくFe₂O₃に富み, Ardara接触帯では共存する紅柱石 (Fe₂O₃ 0.17-0.26%) よりもFe₂O₃含有量が高い (同じく0.43-0.65%). Kerrick (1987) およびKerrick and Woodsworth (1989) は, 後退変



第11図 アイルランド, Ardara花崗質岩体のまわりの接触変成帯での藍晶石, 紅柱石, 珪線石およびフィブロライトの分布. Kerrick (1987, Fig. 1) より.



第12図 アイルランド, Ardara花崗質岩体の接触変成帯でのフィブロライトを含む岩石のざくろ石-黒雲母地質温度計による平衡温度の分布。“Sillimanite isograd”の温度は、この接触帯の全圧下(2.5kbar)でのHoldaway(1971)による紅柱石-珪線石転移温度にほぼ一致。Kerrick(1987, Fig. 4)より。



第13図 共存する紅柱石と珪線石の間のFe³⁺分配による安定領域の変化。純粋な場合(KD=1.0)に比べて紅柱石がFe³⁺に富む場合は(KD>1.0)その安定領域が高温側へ拡張し、逆に珪線石が不純な場合は(KD<1.0)その安定領域が低温側に拡張する。Kerrick and Woodsworth(1989)より。網掛けは、ざくろ石-黒雲母地質温度計による珪線石アイソグラッドの温度。交代性のフィブロライトを含む岩石(第8図)はこれより低温側のゾーンのものである。

成期に酸性流体が流入して黒雲母を分解するとともに、不純な組成のフィブロライトを生成したと議論した。少量のFe₂O₃の存在によって珪線石の安定領域が低温側に拡張するのは、不純な紅柱石の安定領域が高温側に拡張することと裏返しの関係である(第13図)。

多くの分析データが示すように珪線石は元来Alと

Si以外の陽イオンが入りづらいので、組成が原因で珪線石(フィブロライト)の安定領域が変化した確かな例があれば、大変におもしろい。しかし筆者はKerrickらの見方にまだ疑問を持っている。この2つの地域のフィブロライトは黒雲母を交代するマット状集合体であり、通常のEPMA分析だけでは正確な組成の決定が大変難しい。またフィブロライトの生成条件についても、地質温度計が再平衡していないかを中心に詳しく吟味する必要があると考える。

6. まとめ

低圧型変成岩の重要な鉱物である紅柱石と珪線石についてのレビューの後半として、フィブロライトの関与する相関係とカインेटクスをとりあげた。フィブロライトと大型・柱状の珪線石とに鉱物学的な違いはなく、この2つは核形成と結晶成長がなんらかの理由により異なることによって生じた、組織的な区別と考える方が合理的である。

泥質変成岩のフィブロライトは、白雲母と石英の脱水反応だけではなく、紅柱石からの相転移によっても形成される。また柱状・大型の珪線石にも、フィブロライトの粒成長で生成するものと、紅柱石から直接相転移するものがある。このように柱状珪線石・フィブロライトともにできかたは単純ではない。さらに柱状珪線石とフィブロライトがともに「共存」する場合であっても、中部地方領家帯、平岡一門谷地域のように平衡関係にない場合もあるので、注意が必要である。経験的には、柱状珪線石よりもフィブロライトが形成される頻度の方が高い。言い換えれば、高温の泥質変成岩の珪線石は多数の核を形成して成長する傾向のある鉱物である。紅柱石から転移した大型

の珪線石は、母相紅柱石と一定の結晶学的な関係にあることが多く、これに対しては、母相紅柱石の塑性変形が重要な要素である可能性がある。紅柱石、珪線石、フィブロライトの間の関係をより明確に整理するためにも、これらの鉱物を含む低圧型変成岩の反応履歴、変形作用および緻密な変成条件の研究が、今後更に重要となってくるであろう。

謝辞：このレビューは竹内圭史氏(地質部)の提言をきっかけに、当初、雑誌「地球科学」に向けて書かれたものを、改めて地質ニュース向けに書き直したものです。「地球科学」投稿時には、竹内氏と田切美智雄教授(茨城大学)にいろいろとお世話になりました。この場を借りて御礼申し上げます。ただし地質ニュースへの投稿は、奥山の判断によるもので、この両氏は関与しておりません。このレビューに図を引用するにあたってお許しをいただいたD.M.Kerrick教授(スイス、チューリッヒ工大)、R.H.Vernon教授(オーストラリア、マックアリー大)、そして横井研一博士(石油公団)に、感謝いたします。最後に、大部のレビューを当初の趣旨を歪めずに掲載していただいた地質ニュース編集委員会に、敬意を表します。

参 考 文 献

Bell, P.M. and Nord, G. (1974) : Carnegie Inst. Wash. Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1973-1974 : 444-448.
 Bish, D.L. and Burnham, C.W. (1992) : Amer. Mineral., 77, 374-379.
 Doukhan, I.J.C., Doukhan, N., Koch, P.S. and Cristie, J.M. (1985) : Bull. Mineral., 108, 81-96.
 Grant, A.J. and Frost, B.R. (1990) : Amer. Jour. Sci., 290, 425-472.
 Hemingway, B.A., Robie, R.A., Evans, H.T. and Kerrick, D.M. (1991) : Amer. Mineral., 76, 1597-1613.
 Holdaway, M.J. (1971) : Amer. Jour. Sci., 271, 97-131.
 Johnson, S.E. and Vernon, R.H. (1995) : Jour. Metam. Geol., 13 : 165-183.
 Kerrick, D.M. (1986) : Phys. Chem. Minerals, 13, 221-226.

Kerrick, D.M. (1987) : Amer. Mineral., 72, 240-254.
 Kerrick, D.M. (1990) : Rev. Mineral., 22, 406p.
 Kerrick, D.M. and Speer, J.A. (1988) : Amer. Jour. Sci., 288, 152-192.
 Kerrick, D.M. and Woodsworth, G.J. (1989) : Jour. Metam. Geol., 7, 547-563.
 McLellan, E. (1985) : Jour. Petrol., 26, 789-818.
 三宅 明・村田理恵・森下 修(1992) : 岩鉱, 87, 475-480.
 宮崎一博・笹田政克・服部 仁(1992) : 地質雑, 98, 713-722.
 宮下由香里(1996) : 地質雑, 102, 84-104.
 Morikiyo, T. (1984) : Contrib. Mineral. Petrol., 87, 251-259.
 森清寿郎・奥山康子・氏家真澄・田端寛和・森口拓也・須貝 寿・岩政一生(1989) : 日本地質学会96年学術大会講演要旨, p.600.
 Okuyama-Kusunose, Y. (1993) : Bull. Geol. Surv. Japan, 44, 377-416.
 Okuyama-Kusunose, Y. (1994) : Jour. Metam. Geol., 12, 153-168.
 奥山(楠瀬)康子(1995) : 地調月報, 46, 251-268.
 奥山(楠瀬)康子(1996) : 地質ニュース, no.503, 56-67.
 Osanai, Y., Arita, K. and Bamba, M. (1986) : Jour. Geol. Soc. Japan, 92, 793-808.
 Osanai, Y., Komatsu, M. and Owada, M. (1991) : Jour. Metam. Geol., 9, 111-124.
 Pattison, D.R.M. (1992) : Jour. Geol., 100, 423-446.
 Rumble, D. (1973) : Bull. Geol. Soc. Amer., 84, 2426-2430.
 Salje, E. (1986) : Amer. Mineral., 71, 1366-1371.
 柴 正敏(1979) : 岩鉱, 74, 339-349.
 柴 正敏(1982) : 岩鉱, 77, 345-355.
 Shiba, M. (1988) : Jour. Metam. Geol., 6, 273-296.
 Vernon, R.H. (1979) : Lithos, 12, 143-152.
 Vernon, R.H. (1987a) : Canad. Jour. Earth Sci., 24, 580-590.
 Vernon, R.H. (1987b) : Jour. Metam. Geol., 5, 51-68.
 Wenk, H.R. (1983) : Neues. Jahrb. Mineral. Abh., 146, 1-14.
 Wintsch, R.P. and Andrews, M.S. (1988) : Jour. Geol., 96, 143-161.
 横井研一(1983) : 岩鉱, 78, 246-254.

OKUYAMA-KUSUNOSE, Yasuko (1996) : Al_2SiO_5 polymorphs in low-pressure type metamorphic rocks. (2) equilibrium and kinetics of fibrolite and prismatic sillimanite.

< 受付 : 1996年6月24日 >