

熊本県坪木ノ鼻の角閃岩：ロディンジャイト捕獲岩

唐木田, 芳文
西南学院大学地学研究室

<https://doi.org/10.15017/4495869>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 13 (2), pp.85-97, 1980-02-29. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

熊本県坪木ノ鼻の角閃岩—ロディンジャイト捕獲岩

唐木田 芳 文*

An amphibolite-rodingite xenolith from
Tsubokinohana, Kumamoto Prefecture

Yoshifumi KARAKIDA

Abstract

There is an amphibolite xenolith with rodingite shell in a serpentinite body of the Kurosegawa tectonic zone at Tsubokinohana, Kumamoto Prefecture.

Four metasomatic reaction zones are well developed at the border of the xenolith: incipient prehnite zone (A), prehnite zone (B), hydrogrossular-clinopyroxene zone (C) and chlorite zone (D) from core to margin of the xenolith. Initial alteration of the amphibolite is partial prehnitization of plagioclase in the zone A. The zones B and C are characterized by prehnite after plagioclase, and by hydrogrossular after prehnite and clinopyroxene after hornblende, respectively. The zone D adjacent to the serpentinite may be formed by chloritization of the clinopyroxene and hydrogrossular from the rodingite of the zone C.

EPMA analyses of rocks show marked increase of Ca and decrease of Si, Al and alkalis with increasing metasomatic alteration. The hydrogrossular may be intermediate members of the grossular-hibschite series according to EPMA analyses. Additional mineral analyses are given of prehnite, clinopyroxene, serpentine, garnet and hornblende. The reaction zones are regarded as the result from metasomatic interchange of elements between the amphibolite and serpentinite during serpentinization of original ultramafic rock accompanied by the Kurosegawa tectonic movement.

まえがき

黒瀬川構造帯に伴う蛇紋岩類には，しばしばロディンジャイト岩塊が包有されている（唐木田・宮地，1973）．八代地方でも数カ所から知られており，中にはペクトライトやゾノトライトを含むものもあって興味深い．

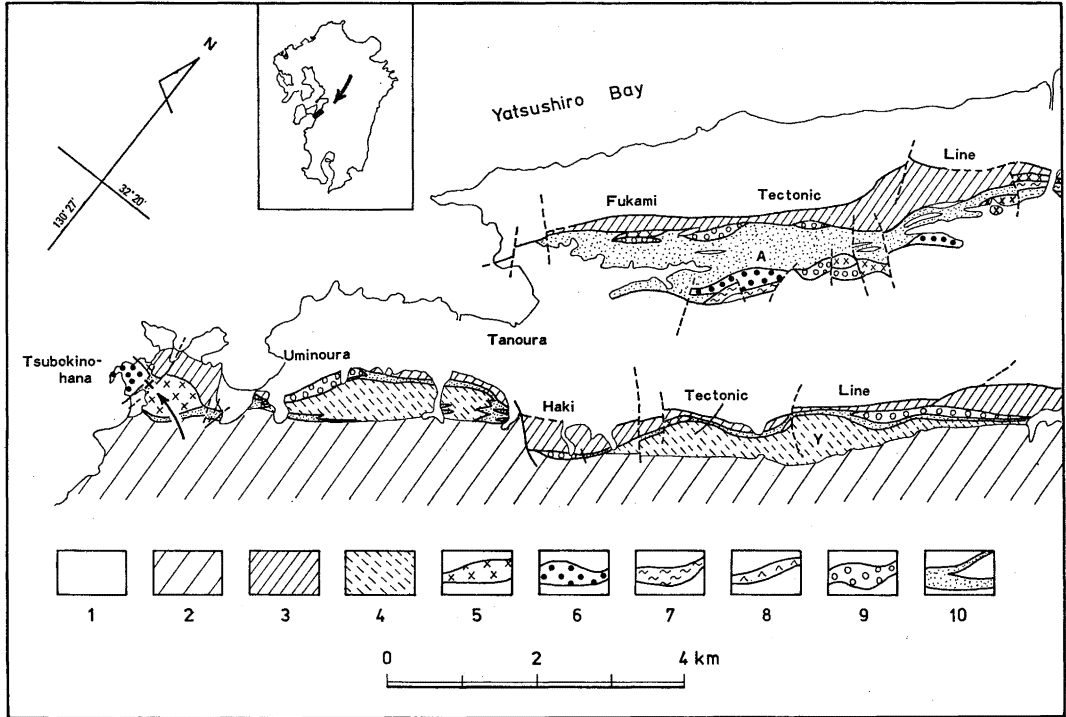
最近，坪木ノ鼻の角閃岩レンズ状部に接した蛇紋岩中に，周縁部がロディンジャイト化した角閃岩ゼノリスの大塊を見いだした．一般にロディンジャイトは小塊として産し，源岩との関係が不明なことが多いのに，ここでは源岩—ロディンジャイト関係がよく追跡できる．また，源岩がこれまで余り知られていなかった角閃岩であり，さらにそれが黒瀬川構造帯の岩石のメンバーであるということは，ロディンジャイトの成因考

察上重要であるばかりでなく，黒瀬川構造運動の解明にとって興味ある新発見であると考えられる．まだ研究途中でデータも不完全であるが，この機会に簡単に報告して諸賢のご批判を賜りたいと思う．

謝辞：この研究において，鉱物の EPMA 分析を九州大学理学部の広渡文利教授・赤峰秀美氏ならびに同大学生産科学研究所の甲斐辰次氏に，そして岩石の EPMA 分析を広島大学理学部の鈴木盛久博士にお願した．また広渡教授には，原稿を読んでいただき，有益なご助言を賜わった．これらの方々に深く感謝する．なお，研究費の一部には文部省科学研究費を使用した．

I. 産 状

熊本県芦北郡田浦町海浦の西南方約 2 km にある坪木ノ鼻の半島部は，破木構造帯の西端にあたり（第 1 図），



第 1 図 八代地方の黒瀬川構造帯(唐木田ほか, 1977)と坪木ノ鼻における角閃岩ゼノリスの産地
 1: 新生界・中生界; 2: 与奈久層; 3: 小崎層; 4: 破木変成岩; 5: 花崗岩類; 6: 角閃岩;
 7: 雲母片麻岩; 8: 石英閃緑岩~角閃石斑斕岩; 9: 片麻状ざくろ石-単斜輝石グラニュ
 ライト; 10: 蛇紋岩。
 A: 赤松太郎峠; Y: 横居木; ×印: 坪木ノ鼻の角閃岩ゼノリス。

主として角閃岩類からなる黒瀬川構造帯のレンズ状部を構成している(唐木田ほか, 1979)。このレンズ状部は、西と南を海で囲まれているが、北は小崎層と複雑な断層で接し、東は、ほぼ南北に走る幅 200m 土の蛇紋岩帯を介して花崗岩レンズ状部と接している。

萩の越峠から南の海岸に至る道路沿いには、上記の蛇紋岩が露出しており、峠から南に約 50m のところに角閃岩の大きなゼノリスが存在する(唐木田ほか, 1979, 第 4 図)。この付近の蛇紋岩中には、ペクトライトを伴うアルビタイトやプレーナイト岩、アクチノ閃石-トモラ閃石岩などが、径 20~30cm から 2~3 m の不規則球状岩塊としてしばしば包有されている。

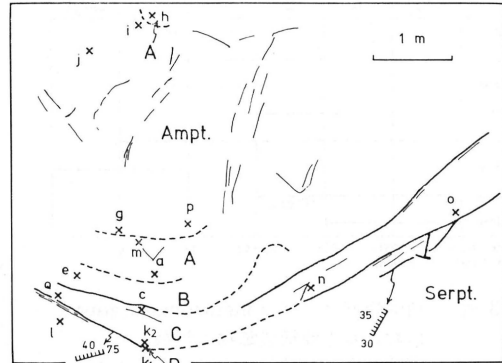
問題の角閃岩ゼノリスは、垂直断面で長径が 20m 以上もある楕円体をなし、蛇紋岩と接する周縁部の 20~40cm の範囲が、灰白色のロディンジャイトで占められている(図版, 1)。ゼノリスの中央部は、坪木ノ鼻レンズ状部を構成する角閃岩とよく似た角閃岩であるが、蛇紋岩に近づくにつれて鉱物組成に変化を生じ、4つの reaction zones (A~D) が区別される: 初期

プレーナイト (A) (変質角閃岩) 帯; プレーナイト (B) 帯; ハイドログロシュラール-単斜輝石 (C) (ロディンジャイト) 帯; 緑泥石 (D) 帯。

各帯の分布とそこから採集されたサンプルの位置関係を第 2 図に示す。

ゼノリス岩塊内における角閃岩は、中~粗粒で、縞状構造が発達し、微褶曲を示さない。ときに、ざくろ石斑状変晶をもったざくろ石角閃岩も存在する。一般に岩石は、圧砕作用による割れ目が発達していてもいい。縞状構造の方向は部分によって異なり、それらの間には破砕帯が存在し、著しい場合はそこがマイロナイト化している。また、プレーナイトの不規則細脈が、圧砕された部分にもそうでない部分にも存在する。以上のような性質ならびに後で述べる造岩鉱物の性質からみて、この角閃岩ゼノリスは、坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩類と同類のものと考えられる。

初期プレーナイト (A) 帯の岩石は、後で述べるように顕微鏡下では斜長石を置換した小さいプレーナイト結晶の集合体が認められるが、肉眼的には、角閃



第 2 図 角閃岩ゼノリス—蛇紋岩接触部における *metasomatic reaction zones* の一部とサンプルの位置
 A：初期プレーナイト帯；B：プレーナイト帯；C：ハイドログロシュラール—単斜輝石帯（ロディンジャイト）；D：緑泥石帯；Ampt：角閃岩；Serpt：蛇紋岩。
 ×印：サンプルの採集箇所；小文字のアルファベットはそれぞれ、T53a, T53c などのサンプル番号を意味する。

岩とほとんど区別がつかない。したがって変質角閃岩と未変質のものとの境界を正確に引くことが難しいが、第2図のようなサンプリングの結果、大よそのことがわかった。A帯は、蛇紋岩との接触部から約1mのところから始まるらしいが、約5m以上離れたところに存在することもある。したがって、A帯と角閃岩との境界面の形態は比較的不規則で、場合によっては、A帯が角閃岩中にプール状に存在することもあるであろう。

プレーナイト(B)帯の岩石も角閃岩に見掛がよく似ている。しかし、角閃岩における斜長石の位置がプレーナイトによって完全に置換され、またホルンブレンドが脱色しているため、岩石全体が普通の角閃岩よりは灰色がかって見える。B帯は蛇紋岩との接触部から20~40cmから65cm±の範囲を占めている。次のC帯との境界は比較的シャープであるが、部分によっては交っている。

ハイドログロシュラール—単斜輝石(C)帯の岩石は、緻密で硬く、淡灰色~褐灰色である。ハイドログロシュラールを多く含む部分ほど褐色がかり、単斜輝石が多いと灰色味を強める。岩石中には、不規則な形の細脈や脈状プール・パッチが存在し、その幅は1mm以下から数cmである。これは、一般に黄褐色がかった白色で、単斜輝石とハイドログロシュラールからなるが、ときに、単斜輝石からなる灰緑色脈やヴェスヴ石を含む赤褐色パッチのこともある。このように、ロディンジャイトはほかの帯の岩石とはきわ立った違いを示し、容易に区別できる。C帯の幅は20~40cmである。

緑泥石(D)帯は、C帯を覆う最も外側の帯で、観察できる範囲では厚さが1cm±である。これがC帯の外側にまんべんなく付随しているものかどうかはよくわからない。COLEMAN (1967) は、著しく膨縮しながらロディンジャイトを取り囲む緑泥石帯の図を描いている。岩石は黒色、緻密である。D帯と蛇紋岩との境には、厚さが部分によって数mmから数cmに変化する断層粘土がはさまれており、D帯の外側は鏡肌を呈している。D帯を詳しく見ると、C帯側には、これと比較的漸移的な境をもった幅数mmの暗緑色帯と、蛇紋岩側に黒色帯が存在し、両者は移行している(図版、2)。またC帯中の白色脈は、このD帯までは続いていない(図版、2)。部分によっては、C帯とD帯の間は交っていることもある。

構造帯に伴う超塩基性岩のほとんどすべては蛇紋岩である。岩体が特に大きい部分には、余り蛇紋岩化が進んでいないダナイトやウェールライトが残存し、一部には輝岩も存在する。蛇紋岩は、一般に葉片状で、部分的に塊状のことがある。後者中にはしばしば単斜輝石が残存している。問題の角閃岩ゼノリスの周囲の蛇紋岩は、著しく葉片状で、片理方向は境界面にほぼ平行である。

II. 岩石の記載

まず、角閃岩ゼノリスとその周囲の蛇紋岩の主要構成鉱物の消長を第3図に示す。

Miner. Zone	Ampt.	A	B	C	D	Serpt.
Hydrogro.					-----	
Clinopx.					-----	
Vesuvianite					-----	
Prehnite					-----	
Chlorite	-----					-----
Serpentine					-----	
Hornblende			(Faded)			
Plagioclase						
Distance from contact (cm)	ca 100 \pm, variable	65±	20~40	1±	0	

第 3 図 角閃岩ゼノリスの metasomatic zones における主要構成鉱物の消長
 実線：多量；破線：少量；点線：極少量。Ampt.：角閃岩；Hydrogro.：ハイドログロシュラール；Clinopx.：単斜輝石；Serpt.：蛇紋岩。

A. 角閃岩

主として褐緑色ホルンブレンドと斜長石からなり、ざくろ石や単斜輝石を含む部分もある。一般に燐灰石、スフェーン、黒色鉄鉱物、ジルコンなどを伴う。部分により強弱さまじまの圧砕作用を受けて変質し、ところどころにプレーナイトの不規則細脈を伴っている。このような性質は、坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩類(唐木田ほか, 1979)と同様なので、ここでは詳細を

省略する。

B. 初期プレーナイト帯の岩石(図版, 5)

この帯の特徴は、プレーナイトが斜長石を置換して出現することである。この点で、プレーナイト細脈しか含まない上記の角閃岩と区別している。そのほかの点では、A帯の岩石は角閃岩とよく似ている。

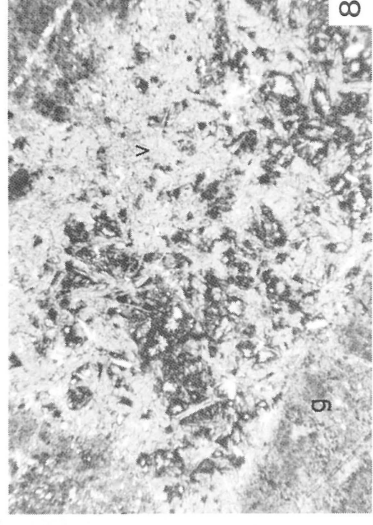
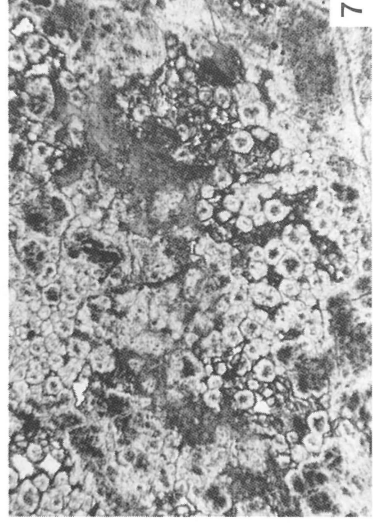
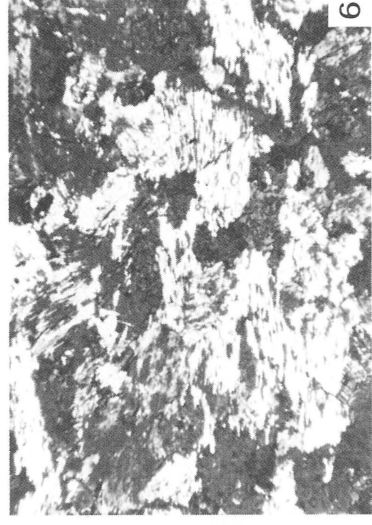
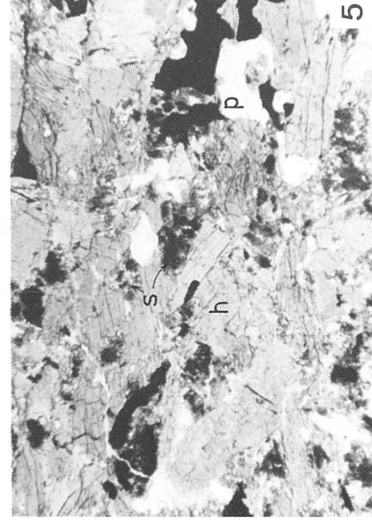
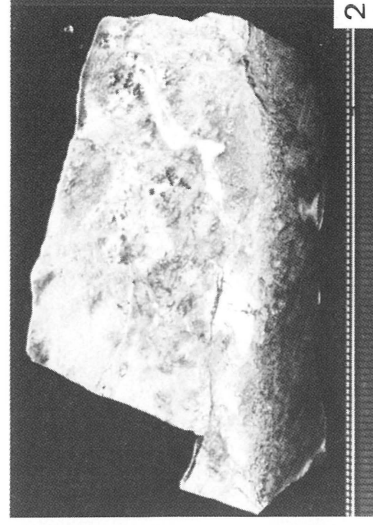
プレーナイト集合体は、主として不定形の小結晶からできていて、極めて小さいものから長さ 0.4mm 位のものまでである(図版, 5)。それらは、ソーシュライト化した斜長石結晶内に生じ、著しい場合はその全体を置換したり、隣接するホルンブレンド結晶に突入していることもある。また、プレーナイト細脈を切って成長していることもある。ときに、プレーナイト集合体には緑泥石が伴われる。緑泥石はこのほかに、ホルンブレンドの周囲や劈開・割れ目に生じている。これらの緑泥石が、構造帯の岩石に特有な圧砕作用の産物か、あるいは広義のロディンジャイト化作用の産物かは、正確には判断しがたい。

C. プレーナイト帯の岩石(図版, 3・4)

この岩石の特徴は、斜長石が消失し、それに代わってプレーナイトが主成分となることである。それと同時に、ホルンブレンドは脱色し、単斜輝石によって部分的に置換されている。岩石は全体として角閃岩の組

第 8 図 版 説 明

1. 蛇紋岩中の角閃岩ゼノリス露頭の全景(熊本県芦北郡芦北町坪木ノ鼻東方)(T53)。a：角閃岩；r：ロディンジャイト帯；s：蛇紋岩。
2. ハイドログロシュラール-単斜輝石(ロディンジャイト)帯と緑泥石帯の標本。断面上半部の明るい部分のロディンジャイト帯と緑泥石帯との境は比較的漸移的である。前者中の白色脈が、両帯の境のところで切られている。緑泥石帯は、外側の黒色帯と内側の比較的明るい帯とに分かれる(T53k1)(スケールの1目盛は1mm)。
- 3~8. 岩石の顕微鏡写真(3の太線の長さは0.3mm; 4~8の倍率もそれに同じ)。
- 3・4. プレーナイト帯の岩石。3(平行ニコル)の白色部はプレーナイト、他はほとんどホルンブレンド。4(十字ニコル)の中央部のホルンブレンド結晶中の細かな明るい部分は単斜輝石で、両鉱物の複雑な関係が見られる(T53e)。
5. 初期プレーナイト帯の岩石(平行ニコル)。中間色で劈開の発達したホルンブレンド(h)と、ソーシュライト化して、塵埃状暗色物質がたまっている斜長石(s)とが角閃岩組織を示している。それらの間の白色パッチ(P)が小さいプレーナイト結晶の集合部である(T53a)。
6. ロディンジャイト(十字ニコル)。主として黒色部のハイドログロシュラールと、白色部の単斜輝石からなっている。単斜輝石結晶中に、ハイドログロシュラールが細かく侵入している状態がよく見られる(T53b)。
7. ロディンジャイト中の十二面体の結晶形を示すざくろ石(平行ニコル)。それらの間を、主としてハイドログロシュラールが填めている(T53n)。
8. ロディンジャイト中の長柱状ヴェスヴ石(V)のプールの一部(十字ニコル)。ヴェスヴ石結晶の間を填める黒色部は黒色不透明物質、暗色部(g)はハイドログロシュラール、散点している小さい白色斑点は単斜輝石である(T53n)。



織を残している(図版, 3・4). 主要構成鉱物は多い順に, ホルンブレンド, プレーナイト, 緑泥石, 単斜輝石である.

プレーナイトは, ほぼ元の斜長石の場所を占めて成長している. 不規則だが, 厚い板状晶をなし, 大きさは0.1~0.5mmで, 無色透明である. 001の劈開はそう強くない. 一般に, 1つの結晶における消光位が部分によってずれて, 波動消光を示す. ホルンブレンドを貫通するプレーナイト細脈は, 岩石のプレーナイトによって切られている. 逆の関係は観察されない. プレーナイトのところどころに, 鉄鉱物や他の塵埃状物質の密集したものが, 結晶の境界とは無関係に包有されている. それらは, あたかも元の斜長石中のソーシユライト物質の名残りのように見える.

ホルンブレンドの多くは長さ0.5~1.5mmの不規則柱状結晶で, その外形は元の角閃岩におけるものとよく似ている. しかし, 塵埃状物質で濁り, 色が淡くなって, 淡黄青色(Z)から淡緑黄色(X)の多色性を示すようになる. そして, 劈開や周縁に沿って細かい同消光位の単斜輝石が無数に成長し, 扁平な蜂巢状を呈している(図版, 4).

淡緑色の緑泥石がホルンブレンドの周縁や劈開・割れ目に成長している.

D. ハイドログロシュラール—単斜輝石帯の岩石(図版, 6~8)

この岩石の主要構成鉱物は多い順に, ハイドログロシュラール, 単斜輝石, 緑泥石およびヴェスヴ石で, この帯の特徴はハイドログロシュラールの出現である*. そのほか, 割れ目の入った燐灰石, 細かい黒色物質で汚れたスフェーンや黒色鉄鉱物などが, 角閃岩の残存鉱物として少量伴われている. ハイドログロシュラールと単斜輝石の相対量は, 一般には前者が多いが, ほぼ等量のことでもあって, 場所によってかなり変動する. しかし, その変化と蛇紋岩からの距離との間には一定の関係が認められない. ヴェスヴ石の分布は一層不規則である.

ハイドログロシュラールは, 一般に不規則な形で, 単斜輝石の間を埋めるように産し, 顕微鏡下でほとんど無色から褐色がかっている. ある場合には, 0.02~0.04mm大の十二面体結晶が集合して, プール状や脈状の集合体をつくっていることがある(図版, 7). それらの結晶の周縁部は内部より屈折率が高く, 弱い干

渉色を示し, やや褐緑色がかっている. 未確認ではあるが, アンドラダイトかもしれない.

単斜輝石は不規則な柱状結晶をなし, その大きさ, 形態および配列は角閃岩中のホルンブレンドに類似している. 波動消光を示す. 一般に結晶は, 劈開や割れ目に沿ってハイドログロシュラールの侵入を受けて虫喰い状を呈している(図版, 6). ある場合には後者の方が多くなって, その中に小さい長柱状単斜輝石が平行に散在していることもある. このように, ロディンジャイト化作用は, ハイドログロシュラールが初めにプレーナイトを, さらに単斜輝石を置換しながら進行していくもので, 一種のざくろ石化作用であるとも考えられよう.

緑泥石はほとんど無色で, 複屈折が極めて低い. 単斜輝石の周縁や劈開・割れ目に沿って, またハイドログロシュラールと複雑な縫合状境界をなすプールあるいは他の鉱物の間のパッチや細脈として産する.

ヴェスヴ石は, 長さ約0.1~0.5mmの不規則短柱状結晶をなし, 弱い複屈折を示す. しかし, 1つの結晶と見られるものも, 複屈折を示すヴェスヴ石の部分が結晶の中心部に比較的多く存在しながら, ハイドログロシュラールと混在していることが多い. 両鉱物の平行連晶が KAISER et al. (1970) によって報告されている.

ロディンジャイト中に存在する白色の不規則な細脈やパッチは, 主に単斜輝石からなり, 部分によってハイドログロシュラールやヴェスヴ石を伴っている. 脈中の単斜輝石は小形長柱状で, 放射状に集合して束をなしたり, 脈壁に直角に配列する傾向を示す. 岩石中のもののようなハイドログロシュラールとの複雑な虫喰い状の共存はない. 脈中のハイドログロシュラールは, 一般にきれいで, 単斜輝石の間を埋めて産し, ときに後者の針状結晶で貫かれていることもある. 脈中のヴェスヴ石は, 長柱状~針状結晶が束状あるいは不規則に集合して, 単斜輝石・ハイドログロシュラールと共存している(図版, 8).

これらの細脈は, 破碎されたロディンジャイトの部分をも切って発達している一方, 細脈自身も圧砕作用を受けていることがある.

E. 緑泥石帯の岩石

この岩石は主として緑泥石からなり, 蛇紋石, ハイドログロシュラール, 単斜輝石, ヴェスヴ石, 鉄鉱物などをわずかに伴う. ロディンジャイト中に見られるような割れ目の多い燐灰石や変質したスフェーンが, ときに含まれている. 内側の暗緑色帯は, 外側の黒色

*LEACH and RODGERS (1978) は, ざくろ石を含む metasomatic phase をロディンジャイトと定義している. ここでもそれに従う.

帯と違って、鉄鉱物（赤鉄鉱）粒を余り含まない。

全岩のX線粉末回折パターンによると、ハイドログロシュラール>単斜輝石>緑泥石からなるロディンジャイトに接している暗緑色帯は、大部分が緑泥石で、わずかにハイドログロシュラール>単斜輝石を含むだけであり；黒色帯になると、単斜輝石はほとんど完全に消失し、ハイドログロシュラールがほんのわずかに認められるにすぎない。このような観察から、緑泥石帯は、交代作用の比較的末期に、単斜輝石、ハイドログロシュラールなどが緑泥石化して、ロディンジャイトから変成してできたものと考えられる。他方、緑泥石帯は接触部の蛇紋岩が緑泥石化して生じたものだと考えている人たちもいる (COLEMAN, 1967; LEACH and RODGERS, 1978)。

F. 蛇紋岩

角閃岩ゼノリス周辺の片状蛇紋岩は、X線粉末回折法によると、リザダイトとクリノクリソタイトの混合からなっている。蛇紋石は葉片状に並び、細かい鉄鉱物粒が一面に散在している。ときに、青緑色 (X') から褐黄色 (Z') に顕著な多色性を示す緑泥石が細脈状に存在する。

塊状蛇紋岩は、主としてリザダイトとクリノクリソタイトからなり、ブルース石、緑泥石、鉄鉱物、方解石、そして残存単斜輝石を伴う。蛇紋石はメッシュ状に組み合っていて、その間に、同消光位の小結晶に分離した単斜輝石が残存している。小粒の黒色鉄鉱物が集合体 (0.5~1 mm大) をなして散在している。

坪木ノ鼻の蛇紋岩には残存かんらん石は見られないが、蛇紋岩が大きい岩体として現われているところ、

例えば、深水構造帯の赤松太郎峠付近 (第1図) には、かんらん石を50%程度残しているものがある。それらの EPMA 分析値 (ほかに発表の予定) は、Fo 成分 ($100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$) が 91~88 であることを示している。これは、いわゆる alpine-type ultramafics のかんらん石組成 (Fo 93~91) (LONEY et al., 1971) によく似ている。

III. 岩石の化学組成

第1表に、坪木ノ鼻の角閃岩、変質角閃岩およびロディンジャイト、そして渋利のロディンジャイトの EPMA 分析値を示す。これらは、細粉化した試料をプラズマトーチで熔融してガラスをつくり、それを EPMA で分析する方法 (鈴木ほか, 1977) によって鈴木が分析したものである。

第4図の化学組成変化図では、横軸に reaction zone をとっている。その中でサンプル5~7の位置は、蛇紋岩との接触部からの距離に対応してとり、1~4の位置は適当にとってある。蛇紋岩の分析値としては、林 (1968) による四国の秩父帯蛇紋岩類の平均分析値を利用した。その各酸化物の値は、H₂O を除いて百分率を計算し直しているため、実際よりは約16%大きく表わされている。

各酸化物の変化の中で最も規則的なのは CaO である。角閃岩ゼノリス中の角閃岩の CaO は、その源岩と推定される坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩のものとはほぼ等しいが、A帯でプレーナイトが斜長石を置換し始めると直ぐ増加している (4)。そして、C帯に入ると急激に増加する。特に接触部に近いもの (7) が遠

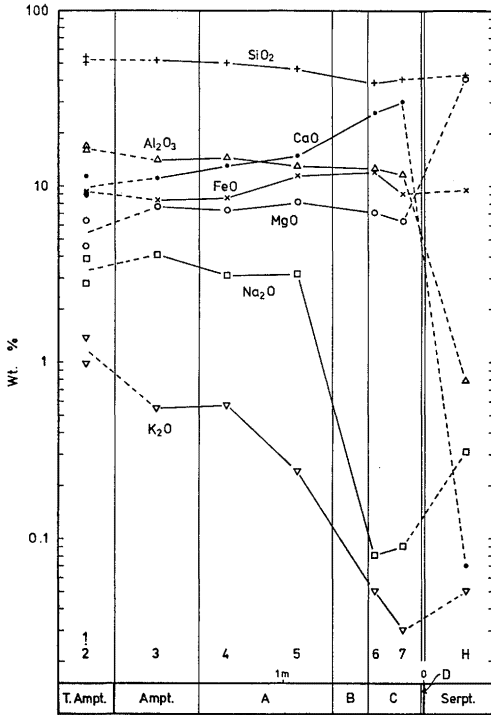
第1表 坪木ノ鼻および渋利のロディンジャイトおよび角閃岩の EPMA 分析値

	1	2	3	4	5	6	7	8
	T 22	T21Be	T 53 g	T 53 h	T 53 a	T 53 c	T 53 b	Yt462
SiO ₂	55.22	51.18	52.01	50.34	47.06	39.37	40.87	38.93
TiO ₂	0.67	0.66	1.73	1.76	1.47	2.27	1.35	1.84
Al ₂ O ₃	16.29	16.89	14.02	14.45	13.11	12.80	11.64	10.53
FeO*	9.23	9.02	8.39	8.57	11.64	12.06	9.05	12.27
MnO	0.33	0.33	0.28	0.31	0.37	0.26	0.19	0.47
MgO	4.62	6.43	7.57	7.31	8.10	7.08	6.32	7.35
CaO	8.79	11.42	11.05	13.05	14.99	26.13	30.36	28.01
Na ₂ O	3.94	2.84	4.08	3.10	3.16	0.08	0.09	0.06
K ₂ O	0.98	1.34	0.55	0.57	0.24	0.05	0.03	0.04
Total	100.07	100.11	99.68	99.46	100.14	100.10	99.90	99.50

* Total iron as FeO.

1・2:坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩; 3~7:坪木ノ鼻の蛇紋岩中の角閃岩ゼノリス (3:角閃岩, 4・5:初期プレーナイト帯, 6・7:ハイドログロシュラール-単斜輝石帯); 8:渋利のロディンジャイト。

分析者:鈴木盛久

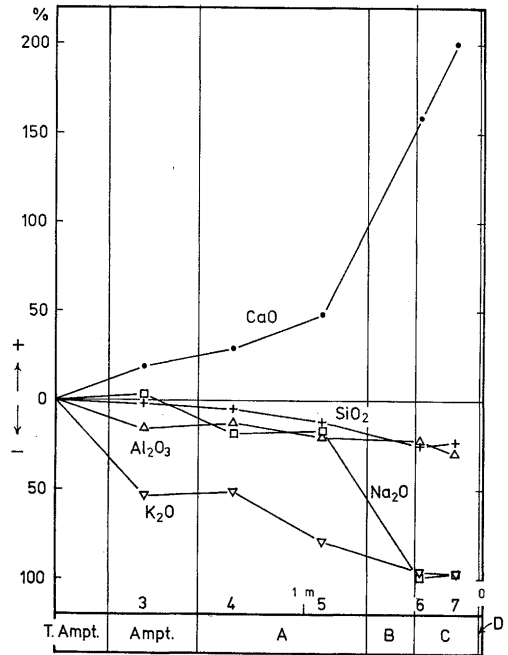


第4図 坪木ノ鼻の角閃岩—ロディンジャイト—蛇紋岩における化学組成の変化
 T. Ampt. : 坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩; Ampt. : 坪木ノ鼻の角閃岩ゼノリス中の角閃岩; A : ゼノリス中の初期プレーナイト帯; B : プレーナイト帯; C : ハイドログロシュラール—単斜輝石帯; D : 緑泥石帯; Serpt. : 蛇紋岩。
 1~7 : 第1表の分析値番号に対応; H : 林(1968)からの平均分析値。

いもの(6)よりCaOが多い。しかし、この関係が一般的なものであるかどうかはまだ明らかでない。7は、6よりハイドログロシュラールが多く、緑泥石が少ない。

Na₂Oは、A帯までは源岩とそう変化がないが、C帯では急激に減少している。K₂Oも同じ傾向をとるが、すでにゼノリスの角閃岩で減少している。このように、K₂OがNa₂Oより早く減少し始めることは、米国太平洋岸地方のデイサイトや花崗閃緑岩におけるロディンジャイト化作用においても認められている(COLEMAN, 1967)。

SiO₂はA帯を経てC帯のほうに減少し、蛇紋岩のそれと同程度になっている。Al₂O₃は、徐々にあるが、ロディンジャイト化作用の進行につれて減少している。一方MgOとFeOについては、一定の変化を



第5図 Metasomatic zones における主要酸化物の増減量の源岩中の含有量に対する割合(%)
 横軸については第4図に同じ。

読み取りにくい。

このように、坪木ノ鼻における角閃岩のロディンジャイト化に伴う化学組成の変化の特徴は、H₂Oを除くと、CaOの著しい増加とSiO₂、アルカリおよびAl₂O₃の減少である。第5図では、上記の5酸化物の増減を、源岩中のそれぞれの含有量に対する百分率として見る事ができる。

IV. 主要構成鉱物の化学組成

A. ハイドログロシュラール

この鉱物は、ロディンジャイトの最も特徴的な鉱物であって、岩石と細脈を構成している。第2表に示された化学分析値は、岩石中のものである。顕微鏡下では完全に消光して単一に見える結晶でも、EPMAの組成像は、μ単位の細かい組成変化を示しているし、また一部にはヴェスヴ石が混入しているかもしれない。第2表の1はそのような部分の平均的な化学組成である。2は、1の周縁部にあたり、組成像が均質な部分である。

EPMA分析値から陽イオン数を計算する際、まず、X(Ca, Mg, Mn, Fe²⁺): Y(Al, Ti, Fe³⁺)=3:2を満足するように、可能な限り全FeをFe²⁺とFe³⁺

第2表 坪木ノ鼻および渋利のハイドログロシュラールとプレーナイトのEPMA分析値

	1	2	3	4	5
	T 53 b	T 53 b	Yt462	T 53 a	T 53 a
SiO ₂	35.74	36.39	34.33	44.13	44.44
TiO ₂	0.12	0.72	3.92	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	19.72	17.97	15.48	23.09	23.59
FeO*	4.49	6.28	6.06	2.29	1.08
MnO	0.07	0.08	0.09	0.00	0.00
MgO	0.10	0.18	0.36	0.00	0.00
CaO	36.47	35.97	36.45	27.49	26.86
Na ₂ O	0.05	0.06	0.26	0.06	0.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.76	97.63	96.95	97.12	96.11
Anal.	HA	HA	TK	HA	HA

	Atomic		ratios **	
Si	2.692	2.759	2.557	6.046-6.05
H/4	0.308	0.237	0.434	—
Ti	0.009	0.041	0.219	0.008
Al	1.747	1.602	1.361	3.723
Fe ³⁺	0.244	0.351	0.376	—
Fe ²⁺	0.036	0.046	—	0.264
Mn	0.005	0.005	0.004	—
Mg	0.009	0.018	0.040	—
Ca	2.941	2.918	2.910	4.036
Na	0.009	0.009	0.036	0.016
K	—	—	—	—

* Total iron as FeO. ** Calculated on the basis of O=12 and so as to make X (Ca, Mg, Fe²⁺, Mn) : Y (Al, Fe³⁺, Ti) = 3 : 2, when possible, and X=Z (Si, 4H) for hydrogrossular, and on the basis of O=22 for prehnite.

1・2 : 坪木ノ鼻のロディンジャイト中のハイドログロシュラール; 3 : 渋利のロディンジャイト中のハイドログロシュラール; 4・5 : 坪木ノ鼻の初期プレーナイト帯におけるプレーナイト.

分析者: HA-広渡文利・赤峰秀美; TK-甲斐辰次

とに分割し, 次に, $Z(\text{Si}, 4\text{H}) = X$ の関係から, Si を置換する H を推定した. そして $O=12$ として陽イオン数を求めた. こうすれば一応, H₂O 量を推定することができる. 計算の結果, 第2表のように八代地方のハイドログロシュラールの Si は, $O=12$ のとき, 2.6~2.8で, ヒブシャイト (Si=2) とグロシュラール (Si=3) との中間の組成をもったハイドログロシュラールに相当する. 渋利のもの (3) は, 坪木ノ鼻のもの (1・2) に対して特に Ti が多い. 前者の源岩が角閃岩であるのに対して, 後者の源岩は, 直接的には不明であるが, ドレライトであったかもしれない*. 先に報告した大分県大白谷のロディンジャイト中のハイドログロシュラール (唐木田・宮地, 1973)

*斜長石の仮像とみられるハイドログロシュラールの形および組織は, ドレライト的である (後述).

は, TiO₂ が平均4.4%で, 渋利のものに似ており, Si = 2.7 (平均) ($O=12$) である.

B. プレーナイト

プレーナイトはB帯に最も多く産するが, 化学分析はA帯のものについて行なわれた. 結晶により Fe に多少変動があるらしい.

C. 単斜輝石

単斜輝石はロディンジャイトの主要構成鉱物の1つである. 坪木ノ鼻のC帯の単斜輝石は, 前述のように, ハイドログロシュラールと細かく共生しているので, EPMA による測定が困難で, まだデータが出ていない. 渋利のロディンジャイト中のものはそれほどでもない. その EPMA 分析値を第3表6・7に示す. 8は坪木ノ鼻の蛇紋岩中の残存単斜輝石である. ロディンジャイトの単斜輝石は, それに伴う超塩基性岩の残

存単斜輝石に比べて $\Sigma\text{Fe}/\text{Mg}$ 比が大きく, Ca が少ない. 同様な関係は, New Zealand, Wairere のロディンジャイトにも認められる (LEACH and RODGERS, 1978).

上記の単斜輝石とともに, 赤松太郎峠付近のゾノトライト-ペクトライト-ロディンジャイトとそれを包有する蛇紋岩の単斜輝石 (未発表), およびほかの2・3の地域のロディンジャイトと超塩基性岩の単斜輝石を Wo—En—Fs 図にプロットした (第6図). この図で, 超塩基性岩の単斜輝石は透輝石からエンディオプサイドに及び, 一方, ロディンジャイトのものはそれより ($\Sigma\text{Fe}+\text{Mn}$) の富む側に寄っていることがわかる. そして, 八代と Wairere について認められる

第3表 渋利および坪木ノ鼻の単斜輝石および蛇紋石の EPMA 分析値

	6 7 8 9 10				
	Yt462	Yt462	T 51	T 53 h	T 51
SiO ₂	53.99	54.38	55.07	50.96	42.89
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.50	0.09	0.01	0.94	0.87
FeO*	4.86	1.58	0.47	10.21	1.78
MnO	0.95	0.57	0.05	0.30	0.00
MgO	15.14	17.32	18.22	13.20	41.39
CaO	23.84	25.12	25.97	24.20	0.00
Na ₂ O	0.11	0.29	0.01	0.38	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.39	99.35	99.80	100.19	86.93
Anal.	T K	T K	T K	H A	T K
	Atomic ratios on the basis **				
Si	2.000	1.993	1.995	1.931	1.995
Al ^{IV}	0.022	0.004	0.000	0.042	0.005
Al ^{VI}	—	—	—	—	0.043
Ti	—	—	—	—	—
Fe	0.151	0.048	0.014	0.324	0.069
Mn	0.030	0.018	0.002	0.010	—
Mg	0.836	0.946	0.984	0.746	2.870
Ca	0.946	0.986	1.008	0.983	—
Na	0.008	0.021	0.001	0.028	—
K	—	—	—	—	—
Ca	48.2	49.3	50.2	47.6	0
Mg	42.6	47.3	49.0	36.2	97.7
$\Sigma\text{Fe}+\text{Mn}$	9.2	3.3	0.8	16.2	2.3

* Total iron as FeO.

** O=6 for clinopyroxene and O=7 for serpentine.

6・7: 渋利のロディンジャイト中の単斜輝石; 8: 坪木ノ鼻の塊状蛇紋岩中の残存単斜輝石; 9: 初期プレナイト帯中の角閃岩単斜輝石; 10: 坪木ノ鼻の塊状蛇紋岩中の蛇紋石.

分析者: TK—甲斐辰次; HA—広渡文利・赤峰秀美

ように, 同じ地方の超塩基性岩とそれに伴うロディンジャイトの単斜輝石は, Ca 含有量に似た傾向があり, Wo—En—Fs 図において BINNS (1965) が示した岩石系列ごとの “trend” (igneous-, granulite- および amphibolite-trends) に平行な位置に分布しているように見える. 成因的な意味があるのか, 検討を要する.

A帯の角閃岩単斜輝石 (9) は, 坪木ノ鼻レンズ状部や臼杵川レンズ状部における黒瀬川構造帯の角閃岩単斜輝石の化学組成範囲 (第6図, c) (唐木田ほか, 1979) に入る.

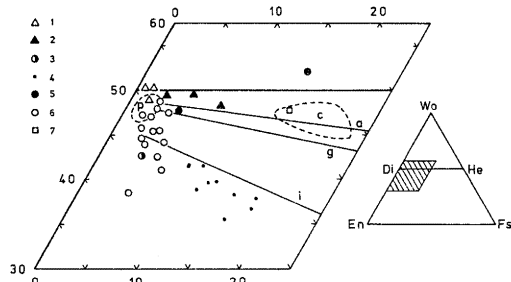
D. 蛇紋石

坪木ノ鼻の角閃岩ゼノリスを含む蛇紋岩の塊状部は, 前述のように, リザダイトとクリノクリンスタイルであり, 単斜輝石の残晶を含んでいる. この蛇紋石の化学組成を第3表10に示す.

E. さくろ石とホルンブレンド

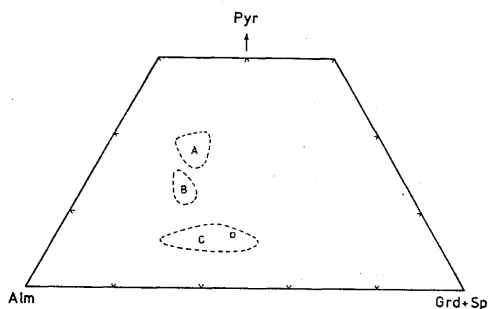
A帯の角閃岩中のさくろ石とホルンブレンドの EPMA 分析値を第4表に示す.

さくろ石の化学組成は, 端成分として Pyr 13.9, Alm 45.8, Sp 2.5, Grd 37.8 を含み, Pyr—Alm—



第6図 ロディンジャイト, 超塩基性岩および角閃岩中の単斜輝石の Wo—En—Fs 図
1: 八代地方の蛇紋岩; 2: 八代地方のロディンジャイト; 3・4: それぞれ Wairere (ニュージーランド) の超塩基性岩とロディンジャイト (LEACH and RODGERS, 1978); 5: 大江山 (Ca に富む方) (黒川, 1979) と Hindubagh (パキスタン) (BILGRAMI and HOWIE, 1960) のロディンジャイト; 6: 各地の超塩基性岩 (GREEN, 1964; CHALLIS, 1965; LONEY et al., 1971; 黒川, 1979); 7: 坪木ノ鼻の角閃岩ゼノリス中の角閃岩. c: 九州の黒瀬川構造帯の角閃岩の範囲; p: COLEMAN (1977) の metamorphic peridotite の範囲; a・g・i; それぞれ BINNS (1965) の amphibolite trend・granulite trend・igneous trend.

(Grd+Sp) 図 (第7図) のCの範囲内にプロットされる。このCは、坪木ノ鼻レンズ状部などの黒瀬川構帯のざくろ石角閃岩のざくろ石の組成範囲 (唐木田ほか,



第7図 黒瀬川構造帯における塩基性変成岩ざくろ石の Pyr—Alm—(Grd+Sp) 図
□印: 角閃岩ゼノリス中の角閃岩ざくろ石; A: 片麻状ざくろ石-単斜輝石グラニュライト; B: 石英閃緑岩~角閃石斑岩; C: 角閃岩.

第4表 坪木ノ鼻の変質角閃岩中のざくろ石とホルンブレンドのEPMA分析値

	11	12	13
	T 53 h	T 53 h	T 53 a
SiO ₂	38.52	45.21	45.16
TiO ₂	0.16	0.66	1.29
Al ₂ O ₃	20.25	9.45	10.72
FeO*	23.29	16.38	16.10
MnO	1.11	0.27	0.28
MgO	3.58	11.10	11.87
CaO	13.64	12.44	11.37
Na ₂ O	—	1.25	1.83
K ₂ O	—	0.25	0.34
Total	100.55	97.01	98.96
Anal.	H A		
	Atomic ratios**		
Si	2.993	6.780	6.624
Ti	0.009	0.072	0.141
Al	1.858	1.220	1.376 (IV)
Fe ³⁺	0.140	0.457	0.474 (VI)
Fe ²⁺	1.373	2.056	1.973
Mn	0.075	0.036	0.035
Mg	0.416	2.479	2.599
Ca	1.135	2.002	1.788
Na	—	0.180	0.529
K	—	0.027	0.070

* Total iron as FeO.

** O=12 for garnet and O=23 for hornblende.

11: 初期プレーナイト帯中の角閃岩ざくろ石; 12・13: 同帯中の角閃岩ホルンブレンド.

分析者: HA—広渡文利・赤峰秀美

か, 1979) である。このことは、単斜輝石の化学組成における類似とともに、角閃岩ゼノリスが坪木ノ鼻レンズ状部の角閃岩と同源であることを示している。

A帯のホルンブレンドは、坪木ノ鼻の角閃岩レンズ状部のもの (唐木田ほか, 1979) に比べて、Al^{IV} がより少ない。また第4表の12における Ti=0.072 (O=23) は、坪木ノ鼻レンズ状部のものに比べて低い。斜長石がプレーナイト化し始めると、それと共存するホルンブレンドも、見掛上には変化がなくても、その化学組成にはすでに変化が始まっているのであろうか。

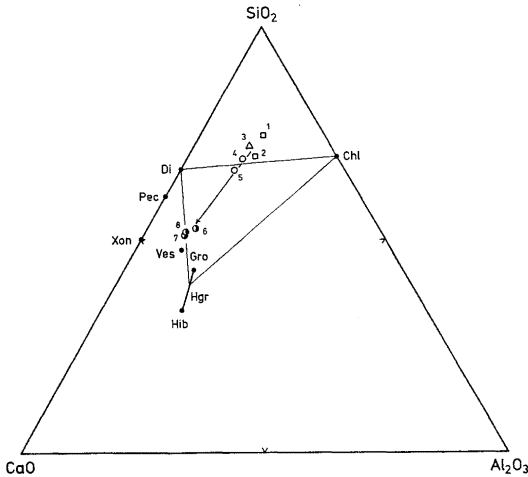
V. 考 察

ロディンジャイトの成因は一般に、超塩基性岩の蛇紋岩化作用の際に放出された Ca が、熱水とともに、その中の貫入岩脈やゼノリスまたは壁岩に作用した結果であると考えられている (COLEMAN, 1967; LEACH and RODGERS, 1978など)。しかし一方では、次のような“火成説”をとる人たちもいる (DE, 1972 など): 斑岩、閃緑岩などが蛇紋岩化しつつある超塩基性岩に貫入すると、そこは水が多く、シリカが不足した環境であるから、初期に Ca—鉱物が晶出できなくなり、晩期に Ca が濃集してくる。その結果、それらの岩石は特殊な鉱物組成のロディンジャイトをつくるようになるという考えである。

坪木ノ鼻の角閃岩ゼノリスのように、まれではあるが、火成岩以外の捕獲ブロックが蛇紋岩に近い部分ほど強くロディンジャイト化されて、metasomatic zoning を示すことは、DE (1972) のような火成説では理解しがたい。一方、ロディンジャイトが蛇紋岩化した超塩基性岩との接触部にのみ産し、新鮮な超塩基性岩には伴わないという特殊な産出状態は、その生成が蛇紋岩化作用に結び付いていることを示唆している (COLEMAN, 1967)。

坪木ノ鼻におけるロディンジャイト化の進行に伴う化学組成の変化は、前述のように、H₂O を除くと、CaO の急激な増加と、アルカリの著しい減少および SiO₂ と Al₂O₃ の緩慢な減少である。一般に塩基性岩の化学組成は、ロディンジャイト化が進むにつれて、CaO と H₂O とが大きく増加し、逆にアルカリ、シリカ、そしてときに Al₂O₃ が減少するといわれている (HONNOREZ and KIRST, 1975)。

SiO₂—CaO—Al₂O₃ 図 (第8図) において、ロディンジャイトは小三角形 Di—Hgr—Chl 中の Di—Hgr 辺寄りに位置している。交代作用の進行による化学組



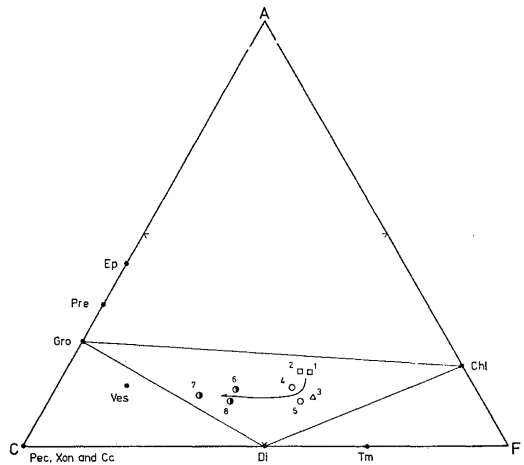
第 8 図 坪木ノ鼻の角閃岩—ロディンジャイトにおける SiO_2 — CaO — Al_2O_3 図
1~8: 第 1 表の分析値番号に対応。
Chl: 緑泥石; Di: 透輝石; Gro: グロシュユール; Hgr: ハイドログロシュユール; Hib: ヒブシャイト; Pec: ペクトライト; Ves: ヴェスヴ石; Xon: ゾノトライト。

成の変化は、明らかな SiO_2 の減少, CaO の増加, そして Al_2O_3 のわずかな減少であり, 矢印のように角閃岩からヴェスヴ石の方向への変化である。

第 9 図は ACF 図である。八代地方のロディンジャイトは、小三角形 Gro—Di—Chl 内におさまっている。COLEMAN (1967) が ACF 図にプロットした世界のロディンジャイトはすべて、Di—Chl を底辺として Ep, Pre, Gro あるいは Ves を頂点とする小三角形の中に位置している。それらに比べると、八代地方のロディンジャイトはやや F に富んでいる*。この図における角閃岩からロディンジャイトへの化学組成の変化は、矢印を付けた湾曲線をとって Ca 増加の方向に向かっている。こうした傾向は、世界の他の地域でも認められており (COLEMAN 1967; LEACH and RODGERS, 1978), ロディンジャイト化作用には共通性がある。

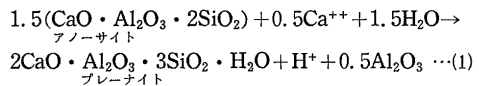
プレーナイトは、角閃岩のロディンジャイト化作用の最初の産物である。A 帯では斜長石を部分的に置換した小形結晶の集合体をなし、B 帯に入ると、斜長石は大形プレーナイトに完全に置き換わっている。した

*この研究では、鉄はすべて二価として計算しているので、プロットの位置が実際よりは、A に乏しく F に富む側に数%偏るであろう。上記の特徴は、このことを考慮した上での結果である。

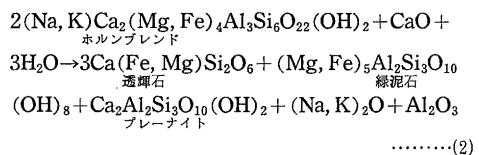


第 9 図 坪木ノ鼻の角閃岩—ロディンジャイトにおける ACF 図
1~8: 第 1 表の分析値番号に対応。
Cc: 方解石; Ep: 緑れん石; Pre: プレーナイト; Tm: トレモラ閃石; そのほかの記号は第 8 図と同じ。

がって、プレーナイトは COLEMAN (1967) が示唆した次のような反応によって生成されるのであろう：



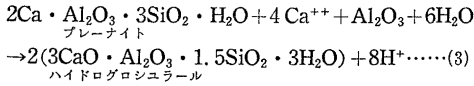
単斜輝石は、B 帯においてホルンブレンドを置換して生成し始めている。そこには緑泥石・プレーナイトも伴っているので、Ca に富む熱水条件下でのホルンブレンドの分解として、次の反応が予想される：



ここで解放されたアルカリやアルミナは岩石外へ運び去られるのかもしれないが、アルミナの一部は、次のハイドログロシュユールの生成に参加するかもしれない。C 帯の単斜輝石は、その形・大きさや結晶の配列の様子からみて、ホルンブレンドの仮像であろうと考えられる。

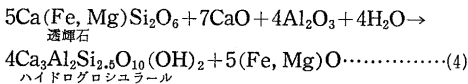
ハイドログロシュユールは C 帯で急に多量に出現しており、それとプレーナイトとの共存関係はまだ観察されていない。しかしこの帯の基本的な鉱物組成は、ホルンブレンドの仮像としての単斜輝石とハイドログロシュユールであるから、このざくろ石は B 帯でつくられたプレーナイトから変化したものと考えられる。COLEMAN (1967) は、プレーナイトからハイドログ

ロシユラルへの反応式を次のように書き、式(1)と合わせて、斜長石からハイドログロシユラルへの変化を考えている：



結局、ロディンジャイトのハイドログロシユラルと単斜輝石は、基本的にはそれぞれ、角閃岩の斜長石とホルンブレンドから生成したものと考えられる。渋利のロディンジャイトのハイドログロシユラルは、しばしば単斜輝石の間に大きな拍子木状の形態をとって現われており、あたかもドレライトの斜長石を置き換えたように見える。O'BRIEN and RODGERS (1973) は、斑岩から変わったロディンジャイト中で、斜長石の仮像をなすざくろ石を観察している。

なお前述のように、ハイドログロシユラルはさらに単斜輝石を置換しているのので、次のような反応を経て、岩石のロディンジャイト化（ざくろ石化）が一層進展するのであろう：



しかし、ロディンジャイトにおける鉍化作用は複雑であって一概に論ずることは難しい。ハイドログロシユラル・単斜輝石・ヴェスヴ石は、岩石を構成するほか、それらを切る細脈として生じている。したがって、これらの鉍物はいろいろ異なる環境下で繰り返し生成したのであろう。その集積の結果がロディンジャイトであるとすれば、その構成鉍物がすべて平衡状態で生成したとは考えにくい。坪木ノ鼻の角閃岩—ロディンジャイト捕獲帯は、外面に鏡肌が発達していて、構造運動を受けながら蛇紋岩中を移動したことを示している。そして、構造運動による圧砕作用は角閃岩のロディンジャイト化作用の前と後に現われている。また、Wairere ではロディンジャイト・ゾーンが二重にできている場合さえ存在している (O'BRIEN and RODGERS, 1973)。したがってロディンジャイト化作用は、構造運動を受けながら蛇紋岩化を続けていた超塩基性岩中のブロックに対して、いろいろの段階で繰り返して行なわれたのであろう。

しかし、超塩基性岩がその蛇紋岩化をほぼ終了して地殻の比較的浅所に達したときには、例えそこで周囲の岩石を捕獲しても、そのゼノリスをロディンジャイト化することはできないであろう。八代地方には、主に黒瀬川構造帯の岩石を貫くが、秩父累帯の古生層・中生層をも切っている輝緑岩岩脈が存在する (松本・

勘米良, 1964)。この岩脈は蛇紋岩中にはまれにしか存在しないようであるが、その周縁部がロディンジャイト化している例を知らない。さらに研究を要することであるが、このことは、蛇紋岩が中生層の分布するような浅所に到達したときには、すでにロディンジャイト化作用の能力を失ってしまっていたことを示しているように考えられる。

これに関連して、四国の木頭名地域の蛇紋岩中には、K-Ar 年代から黒瀬川構造帯のメンバーと考えられている塩基性ないし砂質・珪質の結晶片岩ゼノリスが存在する (丸山・植田, 1974)。これらのブロックがロディンジャイト化作用を受けているかどうかは、これらの結晶片岩類と黒瀬川構造帯の角閃岩類との地質的關係を考えていく上で、非常に興味がある。

引用文献

- BILGRAMI, S. A. and HOWIE, R. A. (1960): The mineralogy and petrology of a rodingite dyke, Hindubagh, Pakistan. *Amer. Miner.*, **45**, 791—801.
- BINNS, R. A. (1965): The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases, and opaque oxides. *Miner. Mag.*, **35**, 561—587.
- CHALLIS, G. A. (1965): The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *Jour. Petrol.*, **6**, 322—364.
- COLEMAN, R. G. (1967): Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon, and Washington. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **1247**, 49p.
- (1977): *Ophiolites*. Springer-Verlag, Berlin, 229p.
- DE, A. (1972): Petrology of dikes emplaced in the ultramafic rocks of southeastern Quebec and origin of the rodingite. *Geol. Soc. Amer., Inc. Mem.*, **132**, 489—501.
- GREEN, D. H. (1964): The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Jour. Petrol.*, **5**, 134—188.
- 林 正雄 (1968)：四国地方蛇紋岩の化学的特徴。岩鉍, **59**, 60—72.
- HONNOREZ, J. and KIRST, P. (1975): Petrology of rodingites from the Equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, **49**, 233—257.
- 唐木田芳文・宮地貞憲 (1973)：大分県大臼谷のロジンジャイト中のハイドログロシユラル。西南大, 文理論集, **14**, 15—22.
- ・———・山本博達・大島恒彦 (1979)：九州の黒瀬川構造帯—とくに坪木ノ鼻のざくろ石角閃岩について。日本列島の基盤(加納博教授記念論文集), 385—409.
- ・大島恒彦・宮地貞憲 (1977)：九州における黒瀬川構造帯と秩父累帯。秀敬編「三波川帯」, 165

- 177.
- 黒川勝己(1979): 大江山蛇紋岩中の単斜輝石細脈とロディンジャイト化作用. 「地球深部の水」総研A報告集, 101—106.
- LEACH, T. M. and RODGERS, K. A. (1978): Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. *Miner. Mag.*, 42, 45—62.
- LONEY, R. A., HIMMELBERG, G. R. and COLEMAN, R. G. (1971): Structure and petrology of the Alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. *Jour. Petrol.*, 12, 245—309.
- 丸山茂徳・植田良夫(1974): 四国東部の黒瀬川構造帯に伴う超塩基性岩岩体中の結晶片岩とそのK-Ar年代. 岩鉱, 70, 47—52.
- 松本達郎・勘米良亀齡(1964): “日奈久” 1/5万地質図幅および説明書. 地質調査所, 146p.
- O'BRIEN, J. P. and RODGERS, K. A. (1973): Xenotlite and rodingite from Wairere, New Zealand. *Miner. Mag.*, 39, 233—240.
- QAISER, M. A., AKHTER, S. M. and KHAN, A. H. (1970): Rodingite from Naranji Sar, Dargai ultramafic complex, Malakand, West Pakistan. *Miner. Mag.*, 37, 735—738.
- 鈴木盛久・南朝生・横山俊治(1977): EPMAによる全岩化学分析—特に直接熔融法について. 三鉱学会講演要旨, 41.