九州大学学術情報リポジトリ Kyushu University Institutional Repository

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-clinopyoxene 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). 八代地方でも数ヵ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, ここでは源岩ー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知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わりたいと思う.

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 いした.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2km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),

昭和54年8月20日受理 *西南学院大学地学研究室



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〜角閃石斑栃岩;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±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-トレモラ閃石岩などが、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 ろい. 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 角閃岩ゼノリス一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 のところで始まるらしいが,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 辷っている.

ハイドログロシュラール一単斜輝石(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帯の外面は鏡肌を呈し 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、両者は移化している(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帯の間は辷っ 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.	Α	В	С	D	Serpt.
Hydrogro,						
Clinopx.						
Vesuvianite						
Prehnite						
Chlorite						
Serpentine				1		
Hornblende			(Ended)			
Plagioclase			(Fuded)			
Distance from ca 100 <, 65± 20~40 1± 0 contact (cm) variable						

 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 により強弱さまざ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北方) (T53). a:角閃岩; r:ロディンジャイト帯; s:蛇紋岩.
- 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軟的漸移 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軟的明るい帯とに分かれる(T53kl)(スケールの1 目盛は1 mm).
- 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、塵埃状暗色物質がつまっている斜長石(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).
- 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塡めている (T53n).
- 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塡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).



4

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 強くはない.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 ュ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,扁平な蜂巣状を呈 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、 単斜輝石の間を塡めるように産し、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

*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. 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、ロデイ 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 QAISER 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、単斜輝石の間を塡めて産し、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,破砕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 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ルの混合 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 タイルからなり,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 $(100 \times Mg/Mg+Fe+Mn)$ 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. その中でのサンプル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、 H_2O を除 いて百分率を計算し直しているので、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

	1	2	. 3	4	5	6	7	8
-	Т 22	T21Be	Т 53 g	T 53 h	T 53 a	Т 53 с	T 53 b	Y t 462
SiO,	55.22	51.18	52.01	50.34	47.06	39.37	40.87	38.93
TiO2	0.67	0.66	1.73	1.76	1.47	2,27	1.35	1.84
Al_2O_3	16.29	16.89	14.02	14.45	13.11	12.80	11.64	10.53
Fe 0 *	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
K2 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

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

* 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一単斜輝石帯); 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ィ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,徐々ではある 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



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、 H_2O 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 して見ることができる.

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⁺

	1	2	3	4	. 5
	T 53 b	T 53 b	Y t 462	T 53 a	T 53 a
Si02	35.74	36.39	34.33	44.13	44.44
TiOz	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
K2 O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.76	97.63	96.95	97.12	96.11
Anal.	ΗA	ΗA	ТК	НА	НА
		Atomic		ratios **	
Si	2.692 1 2 00	2.759	2.557	6.046-6.05	6.097 - 6.10
H/4	0.308 5.00	0.237	0.434 2.99	-	
Ti	0.009	0.041	0.219	0.008	0.008
_ AI	1.747 2.00	1.602 1.99	1.361 1.96	3.723	3.807
Fe ³	0.244	0.351	0.376	- (4.00	- (3. 34
Fe²	0.036	0.046	- 1	0.264	0.124
Mn	0.005	0.005	0.004	-)	- 1
Mg	0.009 3.00	0.018 3.00	0.040 2.99	- 4 05	- 3 96
Ca	2.941	2.918	2.910	4.036	3.947
Na	0.009	0.009	0.036	0.016	0.016
К	1	, J]	, _ /	1

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

* Total iron as FeO. ** Calculated on the basis of O=12 and so as to make X (Ca, Mg, Fe^{2*}, Mn): Y (Al, Fe^{3*}, 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 (Si, 4H) = 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) (0=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. 渋利のロデイ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 \sum Fe/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 ROD-GERS, 1978).

上記の単斜輝石とともに、赤松太郎峠付近のゾノト ライトーペクトライト-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(*2*Fe+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
	Y t 462	Yt462	T 51	T 53 h	T 51
Si02	53.99	54.38	55.07	50.96	42.89
TiO,	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_2O	0.11	0.29	0.01	0.38	0.00
K₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.39	99.35	99.80	100.19	86.93
Anal.	ТК	ТК	ТК	ΗA	ТК
	Atomic	ratios c	on the ba	usis **	
Si	2.000	1.993	1.995	1.931	1.995
ALN	0.022	0.004	0.000	0.042	0.005
AIN			_		0.043
Τi					_
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	-
К	-		_		_
Ca	48.2	49.3	50.2	47.6	0
Mg	42.6	47.3	49.0	36.2	97.7
Σ Fe+Mn	9.2	3.3	0.8	16.2	2.3

Total iron as FeO.

 ** 0=6 for clinopyroxene and 0=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: 初期プレー 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. 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ソタイルであ 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. ざくろ石とホルンブレンド

A帯の角閃岩中のざくろ石とホルンブレンドの EPMA分析植を第4表に示す.

ざ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-



ロディンジャイト,超塩基性岩および 第6図 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 HO-WIE, 1960) のロディジャイト; 6: 各 地の超塩基性岩 (GREEN, 1964; CHA-LLIS, 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) O metamorphic peridotite の範囲; a · g · i; それぞれ BINNS (1965) O amphibolite trend \cdot granulite trend · igneous trend.

分析者:TK-甲斐辰次;HA-広渡文利·赤峰秀美

(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



第7図 黒瀬川構造帯における塩基性変成岩ざ
 くる石の 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
 閃石斑栃岩; C:角閃岩.

第4表 坪木/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
∠SiO₂	38.52	45.21	45.16
TiO2	0.16	0.66	1.29
Al_2O_3	20.25	9.45	10.72
Fe0*	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
K₂ O	—	0.25	0.34
Total	100.55	97.01	98.96
Anal.		ΗA	
	Atomic	ratios*	*
Si	2.993 3 00	6.780	6.624
Ti	0.009	0.072	0.141
Al	1.858	$\left\{ \begin{array}{c} 1.220\\ 0.457 \end{array} \right.$	1.376(N)
Fe³	0.140 } 2.00		
Fe²	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
К	_	0.027	0.070

* Total iron as FeO.

** 0=12 for garnet and 0=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プレンド。
 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、AI^N が より少ない. また第4表の12における Ti=0.072 (0=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): 斑栃岩、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一鉱物が 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 基性岩には伴われ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、 H_2O 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 H_2O 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 SiO2―CaO―Al2O3 図
 1~8:第1表の分析値番号に対応.
 Chl:緑泥石; Di:透輝石; Gro:グロシュラール; Hgr:ハイドログロシュラール; 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 SiO₂ 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



 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: 1.5(CaO・Al₂O₃・2SiO₂)+0.5Ca⁺⁺+1.5H₂O→ _{アノーサイト} 2CaO・Al₂O₃・3SiO₂・H₂O+H⁺+0.5Al₂O₃ …(1) ^{プレーナイト} 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: 2(Na, K)Ca₂(Mg, Fe)₄Al₃Si₆O₂₂(OH)₂+CaO+ ^{жルンブレンド} 3H₂O→3Ca (Fe, Mg)Si₂O₆+ (Mg, Fe)₅Al₂Si₃O₁₀ ^{ズローナイト} (OH)₈+Ca₂Al₂Si₃O₁₀(OH)₂+ (Na, K)₂O+Al₂O₃

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 ハイドログロシュラ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.

 $\dots (2)$

ハイドログロシュラールは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 ロシュラールであるから、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

^{*}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.

ロシュラー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ュラールへの変 化を考えている:

 $2Ca \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot H_2O + 4Ca^{++} + Al_2O_3 + 6H_2O \\ \neq \nu - \neq 4 + 5 \\ \Rightarrow 2(3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 1.5SiO_2 \cdot 3H_2O) + 8H^{+} \dots (3) \\ \Rightarrow 4 + 5 = 2 = 2 = -\mu$

結局,ロディンジャイトのハイドログロシュラール 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ュラールは, 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,斑栃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、ハイドログロシュラールはさら に単斜輝石を置換しているので、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:

 $5Ca(Fe, Mg)Si_2O_6 + 7CaO + 4Al_2O_3 + 4H_2O \rightarrow 3$

 $4Ca_{3}Al_{2}Si_{2.5}O_{10}(OH)_{2}+5(Fe, Mg)O\cdots(4)$

しかし, ロディンジャイトにおける鉱化作用は複雑 であって一概に論ずることは難しい. ハイドログロシ ュラール・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、これらの鉱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、その構成鉱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 ィンジャイト捕獲岩は、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 関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.
- 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. 岩鉱, 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):大分県大白谷のロッジ ンジャイト中のハイドログロッシュラー.西南大, 文理論集, 14, 15-22.
- ------・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

٠.

-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・勘米良亀齢(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): Xonotlite and rodingite from Wairere, New Zealand. *Miner. Mag.*, 39, 233-240.QAISER, M. A., AKHTER, S. M. and KHAN, A.
- 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 る全岩化学分析一特に直接熔融法について.三鉱学 会講演要旨, 41.