

## 碎屑性クロムスピネルおよび碎屑性蛇紋岩の重要性

荒井章司\*

Petrological and geological significance of detrital chromian spinel  
and detrital serpentinite

Shoji Arai\*

**Abstract** Chromian spinel is a useful indicator of the physico-chemical conditions of formation and/or subsolidus re-equilibration of ultramafic-mafic rocks. Mg # (=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) atomic ratio) is sensitive, both to Mg # of the rock or magma system, and to temperature change. Cr # (= Cr/(Cr+Al) atomic ratio) is less sensitive than Mg # to temperature change but is a good indicator of the original igneous petrological characteristics of the rocks. The Cr # of chromian spinel in mantle peridotites can be widely variable (from less than 0.1 to more than 0.9) according to the degree of magma extraction, but the range of Fe<sup>3+</sup> ratio is limited (usually less than 0.1). In cumulates and mafic volcanics the Cr # and the Fe<sup>3+</sup> ratio of chromian spinel can also be widely variable depending on magma chemistry. The TiO<sub>2</sub> content of chromian spinel in volcanics is a good guide to magma species (island-arc, intraplate or mid-oceanic ridge). Low-grade metamorphism enriches the original chromian spinel with a magnetite (Fe<sup>2+</sup>Fe<sup>3+</sup><sub>2</sub>O<sub>4</sub>) component and depletes it in a spinel (MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) component. The chemical compositions of detrital chromian spinels are very useful in determining their provenance.

Chemistry and provenance of detrital chromian spinels in sandstones associated with serpentinite complexes from three areas were examined. Chromian spinels in sediments could be chemically different from those in constituent rocks of the neighbouring serpentinite complex if vertical tectonic movement of deep-seated rocks had been continuing in that area. They are basically identical in chemical range to those from the serpentinite complex if the detrital particles had been formed by ordinary surface erosion of the complex.

*Key words:* detrital chromian spinel, peridotites, volcanics, serpentine sandstone

## はじめに

クロムスピネルは上部マントル起源のかんらん岩類, Mgに富む火成岩にほぼ限って含まれる。その含有量は一般に数%以下と低い, その化学組成は岩石の形成条件に関する情報をわれわれにもたら

すものとして重要である(例えば, Irvine, 1965, 1967)。クロムスピネルはまた代表的な重鉱物であり, 碎屑岩中においてそれをもたらした源岩の岩石学的性質に関する情報を提供するものとして重要である。本論文では, かんらん岩および火成岩中のクロムスピネルの化学組成を総括し, それを碎屑性クロムスピネルの起源の解析に応用した例を紹介する。そして碎屑性クロムスピネルおよび碎屑性蛇紋岩の地質学的有用性について述べる。なお, 本論

\* 金沢大学理学部地学教室, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kanazawa 920, Japan.

文は、著者らが今までに種々の機会に公表した碎屑性クロムスピネルおよび堆積性蛇紋岩の研究をまとめたものである。

### クロムスピネルの化学組成

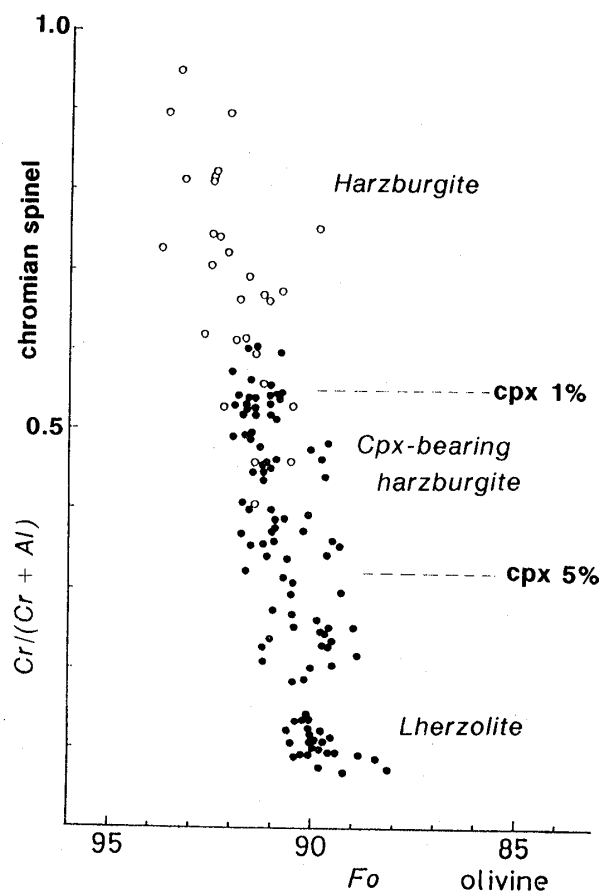
クロムスピネルは基本的には  $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$  という化学式を有する。このほか Ti も含まれるが、多くの場合ウルボスピネル成分 ( $Fe^{2+}, TiO_4$ ) として固溶していると考えられている。TiO<sub>2</sub> 含有量は多くの場合 (特にかんらん岩では) 1 重量% 以下である。また  $Fe^{3+}$  含有量も低く、特にかんらん岩では  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$  原子比は 0.1 以下のことが多い。結局、Cr/Al 比と Mg/ $Fe^{2+}$  比が大きな変化を示し、クロムスピネルの化学組成上の多様性をもたらしている。Cr/(Cr+Al) 原子比と Mg/(Mg+ $Fe^{2+}$ ) 原子比は、クロムスピネルの組成を表すのによく使われる。ここでは以後、それぞれ Cr#, Mg# と表現する。

クロムスピネルの Mg# は、共存するマフィック鉱物 (特に、かんらん石) との Mg- $Fe^{2+}$  交換反応で平衡温度の変化に応じて変化しやすい (例えば、Irvine, 1965; Jackson, 1969; Evans & Frost, 1975)。したがって、形成時 (または高温時) に同様の Mg# を有していても、その後の平衡温度および/またはかんらん石とクロムスピネルの量比の違いによって大きく変化しうる (Arai, 1980)。西南日本、多里-三坂岩体中のかんらん岩とクロミタイトのクロムスピネルはほぼ同様の Cr# を有している (また、おそらく同様の熱史を有する) が、その Mg# はそれぞれ 0.5~0.6, 0.7~0.8 である。これは、クロムスピネル含有量がかんらん岩 (普通 3% 以下) とクロミタイト (普通 40% 以上) で大きく異なるからである (Arai, 1980)。

一方、かんらん岩中のクロムスピネルの Cr# は、少なくともまわりに大量に存在するかんらん石 (Cr, Al をほとんど含まない) との Cr-Al 交換反応が無い場合サブソリダスでは変化しにくいと思われる。また、輝石が存在する場合、Cr# は変化しうるが、実際の変化量は小さいと考えられている (Ozawa, 1986; Arai, 1987)。

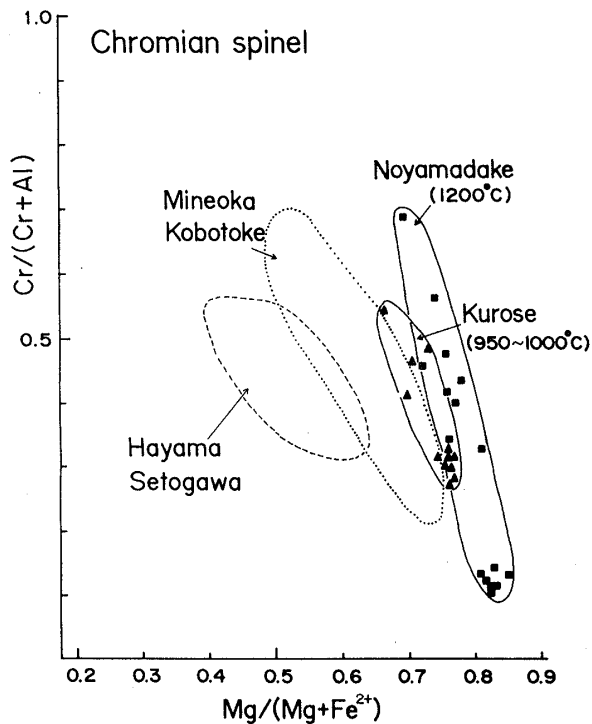
#### 1. かんらん岩

まず、いわゆる上部マントルかんらん岩と呼ばれている、レールゾライト~ハルツパーチャイト (4 相~3 相かんらん岩) 中のクロムスピネルについて述べる (図版 I a, b)。これらマントルかんらん岩にお



第1図. 上部マントルかんらん岩のかんらん石の Fo 値 (100Mg#) とクロムスピネルの Cr# の関係 (Arai & Okada, 1991 より引用)。白丸, 黒丸は, それぞれ単斜輝石/全輝石体積比が 0.1 以下, 0.1 以上のもの。単斜輝石 1%, 5% の境界線は Takahashi (1991) の幌満岩体のデータを参考にした。

いては、かんらん石の Fo 値とクロムスピネルの Cr# との間には正の相関がある (第1図; Arai, 1987)。また、Fo 値, Cr# と単斜輝石の量 (正確には単斜輝石/全輝石体積比) の間には負の相関がある (Arai, 1987; Takahashi, 1991)。たとえば、単斜輝石/全輝石比が 0.1 であるかんらん岩のクロムスピネルの Cr# は 0.5~0.6 である。したがって、もし碎屑性クロムスピネルがマントルかんらん岩よりもたらされたものである場合、そのかんらん岩の岩石学的性質が Cr# のみからある程度推定できることになる (第1図)。ただし、前述のようにクロムスピネルの Mg# は平衡温度 (およびモード) に強く依存するために、全岩化学組成やモードなどが類似したかんらん岩においても大きく異なる (第2図)。逆



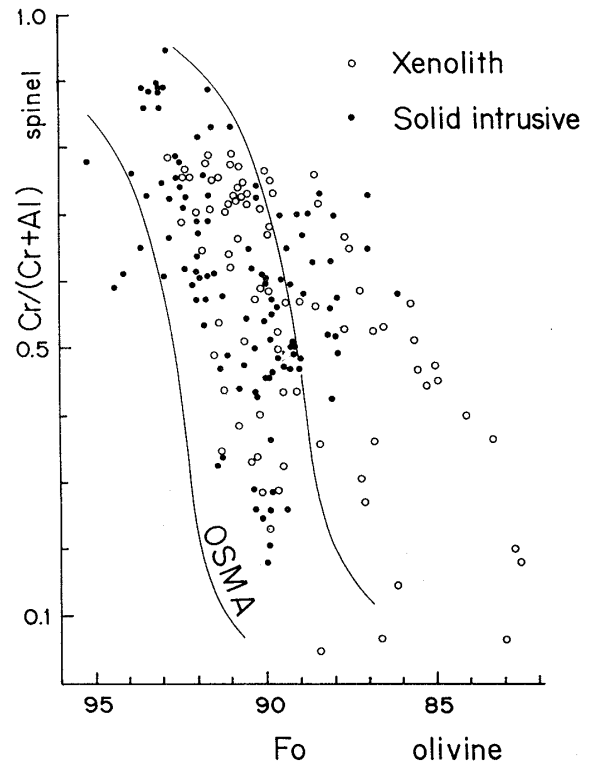
第2図. 上部マントルかんらん岩中のクロムスピネルのMg#とCr#の関係. 野山岳, 黒瀬はアルカリ玄武岩中の捕獲岩(Arai & Hirai, 1983; Hirai, 1986). ( )内の数字はWells (1977)の平衡温度. 嶺岡, 小仏, 葉山, 瀬戸川はアルパイン・タイプのかんらん岩. 前2者は後2者より平衡温度が高い(荒井・石田, 1987; 荒井ほか, 1990 参照). 平衡温度が高いほどクロムスピネルのMg#は高くなる.

に, マントルかんらん岩中のクロムスピネルのMg#は, かんらん岩の平衡温度の指示者となりうる.

ダナイトやウェールライトなどの結晶集積岩中のクロムスピネル(図版I c)のCr#, Mg#はマントルかんらん岩中のものとほぼ同様の变化幅を有する(第3図). ただし,  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 原子比(以下 $Fe^{3+}$ 比と呼ぶ)や $TiO_2$ 含有量はマントルかんらん岩よりも少し高い傾向にある(例えば, 荒井ほか, 1988; Takahashi, 1991).

## 2. クロミタイト(クロム鉄鉱床)

クロムスピネルが特に濃集(モードで30%以上のことが多い)した岩石をクロミタイトという(図版I d). スピネル以外の鉱物は多くの場合かんらん石である. クロミタイトは層状貫入岩体(例えば, Bushveld, Stillwater 岩体)中の集積岩として, また

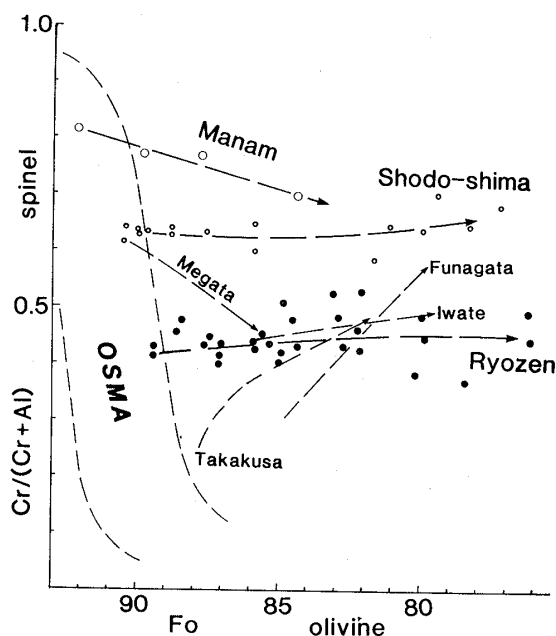


第3図. ダナイト中のかんらん石のFo値とクロムスピネルのCr#の関係. OSMAはかんらん石・スピネルマントル列(Arai, 1987)で, 上部マントルかんらん岩の占める領域. ほとんどのダナイトがOSMA内もしくは低Fo側にプロットされる.

アルパイン・タイプかんらん岩中の塊状鉍床(podiform chromitite という)として産する. まれにはアルカリ玄武岩中の捕獲岩(例えば唐津高島, 黒瀬)として産することもある. クロミタイト中のクロムスピネルの化学組成上の特徴は, 岩石のクロムスピネルのモードの高さを反映してMg#が高いことである(例えば, Arai, 1980). また, 同一岩体のかんらん岩中のクロムスピネルと比べて, Cr#は同じでもTiなどの微量元素の濃度が明瞭に高い場合がある. 例えば, 多里—三坂岩体などの三郡帯のかんらん岩体群では, クロムスピネルの $TiO_2$ 含有量はクロミタイトで0.2wt%以上, かんらん岩(特にハルツバージャイト)で0.2wt%以下と明瞭な差がある(Arai, 1980).

## 3. 火山岩

Mgに富む玄武岩や安山岩にはクロムスピネルが含まれる. クロムスピネルは斑晶や微斑晶としてもまれではないが(図版I e), もっとも普通には斑晶



第4図. 火山岩中のかんらん石のFo値とクロムスピネルのCr#の関係。マグマの分化に伴うCr#の変化を示すと思われる。小豆島(小白丸), 霊山(黒丸), 高草は第三紀の, 目瀧, 船形, 岩手は第四紀の火山岩。マナム(Manam)はパプアニューギニアの第四紀火山(Johnson *et al.*, 1985)。OSMAは, かんらん石・スピネルマントル列。

鉱物(特にかんらん石)中の自形の微小包有物として産する(図版I f)。クロムスピネル斑晶は著しい累帯構造を呈し, 不透明なリムを有する。リムとコアの間にはしばしば光学的に明瞭な不連続面がある。

火山岩中のクロムスピネルの組成はマグマの組成に応じて幅広い変化を示す。まず, マグマの分化にともなう変化を斑晶クロムスピネルの累帯構造や共存するかんらん石のFo値で追ってみる。この場合のマグマの分化とは, 結晶分化, マグマの混合, 混染などの時間変化にともなうマグマの組成変化を総合した広い意味に使う。マグマの分化にともなうクロムスピネルの組成変化で共通しているのは, Mg#の低下,  $Fe^{3+}$ 比および $TiO_2$ 含有量の上昇である。Cr#は, 多くの場合かんらん石の組成が $Fo_{90}$ から $Fo_{80}$ 程度にまで低下するあいだ, ゆるやかに変化する(第4図)。Mgに富むかんらん石と共存するクロムスピネルのCr#は, マグマの種類により大きく異なる(荒井, 1990)。例えば, アルカリ玄武岩では

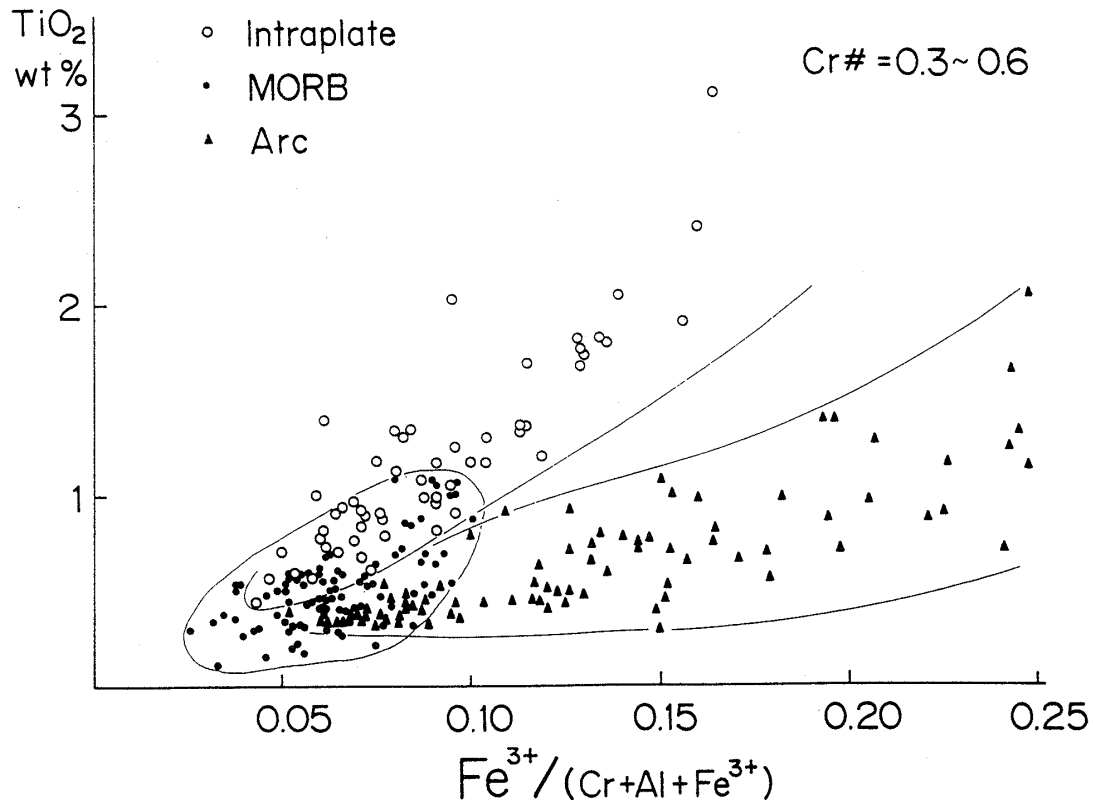
0.5以下であり, ポニナイトや高Mg安山岩では0.8以上と高い。また, 島弧マグマではCr#が大きな変化幅を有するのが特徴である。ただし, 島弧マグマのかなりの部分, MORBおよびアルカリ玄武岩はクロムスピネルのCr#のみでは区別できない。これら3種のマグマ(火山岩)中のクロムスピネルは,  $TiO_2$ 含有量を考えるとある程度区別可能である(Arai, 印刷中)。これは, これら3種のマグマ中のTi含有量が異なっていることによる。例えば, プレート内マグマ(例えば, ハワイなどのホット・スポットの玄武岩類, デカン高原などの台地玄武岩, 西南日本の新世代アルカリ玄武岩)のクロムスピネルは, 母マグマの高Ti含有量を反映して高Tiである。ただし, 前述のようにTi量はマグマの分化とともに増加するので, 分化の程度の差を考慮に入れる必要がある。そこで, クロムスピネル中の $Fe^{3+}$ 比(Tiとともにマグマの分化にしたがい増加)を考慮に入れると, 3種のマグマ中のスピネルはある程度区別可能である(第5図)。すなわち, クロムスピネルの $TiO_2$ 量は等 $Fe^{3+}$ 比でみると, 島弧マグマ, MORB, プレート内マグマの順に高くなる(第5図)。

#### 4. 変質, 変成作用にともなう組成変化

クロムスピネルを含む岩石が変質, 変成作用を受けると, クロムスピネルは, その組成(特にCr#)および変成度などに応じてさまざまな変化を受ける(図版I g, h)。もっとも普通にみられるのは, 低変成度(緑色片岩相以下程度)の変成作用(あるいは変質作用)によりクロムスピネルの近傍に緑泥石が形成される場合である。緑泥石形成のために, クロムスピネル中の $MgAl_2O_4$ 成分が選択的に使用され, 残留鉱物中のMg#は著しく低下し, Cr#は上昇する。また,  $Fe^{3+}$ 比も上昇する。その結果,  $Fe^{2+}(Cr, Fe^{3+})_2O_4$ に近い組成のスピネル(特にフェリットクロマイト; ferritchromiteと呼ぶ)が形成される(図版I h)。

#### 碎屑性蛇紋岩の重要性

碎屑性蛇紋岩は, 蛇紋岩およびそれ由来の鉱物の粒子よりなる碎屑岩である。碎屑性蛇紋岩は, Okada(1964)により北海道振内<sup>ふれない</sup>で初めて記載された。その後, Lockwood(1971a, b, 1972)の先駆的な研究により蛇紋岩の貫入における堆積作用の重要性が明らかになった。例えば, 従来より“アルパイン・タイプの蛇紋岩体”とされてきたもののいくつかは巨大な礫(オリストリス)であることが明らか



第5図. 火山岩中のクロムスピネルのCr#とFe<sup>3+</sup>比の関係(Arai, 印刷中より引用). プレート内玄武岩, MORB, 島弧玄武岩~安山岩がそれぞれ固有の領域を占める.

になった。碎屑性蛇紋岩の構成物としては、蛇紋岩のほか、蛇紋岩とともに複合岩体を構成していたと思われるマフィック岩(玄武岩, ガブロなど)およびそれらに由来する鉱物粒子がある。碎屑性蛇紋岩は、源岩である蛇紋岩の特異性により、他の堆積岩と形成過程や形成環境に相違がある。すなわち、蛇紋岩(あるいはその原岩であるかんらん岩)の貫入が基本的に低温での固体貫入であるため、蛇紋岩(あるいはかんらん岩)は上部マントルから地表までもたらされる間に破碎される。環伊豆地塊蛇紋岩(荒井・石田, 1987)のような小規模な岩体では特にその傾向が顕著である。このような蛇紋岩体が貫入し、地表(海底)に“突出”(protrude)した(Bonatti, 1976)とすると容易に碎屑性蛇紋岩が形成されるであろう。これは、嶺岡山地に露出しているような強く破碎された蛇紋岩体が海底に露出した場合を想像すれば容易に理解できる。中央海嶺付近の断裂帯は蛇紋岩(上部マントルかんらん岩)の上昇・貫入の場として有名であり(例えば, Bonatti, 1976), ここでは碎屑性蛇紋岩の形成が報告されている

(Bonatti *et al.*, 1973). すなわち、碎屑性蛇紋岩は蛇紋岩体の貫入(protrusion)とともにすみやかにその場で形成される。いいかえれば、碎屑性蛇紋岩の年代はその源岩である蛇紋岩の貫入した年代とほぼ等しい(荒井ほか, 1983)。また、碎屑性蛇紋岩はしばしば蛇紋岩体に密接にともなわれるが、碎屑性蛇紋岩の源岩と現在露出している蛇紋岩とで岩石学的性質が異なることもある。碎屑性蛇紋岩の源岩となった蛇紋岩は現在は失われているわけであるから、碎屑性蛇紋岩にともなって露出している蛇紋岩とは別の岩石であるからである。すなわち、碎屑性蛇紋岩の源岩である蛇紋岩体は現在密接にともなっている蛇紋岩体にさきがけて“突出”(protrude)した部分なのである。したがって、上部マントルにおいて、もしくは上昇途中でかんらん岩になんらかの不均質が生じた場合、碎屑性蛇紋岩の源岩とそれに密接にともなう蛇紋岩体の蛇紋岩の岩石学的性質の差としてそれが検出される可能性がある。

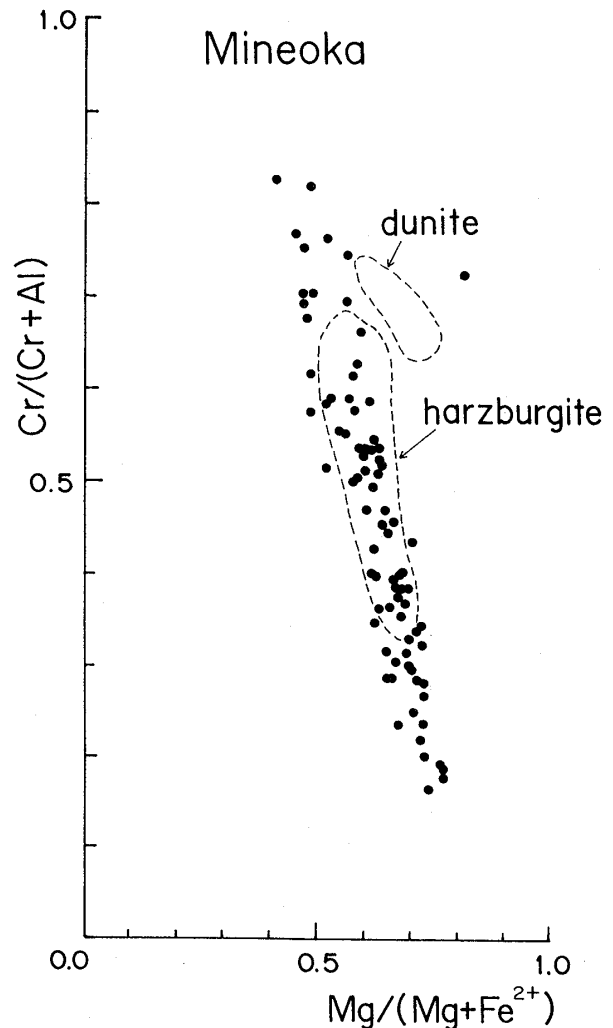
### 碎屑性蛇紋岩および含蛇紋岩碎屑岩の岩石学

#### 1. 嶺岡帯の蛇紋岩砂岩

##### A. 産状および記載岩石学

嶺岡帯の蛇紋岩は、三浦半島、山梨県<sup>さきご</sup>笹子地域、山梨県から静岡県にかけての瀬戸川帯と、伊豆地塊を取り巻くように分布している環伊豆地塊蛇紋岩(荒井・石田, 1987)に属する。いずれも小規模な岩体を形成し、しばしば著しく破碎されている。これらの蛇紋岩類は、クロムスピネルのCr #が0.5前後であり、Caに富む斜長石( $\geq An_{88}$ ) (もしくはその変質物)をしばしば含むという共通の特徴を有する(荒井・石田, 1987; 荒井・高橋, 1988)。それらは、マントルかんらん岩としては低圧(5~10kb)で形成されたものである(荒井・高橋, 1988; Arai, 1991)。これらの環伊豆地塊蛇紋岩分布地域のうち、瀬戸川帯では蛇紋岩起源の物質が、蛇紋岩体周囲の瀬戸川層群の堆積岩中に供給されていること(荒井ほか, 1978)、嶺岡帯では嶺岡層群の堆積岩に蛇紋岩起源の物質が供給されていない(荒井ほか, 1983)ことが確かめられている。嶺岡帯では蛇紋岩砂岩(石英や斜長石を少量含む)は石英長石質砂岩(クロムスピネルを少量含む)とともに、蛇紋岩や玄武岩中の破碎帯のブロックとして産する(図版II a~c; 荒井, 1981; 荒井ほか, 1983)。破碎帯中のブロックとしてはほかに結晶片岩(これ自体破碎されている)、玄武岩などのマフィック火成岩の碎屑粒子を主にした砂岩などがある。この石英長石質砂岩は岩相、固結度などの点で嶺岡層群のものより保田層群のものに類似している(荒井ほか, 1983)。

蛇紋岩砂岩は石灰質~泥質の基質に富み(30~60%)、角ばった碎屑粒子からなる(図版II b)。蛇紋岩(石)粒子をモードで25~40%含む。そのうちの2~4%はバスタイト組織を有するものであり、輝石(特に斜方輝石)起源である(図版II b)。バスタイト粒子のなかには単斜輝石のラメラを残しているものもあり、一部は確実に斜方輝石起源である。マフィック火山岩、結晶片岩粒子をそれぞれ8~22%、1~2%含む。鉱物粒子としては単斜輝石(1%前後)(図版II b)とクロムスピネル(0.1~0.8%) (図版II a)がおもなものである。特に、クロムスピネルはしばしば薄層状に濃集する(図版II a)。やはり破碎帯中のブロックとして産する石英長石質砂岩にもしばしばクロムスピネルや蛇紋岩粒子が含まれる(図版II c)。その構成物は石英(31~37%)、斜長石(15

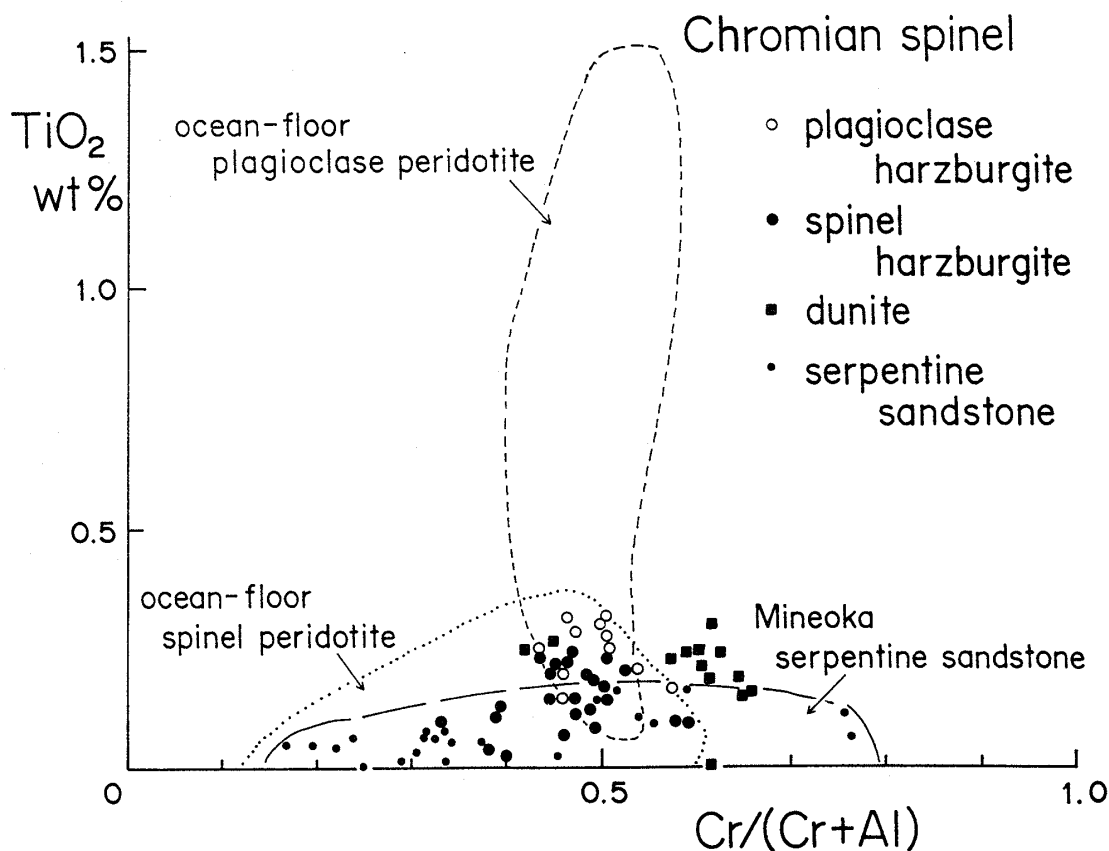


第6図. 嶺岡帯の蛇紋岩砂岩中の碎屑性クロムスピネルのMg #とCr #の関係(荒井ほか, 1983より引用)。現在露出している蛇紋岩中のクロムスピネルの組成範囲との差に注意。

~22%)、カリ長石(4%以下)、その他の鉱物(2~3%)、岩片(8~15%)、方解石+基質(26~38%)である。注目すべき事実は、蛇紋岩砂岩や玄武岩砂岩などと石英長石質砂岩の中間的なものは見いだされないことである。これは前者の限定された形成場所(蛇紋岩体の近傍)と急速な形成を示唆するものであろう(荒井ほか, 1983; Arai & Okada, 1991)。

##### B. 碎屑性単斜輝石

単斜輝石とクロムスピネル粒子の化学組成は源岩の岩石学的性質を知るうえで有用である。クロムスピネルに関しては前述した通りであるが、単斜輝石は特に平衡温度の指示者として重要である(例えば, Boyd, 1969)。碎屑性蛇紋岩中の単斜輝石はディ



第7図. 嶺岡帯の蛇紋岩砂岩および蛇紋岩(かんらん岩)中のクロムスピネルのCr#とTiO<sub>2</sub>含有量の関係(Arai, 1991より引用). 海洋底かんらん岩中のクロムスピネルの組成領域も示す.

オブサイドからオーザイト(あるいはサーライト)までの組成を有する(荒井ほか, 1983). 碎屑性単斜輝石をTiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>図に点示したとき, 低TiO<sub>2</sub>(0.3wt%以下)で高Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(0.7wt%以上)に集中する一群がある(全体の3分の2). これらはMg#も0.91以上と高く, いわゆるクロムディオプサイドである. 残りのものはMg#が0.88以下でオーザイト~サーライトである. 前者はほぼ確実に蛇紋岩(かんらん岩)起源, 後者はガプロなどのマフィック岩起源であろう(荒井ほか, 1983). さて, クロムディオプサイド粒子はバスタイト粒子と共存しており(図版II b), 源岩のかんらん岩中で両輝石が共存していた可能性は高い. したがって, このクロムディオプサイドの組成は平衡温度の指示者になりうる(同様の議論をBoyd(1969)がキンバーライト中の単斜輝石メガクリストで行っている).

クロムディオプサイドのCa/(Ca+Mg+Fe\*)原子比(Fe\*は全鉄)は平均0.482程度であり, 現在露出する蛇紋岩(かんらん岩)中の同鉱物の同比の平

均値0.470より有意に高い(荒井ほか, 1983). これは, 現在露出しているかんらん岩のほうが蛇紋岩砂岩の源岩のかんらん岩より輝石でみた場合の平衡温度が高い(およそ100~150°C)ことを意味する. (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)含有量(またはチェルマック輝石成分含有量)が現在のかんらん岩中のものの方がやや高い事実もこれと調和的である.

### C. 碎屑性クロムスピネル

クロムスピネルは砂岩中でしばしば濃集して薄層を形成するが, 同一薄層においてもクロムスピネルの色が非常に変化に富む(淡黄褐色~ほぼ不透明)のが鏡下で観察できる(図版II a). これは, クロムスピネルの化学組成(特にCr#)が極めて変化に富むことを示唆する. 第6図にクロムスピネルの化学組成を示す. Cr#は0.17から0.82まで粒子ごとに化する. これを, 現在露出しているかんらん岩中のクロムスピネルのそれと比較してみると両者の違いは明瞭である. まず, 現在露出しているダナイト(しばしばMgに富む)(Arai & Uchida, 1978;

荒井, 1981)中のクロムスピネルと同様の組成(比較的高 Mg #)を有するものは碎屑粒子としてはほとんどみられない。また, 碎屑性クロムスピネルのほとんどのものと現在露出しているハルツバージャイト~レールゾライト(ダナイトを除いたもの)中のクロムスピネルはほぼ同様の Mg #—Cr #関係を持つ(第6図)。ただし, 現在露出しているものの方が Mg #—Cr #の変化幅が狭い(第6図)。これは, 蛇紋岩砂岩に碎屑粒子を供給した蛇紋岩と現在露出する蛇紋岩とが異なった岩相を持っていたことを意味する(第1図)。ただし, 両者は同一の Mg #—Cr #トレンドを形成することから, クロムスピネルの組成で見ると平衡温度に大きな差異はないことになる(第2図)。また, クロムスピネルの Ti 含有量もやや明瞭な差がある(第7図)。すなわち, 蛇紋岩砂岩中のもののほうが Ti に乏しい傾向がある。

#### D. 成因的意義

蛇紋岩砂岩の産状からみて, その源岩は現在露出している岩体にさきがけて貫入・露出した蛇紋岩複合岩体である可能性が高い。そして, 両者の岩石学的性質が異なることが明らかになった。この差異の理由として最も可能性が高いのは, 上部マントルの垂直方向の岩石学的性質の不均質性である。上部マントルのスライスが上昇・貫入すると浅部ほど早い時期に突出することが期待される。単斜輝石に記憶されている平衡温度の差はこれと調和的である(荒井ほか, 1983; Arai & Okada, 1991)。ただし, みかけの平衡温度は使用した地質温度計に依存しており, マントル物質の冷却速度すなわち上昇速度にも影響される。たとえば, クロムスピネルの組成の示す似たような温度は, ゆっくりした上昇のためかんらん石—クロムスピネル間の Mg—Fe<sup>2+</sup>分配関係が上昇途中で同様になってしまった可能性がある(この間両輝石間の固溶関係は上部マントルのものを保持)。クロムスピネルなどの組成により示される岩相の違いは興味深い。特に, クロムスピネルの Ti 含有量の差(第7図)は, 上述した上部マントルの岩石学的性質の垂直方向の不均質性が, 基本的なテクトニック・セッティングの変遷による上部マントルの性質の差(たとえば, 上位の島弧性上部マントルと下位の縁海性上部マントル)を示している可能性がある(Arai, 1991; Arai & Okada, 1991)。

## 2. 北海道振内の川端層群の蛇紋岩砂岩

### A. 産状および記載岩石学

Okada (1964)により世界で初めて報告された記念

すべき蛇紋岩砂岩であり, 中新統川端層群に属する。実際の岩相は礫岩から砂岩であり, 貝などの化石に富むのが特徴である(図版 II d, e)。この蛇紋岩砂岩は神居古潭帯に属するとされる沙流川岩体(加藤, 1978; 加藤・中川, 1986)と呼ばれる大蛇紋岩体に隣接している。

構成粒子はほとんどが極めて円磨度の良い蛇紋岩片である(図版 II d, e)。バスタイト組織を持ったものもしばしば見いだされる(図版 II e)。碎屑粒子は淘汰が悪く, 方解石によってセメントされている(図版 II d, e)。不透明~暗赤褐色のクロムスピネルはしばしば見いだされる(図版 II d)が, 単斜輝石は全く見いだされない(Arai & Okada, 1991)。

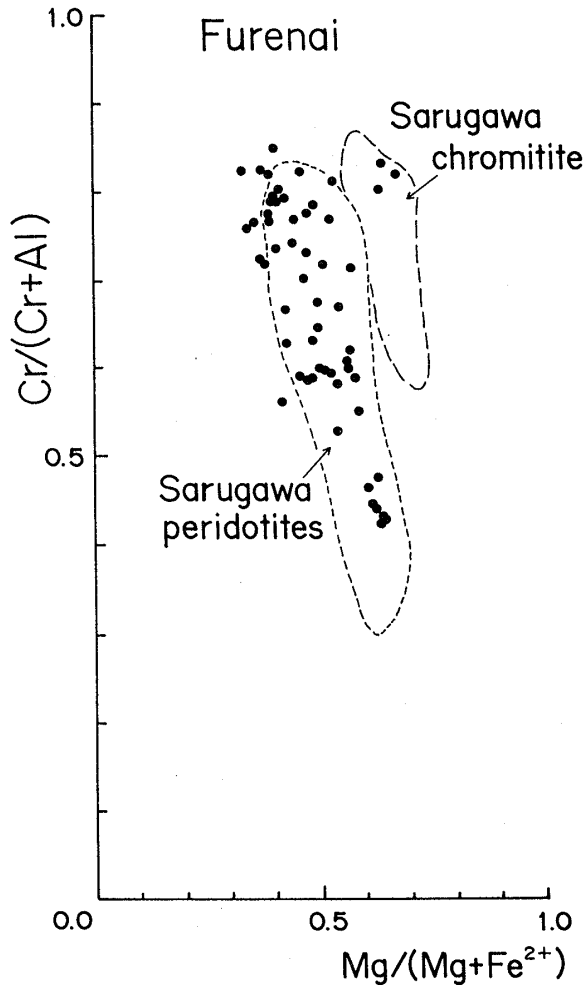
### B. 碎屑性クロムスピネル

クロムスピネルは鏡下で不透明~暗赤褐色であり Cr #が高いことを示す。第8図に Mg #と Cr #の関係を示す。Cr #は 0.4—0.7 であり Mg #と負の相関がある。沙流川岩体のかんらん岩類中のクロムスピネルの範囲(ただし, データは岩体の東部の一部に限られる)と比較的よい一致を示す(第8図)。沙流川岩体には単斜輝石に乏しいハルツバージャイトが卓越しており(加藤, 1978), 蛇紋岩砂岩中に単斜輝石粒子が欠如していることおよびバスタイト粒子が普遍的に存在することと調和的である。ただし, 鏡下の観察は, かつて少量存在していた単斜輝石が現在すべて方解石に置換されている可能性があることを示す。全体のトレンドより Mg #が高いほうにはずれるものがまれにあるが, これらは沙流川岩体のクロミタイト中のクロムスピネルの領域に収まる(第8図)。

### C. 成因的意義

上述したように, 振内の蛇紋岩砂岩の構成粒子の岩石学的性質は近接する沙流川かんらん岩(蛇紋岩)体の構成岩石のそれとほぼ一致する。すなわち, 振内の蛇紋岩砂岩は現在露出している沙流川岩体の構成岩石の岩片を集めれば作ることができる。この関係は, 前述した嶺岡帯の蛇紋岩砂岩—蛇紋岩の場合と大きく異なる。この差は, かんらん岩(蛇紋岩)体の貫入様式の差に由来すると考えられる(Arai & Okada, 1991)。すなわち, 嶺岡帯の場合小規模なマントル・スライスが中新世頃に急速に上昇・突出し, 崩壊して蛇紋岩砂岩が作られたのに対して, 神居古潭帯では, 中新世頃のユーラシア・プレートとオホーツク・プレートの衝突で浮上し露出した大規模な蛇紋岩体中の小堆積盆で蛇紋岩砂岩





第8図. 北海道振内の蛇紋岩砂岩中の碎屑性クロムスピネルのMg#とCr#の関係 (Arai & Okada, 1991より引用). 近接する沙流川蛇紋岩(かんらん岩)体の岩石中の組成範囲との類似性に注意.

が形成された(Arai & Okada, 1991).

### 3. 山中白亜系の含クロムスピネル砂岩

#### A. 産状および記載岩石学

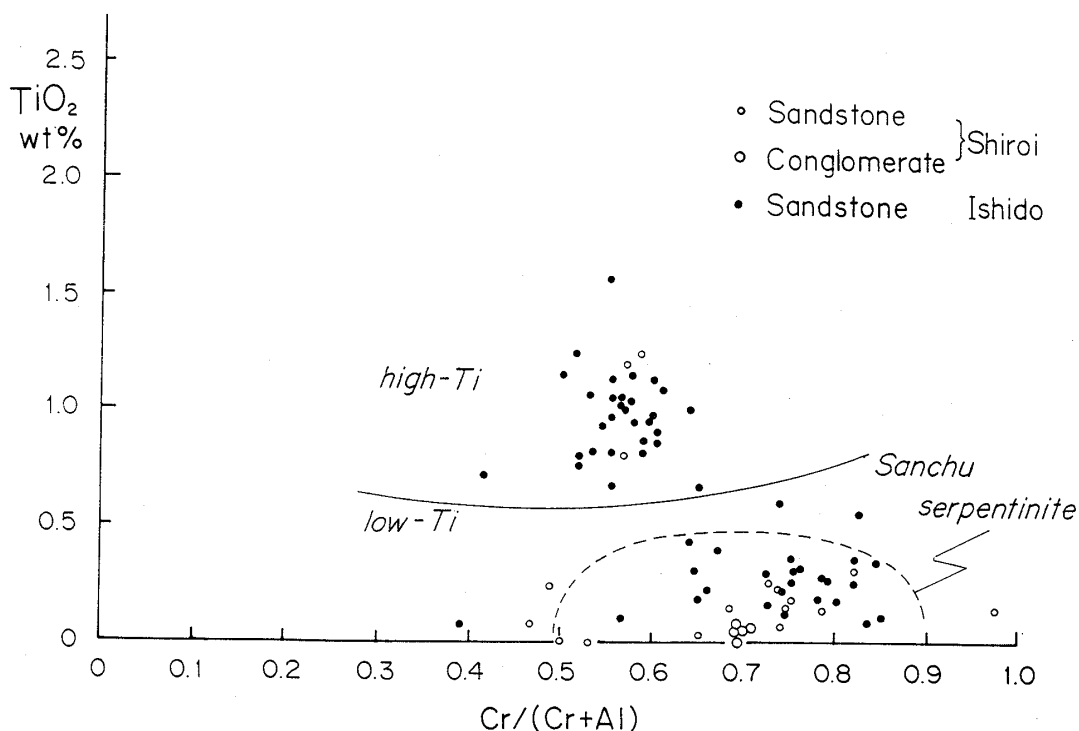
いわゆる山中地溝帯は、ジュラ系秩父コンプレックス中の南北両側を断層で限られた狭長な地帯であり、白亜系堆積岩が分布している。詳しい地質学的な記述は他の文献(例えば、武井, 1963; 武井ほか, 1977; 久田・岸田, 1986; 久田ほか, 1987)を参照されたい。山中帯南縁を限る断層(特に西部)沿いには蛇紋岩および弱変成した玄武岩類(緑色岩)が分布している。蛇紋岩はアンチゴライト、炭酸塩鉱物を大量に含み、原岩はダナイト～ウェールライト(一

部はハルツバージャイト)である。蛇紋岩近辺の山中白亜系石堂層には蛇紋岩の礫が供給されている(久田・荒井, 1986)。また、山中帯の南縁を限る断層近くの白亜系(いわゆる石堂層)礫岩～砂岩には碎屑性クロムスピネルが普遍的に存在する(久田・荒井, 1986; 久田ほか, 1991)。また、同断層の南側に分布するジュラ系浜平層群の砂岩も顕微鏡で詳細に検討したがクロムスピネルは全く見いだされなかった。

山中地溝帯南縁近くの白亜系石堂層の砂岩は、長石質から石質のアレナイトまたはワッケと幅広い組成を有する。主要鉱物粒子は石英、斜長石、黒雲母、岩片はチャート、泥岩などの堆積岩および火山岩である。ほかにクロムスピネル、ざくろ石、電気石などの碎屑粒子も含まれるが、単斜輝石は非常にまれである。クロムスピネルはしばしば薄層状に濃集する(図版II f)。クロムスピネルの鏡下での色は同一薄層中においても不透明から褐色まで変化に富み、化学組成(特にCr#)の多様さを示している。クロムスピネルの形状も、粗粒不定形の単独粒子をなすもの(図版II g)、蛇紋石または緑泥石の集合体粒子中の細粒自形粒子をなすもの(図版II h)など変化に富んでいる。

#### B. 碎屑性クロムスピネル

碎屑性クロムスピネルは化学組成の上から2つのグループに分けることができる(第9図)。1つはCr#が0.5~0.6程度でTiO<sub>2</sub>含有量が1wt%前後のもの、他はCr#が0.4~1.0(多くのものは0.7~0.8)でTiO<sub>2</sub>が0.5wt%以下のものである。それぞれを高Tiグループ、低Tiグループと呼ぶ(荒井・久田, 1991)。Mg#とCr#の関係をみると高Tiグループのものは同一Cr#で比べた場合、Mg#が高い傾向がある。Fe<sup>3+</sup>比は、低Tiグループのものが0~0.4とばらつくのに対して、高Tiグループのものはすべて0.2(多くは0.05~0.10)以下である。前項で述べた蛇紋石または緑泥石集合体粒子中の細粒自形のクロムスピネル(図版II h)はすべて高Tiグループに属する。高Tiグループのクロムスピネルの比較的高いMg#、TiO<sub>2</sub>含有量、形状(しばしば細粒自形)は、火山岩起源(Arai & Takahashi, 1987)を示唆している。高Tiグループのクロムスピネルに伴う蛇紋岩または緑泥石集合体(図版II h)は変質したかんらん石斑晶または火山ガラスであろう。火山岩中のクロムスピネルの典型的な産状は、かんらん石斑晶中の細粒自形包有物である(図版II f)。また、このよ



第9図. 関東山地山中白亜系砂岩中の碎屑性クロムスピネルのCr#とTiO<sub>2</sub>含有量の関係(荒井・久田, 1991より引用). 石堂と白井の2か所の碎屑性クロムスピネルについて検討. 近接する現在の蛇紋岩中のクロムスピネルの組成範囲も示す. 明瞭な2つのグループ(高Ti、低Ti)に別れる.

うな細粒自形のクロムスピネルはかんらん岩(蛇紋岩)やクロミタイトにはまれである(図版II a~d).

さて, 現在の山中地溝帯南縁の蛇紋岩体およびそれと密接に伴う緑色岩(弱変成玄武岩)中のクロムスピネルと比較してみよう. 第9図でも明らかなように, 蛇紋岩中のクロムスピネルと低Tiグループ碎屑性クロムスピネルはほぼ同一の組成範囲を示す. 一方, 蛇紋岩に伴う緑色岩中のクロムスピネルはTi, Fe<sup>3+</sup>にはるかに富んでおり, 同じく火山岩起源と思われる高Tiグループ碎屑性クロムスピネルとはまったく異なった組成範囲を有する(第9, 10図).

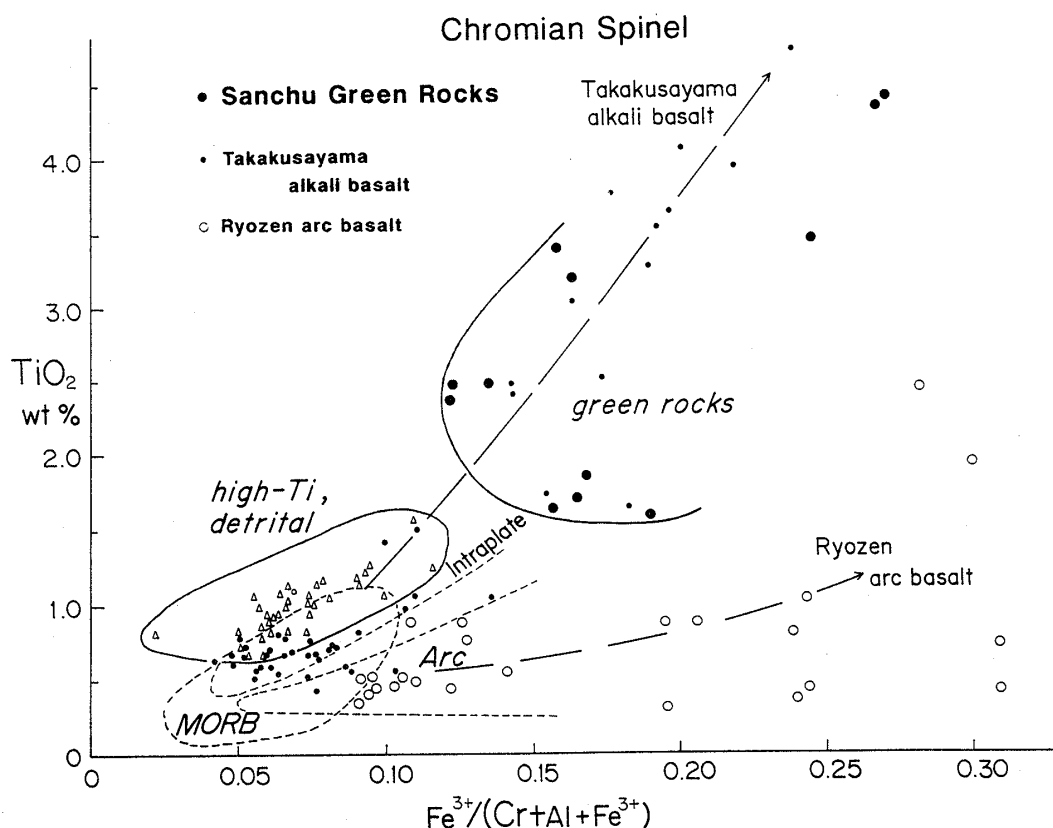
### C. 成因的意義

上述の事実は, 現在の蛇紋岩-火山岩複合岩体にさきがけて白亜紀に存在していた岩体が現在のものと若干異なった(特に火山岩は)岩石学的性質を有していた可能性を示唆する. クロムスピネルの組成からは, いずれの複合岩体の火山岩についてもプレート内玄武岩(もしくはEタイプMORB)起源であることが推定される(第10図)(Arai, 印刷中). た

だし, 現在露出している火山岩中のクロムスピネルのほうがTi, Fe<sup>3+</sup>に富むことから, そのもととなったマグマは, 高Tiグループの碎屑性クロムスピネルをもたらした火山岩のそれより分化した(直接の関係の有無は別にして)性質であった. 一方, 蛇紋岩の原岩であるグナイトを主とするかんらん岩類は, そのクロムスピネルの組成から島弧(特に前弧)の上部マントル起源である可能性が高い(たとえば, 荒井, 1989). また, クロムスピネルは山中白亜系下部の石堂層の, しかも蛇紋岩体に近い部分にしか含まれないことから, 蛇紋岩体自体が高まりを形成し, 山中白亜系堆積盆の南縁を限る役割をしていたのではないだろうか.

### 結 論

クロムスピネルが超マフィック~マフィック岩の成因に関する極めて有用な指示者であることは, 従来より知られている. したがって, 碎屑性クロムスピネルの組成はそれをもたらした源岩の性質の重要な指示者である. 特に, 蛇紋岩体(あるいは蛇紋



第10図. 山中白亜系砂岩中の高Tiグループのクロムスピネル, および相伴う弱変成玄武岩中のクロムスピネルのTiO<sub>2</sub>含有量とFe<sup>3+</sup>比の関係(荒井・久田, 1991より引用). 高草山アルカリ玄武岩(プレート内マグマ)と霊山玄武岩(島弧マグマ)中のクロムスピネルの組成変化も示す.

岩複合岩体)に密接に伴う碎屑岩(特に碎屑性蛇紋岩)中のクロムスピネルの組成は, 近接する蛇紋岩および関連岩中のものと比較することによって, かんらん岩(蛇紋岩)の貫入プロセス, 蛇紋岩帯の形成, 堆積盆の形成における蛇紋岩体の役割などを論ずることが可能である.

**謝辞** 本論文の内容は多くの人々との共同研究や議論によるところが大きい。とりわけ, 伊藤谷生(千葉大・理学部), 久田健一郎(筑波大・地球科学系), 岡田博有(九州大・理学部), 小沢一仁(東京大・理学部), 渋谷孝彦(元静岡大学生)の諸氏には深謝いたします。また, 本論文で用いた図を作成していただいた金沢大学理学部中村健二氏に深謝いたします。

#### 文 献

Arai, S., 1980, Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun

-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, **21**, 141-165.

荒井章司, 1981, 房総半島嶺岡帯の火成岩と超塩基性岩. 日本地質学会第88年学術大会, 巡検案内書, 59-72.

Arai, S., 1987, An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jb. Miner. Mh.*, **1987**, 347-354.

荒井章司, 1989, オフィオライトかんらん岩の成因. 地学雑, **98**, 231-340.

荒井章司, 1990, 上部マントルかんらん岩の成因. 科学, **60**, 103-112.

Arai, S., 1991, The Circum-Izu Massif peridotite, central Japan, as back-arc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. In Peters, Tj. et al., eds., *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 807-822.

Arai, S., Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry.

- Min. Mag.* (in press)
- Arai, S. and Hirai, H., 1983, Petrographical note on deep-seated and related rocks (1) Mantle peridotites from Kurose and Noyamadake alkali basalts, southwestern Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, no. 9, 65-67.
- 荒井章司・久田健一郎, 1991, 関東山地, 山中白亜系石堂層中の碎屑性クロムスピネル. 岩鉱, **86**, 540-553
- 荒井章司・井上知子・大山隆弘, 1988, 三郡帯, 落合-北房超マフィック岩体の火成岩岩石学: 予察的報告. 地質雑, **94**, 91-102.
- 荒井章司・石田 高, 1987, 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質 - 他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較 -. 岩鉱, **82**, 336-344.
- 荒井章司・伊藤 慎・中山尚美・増田富士雄, 1990, 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体 - 房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源 -. 地質雑, **96**, 171-179.
- 荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁, 1983, 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性碎屑岩について. 地質雑, **89**, 287-297.
- Arai, S. and Okada, H., 1991, Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts. *Tectonophys.*, **195**, 65-81.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章, 1978, 瀬戸川帯の超塩基性-塩基性岩類の貫入形態に関して. 地質雑, **84**, 691-693.
- Arai, S. and Takahashi, N., 1987, Petrographical note on deep-seated and related rocks (5) Compositional relationships between olivine and chromian spinel in some volcanic rocks from Iwate and Rishiri volcanos, NE Japanese Arc. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, no. 13, 110-114.
- 荒井章司・高橋奈津子, 1988, 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見. 岩鉱, **83**, 210-214.
- Arai, S. and Uchida, T., 1978, Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**, 176-179.
- Bonatti, E., 1976, Serpentine protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107-113.
- Bonatti, E., Honnorez, J. and Gartner, S., Jr., 1973, Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *Jour. Sediment. Petrol.*, **43**, 728-735.
- Boyd, F.R., 1969, Electron-probe study of diopside inclusions from kimberlite. *Amer. Jour. Sci.*, **267**-A, 50-69.
- Evans, B.W. and Frost, B.R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 957-972.
- Hirai, H., 1986MS, *Petrology of ultramafic xenoliths from Noyamadake and Kurose, southwestern Japan*. Unpublished D. Sc. thesis, Univ. Tsukuba, 181p.
- 久田健一郎・荒井章司, 1986, 関東山地の蛇紋岩および白亜系含蛇紋岩礫岩の産状. 地質雑, **92**, 391-394.
- 久田健一郎・荒井章司・宮田隆夫, 1987, 関東山地山中地溝帯南縁部における蛇紋岩岩体の分布とそのテクトニックな意義. 大阪教育大紀要, III, **36**, 129-134.
- 久田健一郎・荒井章司・田村百代, 1991, 山中地溝帯白亜系の碎屑性クロムスピネル粒子の起源. 日本地質学会第98年学術大会(愛媛大学)講演要旨集, 229.
- 久田健一郎・岸田容司郎, 1986, 関東山地西部の浜平層群 - ジュラ系-下部白亜系付加体の発達過程 -. 地質雑, **92**, 569-590.
- Irvine, T.N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part I, Theory. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **2**, 648-671.
- Irvine, T.N., 1967, Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part II, Petrologic applications. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **4**, 71-103.
- Jackson, E.D., 1969, Chemical variation on co-existing chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. In Wilson, H.D.B.ed., *Magmatic Ore Deposits*. Econ. Geol. Monogr., no. 6, 41-71.
- Johnson, R.W., Jaques, A.L., Hickey, R.L., McKee, C. O. and Cahppell, B.W., 1985, Manam Island, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of a low-TiO<sub>2</sub> basaltic island-arc volcano. *Jour. Petrol.*, **26**, 283-323.
- 加藤孝幸, 1978, 神居古潭帯の沙流川超塩基性岩体について. 地球科学, **32**, 273-279.
- 加藤孝幸・中川 充, 1986, 神居古潭帯超苦鉄質岩類の由来. 地団研専報, no.31, 119-135.
- Lockwood, J.P., 1971a, Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 919-936.
- Lockwood, J.P., 1971b, Detrital serpentinite from the Guajira Peninsula, Columbia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, no. 130, 55-75.
- Lockwood, J.P., 1972, Possible mechanism for the emplacement of alpine-type serpentinite. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, no. 132, 273-287.
- Okada, H., 1964, Serpentine sandstone from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **15**, 23-38.
- Ozawa, K., 1986, Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the

Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northeast Japan: Estimation of P-T condition and igneous composition of minerals. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 115-137.

Takahashi, N., 1991, Origin of three peridotite suites from Horoman peridotite complex, Hokkaido, Japan; Melting, melt segregation and solidification processes in the upper mantle. *Jour.*

*Min. Petr. Econ. Geol.*, **86**, 199-215.

武井暁朔, 1963, 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造. *地質雑*, **59**, 130-146.

武井暁朔・滝沢文教・竹内敏晴、藤原 肇, 1977, 山中地溝帯西域の白亜系. *地質雑*, **83**, 95-113.

Wells, P.R.A., 1977, Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.

### (要 旨)

荒井章司, 1992, 砕屑性クロムスピネルおよび砕屑性蛇紋岩の重要性. *地質学論集*, 38号, 329-344. (Arai, S., 1992, Petrological and geological significance of detrital chromian spinel and detrital serpentinite. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No.38, 329-344.)

クロムスピネルは超マフィック-マフィック岩の形成時または再平衡時の物理化学的条件の違いに応じて幅広い化学組成を有している。したがって、砕屑性クロムスピネルの化学組成はその起源を考察する上で有力である。特に、砕屑性クロムスピネル(特に堆積性蛇紋岩中のもの)を近接する蛇紋岩体のもものと比較することによって、堆積性蛇紋岩などのクロムスピネルを含む堆積岩の形成過程や蛇紋岩体の貫入過程を考察することが可能である。3つの地域の砕屑性クロムスピネルを検討し、以下の結論を得た。嶺岡帯や山中地溝帯では、狭い地域での連続的な蛇紋岩コンプレックスの上昇貫入があった。一方、神居古潭帯の沙流川蛇紋岩体の周辺では通常の削剝により中新世に蛇紋岩砂岩が形成された。

## 図版説明

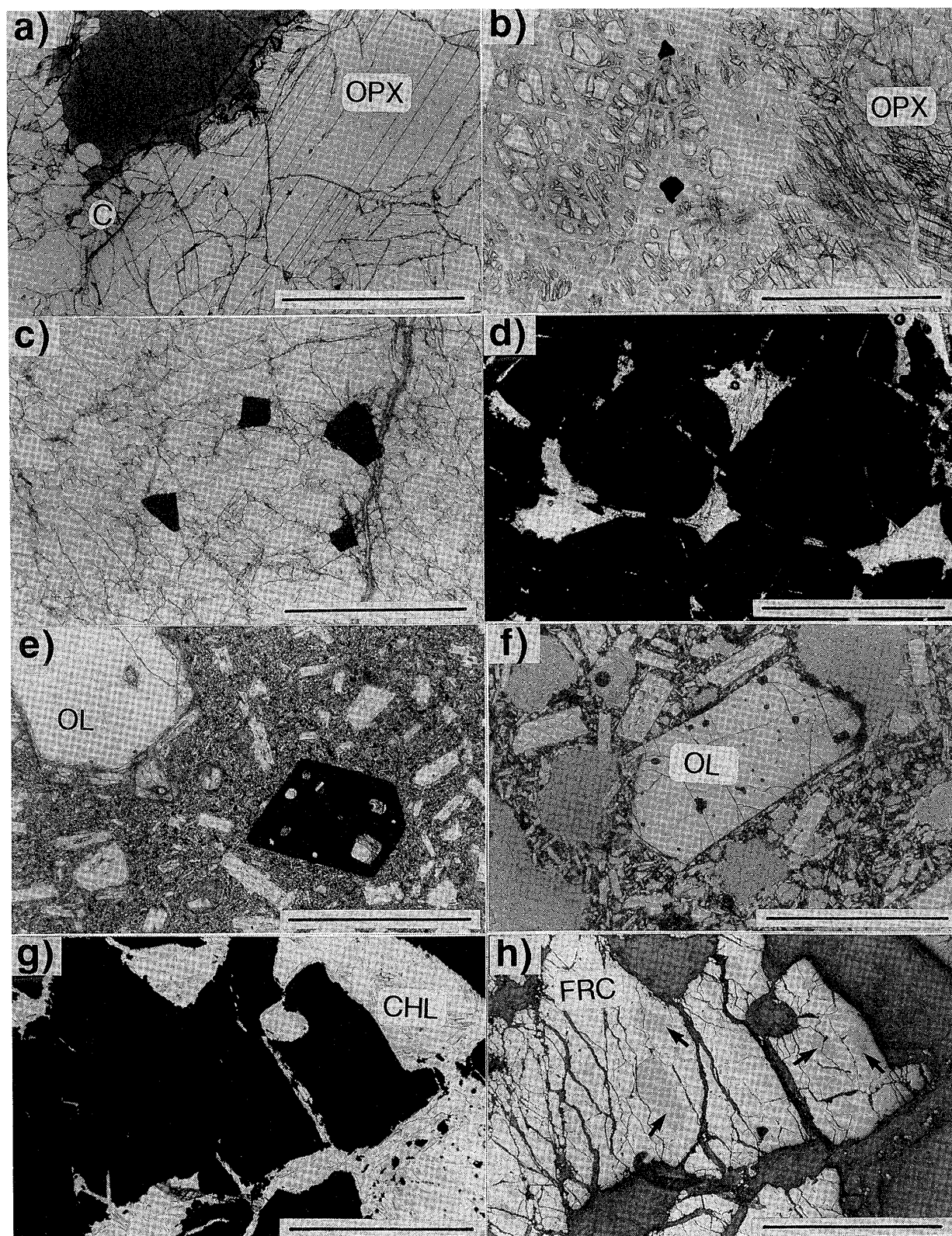
## 図版 I

含クロムスピネル超マフィック～マフィック岩の顕微鏡写真。OPX, 斜方輝石。C, 単斜輝石。OL, かんらん石。CHL, 緑泥石。FRC, フェリットクロマイト。スケールは(g)(h)が0.5mm, 他は1mm。(h)のみ反射光, 他は透過光でオープン・ポーラー。(a)レールゾライト。暗色不定形がクロムスピネル。へき開のない粒子はかんらん石。福岡県黒瀬のアルカリ玄武岩中の捕獲岩。(b)ハルツバージャイト。黒色の2粒子がクロムスピネル。斜方輝石以外は一部蛇紋石化したかんらん石。北海道幌加内オフィオライト。(c)ダナイト。クロムスピネル(黒色)は自形に近いことが多い。クロムスピネル以外はかんらん石。北海道岩内岳(沙流川岩体)。(d)クロミタイト。クロムスピネル(黒色)に富む。白色部は緑泥石。北海道三石。(e)玄武岩(ソレアイト)中のクロムスピネル斑晶(黒色)。黒鼻山(船形山火山)。(f)玄武岩(高アルミナ玄武岩)中のクロムスピネル包有物(黒色微小粒子)に富むかんらん石斑晶。東伊豆単成火山群。(g)接触変成作用を受けたハルツバージャイト中の一部変質したクロムスピネル(黒色)。鳥取県若松鉾山(多里-三坂岩体)。(h)(g)の研磨面。白色部(FRC)はフェリットクロマイト。FRC中のやや暗色部分(いくつかを矢印で示す)は変質を免れたクロムスピネル。

## 図版 II

含クロムスピネル碎屑岩の顕微鏡写真。すべてオープン・ポーラー。BS, バスタイト。C, 単斜輝石。S, クロムスピネル。sf, 貝化石の破片。スケールは(c)が0.2mm, (g)が0.5mm, (h)が0.1mm, 他は1mm。(a)蛇紋岩砂岩中のクロムスピネル(暗色粒子)に富む薄層。嶺岡帯の蛇紋岩中のブロックとして産するもの。マトリックスは方解石。(b)嶺岡蛇紋岩砂岩中の蛇紋岩(石)片(白色), 単斜輝石粒子。単斜輝石粒子とバスタイト粒子が共存することに注意。暗色の角張った粒子はクロムスピネル。(c)優白質砂岩中のクロムスピネル粒子。嶺岡帯の蛇紋岩中のブロックとして蛇紋岩砂岩とともに産する。(d)北海道振内の蛇紋岩砂岩。粒子の円磨度は良い。マトリックスは石灰質。(e)北海道振内の蛇紋岩砂岩。貝化石の破片(暗色)に富む。(f)山中白亜系石堂層の砂岩中のクロムスピネル(暗色で角張っている)に富む薄層。(g)石堂層の砂岩中の低Tiクロムスピネル。(h)石堂層の砂岩中の緑泥石粒子(CHL)中の自形高Tiクロムスピネル。

荒井章司：図版 I



荒井章司：図版II

