

マントル岩起源碎屑物の解析

Analysis of detritus from mantle-derived rocks

Abstract

荒井章司*

Shoji Arai*

2017年6月20日受付.

2017年10月18日受理.

* 金沢大学国際基幹教育院 GS 教育系
Department of GS Education, Institute of
Liberal Arts and Science, Kanazawa Univer-
sity, Kakuma, Kanazawa 920-1192, Japan

Corresponding author: S. Arai,
ultrasa@staff.kanazawa-u.ac.jp

Detrital materials supplied from mantle-derived rocks have peculiar mechanical and chemical characteristics that make them excellent sedimentological and tectonic markers. Chromian spinels are well known and favored petrogenetic indicators because they contain several important cations, including Mg^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Al^{3+} , and Fe^{3+} , as their main components. The $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ratio (= Mg#), $Cr/(Cr + Al)$ ratio (= Cr#), and Ti concentration are important parameters that are commonly analyzed to petrologically characterize chromian spinels. The main hosts in the chromian spinels of mantle peridotites (harzburgite and lherzolite) and their serpentinized equivalents are Mg# and Cr#, which are controlled by the equilibrium temperature (degree of subsolidus cooling) and degree of melt extraction, respectively. The chromian spinels in detritus materials are chemically stable during sedimentation processes, and can thus serve as powerful indicators of the tectonic and geologic history of the hinterland. The derivation of detrital chromian spinels, peridotites (serpentinites), chromitites, or volcanics can be partially identified by analyzing their Mg#, Cr#, and Ti concentrations in combination with their textures. The petrologic character of highly sheared serpentinite, such as the matrix of a serpentinite mélange complex, sometimes yields an inconclusive geodynamic history, but this can potentially be inferred from detrital chromian spinels in nearby sediments. Detrital chromian spinels from modern sediments are also useful for obtaining a general view of large peridotite bodies, such as the mantle section of the Oman ophiolite. When we compare the detrital spinels with those from *in situ* rocks, we should note that the host rocks containing the detritus material have already been eroded. If we analyze the serpentinite sandstones together with their closely associated peridotite bodies, we can possibly obtain information on the petrologic heterogeneity of the upper mantle. Our petrographic investigation of the Circum-Izu Massif Serpentinite Belt, central Japan, provides a good example of such a combined analysis of these peridotite-serpentinite sandstone pairs.

Keywords: sedimentary petrology, heavy mineral, mantle, peridotite, serpentinite, chromian spinel

はじめに

堆積物の岩石学的解析は、後背地の地質・テクトニクス、堆積盆の発達などの理解に重要である。これまで、ざくろ石、クロムスピネル(後述)などの重鉱物の化学組成は後背地の岩石学的特性や発達史の解析のために広く使用されてきた(例えば, Morton and Hallsworth, 1994, 1999; von Eynatten and Gaupp, 1999; Takeuchi et al., 2008)。マントル物質(Fig. 1a, 1b)の上昇・貫入・露出は地球システムの大きな出来事であり、マントル起源岩石に由来する碎屑物の解析は、それらの貫入・露出という大事件の理解のために有用

である(荒井, 1992; 七山, 1997; Okuzawa and Hisada, 2008)。マントル起源物質(主としてかんらん岩および蛇紋岩)は化学的および物理的性質が特異であり、地表に露出した場合特徴的な碎屑物を供給する(Iijima, 1964a, b)。蛇紋岩岩片やクロムスピネル、単斜輝石粒子などが代表的なものである(Fig. 1c-1f)。これらの特徴的な碎屑物の解析によりマントル物質の上昇・露出などに関する様々な情報を得ることが可能である(荒井, 1992)。ただし、それにはマントル起源岩の鉱物化学的な性質に対する十分な理解が必須である。例えば、クロムスピネルなどのマントル起源鉱物の分析は比較的容易であるが、十分な解釈ができないことが多い。碎屑

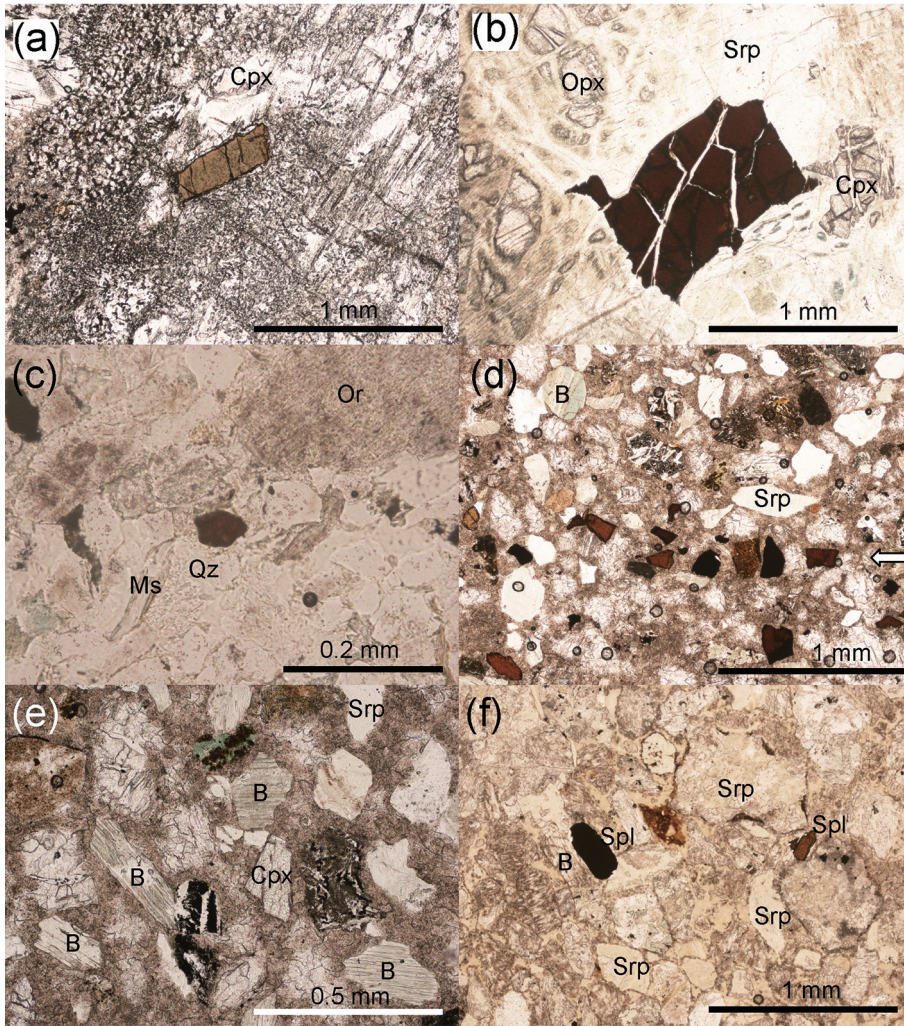


Fig. 1. Plane-polarized photomicrograph images of chromian spinels. Cpx: clinopyroxene (chromian diopside). Opx: orthopyroxene. Srp: serpentine. Or: orthoclase. Ms: muscovite. B: bastite (serpentine after orthopyroxene). Spl: chromian spinel. (a) Light-brownish Al-rich chromian spinel (center) in lherzolite from the Penkenushi complex, Hokkaido, Japan. (b) Anhedronal reddish-brown spinel (center) in partially serpentinized harzburgite from the Mineoka Belt, central Japan. Note that the olivine is severely altered to serpentine (Srp). (c) Detrital chromian spinel (center) from a quartzofeldspathic sandstone block in sheared serpentinite from the Mineoka Belt, central Japan. (d) Detrital chromian spinel grains forming a seam, highlighted by the arrow, in a serpentinite sandstone block in sheared serpentinite from the Mineoka Belt, central Japan. Note the color differences of the spinel, which indicate a wide range of chemical compositions. (e) Serpentine grains with bastite texture accompanied by a chromian diopside grain in the serpentinite sandstone shown in (d). (f) Two detrital chromian spinel grains in serpentinite-rich sandstone associated with serpentinite bodies from Aobane, the Setogawa Belt, central Japan.

性クロムスピネルを分析し起源を論じた研究は数多い(例えば, Cookenboo et al., 1997)が, 仕方がない事とは言え岩石学者からみて不十分な議論であることが多い. とはいえ, 対象は堆積物であり, マントル起源岩を扱っている岩石学者が碎屑物を解析した例も極めて少ない(荒井ほか, 1983; Pirnia et al., 2013). また, 堆積学の専門家にとってはそれらマントル起源物質の解析にはおのずと限界がある. したがって, この分野の研究は地質学において一種の盲点となっている. 本論文では, この盲点を解消すべく, マントル物質由来する碎屑物の性質やその意義をマントル岩石学者たる筆者の視点から, 自身の研究成果を中心に総括し紹介する.

碎屑岩中のマントル起源物質の産状

マントル鉱物として最も主要なかんらん石は地殻の条件では変質・風化して蛇紋石に変化しやすい(Bowen and Tuttle, 1949; Evans, 1977) (Fig. 1b). それに伴いかんらん岩は蛇紋岩となる. 蛇紋石は機械的にぜい弱で, 特別な例を除いて堆積岩中で粒子として認められることは少ない. 直方輝石(斜方輝石)も, 一般的にかんらん石について蛇紋石化しやすいために碎屑粒子として認められにくい(Fig. 1d-1f).

一方, クロムスピネルと単斜輝石は変成・変質に強く, 堆積岩中に重鉱物として普通に含まれる(Fig. 1d, 1e).

マントル物質起源の碎屑物の端成分的なものに碎屑性蛇紋岩(detrital serpentinite)がある. 構成粒子がほとんど蛇紋岩からなる典型的な単源碎屑岩であるが, Okada (1964)により北海道から世界で初めて報告された. その後, 同様の碎屑岩が内外で数多く報告されている. 海嶺付近の海洋断裂帯沿いでは, いわゆる海洋コア・コンプレックス(OCC)として蛇紋岩化したかんらん岩が露出している(Bonatti, 1976; Tucholke and Lin, 1994; Cann et al., 1997)が, 近傍で碎屑性蛇紋岩が報告されている(Bonatti et al., 1973). 荒井(1981), 荒井ほか(1978, 1983), Ogawa(1983), 石田(1987)は, いわゆる環伊豆地塊蛇紋岩帯(後述)(荒井・石田, 1987; 荒井, 1994)に碎屑性蛇紋岩(Fig. 1d-1f)を見いだした. 碎屑性蛇紋岩は「蛇紋岩体」の近傍にのみ見いだされるのが特徴である. 特に, 環伊豆地塊蛇紋岩類のように破碎された蛇紋岩(かんらん岩)体に特徴的に付随する(荒井ほか, 1983 参照). 碎屑性蛇紋岩は蛇紋岩体貫入の空間的・時間的指示者なのである. 狩野ほか(1975)は環伊豆地塊蛇紋岩類の1つである三浦半島衣笠付近の碎屑された蛇紋岩を堆

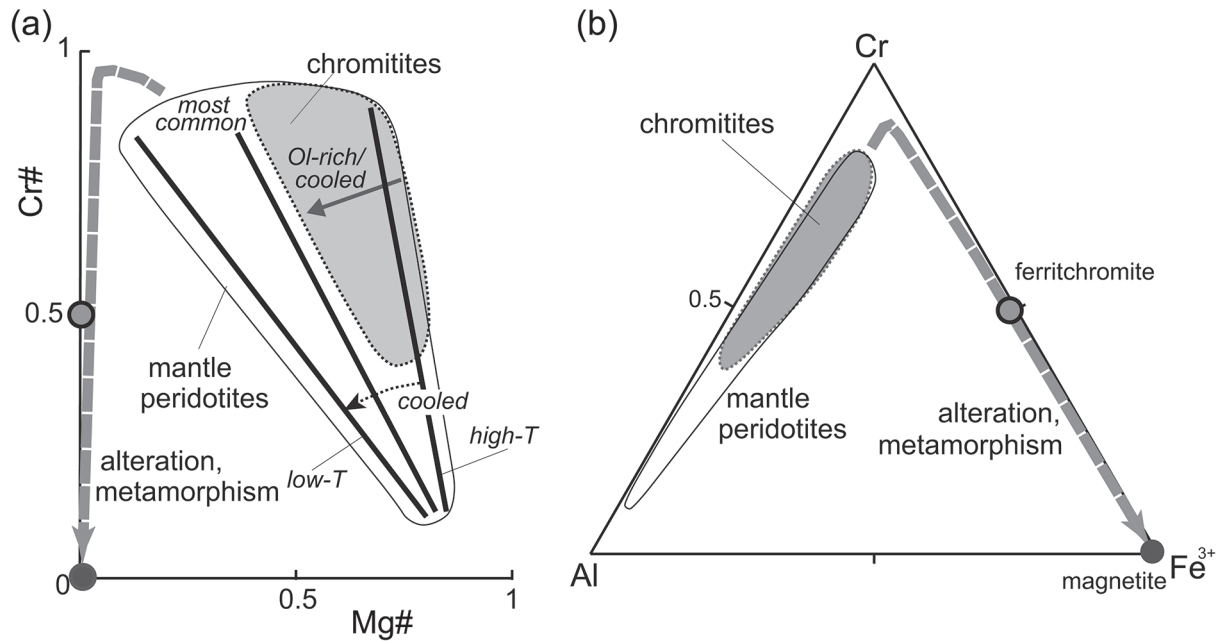


Fig. 2. Simplified chemical variations of chromian spinels in mantle-derived rocks. (a) Mg#–Cr# relationship. Note that the Mg#–Cr# trend in the mantle peridotite changes with equilibrium temperature. The chromian spinels show a similar Mg#–Cr# relationship between the peridotites and chromitites at high temperatures, whereas the Mg# of the chromitite spinels decreases if the chromitite is poor in olivine during cooling. (b) Cr–Al–Fe³⁺ relationship. Alteration and metamorphism change the primary mantle spinels to magnetite via ferritchromite, with possible compositional breaks. See the text for a detailed description. Mg#: Mg/(Mg + Fe²⁺) atomic ratio. Cr#: Cr/(Cr + Al) atomic ratio.

積性であるとした。

1970年代に Lockwood の研究で一世を風靡したオリストストローム中のオリストリスとしての蛇紋岩の産出がある (Lockwood, 1971a, b, 1972)。Lockwood (1971a) によると蛇紋岩 (かんらん岩) 体と呼ばれているものの少なくとも一部は乱雑な重力流堆積物中の巨礫の可能性もある。荒井ほか (1978) は瀬戸川層群中の泥岩中に蛇紋岩の礫の存在を認め、同層群中の「蛇紋岩体」と呼ばれているものが巨礫である可能性に言及した。

破碎された蛇紋岩体と堆積性蛇紋岩の区別は元来微妙で困難である。固体貫入かんらん岩体が小規模な場合、また大規模岩体でも縁の部分は破碎されるであろう。岩体が水底に突出した場合、近辺に速やかに蛇紋岩よりなる堆積物が生成されるであろう。その場合、堆積物と岩体本体の境界は不明瞭であることが予想される。野外において破碎された蛇紋岩が堆積性であるか否かが常に問題になるのはこのためである (狩野ほか, 1975; 荒井ほか, 1978, 1983 参照)。また、蛇紋岩体などが現在は露出しておらず、蛇紋岩やクロムスピネルなどが碎屑物としてのみ認められることもある (荒井ほか, 1990; Hisada et al., 2004)。

なお、碎屑性クロムスピネルはしばしば濃集し漂砂鉱床を形成する。これらは砂クロム鉱床と呼ばれ古くから関心を持たれた (例えば、鈴木, 1942; 中川ほか, 1995)。

碎屑岩中のマントル起源物質の解析

堆積物中のマントル起源物質の研究は様々な目的をもって

行われて来た。もっとも普通に行なわれているのは砂岩中の碎屑性クロムスピネルを分析し、由来を後背地の発達史と関連させて論ずるものである。また、かんらん岩体の岩石学的性質を明らかにするための補助として碎屑性クロムスピネルや単斜輝石が利用できる。さらに、碎屑性および付随するかんらん岩類中のマントル鉱物を比較し、マントル物質の性質および貫入を論じることも可能である。ただし、碎屑性単斜輝石を研究した例は極めて少ない。荒井ほか (1983, 1990) は堆積岩中のクロムディオプサイド (かんらん岩起源) (Fig. 1e) を詳しく検討した。また、Okuzawa and Hisada (2008)、Lenaz (2008) は火山岩起源の碎屑性単斜輝石を報告した。

ここで注意せねばならないことは、クロムスピネルがマフィック～超マフィック岩まで多様な岩石に含まれることである (荒井, 1992 参照)。最も主要なホストは蛇紋岩 (かんらん岩) やクロミタイトといったマントル起源岩 (Fig. 1a, 1b) であるが、火山岩中にも稀ではない (Arai, 1992)。玄武岩、安山岩、ポニナイトなどに斑晶～微斑晶またはかんらん石や斜長石斑晶中の細粒な包有物としてしばしば見出される。また、地殻に産する超マフィック結晶集積岩やガプロ (はんれい岩)、アノーソサイト (斜長岩) 中にも含まれる (例えば、Emeleus and Troll, 2014)。単斜輝石はさらに多様な岩石に含まれる。マントル起源の岩石中の単斜輝石は Mg# (= Mg/[Mg+Fe²⁺] 原子比) が高く (およそ >0.9)、Cr を含み (Cr₂O₃ > およそ 0.5 wt%) クロムディオプサイドと呼ばれるものであり、比較的容易に識別できる。ただし、地殻の岩石にもクロムディオプサイドが含まれることがあり (例えば、

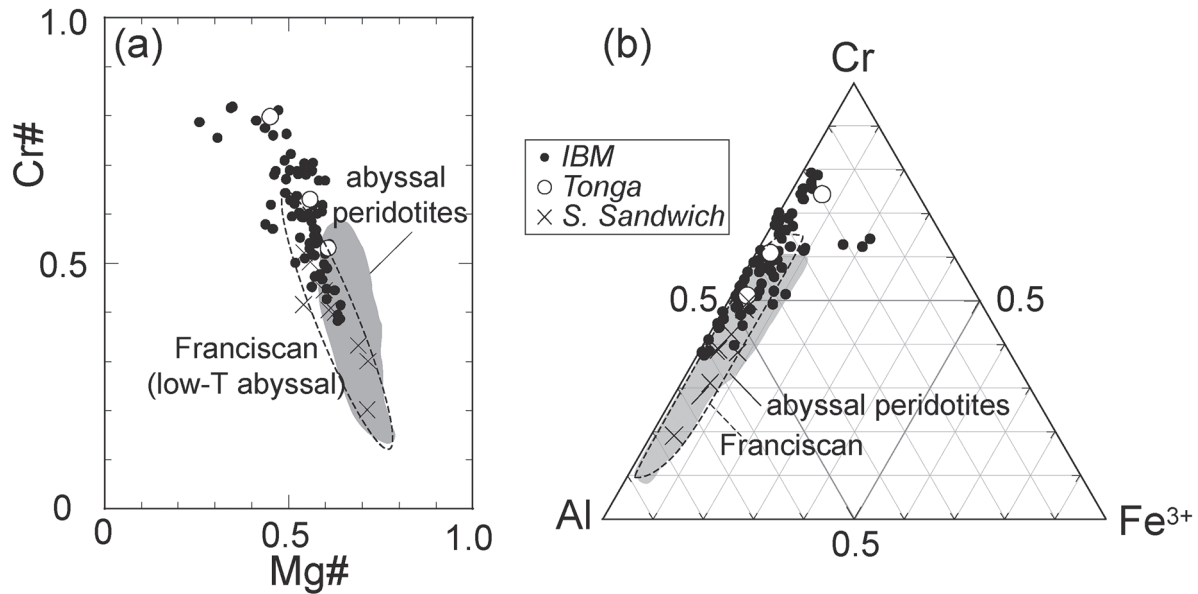


Fig. 3. Compositional ranges of chromian spinels in abyssal and forearc peridotites. (a) Mg#–Cr# relationship. (b) Cr–Al–Fe³⁺ relationship. Note the differences between the two spinel groups, especially in the Mg#–Cr# trend of (a), which is due to the difference in equilibrium temperature (Okamura et al., 2006). The Franciscan peridotites from the USA are equivalent to a low-temperature abyssal peridotite suite (Hirauchi et al., 2008), and their spinels overlap the Mg#–Cr# signature of the forearc spinels, which have lower equilibrium temperatures than the abyssal ones (Okamura et al., 2006). Modified from Arai and Ishimaru (in press).

Portnyagin et al., 2005) 注意が必要である。

1. クロムスピネルの化学的性質

クロムスピネルの化学的性質についてはすでに荒井 (1992) で簡単に述べられているが、その後の研究の進展を考え簡単に解説する。クロムスピネルは (Mg, Fe²⁺) (Cr, Al, Fe³⁺)₂O₄ の化学式で表される組成を持つ複合酸化物である。多種の陽イオンを含むために有効な岩石学的な指示者であると言われている (Irvine, 1965, 1967; Arai, 1992; Arai et al., 2011)。後述のように副成分として最も重要なのは Ti である。そのほか、変成岩、変質岩のクロムスピネルには Mn, Co, Zn, Ni 等の元素がかなり含まれることがある (例えば, Gahlan and Arai, 2007; Arai and Ishimaru, 2011)。クロムスピネルは 2 価, 3 価の Fe を含み、かんらん石、直方輝石と共存する場合は有効な酸素フガシティーの指標となる (Ballhaus et al., 1990, 1991; Wood et al., 1990)。

本論文では Cr を含むスピネル族の鉱物を広く「クロムスピネル (chromian spinels)」と呼ぶ。クロムスピネルの Cr–Al–Fe³⁺ の比による古典的な Stevens (1944) の分類は有名であるが、余りに機械的であり不便なため余り使われない。例えば、天然のクロムスピネルで最も普遍的なもの (例えばマントルかんらん岩中のもの) は Stevens (1944) の aluminian chromite と chromian spinel の境界 (下記の Cr#=0.5) あたりの組成を示す。一連のクロムスピネルが最も出現頻度が高い組成付近で名前が変わるのはいかにも不便であろう。

(1) 特に Mg 比, Cr 比について クロムスピネルの組成を表す指標としてよく使用されるのは Mg# と Cr# (=Cr/[Cr

+Al] 原子比) である (Fig. 2a)。マントル構成岩中のクロムスピネルでは Fe³⁺ 含有量は低い (Fe³⁺/[Cr+Al+Fe³⁺] 原子比が 0.1 以下) (Fig. 2b) ために、Mg# と Cr# で組成をよく表現できるからである。一般にマントルかんらん岩では Mg# と Cr# は負の相関を示し (荒井, 1992)、低 Cr# の (Al に富む) クロムスピネルほど Mg# が高い (Fig. 2a)。マントルかんらん岩ではクロムスピネルの Cr# が 0.1 弱から 0.9 程度まで変化する (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994a) (Fig. 2a) が、その変化は岩相の変化とよく対応する。Cr# はレールゾライトでは低く、ハルツバーガイトで高くなり、0.5 前後で単斜輝石/全輝石の体積比が 0.1 程度である (Arai, 1994a)。しかも、鏡下でのクロムスピネルの色は Cr# が上昇するに従い淡黄褐色～褐色～赤褐色～黒色と変化し、だいたいの組成が判断可能なのである (Fig. 1a, 1b)。マントルかんらん岩の部分溶融により初生マグマが生じる時、部分溶融度が上昇するにつれ融け残りはレールゾライトからハルツバーガイトさらにはダナイトになる (Jaques and Green, 1980)。マントルかんらん岩中のクロムスピネルの Cr# は、かんらん岩成因の簡便かつ有効な指示者となる。かんらん岩より分離した初生マグマから晶出するクロムスピネルの Cr# もマグマ生成時の部分溶融度を反映する (Arai, 1994b)。変形作用を受けた岩石のクロムスピネル粒子の Cr# は応力により不均質に分布し、応力の指示者となることが知られている (Ozawa, 1989)。

かんらん岩やクロミタイトといったマントル起源岩は主としてかんらん石とクロムスピネルの集合体であり、かんらん石とクロムスピネルの Mg# はマグマ的な値から両者の

Mg-Fe²⁺分配により冷却過程で変化, すなわち, かんらん石では上昇し, クロムスピネルでは低下する(Evans and Frost, 1975) (Fig. 2a). また, 低温で平衡にある岩石ほどかんらん石やクロムスピネルの Mg# はマグマ的な値から大きく変化しうる(Fig. 2a). したがって, Mg, Fe の総量がサブソリダスで不変とすると, 平衡温度が同じならば, かんらん岩のようなクロムスピネルのモード量が低い岩石ほどクロムスピネルの Mg# が低くなる(Arai, 1980). 一方, クロミタイトのようにクロムスピネルに富む岩石では, Mg# はかんらん石ではマグマ的な値より高くなり, クロムスピネルではより変化が小さい(Arai, 1980). したがって, 多少なりともサブソリダスで再平衡に達しているマントル起源岩のクロムスピネルの Mg# は注意深く取り扱う必要がある(Arai, 1980; Okamura et al., 2006). 一般的には同じ程度の Cr# のクロムスピネルを比べるとクロミタイト中のもの方がかんらん岩中のもより Mg# が高い(Fig. 2a). この性質を使うと, 現世の砕屑性クロムスピネルからクロミタイト起源のものを識別でき, クロミタイト探査に応用できる可能性がある(Harada and Arai, 1997).

冷却に伴いかんらん石, クロムスピネル粒子間で Mg-Fe²⁺再分配が起こり Mg# に関して粒界に沿って不均質となる. この不均質性は冷却速度に依存し, 冷却速度計となりうる(Ozawa, 1984).

かんらん岩中のクロムスピネルの化学組成を記述する際に Mg#-Cr# 図がしばしば使用される(Fig. 2a). よく知られたように, 深海性かんらん岩のクロムスピネルをプロットすると Cr#, 0.1~0.6 できれいなトレンドを形成する(例えば, Dick and Bullen, 1984) (Fig. 3a). また, 前弧域の海洋底から得られるかんらん岩(しばしば前弧かんらん岩と呼ばれる)中のクロムスピネルも Cr#, 0.2~0.8 に渡って1つのトレンドを形成する(例えば, Ishii et al., 1992; 荒井・石丸, 印刷中) (Fig. 3). ところが2つのトレンドは後者がより低 Mg# 側にややずれており完全には重ならない(Fig. 3a). これは前弧かんらん岩類の方が深海性かんらん岩よりも低温で平衡に達しているからと思われる(Okamura et al., 2006). ここで注意すべきは, 研究されている深海性かんらん岩のほとんどが活動的な海嶺近辺で採取されたものである(例えば, Tucholke and Lin, 1994; Arai and Matsukage, 1996) ことである. 海洋プレートは海嶺から離れるに従い冷却するので, 上部マントルかんらん岩も次第に冷却し, クロムスピネルの Mg# もかんらん石との Mg-Fe²⁺再分配を通して低下するはずである. 我々は, 残念ながら海嶺から遠い地点のよく冷えたかんらん岩にはお目にかかっていないのである. 沈み込み帯に取り込まれた深海性かんらん岩のクロムスピネルが, Cr-Al-Fe³⁺比は変化せず Mg# が低くなることが期待される(Hirauchi et al., 2008) (Fig. 3a).

クロムスピネルを含む岩石が緑色片岩相程度以上の変成作用(蛇紋岩化を含む)を受けると, 緑泥石などが形成され初生的なクロムスピネルは組成を変える(荒井, 1978a; Barnes, 2000; Arai et al., 2006b; Mellini et al., 2005; Merlini et al., 2009; Khedr and Arai, 2010). この過程で, 初生的ク

ロムスピネルの Mg# が下がり Cr# が上昇する(Arai et al., 2006b; Khedr and Arai, 2010) (Fig. 2a). さらに Fe³⁺に富むようになり, Fe²⁺CrFe³⁺O₄ に近い組成を有するもの(しばしば ferritchromit または ferritchromite 呼ばれる)から磁鉄鉱(Fe²⁺Fe³⁺O₄)まで変化する(Khedr and Arai, 2010) (Fig. 2b). 磁鉄鉱成分の増加にはかんらん石の分解(蛇紋石化)により形成された磁鉄鉱の付加が貢献する(Barnes, 2000). 600°C程度の変成温度では, Cr-Al スピネルと Cr-Fe³⁺スピネルの間には幅広い組成ギャップがあるが, Cr-Fe³⁺スピネル間は組成的に連続である(Loferski and Lipin, 1983). さらに低温では Cr に富むスピネルと Fe³⁺に富むスピネルの2相に分離する(Sack and Ghiorso, 1991).

クロムスピネルの Cr# は火成岩, 特にかんらん岩の性質を端的に示すものとして重要である. かんらん岩中でも Mg# と異なり, 冷却によってもさほど変化しないとされる(Arai, 1994a) (Fig. 3b). 現在の海洋底の上部マントルを代表している深海性かんらん岩ではクロムスピネルの Cr# はほぼ 0.6 以下という特徴がある(Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994a). したがって, このクロムスピネルの Cr#=0.6 は重要な境界値となっている. 一方, 島弧マントルかんらん岩ではクロムスピネルの Cr# は 0.1 以下から 0.9 まで変化が大きい(Arai and Ishimaru, 2008; Arai et al., 2011). その中で前弧域のマントルは特に枯渇度(マグマが抜け出た度合い)が高いが, 他の部分では海洋マントルとさしたる違いがない(Arai and Ishimaru, 2008). すなわち, 「クロムスピネルの Cr# が 0.6 以下であるから海洋マントル起源である」といった論調は誤りであり, 「クロムスピネルの Cr# が 0.6 以下」であるのは海洋底マントル起源であるための必要条件に過ぎない. ちなみに, 海洋ホットスポット下のマントルかんらん岩のクロムスピネルの Cr# も 0.1 以下から 0.8 以上までと変化が大きい(Arai et al., 2011). 詳しくは Arai et al. (2011) を参照して欲しい.

(2) Ti 含有量について マグマ的クロムスピネル中の Ti 含有量はマグマ生成の場(中央海嶺, 島弧, プレート内)の指示者となる(Arai, 1992; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011) (Fig. 4). マグマの組成(特に HFS 元素の1つである Ti 含有量)は生成されるテクトニクス場により違いがあるからである. そして, マグマ中の Ti 量の違いは晶出されるクロムスピネルの Ti 量の違いに反映されるはずである(Arai, 1992; Arai et al., 2011). したがって, クロムスピネル中の Ti 含有量を使えば晶出に関与したマグマ生成のテクトニクス場が推定できるはずである(Arai, 1992) (Fig. 4). ただし, 注意せねばならないことは, Ti はここでは液相濃集(インコンパティブル)元素のふるまいをし, マグマの分化とともに Ti 量が上昇することである. したがって, 同様の分化程度のマグマについて比較する工夫が必要である. Arai (1992) は火山岩中のクロムスピネルの Ti 量により, マグマの組成を通じてテクトニクス場(海嶺, 島弧, プレート内)を推定した. Arai et al. (2011) は, 深成岩生成のテクトニクス場の識別を試みた. 識別図を作る際に使用した

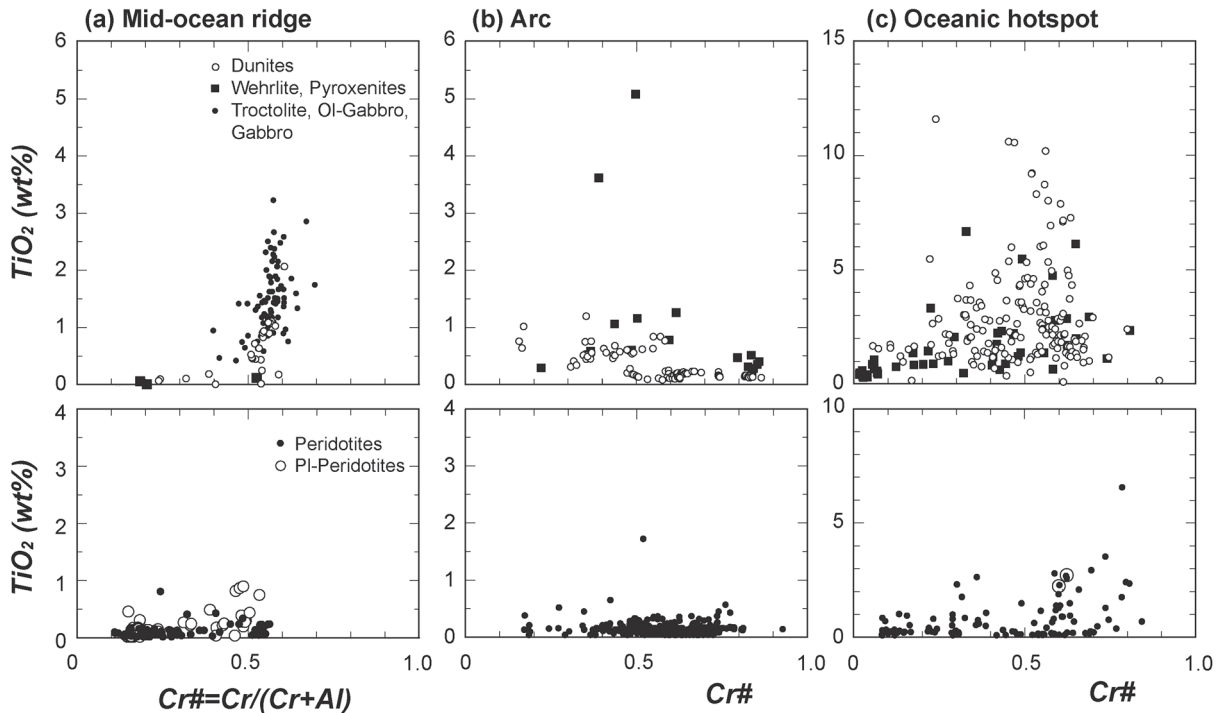


Fig. 4. Relationship between Cr# and the TiO₂ concentration of chromian spinels in peridotites and related rocks from three tectonic settings (mid-ocean ridge, arc, and oceanic hotspot). Note that the TiO₂ concentration of spinel in plutonic rocks increases from the arc setting to the oceanic hotspot to the mid-ocean ridge setting. Modified from Arai et al. (2011).

深成岩は起源の明瞭なもののみである (Arai et al., 2011). 一般的にはクロムスピネルの Ti 量は、同種のマグマでは深部岩に比べて噴出岩のほうが高くなる (Arai, 1992; Arai et al., 2011). ただし、深部においても孤立したマグマポケットやマグマ通路の末端では分化がすすみ、Ti に富むクロムスピネルが生成されることがある (Arai and Matsukage, 1996; Arai et al., 1997b). マントルかんらん岩中のクロムスピネルの Ti 量もテクトニクス場により差がある (Arai et al., 2011) (Fig. 4).

また、変成かんらん岩中のクロムスピネルの場合には注意が必要である。かんらん岩中の初生的な輝石が変成作用で分解することで Ti がクロムスピネル相に入り、Ti に富む (TiO₂, ~3 wt%) ようになる (Khedr and Arai, 2010).

2. 碎屑性クロムスピネルの信頼性：特に Power et al. (2000) の評価

碎屑性クロムスピネルは露頭から分離された後に水により運ばれ堆積し、続成作用を受け堆積岩の一部となる。クロムスピネルは上述のような高い化学的多様性がある場合物性も変化が大きいことが予想され、運搬・堆積の過程で分別されることもあるであろう (Iijima, 1964a, b 参照).

碎屑性クロムスピネルはどの程度有効に利用できるのだろうか？ Power et al. (2000) は、数少ない(唯一の?) 碎屑性クロムスピネルの有効性に否定的な論文であり注目に値する。彼らは、スコットランド、ラム (Rum または Rhum) 島沖の堆積物中の碎屑性クロムスピネルを検討し、後背地であるラム層状貫入岩体 (Emeleus and Troll, 2014) のクロムス

ピネルのそれとやや異なることを報告した。そして、碎屑性クロムスピネルの有効性に疑問を投げかけるような表題の論文を公表した (Power et al., 2000)。ラム層状貫入岩体の各種岩石 (かんらん岩、クロミタイト、ガブロ類) はクロムスピネルを含むが、それには明瞭な 2 つの組成トレンド (Alトレンドと Feトレンド) が見いだされる (Henderson, 1975; Henderson and Wood, 1981)。Alトレンドは三価の陽イオン比で Cr_{0.5}Al_{0.3}Fe_{0.2} 付近から Al に富む方向に変化するもので、Feトレンドは Fe³⁺ に富む方向に変化するものである。前者には特にクロミタイトの薄層 (厚さ 2 mm 以下) を形成するものが含まれる (Power et al., 2000; O'Driscoll et al., 2009, 2010)。Power et al. (2000) の碎屑性クロムスピネルには前者のものがほとんど見当たらないのである。これについて Power et al. (2000) は機械的淘汰 (Al に富むクロムスピネルは別の場所に堆積) のほかに、ラム層状貫入岩体におけるクロミタイト薄層の量が極めて少ないことによる。さらに、ラムのクロムスピネルの組成が、Cookenboo et al. (1997) のクロムスピネルの組成による「形成場」識別図で「層状貫入岩体」を外れる部分にもプロットされることから、碎屑性クロムスピネルによる形成場の指示者としては使用に限られるとしたのである。Cookenboo et al. (1997) は、クロムスピネルの組成による「深海性およびアルプス型かんらん岩」、「層状貫入岩体」および「アラスカ型岩体」の識別図を作成して、カナダ、コルディレラ帯のジュラ紀～白亜紀の碎屑性クロムスピネルの起源を議論した。「アラスカ型岩体」(同心円状に各種深成岩が分布) は一般的にはメジャー

な地質体ではないが、それを考慮に入れたのは調査地域周辺に分布しているからである。ただ、これらの3つの区分名はテクトニクス場(形成場)とは「無関係」であり、Power et al. (2000)の論点には不明瞭な点が多い。ラム岩体では様々なスケールでマグマ同士の混合、マグマと早期に晶出した結晶との反応、マグマの分化が起きており(Henderson, 1975; Henderson and Wood, 1981; O'Driscoll et al., 2009, 2010)多様な組成のクロムスピネルを形成しうる。層状貫入岩体として有名な先カンブリア時代のもの(ブッシュフェルト、スティルウォーター、グレートダイクなど)と同様なマグマが関与し、同様な過程が起きているとは限らない。また、Power et al. (2000)はラム岩体のAlトレンドを示すクロムスピネルは、Cookenboo et al. (1997)の「深海性およびアルプス型かんらん岩」のものと同様の組成であると述べているが、後者はややTiに富み筆者から見ると両者には明瞭な差異がある。また、オフィオライトのマントル部を含むアルプス型かんらん岩体はしばしば複数のテクトニクス場を経験しており(例えば、Arai et al., 2006a)、単一特定の形成環境には対応しない。オフィオライトの起源および形成場が多様であることは今やよく知られている(例えば、Dilek and Furnes, 2011)。ラム岩体を形成したマグマの性質を知るには、上述の $\text{Cr}_{0.5}\text{Al}_{0.3}\text{Fe}^{3+}_{0.2}$ 付近の最も未分化なクロムスピネルの組成をArai et al. (2011)の識別図に当てはめるとよい。

結論として、クロムスピネルは重要な岩石学的情報源であり、その組成はマグマの組成やその生成場の情報をもたらす。したがって、砕屑性クロムスピネルも供給源の岩石についての重要な情報を我々にもたらすことができる。ただし、クロムスピネルの組成を使った様々な識別図は、各領域が重なる場合が多く、また使用するための条件や制約も設けられており、使用に当たっては注意が必要である(Arai, 1992; Arai et al., 2011 参照)。Power et al. (2000)の場合、本来岩体の種類を識別するために作られたCookenboo et al. (1997)の図を、マグマ生成の場を識別するために機械的に用いたことに問題があり、決して砕屑性クロムスピネルの有用性を否定してはいない。風化、運搬、堆積作用のような低温の過程ではクロムスピネルは化学的な変化をほぼ受けないことが期待される(Cookenboo et al., 1997 参照)。ただし、低温でのCrなどのふるまいにはまだ不明な点が多く(Arai and Akizawa, 2014 参照)、堆積過程でのクロムスピネルの化学的堅牢性に関してはすっきりしない点も残る。

3. 砕屑性クロムスピネルの解析：後背地解析への役割

砕屑性クロムスピネルの化学組成に関する研究は1970年代後半にマイクロプローブの普及とともに盛んに行なわれるようになった(例えば、荒井, 1978b; Utter, 1978; 荒井ほか, 1983; Arai and Okada, 1991)。もちろんそれ以前からオフィオライトや蛇紋岩/かんらん岩起源の砕屑物を含む堆積岩中にクロムスピネルの存在は広く認められ注目されていた(例えば、飯島, 1959; 中添, 1963; Iijima, 1964a, b; Dietrich and Franz, 1976; Hiscott, 1978; Nelson and Casey, 1979)。特筆すべきは飯島東の一連の先駆的研究である(Ii-

jima, 1964a, b)。Iijima (1964a, b)は、北海道の古第三系～現代の堆積物中の重鉍物(主として磁鉄鉱、イルメナイト、クロムスピネル)中のクロムスピネルを詳しく検討し、その割合と供給源(中軸帯の蛇紋岩体)からの距離との規則性を見出し、蛇紋岩帯の配置や堆積盆の発達を論じた。Iijima (1964a, b)は、この重鉍物中のクロムスピネルの割合は砕屑粒子の運搬を経ても変わらないものと考え、当時求めるのに技術的困難さがあつた全岩中のCr含有量(例えば、Hiscott, 1984)の代替としたのである。Iijima (1964a, b)の取り扱ったクロムスピネルに粒子ごとの化学組成の情報が加えられさらに新しい面(砕屑性クロムスピネルの化学組成による分別等)が明らかになったであろう。

久田・荒井(1986)の関東山地の山中白亜系からの蛇紋岩礫岩の発見を受けて、荒井・久田(1991)により石堂層の砕屑性クロムスピネルが詳しく調べられた。それを皮切りに、1990年代以降我が国で砕屑性クロムスピネルの研究が広く行われ結果が次々と公表されるようになった。特に、久田のグループは日本内外の堆積物から砕屑性クロムスピネルを見だし、その起源や堆積盆形成のテクトニックな意義を精力的に論じた(Hisada and Arai, 1993, 1994; 久田・荒井, 1995; Hisada et al., 1997a, b, 1999, 2004, 2008; 久田ほか, 2000; Chutakositkanon et al., 2001; 奥澤・久田, 2004; Okuzawa and Hisada, 2008)。七山は飯島の後を継ぐかのように、北海道の白亜紀～古第三紀の堆積物の砕屑性クロムスピネルを分析し、その供給源(かんらん岩および火山岩)の性質および供給岩体の侵入などを論じた(Nanayama et al., 1993; 七山ほか, 1994; 七山・中川, 1995; 七山, 1997)。竹内(1994)およびTakeuchi et al. (2008)は、それぞれ南部北上帯ジュラ系、中部日本蓮華地域ペルム系のクロムスピネルなどの重鉍物を検討し、後背地の解析およびテクトニクスを論じた。吉田ほか(1995)も南部北上帯シルル系の砕屑性クロムスピネルを解析し、マントルかんらん岩体の露出の時期を論じた。亀高(1997, 1999)、Asiedu et al. (1998, 2000)は、それぞれ三畳系成羽層群および美祢層群、白亜系篠山層群からのクロムスピネルを解析し後背地を推定した。彼らの報告したクロムスピネルには、Cr#0.5前後の最も普通なものほかに Fe^{3+} に富む變成かんらん岩起源と思われるものも含まれる。菅森・石渡(2015)はペルム系超丹波帯中の礫岩から蛇紋岩を見だし、クロムスピネルの組織、組成からその起源を夜久野オフィオライトではなく、大江山オフィオライトであるとした。

砕屑性クロムスピネルの解析で最大の問題は、それを供給した岩石種の特定である。ただし蛇紋岩礫中のクロムスピネルの場合(菅森・石渡, 2015)はこれを回避できる。これは後背地を解析するには特に深刻となる。通常では蛇紋岩(かんらん岩)起源のものと火山岩起源のものを識別することがとりあえず必要である(荒井・久田, 1991 参照)。火山岩砕屑粒子中に存在するものやガラス包有物を有するもの(例えば、Lenaz et al., 2000; Zhu et al., 2005)は間違いなく火山岩起源であると判ずることができるが、識別は容易でない場合もある。Tiに比較的富むものを安易に火山岩起源とされ

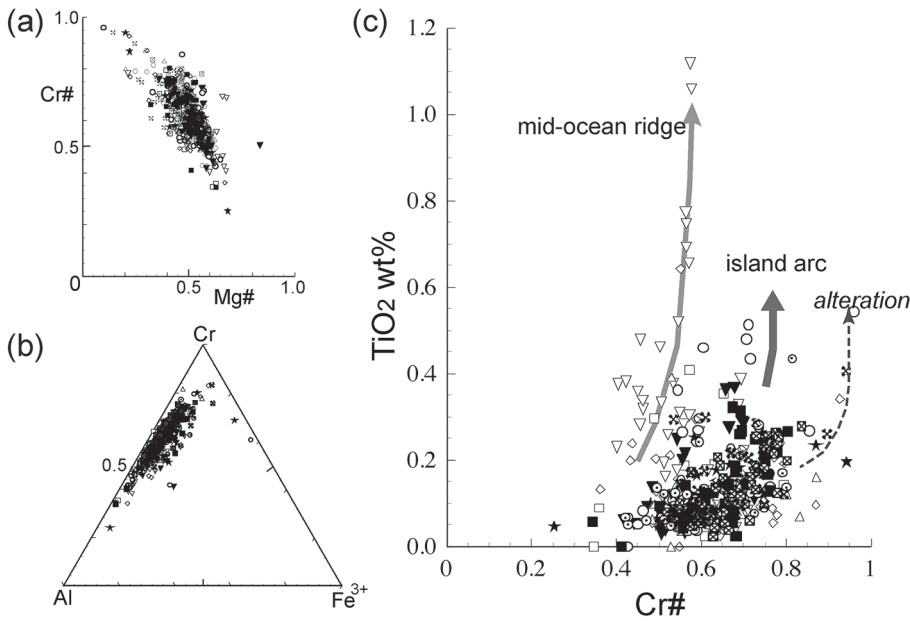


Fig. 5. Chemical characteristics of detrital chromian spinels from the northern Oman ophiolite. (a) Mg#–Cr# relationship. (b) Cr–Al–Fe³⁺ relationship. (c) Cr#–TiO₂ relationship. The different symbols denote different localities (wadis). The spinels possibly record three different processes, two magmatic processes (peridotite–melt reaction and crystal accumulation at mid-ocean ridge and island-arc conditions) and one alteration. The presented data are from Kadoshima (2002).

ることが多いが、かんらん岩中のクロムスピネルもTiに富むことがあり(Khedr and Arai, 2010; Arai et al., 2011)注意が必要である。

4. かんらん岩体近傍の碎屑性クロムスピネルの解析：マントル岩石学を補うもの

起源については疑いのない碎屑性のマントル起源物質と露頭(岩体)のものとの比較は、マントル岩石学に関しても新しい知見をもたらす。特に岩体の岩石学性質を簡便に概観するのに威力を発揮する。その例をいくつか紹介する。

(1)オマーン・オフィオライト Arai et al. (2006a)は北部オマーン・オフィオライトにおいて、マントル部の岩石学的性質を概観するために現世の堆積物中のクロムスピネルを分析した。北部オマーン・オフィオライトではオフィオライトの各岩相境界面はほぼ南北の走向でやや東に傾斜している。深部のマントル部は西側に分布し険しい山脈を形成しており、したがって河川(ワジ)はマントル部に源を発し東流している。したがって、モホ遷移帯付近のワジの堆積物はほぼすべてマントル部起源と言える。Arai et al. (2006a)はその堆積物からクロムスピネルを分離し、分析した。碎屑性クロムスピネルのかなりの部分がCr#が高く(>0.6)、TiO₂量が低く(<0.5 wt%)、島弧の深部岩の特徴(Arai et al., 2011)を示す(Fig. 5)。これにより、北部オマーン・オフィオライトのマントル部は、海洋底由来の岩石のほか、島弧的環境で形成された岩石がかなり存在することが推定された(Fig. 5)。また、礫のなかに高Cr#クロムスピネルを含む枯渇したハルツバーガイトが普通に見出された。高Cr#クロムスピネルは露頭では、比較的新しい形成を示す非調和性ダナイト(深海性ハルツバーガイトに類似したマントルかんらん岩の変形構造を切って脈状に産する)に最も普通に見出されることも分かった(Arai et al., 2006a)。島弧性の高枯渇度ハルツバーガイトの分布は後にKanke and Takazawa (2014)により確かめられた。これらから、オマーン・オフィオライ

トは海嶺で形成され、後に島弧的環境において改変されたものであることが分かる(Arai et al., 2006a)。オマーンではメタモーフィック・ソール(オフィオライト定置により下盤が変化したもの)の高圧変堆積岩中にも碎屑性クロムスピネルが発見されており(Oberhänsli et al., 1999)そのテクtonicな意義が注目される。そのクロムスピネルのCr#は0.4~0.6であり、オフィオライトのマントル部の最も普遍的なものと同等である。

(2)その他 Kadoshima and Arai (2001)はイギリス、コンウォールのリザードかんらん岩体(またはオフィオライト)の岩石学的性質をクロムスピネルの組成を通して概観した。Green (1964)の研究で有名なりザード岩体はコンウォール西端の海岸によく露出しているが、岩相の変化が複雑で変質も激しく、露頭の岩石で岩相全般を明らかにするのは容易ではない。岩体周辺の海岸の砂にはクロムスピネルが漂砂鉱床様に濃集しており、採集に好都合である。碎屑性クロムスピネルの解析の結果、岩相の分布が不均質であり、西部ではレールゾライト、東部ではハルツバーガイトが卓越し、中部では中間的であることが分かった。また、西部と東部ではかんらん岩—マグマ反応が顕著でトロクトライト的な岩石の形成が推定された。これは限られた露頭での観察と一致した(Kadoshima and Arai, 2001)。

Kadoshima and Arai (1999)は岩石学的な情報が欠けている北九州三郡帯の篠栗、巖木地域の高圧変成岩に伴う小蛇紋岩体の性質を探るために、現世の河川堆積物の碎屑性クロムスピネルを解析した。Mg#は0.6以下、Cr#は0.7~0.9、低TiO₂(<0.4 wt%)であり、岩体の検討も合わせると多くは島弧系のダナイト〜クロミタイト起源と考えられる。ただし、MnO量(2 wt%まで)やFe³⁺比が高く、変成作用による組成の改変の可能性があり、結論には不確定さが残る。Arai et al. (1997a)は、フィリピン、ルソン島北西端にあるイロコスノルテ・オフィオライトから流下するツルナガン川

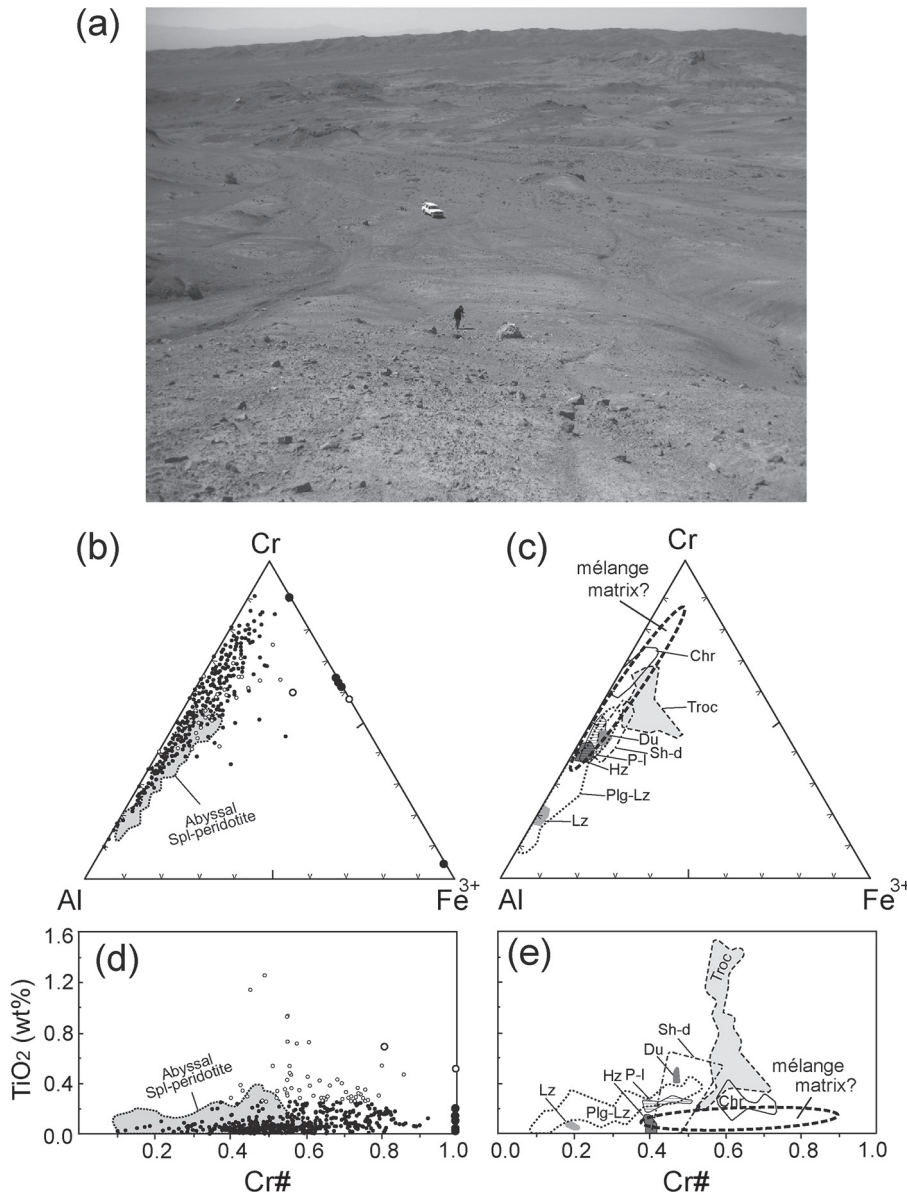


Fig. 6. Chemical characteristics of detrital chromian spinels from the Nain ophiolitic mélangé. (a) View of the so-called color mélangé, which is composed of highly sheared serpentinite and blocks. (b) Cr–Al–Fe³⁺ relationship of the detrital spinels. The open symbols denote relatively high-TiO₂ (> 0.3 wt%) spinels identified in (d), and the large symbols denote altered spinels. (c) Cr–Al–Fe³⁺ relationship of spinels from blocks or in situ rocks. Chr: chromitite. Troc: troctolite. Du: dunite. Hz: harzburgite. Plg-Lz: plagioclase lherzolite. Lz: lherzolite. Sh-d: sheeted dike. P-l: pillow basalt. (d) Cr#–TiO₂ relationship of detrital chromian spinels. (e) Cr#–TiO₂ relationship of chromian spinels in blocks and in situ rocks. The majority of the detrital chromian spinels (encircled by the dotted lines in (c) and (e)) are not represented by blocks or in situ rocks but possibly by the mélangé matrix. Modified from Pirnia et al. (2013).

河床の砕屑性クロムスピネルおよびかんらん岩礫を検討した。クロムスピネルのCr#は0.4~0.8であり、同オフィオライトはオマーンなど同様の沈み込みを経験したオフィオライト(いわゆるスプラ・サブダクション帯タイプ)とし、同オフィオライトの性質に初めて言及した。

5. 破碎されたかんらん岩体の解析：砕屑性クロムスピネルの重要な役割

オフィオライト、特にそのかんらん岩(マントル)部は、しばしば強く破碎されメランジュを形成する(Fig. 6a)。そこではしばしば蛇紋岩が基質を形成し、未破碎な岩石が岩塊をなしている(Fig. 6a)。このような岩体の岩石学的性質の理解は厄介である。通常は調べやすい(サンプリングしやすい)岩塊で代表させることが普通であり、基質の性質を調べることは余りないであろう。そもそもどうしたら調べられるであろうか。そこで砕屑性クロムスピネルが有効であろうと考え

る。狩野ほか(1975)や荒井ほか(1983)でも述べられているように、破碎された蛇紋岩は時間的・空間的に速やかに砕屑岩に移行しやすいであろう。したがって、蛇紋岩メランジュ近傍の堆積物(岩)中にはメランジュの基質由来の物質が優先的に入り込むであろう。したがって、その堆積物中の砕屑性クロムスピネルがメランジュの基質を形成している岩相を代表する可能性がある。

Pirnia et al. (2013)はイラン中部のナイン・オフィオライトの砕屑性クロムスピネルを検討した(Fig. 6)。ナイン・オフィオライトは、中生代のネオテティス海のリソスフェアの断片とされる(Ghazi et al., 2011)。そのマントル部は強く破碎され、「colored mélangé」と呼ばれる蛇紋岩メランジュがオフィオライトの主要部分を構成している。マントル部は、主として岩塊状のかんらん岩が研究され、斜長石レーゾライトなどが報告されている(Pirnia et al., 2010)。Pir-

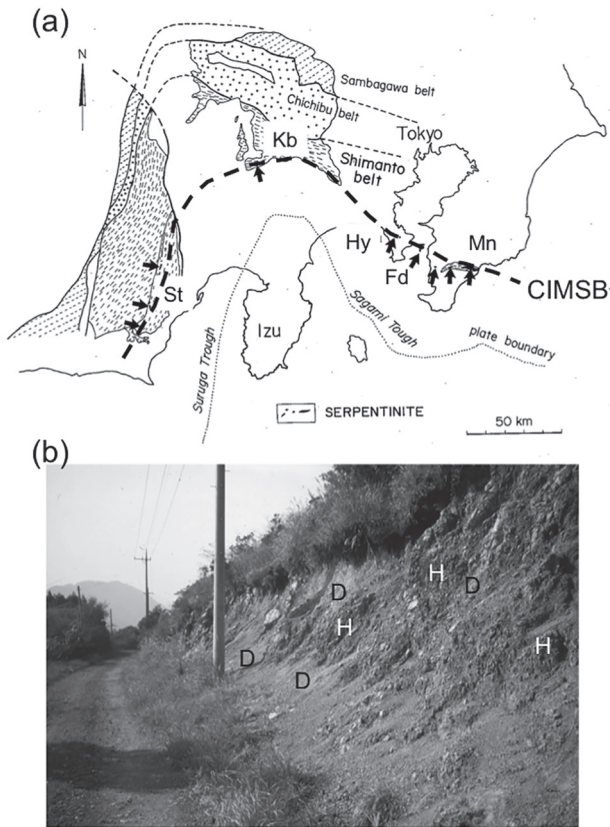


Fig. 7. Geology of the Circum-Izu Massif Serpentinite Belt. (a) Location of the Circum-Izu Massif Serpentinite Belt (CIMS). The main serpentinite exposures are indicated by the arrows. Mn: Mineoka belt. Fd: Fudoiwama Massif. Hy: Hayama Belt. Kb: Kobotoke Belt. St: Setogawa Belt. Modified from Arai (1994). (b) Outcrop of sheared serpentinite from the Mineoka Belt (a). The light-colored (actually light brownish) and dark-colored (actually grayish) parts are dunite (D) and harzburgite (H), respectively.

nia et al. (2013)は、メランジュを覆う現世堆積物および近接する古第三系堆積岩から碎屑性クロムスピネルを集め分析した。その結果、Cr#が0.4~0.8のハルツバーガイト起源と思われるものが卓越することを明らかにした (Fig. 6)。これらの岩相はメランジュの岩塊としては優勢なものではなく、主として基質の原岩であろう (Pirmia et al., 2013)。ハルツバーガイトやダナイトは比較的Mgに富むかんらん石を多く含むために、選択的に蛇紋岩化され優先的に破碎されメランジュの基質となりやすく、岩相的に目立たなくなっていた。初生的オフィオライトの主としてモホ遷移帯~最上部マントルを構成していたダナイト~ハルツバーガイトはメランジュの基質となって姿を隠したことになる。一方でレールゾライト類、トロクトライトは蛇紋岩化を比較的免れており硬く岩塊を形成し、メランジュでは岩相的に目立っていた (Pirmia et al., 2013) (Fig. 6)。以上の様に、蛇紋岩メランジュの解析には碎屑性クロムスピネルが極めて有効であると言える。

6. 「環伊豆地塊蛇紋岩帯」の発達：碎屑性クロムスピネルの不可欠な役割

(1)環伊豆地塊蛇紋岩帯(CIMS) 関東地方から静岡県にかけて「環伊豆地塊蛇紋岩帯(Circum-Izu Massif Serpentinite Belt, 以下CIMSと略す)」(荒井・石田, 1987; 荒井, 1994)と呼ばれる小規模な蛇紋岩体の連なりがある (Fig. 7a)。それは、房総半島嶺岡山地(兼平, 1976; Uchida and Arai, 1978)から東京湾地域(想定された「不動岩岩体」; 荒井ほか, 1990)、三浦半島衣笠地域(狩野ほか, 1975; Uchida and Arai, 1978)、山梨県笹子地域(石田, 1987; 荒井・石田, 1987)を経て静岡県(Takasawa, 1976; 杉山・下川, 1990; 杉山・松田, 2014)まで、伊豆地塊を取り巻くように分布する (Fig. 7a)。これらの小蛇紋岩体を特徴づけるのは斜長石を含むハルツバーガイトである (Takasawa, 1976; Uchida and Arai, 1978; 荒井・高橋, 1988; Arai, 1991)。斜長石ハルツバーガイトは、メルト注入による改変を受けたマントルかんらん岩(melt-impregnated peridotite)として現在の海洋底(例えば, Dick, 1989)やオフィオライト(例えば, Dijkstra et al., 2001)に普通に産する。また、ガブロや閃緑岩、玄武岩などを伴う。周囲は嶺岡層群、葉山層群、相模湖層群(かつて小仏層群とされた)、瀬戸川層群の堆積岩(主として古第三系)である(河尻, 2012; 高橋ほか, 2012参照)。慣例に従い、それぞれの分布する地帯を嶺岡帯、葉山帯、小仏帯、瀬戸川帯と呼ぶ。このCIMSのテクトニクスの解析にはクロムスピネルや単斜輝石碎屑粒子からの情報が有効である(荒井ほか, 1983; Arai and Okada, 1991)。

嶺岡帯などのオフィオライト的な複合岩体の成因やテクトニクスに関しては、小川らの一連の研究で詳しく論じられている(Ogawa, 1983; Ogawa et al., 1985a, b; Hirano et al., 2003; Ogawa and Takahashi, 2004)。

CIMSのかんらん岩の岩石学的性質については荒井・石田(1987)、荒井ほか(1990)、Arai(1991)、荒井(1994)で述べられている。かんらん岩は主としてハルツバーガイトであり、ダナイト、レールゾライトを伴う。これらは通常強く破碎されている (Fig. 7b)。比較的塊状の部分で観察すると、ダナイトはハルツバーガイト中に脈状~シート状の小岩塊として産する。ハルツバーガイトは前述のようにしばしば斜長石を含む。含水鉱物(角閃石、フログサイト)もしばしば含まれるが、含有量は地域によって差がある。嶺岡帯および小仏帯のものは、クロムスピネル中の包有物として少量産する以外含水鉱物に乏しい。一方、葉山帯、瀬戸川帯のものは含水鉱物に比較的富んでおり、不動岩岩体(東京湾)では中間的である(荒井ほか, 1990)。含水鉱物に富むものほどクロムスピネルのFe³⁺含有量が高く、両輝石温度計による平衡温度が低い傾向にある(荒井・石田, 1987)。ハルツバーガイトはしばしば見られる高い含水鉱物の含有量を除くと深海性かんらん岩と類似している(荒井・石田, 1987; 荒井, 1994)。クロムスピネルのCr#は多くが0.3~0.7である。ダナイトは周囲のハルツバーガイトよりもかんらん石はFoに富み、クロムスピネルはCr#が高く (Fig. 8c)、島弧下でハルツバーガイトの再溶融によって生成された可能性が高い。

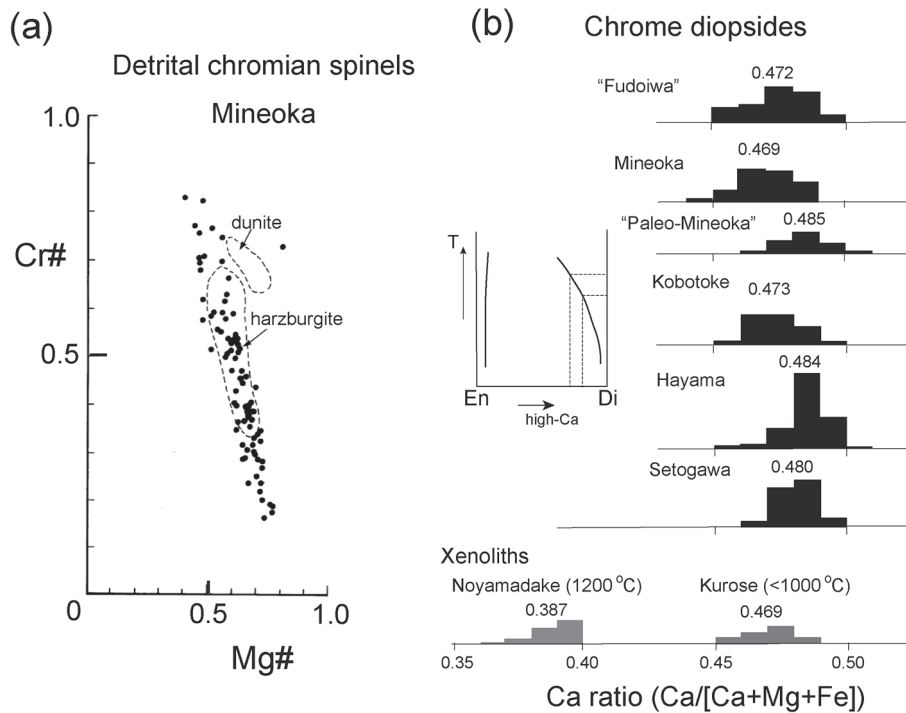


Fig. 8. Chemical characteristics of chromian spinels in serpentinites and associated sediments. (a) Mg#–Cr# relationship between chromian spinels and serpentine sandstones (dots) and peridotites (dashed ellipsoids) from the Mineoka Belt, modified from Arai et al. (1983). (b) Histograms of the Ca/(Ca + Mg + total Fe) ratio of chromian diopside in rocks from the Circum-Izu Massif Serpentine Belt. The “Paleo-Mineoka Belt” is a hypothetical area in the Miocene, deduced from serpentine sandstones (Arai et al., 1990). High-temperature peridotite xenolith data (temperatures parenthesized) from the SW Japan arc are shown for comparison. Modified from Arai et al. (1990).

佐藤ほか(1999)および Sato and Ogawa(2000)も葉山および嶺岡帯のかんらん岩の岩石学的性質を報告している。彼らは特に硫化物に注目しているが、その多くは交代作用の結果含水鉱物と同時に形成されており、その量比や存否を部分溶融度の指示者とする議論は残念ながら成り立たない。

(2) 蛇紋岩砂岩 荒井(1981), 荒井ほか(1983)は嶺岡帯の破碎された蛇紋岩中にラミナがしばしば発達した灰白色～淡緑色の中粒砂岩の岩塊を見出した(Fig. 1c-1e)。いずれも基質(石灰～泥質)を20%以上含むワッケで、灰白色のものは石英、長石に富み、しばしば蛇紋岩片およびクロムスピネル粒子を含む(Fig. 1c)。淡緑色の砂岩は蛇紋岩片に富み蛇紋岩砂岩と呼べるものである(Fig. 1d, 1e)。蛇紋岩片の一部はバスタイト組織(直方輝石起源)を示す(Fig. 1d, 1e)。蛇紋岩砂岩の砕屑粒子の円磨度は中程度であり、蛇紋岩のほかにマフィック火山岩、結晶片岩、単斜輝石、クロムスピネル粒子を含む。単斜輝石粒子はクロムディオプサイドからオーチャイト(一部サーライト)まで多様である。クロムディオプサイドは蛇紋岩起源であり、オーチャイトはマフィック火成岩起源である。クロムスピネル粒子はしばしば薄層状に濃集し、黄褐色から黒色まで鏡下での色が多様であり多様な化学組成を示唆する(Fig. 1d)。

クロムスピネルの組成は Mg#–Cr# 面で1つのトレンドを示し、Cr#は0.17~0.82と変化が大きい(Fig. 8a)。これはレールゾライトから極めて枯渇したハルツバーガイトからの供給を示唆する(荒井, 1992; Arai, 1994a)。クロムディオプサイドの Ca/(Ca+Mg+Fe²⁺)比(以降 Ca 比)は直方輝石と共存する場合簡便で定性的な温度計となる(例えば, Lindsley and Dixon, 1976)。砕屑性クロムディオプサイドの Ca 比は0.482(38粒子の平均)と、蛇紋岩(ハルツバーガ

イト)のそれ(0.470; 28粒子の平均)より高い(荒井ほか, 1983)(Fig. 8b)。蛇紋岩砂岩中には直方輝石起源のバスタイトがかなり含まれ、供給源の岩石でクロムディオプサイドは直方輝石と共存していたと思われる(Fig. 1e)。これは、供給源の岩石が現在露出しているかんらん岩よりも100°C程度低い平衡温度を有していたことを示唆する(荒井ほか, 1990; Arai and Okada, 1991)。

蛇紋岩砂岩の年代は不明であるが、随伴する灰白色砂岩は固結度や見かけが嶺岡帯の周囲に分布する保田層群(主として中新統)の砂岩と類似している。これは Ogawa(1983)の観察とも一致する。したがって、蛇紋岩砂岩も中新世頃に現在の嶺岡帯付近に露出していた蛇紋岩複合岩体より形成された可能性がある(荒井ほか, 1983)。奥澤・久田(2004)は嶺岡帯西部の中新統である嶺岡層群八丁層および佐久間層群より砕屑性クロムスピネルを報告した。蛇紋岩砂岩の源岩である蛇紋岩(かんらん岩)は現在の嶺岡帯のものと異なった岩石学的性質を有していたと考えられるために、荒井ほか(1990)はこれを「古嶺岡帯」と呼んだ。嶺岡帯のかんらん岩の主体は深海性ハルツバーガイトに類似している(Dick and Bullen, 1984; 荒井, 1994; Arai, 1994a; Arai et al., 2011)。ハルツバーガイトを切るダナイトはしばしば Mg に富む(かんらん石の Fo₉₄まで; Arai and Uchida, 1978)。クロムスピネルの Cr#は0.7に及ぶ。TiO₂量は低く(<0.2 wt%)、島弧起源を示唆する(Arai et al., 2011)。一方、古嶺岡帯のかんらん岩はクロムスピネルの幅広い Cr#, 低い TiO₂含有量(<0.2 wt%)で特徴づけられる(荒井, 1994)。これは島弧マントルのかんらん岩の特徴である(Arai et al., 2011)(Fig. 4)。また、平衡温度は古嶺岡帯のかんらん岩の方が低いと推定される。奥澤・久田(2004)の砕屑性クロムスピネルに

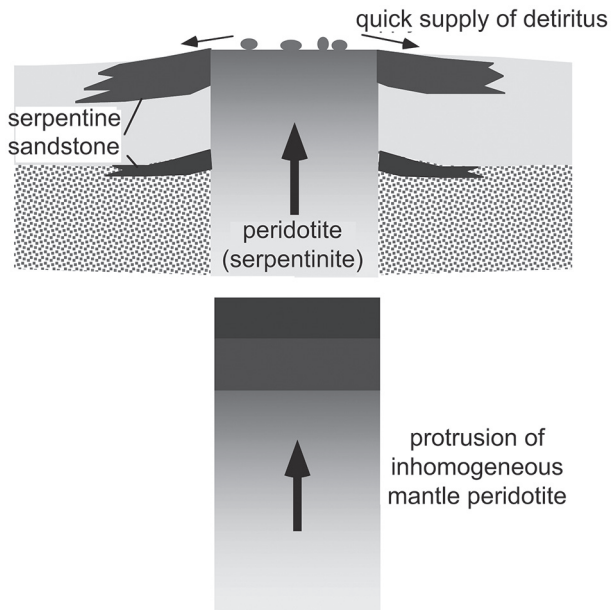


Fig. 9. Cartoon illustrating the successive protrusion of an inhomogeneous mantle slice and the subsequent supply of detrital materials.

はCr#が0.6を越えるものがかなり含まれ、上述の古嶺岡帯のかんらん岩のクロムスピネルと共通である。すなわち、中新世には現在の嶺岡帯の周辺では古嶺岡帯が周囲に島弧性のかんらん岩を碎屑物として供給していた。上総層群長浜層の蛇紋岩礫は現在嶺岡帯の蛇紋岩類と性質がほぼ一致し(高橋ほか, 2008), 更新世には現在の嶺岡帯の蛇紋岩類が姿を現していた。

同様なことは瀬戸川帯においても成立している。瀬戸川帯のかんらん岩は他のCIMS Bのものと同様主としてハルツバーナイトであり、クロムスピネルのCr#は0.4~0.6程度のものである(荒井・石田, 1987)。一方、蛇紋岩砂岩や他の堆積岩中のクロムスピネル(Fig. 1f)にはCr#が0.6を越えるものがかなり含まれる(荒井, 1994; Okuzawa and Hisada, 2008)。

(3)CIMS B かんらん岩の起源 古嶺岡帯と嶺岡帯のかんらん岩の性質の違いは上部マントルの深さ方向の不均質さを表している可能性が高い。すなわち、比較的高温の深海性かんらん岩と、それを覆う低温の島弧性のかんらん岩よりなるマントルが見えてくる。これはマントルが複数のテクトニクス環境を経験したことを意味する。さらに、嶺岡帯を初めとするCIMS Bのかんらん岩は含水鉱物の含有量に関して不均質で、含水度が高いほど低温を示すことから、様々な程度に冷却を伴う加水を受けている(荒井・石田, 1987; 荒井ほか, 1990; 荒井, 1994)。これは上部マントルの水平方向の不均質さを示している可能性がある。荒井(1994)では、伊豆弧(島弧)が分断し背弧海盆(海洋底)が形成される過程で、古くからある島弧性のマントル下に海洋性のマントルが形成されたとした。中新世頃にはまず浅部が貫入し、のちに深部が貫入するとCIMS Bのかんらん岩およびそれ由来の碎屑物の

産状と組成を説明できる。CIMS B かんらん岩に付随する下部地殻由来岩石は島弧的性質を示すとされる(Ichihama et al., 2017)。

他の解釈も可能である。Ogawa et al.(1985a, b)らは島弧性の岩石は本州弧の前弧から、海洋性の物質は沈み込む海洋プレート「嶺岡プレート」(Ogawa et al., 1985a)からもたらされたとした。Okuzawa and Hisada(2008)も瀬戸川帯および周辺の枯渇したかんらん岩由来と考えられるクロムスピネル碎屑粒子は本州弧起源とした。しかし、このモデルに従うと嶺岡帯の蛇紋岩砂岩のような産状は理解しがたい。

まとめと結論

1. マントル物質起源の碎屑物は供給源近傍でのみ濃集し蛇紋岩砂岩などを形成し、供給地をはなれると急速に希釈されるであろう(Fig. 9)。したがって、蛇紋岩砂岩は空間的・時間的に蛇紋岩(かんらん岩)体の貫入・突出の指示者となる(荒井ほか, 1983; Ogawa, 1983)。
2. クロムスピネルは堆積岩中では堅牢な重鉱物であり風化・侵食・運搬・続成作用の過程での組成変化は考えにくく、源岩の情報をほぼそのまま保っている。源岩としては実際上かんらん岩、クロミタイト、火山岩がほとんどであると思われる。後背地を議論する場合これらが識別される必要がある。かんらん岩とクロミタイトでは同じCr#で比べた場合、前者のものの方がMg#が低くなる。非変成の火山岩ではMg#は高いことが多い。かんらん岩やクロミタイトのクロムスピネルと火山岩中のクロムスピネルの区別は化学組成のみではしばしば困難である。マグマの急冷組織を有する岩片に伴うもの、ガラス包有物を有するものは後者と分かるが、一般的には注意が必要である。
3. クロムスピネルの組成を使った様々な識別図(テクトニック環境やマグマ・岩体の種類など)が存在するが、その使用にあたっては様々な制約があることが多いので気をつける必要がある。例えば、Arai(1992)の火山岩のクロムスピネルのTiO₂量-Fe³⁺比を使ったマグマの種類の識別図はよく使用されるが、Cr#が0.3~0.6のものを使用するという制約が付いている。しばしばこの制約を無視して使用されるのは残念である。また、深海性かんらん岩のMg#-Cr#図(Dick and Bullen, 1984)もかんらん岩の生成場を議論する際にしばしば使用される。今まで得られている深海性かんらん岩はすべてが海嶺近傍(しかも多くが低速拡大軸)のものであり、海嶺から離れた冷却された海洋底(例えば、日本列島沖の太平洋)のかんらん岩は誰も手にしていない。クロムスピネルのMg#は冷却に伴い低下するはずである(Figs. 2 and 3)。したがって、沈み込み帯で高压変成岩とともに貫入したスラブ由来の深海性かんらん岩と既知の深海性かんらん岩をクロムスピネルのMg#-Cr#で単純比較して類似性を論ずる事はできない。
4. 碎屑性クロムスピネルを供給源の可能性のある後背地のかんらん岩のものと比較した時、差異が見いだされた場

合どう考えたらよいのでしょうか？ 組成の異なるクロムスピネルを、消失してしまった他地点の岩体起源とするか、後背地に現在も存在する岩体の削剥されてしまった部分起源とするかは大きな問題である。嶺岡帯のように岩体の中に蛇紋岩砂岩が存在する場合は後者の可能性が考えられる (Fig. 9)。どちらかの可能性を完全に否定するのは一般的に困難となる。

5. 砕屑性クロムスピネルはかんらん岩体などの岩石学的解釈にも十分に役に立つ。特に、強く破碎されたかんらん岩 (蛇紋岩) の岩石学的性質の把握には威力を発揮する (Pirnia et al., 2013)。今後、岩石学者を含む広い分野の地質学研究者に砕屑性クロムスピネルが役に立つことを希望する。

謝 辞

久田健一郎、角島和之、伊藤谷生、高橋直樹、森下知晃、石渡明、岡田博有、故・飯島東の諸氏を初めとする多くの方に共同研究等を通してお世話になった。この原稿は久田健一郎、竹内誠、吉田孝紀の諸氏のコメントにより改善された。角島和之、石丸聡子、Tahmineh Pirnia の各氏には一部の図の調整に協力いただいた。また、中澤努、吉田孝紀の両氏には本稿の編集をしていただいた。

文 献

- 荒井章司 (Arai, S.), 1978a, カンラン岩中の chromian spinel の chlorite コロナの生成とその意義 (Formation of the chlorite corona around chromian spinel in peridotite and its significance). 静岡大地球科学研報 (*Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*), **3**, 9–15.
- 荒井章司 (Arai, S.), 1978b, 北海道, 岩内岳付近のカムイコタン変成岩中の砕屑性クロムスピネルについて (Detrital chromian spinel in a Kamuikotan metamorphic rock, near Iwanai-dake, Hokkaido). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 481–484.
- 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 (Arai, S.), 1981, 房総半島嶺岡帯の火成岩と超塩基性岩 (Igneous and ultramafic rocks in the Mineoka belt, Boso Peninsula)*. 日本地質学会第 88 年学術大会巡検案内書 (88th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook), 59–72.
- Arai, S., 1991, The Circum-Izu Massif peridotite, central Japan, as back-arc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. In Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R. G., eds., *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Kluwer Academic Pub., 801–816.
- Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**, 173–184.
- 荒井章司 (Arai, S.), 1992, 砕屑性クロムスピネルおよび砕屑性蛇紋岩の重要性 (Petrological and geological significance of detrital chromian spinel and detrital serpentinite). 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **38**, 329–344.
- Arai, S., 1994a, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191–204.
- Arai, S., 1994b, Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **59**, 279–294.
- 荒井章司 (Arai, S.), 1994, 環伊豆地塊蛇紋岩帯 (The Circum-Izu

Massif Serpentinite Belt). 静岡大地球科学研報 (*Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*), **20**, 175–185.

- Arai, S. and Akizawa, N., 2014, Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: new behavior of Cr and chromite. *Am. Mineral.*, **99**, 28–34.
- 荒井章司・久田健一郎 (Arai, S. and Hisada, K.), 1991, 関東山地, 山中白亜系石堂層中の砕屑性クロムスピネル (Detrital chromian spinels from the Ishido Formation of the Sanchu Cretaceous Formation, Kanto Mountains, central Japan). 岩鉱 (*Jour. Petrol. Mineral. Econ. Geol.*), **86**, 540–553.
- 荒井章司・石田高 (Arai, S. and Ishida, T.), 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— (Petrological characteristics of serpentinites in the Kobotoke Group, the Sasago area, Yamanashi Prefecture: a comparison with other Circum-Izu Massif serpentinites). 岩 鉱 (*Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **82**, 336–344.
- Arai, S. and Ishimaru, S., 2008, Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: A review. *Jour. Petrol.*, **49**, 665–695.
- Arai, S. and Ishimaru, S., 2011, Zircian chromite inclusions in diamond: a possible deep recycling origin. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **106**, 85–90.
- 荒井章司・石丸聡子 (Arai, S. and Ishimaru, S.), 2018, 島弧上部マントルの岩石学的性質: 何が固有か? (Petrologic characteristics of the upper mantle beneath island arcs). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), doi: 10.5575/geosoc.2017.0037 (in press)
- 荒井章司・伊藤 慎・中山尚美・増田富士雄 (Arai, S., Ito, M., Nakayama, N. and Masuda, F.), 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— (A suspect serpentinite mass in the Tokyo Bay area: petrology and provenance of serpentinite pebbles in the upper Cenozoic system in the Boso Peninsula, central Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **96**, 171–179.
- 荒井章司・伊藤谷生・小澤一仁 (Arai, S., Ito, T. and Ozawa, K.), 1983, 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩について (Ultramafic-mafic clastic rocks from the Mineoka Belt, central Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **89**, 287–297.
- Arai, S., Kadoshima, K., Manjoorsa, M. V., David, C. P. and Kida, M., 1997a, Chemistry of detrital chromian spinels as an insight into petrological characteristics of their source peridotites: an example from the Ilocos Norte ophiolite, northern Luzon, Philippines. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **92**, 137–141.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T., 2006a, Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Jour. Geol. Soc. London*, **163**, 869–879.
- Arai, S. and Matsukage, K., 1996, Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proc. Ocean Drilling Prog., Sci. Results*, **147**, 135–155.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E. and Vysotskiy, S., 1997b, Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 671–675.
- Arai, S. and Okada, H., 1991, Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentinite belts. *Tectonophysics*, **195**, 65–81.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S., 2011, Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, **20**, 125–137.
- Arai, S., Shimizu, Y., Ismail, S. A. and Ahmed, A. H., 2006b, Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary

- chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. *Mineral. Mag.*, **70**, 499–508.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章(Arai, S., Shimogawa, K. and Takahashi, T.), 1978, 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩類の貫入形態に関して(On the mode of emplacement of ultramafic rocks in the Setogawa belt, Shizuoka Prefecture). *地質雑*(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 691–693.
- 荒井章司・高橋奈津子(Arai, S. and Takahashi, N.), 1988, 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見(Relic plagioclase-bearing harzburgite from the Mineoka belt, Boso Peninsula, central Japan). *岩鉱*(*Jour. Petrol. Mineral. Econ. Geol.*), **83**, 210–214.
- Arai, S. and Uchida, T., 1978, Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **73**, 176–179.
- Asiedu, D. K., Suzuki, S. and Shibata, T., 1998, Compositions of detrital spinels from Lower Cretaceous Sasayama Group, Hyogo Prefecture, Japan: Constraints on source lithology and tectonic setting. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **93**, 27–41.
- Asiedu, D. K., Suzuki, S. and Shibata, T., 2000, Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, Inner Zone of Southwest Japan. *Sediment. Geol.*, **131**, 9–24.
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H., 1990, Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, **348**, 437–440.
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H., 1991, High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 230–241.
- Barnes, S. J., 2000, Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Jour. Petrol.*, **41**, 387–409.
- Bonatti, E., 1976, Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107–113.
- Bonatti, E., Honnorez, J. and Gartner, Jr., S., 1973, Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge. *Jour. Sediment. Petrol.*, **43**, 728–735.
- Bowen, N. L. and Tuttle, O. F., 1949, The system MgO–SiO₂–H₂O. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, 439–460.
- Cann, J. R., Blackman, D. K., Smith, D. K., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S.,...Escartín, J., 1997, Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **385**, 329–332.
- Chutakositkanon, V., Hisada, K., Charusiri, P. and Arai, S., 2001, Tectonic significance of detrital chromian spinels in the Permian Nam Duk Formation, central Thailand. *Geosci. Jour.*, **5**, 89–96.
- Cookinboo, H. O., Bustin, R. N. and Wilks, K. R., 1997, Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian Cordillera. *Jour. Sediment. Res.*, **67**, 116–123.
- Dick, H. J. B., 1989, Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London, Spec. Pub., **42**, 71–105.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 54–76.
- Dietrich, V. J. and Franz, U., 1976, Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten(Nördliche Kakalpen) (Ophiolitic detritus in the Santonian Gosau deposits (northern Calcareous Alps). *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85–109. (in German)
- Dijkstra, A. H., Drury, M. R. and Vissers, R. L. M., 2001, Structural petrology of plagioclase peridotites in the West Othris Mountains(Greece): melt impregnation in mantle lithosphere. *Jour. Petrol.*, **42**, 5–24.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011, Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **123**, 387–411.
- Emeleus, C. H. and Troll, V. R., 2014, The Rum igneous centre. *Mineral. Mag.*, **78**, 805–839.
- Evans, B. W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 397–447.
- Evans, B. W. and Frost, B. R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 959–972.
- Gahlan, H. A. and Arai, S., 2007, Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, anti-Atlas, Morocco. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **102**, 69–85.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahghoshay, M. and Moghadam, H. S., 2011, The geodynamic setting of the Nain ophiolites, central Iran: Evidence from chromian spinels in the chromites and associated rocks. *Ophioliti*, **36**, 59–76.
- Green, D. H., 1964, The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Jour. Petrol.*, **5**, 134–188.
- Harada, T. and Arai, S., 1997, The application of detrital chromian spinel chemistry to geochemical survey of chromite deposit: Examples of the Kamuikotan tectonic belt, central Hokkaido, Japan. *Resource Geol.*, **47**, 201–209.
- Henderson, P., 1975, Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 1035–1044.
- Henderson, P. and Wood, R. J., 1981, Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks—Further evidence from the layered intrusions of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 225–229.
- Hirano, N., Ogawa, Y., Saito, K., Yoshida, T., Sato, H. and Taniguchi, H., 2003, Multi-stage evolution of the Tertiary Mineoka ophiolite, Japan: new geochemical and age constraints. In Dilek, Y. and Robinson, P. T., eds., *Ophiolites in Earth History*, Geol. Soc. London, Spec. Pub., **218**, 279–298.
- Hirauchi, K., Tamura, A., Arai, S., Yamaguchi, H. and Hisada, K., 2008, Fertile abyssal peridotites within the Franciscan subduction complex, central California: possible origin as detached remnants of oceanic fracture zones located close to a slow-spreading ridge. *Lithos*, **105**, 319–328.
- Hisada, K., Aihara, K. and Arai, S., 1997a, Significance of detrital spinels from the Cretaceous Atokura Formation, Kanto Mountains, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **48**, 85–91.
- Hisada, K., Aihara, K. and Arai, S., 1997b, Mesozoic peridotite protrusion in the Joetsu belt, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Philippines*, **70**, 224–234.
- 久田健一郎・荒井章司(Hisada, K. and Arai, S.), 1986, 関東山地の蛇紋岩および白亜系含蛇紋岩礫岩の産状(Mode of occurrence of serpentinite and Cretaceous serpentinite-bearing conglomerate in the Kanto Mountains, central Japan). *地質雑*(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **92**, 391–394.
- Hisada, K. and Arai, S., 1993, Detrital chrome spinels in Sanchu Cretaceous sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into fore-arc region. *Plaeogeogr. Plaeoclimat. Palaeoecol.*, **105**, 95–109.
- Hisada, K. and Arai, S., 1994, Serpentinite protruded into fore-arc region: implications of detrital chromian spinels in Cretaceous sandstones of the Kanto Mountains, Japan. *Proc. 29th Int. Geol. Congr.*, **Part A**, 153–164.
- 久田健一郎・荒井章司(Hisada, K. and Arai, S.), 1995, 白亜系銚子層群の碎屑性クロムスピネル(Detrital chromian spinels in the Cretaceous Choshi Group). *地質雑*(*Jour. Geol. Soc. Ja-*

- pan), 101, 393–396.
- Hisada, K., Arai, S., and Lee, Y. I., 1999, Tectonic implications of Lower Cretaceous chromian spinel-bearing sandstones in Japan and Korea. *Island Arc*, **8**, 336–348.
- 久田健一郎・久保輝利子・荒井章司・小笠原憲四郎 (Hisada, K., Kubo, K., Arai, S. and Ogasawara, K.), 2000, サハリン島第三系産出の砕屑性クロムスピネルとそのテクトニックな意義 (Detrital chromian spinels from the Tertiary in Sakhalin and its tectonic significance). *地学雑 (Jour. Tokyo Geogr. Soc.)*, **109**, 281–293.
- Hisada, K., Sugiyama, M., Ueno, K., Charusiri, P. and Arai, S., 2004, Missing ophiolitic rocks along the Mae Yuam Fault as the Gondwana/Tethys divide in northern Thailand. *Island Arc*, **13**, 119–127.
- Hisada, K., Takashima, S., Arai, S. and Lee, Y. I., 2008, Cretaceous paleogeography of Korea and Southwest Japan inferred from occurrence of detrital chromian spinels. *Island Arc*, **17**, 471–484.
- Hiscott, R. N., 1978, Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **15**, 1579–1597.
- Hiscott, R. N., 1984, Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace-element evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 1261–1267.
- Ichiyama, Y., Ito, H., Hokanishi, N., Tamura, A. and Arai, S., 2017, Plutonic rocks in the Mineoka-Setogawa ophiolitic mélange, central Japan: Fragments of middle to lower crust of the Izu-Bonin-Mariana Arc? *Lithos*, **282–283**, 420–430.
- 飯島 東 (Iijima, A.), 1959, 重鉱物組成から見た白亜系と古第三系との差異について (On the difference in heavy mineral assemblage between Cretaceous and Paleogene)*. 有孔虫 (*Yukochu [Foraminifera]*)*, **10**, 73–80.
- Iijima, A., 1964a, The chromian distribution in the Paleogene deposits of Hokkaido and its bearing on ultrabasic belts. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **35**, 17–42.
- Iijima, A., 1964b, The chromian distribution in the Quaternary deposits of Hokkaido and its application to paleogeologic study. *Sedimentology*, **3**, 114–134.
- 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 2. Petrologic applications. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **4**, 71–103.
- 石田 高 (Ishida, T.), 1987, 山梨県大月市笹子町の小仏層群から産出した蛇紋岩 (Serpentinite from the Kobotoke Group in the Sasago district, Yamanashi Prefecture, central Japan). *地質雑 (Jour. Geol., Soc. Japan)*, **93**, 233–236.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992, Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. *Proc. Ocean Drilling Prog., Sci. Results*, **125**, 445–485.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980, Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 287–310.
- Kadoshima, K., 2002, *Petrological Characteristics of the Mantle Section of the Northern Oman and Lizard Ophiolites: An Approach from in-situ Rocks and Detrital Chromian Spinel. Ph.D. thesis, Kanazawa Univ., Japan.* 107p.
- Kadoshima, K. and Arai, S., 1999, Primary petrological characteristics of peridotites in the Sangun zone of northern Kyushu: a preliminary note from detrital chromian spinel. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **94**, 97–108.
- Kadoshima, K. and Arai, S., 2001, Chemical analysis of detrital chromian spinels from the Lizard area, Cornwall: an attempt for lithological and petrological overview of the Lizard peridotite. *Neues Jahrb. Mineral. Mh.*, **2001**, 193–209.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001, Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Jour. Petrol.*, **42**, 655–671.
- 亀高正男 (Kametaka, M.), 1997, 上部三畳系成羽層群の後背地 (Provenance of the Upper Triassic Nariwa Group, Southwest Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **103**, 880–896.
- 亀高正男 (Kametaka, M.), 1999, 上部三畳系美祿層群の後背地 (Provenance of the Upper Triassic Mine Group, Southwest Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **105**, 651–667.
- 兼平慶一郎 (Kanehira, K.), 1976, 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状 (Modes of occurrence of serpentinite and basalt in the Mineoka district, southern Boso Peninsula). *地質学論集 (Mem. Geol. Soc. Japan)*, **13**, 43–50.
- Kanke, N. and Takazawa, E., 2014, A kilometer-scale highly refractory harzburgite zone in the mantle section of the northern Oman Ophiolite (Fizh Block): implications for flux melting of oceanic lithosphere mantle. In Rollinson, H. R., Searle, M. P., Abbasi, I. A., Al-Lazki, A. and Kindi, M. H., eds., *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*, Geol. Soc., London, Spec. Pub., **392**, 801–816.
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明 (Kano, K., Ito, T. and Masuda, T.), 1975, 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩 (Sedimentary serpentinite near Kinugasa in the Miura Peninsula, Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **81**, 641–644.
- 河尻清和 (Kawajiri, K.), 2012, 神奈川県域に分布する四万十帯の地質 (Geology of Shimanto Belt in the Kanagawa Prefecture). 神奈川県博調査研報 (*Res. Rep. Kanagawa Pref. Mus. Nat. Hist.*), **14**, 163–174.
- Khedr, M. Z. and Arai, S., 2010, Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies; evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 137–157.
- Lenaz, D., 2008, Detrital pyroxenes in the Eocene flysch of the Istrian Basin (Slovenia, Croatia). *Geol. Acta*, **6**, 259–266.
- Lenaz, D., Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Pricivalle, F., 2000, Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy-Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 748–758.
- Lindsley, D. H. and Dixon, S. A., 1976, Diopside-enstatite equilibria at 850°C to 1400°C, 5 to 35 kb. *Am. Jour. Sci.*, **276**, 1285–1301.
- Lockwood, J. P., 1971a, Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 919–936.
- Lockwood, J. P., 1971b, Detrital serpentinite from the Guajira Peninsula, Columbia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **130**, 55–75.
- Lockwood, J. P., 1972, Possible mechanisms for the emplacement of alpine-type serpentinite. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **132**, 273–287.
- Loferski, P. and Lipin, B. R., 1983, Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge District, Montana. *Am. Mineral.*, **68**, 777–789.
- Mellini, M., Rumori, C. and Viti, C., 2005, Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of “ferritchromit” rims and chlorite aureoles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **149**, 266–275.
- Merlini, A., Grieco, G. and Deilla, V., 2009, Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). *Am. Mineral.*, **94**, 1459–1467.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C., 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.*, **90**, 241–256.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C., 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.*, **124**, 3–29.
- 中川 充・納 篤・山本俊一郎・原田 武 (Nakagawa, M., Osame, A.,

- Yamamoto, S. and Harada, T.), 1995, 神居古潭帯北部地域産砂クロム中のイリジウム系白金族元素異常 (Iridium-series PGE anomalies in placer chromite from the Northern Kamuikotan ophiolitic complex, Hokkaido, Japan). *資源地質 (Resource Geol.)*, **45**, 401–408.
- 中添 亮 (Nakazoe, M.), 1963, 釧路炭田西部における白亜系の重鉱物 (Heavy minerals of the Cretaceous in western part of the Kushiro coal field, Hokkaido). *岩 鉱 (Jour. Japan. Assoc. Petrol. Mineral. Econ. Geol.)*, **50**, 21–34.
- 七山 太 (Nanayama, F.), 1997, 蝦夷海盆における碎屑性クロムスピネルの出現と神居古潭超苦鉄質岩類の進入時期 (Stratigraphic occurrence of detrital chromian spinels from the Yezo forearc basin, and its bearing on the emplacement age of the Kamuikotan ultrabasic rocks, central Hokkaido, northeast Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **103**, 97–112.
- Nanayama, F., Kanamatsu, T. and Fujiwara, Y., 1993, Sedimentary petrology and paleotectonic analysis of the arc-arc junction: the Paleocene Nakanogawa Group in the Hidaka Belt, central Hokkaido, Japan. *Plaeogeogr. Plaeoclimat. Palaeoecol.*, **105**, 53–69.
- 七山 太・中川 充 (Nanayama, F. and Nakagawa, M.), 1995, イドンナップ帯, 幌別川コンプレックスの碎屑性クロムスピネル (Detrital chromian spinels from the Horobetsu-gawa Complex, in the Idon'napu Belt, central Hokkaido, Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **101**, 549–552.
- 七山 太・中川 充・岡田博有 (Nanayama, F., Nakagawa, M. and Okada, H.), 1994, 北海道東部, 上部始新統浦幌層群の碎屑性クロムスピネルとその起源 (Chemistry of detrital chromian spinels from the Eocene Urahoro Group, in the eastern Hokkaido and its origin). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **100**, 383–398.
- Nelson, K. D. and Casey, J. F., 1979, Ophiolitic detritus in the Upper Ordovician flysch of Notre Dame Bay and its bearing on the tectonic evolution of western Newfoundland. *Geology*, **7**, 27–31.
- Oberhänsli, R., Wendt, A. S., Goffé, R. and Michard, A., 1999, Detrital chromites in metasediments of the East-Arabian continental margin in the Saih Hatat area: constraints for the palaeogeographic setting of the Hawasina and Semail basins (Oman Mountains). *Int. Jour. Earth Sci.*, **88**, 13–25.
- O' Driscoll, B., Donaldson, B., Colin, H., Daly, J. S. and Emeleus, C. H., 2009, The roles of melt infiltration and cumulate assimilation in the formation of anorthosite and a Cr-spinel seam in the Rum Eastern Layered Intrusion, NW Scotland. *Lithos*, **11**, 6–20.
- O' Driscoll, B., Emeleus, C. H., Donaldson, C. H. and Daly, J. S., 2010, Cr-spinel seam petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *Jour. Petrol.*, **51**, 1171–1201.
- Ogawa, Y., 1983, Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area—Neogene accretion of oceanic and island arc assemblages on the northeastern corner of the Philippine Sea plate. *In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, 245–260.
- Ogawa, Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H. and Naka, J., 1985a, Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophys.*, **119**, 349–379.
- Ogawa, Y., Naka, J. and Taniguchi, H., 1985b, Ophiolite-based forearcs: A particular type of plate boundary. *In Nasu, N., Kobayashi, H., Uyeda, S., Kushiro, I. and Kagami, H., eds., Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, 719–746.
- Ogawa, Y. and Takahashi, A., 2004, Seafloor spreading, obduction and triple junction tectonics of the Mineoka Ophiolite, Central Japan. *Tectonophys.*, **392**, 131–141.
- Okada, H., 1964, Serpentine sandstone from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, **15**, 23–38.
- Okamura, H., Arai, S. and Kim, Y.-U., 2006, Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu-Bonin arc, with special reference to chemical characteristics of chromian spinel. *Mineral. Mag.*, **70**, 15–26.
- 奥澤康一・久田健一郎 (Okuzawa, K. and Hisada, K.), 2004, 房総半島中新統嶺岡層群八丁層および佐久間層群から産出した碎屑性クロムスピネル (Detrital chromian spinels from the Miocene Haccho Formation of the Mineoka Group and the Sakuma Group, Boso Peninsula, central Japan). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **110**, 237–243.
- Okuzawa, K. and Hisada, K., 2008, Temporal changes in the composition of Miocene sandstone related collision between the Honshu and Izu Arcs, central Japan. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **436**, 185–198.
- Ozawa, K., 1984, Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg–Fe²⁺ exchange. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2597–2611.
- Ozawa, K., 1989, Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **338**, 141–144.
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2010, Post-deformational impregnation of depleted MORB in Nain Iherzolite (Central Iran). *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **105**, 74–79.
- Pirnia, T., Arai, S. and Torabi, G., 2013, A better picture of the mantle section of the Nain ophiolite inferred from detrital chromian spinels. *Jour. Geol.*, **121**, 645–661.
- Portnyagin, M. V., Plechov, P. Yu., Matveev, S. V., Osipenko, A. B. and Mironov, N. L., 2005, Petrology of avachites, high-magnesian basalts of Avachinsky volcano, Kamchatka: I. General characteristics and composition of rocks and minerals. *Petrology*, **13**, 99–121.
- Power, M. R., Pirrie, D., Andersen, J. C. Ø. and Wheeler, P. D., 2000, Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator. *Geology*, **28**, 1027–1030.
- Sack, R. O. and Ghiorso, M. S., 1991, Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamic and petrological applications. *Am. Mineral.*, **76**, 827–847.
- Sato, H. and Ogawa, Y., 2000, Sulfide minerals as an indicator for petrogenesis and serpentinization of peridotites: An example from the Hayama-Mineoka belt, central Japan. *In Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. and Nicolas, A., eds., Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 349, 419–429.
- 佐藤 暢・谷口英嗣・高橋直樹・Mohiuddin, M. H.・平野直人・小川 勇二郎 (Sato, H., Taniguchi, H., Takahashi, N., Mohiuddin, M. H., Hirano, N. and Ogawa, Y.), 1999, 嶺岡オフィオライトの起源 (Origin of the Mineoka ophiolite). *地学雑 (Jour. Tokyo Geogr. Soc.)*, **108**, 203–215.
- Stevens, R. E., 1944, Composition of chromites of the Western Hemisphere. *Am. Mineral.*, **26**, 1–34.
- 菅森義晃・石渡 明 (Sugamori, Y. and Ishiwatari, A.), 2015, 兵庫県川西市の超丹波帯から蛇紋岩礫の発見: “舞鶴島弧”と大江山オフィオライトとの関係 (Discovery of serpentine gravel from the Ultra-Tamba Terrane in the Kawanishi City, Hyogo Prefecture, southwestern Japan: Relationship between the Oeyama ophiolite and “Maizuru arc”). *地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan)*, **121**, 391–401.
- 杉山雄一・松田時彦 (Sugiyama, Y. and Matsuda, T.), 2014, 南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) (*Geology of the Nanbu District, Quadrangle Series, 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 134p.
- 杉山雄一・下川浩一 (Sugiyama, Y. and Shimokawa, K.), 1990, 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) (*Geology of the Shimizu District, With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 103p.
- 鈴木 醇 (Suzuki, J.), 1942, 北海道および樺太の砂格魯礫床 (クロ

- ム鉱床) (Chrome placers in Hokkaidô and Karafuto), 岩礦 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Mineral. Econ. Geol.*), **27**, 229–239.
- 高橋直樹・荒井章司・古滝修三(Takahashi, N., Arai, S. and Kotaki, S.), 2008, 房総半島上総層群長浜層中の蛇紋岩礫 - 前弧域に定置した超苦鉄質岩体の挙動 - (Serpentinite gravels in the Nagahama Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula, Central Japan: Implications for behavior of ultramafic bodies emplaced at the fore-arc region. 岩礦(*Japan. Mag. Petrol. Mineral. Sci.*), **37**, 39–56.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一(Takahashi, N., Arai, S. and Nida, S.), 2012, 房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史(Geology and tectonic evolution of the Mineoka belt, Boso, Peninsula, Central Japan). 神奈川県博調査研報(*Res. Rep. Kanagawa prefect. Mus. Nat. Hist.*), **14**, 25–56.
- Takasawa, K., 1976, Anorthite in peridotite from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **30**, 163–169.
- 竹内 誠(Takeuchi, M.), 1994, 南部北上帯下部ジュラ系志津川層群中の碎屑性ザクロ石・クロムスピネル・クロリトイドの起源 (Origin of detrital garnet, chromian spinel and chloritoid from the Lower Jurassic Shizugawa Group in the South Kitakami Belt). 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **100**, 234–248.
- Takeuchi, M., Kawai, M. and Matsuzawa, N., 2008, Detrital garnet and chromian spinel chemistry of Permian clastics in the Renge area, central Japan: Implications for the paleogeography of the East Asian continental margin. *Sediment. Geol.*, **212**, 25–39.
- Tucholke, B. E. and Lin, J., 1994, A geological model for the structure of ridge segments in low spreading oceanic crust. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 11937–11958.
- Uchida, T. and Arai, S., 1978, Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 561–570.
- Utter, T., 1978, The origin of detrital chromites in the Klerksdorp Goldfield, Witwatersand, South Africa. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, **133**, 191–209.
- von Eynatten, H. and Gaupp, R., 1999, Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy minerals analysis and mineral chemistry. *Sediment. Geol.*, **124**, 81–111.
- Wood, B. J., Bryndiza, L. T. and Johnson, K. E., 1990, Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation. *Science*, **248**, 337–345.
- 吉田孝紀・川村信人・北上古生層研究グループ(Yoshida, K., Kawamura, N. and Kitakami Paleozoic Research Group), 1995, 南部北上帯大迫地域のシルル系に含まれる碎屑性クロムスピネル(Detrital chromian spinels from the Silurian in Ohasama district, South Kitakami Terrane, Northeast Japan). 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **101**, 817–820.
- Zhu, B., Delano, J. W. and Kidd, W. S. F., 2005, Magmatic compositions and source terranes estimated from melt inclusions in detrital Cr-rich spinels: An example from mid-Cretaceous sandstones in the eastern Tethys Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **233**, 295–309.

*English translation from the original written in Japanese

(要 旨)

荒井章司, 2018, マントル岩起源碎屑物の解析. 地質雑, **124**, 153–169. (Arai, S., 2018, Analysis of detritus from mantle-derived rocks. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **124**, 153–169.)

筆者の研究を中心として, マントル岩由来の碎屑物(特に碎屑性クロムスピネル)の解析法およびその意義を総括した. マントル岩由来の碎屑物は機械的・化学的性質が特異であり, 独特の意義を有する. クロムスピネルは岩石学的に重要ないくつかの元素を主要成分として含み, かんらん岩の成因を解釈する上で重要な鉱物である. その組成は, 関与したマグマの組成の違いおよびサブソリダスでの冷却・変成により変化する. 侵食・運搬・堆積・続成過程では化学組成の変化はなく, 後背地の解析のよいツールとなる. 碎屑性クロムスピネルはオマーン・オフィオライトマントル部のようなかんらん岩体の性質を概観するのに有効である. また, 蛇紋岩メランジュのマトリックスのように強く破碎されたかんらん岩体の性質を理解するのに威力を発揮する. かんらん岩体を, 相伴う碎屑性粒子と合わせて解析できればさらに有効である. 環伊豆地塊蛇紋岩帯はよい適用例を示す.