

組成累帯クロムスピネルからみた青海蛇紋岩メランジュを構成する蛇紋岩の起源 Origin of serpentinites in the Omi serpentinite melange (Hida Mountains, Japan) deduced from zoned Cr-spinel

Abstract

辻森 樹*

Tatsuki Tsujimori*

2004年4月28日受付.

2004年6月28日受理.

* スタンフォード大学地質環境学教室

Department of Geological and Environmental
Sciences, Stanford University, Stanford, CA
94305-2115, USA. tatsukix@pangea.Stan-
ford.EDU

Ultramafic rocks of the Omi serpentinite melange are extensively serpentinitized. However, newly discovered Cr-spinels in chromitite and massive serpentinite provide a key to decipher the origin and metamorphism of serpentinites. Cr-spinels show distinct chemical zoning: the cores have high Cr# [=Cr/(Cr+Al) atomic ratio] (0.70-0.77); Mg# [=Mg/(Mg+Fe²⁺) atomic ratio] decreases remarkably towards the rim through a transition zone between core and ferritchromite rim. Moreover, the cores of zoned Cr-spinel in chromitite contain abundant tiny inclusions of mainly pargasitic amphibole (up to 3.8 wt.% Na₂O) and rare diopside. These inclusions were completely replaced by secondary tremolitic amphibole and chlorite at the rim, and by dolomite at the Ti-enriched metasomatized rim. Although the Mg# of the core (0.20-0.43) is significantly lower than those of Cr-spinel in both Alpine and abyssal peridotites, the observed mineral inclusions and the analysed Cr# at the core are interpreted to be relics of igneous stage. Compositional characteristics and the occurrence of hydrous mineral inclusions of the zoned Cr-spinel exhibit critical features that suggest a supra-subduction origin. Serpentinites of the Omi serpentinite melange may have derived from the mantle wedge above a subduction zone and subsequently metamorphosed at low- to mid-temperature condition of probably eclogite or amphibolite facies.

Key words: serpentinite, zoned Cr-spinel, Omi serpentinite melange, Hida marginal belt, Hida Mountains

はじめに

‘飛驒外縁帯’は飛驒帯と美濃-丹波帯の間に帯状に点在した複合地質帯であり、古生代の非変成堆積岩類(付加体物質や陸棚堆積物)及び、高圧型変成岩・超苦鉄質岩類から構成される(本特集号各論参照)。「飛驒外縁帯」を構成する地質要素は、概して地層の連続性に乏しく、若い時代の構造運動や火成活動によって著しく配置が乱れている。これまでに、断片化した個々の地質の研究が独立して行われ、様々な時空間スケールでの地史の復元が試みられてきた。しかし、それらから一步踏み込み、造山運動に関係した地質学的な一般則を解説しようという場合、著しく断片化した古生代の諸岩石には様々な弊害がある。その一方で、「飛驒外縁帯」には世界的にも数少ない特徴的な地質体として、ひすい輝石岩を産し、高圧型変成岩を含んだ‘蛇紋岩メランジュ’が含まれる。このような地質学的特徴は、中米グアテマラのモタグア断層帯(Harlow, 1994; Tsujimori et al., 2004)や、北米西岸ダイアブロ山地のニューイドリア蛇紋岩体(Coleman, 1961; Coleman, 1996)など、現在陸域で活動的な蛇紋岩メランジュと共通点が多い。この‘蛇紋岩メランジュ’の特徴に着目し、

‘飛驒外縁帯’から第一級、かつ特異な蛇紋岩メランジュの地質のアナロジーを提供するためには、第一に、蛇紋岩メランジュを構成する諸岩石の綿密な特徴付けが必要である。

糸魚川-青海地域の青海蛇紋岩メランジュは、‘飛驒外縁帯’を代表する蛇紋岩メランジュの1つであり、その構成岩類について多くの研究がなされてきた(辻森ほか, 2001a 参照)。ところが、蛇紋岩の起源に関する情報は依然として乏しかった。今回、糸魚川-青海地域の蛇紋岩の特徴付けを目的に、青海蛇紋岩メランジュの蛇紋岩に残存する初生的な鉱物の探査を行った。その結果、青海川流域の塊状の蛇紋岩と、それに伴うクロミタイト脈から初生的な化学組成を保持した組成累帯クロムスピネルと包有物としての初生含水鉱物を見出すことができた。本論では、その岩石学・鉱物学的な特徴を記載し、青海蛇紋岩メランジュを構成する蛇紋岩の起源と変成作用について考察する。

地質概説

新潟県西頸城郡青海町(2004年度中に糸魚川市と合併予定)の青海川支流アブキ谷、アイサワ谷、^{かなやま}金山谷の青海川水系及び、その西方の境川水系に属する^{あけろ}上路川支流の^{しなだに}楯谷、

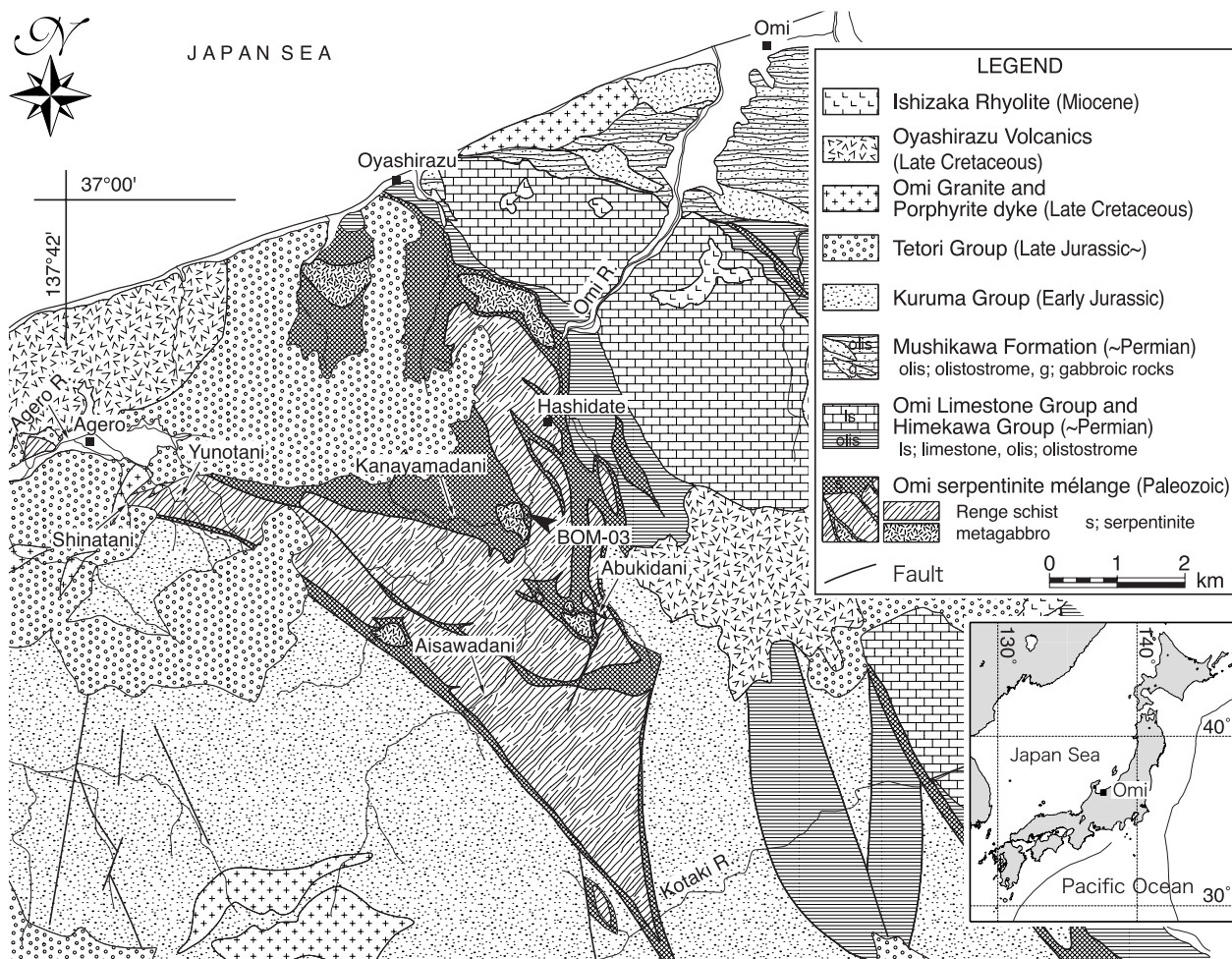


Fig.1. Geologic map of the Itoigawa-Omi area, showing sample locality (modified after Tsujimori, 2002).

湯ノ谷上流にかけての一带に、結晶片岩類と蛇紋岩からなる蛇紋岩メランジュが分布する (Fig.1)。この蛇紋岩メランジュには結晶片岩類の他、変はんれい岩、ロジン岩、アルビタイト、ひすい輝石岩などが含まれる (例えば, Banno, 1958; 松本, 1980; 中水ほか, 1989)。青海蛇紋岩メランジュはその分布地域の南西部で来馬層群と断層で接し、中央部では手取層群相当層の尻高山礫岩層に不整合で覆われる (Banno, 1958)。青海川流域には、見かけ上、緑れん石角閃岩～角閃岩相結晶片岩類が分布し (杉村ほか, 1996)、楯谷・湯ノ谷から金山谷上流及びアイサワ谷上流にかけては、主として青色片岩相～エクロジャイト相結晶片岩類が分布する (辻森ほか, 2000; Tsujimori, 2002)。前者は、約 280～330 Ma に集中するフェンジャイト K-Ar 年代を示し (Shibata and Nozawa, 1968; 梶座ほか, 1997)、後者は約 340 Ma のフェンジャイトの K-Ar 年代及び $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代を示す (辻森ほか, 2001b)。蛇紋岩メランジュを構成する超苦鉄質岩類は著しい蛇紋岩化と変成・変形作用を被っており、Yokoyama (1985) はそれらの鉱物共生として、‘アンチゴライト+タルク’、‘アンチゴライト+トレモラ閃石+タルク’、‘変成かんらん石+トレモラ閃石+タルク’、‘アンチゴライト+タルク+

炭酸塩鉱物’を記載した。また、Yamane et al. (1988) は、 $\text{Cr}\# [= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) \text{ 原子比}]$ 0.76 - 0.85 のクロムスピネルで特徴づけられる環状球顆クロミタイトの転石を報告している。

標本記載

包有物としての初生鉱物を保持したクロミタイト (標本 BOM-03a) は、青海川上流・金山谷出合の河床蛇紋岩露頭付近に多産する塊状の蛇紋岩 (標本 BOM-03b) 転石 (約 $2 \times 2.5 \text{ m}$) から見出された (Fig.1)。最大 7 cm の脈幅で、蛇紋岩中に不規則な形で約 80 cm に渡って連続する。Yamane et al. (1988) が記載したような環状球顆は観察されなかった。この産地の蛇紋岩類は、湯ノ谷上流域のアンチゴライト片岩に特徴的な片理や、小滝川上流域のハルツバージャイト起源と考えられる蛇紋岩類 (辻森ほか, 2001a) に特徴的な斜方輝石仮像は観察されない。

記載岩石学的特徴及び鉱物化学組成の特徴

組織観察及び、構成鉱物の化学分析には、岡山理科大学総合機器分析センターの日本電子 JXA-8900R 型 EMP を使用

Table 1. Representative electron-microprobe analysis of Cr-spinel, Ca-amphibole and diopside.

	Cr-spinel ^A				Ca-amphibole ^A			Diopside ^A		Cr-spinel ^B	
	core	mantle	rim	rim	2nd					core	rim
SiO ₂					44.93	48.64	55.31	55.47	55.42		
TiO ₂	0.38	0.25	0.49	1.80	0.68	0.46	0.07	0.08	0.10	0.32	0.57
Al ₂ O ₃	11.75	11.22	1.88	0.43	11.37	8.16	1.90	0.56	0.62	10.45	3.85
Cr ₂ O ₃	51.39	48.40	46.78	37.65	2.81	2.17	0.85	0.87	1.08	50.82	46.73
FeO*	27.31	33.91	46.30	55.20	2.64	2.31	1.49	1.09	1.11	29.92	44.22
MnO	0.62	0.86	0.74	0.66	0.03	0.14	0.01	0.00	0.07	0.92	0.69
MgO	7.92	4.68	2.14	1.65	18.87	20.20	22.77	17.45	17.23	6.83	2.13
CaO					12.45	12.86	12.51	24.61	24.69		
Na ₂ O					3.61	2.28	1.23	0.26	0.33		
K ₂ O					0.21	0.23	0.06	0.02	0.02		
Total	99.37	99.32	98.33	97.39	97.59	97.45	96.20	100.40	100.66	99.25	98.19
O=	4	4	4	4	23	23	23	6	6	4	4
Si					6.389	6.837	7.692	1.997	1.993		
Ti	0.010	0.006	0.013	0.050	0.073	0.049	0.007	0.002	0.003	0.008	0.016
Al	0.461	0.452	0.081	0.019	1.905	1.352	0.312	0.024	0.026	0.416	0.165
Cr	1.353	1.308	1.350	1.097	0.316	0.241	0.094	0.025	0.031	1.358	1.339
Fe ³⁺	0.168	0.229	0.551	0.818	0.029	0.098	0.124			0.213	0.473
Fe ²⁺	0.593	0.740	0.862	0.883	0.286	0.174	0.049	0.033	0.033	0.633	0.867
Mn	0.017	0.025	0.023	0.021	0.003	0.017	0.001	0.000	0.002	0.026	0.021
Mg	0.393	0.239	0.116	0.091	4.000	4.233	4.721	0.937	0.923	0.344	0.115
Ca					1.897	1.938	1.865	0.949	0.951		
Na					0.996	0.621	0.332	0.018	0.023		
K					0.038	0.041	0.010	0.001	0.001		
Total	2.995	2.999	2.996	2.979	15.932	15.601	15.207	3.986	3.986	2.998	2.996
X _{Mg}	0.40	0.24	0.12	0.09	0.93	0.96	0.99	0.97	0.97	0.35	0.12
X _{Cr}	0.75	0.74	0.94	0.98						0.77	0.89

FeO* = total Fe as FeO. X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe²⁺). X_{Cr} = Cr/(Cr+Al).
A = Chromitite (BOM-03a); B = Serpentinite (BOM-03b)

し、電子プローブの加速電圧、電流（ファラデーキャップ上）、ビーム径はそれぞれ 15 kV、12 nA、3 μm とした。補正計算は CIT-ZAF 法（Armstrong, 1988）を用いた。主要な造岩鉱物の代表的な EMP 分析値を Table 1 に示す。クロムスピネルの Fe²⁺/Fe³⁺ 比は、ストイキオメトリーを仮定して見積もった。角閃石の Fe²⁺/Fe³⁺ 比は、Ca, Na, K を除いたカチオンの合計を 13（酸素数 23）と仮定して見積もった。また、クロムスピネルの元素マッピングは 15 kV、500 nA の測定条件で行った。

クロミタイトは、半自形～他形のクロムスピネル（～5 mm）から構成され（Fig.2.A）、クロムスピネルの間を緑泥石と若干のアンチゴライトが埋める。クロムスピネル中には、大量の鉱物包有物を含むものが存在し（Fig.2.B-F）、コアからマントル部分には蛇紋石・緑泥石化を免れたカルシウム角閃石と稀に透輝石（～0.3 wt.% Na₂O, Mg# [= Mg/(Mg+Fe²⁺) 原子比] = 0.97）及び、Ni-S 鉱物が単独結晶として保存されている。クロムスピネルは顕著な組成累帯を示す（Fig.2.C-D）。すなわち、コアからマントル部分で、Cr# = 0.70-0.75, Fe³⁺# [= Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) 原子比] < 0.15, Mg# = 0.20-0.43, ～0.4 wt.% TiO₂ の組成を示し、リム付近及び、クラック周辺で著しい Cr#（～0.99）及び、Fe³⁺#（～0.3）の増加と、若干の Ti 含有量（～0.8 wt.%）の増加

が認められる（Fig.3.A-B）。Mg# はリムにおいて著しく減少する（～0.07）。リムで Zn や Mn の付加は認められないが、しばしば、Ti に富み（～1.8 wt.% TiO₂）、Fe³⁺# の高い（～0.5）部分が存在する（Fig.2.E）。高 Ti 含有量のリムでは初生の鉱物包有物が完全にドロマイトに置換されている。クロムスピネル中の包有物として産するカルシウム角閃石の多くは、パーガス閃石質組成（1.7-3.8 wt.% Na₂O, 0.3-0.7 wt.% TiO₂, Mg# = 0.93-0.96）をもつ（Fig.4.A）。角閃石は、それを包有するクロムスピネル毎に若干組成傾向が異なるものの、Ti 及び Na 含有量は正の相関を持った一連のトレンドにプロットされる（Fig.4.B）。クロムスピネルのリム付近では、パーガス閃石質角閃石がトレモラ閃石質角閃石と緑泥石に分解している場合がある。

クロミタイトを伴う塊状の蛇紋岩は、主としてアンチゴライトから構成され、少量の自形～半自形のクロムスピネル（～0.5 mm）（Fig.2.G）を含む。アンチゴライトは少量の磁鉄鉱、Ni-S 鉱物、まれにタルクを伴う。しばしば、クリソテイルーリザダイト蛇紋石のメッシュ構造とマグネサイトからなるかんらん石仮像が存在することから、鉱物共生は‘かんらん石（仮像）+アンチゴライト±タルク’であったことが考えられる。岩石組織やクロムスピネルの形状から、ダナイト起源と考えられる。クロムスピネルは組成累帯し

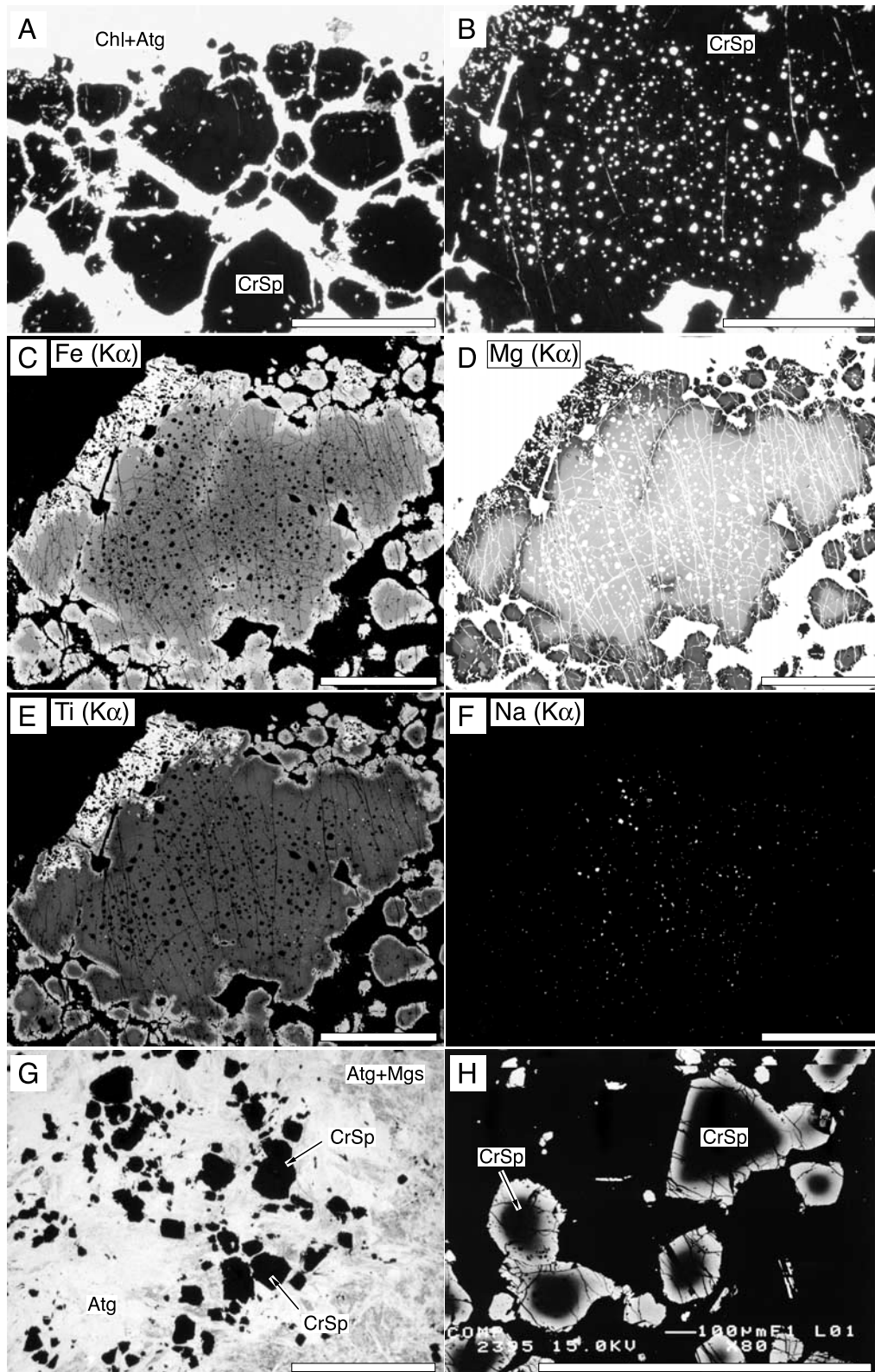


Fig.2. Microtexture of chromitite (BOM-03a) and serpentinite (BOM-03b). (A) Photomicrograph of the occurrence of zoned Cr-spinel in chromitite [Plane polarized light = PPL]. (B) Enlarged view of a part of inclusion-rich zoned Cr-spinel in chromitite [PPL]. (C) X-ray image of Fe ($K\alpha$) of Cr-spinel grain of (B). (D) X-ray image of Mg ($K\alpha$) of (C). (E) X-ray image of Ti ($K\alpha$) of (C). (F) X-ray image of Na ($K\alpha$) of (C), showing distribution of pargasitic amphibole inclusions. (G) Photomicrograph of the occurrence of zoned Cr-spinel in serpentinite [PPL]. (H) Back-scattered electron image of zoned Cr-spinel in serpentinite. Scale bars on each image represent 1 mm. Abbreviations: CrSp = Cr-spinel, Atg = antigorite, Mgs = magnesite, chl = chlorite.

Colored version of Figure 2 is available as an open-file at <http://www.geosociety.jp/journal/openfile.html>

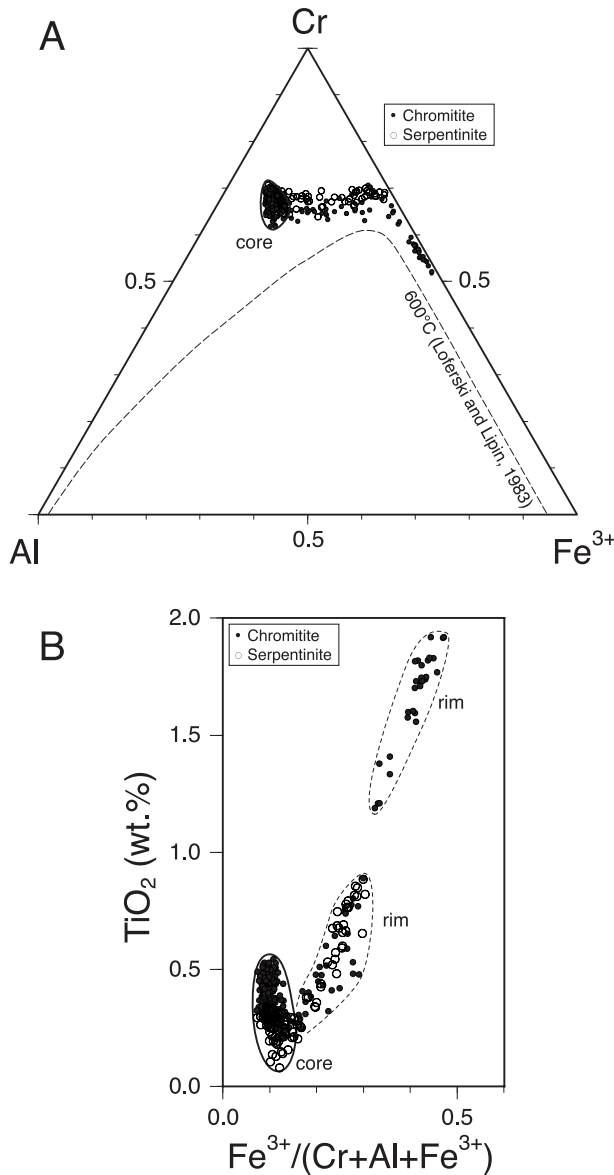


Fig.3. Compositional plots of analysed chromite. (A) Compositions of Cr-spinels on the Cr-Al-Fe³⁺ ternary diagram. The solvus at 600 °C proposed by Loferski and Lipin (1983) is also shown as dashed line. (B) Compositions of Cr-spinels on the TiO₂ versus Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) diagram.

(Fig.2.H), その組成や累帯構造はクロミタイトのそれと同じ傾向を示す (Fig.3.A, 3.B)。コアの組成はクロムスピネルに比べわずかに Cr# が高い傾向がある (0.74-0.77)。

蛇紋岩の起源と変成条件

前述のように、青海のクロミタイト中のクロムスピネルには顕著な組成累帯構造が認められる。しかし、Cr# や Ti 含有量はリムの付近まではほぼ一定であり、コアの Cr# や Ti 含有量は初生的な値と解釈することができる。また、コア部分に単独結晶として産するパーガス閃石質角閃石や透輝石包有物は、クロムスピネルの結晶時に包有された残晶と解釈でき

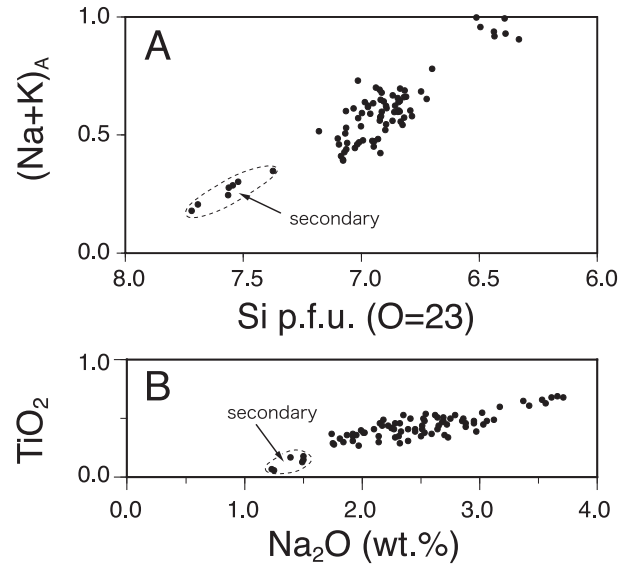


Fig.4. Compositional plots of analysed Ca-amphibole. (A) Compositions of Ca-amphiboles on the (Na+K)_A versus Si diagram. (B) Compositions of Ca-amphiboles on the TiO₂ versus Na₂O diagram.

る。高 Cr# (0.70-0.77) かつ低 Fe³⁺# (< 0.15) の特徴は、Yamane et al. (1988) が青海川流域で記載した環状球顆クロミタイトのクロムスピネルと共通する。クロムスピネルの Cr# はかんらん岩の部分融解度に比例し、その値が大きい程、大きな部分融解度を示す (Dick and Bullen, 1984)。Yamane et al. (1988) や本論で記載した高 Cr# のクロムスピネルを持つクロミタイトは、一般的に海洋底起源のかんらん岩中からはほとんど見られず^{*注釈}、沈み込み帯かんらん岩に特徴的である (例えば、Bonatti and Michael, 1984; Ozawa, 1988; Arai, 1994)。沈み込み帯かんらん岩は一般に枯渇し、クロムスピネルは高 Cr# で特徴づけられる。また、クロミタイトの形成には初生的なメルトと壁岩との反応が重要であると考えられており (例えば、Arai and Yurimoto, 1994; Arai et al., 1997)、クロムスピネル中に保存された大量の初生的なパーガス閃石質角閃石の存在は、クロムスピネルの晶出を引き起こしたメルト中に H₂O が比較的多く含まれていたことを示す。このことは、ほとんどドライな環境であると考えられている海洋底のようなセッティングよりも、むしろ、島孤のようなセッティングで形成されたメルトがクロミタイトの形成に関与した可能性を示唆する。Ahamed and Arai (2003) はオマーンオフィオライトに産するクロミタイト中のクロムスピネルについて、鉍物包有物がかんらん石に卓越するものと、カルシウム角閃石と輝石に卓越するものがあることを示し、後者に関しては、その他の情報も含めて島弧的な環境で形成されたクロミタイトであるとした。

*注釈: 最近、大西洋中央海嶺断裂帯における ODP Leg 209 において、Cr# が 0.7 に達するクロムスピネルを持つクロミタイトが発見され (Abe and ODP Leg 209 Scientific Party, 2003)、海底拡大系においても、高 Cr クロミタイトが形成される場合があることが明らかにされた。しかし、現段階では例外的な産出であって、高 Cr# のクロムスピネルは一般的には沈み込み帯かんらん岩起源と考え得る。

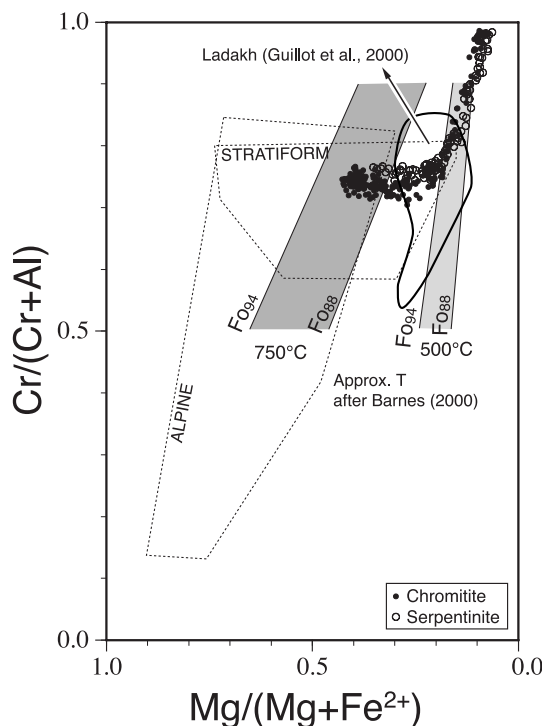


Fig.5. Compositions of analysed Cr-spinel on the Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe²⁺) diagram. Compositional range of Cr-spinel of serpentinites from Ladakh (Guillot et al., 2000) is shown as solid lined area. Generalized compositional ranges from Alpine and stratiform peridotites by Evans and Frost (1975) are also shown for comparison. Gary areas represent compositional ranges of Cr-spinel coexisting with olivine (Fo₈₈₋₉₄) at approximate temperatures of 750 °C and 500 °C (after Barnes, 2000).

青海のクロムスピネルの組成累帯は基本的に、Mg-Fe²⁺置換及びAl-Fe³⁺置換によって特徴づけられ、変成作用によるクロムスピネルとその周囲のマフィック鉱物や炭酸塩鉱物との間の元素再分配によって説明できる。一般に、フェリトクロマイトのリムをもつクロムスピネルは、緑色片岩相～角閃岩相程度の温度で再平衡に達した(あるいは蛇紋岩化した)超苦鉄質岩中に特徴的である(例えば、Burkhard, 1993; Barnes, 2000)。また、西ヒマラヤのラダック (Guillot et al., 2000) や、四国三波川帯 (梶座, 1984) といった高圧・超高压変成帯において、低～中程度の温度の変成作用を被った超苦鉄質岩中には、低Mg#のクロムスピネルや、リムに向かってMg#が減少する組成累帯が知られている。青海のクロムスピネルはそれらと同様の特徴をもつ。今回検討した標本において、蛇紋岩化以前にクロムスピネルがかんらん石と共存していたと仮定すると、クロムスピネルのコアの化学組成から、約550-700 °Cの変成温度が推定される (Barnes, 2000) (Fig.5)。また、'かんらん石 (仮像)+アンチゴライト±タルク'の鉱物共生は、約0.5-2.2GPaの変成圧力を示唆する (Guillot et al., 2001)。この変成条件は蛇紋岩と共に産する高圧型変成岩類のそれと矛盾しない (杉村ほか, 1996; 辻森ほか, 2000; Tsujimori, 2002)。

組成累帯クロムスピネルのリムにおける初生包有物の蛇紋

石化やドロマイト化及び、Ti含有量の部分的な急増は、変成作用後期のH₂OとCO₂に富む流体の関与を示唆する。一般に、TiなどHFS元素は、変成作用において比較的動きにくいとされる。しかし、Rubatto and Hermann (2003)は、変成流体から沈殿したエクロジイト相鉱物脈中に新しく成長したルチルやジルコンを見出し、沈み込むスラブを起因する流体によってTiやZrが移動することを示した。蛇紋岩中においては、超苦鉄質岩類の加水作用(蛇紋岩化作用)が起因する高pH流体(例えば、Coleman, 1971; Kelley et al., 2001)や、シリカに不飽和でF, Cl, Na, Caを含んだ流体 (Vard and William-Jones, 1993)がHFS元素を移動と濃集を促進させる可能性がある。

ま と め

青海蛇紋岩メランジュにおいて、塊状の蛇紋岩中に伴うクロミタイト脈から、初生的なCr#(0.70-0.77)をコアに保持した組成累帯クロムスピネルと、包有物としての初生的な含水鉱物包有物(パーガス閃石質角閃石)を見出した。蛇紋岩の源岩は約550-700 °C程度の温度の変成作用を被っており、クロムスピネルのコアは低Mg#(0.20-0.43)で特徴づけられる。また、リムにおいて初生鉱物包有物のドロマイト化とTiの付加が部分的に認められる。これらの特徴から、青海蛇紋岩メランジュを構成する蛇紋岩は、沈み込み帯のマントルかんらん岩を起源とした低～中程度の温度の変成かんらん岩が、より低温でH₂OとCO₂に富む流体により蛇紋岩化したものと推測される。

謝 辞

本論の執筆にあたり日本学術振興会特別研究員研究奨励費及び同会海外特別研究員研究活動費の一部を使用した。郷津知太郎博士には地質調査を手伝って頂いた。森下知晃博士には初稿を校閲していただき改善意見を頂いた。また、宮下純夫博士、小原泰彦博士、前川寛和博士には、原稿を査読して頂き改善意見を頂いた。ここに記して感謝します。

文 献

- Abe, N. and ODP Leg 209 Scientific Party, 2003, Petrological insights of the first recovered chromitites from Site 1271, ODP Leg 209, MAR 15N. EOS Trans. AGU, 84, Fall Meet. Suppl., Abst. V11E-0533.
- Ahamed, A.H. and Arai, S., 2003, Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 263-278.
- Arai, S., 1994, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Arai, S. and Yurimoto, H. 1994, Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as a melt-mantle interaction product. *Econ. Geol.*, **89**, 1279-1288.
- Arai, S., 1997, Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Res. Geol.*, **47**, 177-187.
- Armstrong, J.T., 1988, Quantitative analysis of silicate and oxide minerals: comparison of Monte Carlo, ZAF and Phi-Rho-Z procedures. In D.E. Newbury, ed., *Analysis Microbeam*, 239-246 p. San Francisco Press, California.
- Banno, S., 1958, Glaucofan schists and associated rocks in the Orni

- district, Niigata Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 29-44.
- Barnes, S.J., 2000, Chromite in komatiites, 2. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Jour. Petrol.*, **41**, 387-409.
- Bonatti, E., and P. Michael, 1989, Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 297-311.
- Burkhard, D.J.M., 1993, Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 1297-1306.
- Coleman, R.G., 1961, Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California. *Jour. Petrol.*, **2**, 209-247.
- Coleman, R.G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **82**, 897-918.
- Coleman, R.G., 1996, New Idria Serpentinite: A land management dilemma. *Environ Eng Geosci*, **2**, 9-22.
- 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.
- Evans, B.W. and Frost, B.R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 959-972.
- Guillot, S., Hattori, K. and de Sigoyer, J., 2000, Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites insights from eastern Ladakh (NW Himalaya, India). *Geology*, **28**, 199-202.
- Guillot, S., Hattori, K. H., de Sigoyer, J., Näler, T. and Auzende, A.L., 2001, Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 115-127.
- Harlow, G.E., 1994, Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua fault Zone, Guatemala. *Jour. Metamor. Geol.*, **12**, 49-68.
- Kelley, D.S., Karson, J.A., Blackman, D.K., Fruuh-Green, G.L., Butterfield, D.A., Lilley, M.D., Olson, E.J., Schrenk, M.O., Roe, K.V., Lebonk, G.T., Rivizigno, P. and the AT3-60 Shipboard Party, 2001, An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N. *Nature*, **412**, 145-149.
- 梶座圭太郎, 1984, 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源. 岩鉱, **79**, 20-32.
- 梶座圭太郎・相馬恒雄・山本和樹・曾出昌宏・武田知之・川合亜希子・板谷鉄丸, 1997, 飛驒外縁帯の構造論: 変成岩類の岩石学的・年代学的性質による制約. 研究成果報告書 (基盤研究 C) 梶座圭太郎「飛驒外縁帯の変成岩類の岩石学的年代学的検討」, 25-32.
- Loferski, P.J. and Lipin, B.R., 1983, Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge district, Montana. *Amer. Min.*, **68**, 777-789.
- 松本謙一, 1980, 飛驒外縁帯, 青海地域の蛇紋岩メランジュ. 総合研究「飛驒外縁帯」研究報告, no. 1, 1-14.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸, 1989, 飛驒外縁帯, 青海—蓮華メランジュの変成岩類. 地質学論集, no. 33, 21-35.
- Ozawa, K., 1988, Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: Hydrous upper mantle in an island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 159-175.
- Rubatto, D. and Hermann, J., 2003, Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 2173-2187.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1968, K-Ar age of Omi schist, Hida mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **19**, 243-246.
- 杉村和子・中村保夫・相馬恒雄・梶座圭太郎・松本謙一, 1996, 黒雲母と灰曹長石の生成反応をもとにした変成帯の比較. 地球惑星科学関連学会合同学会 (大阪) 演旨, p. 506.
- Tsujimori, T., 2002, Prograde and retrograde P-T paths of the late Paleozoic glaucophane eclogite from the Renge metamorphic belt, Hida Mountains, southwest Japan. *Int. Geol. Rev.*, **44**, 797-818.
- 辻森 樹・石渡 明・坂野昇平, 2000, 西南日本内帯蓮華変成帯, 青海町湯ノ谷のエクロジャイト質藍閃石片岩について. 地質雑, **106**, 353-362.
- 辻森 樹・宮島 宏・竹之内 耕, 2001a, 糸魚川—青海地域の古生代高圧変成岩類. 日本地質学会第 108 年年会 (金沢) 見学旅行案内書, 157-177.
- 辻森 樹・板谷徹丸・兵藤博信, 2001b, 蓮華変成帯, 湯ノ谷エクロジャイトの上昇年代: フェンジャイト ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代測定の取り組み. 地球惑星科学関連学会合同学会 (東京) 演旨, CD-ROM.
- Tsujimori, T., Liou, J.G. and Coleman, R.G., 2004, A pictorial introduction to coarse-grained symplectites in low-temperature jadeitite from Guatemala. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, XVII-XVIII.
- Yamane, M., Bamba, M. and Bamba, T., 1988, The first finding of orbicular chromite ore in Japan. *Mining Geol.*, **38**, 501-508.
- Yokoyama, K., 1985, Ultramafic rocks in the Hida marginal zone. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, **18**, 5-18.
- Vard, E. and William-Jones, A.E., 1993, A fluid inclusion study of vug minerals in dawsonite-altered phonolite sills, Montreal, Quebec: Implications for HFSE mobility. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 410-423.

(要 旨)

辻森 樹, 2004, 組成累帯クロムスピネルからみた青海蛇紋岩メランジュを構成する蛇紋岩の起源. 地質雑, **110**, 591-597. (Tsujimori, T., 2004, Origin of serpentinites in the Omi serpentinite melange (Hida Mountains, Japan) deduced from zoned Cr-spinel. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, 591-597.)

飛驒山地, 青海蛇紋岩メランジュを構成する超苦鉄質岩は著しく蛇紋岩化し, その起源や変成作用を明らかにするための情報に乏しかった. しかし, 塊状のアンチゴライト蛇紋岩と, それに伴うクロミタイト脈から, 初生的な Cr/(Cr+Al) 原子比 (0.70-0.77) をコアに保持した組成累帯クロムスピネルと, 包有物としての初生的なパーガス閃石 (~ 3.8 wt.% Na₂O) を初めて見出した. 蛇紋岩の源岩は変成作用を被っており, クロムスピネルのコアは低 Mg# (0.20-0.43) で特徴づけられる. さらに, リムにおいて初生鉱物包有物のドロマイト化と Ti の付加が部分的に認められる. これらの特徴から, 青海蛇紋岩メランジュを構成する蛇紋岩は, 沈み込み帯のマントルかんらん岩を起源とした低~中程度の温度の変成かんらん岩が, より低温で蛇紋岩化したものと推測される.