

< 論 説 >

神居古潭帯周辺における蛇紋石の沈澱現象と低温蛇紋岩化作用

加藤孝幸^{1)*}・水落幸広²⁾・二ノ宮 淳³⁾・岡本征雄⁴⁾・
矢島達哉⁵⁾・斉藤晃生¹⁾・徂徠正夫⁶⁾

Serpentine precipitation and low-temperature serpentinization around the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido

Takayuki Katoh^{1)}, Yukihiro Mizuochi²⁾, Atusi Ninomiya³⁾, Ikuo Okamoto⁴⁾,
Tatsuya Yajima⁵⁾, Koki Saito¹⁾ and Masao Sora⁶⁾*

2021年6月23日受付

2021年8月1日受理

- 1) アースサイエンス(株)・北海道総合地質学研究センター
Earth Science Co., Ltd. /Hokkaido Research Center of
Geology
001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1 アースサイエンス
(株)
2-1 Kita-39, Nishi-3, Kita-ku, Sapporo, 001-0039, Japan
- 2) 住鉱資源開発(株)・現所属：アースサイエンス(株)
Sumiko Resources Exploration & Development Co., Ltd.
- 3) 住鉱資源開発(株)
Sumiko Resources Exploration & Development Co., Ltd.
- 4) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan
- 5) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)・現所属：三菱マテ
リアル(株)
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan
- 6) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)・現所属：(国研)
産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan

* Corresponding author: ta-katoh@kf6.so-net.ne.jp

要旨

神居古潭帯の蛇紋岩体周辺の湧水から、現在沈澱しつつある蛇紋石が発見された。この湧水は pH 9-10 の Mg^{2+} - HCO_3^- タイプであり、地下の蛇紋岩化作用はすでに停止している。また、複数の蛇紋岩体の周辺から、かつて地表付近で蛇紋石の沈澱が起こったと考えられるさまざまな産状が確認された。これらの蛇紋石は蛇紋岩化作用の産物ではなく、地下水・湧水から沈澱したと考えられるので、低温沈澱性蛇紋石と呼ぶ。このような常温・常圧ないしこれに近い条件で生成した低温沈澱性蛇紋石類や同ブルーサイトは蛇紋岩自体の重要な構成要素となっている。これに対し、蛇紋岩化作用が現在起こっている岩体は約 40 °C と考えられる蛇紋岩化作用の下限温度を地下で越えている岩体、すなわち比較的緯度に位置するか、岩体が厚いか、地温勾配が高い地域の岩体で、かつかんらん石や輝石を残し、適切な深度に地下水が存在する岩体に限られ、pH 11-12 の Ca^{2+} - OH^- タイプの温泉を生成する。

Keywords: Kamuikotan tectonic belt, Konkuri-ban, low-temperature precipitated serpentine, low-temperature serpentinization, pseudo-mesh texture, composite serpentine band

はじめに

かんらん岩は圧力や化学組成にもよるが、約 600 °C 以下で含水条件下に置かれると、蛇紋岩化作用を起こして蛇紋岩に変化する。すなわち、かんらん石や輝石が加水分解し、蛇紋石(アンチゴライト、リザルダイト、クリソタイル)を中心とする鉱物が生成する(第1図)。

その際、ブルーサイト、磁鉄鉱、タルクなども生成する。蛇紋岩化作用に伴って形成されるメッシュ組織の中心や格子の部分にはしばしば磁鉄鉱ダストを伴う。これは初生鉱物の蛇紋石化に伴って初生鉱物に含まれる鉄成分が蛇紋石には微量しか固溶されないため、磁鉄鉱として析出したものである。かんらん石の蛇紋石化に伴っては、ブルーサイトや磁鉄鉱を生成する(例えば、Coleman,

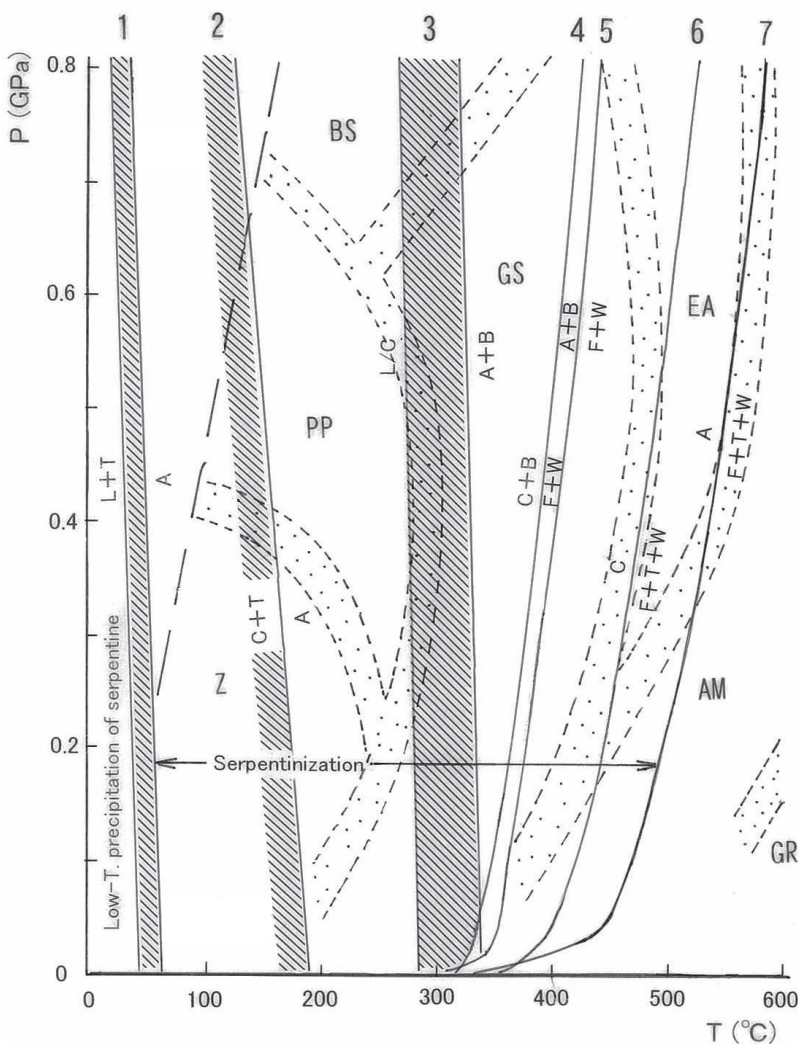
1971) ほか, 水素やメタンを放出する (Chamberlain et al., 1965; Neal and Stanger, 1983). ただし, 輝石を含まないダナイトの蛇紋岩化作用にともなっては磁鉄鉱が生産されないという研究もある (Miyoshi et al., 2014). 蛇紋石化は一般にかんらん石>直方輝石>単斜輝石の順に受けやすく, 単斜輝石は蛇紋石化をまぬがれて最後まで残りやすい. いずれにしても, 蛇紋岩化作用の進行にともなってかんらん石や輝石中の Ca が系外へ移動し (Coleman, 1966; Katoh and Niida, 1983 など), 還元的で高 pH, 高 Ca^{2+} の熱水が生産される (Barnes et al., 1972; 佐藤ほか, 2001, 2004 など). この還元環境は自然 Ni-Fe であるアウルアイト (例えば, Kanehira et al., 1964) や自然鉄 (例えば, 岡本ほか, 1981) を生成する.

実験岩石学的研究からは蛇紋石の安定条件はリザルダイトやクリソタイルに比べ, アンチゴライトが高温高压側で安定である. 蛇紋石は, 温度を上げると Al 含有量の多いものは約 600°C まで存在できる (例えば, Carso and Chernosky, 1979). 一方, 低温低压側で安定であるリザルダイトやクリソタイルの存在範囲は広く,

200°C 以下でも生成する (Evans et al., 1976) が, 低温側は反応時間の制約があり, 同位体的検討など別の方法で検討する必要がある. そのため, 蛇紋石の安定条件の下限については文献により幅がある (第 1 図). 第 1 図に示した各反応曲線は高温側では水の出入りを伴うものの, 低温側では固相どうしの反応関係であることに注意したい. 熱力学的・実験岩石学的検討と産状を総合すれば, 天然ではアンチゴライトが 600—250°C, リザルダイトが 300—50°C, クリソタイルが 400—0°C で安定または準安定と考えられている (Evans, 2004).

なお, 本論文は蛇紋石の低温低压条件での挙動に焦点を当てているため, 第 1 図には表現できないが, アンチゴライトは 2-3 GPa のとき最も高温 (640-730°C) まで安定で, 圧力がこれより高くても低くても安定温度は低下する (Ulmer and Trommsdorf, 1995; Wunder and Schreyer, 1997; Bromily and Pawley, 2003).

蛇紋石にはこのほか多角形状蛇紋石 (polygonal serpentine = povlen-type serpentine) があるが, これは内側がクリソタイルで外側がリザルダイトからなる特殊な結晶であるらしい (Evans, 2004). また, フィール



第 1 図 $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系の温度—圧力図 A: アンチゴライト, B: ブルーサイト, C: クリソタイル, F: フォルステライト, L: リザルダイト, T: タルク, W: 水, Z: 沸石相, PP: プレーナイト—パンペリー石相, BS: 青色片岩相, GS: 緑色片岩相, EA: 緑簾石角閃岩相, AM: 角閃岩相 GN: グラニュライト相 (変成相境界は Spear, 1993 による). 1: Evans (2004); 2, 3, 5, 7: Evans et al. (1976); 4: Johannes (1968), Berman et al. (1986); 6: Carso and Chernosky (1979), Berman et al. (1986). 1, 2, 3 は準安定平衡で他は安定平衡 (Evans et al., 1976; Evans, 2004).

ドネームで picrolite (硬蛇紋石) と記載される, フラクチャーを充填する繊維の目立たない塊状ないし縞状の蛇紋石類があるが, これは O'Hanley (1996) のレビューによると, アンチゴライト, リザルダイト, クリソタイルのそれぞれの場合があるらしい。

デュエライト (deweylite) は結晶度の低い蛇紋石の類似鉱物 (Lapham, 1961) で, 蛇紋岩のフラクチャーに生成するが, 水素・酸素同位体の研究から 25°C 程度の常温で安定であるとされる (Wenner and Taylor, 1973). 日本周辺で, デュエライトは神居古潭帯 (湊・村岡, 1958), 岩手県の宮守蛇紋岩体 (須藤, 1974), 母島海山 (東ほか, 2005) などから報告されている。渋谷ほか (1980) は三郡帯の蛇紋岩中から鍾乳石状蛇紋石を発見し, 80°C 前後で生成したと考えた。これも化学組成からみて, ここで言うデュエライトに相当する。

さて, Barnes et al., (1967) や Barnes and O'Neil (1969) はカリフォルニアの部分的に蛇紋岩化したかんらん岩体の湧水に Mg-OH タイプと Ca-OH タイプの 2 種類が存在することを報告し, 地表付近で現在進行形の蛇紋岩化作用が起こっていることを主張した。ここではかんらん石の溶解に伴って Mg 蛇紋石やブルーサイトが生成すると考えられ, Ca-OH タイプ湧水の存在は透輝石やトリモア閃石成分の過飽和による交代作用の結果であると考えられた。Peters (1993) は, 同様の地域の蛇紋岩体を含む湧水の酸素同位体などの研究を行い, 上記の考えに疑問を呈した。すなわち蛇紋岩化作用が地表で起こっている保証はないことを示した。

Craw et al. (1987) はニュージーランド南島の完新世蛇紋岩地すべり堆積物の基質にクリソタイルが自生することを見出し, 大気条件下でリザルダイト質の蛇紋岩が分解して生成した低温で高 Mg, 中-高 Si のアルカリ性湧水から結晶したと推定した。

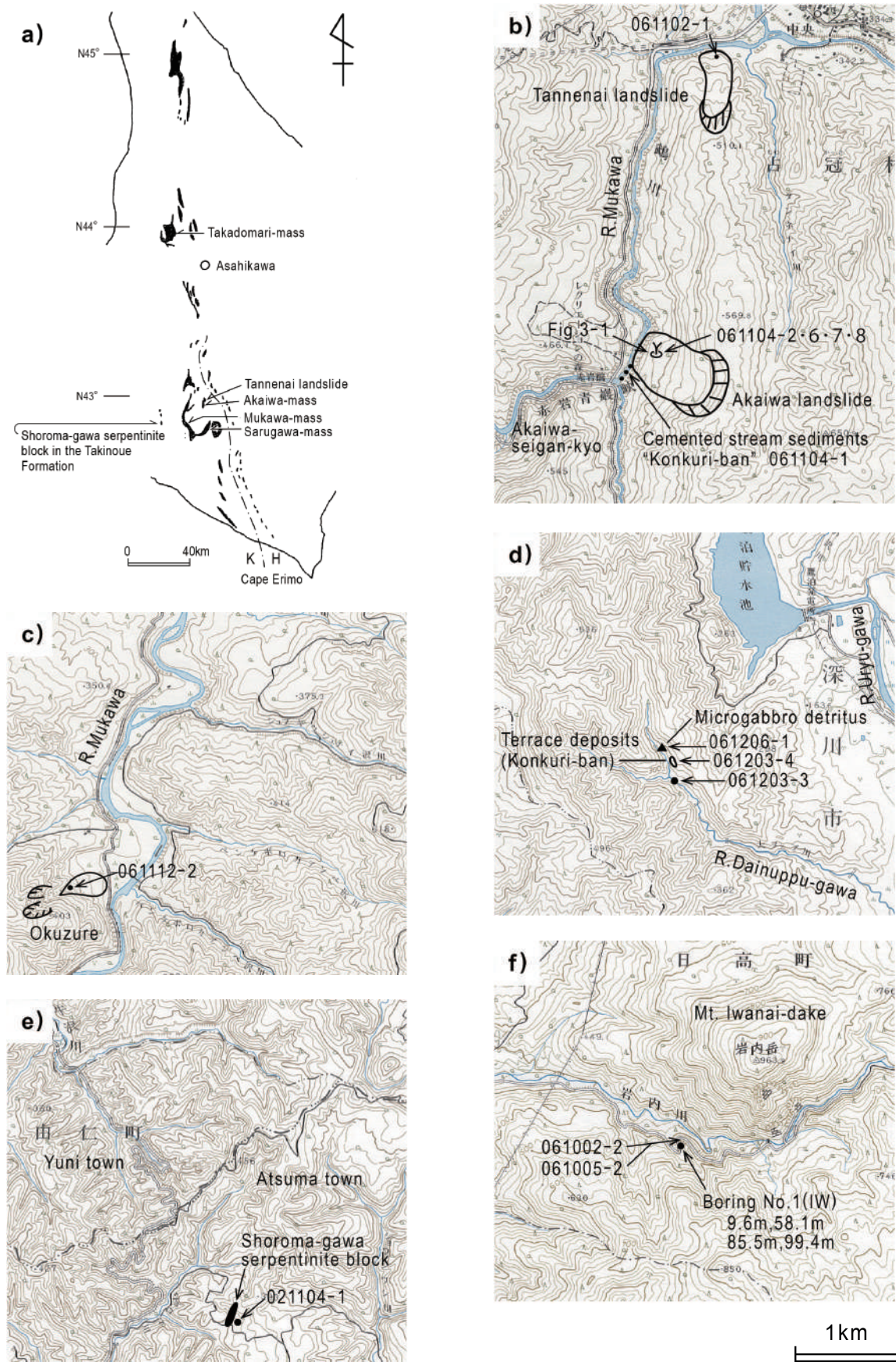
O'Hanley (1996) は Craw et al. (1987) が現在進行形の蛇紋岩化作用を示唆していることをとらえて, 風化作用が起こっているにもかかわらず, このような組成の水が蛇紋岩化作用によって生成することに疑問を呈した。また, 彼は蛇紋岩化作用という以上, 初生鉱物を交代して蛇紋石を生産する必要がある, かんらん石を交代して蛇紋石が生成した証拠はなく, 常温・常圧下での蛇紋岩化作用の存在は疑わしいと述べた。かんらん岩などを構成する初生鉱物であるかんらん石や輝石を交代して蛇紋石が生成することを蛇紋岩化作用 (serpentinization) と定義するならば, 産状記載と同位体的研究の総合から, 蛇紋岩化作用の下限温度は 40°C 程度と考えられる (O'Hanley, 1996)。確かに, 常温・常圧下での蛇紋岩化

作用が地表における普遍的な現象であるとするならば, 蛇紋岩化作用をまねがれた新鮮なかんらん岩体が地球上の各地に分布することは理解しがたいことである。

O'Hanley (1996) は蛇紋岩化作用と蛇紋岩の風化作用を同義に扱ってはならないと注意し, 蛇紋石の沈澱現象は風化作用であるとみなし, この著書「Serpentinities」内での議論をそれ以上行っていない。

著者らは北海道の神居古潭帯とその周辺において, 湧水から白色の蛇紋石の沈澱現象が現在進行中であることを発見し, さらにかつて地表付近で低温の地下水・湧水から蛇紋石の析出・沈澱が起こった結果と考えられるさまざまな産状を見出した (水落ほか, 2004; 加藤ほか, 2004; Yajima et al., 2004, ニノ宮ほか, 2007)。これらの現象は初生鉱物を置換して蛇紋石が生成する現象ではないので, 本来の蛇紋岩化作用とは区別すべきである。おそらくこの現象は世界各地の蛇紋岩とその周辺に広く存在するはずである。しかし, 常温下での蛇紋石の析出は上述のように Craw et al. (1987) が地すべり堆積物にクリソタイルの自生を示した以外ほとんど報告されていなかった。その後, Nishiki et al. (2020) も含めて, 上記のように神居古潭帯の蛇紋岩体周辺からクリソタイルなどの沈澱現象が確認された。とくに, 蛇紋岩そのものの中に広く見出される特殊な蛇紋石やブルーサイトは, これまで蛇紋岩化作用の産物とみなされてきた可能性が高い。ここではこのような蛇紋石等の記載を行い, これらが常温・常圧下ないしこれに近い条件での析出・沈澱によるものであることを示す。すなわち, 本論文は常温・常圧下の低温で, クリソタイル, 低結晶度蛇紋石 (デュエライト) およびブルーサイトなどが生成すること, また, これらは初生鉱物の置換を含む蛇紋岩化作用の産物ではなく, アルカリ性・高 Mg の地下水・湧水からの析出・沈澱によるものであることを示し, これらが蛇紋岩の一定割合を占める構成鉱物として広く存在する可能性を述べる。さらに, カリフォルニア, オマーン, ニューカレドニア, 大西洋中央海嶺などの超苦鉄質岩体の地下では現在蛇紋岩化作用が進行しつつある (Barnes et al., 1967, 1978; 秋田・佐藤, 2001; 佐藤ほか, 2004; Kelemen and Matter, 2008; Kelley et al., 2005) が, それらと蛇紋石の低温沈澱現象の生成条件の違いや, 両者の境界で起こる現象について考察する。

なお, 本論文では蛇紋岩化作用停止後にほぼ常温・常圧 (～低圧) で地下水・湧水から結晶した蛇紋石 (クリソタイル) および蛇紋石類似鉱物 (デュエライト) の総称として「低温沈澱性蛇紋石類」を用いる。日本語の「沈澱」は重力場に規制されて溜まるという語感が強いが,



第2図 サンプル位置図. (a) 神居古潭帯の超苦鉄質岩 (蛇紋岩) 分布とサンプリングエリア, (b) 占冠村, 赤岩超苦鉄質岩体の赤岩地すべりとタンネナイ地すべり, (c) むかわ町, 鶴川超苦鉄質岩体における八幡の大崩れ, (d) 深川市, 鷹泊超苦鉄質岩体のダイヌップ川流域, (e) 厚真町, 滝上層泥岩分布域のショロマ川蛇紋岩ブロック近傍, (f) 日高町, 岩内岳 (かんらん岩体) 周辺の沙流川超苦鉄質岩体. 数字はサンプル番号. (b) の Fig.3-1 は第3図の写真 a の白色沈澱物の位置. a ~ f は国土地理院地形図を使用.

以下では煩雑さを避けるため、地表で沈澱したもののみならず岩石のフラクチャーの壁に析出したものも含めて「沈澱」(precipitation) の用語を用いる。蛇紋岩化作用に伴って生成し、メッシュ組織の格子を構成するクリソタイルも熱水から沈澱したと考えられるが、ここには含めない。

調査地は神居古潭帯の蛇紋岩体とその周辺である。岩石、沈澱物と湧水の記載とサンプリングを行った。分析は、偏光顕微鏡観察、粉末X線回折、全岩および鉱物の化学組成分析である。また、一部の試料については同じ地点で、水質分析および鉱物の水素・酸素同位体分析を行った。後者はすべて下記の RITE の研究で行った内容のみであるため、その成果に基づいて発表された論文を引用し、考察で述べる。

本研究の成果の一部は、経済産業省の補助金交付を受けて RITE が 2004-2007 年に実施したプログラム方式二酸化炭素固定化・有効利用技術開発のうち「基盤技術開発：深地下・海底環境利用による CO₂ 地化学固定・ハイドレート固定のための基盤技術の開発」および「基盤技術開発：蛇紋岩体の地化学環境を利用した原位置試験による CO₂ 地中鉱物固定のための基盤技術の開発」によって得られたものである。

低温沈澱性蛇紋石類の産状と鏡下の特徴

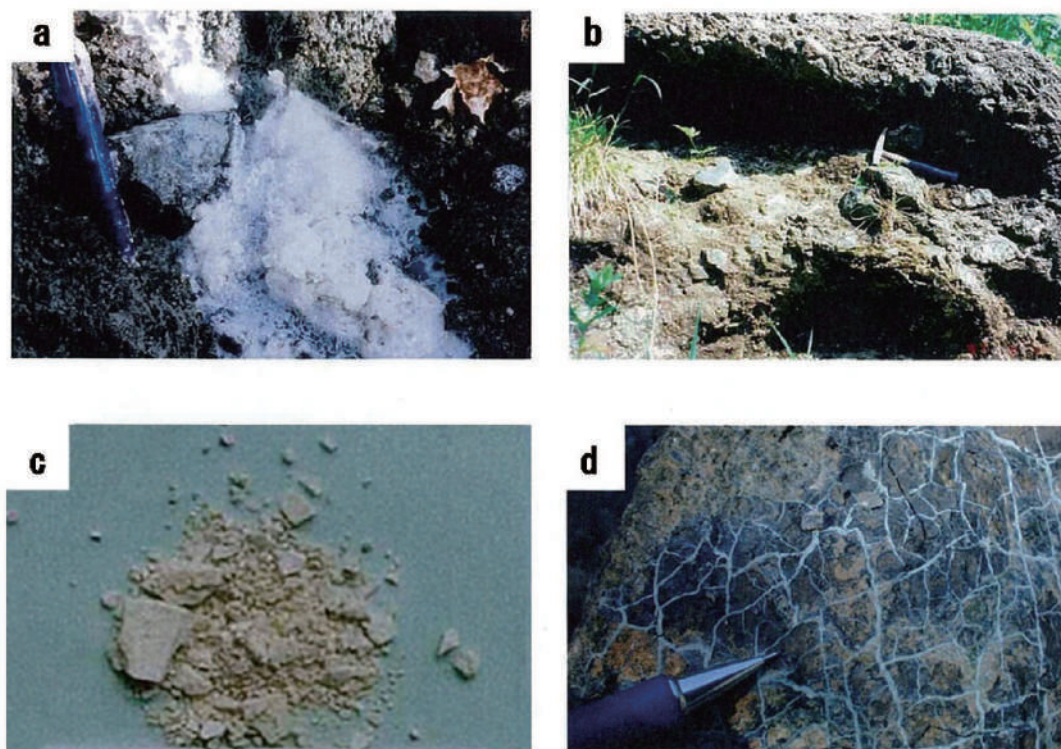
1. 低温沈澱性蛇紋石類の産状

蛇紋岩体の湧水がしばしば白色の沈澱物を伴うことはよく知られている（例えば、Barnes and O'Neil, 1971; Morishita and Arai, 1999; 安楽ほか, 2017）。この沈澱物についての日本での研究例はほとんどなかったが、上記 RITE の研究の一部で検討された（加藤ほか, 2004 など）ほか、最近、Nishiki et al. (2020) によって神居古潭帯の蛇紋岩体である赤岩岩体のアルカリ性表層水からの magnesium silicate hydrate (M-S-H) の沈澱が報告され、低結晶度のクリソタイルを含むことが示された。

著者らは北海道、神居古潭帯の蛇紋岩体の湧水に伴う白色の沈澱物を観察・分析した。また、蛇紋岩体とその近傍には第四系の種々の堆積物が存在するが、その基質は白色、帯緑灰色、帯褐灰色などの半固結—固結物質からなる。このような物質は蛇紋岩体近傍の泥岩のフラクチャーを充填することもある。さらに、同様の物質は蛇紋岩体そのものの節理や破碎部にも認められる。今回これらの多くが以下に示すように、「低温沈澱性蛇紋石類」であることが確認された。

1) 湧水からの沈澱物

占冠村の赤岩青巖峽には、南進する鵜川の左岸に蛇紋岩地すべりがあり（第 2 図 a, b）、この末端の湧水から



第 3 図 産状とサンプルの写真。(a) 蛇紋岩地すべりの湧水からの白色沈澱物（赤岩岩体）、(b) 蛇紋岩質固結土石流堆積物（鷹泊岩体）、(c) 蛇紋岩体中のはんれい岩塊よりなる崖錐堆積物の基質（鷹泊岩体）。写真横幅約 10cm、(d) 塊状蛇紋岩中の褐色風化した縞状沈澱物層のひび割れをネットワーク状に充填する白色蛇紋石脈。これは蛇紋岩の通常のメッシュ組織ではない「偽メッシュ組織」（沙流川岩体 RITE 1 号孔近傍の露頭）。第 1 表の 061104-2 は (a) から、061203-4 は (b) からサンプリングした。061206-1 は (c) である。

第 1 表 神居古潭帯の蛇紋岩体周辺の沈澱物，位置は第 2 図を参照．

Locality	Sample No.	Mode of occurrence	Mineral assemblage
Fig.2b Tannenai landslide in Akaiwa mass Shimukappu village	061102-1	White material of serpentine landslide	Htc>Chr·Liz>Hmg
Fig.2b Akaiwa landslide in Akaiwa-mass, Shimukappu village (Akaiwa-seigan-kyo)	061104-7	Unconsolidated white precipitated material from a spring in ser- pentine landslide	Chr>Liz (Frothy to muddy part)
	061104-2		Chr>>Htc (Frothy to muddy part)
	061104-6		Ara>Cc·Dew (Marginal dried part)
Fig.2b Mukawa river, Shimukappu village (Akaiwa-seigan-kyo)	061104-1	White matrix of consol- idated stream sediments ("Konkuri-ban")	Chr·Liz>>Htc·(Qz)*· (Pl)* *: (Qz) and (Pl): may be contaminated
Fig.2c Okuzure, Mukawa mass, Hobetsu-cho	061112-2	White matrix of detritus of serpentine	Dew>Htc>Hmg
Fig.2d Dainuppu-gawa river, Takadomari mass, Fukagawa city	061203-4	White matrix of terrace deposits ("Konkuri- ban"). relative hight: 8-10m	Dew
	061203-3	White material on the surface of weathered serpentine along the stream	Dew>Htc
	061206-1	Pale brownish white matrix of microgabbro detritus	Dew (banded precipitated texture)
Fig.2e Mudstone of Takinoue Formation with Shoroma gawa serpentine block, Atsuma town.	021104-1	White material in fractures within mudstone	Chr·Dew
Fig.2f Mitsuiwa-road, Sarugawa mass (near Iwanai-dake), Hidaka-town	061005-2	White(~brownish white) material of fault gouge of massive serpentine (tectonic breccia)	Dew>>Htc (or Pya)
	061002-2		Chr·Liz
	No.1 IW58.1m	White material in the fracture of massive serpentine	Chr·Dew (cut coalingite by weathering)
	No.1 IW85.50m		Chr·Dew·Br (banded precipitated texture)

Chr:chrysotile Liz:lizardite Dew:deweylite Htc:hydrotalcite Hmg:hydromagnesite
Pya:pyroaurite Ara:aragonite Cc:calcite Qz:quartz Pl:plagioclase Br:brucite
Mineral assemblages are determined by XRD. But, Liz is not recognized by optical

白色の沈澱物が析出する (第 3 図 a)。沈澱物は流水部に泡状や泥状のものが、干上がりつつある離水部に結晶度の良いものが見られる。

泡状や泥状の沈澱物はクリソタイル，リザルダイト，デュエライトもしくはハイドロタルサイトで，結晶度の良い沈澱物は方解石およびあられ石である (第 1 表)。離水部に方解石とあられ石が卓越するのは，Mg 珪酸塩である蛇紋石が先に沈澱し，かつ蒸発によって相対的に

Ca 濃度が上昇するためであろう。

蛇紋岩体の湧水から沈澱中の白色物質は，穂別町の鶴川蛇紋岩体の「大崩れ」と呼ばれる大崩壊地で観察される (第 2 図 c)。この湧水は塊状蛇紋岩体の崩壊面のフラクチャーから湧出しており，降雨の後など地下水位上昇時には湧水が白濁し，泡状～泥状の沈澱物を生じる。この沈澱物は主としてデュエライトで，ハイドロタルサイトやハイドロマグネサイトを伴う (第 1 表)。

2) 「コンクリ盤」の膠結物質

蛇紋岩地帯の河川沿いには「コンクリ盤」(舟橋, 1953)と俗称される蛇紋岩礫主体の固結した礫岩がしばしば分布する(第2図b, 第3図b)。段丘面をつくることもある。これらは更新世末~完新世の河床堆積物(主として固結した土石流堆積物)であり, それが膠結されたものである(加藤・樋掛, 1998)。コンクリ盤の膠結物質は灰白色の微細な鉱物からなるが, 大部分が蛇紋石(クリソタイル, リザルダイト, デュエライト)で, 一部にハイドロタルサイトを伴う(赤岩岩体, 鷹泊岩体)。鷹泊岩体を横切る大ヌップ川(第2図a, d)のコンクリ盤の一部は比高8—10 mの段丘面をつくるが, その基質はデュエライトなどの低温沈澱性蛇紋石類主体である(第1表, 第3図b)。

3) 崖錐堆積物間の沈澱物

鷹泊蛇紋岩体を横断する大ヌップ川には微はんれい岩類の大小の角礫からなる崖錐堆積物があり(第2図d), この基質を帯褐灰色で縞状の沈澱組織を示す半固結細粒物質が充填している(第3図c)。これはデュエライトである(第1表)。なお, この微はんれい岩類はもともと蛇紋岩中の岩脈が崩壊したものであり, 崖錐堆積物の周囲には蛇紋岩が広く分布する。

4) 蛇紋岩地すべりの膠結物質

占冠村市街地南のタンネナイ地すべり(第2図b)は蛇紋岩地すべりである。この地すべり堆積物は固結しており, 膠結物質は灰白色で, ハイドロタルサイト, クリソタイル, リザルダイトおよびハイドロマグネサイトからなる(第1表)。

5) 蛇紋岩と接する泥岩のフラクチャー充填物

夕張市紅葉山の中新統滝の上層中には小規模な蛇紋岩体がいくつか分布する。これらのうち, 紅葉山南方のショロマ川蛇紋岩ブロック(加藤ほか, 2003; 第2図a, e)は中新統滝の上層の泥岩に覆われるが, 蛇紋岩体との接触部近傍数10 cm以内のフラクチャーには灰白色の蛇紋石脈が生成している。泥岩は剪断変形をほとんど受けておらず, 蛇紋石は偏光顕微鏡下では通常のクリソタイルに比べればやや結晶度が低い繊維状のクリソタイル(伸長正の γ 蛇紋石)およびデュエライトで, フラクチャーの壁から垂直に成長している(第4図a)。

6) 蛇紋岩断層ガウジの膠結物質

蛇紋岩体の破碎部の角礫の基質を灰白色~帯褐灰色の沈澱物が充填することがある。沙流川岩体の岩内岳南方の林道の例(第2図a, f)ではデュエライトなどであった(第1表, 第4図b)。

7) 蛇紋岩の節理や微細フラクチャーの充填物

塊状や葉片状の蛇紋岩に生じる節理面に沿って, 灰白色ないし帯緑灰色の粉末状の物質がしばしば充填していることがある。地表付近における応力開放によると考えられるシーティング節理やそのほかの開口節理を充填する(第3図d)。これらの多くは蛇紋石(クリソタイル, リザルダイト, デュエライト)であり, しばしばブルーサイトやハイドロタルサイトを伴う(第1表)。方解石, あられ石, ハイドロマグネサイトなどの炭酸塩鉱物脈を伴うこともある。

2. 蛇紋岩と低温沈澱性蛇紋石類の偏光顕微鏡下の特徴

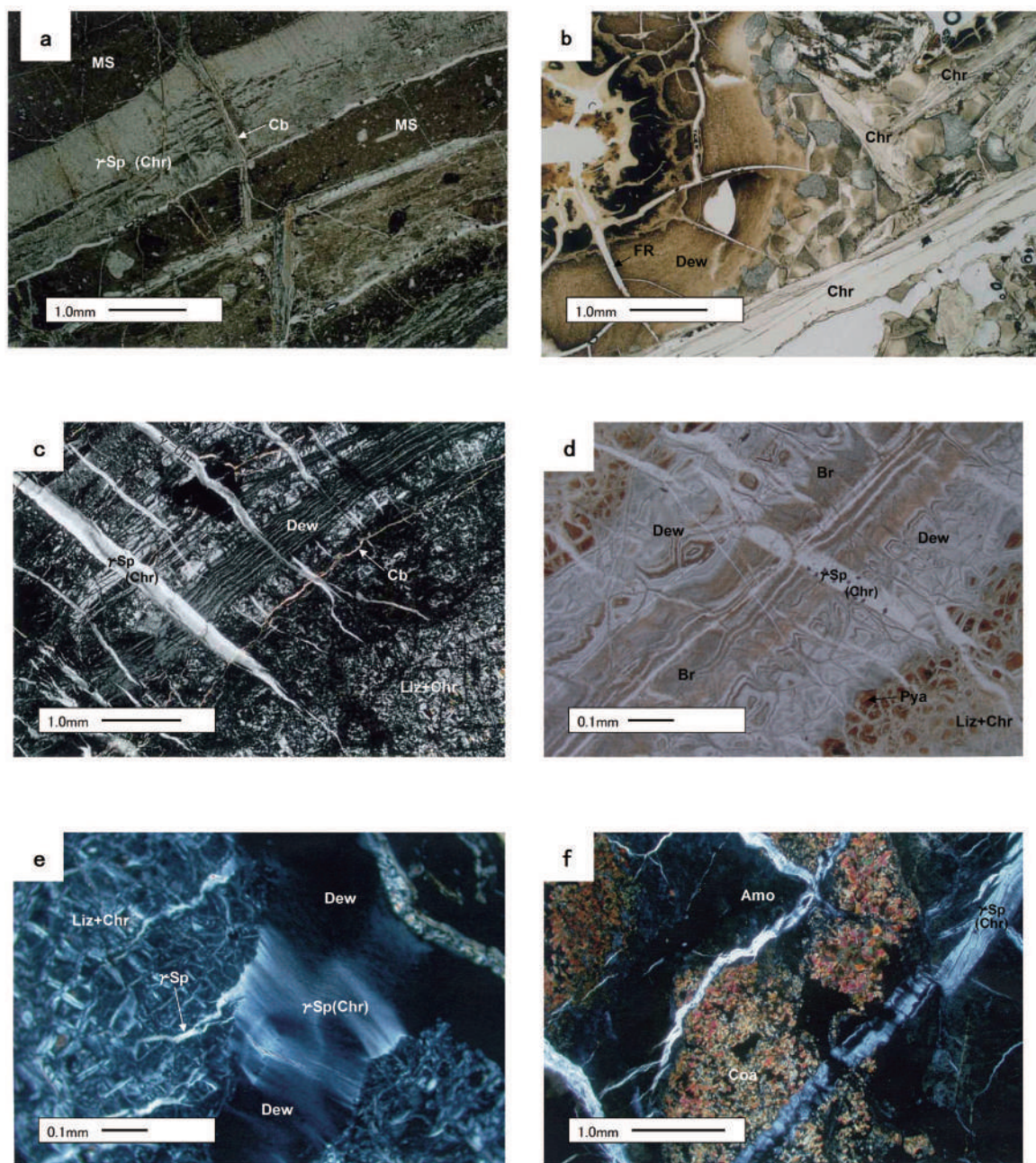
1) 一般的な蛇紋岩の特徴

一般に蛇紋岩の薄片を観察すると, 神居古潭帯では板状のリザルダイトと繊維状のクリソタイルなどからなるメッシュ組織を示す場合と, 葉片状のアンチゴライト主体のbladed-mat組織(Maltman, 1978)ないしinterpenetrating組織(O'Hanley, 1996)(両者は同じ組織を言うらしい)を示す場合がある。後者のアンチゴライト主体の組織を筆者らは日本語で綾織組織と呼んでいる。

また, 蛇紋石を伸長負の α 蛇紋石と伸長正の γ 蛇紋石に区別して記載することが伝統的に行われている(例えば, Francis, 1956; Deer et al., 1963)。これらと蛇紋石種との対応関係についての議論もある(例えば, O'Hanley, 1996)が, どのような生成条件の違いがあるかは必ずしも明確ではない。我々の観察に基づけば, メッシュ組織の格子としてのクリソタイルは, ブルーサイト(欠く場合がある)と磁鉄鉱を伴うが, この場合のクリソタイルは α 蛇紋石の場合と γ 蛇紋石の場合がある。また, メッシュ中心のリザルダイトを取り巻く格子のクリソタイル脈が2重の場合があり, 一般にリザルダイトに接する内側が α で, 外側(脈の中心側)が γ である。しかし, リザルダイト・クリソタイルを生成する低温型の蛇紋岩がアンチゴライトを生成する高温の場にもたらされた(逆蛇紋岩化作用)と考えられている鷹泊岩体(Igarashi et al., 1985)では, α と γ の上記順序がしばしば逆である。

2) 低温沈澱性蛇紋石類の特徴

いずれにしても, 神居古潭帯の蛇紋岩にはこれらの蛇紋岩組織を切る蛇紋石脈等, すなわちクラクチャー充填物が多数認められる。そのような後生的な脈や充填物は次のような特徴を示す蛇紋石からなる。すなわち, クリソタイル単一鉱物脈(γ 蛇紋石, 磁鉄鉱を伴わない)(第4図a, c), デュエライトの単一鉱物脈や角礫間充填物(磁鉄鉱を伴わない)(第4図b), 縞状の沈澱組織を示すデュエライト~クリソタイル(γ 蛇紋石)(磁鉄鉱を伴わな



第4図 低温沈澱性蛇紋石の偏光顕微鏡写真。(a) 滝の上層泥岩のフラクチャーを充填する白色蛇紋石。これはオープンニコルの写真であるが、干渉色は暗灰、伸長正のクリソタイル (γ -Sp) (紅葉山南方、ショロマ川蛇紋岩ブロック近傍)、(b) 蛇紋岩の断層角礫を充填するデュエライト。淡褐色で微細な物質の集合体 (沙流川岩体)、(c) 塊状蛇紋岩のフラクチャーを縞状に充填する低結晶度蛇紋石と、これをさらに切るクリソタイル (γ -Sp) および炭酸塩鉱物 (赤岩岩体)、(d) 塊状蛇紋岩中の帯状のゾーン中で、縞状組織を示す沈澱性の蛇紋石とブルーサイト。これにさらに縞状組織を高角に切るひび割れ状クラックに沿ってクリソタイル (γ 蛇紋石) が生成している (沙流川岩体)、(e) 塊状蛇紋岩中の沈澱性蛇紋石脈。デュエライトからクリソタイルへ漸移する (沙流川岩体)、(f) 塊状蛇紋岩のフラクチャーに沿う風化部 (非晶質化およびコーリンガイトの生成) を切って生成するクリソタイル (γ 蛇紋石) (沙流川岩体)。
 [岩石] MS: 泥岩 [鉱物] Liz: リザルダイト, Chr: クリソタイル (γ -Sp: 伸長正の蛇紋石), Liz: リザルダイト, Dew: デュエライト, Br: ブルーサイト, Cb: 炭酸塩鉱物, Amo: 非晶質物質, [その他] (FR): フラクチャーが存在した範囲。

い) (第4図 c), さらにこれらの蛇紋石類とブルーサイトが互層状に繰り返す脈 (磁鉄鉱を伴わない) (第4図 d) などがある。これらの脈にはまれに少量の炭酸塩鉱物を伴うことがあり、また炭酸塩鉱物がこれらを切って生成することがある (第4図 a)。デュエライト単一鉱物脈の場合、脈にしばしば平行な縞状の沈澱組織が認められるが、同一脈中の幅がより狭い部分でデュエライトから繊維状のクリソタイルに漸移することがある (第4図 e)。

この場合、脈壁に平行な沈澱組織の縞を仮像として残したまま、クリソタイルが脈壁に対して垂直に成長したため、微細な格子模様が出現する (第4図 f の右下の脈)。

3. 偽メッシュ組織

蛇紋岩が風化作用を受けると、蛇紋石やブルーサイトを交代して褐色のパイロオーライトや赤褐色のコーリンガイトなどの風化鉱物が生成する。これらの風化鉱物は蛇紋石より体積の大きい含水含炭酸の鉱物であるため、

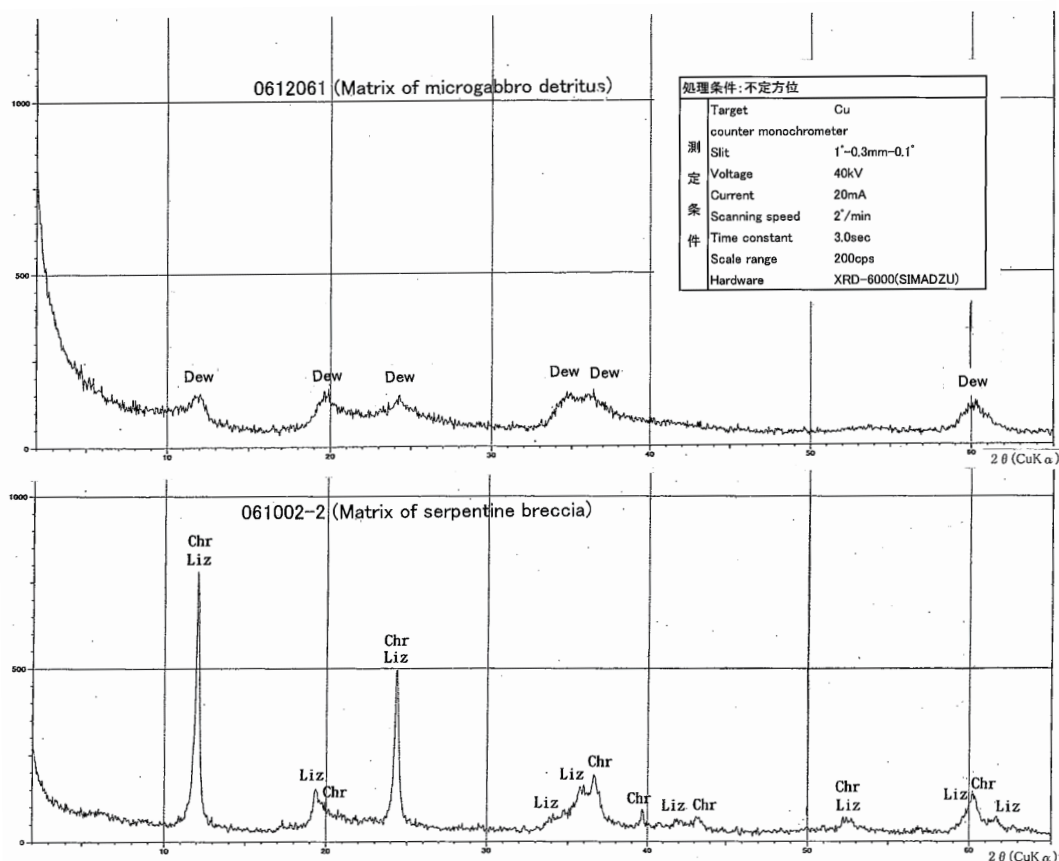
新鮮な蛇紋岩を湿潤な大気に曝しておくと、脈などが褐色化するとともに膨らんでくる。このように蛇紋岩は風化作用を受けると蛇紋石やブルーサイトの変質（相変化、相転移）による体積膨張を起こす（加藤ほか，2011）。このことはクリープによる膨張性地山をつくることの多い蛇紋岩の蛇紋石自体に膨潤性があるという誤解の一因となっている。

塊状蛇紋岩の分布域では、褐色風化を伴う低温沈澱性蛇紋石類（±沈澱性ブルーサイト）からなる縞状脈を高角で切って生成する亀甲状～格子状の展張クラック（O' Hanley, 1992 の cross-fractures）がしばしば見られる。これは灰白色～帯緑灰白色のクリソタイル（±ブルーサイト）脈に充填されている（第3図 d）。このクリソタイルも風化部を切って沈澱するという産状からして低温沈澱性蛇紋石類に違いない。蛇紋岩の風化作用が進むと、風化鉱物の生成に加えて、初生蛇紋石が非晶質鉱物化してバイレフリンゼンスの低下を起こし（第4図 f）、これらをネットワーク状に切って、繊維状のクリソタイル（伸長正のγ蛇紋石）などが生成する（第4図 c, d, f）。この脈にはブルーサイトを伴うこともある。この沈澱性蛇紋石（±ブルーサイト）ネットワークは蛇紋岩化作用によって生成する組織、すなわち、かんらん岩がマントル～地殻中で上昇したときの相対的な応力開放を反映した

メッシュ組織に似ている。しかしこのネットワークは本来のメッシュ組織のように3次元的な広がりをもたず、低温沈澱性蛇紋石類の縞状脈に直交して伸びるものの、ほぼ縞状脈の板状の分布範囲に限られる2次元的な広がりを示す。そのため、縞状脈に沿って剝離した面にのみメッシュ状の組織が肉眼的レベルで観察される。すなわち、このネットワークは本来のメッシュ組織のフラクタルな拡大版ではなく、初生鉱物を置換した蛇紋石（メッシュ内部のリザルダイト）を伴わない「偽メッシュ組織」（pseudo-mesh texture）である。

低温沈澱性蛇紋石の粉末X線回折

蛇紋石の粉末X線回折について、クリソタイル・リザルダイト・アンチゴライトの回折線は互いに良く似ているものの、以下のような回折線によって区別できる。ターゲットがCuのとき、K α 線の2 θ は35—38°に出現する回折線で明瞭な違いがある。すなわち、アンチゴライトで35.6°（2.52 Å）、リザルダイトで35.9°（2.50 Å）、クリソタイル（クリノ、オルソ）で36.6°（2.45 Å）であり、さらに、アンチゴライトは37.1°（2.42 Å）、オルソクリソタイルがときに38.7°（2.33 Å）に回折線を持つ。さらに、2 θ がより高角では、アンチゴライトはしばしば59.1°（1.56 Å）に独自の回折線を持つので、60.0—60.2



第5図 低温沈澱性蛇紋石のX線粉末回折チャート。上：鷹泊岩体，微はんれい岩質崖堆積物の基質。下：沙流川岩体，蛇紋岩質角礫岩の基質。Chr: クリソタイル，Liz: リザルダイト，Dew: デュエライト

°の回折線をもち、59.1°に回折線がほとんど認められない他の蛇紋石と区別できる。

低温沈澱性蛇紋石類の粉末X線回折を行うと、低結晶度のデュエライトあるいは、クリソタイル（クリノクリソタイル）やリザルダイトが検出される場合がある。これらの結果は、第1表に示しているが、ほぼ純粋な低温沈澱性蛇紋石類を集めて分析できた例を第5図に示す。第5図上は鷹泊岩体の微はんれい岩からなる崖錐の帯褐灰色を呈する基質をなす沈澱物のX線粉末回折チャートであり、デュエライトからなることを示す。同図下は沙流川岩体の塊状蛇紋岩の節理を充填する灰白色沈澱物で、クリソタイルとリザルダイトからなることを示す。鷹泊岩体のデュエライトと沙流川岩体のクリソタイル・リザルダイトは鏡下では、ともに400倍程度にしても結晶が識別できない低結晶度の物質である。ただし、走査型電子顕微鏡下数千倍～1万倍で観察すると、後者の場合、クリソタイルの繊維状結晶が認められる。Nishiki et al., (2020) は赤岩青巖峽の蛇紋岩片からなる崖錐堆積物の膠結物質が低結晶度のクリソタイル（クリノクリソタイル）であることを、マイクロラマン分光や透過型電子顕微鏡を用いて明らかにした。これはおそらく偏光顕微鏡的にはデュエライトと記載される物質であるが、ここでは沈澱性のリザルダイトは確認されていない。

第5図に示すように、デュエライトの回折線はブロードながら、クリソタイル・リザルダイトの回折線と大略一致する。しかし、後述するように両者では化学組成がやや異なる。すなわち、デュエライトは蛇紋石に成長する低結晶度物質のほかに回折線の出ない非晶質物質を混入しているらしい。デュエライトは国際鉱物学連合に正式に認められた鉱物名ではなく、低結晶度蛇紋石とタルク様鉱物の混合物である（牧野, 1998）という見解があるが、これについては次章で検討する。

低温沈澱性蛇紋石類の化学組成

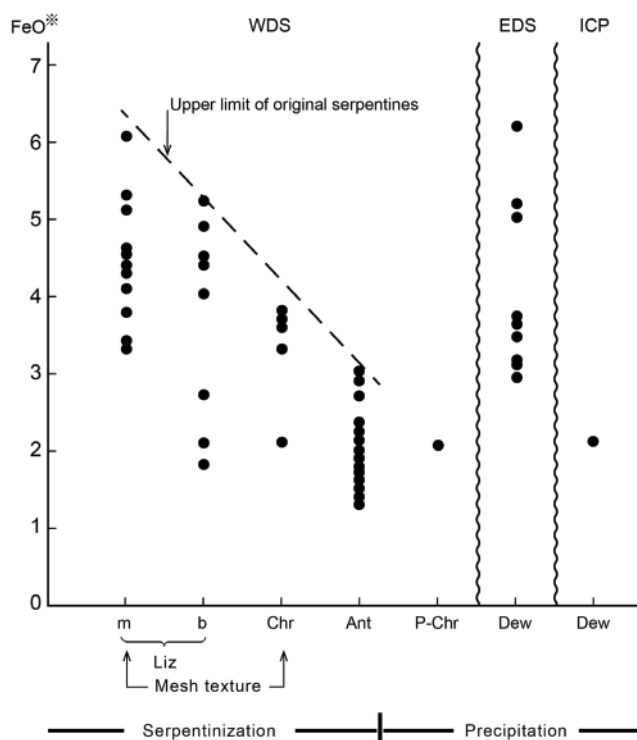
低温沈澱性蛇紋石類のうち、均質で分析に必要な量が採れる鷹泊岩体の微はんれい岩質崖錐の基質であるデュエライトの全岩化学分析をICP発光分光分析で行った（第2表）。第2表には、比較のために、日本国内から報告されているデュエライトやこれに近いと考えられる鍾乳石状蛇紋石（渋谷ほか, 1980）、クリソタイル、タルクおよびヒシングライトの分析値も示す。また、デュエライトのEPMA分析を、この試料および断層ガウジの基質（沙流川岩体）、段丘堆積物の基質（鷹泊岩体）を構成するものについて行った（第3表）。第3表にはまた、神居古潭帯の塊状蛇紋岩中の磁鉄鉱ダストを伴わない脈状のクリソタイル（No.10；沙流川岩体）および蛇紋岩

第2表 日本に産するデュエライト、クリソタイル、タルク、およびヒシングライトの化学分析値

Mineral name	deweylite								chrysotile		talc		hisingerite	
Reference	This study**		Minato and Muraoka (1958)		Sudo (1974)		Shibuya et al. (1980)		Sudo (1974)		Sudo (1974)		Sudo (1974)	
Locality	Takadomari Serpentinite mass, Hokkaido		Horokanai, Hokkaido		Miyamori, Iwate Prefecture		Ube, Yamaguchi Prefecture		Sanbagawa, Gunma Prefecture		Okushi, Nagasaki Prefecture		Kawa-yama mine, Yamaguchi Prefecture	
Occurrence	Cement of microgabbro detritus (061206-1)		—		Vein in serpentinite		Serpentine stalactite		—		—		Fracture of pyrrhotite ore	
SiO ₂	40.7	54.5	41.62	54.06	41.75	53.86	44.28	55.17	46.91	55.96	61.83	64.43	27.99	42.99
TiO ₂	0.10	0.14	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.73	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1.94	2.60	0.06	0.08	0.36	0.46	0.59	0.74	—	—	1.28	1.33	—	—
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ *	2.36	3.16	—	—	—	—	0.20	0.25	1.72	2.05	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0.03	0.04	0.47	0.61	—	—	—	—	—	—	34.25	52.61
FeO	—	—	1.35	1.75	—	—	—	—	—	—	1.58	1.65	0.54	0.83
MnO	0.01	0.01	tr.	—	tr.	—	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—
MgO	29.1	39.0	33.89	44.02	34.38	44.35	32.03	39.91	34.50	41.16	30.77	32.06	—	—
CaO	0.19	0.25	0.06	0.08	0.57	0.74	3.11	3.88	—	—	0.25	0.26	2.33	3.58
Na ₂ O	0.14	0.19	—	—	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.05	0.12	0.13	—	—
K ₂ O	0.08	0.11	—	—	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.13	0.14	—	—
P ₂ O ₅	0.02	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
LOI	24.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.70	—	—	—
H ₂ O(+)	—	—	17.60	—	9.78	—	12.98	—	13.76	—	—	—	7.11	—
H ₂ O(-)	—	—	6.13	—	12.48	—	6.72	—	2.45	—	—	—	27.89	—
Total	99.5	100.0	100.74	100.0	99.79	100.0	99.97	100.0	100.01	100.0	100.66	100.0	100.11	100.0
Total except LOI or H ₂ O	74.7	—	77.01	—	77.53	—	80.27	—	83.80	—	95.96	—	65.11	—

※: Total Fe as Fe₂O₃ LOI: Loss on ignition Analyses after normalization to 100% on anhydrous basis are given in the right column.

※※: Analyzed by ICP-AES

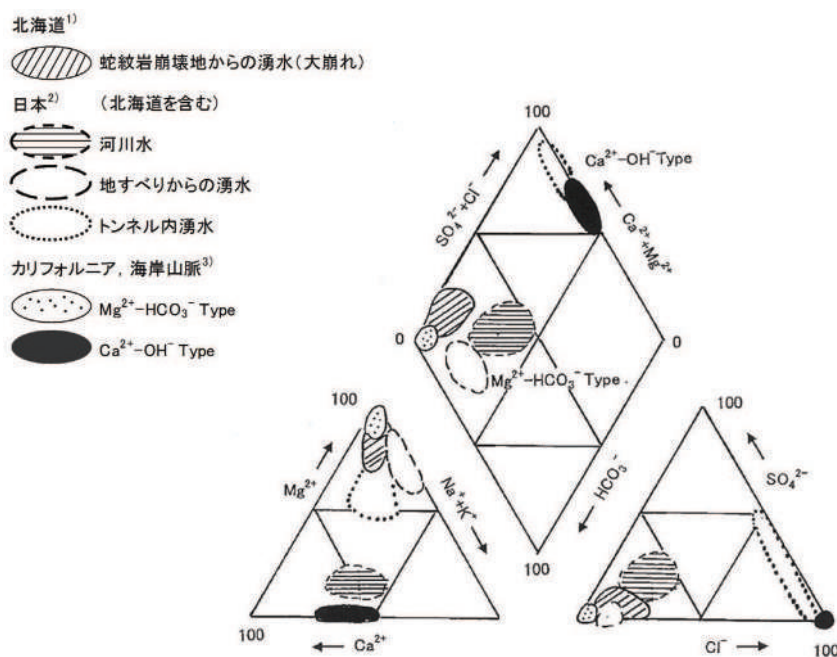


第6図 神居古潭帯の蛇紋岩に含まれる蛇紋石類のFe含有量の比較。リザルダイト・クリソタイルからなるメッシュ組織をつくる蛇紋岩化作用で磁鉄鉱が生成するが、これらの蛇紋石を置換して生成する累進的なアンチゴライト化においても磁鉄鉱を生成し、アンチゴライトの鉄含有量はさらに低くなる。低温沈澱性のクリソタイルやデュエライトの鉄含有量は分析手法の違いによる誤差を考慮しても、幅広い組成範囲を持つ。Liz: リザルダイト (m: メッシュ中心, b: バスタイト), Chr: クリソタイル (メッシュ格子), Ant: アンチゴライト, P-Chr: 低温沈澱性クリソタイル, Dew: デュエライト。WDS, EDS および ICP はそれぞれ WDS, EDS および ICP-AES。

イトが蛇紋石に加えて蛇紋石より Mg には乏しいが, Si に富むタルク成分を混入するという考え (牧野, 1998) も成り立つ。しかし, 蛇紋石の結晶水は 13—15 % なので, LOI 24.8 % (第2表) が H_2O (-) を含むとしても大きすぎる。タルクは結晶水を 5 % 程度しか含まないことや, 粉末X線回折でタルクの回折線がまったく認められないことを考えると, やはりタルクそのものが混在しているとは考えにくい。混入物質は非晶質物質で, クリソタイルより Si に若干富み Mg に乏しく H_2O の多い物質, 例えばヒシゲライト $[Fe_2Si_2O_5 \cdot (OH)_4 \cdot 2H_2O]$ の Fe を Mg に置き換えたような物質である可能性が考えられる。あるいは, 化学組成的には Wenner and Taylor (1974) やこれを引用した O'Hanley (1996) が考えているように, 蛇紋石とモンモリロナイト鉱物 (のサポーナイト) の混合物であっても, Si に若干富み Mg に乏しく H_2O の多い物質という条件を満たすので良いかもしれない。ただしこの場合も上記の X 線回折チャートにはモン

化作用によって生成した蛇紋石 (沙流川岩体および鷹泊岩体) の分析値を合わせて示す。

全岩化学分析と粉末X線回折の結果を総合すると以下のことが言える。今回分析したデュエライトは, クリノクリソタイルおよびリザルダイトに近いX線回折パターンを示す低結晶度の蛇紋石が主成分である。このデュエライトは良結晶度の蛇紋石に比べて Si に富み, Mg に乏しい。Al と Fe は同様に若干富む。したがって, デュエラ



第7図 蛇紋岩地域の水のトリリニアードグラム (水落ほか, 2004)。日本の蛇紋岩地域の水は $Mg-HCO_3$ タイプである。カリフォルニアの海岸山脈には $Mg-HCO_3$ タイプに加え, $Ca-OH$ タイプが知られている。トンネル内湧水は神居古潭峡谷の神竜トンネルのデータで, $Ca-OH$ タイプであるが, コンクリートを通じた水であるため Ca 濃度が高くなったものと考えられる。1) 水落ほか (2004), 2) 野地 (1981), 3) Barnes and O'neil (1969)。

第3表 神居古潭帯の2つの超苦鉄質岩体(沙流川岩体と鷹泊岩体)とその周辺のデュエライト・クリソタイト・アンチゴライト・ブルーサイトのEPMA分析値.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19						
Type of genesis	Products of low-temperature precipitation										Products of serpentinization														
Sample number	061005-2					061203-4					061206-1					801006-11					801006-8				
Locality	Sarugawa mass					Takadomari mass					Takadomari mass					Sarugawa mass					Takadomari mass				
Occurrence	Matrix of fault gouge of serpentinite					Cement of terrace deposits					Cement of microgabbro detritus					Vein					Mesh textured antigorite serpentinite				
Mineral name	D	D	D	D	D	D	D	D	D	C	L(c)	L(m)	L(b)	C	L	A	A	A	Br						
SiO ₂	35.8	33.1	35.8	34.8	34.8	32.6	33.6	36.6	33.8	42.06	39.80	39.36	38.90	41.38	36.56	42.72	42.39	42.01	0.2						
TiO ₂	0.06	0.09	0.03	0.09	0.22	0.10	0.10	0.12	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.23	0.00	0.00	0.00						
Al ₂ O ₃	1.11	2.03	1.98	4.57	3.98	4.28	2.42	2.40	2.40	1.03	1.07	0.94	2.11	1.18	0.01	0.52	0.16	0.44	0.14						
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.05	0.00	0.08	0.04	0.11	0.13	0.54	0.05	0.02	0.04	0.06	0.07	0.04						
FeO [*]	2.94	3.72	3.15	5.00	6.19	5.16	3.19	3.46	3.13	2.08	4.27	4.14	4.36	3.67	6.04	1.70	1.33	2.46	5.35						
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.02	0.13	0.20	0.19	0.26	0.13	0.06	0.01	0.06	0.07	0.30						
NiO	0.10	0.17	0.17	0.06	0.12	0.15	0.11	0.09	0.08	0.23	0.52	0.52	0.38	0.13	0.42	0.21	0.35	0.19	0.54						
MgO	21.3	22.7	22.5	24.3	25.0	22.8	25.4	26.5	25.0	39.59	39.84	39.88	38.33	39.12	41.40	41.62	42.58	41.05	78.0						
CaO	0.43	0.36	0.32	0.10	0.11	0.11	0.12	0.16	0.18	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.06	0.01	0.00	0.01						
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
K ₂ O	0.07	0.22	0.17	0.36	0.30	0.25	0.23	0.22	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Total	61.84	62.45	64.15	69.34	70.86	65.55	65.25	69.55	65.00	85.17	85.82	85.18	84.90	85.67	84.58	87.11	86.94	86.29	84.59						
Si	4.620	4.307	4.477	4.106	4.061	4.085	4.177	4.256	4.211	4.004	3.837	3.825	3.795	3.955	3.645	3.867	3.849	3.859	0-2						
Ti	0.006	0.009	0.003	0.008	0.020	0.010	0.010	0.010	0.008	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.016	0.000	0.000	0.003						
Al	0.169	0.311	0.292	0.635	0.547	0.632	0.354	0.328	0.352	0.115	0.122	0.108	0.242	0.133	0.001	0.005	0.017	0.047	0.003						
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.002	0.004	0.000	0.007	0.003	0.008	0.010	0.042	0.003	0.002	0.003	0.004	0.189	0.000						
Fe ²⁺	0.317	0.405	0.329	0.493	0.604	0.541	0.332	0.337	0.326	0.165	0.344	0.336	0.356	0.293	0.504	0.129	0.101	0.005	0.073						
Mn	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.000	0.002	0.011	0.017	0.015	0.021	0.010	0.005	0.001	0.005	0.006	0.004						
Ni	0.010	0.018	0.017	0.006	0.011	0.015	0.011	0.008	0.008	0.017	0.041	0.041	0.029	0.010	0.034	0.015	0.026	0.011	0.007						
Mg	4.098	4.403	4.196	4.274	4.349	4.259	4.708	4.594	4.643	5.620	5.727	5.778	5.575	5.573	6.153	5.616	5.764	5.621	1.904						
Ca	0.060	0.050	0.043	0.013	0.014	0.015	0.016	0.020	0.024	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.006	0.001	0.000	0.000						
Na	0.008	0.008	0.008	0.011	0.004	0.005	0.007	0.000	0.007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
K	0.011	0.036	0.027	0.054	0.045	0.041	0.036	0.032	0.030	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Total	9.299	9.550	9.392	9.601	9.667	9.613	9.655	9.585	9.618	9.935	10.096	10.114	10.061	9.977	10.351	9.658	9.767	9.738	1.994						

D : deweylite L : lizardite(c: mesh center, m: margin of mesh center , b: bastite after orthopyroxene) C : chrysotile A : antigorite Br: brucite

D: deweylite L: lizardite(c: mesh center, m: margin of mesh center, b: bastite after orthopyroxene) C: chrysotile A: antigorite Br: brucite

*: Total Fe as FeO

**: "O=14" of deweylite is for comparison with lizardite and chrysotile composition

***: O=13.626 is from ideal antigorite composition of Mg_{2.8235}Si₂O₅(OH)_{3.647} after Wicks and Whittaker (1975)

No. 1~No. 9: this study by JEOL of Hokkaido Univ. Educ. (ZAF corrected) No. 10~No. 19: Katoh (1982) by JEOL-50A of Hokkaido Univ. (ZAF corrected)

No. 10: not include magnetite dust

モリロナイト鉱物の回折線は確認できない。

この鷹泊岩体の微はんれい岩質崖堆積物の基質をなすデュエライト集合体 (061206-1) はマグネットペンを近づけても、蛇紋岩のように反応しない。したがって、微粒の磁鉄鉱を含まないか、含んでいてもきわめて微量であろう。この全岩化学分析値(ICP)は全 FeO 2.4 % (第2表) で、EDS 分析では全 FeO 3.1-3.5 % である。しかし、いくつかの低温沈澱性蛇紋石類を EDS で分析したところ、全 FeO 含有量は 2.9—6.2 % と組成幅が大きく、神居古潭帯のメッシュ組織をつくるリザルダイトやクリソタイルの全 FeO 含有量の範囲をカバーする (第6図)。低温沈澱性のクリソタイルについては EPMA (WDS) 分析値が1個で、初生のリザルダイトやクリソタイルに比べ FeO 含有量が少ないように見える (第6図)。しかし、低温沈澱性のクリソタイル脈は灰白色から帯緑灰色のものまでがあり、実際の Fe 含有量は蛇紋岩化作用に伴って生成するクリソタイルより、組成幅に富む可能性がある。

考 察

1. 蛇紋岩体周辺の湧水と水質

蛇紋岩地域の地下水・湧水は世界的には $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ タイプ (以下 Mg-HCO_3 タイプ) と $\text{Ca}^{2+}\text{-OH}$ タイプ (以下 Ca-OH タイプ) に区別でき、後者の組成の水は現在蛇紋岩化作用が起きている岩体で生成すると考えられている (Barnes and O'Neil, 1969; Barnes et al., 1978)。

神居古潭帯を含む日本各地 (野地, 1981; 水落ほか, 2004) およびカリフォルニアの海岸山脈 (Barnes and O'Neil, 1969) の蛇紋岩分布域における地下水、湧水および河川水の組成領域を第7図に示す。

これらを含め、日本国内ではトンネル湧水を除けば、 Mg-HCO_3 タイプのみが知られ、確実な Ca-OH タイプは認められない (トンネル内湧水はコンクリートの壁から染み出すためセメント成分が溶出し、 Ca^{2+} や SO_4^{2-} に富

み、pH は 8—10 である)。ここで、このような蛇紋岩地域の河川水が湧水に比べて Mg に乏しく、Ca が相対的に多いことに注意したい。Mg が何らかの形、例えば低温沈澱性蛇紋石類や、低温沈澱性ブルーサイト、ハイドロマグネサイト、ハイドロタルサイトなどとして固定された可能性を示すからである。

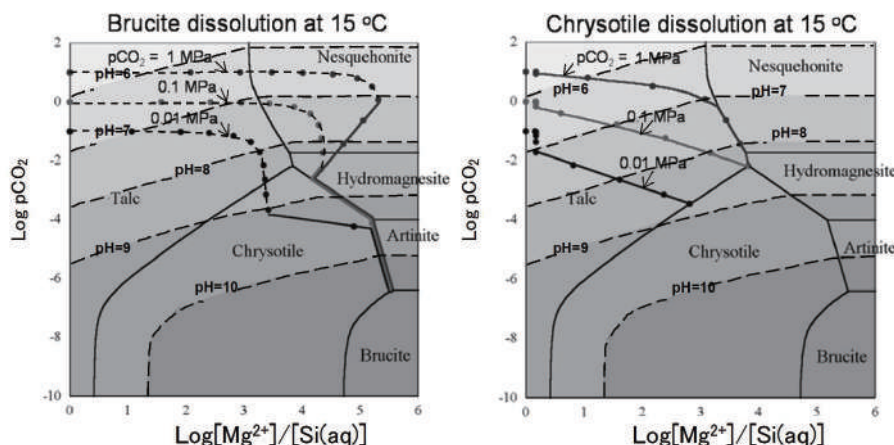
一方、 Ca-OH タイプの水はオマーン (Barnes et al., 1978; 佐藤ほか, 2001) や、アメリカ西海岸 (Barnes and O'Neil, 1969, 1971; O'Neil and Barnes, 1971) その他から報告されている。それらは pH が 11—12 の高アルカリ性であり、かつ非常に還元的 ($E_h = -50 \sim -840 \text{ mV}$) である (佐藤ほか, 2001; 安楽ほか, 2017)。

2. 低温沈澱性蛇紋石の安定条件

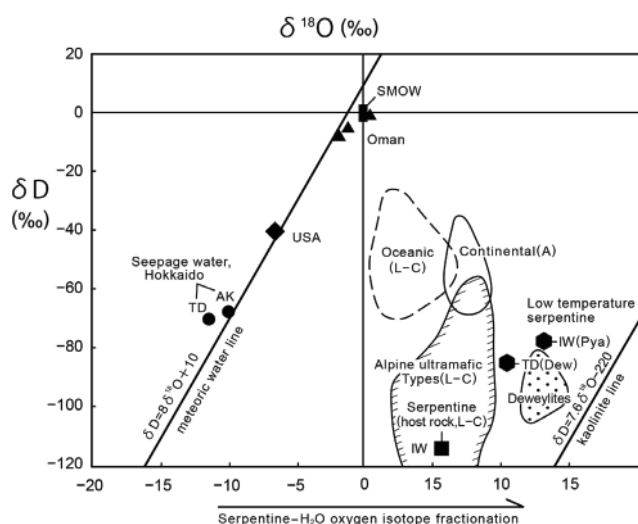
Hemley et al. (1977) は熱力学平衡計算によって作成した $\text{Mg-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系の相図において、常温・常圧 (25 °C, 1bar) で、Mg に富み Si にやや乏しい水溶液からクリソタイルやブルーサイトが生成可能であることを示した。クリソタイルは常温でも準安定に生成し得るといわれる (Evans, 2004)。

秋田・佐藤 (2001) は オマーン・オフィオライトの高アルカリ泉の湧出に関連して、熱力学データを用いて地表水とかんらん岩の相互作用の検討を行った。その結果、かんらん石—水反応だけでなく、直方輝石・単斜輝石との反応を高めることで Ca イオンが溶出し、実際に観察されるような pH 11.5 まで上昇することを明らかにした。また、この反応に伴ってクリソタイルやブルーサイトが晶出し得ることや、そのために水には Mg^{2+} や $\text{SiO}_2(\text{aq})$ が増加することを示し、これらが著しく低温での蛇紋岩化作用の結果であるとした。

Okamoto et al. (2006) は、やはり熱力学的平衡計算によって Mg-Si-CO_2 系の相図を作成した (第8図)。これによると、 CO_2 分圧、 Mg^{2+} や $\text{Si}(\text{aq})$ イオンの濃度によって異なるが、15-25°C の常温においてクリソタイル、ブルーサイトなどの安定領域が存在する。黒丸はブルーサイトやクリソタイルが溶解する時の液組成と pH の変化を計算した点。



第8図 Mg-Si-CO_2 系の相図 (Okamoto et al., 2006)。ブルーサイト、蛇紋石の溶解と pH 変化による沈澱物を示す相図。 CO_2 分圧、 Mg^{2+} や $\text{Si}(\text{aq})$ イオンの濃度によって異なるが、15-25°C の常温においてクリソタイル、ブルーサイトなどの安定領域が存在する。黒丸はブルーサイトやクリソタイルが溶解する時の液組成と pH の変化を計算した点。



第9図 蛇紋岩関連の鉱物と水の δD - $\delta^{18}O$ 図 (水落ほか, 2004). IW: 岩内岳 TD: 鷹泊 AK: 赤岩 Pya: パイロオーライト Dew: デュエライト L-C: リザルダイトークリソタイル A: アンチゴライト. 各エリアは O'Neil and Barnes (1971) を O'Hanley (1996) が修正. 北海道のデータは水落ほか (2004).

ブルーサイト, アルチニー石, ハイドロマグネサイト, タルクなどの安定領域が存在する. CO_2 分圧が低ければ, クリソタイルやブルーサイトが安定である. また, $15^\circ C$ での CO_2 との中和反応に伴うブルーサイトや蛇紋石の溶解による pH の上昇と, それに伴う沈殿物が検討された. これによるとブルーサイトも蛇紋石とともに溶解する場合には, pH の上昇に伴いタルク, ネスケホナイト, ハイドロマグネサイト, アルチニー石等が晶出するが, 最終的にクリソタイルやブルーサイトの安定領域に入つて, pH は 10 程度が上限となることを示した.

Nishiki et al. (2020) は赤岩青巖峽の蛇紋岩地すべりに伴う沈殿物や湧水の研究を行った. 湧水と表流水の混合は高 Si 活動度をもたらし, 天然の M-S-H (magnesium silicate hydrate) が沈殿する. この理解のために, Mg-Si- H_2O , Ca-Si- H_2O , Mg- CO_2 - H_2O および Ca- CO_2 - H_2O 系それぞれの熱力学的な安定図が作成された. そこでは常温 ($25^\circ C$) のアルカリ性環境で, M-S-H としてクリソタイルが生成可能で, Ca や CO_2 が加わる環境ではアラゴナイトも生成可能であることを示した.

水落ほか (2004) は, 本論文で記載した低温沈殿性蛇紋石類を含む試料 (岩内岳近傍の蛇紋岩: 061005, 赤岩青巖峽のコンクリ盤基質: 061104-1, 同湧水の沈殿物: 061104-5, 鷹泊岩体の崖錐礫間充填物: 061206-1, 同崖錐間充填物のアラゴナイト: 061205-2) その他の水素・酸素同位体分析を行い, 以下のような結果を得ている. 岩内岳近傍の新鮮な蛇紋岩 (IW) は $\delta^{18}O = +5.7\%$, $\delta D = -116\%$ を示し, $\delta^{18}O = +1 \sim +9\%$ の値を示すアルパインタイプの蛇紋岩に近い. これに対して鷹泊岩体の微はんれい岩からなる崖錐を充填するデュエライト (TD (Dew)) や沙流川岩体の蛇紋岩破碎部の角礫充填物であるパイロオーライト (含水 Mg 炭酸塩: IW (Pya)) は, $\delta^{18}O = +10 \sim +13\%$ と高い値を示す. これらは O'Neil and Barnes (1971) によるほぼ常温で生成したデュエライトの領域に近い (第9図). 鷹泊岩体での湧水 (湧水 TD: $\delta^{18}O = -11.5\%$) とデュエライト (TD (Dew): $\delta^{18}O = +10.4\%$) の酸素同位体分別について Zheng (1993) の式を用いれば, デュエライトの生成は約 $16^\circ C$ と推定される (水落ほか, 2004).

第4表 蛇紋岩片を主とする世界各地の堆積物の特徴と膠結物質のタイプ.

Region	Occurrence	Cementation materials	Remarks
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	Matrix of cemented stream sediments (mud flow)	Chr·Liz [*] >>Htc	Sp061104-1: Along R.Mukawa in Akaiwa mass. ^{14}C age is 1,900yBP Mizuochi et al. (2004)
	Matrix of terrace deposits (old mud flow)	Dew	Sp061203-4: Along Dai-nuppu river in Takadomari mass. Relative height of the terrace is 8-10m.
	Matrix of detritus composed of microgabbro in serpentinite mass	Dew	Sp061206-1: Along Dai-nuppu river in Takadomari mass. Slightly brownish white soft sediment.
	Matrix of cemented mud flow	Chr·Liz [*] >Htc·Hmg	Sp021112-4: Okuzure in Mukawa mass. White, relatively soft material.
South Island, New Zealand	Matrix of cemented debris flow deposit	▪ Cc·Ara·Stv·Pec·Pya ▪ Chr	Craw and Landis (1980) Craw et al. (1987): ^{14}C age is 5,700 ~ 6,800yBP
Hajar Mountains, Oman	Matrix of cemented stream sediments	Cc	Morishita & Arai (1999)
Coastal Range of California, USA	Matrix of cemented stream sediments	Cc>Ara>Dol	Barnes & O'Neil (1971): ^{14}C age is 2,000~7,600yBP; O'Neil and Barnes (1971)

Hmg: hydromagnesite Cc: calcite Ara: aragoite Dol: dolomite Stv: stevensite

第5表 世界各地の蛇紋岩体からの湧水のタイプと沈殿物の構成鉱物

Country	Host rock	Chemical type of spring water	pH	Eh	Temperature of spring	Precipitated material	Gas	Reference
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	H>D Various degree of serpentinization (massive, foliated)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	9.3~10.1	-112~+152mV (reductive to oxidative)	6~12°C	•Sp>Htc, Hmg •Cc, Ara	—	Nochi (1981), Mizuochi et al.(2004)
Hajar Mountains, Oman	H>D>W Weakly serpentinized (massive)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	8.3~9.2	+58~+158mV (oxidative)	20~24°C (Max.27°C)	—	—	Sato et al.(2001), Ninomiya et al. (2004)
		Ca ²⁺ -OH ⁻ type	10.7~12.6	-50~-840mV (reductive)	30~38°C	[in minor river] •Ara>Cc, Htc, Br [in large river] •Ara±Cc [evaporated] •Nes	H ₂ >>CH ₄	Sato et al. (2001), Ninomiya et al. (2004), Anraku et al. (2017)
Coastal Range of California, USA	H>D Weakly serpentinized (massive)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	7.8~9.0	—	14~30°C	—	—	Barnes & O'Neil.(1969)
		Ca ²⁺ -OH ⁻ type	11.2~12.0	—	11~31°C	•Cc, Ara [evaporated] •Nes	—	Barnes & O'Neil (1969, 1971), Barnes et al. (1972)
The "Lost City" located 15km west of Mid Atlantic Ridge axis	Maybe weakly serpentinized peridotite	Ca ²⁺ -OH ⁻ type?	9~11	—	40~90°C	•Ara, Cc, Br	H ₂ , CH ₄	Kelley et al. (2005)

H:harzburgite D:dunite W:wehrlite Sp:serpentine Cc:calcite Ara:aragonite
Htc:hydrotalcite Hmg:hydromagnesite Br:brucite Nes:neskehonite

3. 蛇紋岩質堆積物の膠結物質

世界各地の蛇紋岩地帯の第四系地表面堆積物を比較した(第4表)。これらは、河床堆積物、段丘堆積物、地すべり堆積物、崖錐堆積物の違いはあるが、いずれも蛇紋岩礫が主体または周囲が蛇紋岩体であるという共通性を持つ。それらの基質は、神居古潭帯のもので蛇紋石(不良結晶度蛇紋石、クリソタイル)が主体(リザルダイトについては偏光顕微鏡下では確認されておらず、粉末X回折のみの確認なので、混入を含めて今後の検討が必要)で、ハイドロタルサイトやハイドログネサイトを伴うのに対し、オマーンでは方解石が主体(Morishita and Arai, 1999)、カリフォルニアでは方解石やあられ石が主体で少量のドロマイトを伴う(Barnes and O'Neil, 1969)。オマーンでは当初あられ石も存在したが、続成作用で方解石に転移した可能性が指摘されている(Morishita and Arai, 1999)。ニュージーランドでは方解石・あられ石などが卓越する場合と蛇紋石が卓越する場合があることが注目される(Craw et al., 1987)。これらの違いは後述するように蛇紋岩中で涵養される地下水の水質の違いに支配されていると考えられる。

4. 湧水タイプと沈殿物

次に、蛇紋岩体からの湧水のタイプとこれに伴う沈殿物について比較する(第5表)。

Mg—HCO₃ タイプの湧水は神居古潭帯のほか、オマーンやカリフォルニアの湧水の一部に認められている。このタイプの湧水はpH 7.8~10.1(アルカリ性)、Eh +158~-112mV(酸化的~還元的)、水温は6~30℃(一般に低い低緯度地方ではときに高い)である。Mg—HCO₃ タイプの湧水に伴う沈殿物は今回記載したように、クリソタイル・低結晶度蛇紋石類(デュエライト)が主体で、ハイドロタルサイトやハイドログネサイトを伴うことがある。離水部では方解石やあられ石も認められた。これは地下で蛇紋岩化作用がすでに停止しているため、地下水にCaが供給されず、Caイオンが少ない一方、蛇紋石やブルーサイトの溶解によってMgイオンに富んだためと考えられる。

一方、Ca—OH タイプの湧水はpH 10.7~12.6(強アルカリ性)、Eh—50~-840 mV(還元的)、水温は11℃~38℃(一般に高い)である。オマーンでは水素およびメタンガスを伴う。Ca—OH タイプの湧水の存在は、それをもたらす超苦鉄質岩体で現在蛇紋岩化作用が進行中である証拠と考えられ(Barnes et al, 1978; 秋田・佐藤, 2001; 佐藤ほか, 2004; Kelemen and Matter, 2008)、水素やメタンの発生(Chamberlain et al., 1965; Neal and Stanger, 1983)はそれを支持する。北緯30度の大西洋中央海嶺西方からあられ石・方

第6表 蛇紋石の低温沈澱現象および蛇紋岩化作用が現在起こっている地域の緯度・気温・降水量と湧水のタイプ

Locality, Country	Present day serpentine precipitation under atmospheric condition	Present day serpentinization of underground	Latitude	Mean annual temperature ^{※3} (°C) (maximum temperature)	Mean annual precipitation (mm)	Thermal gradient (°C/100m)	Type of spring water
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	○	×	N42°~45°	8(21)	1091 ^{※4}	2~3 ^{※5}	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
South Island, New Zealand	○ ^{※1}	×	S45°	10(14)	1072 ^{※4}	?	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ ?
Kulasi, Bosnia and Herzegovina	○?	○ ^{※2}	N43°	12(22)	684 ^{※4}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻
Cazadero, California	○ ^{※2}	○ ^{※2}	N35°	20(33)	1580 ^{※2}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻ , Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Hajar Mountains, Oman	○ ^{※3}	○ ^{※2}	N24°	29(35)	127 ^{※2}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻ , Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
New Caledonia	○?	○ ^{※2}	S20°	23(26)	1090 ^{※2}	?	Intermediate type of Ca ²⁺ -OH ⁻ and Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻

○: in progress ×: not in progress

※1: Crow et al. (1987) ※2: Barnes and O'Neil (1969), Barnes et al. (1978)

※3: Sato et al. (2001), Ninomiya et al. (2004) ※4: National Astronomical Observatory, Japan (1996)

※5: Geological Survey of Hokkaido (1995)

解石・ブルーサイトからなるチムニーが発見され、pH 9～11、水温< 40～90 °Cの低温熱水と水素、メタンガスをとまうことが報告された (Kelley et al., 2005). 著者らも示唆しているが、地下で蛇紋岩化作用が起こっており、Ca-OH タイプの湧水が生産されている可能性が高い。

5. 低温蛇紋岩化作用の条件

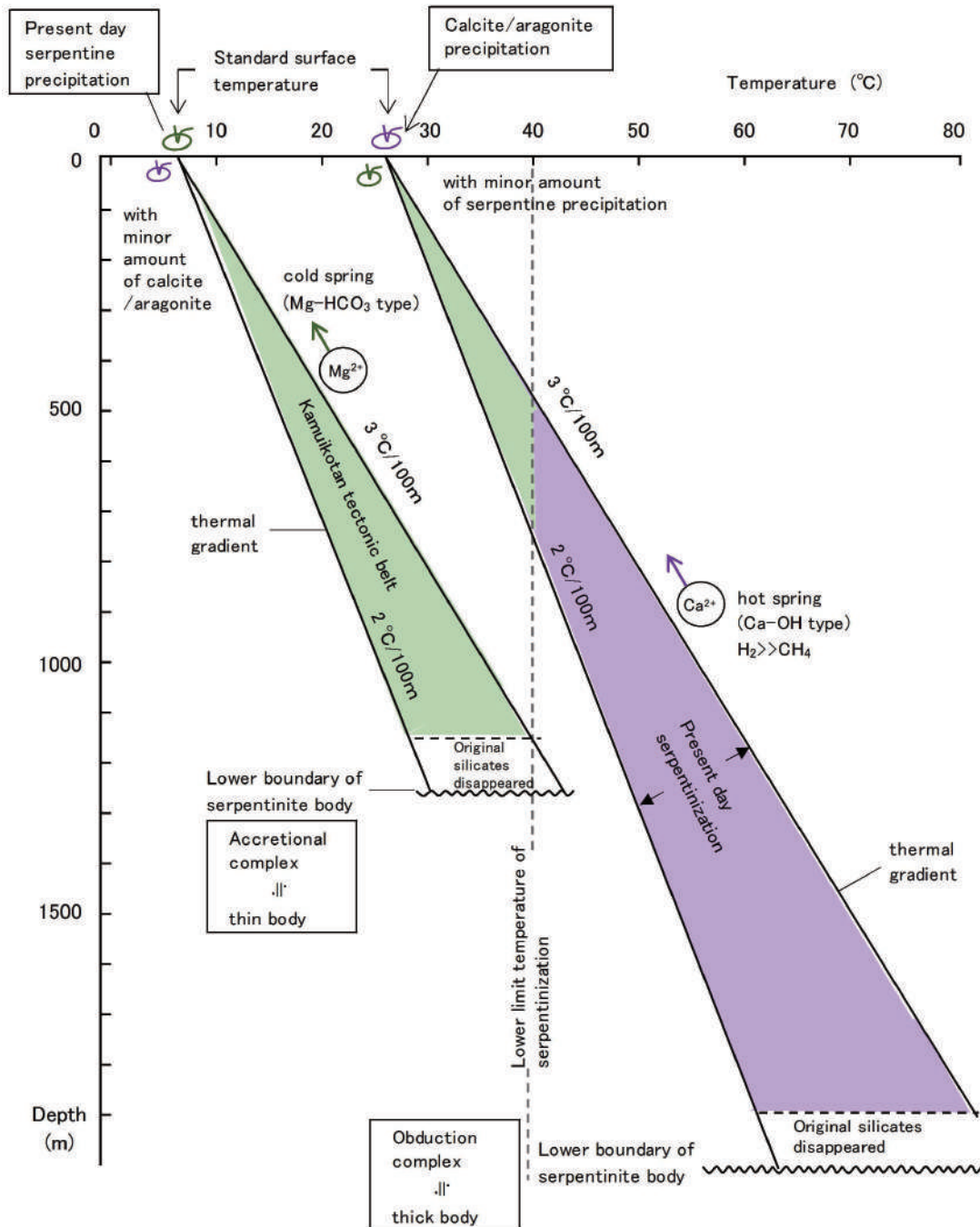
それでは、地球上で蛇紋岩化作用が起こる条件はどのように考えればよいであろうか？ 第6表は現在蛇紋岩化作用が起こっていると考えられる地域と、すでに停止していると考えられる地域とを比較したものである。この表は、現在蛇紋岩化作用が起こっている岩体の存在する位置が、緯度とそれに伴う年平均気温に関係している可能性を示している。蛇紋岩化作用の可能性を示すCa-OH タイプの湧水は、ボスニア・ヘルツェゴビナのKulasiを除けば、35°以下の低緯度地方、すなわち年平均気温が20 °C以上（最高気温26—35 °C）の地域に見られる。これに対し、すでに蛇紋岩化作用が停止していると考えられる北海道やニュージーランドは42—45°の中緯度にある。すなわち、年平均気温が8—10 °C（最高気温14—21 °C）である。しかし、Kulasiの例外もあり、そう単純ではない。

第10図は横軸に温度を、縦軸に深度をとった図で、蛇紋岩化作用と蛇紋石の低温沈澱現象の起こる条件を示す概念図である。一般に地殻浅部の地下地温は地表の基準温度（年平均気温に近似）とその地域の地温勾配から推定できる。神居古潭帯以外の地温勾配が不明なので、

仮にこれと同様の2—3 °C/100mと仮定してみる。蛇紋岩化作用の下限温度をO'Hanley (1996) に従って40 °Cとすると、低緯度地方の超苦鉄質岩体は基準温度が高い（例えば、オマーンは約30 °C）ので、当然地下浅部で蛇紋岩化作用を起こしやすい。これに対して、中—高緯度地方ではかなり深部でなければ蛇紋岩化作用が起こらない。例えば、神居古潭帯では地温勾配が2—3 °C/100m（北海道立地下資源調査所, 1995）なので、これを2.5 °C/100m、基準温度を8 °Cとすれば、地温が40 °Cになる深度は1,280mとなる。ところが、神居古潭帯の超苦鉄質岩は付加体の一部を構成し、かつナップテクトニクスを受けているため、岩体の鉛直方向の厚さは一般に薄く、一般にはこの深度まで分布している可能性は低い。しかし例えば、初生鉱物を残す大岩体である沙流川岩体（岩内岳かんらん岩体を含む）は低角のへい入形態をもち、最大部で厚さ約1,600mと考えられている（加藤, 1978）。したがって、最深部で蛇紋岩化作用が進行していることも考えられるが、その可能性は低い。なぜならば、ナップ状岩体のコア部に新鮮部を残し、その上位と下位は蛇紋岩化作用が著しく進んでいて初生鉱物をほとんど残していない可能性が高いからである。また、鷹泊岩体は低角のへい入形態を持つ塊状岩体で、連続的な水平分布が6 kmに及ぶ (Igarashi et al., 1985) ので、深部で地温が40 °Cに達する部分が存在する可能性が高い。しかし、この岩体でも、これまでCa-OH タイプの湧水など蛇紋岩化作用が進行中である証拠は認められていない。鷹泊岩体を基盤とする比高約10mの段丘堆積物を

含めて、第四紀の堆積物の膠結物質は低温沈澱性蛇紋石類が主体であるので、少なくとも完新世以降は蛇紋岩化作用が停止し（深部では初生鉱物がすべて蛇紋石化？）、 Mg-HCO_3 タイプの湧水が供給されていたと考えられる。一方、現在蛇紋岩化作用が進行中のオマーンやカリフォルニアでは、沈殿物が方解石・あられ石主体である（第

6 表）のに対応して、段丘堆積物の膠結物質もカルシウム炭酸塩が主体である（第 5 表）。すなわち、ここで取り上げた各地域の例では、蛇紋岩化作用の進行や停止について、少なくとも完新世に入ってから以降は同じ状態が維持されているといえる。なお、ボスニア・ヘルツェゴビナの岩体は中緯度地方にあるが、岩体が厚いか地温勾配



第 10 図 低温沈澱性蛇紋石類の生成と蛇紋岩化作用の起る深度—温度の概念図

基準温度（地表付近の平均地温）が、例えば神居古潭帯のように 8°C の地域と、低緯度の 28 °C の地域では蛇紋岩化作用の起こりえる深度が大きく異なる。例えば地温勾配を同じ 2.5 °C/100 m と仮定したとき、蛇紋岩化作用（ Ca^{2+} が発生）が起るには 40 °C 以上が必要なので、前者では深度 1280 m 以深、後者では深度 480 m 以深の条件が必要である。そのため、低緯度で比較的厚い超苦鉄質岩体では蛇紋岩化作用により Ca^{2+} 濃度の高い熱水が生産され、かつ地表にもたらされやすい。付加体に組み込まれている日本の超苦鉄質岩体は岩体が薄い上に、蛇紋岩化作用が進んでいるため、多くの超苦鉄質岩体では蛇紋岩化作用がすでに停止して、地下水の組成は蛇紋石やブルーサイトの溶解によって Mg^{2+} イオンなどが多くなっている。岩体の底部付近のテクトニックコンタクト周辺は破碎部の孔隙を熱水が循環するので、蛇紋岩化作用が進んで初生珪酸塩鉱物が消失するため、それ以上蛇紋岩化作用は進み得ない。

が高いため、蛇紋岩化作用が進行中である可能性が考えられる。

これらを総合すると、蛇紋岩化作用が起こるためには、次の3条件を同時に満たす必要があると考えられる：①蛇紋岩化作用が完了しておらず初生鉱物のかんらん石や輝石が残存している、②蛇紋岩化作用の起こりうる深度に地下水が十分に供給される、③約40℃と考えられる蛇紋岩化作用の下限温度を上回っている。

低温蛇紋岩化作用に必要な水の起源は主として天水である。天水は開口フラクチャーに沿って地下水として浸透するが、深部ほど圧力の増大やフラクチャーの沈殿物による充填によって孔隙率が減少するので、地下水の量はしだいに減少する。変形しやすい蛇紋岩はとくにその傾向が強い。すなわち、深部になるほど天水を使つての蛇紋岩化作用は起りにくくなる。

蛇紋岩化作用の下限温度に達しやすい条件は、①年平均気温が高い比較的低緯度地方の岩体であるか、②地下深部まで分布する厚い岩体であるか、③地温勾配が高い岩体であるか、のいずれかである。したがって、例えばオマーンのかんらん岩体では、日中に40℃を超える季節もあるであろうが、このとき岩石表面に水はほとんど無い。まれに降雨があれば、今度は表面温度が40℃を切る。したがって、一般に地表で蛇紋岩化作用が起こることはほとんどないと考えられる。

6. 低温沈澱性蛇紋石の認識と意義

蛇紋岩中の低温沈澱性蛇紋石類は、肉眼的に通常の蛇紋石よりも一般に白っぽく、白色、帯緑灰色、帯褐灰色などを呈する。これらのうち低結晶度の蛇紋石はデュエライトに相当するが、デュエライトはこのほか赤褐色などを呈するとされる (Lapham, 1961)。実は冒頭で述べたピクロライトは塊状や縞状でフラクチャーを充填することからみて、少なくともその一部はデュエライトなのであろう。O'Hanley (1996) はフラクチャーを充填する塊状の物質がピクロライトとクリソタイルであり、縞状の物質を γ -蛇紋岩脈としている。白色の低温沈澱性蛇紋石はCa炭酸塩と間違えやすいが、当然ながら希塩酸の塗布では発泡しない。肉眼観察上はその特徴を端的に示すため、低温沈澱性蛇紋石の可能性を示す蛇紋石として「白色蛇紋石」(white serpentine)と記載される可能性もあるが、これは当然ピクロライトと同様にフィールドネームである。蛇紋石が肉眼的に緑色を帯びるのは2価のFeが多いためであるが、低温沈澱性蛇紋石類は先に述べたように、全Feについては非常に少ないものから蛇紋岩化作用で生成した蛇紋石と同様に多いものまでがある。褐色を帯びるデュエライトは $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比が高

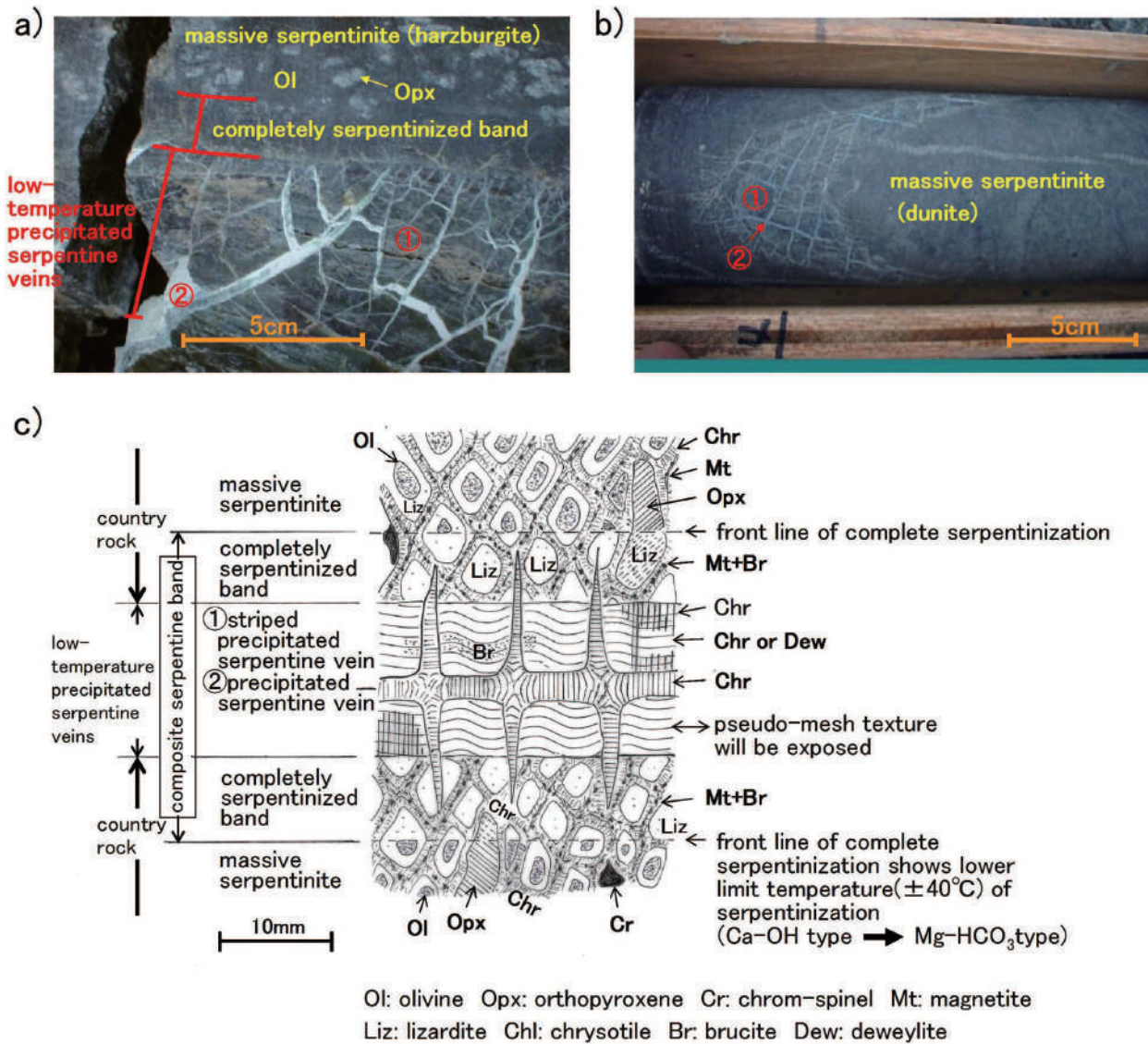
いであろう。また、結晶が微粉状の場合、並置混色効果により灰色、すなわち白味が強調されるとも考えられる。

低温沈澱性蛇紋石類は岩体の破碎部や、応力開放によって形成され则认为られるシーティング節理や亀甲状の節理を含むフラクチャーを充填することがある。約300℃以下の低温の蛇紋岩化作用で生成した蛇紋石と低温沈澱性蛇紋石類が示す鏡下での特徴は、次のようにまとめられる。

- 1) かんらん石を交代して系統的にメッシュ組織が生成しているとき、かんらん石を置換した板状リザルダイトとセットで格子状に生成したフラクチャーを充填するクリソタイルは蛇紋岩化作用の産物である。このクリソタイルは伸長負(α)の場合と正(γ)の場合がある。この場合一般にリザルダイトにもクリソタイルにも磁鉄鉱ダストを伴う
- 2) 格子部分のフラクチャーはさらに広がって中心部に別のクリソタイル、微粒のリザルダイトやブルーサイトが生成することが多い。この場合、磁鉄鉱ダストを伴う場合とそうでない場合がある。蛇紋岩化作用によってかんらん石や輝石が消費されて蛇紋石が生成すると磁鉄鉱が生成される (Coleman, 1971 など)。すなわち、磁鉄鉱が生成していない場合は低温沈澱性蛇紋石類や同ブルーサイトの可能性が考えられる。
- 3) 低結晶度蛇紋石類やクリソタイル (±ブルーサイト) からなる縞状の沈澱組織を示すものは、低温沈澱性である。磁鉄鉱を伴わない。
- 4) 他の組織を切って生成するクリソタイルの少なくとも一部は低温沈澱性である。その明白な例は、風化鉱物であるパイロオーライトやコーリングイトあるいは風化作用で非晶質鉱物化した蛇紋石を切って、新鮮なクリソタイルないし低結晶度蛇紋石類脈が生成する場合である。また、低結晶度蛇紋石等からなる縞状の沈澱組織をさらに切るクリソタイル脈は当然低温沈澱性である。磁鉄鉱を伴わない。

今回の観察からはこれらの低温沈澱性と考えられるクリソタイル脈はすべて伸長正の γ 蛇紋石 (X線との対応を考えればおそらくクリノクリソタイル) であった。なお、低温沈澱性蛇紋石類脈の中で不良結晶度から良結晶度へ漸移することがある (第4図e)。Lapham (1961) はあられ石を交代するデュエライトがコアの不良結晶度からリムの良結晶度・繊維状 (クリソタイル?) に成長することを報告しているので、類似の現象が普遍的に存在するようである。

ここでの議論を総合すると、蛇紋岩化作用下限温度付



第 11 図 複合蛇紋石バンド

- a) 岩内岳南側林道沿いのボーリングコアにおける複合蛇紋石バンド
 ハルツバージャイト質蛇紋岩でかんらん石や直方輝石が残存している (RITE 3 号孔 深度 32.5m)
- b) 同上サイト．複合蛇紋石バンド中の偽メッシュ組織が明瞭な切断面．ダナイト質蛇紋岩でかんらん石が残存している (RITE 1 号孔 深度 19.6m)
- c) 複合蛇紋石バンドの概念図 (加藤ほか, 2007a を一部改変)．
 ①, ②は写真の同番号に対応．

蛇紋岩化作用がまだ続いている半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩にフラクチャーが形成され、そこを約 40°C 以上の地下水 (低温熱水) が通過すると、その周囲の母岩の完全蛇紋岩化が進み、Ca-OH タイプの低温熱水が放出される。この温度を下回る条件になると完全蛇紋岩化前線を残して蛇紋岩化作用が停止する。こうして完全蛇紋岩化バンドが形成される。この後にフラクチャーを通過する地下水は Mg-HCO₃ タイプとなり Si も伴うため、低温沈澱性蛇紋石類などが縞状に沈澱し、しばしば褐色に風化作用を受ける。また、この縞状部に直交するひび割れ状の展張クラックが発生し、これをさらに低温沈澱性蛇紋石類が充填する。これら 2 種の低温沈澱性蛇紋石類 (や縞状脈のブルーサイト) は蛇紋岩化作用の産物ではない。

蛇紋岩化による完全蛇紋岩化バンドと低温沈澱現象の産物である 2 つの産物の蛇紋石等は全体として一つのゾーンを構成するので、複合蛇紋石バンドと呼ぶ。このバンドは弱面であるので剥離しやすく、偽メッシュ組織が現れやすい。

近の超苦鉄質岩について、第 11 図に示すように産状 (a, b) に基づいて c に示す概念図を描くことができる。この図の母岩は比較的低温での蛇紋岩化作用で生成した置換性のリザルダイト (+ 磁鉄鉱) および沈澱性のクリソタイル (± ブルーサイト + 磁鉄鉱) からなり、蛇紋岩化作用が未完了で、初生のかんらん石や輝石を残している半

ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩である。これに対し、中央部はこの母岩のフラクチャーに生成した沈澱性の蛇紋石等の脈である。

一般に、かんらん岩の蛇紋岩化作用の段階 (吸水発熱反応、初生鉱物の蛇紋石等への置換やフラクチャーへの蛇紋石・ブルーサイト・磁鉄鉱の沈澱、Ca や H² の排

出, Ca-OH タイプ熱水の生成) では, かんらん岩の地殻中での上昇による相対的応力開放によって, 顕微鏡スケールで3次元的に広がるフラクチャーが生成し, かんらん石や輝石の置換によるリザルダイト等の生成とフラクチャーに沈澱するクリソタイル等の生成が同時に進行する. このようにしてメッシュ組織が形成される. この半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩体がさらに上昇し, 浅部に至り, 約 40 °C の蛇紋岩化作用の下限温度を下回ると蛇紋岩化作用が停止し, Ca が系外へほとんど溶出しなくなるため, 地下水は Mg-OH タイプに変化する. また, 地表近傍での応力開放により, フラクチャーが2次元的な広がりをもって生成する. 風化作用の影響圏で初生蛇紋石やブルーサイトの非晶質鉱物化・溶解や, パイロオーライト, コーリンガイトなどの風化鉱物による置換が起こる. 一方, このような風化部を切るフラクチャーには縞状沈澱組織を示す蛇紋石類, ブルーサイトなどの沈澱が起こり, また, これをさらに切る展張クラックにクリソタイル(ときにブルーサイト)が沈殿する. 半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩にしばしば認められる複合蛇紋石バンド, すなわち, 2タイプの低温沈澱性蛇紋石類脈とこれらがつくる偽メッシュ組織や母岩の完全蛇紋岩化バンド(加藤ほか, 2007a, b)は, 蛇紋岩化作用下限温度周辺のイベントを示している(第11図c).

O'Hanley (1992, 1996) は第11図cと見かけがよく似た産状の概念図を示しており, 筆者らと同じ現象を観察している可能性が高い. そこでは第11図cの「塊状蛇紋岩」の部分が“peridotite”で, 「縞状沈澱性蛇紋石類」の部分が(完全に蛇紋岩化した)“serpentinite”とされ, 後者にくさび状に表面から刺さりこむ“cross-fracture”が描かれている. 彼はこの図を発展させて serpentinite と cross-fracture が立体的に peridotite を取り囲み, peridotite をコアストーン状に残す kernel pattern を示した. そこではこの概念に基づいて蛇紋岩化作用による体積増加の説明を行っている. しかし, この議論は事実誤認に基づいているという点で支持できない. そもそも O'Hanley (1992, 1996) の serpentinite と cross-fracture のゾーンを構成する鉱物は O'Hanley (1996) が自ら風化作用の産物なので蛇紋岩化作用と区別すべきとした鉱物そのものなのである. Kernel pattern がそこで示されている内容であるとしても, 地表近傍の応力開放ゾーンに限られるであろう. この範囲で開口亀裂の生成とこれを埋める低温沈澱性蛇紋石等の生成による蛇紋岩の体積増加が起こる. 実はこれに前後して褐色のパイロオーライトや赤褐色のコーリンガイトの生成による相変化による体積増加も起こる(加藤ほか, 2011). これら

の前の本来の蛇紋岩化作用による体積増加は超苦鉄質岩の上昇による等方的な応力開放でできる3次元的な広がりを持つ格子状のメッシュ組織との関連で議論する必要があり, O'Hanley (1996) がレビューしたようにすでに多くの研究がある.

ここでは「蛇紋岩」であっても, 必ずしも本来の蛇紋岩化作用に伴って生成した蛇紋石等のみからなるとは限らないという見解を示した. すなわち, 部分的ないし完全に蛇紋岩化した超苦鉄質岩のかんらん石, 輝石, 初生蛇紋石やブルーサイトが地表近傍で地下水に接触して溶解し, この溶液から低温沈澱性蛇紋石等が生成し, 一定の割合を占めるようになることがあるということである. 沙流川岩体の半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩のボーリングコア(RITE 1号孔)について予察的にモード測定を行った結果, 低温沈澱性蛇紋石等はダナイト質塊状蛇紋岩で15.3%, ハルツバージャイト質塊状蛇紋岩で10.6%であった. 葉片状蛇紋岩は塊状蛇紋岩に比べてしばしばクリソタイルが卓越することが知られているが, これには磁鉄鉱を伴わない低温沈澱性蛇紋石として生成しつつ変形したクリソタイルがしばしば含まれる. これは蛇紋岩化作用停止後に起こったテクトニックあるいはノンテクトニックなせん断面の形成に伴う現象と考えられる.

したがって, 超苦鉄質岩の蛇紋岩化作用と低温での蛇紋石類の沈澱現象を区別して記載し, 空間的・時間的な意味を検討するならば, 超苦鉄質岩のかかわるテクトニクスに一定の制約条件を与えることができるだろう.

また, 複合蛇紋石バンドは弱面を形成するうえに風化作用に伴う相変化による膨張性もあり, 超苦鉄質岩体のノンテクトニックな変形に果たす役割が大きく(加藤ほか, 2011), 防災地質学的に注目する必要がある.

さらに, 蛇紋岩化作用が地下で進行中であるか否かに関わって, 沈澱しやすいのがあられ石や方解石のCa炭酸塩であるのか, 低温沈澱性蛇紋石やブルーサイトのMg鉱物であるのかを決める湧水組成の違いが生じる. このことは近年研究されているように, 炭酸塩の超苦鉄質岩への鉱物固定に対する判断の根拠となる.

ニッケル鉱床として近年開発されつつある蛇紋岩ラテライトの研究にとっては, Niの地表直下への濃集過程に関し, 著しく進行する風化作用の一方で, 低温沈澱性の蛇紋石やブルーサイトが生成・分解することを考慮する必要がある.

健康に重大な被害を与えるアスベストとして挙動するクリソタイルは蛇紋岩のクリソタイルの中でも一部であるらしい(加藤ほか, 2008)が, 結晶度の低い低温沈澱

性のクリソタイルはアスベストとして挙動する可能性が低い。

おわりに

蛇紋岩の名前の由来となったと考えられる肉眼レベルのメッシュ状の構造は、教科書に示されるリザルダイトとクリソタイルからなる本来の三次元的に認められるメッシュ組織とは似て非なるもので、偽メッシュ組織である。この偽メッシュ組織は蛇紋岩化作用停止直前から地表近傍の風化作用の及ぶレベルにかけて生成した複合蛇紋石バンドが剥離した結果現れたものである。このレベルに上昇した超苦鉄質岩体は応力開放に伴うフラクチャーに沿って低温沈澱性蛇紋石等の縞状沈澱物に満たされるが、これが褐色に風化作用を受けた後に、さらなる応力開放に伴ってひび割れ状のクラックが生成し、これにまた低温沈澱性蛇紋石等が沈殿する。縞状沈澱部に沿っては剥離しやすいため、メッシュ状の組織が見えるわけである。

先人も指摘しているが、蛇紋岩化作用の定義に基づけば、低温の蛇紋岩化作用と蛇紋石の沈澱現象を区別すべきであることを強調した。定義を拡大して、低温での蛇紋石の沈澱現象をも含めて蛇紋岩化作用とする方法もあるであろうが、それは起っている現象の本質の理解を曖昧にするので採用できない。

また、低温沈澱性蛇紋石類やブルーサイトの沈澱現象を一般の風化作用に一括し、考察の範囲外に置くと、蛇紋岩化作用の不十分な理解を招く。例えば、地質学的条件から比較的深部で蛇紋岩化作用が進んで初生鉱物を残さない超苦鉄質岩体では、低温沈澱性の蛇紋石類やブルーサイトが深部で生成するので、深部に風化作用が及んだという不合理な判断をせざるを得なくなるであろう。

超苦鉄質岩の中に蛇紋岩化作用と蛇紋岩化作用停止後の低温蛇紋石類等の沈澱現象の産物が混在しているという事実はいまだよく認識されていないか、あるいは蛇紋岩の深部過程に興味が集中しやすいなどの理由で重視されていない。

ここでは蛇紋岩を地表で観察することの多いフィールド地質家にとって、蛇紋岩中に低温沈澱性蛇紋石類が混在するという理解は重要であると考え、低温領域における蛇紋岩化作用の全体像の理解の上に、蛇紋石等の沈澱現象の事実を示すことを試みた。

謝辞

本論文の執筆にあたり、(財)地球環境産業技術研究機

構の木村邦夫(元)副所長にはデータの一部使用にあたって許可をいただいた。同“蛇紋岩委員会”(略称)の(故)鹿園直建委員長、中嶋 悟委員および大隅多加志主席研究員にはきわめて有益な御助言を賜った。北海道大学の佐藤 努教授にはかんらん岩-水反応について御教示いただいた。

分析試料の一部は(元)北海道大学の新井田清信准教授、(元)同 川村信人准教授、同 Pitambar Gautam 准教授、元道立地下資源調査所の(故)高橋功二博士、(地独)北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所の川上源太郎博士、アースサイエンス(株)の(故)樋掛鉄也氏との別の共同研究の際にサンプリングしたものである。EPMA 分析にあたっては北海道教育大学の和田恵治名誉教授および岡村聡名誉教授にお世話になった。国立科学博物館の松原聡(元)地学研究部長にはデュエライトのX線粉末回折データについてご教示いただいた。本原稿は君波和雄山口大学名誉教授および元産業技術総合研究所の中川 充博士の懇切丁寧な査読によって改善された。薄片は元アースサイエンス(株)の佐々木克久氏に作成していただいた。図表の一部は同社の後藤淳子氏およびデザイン工房ねむの木の中村綾子氏に作成をお願いした。これらの諸氏に深く感謝いたします。

本論文の基本的内容は、二ノ宮ほか(2007)で「投稿準備中」として予告してあったものです。筆頭著者(加藤)の不手際により公表が著しく遅れたことをお詫び申し上げます。

引用文献

- 秋田奈生子・佐藤 努, 2001, オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉と沈澱物の生成過程. 日本鉱物学会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演要旨集, 2001, 159.
- 安楽総太郎・松原勇武・森本和也・佐藤努, 2017, オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉周辺における二次鉱物の生成とその要因. 粘土科学, **55**, 17-30.
- 東 豊土・加藤孝幸・坂本 泉・金 容義, 2005, 小笠原海域, 母島海山の岩石・鉱物—蛇紋石泥とアラゴナイト・沈澱性蛇紋石・コーツィン. 「海—自然と文化」東海大学紀要海洋学部, **3**, 61-76.
- Barnes, I., LaMarche, V. C. Jr. and Himmelberg, G., 1967, Geochemical evidence of present-day serpentinization. *Science*, **156**, 830-832.
- Barnes, I. and O'Neil, J. R., 1969, The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1947-1960.
- Barnes, I. and O'Neil, J. R., 1971, Calcium-magnesium carbonate solid solutions from Holocene conglomerate

- cements and travertines in the Coastal Range of California. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **35**, 699-718.
- Barnes, I., Rapp, J. B. and O'Neil, J. R., 1972, Metamorphic assemblages and the direction of fluid flow in four instances of serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 163-276.
- Barnes, I., O'Neil, J. R. and Trescases, J. J., 1978, Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**, 144-145.
- Berman, R. G., Engi, M., Greenwood, H. J. and Brown, T. H., 1986, Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review with application to the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Jour. Petrol.*, **27**, 1331-1364.
- Bromiley, G. D. and Pawley, A. R., 2003, The stability of antigorite in the systems $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MSH) and $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MASH): The effects of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108.
- Carso, L. J. and Chernosky, J.V. Jr., 1979, The stability of lizardite. *Can. Mineral.*, **17**, 757-769.
- Chamberlain, J. A., McLeod, C. R., Traill, R. J. and Lachance, G.R., 1965, Native metals in the Muskox intrusion. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 188-215.
- Coleman, R. G., 1966, New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, **76**, 1-102.
- Coleman, R. G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Surv. Amer. Bull.*, **82**, 897-918.
- Craw, D. and Landis, C. A., 1980, Authigenic pectolite, stevensite and pyroaurite in a Quaternary debris flow, Southland, New Zealand. *J. Sed. Pet.*, **50**, 497-504.
- Craw, D., Landis, C. A. and Kelsey, P. I., 1987, Authigenic chrysotile formation in the matrix of Quaternary debris flows, northern Southland, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, **35**, 43-52.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, M. A., 1963, Serpentine. In *Rock Forming Minerals*, Vol.3, *Sheet Silicates*, 170-190, Longman.
- Evans, B. W., 2004, The serpentine multisystem revisited: chrysotile is metastable. *International Geol. Rev.*, **46**, 479-506.
- Evans, B. W., Johannes, W., Otterdoorn, H. and Tromsdorff, V., 1976, Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**, 79-93.
- Francis, G. H., 1956, The serpentine mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. *Amer. Jour. Sci.*, **254**, 201-226.
- Hemley, J. J., Montoya, J. W., Christ, C. L. and Hostetler, P. B., 1977, Mineral equilibria in the $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system: I Talc-chrysotile-forsterite-brucite stability relations. *Amer. Jour. Sci.*, **277**, 322-351.
- 北海道立地下資源調査所, 1995, 60 万分の 1 北海道地温勾配図. 北海道立地下資源調査所.
- 舟橋三男, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「上江丹別」および同説明書. 北海道開発庁, 58p.
- Igarashi, T., Katoh, T. and Niida, K., 1985, The Takadomari serpentinites in the Kamuikotan ophiolite belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 305-319.
- Johannes, W., 1968, Experimental investigations of the reaction $\text{forsterite} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{serpentine} + \text{brucite}$. *Contr. Mineral. Petrol.*, **19**, 309-315.
- Kanehira, K., Banno, S. and Hashimoto, M., 1964, Note for rock-forming minerals (28) Finding of awaruite (native nickel iron) from serpentinite near the City of Koti, Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **70**, 272-277.
- 加藤欣也・加藤孝幸・岡村 聡・和田 哲, 2008, 蛇紋岩のクリソタイル含有量とアスベストの飛散量—アスベストに関連する各種測定法の比較. 応用地質, **49**, 227-235.
- 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.
- Katoh, T., 1982MS, Serpentinization of ultramafic rocks in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. A. thesis submitted to Hokkaido Univ. for the degree of doctor of science.
- 加藤孝幸・樋掛鉄也, 1998, 蛇紋岩の形態分類再考. 日本応用地質学会北海道支部平成 10 年度研究発表会, 演旨, 26-29.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本征雄, 2007a, 複合蛇紋石バンドと偽メッシュ組織の形成—蛇紋岩体崩壊の素因. 日本地質学会第 114 年学術大会, 演旨, 148.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本征雄・佐藤 務, 2007b, 蛇紋岩の 2 つの構成要素と 2 つの構成部分—蛇紋岩化作用進行時か蛇紋岩化作用停止後か? 置換性か沈澱性か?. 第 51 回粘土科学討論会, 講演要旨集, 54-55.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・斉藤晃生, 2004, “白色蛇紋石”の常温・常圧下における沈澱. 日本地質学会第 111 年学術大会, 演旨, 143.
- Katoh, T. and Niida, K., 1983, Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido. Univ., Ser. IV*, **20**, 151-169.
- 加藤孝幸・新井田清信・高橋功二, 2003, 下部中新統, 滝の上層中の“蛇紋岩”. 日本地質学会第 110 年学術大会, 演旨, 66.
- 加藤孝幸・米島真由子・岡崎健治・伊東佳彦, 2011, 蛇紋岩の風化作用による膨張現象—変状の引き金としての相転移. 日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会, 講演論文

- 集, 3-4.
- Kelemen, P.B. and Matter, J., 2008, In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **105**, 17295-17300.
- Kelley, D. S., Karson, J. A., Fruh-Green, G. L., Yoerger, D. R., Shank, T. M., Butterfield, D. A., Hayes, J. M., Schrenk, M. O., Olson, E. J., Proskurowski, G., Jakuba, M., Bradley, A., Larson, B., Ludwig, K., Glickson, D., Buckman, K., Bradley, A. S., Brazelton, W. J., Roe, K., Elend, M. J., Delacour, A., Bernasconi, S. M., Lilley, M. D., Baross, J. A., Summons, R. E. and Sylva, S. P., 2005, A serpentinite-hosted ecosystem-the Lost City hydrothermal field. *Science*, **307**, 1428-1434.
- 国立天文台 編, 1996, 「理科年表」, 1043p.
- Lapham, D. M., 1961, New data on deweylite. *Amer. Mineral.*, **45**, 168-188.
- 牧野和孝, 1998, 鉱物資源百科事典. 日刊工業新聞社, 1390p.
- 湊 秀雄・村岡久志, 1958, 北海道空知支庁雨竜郡幌加内村産 Deweylite に就いて. 鉱物学雑誌, **3**, 626-633.
- 水落幸広・二ノ宮 淳・加藤孝幸・矢島達哉, 2004, 蛇紋岩地域における炭酸塩沈澱現象—蛇紋岩体への CO₂ 固定にむけてのナチュラルアナログ研究. 平成 16 年度資源・素材学会春季大会講演要旨, 企画 100-103.
- Maltman, A. J., 1978, Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **89**, 972-980.
- Miyoshi, A., Kogiso, T., Ishikawa, N., and Mibe, K., 2014, Role of silica for the progress of serpentinization reactions: Constraints from successive changes in mineralogical textures of serpentinites from Iwanaiake ultramafic body, Japan. *Amer. Mineral.*, **99**, 1035-1044.
- Morishita, T. and Arai, S., 1999, Diversity of carbonate occurrences at the Fizz massif in the northern part of the Oman ophiolite; a preliminary report. *The Science Reports of Kanazawa University*, **43**, 13-24.
- Neal, C. and Stanger, G., 1983, Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 315-320.
- Nishiki, Y., Sato, T., Katoh, T., Otake, T. and Kikuchi, R. (2020), Precipitation of magnesium silicate hydrates in natural alkaline surface environments. *Clay Science*, **24**, 1-13.
- 二ノ宮 淳・加藤孝幸・水落幸広, 2004, オマーンオフィオライト超苦鉄質岩に伴う炭酸塩—大気 CO₂ 固定技術開発の観点から. 日本地質学会第 111 年学術大会, 演旨, 293.
- 二ノ宮 淳・水落幸広・加藤孝幸・岡本征雄・矢島達哉, 2007, 蛇紋岩体の地化学環境を利用した CO₂ 固定研究. 粘土科学, **46**, 28-32.
- 野地正保, 1981, 蛇紋岩と土木工事 (第 2 報)—蛇紋岩地帯の陸水の水質. 土木研究所月報, 342, 1-22, 北海道開発土木研究所.
- O'Hanley, D., 1992, Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology*, **20**, 705-708.
- O'Hanley, D., 1996, Serpentinites: record of tectonic and petrological history. *Oxf. Monogr. Geol. Geophys.* 34, Oxford University Press, New York, 277p.
- Okamoto, I., Yajima, T., Mizuochi, Y., Kato, T., Ninomiya, A. and Ohsumi, T., 2006, In-site test on CO₂ fixation by serpentine rock mass in Japan. *Proc. The eighth International Conference on Greenhouse Gas Control (GHGT-8)*, Trondheim, CD-ROM.
- 岡本正也・井上喜嗣・黒田吉益, 1981, 長野県大河原付近のかんらん岩より自然鉄の発見. 地質雑, 87, 597-599.
- O'Neil, J.R. and Barnes, I., 1971, C13 and O18 compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 687-697.
- Peters, E. K., 1993, D-18O enriched waters of the Coast Range mountains, northern California—connate and ore-forming fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 1093-1104.
- 佐藤 努・秋田奈生子・荒井章司, 2001, 北部オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉と沈澱物の地球化学. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, K1-010.
- 佐藤 努・秋田奈生子・大世古光弘・荒井章司・福士圭介・横山信吾, 2004, 高アルカリ環境の地球化学—いつ・どこで・どのように高アルカリ環境は生成し, そこで何が起きるのか? . 極限環境微生物学会誌, **3**, 60-67.
- 渋谷五郎・飯石一明・矢田慶治, 1980, 宇部産鍾乳石状ジャモン石. 鉱物学雑誌, **14**, 181-188.
- Spear, F. S., 1993, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineral. Soc. Amer. Monograph*, 1, 799p.
- 須藤俊男, 1974, 粘土鉱物学. 岩波書店, 498p.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V., 1995, Serpentine stability to mantle depth and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858-861.
- Wenner, D. B. and Taylor, Jr., H. P., 1973, Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *Amer. Jour. Sci.*, **273**, 207-239.
- Wenner, D. B. and Taylor, Jr., H. P., 1974, D/H and O18/O16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1255-1286.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W., 1975, A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Can. Mineral.*, **13**, 227-243.
- Wunder, B. and Schreyer, W. 1997, Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, **41**,

213-227.

Yajima, T., Ohsumi, T., Mizuochi, Y., Ninomiya, A. and Kato, T., 2004, Field study on CO₂ fixation by serpentinite rock-bed. Proc.The Seventh International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies(GHGT-7),

Vancouver, CD-ROM.

Zheng, Y.F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 247-263.

Abstract

A product of precipitation of serpentine under the present-day low-temperature conditions, has been discovered from the cold springs (Mg²⁺-HCO₃⁻ type; pH = 9-10) within the landslides of the Akaiwa and other serpentinite masses, which belong to around the Kamuikotan tectonic belt of Hokkaido, Japan. In the same area, such supergene serpentine occurs in various modes, within or adjacent to several serpentinite masses, either as (i) a constituent of the matrix of the consolidated debris flow deposits derived from serpentinite masses, or (ii) a filling material within the fractures of serpentinites, and the fractures formed in the mudstone adjacent to the serpentinites. In the absence of signs of replacement of the primary minerals, such as olivine and pyroxenes, the observed serpentine is not a product of serpentinization. Instead, it is the result of precipitation from groundwater or spring water. These types of serpentine and brucite, derived from precipitation at near-atmospheric conditions, are estimated to be 10-15% of total serpentine in the studied areas. Unlike the process of formation of low-temperature precipitated serpentine, described above, serpentinization as a mineral transformation process may occur under near-atmospheric conditions only if the following requirements are met within a host represented by an ultramafic rock mass: (i) serpentinization is yet incomplete; (ii) existence of deep-seated groundwater as a promoter of serpentinization; and (iii) presence of relatively high temperature, exceeding the lower limit (ca. 40 °C) required for serpentinization. Therefore, present-day serpentinization is limited to only a few ultramafic masses, which meet one or several of the following criteria: (a) location in low latitude regions; (b) relatively large thickness of the rock mass; (c) relatively high local geothermal gradient; (d) presence of olivine and pyroxenes as relict minerals; and (e) presence of groundwater at appropriate depth as a source of the hot spring (Ca²⁺-OH⁻ type; pH 11-12).