

西南北海道小樽市赤岩の酸性変質帯と金鉱化作用

松枝 大治¹⁾・由井 俊三²⁾・赤松 和夫²⁾

1. まえがき

我が国を代表する菱刈鉱山の高品位浅熱水性金鉱床の発見は世界的にも注目を浴び、それを契機として平成のゴールドラッシュが始まった(金属鉱業事業団・住友金属鉱山㈱, 1987; 井沢, 1993). 我が国では、この菱刈金鉱床の発見直後に、青森県下北半島の恐山地熱地帯における多量の金の沈殿現象が報告され、酸性熱水活動と金鉱床の生成について深い関心が寄せられるようになった(青木, 1988; 青木・松久, 1988). 外国の類似鉱床の代表例としては、米国コロラド州 Summitville における酸性変質作用と金鉱化作用に関する研究例が報告されている(Stoffregen, 1987).

この種の金鉱床は別名温泉型金鉱床とも呼ばれ、特に火山地帯における地熱・熱水系の発達と金鉱床の生成という、新たな鉱床形成過程の観点から注目を浴び、新鉱床発見への熱い期待が寄せられている(松久, 1987; 松久・ヘデンクィスト, 1992; 井沢, 1993他). 従って、現在金属鉱業事業団および企業各社における金鉱床探査は、特にこの点に着目して探査業務が実施されている.

西南北海道小樽市赤岩付近には広く酸性変質帯が発達し、その地形的条件による良好な露頭発達状況から、変質帯の詳細な観察とその垂直変化の追跡が可能である(由井, 1990; Akamatsu and Yui, 1992; 由井ほか, 1992; 由井, 1993).

本報告では、それら酸性変質帯の概要と最近捕捉された金鉱化作用との関連について報告する.

2. 地質概要

小樽市赤岩-オタモイ地域の地質は、中期中新世

の小樽内川層(大和層)に一括される、主にプロピライト化変質を受けた石英安山岩質及び安山岩質溶岩と同質火山碎屑岩類から構成される. 本地域西部及び南部には、その上位の後期中新世朝里層の安山岩質火山碎屑岩類が分布し、それぞれ不整合・断層により接している. また、赤岩地域東部の高島岬周辺では、第四紀(渡辺・渡辺, 1992)によれば後期中新世)安山岩質火山噴出物がこれら不整合に覆っている(長谷川・小山内, 1978). 本地域周辺の地質図および層序表を第1図に示す.

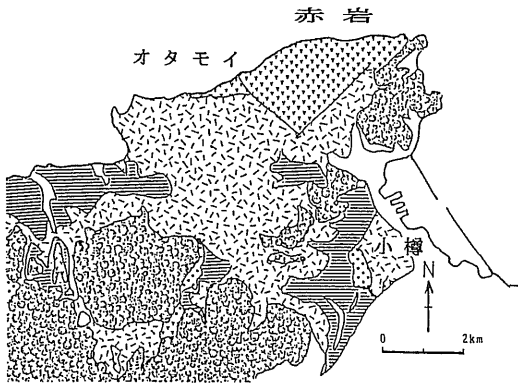
本地域南部に分布する断層については特に積極的な証拠はなく、岩相変化の説明のための推定断層の可能性もある. 断層より北側での高重力異常・磁気異常から、本地域の隆起及び地下深部に至るプロピライトの存在が推定されている(金探事業団, 1973).

赤岩の酸性変質帯の主要母岩である暗緑色プロピライトは主に海岸部で見られ、破碎作用を受けておらず、全体的に塊状を示す. 変質の程度は場所により様々で、灰黒色・暗緑色・青緑色などの色調を呈している. 多くの場合、本地域のプロピライト(代表例:水族館裏)では緑泥石、方解石の他にスメクタイトを生じており、斑晶の単斜輝石は殆ど完全に分解し、角閃石、斜長石も殆ど分解されるか、僅かに残存する程度である. 一方、本地域で最も未変質の石英安山岩~安山岩質岩石は、僅かに緑泥石・方解石を生じるのみで、鏡下の観察では斑状組織が顕著で、石英斑晶のほか単斜輝石・角閃石・斜長石斑晶も殆ど分解されておらず、石基にはガラス基流晶質組織が残存している.

野外および鏡下における観察結果を総合すると、この未変質安山岩類は本地域におけるプロピライトの原岩と推定される. また、下赤岩山北側斜面中腹

1) 北海道大学理学部地球惑星物質科学教室:
〒060 札幌市北区北10条西8丁目
2) 元北海道大学理学部地質学鉱物学教室

キーワード: 北海道, 小樽, 赤岩, 酸性変質帯, 金鉱化作用



時代	層序	岩相	凡例	
第四紀	鮮新世堆積物	砂岩, 泥岩, 礫岩		
	新期火山岩類	安山岩質溶岩, 火山砕屑岩		
新第三紀中新世	俱知安層群	安山岩質火山砕屑岩		
		泥岩		
	古平層群	小沢層	流紋岩質溶岩, 火山砕屑岩	
		大知層	安山岩質溶岩, 火山砕屑岩	

第1図 小樽市赤岩地域の地質図及び層序表(長谷川・小室内(1978)を引用)

では、酸性変質帯露頭において凝灰岩・凝灰角礫岩の構造が残されており、ここでの原岩は同質火山砕屑岩であったと考えられる。

プロピライト化作用後の熱水変質作用により、赤岩地域では酸性変質帯等を構成する珪化岩・粘土化

岩・石英脈等が形成されている。一部では、節理に沿うスメクタイト・石英・菱沸石・トーマサイト・方解石細脈が見られる。

赤岩地域には旧赤岩鉱山の記録があるが、その詳細な状況は不明である(原田・針谷, 1984)。海岸部には探鉱跡があり、閃亜鉛鉱-方鉛鉱-黄鉄鉱-重晶石-石英細脈が見られる。

3. 下赤岩山の酸性変質帯

3.1 地形および変質帯の概要

下赤岩山(標高279 m)は日本海に面し、その南側斜面の傾斜が20°程度であるのに対し、北側斜面の平均傾斜は45°と急である。海抜150 m以上では急峻な岩壁が連なり、ロッククライミングの訓練地としても著名である。海岸部は最大10 mに達する岩塊を含む崖錐に覆われているが、その間に露頭が点在する。北側斜面では、幅10 m高さ数10 m程度の岩塔がパイプ状、或はレンズ状の形態を呈し、全体としてNE-SWの方向性を示して配列する(写真1)。

北側斜面は海岸部から山頂まで露出が良く、変質帯の詳細な産状観察とその垂直変化の追跡を可能にしている。この北側斜面は大きく削剝されているものと考えられ、現在の酸性変質帯の露頭群形成時には、火山体の中心部に近かった可能性が高い。従って、当時の山体および変質帯の断面を直接観察できる期待がもたれる。

赤岩

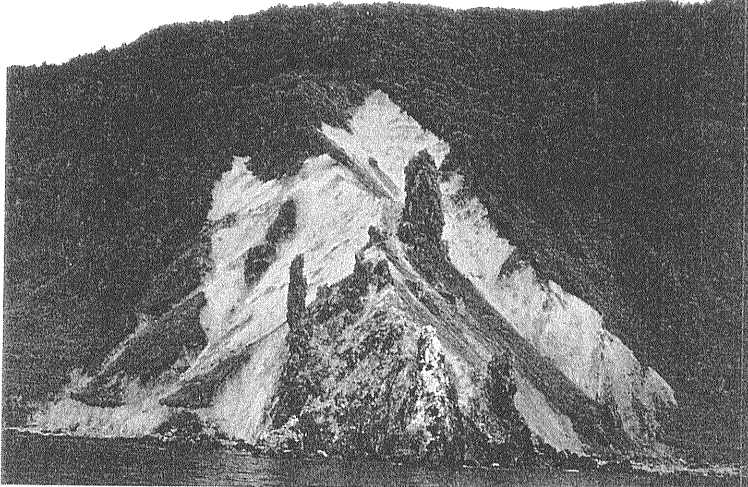
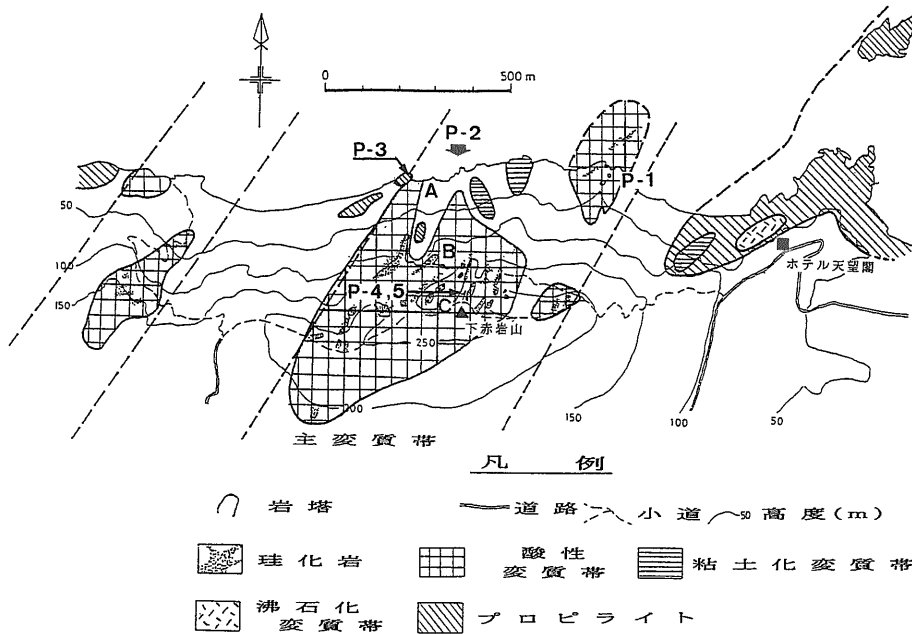


写真1 小樽市赤岩酸性変質帯における珪化岩塔群の露頭遠景写真(第2図, P-1付近; 海上より撮影)。



第2図 下赤岩地域の變質帯分布図.

A~Cは代表的變質帯位置(A: 下部變質帯, B: 中部變質帯, C: 上部變質帯), P-1~5: 写真撮影位置.

本地域の安山岩質プロピライト中に認められる變質作用は、大別して中性~弱アルカリ性變質と酸性變質からなる。

前者は、各所に小規模な露頭として認められる。特に本地域東部のホテル天望閣下では、プロピライトの節理に沿う菱沸石・トーマサイトを伴う方解石細脈の発達が認められる。また酸性變質帯の側方変化の一部として、或はプロピライトの節理に沿うセリサイト細脈も認められる。

一方、後者は下赤岩山々頂からその北東海岸にかけて、珪化岩塔を含む露頭として発達し、本地域の最も主要な變質帯を形成する。

また朝里層に覆われる南側斜面では、山頂以外には殆ど露出が認められないが、赤岩山南斜面での珪化岩転石や工事・宅地造成現場での酸性變質帯露頭から、酸性變質帯は広く南方にも分布すると考えられる。

下赤岩山周辺の各變質帯およびプロピライト類の分布を第2図に示す。本地域の酸性變質帯は、その垂直的位置と特徴から下部・中部・上部變質帯に区分されるため、以下にそれら産状について順を追って記述する。

3.2 變質帯の産状

3.2.1 下部變質帯

下部變質帯(第2図A)は主に海岸付近に見られ、崖錐による被覆はあるものの、随所に良好な露頭が見られる。ここでは、プロピライト-粘土化岩-珪化岩に至る数m規模の連続露頭が観察される。また若干上部のヤセ尾根部には、珪化岩塔が林立している(写真2)。代表的連続露頭(写真2-④, 写真3)における採取試料のX線分析および顕微鏡観察等に基づく累帯配列と鉱物組み合わせを第3図に示す。ここでは、母岩から變質帯中心へ向かって、變質プロピライト帯→粘土化帯(緑泥石-混合層亜帯→セリサイト-ディッカイト亜帯)→珪化帯(溶脱型(Lタイプ)石英亜帯, 付加型(Aタイプ)石英亜帯)に至る、明瞭な带状配列が認められる。この連続露頭における粘土化帯中の両亜帯境界部(写真3, A-B)でのX線粉末回折パターン変化を示したのが第4図である。

顕微鏡による組織観察では、原岩のプロピライトの組織を残存した状態での、斑晶・基質個々の連続的な變質過程が追跡される。また特にこの變質帯では、粘土化帯でのAPS鉱物(ウッドハウゼアイト)や珪化帯でのダイアスポア, ズニアイトの存在が注

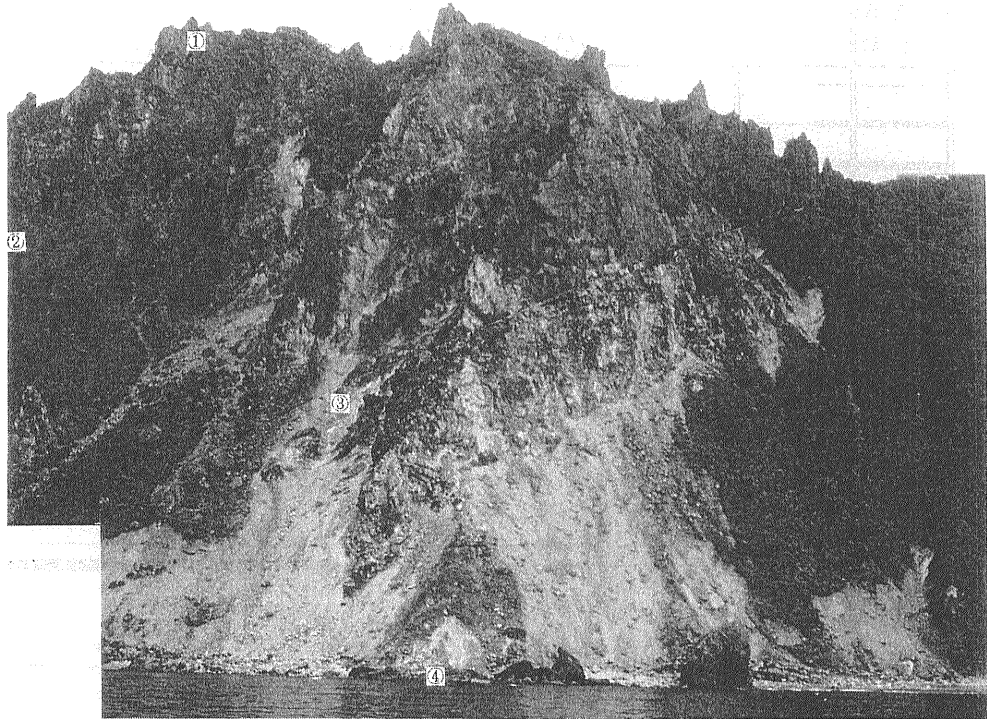


写真2 小樽市赤岩酸性変質帯の主要露頭部遠景写真(第2図, P-2 付近; 海上より撮影). ①: 上部変質帯(層状珪化岩露頭部), ②: 上部変質帯(大黒岩アルナイト珪化岩露頭部), ③: 中部変質帯(東大壁), ④: 下部変質帯(連続露頭部).

目される。

岩塔付近(写真1)では, 耐風化作用特性から風化に弱い粘土化帯は侵食され, 珪化帯のみが残存する。ここでのパイロフィライトの産出を除けば, 前述の連続露頭における鉱物組み合わせと基本的に差が無い。

累帯配列における各帯試料の全岩分析結果によれば, 変質帯中心へ向う連続的な SiO_2 増加と, CaO , MgO , Na_2O , K_2O , ΣFeOx の漸次減少の傾向が認められる。

3.2.2 中部変質帯

海岸と山頂の中間部, 標高80~150 m の部分(第2図 B 付近, 代表露頭: 東大壁)を中部変質帯(写真2-③)と称する。ここは下部変質帯と上部変質帯の中間部に相当し, 両者間の変化を追跡するために重要な位置を占める。

この部分の主要原岩は, 凝灰岩や凝灰角礫岩等の火山碎屑岩類と考えられ, 変質帯は層理方向へ水平に広がって分布する傾向がある。下部同様の削剝に

よる岩塔や谷部も存在するが, このほか小規模な角礫部や層状部の存在も特徴として挙げられる。

中部変質帯では, 主に次の4つの変質帯が識別される; i) 変質プロピライト帯, ii) ディッカイト帯, iii) アルナイト帯, iv) パイロフィライト帯。ここにおける各帯の鉱物組み合わせを示したものが第5図である。下部で普遍的に存在したダイアスポアはここでは認められず, 代わってパイロフィライトが卓越する特徴がある。一般に強変質帯側から, iv)→ii)→i)の順に変化する傾向がある。

大局的には, 珪化岩塔下部にパイロフィライト, 側方にディッカイト, 上部にアルナイトが分布する傾向が強い。このほか角礫部に APS 鉱物(スパンバージャイト)や, アルナイト帯中にパイプ状~脈状パイロフィライトも発達する。また, アルナイト帯では, 黄鉄鉱とそれと共存する硫砒銅鉱の産出が認められる。

中部変質帯は, 下部の還元的酸性変質から上部の酸化的酸性変質への移行境界部に相当する部分と考

変質帯 鉱物	未変質	プロピ	変質プロピ	粘土化帯		珪化帯	
	安山岩	ライト帯	ライト帯	緑泥石-セリサイト/スメクタイト混合層鉱物亜帯	セリサイト-ディックカイト亜帯	溶脱型(Lタイプ) セリサイト-ダイアスポア亜帯	付加型(Aタイプ) セリサイト-ディックカイト-ダイアスポア亜帯
単斜輝石	—	—	—	—	—	—	—
角閃石	—	—	—	—	—	—	—
斜長石	—	—	—	—	—	—	—
方解石	—	—	—	—	—	—	—
スメクタイト	—	—	—	—	—	—	—
緑泥石	—	—	—	—	—	—	—
セリサイト/スメクタイト混合層鉱物	—	—	—	—	—	—	—
セリサイト	—	—	—	—	—	—	—
ディックカイト	—	—	—	—	—	—	—
クワッドルウモアイト	—	—	—	—	—	—	—
ダイアスポア	—	—	—	—	—	—	—
ズニアイト	—	—	—	—	—	—	—
石英	—	—	—	—	—	+	+
L-タイプ	—	—	—	—	—	+++++	+++++
A-タイプ	—	—	—	—	—	+++++	+++++

第3図 下部変質帯連続露頭部(写真2-④, 写真3)における変質累帯と鉱物組み合わせ

えられ注目される。

3.2.3 上部変質帯

上部変質帯(第2図C付近)は、標高約150m付近の大黒岩(写真2-②)より上位の珪化岩塔, 下赤岩山稜線沿いの珪化岩(写真2-①周辺), 南側斜面の岩塔を総称する。ここでは珪化岩が卓越し, 塊状部・多孔質部・角礫部・層状部等の各種岩相が識別される。

塊状部は緻密・塊状で, 下部・中部の珪化岩と酷似し, 破碎作用は認められず, プロピライトの原岩組織が残存する。多孔質部は塊状部同様, 破碎構造

は認められないが, 直径数mm~数m規模の空隙が存在し, それらを充填するアルナイトや空洞の発達で特徴づけられる。一方, 角礫部は, 前述の塊状或は多孔質珪化岩の破碎礫と, それらをセメント・充填するマトリックスから構成され, 垂直方向に伸長する幅数cm~20mのパイプ状~レンズ状を呈する。層状部は最大数m規模で, 角礫部のマトリックスと同様の石英・アルナイトからなり, 級化層理・クロスラミナ・圧密変形等の明瞭な水中での堆積構造を示す(写真4, 5, 6)。層状部は, 例外なく周囲を角礫部によって囲まれ, さらにその外側に

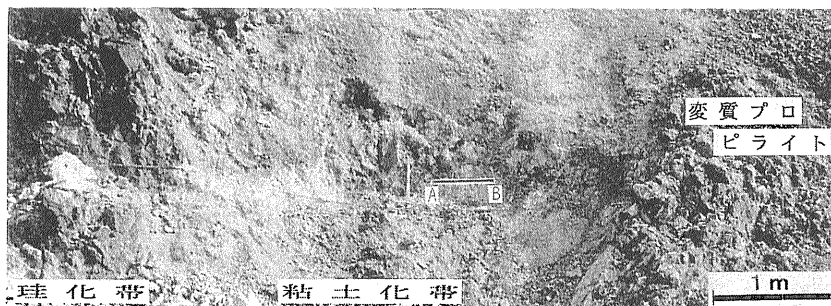
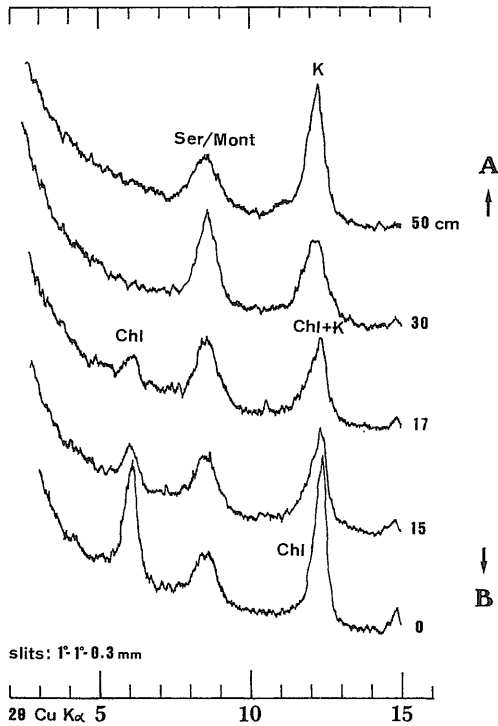


写真3 下部変質帯連続露頭部(写真2-④位置)の露頭写真。A-Bは, 粘土化変質帯のX線粉末回折パターン変化図(第4図)の試料採取位置。



第4図 連続露頭部粘土化変質帯(緑泥石-セリサイト/スメクタイト混合層鉱物亜帯→セリサイト-ディッカイト亜帯移行部:写真3, A-B)のX線粉末回折パターン変化図

塊状部が存在する。多くの場合、角礫部と塊状部の間に幅1m程度の多孔質部が存在する。

調査地域における各岩相の分布状況を示したものが第6図である。また、各岩相における代表的な鉱物組み合わせを第7図に示す。それらの代表的な鉱物は石英・アルナイトであるが、一部にアルナイトの多形鉱物である南石も産出する。層状部を除く他岩相では、一部にパイロフィライト・ズニアイト、また角礫岩相の礫中からはトバズが見い出されている。

産状の観察から、角礫部は熱水爆裂によるものであり、また層状部は地下空洞における上昇熱水による物質運搬・堆積の産物、若しくは地表付近の珪化岩の間に点在した小規模な湯沼群中の堆積物と考えられる。角礫部・層状部は、現在は削剝のため露出が限られているが、生成当時はかなりの規模で広く分布していたと推定される。

変質帯 変質鉱物	変質アル ナイト帯	ディッカイト帯	パイロフィ ライト 帯	70711帯
斜長石	+			
方解石	+			
スメクタイト	+			
緑泥石	+			
セリサイト	+			
ディッカイト		++	+	
パイロフィ ライト			++	+
アルナイト			+	+++
ズニアイト			++	+
黄鉄鉱	+	++	+	+
硫砒銅				-
石英	+	++	++	+++
L-タイプ		++	++	++
A-タイプ		+		++

第5図 中部変質帯各帯における鉱物組み合わせ

4. 変質帯の生成環境

4.1 下部変質帯

Akamatsu and Yui(1992)によれば、溶脱型珪化岩中のダイアスポアの流体包有物の均質化温度は、190~240°Cを示す。下部変質帯ではダイアスポアが存在し、溶脱型珪化岩中には付加型石英を伴わない事から、第8図に示されるように活動熱水はSiO₂に未飽和、ないしそれに近い条件であったと推定される(Hemley et al., 1980)。本変質帯では、溶脱型珪化岩は黄鉄鉱が欠き、粘土鉱物も伴わない事から、pH<2の強酸性条件であったと推定される。

4.2 中部変質帯

熱水の上昇通路に沿う部分では vuggy silica を形成し、変質帯中央部でパイロフィライト、側方でディッカイト、上部でアルナイトを産出する事から、熱水中の硫黄はこの部分で、還元種から酸化種へ移行していたと推定される。また、ここでは硫砒銅の産出も認められている。さらにズニアイトの産出から、熱水温度を約250°Cと仮定すると、HF濃度は2M以下が推定される(Hsu, 1986)。黄鉄鉱-アルナイトの硫黄安定同位体比測定による平衡温度の予察的推定を行ったところ、約200~230°Cが得られており(赤松, 1994)、下部・上部で得られた流体包有物の均質化温度とはほぼ一致する。

4.3 上部変質帯

上部変質帯では vuggy silica とアルナイトが卓越し、熱水の通路及び山頂付近ではpH=2~3程度の強硫酸酸性条件であったと考えられる。中部~上部変質帯では角礫パイプが発達し、良好な円磨状況

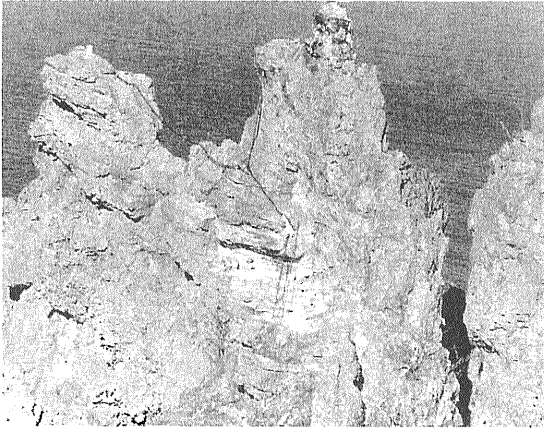


写真4 上部変質帯層状珪化岩の露頭部遠景写真(写真2-①位置)

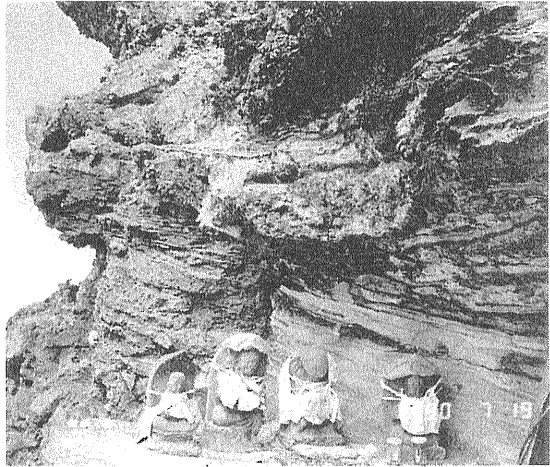


写真5 層状珪化岩露頭部の近接写真

・逆級化現象などの観察から、熱水爆裂後も活発な熱水活動が存在した事が推定される。Vuggy silica 中の付加型石英及び脈状重晶石中の流体包有物の均質化温度は、150~200°Cを示す。

角礫中に認められたトパズの存在から、本地域深部の変質帯では、より高温或は高いHF活動度を有する熱水活動が存在したと推定される。

5. K-Ar 絶対年代測定結果

中部・上部変質帯には普遍的にアルナイトが産出する事から、それらのK-Ar年代を測定した(テレダイン社分析)。その結果、中部変質帯多孔質部のアルナイトは 9.7 ± 0.5 Ma, 上部変質帯層状部のアルナイトは 10.0 ± 0.5 Maを示した(Akamatsu and Yui, 1992)。これは、赤岩海岸西部の旧赤岩鉱山(Cu-Pb-Zn-Fe)の旧坑口(?)のセリサイト細脈のK-Ar年代値(9.78 ± 0.24 Ma; 沢井, 1992)と一致する。これらのサンプル採取地点および測定結果をまとめて第9図に示す。

また、下部変質帯のプロピライト(水族館裏)及び未変質安山岩(東大壁下)、連続露頭のセリサイト粘土変質部、上部変質帯珪化岩塔周囲の含セリサイト粘土化岩のK-Ar年代測定(三菱マテリアル分析)結果も、全試料が8.5~9.5 Ma程度を示している。これらの値については、その誤差・野外証拠等を考慮して総合的に解釈する必要があるが、未変質岩・プロピライト・変質岩が何れもほぼ同時期を示している事は、今後火山活動と熱水活動の時空関係

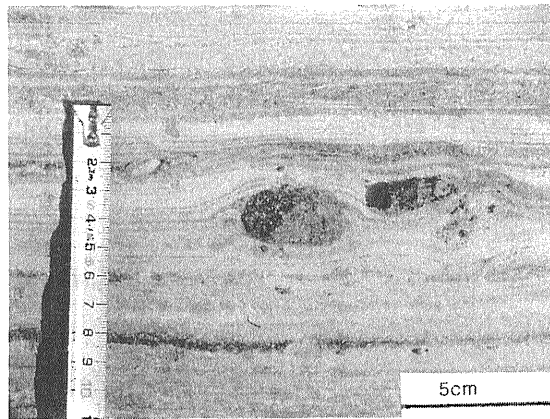
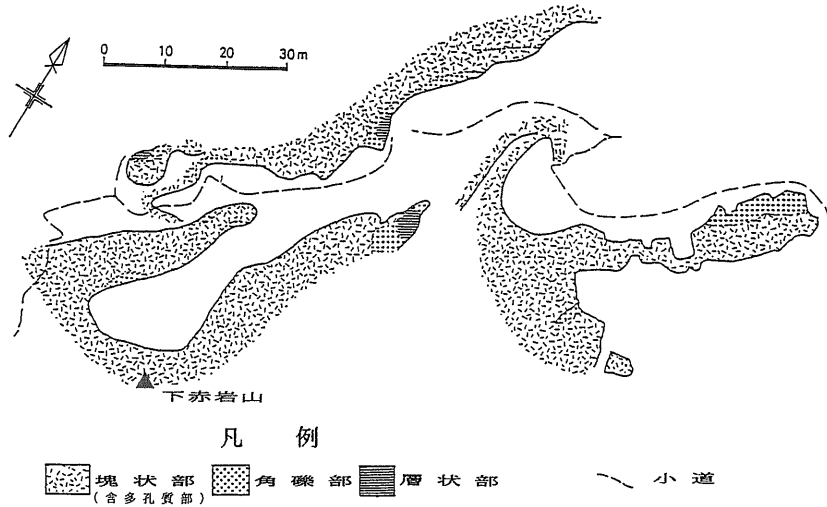


写真6 上部変質帯層状珪化岩(写真5)の最近接写真

および両者の成因的關係を考察していく上で極めて興味深いといえる。

6. 金鉱化作用

最初に述べた様に、酸性変質帯における金鉱化作用(高酸化硫黄型金鉱床)の可能性が、最近我が国では特に注目され始めている。従って、赤岩地域における酸性変質帯から採取した試料について、金鉱化指示元素(Au, Ag, As, Sb, Hg)の分析を実施した。その結果、未変質安山岩においては、 $Au < 1$ ppb, 下部~中部粘土化変質岩で $Au = 0.01 \sim 0.1$ ppm程度で殆ど金の沈殿が認められなかった。しかし、上部変質帯の珪化岩やアルナイト岩中では、 $Au = 0.2 \sim 3.3$ ppmの値が得られ、明らかに金鉱化作用の存在が確認された。このうち高Au含有量を



第6図 上部変質帯における岩相分布図(第2図C付近)

変質鉱物	岩相	塊状部	多孔質部	角礫部		層状部
				角礫	基質	
石英	英生	+	+	+		
	L-タイプ	++	++	++		
	A-タイプ	+		+		(+)
	アルナイト	++	+++	++	+++	++
	ハイドロフィライト		+	+		
	ズニアイト	+	++	+	+	
	パズ			-		

第7図 上部変質帯の各岩相の鉱物組み合わせ

示す珪化岩は、塊状～多孔質珪化岩中に細脈状石英や褐鉄鉱の発達するものであり、最大 Au=3.3 ppm に達する。一方、0.2～0.4 ppm 程度の金含有量を示す試料は、層状アルナイト-石英珪化岩、及び多孔質珪化岩中の孔隙を埋めるアルナイト岩である。これらは何れも主要酸性熱水変質作用後期の産物と考えられる。このほか、各種金鉱化指示元素分析で認められた異常値は次のようである、Ag：最大10 ppm(ディッカイト岩)、As：数10～100 ppm(各種変質岩)、Hg：25 ppm(パイロフィライト岩)、1030 ppm(セリサイト岩)、1470 ppm(アルナイト岩)。

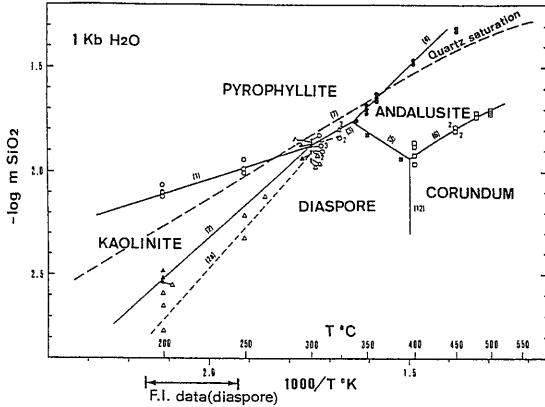
一般に熱水条件下では、金は Au(HS)₂⁻ 錯体として移動し易い事実を考慮すると、本地域の上部変質帯では、熱水中の硫黄種の酸化に伴う錯体の分解で Au の沈殿が生じた可能性が高い。

7. まとめ

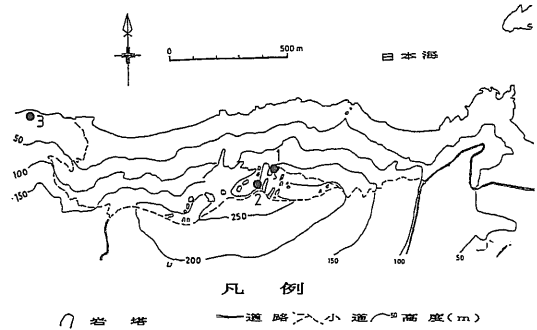
7.1 赤岩地域の酸性変質作用

赤岩地域において観察された酸性変質帯の産状を考慮すると、次の様な変質作用のプロセスが考えられる。

本地域において、中期中新世の火山活動直後にプロピライト化作用・熱水活動が相次いで生じた。浅所マグマに起因した硫酸酸性の熱水がその上昇経路にある火山岩類と反応し、シリカ以外の成分を殆ど溶脱し、vuggy silica に代表される溶脱型珪化岩を形成した。さらにこの酸性熱水は、側方で周囲の母岩であるプロピライトと反応し、粘土化帯・変質プロピライト帯、また熱水活動の微弱な場所では含沸石方解石脈を形成した。そこでは、見かけ上の pH 条件も中性～弱アルカリ性となっている。本地域中～上部では、熱水中の還元硫黄種の酸化に伴い、硫黄フガンチーが高くなり、硫砒銅鉱を生成した。さらに酸化が進んで酸化硫黄種が形成された。また側方変質として、下部ではディッカイト、上部ではアルナイトを形成した。地表付近では、この酸化的な強硫酸酸性熱水の活動により、広く溶脱型珪化帯(シリカキャップ)を発達させた。この溶脱型珪化作用に僅かに遅れて、付加型石英に代表される付加型珪化作用が随所で生じた。この変質作用では、先の溶脱型珪化作用で形成された孔隙を石英のほか、ダイヤスポア、粘土鉱物、アルナイト等が充填してお



第8図 $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 系の $P_{H_2O}=1$ kb における鉱物の安定関係 (Hemley et al., 1980を引用) とダイアスポアの流体包有物の均質化温度範囲(190-240°C). 図中の記号及び曲線番号は、それぞれ Hemley et al. (1980)による実験データと反応曲線を示す. Quartz saturation 曲線の下では石英が不安定.



分析試料	鉱物	K (wt.%)	Rad. ^{40}Ar (sec/g $\times 10^{-8}$)	K-Ar年代 (Ma)
1. 珪化岩非破砕部 (多孔質部)	7#付	4.97	.191	9.7 \pm 0.5
	(多孔質部)	5.07	.188	
2. 珪化岩層状部	7#付	3.32	.130	10.0 \pm 0.5
		3.33	.130	
3* 重晶石細脈	7#付			9.78 \pm 0.24

(*: 沢井, 1992 による)

第9図 K-Ar年代測定試料採取位置とK-Ar絶対年代値

り、溶脱型珪化作用ほどには強酸性条件ではなかったと思われる。またこれと前後して、中部・上部変質帯付近では熱水爆裂が起こり、活発な熱水活動により角礫パイプや層状部を形成した。その後次第に溶脱型珪化作用は衰え、付加型珪化作用や重晶石脈の形成が生じ、上部珪化帯を中心として金の沈殿がもたらされた。ここで、中部変質帯に見られる変質帯の水平的な広がりや酸化現象は、そこに卓越する多孔質な火山碎屑岩類を介した酸化的な地表水との混合によって引き起こされた可能性が考えられる。

Stoffregen and Alpers(1987)によって指摘されたように、本変質帯でも多様なAPS鉱物の産出が見られ、それらの進化過程に関する研究は、今後本地域における熱水活動を把握する上で、重要な貢献をすると考えられる。また、強変質帯周辺に認められる中性～弱アルカリ性変質作用やベースメタル鉱化作用の検討は、水/岩石反応プロセスの解明を行う上で、重要な情報を提供するであろう。

同様な酸性変質帯と金鉱化作用に関する研究は、米国コロラド州 Summitville において詳細になされてはいるが、本地域ではその地下現象をボーリングデータ等の間接的手法ではなく、垂直断面における直接的な露頭観察を通じて行える利点がある。今後、さらに精力的かつ詳細な研究が期待される。

7.2 赤岩地域周辺の酸性変質帯と金鉱化作用

小樽市赤岩酸性変質帯の近傍には、朝里川流域を

始めとし、類似の酸性変質帯や浅熱水性金鉱床の分布が知られている(長谷川・小山内, 1978)。特に朝里川流域では、パイロフィライト、ディッカイトを伴う含アルナイト珪化岩からなる赤岩類の酸性変質帯が広く分布する。ここでは戦前に稼行されたアルナイト鉱床も存在する。多孔質珪化岩の孔隙を充填して、自然硫黄やトバズを伴う部分も認められている(阿部, 1994)。また、本地域の一部の含アルナイト珪化岩試料ではHgの異常値(500~1,300 ppb)を認めたが、特に顕著な金鉱化作用の可能性は認められていない。

しかし、朝里川流域東方および西南方には過去に稼行歴を有する手稲鉱山・轟鉱山等のほぼ同時代生成の浅熱水性金鉱床がそれぞれ分布する。さらに本流域東南方5 kmの春香山南麓(新大豊鉱山付近)には、地表およびボーリング調査により最近発見された含金氷長石石英細脈群(Au=10~100 ppm)が知られている(黒沢・八幡, 1994; 山田私信)。この地域においては、1994年度から金属鉱業事業団により、精密構造調査が開始されている。

高酸化硫黄型変質帯と低酸化硫黄型金鉱床が隣接する前述の春香山の例や、本報告の小樽赤岩酸性変質帯での金鉱化作用の例は、酸性熱水変質作用と金鉱化作用の時空的・成因的關係を解明していく上

で、重要なケーススタディのフィールドとして期待される。またこれらの研究は、新しい時代の火山帯を有する我が国において、広く発達する酸性変質帯での時空関係を考慮した、新たな金鉱床発見の端緒となる事が期待される。

〔謝辞〕 赤岩地域熱水変質帯の調査研究にあたり、金属鉱業事業団構造解析総合調査委員会には、採取試料の各種分析及び結果の検討に関して多大な御援助を賜った。また、工業技術院地質調査所青木正博・Antonio Arribas 両博士には、現地における有益な御討論・御助言を頂いた。同和鉱業北部探査室室長山田亮一氏には、春香山金鉱化作用に関する有意義な御討論をして頂いた。北海道大学地球惑星物質科学教室石原舜三教授には、粗稿の校閲と有益な御助言をして頂いた。これらの方々深く感謝の意を表する。

引用文献

阿部康則(1994)：小樽市朝里川流域の熱水変質作用について。北大修士論文(手記)。
 赤松和夫(1994)：小樽市赤岩における酸性熱水変質作用。北大修士論文(手記)。
 Akamatsu, K. and Yui, S. (1992): Acid sulfate alteration at Akaiwa near Otaru, southwestern Hokkaido. Guidebook of the excursion, The 29th IGC, Kyoto, no.6, 18-23.
 青木正博(1988)：恐山熱水系の金鉱化作用(I) 一熱水変質と温泉沈殿物一。鉱山地質, 38, 64。
 青木正博・松久幸敬(1988)：恐山熱水系の金鉱化作用(II) 一熱水の地球化学一。鉱山地質, 38, 64。
 長谷川 潔・小山内康人(1978)：国富・定山溪地域の地質と鉱床一地質構造発達史を中心として一。北海道立地下資源報告, 5, 37p。
 原田準平・針谷 宥(編)(1984)：北海道鉱物史。北海道立地下資源調査所, 327p。
 Hemley, J. J., Montoya, J. W., Marinenko, J.W. and Luce, R. W. (1980): General equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O

and some implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geol.*, 75, 210-228.
 Hsu, L.C. (1986): The stability relationships of zunyite under hydrothermal conditions. *Mining Geol.*, 36, 219-230.
 井沢英二(1993)：よみがえる黄金のジパング。岩波科学ライブラリ-5, 104p, 岩波書店。
 金属鉱物探鉱促進事業団(1973)：昭和47年度精密調査報告。国富地域。通産省資源エネルギー庁。
 金属鉱業事業団・住友金属鉱山株式会社(1987)：菱刈鉱山の発見と開発。鉱山地質, 37, 227-236。
 黒沢邦彦・八幡正弘・戸間啓修一(1994)：札幌市西部小樽内川上流地域の熱水変質。北海道立地下資源報告, 66(印刷中)。
 松久幸敬(1987)：温泉型金鉱床と地熱系。地質ニュース, no. 390, 20-43。
 松久幸敬・ヘデンクィスト, J. W. (1992)：熱水性金鉱床の形成モデル。日経サイエンス, 1月号, 14-18。
 沢井長雄・板谷徹丸(1993)：西南北海道横丹-洞爺地域黒鉱型鉱床の K-Ar 年代。資源地質, 43, 165-172。
 Stoffregen, R. (1987): Genesis of acid sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol.*, 82, 1575-1591.
 Stoffregen, R. and Alpers, C.N. (1987): Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *Can. Miner.*, 25, 201-211.
 由井俊三(1990)：小樽市赤岩の酸性変質(予報)。鉱山地質, 40, 51。
 由井俊三(1993)：北海道小樽付近の熱水性鉱化作用, 特に酸性変質作用の研究。平成4年度科研成果報告, 33p。
 由井俊三・赤松和夫・松枝大治(1992)：小樽市赤岩における酸性熱水変質作用。平成4年度資源・素材合同秋季大会分科研究会資料, [D], 13-15。
 渡辺 寧・渡辺真人(1992)：K-Ar 年代および珪藻化石群集に基づく西南北海道北部の火山碎屑岩類の層序と年代。地球科学, 46, 143-152。

MATSUEDA Hiroharu, YUI Shunzo and AKAMATSU Kazuo (1994): Acid sulfate hydrothermal alteration at Akaiwa, Otaru city, southwest Hokkaido.

〈受付：1994年5月26日〉