

長野県天龍村神豊太陽鉬床の地質と鉬石鉬物の産状

田中 良*・石山 大三**・小野 泰彦***

Geology and Mode of occurrence of ore minerals from the Shinpo-Taiyo deposit,
Tenryu Village, Nagano Prefecture
Ryo Tanaka*, Daizo Ishiyama** and Yasuhiko Ono***

*〒 399-3202 長野県下伊那郡豊丘村神稲 770-2

**〒 010-8502 秋田県秋田市手形学園町 1-1 秋田大学工学資源学部応用地球科学教室

***〒 399-3303 長野県下伊那郡松川町元大島 3732-9 松川町立松川中央小学校

神豊太陽鉬床は、ループペンダントの領家変成岩類と生田花崗岩からなる天龍村見遠に位置する。本鉬床周辺には NEN-SWS ~ NE-SW 方向および ENE-WSW 方向の石英脈群と変成岩に接してペグマタイト質の柘榴石黒雲母花崗岩が分布する。本鉬床の鉬石鉬物は、鉄マンガン重石・黄銅鉬・磁硫鉄鉬・閃亜鉛鉬・輝水鉛鉬・自然蒼鉛で、輝水鉛鉬-タングステンナイト系鉬物には WS₂成分が多量に含まれることが明らかになった。この鉬石鉬物組合せは、本鉬床の生成温度が高いことを示しており、鉬床の形成はチタン鉄鉬系列に属する生田花崗岩の活動との関連が示唆される。

キーワード 天龍村, 阿南町, 神豊太陽鉬床, タングステン, 鉄マンガン重石

Key word Tenryu Village, Anan Town, Shinpo-Taiyo deposit, Tungsten, Wolframite

1. はじめに

神豊太陽鉬床は長野県飯田市の南約 26km の天龍村見遠地域に位置する銅・タングステン鉬床で、阿智村の春日山鉬床(田中ほか, 2004)とともに、鉬床を伴うことが少ない領家帯に存在するタングステン鉬床として重要な鉬床である(図 1)。本鉬床のこれまでの研究報告は少なく稼行記録は不明であるが、八木(1946)は本鉬床が神豊鉬山として鉄マンガン重石と斑銅鉬を産出し、美濃の恵比寿鉬床に次ぐ優良の鉬床であることを記載している。今村(2002)では周辺での聞き取り調査から、本鉬山名を神豊太陽鉬山であることを明らかにし、採掘が大平洋戦争中に行われ、かなりの人たちが鉄マンガン重石と黄銅鉬を採掘していたことを報告している。

本報告では、これまでに報告例の少ない本鉬床のタングステン鉬化作用の特徴を理解する上で必要な、地質学データ、肉眼および光学顕微鏡による観察と X 線粉末回折法実験・EPMA 分析データに基づく鉬石鉬物の産状について記述し、鉬化作用の特徴を検討する。

2. 地質概要

本地域周辺の地質は、主に領家変成岩類と花崗岩類から構成される(図 1; 松島・寺平編, 1984)。領家変成岩は、泥質ないし砂質の堆積岩およびチャートを源岩とする変成岩である。変成作用は、一般に珪線石が含まれるので、珪線石帯に属する(山田ほか, 1974)。花崗岩類は、古期領家花崗岩類の神原石英閃緑岩(CHIME 年代約 95Ma (Nakai and Suzuki, 1996))、天竜峡花崗岩(CHIME 年代 91 ~ 90Ma (Nakai and Suzuki, 1996))、生田花崗岩(Rb-Sr 全岩放射年代 84Ma (Kagami, 1973))と新期領家花崗岩類の門島花崗岩(Rb-Sr 全岩放射年代 73Ma (Kagami, 1973))、武節花崗岩(CHIME 年代 78 ~ 75Ma (鈴木ほか, 1994))から構成される。神豊太陽鉬床付近では、生田花崗岩が領家変成岩を捕獲して分布する(山田ほか, 1974)。生田花崗岩体は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。

3. 神豊太陽鉬床の地質と鉬床の産状

神豊太陽鉬床は、阿南町新野平沢から林道大久那線を東に約 1.5km 入った天龍村-阿南町境界の沢沿いに

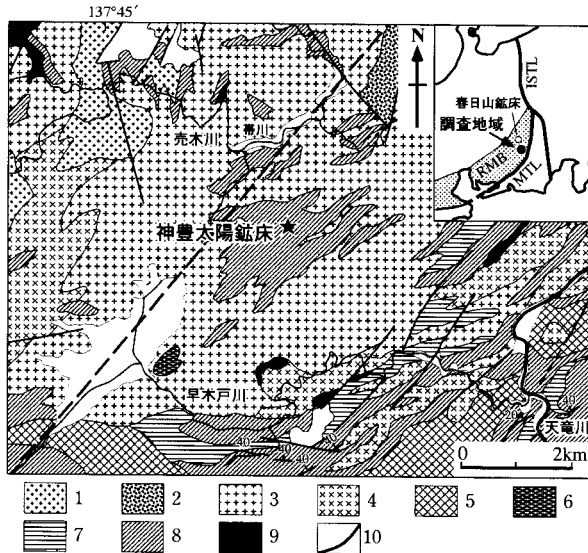


図1 天龍村見遠周辺の地質と神豊太陽鉱床の位置 (松島・寺平編 (1984) を改変)。

- 1: 武節花崗岩, 2: 門島花崗岩, 3: 生田花崗岩,
- 4: 天竜峡花崗岩, 5: 神原石英閃緑岩,
- 6: 塩基性・超塩基性岩, 7: 領家変成岩 (チャート),
- 8: 領家変成岩 (砂泥質), 9: 変輝緑岩,
- 10: 断層, ISTL: 糸魚川-静岡構造線,
- MTL: 中央構造線, RMB: 領家帯

存在する (図1, 図2)。神豊太陽鉱床の近傍の地質は、ループペンダントとして存在する主に泥質ないし砂質堆積岩を源岩とする領家変成岩類 (榊原, 1963) と生田花崗岩からなる (図2)。

本地域の変成岩類は、黒色～灰色を呈し、粒径は細粒緻密である。本変成岩類は、あまり明瞭な片理を示さない片状ホルンフェルスで、縞状片麻岩は花崗岩との接触部のごく狭い範囲でみられる (榊原, 1963)。泥質岩源の変成岩は珪線石・紅柱石・堇青石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英から構成され、副成分鉱物として電気石・燐灰石・ジルコン・石墨・不透明鉱物を含む (榊原, 1963)。

本地域の生田花崗岩の主な岩型は、角閃石黒雲母花崗岩、黒雲母花崗岩および柘榴石黒雲母花崗岩である (榊原, 1963)。特に鉱床周辺の花崗岩は柘榴石黒雲母花崗岩が分布する。柘榴石黒雲母花崗岩は優白色粗粒で、片麻状構造はみられない。有色鉱物は1～2cm程度の自形黒褐色を呈する柘榴石を含む。黒雲母の量は少なく、2～7mm程度の自形～半自形を呈する。柘榴石は多くの場合、石英・カリ長石・斜長石等の鉱物と集合して2～4cmの球状を呈する (榊原, 1963)。本花崗岩は、SiO₂の多いペグマタイト質の花崗岩である (榊原, 1963)。本花崗岩の構成鉱物は、黒雲母・

柘榴石・斜長石・カリ長石および石英で、副成分鉱物としてジルコン・燐灰石・モナズ石・不透明鉱物を含む (榊原, 1963)。本花崗岩の帯磁率は、鉱床周辺で 0.05×10^3 SI unit を示し、チタン鉄鉱系列に属する低い帯磁率を示す。

本鉱床は含鉄マンガン重石石英鉱脈鉱床である。本鉱床周辺には、幅10cm～最大30cm程度の石英脈が多数存在し、いくつかの石英脈には鉄マンガン重石を含むものが認められる (図2)。本石英脈群の走向は、NEN-SWS～NE-SW方向およびENE-WSW方向で、鉱床近傍の沢の伸張方向と平行な鉱脈が多い (図2)。一方、石英脈の傾斜は沢の右岸側では垂直～65°で、一般に南東傾斜を示すのに対し、左岸側ではほぼ垂直～70°北西傾斜を示す傾向があり、沢を境に鉱脈の傾斜方向が異なる (図2)。

現在認められる本鉱床の坑道はA～Dの4ヶ所である (図2)。坑道Aの伸張方向は坑口からすぐにN40°EとN60°Wの2方向に分かれる。坑道Bでは、坑道はN80°W方向に約4m掘進されている (図3a)。坑内の主な岩相はホルンフェルスで、坑道の北壁にはペグマタイトを伴う幅80cm程の花崗岩 (帯磁率 0.02×10^3 SI unit) が存在する (図3b)。坑道B内にはN20°E, 90°, N25°E, 80°Eの走向・傾斜をもつ2本の石英脈がみられ、脈幅はそれぞれ20cm, 25cm程度である (図3a)。後者の石英脈の花崗岩側には黄銅鉱を主とする鉱体の一部がみられる (図3b, 図4a)。坑道CおよびDは、それぞれEW, N10°Wの方向に延びる。坑道Cの周辺では鉄マンガン重石の露頭が観察され、石英脈No.10, 11も存在する (図2, 図4b)。石英脈No.12の近傍には試掘跡とみられる凹地が存在し、鉄マンガン重石を含むズリがみられる (図2)。鉄マンガン重石の鉱石は石英脈の分布と密接に関係して形成されている。

4. 鉱石鉱物の産状と共生関係

本鉱床より産出する鉱石鉱物について顕微鏡下での観察、X線粉末回折法およびEPMAを用いた検討を行った。本鉱床の主な鉱石鉱物は、鉄マンガン重石と黄銅鉱、磁硫鉄鉱で、少量の閃亜鉛鉱、輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物、自然蒼鉛が伴われる。この他にチタン鉄鉱も不透明鉱物として随伴する。産出鉱物の産状を述べる。

(1) 鉄マンガン重石 Wolframite (Fe, Mn) WO₄

神豊太陽鉱床の主要鉱石鉱物である鉄マンガン重石は、亜金属光沢を伴う黒色で長径1cm～最大4cmの柱状または板状の自形を呈し、石英と密接に共生する

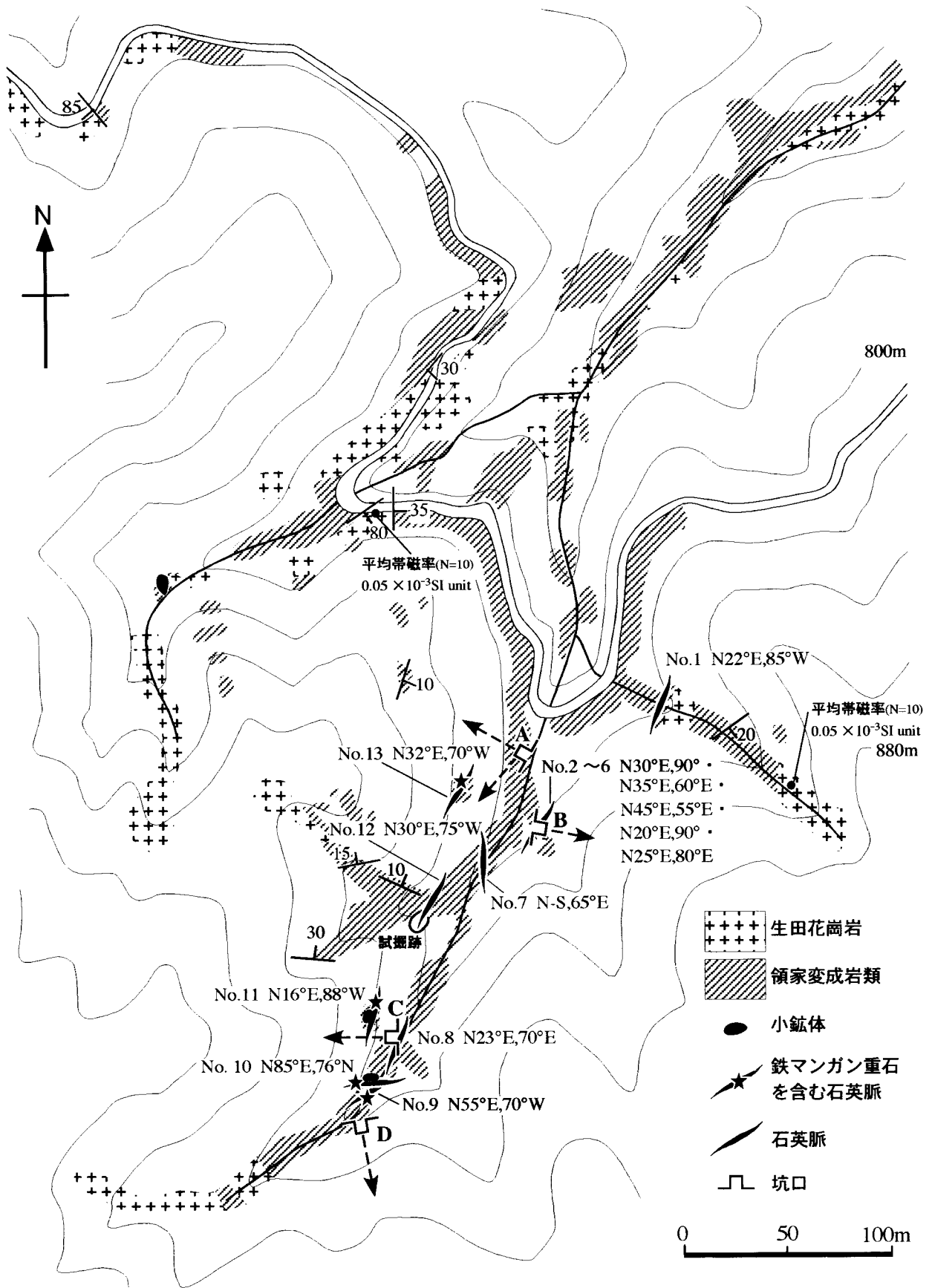


図2 神豊太陽鉱床周辺のルートマップと坑道位置図.

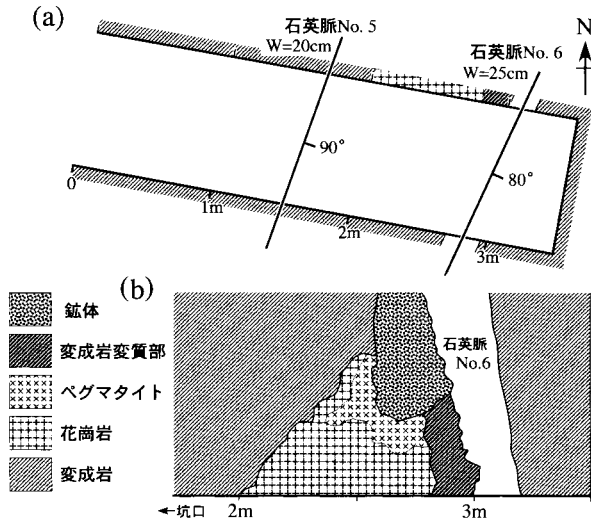


図3 坑道Bの坑内地質図 (a) と北壁スケッチ (b)

他に含W-Feチタン鉍物と共生する(図5d)。本鉍床産鉄マンガン重石を、X線粉末回折実験を行い検討した。その結果、本鉍床産の鉄マンガン重石の回折結果は、Sasaki (1959) の鉄マンガン重石のデータと一致する(表1)ので、本鉍床産の黒色の鉍物は鉄マンガン重石である。本鉍物の化学組成についてはEPMAで定性分析を行い、Mnに比べFeピークの強度が高いため、 $MnWO_4$ 端成分が低く $FeWO_4$ 端成分が高いものと推定される。

(2) 磁硫鉄鉍 Pyrrhotite $Fe_{1-x}S$

磁硫鉄鉍は、本鉍脈に一般的に存在する硫化鉍物である。鏡下での形態は不規則他形を呈し、黄銅鉍・輝水鉛鉍-タングステンナイト系鉍物と共生し近傍にはチタン鉄鉍も共生する(図5a・b)。本鉍物の一部には黄銅鉍によって切られるものが認められる。本鉍物の反射顕微鏡下の色はややピンクがかった白色に近いクリーム色を呈する。反射多色性は認められるが、射異

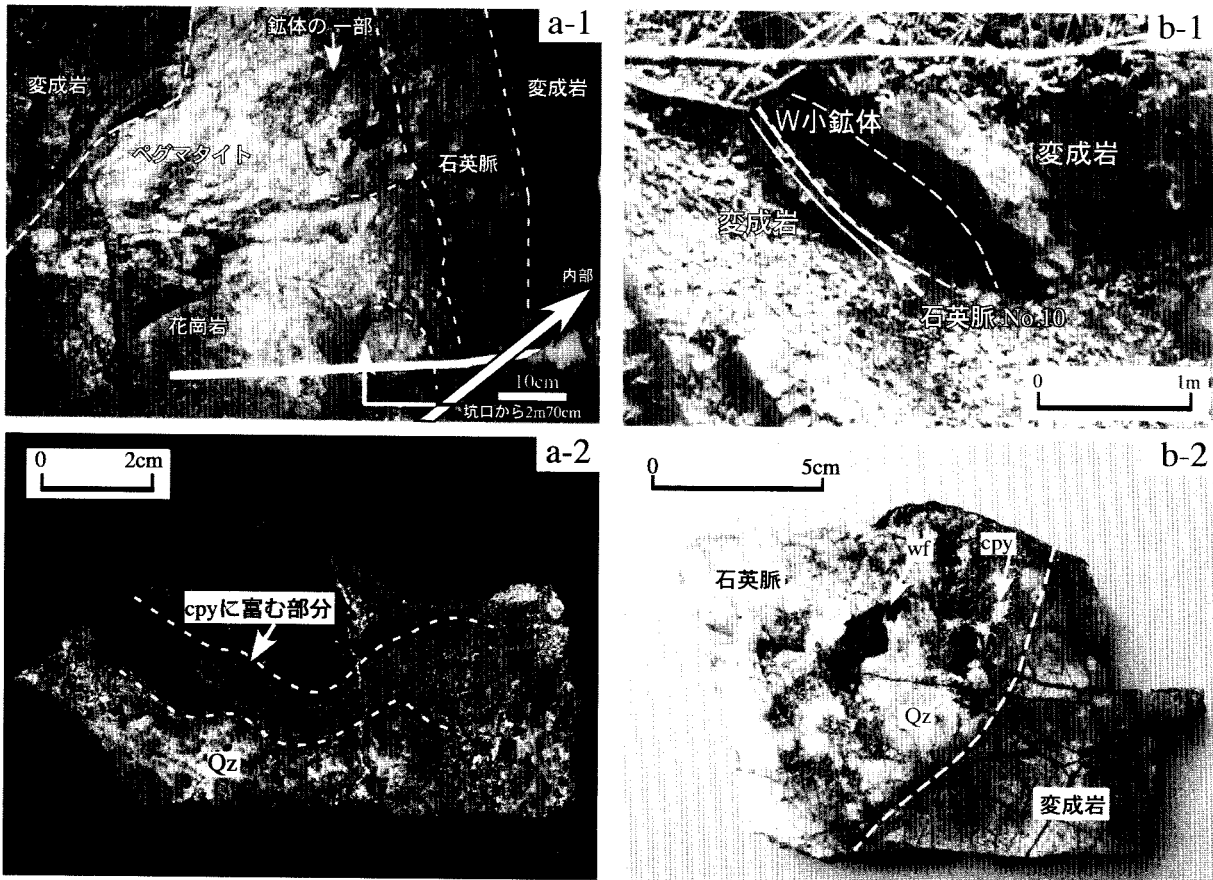


図4 神豊太陽鉍床の露頭写真と鉍石のスラブ写真。
 a-1) 坑道B坑内北壁にみられるCu鉍化作用の産状、
 a-2) a-1で採取した鉍石のスラブ写真、
 b-1) 石英脈No.10際にみられるタングステン鉍化作用、
 b-2) 石英脈No.10に接する鉍石のスラブ写真、wf: 鉄マンガン重石、cpy: 黄銅鉍、Qz: 石英

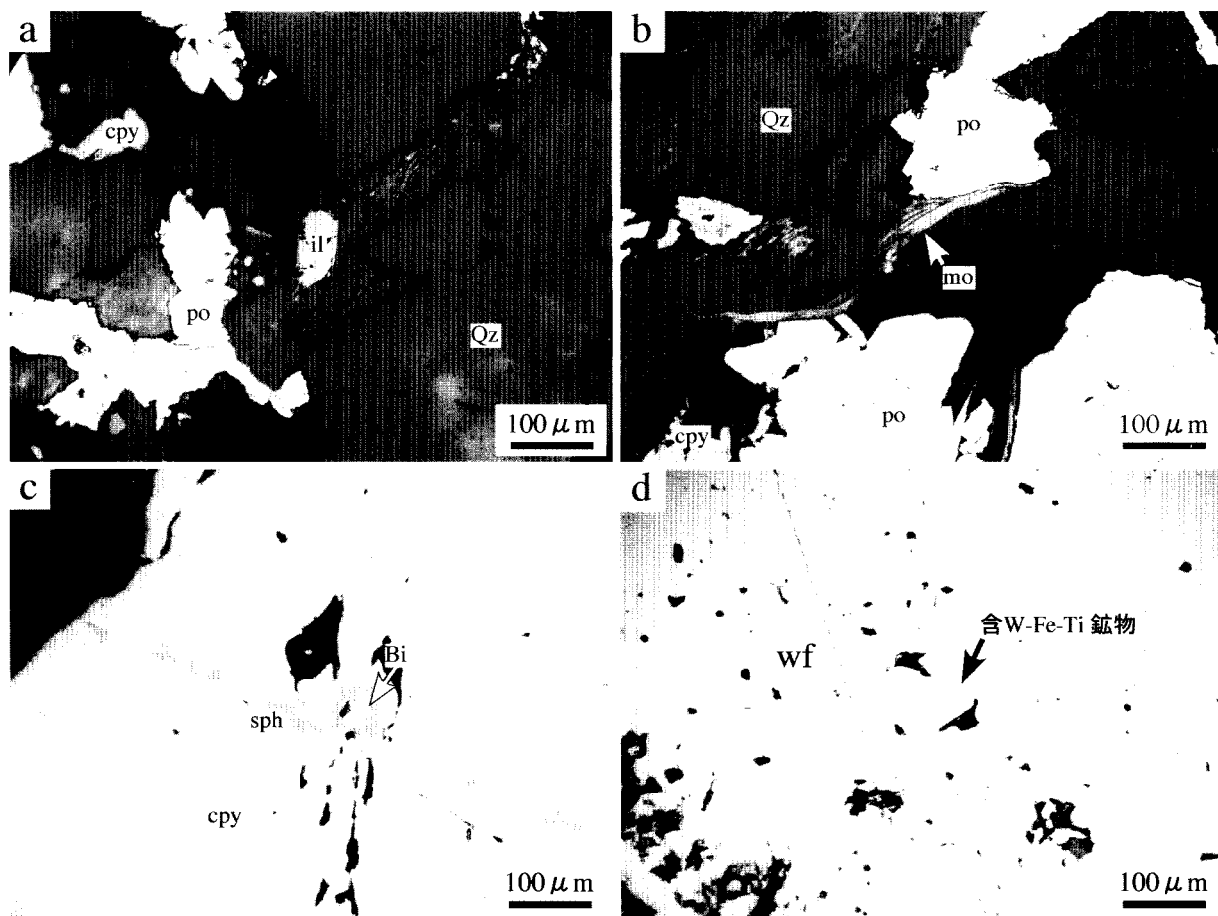


図5 鉱石鉱物の反射顕微鏡写真

- a) 黄銅鉱・磁硫鉄鉱・チタン鉄鉱の産状,
- b) 輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物・磁硫鉄鉱・黄銅鉱の産状,
- c) 自然蒼鉛・閃亜鉛鉱・黄銅鉱の産状,
- d) 鉄マンガン重石と含W-Fe-Ti 鉱物の産状, cpy:黄銅鉱, po:磁硫鉄鉱, wf:鉄マンガン重石, mo:輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物, sph:閃亜鉛鉱, Bi:自然蒼鉛, il:チタン鉄鉱, Qz:石英

方性については強いものと不明瞭なものが存在する。顕微鏡下の光学特性とEPMA定性分析結果により、本鉱物と同定した。

(3) 黄銅鉱 Chalcopyrite $CuFeS_2$

黄銅鉱は、本鉱脈中で最も多量に存在し、肉眼で確認できる鉱石鉱物である。鏡下での形態は母岩の構成鉱物の粒間を埋める産状を示し、磁硫鉄鉱・自然蒼鉛・閃亜鉛鉱と共生する(図5a, c)。

(4) 閃亜鉛鉱 Sphalerite $(Zn, Fe) S$

閃亜鉛鉱は、磁硫鉄鉱・黄銅鉱を伴う部分に少量存在する。本鉱物は最大粒径 $50 \mu m$ 程度で不規則他形を呈し、黄銅鉱と共生し自然蒼鉛を包有する(図5c)。

(5) 輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物

Molybdenite-Tungstenite series minerals MoS_2-WS_2

輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物は、長さ $100 \sim 400 \mu m$ 程の毛状に曲がった形態を呈する(図5b)。

本鉱物は母岩際に存在し、磁硫鉄鉱と共生して存在する(図5b)。EPMAによる定性分析結果から、Mo, S元素のピークの他に強いW元素の存在が確認された(図6)。本鉱物は WS_2 成分がかなり高い割合で含まれていると考えられる。

(6) 自然蒼鉛 Native bismuth Bi

自然蒼鉛は、本鉱脈中に少量存在し、鏡下での形態は粒径 $30 \mu m$ 程度の不規則粒状を呈し、黄銅鉱中の閃亜鉛鉱に包有される(図5c)。反射顕微鏡下で明るい黄色を示すこと、異方性が認められることとEPMAの定性分析から本鉱物と同定した。

(7) チタン鉄鉱 Ilmenite $FeTiO_3$

チタン鉄鉱は、粒径 $100 \mu m$ 程度の半自形を呈し石英、黄銅鉱、磁硫鉄鉱と共存する(図5a)。

(8) 含W-Fe-Ti 鉱物

本鉱物は、鉄マンガン重石中に粒径 $50 \mu m$ 程度の

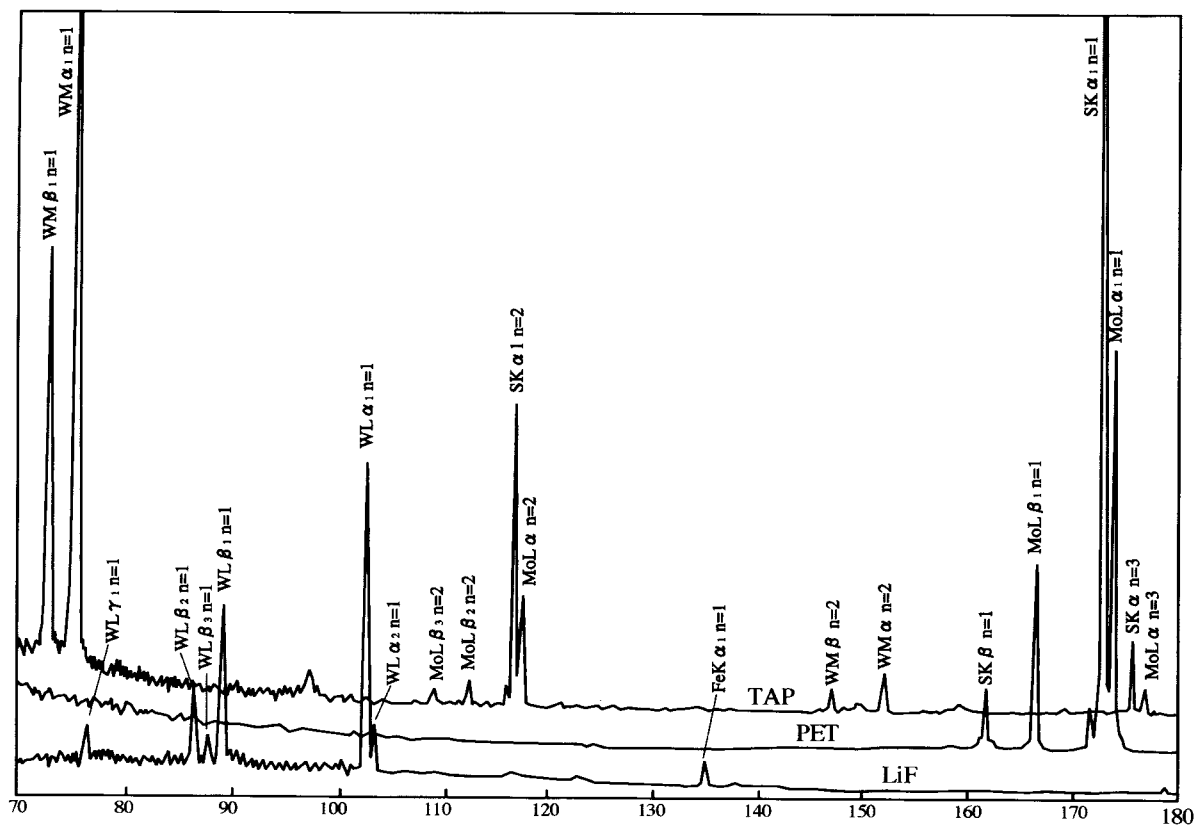


図6 輝水鉛鉍-タングステンナイト系鉍物の EPMA 定性分析結果

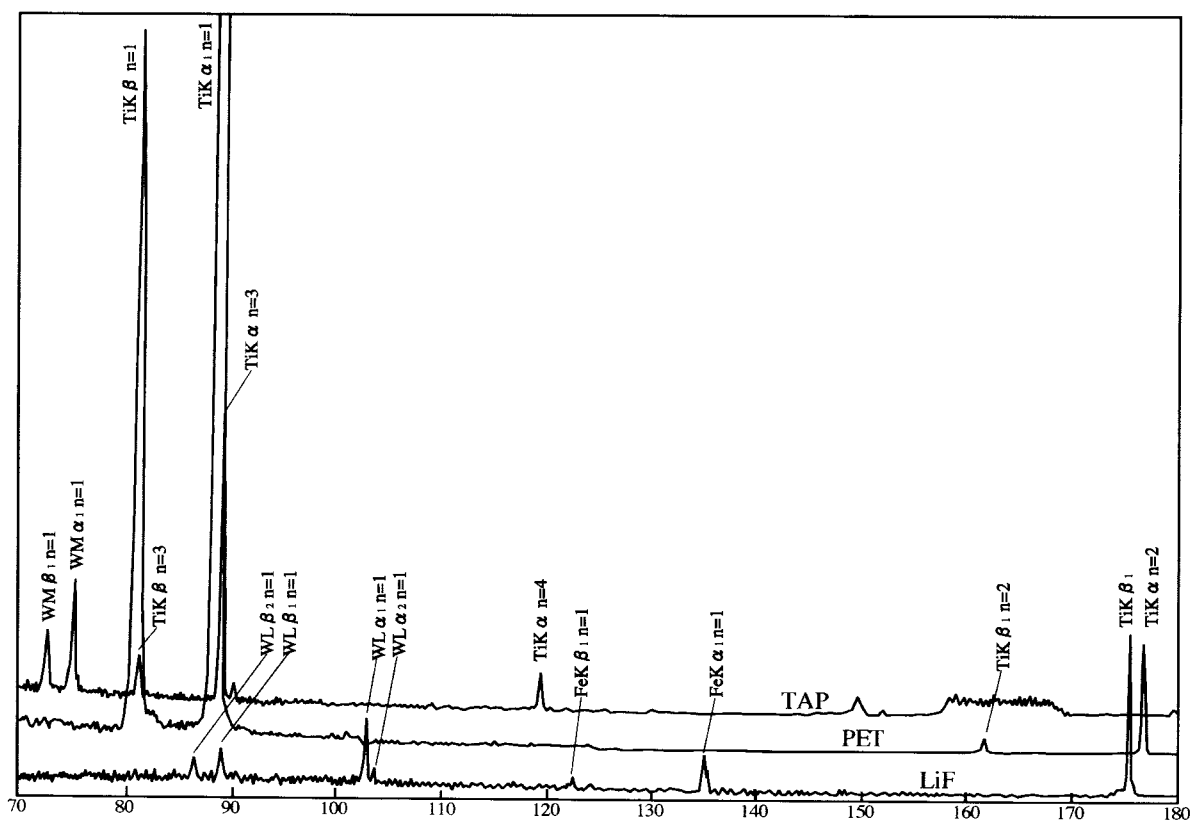


図7 含W-Fe-Ti 鉍物の EPMA 定性分析結果

表1 本鉱床産鉄マンガン重石のX線粉末回折結果と文献値との比較。

- 1: 神豊太陽鉱床,
- 2: 鉄マンガン重石 (Sasaki, 1959),
- 3: 鉄重石 (Ulku, 1967),
- 4: マンガン重石 (Bayliss *et al.*, 1980)

h k l	1		2		3		4	
	d(Å)	I/I	d(Å)	I/I	d(Å)	I/I	d(Å)	I/I
0 1 0	5.73	45.6	5.73	15	5.72	20	2.76	20
1 0 0	4.761	36.8	4.780	60	4.69	80	4.84	65
0 1 1	3.752	23.8	3.761	55	3.75	60	3.78	60
1 1 0	3.652	26.9	3.673	55	3.65	50	3.70	55
1 1 $\bar{1}$			2.968	100				
$\bar{1}$ 1 1							2.996	100
1 1 1	2.943	78.6	2.946	90	2.940	100	2.954	95
0 2 0	2.859	100	2.864	30	2.850	20	2.880	30
0 0 2					2.476	60	2.497	55
0 2 1	2.482	19.3	2.488	45	2.470	60	〃	〃
1 2 0	2.450	8.7	2.460	10	2.440	10	2.474	10
2 0 0	2.374	11.3	2.392	25	2.366	20	2.416	20
0 1 2					2.271	5		
1 2 $\bar{1}$			2.217	15				
$\bar{1}$ 0 2							2.237	16
1 0 2			2.202	25	2.195	50		
$\bar{1}$ 2 1	2.195	13.7						
1 2 1					2.189	50	2.209	25
$\bar{1}$ 1 2							2.087	8
1 1 $\bar{2}$			2.070	5				
1 1 2	2.053	3.8	2.054	5	2.047	20	2.057	12
$\bar{2}$ 1 1							2.051	12
2 1 $\bar{1}$			2.023	10				
2 1 1	2.004	7.2	2.010	10	1.999	20	2.021	10
0 3 0	1.906	19.5	1.911	10	1.900	10	1.9205	6
0 2 2	1.875	4.6	1.881	15	1.870	10	1.8871	16
2 2 0			1.836	15	1.819	10	1.8507	16
1 3 0	1.769	25.2	1.775	25	1.763	20	1.7843	25
$\bar{1}$ 2 2							1.7666	6
1 2 2	1.743	2.1			1.738	5		
$\bar{2}$ 0 2			1.733	15			1.7539	20
2 2 $\bar{1}$			1.729	20				
$\bar{2}$ 2 1							1.744	20
2 2 1	1.714	19.1	1.719	25			1.7266	30

半自形を呈し少量存在する (図5d)。EPMAの定性析では主要なTiの他に少量のFeおよびW成分が検出された (図7)。

八木 (1946) には、斑銅鉱の記載があるが、今回の検討試料には斑銅鉱は認められなかった。本報告の鉱物組合せから、斑銅鉱が安定に存在する晶出環境は考えにくく、記載された斑銅鉱は黄銅鉱から二次的に形成された可能性がある。

5. 神豊太陽鉱床の形成環境

神豊太陽鉱床の含鉄マンガン重石石英脈が、生田花

崗岩のペグマタイトの発達する部分に近いところに存在すること、本鉱床の鉱石鉱物のいくつかのものが花崗岩の近傍で形成される鐘打鉱山などの深成型タングステン鉱床やスカルン鉱床に産する鉱石鉱物であることは、本鉱床の形成が高温で行われたことを示すと考えられる。特に生田花崗岩のペグマタイトと鉱脈の関連性を考慮すると、鉱床は生田花崗岩の火成活動に関連して形成されたと推定される。鉱化作用をもたらした高温の鉱化流体は、主にNEN-SWS方向のレッカを主要な通路としていたと考えられる。

6. まとめ

- (1) 神豊太陽鉱床は、チタン鉄鉱系列に属する生田花崗岩の火成活動に関連した流体の活動に伴い形成された可能性がある。鉱化流体は、主にNEN-SWS方向のレッカを主要な通路としていたと考えられる。
- (2) 本鉱床の鉱石鉱物は、鉄マンガン重石・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・輝水鉛鉱・自然蒼鉛である。特に本鉱床産の輝水鉛鉱-タングステンナイト系鉱物にはWS₂成分が多量に含まれる。

謝辞

本論文をまとめるにあたり、飯田市美術博物館の村松武氏には励ましをいただいた。ここに記し厚く御礼申し上げます。

引用文献

Bayliss, P., Berry, L.G., Mrose, M.E. and Smith, D.K., 1980, Mineral powder diffraction file. Data Book. JCPDS International Centre for Diffraction Data, 1168p.

今村理則, 2002, 飯田・下伊那の金属鉱山. 伊那谷自然史論集, 3, 45-68.

Kagami, H., 1973, A Rb-Sr Geochronological Study of the Ryoke Granites in Chubu District, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 79, 1, 1-10.

松島信幸・寺平宏編, 1984, 5万分の1天竜川上流域地質図(5)阿南. 社団法人中部建設協会.

Nakai, Y. and Suzuki, K., 1996, CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 102, 431-439.

榊原雄太郎, 1963, 長野県下伊那郡和合地域の花崗岩および変成岩について. 地質学雑誌, 69, 25-37.

- Sasaki, A., 1959, Variation of unit cell parameters in wolframite series. *Mineralogical J.*, 2, 375-396.
- 鈴木和博・森下泰成・梶塚泉・仲井豊・足立守・柴田賢, 1994, 三河-東濃地域の領家変成岩と花崗岩のCHIME モナザイト年代, 名古屋大学古川総合研究資料館報告, 10, 17-38.
- 田中良・石山大三・水田敏夫, 2004, 長野県阿智村春日山タングステンスカルン鉱床の産状, 伊那谷自然史論集, 5, 35-48.
- Ulku, Von D., 1967, Untersuchungen zur Kristallstruktur und magnetischen Struktur des Ferbrits $FeWO_4$. *Z. Kristallgr.*, 124, 192-219.
- 八木貞助, 1946, 信濃の地下資源. 信濃毎日印刷出版局, 139 p.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦, 1974, 中部地方領家帯地質図 (20万分の1). 地質調査所.