

北上山地における花崗岩関連鉱床の硫黄同位体比

石原舜三¹・佐々木昭²

Shunso Ishihara and Akira Sasaki (2004) Characteristics of sulfur isotopic ratio of ore sulfides related to the Cretaceous granitoids, Kitakami Mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 55(1/2), p.19 - 30, 3 figs., 2 tables.

Abstract: Sulfur isotopic ratio, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, was determined on 50 sulfide samples from the Cretaceous (with one Paleogene locality) granitic terrain of the Kitakami Mountains, and the data, together with 8 analyses already published, were examined in view of the ore genesis. The studied ore deposits and quarries are 37. The $\delta^{34}\text{S}$ values are highest in molybdenite deposits, as -0.5 to +3.6 ‰ $\delta^{34}\text{S}$. The $\delta^{34}\text{S}$ values of base metal deposits, which are mostly skarn type, vary more widely than those of the molybdenite deposits, ranging from -3.4 to +5.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$. Tungsten and gold deposits, mostly of vein type, are hosted in the intruded sedimentary rocks and have low and widely varying $\delta^{34}\text{S}$ values (+2.8 ~ -16.7 ‰). Influence of biogenic sulfur from the Permian host pelitic rocks is considered for the low values of the Higashi-iwai (Au-W) and Masunai (Au) deposits.

The $\delta^{34}\text{S}$ values of the granitoid-hosted molybdenite are averaged as +0.7 ‰, which is similar to +1.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ of the averaged rock sulfur value of the Tono and Miyako plutons. This and lower $\delta^{34}\text{S}$ values of the Kitakami sulfides, as compared with those of the Mo Province of Southwest Japan, may be correlated to a low $f\text{O}_2$ magnetite-series character in the Kitakami Mountains. The intrusion-related gold deposits are divided into high-Au/Ag type with low contents of associated sulfides and low Au/Ag type with high contents of the associated sulfides. The former has -13.8 ~ +2.8 ‰ $\delta^{34}\text{S}$, indicating biogenic sulfur from the host sediments in some ore deposits, while the latter values, being -0.8 ~ +5.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$, are more close to $\delta^{34}\text{S}$ value of granitoid sulfur, implying higher contribution of magmatic sulfur for the low Au/Ag type.

Keywords: Kitakami Mountains, Cretaceous, granitoids, Au veins, high Au/Ag type, low Au/Ag type, skarn deposits, $\delta^{34}\text{S}$ value, Oya mine.

要 旨

北上山地の白亜紀(一部古第三紀)花崗岩類に関係する金属鉱床産の硫化物50個について新たに $\delta^{34}\text{S}$ 値を求めた。既報の8分析値とともに、その成因的意味について考察した。検討した鉱床と採石場は37である。鉱種別ではMo鉱床が最も高く-0.5~+3.55 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ であり、そのうち花崗岩類を母岩とするMo鉱床は平均+0.7 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ (n=4)であり、岩石 $\delta^{34}\text{S}$ 値に最も近い。ベースメタル鉱床はスカルン型が主体であるが、日峰鉱床産の低い値を除くと、-3.4 ~ +5.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ であり、Mo鉱床よりもばらつく。Au鉱床・W鉱床の多くは堆積岩類中に分布するが、全般的に低い値を示し、特に枡内(Au)、東磐井(Au-W)で顕著であり、ここでは堆積性の還元硫黄種の混入、またはそれとの同位体交換が考えられる。金鉱床は鉱石のAu/Ag=1を境に同比が高く硫化物に乏しい高Au/Ag型と、同比が低く硫化物に富む低Au/Ag型に分けられる。前者は-13.8~+2.8 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ で、一部で堆積性硫黄の貢献が考えられ、後者は-0.8~+5.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ の同位体比を持ちマグマ硫黄の寄与度が高かった。北上山地

の花崗岩体内鉱床の $\delta^{34}\text{S}$ 値は、西南日本内帯のMo生成区の値よりも低い。その原因は北上山地の花崗岩マグマが後者よりも低い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持ち、かつ鉱液の酸化度も低かったことによるものと考えられる。

1. まえがき

西南日本の花崗岩類と附随する鉱床との間には、硫黄同位体比に関して相関性がある。山陰帯の磁鉄鉱系花崗岩類の場合に、花崗岩類中の岩石硫黄の $\delta^{34}\text{S}$ 値は+4~+9 ‰、関連鉱床硫化物の $\delta^{34}\text{S}$ 値は0~+8 ‰、山陽帯、領家帯などのチタン鉄鉱系花崗岩類では岩石硫黄が-5~0 ‰、鉱石硫黄が-10~0 ‰の $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つ(Sasaki and Ishihara, 1979; Ishihara and Sasaki, 2002)。岩石硫黄と鉱床硫黄との相関性は、花崗岩活動と空間的に密接で高温生成のMo, W, Sn鉱床のみならず、ベースメタル鉱床、花崗岩から離れて分布するSb, Hg鉱床でも認められている。これらの事実は花崗岩類が起源物質の違いによる固有の $\delta^{34}\text{S}$ 値をもっており、その特性は鉱床形成時諸条件に伴う $\delta^{34}\text{S}$ 値の

¹産業技術総合研究所(Geological Survey of Japan, AIST, Higashi 1-1-1, Tsukuba 305-8567, Japan)

²地質情報研究部門(Institute of Geology and Geoinformation, GSJ)

変化を超越して鉍石硫黄に反映することを示している。

西南日本の特色は、山陽帯から領家帯、西南日本外帯にいたる時代を越えたチタン鉄鉍系の広い分布であり、それに伴う鉍床にみられる負の $\delta^{34}\text{S}$ 値である。これらは同地域に広範囲に発達する上部古生代から第三紀にわたって付加体堆積岩類の還元性堆積硫黄の性質を反映したものと考えられている (Ishihara *et al.*, 2000; Ishihara and Sasaki, 2002)。

一方、北上山地においては、狭義の花崗岩組成に乏しい比較的苦鉄質な花崗閃緑岩・トナル岩・石英閃緑岩類が、斑れい岩を伴って分布している。これら深成岩類貫入の場は西南日本と同様に主に堆積岩類であるが、その酸化/還元状態による分類では磁鉄鉍系である。しかし鉍床には磁硫鉄鉍を伴うなど、西南日本よりも還元的な性格が推察される。以上の背景に基づき、この小論では北上山地の鉍石硫黄の同位体比を報告してその地帯特性を明らかにし、西南日本との比較、成因的背景などの考察を試みるものである。 $\delta^{34}\text{S}$ 値の測定法については、これまでの記述 (Sasaki *et al.*, 1979; Sasaki and Ishihara, 1980) と同様である。

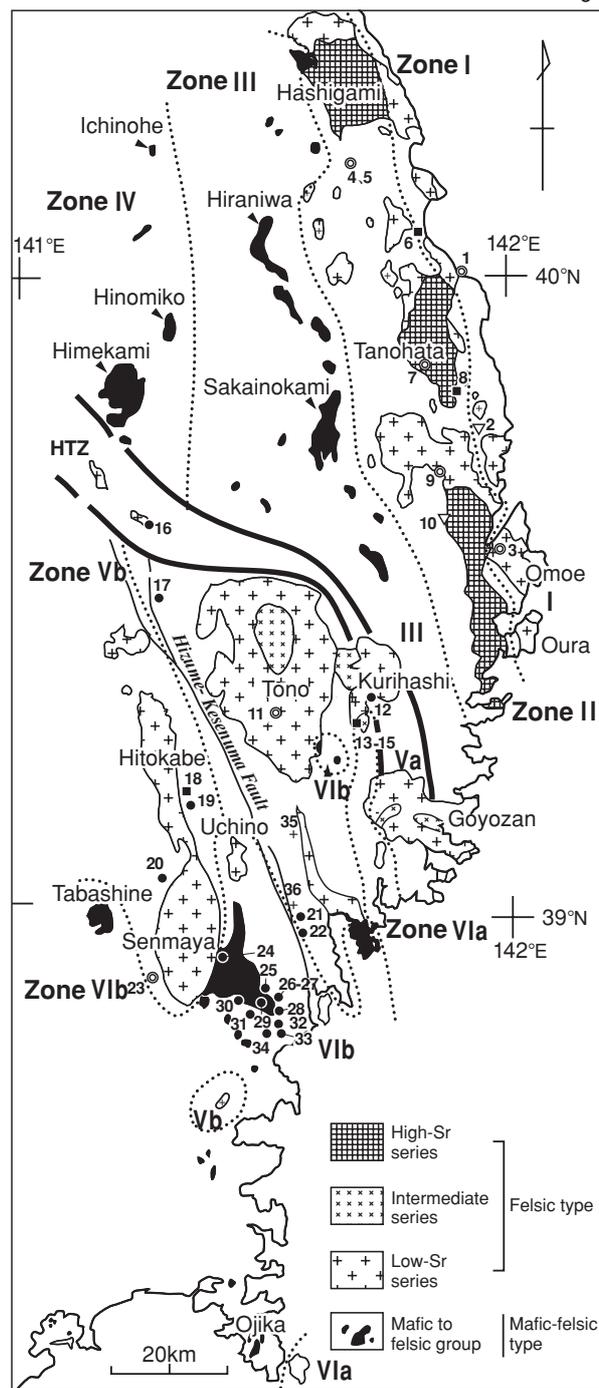
2. 花崗岩類と金属鉍床の概要

2.1 地質概要と花崗岩類

北上山地は主として古生代-中生代堆積岩類から構成され、それに白亜紀の深成岩類が貫入する。構成岩類は、南西側から北東へ向けて、浅海成、一部陸成の礫岩・砂岩・頁岩からなる古・中生界の南部北上帯、苦鉄質-超苦鉄質岩類の早池峰構造帯を挟んで、その北東側に主に砂岩・頁岩・チャートからなり、火山岩類・石灰岩類を伴う古・中生界の付加体である北部北上帯と岩泉帯 (地質調査所, 1974) が分布する。

白亜紀花崗岩類は東から西へ、I ~ VI 帯に分けられており (地質調査所, 1974)、I 帯, II 帯, III 帯, V 帯ではいわゆるカルクアルカリ岩類が広く分布する。その一部はSrに富みYに乏しいため高Sr系列 (アダカイト) と認定され (第1図)、これは沈み込んだ海洋地殻が溶融したものと解釈された (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。高Sr系列は階上・田野畑・宮古岩体など II 帯に特徴的に現れ、類似岩はV 帯東部の遠野・栗橋・五葉山岩体の一部に産出する (第1図)。一方、人首・千厩などのV 帯西部の岩体は高Srの性格を持たず、その帯磁率が低く還元的であり、性格が異なるから、ここでは東部の岩体をVa、西部の岩体をVbとして細分する (第1図)。姫神・日神子岩体などのIV 帯、折壁・東稲岩体を含むVI 帯の一部にはカリウムに富む系列があり、これは最近ではシヨシヨナイトと呼ばれている (土谷ほか, 2000)。

北上山地は狭義の花崗岩に乏しく、全体として斜長石に富む石英閃緑岩-花崗閃緑岩が多い。斑れい岩類に属する小岩体が比較的多く産出する。I 帯とVI 帯には、花崗岩類



第1図 北上山地の白亜紀花崗岩類の分布と分析した鉍床の位置。花崗岩のタイプはTsuchiya and Kanisawa (1994)に基づく。◎ モリブデンとタングステン鉍床、■ スカルン型磁鉄鉍とベースメタル鉍床、○ 高Au/Ag型金鉍床、● 低Au/Ag型金と関連鉍床、▽ 火山性鉍床、+ 堆積岩類試料。附随する番号は第1表の番号と一致する。HTZは早池峰構造帯。

Fig. 1 Distribution of the Cretaceous granitoids and the studied ore deposits in the Kitakami Mountains. The granitoids are adopted from Tsuchiya and Kanisawa (1994). ◎ W and Mo deposits, ■ Skarn-type magnetite and base metal deposits, ○ High Au/Ag type Au deposits, ● Low Au/Ag type Au and related deposits, ▽ Volcanogenic deposits, + Sedimentary rock sample. Numbers on each locality correspond to those of Table 1. HTZ, Hayachine Tectonic Zone.

と同源と思われる火山岩類が小規模に分布する。I帯にはこの白亜紀の火山活動で生じた黒鉱型と考えられている田老鉱床(蛭子, 1965)がみられる。

一部には古第三紀の花崗岩質斑岩類がプラグ状・ドーム状・(北東系)岩脈状に分布し(蟹沢ほか, 1989), 若干の鉱化作用を伴うことがある(石原, 1982)。

2.2 モリブデン及びタングステン鉱床

北上山地では, 東部にモリブデン生成区, 西部にタングステン生成区が存在する(石原, 1973)。I帯及びII帯の花崗岩類に附随する鉱床は少ないが, I帯にはアブライト質岩中に輝水鉛鉱網状脈の三根鉱床, 細粒花崗岩中のペグマタイト性輝水鉛鉱-石英脈の北頭モリブデン鉱床がある。II帯には堆積岩中のレンズ状スカルン鉱床である大川目鉱床がある。その近傍では試錐によってトナル岩岩脈中に輝水鉛鉱-石英細脈が近年に発見された(通商産業省, 1988, 1989)。田野畑岩体南部の沢中では優白色花崗閃緑岩中に輝水鉛鉱-石英脈が1969年に発見され, 珪石として出鉱されたが, これも少量の輝水鉛鉱を伴う。

タングステン鉱床は, V帯に小規模ではあるが広く分布し, 母岩が非石灰質岩でもタングステン鉱物は灰重石である特色を持つ。一般に少量の金を伴う。その規模は東磐井鉱床が最も大きく, その生産量はW金属量で240トンである。これは前期ペルム紀の錦織層の泥岩(竹内・御子柴, 2002)を母岩とする鉱脈型Au-W鉱床である。鉱脈は走向N10-20°W, 傾斜70-80°W, 母岩の層理面に平行な割れ目に沿った鉱脈群であり, 早期の母岩中の鉱染脈に磁硫鉄鉱・灰重石が多く, 後期の黄鉄鉱-石英脈で金に富む傾向がある。全般に硫砒鉄鉱が多い(渡辺, 1942)。

これに次ぐ黄金坪鉱床は, 斑れい岩中の自然金-灰重石-石英-角礫パイブ鉱床である(渡辺・黄, 1942)。磁鉄鉱系-中間系列に属する赤金鉱山ストック(石原, 1973)に附随して産出するが, 鉱液は隣接する山神社花崗閃緑岩に由来するものと思われる。

V帯の鉱床のうち, 花崗岩を母岩とするものとして遠野岩体中の北竜W-Mo探鉱地がある。これは岩体中心部の高Sr系列モンゾ花崗岩中の灰重石-鉄マンガン重石-黄銅鉱-黄鉄鉱-輝水鉛鉱-石英脈(N60°E, 70°N)である(通商産業省, 1996)。

2.3 磁鉄鉱及びベースメタル鉱床

北上山地の大規模な金属鉱床は花崗岩活動に伴うスカルン型鉱床である。最大の釜石鉱山におけるこれまでの生産量は, 磁鉄鉱5,800万トン(Fe 50~64%), Cu金属量143,262トンである(浜辺, 1981)。このスカルン鉱床は磁性が著しく高い蟹岳花崗閃緑岩ストックが長岩層・鬼丸層に対比される石灰岩類へ貫入することによって生成した。スカルン鉱物は, 北上山地の他のスカルン鉱床と同様に, 主にグラナイト系柘榴石・緑廉石・灰鉄輝石であり, 鉱石鉱物

は主に磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱, ついで黄鉄鉱・キューバ鉱である。黄銅鉱などの銅鉱石は石灰岩側に多産する傾向がある(浜辺, 1981)。

赤金鉱床は, 北上山地では帯磁率が最も低いゾーンに当たる人首岩体の東縁に位置し, 磁鉄鉱系-中間系列に属する山神社・大畑野花崗閃緑岩と周囲の石灰岩類との間に産出するスカルン型で(相沢, 1966), これまでの生産量は磁鉄鉱 899,652トン, Cu 30,368トン, 硫化鉄鉱 222,964トンである(地質調査所, 1980)。磁硫鉄鉱が多産し, 釜石鉱床よりも還元的である。

野田玉川鉱床は堆積性マンガン鉱床の熱変成鉱床として有名であるが(佐藤ほか, 1957), ホルンフェルスのレンズ状石灰岩には磁鉄鉱-磁硫鉄鉱-黄銅鉱スカルン鉱体が小規模に生成している。

亀山鉱床は田野畑岩体の東縁部に捕獲された堆積岩ブロック中の小規模なスカルン鉱床であり, 磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・灰重石を含む(南部, 1986)。

古第三紀の岩脈に附随するものとして, 宮古岩体南西方の門神岩に北東系デイサイト質岩脈がある。角礫化を受け, そのマトリックスに弱い黄銅鉱・黄鉄鉱鉱化を伴う。また"キースラーガー"様の硫化物鉱石を捕獲するなど特異な産状が見られる(石原, 1982)。

2.4 金及び関連金-銅鉱床

北上山地は平泉の金色堂に原料を供給した砂金鉱業の古い歴史を持つ。その原岩は含金石英脈と思われる。金鉱床は山地の南西部, 深成岩の区分ではIV帯から南方のVb帯, VIb帯にかけて分布する。鉱床の近傍にはほとんどの場合に白亜紀の貫入岩類が現れ(第1表の38例中33例), 貫入活動に関連した金鉱床(intrusion-related gold deposits)と言える。母岩は因みに貫入岩近傍の堆積岩類(粘板岩・砂岩・石灰岩)が最も多く, ついで貫入岩類である。磯部(1992)と高橋・南部(2003)から生産実績がある38鉱床(第1表)について堆積岩/貫入岩にまたがる場合をそれぞれ1点, 単一岩種の場合を2点として計算すると, 堆積岩類(44点, 58.7%), 貫入岩類(34.7%), 斑れい岩類(3点, 4.9%), 超苦鉄質岩(2点, 2.6%)が得られる。次に述べる高Au/Ag型, 低Au/Ag型別では, 前者で堆積岩に占める割り合いが高い。

上野・岩沢(1990)はこれら金鉱床を, 硫化鉱物に乏しく, Ag/Auの低い高温生成のI型, そして硫化鉱物に富み, かつ銀鉱物を産するAg/Auの高い折壁岩体付近のII型に2分した。前者としては東陸中(Cu), 乙女石(As), 大萱生, 女牛(W), 大葛, 堂場(W), 野尻(W), 世田米(W), 大子(W), 小山, 黄金坪(W), 猿沢, 東磐井(W), 大鷲, 鹿折, 日高見, 大島, 金ヶ沢, 横倉, 不動, 女川が例示された。また後者には新月, 興北, 岩倉, 金取, 徳仙丈, 大盛, 東楽, 神宮, 御岳, 大谷, 津谷, 宮城が含まれた。高橋・南部(2003)は金鉱床を, 単純金鉱床, 金・タングステン鉱床, 金・銅鉱床,

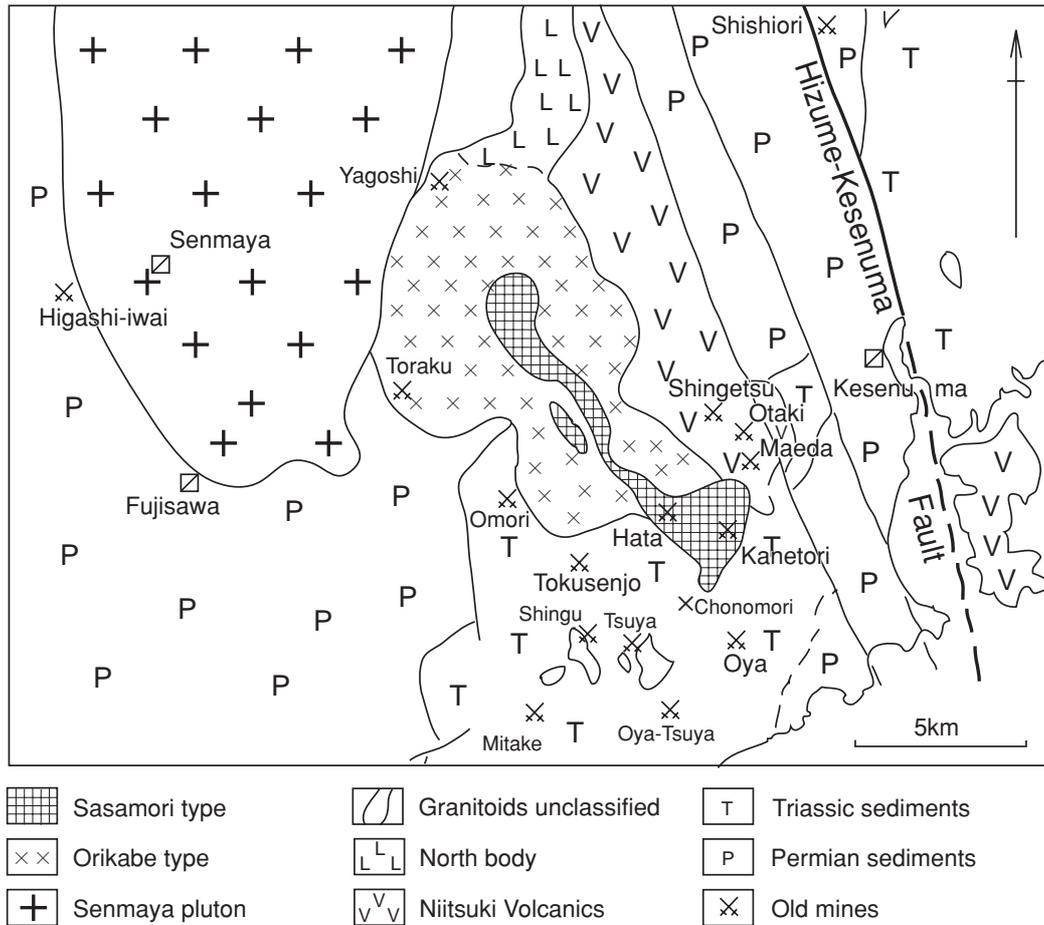
第1表 北上山地の金鉱床の分類.

Table 1 Classification of gold deposits in the Kitakami Mountains.

Nos. and mine (related intrusion)	Production			Other metals
	Au	Ag	Au/Ag	
High Au/Ag type				
53 遠中 Enchu (日神子)	4 kg	n.g.	>1	none
54 姫神 Himekami (姫神)	8 kg	n.g.	>1	none
55 乙女石 Otomeishi (姫神)	154 kg	91 kg	1.7	none
56 高峰 Takamine (堺の神岩株)	9 kg	2 kg	4.2	none
57 大萱生 Ogayu (独立小岩株)	396 kg	350 kg	1.1	none
58 女牛 Meushi (独立小岩株)	39 kg	24 kg	1.6	W 3t
59 朴の木 (大佐内) Honoki (不明)	47 kg	21 kg	2.3	W
68 六黒見 Rokuromi (独立小岩株/栗橋)	643 kg	n.g.	>1	none
69 釜石弁天 Kamaishi-Benten (不明)	<10 kg	n.g.	>1	none
70 砥森 Tomori (不明)	29 kg	n.g.	>1	none
71 二枚山 Nimaiyama (独立小岩株)	4 kg	n.g.	>1	none
72 小山 Oyama (同上)	48 kg	n.g.	>1	none
73 磁石山 Jishakuyama (赤金鉱山岩株)	22 kg	n.g.	>1	none
74 米里 Yonesato (赤金鉱山岩株)	45 kg	n.g.	>1	none
75 大葛 Okuzu (不明)	The oldest mine, produced Au for Chusonji temple			
76 堂場 Doba (独立小岩株)	14 kg	n.g.	>1	W
77 大鷲 Owashi (独立小岩株)	16 kg	n.g.	>1	none
清水沢 Shimizusawa (気仙川)	129 kg	n.g.	>1	W 100t
80 今出山 Imadeyama (閃緑斑岩)	234 kg	n.g.	>1	none
81 猿沢 Sarusawa (千厩/独立小岩株)	79 kg	n.g.	>1	none
82 大子 Daigo (独立小岩株)	38 kg	n.g.	>1	none
83 榊内 Masunai (不明)	43 kg	n.g.	>1	none
86 鹿折 Shishiori (不明)	306 kg	74 kg	4.2	none
97 大谷 Oya (大谷鉱山岩株)	18.9 t	6.3 t	3.9	none
98 宮城 Miyagi (独立小岩株)	81 kg	36 kg	2.3	none
108 月立 Tsukidate (独立小岩株)	2 kg	n.g.	>1	none
110 真野 Mano (独立小岩株)	41 kg	n.g.	>1	none
111 女川 Onagawa (独立小岩株)	31 kg	n.g.	>1	none
112 鮎川 Ayukawa (独立小岩株)	11 kg	n.g.	>1	none
Low-Au/Ag type				
50 東陸中 Higashi-Rikuchu (種市花崗岩株)	5 kg	8 kg	0.5-0.9	by ore grade Cu 950kg
84 矢越 Yagoshi (折壁、折壁型)	88 kg	232 kg	0.38	Cu 654kg
85 東楽 Toraku (同上)	105 kg	104 kg	1.0	Cu, As
87 大盛 Omori (同上)	n.g.	n.g.	0.5	by ore grade Cu, magnetite
88 新月 Shingetsu (折壁、笹森型)	40 kg	404 kg	0.1	Cu 538t
89 興北 Kohoku (同上)	2,499 kg	5,738 kg	0.44	Cu 2,932t
92 徳仙丈 Tokusenjo (同上)	3 kg	76 kg	0.04	As 243t, Cu 39.3t,
93 金取 Kanetori (同上)	16 kg	42 kg	0.38	Cu
94 御岳 Mitake (独立小岩株)	7 kg	3 kg	0.21	by ore grade Cu 866kg
95 神宮 Shingu (独立小岩株)	6 kg	8 kg	0.73	by ore grade Cu 1,530kg

最初の番号は磯部(1992)による鉱山番号。生産量記録があるものを選んだ。読み方も磯部(1992)に従った。

() 内は近傍の貫入岩体。清水沢は高橋・南部(2003)による。n.g.: not given.



第2図 折壁岩体, その周辺の花崗岩類及び金属鉱床の分布.

Fig. 2 Granitoid types of the Orikabe pluton and distribution of the studied ore deposits.

金・砒素鉱床に分けて記載している。

筆者らは上野・岩沢(1990)の分類に定量値を与える検討を行った。対象はまず生産量が記録されている鉱床に限り、過去の総生産量または鉱石品位を使用した。その結果、金鉱床はAu/Ag=1を境に高Au/Ag型、と低Au/Ag型にほぼ2分できることが判明した。前者は随伴硫化鉱物に乏しく、単純石英脈鉱床であるか、または括弧内に追記したように灰重石を随伴する。生成温度に関しては鉱床毎の十分な情報がなく、定義に含めない。低Au/Ag型は黄銅鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱などの硫化鉱物に富むことを特徴とする。したがって、その鉱床生成時の硫黄の活動度は高Au/Ag型鉱床よりも高かったものと思われるが、磁硫鉄鉱-硫砒鉄鉱の共存関係が一般的であるので、Einaudi *et al.* (2003) "sulfidation state"の分類ではむしろ"low sulfidation"の範疇に入り、浅熱水性鉱床と比較すると硫黄活動度は低い。

磯部(1992)の記載と筆者らの調査から、高Au/Ag型には第1表に示す28鉱床が属するものと思われる。氷上山岩体中の玉山金石英脈鉱床(山田, 1978)もこの型に入るものと思われるが、時代が異なる可能性が高い。随伴鉱物は灰重石が一般的で、東磐井鉱床では大量であったために北上

山地最大のタンゲステン鉱床に発展した。微量に含まれる硫化物は、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱などである。低Au/Ag型は折壁岩体に関連して分布し、矢越、東楽、羽田、金取などの4鉱床は岩体自身に(第2図)、その他の新月、興北(大滝、宮内、前田)、徳仙丈、大盛などは南東部周辺に分布する。その更に南方の、御岳、神宮鉱床もこの型に属するが、その鉱液は、大谷鉱床の場合と同様に周辺の小岩体に由来するものと考えられる。階上岩体南方の東陸中も磯部(1992)の記載ではこの型に入る。

北上山地の金鉱床のうち最大は大谷鉱山であり、その生産量は、Au 18.9トン、Ag 6.3トンである(磯部、1992)。生産量第2位は興北鉱山(旧松岩鉱山)のAu 2.5トン、Ag 5.7トン、Cu 2,932トンである(磯部、1992)。史跡として保存されている大萱生金山にはAu 396 kg、Ag 350 kg (1935~1942年のみ)、脈ナゲットを産出した鹿折金山にはAu 306 kg、Ag 74 kg (1904~1910年のみ)の記録が残っているが、実際の生産量はこれらを凌ぐものであったであろう。

高Au/Ag型鉱床

大谷鉱床は上野・岩沢(1990)によってI型とされているが、その生産量の金銀比は、磯部(1992)によれば(Au/Ag

=3)と高く、普通鉱(22 g/t以下)の平均品位(貨車12杯分、22.4Au g/t, Ag 1 g/t)の金銀比は更に高い(Au/Ag=22, 嵯峨, 1955)。一方、4号脈については+45 mLから-360 mLにかけて阿部(1981)による詳しい分析があり、その平均値はAu/Ag=1.7(n=51)であり、やや金に富むに過ぎない。この鉱脈のエレクトラムは高いAu/Ag比(Au_{91.65}Ag_{8.35}-Au_{85.19}Ag_{14.81})を持つ(阿部, 1981)。しかし硫化物総量は硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱を中心に多産するようであり(日本鉱業協会, 1968), 阿部(1981)は4号脈で意識的に石英脈部分を選んだ鉱脈の各レベル毎の平均値として、上部の+45 mL~-150 mL間で6.5%~3.7%S, 下部の-180 mL~-360 mL間で2.8%~0.94%Sと報告している。硫化物脈部分をサンプリングすれば、この値は更に高かったであろう。したがって硫化物総量から見れば低Au/Ag型である。また同様な独立岩体に附随する鉱床として神宮(しんぐう)、御岳(みたけ)があり(第2図)、これらは銅を生産した低Au/Ag型である。したがって大谷鉱床は両者の中間的な性格を持っている。津谷鉱床も同様な性格を持つものと思われる。

大谷鉱山の鉱脈は三疊紀稲井層群中の南北系の右横ずれ割れ目を満たす金-石英脈であり、鉱山の北部の一部では細脈-鉱染状鉱体を形成する(今井, 1961)。鉱脈は部分的には花崗閃緑岩を母岩とする。この花崗閃緑岩は割れ目の形成と鉱液の供給源として重要な役割を果たしたものである(今井, 1961)。構成鉱物は基本的には石英-磁硫鉄鉱-硫砒鉄鉱の組み合わせを持ち、少量鉱物として黄鉄鉱、黄銅鉱、閃垂鉛鉱、方鉛鉱、自然金、テルル蒼鉛鉱、輝銀鉱、輝水鉛鉱(日本鉱業協会, 1968)を含む。テルル鉱物は金富鉱部に産出する傾向がある。流体包有物の充填温度に2~3 Kbの圧力補正を加えた石英脈の生成温度が本坑鉱床の3号脈について与えられている(通商産業省, 2000)。深度2 kb, 生成温度350±°C, 塩濃度15%が適当な生成環境と推定される。

日誌-気仙沼構造線の近傍には(第1図)、鹿折、枥内、太子、堂場、大葛など一群の高Au/Ag型鉱脈鉱床が分布し、断層群との成因的関係を暗示する。鹿折鉱山産の著明な自然金ナゲットはN-S系の緩傾斜脈から得られた。大萱生鉱床は直接的には、花崗閃緑岩に近い早池峰構造帯に属する苦鉄質火成岩類を母岩とする一条の破碎帯(N30°W, 35°W)中の鉱脈であり、走向方向に1000 m, 傾斜方向に400 m採掘されたと言われ(磯部, 1992)、大規模な鉱床である。鉱脈は花崗閃緑岩に入ると不規則に膨縮し、かつ分岐する。鉱床は硫砒鉄鉱、黄銅鉱を伴う含金石英脈で、部分的に多量の絹雲母、緑泥石が産出する(渡辺, 1936)。砥森鉱床は超苦鉄質岩類を母岩とする興味深い鉱床であるが、ここからはサンプルが得られなかった。

低Au/Ag型鉱床

この型の鉱床はほとんど折壁岩体に関連した金-砒素-銅鉱床であり、したがって折壁型とも言えるものである。折壁岩体は小規模な苦鉄質岩類を含み、主岩相の折壁型はカ

リ長石に富む石英モンゾ閃緑岩はほぼ全域に、石英に富む花崗閃緑岩-モンゾ花崗岩の笹森型は岩体中心から南東に分布する(氏家, 1989)。その西縁には矢越鉱山(旧三枚山鉱山, 渡辺, 1937)があり、Cu654トンと金87.9 kg, 銀232.2 kg (Au/Ag=0.38)の生産量を有している(磯部, 1992)。鉱床は北北東系垂直の鉱脈型で、斑れい岩-アプライト質花崗岩を母岩とし、主要な鉱石鉱物は黄銅鉱、キューバ鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、磁鉄鉱などである。渡辺(1937)はこれを硫黄に富む苦鉄質マグマの結晶分化作用の生成物と見なした。東楽鉱床は折壁型石英モンゾ閃緑岩(竹内・御子柴, 2002のOrla型)の北東系断層に沿う鉱染状含金鉱床で、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、時に黄鉄鉱を伴う(渡辺, 1939)。

折壁岩体の南縁には、Cu, Au, As, Bなどに特徴づけられる一連の低Au/Ag型鉱床の鉱脈型鉱床があり、大谷鉱山も同一地域に分布する(第2図)。金属鉱床は笹森型花崗閃緑岩中に羽田モリブデン銅鉱床と金取含金銅鉱床が、それを取り巻いて含金砒素銅磁硫鉄鉱鉱床群(東側の新月火山岩類中の新月・興北・金取、西側の大盛・徳仙丈など)が分布する(第2図)。したがってこれらの鉱床は笹森型花崗閃緑岩-モンゾ花崗岩の形成とともに生成した空間的關係を示す。Nedachi (1974)は自然残留磁気(NRM)の方向が鉱石と近傍の折壁岩体笹森型花崗岩で一致することから両者の成因的関係を指摘した。また笹森型に含まれる燐灰石中のCl/OHはマグマ分化に対して一定で、これは鉱化花崗岩の特性と見なされた(根建・上野, 1981)。

この地域で最大の鉱床は興北(旧松岩)鉱床群であり、これらは基本的には脈状の含金銅磁硫鉄鉱鉱床である(五十嵐ほか, 1961)。北から南に断続する大滝、宮内(旧隆盛坑)、前田の3鉱脈群のうち、金は主に宮内鉱体から生産された。五十嵐ほか(1961)は旧松岩鉱床に電気石化、珪化、緑泥石化、絹雲母化、そして輝コバルト鉱-灰重石含有黄銅鉱-硫砒鉄鉱-磁硫鉄鉱の鉱石鉱物組み合わせを認め、これらを比較的高温の熱水性鉱床と位置付けている。

この地域から南方の堆積岩地域にかけても御岳、神宮などの低Au/Ag型の金鉱床がある。これらは独立小貫入岩体に伴われている。鉱床が低Au/Ag型であることから推定して、貫入岩も折壁岩体に類似しているものと思われるが、大谷鉱床の帰属とともに今後の研究に期待したい。

3. 鉱床の硫黄同位体比の測定結果

今回測定した硫黄同位体比は47個であり、その結果に既発表値8個を加えて地質調査所(1974)による地帯別に、第2表に示した。

I帯の三根鉱床の輝水鉛鉱(平均+0.55‰ δ³⁴S, n=2)は北頭鉱床の輝水鉛鉱(平均+3.55‰ δ³⁴S, n=2)とともに、鉱脈の産状から母岩である花崗岩のδ³⁴S値にかなり近いものと考えられる。参考として黒鉱型の田老鉱床の値を示したが、平均して+2.75‰ δ³⁴Sであり、輝水鉛鉱の値に近い。

II帯には大きな鉱床は報告されていない。野田玉川鉱山の新米田坑道北東部の磁鉄鉱スカルン鉱体の $\delta^{34}\text{S}$ 値(-1.9%)はスカルン鉱化時の値を示すものである。大川目スカルン鉱床の輝水鉛鉱の平均値は+1.5% $\delta^{34}\text{S}$ (n=2)である。近傍の岩脈中の石英細脈の輝水鉛鉱は+1.2% $\delta^{34}\text{S}$ である。田野畑岩体南部の沢中の輝水鉛鉱は-1.0% $\delta^{34}\text{S}$ であり、やや低い値である。田野畑岩体の東縁部の亀山スカルン鉱床の硫化物の複合試料は-0.4% $\delta^{34}\text{S}$ を示す。山口スカルン鉱床の硫化物の $\delta^{34}\text{S}$ 値はやや低く、-3.6% $\delta^{34}\text{S}$ である。

宮古岩体南西部の古第三紀デイサイト質岩脈の硫化物は平均して+0.05% $\delta^{34}\text{S}$ (n=2)である。

Va帯の鉱床のうち、遠野岩体中の北竜探鉱地の輝水鉛鉱は-0.5% $\delta^{34}\text{S}$ である。この地帯で最も優勢なスカルン鉱床である釜石新山・日峰、その北方の金スカルン鉱床である六黒見、ポーフィリー型の鉱徴を持つ釜石中之沢などの硫化物も同様な-1.3~+0.8% $\delta^{34}\text{S}$ の狭い範囲の値を持つ。しかし釜石鉱山事務所保管の日峰D3鉱床産の巨大な銅鉱石標本の異なる2箇所から採取した黄銅鉱は著しく低い $\delta^{34}\text{S}$ 値(-7.9, -7.2%)を示した。

このD3鉱床は釜石鉱床の他の鉱床と異なり、幅数十メートルの北西-南東断裂帯に沿ったスカルン帯に鉱染状・脈状に小規模鉱体が胚胎するものである。随伴鉱物としては脈状石英(幅数cm~2m)が、特に鉱体中心部で多く、他に方解石・絹雲母を伴う。鉱化の一部はホルンフェルス・閃緑岩にも及び、そこでは石英の発達が悪い(浜辺・桑畑, 1979)。

Vb帯の堆積岩類中の高Au/Ag型の金-石英脈に含まれる微量の硫化物は大萱生、朴の木鉱床ではそれぞれ-1.7, -0.7% $\delta^{34}\text{S}$ 、柘内鉱床では-9.6% $\delta^{34}\text{S}$ と著しく低く、鹿折鉱床では-2.9% $\delta^{34}\text{S}$ である。黄金坪鉱床は斑れい岩中のパイプ鉱床であり、その微量の磁鉄鉱は+2.8% $\delta^{34}\text{S}$ で、やや高い。因みに山神社花崗閃緑岩ストック周辺の赤金スカルン鉱床は+1.1% $\delta^{34}\text{S}$ である。千厩岩体西縁の猿沢Au鉱脈の硫化物は平均+2.85% $\delta^{34}\text{S}$ (n=2)であったが、同岩体に近接する東磐井灰重石-石英脈中の硫化物は著しく低く、-13.75% $\delta^{34}\text{S}$ (n=2)の値を示した。

折壁岩体に関係する低Au/Ag型鉱床では(第2図)、花崗岩体内の矢越鉱床で $\delta^{34}\text{S}$ は-0.8~+3.6%、平均+1.5% $\delta^{34}\text{S}$ (n=4)、羽田鉱床で平均+2.15% $\delta^{34}\text{S}$ (n=2)、金取鉱床で+0.87% $\delta^{34}\text{S}$ (n=3)である。新月火山岩類を母岩とするものでは、新月鉱床(+1.25% $\delta^{34}\text{S}$, n=2)、旧松岩鉱床では、大滝鉱脈群で+3.2% $\delta^{34}\text{S}$ 、宮内鉱脈群で+1.3% $\delta^{34}\text{S}$ であり、いずれも高い値であり、岩石硫黄値にも近い。大滝鉱脈群の最末期の低温粘土脈中の黄鉄鉱はやや低い-0.4% $\delta^{34}\text{S}$ を示した。

折壁岩体の西側では三疊紀堆積岩類中の鉱脈型である大盛鉱床では高く(+5.5% $\delta^{34}\text{S}$)、徳仙丈鉱床ではやや低い(-0.3% $\delta^{34}\text{S}$)。三疊紀稲井層群中の南北脈として発達する大谷鉱脈群は、津谷坑も含めて狭い変化幅、-1.7~ -0.8

% $\delta^{34}\text{S}$ を示す。その北方、長の森山の皿貝層の微脈の硫化物は+0.7% $\delta^{34}\text{S}$ であった。

以上の諸結果を鉱種別のヒストグラムで第3図に示した。全体としては0パーミルを中心に、幾つかの負の値を持つ分布を示す。鉱種別ではMo鉱床が最も高く-0.5~+3.55% $\delta^{34}\text{S}$ である。スカルン型が主体のベースメタル鉱床は日峰鉱床産の低い値を除くと、-3.4~+5.5% $\delta^{34}\text{S}$ であり、Mo鉱床よりもばらつく。Au鉱床とW鉱床は共存することが多く、主に堆積岩類中の分布する高Au/Ag型金鉱床は-13.8~+2.8% $\delta^{34}\text{S}$ 、一方折壁岩体に関係する低Au/Ag型は-0.8~+5.5% $\delta^{34}\text{S}$ の同位体比を持ち、より高い値を示した。

4. 硫黄同位体比の変化の原因

北上山地の斑れい岩の岩石硫黄同位体比は+1.0% $\delta^{34}\text{S}$ (姫神岩体)、+2.3% $\delta^{34}\text{S}$ (栗橋岩体)であり、花崗岩類については+1.2% $\delta^{34}\text{S}$ (遠野岩体) (Sasaki and Ishihara 1979) 及び+1.7% $\delta^{34}\text{S}$ (宮古岩体) (Ishihara *et al.* 1985) が報告されている。これらが北上山地磁鉄鉱系マグマの固有の値であり、西南日本内帯やグリーンタフ帯の磁鉄鉱系花崗岩類の値よりも明らかに低い。

北上山地で花崗岩類を母岩とするMo鉱床の鉱石硫黄同位体比は平均して+0.7% $\delta^{34}\text{S}$ (n=4)であり、花崗岩硫黄の値に最も近い。鉱石硫黄は一般には岩石硫黄よりも低く、その原因は鉱液の分化過程で酸素フュガシテの上昇により ^{34}S に富む硫酸塩相が逸散し、鉱液の $\delta^{34}\text{S}$ 値が低下することで説明され、両者間の経験則も知られている(Sasaki *et al.*, 1984)。北上山地のMo鉱床の $\delta^{34}\text{S}$ 値からは+1.2~+1.7% $\delta^{34}\text{S}$ よりも高い岩石硫黄の値が予想され、今後の更なる検討が必要かも知れない。また高Sr系列が産出するII帯とVa帯の鉱床で特に高い値は認められず、逆に釜石地区の鉱床では日峰で低い値が得られた(後述)。

北上山地のような堆積岩類中の鉱床については、壁岩である堆積岩類からの低い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つ硫黄の混入が十分に想定される。特に海水の硫黄同位体比が最も低下した時代と考えられている(Claypool *et al.*, 1980)。ペルム系は南部北上帯に広く分布する。事実、遠藤ほか(1973)は前期ペルム紀の登米層の黒色頁岩の硫化物から-32.2~-9.3% $\delta^{34}\text{S}$ (平均-24.8% $\delta^{34}\text{S}$, n=5)、砂岩からは-9.9~-6.8% $\delta^{34}\text{S}$ (平均-8.4% $\delta^{34}\text{S}$, n=2)の低い値を報告している。本研究でも南部北上帯の陸前高田西方、竜振採石場からのペルム紀葉倉層の黒色頁岩類から-20.4, -19.3% $\delta^{34}\text{S}$ 、また世田米南方の石炭紀鬼丸層の細粒砂岩からは-19.3% $\delta^{34}\text{S}$ が得られた。

以上の結果から南部北上帯の硫黄を多く含む黒色頁岩・砂岩などは負の $\delta^{34}\text{S}$ で特色付けられると見られる。これはこれら堆積物が浅海の還元的堆積盆地の生成物で、含まれる硫化物は嫌気性バクテリアの活動で生成した結果と考えられる。南部北上帯は陸域に近い浅海-陸成堆積物で

第2表 北上山地における金属鉱床の硫黄同位体比。
Table 1 Sulfur isotopic ratios of metallic ore deposits in the Kitakami Mountains.

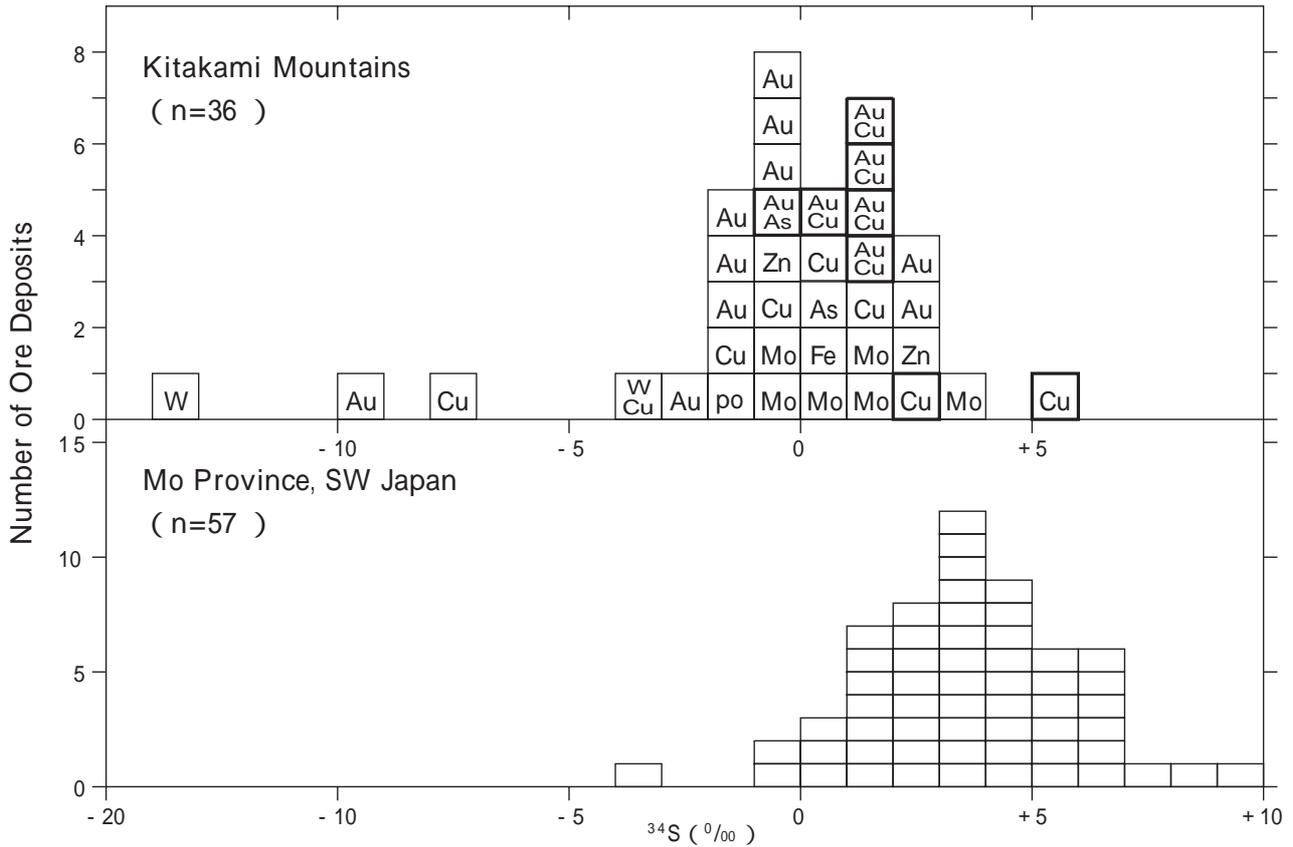
No.	Mine & locality	Metal produced	Ore deposit	Analyzed sample	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Analyst & Reference
Zone I ore deposits						
1-1	Mitsune (KT704)	Mo	Mly disseminated in hb-bt granite	Molybdenite	+1.0	A. Sasaki
1-2	ditto (KT705)	ditto	Mly-py-bearing film on joint of granite	ditto	+0.1	A. Sasaki
2-1	Taro	Zn,Pb,PyS	FeS concentrates, Shin-Kabu orebody, 1970	Pyrite	+2.6	A. Sasaki
2-2	ditto	ditto	ditto, Myojin orebody, 1970	ditto	+2.9	A. Sasaki
3-1	Hokuto	Mo	Mly-qz vein in Oura biotite granite	Composite	+3.7	Shimazaki (1985)
3-2	ditto (KT650)	ditto	Cp>>py from mly-qz vein in granite	Composite (cp>>py)	+3.4	A. Sasaki
Zone II ore deposits						
4-1	Okawame	Mo	Mly-po(-Fe-sp-cp)-epd-di-gt skarn	Composite	+0.4	Shimazaki (1985)
4-2	ditto	ditto	ditto, mly concentrates in 1965	Concentrates	+2.6	A. Sasaki
5	Okawame, porphyry (KT710)		Mly-qz veinlet in tonalite (63MARH-1, -290m)	Molybdenite	+1.2	A. Sasaki
6	Noda-Tamagawa, Tsudo Adit	Mn	Po skarn from Shinmaeda drift NE	Pyrrhotite	-1.9	A. Sasaki
7	Sawanaka (KT702)	Mo	Mly-qz vein in the Tanohata granodiorite	Molybdenite	-1.0	A. Sasaki
8	Kameyama (82072418)	Cu	Mly-scheelite-py-epd skarn	Comp(po>ep=sp)	-0.4	Mitsubishi CL
9	Yamaguchi	W,Cu	Scheelite-cp-epd-Ca-amphibole-di-gt skarn	Composite	-3.6	Shimazaki (1985)
10-1	Kadokami-iwa (KT632D)	Cu	Cp-mt disseminated in brecciated tonalite porphyry dike	Composite	-0.5	Mitsubishi CL
10-2	ditto (KT633)	Cu	Kieslager-looking xenolith in the porphyry dike	Pyrite	+0.6	Mitsubishi CL
Zone Va ore deposits						
11	Hokuryu	Mo,W	Mly-py-qz vein in monzogranite, Tono pluton	Molybdenite	-0.5	A. Sasaki
12	Rokuromi	Au	Au-mt-po-epd-di-gt skarn	Composite	-0.8	Shimazaki (1985)
13-1	Nippo	Cu,Au,Ag	Cu sulfides-gt-cpx skarn ores	Mill head	-1.3	Sasaki & Ishihara(1980)
13-2	do. (KT616) Nippo D3 orebody		Bornite-bearing cp stockworked diorite	Chalcopyrite	-7.9*,-7.2*	A. Sasaki
14-1	Kamaishi, Shinyama	Fe,Cu,FeS	Mt-cp-po-cpx-gt skarn	Mill head	+0.8	Sasaki & Ishihara(1980)
15	Kamaishi, Nakanosawa (82072409)	Cu	Pyrite disseminated altered granodiorite	Pyrite	-0.8	Mitsubishi CL
Zone Vb ore deposits						
16	Ogayu (99071702)	Au	Pyrite in Au-qz vein	Pyrite	-1.7	A. Sasaki
17	Hounoki	W,Au	Au-po-scheelite in silicified zone	Pyrrhotite	-0.7	A. Sasaki
18	Akagane	Cu,FeS,Au	Cp-po-epd-act-gt skarn	Mill head	+1.1	Sasaki & Ishihara(1980)
19	Koganetsubo, MAK11, 70.5m	W,Au	Au-sch-qz breccia pipe in gabbro	Pyrrhotite	+2.8	A. Sasaki
20-1	Sarusawa (0050901A)	Au	Pyrite disseminated sediments	Pyrite	+2.8	A. Sasaki
20-2	ditto (0050901C)	Au	Pyrrhotite-quartz vein	Pyrrhotite	+2.9	A. Sasaki
21	Masunai (0051010)	Au	Au-pyrrhotite-bearing quartz vein	Pyrrhotite	-9.6	A. Sasaki
22	Shishiori (KT664)	Au	Au-quartz vein	Pyrite	-2.9	A. Sasaki
23-1	Higashi-iwai (82072215A)	W	ditto	Pyrrhotite	-16.7	A. Sasaki
23-2	ditto (82072215B)	ditto	ditto, wall-rock xenolith in the ore vein	Pyrite	-10.8	A. Sasaki

Zone V1b ore deposits

24-1	Yagoshi (4KTJ01)	Au	Pyrrhotite-arsenopyrite-magnetite in fine gabbro	Po, apy	+0.3	J. Chen, CAS
24-2	ditto (4KTJ02)	ditto	Chalcopyrite-pyrrhotite in fine monzonite	Cp, po	-0.8	ditto
24-3	ditto (4KTJ05)	ditto	Pyrite disseminated in quartz syenite	Pyrite	+3.0	ditto
24-4	ditto (4KTJ06)	ditto	Pyrite disseminated in strongly silicified quartz monzonite	Pyrite	+3.6	ditto
25-1	Shingetsu (KT659)	Cu, Au, Ag	Pyrite veinlets in Niitsuki volcanics	Pyrite	+1.4	A. Sasaki
25-2	ditto (KT660)	ditto	Chalcopyrite veinlet in Niitsuki volcanics	Chalcopyrite	+1.1	A. Sasaki
26-1	Kohoku, Otaki(58MS109)	Cu, Au, FeS	Cp-po lens in Cretaceous Niitsuki volcanics	Massive po	+3.2	Mitsubishi CL
26-2	ditto, outcrop	ditto	Pyrite-bearing fault clay (E-W)	Pyrite	-0.4	A. Sasaki
27	Khoku, Miyauchi (58RS93)	Au, Cu	Apy-po lens in Cretaceous Niitsuki volcanics	Arsenopyrite	+1.3	Mitsubishi CL
28-1	Kanetori (KT661)	Cu	Po>>>py-qz vein	Pyrrhotite	+1.1	A. Sasaki
28-2	ditto (0051008A) Ore dump	Cu	Py-quartz vein (1 cm wide) in altered granite	Pyrite	+0.9	A. Sasaki
28-3	ditto (0052008B) ditto	Cu	Massive sulfides in the vein	po>>>py>cp	+0.6	A. Sasaki
29-1	Hata (82072507)	Cu, Mo	Mly-cp-qz vein in Orikabe granodiorite	Chalcopyrite	+2.5	Mitsubishi CL
29-2	ditto (81072509)	ditto	ditto	Molybdenite	+1.8	Mitsubishi CL
30	Omori, Iwate Adit (KT662)	Fe-mt	Pyrite-bearing magnetite orebody	Pyrite	+5.5	A. Sasaki
31	Tokusennjo, 4 th Adit	Cu, As	Arsenopyrite>>pyrite qartz vein	Arsenopyrite	-0.3	A. Sasaki
32	Mt. Chonomori prospect (0051006)	As	Py-arsenopyrite-po veinlet in Saragai Group	Pyrite	+0.7	A. Sasaki
33-1	Oya mine, mill head	Au	Au-Te-qz vein in sediments	Po, py?	-0.9	Sasaki & Ishihara(1980)
33-2	Oya mine, ore dump (0051009A)	Au	Sulfide disseminated granodiorite	Pyrrhotite?	-0.9	A. Sasaki
33-3	ditto, ore dump (0051009B)	ditto	Pyrrhotite-quartz vein	Pyrrhotite	-1.1	A. Sasaki
33-4	ditto, Honpi -330 mL (58OY01)	ditto	Au-Te-po qz vein	Pyrrhotite	-1.7	Mitsubishi CL
34-1	Tsuya Adit outcrop (0051009A)	As	Flat sulfides vein	Pyrrhotite	-0.8	A. Sasaki
34-2	ditto (0051009B), ditto, dump	ditto	Pyrrhotite-quartz vein	ditto	-1.3	A. Sasaki
<i>Sulfur in sedimentary rocks</i>						
35	Nojiri old adit (0050903)		Po-py along cracks of fine sandstone	Po,py	-19.3	A. Sasaki
36A	Ryusin quarry (0050901)		Po-py disseminated in black slate	Po,py	-12.1	A. Sasaki
36B	ditto (0050902)		Pyrite film on cracks of black slate	Pyrite	-20.4	A. Sasaki
<i>Abukuma Highland</i>						
37	Uzumine (56S101)	K, f, qz(pegmatite)	Pyrite filmed on K-feldspar crystal	Pyrite	+1.3	Mitsubishi CL

Abbreviations: act, actinolite; bn, bornite; cp, chalcopyrite; cpx, clinopyroxene; di, diopside; epd, epidote; gt, garnet; mly, molybdenite; mt, magnetite; po, pyrrhotite; py, pyrite; qz, quartz; sch, scheelite; sp, sphalerite; Gd, granodiorite; MzG, monzogranite.

* Analysis of different portions of the same large hand-specimen.



第3図 北上山地の鉱床別 $\delta^{34}\text{S}$ 平均値の頻度分布図。大谷鉱山はmill headと個々の鉱石分析値の平均値の2個、日峰鉱山もmill headとD3鉱体の平均値の2個をプロットした。太枠は低Au/Ag型金鉱床。西南日本の平均値はIshihara and Sasaki (2002)に基づく。

Fig. 3 Histogram of averaged $\delta^{34}\text{S}$ values of the studied ore deposits, as compared with those of the Mo Province of SW Japan (Ishihara and Sasaki, 2002). Chemical symbols are major commodity of the studied deposits. Bold box is the low Au/Ag type Au deposits.

あるが、登米層の一部で燐酸塩層塊(Kanisawa and Enami, 1986)が存在するのみでエバポライトは報告されておらず、大きな $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つ硫酸塩鉱物などの存在は考えにくい。したがって、硫黄同位体的には負の値が卓越する地域と考えられる。

一方北部北上帯と岩泉帯は前弧の付加体であるから、その堆積物は四万十帯と同様に負の値を持つ頁岩・砂岩(Ishihara *et al.*, 2000)が卓越する可能性が大きく、宮古岩体西部の一例(Ishihara *et al.*, 1985)でもそのような結果が得られている。したがって、北上山地では花崗岩マグマに由来した鉱液が母岩と反応すれば低い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つことが予想される。

北上山地で最も低い値(平均-13.8 ‰ $\delta^{34}\text{S}$)は東磐井鉱床で得られた。これは記述のように前期ペルム紀の泥岩を母岩とするAu-W-石英鉱脈である。渡辺(1942)は含まれる磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱などの硫化物と密接に角閃石・黒雲母が生じており、この鉱脈が高温条件下で生成したと指摘している。このような環境下でマグマ起源の鉱液と母岩との反応が進み、低い硫黄同位体比を持つ性格に至ったものと思われる。

枡内鉱床も同様にペルム紀登米層相当の泥岩を母岩と

する金-石英脈であり、その低い値(-9.6 ‰ $\delta^{34}\text{S}$)は低い値を持つ堆積性硫黄と同位体交換をした結果ではなかろうか。

日峰鉱床の低い値(平均-7.55 ‰ $\delta^{34}\text{S}$)については、この鉱床に硫酸塩鉱物は報告されていないので(浜辺・桑畑, 1979)、同鉱物へ選別分別による ^{34}S の除去は考えられず、その原因は低い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持つ堆積起源の硫黄の混入に求められる。分析鉱石はD3鉱体180 mL 5段南西から得られた閃緑岩中の網状鉱化岩である。例えば宮古岩体西部で見られたような(Ishihara *et al.*, 1985)マグマ段階における堆積岩の同化作用によって閃緑岩マグマに負の $\delta^{34}\text{S}$ 値が生じ、それが鉱液に反映した可能性がある。あるいはこの破碎帯にはホルンフェルスも含まれることから(浜辺・桑畑, 1979)、鉱化期に循環熱水とホルンフェルスが反応して負の $\delta^{34}\text{S}$ 値が生じた可能性も考えられる。因みに釜石鉱山付近の泥質岩は、海水中の $\delta^{34}\text{S}$ 値が最も低下していたペルム紀の甲子層に属する。

折壁岩体に関係する低Au/Ag型鉱床は、マグマ性と言われている矢越鉱床で平均+1.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ 、羽田鉱床で平均+2.2 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ である。南東方の火山岩類・堆積岩類を母岩とする鉱床は若干幅広い似た値を示し、高Au/Ag型鉱床よりも明らかに高い値であり、岩石硫黄の値に近い。これはこの

付近の低Au/Ag型鉱床の硫黄が主にマグマ起源であることを示している。一方、松岩鉱山大滝鉱脈群の低温粘土脈中の黄鉄鉱は負の $\delta^{34}\text{S}$ 値(-0.4 ‰)を持ち、これは本脈の+3.5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ より明らかに低い。その理由は鉱液が分化の最末期に酸化的となり、生じた硫酸イオンが鉱液から除去された結果によるものであろう。

その南方の大谷金山の鉱脈は貫入岩体直上の三疊系の割れ目を満たす脈状鉱体からなり、流体包有物の均質化温度に2 kbの圧力補正を加えて、鉱脈は350°Cに達するような高温で生成された可能性が指摘されている(通商産業省, 2000)。鉱脈に含まれる磁硫鉄鉱の $\delta^{34}\text{S}$ 値は-1.7~-0.8 ‰である。鉱脈は一部で石英閃緑岩を母岩とし、その他の鉱脈も潜在岩体の上部に胚胎する。したがって、秩父鉱床で見られたように(Ishihara *et al.*, 1987)、周囲の堆積岩からの還元性ガスの混入が考えられる。ずり場の帯磁率調査によると1個の 40×10^{-3} SIを除き $\sim 1 \times 10^{-3}$ SIであり、肉眼的に新鮮な岩石でも低いものが多い。この事実は堆積岩からのメタン・硫化水素系ガスの影響を意味しており、その岩石 $\delta^{34}\text{S}$ 値の低下が考えられる。また鉱脈は高温生成(350°C, 2 kb圧力補正, 通商産業省, 2000)であるから、鉱液が鉱脈形成時にも母岩の影響を受けた可能性もある。いずれにしても大谷鉱床をもたらした貫入岩は折壁岩体と同様な高い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持っていた可能性がある。

第3図に示したように、北上山地の鉱石硫黄は同じ磁鉄鉱系である西南日本内帯のモリブデン生成区と比較して、全般的に $\delta^{34}\text{S}$ 値が低い。このことは基本的には岩石の $\delta^{34}\text{S}$ 値の差を反映した結果である。北上山地では、岩石中の磁鉄鉱量がやや少なく、その赤鉄鉱化も弱く、磁硫鉄鉱が認められ(Ishihara *et al.*, 1983)、また鉱床にも磁硫鉄鉱が多産する。北上山地では西南日本内帯のモリブデン生成区と比較して、マグマ期と引き続く熱水期の鉱液の酸素と硫黄のフュガシティが低かったものと思われる。

花崗岩類の岩石硫黄の測定値は遠野と宮古岩体の2個しかないが、平均して+1.5 ‰である。岩石硫黄に最も近いと思われる花崗岩体中の鉱石硫化物の平均値は+1.7 ‰である。両者の値に大差がないことは鉱液のやや低い酸化度と関係しているかも知れない。あるいは岩石硫黄の測定数を増やせば高い値が出る可能性も考えられる。この点は高Sr花崗岩類の成因にslab-meltingが提案されているので(Tsuchiya and Kanisawa, 1994)、同質岩の卓越するII帯の花崗岩類で特に重要である。折壁岩体に関係する鉱床の $\delta^{34}\text{S}$ 値には高い値を示すものが多い。折壁岩体が高い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持っていた可能性が大きく、その岩石硫黄の $\delta^{34}\text{S}$ 値を知ることも興味深い。

謝辞: 釜石-日峰鉱床その他の地質に関してご教示を賜った浜辺修二博士、また粗稿を読まれ有益なコメントを戴いた村上浩康博士に感謝する。

文 献

- 阿部 宏 (1981) 宮城県大谷鉱山産金鉱石の化学組成およびエレクトラムの金銀比について。鉱山地質, **10**, 119-125.
- 相沢 恒 (1966) 赤金鉱山の地質鉱床。鉱山地質, **16**, 124-131.
- 地質調査所 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類 —岩石記載と帯状配列—。地調報告, no.251, 139 p.
- 地質調査所 (1980) 全国鉱山基礎資料集。第1巻, 東北日本。地質調査報告, no. 260, 別冊1,310 p.
- Claypool, G. E., Hoster, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. and Zak, I (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, **28**, 199-260.
- 蛭子貞二 (1965) 田老鉱山の地質と探鉱について。鉱山地質, **15**, 109-113.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. and Inan, E. E. (2003) Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Spec. Pub. Soc. Econ. Geol.* no. 10, 285-313.
- 遠藤祐二・片田正人・佐々木昭 (1973) 北上山地の二疊紀登米層中の黄鉄鉱。地質調月報, **24**, 113-121.
- 浜辺修二 (1981) 釜石鉱山の地質構造と探査の展開。日本の鉱床探査, 第1巻, 71-112. 日本鉱山地質学会。
- 浜辺修二・桑畑和則 (1979) 岩手県釜石鉱山日峰鉱床の地質およびスカルン鉱化作用について。鉱山地質, **29**, 161-174.
- 五十嵐俊雄・石原舜三・奥海 靖 (1961) 宮城県松岩鉱床の含ウラン鉱床。地質調査報告, no.190, 150-172.
- 今井秀喜 (1961) 宮城県大谷鉱山の鉱脈について。鉱山地質, **11**, 66-69.
- 石原舜三 (1973) Mo-W鉱床生成区と花崗岩岩石区。鉱山地質, **23**, 13-32.
- 石原舜三 (1982) 岩手県、門神岩の角礫岩。地質ニュース, no. 333, 45-49.
- Ishihara, S., Kanisawa, S. and Terashima, S. (1983) Sulfur and sulfides in the Cretaceous magnetite series granitoids of the Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min., Petrol, Econ. Geol.*, **78**, 1-10.
- Ishihara, S. and Sasaki, A. (2002) Paired sulfur isotopic belts: Late Cretaceous-Paleogene ore deposits of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 461-477.
- Ishihara, S., Matsuhisa, Y., Sasaki, A. and Terashima, S. (1985) Wall rock assimilation by magnetite-series granitoid at the Miyako pluton, Kitakami,

- northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **136**, 85-102.
- Ishihara, S., Terashima, S. and Tsukimura, K. (1987) Spatial distribution of magnetic susceptibility and ore elements, and cause of local reduction on magnetite-series granitoids and related ore deposits at Chichibu, central Japan. *Mining Geol.*, **37**, 15-28.
- Ishihara, S., Sasaki, A., Minagawa, T., Bunno, M., and Tanaka, R. (2000) Paired sulfur isotopic belts: Late Cenozoic ore deposits of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **51**, 283-297.
- 磯部 清 (1992) 日本金山誌. 第3編 東北、資源・素材学会, 222p.
- Kanisawa, S. and Enami, M. (1986) Occurrence and geochemical nature of phosphatic rocks and Mn-rich carbonate rocks in the Toyoman Series, Kitakami Mountains, northeastern Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **81**, 12-31.
- 蟹澤聡史・吉田武義・石川賢一・永広昌之・青木謙一郎 (1989) 北上山地、古第三紀珪長質火山岩類の地球化学的研究. 東北大核理研研究報告, **22**, 76-85.
- 経済産業省 (2003) 平成14年度 広域地質構造調査報告書. 東北中部地域, 213 p.
- 南部松夫 (1986) 岩手県新材料鉱物資源開発調査報告書. 岩手県商工労働部工業課, 61 p.
- Nedachi, M. (1974) Mineralization of the Kohoku gold, silver and copper ore deposits, Miyagi Prefecture, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III*, **12**, 331-394.
- 根建心具・上野宏共 (1981) 北上山地折壁花崗岩質岩石の燐灰石の塩素とフッ素. 鉱山地質特別号, no. 10, 219-225.
- 日本鉱業協会 (1968) 日本の鉱床総覧. 下巻, 393-399.
- 嵯峨一郎 (1955) 金銀鉱. 日本鉱産誌 I-a, 地質調査所, 5-135.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Petrol. Mineral.*, **68**, 107-115.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1980) Sulfur isotope characteristics of granitoids and related mineral deposits in Japan. *Proc. 5th IAGOD Quad. Sym. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung*, 325-335.
- Sasaki, A., Arikawa, Y., and Folinsbee, R. E. (1979) Kiba reagent method of sulfur extraction applied to isotopic work. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **30**, 241-245.
- Sasaki, A., Ulriksen, C. E., Sato, K. and Ishihara, S. (1984) Sulfur isotope reconnaissance of porphyry copper and manto-type deposits in Chile and the Philippines. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **35**, 615-622.
- 佐藤 明・福田皎二・和田利雄 (1957) 野田玉川鉱山のマンガン鉱床とその探鉱について (その1). 鉱山地質, **7**, 13-21.
- Shimazaki, H. (1985) Regional variation of isotopic composition of hydrothermal ore sulfur in Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 81-100.
- 高橋維一郎・南部松夫 (2003) 新岩手県鉱山誌. 東北大学出版会, 307p.
- 竹内 誠・御子柴真澄 (2002) 千厩地域の地質. 地域地質研究報告, 秋田6, no. 61, 76 p.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.* **99**, 22205-22220.
- 通商産業省 (1988) 昭和62年度貴少金属鉱物資源の賦存状況調査報告「陸中北部地域」116p. 巻末39 p.
- 通商産業省 (1989) 昭和63年度貴少金属鉱物資源の賦存状況調査報告「陸中北部地域」114p. 巻末68 p.
- 通商産業省 (1996) 平成7年度貴少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「北上地域」115p., 巻末 A25 p.
- 通商産業省 (2000) 平成11年度広域地質構造調査報告書「東北中部地域」168 p., 巻末 93p.
- 土谷信高・遠藤美智子・木村純一・加々美寛雄 (2000) 北上帯の前期白亜紀アダカイト質岩の多様性とその成因. 月刊地球/号外, no. 30, 209-216.
- 上野宏共・岩沢杉子 (1990) 真野鉱山の北上式金鉱床. 浦島幸世教授退官記念論集「地球のめぐみ」, 211-216.
- 氏家真澄 (1989) 北上山地、折壁複合深成岩体の累帯構造. 岩鉱, **84**, 226-242.
- 渡辺万次郎 (1936) 岩手県大萱生金鉱床について. 岩鉱, **15**, 111-123.
- 渡辺万次郎 (1937) 岩手県三枚山金山産岩漿分化金銅鉱床とその主成分鉱物キューバ鉱について. 岩鉱, **18**, 10-22.
- 渡辺万次郎 (1939) 岩手県東楽鉱床の特質. 岩鉱, **21**, 275-284.
- 渡辺万次郎 (1942) 岩手県東磐井金タングステン鉱床. 岩鉱, **27**, 194-203.
- 渡辺万次郎・黄 春江 (1942) 岩手県江刺郡伊手村付近の地質鉱床、特に黄金坪角礫管状金タングステン鉱床. 岩鉱, **28**, 117-133, 184-204.
- 山田弥太郎 (1978) 大船度市史. 第一巻 地質編・考古編. 地質編, 大船度市史, 5-230.

(受付:2003年11月26日;受理:2004年4月28日)