

영덕 유금 열수 금광상에 대한 유체포유물과 안정동위원소 연구

Fluid Inclusion and Stable Isotope Geochemistry of the Yugeum Hydrothermal Gold Deposit in Youngduk, Korea

김 상 우(Sangwoo Kim)¹ · 이 인 성(Insung Lee)^{1,*} · 신 동 복(Dongbok Shin)²

¹서울대학교 자연과학대학 지구환경과학부

(School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea)

²공주대학교 자연과학대학 지질환경과학과

(Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University, Kongju 314-701, Korea)

요약 : 경북 영덕의 유금광상은 경상분지 북동부 백악기 화강암체 내에 배태되어 있으며, 합금 열수 석영맥은 모암인 영해 화강섬록암 내에 N19°~38°W 주향의 단층대를 따라 증진되었다. 열수 유체의 유입은 크게 세 시기로 나누어 볼 수 있는데, 첫 번째 시기는 광화되지 않은 소량의 석영맥이 생성되었고, 두 번째 시기에는 다량의 금속원소와 이에 수반된 금을 함유한 유체가 유입되었으며, 세 번째 시기에는 다량의 황화광물이 침전되었다. 금 광화작용을 수반한 열수 유체는 황철석, 황동석, 방연석, 섬아연석, 그리고 유비철석 등의 다양한 황화광물들을 침전시켰으며, 에렉트럼 내 Au의 함량은 최대 92 wt%까지 매우 높은 편이다. 초기 금 광화작용 시기의 유체의 온도와 압력은 각각 220~250°C와 730~1800 bar의 범위를 보이며, 이때 산소분압은 $10^{-27} \sim 10^{-31.7}$ atm에 이른다. 반면, 광화 후기에서의 유체의 온도와 압력은 각각 250~350°C와 206~472 bar의 범위를 보이며, 산소분압은 $10^{-26.3} \sim 10^{-28.6}$ atm에 해당하고, 황화광물과 H₂S의 $\delta^{34}\text{S}$ 값은 각각 0.2~4.2%의 범위와 1.0~3.7% 범위를 보여준다. 유금광상에서 산출되는 에렉트럼은 0.15~1.10 범위의 Ag/Au 원자비를 보인다. 주광화작용이 진행되는 동안 비교적 높은 온도 조건과 4.5~5.5의 pH 범위에서 광화유체 내에서 Au(HS)₂의 안정성을 감소되고, 상대적으로 AuCl₂의 안정성은 증가되었다. 압력조건을 고려 할 때 광화유체는 350°C 이상의 온도에 이르렀으며 용액 중 AuCl₂가 중요한 운반 수단이었을 것으로 생각된다. 광화작용이 진행되면서, 온도와 log *f*_{O₂}의 감소가 일어남에 따라 AuCl₂의 용해도는 낮아지고 황화물들의 침전이 일어나며 이와 함께 에렉트럼도 침전하였을 것으로 생각된다.

주요어 : 유금광산, 열수 유체, 금 광화작용, 유체포유물, 황 동위원소

ABSTRACT: The Yugeum deposit in Youngduk in Gyungsangbuk-do is emplaced in the Cretaceous granitoids located in the Northeastern Gyeongsang Basin. Gold-bearing quartz veins filling the fracture with a direction of N19°~38°W are most abundantly distributed within the Younghae granodiorite body. The formation of quartz veins can be classified into three main stages: barren quartz stage, auriferous quartz vein stage, and finally the extensive sulfide mineralization stage. Various sulfide minerals such as pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, and arsenopyrite were precipitated during the hydrothermal gold mineralization process. Gold commonly occurs as fine-grained electrum in sulfides with high Au concentration (up to 93 wt%) compared to Ag. During the early gold mineralization stage, the temperature and pressure of the fluids are in the range of 220~250°C and 730~1800 bar,

*교신저자: insung@snu.ac.kr

and the oxygen fugacity is between 10^{-27} and $10^{-31.7}$ atm. On the other hand, the fluids of the late stage mineralization are characterized by temperature of 290~350°C and pressure of 206~472 bar, and the oxygen fugacity is in the range of $10^{-26.3}$ ~ $10^{-28.6}$ atm. The sulfur isotope compositions of sulfide minerals are in the range of 0.2~4.2‰, while the $\delta^{34}\text{SH}_2\text{S}$ values range from 1.0 to 3.7‰. The Ag/Au atomic ratios of electrum ranges from 0.15 to 1.10, and Au content is higher than Ag in most electrum. During the main gold mineralization stage at the relatively high temperature condition and with pH from 4.5 to 5.5, the stability of AuCl_2^- increased while the stability of $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ decreased. Considering the pressure estimated in this deposit, the temperature of the ore fluid reached higher than 350°C and AuCl_2^- became an important species for the gold transportation. As mineralization proceeded with decreasing temperature and increasing pH and f_{O_2} , the precipitation of sulfide minerals and accompanying electrum occurred.

Key words : Yugeum deposit, hydrothermal fluid, gold mineralization, fluid inclusion, sulfur isotope

서 론

한반도에 분포하는 금-은 광상은 광화작용의 유형에 따라 중생대 주라기 대보화성활동 및 백악기 불국사 화성활동과 밀접한 관련이 있다(Shimazaki *et al.*, 1986; Choi *et al.*, 2005). 중생대 주라기의 금-은 광상은 단순한 광석광물 공생관계를 가지며 금의 함량이 높은 금-단일형 광상이 우세하며, 중생대 백악기의 금-은 광상은 다양한 광석광물 공생관계와 복잡한 구조와 조직을 보이며, 은의 함량이 높은 금-은 혼합형 또는 은-단일형 광상이 우세하다. 경상분지에 분포해 있는 금-은 광상들은 대체로 중생대 백악기 불국사 화성활동의 영향을 받으며, 백악기 퇴적암 및 화산암류를 모암으로 하여, 금-은 혼합형과 은-단일형의 광상이 주로 나타나는 것으로 알려져 있다(Choi and Choi, 1995).

국내에 산출되는 중열수 광상에 대한 기존 연구에 의하면, 이들은 주로 중생대 화강암과 깊은 관련이 있으며, 금의 함량이 높은 것이 특징이고, 금의 침전은 지하 4.5 km 이하의 심부에서 300°C에서 370°C 사이의 온도에서 유체의 CO_2 의 불혼화작용에 의해 형성되는 것으로 알려져 있다(Shelton *et al.*, 1988; Hwang and Park, 1996; So and Yun, 1997; Heo *et al.*, 2001, 2002; Choi *et al.*, 2004).

유금광상은 경상분지의 영양소분지 북동부에 위치해 있으며, 경상분지를 관입한 화성암체 중 영해 화강암을 모암으로 하고 있다. 영해화강암은 화강섬록암 또는 석영섬록암으로 분류되며 백악기에 관입한 것으로 알려져 있다. 이 암체에 대한 지구화학 자료와 지질연대(178 ± 4 Ma)가 보고된 적이 있으나 정확한 연대는 아직 밝혀지지 않았다(Lee and

Lee, 1992; Kim *et al.*, 1999).

유금광상은 1973년 이후 간헐적으로 개발되었으며, 다시 개발을 계획 중에 있어 2002년 광업진흥공사에 의해 야외지질조사 및 지구물리 조사가 수행된 바 있다. 유금광상에 대해서 광화작용 연대에 관한 조사가 진행된 바 있으나(Park *et al.*, 1994), 본격적인 광화작용기작에 대한 연구는 아직까지 수행되지 않았다.

이번 연구에서는 유금광상에서 금 광화작용과 관련된 광석광물 및 맥석광물의 유체포유물과 안정동위원소 연구를 통하여 광화유체의 기원과 진화과정을 알아보고, 광화작용 동안 열수의 물리화학 조건을 규명하고자 한다.

지 질

유금광상은 경상분지 북동부에 위치해 있으며, 주변의 지질은 대동누층군의 신라통에 속하는 오천동층과 이를 후기에 관입한 백악기의 화강암류 및 암맥들로 구성된다(그림 1)(Chang *et al.*, 1984). 오천동층은 역질 사암, 사암 그리고 셰일로 구성되어 있으며, 연구지역의 남쪽에 분포해 있고, 일부 화강암체 내에 포획되어 산출된다. 역질 사암과 사암은 층의 하부에 산출되며, 셰일은 사암층 중간에 협재된다. 오천동층의 주향은 경사가 완만한 작은 습곡에 의해 변화하며, 경사는 동쪽으로 $10^\circ \sim 30^\circ$ 를 이루고 있고, 두께는 110 m 이상이다.

경상분지 북동부에 위치하고 있는 영덕과 영해 지역의 전체적인 화강암체는 영해화강암과 영덕화강암, 그리고 후기 백악기의 청송화강암과 온정화강암으로 구성되어 있다(Hatae and Nobuhiro, 1936;

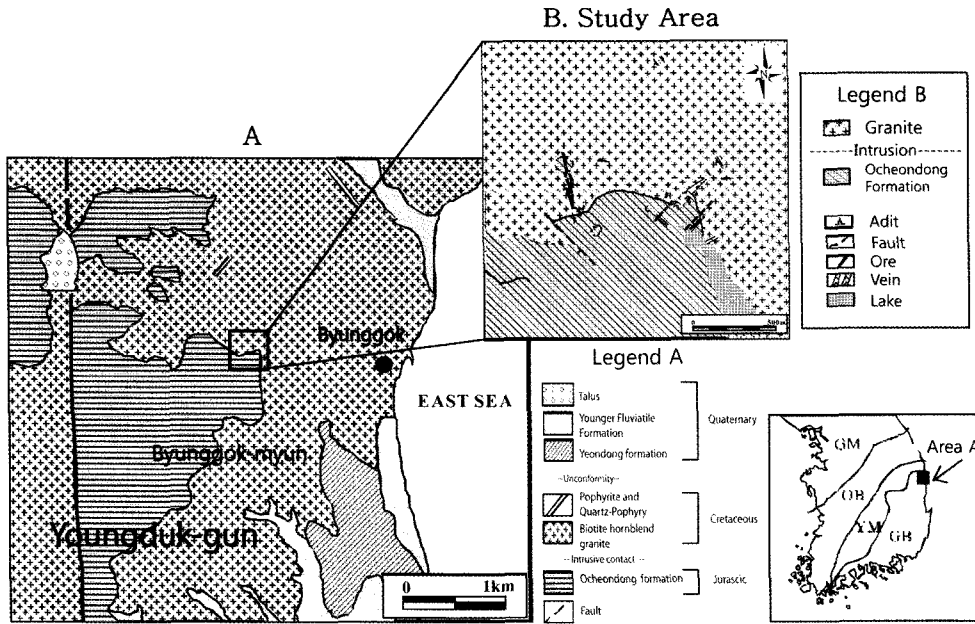


Fig. 1. Regional (A) and local (B) map showing the simplified geology and the location of Yugeum deposit (modified from KORES, 2002). In the index map, GM, OB, YM, and GB represent Gyeonggi Massif, Okcheon Belt, Youngnam Massif, and Gyungsang Basin, respectively.

Kim *et al.*, 1963, 1968; Lee *et al.*, 1993; Kim, *et al.*, 1999). 유금광상은 화강섬록암으로 알려진 초기 또는 중기 트라이아스기의 영해화강암을 모암으로 하고 있으며(Cheong and Kwon, 1999; Kim *et al.*, 1999), 주광체가 분포하는 본맥 주변의 암상은 흑운모 화강암 내지는 우백질 화강암들이 분포하고 있다. 이들 화강암들은 중립 혹은 조립질이며 주구성광물은 석영, K-장석, 사장석으로 구성되며 흑운모의 함유량은 곳에 따라 변화를 보인다. 그 이외에 소량의 녹니석, 방해석, 견운모, 철-산화물 등이 함유되어 있다. 기존 문헌의 화학분석자료에 의하면 이 암석은 Calc-alkaline 계열에 속한다고 보고된 바 있다(KORES, 2002). 석영맥이나 구조선 부근에서는 녹니석화 작용, 견운모화작용, 장석화 작용, 프로펠라이트화 작용 등의 변질작용이 뚜렷이 나타나며 광화작용과 변질작용간의 밀접한 관계를 보여준다. 연구지역의 구조적 특성으로는 15조 이상의 단층 및 절리가 발달하고 있으며, N70-80E와 N30-40E 방향이 가장 우세하다. 그 이외에 오천동층과 화강암을 관입한 암맥들이 발달하는데 북동부와 중북부에 수십조의 암맥들이 밀집하여 발달하고 있다. 암맥의 성분은 담회색을 띠는 산성암맥으로부터 녹회색을 띠는 치밀한 중성암맥, 그리고 암회

색 또는 암녹색을 띠는 염기성 암맥까지 폭 1~50 m 정도로 다양하게 나타난다. 암맥의 방향은 N80E~EW 방향이 가장 우세하다.

광 상

유금광상은 영해화강섬록암 내에 발달해 있는 단층을 따라 관입한 함금석영맥으로 구성되어 있다. 석영맥은 폭이 수 cm에서 2 m까지 변화하며, 총 지표 연장은 약 400 m에 이르고 있다. 석영맥의 주향은 N18°~38° W이며, NE 방향의 우수향 주향 이동단층에 의해 절단되어 있다.

석영맥은 회백색 또는 우백색의 석영과 칼세도니로 구성되어 있다. 석영맥을 형성한 열수유체는 황철석, 황동석, 자유철석, 방연석, 섬아연석 그리고 유비철석 등의 황화광물을 침전시켰으며, 코벨라이트(covellite)와 휘동석(chalcocite)은 2차 광석 광물로서 산출된다(그림 2). 쿠바나이트(cubanite)와 부르자이트(wurtzite)도 2차광물로서 소량 관찰된다. 금 광물은 주로 에렉트럼으로 산출되며, 방연석을 비롯한 다른 황화물들과 수반된다(그림 3). 금과 은의 품위는 Au 0.05~251.6 g/t와 Ag 0.05~1445 g/t로 보고된 바 있으며(KORES, 2002), 광화작용

Stage	Stage I	Stage II	Stage III	Supergene
Quartz				
Pyrite				
Pyrrhotite				
Sphalerite				
Chalcocopyrite				
Galena				
Arsenopyrite				
Electrum				
Calcite				
Covelite				
Chalcocite				
Minium				
Clay minerals				

Fig. 2. Paragenetic sequence of the minerals occurring in Yugeum deposit.

시의 모양은 녹니석화 작용, 견운모화 작용, 그리고 이질화 작용 등의 열수변질 작용 영향을 받았다.

광석의 육안 관찰 및 현미경관찰에 기초를 두고 이 지역의 열수광화작용은 크게 세 단계로 분류될 수 있다(그림 2).

I기: 석영맥은 약 1 cm 폭으로서 소량의 황철석, 황동석, 방연석이 산출된다. 대부분의 황철석은 광화유체로부터의 침전 이후 단속적인 단층작용의 영향으로 파쇄된 형태로 산출되며, 방연석과 황동석은 황철석 내에 발달된 틈과 연변부를 따라 산출된다. 에렉트럼은 황철석 내의 균열을 따라 또는 황철석 내부에 포함된 입자로서 산출되기도 하며, 또는 황철석을 교대하는 황동석과 방연석의 광물 경계를 따라 산출되기도 한다. 이 시기에 산출되는 광석광물과 에렉트럼의 양은 미량이다.

II기: I기의 광물 침전 이후 열수가 다시 유입되면서 석영맥의 형성과 함께 다량의 황철석, 방연석, 황동석과 소량의 자류철석, 섬아연석, 유비철석을 에렉트럼과 함께 침전시켰다. 황철석은 자류철석과 함께 이 단계 초기에 에렉트럼과 공존하며 산출되

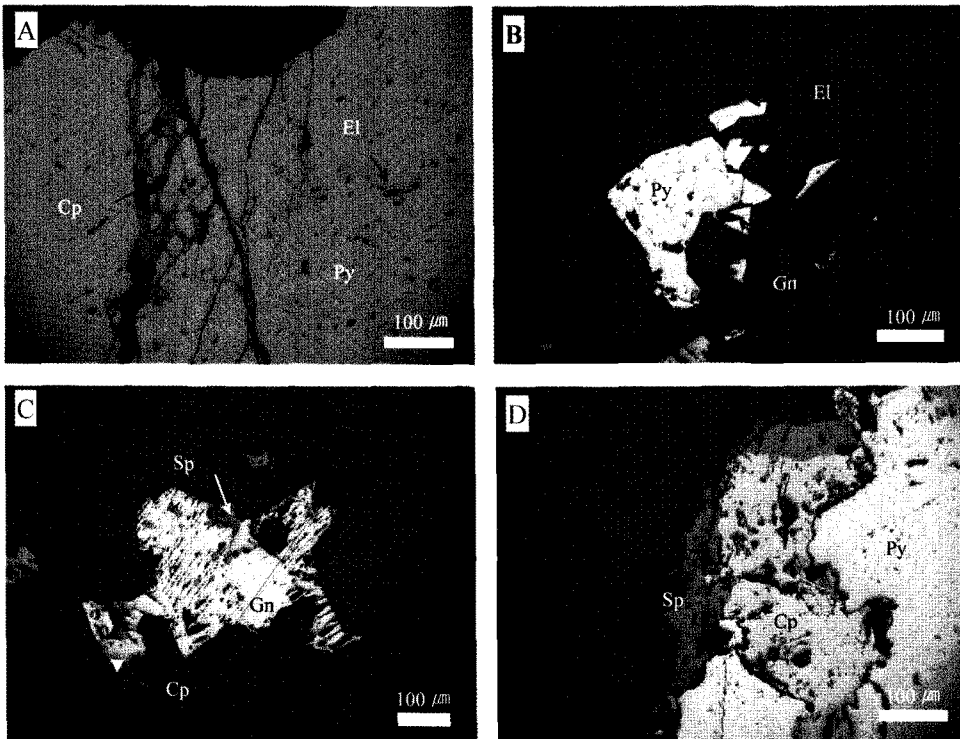


Fig. 3. Sulfide assemblages and microtextures in Au-bearing quartz vein, Yugeum deposit (El: electrum, Gn: galena, Py: pyrite, Sp: Sphalerite).

나 황철석은 자형에서 반자형을 이루며 다량 정출하는 반면 자류철석은 극히 소량만이 정출된다. 황철석과 자류철석 침전 이후 방연석과 황동석이 광화유체로부터 침전하였고, 일부 방연석은 먼저 정출한 황철석의 열극을 충전하며 산출되기도 한다. 황동석과 쿠바나이트는 II기의 주 광화작용과 관련하여 방연석과 함께 공존하며, 섬아연석은 미량의 부르자이트(wurtzite)와 공존한다. 에렉트럼은 황철석 내에 포유물로서 나타나며 방연석과 더불어 산출된다.

III기: 이 시기는 앞서 형성된 석영맥들과 황화광물에 대한 후기 광화작용 및 열수변질이 그 특징이다. 석영은 견운모, 녹니석과 함께 정출되었으며, 점도광물도 간헐적으로 나타난다. 열수변질에 의한 알바이트화 작용도 관찰된다. II기에 침전된 황동석과 쿠바나이트는 III기 후기에서 열수 변질의 영향으로 주변이 코벨라이트로 변질되어 산출되며, 방연석은 납산화물인 광명단(minium)으로 변질되어 나타난다.

시료 채취 및 연구방법

황화광물에 대한 정량분석은 서울대학교 기초과학공동기기의 전자현미분석기(JEOL JXA-8900R)를 이용하여 수행하였다. 분석 조건은 가속전압 15 kV, 빔 전류 10 nA, 빔 직경 5 μm 이고, 계수시간은 20초이다. 분석된 결과는 Link Spectra System에서 제공되는 ZAF 방법을 통하여 보정되었다.

유체포유물 연구는 광화작용과 관련된 석영맥을 대상으로 수행되었다. 가열냉각 실험은 1차 포유물을 대상으로 하여(Roedder, 1984), 서울대학교 지구환경과학부에 있는 USGS-type gas flow freezing/heating stage를 이용하여 실시되었다. 유체의 염농도와 밀도의 측정에는 Brown and Lamb (1989)의 방법을 이용하였으며, CO_2 의 함량은 Schwartz (1989) 방법을 적용하였다.

황화광물에 대한 안정동위원소 연구는 황철석, 방연석, 그리고 황동석을 대상으로 하여 실시하였으며, 한국기초과학지원연구원에 위치한 안정동위원소 질량분석기(Prism II)를 이용하여 분석하였다. 분석된 동위원소 값은 CDT 값을 기준으로 나타내었으며, 각 분석치에 대한 정확도는 약 $\pm 0.2\%$ 이다.

결 과

광물화학

황화광물의 전자현미분석에 의한 화학 조성은 표 1에 제시되어 있다. 황철석은 Pb와 Au의 함량에서 큰 변화를 보이며, 각각 1.4 wt%와 0.2 wt%까지 다양하다. 황철석과 더불어 다량으로 산출되는 황동석은 평균 36.7 wt%의 Cu 함량을 보이고 있으며, 0.0 wt%에서 0.5 wt%의 Pb를 함유하는 것으로 나타난다. 섬아연석은 황동석과 시기를 같이 하며 소량 산출되며, 미량의 부르자이트도 함께 산출된다. 섬아연석은 9.7~11.2 wt%의 Fe와 54.4~55.3 wt%의 Zn를 함유하고 있다. 함께 산출되는 부르자이트는 0.8 wt%의 Fe와 64.8 wt%의 Zn를 함유하고 있어 화학식으로 보면 거의 ZnS 에 가까운 화학조성을 보인다. 섬아연석의 화학조성을 바탕으로 계산된 FeS 함량은 17.0에서 19.4 mole %이다. 반면, 부르자이트의 FeS 함량은 1.35 mole %이다.

황철석 및 자류철석과 함께 소량 산출되는 유비철석의 As 함량은 29.5 wt%이다. 방연석은 0.05~0.06 wt%의 Te과 0.0~0.17 wt%의 Ag를 함유하고 있다. 유금광상의 주요 광종인 금은 일반적으로 에렉트럼 형태로 산출되며, 소량의 Te, Bi, 그리고 Sb를 함유하며, 다른 광물을 치환하기도 한다(Lee, 1993). 본 연구 지역에서 에렉트럼은 61.1 wt%에서 93.0 wt% 범위의 높은 Au 함량을 보이고 있다(표 2). 이 밖에 에렉트럼 내에 0.6~1.1 wt% Bi와 0.01~0.17 wt% Te을 함유한다.

이와 같이 유금광상은 주로 황철석, 황동석, 방연석 위주의 단순한 광석광물의 조합을 보이고 있으며, 금의 함량이 높은 금-은 혼합형 광상으로 나타나고 있다.

유체포유물

석영맥에서 관찰되는 유체포유물은 상온에서 관찰되는 상의 종류와 충전도 및 냉각, 가열 실험시 상의 변화 등에 의거하여 액상이 우세한 I형, 기상이 우세한 II형, 액상과 기상의 액상의 CO_2 를 함유한 III형의 세 가지 유형으로 분류하였다(Roedder, 1984). 이들 각 유형들에 대한 분석 결과는 표 3과 그림 4에 제시되어 있다.

Table 1. Electron microprobe analyses of sulfide mineral related with gold mineralization in Yugeum deposit (unit: wt%)

	Fe	S	As	Cu	Pb	Bi	Zn	Te	Ag	Au	Total
Pyrite	45.53	52.41	0.00	0.00	0.13	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	98.22
	45.80	53.11	0.05	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.05	0.00	99.11
	45.96	53.11	0.18	0.02	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.15	99.57
	46.28	54.81	0.09	0.02	0.20	0.07	0.03	0.01	0.00	0.02	101.53
	46.03	54.03	0.46	0.03	0.06	0.08	0.03	0.01	0.00	0.08	100.81
	46.74	54.85	0.12	0.00	0.17	0.19	0.00	0.01	0.01	0.00	102.08
	46.48	55.49	0.09	0.00	0.22	0.07	0.00	0.00	0.00	0.07	102.44
	38.27	43.45	0.00	14.19	1.35	0.00	1.30	0.00	0.00	0.10	98.65
	47.08	52.71	0.00	0.03	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.96
	47.22	52.48	0.01	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	99.95
	45.35	52.38	0.01	2.80	0.35	0.00	0.04	0.00	0.11	0.00	101.03
Pyrrhotite	61.16	39.31	0.00	0.02	0.13	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	100.69
Chalcopyrite	29.68	34.22	0.00	33.32	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	97.35
	30.74	35.46	0.00	34.35	0.12	0.13	0.08	0.00	0.02	0.00	100.89
	30.48	34.55	0.00	34.05	0.21	0.06	0.06	0.01	0.00	0.00	99.42
	31.29	35.04	0.00	32.81	0.21	0.08	0.08	0.00	0.17	0.00	99.68
	31.42	34.30	0.01	34.39	0.11	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	100.27
	30.27	34.46	0.03	33.12	0.06	0.00	1.03	0.00	0.03	0.00	98.99
	31.51	34.93	0.05	34.39	0.06	0.00	0.06	0.01	0.00	0.13	101.14
	31.12	35.33	0.00	34.90	0.16	0.00	0.09	0.00	0.03	0.14	101.78
	31.55	35.64	0.01	34.27	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.11	101.63
	35.32	39.76	0.05	25.48	0.52	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	101.25
	31.73	35.38	0.00	34.63	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.06	101.90
	28.73	34.83	0.00	38.29	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	101.94
	0.31	22.95	0.00	76.84	0.03	0.00	0.03	0.04	0.80	0.00	100.99
	24.73	32.25	0.02	42.50	0.10	0.00	0.49	0.00	0.14	0.00	100.23
	30.40	34.80	0.01	33.27	0.07	0.00	0.03	0.00	1.62	0.07	100.27
30.29	35.32	0.00	33.56	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.10	99.33	
30.71	35.88	0.05	34.15	0.07	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	100.91	
Sphalerite	0.76	32.91	0.01	0.20	0.03	0.00	64.79	0.00	0.00	0.00	98.70
	11.16	33.97	0.00	0.06	0.08	0.00	54.39	0.00	0.00	0.08	99.74
	9.67	33.34	0.01	0.60	0.22	0.00	55.28	0.01	0.00	0.00	99.12
Galena	0.04	12.86	0.00	0.01	83.47	0.00	2.23	0.05	0.00	0.00	98.66
	1.12	12.99	0.00	0.02	85.23	0.00	0.00	0.06	0.17	0.00	99.59
Arsenopyrite	36.09	21.94	41.70	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	99.80

I형 포유물은 기상과 액상으로 구성되어 있고, 액상의 충전도가 60%에서 80% 사이를 차지하며, 가열실험시 액상으로 균일화된다. 냉각실험시 녹는점은 -2.5°C에서 -5.7°C 사이이며, 액상으로의 균일화 온도는 171°C~357°C, 염농도는 3.4~8.8 wt% NaCl equiv.이다. 균일화온도와 염농도를 통하여 얻은 유체의 밀도는 0.66~0.86 g/cc이다. II형 포유물은 I형에 비해 드물게 산출되며, 50% 이하의 충전도를

가지고 I형과 함께 공존한다. 크기는 전반적으로 20 μm 이하이다. III형 포유물은 액상의 H₂O와 액상의 CO₂, 그리고 기상의 CO₂로 구성되어 있으며, 액상 CO₂의 충전도가 높은 포유물과 기상 CO₂의 충전도가 높은 포유물이 있다. 연구지역에서는 기상 CO₂의 충전도가 높은 포유물의 산출 빈도가 높으며, 이들은 상온에서는 대부분 액상과 기상의 CO₂로 분리되어 있다. 유체포유물의 가열냉각 실험

Table 2. Electron microprobe analyses of electrum from the Yugeum mine

Sample No.	Weight %			Atomic ratio Ag/Au
	Ag	Au	Total	
YGH1-1	13.55	85.97	99.52	0.29
YGH1-1	7.54	92.95	100.49	0.15
YGH1-1	30.99	66.23	97.22	0.85
YGH1-1	33.58	62.92	96.50	0.97
YGH1-1	33.12	63.03	96.15	0.96
YGH2-2	29.60	68.77	98.37	0.79
YGH8	14.56	84.20	98.76	0.32
YGH8	14.36	83.24	97.60	0.31
YGH10-2	36.70	61.10	99.05	1.10

협에서 CO₂의 녹는점은 -58.6°C에서 -54.9°C이며, CO₂ 수화물의 녹는점은 6.2°C에서 8.7°C이다. 염농도는 2.6 wt%에서 7.0 wt% NaCl equiv.이다.

III형 포유물에서 CO₂ 상은 균일화시 기상 CO₂로 이루어지며, 이때의 균일화온도는 17.2~28.5°C이다. 또한 III형 포유물의 전체 균일화는 CO₂상으로 이루어질 때 255°C에서 350°C이며, H₂O상으로 이루어질 때는 305°C에서 343°C이다. 이 두 유형의 균일화 온도는 대략 비슷한 범위를 보이고 있다.

황동위원소

광화유체의 기원, 성질, 온도를 알기 위하여 황화광물의 황 동위원소 분석을 실시하였다. 황 동위원소 분석은 광화 II기의 황철석과 황동석, 그리고 방연석 광물쌍을 대상으로 실시하였다. 황철석의 δ³⁴S 값은 2.0~4.2%, 방연석은 0.2~1.3%, 그리고 황동석은 3.1~3.6%이다(표 3).

토 의

기원 및 지질온도계

유금광상에서 공존하는 황화광물에 대한 황 동위원소 지질온도계(Ohmoto and Rye, 1979)로부터 계산된 황철석-방연석 광물쌍의 온도는 약 359°C이다. 동위원소 광물쌍으로부터 얻어진 온도는 유체포유물 실험에 의해 얻어진 온도의 상한선과 거의

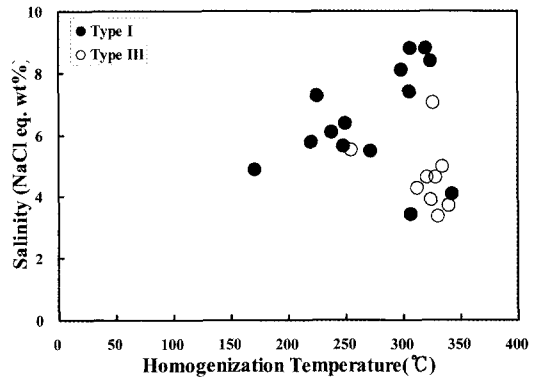


Fig. 4. Diagram showing homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in second stage of quartz vein from Yugeum deposit. Type I is H₂O-NaCl inclusion that homogenized into H₂O liquid phase. Type III is H₂O-NaCl-CO₂ inclusion homogenizing to gas or liquid phase of CO₂.

일치함을 보여준다.

유체포유물로부터 얻어진 온도와 광물조합을 참고로 추정된 주 황함유 화합물인 H₂S의 δ³⁴S 값은 1.0%에서 3.7%로서 마그마 기원의 동위원소 값인 0%보다 약간 높거나 거의 유사하여 광상생성과 관련된 황은 마그마 기원인 것으로 사료된다(표 3) (Ohmoto and Rye, 1979).

기존 연구에 의하면 유금광상의 열수 석영맥에서의 산소 동위원소 값(δ¹⁸O)은 5.8~8.1%, 수소 동위원소 값(δD)은 -100~-85‰의 조성을 가지는 것으로 보고된 바 있다(KORES, 2002). 이들 동위원소 값을 통해 볼 때 석영맥을 생성한 열수가 마그마기원이었으며 천수의 혼입은 거의 없었던 것으로 생각할 수 있다(Shelton *et al.*, 1988). 열수유체의 동위원소 조성과 이로부터 침전한 황화광물의 동위원소 조성등으로부터 볼 때, 광화작용 기간에 황과 함께 침전한 금속들의 기원은 천수 또는 다른 기원의 유체에 의해 운반되고 주변 퇴적암류에서 기원하였다기 보다는 마그마기원의 유체의 유입에 의하여 주변 화성활동과 밀접한 관계를 가지고 운반 침전된 것으로 생각된다.

열수용액의 물리화학조건

유체포유물 실험 결과 열수용액은 약 8.8 wt% NaCl equiv.의 염농도를 갖는 NaCl-CO₂-H₂O계 유체가 주를 이루는 것으로 나타난다. 또한, 주광화유

Table 3. Microthermometric data for fluid inclusions from the second stage of mineralization

Type	T _{H Tot} (°C)	T _{M ICE} (°C)	T _{M Clath} (°C)	T _{M CO₂} (°C)	T _{H CO₂} (°C)	Salinity (NaCl eq. wt%)	Density (g/cc)	X _{CO₂}	V _{CO₂}
I	171	-3.0	-	-	-	4.9	0.93	-	-
I	250	-4.0	-	-	-	6.4	0.86	-	-
I	249	-3.5	-	-	-	5.6	0.85	-	-
I	221	-3.6	-	-	-	5.8	0.89	-	-
I	238	-3.8	-	-	-	6.1	0.87	-	-
I	225	-4.6	-	-	-	7.3	0.90	-	-
I	272	-3.4	-	-	-	5.5	0.82	-	-
I	306	-4.7	-	-	-	7.4	0.79	-	-
I	307	-5.7	-	-	-	8.8	0.80	-	-
I	306	-	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-3.9	-	-	-	6.2	-	-	-
I	324	-5.4	-	-	-	8.4	0.77	-	-
I	299	-5.2	-	-	-	8.1	0.81	-	-
I	320	-5.7	-	-	-	8.8	0.78	-	-
I	307	-4.7	-	-	-	3.4	0.79	-	-
I	-	-4.0	-	-	-	6.4	-	-	-
I	343	-2.5	-	-	-	4.1	0.66	-	-
I	340	-	-	-	-	-	-	-	-
I	354	-	-	-	-	-	-	-	-
I	357	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	324	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	331	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	325	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	333	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	350	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	324	-	8.0	-56.4	28.5	3.9	0.30	0.47	85
IIIb	326	-	6.2	-57.0	26.7	7.0	0.27	0.48	88
IIIb	331	-	8.3	-56.9	22.8	3.3	0.22	0.47	89
IIIb	-	-	8.7	-58.0	21.6	2.6	0.22	-	-
IIIb	306	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIb	335	-	7.4	-54.9	19.8	5.0	0.19	0.46	90
IIIb	313	-	7.8	-56.0	20.0	4.3	0.19	0.53	93
IIIb	340	-	8.1	-58.6	18.7	3.7	0.18	0.49	90
IIIb	255	-	7.1	-55.8	20.1	5.5	0.19	-	-
IIIb	329	-	7.6	-58.5	17.2	4.6	0.17	0.48	91
IIIb	322	-	7.6	-56.6	18.9	4.6	0.19	0.50	92
IIIa	305	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIa	343	-	-	-	-	-	-	-	-
IIIa	341	-	-	-	-	-	-	-	-

T_{H Tot}(°C): Temperature of total homogenization; T_{M ICE}(°C): Melting temperature of ice; - : not measured

T_{M Clath}(°C): Melting temperature of clathrate; T_{M CO₂}(°C): Melting temperature of carbonic phase

T_{H CO₂}(°C): Homogenization T of carbonic phase ; X_{CO₂}: Mole fraction of carbonic phase; V_{CO₂}: Molar volume of carbonic phase

* Type I : H₂O-NaCl Inclusion that homogenized into H₂O liquid phase.

* Type III : H₂O-NaCl-CO₂ inclusions with gas phase of CO₂ (a) and liquid phase of CO₂ (b) have different homogenization behavior.

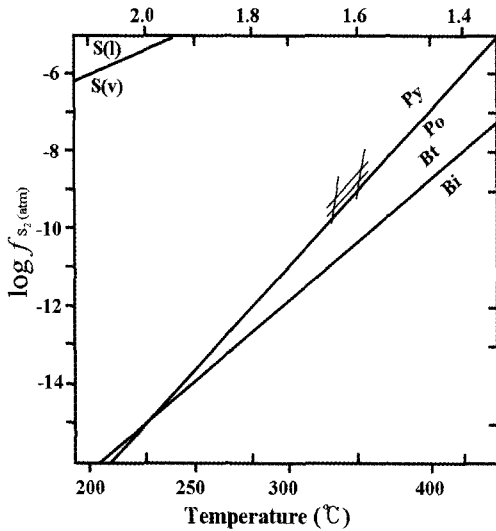


Fig. 5. Simplified sulfur fugacity-temperature diagram using FeS mole % of sphalerite and As atomic % of arsenopyrite showing the possible range suggested by mineral assemblages from the Yugeum deposit. Bi, native bismuth; Bt, bismuthinite; Po, pyrrhotite; Py, pyrite (Modified from Scott and Barnes, 1971).

체는 최대 350°C에서 최소 171°C의 넓은 균일화 온도 범위를 갖는다. 광화작용 동안에 관여한 유체의 기원은 기존연구에 의하면 산소 및 수소동위원소비에서 보여지는 바 마그마 기원의 유체임을 시사하고 있다(KORES, 2002). 따라서 광화작용과 관련된 유체는 주로 마그마기원의 물이었을 가능성이 높고 천수기원의 물 경우에도 산소값이 많이 부화된 마그마수에 가까워진 순환수임을 보여준다.

위의 자료들을 기초로 에리트럼 침전에 관련이 있는 광석광물들의 생성 환경을 온도와 f_{S_2} 와의 관계를 이용하여 추정하여 볼 수 있다. 광화작용 동안 생성된 광물 조합은 크게 두 그룹으로 나눌 수 있다. 첫째로 황철석-자류철석-섬아연석-유비철석-황동석-방연석군이며, 둘째로 황철석-황동석군이다. 첫번째 광물군으로 산출되는 섬아연석에서의 FeS mole %와 유비철석에서의 As 함량을 이용하여 황화광물에 대한 상관계를 살펴보면, 광화작용의 온도는 330°C에서 350°C로 나타나며, 이때의 f_{S_2} 는 $10^{8.5} \sim 10^{9.5}$ atm의 범위를 갖는다(그림 5) (Scott and Barnes, 1971). 이는 유체포유물 실험에 의해 얻어진 균일화 온도의 상한과 거의 일치하고 있으며, 이러한 조건에서 주광화작용이 일어났을 가능성을 보여준다.

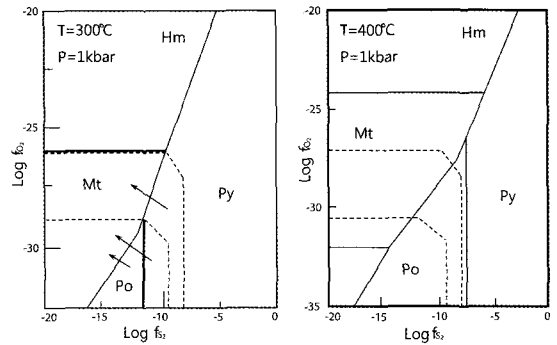


Fig. 6. Equilibrium fugacity diagram of the sulfur and oxygen for the system at 1 kbar and 300°C and 400°C by the mineral assemblage from Yugeum deposit. Vertical dashed line indicates possible sulfur fugacity. Horizontal dashed line indicates possible oxygen fugacity (Modified from Bowers *et al.*, 1984).

위에서 추정된 온도, 압력 및 황분압과 산출되는 공존 광물에 대한 평형분압을 이용하여 광화유체의 진화 경로를 검토하였다(그림 6) (Bowers *et al.*, 1984). 광화작용 기간의 황분압을 통하여 추정한 산소분압은 $10^{27.0} \sim 10^{31.7}$ atm이다. 광화작용기간 침전한 황화광물들은 침전 이후 유체의 조건이 변화함으로써 황철석과 자철석 일부는 적철석으로, 방연석은 광명단(minium)으로 산화되어 산출된다. 광화작용이 진행되면서 온도 감소에 의해 유체는 산소분압이 $10^{26.3} \sim 10^{28.6}$ atm의 범위를 갖는 유체로 진화하게 됨을 알 수 있다. 유금광상의 추정된 산소분압은 경상분지의 다른 광상과 비교하여 볼 때 약간 높은 값을 갖는다.

황 동위원소에서 ^{34}S 는 H_2S 또는 황화광물보다 황산염 광물에 더 많이 농집되며, H_2S 와 황화광물은 S^{2-} 보다 상대적으로 더 큰 $\delta^{34}S$ 부화도를 가지고 있다. 그러므로, H_2S 가 우세한 영역에서(즉, 낮은 f_{O_2} 와 낮은 pH 영역) 유체로부터 침전한 황화 광물은 $\delta^{34}S_{ES}$ 값과 유사한 $\delta^{34}S$ 값을 갖는 반면, ΣSO_4 가 높은 영역에서(즉, 높은 f_{O_2} 영역) 황화광물은 $\delta^{34}S_{ES}$ 값보다 매우 낮은 $\delta^{34}S$ 값을 가지며, S^{2-} 가 현저한 영역에서(즉, 낮은 f_{O_2} 와 높은 pH 영역) 황화 광물은 $\delta^{34}S_{ES}$ 값보다 높은 $\delta^{34}S$ 값을 갖는 것으로 알려져 있다(Ohmoto, 1972). 위와 같은 사실들을 토대로 볼 때, 유금 광상의 유체는 산소분압이 높은 영역에 해당하며(그림 7), 유체 내에서 우세한 황의 형태는 SO_4^{2-} 였을 것이다. Ohmoto (1972)은 $X_{H_2S} > 0.99$ 혹은 $X_{\Sigma SO_4} > 0.99$ 또는 $X_{S^{2-}}$

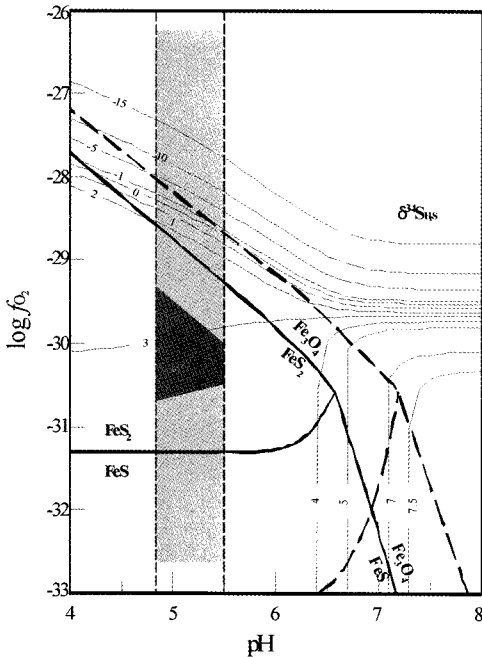


Fig. 7. Composite diagram showing the f_{O_2} -pH relationships between the stability fields of hydrothermal minerals and the sulfur isotopic composition of sulfide minerals at 350°C. Weak shaded area indicates the pH of solutions in equilibrium with the mineral assemblage by alteration. Heavy solid and dashed lines indicate the mineral stability boundaries among pyrite-pyrrothite-magnetite in solutions containing 0.01 and 0.1 moles/kg H₂O total sulfur. Thin lines indicate $\delta^{34}S$ contours for H₂S under a condition of $\delta^{34}S_{SS} = +3$ per mil (Modified from Ohmoto, 1972).

> 0.99인 세 영역 내에서는 유체의 pH와 f_{O_2} 의 변화가 광물의 동위원소 조성 변화에 영향을 미치지 않는다고 제안한 바 있다. 그러나, 그 이외 몇몇 특정 영역에서는 pH와 f_{O_2} 에서의 약간의 변화가 $\delta^{34}S$ 값에 큰 변화를 줄 수도 있다.

유금광상에서 광화작용시의 유체의 pH는 변질작용시의 광물의 산출상에 의한 비교 연구를 통해 알 수 있다. 유금광상의 모암인 영해 화강섬록암은 건운모화 작용, 녹니석화 작용, 프로펠라이트화 작용, 이질화 작용의 영향을 받았으며, 특히, 건운모화 작용과 프로펠라이트화 작용의 영향이 가장 컸던 것으로 나타난다. 변질작용의 영향에 의한 변질광물로는 건운모, 녹니석, 석영, 백운모, 알바이트, 녹염석, 자철석, 적철석, 그리고 점토 광물이 나타난다. 광물 조합에 근거한 광화작용 시의 유체의 pH는

4.8에서 5.5에 해당한다.

광화작용 동안에 에렉트럼과 더불어 침전한 황화광물의 황 동위원소 조성과 광화유체의 pH와 산소분압의 관계를 통하여 광화작용의 환경 조건을 알아보았다(그림 7). 유금광상에서 산출되는 황화광물 내에서의 Ag/Au비는 은의 함량이 높아 45.66까지의 값을 보이고 있는 반면, 이와 같이 산출하는 에렉트럼의 Ag/Au비는 0.29에서 1.10의 넓은 범위를 가지는 금의 함량을 보이고 있다(표 2). 금은 열수환경에서 여러 복합체의 형태로 이동하며, 이 중 Au-Cl 복합체와 Au-S 복합체가 가장 중요한 역할을 한다. 또한, 이들 염소이온 복합체와 황화이온 복합체는 서로 다른 화학적 조건을 선호하는 것으로도 알려져 있다. 황화이온 복합체 중에서, $Au(HS)_2^-$ 은 대부분의 열수 환경에서 매우 높은 안정성을 가지고 있으며, 금은 300°C 이하의 온도, 높은 a_{H_2S} 또는 높은 a_{HS} , 중성에서 알칼리성의 pH, 그리고 황철석과 평형을 이루는 환경에서 $Au(HS)_2^-$ 의 형태로 이동하는 것을 선호한다(Huston and Large, 1989). 반면, $AuCl_2^-$ 형태의 염화이온 복합체는 낮은 환원황 활성도를 가지는 열수 환경에서 금을 운반하는데 중요한 역할을 하며, 300°C 이상의 온도, 높은 염농도, 그리고 산성에서 중성의 pH (<4.5) 환경에서 우세하게 침전된다(Huston and Large, 1989).

광화작용시의 광화유체의 물리화학적 환경을 f_{O_2} 와 온도를 이용하여 나타내면, 유체 내에서의 금의 이동형태를 알아볼 수 있다(그림 8). I 기의 광화작용 이후 II 기 광화작용 초기에 350°C 이상의 고온 단계에서 금과 은은 다량의 철과 소량의 납, 아연과 함께 광화유체의 유입을 따라 염화이온 복합체의 형태로 이동하였을 것이다(그림 8A). 광화유체의 유입 이후, 250°C에서 220°C까지의 온도 하강에 의해 황철석, 황동석, 섬아연석, 그리고 방연석이 광화유체로부터 침전되었으며, 황화광물의 침전은 광화유체의 pH를 상승시키는 역할을 하였다. 이러한 변화는 온도의 하강과 함께 금을 에렉트럼 형태로 섬아연석, 방연석, 그리고 황철석과 함께 침전시켰으며, 금속 황화물의 침전은 광화유체 내에서의 환원 황의 활성도를 감소시켰다. 섬아연석의 지질 압력계를 통해 구한 압력은 730 bar에서 1,800 bar이다. 이 과정 동안 광물의 산출상태 및 열수조건으로 보아 광화유체는 자류철석이 안정한 환원환경이나 혹은 자철석이나 적철석이 안정한 산화환경은 아니었을 것이며, 중성에 가까운 약 5.5 pH 유체였을 것으로 추정된다. 이와 같은 $\log f_{O_2}$ 와 온도의 감

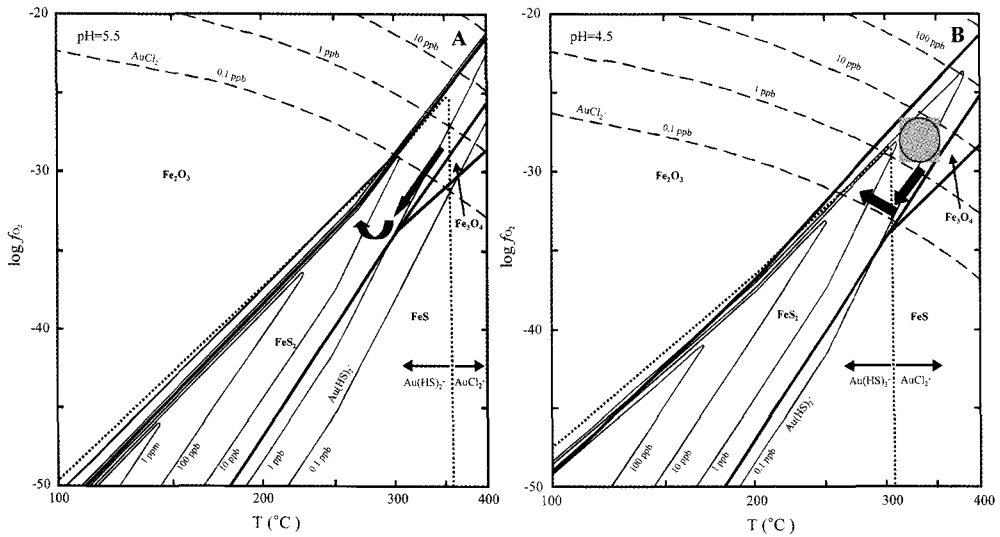


Fig. 8. f_{O_2} - T diagrams at pH 5.5 (A) and 4.5 (B), and a_{S_2} showing the solubility of gold as $Au(HS)_2^-$ and $AuCl_2^-$. Shaded circle indicates the condition of temperature and f_{O_2} of ore solutions in the major stage of mineralization. Arrows show the possible change of f_{O_2} and temperature during mineral deposition (modified from Pisutha-Armond and Ohmoto, 1983).

소로 인해 유체 내에서 금을 이동시킨 주요 형태는 염화이온 복합체 또는 황화이온복합체로서 이동이 이루어졌을 것으로 보인다.

유금광상에서 광화유체는 주광화작용이 진행되는 동안 열수의 연속적인 유입과정에서 비교적 높은 온도 하에서 $AuCl_2^-$ 의 형태로 금이 운반되었다. pH가 5.5 정도로 유지되었다고 가정하면 $\log f_{O_2}$ 가 높을수록 $AuCl_2^-$ 의 용해도를 높이는 효과가 있으며 온도가 350°C 이상이라고 가정하면 $Au(HS)_2^-$ 의 용해도는 상대적으로 감소할 것이다(그림 8A) (Eldridge *et al.*, 1983; Pisutha-Armond and Ohmoto, 1983). pH가 4.5인 경우에는 온도 310°C 이상에서 $AuCl_2^-$ 의 안정도가 한층 더 높아져서 훨씬 더 많은 금을 $AuCl_2^-$ 의 형태로 운반 가능할 것이다(그림 8B). 이러한 온도의 상승과 pH의 하강은 유체 내에서 $Au(HS)_2^-$ 의 안정성을 감소시키고, 상대적으로 $AuCl_2^-$ 의 안정성은 증가시킨다. 압력조건을 고려할 때 광화유체는 350°C 이상의 온도에 이르렀으며 용액 중 $AuCl_2^-$ 가 중요한 운반 기작으로 생각된다. 광화작용이 진행되면서, 온도와 $\log f_{O_2}$ 의 감소가 일어나는 경우 그림 8에서 화살표가 보여주는 것처럼 $AuCl_2^-$ 의 용해도는 낮아지고 황화물들의 침전이 일어나며 이와 함께 에렉트럼이 침전하였을 것으로 생각된다(그림 8A, 8B).

Table 4. Sulfur isotope analysis of sulfide minerals in the Yugeum deposit

Sample No.	Mineral	$\delta^{34}S$	$\delta^{34}S_{HS}$
YG159-2	pyrite	3.87	2.84
	pyrite	4.17	3.13
YG159	chalcopyrite	3.60	3.73
	chalcopyrite	3.51	3.64
	chalcopyrite	3.11	3.24
	galena	1.34	2.96
TQ2 (5)	pyrite	3.99	2.96
	chalcopyrite	3.22	3.35
	galena	0.27	1.89
TQ2 (5)	pyrite	2.20	1.17
	pyrite	3.88	2.84
	pyrite	2.02	0.99

결론

- 1) 유금 광상은 영해 화강섬록암을 모암으로 하여 N18°~38°W의 방향으로 발달한 단층 열극을 따라 생성된 열수 맥상 광상이다.
- 2) 유금광상은 3단계의 광화작용을 거쳤다. I기

광화작용은 광석광물의 침전이 거의 없는 석영맥을 형성하였으며, II 기 광화작용은 주광화작용시기로서 다량의 황철석과 황동석, 그리고 소량의 섬아연석과 방연석을 침전시키면서 주요 광물인 에렉트립을 정출시켰다. III 기 광화작용은 석영맥의 형성과 함께 황화광물들의 이차광물들을 형성하였다. 광화작용 기간에 모암은 견운모화 작용과 프로펠라이트화 작용, 그리고 녹니석화 작용을 받았다.

3) II 기 광화작용 초기의 유체포유물과 섬아연석 지질지온계 및 지질압력계를 이용하여 얻은 온도는 220~250°C, 압력은 730~1,800 bar이다. 반면, II 기 광화작용 후기 광화유체 온도는 290~350°C, 압력은 206~472 bar였다. 이때 광화유체 산소분압은 초기에는 $10^{-27} \sim 10^{-31.7}$ atm이고, 후기에는 $10^{-26.3} \sim 10^{-28.6}$ atm으로 추정된다.

5) 광화작용동안 에렉트립과 동시기에 침전한 황화광물의 황 동위원소는 0.2~4.2%이며, $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 값은 1.0~3.7%이다.

6) 에렉트립의 Ag/Au 원자비는 0.29에서 1.10이며, 비교적 높은 Ag 함량을 갖는다. II기의 주 광화작용 동안 주로 AuCl_2^- 의 형태로 이동하였으며 온도 하강과 pH와 $\log f_{\text{O}_2}$ 의 상승으로 인하여 광화 용액 중 AuCl_2^- 농도 감소와 결과적으로 황화물 및 에렉트립의 침전을 가져왔을 것으로 생각된다.

사 사

이 논문의 심사를 맡아 논문의 내용을 자세히 검토해 주시고 많은 조언을 주신 부산대학교 양경희 교수님과 강원대학교 박영록 교수님께 깊은 감사를 드립니다. 두분의 지적을 통하여 원고의 많은 부분들이 수정 보완됨으로써 논문의 내용이 한층 더 향상될 수 있었다고 생각합니다. 그리고 이 논문의 발간을 위하여 많은 수고를 하여 주신 편집위원장을 비롯한 광물학회지 편집진 여러분들께도 깊은 감사를 드립니다.

참고문헌

- Bowers, T.S., Jackson, K.J., and Helgeson, H.C. (1984) Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures to 5 kb and 600 °C. Springer, 397p.
- Brown P.E. and Lamb W.M. (1989) P-V-T properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{NaCl}$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1290-1221.
- Chang, K.H., Lee, Y.D., Lee, Y.G., Seo, S.J., Oh, K.Y., and Lee, C.H. (1984) Unconformity at the Base of the Late Cretaceous Yucheon Group. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 20, 41-50.
- Cheong, C.S. and Kwon, S.T. (1999) Sm-Nd mineral ages of Pre-Cretaceous granitic rocks in the Northern Gyeongsang Basin, Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 35, 159-166.
- Choi, S.-G. and Choi, S.H. (1995) Contrasting styles of gold and silver mineralization in the central and south-eastern Korea. *Econ. Environ. Geol.*, 28, 587-597.
- Choi, S.-G., Pak, S.J., Lee, P.-K., and Kim, C.S. (2004) An Overview of Geoenvironmental Implications of Mineral Deposits in Korea. *Econ. Environ. Geol.*, 37, 1-19.
- Choi, S.-G., Kwon, S.-T., Lee, J.-H., So, C.S., and Pak, S.J. (2005) Origin of Mesozoic gold deposits in South Korea. *Island Arc*, 14, 102-114.
- Eldridge, C.S., Barton, P.B., and Ohmoto, H. (1983) Mineral textures and their bearing on the formation of the Kuroko orebodies. In: Ohmoto, H. and Skinner, B.J. (Eds.), *The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide depositions*. *Econ. Geol. Mon.*, 5, 241-281.
- Hatae and Nobuhiro (1936) Geological map (1:50000), Younghae and Youngduk sheet (in Japanese).
- Heo, C.H., Yun, S.T., So, C.S., and Choi, S.G. (2001) Mesothermal gold vein mineralization of the Seolhwa mine: Fluid inclusion and Sulfur isotope studies. *J. Geol. Soc. Korea.*, 22, 278-291.
- Heo, C.H., Yun, S.T., and So, C.S. (2002) Mesothermal gold mineralization in the Boseong-Jangheung area, Chollanamdo-province. *Econ. Environ. Geol.*, 35, 379-393.
- Huston, D.L. and Large, R.R. (1989) A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Review*, 4, 171-200.
- Hwang, J. and Park, H.I. (1996) Stable Isotope of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong Gold-Silver Deposits in the Northern Taebagsn Mining District. *Econ. Environ. Geol.*, 29, 159-170.
- Kim, O.J., Hong, M.S., Won, J.K., Park, H.I., Park, Y.D., and Kim, K.T. (1963) Geological map (1:50000), Pyeonghae sheet. Geological Survey of Korea, 1-17.
- Kim, O.J., Yun, S., and Gil, Y.J. (1968) Geological map (1:50000), Chungha sheet. Geological Survey of Korea, 1-16.
- Kim, S.J., Lee, H.K., Lee, C.H., and Itaya, T. (1999) K-Ar Ages and Geochemistry of Granitic Rocks in the Northeastern Gyeongsang Basin. *Econ. Environ. Geol.*, 32, 141-150.
- KORES (2002) Annual report a detailed survey for metal deposits - Gold, Youngduk Area. Korea Resources

- Corporation, DS2002-MT. 50p.
- Lee, C.H. (1993) Geology, Mineralogy, Fluid inclusion and Stable Isotope of Gold, Silver and Antimony Ore Deposits of the Dunjeon - Baegjeon Area, Northern Taebaegsan Mining district, Korea. PhD. Seoul National University. Korea. 422p.
- Lee, J.Y. and Lee, J.G. (1992) Ageochemical Study on Trace elements of the Onjong Granite in Relation to Mineralization, Pyeonghae Area. Jour. Korean. Inst. Mining Geol., 25, 245-258.
- Lee, Y.J., Kim, J.W., and Chung, W.W. (1993) Evolution trends of biotite and hornblende in granitic rocks from Yonghae-Yongdok Area. Northeastern Gyeongsang Basin, Korea. J. Korean. Inst. Mining Geol., 26, 349-361.
- Ohmoto, H. (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 67, 551-578.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd ed.). John Wiley, New York, 509-567.
- Park, H.I., Chang, H.W., and Moon, H.S. (1994) Processes of formation of metallic and non-metallic mineral deposits in the Gyeongsang Basin. KOSEF, 91-06-00-03,
- Pisutha-Arnond, V. and Ohmoto, H. (1983) Thermal history, and chemical and isotopic composition of the ore forming fluids responsible for the Kuroko massive sulphide deposits in the Hokuroko district in Japan. In Ohmoto, H. and Skinner, B.J. (Eds.), The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits. Econ. Geol. Mon., 5, 523-558.
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusions. Rev. Mineralogy, 12, 644p.
- Schwartz, M.O. (1989) Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusion using microthermometric measurements. Mineral. Deposita, 24, 43-47.
- Shelton, K.L., So, C.S., and Chang, J.S. (1988) Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: Geochemical studies of the Jungwon gold mine area. Econ. Geol., 83, 1221-1237.
- Shimazaki, H., Lee, M.S., Tsusue, A., and Kaneda, H. (1986) Three epochs of gold mineralization in South Korea. Mining Geology, 36, 265-272.
- Scott, S.D. and Barnes, H.L. (1971) Sphalerite geothermometry and geobarometry. Econ. Geol., 66, 653-669.
- So, C.S. and Yun, S.T. (1997) Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: constraints on hydrothermal fluid chemistry. Econ. Geol., 92, 60-80.
- Won, C.K., Kang, P.C., and Lee, S.H. (1978) Study on the Tectonic Interpretation and Igneous Plution in the Gyeongsang Basin. J. Geol. Soc. Korea, 14, 79-92.
-
- 접수일(2009년 9월 15일), 수정일(1차: 2010년 2월 23일, 2차: 2010년 2월 27일), 게재확정일(2010년 2월 27일)