

## 탄산염암 층준교대형 백전광상의 천열수 금-은 광화작용과 생성환경

이찬희\* · 박희인\*\*

### Epithermal Gold-Silver Mineralization and Depositional Environment of Carbonate-hosted Replacement Type Baegjeon Deposits, Korea

Chan Hee Lee\* and Hee-In Park\*\*

**ABSTRACT :** The Baegjeon Au-Ag and Sb deposits, small of disseminated-type gold deposits are formed as a result of epithermal processes associated a shallow-seated Cretaceous Yeogdun granitoids intrusion. The orebodies are formed by the replacement of carbonate minerals in thin-bedded oolitic limestone beds favorable for mineralization within the upper-most Cambrian Pungchon Limestone Formation. The mineralization can be recognized one stage, ore minerals composed of base metal sulfides, electrum, Ag-Sb-S, Ag-Cu-S, and Sb-S minerals. Gold-bearing minerals consist of electrum and submicroscopic invisible gold in pyrite and arsenopyrite. The composition of electrums ranges from 33.58 to 63.48 atomic % Ag. Fluid inclusion studies reveal that ore fluids were low saline NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system. Temporary fluid mixing and boiling occurred in later stage. Fluid inclusion data indicates the homogenization temperatures and salinities of NaCl equivalent wt% were 176 to 246°C and from 0.0 to 4.8 wt%, respectively. And -logf<sub>s<sub>2</sub></sub> of mineralization obtained by thermodynamic considerations as 12.4 to 13.8 atm. The δ<sup>34</sup>S<sub>H<sub>2</sub>S</sub> values of hydrothermal sulfides were calculated to be 6.8 to 10.2‰ which was of sedimentary origin. The δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> and δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> range from -3.9 to 9.6‰, from -1.1 to -2.2‰, and δD range from -89 to -118‰, respectively. The Au deposition during mineralization seems to have occurred as a result of decrease of temperature, f<sub>s<sub>2</sub></sub>, f<sub>O<sub>2</sub></sub>, and pH probably due to oxidation by meteoric water mixing, which destabilized original Au(HS)<sub>2</sub>. The mineralization of the Baegjeon deposits is similar to the Carlin-type deposits characterized by sediments-hosted epithermal bedding replacement disseminated gold deposits.

## 서 언

한반도에는 10,577개의 등록광구가 있으며 이중 66.4%에 달하는 7,023개소에 금-은광상이 분포하는 것으로 알려져 있다 (한국동력자원연구소, 정비금광산요람, 1982). 이들의 대부분은 합금 석영맥상광상으로 보고되어 있다. 그러나 태백산 광화대 북부의 둔전-백전 지역에 부존하는 금-은광상들은 광상 및 광석의 산출상태와 광

화작용의 물리화학적 생성환경 등이 한반도의 다른 지역에 분포하는 금-은광상들과는 달리 아주 독특한 형태를 보이고 있다 (이찬희, 1993). 이 지역은 백악기의 역둔화강암체가 조선누층군의 석회질암류를 관입하고 있으며 화강암체의 주변에는 둔전 금-은-안티모니광상 (남광상과 북광상), 백전 금-은-안티모니광상, 왕제 안티모니광상이 밀집 분포하여 소규모의 광화대를 이루고 있다 (박희인 등, 1987; 이찬희, 박희인, 1993). 둔전 북광상은 동점규암의 층준을 교대한 심열수의 망상세맥-산점상광상으로 (박희인, 이찬희, 1990), 둔전 남광상은 석영보다는 방해석이 우세한 맥상광상으로 보고된 바 있다 (박희인 등, 1987). 백전광상은 풍촌석회암의 최상위 층준을 교

\* 충남대학교 지질학과(Department of Geology, Chungnam National University, Taejon 305-764, Korea)

\*\* 서울대학교 지질과학과(Department of Geological Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea)

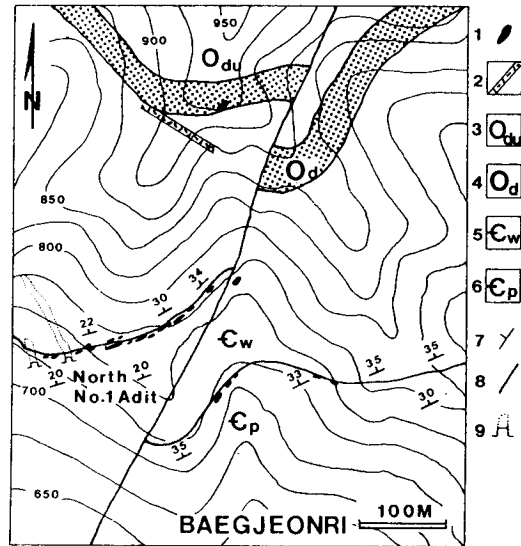
대한 천열수 증준교대형 광상으로 주목받고 있다 (박희인, 이찬희, 1992; 이찬희, 1993). 또한 이 광상들은 화강암체를 중심으로 광체의 수평적, 수직적 대상분포가 있다.

최근에 퇴적암류를 모암으로 특정층준을 선택적으로 교대한 천열수성의 금-은광상이 많이 보고 되고 있어 광상탐사의 새로운 지침을 제공하고 있다. 이런 종류의 광상들은 소위 Carlin-형으로 불리우고 있으며 이에 대한 연구가 활발히 진행되고 있다 (Radtke, Scheiner, 1970; Radtke *et al.*, 1980; Bagby, Berger, 1985; Radtke, 1985; Mao, 1991). Carlin-형 광상을 형성한 광화유체는 천수의 영향을 많이 받은 저온, 저압, 저염농도의 특징을 보이며 광화심도 또한 아주 낮은 것으로 보고되어 있고, 광석은 산점상-망상세맥상으로 산출된다고 한다 (Radtke *et al.*, 1980; Rytuba, 1985; Beaty *et al.*, 1987). 광석의 품위는 비교적 저품위이나 상당히 넓은 지역이 광화되어 있으며 공통적으로 은광물의 산출이 없이 Sb, Tl, As를 함유하는 광석광물이 많이 산출하는 것으로 알려져 있다 (Radtke *et al.*, 1972; Harris, Radtke, 1976; Alvarez, Noble, 1988; Arehart *et al.*, 1993). 특히 금은 에렉트럼(electrum) 상태로 산출되는 것보다 황철석이나 유비철석내에 포함되어 있는 초미립자의 invisible gold가 주류를 이룬다고 한다 (Wells, Mullens, 1973; Bakken *et al.*, 1989; Mao, 1991; Arehart *et al.*, 1993).

국내에서 Carlin-형의 금광상은 전혀 알려져 있지 않았으나 박희인, 이찬희 (1991; 1992), 이찬희, 박희인 (1993), 이찬희(1993)에 의하여 가능성이 보고된 바 있다. 이 연구는 천열수에 의한 증준교대형의 금-은-안티모니 광화작용의 특징을 보이는 백전광상을 대상으로 지질, 광상, 광물, 유체포유물, 안정동위원소 및 광화작용의 물리화학적 특징을 상세히 검토하여 소위 Carlin-형 광상과의 유사성을 고찰하여 본 것이다.

**지질 및 광상 개요**

둔전-백전 지역의 지질은 캄브로-오르도비스기 조선누층군에 속하는 석회질 암류와 이를 편입한 백악기의 역둔 화강암류와 맥암류로 구성되어 있다. 화강암체 연변의 석회질암류는 스카르화 또는 호온펠스화 되어 있다. 백전광상 부근의 지질은 조선누층군에 속하는 풍촌석회암층, 화절층, 동점규암층, 두무동층과 이를 편입한 염기성 맥암으로 구성되어 있으며, 중앙부에는 N20°E 주향의 단층이 발달한다 (Fig. 1). 석회질암류의 주향은 N20~30°E에 20~



**Fig. 1. Geologic map of the Baegjeon deposits area 1; Open pits and prospecting sites, 2; Basic dyke, 3; Dumudong Formation, 4; Dongjeom Quartzite Formation, 5; Hwajeol Formation, 6; Pungchon Limestone Formation, 7; Bedding, 8; Fault, 9, Adits.**

35°NW로 경사한다. 풍촌석회암의 최상부는 보통 1mm 정도의 크기를 가지는 우우리스(oolith)가 풍부한 어란상 석회암(oolitic limestone)으로서 총후는 약 10m이다. 어란상석회암의 하부는 약 90m의 총후를 갖는 유백색의 괴상석회암이 분포한다. 이 층준의 중위부에도 10m 정도의 어란상석회암 또는 돌로마이트질 석회암이 협재되어 있다. 이 유백색 괴상석회암의 하부는 돌로마이트질 석회암이 약 65m의 두께로 분포한다. 또한 이층의 하부는 암회색의 괴상석회암이 분포한다.

백전광상의 모암은 풍촌석회암의 최상부층이다. 이중에서도 광화대는 화절층과 접하는 최상부의 어란상석회암으로서 광화대의 폭은 약 1.7m이다. 백전광상에는 N 20°E 주향의 단층 서쪽에 있는 북1호갱을 중심으로 노두를 따라 동쪽으로 약 300m의 범위에 22개의 시굴적이 점재한다 (Fig. 1). 이 광상의 주 채광장소였던 북1호갱에서 보여지는 광체의 주향과 경사는 모암의 주향, 경사와 같은 N20~30°E, 20~35°NW이다. 금의 고품위대는 사갱을 따라 개발되어 있는 것으로 보아 부광부의 광체는 층리의 지배를 받은 망토(manto)의 형태를 이루고 있었을 것으로 추정된다. 이 광상의 중앙부에 발달하는 N20°E의 주향을 갖는 단층대내의 암석은 Fig. 2, A와 같이 심하게 파쇄되어 있고 단층각력암이 발달한다. 이 단층대 내에서도 광화작용의 징후를 관찰할 수 있다.

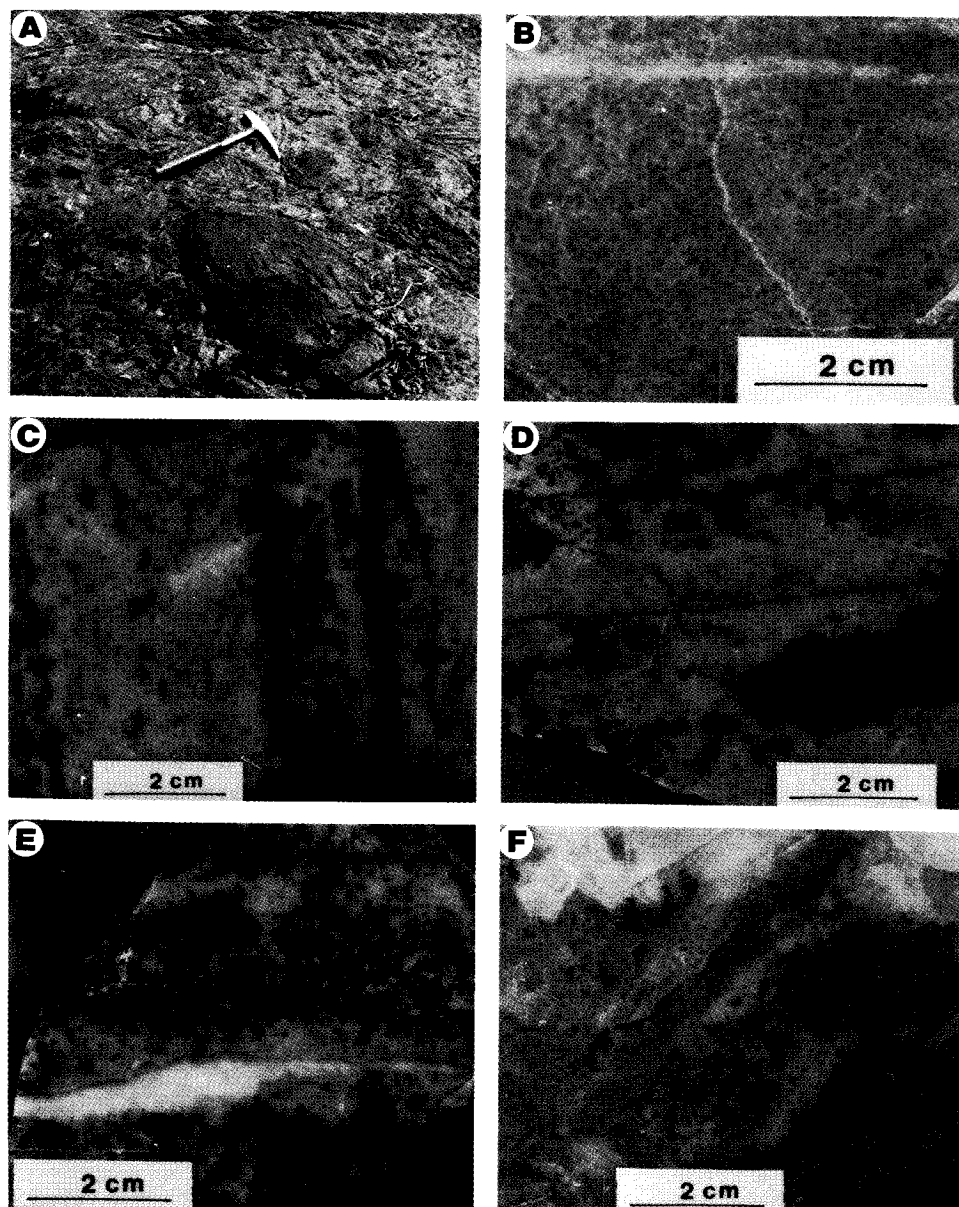


Fig. 2. Photographs showing fault breccia, mineralized host rock, and ores from the Baegjeon deposits. A; Fault breccia, B; Unmineralized oolitic limestone, C; Mineralized oolitic limestone showing weekly oxidized, D; Arsenic ore showing arsenopyrite concentrated in dark grey area, E; Pyritic ore showing partially oxidized, F; Disseminated pyritic ore contact with calcite vein.

### 광석과 광물공생관계

#### 광 석

광석은 어란상 석회암의 내부에 발달하는 우우리스를 교

대하여 산점상으로 산출되는 것이 주류를 이루고 있다 (Fig. 2, C, D). 부광부에서 관찰되는 광석광물은 1~3 mm 정도의 황철석, 유비철석이 산점상으로 관찰될 뿐 광석광물의 관찰이 어렵다. 다만 일부 고품위대에서는 4~5 cm 크기의 스티브나이트(stibnite) 주상결정들이 산출된

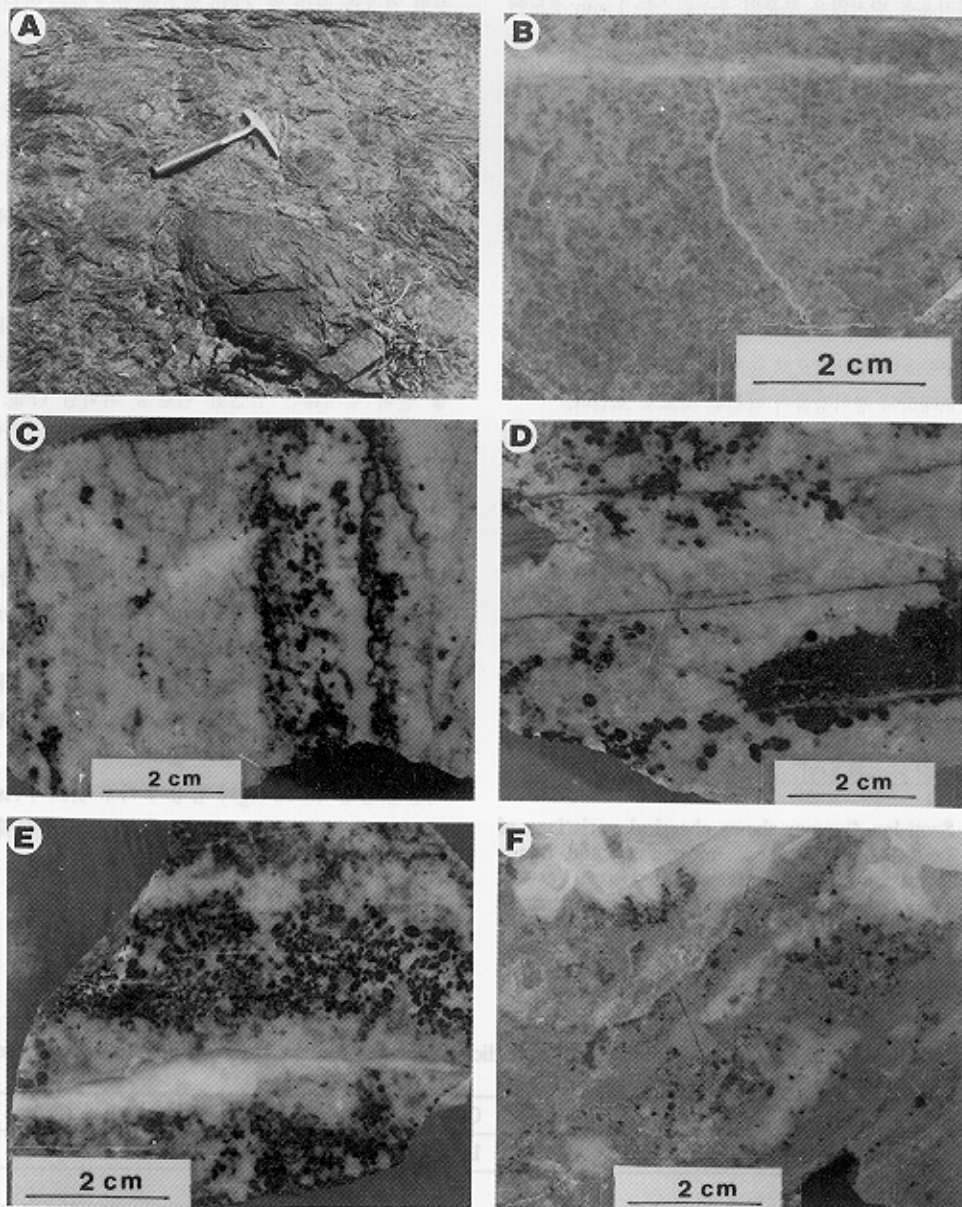


Fig. 2. Photographs showing fault breccia, mineralized host rock, and ores from the Baegjeon deposits. A; Fault breccia, B; Unmineralized oolitic limestone, C; Mineralized oolitic limestone showing weekly oxidized, D; Arsenic ore showing arsenopyrite concentrated in dark grey area, E; Pyritic ore showing partially oxidized, F; Disseminated pyritic ore contact with calcite vein.

다. 광화작용을 받지않은 부분의 우우리스는 1 mm 정도에 유백색을 띠고 있으며 보통 원형 내지 타원형의 모양을 보이고 있으나 (Fig. 2, B), 광화대내의 우우리스는 암갈색을 띠고 약 2 mm 정도의 크기를 가지며, 불규칙한 모양을 보인다(Fig. 2, C, D, E). 일부 광석은 모암의 층리를 따라 발달한 불규칙한 모양의 거정질 방해석의 주변에 모암을 교대하여 산점상으로 산출되거나, 방해석-석영세맥상으로 산출되기도 한다 (Fig. 2, E, F). 이 광상에서 산출되는 대부분의 광석들은 위와 같은 공통적인 특징이 있는 것으로 보아, 어란상 석회암이 화절층 최하부의 암석에 비하여 공극율이나 투수율이 상대적으로 높기 때문에 선택적으로 우우리스를 교대하여 광석광물이 침전한 것으로 보인다.

광석의 품위를 알아보기 위하여 주 광화대를 중심으로

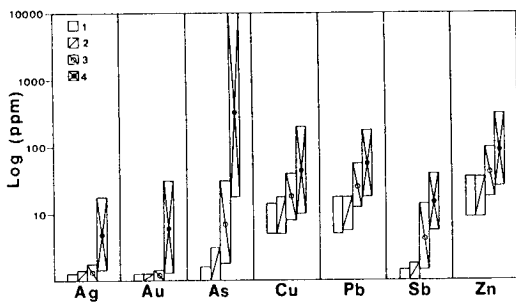


Fig. 3. Semi-log diagram shows chemical variations of oolitic limestone in the upper-most Pungchon Limestone Formation near the Baegjeon deposits. Vertical bars show ranges in ppm of various rock type such as 1; Fresh limestone (Graf, 1960), 2; Unmineralized oolitic limestone, 3; silicified oolitic limestone, 4; Highly mineralized oolitic limestone.

주향 연장을 따라 약 2 km 범위에 분포하는 어란상 석회암의 시료를 채취하였다. 이 시료들은 노두에서 보여지는 암상의 특징에 따라 광화작용을 전혀 받지 않은 어란상 석회암, 약간의 열수변질을 받은 석회암, 강한 규화작용을 받아 심하게 탈색되어 있고 점토광물의 생성된 규질광석, 황철석 또는 유비철석이 육안으로 확인 가능한 광석으로 분류하여 보았다. 총 52개의 시료를 채취하여 금-은광화작용의 징후를 판별할 수 있는 16가지 원소를 분석하였고, 이 중에서 이상치를 보이는 Au, Ag, As, Cu, Pb, Sb, Zn의 함량변화를 도표로 표현하면 Fig. 3과 같다. Au의 평균 함량은 다음과 같이, 광화작용의 영향을 전혀 받지않은 신선한 어란상 석회암 (Fig. 2,B)은 0.05 ppm, 약간의 열수변질을 받은 어란상 석회암 (Fig. 2, C)은 1.3 ppm, 열수변질에 의한 점토광물의 생성을 볼수 있는 규질의 어란상 석회암 광석 (Fig. 2, D)은 15.8 ppm, Fig. 2, E,F와 같이 어란상 석회암을 교대하여 육안적으로 황철석과 유비철석의 광석광물을 확인할 수 있는 어란상 석회암의 광석은 36.8 ppm의 Au를 포함하고 있다. 이들을 백전광상과 광상학적으로 유사한 특징을 갖는 Carlin 광상, Tennessee Pass 광상과 비교하여 보았다 (Table 1). 위 광상에서 산출되는 광석들에 포함되어 있는 금속원소의 함량은 좋은 대비를 이룬다. 이들은 공통적으로 Ag의 함량이 아주 낮으며 As의 함량이 아주 높은 특징을 보인다. 백전광상의 광석에 포함되어 있는 Au의 함량은 Carlin 광상 보다는 낮으나 Tennessee Pass 광상 보다는 높다.

광물 및 공생관계

Table 1. Representative average content (ppm) of indicate element for the Au-Ag mineralization of the Carlin, Tennessee Pass and Baegjeon deposits.

Deposits	Ag	Au	As	Cu	Sb	Pb	Zn	References
Fresh Carbonates	-	0.01	2.5	14	0.2	8	14	Graf (1960)
<b>Carin</b>								
Fresh Carbonates	-	0.02	4	9	1	3	14	Harris and Radtke (1976), Radtke et al., (1980)
Altered Carbonates	-	11	480	35	130	30	185	
Siliceous Ore	1	23	385	70	40	0	6	
Pyritic Ore	0	69	11000	50	115	0	5	
<b>Tennessee Pass</b>								
Fresh Carbonates	1	-	2	4	2	2	20	Beaty et al., (1987)
Altered Carbonates	0	7	640	150	300	68	200	
<b>Baegjeon</b>								
Fresh Carbonates	-	0.05	5	11	13	8	7	This Study
Altered Carbonates	4	1.3	439	10	33	3	46	
Siliceous Ore	19	15.8	5029	48	61	28	169	
Pyritic Ore	5	36.8	>9999	19	42	26	189	

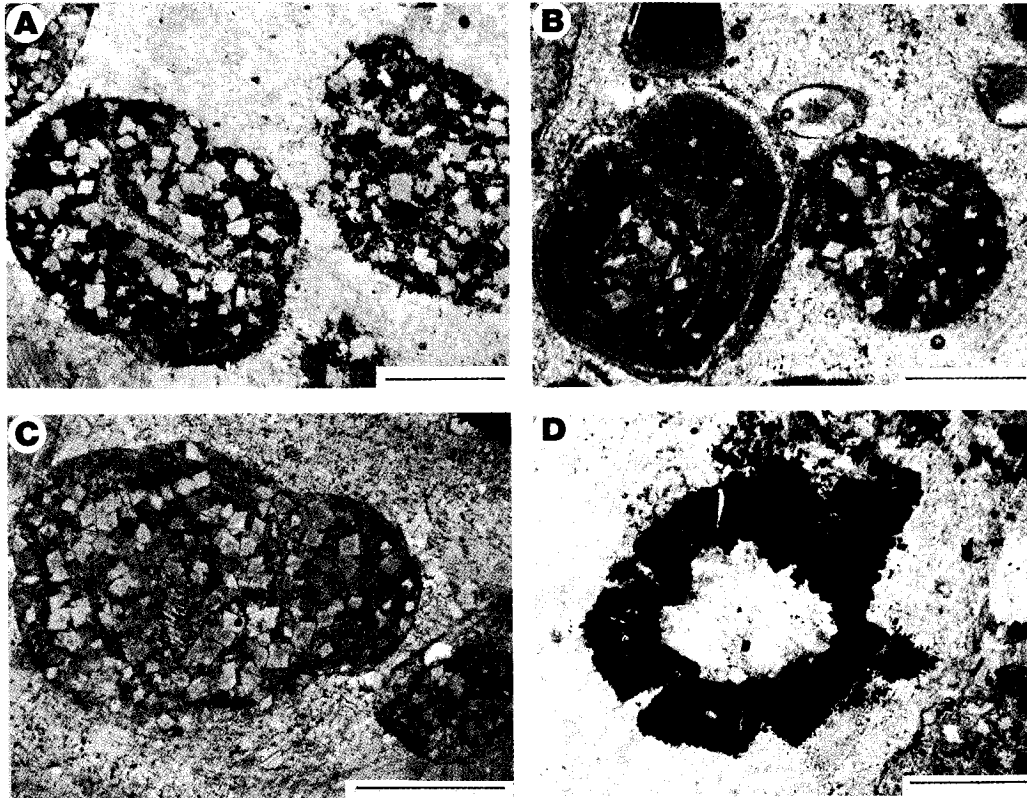


Fig. 4. Photomicrographs of mineralized oolitic limestone of the upper-most Pungchon Limestone Formation from the Baegjeon deposits area. A; oolites composed of recrystallized euhedral dolomite and arsenopyrite (black), B; oolites showing recrystallized euhedral dolomite and pyrite (black), C; Weekly mineralized oolites showing recrystallized euhedral dolomite, D; Oolite showing replacement by pyrite. Scale bars=500  $\mu$ m.

광물의 산출상태를 상세히 밝혀보기 위하여 우우리스를 교대한 산점상 광석광물의 농집부를 선택하여 양면 연마박편을 제작한 후 편광 및 반사현미경하에서 상세히 관찰하면 Fig. 4와 같다. Fig. 4, A, B, C는 세립질의 황철석, 유비철석이 모암의 우우리스를 교대하여 타원형의 가상조직을 보이며 산출되는 것이다. 우우리스를 구성하고 있던 탄산염광물들은 광화작용에 의하여 재결정되어 자형의 돌로마이트로 산출된다. Fig. 4, B의 경우는 광화작용의 정도가 전술한 것보다 더욱 진행된 것이다. 그러나 사진의 상부에서 보여지는 바와 같이 종류를 알 수 없는 미화석의 파편들은 광화작용을 받지 않은 것을 볼 수 있다. 부광부는 Fig. 4, D와 같이 비교적 거정질의 황철석이 우우리스를 교대하여 산출되며 이런 황철석에는 에렉트럼이 산점상으로 존재한다. 그러나 세립질 황철석에서는 에렉트럼을 관찰할 수 없고, 금은 황철석내에 "invisible gold" 상태로 산출된다 (박희인, 이찬희, 1992).

이 광상에서 산출되는 광물은 아주 단순하며 육안적으

Table 2. Representative chemical composition of arsenopyrite analyzed by EPMA from the Baegjeon deposits.

Associate minerals	Weight percent				Atom % As
	As	Fe	S	Total	
Py-Sl	42.56	34.74	21.97	99.27	30.29
"	42.84	34.76	21.89	99.56	30.53
Py	43.84	35.29	21.08	100.21	30.21
"	43.42	35.01	21.17	99.60	31.05
"	43.11	34.24	21.87	99.22	30.77
Py-El	41.92	34.99	22.58	99.49	29.74
"	41.58	35.14	22.12	99.55	29.61
"	41.31	33.75	22.61	99.57	29.07

Py; pyrite, Sl; sphalerite, El; electrum

로 확인할 수 있는 광물 또한 드물다. 자철석은 우우리스를 교대하여 산점상으로 소량 산출되며, 결정의 외각부는 경계를 따라 마그헤마이트(maghemite)화 되어 있다. 황철석은 산점상으로 소량 산출된다. 보통은 1 mm 미만

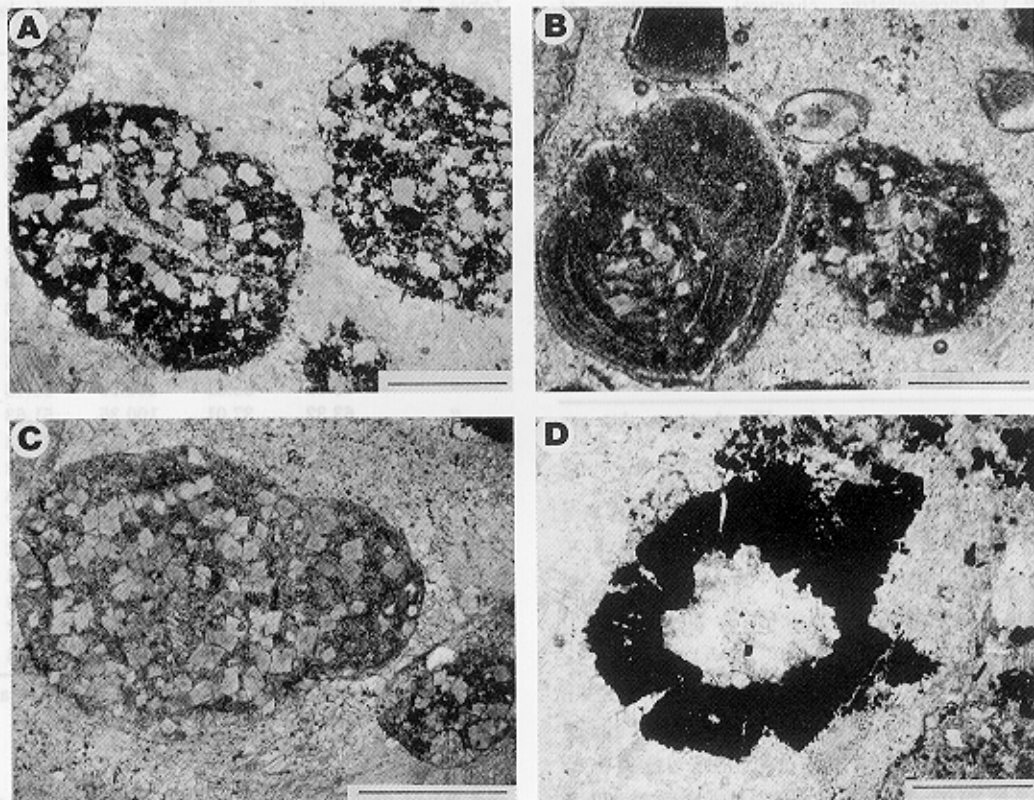


Fig. 4. Photomicrographs of mineralized oolitic limestone of the upper-most Pungchon Limestone Formation from the Baegjeon deposits area. A; oolites composed of recrystallized euhedral dolomite and arsenopyrite (black), B; oolites showing recrystallized euhedral dolomite and pyrite (black), C; Weekly mineralized oolites showing recrystallized euhedral dolomite, D; Oolite showing replacement by pyrite. Scale bars=500  $\mu$ m.

**Table 3.** Representative chemical composition of sphalerite analyzed by EPMA from the Baegjeon deposits.

Associate minerals	Weight percent					mole % FeS
	Zn	Fe	Cd	S	Total	
Py-Asp	63.46	1.17	0.19	34.73	100.27	2.11
"	63.70	1.06	0.77	34.07	99.60	1.92
"	64.34	1.02	0.78	34.23	100.37	1.82
Py-El	64.80	0.72	0.61	34.24	99.76	1.28
"	64.42	0.72	0.69	33.64	99.47	1.29
Py-At	64.97	0.75	0.75	33.95	99.77	1.33
Py-Cp-El	64.02	1.02	1.89	34.55	100.59	1.83
"	64.34	1.10	1.80	34.19	100.59	1.80
"	63.19	1.03	1.84	34.20	99.26	1.87

Py; pyrite, Asp; arsenopyrite, El; electrum, At; argentite, Cp; chalcopyrite

의 자형결정을 보이며 우우리스나 방해석을 교대한 가상 조석을 이루고 있고 유비철석, 섬아연석과 공존한다. 또한 황철석의 내부에는 미립의 에렉트럼, 잘페이트(jalpaite), 휘은석, 황동석의 포유물을 많이 가지고 있다.

유비철석도 황철석과 같이 산점상으로 소량 산출된다. 주로 황철석, 섬아연석과 공존하고 있으며 보통 1 mm 정도의 자형결정을 보인다. 이 광물을 정량분석한 결과 As atom %는 29.07~31.21로서 공존광물에 따라 약간의 조성변화를 보인다 (Table 2). 이는 황철석, 섬아연석과 공존하는 것이 에렉트럼을 수반하는 황철석과 공존하는 것보다 As의 함량이 높음을 보여준다. 섬아연석은 황동석의 점석을 포함하지 않으며 경하에서는 담회색에 회백색의 내부반사를 보인다. 이는 황동석, 황철석, 휘은석등과 공존한다. 화학분석 결과 섬아연석의 FeS mole %는 1.28~2.11의 범위이나 base metal 황화광물과 공존하는 것이 은광물과 공존하는 것보다 Fe의 함량이 높다. Cd의 함량은 0.19~0.89 wt% 정도 포함되어 있다 (Table 3).

에렉트럼은 주로 우우리스를 교대한 산점상의 황철석, 유비철석, 섬아연석, 황동석의 내부나 불규칙한 모양의 거정질 방해석맥과 접하는 모암의 경계부에서 산출되는 황철석에 수반된다. 입자의 크기는 육안관찰이 가능한 것에서부터 수  $\mu\text{m}$  까지 다양하나 대부분 10  $\mu\text{m}$  정도의 크기를 가진다. 에렉트럼의 산출상태는 황철석의 내부에 휘은석, 잘페이트와 공존하는 것이 제일 많다. 또한 섬아연석과 유비철석의 입자 내에서도 입자의 경계를 따라 교대하는 것도 있고 황동석에 수반되어 농홍은석, 휘은석과 공존하기도 한다. 드물게는 방해석 또는 석영의 내부에 독립된 입자로 산출되는 경우도 있다. 에렉트럼의 조성은 35.58~63.48 atom% Ag의 범위로서 수반 및

**Table 4.** Representative chemical composition of electrum analyzed by EPMA from the Baegjeon deposits.

Associate mineral	Weight percent			Atom % Ag
	Au	Ag	total	
Py-Sl-Asp	76.55	23.15	99.70	35.58
"	75.42	24.36	99.78	37.10
"	75.18	24.21	99.39	37.03
"	76.79	24.08	100.87	36.41
"	75.84	23.64	99.49	36.27
"	74.99	24.84	99.83	37.69
"	64.76	24.51	99.11	37.48
Py-At	62.76	35.52	100.28	50.04
"	62.58	38.27	100.85	52.76
"	63.35	36.81	100.16	51.48
"	63.32	37.01	100.35	51.63
"	60.84	38.38	99.67	53.83
Py-Sl-Cp	57.95	41.43	99.38	56.63
"	57.84	42.30	100.14	57.18
"	56.09	43.42	99.51	58.57
Py-Sl-At	55.09	44.54	99.63	59.62
"	53.37	45.99	99.36	61.14
"	52.12	48.67	100.88	62.99
"	52.02	47.66	99.68	62.57
"	51.11	48.65	99.76	63.48

Py; pyrite, Asp; arsenopyrite, Sl; sphalerite, At; argentite, Cp; chalcopyrite

공존광물에 따라 조성의 차이가 심하다 (Table 4). 특히 황철석, 섬아연석, 유비철석과 공존하는 에렉트럼이 휘은석, 농홍은석 등의 은광물과 공존하는 것에 비하여 Au의 함량이 월등히 높다. 에렉트럼 한 입자내에서도 조성의 차이가 심하여 입자의 외각부에서 Ag의 함량이 높은 특징이 있다.

휘은석은 황동석, 에렉트럼과 공존하며 크기는 보통 20  $\mu\text{m}$  정도이다. 휘은석의 주변에는 잘페이트, 농홍은석이 공존한다. 스티브나이트는 2~5 cm 정도의 팻치를 이루어 미량의 황철석과 공존한다. 이는 주상의 결정을 아주 잘 보여주고 있으며 스티브나이트의 주변에는 Sb의 2차광물인 스티비코나이트(stibiconite)가 산출된다. 이 광물은 육안적으로는 연보라색을 보이거나 편광현미경하에서는 갈색 내지 담황색을 보이는 반투명광물로서 XRD 분석결과 5.90Å, 3.09Å, 2.95Å, 2.56Å의 회절선을 보인다. 또한 2차광물로 침철석과 공작석이 산출된다.

이 광상의 산출광물에 대한 광물공생관계를 종합하여 보면 Fig. 5와 같다. 광석의 산출상태로 보아 광화기간중에 파쇄작용으로 인한 광화작용의 중단된 증거가 보이지 않는다. 현미경하에서 관찰되는 광물공생군으로 보아 일반적으로 초기에는 산화광물의 침전이 있었다. Base metal 유화광물과 Au-Ag 광물, Ag-Sb-S계 광물, Cu-Ag-S계 광물,



Minerals	Hypogene	Supergene
Magnetite	■	
Maghemite	■	
Pyrite	■	
Arsenopyrite	■	
Sphalerite	■	
Chalcopyrite	■	
Electrum		■
Pyrargyrite		■
Argentite		■
Jalpaite		■
Stibnite	■	
Smectite	■	
Quartz	■	
Chlorite	■	
Sericite	■	
Calcite	■	
Dolomite	■	
Goethite		■
Malachite		■
Stibiconite		■

Fig. 5. Paragenetic sequence of minerals from the Baegjeon deposits.

Sb-황화광물의 침전은 모암변질 작용과 함께 중-말기에 있었던 것으로 보인다.

### 유체포유물

#### 종류와 산출상태

유체포유물 연구는 광석광물과 밀접한 관계를 가지고 있는 거정질 방해석맥 또는 방해석-석영세맥의 석영과 방해석을 대상으로 하였다. 이 포유물들은 상온에서 관찰되는 상의 종류, 충전도, 가열 및 냉각실험시 관찰되는 변화에 따라 다음과 같이 세 종류의 것으로 나누어진다. I형 포유물은 충전도가 80% 정도되는 액체포유물로서 가열실험시 액상으로 충전된다. I형 포유물에는 가열실험시 변

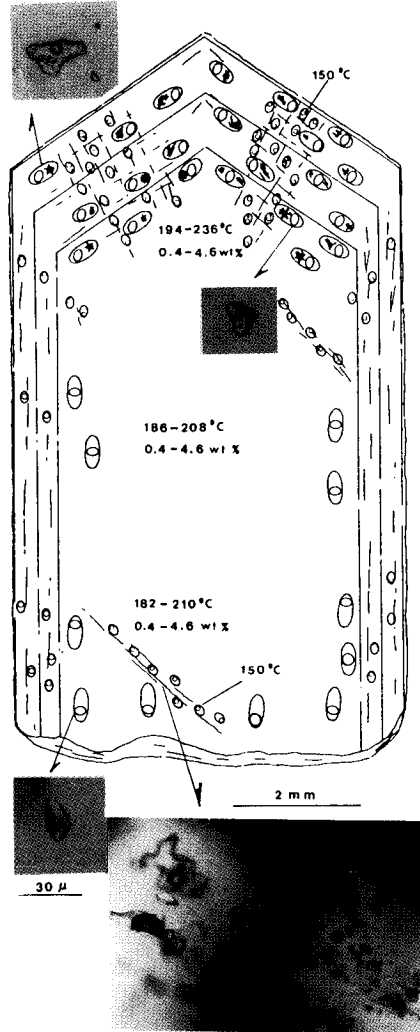


Fig. 6. Mode of occurrence and schematic drawing of fluid inclusions in quartz from the Baegjeon deposits. The quartz shows zoning and that homogenization temperature of pyramid in quartz is higher than the bottom of quartz.

화를 보이지 않는 고상을 포함하는 것이 있다. II형 포유물은 충전도가 50% 미만인 기상포유물로서 가열실험시 기상으로 충전된다. 이 유형의 포유물은 석영에서만 산출되며 I형 포유물과 공존하고 있는 것이 많은 것으로 보아 광화기간 중 광화유체의 단속적인 비등이 있었음을 알 수 있다. III형 포유물은 충전도가 80% 정도되는 액체포유물로서 가열실험시 액상으로 충전되는 포유물이나, 상온에서 액체CO<sub>2</sub>(이하 LCO<sub>2</sub>)의 존재를 확인할 수는 없지만 냉각실험시 CO<sub>2</sub> 수화물의 생성을 볼 수 있는 것들이다. I형의 포유물은 석영과 방해석에서 모두 산출되나 II형과

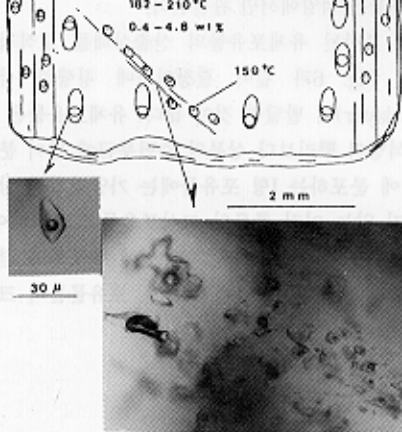


Fig. 6. Mode of occurrence and schematic drawing of fluid inclusions in quartz from the Baegjeon deposits. The quartz shows zoning and that homogenization temperature of pyramid in quartz is higher than the bottom of quartz.

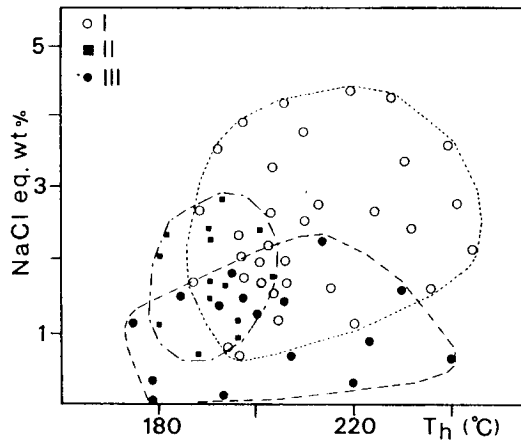


Fig. 7. Relationship between salinities and homogenization temperatures of fluid inclusions from the Baegjeon deposits. I, II and III; type, I, II and III inclusions.

III형 포유물은 석영에서만 관찰된다.

석영에 포함된 유체포유물의 산출상태를 모식적으로 표시하면 Fig. 6과 같이 결정외형에 평행한 성장층 (growth layer)이 발달한 것이 많다. 유체포유물은 전반적으로 석영의 뿌리보다 상부의 추면부근에 많이 분포한다. 여기에 분포하는 I형 포유물에는 가열실험시 상변화를 보이지 않는 여러 종류의 고상포유물이 포함되어 있다. III형 포유물도 주로 수정의 추면에 분포하며 결정의 성장면과 평행한 선상배열을 이룬다. 포유물들의 크기는 보통 10~30  $\mu\text{m}$  정도이다.

### 염농도와 균일화온도

I, II형 포유물의 염농도는 Roedder(1963)의 방법으로, III형 포유물은 Collins (1979)의 방법에 의하여 산출하였다. NaCl상당 염농도는 0.0~4.8 wt%의 범위이다. 이를 석영내 포함되어 있는 포유물을 유형별로 나누어 보면 I형; 0.8~4.8 wt%, II형; 0.7~3.2 wt%, III형; 0.0~2.8 wt% 이다. 방해석에 포함되어 있는 I형 포유물은 석영내의 것과 비슷한 1.0~4.4 wt%의 범위를 보인다. 유체포유물의 균일화온도는 176~246°C의 범위이다. 이를 석영내 포함되어 있는 포유물의 유형별로 나누어 보면 I형; 188~246°C, II형; 182~205°C, III형; 176~242°C 이다. 방해석내 포함되어 있는 I형 포유물의 균일화 온도는 188~220°C로서 석영내에 포함되어 있는 것에 비하여 약간 낮은 온도를 보인다. 2차 포유물의 균일화 온도는 보통 150°C 정도이다.

석영내에 포함되어 있는 유체포유물의 염농도와 균일화온도의 관계를 도시하여 보면 Fig. 7과 같이 염농도는 0.0~4.8 wt%의 범위로서 I, II, III형의 순으로 낮아진다. 균일화온도는 176~246°C 이나 I형과 II형 포유물은 전술한 바와 같이 비등하는 광화유체가 포획된 것으로 이 균일화온도는 광상의 생성온도로 간주하여도 무방하다. 따라서 광화유체는 조성이 단순한 NaCl-H<sub>2</sub>O계의 것으로 염농도와 생성온도가 낮은 것으로 보아 전형적인 천열수 광상의 특징을 보인다. 미량의 CO<sub>2</sub>를 포함하는 III형 포유물의 존재는 광화기간중에 광화유체와 석회암질암의 반응으로 발생한 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O계 유체의 일시적인 혼입이 있었던 것으로 추정된다.

### 안정동위원소

광화유체의 성질, 기원 및 진화과정을 검토하기 위하여 황철석과 스티브나이트를 대상으로 유황의 안정동위원소를 분석하였다. 또한 거정질 방해석의 방해석을 대상으로 탄소의 안정동위원소를, 석영, 견운모, 방해석에 대하여 산소의 안정동위원소를 분석하였다. 수소는 석영내에 포함되어 있는 유체포유물에서 추출한 물과 견운모의 결정수를 대상으로 하였다. 동위원소의 분석의  $\delta^{34}\text{S}$  자료는 CDT를 표준시료로 하였으며 오차범위는  $\pm 0.2\%$ 이다.  $\delta^{13}\text{C}$ 는 PDB로  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ 는 SMOW를 기준으로 하였고 분석오차는 각각  $\pm 0.1$ ,  $\pm 0.1$ ,  $\pm 0.5\%$  이다. Table 5에는 이들의 분석치와 동위원소의 분배식에 따라 산출한 자료가 함께 표기되어 있다. 여기에 적용한 온도는 비등증거를 보이는 유체포유물의 균일화온도와 광물상평형관계에서 구한 온도를 적용한 것으로서 압력의 보정이 필요없는 광상생성의 온도로 추정되는 것이다.

### 황 및 탄소

황철석의  $\delta^{34}\text{S}$  값은 8.5~11.9%이고, 스티브나이트는 6.3%이다. 이 값들은 백전광상과 근접해 있는 둔전광광 및 삼조광상의 자료(이찬희와 박희인, 1994)와 비교하여 볼때 상당히 무거운 값이다. 광화유체내에 포함되어 있는 유황종은 산화환원환경에 따라 여러종류의 착이온 상태로 존재하나 일반적인 열수광상에서는 보다 가벼운 환원유황종이 동위원소적 평형을 이루기 쉽다고 한다. 따라서 비등증거를 보이는 유체포유물의 균일화온도와 광물공생관계 자료에서 구한 광석광물 침전시기의 온도를 가지고 Ohmoto and Rye(1979)가 제시한 동위원소 분별식에 따라 환원유황종 상태의 평형조건으로 가정한  $\delta$

**Table 5. Stable isotopic composition(%) in sulfide, carbonate and silicate minerals from the Baegjeon deposits.**

Minerals	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$	T(°C)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
Pyrite	8.5	-	-	-	210	6.8	-	-
"	11.2	-	-	-	"	9.5	-	-
"	11.2	-	-	-	"	9.5	-	-
"	11.2	-	-	-	"	10.2	-	-
Stibnite	6.3	-	-	-	"	9.5	-	-
"	6.3	-	-	-	"	9.5	-	-
Calcite	-	-1.7	10.8	-	210	-	-1.1	2.3
"	-	-1.7	10.8	-	"	-	-1.1	2.3
"	-	-2.7	8.7	-	"	-	-2.1	0.2
"	-	-2.1	6.1	-	"	-	-1.5	-2.4
"	-	-2.8	4.9	-	"	-	-2.2	-3.6
"	-	-2.8	4.6	-	"	-	-2.2	-3.9
Sericite	-	-	15.9	-118	210	-	-	9.6
"	-	-	15.9	-109	"	-	-	9.6
Quartz	-	-	17.7	-89	"	-	-	6.7

$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 의 값은 6.8~10.2% 이다 (Table 5). 이는 마그마 기원의  $^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  값에 비하여 상당히 부화된 값이다. 황화 광물을 수반하는 방해석에서 측정된  $\delta^{13}\text{C}$ 의 값은 -2.8~-1.7%로서 시료에 따른 차이는 거의 없다. 열수광상에서 산출되는 탄산염광물을 구성하는 탄소중은 광화유체의 pH가 극단적인 알칼리성 아닌한 산화된 탄소중이 주류를 이루는 것으로 잘 알려져 있다 (Ohmoto and Rye, 1979). 따라서 광물생성 당시의 온도를 가지고 Friedman and O'Neil (1977)의 분별식에 따라 방해석의  $\delta^{13}\text{C}$  값을  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2=\text{CO}_3(\text{aq})}$ 로 환산하면 -2.2~-1.1%이다.

**산소 및 수소**

광석을 수반하는 맥상 방해석의  $\delta^{18}\text{O}$  값은 4.6~10.8%로서 비교적 넓은 범위를 보인다. 모암변질 산물인 견운모의 결정수에서 측정된  $\delta^{18}\text{O}$  값은 15.9%이며, 석영의  $\delta^{18}\text{O}$  값은 17.7%이다. 이를 광화작용당시의 온도를 적용하여 각 광물의 침전시 평형상태에 있었던 물의  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  값을 계산하면 (Friedman and O'Neil, 1977) 방해석; -3.9~-2.3, 석영; 6.7, 견운모; 9.6%로서 광물에 따라 차이를 보여준다.

조기에 정출한 석영내에 포함되어 있는 유체포유물에서 추출한 물의  $\delta\text{D}$  값은 -89%로서 동위원소의 분별식에 따른 환산이 필요없는 값이다. 모암변질물인 견운모의 결정수에서 측정된  $\delta\text{D}$  값은 -109~-118% 이다 (Table 5). 이를 광화작용당시의 온도를 적용하여 Suzuoki and Epstein(1976)이 제시한 동위원소 분별식에 따라 환산한

$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 는 -39~-45%이 된다. 그러나 운모류에서 측정된  $\delta\text{D}$ 의 동위원소비는 평형조건을 가정한 광화작용당시의 값으로 환산하기에 동위원소 분별식의 기울기가 너무 크다, 따라서 비교적 저온에서 생성된 광물의 분석치는 거의 평형을 이룬 상태에서 정출이 이루어진 것으로 가정하여 측정치 자체를 사용하는 것이 일반적이라 한다 (Suzuoki, Epstein, 1976).

**고 찰**

이상 예서와 같이 백전광상의 금-은광화작용은 풍흔석 회암을 모암으로 발달한 천열수형의 층준교대형 광염상 광상으로서 산출광물은 base-metal 황화광물, Au-Ag계 광물, Sb-광물등으로 아주 단순한 조성을 보인다. 이 광상의 광화작용에 관한 자료를 정리하면 Table 6과 같이 둔전광상 남광상의 II기 중-말기와 동일한 조건을 보이며, 천열수의 층준교대형 광상으로 잘 알려진 Carlin-형 광상과 좋은 대비를 이룬다. 그러나 광화대의 규모와 생산실적은 많은 차이가 있다. Wells, Mullens(1973), Mao (1991), Bakken *et al.* (1989)등의 보고에 의하면 Carlin 광상에서 산출되는 금은 주로 육안관찰이 불가능한 초미립의 "invisible gold"가 주류를 이루고 있다고 한다. 백전 광상에서 산출되는 금은 황철석-섬아연석-휘은석과 공생군을 이루는 것이 주류를 이루나, 황철석의 내부에 "invisible gold" 상태로 산출되는 것도 있다 (박희인, 이찬희, 1992). 그러나 Carlin 광상에서는 많은 종류의 Sb-, As-, Tl-유화광물과 다량의 황산염광물이 보고되어 있으나 (Dickson, 1978; Dickson *et al.*, 1975; Dickson *et al.*, 1979; Radtke, Dickson, 1975) 백전광상에서는 유비철석과 스티브나이트만 관찰될 뿐 Tl-광물, 황산염광물은 관찰되지 않는 차이점이 있다.

**광화작용의 물리화학적 조건**

이 광상에서 산출되는 금-은-안티모니의 생성환경을 검토하기 위하여 위에서 수립된 광물의 정출순서를 기준으로 다음과 같은 광상생성의 물리화학적 조건들을 고찰을 하여 보았다. 황철석-섬아연석-휘은석-에렉트립이 공존할때 에렉트립의 Ag 함량과 섬아연석의 FeS 함량을 구하면 Barton and Toulmin (1964), Shikazono(1985)의 계산식에 의하여 정출당시의 온도( $T_1$ °C)와 황분압( $f_{\text{S}_2}$ )을 구할수 있다. 에렉트립과 공생군을 이루는 섬아연석의 FeS mole %는 1.28~1.87 이며, 에렉트립의 Ag atom %는 59.62~63.48의 범위를 보인다. 위의 자료로 구한 백전

**Table 6.** Comparison of the characteristics of mineralization and depositional condition among the Carlin-type, Tennessee Pass, Dunjeon South and Baegjeon deposits.

Deposits	Baegjeon <sup>1)</sup>	Carlin-type <sup>2)</sup>	Tennessee Pass <sup>3)</sup>	Dunjeon <sup>4)</sup>
Host rock	oolitic limestone	areaceous dolomite	crystalline dolomite	skarn & hornfels
Genesis	hydrothermal replacement	hydrothermal replacement	hydrothermal replacement	hydrothermal vein
Structural control	bedding & fault	bedding & fault	bedding	fault
Age	Cretaceous	Cretaceous	Tertiary	Cretaceous
Alteration	carbonatic sericitic chloritic argillic	carbonatic sericitic argillic	sericitic zeolitic argillic	sericitic chloritic argillic
Mineralogy	base-metal Au-Ag, Ag, As, Sb minerals	base-etal Au-Ag, As, Tl, Sb, Hg minerals	base-metal Au-Ag, Sb Ag minerals	base-metal Au-Ag, Sb, Bi minerals
Temperature(°C)	176~246	75~275	200~250	180~265
NaCl eq wt%	0.0~4.8	2.0~4.0	-	0.4~4.2
-Logf <sub>s<sub>2</sub></sub>	12.4~13.8	-	-	13.0~19.4
δD(‰)	-89~-118	-139~-160	-	-84
δ <sup>34</sup> S <sub>H<sub>2</sub>S</sub> (‰)	6.8~10.2	4.2~16.1	1.1~4.4	-2.3~10.2
δ <sup>18</sup> O <sub>H<sub>2</sub>S</sub> (‰)	-3.9~9.6	-1.0~6.0	1.1~9.6	2.9~7.7
δ <sup>13</sup> C <sub>CO<sub>2</sub></sub> (‰)	-1.1~2.2	-0.2~-1.3	-1.1~-5.9	-3.3~-2.6

1) This study, 2) Radtke *et al.*, (1980), 3) Beatty *et al.*, (1987), 4) Stage II ores of the Dunjeon South deposits by Lee (1993).

광상의 Au-Ag-Sb 광물의 정출당시  $T_f=208\sim 230^\circ\text{C}$  이고  $-\log f_{s_2}=12.4\sim 13.8$  이다. 이는 유체포유물의 균일화온도와 동일한 범위내에 포함됨을 보인다 (Fig. 8).

석영내에 포함되어 있는 유체포유물은 광화유체의 단속적인 비등증거가 있으며 비등증거를 갖지않는 유체포유물의 균일화온도와 비등증거를 보이는 것의 온도 차이가 거의 없는 것으로 보아 광화기간중의 유체는 증기압곡선 가까이에 있었거나 지하 천부의 낮은 압력하에서 광화작용이 이루어 졌을 가능성이 많음을 암시하고 있다. 따라서 유체포유물의 균일화온도에 대한 압력보정치는 거의 무시할수 있을 정도이며 균일화온도와 광상의 생성온도는 거의 일치 할것으로 보인다. 비등증거를 보이는 포유물의 균일화온도 ( $180\sim 210^\circ\text{C}$ ), NaCl 상당염농도(3 wt%)의 자료를 Haas(1971)의 NaCl-H<sub>2</sub>O계에 적용하여 광화유체의 압력과 생성심도를 추정하면,  $P_{\text{total}}=P_{\text{hydrostatic}}$  일때의 압력과 생성심도는 10~20 bar, 100~200 m 정도이다. 이를  $P_{\text{total}}=P_{\text{lithostatic}}$  일때의 심도로 환산하면 32~65 m 정도가 되나 포유물중에는 CO<sub>2</sub>상을 포함하는 것이 있기 때문에 실제 광화유체의 압력과 광상의 생성심도는 순순한 NaCl-H<sub>2</sub>O계에서 구한 위의 추정치 보다 훨씬 커질

것이다 (Barton and Chou, 1993).

백전광상에서는 모암변질 산물로 견운모가 다량 산출된다. 이들의 반응식에서 유추한 견운모의 열역학적 자료, 유황의 δ<sup>34</sup>S<sub>fluid</sub> 자료, 광석광물의 상평형 관계에서 구한 광화작용의 물리화학적 자료를 이용하여 광화유체의 pH와  $f_{O_2}$ 를 유추할 수 있다 (Ohmoto, 1972; Fournier, Truesdell, 1973). 이 방법에 따라 추정된 백전광상 생성시 광화유체의 pH는 약 7~8이며  $-\log f_{O_2}$ 는 38.5~39.5 정도이다. 이 광상의 pH가 견운모의 안정영역을 벗어나 높아진 것은 광화유체내에 용존해 있던 유황종이 H<sub>2</sub>S에서 H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 또는 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>로 변화했을 가능성이 있기 때문이다. 광화유체의 산화는 차가운 산화조건의 천수가 유입되면서 발생하는 것으로 설명할 수 있으며 자철석의 마그네사이트화로도 증명되어 진다 (Ohmoto, 1972).

#### 광화유체의 성질과 기원

백전광상에서 산출되는 황화광물의 δ<sup>34</sup>S 값을 환원황 상태의 평형조건으로 구한 δ<sup>34</sup>S<sub>H<sub>2</sub>S</sub>의 값은 6.8~10.2%이다. 이는 마그마 기원의 δ<sup>34</sup>S<sub>H<sub>2</sub>S</sub> 값에 비하여 상당히 부화

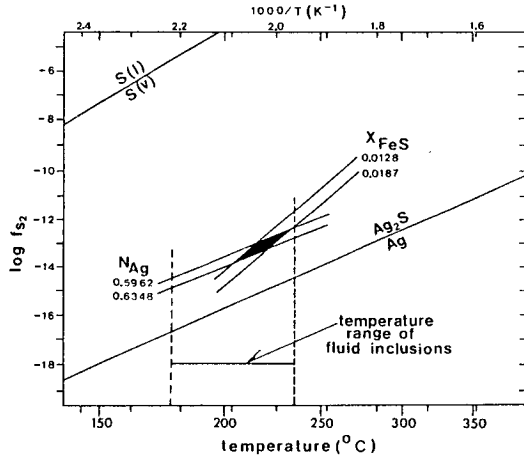


Fig. 8. Diagram of sulfur fugacity and temperature showing the possible range at black area suggested by Ag atomic fraction in electrum and FeS mole fraction in sphalerites assemblages from the Baegjeon deposits. Data plotted on diagram given in Barton and Toulmin (1964) and Shikazono (1985).

된 것으로서 국내 열수광상의 자료와는 비교하기는 곤란하다. 한편 광상의 모양과 배태양식 및 광석의 산출상태가 백전광상과 비슷한 Colorado의 Tennessee Pass 금광상의  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 는 1.1~4.4%이고 Nevada의 Carlin 금광상의 값은 4.2~11.6%이다 (Radtke *et al.*, 1980; Beatty *et al.*, 1987). 일반적으로 마그마 기원의  $\delta^{34}\text{S}$ 는 0% 내외의 값을 가지며 (Rye and Ohmoto, 1974), 고생대의 탄산염 퇴적암에서 유래한 황의  $\delta^{34}\text{S}$ 는 12% 내외의 값을 보이고, 유기물 기원의  $\delta^{34}\text{S}$ 는 15% 정도이다 (Holser, Karlan, 1960). 이를 근거로 Radtke *et al.* (1980)은 Carlin 금광상의 황을 모암인 탄산염 퇴적암에 기원에 두고 있으며, 이들이 숙성작용 동안에 농집되고 (11.7~14.3%) 열수의 이동중에 용탈되어 광화작용에 참여한 것으로 해석하였다. 백전광상의 경우도 Carlin 광상의 경우와 비슷한 과정을 거친 것으로 보이나 퇴적기원의 유체에서 우세한  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ 가 참가하였을 가능성도 많이 있다.

광석광물을 수반하는 방해석의  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  값은 -2.2~-1.1%이다. 주승환외 (1990)에 따르면 태백산 지역의 풍춘석회암 111개 시료중 광화작용의 영향을 받지 않은 것의  $\delta^{13}\text{C}$  값은  $0 \pm 1.5\%$ 이라 한다. 한편 퇴적암에서 환원된 탄소나 유기물기원의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 -15% 미만이라고 한다 (Rye and Ohmoto, 1974). 따라서 이 광상에서 산출되는 맥상 방해석의 탄소동위원소비는 광상의 모암인 탄산염암에서 유래된 것으로 보인다. 이는 Radtke *et al.*, (1980)이 보고한 Carlin 금광상의 자료와 비슷한 것이다.

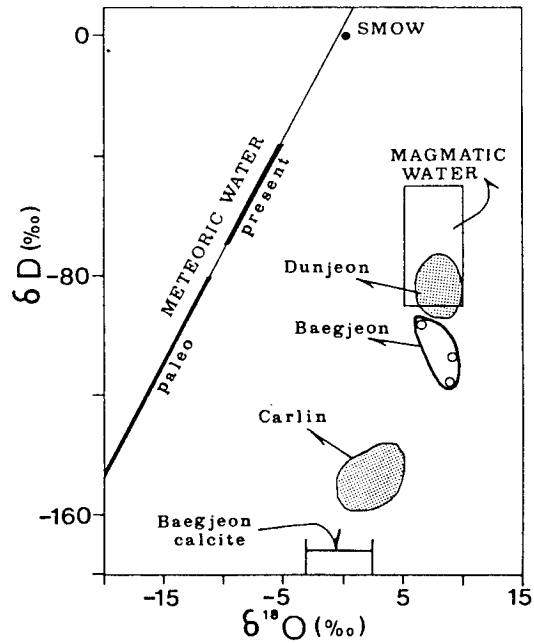


Fig. 9. Diagram plotted on  $\delta\text{D}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  showing calculated composition obtained ore fluids of fluid inclusions in quartz and muscovite from the Baegjeon deposits. Data of Dunjeon is referred by Lee (1993) and the Carlin is Radtke *et al.*, (1980).

광화작용과 관계있는  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  값은 방해석: -3.9~2.3, 석영: 6.7, 견운모: 9.6%로서 광물에 따라 다소 차이가 있다. 학자에 따라 약간의 견해는 다르나 일반적으로 마그마 기원의 유체에서 보여지는  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 는 5.5~10.0%의 값을 가지며 천수나 모암과의 반응정도에 따라 가벼운 쪽으로 변한다 (Taylor, 1979). 석영내에 포함되어 있는 유체 포유물에서 추출한 물의  $\delta\text{D}$  값은 -89%이며, 견운모의 결정수에서 측정된 D 값은 -109~-118%이다. 한편 Carlin 광상의  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  및  $\delta\text{D}$  값은 각각 -1.0~6.0%과 -140~-160%로서  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  값은 백전광상과 같은 범위이나  $\delta\text{D}$  값은 아주 낮은 전형적인 천수기원의 광화유체를 보인다. 따라서 백전광상의 초기에 정출한 석영-견운모의 산소 및 수소의 동위원소비는 심부기원의 열수에 천수의 혼입이 있었던 것으로 보이나, 방해석맥을 형성한 열수용액의 물은 주변의 탄산염 모암과의 반응에 의하여 상당히 가벼워진 것으로 해석할 수 있다 (Fig. 9).

#### 금의 침전 환경

백전광상의 금-은을 침전시킨 광화유체는 천수의 영향

을 받은 저온(176~246°C), 저염농도(0.0~4.8 wt%)의 단순한 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O계로서 광화작용의 초기에는 심부기원의 열수와 천수의 혼입에 의한 광화작용이 있었으나, 중-말기로 가며 퇴적압 또는 천수의 영향을 강하게 받은 것으로 보인다. 일반적으로 위와 같은 조건의 광화유체에 포함되어 있는 Au는 AuCl<sub>2</sub> 또는 Au(HS)<sub>2</sub>의 착이온(complex ion) 상태로 존재한다. 한편 온도, 염농도가 높을수록 AuCl<sub>2</sub>/Au(HS)<sub>2</sub>의 비가 높고 fs<sub>2</sub>, pH가 높아질수록 AuCl<sub>2</sub>/Au(HS)<sub>2</sub>의 비는 감소하기 때문에 온도, 염농도, fs<sub>2</sub>가 높은 광상일수록 에렉트럼의 Au함량이 높다(Seward, 1981). 위에서 설명한 바와 같이 백전광상은 온도, 염농도, fs<sub>2</sub>가 낮은 천열수형 광상으로서 광화유체에 용존되어 있던 Au는 Au(HS)<sub>2</sub> 착이온이 우세하였을 것으로 추정된다(Schenberger, Barnes, 1989).

광화작용의 pH는 7~8 정도로 추정된 바 있고 이는 환원환경의 열수에 산화된 천수가 유입되어 pH가 증가한 것으로 설명하였다. 일반적으로 광화유체내에 산화된 천수가 유입되면 황산의 생성으로 pH는 현저히 낮아진다(Reed, Spycher, 1986). 그러나 천수와 열수가 반응하는 동안에 pH는 다시 증가하기 때문에(Drummond, Ohmoto, 1985) 백전광상을 형성한 광화유체의 pH 변화는 광화작용의 초기부터 발생하지는 않으며 천수가 유입되어 온도가 냉각되는 동안에 서서히 증가하여 산화환경하에서 광화작용이 있었던 것으로 보인다. 금-은의 침전은 광화작용의 말기로 가며 산화된 천수의 유입에 따른 비등현상과 더불어 온도의 저하와 pH의 증가에 따라 Au(HS)<sub>2</sub> 착이온이 분해되어 생성된 것으로 해석할 수 있다.

## 결 언

1. 백전광상은 풍촌석회암의 최상위 층준인 어란상석회암의 층리를 따라 교대하여 생성된 망포형의 광상으로서 광석은 석회암의 우우리스를 교대한 산점상 또는 망상매맥상으로 산출된다.
2. 광화작용의 1시기에 걸쳐 있었으며 에렉트럼은 황철석-섬아연석-휘은석과 공생을 이루워 산출된다. 에렉트럼의 조성은 33.58~63.48 atom % Ag이며 은광물과 공존하는 것보다 base metal 황화광물과 공존하는 것에서 Au의 함량이 높다.
3. 광화유체는 비교적 천부에서 천수의 영향을 받은 저온, 저염농도의 단순한 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O계의 것이었으며 광화기간중에 비등현상이 있었다. 유체포유물의 균일화온도와 염농도(NaCl eq. wt%)는 각각 176~246°C, 0.0~4.8

wt%이며,  $-\log f_{s_2}$ 는 12.4~13.8이다.

4. 안정동위원소의  $\delta D$ ,  $\delta^{34}S_{H_2S}$ ,  $\delta^{18}O_{H_2O}$ ,  $\delta^{13}C_{CO_2}$ (‰) 조성은 -89~-118, 6.8~10.2, -3.9~9.6, -1.1~-2.2로서 광화작용의 초기에는 심부기원의 열수와 천수의 혼입에 의한 광화작용이 있었으나, 중-말기로 가며 퇴적압 또는 천수의 영향을 강하게 받은 것으로 보인다.

5. 광화유체내에 용존하고 있던 Au는 저온, 저염농도의 유체에서 안정한 Au(HS)<sub>2</sub> 상태로 존재하고 있었으며 산화된 천수의 유입에 의한 광화유체의 비등에 의하여 온도의 감소와 pH가 증가하는 동안에 Au의 침전이 있었던 것으로 보인다.

6. 이 광상은 광상 및 광석 산출상태와 광물공생관계, 광화작용의 물리화학적 조건 등으로 보아 천열수 층준교대광상의 특징을 보이는 Carlin 광상과 유사한 양상을 보인다.

## 참고문헌

- 박희인, 우영균, 이찬희 (1987) 둔전 금광산 남광상의 광석과 유체포유물. 광산지질, 20권, p.107-118.
- 박희인, 이찬희 (1990) 둔전금광산 북광상의 금-은광화작용. 지질학회지, 26권, p.358-370.
- 박희인, 이찬희 (1991) 천열수 층준교대형 백전광상의 금, 은, 안티모니 광화작용. 지질학회지, 27권, p.527.
- 박희인, 이찬희 (1992) 백전금광상에서 산출되는 누대조직을 갖는 황철석의 광물화학과 "Invisible Gold". 지질학회지, 28권, p.627-636.
- 이찬희 (1993) 태백산 광화대 북부, 둔전-백전지역의 금, 은, 안티모니 광상의 지질, 광물, 유체포유물 및 안정동위원소 연구. 서울대학교대학원 이학박사학위논문, 422p.
- 이찬희, 박희인 (1993) 둔전 및 백전광상에서 산출되는 에렉트럼의 산출상태와 조성변화. 한국광물학회지, 6권, p.94-104.
- 이찬희, 박희인 (1994) 삼조광상의 금광화작용과 생성환경. 지질학회지, 30권, p.395-409.
- 주승환, 문건주, 지세경, 김동학 (1990) 안정동위원소 측정 및 이용기술 개발연구. 과학기술처 연구보고서, 한국자원연구소, 113p.
- 한국동력자원연구소 (1982) 정비 금광산요람. 606p.
- Alvarez, A. A. and Nobel, D. C. (1988) Sedimentary rock hosted disseminated precious-metal mineralization at Purisima Concepcion, Yauricicha District, Central Peru. Econ. Geol., v.83, p.1368-1378.
- Arehart, G. B., Chryssoulis, S. L. and Kesler, S. E. (1993) Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: implications for depositional process. Econ. Geol., v.88, p.171-185.
- Bagby, W. C. and Berger, B. R. (1985) Geologic characteristics of sediment-hosted disseminated precious-metal deposits in the western United States. Rev. Econ. Geol., v.2, p.169-202.
- Bakken, B. M., Hochella, M. F., Marshal, A. F. and Turner, A. M. (1989) High resolution microscopy of gold in unoxidized ore from the Carlin mine, Nevada.

- Econ. Geol., v.84, p.171-179.
- Barton, P. B. Jr. and Chou, I.-M. (1993) Refinement of evaluation of the role of  $CO_2$  in modifying estimates of the pressure of epithermal mineralization. *Econ. Geol.*, v.88, p.873-884.
- Barton, P. B. Jr. and Toulmin, P. III. (1964) The electrum-tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.28, p.619-640.
- Beaty, D. W., Naeser, C. W. and Lynch, W. C. (1987) The origin and significance of the strata bound, carbonate-hosted gold deposits at Tennessee Pass, Colorado. *Econ. Geol.*, v.82, p.2158-2178.
- Collins, P. I. F. (1979) Gas hydrates in  $CO_2$ -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, v.74, p.1435-1444.
- Dickson, F. W. (1978) Weissbergite,  $TlSbS_2$ , a new mineral from the Carlin gold deposits, Nevada. *Amer. Miner.*, v.63, p.720-724.
- Dickson, F. W., Radtke, A. S., Weissberg, B. G. and Heropoulos, Chris (1975) Solid solution of antimony, arsenic and gold in stibnite( $Sb_2S_3$ ), orpiment( $As_2S_3$ ) and realgar( $As_2S_2$ ). *Econ. Geol.*, v.70, p.591-594.
- Dickson, F. W., Radtke, A. S., and Peterson, J. A. (1979) Ellisite,  $Tl_3AsS_3$ , a new mineral from the Carlin deposits, Nevada, and associated sulfides and sulfosalts. *Amer. Miner.*, v.64, p.701-707.
- Drummond, S. E. and Ohmoto, H. (1985) Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal system. *Econ. Geol.*, v.80, p.126-147.
- Fournier, R. O. and Truesdell, A. H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.37, p.1255-1275.
- Friedman, I. and O'Neil, J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest; In Fleischer, M. (ed.), *Data of geochemistry*, Sixth ed., U. S. G. S., Prof. Paper, 440-KK, kk1-kk12.
- Haas, J. L. (1971) The effect of salinity on the maximum thermal gradient of hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, v.66, p.940-946.
- Harris, M. and Radtke, A. S. (1976) Statistical study of selected trace elements with reference to geology and genesis of the Carlin gold deposits, Nevada. U. S. G. S., Prof. Paper, 960, 21p.
- Holser, W. T. and Karlan, I. R. (1960) Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem. Geol.*, v.1, p.93-135.
- Mao, S. H. (1991) Occurrence and distribution of invisible gold in a Carlin-type gold deposits in China. *Amer. Miner.*, v.76, p.1964-1972.
- Ohmoto, H. (1972) Systemic of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, v.67, p.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., New York, Wiley, p. 509-567.
- Radtke, A. S. (1985) *Geology of the Carlin gold deposits, Nevada*. U. S. G. S., Prof. Paper, v.1267, 124p.
- Radtke, A. S. and Scheiner, B. J. (1970) Studies of hydrothermal gold deposition(I) Carlin gold deposits, Nevada; The role of carbonaceous materials in gold deposition. *Econ. Geol.*, v.60, p.87-102.
- Radtke, A. S. and Dickson, F. W. (1975) Carlomite,  $Tl_2S$ , a new mineral from Nevada. *Amer. Miner.*, v.60, p. 559-565.
- Radtke, A. S., Heropoulos, C., Fabbri, B. P., Scheiner, B. J. and Essington, M. (1972) Data on major and minor elements in host rocks and ores, Carlin gold deposits, Nevada. *Econ. Geol.*, v.67, p.975-978.
- Radtke, A. S., Rye, R. O. and Dickson, F. W. (1980) *Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposits, Nevada*. *Econ. Geol.*, v.75, p.641-672.
- Reed, M. H. and Spycher, N. F. (1986) Boiling, cooling and oxidation in epithermal system; A numerical modeling approach; In Berger, B. R. and Bethke, P. M. (ed.), *Geology and geochemistry of epithermal system*. *Rev. Econ. Geol.*, v.2, p.249-272.
- Roedder, E. (1963) *Studies of fluid inclusion II, Freezing and their interpretation*. *Econ. Geol.*, v.58, p.667-680.
- Rye, R. O. and Ohmoto, H. (1974) Sulfur and carbon isotope and ore genesis; A review. *Econ. Geol.*, v.69, p. 826-842.
- Rytuba, J. J. (1985) *Geochemistry of hydrothermal transport and deposition of gold and sulfide minerals in Carlin-type gold deposits*. U. S. G. S., Bull., v.1646, p.27-34.
- Schenberger, D. M. and Barnes, H. L. (1989) Solubility of gold in aqueous sulphide solution from 150° to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.53, p.269-278.
- Seward, T. M. (1981) Metal complex formation in aqueous solution at elevated temperatures and pressures. In: Rickard, D. T., Wickman, F. E. (ed.), *Chemistry and Geochemistry of solutions at high temperature and pressure*. *Phy. Chem. Earth* 13 and 14, p.113-132.
- Shikazono, N. (1985) A composition of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblages and filling temperatures of fluid inclusions from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan. *Econ. Geol.*, v.80, p.1415-1424.
- Suzuoki, T. and Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.40, p.1229-1240.
- Taylor, H. P. Jr. (1979) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H. L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd ed., New York, Wiley, p.236-277.
- Wells, J. D. and Mullens, T. E. (1973) Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mine, Nevada. *Econ. Geol.*, v.68, p. 187-201.