

대봉 금-은광상의 모암변질과 원소분산 특성 연구

유봉철¹ · 지세정^{2*} · 이길재¹ · 이종길¹ · 이현구¹

¹충남대학교 자연과학대학 지질환경학과, ²한국지질자원연구원 지질기반정보연구부 광물자원연구실

Element Dispersion and Wall-rock Alteration from Daebong Gold-silver Deposit, Republic of Korea

Bong Chul Yoo¹, Se Jung Chi^{2*}, Gil Jae Lee¹, Jong Kil Lee¹ and Hyun Koo Lee¹

¹Department of geology and environmental sciences, Chungnam National University

²Mineral Resources Group, Geology & Geoinformation Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

The Daebong deposit consists of gold-silver-bearing mesothermal massive quartz veins which fill fractures along fault zones(N10~20°W, 40~60°SW) within banded gneiss or granitic gneiss of Precambrian Gyeonggi massif. Ore mineralization of the deposit is composed of massive white quartz vein(stage I) which was formed in the same stage by multiple episodes of fracturing and healing and transparent quartz vein(stage II) which is separated by a major faulting event. The hydrothermal alteration of stage I is sericitization, chloritization, carbonitization, pyritization, silicification and argillization. Sericitic zone occurs near and at quartz vein and includes mainly sericite, quartz, and minor illite, carbonates and epidote. Chloritic zone occurs far from quartz vein and is composed of mainly chlorite, quartz and minor sericite, carbonates and epidote. Fe/(Fe+Mg) ratios of sericite and chlorite range 0.36 to 0.59(0.51±0.10) and 0.66 to 0.73(0.70±0.02), and belong to muscovite-petite series and brunsvigite, respectively. Calculated $Al_{IV}\text{-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ diagrams of sericite and chlorite suggest that this can be a reliable indicator of alteration temperature in Au-Ag deposits. Calculated activities of chlorite end member are $a_3(\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_6)=0.00964\sim0.0291$, $a_2(\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_6)=9.99\text{E-}07\sim1.87\text{E-}05$, $a_1(\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_6)=5.61\text{E-}07\sim1.79\text{E-}05$. It suggest that chlorite from the Daebong deposit is iron-rich chlorite formed due to decreasing temperature from $T>450^\circ\text{C}$. Calculated $\log \alpha\text{K}^+/\alpha\text{H}^+$, $\log \alpha\text{Na}^+/\alpha\text{H}^+$, $\log \alpha\text{Ca}^{2+}/\alpha^2\text{H}^+$ and pH values during wall-rock alteration are 4.6(400°C), 4.1(350°C), 4.0(400°C), 4.2(350°C), 1.8(400°C), 4.5(350°C), 5.4~6.5(400°C) and 5.1~5.5(350°C), respectively. Gain elements (enrichment elements) during wallrock alteration are K₂O, P₂O₅, Na₂O, Ba, Sr, Cr, Sc, V, Pb, Zn, Be, Ag, As, Ta and Sb. Elements(Sr, V, Pb, Zn, As, Sb) represent a potentially tools for exploration in mesothermal and epithermal gold-silver deposits.

Key words : Daebong deposits, Wallrock alteration, Element dispersion, Pathfinder.

대봉광상은 선캠브리아기 경기육괴의 호상편마암 또는 화강편마암내에 발달된 단층(N10~20°W, 40~60°SW)을 따라 충전한 중열수 함유-은 과상 석영맥광상이다. 이 광상의 광화작용은 여러번의 단열작용에 의해 형성된 과상 백색 석영맥(광화I시기)과 투명 석영맥(광화II시기)으로 구성된다. 광화I시기의 열수작용에 의한 변질작용은 건운모화, 녹니석화, 탄산염화, 황철석화, 규화 및 점토화작용 등이 관찰되며, 건운모대는 석영맥과 접촉한 부분에서, 녹니석대는 석영맥으로부터 멀어짐에 따라 관찰된다. 건운모대의 모암변질광물은 대부분이 건운모 및 석영이며, 일부 일라이트, 탄산염광물, 녹염석으로 구성된다. 녹니석대의 모암변질광물은 주로 녹니석, 석영과 소량 건운모, 탄산염광물 및 녹염석으로 구성된다. 건운모의 Fe/(Fe+Mg) 값은 0.36~0.59(0.51±0.10)이며, 백운모-페차이트족에 해당되고 녹니석의 Fe/(Fe+Mg) 값은 0.66~0.73(0.70±0.02)이고 대부분 브룬스비자이트에 해당된다. 건운모와 녹니석에 대한 $Al_{IV}\text{-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 의 다이어그램은 변질 시 같은 광종의 건운모와 녹니석의 형성온도를 나타내는 지시자로서 유용하다. 이것은 계산된 녹니석 단종의 활동도가 $a_3(\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_6):0.00964\sim0.0291$, $a_2(\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_6):9.99\text{E-}07\sim1.87\text{E-}05$, $a_1(\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_6):5.61\text{E-}07\sim1.79\text{E-}05$ 로서 대봉광상의 녹니석은 철이 풍부한 녹니석으로 비교적 고온($T>450^\circ\text{C}$)에서 모암과 평형상태에서 온도가 감소함에

*Corresponding author: csjung@kigam.re.kr

따라 형성되었음을 알 수 있다. 모암변질시 $\log \alpha K^+/\alpha H^+$, $\log \alpha Na^+/\alpha H^+$, $\log \alpha Ca^{2+}/\alpha^2 H^+$ 값은 각각 4.6(400°C), 4.1(350°C), 4.0(400°C), 4.2(350°C), 1.8(400°C), 4.5(350°C)이고 pH는 각각 5.4~6.5(400°C), 5.1~5.5(350°C)로서 모암변질시 열수용액은 약산성이었음을 알 수 있다. 모암변질시 이득원소(부화원소)는 K_2O , P_2O_5 , Na_2O , Ba, Sr, Cr, Sc, V, Pb, Zn, Be, Ag, As, Ta, Sb이며 특히 Sr, V, Pb, Zn, As, Sb등의 원소는 현저하게 증가하므로 중열수 및 천열수 금-은광상의 탐사에 지시원소로서 활용될 수 있을 것이다.

주요어 : 대봉광상, 모암변질, 원소분산, 지시원소.

1. 서 언

일반적으로 광상연구는 광석광물에 국한되어 연구되는 사례가 많다. 그러나 광상을 구성하는 광물들은 열수용액으로부터 여러 물리·화학적 변화요소에 따라 정출된다. 모암변질은 모암의 광물조합, 광물화학, 조직 및 색의 변화에 의해 관찰된다. 모암변질 요소는 모암의 화학조성, 광물조합, 모암의 투수성, 간극률, 흡수율, 열수용액의 화학조성, 온도 및 압력 등에 좌우된다. 한예로 모암의 간극률과 흡수율을 비교하면, 편마암(0.3~2.4, 0.1~0.8)은 유문암(1~7, 0.1~5.6) 및 석회암(0.8~27, 0.1~1.8)보다 간극률과 흡수율이 작아 열수변질의 규모가 작게 나타난다. 모암변질내에 물질의 이동은 침투와 확산에 의해 일어난다. 침투는 물질이 한방향으로 멀리

이동되는 증거가 관찰될 때 질량이동의 주된 요소가 된다. 확산은 물질이 양방향으로 이동되거나 고용체 광물이 분대(zone)사이에 규칙적인 성분변화를 보일 때, 질량이동의 주된 요소가 된다(Hofmann, 1972). 실제로 대부분의 광상에서 침투와 확산이 동시에 일어나지만, 침투는 열수용액이 지나가는 열극에 한정되어 일어나고 확산은 비활성유체가 공극이 좋은 곳에서 발생된다.

최근들어 캐나다, 호주, 미국 및 중국 등 많은 나라에서는 중-고온형 금광상을 찾는데 모든 과학적 지식을 총동원하고 있으며, 국가적인 연구 지원과 산학협동에 의해 이를 적극 후원하고 있다. 이런 중-고온형 금광상은 단순한 광물조합과 높은 CO_2 , CH_4 함량을 갖는 것이 특징이다. 대봉 및 삼광광산은 선캄브리아기의 변성퇴적암류내에 발달하며 높은 CO_2 , CH_4 , N_2

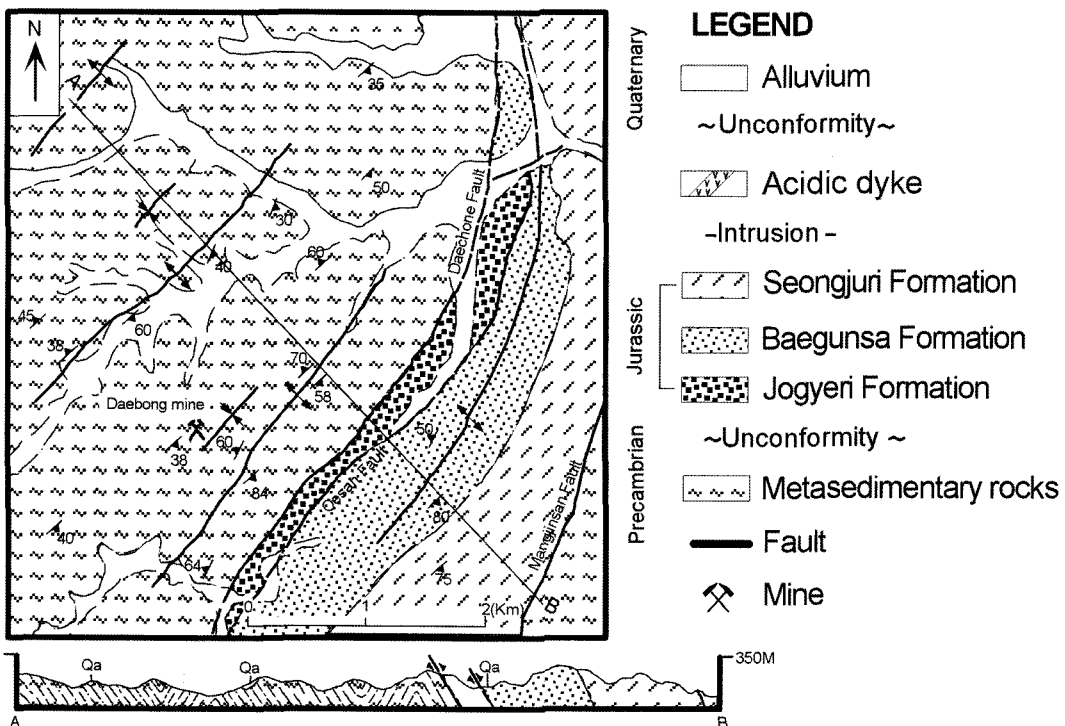


Fig. 1. Generalized geological map of the Daebong Au-Ag deposit.

함량, 단순한 광물조성 및 매우 높은 금함량을 갖는 광상이다. 하지만 열수변질은 주로 천열수광상을 대상으로 많은 보고가 있으나 이들 중-고온형 금광상에 대한 모암변질의 유형에 따른 분산 원소의 종류 및 함량 등은 전혀 연구가 되어 있지 않은 실정이다.

따라서 이 연구에서는 대봉광상의 모암변질 종류, 분포정도 및 시/공간적 분포 특성과 분산 원소의 종류, 분산유형 및 함량 등에 대한 연구를 수행함으로써 이 광상의 모암변질 특징 및 광화유체의 성질에 대해 고찰하고 기 보고된 천열수광상과 비교함으로써 향후 이와 유사한 미 개발광상에 대한 탐사의 지침으로 활용할 수 있을 것이다.

2. 지질 및 광상 개요

대봉광상의 주변지질은 기존연구(Lee *et al.*, 1992; Yoo *et al.*, 2003; 2006)에서 보고되어 있어 여기에서는 간략하게 그 개요만을 설명하고자 한다. 광상일대는 선캠브리아기의 변성퇴적암류가 넓게 분포하고 있으며, 이를 쥐라기 대동누층군의 퇴적암류가 부정합으로 피복하고 있다. 또한 상기의 암류들을 후기에 관입한 쥐라기 흑운모화강암과 백악기의 산성암류가 소규모로 분포한다(Fig. 1).

선캠브리아기 변성퇴적암류는 호상편마암, 각섬암질 편암, 사문암, 화강편마암, 미그마타이트질 편마암, 결정질석회암 및 석회규산염암으로 구성된다. 호상편마암은 야외조사 시 국부적으로 운모류가 부화되어 편리구조가 관찰되며, 국부적으로 안구상 편마암 및 선구조가 관찰되지 않는 화강편마암 및 미그마타이트질 편마암으로 분류되나 상호 점이적인 관계이다. 구성광물은 석영, 흑운모, 백운모, 사장석, 정장석, 미사장석, 견운모, 각섬석, 녹염석 및 불투명광물 등으로 각섬암상 정도의 광역변성을 받았다. 짙은 녹색의 각섬암질 편암은 대봉광상의 남서쪽 약 1 km 지점에 국부적으로 분포한다. 구성광물로는 대부분이 청색 각섬석과 갈색 각섬석이고 소량의 석영, 정장석, 사장석, 견운모, 흑운모, 백운모 및 불투명광물 등이다. 사문암은 호상편마암내 N40~60°E의 방향성을 갖으며 구성광물로는 사문석, 판운석 및 소량의 불투명광물이 관찰된다. 결정질 석회암과 석회규산염암은 대봉광산 북서쪽 300 m 지점에 100~150 m의 폭을 갖고 북동방향으로 대상 분포된다(Fig. 1).

쥐라기 대동누층군 퇴적암류인 조계리층, 백운사층 및 성주리층은 광상의 동쪽에 북북동방향으로 분포한다. 조계리층은 선캠브리아기 호상편마암과 단층으로 접하고

있으며, 함장석각력사암대와 역암대로 분대된다. 백운사층은 조계리층을 정합으로 피복하고 사암대와 호층대로 분대된다. 사암대는 주로 세립질사암으로 구성되며 역암과 셰일이 협재된다. 성주리층은 크게 허부사암대, 호층대, 상부사암대로 분대된다. 허부사암대는 상향 세립구조를 보여주는 사암으로 구성되며, 사암의 입자크기는 다양하다. 호층대는 주로 세립질사암, 실트스톤, 셰일로 구성되며, 드물게 탄층이 포함된다. 그리고 상부사암대는 주로 사암으로 구성되며 역암과 셰일이 협재된다(Fig. 1).

쥐라기 흑운모화강암은 선캠브리아기의 변성퇴적암류를 관입하였으며 대봉광상의 남서 및 북서지역과 갯내에서 관찰된다. 대봉광상 갯내에서 관찰되는 흑운모 화강암은 선캠브리아기 변성퇴적암류를 관입하였으며 함금-은 석영맥에 의해 관입을 당하였다. 흑운모 화강암의 산상은 조립질이며 유백색을 띤다. 구성광물은 석영, 정장석, 사장석, 미사장석, 흑운모, 견운모, 방해석, 규선석 및 불투명광물 등이다. 산성암맥은 주로 석영맥으로 북동방향을 갖으며, 간혹 북서의 방향성을 보이기도 한다.

대봉광상은 호상 및 화강편마암 내에 발달된 열극을 충진한 함금-은 석영맥광상이다. 대봉광상일대에는 연고지맥, 글치기맥, 단봉맥등이 총연장이 500~1,000 m인 5개조의 석영맥으로 관찰된다. 대봉광상은 과거 단봉맥을 대상으로 일제시대에 소규모 개발하던 것을 1988년 영풍광업(주)에서 인수하여 새로이 개발한 후 1990년 11월 휴광신고를 내기까지 4개 level 총 1,400 m 연맥 굴진되었다. 대봉광상은 N80°W방향으로 본갱을 개설, 약 150 m 크로스 굴진후, N10~20°W, 40~60°SW방향의 단봉맥을 착맥한 후 70 m level(해수면기준) 222 m, 100 m level 606 m, 130 m level 157 m 및 150 m level 418 m 연맥굴진되어 있다(Lee *et al.*, 1992; Yoo *et al.*, 2003).

3. 변질광물 및 원소분산

3.1. 산출상태

대봉광상은 시기가 서로 다른 괴상 백색석영맥(광화I시기)과 투명 석영맥(광화II시기)으로 구성된다. 괴상 백색석영맥에서는 단열작용 등에 의하여 형성된 리본-호상(ribbon-banded)구조와 각력상구조 등이, 투명 석영맥의 경우 빗살구조, 망상구조 및 정동구조 등이 잘 관찰된다. 대봉광상의 괴상 백색석영맥은 동일시기에 형성된 회색석영, 백색석영과 투명회색석영으로 구

성되며 구조운동에 의하여 심하게 파쇄된 곳도 관찰된다. 광화시기의 맥에서는 부분적으로 자형의 석영을 수반하는 정동구조가 관찰된다. 이 정동내에 소량의 방해석이 관찰된다. 괴상 백색석영맥의 각력상구조에는 모암 변질 부분과 회색, 백색 및 투명 회색석영의 일부분이 각력화된 것과 황화광물이 각력화한 것이 관찰되며, 또한, 현미경하에서 회색, 백색 및 투명회색석영은 재결정화된 봉합구조가 관찰된다. 이는 광화작용후에 계속적으로 구조운동과 변형작용이 있었음을 의미한다. 이 광상에서 산출되는 광물은 석영, 녹니석, 견운모, 녹염석, 방해석, 금홍석, 자철석, 티탄철석, 유비철석, 자류철석, 황철석, 백철석, 섬아연석, 황동석, 방연석, 에렉트럼 및 휘은석 등이다(Yoo *et al.*, 2003; 2006).

대봉광상의 모암변질부분은 회녹색을 띠며, 석영맥으로부터 100 cm 이내에 한정되어 산출된다. 모암인 흑

운모 화강암과 호상편마암 또는 화강편마암에서 관찰되는 모암변질은 큰 차이가 없으며 산출되는 변질작용은 견운모화, 녹니석화, 탄산염화, 황철석화, 규화 및 점토화작용 등이 관찰된다. 이들 모암이 석영맥과 접촉한 부분에서는 주로 견운모대가 관찰되며 석영맥으로부터 멀어짐에 따라 녹니석대가 관찰된다.

견운모대는 석영맥의 주변부를 따라, 그리고 맥의 규모에 따라 수 cm에서 30 cm 이내에서 관찰되며, 특히 갱내에서 관찰되는 흑운모화강암에선 견운모대의 규모가 크다(Fig. 2A, B, D, E). 이 견운모대에서 PIMA 분석을 통한 모암변질광물은 대부분 견운모로 확인되었으며, 주로 견운모, 석영과 소량 탄산염광물, 일라이트, 녹니석 및 녹염석의 광물조합으로 구성된다(Fig. 3A, B). 또한 석영맥 내에 포획된 장석류 또는 주변부에 대상으로 산출되는 사장석 및 칼리장석 등을 교대

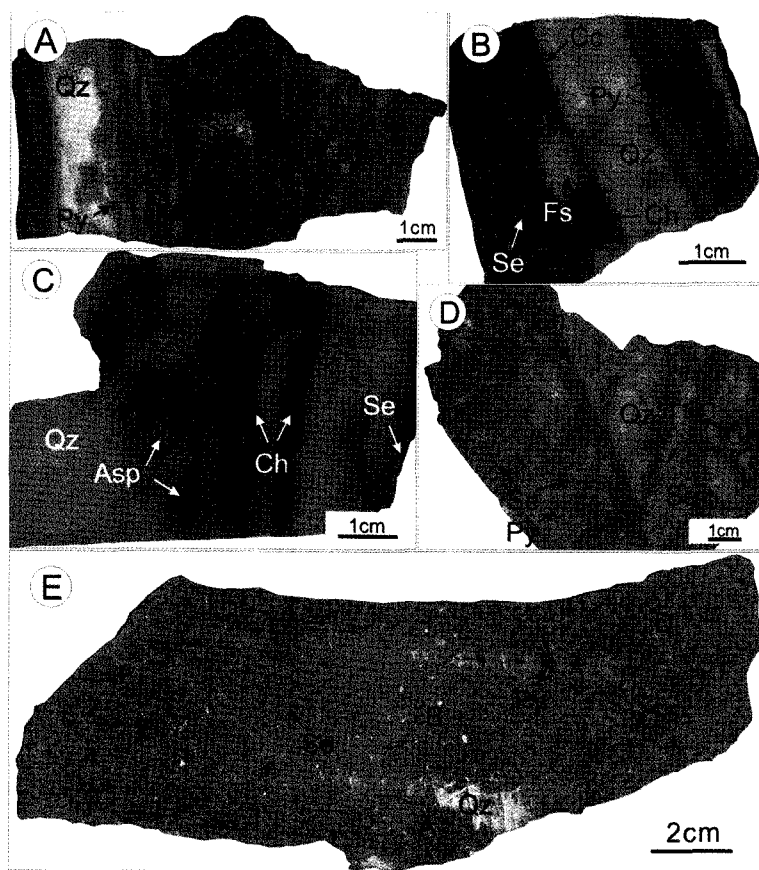


Fig. 2. Photographs of quartz vein and wall-rock alteration samples from the Daebong Au-Ag deposit. (A) and (B) Wall-rock alteration (sericitization, chloritization) of gneiss and laminations of wall-rock. (C) and (D) Close-up of wall-rock alteration (sericitization, chloritization) in quartz vein. (E) Wall-rock alteration (sericitization) of granite. Asp=arsenopyrite, Bt=biotite, Cc=calcite, Ch=chlorite, Fs=feldspar, Py=pyrite, Qz=quartz, Se=sericite. Circles of (A) and (E) mean points of PIMA analysis.

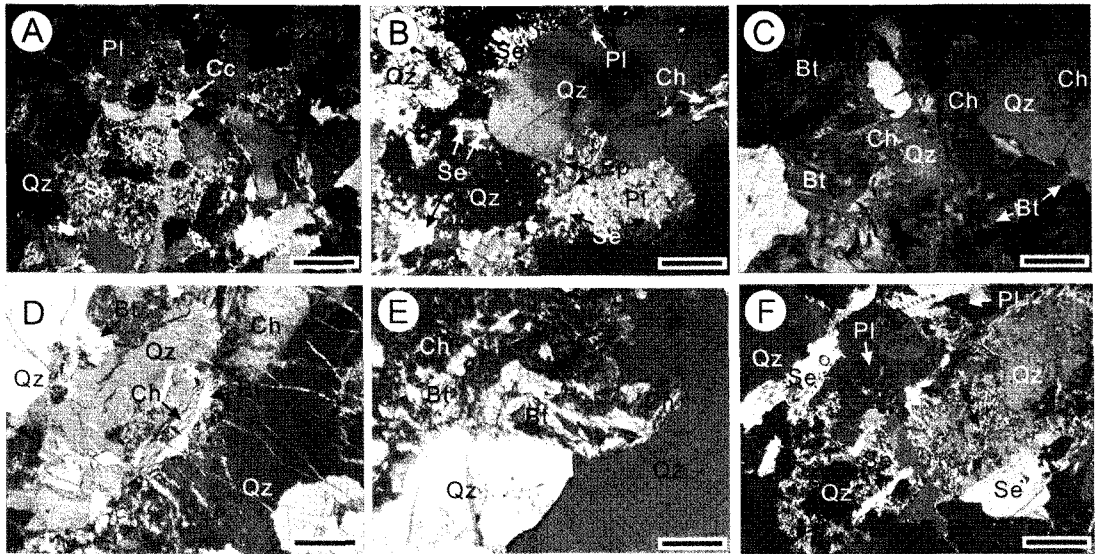


Fig. 3. Microphotographs taken in transmitted light of ore gangue minerals of hydrothermal wall-rock alteration from the Daebong Au-Ag deposit. (A) and (B) The K-feldspar, plagioclase and biotite are partially replaced by mainly fine- and coarse-grained sericite, quartz with minor calcite, chlorite and epidote in sericite zone. (C) and (D) The coarse biotite, K-feldspar, plagioclase are partially replaced by mainly fine- to coarse-grained chlorite, quartz with minor sericite, calcite and epidote in chlorite zone. (E) The biotite are replaced by fine-grained chlorite in quartz vein. (F) The plagioclase and biotite is completely or partially replaced by fine- to coarse-grained sericite. Abbreviations: Bt=biotite, Cc=calcite, Ch=chlorite, Ep=epidote, Qz=quartz, Pl=plagioclase, Se=sericite. Scale bar is 500 micron in length.

Table 1. Chemical compositions of sericite from the Daebong Au-Ag deposit

	100-9	100-9	100-9	427-2	427-2	427-2	427-2
SiO ₂	53.79	50.56	51.99	49.62	49.68	49.15	46.54
TiO ₂	2.91	0.84	0.76	0.34	0.68	0.40	0.60
Al ₂ O ₃	26.13	30.21	26.94	31.93	31.70	31.28	30.22
FeO	3.08	4.49	3.89	3.92	3.31	4.14	3.53
MnO	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.04	0.04
MgO	3.10	2.24	3.41	1.50	1.57	1.81	1.44
CaO	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Na ₂ O	0.09	0.13	0.03	0.24	0.29	0.24	0.25
K ₂ O	6.34	6.45	6.79	6.26	5.32	6.25	10.45
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
Total	95.51	94.96	93.91	93.87	92.60	93.33	93.10
Number of ions on the basis of 22 oxygens							
Si	6.979	6.653	6.909	6.576	6.613	6.568	6.420
Al _{IV}	1.021	1.347	1.091	1.424	1.387	1.432	1.580
Al _{VI}	2.971	3.335	3.125	3.563	3.586	3.494	3.334
Ti	0.284	0.083	0.076	0.034	0.068	0.040	0.062
Fe	0.334	0.494	0.432	0.435	0.368	0.463	0.407
Mn	0.000	0.001	0.005	0.002	0.000	0.004	0.004
Mg	0.600	0.439	0.676	0.297	0.312	0.360	0.297
Ca	0.004	0.001	0.006	0.004	0.005	0.003	0.004
Na	0.023	0.033	0.008	0.063	0.075	0.061	0.068
K	1.049	1.083	1.151	1.059	0.903	1.066	1.840
Cations	13.265	13.471	13.479	13.457	13.317	13.491	14.016
Fe/Fe+Mg	0.36	0.53	0.39	0.59	0.54	0.56	0.58

하여 견운모가 우세하게 관찰된다(Fig. 3B, F).

녹니석대는 모암의 일부분(유색광물대)이 석영맥 내에 포획되어 산출되는 부분(Fig. 2C), 흑운모 화강암과 호상편마암의 유색광물대가 산출되는 부분 및 석영맥에서 멀어짐에 따라 녹니석화작용이 관찰된다. 이 변질대의 열수변질광물은 흑운모를 교대하여 주로 녹니석과 소량 견운모, 석영, 탄산염광물 및 녹염석 등이 산출된다(Fig. 3C, D, E).

3.2. 화학조성

대봉광상의 모암변질에 따른 원소분산 및 견운모 및 녹니석의 화학조성을 알아보기 위해 캐나다 ACTLABS에서 전암분석 및 충남대학교 공동실험실습관에서 EPMA 분석을 실시하였다(Tables 1, 2, 3).

이 광상에서 산출되는 견운모에는 $FeO < 4.49 \text{ wt.}\%$, $MgO < 3.41 \text{ wt.}\%$ 가 포함되어 있으며 소량 $Na_2O < 0.13 \text{ wt.}\%$, $CaO < 0.04 \text{ wt.}\%$ 및 $MnO < 0.04 \text{ wt.}\%$ 등이 포함되어 있다(Table 1). 일반적으로 백운모에 비하여 이 광상에 산출되는 견운모는 $K(1.05 \sim 1.15)$ 의 함량이 낮고, $Fe(0.33 \sim 0.49)$ 및 $Mg(0.44 \sim 0.68)$ 의 함량이 다소 높아 열수 운모의 조성범위와 비슷하다. 견운모의 $Fe/(Fe+Mg)$ 값은 $0.36 \sim 0.59(0.51 \pm 0.10)$ 로서 삼광($0.45 \sim 0.50(0.48 \pm 0.02)$), 백전($0.45 \sim 0.49(0.47 \pm 0.01)$), 무극($0.37 \sim 0.42(0.40 \pm 0.02)$), 둔전($0.07 \sim 0.49(0.26 \pm 0.13)$), 나림($0.11 \sim 0.16(0.13 \pm 0.02)$) 및 가사도($0.25(0.25 \pm 0.01)$)보다 높은 값을 갖는다(Lee, 1993; Lee and Lee, 1997; Kim *et al.*, 2002; Pak *et al.*, 2003; Yoo *et al.*, 2007). 일반적인 견운모와 같이 Si의 부화로 인한 팔면체 자리의 Al 및 층간 K의 결핍이 관찰된다. 견운모에 대한 팔면체 내에서 Fe 양이온수가 0.25개 이상이면 백운모-페차이트족으로 그 이하이면 셀라도나이트-글라코나이트족으로 구분하는데 이 광상에서 산출되는 견운모는 백운모-페차이트족에 해당된다.

이 광상에서 산출되는 녹니석에는 $K_2O < 1.06 \text{ wt.}\%$, $TiO_2 < 0.09 \text{ wt.}\%$, $CaO < 0.49 \text{ wt.}\%$, $MnO < 0.25 \text{ wt.}\%$ 및 $Na_2O < 0.16 \text{ wt.}\%$ 등이 소량 함유되어 있다(Table 2). 녹니석의 $Fe/(Fe+Mg)$ 값은 $0.66 \sim 0.73(0.70 \pm 0.02)$ 로서 삼광($0.74 \sim 0.81(0.77 \pm 0.03)$)과 다소 비슷하고 무극($0.51 \sim 0.66(0.57 \pm 0.06)$), 백전($0.45 \sim 0.78(0.51 \pm 0.10)$) 및 가사도($0.32 \sim 0.36(0.34 \pm 0.03)$)보다 높은 값을 갖는다(Lee, 1993; Kim *et al.*, 2002; Pak *et al.*, 2003; Yoo *et al.*, 2007). 광종이 다른 상동 및 신에미광상과 비교할 때, 이 광상의 $Fe/(Fe+Mg)$ 값은 상동($0.33 \sim 0.53(0.43 \pm 0.14)$) 및 신에미($0.02 \sim 0.76(0.41 \pm 0.18)$)보다 높은

값을 갖는다(Chang, 1988; Yang, 1991). 녹니석에 대한 분석결과를 가지고 Hey(1954)가 제시한 다이어그램에 도시하면 대부분 브룬스비자이트(brunsvigite)에 해당된다(Fig. 4). 녹니석과 같은 고용체 광물은 단순한 화학분석 자료로부터 녹니석 광물의 단종을 유추하기는 한계가 있으며, 각 원소에 대한 몰분율(X_i , i =원소)의 계산도 녹니석의 결정학적 구조내에 존재 위치(site)에 따라 불분명하다. 그러므로 녹니석의 화학분석으로부터 몰분율 및 활동도계산은 Neall and Phillips (1987)이 제시한 가정과 방법에 의해 구하였다. 또한 열역학적 자료는 Walshe(1986), Walshe and Solomon(1981) 및 Helgeson *et al.*(1978)의 것을 참조하였다. 계산된 녹니석 단종의 활동도는 $a_3(Fe_3Al_2Si_3O_{10}(OH)_6) = 0.00964 \sim 0.0291$, $a_2(Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_6) = 9.99E-07 \sim 1.87E-05$, $a_1(Mg_6Si_4O_{10}(OH)_6) = 5.61E-07 \sim 1.79E-05$ 로서 철이 풍부한 녹니석이 우세하다(Table 2).

모암변질시 열수용액과 모암사이에는 성분의 이동이 일어난다. 대봉광상 갱내에서 산출되는 흑운모 화강암의 중심부(D.B.150-17)와 석영맥에 인접한 곳(D.B.150-14)에서 채취하였다. 전자는 열수용액에 의해 변질부가 관찰되지 않지만 후자는 주로 견운모화가 우세하게 관찰되며 소량 녹니석화 및 황철석화작용도 관찰된다. 열수용액에 의한 모암변질시 두 시료간의 미량원소에 대한 원소분산은 전자보다 후자에서 Rb, Zr, Hf, Co, Ni, Cs, U 등이 감소하며, K_2O , P_2O_5 , Na_2O , Ba, Sr, Cr, Sc, V, Pb, Zn, Be, Ag, As, Ta, Sb 등이 증가한다(Fig. 5A). 특히 Sr, Sb, V, Pb, Zn, As 등의 원소가 현저하게 증가한다(Table 3). 모암변질시 구성성분-부피의 상관관계를 기초로 변질과 비변질 광물 및 암석에 대한 화학분석치 및 비중으로 물질의 이득 및 손실을 계산하는 방정식을 이용하여 광화작용 후의 변질 및 비변질 암석의 원소 이득 및 손실을 살펴보면(Gresens, 1967; Grant, 1986), 전자보다 후자에서 $Pb(+229g)$, $Zn(+189g)$, $Sr(+58g)$ 및 $As(+6g)$ 등이 현저하게 증가하였다(Table 3). 또한 모암변질시 원소분산에 관한 기 보고된 자료(Chang and Lee, 1991; Lee and Lee, 1997)를 참조하여 이득과 손실 함량을 계산하면, 무극광상은 K_2O , SiO_2 , Cu, Rb, Nb, Dy, Ho, Ga, Sm, Yb, Er, Lu 등의 원소가 증가하고(Fig. 5B-E) 나림광상은 K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, MnO, Pb, As, Ni, Cu, Zr, Ag, V, Sb, Cd, Co, Sc, Hf, Sm, Nd, La, Ce, Rb, Cr, Y, Ba, Sr 등의 원소가 증가한다(Fig. 5F-G). 기 보고된 자료에서 측정된 원소의 종류에 한계가 있어 이들 광상간에 원소분산에 대한 관

Table 2. Chemical compositions of chlorite from the Daebong Au-Ag deposit.

	27-1.1	27-1.2	27-1.3	27-1.4	27-1.5	27-1.6	27-1.7	27-1.8	27-2.1	27-2.4	27-2.6	27-2.7
SiO ₂	26.27	25.61	26.32	26.05	26.44	25.19	25.90	25.60	29.42	26.64	25.45	24.89
TiO ₂	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	16.48	17.59	16.59	16.49	16.79	18.09	17.25	16.91	18.94	16.92	17.57	15.91
FeO	33.17	34.22	32.86	32.88	33.23	34.67	33.53	33.38	28.72	32.54	35.00	34.26
MnO	0.18	0.15	0.17	0.08	0.14	0.12	0.17	0.14	0.21	0.16	0.13	0.21
MgO	8.53	8.01	9.23	9.34	9.24	7.46	7.95	7.80	8.17	8.86	7.21	7.16
CaO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.09	0.04	0.03	0.08
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.07	0.01	0.08	0.10	0.05	0.06	0.16
K ₂ O	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	1.06	0.00	0.00	0.00
Total	84.72	85.65	85.27	84.93	85.94	85.61	84.84	83.99	86.75	85.22	85.51	82.72
Number of ions on the basis of 28 oxygens												
Si	6.010	5.826	5.969	5.938	5.953	5.750	5.926	5.928	6.355	6.022	5.828	5.920
Al _{IV}	1.990	2.174	2.031	2.062	2.047	2.250	2.074	2.072	1.645	1.978	2.172	2.080
Al _{VI}	2.450	2.538	2.400	2.364	2.405	2.613	2.574	2.539	3.177	2.531	2.570	2.380
Ti	0.007	0.003	0.007	0.005	0.005	0.000	0.000	0.003	0.006	0.002	0.010	0.009
Fe	6.346	6.510	6.232	6.268	6.257	6.618	6.416	6.464	5.188	6.152	6.703	6.815
Mn	0.035	0.029	0.033	0.015	0.027	0.023	0.033	0.027	0.038	0.031	0.025	0.042
Mg	2.909	2.716	3.120	3.174	3.101	2.539	2.712	2.692	2.630	2.985	2.461	2.538
Ca	0.005	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.005	0.010	0.021	0.010	0.007	0.020
Na	0.009	0.009	0.009	0.013	0.013	0.031	0.004	0.036	0.042	0.022	0.027	0.074
K	0.003	0.006	0.009	0.009	0.009	0.000	0.003	0.006	0.292	0.000	0.000	0.000
Cations	19.764	19.813	19.812	19.848	19.819	19.826	19.747	19.777	19.394	19.733	19.803	19.878
Fe/Fe+Mg	0.69	0.71	0.67	0.66	0.67	0.72	0.70	0.71	0.66	0.67	0.73	0.73
a1	7.97E-06	3.16E-06	1.57E-05	1.79E-05	1.46E-05	1.31E-06	3.52E-06	3.16E-06	5.34E-06	1.11E-05	9.12E-07	1.32E-06
a2	8.11E-06	4.04E-06	1.63E-05	1.87E-05	1.54E-05	1.89E-06	4.15E-06	3.66E-06	5.37E-06	1.16E-05	1.18E-06	1.41E-06
a3	0.0211	0.0246	0.0188	0.0191	0.0194	0.0273	0.0233	0.0239	0.00964	0.01859	0.02877	0.0291

a1=Mg₆Si₄O₁₀(OH)₆, a2=Mg₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₆, a3=Fe₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₆

Table 2. Continued.

	27-2.9	100-9.10	100-9.11	100-9.12	100-9.15	100-9.16	100-9.17	100-9.18	100-9.19	100-9.20	100-9.21	100-9.22	100-9.23
SiO ₂	27.07	25.83	26.87	26.17	25.57	26.51	26.13	26.54	26.49	27.07	27.59	25.90	27.51
TiO ₂	0.01	0.03	0.01	0.02	0.09	0.06	0.08	0.06	0.06	0.03	0.07	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	16.83	20.15	18.05	16.62	20.11	16.91	15.97	16.59	16.84	16.90	16.85	17.25	17.25
FeO	33.67	31.97	31.65	32.76	32.63	34.70	32.85	34.52	33.03	34.01	34.40	34.00	33.10
MnO	0.25	0.07	0.08	0.17	0.11	0.21	0.15	0.14	0.18	0.18	0.15	0.17	0.21
MgO	8.35	7.20	8.03	8.04	6.95	7.95	8.23	7.61	8.56	8.34	8.83	7.25	7.70
CaO	0.15	0.12	0.13	0.15	0.12	0.10	0.11	0.06	0.49	0.37	0.36	0.44	0.13
Na ₂ O	0.08	0.05	0.01	0.05	0.05	0.07	0.09	0.07	0.00	0.06	0.05	0.04	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.16	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Total	86.41	85.42	84.99	83.98	85.74	86.51	83.61	85.59	85.65	86.96	88.30	85.07	86.10
Number of ions on the basis of 28 oxygens													
Si	6.065	5.784	6.047	6.032	5.736	5.975	6.062	6.043	5.986	6.037	6.055	5.933	6.151
Al _{IV}	1.935	2.216	1.953	1.968	2.264	2.025	1.938	1.957	2.014	1.963	1.945	2.067	1.849
Al _{VI}	2.510	3.103	2.835	2.547	3.048	2.463	2.425	2.492	2.467	2.476	2.410	2.587	2.693
Ti	0.002	0.005	0.002	0.003	0.015	0.010	0.014	0.010	0.010	0.005	0.012	0.003	0.015
Fe	6.309	5.987	5.957	6.315	6.121	6.540	6.373	6.573	6.242	6.343	6.314	6.514	6.189
Mn	0.047	0.013	0.015	0.033	0.021	0.040	0.029	0.027	0.034	0.034	0.028	0.033	0.040
Mg	2.788	2.403	2.693	2.762	2.324	2.671	2.846	2.583	2.884	2.773	2.889	2.476	2.567
Ca	0.036	0.029	0.031	0.037	0.029	0.024	0.027	0.015	0.119	0.088	0.085	0.108	0.031
Na	0.035	0.022	0.004	0.022	0.022	0.031	0.040	0.031	0.000	0.026	0.021	0.018	0.026
K	0.000	0.000	0.046	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014
Cations	19.727	19.562	19.583	19.719	19.611	19.779	19.754	19.731	19.756	19.745	19.759	19.739	19.575
Fe/Fe+Mg	0.69	0.71	0.69	0.70	0.72	0.71	0.69	0.72	0.68	0.70	0.69	0.72	0.71
a1	5.39E-06	9.73E-07	4.30E-06	4.77E-06	5.61E-07	2.87E-06	6.48E-06	2.05E-06	7.13E-06	4.82E-06	7.56E-06	1.13E-06	2.42E-06
a2	5.36E-06	1.69E-06	5.08E-06	4.98E-06	9.99E-07	3.04E-06	6.19E-06	2.06E-06	7.50E-06	4.84E-06	7.21E-06	1.33E-06	2.42E-06
a3	0.02089	0.01967	0.0177	0.0213	0.0215	0.0246	0.0213	0.0255	0.0195	0.0212	0.0202	0.0253	0.0203

a1=Mg₆Si₄O₁₀(OH)₆, a2=Mg₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₆, a3=Fe₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₆

Table 3. Gains and losses of major (wt.%), trace and rare earth elements (ppm) of the biotite granite in the Daebong Au-Ag deposit.

	D.B.150-17 Center	D.B.150-14 Margin	D.B.150-14 Amount remaining(g)	Gain + or loss-(g)	Gain + or loss-(%)
SiO ₂	72.63	73.96	73.71	+1.08	+1.49
TiO ₂	0.14	0.14	0.14	0	0
Al ₂ O ₃	14.56	14.61	14.56	0	0
Fe ₂ O ₃ *	1.85	1.45	1.45	-0.40	-21.62
MnO	0.03	0.01	0.01	-0.01	-33.33
MgO	0.37	0.25	0.25	-0.12	-32.43
CaO	1.25	0.43	0.43	-0.82	-65.60
Na ₂ O	3.17	3.20	3.19	+0.02	+0.63
K ₂ O	5.24	5.30	5.28	+0.04	+0.76
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.22	+0.04	+22.22
LOI	0.58	0.90	0.90	+0.32	+55.17
Total	100.00	100.46	100.14		
Rb	310	300	299	-11	-3.55
Ba	267	270	269	+2	+0.75
Th	19	19	19	0	0
Sr	82	140	140	+58	+70.73
Zr	83	74	74	-9	-10.84
Hf	2.7	2.6	2.6	-0.1	-3.70
Co	2	1	1	-1	-50
Cr	8	9	9	+1	+12.5
Sc	1.5	1.9	1.9	+0.4	+26.67
Ni	20	10	10	-10	-50
V	-	6	6	+6	+600
Pb	-	300	229	+229	+4580
Cu	10	10	10	0	0
Zn	30	220	219	+189	+630
Be	4	7	7	+3	+75
Ag	0.1	0.2	0.2	+0.1	+100
As	9	15	15	+6	+66.67
Ta	3	4	4	+1	+33.33
Cs	8.9	6.1	6.1	-2.8	-31.46
Sb	0.3	0.5	0.5	+0.2	+66.67
U	25	23	23	-2	-8
La	24.4	21.3	21.2	-3.2	-13.11
Ce	55	48	48	-7	-12.73
Nd	24	19	19	-5	-20.83
Sm	5.1	4.6	4.6	-0.5	-9.80
Eu	0.3	0.4	0.4	+0.1	+33.33
Tb	0.7	0.7	0.7	0	0
Yb	1.7	1.6	1.6	-0.1	-5.88
Lu	0.28	0.28	0.28	0	0

*Total Fe as Fe₂O₃

계를 관찰할 수 없지만 이들 광상에서 공통적으로 증가하는 원소는 K₂O, P₂O₅, Ag, As, Ba, Cr, Cu, Pb, Rb, Sb, Sc, Sm, Sr, V 및 Zn이다.

4. 결과 및 토의

대봉광상에서 관찰되는 모암변질은 건운모화작용이 가장 우세하며 녹니석화작용, 황철석화작용, 탄산염화

작용, 규화작용, 프로필라이트화작용 및 점토화작용이 있다. 모암변질은 가수분해반응, 산화-환원반응, 이온교환반응 및 수화반응에 의해 일어난다. 이들 반응 중 주로 가수분해반응에 의해 일어났으며 모암의 광물조합 및 구성성분에 크게 영향을 받았음을 알 수 있다. 이것은 Shelton *et al.*(1988)과 Robert *et al.*(1997)에 의해 분류된 중열수형, 한국형(intrusion-related) 및 천열수형광상의 모암이 경기변성복합체의 편마암내에 발

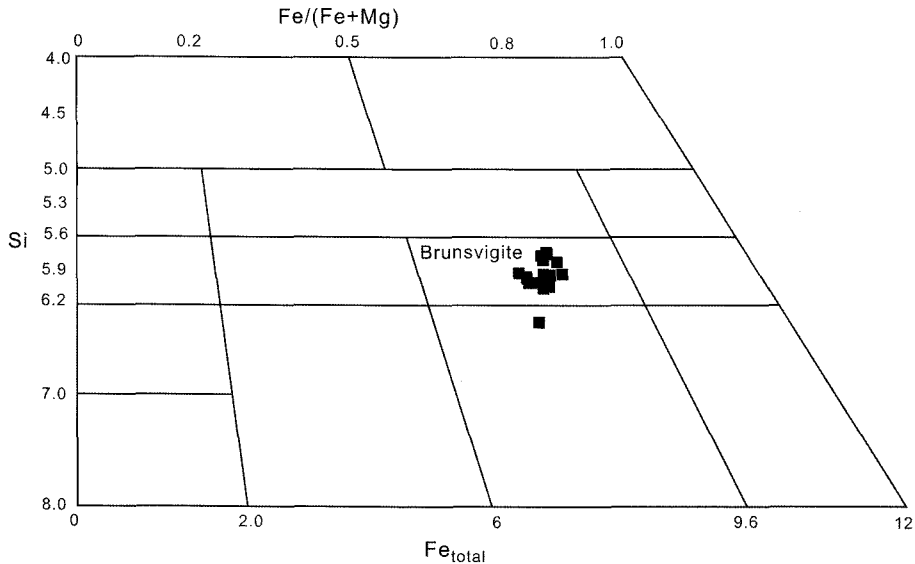


Fig. 4. Plot of Fe/(Fe+Mg) ratios versus Si ratios of chlorites from the Daebong Au-Ag deposit. Nomenclature and boundaries are after Hey (1954).

달된 대표적인 태창-보련, 전의 및 대남광상(양평-원주 지역 광화대내의 한 광상)에서 산출되는 모암변질광물이 견운모, 녹니석, 황철석, 녹염석 등으로 큰 차이가 없다는 것으로 뒷받침해 준다. Hong(1984, 1987)에 의하면 원생대, 쥐라기 및 백악기 화강암 내 사장석은 대부분 알바이트의 조성을 갖는다. 그러므로 대봉광상내 혹은 운모 화강암에서 산출되는 사장석은 알바이트의 화학조성을 갖는다고 생각할 수 있다. 가수분해반응에 의하여 장석, 운모 및 점토광물은 열수용액사이에 K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} 등의 양이온이 이동된다(Rose and Burt, 1979). 대봉광상 갱내에서 산출되는 혹은 운모 화강암에 대한 광화작용후의 변질 및 비변질 암석의 원소 이득 및 손실 계산을 살펴보면, 변질된 시료에서 Na, K 및 Sr 원소는 증가한다. 이것은 칼리장석과 사장석(알바이트)의 가수분해반응에 의하여 부화된 것으로 설명될 수 있다(Table 3).

대봉광상에서 산출되는 녹니석과 견운모의 Fe/(Fe+Mg) 값은 각각 0.66~0.73, 0.36~0.58의 값을 갖는다. 또한 기 보고(Chang, 1988; Yang, 1991; Lee, 1993; Lee and Lee, 1997; Kim *et al.*, 2002; Pak *et al.*, 2003; Yoo *et al.*, 2007) 된 Au-Ag, Pb-Zn 및 W 광상에서 산출되는 견운모 및 녹니석에 대한 $Al_{IV}/Fe/(Fe+Mg)$ 다이어그램에 도시하여 보면, 한 광상에서 녹니석의 Fe/(Fe+Mg)와 Al_{IV} 값은 정의 상관관계를 갖으나 견운모는 상관관계가 관찰되지 않는다. 광종에 따라 금-은 광상의 Fe/(Fe+Mg) 값은 Pb-Zn 및 W 광

상보다 높으며 같은 금-은광상에서 증열수(대봉, 삼광)에서 천열수(나립, 무극, 가사도)로 감에 따라 감소함을 알 수 있다(Fig. 6). 또한 견운모의 Fe/(Fe+Mg) 값은 비교적 증열수(대봉, 삼광)에서 천열수(나립, 무극, 가사도)로 감에 따라 감소하는 경향이 보인다(Fig. 7). 녹니석내 Fe/(Fe+Mg) 값은 여러 요인(유체-모암의 반응비, f_{O_2} , f_{S_2} , pH, 열수조성, 모암성분)에 의해 영향을 받는다(Kranidiotis and MacLean, 1987; De Caritat *et al.*, 1993; Jiang *et al.*, 1994). 그러나 Fig. 6에서 보는 것과 같이, 이런 변화는 일본내 여러 광종의 광상에서 산출되는 녹니석에서도 Fe/Fe+Mg 값이 차이가 있으며 이런 차이는 각 광상의 기원과 관련된다고 보고하였다(Ohta and Yajima, 1988). Ohta and Yajima (1988)에 의하면 녹니석내 Mg/Fe 비는 형성온도에 반비례하며 이는 높은 온도에 녹니석과 평형상태에 있는 열수용액은 iron-rich 녹니석을 형성하고 낮은 온도에 녹니석과 평형상태에 있는 열수용액은 magnesium-rich 녹니석을 형성함을 의미한다. 그러므로 대봉광상에서 산출되는 녹니석은 비교적 높은 온도인 $T > 450^{\circ}C$ 에서 모암과 평형상태에서 온도가 감소함에 따라 형성되었음을 알 수 있다.

대봉광상의 열수용액내 용질의 활성도(α_{Na^+} , α_{K^+} , $\alpha_{Ca^{2+}}$, $\alpha_{Mg^{2+}}$)는 열수용액의 가수분해와 양이온 교환 등에 의하여 유추할 수 있다. 이러한 열수용액의 가수분해와 양이온 교환 등은 모암변질에서 잘 관찰된다. 이 광상에서 칼리장석, 사장석, 혹은 운모 등을 교대하여

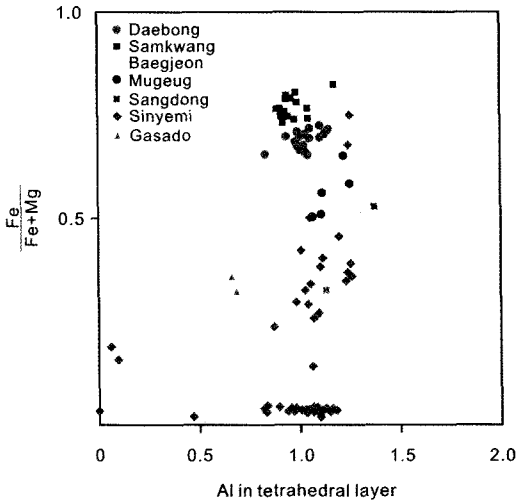


Fig. 6. Plot of Al_{IV} ratios versus $Fe/(Fe+Mg)$ ratios of chlorites from the Daebong, some Au-Ag, W and Fe deposits.

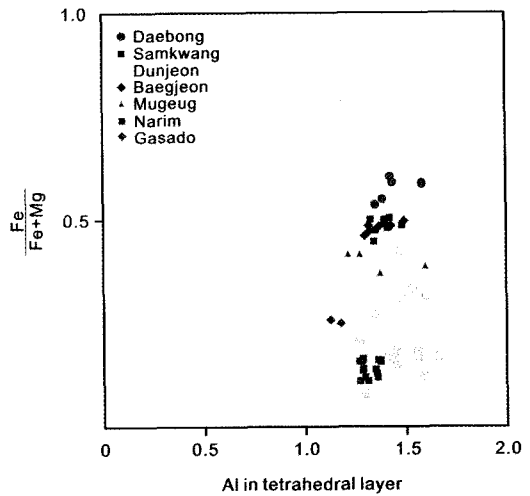
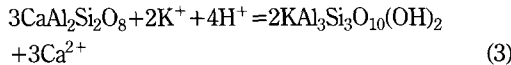
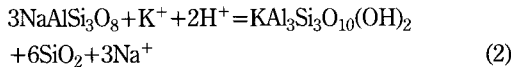
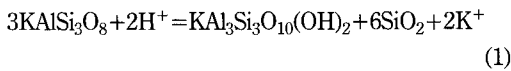


Fig. 7. Plot of Al_{IV} ratios versus $Fe/(Fe+Mg)$ ratios of sericites from the Daebong and some Au-Ag deposits.

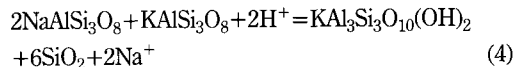
견운모화작용이 관찰된다. 현미경하에서 관찰되는 모암 변질광물상에 근거하여 추정된 광물상의 평형방정식은 다음과 같다(Fig. 3).



모암변질 광물상, 유체포유물 자료($mNa^+ + mK^+ + mCa^{2+} + mMg^{2+} = 0.32, 0.57$) (Yoo *et al.*, 2003) 및 광물상의 평형방정식의 반응물과 생성물의 열역학적 자료 (Helgeson, 1969; Helgeson and Kirkham, 1978; Arnorsson *et al.*, 1982; Berman, 1988)를 기초로 하여 대봉광상의 $\log \alpha K^+/\alpha H^+$, $\log \alpha Na^+/\alpha H^+$ 및 $\log \alpha Ca^{2+}/\alpha^2 H^+$ 값은 구할 수 있다. 그 값은 $\log \alpha K^+/\alpha H^+ = 4.6(400^\circ C), 4.1(350^\circ C)$, $\log \alpha Na^+/\alpha H^+ = 4.0(400^\circ C), 4.2(350^\circ C)$, $\log \alpha Ca^{2+}/\alpha^2 H^+ = 1.8(400^\circ C), 4.5(350^\circ C)$ 이다. 또한 대봉광상에 대한 원소농도(mNa^+ , mK^+ , mCa^{2+} , mMg^{2+})는 Henley *et al.*(1984)과 Giggenbach (1988)가 제시한 방법에 의해 구했으며, 활동도계수 (γNa^+ , γK^+ , γCa^{2+} , γMg^{2+})는 Garrels and Christ (1965)에 의해 제시된 mean-salt method와 Bronsted-Guggenheim 방정식 ($\log \gamma_i = -Az_i^{1/2}/(1 + BaI^{1/2} + bI)$)에 의해 구하였다. 여기에서 $400^\circ C$ 와 $350^\circ C$ 의 Debye-

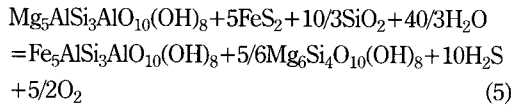
Huckel solvent 매개변수(A, B값)는 각각 $A=2.6748, 1.7569, B=0.4656, 0.4224$ 이다. 이들 자료를 가지고 계산된 이들 광상의 열수용액내 용질의 활동도(αNa^+ , αK^+ , αCa^{2+} , αMg^{2+})는 온도 $400^\circ C$ 와 $350^\circ C$ 에서의 각각 $\alpha Na^+ = 0.0449, 0.1264$, $\alpha K^+ = 0.0147, 0.0321$, $\alpha Ca^{2+} = 2.25E-11, 1.31E-9$, $\alpha Mg^{2+} = 1.45E-12, 3.53E-11$ 로 이 광상에서 주로 Na^+ 와 K^+ 로 구성되어 있음을 알 수 있다.

열수광상에서 열수용액의 pH는 가수분해와 양이온 교환 등을 갖는 광물의 공생관계로부터 유추할 수 있다. pH의 변화는 pH buffer 광물인 견운모의 침전에 따라 변화한다. 대봉광상에서 관찰되는 견운모화작용은 석영 맥의 주변부를 따라 맥의 규모에 의해 수 cm에서 30 cm 이내로 칼리장석, 사장석, 흑운모 등을 교대하며 산출된다. Lee and Choi (1994)에 의하면 대봉광상 인 근에 위치하는 삼광광상 모암인 화강편마암내에 산출되는 사장석은 주로 $An_{1.6-46.2}$ 에 가까운 성분을 갖는다고 보고하였다. 그래서 모암변질광물상 평형방정식에서 알바이트의 열역학적 자료를 이용하였다.



위 반응식과 앞서 구한 열수용액내 용질의 활동도자료를 이용하여 대봉광상에 대한 $400^\circ C$ 와 $350^\circ C$ 의 반응온도에서 열수용액의 초기 pH는 각각 $5.4 \sim 6.5, 5.1 \sim 5.5$ 으로 모암변질시 초기 열수용액은 약산성이었음을 알 수 있다.

대봉광상에서 산출되는 녹니석과 황철석의 평형반응식은 아래와 같다.



이 반응식을 이용하여 $\alpha_{\text{H}_2\text{S}}$ 값을 구할 수 있다. 녹니석 단종의 활동도자료와 온도 350°C에서 산소분압 (-27.2~35.1 atm) 자료를 이용하여 $\log\alpha_{\text{H}_2\text{S}}$ 를 구하면 -0.78~-2.76 atm이다. 여기에서 온도 350°C에서 $\log\gamma_{\text{H}_2\text{S}}$ 는 0.35($I=1$)(Ohmoto, 1972)를 적용하여 $m_{\text{H}_2\text{S}}$ 를 계산하면 -1.1~-3.1이며 이 값은 대봉광상의 초기 열수유체의 ΣmS 에 해당된다고 생각된다.

모암변질시 이득/손실 계산시, 이득원소는 K_2O , P_2O_5 , Na_2O , Ba, Sr, Cr, Sc, V, Pb, Zn, Be, Ag, As, Ta, Sb(대봉광상), K_2O , SiO_2 , Cu, Rb, Nb, Dy, Ho, Ga, Sm, Yb, Er, Lu(무극광상) 및 K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, MnO, Pb, As, Ni, Cu, Zr, Ag, V, Sb, Cd, Co, Sc, Hf, Sm, Nd, La, Ce, Rb, Cr, Y, Ba, Sr(나림광상)로서 각 광상마다 원소의 종류 및 부화정도에 차이가 있다. 그러나 이들 광상에서 공통적으로 증가하는 원소는 K_2O , P_2O_5 , Ag, As, Ba, Cr, Cu, Pb, Rb, Sb, Sc, Sm, Sr, V 및 Zn이며 특히 Sr, V, Pb, Zn, As, Sb 등의 원소는 현저하게 증가하므로 금-은광물의 탐사에 지시원소로서 활용될 수 있을 것이다.

5. 결 론

1. 대봉광상의 모암변질작용은 건운모화, 녹니석화, 탄산염화, 황철석화, 규화 및 점토화작용 등이 관찰되며 건운모대는 석영맥과 접촉한 부분에서 관찰되고 녹니석대는 석영맥으로부터 멀어짐에 따라 관찰된다.

2. 대봉광상산 건운모에는 $\text{FeO} < 4.49 \text{ wt.}\%$, $\text{MgO} < 3.41 \text{ wt.}\%$, $\text{Na}_2\text{O} < 0.13 \text{ wt.}\%$, $\text{CaO} < 0.04 \text{ wt.}\%$ 및 $\text{MnO} < 0.04 \text{ wt.}\%$ 등이 함유되며 백운모-페차이트쪽에 해당된다. 이 광상의 건운모에 대한 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 값은 0.36~0.59(0.51±0.10)로서 기 보고된 삼광{0.45~0.50(0.48±0.02)}, 백전{0.45~0.49(0.47±0.01)}, 무극{0.37~0.42(0.40±0.02)}, 둔전{0.07~0.49(0.26±0.13)}, 나림{0.11~0.16(0.13±0.02)} 및 가사도{0.25(0.25±0.01)} 보다 높은 값을 갖는다. 이는 중열수에서 천열수 광상으로 감에 따라 Fe 함량이 감소함을 알 수 있다.

3. 대봉광상산 녹니석에는 $\text{K}_2\text{O} < 1.06 \text{ wt.}\%$, TiO_2

$< 0.09 \text{ wt.}\%$, $\text{CaO} < 0.49 \text{ wt.}\%$, $\text{MnO} < 0.25 \text{ wt.}\%$, $\text{Na}_2\text{O} < 0.16 \text{ wt.}\%$ 등이 함유되며 브룬스비자이트에 해당된다. 녹니석의 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 값은 0.66~0.73 (0.70±0.02)로서 삼광{0.74~0.81(0.77±0.03)}과 다소 비슷하고 무극{0.51~0.66(0.57±0.06)}, 백전{0.45~0.78(0.51±0.10)}, 가사도{0.32~0.36(0.34±0.03)}, 상동{0.33~0.53(0.43±0.14)} 및 신에미{0.02~0.76(0.41±0.18)}보다 높은 값을 갖으며 철이 풍부한 녹니석이 우세하다. 이는 같은 광종 및 다른 광종의 광상보다 Fe함량이 높은 값을 갖으며, 동종의 금-은광상에서 중열수에서 천열수 광상으로 감에 따라 Fe 함량이 감소함을 알 수 있다.

4. 대봉광상의 모암변질시 물리-화학적 조건을 살펴보면, 열수용액의 α_{Na^+} , α_{K^+} , $\alpha_{\text{Ca}^{2+}}$ 및 $\alpha_{\text{Mg}^{2+}}$ 는 각각 $\alpha_{\text{Na}^+} = 0.0449(400^\circ\text{C})$, $0.1264(350^\circ\text{C})$, $\alpha_{\text{K}^+} = 0.0147(400^\circ\text{C})$, $0.0321(350^\circ\text{C})$, $\alpha_{\text{Ca}^{2+}} = 2.25\text{E}-11(400^\circ\text{C})$, $1.31\text{E}-9(350^\circ\text{C})$, $\alpha_{\text{Mg}^{2+}} = 1.45\text{E}-12(400^\circ\text{C})$, $3.53\text{E}-11(350^\circ\text{C})$ 이며 열수용액의 pH는 5.4~6.5(400°C), 5.1~5.5(350°C)로써 모암변질시 열수용액은 약산성이었음을 알 수 있다.

5. 모암변질시 원소들의 이득/손실 계산시, K_2O , P_2O_5 , Na_2O , Ba, Sr, Cr, Sc, V, Pb, Zn, Be, Ag, As, Ta 및 Sb 등의 원소는 증가하나 Rb, Zr, Hf, Co, Ni, Cs 및 U 등의 원소는 감소한다. 특히 Sr, V, Pb, Zn, As, Sb 등의 원소는 현저하게 증가하므로 금-은광물의 탐사에 지시원소로서 활용될 수 있을 것이다.

사 사

이 연구는 한국지질자원연구원의 “국내 전략광물자원 채평가와 광상탐사 요소기술개발” 위탁연구사업에 의해 연구되었다. 이 기관에 사의를 표한다. 심사과정에서 이 논문의 미비점을 지적, 수정하여 주신 부경대학교 박맹언 교수님, 충북대학교 최상훈 교수님과 익명의 심사위원님께 깊이 감사드립니다. 또한 PIMA 분석에 도움을 주신 고려대학교 최선규 교수님 및 김창성 대학원생에게도 감사를 드립니다.

참고문헌

- Arnorsson, S., Sigurdsson, S. and Svarvarsson, H. (1982) The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 370°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 1513-1532.
- Berman, R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$

- CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, v. 29, p. 445-522.
- Chang, H.W. and Lee, K.S. (1991) Behavior of elements in hydrothermal alteration zones of granitic rocks: Examples from the Mugeug granodiorite and the Naeduckri granite, South Korea. *Geological Society of Korea Journal*, v. 27, p. 156-170.
- Chang, S.W. (1988) Mineralogy of tungsten ores from Sangdong mine. Ph.D. thesis, Seoul National University, 287p.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. and Walshe, J.L. (1993) chlorite geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals*, v. 41, p. 219-239.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L. (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Freeman, Cooper and Company, 450p.
- Giggenbach, W.F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 2749-2765.
- Grant, J.A. (1986) The isocon diagram-A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1982.
- Gresens, R.L. (1967) Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, v. 2, p. 47-65.
- Helgeson, H.C. (1969) Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, v. 267, p. 729-804.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K. (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. *American Journal of Science*, v. 278-A, 229p.
- Helgeson, H.C. and Kirkham, D.H. (1978) Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. II. Debye-Huckel parameters for activity coefficients and relative partial molal properties. *American Journal of Science*, v. 274, p. 1199-1261.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H. and Barton, Jr. P.B. (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, v. 1, 267p.
- Hey, M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, v. 3, p. 87-102.
- Hofmann, A. (1972) Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspar. *American Journal of Sciences*, v. 272, p. 69-90.
- Hong, Y.K. (1984) Petrology and geochemistry of Jurassic Daejeon and Nonsan granitoids in the Ogcheon fold belt, Korea. *Journal of Korean Institute of Mining Geology*, v. 17, p. 179-195.
- Hong, Y.K. (1987) Geochemical characteristics of Precambrian, Jurassic and Cretaceous granites in Korea. *Journal of Korean Institute of Mining Geology*, v. 20, p. 35-60.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R. and Buseck, P.R. (1994) Chlorite geothermometry-contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, v. 42, p. 593-605.
- Kim, S.S., Choi, S.G., Choi, S.H. and Lee, I.W. (2002) Hydrothermal alteration and its genetic implication in the Gasado volcanic-hosted epithermal gold-silver deposit: Use in exploration. *Journal of Mineralogical Society of Korea*, v. 15, p. 205-220.
- Kranidiotis, P. and MacLean, W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit. *Matagami, Quebec. Economic geology*, v. 82, p. 1898-1911.
- Lee, C.H. (1993) *Geology, mineralogy, fluid inclusion and stable isotope of gold, silver and antimony ore deposits of the Dunjeon-Baegjon area, northern Taebaegsan mningdistrict, Korea*. Ph.D. thesis, Seoul National University, 422p.
- Lee, H.K. and Lee, C.H. (1997) Mineralogy and geochemistry of green-colored Cr-bearing sericite from hydrothermal alteration zone of the Narim gold deposit, Korea. *Economic and Environmental Geology*, v. 30, p. 279-288.
- Lee, H.K., Yoo, B.C. and Kim, S.J. (1992) Mineralogy and ore geneses of the Daebong gold-silver deposits, Chungnam, Korea. *Journal of Korean Institute of Mining Geology*, v. 25, p. 297-316.
- Lee, S.H. and Choi, G.J. (1994) Geochemistry and chemical equilibria of coexisting minerals in the gneisses around the Daehung talc deposits, Korea. *Journal of Petrological Society of Korea*, v. 3, p. 138-155.
- Neall, F.B. and Phillips, G.N. (1987) Fluid-wallrock interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: A thermodynamic model for the Hunt mine, Kambalda. *Economic Geology*, v. 82, p. 1679-1694.
- Ohmoto, H. (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, v. 67, p. 551-578.
- Ohta, E. and Yajima, J. (1988) Magnesium to iron ratio of chlorite as indicator of type of hydrothermal ore deposit. *Mining Geology Special Issue*, p. 17-22.
- Pak, S.J., Choi, S.G. and Lee, D.E. (2003) The genetic implication of hydrothermal alteration of epithermal deposits from the Mugeuk area. *Journal of Mineralogical Society of Korea*, v. 16, p. 265-280.
- Robert, F., Poulsen, K.H. and Dube, B. (1997) Gold deposits and their geological classification. *Exploration 97*, April 1997, Toronto, Canada, p. 209-219.
- Rose, A.W. and Burt, D.M. (1979) Hydrothermal alteration: In *geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, p. 173-235.
- Shelton, K.L., So, S.C. and Chang, J.S. (1988) Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: Geochemical studies of the Jungwon gold area. *Economic Geology*, v. 83, p. 1221-1237.
- Walshe, J.L. (1986) A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal system. *Economic Geology*, v. 81, p. 687-703.
- Walshe, J.L. and Solomon, M. (1981) An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mt. Lyell copper deposits, using geology, mineralogy, stable isotopes, and a six-component chlorite solid solution model. *Economic Geology*, v. 76, p. 246-284.
- Yang, D.Y. (1991) *Mineralogy, petrology and geochemistry of the magnesian skarn-type magnetite deposits at the Shinyemi mine, Republic of Korea*. Ph.D. thesis, Waseda University, 323p.
- Yoo, B.C., Chi, S.J. and Lee, H.K. (2007) Wallrock alteration minerals and mineals chemistry of the Daebong and Samgwang deposits. *Korea Society of Economic*

- and Environmental Geology, Spring Conference, p. 501-504.
- Yoo, B.C. Lee, H.K. and Kim, S.J. (2003) Stable isotope and fluid inclusion studies of the Daebong gold-silver deposits, Republic of Korea. Economic and Environmental Geology, v. 36, p. 391-405.
- Yoo, B.C., Lee, H.K. and White, N.C. (2006) Gold-bearing

mesothermal veins from the Gubong mine, Cheongyang gold district, Republic of Korea: Fluid inclusion and stable isotope studies. Economic Geology, v. 101, p. 883-901.

2007년 10월 13일 원고접수, 2007년 12월 10일 게재승인.