碩 士 學 位 論 文

거제 장안 동광상의 광물, 유체포유물 및 동위원소 연구

忠南大學校 大學院

地質學科 應用地質學專攻

朴 蕟 用

指導敎授 李 鉉 具

2000 年 2 月

거제 장안 동광상의 광물, 유체포유물 및 동위원소 연구

指導敎授　李 鉉 具

이 論文을 理學碩士學位 請求論文으로 提出함

1999 **年** 10 **月**

忠 南 大 學 校　大 學 院

地質學科　應用地質學專攻

朴　蔎　用

朴蔆用의 理學碩士學位
請求論文을 認准함

1999 年 12 月

委員長 ________________

委　員 ________________

委　員 ________________

忠 南 大 學 校 大 學 院

목 차

List of Figures

List of Tables

1. 서 언

1-1. 연구지역의 위치 및 연구사

우리나라의 동광상은 경남지역에 밀집 분포하고 있어 하나의 동광상구를 이루고 있다. 이들 동광상은 백악기-제3기초의 화성활동과 성인적으로 밀접한 관계를 갖는 것으로 알려져 있다 (박희인 외,1983). 이 지역의 광상들은 대부분 열극충진맥상광상으로, 함안, 군북, 고성, 거제, 창녕 및 동래-일광 일대에 밀집 발달되어 있다. 광상을 이루고 있는 광맥은 NS계와 N10° 15°W 및 N10° 20°E계의 열극을 충진하여 발달하며 대부분 70° 이상의 급경사를 나타낸다.

경남 지역에 대한 기존의 연구를 보면, 경남지역 동광상 전반에 대하여는 손치무 외 (1969), 이상만 (1972), 김선억 (1973) 등의 연구가 있으며 함안, 군북, 고성 지역의 지질 및 동광상의 광화작용과 성인에 대해서는 여러 학자들에 의하여 보고된 바 있다 (Koo, 1968; 1969; Lee, 1970; Kim, 1973; Hwang, 1974; Jin, 1981; 1982; Park, 1983; 1984; Choi; Min 1969; 1970; Kim, 1976; Park, 1985). 일부 연구들 중에는 경남지역의 광화작용을 판구조론의 입장에서 고찰한 바도 있고 (민경덕 외; 1982), 또한 일부 동광상에 대하여는 성인적으로 보아 반암동광상에 속하는 것으로 보고한 바도 있다 (김옥준 외; 1974, Sillitoe 1980). 그러나 이들 연구지역의 동남쪽에 위치하는 거제지역의 동광상에 대한 조사와 연구는 원종관 외 (1980)에 의한 거제, 율포 도폭 조사보고와 주변의 거제 동광상에 대한 주변지질, 광상의 산출상태, 광석조성광물의 공생관계와 유체포유물 등의 연구를 통하여 광상의 성인에 대한 보고가 있을 뿐이다 (박희인 외, 1984; 김종대, 1986; 최선규 외, 1989).

1-2. 연구목적

장안광상은 경남 동광상 중 대표적인 광상의 하나이며, 그동안 구체적인 연구가 되어있지 않고, 갱내를 관찰할 수 있는 장안광상과 화강암내에 발달한 석영맥을 대상으로 광석의 산출상태, 광물의 공생관계 및 광물화학을 체계적으로 수립하고, 유체포유물, 안정동위원소 및 절대연령측정을 하였다. 이러한 자료를 토대로 칠천도 지역의 광화작용에 대한 물리화학적 조건과 특성, 광화유체의 기원과 진화를 추정하고, 변질광물을 이용하여 광화시기를 밝히고자 하였다.

장안광상은 지형학적으로 경남 동광화대의 최 남단에 해당되는 경남 거제군 하청면 칠천도 장안에 위치하며, 거제시 북방 12 km 지점에 위치한다 (Fig. 1).

1-3. 연구방법

본 연구는 야외조사와 실내실험을 통하여 이루어졌다. 야외조사에서는 광상주변의 지질과 화강암내의 변질대 및 세맥의 발달양상을 관찰하였고, 시료를 채취하였다. 장안광상에서는 맥의 발달양상을 조사하고 석영맥과 그 주변변질대에서 체계적으로 시료를 채취하였다.

실내실험에서는 채취된 각 시료에 대해 박편 및 연마박편으로 제작하여 관찰하였다. 장안광산에서는 갱내도의 작성, 채취시료에 대한 연마박편과 연마편을 제작하여 현미경 관찰을 통해 광물기재 및 공생관계를 기술하였다.

광상에서 산출되는 광물들에 대해 광물 공생관계를 토대로 광물정출 순서를 정하고, 일부 광물에 대해서는 EPMA 분석을 실시하였다. 현미경에서 관찰되는 각 시기별 광화유체의 종류, 염농도, 균일화 온도 및 압력을 유추하기 위해 냉각실험과 가열실험을 수행하였다. 또한 화강암내의 석영맥과

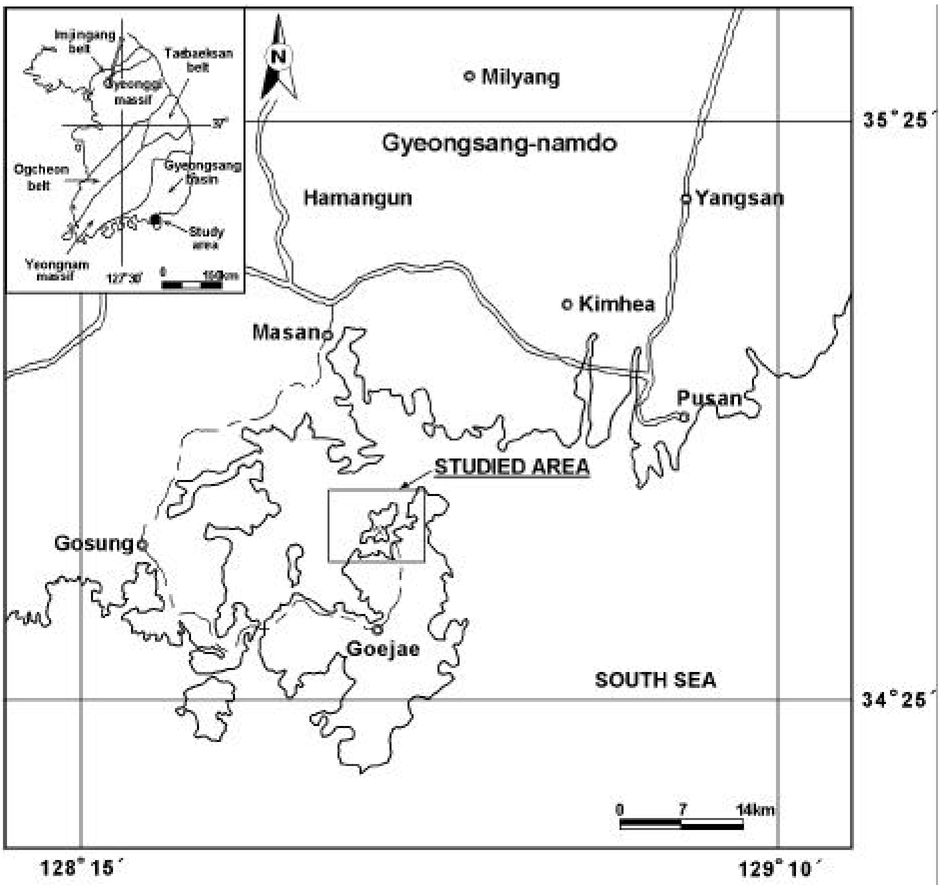

Fig.1. Location map of the studied Jangan Cu mine area.

장안동광상에서의 광화유체의 기원을 밝히기 위해 황철석, 방연석, 황동석을 대상으로 황 동위원소 분석을 하였고, 장석, 석영, 방해석을 대상으로 산소, 수소 및 탄소 동위원소 분석을 실시하였다. 그리고, 화강암의 시료에서 견운모를 분리해 K-Ar **절대연령측정을 하였다.**

2. 지 질

2-1. 지질개요

연구지역의 지질은 경상누층군의 퇴적암류인 성포리층과 장목층을 관입 또는 분출한 안산암류와 흑운모 화강암으로 구성되며, 이들은 염기성 및 산성암맥에 의해서 관입되어 있다 (Fig. 2). 성포리층은 본 광상의 서부 연구리 지역에 분포되며 주로 셰일과 사암의 호층으로 녹회-회백색을 띤다. 셰일은 주로 혼펠스화 되어 있으며 성포리층 내에는 응회질층이 협재하고 있는 것이 특징이다. 장목리층은 본 광상의 북동부 대곡리에서 소규모로 분포되며, 회백-암회색의 셰일과 사암의 호층으로 구성되며 층리가 우세하게 발달되어 있다.

안산암류는 본 지역에서 가장 넓게 분포하며, 암회-녹회색을 띠는 응회질 각력암, 응회암과 라바 (lava)로 구성된다. 본 지역은 주로 퇴적암류의 각력을 함유하는 응회암으로 구성되나, 광상 주변에서는 안산암 라바로 구성된다. 본암은 암녹색을 띠며, 각력은 3 5 cm의 적갈색의 반정질이다. 안산암류는 부분적으로 열수변질작용을 받아 녹리석, 황철석 등이 관찰된다. 흑운모 화강암은 본 광상의 북부에 분포한다. 주 구성광물은 석영, 정장석, 사장석, 흑운모 및 각섬석이며 육안상 담갈-적갈색을 띠고 입자들은 조립내지 중립질이며 화강암내의 미쇄한 파쇄대를 따라 열수용액의 관입으로 화강암이 열수변질되어 견운모화 및 녹니석화 되어 있다.

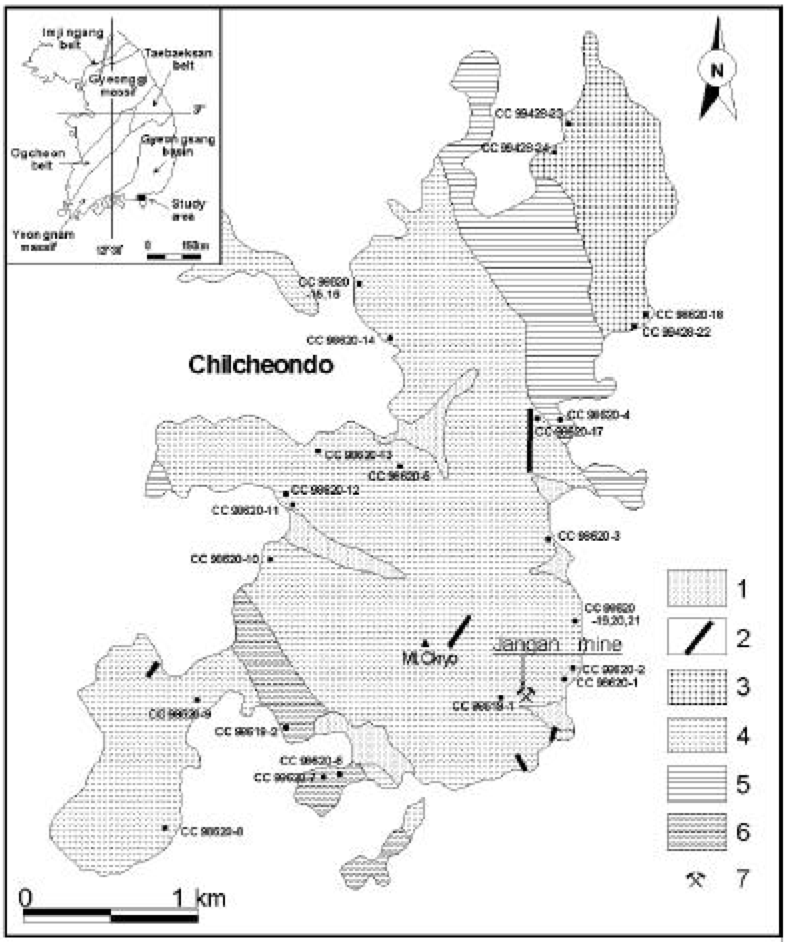

Fig. 2. Geological and sample location map of the Chilcheondo (after Won et al., 1980). 1. Alluvium 2. Basic dike 3. Biotite Granite 4. Andesitic rock 5. Jangmockri Formation 6. Sungpori Formation 7. Jangan Cu mine

2-2. 지질각론

2-2-1. 성포리층

성포리층은 칠천도 지역의 남서부 연구리 지역에 분포한다. 하부는 흑색 셰일, 녹회색 및 암회색 셰일과 회백색 내지 황갈색 사암의 호층으로 구성되며, 곳에 따라 연속성이 없는 역암과 소규모의 석회암이 협재되어 분포한다. 흑색 내지 암회색 셰일에는 엽층의 담수성 석회암이 협재되어 있어 현저한 층리를 나타낸다.

본 층의 중, 상부는 층리가 매우 빈약하고 혼펠스로 변질되었으며, 흑색 내지 녹흑색의 사암 및 역암과 안산암질 응회암으로 구성된다. 역의 크기는 대체로 2 15 cm 이고, 층의 주향은 N24° W이며, 경사는 35° NE를 나타낸다.

2-2-2. 장목리층

장목리층은 칠천도 지역의 북동부 대곡리 지역에 분포한다. 하부층은 암갈색 내지 황갈색의 역암, 응회질 사암, 회백색 사암, 암회색 내지 흑색 셰일의 호층으로 구성되며 상부로 갈수록 역암과 사암의 양은 적어진다. 역의 크기는 3 10 cm 정도의 크기이며 아각상 (subangular) 내지 아원상 (subrounded)의 형태를 가지고 연장성은 발달되어 있지 않다. 상부층은 암녹색, 흑색 셰일과 황갈색 사암으로 구성되고, 혼펠스로의 변질이 뚜렷하며 층리가 우세하게 발달되어 있다. 셰일층은 흔히 담수성 석회암의 엽층과 호층을 이루기도 한다. 이층의 주향은 N45° W이며, 경사는 42° SW를 나타낸다.

2-2-3. 안산암질류

안산암질류는 칠천도에는 넓게 분포하고 있다. 본암은 암녹색 내지 암회색 또는 적갈색 내지 암적갈색을 띠며, 혼펠스, 사암등의 아각력의 외래각력 (alloclastic breccia)도 함유하고 있으나 각력의 대부분은 기질과 유사한 안산암질의 각력이다. 이는 안산암질 마그마의 고결과정에서 일어난 자쇄작용에 의해서 생성된 자쇄각력 (autoclastic breccia)이다. 안산암질암류는 광물조성과 조직에 의하여 각력암, 응회암 및 라바로 구분된다. 주 구성광물은 사장석, 투휘석, 흑운모 및 녹니석 등이다. 안산암질 화산암류는 대부분이 열수변질작용을 받았으며 녹염석, 녹니석 및 황철석 등이 관찰된다.

2-2-4. 흑운모 화강암

흑운모 화강암은 연구지역의 북쪽 어온리 지역에 분포하며 백악기 퇴적암류와 안산암류를 관입하였다. 이 암석은 조립질에서 중립질의 입자 크기를 가지며, 주 구성 광물은 석영, 정장석, 사장석, 흑운모이며 황철석을 소량 함유하고 있다. 정장석은 소량 견운모로 변질되어 있으며 세리에이트 조직과 문상조직이 잘 관찰된다. 특히 화강암내의 미쇄한 파쇄대를 따라 열수용액의 관입으로 인해 화강암이 열수변질되어 견운모화, 녹니석화 되어 있다. 이러한 곳에서는 황철석, 섬아연석, 방연석 및 황동석 등이 관찰된다.

2-2-4. 맥암류

본 암류는 백악기말에 있었던 화성활동 중에서 최후기에 속하는 것으로서 성포리층을 비롯하여 화산암류를 관입하였다. 이들은 광물조성에 의하여 산성암맥과 중성 내지 염기성맥으로 구분된다. 이들 맥암류의 관입의 방향성은 남북 내지 북북서 방향의 방향성을 갖는다.

Fig. 3. Photographs showing the Chilcheon-do area. A= Sungpori Formation, B= Jangmockri Formation, C= Andesitic rock, D= Biotite Granite.

3. 광 상

3-1. 장안광상

이 광상은 경상누층군의 안산암중에 배태된 열수성 광맥광상이다. 광상 주변의 안산암류는 육안상 치밀 안산암으로써 현미경하에서 석영, 정장석, 사장석, 녹염석, 녹니석 및 견운모 등이 관찰된다. 정장석 및 사장석은 대체로 입자가 1 3 mm의 크기를 가지고 변질되어 있으며, 석기는 유리질로서 치밀 견고하고 약간의 유동구조가 관찰된다. 광상은 해방전 동을 대상으로 두 개의 level을 개발 하였으나 현재는 하부 갱도는 침수되어 조사가 불가능하다. 상부 갱도는 남북 방향으로 약 120 m, 북서 방향으로 약 50 m 채굴되어 있으나 실적이 빈약하였던 것으로 생각되고, 현재는 휴광상태이다. 본 광상에는 4조의 평행한 석영맥이 발달되어 있고 광맥의 방향성은 N10° 20°W의 주향에 75 85°W의 경사를 갖는다. 광맥에는 단위 광맥이 주향방향으로 또는 안행 (echelon)으로 배열되는 경우도 있으나, 전체적으로 광맥의 주향연장은 100 m 정도이다. 맥폭은 평균 10 30 cm이며, 최대 1 m 정도로 팽창된 부분도 있다 (Fig. 4). 광맥과 모암사이에는 점토를 수반하지 않고, 또한 단층활면 (slickenside), 조선 (striation) 등이 확인되지 않아 장력균열 (tension fracture)에 의해 형성된 것으로 본다.

장안광상의 맥은 주로 석영맥이며, 대체로 유백색의 치밀한 조직을 가지나 공동내에 자형의 석영이 발달된 곳이 있다. 광화작용은 지질구조에 따라 광화시기 (stage)가 Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ로 구분되며, 또한 광화시기 Ⅱ는 Ⅱ- a, Ⅱ- b, Ⅱ- c로 세분된다. 광화시기 Ⅰ은 열수변질기로 모암이 변질되며, 일부 석영이 충진되어 소량의 황철석이 산출되는 시기이다. 광화시기 Ⅱ는 주된 광화시기로 유백색의 치밀한 석영맥을 Ⅱ- a, 투명한 석영맥을 Ⅱ- b, 석영맥과 방해석이 공존하는 맥을 Ⅱ- c로 세분하였다. 광맥에서 산출되는 광석

광물은 황철석, 황동석, 방연석, 자철석, 적철석, 반동석, 누필다이트 (nuffieldite), 자연동 등이다. 광화시기 Ⅲ은 천성광화기로 Ⅱ기의 광물들을 일부 교대하여 침철석, 휘동석, 코벨라이트 및 공작석 산출된다. 광맥과 모암 사이에는 녹니석화가 현저히 관찰되며, 모암변질 광물로는 녹염석, 녹니석 및 소량의 견운모가 관찰된다. 맥석광물로는 주로 석영이며 방해석 등이 있다.

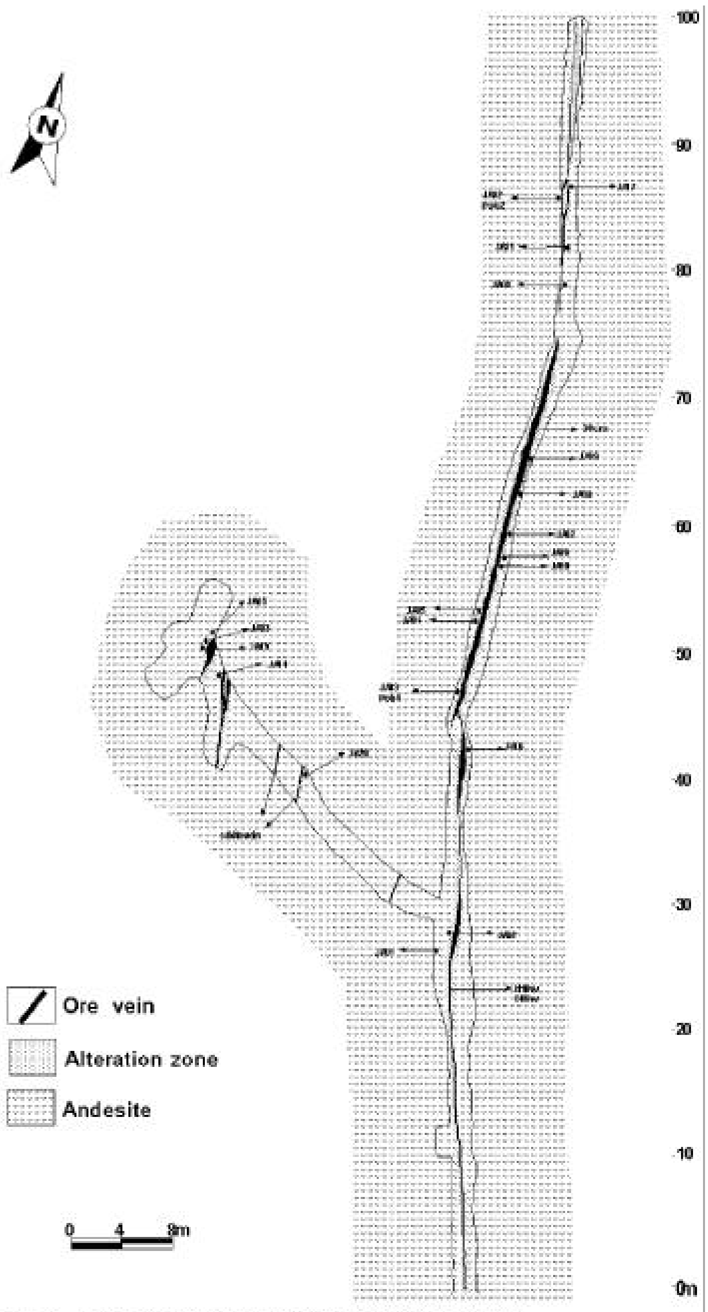

Fig. 4. Underground map of the Jangan mine

Fig. 5. Photographs showing ores from the Jangan deposit. A= Ore bearing quartz vein and wall rock, B= Main ore bearing Milky quarz vein (Stage II-a) and Massive quartz vein (Stage II-b) of the jangan deposit.

3-2. 화강암내의 광화작용

화강암체는 연구지역의 북쪽 어온리 지역에 위치해 있으며, 야외 조사에서 관찰이 가능한 노두는 대체로 적은 편이며 화강암과 장목리층 사이의 경계는 충적층으로 덮혀 있어서 관찰이 불가능하다.

화강암은 어온리 지역의 해안도로 주변부를 따라 노두가 노출되어 있으며, 그외에 바다와 접해있는 해안 주변부를 따라 나타나 있다. 화강암의 노두는 육안관찰시 암석은 담홍색을 띠며, 입자는 조립질에서 중립질의 크기를 가진다. 주 구성광물은 정장석, 석영, 흑운모, 견운모, 녹니석 등으로 되어 있으며, 정장석은 대체로 자형을 나타내며 대부분 견운모로 변질되어 있고, 흑운모는 일부 녹니석화 되어있다. 특히 화강암내의 미세한 파쇄대를 따라 열수용액의 관입으로 인해 화강암이 열수변질되어 견운모화와 녹니석화가 되어 있으며, 변질대 내의 세맥 주위의 정장석은 대체로 타형을 나타내며 방해석이 소량 관찰된다. 일부 지역에서는 규화작용을 받아 규화되어 있는 부분도 있으며, 규화작용을 받은 부분에서는 소량의 황철석이 관찰된다. 열수변질이 심한 부분에서는 불투명 광물로 황철석, 섬아연석, 방연석 및 황동석과 소량의 자철석이 관찰되고, 광석광물들은 주로 화강암내의 세맥에 수반되거나 일부 산재되어 나타난다 (Fig. 8).

Fig. 6. Microphotographs showing alteration minerals from the Jangan deposit (A, B) and granite (C, D). A= Epidote (Epi) and Chlorite (Chl) from the Jangan deposit, B= Epidote (Epi) from the Jangan deposit, C= Epidote (Epi) from the granite, D= Sericite (Se) from the granite. Scale bar is 100μm.

3-3. 광석광물

3-3-1. 광물개요

장안광산에서 산출되는 광석광물로는 황철석, 황동석, 자철석, 적철석, 반동석, 자연동, 누필다이트, 침철석, 휘동석, 코벨라이트 및 공작석 등이 있다. 대부분의 광석광물은 석영과 공존하면서 산출되며, 일부는 모암내에 산점상으로 산출된다. 또한 석영맥내에 발달된 파쇄대 또는 독립적인 맥으로 방해석이 산출되며, 이러한 방해석 맥에는 광석광물이 산출되지 않는다. 광석광물은 광화시기에 따라 열수변질기인 Ⅰ기에는 유화광물을 함유하지 않은 barren 석영의 정출과 함께 모암에서 황철석이 소량 정출되고, 광화시기 Ⅱ기에는 유색석영 내지 반투명 석영이 방해석과 함께 황동석, 반동석, 누필다이트, 자철석, 적철석 및 자연동 등이 정출된다 (Fig. 9, 10). 후기 천성광화기에는 Ⅱ기의 일부 광물들을 교대하는 hypogene 광물로 침철석, 휘동석, 코벨라이트, 공작석이 있다 (Fig. 10). 대부분의 광석광물은 석영맥 내지 광맥내에 배태되며, 황철석은 맥과 인접한 모암내에 변질광물과 함께 관찰된다. 변질광물로는 견운모, 녹염석 및 녹니석이 관찰된다 (Fig. 6).

화강암에서 산출되는 광석광물로는 황철석, 황동석, 섬아연석 및 방연석과 소량의 자철석 등이 산출되며 변질광물로 견운모, 녹니석 등이 관찰된다.

3-3-1-1. 황철석

장안광산에서의 황철석은 모암내의 변질광물과 함께 넓게 분포하며 석영맥 시료중에 자형내지 반자형의 형태로 산출된다 (Fig. 9). 모암내의 황철석은 타형에서 자형의 결정형을 이루며 모암의 파쇄대를 충진하여 산출된다. 석영맥 시료중의 황철석은 자형내지 반자형의 형태로 주광화기 초기에 산

점상으로 산출된다. 드물게 타형의 Pb-Bi-S계 광물이 황철석의 일부를 교대하여 산출된다. 황철석은 황동석과 공존하며 침철석이 드물게 황철석의 파쇄대나 입자경계를 교대하고 있다.

화강암에서의 황철석은 보통 자형이나 반자형이 주를 이루며 일부 타형의 결정형을 보인다. 섬아연석, 방연석, 황동석과 공존하며 일부 황철석은 섬아연석 내에 포획되어 산출되기도 한다. 또한 드물게 방연석이 황철석의 파쇄대나 입자경계를 충진하여 산출된다 (Fig. 8).

3-3-1-2. 황동석

장안광산의 황동석은 황철석과 함께 가장 흔히 산출되는 광석광물로 본 광상의 주 가행 대상이 된 것으로 알려져 있다. 황동석은 광화Ⅱ기의 초기와 중기에 해당되는 석영맥 내에서 산출되며 반자형이나 타형의 결정형을 가지며, 일부는 방연석을 포유물로써 함유한다. 황동석은 황철석과 공존하며 침철석이 파쇄대나 입자경계를 충진, 교대하여 산출되는 것이 흔히 관찰된다 (Fig. 10).

화강암에서의 황동석은 반자형이나 타형의 결정형을 가지며 섬아연석, 황철석, 방연석과 공존한다. 대부분의 황동석은 섬아연석내에 용리상태로 산출되는 경향을 보이며 일부는 섬아연석의 입자경계를 따라 산출되기도 한다. 몇몇의 황동석은 방연석내에 포획되어 산출되기도 한다 (Fig. 8).

3-3-1-3. 섬아연석

섬아연석은 장안광상에서는 관찰되지 않으며 화강암내의 세맥에서만 산출된다. 주로 반자형이나 타형의 결정형을 보이며, 황철석, 황동석, 방연석과 공존한다 (Fig. 8). 대부분의 섬아연석은 황동석을 용리조직이나 포유물로써 함유하며, 일부 황철석을 교대하거나 포획하고 있다. 방연석과 함께

산출되는 섬아연석은 방연석 내에 포획되어 산출되며, 이들 대부분은 황동석을 용리조직으로 함유하고 있다.

전자현미경 분석을 통해 알아본 섬아연석의 화학조성은 Table 1와 같다. Table 1에서 나타나는 바와같이 섬아연석의 FeS 함량은 2.41 3.17 mole%로 상당히 낮고 좁은 값의 범위를 갖는다.

3-3-1-4. 방연석

방연석은 광화Ⅱ기에 산출되며, 반자형내지 타형을 결정형을 나타낸다. 육안관찰으로는 방연석을 관찰할수 없으며, 현미경 하에서 관찰시 소량 관찰된다. 일부 방연석은 황동석내에 포유되어 나타나기도 하며, 입자경계는 교대양상이 관찰되지 않는다 (Fig. 9).

화강암에서의 방연석은 자형이나 반자형의 결정형을 나타내며 섬아연석, 황철석, 황동석과 공존한다. 일부 방연석 내에는 황동석과 섬아연석이 포유되어 있으며, 드물게 몇몇의 방연석은 황철석의 파쇄대를 따라 충진되어 산출되기도 하며 섬아연석의 입자경계를 충진하여 산출된다 (Fig. 8).

3-3-1-5. 반동석

반동석은 광화Ⅱ기 중기에 산출되는 광석광물로 주로 황동석의 입자 가장자리를 교대하여 산출되며 대부분이 타형의 결정형을 이룬다. 일부 반동석은 코벨라이트로 산화되었다 (Fig. 10).

3-3-1-6. 누필다이트 (Nuffieldite)

누필다이트는 Pb-Cu-Bi-S계 광물로 장안광상의 Ⅱ기 중기에 소량 산출된다. 주로 황철석의 일부를 교대하여 산출되며, 일부 누필다이트 내에는 미확인 Pb-Cu-Bi-S계 광물을 내포하기도 한다 (Fig. 10). 누필다이트의 전자

Table 1. Electron microprobe analysis data of sphalerite.

Sample				Weight %				mole %
No	Zn	Fe	Cu	Cd	Mn	S	Total	FeS
JA-23	65.22	1.49	0.76	0.44	0.02	32.88	100.81	2.56
	65.25	1.57	0.93	0.02	0.00	33.82	101.59	2.70
	65.29	1.39	0.35	0.44	0.09	33.43	100.99	2.41
	65.01	1.55	0.22	0.59	0.18	33.22	100.77	2.68
	65.11	1.39	0.24	0.35	0.07	33.31	100.47	2.42
	64.79	1.76	0.70	0.29	0.06	32.63	100.23	3.04
	64.16	1.83	0.85	0.28	0.15	33.19	100.46	3.17
	64.28	1.69	0.35	0.38	0.02	33.53	100.25	2.96

현미분석에 의한 화학조성은 Pb; 39.76 41.45 wt.%, Bi; 38.83 40.95 wt.%, Cu; 1.91 2.46 wt.%, Fe; 0.99 1.26 wt.%, S; 15.93 16.25 wt.%의 범위를 보인다. 이를 토대로 구한 화학식은 $Pb_{10.22\ \ 10.87}Fe_{0.94\ \ 1.23}Bi_{10.09\ \ 10.43}\ Cu_{1.60\ \ 2.06}$ $S_{27.00}$의 범위로 이상적인 화학식 ($10PbS.2Cu_2S.5Bi_2S_3$)과 비교해 볼 때 Pb와 Bi는 약간 부화되어 있는 반면 Cu는 약간 결핍되는 양상을 보이며, 미량의 Fe가 치환되어 있다 (Table. 2).

이들을 Pb-Bi-S계 다이어그램에 도시하여 보면 (Fig. 7), 이상적인 누필다이트와 비교하여 볼 때 Pb와 Bi가 약간 부화되어 있고, Cu와 Fe는 약간 결핍되어있는 양상을 보인다.

3-3-1-7. Pb-Bi-Cu-S 미확인 광물

Pb-Bi-Cu-S계 미확인 광물은 누필다이트 내에 소량 산출된다. 이 광물에 대한 EPMA에 의한 분석결과는 Table 2에 나타나며 Pb; 16.79 16.99 wt.%, Bi; 61.45 61.85 wt.%, Cu; 9.63 9.92 wt.%, Fe; 0.74 1.23 wt.% 그리고 S; 10.37 10.68 wt.%의 범위를 갖는다.

이들을 Pb-Bi-S계 다이어그램에 도시하여 보면 (Fig. 7), Bi와 Cu가 많이 부화되어 있으며 Pb는 매우 결핍되어 있는 광물임을 알 수 있다.

3-3-1-8. 자연동

장안광상에서의 자연동은 광화Ⅱ기 후기의 방해석과 관계되어 산출되는 광물로써 주로 subangular한 결정형을 이룬다. 주로 산점상을 이루고 코벨라이트와 공존하여 소량 관찰된다 (Fig. 10).

Table. 2. Electron microprobe analysis data of Pb-Bi-Cu-S minerals from the Jangan deposit.

Sample No.	Weight %						Structural Formula
	Pb	Bi	Cu	Fe	S	Total	
1	41.45	38.83	2.33	1.26	15.93	99.8	$Pb_{10.87}Fe_{1.23}Bi_{10.09}Cu_{1.99}S_{27}$
2	40.85	40.26	2.46	1.12	16.25	100.94	$Pb_{10.50}Fe_{1.07}Bi_{10.26}Cu_{2.06}S_{27}$
3	41.37	39.88	2.30	1.17	16.03	100.75	$Pb_{10.78}Fe_{1.13}Bi_{10.30}Cu_{1.95}S_{27}$
4	39.76	40.95	2.22	0.99	16.25	100.17	$Pb_{10.22}Fe_{0.94}Bi_{10.43}Cu_{1.86}S_{27}$
5	40.45	39.85	1.91	1.04	16.18	99.43	$Pb_{10.44}Fe_{0.99}Bi_{10.20}Cu_{1.60}S_{27}$
6	39.87	40.19	2.15	1.03	15.97	99.21	$Pb_{10.43}Fe_{0.99}Bi_{10.42}Cu_{1.83}S_{27}$
7	16.99	61.85	9.92	1.23	10.68	100.67	$Pb_{6.64}Fe_{1.78}Bi_{23.99}Cu_{12.65}S_{27}$
8	16.79	61.45	9.63	0.74	10.37	98.98	$Pb_{6.76}Fe_{1.11}Bi_{24.54}Cu_{12.65}S_{27}$

1 6 : JA-2, 1 6 : nuffieldite, 7 8 : Pb-Bi-Cu-S mineral

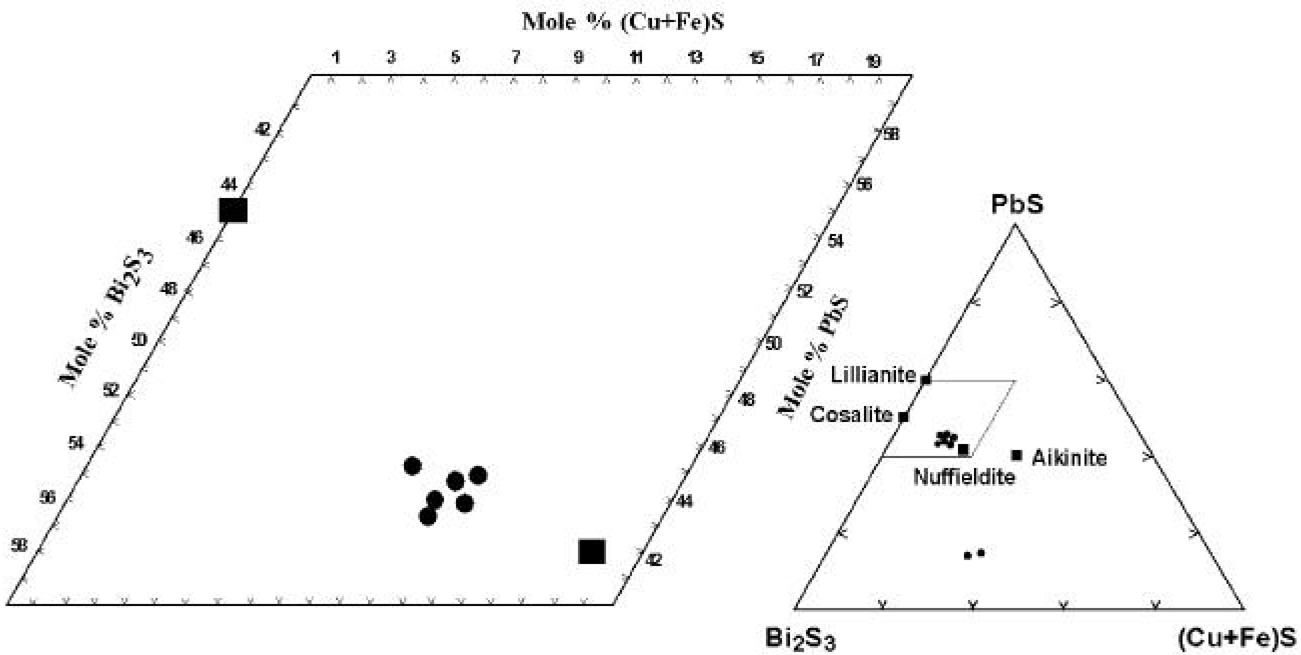

Fig. 7. Enlarged parallerogram of the triangle diagram for the system Pb-Bi-S, showing the chemical composition of the cosalite(●) in the stage II-b. The chemical composition of cosalite, lillianite, nuffieldite and aikinite from ideal chemical formula.

3-3-1-9. 자철석

자철석은 광화Ⅱ기에 드물게 산출되는 광석광물로서 장안광산에서는 황동석내에 내포물로서 산출되고, 일부 드물게 석영내에 독립적으로 산출된다 (Fig. 9).

화강암에서의 자철석은 반자형이나 타형의 결정형을 이루며 소량 산출된다. 몇몇 자철석은 섬아연석과 황철석내에 내포물로써 산출되며 일부는 독립적으로 산출된다 (Fig. 8).

3-3-1-10. 적철석

적철석은 광화Ⅱ기의 중기에 산출되는 광석광물로 자철석과 함께 관찰되기도 하며 드물게 황철석 주위에 단독적으로 산출되며 특유의 침상조직을 보인다 (Fig. 10).

3-3-1-11. 침철석

침철석은 광화Ⅱ기의 후기에 산출되는 hypogene 광물로 일부 자철석 및 황철석을 교대하여 나타난다. 대부분의 침철석은 황동석 입자의 파쇄대를 따라 충진하여 나타나며 일부 자철석과 함께 산출된다.

3-3-1-12. 휘동석

휘동석은 후기에 산출되는 hypogene 광물로 황동석과 방연석을 교대하여 산출되며, 주로 타형의 결정형을 이룬다. 일부 휘동석은 코벨라이트와 함께 나타나기도 한다.

Fig. 8. Microphotographs showing the mineral assemblages of the granite. A= Sphalerite (Sp) showing gradual exsolution texture with chalcopyrite (Cp), B= Coexisting sphalerite, pyrite (Py), galena (Gn) and chalcopyrite, C= Chalcopyrite diseased sphalerite containing galena, D= Coexisting pyrite, galena. Scale bar is 100㎛.

Fig. 9. Microphotographs showing the mineral assemblages in the stage Ⅱ- a from the Jangan deposit. A= Coexisting chalcopyrite (Cp) , galena (Gn), pyrite (Py), B= Chalcopyrite containing galena and replaced by goethite (Ge), C= Coexisting pyrite and goethite, D= Chalcopyrite containing galena. Scale bar is 100μm.

Fig. 10. Microphotographs showing the mineral assemblages in the stage II- b, Ⅱ- c from the Jangan deposit. A= Chalcopyrite (Cp) coexisting with bornite (Bn) and hematite (He), B= Chalcopyrite coexisting galena, hematite and replaced by covellite (Cv), C= Chalcopyrite replaced by nuffieldite (Nf), D= Native copper (Cu) coexisting with calcite. Scale bar is 100 μm.

3-4. 광물공생관계

장안 광상에서 산출되는 광물로는 맥석광물로 석영과 방해석이 산출되고, 변질광물로는 녹염석, 녹니석 및 소량의 견운모가 관찰된다. 광석광물로는 황철석, 황동석, 방연석, 자철석, 적철석, 반동석, 누필다이트, 자연동, 침철석, 휘동석, 코벨라이트, 공작석 등이 석영 및 방해석과 공생하여 산출된다. 이들의 광화시기별 공생관계를 살펴보면 열수변질기인 Ⅰ기, 광화시기인 Ⅱ기 그리고 Ⅲ기인 천성시기로 나눌 수 있다 (Fig. 11). Ⅰ기는 모암내에 녹염석화와 녹니석화 및 소량의 견운모화가 발생하면서 황철석이 정출되었고, Ⅱ기 초기에는 유백색 석영맥에 황철석, 자철석, 황동석 및 방연석이 정출하였다. 중기에는 투명석영 및 방해석과 함께 반동석, 황동석, 누필다이트가 정출되었으며, 적철석이 독립적으로 산출되었다. Ⅱ기 후기에는 방해석에 자연동이 수반 되었다. 천성광화기에 산출되는 광석광물들은 후기 산화작용으로 침철석, 휘동석, 코벨라이트, 공작석 등이 형성되었다.

화강암에서 산출되는 광물로는 석영, 정장석, 흑운모, 견운모, 녹니석 등이 있으며 불투명 광물로 황철석, 황동석, 방연석, 섬아연석, 자철석 등이 산출된다. 이들의 조직과 산출상태에 따라 정출관계를 살펴보면 먼저 황철석이 정출되고, 그후 황동석과 소량의 자철석이 산출되었으며 마지막으로 섬아연석과 방연석이 형성되었다 (Fig. 11).

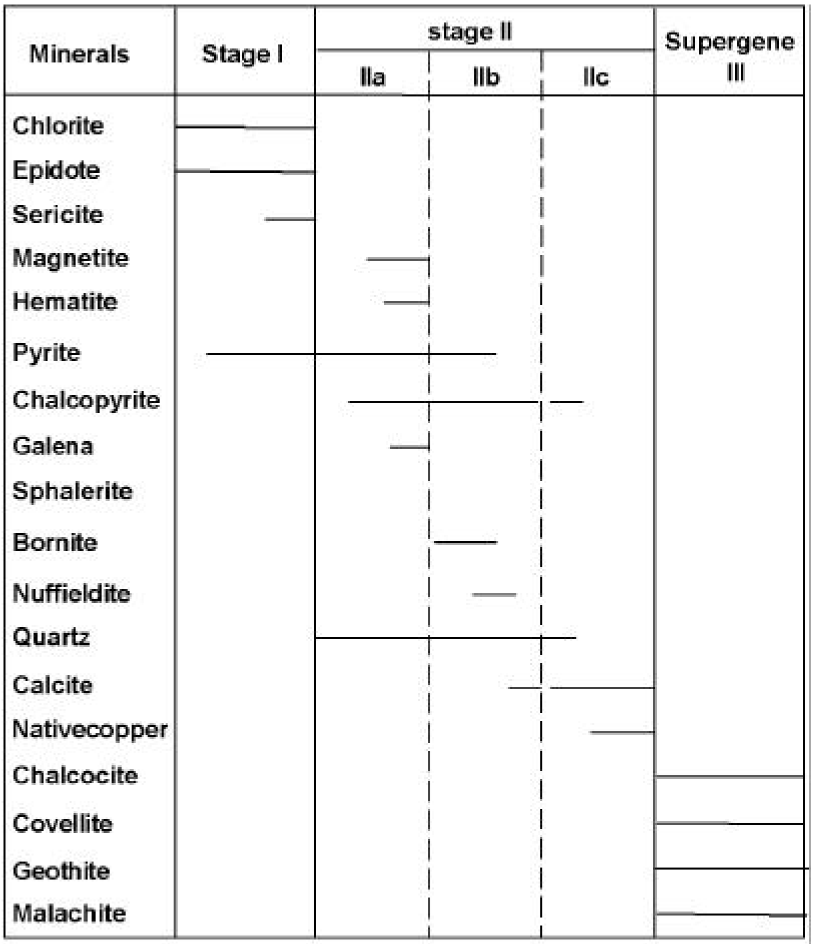

Fig. 11. Paragenetic sequence of minerals from the Jangan mine.

4. 유체포유물

4-1. 연구대상광물과 분류

유체포유물 연구는 장안광상의 각 광화시기에 정출된 석영 및 방해석과 화강암내의 세맥에서 관찰되는 석영에 대하여 균일화온도와 염농도를 측정하였다. 연구지역의 석영에서 관찰되는 유체포유물의 종류는 액상의 충전도가 60 90 %에 이르고, 가열 실험시 액상으로 균일화되며, 냉각 실험시 액체 CO_2나 CO_2 수화물의 생성이 없는 Ⅰ형 포유물, 액상의 충전도가 30 50 %에 이르며, 가열 실험시 액상으로 균일화 되며, 냉각 실험시 액체 CO_2나 CO_2 수화물의 생성이 없는 Ⅱ형 포유물, 액상의 충전도가 60 % 이상이고 고체포유물을 함유하며, 가열 실험시 액상으로 균일화되는 Ⅲ형 포유물로 구분된다 (Fig. 12). 장안광상의 석영에서 관찰되는 유체포유물은 Ⅰ형 포유물과 Ⅱ형 포유물이 관찰된다. 대체로 Ⅰ형 포유물이 포유물의 주를 이루며, Ⅱ형 포유물은 매우 드물게 산출된다. 유체포유물의 크기는 15 40 ㎛의 크기를 이루며, 포유물 내의 bubble의 크기는 2 12㎛로 대체로 포유물의 크기가 매우 작다. 특히 일부 지역에서는 Ⅰ형 포유물과 Ⅱ형 포유물이 공존되고 있어 비등이 있었음을 암시한다. 방해석에서 산출되는 유체포유물은 액상의 충전도가 80 %이상이며, 가열 실험시 액상으로 균일화되며, 냉각 실험시 액체 CO_2나 CO_2 수화물의 생성이 없는 Ⅰ형 포유물만이 존재한다 (Fig. 12).

화강암내 세맥에서의 유체포유물은 주로 Ⅰ형 포유물과 Ⅲ형 포유물이 산출된다 (Fig. 12). 포유물의 크기는 8 50 ㎛의 크기를 이루며, 포유물 내의 bubble의 크기는 4 12 ㎛, 고체의 크기는 8 12 ㎛로 장안광상에서 나타나는 포유물보다 큰 편이다.

이들 포유물들의 현미경적 관찰을 통하여 총 가열실험 135회, 냉각실험

Fig. 12. Microphotographs showing various types of fluid inclusions from the veinlet in granite and Jangan mine. A, B and C=Type I inclusion, D=Type II inclsion, E=Coexisting Type I and II inclusions, F=Type III inclusion, G=gas, L=liquid, S=halite. Scale bar is 50 ㎛.

136회를 실시하였으며, 이 실험을 통해 염농도와 균일화온도를 측정하였고, 양자의 관계를 이용하여 광화유체의 압력과 진화 경향을 고찰하였다.

4-2. 염농도

유체포유물에서 측정된 염농도는 장안광상의 석영과 방해석에서의 I 형 및 II형 포유물과 화강암의 세맥에서 관찰되는 석영에서의 I 형 포유물에 대해 Roedder (1962)의 방법을 통하여 계산하였으며, 후자의 III형 포유물에 대해선 Sterner (1988)의 방법을 통하여 계산하였다.

장안광상에서 주 광화기에 해당하는 II- a기의 유체포유물에 대한 냉각실험을 통해 얻어진 NaCl 상당염농도는 2.5 7.6 wt.%의 범위를 보여준다. I 형 포유물과 공존하는 II형 포유물의 염농도는 4.1 5.8 wt.%의 범위로 광화유체가 비등하였을 때의 염농도의 범위가 편협하였음을 지시한다.

주 광화기중 II- b기의 유체포유물에 대한 NaCl 상당염농도는 0.7 6.9 wt.%로 다소 분산된 형태를 보이나, 전체의 70 % 이상이 1 6.2 wt.%에 밀집되어 있어, 광화유체의 주를 이루는 것들은 대체로 IIa기 보다는 낮은 염도를 가진 유체였음을 지시하여 준다. I 형 포유물과 공존하는 II형 포유물의 염농도 또한 2.8 5.5 wt.%의 범위로 염도가 다소 낮아졌음을 보여준다. 주 광화기 이후 독립적으로 나타나는 방해석에서 나타나는 유체포유물의 NaCl 상당염농도는 0.4 1.6 wt.%로 낮은 염농도의 범위를 보여준다.

화강암내 세맥의 석영에서 측정된 유체포유물에 대한 I 형 포유물의 NaCl 상당염농도는 13.3 17.6 wt.%의 범위고, III형 포유물에 대한 NaCl 상당염농도는 54.2 57.9 wt.%의 범위를 보여준다. 이는 장안광상 보다 높은 염농도를 갖는 유체가 광물침전에 관여하였음을 지시한다고 생각된다.

장안광상 부근의 화강암내 세맥에서 유체포유물의 염농도는 매우 높은 염농도의 범위를 보이며, 장안광상에서의 유체포유물은 주 광화기의 초기에서 후기로 진행됨에 따라 광화유체의 염농도가 감소하는 경향을 보여준다

(Fig. 13).

4-3. 균일화온도

장안광상에서의 유체포유물에 대한 가열실험으로 얻어진 Ⅱ- a시기 유체포유물에 대한 균일화온도는 300 394 ℃의 범위를 보인다. Ⅰ형 포유물의 온도 범위는 300 394 ℃이고, 비등의 증거를 제시하는 Ⅱ형 포유물은 335 386 ℃의 범위를 보인다. Ⅱ- b시기 유체포유물의 균일화온도는 284 304 ℃와 325 392 ℃의 범위로 약간 분산되어 나타나나 Ⅱ- a기와 비교해 볼 때 약간 낮은 온도 범위를 보여주며, 비등의 증거를 제시하는 Ⅱ형 포유물 또한 342 360 ℃의 범위를 보여준다 (Fig. 14). 방해석에서의 균일화온도는 113 156 ℃의 범위를 보이며 대체로 낮은 온도 범위를 보여준다.

화강암의 세맥에서 유체포유물에 대한 가열실험으로 얻어진 균일화 온도는 Ⅰ형 포유물의 경우 342 382 ℃이고, Ⅲ형 포유물은 458 486 ℃의 범위이다. 대체로 Ⅲ형 포유물의 균일화온도는 높으며, Ⅰ형 포유물의 균일화온도는 장안광상에서 나타나는 유체포유물의 균일화온도와 비슷하다 (Fig. 14).

즉 화강암 세맥내 석영에서의 균일화온도는 매우 광범위하고 높은 온도 범위를 보이며, 장안광상에서의 균일화온도는 주 광화기의 초기에서 후기로 진행함에 따라 온도가 낮아지는 경향을 보여준다.

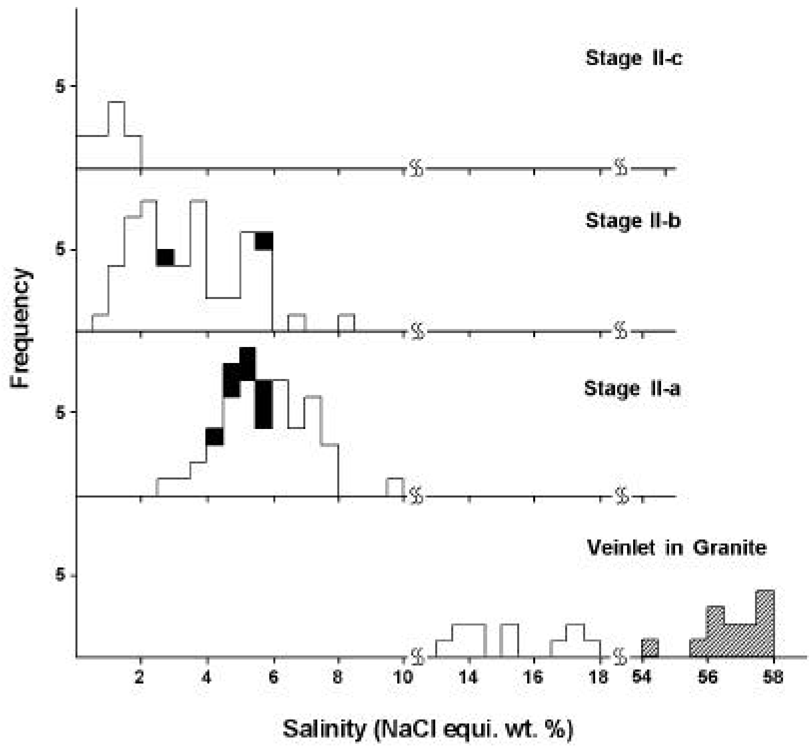

Fig. 13. Histogram of NaCl equi. wt. % of salinities for fluid inclusions in quartz from the veinlet in granite and Jangan mine. □; Type I inclusion, ■; Type II inclusion, ▨; Type III inclusion

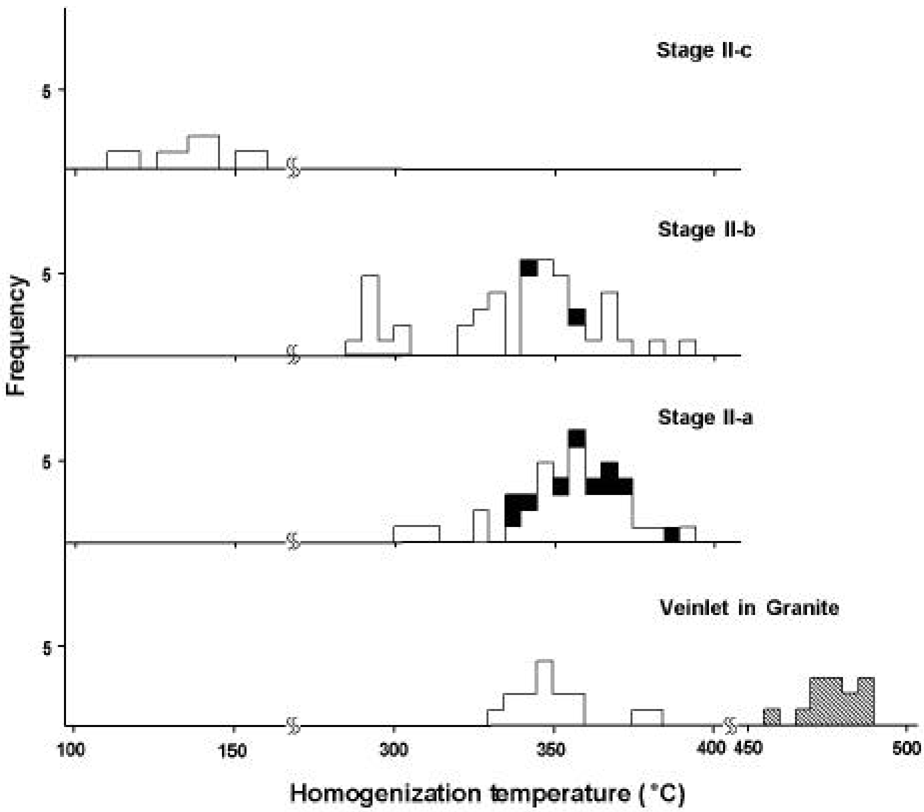

Fig. 14. Histogram of homogenization temperature for fluid inclusions in quartz from the veinlet in granite and Jangan mine. □; Type I inclusion, ■; Type II inclusion, ▨; Type III inclusion.

4-4. 균일화온도와 염농도의 관계

광화작용시 광화유체의 온도와 조성의 변화는 유체포유물에 기록된다. 장안광상에서의 Ⅱ- a기의 유체포유물의 균일화온도는 300 394 ℃의 범위를 보이며, 2.5 7.6 wt.% equiv. NaCl의 염농도를 갖는다. 이들 온도와 염농도의 범위는 온도가 낮아짐에 따라 염농도도 함께 낮아지는 경향을 보인다. 따라서 장안광상 Ⅱ- a기의 광화작용은 광화유체가 천수나 외부 열수들과의 혼입에 의한 온도하강과 염농도의 감소로 생각된다. Ⅱ- b기의 유체포유물의 균일화온도는 284 392 ℃의 온도범위와 0.7 6.9 wt.% equiv. NaCl의 염농도 범위를 보인다. 이들은 온도가 낮아짐에 따라 염농도도 함께 감소하는 경향을 보인다. 이는 장안광상 Ⅱ- b기의 광화작용이 천수의 유입을 겪으며 냉각과 희석작용에 의한 결과로 생각된다 (Fig. 15).

화강암 세맥내 석영에서의 유체포유물의 균일화온도는 342 382 ℃와 458 486 ℃의 범위를 보이며, 13.3 17.6 wt.%와 54.2 57.9 wt.% equiv. NaCl의 염농도를 갖는다 (Fig. 13, 14). 이들을 온도와 염농도의 관계로 보면, 화강암내 세맥에서 관찰되는 광석광물들은 상당히 고염농도와 온도에서 광물의 침전이 있었다는 것을 지시한다.

장안광상의 광화작용에 대한 유체포유물의 균일화 온도와 염농도의 관계를 화강암에서의 균일화온도, 염농도와 비교해 볼 때, 장안광상은 화강암 세맥 보다는 상당히 낮은 염농도와 온도를 보인다. 또한 염농도-온도의 관계를 보면, 해수 또는 천수의 유입에 따른 희석작용과 비등에 의해서 광물의 침전이 야기되었다고 생각된다.

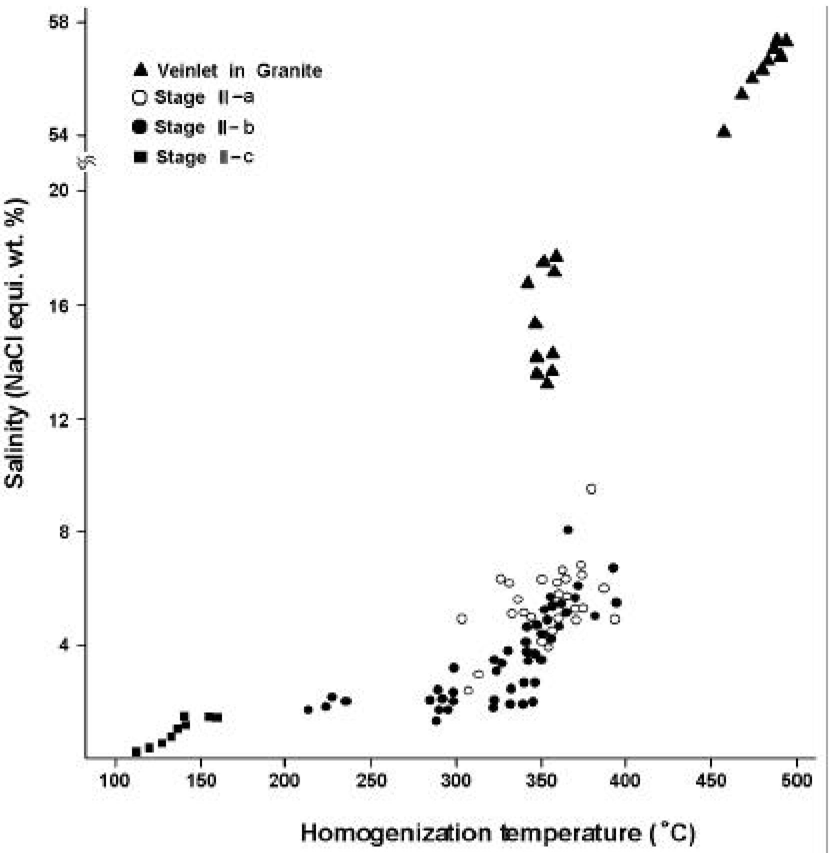

Fig. 15. Relationship between salinity and homogenization temperature of fluid inclusions from the veinlet in granite and Jangan mine.

5. 안정동위원소

5-1. 개 설

이미 알려진 바와 같이 지구상에 존재하는 안정동위원소는 비교적 낮은 원자수를 갖고 있으며, 물질의 기원, 물질의 혼합, 물질간의 상호반응 및 물질의 생성환경 해석 등에 유용한 수단으로 지구과학분야에 이용되고 있다. 특히, 광상학에서는 수소, 산소 및 황과 탄소 안정동위원소가 광화용액의 기원, 순환수와 열수의 혼합과 광물의 침전기구, 광화용액중의 황의 기원과 이동, 광액의 침전온도, 그리고 금속의 기원을 밝히는데 사용되고 있다. 본 연구에서는 화강암에서의 광화작용과 장안광상에서의 광화작용의 특성을 비교하기 위해 화강암에서 산출되는 장석, 황철석, 방연석, 방해석의 수소, 산소 및 황과 탄소 동위원소비를 측정하여 광화용액의 기원 및 황의 기원과 순환수의 혼입 해석에 이용하였으며, 광상 지역에서는 석영, 황동석, 방해석의 동위원소비를 측정하여 기원해석에 응용하였다. 수소, 산소 동위원소는 화강암의 변질대에서 분리한 장석에 대해서 1개, 장안광상의 주광화기의 석영에 대해서 6개의 시료에 대해 분석하였다. 황 동위원소의 분석은 황철석, 황동석, 방연석 등에 대해 4개의 시료에 대해 분석하였다. 탄소 동위원소 분석은 2개의 시료에 대해 실시하였다. 안정동위원소 분석은 중국 지질대학 [무한 (武韓)]의 gas/ isotope ration mass spectrometer를 이용하였다.

5-2. 황안정동위원소

화강암 세맥에서 산출되는 황화광물의 $\delta^{34}S$ 값은 5.54 5.77 ‰로서 비교적 좁은 범위를 갖는다 (Table 3).

장안광상의 광화기중 Ⅱ- a기에 산출되는 황동석의 $\delta^{34}S$ 값은 4.67 ‰의 값을 갖으며, Ⅱ- b기에 산출되는 황동석의 $\delta^{34}S$ 값은 5.45 ‰의 값을 갖는다. Ⅱ- a기에서 Ⅱ- b기로 갈수록 황이 부화된 경향을 갖는다.

열수광상에서 평형상태의 황은 존재가능 이온인 SO_4^{2-}, SO_3^{2-} ,SO_2, SCO_2, S, H_2S, HS^-, S^{-2} 중 가벼운 원소인 H_2S, HS^- 상태로 운반되는 것이 많은 것으로 알려져 있다. 각 황화광물의 황종을 생성당시의 온도에 따라 나타내는 분별식은 H_2S로 가정한 것이 가장 많이 이용된다 (Ohmoto and Rye, 1979). 따라서 유체포유물의 균일화온도의 평균값을 선정하여 $\delta^{34}S$를 $\delta^{34}S_{H_2S}$로 계산하기 위하여 Ohmoto and Rye (1979)의 분별식을 이용하였다.

$1000 \ln \alpha_{pyrite\text{-}H_2S} = 0.40 \ (10^6/T^2)$ 200 700 ℃

$1000 \ln \alpha_{galena\text{-}H_2S} = -0.63 \ (10^6/T^2)$ 50 700 ℃

$1000 \ln \alpha_{chalcopyrite\text{-}H_2S} = -0.05 \ (10^6/T^2)$ 200 600 ℃

위 식에 따라 각 황화광물의 $\delta^{34}S$를 $\delta^{34}S_{H_2S}$로 환산하면 화강암 세맥은 4.70 7.08 ‰, 장안광상의 Ⅱ- a기는 4.54 ‰, Ⅱ- b기는 5.3 ‰이다. 일반적으로 마그마 기원의 $\delta^{34}S$나 $\delta^{34}S_{H_2S}$는 0.0 부근의 좁은 범위를 가지며, 퇴적기원의 것은 매우 광범위하고 무거운 경향을 보이는 것으로 알려져 있다. 따라서 연구지역의 광상은 다소 모암의 영향을 받은 것으로 생각할 수 있다.

Table 3. Sulfur isotope composition (permil) of sulfide minerals from the veinlet in granite and Jangan deposit.

Deposit	Stage	Sample No.	Mineral	$\delta^{34}S$	T (℃)	$\delta^{34}S_{H_2S}$
Veinlet in Granite		JA-22	Pyrite	5.54	420	4.70
		JA-22	Galena	5.77	420	7.08
Jangan	II- a	JA-8	Chalcopyrite	4.67	345	4.54
	II- b	JA-12	Chalcopyrite	5.45	328	5.3

Calculated sulfur isotopic composition of H_2S in ore fluids, using the isopote fractionation equation of Ohmoto and Rye (1979).
Temperature of average of homogenization temperature from fluid inclusion.

5-3. 산소 및 수소 안정동위원소

화강암 변질대의 장석의 $\delta^{18}O$**값은** 8.24 ‰**의 값을 갖는다. 장안광상의 주광화기에 해당하는** Ⅱ- a**기의 석영에 대해 분석한** $\delta^{18}O$**값은** 2.28 4.38 ‰**의 범위를 갖고,** Ⅱ- b**기의 석영에 대해 분석한** $\delta^{18}O$**값은** 3.93 5.81 ‰**의 범위로,** Ⅱ- a**기에 비해** Ⅱ- b**기가 좀더 무거운 경향을 보인다** (Table 4).

한편 수소동위원소의 경우 장석에서 구한 δD**값은** -72.2 ‰**의 값을 가지며, 장안광상의** Ⅱ- a**기의 석영내 유체포유물에서 구한** δD**값은** -48.1 -39.1 ‰**의 범위와** Ⅱ- b**기의** δD**값은** -52.6 -29.5 ‰**의 범위를 갖는다** (Table 4).

일반적으로 마그마기원의 δD**는** -50 -85 ‰**의 범위를 갖고,** $\delta^{18}O$**의 범위는** 5.5 10.0 ‰**의 범위를 갖는 것으로 알려져 있다** (Taylor, 1979).

$$\delta O;\ 1000 \ln \alpha_{Quartz\text{-}H2O} = 3.34\ (10^6/T^2) - 3.31$$
$$\delta O;\ 1000 \ln \alpha_{Feldspar\text{-}H2O} = 2.91\ (10^6/T^2) - 3.41 \quad \text{(Matsushisa et al., 1979)}$$

$\delta^{18}O_{H_2O}$**의 환산식은** Matsushisa et al. (1979)**이 제시한 식에 의해 계산되었으며,** δD**는 장석과 석영내에 존재하는 유체포유물의 유체를 분석한 것으로 환산할 필요가 없는 것이다.** $\delta^{18}O_{H_2O}$**값은 화강암의 장석이** 5.59 ‰, **장안광상의** Ⅱ- a**기가** -3.51 -1.05 ‰, Ⅱ- b**기가** -2.00 -0.12 ‰**의 범위로 마그마 기원의 것보다 상당히 낮은 값을 보이고 있다. 즉 화강암내 장석에서의** δD, $\delta^{18}O_{H_2O}$**값은 마그마 기원의 영역에 해당되고 있어서 천수의 영향을 받지 않은 것으로 추정되고, 장안광상에서 광화유체의** δD, $\delta^{18}O_{H_2O}$**값은 마그마 기원의 것보다 상당히 낮은 값을 보이고 있어서 이는 열수계에서 해수나 천수의 혼입의 영향을 많이 받은 것으로 생각된다.**

Table 4. Oxygen and hydrogen isotope data from the altered granite and Jangan deposit.

Deposit	Stage	Sample No.	Mineral	$\delta^{18}O$ (‰)	δD_{H_2O} (‰)	T (℃)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)
Altered Granite		JA-22	Feldspar	8.24	-72.2	420	5.59
Jangan	Ⅱ- a	JA-7	Quartz	2.28	-39.1	345	-3.15
		JA-8	Quartz	3.53	-39.7	345	-1.90
		JA-11	Quartz	3.34	-40.5	345	-2.09
		JA-9	Quartz	4.38	-48.1	345	-1.05
	Ⅱ- b	JA-13	Quartz	3.93	-29.5	328	-2.00
		JA-14	Quartz	5.81	-52.6	328	-0.12

Tempareture based on average fluid inclusion temperatures.

$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) based on oxygen isotope fractionation factors: Matsuhisa et al. (1979).

δD_{H_2O} (‰) is hydrogen isotope composition of water in fluid inclusion (extracted by crushing).

5-4. 탄소 안정동위원소

화강암의 세맥에서 나타나는 방해석에 대해 분석한 $\delta^{13}C$값은 -5.46 ‰을 나타내며, 장안광상의 II-c기에 나타나는 방해석에 대해 분석한 $\delta^{13}C$ 값은 -8.33 ‰으로 화강암에 비해 다소 가벼운 경향을 보인다 (Table 5).

일반적으로 마그마 기원의 $\delta^{13}C$의 범위는 -3 -7 ‰의 범위를 갖는 것으로 알려져 있다 (Deines and Gold, 1973).

$$\delta C;\ 1000\ \ln \alpha_{Calcite\text{-}CO_2} = 2.998(10^6/T^2) - 7.666(10^3/T) + 2.461$$

(Friedman and O'Neil, 1977)

δC_{CO_2}의 환산식은 Friedman and O'Neil (1977)이 제시한 식에 의해 계산되었으며, 그 값은 화강암이 -6.83 ‰, 장안광상의 방해석이 -9.94 ‰로 마그마 기원의 $\delta^{13}C$ 보다 다소 낮은 경향을 보인다. 화강암에서의 $\delta^{13}C$값과 δC_{CO_2}값은 모두 높은 값을 가지고 있어서 마그마 기원의 탄소가 주종을 이루웠을 것으로 추정되며, 장안광상에서의 $\delta^{13}C$값과 δC_{CO_2}값은 비교적 낮은 값을 가지고 있으므로 해수나 천수의 영향을 받은 것으로 생각된다.

Table 5. Carbon isotope data from the veinlet in granite and Jangan deposit.

Deposit	Stage	Sample No.	Mineral	$\delta^{18}O$ (‰) -SMOW	$\delta^{13}C$ (‰) -PDB	T (℃)	$\delta^{13}C_{CO_2}$ (‰)
Veinlet in Granite		JA-22	Calcite	4.21	-5.46	142.6	-6.83
Jangan	Ⅱ- c	JA-13	Calcite	7.23	-8.33	136.5	-9.94

Temperature based on average fluid inclusion temperatures.

δC_{CO_2} (‰) based on carbon isotope fractionation factors: Friedman and O'Neil, (1977).

6. 연대측정

6-1. 개설

이미 알려진 바와 같이 연대측정의 방법에는 여러 가지 방법이 있다. 방사성 동위원소를 이용한 이러한 측정방법은 지구의 연령뿐만 아니라 지질시대중의 어떤 시기가 지금부터 몇 년 전인가를 알 수 있게 해준다. 특히, 광상학에서는 이러한 연대측정 방법을 이용하여 광상의 광화시기와 광화작용과 관계화성암의 시기를 규명하는데 많이 사용되고 있다.

연구대상 지역인 칠천도 지역은 아직까지 연대측정 방법을 이용하여 시기가 밝혀진 자료가 없으며, 장안광상 부근의 다른 지역에 대한 절대연령자료 또한 거의 없는 실정이다. 본 연구에서는 화강암내 세맥 주변에서 관찰되는 견운모를 분리해 내어 K-Ar 연대측정을 실시하였으며, 광상의 광화시기 해석에 이용하였다.

6-2. 시료준비 및 분석과정

연대측정시료는 화강암내에 발달된 견운모에 대해서 K-Ar 연대측정을 실시하였고 시료의 위치는 Fig. 2 (CC99428-22)와 같다.

광물의 분리는 증류수를 이용한 수비법에 의해서 분리하였고 건조기에서 40℃로 건조하였다. 이렇게 분리하여 준비된 시료는 K 및 Ar 분석에 사용하였다.

분리된 견운모 시료는 테프론 용기에서 불산과 질산으로 용해시키고, K 분석은 2000 ppm Cs buffer를 사용하여 원자흡광분석기에 의해 분석하였다 (Nagao et al., 1984). 이러한 분석방법은 화학 표준시료에 대한 실험결과 오차는 2 % 미만이었다. 시료에 대해서는 2회 분석을 실시하여 오차가 2 % 미만인

경우에 한해서 연대측정에 사용하였다. Ar 분석은 일본 오카야마 이과대학 자연과학연구소에 설치된 ^{38}Ar 스파이크를 이용한 질량분석기에 의해 분석하였다 (Nagao, Itaya, 1986; 1988;). K-Ar 연령측정에 사용된 물리적 조건은 λ_e=0.581x10^{-10}/y, λ_β=4.962x10^{-10}/y 및 ^{40}K/K= 0.0001167 이다 (Steiger and Jager, 1977).

6-3. 분석결과

화강암내에서 분리한 견운모에 대한 K-Ar 연대측정 결과는 81.2±1.8 Ma 이다 (Table 6). 이는 통영 금은광상 (72.9±1.2 Ma; Shelton et al., 1990), 고성지역의 동광상 (81.8±1.8 Ma; Choi 외, 1994)과 비슷한 연령을 보이는 것으로 보아 경남 지역의 동광상들과 비슷한 시기에 광화작용이 일어났음을 추정할 수 있다.

Table 6. K-Ar ages for sericite in the Chilcheondo.

Sample No.	Rock name (analyzed mineral)	K (wt.%)	Rad.^{40}Ar (10^{-8}ccSTP/g)	Age (Ma)	Non-Rad. ^{40}Ar (%)
CC-23	Sericite	7.25±0.15	2337.3±24.1	81.2±1.8	3.1

7. 고 찰

7-1. 생성온도 및 황분압

유체포유물 실험을 통해 얻어진 결과에 의하면 화강암의 세맥내 석영과 장안광상내 석영에서 산출되는 유체포유물은 단순한 NaCl-H_2O계의 조성을 가진 광화유체로 인한 광화작용으로 생각된다. 화강암의 세맥내 석영에서의 유체포유물의 온도와 Nacl 상당염농도는 342 486 ℃, 13.3 57.9 wt.%의 범위로 다소 광범위한 높은 온도와 염농도를 보인다. 앞에서 언급한 바와 같이 온도가 감소함에 따라 염농도도 감소하는 경향을 보이며, 광화유체가 천수나 외부 열수들과의 혼입이 없이 시간의 경과에 따라 온도와 염농도가 낮아졌음을 지시하는 것으로 생각된다. 그리고 화강암 세맥내의 석영에서는 Ⅰ형 및 Ⅲ형 포유물만이 관찰되고, 비등의 증거를 관찰할 수 없는 관계로 압력환산이 용이하지 않았다.

장안광상의 Ⅱ- a기의 유체포유물에서 구한 균일화온도와 NaCl 상당염농도는 300 394 ℃, 2.5 7.6 wt.%로 다소 광범위한 범위를 보이고 온도가 감소함에 따라 염농도도 감소하는 경향이 약간 보이나 다소 분산된 형태를 보인다. 또한 비등의 증거를 보이는 Ⅱ형 포유물의 온도 및 염농도의 범위는 335 386 ℃, 4.1 5.8 wt.%이다. 비등현상을 보이는 유체포유물의 온도와 염농도를 Hass (1971)의 환산식을 이용해 광상형성시의 압력을 수압으로 가정하여 환산하면 124.5 bar이며, 심도는 1567 m이다. Ⅱ- b기의 유체포유물에서 구한 온도와 NaCl 상당염농도는 284 392 ℃와 0.7 6.9 wt.%로써 Ⅱ- a기 보다 약간 낮은 온도와 염농도를 보이며, 온도가 감소함에 따라 염농도도 감소하는 경향을 보인다. Ⅰ형 포유물과 공존하여 비등현상을 보이는 Ⅱ형 포유물의 온도 및 염농도 범위는 342 360 ℃, 2.8 5.5 wt.%로 Ⅱ- a시기에 비해 다소 감소하는 경향을 보인다. 비등현상을 보이는 유

체포유물의 온도와 염농도를 이용하여 압력과 심도를 구해보면, 압력은 109.3 bar이며, 심도는 1351 m이다. 이상을 종합하여 보면 장안광상에서의 광화유체는 Ⅱ- a기에서 온도는 일정하게 유지하면서 염농도가 낮아지는 변화를 겪어오다가 약간의 천수 유입과 비등현상에 의해 염농도 분리도 일어났으며, 이로 인해 광물의 침전이 야기되었다고 생각된다. Ⅱ- b기에서는 좀더 많은 천수의 유입과 온도의 하강으로 인해 염농도가 낮아지면서 주된 광물을 침전시킨 것으로 생각된다 (Fig. 15).

장안광상의 주 광화기에 산출되는 공생광물을 살펴보면 Ⅱ- b기에 황철석, 황동석 및 반동석이 공존한다. 이들 공생관계를 열역학적 자료와 유체포유물에서 Ⅱ- b기의 유체포유물의 균일화온도를 이용하여 황분압을 유추해 보면, Ⅱ- b기의 황분압은 $10^{-7.3}$ $10^{-4.1}$ atm의 범위를 나타낸다. 주 광화기의 Ⅱ- a기에서는 황분압을 유추하기에 적합한 광물공생군을 찾을수 없었다. 그러나, 유체포유물에서의 균일화온도와 염농도가 Ⅱ- b기보다 약간 높고, 안정동위원소에서 비슷한 범위를 나타내는 것으로 보아 Ⅱ- a기의 광화작용에 있어서 광화유체의 황분압은 적어도 Ⅱ- b기보다는 높은 조건이었을 것으로 생각된다.

이 자료를 경남 고성, 거제, 통영 지역의 광상들과 비교해보면, 삼봉광상 (284 351 ℃, 6.1 11.6 wt.%, 10^{-10} 10^{-5} atm 박희인 외, 1983), 성지광상 (276 350 ℃, 6.2 11.6 wt.%, 박희인 외, 1983), 고성광상 (240 353 ℃, 8.5 13.6 wt.%, $10^{-11.2}$ 10^{-8} atm, 박희인 외, 1983), 달성광상 (154 335 ℃, 지정만과 황호선, 1974), 일광광상 (170 400 ℃, 3.8 44 wt.%, 지정만, unpublished), 거제광상 (213 262 ℃, 6.6 10.9 wt.%, 10^{-12} atm 이상, 박희인 외, 1984), 함안광상 (248 373 ℃, 11.7 44.1 wt.%, 채동현, 1984), 통영광상 (107 282 ℃, 1.0 6.1 wt.%, 10^{-16} 10^{-10} atm, Shelton et al., 1990)등과 비슷한 온도범위와 낮은 염농도를 보이고, 그리고 황분압은 다소 높은 조건에서 광상이 형성되었다는 것을 보여준다.

7-2. 광화유체의 기원

장안광상에서 산출되는 황화광물의 total S를 계산해 보면 $\delta^{34}S_{H_2S}$값이 4.54 5.3 ‰로 일반적인 마그마 기원의 광화유체 보다 무거움을 알 수 있다. 또한 산소 및 수소 동위원소의 범위로 $\delta^{18}O_{H_2O}$값이 -3.15 -0.12 ‰, 석영내 유체포유물의 δD는 -52.6 -39.1 ‰의 범위로 마그마 기원의 $\delta^{18}O_{H_2O}$ (5.5 10 ‰, Tayler, 1977) 및 δD (-50 -85‰, Tayler, 1977)과 비교하여 볼 때 산소동위원소는 매우 가벼우며, 수소동위원소는 약간 무거운 경향을 보인다. 그리고, 탄소동위원소 또한 $\delta^{13}C$값이 -8.33 ‰로 마그마 기원의 $\delta^{13}C$(-3 -7 ‰, Deines and Gold, 1973)과 비교해 볼 때 다소 가벼움을 알수 있다. 이들 원소비를 종합하여 보면 장안광상의 광체를 형성시킨 광화유체는 열수계에서 순환수와의 혼입이 있었음을 암시한다.

화강암의 세맥에서 산출되는 황화광물의 total S를 계산해 보면 $\delta^{34}S_{H_2S}$값이 4.70 7.08 ‰의 범위로 역시 마그마 기원의 유체보다 무거운 경향을 보인다. 산소 및 수소 동위원소의 범위는 $\delta^{18}O_{H_2O}$값이 5.59 ‰, δD값이 -72.2 ‰로 마그마 기원의 유체에 해당된다. 또한 탄소동위원소도 $\delta^{13}C$값이 -5.46 ‰로 마그마 기원의 유체에 해당된다. 이를 종합하면 화강암내의 세맥에서 광화작용을 일으킨 광화유체도 약간의 순환수가 혼입되었으며, 그 혼입정도가 장안광상 보다는 약했음을 지시한다.

이를 산소동위원소와 수소동위원소 쌍으로 도시하는 다이어그램에 도시하여 보면, 장안광상은 모두 마그마수나 변성수 보다 산소동위원소가 결핍되어 한국지하수의 동위원소 영역에 가까이 도시되고, 화강암은 마그마수의 영역에 도시된다 (Fig. 16). Sakai (1996)는 수소가 0 20 ‰, 산소가 0 ‰ 영역에 도시되는 영역을 해수의 영향으로 해석하고 있다. 따라서 장안광상의 광화작용은 화성활동에 기인하는 유체가 주변에 발달된 열극을 따라 유입될 때, 이들 유체가 주변 퇴적암이나 화산암을 지나는 해수나 천수 혼입에 의한 광화작용으로 생각된

다. 화강암내의 세맥에서의 광화작용은 외부유체나 순환수와의 혼입없이 일정 조건 하에서 광화작용이 유발되었을 것으로 생각된다.

7-3. 광화작용의 시기

칠천도 지역의 장안광상은 경상누층군의 퇴적암류인 성포리층과 장목리층을 관입 또는 분출한 안산암을 모암으로 한다. 또한 경남지역의 동광상들 중, 고성지역의 광상들은 고성층의 응회질반암, 응회질셰일, 응회암과 이들을 관입내지 덮고있는 안산암, 안산암질화산력응회암 등 (박희인 외, 1983)을 모암으로 하며, 통영지역의 광상들은 안산암, 안산암질응회각력암, 응회질반암과 셰일 등 (박희인 외, 1983)을 모암으로 하여 장안광상과 비슷한 지질조건이다. 또한 칠천도 지역의 화강암내의 세맥에서 분리한 견운모에 대한 K-Ar 연대측정 결과 (81.2±1.8 Ma)는 화강암의 고결 이후 열수유체의 관입시기를 말해주는 결과로써, 위에서 언급한 고성지역 (81.8±1.8 Ma), 통영지역 (72.9±1.2 Ma)의 동광상들의 광화시기와 비슷한 연령을 보이는 것으로 보아, 같은 광화기 동안에 형성된 광화작용으로 생각된다.

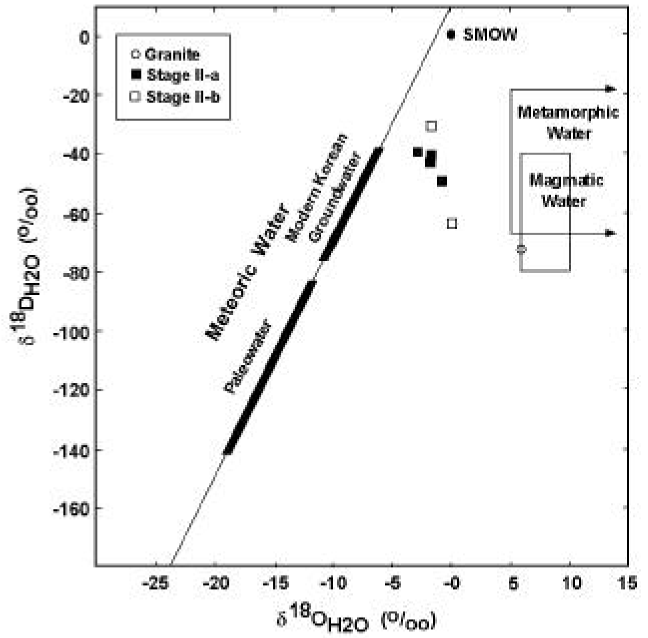

Fig. 16. Hydrogen versus oxygen isotope diagram, displaying stable isotope systematics of hydrothermal fluids from the Jangan mine.The magmatic and meta-morphic water boxes (Taylor, 1974, 1979) and the meteoric water line (Craig, 1961) are also shown. The range of the Korean paleometeoric water composition is from shelton et al. (1988) and So et al. (1990). The compositional range of modern Korean groundwater is from Kim, Nakai (1988).

8. 결　　언

1. 장안 동광상은 백악기 경상누층군의 안산암내에 발달된 N10° 20°W, 75° 85°SW의 주향경사를 갖는 열극대를 충진한 맥상광상이다.

2. 장안광상에서 산출되는 주요 광석광물은 단일시기의 광화작용으로 초기에는 유백색 석영맥에 황철석, 황동석, 자철석 및 방연석이 침전하였으며, 중기와 후기에는 투명석영 및 방해석과 함께 반동석, 적철석, Cu-Pb-Bi-S계 광물 및 자연동이 정출하였다. 화강암내의 세맥에서는 황철석, 섬아연석, 자철석, 황동석 및 방연석이 단일 시기에 정출하였다.

3. 유체포유물, 광물공생군으로 추정한 광상의 생성온도, NaCl 상당염농도 및 황분압 (-log fs_2)은 장안광상의 II-a기는 300 394 ℃, 2.5 7.6 wt.%, II-b기는 284 392 ℃, 0.7 6.9 wt.% 및 7.3 4.1 atm이다. 유체포유물 자료로 산출한 장안광상 II-a기의 압력 ($P_{hydrostatic}$)은 124 bar이고, 생성심도는 1567 m로 추정된다. 화강암내 세맥에서는 342 486 ℃, 13.3 57.9 wt.%이다.

4. 황화광물의 안정동위원소로부터 산출한 δ$^{34}S_{H_2S}$값은 4.54 5.3 ‰이고, 화강암내의 세맥은 4.70 7.08 ‰로서, 광화유체내 황종은 천수 및 모암의 영향을 받은 것으로 보인다.

5. 장안광상의 석영과 석영내 유체포유물, 그리고 방해석에서 구한 δ$^{18}O_{H_2O}$ 값과 δD 값 및 δ^{13}C 값은 -3.15 -0.12 ‰, -52 -39 ‰, -8.33 ‰의 범위로 해수나 천수의 혼입에 의한 것으로 생각된다. 화강암의 변질대의 장석에서

구한 $\delta^{18}O_{H_2O}$값과 δD 값, 그리고 방해석에서 구한 $\delta^{13}C$ 값은 5.59 ‰, -72.2 ‰, -5.46 ‰로 마그마 기원의 유체임을 시사한다.

6. 광상부근의 지질, 광상의 산출상태, 구성광물 및 광화작용의 물리화학적 성질로 보아 장안광상은 중-심열수형 광상의 특성을 보인다.

참 고 문 헌

구무옥 (1968) **대덕동광상조사보고**. **지질광상**, 6**권**, p. 22-27.

구무옥, **김기동**, **최종옥** (1969) **경남고성지역 동광화대조사개보**. **지질광상조사보고**, 11**권**, p. 47-60.

김선억 (1973) **경남지역 동광상의 종합개발에 관한 조사연구**. **광산지질**, 6**권**, p. 133-170.

김문영, **신홍자** (1989) **통영광산산 섬아연석의 화학조성**. **광산지질**, 22**권**, p. 103-115.

김옥준, **김규한** (1974) **동점광산의 붉은등 광체의 성인에 관한 연구**. **광산지질**, 7**권**, p. 157-174.

김종대 (1986) **거제 동아광산의 지질 및 광상**. **광산지질**, 19**권**, Spec. Iss, p. 103-112.

민경덕, **김옥준**, **윤석규**, **이대성**, **주승환** (1982) **한국남부의 백악기말 이후의 화성활동과 광화작용에 대한 판구조론의 활용성 연구**. **광산지질**, 15**권**, p. 123-154.

박희인 (1983) **통영 금광상의 광석과 유체포유물**. **광산지질**, 16**권**, p. 245-251.

김찬종, **박희인** (1984) **거제동광상의 광물공생관계와 유체포유물**. **광산지질**,

17권, p. 245-258.

박희인, 최석원, 장호완, 이민성 (1983) 경남고성지역 동광상의 성인에 관한 연구. 광산지질, 16권, p. 135-147.

박희인, 최석원, 장호완, 채동현 (1985) 경남 함안-군북지역의 동광화작용에 관한 연구. 광산지질, 18권, p. 107-124.

박희인, 최석원, 채동현 (1984) 함안동광상의 성인에 관한 연구. 광산지질, 17권, p. 153.

손치무 (1969) 경남지역 동광상의 성인에 관한 연구-암석학 및 광물학적 연구. 대한광업진흥공사.

원종관, 지정만, 김수진, 윤 선, 소칠섭, 김형식 (1980) 거제、율포 지질도폭 (1:50,000) 설명서. 자원개발연구소, p. 21.

윤성호, 이상원, 공정선, 서윤지 (1996) 한반도 남해안 도서지역에서의 화성활동에 관한 연구(1) - 거제도 일대의 화산 활동을 중심으로-. 대한지질학회논문집, 1권, p. 17

이상만 (1972) 경남분지내의 화강암류와 광화작용. 손치무교수송수기념 논문집, p. 195-219.

이상만, 윤상규 (1972) 경남분지내의 화강암류와 광화작용에 관한 관계성연구. 과학기술처, R-74-48.

이홍규 (1970) **대덕동광상조사보고서**. **지질광물조사연구보고**, 12**권**, p. 95-132.

지정만, **황호선** (1974) **달성광산의 유체포유물에 의한 생성온도와 광물공생에 관한 연구**. **광산지질**, 7**권**, p. 23-35.

Choi, S.G., Chi, S.J., Yun, S.T., Koh, Y.K., Yu, J.S. (1989) Gold-silver mineralization of the Geojae area. Mining Geol, v. 22, p. 303-314.

Choi, S.H., So, C.S., Kweon, S.H. and Choi, K.J. (1994) The Geochemistry of copper-bearing hydrothermal vein deposits in Goseong mining district (Samsan area), Gyeongsang basin, Korea. Econ. Eviron. Geol., v. 27, p. 147-160.

Clayton, R. N., J. R. and Mayeda, T. K. (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geoph. Research.,v. 77, p. 3057-3967.

Craig, H. (1961) Isotope variations in meteoric waters. Science, v. 133, p. 1702-1703.

Deines, P. and Gold, D.P. (1973) The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 37, p. 1709-1733.

Friedman, I. and O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemicalinterest; in Fleischer, M. (ed.,), Data of Geochemistry, Sixth Ed. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 440-KK, p, kk1-kk12.

Hass, R. W. (1971) The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Econ. Geol., v. 66, p. 940-946.

Jin, M.S. (1981) Petrology and geochemistry of the cretaceous granitic rocks in South Korea. Ph.D., thesis, SNU.

Jin, M.S., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.P. (1984) Fission track dating of apatite from the Jurassic and Cretaceous granites in south Korea. Jour. Geol. Soc. Korea, v. 20, p. 257-265.

Jin, M.S., Lee, S.M., Lee, J.S. and Kim, S.Y. (1982) Lithochemistry of the cretaceous granitoids with relation to the metallic ore deposits in Southern Korea. Jour. Geol. Soc. Korea., v. 18, p. 119-131.

Matsushisa, Y., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 43, p. 1131-1140.

Nagao, K. and Itaya, T. (1986) Construction on mass spectrometer of oblique incident and exit type with triple collector for argon ananlysis. Annual Meeting of Assoc. Mass Spectrom.

Nagao, K. and Itaya, T. (1988) K-Ar age determination. Mem. Geol. Soc. Japan, No. 29, p. 5-21(in Japanese).

Nagao, K., Nishido, H., Itaya, T. and Ogata, K. (1984) An age determination by K-Ar method. Bull. Hiruzen Res. Inst., v. 19, p. 19-38(in Japanese).

Ohmoto, H. and Rye, R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed. New York, John Wiley and Sons.

Ohmoto, H. (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., v. 67, p. 551-578.

Roedder, E. (1971) Fluid inclusion studies on the porphyry copper type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. Econ. Geol., v. 66, p. 98-120.

Roedder, E. (1962) Studies of fluid inclusion I; Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., v. 57, p. 1045-1061.

Roedder, E. (1963) Studies od fluid inclusion II; Freezing data and their interpretation. Econ. Geol., v. 58, p. 667-708.

Roedder, E. (1984) Fluid inclusions. Min. Soc. Am., Reviews in mineralogy, v. 12, p. 644.

Sakai, H. (1996) Stable isotope geochemistry. University of Tokyo press, p. 83-141.

Scott, S.D. and Barnes, H.L. (1971) Sphalerite geothermometry and geobarometry. Econ. Geol., v. 66, p. 653-669.

Shelton, K.L., So , C.S., Haeussler, G.T., Chi, S.J., Lee, K.Y. (1990) Geochemical Studies of the Tongyoung Gold-Silver Deposits, Republic of Korea: Evidence of Meteoric Water Dominance in a Te-Bearing Epithermal System. Economic Geology, v. 85, p. 1114-1132.

Shelton, K.L., So, C. and Chang, J. (1988) Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: Geochemical studies of Jangwon gold area. Econ. Geol., v. 83, p. 1221-1237.

Sillitoe, E. (1978) Exploration for porphyry copper and molybdenum deposits in Southern Korea.

Sillitoe, E. (1980) Evidence for porphyry-type mineralization in south Korea. Mining Geol. Spec. issue, No. 8, p. 205-214

So, C.S., Chi, S.J. and Shelton K. L. (1985) Cu-bearing hydrothermal vein deposits in the Gyeongsang Basin, Republic of Korea. Econ. Geol., v. 80, p. 43-56.

Sourirajan, S. and Kennedy, G. C. (1962) The system H_2O-NaCl at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., v. 260, p. 115-141.

Sterner, S.M., D.L. Hall and R.J. Bodnar. (1988) Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H_2O under vapor-saturated conditions. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 52, p. 989-1006.

Taylor, H.P., Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., v. 69, p. 843-883.

Taylor, H.P., Jr. (1979) Oxygen and hydrogen isotope relations in hydrothermal ore deposits, in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Naw York, Wiley Intersci., p. 236-277.

ABSTRACT*

Mineral, Fluid Inclusion and Stable Isotope studies of the Jangan Cu deposit in the Geojae Area

Eun Yong Park

Department of Geology, Graduate school
Chungnam National University
Taejon, Korea

(Supervised by Professor Hyun-koo Lee)

The Geology of the Chilcheondo area consists of cretaceous sedimentary rocks, andesitic rocks, granite and acidic or basic dykes. Jangan Cu deposit is hydrothermal vein type deposit which filled fractu-

* A thesis submitted to the committee of Graduate School, Chungnam National University in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Arts Conferred in February 2000.

res in cretaceous andesitic rock and the strike and dip of the veins are N10 20°W and 75 85°SW. Ore minerals which occurred in the Jangan mine are pyrite, chalcopyrite, galena, bornite, magnetite, hematite, cosalite, native copper and Pb-Cu-Bi-S mineral. In quartz vein in granite around the Jangan Cu deposit, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, magnetite are occurred. K-Ar dating of alteration sericite (81.2±1.8 m.y.) in quartz vein indicates a late cretaceous age for ore mineralization.

The fluid inclusion and mineralogic data indicate that mineralization of the Jangan mine is at temperatures between 284 and 394 ℃ from fluid with salinities of 0.7 to 7.6 wt. % equiv. NaCl and with $-\log f_{S_2}$ values of 8 over, and that mineralization in granite is at temperatures between 342 and 486 ℃ from fluis with salinities of 13.3 to 57.9 wt. % equiv. NaCl.

Sulfur isotope compositions of sulfide minerals of the Jangan mine ($\delta^{34}S_{H_2S}$=4.5 5.3 ‰) and quartz vein in granite ($\delta^{34}S_{H_2S}$=4.7 7.08 ‰) indicate relatively high $\delta^{34}S_{H_2S}$ values of ore fluids, likely indicating igneous sources of sulfur largely mixed with isotopically heavier sulfur sources. Oxygen, hydrogen and Carbon isotope compositions of the Jangan mine ($\delta^{18}O_{H_2O}$=-3.15 -0.12 ‰, δD=-52 -39 ‰, $\delta^{13}C$=-8.33 ‰) and quartz vein in granite ($\delta^{18}O_{H_2O}$=5.59 ‰, δD=-72.2 ‰, $\delta^{13}C$=-5.46 ‰) support the hypothesis. In conclusion the Jangan mine affected of wall rock and meteoric water, and shows meso hypothermal type characteristics.

사 사