

춘천 연옥의 기원에 관한 지구화학적 연구

박계현 · 노진환¹

부경대학교 환경·해양대학 환경지질학과, 부산광역시 남구 대연동 599-1
¹강원대학교 자연과학대학 지질학과, 강원도 춘천시 효자동 192-1

요약: 춘천 연옥 광상의 기원을 연구하기 위하여 광상 및 주변 암석들에 대하여 방사기원 동위원소인 Sr과 Pb 동위원소, 안정 동위원소인 산소와 수소 동위원소, 희토류원소 등의 조성을 분석하였으며, 이러한 여러 지구화학적 자료를 종합하여 광화작용의 각 단계별 변화과정을 추적하였다. 연옥 광상의 광화대 각 시료들은 모두 모암인 대리암에 비해 상당히 낮은 산소 동위원소 값을 가지며, 이는 광화작용의 모든 단계에서 낮은 $\delta^{18}O$ 값을 갖는 지각내 순환수가 매우 중요한 역할을 하였음을 반영한다. 춘천 연옥 광상의 광화작용이 진행되어 대리암으로부터 조립질 석회규산염대, 전기 연옥대, 세립질 석회규산염대가 순차적으로 만들어지면서 $\delta^{18}O$ 값이 지속적인 감소를 보인다. 광화작용으로 새로 만들어진 광물들은 기존 광물들과 산소 동위원소 불평형 관계를 보이며 이는 순환수 기원의 광화유체가 각 단계에서 상당한 물-암석 비율로 관여하였음을 시사한다. 한편 광상 시료들의 Sr 및 Pb 동위원소 값은 광상이 놓여있는 경기 변성암 복합체와 유사한 값을 가지며 이러한 현상 역시 지각내의 순환수가 광상형성에 중요한 역할을 하였음을 시사한다. 검토한 지구화학적 지표들을 종합하면 춘천 연옥 광상의 형성에 관여한 광화용액의 대부분은 궁극적으로는 강수기원의 지표 순환수에서 유래하였으며 광상 주변의 암석으로부터 용출시킨 Sr과 Pb를 광화대에 공급한 것으로 판단된다.

핵심어: 연옥, 방사기원 동위원소, 안정 동위원소, 순환수, 춘천

서 론

매우 오랫동안 인류가 사용해온 보석의 하나인 연옥은 현재 우리 나라에서는 춘천 부근의 광산에서 채굴 및 가공되어 유통되고 있다. 춘천 연옥 광상이 위치한 지역은 경기육괴의 선캠브리아 변성암 복합체를 선캠브리아 말의 구봉산층군이 덮고 있으며 중생대로 알려진 춘천 화강암이 이들을 관입하고 있다. 춘천 연옥 광상은 이와 같은 다양한 시기의 암층들이 복합적으로 위치하는 경계부 가까이에 자리잡고 있다. 이 광산에서 산출되는 연옥은 매우 치밀한 조직을 갖는 극미립의 투각섬석으로 구성되어 있으며(Kim *et al.*, 1986; 노진환과 조현구, 1993; 노진환 외, 1993), 백운암질 대리암이 편암과의 접촉부에서 변성교대작용에 의해 만들어진 것으로 보고되었다(노진환 외, 1993). 전세계적으로도 연옥의 성인에 대한 연구는 그리 많지 않으며 그나마 해외 연구들의 대부분은 사문암을 모암으로 하는 연옥에 대한 것이다(예, Yui *et al.*, 1988; Cooper, 1995). 우리 나라 춘천 연옥 광상과 같이 백운암질 대리암을 모암으로하여 만들어진 광상은 사문암을 모암으로 하는 광상과는 성인과 생성과정이 매우

다를 것으로 생각되며, 따라서 그 성인을 밝힘으로써 연옥에 대한 새로운 생성모델을 제시할 수 있을 것으로 생각한다.

이 연구에서는 노진환 외(1993)가 밝힌 춘천 연옥 광상의 광화작용 단계별로 지구화학적으로 어떠한 변화가 일어났는가를 알아내기 위하여 Sr, Pb, O 및 H 동위원소 및 희토류원소 조성을 분석하였다. 한편 화성암체에서 유래한 광화유체와 지각내 순환수는 각각 특징적인 동위원소 조성을 가질 수 있기 때문에 광상 시료의 지화학적 조성으로부터 광화유체의 특징들을 알아내어 그 근원을 탐구하고자 하였다. 이 연구에서는 또한 광상의 성인을 밝히고 광상의 개발을 위한 탐사 등에 있어 매우 중요한 역할을 할 수 있는 광화작용의 시기 규명을 위하여 연옥 자체 및 주변암에 대한 K-Ar 연대측정을 실시하였으며 그 결과에 대해 논의한다.

지질 개요

연구 지역의 지질은 선캠브리아의 변성 퇴적암류와 이를 관입한 화강 편암 및 화강암류로 구성된다(박희인 외, 1974; 유재영, 1999). 노진환 외(1993)

에 따르면 연옥은 용두리 편마암 복합체에 속하는 흑운모 편마암층의 상부에 협재된 박층(3~6m)의 백운암질 대리암내지 석회규산염암의 층준을 따라 부존된다. 연옥과 대리암은 직접 접촉하지 않으며 항상 그 사이에 조립질 석회규산염대가 존재한다. 연옥은 연록색을 띠는 것이 대부분이고 일부 암록색 또는 회색을 띠는 것도 있다. 연한 색과 짙은 색의 연옥들은 흔히 띠상으로 짝을 이루지만 서로 교호되거나 직접 접촉되어 산출되지 않는다. 이러한 연옥대의 사이에는 연옥과 마찬가지로 극미립의 암상을 이루는 세립질 석회규산염대가 발달하기도 한다. 연옥대의 바깥에는 흑운모 편암과의 사이에 각섬석 편암대가 발달하기도 하며 연옥과 각섬석 편암의 사이에 녹니석대가 단속적으로 부존된다.

백운암질 대리암은 주로 조립의 백운모로 구성되며 소량의 금운모가 수반된다. 조립질 석회규산염암은 조립의 석회규산염광물들로 구성되며 투회석이 주된 광물성분을 이루고 투각섬석, 콘드로다이트, 방해석 및 석영이 수반되기도 한다. 연옥대는 대부분 극미립의 소위 연옥질 투각섬석(nephritic tremolite)으로 구성되며 극소량의 투회석과 방해석이 수반되기도 한다. 세립질 석회규산염암은 연옥과 같이 극미립의 결정화 양상을 보이며 투회석, 투각섬석 및 방해석의 치밀한 극미립 집합체를 이룬다. 암록색 연옥대는 연록색 연옥대보다 더욱 극미립의 연옥질 투각섬석으로 구성되며 보다 균질한 광물조성과 조직을 나타낸다. 이 연구에서는 세립질 석회규산염대를 기준으로 나누는 연록색 연옥대와 암록색 연옥대를 각각 전기(前期) 연옥대와 후기(後期) 연옥대로 부르기로 한다. 녹니석대는 주로 극미립의 녹니석으로 구성된다(노진환 외, 1993).

시료 및 분석

연옥의 경우 투각섬석 등이 침상 내지 섬유상의 극미립 집합체를 이루고 있기 때문에 개별 광물을 분리하여 연구하는 방법을 사용하기가 용이하지 않다. 따라서 이 연구에서는 대부분의 분석을 전암시료로 수행하였다. 그러나 조립질 석회 규산염에 포함되어 있는 미량의 탄산염광물에 대한 안정 동위원소 분석과 Sr 분석을 위해 각각 인산과 차가운 2.5N HCl을 이용한 선별 용해 실험을 추가하였다.

이 연구에서는 주로 노진환 외(1993)가 중점적으로 연구하였던 연옥 광화대인 C와 D의 두 단면 시료에 대해서 각 광화구역별로 특징적인 시료를 분석하였으며 비교를 위해 다른 곳의 연옥도 함께 분

석하였다. C-단면은 비교적 넓은 폭의 조립질 석회 규산염 구역이 발달하며 연옥의 색은 옅은 녹색이다. D-단면은 각 광화구역의 폭이 상당히 좁으며 연옥의 색깔도 녹색보다는 옅은 회색에 가깝다. 연옥 광화대에 접하여 산출하는 녹니석 편암과 각섬석 편암도 함께 분석하여 비교하였다.

원소 분석과 동위원소 분석은 모두 기초과학지원 연구소의 기기를 이용하여 실시되었다. 전암 분말에 대한 희토류 원소의 분석은 유도결합 플라즈마 분광분석기(Shimadzu ICPS-1000III)와 유도결합 플라즈마 질량분석기(VG PQ3)로, 산소와 수소 안정 동위원소 분석은 안정 동위원소 질량분석기(VG PRISM-II), 그리고 Sr과 Pb 동위원소비 분석은 열이온화 질량분석기(VG 54-30)로 분석하였다.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 비율은 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 로 분석시 기 내에서의 질량분별 영향을 보정하였다. 분석당시 NIST SRM-987의 반복 분석은 0.71023 ± 2 의 결과를 보였다. Pb 동위원소의 조성은 NIST SRM-981의 반복 측정에 의해 질량분별을 보정한 값을 보고하였다. Sr 동위원소의 비율은 역동적 방식(dynamic mode)으로, 그리고 Pb 동위원소는 정적 방식(static mode)으로 측정하였다. Sr과 Pb 동위원소 모두 실험 과정의 바닥값은 이 연구에서의 논의에 전혀 지장을 주지 않는 낮은 값을 보였다. 안정 동위원소 분석을 위한 시료의 전처리 시료의 종류와 동위원소의 종류에 따라 다른 전처리 장치를 사용하였다. 규산염 시료의 산소 동위원소 조성은 F_2 가스를 쓰는 규산염시료 전처리 장치를 사용하여 CO_2 가스를 제조하여 분석하였다. 규산염 시료의 수소 동위원소 조성은 진공내의 시료를 가스불꽃으로 가열하여 뽑아낸 수분을 아연과 반응시켜 수소 가스를 제조하여 분석하였다. 탄산염 시료의 산소와 탄소 동위원소 조성은 시료를 인산과 반응시켜 CO_2 가스를 제조하여 분석하였다.

결과 및 토의

스트론튬(Sr) 동위원소

노진환 외(1993)는 춘천 연옥 광장에서 광물의 생성은 대리암대, 조립질 석회규산염암대, 첫 번째 연옥대, 그리고 마지막으로 세립질 석회규산염 및 두 번째 연옥대가 만들어졌다고 보고하였다. 춘천 연옥 광장에서 분석된 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 비율(2회 분석의 경우 평균값으로 논의) 중에서 최저값은 대리암의 0.72501이며(Table 1) 최대값은 각섬석 편암의

Table 1. Sr and Pb isotopic compositions of Chuncheon nephrite deposit samples.

Sample	Type	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
C-Section					
M-1	marble	0.725015 0.725012	20.185	15.951	40.083
C-1	coarse limesilicate leachate residue	0.750566 0.751000 0.748175	20.020	15.953	39.263
N-1	early nephrite	0.744847	19.340	15.778	38.672
C-2	fine limesilicate	0.758321	19.809	15.922	39.483
N-2	late nephrite	0.746245	18.731	15.757	38.795
C-3	chlorite schist	0.758016	20.543	15.967	39.539
C-10	amphibole schist	0.769889	20.796	16.012	40.415
A-6	amphibole schist	0.759331	20.722	16.008	40.615
D-Section					
D-1	coarse limesilicate leachate residue	0.736220 0.736295 0.745344 0.732948	19.917	15.990	39.271
N-3	early nephrite	0.759234 0.759253	20.425	15.983	39.769
D-2	fine limesilicate	0.755863 0.755883	19.815	15.913	39.304
N-4	late nephrite	0.740847 0.740870	19.767	15.857	39.324
Nephrite					
F-1	pale green nephrite	0.741193			
G-1	green nephrite	0.746451			
DGN	dark green nephrite	0.739084			
9202	pale green nephrite	0.759673			

Typical errors for the measurement of Sr and Pb isotopic ratios are 10 ppm and 0.1%, respectively. Duplicate ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analyses were performed for several samples(M-1, D-1, N-3, D-2 & N-4). Coarse limesilicate samples C-1 and D-1 were also analyzed for the acid leachates and residues to see the influence on Sr isotopic compositions from the marble residues included in them.

0.76989이다. 분석된 값들을 우선 광상 시료를 광화 대별로 어떠한 값을 갖는지 알아본 뒤에 이러한 변화를 야기한 요인에 대해 논의한다.

대리암의 Sr 동위원소 조성

대리암의 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값은 앞에 언급한대로 춘천 연옥 광상의 시료들 중에서 가장 낮은 값을 갖는다. 박계현과 정창식(1993)의 자료에 의하면 연옥 광상 주변의 구봉산층군 및 인근 청평, 가평 및 춘천 등지의 경기육괴 기저암층 내에 협재하는 대리암 10개 시료의 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값은 0.70562~0.71922의 변화를 보인다. 연옥 광상의 대리암 시료는 이보다 다소 높은 값이다. 하지만 박계현과 정창식(1993)의 경우 염산에 용해된 부분만을 분석하였음을 감안하면 전암에 대한 값은 큰 차이가 나지 않을 것으로 예상된다. 따라서 다소간의 불균질성을 감안하더라도 춘천 연옥 광상의 시료 중에서 대리암이 가장 낮은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는 것은 분명하다.

조립질 석회규산염의 Sr 동위원소 조성

노진환 외(1993)에 의하면 조립질 석회규산염대는 대리암을 교대하여 만들어졌다. 그런데 조립질 석회규산염대의 시료들은 앞에서 살펴본 대리암에 비해 훨씬 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는다(Table 1, Fig. 1). 이는 조립질 석회규산염대의 광물들 생성에 상대적으로 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는 물질이 관여하였음을 말해준다. 한편 C-와 D-단면의 시료들을 비교하면 C-단면의 시료가 훨씬 더 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는다. 이것은 대리암으로부터 이들을 생성시키는데 관계한 유체가 불균질한 조성을 갖고 있었기 때문일 수 있다. 그러나 조립질 석회규산염대는 발달 폭의 변화가 매우 심하며 D-단면에서는 C-단면과는 달리 수 cm에 불과할 정도로 폭이 매우 좁다. 따라서 Sr 동위원소 값의 차이는 반응 진행 정도의 차이를 반영하는 것일 수도 있다. 즉, 채취된 시료 안에는 석회규산염으로 바뀌지 않은 대리암이 일부 남아있으며 그 정도에 따라 동위원소 조

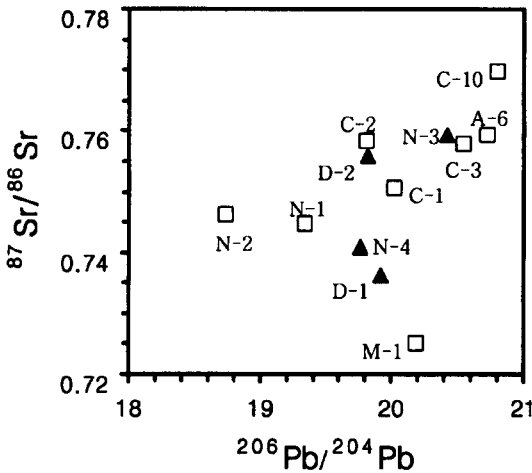


Fig. 1. Sr and Pb isotopic compositions of the Chuncheon nephrite deposit samples. Open squares represent C-section samples and solid triangles represent D-section samples. See the text for detail discussion.

성이 다른 것일 수도 있다. 이러한 가능성은 조립질 석회규산염대의 박편에서 방해석들이 일부 관찰됨으로써 확인된다.

남아있는 대리암의 영향을 알아보기 위한 선별용해 실험결과를 보면 C-단면의 C-1 시료에서는 산에 용해된 부분의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값이(0.75100) 전암시료(0.75057)보다 약간 높다. 반면에 잔류 부분에 대한 분석결과는 낮은 값(0.74818)을 보인다. 한편 D-단면은 용해된 부분의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값이 0.74534로 전체로 분석한 값 0.73622보다 높으며, 잔류물은 0.73295로 전체값보다 약간 낮은 값을 보인다. C-단면의 경우 용해된 부분의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값이 전체값과 유사한 반면 D-단면은 오히려 전체값이 잔류물의 값과 비슷한 것은 두 시료 안에 교대되고 남아있는 방해석의 비율이 C-단면에서 상대적으로 높기 때문인 것으로 해석된다.

C-단면과 D-단면은 모두 전체값에 비해 선별 용해된 방해석 부분이 더 높은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 보인다. 이러한 결과는 대리암이 가장 낮은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 갖고 있기 때문에 조립질 석회규산염대에 남아있는 방해석 역시 조립질 석회규산염대의 시료를 전체로 분석한 것보다는 낮은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 보일 것이라는 예측과는 상반되는 결과이다. 따라서 C-단면과 D-단면의 조립질 석회규산염대에 잔존하는 방해석은 대리암의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 그대로 간직하는 것이 아니라 높은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 갖는 광화유체와의 반응을 통해 영향을 받은 결과로 판단된다. 이

러한 추론은 선별 용해된 방해석의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값이 대리암의 값보다는 오히려 다른 연육이나 세립질 석회규산염 등의 값들과 유사하다는 점에서 뒷받침된다. 방해석이 공존하는 조립질 석회규산염 광물들에 비해 오히려 더 높은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 갖는 것은 조립질 석회규산염 광물들이 만들어질 당시 혹은 그 이전에 대리암의 구성광물들 역시 광화유체와의 동위원소 교환반응으로 동위원소 조성이 상당히 변화하였을 가능성을 시사한다. 지각 내에서 순환하는 유체의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값은 대부분 대리암의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값보다는 훨씬 높은 값을 가지고 있다고 생각되며, 따라서 이러한 유체와의 반응은 대리암의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 더 높은 값으로 변화시켰을 가능성이 있다.

전기(前期) 연육의 Sr 동위원소 조성

전기 연육대는 조립질 석회규산염을 교대하여 만들어진 것이 관찰되며, 조립질 석회규산염대의 폭과 연육대의 폭에는 아무런 상관관계가 없다. 이는 조립질 석회규산염대와 연육대는 전혀 별개의 시기에 다른 유체의 영향으로 만들어진 것일 가능성을 시사한다. 그러나 연육은 모두 대리암과 직접적인 접촉을 하지 않고 조립질 석회규산염과 접하고 있는 것을 보면 조립질 석회규산염대의 존재가 연육의 생성의 필수적인 전제조건일 가능성이 매우 높다. 조립질 석회규산염대와 연육의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 살펴보면 C-단면에서는 조립질 석회규산염대(C-1, 0.75057)보다 연육(N-1, 0.74485)이 낮은 값을 보인다(Table 1, Fig. 1). 반면에 D-단면에서는 조립질 석회규산염대(D-1, 0.73626)보다 연육(N-3, 0.75924)이 오히려 더 높은 값을 보인다. 다른 연육들의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 포함하면 0.73908~0.75967로 더욱 넓은 범위의 변화를 보인다. 이러한 범위는 C-1과 D-1의 조립질 석회규산염대 두 시료가 보이는 0.73626~0.75057과 대체로 겹치는 조성이다. 따라서 연육을 생성시킨 유체는 조립질 석회규산염대 형성에 관여한 유체와 유사한 Sr 동위원소 조성을 가졌던 것으로 추정된다. 그러나 각 단면의 값이 크게 변화하는 것으로 보아 이 유체는 때에 따라 혹은 곳에 따라 그 조성이 크게 변화하는 상당히 불균질한 유체였을 가능성이 있다.

세립질 석회규산염, 후기(後期) 연육 및 녹니석 편암의 Sr 동위원소 조성

전기 연육대에서 다시 교대작용으로 만들어진 세립질 석회규산염들 역시 앞에서 살펴본 조립질 석회규산염대나 연육 시료의 Sr 동위원소 조성범위

Table 2. Sr and Pb isotopic compositions of amphibolites and gneisses from Precambrian Kyeonggi Massif.

Sample	Type	Locality	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
CC-4	amphibolite	Chuncheon		18.651	15.750	39.108
CC-9	amphibolite	Chuncheon	0.719928	20.008	15.760	39.362
CP-6	amphibolite	Cheongpyeong	0.704274	19.392	15.660	39.752
CC5-1	gneiss	Chuncheon	0.769928	18.653	15.734	39.670
CP-7	augen gneiss	Cheongpyeong	0.898920	18.840	15.837	41.163
YP-2	gneiss	Yangpyeong	0.752323	19.847	15.991	40.338
YP-8	gneiss	Yangpyeong	0.833564	23.278	16.289	42.561
CP2-1	amphibole schist	Cheongpyeong	0.777448	19.150	15.832	40.425

내에 들어가는, 그러나 비교적 높은 쪽에 해당하는 값을 보인다(C-2 = 0.75832, D-2 = 0.75587). 따라서 세립질 석회규산염대를 형성시키는 데도 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는 유체가 관여한 것으로 판단된다.

후기 연옥들의 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 보면 C-단면의 N-2는 0.74625, D-단면의 N-4는 0.74086으로 서로 비슷하다. C-단면에서 채취한 녹니석 편암(C-3)은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값이 0.75802로 세립질 석회규산염대와 비슷한 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 보인다. 각섬석 편암 두 시료는 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값이 0.75933과 0.76989로 세립질 석회규산염 및 녹니석 편암과 대체로 비슷하거나 더 높은 값을 가짐으로써 이 광상의 시료들 중 가장 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 보인다.

광화유체의 Sr 동위원소 조성과 근원의 추정

연옥 광상의 광화작용시 Sr 동위원소 조성의 변화를 요약하면 광화대의 시료들은 광화대별 구분에 상관없이 전체적으로 대리암에 비해서는 상당히 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖고 있다. 각 광화대별로는 상당히 중첩되는 양상을 보이거나 대체적으로 조립질 석회규산염대는 낮은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 쪽에, 그리고 세립질 석회규산염대는 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 쪽에 위치하며, 연옥 시료들은 비교적 불균질하게 폭넓은 변화를 하고 있다. 그리고 녹니석 편암과 각섬석 편암 등은 연옥이나 조립질 석회규산염대 시료들에 비해 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는다. 대리암에 비해 상대적으로 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는 광화유체에 Sr을 공급한 근원물질을 찾기 위해 연옥 광상의 주변에 분포하는 각 암체들의 Sr 동위원소 값에 대하여 알아보면 다음과 같다.

춘천 화강암의 Sr 동위원소 조성 : 춘천 연옥 광상의 형성과 관련하여 광상형성에 필요한 물질을 직접적으로 제공한다거나 혹은 광화용액의 순환을 위한 열원으로 작용하였을 가능성이 큰 암체로 가장 먼저 생각할 수 있는 것이 바로 인접하여 분포하는 춘천 화강암이다. 진명식 외(1993)에 의하면 춘천 화강암의 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값은 10 시료가 0.7156~

0.7271의 범위를 보인다(화천 화강암에 속하는 1개 시료는 제외). 이러한 값을 연옥 광화대의 시료들과 비교하면 상당히 낮은 값이다. 따라서 화강암의 영향으로 광상의 시료들이 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 가질 수는 없다. 연옥 광상을 형성하기 위한 주성분원소의 공급원이나 유체의 공급원일 가능성을 배제할 수는 없지만 적어도 Sr의 주공급원은 아닐 것으로 판단된다.

각섬암의 Sr 동위원소 조성 : 춘천 연옥 광상에 인접하여 나타나는 구봉산층군의 각섬암 두 시료는 각각 0.71993과 0.70427의 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 보인다(Table 2). 이러한 값은 진명식 외(1993)의 춘천 화강암 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값과 비교할 때 한 시료는 춘천 화강암의 변화범위에 들어가고 다른 한 시료는 춘천 화강암보다 더 낮은 값을 가짐을 알 수 있다. 따라서 춘천 화강암의 경우와 마찬가지로 각섬암은 상대적으로 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖는 연옥 광상에 들어있는 Sr의 주공급원일 수 없다.

기저 변성암의 Sr 동위원소 조성 : 춘천 연옥 광상에서 기저 변성암과 접한 부분인 녹니석 편암과 각섬석 편암은 앞에서 언급한대로 광화대의 다른 시료들에 비해 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 보여주고 있다. 한편 청평과 양평 등 경기육괴의 다른 지역 변성암들도 역시 높은 값을 보여준다(0.75232~0.89892; Table 2). 따라서 연옥 광상 주변의 여러 암상들 중에서는 선캠브리아의 기저 변성암만이 연옥 광상에 함유된 Sr이 대리암보다 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖게 된 이유를 설명해줄 수 있다. 연옥 광상 시료들은 모두 대리암보다는 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 값을 갖지만 광화대별로 균질하거나 규칙적인 변화를 보이지는 않는다. 이러한 변화는 일정한 Sr 동위원소 조성을 갖는 광화유체에 의한 반응으로는 설명할 수가 없기 때문에 광화유체의 Sr 동위원소 조성은 상당히 불균질하였던 것으로 추정할 수 있다. 따라서 광화유체에 포함된 Sr 중에는 기저 변성암외에 구봉산층군의 대리암이나, 각섬암 혹은 춘천 화강암으로부터 유래한 Sr도 어느 정도 포함되어 있을 가능성이

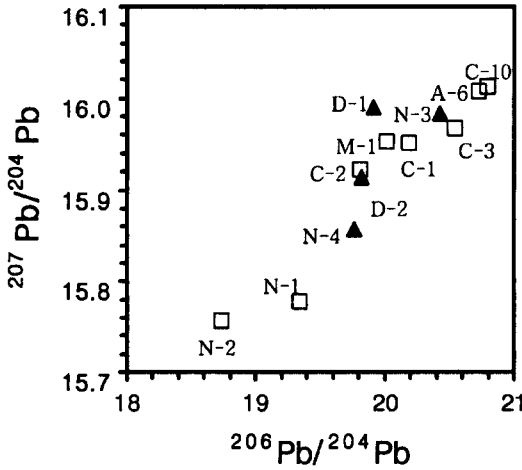


Fig. 2. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic variation diagram for the Chuncheon nephrite deposit. The symbols are the same as in Fig. 1. See the text for detail discussion.

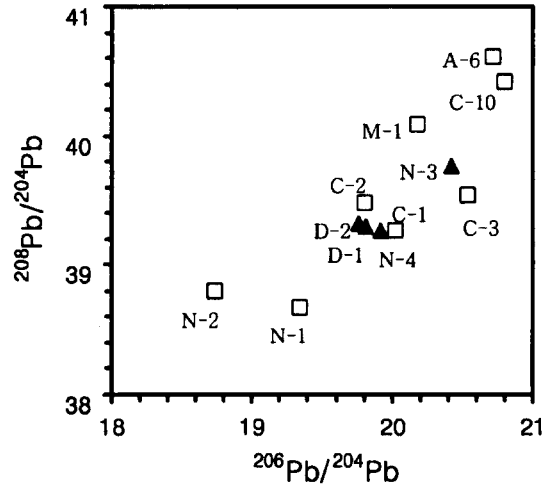


Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic variation diagram for the Chuncheon nephrite deposit. The symbols are the same as in Fig. 1. See the text for detail discussion.

크며 각 근원물질로부터 유래한 Sr의 상대적 비율의 변화가 광상시료들의 Sr 동위원소 값의 폭넓은 변화로 반영되었다고 해석할 수 있다.

납 동위원소

춘천 연옥 광상 시료들의 납 동위원소 조성 (Table 1)은 비교적 넓은 범위의 변화를 보인다 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.73\sim 20.80$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.76\sim 16.01$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.67\sim 40.62$). 석회규산염대와 연옥대의 Pb 동위원소 조성만을 살펴보면 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.73\sim 20.43$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.76\sim 15.99$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.67\sim 39.77$ 로 다른 시료들을 포함한 것과 큰 차이가 나지 않는 변화 범위를 보인다. 이러한 Pb 동위원소 조성은 낮은 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값을 갖는 맨틀과는 뚜렷이 구분되는 상부지각의 특징을 나타낸다.

각 구역별 변화를 살펴보면 우선 대리암에서 생성된 조립질 석회규산염대 시료들은 C-, D-단면 모두에서 대리암과 상당히 유사한 값을 보인다 (Figs. 1, 2, 3). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값은 조립질 석회규산염대의 시료가 C-1은 20.02, D-1은 19.92로 대리암인 M-1(20.19)보다 약간 낮은 값을 보이나 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값은 각각 15.95, 15.99 및 15.95로 뚜렷한 차이가 없다고 볼 수 있다. 반면에 조립질 석회규산염으로부터 1차로 만들어진 전기 연옥들은 이와는 달리 상당한 변화를 보인다. C-단면의 N-1의 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값은 19.34로 앞에 언급한 값들보다 낮은 값을 보인다. D-단면의 N-3는 오히려 대리암 M-1보다도 더

높은 20.43의 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값을 갖는다. 이러한 변화는 이 시기 광화유체의 납 동위원소 조성이 장소나 시간에 따라 큰 폭으로 변화하는 균질하지 못한 유체였음을 반영하는 것으로 설명할 수 있다.

세립질 석회규산염대의 시료들은 C-단면과 D-단면의 시료가 거의 동일한 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값을 갖는다 (각각 19.81과 19.82). 이 값은 또한 조립질 석회규산염대의 값보다는 약간 낮기는 하지만 상당히 유사한 값이다. 이러한 차이는 세립질 석회규산염들을 형성시킨 유체의 납 동위원소 조성이 조립질 석회규산염들을 만든 유체와 큰 차이가 없었다고 추정할 수 있다. 다만 세립질 석회규산염들이 상대적으로 약간 낮은 값을 보이는 것은 연옥의 납 동위원소 조성 자체가 대리암보다 낮은 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 및 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값을 가지고 있음을 반영하고 있는 것일 수도 있으며, 혹은 조립질 석회규산염이 만들어진 당시와는 약간 다른 납 동위원소 조성을 가진 유체가 관계하였을 가능성을 배제할 수는 없다. 후기 연옥의 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 값을 보면 C-단면의 N-2가 18.73, D-단면의 N-4가 19.77로 상당히 넓은 범위의 변화를 보인다. 이러한 변화는 연옥을 만든 유체의 조성이 균질치 못하였음을 다시 한번 말해 준다.

광상 주변의 암석들을 살펴보면 우선 구봉산층군의 대리암 17개 시료의 납 동위원소 값(박계현과 정창식, 1993)은 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.81\sim 27.48$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.71\sim 16.42$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.33\sim 41.63$ 으로 상당히 넓은 변화를 보임을 알 수 있다. 구봉산

Table 3. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of the Chuncheon nephrite deposit samples.

Sample	Type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$	H ₂ O wt%
C-Section				
C-1	coarse limesilicate	-4.35	-99	2.04
N-1	early nephrite	-9.49	-107	2.27
C-2	fine limesilicate	-11.07	-113	0.74
N-2	late nephrite	-8.62	-104	2.92
C-3	chlorite schist	-4.91		
C-10	amphibole schist	-5.00	-100	2.47
A-6	amphibole schist	-6.20	-94	5.20
D-Section				
D-1	coarse limesilicate	1.72	-103	0.59
N-3	early nephrite	-4.37		
D-2	fine limesilicate	-10.43	-92	0.59
N-4	late nephrite	-4.96	-104	2.23

Table 4. Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonate samples.

Sample	Type	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
M-1	Marble			12.75
C-1L	coarse limesilicate	-5.9	-29.4	0.55
D-1L	coarse limesilicate	-5.1	-20.7	9.52

C-1L and D-1L represent the compositions from the leached fractions with phosphoric acid.

총균의 각섬암들은 전체적으로 유사한 범위의 Pb 동위원소비를 변화를 보인다($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.65\sim 20.01$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.66\sim 15.75$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.10\sim 39.75$). 그러나 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 와 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 을 두 축으로 하는 그림을 보면 각섬암은 광상시료나 주변의 변성암 등에 비해 상대적으로 낮은 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 쪽에 위치함을 알 수 있다. 녹니석 편암과 각섬석 편암은 상대적으로 높은 Pb 동위원소 조성을 보여준다($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.15\sim 20.80$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.83\sim 16.01$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.54\sim 40.62$). 경기육괴의 편마암들 역시 상당히 넓은 납 동위원소 비율 변화를 보인다($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.65\sim 23.28$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.73\sim 16.29$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.67\sim 42.56$).

안정 동위원소

이 연구에서의 분석 대상시료 중에는 탄산염 시료와 규산염 시료가 모두 섞여있으며 비교를 쉽게 하기 위해 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 모두 SMOW 값을 표준으로 사용하여 보고하였다(Table 3). 춘천 연옥 광상에서 채취한 시료들의 산소 동위원소 조성은 전체의 변화 범위가 24%에 이르는 상당한 변화를 보인다. Sr 및 Pb 등의 방사기원 동위원소와 마찬가지로 각 광화대별로 변화를 살펴보면 다음과 같다. 우선 대리암 M-1은 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 12.8%로 분석한 전체 시료 중에서 가장 높은 값을 보인다.

조립질 석회규산염의 산소 동위원소 조성

조립질 석회규산염대에 잔류하는 탄산염광물의 안정 동위원소 값을 대리암과 비교하기 위하여 인산과 반응하는 부분에 대한 산소 동위원소비를 측정하였다(Table 4). 그 결과 D-단면에서는 대리암 시료 M-1보다 3.3%이 낮은 값($\delta^{18}\text{O} = 9.5\%$)을 보이는 반면, C-단면에서는 이보다 훨씬 더 낮은 값($\delta^{18}\text{O} = 0.6\%$)을 보여주어 M-1과의 차이는 12.2%에 달한다. 이는 Sr 동위원소의 경우와 마찬가지로 조립질 석회규산염대에 남아있는 방해석 자체도 광화유체의 영향을 받아 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 바뀌었기 때문으로 판단된다.

조립질 석회규산염대의 주구성 광물은 투회석이 주된 규산염광물이기 때문에 잔류 탄산염광물에 대한 인산을 이용한 분석과 함께 규산염광물 전처리 장치를 이용하여 산소 동위원소 조성을 분석하였다. 분석결과 C-단면의 C-1은 -4.4%, D-단면 D-1은 1.7%로 대리암(M-1)과 비교시 각각 17.2%과 11.1%이 낮은 값이다. 한편 공존하는 탄산염광물보다는 각각 7.8%과 5%이 낮은 값이다.

이와 같은 조립질 석회규산염대의 산소 동위원소 값은 Sr 동위원소 경우와 유사한 변화경향이다. 즉 조립질 석회규산염대에 잔류하는 탄산염광물의 경우 Sr 동위원소 조성에서도 D-단면의 시료(D-1)보다는 C-단면의 시료(C-1)가 대리암의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값에 비해 높은 쪽으로 훨씬 더 멀어지는 변화를 보

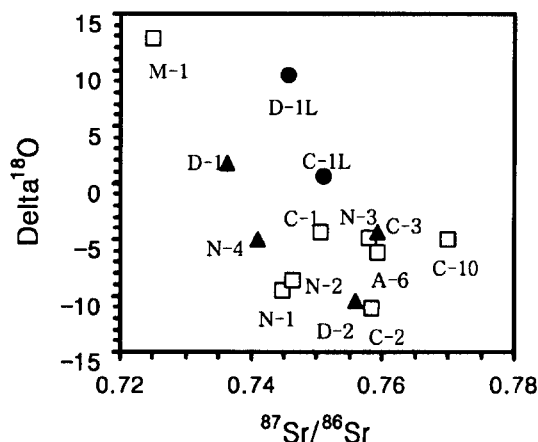


Fig. 4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ diagram for the Chuncheon nephrite deposit. Solid circles represent leached coarse-limesilicate samples. Other symbols are the same as in Fig. 1. See the text for detail discussion.

인다(Fig. 4). 탄산염광물부분이 선별적 용해되고 남은 잔류부분도 C-단면의 시료가 D-단면의 시료보다 더 높은 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 값을 보인다. 이와 같이 C-와 D-단면의 차이로 나타내지는 장소에 따른 변화는 반응의 정도 차이를 나타내는 것이거나 혹은 반응물질의 조성 차이를 나타내는 것으로 해석할 수 있다. 즉 서로 다른 Sr과 산소 동위원소 조성을 갖는 대리암과 광화유체가 반응할 때 반응이 더 많이 진행된 곳에서는 좀 더 유체에 가까운 동위원소 조성을 나타낼 것이며, 이와 반대로 상대적으로 반응이 덜 진행된 곳에서는 원암인 대리암에 가까운 조성을 나타낼 수 있을 것이다. 다른 해석으로는 반응에 참여한 물질들, 즉 대리암이나 광화유체의 조성이 균질하지 못하여 장소에 따라 변질받지 않은 원암의 동위원소 조성이 달랐었거나 혹은 반응시 관계한 유체가 곳에 따라 혹은 시기에 따라 다른 조성을 가졌었다면 마찬가지로의 결과를 가져올 수도 있을 것이다. 그러나 C-단면과 D-단면에 남아있는 탄산염광물의 산소 및 Sr 동위원소의 변화 경향, 그리고 석회규산염광물들의 산소 및 Sr 동위원소 조성의 변화 경향 등 4가지의 경우가 모두가 같은 경향성을 나타내는 것은 불균질한 모암이나 혹은 변화하는 유체의 조성을 반영하는 것이기보다는 반응 정도에 따라 만들어진 결과라고 해석하는 것이 더 타당할 것으로 판단된다. 이러한 추론은 반응의 진행 정도를 반영하는 광화대의 폭을 살펴볼 때 C-단면의 경우가 D-단면에 비해 전체적으로 더 넓은 것 과도 합치하는 해석이다.

전기 연옥의 산소 동위원소 조성

전기 연옥대의 시료들의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 살펴보면 C-단면과 D-단면 사이에는 상당한 차이가 있다. C-단면의 전기 연옥 N-1은 -9.5%, D-단면의 전기 연옥 N-3는 -4.4%이다. 이 값들은 공존하는 조립질 석회규산염대에 비해 C-단면에서는 5.1%, D-단면에서는 6.1%만큼 낮은 값이다(Table 3, Fig. 4).

연옥의 산소 동위원소 조성이 기존의 석회규산염대에 비해 낮은 값을 보이는 것은 연옥대의 주성분 광물인 투각섬석이 조립질 석회규산염대의 주성분 광물인 투회석에 비해 가벼운 산소 동위원소를 선호하기 때문일 가능성도 있고 또한 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 광화유체의 영향 때문일 수도 있다.

세립질 석회규산염의 산소 동위원소 조성

세립질 석회규산염대에서는 산소 동위원소 조성이 매우 낮은 값을 보이며 C-단면이 -11.1%로 D-단면의 -10.4%에 비해 약간 더 낮은 값을 보인다(Table 3, Fig. 4). C-단면에서 D-단면보다 더 낮은 값을 보이는 것은 다른 광물대와 마찬가지로의 경향이나 값 차이는 그리 크지 않다. Sr이나 Pb 동위원소의 경우에는 조립질 석회규산염대와 세립질 석회규산염대의 조성이 매우 유사한 편이었으나, 산소 동위원소의 경우는 매우 큰 차이를 보인다. 세립질 석회규산염의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 연관된 전기 연옥과 비교해도 낮은 값으로 C-단면에서는 1.6%, D-단면에서는 무려 6.0%이나 더 낮다.

후기 연옥의 산소 동위원소 조성

앞에서 살펴본 춘천 연옥 광상의 산소 동위원소 조성 변화는 대리암에서 조립질 석회규산염대, 조립질 석회규산염대에서 전기 연옥대, 그리고 전기 연옥대에서 세립질 석회규산염대로 가면서 지속적인 $\delta^{18}\text{O}$ 값의 감소를 나타내고 있다. 그러나 C-단면의 후기 연옥 N-2는 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 -8.6%, D-단면의 후기연옥 N-4는 -5.0%로 세립질 석회규산염대보다는 각각 2.5% 및 5.5%이 더 높은 값을 가지며 각 단면의 전기 연옥 값과 별로 차이하지 않는다.

산소 동위원소 분별 혹은 물-암석 상호반응

공존하는 광물들 사이의 산소 동위원소 조성 차이는 이들의 생성 조건을 지시하는 좋은 지시자가 될 수 있다. Taylor(1967)는 규산염광물의 중합화(polimerized)가 클수록 산소 중에서 무거운 동위원소(^{18}O)를 선호하는 경향성이 더 강하다고 하였다. 이 연구에서 관심 대상이 될 수 있는 광물들은 녹

니석, 각섬석, 투휘석, 방해석, 백운석의 순서로 더 무거운 산소 동위원소를 농집하는 경향이 있다. 여기서는 논의의 간편성을 위한 근사적 접근법으로 석회규산염대는 모두 투휘석으로 이루어졌으며 대리암 역시 주로 백운석으로 구성되었다고 가정한다. 이 연구에서는 Faure(1986)에 수록된 백운석과 투휘석 사이의 산소 동위원소 분별관계를 적용하였다. 연옥대를 이루는 주성분 광물인 투각섬석에는 안정 동위원소의 분별에 있어 유사한 특성을 지녔을 것으로 추정되는 일반적인 각섬석류의 값(Faure, 1986)을 적용하였다. Faure(1986)에 수록된 자료는 대개 400°C~500°C 이상의 온도에 대한 값이지만 이 연구에서는 노진환 외(1993)가 추정한 춘천 연옥 광상의 광상 생성온도(330°C~430°C)를 포함하기 위하여 300°C에까지 동위원소 분별의 계산범위를 확장하였다. 이러한 적용 범위의 확장은 정량적인 온도 계산에는 문제가 될 수도 있으나 이 연구에서와 같이 정성적인 경향을 논의하는 데는 별 문제가 없을 것으로 판단된다.

대리암으로부터 조립질 석회규산염의 생성 : 우선 백운암질 대리암을 대표할 수 있는 백운석과 조립질 석회규산염대의 주성분 광물인 투휘석 사이의 동위원소 분별을 살펴보면 다음과 같다. 500°C에서는 백운석이 3.2%, 400°C에서는 5.8%, 그리고 300°C에서는 8.5% 정도만큼 투휘석보다 높은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 것으로 계산된다. 이러한 차이는 춘천 연옥 광상의 경우 대리암에 비해 C-단면의 조립질 석회규산염대에서는 5.0%, D-단면에서는 7.8%의 차이를 보이는 것과 비교해 볼 때 대체적으로는 비슷한 정도의 값 차이라고 볼 수 있다. 그리고 C-단면의 경우 D-단면에서보다 적은 차이를 보이는 것은 C-단면의 조립질 석회규산염 생성이 D-단면에서보다 더 높은 온도에서 일어난 결과일 수 있다는 해석이 가능하다. D-단면에서의 광화대 폭이 더 좁은 이유도 이러한 낮은 온도에서 일어난 반응이 효율적으로 오래 지속되지 못한 탓으로도 해석된다.

방해석은 백운석만큼 무거운 산소 동위원소를 가져가지 못하며 따라서 공존하는 투휘석과의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 차이는 백운석과 투휘석의 경우에서의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 차이보다 적다. 따라서 만약에 춘천 연옥 광상의 대리암이 백운석외에 상당량의 방해석을 포함한다면 조립질 석회규산염대의 석회규산염 광물과 잔류하는 탄산염 광물 사이의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 차이에 대한 해석은 앞에서 논의한 것과 조금 달라질 수 있다. 방해석과 투휘석의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 차이는 500°C에서는 1.2%, 400°C에서는 3.5%, 300°C에서는 4.8%로 백운

석의 경우보다 온도에 따라 2.0%~2.7% 만큼 차이가 줄어든다. 따라서 대리암 내에 방해석이 존재한다면 광화작용이 일어났던 온도는 조금 더 낮은 온도였어야 하며 그 정도는 방해석 함량이 증가함에 따라 더욱 커질 것이다.

앞의 논의는 대리암과 조립질 석회규산염대 사이의 산소 동위원소 값 차이가 다른 온도에서의 동위원소적 평형상태 변화로 설명될 수 있다. 그러나 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 광화유체와의 사이에 일어난 동위원소 교환반응의 정도 차이를 반영하는 것일 가능성도 배제할 수는 없다. 즉, 넓은 폭의 광화대를 만든 곳은 광화유체와 모암간의 전체적인 물-암석 비율이 상대적으로 컸을 것이며, 이러한 구역의 광화대는 광화유체에 의한 산소 교환반응이 더욱 철저하게 일어났을 것으로 예측할 수 있다. 상대적으로 광화대의 발달 폭이 넓은 C-단면의 조립질 석회규산염과 잔류 탄산염광물 모두 D-단면의 경우보다 더 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 보이는 것도 이와 같은 상대적으로 증진된 물-암석의 비율로 해석할 수 있다.

한편 C-단면과 D-단면의 차이가 광화유체의 안정 동위원소 조성의 변화에 따른 결과일 가능성 역시 완전히 배제할 수는 없으나 산소는 반응에 참여한 유체의 주성분이며 상당한 부피의 유체가 관계하였을 것이기 때문에 당시 유체의 산소 동위원소 평균 값이 광화대의 위치에 따라 상당한 차이를 보였을 가능성은 낮은 것으로 판단한다.

조립질 석회규산염으로부터 전기 연옥의 생성 : 한편 조립질 석회규산염과 연옥의 관계를 나타낼 수 있는 투휘석과 투각섬석 사이의 산소 동위원소 분별을 보면 500°C에서는 투각섬석이 0.5%, 그리고 300°C에서는 1.7% 정도만큼 투휘석보다 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 것으로 계산된다. 이러한 차이는 앞에서 구한 C-단면에서의 5.1%과 D-단면에서의 6.1%에 비해 상당히 작은 값이다. 즉, 전기 연옥들과 동위원소적 평형에 있는 투휘석은 조립질 석회규산염대의 $\delta^{18}\text{O}$ 값보다는 상당히 낮은 값을 가져야만 한다. 따라서 조립질 석회규산염대의 투휘석과 연옥대의 투각섬석은 동위원소적인 평형을 이루면서 만들어진 것이 아님을 알 수 있다. 따라서 전기 연옥은 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 새로운 광화유체의 유입과 이에 따른 반응에 의해 만들어진 것으로 판단된다. C-단면의 전기 연옥이 D-단면의 전기 연옥보다 더 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 것은 조립질 석회규산염대의 생성과 마찬가지로 C-단면에서의 연옥 광화작용이 더 활발하게 일어나 더 높은 비율의 광화유체가 통과한 결과, 즉 더 높은 물-암석 상호반응의 결과

라는 해석이 가능하다. 그러나 각 단면에서 연옥을 형성시킨 유체의 산소동위원소 조성이 불균질하여 이러한 차이가 만들어졌을 가능성도 배제할 수 없다.

전기 연옥에서 세립질 석회규산염의 생성 : 전기 연옥에서 살펴본 것과 마찬가지로 투각섬석과 동위원소적 평형상태로 공존하는 투회석은 투각섬석보다 약간 더 높은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 가져야 한다. 따라서 세립질 석회규산염대가 전기 연옥보다 더 낮은 산소 동위원소 값을 갖는다는 것은 이들과 전기 연옥이 동위원소적 평형상태에 있지 않다는 것을 의미하며, 이들의 생성시 또다시 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖는 새로운 광화유체의 유입이 있어야함을 의미한다. 특이한 것은 세립질 석회규산염의 경우 D-단면에서 더욱 큰 $\delta^{18}\text{O}$ 값의 하락을 보여준다는 것이다. 이러한 현상은 세립질 석회규산염을 만든 반응시의 광화유체와 암석간 물-암석 비율은 C-단면에서보다 D-단면에서 더 높았음을 반영하는 것으로 판단된다.

세립질 석회규산염과 후기 연옥의 관계 : 후기 연옥은 세립질 석회규산염보다 2.5~5.5% 더 높은 값을 가진다. 이러한 값은 세립질 석회규산염대의 투회석과 후기 연옥대의 투각섬석이 동위원소적으로 평형이 아님을 나타낸다. 만약 후기 연옥이 세립질 규산염들을 교대하여 만들어졌다면 이들이 만들어질 당시의 광화유체는 다른 광화대의 형성에 참여한 광화유체와는 다른 산소 동위원소 조성을 가져야 할 것이다. 다른 가능성의 하나는 후기 연옥대로 분류된 부분이 세립질 석회규산염과의 접촉부에서는 세립질 석회규산염들을 교대하여 만들어진 것으로 관찰되나 실제로는 대부분이 전기 연옥대에 만들어진 결과를 반영하는 것일 수도 있다. 이러한 추론은 이들의 산소 동위원소 값이 C-단면과 D-단면 모두에서 전기 연옥과 매우 유사함과 C-단면의 경우에는 Sr 동위원소 역시 전후기 연옥이 매우 비슷한 조성을 가짐으로 뒷받침된다. 그러나 D-단면의 경우는 전-후기 연옥들이 매우 다른 Sr 동위원소 조성을 가지는 것은 이러한 단순한 논리로는 설명될 수 없다. 만약 D-단면의 후기 연옥으로 분류된 부분도 대부분은 전기 연옥이 만들어질 당시에 형성된 것이라면, 연옥의 생성이 단속적으로 일어났으며 광화기간 동안 광화유체의 산소 동위원소 조성은 비교적 일정하게 유지가 되었으나 Sr 동위원소의 조성은 상당히 변화하였던 결과로 해석할 수 있다.

수소 동위원소 조성

춘천 연옥 광상의 모암인 대리암은 물의 함량이

낮은 암석이다. 따라서 이로부터 조립질 석회규산염이 만들어지고 이어서 합수광물이 주구성 광물인 연옥이 생성되기 위해서는 외부로부터의 물의 유입은 필수적이며 따라서 합수광물의 수소 동위원소 조성은 광화유체의 근원을 밝히는데 중요한 단서를 제공해 줄 수도 있다. 전암으로 분석한 춘천 연옥 광상 시료들의 수소 동위원소 조성은 $\delta\text{D} = -92 \sim -113\%$ 의 범위를 가지며(Table 3), 이 값은 전형적인 화성기원 각섬석류의 값인 $-30 \sim -80\%$ 보다는 낮은 값이다. 이러한 낮은 δD 값 범위는 광화작용에 마그마 기원의 물보다는 순환수가 관계하였을 것이라는 산소 동위원소에 근거한 논의와 합치하는 결과이다. 광상 발달이 미약한 D-단면에서는 수소 동위원소 값의 변화가 잘 관찰되지 않으나, 춘천 연옥 광상의 대표적인 C-단면에서는 산소 동위원소의 경우와 마찬가지로 조립질 석회규산염대에서 전기 연옥대, 그리고 세립질 석회규산염대로 가면서 점차 δD 값이 감소함이 관찰된다. 이러한 변화 경향은 광화작용의 진행과 함께 물-암석 비율이 누적적으로 증가하였음을 반영하는 것으로 생각된다.

녹니석 편암과 각섬석 편암의 안정 동위원소 조성

녹니석 편암과 각섬석 편암 등 광상에 인접한 변성암들은 연옥 광상의 시료들과 매우 유사한 산소 및 수소 동위원소 값을 갖고 있다. 녹니석 편암의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 -4.9% 이며, 각섬석 편암 두 시료는 각각 -6.2% 과 -5.0% 로 D-단면의 연옥 시료들과 비슷한 값을 갖는다(Table 3). 한편 각섬석 편암의 두 시료의 δD 값은 각각 -94% 와 -100% 로 역시 광상시료들과 비슷한 값을 갖고 있다. 이러한 유사성은 광상을 형성시킨 유체가 광화대 뿐만 아니라 인접한 변성암들의 안정 동위원소 조성에도 상당한 영향을 주었던 결과로 해석된다.

광화유체의 안정 동위원소 조성과 기원

마그마 기원 열수의 안정 동위원소 조성

앞에서 이미 광화유체는 낮은 산소 및 수소 동위원소 값을 갖는 순환수일 것으로 추정하였다. 그러나 광상의 성인에 있어 마그마 기원 열수의 중요성이 오래 전부터 알려져 왔다. 춘천 연옥 광상에서도 광상형성의 온도가 $330^\circ\text{C} \sim 430^\circ\text{C}$ 로 추정(노진환 외, 1993)되었을 뿐만아니라 연옥 광상과 인접하여 춘천 화강암이 관입하여 있기 때문에 광상 형성에 춘천 화강암 및 이로부터 유래한 열수의 역할을 평가할 필요가 있다. 따라서 여기서는 우선 춘천 화

강암으로부터 유래된 열수가 광화유체로 관계하였을 가능성에 대해 안정 동위원소의 측면에서 논의하고자 한다.

우리 나라 대보 화강암의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 대부분 +5~+10%의 범위에 속하며, 불국사 화강암은 대부분 +4~+9%의 범위에 들어간다(김규한, 1991). 따라서 춘천 화강암에 대하여 직접적인 안정 동위원소 분석을 실시하지는 않았으나 아마도 이러한 범위에 들어갈 것으로 생각된다. 만약 광화유체의 상당 부분이 마그마 기원이라면 고온에서 화강암과 평형을 이루어야한다. 광화유체가 마그마로부터 분리된 온도에 따라 광화유체의 산소동위원소 값이 달라질 수 있으며, 약 300~400°C를 가정하면 화강암보다는 약 4~8% 정도 낮은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 가질 수 있으며 따라서 -2~+4% 범위의 값을 갖는 유체가 만들어졌을 가능성이 높다. 이러한 유체가 대리암과 반응하여 조립질 석회규산염을 만들던지 아니면 조립질 석회규산염과 반응하여 연육을 생성하는데 주된 역할을 하였다고 하면 그 산물들은 지금과는 다른 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 가져야한다. 실사 높은 온도에서 석회규산염 광물이나 연육이 만들어졌고, 따라서 광화유체에 비해 만들어진 광물들의 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 그리 높지 않은 값을 갖게 되었다고 가정하더라도 지금보다는 상당히 높은 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖게 되며, 생성온도가 낮아질수록 이러한 차이는 더욱 커지게 된다. 따라서 마그마에서 직접 유래한 유체가 혹시 어느 정도 있었다해도 광상 형성에 기여한 유체 중에서 차지하는 비율은 그리 높지 않았을 것으로 판단된다. 이러한 판단은 광상의 Sr 및 Pb 동위원소 값 역시 기저 변성암의 영향을 강하게 나타내는 것과도 일치한다.

한반도 순환수의 안정 동위원소 조성

한반도의 현재 강수와 하천수의 산소와 수소 동위원소 조성은(김규한과 中井信之, 1988; 이광식과 장병욱, 1994; 이광식과 정재일, 1997; 이광식과 이창복, 1999) 대체로 전세계적 강수의 일반적인 변화 경향(Craig, 1961)과 대체로 일치하는 변화를 하고 있다. 이들의 분석 결과를 종합하면 한반도 강수는 $\delta^{18}\text{O} = -25.7 \sim +2.3\%$, $\delta\text{D} = -192 \sim +5\%$ 로 상당한 변화를 보이며, 하천수의 경우는 훨씬 좁은 범위의 변화를 보인다. 1991~1995년에 한강, 섬진강, 금강은 $\delta^{18}\text{O} = -11.1 \sim -5.3\%$, $\delta\text{D} = -75 \sim -34\%$ 범위의 변화를 보였으며(가중 평균값은 $\delta^{18}\text{O} = -8.0\%$, $\delta\text{D} = -51\%$), 이는 1961~1976년에 포항지역에서 채취되어 분석한 IAEA/WMO 강수 시료(가중 평균값

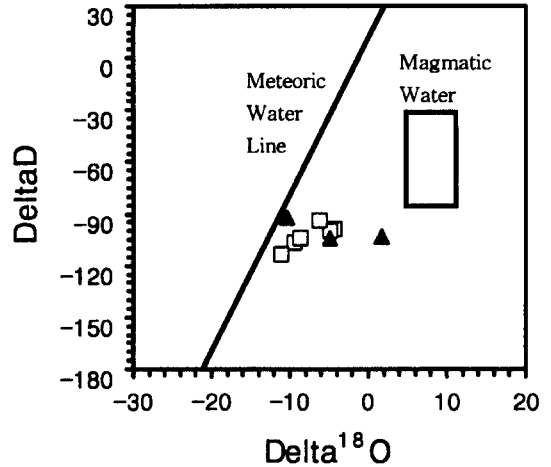


Fig. 5. δD and $\delta^{18}\text{O}$ cross plot with meteoritic water line. The meteoric water line and the box of magmatic water composition are also shown. The symbols are the same as in Fig. 1.

$\delta^{18}\text{O} = -7.8\%$, $\delta\text{D} = -51\%$)와 잘 일치하는 값으로 우리 나라 강수의 평균값을 나타낸다고 볼 수 있다(이광식과 정재일, 1997; 이광식과 이창복, 1999).

한편 지하수나 온천수의 산소 및 수소 동위원소 조성은 암석과의 상호반응, 혹은 증발에 의한 영향 때문에 강수나 지표수와는 다른 값들을 가질 수 있다. 김규한과 中井信之(1988)의 지하수 분석 결과도 상당수가 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 더 높은 쪽으로 변화함이 명백히 관찰된다. 여러 온천의 온천수는 같은 지역의 지표수에 비해 오히려 약간 더 가벼운 산소 동위원소 값을 갖고 있다(김규한과 나카이, 1981; 김규한, 1991; 나춘기 외, 1997).

광화유체의 안정 동위원소 조성

$\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 가 두 축인 그림에서 연육 광상의 시료들과 중위도 지방에서의 일반적인 강수의 조성 변화선을 함께 도시하면 강수의 안정 동위원소 조성과 연육 광상의 값들은 뚜렷이 구분됨을 알 수 있다(Fig. 5). 연육 광상시료들은 마그마 기원의 물에 비해서는 낮은 산소 및 수소 동위원소 조성을 갖는 쪽으로 치우쳐 분포하며, 강수의 조성에 상당히 가까운 안정 동위원소 조성을 갖는다. 이러한 양상은 상당히 진행된 물-암석 상호반응의 일반적인 결과와 일치한다. 물-암석 상호반응은 개방계로 일어나는 변화이기 때문에 암석과 유체의 동위원소 조성, 그리고 물-암석 비율 모두에 영향을 받기 때문에 개별적인 광물의 안정 동위원소 조성으로부터

Table 5. Elemental composition of the Cheuncheon nephrites.

Element	Unit	9202-1	DGN*	DGN	F-1	G-1
Na	(%)	0.08	0.06	0.06	0.04	0.02
Mg	(%)	11.6	15.0	16.1	16.3	12.0
Al	(%)	0.73	0.52	0.43	2.35	0.14
K	(%)	0.01	0.03	0.00	0.05	0.04
Ca	(%)	7.12	9.86	9.90	7.08	9.17
Fe	(%)	0.72	0.98	0.98	0.79	0.59
Ti	(ppm)	123	153	153	143	1.34
Mn	(ppm)	1447	1118	1147	1458	1345
Sr	(ppm)	23.7	20.8	20.8	15.0	7.0
Ba	(ppm)	0.25	1.70	2.09	0.98	0.60
P	(ppm)	252	490	496	177	122
S	(ppm)	719	843	1773	697	2980
V	(ppm)	66.06	15.48	16.83	42.19	2.05
Cr	(ppm)	1.21	2.75	2.60	1.72	1.13
Zn	(ppm)	59.89	64.78	65.65	69.42	47.47
Ni	(ppm)	3.37	4.30	5.57	2.76	2.47
Cu	(ppm)	0.68	0.88	1.19	1.13	0.46
Rb	(ppm)	24.17	8.14	7.75	6.81	0.61
Y	(ppm)	0.86	1.80	1.92	1.50	0.99
Nb	(ppm)	1.18	0.70	0.76	0.49	27.33
Mo	(ppm)	0.07	0.05	0.05	0.03	2.81
Cd	(ppm)	0.13	0.09	0.15	0.13	0.08
Sn	(ppm)	1.64	0.41	0.45	2.15	0.26
Cs	(ppm)	0.52	1.52	1.51	1.77	0.21
Ba	(ppm)	45.28	4.14	4.55	3.17	1.14
La	(ppm)	1.03	1.04	1.03	1.65	0.81
Ce	(ppm)	2.39	2.10	2.16	3.59	1.64
Pr	(ppm)	0.29	0.31	0.33	0.44	0.23
Nd	(ppm)	1.07	1.30	1.35	1.53	0.85
Sm	(ppm)	0.17	0.34	0.34	0.33	0.22
Eu	(ppm)	0.12	0.04	0.04	0.02	0.04
Tb	(ppm)	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03
Gd	(ppm)	0.21	0.29	0.29	0.30	0.22
Dy	(ppm)	0.20	0.34	0.35	0.30	0.12
Ho	(ppm)	0.04	0.08	0.07	0.06	0.02
Er	(ppm)	0.10	0.21	0.25	0.17	0.09
Tm	(ppm)	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01
Yb	(ppm)	0.08	0.25	0.22	0.17	0.05
Lu	(ppm)	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01
Hf	(ppm)	0.10	0.23	0.30	0.18	0.03
Ta	(ppm)	0.19	0.06	0.06	0.10	0.09
W	(ppm)	1.12	0.89	1.17	1.22	2.03
Pb	(ppm)	1.46	2.84	2.95	0.85	1.54
Th	(ppm)	0.43	0.89	1.01	0.83	0.06
U	(ppm)	0.58	1.18	1.23	0.44	0.33

*DGN was analyzed twice for the different power aliquots.

계산할 수는 없다. 그러나 춘천 연옥 광상의 경우 상당히 높은 물-암석 비율에 의해 수소 동위원소 보다는 주로 산소 동위원소의 비율에 상당한 변화를 보이는 것으로 판단된다. 따라서 당시의 광화유체는 분석된 수소 동위원소 값과 마찬가지로 δD 값이 약 -90~-115%의 값을 갖는 유체였을 것으로 판단되며, 따라서 대부분은 지표로부터 유입된 순환수가 기원인 것으로 판단할 수 있다. 그러나 연옥과 석회규산염 광물들을 생성시킨 당시의 유체가

이미 지각 내에서 물-암석 교환반응에 의해 유체의 산소 동위원소 값이 어느 정도 무거운 쪽으로 편향된 값을 갖았었을 가능성을 배제할 수는 없다.

희토류원소

연옥은 매우 낮은 희토류원소 함량을 보인다(Table 5). 그러나 낮은 함량에도 불구하고 C-1 콘드라이트로 정규화한 전체적인 희토류원소의 변화 경향은

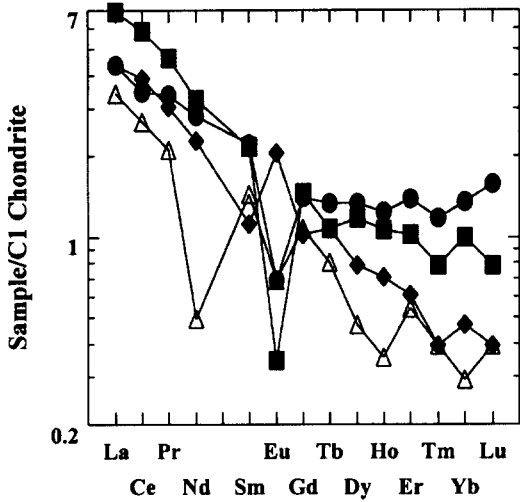


Fig. 6. Chondrite normalized rare earth element(REE) patterns for the Chuncheon nephrite deposit. All the samples show relatively enriched light REEs abundances. F-1(■) has the highest concentrations of light REEs and DGN(●) has the highest concentrations of heavy REEs. G-1(△) shows the lowest abundance for the most REEs. 9202-1(◆) shows positive Eu anomaly while all the other samples show negative Eu anomalies.

가벼운 희토류원소가 부화된 모습을 하고 있다. 또한 뚜렷한 Eu 이상치를 보이는데 가벼운 희토류의 함량이 상대적으로 큰 세 연옥 시료에서는 음의 이상치, 가벼운 희토류가 제일 적은 연옥에서는 양의 이상치를 보이는 것이 관찰된다(Fig. 6). 또한 가벼운 희토류원소 보다는 무거운 희토류원소의 변화가 더 심함도 관찰된다. 이러한 연옥들 사이의 차이는 연옥을 형성한 모암에서의 희토류원소 변화를 물려받았을 가능성과 광화용액에 의한 영향으로 나누어 생각해 볼 수 있다. 박계현 외(1992)가 분석한 구봉산층군의 대리암의 희토류원소 변화 경향을 보면 대리암 자체의 희토류원소 농도와 콘드라이트로 정규화한 변화양상이 다양함을 알 수 있다. La의 전체적인 농도 범위는 콘드라이트에 대한 상대값이 약 2에서 55까지 변화한다. 무거운 희토류원소에 대한 가벼운 희토류원소의 부화는 미약한 것에서 비교적 큰 것까지 있으며, Eu 이상치가 없는 시료와 음의 이상치를 보이는 것이 대략적으로 절반씩으로 볼 수 있다. 그러나 양의 Eu 이상치를 보이는 시료는 박계현 외(1992)의 연구에서는 보고되지 않았다. 따라서 희토류원소가 대부분의 지질환경에서 덜 이동적인 원소로 취급되고 있는 점과 연옥들이 대략적인 희토류 함량 및 변화 경향이 대리암의 것과

대체로 일치함을 함께 묶어 판단하면 연옥들의 희토류원소 변화 경향은 대리암의 변화 경향을 물려받았을 가능성이 높다. 그러나 박계현 외(1992)의 경우와 비교해 볼 때, Eu 이상치를 보이지 않는 대리암이 상당히 많았음에도 불구하고 연옥의 경우는 모두가 Eu 이상을 보인다는 것과, 박계현 외(1992)의 경우는 대리암들이 Eu 이상치를 보이더라도 모두 음의 이상치이었는데 비해 연옥 중에는 양의 이상치를 보이는 것도 발견되는 점은 대리암의 원래 조성 이외에 광화용액의 화학조성에 의한 영향 등 다른 요인이 작용하였을 가능성을 시사한다.

광화작용의 시기

기존 연대자료

연구지역 및 주변 지질에 대한 연대측정 자료는 그리 많지 않다. 변성암 기저에 대한 연대측정은 연구지역 북동쪽 화천지역의 편마암에 대한 저어콘 연대중 가장 오래된 것이 2920 Ma로 보고되었으며(조문섭 외, 1999), 같은 암체의 변성연대는 Sm-Nd 석류석 연대가 1779±190 Ma(Lee et al., 1997), SHRIMP-II U-Pb법으로 측정한 저어콘의 과성장 연대가 1872±11 Ma로 보고되었다(조문섭 외, 1999).

춘천 화강암체에 대한 Rb-Sr 전암법에 의한 연대 측정 결과는 196±9 Ma로 보고되었다(진명식 외, 1993). 그러나 진명식 외(1993)는 연대측정을 위한 분석시료에 인접한 화천 화강암체의 시료를 함께 도시하여 동시선을 구하였으므로 만약 화천 화강암체가 춘천 화강암체와는 다른 시기에 관입한 화강암체라면 함께 도시하여 구한 연대는 아무런 의미가 없게 될 것이다. 권성택 외(1996)는 화천 화강암체를 북쪽의 추곡령 암체와 중부 및 남부지역을 포함하는 용화산 암체로 구분한 뒤 용화산 암체를 다시 중부의 운모 화강암과 남부의 석류석 운모 화강암으로 나누었다. 이들은 가운데 부분의 용화산 운모 화강암에 대하여 177±4 Ma, 남쪽 부분의 석류석 운모 화강암에 대하여 134±3 Ma의 Rb-Sr 전암 연대측정 결과를 보고하였으며, 점이적인 관계를 보이는 이 두 암체가 168 Ma에 만들어졌을 가능성도 제시하였다. 석류석 운모 화강암으로부터 분리한 모나자이트에서 Cho et al.(1996)이 172±5 Ma의 결과를 얻었기 때문에 두 암체가 함께 만들어졌을 가능성이 한층 높아졌다. 하여튼 이러한 170 Ma 전후의 화천 화강암 생성연대는 진명식 외(1993)이 보고한 춘천 화강암의 연대와는 다른 연대이기 때문에 춘천 화강암체와 화천 화강암체의 시료를 함께

Table 6. K-Ar age determination for the selected samples.

Sample	Type	K(wt%)	^{36}Ar (10^{10} ccSTP/g)	^{40}Ar radiogenic (10^8 ccSTP/g)	Age(Ma)	Air (%)
F-1	nephrite	0.059	6.70	61.3	249.7 ± 4.7	31.8
			7.10	65.0	263.6 ± 4.9	24.4
G-1	nephrite	0.018	11.99	22.6	297.1 ± 5.5	61.1
			14.55	25.6	334.0 ± 6.1	62.7
H-1	nephrite	0.037	12.57	110.6	641.0 ± 10.8	25.2
			12.76	106.4	620.5 ± 10.5	26.2
H-2	nephrite	0.031	11.93	79.9	565.2 ± 9.7	30.6
			15.52	72.1	517.5 ± 10.2	38.8
9907-1	mica schist	3.41	15.52	3541.5	249.5 ± 4.7	1.28
9907-2	mica schist	2.12	7.76	2029.3	231.5 ± 4.3	1.12

2% error is applied for the all K analyses.

동시선으로 묶은 것은 옳지 않은 것으로 판단된다. 더욱이 진명식 외(1993)가 보고한 춘천 화강암체 각섬석의 K-Ar 연대측정 결과는 211 ± 5 Ma로 Rb-Sr 전암 연대보다도 높다. 따라서 아마도 춘천 화강암의 생성연대는 이러한 각섬석의 K-Ar 연대와 비슷하거나 더 오래된 연대를 가질 가능성이 매우 크다고 판단한다.

민약 진명식 외(1993)의 분석자료 중에서 함께 동시선으로 해석한 화천 화강암체의 시료를 제외할 경우 춘천 화강암체의 시료들은 비교적 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 및 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 의 변화 범위가 각각 0.95-2.99와 0.7156-0.7271로 넓지 않으며 회귀직선에 대한 분산의 정도가 심하기 때문에 정밀한 연대를 구할 수는 없지만 약 265 Ma의 연대를 나타내며, 자료 중 다른 것들과 뚜렷이 구분되는 한 시료를 제외하면 약 225 Ma의 연대가 계산된다. 이는 분명히 화천 화강암의 시료와 함께 동시선을 그릴 경우의 연대보다는 훨씬 높은 연대이며, 각섬석의 K-Ar 연대와 오히려 더 잘 맞는 연대이기 때문에 앞에서 언급한 대로 춘천 화강암의 생성연대는 적어도 210 Ma 보다는 오래되었을 것으로 추정한다.

춘천 연옥 광상의 연대 측정

이번 연구에서는 광상의 생성연대를 알아내기 위하여 연옥 시료 4개와 광상과 인접한 변성암내 운모편암에 대해 K-Ar 연대측정을 실시하였다(Table 6). 연대측정을 위한 시료들은 육안으로 보아 변질되지 않은 시료의 신선한 부분을 파쇄하였다. 60-100 메쉬 크기의 부분을 골라낸 다음 초음파세척기를 이용하여 탈이온수로 세척한 뒤에 약 60°C에서 건조시켰다. 다시 실체현미경하에서 불순물을 골라낸 뒤에 K의 함량은 원자흡광 분광분석기로 분석하였고, Ar의 함량은 불활성기체 질량분석기(VG

5400)를 이용하여 분석하였다.

분석 결과 운모 편암의 두 시료로부터는 각각 250 ± 5 Ma와 232 ± 4 Ma의 연대를 얻었으며, 연옥은 264 ± 5 , 334 ± 6 , 620 ± 11 및 518 ± 10 Ma로 크게 변화하는 연대를 구하였다. 운모 편암의 연대는 진명식 외(1993)에 의한 춘천 각섬석의 K-Ar 연대(211 ± 5 Ma)보다 약간 더 오래된 연대이며 춘천 화강암의 관입 혹은 그 직전에 있었던 화성활동의 시기를 나타내는 것으로 생각된다. 운모 편암의 경우 주 성분 광물은 석영이며 대부분의 K는 백운모에 함유되어있다. 따라서 이 암석이 보이는 연대는 백운모의 K-Ar 계에 대한 폐쇄온도인 $350 \pm 50^\circ\text{C}$ 를 지날 때의 시기로 해석되기 때문에 운모 편암에 영향을 준 화성암체의 관입 시기는 이보다는 더 이전으로 올라갈 것으로 추정된다.

연옥에 대한 직접적인 K-Ar 연대측정 결과는 모두 석영편암의 K-Ar 연대보다는 높은 값을 나타내고 있으며 상당한 범위의 변화를 보인다. 이러한 값들은 연옥 내의 K함량이 매우 낮기 때문에(0.02-0.06 wt%) K 함량 분석의 부정확성에 따라 큰 오차를 보이는 것일 가능성도 있다. 다른 한편으로는 치밀한 조직의 연옥이 생성될 당시에 관계했던 유체로부터 과잉의 ^{40}Ar 이 일정하지 않은 양으로 각 연옥 안에 포획되어 시료에 따라 다른 정도의 과잉연대가 계산된 것일 가능성도 배제할 수 없다. 따라서 연옥에 대한 K-Ar 연대측정 값의 해석은 주의가 필요하다. 다만 대기 Ar의 함량이 가장 낮으며(24.4%), 다른 연옥 시료들에 비해 K 함량이 0.06 wt%로 가장 높아 연옥 시료 중에서는 가장 연대의 신뢰도가 높을 것으로 판단되는 연옥시료 F-1의 경우 264 ± 5 Ma의 연대로 연옥 중 운모 편암 시료에 가장 근접한 연대 값을 보이는 것은 이 연옥들이 운모 편암중 백운모의 K-Ar 시계를 처음부터 다시 돌아가

제한 화성암의 관입시기(약 230~260 Ma)에 만들어졌을 가능성을 시사한다.

현재까지의 자료로는 춘천의 연옥 광상에 인접한 춘천 화강암을 연옥의 생성에 직접적으로 관계한 화성암으로 생각하기에는 춘천화강암이 너무 젊은 연대를 갖는 것으로 판단된다. 그러나 광상시료들 사이의 연대자료가 심하게 분산되며, 과잉 Ar의 축적을 의심하게 하기 때문에 춘천 화강암이 연옥을 배태시킨 관계화성암일 가능성을 전적으로 배제할 수는 없다고 판단된다.

결론

방사기원 동위원소인 Sr과 Pb 동위원소, 안정 동위원소인 산소와 수소 동위원소, 희토류원소등 여러 지구화학적 자료들에 대한 논의를 종합하여 춘천 연옥 광상의 형성을 논의하면 다음과 같다. 광화작용의 모든 단계에서 낮은 산소 및 수소 동위원소 값을 갖는 지각내 순환수가 매우 중요한 역할을 하였다. 대리암으로부터 조립질 석회규산염대, 전기 연옥대, 세립질 석회규산염대로 가면서 지속적인 $\delta^{18}O$ 와 δD 값의 감소와 함께, 기존 광물과 새로 만들어진 광물들 사이의 산소 동위원소 불평형 관계는 순환수 기원의 광화 유체가 매 단계에서 상당한 물-암석 비율로 관계하였음을 지시한다. 또한 Sr 및 Pb 동위원소 값은 광상 시료들이 Sr 및 Pb가 광상이 놓여있는 경기 변성암 복합체와 같은 지각 기원의 동위원소에 큰 영향을 받아 만들어졌음을 반영하고 있다. 조립질 석회규산염대의 규산염들과 이 부분에 잔류하는 미량 탄산염광물들 사이의 산소 동위원소 조성의 차이는 노진환 외(1993)가 추정한 330°C~430°C에서 예상되는 동위원소 차이와 대략적으로 일치하는 범위이다. 그러나 C-단면과 D-단면에서의 차이가 같지 않으며 이러한 결과는 지역별로 다른 광상 생성 온도의 차이를 반영할 가능성을 시사한다. 한편 조립질 석회규산염대가 형성될 때 대리암에 비해 산소 동위원소 값이 하락되는 정도가 C-단면에서 D-단면보다 훨씬 더 크게 나타나는 현상은 광상 형성의 각 단계에서의 산소 동위원소 값의 하락 정도가 광화작용시 수반되는 물-암석 상호작용이 일어난 물-암석 비율의 정도를 반영하기 때문인 것으로 해석된다.

모든 지구화학적 지표들은 춘천 연옥 광상의 형성에 궁극적으로는 강수 기원의 지표 순환수가 광화용액의 대부분을 구성하고 있었던 것으로 판단된다. 이러한 유체에는 유체가 순환하고 있던 광상 주

변의 선캠브리아 기저 암석들로부터 용출된 Sr과 Pb를 갖고 있었고, 이러한 광화용액의 동위원소 성분이 이로부터 만들어진 광상 시료에 반영된 것으로 판단된다.

사 사

논문을 꼼꼼히 읽고 여러 가지 지적과 도움 말씀을 주신 윤성택 교수와 이광식 박사께 감사드립니다. 이 연구는 학술진흥재단의 1998년도 과학기술기초중점연구 연구비(과제번호: 1998-015-D00276)에 의해 지원되었다. 이 연구에 사용된 연옥 시료는 현재 산업광물은행의 연옥 시료를 활용하였음을 밝힌다.

참고문헌

권성택, 정창식, 사공희, 1996, 화천 화강암의 Sr-Nd 동위원소 연구. 대한지질학회 제51차 학술발표회 요약집, 92-93.
 김규한, 1991, 동위원소 지질학. 대우학술총서 자연과학, 74, 민음사, 552.
 김규한, 나가이, 1981, 한국온천수의 수소, 산소 및 유황동위원체비. 일본지구화학, 15, 6-16.
 김규한, 中井信之, 1988, 남한의 지하수 및 강수의 안정 동위원소 조성. 지질학회지, 24, 37-46.
 니춘기, 이무성, 이인성, 박희열, 김옥배, 1997, 전주 즉림지역 온천수의 화학적 및 동위원소적 특성. 지원환경지질, 30, 25-33.
 노진환, 조현구, 1993, 춘천 연옥 광물의 광물학적 특성: 광물상, 광물 화학 및 혼성 격자 구조. 광물학회지, 6, 57-79.
 노진환, 유재영, 최진범, 1993, 춘천 연옥 광물의 성인. 지질학회지, 29, 199-224.
 박계현, 정창식, 1993, 선캠브리아 경기육괴 중 대리암의 연대측정에 대한 예비연구. 암석학회지, 2, 130-138.
 박계현, 정창식, 최만식, 이석훈, 이광식, 한정희, 1992, 석회암류의 연대측정법에 대한 연구. 기초과학지원센터, 미발간 연구보고서, 37.
 박희인, 장기홍, 지정만, 고인석, 1974, 한국 지질도 (1:50,000), 내평 도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 13.
 유재영, 조문섭, 1999, 춘천시 동면 일대에 분포하는 선캠브리아 대리암류의 변성작용. 지질학회지, 35, 309-320.
 이광식, 이창복, 1999, 남한 강수와 하천수의 산소와 수소 동위원소 조성. 지질학회지, 35, 73-84.
 이광식, 장병옥, 1994, 우리나라 대전과 서울 지역 강수의 안정동위원소 성분. 지질학회지, 30, 475-481.
 이광식, 정재일, 1997, 포항 강수의 안정동위원소 조성 변화. 지원환경지질, 30, 321-325.
 조문섭, 이기욱, 이승렬, Stern, R., 1999, 남한에서 가

- 장 오래된 지각물질의 나이: SHRIMP 연대측정. 한국광물학회 한국암석학회 공동학술발표회 논문집, 89.
- 진명식, 신성천, 김성재, 주승환, 1993, 경기육괴내 춘천 화강암체의 생성연대와 열사. 암석학회지, 2, 122-129.
- Cho, D.-L., Suzuki, K., Adachi, M., and Chwae, U., 1996, A preliminary CHIME age determination of monazite from metamorphic and granitic rocks in the Gyeonggi massif, Korea. *Jour. of Earth and Planet. Sci. (Nagoya University)*, 43, 49-65.
- Cooper, A. F., 1995, Nephrite and metagabbro in the Haast Schist at Muddy Creek, northwest Otago, New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. and Geophys.*, 38, 325-332.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoritic waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology, second edition. John Wiley & Sons, New York, 589.
- Kim, S. J., Lee, D. J., and Chang, S. W., 1986, A mineralogical and gemological characterization of the Korean jade from Chuncheon, Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, 22, 278-288.
- Lee, S. R., Cho, M., Cheong, C.-S., and Park, K.-H., 1997, An early Proterozoic Sm-Nd age of mafic granulite from the Hwacheon area, South Korea. *Geoscience Jour.*, 1(3), 136-142.
- Taylor, H. P., 1967, Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H. L. (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt Reinhart and Winston, New York.
- Yui, T.-F., and Yeh, H.-W., 1988, Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtien, Taiwan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 593-602.

(책임편집: 윤성택)

(2000년 2월 20일 접수, 2000년 3월 30일 수리)

Geochemical Study on the Genesis of Chuncheon Nephrite Deposit

Kye-Hun Park and Jin Hwan Noh¹

Department. Environmental Geosciences, Pukyong University

¹Department Geology, Kangweon University

Abstract : To reveal the origin of the Chuncheon nephrite deposit, radiogenic isotopes of Sr and Pb, stable isotopes of O and H, and rare earth elements concentrations were analyzed. Such geochemical data were integrated to track the stepwise changes during the various ore formation stages. All the samples from the nephrite deposit have significantly low O isotopic ratios compared with the marble from which they had been formed, which reflects the very important role of the crustal circulating water with low $\delta^{18}\text{O}$ and δD in every stage of ore formation. There were progressive decrease of $\delta^{18}\text{O}$ and δD during the genesis of Chuncheon nephrite deposit. Newly formed minerals during the ore formation reveal disequilibrium with existing minerals in the respect of O isotope, which suggests that the ore-forming fluid of circulating water origin was involved with significant water-rock ratios in every step of ore formation process. The ore samples have Sr and Pb isotopic ratios similar to the values of Kyeonggi gneiss complex within which the deposit is located, which also suggests the important role of crustal circulating water in the genesis of the deposit. In conclusion, all the geochemical data support that major portion of the ore-forming fluid of Chuncheon nephrite deposit was derived ultimately from the surface water of meteoric origin. The meteoric water supplied Sr and Pb through leaching the rocks surrounding the ore deposits.

Key words : Nephrite, Radiogenic Isotope, Stable Isotope, Circulating Water, Chuncheon