

저온 포화온도로 추정된 남한 현생이인 화강암의 상대적인 마그마 생성온도

사공희^{1,*} · 권성택¹ · 조등룡² · 좌용주³

¹연세대학교 지구시스템과학과, 서울특별시 서대문구 신촌동 134, 120-749

²지질자원연구원 지질기반정보연구부, 대전광역시 유성구 가정동 30, 305-350

³경상대학교 지구환경과학과, 경상남도 진주시 가좌동 900, 660-701

Relative Magma Formation Temperatures of the Phanerozoic Granitoids in South Korea Estimated by Zircon Saturated Temperature

Hee Sagong^{1,*}, Sung-Tack Kwon¹, Deung-Ryong Cho² and Yong-Joo Jwa³

¹Department of Earth System Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea

²Geology & Geoinformation Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 30 Gajeong-dong, Yuseong-gu, Daejeon 305-350, Korea

³Department of Earth & Environmental Sciences, Gyeongsang National University, Jinju 660-701, Korea

요약: 최근 화강암의 옛저콘(inherited zircon)의 존재여부로서 마그마 생성온도를 상대적으로 저온화강암과 고온화강암으로 구분할 수 있음이 제안되었으며, 이는 저온 포화온도와 밀접하게 관련이 있음이 밝혀졌다. SiO₂-Zr 그림에서 남한의 현생이인 화강암들은 고Zr 화강암과 저Zr 화강암으로 구분된다. 이들 구분은 관입 시기와 관련된 것으로 보인다. 트라이아스-쥬라기 화강암들은 거의 대부분 저Zr 화강암에 속한다. 반면 백악기-제3기초 화강암들은 대부분 고Zr 화강암에 해당하나, 마산-진해 화강암은 저Zr 화강암에 속하여 지리적 차이를 보인다. 주성분원소와 Zr 함량을 이용하여 저온 포화온도를 계산하면 저Zr 화강암(마산-진해 화강암, 평균 759±16°C)을 제외한 경상분지의 백악기-제3기초 화강암 (608-834°C, 평균 782±31°C)이 트라이아스-쥬라기 화강암 (642-824°C, 평균 756±31°C)보다 높은 온도를 지시한다. 현재까지 알려진 트라이아스-쥬라기 화강암의 U-Pb 저콘 연대 자료는 모두 콘코디아 그림에서 디스코디아를 정의하는데 이는 옛저콘의 존재를 지시하며 낮은 저온 포화온도와 조화적이다. 반면에 상대적으로 높은 저온 포화온도를 가지는 백악기-제3기초 화강암의 경우 옛저콘의 존재에 대하여 아직 알려진 바가 없기 때문에 고온 혹은 저온 화강암에 해당하는지를 판단할 수 없다. 그럼에도 불구하고 저온 포화온도는 마그마 생성온도를 어느 정도 반영하기 때문에 백악기-제3기초 화강암은 트라이아스-쥬라기 화강암보다 높은 온도에서 생성되었음을 시사한다.

핵심어: 옛저콘, 저온 포화온도, 저온 화강암, 고온 화강암

Abstract: It has recently been proposed that granites can be divided into hot and cold ones by absence and presence of inherited zircon, respectively, which is closely related to zircon saturation temperature. The Phanerozoic granites in South Korea are divided into high- and low-Zr groups in a SiO₂-Zr diagram, which appears to be related to their intrusive age. Most Triassic-Jurassic granites belong to low-Zr group, whereas most Cretaceous-Early Tertiary granites belong to the high-Zr group with the exception of geographically distinct Masan and Jinhae granites that belong low-Zr group. Calculated zircon saturation temperatures using major elements and Zr contents indicate that the Cretaceous-Early Tertiary granites (608-834°C, average 782±31°C) except for the Masan and Jinhae granites (average 759±16°C) show higher temperature than the Triassic-Jurassic granites (642-824°C, average 756±31°C). U-Pb zircon isotope data of the Triassic-Jurassic granites reported so far define discordia in a concordia diagram, which indicates presence of inherited zircon and agrees with their low zircon saturation temperatures. So the Triassic-Jurassic granites appear to belong to cold granite. On the other hand, presence or absence of inherited zircon has not been known for the Cretaceous-Early Tertiary granites with relatively high zircon

*Corresponding author: sagong@ysgeo.yonsei.ac.kr, Tel: 82-2-2123-2670

saturation temperature, so that their classification into hot or cold granite awaits further study. Nevertheless, the Cretaceous-Early Tertiary granites may have formed at higher temperature than the Triassic-Jurassic granites, since zircon saturation temperature reflects formation temperature of magma to a certain degree.

Key words: inherited zircon, zircon saturation temperature, cold granite, hot granite

서 언

대륙지각의 주요 구성 암석인 화강암질암의 성인에 대해서는 그 동안 매우 다양한 측면에서의 연구가 있었으며 그 결과 성인에 관한 중요한 개념적인 진보가 있었다. 대표적인 예는 Chappell and White(1974)가 화학성분 및 구성광물을 기준으로 근원물질이 주로 화성암인가 혹은 퇴적암인가에 따라 각각 I-형 및 S-형으로 나눈 것이며, 또 다른 예는 Ishihara(1977)이 화강암 내 자철석과 티탄철석의 존재 유무로 각각 자철석-계열과 티탄철석-계열로 나눈 것인데, 이는 마그마의 산소분압의 높고 낮음과 밀접한 관계를 가진다.

최근 화강암의 성인 중 생성온도와 관련된 새로운 개념이 제안되었다. Chappell *et al.*(1998)은 Zr 함량 변화와 옛저콘(inherited zircon)의 존재를 기준으로 I 형 화강암을 고온형 및 저온형으로 다시 세분하였다. 이는 Watson and Harrison(1983)의 실험 결과인 ‘구산염 마그마의 저콘 포화 정도는 주로 온도에 비례한다’는 것을 이용한 것이다. 즉, 마그마 생성시 온도가 충분히 높은 경우 마그마 내 Zr 함량이 저콘에 대해 불포화 상태이기 때문에 근원물질에 있던 저콘이 대부분 용융되어 저콘은 옛성분(inherited component)을 가질 수 없다. 반면 마그마 생성시 온도가 낮을 경우에는 마그마 내 Zr 함량이 저콘에 대해 포화 상태이기 때문에 근원 물질에 있는 저콘은 완전히 녹지 않고 남아 있을 수 있게 되어 저콘은 옛성분을 가질 수 있게 된다. Miller *et al.*(2003)은 이 개념이 I형 화강암의 세분에 그치지 않고 화강암의 전반에 걸쳐 적용될 수 있음을 보였다. 이들은 화강암의 성인에 대한 구분과 상관없이 다양한 지구조 환경(섬입대, 충돌대, 후조산운동, 발산경계, 조산운동이 없는 곳)에서 형성된 다양한 연령(15-1700 Ma)을 가진 화강암들을 대상으로 저콘 포화온도를 계산하였다. 약 60개의 심성암체에서 옛성분이 풍부한 저콘을 가지는 암체는 평균 766°C, 옛성분이 드문 저콘을 가지는 암체는 평균 837°C의 저콘 포화온도를 가지는 것을 밝혔다. 이와 같이 저콘 내 옛성분의 존재 유무는 화강암을 고온 화강암 및 저온 화강암으로 세분할 수 있게 해 주는데, 이는 마그마가 생성되는 방법 및 마그마의 정치와 밀접한 관계가 있는 것으로 생

각되어지고 있다. 즉, 고온 화강암질 마그마는 지각으로 열이 충분히 유입될 경우 생성될 수 있으며 결정이 적고 쉽게 분출할 수 있으나, 저온 화강암질 마그마는 유체가 유입되어 생성될 수 있으며 결정이 많아 분출하기 힘들다(Miller *et al.*, 2003).

저콘의 용해도는 온도에 민감하고 압력이나 성분과 같은 다른 요인들의 영향은 비교적 적다는 점에서 유용하다(Watson and Harrison, 1983). 뿐만 아니라 저콘은 마그마의 조성이 중성에서부터 산성에 이르기까지 다양한 화강암질 암석에서 흔히 산출되기 때문에 온도 지시자로 사용되기에 아주 적합한 광물이다. 최근에는 후광 산란 전자 영상(back-scattered electron image)이나 음극 발광 영상(cathodoluminescence image)에 의해 저콘의 화학적 누대를 잘 관찰할 수 있을 뿐 아니라 옛저콘은 고분해능 이차 이온 질량분석기(SHRIMP)를 이용한 연대측정으로 근원물질의 생성시기에 대한 정보를 제공한다.

남한에는 많은 암체의 현생이인 화강암들이 분포하고 있으며 이들은 지리적인 위치(경상분지 안쪽과 바깥쪽)와 관입연대(트라이아스-จู라기와 백악기-제3기초)에 따라서 산출상태, 구조, 조직, 화학조성, 광화작용, 동위원소비 등의 차이를 보이고 있음이 이미 알려져 있다(예, Jin, 1980; Hong, 1987; Kwon and Tilton, 1992). 특히 주성분원소와 미량성분원소에 있어서 백악기-제3기초의 화강암들은 트라이아스-จู라기의 화강암들과 구별되는 특징을 보인다(Hong, 1987; Kwon and Sagong, 1998). 이 연구에서 우리는 비록 제한적이기는 하지만 기존 자료를 이용하여 남한 현생이인 화강암의 Zr 함량 및 저콘 포화온도의 변화를 살펴보고 고온 화강암과 저온 화강암의 구분 가능성과 마그마 생성온도의 시간적-공간적 변화에 대해 논의한다.

저콘 포화온도(T_{Zr})와 적용가능성

Watson and Harrison(1983)은 실험을 통해 저콘의 용해도와 온도, 주성분 원소 조성과의 관계를 다음과 같이 표현하였다.

$$\ln D^{Zr, \text{zircon/melt}} = \{-3.8 - [0.85(M - 1)]\} + 12,900/T$$

여기서 $D^{Zr, zircon/melt}$ 는 용융액(melt)의 Zr 함량(ppm)에 대한 저콘의 화학량적인(stoichiometric) Zr 함량의 비이다. M은 저콘 포화에 대한 주성분의 영향을 나타내는 파라미터로서 전암의 양이온 비 [$M=(2Ca+Na+K)/(Al-Si)$]로 정의된다. T는 절대온도(K)이다.

위의 실험은 온도 750-1020°C, 압력 1.2-6 kbar, SiO₂ 59.6-76.1 wt%의 범위에서 이루어졌다. 결과에서 800°C 이하의 저온에서는 비록 높은 실험오차가 발생하였으나 고온에서의 자료로부터 유도한 모델은 오차범위 내였으며, 모든 온도 범위에서 열역학적으로 모순이 없었다. 용융액의 H₂O 함량이 1.5 wt% 이하일 때와 과알칼리(peralkaline) 성분의 용융액일 때는 위의 관계식에서 벗어나는 경향이 있었으나 H₂O 함량이 2 wt% 이상일 때는 H₂O 함량에 대한 영향은 없다. 함수(hydrous) 상태와 무수(anhydrous) 상태에서 보이는 저콘 용해도의 차이는 이후 수행된 연구 결과들과도 일치한다 (Keppler, 1993; Baker *et al.*, 2002). 한편, 화강암의 Zr 함량과 할로겐 원소의 함량 사이에는 상관관계가 관찰되며(예, Hildreth, 1981; Pichavant *et al.*, 1987; Pollard *et al.*, 1987; Congdon and Nash, 1991), 이는 저콘 용해도에 미치는 할로겐 원소의 영향을 시사한다. 그러나 일반적인 산성질의 저알루미나질 암석에서 보여지는 수준의 할로겐 원소의 함량(<2 wt%)이 저콘 용해도에 미치는 효과는 작다(Keppler, 1993; Baker *et al.*, 2002). 따라서 Watson and Harrison(1983)의 관계식을 일반적인 중성질 내지 산성질의 저알루미나질-고알루미나질 화강암에 적용하는 데는 문제가 없다.

T_{Zr}를 계산할때 사용하는 암석의 주성분 원소 조성 과 Zr 함량이 용융액의 성분과 일치하는가에 대해 고려하여야 한다. 특히 화강암의 경우 심부에서 결정화 과정을 겪는 동안 정출된 결정과 잔여용액이 공존하므로 암석이 용융액의 조성을 반영한다고 생각하기 어려운 측면이 있다. 즉, 용융액에 포화되어 옛저콘 결정이 존재하는 경우 어떤 시료의 Zr 함량은 용융액의 포화 Zr 함량보다 크게 나타나므로 T_{Zr}는 실제보다 높게 계산된다. 다른 한편, 초기 정출 광물들은 용융액의 M 파라미터를 증가시킴으로써 T_{Zr}의 하강을 초래한다. 궁극적으로 이들 요인은 서로 상쇄되는 효과를 가져와 T_{Zr}에 큰 영향을 주지 않는 것으로 알려져 있다(Miller *et al.*(2003)의 Fig. 1 참조). M 파라미터와 다른 성분 (Mg, Fe, 산소분압, H₂O 등)이 T_{Zr}에 끼치는 영향에 대해서는 보다 자세한 연구가 필요하다(Ryerson and Watson, 1987; Baker *et al.*, 2002). 저콘의 용해도는 주로 온도에 좌우되기 때문에 주성분 원소와 Zr 함량에 대한 요인은 계산된 T_{Zr}에 큰 영향을 주지 않는다(Watson

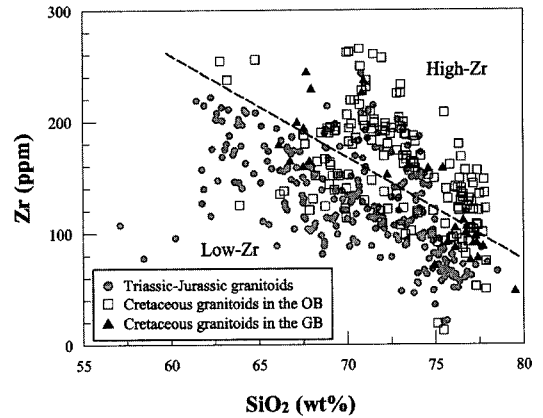


Fig. 1. SiO₂ (wt.%) versus Zr (ppm) variation diagram for the Phanerozoic granitoids in South Korea. Note the two distinct trends for the granitoids in the Gyeongsang basin. Abbreviations: OB, Okcheon belt; GB, Gyeong-sang basin.

and Harrison, 1983; Miller *et al.*, 2003). 따라서 T_{Zr}를 이용하여 화강암질 마그마의 생성온도를 추정하는 것이 가능하다고 판단된다.

자료의 선택

Watson and Harrison(1983)에 의한 T_{Zr}를 계산하기 위해 주성분 원소의 조성 과 Zr 함량이 보고된 기존의 자료를 선택하였다. 이때 Zr 함량의 신뢰성을 위해 XRF(X-선 형광분석법)에 의한 자료들만을 취하였다. ICP-MS(유도결합 플라즈마 질량분석기)에 의한 분석의 경우 산에 저콘이 완전히 녹지 않을 가능성이 있으므로 배제하였다. 선택된 트라이아스-쥬라기 화강암질 암은 11개 암체로서 서울 화강암(Hong, 1984b; Kwon *et al.*, 1994), 관악산 화강암(Hong, 1984b; Kwon *et al.*, 1995), 화천 화강암(사공회외, 1997), 홍천 화강암(Jwa and Moutte, 1989), 대전 화강암(Hong, 1984a), 논산 화강암(Hong, 1984a), 청산 화강암(정창식과 장호완, 1996), 백록 화강암(정창식과 장호완, 1996), 보은 화강암(정창식과 장호완, 1996), 영주 화강암(Lee *et al.*, 1998), 안동 화강암(Lee *et al.*, 1998), 남원 화강암(홍세선의, 1988)을 포함한다. 백악기 화강암질암은 부산 화강암(Lee, 1994, 1997), 김해 화강암(Lee, 1994, 1997), 진해 화강암(Lee, 1994, 1997), 마산 화강암(Lee, 1994, 1997), 언양 화강암(Hong, 1985), 유천 화강암(Hong, 1985), 팔공산 화강암(Hong, 1983), 토함산 화강암(Kim and Kim, 1997), 월악산 화강암(Lee, 1995), 속리산 화

강암(정창식과 장호완, 1996), 이목 화강암(Hong, 1986)의 11개 암체이다. 이들은 남한의 중생대 화강암체의 전체 숫자에 비하면 제한적이므로 앞으로 보다 체계적이고 신뢰성 있는 자료가 분석되어야 할 것이다.

선택된 화강암체에서 여러 암상이 보고 되어 있을 경우에는 각 암상에 대하여 따로 T_z 를 계산하였다. 예를 들면 남원 화강암의 경우, 섬록암에서부터 미화강암까지 6개의 서로 다른 암상이 보고 되어 있다. 이 경우 6개의 마그마 T_z 를 계산하였다.

결 과

SiO₂-Zr

남한의 현생이인 화강암에 대해서 이용 가능한 자료들을 살펴보았을 때, 경상분지의 백악기-제3기초 화강암들은 SiO₂ 함량이 62.79-77.87 wt%이고 Zr 함량은 13.1-265.2 ppm이다. 경상분지 바깥의 화강암들 중 백악기 화강암들은 SiO₂ 함량이 66.14-77.69 wt%이고 Zr 함량은 78.8-245 ppm이며, 트라이아스-쥬라기 화강암들은 SiO₂ 함량이 61.46-78.51 wt%이고 Zr 함량은 20.5-243 ppm이다. SiO₂ 함량에 대한 Zr 함량을 도시하면 전반적으로 SiO₂ 함량이 증가함에 따라 Zr 함량이 감소하는 경향을 보인다(Fig. 1). 주어진 SiO₂ 함량에 대하여 화강암들의 Zr 함량이 상대적으로 높고 낮은 두개의 서로 다른 분화경향을 보이는 것은 주목할 만하다. 특히 경상분지의 백악기-제3기 화강암들은 같은 SiO₂ 함량에 대하여 높은 Zr 함량을 가지는 그룹(고Zr 화강암, 부산-김해-연양-유천-팔공산-토함산)과 낮은 Zr 함량을 보이는 그룹(저Zr 화강암, 마산-진해)으로 나뉘어진다. 경상분지 밖의 백악기 화강암들 중 월악산 화강암은 고Zr 화강암 그룹에 속하며 속리산 화강암도 대체로 고Zr 화강암그룹에 해당한다고 볼 수 있다. 이목 화강암은 비슷한 SiO₂ 함량에 대하여 Zr 함량의 변화 폭이 커서 어느 쪽에 속한다고 말하기가 어렵다. 한편 트라이아스-쥬라기 화강암들은 홍천화강암의 일부가 고Zr 화강암에 속하기는 하나 대부분 저Zr 화강암과 유사한 경향을 보인다(Fig. 1). 즉, 경상분지의 일부 화강암(마산, 진해 화강암)을 제외하면, 남한의 현생이인 화강암들 중 백악기-제3기초 화강암들은 비슷한 SiO₂ 함량에 대하여 높은 Zr 함량을 가지는 반면에 트라이아스-쥬라기 화강암들은 낮은 Zr 함량을 가진다.

저콘 포화온도

선택된 화강암체들에 대하여 계산된 T_z 와 M을 SiO₂, Zr 함량과 함께 Table 1에 제시하였다. 트라이아스-쥬

라기 화강암들과 백악기-제3기 화강암의 M 값은 서로 중첩되며 전체적으로 M 값과 T_z 사이에 뚜렷한 상관관계가 보이지 않는다(Fig. 2). 다만 안동 및 영주 화강암체에서 정의 상관관계가 어느 정도 인지된다. 반면에 Zr 함량과 T_z 사이에는 정의 상관관계가 잘 정의된다(Fig. 3). SiO₂-Zr 그림에서 인지되는 서로 다른 두개의 분화경향을 계산된 T_z 와 비교하면 고Zr 화강암은 높은 T_z 을, 저Zr 화강암은 낮은 T_z 을 각각 보여 이들 사이에 밀접한 관계가 있음을 나타낸다. 경상분지 밖의 트라이아스-쥬라기 화강암들의 T_z 은 642-824°C(평균 756±31(1σ)°C)의 범위에 속한다. 옥천대의 백악기 화강암들은 701-819°C(평균 766±30(1σ)°C)의 T_z 를 가지며 이는 트라이아스-쥬라기 화강암들의 평균 T_z 보다 10°C 가량 높은 온도이다. 경상분지의 백악기-제3기초 화강암들의 전체적인 T_z 은 608-834°C(평균 777±30(1σ)°C)의 범위에 속하며, 이들 중 고Zr 화강암들의 평균 T_z 은 608-834°C(평균 782±31(1σ)°C)이고 저Zr 화강암들은 706-794°C(평균 759±16(1σ)°C)인데, 전자는 경상분지 밖의 트라이아스-쥬라기 화강암들에 비해 약 26°C 정도 더 높으나, 후자는 유사하다. 각 화강암체에 대한 평균 T_z 의 빈도수를 도시한 Fig. 4에서 백악기-제3기 화강암들이 트라이아스-쥬라기 화강암들보다 비슷하거나 더 높은 T_z 를 가지는 경향을 볼 수 있다. 경상분지의 서쪽에 있는 마산과 진해 화강암은 경상분지의 다른 지역 화강암에 비해 낮은 T_z 을 보이는데, 이는 경상분지 내에서 지리적인 분포에 따라서 마그마의 생성온도에 있어서 차이가 있음을 시사한다. 경상분지 화강암들 중 김해 화강암만이 평균 T_z 가 800°C를 넘는다. 경상분지의 남산 화강암은 다른 화강암들과는 달리 알칼리 화강암에 해당한다. 비록 Watson and Harrison(1983)의 관계식은 알칼리 암석과 물의 함량이 낮을 때(<1.5 wt% H₂O)는 그 적용에 제한을 받지만 T_z 를 계산하였을 때 770-899°C(평균 825.7±4.4°C)의 높은 T_z 를 가짐으로써 알칼리 마그마가 높은 생성온도를 가지고 있음을 시사한다.

고 찰

옛저콘과 저콘 포화온도

Miller *et al.*(2003)은 저콘 결정 내에 옛저콘의 존재 유무와 이들의 T_z 과의 관계에서, 옛저콘을 가진 화강암 그룹은 낮은 Zr 함량(~80-150 ppm)과 낮은 T_z (730-810°C; 평균 766°C)를 가지는 반면에 옛저콘이(거의) 없는 화강암들은 높은 Zr 함량(~200-800 ppm)과 높은 T_z (720-950°C; 평균 837°C)를 가지는 것을 보였다.

Table 1. SiO₂ and Zr concentrations and calculated M and zircon saturated temperatures for the Phanerozoic granitoids in South Korea.

	SiO ₂ (wt%)	Zr (ppm)	M	T _{Zr} (°C)		SiO ₂ (wt%)	Zr (ppm)	M	T _{Zr} (°C)
Southern Seoul (n=13)					Deajeon granite (n=8)				
max	76.1	122.0	1.5	760.0	max	72.1	192.0	1.4	822.7
min	73.3	74.0	1.3	724.5	min	70.5	109.0	0.8	758.8
average		93.2	1.4	741.0	average		154.3	1.3	787.2
std (1σ)		15.8	0.0	12.8	std (1σ)		27.4	0.2	20.5
Northern Seoul (n=21)					Nonsan granite (n=7)				
max	76.7	243.0	1.4	823.7	max	68.9	197.0	1.6	796.0
min	70.8	60.0	1.2	716.0	min	63.1	167.0	1.5	776.4
average		108.5	1.3	753.8	average		182.3	1.6	783.6
std (1σ)		48.2	0.1	30.1	std (1σ)		10.2	0.1	7.3
Anyang (n=2)					Boeun granite (n=5)				
max	76.1	63.0	1.4	717.0	max	70.5	157.0	1.6	771.3
min	76.1	62.0	1.3	710.2	min	61.8	111.0	1.3	755.9
average		62.5	1.3	713.6	average		130.4	1.4	766.2
std (1σ)		0.7	0.1	4.8	std (1σ)		18.2	0.1	6.4
Kwansaksan (n=15)					Cheongsan granite (n=5)				
max	77.9	95.0	1.5	743.7	max	68.9	193.0	1.6	795.0
min	71.9	48.0	1.3	687.4	min	66.0	89.0	1.5	725.9
average		70.1	1.4	720.7	average		150.6	1.5	771.0
std (1σ)		12.2	0.0	14.9	std (1σ)		39.6	0.0	27.0
Hwacheon granite (n=16)					Baekrok granite (n=5)				
max	78.5	178.0	1.5	799.0	max	69.1	127.0	2.0	753.9
min	70.9	51.0	1.2	700.5	min	60.2	96.0	1.4	711.4
average		92.0	1.3	740.6	average		110.2	1.7	732.2
std (1σ)		40.4	0.1	31.3	std (1σ)		11.5	0.2	16.0
Hongcheon grd (n=19)					Yeongju granite (n=27)				
max	71.7	207.6	1.7	791.8	max	74.9	213.8	2.0	799.9
min	64.3	102.0	1.4	737.0	min	61.9	49.0	1.5	688.3
average		149.6	1.6	766.4	average		149.7	1.7	757.0
std		28.8	0.1	13.9	std		32.8	0.1	20.1
Hongcheon Pbgr (n=15)					Andong granite (n=20)				
max	73.4	214.4	1.5	812.6	max	71.9	222.0	2.0	791.1
min	66.8	112.9	1.3	753.5	min	61.5	107.2	1.5	747.1
average		160.0	1.4	785.3	average		186.8	1.7	774.3
std (1σ)		32.1	0.1	18.1	std (1σ)		34.1	0.1	11.5
Hongcheon Mbgr (n=10)					Namwon diorite (n=5)				
max	74.2	198.0	1.4	816.4	max	58.4	132.5	2.7	716.1
min	68.6	99.3	1.3	752.7	min	50.5	78.0	2.0	664.6
average		151.3	1.3	786.2	average		108.0	2.3	694.5
std (1σ)		29.9	0.0	19.0	std (1σ)		22.2	0.3	20.5
Hongcheon Tmgr (n=17)					Namwon Hbgr (n=6)				
max	76.7	201.6	1.3	816.6	max	68.8	145.3	1.7	757.1
min	72.8	92.8	1.1	748.4	min	63.8	92.4	1.5	732.1
average		143.8	1.2	787.6	average		114.9	1.6	743.4
std (1σ)		33.2	0.1	20.1	std (1σ)		17.8	0.1	8.5

Abbreviations: max=maximum, min=minimum, std=standard deviation, Grd=granodiorite, Pbgr=porphyritic biotite granite, Mbgr=Migmatic biotite granite, Tmgr=Two mica granite, Hbgr=Hornblende biotite granite, Pgr=porphyritic granite, Bgr=Biotite granite, Mgr=micrographic granite, Hgr=Hornblende granite.

Table 1. continued.

	SiO ₂ (wt%)	Zr (ppm)	M	T _{Zr} (°C)		SiO ₂ (wt%)	Zr (ppm)	M	T _{Zr} (°C)
Namwon Pgr (n=6)					Masan Hgr (n=27)				
max	69.6	176.7	1.5	785.4	max	76.0	255.6	1.9	794.3
min	65.5	151.9	1.4	771.9	min	62.8	96.5	1.4	737.6
average		164.6	1.5	780.1	average		150.0	1.6	762.9
std (1σ)		11.1	0.0	5.2	std (1σ)		40.9	0.1	14.5
Namwon Bgr (n=26)					Masan Mgr (n=6)				
max	76.0	137.1	1.6	769.8	max	77.8	122.6	1.4	772.2
min	65.5	21.4	1.2	646.0	min	75.1	52.5	1.3	706.2
average		102.9	1.5	741.3	average		96.1	1.3	747.4
std (1σ)		20.6	0.1	17.8	std (1σ)		26.1	0.0	23.8
Namwon Tmgr (n=7)					Jinhae Bgr (n=7)				
max	75.0	109.5	1.4	756.7	max	76.5	163.5	1.5	779.5
min	71.6	35.9	1.3	677.7	min	69.0	94.7	1.3	745.8
average		89.3	1.4	737.0	average		117.0	1.4	755.2
std (1σ)		24.5	0.0	26.7	std (1σ)		23.3	0.1	12.0
Namwon Gap (n=5)					Kimhae Hgr (n=8)				
max	76.3	88.2	1.4	745.9	max	71.5	219.1	1.6	805.5
min	73.8	20.5	1.2	641.8	min	69.0	179.6	1.5	784.7
average		45.0	1.3	683.9	average		201.6	1.5	796.8
std (1σ)		27.6	0.1	42.7	std (1σ)		14.8	0.0	7.2
Sokrisan granite (n=5)					Kimhae Mgr (n=8)				
max	79.5	159.0	1.3	797.9	max	71.5	265.2	1.5	834.4
min	74.9	49.0	1.2	701.3	min	70.0	227.7	1.3	811.1
average		91.7	1.3	744.3	average		249.5	1.5	821.3
std (1σ)		37.5	0.0	32.3	std (1σ)		15.4	0.1	9.6
Wolaksan granite (n=13)					Enyang granite (n=21)				
max	77.7	237.6	1.5	812.1	max	75.1	198.0	1.5	803.4
min	70.9	78.8	1.3	736.2	min	72.2	19.0	1.3	627.1
average		126.0	1.4	761.9	average		152.5	1.4	775.6
std (1σ)		52.8	0.1	26.5	std (1σ)		41.1	0.0	38.2
Imok granite (n=8)					Yucheon granite (n=19)				
max	68.0	245.0	1.6	818.7	max	73.8	257.0	1.5	818.5
min	66.1	160.0	1.5	775.5	min	71.4	169.0	1.3	781.6
average		192.5	1.6	789.8	average		195.7	1.5	798.0
std (1σ)		31.5	0.0	14.4	std (1σ)		24.4	0.1	10.1
Busan Bgr (n=25)					Palgongsan granite (n=16)				
max	77.9	232.9	1.5	816.9	max	75.6	209.0	1.6	808.2
min	71.0	13.1	1.3	607.7	min	67.5	108.0	1.3	756.7
average		141.9	1.4	769.8	average		185.3	1.5	790.0
std (1σ)		52.9	0.1	43.0	std (1σ)		26.0	0.1	12.7
Busan Mgr (n=22)					Tohamsan granite (n=9)				
max	77.9	179.6	1.4	801.6	max	77.8	208.0	1.6	804.1
min	76.3	75.0	1.1	730.1	min	69.4	107.0	1.4	752.5
average		127.2	1.3	773.2	average		153.2	1.4	777.9
std (1σ)		25.3	0.1	18.8	std (1σ)		35.5	0.1	17.3

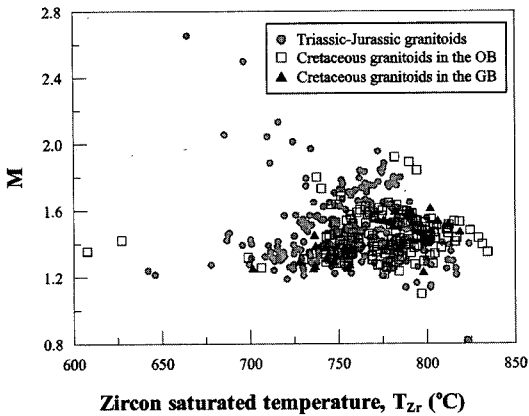


Fig. 2. Zircon saturation temperature (T_{Zr} , °C) versus parameter M (Watson and Harrison, 1983) for the Phanerozoic granitoids in South Korea. Abbreviations: OB, Okcheon belt; GB, Gyeongsang basin.

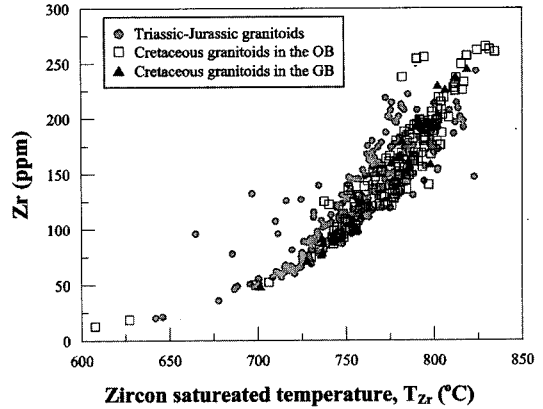


Fig. 3. Zr content (ppm) versus zircon saturation temperature (T_{Zr} , °C) for the Phanerozoic granitoids in South Korea. Abbreviations: OB, Okcheon belt; GB, Gyeongsang basin.

옛저콘을 가지고 있다는 것은 저콘에 포화된 마그마를 지시한다. 마그마의 온도가 낮아서 저콘에 이미 포화된 마그마는 근원물질의 저콘을 다 녹여내지 못하고 근원물질의 저콘을 핵으로 새로운 저콘을 정출하기 시작한다. 따라서 마그마에서 정출한 저콘 내에 옛저콘이 핵으로 존재할 수 있다. 이때 전체 Zr 함량 중 일부는 녹지 않은 옛저콘 결정에 들어있는 것으로 마그마의 Zr 함량이 과대평가된다는 점에서 T_{Zr} 는 마그마 생성온도의 최고한계를 나타낸다고 할 수 있다. 반면에 마그마의 온도가 충분히 높아서 저콘이 불포화되어 있다면 근원물질의 저콘을 완전히 녹일 수 있다. 이런 마그마의 분화 초기에는 Zr의 함량이 점차 증가하는 경향을 보여주다가 이후 마그마가 저콘에 대하여 포화에 도달하면 비로소 저콘 결정을 정출하기 시작하게 되는데 이때 정출된 저콘은 당연히 옛저콘을 가지지 않는다. 즉, T_{Zr} 는 마그마로부터 저콘이 정출되기 시작하는 온도로 볼 수 있다. 이때의 저콘은 초기에 정출하는 광물이 아니며 T_{Zr} 는 마그마 생성온도의 최저한계를 나타낸다.

남한 현생이인 화강암 내 옛저콘의 존재 유무

트라이아스-쥬라기 화강암의 저콘은 옛저콘을 갖는 것이 현미경 관찰에서 가능하며 특히 음극발광영상에서 잘 관찰된다. 화강암의 U-Pb 저콘 연대 자료를 해석하기 위한 콘코디아 그림에서 디스코디아가 정의될 경우 상부 절편 연대는 흔히 근원물질의 생성시기를 지시하는데, 이는 옛저콘의 존재를 간접적으로 나타낸다. 그동안 보고된 U-Pb 저콘 연대 자료는(Tureck and

Kim, 1995; Kim and Tureck, 1996; Kim *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2004) 모두 트라이아스-쥬라기의 화강암체에 대한 것인데 거의 대부분의 경우 디스코디아가 정의되어 옛저콘의 존재를 나타낸다. 이들 중 실제로 T_{Zr} 가 계산된 화강암체와 옛저콘의 유무가 밝혀진 화강암체는 남원 화강암(각섬석 흑운모 화강섬록암, Turek and Kim, 1995; 조동룡, 미발표 자료), 청산 화강암(Kim *et al.*, 2004; 조동룡, 미발표 자료), 백록 화강암(Kim *et al.*, 2004; 조동룡, 미발표 자료)의 3개 암체뿐이다. 이들에 대하여 계산된 평균 T_{Zr} 는 각각 $743.4 \pm 8.5^\circ\text{C}$, $771.0 \pm 27^\circ\text{C}$, $732.2 \pm 16^\circ\text{C}$ 로서 Miller *et al.* (2003)의 저온 화강암에 해당한다.

남한의 고온 및 저온 화강암

앞에서 본 것처럼 이 연구에서 고려된 트라이아스-쥬라기 화강암들은 거의 모두 낮은 T_{Zr} 을 가지고 있거나 근원물질의 시기를 나타내는 상부 절편 연대를 보이고 있다. 또한 현미경과 CL 영상에서 옛저콘이 확인된다는 점에서 저온 화강암에 속한다고 할 수 있을 것이다.

한편, 경상분지 화강암들에 대해서는 옛저콘의 존재 유무가 보고된 적이 없기 때문에 이들이 고온 화강암 혹은 저온 화강암에 해당하는지를 판단할 직접적인 기준이 없다. 따라서 현재로서는 계산된 T_{Zr} 로 유추할 수밖에 없다. Miller *et al.*(2003)은 고온 화강암과 저온 화강암을 나누는 기준으로 $T_{Zr} \approx 800^\circ\text{C}$ 를 삼았다. 이 기준에 따르면 김해 화강암과 남산 화강암을 제외한 모든 경상분지의 백악기-제3기초 화강암들도 역시 모

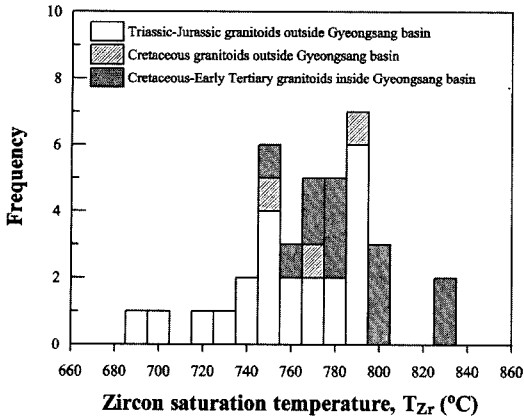


Fig. 4. Frequency diagram of zircon saturation temperature for the Phanerozoic granitoids in South Korea.

두 저온 화강암에 해당한다. 실제로 남산 화강암은 A-형 화강암으로 마그마의 생성온도가 높은 것으로 알려져 있으며(>900°C, Clemens *et al.*, 1986), 이들은 옛저콘이 거의 없다(조동룡, 미발표 자료). 그러나 Miller *et al.*(2003)의 고온 화강암의 T_{Zr} 범위를 살펴보았을 때 그 범위가 상당히 큰 것을 볼 수 있다.

옛저콘이(거의) 없는 화성암이 낮은 T_{Zr} 를 보이는 현상에 대해서는 두 가지 경우를 생각해 볼 수 있을 것이다. 즉, 저콘의 분별정출에 의하여 Zr 함량이 낮아졌을 경우와 마그마가 보다 고철질이어서 저콘에 대하여 불포화되어 있어서 낮은 Zr 함량을 가질 경우이다. 화강암질 마그마는 그 성분을 고려하면 두 번째 경우는 배제할 수 있기 때문에 첫 번째 경우에 해당된다. 부산 화강암의 경우 SiO_2 함량이 76 wt% 이상의 분화가 많이 진행된 암석일수록 Zr 함량이 급격히 줄어들고 있음을 볼 수 있다. 이는 이미 저콘이 분별정출되었음을 의미하며 따라서 T_{Zr} 는 실제 마그마의 온도보다 낮을 것이다. 그러나 T_{Zr} 의 변화범위는 608-817°C로 매우 넓다. 따라서 고온 화강암의 경우에는 옛저콘이(거의) 없음을 확인하기 전까지 T_{Zr} 만으로 판단하기가 어렵다는 것을 보여준다.

전체적으로 남한의 백악기-제3기초 화강암들은 트라이아스-쥬라기 화강암들에 비해 높은 T_{Zr} 를 나타낸다. 이는 이들 화강암의 화학성분과 밀접한 관계를 가지고 있는 것으로 생각된다. Kwon and Sagong(1998)은 주 성분 원소를 이용한 지구조 판별도에서 트라이아스-쥬라기 화강암들은 조산운동후기(late-orogeny) 화강암에, 백악기-제3기초 화강암들은 후조산운동(post-orogeny) 화강암에 속하는 것을 보였다. 스러스트나 습곡과 같은 구조적인 증거들은 트라이아스-쥬라기 화강암들이

관입할 때에 남한은 횡압력이 작용하는 환경에 놓여있었다는 것을 지시한다(Lee, 1987; Cluzel, 1992). 반면에 백악기 이후 지층에서는 이러한 구조들이 더 이상 관찰되지 않는 점은 백악기-제3기 화강암이 관입할 때에는 더 이상 횡압력이 작용하지 않았다는 점을 시사한다(Lee, 1987). 이는 지구조 판별도에서 보여지는 결과와 조화적이다. T_{Zr} 와 지구조 환경과의 관계를 고려하면, 조산운동후기 화강암의 생성온도보다 후조산운동 화강암이 생성온도가 높은 것을 시사한다. 그러나 마그마 생성온도가 지구조 환경에 따라서 달라지는 이유에 대해서는 아직 정확하게 밝혀진 것이 없으며 앞으로 연구되어야 할 과제이다.

요약 및 결론

(1) 남한의 현생이온 화강암들은 SiO_2 -Zr 함량 변화도에서 상대적으로 Zr 함량이 높은 화강암(고Zr 화강암)과 낮은 화강암(저Zr 화강암)으로 나누어진다. 트라이아스-쥬라기 화강암은 모두 저Zr 화강암에 해당하며, 백악기-제3기초 화강암은 대부분 고Zr 화강암에 해당한다. 특히 경상분지의 백악기-제3기초 화강암들은 고Zr 화강암(부산-김해-언양-유천-팔공산)과 저Zr 화강암(마산-진해)으로 구분된다.

(2) 마그마 내의 Zr 함량은 생성온도에 비례한다는 Watson and Harrison(1983)의 실험결과를 이용하여 T_{Zr} 를 계산하였을 때 위와 같은 변화경향을 볼 수 있다. 낮은 T_{Zr} 를 보이는 마산-진해 화강암(706-794°C, $759 \pm 16^\circ\text{C}$)을 제외한 경상분지의 백악기-제3기초 화강암(608-834°C, $782 \pm 31^\circ\text{C}$)은 경상분지 밖의 트라이아스-쥬라기 화강암(642-824°C, $756 \pm 31^\circ\text{C}$) 보다 약 26°C 가량 높은 T_{Zr} 를 가진다. 경상분지 밖의 백악기 화강암(701-819°C, $766 \pm 30^\circ\text{C}$)도 트라이아스-쥬라기 화강암보다 높은 T_{Zr} 를 가진다. 낮은 T_{Zr} 를 보이는 마산-진해 화강암이 경상분지의 서쪽에 분포하는 것은 경상분지 내에서도 마그마의 생성온도가 지리적인 변화를 보이고 있음을 시사한다.

(3) 트라이아스-쥬라기 화강암은 U-Pb 저콘연대가 정의하는 상부 절편 연대로부터 옛저콘의 존재를 간접적으로 지시한다. 이는 낮은 T_{Zr} 와 함께 트라이아스-쥬라기 화강암이 저온 화강암에 해당함을 강력하게 지시한다. 반면에 백악기-제3기초 화강암은 Zr 함량변화로부터 저콘의 분별정출이 지시되나, T_{Zr} 의 변화범위가 크고 옛저콘의 존재에 대하여 전혀 알려진 바가 없기 때문에 저온 또는 고온 화강암에 해당하는지 현재로서는 판단할 수 없다.

(4) 주성분 원소를 이용한 지구조환경 판별도에서 트라이아스-쥬라기 화강암은 조산운동후기 화강암에 해당하는 반면에 백악기-제3기초 화강암은 후조산운동 화강암에 해당한다. T_z 와 지구조환경과의 관계를 고려하면 후조산운동 화강암이 조산운동후기 화강암보다 더 높은 온도에서 생성되었음을 시사한다.

감사의 글

이 연구는 한국과학재단의 선도기초과학연구실 연구비(R14-2003-017-01003-0)에 의해서 지원되었다. 이 논문에 대한 세심한 지적과 건설적인 비평으로 심사를 해준 박계현 박사와 정창식 박사에게 감사드립니다.

참고문헌

- 사공희, 권성택, 전은영, Mertzman, S.A., 1997, 화강암의 암석학 및 지구화학. 지질학회지, 33, 99-110.
- 정창식, 장호완, 1996, 중부 옥천 변성대의 화성, 변성 및 광화작용과 구조조적 연관성 연구(I): 보은지역 화강암류의 암석화학과 동위원소 지구화학, 지질학회지, 32, 91-116.
- 홍세선, 김용준, 김정민, 1988, 남원지역에 분포하는 남원 화강암체에 대한 암석화학적 연구. 지질학회지, 24 특별호, 132-146.
- Baker, D.R., Conte, A.M., Freda, C., Ottolini, L., 2002, The effect of halogens on Zr diffusion and zircon dissolution in hydrous metaluminous granitic melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142, 666-678.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Byborn, D., White, A.J.R., and Williams, I.S., 1998, High- and Low-Temperature I-type granites. Resource Geology, 48, 225-235.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., and White, A.J.R., 1986, Origin of an A-type granite: experimental constraints. American Mineralogist, 71, 317-324.
- Cluzel, D., 1992, Formation and tectonic evolution of early Mesozoic intramontane basins in the Ogcheon belt (South Korea): a reappraisal of the Jurassic "Daebo orogeny". Journal of Southeast Asia Earth Science, 7, 223-235.
- Congdon, R.D. and Nash, W.P., 1991, Eruptive pegmatite magma: rhyolite from the Honeycomb Hills, Utah. American Mineralogist, 76, 1261-1278.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. Journal of Geophysical Research, 89, 10153-10192.
- Hong, Y.K., 1983, Petrology and geochemistry of the Cretaceous Palgongsan granite, Southern Korea. Journal of Korean Institute Mining Geology, 16, 83-109.
- Hong, Y.K., 1984a, Petrology and Geochemistry of Jurassic Daejeon and Nonsan granitoids in the Okcheon fold belt, Korea. Journal Korean Institute Mining Geology, 17, 179-195.
- Hong, Y.K., 1984b, Petrology and geochemistry of Jurassic Seoul and Anyang granite, Korea. Journal of Geological Society of Korea, 20, 51-71.
- Hong, Y.K., 1985, Geochemistry of the Cretaceous Eonyang and Yoocheon granites in the Southeastern Korea. Journal of Geological Society of Korea, 21, 90-108.
- Hong, Y.K., 1986, Geochemistry and K-Ar age of the Imog granite at the southern part of the Hambak basin, Korea. Journal Korean Institute Mining Geology, 19, 97-107.
- Hong, Y.K., 1987, Geochemical characteristics of Precambrian, Jurassic and Cretaceous granites in Korea. Journal Korean Institute Mining Geology, 20, 35-60.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology, 27, 293-305.
- Jin, M.S., 1980, Geological and isotopic contrasts of the Jurassic and the Cretaceous granites in South Korea. Journal Geological Society Korea, 16, 205-215.
- Jwa, Y.-J. and Moutte, J., 1989, A study on Jurassic granitic rocks in the Inje-hongcheon district, South Korea, 1. trace and rare earth elements geochemistry. Journal Geological Society Korea, 26, 418-427.
- Keppler, H., 1993, Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. Contrib. Mineral., Petrol., 114, 479-488.
- Kim, C.-B., and Turek, A., 1996, Advances in U-Pb zircon geochronology of Mesozoic plutonism in the southwestern part of Ryeongnam massif, Korea. Geochemical Journal, 30, 323-338.
- Kim, C.-B., Chang, H.-W., and Turek, A., 2004, U-Pb zircon ages and Sr-Nd-Pb isotopic compositions for Permian-Jurassic plutons in the Okcheon belt and Yeongnam massif, Korea: Tectonic implications and correlation with the China Qinling-Dabie and the Japan Hida belt. Island Arc, 12, 366-382.
- Kim, C.-B., Turek, A., Chang, H.-W., Park, Y.S., and Ahn, K.S., 1999, U-Pb zircon ages for Precambrian and Mesozoic plutonic rocks in the Seoul-Cheongju-Chooncheon area, Gyeonggi massif, Korea. Geochemical Journal, 30, 323-338.
- Kim, C.-S. and Kim, G.-S., 1997, Petrogenesis of the early Tertiary A-type Namsan alkali granite in the Gyeongsang basin, Korea. Geoscience Journal, 1, 99-107.
- Kwon, S.-T. and Sagong, H., 1998, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Study of Phanerozoic Granites in South Korea: Temporal and Spatial differences. invited speaker SRG/SEG Joint Symposium "Granite Types and Mineralization", Tokyo, Japan, In Abstracts with Program, Society of Resource Geology, S-05.

- Kwon, S.-T. and Tilton, G.R., 1992, Nd-Sr isotope study of Phanerozoic granitoids in South Korea: Implications for basement structure and tectonics of East Asia, *Proceedings*, 3(1), IGC 29th Kyoto, 109.
- Kwon, S.-T., Cho, D.L., Lan, C.Y., Shin, K.B., Lee, T., and Mertzman, S.A., 1994, Petrology and geochemistry of the Seoul granitic batholith. *Journal Petrological Society Korea*, 3, 109-127.
- Kwon, S.-T., Shin, K.B., Park, H.K., and Mertzman, S.A., 1995, Geochemistry of the Kwanaksan alkali feldspar granite: A-type granite? *Journal Petrological Society Korea*, 4, 31-48.
- Lee, D. S. 1987, (ed.), *Geology of Korea*, Geological Society of Korea. Kyohak-sa, Seoul.
- Lee, I.H., 1995, Mesozoic granitic rocks in South Korea, especially on the Wolaksan granitic mass in the Okcheon zone. Ph.D. thesis, Kumamoto University, Kumamoto, Japan, 110p.
- Lee, J.I., 1994, Major element geochemistry of the shallow-depth emplaced granitic rocks, southern part of the Gyeongsang basin, Korea. *Journal of Geological Society of Korea*, 30, 482-496.
- Lee, J.I., 1997, Trace and rare earth element geochemistry of the granitic rocks, southern part of the Kyongsang Basin, Korea. *Geoscience Journal*, 1, 167-178.
- Lee, J.I., Jwa, Y.-J., Park, C.-H., Lee, M.J., and Moutte, J., 1998, Petrology and geochemistry of the Youngju and Andong granites in the northeastern Yeongnam massif, Korea. *Geosciences Journal*, 2, 1-14.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., and Mapes, R.W., 2003, Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperature and preservation of inheritance. *Geology*, 31, 529-532.
- Pichavant, M., Herrera, J.V., Boulmier, S., Briquieu, L., Jorón, J.L., Juteau, M., Marin, L., Michard, A., Sheppard, S.M.F., Treuil, M., Vernet, M., 1987, The Macusani glasses SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In: Mysen, B.O. (Ed) *Magmatic processes: physicochemical principals*. Special publication 1. Geochemical Society, University Park, Pennsylvania, pp. 359-373.
- Pollard, P.J., Pichavant, M., Charoy, B., 1987, Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich tin system. *Mineral Deposita*, 22, 315-321.
- Ryerson, F.J. and Watson, E.B., 1987, Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet Science Letters*, 86, 225-239.
- Turek, A. and Kim, C.-B., 1995, U-Pb zircon ages of Mesozoic plutons in the Damyang-Geochang area, Ryeongnam massif, Korea. *Geochemical Journal*, 29, 243-258.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983, Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.

(2005년 3월 9일 접수; 2005년 3월 23일 채택)