

## 尙州 南西部에 分布하는 火成岩類에 對한 岩石地化學的 研究

崔 福 烈\* · 金 勇 俊\*

### Petrogeochemical Study on the Igneous Rocks of Southwestern Part of the Sangju Area

Bok Ryeol Choi\* and Yong Jun Kim\*

**ABSTRACT:** The purpose of this study is to clarify the nature of the differentiation and petrogenesis of igneous rocks in comparison with experimental results based on petrological and geochemical criteria. Study area is composed of the Precambrian granitic gneiss complex, Triassic meladiorite and biotite granodiorite, Jurassic biotite granite, and Cretaceous quartz porphyry. According to the data of EPMA, the clinopyroxene and orthopyroxene of meladiorite come under salite and hypersthene, respectively. Such results suggests that meladiorite is incipient differentiated products of basic magma under slow cooling condition. The petrochemical data of variation diagram of major element oxides vs. silica and of trace element oxide vs. silica, AMF triangle diagram and trace elements suggests that igneous rocks of study area are plutonic rocks belong to calc alkali rock series of the source of comagma intruded-emplaced in the order of meladiorite, biotite granodiorite and biotite granite by fractional crystallization of magma.

#### 서 언

동북 아시아 대륙에 위치한 한반도는 지각운동이 활발한 태평양판과 이에 인접한 아시아판의 동남부에 속하는 지역으로서 이곳에서의 지질구조 형성시기는 크게 선트라이아스기 변동, 송림변동, 대보운동 및 불국사 변동등으로 구분할 수 있다.

송림변동은 트라이아스기 중기와 말기 사이에 일어난 지각변동으로서 남반보다 북한에서 보다 현저하였던 것으로 알려져 있지만 최근연구(이대성, 1971; 김옥준, 김규한, 1976; 주승환, 1986; 김용준 등, 1989a, 1989b)에 의하면 옥천지향사대와 그 인접지역에서도 송림변동에 지각변동과 화성활동이 있었음이 보고된 바 있다.

대보운동은 한반도에서 쥐라기초부터 백악기초까지 계속

된 가장 큰 지각변동으로서 쥐라기 화강암을 관입시킨 화성활동이 있었으며, 특히 한반도의 중앙부인 소위 옥천지향사대에서 광범위한 산성 마그마 작용을 수반하였다(이대성, 1971; 김옥준, 1971; Lee, 1974).

연구지역은 소위 옥천지향사대 동남대(이대성, 1971, 1980)에 해당되는 곳으로 편마암복합체, 우흑질섬록암, 흑운모화강섬록암, 흑운모화강암 및 석영반암으로 구성되어 있다.

이 연구의 목적은 이들 화성암류의 암석학적 및 지구화학적인 연구를 통하여 이들의 분화과정 및 성인을 규명하는 데 있다.

이 지역에 대한 기연구조사는 상주지질도폭 보고서(원종관, 김기태, 1969)와 영남육괴의 Rb-Sr연대 측정 연구(주승환, 1986), 옥산동지질도폭 보고서(이대성 등, 1989) 옥천지향사대 동남대에서의 화성활동(I)(김용준 등, 1989)이 있다.

이 연구를 위해 야외조사시 채취된 시료에 대한 박편제

\* 全南大學校 地質學科 (Dept. of Geology, Chonnam National University, Kwangju, 500-757, Korea)

작, 모드분석, 완전 화학분석과 EPMA 분석을 실시하였다. 암석에 대한 화학분석은 ICP(Inductively Coupled Plasma)를 사용한 기기분석 방법으로 주성분, 미량성분 및 희토류 원소(La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Yb)에 대한 분석을 실시하였다. 또한 광물조성은 EPMA (Jeol JXA-733)를 이용하여 흑운모 6점, 각섬석 16점, 사장석 9점, 단사회석 9점과 사장석 31점에 대하여 분석을 시행하였다.

끝으로 본 연구를 위하여 야외조사 및 실내작업에 도움을 준 전남대학교 지질학과와 김경빈 박사, 박재봉 석사와 오영권 군에게 감사를 드립니다.

### 지질개요

한반도의 중부이남 지역에는 경기육괴와 영남육괴 사이에 남서해안에서 북동해안까지 거의 북동-남서방향으로 연장되는 소위 옥천지향사대가 있다.

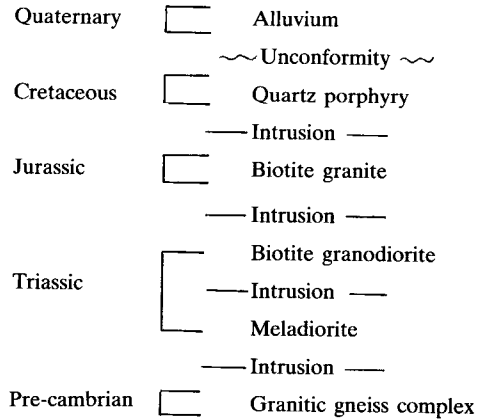
이 옥천지향사대에서의 화성활동에 대한 연구결과는(이대성, 1971, 1980; 이대성 등, 1985; 김용준 등, 1989a) 옥천대를 서북대, 동남대 및 중앙대로 나누고 서북대는 경기육괴속에 관입된 화강암질암체, 동남대는 영남육괴측의 화성암체 그리고 중앙대는 옥천지향사대 중앙부의 화성암체로서 각각 구분하였다.

연구지역은 옥천대의 동남대에 해당되는 경상북도 상주시에서 남서부 청리면에 이르는 지역으로서 동경 128°4'30" - 128°14'00" 및 북위 36°18'30" - 36° 26' 30"에 해당하며 선캠브리아기의 편마암복합체를 기반암으로 하여 이를 관입한 트라이아스의 우후질 섬록암, 흑운모 화강섬록암, 주라기의 흑운모 화강암 그리고 백악기의 석영반암으로 구성되어 있으며, 개략적인 지질계통은 Table 1과 같다.

편마암 복합체는 연구지역의 중심부에 넓게 분포하며 흑운모화강암질편마암, 세립질화강편마암 및 담홍색화강암질편마암으로 구성되어 있다. 이들 편마암 복합체는 연구지역의 곳곳에서 우후질섬록암, 흑운모화강섬록암, 흑운모화강암 및 석영반암에 의하여 암맥이나 소규모 암주상으로 관입되어 있다.

화성암류는 광물조성, 조직 및 특징적인 광물의 함량에 따라 원종관과 김기태(1969)는 이들 화성암류를 우후질섬록암 및 흑운모화강암으로 구분하였고, 이대성 등(1989)은 이를 좀 더 세분하여 우후질섬록암, 흑운모화강섬록암 및 세립질흑운모화강암으로 구분한 바 있다.

Table 1. Geologic sequence of southwestern part of the Sangju area.



이 연구에서는 후자의 분류명을 따랐으며 단지 세립질흑운모화강암은 연구지역 도처에서 증립질 내지 세립질의 암상이 보이므로 전자의 분류명을 그대로 사용하였다.

우후질섬록암은 흑운모화강암에 의하여 관입되고, 흑운모화강섬록암은 흑운모화강암과 석영반암에 의하여 관입된다. 또 흑운모화강암은 석영반암에 의해 관입된다.

### 화성암류에 대한 암석기재

#### 우후질섬록암

우후질섬록암은 연구지역 북부에서 남부까지 여러곳에 소규모의 암맥이나 암주상으로 분포하며 이들의 개략적인 방향은 대체로 북북동-남남서 방향이다.

우후질섬록암은 상주시 인평리, 오대리, 청리면 월로리 등지에서 편마암복합체를 관입하고 있으며, 청리면 대촌리 일대에서는 흑운모화강섬록암에, 청리면 청상리 및 월로리에서는 흑운모화강암에 의해, 그리고 외남면 보평마을에서는 석영반암에 의해 관입된다.

우후질섬록암에 대한 모드분석 결과는 대부분 석영섬록암(Quartz diorite)에 속하나 일부는 섬록암(Diorite)이나 석영몬조섬록암(Quartz monzo diorite)에 해당된다(Fig. 2).

우후질섬록암의 주요성광물은 사장석, 각섬석, 석영, 정장석, 흑운모이고, 부조성광물은 견운모, 녹염석, 불투명 광물, 인회석, 녹니석, 저어콘 등이다. 사장석은 자형 내지

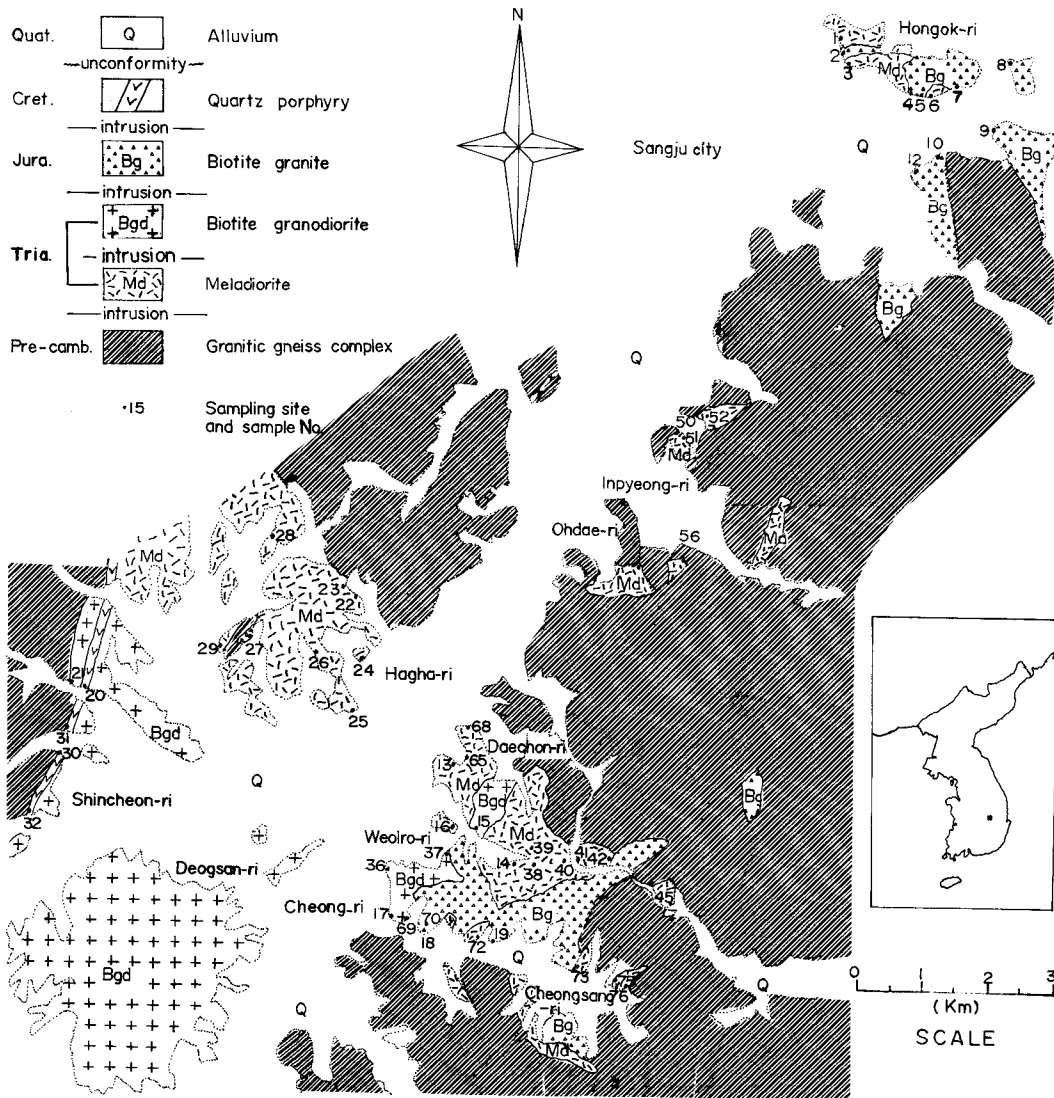


Fig. 1. Geologic map and sampling sites in southwestern part of the Sanju area.

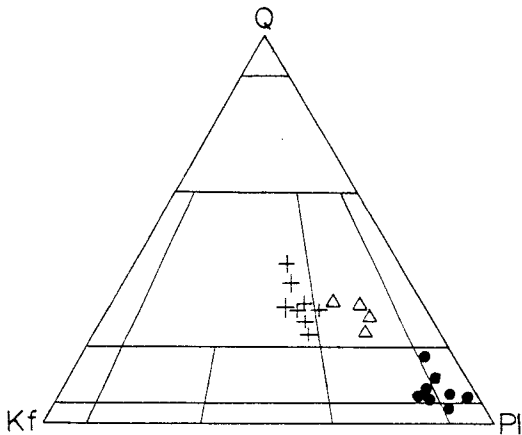


Fig. 2. Triangular diagram of modal composition for igneous rocks. Meladiorite(closed circles), biotite granodiorite(open triangles) and biotite granite (crossed) are shown.

반자형의 세립질 결정들로서 알바이트, 페리클린 쌍정을 보이며, 그 성분은 안데신( $An_{35-48}$ )에 속하고 정장석과의 접촉부에서는 이들 광물사이의 교대 작용에 의하여 미르페 카이트를 형성하고 있다. 각섬석은 주로 반자형의 세립질 내지 중립질 결정들로서 때로는 결정의 내부에 휘석이 그대로 보존되어 있고, 그 외부는 각섬석으로 둘러싸여 있는 결정이 관찰되는데, 이는 휘석 결정이 잔액 마그마와 반응하여 만들어진 우라라이트(Uralite)이다. 석영은 비교적 드물게 관찰되며 반자형 내지 타형 결정으로 나타난다. 정장석은 흔히 칼스베드쌍정을 보이며 드물게는 결정의 일부가 견운모로 변질되어 있기도 한다. 흑운모는 자형 내지 반자형의 결정을 보이며 갈색의 다색성( $X'$ =갈색,  $Y'$ =암갈색,  $Z'$ =황갈색)을 보인다.

#### 흑운모화강섬록암

흑운모화강섬록암은 연구지역 남서부에 비교적 큰 암주상 관입체로 분포하며, 청리면 청하리에서는 흑운모화강암에 의해, 외남면 신촌리에서는 석영반암에 의해 관입된다. 청리면 청하리 부근에서는 방향성있는 흑운모에 의해 미약한 엽리를 보이기도 한다. 그러나 그외의 지역인 구서리, 신촌리, 신상리 부근에서는 괴상의 암상을 보인다.

흑운모화강섬록암의 지질시대는 Rb-Sr 전암법(김용준 등, 1989b)으로 실시되었으며, 암석연령은  $222 \pm 4$  Ma로서 트라이아스기 후기, 즉, 송림변동기에 해당된다.

흑운모화강섬록암은 부분적으로 몰타르(Mortar)조직을 보이는데, 주조성광물은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모와 페다이트이고, 부조성광물은 녹염석, 자철석, 저어콘, 백운모, 갈염석 등이다. 석영은 타형의 불규칙한 결정형을 가지며 약한 파동소광을 보여준다. 사장석은 자형 또는 반자형으로 나타나나 압쇄작용을 받은 부분에서는 반자형이나 타형이 우세해진다. 이는 흑운모 화강섬록암이 압쇄작용을 받을때 사장석은 비교적 잘 견디므로 원래의 결정형이 부분적으로 보존되었으나, 부분적으로 일어난 재결정작용으로 반자형이나 타형이 보이기도 한다(이대성 등, 1989). 또 사장석은 알바이트, 알바이트-칼스베드 쌍정 및 누대구조를 나타낸다. 흑운모는 벽개면을 따라 부분적으로 녹니석으로 변질되어 있고, 저어콘, 자철석등을 포유하기도 한다.

#### 흑운모화강암

흑운모화강암은 상주군 청리면 월로리, 청상리, 청하리 부근에서는 비교적 큰 암주로서, 그리고 청리면 두곡마을 강장사 부근과 상주시 혼곡리 부근에서는 암맥상으로 관찰되어진다. 또 지천리 뒷산 계곡에서는 화강암질편마암을 관입하고, 반개부락에서는 우흑질섬록암을 관입한다.

흑운모화강암은 모드분석(Fig. 2)에 의하면 대부분 화강암의 영역에 속하지만, 일부는 화강섬록암 영역에 해당된다. 주조성광물은 석영, 사장석, 페다이트, 정장석 및 흑운모이고, 부조성광물은 백운모, 저어콘, 자철석 등이다. 석영은 타형을 보이며 미사장석과 사장석의 접촉부에서는 미립의 석영립을 생성시켜 밀메카이트(Myrmekite)를 이룬다. 또 정장석 내에 포함된 미립의 석영은 미문상조직(Micrographic texture)을 보인다. 흑운모는 벽개면을 따라서 녹니석으로 변해 있으며, 정장석은 상당 부분이 견운모화되어 있다.

#### 우흑질섬록암의 광물화학

우흑질섬록암의 조성광물에 대한 화학조성을 밝히기 위해 EPMA를 사용하여 우흑질섬록암내의 사장석, 흑운모, 단사휘석, 사방휘석과 각섬석에 대하여 광물분석을 실시하였다. 분석조건은 가압전압 15KV, Probe current  $1.00 \times 10^{-8}$  A, Beam diameter  $25 \mu$ 이며, Bence and Albee 보정(1968)을 실시하였으며, 천연산 광물을 표준시료로 사용하였다.

Table 2. Electron microprobe analyses of amphiboles from meladiorite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	45.75	46.86	48.90	48.34	47.04	48.06	47.03	47.42	45.29	44.63	48.13	44.66	45.20	46.33	48.87	48.20
TiO <sub>2</sub>	1.68	1.89	1.16	1.45	1.77	1.65	1.42	1.74	1.51	1.85	1.20	1.64	1.81	1.41	0.28	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.28	8.15	7.12	7.18	8.52	7.38	8.50	7.78	8.50	8.62	6.46	8.83	8.34	7.27	5.54	6.40
FeO	14.53	14.36	12.86	13.00	14.06	13.80	13.60	14.07	18.04	19.19	16.50	18.45	18.27	17.71	16.96	17.62
MnO	0.25	0.22	0.20	0.26	0.23	0.28	0.26	0.27	0.22	0.24	0.27	0.27	0.30	0.43	0.34	0.52
MgO	12.13	12.61	13.76	13.57	12.56	13.13	12.57	12.77	9.39	8.87	10.94	9.12	9.54	10.15	11.32	10.91
CaO	11.74	11.46	12.02	11.47	11.48	11.51	11.76	11.49	11.36	11.03	11.59	11.43	11.33	11.56	11.82	11.43
Na <sub>2</sub> O	1.07	1.18	0.73	0.88	1.04	1.04	1.08	1.16	1.02	1.05	0.87	1.11	1.13	0.94	0.96	0.80
K <sub>2</sub> O	0.80	0.75	0.59	0.62	0.77	0.79	0.73	0.69	0.76	0.91	0.52	0.75	0.86	0.66	0.33	0.34
Total	97.23	97.48	97.34	96.77	97.47	97.64	96.95	97.39	96.09	96.39	96.48	96.26	96.78	96.46	96.15	96.49

Number of ions on the basis of 23(O)																
Si	6.788	6.914	7.139	7.108	6.923	7.047	6.948	6.986	6.908	6.835	7.215	6.827	6.866	7.020	7.354	7.255
Al(IV)	1.212	1.086	0.861	0.892	1.077	0.953	1.052	1.014	1.092	1.165	0.785	1.173	1.134	0.974	0.646	0.745
	0.411	0.332	0.364	0.352	0.401	0.323	0.429	0.337	0.436	0.391	0.357	0.418	0.359	0.326	0.336	0.390
Ti	0.187	0.210	0.127	0.160	0.196	0.182	0.158	0.193	0.173	0.213	0.135	0.189	0.207	0.161	0.032	0.031
Fe <sup>+2</sup>	1.803	1.772	1.570	1.599	1.730	1.692	1.680	1.733	2.301	2.458	2.069	2.359	2.321	2.246	2.134	2.218
Mn	0.031	0.027	0.025	0.032	0.029	0.035	0.033	0.034	0.028	0.031	0.034	0.035	0.039	0.055	0.043	0.066
Mg	2.684	2.774	2.995	2.975	2.756	2.871	2.769	2.805	2.135	2.026	2.445	2.079	2.161	2.295	2.540	2.449
Xm1-3	0.117	0.116	0.082	0.119	0.112	0.103	0.069	0.102	0.074	0.119	0.041	0.079	0.087	0.083	0.085	0.154
Ca	1.886	1.812	1.880	1.807	1.810	1.808	1.862	1.814	1.857	1.810	1.682	1.872	1.844	1.878	1.906	1.843
Na	0.017	0.072	0.037	0.074	0.078	0.089	0.070	0.085	0.078	0.071	0.098	0.049	0.069	0.039	0.009	0.003
A-Na	0.291	0.265	0.169	0.177	0.219	0.207	0.240	0.247	0.232	0.241	0.155	0.280	0.264	0.238	0.192	0.231
A-K	0.151	0.141	0.110	0.116	0.145	0.148	0.138	0.130	0.148	0.178	0.099	0.146	0.167	0.128	0.063	0.065
Mg(Mg+Fe)	0.48	0.45	0.54	0.47	0.48	0.51	0.54	0.52	0.60	0.61	0.66	0.65	0.61	0.63	0.62	0.62

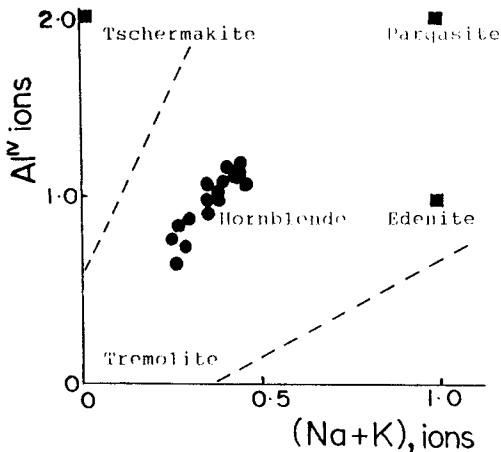


Fig. 3. Plot of Al<sup>IV</sup> vs. (Na+K) for amphiboles of meladiorite.

각섬석

각섬석의 EPMA 분석치 (Table 2) 에 따라 단성분을 결정하면 다음과 같다.

Deer et al (1963)의 Al<sup>IV</sup>와 (Na+K)의 상관관계도 (Fig. 3) 에 도시해 보면 모두 일반각섬석(Common hornblende)에 해당된다.

IMA (International Mineralogical Association) 분류 기준에 도시해 보면 모든 분석치는 (Ca+Na) > 1.34와 Na < 0.67범 위에 해당하므로 Calcic amphibole group에 속한다.

사장석

사장석의 EPMA 분석치는 Table 3과 같으며, 그 값은 대체로 An 값이 36~52로 안데신~라브라도라이트에 속하는 4점을 제외하고는 모두 안데신에 해당된다 (Fig. 4).

또한 An - Ab - Or 삼각도 (Fig. 4) 에서 사장석은 대부분 An - Ab면 가까이에 도시되는데, 이는 CaO와 Na<sub>2</sub>O의 양에 비하여 K<sub>2</sub>O 함량이 매우 소량임을 보여준다. 한편 (Na+K)와 Si의 관계도 (Fig. 5) 에서는 Si 이온의 수가 증가함에 따라 (Na+K) 가 비례 증가함을 보여주고, Ca와 Si의 관계도 (Fig. 5) 에서는 Si 이온의 수가 증가함에 따라 반비례하는 Ca이온의 수를 보여준다.

Table 3. Electron microprobe analyses of plagioclases from meladiorite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	57.40	58.15	57.39	58.39	56.81	57.48	57.12	55.78	55.51	58.08	57.32	61.41	58.11	55.66	56.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.77	27.14	26.60	26.82	27.25	27.05	27.40	28.18	28.35	26.31	26.71	23.95	26.39	28.39	27.54
FeO	0.11	0.06	0.07	0.12	0.11	0.14	0.07	0.17	0.11	0.27	0.03	0.00	0.08	0.08	0.10
CaO	8.72	8.98	8.70	8.77	9.39	9.05	9.68	10.58	10.93	8.37	9.10	5.41	8.29	10.28	9.25
Na <sub>2</sub> O	6.46	6.48	6.68	6.56	6.22	6.47	6.10	5.45	5.24	6.51	6.23	8.15	6.50	5.27	5.83
K <sub>2</sub> O	0.10	0.18	0.05	0.17	0.12	8.10	8.19	0.27	0.25	0.07	0.00	0.05	0.08	0.04	0.06
Total	99.56	100.99	99.49	100.83	99.90	100.29	100.56	100.43	100.39	99.61	99.39	98.97	99.45	99.72	99.67
Number of ions on the basis of 8(O)															
Si	2.581	2.579	2.584	2.593	2.552	2.570	2.551	2.502	2.492	2.607	2.581	2.746	2.609	2.505	2.546
Al	1.419	1.419	1.412	1.404	1.443	1.425	1.442	1.490	1.500	1.392	1.418	1.262	1.397	1.506	1.460
Fe	0.004	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.006	0.004	0.010	0.001	0.000	0.003	0.003	0.004
Ca	0.420	0.427	0.420	0.417	0.452	0.434	0.463	0.509	0.526	0.403	0.439	0.259	0.399	0.496	0.459
Na	0.563	0.557	0.583	0.565	0.542	0.561	0.528	0.474	0.456	0.567	0.544	0.707	0.566	0.460	0.508
K	0.006	0.010	0.003	0.010	0.007	0.006	0.011	0.015	0.014	0.004	0.000	0.003	0.0	0.002	0.003
Or	0.6	1.0	0.3	1.0	0.7	0.6	1.1	1.5	1.4	0.4	0.0	0.3	0.5	0.2	0.4
Ab	56.9	56.1	58.0	57.0	54.1	56.1	52.7	47.5	45.8	58.2	55.3	72.9	58.4	48.0	52.4
An	42.5	42.9	41.7	42.1	45.2	43.3	46.2	51.0	52.8	41.4	44.7	26.8	41.1	51.8	47.3
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	56.66	57.05	60.84	58.90	58.56	58.18	56.68	56.26	57.31	57.17	56.52	59.74	58.55	59.94	58.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.20	26.52	24.20	25.48	25.48	26.18	27.16	27.15	26.36	26.89	26.78	24.68	26.15	25.26	25.74
FeO	0.05	0.18	0.28	0.07	0.06	0.04	0.09	0.04	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0.01	0.05
CaO	9.60	9.05	5.91	7.37	7.86	8.23	9.63	9.80	8.86	9.14	9.33	6.87	8.36	7.05	7.55
Na <sub>2</sub> O	5.86	6.03	7.78	7.04	6.84	6.53	5.79	5.91	6.26	6.05	6.13	7.27	6.66	7.30	6.89
K <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.26	0.00	0.07	0.10	0.08	0.07	0.13	0.11	0.10	0.05	0.07	0.10	0.06
Total	99.43	98.91	99.27	98.86	98.87	99.26	99.43	99.23	99.03	99.45	98.94	98.69	99.86	99.66	98.97
Number of ions on the basis of 8(O)															
Si	2.554	2.582	2.723	2.653	2.642	2.616	2.555	2.545	2.591	2.574	2.562	2.691	2.619	2.675	2.641
Al	1.445	1.415	1.277	1.353	1.355	1.388	1.443	1.448	1.405	1.427	1.431	1.310	1.379	1.329	1.366
Fe	0.002	0.007	0.010	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.000	0.002
Ca	0.464	0.439	0.283	0.356	0.380	0.397	0.465	0.475	0.429	0.441	0.453	0.332	0.401	0.337	0.364
Na	0.512	0.529	0.675	0.615	0.598	0.569	0.506	0.518	0.549	0.528	0.539	0.635	0.578	0.623	0.601
K	0.003	0.005	0.015	0.000	0.004	0.006	0.005	0.004	0.007	0.006	0.006	0.003	0.004	0.006	0.003
Or	0.4	0.5	1.5	0.0	0.4	0.6	0.5	0.4	0.8	0.6	0.6	0.3	0.4	0.6	0.4
Ab	25.3	54.5	69.4	63.4	60.9	58.6	51.9	52.0	55.7	54.1	54.0	65.5	58.8	64.8	62.1
An	47.3	45.1	29.1	36.6	38.7	40.8	47.7	47.6	43.6	45.2	45.4	34.2	40.8	34.6	37.5

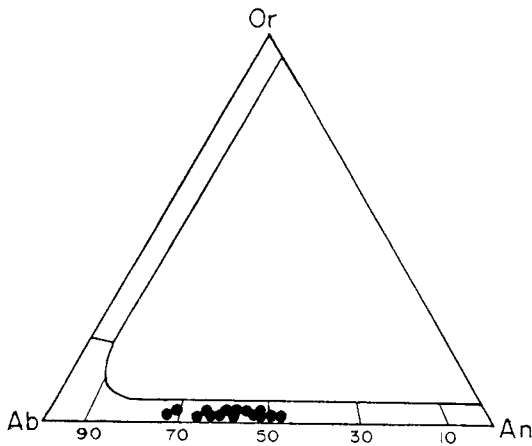


Fig. 4. Ab-An-Or diagram of plagioclase from meladiorite.

이들 모든 관계도는 대체로 점진적인 변이곡선 (Variation curve) 을 보여주어 우흑질섬록암, 흑운모화강섬록암과 흑운모화강암이 마그마의 일반적인 분화방향과 일치하는 분화산물임을 나타낸다 (Williams, 1942).

#### 휘석

휘석의 EPMA 분석치는 Table 4에 표시했다. 단사휘석에서 Wo-En-Fs 삼각도에 그 성분을 도시하면 모두 살라이트(Salite) 영역에 해당된다(Fig. 6). 또한 사방휘석의 분석치도 Wo 0.0~3.0, En 56.3~57.7, Fs 39.3~4.3으로서 이는 자소휘석 (En 56.3~57.7)에 해당된다 (Poldervaart and Hess, 1951).

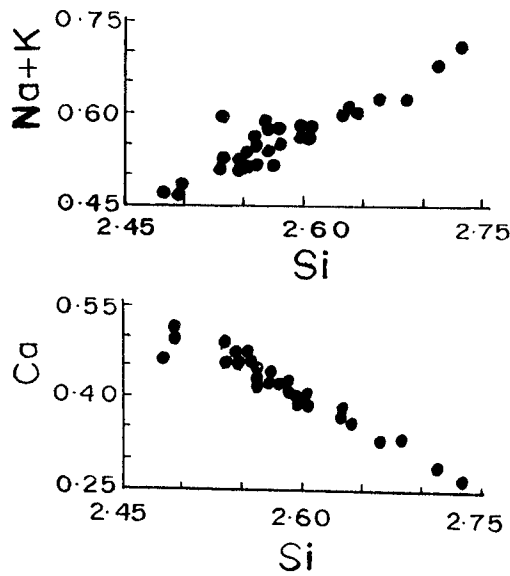


Fig. 5. The variation diagram of plagioclase from meladiorite.

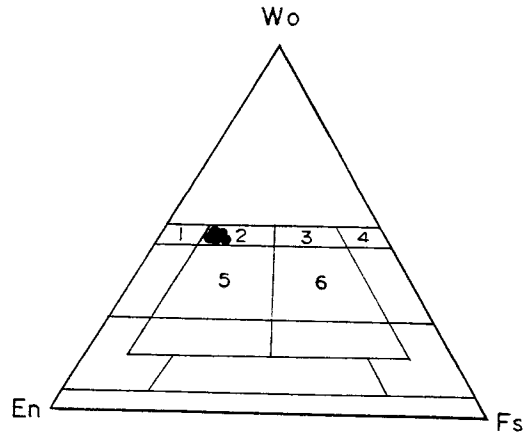


Fig. 6. Composition of clinopyroxenes from meladiorite. Expressed as mole proportions of Mg SiO<sub>3</sub>(En), FeSiO<sub>3</sub>(Fs) and CaSiO<sub>3</sub>(Wo).  
1. Diopside, 2. Salite, 3. Ferrosalite, 4. Hedenbergite, 5. Augite, 6. Ferroaugite.

Table 4. Electron microprobe analyses of clinopyroxenes, orthopyroxenes and biotite from meladiorite

	Clinopyroxenes									Orthopyroxenes									Biotite					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52.85	53.33	53.12	53.30	52.86	53.71	53.66	53.12	52.53	52.72	52.10	53.14	52.71	53.10	52.29	53.27	52.73	53.18	37.13	36.56	36.86	36.96	36.88	36.71
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.17	0.09	0.11	0.17	0.10	0.19	0.12	0.28	0.11	0.06	0.03	0.07	0.11	0.07	0.11	0.08	0.08	4.23	4.67	4.94	3.62	4.22	4.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	1.01	0.89	0.72	1.05	0.92	1.09	1.18	1.57	0.60	0.56	0.83	0.48	0.76	0.84	0.53	0.64	0.73	14.82	14.31	14.19	14.79	14.42	13.95
FeO(t)	9.82	9.78	9.65	8.60	9.86	9.55	9.42	9.42	9.52	25.33	25.15	24.10	26.05	25.98	25.56	25.32	25.54	25.31	17.19	17.74	17.86	18.40	17.91	18.69
MnO	0.41	0.41	0.38	0.41	0.35	0.34	0.40	0.36	0.22	0.85	0.92	0.75	0.87	0.85	0.90	0.89	0.85	0.94	0.11	0.06	0.13	0.07	0.09	0.03
MgO	13.20	13.48	13.68	13.59	13.80	13.66	13.42	13.80	13.24	19.74	19.81	19.85	19.67	19.38	19.92	19.81	19.42	19.28	11.99	11.68	11.97	11.36	11.15	11.26
CaO	22.21	22.23	21.84	23.01	22.11	22.03	22.20	22.00	22.01	0.75	0.80	1.43	0.50	0.64	0.63	0.81	0.97	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.30	0.38	0.29	0.34	0.37	0.35	0.32	0.36	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.06	0.10
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	9.31	9.38	9.16	9.31	9.30	9.15
Total	100.29	100.71	100.03	100.04	100.54	100.68	100.73	100.32	99.74	100.10	99.40	100.20	100.35	100.82	100.24	100.74	100.23	100.68	94.86	94.50	95.19	94.58	94.03	94.59
	Number of ions on the basis of 6(0)									Number of ions on the basis of 6(0)									Number of ions on the basis of 22(0)					
Si	1.975	1.982	1.986	1.989	1.970	1.992	1.989	1.978	1.696	1.992	1.985	1.995	1.992	1.994	1.977	1.998	1.992	1.998	5.626	5.592	5.590	5.650	5.663	5.627
Al(IV)	0.025	0.018	0.014	0.011	0.030	0.008	0.011	0.022	0.031	0.000	0.015	0.005	0.008	0.006	0.023	0.002	0.008	0.002	2.374	2.408	2.410	2.350	2.337	2.373
Al(VI)	0.029	0.026	0.025	0.021	0.016	0.032	0.036	0.030	0.038	0.027	0.010	0.032	0.013	0.028	0.014	0.021	0.021	0.030	0.273	0.172	0.127	0.315	0.273	0.147
Ti	0.006	0.005	0.003	0.003	0.005	0.003	0.005	0.003	0.008	0.003	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.008	0.002	0.482	0.537	0.563	0.416	0.487	0.542
Fe	0.307	0.304	0.302	0.268	0.307	0.296	0.292	0.293	0.298	0.800	0.801	0.757	0.823	0.816	0.808	0.794	0.807	0.795	2.178	2.269	2.265	2.353	2.300	2.396
Mn	0.013	0.013	0.012	0.013	0.011	0.011	0.013	0.011	0.007	0.027	0.030	0.024	0.028	0.027	0.029	0.028	0.027	0.030	0.014	0.008	0.017	0.009	0.012	0.004
Mg	0.735	0.747	0.762	0.756	0.767	0.755	0.742	0.766	0.740	1.112	1.125	1.111	1.108	1.085	1.123	1.108	1.094	1.080	2.709	2.664	2.707	2.589	2.553	2.573
Ca	0.889	0.885	0.875	0.920	0.883	0.875	0.882	0.878	0.884	0.030	0.033	0.058	0.020	0.026	0.026	0.033	0.039	0.044	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.025	0.022	0.028	0.021	0.025	0.027	0.025	0.023	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024	0.027	0.024	0.021	0.018	0.030
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	1.800	1.830	1.772	1.816	1.822	1.789
Wo %	46.0	45.7	45.1	47.3	45.1	45.4	46.0	45.3	46.0	1.6	1.7	3.0	1.0	1.3	1.3	1.7	2.0	2.3						
En	38.1	38.6	39.3	38.9	39.2	39.2	38.7	39.5	38.5	57.2	57.4	57.7	56.8	56.3	57.4	57.3	56.4	56.3						
Fs	15.9	15.7	15.6	13.8	15.7	15.4	15.2	15.1	15.5	41.2	40.9	39.3	42.2	42.3	41.3	41.1	41.6	41.4						
Mg(Mg+Fe)	0.71	0.71	0.72	0.74	0.71	0.72	0.72	0.72	0.72	0.58	0.58	0.59	0.57	0.57	0.58	0.58	0.58	0.58	0.55	0.54	0.54	0.52	0.53	0.52

이러한 휘석의 화학조성은 서서히 냉각된 염기성 화성암류에서 분화초기에 형성되거나(Brown, 1957), 칼크-알카리질 암석 계열에서 흔히 발견된다(Peacock, 1931). 이들 분석치는 우흑질섬록암이 매우 서서히 냉각된 중성-염기성 심성암류임을 시사한다.

**흑운모**

흑운모의 EPMA 분석치는 Table 4 에 표시했으며, 그 화학조성은  $SiO_2$  36.56~37.13,  $Al_2O_3$  13.95~14.82,  $FeO$ (t) 17.19~18.69,  $MgO$  11.15~11.99,  $TiO_2$  3.62~4.94,  $MnO$  0.03~0.13,  $Na_2O$  0.06~0.1,  $CaO$  0.0~0.01,  $K_2O$  9.15~9.38로서 화성암에서 출현하는 일반적인 흑운모의 화학조성을 벗어나지 않는다. 또 Tetrahedral site의 알루미늄 이온( $Al^{IV}$ ) 및 Octahedral site의 알루미늄 이온( $Al^{VI}$ )과  $Fe/(Fe+Mg)$ 와의 상관관계에서는 Octahedral site의 Al이온쪽의 흑운모가 Phlogopite - Annite 영역에 가까움을 보여준다(Fig. 7)

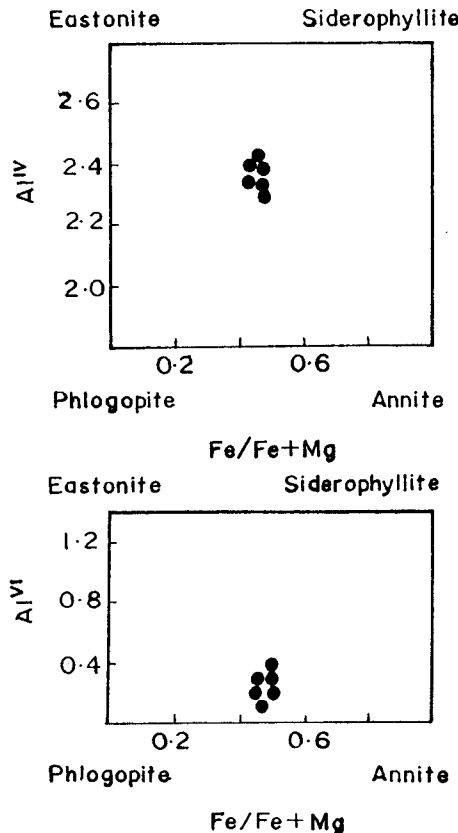


Fig. 7. Tetrahedral aluminium and octahedral aluminium vs.  $Fe/(Fe+Mg)$  ratio in biotite of meladiorite.

**화성암류의 암석화학**

연구지역내에 분포하는 화성암류의 암석화학적 연구를 위하여 흑운모화강암 6개, 흑운모화강섬록암 4개, 우흑질섬록암 6개등 총16개의 암석시료를 선택하여 영국 런던대학의 J. N. Walsh 박사에게 의하여 ICP를 사용해서 주성분원소, 미량성분원소 및 희토류원소를 분석하였다. 이들 분석대상 암석시료의 위치는 Fig. 1에 표시하였다.

**주성분 원소**

연구지역의 화성암류에 대한 주성분 원소의 분석치(Table 5)에 대한 CIPW norm값을 Q-Or-Pl 삼각도(Fig. 8)에 도시해본 결과, 흑운모화강암은 화강암의 영역에, 흑운모화강섬록암은 모두 화강섬록암에, 그리고 우흑질섬록암은 석영몬조섬록암, 몬조섬록암 및 섬록암에 해당된다(O'Connor, 1965). 또한 Normative Ab-An-Or 삼각도(Fig. 8)에 도시해본 결과는 우흑질섬록암은 주로 토나라이트에, 흑운모 화강섬록암은 주로 화강섬록암에, 그리고 흑운모화강암은 주로 화강암에 속한다. 이들은 거의 모드분석에 의한 암석명과 일치한다.

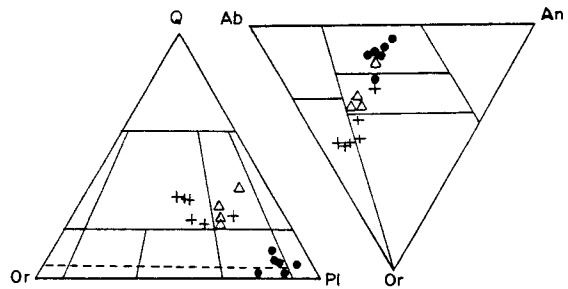


Fig. 8. Triangular diagrams of normative Q-Or-Pl and Ab-Or-An for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig.2.

본 연구지역에 분포하는 화성암류의  $SiO_2$ 양에 대한 주요 산화물의 변화도는 Fig. 9에 표시했다.  $SiO_2$ 에 대한 각 산화물의 Harker 변화도에서  $SiO_2$ (52.30~74.34 wt.%)가 점차 증가함에 따라  $K_2O$ 는 서서히 증가하고,  $Al_2O_3$ ,  $FeO+Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ 과  $MnO$ 는 서서히 감소하는 경향을 보여준다. 그리고  $Na_2O$ 양은 거의 균일한 분포경



Table 5. Major element(in Wt %)and trace element(in ppm)analyses for the igneous rocks.

No	Biotite granite						Biotite granodiorite				Meladiorite					
	2	4	5	7	8	16-1	17	21	33	34	1	14	16	24	26	29
SiO <sub>2</sub>	65.45	63.06	74.34	72.89	73.59	68.31	69.93	64.63	66.01	67.20	57.13	52.30	55.37	54.62	55.22	55.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.22	2.17	0.52	0.32	0.65	0.95	1.04	2.18	1.16	1.32	1.51	1.22	2.07	1.62	1.90	1.89
FeO	3.65	4.72	0.71	1.69	1.22	2.11	1.79	8.39	2.65	2.23	5.34	7.89	8.27	5.66	5.44	5.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	16.25	14.32	14.55	14.26	16.19	15.60	14.05	16.74	16.52	17.43	16.95	15.39	18.69	19.74	17.62
MgO	1.31	2.64	0.23	0.41	0.33	0.96	1.21	2.01	1.48	1.48	4.29	4.99	3.72	4.13	3.51	4.60
CaO	2.92	4.04	1.06	1.54	1.17	2.29	2.75	3.57	3.47	3.04	7.60	9.14	6.88	6.96	7.11	8.15
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.01	3.31	2.96	3.08	3.13	3.64	2.59	3.71	3.66	3.71	3.34	3.39	3.90	4.45	3.68
K <sub>2</sub> O	4.48	2.61	5.28	5.22	5.33	5.36	3.43	1.41	3.87	3.81	1.58	0.61	1.26	2.91	1.52	1.23
TiO <sub>2</sub>	0.85	1.14	0.16	0.29	0.26	0.49	0.42	1.01	0.66	0.52	0.26	3.29	3.07	1.08	0.73	1.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.30	0.04	0.08	0.05	0.15	0.11	0.09	0.16	0.13	0.26	0.13	0.46	0.28	0.23	0.19
MnO	0.05	0.07	0.02	0.03	0.03	0.03	0.06	0.14	0.06	0.05	0.10	0.13	0.14	0.12	0.13	0.12
Total	99.97	99.95	99.99	99.98	99.97	99.97	99.98	99.96	99.97	99.96	99.98	99.99	99.99	99.97	99.98	99.99
O	19.42	21.47	32.07	30.95	31.81	22.63	27.44	28.05	19.07	2.95	6.43	3.34	9.62	-	1.25	52.7
C	1.42	1.85	1.33	1.43	1.43	1.46	1.18	1.97	.51	-	-	-	-	-	-	-
Or	26.5	15.42	31.23	30.84	31.52	31.68	20.26	8.35	22.88	22.49	9.35	3.62	7.46	17.2	8.96	7.29
An	13.1	18.08	4.98	7.09	5.45	10.32	12.88	17.17	16.19	14.24	26.21	29.44	23.03	24.95	29.41	27.91
Ab	28.01	25.49	28.01	25.07	26.07	26.49	30.79	21.92	31.42	35.1	31.42	28.27	28.69	32.97	37.66	31.15
DiDi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.09	7.8	3.3	3.88	2.08	6.3
DiHd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.3	4.52	3.0	2.48	1.54	2.88
Hy-En	3.26	6.58	.57	1.22	.82	2.39	3.01	5.01	3.68	3.28	8.33	8.81	7.55	5.89	7.78	8.53
Hy-Fs	4.39	5.12	.65	2.41	1.32	2.35	1.83	12.05	2.92	2.23	5.48	5.88	7.07	4.3	6.64	4.5
Ol-Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.81	-	-
Ol-Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.47	-	-
Mt	0.76	3.15	0.76	0.46	0.95	1.37	1.51	3.17	1.69	1.92	2.2	1.76	3.01	2.34	2.76	2.73
Il	0.61	2.17	0.3	0.55	0.5	0.93	0.8	2.09	1.26	0.99	1.96	6.25	5.83	2.05	1.38	3.02
Ap	0.5	0.71	0.1	0.2	0.13	0.37	0.27	0.2	0.37	0.3	0.61	0.3	1.08	0.67	0.54	0.43
Salic	88.45	82.31	87.62	95.33	96.28	92.58	92.55	77.46	90.07	90.83	73.41	64.67	58.81	75.09	77.28	71.62
Femic	11.52	17.73	2.38	4.64	3.72	7.41	7.42	22.52	9.92	9.12	26.62	35.32	31.24	24.89	22.72	28.40
DI	73.93	62.38	91.31	86.81	89.4	80.8	78.49	58.32	73.37	75.43	47.2	35.32	45.77	50.19	47.87	43.71
Alkalinity	2.34	1.77	3.53	3.07	3.4	2.7	2.25	1.59	2.2	2.24	1.54	1.36	1.53	1.72	1.57	1.47

No	Biotite granite						Biotite granodiorite				Meladiorite					
	2	4	5	7	8	16-1	17	21	33	34	1	14	16	24	26	29
Ba	2269	910	396	944	722	2091	737	957	1249	1260	413	294	416	1598	4893	421
Co	12	19	3	5	4	8	8	27	11	9	21	37	33	21	18	26
Cr	13	44	7	9	7	12	23	58	29	25	80	19	12	49	63	30
Cu	18	15	19	3	4	9	7	23	48	10	31	19	53	17	16	17
Li	28	24	11	23	29	14	31	17	31	32	24	22	16	17	14	14
Nb	10	10	12	9	11	7	9	14	8	7	9	9	10	5	5	5
Ni	20	44	174	21	23	24	33	44	42	31	37	25	26	16	49	39
Sc	8	15	3	4	4	5	5	25	7	7	22	27	28	24	10	24
Sr	576	364	180	264	227	565	423	344	538	538	629	815	677	639	841	698
V	45	123	9	14	11	35	33	77	50	40	123	289	269	116	75	164
Y	17	39	21	11	15	13	35	42	16	11	33	14	28	20	16	23
Zn	15	83	19	32	49	46	73	57	82	69	86	65	90	82	75	70
Zr	21	6	36	12	55	86	19	9	16	10	21	21	25	8	10	14
La	96	30	41	70	72	118	45	21	40	58	29	14	26	33	20	26
Ce	183	54	81	129	136	229	77	33	86	99	62	24	50	63	37	49
Nd	55	24	30	43	44	64	26	11	30	32	34	14	24	27	19	23
Sm	8.5	5.4	7.1	7.5	8	9.4	5.1	2.2	5.1	4.3	7.6	2.6	5.3	4.6	2.8	4.2
Eu	1.3	1.2	0.5	0.7	0.6	1.0	0.7	1.5	0.9	0.9	1.3	0.8	1.2	1.4	3.1	1.1
Dy	1.7	4.7	2.4	0.8	1.4	1.2	3.0	3.8	1.0	0.3	4.2	1.0	3.1	1.4	0.7	1.9
Yb	0.9	2.3	0.14	0.6	0.8	0.9	3.0	4.4	1.1	0.7	2.8	1.2	2.0	1.5	1.3	1.9

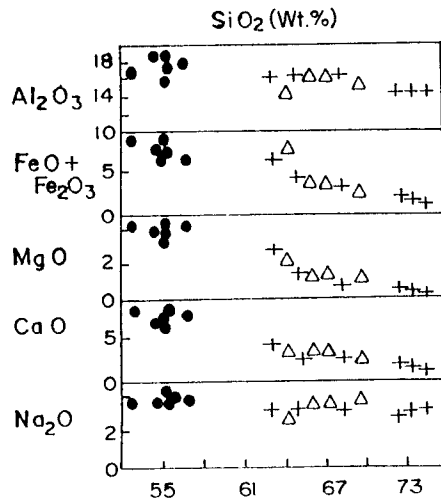


Fig. 9. Major element oxides vs. silica for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

향을 보여준다. 이러한 주요산화물의 변화도는 마그마 분화작용이 용융점이 높은 물질로부터 정출된다는 설과 대체적으로 일치한다. 그러나 SiO<sub>2</sub> 성분조성이 불연속적인 변화를 보이는데, 이러한 불연속성에 대해 권치순(1987)은 동일한 마그마로부터 이들 암체가 형성된 것이라 할지라도 그 조성이 균질하게 용융되지 않은 마그마로부터 분화된 때문이라고 해석했다.

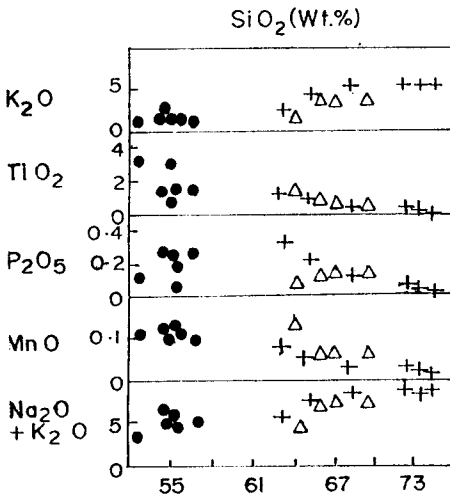


Fig. 10. The AMF diagram for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

AMF 삼각도(Fig. 10)에서 연구지역내의 화성암류가 Low California Batholith가 보여주는 칼크-알카리 암석계열과 유사한 변화경향을 나타낸다. 이러한 경향은 SiO<sub>2</sub>에 대한 주요산화물의 변화도에서 보여주는 바 처럼 이들 화성암류가 정상분화산물이라기 보다는 조산운동과 관련된 화성활동의 산물임을 시사해 준다.

일반적인 화성암의 평균분화지수(DI값)는 화강암 80, 화강섬록암 67, 섬록암 48, 반려암 30이다 (Thorton and Tuttle, 1960). 연구지역내 화성암류의 평균 분화지수는 흑운모 화강암 80, 흑운모화강섬록암 71, 그리고 우흑질섬록암은 45로 이들 화성암류의 값과 거의 일치하거나 그 영역에 포함된다.

SiO<sub>2</sub>와 K<sub>2</sub>O/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>의 상관도 (Fig. 11)에서 연구지역의 화성암류가 마그마가 분별결정됨에 따라 점진적으로 분화된 경향을 보여준다 (Pearce et al., 1984). 이러한 분포경향은 AMF 삼각도에서 보여주는 바와 같이 우흑질섬록암→흑운모화강섬록암→흑운모화강암의 순으로 분화가 진행되었음을 보여준다.

SiO<sub>2</sub>/Alkalinity비를 기준하여 분류하면 Calc-alkaline, Alkaline 및 Peralkaline으로 구분 (Wright, 1969)할 수 있는데, 연구지역의 우흑질섬록암 및 화강섬록암은 모두 칼크-알카린에 속하고, 흑운모화강암은 알카린과 칼크-알카린 양자에 걸친다 (Fig. 12).

Irvine & Baragar(1970)에 의한 SiO<sub>2</sub>/alkalis 상관도(Fig. 13)는 연구지역내 화성암류가 모두 Subalkaline에 속함을

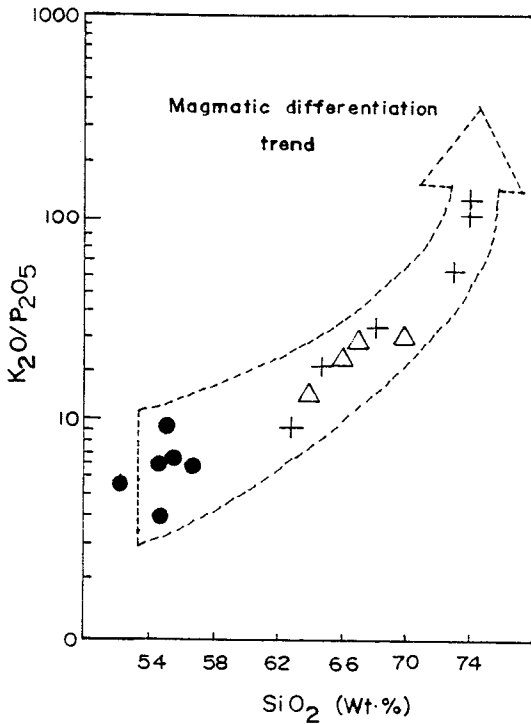


Fig. 11.  $K_2O/P_2O_5$  vs.  $SiO_2$ (wt.%) variation diagram represents a fractionation trend of the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

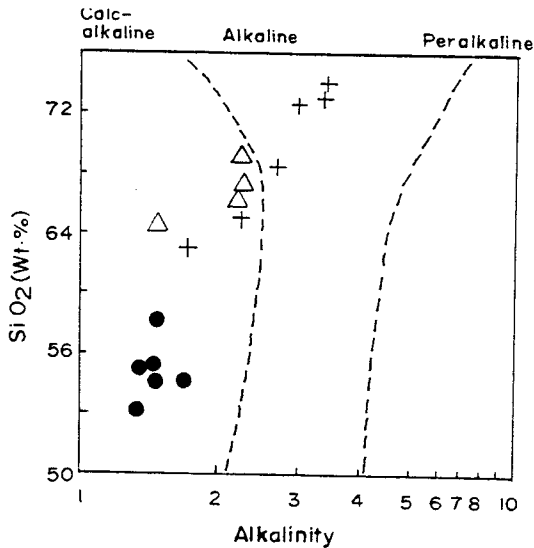


Fig. 12. Variation in silica vs. alkalinity for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

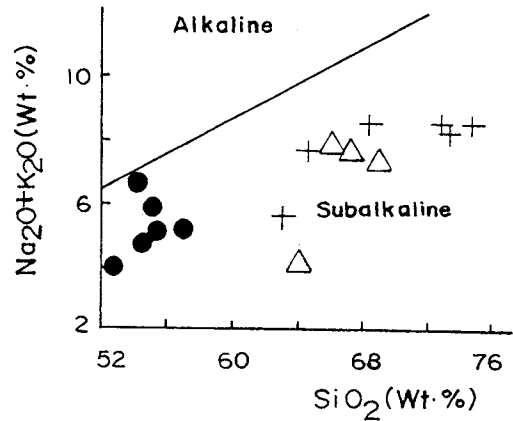


Fig. 13. Plots on alkalis vs. silica for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

보여주며, 이러한 분포경향은 이들 화성암류가 본원마그마에서 뿐만 아니라 지각물질의 재용융에 의해서도 생성될 있음(Fisher and Schmincke, 1984) 을 알려준다.

#### 미량성분 원소

연구지역내에 분포하는 화성암류에 대한 미량성분 및 희토류원소의 분석치는 Table 5에 표시하였다.  $SiO_2$ 와 미량성분 원소의 변화도 (Fig. 14) 에서 연구지역의 화성암류는  $SiO_2$ 가 증가함에 따라 Sr 및 V가 감소하는 경향을, 그리고 Ba, La, Zr 및 Ce 은 증가하는 경향을 보여준다. 그밖의 미량성분 원소들은 상관관계를 보이지 않는 불규칙적인 분포 경향을 보여준다. 이러한 미량성분원소들의 분포경향은 분별결정작용에 의한 분화물의 부산물로 알려진 Skaergaard 관입체의 암석에서 미량원소의 함량분포와 Goldschmidt의 법칙을 근거로 예상한 상관관계와 대체적으로 일치한다. 이와같이 화성암류의 각 미량성분들이 주성분원소의 변화도에서도 나타났던 것처럼 다소 불규칙적으로 변하는 것은 동일한 마그마로부터 형성된 것이라 할지라도 그 조성이 균질하게 용융되지 않은 마그마로부터 분화된 때문으로 생각된다.

Ba 은 초기에 생성된 흑운모 및 칼륨장석과 같은 칼륨광물에 비교적 많이 들어가며, 사장석 및 각섬석 구조에도 상당량이 들어갈 수 있는 충분한 이온크기를 갖는다 (Mason and Moore, 1982), 연구지역내 화성암류에서 우흑질섬록암 (712 ppm), 흑운모화강섬록암(1062 ppm) 및 흑운모화강암

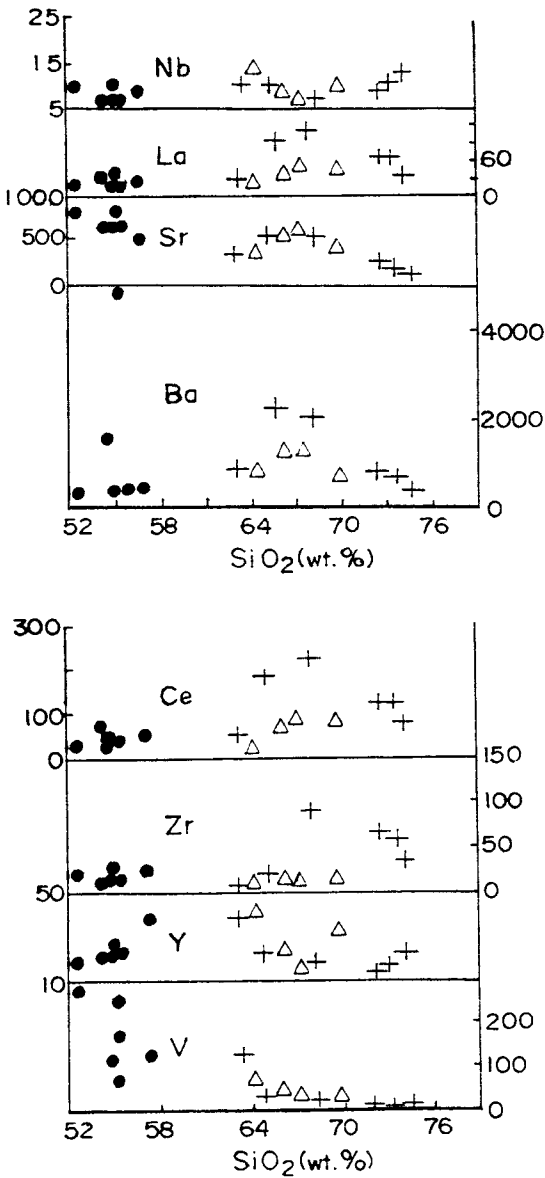


Fig. 14. Co-variations diagrams of trace elements in ppm with silica contents for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

(1222 ppm) 은 Ba 함량이 SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 증가하는 경향을 보여준다. 또한 Ba 은 Taylor의 값 (Taylor, 1965) 보다 대체로 높은 함량을 보이는데, 이는 Ba의 이온반경 (1.36Å)만을 치환함 (Mason and Moore, 1982) 에 의한 것

으로 알카리장석이나 흑운모에 의해 K<sub>2</sub>O을 많이 함유하는 흑운모화강섬록암 및 흑운모화강암에서 높은 함량값을 보인다.

Sc 은 분화초기에 형성되는 광물에 잘 농집된다 (Ringwood, 1955). 따라서 염기성암에서 산성암으로 갈수록 그 함량이 대체로 감소하는 경향을 보이는데, 연구지역내의 화성암류도 이러한 경향과 잘 일치하는 함량을 보인다. 즉 평균함량이 우흑질섬록암은 24ppm, 흑운모화강섬록암은 11 ppm, 그리고 흑운모화강암은 6.5ppm이다.

Nb 은 염기성암에서 산성암으로 갈수록 대체로 그 함량이 증가하는 경향이 있다 (Vlasov, 1966). 연구지역내 화성암류의 Nb 평균함량도 우흑질섬록암 7.0ppm, 흑운모화강섬록암 9.5ppm 및 흑운모화강암 9.8 ppm으로서 SiO<sub>2</sub>의 함량이 증가함에 따라 증가하는 관계를 보여준다.

화성암의 Sr 의 대부분이 사장석과 칼륨장석에 들어 있으며 일반적으로 화강암보다 현무암과 반려암에서 더 높은 값을 보인다 (Mason and Moore, 1982). 연구지역에서 우흑질섬록암은 그 평균함량이 716 ppm 이고, 흑운모화강섬록암과 흑운모화강암은 각각 460 ppm과 361 ppm이다.

Cr 은 마그마에서 초기광물에 고도로 선별적 농축을 보여주며, 주로 마그마의 결정작용중 초기에 마그마로 부터 빠져나가 크롬철석이나 휘석내에 함유된다 (Mason and Moore, 1982). 연구지역내의 우흑질섬록암은 그 평균치가 42 ppm이고 흑운모화강섬록암과 흑운모화강암에는 각각 33.75 ppm 및 15.3 ppm으로 낮은 값을 보인다.

Zr의 평균함량은 우흑질섬록암 16.5 ppm, 흑운모화강섬록암 13.5 ppm, 흑운모화강암 44.3 ppm으로서 이는 마그마 분화가 진전됨에 따라 Zr 양은 점차 더 증가하는 일반적인 경향과 개략 일치한다. 동원마그마 기원의 화성암류에서는 염기성암에서 산성암으로 갈수록 Zr 함량이 증가하는 경향을 가지며 암석의 조암광물 및 수반광물에 있어서도 Zr 은 보통 휘석이나 각섬석과 같은 Fe 을 많이 포함하는 광물에 다소 함유되고, 운모류에는 거의 들어있지 않다. 또 자철석, 티탄철석, 일메나이트, 금홍석, 스펀과 같은 광물에 많이 포함되며, 석영 및 장석류와 같은 무색광물에는 아주 소량이 함유되어 있는데 (Vlasov, 1966), 연구지역 흑운모화강암에서도 스펀 및 일메나이트가 수반광물로 다소 함유되어 있다.

Pearce 등(1984)은 화강암질암류를 미량성분원소의 분포를 이용하여 판입의 구조적 환경에 따라서 Ocean ridge gra-

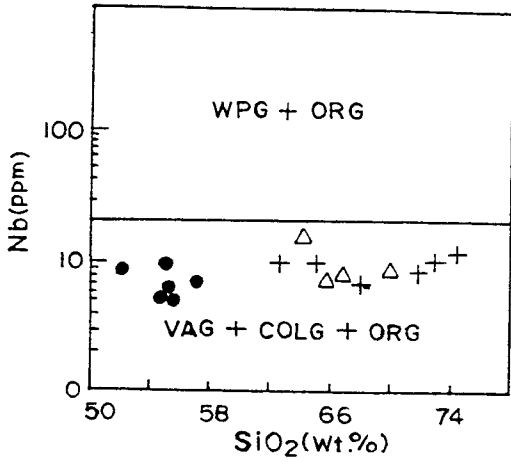


Fig. 15. Nb vs. silica discriminant diagram for the igneous rocks. Diagram from Pearce & Tindle(1984). Symbols are the same as those in Fig. 2.

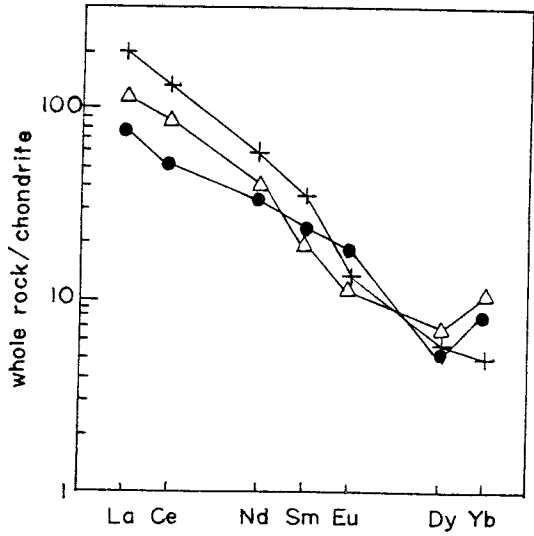


Fig. 17. Chondrite-normalized REE patterns for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

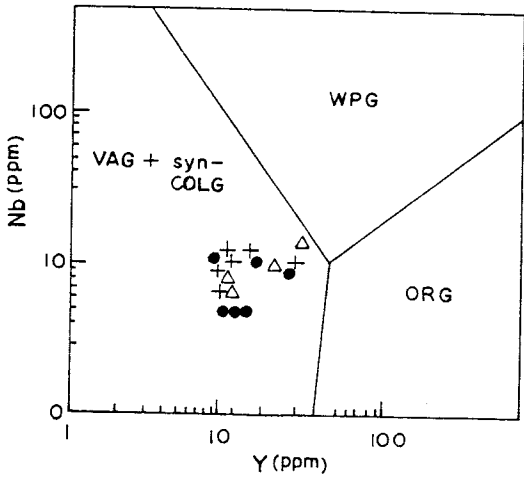


Fig. 16. Nb vs. Y discriminant diagram for the igneous rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2.

nite (ORG), Volcanic arc granite (VAG), Within plate granite (WPG) and Collision granite (COLG)의 4개 그룹으로 분류하였다.

일반적으로 Y 와 Yb 는 VAG 에 비해 ORG, WPG 에서 높고 Nb, Ta 은 WPG 에서 높다는 미량성분 원소의 분포를 이용하여 연구지역 화성암류에 적용하여 보면 Nb 과 SiO<sub>2</sub> 의 관계도 (Fig. 15) 는 이들 화성암류가 모두 VAG+

COLG+ORG의 영역에 도시되고, Nb 과 Y의 상관도 (Fig. 16) 에서는 VAG+Syn-COLG에 도시된다.

### 희토류 원소

연구지역내의 화성암류에 대해 운석을 기준으로 표준화한 희토류 원소의 분포는 LREE에서 HREE쪽으로 갈수록 그 양이 급격히 감소하는 부(-)의 경사를 보이나 (Fig. 17), 우흑질섬록암은 흑운모화강섬록암 및 흑운모화강암의 분포도와 약간의 차이를 나타내고 있다. 흑운모화강섬록암 및 흑운모화강암의 희토류 원소의 분포는 La로부터 Ce-Nb-Sm-Eu-Dy로 감에 따라 급격하게 감소하지만, 우흑질섬록암은 보다 서서히 감소함을 보여준다. 이러한 희토류 원소의 분포는 주성분 및 미량성분의 변화도에서와 마찬가지로 그 조성이 균질하게 용융되지 않은 마그마로부터 분화된 때문으로 사료된다.

### 결론

연구지역내의 지질은 선캄브리아기의 편마암복합체를 거저로 하여 이를 관입하는 트라이아스의 우흑질섬록암과 흑운모화강섬록암 그리고 이들 모두를 관입하는 쥐라기 초의 흑운모화강암 및 백악기의 석영반암으로 구성되어 있다.

우후질섬록암에서 단사휘석은 모두 사라이트 영역에 속하고, 사방휘석은 자소휘석(En 56.3-57.7)에 해당되는데, 이들 휘석의 이러한 화학조성은 서서히 냉각된 염기성암류에서 본 암이 분화초기에 형성되었음을 시사한다.

주성분, 미량성분 및 희토류원소의 암석화학적 특성에 따르면 이 지역의 화성암류는 일련의 마그마 분별결정작용에 의하여 우후질섬록암 → 흑운모화강섬록암 → 흑운모화강암의 순서로 분화되었다.

암석지화학적 자료는 연구지역의 화성암류가 모두 칼크-알카리암 계열에 속함을 보여준다.

미량성분 원소에 있어서 Nb과 SiO<sub>2</sub> 및 Nb과 Y의 상관도에 따르면 연구지역 화성암류는 Volcanic Arc Granite+syn Collision Granite형에 해당된다.

### 참고문헌

- 권치순 (1987) 대전-공주간에 분포하는 화강암질암류의 지질연대와 암석화학. 연세대학교 박사학위 논문, (166p).
- 김옥준 (1971) 남한 신기화강암류의 관입시기와 지각변동. 광산지질, 4권, p. 1-9.
- 김옥준, 김규한 (1976) 옥천지향사대내에 분포하는 염기성암류의 암석학적 연구. 광산지질, 9권, p. 13-26.
- 김용준, 박영석, 주승환, 오민수 (1989a) 옥천지향사대 동남대에서의 화성활동(I) 광산지질, 22권, p. 355-370.
- 김용준, 조동룡, 박영석 (1989b) 거창지역에 분포하는 중생대 화성암류의 K-Ar연령과 광물조성. 광산지질, 22권, p. 117-127.
- 원종관, 김기태 (1969) 한국지질도(1/50000), 상주지질도폭. 국립지질조사소.
- 이대성 (1971) 한국 중부 옥천지향사대에 있어서의 화성활동에 관한 연구. 지질학회지, 7권, p. 153-216.
- 이대성 (1980) 옥천지향사의 화성활동과 지구조적 연구. 연세논총 17집, p. 109-137.
- 이대성, 김용준 (1985) 옥천대에서의 화성활동-특히 옥천대 동북부에서의 화성활동. 광산지질, 18권, p. 23-39.
- 이대성, 유환수, 우영균, 김용준 (1989) 한국지질도(1/50000), 옥산동지질도폭. 한국동력자원 연구소. 24p.
- 주승환 (1986) 영남육괴의 Rb-Sr 연대측정 연구 3. (KR-86-2-17), p. 1-28, 한국동력자원 연구소.
- Bence, A. E. and Albee, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron probe microanalysis of silicates and oxides. J. Geology, v. 76, p. 382-403.
- Brown, G. M. (1957) Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, east Greenland. Min. Mag., v. 31, p. 511.
- Deer, W. A. Howie, R. A. and Zussman, J. (1963) Rock forming minerals. v. I. II. III. Longmans.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U. (1984) Pyroclastic Rocks. Springer, Heidelberg.
- Harker, A. (1909) Natural History of Igneous Rocks. Macmillan., New York.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sci., v. 8, p. 523-542.
- Lee, S. M. (1974) The tectonic setting of Korea with relation to plate tectonics. CCOP. Tech. Bull., v. 80.
- Mason, B. and Moore, C. B. (1982) Principles of geochemistry. John Wiley and Sons. Inc. New York.
- O'connor, J. T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U. S. Geol. Surv. Prof Paper, 525-B, p. 79.
- Peacock, M. A. (1931) Classification of igneous rock series. Jour. Geol., v. 39, p. 54-67.
- Pearce, J. A., Harris N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., v. 25, p. 956-983.
- Poldervaart, A. and Hess, H. H. (1951) Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ. Geol., v. 59, p. 472.
- Ringwood, A. E. (1955) The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization, Part 1; The influence of electronegativity. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 7, p. 189-202.
- Streckeisen, A. L. (1976) To each plutonic rocks and its proper name. Earth Sci. Rev., v. 12, p. 1-33.
- Taylor, S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. Physics and Chemistry of the Earth, v. 6, p. 133-213.
- Thorton, C. D. and Tuttle, O. F. (1960) Chemistry of igneous rocks. Am. Jour. Sci., v. 258, p. 664-684.
- Vlasov, K. A. (1966) Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. Isrgel program for scientific translations Ltd., 688p.
- Williams, H. (1942) The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a Reconnaissance of the Cascade Range Southward to Mount Shasta. Carnegie Inst. Wash. Publ. 540.
- Wright, J. B. (1969) A Simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geol. Mag., v. 106, p. 370-384.