Jour. Korean Inst. Mining Geol.
Vol. 18, No. 2, p. 139-150, 1985

디엘레트地域 스카른의 岩石學的 成因硏究

張　浩　完*

Petrogenesis of the Skarn at the Dielette, Cotentin, France

Ho Wan Chang

Abstract: Skarn at the Dielette formed largely in calc-silicate hornfels at the contact with the Flamanville granite. The skarn consists mainly of garnet and pyroxene, and less frequently vesuvianite. Traversing toward calc-silicate hornfels wall rock from a central zone of the skarn, the general sequence of formation of mineral assemblages is: (1) dark brown garnet (2) pale brown garnet-vesuvianite-pyroxene, and (3) pyroxene-prehnite-scapolite-wollastonite envelopes (designated as transition zone) developed between skarn and calc-silicate hornfels. The central zone of the skarn consists mainly of dark brown garnets (garnet I) that contain little or no pyroxene. The pale brown garnet (garnet II) is associated with pyroxene and vesuvianite. The sequence of these garnets results from the zonal growth outward.

There is an abrupt discontinuity in composition between garnet I formed in early stage and garnet II in late stage, while each garnet shows relatively uniform composition. At the zone in contact with the granite, the iron contents of garnets decrease toward the marginal zone of the skarn, from an average value of 36 mole % andradite in garnet I to 18 mole % andradite in garnet II. At the zone distant from the granite, the andradite component decreases from 28 mole % in garnet 1 to 19 mole % in garnet II. The variation of the iron contents of pyroxenes is also similar to that of garnets. The sharp discontinuity in composition of garnets and pyroxenes suggests that the skarn of study area was formed by infiltration metasomatic process.

The results of the analyses of mineral assemblages of the transition zone by chemical potential diagrams suggest that the transition zone was made by the diffusion of the elements Ca, K and Fe from the skarn to the calc-silicate hornfels contact zone.

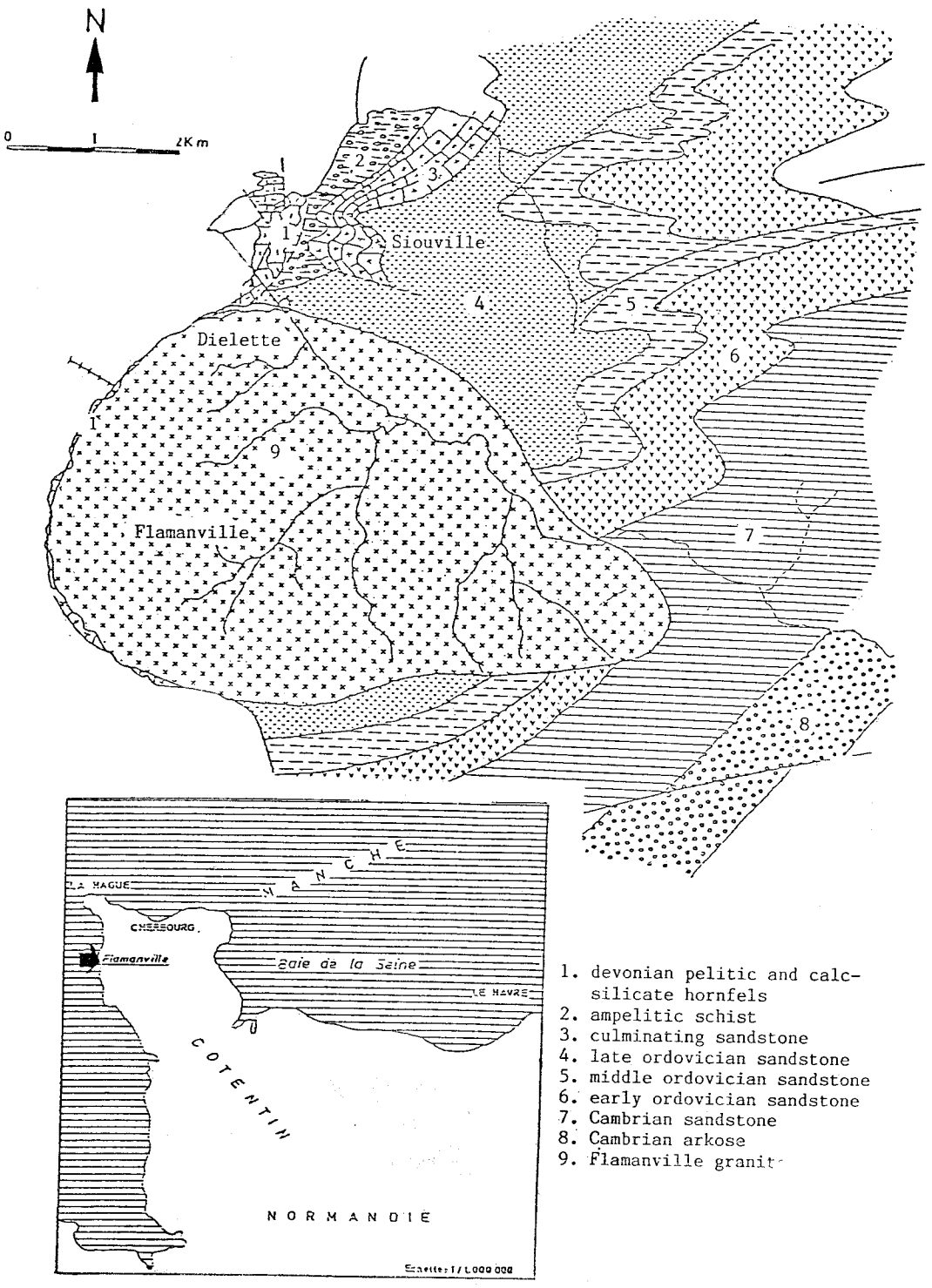
The estimated temperatures and Xco_2 for the formation of the transition zone show $300°C < Temp. < 440°C$ and $0.07 \pm 0.05 < Xco_2 < 0.02 \pm 0.01$ at 1 Kb respectively.

序　論

佛蘭西 노르망디 西北部의 코탱땡地域에는 岩株狀(4×6km)의 플라망빌 花崗岩이 分布하고 있다. 이 花崗岩體의 西쪽 外緣部에 該當하는 디엘레트地域은 大西洋과 接하는 海岸地域으로서, 海邊의 露頭들은 데본紀에 屬하는 地層들이다(Fig. 1). 썰물 時에 드러나는 露頭의 幅은 約 200m이며 그 延長은 約 3km로서 花崗岩의 緣邊部를 따라 分布하고 있다. 花崗岩과의 接觸部에 가까운 이들 大部分의 데본紀의 地層들은 接觸變成作用을 받아 泥質호온펠스와 含石灰泥質호온펠스로 되어 있다.

이 含石灰泥質호온펠스 內에 이 硏究의 對象이 되는 스카른들이 挾在되어 있다. 이 스카른들은 本 地域의 디엘레트 鐵鑛床의 成因과 結付되어 많은 論難이 있어 왔다(Michel-Levy, 1894; Cayeux, 1906; Jeremine, 1931; Bigot, 1934; Caillere et al., 1958; Roufaiel, 1962; Dimanche, 1965). Jeremine (1931)는, 野外岩相的 特徵과 岩石學的 硏究에 依해, 貫入花崗岩으로 부터의 物質 供給에 依한 接觸交代作用에 依해 스카른이 形成케 되었다고 하였으나, 그外 硏究者들은 이러한 可能性을

* 서울大學校 自然科學大學 地質學科



1. devonian pelitic and calc-silicate hornfels
2. ampelitic schist
3. culminating sandstone
4. late ordovician sandstone
5. middle ordovician sandstone
6. early ordovician sandstone
7. Cambrian sandstone
8. Cambrian arkose
9. Flamanville granit

Fig. 1 Geologic map of FLAMANVILLE area.

排除 하였다. 그 中에서도 Roufaiel(1962)은 그의 學位論文에서, 尨大한 岩石地球化學的 資料를 根據로 하여 本 地域의 스카른은 含石灰泥質호온펠스 內에 挾在되었던 多量의 鐵을 함유한 石灰質岩石과 粘土質岩石 사이의 相互交代反應에 依해 形成된 스카르노이드(skarnoide)型 스카른 이라고 하였다. 그에 依하면 貫入花崗岩은 이들의 反應이 容易하게 일어날 수 있는 熱的 物理的 條件만을 提供하였을 뿐이고, 部分的으로는 H_2O로 飽和된 熱水溶液에 依한 變質作用이 있었으나 物質의 供給에 依해 이루어진 스카른은 아니라고 하였다. 따라서 이 硏究는 스카른의 形成 過程과 外部로부터의 物質의 流入 與否를 밝혀 스카른의 成因을 明確히 하고저 하는데 目的이 있다.

스카른을 挾在하는 含石灰泥質호온펠스의 岩色은 軟綠色으로, 主構成鑛物은 細粒의 輝石과 斜長石 및 石英으로서 粒狀變晶質의 組織을 보여준다. 隨伴鑛物로는 스핀, 不透明鑛物 및 方解石이 觀察되는데 이 方解石은 比較的 드물게 產出되는 便이다.

스카른의 岩石學的 特徵

野外岩相的 特徵

이 스카른들은 主로 含石灰泥質호온펠스 內에서 源岩의 成層面에 거의 平行하게 發達된 比較的 連續性이 있는 層狀 및 塊狀의 岩體이다. 스카른 岩體의 分布는 매우 多樣한 便으로 어떤 스카른岩體들은 花崗岩의 外緣部 가까이에 位置하나 또 다른 스카른岩體들은 花崗岩으로 부터 約 500m 程度 떨어진 곳에 分布하기도 하는데, 이 境遇에는 花崗岩과의 空間的 關係를 把握키는 어렵다. 스카른의 두께는 數 cm~2m 內外이나, 이와같은 두께를 갖는 層狀의 스카른들이 含石灰泥質호온펠스 內에서 交互로 發達되어 있으며, 場所에 따라 含石灰泥質호온펠스의 層厚가 減少하는 한편 相對的으로 스카른 岩體의 두께가 增加되는 境遇도 觀察되며, 含石灰泥質호온펠스의 層理를 切斷하며 發達된 脈狀의 스카른도 드물지만 觀察된다. 이들 스카른과 含石灰泥質호온펠스 사이에는 흔히 淡白綠色의 漸移帶

Table 1 Electron microprobe analyses of garnets from skarns of Dielette.

Camp. Sample No.	370	371	372A	372B	373	374	375
SiO_2	37.0	37.9	38.1	38.1	37.1	38.0	38.7
Al_2O_3	14.1	18.6	14.8	18.2	15.4	16.3	18.7
TiO_2	0.6	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4	0.2
Fe_2O_3*	13.2	7.0	13.2	7.6	10.7	11.1	8.3
MnO	0.4	0.3	0.6	0.4	0.5	0.5	0.3
MgO	0.1	0.1	0.0	0.0	—	0.0	—
CaO	33.8	34.8	33.4	34.5	32.4	33.5	34.7
Total	99.8	99.3	100.5	99.2	96.6	99.8	100.9
Atomic proportions on the basis of 24 oxygen atoms							
Si	5.86	5.86	5.93	5.90	5.96	5.9	5.89
Al IV	0.14 } 6	0.14 } 6	0.07 } 6	0.10 } 6	0.04 } 6	0.09 } 6	0.11 } 6
Al VI	2.49	3.25	2.65	3.23	2.88	2.89	3.25
Ti	0.08 } 4	0.07 } 4	0.05 } 4	0.05 } 4	0.06 } 4	0.04 } 4	0.02 } 4
Fe#	1.43	0.68	1.30	0.72	1.06	1.07	0.73
Fe#**	0.15	0.13	0.25	0.17	0.23	0.24	0.22
Mg	0.02	0.02	0.01				
Mn	0.05 } 5.95	0.04 } 5.96	0.07 } 5.90	0.04 } 5.94	0.07 } 5.88	0.06 } 5.89	0.04 } 5.92
Ca	5.73	5.77	5.57	5.72	5.58	5.59	5.66
Mol. percent of end-member							
Andradite	38.1	18.3	34.3	19.4	28.6	28.3	19.0
Grossulaire	58.3	78.4	60.1	76.9	66.3	66.6	76.6
Spessartine	0.8	0.7	1.2	0.8	1.2	1.0	0.7
Pyrope	0.3	0.3	0.2				
Almandin	2.5	2.3	4.2	2.9	3.9	3.2	3.7

* total iron ** recalculated electron microprobe analysis

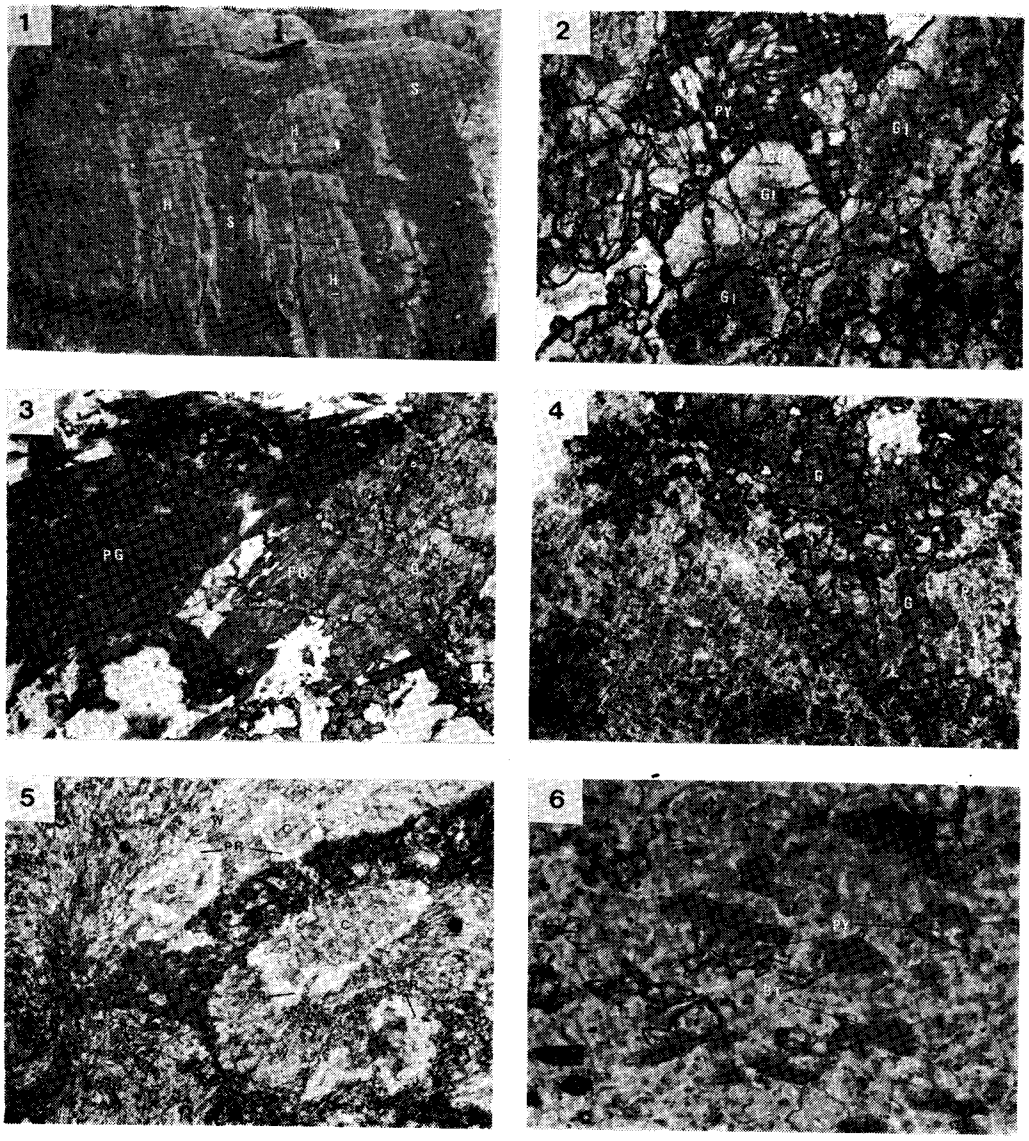


Fig. 2 Photographs of skarn minerals.

1. Skarn (S) with transition zone envelope (T) developed in the calc-silicate hornfels (H).
2. Zoned garnets with first generation of grossularite (GI) core and an overgrowth of second generation of grossularite (GII). Pyroxene (PY) is intergranular among garnet crystals. (x25)
3. Garnet grains (G) corroded and enclosed by the pargasite (PG) in the transition zone. (x80)
4. Garnet (G) partly corroded by the sodic plagioclase (PL) in the transition zone. (x80)
5. Calcite (C) with the reaction corona structure of the prehnite (PR) in the matrix of wollastonite (W). (x40)
6. Pyroxenization (PY) of biotete (BT). (x80)

(transition zone)가 發達되어 있다(Fig. 2-1). 泥質호온펠스와 接하는 스카른은 드물게 觀察되지만 이 境遇에도 亦是 漸移帶가 發達되어 있다.

스카른

大部分의 스카른은 主로 柘榴石과 輝石으로 構成 되었는데 이中 柘榴石의 構成比는 約 80% 程度로서 柘榴石岩(garnetite)이라 부를 수 있으나, 場所에 따라 柘榴石과 輝石의 構成比가 약간씩 變한다. 柘榴石 結晶들은 서로 엉겨 集合되어 數cm 크기의 他形으로 産出되기도 하는데, 含石灰泥質호온펠스에서 觀察되는

微粒의 輝石과 스핀들이 柘榴石結晶內에서 不規則하게 散在되어 있다.

柘榴石은 그란다이트(grandite) 系列에 屬하는 鑛物로서 柘榴石岩體나 또는 單一 結晶 內에서 色의 變化를 보여 준다. 結晶의 中心部는 褐色이지만 外緣部에서는 흔히 淡褐色을 띠는데 이 淡褐色의 外緣部는 結晶 形態를 따라 均一하게 發達되어 있다(Fig. 2-2). 한편 스카른 岩體에서는 岩體의 中央 部分이, 含石灰泥質호온펠스와 接하는 緣邊部에 比해 약간 짙은 褐色을 나타내는 境遇가 흔히 있다. 中心部와 外緣部의 色의 差異가 單一 結晶 內에서 恒常 觀察되는 것은 아니지만, 이러한 鑛物色의 變化는 柘榴石結晶의 成長 過程에 있었던 어떤 變化를 나타낸다고 볼 수 있다. Table 1은 柘榴石들의 EMPA 分析結果인데 試料 No. 370, 371 및 372는 花崗岩 接觸部에 가까운 스카른岩體(便宜上 Skarn A라 指稱)에서 採取한 試料들인데 No. 370은 岩體의 中央部에 該當하는 짙은 褐色의 柘榴石이고, No. 371은 同一 岩體의 緣邊部에 該當하며 호온펠스와 接하는 淡褐色의 柘榴石이다. 한편 No. 372는 同一結晶 內에서 色의 變化가 있는 柘榴石인데 No. 372A는 中心部의 짙은 褐色 部分, No. 372B는 外緣部의 淡褐色 部分을 分析한 結果이다. 試料 No. 373, 374 및 375는 花崗岩接觸部로 부터 500m 程度 떨어진 곳의 스카른(Skarn B)에서 採取한 試料들로서 No. 373 및 374는 이 스카른의 中央部에 該當하는 試料이고 No. 375는 含石灰泥質호온펠스와 接하는 緣邊部의 淡褐色 柘榴石이다. 이들 柘榴石들의 分析資料로 부터, 짙은 褐色 柘榴石(Garnet I : An_{28-38} Gr_{58-66})이 緣邊部의 淡褐色 柘榴石(Garnet II : An_{18-19} Gr_{76-78})에 比해 안드라다이트 成分의 含量이 보다 높음을 알 수 있다. 이처럼 서로 뚜렷이 다른 化學組成을 갖는 柘榴石을 便宜上 各各 Garnet I 및 II라고 指稱하기로 한다. 또한 Garnet I 中에서도 化學 組成上의 差異가 있는데 花崗岩 接觸部로 부터 가장 멀리 떨어진 스카른B의 Garnet I (An_{28} Gr_{66})보다 接觸部에 가까운 스카른 A의 Garnet I (An_{34-38} Gr_{58-60})이 보다 많은 안드라다이트成分을 包含하고 있다. 그러나 各各의 스카른에서는 거의 一定한 組成을 갖고 있음을 알 수 있다. 한편 Garnet II의 化學組成은 花崗岩 接觸部에서의 距離에 關係없이 本地域의 全域을 通해 거의 均一한 便이다.

Garnet II의 外緣部에서는 半自形의 베수비아나이트가 이따금 觀察되는데 이 鑛物도 柘榴石처럼 微粒의

Table 2 Electron microprobe analyses of pyroxenes from skarns of Dielette.

	369A	369B	371A	371B	372	375
SiO_2	52.3	50.4	50.8	50.9	49.5	51.4
TiO_2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
Al_2O_3	0.7	0.8	0.7	0.0	0.5	0.0
FeO*	8.8	13.0	14.8	14.7	15.7	13.1
MnO	0.3	0.3	0.4	0.4	0.6	0.4
MgO	12.3	10.3	9.1	8.7	7.6	9.5
CaO	24.3	23.9	24.4	24.3	24.2	24.3
Total	98.7	98.8	100.3	99.0	98.2	98.7
Atomic proportions on the basis of 6 oxygen atoms						
Si	1.98	1.96	1.96	1.99	1.97	2.00
Al	0.02 } 2	0.04 } 2	0.03 } 1.99		0.02 } 1.99	
Fe*	0.27	0.41	0.48	0.50	0.52	0.43
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.70 } 1.97	0.61 } 2.03	0.53 } 2.03	0.51 } 2.04	0.45 } 2.02	0.55 } 2
Ca	0.99	1.00	1.01	1.02	1.03	1.01
Atomic percent of Fe, Mg, Ca						
Fe	14.21	20.30	24.14	24.63	26.73	22.00
Mg	35.53	30.20	26.11	25.11	22.28	27.50
Ca	50.26	49.50	49.75	49.26	50.99	50.50
100x Fe/Mg+Fe	27.8	40.2	47.5	49.5	53.6	43.9

* total iron

輝石들을 包含하고 있다.

輝石은 그 形態나 鑛物色으로 보아 3種類로 區分된다. 첫째 輝石은 前述한 바 처럼 柘榴石 또는 베수비아나이트에 捕獲되어 있는 軟綠色 微粒의 輝石으로 含石灰泥質호온펠스 內에 나타나는 輝石과 類似하다. Table 2의 No.369A는 호온펠스에서 産出하는 輝石(Pyroxene Ⅰ)을 分析한 結果인데 分析된 輝石 中 다이옵사이드 成分이 가장 많다. 두번째 輝石은 前者에 比해 보다 큰 結晶을 갖고 있으며 雙晶 및 劈開의 發達이 良好한 半自形으로 産出한다. 이 輝石은 Garnet Ⅱ 또는 베수비아나이트와 함께 産出하기도 하지만 大部分의 境遇 Garnet Ⅱ의 結晶들 사이의 空間을 充塡하며 發達되어 있다. Table 2의 No. 371A, 371B, 및 372는 이 輝石(Pyroxene Ⅱ)들을 分析한 結果이다. Pyroxene Ⅰ에 比해 헤덴버자이트 成分이 20mol.% 程度 더 많다. 세번째 輝石은 Pyroxene Ⅰ 및 Ⅱ에 比해 보다 짙은 綠色과 多色性을 보여 준다. 이 輝石은 破碎面을 따라 斜長石과 함께 脈狀으로 産出하여 灰重石, 스핀, 磁鐵石과 같은 鑛物과 흔히 함께 産出한다. 旣存의 鑛物組織을 切斷하며 産出하는 이輝石은 二次生成鑛物인데 여기에서는 二次生成鑛物에 關해서 取扱치 않기로 한다. 上記 分析結果로 부터 스카른에 産出하는 Pyroxene Ⅱ는 全域에 걸쳐 거의 一定한 組成을 갖고 있으며 含石灰泥質호온펠스의 Pyroxene Ⅰ에 比해 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$比가 뚜렷히 높음을 알 수 있다.

脈狀 스카른은 主로 柘榴石岩脈으로 되어 있는데 두께는 0.5cm~10cm까지 多樣한 便으로 構成鑛物 및 組織的 特徵은 앞에서 觀察된 것과 同一하다. 위에서 觀察한 바와 같이 本域의 스카른에서 産出되는 初生鑛物共生群들은 比較的 單純한 便으로 形成 順序에 따라 이들을 分類하면 다음과 같다:

Garnet Ⅰ

Garnet Ⅱ—Vesurianite—Pyroxene Ⅱ

Pyroxene Ⅱ

이와 같을 鑛物共生群은 스카른 中央部로 부터 外綠部를 向해 順次的으로 나타나는 傾向이있다.

漸移帶

漸移帶(transition zone)는 前述한 바 처럼 스카른을 中心으로 하여 그 양쪽의 호온펠스 內에 發達된 淡白綠色의 帶로서, 이帶의 幅은 스카른인 柘榴石岩의 크기에 따라 달라지는데 대개 3cm~15cm 內外이다. 이 漸移帶는 綠簾石의 産出로 特徵지워진다. 柘榴石岩과의 接觸部 가까이에서 産出하는 綠簾石은 호온펠스와 接하는 곳의 漸移帶 部分에서 産出하는 綠簾石보다 더 크며 約 400μ에 達하는데, 石英 및 輝石과 함께 共生群을 이룬다. 漸移帶에서 産出되는 이 輝石(Pyroxene Ⅲ)의 化學組成은 Table 2의 No. 369B 및 375의 分析結果에서 보는 바 처럼 $Diop_{60}$ Hed_{40} 程度로서 Pyroxene Ⅰ 보다 헤덴버자이트 成分이 보다 많은 輝石이다. 이 Pyroxene Ⅲ는 綠簾石과 더불어 가리長石 및 斜長石과 함께 産出한다. 스카른과 바로 接하는 漸移帶에서는 柘榴石과 輝石을 捕獲하는 파아개사이트(pargasite)가 이따금 觀察되고(Fig. 2-3), 또 柘榴石이 斜長石($Ab_{80}An_{20}$)에 依해 corrosion되기도 한다(Fig. 2-4). 漸移帶에서 흔히 産出되는 鑛物로서 스카폴라이트(scapolite)와 葡萄石(prehnite)이 있다. 스카폴라이트는 아라란트 着色이 쉽사리 이루어 지는 것으로 보아 $Ca_4(Al_6Si_6O_{24})CO_3$의 메이오나이트成分이 보다 많은 石灰質스카폴라이트인 것으로 判明된다. 이 鑛物은 1mm內外의 크기를 갖은 海綿狀組織을 보여주며 石英 및 微粒의 輝石을 흔히 捕獲하고 있고 場所에 따라 葡萄石과 함께 産出된다. Pyroxene Ⅲ는 스카폴라이트와 가리長石 사이에 흔히 産出된다. 葡萄石도 가리長石 및 Pyroxene Ⅲ과 함께 흔히 産出하지만 여기에 스카폴라이트 까지 함께 産出되는 境遇는 드문 便이다.

方解石이 있는 곳에 微細한 龜裂이 發達한 境遇에는 간혹 針狀의 珪灰石이 나타 나기도 한다. 珪灰石의 産出狀態로 보아 龜裂을 따라 들어 온 珪質의 溶液이 方解石과 反應하여 形成된 것 이지만, 珪灰石과 方解石이 直接 接하지는 않고 그 사이에 항상 葡萄石이 發達되어 方解石을 둘러 싸는 反應緣(reaction rim)의 形態를 보여 준다(Fig. 2-5).

泥質호온펠스에 發達된 漸移帶에서는 主로 黑雲母의 輝石化現象(Fig. 2-6)이 觀察되며 가리長石과 斜長石이 함께 産出된다. 漸移帶에 對한 上記의 考察에서 確認된 鑛物共生群은 다음과 같다.

石英—가리長石—斜長石—綠簾石—Pyroxene Ⅲ

石英—가리長石—스카폴라이트—Pyroxene Ⅲ

石英—가리長石—葡萄石—스카폴라이트—Pyroxene Ⅲ

石英—葡萄石—珪灰石—Pyroxene Ⅲ

方解石—葡萄石

石英—斜長石—가리長石—黑雲母—Pyroxene Ⅲ

斜長石—파아개사이트

스카른의 成因

스카른

外部와 物質의 交換에 依해 이루어지는 스카른과 같은 岩石의 交代現象은 Korzhinskii (1959)에 依해 提案된 局部的 化學平衡(local chemical equilibrium)의 槪

念으로 부터 說明할 수 있는데, 이러한 槪念으로 부터 開放系의 모든 成分들은 그 成分의 化學포텐샬(μ)이 支配받는 樣相에 따라 固定成分(inert component)과 完全移動成分(perfectly mobile component)의 두 成分으로 나눌 수 있게 되었다. 母岩을 浸透한 液相은 母岩과 反應하여 局部的으로 平衡에 到達케 되는데, 이때 各 成分들은 그 成分의 固定性 또는 移動性에 따라 溶液 內에서 成分의 濃度가 높아지거나 또는 낮아지게 된다. 그러므로 母岩을 浸透한 液相은 浸透한 初期에 該當되는 母岩 部分에서는 液相 自身의 化學的 特徵을 母岩에 賦課하게 되지만 浸透가 進行되어 末期로 접어듬에 따라 溶液의 化學的 特徵은 점차 母岩의 化學的 特徵에 依해 支配를 받게 된다. 이러한 結果로 말미암아 浸透한 溶液의 進行 方向을 따라 "metasomatic column"이라는 累帶構造가 이루어지게 되는데, 이의 形成 모델은 Korzhinskii (1970)에 依해 理論的으로 提示 되었으며 最近에는 Fonteilles(1978)에 依해 綜合 整理되어 發表된 바 있다.

一定한 溫度에서 固相과 液相사이에 平衡이 이루어질 때, 固相(s)과 液相(f)사이에 移動成分 i의 全般的인 平衡分布는 $C_is=F(C_if)$ (C=Concentration)로 表示할 수가 있는데 이를 "isotherm"이라고 하고 線으로 나타나게 된다. Isotherm에 依해 交代作用의 모델을 간략히 說明하면 다음과 같다. Fig. 3는 固定成分 C_1과 移動成分 C_2로 構成된 系에서 局部的 平衡이 維持되며 交代作用이 일어날 때, 溶液內 移動成分 C_2의 濃度變化의 樣相에 따라 產出되는 固溶體鑛物의 組成變化 또는 鑛物共生群의 累帶分布의 樣相을 나타낸 것으로 ABCD를 잇는 實線이 isotherm이다. 局部的 平衡關係에 있는 液相 및 固相사이에 移動成分의 變化比는 같게 되는데, 이 變化比가 連續的인 無限小로 變하게 될 境遇 isotherm은 $\frac{dC_2f}{dC_2s}=1-\frac{1-\theta}{1-\beta\theta}$ (β: 공극율, θ=液相의 移動 距離/液相의 體積)의 關係에 있다(Fonteilles, 1978). Fig. 3에서 實線 AB 部分이 여기에 該當되는데 이 部分에서는 C_2f軸에 對해 볼록한 部分에 該當되는 isotherm의 dC_2f/dC_2s 即 기울기는 C_2f가 減少함에 따라 增加하게 된다. 따라서 化學組成을 달리하는 A와 B의 두 物質이 接觸해 있을 때 擴散交代는 즉 $\vec{BA}$를 向해 일어나며 連續的인 成分의 變化(Y↔Z)를 갖는 固溶體鑛物이 形成된다. 그런데 移動成分의 變化比가 不連續的으로 될 境遇 即 固定成分이 完全移動成分으로 되던가 하면서 液相과 旣形成된 固相과의 平衡이 깨어 질 境遇인데 이때의 isotherm은 $\frac{dC_2f}{dC_2s}=\frac{1-\theta}{1-\beta\theta}$로서 (Fonteilles, 1978) C_2f軸에 對해 오목한

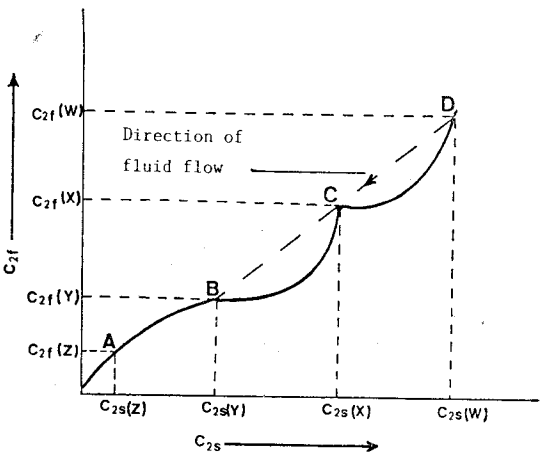


Fig. 3 Isotherm of a solid solution in diffusion and infiltration metasomatism.

部分이 여기에 該當 되며 이 isotherm上의 dC_2f/dC_2s는 液相內 成分의 濃度가 增加함에 따라 亦是 增加하게 된다. 따라서 固相 $C_2s(W)$와 平衡을 이루는 液相 $C_2f(W)$이 $C_2s(Z)$의 組成을 갖고 있는 岩石(A)를 D 地點에서 浸透하며 交代作用이 일어 난다고 할 때, 液相이 通過하는 方向을 따라 固溶體鑛物의 成分 變化는 $C_2s(W)$에서 $C_2s(X)$로, $C_2s(X)$에서 $C_2s(Y)$로 急激하게 不連續的으로 變하게 되며, 이 사이에서는 中間組成을 가진 固溶體鑛物이 產出되지 않는다. 그러므로 이와 같은 基本的인 交代作用의 모델이 이 地域에서도 나타나는지 與否를 把握하는 것이 重要하다.

이 地域에서 理想的인 뚜렷한 累帶構造(metasomatic column)의 發達은 별로 觀察되지 않고, 前述한 바 처럼 柘榴石岩의 中央部와 外緣部 또는 單一 鑛物 內에서만 化學組成의 뚜렷한 差가 있을 뿐이다. 이 地域의 스카른源岩과 이를 浸透한 液相과의 反應을 通해, 앞서 觀察한 바와 같은 初生鑛物共生群과 漸移帶가 形成되게 된 過程은 Fig. 4와 같은 것으로 여겨진다.

Garnet Ⅰ 및 Garnet Ⅱ에서 觀察되는 化學組成上의 뚜렷한 變化는 浸透한 液相과 스카른 源岩과의 反應에 依해 初生鑛物中 가장 일찍 結晶된 Garnet Ⅰ이 任意의 瞬間에 液相과 非平衡關係에 있게 됨에 따라, 이 液相과 平衡을 이룰 수 있는 Garnet Ⅱ가 形成케 되어 먼저 生成된 Garnet Ⅰ을 둘러싸게 되었음을 뜻하며 液相內 $Al/Al+Fe^{3+}$ 比는 높아지게 되었음을 알 수 있다. 液相과 平衡을 이루는 Garnet Ⅰ 및 Garnet Ⅱ의 化學組成은 Garnet Ⅰ+Al_2O_3 (fluid)⇌Garnet Ⅱ+Fe_2O_3(fluid)에 依해 定하여 지므로 이들의 化學組成은 液相內 $a_{Fe_2O_3}/a_{Al_2O_3}$(a:activity)의 函數가 됨을 뜻하는

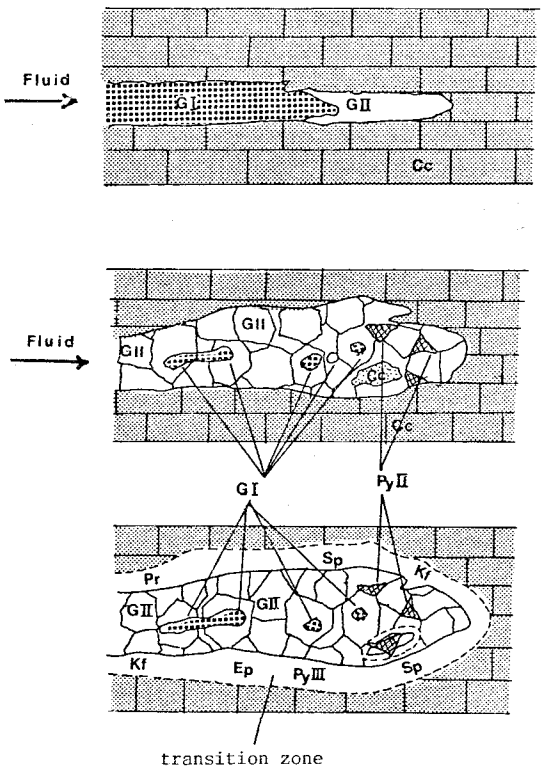


Fig. 4 Hypothetic schema of the relation among garnet I, garnet II, pyroxenes and transition zone. Abbreviations: calc-silicate hornfels (Cc), garnet I (GI), garnet II (GII), pyroxene II (PyII), pyroxene III (PyIII), epidote (Ep), prehnite (Pr), scapolite (Sp) and potassic feldspar (Kf).

데, 이는 바로 本 地域의 柘榴石이 理想的인 固溶體일 경우 전술한 isotherm의 形態로 表示될 수 있음을 알 수 있다.

따라서 이 地域의 스카른에서 産出되는 固溶體鑛物인 柘榴石과 輝石이, 液相과 局部的으로 平衡關係에 있었던 理想固溶體로 假定하고 柘榴石을 $C(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al)_f - C(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al)_s$ 圖에 表示하면 Fig. 5A 및 B와 같다. Fig. 5A의 스카른 A에서 液相內 Al_2O_3 및 Fe_2O_3를 移動成分으로 考慮할 때, C_2s_2와 平衡을 이룰 수 있는 液相 C_2f_2가 浸透하여 初期에 Garnet I을 生成시키고 平衡에 到達케 되었다. C_2s_2에 該當하는 Garnet I을 形成시킨 液相은 다시 前者와 非平衡關係에 있게 되는데 이러한 原因으로는 Al_2O_3가 完全移動成分으로 되었던지 또는 酸素의 fugacity가 낮아진 데 있었을 것으로 여겨진다. 따라서 화살표의 방향으로 液相의 組成이 變해 C_2f_1의 組成이된 液相과 平衡

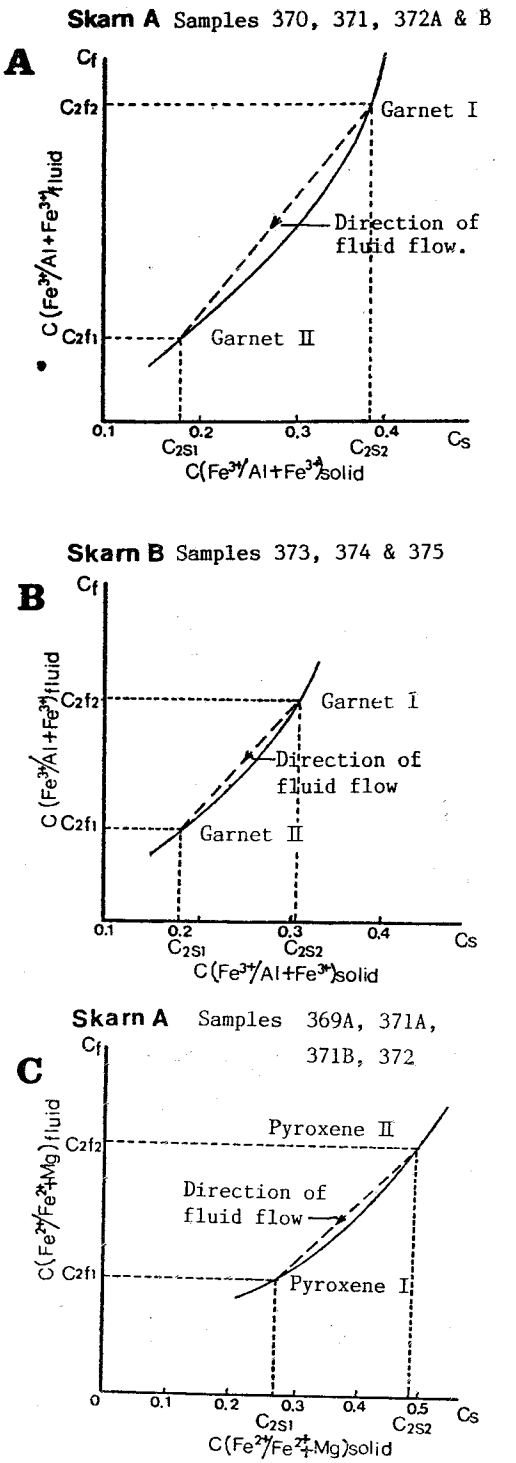


Fig. 5 Diagram showing the relation between the composition of the fluid (Cf) and the solid phase (Cs) in a rock, infiltrated by a fluid. Example: grossularites and pyroxenes

을 이룰수 있는 Garnet Ⅱ가 다음에 形成케 되었다. 柘榴石의 化學組成은 뚜렷이 두 그룹으로 나뉘어지고 그 中間에 該當하는 化學組成을 가진 柘榴石은 存在하지 않는다. 따라서 isotherm은 $C(Fe^{3+}/Al+Fe^{3+})_f$를 向해 오목한 形態를 갖게 된다. 이처럼 不連續的으로 急激한 化學組成의 變化를 보여주는 特徵을 考慮할때, 本 地域의 스카른은 浸透交代作用의 結果로 形成된 것으로서 Roufaiel(1962)이 主張한 스카르노이드(Skarnoide)型 스카른에 屬하지 않음을 알 수 있다.

Fig. 5B에서 보는 바 처럼, 花崗岩 接觸部로 부터 멀리 떨어진 스카른B에서도 두 種類의 柘榴石들이 化學組成에 있어서 差異를 보이지만 스카른A에 比해 그 差는 적은 便이다. 이는 液相이 母岩을 浸透하여 通過한 距離가 멀어 짐에따라 液相內 $a_{Fe_2O_3}/a_{Al_2O_3}$ 比의 變化가 일어나, 浸透 初期와는 달리 그 比가 낮아진 데 起因된 것으로 여겨진다. 한편 Garnet Ⅱ의 化學組成은 스카른A와 B에서 거의 一定한데, 이는 液相의 化學組成이 C_2f_1로 되었을 때 스카른源岩의 化學的 特徵에 依한 影響을 받았음을 뜻한다. 上記 isotherm의 槪念에 依하면, 浸透한 液相에 依해 Fe_2O_3 成分의 一部가 스카른 源岩 內에 流入 되었음을 알 수 있다.

스카른에서 産出되는 Pyroxene Ⅱ는 Garnet Ⅱ가 形成된 後 産出된다. 即 柘榴石의 形成이 끝날 때 까지 FeO 및 MgO 成分은 移動成分의 狀態로 있었 었다. 輝石의 化學組成 역시 液相內 a_{FeO}/a_{MgO} 比의 函數로 나타낼 수 있으므로, 輝石內 $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$는 岩石을 通過한 溶液의 化學的 特徵에 依해 영향을 받은 것으로 表現할 수 있다(Fig. 5C). 따라서 MgO 成分은 스카른源岩內에 包含되어 있던 岩石 自體의 成分이며, FeO 成分은 液相에 依해 運搬되어 流入된 것임을 알 수 있다.

漸移帶

漸移帶가 起源岩 自體의 化學組成에 依한 것인지 또는 外部로 부터의 物質의 供給이 있었는지 與否를 알기 위해 먼저 이 漸移帶에서 産出하는 모든 鑛物共生群들을 ACF圖(Fig. 6)에 表示하였는데, 이 漸移帶에서 흔히 産出되는 石英과 가리長石들은 過剩鑛物로 取扱하여 鑛物共生群으로 부터 除外하였다. 이 ACF圖를 構成하는 三成分系에 對한 화학포텐샬 (μ)圖에서, 鑛物共生群들이 이루는 화학포텐샬面(surface of chemical potential)으로부터 投影된 投影圖를 利用하면 成分 移動을 보다 쉽사리 알 수 있다. 이 화학포텐샬投影圖 作成法은 Korzhinski(1959, 1970)에 依해 仔細히 說明되어 있다. ACF圖上에 表示된 三成分의 화학포텐샬 $\mu_{Al_2O_3(Fe_2O_3)}-\mu_{CaO}-\mu_{FeO(MgO)}$를 三軸系로 하여 鑛物共

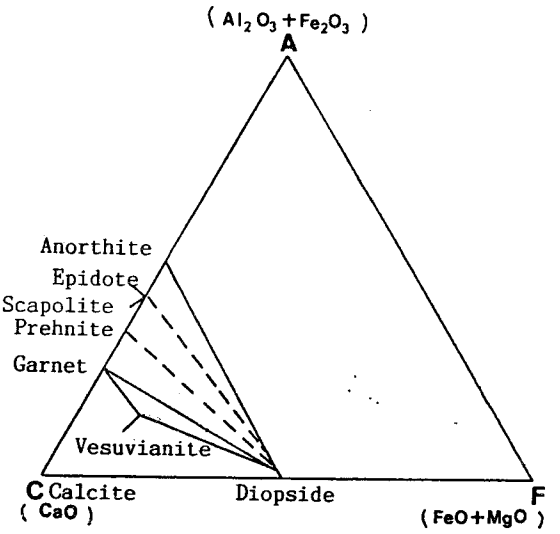


Fig. 6 ACF diagram showing the variation of the paragenesis between calc-silicate hornfels and transition zone.

生群들이 이루는 화학 포텐샬面을 $\mu_{CaO}-\mu_{FeO(MgO)}$ 및 $\mu_{CaO}-\mu_{Al_2O_3(Fe_2O_3)}$面上에 各各 投影하면 Fig. 7과 같다. Fig. 7에는 含石灰泥質호온펠스, 스카른 및 漸移帶에서 産出되는 거의 대부분의 鑛物共生群들이 表示되어 있다. 이 그림에서 μ_{CaO}, $\mu_{FeO(MgO)}$ 및 $\mu_{Al_2O_3(Fe_2O_3)}$는 獨立變數로서, 擴散될 수 있는 成分으로 考慮한다. 만약 스카른으로부터 CaO成分만이 擴散되는 唯一한 成分일때, 스카른과 含石灰泥質호온펠스 사이에서 順次的으로 나타날 수 있는 共生群들을 切線으로 表示하였다. 獨立變數가 1個이므로 이 切線들은 두 鑛物이 함께 共存하는 單變線(univariant line)과 一致하게 된다. CaO 成分이 Fig. 7A의 FeO(MgO) 成分 또는 Fig. 7B의 $Al_2O_3(Fe_2O_3)$成分과 함께 擴散되는 境遇에는 點線으로 表示 되었으며, 이 點線들은 單一鑛物이 安定하게 있을 수 있는 二變領域(divariant region)을 通過하게 된다. 漸移帶에서 産出되는 모든 鑛物共生群들은 스카른과 호온펠스 사이에서 모두 나타남을 圖上에서 보여 주는데, 이들 鑛物共生群들은 輝石이 다른 鑛物과 共存하는 單變線上이나 不變點에 位置하고 있다. 擴散作用은 화학포텐샬의 勾配를 減少시키는 方向으로 進行하며, 따라서 CaO 成分은 스카른으로부터 變移帶로 擴散 移動된 完全移動成分으로 나타나게 된다. 한편 $Al_2O_3(Fe_2O_3)$와 FeO(MgO)의 二成分 中에서는 어느 한 成分만의 화학포텐샬이 獨立的으로 變할 수 있었고, 完全移動成分이 되어 漸

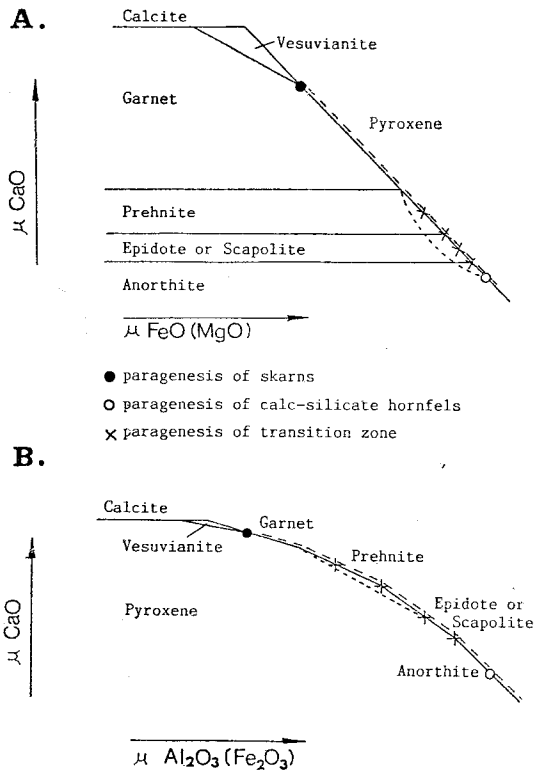


Fig. 7 μ_{CaO}-μFeO(MgO) diagram (A) and μCaO-μ $Al_2O_3(Fe_2O_3)$ (B) for th^{e} system $Al_2O_3(Fe_2O_3)$-CaO-FeO(MgO).

移帶로 擴散하게 되었다. 그런데 Fig. 7A에서는 FeO 成分이 스카른으로부터 漸移帶로 擴散되었는지 與否를 알 수 없다. 왜냐하면 이 성분을 포함하는 輝石은 고용체인데, 鑛物相들의 화학포텐샬面이 投影된 投影圖에서 鑛物相들은 各各 成分의 變化가 없는 一定한 組成을 가진 相으로 考慮되기 때문이다. 그렇지만 앞서 言及한 바 처럼 이 漸移帶에서 産出되는 Pyroxene Ⅲ는 Pyroxene Ⅱ와 Ⅰ의 中間에 該當되는 化學組成을 갖고 있다. 따라서 μ_{FeO}의 勾配가 스카른에서 漸移帶를 通過하여 호온펠스 쪽으로 減少하고 있는 것으로 보아, FeO(MgO) 成分 亦是 스카른에서 漸移帶로 擴散된 移動成分으로 여겨진다. 따라서 $Al_2O_3(Fe_2O_3)$ 成分은 원래 호온펠스內에 있었던 成分이 된다.

漸移帶에서 흔히 産出하는 가리長石을 考慮할 때 알카리 成分인 K_2O 亦是 擴散成分으로 여겨진다. 여기에 關한 뚜렷한 證據는 스카른과 接하는 泥質호온펠스內에 發達된 漸移帶에서 觀察할 수 있다. 이 漸移帶에는 黑雲母의 部分的인 輝石化現象과 더불어 가리長石 및 소딕한 斜長石이 함께 産出되는데 이러한 現象은

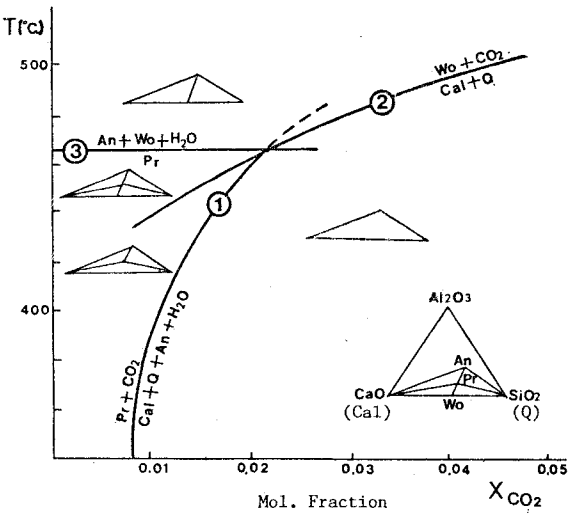


Fig. 8 T-X_{CO_2} diagram at Pf=2Kbs. for the CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O system (after Thompson 1971). Abbreviations Quartz(Q), Calcite (Cal), Anorthite(An), Prehnite(Pr), Wollastonite(Wo).

스카른으로부터 호온펠스 쪽으로 CaO 및 K_2O 成分들의 擴散이 일어나 나타나게 된 現象으로서 다른 스카른 地域에서도 觀察되는 現象이다.

漸移帶가 形成되었던 物理化學的 條件은 Fig. 8의 CaO—Al_2O_3—SiO_2—CO_2—H_2O系에 對한 T—X_{CO_2}圖에서 推定할 수 있다. Thompson(1971)은 다음의 3個 反應線이 서로 만나는 不變點이 T=464±10°C 및 X_{CO_2} =0.02±0.01에 位置함을 보여 주고 있다(Fig. 8)

① $CaCO_3+CaAl_2Si_2O_8+SiO_2+H_2O \rightarrow Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2+CO_2$

② $CaCO_3+SiO_2 \rightarrow CaSiO_3+CO_2$

③ $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2 \rightarrow CaAl_2Si_2O_8+CaSiO_3+H_2O$

方解石과 珪灰石 사이에 發達된 葡萄石의 反應緣(Fig. 2-5)은, 珪灰石의 産出狀態와 形成 過程을 考慮할 때, 方解石과 珪灰石의 直接 反應을 通해 形成된 것이 아니라 岩石內에 있던 方解石과 Al_2O_3 成分 또는 이 成分을 包含하고 있는 斜長石 및 流入된 珪質 溶液이 反應 ①에 依해 反應함으로서 形成케 된 것이다. 葡萄石이 먼저 形成되면서 Al_2O_3 成分을 모두 消耗시킨 後에도 여전히 方解石과 珪質溶液 또는 石英이 남아 있을 때에, 보다 낮은 X_{CO_2} 狀態에서, 反應 ②에 依해 珪灰石이 形成케 되었는데 이는 Fig. 8의 鑛物共生과 岩石의 化學組成關係에서 뚜렷이 알 수 있다. 따라서 珪灰石의 形成은 X_{CO_2} 뿐만아니라 岩石의 化學組成과

도 密接한 關係가 있기 때문에, 大部分의 漸移帶에서 葡萄石이 흔히 나타나는 한편 珪灰石은 드물게 産出하게 된 것으로 여겨진다.

壓力 2Kbs. 보다 낮은 壓力 條件 即 이 地域에서 推定되는 壓力 1200bars. (Chang, H.W. 1979)에서는 위의 세 反應의 不變點은 보다 낮은 溫度에 位置하게 된다. 反應③은 葡萄石의 脫水化作用에 依한 珪灰石의 形成反應인데, 이 地域의 壓力 條件과 類似한 P=1Kb.에서 反應③이 일어나는 溫度는 440°C이므로(Liou, 1971), 1Kb.에서 不變點의 溫度 亦是 440°C에 該當되는 것으로 考慮될 수 있다. 이 反應③은 漸移帶에서 觀察되지 않음으로 漸移帶가 形成된 最高溫度는 440°C보다 낮게 된다. 한편 斜長石의 로오몬타이트(laumontite)化는 壓力 1Kb.일 境遇 300°C에서 일어나는데(Thompson 1970), 이 反應 亦是 觀察되지 않는다. 따라서 漸移帶가 形成된 溫度 領域은 300°C<T<440°C에 該當된다. Fig. 8에서 不變點의 X_{CO_2}는 0.02±0.01인데, 反應②에 對한 實驗結果에 依하면, 壓力 P=1Kb~2Kbs. 사이의 500°C 以下에서는 X_{CO_2}의 變化는 無視할 만 하였다(Greenwood, 1967). 따라서 上記의 溫度領域 300°C<T<440°C에서 X_{CO_2}는 $0.07\pm0.05<X_{CO_2}<0.02\pm0.01$에 該當된다. 이 地域에 分布하는 스카른의 初生鑛物들이 形成된 溫度 및 X_{CO_2}가 各各 380°C<T<520°C 및 $0.03<X_{CO_2}<0.15$ (Chang, H. W. 1979) 임을 考慮할 때 스카른과 漸移帶가 形成된 溫度領域의 差異는 約 80°C가 된다. 스카른에서 側面의 호온펠스를 向해 成分들이 擴散移動하며 漸移帶를 形成할 때에는 이미 스카른 鑛物들이 完全히 形成된 後 인 것으로 여겨지며, 이는 前述한 바와 같이 漸移帶에서 産出되는 鑛物들의 組織的 特徵과 一致된다.

討議 및 結論

마그마 起源의 熱水溶液이 流入되어 이루어지는 浸透交代作用의 境遇에는 交代된 起源岩의 物理的 特徵, 物質의 流入과 移動에 따르는 스카른과 스카른 起源岩의 化學組成變化, 溶液의 移動 方向에 따라 나타나는 累帶構造 및 各 分帶의 化學組成 變化 等을 定量化하여 比較하면 流入된 成分들과 그 量을 總體的으로 밝힐 수 있고 또 交代의 形態와 樣相을 明確히 할 수 있다. Fig. 6 및 7에서 미루어 짐작할 수 있는 것 처럼 이 地域의 스카른의 總化學組成(bulk chemical composition)은 含石灰泥質호온펠스의 總化學組成보다 石灰質成分이 더 많아야 하기 때문에 스카른 起源岩은 石灰岩層을 挾在한 含石灰泥質호온펠스의 總化學組成을 가져야만 스카른을 形成할 수 있다. 그런데 이와같은 化學組成을 가진 起源岩을 海邊의 露頭에서는 發見할 수 없었다.

비록 스카른과 스카른起源岩사이의 空間的 相互關係로 부터 上記에 言及된 事項들을 考察하진 못하였지만, 溶液內 完全移動成分의 濃度變化로 부터 이루어진 스카른 鑛物의 急激한 化學組成 變化의 特徵을 考察함으로써 이 地域의 스카른이 스카르노이드型이 아니라 流入된 溶液에 依한 浸透交代作用에 依해 形成된 것임을 確認할 수 있었다. 浸透한 溶液은 가리(K_2O)가 豊富했던 溶液으로서, 가리는 漸移帶까지 擴散移動된 成分이었다. 이러한 溶液에 依해 Fe_2O_3 및 FeO 成分도 함께 運搬 되었었다. 浸透한 溶液과 스카른 起源岩 사이에 있어서 이들 두 成分들의 濃度의 差는 그리 顯著한 便이 아니었으며 柘榴石과 輝石內 鐵 成分을 보다 높혀 주는 程度이었다. 스카른과 호온펠스 사이에 發達된 漸移帶에서 産出되는 大部分의 鑛物이 含水珪酸鹽鑛物임을 考慮할 때, 漸移帶는 먼저 스카른을 形成시키고 남은 溶液內 FeO(MgO), K_2O 및 溶解된 CaO 成分이 側面의 호온펠스를 向해 擴散移動 됨으로써 形成케 되었다. 形成된 溫度 및 X_{CO_2}는 各各 300°C<T<440°C 및 $0.07\pm0.05<X_{CO_2}<0.02\pm0.01$ 로서 스카른 形成 後에 擴散이 일어났음을 確認할 수 있었다.

參 考 文 獻

Bigot, A. (1934) Fossiles dans le minerai de fer devonien de Dielette (Manche). Bull. Soc. Linn. Norm., 8, t. 7, p. 44-45.

Brady, J.B. (1977) Metasomatic zones in metamorphic rocks. Geochem. Cosmochimica Acta, 41, p. 113-125.

Burt, D. (1972) Geochemistry of Ca-Fe-Si-C-O skarn deposit. Ph. D. Thesis, Harvard University.

Calllere, S. KRAUT, F. (1958) Sur l'origine du gisement de fer de Dielette (Manche). Mem. Soc. Nat. des Sc. Nat. et Math. de Cherbourg, t. 48, p. 137-142.

Cayeux, L. (1906) Structure et origine probable du minerai de fer magnetique de Dielette (Manche). C.R. Acad. Sc., T. 142, p. 716-718.

Chang, H.W. (1979) Petrologie et metallogenie des formations de l'aureole metamorphique du granite de Flamanville dans la region de Dielette (Cotentin. France). Ph. D. Thesis, Louvain Catholic University.

Dimanche, Fr. TARTE, P. (1965) Grenatite et grenats de Dielette. Ann. Soc. Geol. Belg. 88, No. 5,

p. 169-186.

Fonteilles, M. (1962) contribution à l'etude des skarns de Kamioka, Prefecture de Grifu, Japan. Jour. Fac. Sci. University of Tokyo, sect. II, v. 14, No. 1, p. 152-227.

Fonteilles, M. (1978) Les mecanismes de la metasomatose. Bull. Mineral., v. 101, p. 166-194.

Gilbert, M.C. (1966) Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. Am. J. Sci., 264, p. 698-742.

Gordon, T.M. and GREENWOOD, H.J. (1971) Stability of grossularite in H_2O-CO_2 mixtures. Am. Miner., 56, p. 1674-1688.

Greenwood, H.J. (1967) Wollastonite: Stability in H_2O-CO_2 mixtures and occurrence in a contact metamorphic autools near Salmo, British Calumbia, Canada. Am. Mineral. 52, 1669-1680.

Gustafson, W.I. (1974) The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. Jour. Petrol., 15, No. 3, p. 455-496.

Hofmann, A. (1972) chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars. Am. J. Sci., 272, p. 69-90.

Jeremine E. (1931) Quelques nouvelles donnes chimiques et mineralogiques sur le granite et les roches metamorphiques de Flamanville. Bull. Soc. fr. Miner., 54, p. 25-46.

Kerrick, D.M. (1977) The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevade, California. J. Petrol., 18, part 1, p. 144-181.

Korzhinskii, D.S. (1959) Physicochemical basis of the analysis of paragenesis of minerals. Consultant Bureau, New-Youk.

Korzinskii, D.S. (1970) Theory of the metasomatic zoning. Oxford, Clarendon Press.

Liou, J.G. (1971) Synthesis and stability relations of prehnite, $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. Am. Miner., 56, p. 507-531.

Michel-Levy, A. (1894) contributions à l'etude du granite de Flamanville. Bull. Cart. Geol. France, t. v. 36, p. 317-357.

Roufaiel Saleeb, G. (1962) Contribution à l'etude de gisement ferrifere de Dielette (Manche). Sci. de la Terre, mem. n° 2.

Taylor, B.E. and Liou, J.G. (1978) The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids. Am. Miner., 63, p. 378-393.

Thompson, A.B. (1971) PCO_2 in low grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. Contr. Miner. Petrol., 33, p. 145-161.

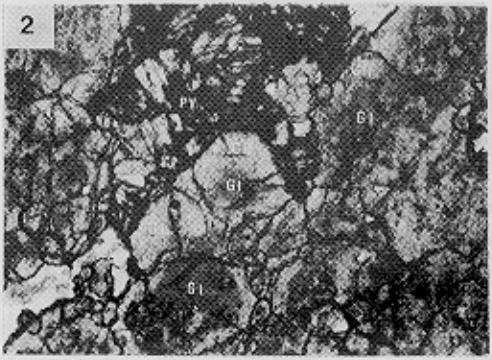
Thompson, J.B. Jr. (1970) Geochemical reaction and open system. Geochem. Cosmochim. Acat, 34, p. 529-551.

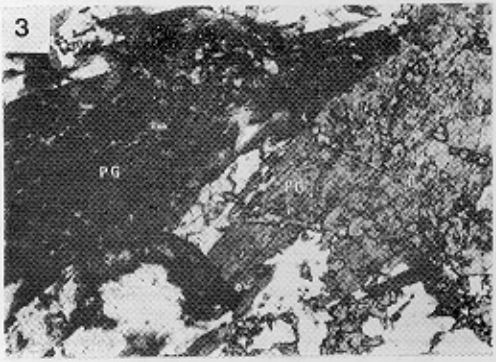
Velde, B. (1972) Celadonite mica: solide solution and stability. Contr. Miner. Petrol., 37, p. 235-247.

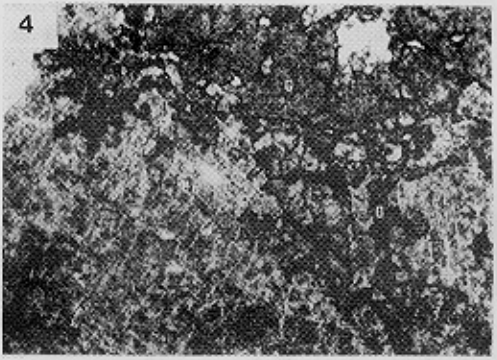
Verkaeren, J. (1971) Les grenats birefringents des skarns à magnetite du San Leone (Sardaigne S.W.). Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist, 94, p. 492-499.

Verkaeren, J. and BARTHOLOME, P. (1979) Petrology of the San Leone magnetic skarn deposit (S.W. Sardinia). Econ. Geol., 74, p. 53-66.

Vidale, R.J. and HEWITT, D.A. (1973) Mobile components in the formation of calcsilicate bands. Am. Minera, 58, p. 991-997.







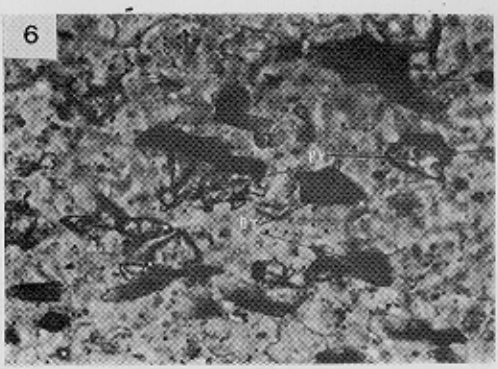


Fig. 2 Photographs of skarn minerals.