

## 포항 흥해지역 지열대의 지화학

윤 욱\* · 조병욱

한국지질자원연구원

## Geochemistry of the Heunghae, Pohang Geothermal Fields, Korea

Uk Yun\* · Byong-Wook Cho

Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 305-350, Korea

### ABSTRACT

The geothermal research has been carried out on the Heunghae, Pohang geothermal area known as having geo-heat-flow area in the Korean peninsula. This study results so far indicate that geothermal water in the area is in peripheral waters of hydrothermal area and is not in equilibrium with the reservoir rock. The average oxygen and hydrogen stable isotope values are as follows: deep groundwater (average:  $\delta^{18}\text{O} = -10.1 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -65.8 \text{ ‰}$ ), intermediate groundwater (average:  $\delta^{18}\text{O} = -8.9 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -59.6 \text{ ‰}$ ), shallow groundwater (average:  $\delta^{18}\text{O} = -8.0 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -53.6 \text{ ‰}$ ), surface water (average:  $\delta^{18}\text{O} = -7.9 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -53.3 \text{ ‰}$ ) respectively. Deep groundwaters was originated from a local meteoric water recharged from distant, topographically high mountain region and not affected by the sea water. High temperature zone inferred from water geothermometers is around D-2, D-5, D-6, I-04 well zones. The estimated enthalpy from Silica-enthalpy mixing model is near 410 kJ/kg, which corresponds to the temperature of 98°C, and in consistent with the result of Na-K and K-Mg geothermometer.

**Key words :** Geothermal water, Geothermometer, Mixing model

### 요 약 문

한반도의 고 지열류량 지대에 속하는 포항시 흥해지역 일대에 대한 지열수 조사를 수행하였다. 그 결과 이 지역 지열수는 지열수대 연변부로서 저류암과 완전평형을 이루지 못하는 것으로 나타났다. 동위원소분석 결과 심부 지하수(평균:  $\delta^{18}\text{O} = -10.1 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -65.8 \text{ ‰}$ ), 중간심도(평균:  $\delta^{18}\text{O} = -8.9 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -59.6 \text{ ‰}$ ), 천부지하수(평균:  $\delta^{18}\text{O} = -8.0 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -53.6 \text{ ‰}$ ), 지표수(평균:  $\delta^{18}\text{O} = -7.9 \text{ ‰}$ ,  $\delta\text{D} = -53.3 \text{ ‰}$ )를 보여 심부지하수는 강우에서 기원하였고, 지형적으로 고도가 높은 지역에서 함양되었으며, 해수의 영향을 받지 않았음이 밝혀졌다. 물 지질온도계를 이용한 결과 D-2, D-5, D-6, I-04 부근에서 이상 고온대가 추정된다. 실리카-엔탈피 혼합모델 추정결과 저류대 온도는 410 kJ/kg으로서 98°C에 해당하여 Na-K 및 K-Mg 온도계에 의한 추정결과와 일치한다.

**주제어 :** 지열수, 지질온도계, 혼합모델

### 1. 서 언

포항 흥해지역 지열대는 지체구조적으로 환동해알카리 화산지구(Lee, 1977)에 속하며, 제3기 포항분지의 서부에 해당한다(Fig. 1). 이 지역은 높은 지열에너지 부존 가능

성 때문에, 지질, 지화학, 지구물리 및 동위원소 특성이 여러 연구자에 의해 연구되어 왔으나, 심부 지열수에 대한 연구는 미흡한 편이다(엄상호 외, 1964; 이광식과 정재일, 1997; 김형찬 외, 1992; 문상호 외, 2000; 송윤호 외, 2003; 송윤호 외, 2004). 연구지역에서의 최초 지열 개발

\*Corresponding author : yunuk@kigam.re.kr

원고접수일 : 2005. 7. 18 게재승인일 : 2005. 10. 12

질의 및 토의 : 2006. 2. 28 까지

은 1990~1992년 영일 신광지구 온천조사(김형찬 외, 1992)에 의해서 행하여 졌는데, 3개 공에 대해 160~376 m 심부공 시추를 하였다. 시추결과 측정된 공저 최고온도는 32.5~36.2°C 범위에 이르며, 평균 지하 증온률은 47.0°C/km를 보이거나, 일부 구간에서는 97.5°C/km를 보여 한반도의 평균 증온률인 26.7°C/km보다 훨씬 높다. 문상호 외(2000)는 성곡지구 온천조사 보고서에서 490 m 시추 결과 공저 온도 36.8°C, 지온 증온율 55.22°C/km라고 보고하였다.

열수 및 가스의 지화학은 지질 및 지구물리에서 얻을 수 없는 심부 환경이나 과정에 대한 정보를 제공해 줄 수 있다. 열수의 용존 성분은 두개의 주요 집단인 화학적으로 비반응성인 집단과, 반응성인 집단으로 나눌 수 있다. 첫번째 집단은 추적자(tracers)라 하며 두 번째는 지질지시자(geo-indicators)라 한다. 추적자는 일단 유체상(fluid phase)에 들어가면 이론상으로는 변하지 않아서, 유체의 기원을 추적할 수 있도록 단서를 제공할 수 있다. 여기에는 He과 Ar같은 noble gases가 포함되며, Cl, Li, B, Rb, Br과 같은 보존적인 원소(conservative elements)가 포함된다.

지질지시자는 반응성의 종류로 통계할 수 있으며, 유체와 반응하는 온도와 압상 등의 환경변화에 반응한다. 여기에는 Na, K, Mg, Ca 등 양이온과 SiO<sub>2</sub>가 포함된다. 이들 성분은 지열 저류대(reservoir) 환경과 저류대 온도를 추정하는 데에 유용하다. 저류대온도를 추정하는데 이용되는 이들 화학성분들은 지구화학 온도계(geochemical thermometers)로 알려져 있다. 이러한 두개의 중요한 지질 온도계인, 실리카 및 양이온 지질온도계를 이용하여 저류대의 온도와 환경을 파악하는 지열탐사에 이용한다. 이들은 지열계에서 액체상에 속하기 때문에 물지질온도계(water geothermometers)라고도 한다.

본 연구의 목적은 지하수의 수질 및 동위원소 분석을 이용하여, 연구지역 지하수의 해수혼입 여부를 확인하며, 이상 고온대의 기원을 추적하고, 열수의 체류시간 및 기원을 파악하여 지열수 탐사 및 심부계의 온도 예측을 시도하는 데에 있다.

## 2. 지 질

본역에는 제3기 마이오세에 수회의 해침 및 해퇴를 받아 연일층군이 동-동남방향의 주향으로 퇴적되었다. 연일층군은 천북역암을 최하위층으로 하여, 주로 사암 및 셰일층으로 구성되어 있는 반고결 퇴적암층군으로 서측에서부터 동측으로 학림층, 홍해층, 이동층 및 두호층을 형성

하여 총 층후가 1,000 m 이상인 것으로 보고되어 왔다(엄상호 외 1964; Hwang, 1993; Sohn 외 2001). 이정환 외(1960)의 시추자료에 의하면 연일층군 층후는 포항시 일원에서는 약 600~750 m, 홍해 남부에서는 110 m로 알려져 있다. 송윤희 외(2004)의 시추 자료(D-2 시료) 결과에 따르면, 홍해읍 성곡리에서 제3기 반고결이암이 심도 3~352 m 구간까지 분포하며, 화산력응외암은 352~425 m, 백악기 이암은 425~430 m, 460~470 m 및 505~525 m 구간에 총두께 35 m로 협재하고 있다. 제3기 유문암은 430~460 m, 525~745 m 구간 등 심도 900 m까지 두께 364 m로 분포하고, 백악기 사암 및 이암은 900 m부터 1,504 m 이상의 구간까지 분포함이 밝혀졌다. 연구지역의 지형적 특징은 홍해를 중심으로 분지상태를 이루고, 서쪽은 수음산을 따라 북북동 방향의 험준한 지형을 이루나, 화산암과 퇴적암의 차별침식에 의하여 동부로 가면서 평탄한 구릉으로 바뀐다. 시료 채취공의 지질은 모든 심부 지하수 및 대부분의 시료는 학림층으로 구성되나, I-15, I-16공 및 용천수는 천북역암층, I-4 공 및 2개의 지표수는 학림층, 지표수인 S-2공은 이동층에 분포한다(Fig. 1). 학림 및 홍해층은 연일세일층 하부로서 유사한 지질로 구성된다.

## 3. 연구방법

### 3.1. 시료채취 및 분석

시료채취는 2005년 5월에 총 18개의 지하수공(D2는 일 양수량을 기준으로 3개(D-2(200 m<sup>3</sup>/d), D-2(250 m<sup>3</sup>/d), D-2(300 m<sup>3</sup>/d) 시료로 나눔)과 지표수 2개(Fig. 1)로부터 수행되었다. 시료는 수질안정을 위하여 10~20 분 동안 양수공 채적의 약 3~5배를 양수한 후(Barcelona et al., 1985) 채취하였다. 주요 양이온 및 음이온 분석용 시료들은 여과(0.45 μm) 후 각 1 L씩 채취하였으며, 양이온 시료의 경우는 농질산(65%) 1 ml를 첨가하였다. 모든 시료는 분석 전까지 4°C로 보관하였다. 연구 목적 편의상, 심부 지하수는 공심도 300 m 이하, 중간심도 지하수는 100~300 m 사이의 지하수공, 천부 지하수는 50 m 이하의 공심도에서 채취한 시료로 구분하였으나, 지하수공의 심도가 반드시 지하수의 심도를 반영하지는 않는다. 이는 심부 지하수가 케이싱이 적어도 200 m 이상 설치되어 200 m 이하의 수질을 반영하나, 중간심도 지하수는 케이싱 심도 여부를 파악할 수 없어, 경우에 따라 천부지하수의 유입이 있을 것으로 사료되기 때문이다.

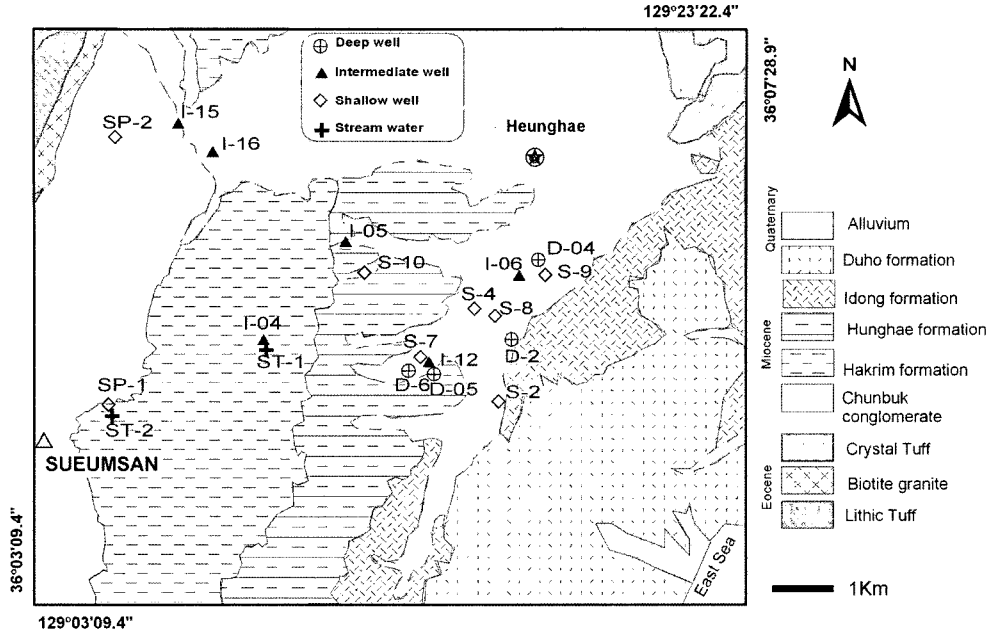


Fig. 1. Geological map and water sampling sites of the Heunghae area (Song et al., 2004).

3.2. 현장측정

수온, pH, Eh, EC 값은 휴대용 측정기(SK1250MC, HM-12P TOA, CM-14P TOA)를 이용하여 현장에서 측정하였다. 알칼리도는 0.0239 N의 황산으로 현장에서 직접하였다.

3.3. 수질 및 안정동위원소 분석

수질분석은 15개의 주요 성분( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SiO_2$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ , Fe, Al, F, Br, B, Li, TDS)을 대상으로 수행되었다. 양이온중 Na, K, Fe, Mn은 원자흡수분광광도계(AAS)를 이용하여 분석하였고, 기기분석한계는 0.005 ppm이다. Ca, Mg, T-SiO<sub>2</sub>, Li 및 B는 유도결합플라즈마 원자방출분광광도계(ICP-AES)를 이용하였고, 기기분석한계는 0.002, 0.002, 0.012, 0.002, 0.002 ppm이다. 음이온의 경우 이온크로마토그래피(Dionex 300)에 의해 분석되었으며, 기기 분석한계는 0.05 ppm이다. 모든 분석은 한국지질자원연구원에서 수행되었다. 수소 및 산소안정동위원소 비 값은 국제 표준시료인 SMOW에 비교 정량하였으며, 측정 오차는 수소의 경우  $\pm 2\%$ 이고, 산소는  $\pm 0.07\%$ 이다. 작업표준시료는 미국 Oztech 회사제품인 Oztech-744(O = +25.06 ‰), Oztech-349H(H = -82.96 ‰)를 사용하였다. 모든 분석은 한국지질자원연구원에서 수행되었다.

4. 분석결과

채취된 22개 시료(심부; 6개, 중간; 6개, 천부; 8(용천 2개 포함), 지표수; 2개)에 대한 현장 측정, 수질 분석, 안정동위원소 분석 자료(20개)는 Table 1, 2, 3에 수록하였다.

4.1. 산소 및 수소 안정동위원소

강우의 산소 및 수소 안정동위원소( $^2H/^1H$  및  $^{18}O/^{16}O$ , 각각) 비는 지리적인 위치 및 기후환경에 따라 다른 특성을 보인다. 세계적인 규모로, 강우의 안정동위원소 비는  $\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10$ 라는 천수곡선을 형성하는 것으로 알려졌다. 산소 및 수소 안정동위원소 비에서, 바다물의 동위원소비(V-SMOW)는 0으로 이용된다. 산소 및 수소 안정동위원소 값은 지하에 침투전 또는 침투동안 거의 변하지 않는다. 그러나 물이 증발함에 따라 잔류부분의 산소 및 수소 안정동위원소 비는 증가하여, 잔류용액은 천수곡선에서 벗어난다. 강우의 동위원소 함량에 영향을 끼치는 다른 요소는 계절변이, 고도, 위도, 강우량 등으로 알려져 있다.

연구지역의 지하수 및 지표수의  $\delta^{18}O$  및  $\delta D$  값은 심부 지하수의 경우 -10.2~-10.3 ‰, -67.4~-64.4 ‰, 중간심도는 -6.0~-10.0 ‰, -42.7~-68.2 ‰, 천부 지하수는 -6.8~-9.1 ‰, -48.1~-59.6 ‰, 지표수는 -7.8~-8.6 ‰, -54.8~-49.5 ‰의 범위를 각각 보이며, 심도별 뚜렷한 차이를 보이며 구분된다(Fig. 2). 이러한 동위원소 분석

**Table 1.** Physiochemical data of groundwater and surface water from the Heunghae area

Sample No	Well Depth (m)	T (°C)	pH	EC (μS/cm)	Eh (mV)	DO (mg/L)	TDS <sup>1)</sup> (mg/L)	Log Pco <sub>2</sub> <sup>2)</sup> (atm.)
Deep groundwater								
D-04	303	28.5	8.5	1671	-16	7	662	-2.84
D-05	490	38.6	8.1	1806	-3	0.7	571	-2.13
D-06	570	40	8.2	1936	-30	1.8	631	-2.24
D-2(200 m <sup>3</sup> /d)	1503	48.1	7.7	4610	-164	1.1	2208	-1.90
D-2(250 m <sup>3</sup> /d)	1503	48.2	7.8	4000	-188	0.9	1864	-1.92
D-2(300 m <sup>3</sup> /d)	1503	47.9	7.9	3550	-169	1.3	1580	-2.00
Intermediate groundwater								
I-04	170	19.1	8.1	850	61	1.9	262	-2.50
I-05	150		7.8	794	55	2	300	-2.21
I-06	150	26	8.1	1686	-105	1.4	667	-2.50
I-12	170	14.6	6.8	566	-152	1.8	304	-1.61
I-15		17.9	8.3	181	-73	4	119	-3.40
I-16	146	17.7	8.3	262	-51	1.3	142	-3.30
Shallow groundwater								
S-02	6.3	11.6	5.0	334	259	2.8	220	-1.30
S-04	4.5	9.3	4.9	662	286	3.7	454	-1.33
S-07	5.3	10.3	6.0	427	107	6	284	-1.86
S-08	5.9	13	5.5	664	193	0.6	460	-1.74
S-09	20	14.2	6.9	497	-119	1	234	-1.38
S-10	20	14.9	6.7	825	-33	1.8	412	-1.24
SP-01	0	13.2	7.8	261	-104	2.2	158	-2.92
SP-02	0	13	6.7	92	135	9.3	74	-2.50
Stream water								
ST-01		14.6	6.9	206	66	9.8	137	-3.04
ST-02		11.5	7.7	187	3	10.3	121	-4.11

<sup>1),2)</sup> calculated from using computer code PHREEQC.

결과는 풍기지역 심부 지하수의 분석결과(평균값 :  $\delta^{18}\text{O} = -10.7\%$ ,  $\delta\text{D} = -79.3\%$ )보다는 약간 무거운 값을 보인다(윤성택의 1998). 모든 시료는 Craig(1961)의 순환수 선(MWL) 위나 약간 밑에 도시되어, 강우로부터 기인함을 나타낸다. 이광식과 장병욱(1994)은 중수소 과잉을 나타내는 d 값에 의하여 여름철 강우( $d < -10$ )와 다른 계절(봄, 가을, 겨울) 강우( $d > -10$ )가 비교적 잘 구분된다고 하였다. 본 지역에서 심부 지하수는 d 값이 12.1~16.3을 보이나, 중간 및 천부 지하수는 d 값이 5.5~12.9 등 다양함을 보여 각 지하수공에 따라 충전 시기를 달리하는 것으로 해석된다.

지하수의 산소-수소 동위원소 조성 특성은 강우의 충전 장소에 대한 정보를 제공해 준다. 즉 고도가 높을수록 강우지역의 평균기온은 낮아지며 강우의 동위원소 성분도 가벼워진다.  $\delta^{18}\text{O}$ 의 경우 고도 100 m당  $-0.15 \sim -0.5\%$ ,  $\delta\text{D}$ 는  $-1 \sim -4\%$  정도 가벼워지는데 이를 고도효과라 한다

(Clark and Fritz, 1997). 김규한과 Nakai(1988)에 따르면 국내의 경우 충전 고도가 100 m 상승함에 따라 산소동위원소비는 0.19%, 수소동위원소비는 1.18%의 비율로 감소한다고 보고한바 있다. 안정동위원소 연구결과를 볼 때, 본역의 심부 지하수는 가장 가벼운 천부 지하수인 SP1시료( $\delta^{18}\text{O} = -9.1\%$ ,  $\delta\text{D} = -56.9\%$ )보다  $\delta^{18}\text{O}$ 는 약 1%,  $\delta\text{D}$ 는 8% 정도가 가벼워 이를 근거로 심부지하수의 함양고도를 추정하면 지형적으로 최소 500 m 이상이 높은 지역에서 충전되거나, 온도가 낮은 기후의 시기에 충전된 것으로 추정할수 있다. 대부분의 천부 지하수는  $\delta^{18}\text{O}$  값이  $-6.8$ 와  $-9.1\%$  사이에 있다. 이러한 값의 범위는 포항지역의 현재 강수의 값과 비슷하다(이광식과 정재일, 1997). 흥해지역 지표수, 천부, 중간 및 심부 지하수는 모두 순환수선 근방에 도시되어 강우기원에서 생성된 것으로 해석된다.

**Table 2.** Chemical data of groundwater and surface water from the Heunghae area

Sample No	Dissolved constituents (mg/L)														
	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2(aq)</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	Al <sup>3+</sup>	B <sup>3+</sup>	Br <sup>-</sup>	Li <sup>+</sup>	Fe <sub>(total)</sub>
Deep groundwater															
D-04	3.0	353.0	3.5	0.1	276.0	0.7	448.3	14.8	0.1	3.1	0.0	0.9	1.0	0.3	0.1
D-05	4.0	424.0	3.9	0.9	102.0	3.8	883.5	19.6	1.0	4.3	0.1	1.1	0.4	0.3	0.0
D-06	4.2	460.0	3.2	1.0	126.0	7.0	1006.7	20.1	0.2	4.6	0.0	1.2	0.4	0.3	0.0
D-2(200 m <sup>3</sup> /d)	13.0	976.0	13.7	5.6	763.0	401.0	871.5	27.1	0.1	3.5	0.0	2.2	1.7	0.8	0.0
D-2(250 m <sup>3</sup> /d)	10.8	877.0	10.9	4.5	623.0	304.0	901.5	26.0	0.1	3.9	0.0	2.0	1.4	0.7	0.0
D-2(300 m <sup>3</sup> /d)	9.4	766.0	8.9	3.6	525.0	233.0	895.5	25.8	0.1	4.2	0.0	1.8	1.1	0.6	0.0
Intermediate groundwater															
I-04	1.9	177.0	8.4	0.3	8.0	35.4	371.8	27.8	2.1	0.6	0.0	0.6	0.1	0.2	0.0
I-05	1.9	171.0	6.2	0.0	9.6	95.0	362.1	11.4	3.3	0.8	0.0	0.5	0.1	0.3	0.2
I-06	3.2	350.0	4.3	0.4	280.0	3.0	448.7	15.3	0.1	3.2	0.0	0.9	0.9	0.4	0.3
I-12	2.9	50.1	30.4	9.6	29.4	128.0	145.8	26.3	0.1	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	26.4
I-15	0.5	20.2	13.0	2.1	6.7	22.9	67.1	42.3	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
I-16	1.1	32.8	16.4	1.5	8.6	42.8	83.8	35.2	1.4	0.3	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0
Shallow groundwater															
S-02	6.3	19.3	23.5	9.0	21.8	101.0	3.9	25.4	12.3	0.4	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0
S-04	4.8	46.7	49.7	18.6	19.2	280.0	3.2	28.8	1.6	0.4	3.4	0.1	0.1	0.1	0.6
S-07	5.1	14.1	44.3	10.6	26.7	117.0	10.9	24.7	30.1	0.3	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0
S-08	12.8	32.4	56.8	23.1	34.8	260.0	5.1	27.6	11.8	0.4	0.5	0.1	0.1	0.1	0.0
S-09	2.4	66.1	22.0	8.2	28.6	0.3	253.7	31.4	0.1	0.4	0.0	0.1	0.2	0.1	21.2
S-10	6.2	84.4	69.3	10.2	14.8	173.0	279.5	32.3	0.1	0.5	0.0	0.2	0.1	0.3	0.1
SP-01	1.0	16.3	22.6	6.8	8.4	50.7	68.5	31.6	0.1	0.3	0.0	0.2	0.1	0.1	0.6
SP-02	0.6	8.0	3.0	1.8	6.0	9.7	11.4	28.6	12.6	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
Surface water															
ST-01	1.9	9.4	13.4	5.3	7.3	68.1	5.4	26.7	4.2	0.3	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1
ST-02	1.7	8.7	13.6	6.1	7.6	46.5	23.8	23.1	7.2	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0

## 5. 지열수의 특성

### 5.1. 지열수의 기원

물의 지화학은 지질 및 지구물리 기술로 취득할 수 없는 심부 지하 환경에 관한 정보를 제공할 수 있다. 화학적으로 반응성을 가지는 성분(지질 지시자)들은 환경의 변화에 잘 반응하므로 지질지시자로 자주 이용되는데, Na, K, Mg, Ca 및 SiO<sub>2</sub> 등이 있다(Giggenbach, 1988). 지열탐사에서 지하수 온도, 비등 및 혼합관계를 추정하기 위하여 물의 지화학을 이용하는 것이 중요하다. 이에는 지하수가 이동하는 동안 온도, 압력 및 암석종류의 변화에 반응하여 지하수 성분이 변하는 것과 투수성, 유체의 성분 및 활동도 기간 등을 파악하여야 한다. 온도가 변하면 용액내 양이온 비 및 용존 실리카 농도에 중요한 영향을 미친다. 압력의 변화는 물이 비등하는 동안 물과 증기간

의 성분 분리 및 증발농도에 관한 주요한 요소가 된다. 암석종류의 다양성은 열수 용액이 도달하는 총 염농도 및 특히 염소농도에 많은 영향을 미친다(Fournier, 1981).

화학적으로 비반응적인 성분(Cl, B, Li, Rb, Cs 및 N<sub>2</sub>)은 일단 유체상에 추가되면 이론적으로는 변화하지 않기 때문에 표식자가 되어 물의 기원을 추적할 수 있게 해 준다. 따라서 자연상태에서는 용존 성분의 농도를 삼각 다이어그램에 도시하여 이들이 제공하는 정보를 추정할 수 있다.

#### 5.1.1. Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> Diagram

열수를 분류하기 위하여 연구지역 지하수의 Cl, SO<sub>4</sub> 및 HCO<sub>3</sub>의 상대농도를 Fig. 3에 도시하였다(Giggenbach, 1991). 이 그림은 물을 성숙, 주변부, 화산 및 증기로 가열된 물로 구분한다. 또한 혼합관계나 집단으로도 구분 할

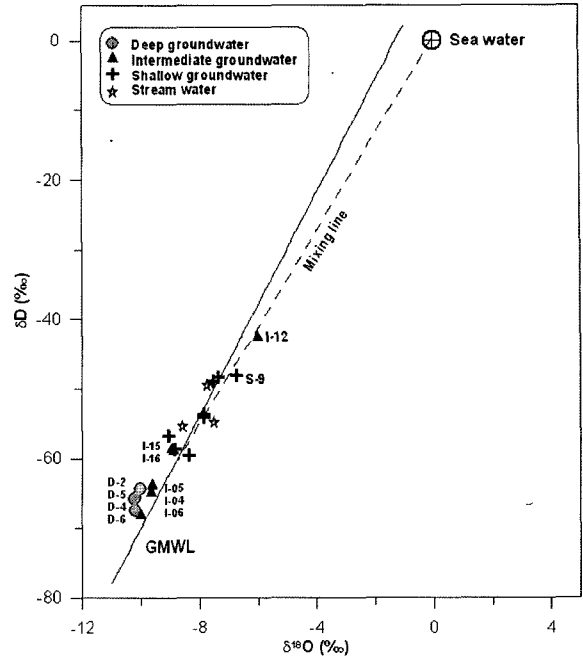
**Table 3.** Hydrogen and oxygen stable isotope data of groundwater and stream water samples from the Heunghae area

Sample No	TM Coordinate		stable isotope value (‰)	
	X <sup>TM</sup>	Y <sup>TM</sup>	δ <sup>18</sup> O	δD
D-02	231407	287583	-10.0	-64.4
D-04	231814	288732	-10.3	-65.9
D-05	230311	287132	-10.2	-65.6
D-06	229972	287204	-10.2	-67.4
I-04	227940	287601	-9.6	-65.0
I-05	229058	288977	-9.6	-64.0
I-06	231516	288531	-10.0	-68.2
I-12	230242	287291	-6.0	-42.7
I-15	226747	290616	-8.9	-59.1
I-16	227216	290236	-9.0	-58.8
S-02	231183	286722	-7.8	-53.7
S-04	230902	288041	-7.4	-48.3
S-07	230112	287340	-7.9	-54.2
S-08	231146	287936	-7.5	-49.0
S-09	231902	288513	-6.8	-48.1
S-10	229365	288542	-8.4	-59.6
SP-01	225759	286680	-9.1	-56.9
SP-02	225847	290461	-8.8	-58.8
ST-01	227945	287581	-8.6	-55.4
ST-02	225760	286681	-7.5	-54.8

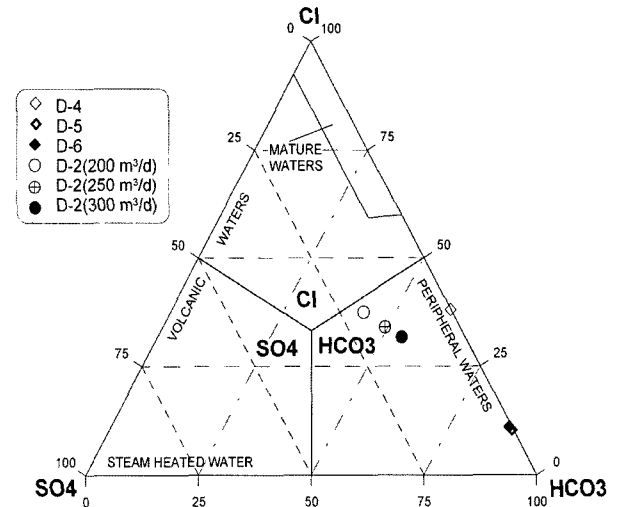
수 있다. 이 지역의 중·심부 지하수는 Na-HCO<sub>3</sub> 및 Na-Cl 유형이다. 해안과 거리가 가까운 점과 이 지역의 제3기 대수층이 해성층이라는 것을 고려하면 Cl의 부화는 해수 또는 퇴적물의 고염수 및 심부열수를 고려할 수 있다. 그러나 Cl/Na 농도비가 해수는 1.8인 것에 비해 본 지역 시료는 0.8 이하로 상당히 Na 성분이 부화된 것으로 나타나며, 산소 및 수소안정동위원소 분석 결과도 해수기원이 아닌 것으로 판단된다. Fig. 3에 접시된 심부 지하수 시료들간의 격차는 보다 저온에서 CO<sub>2</sub>로 충전된 지하수와 유동 거리 증가에 따라 HCO<sub>3</sub> 농도가 증가한 고온의 지하수와와의 상호 반응정도라고 해석 된다. 모든 시료는 HCO<sub>3</sub> 영역에 속하며, 열수대 주변부로서 D-2(200 m<sup>3</sup>/d)에서 양수량의 증가에 따라, 그리고 D-5로 갈수록 보다 저온의 지하수와와의 희석되는 양상을 보인다. 흥해지역의 심부 지하수는 성숙된 물에 해당하지 않아 분명한 지질지시자로서는 적합하지는 않다.

5.1.2. Cl-Li-B Diagram

Li은 2차 반응 과정에서 거의 영향을 받지 않는 알카리 금속으로 중요 지열 비반응성분인 Cl과 B의 기원 등의



**Fig. 2.** Stable oxygen and hydrogen isotope compositions of the groundwater samples.



**Fig. 3.** Relative Cl, SO<sub>4</sub> and HCO<sub>3</sub> contents of groundwaters in the Heunghae area.

추적자로 이용될 수도 있다. Li은 일단 첨가되면 용액으로 남는다. 그러나 Cl 및 B 두 성분은 그 부근 지각에 포함된 농도와 같은 비율로 Li을 포함하는 용액에 첨가된다. 고온에서 Cl은 주로 HCl로 산출되며, B는 H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>로 산출된다. 두 성분은 휘발성이라 고온 증기로 이동될 수도 있다(Maia, I. M.B, 1999). Fig. 4은 연구지역의 지하수를 Cl, Li, B의 상대적 농도로 도시한 것이다. 이 도

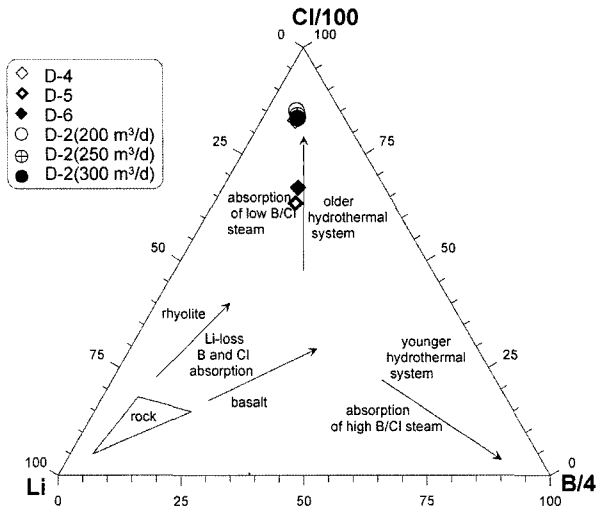


Fig. 4. Cl-Li-B diagram for elucidating the origin and age of deep Heunghae area.

표는 또한 D-2(200 m<sup>3</sup>/d), D-2(250 m<sup>3</sup>/d), D-2(300 m<sup>3</sup>/d), D-04, D-06 및 D-05 순으로 체류시간이 짧아지는 것으로 나타난다. 특히 오래된 열수 중에서도 D-2(200 m<sup>3</sup>/d), D-2(250 m<sup>3</sup>/d), D-2(300 m<sup>3</sup>/d)은 양수량이 증가할수록 물의 체류시간이 짧아지는 경향을 보여, 체류시간이 짧은 지하수가 혼입되는 것으로 해석할 수 있다.

### 5.2. 지질온도계

지열자원조사에서 가장 흔히 적용되는 방법중의 하나가 화학 지질온도계를 사용하여 지하의 온도를 추정하는 것이다. 이것은 지열계에서 주요 열수상승대와 지하 저류암의 온도를 측정하는데 이용된다. 물의 냉각은 전도, 비등, 냉수와 회석 등으로 발생할수 있으나, 이를 여러 가지 종류의 지질온도계와 비교하여 해석하는데 도움이 된다. 지열저류대의 온도는 일반적으로 균질하지는 않으나, 수직 수평으로 다양하여 지질온도계는 시추공이 설치된 대수층의 온도를 밝히는데 이용된다(Abdelkarim S.A.A.S, 1999).

#### 5.2.1. 실리카 지질온도계

지열계(geothermal system)에 지하온도 환경을 추정하기 위하여 수화학(water chemistry)을 사용하려는 시도는 1960년대에 처음 시도되었다. Bodvarsson과 Palmason (1961)은 실리카농도와 저류대 온도가 잘 일치한다는 것을 파악하였다. 그 후 석영 및 옥수 실리카 지질온도계는 여러 차례 보정을 하여 이용되고 있다.

실리카 지질온도계는 석영 및 옥수의 용해도를 이용한

것인데, 주로 지하 온도를 추정하는데 이용된다. 이들 광물의 용해도는 온도와 압력에 따라 변한다. 340°C 이하에서는 온도가 감소함에 따라 실리카광물의 용해도는 급속히 감소하여, 일반적인 상업용 지열 자원탐사에 많이 이용된다. 120-180°C 이상의 온도에서는 석영의 용해도가 지열 저류대에서 용존 실리카농도를 규제하여, 석영 지질온도계는 150-250°C 온도 범위에서는 잘 맞는 것으로 보인다. 그러나 이보다 낮은 온도에서는, 옥수 같은 다른 실리카상이 용존 실리카의 농도를 통제한다(Fournier, 1977). 옥수는 열역학적으로 어떠한 온도와 압력에서도 석영보다는 불안정하지만, 옥수가 석영에 비하여 열역학적인 반응이 더 빠르기 때문이다.

물이 일정온도에서 장기간 암석과 접촉한 경우, 석영은 100°C 이하의 온도에서도 용존 실리카농도를 규제할 수도 있다. 이보다 더 낮은 온도에서는 열역학적으로 유리하지만 매우 반응이 느려서 규제를 할 수 없기 때문에, 옥수가 180°C의 온도에서는 용존 실리카 농도를 규제한다고 발표된 바 있다(Amorsson, 2000).

실리카의 온도는 열수내의 석영이나 옥수와 비이온화된 실리카간의 평형상태를 토대로 계산한다. 경험상 옥수 온도가 저온수에서는 석영온도 보다 훨씬 현실적이라는 것이 밝혀졌다(Amorsson, 1975). 석영과 옥수 지질온도계가 지하 온도를 추정하는데 이용되며, 다음의 식이 이용된다;

석영-증기손실이 없을시(no steam loss)(Fournier, 1977)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15$$

석영-100°C에서 최대 증기 손실(Fournier, 1977)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15$$

옥수-증기손실이 없을시(no steam loss)(Fournier, 1977)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15$$

옥수-100°C에서 최대 증기 손실(Fournier, 1977)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1182}{5.09 - \log SiO_2} - 273.15$$

Table 4는 증기 손실(실리카의 증발 농도) 없이 석영이 평형을 이루고 있다는 가정 하에 실리카농도로 계산한 대수층의 온도( $T_{qtz}^{1a}$ )와 최대 증기 손실을 입은 석영이 평형

**Table 4.** Comparison in-situ measured water temperature with the predicted subsurface temperature from various plausible geothermometers

Sample No	water usage	$T_{meas}$	$T_{qtz}^{1a}$	$T_{qtz}^{1b}$	$(^{\circ}C)$				
					$T_{chal}^{1a}$	$T_{chal}^{1b}$	$T_{NaK}^2$	$T_{NaK}^3$	$T_{KMg}^3$
D-04	spa	28.5	37	59	24	28	32	91	103
D-05	spa	38.6	48	68	34	38	36	95	73
D-06	spa	40	49	69	35	39	34	93	72
D-2(200 m <sup>3</sup> /d)	spa	48.1	61	79	47	50	52	110	79
D-2(250 m <sup>3</sup> /d)	spa	48.2	59	78	45	48	48	107	77
D-2(300 m <sup>3</sup> /d)	spa	47.9	59	78	45	48	48	107	77
I-04	domestic	19.1	62	80	48	51	42	101	67
I-05	domestic	27	27	51	15	20	44	103	97
I-06	agricultural	26	38	60	25	30	34	93	78

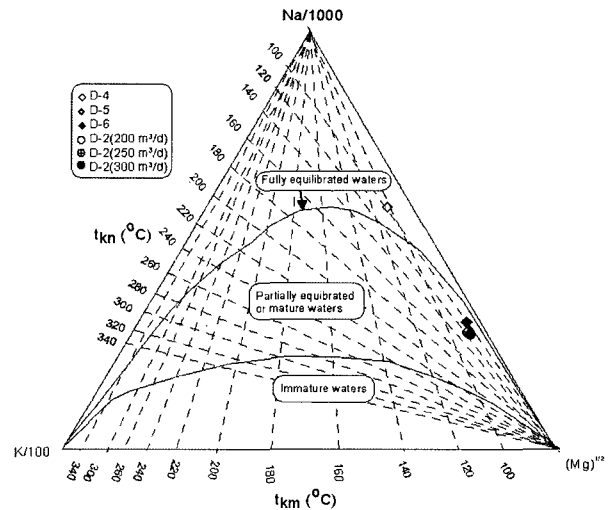
<sup>1)</sup>Fournier (1977); <sup>2)</sup>Amorsson 등(1983); <sup>3)</sup>Giggenbach(1988); <sup>a)</sup>no steam loss; <sup>b)</sup>maximum steam loss at 100°C

을 이룬다는 가정 하에 실리카농도로 계산한 대수층의 온도( $T_{qtz}^{1b}$ )는 I-04가 가장 높은 온도인 각각 62°C, 80°C를 나타낸다. D-02(200 m<sup>3</sup>/d), D-02(250 m<sup>3</sup>/d), D-02(300 m<sup>3</sup>/d)는 59-61°C, 78-79°C를 각각 나타내어 지열 자원의 가장 높은 잠재성을 보인다. D-05, D-06는 각각 48~49°C, 68~69°C를 보여 추가 탐사에서는 현지역의 남북 방향 보다는 동서 방향에 치중하여야 할 것으로 예측된다 (Fig. 1).

증기 손실없이 옥수가 평형을 이루고 있다고 가정 하에 실리카농도로 계산한 대수층의 온도( $T_{chal}^{1a}$ )와 최대 증기 손실을 입은 옥수가 평형을 이루고 있다고 가정 하에 실리카농도로 계산한 대수층의 온도  $T_{chal}$ (증기손실 없는 경우, 100 °C에서 최대 증기손실)는 I-04가 가장 높은 온도인 각각 48°C, 51°C를 나타내고, D-02(200 m<sup>3</sup>/d), D-02(250 m<sup>3</sup>/d), D-02(300 m<sup>3</sup>/d)가 45-47°C, 48-50°C를 각각 나타낸다. 특히  $T_{chal}^{1b}$ 의 경우 I-04만 제외 하고는 실측 온도와 거의 유사하여 이의 확실성을 더하여 주고 있다. I-04시료의 경우 실측 온도와 차이가 큰 것은 생활 용수로 케이싱이 불량하여서 연유되는 것으로 해석된다.

### 5.2.2. 양이온 지질온도계

**Na-K-Mg Diagram :** Giggenbach(1988)은 Na-K-Mg 다이어그램으로 물을 일정 온도에서 암석과 완전평형, 일부 평형, 미성숙(가의 비평형)으로 구분하였다. Na/K 비율과  $K/Mg^{1/2}$  비율의 두 개로 구성되며,  $Mg^{1/2}$  정점에서 Na 정점까지 방사형으로 각각 해당온도 및 평형상태를 나타낸다. Na/K 비율과  $K/Mg^{1/2}$  비의 값은 고유 온도 값에 해당하기 때문에 이들 선은 등온선에 해당한다. Na-K와 K-Mg 등온선의 교점은 동일 온도를 나타내며, 물의 성분



**Fig. 5.** Distribution of waters in the study area in Na-K-Mg trilinear diagram (Giggenbach, 1991).

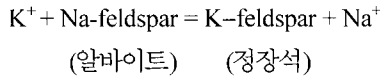
이 두개의 광물상과 평형을 이룬 곳에 해당하여 소위 완전평형(full equilibrium) 상태를 나타낸다. 일반적으로 심부관정 시료는 이들 관정에서 측정된 온도보다 약간 더 높은 온도에서 완전평형 곡선에 도시된다.

본역에서 D-04시료는 완전 평형선 밖에 도시되나 D-2(200 m<sup>3</sup>/d), D-2(250 m<sup>3</sup>/d), D-2(300 m<sup>3</sup>/d), D-05, D-06 등 5개 시료는 부분평형의 영역에 도시된다. 이 도표에서 Na-K 온도계는 약 100-110°C, K-Mg 온도계는 100°C의 이하로 지하 대수대의 온도를 나타낸다(Fig. 5).

**Na-K 지질온도계 :** 열수변질 알루미늄 규산염과 열수간의 Na와 K의 이온교환반응의 평형상수가 온도에 따라 달



라지는 것을 이용하는 것이다. 이 비는 일반적인 교환반응과 관계가 있다.



Amorsson 등(1983)에 의한 Na/K 실험식은

$$t^{\circ}C = \frac{993}{0.993 - \log(Na/K)} - 273.15$$

Giggenbach(1988)에 의한 Na/K 실험식은

$$t^{\circ}C = \frac{1390}{1.75 - \log(Na/K)} - 273.15$$

Na-K 지화학 온도계로 계산한 대수층의 온도는  $T_{NaK}$  (Amorsson 등,1983)의 경우 D-02 시료(48~52°C)가 가장 높으며, I-05(44°C), I-04(42°C) 순으로 나타난다.  $T_{NaK}$  (Giggenbach,1988)의 경우 D-02 시료(107~110°C)가 가장 높으며, I-05(103°C), I-04(101°C) 순으로 나타나 전체적으로 실리카 온도계와 같은 경향을 보인다.

**K-Mg 지화학 온도계** : Giggenbach(1988)는 물과 K-장석, K-운모와 녹니석 군집간의 평형에 의한 K-Mg 실험식을 보고하였다. 이들은 물리적 환경에서 빨리 반응하여서, 다른 지질온도계와 비교하여 혼합 및 냉각된 물에서 비교적 낮은 온도를 보여준다.

$$t^{\circ}C = \frac{4410}{14.0 - \log(K^2/Mg)} - 273.15$$

K-Mg지화학 온도계로 계산한 대수층의 온도  $T_{KMg}$  (Giggenbach,1988)의 경우는 D-04(103°C), I-05(97°C), D-02 시료(77~79°C)를 보여 앞에서와 다소 다른 경향을 보인다. Na-K 및 K-Mg 온도계(Giggenbach, 1988)에 의한 대수층의 온도가 석영 및 옥수 온도계보다 훨씬 높게 나타나는 것은 고온에서는 실리카의 반응속도가 빠르기 때문이다. 토출온도 보다 상당히 높은 온도를 나타내어, 이는 양이온 지질온도계가 평형을 이루기 전에 열수가 급히 냉각되어, 양이온의 경우 온도에 대한 평형반응 속도가 느려 지질온도계는 냉각전의 온도를 나타내나 옥수의 경우 반응속도가 빨라 측정값과 유사한 값을 보이는 것으로 보인다. 그러나 열수와 냉수의 혼합 때문에, 열수 온천 물은 화학적으로 완전히 평형을 이루지 못하여서 일부 화학 지질온도계는 측정된 것보다 더 낮은 대수층의 온도를 나타낸다. 화학 지질온도계는 물-암석 평형이 되었을 때만 믿을만한 결과를 낳는다.

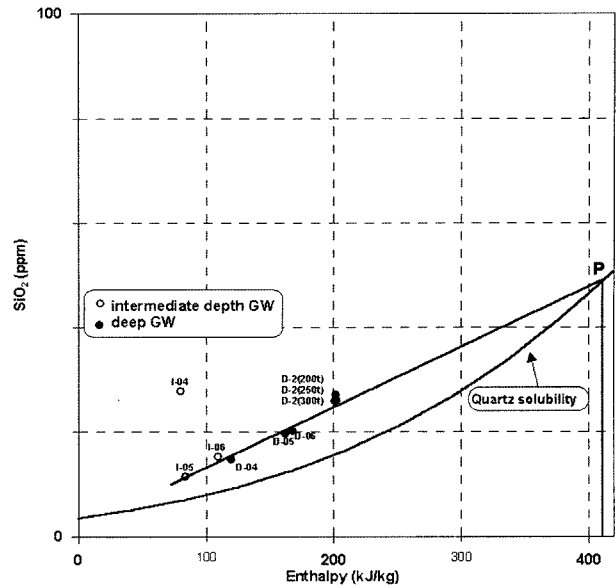


Fig. 6. The silica-enthalpy mixing model for the groundwater samples.

### 5.3. 실리카-엔탈피 혼합모델

이러한 물에서 얻어진 화학 지열온도 결과는 의심스러운 것으로 고려되어서, 대수층의 온도를 열수혼합모델로 계산하는 것을 검토하였다. 엔탈피-실리카 도표의 혼합모델(Fournier, 1977)은 저류대 온도와 열수와 차가운 지하수의 혼합비 평가하는데 이용된다. 엔탈피-실리카 (Enthalpy-Silica) 혼합모델은 열과 실리카 평형에 근거를 두며 혼합된물의 차가운 물성분과 뜨거운 물성분의 혼합비와 저류대 온도를 평가하는데 이용된다.

Fig. 6은 연구지역에 도시된 실리카-엔탈피 혼합 모델이다. 하나의 혼합선이 생긴다. 혼합전에 증기 손실이 없다고 가정하면, I-05에서 지열수를 통하여 석영의 용해도 곡선의 점 P까지 이를 것이다. 이 선의 추정 엔탈피는 410 kJ/kg로서 이는 98°C에 해당한다. 따라서 본역의 저류대 온도는 약 100°C인 것으로 추정된다. 이는 Na-K나, K-Mg 온도계에서 측정된 온도와 잘 일치한다. 또한 I-05에서 점 P까지의 선의 길이 비는 I-05와 대수층(열수)의 혼합비를 나타내므로 열수의 뜨거운 물성분은 I-06에서 8.7%, D-04에서 10.7%, D-05에서 24%, D-06에서 26%, D-300 m<sup>3</sup>/d는 36.7%, D-2(200 m<sup>3</sup>/d)의 경우 38%의 혼합비를 나타내는 것으로 보인다.

## 6. 결 론

1. 포항 흥해지역 지열수의 기원을 파악하기 위하여 중

간-심부 지하수를 Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> 다이아그램에 도시한 결과 열수대 주변부의 HCO<sub>3</sub> 영역에 속하며, 안정동위원소 분석 연구결과에 의하면 본역의 심부지하수는 강우기원으로 해수 영향을 받지 않은 것으로 나타난다.

2. Cl-Li-B 다이아그램에 도시한 결과 심부 지하수는 Cl 영역에 도시되어, 비교적 오래된 열수계를 암시하며, 오래된 기반암 열수계에서 기인한 것으로 나타난다. D-2, D-04, I-06 순으로 오래된 것으로 나타나며, I-12, I-15, I-16와 D-05 및 D-06는 이보다 젊은 시기에 해당하는 것으로 나타난다.

3. 실리카-엔탈피 혼합 모델에 따른 지열수의 추정 엔탈피는 410 kJ/kg로서 98°C에 해당한다. 따라서 본역의 저류대 온도는 약 100°C 내외인 것으로 추정되며, Na-K, K-Mg 온도계에서 측정한 온도와 잘 일치한다. I-05 시료와 저류대(열수)의 혼합비는 I-06에서 8.7%, D-04에서 10.7%, D-05에서 24%, D-06에서 26% D-300 m<sup>3</sup>/d는 36.7%에서 D-2(200 m<sup>3</sup>/d)의 경우 38%의 혼합비를 나타낸다.

4. 각 화학 지질온도계에 따른 추정 지하온도는 석영온도계는 27~79°C, 옥수 온도계는 15~51°C, Na-K 온도계는 32~107°C, K-Mg 온도계는 67°C~107°C를 보여 연구 지역의 열수가 완전평형을 이루지 못한 것을 나타낸다. 물 지질온도계 추정 결과 I-04 지역 및 D-2 지역이 지열자원의 높은 잠재 가능성을 보여준다.

## 사 사

이 연구는 한국지질자원연구원(과제명: 심부 지열에너지 개발사업(2))에 의해 수행되었습니다.

## 참 고 문 헌

김형찬, 임정웅, 강필중, 1992, 영일 신광 지구 온천 종합 조사 보고서, 한국자원연구소, 온천조사보고서, 92-5(87), p. 159.

문상호, 이철우, 성기성, 김용제, 2000, 포항(성곡) 지구 온천공 조사 보고서, 한국자원연구소, 온천공조사보고서, 2000-2(273), p. 62.

송윤호외 27인, 2003, 심부지열에너지 개발사업, 일반-03(연차)-01, 한국지질자원연구원, p. 85.

송윤호외 31인, 2004, 심부지열에너지 개발사업, 일반-04(연차)-01, 한국지질자원연구원, p. 226.

임상호, 이동우, 박봉순, 1964, 한국지질도(1 : 50,000) 포항도폭, 국립지질조사소, p. 21.

이광식, 정재일, 1997, 포항강수의 안정동위원소 조성 변화. 자원

환경지질 30, 321-325.

이정환, 엄상호, 김종수, 1967, 포항천연가스후보지구 지질 및 물리탐사종합보고. 국립지질조사소, p. 44.

Abdelkarim, S.A.A.S., 1999, The Geochemistry of thermal fluid in the geothermal field near Alia airport in Jordan and Selfoss geothermal fieldn, S-Iceland, geothermal training programme, United Nations University, Report 13(13) 333-356.

Arnorrsson, S., 1975, Application of the silica geothermometer in low-temperature hydrothermal areas in Iceland. *Am. J. of Sci.*, 275, 763-783.

Arnorrsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., 1983, The chemistry of geothermal waters in Iceland III, Chemical geothermometry in geothermal investigations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 567-577.

Arnorrsson, S., 2000, Mixing processes in upflow zones and mixing models. In: Arnorrsson, S. (ed.), Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods data handling, interpretation, IAEA, Vienna, p. 200-202.

Barcelona, M.J., Gibb, J.P., Helfrich, J.A. and Garske, E.E., 1985, Practical guide for groundwater sampling, SWS Contract Report 374, p. 94.

Bodvarsson, G., and Palmason, G., 1961, Exploration of subsurface temperatures in Iceland, *Jokull*, 11, 39-48.

Fournier, R.O., 1977, Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, *Geothermics*, 5, 41-50.

Fournier, R.O., 1981, Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Rybach, L. and Muffler, L.J.P. (eds.), Geothermal systems: Principles and case histories, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, p. 109-143.

Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749-2765.

Giggenbach, W.F., 1991, Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F. (coordinator), Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, UNITAR/UNDP publication, Rome, p. 119-142.

Hwang, I.G., 1993, Fan-delta systems in the Pohang basin(Miocene), SE Korea, PhD Thesis, Seoul Nat'l Univ, p. 97.

Lee, H.S., 1977, Chemical composition of petrographic assemblage of igneous and related rocks in south Korea, *J. Korea. Inst. Mining Geol.*, 10, 75-92.

Maria, I.M.B., 1999, Geochemical interpretation of thermal fluid discharge from wells and springs in Berlin geothermal Fields, El Salvador, geothermal training programme, United Nations University, Report, 7, p. 165-191.

Shibata, K., Uchita, S., and Nakagawa, T., 1979, *K-Ar age result*

1. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **30**, 675-686.

Sohn Y.K., Rhee, C.W., and Sohn, H., 2001, Revised stratigraphy and reinterpretation of the Miocene Pohang basinfills, SE

Korea: sequence development in response to tectonic and eustasy in a back-arc basin margin, *Sedimentary Geology*, **143**, 265-285.