

유성 지역 지열수의 지구화학적 특성 연구

Geochemical Studies of Geothermal Waters in Yusung Geotheraml Area

김건영(Geon-Young Kim)* · 고용권(Yong Kwon Koh)* · 김천수(Chun Soo Kim)* ·

배대석(Dae Seok Bae)* · 박맹언(Maeng Eon Park)**

요 약: 유성 지역의 지열수를 포함한 자연수에 대한 용존이온의 분포 및 거동과 같은 지구화학적 특성을 밝히고 지열수의 지화학적 진화과정, 심부온도 및 물-암석 상호반응특성을 규명하기 위해 유성 지역 내에 부존하는 유형별 자연수 (지열수, 심부 및 천부지하수, 지표수)에 대한 수문지구화학 및 동위원소 ($\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 연구를 수행하였다. 유성 지역 지열수는 순환수 기원의 지하수가 심부 열원에 의해 온도가 상승하였고, 방해석 침전이 수반된 규산염 광물의 가수분해 반응을 거치면서 천부 기원 지하수와 혼합되어 Na-HCO_3 유형의 지열수로 진화되었다. 인위적 오염의 지시원소인 NO_3 함량이 일부 지열수 및 심부지하수 시료에서 높은 값을 보이는 것으로 보아 오염에 노출된 지표수가 지하수로 유입되었으며 또한 일부 온천공으로도 유입되었을 것이다. 연구 지역의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 분포는 지구순환수선상 주변에 도시되며 유형별로는 뚜렷한 차이를 보이지 않는다. 삼중수소 함량은 유형별로 뚜렷이 구분되나 대부분 지열수의 경우 지표수 및 천부지하수의 혼합활동이 수반된 특징을 보여준다. 탄소 동위원소비에 있어서도 대부분 토양 내 유기물 기원의 값에 가까울 정도로 낮은 값을 보이는 것으로 보아 (평균 -16.3%) 전체적인 지하수 순환체계에 걸쳐 지표 토양 환경의 이산화탄소 공급이 이루어지고 있음을 지시하고 있다. 황 동위원소비 역시 지열수와 천부지하수와의 혼합 특성을 보이며, 스트론튬 동위원소비에 의하면 지열수의 Ca 기원은 사장석의 용해인 것으로 판단된다. 다성분계 평형상태의 계산은 심부저장지 지열수가 $100\sim 125^\circ\text{C}$ 에서 평형상태에 있었음을 지시한다. 따라서 연구 지역의 지하수는 지하 순환과정 중 심부에서 열원을 만나게 되어 온도가 상승하였고, 물-암석 반응을 거치면서 상승하게 되었고, 이 과정에서 천부지하수의 혼합과정이 수반되면서 진화된 것으로 판단된다.

Abstract: Hydrogeochemical and isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) studies of various kinds of waters (thermal groundwater, deep groundwater, shallow groundwater, and surface water) from the Yusung area were carried out in order to elucidate their geochemical characteristics such as distribution and behaviour of major/minor elements, geochemical evolution, reservoir temperature, and water-rock interaction of the thermal groundwater. Thermal groundwater of the Yusung area is formed by heating at depth during deep circulation of groundwater and is evolved into Na-HCO_3 type water by hydrolysis of silicate minerals with calcite precipitation and mixing of shallow groundwater. High NO_3 contents of many thermal and deep groundwater samples indicate that the thermal or deep groundwaters were mixed with contaminated shallow groundwater and/or surface water. $\delta^{18}\text{O}$ and δD are plotted around the global meteoric water line and there are no differences between the various types of water. Tritium contents of shallow groundwater, deep groundwater and thermal groundwater are quite different, but show that the thermal groundwater was mixed with surface water and/or shallow groundwater during uprising to surface after being heated at depths. $\delta^{13}\text{C}$ values of all water samples are very low (average -16.3%). Such low $\delta^{13}\text{C}$ values indicate that the source of carbon is organic material and all waters from the Yusung area were affected by CO_2 gas originated from near surface environment. $\delta^{34}\text{S}$ values show mixing properties of thermal groundwater and shallow groundwater. Based on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, Ca is thought to be originated from the dissolution of plagioclase. Reservoir temperature at depth is estimated to be $100\sim 125^\circ\text{C}$ by calculation of equilibrium method of multiphase system. Therefore, the thermal groundwaters from the Yusung area were formed by heating at depths and evolved by water-rock interaction and mixing with shallow groundwater.

서 언

일반적으로 지열수를 포함한 지하수의 수리화학적 특징은 지

하수 부존 지역의 지질학적 특성에 의해 영향을 받으며, 동일한 지질이라 하더라도 지하수 부존 심도나 물-암석반응 정도 및 수리지질 조건에 따라 다양하게 변화한다. 특정 지역에 부존하는 지하수 및 지열수의 수질 특성, 생성 과정 및 부존 특성을 이해하기 위해서는 체계적인 수리지질학적 및 지구화학적 연구가 수행되어야 한다. 이에 관하여 초기 우리나라의 지열수에 관한 연구는 대부분 광범위한 지역에 걸친 일반적인

* 한국원자력연구소 (Korea Atomic Energy Research Institute, P. O. Box 105, Yusung, Taejon 305-600, Korea)

** 부경대학교 (Pukyong National University, Nam-gu, Pusan 608-737, Korea)

지질구조, 암종 기재, 지열수의 화학특성 연구 등에 국한되어 왔고, 단편적인 수리학적 특성 등을 제시한 바 있다 (신병우와 최승일, 1973; Han, 1979; 정봉일과 이기화, 1981; 정봉일, 1983). 최근 들어 경제 성장에 따른 물 수요의 증가와 이에 따르는 천부지하수 및 심부지하수 (온천수)의 오염 등의 환경 분야에 대한 관심이 높아지면서 지열수의 생성 과정 및 물-암석 반응 관계에 대한 연구들이 보고되고 있다 (염병우, 1993; Koh *et al.*, 1994; Yun *et al.*, 1998; 윤성택 외, 1998; 고용권 외, 1999a). 하지만 아직은 초기 단계에 머물고 있으며 탄산온천 등과 같은 특정 성분의 지열수 연구에 국한되고 있기 때문에 일반적인 한반도 지열수 연구의 기초자료로 비교 연구되기 어려운 실정이다. 이번 연구는 한반도 지열수 연구의 일환으로, 단순 알칼리 온천으로 알려져 있으며 기반암이 결정질암류 (복운모화강암)로 되어 있는 대전 유성 지역을 연구 지역으로 선택하였다.

유성 지역은 500여년 전부터 온천 지역으로 알려져 왔으며, 1915년에 시추를 한 이래 근대적인 온천 지역으로 개발되기 시작하여 현재는 온천수 생산량이 약 150만 m³/년에 이르고 있다 (유성구 온천개발사업소, 1997). 이 지역은 증가하는 관광객의 수용에 따라 온천수의 수요가 계속적으로 증가하고 있으며 채수량의 과다로 인한 인근 지표수의 유입으로 온천수의 수질저하 및 오염가능성이 우려되고 있는 상황이다. 기존연구에서 유성 지역 일부 지열수에 대한 수리화학적 특성과 산소 및 수소동위원소에 대한 특성이 보고된 바 있지만 (한국원자력연구소, 1993; Koh *et al.*, 1994), 주변 지하수와 상관계, 지화학적 진화반응 및 기타 환경동위원소에 대한 특성을 명확하게 제시하지 못하고 있다.

이 연구는 연구 지역 내에 부존하는 여러 유형별 자연수에 대하여 물리화학적 자료를 체계적으로 해석함으로써 지열수를 포함한 지하수의 수리 지구화학적 특성, 주요 용존 이온의 분포 및 거동 특성을 밝히고, 열역학적인 고찰을 통하여 온천수의 지화학적 진화과정, 온천수의 심부온도 및 물-암석 상호반응특성을 규명하고자 하였다. 또한 산소 및 수소 동위원소 뿐만 아니라 다른 환경동위원소 (δD , $\delta^{18}O$, 3H , $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) 분석 연구를 통하여 연구 지역 지열수의 기원, 지표수 및 주변 지하수와 상관계 등을 알아보았다.

지 질

유성 지역은 서울에서 남쪽으로 약 150 km 지점에 위치하여 금강을 경계로 충청북도 및 충청남도과 접경을 이루고 서쪽으로는 계룡산 줄기를 능선으로 공주시와 접하며, 갑천이 서남쪽에서 북동쪽으로 흐른다. 유성 지역은 경기변성암 복합체 내에 위치하며 주로 중생대의 심성암과 맥암류로 구성되어 있다 (Figure 1). 연구 지역 외곽부에는 중생대 심성암류가 시대미상의 변성퇴적암류를 관입하고 있다 (박희인 외, 1977). 연구 지역을 주로 구성하고 있는 심성암류는 크게 시대미상의 편상화강암과 중생대 복운모화강암으로 나뉘어진다. 이 중 복운모화강암은 편상화강암을 관입하고 있으며 맥암류와 석영암이 연구 지역 전반에 걸쳐 이들을 관입하고 있다. 대전도폭에

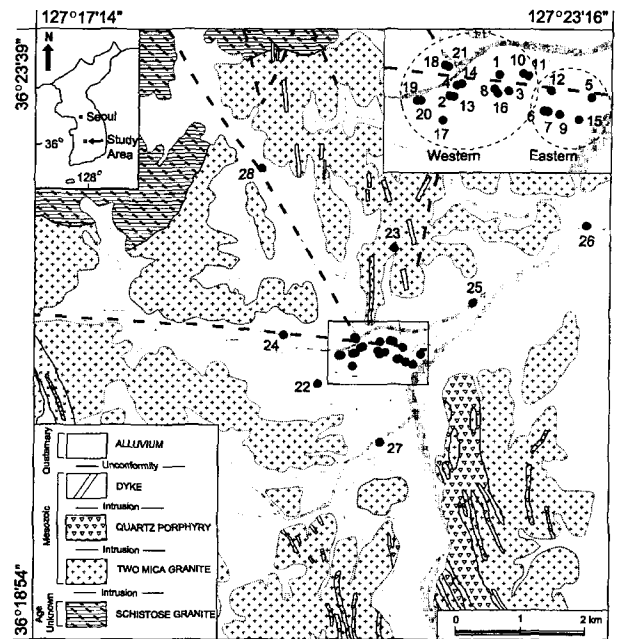


Figure 1. Geologic map of the Yusung area. Sampling locations, drainage pattern, and fault system are also shown.

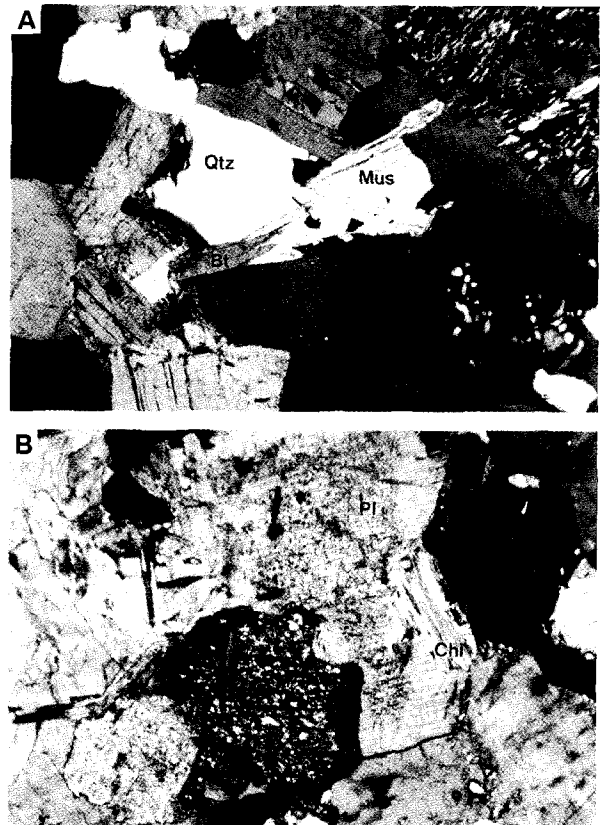


Figure 2. (A) Photomicrograph of typical two-mica granite. (B) Photomicrograph showing sericitization of plagioclase along twin boundaries and chloritization of biotite along basal cleavages. Mus: muscovite, Bt: biotite, Qtz: quartz, Chl: chlorite, Pl: plagioclase.

Table 1. Geochemical data of various kinds of waters from the Yusing area

Sample No.	Sampling Date	Depth (m)	Temp. (°C)	pH	Eh (mV)	EC ¹⁾ (μS/cm)	DO ²⁾ (mg/l)	TDS ³⁾ (mg/l)	log P _{CO₂}	Dissolved constituents of major elements (mg/l)											
										Na	K	Mg	Ca	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	F		
<i>Thermal Water (Western)</i>																					
Y-1	Apr-98	320	38.5	8.0	116.5	328	4.9	284	-2.91	58.5	1.00	0.53	12.9	49.0	23.0	24.7	106.8		3.4	3.3	
Y-2	Apr-98	350	40.1	7.7	127.7	388	2.5	388	-2.41	58.5	1.04	1.13	39.7	50.1	25.3	29.9	165.1		14.7	1.8	
Y-3	Apr-98	325	42.8	8.2	102.6	381	2.0	253	-3.27	42.3	0.76	0.44	18.1	50.9	22.7	41.8	66.4		5.1	4.2	
Y-4	Apr-98	350	42.2	8.2	84.7	291	2.0	326	-2.93	63.9	1.10	0.25	17.3	51.1	11.7	12.8	156.9		5.9	4.5	
Y-8	Jul-98	320	39.1	8.7	25.9	406	3.1	242	-3.79	51.2	1.16	0.10	8.7	52.4	17.0	30.5	73.3(2.9 ⁴⁾)		2.8	4.8	
Y-10	Nov-98	320	46.0	8.6	130.0	257	2.3	229	-3.59	46.9	0.97	0.02	4.9	55.2	11.1	17.2	67.3(1.8 ⁴⁾)		7.9	4.8	
Y-11	Nov-98	320	43.4	8.5	107.0	344	1.5	288	-3.44	61.3	1.17	0.05	8.8	52.0	24.7	27.2	92.4(2.3 ⁴⁾)		10.7	3.8	
<i>Thermal Water (Eastern)</i>																					
Y-5	Jul-98	309	32.8	8.0	66.8	530	1.6	378	-2.69	72.0	1.20	0.23	20.7	37.9	23.4	30.4	165.1		25.4	1.3	
Y-6	Jul-98	300	47.8	8.1	23.4	589	4.5	359	-2.79	77.4	1.09	0.29	19.5	40.0	29.9	43.9	137.4		6.3	2.8	
Y-7	Jul-98	300	30.6	8.3	54.9	518	4.3	351	-3.09	74.9	1.02	0.29	20.4	39.6	27.7	41.5	137.3		5.6	2.5	
Y-9	Jul-98	310	44.6	7.9	45.2	311	3.8	264	-2.73	51.1	0.80	0.70	18.2	35.7	18.0	26.4	106.8		2.6	3.3	
Y-12	Nov-98	285	29.6	8.1	122.0	416	1.4	332	-2.93	66.9	0.88	0.16	16.4	37.4	28.4	25.6	144.5		10.4	1.3	
<i>Deep Groundwater</i>																					
Y-13	Apr-98	300	23.0	6.9	175.0	547	6.0	354	-1.94	37.5	0.97	4.14	44.2	40.4	45.1	58.3	98.8		22.7	0.6	
Y-14	Apr-98	315	19.3	6.7	162.3	410	8.3	357	-1.57	37.5	1.70	4.14	44.2	40.4	27.6	37.0	142.1		20.0	0.8	
Y-15	Jul-98	250	22.2	7.3	153.6	298	5.1	226	-2.31	38.4	0.82	2.37	18.0	29.9	15.3	16.5	99.7		1.8	2.9	
Y-16	Jul-98	360	24.2	7.4	129.7	549	4.2	411	-2.21	58.0	1.18	2.80	44.7	50.1	40.0	59.7	144.1		8.1	1.8	
Y-17	Apr-98	350	23.9	6.5	130.7	492	3.9	360	-1.43	32.3	1.33	9.03	47.7	43.6	48.9	30.9	105.3		39.6	0.5	
Y-18	Nov-98	250	23.8	6.6	183.0	411	2.8	319	-1.41	32.1	0.94	6.62	37.9	44.3	31.9	37.9	119.1		6.6	0.9	
Y-19	Nov-98	284	22.0	7.5	172.0	398	3.2	314	-2.25	24.2	0.99	3.97	46.2	42.4	21.2	24.2	135.7		14.0	0.8	
Y-20	Nov-98	280	23.3	7.2	199.0	390	5.3	314	-2.07	23.6	0.99	3.99	46.7	42.6	20.9	23.8	136.7		13.9	0.8	
Y-21	Nov-98	250	19.8	6.7	185.0	408	4.6	320	-1.68	31.8	0.95	6.73	38.1	44.5	31.4	37.7	120.8		6.3	0.9	
<i>Shallow Groundwater</i>																					
Y-22	Apr-98	20	17.8	6.0	191.8	634	9.8	511	-0.69	59.4	1.56	4.67	63.5	51.3	39.5	22.8	210.6		56.0	0.3	
Y-23	Apr-98	45	17.7	6.5	199.4	288	9.3	300	-1.27	33.4	1.08	5.90	31.1	31.7	8.0	8.8	169.3		9.9	0.4	
<i>Surface Water</i>																					
Y-24	Apr-98		24.9	8.9	99.7	167	13.2	166	-4.13	14.6	3.17	2.56	16.7	35.1	9.5	11.3	61.2(2.9 ⁴⁾)		8.0	0.6	
Y-25	Apr-98		24.0	9.3	92.4	216	17.4	171	-4.43	14.5	5.07	3.58	20.4	13.0	16.0	14.0	64.7(6.1 ⁴⁾)		12.4	0.5	
Y-26	Apr-98		24.2	9.9	69.8	163	18.1	142	-5.09	9.9	3.47	2.40	17.0	3.8	9.3	13.9	56.2(23.0 ⁴⁾)		1.5	0.4	
Y-27	Apr-98		19.8	7.5	181.1	335	4.4	216	-2.57	21.9	8.43	4.36	22.2	18.0	32.2	15.8	82.2		10.5	0.3	
Y-28	Jul-98		24.6	7.1	83.9	117	5.5	104	-2.44	9.3	2.66	1.84	11.3	15.4	8.0	6.3	43.0		6.1	0.3	

¹⁾EC: electrical conductivity, ²⁾DO: dissolved oxygen, ³⁾TDS: total dissolved solid, ⁴⁾content of CO₃, ⁵⁾tr.: trace.

Table 1. Continued

Sample No.	Dissolved Constituents of minor elements (μg/l)																				
	Fe	Mn	Al	Sr	Li	Ba	Cu	Pb	Zn	As	Ni	B	Ti	Cr	Ge	Se	Rb	Mo	Cs	W	U
<i>Thermal Water (Western)</i>																					
Y-1	63.5	0.7	2.2	180	44.8	2.8	1.5	1.0	19.6	0.3	2.7	22.6	1.7	0.2	0.7	1.0	5.0	46.7	0.8	2.9	22.1
Y-2	47.6	0.3	1.6	550	53.7	0.6	1.2	0.6	13.5	tr.	7.3	15.4	2.0	tr.	0.3	0.6	6.2	30.6	1.4	1.5	156.0
Y-3	48.6	0.5	6.5	250	30.4	4.2	5.0	0.8	7.0	0.4	3.7	18.6	1.1	0.2	0.7	0.7	4.7	84.3	1.1	5.7	80.6
Y-4	61.0	0.5	2.9	230	53.5	1.1	0.9	0.4	5.4	0.8	3.8	23.1	2.4	0.0	0.8	tr.	5.8	53.8	1.1	3.6	59.5
Y-8	7.7	0.6	3.2	140	82.4	9.4	3.2	0.3	5.6	1.2	1.5	28.4	0.6	1.9	1.0	0.5	6.5	69.2	1.2	4.6	17.3
Y-10	34.1	tr. ⁵⁾	11.4	80	72.4	51.6	1.1	0.6	6.7	1.0	1.3	17.6	tr.	1.0	0.7	tr.	4.8	84.9	1.0	6.0	8.5
Y-11	21.2	tr.	4.7	160	97.7	19.9	1.4	0.5	5.0	0.8	1.5	16.3	1.3	0.6	0.7	0.3	5.3	53.8	1.1	2.0	36.5
<i>Thermal Water (Eastern)</i>																					
Y-5	8.0	1.4	1.9	300	91.4	7.8	5.8	0.3	25.2	1.0	3.0	34.4	0.6	3.3	1.0	0.6	4.4	13.7	0.6	0.4	85.6
Y-6	24.9	2.7	1.6	220	110.0	19.1	4.4	1.3	17.2	0.7	2.4	31.6	0.7	2.8	0.9	0.7	2.4	19.9	0.3	0.8	137.0
Y-7	4.9	0.5	2.4	210	133.0	10.6	5.5	0.3	10.8	0.5	2.2	41.2	0.7	3.1	0.8	0.4	2.3	21.2	0.3	0.9	138.0
Y-9	3.5	1.3	1.1	180	62.1	8.6	4.4	tr.	2.7	0.6	1.5	32.0	0.4	1.9	0.5	0.4	1.6	44.7	tr.	1.2	147.0
Y-12	23.5	18.9	3.9	290	107.0	17.5	3.7	0.3	3.1	0.4	1.5	16.1	tr.	0.8	0.5	tr.	4.0	17.7	0.9	0.5	116.0

Table 1. Continued

Sample No.	Dissolved Constituents of minor elements (µg/l)																				
	Fe	Mn	Al	Sr	Li	Ba	Cu	Pb	Zn	As	Ni	B	Ti	Cr	Ge	Se	Rb	Mo	Cs	W	U
<i>Deep Groundwater</i>																					
Y-14	50.2	5.6	1.0	500	32.5	3.1	4.1	0.9	16.8	tr.	9.1	29.3	3.3	0.8	0.7	0.7	4.6	6.2	0.7	tr.	90.3
Y-15	39.9	0.2	0.5	780	63.1	1.2	3.3	0.6	21.8	tr.	10.0	19.6	3.1	0.2	0.8	0.8	5.5	7.2	0.8	tr.	129.0
Y-16	26.5	39.5	1.7	200	10.2	5.4	4.6	1.3	592.0	0.4	1.9	26.1	0.4	2.7	tr.	0.5	0.2	71.9	tr.	0.3	9.7
Y-17	16.2	2.2	1.5	550	93.6	25.3	3.0	1.0	314.0	0.7	3.1	29.4	1.0	2.7	0.6	0.7	3.3	22.1	0.5	1.0	67.9
Y-18	4.2	1.1	1.3	520	31.2	25.4	3.7	0.5	33.6	1.8	4.1	24.6	0.7	2.7	tr.	0.5	1.0	1.3	tr.	0.2	49.0
Y-19	10.0	165.0	1.7	430	30.3	12.0	51.4	0.5	52.0	0.4	2.3	9.6	tr.	tr.	tr.	0.5	0.5	7.4	tr.	tr.	44.6
Y-20	13.8	5.7	17.1	400	32.3	21.5	14.2	tr.	29.6	0.4	2.4	5.0	tr.	0.5	tr.	0.4	0.6	3.2	tr.	tr.	156.0
Y-21	20.1	0.5	3.0	390	31.7	11.1	8.7	tr.	44.7	0.3	2.8	4.7	tr.	0.7	tr.	tr.	0.6	3.3	tr.	tr.	161.0
Y-22	47.4	175.0	1.2	430	29.5	9.0	6.1	0.3	45.4	0.6	2.2	9.5	1.3	tr.	tr.	0.7	0.5	6.7	tr.	tr.	45.5
<i>Shallow Groundwater</i>																					
Y-23	61.3	1.8	32.9	490	5.9	3.8	2.8	0.8	10.2	tr.	0.2	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.2	tr.	tr.	tr.	3.3
Y-24	39.4	0.7	1.3	180	5.0	4.1	27.4	0.9	10.8	tr.	1.3	1.9	0.1	tr.	tr.	1.1	tr.	tr.	tr.	tr.	4.4
<i>Surface Water</i>																					
Y-25	94.3	20.7	30.2	130	0.7	4.4	2.1	0.7	6.8	0.4	2.7	9.8	0.8	0.4	tr.	1.1	3.1	4.3	tr.	tr.	0.5
Y-26	175.0	57.4	142.0	160	0.8	4.2	1.6	1.0	5.0	0.5	4.3	9.3	4.6	0.8	0.4	tr.	6.5	2.0	tr.	tr.	0.8
Y-27	88.5	134.0	54.7	90	0.5	4.3	2.3	0.6	5.9	0.9	3.6	12.7	1.5	0.4	tr.	0.6	4.0	1.0	tr.	tr.	0.3
Y-28	125.0	78.7	12.7	190	5.5	110.0	3.8	0.3	6.5	1.5	2.3	13.2	tr.	0.3	tr.	1.2	8.1	1.7	tr.	tr.	4.8
Y-29	81.5	20.4	4.6	100	0.6	16.6	5.1	tr.	3.2	0.7	1.4	10.6	0.4	0.9	tr.	0.2	2.3	0.4	tr.	tr.	0.4

서는 편상화강암을 주라기의 편마상 화강암으로 보았고 복운모화강암과는 동일 마그마에서 유래된 것으로 보았다 (이상만 외, 1980). 이들은 중립질로서 편리의 방향이 주변의 변성퇴적암류의 편리방향과 일치한다. 주구성광물은 석영, 사장석, 미사장석, 흑운모 등이며 녹니석, 녹염석, 백운모가 2차광물로 관찰되고, 퍼어다이트가 드물게 관찰되기도 한다. 복운모화강암은 연구 지역의 전 범위에 걸쳐 가장 광범위하게 분포하는 암석으로 중립 내지 세립질이며 다수의 크고 작은 맥암류에 의해 관입을 당하였다. 주구성광물은 석영, 사장석, 미사장석, 흑운모, 백운모 등이고 저어콘, 금홍석, 인회석 등이 소량 관찰된다. 사장석과 미사장석은 쌍정이나 입자 경계를 따라서 부분적으로 견운모화 되어 있는 양상을 보이기도 하며 운모류는 벽개면을 따라 녹니석화 되어 있기도 하다 (Figure 2). 이 외에 석영반암이 연구 지역 동남부에 분포하고 있으며 복운모화강암과는 상호 점이적 관계를 보인다. 규모가 작은 암맥 형태로 분포할 경우 석영반암이 뚜렷하지 않은 규장질로 점이되기도 한다. 맥암류는 주로 산성암맥으로 석영반암과 함께 주로 NS 내지 N10 °W의 관입 방향을 보이며, 정지곤 외 (1997)는 이 암맥류들이 온천수를 가열시킨 열원과 밀접하게 관련된 것으로 추정하기도 하였다. 또한 EW 예상 단층선과 N40°W의 예상 단층선이 온천공 밀집 지역의 서측에서 교차하고 있으며 (Figure 1), 갑천, 건천, 유성천, 지족천 등의 수계 또한 단층 및 절리대와 밀접히 연관되어 발달해 있고 (정지곤 외, 1997), 47기 충적층이 수계를 따라 3-11 m의 두께를 보이면서 매우 광범위하게 분포하고 있다.

시료 및 분석

1998년 4-11월에 걸쳐 유성 지역의 대표적인 채취 장소를 선

정하여 총 28개 지점에서 현장조사 및 시료 채취를 수행하였다. 조사지점은 지열수 12지점, 지하수 11지점, 지표수 5지점 등이다 (Figure 1). 지열수는 상업용으로 개발된 온천공에서 채취하였으며 양수심도는 300 m 내외이다. 지하수는 심도에 따라 심부 (250~350 m) 및 천부 (20~45 m) 지하수로 구분되며, 심부지하수는 지열수와 인접한다 (Table 1, Figure 1). 지표수는 집수유역별로 유성지구를 관통하는 하천수를 대상으로 채수되었다. 아울러 연구 지역의 기반암을 이루고 있는 복운모화강암을 지하수 취수지점에서 인접한 노두에서 채취하여 현미경관찰, X-선 회절분석, 광물화학분석 등을 수행하였다.

온도, 수소이온농도 (pH), 산화-환원전위 (Eh), 전기전도도 (EC), 용존산소 (DO) 등을 Orion 290A (pH, Eh), 130 (EC), 835 (DO) 등의 휴대용 측정 장비를 이용하여 채수와 동시에 현장에서 직접 측정하였으며 알칼리도 (alkalinity) 또한 표준적 정법을 이용하여 현장에서 측정되었다. 화학분석 및 동위원소 분석을 위하여 모든 시료는 간이 진공펌프로 0.45 µm 이하로 여과하여 물 속에 존재하는 부유 물질을 제거하였으며, 이 중 양이온 분석을 위한 시료에는 농질산으로 산처리하여 pH를 2 이하로 유지하였고 이후의 분석을 위해 폴리에틸렌 용기에 담아 냉장 보관하여 실험실로 옮겨졌다. 이밖에 삼중수소, 탄소 동위원소, 용존 황산염의 황 동위원소 및 스트론튬 동위원소 분석을 위한 시료도 각각 분석 목적에 맞게 채수하였다.

모든 시료의 주원소 및 미량원소 함량은 기초과학지원연구소에 의뢰하여 유도결합플라즈마 방출분석기 (ICP-AES, Shimadzu ICPS-11000 III)와 유도결합플라즈마질량분석기 (ICP-MS, FISIONS PlasmaTrace)로 분석하였고 음이온은 한국원자력연구소 (KAERI)의 이온 크로마토그래피 (Dyonex 4500i)를 이용하여 분석하였다. 환경동위원소인 δD는 질량분석기 Micromass OPTIMA, δ¹⁸O 및 δ¹³C는 VG SIRAI를 이용하여 분석하였

고, 삼중수소 (^3H)는 액체섬광계수기 Packard 2770SR/TL을 이용하여 계측하였다. 물시료 중 용존 황산염의 $\delta^{34}\text{S}$ 값은 중국 광상지질연구소의 Finnigan MAT230C 질량분석기를 이용하여 분석하였다. 스트론튬 동위원소비는 기초과학연구원 연구소에서 열이온화 질량분석기 (VG Sector 54-30)를 이용하여 분석하였다. 암석시료의 광물감정을 위해서는 KAERI의 X-선 회절분석기 (SIEMENS D5000)를 이용하였다. 자연수 시료 및 광물의 열역학적 계산은 SOLVEQ 컴퓨터 프로그램 (Reed, 1982)의 코드를 이용하여 계산하였다.

현장 측정 자료

지열수를 포함하여 여러 종류의 자연수에 대한 현장 측정 자료는 Table 1에 정리되어 있다. 이 중 지열수는 30-48°C의 온도분포를 보이고 심부지하수는 18-24°C, 천부지하수는 약 18°C의 온도 분포를 보인다. pH 및 Eh의 상관관계를 살펴보면, pH의 경우 천부지하수 (평균 pH=6.2)로부터 심부지하수 (평균 pH=7.0), 지열수 (평균 pH=8.2)로 갈수록 체계적으로 증가하는 양상을 보이며 지표수 (평균 pH=8.5)가 가장 높은 값을 보인다. Eh의 경우 천부지하수 (평균 Eh=195.0 mV)로부터 심부지하수 (평균 Eh=165.6 mV), 지열수 (평균 Eh=83.9 mV)로 갈수록 체계적으로 감소하는 양상을 보이는 반면 지표수 (평균 Eh=105.4 mV)의 경우에는 특정한 경향을 보이지 않고 있다 (Figure 3A). 심부지하수에서 인지되는 pH의 체계적인 증가 경향은 강수 기원의 자연수가 지하의 지질매체를 통해 순환하면서 그 순환깊이가 증가됨에 따라 물의 유동 통로인 열극과 파쇄대 내에 존재하는 광물 (주로 장석류와 운모류)들과 수소가 이온이 반응한 결과로 판단된다. 이와 같은 점진적인 물-암석반응이 진행되면서 이동도 (mobility)가 비교적 큰 이온들 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} 등과 같은 알칼리 및 알칼리토금속 원소)과 SiO_2 가 점진적으로 방출되게 된다. 따라서 심부지하수로 갈수록 pH와 총용존고체함량 (TDS)이 증가하게 된다. 연구 지역의 경우 pH의 증가 경향은 비교적 뚜렷하나 TDS는 심부지하수와 지열수의 구별이 뚜렷하지 않으며 천부지하수의 경우에는 오히려 더 높은 값을 보인다 (Figure 3B). 이는 지열수의 화학조성에 영향을 줄 수 있는 광물상에서의 재침전이 일어났거나, 천부기원의 오염된 물이 지열수와 심부지하수로 유입된 정도가 매우 불규칙한 결과에 의한 것으로 판단된다. 지표수의 경우 일반적인 강수기원의 지표수와 매우 다른 특성을 보이는 이유는 연구 지역의 지표수가 주로 도심내를 통과하는 하천수로서 지표수의 성분을 조절하는 주요 원인이 강수에 의한 것이 아니라 주변 도시 지역의 생활오수이기 때문인 것으로 생각된다. 비교적 상류 지표수의 (Y-27, Y-28) pH가 7.1~7.5 이고 하류로 향할수록 지표수가 인간활동권역으로 흐르면서 세제류 등이 다량 녹아 있는 생활하수의 유입 영향으로 pH가 알칼리성으로 변하여 최고 9.9의 값을 보이는 사실이 이를 뒷받침한다. 용존산소량은 천부지하수 (평균 9.6 mg/l)에서 지열수 (평균 2.9 mg/l)로 가면서 감소하고 있으며 (Table 1), 이는 Eh의 감소경향과 일치한다. 이와 같은 Eh와 DO의 감소는 대기를 떠난 경우가 지하로 침투 순환하면서 점진적인 환원 반응

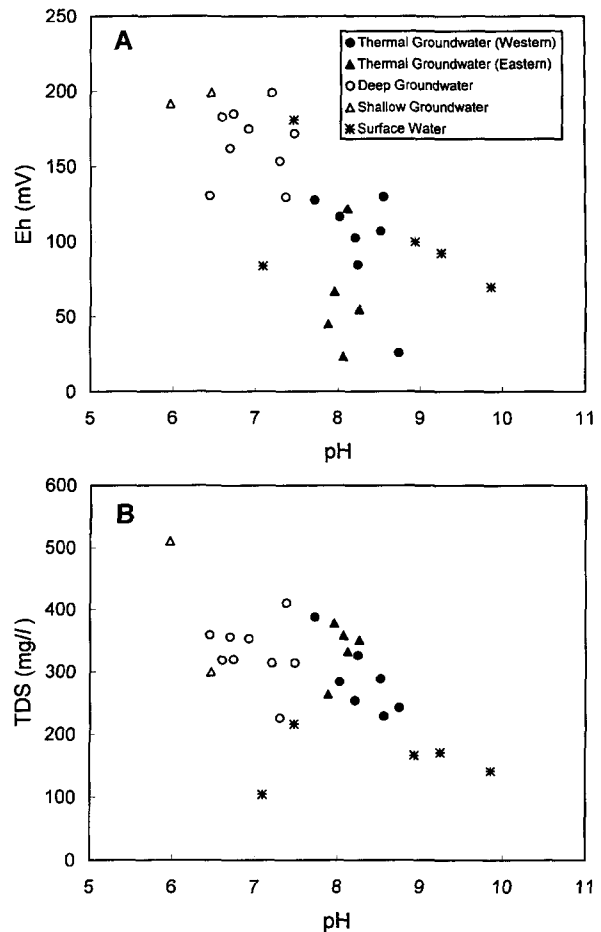


Figure 3. Plots of pH versus (A) Eh (mV) and (B) total dissolved solid (TDS) in various kinds of waters from the Yusing area.

이 일어나고 있음을 나타낸다.

용존 이온 분포 특성

연구 지역 물시료에 대한 화학조성은 Table 1에 기재되어 있다. 주요 용존 이온들은 Na^+ , Ca^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- 등이고, 소량의 K^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , NO_3^- , F^- 등이 분포한다. 이밖에 미량 원소로는 Fe, Mn, Al, Ba 등과 Cu, Pb, Zn, Mo 등과 같은 중금속 이외에 특징적으로 Li, B, U 이 존재한다. 이 중 U의 함량이 지열수와 심부지하수에서 모두 매우 높게 나타나는 것이 특징이다.

앞서 살펴본 바와 같이 TDS 및 Eh 값에서는 천부지하수와 심부지하수 및 지열수간의 구별이 뚜렷하지 않지만 용존 이온에서는 매우 뚜렷한 차이가 남을 알 수 있다 (Table 1). 주요 용존 이온을 대상으로 물의 유형 및 진화 양상을 확인하기 위하여 Piper's diagram에 도시하였다 (Figure 4). 유성 지역 지열수 및 지하수의 높은 NO_3^- 함량을 고려하여, Cl^- 함량에 NO_3^- 함량을 추가한 변형된 Piper's diagram을 사용하였다. 전체적으로는 천부지하수를 거쳐 지열수로 변화하면서 수질 특성은 Na-HCO_3 유형으로 변화한다. 천부지하수 및 심부지하수의 경우

Ca(Na)-HCO₃(Cl, SO₄) 형 또는 Na(Ca)-HCO₃ 형으로 분류되는 반면 지열수는 일부 Na-Cl(SO₄) 형을 보이기도 하나 대체적으로 Na-HCO₃ 형의 분포를 보인다.

pH와 각 용존 이온과의 상관관계는 Figure 5에 도시되었으며, 물의 유형에 따라 뚜렷이 구분된다. Na, SiO₂, F 등은 천부지하수에서 지열수로 갈수록 증가하면서 pH와 정의 관계를 보여주며, Ca, Mg, Cl 등은 부의 관계를 보여주는 반면, K, SO₄, HCO₃는 pH와 뚜렷한 상관관계를 보여주지 않는다 (Figure 5, Table 1). Na의 증가는 화강암의 주 구성광물인 사장석의 용해에 기인하고, Ca는 사장석과 방해석으로부터 유래될 수 있다. 화강암으로 구성된 연구 지역의 지질환경을 고려할 때, 방해석의 존재는 가능성이 희박한 것으로 판단되고, 열수기원의 방해석맥과의 반응에 기인한 것으로 고려할 수 있지만, 용해도가 높은 방해석과의 반응에 기인하였다면 지하수의 방해석에 대한 포화지수는 0에 가까운 값을 가지게 된다 (Kenoyer and Bowser, 1992). 유성 지역 심부지하수의 경우 대부분 방해석에 대하여 불포화상태를 보인다. 더욱이 지열수, 심부지하수 및 유성 지역 화강암의 스트론튬 동위원소 분석결과와 화강암류의 범위안에 속하고 있어 Ca의 기원은 사장석인 것으로 사료된다. 또한, 수리화학 및 탄소동위원소 특성은 심부지하수의 탄소의 기원이 방해석의 용해반응과 무관함을 보여주고 있다 (동위원소특성 참조).

연구 지역 화강암의 화학조성은 Na₂O가 3.90~4.17%, CaO가 1.35~2.25%를 보여준다 (박희인 외, 1977). Na₂O와 CaO 모두 사장석에 해당하는 화학성분으로 가정할 경우 사장석의 조성은 Ab₇₄An₂₆~Ab₆₅An₃₅의 범위를 갖는다. 이러한 사장석이 이상적으로 용해되었다면 지하수내 Na의 물분율 (X_{Na})은 0.65~0.74와 유사한 값을 보여야 한다. 그러나 본 지역 심부지

하수의 X_{Na}는 0.47~0.79 (평균 0.59)로서 높은 Ca 함량을 보여준다. 연구 지역내에서 Ca의 기원이 될 수 있는 다른 광물의 존재를 확인할 수 없었음을 감안할 때 이러한 높은 Ca 함량은 사장석의 용해속도 차이로 설명될 수 있다. 즉, 알바이트와 아노사이트의 용해도 차이로 인하여 높은 Ca/Na비를 갖는 지하수가 형성되었을 것으로 판단된다 (Mast & Drever, 1990; Azaroual & Fouillac, 1997). 심부지하수와는 달리 지열수의 경우 높은 Na 함량을 보이고 있으며 (0.72-0.94) 이는 방해석의 침전반응으로 설명이 가능하다. 방해석에 대한 포화지수를

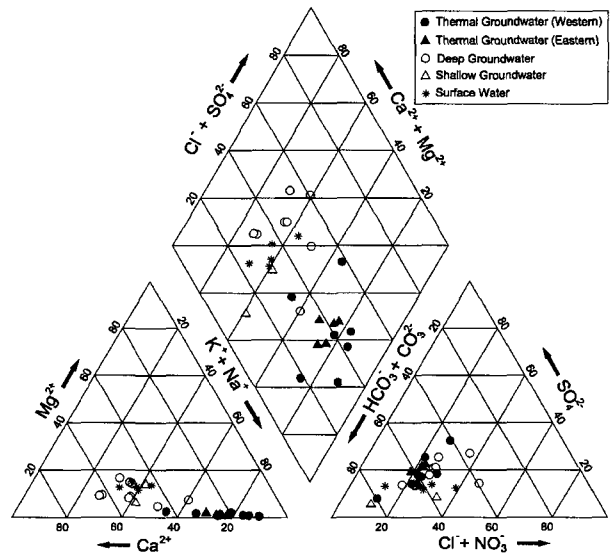


Figure 4. Modified Piper's diagram showing compositions of various kinds of waters from the Yusing area.

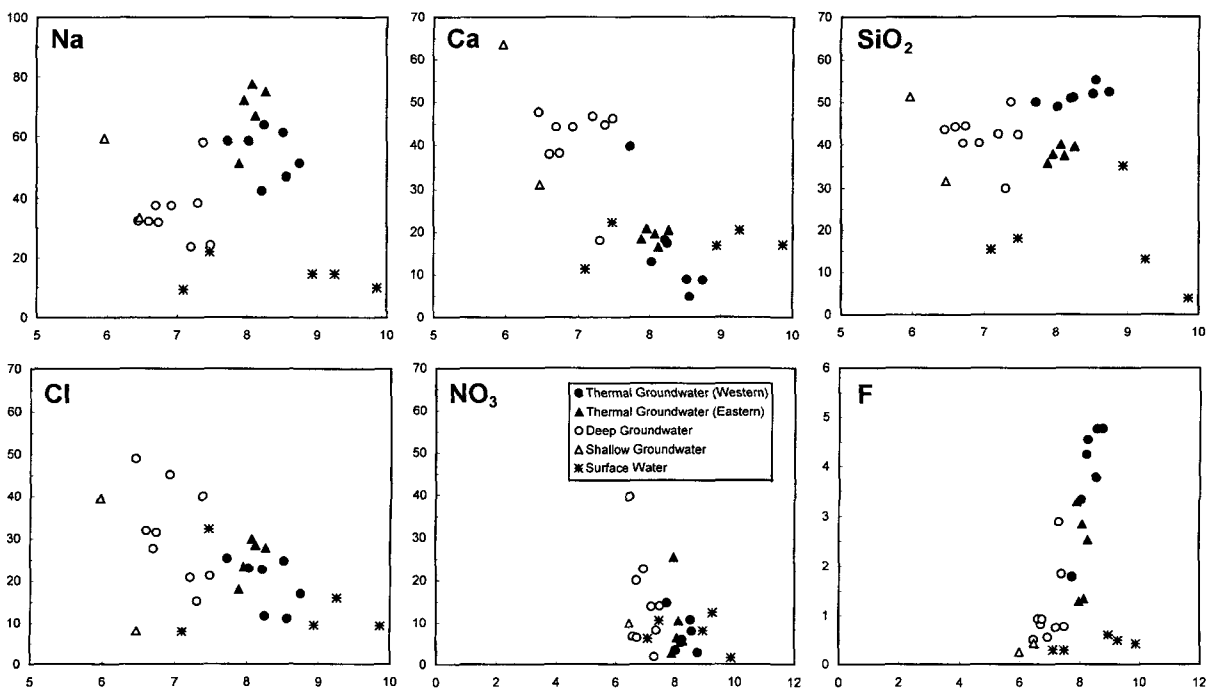


Figure 5. Plots of pH versus Na, Ca, SiO₂, Cl, NO₃ and F concentrations (mg/l) in various kinds of waters from the Yusing area.

관해 도시한 결과 (Figure 6), 천부지하수에서 심부지하수를 거쳐 지열수로 갈수록 pH의 증가와 더불어 방해석이 포화 및 과포화상태에 도달함을 알 수 있다. 이는 지열수내 Na와 Ca의 분포 특성은 사장석의 용해반응과 더불어 방해석의 침전반응에 의해 조절됨을 지시한다.

지하수내 Mg와 K는 K-장석 및 운모류의 용해에 의해 공급된다. Mg의 경우 천부지하수에서 지열수로 갈수록 감소하는 양상을 보여준다 (Figure 5). 이는 광물내에 (주로 흑운모) 존재하던 Mg가 지하수의 천부순환 중에 일탈된 후에 다시 2차 변질광물 (주로 점토광물)내의 이온교환 가능한 위치로 들어가면서 지열수내에는 소량만 남게 되기 때문인 것으로 판단된다. K의 함량은 미량으로 존재하며 물의 유형에 따라 뚜렷한 함량 변화를 보이지 않는다. 이는 주요 K-함유광물인 정장석의 용해반응이 아직 상당한 정도로 진행되지 않았거나, 대부분의 K이 운모류 등의 점토광물로 다시 침전될 수 있어서 지열수나 지하수내에는 미량으로 분포하게 된 것으로 보인다. 각종 이차광물에 대한 계산된 포화지수 값은 Table 2에 정리되어 있다.

일반적으로 지하수가 유동 통로를 따라 심부로 순환하면서 점진적인 물-암석 반응이 진행되면서 이동도 (mobility)가 비교적 큰 이온들 (Na, K, Ca, Mg 등과 같은 알칼리 및 알칼리 토 금속)과 SiO₂가 점진적으로 방출되며, 지하수의 SiO₂ 함량은 대부분 비정질 실리카 (chalcedonic silica)의 용해도에 의해 조절된다. 유성 지역의 경우 천부지하수에서 지열수로 갈수록 SiO₂ 함량 변화는 뚜렷하지는 않지만 대체로 증가하는 경향을 보여준다 (Figure 5). 즉, 지열수의 높은 SiO₂ 함량은 물-규산염광물 반응에서 온도에 의해 조절된 것으로 판단되며, 후술하겠지만 이의 특성으로 지열수 심부저장지의 온도를 추정할 수 있을 것으로 사료된다.

지하수내 Cl은 흑운모의 가수분해작용 또는 유체포유물로 부터 유래될 수 있다 (Edmund *et al.*, 1985 ; Nordstrom *et al.*,

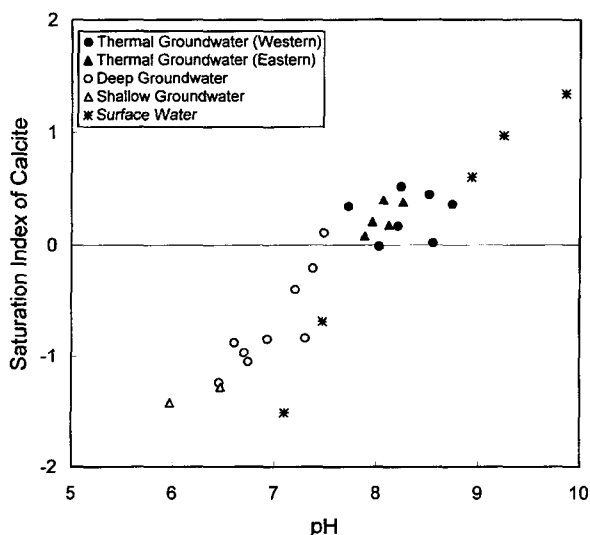


Figure 6. Plots of pH versus saturation indices (S.I.) of calcite in various kinds of waters from the Yusung area.

1985). Cl 함량은 심부지하수 (15.3~48.9 mg/l)가 지열수 (11.1~29.9 mg/l)에 비해 높다 (Figure 5). 이는 심부 순환 중 물-암석 반응에 의한 것보다는 오염에 노출된 지표수 또는 인근 지하수의 심부지하수로의 유입에 의한 것으로 사료된다. 특히, 대부분의 심부지하수는 인위적 오염의 지시원소인 NO₃가 높은 함량을 보이며 (Figure 5), 지열수 개발 지역에 인접한 도심권내의 천부지하수인 Y-22 시료인 경우 56 mg/l까지 이르는 것은 지역적으로 발생한 생활오수가 지하매질로 직접 유입되고 있음을 나타낸다 (Table 1). 더욱이 일부 지열수 (Y-2, Y-5)에서도 높은 함량의 NO₃가 검출되고 있어 연구 지역과 같은 한정된 범위의 온천 개발 지역에서 적정 채수량을 초과하는 지열수 및 심부지하수의 과잉양수에 따라 지열수 관정내로 오염된 지하수가 유입됨을 지시한다.

유성 지역 지열수 및 심부지하수의 SO₄ 함량은 12.8~59.7 mg/l로써 비교적 높은 값을 보이며 서로 뚜렷한 구분이 없다. 지열수내 SO₄는 황화광물 또는 H₂S 가스의 산화작용에 의해 유래될 수 있다. 그러나, 심부기원의 H₂S가스의 공급에 의하여 SO₄가 형성되었다면, 지열수는 산성을 나타내야 하지만, 유성 지열수는 대부분 약알칼리성 (약 8.1)을 보여주며, Giggensbach (1988)에 의한 H₂S 현장측정법으로는 H₂S를 확인할 수 없었다. 그러므로, 현재로서는 유성 지역 지열수내 SO₄의 기원은 확실한 증거를 제시할 수는 없지만 황화광물의 산화작용에 기인한 것으로 사료된다 (동위원소 특성 참조).

지열수의 F의 함량은 1.3~4.8 mg/l로서 비교적 높은 값을 보이고, 천부 및 심부지하수는 낮은 값을 보인다 (Figure 5). 지열수로 갈수록 F의 함량이 증가하는 것은 주로 운모류를 구성하는 (OH)⁻를 치환하고 있던 것이 물-암석 반응이 진행되면서 운모류 결정격자로부터 용탈되어 나온 것으로 판단된다 (Nordstrom *et al.*, 1989).

상기 주요 이온들의 분포 특성은 유성 지역 지열수 분포 지역 중에서 동쪽과 서쪽 지역의 이온분포특성이 다소 차이가 남을 알 수 있다 (Figs. 1 and 5). 특히, 오염지시원소인 Cl과 NO₃의 경우, 서쪽 지역 지열수에 비해 동쪽 지역에서 우세한 특성을 보이는 반면, 물-암석반응에 기인한 F함량은 서쪽 지역에서 높게 나타나고 있다. 이는 서쪽 지역 보다는 동쪽 지역에서 지열수와 주변지하수와의 혼합과정이 우세하게 진행되고 있는 것으로 사료된다. 후술하겠지만, 이러한 특성은 동위원소 결과에서도 동일하게 보여지고 있다 (동위원소 특성 참조).

미량원소의 경우 Li⁺는 지열수에서 가장 높게 나타나며 지열수나 심부지하수에서의 Li⁺ 함량이 지표수나 천부지하수와 뚜렷이 구분된다. Li⁺는 이온반경과 이온전하가 Na⁺ 및 K⁺와 유사하기 때문에 Na⁺를 치환하고 있는 사장석이나 K⁺를 치환하고 있는 운모류의 용해로부터 기인한다. 연구 지역 자연수들을 상대적인 Li, Rb, Cs 함량에 따른 삼각도표에 도시한 결과 지하수는 불석광물 등에 의해 Cs가 흡착, 제거되는 범위에 도시된다 (Figure 7A). 또한 상대적인 Cl, Li, B 함량에 따른 삼각도표에 도시한 결과는 이들이 비교적 B/Cl 비가 낮은 영역에 도시되며 (Figure 7B) 일정한 Li/B 비를 갖고 진화하였음을 알 수 있다. 이 외에 Mo를 제외한 중금속원소의 함량에는 뚜렷한 변화양상이 보여지지 않으나 B 및 U의 경우 심도가 깊

Table 2. Calculated saturation indices (S.I.) for various kinds of waters from the Yusing area

Sample No.	Alb	Anor	Cal	Chl	Clino	Ill	Kaol	Laum	Micro	Mus	Mg-beid	Na-beid	Phl	Stron
<i>Thermal Water (Western)</i>														
Y-1	0.83	-2.56	-0.01	6.47	-1.34	0.47	3.08	5.10	1.73	3.74	0.24	0.28	-1.49	-0.16
Y-2	0.62	-2.42	0.35	5.47	-1.21	0.40	3.25	5.16	1.49	3.70	0.39	0.37	-2.39	0.16
Y-3	0.97	-1.60	0.17	8.76	0.38	0.71	3.21	5.79	1.81	4.06	0.40	0.41	0.01	0.00
Y-4	0.79	-2.31	0.53	7.66	-0.69	0.00	2.51	5.12	1.64	3.18	-0.42	-0.34	-0.42	0.21
Y-8	0.90	-2.45	0.37	9.03	-0.55	-0.25	1.90	5.15	1.89	2.76	-1.03	-0.89	0.94	0.24
Y-10	1.07	-1.73	0.02	6.05	0.27	0.22	2.69	5.47	1.95	3.76	-0.32	-0.10	-1.09	-0.18
Y-11	0.89	-2.09	0.46	6.49	-0.13	-0.22	2.23	5.25	1.76	3.07	-0.81	-0.61	-0.79	0.18
<i>Thermal Water (Eastern)</i>														
Y-5	0.93	-2.53	0.21	3.03	-1.30	0.79	3.53	5.31	1.87	4.34	0.61	0.74	-3.79	0.08
Y-6	-0.04	-3.19	0.41	5.75	-2.13	-1.51	1.52	3.66	0.65	1.58	-1.83	-1.73	-1.74	0.03
Y-7	1.18	-2.22	0.39	5.97	-0.55	1.02	3.43	5.81	2.12	4.39	0.65	0.75	-1.78	0.14
Y-9	-0.31	-3.49	0.08	5.60	-2.78	-1.37	1.82	3.48	0.46	1.68	-1.50	-1.51	-2.27	-0.33
Y-12	1.37	-1.88	0.18	3.90	-0.22	1.66	4.21	6.18	2.30	5.35	1.47	1.60	-3.34	0.17
<i>Deep Groundwater</i>														
Y-13	0.95	-2.62	-0.85	-0.78	-2.34	2.91	5.99	6.02	2.29	6.79	3.54	3.33	-7.45	-0.99
Y-14	0.26	-4.37	-0.97	-4.90	-5.23	1.84	5.01	4.55	2.08	5.45	2.40	2.17	-9.67	-0.87
Y-15	0.90	-2.67	-0.84	1.26	-2.23	2.66	5.62	5.77	2.16	6.52	3.04	2.87	-6.09	-0.97
Y-16	1.47	-1.99	-0.21	3.09	-0.94	2.86	5.46	6.59	2.65	6.56	3.11	3.01	-4.41	-0.34
Y-17	0.28	-3.62	-1.24	-3.54	-4.30	2.27	5.73	4.94	1.83	6.08	3.16	2.86	-9.38	-1.41
Y-18	-0.06	-2.84	-0.88	0.33	-2.94	1.14	4.87	4.46	1.01	5.02	1.94	1.71	-6.82	-1.22
Y-19	1.05	-0.43	0.11	8.24	1.58	2.95	5.65	7.01	2.31	7.05	3.10	2.86	-1.31	-0.32
Y-20	1.32	-1.41	-0.40	2.67	-0.25	3.92	6.59	7.25	2.90	7.96	4.35	4.07	-5.14	-0.67
Y-21	0.72	-3.48	-1.05	-2.41	-3.88	2.67	5.83	5.49	2.17	6.30	3.46	3.17	-8.59	-1.16
<i>Shallow Groundwater</i>														
Y-22	0.95	-3.83	-1.42	-10.25	-5.08	3.37	7.00	5.42	2.38	7.48	4.66	4.48	-13.89	-1.66
Y-23	0.00	-4.69	-1.28	-6.37	-6.00	1.80	5.43	4.15	1.52	5.46	2.74	2.45	-11.35	-1.60
<i>Surface Water</i>														
Y-24	1.76	-0.03	0.61	17.90	3.37	3.75	4.70	8.18	3.89	7.43	2.49	2.21	6.28	0.18
Y-25	1.09	0.52	0.97	20.73	4.51	3.75	4.74	7.94	3.53	7.96	2.06	1.73	7.82	0.80
Y-26	-1.32	-2.10	1.34	21.53	1.09	-1.06	0.92	3.66	0.52	2.71	-3.27	-3.42	8.11	0.99
Y-27	1.13	-0.98	-0.69	4.97	0.50	4.97	7.08	7.20	3.69	9.86	4.60	4.29	-3.15	-0.91
Y-28	-0.33	-2.56	-1.51	-0.22	-2.34	2.77	6.01	5.04	2.00	7.46	2.97	2.62	-7.08	-1.78

Abbreviations: Alb=Albite, Cal=Calcite, Chl=Chlorite, Clino=Clinozoisite, Ill=Illite, Kaol=Kaolinite, Laum=Laumontite, Micro=Microcline, Mus=Muscovite, Mg-beid=Mg-beidelite, Na-beid=Na-beidelite, Phl=Phlogopite, Stron=Strontianite

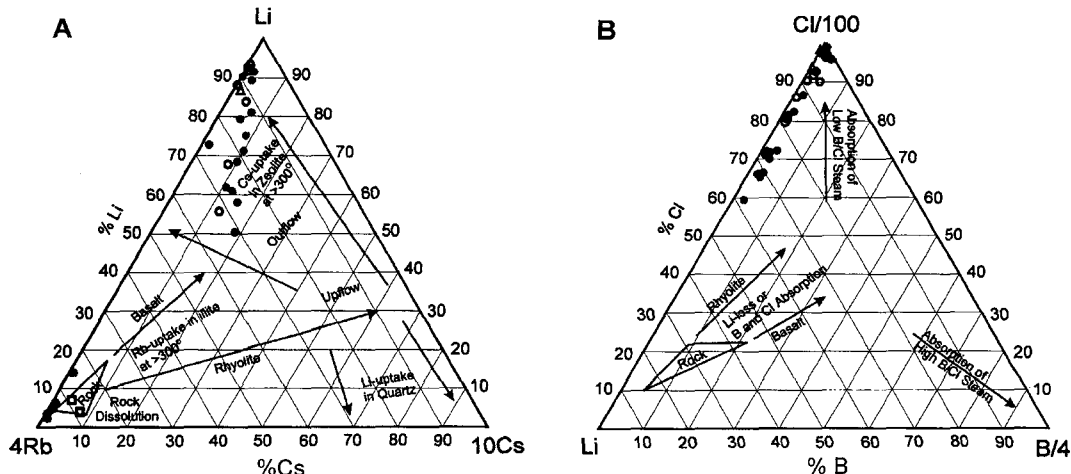


Figure 7. Triangular plot showing relative (A) Li, Rb and Cs contents (Navada *et al.*, 1995) and (B) Cl, Li and B contents (Giggenbach and Goguel, 1989) in various kinds of waters from the Yusing area.

은 지열수나 심부지하수에서 특히 높은 함량을 보인다. 이는 지하 심부로부터 지열수가 순환 상승하면서 특정 광물과 반응한 결과로 해석할 수 있으나 명확하지는 않다.

동위원소 특성

지하수의 기원과 진화양상을 규명하기 위하여 안정동위원소인 산소 ($\delta^{18}\text{O}$), 수소 (δD), 탄소 ($\delta^{13}\text{C}$), 황 ($\delta^{34}\text{S}$) 및 스트론튬 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 동위원소를 분석하였고, 지하수의 연령과 체류시간을 확인하기 위하여 방사성 동위원소인 삼중수소 (^3H)를 분석하여 그 결과를 Table 3에 나타내었다.

산소 및 수소 동위원소

연구 지역 물 시료의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 상관관계는 Figure 8과 같으며, 지열수, 지하수 및 지표수 모두 지구순환수선 (Global

Meteoric Water Line; Craig, 1961) 상에 도시되어 모두 순환수 기원임을 알 수 있다. 연구 지역의 경우, 물의 유형에 따라 산소 및 수소 동위원소 조성은 다소 지열수가 낮은 값을 보이는 경향이 있으나 뚜렷하게 구별되지 않는다. 이는 천부지하수, 심부지하수 및 지열수의 충전고도가 유사한 것일 수도 있지만 각 유형의 물들이 서로 혼합되어 나타나는 현상일 수도 있다. 지열수의 경우, 화학분포 특성과 마찬가지로 서쪽 지역 보다는 동쪽 지역 지열수가 주변 지하수의 동위원소값과 유사한 다소 높은 값을 보인다. 이는 앞서 서술한 바와 같이 동쪽 지역으로부터 지하수의 유입이 활발하게 진행되고 있음을 보여준다.

삼중수소 분석 결과는 대부분 지열수가 천부지하수 및 심부지하수에 비해 낮은 함량을 보이고, 이 역시 혼합작용을 받은 특성을 보인다 (Figure 9). 연구 지역 자연수의 삼중수소 함량은 지표수의 경우 7.0~12.1 TU, 천부지하수의 경우 9.7~10.6

Table 3. Isotopic compositions of various kinds of waters from the Yusung area

Sample No.	Sampling Date	Depth (m)	Temp. (°C)	pH	Eh (mV)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δO (‰)	Tritium (Tu)	$\delta^{13}\text{O}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Thermal Water (Western)</i>											
Y-1	Apr-98	320	38.5	8.0	116.5	-8.1	-55.9	5.1	-14.2	7.7	-
Y-2	Apr-98	350	40.1	7.7	127.7	-8.2	-53.6	4.6	-17.3	4.4	0.71592
Y-3	Apr-98	325	42.8	8.2	102.6	-8.0	-53.7	4.8	-17.1	4.9	-
Y-4	Apr-98	350	42.2	8.2	84.7	-8.5	-57.4	2.9	-16.6	6.5	0.71591
Y-8	Jul-98	320	39.1	8.7	25.9	-8.2	-57.7	2.1	-15.7	4.4	0.71592
Y-10	Nov-98	320	46.0	8.6	130.0	-8.5	-55.7	0.6	-16.4	5.5	-
Y-11	Nov-98	320	43.4	8.5	107.0	-8.4	-55.4	3.7	-17.2	5.3	-
<i>Thermal Water (Eastern)</i>											
Y-5	Jul-98	309	32.8	8.0	66.8	-7.8	-54.2	6.8	-15.6	3.5	-
Y-6	Jul-98	300	47.8	8.1	23.4	-7.7	-55.1	5.8	-17.2	2.5	-
Y-7	Jul-98	300	30.6	8.3	54.9	-8.2	-56.1	5.9	-16.6	2.7	-
Y-9	Jul-98	310	44.6	7.9	45.2	-8.1	-55.3	6.4	-15.8	6.7	-
Y-12	Nov-98	285	29.6	8.1	122.0	-8.2	-55.2	6.8	-15.5	3.3	-
<i>Deep Groundwater</i>											
Y-13	Apr-98	300	23.0	6.9	175.0	-7.9	-55.1	8.5	-17.6	-	-
Y-14	Apr-98	315	19.3	6.7	162.3	-7.9	-52.5	7.5	-15.7	2.1	0.71612
Y-15	Jul-98	250	22.2	7.3	153.6	-7.7	-53.5	6.7	-14.2	3.9	-
Y-16	Jul-98	360	24.2	7.4	129.7	-8.3	-55.4	6.4	-16.1	-	0.71604
Y-17	Apr-98	350	23.9	6.5	130.7	-7.8	-53.5	8.5	-17.5	6.0	-
Y-18	Nov-98	250	23.8	6.6	183.0	-7.9	-55.3	6.6	-16.7	1.3	-
Y-19	Nov-98	284	22.0	7.5	172.0	-8.0	-56.4	6.7	-18.5	3.3	-
Y-20	Nov-98	280	23.3	7.2	199.0	-8.1	-54.9	6.7	-17.5	3.8	-
Y-21	Nov-98	250	19.8	6.7	185.0	-7.8	-55.5	6.4	-16.4	1.3	-
<i>Shallow Groundwater</i>											
Y-22	Apr-98	20	17.8	6.0	191.8	-7.9	-51.8	10.6	-23.4	-	0.71981
Y-23	Apr-98	45	17.7	6.5	199.4	-8.0	-56.4	9.7	-18.1	5.1	0.71473
<i>Surface Water</i>											
Y-24	Apr-98		24.9	8.9	99.7	-7.4	-45.1	7.4	-11.6	-	-
Y-25	Apr-98		24.0	9.3	92.4	-7.0	-42.5	9.0	-11.0	-	-
Y-26	Apr-98		24.2	9.9	69.8	-7.3	-47.0	7.7	-10.3	-	-
Y-27	Apr-98		19.8	7.5	181.1	-8.1	-56.0	12.1	-7.5	-	-
Y-28	Jul-98		24.6	7.1	83.9	-8.4	-59.1	7.0	-12.0	7.7	0.71555
<i>Rock Sample</i>											
Two-mica Granite			-	-	-	-	-	-	-	-	0.71848
Schistose Granite			-	-	-	-	-	-	-	-	0.71362

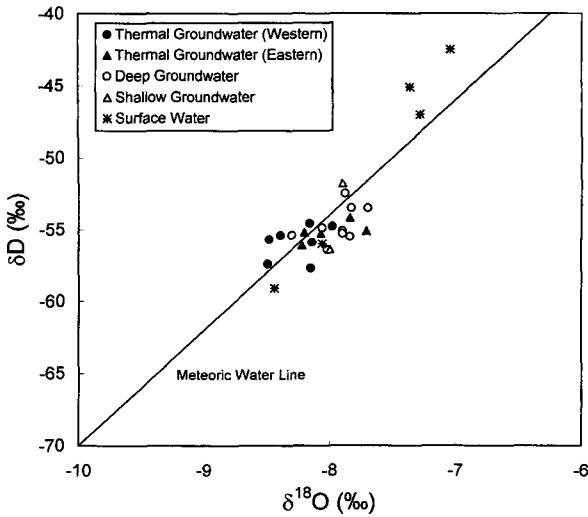


Figure 8. δD versus $\delta^{18}O$ diagram of various kinds of waters from the Yusing area.

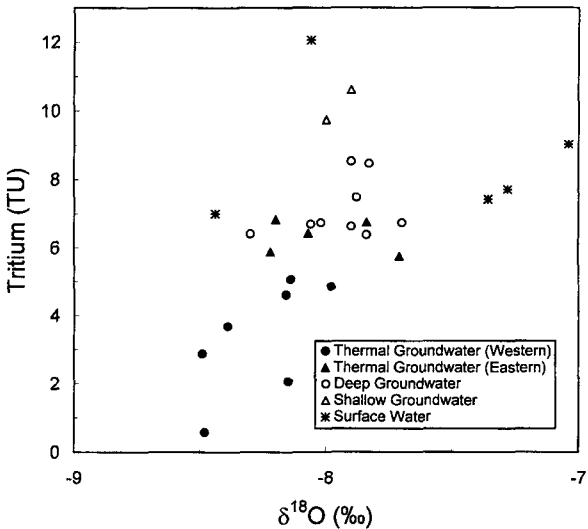


Figure 9. Tritium versus $\delta^{18}O$ contents of various kinds of waters from the Yusing area.

TU, 심부지하수의 경우 6.4~8.5 TU, 지열수의 경우 0.6~6.8 TU로서 유형별로 비교적 뚜렷이 구분되며 이 중 지열수가 가장 낮은 삼중수소 값을 보인다 (Table 3). 따라서 천부 및 심부지하수의 충전시기는 서로 상이하였음을 알 수 있다. Y-10 (0.6 TU) 지열수의 경우 한반도 강수의 삼중수소 변화 (고용권 외, 1999b)를 고려하여 볼 때, 충전시기가 주로 핵실험 이전인 1950년대 이전으로서 지하수의 체류시간이 50년 이상의 것으로 추정되지만 대부분 지열수의 경우 지열수 저수지로부터 상승이동 중에 심부 및 천부 지하수의 혼합활동이 수반되고 있음을 시사한다. 또한 심부지하수의 경우, 지열수와 채수 위치 및 심도가 유사함에도 불구하고 삼중수소 함량에서의 차이가 매우 뚜렷한 것으로 보아 지열수와는 다르게 비교적 빠른 속도로 지하수 순환체계를 거치면서 최근의 지표수가 혼합된 것

으로 판단된다. 지열수중 삼중수소의 분포특성은 화학분포특성과 산소 및 수소 안정동위원소 분포 특성보다도 온천수 위치 (동쪽과 서쪽 지역)에 따라 뚜렷한 차이를 보인다 (Figure 9). 이 역시 동쪽 지역 지열수가 높은 삼중수소함량을 갖는 주변 지하수의 혼합작용이 활발하게 진행되었음을 보여준다.

탄소 및 황 동위원소

지하수 연구에 있어서 탄소 동위원소 조성 ($^{13}C/^{12}C$)은 지하수의 진화과정, 탄소의 순환과정, 물-암석반응에 따른 지화학 특성 등을 해석하는데 매우 유용한 환경추적자로 활용된다 (Hoefs, 1997). 대기중 이산화탄소의 δC 는 현재 화석연료 사용으로 인하여 감소추세에 있으며 현재 약 -6.4% 로 알려져 있고 (Craig and Keeling, 1963; Friedli *et al.*, 1986), 해수기원일 경우는 약 0% 로 알려져 있다 (Hoefs, 1997). 물의 순환과정에서 지표로 떨어진 강우 (약 -7% , $\delta^{13}C$)는 토양을 거쳐 지하수로 유입하게 된다. 이 과정에서 지하수의 탄소 동위원소 조성은 이산화탄소의 주요공급원인 토양수의 탄소 동위원소 조성에 영향을 받게 된다. 토양수의 탄소 동위원소 조성은 지하수 함양지역 식물의 광합성작용에 의한 탄소 동위원소 분별작용에 의해 결정된다. 광합성작용에 의한 탄소 동위원소 분별은 3가지 경로 (Calvin, Hatch-Slack and Crassulacean acid metabolism pathways)로 진행되는 것으로 알려져 있으며 (Hoefs, 1997), 우리나라의 기후조건에서는 식물에서 탄소 동위원소 분별작용은 Calvin 경로에 해당된다. Calvin 경로로 광합성작용이 진행될 경우 약 22% ($\delta^{13}C$)의 분별이 발생하게 되어, 식물의 탄소 동위원소 조성은 평균 약 -27% 값을 갖게 된다 (Vogel, 1993). 이러한 낮은 탄소 동위원소 조성을 갖는 토양수로부터 이산화탄소를 공급받은 지하수는 지하로 이동하는 과정에서 탄산염광물의 용해 또는 침전 등 지화학 반응 및 다른 기원의 지하수와 혼합작용을 통하여 다양한 탄소동위원소 조성을 갖게 된다 (Clark & Fritz, 1997).

연구 지역의 자연수 시료에 대한 탄소 동위원소비는 지표수는 $-12.0\sim-7.5\%$ (평균 -10.5%), 천부지하수는 $-23.4\sim-18.1\%$ (평균 -20.7%), 심부지하수는 $-18.5\sim-14.2\%$ (평균 -16.7%), 지열수는 $-17.3\sim-14.2\%$ (평균 -16.3%)의 범위를 갖는다. 지표수의 경우 대기 기원의 이산화탄소가 크게 기여하고 있고, 천부지하수의 탄소 동위원소 조성은 토양수에 영향을 받은 것으로 설명할 수 있다. 천부지하수는 일반적인 토양수의 특성인 매우 높은 이산화탄소 분압 ($10^{-1.3}\sim 10^{-0.7}$ atm)을 갖고 있다 (Table 1). 심부지하수는 천부지하수에 비해 높은 탄소 동위원소 값을 보이고 있다. 이는 천부지하수에 비해 상대적으로 높은 탄소 동위원소 조성을 갖는 탄산염 광물과의 반응, 또는 높은 탄소 동위원소 조성을 갖는 심부기원의 지열수와와의 혼합작용으로 설명할 수 있다. 그러나 심부지하수의 화학특성 및 탄소 동위원소 특성으로부터 탄산염 광물과의 반응 가능성은 배제할 수 있다. 탄산염 광물은 퇴적기원과 열수기원으로 생성될 수 있으나, 유성 지역은 화강암 분포 지역으로서 퇴적기원 탄산염 광물은 당연히 고려대상에서 제외될 수 있고, 유성 지역 화강암에서 열수기원 방해석은 보고 및 확인된 바 없다. 만일 유성 지역에 열수기원의 방해석 (약 -7% , Hoefs, 1997; Clark

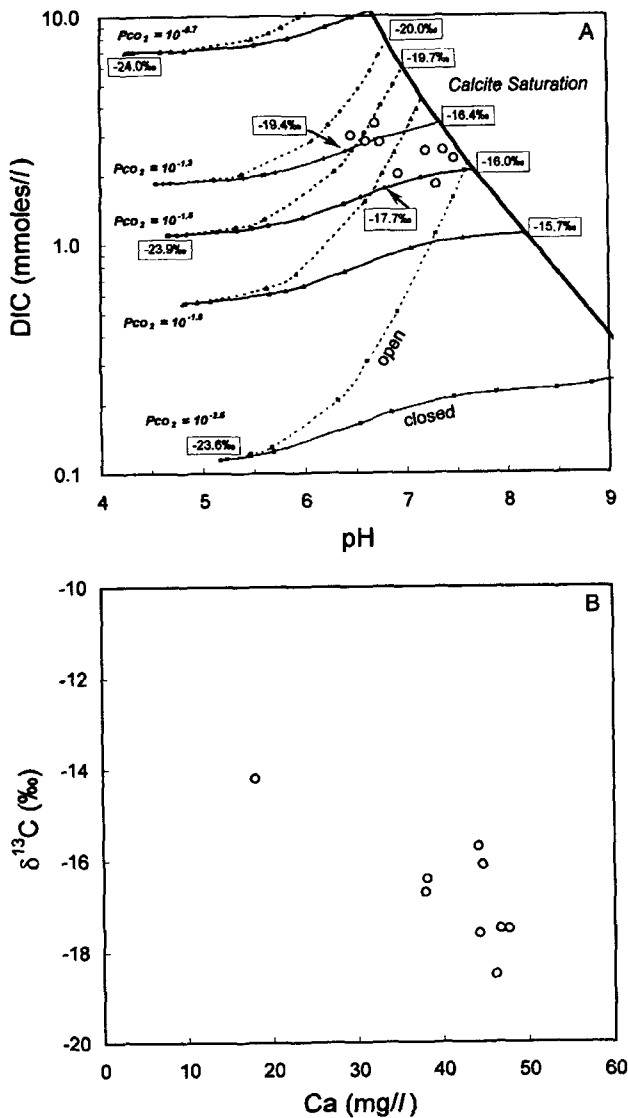


Figure 10. (A) The evolution of DIC and $\delta^{13}C_{DIC}$ in calcite ($\delta^{13}C_{DIC} = -7\%$) is dissolved to the point of saturation. Open and closed system conditions area shown for the cases where the water is in equilibrium with soil P_{CO_2} of $10^{-0.7}$, $10^{-1.3}$, $10^{-1.5}$, $10^{-1.8}$ and $10^{-2.5}$. Diagrams are shown for soil CO_2 with -23% , $\delta^{13}C$. The $\delta^{13}C$ values according to evolution are shown in squares. The DIC and $\delta^{13}C$ values of deep groundwater in the Yusing area are also plotted. The evolution path was calculated by PHREEQC (Parkhurst, 1995). (B) The relation between Ca concentration and $\delta^{13}C$ values of deep groundwater in the Yusing area.

and Fritz, 1997)이 존재하여 지하수가 순환하는 과정에서 방해석의 용해반응이 진행되었다면, 탄소 동위원소의 진화경로를 평가할 수 있다. 즉, 토양층을 거친 지하수의 탄소동위원소 조성은 앞서 설명한 바와 같이 매우 낮은 값 (약 -25%)을 갖게 되고, 탄산염광물이 용해됨에 따라 지하수의 탄소 동위원소 조성은 증가하게 된다. 이때 탄소 동위원소 진화경로는 초기용액의 탄소 동위원소 조성(이산화탄소에 대한 닫힌계 또는 열

린계 조건에 의해 크게 조절된다. 이러한 방해석의 용해를 가정한 탄소동위원소 진화경로를 유성 지역 심부지하수의 탄소 동위원소 조성(이산화탄소에 대한 닫힌계 또는 열린계의 진화경로와 대체적으로 일치하고 있다. 그러나 방해석의 용해반응에 의해 탄소 동위원소가 변화(증가)할 경우, 광물침전에 의해서 Ca가 소모되지 않는다면, 지하수내에는 Ca함량이 증가되어야 하지만 유성 지역 심부지하수의 경우 탄소 동위원소 조성(이산화탄소에 대한 닫힌계 또는 열린계)과 Ca 함량과의 상관관계는 오히려 역의 관계를 보여주고 있기 때문에 (Figure 10B) 방해석의 용해반응으로는 탄소 동위원소 변화 특성을 해석할 수 없다. 또한 유성 지역 심부지하수는 Ca를 함유하는 광물에 대하여 불포화 상태를 보이고 있어 (Table 2) 광물침전에 의한 Ca 소모반응이 진행되지 않았음을 보여준다. 결국, 산소 및 수소 동위원소 결과와 마찬가지로 심부지하수에서의 탄소 동위원소 조성 변화는 지열수와 천부지하수의 혼합작용에 의한 것으로 판단된다.

지열수의 탄소 동위원소 조성은 대체적으로 심부지하수에 비해 다소 높은 값을 보여주고 있다. 그러나 앞서 서술한 바와 같이 유성 지역 모든 지열수는 방해석에 대하여 포화 또는 과포화상태를 보이고 있어 (Table 2, Figure 6), 지열수가 진화하는 과정에서 방해석의 침전반응이 진행되었음을 지시한다. 유성 지역 지열수가 심부에서 천부로 상승하는 과정에서 탄소에 대하여 닫힌계 (Closed system)에서 진화되었다면, 방해석의 침전은 동위원소 분별작용을 야기시키게 되었을 것이다. 그러므로 현재 지열수의 탄소 동위원소 조성은 $-17.3\sim-14.2\%$ 을 보여주지만, 방해석이 침전되기 전 즉, 분별작용전의 탄소 동위원소 조성은 이보다는 높은 값을 갖고 있는 것으로 추정할 수 있다. 더욱이 산소 및 수소 동위원소 결과에서 확인되었듯이 지열수는 지표수 또는 주변 지하수 ($<-20\%$)의 혼합특성을 보이고 있어, 혼합되기 전 심부에서의 지열수는 보다 높은 탄소 동위원소를 가졌을 것으로 판단된다.

연구 지역의 자연수 시료에 대한 황 동위원소비는 지열수가 $2.5\sim7.7\%$, 심부지하수는 $1.3\sim6.0\%$, 천부지하수는 5.1% , 지표수는 7.7% 로서 지하수의 유형별 차이는 뚜렷하지는 않지만, 지표수 및 천부지하수에서 심부지하수로 갈수록 감소하는 경향이 있다 (Table 3). 또한 황산염 이온 농도와 $\delta^{34}S$ 와의 관계를 살펴보면, 황산염의 농도가 높아질수록 황 동위원소비가 감소하는 양상을 보이고 있으며, 지열수의 경우에는 이와 같은 경향이 뚜렷하게 나타나고 있다 (Figure 11). 이는 두가지 다른 기원을 갖는 황의 혼합과정으로 설명될 수 있다. 즉, 낮은 황산염의 농도와 높은 황 동위원소 값을 갖는 지표수 및 천부지하수와 상대적으로 황산염 함량이 높고 황 동위원소 값이 낮은 지열수와 혼합될 경우 유성 지역과 같은 역비례의 황산염 농도와 황 동위원소 관계를 보여줄 수 있다. 또한, 이러한 황산염의 함량과 황 동위원소비의 역비례를 보여주는 상관관계는 지열수내 황산염 이온의 환원반응의 결과로 해석될 수 있다. 그러나, 환원작용이 수반됨에 따라 황산염 이온은 감소하고 ^{34}S 가 황산염 이온으로 분배되어 높은 황 동위원소비를 보여줘야 하나, 유성 지역 지열수의 황 동위원소 조성은 최대 7.7% 로서 황산염 이온의 환원반응으로는 이러한 낮은 동위원

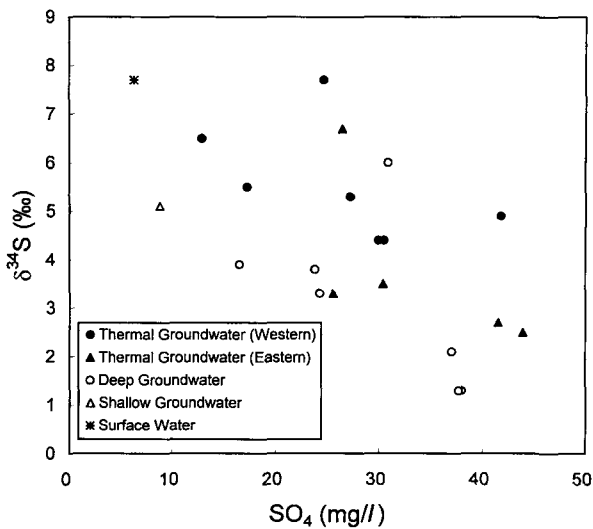


Figure 11. Plot of SO_4 (mg/l) versus $\delta^{34}S$ (‰) of various kinds of waters from the Yuseung area.

소비를 설명할 수 없다. 그러므로 유성 지역에서 나타나는 황산염 이온 함량과 황 동위원소비의 역비례 관계는 지열수와 주변 지하수 및 지표수의 혼합작용에 기인한 것으로 판단된다.

스트론튬 동위원소

유성 지역의 여러 유형의 자연수 시료에 대하여 Ca와 Sr간의 관계를 도시하여 보면 (Figure 12A) 비교적 일정한 경의 관계를 보여준다. 이처럼 스트론튬은 Ca와 화학적 거동이 유사하기 때문에 스트론튬 동위원소비는 Ca의 기원을 유추하는데 이용되며 (Drever, 1997), 물-암석 반응이나 광물의 풍화작용에 대한 지화학 추적자로 이용된다. 국외에서는 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 비를 이용한 연구가 많이 수행되고 있으며 (Faure, 1986; Aberg *et al.*, 1989; Collerson *et al.*, 1988; Connolly *et al.*, 1990; Johnson and Depallo; 1994; Bullen *et al.*, 1996; Brantley *et al.*, 1998), 최근 국내에서도 물-암석반응에 대하여 스트론튬 동위원소 연구가 적용된 바 있다 (고용권 외, 1999a; 1999c). 본 연구에서는 유형별 물 시료 및 지질 시료에 대한 스트론튬 동위원소 분석을 통하여 지열수와 주변 암석과의 반응관계 및 Ca의 기원을 알아보고자 하였다.

물 시료의 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 비는 지열수, 심부지하수, 천부지하수 및 지표수가 각각 0.71591~0.71592, 0.71604~0.71612, 0.71473~0.71981, 0.71555로 매우 좁은 범위를 보여준다. 한편, 유성 지역 주요 모암인 복운모화강암과 반상화강암의 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 비는 각각 0.71848와 0.71362이다 (Table 3). 지열수의 경우 Sr 함량이 80~550 $\mu g/l$ 로 비교적 넓은 범위를 보이나, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 비는 매우 일정한 값을 보이고 있어 이는 단일 암종과의 반응에 기인한 것으로 판단된다. 지열수 및 심부지하수의 스트론튬 동위원소비는 상기 두 암석의 범위안에 속하고 있기 때문에 (Figure 12), 비록 복운모화강암 및 반상화강암의 사장석, 흑운모 등 주요 광물에 대한 스트론튬 동위원소비는 측정하지는 못하였지만, 지열수내 용존 Ca의 기원은 상기암석에서 Ca를 함유하는 주

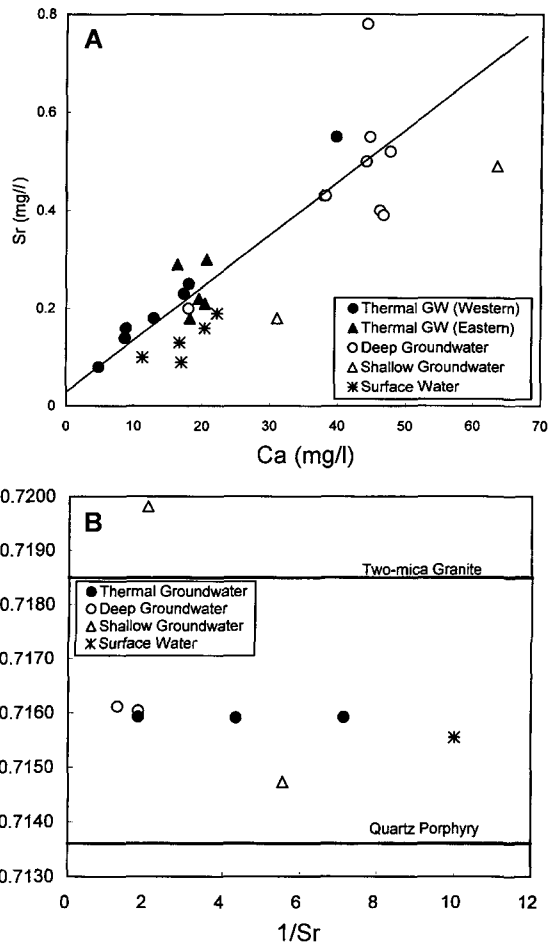


Figure 12. Plot of Ca versus (A) Sr and (B) $1/Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ of various kinds of waters from the Yuseung area.

요 광물인 사장석의 용해에 기인한 것으로 판단된다. 그러나 이에 대한 명확한 규명을 위해서는 각 광물에 대한 체계적인 분석이 요구된다.

지질온도계

심부지열수가 암석 및 광물과 화학적으로 평형상태에 있고 천부로 순환하는 과정에서 화학조성이 보존되었다면 화학분석 결과로부터 심부저장지의 온도를 추정할 수 있으며, Na-K, Na-K-Ca, K-Mg, Na-Li, SiO_2 등을 이용한 지질온도계는 여러 연구에서 적용된 바 있다 (Truesdell, 1976; Fournier, 1981; Arnorsson, 1983; Tonani, 1980; Nieva and Nieva, 1987; Giggenbach, 1988). 이러한 지질온도계의 적용결과는 Table 4에 정리되어 있다. 또한 연구 지역 지열수에 대한 심부 저장지의 온도는 Na-K 지질온도계 (Giggenbach, 1988)를 이용하여 약 114~133°C로 추정된 바 있다 (Koh *et al.*, 1994). 그러나 앞서 살펴본 바와 같이 유성 지역 지열수는 천부로 순환하는 과정에서 주변 지하수와 혼합된 특성을 보여준다. 즉, 심부저장지 지열수의 화학조성이 혼합작용에 의해 그 화학조성이 보

존되지 못한 특성을 보이므로 분석된 결과를 그대로 지질온도계에 적용하는 것은 문제점을 안고 있다. 예를 들면, Na-K 지질온도계의 경우 산출되는 온도는 K/Na 함량비에 역비례한다. 즉, 희석작용 또는 혼합작용에 의해 Na 함량이 감소하게 되면, 산출되는 온도는 혼합되기 전에 산출되는 온도에 비해 높은 값을 지시하게 된다.

지열수가 천부로 순환하면서 천부지하수와와의 혼합작용은 가장 일반적인 현상중의 하나이다 (Fournier, 1977). 이러한 혼합작용을 겪은 지열수의 심부저장지의 환경을 밝히는 것은 매우 복잡하지만 지열수와 혼합된 천부지하수의 조성이 지열수에 비해 용존 이온들의 농도가 매우 낮았다면 수치적으로 계산할 수 있다 (Reed and Spycher, 1984; Hull and Reed, 1987). 본 연구에서는 온도 변화에 따른 지열수에 포함된 다성분계의 평형상태를 컴퓨터 프로그램 (SOLVEQ; Reed, 1982)을 이용하여, 유성 지열수에 대한 심부저장지의 온도를 추정하여 보았다. 이때 Pang and Reed (1998)가 제시한 FixAl법을 이용하였다. 이에 관하여 유성 지역에서 대표적인 지열수 시료 (Y-8)에 대한 결과가 Figure 13에 도시되었으며, 대표적인 화강암의 조성광물인 사장석, 운모 및 석영과 여러 2차 광물 등이 약 100~125°C 범위에서 평형상태에 있었음을 보여준다.

결론 및 토의

유성 지역에 부존하는 유형별 자연수 (지열수, 심부지하수, 천부지하수, 지표수)에 대한 수문지구화학 및 동위원소 (산소, 수소, 탄소, 황, 스트론튬) 연구를 수행하였다. 유성 지역 지열수는 심부로 순환하면서 열원을 만나 온도가 상승하였고 그 과정에서 물-암석반응, 즉, 규산염 광물과의 가수분해반응을 거치면서 방해석에 대하여 포화상태에 도달되고 Na-HCO₃형으로 진화된 특성을 보인다. 화학특성자료는 지열수가 지표수 또는 천부지하수와 혼합되었음을 보여주며, 지표로부터 오염이 상당히 진행되었음을 보여준다.

산소 및 수소 안정동위원소 결과는 유성 지열수의 기원이 순환수임을 지시하며, 지표수 및 주변 지하수와 구분없이 혼합

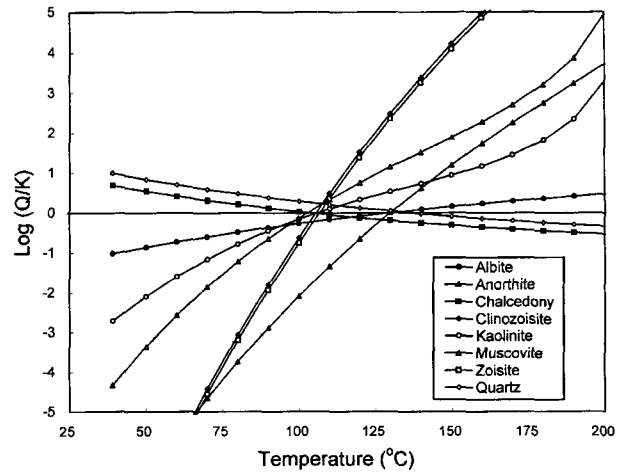


Figure 13. Plot of Log(Q/K) versus temperature for Yusing geothermal waters. It is obtained by forcing the water to be at equilibrium with to fix Al concentration at a series of different temperatures.

특성을 보여준다. 지열수의 삼중수소 함량 역시 주변 지하수에 비해 다소 낮은 값을 보이면서 주변 지하수 및 지표수와 혼합된 양상을 보인다. 수리화학 및 동위원소 특성으로부터 이런 혼합특성은 서쪽에 비해 동쪽에서 활발하게 진행되었음을 알 수 있다.

지열수의 탄소 동위원소 조성은 유기물 기원의 값에 가까울 정도로 낮은 값을 보여 천부기원의 지하수와 혼합된 특징으로 해석할 수 있다. 황 동위원소비 역시 혼합작용의 특성을 보여주며, 지열수의 스트론튬 동위원소비는 매우 일정한 값을 보여주지만 Ca의 기원에 대한 보다 명확한 규명을 위해서 체계적인 스트론튬 동위원소 연구가 요구된다. 또한, 컴퓨터 프로그램을 이용한 지열수 심부저장지의 온도는 100~125°C로 추정되었다. 결국 유성 지열수는 심부 순환하는 과정에서 지열의 영향을 받아 100~125°C 온도 범위에서 물-암석 반응을 겪으면서 진화되었고, 천부로 상승하면서 주변 지하수와 혼합작용을

Table 4. Temperatures (in °C) computed by various water geothermometer

Sample No.	pH	T(meas.) (°C)	TQC ¹⁾ no loss	TQA ¹⁾ loss	TCH ¹⁾	Na/K ²⁾	Na/K ³⁾	Na/K ⁴⁾	TNaK ¹⁾	TNaK ⁵⁾	NaKCa ⁶⁾	Na/K ⁷⁾	K/Mg ⁷⁾	Na/Li ⁸⁾
Y-1	8.0	38.5	100.9	101.7	70.9	53.9	64.9	90.7	101.3	52.9	91.2	122.1	48.2	336.0
Y-2	7.7	40.1	101.9	102.6	71.9	56.1	67.0	92.7	103.3	55.0	86.1	124.0	41.4	345.2
Y-3	8.2	42.8	102.7	103.3	72.8	56.7	67.5	93.2	103.8	55.6	87.3	124.5	44.5	333.0
Y-4	8.2	42.2	102.9	103.5	73.0	54.3	65.2	91.1	101.6	53.2	90.8	122.4	58.1	340.5
Y-5	8.0	32.8	89.3	91.7	58.5	52.5	63.5	89.5	100.0	51.5	90.0	120.8	60.9	362.8
Y-6	8.1	47.8	91.7	93.8	61.1	43.4	54.9	81.5	91.8	42.7	85.4	112.8	56.3	369.4
Y-7	8.3	30.6	91.2	93.4	60.5	41.7	53.2	80.0	90.3	41.0	83.7	111.3	54.8	383.1
Y-8	8.7	39.1	104.0	104.5	74.3	70.4	80.6	105.0	115.9	68.8	102.2	136.3	69.5	376.9
Y-9	7.9	44.6	86.8	89.5	55.8	49.1	60.3	86.5	96.9	48.2	84.7	117.8	41.0	360.3
Y-10	8.6	46.0	106.5	106.6	76.9	64.9	75.3	100.3	111.1	63.5	101.3	131.6	84.6	374.3
Y-11	8.5	43.4	103.6	104.1	73.8	60.1	70.8	96.2	106.9	58.9	98.0	127.5	77.9	376.3
Y-12	8.1	29.6	88.8	91.3	58.0	39.9	51.5	78.4	88.6	39.3	82.4	109.7	58.1	376.5

¹⁾Fournier (1981), ²⁾Tonani (1980), ³⁾Amorsson (1983), ⁴⁾Nieva & Nieva (1987), ⁵⁾Truesdell (1976), ⁶⁾Fournier & Truesdell (1973), ⁷⁾Giggenbach (1988), ⁸⁾Fouillac & Michard (1981)

거치면서 형성된 것으로 보인다. 연구 지역과 같이 인구 밀집 지역 및 산업화 과정에 있는 도심지역과 주변의 농업지역이 복합적으로 인접한 지역의 경우에 생활오수, 농업 및 공업폐수 등이 지표수 및 지하수에 유입이 될 가능성이 높으며, 특히 한정된 범위의 온천개발 지역내에서 지열수의 과잉 양수가 이루어질 경우 이러한 오염물질의 유입 가능성은 한층 높아진다. 더구나 최근 유성 지역 지열수 및 부근 지하수에서 다량의 U 함량이 보고된 바 있다. 본 연구에서도 지열수 및 지하수에서 높은 U 함량이 확인되었다. 하지만 현재까지의 연구결과로서는 U의 기원에 대하여 명확히 규명할 수는 없다. 이를 위해서는 유성 지역 지하수 및 지질시료에 대한 지속적인, 체계적인 광물학적 및 동위원소적 연구가 수행되어야 할 것으로 사료된다.

사 사

이 연구는 저자중 김건영의 과학재단 1998년도 박사후과정 연구지원 프로그램에 의하여 수행되었으며, 부분적으로 과학기술부의 원자력중장기 연구개발과제에 의하여 지원되었음을 밝힌다.

참고문헌

- 고용권, 윤성택, 김천수, 최현수, 김건영, 1999a, 증원지역 탄산수의 지구화학적 진화, *자원환경지질*, 32, p. 469-483.
- 고용권, 배대석, 김천수, 김건영, 1999b, 포항 및 대전지역 강수의 삼중수소함량, *지하수환경*, 6, p. 126-132.
- 고용권, 김천수, 배대석, 최현수, 1999c, 초정지역 탄산수의 지화학적 연구 II 동위원소, *지하수환경*, 6, p. 171-179.
- 박희인, 이준동, 정지곤, 1977, 한국지질도 유성도폭 (1:50,000) 및 도폭설명서, *자원개발연구소*, 21p.
- 신병우, 최승일, 1973, 남한 온천수의 특성과 온양온천의 시험결과에 대하여, *지질학회지*, 9, p. 161-167.
- 염병우, 1993, 화강암내의 부존하는 지열수에 대한 환경 수리지구화학적 연구: 포천, 고성, 예산 및 증원지역을 중심으로, *박사학위논문*, 서울대학교, 251p.
- 유성구 온천개발사업소, 1997, 유성온천지구 부존자원조사보고서, 445p.
- 윤성택, 채기탁, 고용권, 김상렬, 최병영, 이병호, 김성용, 1998, 풍기 지역 지하수의 수리지구화학 및 환경동위원소 특성연구, *지하수환경*, 5, p. 177-191.
- 이상만, 김형식, 나기창, 1980, 한국지질도 대전도폭 (1:50,000) 및 도폭설명서, *자원개발연구소*, 26p.
- 정봉일, 1983, 한국 온천의 지질학적 특성과 개발전망, *지질학회지*, 19, p. 63-70.
- 정봉일, 이기화, 1981, 덕산온천지역의 지열상태에 관한 지질학적 및 지구물리학적 조사연구, *지질학회지*, 17, p. 269-280.
- 정지곤, 서만철, 김경수, 황형중, 1997, 유성온천지역의 지질구조 및 지온분포 연구, *지질공학지*, 7, p. 173-189.
- 한국원자력연구소, 1993, 부지특성 및 구조물의 안전성 평가연구 - 수문환경 평가기술개발, KAERI-NEMAC/RR-85/93, 92p.
- Aberg, G., Jacks, G. and Hamilton, D. J., 1989, Weathering rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: an isotopic approach, *J. Hydrol.*, 109, p. 65-78.
- Azaroual, M. and Fouillac, C., 1997, Experimental study and modeling of granite-distilled water interactions at 180°C and 14 bar, *Appl. Geochem.*, 12, p. 55-73.
- Amorsson, S., 1983, Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems. Implications for chemical geothermometry investigations, *Geothermics*, 12, p. 119-128.
- Brantley, S. L., Chesley, J. T., and Stillings, L. L., 1998, Isotopic ratios and release rates of strontium measured from weathering feldspars, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 1493-1500.
- Bullen, T. D., Krabenhof, D. P. and Kendall, C., 1996, Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in a sandy silicate aquifer, northern Wisconsin, USA, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, p. 1807-1821.
- Clark, I. and Fritz, P., 1997, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publishers, New York, 328p.
- Collerson, K. D., Ullman, W. J. and Torgerson, T., 1988, Groundwaters with unradiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Great Artesian Basin, Australia, *Geology*, 16, p. 59-63.
- Connolly, C. A., Walter, L. M., Baadsgaard, H., and Longstaffe, F. J., 1990, Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin: II. Isotope systematics and water mixing, *Appl. Geochem.*, 5, p. 397-413.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric water, *Science*, 133, p. 1702-1703.
- Craig, H. and Keeling, C. D., 1963, The effect of atmospheric N_2O on the measured isotopic composition of atmospheric CO_2 , *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, p. 549-551.
- Drever, J. I., 1997, *The Geochemistry of Natural Waters*, 3rd ed., Prentice Hall, 436p.
- Edmunds, W. M., Kay, R. L. and McCartney, R. A., 1985, Origin of saline groundwaters in the Carnmenellis granite (Cornwall, England): natural processes and reaction during hot dry rock reservoir circulation, *Chem. Geol.*, 49, p. 287-301.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology* (2nd ed.), John Wiley & Sons, New York, 589p.
- Fournier, R. O., 1977, Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, *Geothermics*, 5, p. 31-40.
- 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: Principals and case histories*, Wiley, Chichester, p. 109-143.
- Fournier, R. O. and Truesdell, A. H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 1255-1275.
- Fouillac, C. and Michard, G., 1981, Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, *Geothermics*, 10, p. 55-70.
- Friedli, H., Lotscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U., and Stanffer, B., 1986, Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries, *Nature*, 324, p. 237-238.
- Giggenbach, W. F., 1988, Geothermal solute equilibria: Derivation of the Na-K-Mg-Ca geothermometers, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, p. 2749-2765.
- Giggenbach, W. F. and Goguel, R. L., 1989, Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharges, Report No. CD 2401, Chemistry Division, DSIR, Petone, New Zealand.
- Han, W., 1979, A preliminary evaluation of geothermal potential of Korea with emphasis on geothermometer and mixing model, *Jour. Geol. Soc. Korea*, 18, p. 259-268.
- Hoefs, J., 1997, *Stable Isotope Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 201p.

- Hull, C. D. and Reed, M. H., 1987, Chemical geothermometry and numerical unmixing of the diluted geothermal waters of the San Bernardino Valley Region of southern California, *GRC Transaction*, 11, p. 165-183.
- Johnson, T. M. and DePallo, D. J., 1994, Interpretation of isotopic data in groundwater-rock systems: model development to Sr isotope data from Yucca Mountain, *Water Resour. Res.*, 30, p. 1671-1587.
- Kenoyer, G. J. and Bowser, C. J., 1992, Groundwater chemical evolution in a sandy silicate aquifer in Northern Wisconsin: 2. Reaction modeling, *Water Resour. Res.*, 28, p. 591-600.
- Koh, Y. K., Yun, S. T. and Ahn, J. S., 1994, Environmental isotope and hydrochemical studies of geothermal waters in Korea: Yusung geothermal area, *Jour. Korean Inst. Mineral & Energy Resour. Eng.*, 31, p. 388-399.
- Mast, M. A. and Drever, J. I., 1990, Chemical weathering in the Loch Vale Watershed, Rocky Mountain National Park, Colorado, *Water Resour. Res.*, 26, p. 2971-2978.
- Navada, S. V., Nair, A. R., Sharma, S., and Kulkarni, U. P., 1995, Geochemical and isotope studies of the geothermal areas of central and northern India, In: *Proceedings of the Final Research Coordination Meeting on the Application of Isotope and Geochemical Techniques to Geothermal Exploration in the Middle East, Asia, the Pacific and Africa*, IAEA, p. 63-82.
- Nieva, D. and Nieva, R., 1987, Developments in geothermal energy in Mexico, part 12-A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources, *Heat Recovery Systems and CHP*, 7, p. 243-258.
- Nordstrom, D. K., Andrews, J. N., Carlsson, L., Fontes, J. Ch., Fritz, P., Moser, H. and Olsson, T., 1985, Hydrogeological and Hydrogeochemical Investigations in Boreholes-Final report of the phase I. Geochemical investigations of the Stripa groundwaters, Technical Report STRIPA Project, Stockholm, p. 85-106.
- Nordstrom, D. K., Ball, J. W., Donahoe, R. J. and Whittemore, D., 1989, Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 1727-1740.
- Pang, Z.-H. and Reed, M. H., 1998, Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 1083-1091.
- Parkhurst, D. L., 1995, User's guide to PHREEQC-A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations, U. S. Geol. Surv., Water-Res. Invest. Report 95-4227, 143p.
- Reed, M. H., 1982, Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 513-528.
- Reed, M. H. and Spycher, N. F., 1984, Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, p. 1479-1492.
- Tonani, F., 1980, Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration, In: *Proc. Adv. Eur. Geoth. Res.*, Second symposium, Strasbourg, p. 428-443.
- Truesdell, A. H., 1976, Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration. *Proceedings 2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, San Francisco, 1975, 1, p. 837-844.
- Vogel, J. C., 1993, Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis, In: Ehleringer, J. R., Hall, A. E. and Fraguhar, G. D. (Eds.) *Stable Isotope and Plant Carbon-Water Relations*, Academic Press, San Diego, CA, p. 29-38.
- Yun, S. T., Koh, Y. K., Choi, H. S., Youm, S. J. and So, C. S., 1998, Geochemistry of geothermal waters in Korea: Environmental isotope and hydrochemical characteristics, II. Jungwon and Munkyeong areas, *Econ. Environ. Geol.*, 31, p. 201-213.