

울릉분지 사암 내에 발달된 이팔면체 녹니석- 스멕타이트 혼합층 광물

Diocahedral Chlorite-Smectite Mixed-Layer Minerals in the Sandstones of the Ulleung Basin, Offshore SE Korea

손 병 국 (Byeong-Kook Son)*

한국지질자원연구원

(Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) 30, Gajeong-dong, Yuseong-gu, Daejeon
305-350, Korea)

요약 : 울릉분지 남부 대륙붕 석유탐사 시추공에서 회수된 사암 내에서 산출되는 녹니석-스멕타이트 혼합층 점토광물에 대하여 광물학적 및 화학적 연구를 수행하였다. X-선 회절분석과 화학분석 결과에 의하면 이 점토광물은 녹니석과 스멕타이트가 1:1 비율로 구성된 이팔면체형의 녹니석-스멕타이트 혼합층광물, 즉 토수다이트이다. 이 토수다이트는 Li가 풍부한 토수다이트로서 열수변질대에서 보고되는 토수다이트와 거의 동일하다. 이것은 토수다이트가 산출되는 지역은 열수변질과 관련된 열적 영향을 받았음을 지시한다. 실제로 이 시추공이 있는 지역은 단층과 습곡이 많이 발달되어 있고 구조적으로 변형되어 있다. 이와 같은 점을 고려할 때 하부로부터 열수가 올라와서 사암 내의 토수다이트의 생성에 기여했을 것으로 생각된다.

주요어 : 울릉분지, 녹니석-스멕타이트, 혼합층 점토광물, X-선 회절분석, 토수다이트

ABSTRACT : Mineralogical and chemical examinations were performed on chlorite-smectite mixed layer minerals that occur in the sandstones from a petroleum exploration well in the southern part of the Ulleung Basin. X-ray diffraction and chemical analyses show that the chlorite-smectite mixed layer mineral is tosudite, a 1:1 R1 ordered interstratification of chlorite and smectite with an overall dioctahedral character. This mineral is almost the same as the tosudite reported from hydrothermally-altered regions, which is rich in Li. This fact indicates that the tosudite area may be affected by hydrothermal events, because the studied well is located in the tectonically-deformed area, in which lots of trust faults and folds are present. In these respects, the formation of tosudite is probably due to the variable effect of hydrothermal fluids from the deeper part of the area.

Key words : chlorite-smectite, mixed layer mineral, Ulleung Basin, X-ray diffraction, tosudite

*교신저자: sbk@kigam.re.kr

서 언

두껍게 쌓인 쇠설성 이질암 지층 내에서 매물 심도 및 온도가 증가함에 따라 이팔면체 스�멕타이트 광물이 일라이트-스멕타이트(I-S) 혼합층 광물의 단계를 거쳐 일라이트로 변화하는 소위 일라이트화 반응은 가장 잘 알려진 점토광물에 대한 매물속성작용이다(Hower, *et al.*, 1976; Son and Yoshimura, 1997; Son *et al.*, 2001). 이 일라이트화 과정에 대한 메카니즘은 아직도 명확하게 밝혀져 있지 않으며 계속 논쟁거리로 남아 있다(Nadeau *et al.*, 1984; Ahn and Peacor, 1986; Altaner and Ylagan, 1997). 그러나 이팔면체 스�멕타이트 광물이 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물의 단계를 거쳐 일라이트로 변화하는 일반적인 경향 자체는 세계의 여러 퇴적분지에서 확인되고 있으며 확실하게 인정을 받고 있다.

사암의 매물속성작용에서도 일라이트-스멕타이트 혼합층광물의 변화가 잘 인지되고 있다. 한편, 녹니석-스멕타이트 혼합층광물, 특히 삼팔면체의 녹니석-스멕타이트(코렌사이트) 광물의 산출도 사암 내에서 많이 보고되고 있다(Moore and Reynolds, 1997). 사암 내 점토광물의 매물 심도에 따른 변화는 이질암의 점토광물에 비하여 좀 더 복잡하고 다양하다. 특히, 암석 또는 지층이 외부로부터 유체의 유입이 가능하도록 구조적으로나 암석학적으로 매우 침투성이 좋은 상태인 경우에 주변의 이질암층에서 일어나는 광물조성 변화와는 완전히 다른 광물상으로 나타날 수가 있다(Bjorlykke and Aagaard, 1992).

우리나라는 동해의 울릉분지 남부의 대륙붕 6-1광구에서 석유탐사를 위하여 많은 시추작업을 수행하여 왔다. 이 연구는 석유시추 시 회수된 코아와 암편시료를 사용하여 매물심도에 따른 점토광물의 속성작용을 연구한 것이다. 특히, 회수된 사암시료 내에서 이팔면체 녹니석-스멕타이트 혼합층광물(토수다이트)이 산출된다. 일반적으로 사암 내에서는 삼팔면체의 1:1 녹니석-스멕타이트 혼합층광물인 코렌사이트가 산출되는 것이 많이 알려져 있다. 이팔면체 1:1 녹니석-스멕타이트 혼합층광물, 즉 토수다이트가 사암에서 산출되는 것은 매우 이례적인 것이다. 이팔면체의 1:1 녹니석-스멕타이트 광물의 산출은 주로 열수변질대에서 보고되고 있다(Sudo and Shimoda, 1978; Cho and Kim, 1994). 따라서 울

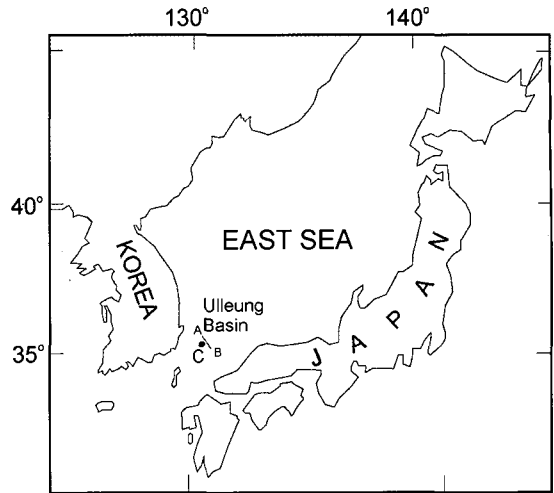


Fig. 1. Approximate location of the studied well (C) in the Ulleung Basin, East Sea. The cross section of line AB is shown in Fig. 7.

릉분지 사암에서 산출되는 토수다이트에 대하여 광물학적으로 정밀연구를 수행하여 이 광물의 사암 내 산출 및 광물학적 특징을 보고한다.

시추공 및 주변지질

이 연구에서는 석유지질과 탐사에 대한 자세한 연구결과는 최대한 배제하고 광물학적인 연구 결과만 기술하고자 한다. 또한 석유광구의 소유권 때문에 시추공의 위치를 정확하게 밝힐 수는 없다. 다만 연구된 시추공은 남동 해안에서 약 100 km 떨어진 동해의 울릉분지 남쪽에 위치함을 밝혀둔다(그림 1). 이 시추공은 약 3,500 m의 퇴적층을 관통하였으며, 퇴적층은 반심해성의 이질퇴적물과 저탁류 사암층으로 구성되어 있다. 이 지층들은 동해가 열리면서 퇴적된 퇴적물이 쌓여서 된 지층들이다.

광역적으로 볼 때, 동해의 형성은 주향이동단층운동과 관련되어 지각이 얇아지고 후열도 확장 과정에 의하여 초기마이오세에 형성되었다(Jolivet and Tamaki, 1992; Jolivet *et al.*, 1994). 지각의 열개는 현재 동해의 동쪽 경계를 형성한 주향이동 단층대에서 시작하였다. 이 열개와 확장은 서쪽으로 전달되었다. 한편 동해의 남쪽지역은 대륙지각이 얇아짐에 따라 확장되어 갔다. 이와 같은 확장과 침강은 10 Ma에 동해를 형성한 인장력이 압축력으로 바뀌어 융기가 일어날 때 까

지 지속되었다. 이때의 부정합면이 연구된 시추공에서는 약 1,270 m에서 나타나는 것으로 연구되고 있다. 인장력에서 압축력으로 변화됨에 따라 호산열도 지역에는 산성의 화산암이 분출하기 시작하였다. 울릉분지는 이와 같이 dextral shear zone에서 나타나는 복잡한 인장형(pull-apart) 퇴적분지의 일부분이다. 석유회사의 온도 데이터에 의하면, 연구된 시추공의 지온구배는 약 50°C/km이다.

시료 및 연구방법

총 12개의 사암시료와 9개의 이질암 시료를 780 m에서 3,120 m 사이 구간에서 채취하였다. 사암시료는 모두 시추코아 시료로부터 채취하였으며, 이질암 시료는 시추시 회수된 커팅 암편 시료에서 육안관찰에 의하여 골라내었다. 시료를 증류수가 든 막자사발에 넣고 무리한 힘을 가하지 않으면서 분쇄하였으며, 초음파 세척기로 분산시켜서 비중 분리하여 2 µm 미만 입도의 X-선회절 분석용 시료를 준비하였다. 이 2 µm 미만 입도의 시료를 슬라이드그래스에 도포하여 방향성 시료를 제작하였으며 X-선회절분석을 실시하였다. 자연건조된 상태에서 일차로 X선회절분석을 실시하고 이 시료를 다시 에틸렌글리콜 처리를 하여 분석하였다. X-선회절기는 Philips PW1730을 사용하였으며 40 kV, 20 mA에서 Ni 필터를 사용한 Cu 파장의 X-선을 시료에 조사하였다. 이팔면체 녹니석-스멕타이트 혼합층광물에 대하여는 무방향성 시료를 제작하여 더욱 자세한 X-선회절연구를 수행하였다.

Backscattered electron (BSE)상을 얻기 위하여 연마박편을 탄소로 코팅하여 Camscan S4로 실험을 하였다. 이차전자상은 Philips 기종의 주사전자현미경을 사용하여 얻었으며, 성분분석을 위한 전자현미분석은 Cameca Cambax SX50을 사용하였다. 리튬의 분석은 flame photometry에 의해서 수행되었다.

분석 결과 및 토의

점토광물의 특성

2 µm 미만 입도의 이질암 시료에 대한 X-선회절도를 그림 2에 제시하였다. 그림에서 보는

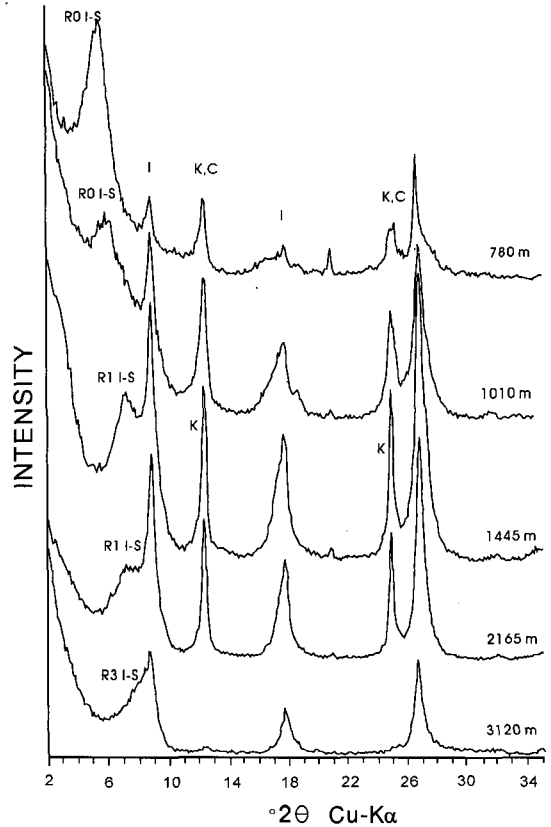


Fig. 2. X-ray powder diffraction patterns of the < 2 µm fractions of mudstones. Main peaks are labelled, I-S = illite-smectite, I = illite, K = kaolinite, C = chlorite.

바와 같이 일라이트-스멕타이트 혼합층광물(I-S), 일라이트, 카올리나이트, 그리고 소량의 녹니석이 관찰된다. 특히, 일라이트-스멕타이트 혼합층광물은 매몰 심도가 증가함에 따라 스멕타이트 성분층이 감소하고 일라이트 성분층이 증가하는 소위 일라이트화 과정을 명확히 보여주고 있다. 즉, 매몰심도 증가에 따라 일라이트-스멕타이트 혼합층광물의 X-선회절패턴의 변화가 뚜렷하게 나타난다. 저각도 영역에서의 변화를 보면 불규칙배열(R0) 타입의 일라이트-스멕타이트 혼합층광물이 심도 1,100 m까지 나타나며, 그 이상의 매몰심도에서는 R1 배열 타입의 일라이트-스멕타이트 혼합층광물이 산출되기 시작하고 2,165 m 시료까지 나타난다. 그리고 2,165 m 이상의 매몰심도에서는 일라이트 성분층이 매우 많고 스멕타이트 성분층이 20% 미만인 R3 배열 타

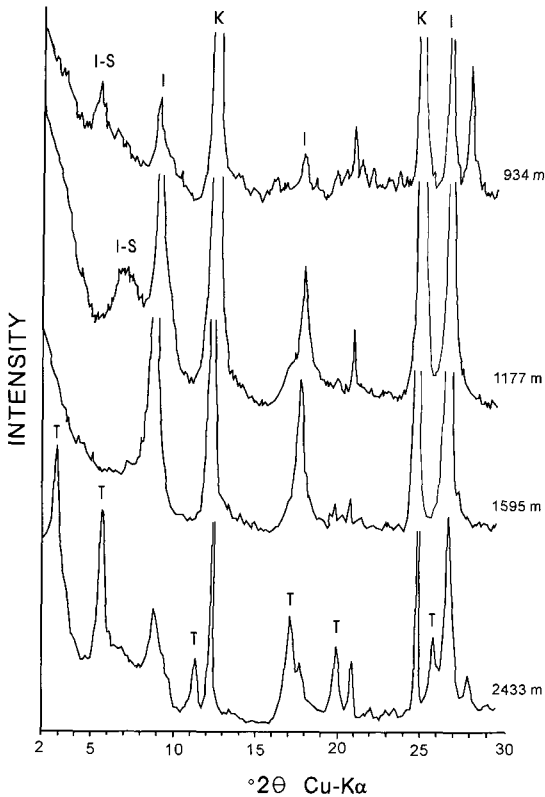


Fig. 3. X-ray powder diffraction patterns of the glycolated < 2 μm fractions of sandstones. Main peaks are labelled, I-S = illite-smectite, I = illite, K = kaolinite, T = tosudite.

입의 일라이트-스멕타이트 혼합층광물이 산출되고 있다. 또한 최하부 구간을 제외한 거의 전 구간을 통하여 카올리나이트가 현저하게 많은 양으로 산출되는 것이 특징이다.

그림 3에서 보는 바와 같이 일라이트-스멕타이트 혼합층 점토광물은 사암 내에서도 산출된다. 이질암에서와 같이 사암에서도 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물은 매우 한정된 낮은 심도에서 나타난다. 특히 매우 낮은 심도인 약 1,000 m에서 R1 배열의 I-S가 산출되는 것을 보여주고 있다. 그리고 1,500 m에서는 스멕타이트 성분층이 거의 없는 일라이트의 패턴을 보여주고 있다. 또한 얇은 매물심도의 시료에서는 카올리나이트가 매우 풍부하게 산출되는 것이 특징이다. 2,000 m에서 2,500 m 사이에서의 점토광물 산출은 새로운 점토광물로 극적인 변화 양상을 보여준다. 즉, 에틸렌글리콜 상태에서 약 31 Å

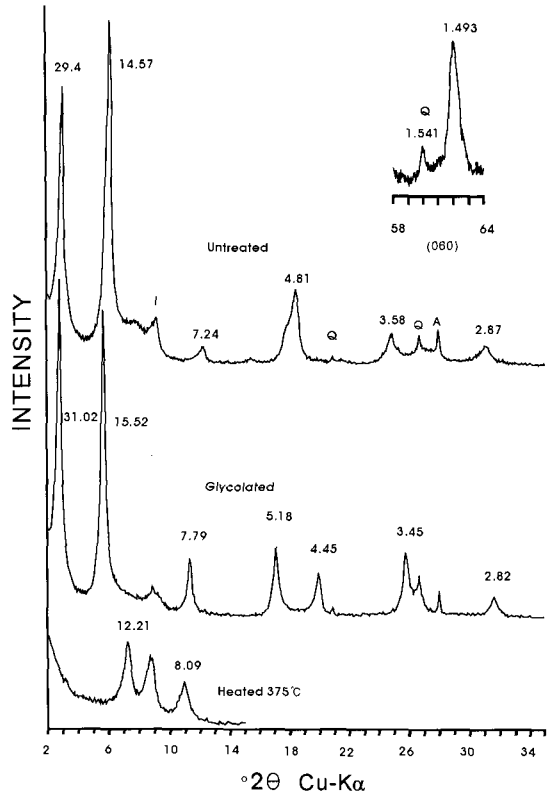


Fig. 4. X-ray powder diffraction patterns of tosudite. Q = quartz, I = illite, A = albite. Peak positions are in Å.

의 001 저면반사를 가진 새로운 점토광물로 바뀌는 것을 볼 수 있다. 이 점토광물을 다량으로 함유하고 있는 X-선회절도를 그림 4에 도시하였다. 이 광물은 이팔면체의 특성을 갖는 1:1 R1 배열의 녹니석-스멕타이트 혼합층 광물인 토수다이트로 감정되었다.

토수다이트의 X-선 회절패턴은 삼팔면체의 특성을 갖는 1:1 R1 배열의 녹니석-스멕타이트 혼합층광물, 즉 코렌사이트와 매우 유사하다. 따라서 이 두 광물은 001 회절피크의 위치만으로는 구별하기가 매우 어렵다(Moore and Reynolds, 1997). 그러나 에틸렌글리콜 처리된 X-선회절도에서, 일반적으로 토수다이트는 006 회절피크가 004 회절피크에 비하여 상대적으로 강하게 나타난다. 그림 4에서 볼 수 있는 것처럼 004피크는 7.79 Å에서 나타나고 006피크는 5.18 Å에서 나타난다. 006피크의 강도가 004 피크의 강도보다 뚜렷이 큰 것을 알 수가 있다. 또한 무방

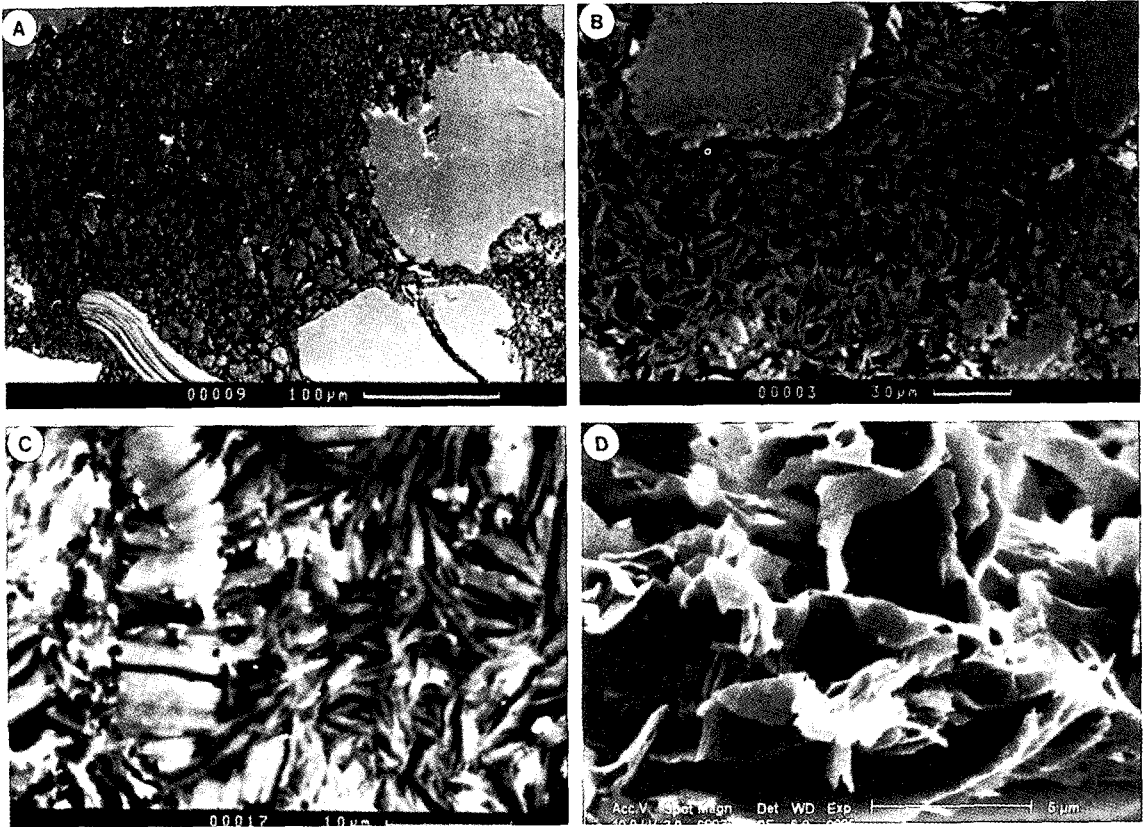


Fig. 5. SEM image of tosedite and kaolinite; (A) BSE image of pore-filling kaolinite in sandstone from 935 m depth; (B) BSE image of pore-filling tosedite in sandstone from 2440 m depth; (C) BSE image of intimately associated flaky tosedite and vermiform kaolinite (left in photo) in sandstone from 2435 m depth; (D) secondary electron image of tosedite in same sample as (B).

향성 시료에 대하여 분석한 X선회절도에서 060 피크는 1.493 Å에서 나타남으로써 이팔면체의 녹니석-스멕타이트 혼합층 광물임을 지시한다. 또한, 이 광물이 토수다이트임을 시사하는 것은 그림 3의 2,433 m 회절도에서 보는 것처럼 카올리나이트와 공생하여 산출된다는 것이다. 코렌 사이트+카올리나이트 공생관계는 문헌에 보고된 적이 없다. 반대로, 토수다이트는 카올리나이트를 수반하여 나타난다(Sudo and Shimoda, 1978). 토수다이트를 함유한 시료에서는 일라이트-스멕타이트 혼합층 광물(I-S)은 매우 적은 양으로 나타난다.

사암시료를 주사전자현미경으로 관찰했을 때, 낮은 매몰심도에서 산출되는 카올리나이트는 특징적으로 자생의 형태로 산출된다(그림 5). BSE 상에 의하면 카올리나이트는 거의 모든 입자간

공극을 점령하고 있으며 사암체적의 약 20% 정도를 차지하고 있다. 카올리나이트에 의해서 점령된 대부분의 입간공극은 과대공극이며, 골격 입자가 용해되었음을 시사한다. 그러나 보다 깊은 매몰심도의 시료에서는 공극의 공간이 주로 토수다이트에 의하여 점령되어 있다. 이 토수다이트는 카올리나이트와 밀접하게 수반되어 나타나기도 한다(그림 5).

토수다이트를 화학분석한 결과를 표 1에 제시하였다. 이 분석치는 Cs^+ 에 의하여 치환시키기 전에 분석을 하였으며 Cs^+ 에 의하여 치환시킨 후에 다시 분석을 한 결과이다. 또한 다량의 토수다이트를 함유한 2 μm 미만 입도의 시료에 대하여 습식으로 Li 함량을 분석한 결과의 제시이다. 분석치에서 LiO_2 함량이 0.46 w%로 나타나는데, 이것은 석영, 장석, 일라이트 등을 보

Table 1. Chemical analyses and structural formulae of tosudite before and after Cs⁺ exchange. All elements determined by microprobe, except Li which was determined by wet chemical analysis of a tosudite-rich clay fraction and corrected for impurities

	Before Cs ⁺ exchange N = 42		After Cs ⁺ exchange N = 20	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	40.81	3.40	40.27	2.66
TiO ₂	0.02	0.03	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	36.52	2.98	36.00	2.13
Fe ₂ O ₃	0.93	0.18	0.97	0.17
MgO	0.77	0.12	0.65	0.10
MnO	0.03	0.04	0.02	0.03
CaO	0.48	0.10	0.03	0.02
Na ₂ O	0.13	0.05	0.05	0.05
K ₂ O	0.50	0.16	0.32	0.06
Li ₂ O	0.70		0.70	
Cs ₂ O			3.57	0.35
Total	80.89		81.28	
	(wt%)		(wt%)	
Si	6.77	0.06	6.77	0.07
Al(IV)	1.23	0.06	1.23	0.07
Al(VI)	5.90	0.04	5.90	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.12	0.02	0.12	0.02
Mg	0.19	0.03	0.16	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01
Li	0.46	0.04	0.47	0.03
Sum (IV)	6.68	0.04	6.66	0.03
Ca	0.09	0.02	0.01	0.01
Na	0.04	0.02	0.02	0.02
K	0.11	0.04	0.07	0.02
Cs			0.25	0.03
Tet	-1.23		-1.23	
Oct	+0.91		+0.88	
Inter	+0.33		+0.35	

정하며 약 0.7%로 계산된다. 이 값은 전형적인 Li-토수다이트의 Li함량값이며 문헌에서 보고된 다른 토수다이트의 분석치와도 잘 일치하고 있다. Cs⁺ 교환반응 후에 분석된 것을 보면, 자연 상태에서의 교환성 양이온은 주로 Ca⁺와 Na⁺임을 알 수가 있다. 소량의 K⁺는 비교환성인 것으로 나타난다. 따라서 K⁺는 소량으로 존재하는 일라이트에 의한 오염값일 수 있다. 그러나 K⁺

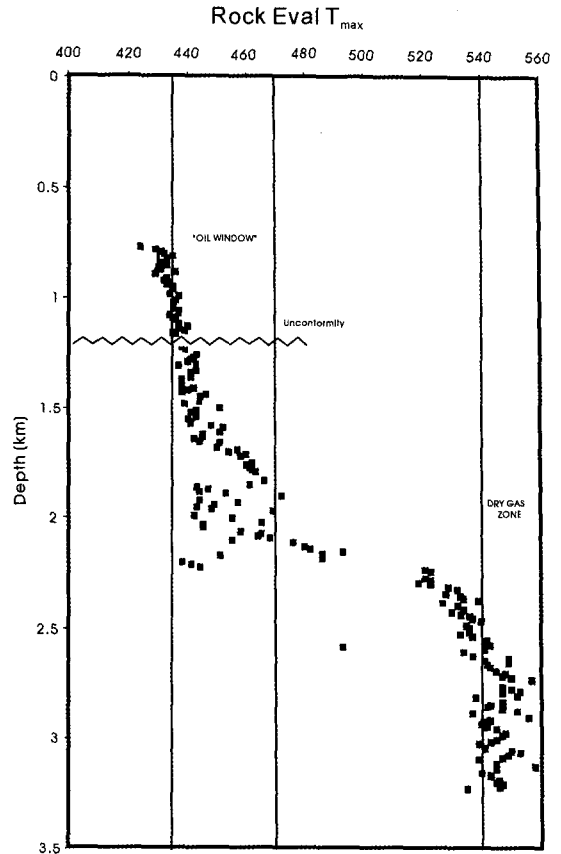


Fig. 6. Evolution of Rock Eval T_{max} with depth in the study well.

의 양은 분석 위치마다 거의 같은 값으로 나타나는 것을 보면 토수다이트 구조 내에 고정되어 존재하는 것으로도 해석될 수 있다.

Cs⁺로 교환시킨 후에 계산된 양이온 교환 능력(CEC)은 25 mEq/100 g이다. 표 1은 25개의 산소 기준으로 계산된 즉, O₂₀(OH)₁₀의 음이온 기준으로 계산된 평균 화학식이다. 이 화학식에서 나타나는 현저한 특징은 팔면체층의 Al 원자가 5.9인 것이다. 만약에 토수다이트 단위포의 3개의 팔면체 층이 이팔면체라면 총 팔면체 원자는 6이 된다. 그리고 만약에 모두 삼팔면체라면, 즉 코렌사이트라면 총원자수는 9가 될 것이다. 실제로 총 원자수가 6.7의 값을 보여주는데, 이것은 이 광물이 이팔면체이고 Al이 팔면체 양이온의 90%를 점유하는 것을 의미한다. 6을 넘는 것은 구조 내에 0.46원자의 Li이 존재하는 것으로 설명될 수 있다. 또한 Cs⁺ 교환 처리된 분석

Table 2. Modal composition of some sandstone samples determined by point counting

Depth (m)	915	1176	1178	1179	2440.1	2440.7	2441
Quartz	40	40	39	33	42	39	39
Polycrystalline quartz	4	8	6	6	4	8	8
K-rich Feldspar	6	2	2	2	3	2	3
Plagioclase	4	3	3	3	4	4	5
Rock Fragments	3	2	1	2	4	2	2
Chert	2	1	2	1	2	1	2
Micas	tr.	1	tr.				
Heavy mineral		1	tr.	1	tr.		
Glaucanite	1		1	tr.		tr.	
Matrix and authigenic clays	26	30	28	26	14	22	17
Siderite	4	3	6	4	13	7	13
Calcite				tr.			
Dolomite	2	4	5	18	4	7	2
Hematite	1						

치에서 보면 처리하기 이전의 분석치와 거의 똑같은 수의 교환성 양이온 수를 나타낸다. Li의 양을 전자현미분석에 의하여 측정할 수는 없지만 이러한 결과에 의하면 Li은 교환성의 이온이 아니며 팔면체 구조 내에 고정되어 있는 성분인 것으로 생각된다.

점토광물의 성인

연구된 시추공에서 점토광물의 속성작용은 다음의 세 가지 점에서 특징적이라고 할 수 있다. 우선, 이질암과 사암에서 모두 스멕타이트에서 일라이트로 전이되는 심도는 2 km 미만으로 일라이트화가 매우 빨리 진행되었다. 둘째 사암 내의 점토광물은 2 km 이하의 심도에서 카올리나이트가 현저하게 나타나며 2 km 이상의 심도에서는 토수다이트가 현저하다. 셋째, 토수다이트는 Li 함량이 높은 Li형 토수다이트이다. 이러한 특징을 고려하여 생각하면 거의 전 퇴적층은 열수변질과 관련된 어떤 큰 규모의 열적 영향을 받았음을 시사한다.

현재까지 토수다이트의 산출은 열수변질에 의하여 영향을 받은 암석에서 보고되어 왔다. 따라서 이 지역이 열수의 영향을 받았음을 주장할 수 있는 가장 중요한 현상은 토수다이트가

산출되는 것이다. 더욱이 저자가 알고 있는 한, Li-토수다이트의 산출은 열수변질대에서만 보고되어 왔다. 분석된 7개의 사암시료는 마이오세의 사암이며 구성광물의 조성도 거의 비슷하게 나타난다(표 2). 사암의 구성 성분의 근원지가 완전히 같을 수는 없지만 Li의 기원 중 Li이 열수에 의하여 기인하였을 가능성이 가장 높다. 이러한 열수변질이 깊이 매몰된 지층에 영향을 미쳤다면 이질암과 사암 내의 스멕타이트는 일라이트로 빠른 변화를 보여줄 수 있고, 낮은 심도에서 카올리나이트가 다량 분포하는 것도 이러한 방법으로 설명될 수 있다.

열수의 영향을 받았을 가능성을 지시하는 더욱 확실한 증거는 암석 내에 함유된 유기물의 열성숙도이다. 유기물이 함유된 암석분말 시료를 불활성 기체 하의 록에발 열분석기 내에서 가열을 하게 되면, 탄화수소의 양이 최대로 되는 T_{max} 온도를 얻을 수 있다. 이 T_{max} 온도로부터 유기물의 열 성숙도와 지층의 고지온을 추정할 수 있다(Espitalié *et al.*, 1985). T_{max} 온도로부터 판단해 볼 때, 석유가 생성될 수 있는 온도, 즉 오일윈도우(T_{max} 435~470°C)는 낮은 심도인 약 1,000 m에서 도달되었다. 즉, 이 심도는 약 100°C의 고지온을 지시한다고 할 수 있다. 또한 약 2,000 m에서 가스 생성구간에 도달하였으며

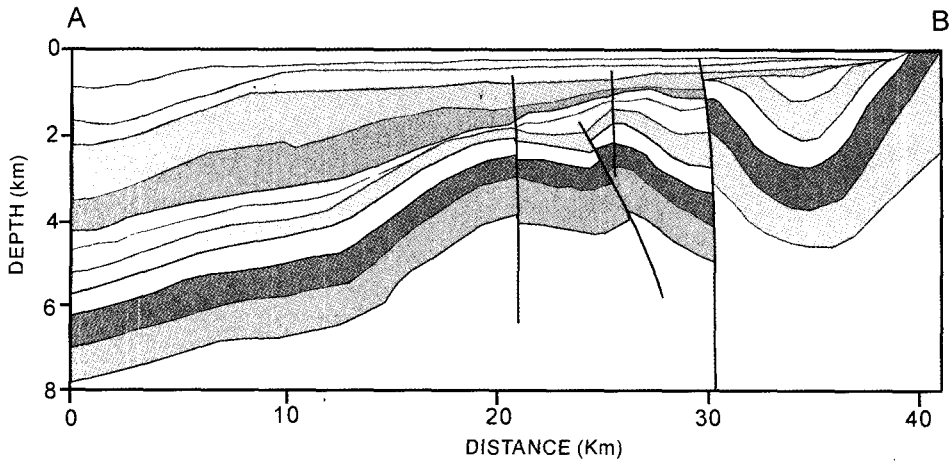


Fig. 7. Cross section of the line AB in Fig. 1. Note folds and faults (modified from Lee *et al.*, 2004).

약 2,200 m에서 T_{max} 온도가 급격히 증가하여 약 2,600 m에서 소위 건성가스 생성구간($T_{max} > 540^{\circ}\text{C}$)에 도달하고 있다. T_{max} 온도의 급격한 변화는 지질학적으로 어떤 짧은 시간의 기간에 이 지역의 지층들은 아주 강한 열적 영향을 받았다는 것을 시사한다. 이와 같은 지열사건은 카올리나이트가 풍부하게 존재했던 사암지층에 영향을 주었을 것이다.

토수다이트의 산출은 일본열도와 우리나라에서 열수변질의 산물로 많이 보고되고 있다(Cho and Kim, 1994). 또한 전형적으로 파이로필라이트나 카올리나이트와 같은 광물에 수반되어 산출된다(Sudo and Shimoda, 1978). 연구된 지역에서 탄성과 자료를 해석하여 수행한 모델링 단면을 보면 이 지역의 지층들은 횡압력을 받아 융기되었으며 습곡과 단층들이 많이 발달되어 있는 곳이다(Lee *et al.*, 2004). 또한 이 지역에서 산출되는 대부분의 사암은 속성작용을 많이 받고 자생 점토광물이 공극 내에 잘 발달하여 공극률은 양호하나 투수율이 매우 낮은 것으로 연구되었다(손병국 외, 2002). 이와 같은 점 등을 고려할 때 연구된 마이오세의 사암들은 어떤 열수의 영향에 의하여 사암 내에 이팔면체의 1:1 녹니석-스멕타이트 혼합층 광물인 토수다이트가 생성되었을 것으로 생각된다.

결 론

연구된 울릉분지의 시추공에서 나타나는 녹니석-스멕타이트 혼합층광물은 X-선 분말회절 분석과 화학분석 결과, 이팔면체형의 1:1형 녹니석-스멕타이트 혼합층광물인 토수다이트임을 지시한다. 토수다이트는 열수변질 영향을 받은 암석에서 주로 산출되는 광물이며, 특히 Li-토수다이트는 열수변질대에서 보고되어 왔다. 점토광물의 속성작용은 매우 특이하게 나타난다. 즉, 사암과 이질암에서 나타나는 스멕타이트-일라이트 반응은 약 2,000 m의 낮은 심도에서 완성이 되었다. 더욱이 낮은 심도의 사암은 매우 많은 양의 카올리나이트를 함유하고 있다. 한편 깊은 심도의 사암에서는 풍부하게 Li-토수다이트가 산출되고 있다. 이와 같은 모든 특징은 열수변질/지열사건의 영향으로 나타나는 현상으로 생각된다. Li-토수다이트의 산출은 성인적으로 열수변질에 기인하였을 것으로 보인다. 실제로 이 시추공이 위치한 지역은 심하게 횡압력을 받아 단층과 습곡이 많이 발달되고 구조적으로 변형되어 있다(그림 6). 이와 같은 점을 고려할 때 매몰온도에 비하여 높은 온도의 열수가 하부로부터 단층면 등의 구조선을 따라 상승하여 사암층에 영향을 주었을 것으로 생각된다.

사 사

이 연구는 산업자원부 연구과제인 “가스하이드레이트 개발 연구”사업의 일환으로 수행되었으며, 일부는 한국과학재단의 국제공동연구사업 “한·일 제3기 퇴적분지의 지질대비 및 석유시스템 분석”에서 지원되었다. 원고의 미비된 점을 지적하여 준 심사자들에게 감사한다.

참 고 문 헌

손병국, 허대기, 박세진 (2002) 대륙붕 6-1광구 사암의 공극률과 투수율 변화에 대한 고찰. 대한지질학회 창립 55주년 추계공동학술발표회 초록집.

Ahn, J.H. and Peacor, D.R. (1986) Transmission and analytical electron microscopy of the smectite-to-illite transition. *Clays and Clay Minerals*, 34, 165-179.

Altaner, S.P. and Ylagan, R.F. (1997) Comparison of structural models of mixed layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Minerals*, 45, 517-533.

Bjørlykke, K. and Aagaard, P. (1992) Clay minerals in North Sea sandstones. pp65-8- in: *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones* (D.W. Houseknecht and E.D. Pittman, ed., SEPM special publication No. 47., Tulsa, Oklahoma, USA.

Cho, H.G. and Kim, S.J. (1994) Li-bearing tosudite from the Bubsoo mine, Korea. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 3, 130-137.

Espitalié, J., Deroo, G., and Marquis, F. (1985) La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole.*, 40, 563-784.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., and Perry, E.A. (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chem-

ical evidence: *Geological Society of American Bulletin*, 87, 725-737.

Jolivet, L. and Tamaki, K. (1992) Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc. *Proceedings of Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 127/128, part 2, 1311-1331.

Jolivet, L., Tamaki, K., and Fournier, M. (1994) Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis, *Journal of Geophysical Research*, 99, B11, 22237-22259.

Lee, G.H., Kim, B., Chang, S.J., Huh, S., and Kim, H.J. (2004) Timing of trap formation in the southeastern margin of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and implication for hydrocarbon accumulations. *Geoscience Journal*, 8, 369-380.

Moore, D.M. and Reynolds, R.C. (1997) *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford university, 378p.

Nadeau, P.H., Wilson, M.J., Mchardy, W.J., and Tait, J.M. (1984) Interparticle diffraction: A new concept for interstratified clays: *Clay Minerals*, 19, 757-769.

Son, B.-K. and Yoshimura, T. (1997) The smectite-to-illite transition in the Koyoshigawaoki well in the Akita sedimentary basin, Northeast Japan. *Clay Science*, 10, 163-183.

Son, B.-K., Yoshimura, T., and Fukasawa, H. (2001) Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene to Pleistocene rocks of the Niigata basin, Japan. *Clays and Clay Minerals*, 49, 333-346.

Sudo, T. and Shimoda, S. (1978) *Clays and Clay Minerals of Japan*: Elsevier, Amsterdam, 326p.

2005년 6월 2일 원고접수, 2005년 6월 16일 게재승인.