

## Article

## 신생대 후기 북동태평양 지역 적도수렴대의 위치변화

형기성 · 김기현 · 지상범 · 유찬민\*

한국해양연구원 해저환경 · 자원연구본부  
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호

## Paleo-latitude of the Intertropical Convergence Zone in the Northeast Pacific during Late Cenozoic

Kiseong Hyeong, Ki-Hyune Kim, Sang-Bum Chi, and Chan Min Yoo\*

*Marine Geoenvironment and Resources Research Division, KORDI  
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

**Abstract :** The Intertropical Convergence Zone (ITCZ), where the southeast and northeast trade winds converge, is the effective climatological barrier that separates the southern and northern hemispheres in dust budget. Asian and N. American dusts dominate in the Pacific north of the ITCZ, while Central and S. American dust prevails south of the ITCZ. In order to understand the nature of latitudinal and depth-related variations of mineral composition in terms of relative position to the ITCZ, deep-sea core sediments were collected from 9°N to 17°N at a 2° interval along the 131.5°W meridian and analyzed for mineral composition. The amount of illite in surface sediments decreases gradually from 65% at 17°N to 31% at 9°N. In contrast, smectite increases from 11% to 56% southward. The observed mineralogical variation toward the ITCZ is attributed to the increased supply of volcanoclastic material transported via the southeast trade winds from the Central and South America source regions. Smectite-illite transition, a phenomenon that the amount of smectite increases over illite, occurs at around 10°N, the northern margin of the ITCZ. This result indicates that the change in latitudinal position of the ITCZ in geologic past could be recorded as a form of smectite-illite transition in deep-sea cores. The studied cores show down-core variation of mineral composition from illite-rich at the surface to smectite-rich clay suit at depths, similar to the latitudinal variation. The smectite-illite transitions observed in these cores are likely the records of changes in latitudinal position of the ITCZ. The depth and age of smectite-illite transition is getting shallower and younger toward equator, implying that the ITCZ was located farther north during late Tertiary and has shifted southward to the present position of 5°N-10°N.

**Key words :** 적도수렴대(ITCZ), 북동태평양(Northeast Pacific), 심해저 퇴적물(Deepsea sediment), 광물 조성(Mineral composition)

## 1. 서 론

심해저 표층 퇴적물에는 바람에 의해 이동되어 쌓인 세립의 원양성 퇴적물이 우세하게 분포한다. 이들 퇴적물의 구성 성분과 입자 크기 등은 대기의 순환에 밀접한 관련

이 있으며, 퇴적물 내 보존되어 있는 기록들은 과거 대기 순환을 이해하는데 매우 유용하게 이용된다. 특히, 육상에서 멀리 떨어져 있고, 생물기원 퇴적물의 양이 적으며, 해수의 흐름 등에 의해 교란작용을 받지 않은 지역의 퇴적물의 경우에는 대기순환에 의한 기록 이외의 다른 요인들의 영향이 작기 때문에 이의 연구에 적합한 지역으로 여겨진다.

\*Corresponding author. E-mail : cmyoo@kordi.re.kr

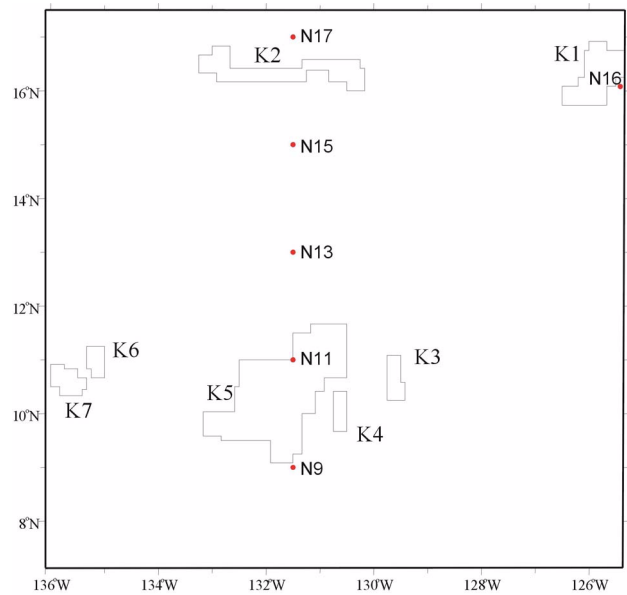
적도수렴대(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)는 남동무역풍과 북동무역풍이 만나는 곳으로서 적도지역의 대기순환 형태를 반영하는 중요한 기후학적 요소이다 (Pisias and Mix 1997). 적도수렴대는 강우량이 높아 공기 중의 먼지 입자를 효과적으로 제거함으로서 북반구와 남반구 기원의 먼지입자가 다른 지역으로 이동하는 것을 차단하는 방어벽 역할을 하고 있다(Rea 1994; Hovan 1995; Pettke et al. 2002). 이 결과, 적도수렴대의 남부는 남동무역풍에 의해 그리고 북부는 북동무역풍에 의해 이동해 온 입자가 우세하게 퇴적되는 것으로 알려져 있다(Lyle et al. 2002). 따라서 퇴적물 기록상에서 북반구와 남반구의 기원 지 변화를 인지할 수 있다면, 이들의 연구를 통해 과거 지질시대 동안 적도수렴대의 위치를 추정할 수 있다. 적도수렴대의 위치는 북반구와 남반구의 대기순환 형태 변화에 따라 과거 지질시대 동안 그 위치가 지속적으로 변화해 왔음이 알려져 있다(Flohn 1981; Pettke et al. 2002; Lyle et al. 2002). 현재 동태평양 지역에서 적도수렴대의 위치는 계절에 따라 북동무역풍과 남동무역풍의 상대적 세기가 변화함으로써 5°N-10°N 사이에서 남북방향으로 계속 변화하고 있다(Pickard and Emery 1982).

이 연구는 북동태평양 지역 중 17°N에서 적도수렴대의 북쪽 경계인 9°N까지의 구간에서 채취한 심해저 표층퇴적물의 위도별 광물조성 변화와 적도수렴대의 상대적 위치 사이의 관계를 규명하는데 그 목적이 있다. 또한 광물 조성의 수직적 변화형태와 표층퇴적물의 위도별 변화양상을 비교함으로써, 제3기 동안 적도수렴대의 상대적 위치 변화도 추적해 보고자 하였다.

## 2. 지역개관

연구가 수행된 지역은 북동태평양 클라리온-클리퍼튼 균열대(C-C 지역, Clarion-Clipperton fracture zone)의 중앙에 위치한 대한민국 망간단괴 단독개발광구 지역이다 (Fig. 1). 수심은 남쪽(5-6°N) 지역에서 약 4,000 m 정도로 낮게 나타나며, 북으로 갈수록 점점 증가하여 8°N 부근에서는 약 5,000 m로 깊어진다. 이번 연구에 이용된 주상시료를 채취한 8-17°N 구간에서는 4,800-5,100 m 사이를 나타내며, 위도에 따른 수심의 큰 변화를 보이지는 않는다(해양수산부 2003, 2004).

C-C 지역 중 남부 5-6°N 구간은 수심이 낮고 수층의 생산력이 높아 주로 탄산염 광물로 구성된 퇴적물이 3-10 mm/1000년 정도로 퇴적되고 있으나, 북부지역에서는 원양성 점토가 우세한 퇴적물이 1 mm/1000년 이하로 상대적으로 낮은 퇴적율을 보이며 쌓이고 있다(Piper and Williamson 1977; Müller and Mangini 1980; Halbach et al. 1988). 하지만, 강한 저층류의 영향을 받는 지역에서는



**Fig. 1.** Site locations of samples used in this study. The full names of sampling stations are shown in Table 1. The boxed areas of K1 through K7 show the location of blocks allocated exclusively to Korea for manganese nodule exploration.

퇴적물의 침식과 재퇴적 현상이 강하게 나타나므로 지역에 따른 퇴적율의 변화가 매우 크게 나타나기도 한다 (Piper and Blueford 1982). 연구시료가 채취된 9°N 북부의 퇴적물은 진한갈색 또는 회갈색의 균질한 머드로 구성되어 있으며, 5 kg/m<sup>2</sup> 이상의 망간단괴가 표층에 분포하고 있다(해양수산부 2004).

## 3. 재료 및 분석 방법

이번 연구에 사용된 퇴적물 시료는 2003년 한국해양연구원 심해저 환경탐사(KODOS 03-03)에서 주상시료채취기를 이용하여 131.5°W 경선을 따라 9-17°N 구간에서 2° 간격으로 5개 정점에서 채취하였다(Table 1, Fig. 1). PC 02-01-02 시료는 2002년 한국해양연구원 KODOS 02-01 탐사시 16°12'N, 125°59'W에서 채취하였다(Table 1, Fig. 1).

채취한 시료는 선상에서 반으로 절개한 후 암상의 특성을 자세히 기재하고 사진자료를 획득한 뒤, 분석을 위해 1 cm 간격으로 부시료를 채취하였다. 나머지 코아는 thermal tube를 이용하여 밀봉한 후 냉장보관하였다.

퇴적물의 위도·심도별 구성성분의 변화를 알아내기 위해 분말시료에 대한 X-선 회절분석을 실시하였다. 분석을 위해 전시료와 점토광물 분리시료에 대해 Phillips PW1710 X-선 회절분석기(40 kV/30 mA)를 이용하였다.

Table 1. Sampling locations and lengths of the studied cores, and water depth of sampling sites.

Station number		Locations		Water depth (m)	Core length (cm)
		Latitude (N)	Longitude (W)		
PC 03-03-N09	(N9)	09°00'	131°30'	4823	541
PC 03-03-N11	(N11)	11°00'	131°30'	4884	444
PC 03-03-N13	(N13)	13°00'	131°30'	4956	665
PC 03-03-N15	(N15)	15°00'	131°30'	5029	743
PC 02-01-02	(N16)	16°12'	125°59'	4550	477
PC 03-03-N17	(N17)	17°00'	131°30'	4741	328

전시료는 3°20'에서 60°20'까지의 회절자료를 획득하였으며, 점토광물 분리시료는 3°20'에서 30°20'까지의 회절자료를 획득하였다. 점토광물 분석을 위해서 삼투막 필터를 이용하여 정방위시편을 제작하였다. 이렇게 제작한 무처리 건조시료 시편에 대해 분석하고, 동일한 시편에 대해 에틸렌글리콜처리를 한 후 다시 분석을 실시하였다.

전시료 분석을 통해 얻은 자료에서 Schultz(1964)의 방법을 이용하여 석영, 장석, 그리고 총 점토광물의 양을 반 정량적으로 계산하였으며, 점토광물 조성은 Biscaye (1965)의 peak 면적비 계산방법을 이용하여 회절자료에 나타난 스�멕타이트, 일라이트, 카올리나이트, 녹니석 등에 대한 반 정량분석을 실시하였다. PC 02-01-02 시료의 경우에는 필립사이트 피크가 카올리나이트/녹니석(7.2 Å)와 장석(3.24 Å, 3.19 Å)의 주요 피크와 겹치기 때문에 필립사이트가 많이 분포하는 250 cm 하부에서는 반 정량분석이 불가능하였으며, 따라서 250 cm 상부 시료에 대해서만 반 정량분석을 실시하였다.

#### 4. 결 과

분석한 시료의 광물조성과 연구지역 부근의 저위도(8-11°N, 148-153°W-8-11°)에서 기준에 수행된 연구결과를 표와 그림으로 수록하였다(Table 2; Figs. 2, 3; Jung *et al.* 1998).

연구시료는 주로 석영, 장석, 스�멕타이트, 일라이트, 녹니석, 카올리나이트 등으로 구성되며, 깊이와 위도에 따른 체계적인 광물상의 변화를 보인다(Table 2; Fig. 2). 먼저 깊이에 따른 광물조성의 변화양상을 살펴보면, 석영, 장석, 총 점토광물, 카올리나이트의 함량은 깊이에 따른 명확하고 공통된 변화를 보이지 않는 반면, 녹니석, 일라이트와 스�멕타이트의 양은 깊이에 따라 일정하게 증가 또는 감소하는 양상을 보인다(Table 2; Fig. 2). 모든 시료의 표층퇴적물은 일라이트가 50% 이상으로 우세하고, 깊이가 증가하면서 그 양이 13%까지 감소하는 경향을 보인다. 반면 스�멕타이트는 표층에서 그 양이 11-27%로 일라이트에 비하여 매우 적지만, 깊이의 증가에 따라 점차 증가하여

일정 깊이 이하에서는 가장 우세한 양을 나타낸다(Fig. 2). 스�멕타이트가 일라이트보다 우세해지는 스�멕타이트-일라이트 전이대의 깊이는 상대적으로 고위도에서 깊고 저위도에서는 얇은 경향을 보인다. 예를 들면, 13-17° 구간에서 채취한 시료의 경우에는 250-360 cm 깊이에서 스�멕타이트가 일라이트보다 우세해지는 반면, 8-11°N 구간에서는 이러한 변이대가 표층 40 cm 이내에서 나타난다(Figs. 2, 3). 예외적으로 11°N에서 채취한 PC 03-03-N11 시료에서는 분석한 시료 중 가장 얇은 깊이인 40 cm부터 스�멕타이트가 90% 이상으로 매우 우세한 경향이 보이며(Fig. 2), Jung *et al.*(1998)에 의해 보고된 GC90-26(9.5°N) 주상시료 또한 표층부터 스�멕타이트가 우세한 양상을 나타낸다(Fig. 3). 이는 시료가 채취된 두 지역의 표층 퇴적물이 강한 남극저층수(AABW)에 의해 부분적인 침식을 받아 나타난 현상인 것으로 보여진다. 남극저층수에 의한 심해저 퇴적물의 부분적인 침식과 재퇴적 현상은 여러 지역에서 관찰되고 있다(Johnson 1972; Piper and Blueford 1982; Skorniyakova and Murdmaa 1992). 15°N에서 채취한 PC 03-03-N15에서는 다른 시료들과 달리 스�멕타이트가 우세해지는 전이대가 관찰되지 않는데, 이는 저층수에 의한 침식과 재퇴적 현상에 의한 지역적인 퇴적물의 증가에 의한 것으로 해석된다. 녹니석도 일라이트와 유사하게 표층에서 가장 풍부하고 하부로 가면서 감소하는 경향을 보인다.

표층퇴적물 내의 스�멕타이트와 일라이트의 함량은 시료 채취 정점의 위도에 따라 변화하는 양상을 보인다(Fig. 4). 전체적으로 저위도로 갈수록 스�멕타이트의 양이 증가하고 일라이트가 감소하는 경향을 보이지만, ~9°30' 이남에서는 일라이트가 증가하고 스�멕타이트의 양이 감소하는 반대되는 경향이 나타난다(Fig. 4). 표층퇴적물 내 일라이트의 양은 17°N에서 65%로 최대값이 나타나고 9°30'N에서는 31%로 최저값이 보이는 반면, 스�멕타이트의 양은 17°N에서 11%로 최저값을, 9°30'N에서 56%로 최대값을 나타낸다(Fig. 4).

16°N 지역에서 채취한 PC 02-01-02 시료에서는 특징적으로 필립사이트가 관찰된다. 필립사이트는 일라이트가

우세한 상부에서는 관찰되지 않고, 상대적으로 스�멕타이트가 우세해지는 250 cm 이하에서만 분포한다. 또한 대부분의 주상시료들에서는 스�멕타이트가 우세한 부분에서 9 Å의 격자간격을 가지는 광물이 흔히 관찰되는데, 이는

**Table 2. Mineral composition of the studied samples. Clay contents were normalized to 100%.**

	Depth (cm)	Quartz	Plagioclase	Total Clay	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite
PC 03-03-N9	1	20	10	70	27	52	8	13
	40	11	9	80	69	23	6	3
	80	11	12	77	66	24	6	5
	120	11	10	78	65	25	6	4
	160	9	9	82	70	22	6	3
	200	9	9	82	58	31	6	5
	240	6	9	85	76	19	2	3
	280	6	6	88	83	14	2	1
	320	4	6	90	87	8	3	3
	360	8	7	85	75	15	8	2
	400	7	6	87	69	23	6	3
	440	5	7	87	69	20	6	4
	480	4	4	92	74	18	6	2
	520	5	15	80	80	13	4	3
	540	6	9	85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PC 03-03-N11	1	13	8	80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	40	5	8	87	90	8	2	
	80	5	8	86	91	8	1	1
	120	5	5	90	94	4	2	
	160	8	8	84	76	18	4	2
	200	6	9	84	74	17	5	3
	240	8	11	82	70	19	9	3
	280	7	8	85	65	14	17	4
	320	7	9	84	65	15	9	10
	360	8	11	82	68	20	7	5
	400	8	12	80	70	17	5	8
	440	8	11	80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PC 03-03-N13	1	30	10	60	23	54	6	17
	40	33	11	56	25	57	9	9
	80	21	8	71	24	58	9	9
	120	23	9	68	28	54	9	10
	160	26	10	64	35	51	8	6
	200	19	10	70	34	49	6	11
	240	20	9	71	40	45	6	9
	280	19	11	70	42	44	7	7
	320	23	8	69	36	46	8	10
	360	20	10	70	43	42	6	9
	400	18	9	73	47	39	6	9
	440	21	9	70	50	37	5	7
	480	19	9	72	52	34	6	7
	520	17	6	77	53	35	5	7
	560	21	10	69	56	33	5	6
	600	21	10	69	54	32	7	8
	640	23	13	64	54	34	6	7

Table 2. Continued.

	Depth (cm)	Quartz	Plagioclase	Total Clay	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite
PC03-03-N15	1	22	10	68	17	58	8	17
	40	26	8	66	21	58	8	14
	80	20	8	72	14	63	10	13
	120	21	7	73	19	62	9	10
	160	21	8	71	20	60	8	12
	200	19	9	72	29	53	8	10
	240	19	8	73	29	53	6	12
	280	21	8	70	24	56	9	11
	320	19	9	72	24	59	6	11
	360	18	8	74	32	54	7	8
	400	18	9	74	32	52	6	9
	440	18	7	75	30	53	7	10
	480	19	8	73	33	52	7	9
	520	20	10	70	28	54	12	7
	560	18	10	72	36	51	6	7
	600	20	8	72	38	50	6	5
640	19	9	72	30	56	6	8	
680	19	7	73	40	50	6	5	
720	19	8	73	29	54	6	10	
PC 03-03-N17	1	32	12	57	11	65	9	15
	40	21	10	69	15	60	7	18
	80	24	10	66	16	62	8	14
	120	32	13	55	24	57	7	11
	160	22	10	67	25	56	7	12
	200	21	11	67	35	47	7	10
	240	24	11	65	40	42	8	11
	280	16	11	73	43	39	8	10
	320	23	14	63	44	39	7	10
	360	20	13	67	44	39	8	9
	400	17	12	71	48	36	9	6
440	16	14	70	51	34	8	8	
PC 02-01-02	1	21	7	72	20	55	7	17
	50	20	8	72	19	57	10	14
	100	19	9	72	23	55	7	15
	150	15	11	74	25	53	7	15
	200	21	9	70	31	47	9	13
	230	19	10	71	30	50	9	11
	245	17	11	72	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	250	16	13	71	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	255				66	34		
	260				55	45		
	265				63	37		
	270				60	40		
	275				76	24		
	290				69	31		
	300				67	33		
	310				63	37		
	320				65	35		
328				66	34			

For the samples below 250 cm depth of PC 02-01-02, smectite and illite contents were normalized to 100% (see Methodology section for details).

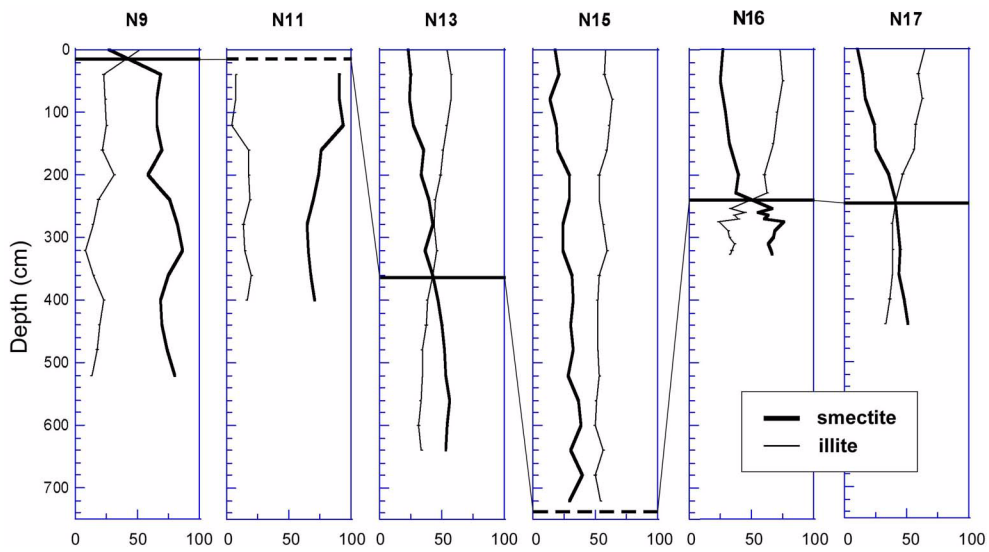


Fig. 2. Down-core variations of smectite and illite in the studied cores. The amounts of smectite and illite in PC 02-01-02 (N16) were normalized to 100% due to the occurrence of phillipsite that prevents quantitative estimation of kaolinite, chlorite, and feldspar (see methodology section for details). Horizontal lines represent the depth of smectite-illite transition.

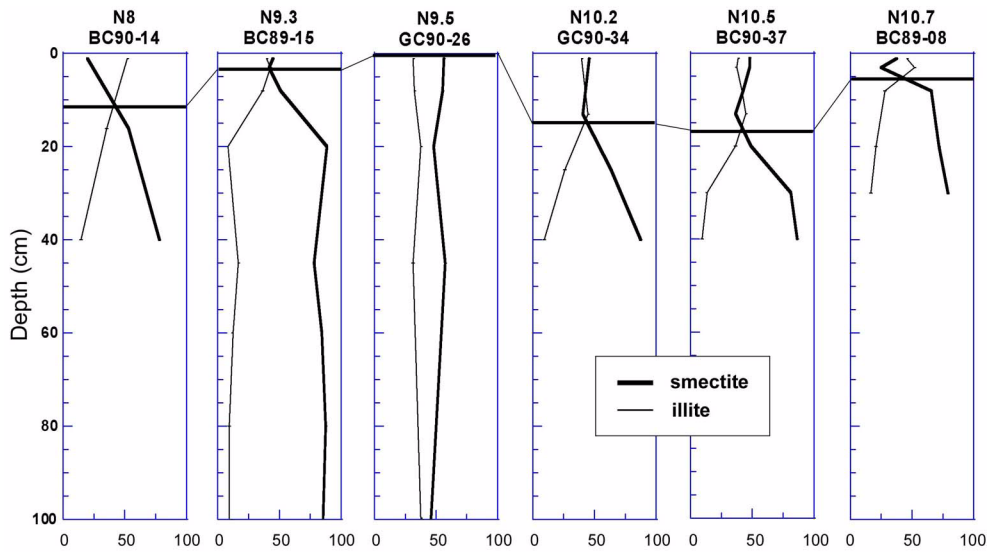


Fig. 3. Down-core variations of smectite and illite in the cores from 8-11°N, south of the studied cores. Data are from Jung et al. (1998). Horizontal lines represent the depth of smectite-illite transition.

변질된 화산쇄설성 퇴적물에서 흔히 관찰되는 클리놉틸로라이트인 것으로 여겨진다(e.g., Aoki and Kohyama 1998).

### 5. 토 의

#### 위도별 광물조성 변화

북동태평양 심해저 퇴적물에 분포하는 스멕타이트의 기원을 밝히려는 연구가 많이 진행되어 왔지만 아직까지 명

확하게 규명된 바는 없다(Griffin and Goldberg 1963; Aoki et al. 1974; Hein et al. 1979; Corliss et al. 1982; Aoki and Kohyama 1998). Hein et al.(1979)은 스멕타이트의 산소동위원소 조성과 연구한 시료에서 화산쇄설물이 발견되지 않는 사실에 근거하여 스멕타이트가 퇴적물 내 오파일이 용해되면서 공급되는 실리카와 동태평양 중앙해령에서 공급되는 FeOOH가 결합하여 형성되었다고 주장하였다. 하지만 다른 많은 연구들은 화산쇄설물의 변질로 생성되는 불석광물인 필립사이트와 클리놉틸로라이트가 스

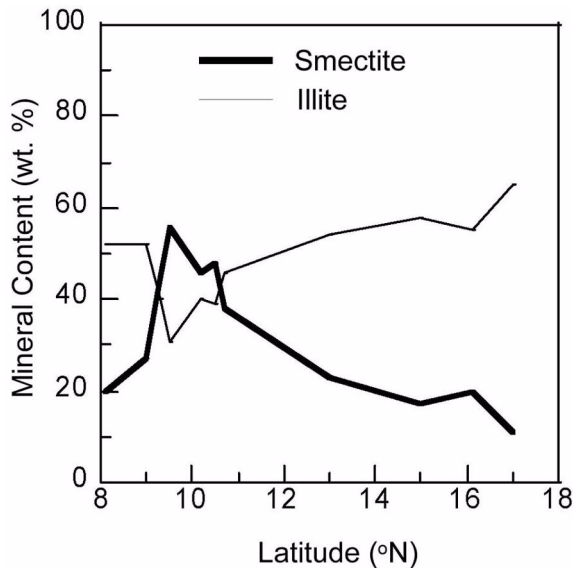


Fig. 4. Latitudinal variations of smectite and illite in the surface sediments of the cores from this study and Jung *et al.* (1998). PC 03-03-N11 (N11) was excluded because the surface sediments were not analyzed for the mineral composition.

멕타이트와 흔히 공존한다는 사실에 따라 태평양 저위도에 분포하는 퇴적물 내 스멕타이트가 화산쇄설물의 변질에 의해 형성되었을 가능성을 제시하였다(Griffin and Goldberg 1963; Aoki *et al.* 1974; Corliss *et al.* 1982; Aoki and Kohyama 1998).

조사지역의 대부분 시료에서는 스멕타이트의 양이 증가하는 구간에서 클리네피틸라이트로 보이는 9 Å 광물이 관찰된다. 또한 PC 02-01-02에서는 스멕타이트가 우세해지는 250 cm 하부에서 클리네피틸로라이트와 함께 필립사이트의 양이 급격히 증가하는 양상을 보이는데, 이는 조사지역의 스멕타이트가 화산쇄설물의 변질과 밀접한 관련이 있음을 지시한다. 연구지역의 스멕타이트의 생성에 오팔이 어떤 영향을 미치는가에 관해서는 자료의 부족으로 평가가 불가능하다. 하지만, Aoki and Kohyama(1998)가 주장한 바와 같이, 오팔의 용해가 스멕타이트의 생성에 필요한 실리카를 부분적으로 공급할 가능성을 배제할 수는 없지만 모든 시료의 표층퇴적물에 방산층이 많이 산출되는 점을 고려할 때 스멕타이트의 양을 결정하는 요소는 아닐 것으로 판단된다. 특히 Aoki and Kohyama(1998)이 보고한 스멕타이트 양과 클리네피틸로라이트 양과의 상관관계는 스멕타이트의 양이 화산쇄설물의 공급에 의해서 영향을 받고 있음을 지시한다. 따라서 연구시료의 표층퇴적물에서 관찰되는 스멕타이트 양이 저위도로 갈수록 증가하는 현상은 화산쇄설물의 영향이 저위도 퇴적물에서 증가하고 있음을 지시한다.

고위도 지역의 북태평양 표층퇴적물 중 <math>< 2 \mu\text{m}</math> 이하의 시료에서는 일라이트 양이 70% 이상으로 매우 우세하게 분포하다가 20°N부터는 저위도로 갈수록 점차 감소하며, 적도 이남에서는 스멕타이트가 가장 우세한 광물조성을 보인다(Griffin and Goldberg 1963; Corliss *et al.* 1982; Lyle *et al.* 2002). 이러한 광물상의 위도별 변화는 적도수렴대를 가로질러 나타나는 풍성기원 퇴적물의 기원지 변화에 기인한다(Lyle *et al.* 2002). 북태평양이 편서풍과 북동무역풍에 의해 중국이나 북미 대륙에서 기원한 석영과 일라이트가 풍부한 퇴적물이 우세한 반면, 남동태평양에서는 남동무역풍의 영향으로 중·남미 대륙으로부터 기원한 화산쇄설성 물질이 우세하기 때문이다(Griffin and Goldberg 1963; Lyle *et al.* 2002). 연구시료의 광물조성 변화는 앞서 설명한 태평양 퇴적물 광물조성의 위도별 변화와 잘 일치하며, 따라서 저위도에서 나타나는 스멕타이트의 증가 현상 또한 적도수렴대 부근에서 나타나는 남반구 기원 퇴적물의 공급 증가와 그에 따른 화산쇄설물의 공급 증가가 그 원인으로 생각된다. 현재 동태평양 적도수렴대의 위치가 5-10°N 사이에 위치함을 고려할 때(Pickard and Emery 1982), 이러한 주장은 보다 설득력을 갖는다. 이번 연구 결과는 적도수렴대의 북쪽 경계인 10°N 부근에서 표층퇴적물 내 스멕타이트가 일라이트보다 우세해지는 양상을 명확히 보여주고 있으며(Fig. 4), 이러한 광물분포 특성은 과거 적도수렴대의 위치 변화를 밝혀내는데 유용하게 이용할 수 있다.

한편 9°N 이남에서 채취한 두 주상시료의 표층퇴적물은 일라이트가 스멕타이트에 비해 우세하게 나타나는데, 이는 조사지역에서 일반적으로 관찰되는 광물상 위도별 변화 양상과 상반되는 결과를 보인다(Fig. 4). 이러한 역전 현상에 대한 명확한 해석이 현재 확보된 자료만으로는 불가능하며, 위도에 따른 일반적인 변화양상일 가능성과 지형변화에 따른 지역적인 현상일 가능성 모두를 배제할 수 없다. 하지만, 이러한 예외적인 위도별 광물상의 변화양상에도 불구하고, 적도수렴대의 북부와 남부에서 관찰되는 특징적인 광물상의 변화양상(일라이트 풍부한 적도수렴대 이북과 스멕타이트가 풍부한 적도수렴대 이남의 적도 및 남태평양)과 적도수렴대 근처에서 관찰되는 급격한 광물상의 변화양상은 스멕타이트-일라이트의 상대적인 양의 변화연구를 통하여 적도수렴대의 과거 위치를 추적할 수 있음을 지시한다.

#### 심도별 광물조성 변화

연구된 주상시료의 심도별 광물조성 변화는 상부에서 일라이트가 우세하고, 심도의 증가에 따라 스멕타이트의 양이 점차 증가하여 일정 심도 이하에서는 스멕타이트가 일라이트보다 많아지는 양상을 보인다. 이는 표층퇴적물



광물상의 위도별 변화양상과 매우 유사하며, 이와 같은 깊이에 따른 광물상의 변화는 다른 북태평양 시추자료에서도 보고된 바 있다(Griffin and Goldberg 1963; Leinen and Heath 1981; Aoki and Kohyama 1998; Lyle et al. 2002).

스멕타이트가 우세한 스멕타이트-일라이트 전이대 하부의 퇴적물의 광물조성은 깊이에 따른 급격한 변화를 보이지 않는다(Figs. 2, 3). 이는 광물상의 수직적 변화가 지역적인 화산활동과 같은 단기간에 걸친 화산쇄설물의 공급이 아닌, 장기간에 걸쳐 안정적으로 공급된 화산쇄설물의 영향을 받았음을 지시한다. 이러한 균일한 광물조성은 남태평양의 퇴적물의 주상시료에서 특징적으로 관찰되며(Griffin and Goldberg 1963), 연구시료의 심부 퇴적물이 퇴적환경과 기원지에 있어서 남태평양과 매우 유사했음을 나타낸다.

표층퇴적물의 위도별 광물조성 변화에서 토의한 바와 같이, 주상시료에서 관찰되는 스멕타이트-일라이트 전이대는 적도수렴대의 위치와 밀접한 관련이 있는 것으로 해석되며, 제3기 동안 적도수렴대의 위치변화에 의해서 영향을 받는 것으로 판단된다. 즉, 적도수렴대가 제3기 동안 현재보다 북쪽에 위치해 있었으며, 그 결과 남동무역풍의 영향이 현재보다 고위도까지 미친 결과로서 해석할 수 있다. 녹니석의 기원이 일라이트와 유사한 점을 고려할 때, 녹니석의 깊이에 따른 감소 양상 또한 적도수렴대의 위치 변화와 관련이 있는 것으로 해석된다.

이러한 가능성은 기존에 발표된 적도수렴대의 위치에 관한 여러 연구결과에 의해 뒷받침된다. Flohn(1981)은 극지역에 존재하는 시대별 빙하의 양을 예측하고, 이를 통한 양극과 적도사이의 온도구배를 이론적으로 계산하여 남극 빙하의 양이 최고에 달한 후기 마이오세에 적도수렴대가 12°N 부근에 위치했다는 주장을 제기한바 있다. 또한 Pettke et al.(2002)은 하와이 북부 30°12'N 지역에서 채취한 LL44-GPC3 주상시료 퇴적물의 Nd 동위원소 변화양상 연구를 통하여 4,000만 년전 적도수렴대가 23°N 부근에 위치했었다는 결론을 도출하였다. 이외에도 Lyle et al.(2002)는 연구지역으로부터 약 1,200 km 서쪽에서 위도별로 (7°N-33°N) 채취한 주상시료의 광물조성 변화 연구를 통하여 20 Ma에 적도수렴대가 약 27°N에 위치해 있었으며, 그 이후 계속 남진하여 현재의 위치에 이른 것으로 주장하였다. 살펴본 바와 같이 이들 연구는 적도수렴대가 제3기 동안 현재보다 북쪽에 위치해 있었다는 공통된 주장을 제기하고 있다.

스멕타이트-일라이트 전이대의 깊이는 고위도에서 저위도로 가면서 점차 얕아지는 경향성을 보이며(Figs. 2, 3), 그 연령 또한 16°12'N에 위치한 PC 02-01-02의 경우 약 8 Ma(Hyeong et al. 2003), 그리고 8-10°N 사이에 위치한 시료의 경우 2-4 Ma(Lyle et al. 2002; 해양수산부 2004)

로 점차 얕아지는 경향을 보인다. 이는 고위도의 시료가 저위도 시료에 비하여 먼저 적도수렴대의 영향을 받았음을 의미하고, 따라서 적도수렴대가 제3기 이후 점차 남하하여 현재 위치에 닿았다는 기존의 연구 결과와 일치한다.

이번 연구에서 파악된 광물조성의 심도별 변화양상은 북동무역풍과 남동무역풍의 경계를 이루는 적도수렴대의 시대별 위치 변화를 잘 기록하고 있는 것으로 밝혀졌으며, 따라서 스멕타이트-일라이트 전이대의 체계적인 연령 측정을 통하여 보다 정확한 후기 마이오세 이후의 적도수렴대의 시대별 위치 추정이 가능할 것으로 판단된다.

## 6. 결 론

북동태평양 C-C지역에서 채취된 주상시료의 광물조성은 시료채취 지역의 적도수렴대에 대한 상대적인 위치와 제3기 동안 발생한 적도수렴대 위치변화의 영향으로 일라이트와 스멕타이트의 양이 위도 및 심도에 따라 체계적으로 변화하는 양상을 보인다. 표층퇴적물 내 일라이트의 양은 17°N에서 65%로 최대값을 보이다 저위도로 갈수록 감소하여 9°30'N에서는 최소값인 31%를 나타낸다. 반대로 스멕타이트의 양은 17°N에서 11%로 가장 낮고, 저위도로 가면서 점차 증가하여 9°30'N에서는 56%를 차지한다. 이와 같이 저위도로 가면서 퇴적물 내 스멕타이트가 점차 우세해지는 양상은 적도수렴대에 가까워지면서 화산쇄설물이 풍부한 남반구 기원 퇴적물의 공급이 증가한 때 문으로 해석된다. 표층퇴적물 내 스멕타이트가 일라이트보다 우세해지는 10°N 부근은 적도수렴대의 북쪽 경계와 일치하며, 이러한 광물분포 특성은 과거 적도수렴대의 위치 변화를 밝혀내는데 유용하게 이용할 수 있다.

주상 퇴적물의 심도별 광물조성 변화를 살펴본 결과 하부로 갈수록 일라이트가 감소하고 스멕타이트의 양이 증가하는 경향이 뚜렷하게 관찰된다. 이는 제3기 동안 적도수렴대가 현재보다 북쪽에 위치함으로써 남동무역풍의 영향이 고위도까지 영향을 미치는 결과로 해석된다. 또한 스멕타이트가 우세해지는 심도가 고위도로 갈수록 깊어지는 경향은 적도수렴대가 제3기 이후 점차 남하한 이유인 것으로 판단된다.

## 사 사

이 연구는 해양수산부가 지원하는 심해저광물자원 개발 사업과 해양연구원의 개인창의과제(PE896-00)의 지원을 받아 수행되었다. 연구 수행에 많은 도움을 주신 심해저자원연구센터 연구원 여러분과 온누리호 승조원 여러분께 감사드리며, 특히 시료준비와 광물분석에 수고한 이영주, 문형기 학생께 감사드립니다.



## 참고문헌

- 해양수산부. 2003. 심해저 광물자원 탐사 보고서(I). 해양수산부 보고서, CRPM197-00-1582-5. 683 p.
- 해양수산부. 2004. 심해저 광물자원 탐사 보고서(I). 해양수산부 보고서, CRPM197-00-1582-5. 770 p.
- Aoki, S. and N. Kohyama. 1998. Cenozoic sedimentation and clay mineralogy in the northern part of the Magellan Trough, Central Pacific Basin. *Mar. Geol.*, 148, 21-37.
- Aoki, S., N. Kohyama, and T. Sudo. 1974. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the north eastern Pacific. *Deep-Sea Res.*, 21, 865-875.
- Biscaye, P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-831.
- Corliss, B.H. and C.D. Hollister, *et al.* 1982. A paleoenvironmental model for Cenozoic sedimentation in the central North Pacific. p. 277-304. In: *The Ocean Floor*. ed. by R.A. Scrutton and M. Talwani. John Wiley & Sons, Chichester.
- Flohn, H. 1981. A hemispheric circulation asymmetry during late Tertiary. *Geol. Rundsch.*, 70, 725-736.
- Griffin, J.J. and E.D. Goldberg. 1963. Clay-mineral distribution in the Pacific Ocean. p. 728-741. In: *The Sea*. Vol. 3. ed. by M.N. Hill. John Wiley & Sons, New York.
- Halbach, P., G. Friedrich, and U. von Stakelberg. 1988. The manganese nodule belt of the Pacific ocean. Ferdinand Enke, Stuttgart. 254 p.
- Hein, J.R., H.W. Yeh, and E. Alexander. 1979. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the north equatorial Pacific. *Clays Clay Miner.*, 27, 185-194.
- Hovan, S.A. 1995. Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial Pacific ocean, Leg 138. p. 615-625. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 139*. eds. by N.G. Pisias, L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson, and T.H. van Andel. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Hyeong, K.S., C.M. Yoo, S.H. Park, J.W. Moon, K.Y. Lee, and K.H. Kim. 2003. Trace and rare earth elemental compositions of the operationally defined eolian dust fraction of core sediments from the northeast equatorial Pacific and their implications on paleolocation of the intertropical convergence zone. *Geol. Soc. Am., Abstracts with Program*, Vol. 35, No. 6.
- Johnson, D.A. 1972. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3121-3144.
- Jung, H.S., C.B. Lee, K.S. Jeong, and J.K. Kang. 1998. Geochemical and mineralogical characteristics in two-color core sediments from the Korea Deep Ocean Study (KODOS) area, northeast equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, 144, 295-309.
- Lienen, M. and G.R. Heath. 1981. Sedimentary indicators of atmospheric activity in the northern hemisphere during the Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 36, 1-21.
- Lyle, M., P.A. Wilson, T.R. Janecek, *et al.* 2002. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 199: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Müller, P.J. and A. Mangaini. 1980. Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th-230 and Pa-231. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 94-114.
- Pettke, T., A.N. Halliday, and D.K. Rea. 2002. Cenozoic evolution of Asian climate and sources of Pacific seawater Pb and Nd derived from eolian dust of sediment core LL44-GPC3. *Paleoceanography*, 17, 3-1-3-13.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery. 1982. Descriptive physical oceanography: an introduction. 4th ed. Pergamon Press. 249 p.
- Piper, D.Z. and J.R. Blueford. 1982. Distribution, mineralogy, and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the equatorial north Pacific. *Deep-Sea Res.*, 29, 927-952.
- Piper, D.Z. and M.E. Williamson. 1977. Composition of Pacific ocean ferromanganese nodules. *Mar. Geol.*, 23, 41-55.
- Pisias, N.G. and A.C. Mix. 1997. Spatial and temporal oceanographic variability of the eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene: Evidence from Radiolaria microfossils. *Paleoceanography*, 12, 381-393.
- Rea, D.K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev. Geophys.*, 32, 159-195.
- Skornyakova, N.S. and I.O. Murdmaa. 1992. Local variations in distribution and composition of ferromanganese nodules in the Clarrian-Clipperton nodule province. *Mar. Geol.*, 103, 381-405.
- Shultz, L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *Geological Survey Professional Paper 391-C*, United States Government Printing Office, Washington. C31p.

---

Received Apr. 14, 2004

Accepted May 25, 2004