



이학석사 학위논문

중기 플라이스토세 전이기 전후 중앙 북태평양 퇴적물에 기록된 풍성 퇴적물 입자 퇴적 양상 변화 복원

Reconstruction of changes in eolian particle deposition across the Mid-Pleistocene Transition in the north central Pacific

지도교수 형기성

2020 년 2 월

한국해양대학교 해양과학기술전문대학원

해양과학기술융합학과 이 소 정



한국해양대학교 해양과학기술전문대학원

2019년 12월 13일

위원장	장 태 수	(인)
위 원	형 기 성	(인)
위 원	서 인 아	(인)

본 논문을 이소정의 이학석사 학위논문으로 인준함.

목

차

List	of	Tables	iv
List	of	Figures	v
List	of	Appendix	vii
Abst	rac	t	viii

2. 연구 방법

2.1	연구 지역 및 시료	4
2.2	무기규산염광물의 추출	7
	2.2.1 세립자 분리	7
	2.2.2 탄산염 제거	7
	2.2.3 산화/수산화물 제거	7
	2.2.4 생물기원 규산염 제거	8
2.3	무기규산염광물의 플럭스 계산	8
2.4	입도 분석	8
2.5	지화학 분석	9
2.6	점토광물 분석	10
2.7	동위원소 분석	10

Collection @ kmou

4. 토의

 4.1 빙하기/간빙기 입도 변화의 원인
 21

 4.1.1 중앙태평양에서 발생된 국소적 대기 순환 강도 변화에 따른
 입도 변화 가능성
 24

 4.1.2 중앙태평양에서 유입되는 풍성 퇴적물 입자의 중국 내 기원
 24

 지 변화 가능성
 24

 4.1.1 중앙태평양 화산기원 물질 유입의 가능성
 28

 4.2 MPT 시기 중앙태평양에서 일어난 대기 환경 변화
 32

 5. 결론
 35

 확고문헌
 37

 부록 A
 42

 감사의 글
 73



List of Tables

Table 1 Depositional age and median grain size of the inorganic silicate
fraction of NPGP 1401-2A core. 13
Table 2 Geometric and Log Mean grain size, Skewness and Kurtosis byGraphic Method.14
Table 3 Geometric and Log Mean grain size, Skewness and Kurtosis byMoment Method.15
Table 4Mass accumulation rate (MAR) of bulk and inorganic silicatefractions (ISF) of NPGP 1401-2A core.16
Table 5 87 Sr/ 86 Sr, 143 Nd/ 144 Nd and ε_{Nd} isotope composition of inorganicsilicate fractions in NPGP 1401–2A core.19
Table 6 Clay mineral composition of inorganic silicate fractions in NPGP1401-2A core.20



List of Figures

Fig. 1 Map showing the sampling location of sediment core NPGP 1401-2A (Yellow star) and other cores (purple circles) discussed in this study Core locations are from Hovan et al., (1991), Janecek, (1983) and Zhang et al., (2019).

Fig. 2 Photograph of NPGP 1401-2A core splits. Total length of the NPGP 1401-2A core is 719cm. Labels A to H indicate core sections from top to bottom. The yellow dashed box is the study section (455~685cm) of this study.

Fig. 5 PAAS-normalized REE composition (average $\pm 2SE$) of inorganic silicates in NPGP 1401-2A core and smaples from Central Asia, East Asia,



and Pacific volcanic arcs. Pre-MPT and post-MPT stand for the samples before and after 800 ka, respectively. Data are from Weber et al., (1996), Biscaye et al., (1997), Chen et al., (2007) and Kanayama et al., (2005). 27



List of Appendix

Appendix 1 Rare earth element concentrations (ppm) of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core. 42

Appendix 2Graphs of grain size analysis for inorganic silicate fractions inNPGP 1401-2A core.46

Appendix 4 XRD patterns of clay minerals of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core. 71



Reconstruction of changes in eolian particle deposition across the Mid-Pleistocene Transition in the north central Pacific

Sojung Lee

Department of Convergence Study on the Ocean Science and Technology Ocean Science and Technology School Korea Maritime and Ocean University

Abstract

We investigated flux, grain size distribution, Nd-Sr isotope composition, mineral composition, and trace metal composition (REEs and Sc) of inorganic silicate fraction (ISF, mainly Asian dust with an unrestricted amount of volcanic materials) deposited during 600 ~ 1000 ka across the Mid-Pleistocene Transition at core NPGP 1401-2A (32° 01'N, 178° 59'E, 5205m) taken from the central part of the North Pacific. Our results reveal about a 2-fold increase in ISF flux after 800 ka, which is associated with an increase in La/Sc and a decrease in mean grain size. Asian dusts are finer than volcanic materials and La/Sc increases with the enhanced contribution of Asian dusts. Thus, increased flux after 800 ka can be explained by the increased contribution of Asian dusts relative to volcanic materials, likely due to an intensified Westerly Jet (WJ) and the drying of the Asian



- viii -

continent after the MPT. Mean grain size of ISF varies systematically in relation to glacial-interglacial cycles with a decrease during glacial stages, which is consistent with the previous results in the study area. Such a cyclical pattern is also attributed to the increase in the relative contribution of Asian dusts over volcanic components in glacial stages due to intensified WJ and drying of the Asian continent. Thus, it can be concluded that climate changes that had occurred across the MPT were similar to those of interglacial to glacial transitions at least in terms of the dust budget. Different from the Shatsky Rise, however, compositional changes associated with glacial-interglacial mean grain size fluctuations are not observed in Nd-Sr isotope ratios and trace element composition in our study of the Hess Rise. This may be attributed to the location of the study site far (>4,000 km) from the volcanic sources. The volcanic component at the study site comprises less than 10% and varies within 3% over glacial-interglacial cycles. Such a small variation was not enough to imprint geochemical signals.

KEY WORDS: mid-Pleistocene transition 중기 플레이스토세 전이기; north central Pacific 중앙 북태평양; inorganic silicate fraction 무기규산염광물; Asian dust 아시안 먼지; grain size 입도; dust provenance 먼지의 기원.



제1장 서론

중기 플라이스토세 전이기(Mid-Pleistocene Transition, MPT)는 약 125만년에 서 70만년 사이에 걸쳐 빙하기/간빙기의 주된 주기가 4만 1천년 주기에서 현재 와 같은 10만년 주기로 바뀌는 시기를 말한다(Clark et al., 2006). 이 시기를 거 치며 북반구 빙하의 부피가 점차 증가하여 약 90만년 이래로 빙하기가 점점 더 추워짐으로써, 빙하기/간빙기 주기의 진폭 변화가 더 큰 변동성을 보이기 시작 하였다(Shackleton & Opdyke, 1976; Clark et al., 2006). MPT 시기 빙하 부피의 변화에 수반하여 대양에서는 표충 해수의 평균 온도가 내려갔으며(McClymont et al., 2013), 열염순환이 강화되었고(Raymo et al., 1990), 대기에서는 북반구의 상대적 냉각 심화로 북태평양 지역의 적도수렴대가 남하하였다(Seo et al., 2015). 또한 대기 이산화탄소 농도의 감소는 빙하의 성장과 전지구적인 냉각 현 상을 더욱 강화 시켰다(Raymo et al., 1990).

이러한 과거 해양 및 대기 환경변화는 여러 가지 프록시를 이용하여 복원 할 수 있다. 그 중에서도 심해 퇴적물 주상시료 내 포함된 풍성 퇴적물 입자의 입 도, 플럭스, 지화학 성분 변화 등은 퇴적 당시의 기후, 환경, 대기 순환에 대한 정보 및 풍성 퇴적물 입자의 기원지에 대한 정보 등을 제공한다(Rea & Janecek, 1982). 풍성 퇴적물의 입도는 일반적으로 운반되는 바람의 강도와 기 원지로부터의 거리에 따라 체계적으로 변화한다(Johnson, 1976; Rea, 1994). 플 럭스의 경우 바람의 강도를 반영하기도 하지만 기원지의 건조도에 더 큰 영향 을 받는 것으로 알려져 있다(Rea & Janecek, 1981). 이와 함께 풍성 퇴적물의 점토광물 및 지화학 조성은 풍성 퇴적물의 기원지에 대한 보다 구체적인 정보 를 제공한다(Nagashima et al., 2011; Seo et al., 2014). 그러나 MPT 시기를 전 후로 하여 풍성 퇴적물 입자의 거동과 관련하여 수행된 연구는 매우 제한적이 다. 적도 태평양 지역에서 채취된 RC11-210(1° 49'N, 140° 03'W, 수심 4420m)



- 1 -

주상시료는 약 87만년을 지나면서 풍성 퇴적물의 평균 입도와 플럭스가 증가하 고 대기 순환의 강도 및 변동성 또한 증가하는 경향을 보였으며, 이는 MPT 이 후 남동무역풍의 강도 증가 및 풍성퇴적물 입자의 기원지인 남아메리카 지역의 건조화를 지시한다(Chuey et al., 1987). 반면, 북서인도양과 적도 대서양에서 채 취된 ODP 722(16°37.31'N, 59°47.76'E, 수심 2028m)와 ODP 663(1°11.9'S, 11°52.7'W, 수심 3708m) 주상시료는 MPT 전후에 풍성 퇴적물 입자의 입도나 플럭스의 변동성에 있어 주목할 만한 변화를 보이지 않았다(Clemens & prell, 1991; deMenocal et al., 1993). MPT에 퇴적된 풍성 입자를 대상으로 수행된 과 거의 연구들은 MPT 이후 나타난 빙하 증가와 환경변화의 영향이 지역에 따라 다르게 나타날 수 있음을 시사한다.

중앙 북태평양 지역은 주로 중국으로부터 공급된 풍성 퇴적물 입자가 퇴적되는 지역으로 MPT 이후 발생한 중국의 건조화(혹은 습윤화), 편서풍의 강도 변화, 그리고 편서풍의 경로 변경에 따른 기원지의 변화 등의 정보를 제공한다. 그럼에도 이 지역에서 MPT 전후로 나타난 풍성 퇴적물 입자의 입도, 플럭스, 기원지 변화에 대한 연구가 수행된 바가 없다. 또한 북태평양은 빙하기/간빙기 주기에 따라 풍성기원 퇴적물 평균입도가 빙하기에 감소하고, 간빙기에 증가하는 특이한 입도 변화 양상을 보이는 지역이다(Hovan et al., 1991). 이에 관하여 Hovan et al., (1991)은 1) 빙하기 편서풍 주 경로의 남하에 따른 편서풍 이북 지역의 바람세기 약화, 2) 빙하기 화산기원 물질(조립) 대비 풍성 기원 입자(세 립)의 상대적 공급 증가를 가설들로 제시 한 바 있으나, 추후 이를 증명할만한 명확한 해석을 제시하지 못하였다. 따라서 빙하기/간빙기에 따른 북태평양 지역 의 풍성 퇴적물 입자의 입도 변화 양상은 아직까지 명확하지 않다.

이번 연구는 중앙 북태평양 지역에서 MPT 전후에 발생한 풍성 퇴적물 입자 의 퇴적양상 변화 복원을 목적으로 한다. 이를 위해 중앙 북태평양 헤스 해저 고원(Hess Rise) 인근에서 NPGP 1401-2A(32°01'N, 178°59'E, 수심 5205m) 시 료를 채취하였다. 이 주상시료에서 60~100만년 기간에 퇴적된 풍성 퇴적물 입 자를 추출하고, 풍성 퇴적물 입자의 입도, 플럭스, 점토광물/지화학 및 Nd-Sr 동위원소 조성 분석을 실시하였다. 이 연구는 MPT 이후 중앙 북태평양에서 발



- 2 -

생한 대기 순환의 강도 변화, 기원지의 환경변화, 그리고 중국 내 풍성 퇴적물 입자 주요 발원지의 변화 가능성 등을 고찰하였으며, 이와 더불어 Hovan et al., (1991)이 제시한 빙하기/간빙기 입도 변화 양상에 대한 두 가설을 평가하였 다.





제 2 장 연구 방법

2.1 연구 지역 및 시료

연구에 사용된 주상시료 NPGP 1401-2A는 2014년 7월 한국해양과학기술원의 해양조사선 온누리호의 피스톤 주상시료 채취 장비를 이용하여 중앙태평양 헤 스 해저고원 인근 해저분지에서 획득되었으며(Fig. 1), 시료의 길이는 총 719cm 이다(Fig. 2). 주상시료의 연대는 동일한 시료로 연구를 수행한 Shin et al., (2019)의 연구 결과를 활용하였으며, 두 번의 지자기 역전(Matuyama-Brunhes and upper Jaramillo transitions)과 시료의 전 구간에 대한 암석 지자기 특성, Ba/Ti 등의 결과를 종합하여 계산되었다. 주상시료 전 구간의 연대는 약 107만 년까지 이며, MIS(Marine Isotope Stage) 1~31까지 약 15번의 빙하기/간빙기 주 기가 반복된다(Shin et al., 2019). 본 연구에서는 MPT 시기에 나타난 해양 및 대기 순환 변화를 복원하기 위해 약 60만년~100만년에 해당하는 455~685cm 구 간을 연구 구간으로 설정 하였다(Fig. 2, 3A).

획득된 시료는 해양과학기술원 시료도서관으로 운반되어 반으로 절개된 후 암상의 특성을 기재하고 사진자료를 얻은 뒤 1cm 간격으로 부시료를 채취하여 동결건조 후 분석에 사용하였다. 연구 구간의 평균 퇴적율은 0.62cm/ky로 1cm 구간은 약 1500년간 퇴적된 입자의 평균 조성을 나타낸다.

Collection @ kmou

- 4 -



Fig. 1 Map showing the sampling location of sediment core NPGP 1401-2A (Yellow star) and other cores (purple circles) discussed in this study Core locations are from Hovan et al., (1991), Janecek, (1983) and Zhang et al., (2019).





Fig. 2 Photograph of NPGP 1401-2A core splits. Total length of the NPGP 1401-2A core is 719cm. Labels A to H indicate core sections from top to bottom. The yellow dashed box is the study section (455~685cm) of this study.

2.2 무기규산염광물의 추출

심해 퇴적물은 대부분 바람을 통해 운반되어 퇴적되는 세립질의 풍성 퇴적물 이외에도 화산기원 물질, 탄산염 혹은 규산염 골격을 가지는 생물의 패각, 자생 수화물 및 산화물 등 다양한 기원의 퇴적물들이 포함되어 있다. 본 연구에서 사용된 시료는 풍성 퇴적물로 구성된 무기규산염광물 입자들이다. 무기규산염 광물 입자를 추출하기 위해 건조된 부시료에서 4cm간격의 샘플들을 선별하여 정량 소분 후 무기규산염광물 입자를 추출하였다. 추출한 무기규산염광물 입자 는 바람에 의해 운반된 중국기원 풍성 퇴적물 입자와 추출과정에서 제거되지 않는 화산기원 입자를 소량 포함한다. 추출 방법은 Hovan (1995)의 방법을 참 고하였고, 과정은 아래와 같다.

2.2.1 세립자 분리

바람에 의해 운반 될 수 있는 풍성 퇴적물의 입도는 63µm 이하이며, 장거리 운반되는 풍성 퇴적물의 입도는 그 보다 더 작다고 알려져 있다. 따라서 풍성 퇴적물 입자를 추출하기 앞서 먼저 63µm 체를 이용하여 세립자를 분리하였다.

2.2.2 탄산염 제거

유공충 패각 등 생물기원 탄산염을 제거하기 위해 10% 아세트산(Acetic acid) 을 이용하여 산처리 과정을 진행하였다. 완벽한 탄산염 제거 과정을 위해 교반 을 시켜주었으며, 산처리 과정을 2회 반복 수행하였다.

2.2.3 산화/수산화물 제거

🕖 Collection @ kmou

차아황산 나트륨(Sodium Hydrosulfite), 1M 중탄산 나트륨 수용액(Sodium Bicarbonate), 80℃의 0.3M/0.15M 구연산 나트륨 수용액(Sodium Citrate)을 이용 하여 퇴적물에 포함된 산화/수산화 물질들을 제거 하였으며, 동일 과정을 최소 3회 이상 반복하였다.



2.2.4 생물기원 규산염 제거

마지막으로 0.15M의 수산화 나트륨(Sodium Hydroxide)을 이용해 생물기원 규 산염을 제거하였다. 본 과정은 80℃ 항온수조에서 진행되었으며, 제거 과정 중 발생하는 침전을 막기 위해 쉐이커도 함께 작동 시켜 2시간 동안 과정을 진행 하였다.

모든 과정을 거친 후 남은 시료들은 동결건조 후 무게를 측정한 뒤 사용 목 적에 맞게 소분하여 분석에 사용하였다.

2.3 무기규산염광물 플럭스 계산

무기규산염광물 입자의 플럭스는 앞선 연구 방법에서 무기규산염광물 추출 방법 수행 전후 얻어진 무기규산염광물의 무게 자료를 이용하여 계산하였으며, 계산 방법은 다음 식 (1)과 (2)를 따른다.

$$MAR(g/cm^{2}/ky) = LSR(cm/ky) \times DBD(g/cm^{3})$$
(1)

Inorganic silicate MAR or Flux = weight $% \times MAR(g/cm^2/ky)$ (2)

무기규산염광물 입자 플럭스(Inorganic silicate MAR)는 전체 퇴적물에 대한 풍성 퇴적물 입자가 차지하는 비율(weight %)에 MAR과 DBD를 곱하여 계산하 였으며, MAR과 DBD는 각각 Mass Accumulation rate, Dry Bulk Density를 의미 한다(Hovan, 1995).

2.4 입도 분석

입자의 크기를 측정하는 입도 분석(Grain Size Distribution) 방법은 해양학, 지 질학, 퇴적학 등 여러 분야에서 활용되고 있다. 특히 퇴적학적 측면에서 입도 분석 결과의 해석은 퇴적물의 특성을 이해하는 기초적인 과정이다. 입도 분석 결과는 서로 다른 퇴적물의 혼합을 분류하고, 분류된 퇴적물의 기원지에 대한 정보를 제공하며, 더 나아가 퇴적환경 해석에도 도움을 준다. 입도 분석을 위해 추출된 무기규산염광물 입자를 빙하기/간빙기 시기에 따라 선별한 후, 한국해양 과학기술원이 보유한 레이저 회절 입도 분석기(Mastersizer 3000, Malvern Instruments, Malvern, UK)를 이용하여 분석을 실시하였다. 입도 분석 결과는 중앙입경(Median, D₅₀)값으로 나타내었으며, 측정된 입도 분포 자료는 화산기원 입자와 중국기원 입자의 상대적 함량 추정을 위해 모드 분석을 실시하였다.

퇴적물의 입도 분포 자료를 이용하여 퇴적물을 구성하는 성분들을 수치적으 로 분리하여 해석하는 것은 퇴적환경 및 고환경, 지질학적 프로세스를 이해하 는데 큰 도움을 준다(Paterson & Heslop, 2015). 본 연구에서는 MATLAB 기반의 AnalySize(End-member analysis algorithms) 프로그램을 이용하여 분석된 입도 분석 결과를 3개의 대수정규분포(Log-normal distribution)함수로 분리하였다 (Paterson & Heslop, 2015). 또한 해당 프로그램으로부터 얻어진 시료들 각각의 최빈값 외에도 비교 분석을 위해 그래픽 방법과 모멘트 방법 기반의 평균값, 왜도, 첨도 자료 또한 같이 보고 하였다.

2.5 지화학 분석

Collection @ kmou

지화학 분석을 위한 모든 시료는 55℃의 건조오븐에서 완전 건조시켰다.

건조된 시료는 각각 100mg씩 소분하여 무게를 측정한 뒤 PTFE 용기에 넣고 불산 4.5ml, 질산 7ml, 과염소산 1.75ml씩 취한 뒤 185℃ 핫 플레이트에서 48시 간 가열 후 증발 건고 시켰다.

증발 건고 완료 후 6N 질산 2ml를 넣고 한번 더 증발 건고 과정을 진행하 였으며, 처리가 완료된 모든 시료는 2% 질산으로 희석하였다.

희석된 모든 시료는 한국해양과학기술원에서 보유한 유도 결합 플라즈마 질 량 분석기(Inductively coupled plasma-mass spectrometry : ICP-MS, Agilent 7700 series, Agilent Technologies, Germany)로 분석 되었다.

원소 분석에 대한 정확도 평가를 위해 USGS 표준물질 MAG-1과 BCR-2를 동 일 과정에서 함께 분석하였고, 분석 오차는 모든 원소에 대하여 10% 미만의 값 을 보였다.

2.6 점토광물 분석

원양에 공급되는 풍성퇴적물 내 점토광물 입자는 풍성퇴적물의 기원지에 대 한 정보를 제공한다. 카올리나이트(Kaolinite)와 같은 안정한 결정 구조를 갖는 점토광물은 보다 화학적 풍화에 강하다고 알려져 있으며, 일라이트(Illite), 클로 라이트(Chlorite)는 비교적 건조한 지역에 많이 분포한다(Seo et al., 2014).

본 연구에서는 중앙 북태평양 무기규산염광물의 점토광물 조성을 알아보기 위해 한국해양과학기술원에서 보유하고 있는 X-선 회절 분석기(X-ray powder Diffraction, PANalytical X'Pert-PRO, Netherlands)를 이용하여 점토광물 조성 분석을 실시하였다.

먼저 4μm 이하 입자들을 분리하기 위해 침강속도 계산법에 따라 4μm 이상의 입자를 가라앉힌 후 상부액만 취하였다. 분리된 상부액은 진공필터 장치를 이 용하여 4μm 이하의 입자를 획득한 뒤 오븐에서 완전 건조하여 X-선 회절 분석 을 실시하였다. 분석 조건은 CuK α radiation(40kV, 30mA)을 사용하여 2°~35° 범위를 0.02° 간격으로 측정하였다.

2.7 동위원소 분석

추출된 무기규산염광물의 Nd-Sr 동위원소 조성을 알아보기 위해 분석을 실시 하였다. 분석에 사용된 시료는 60만년에서 100만년에 해당하는 연구기간 동안 빙하기/간빙기 주기에 따라 각각 1~2개를 선별하였으며, 총 14개의 시료를 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd에 대하여 분석을 실시하였다. 분석은 한국기초과학지원연구 원이 보유하고 있는 열 이온화 질량 분석기(Multi-collertor Thermal ionization mass spectrometer, VG54-30, Isoprobe-T, UK)를 이용하였으며, 표준시료 NBS987(Sr)과 JNdi-1(Nd)을 동일 과정에서 같이 분석하였다. 분석된 측정값은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710254±0.000003(N=10, 2σ standard error)의 동위원소 비 값을 보였으며. 본 연구에서 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd는 ε_{Nd} 값으로 변환하여 제시하였다(ε_{Nd} =((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - 0.512638)/0.512638) × 10⁴)(Jacobsen & Wasserburg, 1980).



제 3 장 결 과

주상시료 NPGP1401-2A 내 60만년~100만년 구간에 퇴적된 무기규산염광물 입자의 중앙입경은 3.53~4.45μm(8.15-7.81φ)범위에서 변화하며 빙하기에는 평균 중앙입경이 작고(Avg. 3.95μm(7.98 φ), S.D. 0.26μm, n=12), 간빙기에는 평균 중앙 입경이 크다(Avg. 4.19µm(7.90 \$\phi), S.D. 013µm, n=8)(Table 1; Fig. 2B). 또한 80만 년을 기준으로 하여 이전에는 빙하기/간빙기 변화에 따른 중앙입경 변화 폭이 매우 작으나(4.00-4.28µm(7.97-7.87¢)), 이후에는 빙하기/간빙기 변화에 따른 중 앙입경 변화 또한 큰 폭으로 변화하며 (3.53-4.45µm(8.15-7.81φ)), 특히 빙하기 의 입도 크기 감소가 두드러지게 나타난다(Fig. 2B). 모멘트 방법과 그래픽 방 법을 기반으로 한 평균입경(Mean)은 각각 2.59-3.29µm(8.60-8.26 ∅), 2.94-3.77µm (8.41-8.05¢)의 범위에서 변화하며, 연구 기간 동안 간빙기/빙하기 변화에 따른 변화는 중앙입경 변화와 상당히 유사하다(Fig. 6F-G). 측정된 입도 분포는 각각 0.6µm(EM 1; End Member 1), 3.5µm(EM 2), 11µm(EM 3)의 최빈값(Mode)을 갖는 세 개의 대수정규분포(Log-normal distribution)의 조합으로 설명이 가능하다(Fig. 6A). EM 1과 EM 2는 양의 상관관계를 가지며 변화하며 가장 적은 비율을 차지 한다. EM 2는 가장 우세한 성분이며, 시간에 따른 상대적인 양의 변화가 대체 적으로 빙하기 증가하고, 간빙기 감소하는 패턴을 보인다(Fig. 6B-C, 6H). 반면 EM 3은 전반적으로 빙하기 감소하고, 간빙기 증가하며, EM 1 및 EM 2와 상반 되는 변화양상을 보인다(Fig. 6B-C, 6l). 무기규산염광물 입자 플럭스의 경우, 80 만년 이전에는 전반적으로 플럭스 양이 적고 변화폭도 작았으나(Avg. 0.14(0.07-0.17)g/cm²/ky), 80만년 이후에는 플럭스가 증가하면서 그 변화 폭 또 한 증가하는 양상을 보였다(Avg. 0.22(0.14-0.34)g/cm²/ky)(Table 4; Fig. 3C). 북 태평양에 공급된 풍성 입자의 동위원소 조성은 최소 과거 1000만년 동안 큰 변 화를 보이지 않기 때문에(Chen & Li, 2013), Sr-Nd 동위원소 조성은 MPT 시기 풍성 입자의 기원지 추적 도구로 사용이 가능하다. 이번 연구에서 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr은 0.71932~0.72154(Avg. 0.72097), ϵ_{Nd} 는 -11.22~-10.18(Avg. -10.70)의 좁은 범위에 서 변화하는 특징을 보이며 화산기원 물질과 중국 여러 건조지역들의 혼합 라 인 상에서 타클라마칸의 영향이 우세한 영역에 도시된다(Table 5; Fig. 4). 하지 만, 중국 내 여러 다양한 기원지들의 중간 조성을 보여 Sr-Nd 동위원소 조성으 로 특정 기원지를 유추하는 것은 불가능하다. ϵ_{Nd} 동위원소 조성은 플럭스 변 화와 유사하게 80만년 이후 소폭 증가하며, 또한 입도 변화 패턴과 유사하게 80만년 이후를 기점으로 빙하기에 감소하고 간빙기에 증가하는 패턴을 보인다 (Fig. 3D). 희토류 조성은 전 기간에 걸쳐 PAAS(Post-Archean Australian Shale) 와 유사한 조성을 보이며(Appendix 1; Fig. 5), 80만년 전후의 주목할 만한 조성 차이는 관찰되지 않는다. 중국기원물질과 화산기원물질의 상대적인 양을 지시 하는 La/Sc 조성은 평균 1.56 정도로 화산기원 입자와 중국 내 풍성기원 입자 발원지들의 중간 값을 보이지만, 80만년 이후 약간 증가한 경향이 나타난다 (Fig. 3E). 점토광물조성비 분석 결과 일라이트/카올리나이트(II/Kao) 비는 평균 9.7±2.4, 카올리나이트/클로라이트(Kao/ChI) 비는 평균 0.3±0.1의 값을 나타내 었다(Table 6; Fig. 7).



Depth (cm)	Age (ka)	Median (µm)	Median (ϕ 50)
464	606.7	4.45	7.81
484	632.8	3.56	8.13
496	649.6	3.53	8.15
504	660.9	3.80	8.04
524	693.2	4.11	7.93
536	716.5	3.75	8.06
544	732.1	4.16	7.91
556	750.2	4.02	7.96
564	760.6	4.12	7.92
584	778.9	4.25	7.88
592	794.5	3.86	8.02
600	813.3	4.07	7.94
608	841.9	4.08	7.94
612	856.2	4.28	7.87
620	883.9	4.00	7.97
636	913.8	4.27	7.87
640	921.3	4.18	7.90
644	928.8	4.07	7.94
656	951.2	4.16	7.91
664	966.1	4.28	7.87

Table 1 Depositional age and median grain size of the inorganicsilicate fraction of NPGP 1401-2A core.

Depth (cm)	Mean (#m)	Mean (q)	Skewness (Geometric)	Kurtosis (Geometric)
464	3.29	8.26	-0.03	0.99
484	2.62	8.59	-0.04	1.03
496	2.59	8.60	-0.07	0.92
504	2.78	8.50	-0.09	0.97
524	2.99	8.39	-0.08	0.98
536	2.77	8.51	-0.06	0.98
544	3.08	8.35	-0.03	1.03
556	2.95	8.41	-0.05	1.00
564	2.99	8.39	-0.07	0.99
584	3.13	8.33	-0.06	1.00
592	2.85	8.47	-0.05	1.00
600	3.01	8.38	-0.04	1.00
608	2.98	8.40	-0.06	1.02
612	3.13	8.33	-0.06	0.98
620	2.94	8.42	-0.06	1.01
636	3.15	8.32	-0.03	1.05
640	3.07	8.36	-0.06	1.04
644	3.00	8.39	-0.05	1.05
656	3.04	8.37	-0.07	1.02
664	3.16	8.32	-0.05	1.00

Table 2 Geometric and Log Mean grain size, Skewness andKurtosis by Graphic Method

Donth (am)	Moon (m)	m) Mean (a)	Skewness	Kurtosis
Depui (ciii)	Mean (mm)	Mean (ψ)	(Geometric)	(Geometric)
464	3.77	8.05	-0.06	2.62
484	3.03	8.37	-0.02	2.68
496	2.94	8.41	-0.22	2.34
504	3.13	8.32	-0.28	2.51
524	3.38	8.21	-0.25	2.48
536	3.13	8.32	-0.22	2.53
544	3.55	8.14	-0.05	2.66
556	3.39	8.20	-0.11	2.48
564	3.41	8.20	-0.19	2.43
584	3.54	8.14	-0.22	2.55
592	3.24	8.27	-0.16	2.50
600	3.46	8.18	-0.06	2.56
608	3.41	8.20	-0.14	2.61
612	3.56	8.14	-0.19	2.45
620	3.33	8.23	-0.20	2.56
636	3.66	8.09	0.11	3.03
640	3.50	8.16	-0.14	2.67
644	3.43	8.19	-0.11	2.71
656	3.45	8.18	-0.21	2.65
664	3.60	8.12	-0.12	2.59

Table 3 Geometric and Log Mean grain size, Skewness andKurtosis by Moment Method

Depth (cm)	Age (ka)	MAR (g/cm ² /ky)	Eolian Flux (g/cm ² /ky)
460	601.9	0.42	0.24
464	606.7	0.42	0.23
468	611.5	0.41	0.23
472	616.2	0.42	0.25
476	621.5	0.36	0.21
480	627.1	0.35	0.20
484	632.8	0.35	0.20
488	638.4	0.36	0.21
492	644.0	0.36	0.20
496	649.6	0.38	0.22
500	655.2	0.37	0.21
504	660.9	0.37	0.23
508	666.5	0.38	0.25
512	672.1	0.39	0.24
516	677.7	0.38	0.24
520	685.4	0.27	0.17
524	693.2	0.26	0.16
528	701.0	0.25	0.15
532	708.8	0.26	0.16
536	716.5	0.28	0.17
540	724.3	0.28	0.17
544	732.1	0.26	0.17
548	738.8	0.34	0.21
552	744.5	0.34	0.20

Table 4 Mass accumulation rate (MAR) of bulk and inorganic silicatefractions (ISF) of NPGP 1401-2A core.

Depth (cm)	Age (ka)	MAR (g/cm ² /ky)	Eolian Flux (g/cm ² /ky)
556	750.2	0.35	0.21
564	760.6	0.50	0.30
568	764.3	0.52	0.31
572	767.9	0.52	0.31
576	771.6	0.54	0.32
580	775.3	0.55	0.34
584	778.9	0.54	0.33
588	786.0	0.23	0.14
592	794.5	0.23	0.14
596	803.0	0.24	0.15
600	813.3	0.15	0.07
604	827.6	0.14	0.09
608	841.9	0.15	0.08
612	856.2	0.15	0.09
616	870.5	0.14	0.09
620	883.9	0.18	0.11
624	891.4	0.26	0.17
628	898.9	0.27	0.17
632	906.3	0.25	0.16
636	913.8	0.27	0.17
640	921.3	0.26	0.17
644	928.8	0.26	0.17
648	936.2	0.24	0.15
652	943.7	0.24	0.16
656	951.2	0.25	0.16

Table 4 (Continued)



Depth (cm)	Age (ka)	MAR (g/cm ² /ky)	Eolian Flux (g/cm ² /ky)
660	958.6	0.27	0.17
664	966.1	0.25	0.16
668	973.6	0.26	0.17
560	755.9	0.35	0.21
672	981.0	0.24	0.16
676	988.5	0.26	0.17
680	997.9	0.20	0.12

Table 4 (Continued)





	_	Isotope composition		
Depth (cm)	Age (ka)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2SE)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(2SE)	E _{Nd}
464	606	0.721536 (6)	0.512116 (3)	-10.18
484	632	0.720354 (13)	0.512084 (4)	-10.81
524	693	0.720797 (5)	0.512106 (4)	-10.39
536	716	0.721171 (6)	0.512086 (5)	-10.77
544	732	0.721248 (9)	0.512092 (3)	-10.66
556	750	0.721503 (7)	0.512106 (3)	-10.38
584	778	0.720991 (7)	0.512088 (4)	-10.72
592	794	0.721148 (7)	0.512096 (3)	-10.58
612	856	0.719319 (6)	0.512063 (5)	-11.22
620	883	0.721110 (5)	0.512069 (13)	-11.09
636	913	0.721150 (8)		-
640	921	0.720922 (10)	13-1	-
656	951	0.721413 (7)	0.512081 (4)	-10.87
664	966	OH-OF C	-	-

Table 5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and ε_{Nd} isotope composition of inorganic silicate fractions in NPGP 1401–2A core.

	Clay mineral composition					
Depth	Age	Illite	Kaolinite	Chlorite	Kao/Chl	П/Као
(cm)	(ka)	(%)	(%)	(%)		
464	606	71	9	20	0.5	7.5
484	632	69	9	22	0.4	8.0
524	693	70	9	21	0.4	8.2
536	716	70	6	24	0.3	11.3
544	732	72	6	21	0.3	11.8
556	750	66	9	25	0.4	7.0
584	778	69	8	23	0.3	8.8
592	794	74	5	21	0.2	15.3
612	856	69	8	23	0.3	9.0
620	883	70	9	21	0.4	7.9
636	913	70	7	23	0.3	10.2
640	921	68	5	27	0.2	12.8
656	951	70	7 45	22	0.3	9.6
664	966	68	OH BET	24	0.3	8.1

Table 6 Clay mineral composition of inorganic silicate fractions in NPGP1401-2A core.

제 4 장 토 의

4.1 빙하기/간빙기 입도 변화의 원인

심해 퇴적물 내 무기규산염광물 입자는 일반적으로 빙하기에는 입도가 커지 고 간빙기에는 입도가 작아지는 패턴을 보인다(Imbrie et al., 1984; Pisias & Rea, 1988; Rea, 1994). 이러한 현상은 대체로 빙하기에 대기 순환 강화로 바람 의 세기가 강해져서 운반할 수 있는 입자의 크기가 증가했기 때문으로 해석되 어왔다(Parkin, 1974). 하지만 이번 연구된 중앙태평양 지역에서는 빙하기에는 무기규산염광물 입자의 입도가 작고, 간빙기에는 입도가 큰 패턴을 보였다. 이 러한 패턴은 본 연구 지역과 인접한 북서태평양 V21-146(37°41'N, 163°02'E, 수심 3968m), KK75-02(38°37'N, 179°19'E, 수심 5475m) 퇴적 물에서도 관찰된다(Fig. 1; Hovan et al., 1991; Janecek & Rea et al., 1985).

중앙 북태평양에 퇴적되는 풍성 퇴적물 입자는 주로 편서풍에 의해 이동되는 중국기원 입자와 편서풍의 경로상에 위치한 일본 열도에서 발원한 화산기원 입 자가 주를 이루는 것으로 알려져 있다(Hovan et al. 1991; Zhang et al. 2019). 이에 더하여 기후변화에 따른 편서풍의 경로 변화는 풍성 퇴적물 입자의 주요 공급지를 변화시킨다(Nagashima et al. 2011, 2013). Nagashima et al. (2011)은 동해 퇴적물에서 관찰되는 풍성퇴적물의 빙하기/간빙기 그리고 아빙하기 (Stadial)/아간빙기(Interstadial)의 입도 변화 양상을 편서풍의 경로 변화에 따른 동아시아 겨울 몬순의 강도 변화로 설명하였다. 중앙 북태평양의 동아시아 겨 울 몬순의 영향이 미미하여 이러한 기작이 적용될 수 없지만, 풍성 퇴적물 입 자의 중국 내 기원지 변화가 입도 변화를 유발할 수 있는 가능성을 시사한다. 마지막으로 바람이 아닌 해류에 의해 이동 퇴적된 반원양성 무기규산염광물 입 자도 퇴적물의 입도에 영향을 미칠 수 있다. 하지만, 이 연구에서 분석된 퇴적



물은 반원양성 무기규산염광물 입자의 주를 이루는 16μm 이상의 조립질 입자가 평균 5% 정도로 적고, 입도 분포도 반원양성 무기규산염광물 입자(낮은 첨도) 와 달리 정규 분포와 유사한 첨도를 보인다(Fig. 6B-C). 따라서 연구 지역에서 반원양성 기원의 무기규산염광물 입자의 함량은 미미하기 때문에 연구시료의 입도 변화를 유발하는 기작은 배제될 수 있다.

본 연구에서는 앞서 토의한 풍성입자 이동 양상을 고려하여 Hovan et al. (1991)이 제시한 두 가지 가설인, 1) 빙하기에 편서풍 주 경로의 남하에 따른 편서풍 이북 지역의 바람세기 약화, 2) 빙하기에 화산기원 입자(조립) 대비 풍 성 퇴적물 입자(세립)의 상대적 공급 증가, 그리고 이에 더하여 3) 편서풍 경로 변화가 유발할 수 있는 풍성 퇴적물 입자의 중국 내 기원지 변화 등 세가지 가 설을 중앙 북태평양 입도 변화의 가능성으로 고찰하였다.







Fig. 3 (A) LR04 stacked benthic oxygen isotope record (Lisiecki & Raymo, 2005). Down-core variation of (B) median grain size, (C) flux, (D) $\varepsilon_{\rm Nd}$ isotopic compositions and (E) La/Sc ratio of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A. Shaded areas indicate glacial periods.

4.1.1 중앙태평양에서 발생된 국소적 대기순환 강도 변화에 따른 입도 변화 가능성

Hovan et al., (1991)은 사츠키 해저고원 퇴적물에서 관찰되는 입도 변화 양상 에 대해 빙하기/간빙기 편서풍의 경로 변화와 이에 수반한 국지적인 바람의 강 도 변화를 그 원인으로 제시하였다. 구체적으로 빙하기 북반구 고위도 지역 한 랭화로 인한 고압대 형성은 편서풍의 남하(약 30°N)를 야기하고, 이에 따라 간 편서풍의 주 경로 위치한 빙기 시기 하에 V21-146(37°41'N)과 KK75-02(38°37'N) 지역이 빙하기 편서풍의 경로에서 벗어남에 따라 바람이 약해지고 풍성 퇴적물의 입도가 작아졌다는 것이다(Hovan et al., 1991; Janecek & Rea, 1985). 그러나 32°N에 위치한 본 연구지역과 ODP 1209B (32°39'N, 158°30'E, 수심 2387m)에서도 빙하기 입도 감소 양상이 관찰되며(Zhang et al., 2019), 이는 이러한 현상이 국지적이 아닌 북태평양 지역에서 일반적으로 관찰 되는 현상임을 지시한다. 따라서 중앙태평양 지역에서 발견되는 빙하기/간빙기 입도 변화 역전 패턴을 설명하기 위해서 제시된 편서풍 주 경로의 남하/북상에 따른 국지적인 바람세기 변화 가설은 타당성이 떨어진다고 판단된다.

4.1.2 중앙태평양에 유입되는 풍성 퇴적물 입자의 중국 내 기원지 변화 가능성

중앙 북태평양에 유입되는 풍성 퇴적물 입자는 중국 내 다양한 건조지역에서 유래하며, 기원지의 표층 퇴적물 입도 분포는 지역에 따라 다를 가능성이 있다. 따라서 빙하기/간빙기에 따라 중국 내 풍성 퇴적물 입자의 주요 기원지가 변화 했다면 빙하기/간빙기 풍성 퇴적물 입자의 평균 입도 변화의 원인이 될 수 있 다. 실제로 Nagashima et al., (2007, 2011)는 동해에서 채취한 주상시료 연구를 통해 빙하기와 아빙하기 시기에 고비사막 기원 입자의 공급이 증가하고, 간빙 기와 아간빙기 시기에 타클라마칸 사막 기원의 입자 공급이 증가함을 밝혔다. 따라서 고비사막과 타클라마칸 사막에 분포하는 표층 퇴적물 입자의 입도 분포 가 다르다면 중앙 북태평양 지역에서 빙하기/간빙기 주기에 따른 풍성 퇴적물 입자의 입도 변화를 야기할 수 있다.

아시아 대륙 내 사막 및 건조지대의 광물입자는 모암의 특성에 영향을 받는



Nd-Sr 동위원소, 희토류 등의 조성과 기후조건에 따른 화학적 풍화의 산물인 점토광물 조성 등에서 서로 차이를 보인다(Seo et al., 2014). 하지만 연구 지역 의 Nd-Sr 동위원소 조성은 전 구간에서 타클라마칸 사막 조성(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr : Avg. 0.72717, ε_{Nd} : Avg. -10.13)과 유사한 값을 보이며, 고비 사막(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr : Avg. 0.71438, ε_{Nd} : Avg. -6.81)과 타클라마칸 사막 기원 물질의 상대적 기여도 변화 를 지시하는 성분 변화는 보이지 않는다(Fig. 4; Biscaye et al., 1997; Chen et al., 2007; Kanayama et al., 2005). 또한 점토광물 조성 및 희토류 조성의 변화 가 매우 적으며, 빙하기/간빙기 주기에 따른 체계적인 변화를 보이지 않는다 (Fig. 5, 7). 따라서 연구지역에서 중국기원 풍성 퇴적물 입자의 기원지 변화가 빙하기/간빙기에 따른 평균 입도 변화를 야기한 것으로 해석하기는 어렵다.






Fig. 4 87 Sr/ 86 Sr ratios vs. ε_{Nd} of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core, potential sources, and ODP 1209B core samples. Data for pacific volcanic arcs

materials are from Weber et al., (1996). Data for Central Asia (e.g., Taklamakan, Qaidam), East Asia (e.g., Badain Jaran, Tangger, Mu Us, Hobq) and Gobi deserts are from Biscaye et al., (1997), Chen et al., (2007) and Kanayama et al., (2005).



Fig. 5 PAAS-normalized REE composition (average±2SE) of inorganic silicates in NPGP 1401-2A core and smaples from Central Asia (e.g., Taklamakan, Qaidam), East Asia (e.g., Badain Jaran, Tangger, Mu Us, Hobq, Chinese Loess Plateau), and Pacific volcanic arcs. Pre-MPT and post-MPT stand for the samples before and after 800 ka, respectively. Data are from Weber et al., (1996), Biscaye et al., (1997), Chen et al., (2007) and Kanayama et al., (2005).

4.1.3 중앙태평양 화산기원 물질 유입의 가능성

마지막으로 빙하기/간빙기 주기에 따라 중앙태평양 지역에 공급되는 화산기 원 물질과 풍성 퇴적물 입자의 상대적 공급량이 변화했을 가능성을 고려해 볼 수 있다. 사츠키 해저고원 지역은 북서 태평양 화산기원 물질의 주된 공급지인 일본 열도 인근과 인접하여 화산기원 물질이 지속적으로 공급되는 지역이다. Hovan et al., (1991)은 이러한 사실에 기반하여 빙하기 시기 편서풍이 강화되면 서 중앙태평양 지역으로 중국 발 풍성 퇴적물 입자의 유입이 증가하여 화산기 원 물질에 대한 희석 효과를 냄으로써 입도가 작아지는 효과를 내는 것이라는 가설을 제안하였다. 실제로 최근 발표된 Zhang et al., (2019)의 연구결과에 따 르면 사츠키 해저고원에서 획득된 ODP 1209B 주상시료 내 무기규산염광물 입 자들의 입도 분포 패턴이 이중 모드를 이루며, 세립한 모드는 중국 건조지역으 로부터 공급되는 풍성 퇴적물에 의한 것이고 조립한 모드는 화산기원 물질에 의한 결과라고 해석하였다. 따라서 빙하기 동안 중국 기원 풍성기원입자의 공 급량이 화산기원 물질에 비해 상대적으로 증가했다면, 북태평양에서 관찰되는 빙하기 무기규산염광물 입자의 입도 감소를 설명할 수 있다. 실제로 ODP 1209B 주상시료 내 무기규산염광물의 Nd-Sr 동위원소 조성은 빙하기에 타클라 마칸 조성 그리고 간빙기에 화산물질의 조성에 가깝게 도시되며(Fig. 4; Zhang et al., 2019), 이는 빙하기 중국 기원 물질의 증가가 입도 감소의 원인임을 강 력하게 지시한다.

주상시료 NPGP 1401-2A가 채취된 연구 지역은 사츠키 해저고원에서 동쪽으 로 약 2,000 km 떨어진 헤스 해저고원에 위치하기 때문에 화산기원 입자 공급 원과의 거리 증가로 화산기원 입자의 영향이 사츠키 해저고원과 비교해 적을 수 있지만, 같은 풍성 퇴적물 입자의 기원지와 이동매질을 갖기 때문에 빙하기/ 간빙기 주기에 따른 입도 변화 양상은 동일한 기작으로 설명될 수 있다. 무기 규산염광물 입도 분포 자료의 모드 분석 결과는 이를 뒷받침한다. EM 2의 최 빈값은 약 3.5µm로 ODP 1209B에서 분석된 중국기원 입자의 최빈값인 3~4µm와 잘 일치하며(Zhang et al. 2019), 이는 EM 2가 무기규산염광물 중 중국기원 입



자 성분을 대표할 가능성을 지시한다. EM 1은 EM 2와 양의 상관관계를 보이며 매우 세립한 특성을 고려할 때 대부분 판상형 점토광물로 구성된 중국기원 입 자의 단일 모드로 해석된다(Fig. 6A). EM 3은 최빈값이 약 11µm로 ODP 1209B 의 분석 결과 화산기원 입자가 나타내는 약 20µm의 최빈값 보다는 작다(Zhang et al. 2019). 하지만 연구 지역이 사츠키 해저고원에 비해 약 2000km 정도 일 본 열도의 서쪽에 위치한다는 점을 고려할 때 EM 3의 상대적 비율은 화산기원 입자의 기여도를 나타내는 것으로 해석할 수 있다. 결론적으로 연구 시료는 상 대적으로 입도가 큰 화산기원 입자와 입도가 작은 중국기원 입자가 혼합된 것 으로 설명된다. 연구 시료의 입도 변화는 EM 2의 기여가 증가할 때 감소하며, 반대로 EM 3의 기여가 증가할 때 입도가 감소하는 경향이 뚜렷하다(Fig. 6E-I). 이는 연구시료의 중앙입경 변화가 중국기원과 화산기원 입자의 상대적인 양에 따라 결정됨을 지시한다. 또한 빙하기에 관찰되는 무기규산염광물의 입도 감소 는 EM 2 성분의 상대적인 기여도 증가와 연관된다. 따라서 연구지역을 포함한 중앙 북태평양에서 빙하기에 평균 입도가 감소하는 현상은 빙하기에 화산기원 입자 대비 중국기원 입자의 공급 증가에 기인한 것으로 판단된다.

하지만 연구지역의 경우 사츠키 해저고원에서 명확하게 관찰되는 빙하기/간 빙기 주기에 따른 Nd-Sr 동위원소나 희토류 조성 변화가 관찰되지 않는다(Fig. 4, 5). 이는 연구 지역에 화산기원 물질의 절대적인 공급량과 기후변화에 따른 공급량 변화폭이 적어, 입도에만 그 변화가 기록되고 지화학 조성에는 변화가 기록되지 않았을 가능성이 있다. 실제로 Nd-Sr 동위원소 조성은 연구 지역에서 화산기원 물질의 영향이 10% 이하로 매우 적으며, 빙하기/간빙기 변화폭도 대 략 3%를 넘지 않는다(Fig. 4), 이는 사츠키 해저고원시료(ODP 1209B)에서 보여 지는 10~40% 수준의 화산물질 공급량과 대략 10% 정도의 빙하기/간빙기 공급 량 변화폭에 비해 매우 작은 범위임을 확인할 수 있다(Fig. 4). 연구지역에서 화 산기원 물질의 미미한 공급은 연구지역의 시료에서 관찰되는 작은 입도 변화 폭에서도 나타난다. 사츠키 해저고원 지역 무기규산염광물의 평균 입도는 빙하 기/간빙기에 걸쳐 2.90~13.6µm (8.43-6.20 \$\rho) 의 변화폭을 보이지만(Hovan et al., 1991), 연구 지역의 경우 최대 3.53~4.45µm (8.15-7.81 \$\rho) 정도로 그 변화폭이 매



우 작다. 이는 평균 입도가 조립한 화산기원 물질의 공급량이 적고 변화가 작 아 나타난 결과로 해석된다. 결론적으로 중앙태평양 지역에서 관찰되는 무기규 산염광물 입자의 빙하기(감소)/간빙기(증가) 입도 변화 양상은 북태평양 전반에 걸쳐 빙하기에 중국 기원물질이 화산기원 물질에 비해 상대적으로 공급이 증가 되어 나타나는 현상으로 보인다. 본 연구지역 입도 변화 결과도 화산기원 물질 의 영향을 받은 결과로 해석되며, 다만 적은 화산물질의 공급량과 기후변화에 따른 작은 변화폭으로 지화학 조성에는 그 영향이 나타나지 않은 것으로 판단 된다.







Fig. 6 (A) End Member distributions of NPGP 1401-2A core. Grain size distributions and parametric curve-fitting results for (B) 464-465cm (Interglacial) and (C) 484-485cm (Glacial) sections of NPGP 1401-2A core. Time series graphs are for (D) the LR04 stacked benthic oxygen isotope record, (E) median size,

(F) mean size by Graphic and (G) Moment method, (H)end-member 2 (EM2; Eolian fraction), and (I) end-member 3 (EM3; Volcanic fraction).



4.2 MPT 시기 중앙태평양에서 일어난 대기 환경 변화

연구 지역 무기규산염광물 입자의 입도는 80만년 이후 점진적으로 감소하는 경향을 뚜렷이 보인다. 또한 80만년 이후 관찰되는 무기규산염광물입자의 평균 입도 감소는 플럭스 증가를 수반하여 나타나며(Fig. 3B-C), 중국기원과 화산기 원 물질의 상대적 기여도를 나타내는 La/Sc 비도 80만년 이후 미미하지만 증가 한 경향이 뚜렷이 관찰된다(Fig. 3E). 이는 80만년 이후 나타나는 플럭스 증가 에 화산기원 물질의 공급보다는 중국 발 먼지입자 유입 증가가 더 중요하게 작 용했음을 지시한다. 또한 상대적으로 입도가 작은 중국 기원 입자의 상대적 기 여도 증가가 중앙 북태평양 지역 무기규산염광물의 평균 입도 감소로 나타난 것으로 해석할 수 있다. MPT 이후 빙하 부피의 증가와 북반구의 상대적 냉각 심화가 아시아 대륙의 건조화와 바람세기 증가를 유발했으며, 이에 따라 중국 기원 풍성기원 입자의 기여도가 증가했을 가능성을 시사한다. 또한 80만년 이 전 입도 변화 패턴은 빙하기/간빙기에 따라 큰 변화를 보이지 않다가, 80만년 이후 나타난 간빙기에 80만년 이전과 유사한 입도를 보이고, 80만년 이후 빙하 기에는 입도가 상대적으로 큰 폭으로 감소하는 경향을 보인다(Fig. 3B-C). 이는 80만년 이전의 대기순환 형태가 80만 이후에 나타난 간빙기의 기후상태와 유사 한 상황에서 빙하기/간빙기에 따라 소폭 변화했음을 지시하며, 80만년 이후 빙 하기/간빙기의 기후상태 차이가 커짐에 따라 대기순환 양상도 크게 변화했을 가능성을 시사한다.

무기규산염광물 입자의 €_{Nd} 값은 80만년 이후 소폭 증가하며, 이는 높은 €_{Nd} 값을 갖는 화산기원물질의 상대적 기여도 증가를 그 원인으로 상정해 볼 수 있다(Fig. 3E). 하지만, 이러한 해석은 앞서 설명한 입도 변화, La/Sc, 플럭스 변화 양상에서 도출한 결론과 상반된다. 따라서 €_{Nd} 값의 증가는 화산기원물질의 증가 보다는 MPT 이후 발생한 중국 내 먼지입자의 기원지 변화로 설명하는 것이 타당하다. 앞서 "풍성기원 입자의 중국 내 기원지 변화 가능성" 부분에서 토의 한 바와 같이 풍성기원 입자 내 고비 기원 물질의 공급은 빙하기에 증가하는 경향을 보인다(Nagashima et al., 2007, 2011). MPT 이전과 이후의 기후변화는



빙하의 증가, 평균 표층수온 감소, 전 지구적 냉각 등 간빙기에서 빙하기로 전 이하는 기후변화 양상과 유사하다. 따라서 이러한 기후변화는 MPT 이후 편서 풍에 의해 이동하는 중국기원 입자 중 고비 사막 기원 물질의 상대적 증가를 유발할 수 있다. 고비사막 기원 입자의 End 조성은 -8.72~-5.81로 중앙아시아 사막 조성(c Nd : -10.69~-9.11) 또는 동아시아 사막 조성(c Nd : -17.67~-8.29)에 비해 상대적으로 높으며, 80만년 이후 나타나는 ε_{Nd} 값의 증가 현상은 고비사 막 물질의 상대적 증가에 기인했을 가능성을 시사한다(Fig. 3E, 4). 연구지역 시 료의 점토광물 조성은 일라이트/카올리나이트 비는 높고(II/Kao=9.7±2.4, n=14), 카올리나이트/클로라이트 비는 낮은(Kao/Chl=0.3±0.1, n=14) 타클라마칸 조성 영역과 유사한 영역에 도시되었다. 또한 연구시료는 비교적 중앙아시아 사막 조성과 유사한 영역에 도시되며, 80만년 이후 점토광물 조성비 범위가 동아시 아 및 고비 사막지역의 조성 영역까지 확장되어 80만년 이전에 비해 비교적 넓 은 분포 패턴을 보인다(Fig. 7). 이는 80만년 이후 풍성기원입자가 보다 중국 내 보다 다양한 지역에서 공급되었음을 지시하며, 특히 고비사막 기원물질의 유입 증가가 원인일 가능성이 있다. 따라서 연구해역에서 80만년 이후 관찰되는 평 균 입도의 감소와 플럭스 증가는 MPT 이후 아시아 대륙 건조화로 인한 풍성기 원 입자의 유입 증가에 따른 현상으로 해석되며, 고비 기원 풍성기원입자의 공 급도 상대적으로 증가했을 가능성을 시사한다.



Fig. 7 Kaolinite/Chlorite vs. Illite/Kaolinite diagram for inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core and wind-blown dust collected in Central Asia, East Asia, and Mongolian Gobi desert dust (Biscaye et al., 1997; Shen et al. 2005). Pre-MPT and post-MPT stand for the samples before and after 800ka, respectively.

제5장결론

중앙 북태평양 지역에 위치한 헤스 해저고원 퇴적물 내 무기규산염광물 입자 는 80만년 이후 평균 입도는 감소하고, 플럭스는 약 2배 증가한다. 또한 이에 수반하여 화산기원 물질 대비 중국기원 물질의 상대적 증가를 의미하는 La/Sc 비도 80만년 이후 미미하지만 증가한 경향이 관찰된다. 이는 중국기원 물질의 평균 입도가 화산물질에 비해 상대적으로 작다는 점을 고려할 때, 80만년 이후 나타나는 플럭스 증가와 입자의 평균 중앙입경 감소가 화산기원 대비 중국 발 풍성 퇴적물 입자 유입 증가에 기인함을 지시한다. 이러한 현상은 MPT 이후 빙하 부피의 증가와 북반구의 상대적 냉각 심화가 아시아 대륙의 건조화와 바 람세기 증가를 유발했으며, 이에 따라 중국기원 풍성기원 입자의 기여도가 증 가했을 가능성을 시사한다. 또한 80만년 이전 중앙입경은 빙하기/간빙기에 따 른 변화를 크게 보이지 않다가, 80만년 이후에는 간빙기에는 80만년 이전과 유 사하고, 빙하기에는 상대적으로 큰 폭으로 감소하는 경향을 보인다. 이는 80만 넌 이전의 대기순환 형태가 80만 이후에 나타난 간빙기의 기후상태와 유사한 상황에서 빙하기/간빙기에 따라 소폭으로 변화했음을 지시하며, 80만년 이후 빙하기/간빙기 간 기후 상태 차이가 커짐에 따라 대기순후 양상도 크게 변화했 을 가능성을 시사한다.

무기규산염광물의 입도는 빙하기에 감소하고, 간빙기에 증가하는 체계적인 변화양상을 보인다. 이는 중앙 북태평양 전역에서 관찰되는 현상과 동일하다. 연구지역보다 서쪽에 위치한 사츠키 해저고원 시료의 Nd-Sr 조성은 간빙기 입 도 증가가 화산기원 물질의 유입증가에 기인함을 명확히 보인다. 따라서 사츠 키 해저고원과 동일한 풍성 퇴적물 입자의 기원지 및 이동 매질을 갖는 연구지 역 또한 같은 기작에 의해 입도 변화가 유발되었을 가능성이 높다. 실제 연구 지역 무기규산염광물 입자의 모드분석 결과 빙하기 풍성 퇴적물의 기여가 증가



하고, 간빙기 화산기원 물질의 기여가 증가함을 보였다. 따라서 연구지역을 포 함한 중앙 북태평양 전반에 걸쳐 빙하기에 풍성 퇴적물 입자의 입도가 감소하 는 현상은 빙하기 동안 빙하 부피의 증가와 북반구의 상대적 냉각 심화가 아시 아 대륙의 건조화와 바람세기 증가를 유발하고, 이에 따라 중국 기원물질의 공 급이 화산기원 물질에 비해 상대적으로 증가되어 나타나는 현상으로 해석할 수 있다.

하지만 사츠키 해저고원과 달리 연구지역의 Nd-Sr 동위원소 및 지화학 조성 은 입도 변화에 따른 빙하기/간빙기 조성 변화를 보이지 않는다. 이는 연구 지 역이 북서태평양과 비교할 때 화산기원 물질 공급 지역으로부터 매우 멀어 화 산기원물질의 공급량(<10%)과 빙하기/간빙기에 따른 공급량 변화폭(<3%)이 적 어 Nd-Sr 동위원소 및 지화학 조성에 나타나지 않은 것으로 판단된다. 북서태 평양 지역에서 관찰되는 빙하기/간빙기 입도 변화폭(8.43-6.20φ)에 비해 현저 히 적은 연구지역 시료의 중앙입경 변화폭(8.15-7.81φ)은 이를 뒷받침한다.





참고문헌

- Biscaye, P.E. et al., 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. Journal of Geophysical Research: Oceans. 102(C12), pp.26765–26781. https://doi.org/10.1029/97JC01249
- Chen, J. et al., 2007. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(15), pp.3904–3914. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.033
- Chen, Z., & Li, G. 2013. Evolving sources of eolian detritus on the Chinese Loess Plateau since early Miocene: Tectonic and climatic controls. Earth and Planetary Science Letters. 371, pp.220–225. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.044
- Chuey, J.M., Rea, D.K., & Pisias, N.G., 1987. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: A quantitative record of eolian and carbonate deposition. Quaternary Research. 28(3), pp.323–339. https://doi.org/10.1016/0033–5894(87)90001–9
- Clark, P.U. et al., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2. Quaternary Science Reviews. 25(23–24), pp.3150–3184. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Clemens, S.C. & Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen Ridge (Site 722), northwest Arabian Sea. Proc. Scientific Results, ODP, Leg 117, Oman Margin/Neogene Package. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.117.138.1991
- deMenocal, P.B., Ruddiman, W.F. & Pokras, E.M., 1993. Influences of Highand Low-Latitude Processes on African Terrestrial Climate: Pleistocene Eolian

Collection @ kmou

Records from Equatorial Atlantic Ocean Drilling Program Site 663. Paleoceanography. 8(2), pp.209–242. https://doi.org/10.1029/93PA02688

- Hovan, S.A., 1995. 28. Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by Eolian deposition in the Eastern Equatorial Pacific Ocean, Leg 138. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 138, pp 615–625
- Hovan, S.A., Rea, D.K. & Pisias, N.G., 1991. Late Pleistocene Continental Climate and Oceanic Variability Recorded in Northwest Pacific Sediments. Paleoceanography. 6(3), pp.349–370. https://doi.org/10.1029/91PA00559
- Imbrie, J. et al., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d18O record. In: Berger et al. (eds) Milankovitch and Climate, Part 1, D. Reidel, Norwell, Mass., pp. 269–305
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J., 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth and Planetary Science Letters. 50(1), pp.139–155. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90125-9
- Janecek, T.R. & Rea, D.K., 1985. Quaternary fluctuations in the Northern Hemisphere trade winds and westerlies. Quaternary Research. 24(2), pp.150-163. https://doi.org/10.1016/0033-5894(85)90002-X
- Johnson, L.R., 1976. Particle-size fractionation of eolian dusts during transport and sampling. Marine Geology. 21(1), pp.M17-M21. https://doi.org/10.1016/0025-3227(76)90099-2
- Kanayama, S. et al., 2005. Size-dependent geochemical characteristics of Asian dust Sr and Nd isotope compositions as tracers for source identification.
 Journal of the Meteorological Society of Japan. 83, pp.107–120. https://doi.org/10.2151/jmsj.83A.107

Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally



Collection @ kmou

distributed benthic δ 180 records. Paleoceanography. 20, pp.1–17. https://doi.org/10.1029/2004PA001071

- McClymont, E.L., Sosdian, S.M., Rosell-Melé, A., & Rosenthal, Y., 2013.
 Pleistocene sea-surface temperature evolution: Early cooling, delayed glacial intensification, and implications for the mid-Pleistocene climate transition.
 Earth-Science Reviews. 123, pp.173-193.
 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.006
- Nagashima, K. et al., 2007. Orbital- and millennial-scale variations in Asian dust transport path to the Japan Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 247(1-2), pp.144-161. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.11.027
- Nagashima, K. et al., 2011. Millennial-scale oscillations of the westerly jet path during the last glacial period. Journal of Asian Earth Sciences. 40(6), pp.1214–1220. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.08.010
- Nagashima, K., Tada, R., & Toyoda, S., 2013. Westerly jet-East Asian summer monsoon connection during the Holocene. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 14(12), pp.5041–5053. https://doi.org/10.1002/2013GC004931
- Parkin, D.W., 1974. Trade-Winds During the Glacial Cycles. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 337(1608), pp.73-100. https://doi.org/10.1098/rspa.1974.0039
- Paterson, G.A. & Heslop, D. 2015. New methods for unmixing sediment grain size data. Geochem Geophy Geosy. 16(12), pp.4494–4506.
- Pisias, N.G. & Rea, D.K. 1988. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast Trade Winds. Paleoceanography. 3(1), pp.21–37. https://doi.org/10.1029/PA003i001p00021
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., & Oppo, D.W., 1990. Evolution of Atlantic-Pacific δ 13C gradients over the last 2.5 m.y. Earth and



 Planetary
 Science
 Letters.
 97(3-4),
 pp.353-368.

 https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90051-X

- Rea, D.K. & Janecek, T.R., 1981. Late cretaceous history of eolian deposition in the mid-pacific mountains, central North Pacific Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 36(1-2), pp. 55-67. https://doi.org/10.1016/0031-0182(81)90048-1
- Rea, D.K. & Janecek, T.R., 1982. Late Cenozoic changes in atmospheric circulation deduced from North Pacific eolian sediments. Marine Geology. 49(1–2), pp.149–167. https://doi.org/10.1016/0025–3227(82)90034–2
- Rea, D.K., 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. Reviews of Geophysics. 32(2), pp.159–195. https://doi.org/10.1029/93RG03257
- Seo, I., Lee, Y.I, Kim, W., Yoo, C.M., & Hyeong, K., 2015. Movement of the Intertropical Convergence Zone during the mid-pleistocene transition and the response of atmospheric and surface ocean circulations in the central equatorial Pacific. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 16(11), pp.3973-3981. https://doi.org/10.1002/2015GC006077
- Seo, I., Lee, Y.I., Yoo, C.M., Kim, H.J., & Hyeong, K., 2014. Sr-Nd isotope composition and clay mineral assemblages in eolian dust from the central Philippine Sea over the last 600 kyr: Implications for the transport mechanism of Asian dust. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 119(19), pp. 11–492.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D., 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. Memoir of the Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/MEM145-p449

- Shen, Z. et al., 2005. Characteristics of clay minerals in asian dust and their environmental significance. China Particuology. 3(05), pp.260–264. https://doi.org/10.1016/s1672-2515(07)60198-5
- Shin, J.Y., Yu, Y., & Kim, W., 2019 Wavelet-basedverification of a relative paleointensity record from the North Pacific. Earth,Planets and Space 71(1), pp.1–14.
- Zhang, W., Li, G., & Chen, J., 2019 The application of Neodymium isotope as a chronostratigraphic tool in North Pacific sediments. Geological Magazine 1–9.





무록 /	4
1 7 4	· •

Appendix 1 Rare earth element concentrations (ppm) of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core.

Depth (cm)	Age (ka)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Sc
460	601	27.7	54.2	6.0	21.8	4.1	1.0	3.8	0.6	3.4	0.7	2.4	0.4	2.5	17.8
464	606	33.6	65.0	7.2	25.2	4.5	1.0	4.3	0.6	3.7	0.8	2.6	0.4	2.7	19.7
468	611	35.6	68.4	7.7	27.9	4.9	1.1	4.6	0.7	4.0	0.9	2.7	0.4	2.7	20.9
472	616	29.1	55.5	6.2	22.2	4.0	1.0	3.8	0.6	3.4	0.7	2.4	0.4	2.4	19.3
476	621	31.6	61.5	6.8	24.5	4.4	1.0	4.1	0.6	3.6	0.8	2.6	0.4	2.7	20.6
480	627	27.3	54.7	5.9	21.4	3.8	0.9	3.6	0.5	3.3	0.7	2.3	0.4	2.4	17.8
484	632	23.3	51.0	5.2	18.6	3.4	0.8	3.3	0.5	3.1	0.7	2.2	0.3	2.3	16.8
488	638	22.8	49.6	5.2	19.1	3.5	0.8	3.3	0.5	3.1	0.7	2.2	0.3	2.3	16.7
492	644	24.3	54.8	5.6	20.8	3.8	0.9	3.7	0.5	3.4	0.7	2.4	0.4	2.5	16.4
496	649	26.9	52.8	5.9	21.1	3.8	0.8	3.6	0.5	3.2	0.7	2.3	0.4	2.4	17.1
500	655	28.2	55.2	6.0	21.4	3.9	0.9	3.7	0.5	3.4	0.7	2.3	0.4	2.4	16.8
504	660	29.4	56.5	6.3	22.5	3.9	0.9	3.8	0.5	3.3	0.7	2.3	0.4	2.4	18.3
508	666	31.4	60.2	6.6	23.8	4.3	1.0	4.1	0.6	3.6	0.8	2.5	0.4	2.5	18.8

Collection @ kmou

Depth (cm)	Age (ka)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Sc
512	672	28.7	55.3	6.0	21.7	3.9	0.9	3.7	0.5	3.3	0.7	2.3	0.3	2.4	18.7
516	677	23.5	47.7	5.1	18.4	3.4	0.8	3.3	0.5	3.0	0.6	2.0	0.3	2.2	15.5
520	685	28.6	54.9	6.0	21.4	3.7	0.9	3.7	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.4	19.0
524	693	28.7	55.0	6.0	21.7	3.8	0.9	3.6	0.5	3.2	0.7	2.3	0.4	2.4	18.7
528	701	25.8	52.6	5.6	20.6	3.8	0.9	3.6	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.3	18.4
532	708	28.6	55.6	6.1	21.8	3.9	0.9	3.7	0.6	3.3	0.8	2.3	0.4	2.4	17.8
536	716	30.7	60.3	6.4	23.4	4.0	0.9	3.8	0.6	3.4	0.8	2.4	0.4	2.4	19.0
540	724	31.5	61.9	6.7	24.3	4.3	1.0	4.2	0.6	3.7	0.8	2.6	0.4	2.6	19.3
544	732	33.3	65.3	6.9	25.4	4.5	1.0	4.2	0.6	3.7	0.8	2.6	0.4	2.7	18.9
548	738	33.2	63.3	6.8	24.6	4.2	0.9	4.0	0.6	3.6	0.8	2.6	0.4	2.5	20.0
552	744	33.3	65.0	7.0	25.1	4.4	1.0	4.2	0.6	3.7	0.8	2.6	0.4	2.5	19.1
556	750	32.5	61.3	6.8	24.4	4.2	0.9	4.1	0.6	3.6	0.8	2.5	0.4	2.5	18.6
560	755	31.7	59.9	6.7	23.9	4.1	0.9	4.1	0.6	3.5	0.8	2.5	0.4	2.5	19.2
564	760	18.5	38.4	3.8	13.4	2.4	0.5	2.3	0.4	2.2	0.5	1.6	0.3	1.7	14.3
568	764	29.5	57.2	6.2	22.2	3.9	0.9	3.7	0.6	3.4	0.7	2.3	0.4	2.4	18.0
572	767	28.7	55.0	6.0	21.7	3.7	0.9	3.6	0.5	3.1	0.7	2.2	0.4	2.4	18.2

Appendix 1 (Continued)



Denth (cm)	Age (ka)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Fu	Cd	Th	Dv	Ho	Fr	Tm	Vh	Sc
	nge (ka)	La		11	Iu	511	Ľu	Gu	10	Dy	110		1 111	10	50
576	771	34.1	66.8	7.1	24.9	4.4	1.0	4.4	0.6	3.8	0.9	2.7	0.4	2.7	19.5
580	775	27.8	53.9	5.8	20.6	3.6	0.8	3.5	0.5	3.1	0.7	2.2	0.4	2.3	18.6
584	778	30.6	60.3	6.4	22.8	3.9	0.9	3.7	0.5	3.3	0.7	2.4	0.4	2.4	18.8
588	786	29.0	58.6	6.1	22.0	3.8	0.9	3.8	0.6	3.3	0.8	2.3	0.4	2.4	18.5
592	794	30.0	56.5	6.1	21.8	3.7	0.9	3.8	0.5	3.3	0.7	2.3	0.4	2.3	19.7
596	803	29.9	60.0	6.3	22.4	3.9	0.9	3.8	0.6	3.4	0.7	2.4	0.4	2.5	18.6
600	813	28.2	55.6	6.0	21.6	3.7	0.9	3.6	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.4	19.1
604	827	27.2	54.6	5.8	20.8	3.6	0.8	3.5	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.3	17.3
608	841	23.2	46.9	4.9	17.6	3.1	0.7	3.0	0.4	2.6	0.6	1.9	0.3	1.9	15.8
612	856	27.0	52.1	5.6	19.6	3.5	0.9	3.4	0.5	2.9	0.6	2.1	0.3	2.1	18.2
616	870	25.1	50.3	5.2	18.4	3.1	0.8	3.2	0.5	2.7	0.6	1.9	0.3	2.0	16.6
620	883	29.6	56.5	6.1	21.9	3.8	0.9	3.7	0.5	3.2	0.7	2.2	0.4	2.3	19.1
624	891	28.2	54.0	5.8	20.8	3.6	0.9	3.7	0.5	3.3	0.7	2.3	0.3	2.3	18.8
628	898	30.4	57.9	6.2	22.4	3.9	0.9	3.8	0.6	3.4	0.7	2.4	0.4	2.4	19.3
632	906	29.0	56.1	6.1	22.3	3.9	0.9	3.8	0.6	3.3	0.7	2.3	0.3	2.4	19.1
636	913	29.4	56.7	6.2	22.2	3.9	0.9	3.9	0.5	3.4	0.7	2.3	0.3	2.3	18.6

Appendix 1 (Continued)

Collection @ kmou

Depth (cm)	Age (ka)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Sc
640	921	28.6	54.4	6.0	21.7	3.7	0.8	3.6	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.3	18.7
644	928	31.8	61.4	6.9	24.9	4.3	0.9	4.0	0.6	3.5	0.7	2.4	0.4	2.4	20.3
648	936	24.8	53.9	5.4	19.5	3.4	0.8	3.3	0.5	2.9	0.6	2.0	0.3	2.1	17.1
652	943	31.0	59.2	6.6	23.9	4.1	0.9	3.9	0.6	3.5	0.7	2.3	0.3	2.4	20.1
656	951	30.9	58.8	6.4	23.1	4.1	0.9	3.9	0.6	3.6	0.8	2.4	0.4	2.4	19.9
660	958	31.0	62.2	6.7	24.1	4.2	0.9	4.0	0.6	3.6	0.8	2.5	0.4	2.5	19.1
664	966	31.5	62.7	6.8	24.9	4.3	1.0	4.1	0.6	3.6	0.8	2.4	0.4	2.5	20.5
668	973	28.8	60.8	6.3	22.9	4.0	0.9	3.8	0.6	3.4	0.8	2.4	0.3	2.5	18.6
672	981	30.8	60.7	6.4	23.2	4.0	1.0	3.8	0.6	3.4	0.7	2.4	0.4	2.4	20.1
676	988	28.9	56.1	6.0	21.9	3.8	0.9	3.7	0.5	3.2	0.7	2.2	0.3	2.3	18.7
680	997	31.5	62.4	6.6	23.9	4.2	1.0	4.1	0.6	3.7	0.8	2.5	0.4	2.5	19.5

Appendix 1 (Continued)





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.77	11.0	7.00	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.65	14.7	4.91	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	8.98	19.6	3.27			
0.0240	0.00	0.247	0.00	2.55	10.34	26.3	1.84			
0.0321	0.00	0.331	0.56	3.41	11.02	35.2	0.82			
0.0430	0.00	0.443	1.92	4.57	10.97	47.1	0.33			
0.0575	0.00	0.593	3.07	6.11	10.48	63.0	0.12			
0.0770	0.00	0.794	3.69	8.18	9.23	80.0	0.05			

Appendix 2 Graph of grain size analysis for inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core. 464-465cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.24	11.0	5.25	100	0.04	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.36	14.7	3.53	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	10.22	19.6	2.30			
0.0240	0.00	0.247	0.18	2.55	11.64	26.3	1.27			
0.0321	0.00	0.331	1.49	3.41	11.62	35.2	0.54			
0.0430	0.00	0.443	3.36	4.57	10.45	47.1	0.19			
0.0575	0.00	0.593	4.34	6.11	9.07	63.0	0.05			
0.0770	0.00	0.794	4.43	8.18	7.39	80.0	0.05			

Appendix 2 (Continued)

484-485cm.





Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	6.07	11.0	6.69
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	8.04	14.7	3.55
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	10.41	19.6	0.56
0.0240	0.00	0.247	0.04	2.55	11.50	26.3	0.00
0.0321	0.00	0.331	0.86	3.41	11.51	35.2	0.00
0.0430	0.00	0.443	2.63	4.57	10.60	47.1	0.00
0.0575	0.00	0.593	4.13	6.11	9.72	63.0	
0.0770	0.00	0.794	4.89	8.18	8.77		

Appendix 2 (Continued)

496-497cm.





Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.25	11.0	6.40
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.39	14.7	3.63
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	10.20	19.6	0.92
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	11.93	26.3	0.00
0.0321	0.00	0.331	0.70	3.41	12.57	35.2	0.00
0.0430	0.00	0.443	2.23	4.57	11.83	47.1	0.00
0.0575	0.00	0.593	3.50	6.11	10.50	63.0	
0.0770	0.00	0.794	4.12	8.18	8.82		

Appendix 2 (Continued)

504-505cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.02	11.0	7.06	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.00	14.7	4.71	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.49	19.6	2.39			
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	10.96	26.3	0.30			
0.0321	0.00	0.331	0.70	3.41	11.60	35.2	0.00			
0.0430	0.00	0.443	2.15	4.57	11.36	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.34	6.11	10.65	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.93	8.18	9.32	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

524-525cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.46	11.0	5.84	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.87	14.7	3.33	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	10.74	19.6	1.01			
0.0240	0.00	0.247	0.00	2.55	12.35	26.3	0.00			
0.0321	0.00	0.331	0.47	3.41	12.86	35.2	0.00			
0.0430	0.00	0.443	1.82	4.57	12.04	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.13	6.11	10.55	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.99	8.18	8.51	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

536-537cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.87	11.0	6.19	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.84	14.7	4.33	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.43	19.6	2.96			
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	11.04	26.3	1.73			
0.0321	0.00	0.331	0.67	3.41	11.74	35.2	0.70			
0.0430	0.00	0.443	2.08	4.57	11.29	47.1	0.20			
0.0575	0.00	0.593	3.26	6.11	10.19	63.0	0.10			
0.0770	0.00	0.794	3.82	8.18	8.49	80.0	0.02			

Appendix 2 (Continued)

544-545cm.





Result								
Size (µ	m)	% Volume In	Size (µm)	% Volume In	Size (µm)	% Volume In	Size (µm)	% Volume In
0.01	00	0.00	0.103	0.00	1.06	5.17	11.0	6.24
0.01	34	0.00	0.138	0.00	1.42	6.99	14.7	4.54
0.01	79	0.00	0.185	0.00	1.90	9.35	19.6	3.20
0.02	40	0.00	0.247	0.04	2.55	10.75	26.3	1.77
0.03	21	0.00	0.331	0.87	3.41	11.31	35.2	0.37
0.04	30	0.00	0.443	2.51	4.57	10.83	47.1	0.00
0.05	75	0.00	0.593	3.74	6.11	9.80	63.0	
0.07	70	0.00	0.794	4.23	8.18	8.29		

Appendix 2 (Continued)

556-557cm.





Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.89	11.0	6.77
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.60	14.7	5.08
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	8.96	19.6	3.42
0.0240	0.00	0.247	0.07	2.55	10.44	26.3	1.51
0.0321	0.00	0.331	1.10	3.41	11.09	35.2	0.05
0.0430	0.00	0.443	2.80	4.57	10.74	47.1	0.00
0.0575	0.00	0.593	3.88	6.11	9.88	63.0	
0.0770	0.00	0.794	4.14	8.18	8.60		

Appendix 2 (Continued)

564-565cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.68	11.0	6.98	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.75	14.7	4.82	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.45	19.6	2.67			
0.0240	0.00	0.247	0.00	2.55	11.24	26.3	0.59			
0.0321	0.00	0.331	0.48	3.41	12.15	35.2	0.00			
0.0430	0.00	0.443	1.77	4.57	11.85	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	2.91	6.11	10.84	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.56	8.18	9.24	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

584-585cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.17	11.0	6.14	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.23	14.7	4.26	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.83	19.6	2.65			
0.0240	0.00	0.247	0.06	2.55	11.26	26.3	1.06			
0.0321	0.00	0.331	0.99	3.41	11.64	35.2	0.07			
0.0430	0.00	0.443	2.63	4.57	10.97	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.73	6.11	9.86	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	4.14	8.18	8.29	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

592-593cm.





Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.19	11.0	6.37
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	7.09	14.7	4.51
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.46	19.6	2.94
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	10.85	26.3	1.54
0.0321	0.00	0.331	0.72	3.41	11.40	35.2	0.61
0.0430	0.00	0.443	2.21	4.57	10.90	47.1	0.23
0.0575	0.00	0.593	3.46	6.11	9.89	63.0	
0.0770	0.00	0.794	4.10	8.18	8.43		

Appendix 2 (Continued)

600-601cm.





Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	5.00	11.0	6.13
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.92	14.7	4.05
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.47	19.6	2.49
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	11.20	26.3	1.20
0.0321	0.00	0.331	0.65	3.41	12.13	35.2	0.37
0.0430	0.00	0.443	2.08	4.57	11.79	47.1	0.02
0.0575	0.00	0.593	3.32	6.11	10.57	63.0	
0.0770	0.00	0.794	3.94	8.18	8.64		

Appendix 2 (Continued)

608-609cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.77	11.0	7.03	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.54	14.7	5.25	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	8.90	19.6	3.58			
0.0240	0.00	0.247	0.05	2.55	10.35	26.3	1.75			
0.0321	0.00	0.331	0.89	3.41	11.00	35.2	0.20			
0.0430	0.00	0.443	2.49	4.57	10.74	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.58	6.11	10.06	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.94	8.18	8.89	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

612-613cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.89	11.0	6.28	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.92	14.7	4.27	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.70	19.6	2.50			
0.0240	0.00	0.247	0.04	2.55	11.49	26.3	0.71			
0.0321	0.00	0.331	0.74	3.41	12.24	35.2	0.00			
0.0430	0.00	0.443	2.23	4.57	11.68	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.39	6.11	10.41	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.89	8.18	8.61	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

620-621cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.69	11.0	6.29	100	0.25	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.57	14.7	4.24	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.14	19.6	2.70			
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	10.84	26.3	1.48			
0.0321	0.00	0.331	0.69	3.41	11.68	35.2	0.72			
0.0430	0.00	0.443	2.11	4.57	11.36	47.1	0.46			
0.0575	0.00	0.593	3.24	6.11	10.34	63.0	0.36			
0.0770	0.00	0.794	3.74	8.18	8.66	80.0	0.32			

Appendix 2 (Continued)

636-637cm.




Result							
Size (µm)	% Volume In						
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.68	11.0	6.18
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.67	14.7	4.09
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.38	19.6	2.56
0.0240	0.00	0.247	0.03	2.55	11.31	26.3	1.30
0.0321	0.00	0.331	0.62	3.41	12.38	35.2	0.44
0.0430	0.00	0.443	1.96	4.57	12.07	47.1	0.04
0.0575	0.00	0.593	3.09	6.11	10.79	63.0	
0.0770	0.00	0.794	3.65	8.18	8.78		

Appendix 2 (Continued)

640-641cm.





Result							
Size (µm) % Volume In	Size (µm)	% Volume In	Size (µm)	% Volume In	Size (µm)	% Volume In
0.010	0.00	0.103	0.00	1.06	4.75	11.0	5.74
0.0134	4 0.00	0.138	0.00	1.42	6.85	14.7	3.73
0.017	9 0.00	0.185	0.00	1.90	9.73	19.6	2.34
0.024	0.00	0.247	0.00	2.55	11.77	26.3	1.20
0.032	1 0.00	0.331	0.56	3.41	12.82	35.2	0.41
0.043	0.00	0.443	1.92	4.57	12.29	47.1	0.04
0.057	5 0.00	0.593	3.06	6.11	10.71	63.0	
0.077	0.00	0.794	3.65	8.18	8.43		

Appendix 2 (Continued)

644-645cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.66	11.0	6.39	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.81	14.7	4.02	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.55	19.6	2.32			
0.0240	0.00	0.247	0.04	2.55	11.26	26.3	1.01			
0.0321	0.00	0.331	0.72	3.41	12.12	35.2	0.21			
0.0430	0.00	0.443	2.09	4.57	11.95	47.1	0.00			
0.0575	0.00	0.593	3.08	6.11	11.04	63.0	0.00			
0.0770	0.00	0.794	3.55	8.18	9.19	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

656-657cm.





Result										
Size (µm)	% Volume In									
0.0100	0.00	0.103	0.00	1.06	4.77	11.0	6.80	100	0.00	
0.0134	0.00	0.138	0.00	1.42	6.78	14.7	4.70	128		
0.0179	0.00	0.185	0.00	1.90	9.29	19.6	3.04			
0.0240	0.00	0.247	0.04	2.55	10.72	26.3	1.60			
0.0321	0.00	0.331	0.72	3.41	11.31	35.2	0.62			
0.0430	0.00	0.443	2.10	4.57	11.05	47.1	0.16			
0.0575	0.00	0.593	3.16	6.11	10.40	63.0	0.01			
0.0770	0.00	0.794	3.68	8.18	9.06	80.0	0.00			

Appendix 2 (Continued)

664–665cm.





Appendix 3 Results of end member modeling results for grain size distribution obtained for samples from NPGP 1401-2A core. 464-465cm, 484-485cm, 496-497cm, and 504-505cm

Collection @ kmou



524-525cm, 536-537cm, 544-545cm, and 556-557cm



564-565cm, 584-585cm, 592-593cm, and 600-601cm



608-609cm, 612-613cm, 620-621cm, and 636-637cm



640-641cm, 644-645cm, 656-657cm, and 664-665cm



Appendix 4 XRD patterns of clay minerals of inorganic silicate fractions in NPGP 1401-2A core.





Appendix 4 (Continued)

