



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

博士學位論文

^{137}Cs 을 이용한 한라산 백록담
화구호 토양의 퇴적 특성 연구

Studies on the Soil Sediment Characteristics Using ^{137}Cs
in the Crater Lake, Baengnokdam of Mt. Halla

濟州大學校 大學院

農學科

高碩亨

2010年 8月

^{137}Cs 을 이용한 한라산 백록담 화구호 토양의 퇴적 특성 연구

指導教授 玄海男

高碩亨

이 論文을 農學 博士學位 論文으로 提出함

2010年 8月

高碩亨의 農學 博士學位 論文을 認准함

審査委員長  (인)

副委員長 (인)

委員 (인)

委員 (인)

委員 (인)

濟州大學校 大學院

2010年 8月

목 차

List of Figures	i
List of Tables	v
Summary	vii
I. 서 론	1
II. 연구사	3
1. 한라산 백록담 관련 조사연구	3
가. 고문헌에 나타난 백록담의 모습	3
나. 화구호의 동측부와 서측부의 모암 특성	4
다. 백록담 담수깊이가 낮아지는 원인 연구	4
라. 한라산과 유사환경에서의 퇴적 특성 연구	5
2. 침식과 퇴적에 관한 연구	5
가. 침식 영향 요인	6
나. 방사성 동위원소를 이용한 연구	6
3. 퇴적 특성 진단을 위한 지표인자	7
가. 물리적 퇴적특성 인자	7
나. 화학적 퇴적특성 인자	8
다. 지표인자의 정규화	8

4. ^{137}Cs 의 흡착 이동 특성과 퇴적량 계산	9
가. ^{137}Cs 의 흡착 및 이동 특성	9
나. ^{137}Cs 의 peak pattern에 의한 기준 토층	10
다. ^{137}Cs 의 고정, 분포 및 손실에 관한 가정	11
라. ^{137}Cs 을 이용한 퇴적속도 및 퇴적량 계산	12
III. 재료 및 방법	14
1. 조사지 개황	14
2. 시험지역 선정	15
3. 토양시료 채취	19
4. 분석방법	21
가. 백록담 화구호의 강우량 및 담수지역의 수위 분석	21
나. 백록담 화구호 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성분석	21
(1) 화학성 분석	21
(2) 물리성 분석	22
1) 토색	22
2) 입자밀도	22
3) 용적밀도	22
4) 공극률	23
5) 입자크기분포	23
6) 투수계수	23

다. 퇴적층 시료의 화학조성 분석	25
라. ^{137}Cs 방사능 분석	26
(1) 표준시료	26
(2) 시료분석	26
IV. 결과 및 고찰	28
1. 한라산 백록담지역의 강우량 및 화구호의 수위 측정 및 분석	28
2. 백록담 화구호 담수지역 퇴적물의 물리·화학적 특성	31
가. 토양단면 특성	31
나. 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성	33
(1) 토양 pH	33
(2) 점토+미사 함량	36
(3) 치환성양이온 함량, 전기전도도	41
(4) 유기물, 전질소 및 유효인산 함량	45
(5) 용적밀도, 입자밀도, 공극률	49
(6) 투수계수	52
다. 퇴적층의 화학조성을 이용한 퇴적양상 추정	57
3. ^{137}Cs 을 이용한 백록담 화구호의 토양 퇴적 특성 해석	62
가. 백록담 화구호 토양 퇴적층 중 ^{137}Cs 의 공간적 분포 특성	62
나. ^{137}Cs 데이터를 이용한 백록담 화구호 퇴적특성의 정량적 해석	74
(1) 백록담 화구호 퇴적층의 단위면적당 ^{137}Cs 총량	74

(2) 백록담 화구호의 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량	79
(3) 퇴적층의 토심별 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 단위무게당 ^{137}Cs 농도	81
(4) 백록담 화구호의 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적 량의 비율	83
(5) 백록담 화구호의 퇴적률	86
(6) 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 퇴적률과의 연관성	89
(7) 퇴적률과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량 및 퇴적총량과의 비교	91
(8) 백록담 화구호의 연간 퇴적량	93
다. 백록담 화구호 퇴적과정 및 퇴적단면 추정	95
(1) 1963년 퇴적층에서 ^{137}Cs 퇴적량 및 토양의 물리·화학적 특성과의 상 관성 분석을 통한 백록담 화구호 퇴적과정 추정	95
(2) 백록담 화구호의 환경적, 지형적 특성이 퇴적과정에 미치는 영향	97
(3) 1963년도의 단위면적당 ^{137}Cs 평균 퇴적량을 이용한 백록담 화구호 퇴적층의 단면 추정	99
라. 연구결과를 통한 시사점	102
 V. 요약	 103
 VI. 인용문헌	 107
 Appendix	 119

List of Figures

Fig. 1. The temporal pattern of ^{137}Cs fallout in the northern hemisphere(Playford et al., 1995).	11
Fig. 2. Map of research area and sampling location in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	16
Fig. 3. Sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. ...	17
Fig. 4. Detail view of research area and sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	18
Fig. 5. Photograph of soil sampling using Cobra soil sampler in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	20
Fig. 6. Apparatus for measuring the hydraulic coefficient by falling head method.	24
Fig. 7. Variations of rainfall and water level in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	30
Fig. 8. Appearance of soil sediment profiles with sampling intervals and depth.	32
Fig. 9. Soil pH of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.	34
Fig. 10. Content of sum of clay and silt(a) and sand(b) of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam.	38
Fig. 11. Vertical variations of sum of clay and silt contents in different sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	39

Fig. 12. Horizontal variations of sum of clay and silt contents in different soil depths in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	40
Fig. 13. Electrical coefficient, concentration of exchangeable cations, exchangeable Ca, Mg, Na, and K of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam.	42
Fig. 14. Content of organic mater, total nitrogen and available phosphorus of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.	47
Fig. 15. Bulk density, particle density and porosity of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.	50
Fig. 16. Box plots showing hydraulic coefficient of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.	53
Fig. 17. Vertical variations of hydraulic coefficients by 5 m interval sampling sites at different soil depth in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	54
Fig. 18. Horizontal variations of hydraulic coefficients by 10 cm interval of soil depth at different sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	56
Fig. 19. Variations of SiO ₂ content of soil sediments according to sampling sites(a) and soil depth(b) in the crater lake, Baengnokdam, Mt. Halla.	60
Fig. 20. Variations of Fe ₂ O ₃ content of soil sediments according to sampling sites(a) and soil depth(b) in the crater lake,	

Baengnokdam of Mt. Halla.	61
Fig. 21. Three dimensional distribution of ^{137}Cs activity concentration in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	65
Fig. 22. Vertical variations of ^{137}Cs activity at the sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	68
Fig. 23. Horizontal changing patterns of ^{137}Cs activity in soil sediments at the same soil depth in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	71
Fig. 24. Comparison of total amount of ^{137}Cs in soil sediments and average ^{137}Cs deposited in 1963 in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	78
Fig. 25. Correlation of total amount of ^{137}Cs in soil sediment, based on with the amount of ^{137}Cs deposited in 1963.	80
Fig. 26. Variations of maximum ^{137}Cs activity concentration at the sampling site and average amount of ^{137}Cs deposited in 1963.	82
Fig. 27. Ratios of total amount of ^{137}Cs in sediments <i>versus</i> average ^{137}Cs deposited in 1963 in the sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	85
Fig. 28. Regression of sedimentation rates in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	88
Fig. 29. Regression of estimated total deposition of ^{137}Cs in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla <i>versus</i> average sedimentation rate.	90
Fig. 30. Correlation of sedimentation rate with the total amount of ^{137}Cs in	

sediment per unit deposition in 1963. 92

Fig. 31. Regression of estimated total amount of sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. 94

Fig. 32. Curves showing the depth of maximum ^{137}Cs deposited in 1963 per area and below the detection limit. 101



List of Tables

Table 1. Coordinates of sampling sites	16
Table 2. XRF operating conditions	25
Table 3. Standard source(QCY44, Amersham) for the analysis of ^{137}Cs with gamma spectrometer equipped with HPGe detector	27
Table 4. Operating conditions of HPGe(high-purity germanium) detector	27
Table 5. Rainfall, water level and drying days in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla from April 2004 to October 2008, excluding November to March next year	29
Table 6. The correlation matrix among physicochemical properties of soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	35
Table 7. Chemical compositions of soil sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla	59
Table 8. Analytical data of ^{137}Cs activity concentration in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	64
Table 9. Amounts of ^{137}Cs in soil sediment profiles at each sample site in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.	76
Table 10. Data on average amounts of ^{137}Cs deposited in 1963 and total amount of ^{137}Cs in sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla	77
Table 11. Sedimentation rate and amount of sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla.	87

Table 12. Correlation matrix of physicochemical properties and ^{137}Cs amounts within the deposits in 1963 in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. 96



Summary

This study was conducted to interpret the sediment properties of the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla through analysing the physico-chemical properties as well as the distribution properties of radionuclide ^{137}Cs in the sediment profiles and to propose the measures for conserving the crater lake.

Representative samples of soil sediment were collected for 15 sites, from a zero site, boundary between vegetation and water in the south-west of the crater lake, to the 75 m site of the north-east by 5 m interval. Soil columns with 1 m deep were taken from bottom sediment with Cobra soil sampler and the samples were subdivided with 100 cm^{-3} core sampler from the each column by 10 cm interval. A total of 150 samples, of which 11 samples failed to retrieve from the column, were sieved to isolate the $<63\ \mu\text{m}$ fraction (sum of clay and silt) and analysed for total nitrogen (TN), available phosphorous (TP), organic matter (OM), electrical coefficient (EC), exchangeable cations and ^{137}Cs .

Also, nuclear testing fallout-derived ^{137}Cs activity concentrations which was deposited in the soil sediment profile were measured to interpret the sedimentation in the crater lake. The measured ^{137}Cs concentration were used to calculate the total ^{137}Cs amount per unit area and ^{137}Cs amount deposited in 1963 and to estimate the sediment accumulation rate, deposition amount, and sediment depth since 1963. Based on deposit amount in 1963, the relationships between ^{137}Cs amount deposited and physico-chemical properties were analysed to understand the soil factors

which dominate the sediment environment in the isolated crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

1) X-Ray Fluorescence(XRF) analysis for the compositions of soil sediment in the crater lake, Baengnokdam resulted in constant Al_2O_3 , but both the contents of SiO_2 and Fe_2O_3 varied from 39.6% to 60.7% and 5.5% to 12.0%, respectively, which varied oppositely with sites. Of which SiO_2 contents ranged from 55% to 58% at the sites of 5~25 m and 48% to 50% at the sites of 35~75 m, which indicated that eroded material with relatively high SiO_2 flew down from 5 m site, the west, but eroded material with low SiO_2 flew down from 75 m site, the east.

2) The values of EC, exchangeable cations, OM, sum of clay and silt, and porosity in the crater lake, Baengnokdam, which showed 87~230 $\mu\text{S cm}^{-1}$, 0.25~0.61 $\text{cmol}^+ \text{kg}^{-1}$, 1.24~8.98%, 14~93%, and 31.2~69.6%, respectively had the tendency to be higher at the edges of study area, the south-west and the north-east and to be lower at the center sites. On the contrary, bulk density, particle density and hydraulic coefficient which varied from 0.71 to 1.72 g cm^{-3} , 2.00 to 2.84 g cm^{-3} and 1 to 9,504 cm day^{-1} showed the lower tendency at the center sites. Of which the median values of hydraulic coefficient showed the big difference between center(6.5~31.3 cm day^{-1}) and both edges(416~4,752 cm day^{-1}).

3) The maximum ^{137}Cs concentrations per unit sediment by the site varied from 19.0 to 213.9 Bq kg^{-1} . Using these data, the estimation of total amount of ^{137}Cs sediment varied from 7.4 to 29.8 kBq m^{-2} and averaged 19.5 kBq m^{-2} .

4) The peak patterns of ^{137}Cs followed the bell shape at the most site

profiles which showed the typical sedimentation in the river or lake, but ^{137}Cs peak were not detected in the surface profile at the 5~20 m sites, which suggest that newly eroded materials, not contaminated with ^{137}Cs flow into the study area.

5) When the profile with the highest ^{137}Cs peak is assigned to the profile deposited in 1963 at all sites. The ^{137}Cs amount deposited in 1963 came to the 45% of total ^{137}Cs sediment per unit area, which varied between 2.7 and 16.6 kBq m^{-2} and averaged 9.3 kBq m^{-2} for all the sites.

6) The significant relationship between total ^{137}Cs sediment per unit and ^{137}Cs sediment amount appeared and were high at the center sites of study area, compared with both the edges, which indicated that ^{137}Cs sediment processes had been formed at the center sites.

7) The depth deposited in 1963 was 60~70 cm at the 5 m site and decreased linearly to 10~20 cm at the 75 m site. Considering the ^{137}Cs deposited in 1963, we confirmed that soil sediment depth reached a difference of up to 40 cm between the west and the east.

8) The ratios of ^{137}Cs amount deposited in 1963 to total ^{137}Cs sediment amount per unit area varied from 1.4 to 3.6, of which 5 m site was the highest and 70 m site the lowest. This is the strong evidence that the most sediments come from the 5 m site in the south-west of study area.

9) Yearly sediment accumulation rates in the crater lake, Baengnokdam varied from 0.37 to 1.59 cm yr^{-1} and averaged 0.84 cm yr^{-1} , which indicated the crater lake had been accumulated at the rate of 0.84 cm yr^{-1} since 1963 so that its depth decreased gradually. In addition, the sediment accumulation rate decreased linearly from 5 m site of the highest value 1.59 cm yr^{-1} to 75 m site of the lowest value 0.37 cm yr^{-1} ,

which showed 4.3 times the difference. Therefore, we estimated the inflow of eroded material was carried from 5 m site to 75 m site, from the south-west to the north-east of the lake.

10) A highly significant regression between total ^{137}Cs amount per unit area and sediment accumulation rate appeared, but the 5~20 m sites deviated from the general trend, which was explained to result from the inflow of newly eroded material, not contaminated material with ^{137}Cs .

11) Regression analysis for the ratios of total ^{137}Cs amount per unit area and ^{137}Cs amount deposited in 1963 and the sediment accumulation rate resulted in linearity, which indicated the increase in sediment since 1963 caused the increase in sediment accumulation rate. However, at the 75 m site the ratio of the total ^{137}Cs amount per unit area to ^{137}Cs amount deposited in 1963 was high, but the sediment accumulation rate was low, which could be the evidence that the active inflow of eroded material to 5 m site since 1963 cause the sedimentation.

12) Yearly amount of sediments in the crater lake, Baengnokdam ranged between 36.9 and 240.0 ton yr^{-1} and averaged 97.8 ton yr^{-1} , given that the lake area is 11,457 m^2 . The sediment amount as well as the sediment accumulation rate was the highest at the 5 m site and the lowest at the 65~75 m sites.

13) ^{137}Cs sediment in the profile deposited in 1963 was positively correlated to the contents of EC, OM, TN, exchangeable cations, porosity and sum of clay and silt, and negatively correlated to bulk density and hydraulic coefficient. In addition, among the main soil sediment properties deposited in 1963, EC, OM, exchangeable cations, bulk density, porosity, sum of clay and silt and hydraulic coefficient showed significant

correlation between each other. Considering these results, the particle size, OM and hydraulic coefficient were judged to be the most important soil factors to dominate the sedimentation of eroded material by runoff water in the crater lake, Baengnokdam.

14) A variety of vertical and horizontal ^{137}Cs concentration profiles were thought to reflect that sedimentation processes by the sites were different. That also was the evidence the sediments transferred by rainfall from the summit and slope of Baengnokdam were actively redistributed or resuspended within the lake, which indicated that the fine particles of clay and silt in sediments mobilized laterally in the process of redistribution.

Conclusively, this study contributes to understanding the reason why the water level of crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla recently has lowered. The sedimentation result from erosion of some higher slope, from which the sediments with low permeability formed on the center part has increased. These results strongly suggest the apparent water level is as low as the sediment become high, even though the water reserving capacity of the lake depends on rainfall. Therefore, the countermeasures for the erosion with artificial soil package(Nokwhamadae) should be avoidable. A way of rehabilitation for the eroded area in the summit and slope of Baengnokdam as well as backing to the 1963 prototype of crater lake by removing the sediments formed since 1963 should be reviewed to conserve the water level of crater lake, Baengnokdam.

서 론

제주도는 한반도의 남쪽에 위치한 화산섬으로서 한라산이 그 가운데 위치하고 있다. 한라산 정상에는 화산폭발에 의해 형성된 분화구가 있으며, 분화구가 화산 분출물 및 퇴적물에 의해서 저투수층이 형성되면서 연못이 형성되었는데, 이 연못이 백록담 화구호이다. 고문헌자료(1578~1937)에 의하면 한라산 정상의 분화구는 함몰되어 솔과 같고 지름은 400 m 정도이며, 연못인 백록담 화구호의 깊이는 시기에 따라 0.7~3 m, 둘레는 300 m 내외인 것으로 기록되어 있다.

최근 들어 백록담 화구호의 담수 깊이가 낮아지는 것이 육안으로 확인되고, 갈수기에는 바닥을 드러내는 현상에 대한 원인을 밝히기 위해 용역사업과 토론회가 진행되었다(한라산국립공원관리사무소, 1993; 한라산연구소, 2001). 그러나 그 원인에 대해 타당한 규명 없이 지금까지도 의문은 남아 있다. 이와 관련하여 한라산국립공원관리사무소(1993)에서는 ^{210}Pb 를 이용한 백록담 화구호 내 퇴적물은 동북측 중앙부는 연간 5 mm, 서북벽 외륜산에서 중앙부까지 형성된 소지류 하부 지역에서는 연간 31.1 mm로 분화구 주변 풍화쇄설물이 화구호로 유입 퇴적되고 있음을 보고하였다. 하지만 이것은 담수지역 2개소에 대한 자료로서 담수지역 내 퇴적특성을 설명하는 데는 어려움이 있다.

토양침식은 지표면의 토양입자가 분산되고 이동되는 현상으로 강우, 바람 등의 자연적인 원인과 인간의 간섭에 의한 인위적인 원인에 의하여 발생하고 있다. 화구호가 위치한 곳은 해발 1,950 m로서 평지와는 확연히 다른 기후적인 특성을 나타내며, 특히 강수량은 4,500 mm 이상으로서 제주도의 연평균 강수량인 1,975 mm에 비해 2배 이상이다. 또한 여가 활동이 증가하면서 답압에 의하여 지피식생이 훼손됨으로써 강수에 의한 토양침식이 급격히 증가된 것으로 보고하였다(한라산국립공원관리사무소, 1993; 제주도, 2000).

현 등(2003)은 백록담 토양의 물리·화학적 성질과 투수속도를 측정하여 경사

면에서 유실된 굵은 입자가 퇴적됨으로써 토사 퇴적층에서의 투수속도가 급격하게 증가하는 것으로 보아 담수호 가장자리 또는 주변지역에 투수성을 증가시키는 요인이 있는 것으로 보고하였다. Juracek and Ziegler(2009)는 퇴적지역에서 미세입자일수록 하류까지 이동하는 반면, 조립자는 멀리 이동하지 못하였다는 보고를 고려할 때, 백록담과 같은 호수에서는 중심으로 갈수록 미세입자가 쌓여 투수성이 낮아지므로 퇴적이 진행될수록 볼록렌즈와 같은 모양을 이루면서 물을 담을 수 없게 할 가능성이 예상된다. 이러한 퇴적지역에서 나타나는 여러 가지 현상을 해석하기 위해서 유기물, 전질소, 전인산, 입자분포 등의 이화화학적 성분과 동위원소 등의 지표인자(indicator, tracer)를 분석하고, 그 지표인자들을 이용하여 퇴적이 발생한 시기를 추정하거나, 퇴적물의 발생근원지(source), 퇴적속도, 퇴적량 등을 계산하고 있다.

방사성핵종을 이용한 연구로는 자연 방사성 동위원소인 ^{210}Pb (반감기 22.3년)과 핵실험으로 발생한 인공 방사성물질 ^{137}Cs (반감기 30.2년)이 많이 사용되고 있다(Lu and Matsumoto, 2005). 그 중 ^{137}Cs 은 대기 중에 흩어지거나 빗물 및 바람에 의해 지표면에 강하하여 점토, 미사 및 유기물 입자에 흡착하여 이동이 거의 없고, 반감기가 길고, 방사능의 발생량이 많고 균일하기 때문에 토양침식으로 인한 퇴적과정을 연구하는데 많이 이용되고 있다(Koh and Mchenry, 1982; Walling and He, 1997; 김, 1995; 이 등, 1995; 이 등, 1998; 차 등, 2004).

따라서 본 연구는 백록담 화구호 토양퇴적층의 남서에서 북동방향으로 5 m 간격으로 75 m까지 15 지점의 깊이 1 m 토양에 대한 물리·화학적 특성과 1950 년대에 주로 행해진 핵실험 낙진으로 형성된 인공방사성 핵종인 ^{137}Cs 의 퇴적층 내 분포 특성을 이용하여 백록담 화구호의 퇴적특성을 해석하고, 담수보전을 위한 자료를 제시하고자 수행되었다.

연구사

1. 한라산 백록담 관련 조사연구

가. 고문헌에 나타난 백록담의 모습

한라산 백록담의 모습에 대한 고문헌상의 기록은 1500년대 이후에 등장하고 있다. 1578년 임제가 백록담은 구덩이와 같이 함몰되어 못이 되었고, 둘레는 7~8리가 되었다고 하였다. 1609년 김치는 백록담 사면의 봉우리가 성곽과 같이 빙 둘러져 있고, 그 가운데에 못이 하나 있는데 깊이가 한길 남짓(2 m)이라 하였다. 1601년 김상헌에 의하면 정상은 함몰되어 꼭 솔과 같으며, 사면에는 향기로운 넝쿨풀로 뒤덮여 있는데, 가운데에 두 개의 못이 있다. 얇은 곳은 종아리가 빠지고 깊은 곳은 무릎까지 빠진다고 하였다(양, 2000).

1702년 이형상의 기록에 의하면 백록담 둘레는 10여리나 되고, 깊이는 8백척이나 되는데 그 밑에는 백록담이다. 못의 둘레는 4백보(300 m)이고, 수심은 수 m에 불과하다고 하였다. 1841년 이원조는 백록담의 깊이가 3 m 정도가 되지만, 물이 겨우 정강이를 적시는 얇은 경우가 전체 바닥의 5분의 1정도라고 하였다. 1875년 최익현은 백록담을 움푹 파인 구덩이로 표현했으며 주위가 1리(400 m)를 넘고 수면이 담담한데, 그 반은 물이고 반은 얼음이었다. 얇은 데에는 무릎에, 깊은 곳은 허리까지 찻으며 맑고 깨끗하여 한 점의 티끌이 없다고 하였다. 1937년 이은상에 의하면 백록담은 정상 함지에 대·소 두 개로 되어있다고 하였다. 그리고 1901년 한라산을 등반한 독일인 지리학자 지그프리트 겐테(Siegfried Genthe)는 지름이 약 400 m인 의외로 작은 분화구가 약 70 cm 높이의 가파른

벽들로 에워 쌓여 있다고 하였다(양, 2000).

이와 같이 과거에도 한라산 백록담은 정상에 함몰되어 슬과 같고, 지름은 400 m 정도의 분화구로서 사면에는 풀이 무성하였던 것으로 보인다. 그 안에는 대·소 두개의 못이 있는데 깊이는 시기에 따라 0.7~3 m, 둘레는 400보(300 m) 내외인 것으로 기록되어 왔다.

나. 화구호의 동측부와 서측부의 모암 특성

백록담에 대한 연구는 제주도의 해안가를 대상으로 한 연구들에 비해 접근성이 어려운 관계로 미흡한 편이다.

현재 한라산 백록담의 형성사에 대해서 상이한 의견들이 제시되고 있다. 백록담이 화산 분출에 의해 생성된 분화구라는 주장(윤 등, 2005)과 화산 분출에 의한 것이 아니라 상승하는 마그마에 의해 돔상(dome)으로 융기되어 정상부가 함몰된 함몰구라는 주장이 상반되어 있다(고 등, 2003).

백록담의 동측부에는 조면현무암, 서측부에는 조면암이 분포한다. 백록담일대에 분포하는 암석들은 암종별로 차별화된 풍화특성을 나타내며, 지형특성에 있어서 분포된 암상별로 현저한 차이를 보인다(강, 2009). 박 등(2000)은 동측 지역에 분포하는 백록담조면현무암은 풍화나 암반붕락에 대해 비교적 안정한 상태를 유지하여 상대적으로 완경사의 완만한 지형기복을 보인다고 보고하였다.

다. 백록담 담수깊이가 낮아지는 원인 연구

백록담의 담수 깊이가 낮아지는 현상은 오래전부터 서서히 나타났으며, 그 원인에 대해 다각적으로 의문을 가져왔다. 1993년도에 실시된 ‘한라산 백록담 담수

적량 보존 용역'에서 누수의 원인은 담수된 물이 북서측벽의 하부와 분화구 중심부에 발달된 파쇄대 기반암의 절리층을 통해 투수되는 것으로 해석하였다(한라산 국립공원관리사무소, 1993).

그러나 이와 같은 해석은 파쇄대의 절리층이 최근에 들어 갑자기 많아지거나 커지는 이유를 설명할 수 없었으며, 정(2001)은 유출계수 적용, 물수지 분석, 누수방지 공법 등에 대해 문제점을 제기하였다. 다년간 백록담을 기록하고 관찰해 온 서(2002)도 누수의 원인을 기저층 파쇄대의 파괴에 의한 것이라는 데 대해 의문을 제기하였다. 또한 토양층 하부의 지질이 누수 될 수 있는 조건이 형성되었다고 하더라도 토양층의 투수속도가 과거와 동일한 조건을 유지하고 있다면 최근에 누수가 급속하게 진행되는 원인에 대해서 설명하는데 어려움이 있다.

현 등(2003)은 백록담 1개 지점의 토양에 대한 토양의 물리·화학적 성질과 투수속도를 측정하였는데, 경사면에서 유실된 굽은 입자가 토양층에 퇴적되어 있고 토사가 퇴적된 층에서의 투수속도가 급격하게 커지는 것을 보고하였다. 고와 고(2006)는 백록담 일대 훼손지역 및 복구지역의 토양의 이화학적 성질은 지역별로 차이를 보였는데, 복구지역은 식생복원에 따른 토양 안정화가 이루어지기도 하지만 여러 가지 환경조건에 의해 토양 침식될 가능성이 있다고 하였다.

라. 한라산과 유사환경에서의 퇴적 특성 연구

남태평양의 사모아 제도에 속한 우폴루(Upolu) 섬의 퇴적 특성 연구는 기후적으로 열대성 기후에 속하지만 강우빈도와 강우강도, 연평균 강우량이 4,000 mm 이상이며, 지형적으로는 급경사를 이루고 있는 지역으로 백록담과 비슷한 특이한 환경으로 연간 퇴적속도는 4.0 ± 0.4 cm 에 이르는 것으로 보고하였다(Terry et al., 2006).

2. 침식과 퇴적에 관한 연구

가. 침식 영향 요인

토양침식은 지표면의 토양입자가 분산되고 이동되는 현상으로 강우, 바람 등의 자연적인 원인과 인간의 간섭에 의한 인위적인 원인에 의하여 발생하고 있다. 토양침식에 영향을 주는 주요 요인은 토성, 경사와 경사도, 강우의 양과 강도, 지표 식물 등으로 알려져 있다(Kleiss, 1970; Albert, 1980; 우, 1976; 장, 1996a, 1996b, 1996c, 1996d). 또한, 답압에 의하여 지표식생이 훼손된 한라산 정상지역은 강수시에 토양침식이 급격히 증가하는 것으로 보고하였다(한라산국립공원관리사무소, 1993).

나. 방사성 동위원소를 이용한 연구

방사성 동위원소를 이용한 연구에는 핵실험으로 발생한 인공 방사성물질 ^{137}Cs (반감기 30.2년) 등과 자연 방사성 동위원소인 ^{210}Pb (반감기 22.3년) 등이 사용되고 있다(Lu and Matsumoto, 2005). ^{137}Cs 은 대기 중에 흩어지거나 빗물 및 바람에 의해 지표면에 강하하여 점토, 미사 및 유기물 입자에 강하게 흡착되어 이동이 거의 없고, 반감기가 길며, 방사능의 발생량이 많고 균일하기 때문에 토양침식으로 인한 퇴적과정을 연구하는데 많이 이용되고 있다(Brown et al., 1981a, 1981b; Koh and Mchenry, 1982; Menzel et al., 1987; 류와 민, 1975; 정 등, 1985; 김 등, 1993; 김, 1995; 이 등, 1998; 이와 이, 1999; 차 등, 2004).

자연 방사성 동위원소인 ^{210}Pb 는 100~150년 범위까지의 퇴적현상을 해석하는데 사용되며(Goldberg, 1963; Oldfield and Appleby, 1984), 검출감도가 낮기

때문에 인공 방사성물질 ^{137}Cs 이 많이 이용되고 있다. 또한 ^{137}Cs 은 여러 가지 퇴적 환경 즉, 홍수범람지(Froehlich and Walling, 1994), 호수(Ashley and Moritz, 1979), 해수 퇴적층(DeLaune et al., 1978), 삼각주(Goodbred and Kuehl, 1998) 등에서의 퇴적속도를 정량하는데 사용되고 있다.

3. 퇴적 특성 진단을 위한 지표인자

퇴적층 내 물리적 변수 중 하나 또는 여러 개가 동시적으로 한 층에 존재하면서 다른 층과 구분이 될 때, 퇴적의 시기를 추정하는 단서 또는 진단하는 층이 되므로 이것을 signal 또는 indicator라고 한다(Ahn et al., 2006).

지표인자는 퇴적 발생원 지역에 대한 효과적인 관리전략을 수립하고, 침식을 효과적으로 방지하기 위한 대책을 세우기 위한 것으로서 퇴적물의 발생원을 찾는 데 활용하고 있다(Collins and Walling, 2004; Walling, 2005).

가. 물리적 퇴적특성 인자

일본에서는 단일 특성인자를 이용하여 호수에 쌓인 퇴적물의 퇴적시기와 원인을 추정하기 위하여 ^{137}Cs 과 tephra층을 이용하였다. Tephra층으로는 장기적인 퇴적시기를 추적하고, ^{137}Cs 로는 단기적인 퇴적시기를 추적함으로써 300년간 이루어진 퇴적량을 평가하는데 활용하였다(Ahn et al., 2006).

Terry et al.(2006)은 사모아섬의 토양유실 및 퇴적 현상을 자연재해와 관련하여 평가하였다. 담수지역의 바닥 퇴적물에는 발생원에 비해 미세입자가 많아 (Walling, 1983; Walling and Woodward, 1992), 성분별 농도 및 ^{137}Cs 농도 또한 발생원에서 보다 더 많은 것으로 보고되었다(Horowitz, 1991; He et al.,

1996). 물리적 퇴적인자는 퇴적지역의 특성을 분석하는 데 주로 활용되고 있다.

나. 화학적 퇴적특성 인자

퇴적특성을 효과적으로 구분하기 위해서 여러 가지 지표인자들을 복합적으로 사용하는 것이 필요하다(Russell et al., 2001; Collins and Walling, 2002; Collins and Walling, 2004). 흔히 사용되는 퇴적특성 인자는 지화학적 인자, 광물학적 인자, 미량원소 및 방사성핵종(Walling, 2005) 등이다.

Juracek and Ziegler(2009)는 상기의 여러 가지 요인들을 모두 분석한 후에 퇴적 발생원과 퇴적층에서 검출되지 않은 항목을 제외하고 총유기탄소(TOC), 전질소(TN), 전인산(TP), ^{137}Cs 농도 등 4개의 항목을 이용하여 발생원별 퇴적지에 미치는 영향을 평가하였다. 이들 지수 중 가장 신뢰도가 높은 것은 ^{137}Cs 이었으며, 이는 퇴적이 발생, 운반, 생물학적 활동 과정 중 영향을 최소로 받기 때문이다(Ritchie and McHenry, 1990; Nagle and Ritchie, 1999; Motha et al., 2002). 반면 TOC, TN, TP 등은 보존적 지표로서는 신뢰도가 부족하다고 보고하였다.

다. 지표인자의 정규화

담수지역에서 점토 함량이 가장 높은 곳은 하류지역이고(Juracek and Ziegler, 2009), 하류로 갈수록 입자 분포가 미세해졌다는 보고(Morris and Fan, 1998) 등을 고려할 때 퇴적이 이루어지기 전 상태로 정규화시켜 비교 평가할 필요가 있다.

지표인자의 정규화는 침식 발생지에서 퇴적지까지 이동하는 동안 입자의 분급이 이루어지기 때문에 지표인자를 이동시키는 주요 매체에 의해 정규화를 하는

방법이다(Forstner and Wittmann, 1981; Collins et al., 1997a, 1997b, 1997c.). 예를 들면, ^{137}Cs 인 경우 점토에 특이적으로 흡착하여 이동하기 때문에 ^{137}Cs 의 농도를 점토 함량으로 나누어서 정규화 하는 것을 점토 정규화 방법 (clay normalization technique)이라고 한다(Juracek and Ziegler, 2009).

또한 담수지역 퇴적토는 발생원에 비해 보통 유기물이 많고(Walling, 1983), 퇴적토 중 성분농도는 유기물 함량의 차이에 의해서 영향을 받을 수 있으므로 (Horowitz, 1991), 유기물 함량을 기준으로 한 정규화 평가도 필요한 것으로 보고하였다.

4. ^{137}Cs 의 흡착 이동 특성과 퇴적량 계산

가. ^{137}Cs 의 흡착 및 이동 특성

환경 중 인위적으로 노출된 ^{137}Cs 은 장기간에 걸쳐 빗물과 함께 지표면에 낙하하면서 토양에 침적된다(Bishop et al., 1991). ^{137}Cs 은 토양에서 토양 구성성분과 강력한 흡착에 의해 이동속도가 느리다(Ritchie and McHenry, 1973; Ritchie and McHenry, 1990; 한, 2004).

낙진 형태로 지표면으로 강하한 ^{137}Cs 은 점토광물 및 기타 토양입자의 강력한 흡착으로 인해 토양입자와 함께 이동하여 육상 및 해상으로 유입되어 퇴적된다 (Tamura, 1964; Sawhney, 1972; Bolt et al., 1978; Livens and Baxter, 1988; Livens and Rimmer, 1988; VanHoof and Andren, 1989; Ritchie and McHenry, 1990; He et al., 1996).

퇴적층에 함유된 ^{137}Cs 은 퇴적층 구성성분과의 상호작용, 퇴적층의 pH 및 산

화·환원 조건 등에 따라 다양한 화학종 형태로 존재하며, 퇴적층에 관계된 흡착·탈착 반응 및 변환과정을 통하여 주변 생태계로 확산될 수 있다(Putyrskaya et al., 2009).

또한 토양 중 ^{137}Cs 의 하향이동은 확산, 용탈, 생물체에 의한 토층 교란 작용에 의해서 이루어지는 것으로 간주되고 있으므로 정확한 퇴적속도를 계산하기 위해서는 이러한 인자가 고려되어야 한다(Owens et al., 1999; Tyler et al., 2001; Bossew and Kirchner, 2004; Doering et al., 2006).

나. ^{137}Cs 의 peak pattern에 의한 기준 토층

1954년부터 1958년 사이에 또 1961년부터 1962년 사이에 감행되었던 대기권에서의 대규모 핵 폭발실험 등으로 생성 및 확산된 방사성물질은 대기에 의해 수송 또는 확산되어 지표면에 강하되었다(Cambray et al., 1985; Larsen, 1985; Kiss et al., 1988).

Fig. 1은 낙진에 의한 북반구에서 검출된 연도별 ^{137}Cs 농도를 나타낸 그림이다(Playford et al., 1990). 북반구의 대기권에서 수행된 핵실험에 기인한 ^{137}Cs 의 검출은 1954년도에 이루어졌으며(Allison et al., 1998; Ritchie et al., 2004), 1963년도에 가장 높게 검출되었다(Ritchie and McHenry, 1990; Walling and He, 1997). 그 후 ^{137}Cs 농도가 낮아지다가 1986년도 체르노빌 원자력발전소 사고로 인해 ^{137}Cs 농도가 높아지는 경향을 보였다(UNSCEAR, 2000).

우리나라를 비롯한 북반구에 속해 있는 나라에서는 ^{137}Cs 은 1963년에 가장 많은 양이 지표에 도달하였다고 추정하여 ^{137}Cs 농도가 가장 높은 토양층을 1963년대 층으로 해석하고 있다(Robbins and Edgington, 1975; Ritchie and McHenry, 1990; Mahara, 1993; He et al., 1996; Walling et al., 2003; Ahn

et al., 2006). 또한 ^{137}Cs 가 검출되지 않은 토층을 1954년 이전의 층으로 해석하고 있다(Ahn et al., 2006).

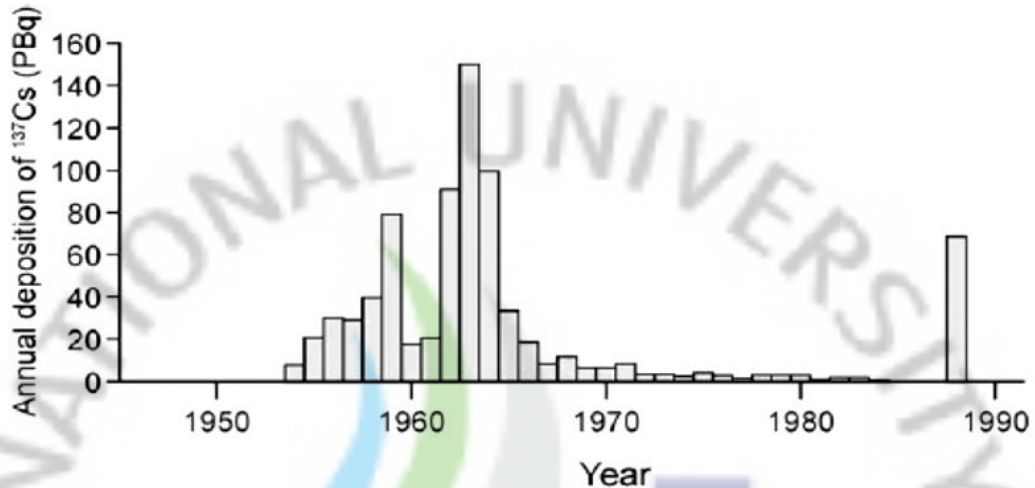


Fig. 1. The temporal pattern of ^{137}Cs fallout in the northern hemisphere (Playford et al., 1995).

다. ^{137}Cs 의 고정, 분포 및 손실에 관한 가정

^{137}Cs 의 농도분포를 이용하여 침식된 토양의 퇴적물을 계산하고자 할 때에는 ^{137}Cs 의 고정, 분포 및 손실에 관한 몇 가지 가정을 필요로 한다. ^{137}Cs 을 이용하여 토양의 침식과 퇴적을 연구하는 데에는 Brown et al.(1981)이 제시한 다음과 같은 가정 하에 수행되었다.

첫째, 1954년 초반부터 대기권 핵실험의 결과로 ^{137}Cs 의 낙진이 계속되고 있다.

둘째, ^{137}Cs 은 연구대상지 표토에 신속하고 강력하게 고정되거나 흡착된다.

셋째, 낙진 형태로 지표에 도달하는 ^{137}Cs 은 초기에는 대상지역 전 면적에 고

르게 분포되며 특정 지역에 집중되지 않는다.

넷째, 침식된 토양입자가 퇴적하는 지역으로 운반될 때 토양 입자크기에 따른 이동속도에는 차이가 없다.

다섯째, 식물체로 ^{137}Cs 이 전이되는 정도는 미미하여 연구대상지 전체에 걸쳐 고르게 발생한다.

라. ^{137}Cs 을 이용한 퇴적속도 및 퇴적량 계산

^{137}Cs 의 농도를 이용한 면적당 방사능(Inventory) 산출은 식(1)의 방법(Cochran et al., 1998; Fang et al., 2006; 차 등, 2004)을 이용하였고, 퇴적률과 퇴적량 계산은 식(2), (3)의 방법(한라산국립공원관리사무소, 1993; 김, 1995)을 이용하였다.

$$I (\text{Inventory}) = \sum_i p_i h_i A_i \quad (1)$$

I : 퇴적층 단위면적당 ^{137}Cs 퇴적량 (Bq m^{-2})

p_i : i 깊이의 토양용적밀도(g cm^{-3})

h_i : i 깊이의 토양두께(cm)

A_i : 방사능 농도(Bq kg^{-1})

$$\text{퇴적률}(\text{cm yr}^{-1}) = \frac{(\text{1963년도 층이 발견된 깊이})}{(\text{시료채취 시점} - \text{1963년도})} \quad (2)$$

$$\text{연평균 퇴적량} = \text{퇴적률}(\text{cm yr}^{-1}) \times \text{저수면적}(\text{m}^2) \times \text{용적밀도}(\text{g cm}^{-3}) \quad (3)$$

Koh and Mchenry(1982)는 ^{137}Cs 을 이용하여 퇴적률을 측정한 결과, 1958년 이래로 미국 Louisiana주 Larto 호수에는 연간 1.6~3.1 cm가 퇴적된다고 보고 하였다. 김(1995)은 ^{137}Cs 의 농도분포를 조사하여 퇴적률을 계산한 결과, 전남 해남군에 위치한 산수저수지에서는 연간 1.56 cm의 퇴적률을 보인다고 하였다.



재료 및 방법

1. 조사지 개황

한라산 정상에 위치한 백록담 분화구 유역면적은 210,230 m²이며 강우로 인한 만수시 담수면적은 20,912 m²이며, 평상시 담수면적은 11,457 m²이다(한라일보사, 2003; 한라산국립공원관리사무소, 2004). 해발 1,840 m의 백록담 화구호에는 갈수기를 제외하면 연중 물이 고여 있다.

한라산 정상부인 백록담의 지질은 동측부와 서측부의 구성암석으로 구별된다. 백록담일대에 분포하는 암석들은 지형별로 차별화된 풍화특성을 나타낸다. 동측부에 분포하는 조면현무암은 풍화나 암반붕락에 대해 비교적 안정한 상태를 유지하여 상대적으로 완만한 지형기복을 보인다(고 등, 2003; 박 등, 2000). 반면에 동측부를 제외한 지역에 분포하는 조면암은 풍화에 약하며 요철이 심한 지형특성을 가지고 있다(이, 2008; 조 등, 2009).

백록담 내부사면의 경사도는 24.7°~41.4°의 경사각을 보이고 있다(남, 2001). 서북사면은 과거 등산객에 의하여 식생이 파괴되어 있을 뿐만 아니라 토양침식으로 수로가 형성된 사면이고, 남서사면은 암반에서 떨어진 전석이 흐트러져 있다.

백록담 기저(基底)는 평상시 담수를 이루고 있는 2개의 수계가 북동쪽 가장자리에 위치하고 있으며 식생은 분포하지 않는다. 그러나 수계 주변으로는 초지대가 형성되어 있으며 주로 벼과와 사초과 식물이 전체 분화구 면적에 넓게 분포하고 있다. 이중 김의털 군락은 전체적으로 백록담내의 기저와 사면에 나타나고, 눈포아풀 군락은 강우 시 물에 자주 잠기는 수계 주변에 분포하고 있다(고, 2006).

2. 시험지역 선정

시험지역 및 분석시료의 채취지점은 Fig. 2에 나타냈으며, 위성항법장치(GPS)로 측정한 좌표는 Table 1과 같다. 시험지역은 백록담의 지형과 갈수기에 발생하는 화구호 바닥 퇴적층의 상태를 육안으로 관찰하여 선정하였다. 시험지역은 남서방면에서 북동방면으로 화구호로 접근하면서 암석 및 암편이 초지와 담수의 경계를 이루는 위치를 0 m 지점으로 하였다. 시험지역에서 시료채취 지점은 0 m를 기준으로 하여 5~75 m 거리를 5 m 간격을 두고, 총 15개 지점을 선정하였다. 시료채취 지점별 명명은 단순히 5 m, 10 m 등으로 표기하였다(Fig. 3; Fig. 4).



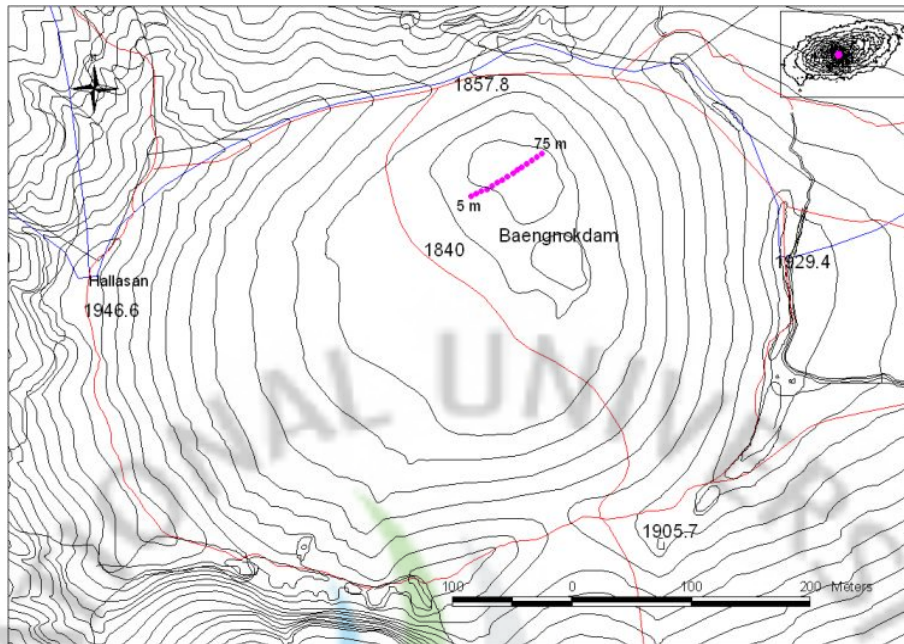


Fig. 2. Map of study area and sampling location in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

Table 1. Coordinates of sampling sites

Sampling sites (m)	Coordinate					
	Latitude			Longitude		
5	33°	21′	32.25″	126°	32′	5.69″
10	33°	21′	32.32″	126°	32′	5.86″
15	33°	21′	32.39″	126°	32′	6.03″
20	33°	21′	32.45″	126°	32′	6.21″
25	33°	21′	32.53″	126°	32′	6.39″
30	33°	21′	32.61″	126°	32′	6.56″
35	33°	21′	32.69″	126°	32′	6.73″
40	33°	21′	32.79″	126°	32′	6.88″
45	33°	21′	32.88″	126°	32′	7.05″
50	33°	21′	32.97″	126°	32′	7.19″
55	33°	21′	33.04″	126°	32′	7.34″
60	33°	21′	33.14″	126°	32′	7.52″
65	33°	21′	33.23″	126°	32′	7.68″
70	33°	21′	33.32″	126°	32′	7.84″
75	33°	21′	33.40″	126°	32′	7.98″

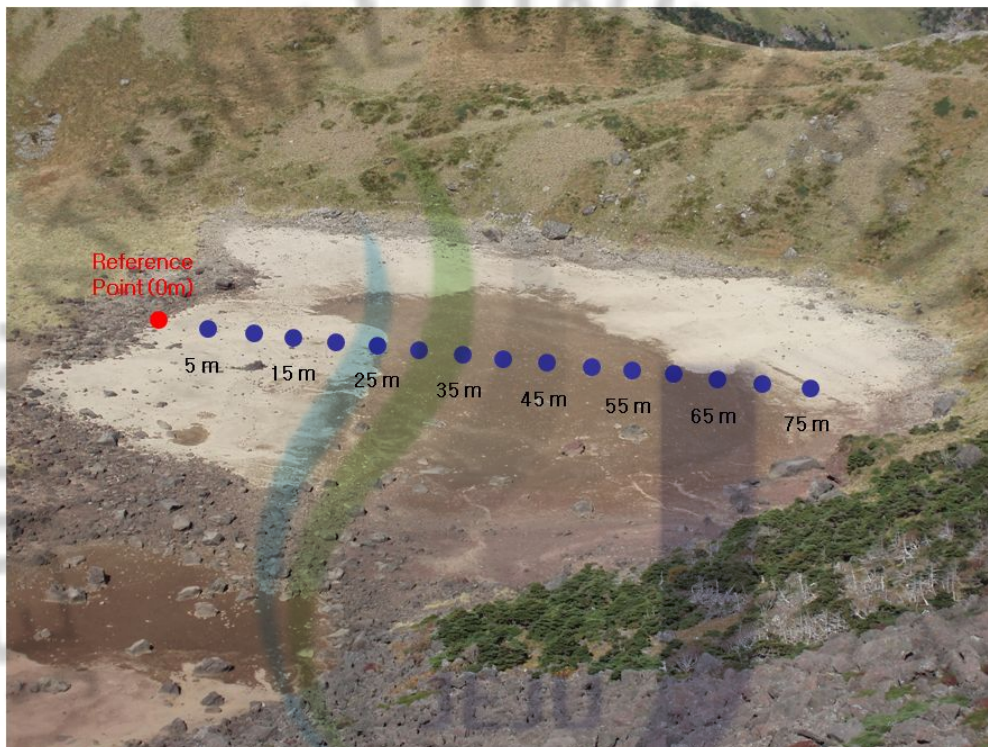


Fig. 3. Sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. Soil samples were collected at 5 m intervals from 5 m to 75 m in the southwest and northeast side of study area, respectively.

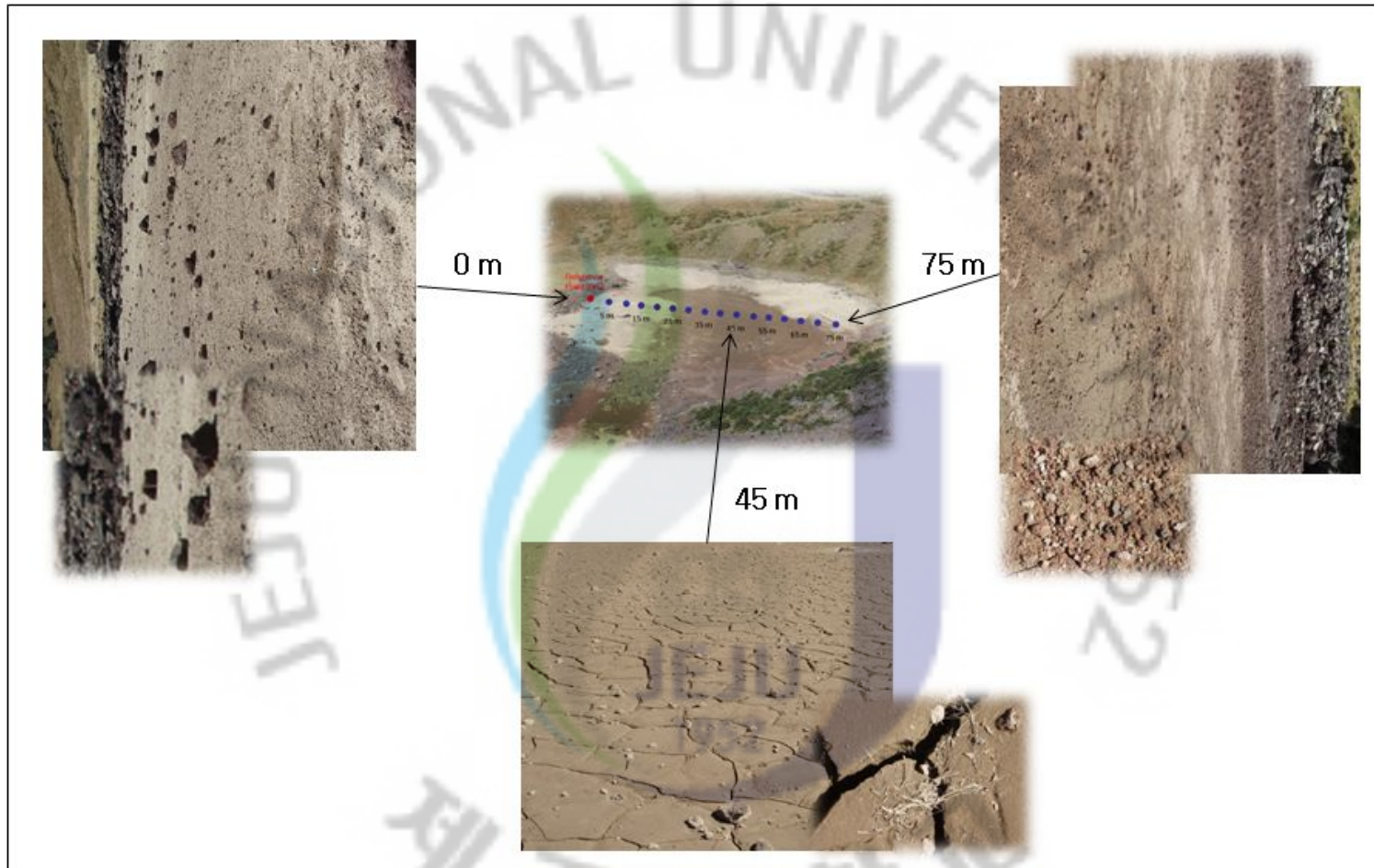


Fig. 4. Detail view of research area and sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

3. 토양시료 채취

시료채취는 백록담 화구호의 물이 고갈되어 바닥을 드러낸 시기인 2004년 9월부터 11월에 실시하였다. 시험지역은 한라산 정상에 위치하여 접근성이 매우 어려운 관계로 하루에 평균 4지점에 대해 시료를 채취하였다. 시료는 강우가 오지 않고 기저부가 건조 상태를 유지했을 때 채취했기 때문에 2달 이상 소요되었다. 시료채취를 위한 장비는 헬기를 이용하여 운반하였다. 시료채취를 위한 인력은 어리목 등반로를 통하여 서북벽 코스로 시험지역에 접근하였다.

시료채취는 시험지역의 남서방향인 0 m 지점과 북동방향인 75 m 지점을 줄로 연결하여 고정한 후 5 m 지점부터 줄자로 계측하면서 15개 지점에 대해 5 m 마다 Cobra 토양 채취기(Cobra-248, Atlascopco, Sweden)를 사용하여 1 m 깊이로 채취하였다(Fig. 5). 특히, 시험지역 중심부에서는 지표면이 말라있는 상태와 달리 시료채취 과정 중에서 퇴적층 하부에서 물이 나오면서 시료채취 시 시료가 밀려나오는 어려움이 있어 채취지점을 달리하면서 반복적으로 시료채취를 하였다. 채취한 토주는 100 cm³ core sampler를 이용하여 다시 10 cm 간격으로 채취하여 분석에 사용하였다.

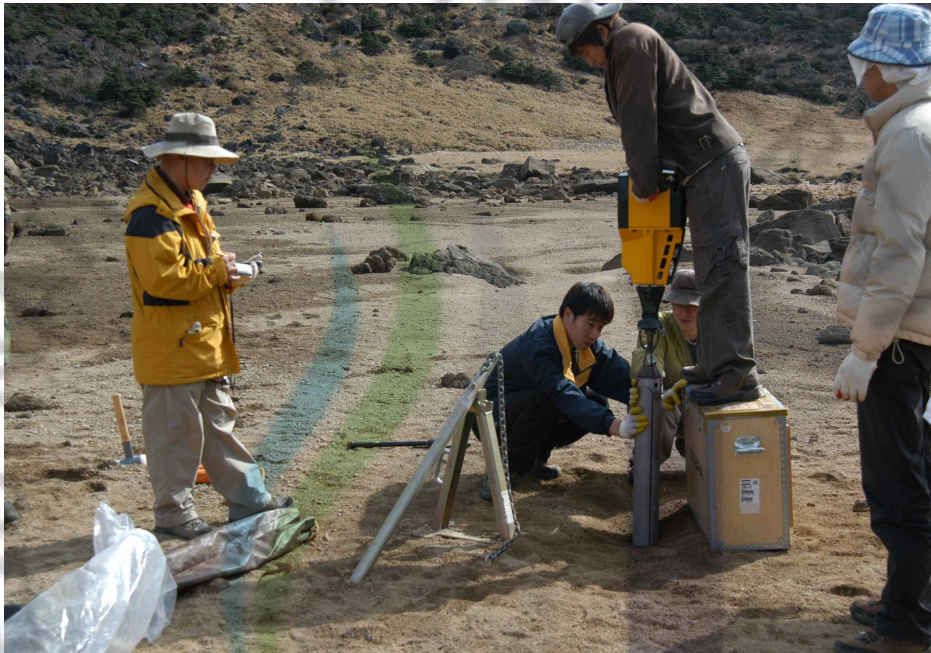


Fig. 5. Photograph of soil sampling using Cobra soil sampler in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

4. 분석방법

가. 백록담 화구호의 강우량 및 담수지역의 수위 분석

기상 및 담수수위는 제주특별자치도 환경자원연구원에서 해발 1,920 m의 한라산 동릉정상에 설치한 자동기상관측장비인 AWS(Automatic Weather System)에 입력된 자료를 확보하여 분석하였다. 분석대상 기간은 2005년부터 2008년까지이며, 백록담 담수지역이 해동되어 있는 기간인 4월부터 10월까지의 자료를 수집하여 분석에 이용하였다.

나. 백록담 화구호 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성분석

토양의 물리·화학적 특성을 측정하기 위한 분석시료는 Cobra 토양시료채취기의 단면에서 10 cm 간격으로 100 cm³ core를 이용하여 채취한 시료를 이용하였다. 토양의 물리·화학적 특성은 농촌진흥청 분석법(농촌진흥청, 2000)에 준하여 분석하였다.

(1) 화학성 분석

토양의 화학성을 측정하기 위한 분석시료는 풍건시킨 후 2 mm 체를 통과한 것을 사용하였다. 토양 pH는 토양 5 g을 삼각플라스크에 넣고 증류수 2 mL를 첨가한 다음 30분간 진탕시킨 후 pH meter(inoLab pH 730, Germany)를 이용하여 측정하였다. 전기전도도는 pH를 측정하고 남은 여액을 EC meter(CM-11P TOA Electronics Ltd., Japan)를 이용하여 측정하였다. 유기물 함량은 Walkley and Black법을 이용하였다. 총 질소는 토양 0.5 g을 킬달 플라스크에 넣고 황산

으로 분해한 다음 분해된 시료용액을 자동질소분석장치(Kjeltec analyzer unit, Foss, USA)를 이용하여 분석하였다. 유효인산은 Lancaster법으로 측정하였다.

치환성양이온 Ca, Mg, Na 및 K는 토양 5 g에 1N ammonium acetate(pH 7.0)용액 50 mL를 가하여 30분간 진탕한 다음 여과하여 얻어진 여액을 원자흡광분광광도계(SpectraA 220 FS, Varian, Australia)를 이용하여 분석하였다.

(2) 물리성 분석

1) 토색

토색은 먼셀 토색칩(Munsell soil color charts, kollmorgen, USA)을 이용하여 현장에서 평가 후 기록하였다.

2) 입자밀도

입자밀도는 pycnometer method 원리를 응용하여 100 cm³ vol. flask를 이용하여 측정하였다. 공시시료를 105℃에서 12시간 이상 건조한 후 수분을 모두 증발시킨 다음 100 mL vol. flask에 건조된 토양 10~20 g을 넣고 증류수를 30~60 mL 가량 넣어 hot plate에서 토양 속의 포획공기가 모두 제거될 때까지 가열한 다음 상온으로 냉각하여 증류수를 채워 무게를 잰 다음 입자밀도를 계산하였다.

3) 용적밀도

용적밀도는 core method를 이용하여 측정하였다. 100 mL의 core로 채취한 토양의 전 중량을 측정한 후 20~50 g을 취하여 105℃에서 토양시료를 건조하여 무게를 측정하여 용적밀도를 계산하였다.

4) 공극률

공극률은 입자밀도와 용적밀도를 이용하여 측정하였다. 공극률은 토양공극의 부피(액상과 기상의 부피)를 총부피(액상, 기상 및 고상의 부피 합계)로 나누어 계산하였다.

5) 입자크기분포

풍건토양 10 g을 칭량하여 500 mL beaker에 담은 후, 증류수를 300 mL를 가하고 30% 과산화수소를 25 mL 가한 뒤 90°C의 전열판 위에서 상등액이 맑아지고 기포발생이 없어질 때까지 충분히 가열하였다. 과산화수소 분해가 끝나면 분산제 5% sodium hexametaphosphate 10 mL를 가한 후 약 18시간 정도를 진탕시키면서 완전히 분산시켰다. 그 후 1 mL mass cylinder 위에 U.S. No. 270 체를 놓고 현탁액을 위에 부어 증류수로 씻으면서 체를 통과시켰다. 체 위에 남은 모래는 증발접시로 옮겨 오븐에서 건조시킨 후 모래의 무게를 칭량하였다. 점토+미사 함량은 시료무게에서 모래함량을 제하여 계산하였다.

6) 투수계수

투수계수 측정은 100 cm³의 core sampler로 채취한 시료를 DAIKI사의 투수 속도 측정기를 사용하여 변수위 측정법(falling head method)으로 측정하였다 (Fig. 6). 투수계수 계산식은 아래의 식을 이용하였다.

$$K_t = 2.3 \frac{aL}{A \cdot t} \times \log_{10} \frac{H_1}{H_1 - H_2}$$

a : 물관의 지름 = 0.5 cm²

L : Core 낸 토양시료의 길이 = 5.1 cm

A : Core의 지름 = 19.6 cm²

H₁ : Core 바닥에서부터 물관의 윗 눈금까지의 길이 = 17.5 cm

H₂ : 물관 아랫 눈금에서 물관의 윗 눈금까지의 길이 = 10 cm



Fig. 6. Apparatus for measuring the hydraulic coefficient by falling head method.

다. 퇴적층 시료의 화학조성 분석

백록담 화구호 퇴적층 시료의 화학조성에 대한 분석은 부경대학교에 의뢰하여 X-선 형광분석(X-Ray Fluorescence Spectrometer, XRF)을 이용하여 분석하였다. XRF 분석을 위한 시료는 풍건 후 2 mm 체로 거른 후 분말로 만들어 사용하였다. 시료는 회화로에서 1100℃로 10분간 용융시켜 분석에 이용하였다. XRF는 SHIMADZU사의 XRF-1700을 사용하였으며, 분석조건은 Table 2와 같았다.

분석항목은 SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ 및 LOI(Loss on Ignition, 950℃) 등 11개 항목이었다.

Table 2. XRF operating conditions

Item	XRF conditions
X-Ray tube	Rh tube of end-window type
Max. Power	60 kV/140 mA, 4 kW
Measuring mode	Vacuum Mode, Multi-Channel type
Detector	Fixed monochromators detect (24 ea)
X-Ray irradiation Holder	Ø 30 mm
Measuring condition	Aperture : 30, Atmosphere : Vacuum 40 kV / 700 mA, 2.8 kW

라. ^{137}Cs 방사능 분석

(1) 표준시료

표준 시료는 100 keV에서 2 MeV 사이에 감마선을 방출하는 ^{109}Cd , ^{57}Co , ^{139}Ce , ^{203}Hg , ^{115}Sn , ^{85}Sr , ^{137}Cs , ^{88}Y , ^{60}Co 감마 핵종이 혼합되어 있는 감마 교정용 표준 용적선원(QCY44, Amersham Co.)을 사용하였다. 본 실험에서는 Table 3과 같은 표준시료를 사용하여 에너지 교정 및 peak 효율교정을 수행하였다. 표준시료는 1N HCl 용액으로 희석한 후, 계측용 원통 시료용기(diameter 50 mm, height 70 mm; Mizuho Chemical Co., Japan)에 표준시료 높이가 50 mm가 되도록 일정하게 맞춘 후 고순도게르마늄(HPGe ; High Purity Germanium) 검출기와 다중과고분석기(EG&G, ORTEC 919 series, USA)로 구성된 감마분광계를 이용하여 방사능을 측정하였다(Table 4).

(2) 시료 전처리 및 ^{137}Cs 분석

채취된 토양 시료는 풍건한 후 2 mm 체를 통과시켜 105°C 건조기에서 24시간 동안 건조한 다음 아주 미세하게 분쇄하여 시료 높이가 50 mm가 되도록 계측용 원통 용기에 충전한 후 정확한 무게를 확인하였다. 충전된 토양 시료는 감마분광계를 이용하여 약 80,000초 동안 방사능을 측정하였고, 측정된 토양 시료는 스펙트럼 분석용 프로그램(Omnigam software, EG&G ORTEC, USA)을 사용하여 661.6 keV의 감마방출선을 이용하여 ^{137}Cs 를 분석하였다. 분석이 완료된 ^{137}Cs 은 표준시료 중에 포함되어 있는 ^{60}Co 와 ^{88}Y 에 의한 동시 합산효과(summing effect)와 시료 겉보기 밀도 차이에 의한 자체흡수 효과(self-absorption effect)로 인한 감쇄 현상이 나타나기 때문에 이를 보정하여 방사능 농도를 최종적으로 계산하였다(강, 2000; 한국방사선기술연구소, 2005). 이때 최소검출하한치(MDA: Minimum Detectable Activity)는 0.2 Bq kg^{-1} 였다.

Table 3. Standard source(QCY44, Amersham) for the analysis of ^{137}Cs with gamma spectrometer equipped with HPGe detector

Nuclear	Energy (keV)	Yield	Half-life (day)
^{109}Cd	88.03	0.0363	462.6
^{57}Co	122.06	0.8560	271.79
^{139}Ce	165.86	0.7987	137.64
^{203}Hg	279.2	0.8148	46.595
^{113}Sn	391.7	0.6489	115.09
^{85}Sr	514.01	0.9840	64.849
^{137}Cs	661.66	0.8510	11012.7
^{88}Y	898.04	0.9400	106.63
^{60}Co	1173.24	0.9986	1924.2
^{60}Co	1332.5	0.9998	1924.2
^{88}Y	1836.06	0.9936	106.63

Table 4. Operating conditions of HPGe(high-purity germanium) detector

Properties	
Resolution(FWHM) at 1.33 MeV, ^{60}Co	1.85 keV
Peak-to-Compton ratio, ^{60}Co	58/1
Relative efficiency at 1.33 MeV, ^{60}Co	30%
High voltage	3200 V
Crystal diameter	57.7 mm
Crystal length	75.3 mm
End cap to crystal	3 mm

결과 및 고찰

1. 한라산 백록담 지역의 강우량 및 화구호의 수위 측정 및 분석

한라산 백록담 지역의 강우량과 화구호의 수위는 2005~2008년도에 걸쳐 4~10월까지 환경자원연구원 한라산연구과에서 측정한 결과를 분석하여 Table 5와 Fig. 7에 나타냈다. 조사기간에 대한 연도별 평균 강우량은 3,251 mm, 1일 최대 강우량은 594 mm였다. 백록담 담수지역의 연평균 수위는 96 cm, 최대수위는 348 cm까지 기록되었다. 담수가 완전히 고갈된 기간은 평균 32일이었다.

Fig. 7은 백록담에서의 강우량과 담수 수위변화 패턴을 보여주고 있다. 백록담 담수지역의 수위는 강우량에 의해 직접적으로 영향을 받고 있음을 알 수 있었다. 특히, 백록담 담수지역의 고갈현상은 강우량이 적은 9월 이후 뚜렷한 것으로 나타났다.

따라서 백록담 지역은 1일 최대 약 600 mm 수준까지 집중강우가 발생하는 지역으로서 훼손이 심한 백록담 정상 및 경사면으로부터의 토사유실과 화구호에서의 토사퇴적 가능성을 충분히 예상할 수 있었다.

Table 5. Rainfall, water level and drying days in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla from April 2004 to October 2008, excluding November to March next year

		2005	2006	2007	2008	Mean
Rainfall in Baengnokdam (from Apr. to Oct.)	Rainfall(mm)	2,799	3,713	4,259	2,235	3,251
	Max. rainfall per day(mm)	215	594	475	207	373
Water level of crater lake (from Apr. to Oct.)	Mean water level(cm)	76	116	123	69	96
	Max. water level(cm)	211	348	318	249	282
	Drying days(day)	29	36	5	58	32

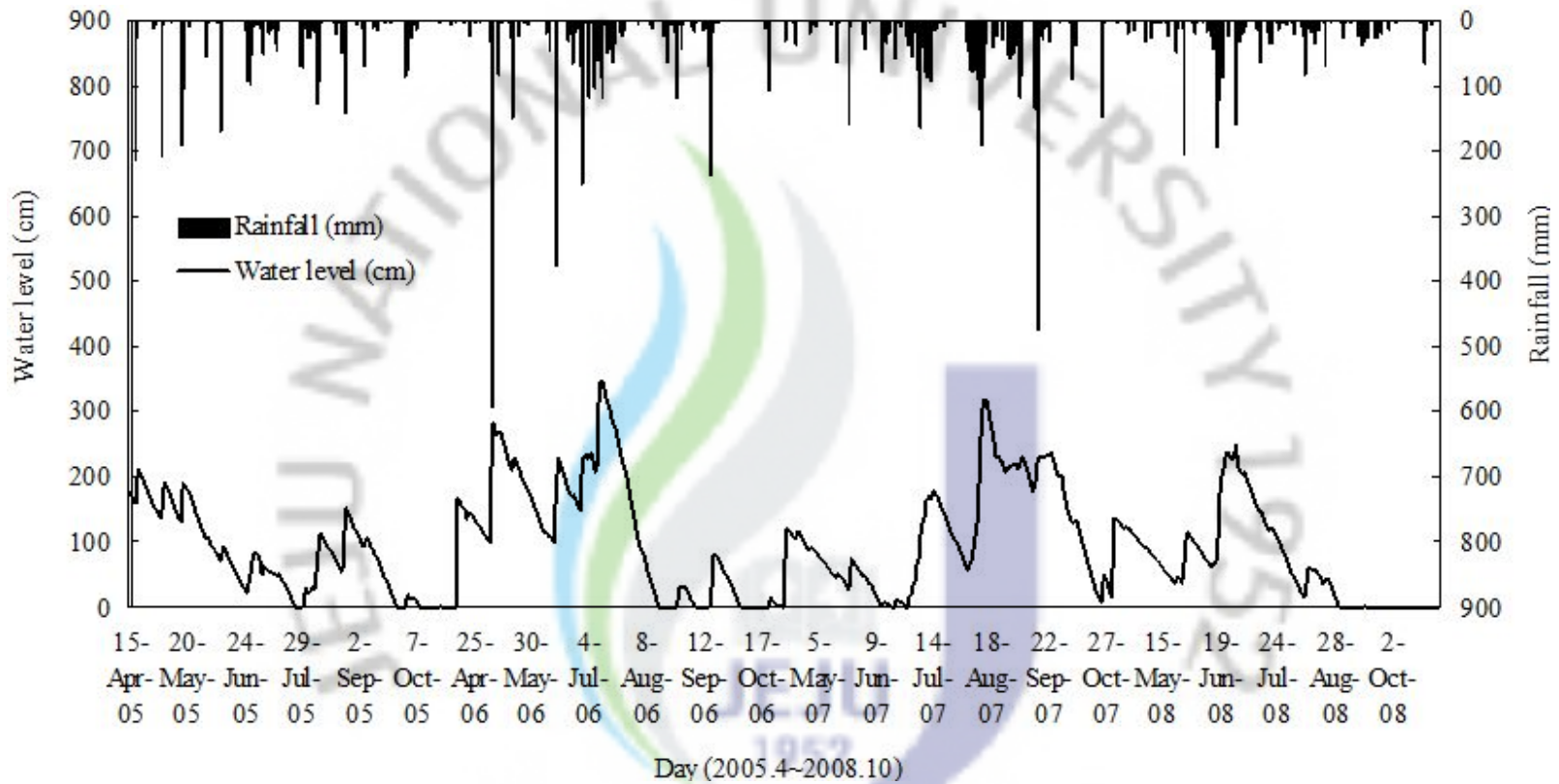


Fig. 7. Variations of rainfall and water level in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. These data were analyzed with the raw data collected with AWS(Automatic Weather System) located at 1,920 m.

2. 백록담 화구호 담수지역 퇴적물의 물리·화학적 특성

가. 토양단면 특성

Fig. 8은 시료채취 5~75 m 지점에 대한 토양단면 사진이다. 5~20 m 지점의 토양단면은 굵은 입자의 존재로 인하여 feeling test시 거친 특성을 보였다. 특히 5 m 지점의 시료는 토양입자가 크고 토색이 10YR 6/2나 10YR 7/2로 밝은 회색의 사질성 퇴적물이 퇴적되어 있음을 육안으로도 쉽게 구별할 수 있었다. 특징적으로 5~25 m 지점은 토층 표면의 색상 및 굵은 모래와 암편의 존재로 용이하게 파악될 수 있었으며, 25 m 지점은 강우의 반복에 의해 물이 차고 빠지는 현상이 반복되는 지점이었다.

25~60 m 지점의 토양단면은 상대적으로 어두운 색을 나타냈으며, 이는 늪지에서 나타나는 유기물이 집적현상과 비슷하게 보였다. 또한, 이 지점의 시료들은 feeling test로 조사했을 때 거친 특성보다 미끄러지거나 끈적거리는 특성을 보여 진흙층과 유사한 층위가 존재하는 것으로 생각되었다. 특히, 시료채취 중심부 지점에서는 토양입자가 작고 거북이 등껍질처럼 갈라지는 건열현상을 보이고 있으며 토색은 10YR 3/3나 10YR 4/4로 갈색토로 평가되었다.

65~75 m 지점의 시료도 5~20 m 지점과 마찬가지로 거친 특성을 보였으며, 심토에서 스코리아가 혼합된 층위가 육안으로 확인되었다. 성판악 등산로 방향으로 이어지는 75 m 지점에서는 5 m 지점과 마찬가지로 사질성 퇴적물이 육안으로 용이하게 관찰되었으며 스코리아가 집중적으로 퇴적된 양상도 확인할 수 있었다.

토양단면에 대한 육안평가로 볼 때, 5~20 m 및 65~75 m 지점은 누수가 쉽게 일어날 수 있는 토양학적 특성을 가지는 것으로 생각되었다.

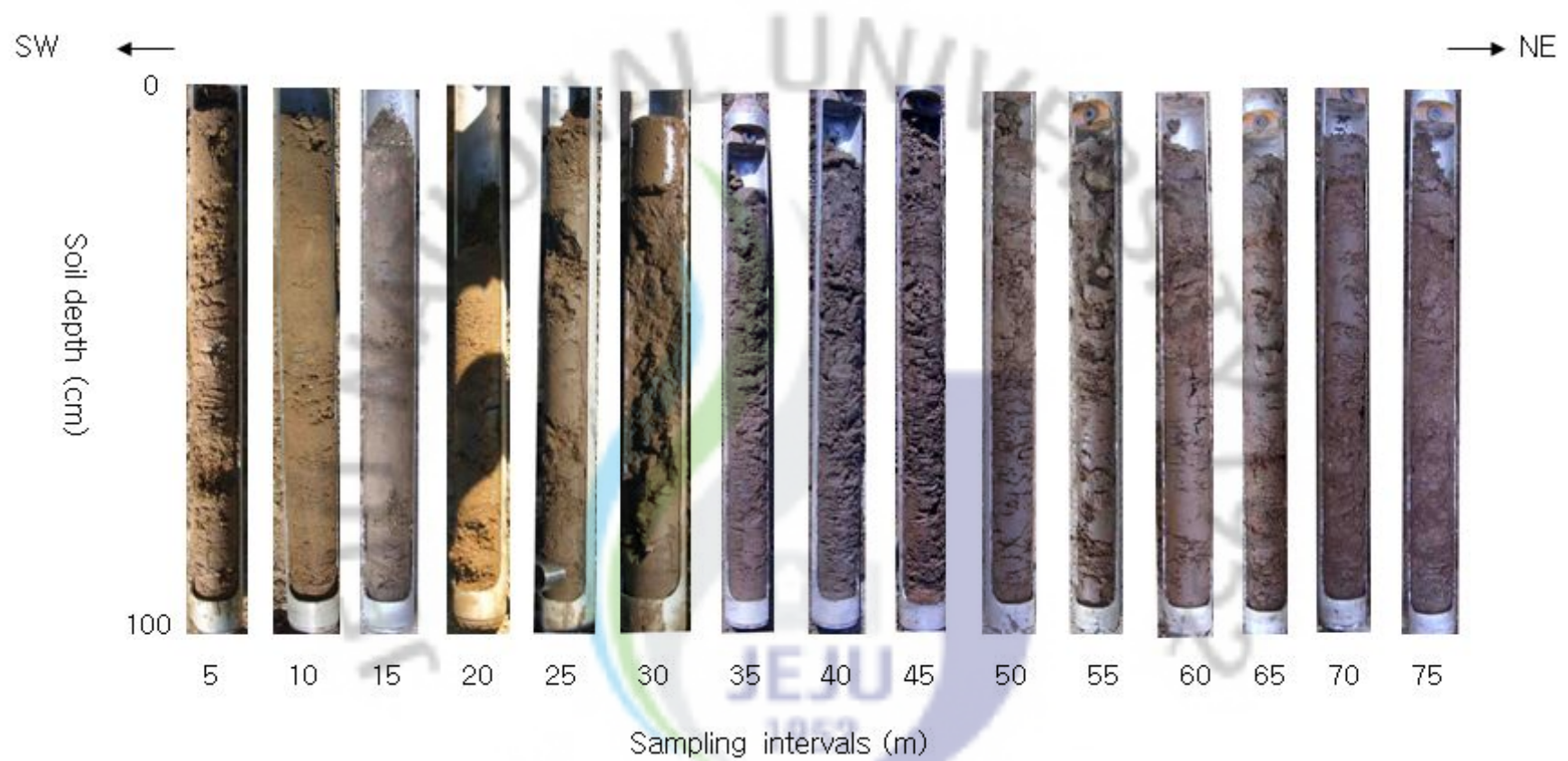


Fig. 8. Appearance of soil sediment profiles with sampling intervals and depth. The color of core samples is a little difference because those photos were taken in the different date and weather conditions in research area.

나. 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성

백록담 화구호 퇴적층의 물리·화학적 특성에 대한 분석을 위하여 비모수 자료에 분석이 가능한 Kolmogorov-Smirnov(K-S) 방법에 의해 95% 신뢰구간에서 정규성 분석을 수행하였다. 그 결과, 각 분석대상 시료군에 대해 pH, 점토+미사 함량, 치환성양이온 함량, 투수계수와 공극률 등의 분석치가 정규성을 보이지 않았다. 따라서 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성에 대한 대표값으로 평균대신 중간값을 사용하였다. 퇴적층 시료의 물리·화학적 특성에 대한 상관성 분석은 원자료에 대해 비모수 상관분석법 중에서 Spearman τ 방법을 적용하여 95% 또는 99% 신뢰구간에서 수행하였다

(1) 토양 pH

백록담 화구호 퇴적층의 pH는 지점별 중간값이 4.9~5.6 범위였다. 지점별 pH는 25~30 m와 65~70 m 지점에서 높았으며, 중심부로 가면서 감소하여 40 m 지점에서 pH 5.0으로 가장 낮아지는 경향을 보였다(Fig. 9 (a)). 토양깊이별 pH값은 상층부에 비해 하층부인 60~100 cm 구간에서 높았다(Fig. 9 (b)).

퇴적층 시료의 pH와 다른 물리·화학적 특성과의 Spearman τ 방법에 의한 상관성 분석결과는 pH의 변화특성을 설명해 주고 있다(Table 6). pH는 99% 신뢰구간에서 EC, 유기물 함량, 치환성양이온 함량, 점토+미사 함량과 음의 상관성을 보이는 반면, 용적밀도와는 양의 상관성을 보였다. 이는 퇴적층의 pH가 감소하는 현상과 EC, 유기물 함량, 치환성양이온 함량, 점토+미사 함량이 감소하는 경향과 유의적으로 연관되어 있음을 뜻한다. 따라서 백록담 화구호 퇴적층의 pH 변화양상은 퇴적층의 구성성분이나 퇴적양상을 반영하는 결과로 추정할 수 있다.

이와 같은 결과로 볼 때, 유거수의 주기적인 화구호로의 유입에 의해 퇴적층의 중심부로 점토 성분이 재분산되면서 이동되고, 더불어 점토의 염기성분이 물의 하향이동에 의해 용탈되고 있음을 추정할 수 있었다.

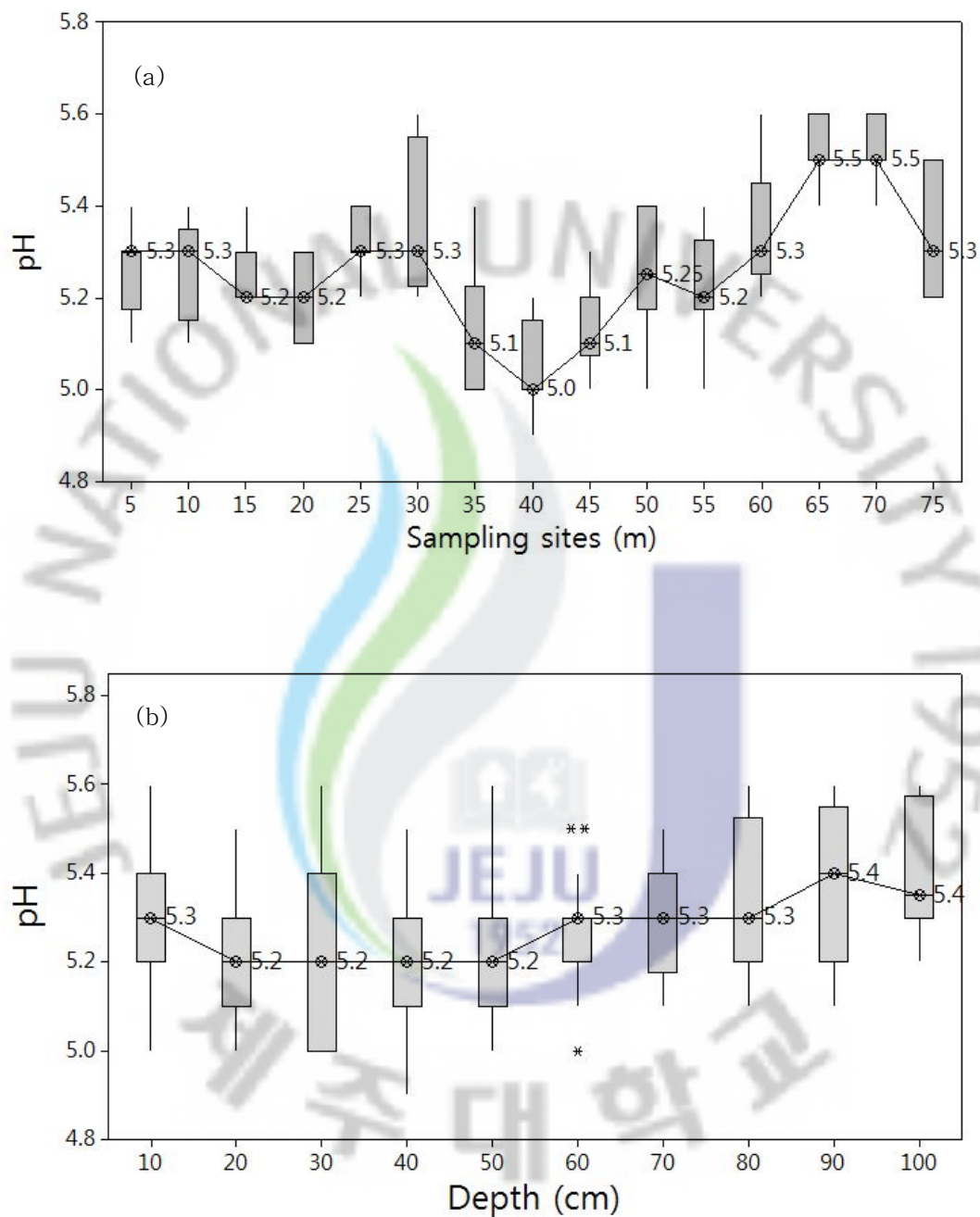


Fig. 9. Soil pH of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth. (a) is soil pH with different sampling sites and (b) is soil pH with different depth.

Table 6. The correlation matrix among physicochemical properties of soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. Correlation analysis was performed by Spearman τ method

		Depth	pH	EC	OM	Ava.P	T-N	Exch. Cation	Bulk density	Particle density	Porosity	Sand	Clay+silt
pH	r	0.021											
	p	0.831											
EC	r	0.061	-0.425**										
	p	0.538	0.000										
OM	r	0.109	-0.381**	0.753**									
	p	0.272	0.000	0.000									
Ava.P	r	0.083	-0.483**	0.603**	0.600**								
	p	0.401	0.000	0.000	0.000								
T-N	r	0.009	0.023	0.513**	0.710**	0.258*							
	p	0.931	0.819	0.000	0.000	0.008							
Exch.Cations	r	-0.104	-0.298**	0.588**	0.758**	0.347**	0.511**						
	p	0.294	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000						
Bulk density	r	0.035	0.301**	-0.704**	-0.741**	-0.324**	-0.591**	-0.723**					
	p	0.727	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000					
Particle density	r	0.054	0.246*	-0.428**	-0.426**	-0.264**	-0.284**	-0.425**	0.439**				
	p	0.583	0.012	0.000	0.000	0.007	0.003	0.000	0.000				
Porosity	r	0.039	-0.175	0.608**	0.643**	0.227*	0.542**	0.599**	-0.900**	-0.076			
	p	0.691	0.075	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.442			
Sand(%)	r	0.108	0.362**	-0.702**	-0.786**	-0.401**	-0.580**	-0.780**	0.772**	0.501**	-0.645**		
	p	0.274	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Clay+silt*%)	r	-0.109	-0.362**	0.701**	0.785**	0.401**	0.580**	0.780**	-0.772**	-0.501**	0.645**	-1.000**	
	p	0.271	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Hydraulic coeff.	r	-0.071	0.115	-0.492**	-0.679**	-0.324**	-0.533**	-0.511**	0.557**	0.365**	-0.541**	0.617**	-0.617**
	p	0.474	0.243	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Correlation analysis was performed by Spearman τ method(* : $P < 0.05$, ** : $p < 0.01$).

(2) 점토+미사 함량

시험지역의 퇴적층 시료에 대한 점토+미사 함량 분석결과(Fig. 10), 시료채취 지점에 따라 함량과 심도별 변화정도에 있어서 매우 다양한 특성을 나타냈다. 점토+미사 함량은 지점별 중간값이 27.5~90% 범위였다. 지점별로 점토+미사 함량이 가장 높은 지점은 35~40 m 지점이었고, 가장 낮은 지점은 75 m 지점이었으며, 5 m 지점에서부터 75 m 지점까지 sine curve 형태의 변화양상을 보였다.

시험지역 가장자리인 5~15 m 지점과 70~75 m 지점은 중간값이 27.5~39.5% 범위였으며, 대체적으로 토심별로 변화의 폭이 크지 않았다. 특히, 75 m 지점에서는 점토+미사 함량이 최소값을 나타냈는데, 이는 동쪽사면으로부터 유입수의 유속이 빨라 퇴적층의 유입구에 대부분 모래나 암편 등이 집적되는 반면 점토는 중심부로 이동되었기 때문인 것으로 추정된다. 5 m 지점에서는 사면으로부터 유입수의 유속이 75 m 지점보다 낮아서 점토+미사 함량의 중간값이 39.5%로 75 m 지점에 비해 낮은 것으로 예측되었다. 특징적으로, 5 m에서 15 m 로 갈수록 점토+미사 함량이 낮아지는 경향이였으며, 이는 시험지역에서 토사의 유입지점이 5 m 뿐만 아니라 25 m 지점의 2 지점이 있기 때문인 것으로 생각된다. 즉, 5 m 방향으로 유입된 점토가 10~15 m 지점에서 안정적으로 퇴적되지 못하고, 25 m 지점에 유입지점이 형성되면 완만한 침식작용에 의해 재분산 및 재분포가 일어나 미립자는 유역의 중심부로 재이동 되었기 때문인 것으로 추정된다. 0 m 와 25 m 지점이 침식토사의 유입지점으로 추정한 근거는 육안평가에 의해 퇴적층의 상부가 이 두 지점을 전후하여 상이한 차이를 보여주었기 때문이었다.

시료채취 지점 중 20~25 m 및 55~65 m 지점은 점토+미사 함량에 대한 중간값이 37~76%의 범위로서 다른 지점에 비해 중간정도의 값을 나타냈으며, 토층별 함량의 변화폭도 컸다. 이는 이 구역이 침식토사의 화구호로의 유입 및 퇴적과정에 있어서 전이대의 역할을 하고 있기 때문인 것으로 판단되었다.

시료채취 지점 중 30~50 m 범위에서는 점토+미사 함량의 중간값이 81~90% 범위로 높은 수치를 나타냈으며, 최대값과 최소값의 차이가 21% 정도로서 토심

별 변화폭도 상대적으로 낮았다. 이는 시험지역 중심부에 미립자인 점토+미사가 안정적으로 집적하는 현상을 보여준다. 특히, 40 m 지점에서는 점토+미사 함량의 84~92%로서 변동폭이 가장 작았으며, 이는 점토+미사의 퇴적량이 가장 높음을 나타낸다.

시료채취 지점별로 점토+미사 함량의 수직적, 수평적 분포상태는 0~10 m 지점과 60~75 m 지점 간에는 상이한 변화양상을 보여주었다(Fig. 10, Fig 11). 점토+미사 함량은 5~10 m 지점에서는 심도 70 cm 이후 토층이 깊어짐에 따라 대체로 증가했으나, 60~75 m 지점에서는 심도 60 cm 지점에서 토층이 증가함에 따라 대체로 감소하는 경향이였다. 이는 5~10 m 지점에서 70 cm보다 깊은 토층과 65~70 m 지점에서 60 cm보다 깊은 토층은 퇴적작용이 일어나기 이전에 형성된 층으로 각기 다른 토성을 가지고 있음을 의미한다. Fig. 8의 토양단면에서도 65~70 m 지점에서는 깊은 토층에서 스킨리아가 육안으로 확인된 바와 같이 5 m 지점과는 지질적으로 다른 환경인 것으로 생각되었다. 5 m 지점과 75 m 지점의 토양학적, 지질학적 환경의 차이점은 이들 지점으로 유입되는 침식토사의 퇴적양상에 영향을 미치는 요인이 될 것으로 생각되었다.

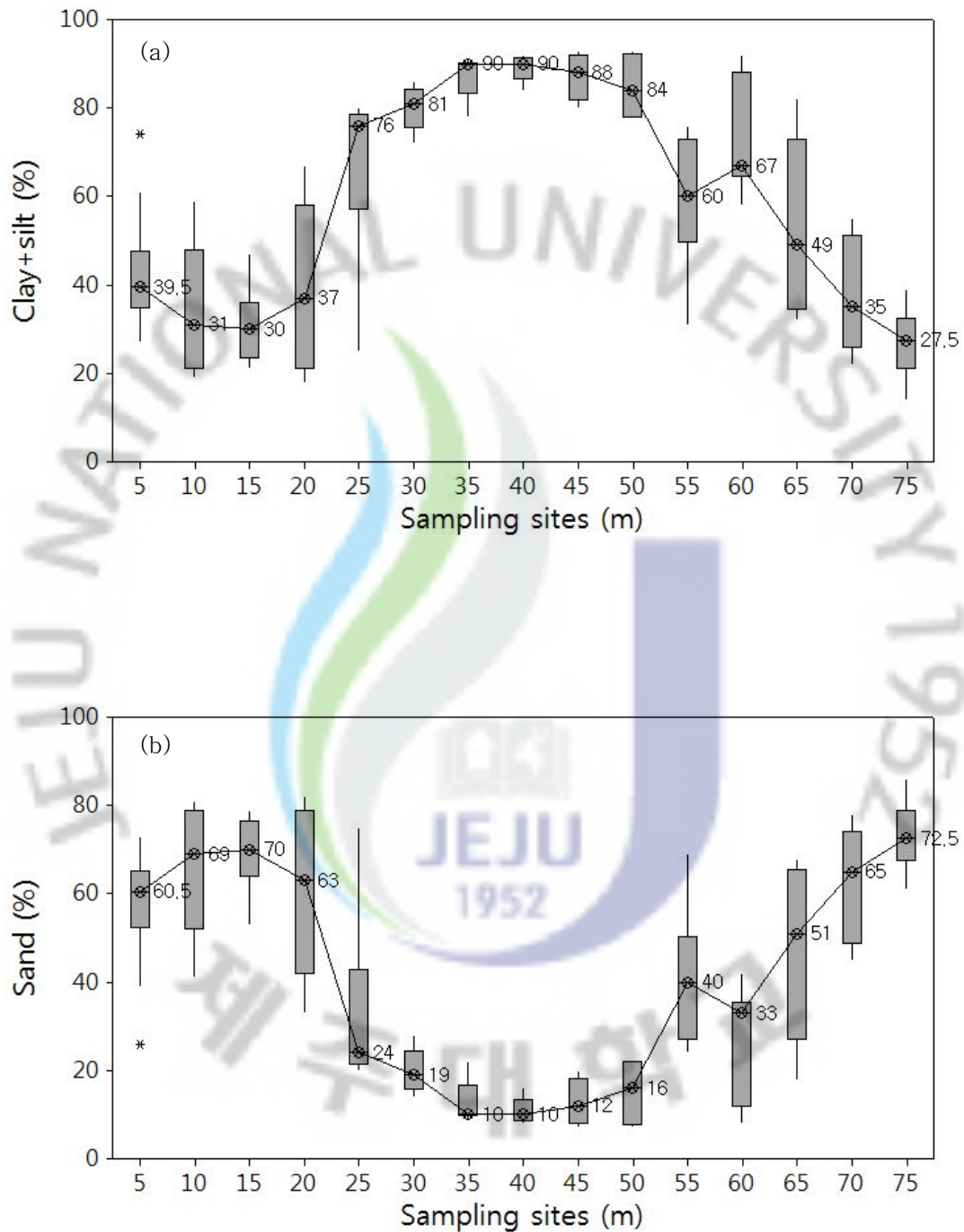


Fig. 10. Content of sum of clay and silt(a) and sand(b) of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam.

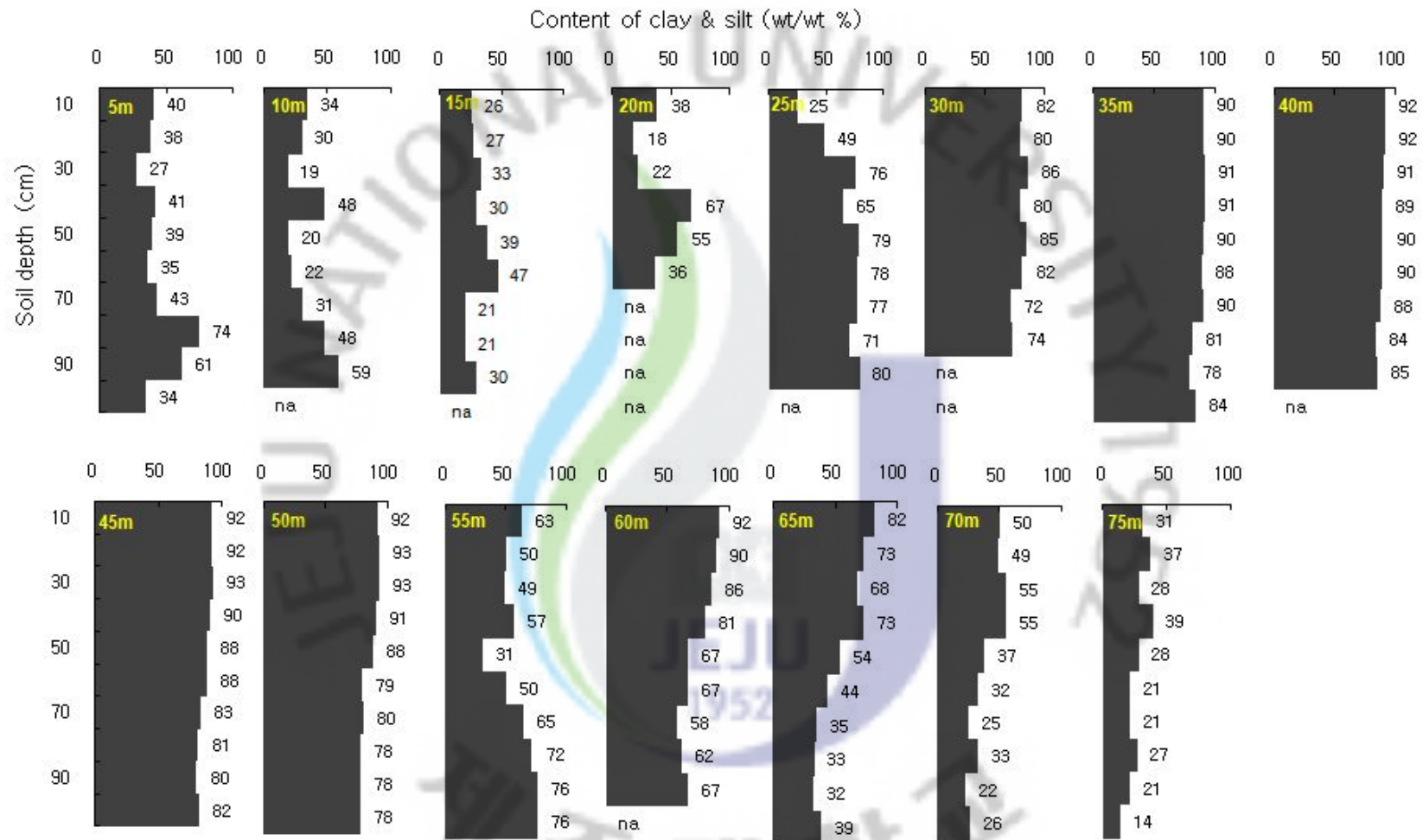


Fig. 11. Vertical variations of sum of clay and silt contents in different sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na represents missing data.

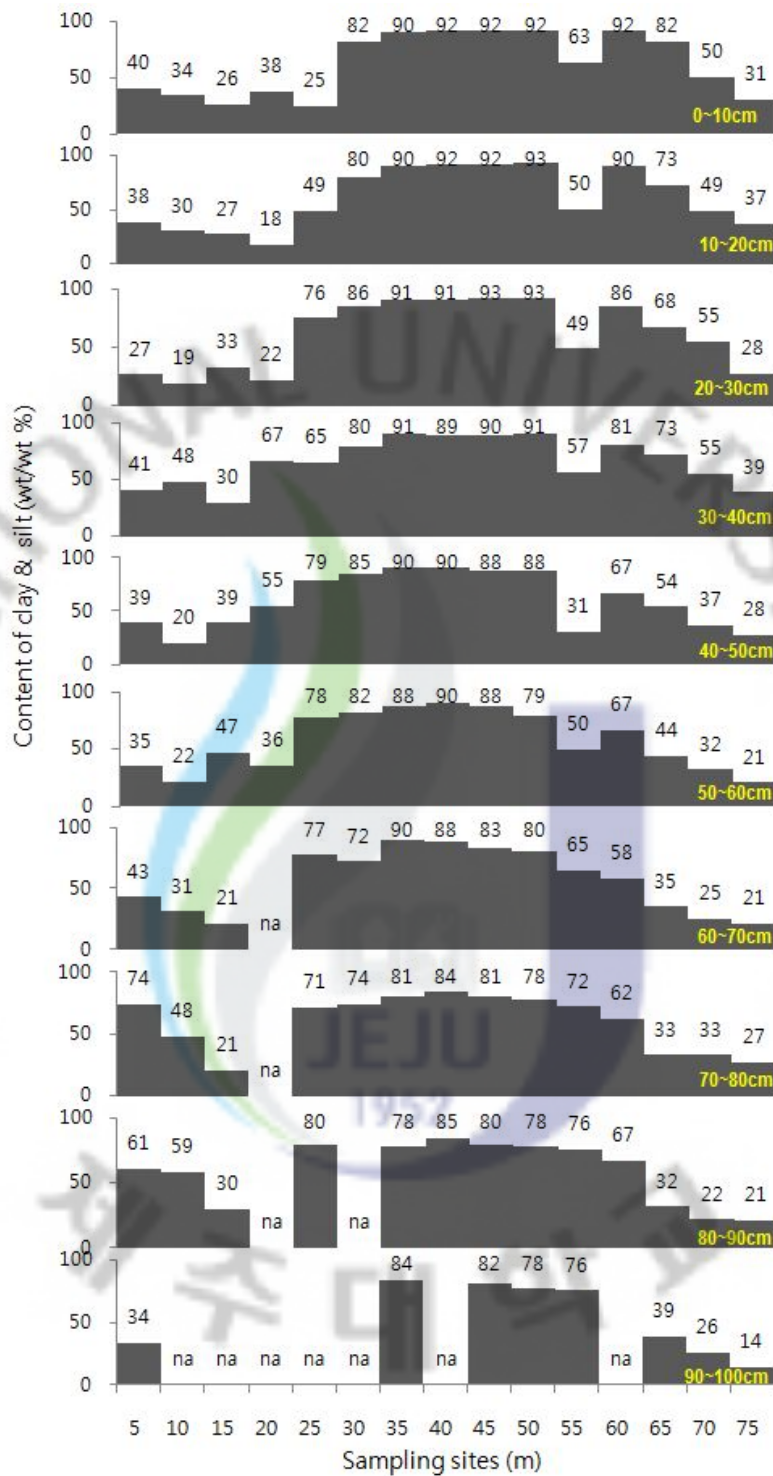


Fig. 12. Horizontal variations of sum of clay and silt contents in different soil depths in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na represents missing data.

(3) 치환성양이온 함량, 전기전도도

Fig. 13에 치환성양이온 함량 및 전기전도도를 나타내었다. 치환성양이온 함량은 5~20 m 지점과 65~75 m 지점에서는 중간값이 $0.25\sim 0.37\text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$ 범위로 낮은 반면, 25~60 m 지점에서는 $0.49\sim 0.64\text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$ 로서 상대적으로 높은 값을 나타냈다. 치환성 Ca 함량은 치환성양이온 중 40% 정도의 비율로 가장 높은 비중을 차지하였다. 지점별 치환성 Ca 함량의 변화양상은 치환성 Mg 및 Na와 더불어 치환성양이온의 전체함량과 유사하였다. 치환성 K 함량은 $0.02\sim 0.2\text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$ 범위로 상대적으로 낮은 수치를 보였으나, 다른 이온과 달리 65~75 m 지점에서 시험지역 중앙부와 유사한 분석치를 보였다.

치환성양이온 함량과 퇴적층 시료의 다른 물리·화학적 특성과의 상관성 분석결과, 유기물 함량, 유효인산 함량, 전질소 함량, 치환성양이온 함량 및 점토+미사 함량, 공극률과 높은 양의 상관성을 보였다(Table 6). 반면, 치환성양이온 함량은 용적밀도, 입자밀도, 모래 함량, 투수계수와 음의 상관관을 보였다. 일반적으로 호수나 범람원 등에서 유출구나 유속이 느려지는 지역에서는 점토가 축적된 퇴적물이 축적된다는 연구결과로 볼 때, 이는 본 연구의 시험지역의 중심부에서 침식토사중 치환성양이온이나 염류를 함유한 점토 등의 미세입자가 집적되어 나타난 현상으로 추정할 수 있었다.

전기전도도는 5~30 m 지점에서는 중간값이 $93\sim 103\text{ }\mu\text{S cm}^{-1}$ 범위로 지점간 차이가 거의 없었으나, 30 m 이후 급격히 증가하여 35~60 m 에서는 $154\sim 184\text{ }\mu\text{S cm}^{-1}$ 로 상대적으로 높은 수치를 나타냈다. 65~75 m 범위에서는 $200\sim 115\text{ }\mu\text{S cm}^{-1}$ 로 다시 낮아져 5~30 m 지점과 같은 경향을 나타냈다. 이러한 결과는 시험지역 가장자리보다는 중심부인 35~60 m 지점에 상대적으로 높은 함량의 염류를 포함한 퇴적물이 집적되어 있음을 의미한다. 전기전도도와 퇴적층의 다른 물리·화학적 특성과의 상관성 분석결과도 치환성양이온의 경우와 유사하였다.

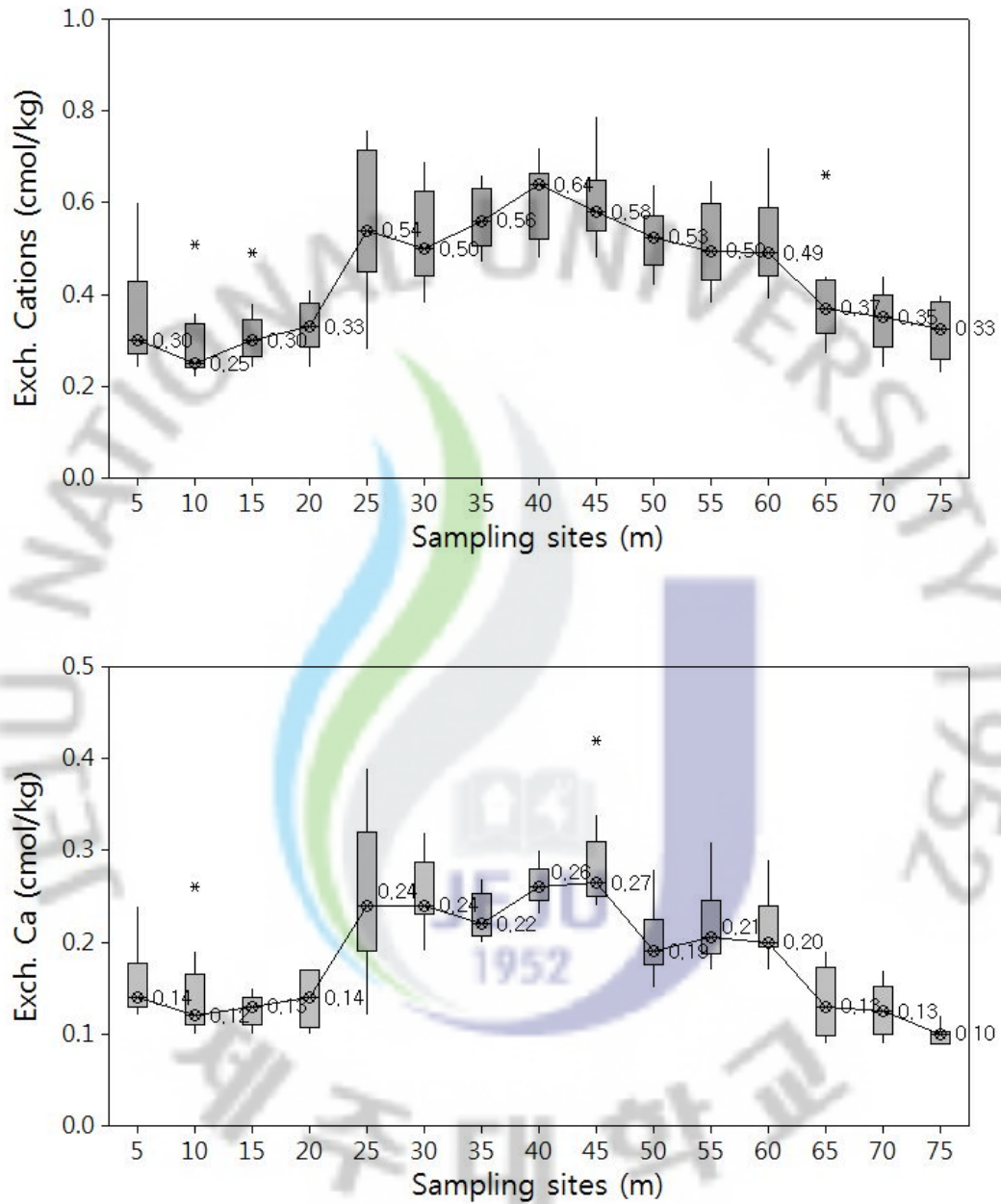


Fig. 13. Electrical coefficient, concentration of exchangeable cations(Ca, Mg, Na, and K) of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam.

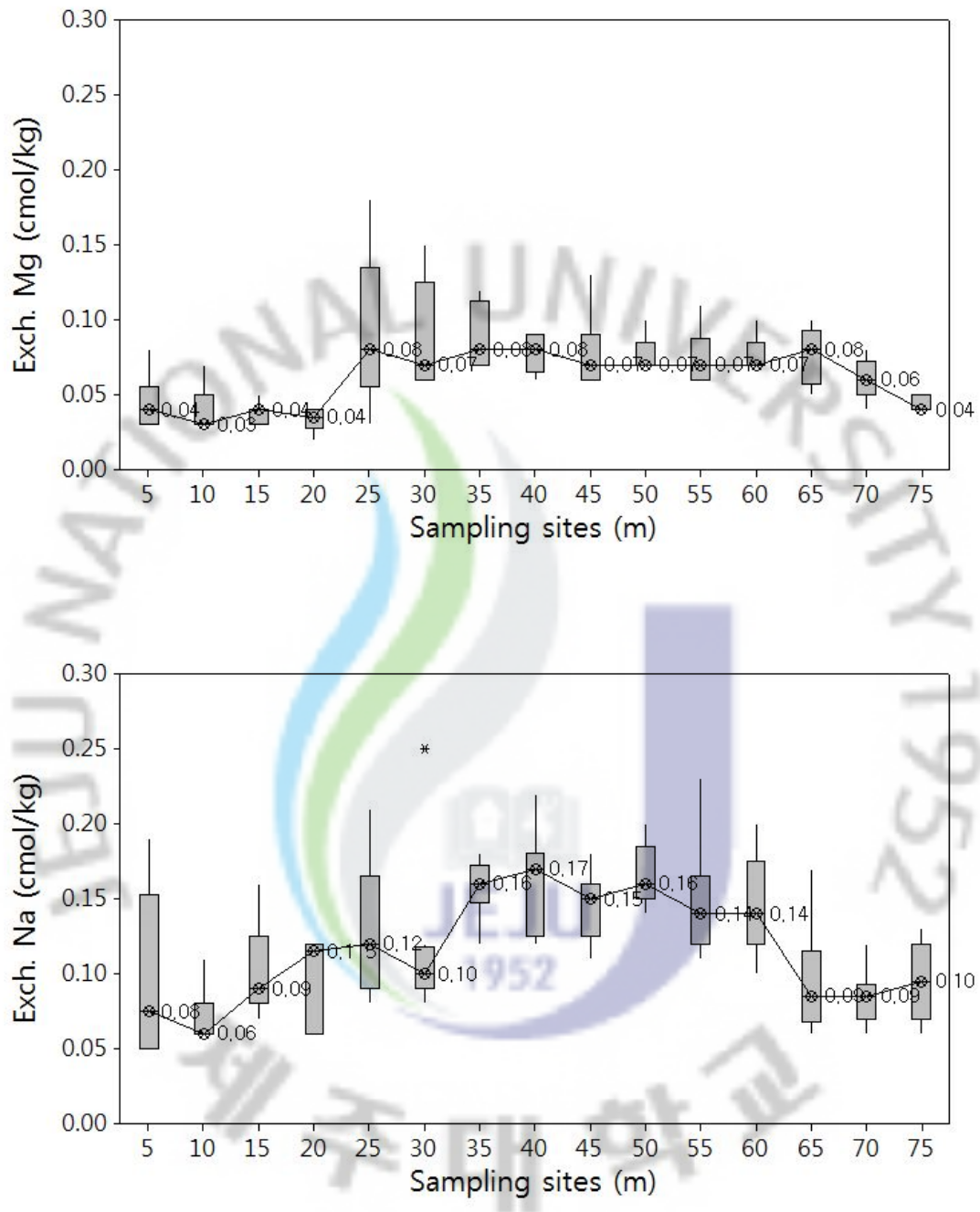


Fig. 13. Continued

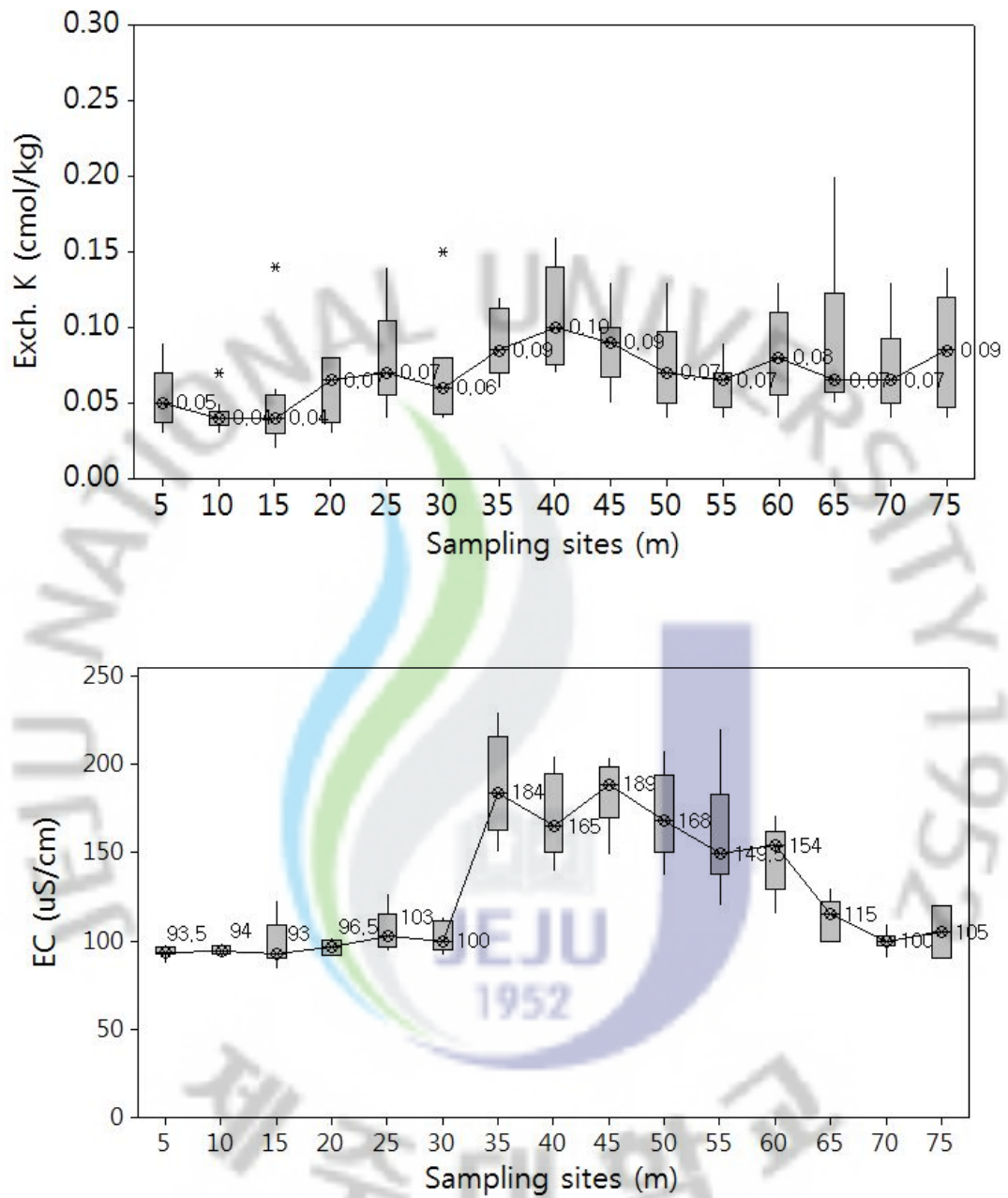


Fig. 13. Continued.

(4) 유기물, 전질소 및 유효인산 함량

시험지역의 유기물 함량은 2.7~7.2% 범위로 지점별 함량의 차이가 비교적 높았다(Fig. 14). 시료채취 지점별로는 10 m 지점에서 2.2%로 가장 낮았고, 40~45 m 지점에서 7.1~7.2%로 가장 높은 값을 나타냈다.

채취지점별로 유기물 함량의 변화양상은 점토+미사 함량의 경우와 유사하였다. 즉, 5 m 지점에서부터 15 m까지 감소하다가 20 m부터 45 m 까지 증가한 후 다시 감소하는 sine curve의 양상을 나타냈다. 유기물 함량의 경우도 점토+미사 함량 변화패턴에 대한 해석과 마찬가지로 5 m 방향에서는 침식토사의 유입지역이 0 m와 25 m 지점에 형성됨으로써 15~20 m 지점의 함량이 낮고 25~30 m 지점에서는 함량의 변이가 큰 것으로 생각된다. 반면, 75 m 지점으로부터는 분석 지점의 중앙부까지 유기물 함량이 순차적으로 증가되었으며, 유입구에 인접한 65~70 m 지점은 토양깊이에 따른 함량의 변이가 큼을 확인할 수 있었다.

유기물 함량이 시험지역의 중심부로 갈수록 함량이 높아지는 것은 유거수에 의해 담수상태가 가장 오래 유지되고 유속 또한 가장 느린 중심부로 비중이 낮은 유기물이 이동되었기 때문인 것으로 생각된다.

전질소 함량은 5 m를 기점으로 15 m 지점까지 0.24%에서 0.10%까지 낮아지다가 다시 증가하여 30 m 지점에서 0.35%로 최고치를 보였다(Fig. 14). 30 m 지점에서 75 m 지점까지는 변화 없이 거의 일정하였다. 이는 유기물 함량의 변화양상과 비교하면 35~60 m 지점에서 정체되어 있는 형태이다. 전질소를 구성하는 무기태 질소나 유기태 질소는 물의 이동과 함께 시험지역의 중심부로 이동함으로써 주변지역에 비해 높을 것으로 예상한 것과는 다른 결과였다. 이는 시험지역의 중심부에서는 담수 고갈이 가장 늦게 이루어지고, 수위고갈 상태에서도 지하에서 환원상태가 가장 오래 유지됨으로써 탈질작용이 행하여졌다고 예측되었다. 실제로 시료채취 기간 중 시험지역의 중심부에서는 퇴적층 표면이 완전히 드러난 상태였으나, 시료채취 과정 중에서 지표면 하부에 포화상태가 유지되고 있음을 확인한 바 있다.

유효인산 함량은 5~20 m 지점에서 13.5~15.8 mg kg⁻¹ 범위로 지점 간 함량의 변화를 보이지 않았다(Fig. 14). 25~30 m 지점에서는 6.3~6.5 mg kg⁻¹로 갑자기 감소하다가 35~55 m 지점에서 18.0~21.3 mg kg⁻¹로 높아진 후 감소하는 특이적 양상을 보였다.

유효인산 함량이 유기물 함량이나 전질소 함량과 달리 25~30 m 지점에서 급격히 감소한 이유는 통상적인 유거수의 유입과정에서 흡착성이 매우 높은 인산이 5~20 m 지점에 다량으로 집적하여 함량이 높아진 반면, 25~30 m 지점까지 도달하지 못하여 함량이 낮은 것으로 생각되었다. 반면, 급격한 강우에 의해 다량의 유거수가 유입되는 경우는 35 m 지점 이후까지 신속하게 운반됨으로써 화구호의 중심부에서 함량이 높은 것으로 추정되었다.



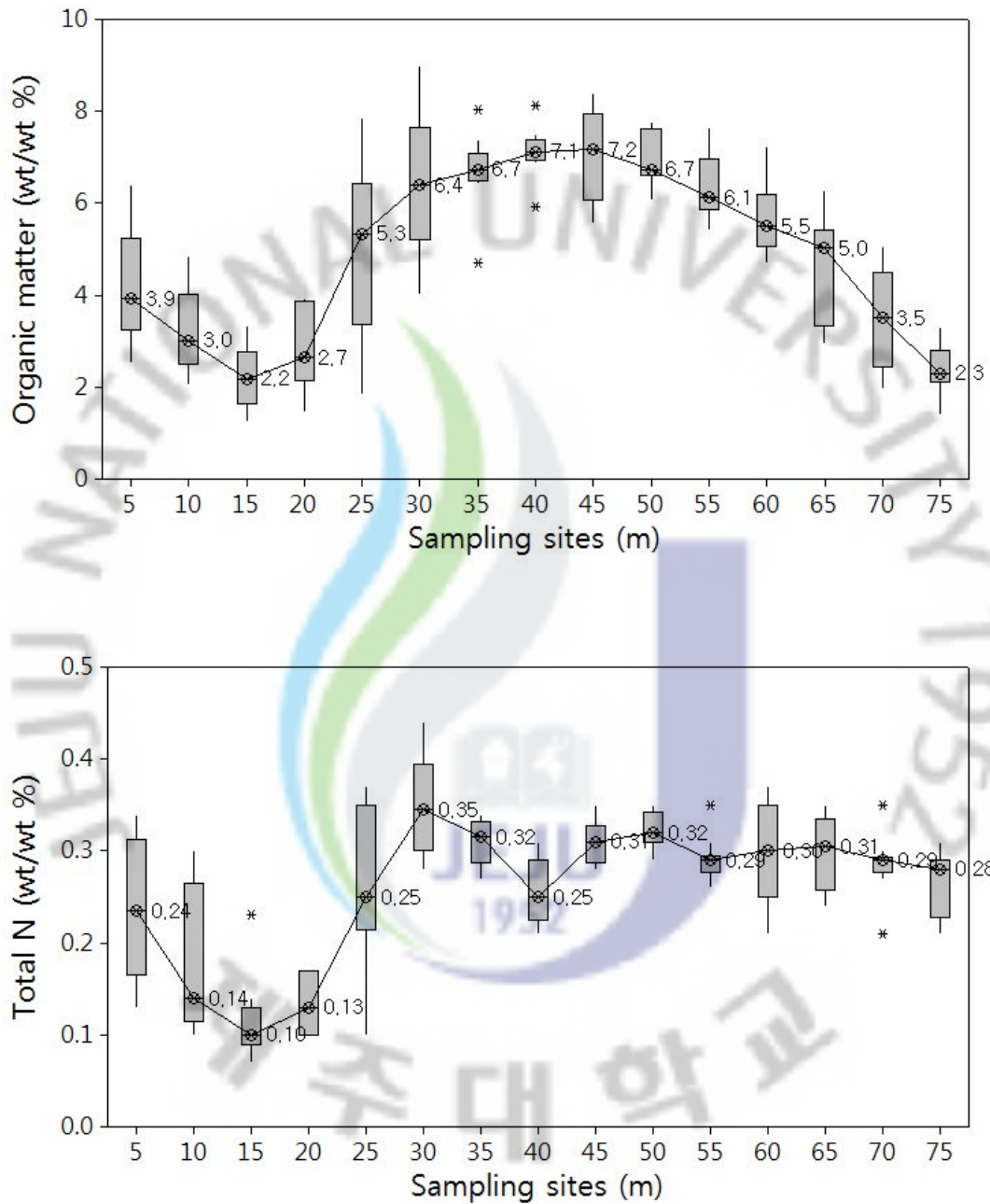


Fig. 14. Content of organic matter, total nitrogen and available phosphorus of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.

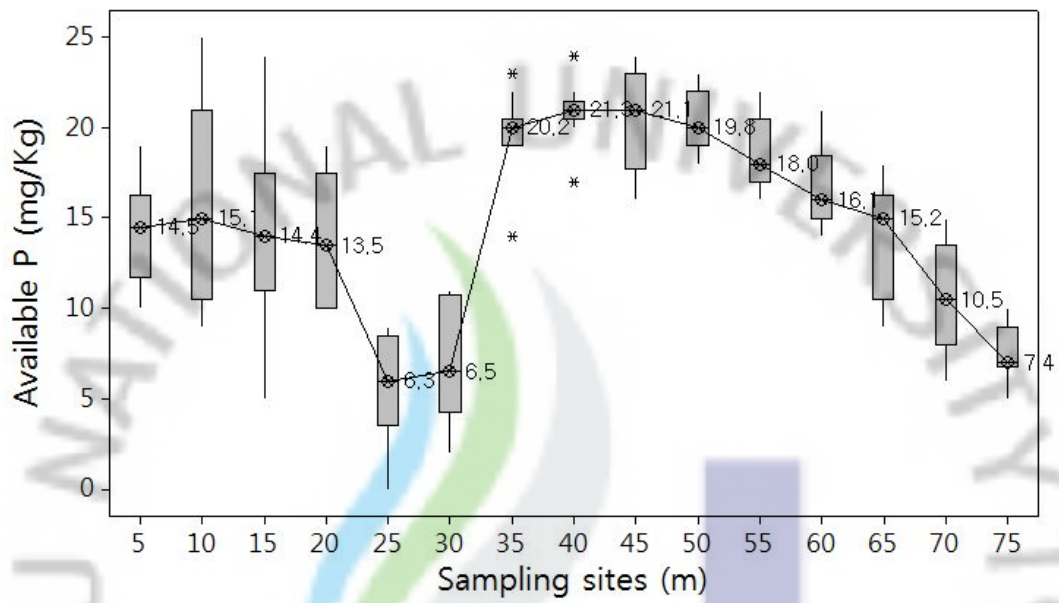


Fig. 14. Continued.

(5) 용적밀도, 입자밀도, 공극률

Fig. 15에 지점별, 깊이별에 따른 용적밀도, 입자밀도, 공극률을 나타내었다.

퇴적층 시료의 용적밀도는 5~20 m 지점에서 $1.23\sim 1.36\text{ g cm}^{-3}$, 65~75 m 지점에서 $0.91\sim 1.04\text{ g cm}^{-3}$, 25~60 m 지점에서 $0.78\sim 0.86\text{ g cm}^{-3}$ 의 순서로 낮아졌다. 이와 같이 중심부에서 용적밀도가 낮아지는 원인은 화산회성 유기물과 경사면의 식물유체 등이 토양과 함께 집적되었기 때문이라고 생각된다.

입자밀도는 시험지역 가장자리인 5~20 m와 70~75 m 지점에서는 각각 $2.25\sim 2.50$, $2.39\sim 2.60\text{ g cm}^{-3}$ 범위로 높았다. 이는 시험지역 가장자리에서 토양으로 완전 풍화되지 않은 비교적 조립질의 표토가 침식되어 퇴적되었기 때문이라고 생각되었다. 반면에 25~65 m 지점에서의 입자밀도는 $2.12\sim 2.32\text{ g cm}^{-3}$ 로 낮았으며, 특히 35~40 m에서 2.12 g cm^{-3} 로 가장 낮았다.

퇴적층 시료의 공극률은 5~15 m 지점에서 50% 이하로 대체적으로 낮았다. 그러나 20 m 지점에서 51.4%로 서서히 높아지면서 25~60 m 지점에서는 60.6~65.9% 범위로 매우 높았다. 65~75 m 지점에서는 60% 이하의 공극률을 나타내어 중심부보다 낮았다. 중심부의 공극률이 높은 이유는 유기물이 많고 점토+미사 함량이 높은 소공극으로 이루어져 있기 때문인 것으로 판단된다.

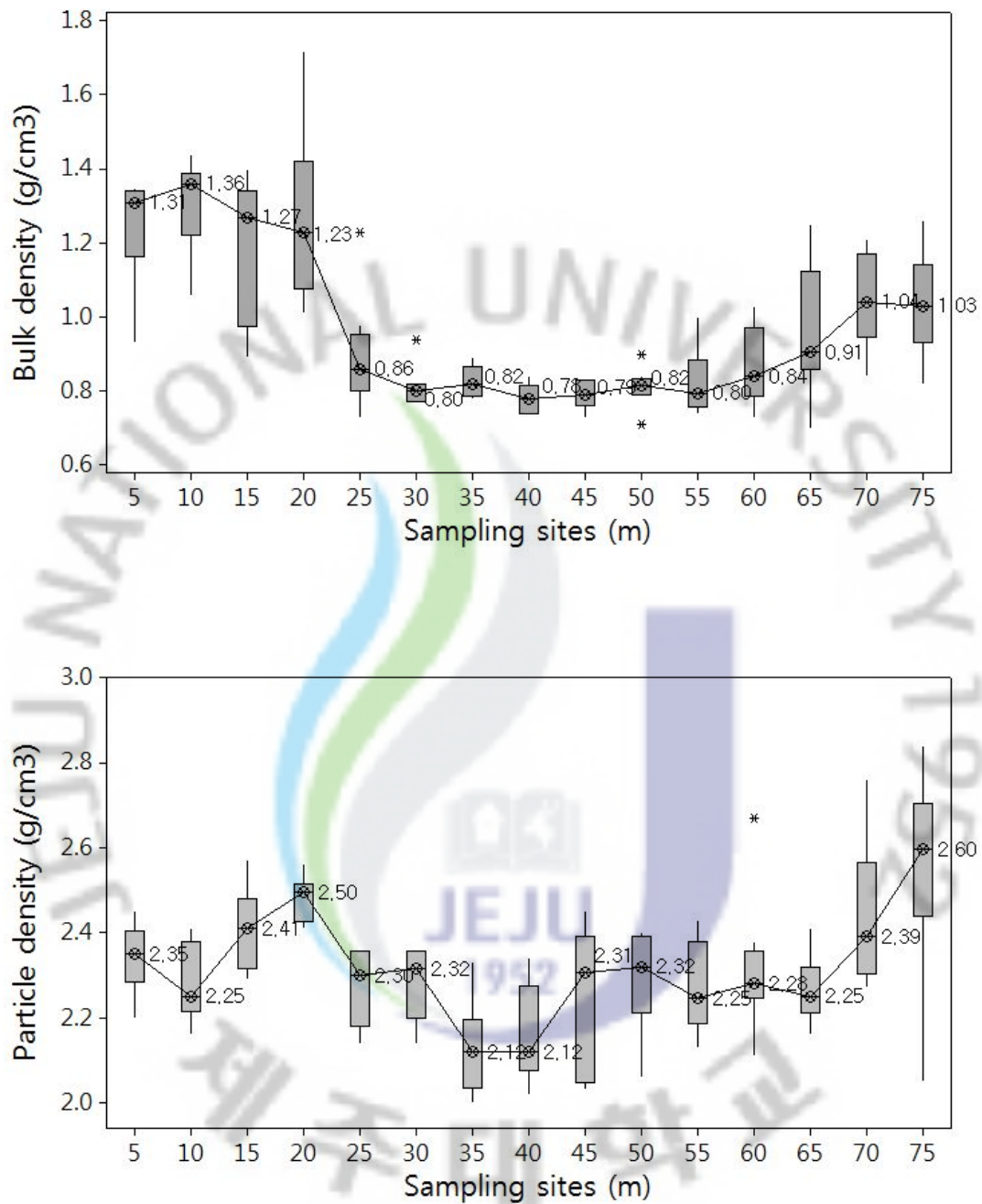


Fig. 15. Bulk density, particle density and porosity of sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.

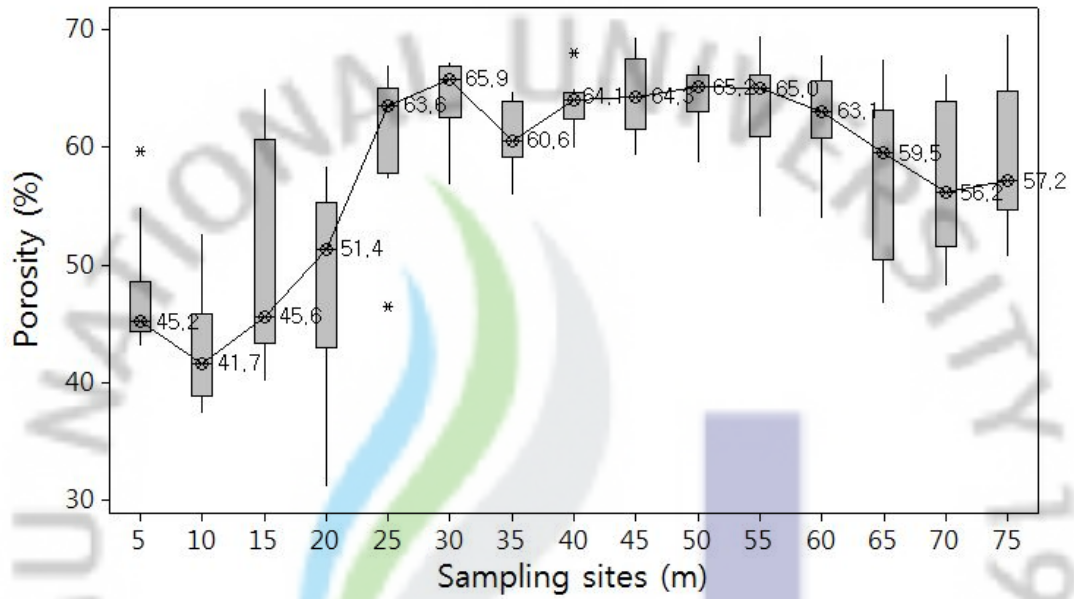


Fig. 15. Continued

(6) 투수계수

투수계수는 백록담의 담수능력을 평가할 수 있는 주요 요인이기 때문에 지점별 중간값, 깊이별 측정값 및 층위별 측정값을 모두 그림으로 표시하여 해석하였다.

투수계수의 지점별 중간값은 3가지 형태를 보였다(Fig. 16). 5 m 지점에서의 투수계수는 415 cm day^{-1} 를 나타내었으며, 점차 증가하여 20 m 지점에서는 4752 cm day^{-1} 로 급격히 증가하였다. 반면에 25 m 지점에서부터 투수계수가 급격히 낮아져 65 m 지점까지 $6.5\sim 31.3 \text{ cm day}^{-1}$ 범위였으며, 70~75 m 지점에서 $416.4\sim 1,207 \text{ cm day}^{-1}$ 범위로 다시 증가하였다. 시험지역의 중심부에서 공극률이 높으면서 투수계수가 낮은 이유는 유기물이 많고 점토+미사 함량이 높은 소공극으로 이루어졌기 때문이다. 시험지역 가장자리는 대공극으로 이루어져 있고, 침식토사가 퇴적되기 이전에도 담수능력은 매우 낮았던 것으로 판단된다.

Fig. 17에 토양깊이에 따른 투수계수를 나타냈으며, 동일 지점에서도 깊이별로 차이가 큰 경향을 보였다. 5~20 m 지점까지는 토양깊이 90 cm 상층부에서 투수속도가 10^3 cm day^{-1} 이상을 나타내었다. 5 m 지점의 70 cm 이하, 15, 20 m 지점의 90 cm 이하에서는 10^2 cm day^{-1} 범위의 빠른 투수속도를 나타내었다. 반면에 45 m 지점의 일부 토양층을 제외한 30~55 m 지점에서는 전체 층위에서 10^0 cm day^{-1} 이하로 논토양과 유사한 투수속도를 보였다. 60 m 지점부터 75 m 지점까지의 투수속도는 중심부에 비해 약간씩 빨라지는 경향을 보였으며, 토심이 깊어질수록 그 현상은 뚜렷하였다. 지점별 투수속도의 특이점은 남서방향 가장자리에서는 토심이 깊을수록 투수속도가 느려졌으나, 북동방향 가장자리에서는 토심이 깊을수록 투수속도가 10^3 cm day^{-1} 로 높아졌는데 이는 육안으로 확인한 토양시료에 스코리아층이 발견된 것과 관련이 있는 것으로 생각된다.

Fig. 18은 투수속도가 10^0 cm day^{-1} 로 비교적 담수능력을 가질 수 있는 층위를 나타낸 것이다. 토심 10 cm에서는 50~65 m 지점, 토심 20~80 cm까지는 몇 개의 시료를 제외하고 전체적으로 10^0 cm day^{-1} 범위를 나타냈으며, 그 이하의 층위에서는 북동방향 가장자리를 제외하고 10^0 cm day^{-1} 이하였다.

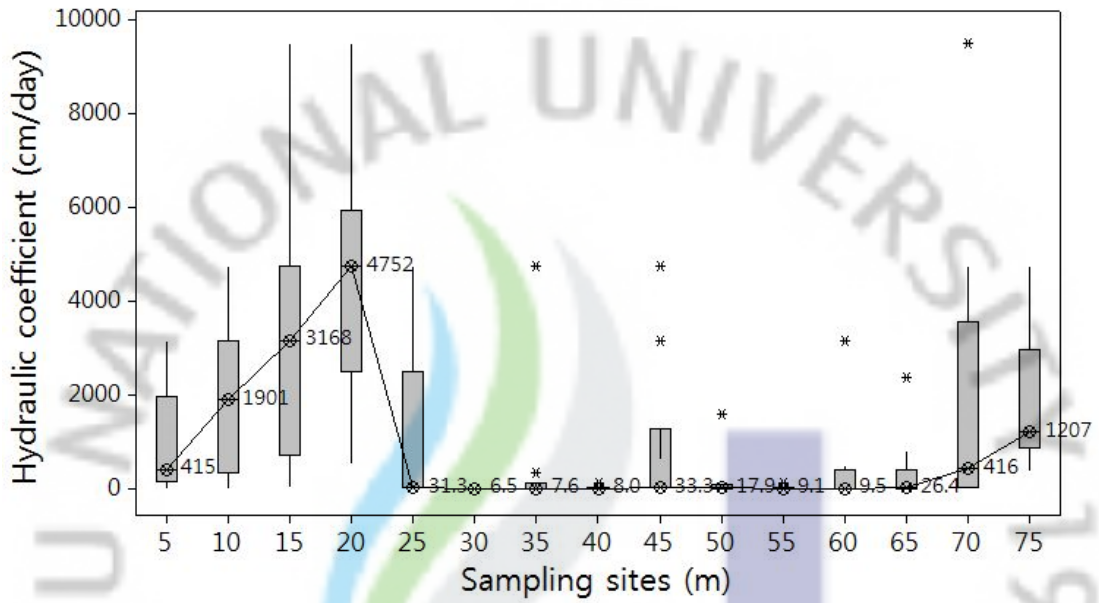


Fig. 16. Box plots showing hydraulic coefficient of soil sediments sampled at the crater lake, Baengnokdam, according to sampling sites and soil depth.

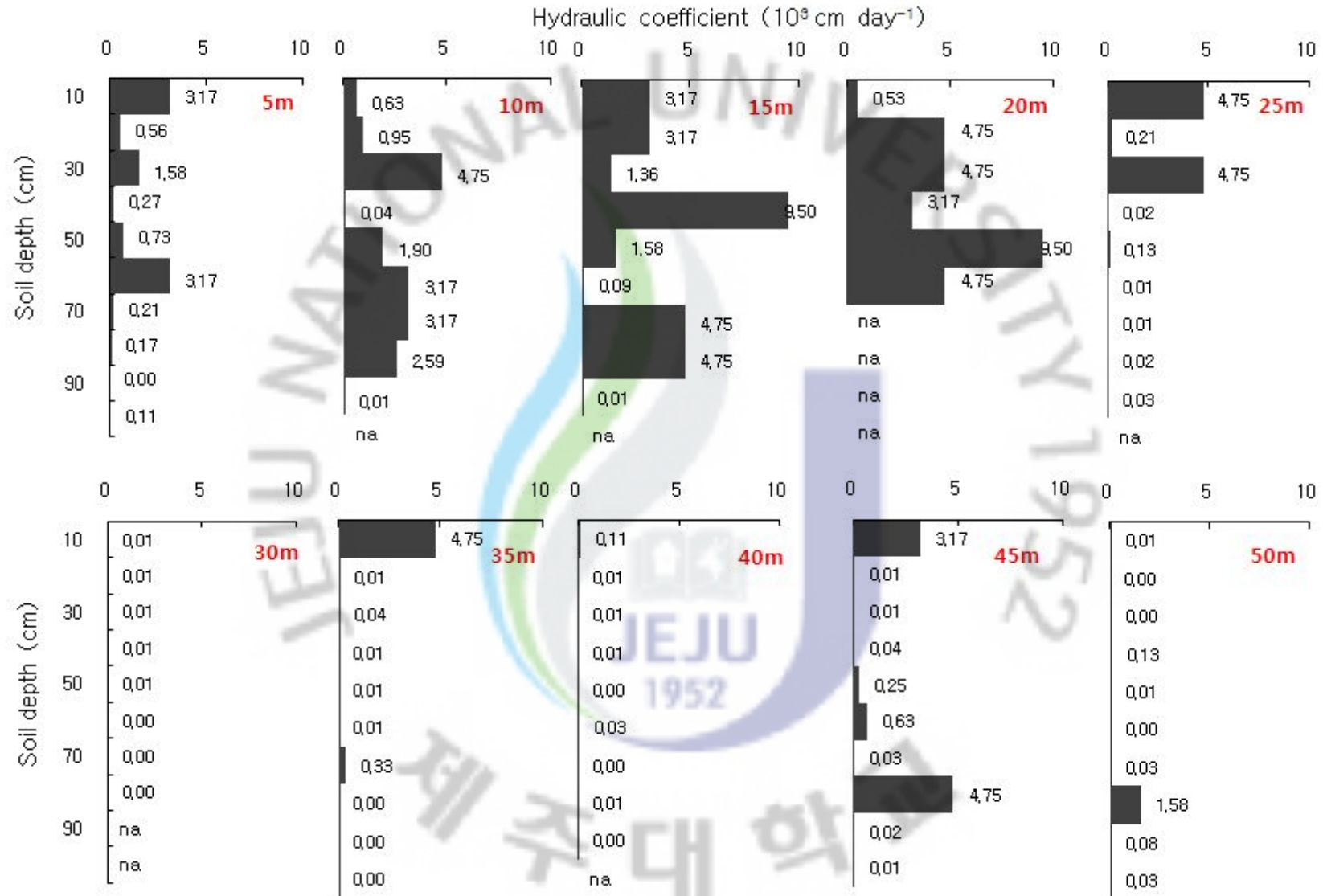


Fig. 17. Vertical variations of hydraulic coefficients by 5 m interval sampling sites at different soil depth in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na represents missing data.

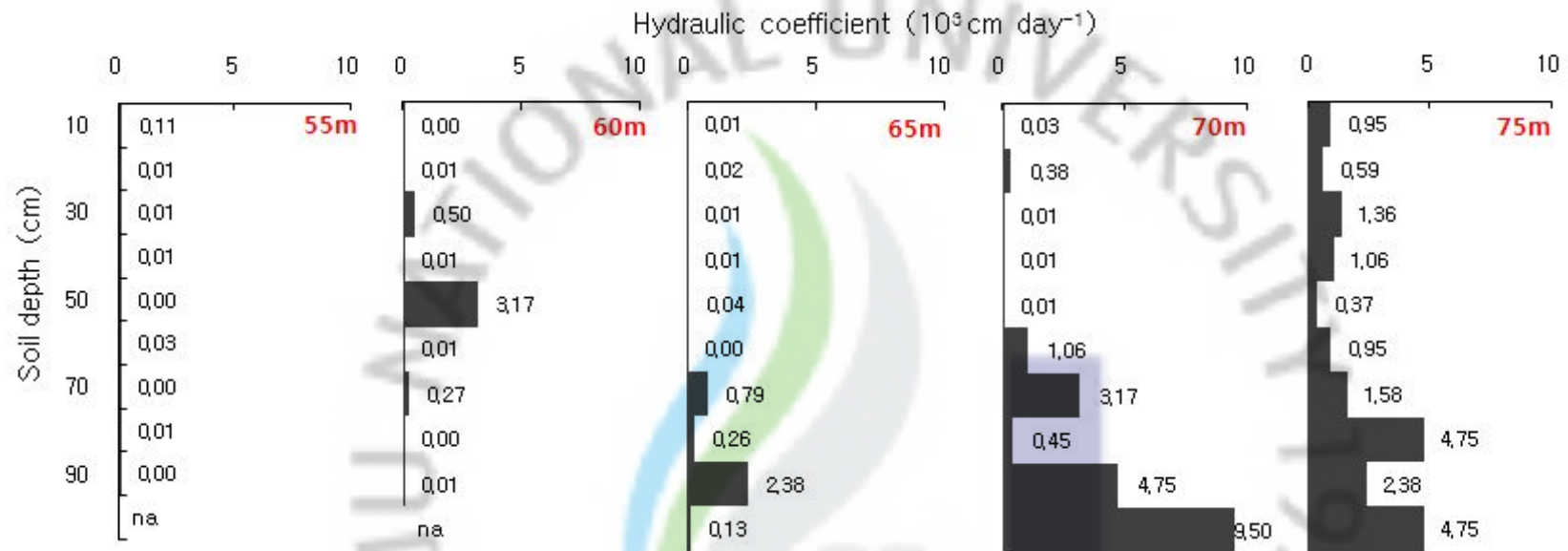


Fig 17. Continued.

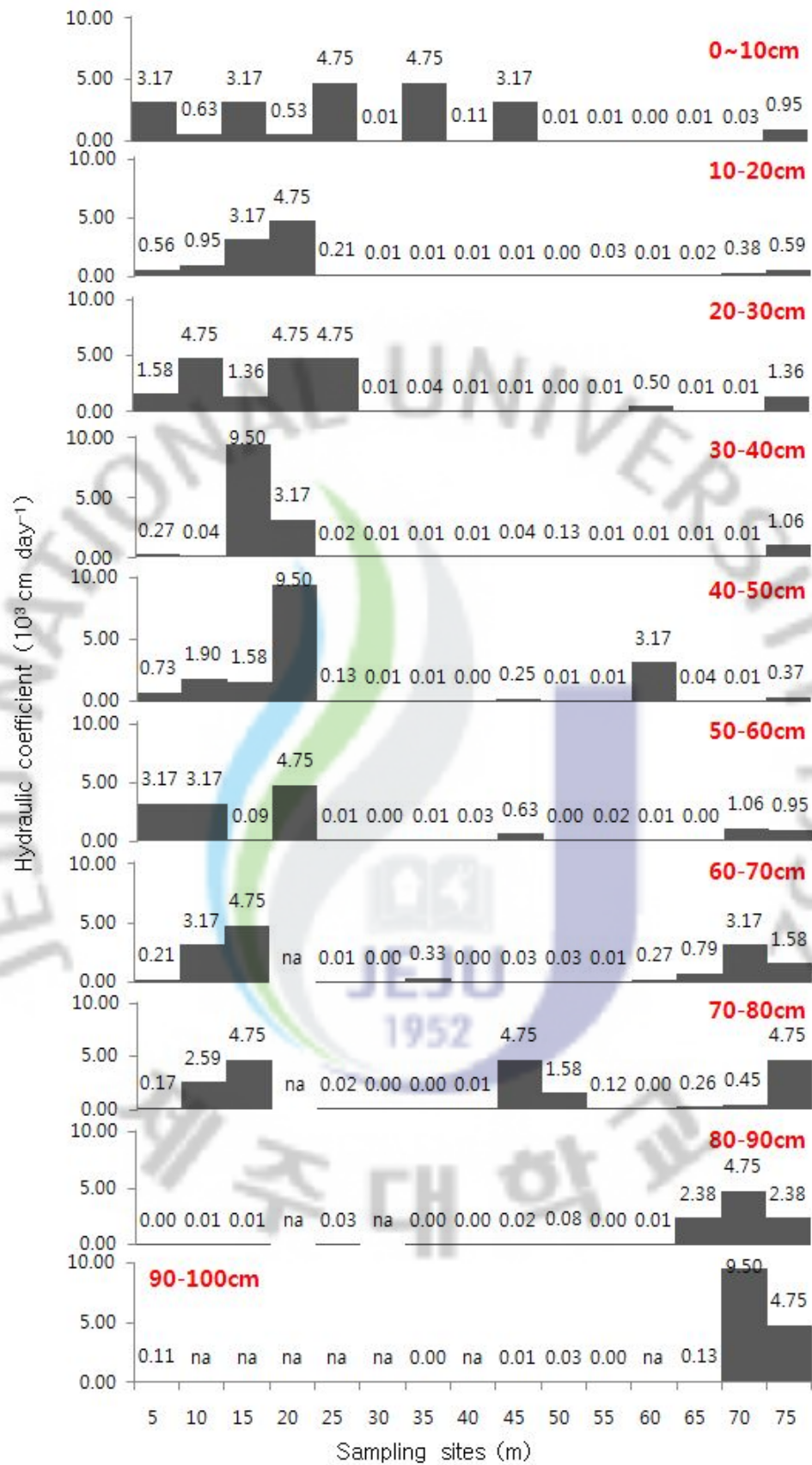


Fig. 18. Horizontal variations of hydraulic coefficients by 10 cm interval of soil depth at different sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na represents missing data.

다. 퇴적층의 화학조성을 이용한 퇴적양상 추정

백록담 화구호 퇴적층의 화학성분 조성을 파악하기 위해 XRF를 이용하여 분석한 결과를 Table 7에 나타냈다. 백록담 퇴적층을 구성하는 주성분은 SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 이며, 전체적으로 70.3~84.4% 범위를 나타냈다. 화학성분 중 SiO_2 , Fe_2O_3 는 각각 39.6~60.7%, 5.5~12.0% 범위였다. SiO_2 함량은 5~25 m 지점에서는 평균 55~58%, 35~75 m 지점에서는 평균 48~50%로 분석되었다. 시료채취 5 m 지점은 백록담의 남서방향, 75 m 지점은 북동방향에 위치하고 있다. 따라서 시료채취 5 m 지점과 75 m 지점에서 SiO_2 함량이 상이하게 다른 특성은 각각의 방향에서 백록담 분화구 정상 및 사면으로부터 유입된 토사의 화학조성과 연관된 것으로 볼 수 있다.

Al_2O_3 평균 함량은 17% 내외로 지점과 깊이에 따라 차이가 없었으나 TiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 및 LOI는 시료채취 지점 및 토심별로 함량의 차이를 보였다. 작열감량(LOI)은 2.5~19.9% 범위로 중심부인 35 m, 45 m 및 55 m 지점에서 비교적 높게 나타났는데, 이는 모세관수 및 유기물 등에 의한 영향으로 생각된다.

지점 및 깊이에 따른 SiO_2 함량 변화를 Fig. 19에 나타내었다. 지점에 따른 SiO_2 함량은 5~25 m 지점에서는 평균 55~58%로 높게 나타난 반면, 35~75 m 지점에서는 평균 48~50%로 낮았다(Fig. 19 (a)). 깊이별 SiO_2 함량은 0~10 cm와 40~50 cm 지점에서는 평균 54~55%, 80~90 cm 지점에서는 평균 47%로 토심이 깊어지면서 낮아지는 경향이였다(Fig. 19 (b)). 입자크기분포에 따른 모래 함량이 남서방향인 5~25 m 지점에서 높은 것으로 보아, 이 지점에서는 높은 SiO_2 함량을 가지는 토사가 유입되어 퇴적되고 있는 것으로 판단하였다. 반면, 55~75 m 지점에서 하층부로 갈수록 SiO_2 함량이 39.6~42.8% 범위로 낮게 나타났는데, 이는 스크리아 및 초염기성 현무암에 의한 영향으로 보인다.

Fe_2O_3 함량은 대체적으로 SiO_2 함량변화 양상과는 상반된 결과를 보여주었다 (Fig. 20). Fe_2O_3 함량은 5 m 지점에서 25 m 지점까지는 평균 6.5%에서 5.9%로 감소하는 경향이였으나, 25 m 지점에서 75 m 지점까지는 9.3%까지 다시 증가하는 양상을

보였다(Fig. 20 (a)). 깊이에 따른 Fe_2O_3 함량은 0~10 cm와 40~50 cm 상층부에서는 평균 6.5% 수준이었으나, 토심 80~90 cm 에서는 8.9%로 크게 증가하였다. 특히, 55~75 m 시료채취 지점 중 하부의 80~90 cm 토층에서 Fe_2O_3 함량은 10~12% 수준으로 가장 높은 수치를 보였다(Fig. 20 (b)).

이 등(2007)은 백록담의 훼손은 백록담을 구성하는 기반암의 훼손과 토양침식의 결과로서 해석하고 있다. 이(2008)도 백록담에서의 풍화는 기계적 풍화가 우세하며, 조면암이 분포하는 남서사면을 중심으로 이루어지고 있다고 보고하였다. 이러한 지질학적 특성에 대한 연구결과로 볼 때, 본 연구의 시험지역 남서방향에 위치한 5 m 지점으로부터 SiO_2 함량이 높은 조면암의 풍화산물에 의한 침식토양이, 북동방향에 위치한 75 m 지점으로부터는 SiO_2 함량이 상대적으로 낮은 침식토양이 유입되고 있는 것으로 판단된다.

Table 7. Chemical compositions of soil sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla.

Sampling sites(m)	Depth (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
		wt, %										
5	0-10	52.3	17.5	7.7	1.10	0.10	1.10	1.90	4.20	3.70	0.30	9.8
5	40-50	58.7	17.3	6.0	0.60	0.10	0.30	1.00	5.30	4.80	0.10	5.9
5	80-90	58.0	17.1	5.9	0.50	0.10	0.30	1.00	5.20	4.80	0.10	6.7
15	0-10	60.7	17.1	6.6	0.60	0.10	0.40	1.30	5.60	4.80	0.10	2.5
15	40-50	59.2	17.2	5.8	0.50	0.10	0.30	1.10	5.40	4.80	0.10	5.2
15	80-90	54.7	17.3	6.0	0.70	0.10	0.50	1.00	4.60	4.40	0.20	10.3
25	0-10	60.6	17.2	5.8	0.50	0.10	0.30	1.20	5.60	4.90	0.10	3.3
25	40-50	55.4	17.3	5.5	0.60	0.10	0.30	0.70	4.80	4.60	0.20	10.3
25	80-90	50.0	17.4	6.5	0.80	0.10	0.70	0.70	3.80	3.90	0.30	15.7
35	0-10	54.3	17.1	5.6	0.60	0.10	0.40	0.60	4.40	4.40	0.20	11.7
35	40-50	52.0	17.3	6.1	0.70	0.10	0.40	0.60	4.10	4.30	0.30	13.6
35	80-90	45.1	17.3	9.4	1.10	0.10	0.70	0.80	3.30	3.30	0.40	18.2
45	0-10	52.5	17.2	5.9	0.70	0.10	0.40	0.60	4.20	4.30	0.30	13.5
45	40-50	51.3	17.3	6.3	0.70	0.10	0.40	0.60	4.10	4.10	0.30	14.2
45	80-90	41.9	18.0	10.5	1.30	0.10	0.60	0.80	3.00	3.00	0.40	19.9
55	0-10	52.7	17.1	6.1	0.70	0.10	0.40	0.60	3.90	4.10	0.30	13.6
55	40-50	51.8	17.5	6.1	0.70	0.10	0.40	0.60	4.10	4.20	0.30	13.7
55	80-90	42.8	18.2	10.1	1.30	0.10	0.60	0.90	3.10	3.10	0.40	18.9
65	0-10	53.9	17.4	6.0	0.80	0.10	0.50	0.80	4.30	4.20	0.20	11.5
65	40-50	50.3	17.6	7.4	1.00	0.10	0.70	1.10	4.00	3.80	0.30	13.1
65	80-90	40.8	19.8	10.8	2.00	0.30	1.60	2.60	3.00	2.20	0.50	15.7
75	0-10	50.8	17.9	8.4	1.30	0.10	1.50	2.30	4.10	3.30	0.30	9.5
75	40-50	54.4	17.8	7.5	1.10	0.10	1.10	2.00	4.40	3.70	0.20	7.5
75	80-90	39.6	19.2	12.0	2.30	0.20	2.70	3.60	2.80	1.60	0.50	15.2

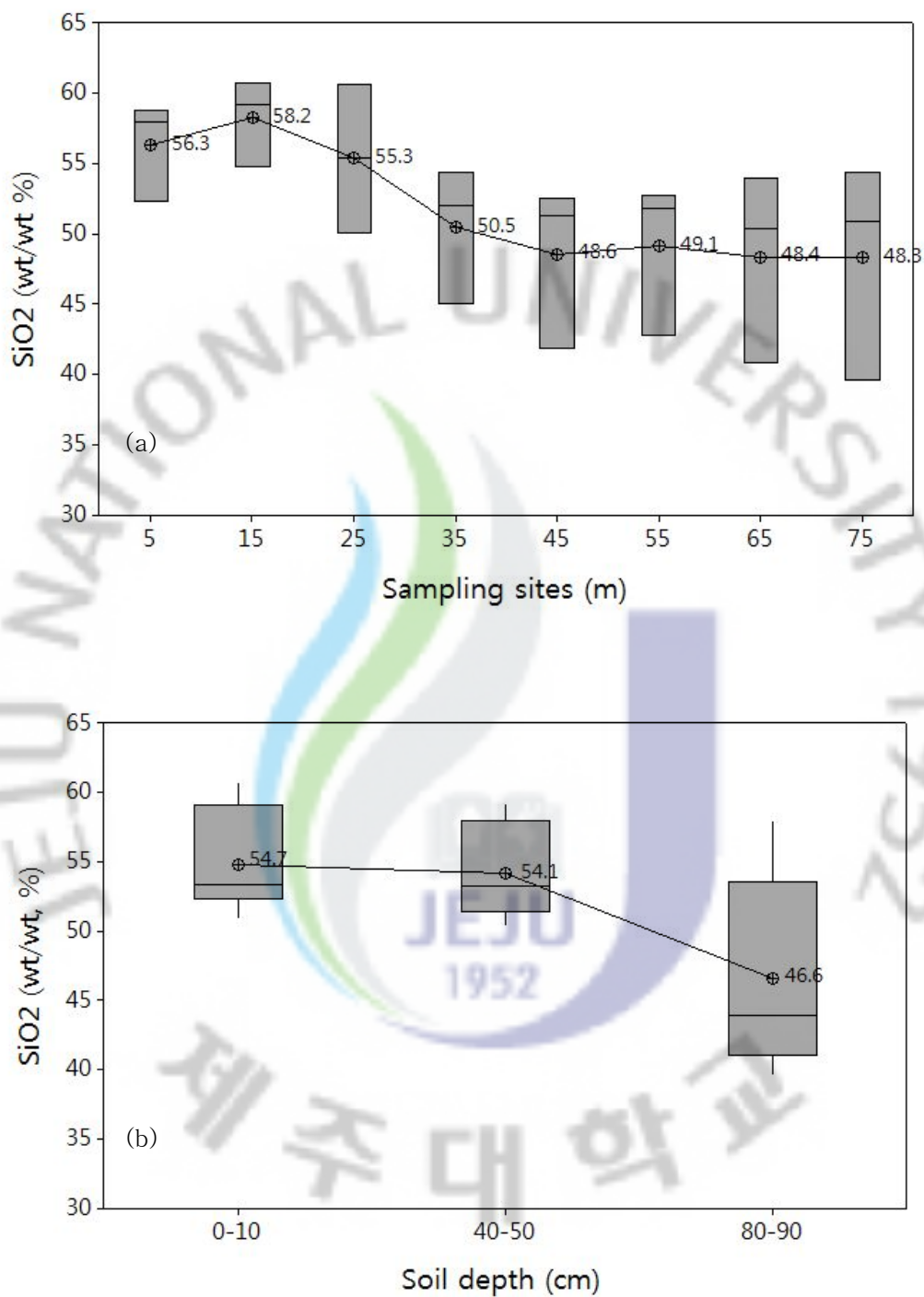


Fig. 19. Variations of SiO₂ content of soil sediments according to sampling sites(a) and soil depth(b) in the crater lake, Baengnokdam, Mt. Halla. Figures in boxes represent median values.

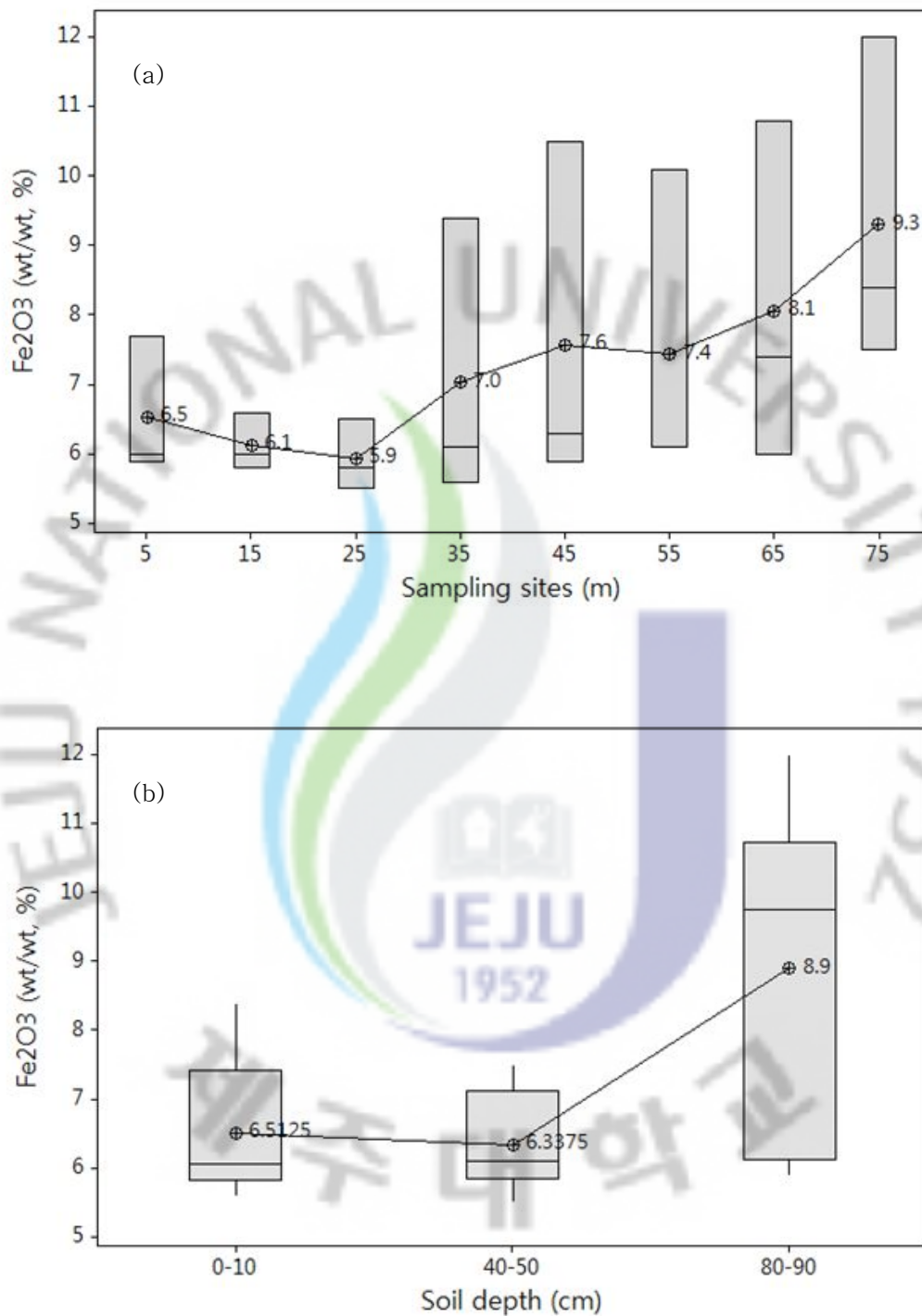


Fig. 20. Variations of Fe₂O₃ content of soil sediments according to sampling sites(a) and soil depth(b) in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. Figures in boxes represent mean values.

3. ^{137}Cs 을 이용한 백록담 화구호의 토양 퇴적 특성 해석

가. 백록담 화구호 토양 퇴적층 중 ^{137}Cs 의 공간적 분포 특성

백록담 화구호는 좁은 면적임에도 불구하고 시험지역의 15 m 간격 내에서 지점별, 깊이별로 다양한 ^{137}Cs 농도의 분포양상을 보였다(Table 8). 퇴적층 중 ^{137}Cs 은 시험지역의 가장자리에서 중앙부로 갈수록 높은 농도로 분석되어 ^{137}Cs 의 퇴적은 시험지역의 중심부에서 주로 일어났음을 확인할 수 있었다.

채취지점에 따른 ^{137}Cs 농도는 19.7~213.9 Bq kg⁻¹ 범위였다. ^{137}Cs 농도가 가장 높은 퇴적층은 35 m와 50 m 지점이었으며 각각 214 및 194 Bq kg⁻¹ 이었다. ^{137}Cs 농도가 낮은 퇴적층은 5~20 m로 19.7~55.0 Bq kg⁻¹ 이었다. 채취지점별 퇴적층 중 ^{137}Cs 의 최대농도와 최소농도는 약 10.9배 이상으로 큰 차이를 보였다.

퇴적층 중 ^{137}Cs 의 농도가 가장 높은 토층은 분석지점 5 m, 10~25 m, 30~60 m, 65~75 m 지점에 대해서 각각 60~70 cm, 30~60 cm, 20~40 cm, 10~20 cm 범위로 나타났다. 이는 ^{137}Cs 의 농도가 최대값을 보이는 1963년도 퇴적층이 5 m에서 75 m 방향으로 아래로 기울어져 있음을 의미한다.

^{137}Cs 농도가 검출한계 이상으로 분석되는 토심은 표층으로부터 90 cm까지였다. 이는 백록담 화구호 시험지역의 퇴적층 중 토심 약 90 cm 이하는 1950년대 중반이전에 형성되었음을 나타내고 있다. 그러나 채취지점별로 ^{137}Cs 농도가 검출한계 이상으로 분석되는 토심은 40~90 cm 범위 내에서 많은 차이를 보였다. 퇴적층에서 ^{137}Cs 농도가 검출한계 이상인 토층은 5~25 m, 30~60 m, 65~75 m 지점에서 각각 60~90 cm, 50~70 cm, 30~40 cm 상부로 분석되었다. 이는 5 m에서 75 m 지점으로 갈수록 의미 있는 수치를 보이는 ^{137}Cs 가 포함된 퇴적층의 토심이 감소되고 있음을 보여주고 있다. 이는 시험지역에서 방사능 낙진에 의해 ^{137}Cs 가 포함된 퇴적층의 심도가 시료채취 지점에 따라 약 50 cm 정도 차이가 있음을 나타낸다.

상기의 결과로 볼 때, 백록담 화구호는 매우 좁은 면적의 호수로서 채취지점과 채취 심도별로 ^{137}Cs 농도가 상이한 특성을 나타내며(Fig. 21), 다양한 퇴적환경이 형성되고 있는 것으로 추정된다.



Table 8. Analytical data of ^{137}Cs activity concentration in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na and ND represent missing data and detection limit, respectively.

Soil depth (cm)	^{137}Cs activity at the sampling sites (Bq kg^{-1})														
	5 m	10 m	15 m	20 m	25 m	30 m	35 m	40 m	45 m	50 m	55 m	60 m	65 m	70 m	75 m
0~10	4.6	3.2	0.5	4.9	0.2	27.8	20.6	22.1	25.7	48.2	21.2	20.4	27.0	36.5	39.7
10~20	1.9	5.1	6.7	4.5	7.1	46.1	29.7	43.5	48.4	24.5	54.0	41.1	75.9	113.8	55.0
20~30	5.0	1.7	6.2	6.5	25.2	112.1	59.7	96.0	125.6	101.5	78.1	109.6	12.1	3.1	40.6
30~40	13.4	19.7	8.2	35.9	55.9	119.2	213.9	99.4	63.5	157.2	194.2	37.0	3.0	1.2	2.7
40~50	30.9	19.0	25.6	71.4	135.5	29.6	49.2	17.0	1.5	33.9	22.4	10.3	0.1	ND	ND
50~60	28.8	6.3	31.0	12.7	94.4	1.4	5.0	ND	0.3	3.9	2.0	3.7	1.0	ND	ND
60~70	31.2	ND	8.2	na	10.9	ND	1.0	ND	1.8	0.9	2.0	0.6	ND	ND	ND
70~80	ND	ND	4.0	na	1.6	ND	0.3	ND	ND	ND	0.6	ND	1.0	ND	ND
80~90	ND	ND	2.9	na	ND	na	ND	1.0	0.6	ND	0.4	ND	ND	ND	ND
90~100	ND	na	na	na	na	na	ND	na	ND	1.4	ND	na	0.5	2.2	ND
Maximum activity	31.2	19.7	31.0	71.4	135.5	119.2	213.9	96.0	125.6	157.2	194.2	109.6	75.9	113.8	55.0
Depth of maximum activity (cm)	60~70	30~40	50~60	40~50	40~50	30~40	30~40	30~40	20~30	30~40	30~40	20~30	10~20	10~20	10~20

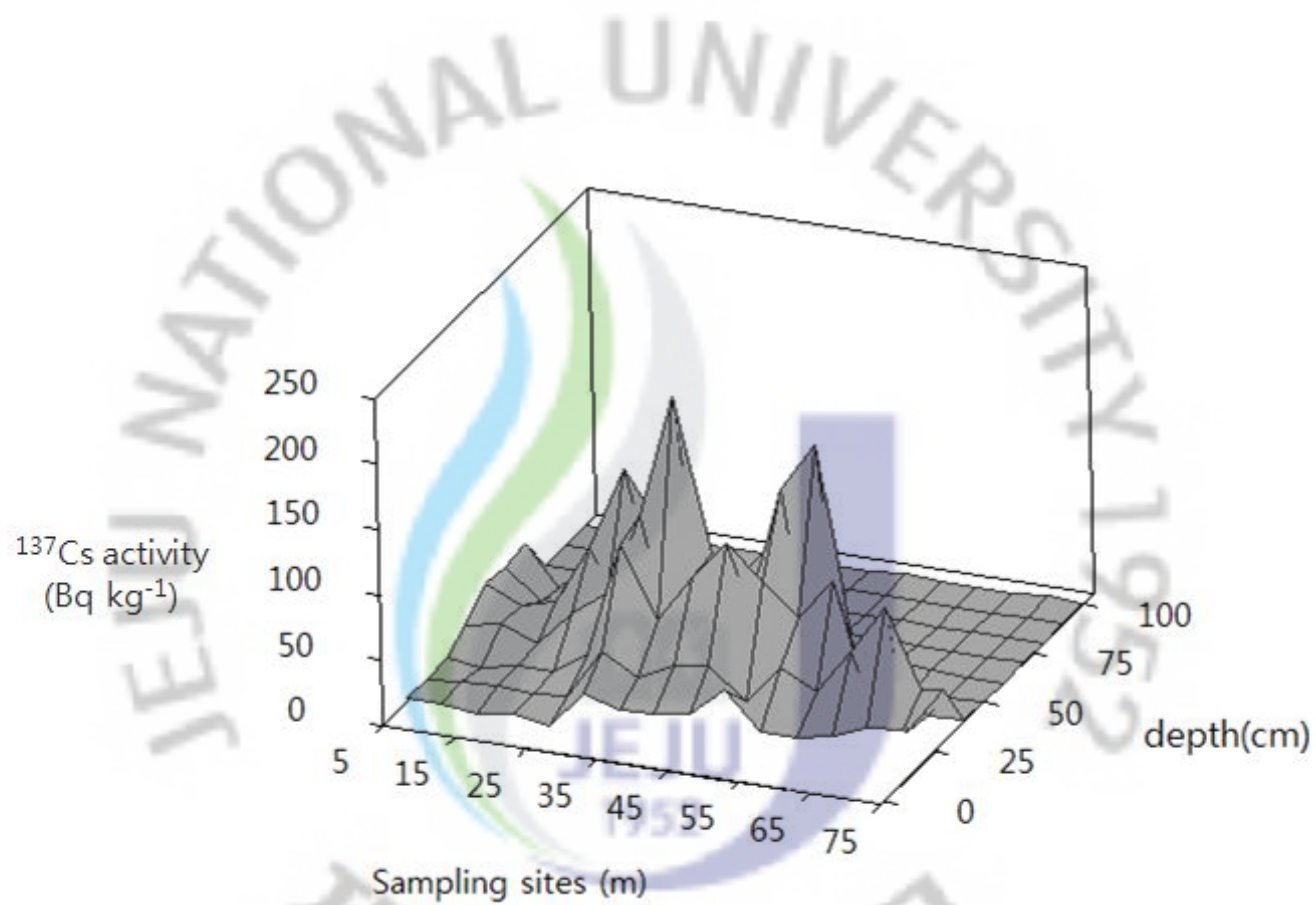


Fig. 21. Three dimensional distribution of ^{137}Cs activity concentration in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

시료채취 지점 5~25 m 범위에서 0~10 cm 표층에서는 ^{137}Cs 가 거의 검출되지 않았다(Fig. 22). 30~65 m 지점에서는 0~10 cm 표층에서 $20\sim 26 \text{ Bq kg}^{-1}$ 수준으로 검출되었으며, 예외적으로 50 m 지점의 0~10 cm 표층에서는 48 Bq kg^{-1} 수준으로 비교적 높게 검출되었다. 70~75 m 지점의 0~10 cm 표층에서는 약 $36\sim 40 \text{ Bq kg}^{-1}$ 이 다른 지점의 표층에 비해 상대적으로 높은 농도로 검출되었다. 퇴적층의 표층에서 ^{137}Cs 농도가 낮은 이유는 백록담 정상 및 경사면으로부터 토사가 장기간 유실되어 최근에는 ^{137}Cs 가 검출되지 않는 토사가 유실되어 퇴적되고 있음을 보여준다. 특히, 시료채취 5~25 m 지점의 표층에서 ^{137}Cs 가 거의 검출되지 않은 이유는 서북사면의 토사가 장기간 침식되어 퇴적되어 최근에는 ^{137}Cs 에 노출되지 않은 심토의 토사층이 유출되고 있기 때문인 것으로 추정할 수 있다. 또한, 75 m 지점에서는 침식이 상대적으로 덜 진행된 북동방향에서 ^{137}Cs 에 오염되어 있는 표층이 지속적으로 침식되어 화구호로 유입되고 있는 것으로 해석되었다. 이러한 결과로부터, 백록담 사면으로부터 유입된 토사는 5 m 지점으로부터는 퇴적속도가 상대적으로 빠르며 ^{137}Cs 를 함유한 침식토사가 대부분 퇴적되어 ^{137}Cs 가 검출되지 않은 침식토사의 유입이 이루어지고 있고, 75 m 지점으로부터는 5 m 지점에 비해 상대적으로 유입 침식토사의 퇴적속도가 느리며, 시험시점까지도 지속적으로 ^{137}Cs 를 함유한 퇴적물이 운반되고 있는 것으로 생각된다.

Fig. 23에 시료채취 지점별 ^{137}Cs 농도의 수직적 변화 양상을 나타내었다. 시료채취 5 m 지점 중 ^{137}Cs 농도는 40~70 cm 퇴적층에서 가장 높게 분석되었는데, $28.8\sim 31.2 \text{ Bq kg}^{-1}$ 범위에서 거의 균일한 값을 나타냈다. 이러한 양상은 Illus and Saxen(2005)와 Perrin et al.(2006)의 연구 결과에서 제시한 바와 같이, ^{137}Cs 를 함유한 퇴적물이 수직방향으로 넓은 범위에 분포하는 혼합형 퇴적양상(mixing type of sedimentation)으로 해석할 수 있다. 시료채취 75 m 지점에서도 5 m 지점과 유사하게 ^{137}Cs 최대농도는 상대적으로 낮음에도 불구하고 수직적으로 혼합된 형태를 보였다. 이는 5 m와 75 m 지점이 퇴적토사의 최초 유입구로서 퇴적환경이 유사하고, 그로 인한 퇴적층의 물리·화학적 특성이 반영된 결

과로 보여 진다. 시험지역의 중심부에서는 ^{137}Cs 농도가 최대 피크를 중심으로 감소되고 있으며, 이는 퇴적활동이 왕성한 호수에서 나타나는 전형적인 종 모양의 축적형 퇴적형태(accumulation type of sedimentation)를 보인다고 판단된다.(Perrin et al., 2006; Ilus and Saxen, 2005).

여러 연구자들에 의해 호수 및 강의 범람원에 형성된 ^{137}Cs 를 함유하는 퇴적층의 연구결과와 비교할 때(He et al., 1996; Xiang et al., 2002; Ilus and Saxen, 2005; Alonso-Hernandez et al., 2006; Perrin et al., 2006; Stark et al., 2006), 백록담 화구호의 퇴적층은 비교적 두껍게 형성된 것으로 판단된다. Ilus and Saxen(2005)은 퇴적층이 견고하게 패킹되고 투수성이 낮은 경우에 퇴적속도가 높다고 보고하였다. 백록담 화구호의 경우는 전형적인 호수와는 달리 퇴적층의 패킹정도가 낮아 ^{137}Cs 의 수직이동이 일어남으로써 ^{137}Cs 가 검출되는 퇴적층의 두께가 큰 것으로 보여 진다. 시험지역에서 ^{137}Cs 의 넓은 수직적 분포는 백록담 정상부근으로부터 담수지역 내부로의 급격한 강우유입과 그로 인한 와류형성, 담수와 건조 상태를 반복하는 동안의 입자패킹 상태 변화, 높은 투수성 퇴적층에서의 입자 및 분자확산, 유입퇴적물의 밀도차 등으로 설명될 수 있을 것으로 생각된다.

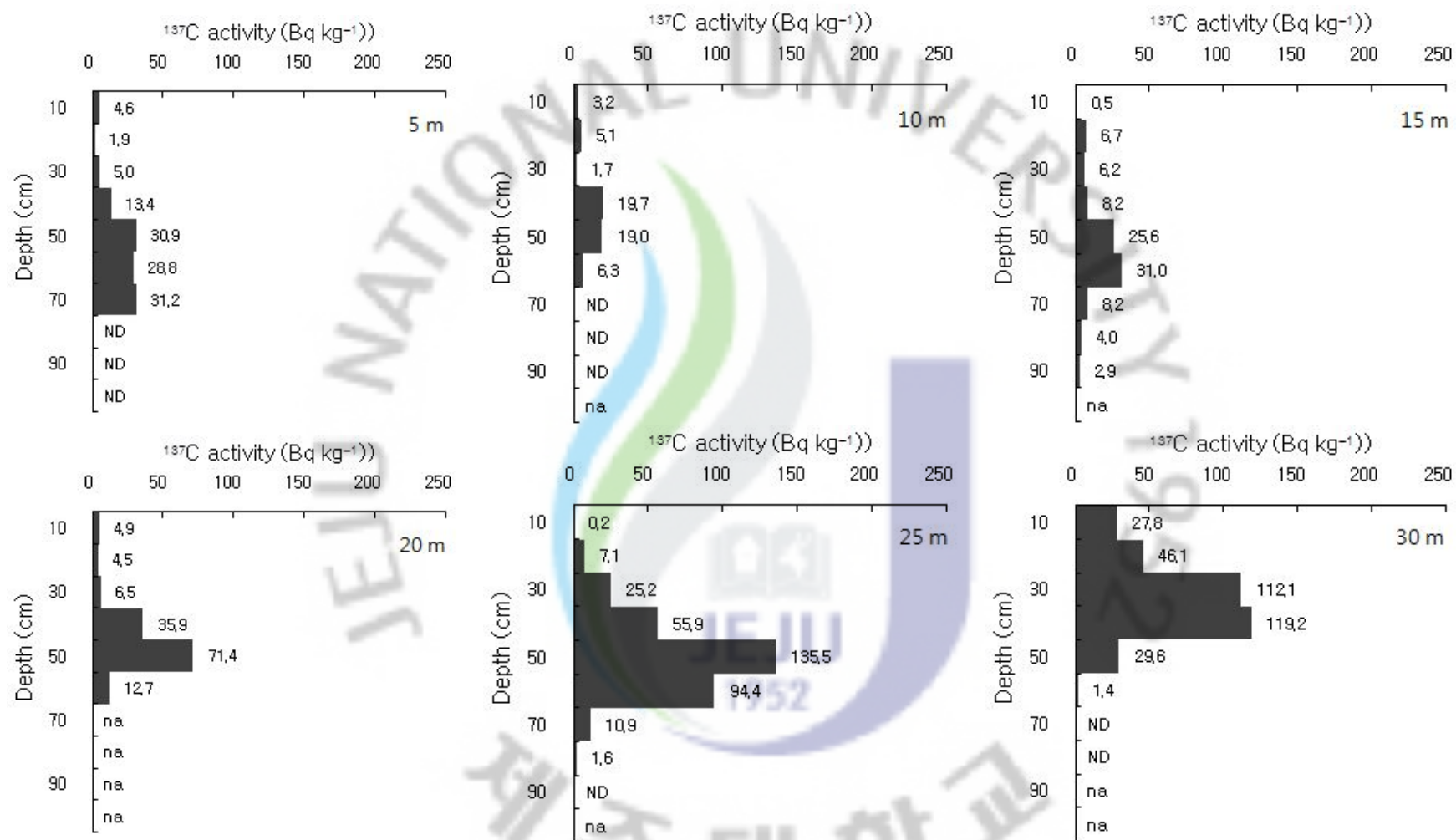


Fig. 22. Vertical variations of ^{137}Cs activity at the sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na and ND represent missing data and detection limit, respectively.

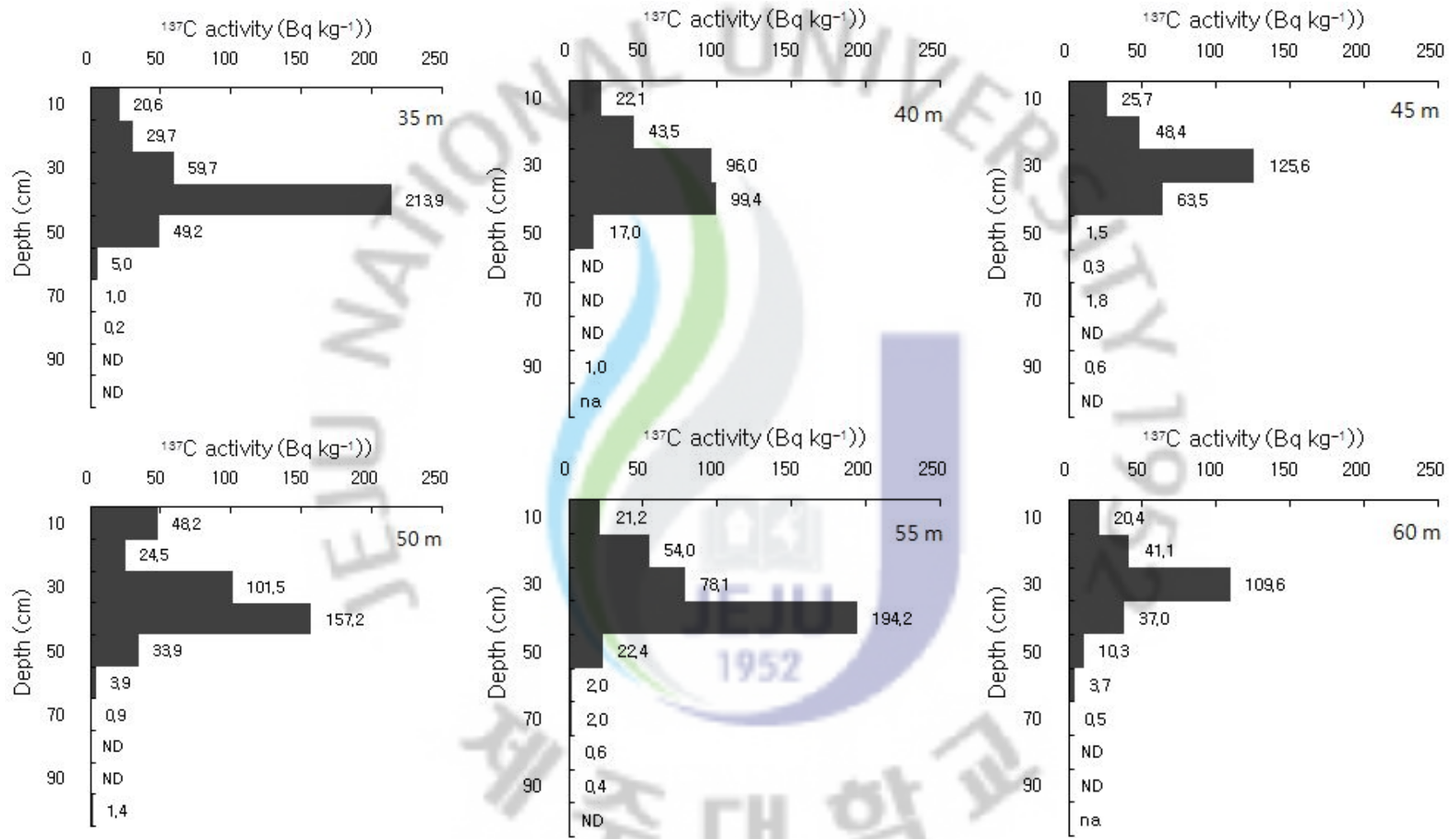


Fig. 22. Continued

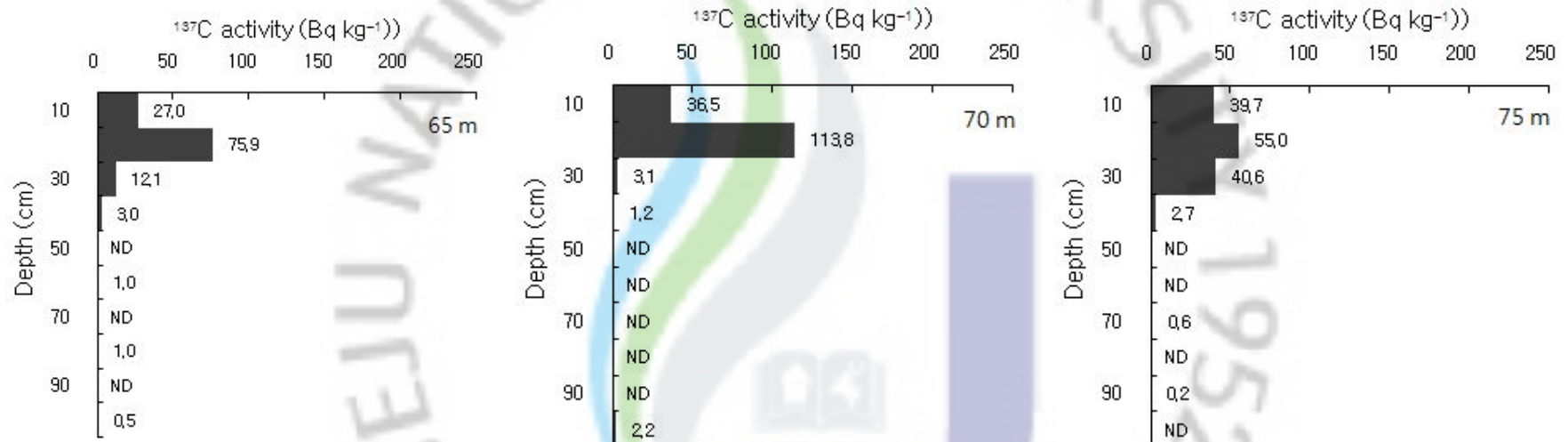


Fig. 22. Continued.

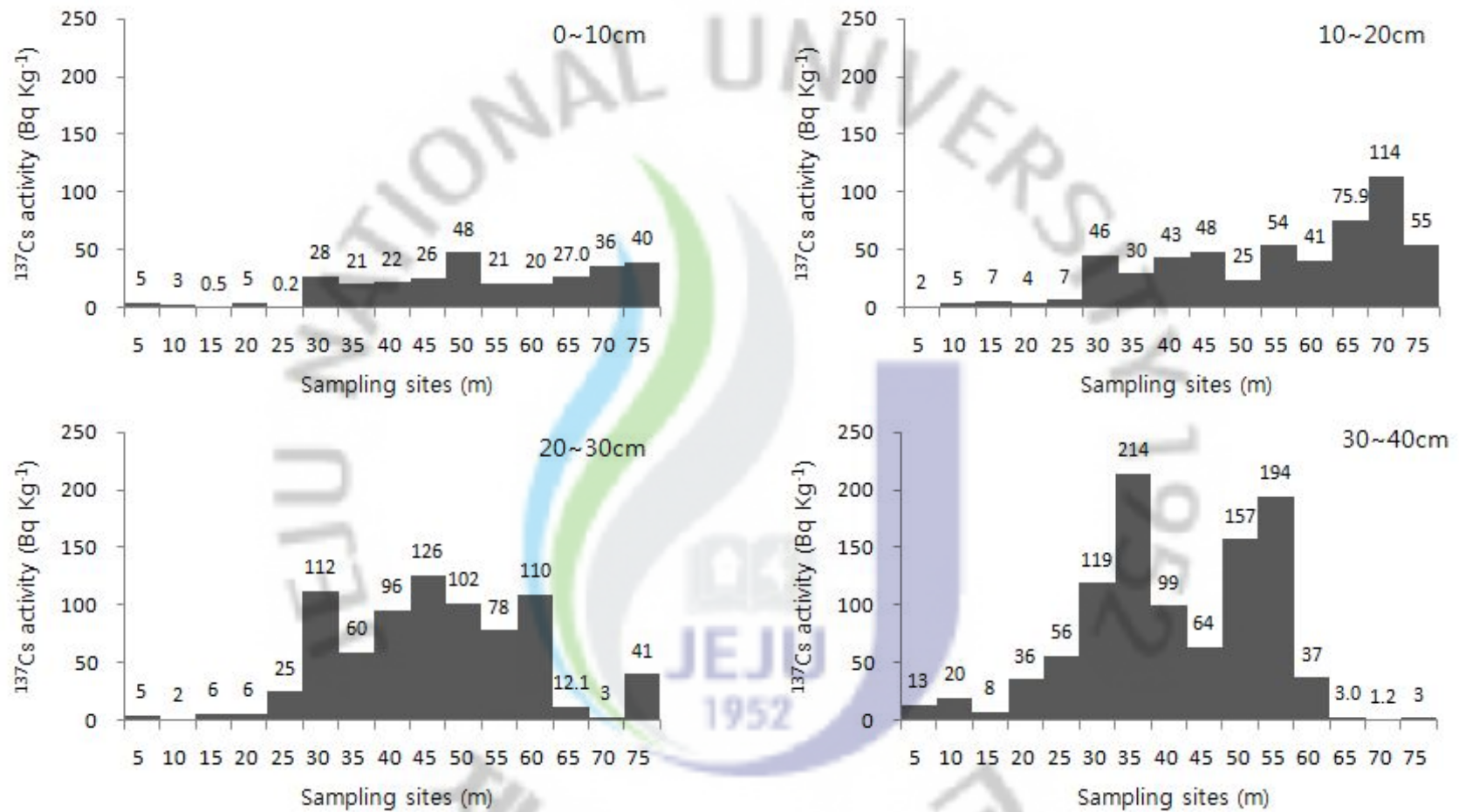


Fig. 23. Horizontal changing patterns of ^{137}Cs activity in soil sediments at the same soil depth in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na and ND represent missing data and detection limit, respectively.

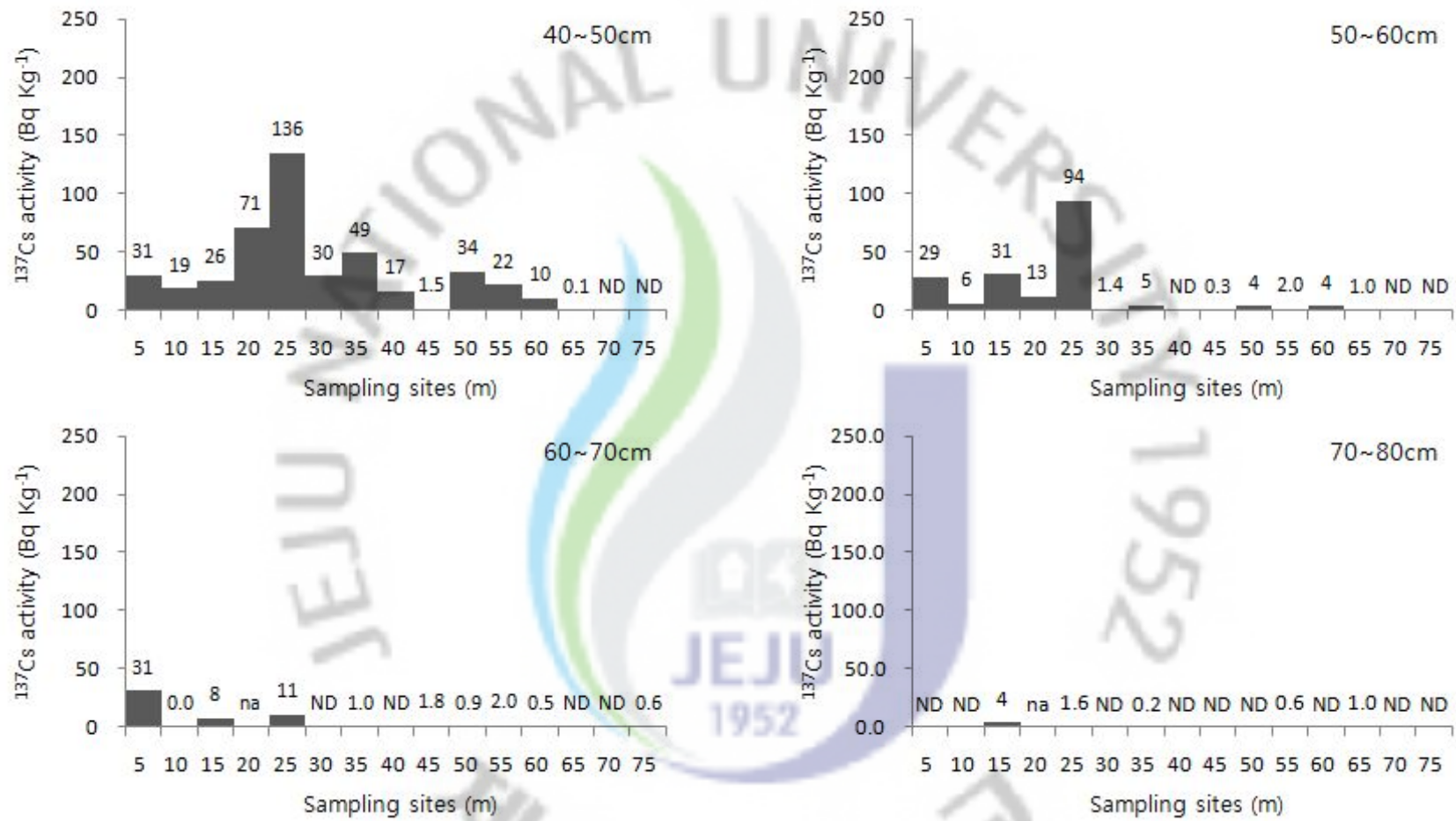


Fig. 23. Continued.

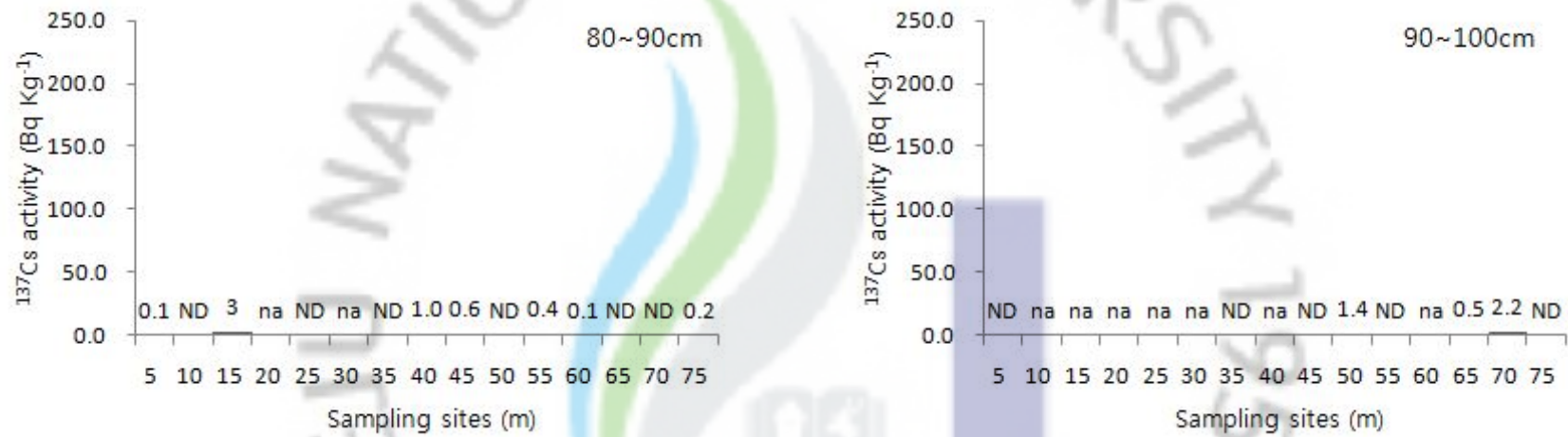


Fig. 23. Continued.

나. ^{137}Cs 데이터를 이용한 백록담 화구호 퇴적특성의 정량적 해석

(1) 백록담 화구호 퇴적층의 단위면적당 ^{137}Cs 총량

백록담 담수지역의 시료채취 지점별로 단위면적당 ^{137}Cs 총량(inventory)은 7.4~29.7 kBq m^{-2} 의 범위를 보였으며, 평균값은 19.5 kBq m^{-2} 였다(Table 9, Table 10). 대체적으로 단위면적당 ^{137}Cs 총량은 시료채취 지점의 가장자리 부근보다는 중심부에서 높은 경향을 나타냈다.

단위면적당 ^{137}Cs 총량은 시료채취 가장자리 지점인 5~20 m 및 60~75 m 지점에서는 7.4~17.5 kBq m^{-2} 으로 낮았으나, 중심부인 25~55 m 지점에서는 21.3~29.8 kBq m^{-2} 으로 상대적으로 높았다. 단위면적당 ^{137}Cs 총량이 가장 낮은 지점은 10 m 지점이었으며, 35 m와 50 m 지점에서 가장 높았다. 단위면적당 ^{137}Cs 총량은 채취지점의 말단부위인 5 m와 75 m 지점으로부터 중심부로 갈수록 감소하다가 10 m 및 65 m 지점에서부터 35~50 m 지점까지 급격히 증가한 후, 40~45 m 지점에서는 다시 감소하는 양상이었다(Fig. 24).

퇴적물의 유입구로부터 중심부로 갈수록 ^{137}Cs 총량이 급격히 증가하는 것은 Fig. 10과 Fig. 14 에서 나타난 바와 같이 ^{137}Cs 가 흡착이 용이한 점토+미사 및 유기물 성분이 집적되었기 때문인 것으로 판단되었다. ^{137}Cs 은 점토와 유기물 등의 토양 구성성분과 용이하게 흡착됨으로써 토양 중 이동성이 크게 감소하는 것으로 보고되어 있다(Ritchie and McHenry, 1973; Ritchie and McHenry, 1990; Bishop et al., 1991; 한, 2004).

시료채취 지점별로 담수지역 퇴적층의 중간지점이 가장자리에 비해 ^{137}Cs 총량이 높았으나, 중심부인 40~50 m 지점에서는 오히려 다소 감소하는 특이적 양상을 보였다. 이는 시험지역 중심부인 40~50 m 지점에서의 ^{137}Cs 퇴적이 인접부위에 비해서 느린 속도로 일어남을 의미한다. 이러한 결과는 ^{137}Cs 이 흡착될 수

있는 점토+미사 함량과 유기물 함량이 담수지대의 중심부에서 가장 높기 때문에 담수지대의 중심부에서 단위면적당 ^{137}Cs 총량이 최대치를 보일 것이라는 예상과는 차이가 있었다. 40~50 m 지점에서 ^{137}Cs 총량이 오히려 다소 감소하는 양상을 설명하기 위해서는 담수지역 내에서 가장 늦게 고갈되는 40~50 m의 퇴적층 환경을 고려할 필요가 있다. 퇴적층의 수직분포를 볼 때 45 m 지점에서는 50~60 cm와 70~80 cm 사이에 투수계수가 주변 지점에 비해 비교적 높은 것으로 분석되었다(Fig. 25). 이는 점토+미사 함량 중에 ^{137}Cs 에 대한 흡착성이 상대적으로 낮은 미사의 비율이 높기 때문인 것으로 추측되어 진다. 시료채취 40~50 m 지점은 물이 가장 늦게 마르는 지역이라는 점도 고려될 필요가 있다. 대기 중에서 강하된 ^{137}Cs 은 수중에서 가장 늦게 까지 용해된 상태로 있음으로써 주변지역으로의 확산이 용이하게 일어날 수 있을 것으로 추측된다(illus and Saxen, 2005). 또한, 40~50 m 지점이 다른 지점과 달리 담수고갈 환경에서도 환원환경이 가장 잘 형성된 점도 고려될 수 있다. 시료채취 40~50 m 지점에서 환원환경이 조성되고 있는 증거는 Fig. 14 에서 35~45 m 지점에서 전질소가 감소하는 양상과 일치한다. 그러나 환원환경이 퇴적층에서의 ^{137}Cs 의 이동성에 영향을 주지 못한다는 연구결과로 볼 때(Davidson et al., 1993), 이러한 가정은 설득력이 약하다고 보여 진다.

Table 9. Amounts of ^{137}Cs in soil sediment profiles at each sample site in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. na and ND represent missing data and detection limit, respectively.

Soil depth (cm)	Amount of ^{137}Cs in sediments (kBq m^{-2})														
	5 m	10 m	15 m	20 m	25 m	30 m	35 m	40 m	45 m	50 m	55 m	60 m	65 m	70 m	75 m
0~10	0.6	0.4	0.1	0.8	0.0	2.2	1.6	1.7	2.0	3.8	1.7	1.6	2.3	3.9	3.8
10~20	0.3	0.7	0.9	0.5	0.7	3.5	2.4	3.2	3.8	2.0	4.1	3.0	6.6	10.8	5.5
20~30	0.7	0.2	0.8	0.9	2.2	9.2	4.6	7.5	9.9	8.2	5.8	8.5	1.1	0.3	4.6
30~40	1.6	2.5	1.1	3.9	4.6	9.7	16.6	8.3	5.3	12.3	15.5	3.1	0.2	0.1	0.3
40~50	4.1	2.7	3.2	7.2	11.6	2.3	4.0	1.4	0.1	2.8	1.9	0.9	0.0	ND	ND
50~60	3.9	0.9	2.9	1.6	7.8	0.1	0.4	ND	0.02	0.3	0.2	0.3	0.1	0.01	ND
60~70	4.2	ND	0.8	na	0.9	ND	0.1	0.01	0.1	0.1	0.2	0.1	ND	ND	0.1
70~80	ND	ND	0.6	na	0.2	ND	0.0	ND	ND	ND	0.1	ND	0.1	ND	ND
80~90	ND	ND	0.3	na	ND	na	ND	0.1	0.1	ND	0.03	0.01	ND	ND	0.01
90~100	ND	na	ND	na	na	na	ND	na	ND	0.1	ND	na	0.03	0.2	ND
Total amount	15.3	7.4	10.5	15.0	27.9	27.0	29.7	22.2	21.3	29.7	29.4	17.5	10.6	15.3	14.4
Maxium amount	4.2	2.7	3.2	7.2	11.6	9.7	16.6	8.3	9.9	12.3	15.5	8.5	6.6	10.8	5.5
Maxium/Total (%)	27.6	36.4	29.9	48.0	41.6	35.8	55.8	37.6	46.5	41.6	52.6	48.5	62.6	70.3	38.6
Depth showing ^{137}Cs deposited in 1963 (cm)	60~70	40~50	40~50	40~50	40~50	30~40	30~40	30~40	20~30	30~40	30~40	20~30	10~20	10~20	10~20

Table 10. Data on average amounts of ^{137}Cs deposited in 1963 and total amount of ^{137}Cs in sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla

Sampling site	Soil depth showing the highest ^{137}Cs amount per area (cm)	Bulk density of soil depth showing the highest ^{137}Cs amount (g cm^{-3})	Average amount of ^{137}Cs deposited in 1963 (kBq m^{-2})	Total amount of ^{137}Cs in sediments (kBq m^{-2})	^{137}Cs in the area in 1963 / total amount of ^{137}Cs ($\text{kBq m}^{-2} / \text{kBq m}^{-2}$)
5 m	60-70	1.353	4.2	15.3	3.6
10 m	40-50	1.414	2.7	7.4	2.7
15 m	40-50	1.229	3.2	10.5	3.3
20 m	40-50	1.006	7.2	15.0	2.1
25 m	40-50	0.858	11.6	27.9	2.4
30 m	30-40	0.810	9.7	27.0	2.8
35 m	30-40	0.776	16.6	29.7	1.8
40 m	30-40	0.838	8.3	22.2	2.7
45 m	20-30	0.790	9.9	21.3	2.2
50 m	30-40	0.785	12.3	29.7	2.4
55 m	30-40	0.796	15.5	29.4	1.9
60 m	20-30	0.775	8.5	17.5	2.1
65 m	10-20	0.873	6.6	10.6	1.6
70 m	10-20	0.946	10.8	15.3	1.4
75 m	10-20	1.008	5.5	14.4	2.6
Average	-	-	9.3	19.5	2.4

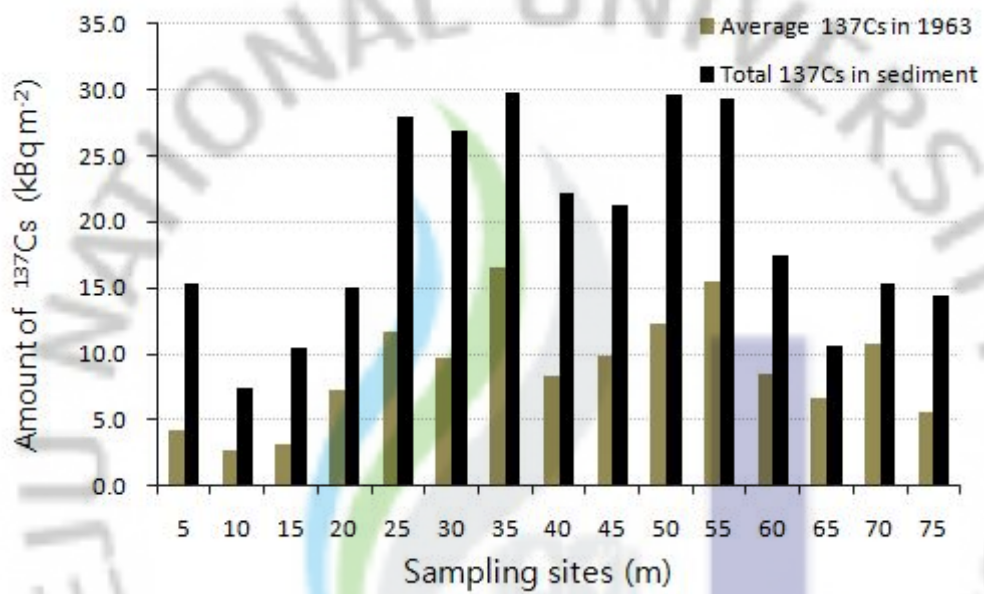


Fig. 24. Comparison of total amount of ¹³⁷Cs in soil sediments and average ¹³⁷Cs deposited in 1963 in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

(2) 백록담 화구호의 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량

백록담 화구호 퇴적층 중 시료채취 지점별로 1963년도의 ^{137}Cs 단위면적당 퇴적량(amount of ^{137}Cs deposited in 1963)은 단위면적당 ^{137}Cs 총량(total amount of ^{137}Cs in sediments, inventory)에 비해 평균 45% 수준이었다(Table 10). 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량은 시료채취 지점별로 2.7~16.6 kBq m⁻²의 범위를 보였으며, 평균값은 9.3 kBq m⁻²였다.

1963년도의 ^{137}Cs 평균 퇴적량이 높아지면서 단위면적당 ^{137}Cs 총량은 유의성 있게 선형적으로 증가하는 것으로 볼 때, 백록담 화구호의 단위면적당 ^{137}Cs 총량(inventory)은 1963년도의 ^{137}Cs 평균 퇴적량과 밀접한 관련성이 있음을 알 수 있었다(Fig. 25).

1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량은 대체적으로 분석지점의 가장자리에서 중심부로 갈수록 증가하다가 35~55 m 사이에서 다시 감소하는 양상을 보였다(Fig. 26). 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량은 시료채취 지점별로 10 m, 15 m, 5 m, 75 m 지점의 시료에서 각각 2.7, 3.2, 4.2, 5.5 kBq m⁻² 순으로 낮았다. 그러나 중심부인 35~60 m 지점에서는 8.3~15.5 kBq m⁻² 범위로 가장자리보다 높았다.

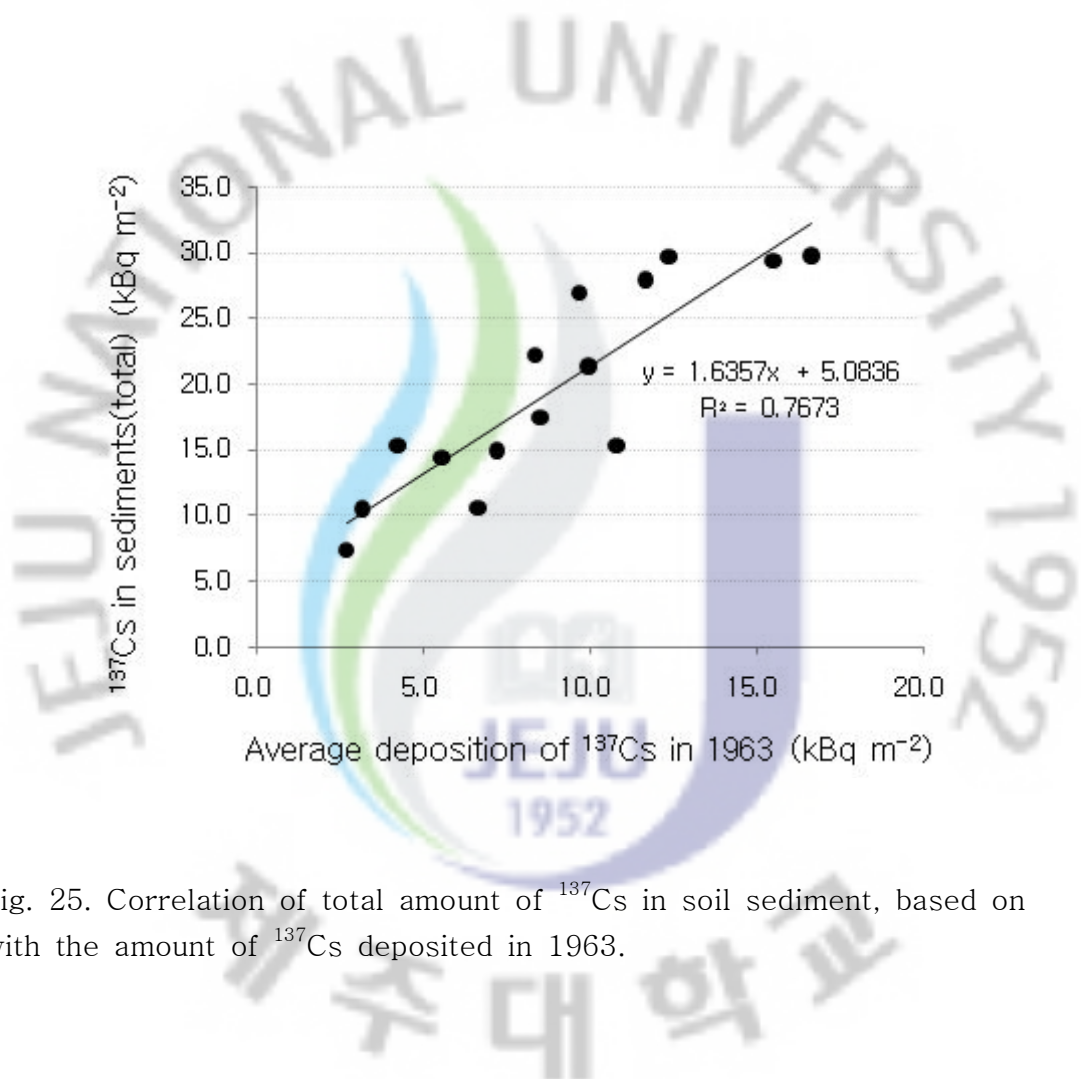


Fig. 25. Correlation of total amount of ¹³⁷Cs in soil sediment, based on with the amount of ¹³⁷Cs deposited in 1963.

(3) 퇴적층의 토심별 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 단위무게당 ^{137}Cs 농도

퇴적층의 심도별 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 단위무게당 ^{137}Cs 농도에 대한 비교는 퇴적층의 패킹정도 및 퇴적입자의 특성을 평가할 수 있는 척도로 사용될 수 있다(illus and Saxen, 2005). 백록담 화구호 시험지역에서 시료채취 지점별 1963년도 퇴적층의 단위무게당 ^{137}Cs 농도는 $19.7\sim 213.9 \text{ Bq kg}^{-1}$ 로서 최대값과 최소값의 차이가 10.9 배인데 반해, 1963년도의 ^{137}Cs 평균 퇴적량은 $2.7\sim 16.6 \text{ kBq m}^{-2}$ 로 약 6.1 배의 차이를 보였다(Fig. 26).

시료채취 지점별로 단위무게당 ^{137}Cs 농도(Bq kg^{-1}) 및 단위면적당 ^{137}Cs 총량(kBq m^{-2})을 단위를 고려하지 않고 단순 비교한 결과, 5~20 m 지점에서는 7.7~8.4 배, 25~60 m 지점에서는 11.2~12.8 배, 65~75 m 지점에서는 9.6 배의 차이를 보였다. 특히, 최대 ^{137}Cs 피크를 보이는 35 m 지점에서는 12.9 배로 가장 높은 차이를 보였다. 이는 시험지역 중앙부에서 점토 등의 미세입자가 퇴적되어 용적밀도가 낮고, 침식토사의 유입부인 5 m와 75 m 지점에서는 무거운 입자의 침강이 일어남을 나타내 준다. 5 m와 75 m 지점 간 비교하면, 5 m 지점에 비해 75 m 지점에서 상대적으로 작은 크기의 입자가 침강되고 있음을 나타내 준다. 이는 75 m 방향의 백록담 동쪽 사면일대에서는 서쪽 사면에 비해 상대적으로 작은 입자가 화구호로 유입되어 퇴적되고 있음을 보여준다.

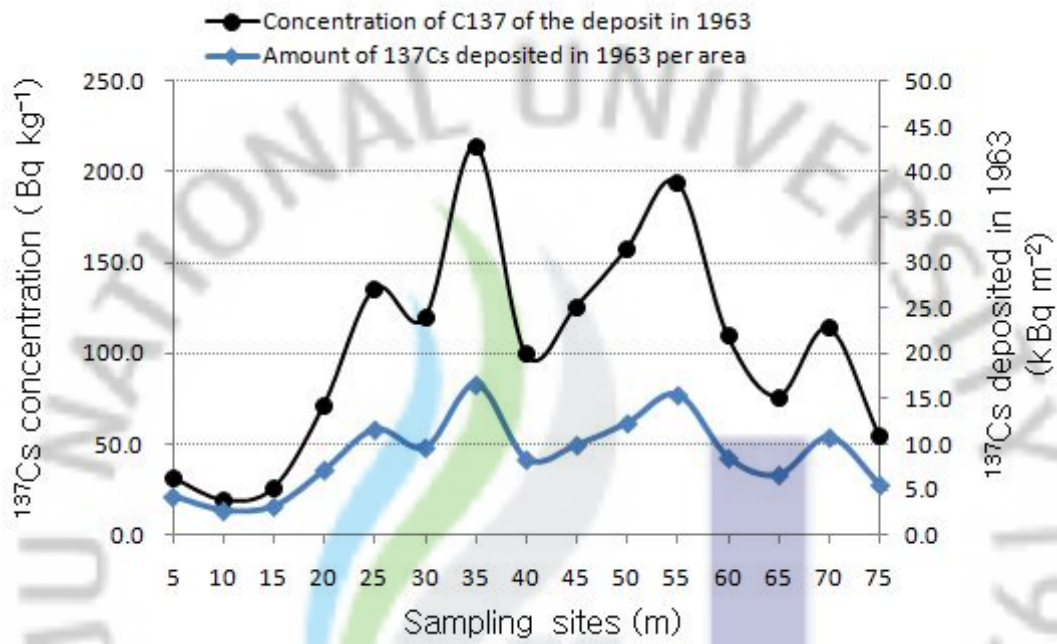


Fig. 26. Variations of maximum ^{137}Cs activity concentration at the sampling site and average amount of ^{137}Cs deposited in 1963.

(4) 백록담 화구호의 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량의 비율

백록담 화구호의 단위면적당 ^{137}Cs 총량에 대한 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량의 비율(sedimentation/deposition ratio, S/D)은 1.4~3.6 범위였으며, 평균적으로 2.4였다(Table 10). S/D 값은 시료채취 가장자리인 5 m 지점에서 가장 높았으며, 65 m와 70 m 지점은 각각 1.6, 1.4의 순서로 낮았다.

S/D 값이 시료채취 가장자리인 5 m 지점에서 높게 산출되는 것은 1963년의 ^{137}Cs 퇴적량에 비해 이후의 퇴적량이 상대적으로 높았음을 의미한다. 즉, 5 m 지점에서는 1963년 이후에 퇴적활동이 왕성하게 일어났음을 의미한다. 이는 5 m 지점이 토사의 유입구로서 1963년대 이후 백록담의 훼손에 의한 침식토사량의 증가로 ^{137}Cs 이 흡착된 모래와 같은 비교적 입자크기가 큰 퇴적층이 형성되었기 때문인 것으로 판단된다. 시료채취 75 m 지점에서도 S/D 값이 2.6으로 비교적 높은 이유는 75 m 방면으로 유입되는 침식토사의 양이 5 m 방향에 비해 적음에도 불구하고 토사의 유입구이기 때문인 것으로 보여 진다. 채취지점의 가장자리 뿐만 아니라 중앙부에서도 S/D 값이 높았는데, 이는 5 m 지점으로부터 퇴적된 토사가 지속적인 백록담 사면의 유거수에 의해 시험지점의 중심부로 퇴적물을 재분산시키기 때문인 것으로 생각된다.

단위면적당 ^{137}Cs 총량에 대한 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량의 비율을 Fig. 27에 나타내었다. S/D 값은 전체적으로 5 m에서 75 m 방향으로 95%의 신뢰구간에서 유의성 있게 선형적으로 감소하는 경향이였다($R^2= 0.4569$, $p=0.006$). 만약 75 m 지점을 제외하면 $R^2= 0.643$ ($p=0.001$)으로 선형성이 증가하였다. S/D 값의 변화 경향으로 볼 때, 5 m 지점으로부터 유입된 토사층이 중심부로 재분산 또는 재분포 과정을 거치면서 활발하게 이동되지만, 중심부를 지나면서 이동성이 점차적으로 감소하는 것으로 예상된다.

시료채취 5 m 지점에서 20 m 까지는 S/D 값이 감소하다가 25 m 지점에서 다시 증가하는 경향이었는데, 이는 5 m와 25 m 지점이 화구호 담수수위 등의

환경에 따라 침식토사의 유입구로서의 역할을 하기 때문인 것으로 보여 진다. 실제로, 5 m와 25 m 지점의 표면은 자갈 및 모래 등이 많이 분포하여 주변 지점과 육안으로 확연하게 구분되었다. 시료채취 지점별 물리·화학적 특성에 대한 분석결과는 이와 같은 현상과 밀접하게 연관되어 있는 것으로 보여 진다. 퇴적물의 유기물 함량, 전질소 함량, 치환성양이온 함량, 점토+미사 함량 등이 5~20 m까지는 감소하거나 정체되어 있다가 25 m에서 다시 증가하였고, 투수계수는 5~20 m까지는 매우 높았으나, 25 m 지점에서부터 급격히 낮아지는 경향이였다. 즉, 시료채취 지점 5~20 m 지점에서는 투수계수가 매우 높아 강우량이 감소하면서 수위가 낮아지나, 25 m 이후의 지점에서는 투수계수가 매우 낮아 낮은 강수량 조건에서도 비교적 장기간 수위가 유지됨으로써 5 m 지점과 같이 새로운 침식토사의 유입구로서의 역할을 하고 있는 것으로 판단되었다.

상기연구 결과로 볼 때, 백록담 정상 및 경사면으로부터 화구호로의 토사유입은 수위변화에 따라 5 m 및 25 m 지점에서부터 주로 이루어지고, 일부는 75 m 지점으로부터도 유입되고 있음을 추정할 수 있었다.

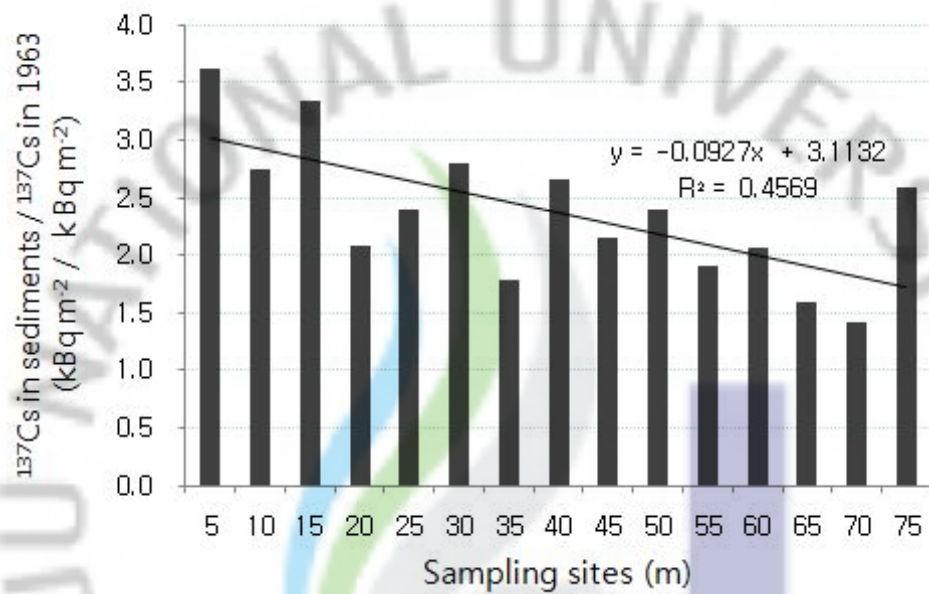


Fig. 27. Ratios of total amount of ^{137}Cs in sediments *versus* average ^{137}Cs deposited in 1963 in the sampling sites in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

(5) 백록담 화구호의 퇴적률

백록담 화구호에서의 퇴적률(sedimentation rate)은 $0.37\sim 1.59\text{ cm yr}^{-1}$ 범위였고, 평균값은 0.84 cm yr^{-1} 였다(Table 11). 이러한 결과로 볼 때, 백록담 담수 지역에는 1963년 이후 연평균 0.84 cm 의 퇴적물이 쌓여 담수 높이가 감소하였음을 추정할 수 있었다. ^{210}Pb tracer를 이용한 백록담 담수지역의 퇴적률은 0.50 cm yr^{-1} 로 보고된 바 있다(한라산국립공원관리사무소, 1993). 이는 본 연구에 의한 결과보다 낮은 수치를 보여주고 있으나, 시료 채취지점이 2개소에 불과하여 신뢰하기 어렵다고 판단되었다.

퇴적률은 5 m 지점에서 1.59 cm yr^{-1} 로 가장 높았고, 65~75 m 지점에서는 0.37 cm yr^{-1} 로 가장 낮아 약 4.3배의 차이를 보였다. 퇴적률은 가장 높은 값을 보이는 시료채취 5 m 지점에서부터 75 m 지점까지 매우 유의성이 높게 선형적으로 감소하는 경향을 보였다(Fig. 28).

백록담 화구호에서의 퇴적률 자료로 볼 때, 침식토사의 유입은 시료채취 지점 5 m에서 중심부 쪽으로 진행되고 있는 것으로 해석되었다.

Table 11. Sedimentation rate and amount of sediments in the crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla. Mean bulk density represent the average of bulk density to the depth showing highest ^{137}Cs deposits

Sampling site	Mean bulk density (g cm^{-3})	Sedimentation rate (cm yr^{-1})	Amount of sediments (kg yr^{-1})
5 m	1.315	1.59	239,993
10 m	1.340	1.10	169,086
15 m	1.294	1.10	163,343
20 m	1.270	1.10	160,326
25 m	0.955	1.10	120,570
30 m	0.794	0.85	77,472
35 m	0.784	0.85	76,487
40 m	0.778	0.85	75,879
45 m	0.787	0.61	55,071
50 m	0.800	0.85	78,069
55 m	0.771	0.85	75,181
60 m	0.768	0.61	53,731
65 m	0.870	0.37	36,942
70 m	1.004	0.37	42,606
75 m	0.987	0.37	41,885
Average	-	0.84	97,776

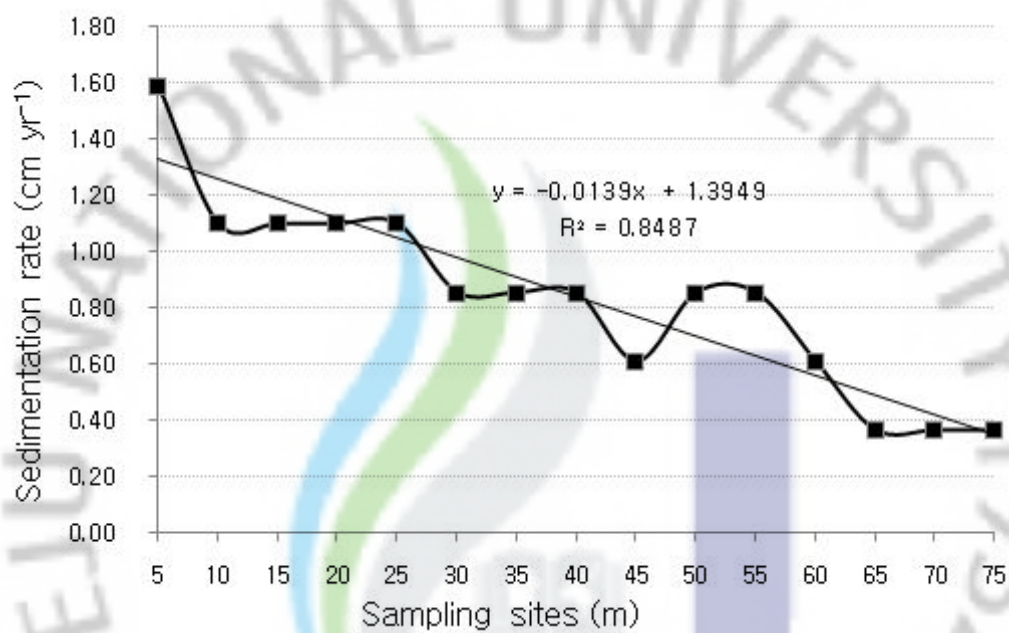


Fig. 28. Regression of sedimentation rates in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

(6) 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 퇴적물과의 연관성

백록담 화구호에서 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 퇴적물과의 연관성을 파악하기 위한 1차 회귀분석 결과를 Fig. 29에 나타냈다. ^{137}Cs 총량은 퇴적물과 상관성을 보이지 않았으나, 5~20 m 지점의 시료를 제외하면 $R^2 = 0.810$ 으로 높은 선형성을 보였다. 이는 5~20 m 지점에서 ^{137}Cs 총량에 비해 퇴적물이 상대적으로 높기 때문이다.

일반적으로, 퇴적환경에서 특이한 물질의 유입과 같은 이상요인이 없는 경우에는 ^{137}Cs 총량과 퇴적속도와는 높은 상관성을 나타내는 것으로 볼 때(Whicker, 1994; Ilus and Saxen, 2005), 백록담 화구호의 퇴적특성은 일반적인 호수의 경우에 비해 특이적 현상을 보였다. 이는 퇴적물을 산출할 때, ^{137}Cs 최대농도가 검출되는 토심이 고려되지만, 단위면적당 ^{137}Cs 총량 산출시에는 ^{137}Cs 가 검출되는 층위만이 고려되기 때문이다. 따라서 퇴적층의 표층에서 ^{137}Cs 가 검출되지 않은 5~20 m 지점의 시료는 ^{137}Cs 총량과 퇴적물과의 1차 회귀 분석시 이상치로 나타났다으며, 이는 ^{137}Cs 에 오염되지 않은 토사가 유입되고 있음을 의미하였다.

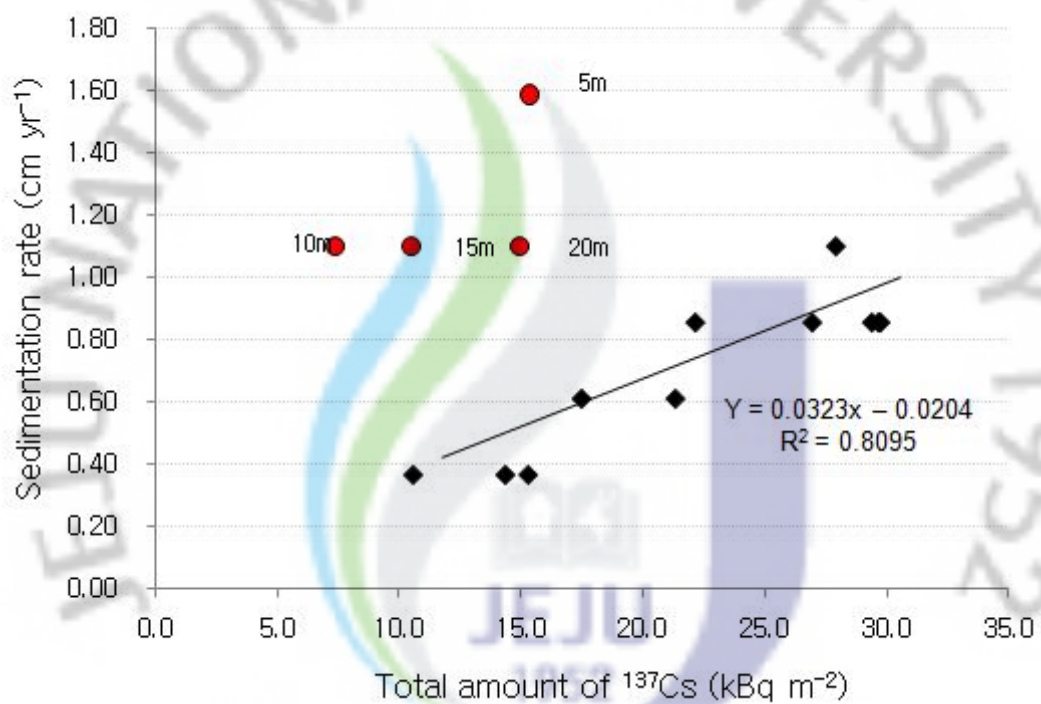


Fig. 29. Regression of estimated total deposition of ¹³⁷Cs in soil sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla *versus* average sedimentation rate. Sampling sites of 5 m, 10 m, 15 m and 20 m are marked with a round and omitted for calculating R².

(7) 퇴적률과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량 및 퇴적총량과의 비교

백록담 화구호에서 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량의 비율을 나타내는 sedimentation/deposition ratio(S/D)와 퇴적률과의 상관성을 파악하기 위해 1차회귀 분석을 하였다(Fig. 30). S/D는 퇴적률과 95% 신뢰구간내에서 $R^2=0.4348$, $p=0.007$ 으로 선형성을 보였다. 이는 1963년대 이후의 퇴적량 증가에 의해 퇴적률이 대체적으로 증가함을 나타낸다.

S/D는 퇴적률간 1차 회귀분석결과, 유의적으로 선형성을 보였다($R^2=0.4982$, $p=0.003$). 특히, 회귀직선에서 가장 많이 벗어난 75 m 지점의 시료를 제외하면 $R^2=0.657$, $p=0.000$ 로서 선형성이 크게 증가하였다. 이는 75 m 지점의 퇴적양상이 다른 지점과는 특징적임을 보여준다.

75 m 지점에서는 S/D 값이 2.6로서 평균값인 2.4에 비해 높음에도 불구하고, 퇴적률이 최하치인 0.37 cm yr^{-1} 로 가장 낮았다. 즉, 75 m 지점은 다른 지점에 비해 단위면적당 ^{137}Cs 총량이 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량 대비 높은 반면, 퇴적률은 가장 낮았기 때문이다. 따라서 75 m 지점의 퇴적층은 1963년 이후 주로 형성되었지만 실제적인 퇴적량은 다른 분석지점에 비해 상대적으로 가장 적었음을 의미한다. 이는 1963년도 이후 5 m 지점에서의 토사유입이 75 m 지점으로부터의 토사유입에 비해 크게 증가한 것으로 판단되는 추가적인 근거로 파악되었다.

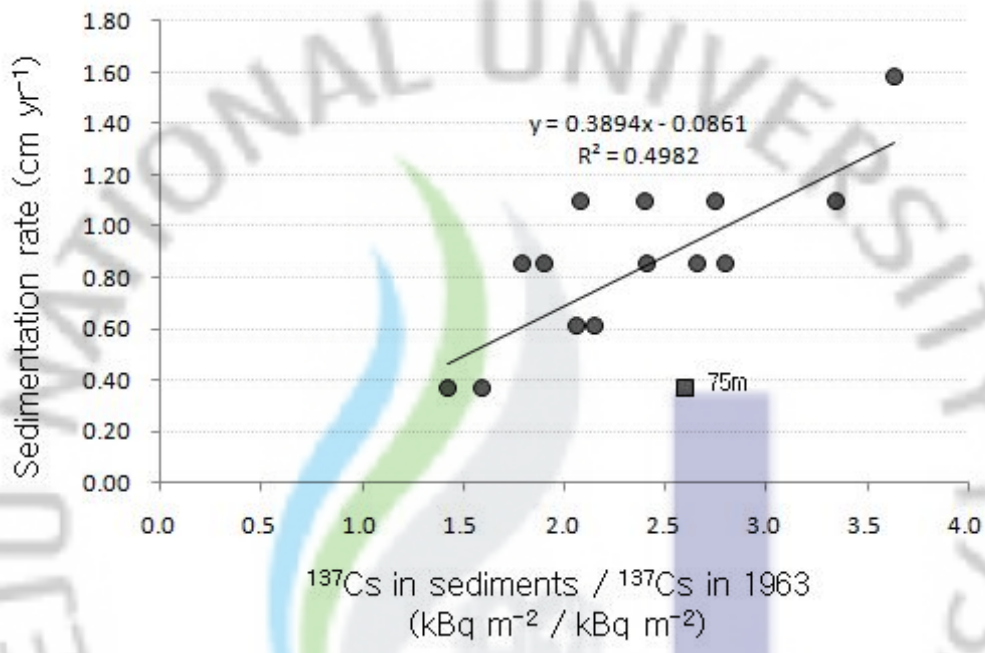


Fig. 30. Correlation of sedimentation rate with the total amount of ¹³⁷Cs in sediment per unit deposition in 1963. R² increases as the samples from 25 m and 75 m are not included for analysis.

(8) 백록담 화구호의 연간 퇴적량

백록담 화구호에서의 연간 퇴적량(amount of sediments)은 화구호의 담수지역 면적을 11,457 m² 으로 가정하였으며, 분석지점별로 단위면적당 ¹³⁷Cs 퇴적량이 최대인 층위까지의 평균 용적밀도를 고려하여 계산하였다(Table 11).

백록담 화구호에서의 연간퇴적량은 36.9~240.0 ton yr⁻¹ 범위였고, 평균값은 97.8 ton yr⁻¹였다. 연간 퇴적량은 5 m 지점에서 가장 높았으나, 65 m 지점에서 가장 낮았다. 퇴적량 자료로 볼 때, 백록담 화구호에는 1963년 이후 시험기간까지 연평균 97.8 톤의 퇴적물이 쌓인 것으로 추정되었다.

백록담 화구호에서의 퇴적량은 퇴적률과 마찬가지로 담수지역 위치별로 큰 차이를 보였다(Fig. 31). 퇴적량은 퇴적률과 유사한 변화양상을 보였으며, 가장 높은 값을 나타낸 시료채취 5 m 지점에서부터 가장 낮은 값을 나타낸 65~75 m 지점까지 95% 신뢰구간에서 유의성 있게 선형적으로 감소하는 것으로 나타났다 ($R^2 = 0.8079$, $p=0.000$).

백록담 화구호에서의 퇴적률과 연간 퇴적량 자료로 볼 때, 침식토사의 유입은 시료채취 지점 5 m에서 중심부 쪽으로 진행되고 있는 것으로 추정되었다.

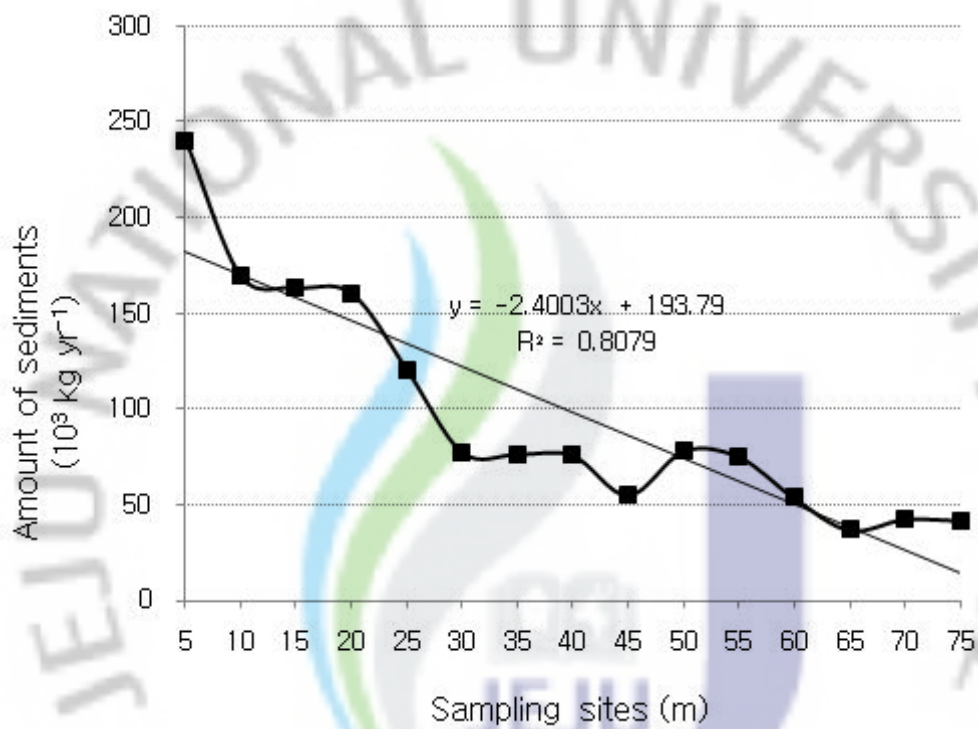


Fig. 31. Regression of estimated total amount of sediments in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla.

다. 백록담 화구호의 퇴적과정 및 퇴적단면 추정

(1) 1963년 퇴적층에서 ^{137}Cs 퇴적량 및 토양의 물리·화학적 특성과의 상관성 분석을 통한 백록담 화구호 퇴적과정 추정

시료채취 지점별로 단위면적당 최대 ^{137}Cs 퇴적량을 보이는 1963년도의 퇴적층에 대해 ^{137}Cs 퇴적량 및 주요 물리·화학적 특성과의 상관성을 확인하기 위해 비모수 통계에 이용하는 Spearman 방법을 이용하여 상관분석을 수행하였다 (Table 12).

1963년 퇴적층에서 ^{137}Cs 퇴적량과 양의 상관성을 보이는 물리·화학적 특성은 전기전도도, 유기물 함량, 전질소, 치환성양이온 함량, 공극률, 점토+미사 함량이었으며, 용적밀도와 투수계수와는 음의 상관성을 보였다. pH, 유효인산, 입자밀도와 ^{137}Cs 퇴적량과는 상관성을 보이지 않았다. 1963년도 퇴적층의 주요 물리·화학적 특성중 유기물 함량, 전기전도도, 치환성양이온 함량, 가비중, 공극률, 점토+미사 함량, 투수계수 간에도 높은 상관성을 보였으며, 이러한 토양학적 특성들 간에 상호연관성이 있음을 나타내고 있다. 이는 1963년도 백록담 화구호의 퇴적환경을 나타내주고 있다. 즉, 1963년도 ^{137}Cs 는 차수층에서 유기물을 다량으로 함유하고 치환성양이온 함량과 염류가 높으면서 용적밀도가 낮은 점토+미사의 성분과 함께 퇴적이 활발하게 진행되었을 것으로 추정할 수 있었다.

이상의 결과로 볼 때, 백록담 화구호에서의 유거수에 의한 침식토사의 퇴적에 직접적인 영향을 미치는 토양학적 특성은 침식토사의 입자크기, 유기물 함량 및 투수계수가 가장 중요한 요소일 것으로 판단되었다.

Table 12. Correlation matrix of physicochemical properties and ¹³⁷Cs amounts within the deposits in 1963 in the crater lake, Baengnokdam of Mt. Halla. Correlation analysis was performed by Spearman method

		¹³⁷ Cs max. amount	pH	EC	OM	Avail P	T-N	Exch. caions	Bulk density	Particle density	Porosity	Content of clay+silt
pH	r	-0.295										
	p	0.286										
EC	r	0.704**	-0.530*									
	p	0.003	0.042									
OM	r	0.829**	-0.503	0.812**								
	p	0.000	0.056	0.000								
Avail. P	r	0.131	-0.469	0.390	0.428							
	p	0.642	0.078	0.151	0.111							
T-N	r	0.600*	0.092	0.628*	0.639*	0.144						
	p	0.018	0.745	0.012	0.010	0.609						
Exch.caions	r	0.807**	-0.337	0.742**	0.789**	-0.004	0.477					
	p	0.000	0.219	0.002	0.000	0.990	0.072					
Bulk density	r	-0.785**	0.399	-0.917**	-0.835**	-0.195	-0.649**	-0.860**				
	p	0.001	0.141	0.000	0.000	0.487*	0.009	0.000				
Particle density	r	-0.263	0.568*	-0.536*	-0.324	0.047	-0.085	-0.350	0.513			
	p	0.343	0.027	0.039	0.239	0.869**	0.763	0.201	0.051			
Porosity	r	0.589*	-0.035	0.733**	0.636*	0.009	0.727**	0.753**	-0.776**	-0.063		
	p	0.021	0.902	0.002	0.011	0.975	0.002	0.001	0.001	0.824		
Content of clay and silt	r	0.693**	-0.464	0.807**	0.878**	0.247	0.658**	0.792**	-0.885**	-0.335	0.735**	
	p	0.004	0.081	0.000	0.000	0.376	0.008	0.000	0.000	0.222	0.002	
Hydraulic coeff.	r	-0.571*	0.326	-0.661**	-0.814**	-0.276	-0.725**	-0.530*	0.619*	0.312	-0.571*	-0.729**
	p	0.026	0.236	0.007	0.000	0.319	0.002	0.042	0.014	0.258	0.026	0.002

* : P<0.05, ** : p<0.01. Concentration of exchangeable cations are sum of the concentration of exchangeable Ca, Mg, Na and K.

(2) 백록담 화구호의 환경적, 지형적 특성이 퇴적과정에 미치는 영향

백록담 화구호 퇴적층의 ^{137}Cs 농도 분석결과는 호수 또는 강의 범람원에서 나타나는 전형적인 형태를 보였다(Walling and He, 1997; He et al., 1996; Alonso-Hernandez et al., 2006). 시료채취 지점과 토심에 대해 ^{137}Cs 농도를 3차원적으로 도시한 결과는 백록담 화구호 퇴적층이 수평과 수직방향으로 퇴적층의 두께가 상이함을 보여주고 있다(Fig. 21).

백록담 화구호의 퇴적층에서는 범람원이나 호수의 경우가 ^{137}Cs 가 최대를 보이는 토층을 중심으로 상하부의 ^{137}Cs 농도가 급격하게 낮아지는 것과 비슷한 양상을 나타냈다. 토층의 교란이 없는 임야나 초지의 경우 표층에서 ^{137}Cs 농도가 최대치를 보이는 것이 일반적이다(Walling and He, 1997). 백록담 화구호에서는 최대값을 나타내는 ^{137}Cs 를 중심으로 상층부에서의 농도가 하층부에 비해 상대적으로 완만한 형태를 나타냈다. Alonso-Hernandez et al.(2006)은 강의 범람원에서의 퇴적양상은 중심부에서 점토+미사가 모래 함량에 비해 우세하다고 하였는데, 이는 백록담 화구호의 경우에도 동일한 결과를 나타냈다. 또한, 호수에서의 퇴적양상을 ^{137}Cs 추적자법에 의해 분석하여 보면, 최대 피크가 불명확하거나 피크가 넓은 범위로 형성되는 것으로 보고되어 있는데(He et al., 1996), 백록담 화구호의 경우에서도 시험지역 5~15 m 지점에서 유사한 결과를 나타냈다.

백록담 화구호는 다른 호수 및 범람원에서 볼 수 없는 퇴적특성을 보이고 있다. 시료채취 5~25 m 지점의 0~10 cm 깊이에서 ^{137}Cs 이 거의 검출되지 않았다. 이는 백록담 정상 및 경사면으로부터 장기간에 걸쳐 토사가 심하게 유실됨으로써 ^{137}Cs 가 검출되지 않는 서북방향의 심층 토사가 유입되어 퇴적된 것으로 보여 진다. Bishop et al.(1991)은 ^{137}Cs 이 대기중으로 노출된 1950년대 이후의 퇴적층에서 ^{137}Cs 가 검출되지 않는 이유로서 인공방사능이 오염되지 않은 토사층의 유입에 의한 것임을 보고한 바 있다.

백록담 화구호의 퇴적층에서 수직적, 수평적인 ^{137}Cs 농도가 다른 이유는 백록담 정상 및 경사면에서 화구호로 유입된 퇴적물이 강우에 의해 재분산과 재분포가 이루어졌기 때문으로 생각된다. 즉, 퇴적된 토사 중에서 점토+미사 등의 미세 입자가 재분산 과정에서 측면이동이 이루어졌다고 볼 수 있다. 이는 호수 및 강의 범람원의 경우에도 퇴적층의 ^{137}Cs 분포특성을 보면 대기중의 ^{137}Cs 가 호수 바닥에 직접 침적된 요인보다는 퇴적 후 재분산에 의한 요인이 큰 비중을 차지하였다는 보고로 설명될 수 있다(Ritchie and McHenry, 1990; Ritchie et al., 2009). 특히, 작은 호수일수록 퇴적층 ^{137}Cs 의 농도분포는 ^{137}Cs 를 다량으로 함유한 퇴적물의 재분산이 주요 요인으로 알려져 있다(Nordlinder et al., 1997).

^{137}Cs 은 점토입자와 이온교환작용에 의해 강하게 흡착하여 퇴적되고, 식물에 의해 거의 흡수되지 않고 안정적으로 토양에 존재한다(Bonnett, 1990). 따라서 퇴적물의 혼합과 교란 조건이 없는 호수 등의 수중 환경에서는 ^{137}Cs 은 퇴적물 표면에 거의 존재하기 때문에, ^{137}Cs 분석에 의해 층서적인 퇴적특성 및 퇴적후 재분포 양상을 용이하게 파악할 수 있다(Ilus and Saxen, 2005). 백록담은 함몰지역에 화구호가 형성된 형태로서 방사능 낙진이 일단 강하하고 토양에 흡착되면 외부로의 유실요인이 없으므로, ^{137}Cs 농도가 높게 나타나는 특성을 가지고 있다(Jeffries et al., 2002; Van der Perk et al., 2002). 또한, 화구호의 수위가 주기적으로 변화되는 퇴적층 환경에서의 ^{137}Cs 농도는 퇴적속도, 재분산, 퇴적형태, 유동상태의 물에 의한 흡착입자의 이동, 용해 및 생물농축 등과 같이 다양한 형태의 물리적, 지구화학적, 생물학적 요인과 과정이 작용할 것으로 보여 진다(Ilus and Saxen, 2005).

백록담의 지형적 특성과 많은 강우량은 ^{137}Cs 가 흡착된 토양 및 퇴적물을 화구호로 외부 유출없이 지속적으로 운반하게 된다. 따라서 본 연구지역인 백록담 화구호 퇴적층에 대한 ^{137}Cs 분석결과는 화구호 퇴적층 100 cm 범위에서 1963년 이후의 퇴적 양상과 역사를 추정할 수 있는 강력한 시험방법임을 확인할 수 있었다.

(3) 1963년도의 단위면적당 ^{137}Cs 평균 퇴적량을 이용한 백록담 화구호 퇴적층의 단면 추정

본 연구에서는 퇴적물의 용적밀도를 고려하여 1963년도의 퇴적층을 단위면적당 ^{137}Cs 평균 퇴적량을 나타내는 토층으로 설정하였다. 이는 감마스펙트로미터를 이용하여 ^{137}Cs 측정 후, 단위무게당 분석치를 단위면적당 측정치로 환산하는 과정에서 퇴적물의 용적밀도로 인하여 최대 피크를 나타내는 토층이 달라지는 점을 고려하였기 때문이다.

퇴적층의 수평적 변화양상을 고려하기 위하여 시료채취 지점별로 1963년도의 단위면적당 ^{137}Cs 의 평균퇴적량과 해당 토층에 대해 도시한 후, 1차 회귀식을 적용한 결과 결정계수는 약 0.85로서 매우 높은 것으로 나타났다(Fig. 32). 이는 ^{137}Cs 최대 농도를 나타내는 1963년도 토층의 심도가 시료채취 지점인 5 m에서 75 m 방향으로 갈수록 퇴적층 하부에서 유의성 있는 패턴으로 감소하고 있음을 보여준다. 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적량이 최대치를 보였던 퇴적층에서도 post-depositional movement에 의해 ^{137}Cs 의 확산이 있었을 것으로 예측될 수 있으나, 퇴적후 재분포 과정에서도 ^{137}Cs 를 나타내는 층위의 위치는 일반적으로 변화되지 않을 것으로 추정하였다(Ritchie et al., 1975).

1963년도 퇴적층의 깊이는 시료채취 지점 5 m에서 60~70 cm였으며, 선형적으로 감소하여 75 m 지점에서는 10~20 cm 심도를 유지하고 있었다. 남서 방향의 5 m 지점이 북동 방향의 75 m 지점에 비해 퇴적층의 심도가 40 cm 깊게 형성되고 있음을 알 수 있었다.

^{137}Cs 농도가 검출한계 이상으로 나오는 토층은 시료채취 지점에 따라 40 cm에서 90 cm 하부에 존재하였다. 그러나 1963년도의 ^{137}Cs 퇴적층의 심도가 시료채취 지점 방향에 따라 선형적인 것과는 달리 1차 회귀식에서의 상관성이 나타나지 않았다. 따라서 ^{137}Cs 농도가 검출한계 이상으로 나오는 토층을 1954년도 토층으로 추정하기가 어려웠다. 이러한 원인은 ^{137}Cs 농도가 최대치를 나타내는

지점으로부터 ^{137}Cs 가 분자확산 등의 기작에 의해 하부로 확산되었기 때문인 것으로 판단되었다(Illus and Saxen, 2005; Ahn et al., 2006). 즉, 백록담 화구호의 1950년대 중반 이후의 퇴적층은 ^{137}Cs 농도가 검출한계 이상으로 검출되는 토층보다는 상부에 형성되었을 것으로 예측되었다.



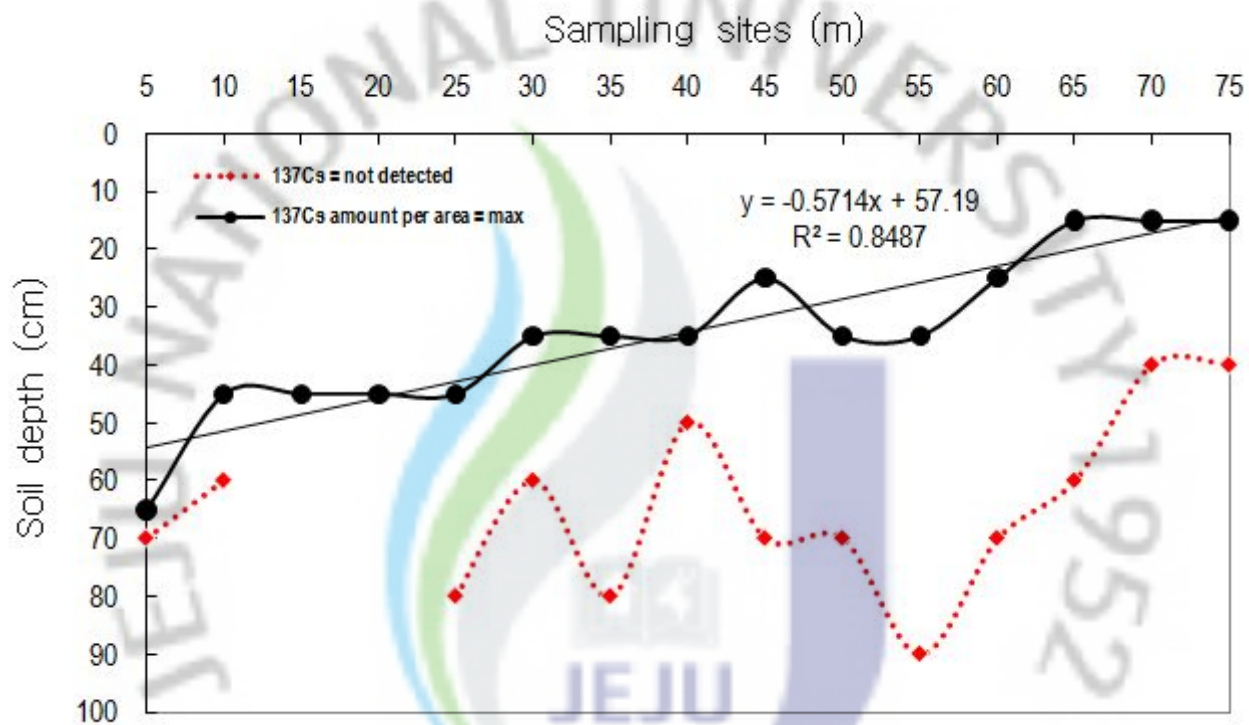


Fig. 32. Curves showing the depth of maximum ¹³⁷Cs deposited in 1963 per area and below the detection limit. Data of 15 m and 20 m are missed.

라. 연구결과를 통한 시사점

본 연구결과에 의하면 한라산 백록담의 담수수위가 최근 들어 낮아진 이유는 백록담 상부지역의 토사층 유실 및 그로 인한 화구호 불투수층 형성지대에 퇴적량이 증가하였기 때문인 것으로 결론지을 수 있다. 즉, 담수량은 강수량에 따라 유지되고 있으나, 퇴적토사에 의해 담수수위가 낮아지는 외형적 현상이 발생하고 있다고 할 수 있다.

백록담 정상과 경사면에서의 급격한 침식에 의한 퇴적과정의 진행은 한라산 등산객의 급격한 증가와 그에 따른 백록담 분화구의 훼손에 따른 인위적 요인에 기인한 것으로 보여 진다. 과거 한라산 서북벽과 남벽을 이용하여 백록담까지 오르는 등산로 코스는 한라산의 심각한 훼손을 초래하여 출입통제로 이어진 바도 있다. Ahn et al.(2006)에 의하면 일본 Takkobu 호수에서 1960년대 이후 퇴적량의 급격한 증가와 담수수위 감소는 농업활동과 공사 등의 인위적 요인에 의해 야기되었음을 규명한 바 있다.

향후 한라산 백록담의 담수수위를 유지하기 위해서는 백록담 정상 및 비탈지역에 대한 침식방지 대책이 요구된다. 다만, 백록담 침식지대에 토양(녹화마대 등)을 투입하여 침식수로를 막는 방안은 장기적으로 화구호로의 토사유입의 원인이 되므로 신중하게 선택해야 할 것으로 생각한다. 본 시험지역의 화구호 중심부인 25~60 m 지점에서 불투수층을 형성하는 지대는 1963년 이후 토사가 이미 20~70 cm 깊이로 퇴적되었기 때문에 육안으로 관찰되는 수량고갈 현상은 과거에 비해 상대적으로 클 수밖에 없다. 따라서 백록담 정상과 경사면의 침식지역에 대한 복구와 더불어 1963년 이후 화구호에 형성된 퇴적층을 제거하여 화구호의 원형을 복원하는 방법도 고려할 필요가 있을 것으로 생각된다.

요 약

본 연구는 백록담 화구호 토양퇴적층의 물리·화학적 성분과 인공방사성 핵종인 ^{137}Cs 의 퇴적층 내 분포 특성에 대한 분석을 통하여 백록담 화구호의 퇴적특성을 해석하고, 담수지역 보존을 위한 자료를 제시하고자 하였다.

시험지역의 선정은 백록담 화구호의 지형과 갈수기에 발생하는 백록담 화구호 바닥의 퇴적층의 상태를 고려하여 초지와 경계를 이루는 위치를 기점으로 하여 남서에서 북동방향으로 5 m 간격으로 75 m 지점까지 총 15개 지점을 선정하였다. 토주는 Cobra 토양시료 채취기를 이용하여 채취한 후 다시 10 cm 간격으로 core sampler로 채취하여 분석에 사용하였다.

또한, 시험지역의 퇴적층 시료에 대해 핵폭발에 의해 토양에 흡착된 ^{137}Cs 농도를 측정하여 백록담 화구호의 퇴적특성을 해석하였다. 측정된 ^{137}Cs 농도는 단위 면적당 ^{137}Cs 총량, 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량을 산출하는데 이용하였으며, 이를 통하여 퇴적률, 퇴적량 및 1963년 이후 형성된 퇴적단면을 추정하였다. 그리고 1963년도 퇴적층을 대상으로 ^{137}Cs 퇴적량과 토양의 물리·화학적 특성간 상관성 분석을 통하여 시험지역의 퇴적환경에 영향을 미치는 토양학적 요소를 파악하였다.

1) 백록담 화구호 퇴적층의 화학조성에 대한 XRF 분석결과 Al_2O_3 는 지점과 깊이에 따라 변화가 없었으나 SiO_2 와 Fe_2O_3 는 각각 39.6~60.7%와 5.5~12.0% 범위에서 함량변화가 반대되는 경향을 보였다. SiO_2 함량은 5~25 m 지점에서는 평균 55~58%, 35~75 m 지점에서는 평균 48~50%로 분석되었으며, 이는 5 m 지점에는 SiO_2 함량이 상대적으로 높은 남서방향의 침식토가, 75 m 지점에는 북동방향의 침식토가 유입되고 있음을 시사하였다.

2) 백록담 화구호 퇴적층의 전기전도도는 $87\sim 230 \mu\text{S cm}^{-1}$, 치환성양이온 $0.25\sim 0.61 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$, 유기물 함량 $1.24\sim 8.98\%$, 점토+미사 함량은 $14\sim 93\%$, 공극률 $31.2\sim 69.6\%$ 범위였으며, 대체로 시험지역의 가장자리인 남서쪽과 북동쪽은 낮고, 중앙은 높은 경향을 나타냈다. 반면, 용적밀도는 $0.71\sim 1.72 \text{ g cm}^{-3}$, 입자밀도 $2.00\sim 2.84 \text{ g cm}^{-3}$, 투수계수 $1\sim 9,504 \text{ cm day}^{-1}$ 범위였으며, 시험지역의 중앙부에서 낮게 분석되었다. 특히 투수계수는 시험지역의 중심부인 25~65 m 지점에서의 중간값이 $6.5\sim 31.3 \text{ cm day}^{-1}$ 인 반면 5~20 m 지점에서는 $416\sim 4,752 \text{ cm day}^{-1}$ 로 높은 수치를 나타냈다.

3) 분석지점별 단위무게당 최대 ^{137}Cs 농도는 $19.0\sim 213.9 \text{ Bq kg}^{-1}$ 범위였다. 이 자료를 이용하여 단위면적당 ^{137}Cs 퇴적총량을 산출한 결과, 분석지점에 따라 $7.4\sim 29.8 \text{ kBq m}^{-2}$ 의 범위를 보였으며, 평균값은 19.5 kBq m^{-2} 였다.

4) ^{137}Cs 농도 검출피크는 대부분 퇴적층 심도에 따라 종모양으로 호수나 강의 범람원에서 나타나는 전형적인 퇴적형태를 나타냈으나, 5~20 m 지점에서는 표토층에서 ^{137}Cs 가 검출되지 않아 ^{137}Cs 에 오염되지 않은 토사가 시험지역으로 유입되고 있는 것으로 판단되었다.

5) 분석지점별로 단위면적당 ^{137}Cs 총퇴적량이 최대인 퇴적층을 1963년도 형성된 토층으로 구분하였다. 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량은 단위면적당 ^{137}Cs 총퇴적량 대비 평균 45% 수준으로 분석지점별로 $2.7\sim 16.6 \text{ kBq m}^{-2}$ 의 범위였고, 평균값은 9.3 kBq m^{-2} 이었다.

6) 단위면적당 ^{137}Cs 총퇴적량과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량간에는 높은 상관성을 보였으며, 분석지역의 중심부가 가장자리에 비해 상대적으로 높은 값을 나타냈다. 이는 ^{137}Cs 퇴적이 백록담 화구호의 중심부에서 활발하게 진행되고 있음을 의미하였다.

7) 1963년도 퇴적층의 깊이는 5 m 지점에서 $60\sim 70 \text{ cm}$ 였으며, 선형적으로 감소하여 75 m 지점에서 $10\sim 20 \text{ cm}$ 심도를 보였다. 즉, 시험구역 75 m 구간에서

^{137}Cs 데이터를 이용한 1963년도 퇴적층의 깊이는 최대 40 cm 가량 차이가 있음을 확인하였다.

8) 분석지역의 단위면적당 ^{137}Cs 총량에 대한 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량의 비율은 1.4~3.6 범위였으며, 남서 방향의 5 m 지점에서 가장 높고, 북동 방향의 70 m 지점에서 가장 낮았다. 이 결과로부터 1963년 이후 퇴적활동이 5 m 지점을 통해 주로 이루어지고 있음을 알 수 있었다.

9) 시험지역인 백록담 화구호에서의 퇴적률은 $0.37\sim 1.59\text{ cm yr}^{-1}$ 범위였고, 평균 퇴적률은 0.84 cm yr^{-1} 였다. 이로서 백록담 화구호에는 1963년 이후 연평균 0.84 cm 의 퇴적물이 쌓여 담수심이 감소한 것으로 추정되었다. 또한, 퇴적률은 1.59 cm yr^{-1} 로 가장 높은 5 m 지점에서 0.37 cm yr^{-1} 로 가장 낮은 75 m 지점까지 선형적으로 감소하여 5 m와 75 m 지점간 4.3배의 차이를 보였다. 이와 같은 결과로 볼 때, 침식된 토사는 남서방향의 5 m 지점에서 북동방향의 75 m 지점으로 유입되고 있는 것으로 추정되었다.

10) 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 퇴적물간 1차 회귀분석을 실시한 결과, 5~20 m 지점의 시료는 이상치로 나타났으며, 이는 ^{137}Cs 에 오염되지 않은 토사가 유입되는 현상으로 설명되었다.

11) 단위면적당 ^{137}Cs 총량과 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량에 대한 비율을 퇴적물에 대해 회귀분석한 결과, 선형성을 보여 1963년대 이후의 퇴적량 증가에 의해 퇴적률이 증가하는 경향을 나타냈다. 그러나 75 m 지점의 단위면적당 ^{137}Cs 총량이 1963년도 ^{137}Cs 퇴적량 대비 높은 반면, 퇴적률은 가장 낮은 것으로 나타났다. 이는 1963년도 이후 5 m 지점에서의 토사유입에 의한 퇴적활동이 활발하였다는 근거로 제시될 수 있었다.

12) 백록담 화구호에서의 연간 퇴적량은 화구호의 담수지역 면적을 $11,457\text{ m}^2$ 로 가정할 때 $36.9\sim 240.0\text{ ton yr}^{-1}$ 범위였고, 평균값은 97.8 ton yr^{-1} 였다. 퇴적량의 경우도 퇴적률과 마찬가지로 5 m 지점이 가장 높았으며, 65~75 m 지점까지 선형적으로 감소하는 경향을 보였다.

13) 1963년도 퇴적층의 ^{137}Cs 퇴적량은 전기전도도, 유기물 함량, 전질소, 치환성양이온 농도, 공극률, 점토+ 미사 함량과 양의 상관성을 나타냈으며, 용적밀도와 투수계수와는 음의 상관성을 보였다. 또한 1963년도 퇴적층의 주요 토양특성중 유기물 함량, 전기전도도, 치환성양이온 함량, 가비중, 공극률, 점토+ 미사 함량, 투수계수 간에는 높은 상호연관성을 보였다. 이러한 결과로 볼 때, 백록담 화구호에서 유거수에 의한 침식토사의 퇴적에는 침식토사의 입자크기, 유기물 함량 및 투수계수가 가장 중요한 토양학적 요소일 것으로 판단되었다.

14) 분석지점간 수직적, 수평적인 ^{137}Cs 농도의 프로필이 다양한 점은 백록담 화구호의 퇴적양상이 지점별로 다양하다는 점을 나타낸다. 이는 백록담 정상 및 경사면으로부터 유입된 퇴적물이 강우에 의해 재분산과 재분포가 활발하게 이루어졌기 때문인 것으로 보여 진다. 즉, 퇴적된 토사 중에서 점토+ 미사 등의 미세 입자가 재분산 과정에서 측면 이동이 이루어지는 것으로 파악되었다.

결론적으로, 본 연구를 통하여 한라산 백록담의 담수수위가 최근 들어 낮아진 이유는 백록담 상부지역의 토사층 유실 및 그로 인한 화구호 불투수층 형성지대를 중심으로 퇴적량이 증가했기 때문이다. 즉, 담수량은 강수량에 따라 유지되고 있으나, 퇴적토사에 의해 외형적으로 담수수위가 낮아지는 현상이 발생하고 있다고 할 수 있다. 따라서 백록담 주변에 녹화마대 등의 토양투입에 의한 침식방지 대책은 신중한 고려가 필요한 것으로 생각된다. 향후, 백록담 정상과 경사면의 침식지역에 대한 복구와 더불어 1963년 이후 화구호에 형성된 퇴적층을 제거하여 화구호의 원형을 복원하는 방법도 고려할 필요가 있을 것으로 생각된다.

인용문헌

- 강순석. 2009. 한라산 자연휴식년제 등산로 학술조사보고서. 제주특별자치도 환경자원연구원. pp.3-41.
- 강태우. 2000. 제주도 토양의 감귤나무(*Citrus unshiu* Marc.)에서 ^{137}Cs 의 전이. 제주대학교 석사학위논문. pp.4-13.
- 고석형, 고정균. 2006. 백록담일대 훼손 및 복구지역 토양의 이화학적 특성. 한라산연구소. 6:85-102.
- 고정균. 2006. 한라산 백록담일대의 식생. 한라산천연보호구역 학술조사보고서. 한라산연구소. pp.342-344.
- 고정선, 윤성효, 강순석. 2003. 제주도 한라산 백록담 분화구 일대 화산암류의 암석학적 연구. 암석학회지. 12:1-15.
- 김계훈. 1995. Cs-137 분포를 이용한 저수지의 퇴적 양상 추정. 한국농화학회지. 38(2):157-162.
- 김진택, 박승우, 서승덕. 1993. 관개용 저수지의 퇴사량과 유역 유사량 추정식. 한국농공학회지. 35:104-115.
- 남정만. 2001. 백록담 분화구 사면안정화. 한라산 백록담 담수화 및 분화구내 복구방안 심포지엄 자료집. pp.83-98.
- 농촌진흥청 농업과학기술원. 2000. 토양 및 식물체 분석법. pp.35-131.
- 류시창, 민병향. 1975. 저수지의 퇴사에 관한 연구-진양 지구를 중심으로. 한국농공학회지. 17:46-53.
- 박기화, 이병주, 조동룡, 김정찬, 이승열, 김유봉, 이한영, 조병욱, 장영남, 손병국, 전희영, 김용욱. 2000. 서귀포 · 하효리도폭 지질보고서(1:50,000). 제주도.

p.163.

- 서재철. 2002. 백록담 못은 왜 마를까? 한라산연구소 조사연구보고서. 1:169-172.
- 양중해. 2000. 옛사람들의 등한라산기. 제주문화원. pp.12-191.
- 우보명. 1976. 토양침식에작용하는몇가지요인의영향에관한연구. 한국임학회지. 29:54-101.
- 윤선, 현원학, 정차연. 2005. 제주도 한라산의 지질. 지질학회지. 41(4):481-497.
- 이명호, 이창우, 홍광희, 최용호, 김상복, 박두원, 이정호. 1995. 대전지역 토양에 대한 Cs-137 및 Sr-90 방사능농도 분포 조사. 대한방사선방어학회지. 20(2):123-128.
- 이명호, 최용호, 신현상, 김상복, 이창우. 1998. 한국토양에 존재하는 Cs-137 방사능 분포. 대한방사선방어학회지. 23(2):97-102.
- 이상배. 2008. 제주도 한라산조면암의 풍화미캐니즘과 물리적 특성변화. 부경대학교 박사학위논문. pp.1-37.
- 이창섭, 조태진, 이상배, 원경식. 2007. 제주도 한라산조면암의 풍화특성에 관한 연구. The Journal of Engineering Geology. 17:235-251.
- 장남기. 1996a. 토양의 침식과 보전에 관한 이론적 분석1. 토양의 생성과 침식. 한국잔디학회지. 10(1):21-29.
- 장남기. 1996b. 토양의 침식과 보전에 관한 이론적 분석2. 토양침식의 내성에 관한 이론. 한국잔디학회지. 10(1):31-40.
- 장남기. 1996c. 토양의 침식과 보전에 관한 이론적 분석3. 사면토양의 침식에 관한 이론. 한국잔디학회지. 10(1):41-47.
- 장남기. 1996d. 토양의 침식과 보전에 관한 이론적 분석4. 삼림토양의 침식과 유실기구. 한국잔디학회지. 10(1):49-59.
- 정명호. 2001. 백록담 분화구의 수리·수문학적 특성. 백록담 담수화 및 훼손지

- 복구 방안심포지엄 자료집. pp.65-80.
- 정필균, 고문환, 엄기태. 1985. 토양유실량 측정을 위한 작부인자 검토. 한국토양비료학회지. 18:7-13.
- 조태진, 이상배, 황택진, 원경식. 2009. 풍화진행에 따른 한라산조면암의 역학적 특성변화. 한국암반공학회지. 19(4):287-303.
- 제주도. 2000. 한라산 기초조사 및 보호관리계획수립. 제주도. pp.17-200.
- 차현주, 박두원, 박효국, 강문자, 이완로, 최근식, 조영현, 정근호, 이행필, 신형상, 이창우. 2004. 토양 중 Cs-137과 Sr-90의 깊이별 분포특성. 대한방사선방어학회지. 29(3):197-204.
- 한국방사선기술연구소. 2005. 원자력이용시설 주변 방사선 환경 조사 및 평가보고서. 한국원자력안전기술원. 140(16):13-17.
- 한라산국립공원관리사무소. 1993. 한라산 백록담 담수적량 보전용역 보고서. (주)신진엔지니어링종합건축사사무소. 한라산국립공원관리사무소. pp.79-81.
- 한라산연구소. 2001. 한라산 백록담 담수화 및 분화구내 복구방안. 제주도. pp.1-98.
- 한라산국립공원관리사무소. 2004. 한라산국립공원관리계획. 제주도. pp.10-218.
- 한상준. 2004. 영광원자력발전소 주변환경중 Cs-137분포 및 거동에 관한 연구. 조선대학교 석사학위논문. p.51.
- 한라일보사. 2003. 한라산학술대탐사(3). 한천. 백록담 담수조사. 나라출판. pp.250-267.
- 현해남, 장공만, 김현철, 고정근, 오상실. 2003. 백록담 분화구 토양에서의 누수현상 해석(I). 한라산연구소 조사연구보고서. (2):111-126.
- Ahn, Y.S., S. Mizugaki, F. Nakamura, U. Nakamura. 2006. Historical change in lake sedimentation in Lake Takkobu, Kushiro Mire, northern Japan over the last 300 years. Geomorphology. 78:321-334.

- Alberts, E.E., W.C. Moldenhauer, G.R. Foster. 1980. Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:590-595.
- Alonso-Hernandez, C.M., M. Diaz-Asencio, A. Munoz-Caravaca, R. Delfanti, C. Papucci, O. Ferretti, C. Crovato. 2006. Recent changes in sedimentation regime in Cienfuegos Bay, Cuba, as inferred from ^{210}Pb and ^{137}Cs vertical profiles. *Continental Shelf Research.* 26:153-167.
- Allison, M.A., S.A. Kuehl, T.C. Martin, A. Hassan. 1998. Importance of flood-plain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous input to the oceans: insights from the Brahmaputra-Jamuna river. *Geology.* 26:175-178.
- Ashley, G.M., L.E. Moritz. 1979. Determination of lacustrine sedimentation rates by radioactive fallout (^{137}Cs). Pitt Lake, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science.* 16:965-970.
- Bishop, P., B.C. Clayton, C. Lucas Heights, S. Mcfadden. 1991. Absence of Caesium-137 from recent sediments in Eastern Australia - Indications of catchment process. *CATENA.* 18:61-69.
- Bossey, P., G. Kirchner. 2004. Modelling the vertical distribution of radionuclides in soil. Part 1: the convection-dispersion equation revisited. *Journal of Environmental. Radioactivity.* 73:127-150.
- Bolt, G.H., M.G.M. Bruggenwert, A. Kamphorst. 1978. Adsorption of cations by soil. In *Development. in Soil Sciences 54: Soil Chemistry. A. Basic Elements.* ed. G.H. Bolt and M.G.M. Bruggenwert:54-90. Elsevier. Amsterdam.
- Bonnett, P.J.P. 1990. A review of the erosional behaviour of radionuclides in selected drainage basins. *J Environ Radioact.* 11:251-266.

- Brown, R.B., G.F. Kling, N.H. Cutshall. 1981. Agricultural erosion indicated by Cs-137 redistribution: II. Estimate of erosion rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:1191-1197.
- Cambray, R.S., K. Playford, G.N.I. Lewis. 1985. Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1984. Report AERE-R 11915, Harwell.
- Cochran, J.K., M. Frignani, M. Salamanca, L.G. Bellucci, S. Guerzoni. 1998. Lead-210 as a tracer of atmospheric input of heavy metals in the northern Venice Lagoon. *Marine Chemistry.* 62:15-29
- Collins, A.L., D.E. Walling. 2002. Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of Hydrology.* 261:218-244.
- Collins, A.L., D.E. Walling. 2004. Documenting catchment suspended sediment sources-problems, approaches and prospects. *Progress in Physical Geography.* 28:159-196.
- Collins, A.L., D.E. Walling, G.J.L. Leeks. 1997a. Source type ascription for fluvial suspended sediment based on a quantitative composite fingerprinting technique. *Catena.* 29:1-27.
- Collins, A.L., D.E. Walling, G.J.L. Leeks. 1997b. Fingerprinting the origin of fluvial suspended sediment in larger river basins-combining assessment of spatial provenance and source type. *Geografiska Annaler.* 79A:239-254.
- Collins, A.L., D.E. Walling, G.J.L. Leeks. 1997c. Sediment sources in the Upper Severn catchment-a fingerprinting approach. *Hydrology and Earth System Sciences.* 1:509-521.
- Davidson, W., P. Spezanno, J. Hilton. 1993. Remobilization of caesium from freshwater sediments. *Journal of Environmental Radioactivity.*

19:109-124.

- DeLaune, R.D., W.H. Patrick Jr, R.J. Buresh. 1978. Sedimentation rates determined by Cs-137 dating in a rapidly accreting salt marsh. *Nature*. 275:532-533.
- Doering, C., R. Akber, H. Heijnis. 2006. Vertical distributions of Pb-210 excess, Be-7 and Cs-137 in selected grass covered soils in Southeast Queensland, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*. 87:135-147.
- Fang, H.J., X.M. Yang, X.P. Zhang, A.Z. Liang. 2006. Using ¹³⁷Cs Tracer Technique to Evaluate Erosion and Deposition of Black Soil in Northeast China. Soil Science Society of China Published by Elsevier Limited and Science Press. 16(2):201-209.
- Forstner, U., G.T.W. Wittmann. 1981. Metal pollution in the aquatic environment (2nd ed.). Springer-Verlag, New York. p.486.
- Froehlich, W., D.E. Walling. 1994. Use of Chernobyl-derived radiocaesium to investigate contemporary overbank sedimentation on the flood plains of Carpathian rivers. Variability in stream erosion and sediment transport. IAHS Publication. 224:161-170.
- Goldberg, E.D. 1963. Geochronology with Pb-210. *Radioactive Dating*. International Atomic Energy. Agency, Vienna:121-131.
- Goodbred, S.L., S.A. Kuehl. 1998. Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Gangese Brahmaputra river sediment:: an accretion study using Cs-137 and Pb-210 geochronology. *Sedimentary Geology*. 121:239-258.
- He, Q., D.E. Walling, P.N. Owens. 1996. Interpreting the ¹³⁷Cs profiles observed in several small lakes and reservoirs in southern England.

- Chemical Geology. 129:115-131.
- Horowitz., A.J. 1991. A Primer on Sediment-trace Element Chemistry (2nd ed.). Lewis Publishers, Chelsea, Michigan. p.136.
- Ilus, E., R. Saxen. 2005. Accumulation of Chernobyl-derived Cs-137 in bottom sediments of some Finnish lakes.
- Jeffries, R., S.E. Darby, D.A. Sear. 2002. The influence of vegetation and organic debris on flood-plain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New Forest, England. *Geomorphology*. 129:1-20.
- Juracek, K.E., A.C. Ziegler. 2009. Estimation of sediment sources using selected chemical tracers in the Perry lake basin, Kansas, USA. *International Journal of Sediment Research*. 24:108-125.
- Kiss, J.J., D.E. Jong, L.W. Martz. 1988. The distribution of fallout cesium-137 in Southern Saskatchewan, Canada. *Journal of Environmental Quality*. 17:445-451.
- Kleiss, H.J. 1970. Hillslope sedimentation and soil formation in northeastern Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34:287-290.
- Koh, M.H., J.R. McHenry. 1982. Determining Sediment Rate Using Cesium-137 Fallout at the Larto Lake. *J. Korean Soc. Soil Sci. Fert.* p.15.
- Larsen, R.W. 1985. Worldwide deposition of ⁹⁰Sr through 1983. *EML-444*:1-22.
- Lee, M.H. C.W. Lee. 1999. Determination of ¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr and fallout Pu in the volcanic soil of Korea. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 239(3):471-176.
- Livens, F.R., M.S. Baxter. 1988. Particle size and radionuclide levels in

- some west Cumbrian soils. *Science of the Total Environment*. 70:1-17.
- Livens, F.R., D.L. Rimmer. 1988. Physico-chemical controls on artificial radionuclides in soil. *Soil Use Manage.* 4:63-69.
- Lu, X., E. Matsumoto. 2005. Recent sedimentation rates derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs methods in Ise Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 65:83-93.
- Mahara, Y. 1993. Heavy metals in the environment: storage and migration of fallout Strontium-90 and Cesium-137 for over 40 years in the surface soil of Nagasaki. *Journal of Environmental Quality*. 22:722-730.
- Menzel, R.G.P., P. Jung, K. Ryu, K. Um. 1987. Estimating soil erosion losses in Korea with fallout cesium-137. *Appl. Radiat. Isoto.* 38:451-454.
- Morris, G.L., J. Fan. 1998. *Reservoir Sedimentation Handbook*. McGraw-Hill, New York.
- Motha, J.A., P.J. Wallbrink, P.B. Hairsine, R.B. Grayson. 2002. Tracer properties of eroded sediment and source material. *Hydrological Processes*. 16:1983-2000.
- Nagle, G.N., J.C. Ritchie. 1999. The use of tracers to study sediment sources in three streams in northeastern Oregon. *Physical Geography*. 20:348-366.
- Nordlinder, S., U. Bergstrom, J.E. Brittain. 1997. A generic dynamic model of Cs-137 turnover in Nordic Lakes. *Journal of Environmental Radioactivity*. 37:175-191.
- Oldfield, F., P.G. Appleby. 1984. The role of ^{210}Pb dating in sediment based erosion studies. In: *Drainage Basin Erosion and Sedimentation - A Conference on Erosion, Transportation and Sedimentation in*

- Australian Drainage Basins. Newcastle. NSW:175-182.
- Owens, P.N., D.E. Walling, G.J.L. Leeks. 1999. Use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena*. 36:21-47.
- Perrin, J. F. Carrier, L. Guillot. 2006. Determination of the vertical distribution of radioelements (K, U, Th, Cs) in soils from portable HP-Ge spectrometer measurements: A tool for soil erosion studies. *Applied Radiation and Isotopes*. 64:830-843.
- Playford, K., J. Toole, and T. Sanders. 1995. Radioactive fallout in air and rain: Results to the end of 1993. DOE Rep. DOE/RAS/94.004. Dep. of the Environ., London.
- Putyrskaya, V., E. Klemm, S. Rollin. 2009. Migration of Cs-137 in tributaries, lake water and sediment of Lago Maggiore (Italy, Switzerland) - analysis and comparison with Lago di Lugano and other lakes.
- Ritchie, J.C., J.R. McHenry. 1973. Determination of fallout Cs-137 and naturally occurring gamma-ray emitters in sediments. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 24:575-578.
- Ritchie, J.C., J.R. McHenry. 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *Journal of Environmental Quality*. 19:215-233.
- Ritchie, J.C., P.H. Hawks, J.R. McHenry. 1975. Deposition rates in valleys determined using fallout cesium-137. *Geological Society of America Bulletin*. 86:1128-1130.

- Ritchie, J.C., V.L. Finney, K.J. Oster, C.A. Ritchie. 2004. Sediment deposition in the flood plain of Stemple Creek Watershed, northern California. *Geomorphology*. 61:347-360.
- Ritchie, J.C., M.A. Nearing, F.E. Rhoton. 2009. Sediment budgets and source determinations using fallout Cesium-137 in a semiarid rangeland watershed, Arizona, USA. *Journal of Environmental Radioactivity*. 100:637-643.
- Robbins, J., D.N. Edgington. 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 39, pp.285-304.
- Russell, M.A., D.E. Walling, R.A. Hodgkinson. 2001. Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK. *Journal of Hydrology*. 252:1-24.
- Sawhney, B.L. 1972. Selective sorption and fixation of cations by clay minerals: a review. *Clays and Clay Minerals*. 20:93-100.
- Stark, K., P. Wallberg, T. Nylén. 2006. Post-depositional redistribution and gradual accumulation of ¹³⁷Cs in a riparian wetland ecosystem in Sweden. *Journal of Environmental Radioactivity*. 87:175-187
- Tamura, T. 1964. Selective sorption reaction of cesium with mineral soils. *Nucl. Saf.* 5:262-268.
- Terry, J.P., R.A. Kostaschuk, S. Garimella. 2006. Sediment deposition rate in the Falefa River basin. Upolu Island, Samoa. *Journal of Environmental Radioactivity*. 86:45-63.
- Tyler, A.N., S. Carter, D.A. Davidson, D.J. Long, R. Tipping. 2001. The extent and significance of bioturbation on Cs-137 distributions in upland soils. *Catena*. 43:81-99.

- UNSCEAR(United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation). 2000. UNSCEAR 2000 report to the general assembly, with scientific annexes, vol.I, Annex B: Exposures from natural radiation sources. United Nations, New York.
- Van der Perk, M., O. Slavik, E. Fulatar. 2002. Assessment of spatial variation of cesium-137 in small catchments. *Journal of Environmental Quality*. 31:1930-1939.
- Van Hoof, P. L., A.W. Andren. 1989. Partitioning and transport of ^{210}Pb in lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*. 15(3):498-509.
- Walling, D.E. 2005. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Science of The Total Environment*. 344. pp.159-184.
- Walling, D.E. 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*. 65:209-237.
- Walling, D.E., Q. He. 1997. Use of fallout ^{137}Cs in investigations of overbanks sediment deposition on river floodplains. *CATENA*. 29:263-282.
- Walling, D.E., A.L. Collins, H.M. Sickingabula. 2003. Using unsupported lead-210 measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small Zambian catchment. *Geomorphology*. 52:193-213.
- Walling, D.E., J.C. Woodward. 1992. Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. *Proceeding from Oslo Symposium on Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*. IAHS Press, Wallingford. 210:153-164.
- Whicker, J.J. 1994. ^{137}Cs in sediments of Utah Lakes and Reservoirs: Effects of elevation, sedimentation rate and fallout history. *J. Environ.*

Radioactivity. 23:265-283.

Xiang, L. X.X. Lu, D.L. Higgitt, S.M. Wang. 2002. Recent lake sedimentation in the middle and lower Yangtze basin inferred from ^{137}Cs and ^{210}Pb measurements. Journal of Asian Earth Science. 21:77-86.



Appendix



Appendix 1. Chemical properties of bottom sediments in Crater lake, Baengrokdam of Mt. Halla.

1) Sampling site : 5 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.31	16	0.07	0.20	0.07	0.15	5.3	91	4.43	1.30	2.39	45.6	3168	60	40
20	0.30	17	0.09	0.24	0.08	0.19	5.3	97	6.40	1.35	2.45	44.9	559	62	38
30	0.32	14	0.03	0.17	0.05	0.05	5.4	93	5.93	1.32	2.38	44.5	1584	73	27
40	0.27	12	0.05	0.13	0.03	0.09	5.2	94	3.44	1.23	2.30	46.5	272	59	41
50	0.15	15	0.03	0.13	0.03	0.05	5.2	98	2.70	1.32	2.32	43.1	731	61	39
60	0.34	11	0.07	0.14	0.04	0.16	5.3	87	3.45	1.34	2.39	43.9	3168	65	35
70	0.20	19	0.04	0.14	0.04	0.05	5.3	93	4.99	1.35	2.45	44.9	211	57	43
80	0.20	15	0.05	0.12	0.03	0.08	5.1	96	4.16	0.93	2.31	59.7	173	26	74
90	0.17	10	0.04	0.13	0.03	0.07	5.1	94	3.67	0.99	2.20	55.0	4	39	61
100	0.13	13	0.05	0.15	0.04	0.07	5.3	93	2.52	1.22	2.24	45.5	108	66	34
Aveg.	0.24	13	0.05	0.16	0.04	0.10	5.3	94	4.17	1.24	2.34	47.4	998	57	43

2) Sampling site : 10 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.11	11	0.04	0.11	0.03	0.06	5.3	98	2.05	1.29	2.35	45.1	634	66	34
20	0.23	10	0.03	0.10	0.03	0.06	5.2	99	3.02	1.37	2.25	39.1	950	70	30
30	0.12	21	0.04	0.11	0.03	0.06	5.2	93	2.83	1.36	2.22	38.7	4752	81	19
40	0.14	25	0.03	0.12	0.03	0.06	5.1	97	3.38	1.26	2.16	41.7	36	52	48
50	0.14	21	0.04	0.12	0.03	0.07	5.1	94	2.55	1.41	2.41	41.5	1901	80	20
60	0.10	16	0.04	0.12	0.03	0.06	5.3	95	2.45	1.36	2.41	43.6	3168	78	22
70	0.21	14	0.04	0.14	0.04	0.09	5.3	94	3.44	1.44	2.30	37.4	3168	69	31
80	0.30	9	0.07	0.26	0.07	0.11	5.4	92	4.85	1.18	2.21	46.6	2592	52	48
90	0.30	15	0.05	0.19	0.06	0.06	5.4	91	4.60	1.06	2.24	52.7	5	41	59
Aveg.	0.18	14	0.04	0.14	0.04	0.07	5.3	95	3.24	1.30	2.28	42.9	1721	65	35

3) Sampling site : 15 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.10	14	0.04	0.12	0.03	0.09	5.4	97	1.90	1.29	2.34	44.9	3168	74	26
20	0.23	16	0.04	0.12	0.03	0.10	5.2	101	2.79	1.31	2.41	45.6	3168	73	27
30	0.09	12	0.02	0.10	0.04	0.08	5.2	93	1.40	1.27	2.33	45.5	1358	67	33
40	0.09	15	0.03	0.10	0.04	0.08	5.2	92	1.24	1.37	2.29	40.2	9504	70	30
50	0.12	10	0.03	0.14	0.05	0.08	5.2	90	2.72	1.23	2.30	46.5	1584	61	39
60	0.07	5	0.05	0.14	0.04	0.15	5.2	84	3.32	0.93	2.57	63.8	93	53	47
70	0.10	24	0.05	0.14	0.04	0.07	5.3	91	2.18	1.02	2.41	57.7	4752	79	21
80	0.12	14	0.14	0.15	0.04	0.16	5.3	117	2.05	1.40	2.41	41.9	4752	79	21
90	0.14	19	0.06	0.13	0.03	0.09	5.3	123	2.47	0.89	2.55	65.1	10	70	30
Aveg.	0.12	13	0.05	0.13	0.04	0.10	5.3	99	2.23	1.19	2.40	50.1	2839	70	30

4) Sampling site : 20 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.11	19	0.06	0.13	0.03	0.12	5.3	100	2.52	1.72	2.50	31.2	528	62	38
20	0.10	16	0.04	0.11	0.03	0.06	5.1	92	1.46	1.20	2.56	53.1	4752	82	18
30	0.10	10	0.08	0.10	0.02	0.12	5.1	91	2.38	1.32	2.49	47.0	4752	78	22
40	0.17	11	0.07	0.15	0.04	0.11	5.3	102	2.78	1.10	2.41	54.4	3168	33	67
50	0.17	10	0.03	0.17	0.04	0.06	5.2	93	3.86	1.01	2.43	58.4	9504	45	55
60	0.15	17	0.08	0.17	0.04	0.12	5.2	100	3.92	1.26	2.50	49.6	4752	64	36
Aveg.	0.13	12	0.05	0.14	0.03	0.10	5.2	96	2.82	1.27	2.48	49.0	2746	61	39

5) Sampling site : 25 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.10	6	0.05	0.12	0.03	0.08	5.3	94	1.84	1.23	2.30	46.5	4752	75	25
20	0.20	5	0.07	0.18	0.06	0.12	5.4	96	3.81	0.98	2.35	58.3	211	51	49
30	0.25	6	0.07	0.24	0.07	0.10	5.4	97	2.94	0.88	2.18	59.6	4752	24	76
40	0.23	8	0.11	0.20	0.05	0.18	5.3	101	4.81	0.82	2.36	65.3	15	35	65
50	0.24	0	0.10	0.21	0.08	0.15	5.2	103	5.62	0.86	2.36	63.6	127	21	79
60	0.27	9	0.04	0.25	0.09	0.09	5.3	126	5.34	0.82	2.33	64.8	12	22	78
70	0.35	9	0.14	0.29	0.12	0.21	5.3	127	6.02	0.78	2.14	63.6	7	23	77
80	0.37	8	0.08	0.35	0.15	0.13	5.3	104	6.86	0.93	2.18	57.3	20	29	71
90	0.35	2	0.06	0.39	0.18	0.09	5.4	104	7.86	0.73	2.22	67.1	31	20	80
Aveg.	0.26	6	0.07	0.25	0.09	0.13	5.3	106	5.01	0.89	2.27	60.7	993	33	67

6) Sampling site : 30 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.29	4	0.04	0.32	0.08	0.09	5.6	92	5.40	0.78	2.30	66.1	7	18	82
20	0.28	2	0.04	0.24	0.06	0.09	5.3	94	4.02	0.77	2.35	67.2	10	20	80
30	0.36	11	0.15	0.23	0.06	0.25	5.3	101	5.16	0.82	2.26	63.7	6	14	86
40	0.40	11	0.06	0.23	0.06	0.12	5.3	112	5.69	0.81	2.36	65.7	8	20	80
50	0.33	10	0.05	0.19	0.06	0.08	5.2	109	7.40	0.77	2.36	67.4	7	15	85
60	0.38	7	0.06	0.24	0.08	0.09	5.2	99	7.11	0.79	2.33	66.1	4	18	82
70	0.44	5	0.08	0.28	0.14	0.11	5.4	114	8.98	0.81	2.14	62.1	3	28	72
80	0.33	6	0.08	0.29	0.15	0.11	5.6	98	7.72	0.94	2.18	56.9	3	26	74
Aveg.	0.35	6	0.06	0.25	0.09	0.12	5.4	102	6.43	0.81	2.29	64.4	5	20	80

7) Sampling site : 35 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.27	14	0.12	0.27	0.09	0.18	5.4	165	4.70	0.79	2.00	60.5	4752	10	90
20	0.34	19	0.06	0.22	0.07	0.12	5.1	168	6.44	0.79	2.15	63.3	11	10	90
30	0.33	23	0.07	0.21	0.07	0.17	5.0	230	8.05	0.78	2.18	64.2	37	9	91
40	0.29	20	0.08	0.20	0.07	0.16	5.0	209	6.72	0.78	2.16	63.9	9	9	91
50	0.31	22	0.10	0.21	0.07	0.18	5.0	227	7.38	0.82	2.09	60.8	6	10	90
60	0.33	20	0.07	0.20	0.07	0.15	5.0	212	6.76	0.83	2.04	59.3	5	12	88
70	0.34	20	0.09	0.22	0.09	0.16	5.1	188	6.68	0.82	2.33	64.8	328	10	90
80	0.28	20	0.12	0.25	0.12	0.17	5.2	156	6.97	0.86	2.09	58.9	2	19	81
90	0.32	20	0.08	0.26	0.12	0.14	5.2	180	6.87	0.89	2.02	55.9	1	22	78
100	0.29	19	0.11	0.24	0.11	0.16	5.3	150	6.49	0.89	2.24	60.3	3	16	84
Aveg.	0.31	18	0.08	0.23	0.09	0.16	5.1	171	6.71	0.83	2.13	61.2	515	13	87

8) Sampling site : 40 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.31	21	0.13	0.27	0.09	0.18	5.0	194	7.02	0.75	2.10	64.3	113	8	92
20	0.30	21	0.07	0.3	0.09	0.13	5.0	196	7.16	0.74	2.32	68.1	9	8	92
30	0.28	21	0.16	0.26	0.08	0.22	5.0	205	7.25	0.78	2.14	63.6	12	9	91
40	0.26	17	0.07	0.23	0.06	0.12	4.9	149	5.91	0.84	2.34	64.1	6	11	89
50	0.25	20	0.08	0.24	0.06	0.13	5.0	152	6.87	0.82	2.23	63.2	4	10	90
60	0.25	21	0.15	0.25	0.08	0.18	5.1	165	7.09	0.74	2.06	64.1	33	10	90
70	0.21	21	0.08	0.26	0.07	0.12	5.1	139	7.12	0.74	2.12	65.1	2	12	88
80	0.24	24	0.10	0.28	0.09	0.17	5.2	188	8.13	0.81	2.02	59.9	8	16	84
90	0.21	22	0.12	0.28	0.09	0.17	5.2	158	7.50	0.80	2.09	61.7	4	15	85
Aveg.	0.26	19	0.10	0.26	0.08	0.16	5.1	155	7.12	0.78	2.16	63.8	19	11	89

9) Sampling site : 45 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.28	16	0.09	0.34	0.09	0.16	5.1	180	5.57	0.79	2.12	62.7	3168	8	92
20	0.35	24	0.06	0.30	0.09	0.13	5.1	188	8.40	0.78	2.03	61.6	11	8	92
30	0.31	18	0.05	0.26	0.06	0.11	5.0	149	6.21	0.79	2.05	61.5	9	7	93
40	0.29	17	0.09	0.25	0.06	0.15	5.0	155	5.70	0.83	2.04	59.3	40	10	90
50	0.31	19	0.10	0.26	0.07	0.15	5.1	190	6.55	0.83	2.26	63.3	250	12	88
60	0.35	21	0.10	0.30	0.08	0.16	5.1	175	7.05	0.74	2.37	68.8	634	12	88
70	0.32	23	0.07	0.25	0.07	0.11	5.1	189	7.74	0.77	2.35	67.2	27	17	83
80	0.28	21	0.07	0.27	0.07	0.15	5.2	197	7.28	0.83	2.40	65.4	4752	19	81
90	0.30	23	0.13	0.24	0.06	0.18	5.2	204	7.93	0.83	2.45	66.1	17	20	80
100	0.32	23	0.09	0.42	0.13	0.15	5.3	203	8.03	0.73	2.39	69.5	12	18	82
Aveg.	0.31	19	0.08	0.29	0.08	0.14	5.1	183	7.05	0.79	2.25	64.5	892	13	87

10) Sampling site : 50 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.33	20	0.08	0.28	0.10	0.18	5.2	194	6.76	0.79	2.34	66.2	5	8	92
20	0.34	22	0.09	0.24	0.10	0.15	5.3	149	7.68	0.81	2.39	66.1	2	7	93
30	0.35	23	0.09	0.22	0.07	0.15	5.0	152	7.77	0.81	2.30	64.8	5	7	93
40	0.31	19	0.06	0.19	0.07	0.20	5.1	208	6.52	0.79	2.40	67.1	125	9	91
50	0.31	19	0.04	0.16	0.07	0.15	5.2	193	6.63	0.82	2.40	65.8	6	12	88
60	0.35	22	0.13	0.15	0.08	0.18	5.4	194	7.61	0.84	2.37	64.6	3	21	79
70	0.31	20	0.12	0.18	0.07	0.20	5.4	151	6.72	0.90	2.18	58.7	30	20	80
80	0.31	19	0.05	0.19	0.07	0.16	5.3	164	6.65	0.83	2.22	62.6	1584	22	78
90	0.29	18	0.05	0.20	0.07	0.16	5.4	172	6.08	0.83	2.26	63.3	79	22	78
100	0.33	21	0.06	0.18	0.07	0.14	5.2	137	7.21	0.71	2.06	65.5	29	22	78
Aveg.	0.32	19	0.07	0.20	0.08	0.17	5.3	156	6.96	0.81	2.29	64.5	187	15	85

11) Sampling site : 55 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.28	18	0.07	0.31	0.11	0.16	5.2	176	5.99	0.79	2.32	65.9	10	37	63
20	0.35	22	0.07	0.29	0.11	0.18	5.2	220	7.61	0.76	2.22	65.8	29	50	50
30	0.31	22	0.04	0.23	0.08	0.23	5.0	205	7.66	0.75	2.19	65.8	9	51	49
40	0.29	18	0.07	0.21	0.07	0.14	5.1	149	6.28	0.80	2.13	62.4	10	43	57
50	0.29	18	0.07	0.22	0.07	0.16	5.2	159	6.25	0.85	2.38	64.3	7	69	31
60	0.27	17	0.06	0.19	0.07	0.12	5.2	120	5.69	0.79	2.38	66.8	20	50	50
70	0.26	16	0.09	0.20	0.07	0.14	5.2	143	5.43	0.99	2.27	56.4	6	35	65
80	0.28	18	0.04	0.17	0.06	0.11	5.3	150	6.02	1.00	2.18	54.1	116	28	72
90	0.29	17	0.05	0.18	0.06	0.12	5.4	124	5.92	0.82	2.21	62.9	5	24	76
100	0.29	20	0.05	0.20	0.06	0.13	5.4	142	6.75	0.74	2.43	69.5	3	24	76
Aveg.	0.29	17	0.06	0.22	0.08	0.15	5.2	159	6.36	0.83	2.27	63.4	21	24	76

12) Sampling site : 60 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.31	21	0.13	0.27	0.09	0.18	5.0	194	7.02	0.75	2.10	64.3	113	8	92
20	0.30	21	0.07	0.30	0.09	0.13	5.0	196	7.16	0.74	2.32	68.1	9	8	92
30	0.28	21	0.16	0.26	0.08	0.22	5.0	205	7.25	0.78	2.14	63.6	12	9	91
40	0.26	17	0.07	0.23	0.06	0.12	4.9	149	5.91	0.84	2.34	64.1	6	11	89
50	0.25	20	0.08	0.24	0.06	0.13	5.0	152	6.87	0.82	2.23	63.2	4	10	90
60	0.25	21	0.15	0.25	0.08	0.18	5.1	165	7.09	0.74	2.06	64.1	33	10	90
70	0.21	21	0.08	0.26	0.07	0.12	5.1	139	7.12	0.74	2.12	65.1	2	12	88
80	0.24	24	0.10	0.28	0.09	0.17	5.2	188	8.13	0.81	2.02	59.9	8	16	84
90	0.21	22	0.12	0.28	0.09	0.17	5.2	158	7.50	0.80	2.09	61.7	4	15	85
Aveg.	0.26	19	0.10	0.26	0.08	0.16	5.1	155	7.12	0.78	2.16	63.8	19	11	89

13) Sampling site : 65 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.31	15	0.20	0.19	0.10	0.17	5.5	130	5.04	0.87	2.24	61.2	7	18	82
20	0.33	16	0.07	0.18	0.10	0.09	5.5	110	5.33	0.87	2.41	63.9	18	27	73
30	0.30	15	0.05	0.16	0.08	0.08	5.5	120	5.17	0.88	2.27	61.2	8	33	68
40	0.35	18	0.07	0.17	0.09	0.10	5.5	120	6.29	0.82	2.21	62.9	11	27	73
50	0.33	17	0.06	0.14	0.09	0.07	5.4	100	5.69	1.09	2.26	51.8	35	46	54
60	0.30	15	0.06	0.12	0.08	0.06	5.5	100	5.00	1.23	2.31	46.8	5	56	44
70	0.24	11	0.05	0.10	0.06	0.06	5.5	100	3.45	1.06	2.23	52.5	792	65	35
80	0.26	9	0.12	0.09	0.05	0.11	5.6	100	2.98	1.25	2.35	46.8	264	67	33
90	0.25	9	0.13	0.09	0.05	0.13	5.6	130	2.94	0.93	2.21	57.9	2376	68	32
100	0.35	13	0.06	0.10	0.06	0.08	5.6	120	4.25	0.70	2.16	67.6	128	61	39
Aveg.	0.30	12	0.08	0.13	0.08	0.10	5.5	103	4.61	0.97	2.27	57.2	364	47	53

14) Sampling site : 70 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.28	11	0.13	0.13	0.06	0.12	5.4	100	3.73	1.06	2.32	54.3	28	50	50
20	0.30	12	0.09	0.14	0.06	0.10	5.5	100	4.11	0.95	2.61	63.6	380	51	49
30	0.35	15	0.07	0.17	0.07	0.08	5.6	100	5.07	0.97	2.31	58.0	10	45	55
40	0.29	15	0.10	0.15	0.08	0.09	5.5	90	4.99	1.08	2.27	52.4	6	45	55
50	0.29	13	0.06	0.16	0.08	0.07	5.6	90	4.33	1.18	2.28	48.2	10	63	37
60	0.27	10	0.06	0.12	0.05	0.07	5.5	100	3.28	1.17	2.55	54.1	1056	68	32
70	0.21	6	0.05	0.09	0.04	0.06	5.5	100	1.95	1.21	2.39	49.4	3168	75	25
80	0.28	9	0.09	0.10	0.05	0.09	5.5	100	2.87	0.84	2.39	64.9	453	67	33
90	0.29	8	0.05	0.10	0.05	0.09	5.6	110	2.45	0.93	2.76	66.3	4752	78	22
100	0.29	8	0.04	0.10	0.06	0.07	5.6	110	2.43	1.02	2.44	58.2	9504	74	26
Aveg.	0.28	10	0.07	0.13	0.06	0.08	5.5	100	3.52	1.04	2.43	56.9	1937	62	38

15) Sampling site : 75 m

Depth (cm)	N (%)	P ₂ O ₅ (mg kg ⁻¹)	Ex. Cat(cmol ⁺ /kg)				pH	EC (uS cm ⁻¹)	OM (%)	Bulk density (g cm ⁻³)	Particle density (g cm ⁻³)	Porosity %	Hydraulic coefficient (cm day ⁻¹)	Sand (%)	Silt+Clay (%)
			K	Ca	Mg	Na									
10	0.28	9	0.12	0.09	0.05	0.12	5.2	120	2.74	0.97	2.47	60.7	950	69	31
20	0.22	8	0.07	0.09	0.04	0.08	5.2	110	2.54	1.01	2.05	50.7	594	63	37
30	0.31	9	0.05	0.10	0.04	0.07	5.2	100	2.96	1.14	2.45	53.5	1358	72	28
40	0.29	7	0.14	0.09	0.04	0.11	5.3	100	2.23	1.05	2.41	56.4	1056	61	39
50	0.29	10	0.06	0.11	0.04	0.07	5.3	90	3.29	1.15	2.56	55.1	366	72	28
60	0.21	6	0.12	0.12	0.04	0.11	5.3	90	1.82	1.26	2.84	55.6	950	79	21
70	0.26	7	0.04	0.10	0.04	0.07	5.4	120	2.33	0.93	2.63	64.6	1584	79	21
80	0.28	7	0.10	0.10	0.05	0.12	5.5	120	2.28	0.93	2.68	65.3	4752	73	27
90	0.29	7	0.12	0.10	0.05	0.13	5.5	120	2.25	0.82	2.70	69.6	2376	79	21
100	0.23	5	0.04	0.09	0.04	0.06	5.5	90	1.40	1.14	2.71	57.9	4752	86	14
Aveg.	0.27	7	0.08	0.10	0.04	0.09	5.3	106	2.38	1.04	2.55	59.0	1874	73	27

감사의 글

저에게는 아직까지도 버리지 못한 소중한 물건이 있습니다. 조사 다니려면 필요할 거라면서 지도교수님께서 사주신 헤어진 배낭과 등산화...

논문뿐만 아니라 인생철학까지 다시금 새길 수 있는 기회를 갖게 해 주신 현해남 지도교수님께 진심으로 고개 숙여 감사를 드립니다. 또한 논문 심사를 맡아서 무사히 마칠 수 있게 도움을 주신 송창길 교수님, 김철수 부장님, 고정군 박사님 그리고 부경대학교 조태진 교수님께 진심으로 감사를 드립니다. 아울러 강영길 교수님, 김찬식 교수님, 전용철 교수님, 김동순 교수님의 가르침에도 감사의 마음을 전합니다. 특별한 애정을 가지고 끝까지 논문 내용을 지적하고 검토해 주신 오상실 박사님, 강경구 박사님께 이루 말할 수 없는 고마움을 전합니다. 정말로 수고 많으셨습니다. 학과의 이충선 선생님, 박성준 선생님, 송진영 선생님, 하영삼 선생님께도 감사를 드리며, 입학동기인 강소영, 장규성 학우를 비롯하여 연구자의 길에 들어선 석·박사과정 대학원생들에게도 힘내시라는 말과 함께 미리 미리 준비하시라고 말하고 싶습니다. 생물학과의 문명옥 박사님, 송국만 선생님도 고맙습니다.

토양환경연구실의 선·후배님의 도움이 없었다면 많이 힘들었을 것입니다. 실험을 도와주느라 고생한 장공만, 박원표, 고건희 에게는 앞으로도 선배로서 모범을 보일 것입니다. 온난화대응농업연구센터의 임한철 소장님, 문경환 박사님, 임유정님의 도움에 감사드리며, 서울시립대학교의 김계훈 교수님, 한국원자력안전기술원 윤주용 실장님, 국립농업과학원의 송관철 박사님, 강태우 박사님, 부경대학교의 이상배 박사님, 부산대학교의 이호민 박사님의 도움과 조언에 감사드립니다.

논문이 완성되기까지 격려와 배려를 해 주신 환경자원연구원의 강관보 원장님을 비롯하여 한라산연구과 이창흠 과장님, 박성욱님, 고운정님, 변희수님, 오장근 박사님, 김현철 박사님, 진승환님, 조병창님, 이영돈님께 깊은 감사를 드립니다. 수목시험과의 정세호 과장님, 한제택님, 박정훈님, 신창훈 박사님, 김대신 연구사님, 김양훈님, 김경중님을 비롯한 수목시험과 직원 모든 분들께도 감사의 마음을 전합니다. 환경자원연구원 가족의 지원이 없었다면 논문이 불가능했음을 알려드립니다. 어리목에서 같이 근무했던 이광춘 소장님, 강태희 과장님, 김인국님, 진일석님, 고흥종님, 한미숙님, 김홍림님과 한라산에 대해서 조금 더 눈뜨게 해 주신 신용만님, 양송남님을 비롯한 한라산국립공원 직원에게도 감사를 포함합니다.

나의 사랑하는 가족들...

집안의 맏이로서 아버지와 어머니를 기쁘게 해드린 적이 별로 없는 것 같아 늘 죄송했습니다. 논문을 계기삼아 앞으로 더욱더 열심히 살겠습니다. 장인어른과 장모님, 자주 찾아뵙지 못해서 정말 죄송합니다. 형님, 처남, 처형, 처제, 동서의 격려와 도움에 깊은 감사를 드립니다. 깊은 관심으로 지켜봐주신 일가친척에게도 깊은 감사를 드립니다. 나의 동생들, 많이 걱정해줘서 고맙다. 이외에도 많은 분들이 저에게 격려해 주셨으며 지면에 다 소개해 드리지 못한 점 죄송하게 생각합니다.

마지막으로 그 동안 싫어하는 내색 없이 묵묵히 버텨준 아내 양수선과 시간을 내주지 못해서 항상 미안한 네 살배기 딸 민성에게 사랑한다는 말과 함께 이 논문을 전합니다.

2010년 7월

잠을 이룰 수 없는 밤에