

琵琶湖での沈降粒子束と堆積速度

杉山雅人*

1. はじめに

湖や海での堆積速度は、その水域における物質循環を考える上での基本情報として極めて重要な指標である。このために、古くからさまざまな水域で堆積速度が求められており、その測定のおおくは火山灰編年法や放射性同位元素法によっている。これらの方法に加えて沈降粒子束を測定して堆積速度を見積もることもできる。本稿ではその方法と琵琶湖での測定例について概略を紹介する。

火山噴火により水域に降下した灰の集積層から堆積物の年代を特定するのが火山灰編年法である。琵琶湖の堆積物にも火山灰に富む層がいくつか確認されている(横山, 1995)。例えば、その一つにアズキ火山灰層がある。これは約90万年前に降下したものであり、大分市南西部に分布する今市火砕流に起源をもっている。横田(1996)は種子島西方の鬼界カルデラに起源を持ち約6300年前に降下したとされるアカホヤ火山灰に注目して、堆積速度を見積もっている。北湖安曇川沖では、この火山灰が堆積物深度約12mに集積していることに基づき、その周辺での堆積速度を2mm/yearと算出した。

放射性同位元素法では、 ^{210}Pb や ^{137}Cs の核種が堆積速度の測定によく用いられる。 ^{210}Pb (半減期22.3年) は、天然放射性核種の崩壊系列の一つであり $4n+2$ (n は自然数) で質量数が表わされるウラン系列に属する放射性同位元素である。 ^{226}Ra から生じた気体の ^{222}Rn が大気中に

拡散する。 ^{222}Rn からいくつかの放射性壊変を経由して生じた ^{210}Pb が降水を通して湖水中に流入し堆積物に移行する。この堆積物中の ^{210}Pb 濃度を測定し、基準層(通常は堆積物表面)との濃度比から対象とする堆積物の年代を特定するのである。ただしここでは、堆積物への ^{210}Pb の供給量、基準層から対象層までの堆積速度はともに一定であると仮定される(金井ら, 1995)。

^{137}Cs は ^{235}U の核分裂によって生じる放射性同位元素(半減期30.2年)である。したがって天然核種ではないので、過去の核実験の記録とフォールアウトの測定結果から、検出し始めた年を1954年、ピーク時を1963年として堆積物の年代を特定する(金井ら, 1995)。 ^{210}Pb も ^{137}Cs もともに半減期はそれほど長くないので、数百年前の堆積物の年代測定には用いることはできない。このため、そのような目的には半減期の長い ^{14}C (半減期5730年) などが用いられる。

火山灰編年法でも放射性同位元素法でもともに、堆積速度としては現在から過去のある時期まで、あるいは過去のある期間での平均の値が見積もられる。言いかえれば現在の堆積速度は測定できない。一方、湖にセジメントトラップ(沈降粒子捕集装置)を繫留して沈降粒子束を測定することにより堆積速度を求める方法では、現在の堆積速度を実験的に見積もることができる。

沈降粒子束による方法ではセジメントトラッ

*京都大学大学院地球環境学堂教授

ブを湖底直上に設置して、1年間に渡って沈降粒子束を測定すれば、原理的にはそれがすぐさまその年の堆積速度に相当する。しかし現実には、湖底堆積物の再懸濁や循環期での水中懸濁物質の鉛直循環によって、湖底直上の沈降粒子束は真の堆積速度よりも大きな値を示すことが多い。また、湖底から底層水中に堆積物の一部が溶出し深層層で再び沈殿することも、湖底直上の沈降粒子束が増加する一因となっている。このため、湖底直上における真の沈降粒子束、堆積速度を見積もるには、2つのセジメントトラップを水深を変えて繫留し沈降粒子束を測定しなくてはならない。

2. 沈降粒子束の測定

セジメントトラップ繫留の概略を図1に示した。セジメントトラップ本体は開口部面積186 cm² の沈降粒子捕集用ロート、捕集瓶(500mL)ならびに捕集瓶移動のための制御部からなっている。捕集用ロート下部には7つの捕集瓶が取り付けられた回転板があり、これを制御部によって回転させることで捕集期間を変えて7つの試料を連続的に採取することができる。

図1のようなセジメントトラップを琵琶湖近江舞子沖 Ie-1地点（東経135°59.92′，北緯35°12.97′，水深73m）の水深30mと65mに繫留して、沈降粒子束の季節変化を測定した。その値をもとに、年間沈降粒子束を算出し、表1に示す結果を得た。乾燥重量、Alともに水深30mよりも湖底直上の水深65mでの値が高い。湖水中懸濁粒子の鉛直分布においてもたびたび湖底直上で濃度増加が観測されることから（杉山，1996；Sugiyama et al., 2005）、これは湖底堆積物の再懸濁によるものと考えられる（奥村ら，1993）。また、マンガンのような酸化還

元活性な元素では、底層の溶存酸素濃度減少により堆積物からマンガンイオンが溶出し深層層中で再酸化され（杉山，1996；Sugiyama et al., 2005）、沈降粒子束への付加が起ることも影響している。このため、水深65mでの沈降粒子束測定値が真の値を反映しているとは言

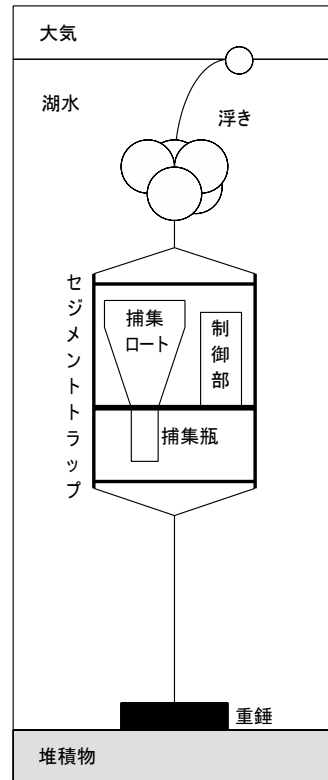


図1 セジメントトラップの繫留。

表1 琵琶湖での沈降粒子束

水深 (m)	成分	沈降粒子束 (g/m ² /year)
30	乾燥重量	649
	Al	27.1
65	乾燥重量	747
	Al	36.2

い難い。したがって、何らかの補正が必要となる。

3. 沈降粒子束の補正と堆積速度の算出

pH が中性近傍にある水域では、粒子態の Al は化学的にも生物学的にも不活性であり、その濃度は粒子の溶解や溶存イオンの析出による影響を受けない (Sholkovitz and Copland, 1982)。このことは Al と Ti の沈降粒子束や堆積物中濃度の良い相関関係に見てとれる (図 2)。Ti は Al と同様の性質を持つため、これらの沈降粒子束や堆積物中濃度がさまざまに変化しても、それらに含まれる両者の比 (Ti/Al) はほぼ一定の値 ($4.56 \times 10^{-2} \text{g/g}$) を示し、日本上部地殻中での平均存在比 ($4.76 \times 10^{-3} \text{g/g}$: Togashi et al., 2000) とも良い一致にある。すなわち沈降粒子や堆積物に含まれる Al や Ti は水中で付加あるいは溶出することなく集水域から水域に供給された値をそのまま保存していることを示している。このため、沈降粒子や堆

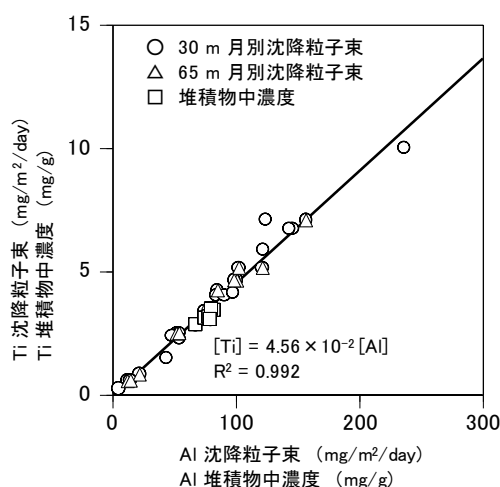


図 2 Al と Ti の沈降粒子束ならびに堆積物中濃度の相関。

図中の直線と式は、Y 切片をゼロとした最小二乗法によって求めた。

積物に含まれる Al の濃度は水域外から供給される地殻起源粒子の指標となる (Brewer et al., 1980; Sugiyama et al., 2005)。したがって沈降粒子束に水平方向からの付加や除去はないと仮定すると、水深 65m における真の Al 沈降粒子束は水深 30m での値に等しいとしてよい。これは、湖底から遠い水深 30m で測定した Al の沈降粒子束には堆積物再懸濁の影響はないと考えられるからである。

65m での Al の真の沈降粒子束は 30m での値に等しいと仮定すると、2つの水深での Al 沈降粒子束測定値の差は堆積物再懸濁によるものとみなすことができる。したがって、乾燥重量としての堆積物再懸濁量ならびに 65m 沈降粒子束 (真値) は次のようにして求められる。

$$\begin{aligned} & \text{堆積物再懸濁量}_{\text{乾燥重量, 65m}} \\ &= (\text{沈降粒子束}_{\text{Al, 65m}} - \text{沈降粒子束}_{\text{Al, 30m}}) \\ & \quad \times \frac{\text{堆積物中濃度}_{\text{乾燥重量}}}{\text{堆積物中濃度}_{\text{Al}}} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{沈降粒子束 (真値)}_{\text{乾燥重量, 65m}} \\ &= \text{沈降粒子束}_{\text{乾燥重量, 65m}} \\ & \quad - \text{堆積物再懸濁量}_{\text{乾燥重量, 65m}} \end{aligned}$$

また、上述のように Al の真の沈降粒子束は水深 30m 以深では変化しないとするなら、この値がそのまま堆積物表面での Al 沈降粒子束、Al 堆積速度となる。したがって、乾燥重量としての堆積速度は、

$$\begin{aligned} & \text{堆積速度}_{\text{乾燥重量}} \\ &= \text{沈降粒子束 (真値)}_{\text{Al, 堆積物表面}} \\ & \quad \times \frac{\text{堆積物中濃度}_{\text{乾燥重量}}}{\text{堆積物中濃度}_{\text{Al}}} \end{aligned}$$

$$= \text{沈降粒子束}_{Al, 30m} \times \frac{\text{堆積物中濃度}_{\text{乾燥重量}}}{\text{堆積物中濃度}_{Al}}$$

と求められる。これらの式における堆積物中濃度は堆積物表面における値を用いることが望ましい。なぜなら、堆積後の初期続成作用によって有機物分解などの反応が起こって、堆積物中の濃度はその埋没に伴って年々に変化しているからである。ここでは堆積物深度0-5mmでの濃度を用いた。表2にはこれらの計算に用いた堆積物中濃度や得られた堆積速度等を、表3には先行研究における琵琶湖堆積速度の報告値を示した。今回の測定値はこれまでの報告値と良い一致を示している。セジメントトラップによる沈降粒子束の測定から堆積速度が求められることが分かる。

4. 沈降粒子・堆積物の沈降・埋没と分解

表1、表2の値を比較することによって沈降粒子・堆積物の沈降・埋没と分解の過程を議論することができる。水深30mと65mの沈降粒子束（真値）の差は、沈降粒子がそれらの水深間を沈降する間に分解される粒子の量を示している。もちろん、厳密にはこの差は30mから

65mに沈降する間での、粒子の分解による粒子束の減少と溶存成分の析出・吸着による粒子束の増加の収支の結果であるが、その多くは沈降中の分解によるものと考えられる。沈降粒子は平均的に2-3m/dayの速度で沈降している（木邑、杉山、未発表）。したがって30mから65mにかけて沈降する12-18日の間に粒子の約6%が分解されていることになる。堆積物からの再懸濁量136g/m²/yearは65mでの沈降粒子束（真値）611g/m²/yearの22%に相当している。湖底付近での物質循環と水質を考える上で、堆積物再懸濁の影響が無視できないことが分かる。

水深65mから堆積物表面の水深73mに粒子が沈降するには、上述の議論から約3-4日がかかる。このとき沈降粒子が分解される量は、その速度が30mから65mでの値に等しいと仮定すると9g/m²/yearとなる。したがって、堆積物表面への沈降粒子束は602g/m²/yearと見積もられる。一方、表2に示した乾燥重量としての堆積速度403g/m²/yearは、堆積物深度0-5mmでの平均濃度を用いて算出している。表3に示した神山ら（1984）による水深73mでの堆積速度は今回の測定値に極めて近いことから、同水深での深度堆積速度（1.2mm/year）

表2 琵琶湖での湖底直上沈降粒子束と堆積速度

Al	
65m 沈降粒子束（真値）	27.1 g/m ² /year
堆積物中濃度	67.2 mg/g
65m 再懸濁量	9.1 g/m ² /year
堆積速度	27.1 g/m ² /year
乾燥重量	
65m 沈降粒子束（真値）	611 g/m ² /year
堆積物中濃度	1000 mg/g
65m 再懸濁量	136 g/m ² /year
堆積速度	403 g/m ² /year

表3 琵琶湖での堆積速度の報告値

水深 (m)	堆積速度 (g/m ² /year)	
神山ら (1986)		
30	2.6	1300
70	1.6	370
73	1.2	390
90	1.4	190
横田 (1999)		
50		700
80		270

を用いると堆積物深度 0–5mm にある堆積物は約 4 年前から現在にかけて沈降・堆積したものと推測される。したがって、ここで求めた堆積速度は堆積後 2 年後における平均的沈降粒子残存量と考えられる。このことは $602\text{g}/\text{m}^2/\text{year}$ の速度で堆積物表面に堆積した新生堆積物が、2 年後には $403\text{g}/\text{m}^2/\text{year}$ に減少し埋没していることを示している。すなわち、初期続成作用によって新生堆積物の約 $1/3$ ($199\text{g}/\text{m}^2$) が、堆積後 2 年以内に分解され湖水相に回帰していることが分かる。

5. おわりに

沈降粒子束からの堆積速度の見積もりは単に堆積速度の算出にとどまらず、堆積物表面や中層水深での沈降粒子束との比較により、水域での物質循環、堆積物中での初期続成作用の過程の解析までをも可能とする。本稿では全粒子重量についての議論に限って紹介したが、元素別の議論を行うことでさらに詳しい物質循環・初期続成作用の機構の解明につなげることもできる。今後、これらの事項についても検討を進める予定である。

謝 辞

本研究は京都大学大学院人間・環境学研究所、木邑奈美氏ならびに堀智孝教授との共同によるものである。また、琵琶湖の調査にあたっては京都大学生態学研究センターのご協力をいただいた。ここに感謝の意を表する。

参考文献

Brewer P.G., Y. Nozaki, D.W. Spencer, and A.P. Fleer (1980) Sediment trap experiment in the deep North Atlantic: isotopic and elemental fluxes. *J. Mar. Res.*, **38**,

703–728.

神山孝吉, 奥田節夫 (1984) 現在の湖沼堆積調査の意義と展望. *地球*, **62**, 483–488.

金井豊, 井内美郎, 片山肇, 斎藤文紀 (1995) ^{210}Pb , ^{137}Cs による長野県諏訪湖底質の堆積速度の見積り. *地質調査所月報*, **46**, 225–238.

奥村康昭, 遠藤修一, 角尾慶子, 鷺見和也 (1993) TCT プロファイラを用いた琵琶湖の水温・電気伝導度・濁度の観測. *陸水学雑誌*, **54**, 269–280.

Sholkovitz, E.R., and D. Copland (1982) The chemistry of suspended matter in Esthwaite Water, a biologically productive lake with seasonally anoxic hypolimnion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 393–410.

杉山雅人 (1996) 水中懸濁物質の多元素同時定量. *分析化学*, **45**, 667–675.

Sugiyama M., T. Hori, S. Kihara, and M. Matsui (2005) Geochemical behavior of trace elements in Lake Biwa. *Limnology*, **6**, 117–130.

Togashi, S., N. Imai, Y. Okuyama-Kusunose, T. Tanaka, T. Okai, T. Koma, and Y. Murata (2000) Young upper crustal chemical composition of the orogenic Japan Arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**, Paper number 2000GC000083.

横田喜一郎 (1996) 底質の保全に関する基礎的研究. *琵琶湖研究所所報*, **13**, 20–25.

横田喜一郎 (1999) 天然放射性核種 (Pb-210) による堆積履歴の解読. *琵琶湖研究所所報*, **16**, 53–57.

横山卓雄 (1996) 移動する湖, 琵琶湖. 法政出版.