

琵琶湖底堆積物中の放射性核種の分布

前田 広人*, 中村 俊夫**, 小島 貞男**

*)滋賀県琵琶湖研究所 〒520 大津市打出浜1-10, **)名古屋大学アイソトープ総合センター 〒464 名古屋市千種区不老町

1. はじめに

琵琶湖底には、湖水中で生育した水生植物やプランクトンの遺骸や、河川によって陸から湖水中へ運搬されてきた植物片や腐植土などの有機物、また砂粒や泥土などの無機物が絶え間なく堆積している。本研究では、琵琶湖の北湖中央部で採取された表泥（厚さ約50 cm）に含まれる放射性核種 ^{14}C ($T_{1/2}=5730$ 年), ^{137}Cs ($T_{1/2}=30.2$ 年), ^{210}Pb ($T_{1/2}=22.3$ 年), ^{214}Pb ($T_{1/2}=26.8$ 分)の濃度を測定した。これらの放射性核種の濃度の鉛直分布から、主として20世紀以降の環境変化や人類活動が琵琶湖底堆積物に及ぼした影響について考察を行なう。

2. 試料と測定方法

琵琶湖北湖の西岸にある安曇川河口より東方約10 kmの地点（水深は約70 m）で1984年11月に、長さ約50 cmの表層堆積物コアを採取した。採泥は内径52 mmの自由落下式ピストンコアサンプラーを用いて行なった。

堆積物試料は表面から深度10 cmまでは0.5 cmごとに、10 cmから30 cmまでは1 cmごとに分割した。各々の試料について、湿重量と乾燥重量を測定し、堆積物の含水率を求めた。 ^{137}Cs , ^{210}Pb および ^{214}Pb の定量は、1 gの堆積物試料について、井戸型の高純度ゲルマニウム半導体検出器を用いて γ 線スペクトロスコピーで行なった[1]。 ^{14}C の測定は以下の様にして行なった[1,2]。1.2規定の塩酸で温浴して炭酸塩を除去した堆積物試料1.5 gを酸素雰囲気中で950°Cに加熱して試料中の有機態炭素を CO_2 に変え、これを950°Cに加熱したマグネシウム金属を用いて元素態炭素に還元した。精製した固体状の炭素を高純度の銀粉と混合し、手動の圧縮装置で直径3 mmのペレットに造形した後、名古屋大学アイソトープ総合センターに設置されているタンデム加速器質量分析計を用いて ^{14}C 濃度 ($\Delta^{14}\text{C}$, ‰で表わす) [3]を測定した。

3. 測定結果および考察

3-1. $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ の鉛直分布と堆積速度

堆積物中に含まれる ^{210}Pb には、大気中のラドン (^{222}Rn , $T_{1/2}=3.8$ 日) 起源のものと、堆積物の砂粒などに元来含まれているウラン系列の放射性核種に起源を持つものがある。後者の ^{210}Pb はウラン系列核種の放射平衡状態になっており、その濃度は堆積物の深度によらずほぼ一定である。一方、前者の ^{210}Pb の濃度は堆積物表面で高く（後者の濃度の10倍以上ある）、深度が増すに従って放射壊変により減少している。この減少の程度から堆積速度が推定できる[4]。 $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ の深度分布を図1に示す。 $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ は堆積物中の ^{210}Pb の濃度から ^{214}Pb 濃度を差し引いて求めた[1]。図1に示される様に、 $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ 濃度は、 g/cm^2 で表わした深度と共に指数関数的に減少する。

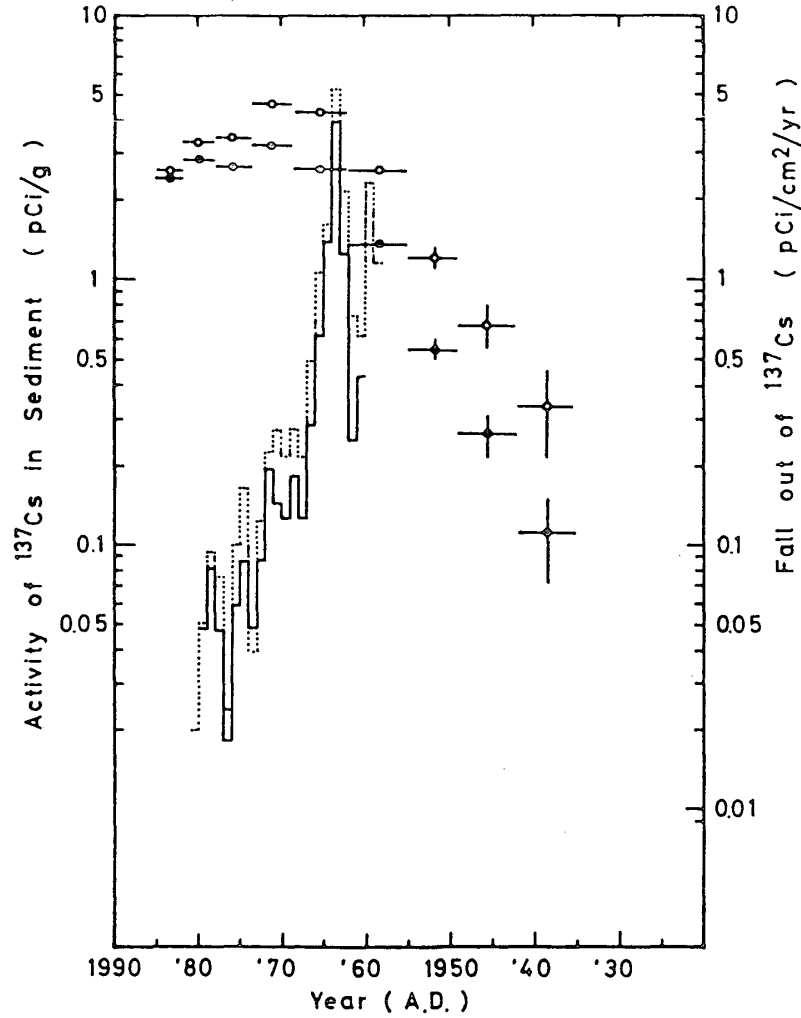


図2. 琵琶湖底堆積物中の ^{137}Cs の放射能濃度の経年変化。横軸は ^{210}Pb 堆積年代を示す。黒丸は測定した ^{137}Cs 濃度そのもの、白丸は放射線衰変による減少を補正し堆積当時に換算した濃度を表わす。 ^{137}Cs 降下量の経年変化：実線は大阪、点線は東京における観測結果を示す。

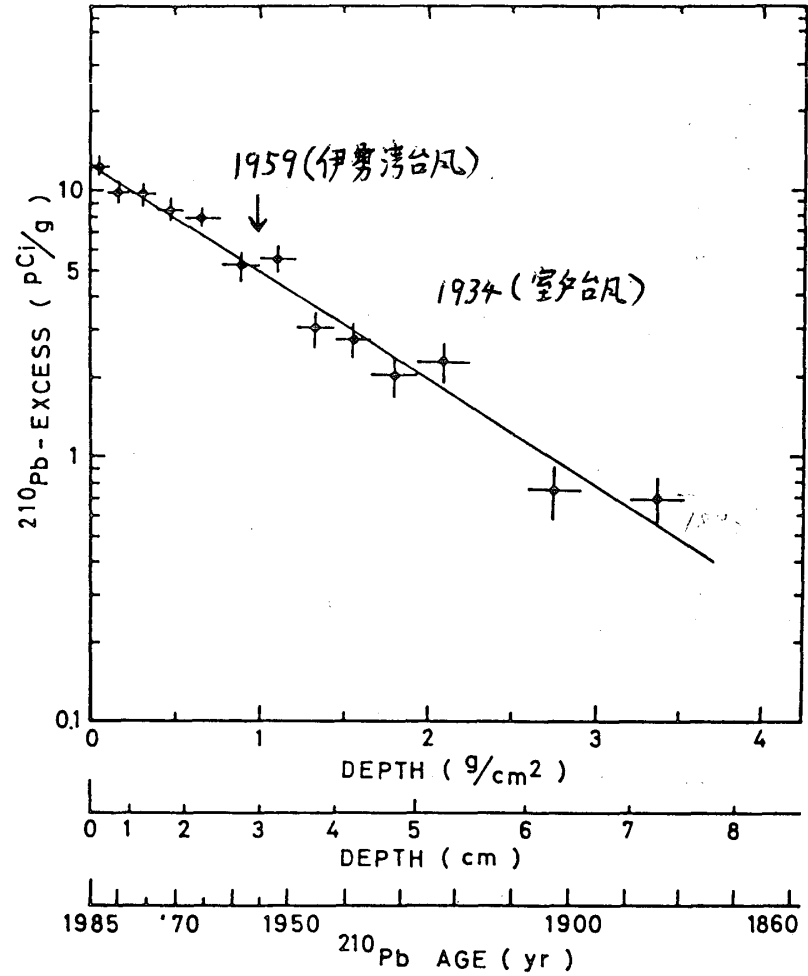


図1. 琵琶湖底堆積物中の $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ の放射能濃度の鉛直分布。 ^{210}Pb 堆積年代を横軸に示す。

測定点を、次式を用いて最小二乗法でフィットした（図1の直線）。

$$A(z) = (\phi/s) \exp(-\lambda \cdot z/s)$$

ここで、 $A(z)$ は深度 z における ^{210}Pb の濃度、 ϕ は堆積物表層の ^{210}Pb のフラックス、 s は堆積速度、 λ は ^{210}Pb の壊変定数である。フィットの結果、堆積速度は $0.033 \pm 0.002 \text{ g/cm}^2/\text{y}$ （この堆積速度は、堆積物表面では $0.152 \pm 0.008 \text{ cm/y}$ 、また深度 10 cm では圧密の効果により $0.052 \pm 0.003 \text{ cm/y}$ に相当する）と得られた。この結果は、北湖で測定された松本[5]やKamiyama, et al.[6]の結果とよく一致している。

この堆積速度を用いて堆積物の各深度について ^{210}Pb 堆積年代を推定し、図1の横軸に示した。 ^{210}Pb の半減期は22.3年であることから、 ^{210}Pb による堆積年代の推定はせいぜい100年前までしか適用できない。

3-2. 核兵器実験起源の ^{137}Cs の鉛直分布

堆積物中の ^{137}Cs 濃度の鉛直分布を図2に示す。図2の横軸は堆積物の深度を ^{210}Pb 堆積年代に換算したものである。黒丸は ^{137}Cs 濃度の測定値をそのまま、白丸は放射壊変による減衰の補正を施した ^{137}Cs 濃度を表わす。また、ヒストグラムは大阪（実線）および東京（点線）にて測定された大気中降下物に含まれる ^{137}Cs の量の経年変化を表わす[7]。図2から、 ^{137}Cs 降下量がピークを示す年（1963年）に比べて、堆積物中の ^{137}Cs 濃度がピークを示す年の方が若干年代の新しい方にずれている様に見える。さらに、減少の仕方は、前者が急速に減少するのに対し、後者はずっとゆるやかである。この結果は、大気中から陸上に降下した ^{137}Cs が、どのような経路を経て堆積物中に集積するのかを調べる上で重要なデータとなろう。また、1950年以前の堆積物中に ^{137}Cs が分布していることは、堆積後に堆積層間で上下方向に ^{137}Cs の移動があった事を示唆する。

3-3. $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布

堆積物に含まれる有機態炭素の $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布を図3に示す。 $\Delta^{14}\text{C}$ の分布はおおよそ次の3層に区分される。

① 湖底表面～3 cm（ ^{210}Pb 堆積年代：1984-1955年）

② 3～10 cm（1955-1830年）

③ 10～30 cm（1830-1450年；求めた ^{210}Pb 堆積速度が一定不変と仮定して外挿した）

表層①では、深度が3 cmから湖底表面へ近づくと共に $\Delta^{14}\text{C}$ は-250%から+40%へと増加している。この増加は1945年以降に行なわれた原水爆実験起源の人工 ^{14}C の寄与による。1958年以降に増加した大気中の人工 ^{14}C が、地球上での炭素循環により琵琶湖堆積物へと徐々に移行して来たものである[8]。

中間層②の堆積物は人工 ^{14}C が大規模に生成される以前に堆積したものと考えられる。 $\Delta^{14}\text{C}$ は約-250%と、その当時の大気 CO_2 の $\Delta^{14}\text{C}$ （～0%）に比べて250%も低くなっている。すなわち、堆積物の ^{14}C 濃度は大気 CO_2 の ^{14}C 濃度に比較して、古い炭素で希釈されて低くなっている。湖底堆積物に含まれる有機物の ^{14}C 濃度の希釈率は、これらの有機物の起源と関係しており、湖底堆積物の形成過程を考える上で貴重なデータとなる。

図3の破線は、核実験開始以前に琵琶湖底に供給された有機物の $\Delta^{14}\text{C}$ が長期間一定であったと仮定して、放射壊変による $\Delta^{14}\text{C}$ の減少を推定したものである。 $\Delta^{14}\text{C}$ の

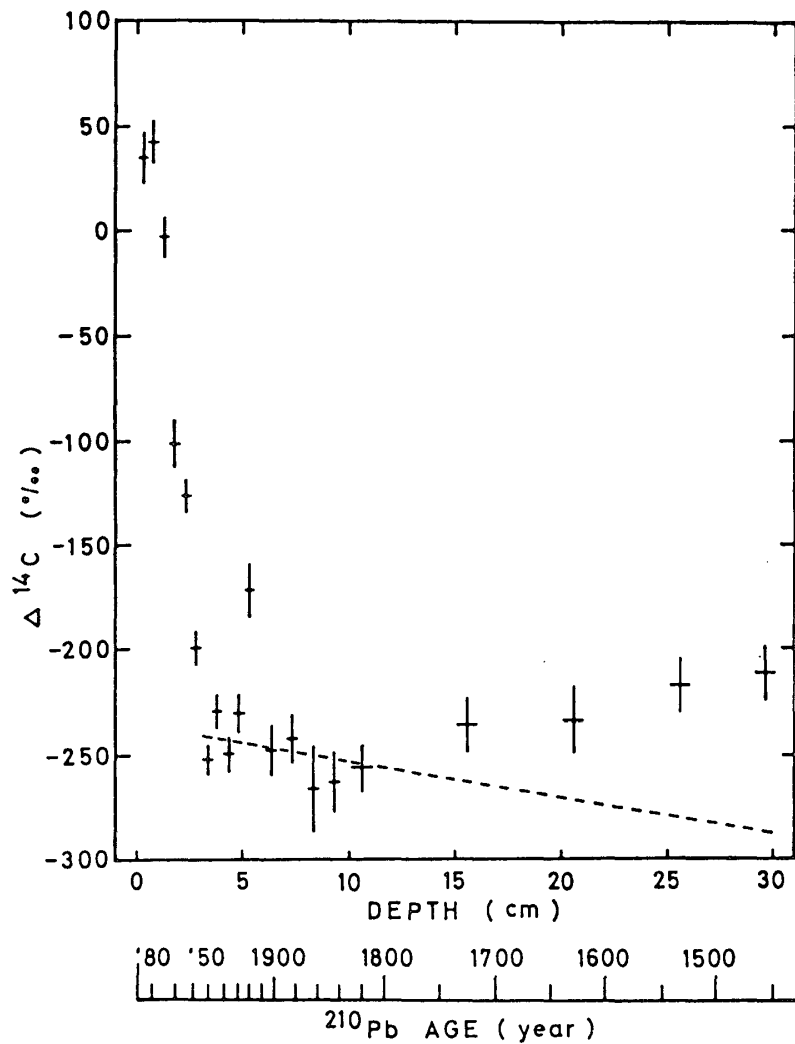


図3. 琵琶湖底堆積物中の有機態炭素の ^{14}C 濃度 ($\Delta^{14}\text{C}$) の鉛直分布. 横軸は ^{210}Pb 堆積年代を示す.

一定値として深度3 cmでの-240‰を用いた。 $\Delta^{14}\text{C}$ の測定値は中間層②ではこの予想にはほぼ一致している。しかし、深層③では予想に反して $\Delta^{14}\text{C}$ は深度の増加と共に増加している。この結果は、1450年以降には堆積物中の ^{14}C 濃度の希釈率（古い炭素の混入の割合）が増加して来たが、1830年頃以降には希釈率がほぼ一定になった事を示唆すると考えられる。

考古学や地質学上の研究に際して、成層した堆積物層の ^{14}C 年代測定が必要となる事がある。この時、淡水湖成堆積物の場合には、貝化石や木片が見つからないため堆積物中の有機態炭素が用いられる事が多い。ところが、本研究で明かとなった様に、堆積層の形成の際に既に堆積物中の有機態炭素の $\Delta^{14}\text{C}$ が大気 CO_2 の $\Delta^{14}\text{C}$ と比較してかなり低くなっており、堆積物中の有機物を用いた ^{14}C 年代測定に狂いが生ずる事になる。たとえば、本研究に用いた琵琶湖堆積物の場合、深度3-4 cmでの有機物の $\Delta^{14}\text{C}$ は-230~-250‰となっているが、これは ^{14}C 年代に換算すると2100~2300 y BP (A.D.1950年から過去へ遡った年数で表わす)となり同深度の ^{210}Pb 堆積年代A.D.1945~1955年と比べて2000年以上も古い年代を与える。従って、堆積物中の有機態炭素の ^{14}C の初期濃度

がはっきりしない場合、それを用いた ^{14}C 年代測定は誤った年代値を与える可能性が大きい。今後、正しい年代値を得るための補正方法を開発するために基礎研究を続ける必要がある。

4. おわりに

^{137}Cs や ^{210}Pb の定量に用いた井戸型の半導体検出器は検出効率が高く、利用できる試料の量が限られている場合の γ 線計測には大変有効である。特に本研究では、直径55 mmのコアサンプラーで採泥したため、利用できる堆積物試料の量が少ない。さらに、鉛直方向の分解能を上げるため細かく分割すると、試料の量はさらに少なくなる。 ^{14}C 濃度の測定においても、少量の炭素試料で ^{14}C 濃度測定が行えるタンデム加速装置質量分析計の利用により始めて本研究が可能となったと言える。

参考文献

- [1] 中村俊夫ほか, 堆積学研究会報, 25 (1986) 1-14.
- [2] 中井信之, 中村俊夫, Radioisotopes, 32 (1983) 645-655.
- [3] 中村俊夫, 中井信之, 気象研究ノート, 160 (1987) 67-81.
- [4] Krishnaswami, S., et al., Earth Planet Sci. Lett., 11 (1971) 407-414.
- [5] 松本英二, 地質学雑誌, 81 (1975) 301-305.
- [6] Kamiyama, K., et al., Jpn. J. Limnol. 43 (1982) 35-38.
- [7] Katsuragi, Y., Papers in Meteorology and Geophysics. 93 (1983) 277-291.
- [8] 中村俊夫ほか, 地球化学, 21 (1987) 7-12.