

〔日〕 松本英二

海洋湖沼中的悬移质,像雪片似地不断地沉至海底和湖底,变成沉积物。过去发生的事件和现象,按时代顺序保存在沉积物中。如果能够以年代计算的数字表征这些沉积物的话,那就能把一个地点的事件和现象同其他地点其他研究领域联系起来。

能够测量这种绝对年代的有利用放射性同位素的年代测量法。这种年代测量法,把放射蜕变当作時計,对经过很好挑选的样品进行精确的测量,就能够得到最可靠的年代。本文介绍沉积年代测量法中的铅<sup>210</sup>法。

## 1. 前言

以往常用的沉积物年代测量法是放射性碳<sup>14</sup>法。碳<sup>14</sup>的半衰期为5,600年,所以把放射蜕变当时计使用时测量的范围是从几百年到2-3万年\*。湖泊、内海的底泥沉积速度很快,所以希望有能测量几年到几百年的沉积年代测量法。最近引人注目的是应用放射性铅<sup>210</sup>的方法。铅<sup>210</sup>的半衰期为22.2年,测量年代的限度约为半衰期的5倍,所以能够测定的范围是一百几十年内的沉积年代。

## 2. 测量沉积年代的原理

地壳中含有的铀<sup>238</sup>放射蜕变为钍<sup>232</sup>,钍<sup>232</sup>是气体,所以散逸在大气中。大气中的钍<sup>232</sup>,大部分蜕变成铅<sup>210</sup>,以气溶胶的形式为雨水所包含,再回到地面。与降水一起进入湖水、海水的铅<sup>210</sup>,为水中的悬移质所吸附,水中的悬移质象雪片似地不断地沉积在水底。

Pb<sup>210</sup>和沉积颗粒沉积到底泥表面上的数量是恒定的,如果Pb<sup>210</sup>在底泥中不再移动的话,那么求底泥处于表面的时期是可能的。

可以认为,t年前到达表面的底泥,在达到现有深度的t年期间,从外部不再有铅<sup>210</sup>加入,所以仅因t年期间的放射衰变,而减少铅<sup>210</sup>的浓度。底泥在t年前到达表面时的铅<sup>210</sup>浓度,与目前表面的底泥中的铅<sup>210</sup>浓度应是相同的。可用公式表示如下:

$$A(t)/A(0) = \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

式中A(0)为底泥表面中的铅<sup>210</sup>浓度,A(t)为t年前到达表面、现在处于某个深度的底泥中的铅<sup>210</sup>浓度。 $\lambda$ 为铅<sup>210</sup>的蜕变常数,如取22.2年的半衰期,则

$$\lambda = 0.693/22.2 \text{ (年}^{-1}\text{)} \quad (2)$$

七为从现在往前数的年数。如果测定式(1)左边的A(t)/A(0),即可以求得t的值。

实际上,铅<sup>210</sup>和沉积颗粒沉积到底泥表面的数量,或多或少有变化,所以要测定底泥中铅<sup>210</sup>详细的垂直分布,求平均的沉积速度后再确定沉积年代。设从底泥表面到深度Z(厘米)的单位面积的沉积颗粒的累计重量为W(克/厘米<sup>2</sup>),平均沉积率为 $\omega$ (克/厘米<sup>2</sup>/年),则深度为Z处的铅<sup>210</sup>浓度A(W)(dpm/克),按式(1)应为

$$A(W) - A(\infty) = \{A(0) - A(\infty)\} \times \exp(-\lambda W/\omega) \quad (3)$$

$$W = \int_0^Z (1 - \phi) \rho_s dz \quad (4)$$

式中 $\phi$ 为底泥的空隙率, $\rho_s$ 为沉积颗粒

\* 目前由于低本底测量技术的发展,所以碳<sup>14</sup>测定的年代也相应延长至5—6万年

密度,  $A(\infty)$  为沉积颗粒的矿物中, 作为本底存在的铅<sup>210</sup> 浓度, 通常铅<sup>210</sup> 浓度, 取达到一定值的深度上的值  $\{A(W) - A(\infty)\}$  的值改写成  $A_{ex}(W)$ , 叫做过量铅<sup>210</sup> 浓度。式 (3) 成为

$$A_{ex}(W) = A_{ex}(0) \exp(-\lambda W / \omega)$$

在半对数表上, 对  $W$  绘出  $A_{ex}(W)$  的曲线, 则根据直线的倾斜率, 可求得平均沉积速度  $\omega$ , 根据  $W/\omega$  可确定沉积年代  $t$ 。

应用上述方法可以测定湖、海底泥的沉积年代。用作时计的放射性铅<sup>210</sup> 的半衰期为 22.2 年, 所以这种年代测量法可以测定的年代范围是从几年到一百几十年。所以适用于湖泊、海湾的底泥年代测量。

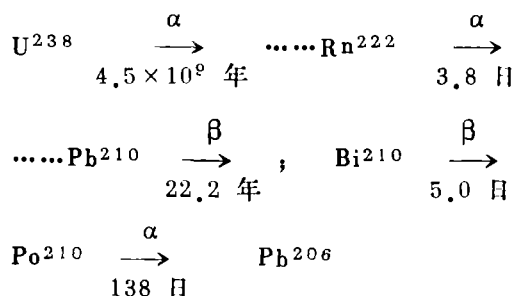


图 1 铀<sup>238</sup> 的放射蜕变系列

### 3. 铅<sup>210</sup> 浓度的测量方法

把干燥的底泥样品放在玛瑙乳钵中磨成粉末, 以 450°C 高温在电炉中加热三小时, 使有机物燃烧。把 2—3 克样品放在三角烧瓶中称重, 加入 20 毫升的 7N 硝酸, 在电热板上处理二小时, 使铅完全溶解出来, 滤选残渣, 把滤液稀释成 3N 硝酸, 然后加入 20 毫克的铅作为载体, 使之达到同位素交换平衡。把铅放在白金网阳极上进行  $\text{PbO}_2$  的电极沉积。把沉积的铅放在过氧化氢液中溶解后, 加入饱和的硫酸钠溶液, 使形成  $\text{PbSO}_4$  沉淀出来。在玻璃漏斗滤纸上收集  $\text{PbSO}_4$ , 从其重量中求铅<sup>210</sup> 的吸收率。铅<sup>210</sup> 的母体核为铋<sup>210</sup>, 铋<sup>210</sup> 的放射能, 用低本底气体计数器测定, 从而可以求铅<sup>210</sup> 浓度。为了把流气型计数器所

测定的  $\beta$  射线的计数率 (cpm) 换算成样品单位时间的  $\beta$  蜕变值 (dpm), 必须求计数效率。这可以通过铅<sup>210</sup> 的标准样品的测定来求取。实际上,  $\beta$  射线的吸收率是随着  $\text{PbSO}_4$  的量而变化的, 所以必须通过实验来求  $\text{PbSO}_4$  与计数效率的关系。图 2 绘示在 2.0 厘米<sup>2</sup> 面积上均匀散布  $\text{PbSO}_4$ , 并用铝片 (9.0 毫克/厘米<sup>2</sup>) 复盖时的铅<sup>210</sup>—铋<sup>210</sup> 系统中的  $\beta$  射线计数效率 (%)。沉积物单位重量的铅<sup>210</sup> 浓度, 最后以 dpm/克表示。

铅<sup>210</sup> 的半衰期为 22.2 年, 放射出  $\beta$  射线, 蜕变成铋<sup>210</sup>。铋<sup>210</sup> 的半衰期为 5.2 日, 放射出  $\beta$  射线而蜕变成钋<sup>210</sup>。钋<sup>210</sup> 以 140 日的半衰期放射出  $\alpha$  射线而蜕变成稳定的铅<sup>206</sup>。铅<sup>210</sup> 的  $\beta$  射线的能量最大值为

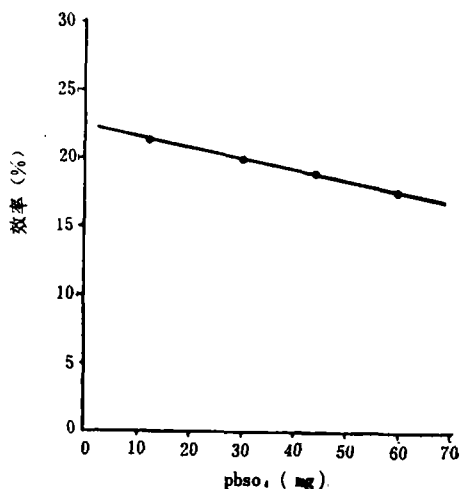


图 2 铅<sup>210</sup>—铋<sup>210</sup> 系统的  $\beta$  射线测量中的计数效率

56KeV, 作为  $\beta$  射线, 能量极低, 大部分为有机玻璃板厚的东西所吸收掉。铋<sup>210</sup> 的  $\beta$  射线, 最大能量值极高, 达 1.11MeV, 容易测定。在寻找铅<sup>210</sup> 与 铋<sup>210</sup> 的半衰期关系时, 经过 30 多天的话, 铋<sup>210</sup> 的放射能即等于铅<sup>210</sup> 的放射能 (所谓达到放射平衡), 就无需测量铅<sup>210</sup>, 仅测量铋<sup>210</sup> 就可以了。这时钋<sup>210</sup> 的放射能会混进来, 但如果用铝片作屏蔽来吸收钋<sup>210</sup> 的  $\alpha$  射线, 就能够仅仅测出铋<sup>210</sup>。

为了正确地测定铅<sup>210</sup>（实际上是铋<sup>210</sup>）的放射能，必须应用自然计数（本底）低的计数装置（计数器）。作为本底而计数的放射能中的  $\gamma$  射线，可用厚的屏蔽用铅砖包围装置（密封），从而可使  $\gamma$  射线不能到达计数管处。能通过厚铅壁的放射线主要是中子及其他高能的宇宙线。如同包围测定铋<sup>210</sup> 的  $\beta$  射线的计数管那样，安装了有屏蔽的计算管，应用反符合计数器就能够除去应用这种宇宙线的计数。在我们的研究室，安装有铅密封和有屏蔽的计数器，用 1 英寸的计数管把本底降低到 0.3cpm 左右。如无这些装置，本底约为 16cpm。东京湾的底泥样品的铅<sup>210</sup> 放射能，最大的也仅 5cpm 左右，如无铅密封和有屏蔽宇宙射线的计数管，那么铅<sup>210</sup> 浓度的测量是不可靠的。

#### 4. 样品的采集、保存和预处理

底泥的沉积年代，是通过底部铅<sup>210</sup> 的详细垂直分布的测定来求得的，所以采取底泥时，必须不搅乱柱状和不失去柱状。底泥的表层，含水率高，流动性大。另一方面，从表面到几十厘米深处，压得紧实，粘性高，插入采泥管时，不能使流动性大的表层泥失去，而且要插得很深，要这样取样是困难的。我们的研究室设计了不搅乱的柱状采泥器。应用这种采泥器，就可以采集长一米的、大体上满意的底泥样品。采取样品后，取出样品时要使丙烯管保持垂直，由下而上地渐渐取出管子，在管子上端接 1-10 厘米的厚度切取样品，取得的样品密封在聚乙烯瓶中保存起来，在进行铅<sup>210</sup> 测量所需的化学处理以前，进行含水率、密度、孔隙率、粒度等的物理测定，并描绘软 X 射线摄影柱状图。在沉积速度有显著变化的情况下，底泥的物理数据和沉积结构等往往有参考的价值。沉积速度往往在不同地点有很大变化，所以必须具有采样地点的经纬度、水深等等的正确数据。利用铅<sup>210</sup> 测量沉积年代，测量是一项相当复杂的工作，为了正确地计算出年代

值，要尽量未多地掌握关于样品的知识。

#### 5. 测定结果

本研究室在日本周围海域采取了 40 个样品，日本湖泊和北美沿海等地各 10 个样品进行了测定。下面从获得的结果中举出 2、3 个例子。表 1 为东京湾中央部分采取的底泥柱状样品的铅浓度。铅<sup>210</sup> 浓度随着深度而递减，一米深度以后，达到 0.6dpm/克这一定数值。从铅<sup>210</sup> 测定值减去 0.6dpm/克，即得过量铅<sup>210</sup> 浓度（铅<sup>210</sup>）。如图 3 所示，对累计

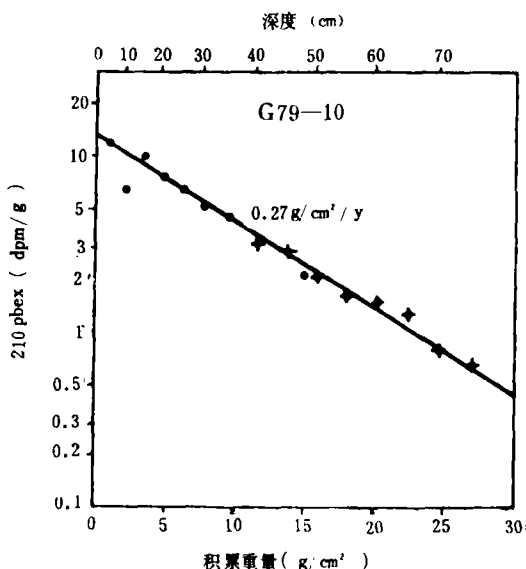


图 3 东京湾中央部分 G79-10 处采取的底泥中的过量铅<sup>210</sup> 的垂直分布。从直线的倾斜度求得 0.27 克/厘米<sup>2</sup>/年的平均沉积速度。

重量 (W)，绘示铅<sup>210</sup> 的分布，根据直线的倾斜度求得了平均沉积速度 (ω)。平均沉积速度为 0.27 克/厘米<sup>2</sup>/年。也就是说，每 1 厘米<sup>2</sup> 面积每年沉积 270 毫克的泥粒。应用求得的平均沉积速度计算沉积年代，得表 2。从表 2 可看出，深 10、20、30、50、70 厘米处的底泥，分别是 8、17、28、57、89 年前沉积的。

表 1 东京湾中央部分 G79-10 处采取的  
柱状底泥中的铅<sup>210</sup> 浓度

深度 (厘米)	铅 <sup>210</sup> (dpm/克)
0-3	13.41±0.44
3-8	12.40±0.19
8-13	7.00±0.16
13-18	10.40±0.17
18-23	8.20±0.19
23-28	6.91±0.18
28-33	5.77±0.15
33-38	5.11±0.11
38-43	3.72±0.12
43-48	3.42±0.09
48-53	2.68±0.08
53-58	2.18±0.12
58-63	2.05±0.11
63-68	1.84±0.09
68-73	1.38±0.12
73-78	1.24±0.10
170-180	0.58±0.14
230-240	0.62±0.09

表 2 根据平均沉积速度求得的东京湾中央  
部分 G79-10 处的底泥的沉积年数

深度 (厘米)	沉积年数
10	8
20	17
30	28
50	57
70	89

图 4 表示大阪湾中央部分采取的样品铅<sup>210</sup> 的垂直分布。表层 14 厘米处为一固定值，在这均一层的下方，铅<sup>210</sup> 呈直线状地减少，根据直线的倾斜度求得平均泥积速度为 0.31 克/厘米<sup>2</sup>/年。根据深层的沉积速度，推算均一表层沉积所需时间为 19 年。可以认为，这一均一表层是由于底栖生物混合搅动所形成的。一般可以认为，与底泥相接的底层水中，凡溶解氧丰富的地方，就会有底栖生物经常的搅动。表层底泥的上下混合，则有波浪、底层流的物

理混合、拖网渔业、船舶等的人为混合等。

图 5 表示福井县水月湖中心部采取的样品

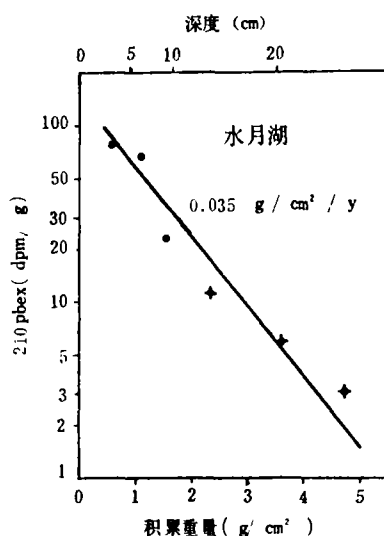


图 4 大阪湾中央部分 47C 处采取的底泥中的过量铅<sup>210</sup> 的垂直分布。求得均一层下的平均沉积速度为 0.31 克/厘米<sup>2</sup>/年

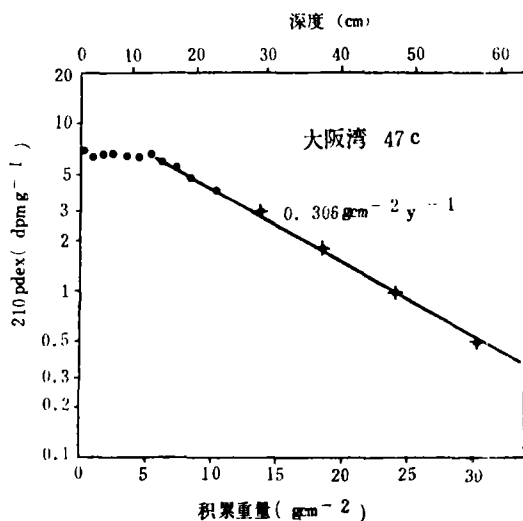


图 5 水月湖中心采取的底泥中的铅<sup>210</sup> 的垂直分布。沉积速度为 0.035 克/厘米<sup>2</sup>/年

的铅<sup>210</sup> 的垂直分布。铅<sup>210</sup> 大致呈直线状地减少，根据直线的倾斜度求得沉积速度为 0.035 克/厘米<sup>2</sup>/年。所得的沉积速度比前述的东京湾、大阪湾小一位数字。

## 6. 尾 语

利用铅<sup>210</sup> 的沉积年代测量法, 正被环境科学用于阐明水污染的历史、测定污染物质的沉积速度等等。鉴于铅<sup>210</sup> 法不仅对于环境科

学, 而且对于沉积学、土木工程等领域也是有用的手段, 希望这个方法今后能得到广泛的应用。

杨人鹏译自《地质ニュース》,  
1981, No. 4

## 世界农业类型图的编制原则

И. М. 章齐纳 П. Ф. 杨瓦列娃

农业类型乃是某个阶段农业关系、农业生产专业化和集约度相当稳定的结合。我们在编制世界农业类型图时是以国际地理联合会农业类型学委员会(主席—J. 科斯特洛维茨基教授)拟订的世界农业类型分类为基础, 并以这个委员会的成员所提出的和以前苏联农业地理学家所建议的方法和标准为依据。意大利地理学家(S. 蒙特和 D. 鲁奥科 1976 年)认为由于世界不同地区社会——经济结构、职能和生产特征差别很大, 不可能也不适宜建立世界农业类型学, 对这种观点我们是不同意的。恰恰相反, 许多国家(苏联、美国、加拿大、印度和法国等)的工作经验表明, 建立世界农业类型学是完全可能的, 实际也需要农业类型学, 同样也需要用地图把它表示出来。

J. 科斯特洛维茨基教授把农业类型看作是“高级的和包含一切的农业分类概念, 它包括土地利用制度、耕作制度、牲畜饲养制度、和作物栽培学类型等等概念”。他强调指出, 不应把类型学与区划混为一谈, 因为“类型”概念包含有系统的或分类学特性, 而“地区”概念具有空间的或地域特性。科斯特洛维茨基教授认为《确立农业类型应以农业的内部(内因)特征为依据》。

科斯特洛维茨基教授建议使用下列农业类

型代码:  $T = S \frac{O}{P} C$ , 式中 T—农业类型,

S—社会特征, O—组织技术特征, P—生产特征, C—农业结构特征。

农业类型学委员会在 1974 年的工作中曾提出 22 个指标: 6 个社会指标, 9 个组织—技术指标, 5 个生产指标, 2 个结构指标。世界农业类型学第三次方案, 也即是最近的方案, 使用了 24 个指标, 其中有三个指标(No. 15、16、17)计算两次, 目的是使所有四个特征组对形成类型的影响取得协调。因此, 1976 年方案提出如下的农业类型公式:

$T = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7$

8, 9, 10, 11, 12, 13, 14  
15, 15a, 16, 16a, 17, 17a, 18

19, 20, 21, 22, 23, 24。

社会特征组有相当大的变化: 采用了 4 个新的指标分别表示属于部族、部落和村社农业土地(指标 No. 1)、用工役制或分成制方法租赁土地(指标 No. 2)、属于私人或团体的土地(指标 No. 3)、属于国家或有计划的集团企业的土地(指标 No. 4)取代了用字母表示的前两个土地占有制和土地利用指标。这样就可以分出民族部落的、私人资本主义(和封