



介绍一种计算粒度参数的新方法

李 凡

(中国科学院海洋研究所)

1977年, 美国波多黎各大学地质系 M. T. Moussa^[1] 提出了一种新的计算沉积物粒度参数方法, 这是一种简化了的计算沉积物粒度分布一阶矩 (数学期望, 沉积学上称平均粒径)、二阶矩 (标准偏差) 的方法。按照常规的统计方法计算沉积物粒度分布的参数, 首先要取既定粒级尺度间隔的中值 (或称组中值), 然后再据各粒级的重量或频率进行计算。但是, 由于组中值的选择有时不太准确, 结果使算得的粒度参数产生一定的误差。据克鲁宾的计算, 用 Φ 值算得的几何平均粒径, 比较用其他方法取得的值约小 3%^[2]。此外, 用矩法计算粒度参数是很麻烦的。为了简化计算, 通常采用下述公式对原始观测数据进行线性变换:

$$Y_i = \frac{X_i - a}{c}, \quad i=1, 2, \dots, n$$

X_i 是原始观测值, Y_i 是变换后的新数据, 两者之间成线性关系。 a , c 是根据简化计算的需要选择的常数。为了求样品的平均粒径 ($M\phi$) 和标准偏差 ($\sigma\phi$), 就需要将变换后的新数据算得的平均粒径 $\bar{Y}$ 和标准偏差 SY 进行改正, 即

$$M\phi = C\bar{Y} + a$$

$$\sigma\phi = CSY$$

Moussa 认为, 上述这套程序都可以省略不用。他将计算方法改为直接用套筛的筛孔大小和各粒级的重量或频率求所需的粒度参数。该方法的基本原理, 也是将观测数据平移, 即样品观测值加 (或减) 同一个常数, 对标准偏差的值没有影响。但对样品的平均粒径也要按平移的常数值进行适当调整, 即

$$M\phi = \bar{X}d \pm 1/2i\phi$$

$$\bar{X}d = \frac{\sum W\theta\phi}{\sum W}$$

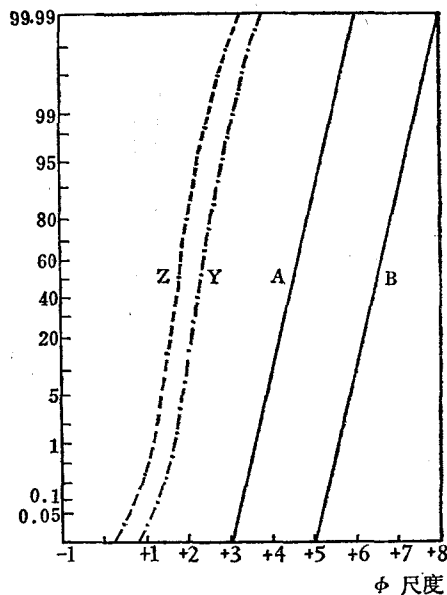


图 观测值均匀变化对 ϕ 概率曲线的影响

$\bar{X}d$ 为平移后算得的平均粒径; W 为各粒级的重量; $\theta\phi$ 为所用套筛筛孔大小的 Φ 值。 $i\phi$ 为诸相邻筛子以 Φ 值为单位的间距, 如 1Φ , $1/2\Phi$, $1/4\Phi$ 。因为组中值 $\pm 1/2i\phi$ 即是较大筛孔或较小筛孔的 Φ 值, 这样, 就可以直接用筛孔的大小计算粒度参数。同时, 因为 $1/2i\phi$ 对于每次分析来说是个常数, 所以, 求得的标准偏差值等于用原观测值算得的结果。

标准偏差 $\sigma\phi$ 的计算采用下面的公式:

$$\sigma\phi = \sqrt{\left(\frac{\sum W(\theta\phi)^2}{\sum W}\right) - \left(\frac{\sum W\theta\phi}{\sum W}\right)^2}$$

同理也可以计算出粒度分布的三阶矩 Sk (偏态) 和四阶矩 Se (峰态) 等参数值。计算公式和统计中通用的公式相同。

附表是 Moussa 对波多黎各岛北部 Islote 海滩砂样的一个计算实例。这里, 他采用的是比组中值大 $1/2i\phi$ 的筛孔值, 所以, 求样品的

表

沉积物粒度分布统计参数的计算：矩法

筛号	筛孔大小 $\theta\phi$	重量W	$W\theta\phi$	$W(\theta\phi)^2$	$W(\theta\phi)^3$	$W(\theta\phi)^4$	组距 ($i\phi:1/2\phi$)
	-4.00						
	-3.75						
	-3.50						
	-3.25						$\nu_1 = \Sigma W(\theta\phi) / \Sigma W = \bar{X}d = 2.039049$
	-3.00						
	-2.75						
3 ¹ / ₂	-2.50						$\nu_2 = \Sigma W(\theta\phi)^2 / \Sigma W = 4.258902$
4	-2.25						
5	-2.00						
6	-1.75						$\nu_3 = \Sigma W(\theta\phi)^3 / \Sigma W = 9.104702$
7	-1.50						
8	-1.25						
10	-1.00						$\nu_4 = \Sigma W(\theta\phi)^4 / \Sigma W = 19.918248$
12	-0.75						
14	-0.50						
16	-0.25						$\pi_1 = 0$
18	0.00						
20	+0.25						
25	+0.50	0.018	0.0090	0.0045	0.00225	0.001125	$\pi_2 = \nu_2 - \nu_1^2 = 0.101181$
30	+0.75						
35	+1.00	0.236	0.2360	0.2360	0.2360	0.2360	
40	+1.25						$\pi_3 = \nu_3 - 3\nu_1\nu_2 + 2\nu_1^3 = 0.007965$
45	+1.50	9.708	14.5620	21.8430	32.7645	49.14685	
50	+1.75						
60	+2.00	45.770	91.5400	183.0800	366.1600	732.3200	$\pi_4 = \nu_4 - 4\nu_1\nu_3 + 6\nu_1^2\nu_2 - 3\nu_1^4 = 0.042541$
70	+2.25						
80	+2.50	13.558	33.8950	84.7345	211.8438	529.6094	
100	+2.75						
120	+3.00	1.009	3.0270	9.0810	27.2430	81.7290	$M\phi = \nu_1 - 1/2i\phi = 1.789\phi$
140	+3.25						
170	+3.50	0.042	0.1470	0.5145	1.8008	6.3020	
200	+3.75						$\sigma\phi = \sqrt{\pi_2} = 0.318$
230	+4.00	0.004	0.0160	0.0640	0.256	1.024	
270	+4.25						
325	+4.50	0.002	0.0090	0.0405	0.18225	0.820125	$\beta_1^{(1)} = \pi_3^2 / \pi_2^3 = 0.061$
	+4.75						
	+5.00						
	+5.25						$\beta_2^{(1)} = \pi_4 / \pi_2^2 = 4.155$
	+5.50						
	+5.75						
总 计		70.347 ΣW	143.441 $\Sigma W(\theta\phi)$	299.601 $\Sigma W(\theta\phi)^2$	640.4885 $\Sigma W(\theta\phi)^3$	1401.1890 $\Sigma W(\theta\phi)^4$	

注：1) β_1 是Sk；2) β_2 是Se。



海水电导率的温度效应

T. M. Dauphinee H. P. Klein

(加拿大国家研究会渥太华物理分会)

引言

海水电导率温度效应的资料,对于通过现场海水盐度-温度-深度(STD)测量给出的温度、电导和压力数据来确定盐度是重要的。这对于许多实验室的工作也是需要的。例如用一个实验室盐度计为基准进行电导测量装置的校正。在海洋测量中常用的函数是电导率 $R_{s,t,p} = C_{s,t,p}/C_{s,15.0}$ 。盐度(S)和压力(P)的影响可以用对基本温度系数关系 $R_{s,t,0} = C_{s,t,0}/C_{s,15.0}$ 的干扰来处理, S和P的影响可将 $R_{s,t,p}$ 写成下式来计算:

$$R_{s,t,p} = (R_{s,t,0}) \cdot [f_s(s, t, 0)] + f_p(s, t, p) \quad (1)$$

$$\text{或 } (R_{s,t,0}) \cdot [f_s(s, t, 0)] \times [g_p(s, t, p)] \quad (2)$$

用于海洋测量前式是较好的,因为它更能区分出不同项中主要和次要的变量。计算的步骤已经在几个刊物上进行过讨论,特别是在 Bennett (1976年)、Perkin 和 Walker (1972年)及 Rlbe 和 Howe (1975年)的著作中。

本文叙述测试仪器,叙述对标准海水和人造海水(由海盐制取) $R_{s,t,0}$ 随温度 t 的变

化,以及对任选的低盐度大西洋海水试样的 $R_{s,t,0}$ 随 t 变化的新的初步测定结果。测量正在进行中,不同盐度的 $R_{s,t,0}$ 随温度的变化将在以后发表。

以前测量 R 的方法,其步骤是把接近于所要求盐度的试样水注满电导管,在若干个温度点上测量,指示出电导值,在每个温度点上都要保证处于等温状态,而且要在某些参考温度上保证前一后数据的再现性,以检验系统的稳定。从不同的试验和现场测量到的数据是有一些矛盾的(在0.01%的水平上)。鉴于目前大量使用了盐度-温度-深度(STD)和电导-温度-深度(CTD)系统,在我们看来,需要仔细地温度系数进行重新确定。

此外,我们还发展了一种新型的实验室盐度计系统。在该系统中,一个连续缓慢流动的试样水,用一个高精度恒温搅拌槽建立热平衡状态。该试样水是在低气压的推动下,通过一个细孔的热交换器管再进入电导管的。水是直接从试样瓶中流出的,这样就使我们可同时从同一瓶中把完全相同的试样水馈送到两个电导管里,只要把水分成两个支流,每一路就流入各自的电导管。假如把两个电导管置于不同的

平均粒径 $M\phi$ 时,需将平移后算得的平均粒径 $\bar{X}_d$ 减去 $1/2\phi$ 。

下图是 Islote 海滩砂观测值平移前后的概率曲线图对比。Z是用原始观测值算得的概率曲线, Y是将每个观测值 $+1/2\phi$ 以后算得的概率曲线。可以看出, Z和Y之间,除平均粒径差 $1/2\phi$ 以外,其他参数将是相等的。A、B是观测值变换前后理论曲线对比的例子。

这种方法同样适用于沉降管法分析的资

料。由于该方法对于冗长繁琐的矩法计算有所简化,因此颇有参考价值。

参考文献

- [1] Moussa. M. T., 1977, Jour. Sed. Petrology, 47(3):1295—1298.
- [2] 克鲁宾, W. C., 机械分析和统计分析, 海洋地质参考资料第五辑。王文远译, 谢继哲校。地质部海洋地质科学研究所, 1966年。