

素异常组合带依次为：Sn-W-B带和Cu-Pb-Zn带。而临仓花岗岩基东侧（靠近板块缝和线的一侧），则未见有工业意义的锡矿化。

从这两个锡矿带的锡矿化及地球化学异常带分布情况看，应特别注重弧后花岗岩带的背向板块缝合线一侧岩体接触带的锡矿找矿工作。

深海生源碳酸盐沉积物形成 研究及其环境意义

沈锡昌

（中国地质大学，武汉）

生物源碳酸盐是海洋沉积物的组成部分，在深海更是如此，钙质软泥约占大洋面积的一半、全球面积的四分之一。深海造碳酸盐生物与浅海不同，主要不是底栖生物而主要是浮游生物，其中以浮游有孔虫、颗石藻、浮游软体动物翼足类、异足类等生物群最多。当生物碎屑在沉积物中超过一定百分含量时，形成深海生源沉积物，通常以30%（生物壳总量或某物种壳量）为界。习惯上称深海生物为生源沉积物软泥，称深海生源碳酸盐为钙质软泥。

深海生源碳酸盐按生物基本类型划分为动物性、植物性两类，两者碎屑粉径不同。有孔虫、翼足类、异足类构成动物性生源碳酸盐，有孔虫壳通常为方解石，其中无孔钙质壳由高镁方解石组成，翼足类、异足类的壳均为文石；颗石藻构成植物性生源碳酸盐，使存在沉积物中的石由低镁方解石组成。

生源碳酸盐沉积物的形成受介壳产量、溶解效应、稀释作用三方面因素的控制，各种因素又是各种环境状况的反应，弄清各类生源碳酸盐沉积物的形成，有助于查明其形成环境。介壳产量直接影响生源沉积物的形成，它是形成深海生源沉积物的首要条件。介壳产量首先与生物生产力和海水肥力有关，一般说生产生物量的速度就是生物生产力，确切的定义是指一定时间、一定海域所制造出的有机碳总量。影响海洋生物生产力的因素有阳光、温度、营养盐、氧含量、水深、盐度、酸度、海流等。目前，常以海水肥力的高低来表示海洋浮游生物的生活环境，不同物种对环境的适应性不同，于是不同肥力海区的主要物种显示出差异。

颗石藻为狭盐性、狭温性植物，绝大多数生活在正常盐度海水中，以浮游暖水种为主，数量上以热带海域（一升海水中个体数达 10×10^4 和上升流区较多。但是，颗石藻对营养盐浓度反映的灵敏度比硅藻小得多，所以颗石软泥往往分布在低肥力区。在正常海颗石藻的属种组合受温度控制。不同纬度、不同深度的属种名称及含量分布均有清晰变化，可用之研究古气候。

有孔虫为狭盐性狭、温性动物，绝大多数生活在正常盐度海水中；大洋有孔虫以浮游型暖水种为主，数量丰富、个体硕大、组合复杂。有孔虫壳体中 $MgCO_3$ 百分含量与水温呈正相关，大体上水温每增加 $8^\circ C$ ，镁含量约增1%。有孔虫的窄温性以及壳中 $MgCO_3$ 含量的

变化使有孔虫成为研究古气候的有用标志。有孔虫壳中氧同位数值 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) 反映沉积时期的古水温, 对浮游动物来说, 高肥力区浮游植物多, 对其繁殖有利, 但由于共生虫黄藻的作用, 浮游有孔虫在肥力较低时也能生长, 故有孔虫软泥主要见于较高肥力区, 这是深海生物沉积物类型分布的肥力-深度模式中的肥力的影响。

一般说, 生物量大时介壳产量高。但是, 生命周期严重影响介壳产量, 在同一水域生物量相同的两类生物群相比, 短周期生物群的介壳产量高, 长周期的产量低。如大洋中浮游有孔虫活体数量与翼足类、异足类的数量相近或略少, 但有孔虫生活周期短, 两者相差4倍, 加上介壳成分不同引起差异溶解, 使沉积物中有孔虫壳体数量远大于翼足类、异足类。

介壳是形成生源沉积物的物质基础。但并非全部钙质介壳都能保存到沉积物中, 埋葬介壳往往比水层介壳少, 这是溶解作用造成的。溶解效应是由介壳的耐溶性和海水的溶解力引起的, 主要表现为差异溶解效应和溶解深度效应 (碳酸盐饱和面、溶跃面、补偿深度——ACD, CCD), 这些又都与一定环境有关。

介壳的耐溶性随生物群及属种而异, 致使水域活生物群面貌与沉积物埋葬生物群面貌有很大差异, 表现为: 生物量减少、属种数减少、种群和属种比例变化等。从大类看, 钙质介壳从易溶到难溶的顺序是: 翼足类 (文石)、有孔虫 (方解石)、颗石 (方解石)。浮游有孔虫有刺类比无刺类易溶, 有孔虫的耐溶能力有4个等级, 并据有孔虫溶解特征划分出10级溶解相。各溶解相沉积物中碳酸盐的损失量 L 由小到大, L 由下式给出:

$$L = 100 (1 - R_0/R) \quad \dots\dots\dots (1)$$

式中 R_0 和 R 分别为非溶解物质的初始百分含量和最终百分含量。若 R_0 未知, 可利用溶解指数 (S):

$$S = \sum_i (P_i \times r_i) \quad \dots\dots\dots (2)$$

式中 P_i 是物种 i 的比例, 是 r_i 这一物种在溶解能力序列上的等级。颗石是碳酸盐壳中最难溶的, 在方解石溶跃面附近, 颗石的含量比有孔虫高得多。颗石可分出12个耐溶等级, 暖水种易溶, 冷水种、广温种难溶。钙质壳差异溶解的结果之一, 沉积物中化石群“变冷”, 分析古气候时要考虑这种差异溶解效应。

介壳的溶解从生物死亡开始。但各生物群, 各属种, 同一属种不同发育阶段乃至昼夜的生活水深不同, 因此溶解的起始深度较复杂。

介壳的下沉速率影响溶解, 下沉快溶解时间短, 下沉慢则溶解时间长。下沉速率与介壳的物种, 壳体大小、厚度、形态有关。个体大小是关键性因素, 超微化石颗石的下沉速率为 0.5m/d , 有孔虫为 $250\text{—}2000\text{m/d}$, 直径 $60\text{—}125\mu\text{m}$ 的为 250m/d , $>250\mu\text{m}$ 的为 2000m/d 。介壳进了集合体 (包括粪粒) 时, 下沉速率加快。大洋沉积物粒度普遍比大洋悬浮体 (有机) 的粒度大, 原因是细颗粒在沉到海底前就被溶解了, 以及粗颗粒下沉快。

介壳的溶解作用主要是在海底进行的, 因下沉时间比在海底暴露时间短得多。在海底的溶解作用与沉积物——水界面上 CO_2 的形成有关, 但硫酸盐的还原作用使碱度增加, 这可能导致钙质化石很好地保存, 具体过程研究不够。

海水的溶解能力影响深海碳酸盐的形成, 溶解深度效应十分明显, 深海生源碳酸盐沉积物只能出现在CCD以浅的海底。

方解石和文石都是 CaCO_3 , 在溶解时生成钙离子和碳酸根离子, 其饱和度 D 有三种情

况：① $D=1$ ，海水饱和；② $D>1$ ，海水过饱和；③ $D<1$ ，海水未饱和。海水中钙离子浓度较稳定，而碳酸根离子浓度变化大。影响饱和碳酸根离子浓度的因素有矿物成分、温度、压力。①矿物成分，文石的饱和碳酸根离子浓度比方解石大；②温度， CaCO_3 是一种异常盐类，冷水里的溶解度比热水里高，与大多数盐类的行为相反，但温度在大洋深层水中较稳定， $>1000\text{m}$ 时约 $2-3^\circ\text{C}$ ；③压力，压力增大时 CaCO_3 的溶解度也增大，而压力是随水深增加而增大的， 1000m 深处为100个大气压。对于同种矿物来说，在大洋主要温跃层以下，压力是导致 CaCO_3 溶解度变化的主要因素。饱和面、溶跃面、补偿深度是深海碳酸盐溶解与沉积的三个特征面，其深度依次由浅到深，是溶解深度效应的反映。

大洋上层水 $D>1$ ，钙质介壳不溶解；深层水 $D<1$ ，介壳遭受溶解，其间必有一个深度面 $D=1$ ，称饱和面。文石饱和面浅、方解石饱和面深，饱和面以下介壳遭受溶解，溶解速率随深度加大而增大，到某一深度速率突然增快，称溶跃面。在温跃层明显的海域，如大西洋，溶跃面与深海温跃层位置相一致。从沉积特征看，溶跃面是一种溶解相边界，把生物群保存良好的P相与保存不良的R相分隔开来。溶跃面上为L相。在溶跃面以下钙质介壳的溶解速率增加很快，而介壳供应速度则减缓了。往下至某个深度溶解速率与供应速度相等、相互补偿，称碳酸盐补偿深度(CCD)。从沉积特征看，位于该深度沉积物中 CaCO_3 丰度突然由多变少，CCD以浅的海底沉积生源碳酸盐沉积物，以深海底分布硅质软泥或深海粘土。在溶解相分布上表现为略浅于CCD的海底为R相；CCD线上为N相，超微化石相当多。在肥力高、生物生产力高的赤道海域，CCD位于溶跃面以下相当远，如中太平洋两者深度差 1000m ；在肥力低的海域，CCD紧靠溶跃面，CCD通常位于饱和面以下 2000m 或更深处。以往的CCD是据方解石测定的，实际上是方解石补偿深度，文石的补偿深度(ACD)比CCD浅，西太平洋的 $C^\circ-30^\circ\text{S}$ 海域，ACD为 $1000-2000\text{m}$ ，以浅的海底分布翼足虫软泥；ACD与CCD之间海底分布颗石软泥或有孔虫软泥。

大西洋碳酸盐饱和面深度和补偿深度普遍比太平洋深，其原因是两者深层水“年龄”不同、碳酸根离子浓度不同。全球深层水环流自大西洋向太平洋运动，故大西洋深层水年轻、碳酸根离子浓度高；随着水体年龄增加，有机物分解积累、碳含量增高，使碳酸根离子浓度降低；最终导致深层水的碳酸根离子浓度(克离子/米³)从北大西洋的 0.20 降至太平洋的 0.10 。

沉积物的稀释(冲稀)作用是深海生源碳酸盐沉积物形成的第三个条件。在两个钙质介壳产量相等、溶解效应相同的海区，于同一时期形成的沉积物中生物碎屑的绝对含量相同，但相对含量可因环境变化引起的非碳酸盐碎屑量多寡而不同。在非碳酸盐碎屑量多的海区，如近岸、深海平原以及硅质壳供应量高的高肥力海区，稀释作用十分明显，致使那里形成含钙质壳的陆源沉积物或硅质软泥，而不形成生源碳酸盐沉积物；在稀释作用弱的海区，因非钙质壳沉积物少，可形成生源碳酸盐沉积物。

