第七章　沉积物界面水动力和生物扰动特征与物理影响

湖泊底部是水流，波浪和能量的主要耗散地，也是热量，溶质或颗粒物在水柱和底层交换的场所，在其邻近地区沉积物质的成岩作用也是最激烈的，同时也是多种底栖动物，植物，微生物生存之地。任何影响水底表层的物理因素（如温度、压力、光照、扰动等）发生变化，均可能对湖底表层结构以及物质的输移和转化等产生影响。在这些因素中，扰动的作用被认为是最为重要的（Svensson and Leonardson，1996；Michallet and Mory, 2004）。沉积物界面扰动主要有两类，即物理扰动和生物扰动。波浪和湖流是湖底物理扰动的主要驱动力，因此物理扰动又被称为水动力扰动（Hydrodynamic disturbation）。

在水动力扰动作用下沉积物界面往往处于不稳定状态，表层底泥极易悬浮甚至侵蚀（Evans, 1994; Guillena, 2002），结果使得表层沉积物再悬浮和再沉降，因而极大地影响了沉积物表层的层理稳定性和微形貌外观等。生物扰动则多指由于底栖动物在水底的摄食、匍行、筑穴、钻孔等生物活动，而对沉积物的原状结构造成的改变（Crusiusa et al., 2004）。生物扰动的影响作用常分为两类，即因底栖扰动等造成的界面完整性的破损称之为改造（Reworking），形成深穴或井管作用则称为生物引灌（Bio-irrigation）。沉积物表层的物理和生物扰动其直接后果就是对沉积物形成搬运和混合，使颗粒物形成垂向上的再分配(Papaspyrou et al., 2007)；以及由于贯通沉积物-水界面与穴管底部的通道，使上下层物质流“短路”，使得氧的穿透层或深度变化，表层敏感化学物质形态和微生物活性分布等发生改变，加速物质在界面的输送和早期成岩等过程的进行。这些发生与湖底部的物理和生物扰动作用，将深刻地影响沉积物界面及其附近的生物地球化学过程（Denis and Grenz，2003），引发不同的环境效应。

第一节　沉积物表层水动力作用要素及界面影响

一、　湍流扰动影响

湍流（turbulence，又叫紊流），是指流体的速度、压强等流动要素随时间和空间做随机变化，质点轨迹曲折杂乱、互相混掺的、不稳定的紊乱流动。

湖泊和海洋一样，它的水体流动在任意点运动的速度大小和方向都会紊乱变化（胡维平等，1998a；1998b），只是程度上的不同而已。湍流对湖水的动量、热量和质量输运有重要贡献，对湖水运动速度及水中溶解态、颗粒态物质的分布有显著影响（中国科学院南京地理与湖泊研究所，1990）。对于浅水湖泊，层流过渡为湍流的主要原因是不稳定性。在多数情况下，剪切流中的扰动会逐渐增长，使流动失去稳定性而形成湍流斑，扰动继续增强，最后导致湍流。

湍流若发生在水底，其对沉积物表层的影响将非常大。由第一章中图 1-1 所示，在距离沉积物表层上部约 1m 向下到沉积物内部至达西流边缘内，分布有对数层、粘滞亚层、扩散边界层和 Brinkman 层。在完全没有湍流的水平层流理想情况下，沉积物界面附近的水流就如同图 1-1 所示的状态随时间而不变，或由于层流流速不同形成的弥散作用，低动能的局部湍流耗能只影响到对数层。

当上部湍流强度进一步加大，而沉积物界面又基本可视为刚性，在水底层附近，以物质粘滞迁移为主的粘滞亚层中，垂直湍流运动和波浪消失。尽管粘滞亚层非常薄，但该层因物

质能量的迁移阻碍很大，因而速度在这层中的变化也最大，通过以增加粗糙的方式阻碍水流的畅通。在著名的大型浅水湖太湖，底层和表层仅相差不到 200cm，却可在同一时刻形成流速相差较大的流场（胡维平，1998b）。在风作用稳定阶段，湖底产生反向摩擦力，使得底层流速不仅明显小于表层流速，而且也小于次底层流速，湖底摩擦力是底层流速减小的主要原因。

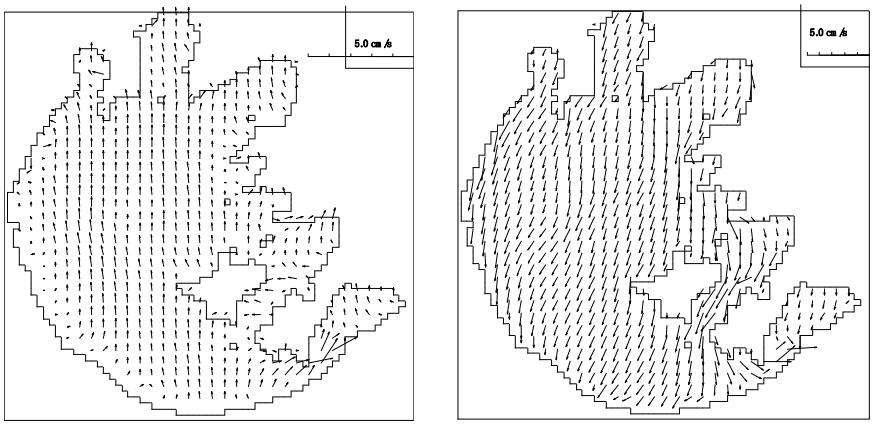


图 7-1　太湖 1997 年秋季平均流场（左－底层，右－表层）（胡维平，2007）

湍流运动具有明显的强度和方向随机性，但这些与随机模式和方式有关，质量的和动量的传输在这个模式的时间空间中会发生。能量的传输速率与能量强度有关，但是会存在一个正向反馈，通过该反馈涡流的波动会在局部区域持续增强。湍流运动并非完全是随机的和局部的，较大规模的有序运动在边界层也会存在。

在湍流边界层，连贯的水流运动已利用不同的仪器和观测方法监测到。有序的运动显示了时空尺度再现的特征，在底部附近形成相对的高速和低速的准循环流动（图 7-2）。这些完整的准循环现象的动力学描述虽没有形成，但就已知的结果可进行一定程度的现象描述（Smith，1996）。该“循环”包含一股相对低速液体来说是喷射式的流，该股流运动离开水体底床并向上进入上部水流。此运动通常由或与先前存在的立交式流交互作用而形成加速。一次喷发会在底床附近区产生一相对高速的补偿性下泻流进入水底区。或对表面轻扫而过。这种水动力事件，构成了大多数的湍流切应力，从而支配了水底附近区域的质量和动量的转移。对这些现象的理解可为提供出一个强调表层准周期更新和溶质迁移的基本概念模型。湍流运动能利用垂直运动(w') 相对于水平运动 (u'),的四象限位置图来分析，在图 7-2 右边的图中，在第四象限中的下泄流（a）与已经建立的在第二象限中的立交式涡流的喷射和爆发水流（b）交替着进行。湍流对沉积物界面的物理破坏作用最大就是产生的高速下泄流。即使强度不很大有时都有可能对表层沉积物形成影响。

二、　波和流的底部剪切力作用影响

由中高流速，波浪作用，或不稳定流量会造成时间短暂而又不经常出现的剪应力，这对沉积物的转移，底部的形态和扰动有着决定作用。水底是物质扩散、动量和热量分散转移的最主要场所。在一个相对短的时间尺度中，能使能量从较大尺度的涡旋运动向较小尺度的涡旋运动转化。随着物质扩散和动量及能量的转移，湍流将逐渐减弱，因此，只有外界不断向水体供给能量，才能使湍流现象维持下去。在湖泊中，产生和维持水底发生湍流作用的主要因素就是波浪和湖流所产生的剪切力（Grant and Madson, 1979）。

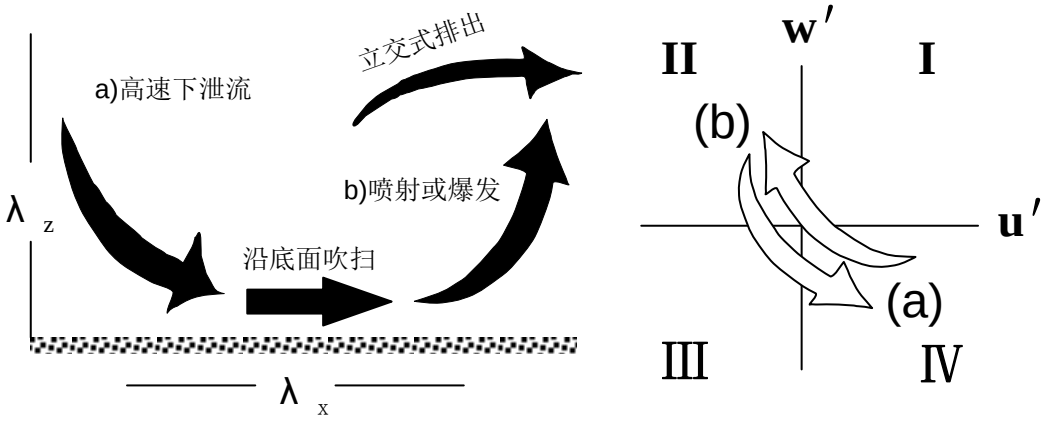


图 7-2 湍流在水底边界层内连贯爆发和吹扫的循环运动示意图（引自 Boudreau B. P.，Jørgensen B. B.，2001）

波浪（wave）是指在外力作用下，水质点离开平衡位置作周期运动、水面呈周期起伏并向一定方向传播的现象。对于湖泊而言，波浪主要是由于风引起的，由风推向滨岸的波浪，其获得的能量取决于风的强度和风的吹程。风波的形成因素很多，其中主要有风情（风速、风向、吹程、风作用的持续时间），水深，湖底特征及岸线形态等。

湖流（current）是指湖泊中沿一定方向运动、其理化性质基本保持不变的运动水体，可分为可分为重力流、摩擦流和惯性流等。湖岸能使湖流偏转、分股、促进逆流的形成，流经浅水区的湖流，不仅速度有变，且水质点运动轨迹亦发生变化。湖流的形成主要来自径流的输入(吞吐)和风在水面的持续作用而产生的切应力。

波浪属于振荡流，在震荡作用下，水底特别是近湖岸底床将受到垂向或斜向水压力等，从而对沉积物表层形成垂向切应和水平切应作用。Sheng 和 Lick（1979）用波浪槽模拟了伊利湖沉积物再不同波高下再悬浮的现象,并用波的预后（wave-hindcasting）模式对这一过程进行了模拟。波浪对底部的切应力（τ_w^b）与水底水平速度的平方成正比:$\tau_w^b = \rho f_w u_m^2 \cos(2\pi t/T)\cos(2\pi t/T)$。 其中，$\rho$ 为水的密度，T_S 为波周期，f_w 为摩擦系数。

基于水流在水底边界层的对数分布规律（图 1-1），湖底部切应力（τ_c^b）也为水流速度（u_z）成正比（Anderson, 1972; Lavelle , et al.,1978）：$\tau_c^b = \rho [\kappa u_z/\ln(z/K_0)]$。其中，κ 为卡曼常数（约 0.4），$u_z$ 为水底 z 高度处湖流速度。

将波和流分开分别计算水底剪切力在早期的研究中采用较多，实际上，在上世纪 70 年代末期后，较多采用的是将两种作用复合起来进行分析（Grant and Madsen，1979；Maa et al.，1993; Lou and Ridd，1996）。最著名的开拓性成果是 Grant 和 Madson（1978），在理论上分析了粗糙水底附近复合波-流的剪切作用，解析并复合了波-流摩擦因素，强化了水底边界层在湍流切应力研究中的重要性。

$$\tau_{cw} = \frac{1}{2}\rho f_{cw} u_{cw}^2 \qquad (7\text{-}1)$$

τ_{cw} 为波-流复合切应力，f_{cw} 是将波和流结合一起后的摩擦系数，u_{cw} 是波-流剪切速率，

$u_{cw}^2 = [u^2 + v^2]$，u 和 v 分别是水平速度在 x 和 y 方向上的分量。自从 1979 年 Grant 和 Madsen 开发了考虑风和波的边界层模型后，几乎以后有关风情和流场特性对沉积物剪切方面的研究都在该文研究的基础上开展工作，重点围绕的是结合现场模拟对水底临界剪切力进行定量确定（Maa et al.，1993; Lou and Ridd，1996；曹祖德等，2001；秦伯强等，2003；肖辉等，2009）。

由于研究对象和假设的条件等不同，获得的临界剪切力（0.03～2.0N/m^2）相差近 2 个数量级。Maa 等（1993）在美 Chesapeake Bay 研究认为临界剪切力为 0.1 N/m^2；Lou and Ridd（1996）在澳大利亚 Cleveland Bay 实测并分析获得临界剪切力为 2.0 N/m^2。

理论上，研究沉积物的临界切应力与研究系统的水深并没有关系，但是由于临界切应力都是通过对一系列参数的合理计算获得的，其中较为重要的是：（1）摩擦系数（f_{cw}）的获得；（2）u_{cw}^2 的计算。其中确定波-流复合剪切速率作用下边界层厚度 δ_{cw} 值最为重要（Xu，1998），其表达式为：$u_{cw}^2 = \delta_{cw}\omega/\alpha\kappa$，其中 δ_{cw} 是波-流边界层厚度，α 是经验常数（1～2），ω 是波的角频率。Lou 和 Ridd（1996）在与 Chesapeake Bay 条件相似的（水深约 10m），以水深 5%的取值（50cm）计算出，继而得到临界剪切力为 2.0 N/m^2 ，这与在水深、沉积物性质相似的美国 Chesapeake Bay 观测获得的临界切应力 0.1 N/m^2 的结果（Maa 等，1993）差异较大。Xu（1998）认为，Lou 和 Ridd 用水底波-流边界层厚度（δ_{cw}）为水深的 5%的取值（50cm）的方法有误，δ_{cw} 并不是一个与水深固定不变的百分比值（Grant 和 Madson，1978），而是与波和水底特性有关的一个函数。在 Cleveland Bay，沉积物再悬浮的临界切应力实际只有 0.4 N/m^2（波高 H=100cm、波周期 T=10s）。

三、 湖底粗糙和摩擦作用影响

摩擦力是两个表面接触的物体相互运动时互相施加的一种物理力,无论双方是否是同一类介质，只要有相对运动，在接触面就会发生摩擦作用。对于湖底，沉积物基本被视为一固态静止的物体，水体则是一处于运动的液体。有运动就会有速度，在沉积物表面形成一定的摩擦力。不仅在底流与沉积物的交面有摩擦力，水体内部横截面上的不同层之间也有内部摩擦，水流离沉积物表面的距离不同，其流速也不同，这就回到图 1-1 所述的水底边界层概念。越靠近湖底，水流的速度越小，即摩擦影响了水流的有效流速。

实际从影响沉积物结果而言，人们关心的是因摩擦影响的水底水流的有效速度与水底剪切力的关系。由前面的叙述已了解，水流的大小与剪切力 $u_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$ 有关。计算水底剪切力和水流强度间接的方法包括（Boudreau and Jørgensen，2001）：（1）二次阻力系数的使用；（2）在 u 和 ln(z)关系梯度图上画出剪切速度 u_*；（3）在水底边界层的恒定应力层和水底湍流范围和高度之间的比例关系上直接测量出 Reynolds 应力。在估计水底剪切力的所有工作中困难最大的问题是把总应力分成几个和内边界层粗糙度相关的表面摩擦部分，它涉及到质量和动量转移问题。

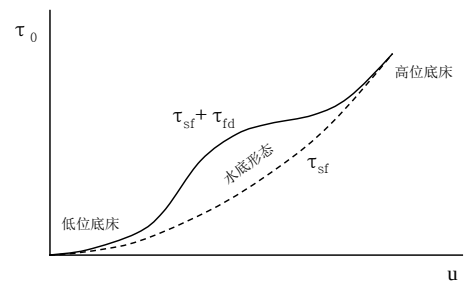


图 7-3 总剪切力τ_0作为流速 u,和水底形态状况函数示意图（引自 Boudreau B. P.，Jørgensen B. B.，2001）。τsf 为表面摩擦力；τfd 为形阻

对于流过可移动沉积物上中等强度水流，地形的发育将会产生相当的形阻力，这反映在随空间变化的界面总剪切力值 τ_0 的增加（图 7-3）。在由于高程差异，水流在流经沉积物表层会出可以想象的低流速和高流速状态，虽然有沉积物表层形阻的存在，但总剪切力（$\tau_0=\tau_{sf}+\tau_{fd}$）值非常接近于因表面摩擦力所产生的剪切力值（$\tau_{fd}$）；但在中等流速下，水体形态的因素所产生的形阻会变得影响非常大（图 7-3），完全偏离了 τ_{fd} 值的那条虚线，这反映地形的发育会在中等流速情况下，对沉积物表层的总剪切力产生重要影响。在相同粗糙度下，表层的粗糙长度的不同所产生的剪切力也将有很大差异。Pope et al（2006）结合波浪槽实验和野外观测，应用湍流动能 TKE 研究确定了沉积物表层底部剪切力大小，沉积物粗糙长度在 0.0013×10^{-3}～1.18×10^{-3} m，底部剪切力随流速增加而非线性上升。

水底的摩擦问题几乎都与沉积物表层的粗糙程度有关。粗糙度指物体表面上具有的较小间距和峰谷所组成的微观几何形状特性，由于沉积物微观形态的复杂性和多样性，因此粗糙度对水底边界层水流的作用一直以来都被认为是沉积物非常重要的特征。

水底沉积物表面经局部放大后大多是由一个个粗糙单元组成的。每个粗糙单元背面的内边界层发展，都与水团在此分离成多方向水流以及底部重复受流作用现象有关（Boudreau and Jørgensen，2001）。流分离出现在正的或反的压力梯度存在的地方。在流局部加速到障碍物顶部的地方时压力最小。然而越过障碍物顶部向下，水流压力梯度与流相反，而且如果水流足够强，可以造成流的停滞甚至在原地回流（图 7-4）。底床的存在要求上溯的流沿着障碍物的边缘向上流，这将造成附带一个环流旋涡或周期性出现流出的旋涡。当分离流再次附带到底部或者形成的旋涡流出撞到环流小室背面时，这个重复受流带就是因粗糙发展的内边界层起源区域。

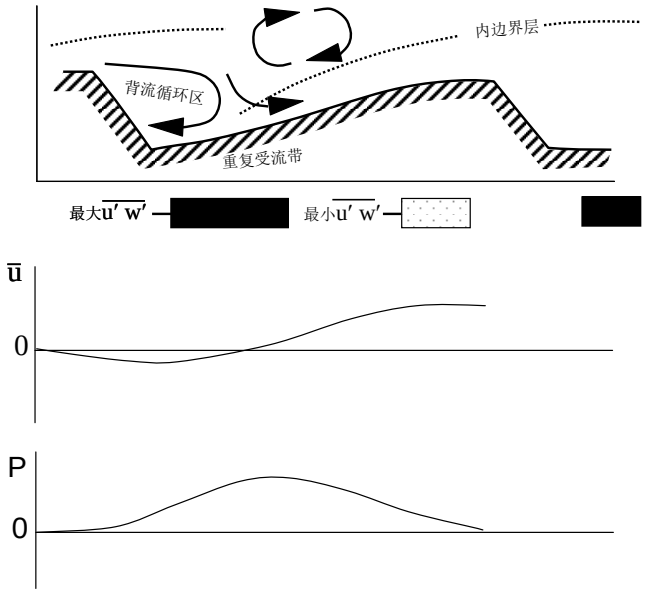


图 7-4　波纹状底床上近地层平均流速、压力和 Reynolds 应力示意图（引自 Boudreau B. P.，Jørgensen B. B.，2001）。

四、　表层沉积物的动力再悬浮

天然沉积物表层是一个由不同成分组成的体系，在这个体系里活体生物、腐烂有机物质、

有机分泌物、矿物颗粒和交错的孔隙等以一种精致复杂的三维基质的形式组合在一起（Paterson，1995）。实际上这个物理体系是较为松散的，颗粒物之间“粘接”实际主要是在重力作用下被压实于一起。组成沉积物之间的颗粒间充满着水体，颗粒之间主要存有无机黏土和矿物间的极性吸附和有机质间的范德华力引力等作用关系。在这样的内部作用关系以及在水体的充分浸泡下形成的沉积物，其结构并非紧密，一旦在湖底沉积物表层施加超过临界切应力（τ_0）的波、流等作用，都将引起沉积物颗粒的再次悬浮和搬运。

从长江中下游部分湖泊沉积物密度垂向分布分析，表层湿密度大致呈自上层向下层增高的趋势（图 7-5），上层沉积物多为新近沉降下来的颗粒物，堆积还不紧密；下层的则多经较长时间的重力压实，以及经矿化、有机质缺氧分解进入早期成岩阶段，使颗粒物之间的排列更为合理，孔隙空间随深度增加被逐步压缩。

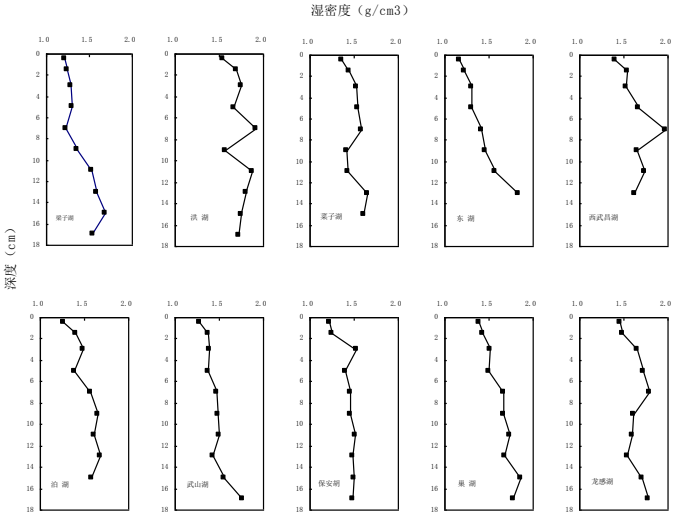


图 7-5　长江中下游部分湖泊表层沉积物湿密度垂向分布（2003 年 4 月）

肖辉等（2009）对中值粒径为 0.0084 mm，粘土含量大于 40%的淤泥质细粉砂，在长 68 m 的波浪水流槽中，研究了波、流共同作用下粘性淤泥的起动，认为淤泥质粘土起动形态以悬移质为主，在底床泥沙湿容重相同时，波流共同作用下或纯波浪作用下淤泥的起动流速明显小于纯水流作用下淤泥的起动流速，证实水流在沉积物再悬浮中的作用小于波浪的事实。在 50cm 的实验水深下，沉积物（湿容重 1.26～1.50 g/m^3）的临界切应力在 0.12～0.85 N/m^2 之间。秦伯强等（2003）用中值粒径 0.017 mm，容重 1.3 g/cm^3 的太湖底泥，在水深 30cm 长 30m 的水槽中进行再悬浮实验，分析临界切应力仅有 0.03～0.04 N/m^2。据此计算再悬浮量认为，风速大于 6.5 m/s 时，至少是近表层 5-10cm 的底泥悬浮。李一平等（2005）用环形水槽对太湖底泥在 3 种不同起动标准(个别动、少量动、普遍动)下的起动流速，利用泥沙起动的理论模型给予了验证，后得出太湖底泥在 3 种不同起动标准下的起动流速分别为:37.9 cm/s,46.7cm/s 和 59.8 cm/s。并分别给出的起动切应力分别为 0.428 N/m^2，0.636 N/m^2 和 1.042 N/m^2。

根据泥沙起动理论，泥沙的起动一般可分为三种状态,即个别动、少量动和普遍动。根据窦国仁（1999）的结论，这三种状态的判别标准分别为:个别动，起动概率 p =0.14 %；少量动，p = 2.28 %；普遍动, p = 15.85 %。李一平等（2005）观察发现，当水体流速较小时，泥液面保持静止；随着水流流速的加大（接近起动切应力），泥面随水流发生错动，接着泥面上一层很薄的稀释层发生悬浮 ,此时淤泥处于“个别动” 阶段，流速达到 25cm/s 左右；随着流速的进一步增大，淤泥达到“少量动”阶段，此时由于湍流作用不断加强，床面局部不时有小块淤泥被冲起，淤泥呈散粒状在床面上滚动，并摩擦床面而使其他地方的底泥开始

悬浮，水体明显变得浑浊，这一过程对应的流速变化范围在 25～50 cm/s 之间；当流速达到 60～70 cm/s 时，水流底层紊动更加剧烈，淤泥达到“普遍动”状态，这时可清楚的看到旋涡不断掀起淤泥，床面受到较大破坏。特别是当某一局部被破坏后，淤泥被成层、成片掀起，水流很快便完全浑浊。

采用波浪槽等都使得沉积物层理破坏，很难在短时间内恢复沉积物的湿密度恢复到原来的垂向分布，因此直接对未扰动沉积物进行水动力剪切影响下的沉积物界面实时观察也被采用。胡春华等（2005）在平均波高>12 cm，最大风速 9.3 m/s 的太湖梅梁湾进行大风浪和无风条件（波高＜8 cm/s）的现场沉积物再悬浮观测（图 7-6），发现沉积物再悬 SS 含量浮变率最大层位主要发生在近界面的 40cm 内。对梅梁湾而言，大风下沉积物界面处 SS 含量是无风下的约 30 倍，而在距界面 40cm 以上的水柱中，大风仅是无风状态下的 4 倍。因大风产生的对沉积物剪切作用引发的悬浮物增量（图 7-6 中右边的阴影部分），经湿容重厚度换算，风速 8m/s，平均波高 15.2cm 时，因风浪剪切力掀去的沉积物厚度为 3.83cm（胡春华等，2005）。

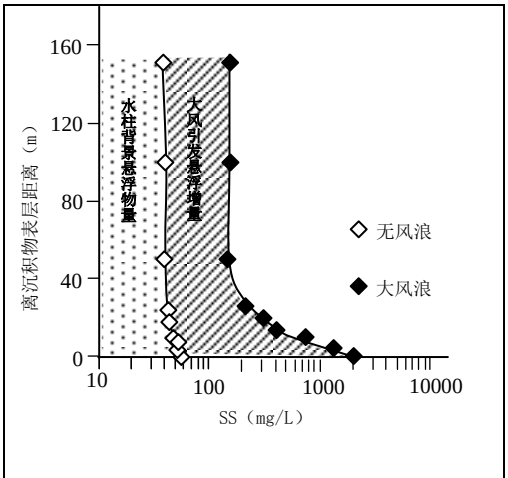


图 7-6 太湖梅梁湾不同风浪条件下悬浮物垂向分布（修改自胡春华，2005）

2005 年 9 月 11 日～13 日间卡努台风经过太湖上空，在太湖梅梁湾建立的观测平台上，自动每隔 5 分钟采集平均风速、最大风速、风向等数据，波浪探头 0.1s 间隔监测波高，得到了极端天气条件下太湖风浪变化过程（图 7-7）。

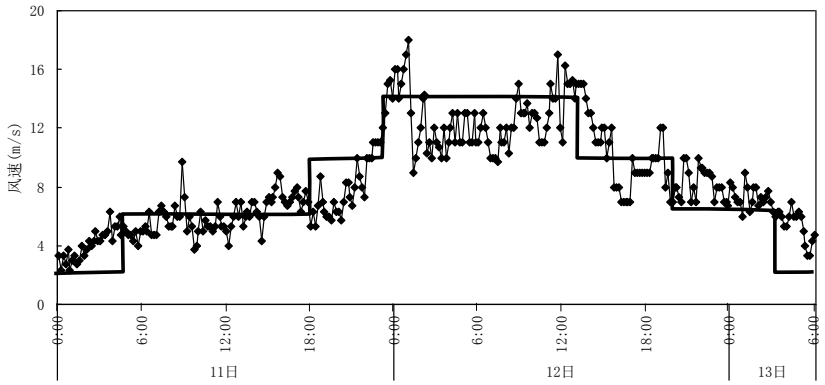


图 7-7　2005 年 9 月 11-13 日卡努台风过境时的风速记录与风速成长和消落过程示意图

（数据来源：胡春华）

在室内用沉积物再悬浮发生装置，根据水柱悬浮物含量与装置底部扰动速率关系（You，et al.，2007），并根据卡努台风过境下的等效风速过程（图 7-7 梯形线），确定模拟实验的扰动历时时间为 56h，台风离境后的沉降历时为 12h，对太湖 5 个主要湖区柱进行状沉积物表层再悬浮切应效果模拟。实验中观察到的情况与李一平等（2005）的记录很相近，即波浪对沉积物的剪切扰动并不是整体发生的，而是先从某个局部区域开始的。当风速达到最大值 16m/s 后约 10 个小时时，水体中 SS 浓度达到最大值（约 19,300 g/m2）。扰动深度（H）计算如下

$$H=M/(\gamma_{湿}(1-W)) \qquad (2)$$

M，为最大风速后水体单位面积悬浮物最高累积量值；$\gamma_{湿}$沉积物湿容重；W 沉积物含水率。依据图 7-8 数据计算，太湖主要 5 个湖区在卡努台风最大风力作用时，最大可扰动悬浮起 4.5～23.3 mm 的表层沉积物。其中梅梁湾沉积物的扰动深度为 4.5mm，与胡春华等在现场大风下观察的结果 3.83mm 较为接近。说明在梅梁湾湖区，通过风浪剪切作用，在极端风情下最大也只影响 0.5 cm 左右厚度的表层沉积物。

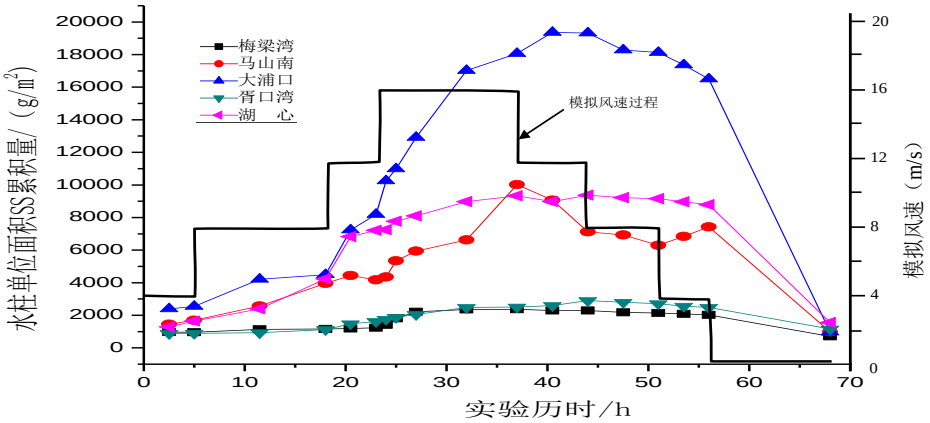


图 7-8　模拟 2005 年 9 月 11-13 日卡努台风过境时太湖各主要湖区悬浮物含量变化过程

表 7-1　卡努台风过程太湖各湖区表层沉积物扰动深度

研究湖区	M(g/m²)	$\gamma_{湿}$(g/cm³)	W（%）	H(mm)
梅梁湾	2,287.1	1.51	66.4	4.5
马山南	10,015.4	1.62	51.9	12.6
大浦口	19,366.2	1.69	43.6	20.3
胥口湾	2,903.7	1.52	61.7	5.0
湖　心	9,372.1	1.63	46.3	10.7

第二节　沉积物界面底栖生物扰动过程及界面影响

一、沉积物生物扰动种类

Darwin 在十八世纪就发现了生物扰动(Bioturbation)现象，并首次开展了跟踪实验研究，在其最后一本著作《The Formation of Vegetable Mould, through the Action of Worms, with Observations on their Habits》中，述及了他所观察到土壤中生物扰动现象，为后续的相关研究奠定了基础(Darwin, 1881)。生物扰动是一种具有全球重要性的过程，因为地球 75%以上的面积为海洋与淡水所覆盖，而生物扰动作用可在绝大多数有氧沉积物中发生(Teal et al., 2008; Maire et al., 2008)，这就有可能使得被生物扰动作用的沉积物区域面积达到极其广大的规模。

生物扰动有广义与狭义之分。从广义上讲，生物扰动是指生物对沉积物或土壤的生物改造过程(Meysman et al., 2006)。这里的生物包括沉积物与土壤中所有种类生物：微生物、植物、动物等。从狭义上讲，生物扰动是指在海洋科学与湖泊科学中，底栖动物通过挖穴、摄食、通风、排泄等过程对沉积物颗粒所产生的搬运、混合过程(Aller, 2001; Meysman et al., 2006;

Shull, 2009)。现有的研究通常指的是狭义生物扰动。

底栖动物（benthic animal, zoobenthos）是指生活史的全部或大部分时间生活于水体底部的、肉眼可见的水生动物群。底栖动物按个体大小可划分为微型（＜100 μm）、中型（100-400 μm）、大型（400-1000 μm），及超大型（＞1000 μm）底栖生物（Kalff，2002）。目前研究的底栖动物主要是大于 1 mm 尺度的大型动物，常见的有水蚯蚓、摇蚊幼虫、螺、蚌、河蚬、虾、蟹等。但也有按照筛网孔径的相应尺度来区分底栖动物的大小(赵文, 2005)，将不能通过 500μm 孔径筛网者称为大型底栖动物(macrozoobenthos)；能通过 500μm 孔径筛网但不能通过 42μm 孔径筛网者称为小型底栖动物(meiozoobenthos)；能通过 42μm 孔径筛网者称为微型底栖动物(microzoobenthos)。考虑到与沉积物有关，本书所涉及的底栖生物主要是指因定居和活动生活，栖息或埋没在沉积物表面或其中，而且主要针对大型底栖动物的活动。

作为一种成岩过程，生物扰动可以破坏沉积物原有的分层、改变沉积物的粒径、孔隙度、渗透性等物理性质，破坏沉积物原有的生物分布、改变沉积物的化学性质、化学反应速率，影响沉积物-水界面的物质交换等(Shull, 2009)。同时，底栖动物的通风、洞穴冲刷等活动可以加强间隙水与上覆水的交换作用，这一过程被称作生物引灌(Bioirrigation) (Meysman *et al.*, 2006; Shull, 2009)。图 7-9 是一个典型的底栖生物在沉积物界面上扰动的状态。

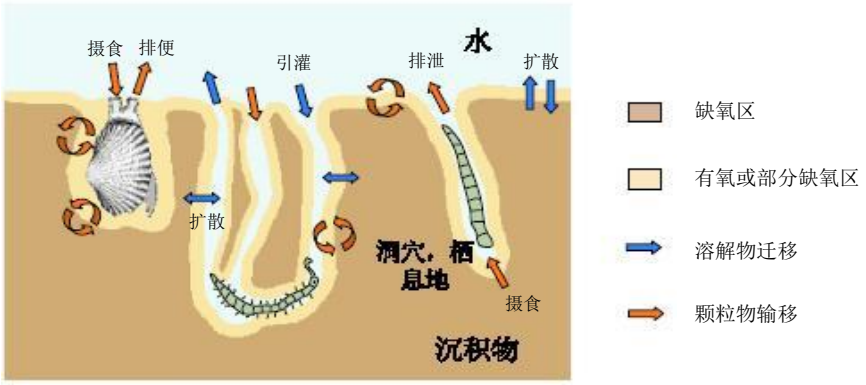


图 7-9 底栖生物在沉积物表层扰动作用和效应示意图

（引自 Duport，2006）

底栖动物是一个庞杂的生态类群，其所包括的种类及其生活方式较浮游动物复杂得多，主要分为水栖寡毛类、软体动物和水生昆虫幼虫等。多数底栖动物长期生活在底泥中，具有区域性强，迁移能力弱等特点，对于环境污染及变化通常少有回避能力，其群落的破坏和重建需要相对较长的时间。底栖生物对沉积物表层的扰动的影响主要分为表层改造（reworking）和生物引灌（bio-irrigation）这两种主要结果。底栖动物(benthos)是生活在水底区的生物群落，生活史的全部或大部分时间生活于水体底部的水生动物称为底栖动物(zoobenthos 或 benthic animal)(赵文, 2005)。由于生物扰动对于了解整个沉积物的生物地球化学是一个最重要的过程（Boudreau,1997）,作为一种成岩作用，生物扰动的表层改造，可以破坏沉积物原有的分层、改变沉积物的粒径、孔隙度、渗透性等物理性质，破坏沉积物原有的生物分布、改变沉积物的化学性质、化学反应速率，影响沉积物-水界面的物质交换等(Shull, 2009)。同时，底栖动物的通风、洞穴冲刷等活动可以加强间隙水与上覆水的交换作用，这一过程被称作生物引灌(Bioirrigation) (Meysman et al., 2006; Shull, 2009)。

根据生物扰动对沉积物颗粒的迁移特点，可以对底栖动物进行分类，将对颗粒物具有相似扰动效果的底栖动物划分成同一个功能群(functional group)，目前已经区分出五种功能群(Fisher *et al.*, 1980; Boudreau, 1986b; Gardner *et al.*, 1987; François *et al.*, 1997; Gerino *et al.*,

2003)。一是生物扩散者(biodiffusors)，如双壳类动物，它们对沉积物进行短距离、无规律的搬运，造成沉积物颗粒的扩散。二是向上输送者(upward-conveyors)，该功能群动物头朝下垂向生活，在沉积物深处摄食沉积物颗粒，通过身体将摄食的沉积物颗粒通过粪便或假粪便排泄在沉积物-水界面。其扰动可以对底部沉积物产生主动的非区域(non-local)运动、并通过其身体蠕动、及身体周围缝隙对表层沉积物产生被动的向下平流运输。颤蚓科、缩头虫科等是这一功能群的代表。三是向下输送者，与向上输送者相反，它们头朝上垂向生活，在沉积物-水界面处摄食沉积物颗粒，然后通过肛门排泄在沉积物某一深处(downward-conveyors)。可以形成表层沉积物主动的向下非区域运动。星虫动物门的一些蠕虫是向下输送者(Smith *et al.*, 1986)。四是再生者(regenerators)，包括那些挖穴的动物，如招潮蟹，它们将深层的沉积物搬运到沉积物表面，产生沉积物颗粒的扩散；在洞穴被遗弃后，其底部又被表层沉积物所充填，形成一种非局域的沉积物运动。五是廊道构造者(gallery-diffusors)或生物引灌者(bioirrigators)，它们在沉积物中构筑廊道、管道、洞穴系统，并在其中进行生物引灌；其活动可以造成表层沉积物的扩散分布，其拖拽、排便等可以形成平流作用，造成表层沉积物直接被输送到廊道底部，同时生物引灌利于溶解物质沿廊道壁扩散。多毛类的沙蚕(*Nereis diversicolor*)是这一功能群的典型代表。生物扰动功能群的划分有利于从生物扰动对沉积物搬运特点的角度去分类、理解各种生物的扰动过程，系统研究生物扰动。

二、颗粒物的生物垂向搬运

由于沉积物颗粒在沉积物-水界面的的不连续性，沉积物颗粒密度、颗粒组成、化学物质活性、pH、氧化还原电位、生物活性等均在沉积物-水界面发生急速变化(Santschi et al.,1990)。沉积物-水界面中各特征的变化影响着其其周围上覆水体与沉积物的特征与过程，在受影响的沉积物、上覆水体、及两者之间展开关于物质运动过程与生物地球化学的过程研究(Boudreau and Jørgensen, 2001)。因此，研究某一沉积物-水界面的过程，需要将受该过程影响的沉积物与上覆水纳入研究范围(Santschi et al., 1990; Boudreau and Jørgensen, 2001)。

（一）生物扰动物理观察

研究生物扰动对沉积物颗粒的迁移主要是为了理解生物扰动对沉积物成岩过程的影响。研究生物扰动对沉积物颗粒的迁移的方法有两种：即直接法和颗粒示踪法(Maire *et al.*, 2008)。直接法直接量化被搬运沉积物颗粒的量，可以用来估算一定时间内被底栖动物搬运沉积物的数量。颗粒示踪法的原理是：示踪颗粒开始时被铺设在沉积物表面上或沉积物某一深处的水平面上，底栖动物活动会改变示踪颗粒在沉积物中的分布位置(Gilbert *et al.*, 2007)。生物扰动结束后对沉积物样品分层，检测示踪颗粒，然后还原示踪颗粒在沉积物中的垂向分布；如再利用数学模型拟合示踪颗粒剖面，可得出生物扰动对沉积物的扰动系数(Boudreau, 1986a; Boudreau, 1986b; Wheatcroft *et al.*, 1994; François *et al.*, 1997; Mermillod-Blondin *et al.*, 2004; Meysman *et al.*, 2007)。常用到的示踪颗粒包括放射性核素、叶绿素 a、微波陨石等自然示踪颗粒物，以及重矿砂示踪颗粒、同位素标记的沉积物颗粒、同位素标记的有机质、掺杂了金属的沉积物颗粒、玻璃珠、微标记物、荧光颗粒等认为引入的示踪颗粒(Maire *et al.*, 2008)。由于荧光颗粒时间分辨率最高，可达 min～h，优于其它示踪颗粒，得到较多的应用。

在太湖，河蚬（*Corbicula fluminea*）、中国长足摇蚊幼虫（*Tanypus chinensis*）、霍甫水丝蚓（*Limnodrilus hoffmeisteri*）是主要优势种，而且对于扰动效应研究来说，正好属于不同的功能群与种属。水丝蚓是一种“向上输运者”(upward-conveyors)；河蚬为“生物扩散者”(Biodiffusor)；羽摇蚊幼虫是一种“廊道构筑者”(gallery-diffusor)。它们对沉积物表层的破坏情况差异明显（7-10）。

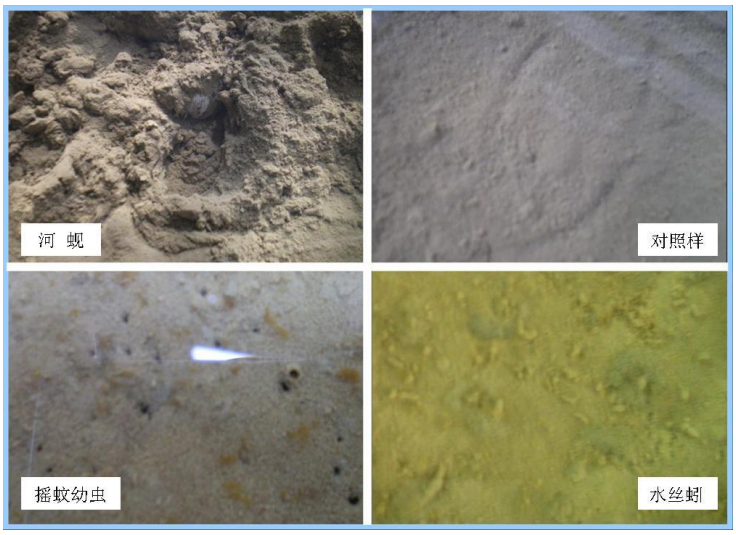


图 7-10　不同底栖动物对太湖沉积物表面扰动后的实际现状

霍甫水丝蚓在被引入太湖梅梁湾（ML）和大浦（DP）沉积物柱样后，立即开始挖洞钻入沉积物。霍甫水丝蚓头朝下生活，在深处摄食沉积物，不断摆动尾部，并不断地通过肛门把深层沉积物排泄到沉积物表层，这些排泄物在沉积物-水界面被富含氧气的上覆水所氧化，形成棕黄色的蚓粪。随着实验的推进，沉积物表层聚集的蚓粪越来越多。与对照样的表层沉积物相比，蚓粪结构松散，孔隙度较大。从柱样侧面可以看到霍甫水丝蚓活动留下的黑色细微管道，但没有观察到因扰动所产生的棕黄色氧化层。实验一结束时在梅梁湾与大浦口的沉积物中分别发现了 95 条与 94 条霍甫水丝蚓，最深分布在沉积物 9-12 cm 深处，其中 60%以上分布在表层 3 cm，90%以上分布在表层 6 cm(图 7-11)。

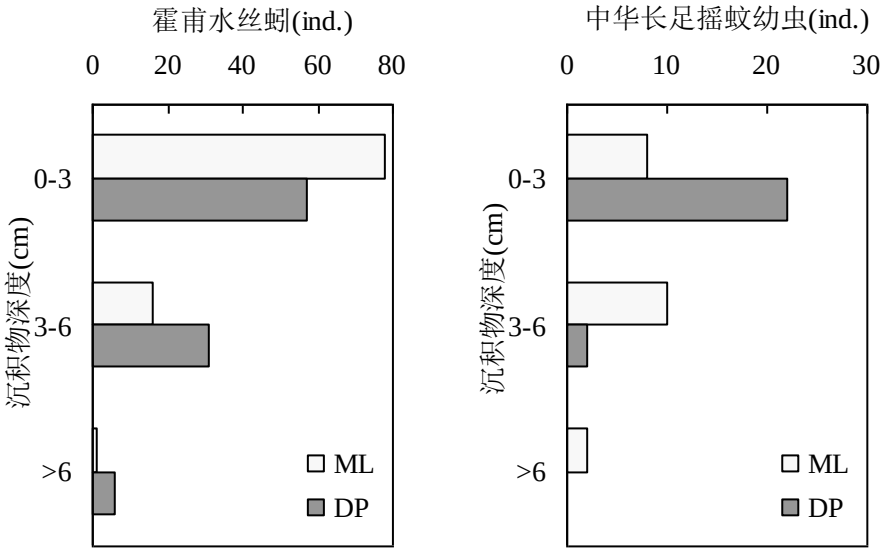


图 7-11 霍甫水丝蚓与中华长足摇蚊幼虫在沉积物中的分布

ML：梅梁湾；　DP：大浦口

有研究表明颤蚓科一些生物可以钻入到沉积物 50 cm 的深处，但是 95%以上分布在表层 12 cm(Davis, 1974a)。霍甫水丝蚓在垂向分布受上覆水 DO 的影响：在上覆水 O_2 充足(本文亦为此情况)条件下，约 90%霍甫水丝蚓生活在沉积物表层 0-6 cm；而缺氧会引起霍甫水丝蚓在垂向分布的暂时向下迁移，几天后大部分霍甫水丝蚓又将聚集在表层 0-6 cm(Fisher and Beeton, 1975)。霍甫水丝蚓摄食最集中的区域发生在沉积物 3-4 cm 深处(Davis, 1974a)，这一位置与霍甫水丝蚓的分布(图 7-11)变化位置相一致。

中华长足摇蚊幼虫与红裸须摇蚊幼虫钻入沉积物中，在沉积物中构筑自己生活的廊道。这些廊道的直接约 2 mm。它们偶尔将部分身体深处洞外，然后再缩回去。摇蚊幼虫的活动加速了上覆水向沉积物的渗透与迁移，造成了摇蚊幼虫洞周围沉积物的氧化，颜色表现为棕黄色，明显区别于黑色的厌氧沉积物。它们还会将虫洞内的水泵出，以引灌新鲜的上覆水供其生活。摇蚊幼虫的扰动在沉积物表层形成了一些红棕色的黏液状分泌物，随时间的推进，这种红色物质逐渐增多。实验过程中没有观察到摇蚊幼虫排泄类似蚓粪的固体排泄物。实验一结束时在梅梁湾与大浦口的沉积物中分别发现了 20 条与 24 条中华长足摇蚊幼虫；大浦口的均分布在表层 6 cm，梅梁湾的 90%分布在表层 6 cm(图 7-12)。中华长足摇蚊幼虫分布位置、及其构筑廊道位置均较浅 (图 7-12)；但是红裸须摇蚊幼虫可以钻到沉积物底部 12 cm 深处，并且在底部也可以观察到其构筑的廊道。

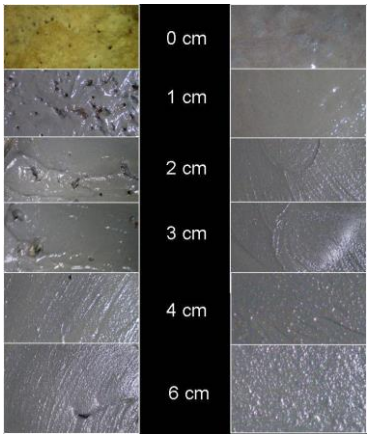
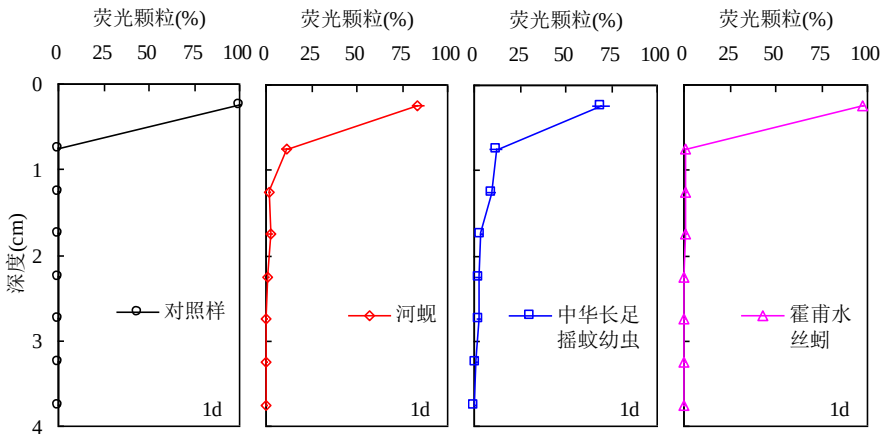


图 7-12 中华长足摇蚊幼虫组进入到不同深度沉积物的照片

Zhang Lei 等（2010）等应用荧光颗粒研究同样反映，底栖动物的扰动也明显加速了表层颗粒向沉积物深处的迁移(图 7-13)。在底栖生物引入 1d 后，河蚬、中国长足摇蚊幼虫、霍甫水丝蚓就分别将 16.3%、31.1%、2.5%的荧光颗粒分散到沉积物表层 0.5 cm 以下（图 7-13）。随着底栖动物扰动时间的延长，更多荧光颗粒被分散到沉积物深处。到 16d，河蚬、中国长足摇蚊幼虫、霍甫水丝蚓各组 0.5 cm 以下沉积物中所分散荧光颗粒数量分别达到总量的 53.3%、44.2%、18.6%。



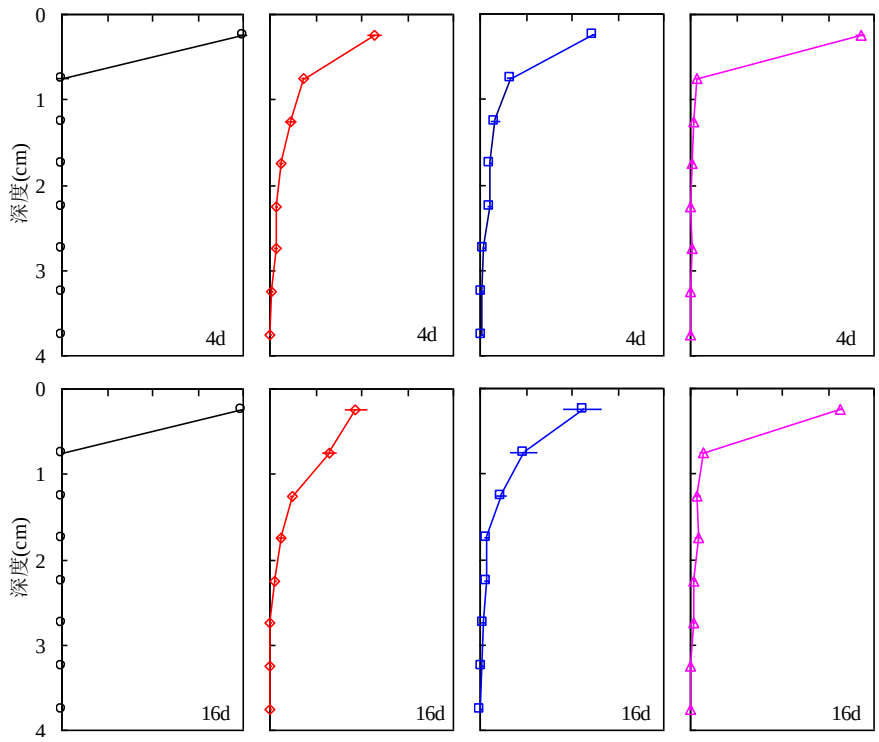


图 7-13 荧光颗粒在生物扰动组与对照组沉积物中的垂向分布

河蚬是一种生物扩散者，它们在沉积物表层做无规则的短距离运动，加速颗粒物在空间的迁移与分散(Fran çois *et al.*, 1997)。河蚬被引入后，其挖穴与运动极大破坏了沉积物表层原有分层，再加上其个体较大(体长 18.2～21.9 mm，高 17.1～19.7 mm)，经过 1d 时间将沉积物表层的 16.3%荧光颗粒分散到沉积物中。其后时间里，荧光颗粒被继续分散到沉积物深处，到实验 4d 与 16d 时分别有 43.0%与 53.3%的荧光颗粒被分散到 0.5 cm 以下。与前 4d 的扰动结果相比，后面 12d 仅将分散在 0.5 cm 以下沉积物的荧光颗粒增加了 10.3%。这说明河蚬在引入初期对沉积物表层颗粒的迁移作用强烈，后面逐渐减小。而这正与我们观察到的现象相一致：河蚬在刚被引入后活动强烈，沉积物表层结构被破坏严重，而随着河蚬对新环境的适应，逐渐稳定、穴居起来，活动频率较低，偶尔可以观察到其活动痕迹。从垂向迁移深度来看，荧光颗粒在河蚬扰动沉积物中的最大分布深度为 3.5 cm。

作为一种廊道构筑者，中国长足摇蚊幼虫在引入后 1d 的时间内将 31.1%的荧光颗粒分散到了沉积物表层 0.5 cm 以下。被分散到 0.5 cm 以下的荧光颗粒在 4d 增加到 38.6%，1～4d 内平均每天增加 2.5%；到 16d 时增加到 44.2%，4～16d 内平均每天增加 0.47%。这表明中国长足摇蚊幼虫对表层沉积物的迁移作用在其被引入沉积物-水系统时最强，因为它需要构筑廊道用于生活，这一过程可以将许多表层颗粒带入沉积物深处。而随着构筑廊道结束，它们往往只在廊道内进行生物引灌等活动，很少构筑新的廊道，因此对沉积物表层荧光颗粒的迁移作用逐渐减小，并且在一定时间后荧光颗粒在沉积物中的分布将趋于稳定(Stief, 2007)。

与河蚬和中国长足摇蚊幼虫不同，霍甫水丝蚓并未能在一开始就将大量的荧光颗粒引入到沉积物表层 0.5 cm 以下。引入霍甫水丝蚓 1d 后，仅有 2.5%的荧光颗粒被迁移到 0.5 cm 以下。到 4d 与 16d 时，霍甫水丝蚓分别将 7.4%、18.6%迁移到表层 0.5 cm 以下；1-4d 内平均每天增加 1.6%，4～16d 内平均每天增加 0.93%。与中国长足摇蚊幼虫相比，虽然霍甫水丝蚓在前 4d 内对表层荧光颗粒的迁移速率小，但是在 4d 后开始大于中国长足摇蚊幼虫。这

是因为水丝蚓对沉积物的扰动方式不同于摇蚊幼虫。霍甫水丝蚓是一种向上输送功能者，它通过不断摆动身体呼吸，同时造成表层颗粒沿身体周圈“被动”输送到底部(Fisher *et al.*, 1980; Fran ǫis *et al.*, 1997)。因此，霍甫水丝蚓扰动的连续性比摇蚊幼虫强。

另外，向上输送功能者在沉积物深处某一位置大量摄食沉积物，通过肛门将摄食后的沉积物颗粒排泄在沉积物表层(Gerino *et al.*, 2003)。由于向上输送功能者在此位置的大量摄食，可能会形成生物平流 (bioadvection)作用，将较大量的表层颗粒(荧光颗粒)“被动”迁移到其摄食位置，即荧光颗粒在其密集摄食的位置出现一个峰值(Fisher *et al.*, 1980; Mermillod-Blondin *et al.*, 2004)。水丝蚓虽然也是一种向上输送功能者，但本实验没有在沉积物深处观察到荧光颗粒出现峰值(图 7-13)，荧光颗粒在沉积物中的运动主要靠扩散作用实现，尚未出现到生物平流现象。这可能是由于实验时间较短，而生物平流引起的荧光颗粒迁移速率较小，尚未能够观察到荧光颗粒在沉积物深处出现峰值；如果延长实验时间可能会在沉积物深处观察到荧光颗粒的峰值(Mermillod-Blondin *et al.*, 2005b)。

（二）生物扰动垂向搬运

艾斯诺姆湖安氏摇蚊虽然主要在沉积物表面摄食碎屑、藻类有机颗粒及其附生的细菌，还可以开挖巢穴在相临的厌氧层下觅食。在高溶解氧时，摇蚊会在有氧-无氧界面摆动身体形成水流，使氧气，包括藻类碎屑颗粒进入洞穴，从而满足其呼吸、摄食和排泄等所有需要（Kalff，J., 2002）。在低溶解氧时，它们将上肢伸出洞口，从沉积物表层来收集刚沉降下来的颗粒物质，收集食物时首先在沉积物表面分泌唾液形成唾液网，然后将粘附好颗粒的网拽入巢穴中进行摄食（Jonasson 等，1989）。底栖生物在沉积物中的此类活动，无意中对颗粒物的位置进行了垂向搬运，输送的结果使得颗粒物在沉积物中具有异质性分布特征。

霍甫水丝蚓是一种向上输送者，能不断将底层沉积物颗粒搬运到沉积物表层。图 7-14 表现的是不同密度水丝蚓扰动后沉积物柱样中表层表层 1 cm 沉积物与蚓粪的粒度分析结果。从中可以看出霍甫水丝蚓扰动改变了表层沉积物的粒度分布，主要表现为增大了粒径为 10～30 μm 颗粒的体积，减小了粒径大于 50 μm 颗粒所占体积。与各密度霍甫水丝蚓的扰动结果相比，蚓粪相对于对照样的变化更显著。粒度的趋势分析结果表明对照组 d(0.9)为 46.6

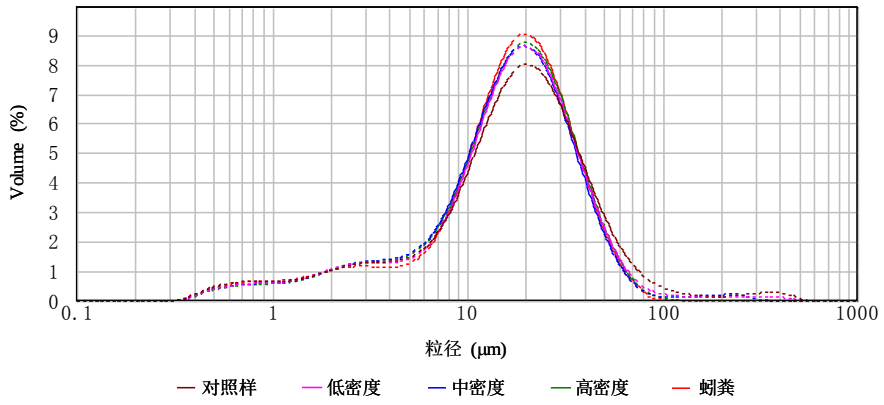


图 7-14 水丝蚓扰动各处理组表层沉积物及蚓粪的粒度分布

μm，低密度、中密度、高密度组 d(0.9)分别为 41.1、39.2、38.9 μm，蚓粪 d(0.9)值最小，为 38.1 μm (图 7-15)。由于霍甫水丝蚓个体较小，其摄食沉积物颗粒的粒径也会偏小，同时 10～30 μm 颗粒在实验沉积物中占有较高体积比，因此水丝蚓的扰动产生了上述结果。Fisher 等(1980)研究结果表明，霍甫水丝蚓对下层沉积物的搬运速率为 59.7 ±10.1 ×10^{-5} cm^3/(h·ind.)。另有研究表明，霍甫水丝蚓泄速率为 0.69 ±0.058 mg dw 粪便/(h mg dw)(Kaster *et al.*, 1984)，这同样表明相对于霍甫水丝蚓自身质量，其对深层沉积物的向上搬移速率很大。

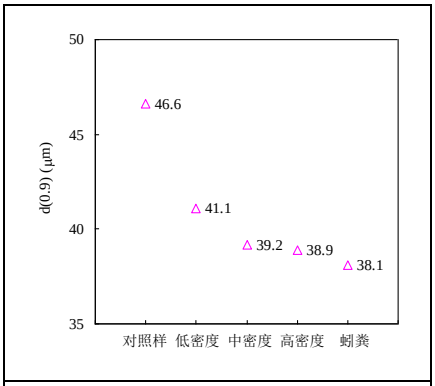


图 7-15 不同密度水丝蚓扰动后表层沉积物及蚓粪粒度的 d(0.9)值

三、生物引灌

生物扰动能够增大沉积物孔隙度，同时伴随生物引灌、生物扰动、水动力等过程所产生的平流作用，这很可能影响上覆水与间隙水的交换。溴离子(Br^-)因其性质稳定、不易反应，经常被用来示踪溶解物质运动过程的研究(Kazemi *et al.*, 1998; Levy and Chambers, 2006)，在沉积物-水界面过程的研究中同样得到应用(Forster *et al.*, 1999; Rao and Jahnke, 2004; Mermillod-Blondin *et al.*, 2005a)。在有、无扰动柱样的上覆水中引入 Br^-，测定 Br^-由上覆水向沉积物的运动速率、分析 Br^-在间隙水中分布，从而可以判断扰动对上覆水与间隙水之间的交换是否产生影响(张雷, 2010)。

当向沉积物中引人红裸摇蚊幼虫（*P. akamusi larvae*）后，上覆水中 Br^-向沉积物的迁移速率 明显加大($p < 0.001$)；从平均值来看，霍甫水丝蚓扰动也有增加 Br^-自上覆水向沉积物迁移速率的趋势，但统计分析结果表明对照组与霍甫水丝蚓各密度处理组之间不存在显著差异 ($p = 0.441$) (图 7-16)。添加 Br^- 4d 后，如同红裸须摇蚊幼虫显著改变了 Br^-向沉积物运动速率的影响相一致，它显著改变了 Br^-在间隙水中分布($p < 0.001$) ，而霍甫水丝蚓也没能显著改变 Br^-在间隙水中浓度($p = 0.317$) (图 7-17)。

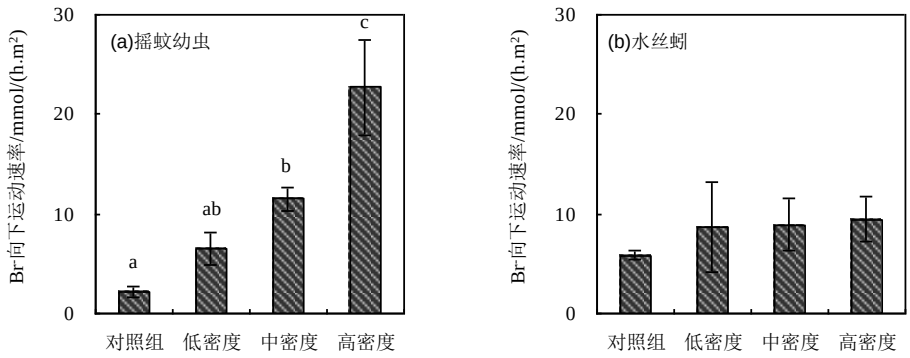


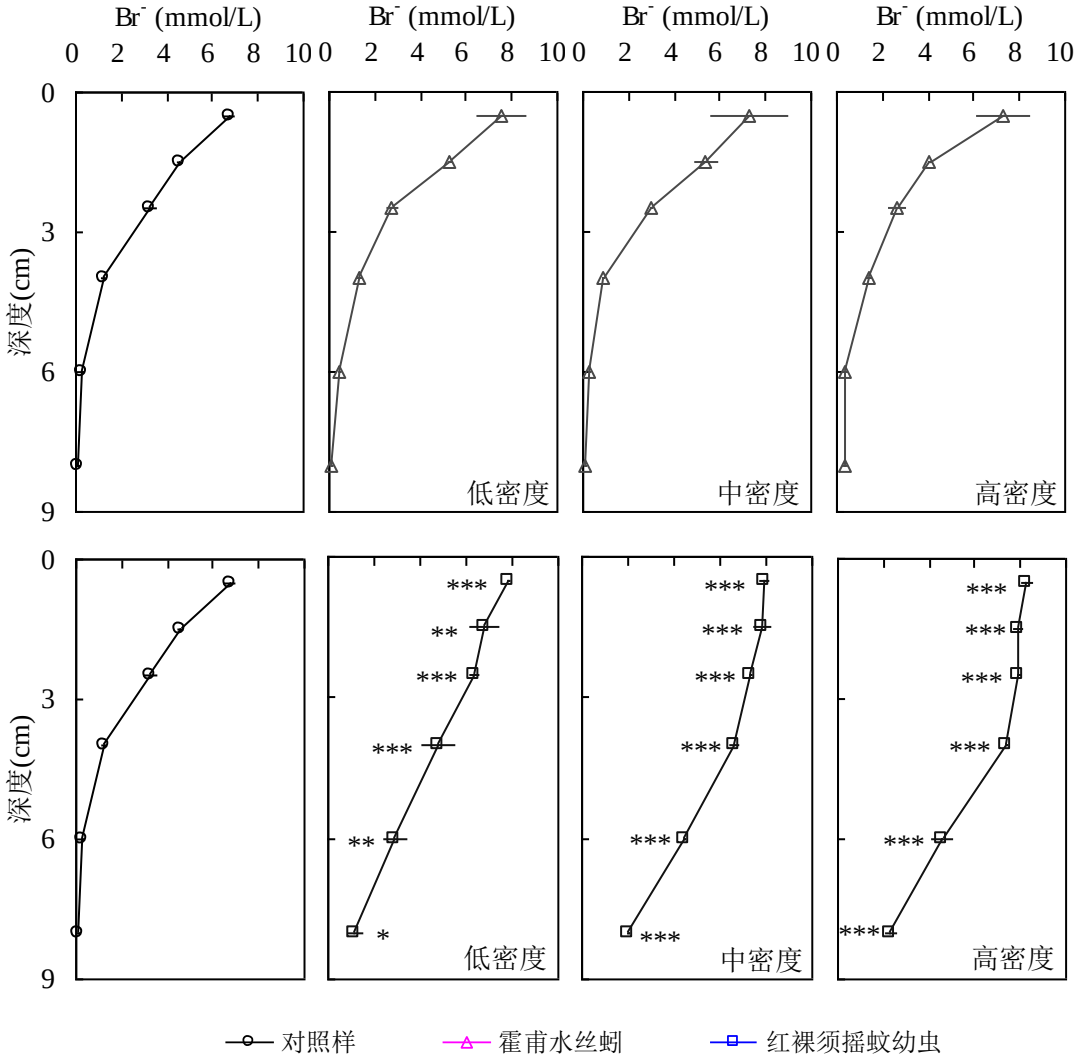
图 7-16 生物扰动对上覆水中 Br^-向沉积物迁移速率

((a)不同字母表示对应数值之间存在显著差异；低密度、中密度、高密度组摇蚊幼虫密度分别为 3500、7000、10500 ind./m^2，对应生物量分别为 76.3、152.6、228.9 g ww/m^2；(b) 低密度、中密度、高密度组水丝蚓密度分别为 10,624、21,248、31,872 ind./m^2，对应生物量分别为 17.1、34.2、51.3g ww/m^2)

在没有底栖动物与对流作用的沉积物-水系统里，Br^-自上覆水向沉积物的迁移主要靠分子扩散作用实现(Forster *et al.*, 1999)。霍甫丝蚓的出现没有显著改变 Br^-在间隙水中分布，说明水丝蚓没有在间隙水与上覆水间产生平流作用，Br^-在霍甫水丝蚓扰动沉积物中的运动仍主要通过分子扩散。离子在沉积物中的扩散可以根据根据 Fick 第一扩散定律(Ullman and Aller, 1982)来计算:

$$F=D_s\varphi\, dC/dz \tag{7-1}$$

式中，D_s 表示考虑了沉积物曲扰度离子扩散系数，φ 表示孔隙度，dC/dz 表示浓度在垂向的变化。从理论上看水丝蚓扰动可以增大 Br^-自上覆水向沉积物的扩散速率。但由于实验数据分布较散，没有在对照样与水丝蚓扰动样间检出显著差异。



注：图中*($p < 0.05$)，**($p < 0.01$)，***($p < 0.001$)表示扰动组与对照样之间差异显著。

图 7-17 生物扰动对间隙水中 Br^-剖面的影响

红裸须摇蚊幼虫增大了 Br^-自上覆水向沉积物的通量，增加了 Br^-在间隙水中的累积，这与摇蚊幼虫的生物引灌作用密不可分。以研究较多的羽摇蚊幼虫为例，其引灌平均体积流速可以达到 54.6～61.1mm^3/s(Morad *et al.*, 2010)。有研究表明摇蚊幼虫的生物引灌可以在沉积物-水界面间产生平流作用(Roskosch *et al.*, 2010)，加速上覆水中 Br^-向下的迁移速度，同时增大 Br^-在沉积物中的累计(Forster *et al.*, 1999; Aller, 2001)。并且这种引灌作用随生物密度的增加变得更强烈。

第三节　界面扰动对沉积物微环境物理性质影响

沉积物界面的物理和生物扰动都会形成沉积物微环境的物理性质影响，其中最主要的

物理响应是对沉积物表层或其中的沉积特性、孔隙度分布、氧剖面分布以及氧化还原敏感性元素分布等影响。

一、颗粒物的沉降与湖底沉积

实际水体中的颗粒在重力作用下会发生重力沉降现象，沉降的结果使分散体系发生相分离，颗粒物离开上覆水进入水底沉积相。

颗粒沉降并不只发生在静水水体，所有湍流环境中也都有沉降发生。1851 年，G. G. Stokes 测定了近似球形无机颗粒物（＜500 μm）在非湍流环境条件下的沉降速率，并给出了一个沉降公式。对于球形的、慢沉降的单个颗粒物的沉降速率，根据 Stokes 定律可给出（Allen, 1985）：

$$w_{si} = \frac{(\rho_{si} - \rho) g d_i^2}{18\mu} \qquad (7\text{-}2)$$

式中：ρ_{si} 表示 i 级颗粒物的密度；ρ 是流体密度；g 表示重力常数；d_i 是颗粒物直径；μ 表示动力粘度。Stokes 定律的出现也引起湖沼学家对藻类沉降的思考。Stokes 的方程表示，沉降速率是颗粒物的密度和直径大小以及水的密度和流速的函数。颗粒物的直径越大，沉降速率也就越大（表 7-2）。

表 7-2　层流条件下密度相同大小不同无机颗粒物的沉降速率（引自古滨河等，2011）

颗粒物类型	颗粒物直径/μm	沉降速率/(m.d^{-1})
细砂	125～250	950～2246
很细的砂	62～125	225～950
大颗粒淤泥	31～62	57～225
中等颗粒淤泥	16～31	16～57
细颗粒淤泥	8～16	4～16
非常细的淤泥	4～8	1～4
粗颗粒黏土	1～4	0.1～1
细颗粒黏土	0.1	0.001

悬浮颗粒物的沉降速率除受到重力作用外，还受到颗粒表面张力的相互作用，因此沉降速率主要由颗粒物的表面积质量比所决定。相比较体积小沉降速率慢的颗粒物而言，表面积质量比小的大颗粒物沉降迅速，使得靠近 BBL 层底部的浓度增加。然而，颗粒物尤其是直径小于 63μm 的颗粒物的凝聚或形成所谓絮体或聚合的颗粒团的倾向使计算颗粒物平衡力变得复杂化。

母岩风化物以及其他来源的沉积物，会根据不同环境在沉积过程中按照颗粒大小、相对密度、形态，甚至矿物和化学成分的不同，在地表沉积分异作用下在湖底沉积下来（沈吉等，2010）。在物理作用支配下，随着搬运介质速度的降低，被搬运物随搬运方向按颗粒大小或矿物比重依次沉积。一般颗粒粗的先沉积，细的后沉积；比重大的先沉积，比重小的后沉积。化学沉积分异作用主要受化学原理支配。溶液由于它们的溶解度、浓度不同以及它们的化学成分、环境温度、酸碱度、氧化还原电位等因素的影响，一般按氧化物→硅酸盐→碳酸盐→硫酸盐→卤化物的顺序沉淀。

并非所有在水层形成沉降的颗粒都可以完整保留成为湖底沉积物，在一些大型湖泊，处于沉降中的颗粒或碎屑，由于颗粒的物理稳定性、化学溶解性和生物可降解性等，在风浪、水化学性质和溶解氧等环境作用条件下，不断地改变自己的形态、质量和化学组分。如受降解菌吸附的有机颗粒，会在沉降过程中接受着微生物的分解，虽然这些影响并非发生在所有沉降颗粒中，但是一旦发生将会对沉积后颗粒的稳定性具有积极意义。

颗粒物沉积到湖底后，一部分还可以间接地影响发生在沉积物表层的其他沉积。比如生物的沉积作用较多的是以生物尸体的形式在湖底堆积，但对于仍有生命活动的生物沉积，通过捕获、粘结等生物物理沉积作用使与之发生碰撞的其他颗粒也发生沉积。比如蓝藻构成的藻席（algal mat）表面可形成有机质膜，这种粘液能捕获和粘结水中的碳酸盐颗粒，使之沉积于藻体表面。当一层藻席被新的沉积物覆盖时，藻丝体就会穿过上覆沉积物并繁殖于表面，重新形成新的藻席。

二、孔隙度

孔隙度是衡量沉积物固体颗粒之间空间大小的指标，其大小决定了沉积物间隙水中溶解性物质的扩散能力，因此与沉积物中物质的释放有直接关系(Bahr *et al.*, 2001)。典型的湖泊沉积物孔隙率是 70～95%之间，而砂的孔隙率是 40%。界面上的物理和生物扰动对表层沉积物孔隙度的影响是非常重要的。对于浅水湖泊，风浪会经常影响着表层沉积物，虽然影响的沉积物深度仅有几 mm，但仍可使得最表层沉积物的孔隙度增加。但是对于底栖生物生物量高的湖泊，物理扰动对沉积物孔隙率的影响可能远不如底栖生物来得大。底栖生物的掘穴和摄食等行为广泛存在于湖泊沉积物中，据在密执安湖调查，在富含营养物质的碎屑沉积层中，由于底栖生物活动，仅在不到一年的时间内沉积物就被向下混合的深度达到 6cm，在休伦湖这种混合深度甚至达到 10cm。据底栖生物数量分析，密执安湖中底栖生物的最小密度为 30,000 ind./m^2，最大达到 100,000 ind./m^2 甚至更高（Ranta, E., 1979）。

在我国太湖富营养湖区梅梁湾，霍甫水丝蚓平均密度可达 7883 ind/m^2（蔡永久等，2009），大型软体动物的年均密度为 266 ind./m^2(蔡永久等，2010)。其中霍甫水丝蚓是“向上输送者”；软体动物通常是“生物扩散者”，这些底栖生物在表层沉积物的活动，势必造成界面沉积物层理的扰动，颗粒间物理尺度及孔隙水填充量发生变化。研究反映，与对照组相比，霍甫水丝蚓和中华长足摇蚊幼虫对太湖梅梁湾和大浦口沉积物扰动后，均显著增大了表层沉积物的孔隙度(梅梁湾 $p < 0.001$, 大浦口 $p < 0.001$)（图 7-18）。水丝蚓与摇蚊幼虫，随着沉积物深度增加，这种改变逐渐减小，在 4-6 cm 左右消失。而这一位置正与两底栖动物在沉积物中的分布位置相对应(图 7-11)。两种底栖动物相比较，霍甫水丝蚓比中华长足摇蚊幼虫更显著地增加了沉积物含水率与孔隙度(梅梁湾 $p < 0.001$, 大浦口 $p < 0.001$)。红裸须摇蚊幼虫也可以增大沉积物孔隙度；并且孔隙度随着霍甫水丝蚓与红裸须摇蚊幼虫密度的增加逐渐增大(张雷, 2010)。

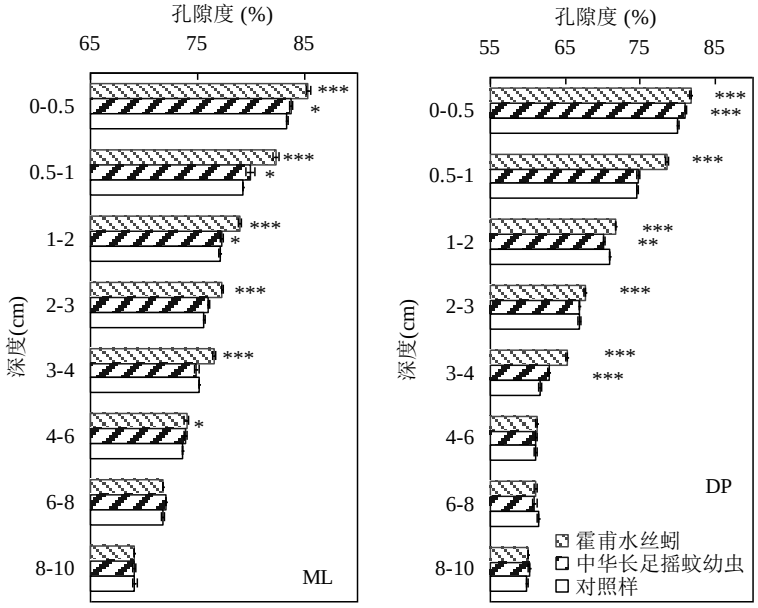


图 7-18　水丝蚓和摇蚊幼虫存在下的沉积物孔隙度

（水丝蚓与摇蚊幼虫的生物量均为 17.1g ww/m^2）

作为双壳动物，河蚬的出现同样增大了沉积物的孔隙度($p < 0.001$)，河蚬对沉积物含水率的增加在表层最大，随深度增加而递减，不同处理组与深度之间交互作用显著($p < 0.001$) (图 7-19)。且孔隙度的增加程度随河蚬密度的增大显著增加($p < 0.001$)。

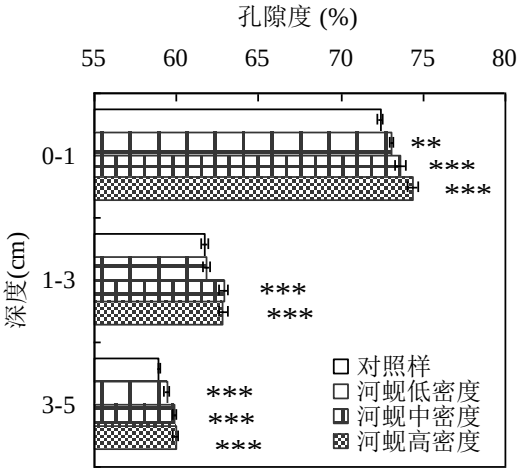


图 1-19 不同密度河蚬扰动下的沉积物孔隙度

（河蚬低、中、高密度分别为 536、1072、1608 ind./m^2）

不同底栖生物相比较，在相同生物量的条件下，霍甫水丝蚓比中华长足摇蚊幼虫更大程度地增加了沉积物的孔隙度。以图 7-18 中梅梁湾组第一层为例，对照组沉积物孔隙度是 83.4%，摇蚊幼虫组为 83.8%，水丝蚓组为 85.4%，霍甫水丝蚓与中华长足摇蚊幼虫分别将沉积物孔隙度在对照样基础上提高了 0.4%与 2.0%。因此，在相同生物量下，霍甫水丝蚓比摇蚊幼虫能更大幅度增加沉积物孔隙度。河蚬生物量远远高于霍甫水丝蚓与摇蚊幼虫的生物量，但是它对孔隙度的增幅没有水丝蚓大；河蚬对沉积物孔隙度的改变与摇蚊幼虫的改变程度相似，但河蚬生物量远高于摇蚊幼虫，因此可以推测，在相同生物量下，摇蚊幼虫可能比河蚬更大程度地增加沉积物孔隙度。综上，三类生物对沉积物孔隙度的增加强度为霍甫水丝蚓 > 中华长足(红裸须)摇蚊幼虫 > 河蚬。三种生物之所以会产生不同的改变结果，还要回归到生物本身的扰动特点上来。

从个体上看，河蚬个体最大，但是它对沉积物在水平方向的破坏是厘米尺度的，对沉积物是一个整体的搬迁。并且河蚬一旦适应环境后就穴居起来，活动频率很低，因此河蚬扰动破坏的连续性不是很强。摇蚊幼虫个体次之，在构筑廊道完成后只是在廊道内进行引灌、冲刷廊道，较少构筑新的廊道。廊道直径为 2-3 mm。水丝蚓虽然个体细小，水丝蚓活动管道的水平尺寸也不足 1 mm，但是它不断地摄食低层沉积物，并不断地将深层沉积物以粪便的形式排放到沉积物表层，从沉积物的内部、细微地改变沉积物的物理结构。从实验过程的观察来看，水丝蚓柱样中沉积物表层的蚓粪越来越多，造成沉积物表层的不断更新与上升，增大沉积物体积。沉积物体积的增大是由于沉积物颗粒空隙的增大，也就是说水丝蚓从内部改变了沉积物的物理结构，这正是水丝蚓比摇蚊幼虫、河蚬更能增加沉积物孔隙度的原因。有研究表明水丝蚓比摇蚊幼虫能显著增加沉积物的渗透系数(Nogaro *et al.*, 2006)，也佐证了水丝蚓从内部增大了沉积物孔隙度。

三、氧剖面

水底 O_2 控制着许多重要的生物地球化学过程，对水底生物群落的生物学特性与生态学特性有着重要的影响(Glud, 2008)。溶解氧微电极的出现使得我们能够精细测定 O_2 在沉积物-水界面的变化。DO 从上覆水进到沉积物后逐渐减小，DO 达到 0 时的沉积物深度被称为 O_2 渗透深度(oxygen penetration depth, OPD)。由于沉积物中微生物有氧呼吸作用以及从下层扩散而来还原物质的氧化，O_2 在湖泊水体沉积物的渗透深度一般仅有数个毫米。如我国太湖与南四湖不同区域 OPD 在 3.92-7.60 mm 之间(王建军, 2008)。底栖动物的出现会对沉积物的结构产生破坏，同时其自身新陈代谢活动也需要 O_2，底栖动物对 O_2 在沉积物-水界面分布的影响值得关注。

图 7-20 显示的是霍甫水丝蚓与中国长足摇蚊幼虫扰动沉积物 O_2 剖面分布情况。中国长足摇蚊幼虫的活动明显改变了沉积物中氧剖面，增大了 OPD；而霍甫水丝蚓则仅改变了氧剖面、没能增加沉积物 OPD。中国长足摇蚊幼虫廊道中之所以出现高浓度氧气，可能是因为摇蚊幼虫的引灌作用。有研究表明，生物引灌不断将廊道中的水排出，同时引灌进来新鲜上覆水冲刷廊道管壁，使廊道内维持较高的 O_2 水平(Wang *et al.*, 2001)。有研究表明其他摇蚊幼虫(*Chironomus riparius*)构筑的廊道中同样富含 O_2，OPD 大于 10 mm(Stief, 2007)。Lagauzère 等(2009)利用平板氧电极的研究结果同样反映 *C. riparius* 没有显著增加沉积物 OPD，但高密度 *C. riparius* (6667 ind./m^2)增加了沉积物 OPD(De Haas *et al.*, 2005)。羽摇蚊幼虫(*Chironomus. plumosus*)的廊道中氧气浓度也很高，显著增加了 O_2 在沉积物局部的渗透深度(Polerecky *et al.*, 2006)。

上述氧剖面分别沿着中国长足摇蚊幼虫与霍甫水丝蚓的活动通道测定，因此，这种结果反应的是中国长足摇蚊幼虫所构筑廊道或水丝蚓活动通道里面的情况，这种结果在沉积物水平方向呈异质性，不能代表沉积物的总体情况。为了研究摇蚊幼虫洞穴附近溶氧分布情况，随机在沉积物中选择某一摇蚊幼虫洞穴，测试三组溶氧剖面，结果如图 7-21 所示。可以看出，与对照样(图 7-24C)相比，摇蚊幼虫洞穴附近(图 7-21A 和 7-21B)溶解氧侵蚀深度增加到 9 mm 左右，并且在沉积物 4-8 mm 左右深度，溶解氧含量有明显的增加，而对照样沉积物溶解氧分布相对较为均匀，随着深度的增加沉积物中溶解氧含量逐渐降低至 0 mg L^{-1}，侵蚀深度保持在 5 mm 左右。

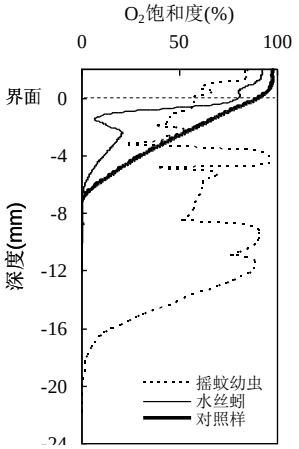


图 7-20 生物扰动对沉积物氧气剖面的影响

即使在水丝蚓活动通道内，也没有观察到 OPD 增加的现象，霍甫水丝蚓仅仅改变了 O_2 在沉积物表层中的分布情况(图 7-20)。这可能是因为霍甫水丝蚓仅通过摆动身体末端尾器依靠身体表面扩散作用进行呼吸，无生物引灌过程(Andersson *et al.*, 1988)。同时水丝蚓的排泄作用将大量底层厌氧沉积物排放到表层，这些沉积物可以与上覆水 O_2 发生氧化反应，在一定程度上阻止上覆水中 O_2 下渗。与摇蚊幼虫的情况不同，高密度霍甫水丝蚓(31,872 ind./m^2)非但没有增大 OPD，反而减小了 OPD(图 7-22)。

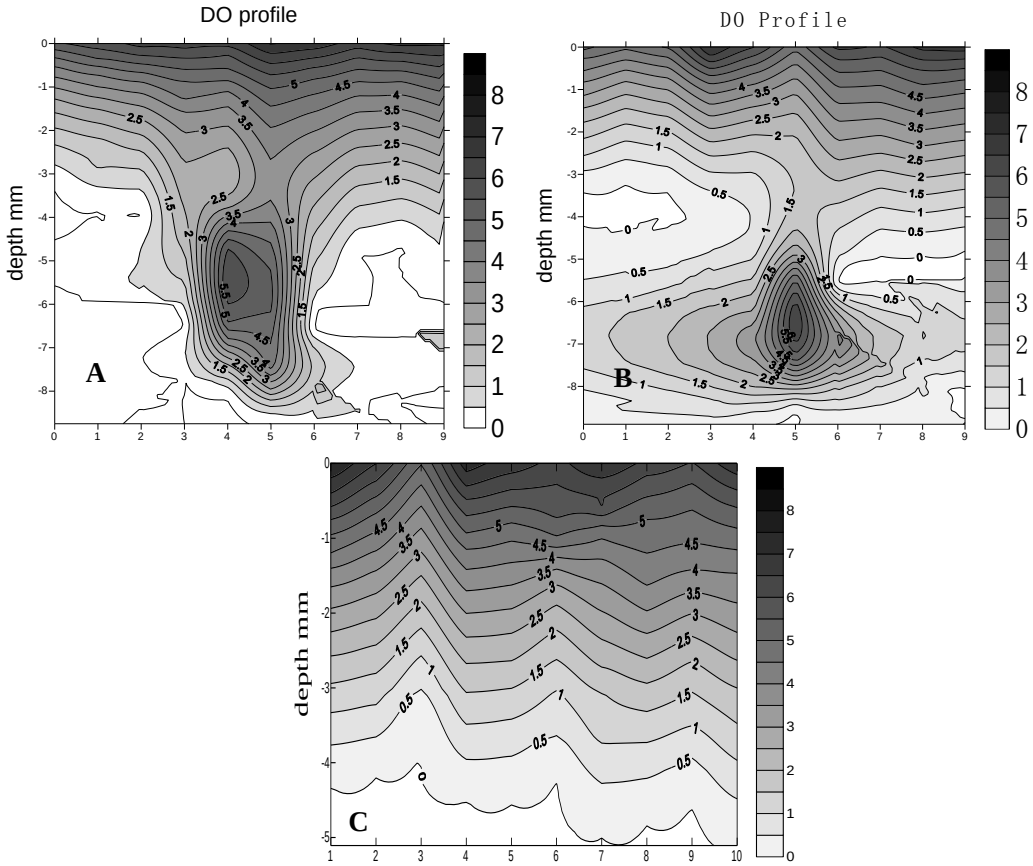


图 7-21　生物扰动对沉积物溶解氧二维剖面的影响

（A、B：摇蚊幼虫洞穴及周围；C：对照沉积物）

利用平板氧电极的研究结果同样表明水丝蚓扰动显著减小了沉积物 OPD (Lagauzère *et al.*, 2009)。这可能是水丝蚓密度很大时，水丝蚓对底层沉积物的搬运速率增大，大量厌氧沉积物被搬运到沉积物表层，快速消耗上覆水中 O_2；水丝蚓活动也可以增强沉积物中微生物活性，加快对 O_2 的消耗，因此造成沉积物 OPD 减小。对于同属寡毛类的颤蚓(*Tubifex tubifex*)，则有不同研究报道，颤蚓可以氧化其活动通道，形成平均深 3 cm 的棕色氧化通道，并加速 O_2 在沉积物-水界面的动力学过程(Mermillod-Blondin and Lemoine, 2010)，这可能与生物个体的大小不同，及霍甫水丝蚓与颤蚓在活动形态上的区别有关。

对于湖泊中的双壳类动物，如 *Mya arenaria*, *Anodonta grandis*, *Sphaerium striatinum*, 河蚬(*Corbicula fluminea*)等，它们其对沉积物的改造幅度比较大，可以将部分厌氧沉积物氧化成有氧沉积物，增加有氧沉积物的体积，增加沉积物的空间异质性(McCall *et al.*, 1995; Hansen *et al.*, 1996)。河蚬活动可以造成沉积物棕色氧化层的向下迁移，增加氧化沉积物体积。选取河蚬扰动后遗弃的“空穴”测定 O_2 剖面，“空穴”区域内 O_2 丰富，OPD 增大(图 7-22)，这与棕色氧化带的变化一致。

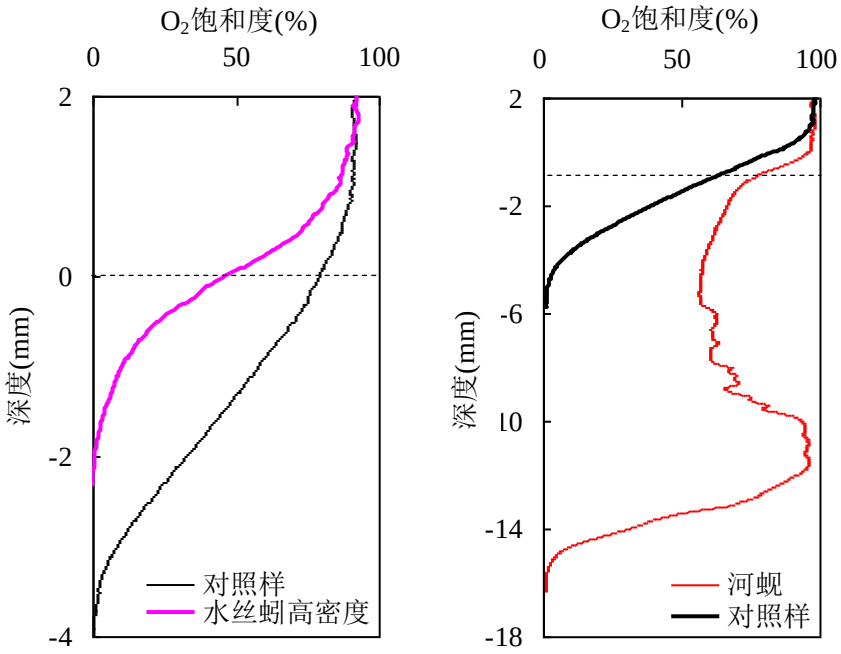


图 7-22 水丝蚓(左)和河蚬(右)扰动对沉积物 O_2 剖面的影响

四、氧化还原敏感性物质

沉积物间隙水中溶解性铁锰主要为还原态，一旦它们接触到氧气等氧化性物质，还原性铁锰将被氧化。界面的水动力和生物扰动最主要的物理效应就是改变沉积物界面的氧气分布，因此界面的扰动必然会影响到沉积物中的铁锰物质的价态和化学行为。

1. 水动力影响

开阔水域风浪的扰动作用相对显著，水面复氧和溶氧由水气界面向下传递的能力相对比较大。2003 年 7 月中旬，在太湖梅梁湾固定样点的连续 7d 水、沉积物监测显示：当风速从小风（风速＜4m/s）增大至大风（风速＞6.5m/s）后，水柱平均 DO 从 7.22 mg/L 增加到 11.21 mg/L，相应水土界面上 10cm 处水体的氧化还原电位（E_h，经现场水温校正）也从 266mV 增加到 281mV，这些物化参数均指示了风速增大到明显再悬浮后水体氧化性有明显升高。在这样的氧氛围影响下，水底二价铁锰的含量也发生了相应变化（图 7-23）。经对风速与铁、锰含量相关分析，它们的相关系数分别为-0.68 和-0.57（Lu Zhang，2005），反映出风浪形成的水底好氧环境，对二价铁锰的含量产生了重要影响。随着风浪的增强，水体中颗粒物的运动速度增大，其相互碰撞的机会也逐步增加，溶解态铁锰因氧化并进而与水体中颗粒物结合去除的机率逐渐增加，显示为溶解态铁锰含量的逐渐减少而与风速呈负相关。

2. 底栖生物影响

底栖生物的扰动一定程度上破坏了沉积物的层理，特别是引灌作用使沉积物底部与上覆水呈“短路”式贯通，有利于氧向下层的输入。对太湖梅梁湾沉积物分析，氧化还原电位(*E*h)自上而下不断减小，在 5 cm 深后趋于稳定(图 7-24)。霍甫水丝蚓与中国长足摇蚊幼虫的出现增大了表层 4 cm 沉积物 *E*h，在更深的地方，没有观察到这种增加现象。水丝蚓通过身体表层皮肤呼吸，它们在沉积物中不断摆动身体，造成表层沉积物的被动迁移(Andersson *et al.*, 1988)；表层含氧沉积物的下移为下层沉积物提供了更多的电子供体，从而可以增加沉积物的 *E*h。有研究表明霍甫水丝蚓增加了表层 6 cm 沉积物的 *E*h，并且增加强度在表层 3 cm 为

182 ±63 ~ 294 ±74 mv；且底栖生物密度的增加可能会更大程度地改变 *E*h (Davis, 1974b)。沉积物 *E*h 的增加，极可能对沉积物中氧化还原敏感物质产生影响。

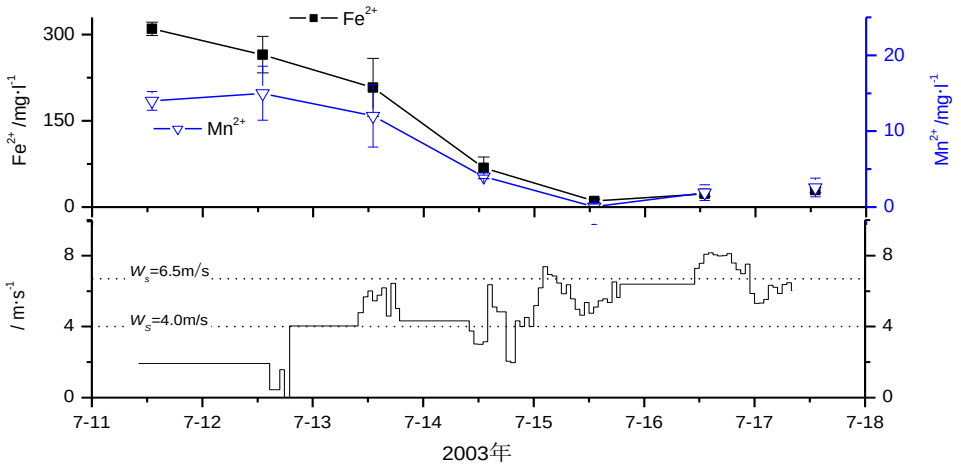


图 7-23　太湖梅梁湾风速与水底溶解态铁锰含量变化过程的关系（引自 Lu Zhang，2005）

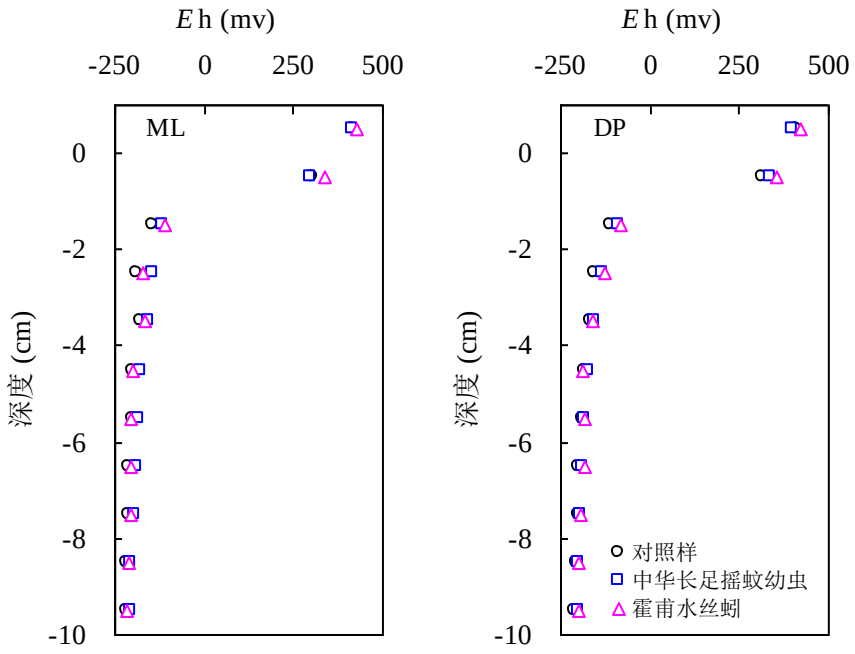


图 7-24 生物扰动对沉积物 *E*h 剖面的影响

生物扰动通过改变沉积物表面形貌和提高一定厚度表层内孔道数量和形态，增大沉积物氧含量值，增加沉积物氧消耗速率，将有氧层向立体方向扩展（见图 7-9）。氧气的穿透尺度增加必然影响间隙水中氧化还原电位的升高，促进沉积物和间隙水氧化反应的进行，改变还原态物质向氧化态转变，这其中，对敏感性常量金属离子铁锰的影响将是最为直接的。

铁在水中的还原态是 Fe^{2+}，该价态的铁对氧化还原条件变化较为敏感。实验引入霍甫水丝蚓与中华长足摇蚊幼虫后，梅梁湾与大浦口间隙水中 Fe^{2+}浓度出现显著 ($p < 0.001$)减小变化(图 7-25a,b)。在梅梁湾沉积物中，Tukey 事后检验表明，与对照样相比霍甫水丝蚓($p = 0.002$)与中华长足摇蚊幼虫($p < 0.001$)均显著减小了梅梁湾间隙水中 Fe^{2+}，但这两组之间在间隙水中 Fe^{2+}随深度的变化上不存在显著差异($p = 0.064$)，说明两种底栖生物对 Fe^{2+}影响的效能相

似(图 7-25b)。在大浦口沉积物中引人上述两种底栖生物，Tukey 事后检验也表明霍甫水丝蚓($p < 0.001$)与中华长足摇蚊幼虫($p < 0.001$)均较对照样显著减小了间隙水中 Fe^{2+} ($p < 0.001$)，但摇蚊幼虫组使间隙水中 Fe^{2+}含量减小的比水丝蚓更大($p < 0.001$) (图 7-25a)。

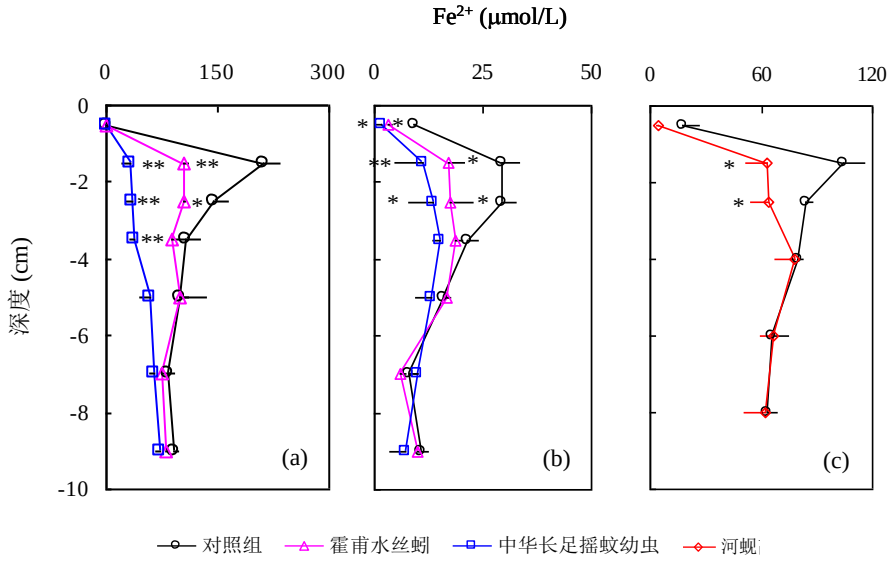


图 7-25 底栖生物扰动后间隙水 Fe^{2+}含量垂向变化

（(a)与(b)分别为太湖大浦口与梅梁湾沉积物经过水丝蚓与摇蚊幼虫扰动 12 天后间隙水中 Fe^{2+}浓度情况，其中水丝蚓与摇蚊幼虫的生物量均为 17.1 g ww/m^2,水丝蚓密度为 10624 ind./m^2，摇蚊幼虫密度为 3500 ind./m^2；(c)为太湖大浦口沉积物经河蚬(4337g ww/m^2, 1608 ind./m^2)扰动 15 天后间隙水中 Fe^{2+}分布情况；*表示该数值与对应对照组之间存在显著差异，*(p<0.05) , ** (p<0.01)）

霍甫水丝蚓与摇蚊幼虫可抽象为一种刚性的、可自己转动的长圆柱体，当该“无生命”圆柱体转动或垂向运动时，势必增加了表层沉积物的孔隙度，水的填充空间变大，促进含氧上覆水向下的扩散。随着氧化还原电位的增加，沉积物与间隙水中氧化反应加强，使得间隙水中 Fe^{2+}部分被氧化。另外，生物扰动也会造成 Fe^{2+}沿着引灌水体来的方向，向上覆水扩散，在氧化还原反应电位的控制下，使 Fe^{2+}在未得到沉积物表层前就被氧化形成 Fe^{3+}。此外，沉积物孔隙度的增加也可能对 Fe^{2+}产生稀释作用，以添加相同生物量的中华长足摇蚊幼虫与霍甫水丝蚓相比较，霍甫水丝蚓对沉积物孔隙度的增加强度远远高于中华长足摇蚊幼虫，但是中华长足摇蚊幼虫却比霍甫水丝蚓更大地减小了间隙水中 Fe^{2+}浓度。虽然霍甫水丝蚓可以通过不断摇摆身体、皮肤表层的呼吸作用氧化部分沉积物(Andersson *et al.*, 1988)，但是它对原位沉积物的氧化作用却比较微弱(Lewandowski and Hupfer, 2005)，实验中没有观察到水丝蚓活动通道被氧化。摇蚊幼虫个体比霍甫水丝蚓要粗大得多，在沉积物中构筑了大量直径约 2 mm 的“U”或“J”型“廊道”，其生物引灌与冲刷作用可使得廊道周围的沉积物氧化（见图 7-9），使间隙水中 Fe^{2+}难以形成和存留(Matisoff *et al.*, 1985)。霍甫水丝蚓与中华长足摇蚊幼虫对间隙水 Fe^{2+}的减小主要发生在表层 4 cm 以上，这与其在沉积物中的分布、以及孔隙度、氧化还原电位的变化位置和最佳活动层位(Davis, 1974a)较相一致。

河蚬的扰动也减小了间隙水中 Fe^{2+}浓度(图 7-25c)。河蚬的扰动与其它双壳动物类似，破坏了沉积物原有表层结构，促进上覆水的扩散，增大了氧气渗透深度及有氧沉积物的体积及有氧-无氧沉积物界面的面积(Matisoff *et al.*, 1985; Vaughn and Hakenkamp, 2001)。河蚬的个体生物量远大于水丝蚓和摇蚊幼虫，其扰动作用产生的影响程度也相对大于后两者。河蚬的扰动不仅促进间隙水中 Fe^{2+}向上覆水释放，而且也促进间隙水中 Fe^{2+}的氧化。由于河蚬对沉积物的扰动结果并不能形成孔穴，因此对沉积物孔隙度的改变不大。它对间隙水中 Fe^{2+}改变的贡献主要是通过其活动氧化了间隙水中的 Fe^{2+}，从而较大程度地减小其浓度。其它双壳类

动物，如 *Lampsilis radiata luteola* 同样通过氧化作用显著减小了间隙水中 Fe^{2+}，并且这种减小作用沿生物洞穴向外不断减小(Matisoff *et al.*, 1985)。磷形态分析结果表明，河蚬扰动增加了沉积物中铁结合态磷，这一结果同样有力佐证了河蚬扰动促进了沉积物间隙水中 Fe^{2+}的氧化，促进了 SRP 与水合铁氧化物结合并沉积到沉积物中。

比较图 7-25 三幅图可以看出，虽然所高密度河蚬的生物量远远大于两种摇蚊幼虫的生物量，但是两种摇蚊幼虫均较河蚬更大地减小了间隙水中 Fe^{2+}，这与两种生物的扰动方式密不可分。河蚬活动频率低、引灌作用不强烈；而摇蚊幼虫可以通过生物引灌，不断将大量富含氧气的上覆水带入下层沉积物，深刻地改变沉积物的氧化还原环境，从而更大程度地减小间隙水中 Fe^{2+}浓度。摇蚊幼虫对间隙水 Fe^{2+}减小作用同样比霍甫水丝蚓大，因此在相同生物量下，摇蚊幼虫对间隙水中 Fe^{2+}的改变作用在所选的 3 种底栖生物中是最强的。

参考文献

Allen,J.R.L.(1985)Principles of Physical Sedimentology. George Allen and Unwin, London.

Anderson, F. E., 1972. Resuspension of estuarine sediments by small amplitude waves. J.Sediment Petrol, 42:602-607

Backer, D., Coillie, F. V., Montserrat, F., Provoost, P., Colen, C. V., Vincx, M., Degraer, S., 2011. Bioturbation effects of Corophium volutator: Importance of density and behavioural activity, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 91:306-313

Boudreau B. P.，Jørgensen B. B. The Benthic Boundary Layer-Transport Processes and Biogeochemistry, Oxford University Press, 2001, 8-38

Duport, E., Stora, G.., Tremblay, P., Gilbert, F., 2006. Effects of population density on the sediment mixing induced by the gallery-diffusor Hediste (Nereis) diversicolor O.F. Müller, 1776. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. 336:33–41

Grant，W. D., Madson, O. S., 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. Journal of Geophysical Research. 84(C4):1797-1808

Hawley，N., 1992. Sediment resuspension in Lake St. Clair，Limnology and Oceanography，37（8）：1720-1737

Hu W. P., Jorgenson S E., Zhang F B., 2006, A vertical-compressed three-dimensional ecological model in Lake Taihu， China. Ecological Modeling, 190:367-398

Kalff, J.，2002. Limnology：Inland Water Ecosystem, Person Education,Asia Inc. 古滨河、刘正文、李宽意等译，2011.湖沼学-内陆水生态系统，北京：高等教育出版社， 454-470

Lavelle J. W., Young，R. A., Swift D. J., and Clarke, T. L., 1978. Near-bottom sediment concentration and fluid velocity measurements on the inner continental shelf, New York. Journal of Geography Research. 83(C12):6052-6062

Lei Zhang，Xiaozhi Gu，Chengxin Fan，Jingge Shang，Qiushi Shen，Zhaode Wang，Ji Shen，2010. Impact of different benthic animals on phosphorus dynamics across the sediment-water interface，Journal of Environmental Sciences, 22(11) :1674–1682

Lou, J., Ridd, P.V.,1996. Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia. Coastal Eng. 29, 169-186. (临界剪切力为 2.0 达因)

Lu Zhang, Guangwei Zhu, Liancong Luo, Guang Gao, Yunlin Zhang, Boqiang Qin and Chengxin Fan，2005. Wind-wave affected phosphate loading variations and their relationship to redox condition in Lake Taihu, Science in China（Series D）,49（Suppl.1）:154-161

Maa, J.P.-Y., Wright, L.D., Lee, C.-H., Shannon, T.W., 1993. VIMS sea carousel: A field instrument for studying sediment transport. Mar. Geol. 115, 271-287.

Michallet H，Mory M. Modelling of sediment suspensions in oscillating grid turbulence. Fluid Dynamics Research, 2004, 35(2): 87-106.

Na, T.; Gribsholt, B.; Galaktionov, O. S.; Lee, T.; Meysman, F, J.R，2008. Influence of advective bio-irrigation on carbon and nitrogen cycling in sandy sediments，Journal of Marine Research, 66（5）：691-722

Paterson, D. M. (1995) Biogenic structure of early sediment fabric visualized by low-temperature scanning electron microscopy. Jour. Geol. Soc. Lond. 152, 131-140.

Pope, N.D. Widdows, J., Brinsley, M.D. 2006 . Estimation of bed shear stress using the turbulent kinetic energy approach—A comparison of annular flume and field data, Continental Shelf

Research 26:959–970
Ranta, E., 1979, Population biology of Darwinula stevensoni(Crustacea, Osteacoda) in an oligoteophic lake. Ann. Zool. Fennici, 16:28-35
Sheng, Y. P., Lick, W.,1979. The Transport and Resuspension of Sediments in a Shallow Lake, Journal Geophysical Research, 84(C4):1809-1826
Signell, R.P.,Beardsley, R.C., Graber, R.C., Capotondi, A., 1990. Effect of wave-current interaction on wind-driven circulation in narrow, shallow embayments. J. Geophys. Res. 95: 9671-9678.
Smith, C.R. (1996) Coherent flow structures in smooth-wall turbulent boundary layers: Facts, mechanisms and speculation. in Coherent Flow Structures in Open Channels(Ashworth, P. J., Bennett, S. J., et al., eds.). p1-39. John Wiley, New York.
Svensson J, Leonardson L. Effects of bioturbation by tube-dwelling chironomid larvae on oxygen uptake and denitrification in eutrophic lake sediments. Freshwater Biology, 1996, 35(2): 289-300.
Xu, J.P., 1998. Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia, by Lou and Ridd: Comments, Coastal Engineering, 33:61-64
蔡永久，龚志军，秦伯强．2010. 太湖大型底栖动物群落结构及多样性．生物多样性，l 8(1)：50-59
蔡永久，龚志军，秦伯强．太湖软体动物现存量及空间分布格局(2006-2007 年)．湖泊科学，2009,21(5):713-719
曹祖德，唐士芳，李蓓，2001. 波、流共存时的床面剪切力，水道港口，22（2）：56-60
窦国仁，再论泥沙起动流速，泥沙研究，1999 ,12 (6) :1-9
范成新、王春霞，长江中下游湖泊环境地球化学与富营养化，北京，科学出版社，160-166
胡春华, 胡维平, 张发兵等. 2005. 太湖沉积物再悬浮观测. 科学通报, 50(22):2541－2545
胡维平，浅水湖湖流特征，见：范成新、王春霞主编，长江中下游湖泊环境地球化学与富营养化，北京，科学出版社，133-166
胡维平，秦伯强，濮培民，太湖水动力三维数值试验研究-2.典型风场风生流的数值计算，湖泊科 学．1998b，10（4）:26-34
胡维平，秦伯强，濮培民，太湖水动力学三维数值试验研究-1.风生流和风涌增减水的三维数值模拟，湖泊科学．1998a，10（4）:18-25
李一平，逄勇，向军，2005. 太湖水质时空分布特征及内源释放规律研究，环境科学学报，25（3）：300-306
秦伯强，胡维平，高光等，太湖沉积物悬浮的动力机制及内源释放的概念性模式，科学通报，2003,48（17）：1822-1831
沈吉，薛滨，吴敬禄，吴艳宏，刘兴起，羊向东，刘健，王苏民，2010. 湖泊沉积与环境演化，北京，科学出版社，40.
肖辉，曹祖德，赵群，韩鸿胜，2009. 波、流作用下粘性淤泥的起动试验研究，泥沙研究，（3）：75-80
张雷，古小治，王兆德，申秋实，范成新，钟继承，尹洪斌，水丝蚓（）……
中国科学院南京地理与湖泊研究所，1990. 抚仙湖. 北京，海洋出版社，147-171.