

吉林向海沼泽湿地典型剖面沉积及年代序列重建*

王国平^{1,2} 刘景双¹ 汤 洁² 夏威岚³

(1:中国科学院东北地理与农业生态研究所, 长春 130012;

2:吉林大学环境与资源学院, 长春 130026; 3:中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 沼泽湿地发育过程中堆积的各类沉积物真实地记录下区域环境演变与沼泽湿地发育过程. 本文以无尾河下游漫流区——向海沼泽湿地为研究对象, 对其典型沉积剖面结构、沉积物容重、年龄指标、沉积速率等多项沉积记录进行了综合剖析. 结果表明: 沼泽沉积物的层序关系可以揭示沼泽的形成途径及环境变化; 溪边沼泽接受更多的矿质沉积物; 1880-1885年该区域出现河道变迁的痕迹; 向海沼泽湿地沉积速率与典型的河口三角洲类似, 体现了河口尾端湿地的特点; 近 50 年来, 向海沼泽湿地沉积速率急剧上升, 其原因可能与解放后该流域人类活动增强、植被破坏、水土流失严重有关. 在时间上, 与流域上游大型露天煤矿开采时段有较好的耦合性.

关键词 剖面结构 容重 沉积速率 向海沼泽湿地

分类号 P343.4

沼泽湿地是流域中水陆相互作用的交错带, 沼泽湿地的正常功能活动不可避免地受湿地与周边环境系统的相互作用的影响^[1]. 沼泽湿地一般发育在负地貌部位, 承受和接纳流域自然环境变化和人类活动的影响, 赋存着环境变化的大量信息.

多年来, 我国湖泊沉积及环境演变研究已取得了令人瞩目的成就, 但目前沼泽湿地沉积研究相对薄弱, 尤其对东北西部半干旱过渡带的潜育沼泽湿地的现代沉积以及与流域环境变化的关系方面的研究, 开展得较少^[2]. 沼泽湿地发育过程中堆积的各类沉积物真实地记录下区域环境演变与沼泽湿地发育过程. 本文试图通过对向海沼泽湿地典型沉积剖面结构、沉积物干容重、年龄指标、沉积速率等多项环境指标沉积记录的高分辨率、综合剖析, 初步揭示该类型湿地沉积规律, 了解向海湿地的演变过程.

1 研究区概况

霍林河发源于大兴安岭南端, 向东流经内蒙古进入吉林省向海境内开始漫散, 整个流

* 中国科学院湖沼三期项目(ZKHZ-3-06)与知识创新工程重要方向项目(KZCX2-302)(KZCX3-SW-332)联合资助.

2002-09-02 收稿; 2003-03027 收修改稿. 王国平, 男, 1964 年生, 博士, 副研究员,

Email:wanguoping@mail.neigae.ac.cn.

域是形成一闭流区。上游分布着霍林河煤矿，中游土地有百年左右的开发史，下游处于半干旱向半湿润过渡地带。向海湿地位于吉林省向海国家级自然保护区境内，处在无尾河霍林河下游的尾间区，湿地由霍林河河水漫散形成，沼泽湿地承载着来自霍林河上游的陆源物质^[3]。向海湿地面积为 361 km²，汛期泛滥时被河水淹没，河泛水携带大量悬浮物质沉积在土壤表层，地表既无明显的草根层，又无泥炭积累，只有较厚的淤泥状腐殖质，土层下部潜育化作用明显。自然沼泽植被主要为芦苇、香蒲、苔草群落等。受洪泛作用淹没频率和半干旱环境等自然因素影响，湿地沉积具有不均匀性，且具有碱化 (pH>8.0) 的特性。本文解剖的沉积剖面选择在二百方子 (E-0: 44° 55' 58.0" N, 122° 10' 35.0" E) 与付老文泡 (F-0: 45° 00' 36.1" N, 122° 17' 35.8" E) (图 1)。E-0 位于霍林河宽泛河道上旋地带的近岸河漫滩，F-0 位于河流远岸回水区的洪泛沼泽。E-0 与霍林河长年有地表水力联系，F-0 距河道较远，只在洪水发生时地表积水与霍林河河水相连。

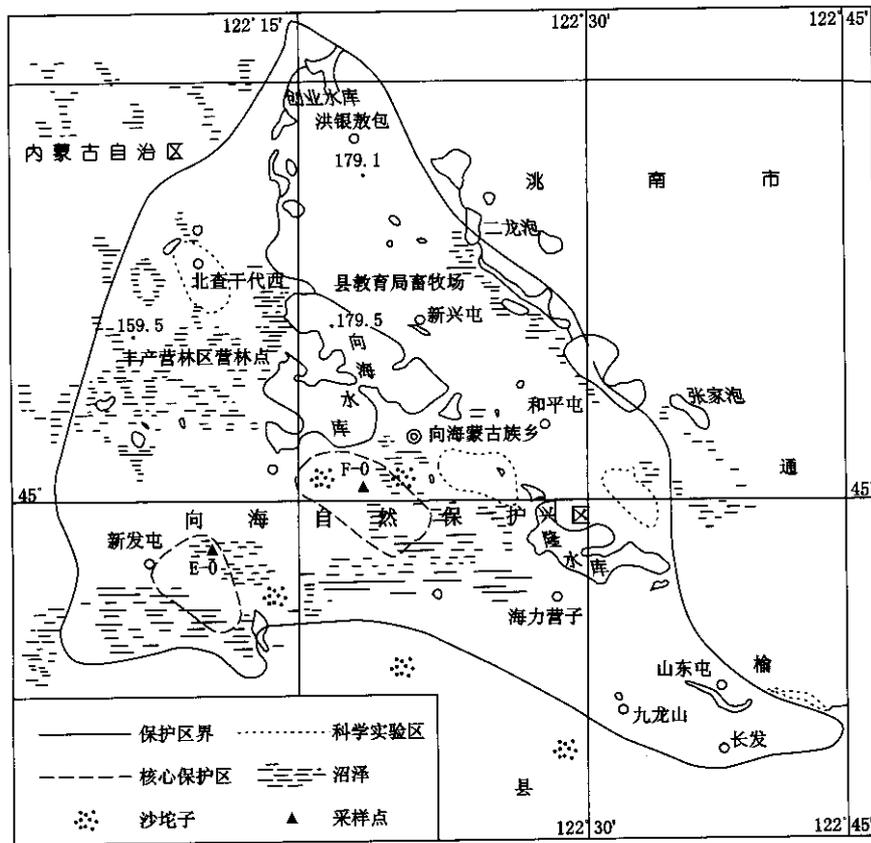


图 1 向海自然保护区湿地及样点分布

Fig.1 Distribution of wetland and sampling areas in Xianghai natural reserve

2 研究方法

为避免扰动，于 2000 年 12 月冰冻期进行采样 (GPS 定位)。剖面深度为 108cm，至见潜育层为止。沉积剖面现场标尺照相，沉积物结构与颜色现场记录。为准确获取沉积物干容重数据，剖面按 2cm 间隔用已知体积的环刀采样，现场称取湿重，带回实验室 80℃

烘干后再称取干重。用于 ^{137}Cs , ^{210}Pb 测年的沉积物样品在野外现场进行切割, E-0, F-0 剖面上层 (0-36cm) 按 2 cm 间隔分截、下层 (36-108cm) 按 4 cm 间隔分截各选取 30 份样品用于 ^{137}Cs , ^{210}Pb 测定; 采用美国 OTEC 公司多道低本底能谱仪对样品进行无损坏直接测定。

3 结果与讨论

3.1 剖面沉积特征

3.1.1 典型沉积剖面结构分析 E-0 剖面: 0-20cm 为黑色淤泥质层, 表层有少数细根, 有棕色层相间, 层理明显; 20-40cm 为浅黄色细砂层, 有黑色薄层淤泥相间; 40-56cm 为黑色腐泥层; 56-62cm 为棕黑色腐植土层; 62-90cm 为灰黑色亚砂土层; 90-108cm 为青灰色亚粘土层。其中 56-57cm 上下沉积相变化明显, 此层位出现暗绿色未完全腐烂草茎, 其下有草根和枯叶, 此层是旱生向水生环境过渡的突变段。F-0 剖面: 0-18cm 为浅棕色淤泥质层, 表层浅黑色; 18-30cm 为暗棕色细砂层; 30-59cm 为浅棕色细砂层; 59-90cm 为灰色亚砂土层; 90-108cm 为青灰色亚粘土层。

沼泽沉积物的层序关系可以揭示沼泽的形成途径及环境变化。E-0、F-0 沉积剖面颜色、层序变化明显不同。E-0 剖面层序 (水平层理) 分明且变化较多, 柱样层理明显, 整个柱样的沉积特征变化很大, 说明沉积物输入环境变化频繁。56-57cm 处沉积相发生突变, 57cm 以下有腐植质层, 及土层中短小的草根, 说明沼泽发育之前曾经是陆生草甸环境; 而 56cm 以上层的腐泥层性状, 反映现代沼泽是经由水体沼泽化演变而来^[4]。黑色富含有机质的淤泥层, 即所谓的腐泥层 (sapropel) 的形成可能与气候转暖河流出现的大洪水有关^[5]。大洪水易造成河道过水断面发生急剧变化, 使中下游的河道产生不同程度的局部变化, 以近百年为例, 霍林河流域洪水灾害频繁, 较大的洪水共发生 15 次之多, 为河道变迁提供了充分的自然驱动力^[6, 7]。河道纵向比降太小是造成河流频繁改道的另一诱因, 霍林河在向海境内河道纵向比降不到 1/5000, 为河道变迁提供了相应的天然环境。自全新世以来, 霍林河河道多次迂回游荡^[8], 受地质、地貌、地形坡度、水文、气候等诸多因素的影响, 在研究区内变迁更加频繁。56-57cm 前后沉积相的特征及突变迹象体现出河道变迁的痕迹。

F-0 剖面 30cm 以上层序相对简单且变化较少, 与 E-0 剖面相比, 近年来可能处于相对稳定的水动力及沉积条件下; 但 30cm 以下分层不明显, 可能是水频繁的冲刷作用或受风沙的影响混合以后再沉积作用所致, 为原古河道或牛轭湖逐渐演化成今日的芦苇沼泽地。

E-0、F-0 沉积剖面青灰色潜育层均出现在 90cm 以下, 可能与地下水位同步。

3.1.2 沉积物容重的指示作用 沉积物在未经扰动的自然状态下其干基物质的质量与总容积之比称沉积物容重 (严格的说, 应称干容重), 又称体积密度 (Bulk density), 通常以 g/cm^3 表示^[9]。沉积物容重测定采用环刀法, 其计算公式如下: $\rho_b = m / V(1 + \rho_m)$, 式中 ρ_b 为沉积物容重 (g/cm^3), m 为环刀内湿样质量 (g), V 为环刀容积 (cm^3), ρ_m 为样品含水量 (质量含水量, %) ^[10]。

E-0、F-0 剖面沉积物容重有所不同 (图 2)。E-0 剖面平均容重 $1.45 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、F-0 剖面为 $1.65 \text{ g}/\text{cm}^3$, 明显看出二剖面沉积物属矿质土 (容重 $1.0\text{--}2.0 \text{ g}/\text{cm}^3$) 而非有机土 (容重 $0.2\text{--}0.3 \text{ g}/\text{cm}^3$)^[9]。这与 DeLaune 等指出的溪边沼泽接受更多的矿质沉积物的结论一致^[11]。

E-0, F-0 剖面沉积物容重垂向变化为, 表层较小, 但有随深度逐渐增大的趋势, 这与克拉夫特等所研究的美国北卡罗来纳河口沼泽中规律性淹水沼泽土壤剖面容重变化规律有

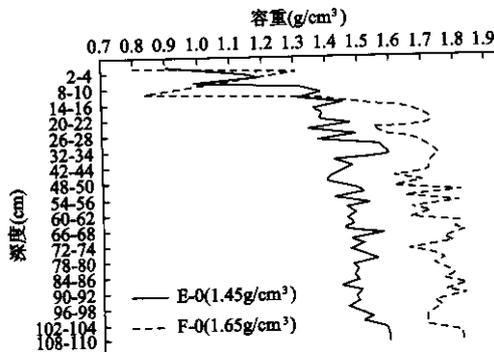


图2 E-0、F-0剖面沉积物干容重垂向变化
Fig.2 Bulk density by depth in E-0, F-0 profiles

很好的一致性^[12]. 表层具有较低容重值的原因之一是受有机质含量的影响. 沼泽湿地沉积剖面上段代表现代时段, 植物残体等有机质分解率较低、有机质含量高, 结构松散并处在较弱的压实状态^[13]. 克拉夫特等的研究结果也证实沼泽土壤容重与有机质含量的负相关性^[12]. E-0、F-0剖面二者比较, 18cm以下的沉积层, F-0容重均大于E-0, 与二剖面有机质含量呈现出的趋势相反 (E-0全剖面($n=42$)TOC均值1.82%, F-0为0.32%).

除有机质外, 沉积物粒径也是影响容重的主要因素之一. 理论上而言, 沉积物颗粒越细, 其容重越小, 反之则越大. 这是由于细颗粒沉积物表层吸着水和薄膜水占了一定空间, 使单位体积内水所占的比重加大了, 所以沉积物颗粒越细, 其容重也越小^[14]. 整体比较, 18cm以下的沉积层, F-0容重均大于E-0, 可推断F-0剖面沉积物粒度粗于E-0, 此结论已被粒度分析结果所证实 (E-0全剖面($n=30$)中值粒径均值28.19 μm , F-0为47.69 μm).

3.2 剖面年代序列的建立

近年来, 放射性核素在环境地学的一种重要应用是沉积计年. 特别是放射性核素 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 对于过去 100-150a 人为影响的环境计年具有重要价值^[15].

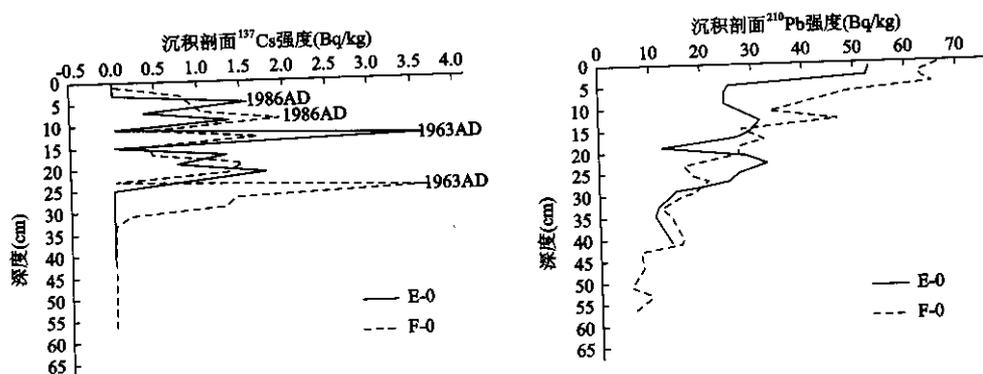


图3 E-0, F-0 沉积剖面 ^{137}Cs 与 ^{210}Pb 强度垂向变化 (^{210}Pb 的数值是样品的过剩值 ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$), 仪器所测定的 ^{210}Pb 为总 ^{210}Pb 活度, 必需扣除其本底值 (^{226}Ra). 整体 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 的误差一般在 5%—15%之间)

Fig.3 Dating results from ^{210}Pb and ^{137}Cs for E-0, F-0 profiles

3.2.1 沉积层年龄 沉积层年代可通过测定 ^{137}Cs , ^{210}Pb 的放射性比度来实现. 从整个 E-0 样柱测试的情况看 (图3), ^{210}Pb 在 15cm 以上尚可, 15cm 以下推算年代与 ^{137}Cs 比较有一定误差. 由于 ^{137}Cs 在沉积样柱中经常是作为时标来考虑的^[15], 在 1963、1986 两个时

标段中, 可以认为它不受人扰动、有机质迁移等因素的影响. 基于此, 在 41cm 以下 (超过 E-0 柱 ^{210}Pb 测定深度下限) 可以用 ^{137}Cs 法辅助推断沉积通量和年代. 由于 ^{137}Cs 时标是一个时段中的前后两个时间值, 所以在推断 41cm 以下的通量只是平均沉积通量 ($623.57\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$). 在此基础上, 采用恒定放射性通量(CRS)模式推算年龄.

联合运用 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 方法推算出的每个样品的年代如图 4. 需要说明的是: E-0 柱 1918 年 (41cm, ^{210}Pb 测定深度下限) 以前的年龄是推测年龄; 以后为计算出的年代 ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 回归法计算辅以 ^{137}Cs 时标校正). 而 F-0 样柱, 1885 年 (57cm, ^{210}Pb 测定深度下限) 以前的年龄系推测, 以后的年龄为计算值. 可以看出, E-0、F-0 剖面 57cm 前沉积层年代接近, 57cm-3cm 沉积层年代差别较大. 由此可见 57cm 是一个突变的分界线, 这与沉积剖面层序

变化分析中 56-57cm 处 (大约 1880-1885 年) 体现出河道变迁的痕迹的初步结论相呼应.

3.2.2 沉积速率、沉积通量 沉积物累积速率 (沉积通量) 是通过 ^{210}Pb 剖面法与沉积物物理学的性质计算出的 [16-18]. ^{137}Cs 放射性核素, 依靠其 1963 年核爆炸产生的强散落峰进一步地限制沉积剖面的 ^{210}Pb 年龄模型 (对其进行修正) [19, 20]. 联合运用 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 方法对于过去 100-150a 人为影响的环境计年方法不一: ^{210}Pb 法为回归法, 而 ^{137}Cs 计年是基于时标 [21].

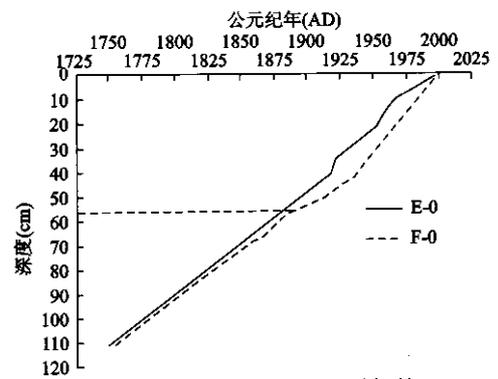


图 4 E-0, F-0 剖面沉积层年龄

Fig.4 Relationship between the age and

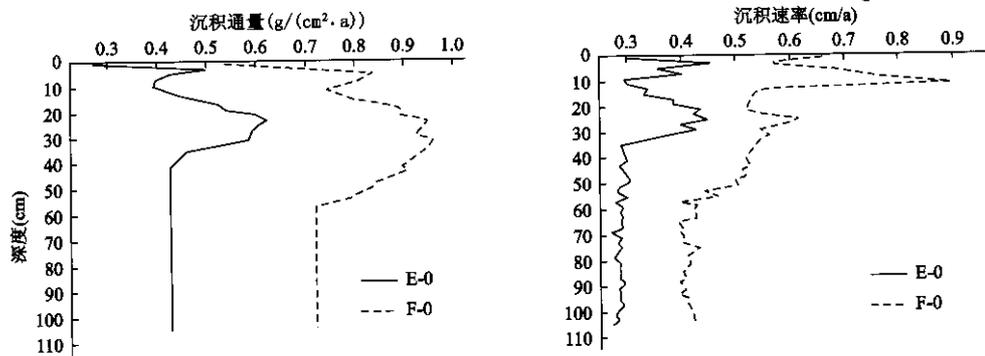


图 5 E-0, F-0 剖面沉积通量与沉积速率垂向变化

Fig.5 Accumulation fluxes and sedimentation rates in E-0,F-0 profiles

结果显示 (图 5), E-0 剖面沉积通量范围 $0.27 - 0.62 \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$, 平均 $0.4516\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$; F-0 剖面沉积通量范围 $0.53 - 0.96 \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$, 平均 $0.7811\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$. 向海湿地沉积通量明显高于美国佛罗里达 Everglades 大沼泽 (内陆淡水湿地) ($0.07-0.22 \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$) [22].

沉积速率的垂向变化很大, E-0 剖面最大、最小沉积速率相差 1.7 倍, F-0 剖面为 2.3 倍. 沉积速率峰值出现年代也不同 (图 5), 但高值出现时段有很大的重叠区: E-0 剖面沉积速率高值时段为 1937-1954 年和 1979-1992 年; F-0 剖面为 1949-1963 年和 1983-1992

年. 由此说明 E-0、F-0 剖面受霍林河影响既有一致性亦有差异性. F-0 剖面沉积速率普遍高于 E-0 剖面的原因可能与所处微地貌靠近沙丘, 接受来自周围风沙的影响较远离沙丘并有大面积芦苇屏障的 E-0 剖面大的缘故.

E-0 剖面计算出的沉积速率为 0.27—0.46 cm/a, 平均为 0.32cm/a; F-0 剖面沉积速率为 0.39—0.90 cm/a, 平均 0.49cm/a. 说明向海湿地沉积速率远大于松辽平原中西部泥炭堆积速率 (0.02-0.044cm/a)^[23] 及我国东北地区全新世晚期泥炭平均堆积速率 (0.039cm/a)^[24]; 而与位于相邻区域同纬度偏东的大布苏盐湖近 40 年的平均沉积速率相似 (0.26—0.27 cm/a)^[25], 但高于其全新世以来的平均沉积速率 (0.092cm/a)^[26]; 其高值接近中国东北辽河口平均沉积速率 (1.1cm/a)^[27]. 同国外比较, 其低值类似于美国佛罗里达州圣约汉斯河盆地草本沼泽 (0.33±0.05 cm/a)^[28], F-0 剖面沉积速率与北欧某些海岸湿地相近 (0.27-0.82 cm/a)^[29]. 一般而言, 如此高的沉积只发生在典型的盐沼、红树林沼泽 (沉积速率 0.3-0.6 cm/a) 与海岸三角洲 (沉积速率 1cm/a)^[30]. 向海沼泽沉积速率较快, 原因可能有二: 其一, 向海湿地可能是霍林河—处于闭流区域的内陆无尾河 (体现了半干旱气候) 的“河口” (尾闾端). 其二, 霍林河流域上中游处在干旱—半干旱区, 风沙大, 荒漠化渐重, 给河水携带陆源碎屑提供了足够的物源条件. 河流不断地侵蚀陆地表面并且携带沉积物而 (当水流动慢时) 沉积到下游湿地中. 据估算世界上的河流每年携带数以 10^{10} t 的沉积物至它们的河口, 从而导致洪泛平原和三角洲的形成^[30]. 洪水及水土流失挟带的泥沙淤积过快, 促使向海沼泽及河槽等低洼漫散区迅速被填平, 是河流在该区频繁改道的诱因之一.

此外, Mitsch 等认为, 下游湿地是流域物质能量的汇, 湿地环境的变化必然打上流域环境变化的烙印, 流域内人类社会经济活动必然会对环境系统产生深刻影响, 并直接反馈在下游湿地的环境变化上来^[10]. 河流下游的河尾湿地的沉积速率可以反映流域 (汇水区) 的土地利用变化情况^[30]. E-0, F-0 剖面 56-57cm 以上 (大约 1880-1885 年以后) 沉积速率明显加快 (图 5), 这与清代此时间段霍林河流域土地开始放垦可能有相应的联系^[31]. 沉积速率更快段出现在近 50 年, 尤其是 1980 年代以后, 这可能与解放后该流域人类活动增强, 流域上中游植被破坏、水土流失严重有关, 特别与霍林河上游大型露天煤矿 (全国五大露天煤矿之一) 剥离开采时段在时间上有较好的藕合性. 大规模的矿区水土流失会对霍林河下游湿地产生不利影响, 不但使沼泽沉积速率加快, 还会造成污染物累积等^[32]. 上述结论与青海湖区周围大规模开垦从而导致湖泊沉积速率急剧上升的研究结果相类似^[33]. 人类活动的沼泽沉积响应的深入研究还有待依靠多环境指标综合分析方法来实现^[34].

沉积速率过快则促进沼泽退化, 引起植物群落发生变化的时间尺度明显缩短, 使沼泽稳定性降低^[30]. 过快的沉积会导致沼泽发育中断直至消失, 并向洪泛平原过渡.

4 结论

沼泽沉积物的层序关系可以揭示沼泽的形成途径及环境变化. 受河流影响的沼泽接受较多的矿质沉积物. 向海沼泽湿地沉积速率与典型的河口三角洲类似, 体现了无尾河尾闾端湿地的特点. 1880-1885 年研究区出现河道变迁的痕迹. 河道的历史性演变受沉积速率的影响, 沉积速率过快是霍林河在向海漫散区频繁改道的诱因之一. 沼泽沉积速率过快则促进沼泽退化, 导致沼泽发育中断直至消失, 并向洪泛平原过渡. 向海沼泽湿地近 50 年沉积速率急剧上升, 其原因可能与解放后该流域人类活动增强, 植被破坏、水土流失严重有关, 与流域上游大型露天煤矿开采时段在时间上有较好的藕合性.

致谢 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 沉积物测年由中科院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放实验室完成。成文过程中得到吴瑞金研究员的指点和帮助, 在此表示感谢!

参 考 文 献

- 1 黄锡畴. 试论沼泽的分布与发育规律, 见: 黄锡畴主编, 中国沼泽研究. 北京: 科学出版社 1988: 1-8
- 2 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报, 1999, 44(6): 579-587
- 3 马学慧, 牛焕光. 中国的沼泽, 北京: 科学出版社, 1991: 301-305
- 4 马学慧. 沼泽的沉积环境信息与若干冰后期的环境变化, 见: 欧阳自远主编, 环境地球化学与健康. 贵阳: 贵州科技出版社, 1990: 46-48
- 5 刘东升编译. 第四纪环境, 北京: 科学出版社, 1997: 78-99
- 6 朱立, 蔡鹤生. 长江中下游近期河道演变及其主要影响因素. 地球科学—中国地质大学学报, 1995, 20(4): 427-432
- 7 尹秀英. 特大洪水对霍林河流域土壤盐渍化影响的突变理论研究[博士论文]. 吉林大学, 2002: 37-38
- 8 裘善文. 松嫩平原湖泊的成因及其环境变迁. 见: 裘善文主编, 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化, 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990: 146-154
- 9 Mitsch W J, Gosselink J G. Wetlands, 3rd ed. New York: John Wiley & Sons, 2000
- 10 中国土壤学会编. 土壤农业化学分析方法, 北京: 中国农业科技出版社, 1999
- 11 DeLaune R D, Reddy C N, Patrick W H J. Accumulation of plant nutrients and heavy metals through sedimentation processes and accretion in a Louisiana salt marsh, Estuaries, 1981, 4:328-334
- 12 Craft CB, Seneca ED, Broome S W. Vertical accretion in microtidal regularly and irregularly flooded estuarine marshes, Estuarine Coastal and Shelf Science, 1993, 37:371-386
- 13 Kim JG, Rejmankova E, Spanglet HJ. Implications of a sediment-chemistry study on subalpine marsh conservation in the Lake Tahoe Basin, USA. Wetlands, 2001, 21(3): 379-394
- 14 陈德坤. 丹江口水库沉积物干容重测量简介. 水文, 1995, 2: 42-44
- 15 万国江. 环境生态系统散落核素示踪研究新进展. 地球科学进展, 2000, 15(2): 172-178
- 16 Appleby PG, Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported lead-210 to the sediment. Catena, 1978, 5: 1-8.
- 17 Appleby PG, Oldfield F. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. Hydrobiologia, 1983, 103: 29-35.
- 18 Appleby P G, Oldfield F, Thompson R, et al. ^{210}Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland. Nature, 1978; 280: 53-55.
- 19 Mecray E L, King J W, Appleby P G. Historical trace metal accumulation in the sediments of an urbanized region of the Lake Champlain watershed, Burlington, Vermont. Water, Air and Soil Pollution, 2001, 125: 201-230
- 20 DeLaune RD, Patrick W H J, and Buresh RJ. Sedimentation rates determined by ^{137}Cs dating in a rapidly accreting salt marsh. Nature, 1978, 275: 532-533.
- 21 Brack K, Stevens R L. Historical pollution trends in a disturbed, estuarine sedimentary environment, SW Sweden. Environmental Geology, 2001, 40: 1017-1029
- 22 Merkel R S, Hickey-Vargas R. Element and sediment accumulation rates in the Florida Everglades, Water, Air, and Soil Pollution, 2000, 122: 327-349
- 23 宋海远. 松辽平原中西部泥炭特征与古环境, 见: 裘善文主编, 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990, 141-145
- 24 夏玉梅. 东北全新世泥炭孢粉组合特征及古环境的初步研究, 见: 黄锡畴主编, 中国沼泽研究, . 北京: 科学出版社 1988, 65-72
- 25 王苏民, 奚鸿身主编. 中国湖泊志, 北京: 科学出版社, 1998: 35
- 26 李志民, 吕金福. 大布苏湖地貌—沉积类型与湖泊演化, 湖泊科学, 2001, 13(2): 103-110
- 27 中国海湾志编纂委员会. 中国海湾志第十四分册(重要河口), 北京: 海洋出版社, 1998: 466-467
- 28 Brenner M, Schelske C L, Keenan L W. Historical rates of sediment and nutrient accumulation in marshes of the Upper St. Johns River Basin, Florida, USA. Journal of Paleolimnology, 2001, 26: 241-257
- 29 Callaway JC, DeLaune RD, and Patrick WHJ. High metal chronologies in selected coastal wetlands from Northern Europe. Marine Pollution Bulletin, 1998, 36(1): 82-96
- 30 Keddy Paul A. Wetland Ecology: Principles and Conservation. Cambridge: Cambridge University Press, 2000
- 31 刘明义, 李春山. 吉林省西部沙地的历史演变及近期变化, 中国水土保持, 1995, 12(8): 54-56
- 32 孙铁珩, 姜凤歧主编. 草原矿区开发的环境影响与生态工程, 北京: 科学出版社, 1996

- 33 张恩楼, 沈吉, 王苏民等. 青海湖近900年来气候环境演化的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 2002, 14(1):32-38
- 34 张振克, 吴瑞金, 沈吉等. 近1800年来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 2000, 12(4): 297-303)

Sedimentation Characterization and Reconstruction of Time-scale of Typical Profile in Xianghai Marsh Wetlands, Jilin Province

WANG Guoping^{1,2}, LIU Jingshuang¹, TANG Jie² & XIA Weilan³

(1: Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, CAS, Changchun 130012, P.R. China;

2: College of Environment and Resources, Jilin University, Changchun, 130026, P.R. China;

3: Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, P.R. China)

Abstract

Cumulated sediments during marsh wetlands development really recorded the region environment change and marsh processes. Here we reported a case study on the Xianghai marsh wetlands at downstream of an anourous river-Huolin River, Jilin Province. By analysis of sediment layer structure, sediment bulk density, and sedimentation rate in the typical sedimentation profiles, the following results are revealed: The layer relationship among marsh sediments could reveal the marsh formation and its environment change; The riverine marsh might receive much more mineral sediments; the mark of river shifting near 1880-1885AD in the research field was discovered; That the sedimentation rates of Xianghai marsh wetlands were similar to typical estuarine deltas indicated the property of trailing end of estuarine; The cause of suddenly accelerating of the sedimentation rates in Xianghai marsh wetlands in recent 50 years, might related with the human activities strengthen, the plants destroy, and top soil strictly lose after liberation. Furthermore, on time scale, the suddenly accelerating of the sedimentation rates had much better coupling with the mining period of time of large open-cast coal located on upstream of the Huolin River catchments.

Keywords: Sedimentation profile structure, bulk density, sedimentation rate, Xianghai marsh wetlands