

# 季节与水文影响下鄱阳湖碟形湖湿地 沉积物氮去除功能变化

王正文<sup>1,2</sup> 姚晓龙<sup>2</sup> 姜星宇<sup>2</sup> 傅大放<sup>1</sup> 张路<sup>21</sup>

(1. 东南大学 土木工程学院, 江苏 南京 210096;

2. 中国科学院 南京地理与湖泊研究所, 江苏 南京 210008)

**【摘要】:** 从水力学和生态学角度, 碟形湖是鄱阳湖湿地中最具特点和最重要的生态功能区, 不仅具有较高的生产力, 而且具有重要的生态缓冲功能。受水位影响, 碟形湖水力连通性具有明显的季节性变化特点, 并直接影响氮去除过程, 从而影响湿地沉积物对鄱阳湖氮负荷的去除贡献。采用沉积物柱样流动培养和稳定氮同位素配对技术, 研究了鄱阳湖 9 个典型碟形湖丰水和枯水两种水文时段下湿地沉积物-水界面氮的迁移和去除速率, 分析和讨论了季节与水文影响下鄱阳湖碟形湖湿地氮去除功能的变化。结果表明, 丰水期碟形湖湿地与主湖区连通条件下, 赣江西支周围碟形湖沉积物具有呼吸强、氮去除速率高的特征, 修水河周围碟形湖沉积物氮去除速率相对较低, 主要受到硝态氮( $\text{NO}_3^-$ )浓度水平的影响; 而枯水期两个区域碟形湖沉积物表现出类似的氮迁移和去除规律, 沉积物氮去除速率相比丰水期均显著降低。整体而言, 丰水期各碟形湖沉积物氮去除速率均值为  $26.69 \pm 12.98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ , 其中非耦合反硝化占总的氮去除的  $90\% \pm 11\%$ , 厌氧氨氧化仅贡献了约 1% 的氮去除, 而枯水期沉积物氮去除速率较低, 并且以耦合反硝化为主, 其对氮去除的贡献达  $57\% \pm 17\%$ , 厌氧氨氧化对氮去除的贡献仍较小(4%)。通过对丰、枯水期沉积物氮去除特征的分析发现, 丰水期碟形湖与高  $\text{NO}_3^-$  负荷的主湖区或入湖河流连通有助于充分发挥湿地的氮去除功能, 从而提升碟形湖对入湖氮负荷的削减。研究结果表明保护鄱阳湖碟形湖湿地并保持其与主湖区的水力连通对降低鄱阳湖氮负荷具有重要意义。

**【关键词】:** 鄱阳湖 碟形湖湿地 沉积物-水界面 氮通量 反硝化

**【中图分类号】:** X524 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2022)03-0673-12

许多研究表明<sup>[1,2,3,4]</sup>, 湿地能够降低水体氮浓度, 尤其是硝态氮( $\text{NO}_3^-$ )浓度。据估算, 全球湿地的氮去除量约占人为氮输入的 17%<sup>[1]</sup>。Mitsch 等<sup>[2,3]</sup> 估算美国密西西比河流域恢复  $2.2 \times 10^4 \text{km}^2$  湿地能够降低墨西哥湾 40% 的氮负荷。湿地氮去除的主要途径包括反硝化、厌氧氨氧化、氮埋藏、植物同化等。反硝化是将  $\text{NO}_3^-$  转化为氮气( $\text{N}_2$ )和少量氧化亚氮( $\text{N}_2\text{O}$ )的重要过程, 其气态产物使得氮最终离开水生生态系统。河流、湖泊和地下水总反硝化量占全球水体总反硝化量的 20%<sup>[4]</sup>, 其中湿地氮去除发挥了至关重要的作用。近些年的研究表明厌氧氨氧化通过将活性氮转化为气态产物而对湿地氮去除的贡献不能被忽略, 在白洋淀湿地中可达 11%~35%<sup>[5]</sup>, 在武汉东湖和南湖平均为 10%<sup>[6]</sup>。尽管这些发现使厌氧氨氧化受到更多关注, 但反硝化仍然被认为在湿地中贡献了大部分的氮损失, 在缓解内陆水体氮负荷中发挥着重要作用<sup>[1,2]</sup>。近几十年来, 随着人类活动增强, 湖泊等内陆水体岸线开发加剧,

**作者简介:** 王正文(1995~), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为水环境与水生态. E-mail: 1012682256@qq.com; 张路 E-mail: luzhang@niglas.as.cn

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(51839011, 41771519)

湿地面积锐减，导致湿地对营养盐去除的生态功能显著削弱。

鄱阳湖是长江流域最大的通江湖泊，年内最高和最低水位落差可达约 9m，呈现“洪水一片，枯水一线”的典型季节性特征<sup>[7]</sup>。水位剧烈波动深刻影响鄱阳湖湿地的氮去除等功能，从而对湖泊生态产生多方面的影响。例如，鄱阳湖水陆连接带的季节性淹水显著影响沉积物反硝化速率，并且随着淹水时长增加，反硝化速率升高，而作为温室气体之一的反硝化产物氧化亚氮( $N_2O$ )的释放降低<sup>[8]</sup>。此外，鄱阳湖流域内湿地面积巨大，囊括众多“碟形湖”，这些碟形湖湿地具有特殊的水文过程，丰水期与鄱阳湖主湖区融为一体，而枯水期主湖区水位消退后，与主湖区隔离，碟形湖成为独立的水域<sup>[9]</sup>。碟形湖湿地内的生物多样性丰富，单位面积生物量(水生植物、大型底栖动物、鱼类、候鸟等)显著高于主湖区。碟形湖在鄱阳湖湿地中作为最具生产力的部分，有潜力在流域水质净化和水生态健康中发挥重要作用<sup>[10,11]</sup>。近几十年来，鄱阳湖流域经济发展和人口增长导致林地、洲滩湿地等被开垦，大量化肥施用、人畜排泄等导致鄱阳湖总氮浓度增加了近 2 倍<sup>[12]</sup>，部分封闭性湖区甚至出现蓝藻水华。唐陈杰等<sup>[13]</sup>探究了鄱阳湖丰水期不同水力连通条件下沉积物反硝化速率的空间差异和影响因素。姜星宇等<sup>[14]</sup>报道了枯水期鄱阳湖碟形湖湿地沉积物硝酸盐异养还原过程。季节和水文波动对鄱阳湖碟形湖氮去除功能的影响尚未有研究述及。

近 60 年来(1986~2015)鄱阳湖碟形湖丰水期和枯水期的水位落差逐渐增大，季节特征愈发显著<sup>[15]</sup>。而受未来情景下鄱阳湖建闸等水利工程的影响，将导致碟形湖水文特征进一步发生改变，并驱动碟形湖营养盐去除功能发生显著改变。然而，这些碟形湖在水位波动和连通性发生改变的情景下，氮的释放和转化规律究竟如何，对湖泊水体氮负荷产生什么影响，不仅值得科研工作者关注，而且也会对湖泊的管理产生重要影响。在此背景下，本研究选择鄱阳湖 9 个典型的碟形湖湿地，探究丰、枯水期沉积物-水界面氮的迁移和去除速率，并深入分析不同季节与水文情景下湿地氮去除功能的变化，强调保护碟形湖湿地并保持其与主湖区的水力连通性对缓解主湖区氮负荷的重要性。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区域与样品采集

选择鄱阳湖国家级自然保护区内的沙湖、大汉湖、蚌湖、朱市湖、梅西湖、象湖、大湖池、常湖池、中湖池 9 个典型碟形湖湿地为研究对象(图 1,  $28^{\circ} 8' N \sim 29^{\circ} 13' N$ ,  $115^{\circ} 3' E \sim 116^{\circ} 3' E$ )。赣江西支周边毗邻主湖区的象湖、大汉湖、梅西湖、中湖池及附近的常湖池以下统称为赣江西支周围碟形湖，修水河西侧及周边的蚌湖、朱市湖、大湖池和沙湖统称为修水河周围碟形湖。9 个碟形湖中，大汉湖和蚌湖在进入丰水期时相对较早与主湖区融为一体，而在进入枯水期前相对较晚与主湖区分离<sup>[9]</sup>。

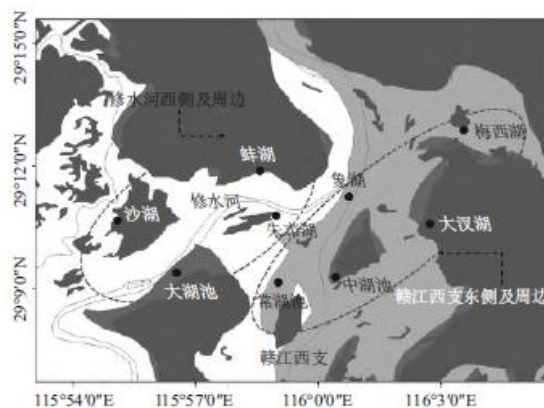


图 1 采样点分布

于 2014 年 7 月丰水期和 2015 年 1 月枯水期采集沉积物柱状样品，每个碟形湖选取一个代表性样点，每个样点采集了 3 根

(丰水期)和2根(枯水期)平行柱样,柱高30cm,直径7.5cm,柱内泥样高度为10~20cm,柱样采集后两端用橡胶塞密封并于保温箱中垂直放置,同时每个样点用聚乙烯桶采集15L原水上覆水,沉积物柱样和上覆水样品当天带回实验室进行流动培养。此外,现场用多参数水质分析仪(YSI,6600V2,美国)测定各样点水体的基本理化性质,包括温度、溶解氧(DO)、pH、电导率等参数。使用彼得森(Peterson)采泥器采集表层沉积物(0~10cm)用于沉积物基本理化性质分析(仅丰水期)。

## 1.2 室内流动培养

采集的柱状样品当天带回中国科学院鄱阳湖湖泊湿地综合研究站进行无顶空流动培养,流动培养具体方法参考姜星宇等<sup>[14]</sup>和徐徽等<sup>[16]</sup>。简而言之,培养体系包括蠕动泵、进水管和带密封圈的活塞。进水管距沉积物表面约1cm,且低于出水管。蠕动泵控制流速,通过单位时间内出水体积确定出水流速,使其稳定在 $1\text{ mL}\cdot\text{min}^{-1}$ 左右,以保证沉积物-水界面不被扰动,且进出水溶解氧含量基本稳定。预培养24h后,收集进、出水水样,部分水样经 $0.45\ \mu\text{m}$ 滤膜过滤后装入50mL康宁(Corning,美国)离心管冷冻( $-20^\circ\text{C}$ )保存,用于氨氮( $\text{NH}_4^+$ )、硝氮( $\text{NO}_3^-$ )、亚硝氮( $\text{NO}_2^-$ )的浓度分析;部分进、出水水样使用60mL顶空瓶收集,充分溢流后加入 $1\sim 2\text{gKCl}$ 后(抑制微生物活性)压盖保存,用于水样溶存二氧化碳( $\text{CO}_2$ )和氧化亚氮( $\text{N}_2\text{O}$ )浓度分析;另有部分水样使用12mLLabco顶空瓶收集,充分溢流后密封,并用1mL注射器向注入0.1mL饱和 $\text{HgCl}_2$ 溶液对微生物进行灭活,空调室温( $20^\circ\text{C}$ )保存,用于水样溶存氮气( $^{28}\text{N}_2$ 、 $^{29}\text{N}_2$ 、 $^{30}\text{N}_2$ )和氧气( $\text{O}_2$ )测定。24h样品收集完成后,向进水桶中加入硝酸盐同位素( $\text{K}^{15}\text{NO}_3$ ,99%)使 $^{15}\text{N}$ 浓度达到约 $100\ \mu\text{molL}^{-1}$ ,继续培养24h后,按前述方法用50mL康宁离心管和12mLLabco顶空瓶收集进出水样,用于无机氮营养盐和溶存 $\text{N}_2$ 、 $\text{O}_2$ 测定。

## 1.3 样品分析

水样和沉积物基本理化性质分析参照湖泊富营养化调查的标准方法进行<sup>[17]</sup>。野外原位水样和流动培养进、出水样品 $\text{NH}_4^+$ 浓度使用纳氏试剂比色法测定(检测限 $0.05\text{mgL}^{-1}$ ); $\text{NO}_3^-$ 浓度使用紫外分光光度法测定(检测限 $0.02\text{mgL}^{-1}$ ); $\text{NO}_2^-$ 使用盐酸萘乙二胺比色法测定(检测限 $0.003\text{mgL}^{-1}$ )。沉积物总氮(TN)使用过硫酸钾氧化法测定;沉积物含水率通过将沉积物在 $105^\circ\text{C}$ 烘箱烘至恒重的重量损失计算;沉积物有机质由 $105^\circ\text{C}$ 烘干的沉积物进一步在 $450^\circ\text{C}$ 马弗炉灼烧两小时后的重量损失计算得到。流动培养进、出水样品溶存 $\text{N}_2$ ( $^{28}\text{N}_2$ 、 $^{29}\text{N}_2$ 、 $^{30}\text{N}_2$ )和 $\text{O}_2$ 使用膜接口质谱仪(MIMS)测定<sup>[18]</sup>;水样溶存 $\text{CO}_2$ 和 $\text{N}_2\text{O}$ 浓度使用顶空-气相色谱法(GC7890B,Agilent,美国)测定<sup>[19]</sup>。

## 1.4 计算方法

沉积物-水界面 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{NO}_3^-$ 和 $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 通量根据流动培养时进、出水浓度差计算得到,公式为<sup>[20]</sup>:

$$f = (C - C_0) \times v / S \quad (1)$$

式中: $f$ 为营养盐通量( $\mu\text{molm}^{-2}\text{h}^{-1}$ ); $C_0$ 、 $C$ 分别为取样时进、出水中营养盐浓度( $\mu\text{molL}^{-1}$ ); $v$ 为蠕动泵流速( $\text{mLmin}^{-1}$ ); $S$ 为柱样中沉积物-水界面面积( $\text{m}^2$ )。用上述通量公式同样可计算得到沉积物-水界面 $^{29}\text{N}_2$ 和 $^{30}\text{N}_2$ 的释放速率并得到耦合反硝化的速率( $D_c$ )和非耦合反硝化速率( $D_w$ )<sup>[21,22,23]</sup>:

$$r_n = (C - C_0) \times v / S \quad (2)$$

$$D_{15} = r_{29} + 2 r_{30} \quad (3)$$

$$D_{14} = D_{15} \times (r_{29} / 2r_{30}) \quad (4)$$

$$D_n = D_{14} + D_{15} - D_{15} / \varepsilon \quad (5)$$

$$D_w = D_{15} \times (1 - \varepsilon) / \varepsilon \quad (6)$$

$$\varepsilon = ([NO_3^-]_a - [NO_3^-]_b) / [NO_3^-]_a \quad (7)$$

式中： $r_n$  ( $r_{29}$ 、 $r_{30}$ )为 $^{29}N_2$ 或 $^{30}N_2$ 释放速率( $\mu mol m^{-2} h^{-1}$ ); $C_0$ 、 $C$ 分别为培养进、出水中 $^{29}N_2$ 或 $^{30}N_2$ 含量( $\mu mol L^{-1}$ ); $D_{15}$ 为基于 $^{15}NO_3^-$ 的反硝化速率; $D_{14}$ 为基于未标记的 $^{14}NO_3^-$ 的反硝化速率; $\varepsilon$ 代表流动培养中添加的 $^{15}NO_3^-$ 的丰度(无量纲),下标a和b表示添加同位素之后和之前。

厌氧氨氧化速率计算公式为<sup>[24]</sup>:

$$A_{tot} = [r_{29} + 2(1 - \varepsilon^{-1}) \times r_{30}] \times \varepsilon \quad (8)$$

$$A_{28} = A_{tot} \times (1 - \varepsilon) \quad (9)$$

式中： $A_{tot}$ 代表同位素添加后总的厌氧氨氧化速率( $\mu mol m^{-2} h^{-1}$ ); $A_{28}$ 代表实际的厌氧氨氧化速率( $\mu mol m^{-2} h^{-1}$ )。

## 1.5 统计分析

使用 SPSS24 软件 (IBM Analytics, 美国) 中的 Pearson 相关分析氮迁移和去除速率与环境因子间的相关关系, 相关在  $p < 0.05$  水平被认为显著。使用 Excel 软件 (Microsoft Corporation, 美国) 进行数据范围、均值、标准偏差、变异系数(cv)等统计。采用 Origin2017 软件 (OriginLab Corporation, 美国) 进行数据绘图。

## 2 结果

### 2.1 水体和沉积物基本理化性质

碟形湖丰水期水温为  $29.9 \pm 2.3^\circ C$ , 枯水期为  $8.6 \pm 1.8^\circ C$ , 从 9 个湖泊的水温变异系数分析, 丰水期水温较为均匀 (cv=8%), 而枯水期则有较大差异 (cv=21%), 主要原因与丰水期水力连通性强, 湖水均匀度较高, 而进入枯水期后由于各碟形湖水深及下垫面差异, 导致各碟形湖水温差异较大 (表 1)。丰水期 DO 浓度较低, 均值为  $2.49 \pm 0.30 mg L^{-1}$  (cv=12%), 枯水期均值为  $9.22 \pm 1.14 mg L^{-1}$  (cv=12%), 总体上受水温控制, 且丰枯两季不同碟形湖间差异不显著。

丰枯两季碟形湖水体 pH 总体均在中性左右, 丰水期均值为  $6.51 \pm 0.26$  (cv=4%), 其中大湖池 pH 高于其他碟形湖。枯水期均值为  $6.77 \pm 0.98$  (cv=14%), 朱市湖 pH 高于其他碟形湖。从变异系数可以看出, 枯水期不同碟形湖的 pH 值差异要显著高于丰水期, 主要原因也可解释为丰水期较强的连通性带来的较高的水体均一度。丰水期水体电导率均值为  $111 \pm 18 \mu scm^{-1}$  (cv=16%), 朱市湖和大湖池的电导率较低, 水体电导率整体与 pH 显著负相关 ( $p < 0.05$ )。枯水期为  $155 \pm 50 \mu scm^{-1}$  (cv=32%)。

可以明确地看出, 在碟形湖与主湖区连通的丰水期, 水温、pH 值、电导率等水环境基本参数均表现为各碟形湖均一化程度较高, 而枯水期碟形湖转为各自独立的湖泊, 并受碟形湖水下地形、湿地生态及连通性等差异的影响, 表现出各湖泊独立的个性特点, 这可能是鄱阳湖碟形湖水环境中最显著的特点, 也是驱动各碟形湖氮输入、氮去除以及氮转化等生态过程差异的起点。

表 1 各采样点上覆水体基本理化性质

采样点	经纬度(N,E)	水温(°C)		D0(mgL <sup>-1</sup> )		pH		电导率(μscm <sup>-1</sup> )		水深(m)		面积*(m <sup>2</sup> )	容量*(m <sup>3</sup> )
		丰	枯	丰	枯	丰	枯	丰	枯	丰	枯	枯	枯
象湖	29° 11' 15" , 116° 0' 46"	27.1	6.60	2.32	8.79	6.35	6.69	119	168	1.00	0.02	29.50	0.70
大汉湖	29° 10' 35" , 116° 2' 45"	28.8	11.86	2.29	10.17	6.32	6.04	115	196	1.20	0.01	2.20	0.03
常湖池	29° 8' 8" , 115° 59' 5"	31.3	6.95	2.62	11.29	6.45	6.42	108	119	1.30	0.02	2.00	0.03
梅西湖	29° 12' 52" , 115° 3' 38"	29.8	7.55	2.16	9.65	6.61	5.51	117	220	0.90	0.01	10.30	0.10
中湖池	29° 9' 16" , 116° 0' 26"	34.4	9.19	3.14	8.61	6.21	7.49	124	160	1.40	0.01	43.70	0.30
蚌湖	29° 11' 53" , 115° 58' 35"	27.5	8.15	2.39	10.03	6.47	7.99	120	118	1.00	0.01	2.70	0.02
朱市湖	29° 10' 47" , 115° 58' 59"	31.9	9.51	2.25	7.93	6.66	8.33	80	126	1.00	0.01	4.70	0.05
大湖池	29° 9' 26" , 115° 56' 37"	30.1	7.34	2.58	8.66	7.11	5.78	84	74	1.00	0.01	49.00	0.70
沙湖	29° 10' 40" , 115° 55' 6"	28.3	10.52	2.68	7.88	6.44	6.72	133	216	0.90	0.01	2.90	0.04

注：\*面积和容量数据来自文献[9]。

丰枯两季 9 个碟形湖 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度及其变化见图 2。碟形湖在丰水期与主湖区融为一体，NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度差异较小(cv=42%)，均值为 0.74±0.31mgL<sup>-1</sup>，赣江西支周边的象湖、大汉湖、梅西湖、中湖池 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度比其他碟形湖高，而修水河周边的朱市湖、大湖池、蚌湖浓度较低。而枯水期，除沙湖外，各碟形湖 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度均降低，降低幅度为 0.20~1.08mgL<sup>-1</sup>(均值 0.53±0.28mgL<sup>-1</sup>)，降幅较高的为赣江西支周围碟形湖，修水河周围碟形湖降幅较低，各碟形湖 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度差异较大(cv=94%) (图 2a)。

丰枯两季碟形湖 NO<sub>2</sub><sup>-</sup>浓度均值分别为 0.05±0.05 和 0.01±0.02mgL<sup>-1</sup>，与丰水期相比(cv=102%)，枯水期 NO<sub>2</sub><sup>-</sup>浓度波动相对较大(cv=128%) (图 2b)。赣江西支周围碟形湖 NO<sub>2</sub><sup>-</sup>不仅浓度较高，其变化幅度也比修水河周围碟形湖大。

丰枯两季碟形湖 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>浓度均值分别为 0.14±0.07mgL<sup>-1</sup> 和 0.44±0.26mgL<sup>-1</sup>，在丰水期的浓度波动(cv=46%) 同样比枯水期小(cv=58%) (图 2c)。丰水期，梅西湖 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>浓度最高，与主湖区连通较晚的中湖池和常湖池浓度也相对较高；而枯水期，水位最低的大汉湖 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>浓度略有降低(0.06mgL<sup>-1</sup>)，而其他各碟形湖 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>浓度均升高，增幅为 0.03~0.71mgL<sup>-1</sup>(均值 0.35±0.23mgL<sup>-1</sup>)，其中水位较低的蚌湖和常湖池 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>浓度不仅增幅较小，变化后的浓度也比其他碟形湖低(图 2c)。

各碟形湖湿地沉积物的含水率和有机质变化较小, 均值分别为  $50.97 \pm 3.72\%$  和  $6.42 \pm 1.84\%$  (变异系数分别为 7% 和 29%)。各碟形湖沉积物 TN 范围为  $2.09 \sim 4.15 \text{ g kg}^{-1}$ , 均值为  $2.93 \pm 0.67 \text{ g kg}^{-1}$  (变异系数 23%), 修水河周围碟形湖沉积物 TN 整体比赣江西支周围碟形湖高, 最高值出现在蚌湖 (表 2)。

## 2.2 沉积物-水界面无机氮营养盐通量特征

丰水期, 赣江西支周围碟形湖沉积物表现为上覆水体  $\text{NO}_3^-$  的汇, 修水河周围碟形湖沉积物表现为  $\text{NO}_3^-$  的源 (图 3a)。丰水期碟形湖沉积物整体表现为  $\text{NO}_3^-$  的汇, 界面  $\text{NO}_3^-$  通量均值为  $-25.27 \pm 83.98 \mu \text{ mol m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 。而枯水期, 赣江西支周围碟形湖沉积物均由  $\text{NO}_3^-$  的汇变为  $\text{NO}_3^-$  的源, 修水河周围碟形湖除沙湖沉积物  $\text{NO}_3^-$  释放变化与上述一致外, 其余沉积物  $\text{NO}_3^-$  释放变化规律不明显 (图 3a)。

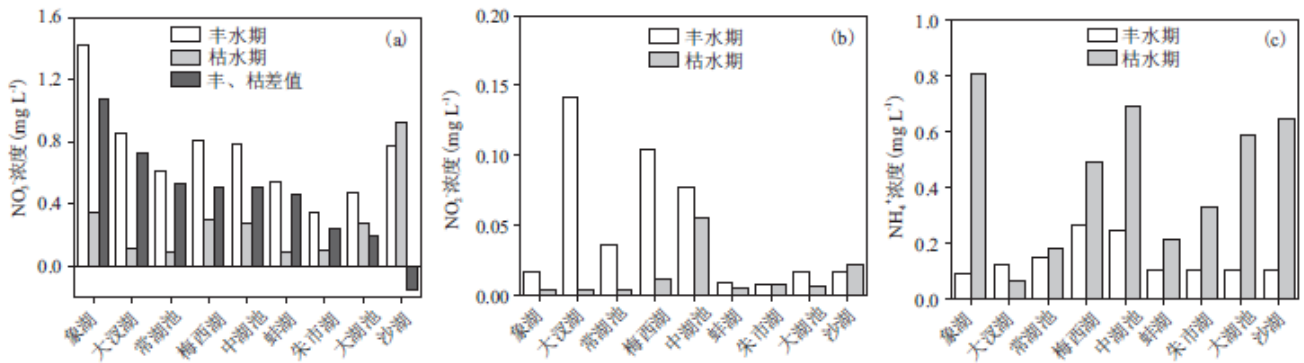


图 2 丰、枯水期碟形湖湿地水体硝氮 ( $\text{NO}_3^-$ )、亚硝氮 ( $\text{NO}_2^-$ )、氨氮 ( $\text{NH}_4^+$ ) 浓度

表 2 沉积物基本理化性质

碟形湖	TN ( $\text{g kg}^{-1}$ )	含水率 (%)	有机质 (%)
象湖	2.78	56	6.9
大汉湖	2.09	51	4.7
常湖池	2.34	48	6
梅西湖	2.48	45	6.7
中湖池	2.99	51	8.4
蚌湖	4.15	53	7.3
朱市湖	3.76	56	2.5
大湖池	2.67	50	7.8
沙湖	3.08	49	7.6

各碟形湖沉积物-水界面  $\text{NO}_2^-$  释放表现出与  $\text{NO}_3^-$  类似的空间和季节变化规律, 由丰水期至枯水期沉积物整体由  $\text{NO}_2^-$  的汇变为  $\text{NO}_2^-$  的源 (图 3b)。丰水期, 界面  $\text{NO}_2^-$  通量均值为  $-5.34 \pm 13.89 \mu \text{ mol m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , 与界面  $\text{NO}_3^-$  通量显著正相关 ( $p < 0.05$ ); 而枯水期, 界面  $\text{NO}_2^-$

通量均值为  $13.57 \pm 15.16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 。

各碟形湖沉积物-水界面  $\text{NH}_4^+$  通量从丰水期到枯水期变化较大, 沉积物整体上由  $\text{NH}_4^+$  的源变为  $\text{NH}_4^+$  的汇(图 3c)。丰水期,  $\text{NH}_4^+$  释放通量均值为  $204.40 \pm 159.69 \mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ , 修水河西侧及周边的蚌湖、朱市湖、大湖池、沙湖释放通量相对较高; 而枯水期, 各碟形湖  $\text{NH}_4^+$  释放通量降低或变为负值。

### 2.3 沉积物-水界面呼吸和氮去除特征

丰水期, 赣江西支周围的象湖、大汉湖和常湖池沉积物呈现较强的有氧呼吸和  $\text{CO}_2$  释放, 修水河周围的大湖池和朱市湖沉积物甚至表现为氧气释放; 而枯水期, 赣江西支周围碟形湖(除梅西湖)沉积物氧消耗速率和  $\text{CO}_2$  释放均显著降低( $p < 0.05$ ), 修水河周围碟形湖氧消耗速率和  $\text{CO}_2$  释放速率的变化无明显规律(图 4a 和 b)。总体而言, 丰枯两季碟形湖沉积物氧消耗速率均值分别为  $-62.95 \pm 798.14$  和  $-75.02 \pm 288.07 \mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ; 界面  $\text{CO}_2$  通量均值分别为  $748.46 \pm 845.18$  和  $71.47 \pm 101.66 \mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ , 丰水期沉积物  $\text{CO}_2$  释放通量显著高于在枯水期。

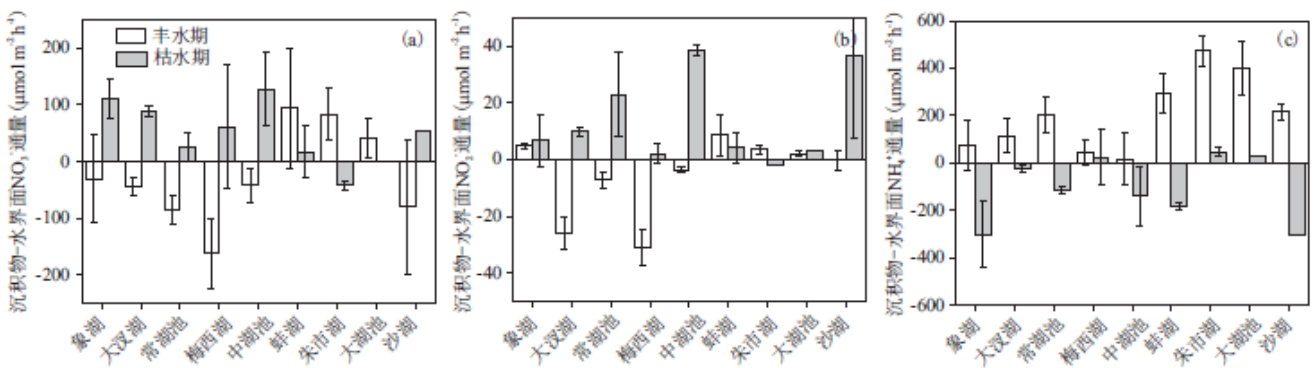


图 3 丰、枯水期碟形湖湿地沉积物-水界面硝氮( $\text{NO}_3^-$ )、亚硝氮( $\text{NO}_2^-$ )、氨氮( $\text{NH}_4^+$ )通量

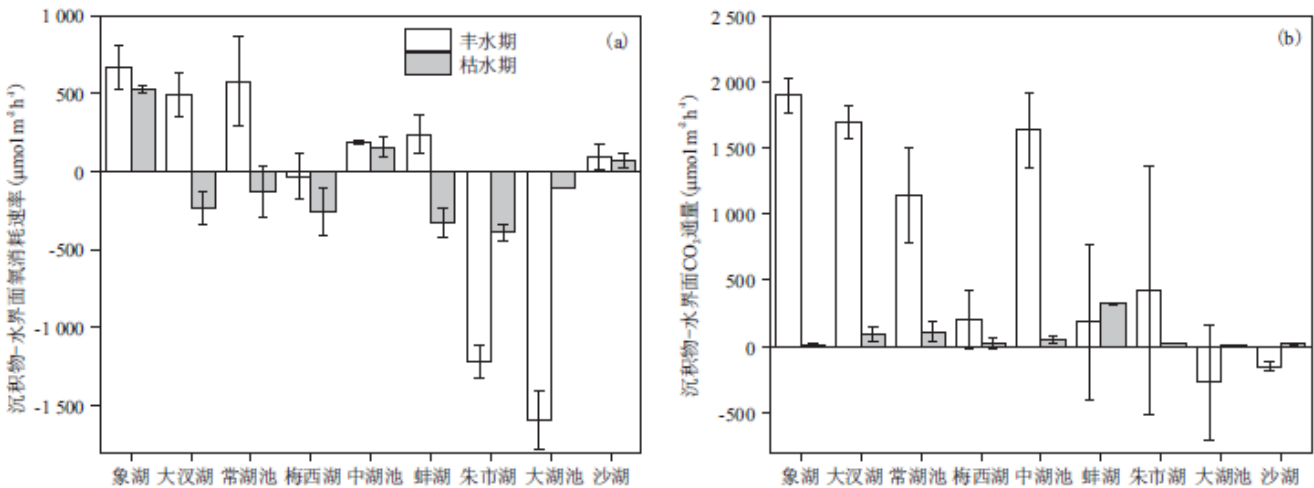


图 4 丰、枯水期各碟形湖湿地沉积物-水界面  $\text{O}_2$  消耗速率(a)和  $\text{CO}_2$  释放通量(b)

对各碟形湖沉积物氮去除速率的调查显示, 丰水期, 赣江西支周围碟形湖沉积物氮去除速率相对较高, 修水河周围的朱市湖和大湖池速率相对较低; 而枯水期, 各碟形湖与主湖区隔离, 氮去除速率均呈现显著降低( $p < 0.01$ ), 象湖和大汉湖降幅最大(图

5a)。总体而言,丰水期碟形湖沉积物反硝化速率( $D_n+D_w$ )均值  $24.71 \pm 13.67 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ,  $D_n$  平均贡献了 91% 的氮去除,在常湖池、蚌湖、朱市湖、大湖池  $D_w$  对氮去除贡献达 100% (图 5b),厌氧氨氧化速率较低,均值为  $0.39 \pm 0.54 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ,整体对氮去除的贡献较小(1%)并主要发生在赣江西支东侧的梅西湖、象湖和大汉湖(图 5b)。而枯水期,各碟形湖沉积物反硝化速率( $D_n+D_w$ )均显著降低,整体以  $D_n$  为主,其对氮去除的贡献达 57%,厌氧氨氧化对氮去除的贡献仍较小,仅为 4% (图 5b)。

### 3 讨论

#### 3.1 碟形湖沉积物-水界面氮迁移转化的影响因素

尽管丰水期各碟形湖融为一体,但水体  $\text{NO}_3^-$  浓度仍呈现较大的变异(极差  $1.07\text{mgL}^{-1}$ ),可能受到河流持续氮输入(修水河和赣江西支)和区域地貌水文的影响。王毛兰<sup>[25]</sup>的研究发现,鄱阳湖主要的氮素形态是  $\text{NO}_3^-$ ,而赣江是鄱阳湖  $\text{NO}_3^-$  的主要贡献者,修水河氮污染水平较轻。高  $\text{NO}_3^-$  负荷的赣江西支与  $\text{NO}_3^-$  负荷相对较低的修水河在本文研究区域交汇,交汇前修水河东侧朱市湖、大湖池  $\text{NO}_3^-$  浓度较低,而赣江西支东侧的象湖、中湖池、常湖池浓度较高,可能受赣江西支和主湖区双重影响的梅西湖和大汉湖  $\text{NO}_3^-$  浓度也较高。 $\text{NO}_3^-$  作为反硝化的底物,直接参与并影响反硝化过程,因而其浓度往往与氮去除速率直接相关<sup>[26]</sup>。本研究同样表明,丰水期( $f(\text{N}_2\text{O})$ 、 $D_n$ 、 $D_w$ 、 $D_n+D_w$ 、 $A_{28}$ )和枯水期( $D_n$ )碟形湖湿地沉积物水-界面氮去除速率均与上覆水体  $\text{NO}_3^-$  浓度显著正相关,其中  $D_w$  与  $\text{NO}_3^-$  浓度极显著相关( $p < 0.01$ ) (表 3 和图 6a)。此外,碟形湖(除沙湖)从丰水期到枯水期的  $\text{NO}_3^-$  浓度变化( $\Delta \text{NO}_3^-$ )与丰水期沉积物反硝化速率显著正相关(图 6b)。因此,各碟形湖  $\text{NO}_3^-$  负荷的降低可能主要由丰水期与主湖区融合期间(5~10 月)沉积物较高的反硝化速率导致,而进入枯水期后,各碟形湖与主湖区分离,相对较低的  $\text{NO}_3^-$  负荷和温度导致沉积物对  $\text{NO}_3^-$  的去除量较小。

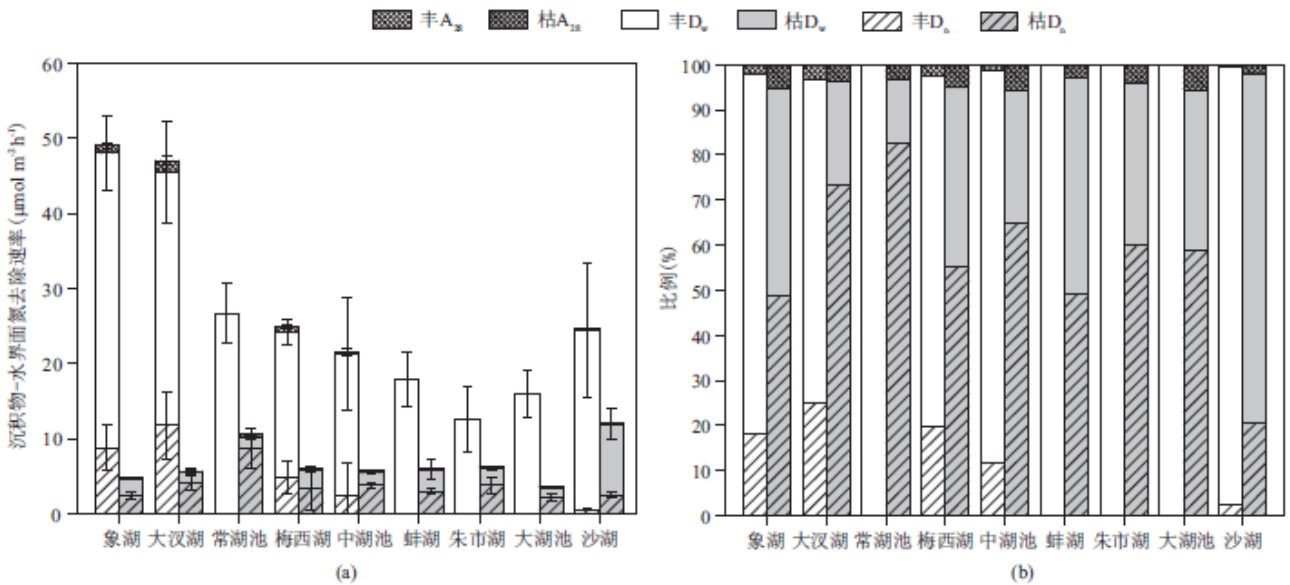


图 5 丰、枯水期碟形湖湿地沉积物耦合( $D_n$ )、非耦合( $D_w$ )反硝化速率和厌氧氨氧化速率( $A_{28}$ ) (a) 及各过程对氮去除的贡献 (b)

表 3 上覆水和沉积物理化性质相关关系

	上覆水				沉积物			沉积物-水界面	
	pH	$\text{NO}_3^-$	$\text{NO}_2^-$	$\text{NH}_4^+$	TN	含水率	烧失量	SOD	$f(\text{CO}_2)$

丰水期									
f(NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	0.69*	-0.74*	-0.64	-0.64	0.51	0.33	-0.44	-0.76*	-0.60
f(NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	0.31	-0.45	-0.57	-0.64	0.73*	0.72*	-0.26	-0.48	-0.19
f(NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> )	0.14	-0.14	-0.90**	-0.62	0.70*	0.65	0.15	-0.25	-0.17
f(N <sub>2</sub> O)	-0.47	0.94**	0.38	0.13	-0.47	0.2	0.06	0.52	0.68*
D <sub>n</sub> +D <sub>w</sub>	-0.53	0.88**	0.46	-0.08	-0.56	0.11	0.08	0.70*	0.68*
D <sub>n</sub>	-0.43	0.73*	0.68*	0.07	-0.55	0.12	-0.14	0.49	0.68*
D <sub>w</sub>	-0.52	0.85**	0.28	-0.22	-0.54	0.16	0.05	0.73*	0.70*
A <sub>28</sub>	-0.43	0.68*	0.73*	0.11	-0.57	0.07	-0.16	0.48	0.65
枯水期									
f(NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	-0.15	-0.62	-0.22	-0.50	-0.09	- 0.22	-0.47	0.75*	0.00
f(NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	-0.18	0.05	0.49	0.35	-0.43	0.07	0.38	-0.65	-0.08
f(NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> )	0.06	0.33	0.78*	0.24	-0.22	- 0.23	0.46	-0.33	-0.01
f(N <sub>2</sub> O)	-0.11	-0.07	0.31	-0.32	0.01	- 0.62	-0.06	0.75*	0.01
D <sub>n</sub> +D <sub>w</sub>	0.01	0.12	0.11	-0.19	-0.25	- 0.27	0.02	-0.06	0.19
D <sub>n</sub>	-0.05	-0.40	-0.02	-0.41	-0.38	- 0.24	-0.15	0.11	0.29
D <sub>w</sub>	0.12	0.90**	0.22	0.38	0.22	- 0.06	0.29	-0.29	-0.17
A <sub>28</sub>	-0.10	-0.13	0.40	0.09	-0.50	- 0.15	0.09	-0.36	-0.09

注：\*在 p<0.01 水平显著相关；\*\*在 p<0.05 水平显著相关。

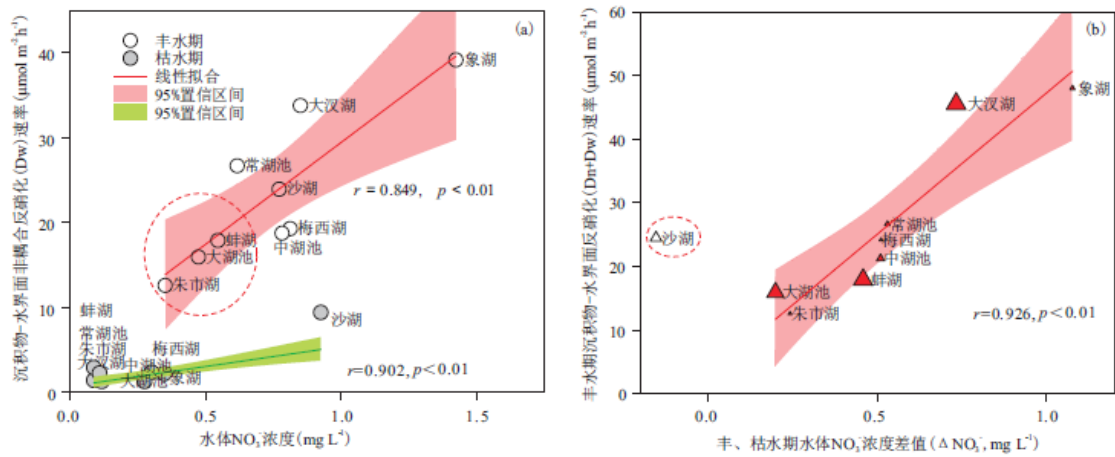


图6 丰、枯水期碟形湖湿地沉积物非耦合反硝化( $D_n$ )速率与上覆水  $\text{NO}_3^-$  浓度的相关关系 (a) 和丰水期反硝化 ( $D_n + D_n$ ) 速率与丰、枯水期  $\text{NO}_3^-$  浓度变化 ( $\Delta \text{NO}_3^-$ ) 的相关关系 (b) (三角形大小代表碟形湖面积)

各碟形湖沉积物-水界面反硝化速率 ( $D_n$ 、 $D_n + D_n$ ) 还与界面氧消耗速率显著正相关 (表 3,  $p < 0.05$ )。沉积物在表层进行的有氧矿化和硝化过程会持续消耗上覆水体和沉积物硝化层内的氧气, 进而影响沉积物剖面中反硝化层的深度、厚度和底物浓度等。研究多表明沉积物氧消耗速率的增强会伴随反硝化速率提高, 二者显著正相关<sup>[11, 24]</sup>。此外, 反硝化作为微生物厌氧呼吸的一种形式, 其发生伴随  $\text{CO}_2$  产生, 因而沉积物反硝化速率与  $\text{CO}_2$  通量间也存在显著的相关性 (表 3,  $p < 0.05$ )。整体来看, 赣江西支周围碟形湖沉积物在丰水期不仅表现出相对较高的反硝化速率, 还表现出相对较高的氧消耗速率和  $\text{CO}_2$  释放通量, 这可能主要受赣江西支水文状况和较高  $\text{NO}_3^-$  负荷的影响。

### 3.2 季节与水文影响下碟形湖湿地氮去除功能变化

丰水期, 赣江西支周围碟形湖和修水河周围碟形湖虽然均与主湖区恢复水力连通, 然而受水文地貌等影响仍表现出不同的氮迁移转化特征 (图 7a)。赣江西支周围碟形湖沉积物表现为  $\text{NO}_3^-$  的汇, 具有强呼吸、高氮去除速率等特征, 而修水河周围碟形湖沉积物整体表现为无机氮的源, 可能与该区域碟形湖水生植被和藻类较高的初级生产活动有关。研究表明, 水生生物对  $\text{NO}_3^-$  的总吸收与生态系统初级生产 (光合作用) 有关<sup>[27]</sup>, 因而修水河周围碟形湖较高的水生植被和藻类吸收可能使上覆水无机氮浓度维持在较低水平, 由于得不到外源的及时补充, 沉积物的释放一定程度支撑了碟形湖的初级生产, 而沉积物氮去除速率因上覆水较低的  $\text{NO}_3^-$  浓度受到了一定限制。

而枯水期, 赣江西支周围碟形湖与修水河周围碟形湖表现出类似的氮迁移和去除规律 (图 7b), 沉积物均表现为上覆水体  $\text{NO}_3^-$  的源和  $\text{NH}_4^+$  的汇, 并且沉积物氮去除速率相比丰水期均显著降低; 从区别来看, 赣江西支周围碟形湖沉积物  $\text{NO}_3^-$  和  $\text{NO}_2^-$  释放要高于修水河周围碟形湖。整体而言, 枯水期各碟形湖与主湖区分离,  $\text{NO}_3^-$  浓度 ( $0.28 \pm 0.26 \text{mg L}^{-1}$ ) 显著低于丰水期 ( $p < 0.01$ ) 而  $\text{NH}_4^+$  浓度 ( $0.44 \pm 0.26 \text{mg L}^{-1}$ ) 显著高于丰水期 ( $p < 0.01$ ), 湿地氮去除速率受到低  $\text{NO}_3^-$  浓度和低温等条件的限制, 以耦合反硝化为主。

与高  $\text{NO}_3^-$  负荷河流的水力连通给湿地带来持续较高的  $\text{NO}_3^-$  负荷, 而  $\text{NO}_3^-$  底物浓度会直接影响沉积物反硝化速率<sup>[27]</sup>, 因而此条件下的水力连通使湿地沉积物氮去除能力得到较好的发挥。国内外研究表明, 与高  $\text{NO}_3^-$  负荷河流等保持水力连通的湿地沉积物反硝化速率较高, 例如鄱阳湖主湖区沉积物 ( $43.98 \pm 2.33 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )<sup>[13]</sup>、接受排水沟渠水的人工湿地 ( $40 \sim 175 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )<sup>[28]</sup> 等, 而水力连通条件较弱的湿地沉积物反硝化速率相对较低, 如鄱阳湖丰水期与主湖区连通较弱的内湾沉积物 ( $13.45 \pm 3.21 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ )<sup>[13]</sup>、枯水期碟形湖湿地沉积物, 后者均低于丰水期碟形湖湿地沉积物反硝化速率。Racchetti 等<sup>[29]</sup> 的研究也表明, 与河流连接的湿地沉积物反硝化速率 ( $35 \sim 1888 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ) 显著高于孤立的湿地 ( $2 \sim 231 \mu\text{mol m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ), 并突出了水力连接对发挥湿地氮去

除功能的重要性。对鄱阳湖而言，鄱阳湖主湖区  $\text{NO}_3^-$  浓度(均值为  $0.77\text{mgL}^{-1}$ )较内湾区和碟形湖高<sup>[7,11]</sup>，因而丰水期与主湖区的水力连通为碟形湖带来较充足的  $\text{NO}_3^-$  底物，碟形湖湿地氮去除功能得到较充分发挥。鄱阳湖湖盆内碟形湖总面积可达  $816\text{km}^2$ ，占湖盆面积的 22.25%，巨大面积的碟形湖在水位较高时与主湖区融为一体，对缓解鄱阳湖主湖区水体氮负荷起到重要作用。以本研究平均结果对鄱阳湖全部碟形湖进行推算，丰水期碟形湖湿地可去除约  $1230\pm 680\text{tN}$ (湿地面积按  $816\text{km}^2$  计)，而鄱阳湖主湖区沉积物年氮去除量估算值约为  $7125\text{t}$ <sup>[30]</sup>，可见仅碟形湖的氮去除就大于 1/6，在氮去除中起到重要贡献。此外，枯水期碟形湖湿地与主湖区隔离，碟形湖水位显著高于主湖区水位，碟形湖湿地持续发挥着氮去除的功能，并以耦合反硝化为主。因此，保护和恢复鄱阳湖湿地，保持与主湖区的水力连通性，有助于发挥湿地沉积物的氮汇功能，提升流域内氮负荷的削减。

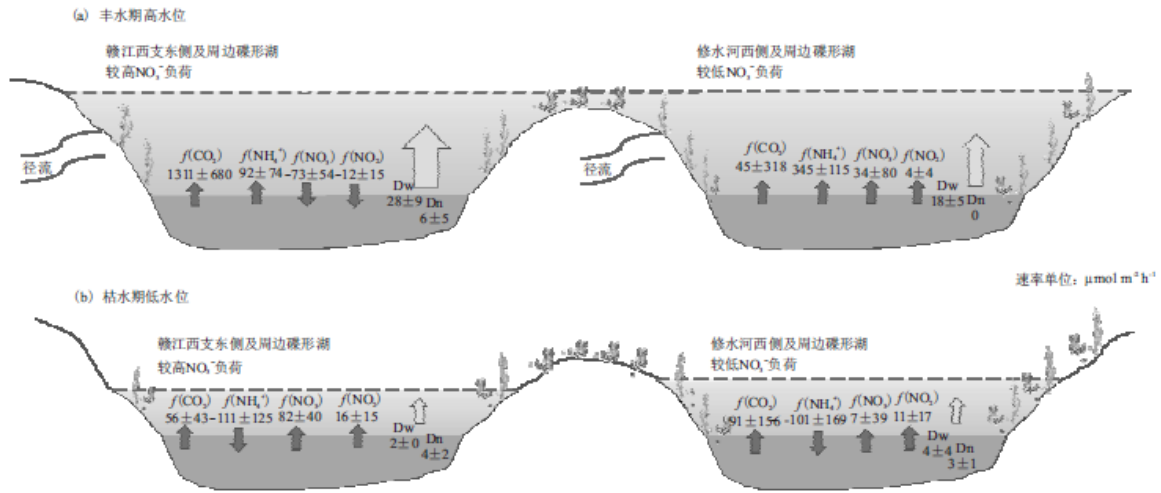


图 7 丰、枯水期鄱阳湖碟形湖湿地沉积物氮迁移转化概念图

注：赣江西支东侧及周边碟形湖包括象湖、大汉湖、常湖池、梅西湖、中湖池；修水河西侧及周边碟形湖包括蚌湖、朱市湖、大湖池、沙湖。

## 4 结论

碟形湖湿地沉积物氮迁移和转化速率主要受到季节(温度变化)和水文连通条件( $\text{NO}_3^-$  输入等)的影响。在丰水期，赣江西支周围碟形湖沉积物具有呼吸强、氮去除速率高等特征，表现为  $\text{NO}_3^-$  的汇，而修水河周围碟形湖沉积物整体表现为无机氮的源，可能受到水生植被和藻类较高的初级生产的影响；整体来看，各碟形湖表现为  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{NO}_2^-$  的汇和  $\text{NH}_4^+$  的源，沉积物氮去除以非耦合反硝化为主，占总的氮去除的 91%，厌氧氨氧化仅贡献了 1% 的氮去除。而枯水期，赣江西支周围碟形湖与修水河周围碟形湖表现出类似的氮迁移和去除规律，沉积物均表现为上覆水体  $\text{NO}_3^-$  的源和  $\text{NH}_4^+$  的汇，并且沉积物氮去除速率相比丰水期均显著降低，湿地氮去除以耦合反硝化为主。经估算，丰水期碟形湖湿地沉积物的氮去除量远高于枯水期，约为  $1230\pm 680\text{tN}$ ，占鄱阳湖全年氮去除量的 17%，因而碟形湖湿地在提升鄱阳湖主湖区氮负荷削减中发挥着重要作用，尤其是在碟形湖与主湖区保持水力连通的丰水期。本研究表明了保护鄱阳湖碟形湖湿地并保持其与主湖区的水力连通对缓解来自流域内的氮负荷的重要性。

## 参考文献:

[1] JORDAN S J, STOFFER J, NESTLERODE J A. Wetlands as sinks for reactive nitrogen at continental and global scales: A meta-analysis[J]. Ecosystems, 2011, 14(1): 144-155.

- 
- [2]MITSCH W J, DAY J W, GILLIAM J W, et al. Reducing nitrogen loading to the Gulf of Mexico from the Mississippi River basin: Strategies to counter a persistent ecological problem[J]. *BioScience*, 2001, 51(5): 373-388.
- [3]MITSCH W J, DAY J W. Restoration of wetlands in the Mississippi-Ohio-Missouri (MOM) River Basin: Experience and needed research[J]. *Ecological Engineering*, 2006, 26(1): 55-69.
- [4]WU J Z, CHEN N W, HONG H S, et al. Direct measurement of dissolved N<sub>2</sub> and denitrification along a subtropical river-estuary gradient[J]. *China Marine Pollution Bulletin*, 2013, 66: 125-134.
- [5]ZHU G, WANG S, WANG W, et al. Hotspots of anaerobic ammonium oxidation at land-freshwater interfaces[J]. *Nature Geoscience*, 2013: 103.
- [6]赵建伟, 朱端卫, 范俊楠, 等. 富营养化湖泊沉积物的厌氧氨氧化季节性变化[C]. 2013 年水资源生态保护与水污染控制研讨会, 2013: 5.
- [7]李海辉. 鄱阳湖主湖区与碟形湖水位变化及其对水质的影响[J]. *长江流域资源与环境*, 2018, 27(6): 1298-1306.
- [8]ZHANG L, YAO X, TANG C, et al. Influence of long-term inundation and nutrient addition on denitrification in sandy wetland sediments from Poyang Lake, a large shallow subtropical lake in China-ScienceDirect[J]. *Environmental Pollution*, 2016, 219: 440.
- [9]LI Y, ZHANG Q, CAI Y, et al. Hydrodynamic investigation of surface hydrological connectivity and its effects on the water quality of seasonal lakes: Insights from a complex floodplain setting (Poyang Lake, China) [J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 660: 245-259.
- [10]YU X, HAWLEY-HOWARD J, PITT A L, et al. Water quality of small seasonal wetlands in the Piedmont ecoregion, South Carolina, USA: Effects of land use and hydrological connectivity[J]. *Water Research*, 2015, 73(15): 98-108.
- [11]RAINS M C, LEIBOWITZ S G, COHEN M J, et al. Geographically isolated wetlands are part of the hydrological landscape[J]. *Hydrological Processes*, 2016, 30(1): 153-160.
- [12]刘元波, 张奇, 刘健, 等. 鄱阳湖流域气候水文过程及环境效应[M]. 科学出版社, 2012.
- [13]唐陈杰, 张路, 杜应旸, 等. 鄱阳湖湿地沉积物反硝化空间差异及其影响因素研究[J]. *环境科学学报*, 2014, 34(1): 202-209.
- [14]姜星宇, 姚晓龙, 徐会显, 等. 长江中下游典型湿地沉积物-水界面硝酸盐异养还原过程[J]. *湖泊科学*, 2016, 28(6): 1283-1292.
- [15]LI Y, ZHANG Q, ZHANG L, et al. Investigation of water temperature variations and sensitivities in a large floodplain lake system (Poyang Lake, China) using a hydrodynamic model[J]. *Remote Sensing*, 2017, 9(12).
- [16]徐徽, 张路, 商景阁, 等. 太湖梅梁湾水土界面反硝化和厌氧氨氧化[J]. *湖泊科学*, 2009, 21(6): 775-781.

- 
- [17]金相灿, 屠清瑛. 湖泊富营养化调查规范[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1990.
- [18]KANA T M, DARKANGELO C, HUNT M D, et al. Membrane inlet mass spectrometer for rapid high-precision determination of N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, and Ar in environmental water samples[J]. *Analytical Chemistry*, 1994, 66(23):4166-4170.
- [19]龚琬晴, 文帅龙, 王洪伟, 等. 大黑汀水库夏秋季节温室气体赋存及排放特征[J]. *中国环境科学*, 2019, 39(11):4611-4619.
- [20]KANA T M, SULLIVAN M B, GROSZKOWSKI C K M. Denitrification in estuarine sediments determined by membrane inlet mass spectrometry[J]. *Limnology and Oceanography*, 1998, 43(2):334-339.
- [21]STEINGRUBER S M, FRIEDRICH J, RENÉ GÄCHTER, et al. Measurement of denitrification in sediments with the 15N isotope pairing technique[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 2001, 67(9):3771-3778.
- [22]RYSGAARD S, RISGAARD-PETERSEN N, NIELSEN L P, et al. Nitrification and denitrification in lake and estuarine sediments measured by the 15N dilution technique and isotope pairing[J]. *Appl Environ Microbiol*, 1993, 59(7):2093-2098.
- [23]NIELSEN L P. Denitrification in sediment determined from nitrogen isotope pairing[J]. *FEMS Microbiology Letters*, 1992, 86(4):357-362.
- [24]THAMDRUP B, DALSGAARD T. Production of N<sub>2</sub> through anaerobic ammonium oxidation coupled to nitrate reduction in marine sediments[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 2002, 68(3):1312-1318.
- [25]王毛兰. 鄱阳湖流域氮磷时空分布及其地球化学模拟[D]. 南昌大学, 2007.
- [26]CHRISTENSEN P B, NIELSEN L P, REVSBECH N P, et al. Microzonation of denitrification activity in stream sediments as studied with a combined oxygen and nitrous oxide microsensor[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1989, 55(5):1234-1241.
- [27]MULHOLLAND P J, HELTON A M, POOLE G C, et al. Stream denitrification across biomes and its response to anthropogenic nitrate loading[J]. *Nature*, 2008, 452(7184):202-205.
- [28]HERRMAN K S, WHITE J R. Denitrification in intact sediment cores from a constructed wetland:Examining the isotope pairing technique[J]. *Applied Geochemistry*, 2008, 23(8):2105-2112. 2008, 23(8):2105-2112.
- [29]RACCHETTI E, BARTOLI M, SOANA E, et al. Influence of hydrological connectivity of riverine wetlands on nitrogen removal via denitrification[J]. *Biogeochemistry*, 2011, 103(1-3):335-354.
- [30]姚晓龙, 徐会显, 唐陈杰, 等. 鄱阳湖水体悬浮物反硝化潜力模拟研究[J]. *中国环境科学*, 2015, 35(3):846-855.