

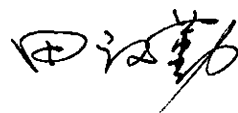
序

湿地是由水陆相互作用而形成的特殊自然综合体，是地球表层独特而重要的生态系统，被誉为“地球之肾”。氮循环是全球变化研究的重要研究领域，其与全球变暖、臭氧层破坏以及酸沉降等一系列全球环境问题息息相关。氮常常是天然湿地的主要限制性养分，湿地作为氮的源、汇或转化器，可促进、延缓或遏制环境的恶化趋势。湿地氮循环不但可影响生态系统的结构、功能、稳定与健康，而且还一定程度上决定着湿地生态系统的演化方向。20 世纪 70 年代以来，随着农业活动中氮肥用量的剧增以及工业生产和人们生活中大量含氮废水的排放，致使江河、湖泊等许多湿地的氮负荷剧增，水体富营养化和因氮而引起地表水和地下水污染等环境问题已在国际上引起广泛关注。湿地作为响应全球变化和人类活动较为敏感的生态系统之一，其氮循环状况及与全球环境的关系正日益受到人们的重视，而全球变化的科学背景为湿地氮循环过程与机理研究赋予了新内涵。

中国湿地总面积为 $38.48 \times 10^6 \text{ hm}^2$ ，居亚洲第一位，世界第四位。其中，天然湿地面积约为 $36.20 \times 10^6 \text{ hm}^2$ ，占湿地总面积的 94.05%（李世东等，2010）。尽管天然湿地仅占国土面积的 3.77%，但却在水资源供给、抵御洪水、水体净化和野生动植物保护等方面提供了约 54.9% 的生态系统服务价值（An et al., 2007）。据全国重点湿地资源调查（1995~2003）研究，约有 95.2% 的湿地受到威胁，30.3% 的湿地受到盲目开垦的威胁，26.1% 的湿地受到污染威胁，24.2% 的湿地受到生物资源过度利用的威胁，6.6% 的湿地受到水资源不合理利用的威胁。而对全国 91 个国家级湿地保护区保护效果的评估表明，14.73% 的河流湿地保护区、12.11% 的湖泊湿地保护区、87.81% 的沼泽湿地保护区、91.48% 的野生动植物保护区以及 70.46% 的海洋/滨海湿地保护区的保护力量亟须加强（Zheng et al., 2012）。因此，维持湿地生态系统的稳定与健康状况不仅有利于湿地生态功能的发挥，而且其对于保障国土生态安全具有重要意义。2005 年以来，《全国湿地保护工程实施规划》先后被纳入国家“十一五”和“十二五”规划中，反映了中国政府在湿地保护、恢复以及科学研究方面的能力和决心。三江平原是我国重要的湿地分布区，也是受人类开垦活动影响最为严重的地区之一。全区湿地面积已由 1949 年的 534 万 hm^2 减少到当前的

55.93 万 hm^2 (刘兴土和马学慧, 2002; 姜琦刚等, 2009)。随着人类活动干扰强度的增大, 该区生态环境问题——湿地生态过程改变、湿地生态功能下降、湿地生物多样性降低、农业生态环境脆弱化和农业环境污染等正日益突出。

本书紧密围绕当前三江平原沼泽湿地面临的生态问题, 从氮循环的角度出发, 选择沼泽湿地及其垦后农田作为研究对象, 系统研究了沼泽湿地大气-植物-土壤(水)系统中氮的迁移、转化及其作用机理, 探讨了人类活动对沼泽湿地系统的生态影响, 建立了沼泽湿地系统氮循环分室模式, 并评估氮平衡状况与生态效应。研究结果有助于深化湿地氮循环与全球变化关系的认识, 并对于该区湿地生态恢复与保育、生物多样性保护等具有重要的理论与实践意义。本书作为湿地生物地球化学方面的宝贵资料, 可供从事湿地科学、环境科学及生态学等相关学科的科研人员参阅, 亦可为湿地管理者、湿地保护区人员及相关政府决策部门工作人员提供重要的理论与实践参考。



美国奥本大学冠名杰出教授
(S. & M. Dixon Professor)
国际气候与全球变化研究中心主任
美国生态学会亚洲分会主席

2014 年 4 月 15 日

前 言

湿地是陆地生态系统的重要组成部分,是自然界最富生物多样性的生态景观和人类最重要的生存环境之一。湿地作为与森林、海洋相并列的世界三大生态系统之一,其对于全球氮循环及氮平衡有着极为重要的环境意义。湿地氮循环不但影响着生态系统的结构与功能,而且它对于生态系统的稳定与健康也有着极为深刻的影响,并可在一定程度上决定着湿地生态系统的演化方向。当前,人类活动已经成为引起生态系统及其物质、能量等变化的重要驱动力。湿地作为响应全球变化和人类活动较为敏感的生态系统之一,其氮循环状况及其与全球环境的关系正日益受到人们的重视。

三江平原位于中国黑龙江省的东北隅,是由黑龙江、松花江及乌苏里江冲积而成的低平原。该平原西起小兴安岭,东至乌苏里江,北起黑龙江,南抵兴凯湖,总面积 10.89 万 km²。三江平原是我国重要的湿地分布区,天然湿地主要分布在沿黑龙江、松花江、乌苏里江及其支流挠力河、别拉洪河、浓江河等河流的河漫滩、古河道、阶地上低洼地。三江平原沼泽主要分为潜育沼泽和泥炭沼泽两大类,前者分布面积广大且集中连片,后者则分布较少。三江国家级自然保护区和洪河国家级自然保护区是三江平原地区重要的湿地保护区,二者同时于 2002 年入选 Ramsar 湿地公约国际重要湿地名录,在全球同一纬度带中具有很强的代表性。

三江平原地区的湿地植被类型以沼泽化草甸和沼泽为主,而沼泽化草甸又以小叶章群系最为普遍。小叶章 (*Calamagrostis angustifolia*) 群丛位于高河漫滩、一级阶地和洼地的边缘,为多年生、寒温性、湿中生根茎禾草,水分生态幅度较宽。小叶章湿地是以小叶章为建群种形成的湿地类型的总称。河滨小叶章湿地和环型洼地小叶章湿地是该区分布较为典型的小叶章湿地类型,前者多分布于主要河流的河岸及其附近,属于开放湿地系统,受人类活动及径流影响明显;后者分布于沼泽发育最为普遍、最具典型的环型洼地边缘,属于相对封闭系统,受人类活动影响相对较少。自 1949 年以来,随着人口的增长和国家对粮食的需求的增加,该平原区先后经历了 4 次开荒高潮,其结果导致了湿地面积的急剧减少和耕地面积的迅速增加。60 多年来,由于大面积的湿地开垦,该区年均气温至少上升了 1.2~2.3℃,年降水量呈降低趋势。由于气候趋于暖干,地表由常年过湿转为季节性过湿,沼泽有向沼泽化草甸演化的趋势。由于小叶章湿地处于河岸或环型洼地水分交错带上,对水分变化的响应极为敏感,所以以小叶章湿地及垦后农田为研究对象开展湿地氮循环研究不仅有助于深化湿地氮循环与全球变化关系的认识,而且还可对湿地生态恢复与保育、生物多样性保护等提供重要科学依据。

全书共分 8 章,第 1 章综述了湿地氮循环的生态学意义以及国内外研究进展,指出了当前湿地氮循环研究中存在的问题以及亟须加强的领域。第 2 章概述了三江平原的地理与环境特征、沼泽湿地分布特征以及沼泽湿地开垦历史,介绍了研究地点的自然环境概况,包括气候、土壤、植被和水文等,阐明了三江平原湿地氮循环研究的内容与研究

方案。第3章研究了湿地土壤氮的空间分布与季节变化特征,揭示了引起湿地土壤氮时空变化及空间异质性的结构因素和随机因素。第4章研究了湿地土壤中无机氮的水平和垂直运移规律及影响机制,探讨了湿地土壤净氮矿化/硝化速率动态以及年净矿化/硝化量,明确了湿地土壤氮的反硝化活性和反硝化速率,以及其与土壤理化性质的关系。第5章研究了湿地植物生物量季节动态与空间结构分形特征、氮累积与分配特征以及养分限制状况,探讨了湿地植物枯落物与根系分解特征及其对湿地水文状况改变的响应,明确了枯落物及根系分解过程中的氮释放特征与影响机制。第6章研究了生长季湿地的氮挥发特征、氮挥发量与影响机制,探讨了生长季与非生长季湿地的 N_2O 释放特征、释放量与影响机制,明确了湿地土壤 N_2O 释放与硝化-反硝化作用的关系以及硝化-反硝化作用在 N_2O 产生中的相对重要性,阐明了湿地系统氮湿沉降的时间分布特征及影响因素,估算了氮湿沉降量,并阐明了其生态效应。第7章在上述研究的基础上建立了湿地大气-植物-土壤(水)系统氮循环分室模式,并评估了系统的氮平衡状况。同时,揭示了人类活动影响下湿地农业排水氮输入对湿地系统氮循环及生态过程的影响,阐明了湿地开垦活动及不同土地利用方式对土壤氮库的影响程度。第8章总结了本书的研究结论以及当前研究的不足,指出了下一步需加强的研究领域。

本书内容是中国科学院知识创新工程重要方向项目“三江平原典型沼泽湿地系统物质循环研究”(KZCX3-SW-332)、国家自然科学基金项目“非生长季三江平原沼泽湿地温室气体排放研究”(90211003)研究成果的组成部分,并得到中国科学院人才专项(Y129091041)的资助。本书的研究成果形成过程中得到中国科学院东北地理与农业生态研究所刘景双研究员的悉心指导与大力支持,研究过程中得到中国科学院三江平原沼泽湿地生态试验站工作人员以及杨继松博士、李新华博士、周旺明博士、秦胜金博士、赵卫博士、王明全博士、顾康康博士的无私帮助,编著过程中的图表清绘与文稿校对得到研究生孙万龙和孙文广的帮助,本书初稿完成后得到多位同行专家的肯定并提出了他们的宝贵建议,在此一并表示感谢。

限于编者水平,不妥之处在所难免,诚恳希望读者予以指正,以便进一步修改完善。

作 者

2014年4月

目 录

序

前言

第 1 章 湿地氮循环及其研究进展	1
1.1 湿地氮循环及生态意义	1
1.2 湿地氮循环研究进展	2
1.2.1 湿地氮生物地球化学循环模式	2
1.2.2 湿地氮循环国内外研究进展	3
1.3 湿地氮循环研究存在问题与亟须加强领域	32
1.3.1 湿地氮循环研究中存在的问题	32
1.3.2 湿地氮循环研究亟须加强的领域	33
第 2 章 研究区域概况与研究方案	34
2.1 三江平原自然环境与研究区概况	34
2.1.1 三江平原自然环境概况	34
2.1.2 研究地点自然环境概况	38
2.2 三江平原湿地氮循环研究内容	40
2.2.1 研究对象的确定	40
2.2.2 研究内容的设置	41
2.3 三江平原湿地氮循环研究方法	42
2.3.1 湿地土壤氮时空分布特征研究方法	42
2.3.2 湿地土壤无机氮水平与垂直运移研究方法	45
2.3.3 湿地土壤氮化学转化过程研究方法	47
2.3.4 湿地植物生物量与空间分形特征研究方法	50
2.3.5 湿地植物氮累积与残体分解释放研究方法	52
2.3.6 湿地大气-土壤(水)界面氮交换过程研究方法	54
2.3.7 湿地系统氮循环及人类活动影响研究方法	57
2.3.8 数据处理与统计分析方法	60
第 3 章 湿地土壤氮空间分布与季节变化特征	61
3.1 河滨湿地土壤氮的空间分布格局	61
3.1.1 不同流域河滨湿地土壤氮的空间分布格局	61
3.1.2 不同流域河滨湿地土壤的氮储量	63
3.2 环型洼地湿地土壤氮的水平分布格局	64
3.2.1 湿地土壤氮的空间变异性	64
3.2.2 湿地土壤氮的空间结构性	65

3.3	环型洼地湿地土壤氮的垂直分布格局	76
3.3.1	湿地土壤剖面特征	76
3.3.2	湿地土壤氮的垂直分布特征	77
3.3.3	湿地土壤氮的垂直变异性	80
3.3.4	环型洼地湿地土壤氮储量	81
3.4	环型洼地湿地土壤氮的季节动态特征	83
3.4.1	硝态氮含量	83
3.4.2	铵态氮含量	84
3.4.3	碱解氮含量	85
3.4.4	有机氮含量	86
3.4.5	全氮含量	88
第4章	湿地土壤氮物理运移与化学转化过程	89
4.1	湿地土壤无机氮的水平运移规律	90
4.1.1	硝态氮水平运移规律	90
4.1.2	铵态氮水平运移规律	94
4.2	湿地土壤无机氮的垂直运移规律	99
4.2.1	硝态氮的垂直运移	99
4.2.2	铵态氮的垂直运移	101
4.2.3	浓度对硝态氮和铵态氮垂直运移的影响	103
4.3	湿地土壤氮的净矿化与硝化作用	105
4.3.1	湿地土壤氮净矿化/硝化速率动态	105
4.3.2	土壤无机氮库、矿化/硝化速率与主要环境因子的关系	106
4.3.3	湿地土壤年净矿化/硝化量以及供应与维持无机氮能力的对比	108
4.4	湿地土壤氮的反硝化作用	110
4.4.1	湿地土壤的反硝化活性	110
4.4.2	湿地土壤的反硝化能力	112
4.4.3	湿地土壤的反硝化速率	113
第5章	湿地植物氮累积与残体分解释放过程	116
5.1	植物生物量动态与空间分形特征	117
5.1.1	植物生物量季节动态	117
5.1.2	生物量空间分形特征	128
5.2	植物氮累积与分配季节动态特征	134
5.2.1	植物氮含量季节变化	134
5.2.2	枯落物氮含量季节变化	137
5.2.3	植物氮累积量季节变化	137
5.2.4	植物氮累积速率季节变化	139
5.2.5	植物氮分配比季节变化	141
5.2.6	湿地养分限制状况	143
5.3	枯落物及根分解过程氮动态特征	143

5.3.1	湿地环境因子变化特征	143
5.3.2	枯落物及根系失重率动态	147
5.3.3	枯落物及根系分解速率	149
5.3.4	环境因子对相对分解速率的影响	150
5.3.5	枯落物及根系分解氮动态	154
5.3.6	枯落物氮的现存量	162
第 6 章	湿地大气-土壤（水）界面氮交换过程	163
6.1	湿地 NH_3 挥发特征及影响因素	164
6.1.1	生长季湿地土壤的 NH_3 挥发特征	164
6.1.2	NH_3 挥发过程的主要影响因素	164
6.2	湿地 N_2O 通量特征及影响因素	169
6.2.1	生长季湿地 N_2O 通量特征及影响因素	169
6.2.2	非生长季湿地 N_2O 通量特征及影响因素	172
6.2.3	生长季与非生长季 N_2O 排放量估算	174
6.3	湿地土壤硝化-反硝化作用与 N_2O 排放	175
6.3.1	土壤 N_2O 排放速率的时间变化	175
6.3.2	土壤反硝化速率的时间变化	175
6.3.3	环境因子对 N_2O 排放速率和反硝化速率的影响	177
6.3.4	N_2O 排放速率/反硝化速率相关研究的对比	179
6.3.5	N_2O 排放总量与反硝化气态损失量	181
6.4	湿地大气湿沉降氮动态及其生态效应	182
6.4.1	降水中氮月均浓度的变化	182
6.4.2	降水中氮浓度的季节变化	186
6.4.3	降水中各形态氮的组成	187
6.4.4	降水中各形态氮的分布特征	188
6.4.5	降水 pH 的变化及其与各形态氮的关系	189
6.4.6	降水中氮沉降量的时间变化	190
6.4.7	氮沉降的生态效应	192
第 7 章	湿地系统氮循环以及人类活动的影响	195
7.1	湿地系统氮循环相关参数计算	196
7.1.1	湿地系统氮输入量	196
7.1.2	湿地系统氮输出量	196
7.1.3	湿地植物-土壤系统氮流通量	196
7.1.4	湿地植物-土壤系统氮生物循环系数	197
7.2	湿地氮循环模式与氮平衡评估	198
7.2.1	湿地氮生物循环特征	198
7.2.2	植物-土壤系统氮分配	200
7.2.3	湿地氮循环模式构建	201
7.2.4	湿地氮平衡状况评估	201

7.3	外源氮输入对湿地系统的生态影响	203
7.3.1	外源氮输入对植物生物量的影响	203
7.3.2	外源氮输入对植物氮含量的影响	204
7.3.3	植物中外源氮的浓度与分配特征	205
7.3.4	植物中外源氮与土壤氮组成特征	207
7.3.5	植物对外源氮的利用率	209
7.3.6	水中外源氮的动态变化	209
7.3.7	土壤中外源氮的剖面分布	210
7.3.8	湿地中外源氮的分配与去向	210
7.3.9	讨论	211
7.4	土地利用方式对土壤氮库的影响	214
7.4.1	不同土地利用方式下土壤氮含量及储量变化	214
7.4.2	湿地开垦对 N_2O 释放的影响	216
第 8 章	研究结论与研究展望	220
8.1	研究结论	220
8.1.1	湿地土壤氮空间分布与季节变化特征	220
8.1.2	湿地土壤氮物理运移与化学转化过程	220
8.1.3	湿地植物氮累积与残体分解释放过程	221
8.1.4	湿地大气-土壤(水)界面氮交换过程	223
8.1.5	湿地系统氮循环以及人类活动的影响	224
8.2	研究不足与展望	225
参考文献		226

第 1 章 湿地氮循环及其研究进展

1.1 湿地氮循环及生态意义

全球变化是当今国际科学研究的前沿领域之一（王庚辰和温玉璞，1996；张兰生等，2001）。自 20 世纪中期以来，人类对自然资源的不合理开发和利用，已经使全球的生态环境发生了急剧变化，而这种全球范围的生态环境变化——全球温暖化的加剧、海平面的上升、臭氧空洞的扩大以及森林和草地的减少等——已经对包括人类在内的地球生命系统构成了巨大威胁（方精云等，2002）。因此，如何认识和评估全球变化的过程和驱动力以及全球变化的影响和人类的响应等科学问题就成为当今国际科学研究的热点之一（张兰生等，2001）。元素生物地球化学过程是全球变化研究的一个重要领域（王庚辰和温玉璞，1996；Vitousek, 1994）。当前，国际上许多重要的全球变化研究计划如 WCRP、IGBP、IHDP 和 DIVERSITAS 等都将元素生物地球化学过程作为其研究计划的重要组成部分（张兰生等，2001；方精云等，2002）。全球变化的科学背景给传统的元素生物地球化学过程研究带来了新的推动力和新的内容，同时也赋予了其新的研究内涵（Wollast, 1993）。

湿地是介于陆地生态系统和水生生态系统之间的过渡地带，由水陆相互作用而形成的特殊自然综合体。它作为地球表面的一个界面，是岩石圈、水圈、生物圈、大气圈和人类圈相互联系的重要纽带和多种运动形态物质体系的交汇场所。由于湿地具有水陆过渡的性质，物质、能量、信息等通过湿地界面的传输转化而使其表现出明显区别于单一水体生态系统和陆地生态系统的特征（吕宪国，2002）。湿地是地球上具有多功能的独特生态系统，是自然界最富生物多样性的生态景观和人类最重要的生存环境之一（陈宜瑜，1995）。随着 Ramsar 湿地公约广义湿地概念的确立，湿地生态系统已被确认为与森林、海洋相并列的全球三大生态系统之一。全球变化研究在未来 10 年中将采用“人类-环境”的概念，围绕陆地-人类-环境（T-H-E）系统变率和变化因素、对自然服务的影响以及系统脆弱性特点和动力学机制来开展工作，而湿地则为这些研究提供了理想场所（陈宜瑜和吕宪国，2003）。

氮是大气圈中含量最丰富的元素，同时也是陆地生态系统植物光合作用和初级生产过程中最受限制的元素之一（Mooney et al., 1987）。它作为系统营养水平的指示剂之一常常是湿地土壤中最主要的限制性养分，其含量高低直接影响着湿地系统的生产力（Mistch and Gosselin, 2000）。在天然湿地系统中，大气沉降是系统氮的一个重要来源，其输入量的高低显著影响着生态系统的过程（Vitousek et al., 1997；李德军等，2003）。就湿地生物小循环而言，植物通过从土壤中吸收大量的氮营养以维持自身生长的需要，在此过程中又会有相当数量的净初级生产力以枯落物的形式归还地表。枯落物的生产是氮养分向土壤归还的重要途径，其分解释放是生态系统“自我施肥”的重要过程（刘景

双等, 2000)。有机氮是土壤氮库的主体 (占 95% 以上), 而植物可利用性氮主要来自于其矿化作用 (Donahue et al., 1983)。土壤有机氮矿化对于植物的生长过程极为重要, 其矿化速率的高低直接影响着土壤的供氮能力。同时, 湿地常年积水或季节干湿交替的环境条件还为氮的硝化-反硝化作用提供了良好的反应条件, 而硝化-反硝化作用又是导致氮气体损失 (如 N_2 、 N_2O) 的重要机制 (韩兴国等, 1999), 其强弱直接影响着 N_2O 释放量。 N_2O 作为温室效应强烈的温室气体 (GWP 为 CO_2 的 298 倍) 有着巨大的环境效应 (IPCC, 2007), 其在过去 100 年中对全球温室效应的贡献达 4% ~ 7% (Bouwman, 1990)。因 N_2O 的寿命是已知温室气体中最长的 (可达 150 年), 所以它对于全球环境的影响是长期的和潜在的 (Prinn et al., 1990)。 N_2O 在进入平流层后最终被光解为 N_2 和 NO , 而 NO 又是导致酸雨发生和臭氧层破坏的直接原因 (王少彬, 1994)。据研究, N_2O 增加一倍将会导致全球气温升高 $0.44^\circ C$, 臭氧量减少 10%, 从而使紫外线向地球的辐射增加 20% (Crutzen, 1977)。可见, N_2O 与全球三大大气环境问题——全球变暖、臭氧层破坏和酸沉降息息相关。 NH_3 挥发也是湿地气态氮损失的重要途径, 大气中的 NH_3 与酸雨形成、全球变暖及臭氧层破坏也密切相关。 NH_3 也是一种温室气体 (吸收波长为 $10.53\mu m$ 的辐射) (Wang et al., 1976), 因而它对于全球变暖也有着重要影响。 NH_3 能够与大气中的 OH 自由基发生化学反应生成另一种含氮气体 NH_2 , 而 NH_2 又能够与不同化合物 (如 O_3 、 NO 、 NO_2) 反应生成 N_2 、 N_2O 、 NO_x 等。在 NH_3 的化学转化过程中, 除其本身可以破坏 O_3 外, 其产物 N_2O 又是破坏 O_3 和引起全球变暖的重要气体。 NH_3 也是大气中唯一常见的气态碱, 因它溶于水并能与酸性气溶胶或雨水中的酸发生中和作用, 所以它对于防止酸雨形成的作用很大。有研究指出, 酸雨严重的地区正是酸性气体排放量大且大气中 NH_3 含量少的地区 (戴树桂, 2002; 方精云等, 2002)。氮也是导致江河、湖泊等永久性淹水湿地发生富营养化的重要因素之一。20 世纪 70 年代以来, 随着农业活动中氮肥用量的剧增以及工业生产和人们生活中大量含氮废水的排放, 致使江河、湖泊等许多湿地的氮负荷剧增, 水体富营养化和因氮而引起地表水和地下水污染等环境问题已在国际上引起广泛关注 (Bergstrom and Jonsson, 1991)。可见, 湿地氮的生物地球化学过程不仅可影响到系统自身的调节机制, 而且其在地球表层系统中所表现出的特殊动力学过程也与一系列全球环境问题息息相关。而这一系列全球环境问题的产生反过来又会对湿地系统演化、物种分布以及生物多样性等产生深远影响 (方精云等, 2002)。在全球变化的背景下, 系统深入地探讨湿地氮生物地球化学过程的动因、机理及其环境效应已成为当前环境科学、生态学和土壤学等诸学科研究的热点 (Chang and Entz, 1996)。

1.2 湿地氮循环研究进展

1.2.1 湿地氮生物地球化学循环模式

氮循环是湿地系统中最复杂的生物地球化学循环之一, 这不仅是因为这个过程中涉及多种类群的生物, 而且每个环节都有特殊的微生物参与。一般而言, 湿地氮的生物地球化学循环大致可划分为三个子过程, 即氮输入过程, 包括大气干湿沉降、大气固氮、

生物固氮、人为氮和径流氮输入等；氮迁移与转化过程，包括矿化作用、硝化作用、反硝化作用、氮的垂直淋失与水平迁移、植物吸收和枯落物分解等；氮输出过程，包括反硝化作用导致的气态损失（如 N_2 、 NO_x ）、 NH_3 挥发、径流及人为氮输出、侵蚀和植物收获等（图 1-1）。实际上这三个子过程是有机结合在一起交叉进行的，它们之间存在着复杂的耦合关系。

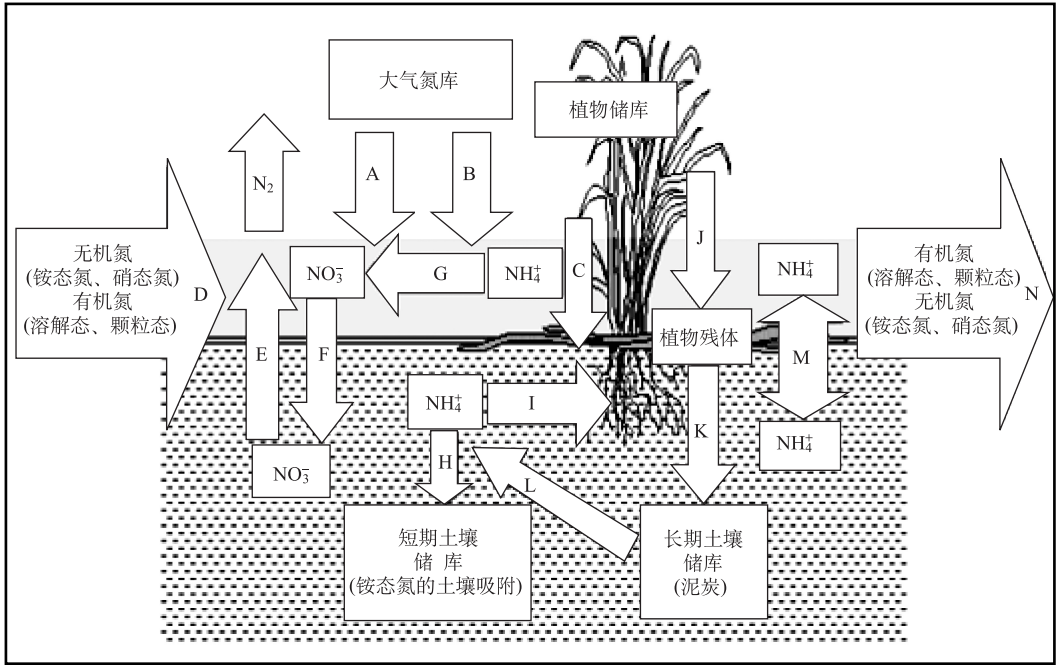


图 1-1 湿地生态系统氮循环示意图 [引自 William (1999)，有改动]

A. 大气氮沉降；B. 大气固氮；C. 生物固氮；D. 径流及人为氮输入；E. 反硝化作用；F. 氮的淋失；G. 硝化作用；H. 土壤吸附作用；I. 植物吸收；J. 植物枯死；K. 分解作用；L. 矿化作用；M. 沉积作用；N. 径流及人为氮输出

1.2.2 湿地氮循环国内外研究进展

1. 湿地大气-土壤（水）界面氮交换过程

湿地大气-土壤（水）界面氮交换过程主要包括大气→土壤和土壤→大气两条路径。前者主要包括大气氮沉降和生物固氮，后者主要包括 NH_3 挥发和 NO_x 释放。

(1) 大气氮沉降

大气沉降主要有湿沉降、干沉降和混合沉降三类。大气沉降是湿地氮输入的重要途径，它显著影响着生态系统的结构和功能（李德军等，2003）。国外自 20 世纪 50 年代就开展了氮沉降的相关研究，而国内在该领域的研究始于 70 年代末（张金良等，1999）。目前，国内外已经对湿地氮沉降开展了大量研究，但其研究重点大多集中在湿

沉降（降水）或干湿混合沉降的研究上，而对于干沉降的单独研究相对较少（刘昌岭和陈洪涛，2003）。当前，湿地氮沉降研究主要集中在以下三方面。

a. 沉降特征

湿地氮沉降不但有着明显的季节差异和地区差异，而且干沉降和湿沉降以及各形态氮对总氮输入的贡献也存在明显的时域差异。Winchester 等（1995）对美国北佛罗里达 12 处水域氮源的研究发现，干湿沉降是主要 N 源，河水中总溶解 N 通量与大气沉降中 NH_4^+ -N 和 NO_3^- -N 的通量相近。Noreen 等（2001）对美国佛罗里达州 Tampa 湾河口区干湿沉降的研究表明，该区氮沉降通量平均为 $(7.3 \pm 1.3) \text{kgN} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ，其中湿沉降的贡献率为 56%，干沉降与湿沉降的贡献率之比平均为 0.78，大约有 40% 的氮通量（AD-N）集中在 6~8 月的夏季。David 等（2003）对美国北卡罗来纳州 Neuse 河口地区湿沉降的研究也表明，该区氮沉降通量季节性明显，其通量的周最大值也出现在 6~8 月的夏季，但其氮通量明显高于 Tampa 湾河口，平均为 $11 \text{kgN} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ，占 Neuse 河口外源氮输入量的 50%，且 NH_4^+ -N、 NO_3^- -N 和有机氮对于 AD-N 的贡献率比较相近，分别为 32%、32% 和 36%。张国森等（2003）对我国长江口地区大气湿沉降的研究则发现， NH_4^+ -N 和 NO_3^- -N 的季节通量以秋、冬季最大，夏季最小， NO_3^- -N 则是冬季最小，其他季节差别不大，各形态氮通量在各季均以 NH_4^+ -N 最大。与 Neuse 河口相比，长江口的外源氮主要来自长江和钱塘江的输入，而湿沉降对外源氮的贡献率极低。

b. 影响因素

1) 气象因素。气象因素主要包括气温、降水及其频次、风速和风向等。其中，大气温度的高低直接决定了下垫面的水分蒸发量和大气湿度，进而为降水提供了先决条件。同时大气温度的升高还对下垫面的氨挥发过程有着较高的促进作用（Xu et al., 1993），而氨挥发速率的升高又增加了大气中的可沉降氮量。降水频次对氮沉降的影响主要表现在其对大气中可沉降氮的积聚方面。降水频次越少，说明可沉降氮在空气中积聚的时间越长，可沉降的氮就越多。孙雪利（1998）对三江平原沼泽湿地生长季氮沉降特征的初步研究表明，湿沉降中 NH_4^+ -N 和 NO_3^- -N 的含量变化具有较强的一致性，其最高值一般出现在降水时间间隔长且降水量低时。Noreen 等（2001）的研究表明，Tampa 湾河口的氮通量主要集中在降水丰富的夏季。但 David 等（2003）则发现，Neuse 河口 AD-N 通量的周最大值虽也出现在夏季，但其与降水量的多寡并无多大关系，大气氮源的季节波动及其他气象因素（如气温升高，地面氨挥发量增大）则是主要原因（Aneja et al., 2000）。风速和风向对氮沉降也有着重要影响。风速（ $< 7 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）本身能够促进下垫面的氨挥发过程（Bouwmeester and Velk, 1981）并对大气氮输送产生重要影响，而风向则能影响大气氮源的输送方向。张国森等（2003）的研究发现，我国长江口风向以东北风为主的 1~3 月和 11~12 月 NO_3^- -N 的月均浓度均较高，而以东南风为主的几个月均较低。原因在于长江口的东北方向为工业化均比较发达的韩国和日本，这两个国家的燃料以油为主，而汽车尾气和工业排放废气中的 NO_x 则是湿沉降中 NO_3^- -N 的主要来源。当东北风盛行时，这些污染物就能被带到长江口地区（王文兴等，1997），而东南方向是辽阔的海洋，空气中的污染物相对较少，由此导致其浓度较低。

2) 下垫面因素。下垫面因素主要包括植被覆盖状况、地表物质组成和土壤理化性

质等。植被覆盖状况和地表物质组成直接影响着大气气溶胶中氮的干沉降量，而土壤理化性质（如 pH、CEC 等）又影响着地表向大气的氮挥发量（Schlegel et al., 1986），进而影响着降水中 NH_4^+-N 的沉降量。有研究表明，大气沉降的 NH_4^+-N 主要来源于 pH 较高的土壤，而 NO_3^--N 则与当地的酸碱度关系不大。当土壤处于干燥、透气并在低阳离子交换能力的条件下，土壤中氮转化和 NH_4^+-N 的损失可能达到最大（Nelson, 1982）。刘昌岭和陈洪涛（2003）对我国近海岸千里岩岛和嵎泗列岛湿沉降的研究发现，千里岩岛降水中各形态氮的浓度总体上高于嵎泗列岛，其原因除了与千里岩岛较少的降水有关外，还与因北方多风、干燥和植被覆盖率低而引起的土壤氮的较高排放率有关。又因该地区处于西风带向北太平洋输送尘埃的下方，所以氮沉降量也深受中国大陆北方黄土和沙漠的影响。

3) 人类活动。人类活动是影响湿地大气氮沉降的重要因素，主要表现在下垫面破坏、农业施肥活动、工业生产和人们生活中大量含氮气体或气溶胶的排放。其中一些干旱地区下垫面的破坏是引发沙尘暴的重要原因，而沙尘暴又会直接或间接地影响到该区或其他地区湿地的氮沉降量。农业施肥活动、工业生产和人们生活中大量含氮有机物的燃烧是湿沉降中 NH_4^+-N 的主要来源（Jenkinson, 1990），而 NO_3^--N 多来自于石油和生物体的燃烧（Byrnes, 1990）。苏成国等（2003）对稻田氮肥挥发损失与大气氮沉降的研究表明，稻季氮挥发量与湿沉降的 NH_4^+-N 平均浓度和沉降量呈显著正相关（ r 分别为 0.988 和 0.996）。张国森等（2003）也发现长江口春、冬季的 NH_4^+-N 湿沉降量较高。这主要与该区春、冬季气候比较干燥，土壤含氮肥料（以铵盐为主）极易挥发有关。又因我国北方春、冬季的天气也非常干燥，表层土壤的细小颗粒很容易被风吹起，再加上化石燃料燃烧导致空气中的颗粒物较多，造成降水中的 NH_4^+-N 和 NO_3^--N 含量均较高（刘昌岭和陈洪涛，2003）。

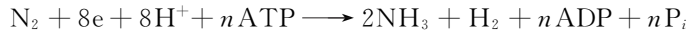
c. 生态效应

氮沉降对湿地生态系统的影响主要取决于系统自身的氮饱和度。已有研究表明，当湿地生态系统的氮沉降低于临界负荷点 $5\sim 10\text{kgN}\cdot\text{hm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 时（Krupa, 2003），生态系统才处于良性循环。此时，植物生长受氮限制，一定量的氮沉降可增加系统的生产力；当氮沉降超过该临界值时，生态系统将作出强烈反应。此时，氮沉降不但会减少生态系统的生产力，而且还会对植物光合作用、植物营养状况、植物形态、抗逆性，以及植物组成和多样性等产生重要影响（李德军等，2003）。张经（1994）的研究表明，在海水含营养物极低的西北太平洋海岸地带，大气干湿沉降对某些海岸地区的净初级生产较之河流而言，其作用不可忽视，它可能是发生赤潮的一个诱因。他对中国海岸地区有害藻类繁盛事件频率与营养物（DIN）月均沉降量贡献的研究发现，二者之间存在较高的正相关关系（ $r=0.67$ ）。同时，湿地生态系统对不同形态氮沉降的响应也不尽一致。Antia 等（1991）、Peierls 和 Paerl（1997）的研究发现，无机氮在短期内对浮游植物生长的作用比有机氮更为重要，因为无机氮有着高度的可利用性。此外，有的学者还探讨了氮沉降对湿地生态系统的影响。Nordbakken 等（2003）运用 ^{15}N 技术在 Kisselberg-mosen 南部沼泽区模拟了氮沉降以增加 N 供给对沼泽植被氮源以及不同深度泥炭的影响。结果发现，沼泽中不同氮源的相对重要性取决于植被的优势种。每年加入 $5\text{kgN}\cdot\text{hm}^{-2}$ 足以显著增加泥炭藓、地钱和浅根微管束植物的 N 浓度，但每年加入 $40\text{kgN}\cdot\text{hm}^{-2}$ 却不

足以增加深根植被的 N 浓度。每年加入 $40\text{kgN} \cdot \text{hm}^{-2}$ 显著增加了泥炭表层 5~10cm 深度的 N 浓度, 但未增加 20~40cm 深度的 N 浓度, 说明泥炭藓和泥炭表层具有吸收沉降 N 的能力, 具有过滤器功能。

(2) 生物固氮

湿地生物固氮是大气中的分子态氮在微生物 (如 *Rhizobium* 和 *Frankia* 等) 体内由固氮酶催化还原为氨的过程 (Orme-Johnson, 1992), 即



根据固氮微生物同湿地植物的关系和固氮生境可将生物固氮分为共生固氮、内生固氮、联合固氮和自身固氮四种。20 世纪 50 年代以来, 稳定同位素 ^{15}N 技术已成功应用到生物固氮研究中 (李顺鹏, 2002)。当前, 基于 ^{15}N 技术的生物固氮研究主要集中在固氮机理、自养固氮对氮输入的贡献, 以及共生固氮过程中寄主与宿主间营养分配等问题的探讨上 (Orme-Johnson, 1992; Karl et al., 1997; Snoeck et al., 2000; Lilburn et al., 2001)。因生物固氮以共生方式居多, 所以当前的生物固氮研究主要集中在共生固氮上。湿地共生固氮的研究方法主要有 $^{15}\text{N}_2$ 还原法、乙炔还原法、 ^{15}N 同位素稀释法和 ^{15}N 天然丰度法等, 但以后两种方法的应用较多。 ^{15}N 同位素稀释法的原理是将一定丰度的标记体投放到既有固氮植物也有参照植物生长的微区内, 因固氮植物要从空气中固定一定比例的 N_2 , 故微区内生长的固氮植物与非固氮植物的 ^{15}N 就有了一定差异, 据此计算生物固氮对固氮植物氮营养的贡献 (Chalk, 1985)。与之相比, ^{15}N 天然丰度法不需要投放标记体, 而是通过生长在同一地点的固氮植物和非固氮植物 $\delta^{15}\text{N}$ 值的差异来估算固氮植物的生物固氮量 (Shearer and Kohl, 1986)。Yoneyama 等 (1993) 分别对巴西和泰国热带植物特别是豆科树种的 $\delta^{15}\text{N}$ 值及固氮量的研究发现, 在泰国, 非固氮树种的 $\delta^{15}\text{N}$ 值为 $4.9\text{‰} \pm 2.0\text{‰}$, 而木田菁 (*Sesbaniagrandiflora*)、苏铁属植物 (*Cycus* spp.) 和木麻黄属植物 (*Casuarina* spp.) 的 $\delta^{15}\text{N}$ 值则较低, 接近大气 N_2 的 $\delta^{15}\text{N}$ 值 (0‰), 表明这些植物本身的氮大部分来源于固氮贡献。而在巴西, 非固氮树种的 $\delta^{15}\text{N}$ 值为 $4.8\text{‰} \pm 1.9\text{‰}$, 含羞草属植物 (*Mimosa*) 和野葛 (*Pueraria lobata*) 的 $\delta^{15}\text{N}$ 值则更低 ($-1.4\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$), 但大黍 (*Panicum maximum*) 和豆科树种 (除银合欢属 *Leucaena* 的 *L. leucocephala* 种之外) 的 $\delta^{15}\text{N}$ 值与非固氮树种相近, 表明这些植物的固氮作用可忽略不计。Kohls 等 (1994) 还研究了加拿大阿萨巴斯卡新冰川 (*Athabasca neoglacal*) 撤退后 135 年中 3 个仙女木属 (*Dryas*) 分类群的固氮能力, 结果表明, 维管束非固氮植物在此时间序列中的 $\delta^{15}\text{N}$ 平均值均为负, 从 $-6.4\text{‰} \pm 0.4\text{‰}$ 到 $-3.3\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$, 而现在仙女木属的 *D. drummondii* 种在整个时间序列中的 $\delta^{15}\text{N}$ 从 $-6.0\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$ 变为 $0.32\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$, 说明该物种是在时间序列的中晚期才开始固氮, 其源于大气氮的平均值为 $81\% \sim 89\%$ 。其他物种如 *D. octopetala* 和 *D. integrifolia* 的 $\delta^{15}\text{N}$ 平均值分别为 $-3.5\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$ 和 $-4.9\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$, 与非固氮物种相近, 说明这些物种不固氮。

(3) 氨挥发

a. 氨挥发过程

氨挥发过程是湿地土壤中的 $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ 转化成 NH_3 而释放到大气中的氮损失过程

($\text{NH}_4^+ + \text{OH}^- \longrightarrow \text{NH}_3 \uparrow + \text{H}_2\text{O}$)。 NH_4^+-N 在土壤-水-大气界面的转化是一个包括多种反应的复杂动力学过程，其主要化学平衡有： NH_4^+ （代换性） $\rightleftharpoons \text{NH}_4^+$ （液相） $\rightleftharpoons \text{NH}_3$ （液相） $\rightleftharpoons \text{NH}_3$ （气相） $\rightleftharpoons \text{NH}_3$ （大气），凡是能使该平衡向右进行的因素，都能促进氨挥发（宋勇生等，2003）。氨挥发过程符合一级动力学方程（Hutson and Wagenet, 1991），即 $\text{NH}_3 = \text{NH}_4^+-\text{N} [1 - \exp(-K_v t)]$ (K_v 为挥发速率常数)。测定氨挥发的方法主要有间接和直接两种。前者主要有土壤平衡法（Nommik, 1973），即通过氮输入量、植物吸收量、土壤残留量和淋洗量来估算，因其测定项目多且不考虑反硝化，所以误差较大；后者主要有密闭气室法（廖先琴，1983）、微气象学法（Denmead, 1983）和风洞法（Louber et al., 1999）。密闭气室法根据通气与否可分通气测定和不通气测定两类。前者是用不含氨的空气流将密闭气室中的氨带到系统外用酸吸收；后者则是用浸过酸的玻璃棉、滤纸或直接用酸吸收氨。在此基础上，王朝辉等（2002）又发展了一种更适合于小区试验的通气法，其测定的准确性（回收率为 99.51%）与微气象学法相一致。微气象学法和风洞法可在不干扰自然的条件下直接准确测定氨挥发量，但其需要较大试验面积（Sommer et al., 1995），且因不同挥发源的氨气同时在试验区上方流动而无法分辨其来源。

b. 影响因素

1) 土壤化学性质。湿地土壤的化学性质如 pH、 CaCO_3 、有机质和 CEC 等均对氨挥发有着重要影响。pH 是影响氨挥发的一个非常重要的因素，因为 NH_4^+-N 向 NH_3-N 的转化主要由水-土中的 pH 来控制（Martin and Reddy, 1997）。随着 pH 的升高，液相中 NH_3-N 的比例升高，氨挥发潜力增大（蔡贵信等，1992）。Rao 等（1984）的研究表明，当湿地水体或土壤的 pH 为 8~9 时， NH_4^+-N 将会向 NH_3-N 发生大量转化且二者之间的转化符合以下关系，即 $\text{NH}_3-\text{N} (\text{g} \cdot \text{m}^2) = 5.8 \cdot 10^{\text{pH}-10} \text{NH}_4^+-\text{N} (\text{g} \cdot \text{m}^2)$ 。当 pH 低于 8 时，可以认为氨挥发并不重要（Thammarat and Chongrak, 1997）。土壤中的 CaCO_3 含量也间接反映了土壤的酸碱状况，当其含量很高时，氨挥发更容易发生（Nelson, 1982）。土壤有机质组成及其分解状况也直接影响着氨挥发过程。当有机质的 C/N 比较低时，参与分解的土壤微生物对无机氮的利用能力就会相对减弱，进而会促进氨挥发的进行。同时，有机质分解过程中产生的各种有机酸又会使土壤 pH 下降，而这又会增大土壤对 NH_3-N 和 NH_4^+-N 的吸附能力，进而减弱氨挥发过程。CEC 对氨挥发的影响表现在，CEC 越高，其对 NH_3-N 和 NH_4^+-N 的吸附作用就越强，而该过程又降低了二者的浓度，进而不利于氨挥发的进行。

2) 土壤物理性质。湿地土壤的物理性质如温度、含水量和质地等对氨挥发也有着重要影响。温度对氨挥发的影响是多方面的，升高温度可增加液相中的 NH_3-N 比例，且 NH_3 和 NH_4^+ 的扩散速率也随之增加（蔡贵信等，1992）。水分状况直接影响着 NH_4^+-N 在土壤中的物理运移和化学转化。Nastri 等（2000）的研究表明，土壤水分入渗可将 NH_4^+-N 带到深层土壤中，这就增加了其上升到土壤表层的阻力和被土壤颗粒吸附或植物吸收的机会，从而减少了氨挥发。当土壤水分有散失时，氨挥发将随湿度的增加而增强；当土壤水分无散失时，其情况相反（高鹏程和张一平，2001）。质地主要影响着土壤的透气性和对 NH_3-N 和 NH_4^+-N 的吸附特性。粗质地土壤一般要比细质地土壤的氨挥发大，砂土、砂壤土和壤土的氨挥发分别为黏土的 5.2 倍、4.6 倍和 3.4

倍（赵振达等，1986）。水稻施肥的研究表明，CEC 较低的粉砂质壤土的氨挥发占施氮量的 35%，而 CEC 较高的黏土仅占 10%（宋勇生等，2003）。

3) 环境因素。环境因素主要有气温、降水、风速和光照等。气温主要是通过影响土壤温度而间接影响着氨挥发过程，降水则是通过改变土壤含水量和增加水分入渗而影响着氨挥发过程。有研究表明，当土壤含水量 $<9\%$ 时，氨挥发损失占施氮总量的 $0.43\% \sim 3.37\%$ ；当土壤含水量为 $18\% \sim 25\%$ 时，氨挥发损失达 $15\% \sim 19\%$ ；当含水量 $>30\%$ 时，氨挥发损失又降至 $9.8\% \sim 13.8\%$ （赵振达等，1986）。降水的下渗可将 NH_4^+-N 带到深层土壤中，从而可减弱氨挥发过程。光照对氨挥发也有着重要影响。蔡贵信和朱兆良（1995）对稻田肥料损失的研究表明，在光照较强的情况下，氨挥发将会成为氮损失的重要途径。风速对氨挥发的影响表现为，风速（ W ）增大，氨挥发量（ F ）增多，二者符合以下关系（Fillery and Simpson, 1984），即 $F=k \times P \times W$ （ k 为常数； P 为氨分压）。Fillery 和 Simpson（1984）对菲律宾两地区水稻田氨挥发的研究表明，风速的明显差异是导致两地氨挥发差别较大的重要原因。但当 pH 很高且风速 $>7\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，氨挥发并不随着风速的增大而增强，而下层溶液 NH_3 和 NH_4^+ 迁移到表层的速率将会成为重要限制因素（宋勇生等，2003）。此外，大气及水体稳定状态、地表粗糙度、植被郁闭度等也会对氨挥发过程产生不同程度的影响。

4) 人为因素。人类活动对人工湿地水稻田氨挥发的影响主要表现在稻田施肥活动及管理方面。稻田氨挥发与施肥种类、施肥量、施肥方法和施肥时期有关。不同氮肥对氨挥发的影响不尽相同。在中性或酸性土壤中，施用尿素或碳酸氢铵导致的氨挥发损失比施用硫酸铵大，而在石灰性土壤中硫酸铵导致的氨挥发损失最大（Gasser, 1964）。在重壤质潮土中，不同氮肥的氨挥发损失表现为碳酸氢铵 $>$ 硫酸铵 $>$ 硝酸铵 $>$ 氯化铵 $>$ 尿素（赵振达等，1986）。不同氮肥的氨挥发差异除了取决于自身的酸碱性外，还与其相伴离子性质有关。铵态氮肥的阳离子与碳酸钙反应形成的产物溶解度越小，氨挥发可能就越多。施肥量直接影响到田面水层的 NH_4^+ 浓度，进而影响着氨挥发的进行。不同施肥方式的氨挥发主要表现为表施 $>$ 混施 $>$ 深施 $>$ 粒肥深施。施肥时期对氨挥发的影响也非常明显。宋勇生等（2004）的研究表明，太湖地区水稻田在三个施肥时期的氨挥发损失为 $18.6\% \sim 38.7\%$ ，并以分蘖肥的损失最大，基肥和穗肥次之。

(4) NO_x 释放

NO_x 主要是指 N_2 、 NO 和 N_2O ，它们与 NH_3 一起是生物圈与大气圈交换的 13 种与 N 有关的气体（Mooney et al., 1987）。 N_2 是硝化-反硝化作用的最终产物，而 NO 和 N_2O 也是常见产物。 N_2 是大气圈中大量存在的稳定气体， N_2O 在大气中含量虽低，但却是重要的温室气体之一，其 GWP 为 CO_2 的 298 倍。在过去 100 年中， N_2O 对全球温室效应的贡献为 $4\% \sim 7\%$ （Bouwman, 1990）。全球大气 N_2O 平均浓度已从工业化前（1750 年以前）的 $(270 \pm 7)\text{ppb}$ （ $1\text{ppb} = 2.85301\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ）增加到 2005 年的 $(319 \pm 0.12)\text{ppb}$ ，并以每年约 0.26% 的速度递增（IPCC, 2007）。2010 年，全球大气 N_2O 浓度达到 323.2ppb ，超过历史最高值（World Meteorological Organization, 2011）。当前，人们在研究陆地生态系统 N 气态损失时更多的是关注 N_2O 释放及其环境效应。国外对 N_2O 的释放研究始于 20 世纪 70 年代，国内则始于 80 年代末。目前，国内外已经

在农田、草地、森林和湿地 N_2O 释放方面开展了不同程度的研究。由于湿地 N_2O 释放量约占全球 N_2O 释放总量 ($9.6\sim 10.8 \text{ Tg } \text{N}_2\text{O } \text{a}^{-1}$) 的 $44\%\sim 54\%$ (IPCC, 2007), 所以其对于全球气候变化的显著影响越来越受到关注。当前, 湿地 N_2O 释放研究主要集中在以下两方面。

a. N_2O 释放特征

湿地 N_2O 的释放规律因环境条件的差异而明显不同。一般而言, 淹水土壤条件下, N_2 是反硝化的主要产物, 而当土壤 pH 较低或含有较高 O_2 浓度时, N_2O 可能成为反硝化的主要产物 (Bowden, 1986; Rückauf et al., 2004)。Schiller 和 Hastie (1994) 对加拿大哈德逊湾湿地的研究表明, 湿地 N_2O 存在明显的脉冲释放。Huttunen 等 (2002) 对芬兰北方泥炭地的研究则发现, 泥炭地的 N_2O 通量很低, 其值为 $-89\sim 270 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 无明显季节释放模式。Jukka 等 (1996) 的研究也发现, 未排干的沼泽地几乎观测不到 N_2O 释放。Bronson (1997) 对菲律宾水稻田的研究也发现, 生长季几乎观测不到 N_2O 释放, 但排水晒田可明显促进 N_2O 释放。陈冠雄等 (1995) 对东北地区水稻田的研究也表明, 稻田在淹水期几乎无 N_2O 净释放, 但在非淹水期却有大量 N_2O 释放。关于湿地 N_2O 的源/汇, Shingo 等 (2000) 的研究表明, 湿地土壤在淹水强还原条件下充当着 N_2O 的汇。刘景双等 (2003) 的研究也发现, 沼泽湿地可能是人类目前了解较少但很重要的 N_2O 汇。李仲根 (2003) 的进一步研究则表明, 湿地 N_2O 通量自环型洼地向岛状林随水分和 Eh 等条件的变化而依次增大, 从汇转变成源。杨继松等 (2004) 的研究也发现, 岛状林是 N_2O 的源。关于湿地 N_2O 释放模型, 以 Li (2000) 在 DNDC 模型基础上建立的用于估算森林湿地 N_2O 的释放模型 (wetland DNDC-forest) 最为典型, 该模型对于估算大尺度上的 N_2O 释放具有重要意义。

b. 影响因素

1) 土壤温度、pH、Eh 和 O_2 浓度。土壤温度、pH 和 Eh 主要是通过影响硝化-反硝化细菌而影响 N_2O 释放。硝化作用的最适温度为 $25\sim 35^\circ\text{C}$ 、 5°C 以下和 50°C 以上则受到抑制 (Brady, 1999)。反硝化作用的温度范围很广, 最适温度为 $30\sim 67^\circ\text{C}$ (黄益宗等, 2000)。Tsuruta (2000) 的研究发现, 日本藓类沼泽的 N_2O 最大释放通量与 $0\sim 10\text{cm}$ 地温密切相关。郑循华和王明星 (1997) 的研究则表明, 太湖地区稻麦轮作田有 67% 的 N_2O 于 $15\sim 25^\circ\text{C}$ 范围内产生, 仅有不到 6% 是在高于 30°C 和低于 10°C 的条件下产生的。冻融过程对 N_2O 释放也有重要影响。Teepe 等 (2001) 的研究表明, 土壤在封冻和解冻时均出现 N_2O 释放高峰。前者主要是由基质中未封冻水膜中的微生物活动所致, 而后者主要是由封冻期间累积 N_2O 释放或解冻时的反硝化作用所致。pH 与 N_2O 生成速率密切相关。硝化反应的最适 pH 为 8.5 左右, 当 $\text{pH}<6.0$ 时, 硝化速率显著下降。反硝化作用的最适 pH 为 $7.0\sim 8.5$, 活动范围为 $3.5\sim 11.2$, 当 $\text{pH}<6.0$ 时, 反硝化速率显著降低。Eh 也与 N_2O 生成速率密切相关。Masscheleyn 等 (1993) 在研究 Louisiana 稻田土壤 N_2O 释放与 Eh 关系时发现, $\text{Eh}=400\text{mv}$ 时, 硝化过程具有最大 N_2O 生成速率; $\text{Eh}<200\text{mv}$, 反硝化过程开始产生 N_2O ; $\text{Eh}=0\text{mv}$ 时, 反硝化过程产生的 N_2O 最多。Kralova 等 (1992) 的研究也发现, $\text{Eh}=0\text{mv}$ 时, N_2O 释放量最多, 降低 Eh 将使 N_2O 释放量降低, 而反硝化速率和 N_2 释放量增加。 O_2 浓度依赖于地-气交换, 并与土壤温度和含水量等密切相关。土壤 O_2 充足, 易于形成硝化产物 $\text{NO}_3^- - \text{N}$,

但不易形成 N_2O ，仅当 O_2 受到限制时，硝化-反硝化作用才生成 N_2O (Davidson, 1992)。若反硝化过程严重缺氧就会促进 N_2O 进一步还原为 N_2 。可见，只有存在适量 O_2 才能产生较高的 $\text{N}_2\text{O}/\text{N}_2$ 比。Shingo 等 (2000) 的研究发现，泰国滨海湿地的 N_2O 释放浓度与水体 pH 和 O_2 浓度密切相关。Bauza 等 (2002) 对 Magueyes 岛红树林湿地的研究则发现，沉积物的溶解 N_2O 浓度 (平均为 $0.15\text{nmol} \cdot \text{cm}^{-3}$) 与氧化还原作用密切相关。

2) 降水及土壤水分状况。湿地水分状况直接影响着土壤中的硝化-反硝化过程，而降水则直接影响着湿地水分及养分状况。湿地淹水条件下，反硝化是主要过程并且 N_2 的释放量将超过 N_2O 从而成为反硝化的主要产物 (Rückauf et al., 2004)；但在较低 pH 和较高 O_2 浓度时， N_2O 所占比例增加，从而成为反硝化的主要产物 (Bowden, 1986)。徐华等 (2000) 的研究发现，稻田 N_2O 释放主要受土壤水分状况的影响，淹水状态下， N_2O 排放很少，水分落干期间 N_2O 释放量占生长季 N_2O 释放总量的 87.5%~98.65%。颜晓元和施书莲 (2000) 的研究则发现，当土壤含水量相当于田间持水量时，土壤具有最大 N_2O 排放速率；当其值在 70% 田间持水量时， N_2O 的产生以硝化过程为主；当其值在 70% 田间持水量以上时， N_2O 的产生以反硝化过程为主。此外，由降水而引起的湿地养分状况改变也会影响 N_2O 释放。Verhoeven 等 (1996) 的研究表明，氮沉降高的湿地其 N_2O 释放量要高于氮沉降量低的湿地。说明氮沉降改变了湿地土壤原有物质基础，进而为 N_2O 的产生提供了丰富的物质反应条件。

3) 土壤质地与基质。由于铵盐氧化和硝酸盐还原均能产生 N_2O ，所以 N_2O 释放可在氧化型或还原型等各类土壤中进行。李良谟等 (1991) 的研究表明，水稻苗期湖积物发育的潜育性水稻土的 N_2O 排放量为 $20556\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ，第四纪红色黏土发育的红壤性水稻土为 $34452\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ，黄泛沉积物发育的淹育性水稻土为 $5508\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。徐华等 (2000) 的研究也表明，土壤质地显著影响着稻田 N_2O 的平均释放通量。砂质土壤释放的 N_2O 显著或极显著高于壤质和黏质土壤，水稻生长期砂质、壤质及黏质土壤的 N_2O 平均释放通量分别为 $137.63\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $87.54\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $63.46\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。虽然该实验条件下测定的 N_2O 通量远高于田间条件下的测定结果，但可解释不同质地土壤 N_2O 释放的差异。土壤基质 (主要指有机质含量和 C/N) 对 N_2O 释放也有重要影响。有机质分解可为硝化-反硝化细菌提供所需能量，C/N 则影响着微生物对有机质的分解状况。一般土壤微生物的最适 C/N 为 25~30，若 C/N 高于该值，有机质分解缓慢，微生物活性较弱， N_2O 释放受到抑制；反之则可促进 N_2O 排放。李贵桐等 (2002) 的研究表明，不同土层均有产生 N_2O 的能力，但底层土壤产生 N_2O 的能力要大于根区土壤。若向土壤添加葡萄糖和 NO_3^- -N 后，各土层的 N_2O 释放能力均显著提高。

4) 植物体。湿地植物对 N_2O 释放的影响主要有两方面，一是植物本身能够产生和排放 N_2O ，如通过叶片中 NO_2^- 的光同化作用或根系的 NO_3^- 同化作用产生；二是植物体可将土壤中已产生并溶解于水中的 N_2O 通过根系吸收进入植物体后，再通过浓度梯度排入大气。Yan 等 (2000) 的研究表明，土壤水分状况决定了水稻-土壤系统的 N_2O 排放路径。淹水时，87.3% 的 N_2O 通过植株释放，非淹水时，大部分 N_2O 通过土壤表面释放，仅有 17.5% 的 N_2O 通过植株释放。从水面以下割掉水稻秆茎， N_2O 释放量减