

# 地表环境氮循环过程中微生物作用 及同位素分馏研究综述

李思亮<sup>1,2</sup>, 刘丛强<sup>1</sup>, 肖化云<sup>1</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要:**综述了氮循环过程中的微生物作用及其研究进展, 阐述了生物固氮、微生物吸收同化、有机氮素矿化、硝化和反硝化的反应机理及反应过程中的同位素分馏, 提出了微生物驱动氮循环的简要模型。微生物驱动的氮循环中不同过程有不同的同位素分馏特征, 生物固氮、土壤有机氮矿化过程中分馏效应小, 而吸收同化、硝化和反硝化过程中同位素分馏较大, 利用各个过程不同的同位素分馏特征可示踪含氮物质的来源、转化和迁移等。

**关键词:**氮循环; 微生物; 氮同位素; 同位素分馏

**中图分类号:** P618.51 **文献标识码:** A

氮循环过程中许多氮的化合物都与一系列重大环境问题有关, 如臭氧层的破坏、水体富营养化、地下水污染等, 氮的生物地球化学循环也是 SCOPE 和 IGBP 等国际研究计划中的重要部分。氮形态间的转化包括生物成因和非生物成因<sup>[1]</sup>, 地表氮循环的建立与氮循环的平衡, 微生物起了主导作用<sup>[2]</sup>。在非人为干扰生态小环境中的氮素输入和氮素向大气再释放过程中, 微生物起着非常重要的作用, 地表水环境中尤为明显。在微生物参与氮循环各个过程中氮同位素有不同的变化特征, 同位素不同的分馏程度可用来表征氮素的来源、转化、迁移等。微生物驱动的氮循环不是孤立的, 而是与 C、O、S、P 等营养元素的循环密切相关, 并且也受 Fe、Mn 等元素循环的影响。国内在利用氮同位素自然丰度开展氮循环的研究较少, 本文对微生物驱动的氮循环过程以及同位素分馏特征加以综述。

## 1 微生物在氮循环中的作用

微生物是氮循环的驱动泵, 生物固氮输入氮, 而反硝化输出氮。一方面使氮循环不被中断, 另

一方面维持生态系统氮平衡。在微生物驱动的氮循环过程中, 各氮化物来源并不单一, 形态改变以及迁移方式也多种多样, 同时也相互联系, 如硝化与反硝化能同时产生  $\text{NO}_2^-$ , 不同来源的  $\text{NO}_2^-$  可继续硝化, 或反硝化以及还原反应, 同化与反硝化也会竞争共同的底物  $\text{NO}_3^-$ <sup>[7]</sup>, 如图 1 所示。微生物在氮循环中的作用主要包括固氮、吸收同化、氨化、硝化和反硝化。

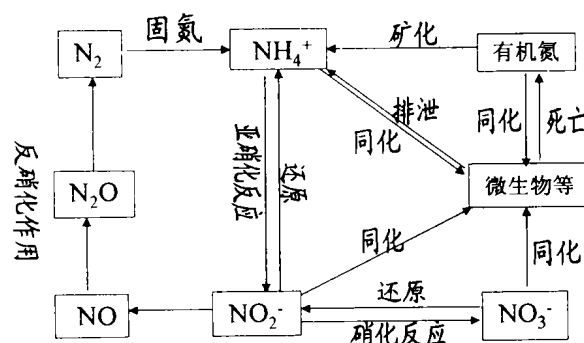


图 1 微生物驱动的氮循环简图<sup>[3-6]</sup>

Fig. 1. Microbial nitrogen cycle.

### 1.1 固氮作用

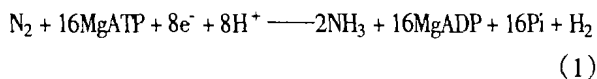
微生物在氮循环中的作用, 目前研究较多的是生物固氮, 硝化和反硝化。在生物固氮方面研究的重点是固氮机理<sup>[8,9]</sup>, 自养固氮对氮输入的

收稿日期: 2002-02-28; 修回日期: 2002-05-10

基金项目: 中国科学院知识创新工程项目 (KZCX2-105)

第一作者简介: 李思亮 (1978—), 男, 硕士, 从事环境微生物地球化学研究。

贡献<sup>[10]</sup>,共生固氮过程中寄主与宿主间的营养分配<sup>[11]</sup>。自然状态下,氮气中的氮分子都是以两个三键相连的氮原子组成,键能为 940.5 kJ/mol,化学行为极为稳定,动植物都不能直接利用。然而很多原核生物(Prokaryote)能把分子氮还原为氨,生物固氮反应是原核生物专有的<sup>[10]</sup>。固氮的总反应式<sup>[8]</sup>可表述为:



该反应是在生物固氮酶催化下完成的,固氮酶主要由固氮铁氧还蛋白和固氮铁钼蛋白组成,能在常温常压下催化固氮反应。其生化机理是,电子由 Fe 蛋白传递到 FeMo 蛋白,在质子的参与下,利用三磷酸腺甙(ATP, Adenosine Triphosphate)水解释放的能量,逐步打破 N<sub>2</sub> 的三键,而还原为 NH<sub>3</sub>。固氮的微生物据其生活特性主要可分为共生固氮、自生固氮、联合固氮三大类<sup>[12]</sup>。在共生固氮中,寄主植物光合作用为原核生物提供能量,而固氮微生物为寄主植物提供氮源,主要有根瘤菌(Rhizobium),弗氏放线菌(Frankia)等。自生固氮的微生物包括固氮菌(Azotobacter)和一些蓝藻(Cyanobacter)等,在水环境中固氮微生物以蓝藻为主。全球生物固氮的量是巨大的,至少达 2 × 10<sup>13</sup> g/a<sup>[2]</sup>,比自然固氮多得多。原核生物固氮对于氮素输入及古环境生态的改善都具有重要意义,在生物进化和地表环境演化过程中也起了重要作用<sup>[2,13]</sup>。

## 1.2 氮的吸收同化

氮是重要的生命元素之一,是蛋白质和核酸组成中不可缺少的成分。由于微生物在自然界的广泛分布,大量存在,世代周期短,较高的 N:C 等特点,并且微生物不断吸收氮素以供生长需要,这使得微生物活体成为一个巨大的动态氮库。微生物对无机氮化物的吸收过程中,一般来讲优先吸收同化 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>,而不是 NO<sub>3</sub><sup>-</sup><sup>[14]</sup>,这是由于 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>转化为 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>还要经历一系列生化反应耗能的缘故。在水体中,细菌同大型植物等竞争吸收营养盐。对太湖中各生态小环境的检测证明,在水生高等植物根际分离出来的亚硝化菌、反硝化菌的数量(MPN)都比敞水区高出 2 个数量级以上。这表明水生高等植物根际的大量营养由于微生物的竞争性利用而减少<sup>[15]</sup>。细菌可能是水体重要的第二生产力来源,在某些水体中能与藻类及大型植物

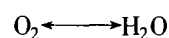
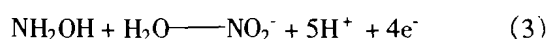
的净初生产力相当,因为细菌中含有许多富氮的高分子化合物,如蛋白质、RNA 等,氮的微生物吸收同化对水体自净具有重要的意义,所以较高的细菌生物量对水环境氮循环有很大影响<sup>[3]</sup>。但由于细菌生命周期短,要准确地确定氮的通量是困难的。

## 1.3 氨化作用

氨化作用是微生物分解有机氮化物矿化为氨的过程;去氨细菌广泛分布在各生态环境,真菌在具有腐烂生物残体的湿地环境里分布较多,并且在有机氮矿化过程中有着重要作用<sup>[3]</sup>。在土壤中的氮素大部分以有机态存在,微生物的分解促成了有机氮——NH<sub>4</sub><sup>+</sup>——有机氮的循环。土壤氮素矿化是反映土壤供氮能力的重要因素之一,也是目前国内外土壤生态学研究的热点之一<sup>[16]</sup>。日益增多的人为排放有机质对矿化以及微生物生态的影响目前研究的不多,有机质矿化的过程与反硝化作用密切相关,能为微生物反硝化提供能量。

## 1.4 硝化作用

微生物能将氨氧化为硝酸盐,这个过程称为硝化作用。这主要是化能自养硝化细菌完成的,化能自养硝化细菌是严格的好氧微生物,通过细胞色素传递电子获得能量,末端电子受体为 O<sub>2</sub>,通过 Calvin 循环固定 CO<sub>2</sub>。硝化作用可分为两个阶段的反应,第一阶段的反应为<sup>[17]</sup>:



第二阶段的反应是:

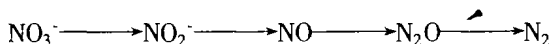


第一阶段的反应由亚硝化菌完成的,第二阶段反应由硝化菌完成的。从(2)和(3)可以看来,硝化作用需要大量氧。生成的硝酸根中三个氧有两个来自水,一个来自氧<sup>[18]</sup>,NH<sub>4</sub><sup>+</sup>中的氢与氧生成了水。参照 Bergey 细菌分类手册<sup>[19]</sup>(第八版)可知,亚硝化反应过程起主要作用的微生物有亚硝化单胞菌属(Nitrosomonas)、亚硝化螺菌属(Nitrosospira)、亚硝化球菌属(Nitrosococcus)以及亚硝化叶菌属(Nitrosolobus);硝化反应过程中起主要作用的类群有硝化杆菌属(Nitrobacter)、硝化刺

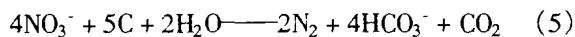
菌属 (*Nitrospina*) 和硝化球菌属 (*Nitrococcus*), 进行硝化作用的两类菌都是革兰氏阴性无芽胞杆菌。影响硝化作用的原因除底物浓度外, 还包括溶解氧、温度、pH、抑制剂等<sup>[20]</sup>。

### 1.5 反硝化作用

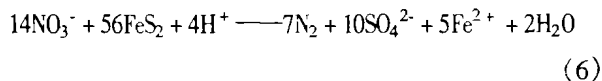
在反硝化作用过程中,  $\text{NO}_3^-$  或  $\text{NO}_2^-$  作为兼性厌氧菌的电子受体, 在厌氧条件下被还原为  $\text{N}_2\text{O}$  或者  $\text{N}_2$ , 反应途径为<sup>[4]</sup>:



能够进行反硝化将  $\text{NO}_3^-$  还原为  $\text{N}_2\text{O}$  和  $\text{N}_2$  的细菌很多, 反硝化细菌一般是异养型的, 它们从有机质中获得能量和碳源, 总反应式可表述为<sup>[21]</sup>:



反硝化细菌不但在分类学上具有多样性, 在生物化学上也具有多样性。有些反硝化细菌也能从其它化合物中获取能量。如脱氮硫杆菌 (*Thiobacillus denitrificans*) 在有  $\text{FeS}_2$  的含水层中脱氮反应式为<sup>[22]</sup>:



尽管反硝化被认为仅能在厌氧条件下发生, 但也有很多报告证实在好氧条件下存在反硝化作用<sup>[23-26]</sup>。所以在污水处理方面, 有学者认为同步硝化反硝化 (SND, Simultaneous Nitrification and Denitrification) 优于顺序式硝化反硝化 (SQND, Sequential Nitrification and Denitrification) 处理程序<sup>[24]</sup>。由于农业的发展大量施用无机氮肥, 而农作物吸收的并不多, 土壤中微生物反硝化引起农田氮素的损失, 有研究表明反硝化是土壤中氮损失的主要因素<sup>[27]</sup>。同时土壤中无机氮肥因淋滤、下渗等作用使地下水遭受氮素污染, 而地下水中特定的生态环境使反硝化成为减轻地下水  $\text{NO}_3^-$  污染的主要反应<sup>[28]</sup>。反硝化过程中产生了大量  $\text{N}_2\text{O}$ <sup>[29,30]</sup>, 对温室气体  $\text{N}_2\text{O}$  浓度变化有明显的影 响。在反硝化条件下, 并不是所有的  $\text{NO}_3^-$  都会还原为  $\text{N}_2\text{O}$  或  $\text{N}_2$ , 一部分  $\text{NO}_3^-$  异化还原为  $\text{NH}_4^+$ <sup>[5]</sup> (DNRA, Dissimilatory Nitrite Reduction to Ammonium)。其生态学意义在于防止环境中的氮素过分损失, 使氮素能够被贮藏, 促使低氮素条件下氮循环不断地进行, 环境中的物质、能量、信息仍能交流, 生物才能渡过不利生态环境。

## 2 微生物作用过程中的同位素分馏

氮的稳定同位素主要有两种,  $^{14}\text{N}$  和  $^{15}\text{N}$ , 一般以大气的氮同位素分馏为标准, 即  $\delta^{15}\text{N}_{\text{大气}} = 0$ <sup>[31]</sup>。在生物固氮的过程中,  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  的分馏很少, 多数人认为分馏系数一般为 0, 即  $\delta^{15}\text{N}_{\text{固氮}} = \delta^{15}\text{N}_{\text{大气}}$ <sup>[32]</sup>。但是分馏强度也受多因素影响, 因固氮微生物的种类不同有不同的分馏效应。咖啡地中豆角固氮的  $\delta^{15}\text{N}$  在  $(-2\text{‰}, -1\text{‰})$  范围内<sup>[11]</sup>; 在无氮培养液中, 鱼腥蓝细菌 (*Anabaena*) 固氮的过程产生氮同位素分馏,  $\delta^{15}\text{N}$  在  $(-2.5\text{‰}, -2\text{‰})$  范围内<sup>[33]</sup>, 总的来看分馏较小。

微小生物吸收同化无机氮小分子过程中, 其同位素分馏效应大。一般它们优先吸收同化  $^{14}\text{N}$  化合物, 这在细菌和藻类纯培养实验中得到证实<sup>[33-35]</sup>。无机氮基质不同, 其分馏程度差别较大, 在不同浓度  $\text{NH}_4^+$  中, 分馏系数  $\epsilon$  在  $(-28.8\text{‰}, -5.8\text{‰})$  范围内, 在低浓度  $\text{NO}_3^-$  中, 分馏系数  $\epsilon$  在  $(-9.7\text{‰}, -4.3\text{‰})$  范围内<sup>[34-35]</sup>。当培养液中氮化物浓度过低, 由于氮素的充分利用, 同位素分馏较小。生物体内转氨酶催化的生化反应也证实了  $^{14}\text{NH}_2-$  反应速度比  $^{15}\text{NH}_2-$  快。谷草转氨酶催化的谷氨酸 (Glu)——天冬氨酸 (Asp) 转氨过程中,  $^{14}\text{NH}_2-$  反应的速度是  $^{15}\text{NH}_2-$  的 1.0083 倍, 相反, 当  $\text{NH}_2-$  从天冬氨酸转到  $\alpha$ -酮戊二酸过程中,  $^{14}\text{NH}_2-$  反应的速度是  $^{15}\text{NH}_2$  的 1.0017 倍<sup>[36]</sup>, 这证实了生物体内的酶学反应中产物富集  $^{14}\text{N}$ , 也为解释生物地球化学系统中氮同位素的分布提供了生物化学证据。

通过土壤有机质与氮的  $\delta^{15}\text{N}$  比较, 土壤有机质的矿化引起的同位素分馏较小, 分馏系数  $\epsilon$  在  $\pm 1\text{‰}$  间波动。有文献报道有机氮矿化过程中同位素分馏系数在  $(-35\text{‰}, 0\text{‰})$  范围内, 但其中包括了硝化作用过程<sup>[21,32]</sup>。在  $\text{NH}_4^+ \longrightarrow \text{NO}_2^- \longrightarrow \text{NO}_3^-$  过程中, 总的分馏效应大。但这分馏效应取决于第一阶段的亚硝化反应, 因为亚硝化反应较慢, 其分馏效应较大。第二阶段硝化反应属于快反应, 引起的同位素分馏较小。在施用氮肥的土壤中, 硝化作用使土壤中的残余氮富集  $^{15}\text{N}$ , 其分馏系数在  $-29\text{‰} \sim -12\text{‰}$  之间<sup>[37]</sup>。同时硝化作用引起的氮同位素分馏也受反应条件限制, 如过低溶解氧的浓度, 过量的有机碳化合物, 都会使氮同位素分馏效应增大。在氮限的生态系

统里,由于反应的彻底性,硝化作用引起的氮同位素分馏效应就小些。

在微生物反硝化作用的过程中,由于同位素动力学效应, $^{15}\text{N}$  相对富集在未反应的  $\text{NO}_3^-$  中。目前主要通过实验室研究来确定反硝化过程中同位素分馏程度,同时结合野外同位素分馏特征来表述环境中的微生物反硝化程度。国外学者对于污水处理、农业氮肥损失、地下水污染及沉积物界面等发生的硝化与反硝化研究较多<sup>[24,25,27,28,38]</sup>。Barford 等<sup>[39]</sup>的研究表明,在含有 30 mmol  $\text{NO}_3^-$  的反硝化培养基中生长的脱氮微球菌 (*Paracoccus denitrificans*),在厌氧稳态的反应系统里的  $\delta^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$ ,  $^{15}\text{N}-\text{N}_2\text{O}$  和  $\delta^{15}\text{N}-\text{N}_2$  的最大值分别达到 15.8‰, 3.39‰ 和 -9.8‰。反应过程中各形态的  $\delta^{15}\text{N}$  变化趋势如图 2。从图上可看出,脱氮微球菌诱导的反硝化反应过程中, $^{14}\text{N}$  优先参与反应,导致残余相反应物富集 $^{15}\text{N}$ ,产物富集 $^{14}\text{N}$ 。随着反应的进行,基质相对始态富集 $^{15}\text{N}$ ,引起产物有富集 $^{15}\text{N}$  的趋势。一般反硝化过程使反应残余物中富集 $^{15}\text{N}$ ,分馏系数在 (-40‰, -13‰) 范围内。在反硝化过程中  $\delta^{15}\text{N}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的比值约为 1:2<sup>[38,40]</sup>,其生化机理还有待进一步研究。利用微生物反硝化产生的同位素分馏特征可用来探讨地下水污染状况、反硝化程度及混合过程等。

### 3 小 结

在氮循环过程中,微生物引起元素的生物地球化学分异是否具有专一特征,硝化、反硝化及同

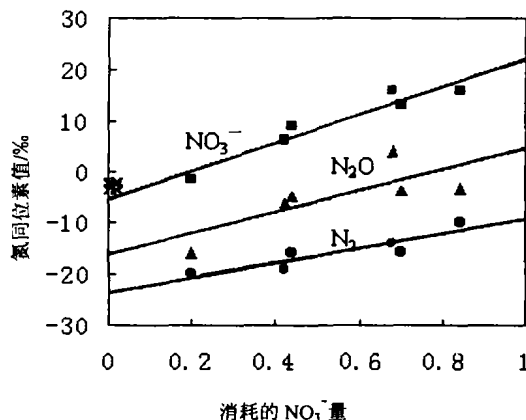


图 2 图 2 脱氮微球菌反硝化中  $\delta^{15}\text{N}$  变化<sup>[39]</sup>

Fig. 2.  $\delta^{15}\text{N}$  of denitrification by *Paracoccus denitrificans*.

(注: \* 表示基质初始  $\delta^{15}\text{N}$ )

化过程在污水环境、根际土壤、沉积物等微环境中的相互关系,生态系统中生物固氮和反硝化对氮循环平衡的调节机制,氮循环与其它元素的生物地球化学循环间的耦合机制等问题都有待进一步的研究。在氮循环中,氮的各形态变化相互联系,并且同时受环境中诸多因素影响。微生物在氮形态转变过程中引起氮同位素不同程度的分馏,因此可利用氮同位素变化特征来示踪氮的生物地球化学过程中微生物活动及对氮循环的反馈作用,环境氮的来源及氮的迁移、转化等。对微生物控制或引起的氮循环中氮同位素分馏的研究将是有关科学家将关注的科学问题,并将为氮循环的研究带来新的发展。

### 参 考 文 献

- [1] Butcher S S, Charlson R J, Orians G H, et al. Global Biogeochemical Cycles[M]. San Diego, Academic Press Inc., 1992, 263-284.
- [2] Falkowski P G, Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of  $\text{CO}_2$  in the ocean[J]. *Nature*, 1997, 387:272 ~ 275.
- [3] Hart B T, Grace M R. Nitrogen workshop 2000; sources, transformations effects and management of nitrogen in freshwater ecosystems[M]. Land & Water Australia, 2001, 96 ~ 99.
- [4] Conrad R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{OCS}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , and  $\text{NO}$ )[J]. *Microbiological Reviews*, 1996, 60(4):609 ~ 640.
- [5] Axler R P, Reuter J E. Nitrate uptake by phytoplankton and periphyton; whole-lake enrichments and mesocosm- $^{15}\text{N}$  experiments in an oligotrophic lake[J]. *Limnol Oceanogr*, 1996, 41(4):659 ~ 671.
- [6] Joye S B, Hollibaugh J T. Influence of sulfide inhibition of nitrification on nitrogen regeneration in sediments[J]. *Science*, 1995, 270:623 ~ 625.
- [7] Stark J M, Hart C S. High rates of nitrification and nitrate turnover in undisturbed coniferous forests[J]. *Nature*, 1997, 385:61 ~ 64.

- [8] Orme-Johnson W H. Nitrogenase structure : where to now? [J]. *Science*, 1992, 257:1 639 ~ 1 640.
- [9] Lilburn T G, Kim K S, Ostrom N E, et al. Nitrogen fixation by symbiotic and free-living spirochetes[J]. *Science*, 2001, 292: 2 495 ~ 2 498.
- [10] Karl D, Letellier R, Tupas L, et al. The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical North Pacific Ocean [J]. *Nature*, 1997, 388:533 ~ 538.
- [11] Snoeck D, Zapata F, Domenach A M, et al. Isotopic evidence of the transfer of nitrogen fixed by legumes to coffee trees[J]. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ*, 2000, 4(2):95 ~ 100.
- [12] 林稚兰, 黄秀梨. 现代微生物学与实验技术[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 150 ~ 191.
- [13] Kasting J F, Siefert J L. The nitrogen fix[J]. *Nature*, 2001, 412:26 ~ 27.
- [14] Eviner V T, Chapin III S. Plant-microbial interactions[J]. *Nature*, 1997, 385:26 ~ 27.
- [15] 王国祥, 濮培民, 黄宜凯, 等. 太湖人工生态系统中氮循环细菌分布[J]. 湖泊科学, 1999, 11(2):160 ~ 164.
- [16] 穆兴民, 樊小林. 土壤氮素矿化的生态模型研究[J]. 应用生态学报, 1999, 10(1):114 ~ 118.
- [17] Hooper A B, Terry K R. Hydroxylamine oxidoreductase of *Nitrosomonas* production of nitrous oxide from hydroxylamine[J]. *Biochim. Biophys. Acta.*, 1979, 571:12 ~ 20.
- [18] Amberger A, Schmidt H L. Natürliche isotopengehalte von nitrat als indikatoren für dessen Herkunft[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51:2 699 ~ 2 705.
- [19] Buchanan R E, Gibbons N E. Bergey's manual of determinative bacteriology (eighth edition)[M]. Baltimore, The Williams & Wilkins Company, 1974, 622 ~ 630.
- [20] 徐亚同. 废水的硝化作用[J]. 环境科学进展, 1994, 2(3):44 ~ 49.
- [21] Kendall C, McDonnell J J. Isotope tracers in catchment hydrology [M]. Amsterdam, Elsevier Science B. V., 1998, 519 ~ 576.
- [22] Kölle W, Strelow O, Böttcher J. Reduced sulfur compounds in sandy aquifers and their interactions with groundwater [A]. Dresden, Proceedings of the international symposium on Groundwater Monitoring and management [C]. 1987, Complex I/II:3 ~ 14.
- [23] Robertson L A, Van Neil E W J, Torremans R A, et al. Simultaneous nitrification and denitrification in aerobic chemostat cultures of *Thiosphaera pantotropha*[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1988, 54: 2 812 ~ 2 818.
- [24] Carter J P, Hsiao Y H, Spiro S, et al. Soil and sediment bacteria capable of aerobic nitrate respiration[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1995, 61(8): 2 852 ~ 2 858.
- [25] 丁爱中, 傅家谟, 盛国英. 好氧微生物反硝化反应的证据[J]. 科学通报, 2000, 45(增刊):2 779 ~ 2 782.
- [26] 吕锡武, 李锋, 稻森悠平, 水落元之. 氨氮废水处理过程中的好氧反硝化研究[J]. 给水排水, 2000, 25(5):17 ~ 20.
- [27] Stepanauskas R, Davidsson E T, Leonardson L. Nitrogen transformations in wetland soil cores measured by  $^{15}\text{N}$  isotope pairing and dilution at four infiltration rates[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1996, 62(7):2 345 ~ 2 351.
- [28] Mariotti A, Landreau A, Simon B.  $^{15}\text{N}$  isotope biogeochemistry and natural denitrification process in groundwater: application to the chalk aquifer of northern France[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52:1 869 ~ 1 878.
- [29] Dore J E, Popp B N, Karl D. M., et al. A large source of atmospheric nitrous oxide from subtropical North Pacific surface waters [J]. *Nature*, 1998, 396:63 ~ 66.
- [30] Hall S J, Matson P A. Nitrogen oxide emissions after nitrogen additions in tropical forests[J]. *Nature*, 1999, 400:152 ~ 155.
- [31] Mariotti A. Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural  $^{15}\text{N}$  abundance measurements[J]. *Nature*, 1983, 303:685 ~ 687.
- [32] Heaton T H E. Isotopic studies of nitrogen pollution in the hydrosphere and atmosphere: a review[J]. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1986, 59:87 ~ 102.
- [33] Macko S A, Fogel M L, Hare P E, et al. Isotopic fractionation of nitrogen and carbon in the synthesis of amino acids by microorganisms[J]. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1987, 65:79 ~ 92.
- [34] Pennock J R, Velinsky D J, Ludlam J M, et al. Isotopic fractionation of ammonium and nitrate during uptake by *Skeletonema costatum*: Implications for  $\delta^{15}\text{N}$  dynamics under bloom conditions[J]. *Limnol. Oceanogr*, 1996, 41(3):451 ~ 459.
- [35] Waser N A D, Harrison P J, Nielsen B, et al. Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium, and urea by a marine diatom[J]. *Limnol. Oceanogr*, 1998, 43(2):215 ~ 224.
- [36] Macko S A, Fogel Estep M L, Engel M H, et al. Kinetic fractionation of stable nitrogen isotopes during amino acid transamination [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986, 50:2 143 ~ 2 146.

- [37] Feigin A, Shearer G, Kohl D H, et al. The amount and nitrogen-15 content of nitrate in soil profiles from two central Illinois fields in a corn-soybean rotation[J]. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1974, 38: 465 ~ 471.
- [38] Wassenaar L I. Evaluation of the origin and fate of nitrate in the Abbotsford Aquifer using the isotopes of  $^{15}\text{N}$  and  $^{18}\text{O}$  in  $\text{NO}_3^-$  [J]. *Applied Geochemistry*, 1995, 10:391 ~ 405.
- [39] Barford C C, Montoya JP, Alterbet M A, et al. Steady-state nitrogen isotope effects of  $\text{N}_2$  and  $\text{N}_2\text{O}$  production in *Paracoccus denitrificans*[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1999, 65(3):989 ~ 994.
- [40] Böttcher J, Strebel O, Voerkelius S, et al. Using isotope fractionation of nitrate-nitrogen and nitrate-oxygen for evaluation of microbial denitrification in a sandy aquifer[J]. *Journal of Hydrology*, 1990, 114:413 ~ 424.

## MICROBIAL EFFECT ON NITROGEN CYCLE AND NITROGEN ISOTOPE FRACTIONATION ON THE EARTH'S SURFACE——A REVIEW

Li Siliang<sup>1,2</sup>, Liu Congqiang<sup>1</sup>, Xiao Huayun<sup>1</sup>

(1. The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002; 2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039)

### Abstract

This study reviews microbial processes in nitrogen cycle on the Earth's surface, and their effects on the isotope fractionation during nitrogen fixation, assimilation, domination, nitrification and denitrification. In this paper, a generalized model of microbial nitrogen cycle is put forward. In microbial nitrogen cycle, nitrogen fixation and domination result in little isotope fractionation. However, the nitrogen isotope fractionation associated with assimilation, nitrification and denitrification are evidently large. The characteristics of isotope fractionation in different processes may provide much important information on sources, transformation and transportation of nitrogen compounds in surface environment.

**Key words:** nitrogen cycle; microorganism; nitrogen isotope; isotope fractionation