

DOI: 10.5846/stxb202003170577

胡星云, 孙志高. 黄河口碱蓬湿地土壤氮矿化特征对温度及氮输入的响应. 生态学报, 2020, 40(24): 8882-8891.

Hu X Y, Sun Z G. Effects of temperature and nitrogen input on nitrogen mineralization of soils in the newly created marshes of the Yellow River estuary. Acta Ecologica Sinica, 2020, 40(24): 8882-8891.

黄河口碱蓬湿地土壤氮矿化特征对温度及氮输入响应

胡星云, 孙志高*

福建师范大学地理研究所, 湿润亚热带生态地理过程教育部重点实验室, 福州 350007

摘要: 氮矿化是湿地生态系统养分循环的重要组成部分, 氮输入及温度变化对土壤氮矿化的影响具有复杂性。为了探究湿地土壤氮矿化特征对温度及氮输入的响应, 选择黄河入海口北部滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象, 基于野外原位氮负荷增强模拟试验 (N0: 0 g N m⁻² a⁻¹; N1: 9.0 g N m⁻² a⁻¹; N2: 12.0 g N m⁻² a⁻¹; N3: 18.0 g N m⁻² a⁻¹), 于生长季末获取不同氮处理下的土壤 (S-N0, S-N1, S-N2 和 S-N3) 开展室内培养实验。结果表明, 不同氮处理土壤的氮累积矿化量均呈现出培养初期 (0—14 d) 增加迅速, 培养中期 (14—42 d) 骤然降低, 而培养后期 (42—84 d) 趋于稳定的变化特征, 其值整体表现为 S-N3 > S-N0 > S-N2 > S-N1 ($P > 0.05$)。培养后期, 不同氮处理土壤的累积矿化量在 20℃ 和 25℃ 下的差异均达到极显著或显著水平 ($P < 0.01$ 或 $P < 0.05$), 且 S-N2 在此间的矿化能力最强。氮输入整体降低了土壤氮矿化对温度的敏感性 (Q_{10}), 其中 S-N2 土壤的温度敏感性最低, 更利于持续供氮。不同氮处理土壤的氮矿化速率和累积矿化量与培养温度、土壤基质质量密切相关, 且在一定范围内较高的温度和较低的 C/N 有利于氮矿化的进行。研究发现, 未来黄河口氮负荷增强以及温度持续上升背景下, 碱蓬湿地土壤氮养分及温度条件改变将会影响其供氮能力, 适量氮输入 (N2) 将有利于土壤保持持续稳定的供氮能力。

关键词: 氮矿化; 温度; 氮输入; 碱蓬湿地; 黄河口

Effects of temperature and nitrogen input on nitrogen mineralization of soils in the newly created marshes of the Yellow River estuary

HU Xingyun, SUN Zhigao*

Institute of Geography, Key Laboratory of Humid Subtropical Eco-geographical Process, Ministry of Education, Fujian Normal University, Fuzhou 350007, China

Abstract: Nitrogen (N) mineralization is an important component of nutrient cycling in wetland ecosystems, and effects of nitrogen input and temperature change on nitrogen mineralization of soils are complex. To explore the effects of temperature and N import on N mineralization characteristics of soils with different N treatments, the topsoil (0—10 cm) with different substrate qualities (S-N0, S-N1, S-N2 and S-N3) were sampled at the end of the growing season from different N input plots (N0: 0 g N m⁻² a⁻¹; N1: 9.0 g N m⁻² a⁻¹; N2: 12.0 g N m⁻² a⁻¹; N3: 18.0 g N m⁻² a⁻¹) in *Suaeda salsa* marsh of the Yellow River estuary, and the incubation experiment was carried out. Results showed that, under different incubation temperatures, the cumulative mineralized N of the four soils increased rapidly at initial stage (0—14 days), after that decreased suddenly at middle stage (14—42 days), then tended toward stability at final stage (42—84 days), and the values in incubation period generally showed S-N3 > S-N0 > S-N2 > S-N1 ($P > 0.05$). At the end of incubation experiment, the cumulatively mineralized N of the four soils were significantly different at 20 °C and 25 °C ($P < 0.01$ or $P < 0.05$), and

基金项目: 国家自然科学基金面上项目 (41371104, 41971128); 国家生态系统观测研究共享服务平台能力建设项目

收稿日期: 2020-03-17; 网络出版日期: 2020-11-05

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zhigaosun@163.com

S-N2 showed the strongest mineralization ability. N input generally decreased the sensitivity of N mineralization to temperature (Q_{10}), thereinto. S-N2 showed the lowest Q_{10} and it was more favorable for continuous N supply. The mineralization rates and cumulative mineralization N of the four soils were closely related to incubation temperatures and substrate qualities of soils, while within a certain range, higher temperatures and lower C/N were more favorable for the process of N mineralization. This study found that, as N loading and temperature in the Yellow River estuary increased continuously in future, the alterations of soil N nutrient and temperature would greatly affect the N supply capacity of *S. salsa* soils, and the soils with N2 input would maintain sustainable and stable N supply capacity.

Key Words: nitrogen mineralization; temperature; nitrogen input; *Suaeda salsa* marsh; Yellow River estuary

氮作为河口湿地营养水平的指示剂之一,常常是最主要的限制性养分,其含量直接影响湿地生态系统的生产力^[1]。湿地土壤氮矿化是有机质碎屑中的氮在土壤动物和微生物的作用下,由难以被植物吸收利用的有机态氮转化为可被植物直接吸收利用的无机态氮的过程^[2],是湿地氮循环的重要环节^[3]。氮矿化还可为硝化-反硝化作用提供主要氮源,并显著影响着湿地系统氮的淋失和气态损失^[4]。氮矿化不仅受到一系列生物因子(微生物、人类活动等)的影响,而且还受温度、水分及土壤理化学性质等非生物因子的影响^[5]。

全球变化背景下,温度能够通过改变土壤微生物的群落组成和数量影响氮矿化过程,进而影响生态系统的氮养分循环^[6]。温度敏感性(Q_{10})已被广泛用作氮循环模型中的一个重要生态参数,用以描述温度升高10℃时土壤氮矿化的响应^[7-8]。当前,国内外关于氮矿化对温度变化响应的研究主要涉及农田^[9, 10]、草地^[11-13]和森林^[5, 14]等生态系统,而关于湿地生态系统的相关研究相对较少,且当前研究主要集中于自然条件下湿地土壤氮矿化特征与影响因素^[2, 15-17]以及环境改变条件下(如土地利用方式^[18]、养分状况^[19-20]、盐度和水分条件^[4, 21-23]等)土壤氮矿化过程的探讨上,而关于外源氮持续输入后不同氮处理土壤的氮矿化过程研究还鲜有报道。因此,深入探究外源氮输入及全球温度变化下湿地土壤氮矿化特征及其影响因素,对于湿地生态系统的稳定具有着重要的意义。

黄河口新生湿地作为渤海与黄河河口相互作用形成的的重要湿地,承接来自上游带来的大量含氮物质。近年来,黄河口营养盐入海通量一直保持在较高水平(1.49×10^4 — 3.91×10^4 t)^[24],且当前氮湿沉降量已接近其临界负荷($4.0 \text{ g N m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)^[25],由此导致其对河口湿地的养分状况和植物生长等产生深刻影响。碱蓬(*Suaeda salsa*)作为黄河口新生湿地分布最为广泛的盐生植被,具有维持湿地系统正常演替、防风固堤及调节气候等重要功能,同时对环境变化有着重要的指示作用。鉴于黄河口当前氮负荷不断增强以及湿地土壤氮矿化研究的不足,以黄河口滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象,通过获取野外原位氮负荷增强模拟试验末期的不同氮处理土壤,基于淹水密闭培养法,探讨了其氮矿化特征对温度及氮输入响应程度的差异。研究结果有助于揭示该区当前及未来氮负荷增强条件下湿地土壤的供氮能力,并可为退化湿地的恢复提供重要科学依据。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区域概况

研究区位于山东黄河三角洲国家级自然保护区(37°40′—38°10′N, 118°41′—119°16′E),保护区总面积15.3万 hm^2 ,其中陆地面积8.27万 hm^2 ,潮间带面积3.83万 hm^2 。该区四季分明,雨热同期,属暖温带季风型大陆性气候,年降水量551.6 mm,年蒸发量1928.2 mm,年均温12.1℃,无霜期196 d。近38年来(1980—2018)黄河口年均气温总体上呈波动上升变化,平均增速0.626℃/10a(图1)。保护区的土壤类型主要为隐域性潮土和盐土,主要植被包括为碱蓬(*S. salsa*)、芦苇(*Phragmites australis*)、怪柳(*Tamatis chinensis*)、白茅(*Imperata cylindrica*)及罗布麻(*Apocynum venetum*)等。

1.2 研究方法

1.2.1 培养实验土壤获取

选择今黄河入海口北部滨岸高潮滩的碱蓬湿地为研究对象,开展野外原位氮负荷增强模拟试验。结合该区现有资料,综合考虑陆源氮输入($2.5\text{--}3.5\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$)和氮沉降($3\text{--}4.5\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$)的影响^[24, 26],将自然条件下的氮输入量确定为 $6.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$ (N0),并以此将试验氮输入梯度设置为:对照处理 N0(无额外氮输入)、低氮处理 N1(1.5N0 ; $9.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$,模拟未来较低氮输入量)、中氮处理 N2(2.0N0 ; $12.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$,模拟未来较高氮输入量)和高氮处理 N3(3.0N0 ; $18.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$,模拟未来更高氮输入量),每种处理随机布设 3 个重复样地($5\text{ m}\times 10\text{ m}$),每个样地之间设置 5 m 的缓冲带(图 2)。自 4 月下旬开始,每隔 25 d 以 $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$ 水溶液的形式对不同样地进行氮输入强度的模拟。按照 4 种处理的氮输入要求,将 $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$ 溶解在 20 L 水中,通过预布设装置均匀喷洒入各样地(对照样地喷洒等量的水)。

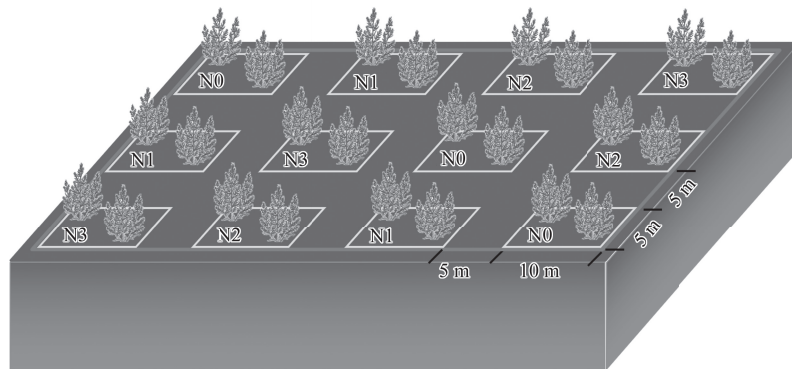


图 2 野外原位氮输入试验示意图

Fig.2 Sketch of the in situ nitrogen input experiment

N0: $0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$; N1: $9.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$; N2: $12.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$; N3: $18.0\text{ g N m}^{-2}\text{ a}^{-1}$

持续输氮一个生长季后,在碱蓬生长季末(11 月上旬),通过五点采样法分别在各样地内采集表层土壤(0—10 cm),将每种氮处理土壤的 3 个重复土壤均进行充分混合,混样后的土壤分别记为 S-N0、S-N1、S-N2 和 S-N3,带回实验室自然风干过筛后备用。不同氮处理土壤的基本理化性质如表 1 所示。

1.2.2 矿化实验设计

氮矿化实验采用风干土淹水密闭培养法^[27]。称取风干土 5 g,每份土 3 个重复,置于 $10\times 180\text{ mm}$ 的试管中。将试管平放于桌面上小心滚动,使管中土面倾斜,用移液管缓缓加入 5 mL 去离子水。加水后检查各试管中的土壤是否完全润湿,并尽量驱出土中的空气,然后用橡皮塞密封管口。根据野外监测的研究区年温度变化范围,设置 $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 三个温度,将土样随机分成三份分别置于这三个温度的培养箱中培养,每周换气一次,并驱除土中气体。分别于淹水后第 0、1、3、5、7、9、14(第 2 周)、28(第 4 周)、42(第 6 周)、56(第 8 周)、70(第 10 周)、84 d(第 12 周)进行取样。每次取样时,在不同温度的培养箱内,随机取出不同氮处理土壤的各 3 个试管,共 36 个。用 20 mL 2.5 mol/L 的 KCl 溶液将试管中的土壤全部洗入 100 mL 的三角瓶中,震荡 1 h 后静置半小时用定量滤纸过滤,滤液通过连续流动分析仪(SKAL AR-SAN++ 荷兰)测定 $\text{NH}_4^+\text{-N}$

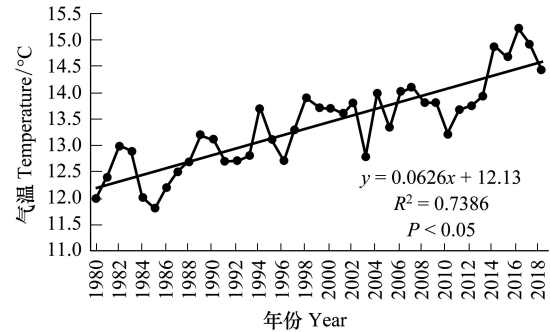


图 1 黄河口 1980—2018 年年均气温变化

Fig.1 Changes of annual mean atmospheric temperature in the Yellow River estuary during 1980—2018

和 NO_3^- -N 含量。

表 1 不同氮处理土壤的理化性质

Table 1 Physical and chemical properties of soils with different N input treatments

指标 Index	氮输入处理土壤 Soils with different N input treatments			
	S-N0	S-N1	S-N2	S-N3
TN/(mg/kg)	570.91±58.48a	706.19±12.71b	659.27±25.76ab	852.35±44.88c
TP/(mg/kg)	746.00±5.65a	754.50±2.12a	745.50±9.90a	741.00±1.41a
SOC/(g/kg)	11.90±0.97a	14.74±1.12b	29.74±1.29c	24.26±0.81d
NH_4^+ -N	6.48±0.19a	5.75±0.23b	6.27±0.10ab	5.95±0.56ab
NO_3^- -N	1.00±0.26a	0.85±0.09a	1.20±0.00ab	1.32±0.08b
C/N	36.90±3.06a	30.02±0.70bc	32.94±2.42ac	28.11±1.28bc
C/P	28.12±0.76a	28.09±0.07a	29.10±0.61a	32.29±0.17b
N/P	0.07±0.08a	0.94±0.02b	0.89±0.05ab	1.15±0.06c
pH	7.45±0.10a	7.41±0.06a	7.33±0.13a	7.29±0.04a

同行相同字母表示不存在显著差异 ($P>0.05$); S-N0: 无氮输入土壤 Soil with no N input; S-N1: 低氮输入土壤 Soil with low N input; S-N2: 中氮输入土壤 Soil with middle N input; S-N3: 高氮输入土壤 Soil with high N input; TN: 全氮 Total nitrogen; TP: 全磷 Total phosphorus; SOC: 土壤有机质 Soil organic matter

1.2.3 指标计算

净氮矿化量通过培养后和培养前土壤中无机氮 (NH_4^+ -N+ NO_3^- -N) 的差值来计算。净氮矿化速率为单位时间内无机氮含量的变化, 计算公式如下:

$$\begin{aligned}\Delta t &= t_{i+1} - t_i \\ A_{\text{amm}} &= C_{[\text{NH}_4^+\text{-N}]^{i+1}} - C_{[\text{NH}_4^+\text{-N}]^i} \\ A_{\text{nit}} &= C_{[\text{NO}_3^-\text{-N}]^{i+1}} - C_{[\text{NO}_3^-\text{-N}]^i} \\ A_{\text{min}} &= A_{\text{amm}} + A_{\text{nit}} \\ R_{\text{min}} &= A_{\text{min}} / \Delta t\end{aligned}$$

式中, t_i 为培养起始时间; t_{i+1} 为培养结束时间; Δt 为培养时间; $C_{[\text{NH}_4^+\text{-N}]^i}$ 和 $C_{[\text{NH}_4^+\text{-N}]^{i+1}}$ 分别为培养前后土壤中的 NH_4^+ -N 含量; $C_{[\text{NO}_3^-\text{-N}]^i}$ 和 $C_{[\text{NO}_3^-\text{-N}]^{i+1}}$ 分别为培养前后土壤中的 NO_3^- -N 含量; A_{amm} 和 A_{nit} 分别为培养时间内的净氨化量和净硝化量; R_{min} 为净氮矿化速率 ($\text{mg kg}^{-1} \text{d}^{-1}$)^[12]。

氮累积矿化量 (C_N) 通过培养后与培养前无机氮差值的累加来计算, 即:

$$C_N = \sum_i^n (N_{t+1} - N_t)$$

式中, N_{t+1} 为培养第 $i+1$ 次后的矿化量, N_t 为培养第 i 次后的矿化量, i 的取值范围为 0—11 之间的整数。

净氮矿化速率与温度之间的关系采用指数模型 ($R_{\text{min}} = Ae^{BT}$) 拟合, 其中温度反应系数 (B) 的计算公式如下:

$$B = [\ln(R_{\text{min}}/A)]/T$$

式中, R_{min} 为净氮矿化速率, A 为土壤基质质量指数, 表示温度为 0℃ 时土壤净氮矿化的速率常数, T 为培养温度 (℃)。

氮矿化的温度敏感性 (Q_{10}) 可用下式计算:

$$Q_{10} = \exp^{10B}$$

气候要素的趋势采用一元线性回归模型描述, 即:

$$y = ax + b$$

式中, y 为气候要素序列, x 为时间序列 (1980—2018), a 为年均温增长速率 (℃/a), b 为常数。气候数据来源

于东营市气象局。

1.2.4 数据处理与统计

运用 Origin 9.2 对数据进行作图和计算,运用 SPSS 22.0 对不同氮处理土壤的土壤理化性质、矿化速率和累积矿化量进行单因素方差分析,显著性水平设定为 $\alpha=0.05$ 。对温度敏感性(Q_{10})与土壤理化性质进行相关分析,显著性水平设定为 $\alpha=0.05$ 。

2 结果与分析

2.1 不同氮处理湿地土壤氮矿化速率对温度的响应

相同温度下不同氮处理湿地土壤的氮矿化速率变化模式并未发生显著改变($P>0.05$),其值均以初期最高,之后迅速降低(1—14 d),而后再缓慢降低(14—84 d)(图3)。20℃下不同氮处理土壤的氮矿化速率(均值为 $4.72 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$)在 1—14 d 显著低于 25℃ 和 30℃(均值分别为 $6.63 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 和 $7.391 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$)($P<0.05$),但其在 14—84 d 与 25℃ 和 30℃ 下的相应数值相差不大(20℃: $-0.41 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$; 25℃: $-0.61 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$; 30℃: $-0.61 \text{ mg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$)($P>0.05$)。比较而言,3 种温度下不同氮处理土壤的矿化速率在整个培养期(0—84 d)以及培养初期(1—14 d)均表现为 S-N3>S-N0>S-N1>S-N2。另外,不同氮处理土壤氮矿化的温度敏感性(Q_{10})分别为 2.018 ± 0.134 (S-N0)、 1.714 ± 0.076 (S-N1)、 1.673 ± 0.042 (S-N2) 和 1.758 ± 0.053 (S-N3)(图4),且 Q_{10} 与土壤 TN、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、C/N 和 N/P 存在显著正相关关系($P<0.05$),与 SOC 存在极显著正相关关系($P<0.01$)(表2)。

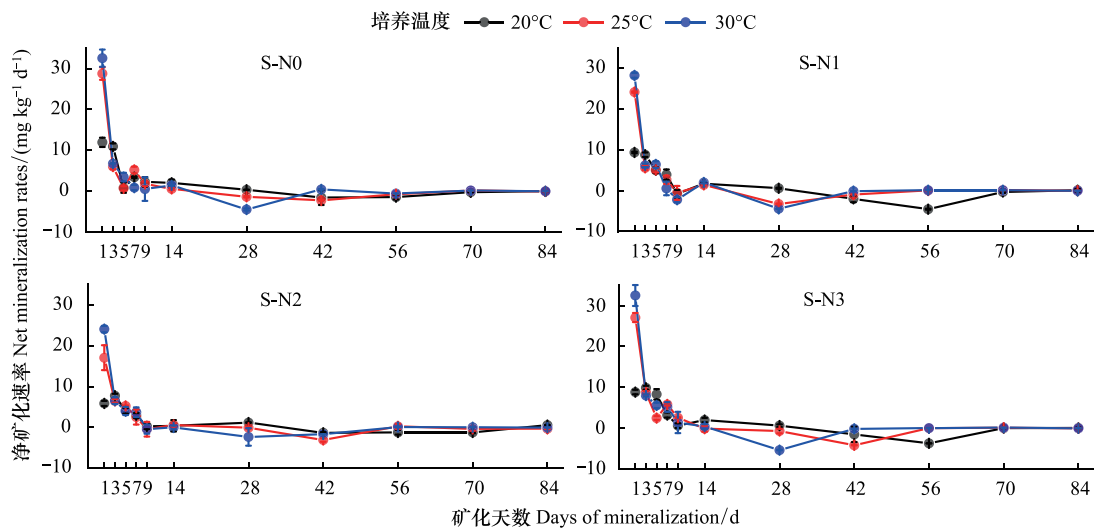


图3 不同温度下各氮处理土壤的净矿化速率

Fig.3 Net mineralization rates of soils with different N input treatments under different incubation temperatures

S-N0: 无氮输入土壤 Soil with no N input; S-N1: 低氮输入土壤 Soil with low N input; S-N2: 中氮输入土壤 Soil with middle N input; S-N3: 高氮输入土壤 Soil with high N input

表2 土壤氮矿化速率温度敏感性(Q_{10})与土壤理化性质相关性

Table 2 Correlations between temperature sensitivity values (Q_{10}) of soil mineralization rate and soil physical or chemical properties

	TN	SOC	TP	C/N	C/P	N/P	$\text{NH}_4^+\text{-N}$	$\text{NO}_3^-\text{-N}$	pH
Q_{10}	0.024 *	0.008 **	0.699	0.012 *	0.156	0.026 *	0.037 *	0.974	0.235

* $P<0.05$; ** $P<0.01$

2.2 不同温度下各氮处理湿地土壤累积矿化量

不同氮处理湿地土壤的氮累积矿化量整体均表现为 30°C ($(27.73 \pm 3.85) \text{ mg/kg}$) $>$ 25°C ((27.03 ± 3.25))

mg/kg) > 20°C ((26.30 ± 6.28) mg/kg) ($P > 0.05$) (图 5), 说明温度越高, 累积矿化量一般越大。在相同温度下, 不同氮处理土壤的累积矿化量均呈现出培养初期增加迅速, 培养中期骤然降低, 而培养后期趋于稳定的变化特征, 且其值整体表现为 S-N3 > S-N0 > S-N2 > S-N1 ($P > 0.05$)。其中, 20°C 下快速增加阶段 (1—28 d) 的累积矿化量表现为 S-N3 > S-N0 > S-N1 > S-N2 ($P > 0.05$), 迅速降低阶段 (28—56 d) 表现为 S-N3 > S-N2 > S-N0 > S-N1 ($P > 0.05$), 而趋于稳定阶段 (56—84 d) 表现为 S-N2 > S-N0 > S-N3 > S-N1 ($P < 0.01$)。25°C 下不同氮处理土壤的累积矿化量在各阶段的变化特征均与 20°C 下相似, 仅不同阶段持续的时间存在差异。与 20°C 和 25°C 相似, 30°C 下的累积矿化量在快速增加阶段 (1—14 d) 也表现为 S-N3 > S-N0 > S-N1 > S-N2。不同的是, 该温度下的迅速降低阶段时间缩短, 而趋于稳定阶段的时间延长。比较而言, 20°C 和 25°C 不同氮处理土壤的氮累积矿化量在快速增加阶段 (1—14 d) 和迅速降低阶段 (14—42 d) 均不存在显著差异 ($P > 0.05$), 但在趋于稳定阶段 (42—84 d) 则存在显著差异 ($P < 0.05$); 30°C 下, 不同氮处理土壤的累积矿化量在各矿化阶段均不存在显著差异 ($P > 0.05$)。

3 讨论

3.1 温度对不同氮处理湿地土壤有机氮矿化的影响

湿地土壤氮矿化速率决定了土壤中供给植物生长的氮养分可利用性, 是湿地生态系统氮循环的重要环节。已有研究表明, 温度是影响湿地土壤氮矿化的重要因子, 且在一定范围内, 温度与氮矿化速率呈显著正相关关系^[6, 28]。本研究中, 温度的升高显著刺激了培养初期土壤的氮矿化进程。培养初期, 适度的水分和较高的温度极大地激发了不同氮处理土壤中微生物 (特别是氨化细菌) 的活性, 大量的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 被矿化出来^[29], 使得这一时期 30°C 下各土壤的氮矿化速率明显高于其他温度 (图 3)。而培养中后期, 各温度下土壤的氮矿化速率逐渐减慢并趋于平稳, 一方面是由于随着时间的推移土壤中能被矿化的底物逐渐减少^[27], 矿化出来的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 也逐渐降低; 另一方面则是由于前期矿化出的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 对氮矿化产生负激发效应^[30], 土壤中溶解态 NH_3 浓度过高, 对氨化微生物产生了抑制作用, 而土壤其他微生物以未矿化有机物为碳源, 以矿化的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 为氮源大量繁殖, 导致土壤矿质氮下降。

温度敏感性 (Q_{10}) 是广泛用于氮循环模型中的一个重要参数, 用来描述温度升高 10°C 时土壤氮矿化的响应程度, 其对于评估土壤氮矿化过程具有重要意义^[8]。本研究中, 一定的氮输入降低了土壤氮矿化对温度的敏感性, 且 N2 处理土壤 (S-N2) 的氮矿化温度敏感性最弱 (图 4), 更利于持续供氮。随着培养时间的延长, 不同温度下 S-N2 的累积矿化量在培养后期均显著高于其他土壤 ($P < 0.05$), 这也在一定程度上说明了 S-N2 的持续供氮能力较强。土壤理化性质是影响 Q_{10} 值存在差异的重要原因, 一般来说 Q_{10} 值越大, 土壤基质质量越差。本研究中, Q_{10} 与 SOC、TN、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、C/N 和 N/P 存在极显著或显著相关关系 ($P < 0.01$ 或 $P < 0.05$) (表 2)。另由表 1 可知, 相对于其他氮处理土壤, S-N0 有着最低的 SOC ($P < 0.05$) 和最高的 C/N ($P < 0.05$), 土壤基质质量最差, 故其 Q_{10} 最高; 而 S-N2 和 S-N3 有着较高的 SOC 和较低的 C/N, 故其基质质量较高, Q_{10} 最低。 Q_{10} 还是衡量土壤氮矿化对未来温度变化响应的一个重要参数^[10]。随着工业化和现代化的发展, 全球变暖的趋势逐步凸显。世界气象组织在马德里联合国气候变化大会上发布的最新报告显示, 截至 2019 年人类活动产生的温室气体造成的全球异常高温情况已持续了 10 年^[31]。IPCC 第五次评估报告 (2014) 指出, 人类活动已导致

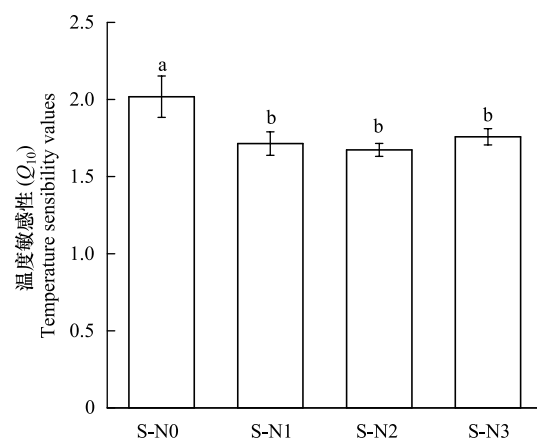


图 4 不同氮处理土壤氮矿化速率的温度敏感性 (Q_{10})

Fig. 4 Temperature sensitivity values (Q_{10}) of mineralization rates in soils of different N input treatments

不同字母表示在 $P < 0.05$ 水平上存在显著差异

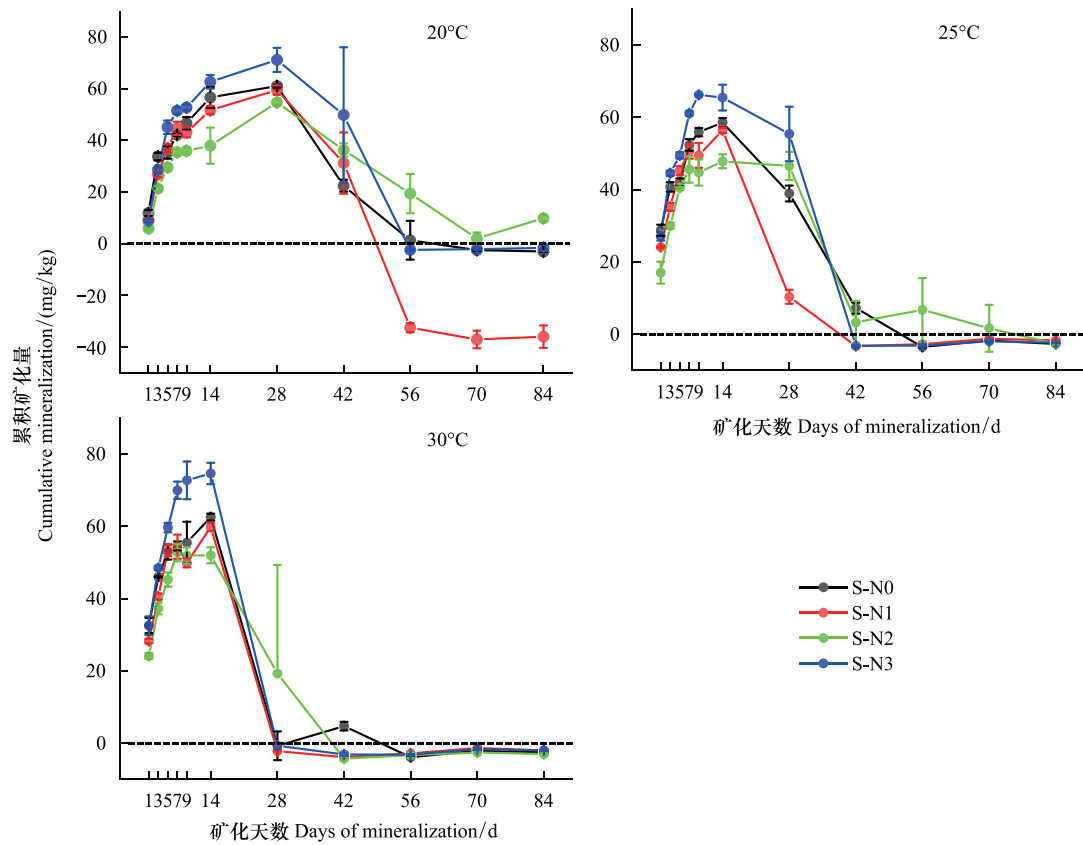


图5 不同氮处理土壤在不同温度下的累积矿化量

Fig.5 Cumulative mineralization of soils with different N input treatments under different incubation temperatures

全球平均气温比工业化前升高 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 并且可能在 2030—2052 年间的某个年份比工业化前升高 $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 或在更极端情况下可能升高 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ [32]。通过对 1980—2018 年间黄河口地区年均气温的分析发现, 黄河口地区的气温以 $0.626\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的速度上升(图 1), 高于全球气温的增速 $0.17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ [33]。原因主要是黄河三角洲的工业化、城市化快速发展, 尤其是石油天然气开采、工农业生产、围填海以及城镇扩展等掠夺性开发造成湿地面积(特别是天然湿地面积)大幅减少, 进而加剧了该区温度的上升[34, 35]。据信志红等[36]的研究显示, 黄河口湿地面积已从 1996 年的 12.622 万 hm^2 减少至 2015 年的 9.917 万 hm^2 (降幅为 21.43%)。其中, 天然湿地面积减少了 5.031 万 hm^2 , 降幅为 42.00%; 而人工湿地面积增加了 2.325 万 hm^2 , 增幅高达 360.59%。在未来该区温度持续上升以及氮负荷增强的背景下, 黄河口碱蓬湿地土壤的氮矿化将会受到一定影响, 特别是当氮输入量达到中氮水平(N2)时, 湿地土壤能够更好的适应气候变化, 并具有较强且稳定的供氮能力。

3.2 氮输入对湿地土壤氮矿化的影响

湿地土壤氮的矿化过程不仅与温度变化密切相关, 而且也与土壤基质质量存在着紧密联系。本研究表明, 持续高氮输入条件下的土壤(S-N3)具有更高的矿化能力, 这可能与培养土壤的养分组成差异有关。Groffman 和 Hanson [37] 的研究发现, 湿地土壤氮矿化过程与 TN 含量存在极显著正相关关系, Loiseau 和 Soussana [11]、李阳等 [13] 的研究表明, 氮添加样地土壤的氮矿化作用要高于未添加氮的样地。从表 1 中可知, S-N3 有着最高的 TN 含量以及较高的 SOC 含量, 可为其矿化过程提供丰富的反应底物。现有研究亦表明, 较低的 C/N 更有利于土壤氮的矿化, 而较高的 C/N 则不利于氮矿化作用的进行 [15, 30]。研究中, S-N3 的 C/N 最低, 说明易矿化的有机氮较多, 有利于促进氮矿化作用的快速进行。

不同温度下各氮处理土壤的累积矿化量在培养中期(20°C 为 28—56 d, 25°C 为 14—42 d, 30°C 为 14—28 d)均迅速降低, 甚至出现负值。这一研究结果与已有大多数研究结果相悖, 即土壤氮累积矿化量随培养时间

的延长呈增加趋势且始终为正值。然而,通过对比国内外相关研究结果可知,无论是室内培养矿化实验还是野外原位培养矿化试验,都有相当一部分研究结果出现了与本研究类似的情况(表3)。原因可能有三方面:一是与矿化有关的氮养分和碳能量供应不足有关。随着培养时间的延长,前期矿化阶段微生物消耗了大量碳、氮,使得该时期土壤矿化所需要的碳、氮供应相对不足,由此导致氮的累积矿化量迅速降低。二是与氨化作用产生的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 抑制了氨化微生物的活性以及 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 被微生物固持有关系。有机氮矿化过程实质上是氨化微生物通过酶(过氧化氢酶、转化酶及脲酶等)所促使的一种化学反应,其矿化产物主要为 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 。由于连续培养的方法未能移除生成物,故培养体系中累积的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 既影响了酶促反应,同时当其达到一定浓度后,又会对氨化微生物的活性产生抑制^[27]。不同温度下的土壤在培养过程中均不断矿化出大量的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$,且矿化速率也随之逐渐减慢(图3),这在一定程度上可解释矿化产生的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 达到了一定浓度时可抑制氨化微生物的活性,进而导致累积矿化量的降低。另外,土壤微生物是一个多群体的组合,尽管氨化微生物的活性被抑制,但其他微生物仍然会以矿化的有机物为碳源,并利用已矿化出来的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 为氮源进行大量繁殖,从而对 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 产生固持作用,导致累积矿化量降低^[2]。三是与硝化-反硝化作用的进行有关。已有研究表明,厌氧状态下的反硝化作用是一个非常重要的脱氮过程^[2, 15, 37]。本研究中, $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 在被微生物固持的同时,培养体系中反硝化作用的进行亦可导致脱氮作用的进行。一部分 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 先经过硝化作用转变为 NO_3^- 、 NO_2^- 后,再通过反硝化细菌被还原为 NO 、 N_2O 和 N_2 释放出去实现脱氮,从而使得此间的累积矿化量出现降低甚至表现为负值。

不同温度下各氮处理土壤的累积矿化量在培养后期均呈小幅波动变化,而这主要是由于随着培养时间的延长,碳能量的供给受到限制,土壤微生物的活性逐渐降低^[41],最终导致氮累积矿化量变化不大。此间,除 30°C 下不同氮处理土壤的氮累积矿化量之间不存在显著差异外,其在 20°C 和 25°C 下的差异均达到显著或极显著水平($P < 0.05$ 或 $P < 0.01$),原因可能与不同温度下各氮处理土壤的矿化能力差异有关。尽管 30°C 下的培养温度较高,微生物较为活跃,但不同氮处理土壤中的有机氮在培养前期和培养中期大多已被矿化,故其在培养后期的累积矿化量并无多大差异。与之不同,不同氮处理土壤的矿化速率在 20°C 和 25°C 下相对较慢,其在培养前期和培养中期仍有相当部分有机氮未被矿化,使得培养后期残存的氮较多,由此导致不同氮处理土壤的矿化量在培养后期可能产生较大差异。培养后期, 20°C 下 S-N1 的累积矿化量远低于其他氮处理土壤($P < 0.05$),说明其微生物固持作用和反硝化作用可能比较明显;而 S-N2 的累积矿化量无论在 20°C 还是在 25°C 下均高于其他氮处理土壤($P < 0.05$),说明 S-N2 的持续供氮能力较强。整体而言,尽管 S-N3 的累积矿化量较高,但其矿化能力在不同阶段波动变化较大,加之其对温度的敏感性较强(图4),故不利于持续供氮;而 S-N2 的累积矿化量尽管相对较低,但其波动相对较小,加之其对温度的敏感性最弱(图4),故更有利于持续供氮。

表3 国内外相关文献关于湿地土壤氮矿化速率出现降低或负值情况

Table 3 Nitrogen mineralization rates of wetland soils showed decrease trend or negative values in present literatures

生态系统类型 Ecosystem-type	研究区域 Study area	土壤类型 Soil type	培养方法 Method of mineralization	添加处理 Treatment	参考文献 References
河口湿地 Estuary marsh	黄河口	潮滩土	PVC 顶盖原位培养	无	Jia 等 ^[17]
河口湿地	黄河口	潮滩土	PVC 顶盖原位培养	无	牟晓杰等 ^[2]
河口湿地	闽江口	潮滩土	连续淹水培养	无	李家兵等 ^[38]
河口湿地	珠江口	潮滩土	连续淹水培养	不同浓度镉	胡星云等 ^[20]
河口湿地	辽河口	潮滩土	连续淹水培养	不同含水率	于芳芳等 ^[22]
淡水湿地 Fresh water wetland	三江平原	沼泽土	PVC 顶盖原位培养	无	孙志高和刘景双 ^[15]
湖泊湿地 Lake wetland	北京后海	潮褐土	连续淹水培养	无	金相灿等 ^[39]
河谷湿地 River valley wetland	比利时中部山谷	粉沙壤土	PVC 顶盖原位培养	无	Sleutel 等 ^[21]
森林湿地 Forest wetland	美国新泽洲	沙壤土	原位培养	无	Ehrenfeld 和 Yu ^[40]
河口湿地	黄河口	潮滩土	连续淹水培养	不同浓度氮添加	本研究

综上所述,随着黄河口氮负荷不断增强以及温度的持续上升,碱蓬湿地土壤氮养分及温度条件改变将会影响其供氮能力,适量氮输入(N₂)将有利于土壤保持持续稳定的供氮能力。但本研究仅仅探讨了在实验室环境中不同氮输入处理土壤的短期矿化能力,而野外环境相对复杂,存在着很多不确定因素。未来需要进一步开展长期的野外原位氮矿化模拟实验,并研究其微生物机制。

4 结论

(1) 尽管温度并未改变不同氮处理土壤的氮矿化速率模式,但其值在不同温度下均以初期最高,之后迅速降低,而后又缓慢降低。不同氮处理土壤的氮累积矿化量变化特征也较为相似,均于培养初期增加迅速,培养中期骤然降低,而在培养后期趋于稳定。

(2) 不同氮处理土壤的氮矿化速率和累积矿化量与培养温度、土壤基质质量密切相关,且在一定范围内较高的温度(30℃>25℃>20℃)和较低的 C/N 有利于氮矿化的进行。

(3) 不同氮处理土壤氮矿化的温度敏感性(Q_{10})表现为 S-N0>S-N3>S-N1>S-N2,其与 SOC、TN、NH₄⁺-N、C/N 和 N/P 存在极显著或显著相关关系($P<0.01$ 或 $P<0.05$);氮输入整体降低了土壤氮矿化对温度的敏感性,N₂ 处理土壤的温度敏感性最低,更利于持续供氮。

(4) 未来在黄河口氮负荷增强以及温度持续上升背景下,湿地土壤氮养分及温度条件改变将会影响其供氮能力,适量氮输入(N₂)条件下的土壤更有利于保持稳定的供氮能力。

参考文献(References):

- [1] Mitsch W J, Gosselink J G. Wetlands. 3rd ed. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 2000: 89-89.
- [2] 牟晓杰, 孙志高, 刘兴土. 黄河口典型潮滩湿地土壤净氮矿化与硝化作用. 中国环境科学, 2015, 35(5): 1466-1473.
- [3] Abera G, Wolde-meskel E, Bakken L R. Carbon and nitrogen mineralization dynamics in different soils of the tropics amended with legume residues and contrasting soil moisture contents. *Biology and Fertility of Soils*, 2012, 48(1): 51-66.
- [4] 白军红. 向海沼泽湿地氮素生物地球化学过程研究[D]. 长春: 中国科学院研究生院(东北地理与农业生态研究所), 2003.
- [5] 李贵才, 韩兴国, 黄建辉, 唐建维. 森林生态系统土壤氮矿化影响因素研究进展. 生态学报, 2001, 21(7): 1187-1195.
- [6] Guntiñas M E, Leirós M C, Trasar-Cepeda C, Gil-Sotres F. Effects of moisture and temperature on net soil nitrogen mineralization: a laboratory study. *European Journal of Soil Biology*, 2012, 48: 73-80.
- [7] Liu Y, Wang C H, He N P, Wen X F, Gao Y, Li S G, Niu S L, Butterbach-Bahl K, Luo Y Q, Yu G R. A global synthesis of the rate and temperature sensitivity of soil nitrogen mineralization: latitudinal patterns and mechanisms. *Global Change Biology*, 2017, 23(1): 455-464.
- [8] Meyer N, Welp G, Amelung W. The temperature sensitivity (Q_{10}) of soil respiration: controlling factors and spatial prediction at regional scale based on environmental soil classes. *Global Biogeochemical Cycles*, 2018, 32(2): 306-323.
- [9] Fu Q, Yan J W, Li H, Li T X, Hou R J, Liu D, Ji Y. Effects of biochar amendment on nitrogen mineralization in black soil with different moisture contents under freeze-thaw cycles. *Geoderma*, 2019, 353: 459-467.
- [10] Miller K S, Geisseler D. Temperature sensitivity of nitrogen mineralization in agricultural soils. *Biology and Fertility of Soils*, 2018, 54(7): 853-860.
- [11] Loiseau P, Soussana J F. Effects of elevated CO₂, temperature and N fertilization on nitrogen fluxes in a temperate grassland ecosystem. *Global Change Biology*, 2000, 6(8): 953-965.
- [12] 朱剑兴, 王秋凤, 何念鹏, 王若梦, 代景忠. 内蒙古不同类型草地土壤氮矿化及其温度敏感性. 生态学报, 2013, 33(19): 6320-6327.
- [13] 李阳, 徐小惠, 孙伟, 申颜, 任婷婷, 黄建辉, 王常慧. 不同形态和水平的氮添加对内蒙古草甸草原土壤净氮矿化潜力的影响. 植物生态学报, 2019, 43(2): 174-184.
- [14] Fang Y T, You M, Koba K, Zhu W X, Takebayashi Y, Xiao Y H, Lei C Y, Mo J M, Zhang W, Lu X K. Nitrogen deposition and forest nitrogen cycling along an urban-rural transect in southern China. *Global Change Biology*, 2011, 17(2): 872-885.
- [15] 孙志高, 刘景双. 三江平原典型小叶章湿地土壤氮素净矿化与硝化作用. 应用生态学报, 2007, 18(8): 1771-1777.
- [16] Bai J H, Gao H F, Xiao R, Wang J J, Huang C. A review of soil nitrogen mineralization as affected by water and salt in coastal wetlands: issues and methods. *Clean: Soil, Air, Water*, 2012, 40(10): 1099-1105.
- [17] Jia J, Bai J H, Gao H F, Wen X J, Zhang G L, Cui B S, Liu X H. *In situ* soil net nitrogen mineralization in coastal salt marshes (*Suaeda salsa*)

- with different flooding periods in a Chinese estuary. *Ecological Indicators*, 2017, 73: 559-565.
- [18] Yavitt J B, Burtis J C, Smemo K A, Welsch M. Plot-scale spatial variability of methane, respiration, and net nitrogen mineralization in muck-soil wetlands across a land use gradient. *Geoderma*, 2018, 315: 11-19.
- [19] Zhang Y H, Xu X J, Li Y, Huang L D, Xie X J, Dong J M, Yang S Q. Effects of *Spartina alterniflora* invasion and exogenous nitrogen on soil nitrogen mineralization in the coastal salt marshes. *Ecological Engineering*, 2016, 87: 281-287.
- [20] 胡星云, 孙志高, 孙文广, 王苗苗, 王伟, 田莉萍. 黄河口新生湿地碱蓬生物量及氮累积与分配对外源氮输入的响应. *生态学报*, 2017, 37(1): 226-237.
- [21] Sleutel S, Moeskops B, Huybrechts W, Vandenbossche A, Salomez J, Bolle S, Buchan D, Neve S. Modeling soil moisture effects on net nitrogen mineralization in loamy wetland soils. *Wetlands*, 2008, 28(3): 724-734.
- [22] 于芳芳, 李法云, 贾庆宇. 温度和水分对辽河保护区典型湿地土壤氮矿化的影响. *生态科学*, 2019, 38(6): 98-105.
- [23] Jia J, Bai J H, Gao H F, Wang W, Yin S, Wang D W, Han L. Effects of salinity and moisture on sediment net nitrogen mineralization in salt marshes of a Chinese estuary. *Chemosphere*, 2019, 228: 174-182.
- [24] 中国海洋环境质量公报(2010—2018). 中国海洋信息网, (2019—12-04). <http://www.nmdis.org.cn/hygb/zghyhjzlgb/>
- [25] 段雷, 郝吉明, 谢绍东, 周中平. 用稳态法确定中国土壤的硫沉降和氮沉降临界负荷. *环境科学*, 2002, 23(2): 7-12.
- [26] 遆超普, 颜晓元. 基于氮排放数据的中国大陆大气氮素湿沉降量估算. *农业环境科学学报*, 2010, 29(8): 1606-1611.
- [27] 李生秀, 艾绍英, 何华. 连续淹水培养条件下土壤氮素的矿化过程. *西北农业大学学报*, 1999, 27(1): 1-5.
- [28] Gao H F, Bai J H, He X H, Zhao Q Q, Lu Q Q, Wang J J. High temperature and salinity enhance soil nitrogen mineralization in a tidal freshwater marsh. *PLoS One*, 2014, 9(4): e95011.
- [29] Hu R, Wang X P, Pan Y X, Zhang Y F, Zhang H. The response mechanisms of soil N mineralization under biological soil crusts to temperature and moisture in temperate desert regions. *European Journal of Soil Biology*, 2014, 62: 66-73.
- [30] 李紫燕, 李世清, 李生秀. 黄土高原典型土壤有机氮矿化过程. *生态学报*, 2008, 28(10): 4940-4950.
- [31] 联合国报告: 气候变暖影响持续 健康风险与日俱增. (2019-12-04). http://www.cma.gov.cn/kppd/kppdrt/201912/t20191204_541646.html.
- [32] IPCC 第五次评估报告(2014). (2019-12-04). <https://www.docin.com/p-1873346256.html>.
- [33] 美国气象学会. NOAA(NOAA 系列气象观测卫星)发布 2018 年全球气候摘要. (2019-12-04) http://www.sohu.com/a/342738219_383749.
- [34] 王学金, 陈立强, 宋玉敏, 苏照辉. 人类活动及自然因素对黄河口三角洲湿地生态系统影响分析. *中国人口·资源与环境*, 2012, 22(S1): 224-226.
- [35] Liu T X, Yu L X, Zhang S W. Impacts of wetland reclamation and paddy field expansion on observed local temperature trends in the Sanjiang plain of China. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2019, 124(2): 414-426.
- [36] 信志红, 王宁, 李峰, 李刚. 基于 Landsat 的黄河口地区土地利用类型研究. *中国农业资源与区划*, 2018, 39(1): 99-105.
- [37] Groffman P M, Hanson G C. Wetland denitrification: influence of site quality and relationships with wetland delineation protocols. *Soil Science Society of America Journal*, 1997, 61(1): 323-329.
- [38] 李家兵, 陈庆燎, 张丽烟, 仝川. 闽江河口互花米草入侵过程对短叶茳芩湿地土壤氮矿化的影响. *水土保持学报*, 2016, 30(4): 242-248.
- [39] 金相灿, 崔哲, 王圣瑞. 连续淹水培养条件下沉积物和土壤的氮素矿化过程. *土壤通报*, 2006, 37(5): 909-915.
- [40] Ehrenfeld J G, Yu S. Patterns of nitrogen mineralization in wetlands of the New Jersey Pinelands along a shallow water table gradient. *The American Midland Naturalist*, 2012, 167(2): 322-335.
- [41] Bonde T A, Rosswall T. Seasonal variation of potentially mineralizable nitrogen in four cropping systems. *Soil Science Society of America Journal*, 1987, 51(6): 1508-1514.