ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2013, том 49, № 3, с. 255–270

УДК 551.5:519.6:502.3

ЦИКЛ АЗОТА В ЗЕМНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ И ЕГО МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2013 г. Л. Л. Голубятников, И. И. Мохов, А. В. Елисеев

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 3
E-mail: golub@ifaran.ru

Поступила в редакцию 07.03.2012 г., после доработки 20.11.2012 г.

Представлен обзор исследований цикла азота в земной климатической системе, особый акцент сделан на биосферном цикле азота. Описаны подходы к моделированию биогеохимического круговорота азота. Исключение азотного цикла из рассмотрения при анализе вероятных последствий изменения климата может приводить к неточным оценкам отклика экосистем, в частности для регионов, в которых минеральные соединения почвенного азота являются лимитирующим фактором для развития растительного покрова. Численные эксперименты с климатическими моделями свидетельствуют о существенном влиянии круговорота азота на обратную связь между климатическими характеристиками и циклом углерода. Модели совместной динамики углерода и азота позволяют получить реалистичные оценки современных запасов и потоков этих элементов в экосистемах, а также оценить их изменения при возможных климатических изменениях.

Ключевые слова: цикл азота, биосфера, климатические модели.

DOI: 10.7868/S0002351513030073

ВВЕДЕНИЕ

Земная атмосфера состоит в основном из газообразных соединений азота. Азот является одним из элементов, отделившихся в газовой фазе на ранних этапах развития Земли в результате ударно-взрывных процессов на поверхности. Развитие атмосферы ранней Земли происходило за счет дегазации верхней мантии. Среди поступавших из мантии в атмосферу газов были азот и аммиак. На протяжении геологической истории Земли молекулярный азот и другие его газообразные соединения поступали из недр в атмосферу в составе вулканических газов и с водами термальных источников [1–5].

На рис. 1 представлены изменения содержания азота в атмосфере Земли на разных этапах ее эволюции по данным [1–4]. Согласно проведенным исследованиям в ходе эволюции атмосферы масса азота в ней постоянно увеличивалась. Наиболее интенсивно накопление азота в атмосфере происходило в период активной дегазации мантии (от 4.25 до 2 млрд. лет назад). Из модельных результатов [4] следует, что в интервале времени от 2 млрд. до 500 млн. лет назад доля азота в атмосфере изменялась слабо. Незначительное (не более 4%) увеличение его массы в атмосфере за этот период сопровождалось ростом в ней концентрации кислорода. Для периода 500–400 млн. лет назад характерно значительное увеличение концентрации кислорода в атмосфере за счет фотосинтетической активности растительности, которая интенсивно развивалась на материках. Этот процесс привел к резкому уменьшению доли азота в атмосфере. В последующий период (от 400 млн. лет назад до современной эпохи) масса азота в атмосфере увеличилась незначительно (на доли процента) при почти трехкратном росте в ней массы кислорода.

Согласно существующим оценкам, за период геологической истории Земли из мантии в атмосферу было дегазировано около 4.5×10^6 Гт азота [5]. Выделяется азот в атмосферу и при выветривании горных пород. Количество азота, выделившееся при выветривании горных пород за период геологической истории Земли, составляет около 1% его массы в современной атмосфере [3, 5]. Эти оценки указывают на то, что основным поставщиком азота в атмосферу являются недра Земли. Современное содержание азота в атмосфере оценивается в 3.9×10^6 ГтN [5, 6].

Газообразный молекулярный азот из-за своей химической инертности является наиболее устойчивой формой существования этого элемента. По этой причине молекулярный азот постепенно накапливался в атмосфере и стал основным ее компонентом. Первичный круговорот азота был

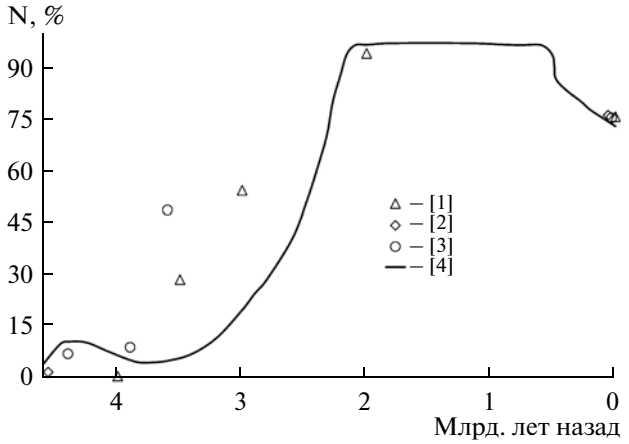


Рис. 1. Изменение содержания азота (N) в атмосфере Земли по данным [1–4]. Данные приведены в долях массы атмосферы.

абиогенным и сводился к фотохимической трансформации газообразных соединений азота (кроме его молекулярного состояния) в окисленные растворимые формы с последующим удалением из атмосферы [5]. В начале геологической истории Земли в процесс массообмена азота включились бактерии, которые постепенно изменили всю структуру глобального азотного цикла [6]. В настоящее время фотохимические реакции продолжают участвовать в выведении азота из атмосферы, однако доминирует в этом процессе деятельность микроорганизмов.

Большинство химических элементов, трансформируясь в результате сложных биохимических процессов из одних соединений в другие, циркулируют в биосфере, образуя в той или иной степени замкнутые круговороты [7]. Биогеохимические циклы химических элементов взаимно обусловлены и взаимно связаны. В данной работе акцент делается на биосферном круговороте азота, который является одним из жизненно важных элементов биосферы. Недостаток доступных для растений и микроорганизмов соединений азота в почве негативно сказывается на интенсивности продукционного и деструкционного процессов в биосфере. За последние десятилетия в результате роста количества сжигаемого ископаемого топлива, сведения лесов, усиления интенсивности сельскохозяйственного производства, расширения применения промышленных азотсодержащих удобрений существенно увеличилась эмиссия в атмосферу закиси азота, накопление нитратов в водоемах, что оказывает существенное влияние на глобальные изменения окружающей среды и климата. В данном обзоре рассмотрены основные вопросы, связанные с анализом биогеохимического круговорота азота и его моделированием.

Таблица 1. Распределение азота на Земле [5, 15, 16]

Компонента	Значение (МтN)
Литосфера	5.5×10^8–7.7×10^8
Атмосфера	3.8×10^9–4.0×10^9
Гидросфера	2.0×10^7–2.2×10^7
Наземные экосистемы	1.4×10^5–8.2×10^5

БИОСФЕРНЫЙ ЦИКЛ АЗОТА И ЕГО РОЛЬ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Основная масса азота на Земле (84.4%) сосредоточена в атмосфере (табл. 1). В литосфере находится около 15.2% общего запаса азота. В гидросфере и наземных экосистемах аккумулировано соответственно около 0.4% и 0.002% общепланетарного запаса азота. Круговорот азота – один из основных биогеохимических циклов, происходящих в природной среде.

Несмотря на то, что около 78% объема атмосферы составляет азот, для многих физиологических процессов этот элемент является лимитирующим фактором. Это связано с доминированием в земной атмосфере молекулярного азота, который представляет собой химически устойчивое соединение и не усваивается фотосинтезирующими растениями и большинством микроорганизмов. Недостаток минеральных форм почвенного азота негативно сказывается на развитии растительного покрова – приводит к угнетению наземных растений и тем самым сдерживает поглощение углерода наземными экосистемами, способствуя глобальному потеплению [8–10]. Цикл азота влияет на микробиологические процессы в почве, в частности, недостаток азота в почве замедляет процесс разложения детрита (мертвого органического вещества), способствуя сокращению эмиссии парниковых газов в результате почвенного дыхания [11]. Газообразные окислы азота, относящиеся к малым газовым составляющим атмосферы, влияют на процесс поглощения в атмосфере тепловой радиации, усиливая парниковый эффект [12]. Схема глобального круговорота азота в биосфере изображена на рис. 2.

В атмосфере азот находится в молекулярном состоянии (N_2) и в виде соединений: закиси азота (N_2O), аммиака (NH_3), оксида азота (NO), диоксида азота (NO_2) и других окислов азота. Основную массу атмосферы составляет химически инертный молекулярный азот (табл. 2). Аммиак в атмосфере играет важную роль, нейтрализуя двуокись серы. В результате взаимодействия аммиака с двуокисью серы уменьшается концентрация кислотообразующих веществ в атмосфере и, следовательно, уменьшается кислотность осадков, а

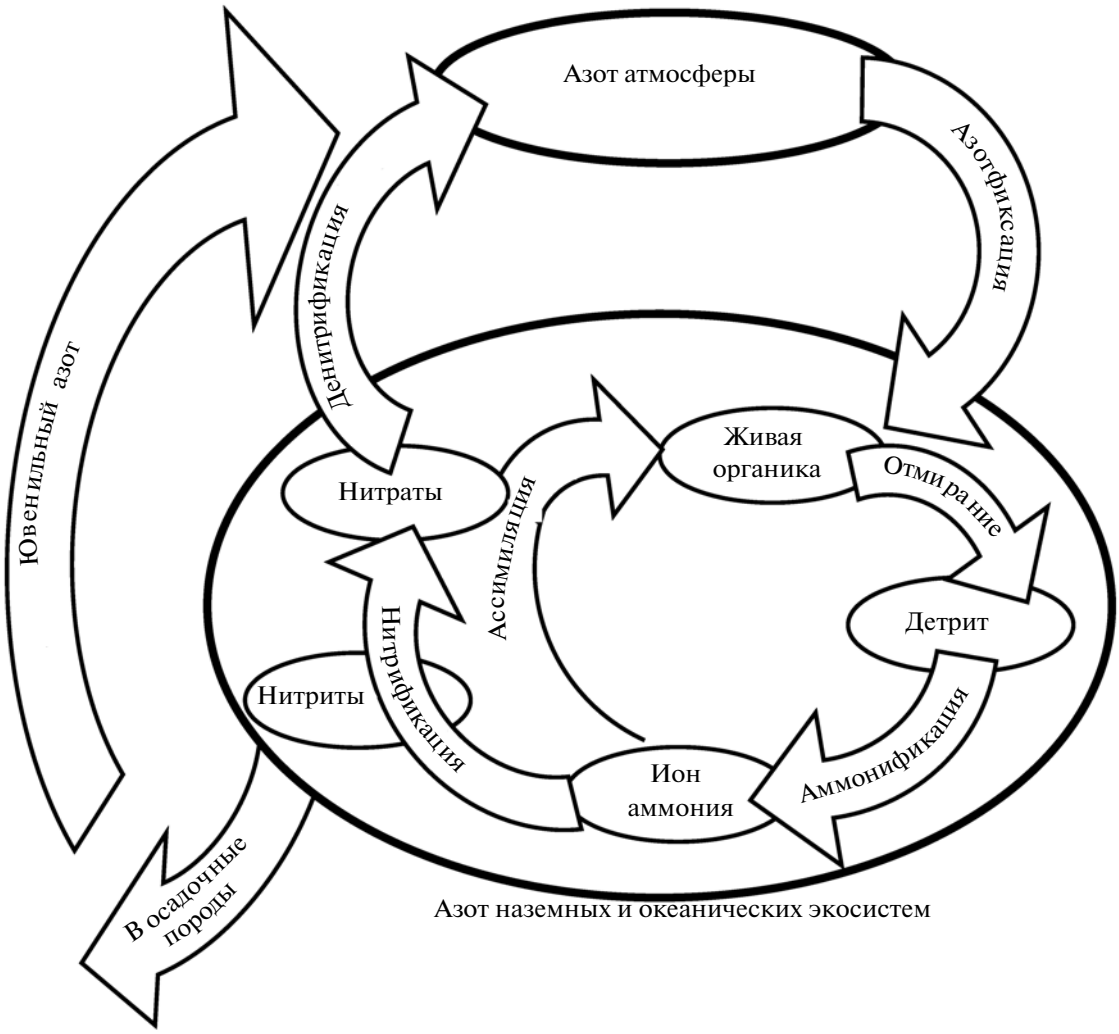


Рис. 2. Схема глобального цикла азота.

также образуется сернокислый аммоний, который вымывается из атмосферы осадками и служит удобрением для растительности наземных экосистем.

Одним из источников окислов азота являются высокотемпературные реакции, которые происходят при пожарах, электрических разрядах в атмосфере, работе двигателей внутреннего сгорания. Газообразные соединения окислов азота играют ключевую роль в тропосферном фотохимическом цикле, так как являются катализаторами окислительных процессов. Высшие окислы азота вымываются из атмосферы осадками.

Закись азота является относительно инертным соединением. По сравнению с такими радиационно-активными газами, как метан и углекислый газ, N_2O имеет меньшую концентрацию в атмосфере. Однако в результате значительного времени пребывания в атмосфере (в среднем более 100 лет) и существенного парникового потенциала в расчете на одну молекулу (в 310 раз превосходящего потенциал углекислого газа) [12] закись азота играет важную роль в формировании парникового эффекта. Вклад закиси азота в парниковый эффект оценивается в 5–6% [13]. Вымывание атмосферными осадками N_2O незначительно по сравнению с высшими окислами азота. В тропосфере закись азота не участвует в фотохимических реакциях и концентрация этого газа слабо меняется. Это свидетельствует об отсутствии тропосферного стока закиси азота. Перенос N_2O из тропосферы в стратосферу оценивается в 10–15 Мт/год [6]. В стра-

Таблица 2. Оценки запасов азота в компонентах биосферы [5, 9, 14, 15, 17, 20, 23, 27]

Компонента	Значение (МтN)
Атмосфера:	
N_2	3.8×10^9–4.0×10^9
N_2O	1100–1800
NH_3	0.04–0.9
NH_4^+	0.29–1.8
NO_x	1–4
NO_3^-	0.16–0.5
органические соединения	1
Наземные экосистемы:	
биомасса растений	10×10^3–16×10^3
биомасса животных	200
надпочвенный слой детрита	1900–3300
почвы:	
органическое вещество	70×10^3–820×10^3
неорганические соединения	16×10^3–140×10^3
микроорганизмы	500
Океан:	
биомасса фотосинтезирующих организмов	200 – 800
биомасса животных	170
детрит	45×10^3–900×10^3
неорганические соединения азота	99×10^3–690×10^3
растворенный N_2	10×10^6–22×10^6
Земная кора	
горные породы	1.7×10^8
осадочные породы	4×10^8–6×10^8
ископаемое топливо	1.2×10^5

$NO_x = NO + NO_2$.

тосфере закись азота подвергается фотолизу и взаимодействует с возбужденными атомами кислорода, образуя окись азота, которая участвует в фотохимических реакциях, ведущих к понижению концентрации озона.

При извержении вулканов, выбросах фумарол и гейзеров, выделении газов в регионах тектонических разрывов земной коры ювенильный (глубинный) азот поступает в атмосферу. Вулканические извержения вносят заметный вклад в общий круговорот азота – по данным [15] в газах лав гавайских вулканов содержится около 6% молекулярного азота. Высокое содержание азота отмечается в газах термальных источников. В среднем ежегодное поступление ювенильного азота в атмосферу оценивается 1.0 МтN [5, 16].

В результате физико-химических процессов, происходящих в атмосфере, из молекулярного азота образуются его соединения, которые с осадками или в результате гравитационного осаждения поступают на поверхность суши и океана (атмосферная фиксация азота). Поток атмосферной фиксации азота существенно зависит от интенсивности гроз и количества осадков. Интенсивность атмосферной фиксации азота оценивается в диапазоне от 10 до 30 МтN/год [17]. В некоторых работах для этого потока приведены оценки от 80–100 МтN/год [18] до 200 МтN/год [19].

В результате атмосферных химических реакций, естественных эмиссий и антропогенных выбросов в атмосфере содержится нитратный (NO_3^-) и аммонийный (NH_4^+) аэрозоли. Глобальное среднегодовое содержание этих аэрозолей в атмосфере оценивается в 0.16–0.48 и 0.29–0.54 МтN соответственно [20, 21]. Согласно [20] 43% нитратного и 92% аммонийного аэрозоля находятся в субмикронном состоянии. Нитратный аэрозоль увеличивает способность атмосферы отражать солнечное излучение и тем самым способствует охлаждению земной поверхности. Среднегодовые глобальные оценки для антропогенного прямого радиационного воздействия нитратного аэрозоля на верхней границе атмосферы лежат в диапазоне от –0.04 до –19 Вт/м^2 [12, 21, 22]. Ежегодно из атмосферы осадками вымывается до 8.6 МтN нитратного и до 23 МтN аммонийного аэрозоля. В результате гравитационного осаждения в наземные экосистемы и на поверхность океана поступает около 3 МтN/год нитратного и 2.8 МтN/год аммонийного аэрозоля [20].

Запасы азота в наземных экосистемах состоят из азота в растительности (1–2%), в биомассе животных и микроорганизмов (менее 0.1%), в детрите надпочвенного слоя (около 0.2%), минеральных форм почвенного азота (1–14%), органических азотосодержащих соединений почвы (7–84%) [15, 23, 24]. Минеральные формы почвенного азота, на долю которых приходится 1–5% от валовых запасов азота в почве, представлены нитратами, нитритами, аммонийными солями, аммиаком. Азот в этих соединениях может усваиваться корневыми системами растений и микроорганизмами. Органические азотосодержащие соединения в почве, на долю которых приходится 95–99% от валовых запасов, представлены сложными органическими соединениями. Органические соединения почвенного азота не доступны для использования высшими растениями.

Химически неактивный молекулярный азот атмосферы вовлекается в процесс круговорота некоторыми видами микроорганизмов и растений, которые способны активизировать N_2 и связывают его в химические соединения (биологическая фиксация азота). Микроорганизмы, способ-

ные связывать молекулярный азот в азотистые соединения, существуют как в симбиозе с растениями, так и отдельно. Свободноживущие азотфиксирующие бактерии ежегодно связывают от 3 до 10 гN/м^2 [25], бактерии, существующие в симбиозе с растениями, могут накапливать от 15 до 60 гN/м^2 [26]. Ежегодное накопление азота синезелеными водорослями на орошаемых рисовых полях доходит до 20 гN/м^2 [16]. В целом интенсивность биологической азотфиксации в естественных наземных экосистемах оценивается от 30–40 до 200 МтN/год [5, 15].

Существенное значение в круговороте азота имеет поглощение растениями азота из почвы через корневую систему. Этот поток оценивается в 1.2–3.5 ГтN/год [5, 17]. Скорость усвоения азота корнями растений зависит от температурного режима почвы: при температурах ниже 5–6°С поглощение азота корнями растений резко уменьшается [16]. В результате опада растительная органика пополняет надпочвенный слой органических остатков – надпочвенный слой детрита. В результате этого процесса азот растений возвращается в почву и включается в микробиологические процессы. Ежегодно с опадом во влажнотропических лесах в почву возвращается 17–25 гN/м^2, в субтропических лесах – 12–23 гN/м^2, лесах умеренного пояса – 3–8 гN/м^2, в степях – 4–9 гN/м^2, в пустынях – 2–4 гN/м^2, в тундре – 1–2 гN/м^2 [8].

При разложении органического вещества надпочвенного слоя детрита происходят два процесса – минерализация и гумификация. Следует отметить, что большая часть органического вещества растительных остатков минерализуется, меньшая – трансформируется в результате гумификации. В процессе гумификации азот надпочвенного слоя детрита пополняет содержание органических соединений азота почвы. Минерализация азота в надпочвенном слое детрита и почвах является процессом перевода азотосодержащих органических соединений в неорганические посредством аммонификации и нитрификации. Аммонификация – микробиологическая трансформация азота органических соединений в ион аммония NH_4^+ или аммиак NH_3. Этот процесс протекает в анаэробных условиях (при отсутствии кислорода). Некоторая часть образовавшихся соединений азота поглощается корневой системой растений (ассимиляция азота). В аэробных условиях происходит нитрификация – процесс бактериального окисления аммиака в нитритный ион NO_2^- одними бактериями и затем в нитратный ион NO_3^- другой группой бактерий. На интенсивность разложения органического вещества существенное влияние оказывают термические и окислительно-восстановительные условия. При низких температурах нитрификация идет очень медленно, с повышением температуры ее темп возрастает и достигает оптимума при 34.5°С [16]. Образовавшиеся нитраты могут поглощаться растениями и почвенными микробными популяциями. Следует отметить, что почвенные микроорганизмы в результате интенсивного размножения способны поглотить и закрепить в своей массе значительное количество доступного минерального азота почвы (иммобилизация азота). Этот процесс при достаточно высокой скорости минерализации азота в почве, часто приводит к ухудшению условий азотного питания растений и увеличению почвенного дыхания [11]. Следует отметить, что при нитрификации в качестве промежуточного продукта образуется закись азота, которая может выделяться в атмосферу.

Запасы нитратного азота в почве уменьшаются из-за вызываемого определенными бактериями процесса денитрификации. В результате денитрификации нитраты восстанавливаются до газообразного молекулярного азота, выделяющегося в атмосферу. В качестве промежуточных продуктов в процессе денитрификации образуются окислы азота NO и NO_2, которые также поступают в атмосферу. Интенсивность денитрификации зависит от температуры, влажности, кислотности почвы, загрязнения почвы. Годовая продукция азота в результате процесса денитрификации на суше оценивается от 13–20 до 350–400 МтN/год [5, 9].

В наземной части цикла азот поступает в осадочные породы в результате, например, образования селитры и выщелачивания. Этот поток оценивается в 0.2 МтN/год [27]. В результате процесса торфообразования около 20 МтN/год [16] выводится из биологического круговорота. В связи с пожарами в естественных экосистемах в атмосферу поступает от 10 до 200 Мт азота ежегодно [5, 9].

Некоторая часть азота поступает с материков в океан с речным и подземным стоком. Интенсивность этого потока оценивается в 24–80 МтN/год [5, 16, 28]. Ежегодно с речным стоком в океан поступает 9–16 Мт неорганического азота, 9–41 Мт азота в составе растворенного органического вещества и 6–55 Мт азота со взвешенной органикой [5, 14, 17].

В океане азот присутствует в форме различных органических соединений (живая биомасса, растворенное и дисперсно-взвешеное органическое вещество) и в виде растворенного молекулярного азота, ионов аммония, нитрита, нитрата. Согласно [5, 9, 14, 15, 23] в Мировом океане растворено 10–22 Тт молекулярного азота. Запасы азота в океане в составе детрита составляют 45–900 ГтN, в составе биомассы растений и животных – 200–800 МтN. Содержание азота в виде неорганических соединений в океане оценивается в 99–690 ГтN. Живая биомасса океана сосредоточена в основном в приповерхностных его слоях.

Таблица 3. Потоки азота в биосфере, обусловленные антропогенным воздействием [5, 27, 28, 32, 33]

Поток	Значение (МтN/год)
Биологическая фиксация	25–90
Денитрификация	17–20
Речной сток с суши в океан	20–35
Поступление в подземные воды	12–15
Выбросы в атмосферу	40–60
Промышленная фиксация	60–125
Поступление в почву с удобрениями	80–90

Таблица 4. Оценки основных потоков азота в биосфере [5, 14–18, 23, 27, 28]

Поток	Значение (МтN/год)
Атмосферная фиксация:	
над сушей	20–63
над океаном	23–82
Биологическая фиксация:	
на суше	30–290
в океане	10–200
Денитрификация:	
на суше	13–400
в океане	25–454
Круговорот “фотосинтез ↔ деструкция органического вещества”:	
в наземных экосистемах	1200–3500
в океане	4000–6000
Сток с суши в океан:	24–80
растворенное органическое вещество	8.6–41
взвешенное органическое вещество	6.1–55
растворенные неорганические соединения	9.2–16
Поступление в осадочные породы:	
на суше	20
в океане	1–16
Естественные источники геосферы	1–9

Пополнение запасов азота в океане происходит за счет атмосферной фиксации (30–82 МтN/год), стока воды с суши (24–80 МтN/год) [5, 16, 17]. Ежегодная биологическая фиксация атмосферного азота в водной среде оценивается от 10–20 до 100–200 МтN [9, 23, 28, 29]. В океане основная часть детрита (более 90%) разлагается в его поверхностных слоях [30]. Меньшая часть детрита переходит в глубинные слои океана в процессе гравитационного оседания. В глубинных слоях океана детрит подвергается разложению и незначительное его количество уходит в донные осадки, т.е. выводится из биологического круговорота. Согласно [5, 28] ежегодно в океанические осадочные породы в составе органического вещества поступает от 1 до 16 Мт азота. Образовавшиеся в глубинных слоях неорганические соединения азота поднимаются в результате турбулентной диффузии и вертикальной адвекции в верхние слои океана. С процессом денитрификации в океане связана значительная эмиссия азота в атмосферу, оцениваемая в диапазоне от 25 до 454 МтN/год [23, 28]. Незначительная часть океанического азота (до 1 МтN/год [31]) попадает на поверхность суши с выловом рыбы.

Антропогенные воздействия оказывают значительное влияние на современный глобальный цикл азота (табл. 3). Существенные изменения в азотный цикл вносит производство и применение минеральных азотных удобрений, за счет которых ежегодно в наземные экосистемы поступает около 90 Мт азота [32]. Биотой используется не более 50% внесенного в почву минерального азота [33]. Незначительное его количество (2–5%) аккумулируется в почвах. Значительная доля внесенного в почву минерального азота улетучивается в виде газообразных соединений, образующихся при трансформации азота удобрений (до 25%), и вымывается в подземные воды и открытые водоемы (до 20%), способствуя усилению парникового эффекта и ухудшению биохимического состояния водной среды. Поступление азота в атмосферу в результате сжигания минерального топлива и выбросов промышленных предприятий и транспорта составляет 40–60 МтN/год [5, 32, 33].

Следует отметить, что некоторые звенья глобального цикла азота на суше и в водной среде исследованы недостаточно детально. Отдельные количественные оценки содержания азота в природных компонентах и интенсивностей потоков азота имеют высокую степень неопределенности. Наименее исследованными в биогеохимическом круговороте азота являются микробиологические процессы как в почве, так и в водной среде. Диапазоны неопределенности оценок потоков азота в биосфере приведены в табл. 4, 5.

МОДЕЛИРОВАНИЕ АЗОТНОГО ЦИКЛА

Изучение круговорота азота имеет более чем двухвековую историю (см. рис. 3). Газообразный азот известен с 70-х годов XVIII в. под названием “удушливый” воздух. К середине XIX в. уже было известно, что азот является одним из основных элементов в живых организмах, существенно влияет на развитие растений, его соединения являются эффективным удобрением [28]. К началу XX в. были исследованы процессы биологической фиксации азота почвенными микроорга-

низмами, процессы нитрификации и денитрификации.

К 1970-м годам были накоплены обширные данные о локальных составляющих глобального цикла азота, о роли азота в биосферных процессах, об антропогенном влиянии на круговорот азота, которые были проанализированы и обобщены в [23]. На основе эмпирических данных была построена серия концептуальных балансовых моделей обменных процессов ряда природных экосистем [35, 36]. В моделях рассматривались динамика запасов углерода, азота и совокупности минеральных элементов в атмосфере, растительности, почве и интенсивности потоков этих веществ. Анализ моделей показал, что в рассматриваемых экосистемах для годовых биогеохимических циклов некоторых химических элементов, в том числе и азота, характерно отсутствие баланса. Отмеченная несбалансированность продукционных и деструкционных процессов в локальных экосистемах может быть движущей силой эволюции как природных экосистем, так и биосферы в целом [36].

С целью прогноза последствий антропогенных воздействий на биосферу и отдельные растительные сообщества разрабатывались имитационные модели циклов различных химических элементов. В [37] описана модель биогеохимических циклов углерода, азота и фосфора. На основе модели получены оценки воздействия ядохимикатов на циклы рассматриваемых элементов на суше и в океане. В [38] с использованием математической модели проанализирована динамика азота в фитомассе, детрите и почве локальной травяной экосистемы при различных уровнях внесения азотных удобрений. Первые, достаточно упрощенные, имитационные модели продемонстрировали принципиальную возможность исследования круговорота биогенных элементов формальными математическими методами.

В Вычислительном Центре АН СССР в эти годы впервые в практике математического моделирования началась разработка крупномасштабных моделей взаимодействия биогеохимических, климатических и социально-экономических процессов с целью создания имитационной системы моделей и прогнозирования на их основе взаимодействия общества с окружающей средой. В начале 1980-х годов была создана первая версия глобальной модели биосферы (Московская биосферная модель – МБМ) [39]. Составными частями этой модели являются биосферный, климатический, демографический блоки и блок антропогенных воздействий на биосферу. Биосферный блок системы включает в себя модели глобального круговорота углерода, кислорода, азота и воды, модели океанической биоты и модели наземных экосистем. Структура модели может служить примером для разработки и внедрения дополнительных блоков, описывающих круговороты химических элементов, в современные климатические модели.

Таблица 5. Компоненты баланса азота в биосфере [5, 6, 14, 15, 18, 23, 28, 34]

Поток	Значение (МтN/год)
Поступление из атмосферы:	
в наземные экосистемы	
N_2	140–260
NH_x	34.1–186
NO_y	24.8–83
в океан	
N_2	30–130
NH_x	12.4–50
NO_y	11–33
Возвращение в атмосферу:	
из наземных экосистем	
N_2	64.2–92
N_2O	4.2–69
NH_x	57–244
NO_y	13–108
из океана	
N_2	5–450
N_2O	2–80
NH_3	3–13
Поступление с суши в океан:	
NH_x	30–43
NO_y	5–11

$NH_x = NH_3 + NH_4^+$.

NO_y = любые N–O соединения, исключая N_2O: NO_x, NO_3, N_2O_5, HNO_3, HONO и др.

В рамках МБМ была разработана одна из первых моделей глобального цикла азота, взаимодействующая с глобальным циклом углерода в системе “атмосфера–растения–почва”. В схеме круговорота азота рассмотрены шесть компонентов: азот атмосферы, азот растений, азот надпочвенного слоя детрита, азот органических соединений почвы, азот минеральных соединений почвы, вынесенный азот. Интенсивности потоков азота между компонентами зависят от содержания в них азота и соотношения C : N в соответствующих компонентах. С помощью предложенной модели цикла азота проанализирован учет роли азотного питания растений в реакции системы “атмосфера–растения–почва” на внешние воздействия. В частности, был исследован отклик рассматриваемой системы на мгновенное увеличение содержания углекислого газа в атмосфере

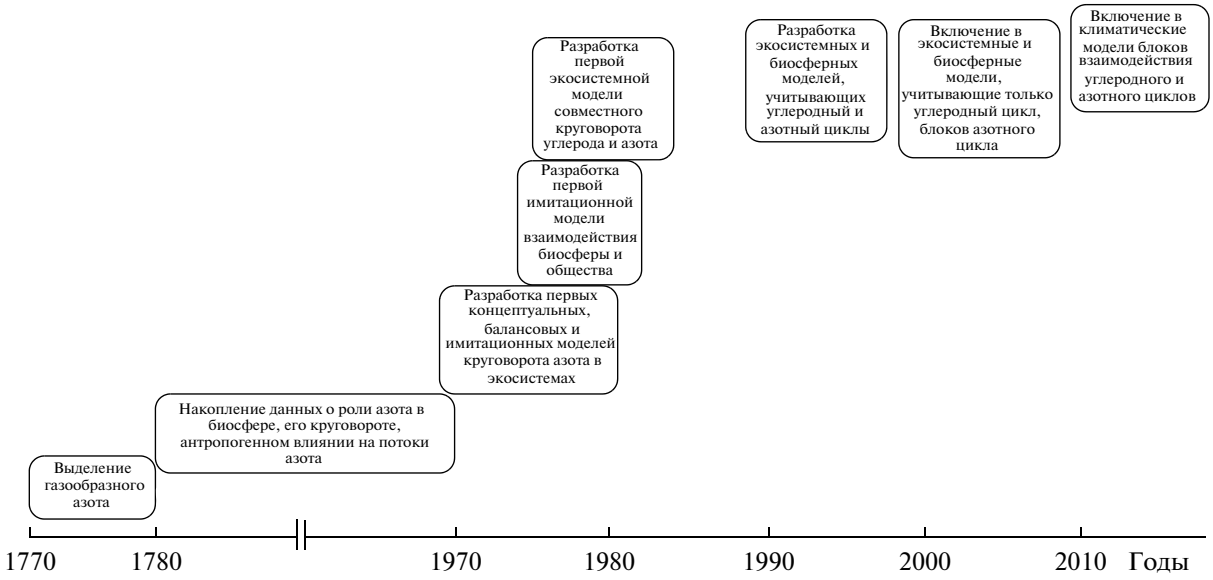


Рис. 3. Основные периоды в изучении биогеохимического цикла азота.

(от 10 до 100%) при разной степени зависимости продуктивности растительного покрова от азотного питания. Имитационные эксперименты показали, что чем сильнее зависимость продуктивности растений от количества усваиваемого азота в почве, тем быстрее поглощается выброс углекислого газа наземными экосистемами [39].

В [40–42] совместная модель циклов азота и углерода в системе "атмосфера–растения–почва" дополнена моделью взаимодействия циклов этих элементов в системе "атмосфера–океан". Океан разделен на два слоя по глубине – поверхностный и глубинный. В поверхностном слое океана различают три резервуара углерода и азота: живая биомасса, детрит и растворенные неорганические соединения. Глубинный слой океана состоит из двух резервуаров азотных и углеродных соединений: детрит и растворенные неорганические соединения. На основе разработанной модели исследована реакция глобальной системы "атмосфера–экосистемы суши–океан" на мгновенные выбросы углекислого газа в атмосферу. Согласно результатам численных экспериментов с моделью, учет азотного цикла существенно влияет на распределение углерода между атмосферой, наземной биотой и океаном [40].

В [27, 43] предложена глобальная имитационная модель для анализа пространственных распределений характеристик динамических процессов в биосфере. Составными блоками предложенной имитационной модели являются модель наземной растительности, модель функционирования океанической экосистемы, модель глобального водного баланса, модели глобальных биогеохимических циклов углерода, азота, фосфора и серы. Модель глобального круговорота азота реализована в системе "атмосфера–наземные экосистемы–океан". В этой модели азотные соединения в атмосфере составляют единый обобщенный азотный резервуар. Океан разделен по глубине на четыре слоя: фотический с освещенностью достаточной для процесса фотосинтеза, промежуточный (также являющийся фотическим), глубокий (без фотосинтеза) и придонный в качестве пограничного. Наземные экосистемы рассматриваются как совокупность двух азотных резервуаров: азот в живом органическом веществе и усваиваемый растениями азот почвы. Предложенная модель биосферы позволяет рассчитывать динамику различных биосферных компонентов при крупномасштабных воздействиях.

В начале 1990-х годов с целью системного анализа механизма обратных связей между биогеохимическими циклами углерода, азота, фосфора и серы в биосфере и изучения антропогенного влияния на биосферные круговороты этих элементов была разработана имитационная модель CYCLES [17]. Глобальная модель азотного цикла модели CYCLES учитывает динамику N_2, NH_3/NH_4^+, N_2O, NO, NO_2, NO_2^- и NO_3^- в системе "атмосфера–наземные экосистемы–океан". Эта модель включает в себя блоковую диффузионную модель океана, модель наземных экосистем (с учетом подземных вод и наземных водоемов) и модель химических процессов в атмосфере. Согласно результатам модельных расчетов учет взаимосвязи углеродного и азотного циклов оказывает существенное влияние на оценку углеродного бюджета наземных экосистем, недостаток минеральных форм поч-

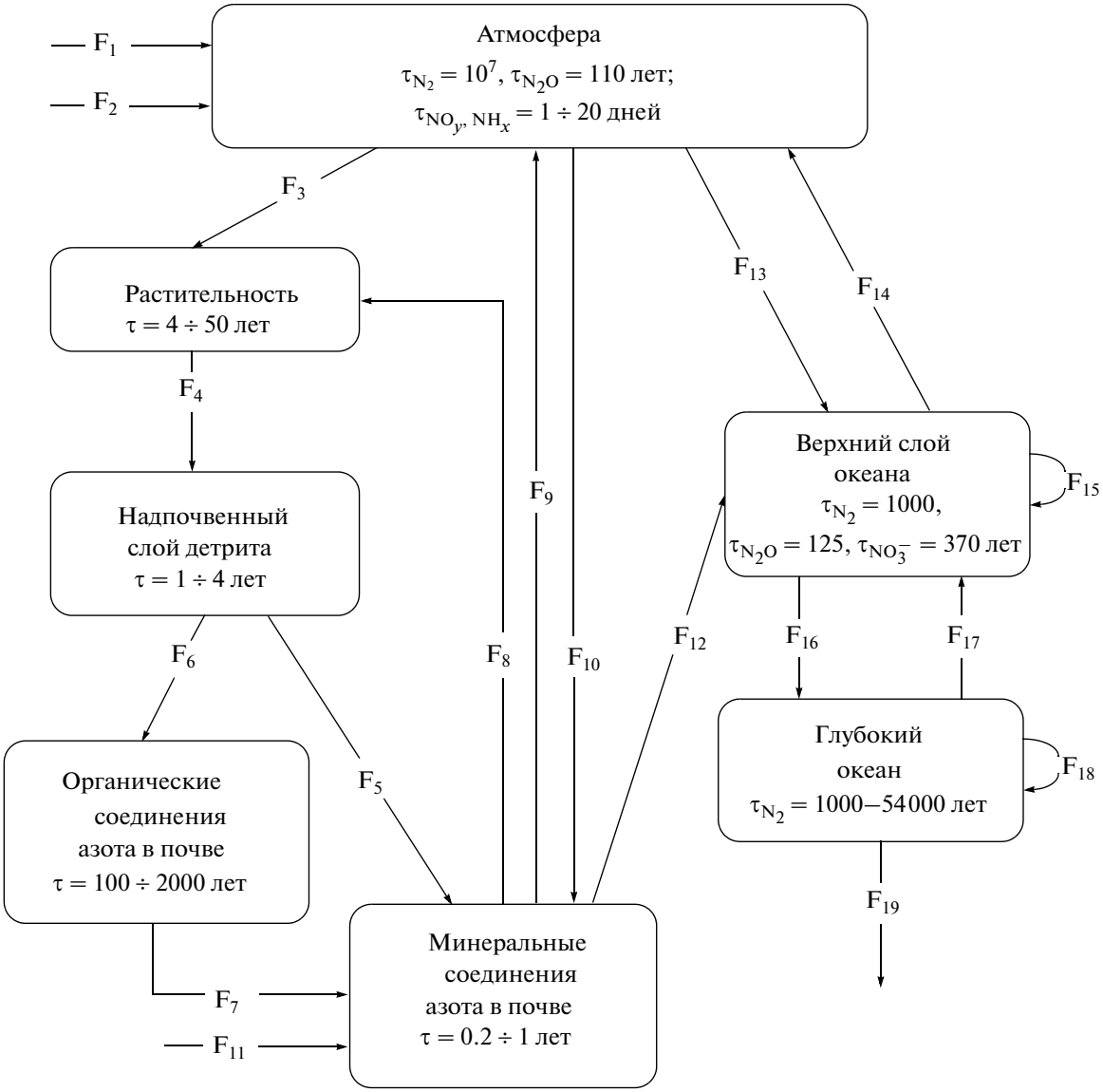


Рис. 4. Концептуальная схема модели круговорота азота в биосфере: F_1 – поступление из естественных источников геосферы, F_2 – антропогенные выбросы в атмосферу, F_3 – биологическая фиксация на суше, F_4 – опад, F_5 – минерализация детрита надпочвенного слоя, F_6 – гумификация детрита надпочвенного слоя, F_7 – минерализация почвенного органического вещества, F_8 – потребление растениями из почвы, F_9 – денитрификация с суши, F_{10} – атмосферная фиксации на суше, F_{11} – поступление с удобрениями, F_{12} – речной сток, F_{13} – атмосферная фиксация над океаном, F_{14} – денитрификация из океана, F_{15} – разложение детрита и биологическая фиксация в океане, F_{16} – поступление детрита из верхних слоев в глубокий океан, F_{17} – подъем неорганических соединений азота в верхние слои океана, F_{18} – разложение детрита в глубоком океане, F_{19} – поступление в донные осадки; τ – время пребывания азота в компонентах биосферы согласно [9, 14, 23].

венного азота значительно снижает потребление растительностью углекислого газа из атмосферы.

В [44] предложена концептуальная схема модели круговорота азота в биосфере и функциональные зависимости основных потоков азота между атмосферой, наземными экосистемами и океаном (см. рис. 4). В модели азот атмосферы представлен универсальным резервуаром, через который осуществляется связь циклов азота на суше и в океане. В наземных экосистемах выделены такие азотные резервуары, как растительность, надпочвенный слой детрита, почвенные неорганические (минеральные) соединения и почвенные органические соединения. Учитывая, что в поверхностном слое океана глубиной до 200 м сосредоточена основная масса океанического живого органического вещества, океан представлен в виде двух азотных резервуаров: верхний слой океана и глубокий океан.

Между рассматриваемыми слоями океана происходят процессы, осуществляющие обмен азотными соединениями. Содержание азота в расти-

тельности пополняется за счет биологической фиксации и усвоения растительностью неорганического азота почвы. С опадом растительной органики азот поступает в надпочвенный слой детрита, который под воздействием микроорганизмов минерализуется и гумифицируется. В результате этих процессов пополняются почвенные резервуары неорганических и органических соединений азота соответственно. Минерализация органического вещества почвы, атмосферная фиксация на суше и внесение в почву удобрений пополняют запасы неорганических соединений почвенного азота. В результате денитрификации азот неорганических соединений почвы выделяется в атмосферу. С материковым стоком в поверхностный слой океана поступает некоторое количество неорганических соединений почвенного азота. Поверхностный слой океана обогащается азотом и в результате атмосферной фиксации. Процесс денитрификации уменьшает запас азота в океане. Разложение детрита происходит как в поверхностном, так и в глубинном слоях океана. Некоторое количество азота в составе органического вещества поступает в донные осадки. Поступление ювенильного азота и антропогенные эмиссии соединений азота пополняют атмосферный резервуар.

Для изучения пространственной динамики углекислого газа между атмосферой и океаном, исследования роли океана в процессе поглощения CO_2 и стабилизации глобального климата была разработана модель глобального круговорота углерода и азота в системе “атмосфера–океан”, учитывающая пространственную структуру океана и воспроизводящая сезонную динамику [42]. В этой модели океан разделен по глубине на три слоя: верхний, термоклин и глубинный. Атмосфера в модели считается однородной по высоте и представлена одним слоем. Модель была использована как для расчетов глобальных циклов азота и углерода в невозмущенных условиях, так и для исследования последствий антропогенных нагрузок на биосферу.

К настоящему времени разработаны модели для исследования динамики потоков азота в ряде морских экосистем [45, 46]. В [47] предложена трехмерная экосистемная модель с гидродинамическим блоком, в которой учитывается взаимосвязь биогеохимических циклов углерода и азота. Модель применена для уточнения оценки годового потока азота в процессе денитрификации с северо-западной акватории Индийского океана. На основании имитационных экспериментов были выявлены факторы, определяющие пространственное и временное распределение интенсивности денитрификации. Для изучения сезонной и межгодовой динамики биогеохимических циклов азота, углерода и кремния в Тихом океане разработана модель NEMURO [48], с помощью которой оценен отклик экосистем различных регионов Тихого океана на потепление климата.

АЗОТНЫЙ ЦИКЛ В МОДЕЛЯХ НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ

Результаты многочисленных полевых исследований свидетельствуют о том, что взаимодействие между углеродным и азотным циклами в наземных экосистемах оказывает существенное влияние на изменение содержания азота и углерода в растительности, надпочвенном слое детрита и органическом веществе почвы [8, 11, 49]. С целью оценки тенденций развития локальных экосистем и факторов, определяющих динамику их функционирования, разработаны динамические модели совместных циклов углерода и азота в конкретных экосистемах. В начале 1980-х годов была разработана динамическая модель совместного круговорота органического вещества и азота в болотной экосистеме [50]. На основании результатов модельных расчетов сделаны выводы о роли биогенного и гидрологического факторов в динамике исследуемой экосистемы. С помощью этой модели исследованы границы гомеостаза и условия потери устойчивости изучаемой системы. К началу 1990-х годов началась активная разработка экосистемных моделей, которые наряду с углеродным циклом учитывали и азотный цикл. Были созданы первые версии таких моделей, как TEM [51], CENTURY [52], CASA [53]. Следует отметить, что в этих моделях круговорот углерода рассматривался в качестве основного цикла, а цикл азота выступал скорее как цикл подчиненный и корректирующий углеродный.

Ключевой фактор современных изменений климата – увеличивающееся содержание в атмосфере парниковых газов, среди которых углекислый газ играет основную роль [54]. В последние десятилетия особое внимание было уделено проблеме круговорота углерода: изучению природных источников, стоков и резервуаров углерода, оценке интенсивностей продукционного и деструкционного процессов в экосистемах, составлению баланса углерода на региональном и глобальном уровнях, прогнозу ожидаемого отклика скоростей потоков углерода на вероятные изменения климата. Для решения этих задач на разных временны́х и пространственных масштабах были разработаны физико-математические модели углеродного цикла (см., например, [43, 55–58]) без учета влияния на этот цикл круговоротов других биогенных элементов. Следует отметить, что, несмотря на установленную в результате экспериментальных и имитационных исследований взаимозависимость биосферных циклов углерода и азота [11, 40, 49], большинство современных биосферных моделей не учитывают эту взаимозависимость при моделировании динамики углерода.

Некоторые биосферные модели, разработанные с целью анализа интенсивностей потоков углеродного цикла при различных сценариях антропогенных воздействий, были дополнены азотным циклом (например, модели ORCHIDEE [59], LPJ [60], ISAM [61], UVicESCM [62]).

В современных биосферных моделях наземные экосистемы обычно представляются в виде четырех блоков: растительность, надпочвенный слой детрита, органические соединения почвы и неорганические соединения почвы. В некоторых моделях, например в CN-TEM [63], надпочвенный слой детрита рассматривается как часть органических соединений почвы. В разных моделях каждый из указанных четырех модельных блоков описывается с той или иной степенью детализации. Например, в модели GNCC [24] растительность представлена единым азотным блоком, органические и неорганические азотные соединения почвы включают по два азотных подблока, в модели O-CN [59] растительность представлена девятью подблоками, надпочвенный слой детрита – шестью, почвенная органика – четырьмя подблоками. В указанных моделях динамика азотных газообразных соединений в атмосфере исключена из рассмотрения. Интенсивности потоков азота между модельными компонентами зависят от содержания азота и углерода в них и ряда биофизических параметров.

С помощью биосферных моделей исследовалось влияние азотного цикла на параметры наземного углеродного цикла при изменении концентрации CO_2 в атмосфере, климатических условий, характера землепользования. Учет динамики азота вносит существенные корректировки в оценки пространственного распределения и временной динамики наземных источников и стоков углерода, полученные с помощью моделей, учитывающих только углеродный цикл [59–67]. В частности, для регионов, в которых минеральные соединения почвенного азота являются лимитирующим фактором для развития растительного покрова, были получены значения продуктивности растительного покрова и запасы углерода в почве, более адекватные экспериментальным данным.

Учет совместной динамики углеродного и азотного циклов в моделях снижает интенсивность поглощения углекислого газа растительным покровом при возрастании концентрации CO_2 в атмосфере и отсутствии роста приповерхностной температуры [64, 65]. Основная причина этого эффекта – в лимитирующем воздействии доступного для растений почвенного азота. Недостаток в почве минерального азота обуславливает уменьшение как величины продуктивности растительного покрова, так и скорости разложения напочвенного детрита и органического вещества почвы во многих экосистемах, в частности, в бореальных лесах [8].

Модельные оценки свидетельствуют о том, что в некоторых экосистемах при возрастании концентрации CO_2 в атмосфере возможно уменьшение запасов минерального азота в почве [66]. Глобальные оценки, полученные с помощью биосферных моделей, учитывающих углеродно-азотное взаимодействие, указывают на возможность увеличения запасов углерода в наземных экосистемах при возрастании концентрации CO_2 в атмосфере и потеплении климата [65, 67].

ЦИКЛ АЗОТА И КЛИМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

В последние годы климатические модели дополняются блоками углеродного цикла [68–71]. Результаты численных расчетов с этими моделями показали, что потепление климата, связанное с ростом концентрации углекислого газа в атмосфере, ведет к уменьшению депонирования углерода в наземных экосистемах. Этот эффект является следствием того, что увеличение концентрации углерода в атмосфере и приповерхностной температуры способствуют повышению интенсивности как продукционного, так и деструкционного процессов в экосистемах. В результате изменения интенсивностей этих процессов возрастет скорость разложения почвенного органического вещества, увеличивается почвенное дыхание (т.е. эмиссия углекислого газа из почвы в атмосферу), повышается чувствительность продуктивности растительности к влажности почвы и к температуре воздуха. Согласно полученным результатам, в ряде наземных экосистем к концу XXI века интенсивность почвенного дыхания может превысить скорость аккумуляции атмосферного углерода растительным покровом. В этом случае экосистемы из стока углерода из атмосферы могут превратиться в его источник. Результаты численных расчетов с климатическими моделями, учитывающими углеродный цикл, выявили положительную обратную связь между климатом и углеродным циклом [72–74]. Следует отметить, что интегральной характеристикой климата является глобально осредненная приповерхностная температура, а интегральной характеристикой углеродного цикла – концентрация углекислого газа в атмосфере.

Для анализа влияния цикла азота на углеродный обмен между компонентами климатической системы некоторые климатические модели были дополнены блоками взаимодействия углеродного и азотного циклов [63, 75]. Проведенные расчеты показали, что включение азотного цикла в наземный биогеохимический блок климатической модели существенно корректирует ранее получен-

ные модельные результаты. В частности, совместное рассмотрение углеродного и азотного циклов в климатической модели сокращает сток углерода в наземные экосистемы, обусловленный возрастанием концентрации углекислого газа в атмосфере, на 53–78% по сравнению с результатами, полученными с помощью моделей, учитывающих только углеродный цикл [63, 76].

В [75, 76] на основе расчетов с использованием модели общей циркуляции атмосферы и океана CCSM показано, что "стимулирующий эффект CO_2" (повышение продуктивности растительного покрова за счет увеличения поглощения им углекислого газа при возрастании концентрации CO_2 в атмосфере) значительно ниже в случае учета взаимодействия углеродного и азотного циклов (CN-модель), чем при рассмотрении круговорота только углерода (C-модель). Согласно расчетам общее поглощение углерода растительностью, обусловленное возрастанием концентрации CO_2 в атмосфере для периода 2000–2100 гг. по сценарию SRES A2, в 3.8 раз выше для C-модели, чем для CN-модели [76]. Результаты расчетов с CN-моделью показали, что в отсутствие повышения приповерхностной температуры основной причиной снижения "стимулирующего эффекта CO_2" является недостаток минеральных форм почвенного азота. Согласно полученным результатам [75], учет азотного цикла в климатической модели существенно уменьшает отклик наземного углеродного цикла на межгодовую изменчивость приповерхностной температуры и количества осадков. В указанной работе отклик наземного углеродного цикла определяется как изменение чистого обмена углеродом в экосистемах (баланса между поступлением в экосистему углерода в результате фотосинтезирующей деятельности растительного покрова и выделением углерода в результате автотрофного дыхания, процессов деструкции органического вещества и пожаров).

В [63] представлены результаты исследования влияния цикла азота в наземных экосистемах на взаимосвязь между углеродным циклом и климатом на основе климатической модели промежуточной сложности IGSM. Результаты моделирования показали, что учет углеродно-азотной взаимосвязи не только ограничивает "стимулирующий эффект CO_2", но может изменить знак обратной связи между климатом и циклом углерода. В отсутствие углеродно-азотной взаимосвязи глобальное потепление сокращает запасы наземного углерода как в растительном покрове, так и в почве в результате возрастания автотрофного дыхания и скорости разложения органического вещества надпочвенного слоя детрита и почвы, т.е. взаимосвязь углерод–климат положительна. В случае учета в модели динамики азота полученные оценки свидетельствуют об увеличении запасов наземного углерода при повышении приземной температуры, обусловленном ростом концентрации CO_2 в атмосфере. Это вызвано тем, что повышение скорости разложения органического вещества ведет к накоплению доступного растениям минерального азота в почве. Возрастание запаса минеральных соединений азота в почве увеличивает продуктивность наземной растительности, т.е. усиливает так называемый "стимулирующий эффект N". Повышение скорости минерализации почвенного азота стимулирует рост растений, т.е. возрастание поглощения атмосферного углерода наземным растительным покровом. В первую очередь, "стимулирующий эффект N" будет проявляться в экосистемах, для которых минеральные соединения почвенного азота являются лимитирующим фактором для развития растительного покрова, например, в бореальных и смешанных лесах [77].

Модельные расчеты с учетом динамики углерода и азота в климатической модели [63] показали, что при потеплении климата потребление атмосферного углерода интенсивно развивающимся растительным покровом не только скомпенсирует, но может и превзойти эмиссию почвенного углерода. По этой причине в результате потепления наземные экосистемы будут стоком углерода. Таким образом, в случае учета углеродно-азотной взаимосвязи глобальное потепление может способствовать накоплению запасов углерода в наземных экосистемах, т.е. взаимосвязь углерод–климат может стать отрицательной. На наличие отрицательной обратной связи между климатом и углеродным циклом при рассмотрении взаимодействия круговоротов углерода и азота в климатической модели указывается и в [76]. Согласно [76], указанная отрицательная обратная связь возникает из-за интенсификации скорости роста растительности, причиной которой является возрастающая при климатическом потеплении минерализация почвенного азота.

В [69] предложена схема расчета коэффициентов, характеризующих стимулирующий эффект наземной растительности углекислым газом атмосферы и взаимодействие климата и углеродного цикла. В линейном приближении для вычисления изменения содержания углерода в наземных экосистемах $\Delta C(t)$ предложена следующая зависимость

$$\Delta C(t) = \beta \Delta C_A(t) + \gamma \Delta T(t),$$

где $\Delta C_A(t)$ – изменение концентрации углекислого газа в атмосфере, $\Delta T(t)$ – соответствующее изменение глобально осредненной приповерхностной температуры воздуха, β и γ – диагностические коэффициенты. При этом коэффициент β характеризует стимулирующий эффект углекислого газа атмосферы, γ – взаимодействие климата и углеродного цикла.

С климатической моделью, в которой реализован углеродный цикл, проводятся два численных эксперимента при одном и том же сценарии антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу и одинаковыми начальными условиями. В первом из них используется полная климатическая модель, а во втором – модель с односторонней связью между климатом и углеродным циклом, при которой изменения климата не влияют на величину $\Delta C(t)$. Значение коэффициента β находится по данным $\Delta C_A(t)$ и $\Delta C(t)$ (например, линейной регрессией), полученным во втором численном эксперименте. Предполагается, что изменение климата достаточно мало и, следовательно, коэффициент β не зависит от времени. Идентичность начальных условий в расчетах с полной моделью и моделью с односторонней связью в предположении достаточно малого изменения климата позволяет использовать вычисленное значение коэффициента β для анализа результатов расчетов с полной моделью. Таким образом, значение коэффициента γ может быть определено из указанной зависимости для вычисления $\Delta C(t)$ и результатов, полученных при расчетах с полной климатической моделью.

Положительной обратной связи между климатом и углеродным циклом, выявленной в климатических моделях с углеродным циклом (без учета азотного цикла) [71–73], соответствует случай $\gamma < 0$: при этом рост содержания углекислого газа в атмосфере и связанное с ним потепление климата уменьшают поглощение CO_2 наземными экосистемами и/или океаном, способствуя дополнительному увеличению концентрации углекислого газа в атмосфере. Взаимодействие азотного и углеродного циклов приводит к изменению значения коэффициента γ. В целом это взаимодействие уменьшает абсолютное значение γ, что указывает на ослабление обратной связи между климатом и углеродным циклом. В [63] учет взаимодействия азотного и углеродного цикла приводит к практически полному ослаблению обратной связи между климатом и углеродным циклом – значения коэффициента γ остаются отрицательными, но близкими к нулю. В [76] показано, что значение этого коэффициента для наземных экосистем может стать положительным, указывая на отрицательную обратную связь между климатом и углеродным циклом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате эволюции биосферы сложились устойчивые взаимосвязи и взаимозависимости глобальных биогеохимических круговоротов химических элементов. В последние десятилетия деятельность человека стала существенным фактором, влияющим на количественные характеристики энергомассообмена на Земле. Антропогенные воздействия стали оказывать заметное влияние как на общую структуру биосферы, так и на климатические процессы. С целью получения оценок характеристик локальных и глобальных биогеохимических процессов и связанных с ними климатических изменений в зависимости от того или иного сценария антропогенного влияния на окружающую среду были разработаны математические модели, описывающие динамику этих процессов в биосфере. В настоящее время существует достаточно много концептуальных и имитационных моделей биогеохимических циклов углерода, азота, фосфора и серы [17, 18, 27, 43, 78–80]. Модели азотного цикла создавались для оценки различных воздействий на динамику запасов и потоков этого элемента как в биосфере в целом [17, 39, 40, 42], так и в отдельных экосистемах [50, 81, 82]. В основе моделей лежит блоковый подход: исследуемая система представляется в виде схемы из нескольких блоков и связывающих их потоков, описываемых функциональными зависимостями. Количество блоков, на которые разбивается исследуемая система, зависит от цели исследования.

Азот, являясь одним из основных лимитирующих факторов для развития растительного покрова и интенсивности деструкционных процессов в экосистемах, оказывает существенное влияние на наземный углеродный цикл [6, 8, 66, 83]. В последние годы для ряда моделей углеродного цикла были разработаны модули, описывающие азотный цикл и его взаимосвязь с углеродным циклом [59–63]. Согласно расчетам с моделями, учитывающими только цикл углерода, при климатическом потеплении, обусловленным накоплением парниковых газов в атмосфере, возрастает эмиссия углекислого газа и понижается его поглощение как наземными экосистемами, так и океаном [72]. Проведенные расчеты выявили существенное влияние динамики азота на отклик цикла углерода при антропогенном росте концентрации углекислого газа в атмосфере и климатических изменениях [63, 66, 75]. Согласно результатам численных экспериментов, взаимодействие углеродного и азотного циклов в биосфере существенно сокращает способность наземных экосистем увеличивать поглощение углерода при увеличении концентрации углекислого газа в атмосфере и отсутствии роста приповерхностной температуры, по сравнению результатами, полученными при игнорировании влияния азотного цикла. Согласно расчетам с моделями, учитывающими динамику углерода и азота, глобальное потепление, обусловленное ростом концентрации CO_2 в атмосфере, способствует накоплению запасов углерода в наземных экосистемах [59, 64, 65].

На основе климатических моделей, в которых учитывается биогеохимический цикл только углерода, была установлена положительная обратная связь между климатом и углеродным циклом

[71–74], согласно которой потепление климата ведет к сокращению запасов углерода в наземных экосистемах (в первую очередь, углерода почв). Численные эксперименты с климатическими моделями [63, 76] показали, что учет в этих моделях взаимодействия углеродного и азотного циклов ослабляет положительную обратную связь климата и углеродного цикла вплоть до возможности установления умеренной отрицательной обратной связи.

Таким образом, учет круговорота азота в климатических моделях может существенно изменить оценку взаимодействия между климатом и циклом углерода. Модели, учитывающие совместную динамику углерода и азота, способствуют получению более достоверных оценок углеродного обмена при ожидаемых климатических изменениях.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 10-05-00265-а, 11-05-01139-а, 12-05-01092-а), гранта Президента РФ НШ-5467.2012.5 и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН “Процессы в атмосфере и криосфере как фактор изменений природной среды”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л.* История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 208 с.
2. *Войткевич Г.В., Бессонов О.А.* Химическая эволюция Земли. М.: Недра, 1986. 215 с.
3. *Rubey W.W.* Geological history of sea water: an attempt to state the problem // Geol. Soc. Am. Bull. 1951. V. 62. № 9. P. 1111–1148.
4. *Hart M.H.* The evolution of the atmosphere of the Earth // Icarus. 1978. V. 33. P. 23–39.
5. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. М.: Высшая школа, 1998. 413 с.
6. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
7. *Одум Ю.* Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
8. *Базилевич Н.И., Титлянова А.А.* Биотический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 381 с.
9. *Rosswall T.* The nitrogen cycle / Eds: Bolin B., Cook R.B. SCOPE 21: The major biogeochemical cycles and their interactions. N.Y.: Wiley, 1983. P. 46–50.
10. *Canadell J.G., Pataki D.E., Gifford R. et al.* Saturation of the terrestrial carbon sink / Eds: Canadell J.G., Pataki D.E., Pitelka L. Terrestrial ecosystems in a changing world. The IGBP Series. V. XXIV. N.Y.: Springer-Verlag, 2007. P. 59–73.
11. *Благодатский С.А., Ларионова А.А., Евдокимов И.В.* Действие минеральных соединений азота на интенсивность дыхания и эффективность роста микроорганизмов в почве // Почвоведение. 1992. № 9. С. 88–96.
12. *Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P. et al.* Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing / Eds: Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2007. P. 129–234.
13. *Кудеяров В.Н.* Азотный цикл и продуцирование закиси азота // Почвоведение. 1999. № 8. С. 988–998.
14. *Gruber N.* The marine nitrogen cycle: overview and challenges / Ed. Capone D.G. Nitrogen in the Marine Environment. London: Elsevier, 2008. P. 1–50.
15. *Delwiche C.C.* The nitrogen cycle // Sci. Am. 1970. V. 223. № 3. P. 137–146.
16. *Рябчиков А.М.* Круговорот вещества в природе и его изменение хозяйственной деятельностью человека. М.: Изд-во МГУ. 1980. 272 с.
17. *Elzen M., Beusen A., Rotmans J.* Modelling global biogeochemical cycles an integrated assessment approach // RIVM report 461502007. Bilthoven, the Netherlands: RIVM, 1995. 104 p.
18. *Schlesinger W.H.* Biogeochemistry: an analysis of global change. London: Academic Press, 1991. 433 p.
19. *Burns R.C., Hardy R.W.F.* Nitrogen fixation in bacteria and higher plants. N.Y.: Springer Verlag, 1975. 120 p.
20. *Feng Y., Penner J.* Global modeling of nitrate and ammonium: interaction of aerosols and tropospheric chemistry // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D01304.
21. *Liao H., Seinfeld J.H.* Global impacts of gas-phase chemistry-aerosol interactions on direct radiative forcing by anthropogenic aerosols and ozone // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D18208.
22. *Jacobson M.Z.* Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 1551–1568.
23. *Soderlund R., Svensson B.H.* The global nitrogen cycle / Soderlund R., Svensson B.H. (Eds.) SCOPE 7: Nitrogen, phoshorus and sulphur – global cycles // Ecol. Bull. 1976. V. 22. P. 23–73.
24. *Lin B.-L., Sakoda A., Shibasaki R. et al.* Modelling a global biogeochemical nitrogen cycle in terrestrial ecosystems // Ecol. Modelling. 2000. V. 135. P. 89–110.
25. *Умаров М.М.* Роль микроорганизмов в круговороте химических элементов в наземных экосистемах / Структурно-функциональная роль почв и почвенной биоты в биосфере. М.: Наука, 2003. С. 125–138.
26. *Мишустин Е.Н., Шильникова В.К.* Биологическая фиксация атмосферного азота. М.: Наука, 1968. 531 с.
27. *Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Савиных В.П.* Перспективы развития цивилизации: многомерный анализ. М.: Логос, 2003. 576 с.
28. *Galloway J., Dentener F., Capone D. et al.* Nitrogen cycles: past, present and future // Biogeochemistry. 2004. V. 70. № 2. P. 153–226.
29. *Karl D., Michaels A., Bergman B. et al.* Dinitrogen fixation in the world’s oceans // Biogeochemistry. 2002. V. 57/58. P. 47–98.
30. *Morrer K., Degens E.T.* Organic carbon in the ocean: nature and cycling / Eds: Bolin B., Degens E.T., Kempe S., Ketner P. SCOPE 13: The global carbon cycle. N.Y.: Willey, 1979. P. 293–316.
31. *Nixon S.W., Ammerman J.W., Atkinson P. et al.* The fate of nitrogen and phosphorus at the landsea margin of the

North Atlantic Ocean // Biogeochemistry. 1996. V. 35. P. 141–180.

32. *Ayres R.U., Schlesinger W.H., Socolow R.H.* Human impacts on the carbon and nitrogen cycles / Eds: Socolow R., Andrews F., Berkhout F., Thomas V. Industrial ecology and global change. Cambridge: Cambridge Univer. Press, 1994. P. 121–155.
33. *Smil V.* Nitrogen in crop production: an account of global flows // Global Biogeochem. Cycles. 1999. V. 13. P. 647–662.
34. *Prospero J.M., Barrett K., Church T. et al.* Atmospheric deposition of nutrients to the North Atlantic basin // Biogeochemistry. 1996. V. 35. P. 27–73.
35. *Базилевич Н.И., Титлянова А.А.* Особенности функционирования травяных экосистем // Журн. общей биологии. 1978. № 1. С. 34–52.
36. *Базилевич Н.И.* Иерархические концептуальные балансовые модели экосистем и почвы в связи с некоторыми аспектами эволюции биосферы / Моделирование биогеоценотических процессов. М.: Наука, 1981. С. 69–85.
37. *Morgan R.E., Weinberg R.* Computer simulation of world systems: biogeochemical cycles // Intern. J. Environmental Studies. 1972. V. 3. P. 105–118.
38. *Reuss J.O., Innis G.S.* A grassland nitrogen flow simulation model // Ecology. 1977. V. 58. P. 379–388.
39. *Крапивин В.Ф., Свирежев Ю.М., Тарко А.М.* Математическое моделирование глобальных биосферных процессов. М.: Наука, 1982. 272 с.
40. *Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М.* Человек и биосфера. Опыт системного анализа и эксперименты с моделями. М.: Наука, 1985. 272 с.
41. *Новичихин Е.П., Тарко А.М.* Имитационная модель циклов углерода и азота в океане // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 1. С. 73–77.
42. *Тарко А.М.* Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. Математическое моделирование. М.: Физматлит, 2005. 232 с.
43. *Krapivin V.F.* Mathematical model for global ecological investigation // Ecol. Modelling. 1993. V. 67. P. 103–127.
44. *Golubyatnikov L.L.* The nitrogen cycle in the global biosphere model // INTAS-94-1154 report. Potsdam: PIK, 1996. P. 96–104.
45. *Sarmiento J.L., Slater R.D., Fasham M.J.R. et al.* A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone // Global Biogeochem. Cycles. 1993. V. 7. P. 417–450.
46. *Ryabchenko V.A., Gorchakov V.A., Fasham M.J.R.* Seasonal dynamics and biological productivity in the Arabian Sea euphotic zone as simulated by a three-dimensional ecosystem model // Global Biogeochem. Cycles. 1998. V. 12. P. 501–530.
47. *Anderson T.R., Ryabchenko V.A., Fasham M.J.R. et al.* Denitrification in the Arabian Sea: a 3D ecosystem modelling study // Deep-Sea Res. I. 2007. V. 54. P. 2082–2119.
48. *Kishi M.J., Kashiwai M., Ware D.M. et al.* NEMURO – a lower trophic level model for the North Pacific marine ecosystem // Ecol. Modelling. 2007. V. 202. P. 12–25.
49. *Vitousek P.M., Howarth R.W.* Nitrogen limitation on land and in the sea: How can it occur? // Biogeochemistry. 1991. V. 13. P. 87–115.
50. *Logofet D.O., Alexandrov G.A.* Modelling of matter cycle in a mesotrophic bog ecosystem. II. Dynamic model and ecological succession // Ecol. Modelling. 1983. V. 21. P. 259–276.
51. *Raich J.W., Rastetter E.B., Melillo J.M. et al.* Potential net primary productivity in South America: application of a global model // Ecolog. Application. 1991. V. 1. P. 399–429.
52. *Parton W.J., Scurlock J.M.D., Ojima D.S. et al.* Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide // Global Biogeochem. Cycles. 1993. V. 7. № 4. P. 785–809.
53. *Potter C.S., Randerson J.T., Field C.B. et al.* Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data // Global Biogeochem. Cycles. 1993. V. 7. P. 811–841.
54. *Sabine C.L., Heimann M., Artaxo P. et al.* Current status and past trends of the global carbon cycle / Field C.B., Raupach M.R. (Eds.) SCOPE 62: The global carbon cycle. London: Island Press, 2004. P. 17–44.
55. *McGuire A.D., Sitch S., Clein J.S. et al.* Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: analyses of CO_2, climate and land use effects with four process-based ecosystem models // Global Biogeochem. Cycles. 2001. V. 15. P. 183–206.
56. *Golubyatnikov L.L., Svirezhev Yu.M.* Life-cycle model of terrestrial carbon exchange // Ecol. Modelling. 2008. V. 213. P. 202–208.
57. *Zavalishin N.N.* Dynamic compartment approach for modeling regimes of carbon cycle functioning in bog ecosystems // Ecol. Modelling. 2008. V. 213. P. 16–32.
58. *Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Carbon cycle – climate feedback sensitivity to parameter changes of a zero-dimensional terrestrial carbon cycle scheme in a climate model of intermediate complexity // Theor. Appl. Climatol. 2007. V. 89. № 1–2. P. 9–24.
59. *Zaehle S., Friend A.D.* Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model: 1. Model description, site-scale evaluation, and sensitivity to parameter estimates // Global Biogeochem. Cycles. 2010. V. 24. GB1005.
60. *Xu-Ri, Prentice I.C.* Terrestrial nitrogen cycle simulation with a dynamic global vegetation model // Global Change Biol. 2008. V. 14. № 8. P. 1745–1764.
61. *Yang X., Wittig V., Jain A.K. et al.* Integration of nitrogen cycle dynamics into the Integrated Science Assessment Model for the study of terrestrial ecosystem responses to global change // Global Biogeochem. Cycles. 2009. V. 23. GB4029.
62. *Wania R., Meissner K.J., M. Eby M. et al.* Carbon-nitrogen feedbacks in the UVic ESCM // Geosci. Model Dev. 2012. V. 5. P. 1137–1160.
63. *Sokolov A.P., Kicklighter D.W., Melillo J.M. et al.* Consequences of considering carbon-nitrogen interactions on the feedbacks between climate and the terrestrial carbon cycle // J. Clim. 2008. V. 21. № 15. P. 3776–3796.
64. *Gerber S., Hedin L.O., Oppenheimer M. et al.* Nitrogen cycling and feedbacks in a global dynamic land model // Global Biogeochem. Cycles. 2010. V. 24. GB1001.
65. *Jain A., Yang X., Kheshgi H. et al.* Nitrogen attenuation of terrestrial carbon cycle response to global environ-

mental factors // Global Biogeochem. Cycles. 2009. V. 23. GB4028.
66. *Luo Y.Q., Field C.B., Jackson R.B.* Does nitrogen constrain carbon cycling, or does carbon input stimulate nitrogen cycling? // Ecology. 2006. V. 87. № 3–4. doi:10.1890/05-0923.
67. *Zaehle S., Friedlingstein P., Friend A.D.* Terrestrial nitrogen feedbacks may accelerate future climate change // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L01401.
68. *Cox P.M., Betts R.A., Jones C.D. et al.* Modelling vegetation and the carbon cycle as interactive elements of the climate system / Ed. Pearce R. Meteorology at the millennium. N.Y.: Academic Press, 2001. P. 259–279.
69. *Friedlingstein P., Dufresne J.-L., Cox P.M. et al.* How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? // Tellus. 2003. V. 55B. № 2. P. 692–700.
70. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Чувствительность к антропогенным воздействиям глобальной климатической модели ИФА РАН с интерактивным углеродным циклом // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 400–404.
71. *Володин Е.М.* Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 298–313.
72. *Friedlingstein P., Cox P., Betts R.A. et al.* Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C^4MIP model intercomparison // J. Climate. 2006. V. 19. № 22. P. 3337–3353.
73. *Eliseev A.V., Mokhov I.I.* Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // Adv. Atmos. Sci. 2011. V. 28. № 5. P. 1215–1232.
74. *Denman K.L., Brasseur G., Chidthaisong A. et al.* Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry / Eds: Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2007. P. 499–588.
75. *Thornton P.E., Lamarque J.-F., Rosenbloom N.A. et al.* Influence of carbon-nitrogen cycle coupling on land model response to CO_2 fertilization and climate variability // Global Biogeochem. Cycles. 2007. V. 21. GB4018.
76. *Thornton P.E., Doney S.C., Lindsay K. et al.* Carbon-nitrogen interactions regulate climate–carbon cycle feedbacks: results from an atmosphere–ocean general circulation model // Biogeosciences. 2009. V. 6. P. 2099–2120.
77. *Zaehle S., Dalmonech D.* Carbon-nitrogen interactions on land at global scales: current understanding in modelling climate biosphere feedbacks // Curr. Opin. Environ. Sustain. 2011. V. 3. P. 311–320.
78. *Venevsky S.V.* A set of biogeochemical model approaches for integrated modeling of climate change impacts. Biospheric carbon and nitrogen cycles. Laxenburg: IIASA, 1994. 26 p.
79. *Golubyatnikov L.L., Denisenko E.A., Svirezhev Yu.M.* Model of the total exchange carbon flux for terrestrial ecosystems // Ecol. Modelling. 1998. V. 108. P. 265–276.
80. *Komarov A., Chertov O., Zudin S. et al.* EFIMOD 2 – a model of growth and elements cycling in boreal forest ecosystems // Ecol. Modelling. 2003. V. 170. P. 373–392.
81. *Тарко А.М.* Модель биогеохимического цикла углерода и азота в лесной экосистеме // Регуляторная роль почвы в функционировании таежных экосистем. М.: Наука, 2002. С. 215–226.
82. *Tonitto C., Powell T.M.* Development of a spatial terrestrial nitrogen model for application to Douglas-fir forest ecosystems // Ecol. Modelling. 2006. V. 193. P. 340–362.
83. *Elser J.J., Bracken M.E.S., Cleland E.E. et al.* Global analysis of nitrogen and phosphorus limitation of primary producers in freshwater, marine, and terrestrial ecosystems // Ecol. Lett. 2007. V. 10. P. 1135–1142.

Nitrogen Cycle in the Earth Climatic System and Its Modeling

L. L. Golubyatnikov, I. I. Mokhov, and A. V. Eliseev

Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 3, Moscow, 119017 Russia
e-mail: golub@ifaran.ru

Received March 7, 2012; in final form, November 20, 2012

Abstract—Investigations into the nitrogen cycle in the climatic system of the earth are reviewed with special emphasis on the biospheric nitrogen cycle. Approaches to modeling the biogeochemical nitrogen turnover are described. Excluding the nitrogen cycle from consideration when probable consequences of climate change are analyzed can lead to inaccurate estimates of the ecosystem response, in particular, for regions where mineral compounds of soil nitrogen are a limiting factor for the development of vegetation cover. Numerical experiments with climatic models point to a substantial influence of the nitrogen turnover on the feedback between climatic characteristics and the carbon cycle. Models of the combined dynamics of carbon and nitrogen make it possible to obtain realistic estimates of present-day resources and fluxes of these elements in ecosystems, as well as to estimate their changes during possible climatic changes.

Keywords: nitrogen cycle, biosphere, climatic models.