

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВОД СУШИ С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

УДК 556.168

### ИЗМЕНЕНИЯ СУБМАРИННОГО ПОДЗЕМНОГО СТОКА КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА РАЗРУШЕНИЯ МОРСКИХ МЕТАНОГИДРАТОВ В АРКТИКЕ<sup>1</sup>

© 2013 г. А. В. Дзюба, И. С. Зекцер

*Институт водных проблем РАН*

*119333 Москва, ул. Губкина, 3*

*E-mail: avdz@mail.ru*

Поступила в редакцию 28.03 2011 г.

Проведен анализ условий формирования и динамики подземных вод верхней гидродинамической зоны северного побережья Европейской части России, разгружающихся непосредственно в Баренцево и Белое моря. Количественно оценены значения водного, ионного и теплового среднесуточного и возможного в ближайшие десятилетия субмаринного подземного стока в Северный Ледовитый океан. Проведен анализ устойчивости морских арктических метаногидратов в условиях наблюдаемых и ожидаемых изменений климата. Физически обоснована не противоречащая эмпирическим данным концепция климатически обусловленного увеличения субмаринной разгрузки подземных вод как возможной причины роста интенсивности разрушения арктических гидратов метана.

*Ключевые слова:* подземные воды, субмаринная разгрузка, изменения климата, газовые гидраты, эмиссия метана.

DOI: 10.7868/S0321059613010033

#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Проблема современных и возможных в ближайшие десятилетия изменений климата, а также реакции на эти изменения окружающей среды все более актуальны в связи с необходимостью выработки экологических, экономических и политических стратегий.

Значение Арктического региона в последние годы резко возрастает. Арктическая зона – наиболее климатически уязвимая область Земли. Термодинамические процессы в этой зоне генерируют обратные климатические связи различного знака, влияющие на эволюцию регионального и глобального климата. Геополитическое значение Арктики определяется перспективой освоения богатейших углеводородных ресурсов шельфа арктических морей. При этом реализация этой перспективы во многом определяется динамикой климата в ближайшие десятилетия.

Режим подземных вод – наименее изученная составляющая гидрологического цикла [11, 12, 38]. Поступление подземных вод в моря и океаны происходит тремя путями: в виде ювенильных

вод, с речным стоком, в результате субмаринной разгрузки подземных вод. Ювенильные воды образуются из кислорода и водорода, выделившихся из магмы. Глобальное поступление ювенильных вод к поверхности Земли, по существующим оценкам, составляет не более 1 км<sup>3</sup>/год [21, 39]. Изменчивость потока ювенильных вод на интервалах времени порядка десятилетий и столетий мала, климатически не обусловлена и связана с общими процессами дегазации вещества мантии при развитии метаморфизма и магматизма. Поступление подземных вод в моря и океаны с речным стоком происходит вследствие дренирования реками подземных вод. Эта составляющая подземного стока входит в величину общего речного стока и корректно учитывается в балансовых расчетах. Наиболее сложны и недостаточно изучены процессы субмаринной разгрузки подземных вод зоны активного и замедленного водообмена. Условные границы этих зон определяются скоростями движения воды от 10<sup>-7</sup> до 10<sup>-4</sup> м/с и временем полного возобновления от 100 до 1000 лет [20]. Подземный сток из зоны активного водообмена для горноскладчатых районов примерно в 10 раз, а для платформенных районов – примерно в 1000 раз больше, чем из зоны замедленного

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00245-а, 11-05-00126-а, 11-05-12024-офи-м-2011).

**Таблица 1.** Значения характеристик, необходимых для расчета водных, ионных и тепловых параметров субмаринной разгрузки подземных вод в арктические моря (в круглых и квадратных скобках – соответственно интегральные и средние для региона значения; в двойных круглых и квадратных – градиент температуры зимой и летом соответственно)

Регион стока и область притока	Расчетная площадь подземного водосбора, $10^3 \text{ км}^2$	Модуль подземного стока, л/с $\text{км}^2$	Глубины субмаринной разгрузки подземных вод, м	Минерализация подземных вод, г/л	Модуль ионного стока, г/год $\text{км}^2$	Средний температурный градиент ( $T_{\text{подз}} - T_{\text{море}}$ ), $^{\circ}\text{C}$
Балтийский массив	23.7 (334)	0.1–2.5 [1.4]	50–200	до 0.5	4.7	2.1 (2.2) [1.8]
Северо-Двинский артезианский бассейн	6.3 (518)	0.5–4 [1.8]	30–150	До 1	29.3	3.5 (3.2) [4.0]
Тимманская складчатая область	2.1 (85.7)	1–5 [1.3]	50–120	0.2–1	18.9	3.9 (3.7) [4.1]
Печорский артезианский бассейн	3.4 (274.7)	0.1–3 [1.7]	50–100	0.3–0.5	24.1	4.1 (3.8) [4.5]
Уральская складчатая область	1.8 (523.6)	0.5–2 [1.3]	50–100	до 1	10.2	4.5 (3.8) [5.1]
Всего	33.9					
Баренцево море	12.1	1.1	50–300	0.1–5	11.7	3.7
Белое море	21.8	1.9	30–250	0.5–5	13.5	2.5
Всего	33.9					

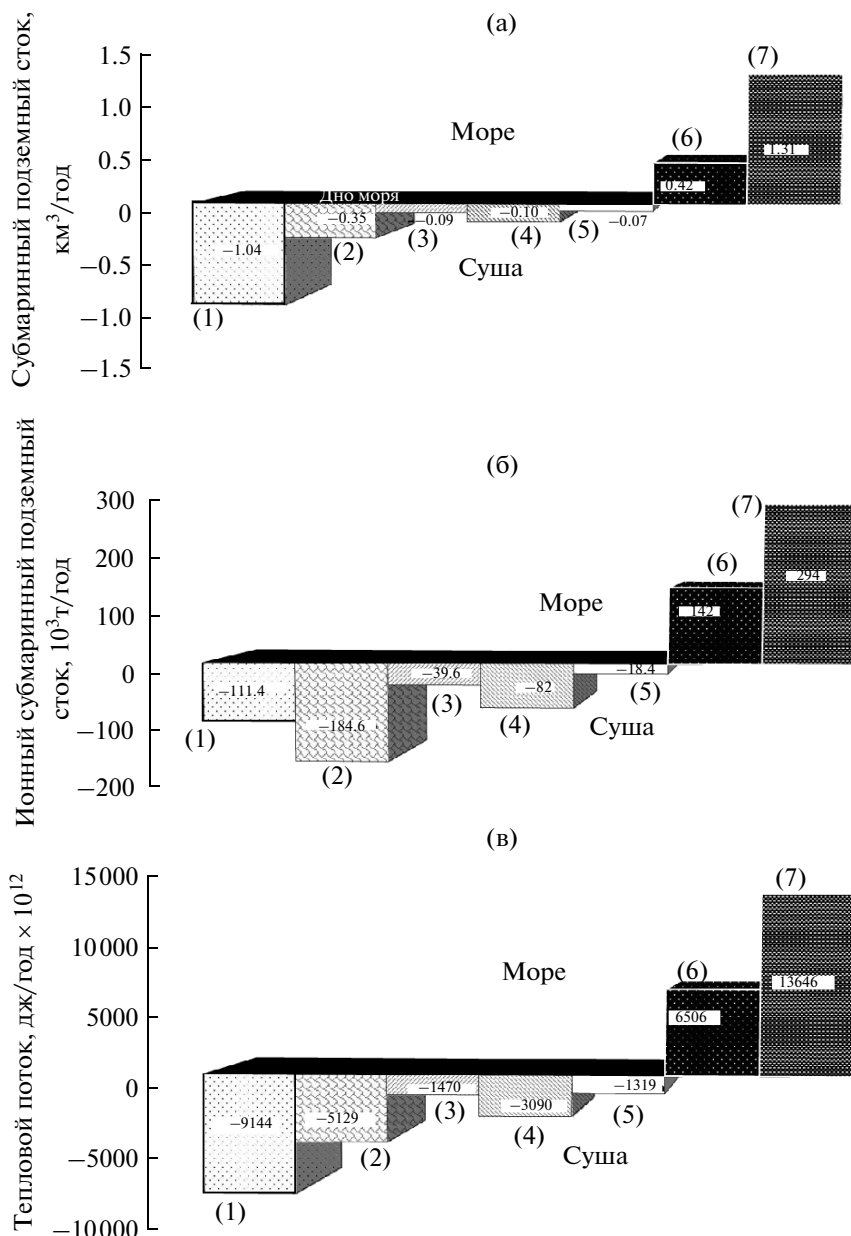
водообмена [20]. Интенсивность пополнения и разгрузки подземных вод зоны активного и замедленного водообмена обусловлена климатическими вариациями в интервалах времени от десятилетий до столетий. Механизмы формирования обратных связей между изменениями субмаринного подземного стока в Арктике и динамикой климатической системы в настоящее время находятся на начальной стадии изучения [1, 2, 10–12, 38]. Вместе с тем, согласно [38], именно оценка обратных климатических связей и роль малых возмущений – одни из основных неопределенностей в понимании физики современных изменений климата.

Цель данной работы – оценка роли изменений параметров субмаринной разгрузки подземных вод в арктические моря в возможном нарушении равновесия морских метаногидратов и, как следствие, в региональном и глобальном изменении климата. Для достижения поставленной цели решались следующие задачи: 1) оценка среднееголетних значений водного, ионного и теплового параметров субмаринного подземного стока; 2) оценка возможных изменений параметров субмаринной разгрузки подземных вод к 2030 г.; 3) анализ устойчивости субмаринных арктических гидратов метана в ближайшие десятилетия; 4) описание физического механизма формирования климатической обратной связи, обусловленной современной динамикой подземного стока.

#### СРЕДНЕМОГОЛЕТНИЕ ПАРАМЕТРЫ СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Региональная оценка среднееголетней субмаринной разгрузки подземных вод основана на количественном анализе условий формирования и движения подземных вод в прибрежных районах суши. Методика расчета субмаринного подземного стока в арктических районах Европейской части России (ЕЧР) детально изложена в [21, 39]. Необходимые для расчетов среднееголетние за базовый период (1960–1990 гг.) величины приведены в табл. 1. Количественные оценки среднееголетнего водного и солевого субмаринного подземного стока в арктические моря по отдельным гидрогеологическим районам (рис. 1) в целом подтверждают сформировавшиеся представления. Действительно, водный ( $0.42 \text{ км}^3/\text{год}$ ) и ионный ( $141.6 \times 10^3 \text{ т/год}$ ) субмаринный подземный сток в Баренцево море незначительны. Оценки водного ( $1.31 \text{ км}^3/\text{год}$ ) и ионного ( $294.4 \times 10^3 \text{ т/год}$ ) субмаринного подземного стока в Белое море, водообмен которого с Баренцевым морем затруднен из-за мелководности северной части и Горла, должны учитываться для уточнения балансовых расчетов.

Авторами впервые получены характеристики теплового потока ко дну Баренцева и Белого морей в результате субмаринной разгрузки подземных вод. Для этого использованы геотермические и океанографические данные (табл. 1). Тепло к



**Рис 1.** Среднегодовое изменение параметров субмаринной разгрузки подземных вод. а – объем стока; б – ионный сток; в – выносимый подземными водами поток тепла. 1 – Балтийский массив; 2 – Северо-Двинский артезианский бассейн; 3 – Тимманская складчатая область; 4 – Печорский артезианский бассейн; 5 – Уральская складчатая область; 6 – Баренцево море, Белое море.

морскому дну передается посредством конвекции, молекулярной теплопроводности пород и излучения. На глубинах верхней гидродинамической зоны передачей тепла за счет излучения можно пренебречь. Тогда

$$q = q_{\text{конд}} + q_{\text{конв}} = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + C\sigma vT,$$

где  $\partial T/\partial z = (T_2 - T_1)/(z_2 - z_1)$  – температурный градиент, или изменение температур  $T_2$  и  $T_1$  на глубинах  $z_2$  и  $z_1$  (ось  $Z$  направлена вниз по нормали к

поверхности);  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности;  $\sigma$  – плотность;  $C$  – теплоемкость;  $v$  – вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет субмаринной разгрузки подземных вод зоны активного водообмена);  $T$  – температура на глубине  $z = (z_1 + z_2)/2$ .

Величина кондуктивного теплового потока в конкретном месте определяется коэффициентом теплопроводности пород и температурным градиентом. Оценки плотности кондуктивного по-

**Таблица 2.** Расчетные параметры среднесуточной и возможной к 2030 г. субмаринной разгрузки подземных вод в Северный Ледовитый океан с ЕЧР. (Возможные к 2030 г. изменения параметров субмаринного подземного стока получены с учетом изменений количества атмосферных осадков по ансамблю климатических моделей для климатического сценария В2 (минимальные изменения климата).)

Море	Средне- многолет- няя субма- ринная разгрузка, м <sup>3</sup> /год	Возможная к 2030 г. суб- маринная разгрузка, м <sup>3</sup> /год	Средне- голетний субмарин- ный ион- ный сток, 10 <sup>3</sup> т/год	Возможный к 2030 г. суб- маринный ионный сток, 10 <sup>3</sup> т/год	Средне- голетний тепловой поток, 10 <sup>16</sup> Дж/год	Возможный к 2030 г. тепловой поток, 10 <sup>16</sup> Дж/год	Средне- голетняя плотность теплого потока, 10 <sup>-3</sup> Вт/м <sup>2</sup>	Возможная к 2030 г. плотность теплого потока, 10 <sup>-3</sup> Вт/м <sup>2</sup>
Баренцево	0.42	0.5	141.6	168.5	0.7	0.8	17	20
Белое	1.31	1.57	294.4	352.6	1.3	1.5	19	23
Всего	1.73	2.07	436.0	5201.1	2.0	2.3		

тока тепла для изучаемого района проведены по данным карты геотермических условий Европы [7]. В восточной части Балтийского щита и на шельфе Баренцева моря геотермический градиент — менее 1°C/100 м, а плотность кондуктивного теплового потока не превышает 40 мВт/м<sup>2</sup>. В северной части Восточно Европейской платформы значения плотности кондуктивного потока находятся в пределах 40–50 мВт/м<sup>2</sup>, а в районах Тиманской и Уральской складчатых областей 50–60 мВт/м<sup>2</sup>.

Конвективный поток тепла вследствие субмаринной разгрузки подземных вод на шельфе Баренцева и Белого морей ранее не определялся. В настоящей работе рассчитаны температурные градиенты между придонными морскими и подземными водами (grad  $T$ , °C), тепловой поток ( $Q$ , Дж) за год и плотность теплового потока ( $q$ , Вт/м<sup>2</sup>) ко дну Баренцева и Белого морей в целом и с отдельных гидрогеологических районов вследствие субмаринной разгрузки подземных вод (рис. 1в; табл. 2). Расчеты показали, что среднесуточные за базовый период значения теплового потока на шельф Баренцева и Белого морей вследствие субмаринной разгрузки подземных вод составляют величину порядка  $2 \times 10^{16}$  Дж/год (соответственно 0.7 и  $1.3 \times 10^{16}$  Дж/год). Плотность теплового потока ко дну на площадях разгрузки подземных вод (на глубинах от 150 до 450 м) Баренцева моря составляет  $\sim 17 \times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup>, а на дно Белого моря —  $19 \times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup> (табл. 2). Верхний слой морского дна относится к гелиотермозоне. Температурный режим на нижней границе этой зоны определяется суммой кондуктивного и конвективного потоков тепла, идущих снизу. Температура остальной части этой зоны зависит в ос-

новном от температуры придонной воды, которая, в свою очередь, в конечном итоге определяется температурой воздуха и интенсивностью солнечной радиации. Мощность этой зоны дна составляет в среднем 15–20 м [20], но может достигать 100–150 м. Согласно полученным оценкам, в балансе тепла верхнего донного слоя конвективный тепловой поток вследствие субмаринной разгрузки подземных вод составляет около 30% от величины кондуктивного.

В связи с тем, что оценки теплового потока на шельф арктических морей вследствие субмаринной разгрузки подземных вод получены впервые и служат основой для выводов данной работы, приведем эмпирические и расчетные данные, признанные в геотермике. Распределение кондуктивного теплового потока на поверхности Земли неравномерно. По последним оценкам, среднее для поверхности Земли значение кондуктивного потока тепла равно  $59 \times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup> [6, 7, 9, 19, 20, 24, 32, 33]. В среднем величина плотности кондуктивного потока составляет для океанского дна  $\sim 78$ , а для континентов — 56 мВт/м<sup>2</sup> [9]. Средняя плотность конвективного выноса тепла на континентах в результате разгрузки подземных вод без учета гидротермальной активности составляет 21 мВт/м<sup>2</sup> [19, 20, 32–34]. В основу этих количественных оценок кондуктивного и конвективного потоков тепла положены данные многочисленных экспедиционных работ и теоретические исследования отечественных и зарубежных ученых. Очевидно, что имеющиеся эмпирические и теоретические данные не противоречат сделанным в настоящей работе оценкам применительно к арктическому шельфу.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ УСТОЙЧИВОСТИ  
СУБМАРИННЫХ АРКТИЧЕСКИХ  
ГИДРАТОВ МЕТАНА

Гидрат метана – твердое кристаллическое вещество, напоминающее снег, не представляет собой замерзшую воду, в которой растворен метан. Газогидраты относятся к клатратным соединениям, которые образуются посредством включения молекул газов в полости льдоподобных каркасов, построенных молекулами воды. В структуре газогидратов молекулы воды образуют ажурный каркас, в котором имеются полости [25]. Эти полости могут занимать молекулы газа. Молекулы газа связаны с каркасом воды ван-дер-ваальсовскими связями. В общем виде состав газовых гидратов описывается формулой  $M \cdot n \cdot H_2O$ , где  $M$  – молекула газа гидратообразователя,  $n$  – число молекул воды, приходящихся на одну включенную молекулу газа, причем  $n$  – переменное число, зависящее от типа гидратообразователя, давления и температуры. Процесс образования газогидратов происходит с выделением тепла, а разложение – с поглощением.

Образование и существование газогидратов в жидкой среде возможно лишь в некотором диапазоне значений давления и температуры. Классический обзор физико-химических свойств газовых гидратов приведен в [36]. В настоящее время в рамках этой проблемы активно работают физико-химические лаборатории США, Китая, Японии, Великобритании, Канады, Норвегии, Дании, России. Полный список исследователей, занимающихся изучением газогидратов, подготовлен организацией CODATA (International Council for Science: Committee on Data for Science and Technology) [40]. Зона образования и стабильного существования гидратов метана может быть определена путем совместного решения уравнения изменения термического градиента в разрезе пород и уравнения равновесного стабильного существования метаногидрата в данной среде. Также широко используется графический способ определения этой зоны [26, 27], когда на график наносятся "реперные" теоретически и экспериментально полученные данные о фазовом состоянии газового гидрата. Таким образом построены критические линии фазовых равновесий морских метаногидратов (рис. 2).

Под термином "зона стабильности газогидратов" целесообразно понимать часть литосферы и гидросферы Земли, термобарический и геохимический режимы которой соответствуют условиям устойчивого существования гидратов природных газов определенного состава [22]. Стабильность

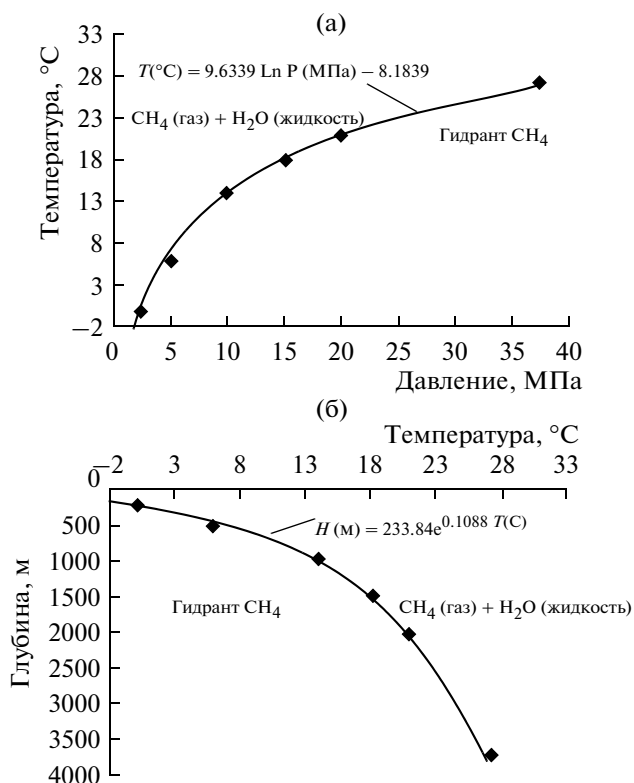


Рис. 2. Фазовая диаграмма гидрата метана (система  $CH_4 + nH_2O$ ). а – равновесная термобарическая кривая; б – обратная зависимость необходимой для образования метаногидратов температуры от глубины моря. Черные маркеры – реперные значения равновесного состояния метаногидратов. Численные значения – аналитические выражения равновесных кривых.

газовых гидратов определяется интенсивностью процессов их генерации и динамики температурного режима. Верхняя граница существования газовых гидратов в акваториях обычно находится в воде у поверхности дна, нижняя – в породах дна. Толщина зоны гидратообразования зависит от донных температур и геотермоградиента. С повышением донных температур или геотермоградиента она уменьшается.

Термобарическая область существования метаногидратов определяется четкими границами на фазовой диаграмме. Для возможности численного анализа устойчивости субаквальных метаногидратов получены их аналитические выражения. Формализация зависимости температуры начала диссоциации гидрата метана от давления имеет логарифмический вид

$$T = 9.6339 \ln P - 8.1839, \quad (1)$$

где  $T$  – температура, °C;  $P$  – давление, МПа ( $10^6$  Па). Из (1) легко вычислить критическую

температуру, при которой метаногидрат при том или ином давлении начнет разлагаться. Соответственно, обратная зависимость минимально возможной для существования гидрата метана глубины ( $H$ , м) от заданной температура воды (рис. 2б) имеет экспоненциальный вид:

$$H = 233.845e^{0.1038T}. \quad (2)$$

При температуре воды  $0^\circ\text{C}$  гидрат метана стабилен при давлении не менее 2.5 МПа (25 атм). Такое давление достигается в океане на глубине ~250 м. При температуре  $-2^\circ\text{C}$  метаногидрат может существовать на глубине не менее 200 м, при  $-3^\circ\text{C}$  — не менее 180 м, при  $+1^\circ\text{C}$  — не менее 270 м, при  $+3^\circ\text{C}$  — не менее 320 м, при  $+7.5^\circ\text{C}$  — не менее 500 м и т.д. (рис. 2). При нормальном атмосферном давлении гидрат метана стабилен при температуре не выше  $-80^\circ\text{C}$  (при таких условиях зависимости (1), (2) не достоверны).

Анализ фазовой диаграммы (рис. 2) показывает необходимые, но не достаточные условия для существования морских гидратов метана. Наличие источника метана в верхнем донном слое — обязательное условие гидратообразования. Вопрос об источнике метана в донных отложениях — ключ к решению проблемы о механизме образования морских газогидратов.

К настоящему времени преобладают две концепции — о ювенильно-флюидном и об органическом происхождении углеводородов вообще и газогидратов в частности. Согласно [2], подземный субмаринный сток — основной фактор образования скоплений газогидратов на материковом склоне и шельфе. Этот вывод основан на концепции нефтегазообразования, согласно которой крупные естественные скопления углеводородов являются продуктом циркуляции подвижного углерода биосферы через земную поверхность с участием вод климатического круговорота [1]. Очевидно, морские газовые гидраты являются одним из компонентов океанического литогенеза и глобального цикла углерода на Земле.

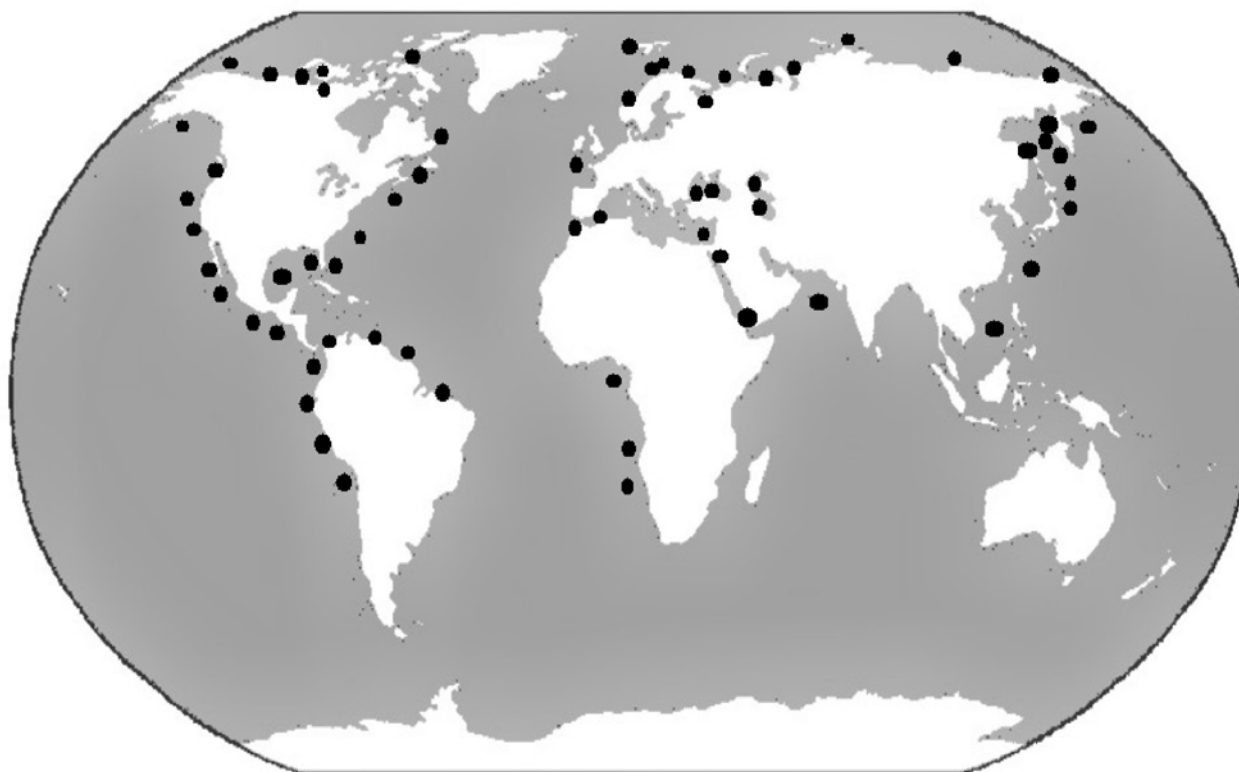
Фазовая диаграмма (рис. 2) объясняет, во-первых, наличие больших скоплений метаногидратов, находящихся в метастабильном состоянии на шельфе исключительно арктических морей, во-вторых, — потенциально возможную климатическую обусловленность существования природных субаквальных газовых гидратов в арктических морях. Газовые гидраты вне арктической зоны обладают значительным запасом стабильности (соотношение давления и температуры). Изменения температуры и давления на глубинах более 500 м в неарктических морях в масштабах времени порядка десятилетий ничтожно малы.

Распространение на дне арктических морей природных газовых (преимущественно метановых) гидратов, открытие которых зарегистрировано в 1969 г. [5], не является региональной особенностью.

Примерно 90% донной поверхности Мирового океана характеризуются благоприятными термобарическими условиями для существования газовых гидратов. На протяжении года в любом районе Мирового океана на глубине 1000 м температура воды изменяется от 1 до  $5^\circ\text{C}$ , а на глубине 2000 м — не превышает  $3^\circ\text{C}$ . При современном распределении температуры воды в Мировом океане в тропических и умеренных широтах морские метаногидраты могут существовать начиная с глубины 500 м, а в полярных районах — 100 м. Природные газовые гидраты не только образуют скопления и газогидратные залежи на суше и под дном морей, но и способны существовать в рассеянном состоянии в воде [14]. Однако большая их часть находится в поровом пространстве донных отложений. В настоящее время на ~10% поверхности дна Мирового океана обнаружены скопления или рассредоточенные поля газогидратов (преимущественно гидратов метана) [28, 35]. Субаквальные области, где наблюдаются скопления газогидратов, согласно [8, 14] можно разделить по морфоструктурным признакам на следующие типы: 1) глубоководные бассейны внутренних и окраинных морей; 2) континентальные склоны конвергентных окраин; 3) подводные хребты островных дуг; 4) континентальные склоны пассивных окраин; 5) спрединговые бассейны и полярные шельфы. Прогнозное картирование [28] показало, что на долю арктического шельфа приходится 12.3, шельфа Антарктиды — 19.7, Атлантического океана — 38.2, Тихого океана — 15.4 и Индийского океана — 14.4% площади всех потенциально газогидратоносных акваторий. На границе Баренцева и Норвежского морей (район о. Медвежий) выявлено крупнейшее из известных в настоящее время скоплений морских гидратов метана [14]. Анализ эмпирических данных Геологической службы США [41] показывает, что географически распространение субмаринных газовых гидратов имеет глобальный циркумконтинентальный характер (рис. 3).

#### ДИАГНОЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ИНТЕНСИФИКАЦИИ РАЗРУШЕНИЯ МОРСКИХ МЕТАНОГИДРАТОВ

Объяснения наблюдаемым фактам роста интенсивности диссоциации метаногидратов в Арктике (“пузырение” арктических вод), в настоящее



**Рис. 3.** Схематическая карта зафиксированных скоплений субмаринных гидратов метана (построена на основе данных Геологической службы США [41]).

время нет [28, 35, 38]. Условия существования природных метаногидратов близки к границе их фазовой устойчивости. Инициировать интенсификацию процесса разрушения субмаринных метаногидратов могут два эффекта. Первый – уменьшение глубины их нахождения, которое может произойти вследствие либо снижения уровня моря, либо поднятия дна. Физические основания для реализации этих процессов в настоящее время отсутствуют и в ближайшие десятилетия не предвидятся. Второй – рост температуры зоны существования метаногидратов, который может происходить от верхней границы вследствие повышения температуры морской воды или от нижней границы вследствие возрастания суммы кондуктивного и конвективного потоков тепла. Повышение температуры придонного слоя морской воды может быть связано с тремя факторами: ростом температуры воздуха у поверхности моря, перестройкой термохалинной океанической циркуляции, интенсификацией процессов перемешивания. Как показывает анализ многолетних океанографических данных, на глубинах более

200 м на протяжении последних 30 лет не наблюдаются направленные межгодовые изменения температуры воды [15]. Статистически значимое увеличение температуры морских арктических вод на глубинах более 200 м вследствие возможного в ближайшие десятилетия повышения температуры приземного воздуха маловероятно. Потребуется более 500 лет, чтобы температура воды у дна повысилась на величину порядка  $0.5^{\circ}\text{C}$  при повышении температуры воздуха у поверхности моря на  $4^{\circ}\text{C}$ . Согласно имеющимся многолетним профилям температуры воды в Баренцевом и Белом морях [15], межгодовая изменчивость значений потоков тепла, идущего сверху, в придонных (200–500 м) слоях не превышает  $10^{-5}$  Вт/м<sup>2</sup>. К настоящему времени отсутствуют физически обоснованные механизмы изменений термохалинной циркуляции и турбулентного перемешивания в масштабах времени порядка десятилетий, значимых для термики придонных арктических вод.

И, наконец, изменение плотности теплового потока, поступающего ко дну снизу, может быть связано с изменением его кондуктивной или кон-

вективной составляющих. Межгодовые вариации и направленные многолетние изменения кондуктивного потока тепла, определяемого геотермическим градиентом, обусловлены эндогенными процессами и на рассматриваемом интервале времени ничтожно малы.

Конвективный поток тепла к зоне существования гидратов метана вследствие субмаринного подземного стока обусловлен климатическими изменениями. Согласно модельным расчетам [16, 17, 29–31, 38], в первой половине XXI в. поверхностный сток и атмосферные осадки будут увеличиваться в большинстве субполярных и полярных регионов. Рост осадков в годовом масштабе ожидается особенно устойчивым в большей части северной Европы, Канаде, северо-восточной части США и Арктике, а также в зимний период в северной части Азии. В большинстве полярных и субполярных регионов изменения осадков зимой превышают по величине межмодельный разброс (стандартные отклонения) уже в начале XXI в. Изменения суммарных (жидких и твердых) осадков по отношению к базовому периоду, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей общей циркуляции атмосферы и океана, к середине текущего столетия составят от 20 до 30% [31]. Увеличение увлажненности воздуха и почвы, продолжительность периода положительных температур и толщины слоя сезонного оттаивания подстилающей поверхности приведет к росту инфильтрационного питания подземных вод и подземного стока в полярных и приполярных широтах. При реализации самого мягкого из разработанных климатических сценариев плотность теплового потока ко дну Баренцева и Белого морей к 2030 г. возрастет на  $(3–5) \times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup> (табл. 2), что составляет 5–10% от значений среднемноголетнего кондуктивного теплового потока в этих районах.

Таким образом, многолетние направленные изменения теплового потока ко дну на шельфе арктических морей из-за климатически обусловленного роста субмаринной разгрузки подземных вод являются единственной статистически значимо меняющейся составляющей теплового баланса придонных слоев шельфовой зоны Арктики, способной интенсифицировать процесс разрушения метаногидратов.

#### МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБРАТНОЙ СВЯЗИ

Метан мало растворим в воде (растворимость не превышает 49.5 см<sup>3</sup>/л при давлении 1 атм и температуре 15°C). Плотность метана ( $\rho_M^0$ ) при нор-

мальных условиях (0°C,  $1013 \times 10^2$  Па) — 0.72 кг/м<sup>3</sup>. Плотность метаногидрата ( $\rho_{GM}$ ) в среднем составляет ~900 кг/м<sup>3</sup>. Массовое содержание метана ( $k_g$ ) в гидрате метана в среднем можно принять равным 11%. Тогда при разложении 1 м<sup>3</sup> газогидрата метана выделяется масса газа

$$M = \rho_{GM} k_g \approx 900 \times 0.11 \approx 100 \text{ кг.}$$

Объем этого газа при нормальных условиях

$$V = M / \rho_M^0 \approx 100 / 0.7 \approx 145 \text{ м}^3.$$

В природных условиях газогидрат объемом 1 м<sup>3</sup> благодаря своей клатратной структуре может содержать от 140 до 180 м<sup>3</sup> метана [3, 14]. По некоторым оценкам [18, 23, 35], количество углерода, заключенного в газогидратах, превышает его количество во всех остальных природных резервуарах (рис. 4). В современной атмосфере содержится ~ $5 \times 10^9$  т метана, а в метаногидратах — более  $10^{12}$  т [4, 18].

Согласно [23, 38], современная суммарная эмиссия метана в атмосферу оценивается в пределах от 550 до  $650 \times 10^6$  т/год. Вклады эмиссии от газогидратов в общий поток метана в атмосферу различаются на несколько порядков. Эмиссия метана из континентального арктического шельфа в настоящее время оценивается величиной  $5.6 \times 10^9$  м<sup>3</sup>/год [14], что составляет ~1% суммы всех известных источников. При реализации наиболее мягкого из разработанных климатических сценариев рост плотности конвективного потока тепла к нижней границе зоны существования арктических гидратов метана вследствие климатически обусловленного увеличения объема субмаринного подземного стока в ближайшие десятилетия может составить до 5% суммарного потока. При метастабильном состоянии метаногидратов на арктическом шельфе такое тепловое воздействие вызовет рост их диссоциации на  $\sim 3 \times 10^8$  м<sup>3</sup>/год. В результате роста интенсивности разрушения метаногидратов в атмосферу каждый год дополнительно будет поступать ~0.25 Мт метана. Накопление в атмосфере ~2.8 Мт метана соответствует росту его концентрации на 1 млрд<sup>-1</sup> [37]. Рост концентрации метана в атмосфере Арктики с 1986 по 2008 г. [12] составил 120 млрд<sup>-1</sup> (рис. 5). Установлено, что между 65° с.ш. и 75° с.ш. среднегодовое содержание метана в атмосфере превышает концентрацию этого парникового газа в умеренных и тропических широтах на ~30–50 млрд<sup>-1</sup> [12]. Заметим, что превышение фонового содержания метана в атмосфере северных регионов по сравнению с умеренными широтами сравнимо с ростом его концентрации примерно за 10 лет. Эти



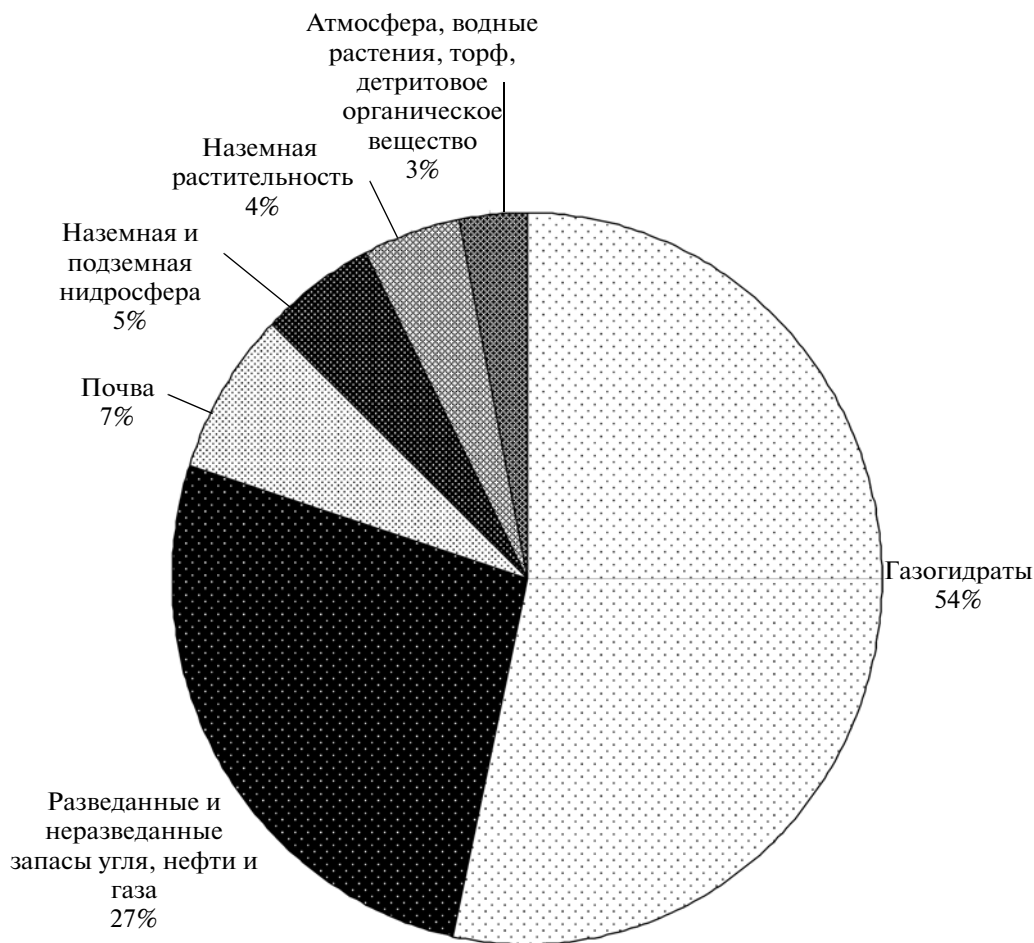


Рис. 4. Распределение органического углерода в природе, по данным [35].

данные свидетельствуют о конгруэнтности процессов интенсификации разложения арктических метаногидратов и роста концентрации метана в атмосфере.

Метан является климатоформирующим химическим компонентом тропосферы. Метан — третий по величине интегрального радиационного воздействия парниковый газ после водяного пара и диоксида углерода. Увеличение содержания метана в атмосфере усиливает парниковый эффект за счет интенсивного поглощения теплового излучения Земли в инфракрасной области спектра (длина волны 7.66 мкм). Способность молекулы метана поглощать инфракрасное излучение (радиационная эффективность) в 26 раз больше, чем у молекулы диоксида углерода [38]. Потенциал глобального потепления — показатель, основанный на радиационных свойствах парниковых газов, которым измеряется радиационное воздействие единицы массы данного газа в атмосфере, интегрированное по выбранному временному ин-

тервалу, относительно воздействия диоксида углерода. Потенциал глобального потепления выражает комбинированный эффект разного времени нахождения этих газов в атмосфере и их эффективности поглощения исходящего теплового инфракрасного излучения. Потенциал глобального потепления у метана для 20-летнего интервала составляет 72, а для 100-летнего — 25 [38]. Среднее глобальное радиационное воздействие метана за индустриальный период (1750–2000 гг.) выросло на  $0.5 \text{ Вт/м}^2$ , что составляет около одной трети суммарного роста этого показателя за указанный период [38].

Таким образом, наблюдаемый и ожидаемый в ближайшие десятилетия рост субмаринной разгрузки подземных вод в арктические моря может быть причиной интенсификации процессов разрушения гидратов метана и эмиссии метана в атмосферу, что вызывает регионально и глобально значимую обратную климатическую связь положительного знака.

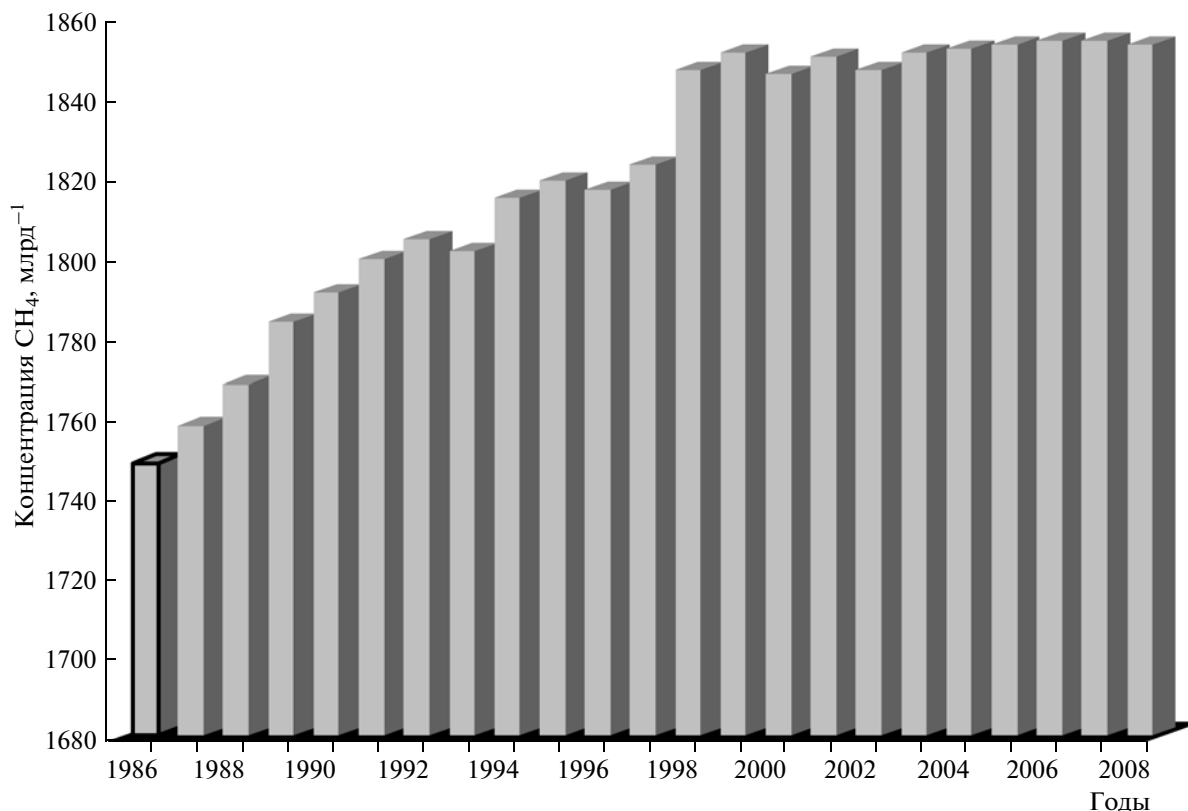


Рис. 5. Изменение концентрации метана в тропосфере арктических широт.

## ВЫВОДЫ

Современный климатически обусловленный рост субмаринной разгрузки подземных вод в арктические моря может рассматриваться как физически обоснованная и согласующаяся с эмпирическими данными причина диссоциации морских гидратов метана и соответствующего поступления дополнительного количества этого парникового газа в атмосферу. Следствием роста субмаринного подземного стока может быть формирование положительной обратной связи, усиливающей процесс глобального потепления.

Возрастающий рост эмиссии метана в атмосферу в результате разложения арктических метаногидратов является одной из причин наблюдаемого превышения концентрации этого газа в атмосфере полярных широт его концентрации в других регионах.

Метан находится в атмосфере в основном в тропосфере. Концентрация метана до высоты тропопаузы меняется мало. Более 90% метана, содержащегося в тропосфере, удаляется вследствие химических реакций [13, 23, 38]. На остальные стоки метана из тропосферы (уход в стратосферу и поглощение почвенными бактериями) приходится

менее 10%. Согласно последним исследованиям [13], удаление метана из тропосферы сопряжено как с дополнительным парниковым эффектом, так и с формированием отрицательной климатической обратной связи. Дополнительный парниковый эффект обусловлен образованием в результате окисления метана в тропосфере молекул сильных парниковых газов воды и озона. Отрицательная обратная связь возникает вследствие экспоненциальной зависимости скорости окисления метана от температуры, что приводит к сокращению времени жизни метана в атмосфере [13]. Следовательно, потенциал глобального потепления метана – не постоянная величина. Кроме этого, в цепи химических реакций вывода метана из атмосферы большинство являются экзотермическими, что вносит свой вклад в рост температуры воздуха. При этом в атмосферу поступает диоксид и монооксид углерода.

Оценка параметра обратной климатической связи, обусловленной ростом субмаринной разгрузки подземных вод в арктические моря, требует дальнейших исследований, в том числе возможного учета подземной ветви гидрологического цикла и субмаринного метанового подцикла в численных моделях климата.

Полученные в данном исследовании значения параметров субмаринной разгрузки подземных вод имеют оценочный характер. Для расчетов динамики возможной эманации метана из шельфовой зоны Арктики необходимы лабораторные и экспедиционные работы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренбаум А.А. Механизм формирования месторождений нефти и газа // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 802–805.
2. Баренбаум А.А. О возможной связи газогидратов с субмаринными подземными водами // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 4. С. 1–6.
3. Бычинский В.А., Коновалова Н.Г. Гидрогеология нефти и газа: Ч. 1. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2008. 221 с.
4. Валяев Б.М. Углеродородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 23–29.
5. Васильев В.Г., Макогон Ю.Ф., Требин Ф.А. и др. Свойство природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовывать газогидратные залежи. Открытия в СССР: 1968–1969 гг. М.: ЦНИИПИ, 1970. С. 5.
6. Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе. М.: Наука, 1990. 192 с.
7. Гидрогеология Европы. М.: Недра, 1989. Т. 2. 237 с.
8. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
9. Голубев В.А. О недооценке тепловыноса из недр Байкальской рифтовой зоны при использовании традиционных методов геотермии // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 247–250.
10. Дзюба А.В. Формализация дальней корреляционной связи североатлантического колебания и температурного режима атлантико-евразийской приполярной зоны // Метеорология и гидрология. 2009. № 5. С. 16–33.
11. Дзюба А.В., Зекцер И.С. Изменения климата и многолетнемерзлые породы: прямые и обратные связи // ДАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 402–405.
12. Дзюба А.В., Зекцер И.С. Взаимосвязь подземных вод криолитозоны и изменений климата // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 1. С. 20–29.
13. Дзюба А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка изменений скорости стока метана из атмосферы при климатических изменениях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 3. С. 372–382.
14. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего. М.: ИРЦ Газпром, 2009. 416 с.
15. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. 2011 // www.esimo-oceanography.ru
16. Елисеев А.В., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Изменение климатических характеристик суши внетропических широт Северного полушария в 21 веке: оценки на основе климатической модели ИФА РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 291–304.
17. Елисеев А.В., Мохов И.И., Мурьшев К.Е. Оценки изменений климата XX–XXI веков с использованием версии климатической модели ИФА РАН, включающей в себя модель общей циркуляции океана // Метеорология и гидрология. 2011. № 2. С. 5–16.
18. Заварзин Г. А. Становление биосферы // Вестн. РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 988–1001.
19. Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. М.: Науч. мир, 2006. 255 с.
20. Зверев В.П. Вода в Земле. М.: Науч. мир, 2009. 252 с.
21. Зекцер И.С., Дзюба А.В. Подземный сток в моря Северного Ледовитого океана с Европейской территории России // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 6. С. 643–649.
22. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
23. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Моделирование глобального круговорота углерода. М.: Физматлит, 2004. 336 с.
24. Коркмасов Ф.М. Роль геотермии в изучении энергетического состояния Земли // Регион. вестн. мол. ученых. Сер. Геофизика. 2004. № 3. С. 10.
25. Кузнецов Ф.А., Истомин В.А., Родионова Т.В. Газовые гидраты: исторический экскурс, современное состояние, перспективы исследования // Рос. хим. журн. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 5–18.
26. Макогон Ю.Ф. Метод определения запасов газа в газогидратных залежах // Газовое дело. 1966. № 1. С. 21–30.
27. Макогон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Рос. хим. журн. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 70–79.
28. Матвеева Т.В., Соловьев В.А., Мазуренко Л.Л. и др. Газовые гидраты Мирового океана: механизмы образования, распространение, источники, ресурсный потенциал // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеанологии, 2008. С. 409–426.
29. Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф. и др. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // ДАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
30. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в 21 веке на основе глобальных климатических моделей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150–165.

31. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Техн. резюме. М.: Росгидромет, 2008. 90 с.
32. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 191 с.
33. Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с.
34. Фролов Н.М. Температурный режим гелиотермозоны. М.: Недра, 1966. 156 с.
35. Шаганов В.Ш. Образование и разложение гидратов в пористой среде, каналах и в воде // Рос. конф. "Многофазные системы: природа, человек, общество, технологии". Уфа, 2010. С. 11–17.
36. Davidson D.W., *Water*. A Comprehensive Treatise / Ed. Franks F. N.Y.: Plenum Press, 1973. V. 2. P. 115–234.
37. Dlugokencky E.G., Masarie K.A., Lang P.M. et al. Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden // *Nature*. 1998. № 393. P. 447–450.
38. IPCC. Technical Summary // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds. Solomon S., Qin D.M., Manning Z. et al. Cambridge; N.Y.: Cambridge Univer. Press, 2007. 336 p.
39. Zektser I., Dzhamalov R. *Submarine Groundwater*. London; N.Y.: CRC Press, 2007. 466 p.
40. [www.codata.org](http://www.codata.org)
41. <http://www.usgs.gov>