

# Метан в морях Восточной Арктики: избранные результаты исследования (1994-2014)

Шахова Н.Е., Семилетов И.П.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук,  
Владивосток, Россия  
nshakhov@iarc.uaf.edu*

## Введение

Происходящие глобальные изменения климата Земли связаны обратной положительной связью с содержанием парниковых газов (двуокись углерода и метан) в атмосфере [1]. Климатическая роль Арктического региона является беспрецедентной, поскольку, во-первых, Арктический регион теплеет в два раза интенсивнее остальной части планеты [2], и, во-вторых, более 30% мирового запаса органического углерода, из которого могут образоваться парниковые газы – двуокись углерода и метан, находится в почвах этого региона, подстилаемых мерзлотой [3]. Метан является вторым по значимости и наиболее динамично растущим парниковым газом, резкий прирост которого возобновился, начиная с 2007 г. (Рис.1).

### \*Рисунок 1\*

В мировой научной литературе высказано предположение, что данный прирост обусловлен увеличением продукции метана в северных экосистемах (northern wetlands), в частности в Сибири [4]. Действительно, в течение длительного времени считалось, что наземные северные экосистемы являются единственным источником метана в атмосферу Арктического региона, вклад которого в ежегодный бюджет метана составляет от 32 до 48 миллионов тонн [1]. Тем не менее, данные предположения основаны исключительно на изотопных данных ( $\delta^{13}\text{C}$ ), число которых чрезвычайно ограничено, а сами данные могут быть по-разному интерпретированы [4]. Поскольку эмиссия в атмосферу из северных экосистем обусловлена сезонной продукцией метана, которая, в свою очередь, зависит от температуры, прирост, как продукции, так и эмиссии, может иметь исключительно плавный характер [5]. Очевидно, что увеличение эмиссии за два года на 60-80% трудно ассоциировать только с увеличением эмиссии из наземных экосистем. В этой связи, логично предположить существование в Арктическом регионе другого, не менее важного источника атмосферного метана, роль которого до настоящего времени недооценивалась. В настоящей статье мы покажем, что основным источником метана в атмосферу Арктического региона являются моря Восточной Арктики (МВА – включают море Лаптевых, Восточно-Сибирское море и Российская часть Чукотского моря), причем сценарии будущей эмиссии метана в атмосферу Арктического региона допускают возможность резких и массированных выбросов, имеющих климатическое значение.

### 1. Особенности МВА с точки зрения цикла углерода

Более 75% МВА составляет шельф, средняя глубина которого <50 метров (Рис.2). Площадь МВА составляет  $2.1 \times 10^6$  км<sup>2</sup> или ~30% от общей площади шельфа Северного Ледовитого океана (СЛО), который, в свою очередь, составляет более половины общей площади СЛО.

### \*Рисунок 2\*

Шельф МВА характеризуется целым рядом особенностей, которые делают его исключительно интересным с точки зрения цикла углерода. Благодаря географическому положению и особенностям седиментации, МВА являются регионом,

особенно благоприятным для накопления в его донных отложениях огромных запасов органического углерода [6]. Мощные осадочные бассейны, которые формируются в условиях пассивной континентальной окраины, создают чрезвычайно благоприятные условия для метаногенеза и формирования залежей метана в донных отложениях [7]. Геологическая история шельфа МВА также уникальна: в холодные климатические эпохи, когда уровень Мирового океана снижается, шельф обнажается, становясь частью Сибирской Приморской низменности [8]. В результате длительного субаэрального промерзания, здесь формируются многолетние мерзлые толщи сложного наземно-морского происхождения (далее по тексту – мерзлота) и зона стабильности газ-гидратов, в которой метан, ранее синтезированный как в морских осадках, так и в почвах, сохраняется в виде залежей, контролируемых состоянием мерзлоты [7, 9]. В теплые климатические периоды, когда уровень Мирового океана поднимается, мерзлота вместе с залежами газгидратов, затапливаются (Рис.3)

#### **\*Рисунок 3\***

В результате, термический режим мерзлоты, которая становится подводной, изменяется более существенно, по сравнению с изменением термического режима мерзлоты, оставшейся наземной. Действительно, изменение температуры поверхности Земли при переходе от холодных климатических эпох к теплым составляет 6-7°C [10] – соответственно температура наземной мерзлоты при перемене климатических циклов изменяется от -18°C до -12°C. Иное дело подводная мерзлота: температурой окружающей среды для подводной мерзлоты становится температура придонной воды МВА, которая колеблется в пределах от -1.8°C до +0.5°C [11]. Поскольку любая физическая система стремится к достижению равновесия с окружающей средой, подводная мерзлота вынуждена теплеть от -18°C до соответствующей температуры придонной воды [7].

Процесс изменения термического режима подводной мерзлоты до достижения состояния равновесия с окружающей средой является длительным и в разных районах МВА занимает разное время. Так, по мнению разных авторов [7, 9, 11, 12], он может занимать от нескольких сотен до нескольких тысяч лет в зависимости от соотношения длительности затопления и длительности предыдущего промерзания каждого отдельно взятого района МВА. Мнения ученых о сроках достижения квази-стационарности разделились, поскольку недостаток знаний по физике мерзлоты смешанного генезиса, деградирующей в морских подводных условиях, является главным лимитирующим фактором для формирования единого научного мнения, как о современном состоянии подводной мерзлоты, так и о степени вовлеченности в современный биогеохимический цикл донных залежей метана, залегающих под мерзлотой.

Важно отметить, что при наступлении теплых климатических периодов рельеф наземной мерзлоты, сформированный во время обнажения шельфа МВА, изменяется под влиянием процессов термокарста: развиваются структуры полигональных депрессий, типичные для начальных стадий термокарста; последующие стадии характеризуются развитием широкой сети термокарстовых озер, подстилаемых таликами (Рис.4).

#### **\* Рисунок 4\***

В результате последующего затопления, сформированные на момент затопления депрессии и озера, а также сформированные термокарстовые лагуны, становятся характерными особенностями донного рельефа и очертаний побережья МВА. Наличие неоднородностей донного рельефа создает благоприятные условия для дальнейшего развития нисходящих таликов под отепляющим влиянием морской воды, речного стока и накапливаемых донных осадков. Одновременно, под воздействием геотермального потока, в подводной мерзлоте формируются восходящие талики, которые

дестабилизируют не только мерзлоту, но и связанную с ней зону стабильности газгидратов [7]. В районах, где развитие нисходящих и восходящих таликов происходит одновременно, создаются условия для формирования сквозных таликов; в первую очередь такие талики формируются в районах, подверженных влиянию зон разломов и стока Великих Сибирских рек. Сквозные талики, в зависимости от особенностей структуры донных отложений, создают условия для диффузии и/или фильтрации газа из донных залежей. В ходе дальнейшей деградации, подводная мерзлота постепенно превращается в островную и спорадическую, а площадь газопроводящих областей увеличивается. Таким образом, состояние подводной мерзлоты является фактором геологического контроля эмиссии метана из донных резервуаров в придонную воду и, далее, в атмосферу.

## **2. Эмиссия метана в МВА.**

Многолетние исследования шельфа МВА и пресноводных экосистем Северо-Востока Азии были начаты лабораторией арктических исследований ТОИ ДВО РАН в 1990х [13, 14]. На основе ограниченного количества данных по распределению растворенного метана в МВА полученных до 1999 г. был сделан вывод о том, что основным региональным источником метана являются термокарстовые озера [15]. Однако, более детальные исследования метана, выполненные в МВА в рамках комплексных экспедиций 2000-2008 гг., дали основания для пересмотра ранее полученных результатов в контексте роли МВА [16, 17, 18]. В ходе 8 экспедиций 2000-2008 гг. было выполнено более 1000 океанографических станций; отобрано и проанализировано более 5000 проб воды и осадков; выполнены измерения гидрологических и гидрохимических параметров воды, температуры осадков, скоростей и направлений ветра, концентраций метана и двуокиси углерода в водном столбе и придном слое атмосферы. В морских экспедициях и экспедиции, выполненной зимой с припайного льда, исследования проводились с использованием самого современного научного оборудования мирового класса, в ходе вертолетной съемки использовался новейший метановый анализатор высокого разрешения DLT-100 (частоты из измерений до 20 Гц, погрешность не выше 0.02 ppm). Статистическая и графическая обработка данных осуществлена с использованием стандартных пакетов прикладных программ Statistics 6.0, Matlab 7.0, Grapher 6.0, Surfer 8.0. Объединенная карта-схема района работ выполненных на различных этапах работы представлена на Рис.5 (заменить картинку на абв). Отметим, что начиная с 2003 г. исследования в этом направлении проводятся совместно с рядом университетов и институтов из 5 стран мира, включая Россию (МГУ, Томский политехнический университет, ИО РАН), США (Университет Аляска Фэрбанк, Университет Джорджия Афенс), Швецию (Стокгольмский университет), Нидерланды (Университет Утрехт), Англию (Университет Манчестер). С описанием использованного оборудования и методик можно ознакомиться в следующих работах [19-24].

### **\*Рисунок 5\***

Результаты показали, что значительная часть акватории МВА, и в особенности мелководный шельф (<50 м), является источником метана в атмосферу Арктического региона. На 50% изученной акватории поверхностные воды были перенасыщены метаном; перенасыщение составило в среднем 880%. Характерной особенностью пространственного распределения растворенного метана, как в придонных, так и в поверхностных водах, было существование четко очерченных областей, в которых концентрации растворенного метана были экстремально высокими – превышали средние на 1-2 порядка. Показатель перенасыщенности поверхностных вод в таких областях изменялся от 8000% до 140000% [23-24]. Были выявлены три типа вертикального распределения растворенного метана в водном столбе: 1) распределение

с наличием придонного максимума метана, при этом концентрации метана были невысокими ( $\leq 50$  нМ); данный тип распределения характерен для диффузионного переноса метана при наличии донного источника [25]; 2) распределение с наличием под-или поверхностного максимума, концентрации метана, как правило, были высокими и очень высокими ( $\geq 150$  нМ); данный тип распределения метана в водном столбе встречается в районах, где происходит разрушение залежей газгидратов и метан преимущественно переносится к поверхности в форме пузырьков [26]; 3) равномерное распределение метана в водном столбе средних и высоких концентраций (50-150 нМ) без явно выраженного максимума, что чаще всего наблюдалось в самых мелководных районах шельфа МВ. Вероятно, такое распределение свидетельствует о минимальном времени прохождения метана в форме пузырьков через водный столб и о его прямом выносе в атмосферу; при этом только относительно небольшое количество метана успевает раствориться в водном столбе. Подобный тип распределения метана в водном столбе описан в районе Тихоокеанского побережья Северной Америки, где достоверно установлено разрушение газгидратов. Например, было показано, что при залповой эмиссии метана из дна мощностью 17 мкМ, только 1 мкМ ( $< 6\%$ ) метана успевает раствориться в водном столбе; оставшиеся 16 мкМ выносятся в атмосферу [27].

Выполнение измерений в режиме мониторинга позволило выявить ряд локализаций, где концентрации и тип распределения метана в водном столбе ежегодно повторялись, что позволило говорить о наличии стабильно регистрируемых аномалий («горячих точек»). Например, в районе пролива Дмитрия Лаптева (глубина  $< 20$  м) концентрации растворенного метана в 2004 г достигли 154 нМ, а в 2005 г – 220 нМ [16-18]. При этом придонные концентрации практически не отличались от поверхностных концентраций, что свидетельствует о том, что транспорт метана в водном столбе осуществляется преимущественно в форме пузырькового переноса, в результате которой метан избегает окисления. Поскольку район, предположительно, находится в зоне разлома, где, согласно данным математического моделирования, в мерзлоте могут формироваться сквозные талики [7], было решено продолжить измерения, обратив особое внимание на зоны разломов. Другой такой район с аномально высокими концентрациями метана в водном столбе, а также в атмосфере придонного слоя, зарегистрированными в летний период (Рис.6), но также чрезвычайно высокими концентрациями в зимнее время подо льдом (Рис.7), был выявлен к северо-востоку от дельты реки Лены в зоне влияния Бельковско-Святоносского рифта. На основе комплексного анализа данных полученных до 2009г авторы пришли к выводу о том, что годовая эмиссия метана из МВА составляет как минимум 8 млн тонн в год [23-24], что соизмеримо с выбросом метана из всего Мирового океана. Последняя опубликованная оценка включающая пузырьковый перенос из мелководной части шельфа МВА дает 17 млн тонн метана в год [28], что соизмеримо с эмиссией метана из всех наземных экосистем Севера [29]. На основе более детального изучения средней и глубокой части шельфа МВА выполненного в последние годы (2011-2014 гг., статьи находятся в подготовке), а также на основе рассмотрения 4 сценариев выброса метана из МВА [30] сделано предположение о том, что роль МВА в региональном и глобальном балансе метана сильно недооценена.

**\*Рисунок 6\***

**\*Рисунок 7\***

Был выполнен изотопный анализ метана, отобранного зимой (Рис.8), а также анализ полученных значений с использованием методики «keeling plot» [21]. Использование этой методики позволяет установить, является ли окисление в водном столбе единственным механизмом, ответственным за разнообразие значений, измеренных в различных водных горизонтах. В случае, когда имеется единый донный источник метана, например, современный биогенный метан, в результате его последующего

окисления при восходящем движении в водном столбе, концентрации на каждой отдельно взятой станции уменьшаются; при этом в результате окисления доля легкого изотопа углерода ( $^{12}\text{C}$ ) в метане уменьшается, а доля тяжелого изотопа ( $^{13}\text{C}$ ) возрастает, соответственно изотопная формула «тяжелее». Обычно, такое утяжеление по  $\delta^{13}\text{C}$  составляет от нескольких десятых долей единицы до нескольких единиц [22].

#### **\*Рисунок 8\***

Как следует из Рис.8, данные как по  $\delta^{13}\text{C}$  так и по  $\delta\text{D}$ , демонстрируют широкий разброс значений, которые не могут быть объяснены окислением биогенного метана в границах водного столба. Выделяются разнородные по значениям группы, что свидетельствует о существовании нескольких источников, ответственных за формирование концентраций растворенного метана в водном столбе. В числе таких возможных источников могут быть: 1) метан (биогенный), который синтезируется в современных морских осадках, накопленных после затопления шельфа; 2) метан (биогенный), который синтезируется из древнего углерода в развивающихся в подводной мерзлоте таликах; 3) метан (биогенный и термогенный), высвобождающийся при дестабилизации газгидратных залежей; 4) метан (термогенный и абиогенный), осуществляющий восходящее движение по вновь образующимся газопроводящим путям из глубоких донных резервуаров и мантии. Использование диаграммы Витикара [31] показало, что изотопная формула метана, отобранного из озера, расположенного на п-ове Быковском в непосредственной близости от района МВА, где был произведен отбор проб метана в апреле 2007 (Рис.9), последовательно отражает его бактериальную природу, связанную с продукцией из ацетата.

#### **\*Рисунок 9\***

В то же время, изотопные характеристики растворенного метана, отобранного из морской воды, резко отличаются от изотопной формулы озерного метана и включают широкий спектр известных видов метана. Кроме того, выделяется группа образцов, формула которых не имеет аналогов в известных мировой науке базах данных. Это метан с изотопными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от -50.9‰ до -63.4‰ и  $\delta\text{D}$  от -47.5‰ до -65.8‰. Учитывая, что в данных пробах более тяжелые углеводороды не были обнаружены, мы можем предположить, что данный метан является т.н. «сухим природным газом», появление которого, возможно, связано с залежами угля в донных отложениях. Появление метана в угольных залежах связано с тремя основными процессами: 1) диагенетическая продукция метана в богатых органическим углеродом торфяниках до их каолинизации; 2) синтез метана после каолинизации; 3) способность углей адсорбировать на себе углеводороды [31]. В результате, «сухой газ» обогащен биогенным метаном в значительно большей степени ( $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$  или коэффициент сухости  $\geq 10^4$ ), по сравнению с обычным природным газом (коэффициент сухости  $< 10^3$ ). Подобный газ был обнаружен, например, в Британской Колумбии (British Columbia Fernie coals): значения  $\delta^{13}\text{C}$  были установлены в пределах от -45‰ до -61‰, в то время как среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  термогенного природного газа в данной провинции равно -37‰. Учитывая, что Сибирский природный газ значительно легче (среднее значение  $\delta^{13}\text{C} = -51$ ‰), можно ожидать, что и «сухой газ» будет иметь значительно более облегченную формулу. Присутствие в пробах метана, имеющего изотопную формулу термогенного газа, а также метана, совпадающего по формуле с газгидратами ( $\delta^{13}\text{C}$  от -63‰ до -68‰,  $\delta\text{D}$  от -176‰ до -196‰), подтверждает тот факт, что метан в водную толщу преимущественно поступает из донных резервуаров.

Таким образом, было косвенно подтверждено, что система разломов моря Лаптевых, безусловно, оказывает влияние на формирование сквозных таликов в подводной мерзлоте и дестабилизацию донных залежей метана. Однако дальнейшие исследования показали, что высокие концентрации метана регистрируются не только в районах

влияния зон разломов, но также и в районах, удаленных от их влияния (Рис.10). Этот факт заставил по-новому взглянуть на геологическую историю шельфа МВА и проанализировать факторы, возможно ранее недоучтенные при прогнозировании процесса дестабилизации подводной мерзлоты.

**\*Рисунок 10\***

### **3. Факторы, дестабилизирующие подводную мерзлоту.**

#### **3.1. Климатические факторы.**

Известно, что Арктические регионы подвержены наибольшему влиянию глобальных климатических изменений. Прежде всего, это проявляется в том, что, согласно самым последним данным, полученным американским агентством NOAA (National Observatory Ocean Atmosphere), средние многолетние температуры воздуха над Арктикой существенно возросли за первое десятилетие 21 века, по сравнению с климатическими данными, характерными для 20-го века. Наиболее значительный рост, составивший 3-5°C, зарегистрирован над акваторией МВА (Рис.11).

**\*Рисунок 11\***

В результате, в СЛО наблюдается резкое сокращение ледового покрова и его более позднее образование; в результате продолжительность периода безледного периода возрастает. Показано, что парниковый эффект проявляется не только в потеплении, но и усилении ветровой деятельности [32], что приводит к усилению ветрового перемешивания вод и вентиляции растворенных газов включая метан в атмосферу [28]. Деграция наземной мерзлоты ведет к увеличению речного стока, что оказывает дополнительное отепляющее влияние на шельфовые воды, поскольку, с одной стороны, мелководная часть МВА играет роль эстуария четырех из шести Великих Сибирских рек, и, с другой стороны, речные воды всегда теплее соленых морских вод, замерзающих при отрицательных температурах. Это вызывает заметные изменения температуры придонной воды на шельфе МВА, так что среднегодовые температуры на значительной части мелководного шельфа изменяются от отрицательных к слабо отрицательным и к слабо положительным [11, 20, 28]. На фоне происходивших в течение длительного времени (5-7 тысяч лет) плавных изменений термического режима подводной мерзлоты, связанных с ее затоплением, значительные изменения в масштабе нескольких десятилетий (или столетий) могут оказаться критическими и привести к резкому росту масштабов дестабилизации.

#### **3.2. Физические факторы.**

Засоленные мерзлые породы считаются наиболее сложной из всех известных систем криолитозоны. По многим свойствам они занимают положение между мерзлыми и немерзлыми породами [33]. Определяющее влияние на механические свойства грунтов оказывает незамерзшая вода, содержание которой определяется засоленностью, типом и температурой грунтов. Температура начала замерзания грунта при прочих равных условиях определяется засоленностью. Установлено например, что при засолении суглинистого грунта до 1.0% в диапазоне температур от -2.8°C до -6.5°C содержание незамерзшей воды увеличивается на 22.3%, в результате чего температура начала замерзания грунта снижается до -3.0°C [33]. Современными исследованиями было установлено, что при промерзании определенных видов засоленных грунтов (соленость  $\geq 2$  г/л) незамерзшая вода накапливается в центре порового пространства, формируя каналы в структуре замерзшего грунта (Рис.12 а) [34]. Вместе с пузырьками воздуха, включенными в состав мерзлых пород, система каналов незамерзшей воды создает своеобразную транспортную сеть, обеспечивающую движение углеводородов внутри мерзлоты. Данный феномен был описан в работе [35], где авторам удалось снять на камеру движение углеводородов внутри мерзлого грунта (Рис.12 б).

### **\*Рисунок 12\***

Поскольку амплитуды годовых колебаний температур в арктических регионах максимальны, мерзлые грунты подвергаются разрушающему влиянию соответствующих сжатий и расширений (thermal contraction), что приводит к локальным разрывам сплошности мерзлых пород и формированию обширной сети трещин и расщелин. Этот механизм объясняет формирование клиновидных форм льдообразования, широко распространенных на арктическом побережье. С точки зрения цикла метана, возможность существования разветвленной сети трещин в структуре мерзлых пород означает наличие благоприятных условий для формирования путей миграции газов и газосодержащих геофлюидов [36].

Мощное дополнительное отепляющее воздействие на мерзлоту, могут также оказывать водные горизонты дренажной системы мерзлоты. Контакт с относительно теплыми водами над-, внутри- и подмерзлотных горизонтов и их проникновение в мерзлотные горизонты является фактором, ускоряющим процесс деградации мерзлоты [37]. В этих условиях структура и вид осадка, его плотность, размер частиц, степень минерализации и др. имеют определяющее значение, поскольку точки фазовых переходов из мерзлого в немерзлое состояние в осадках различного типа также могут значительно колебаться, в том числе и в области слабо-отрицательных температур. Достоверным подтверждением вышесказанного являются результаты бурения на ВСШ, выполненные к западу от дельты реки Лены в районе, удаленном от влияния рифтовых зон. В одном из кернов, полученном на расстоянии всего 12 км от м. Мамонтов Клык, температура мерзлоты начиная с глубины 10 м была зарегистрирована в пределах от  $-1.0^{\circ}\text{C}$  до  $-1.4^{\circ}\text{C}$ , что соответствует температурам фазовых переходов минерализованных осадков в немерзлое состояние; в результате до глубины более 70 м были обнаружены талые осадки [38]. Такие нисходящие талики формируют внутри мерзлоты дополнительные каналы, пронизываемые для восходящего газа и метан-несущих жидкостей. Более того, нами на основе 15 скважин выполненных в юго-восточной части моря Лаптевых – в содружестве с учеными из МГУ показано, что на глубинах моря более 4 м, подводная мерзлота залегает на глубинах превышающих 100м осадка (серия статей находится в подготовке).

Еще одним фактором «беспокойства» для деградирующей мерзлоты являются процессы дегазации Земли, сопровождающиеся выходом на поверхность геофлюидов, несущих метан. Считается, что разгрузка геофлюидов происходит, прежде всего, в зонах нарушения сплошности геологических структур, а очаги разгрузки могут быть концентрированными (под влиянием высоких геотермических градиентов) и рассеянными (под влиянием низких градиентов). Пути вывода флюидов для очагов первого типа являются жерла грязевых вулканов, тектонические разломы, нарушения в своде антиклиналей и другие дизъюнктивы. Пути вывода флюидов для вторых являются литологические неоднородности (относительно более пронизываемые слои), которые могут служить дренами для прилегающих отложений, а также поровая и трещинная пронизываемость [39].

Соотношение концентрированных и рассеянных очагов определяется соотношением пронизываемости отложений в массиве и во флюидо-проводящих зонах. Занимая незначительную площадь, очаги концентрированной разгрузки собирают значительную часть общего расхода флюидов. Например, в зоне Каскадия очаги концентрированной разгрузки, занимая лишь 0.2% общей площади, собирают до 60% общего расхода флюидов [39]. Это очень важно учитывать в условиях МВА, поскольку рифтовые зоны, занимающие значительную часть площади МВА, могут формировать области концентрированной разгрузки метана, через которые может также осуществляться массивный выброс метана из восходящих газовых фронтов, сформированных в

результате с дестабилизации газгидратов. Вероятно, явления именно такой природы периодически регистрируются со спутников над акваторией острова Беннета, начиная с до 80-х годов 20-го века [42]. Не исключено также, что подобные явления могут многократно повторяться, а также, при определенных условиях, могут приобретать характер катастрофических явлений.

### **3.3. Роль арктических шельфовых газгидратов в процессе дестабилизации подводной мерзлоты.**

Геологически обособляются две категории скоплений газгидратов: океанические и шельфовые. Океанические аналогов на континентах не имеют, поскольку являются син- и диагенетическими. Шельфовые скопления гидратов (эпигенетические и постаккумуляционные) характерны только для арктических акваторий и сходны с гидратами, обнаруженными на континентах под мерзлой зоной [41]. Согласно термобарическим условиям, формирование зоны стабильности шельфовых газгидратов с необходимостью происходит при образовании мерзлоты во время осушения шельфа МВА. Этому способствует благоприятная обстановка гидратоносности, которая обуславливается многокилометровой мощностью осадочного чехла, относительной стабильностью бассейнов, высокой долей органического углерода в осадках, а также может быть связана с восходящей миграцией газа по разломам и обогащением придонных отложений диагенетическим газом [7, 39].

На шельфе МВА существуют термобарические условия для существования как глубоководных шельфовых газгидратов (аналогичных глубоководным океаническим), так и мелководных шельфовых газгидратов (аналогичных наземным арктическим). Тем не менее, газгидраты МВА, имеют характерные особенности, которые делают их особенно чувствительными к происходящим глобальным изменениям климата. Глубоководные шельфовые газгидраты (ГШГ) образуются на тех участках шельфа МВА, где глубины достигают 150-200 метров, а температуры придонной воды ниже 0°C. Это условие формирования в условиях отрицательных температур – существенно влияет на стабильность газгидратов, поскольку установлено, что количество энергии, необходимой для дестабилизации газгидратов, сформированных при температурах <0°C, составляет лишь 30% от количества энергии, необходимой для нарушения стабильности газгидратов, образованных при температурах >0°C [41]. Другими словами, *ГШГ МВА в три раза более чувствительны к изменению температуры окружающей среды, чем обычные океанические газгидраты.*

Мелководные шельфовые газгидраты (МШГ) Арктических морей также характеризуются рядом особенностей, отличающих их как от обычных океанических газгидратов, так и от наземных арктических газгидратов [42]. В отличие от наземных арктических газгидратов, которые обычно залегают на глубинах в несколько сотен метров от поверхности, МШГ обнаруживаются в донных отложениях уже на глубинах 20-70 метров от поверхности дна [43, 44]. Это связано с тем, что образование МШГ происходит при сочетанном воздействии как высокого внутриводного, так и геостатического давления [45, 46]. Кроме того, их отличает чрезвычайно высокая концентрация в поровом пространстве. Так, если океанические газгидраты занимают в среднем 1-2% порового пространства осадков, МШГ занимают от 20 до 100% порового пространства [43]. В отличие от наземных арктических газгидратов, МШГ обнаруживаются в три раза чаще [44]. *МШГ наиболее чувствительны к происходящим глобальным климатическим изменениям, поскольку уже до начала этих изменений МШГ находились в нестационарной термобарической обстановке в течении 5-7 тысяч лет.*

Общее количество газгидратов на континентальном шельфе Мирового Океана, площадью  $28.8 \times 10^6 \text{ км}^2$ , предполагается равным  $1 \times 10^{13}$  тонн в пересчете на метан [47].



Таким образом, доля МВА, занимающих  $2.1 \times 10^6$  км<sup>2</sup>, составляет  $75 \times 10^{10}$  тонн, что превышает суммарное количество метана в современной атмосфере более чем в 180 раз. Предполагается, что метан в виде свободного газа, залегающего под зоной стабильности газгидратов (ЗСГГ) обычно составляет 2/3 от количества газа в газогидратах [39].; таким образом, общее количество газа в донных залежах МВА может превысить  $125 \times 10^{10}$  тонн. Кроме ранее образованного метана, законсервированного в кристаллическом виде ЗСГГ и в форме свободного газа под ней, донные отложения МВА содержат в замороженном виде огромное количество органического углерода, который может служить субстратом для синтеза метана в случае оттаивания подводной мерзлоты [5, 48]. Если принять, что запасы органического углерода в подводной мерзлоте соизмеримы с таковыми в наземной мерзлоте, то логично предположить, что, в дополнение к уже существующему количеству метана, в донных отложениях подводной мерзлоты МВА дополнительно содержит не менее  $50 \times 10^{10}$  тонн органического субстрата, из которого может быть синтезирован метан. Общее количество метана, которое содержится в донных отложениях МВА, суммированное с тем количеством метана, которое может быть синтезировано из существующего субстрата, представляет собой метановый потенциал МВА и составляет  $175 \times 10^{10}$  тонн.

После затопления континентальной окраины в период трансгрессии, газгидраты перемещаются в нестационарную термобарическую обстановку, поскольку происходит резкое изменение температурных условий (увеличение температуры на 7-12°C), что является более значимым фактором по сравнению с ростом давления за счет повышения водного столба [49]. В результате, стабильность газгидратов нарушается и верхняя граница зоны стабильности газгидратов постепенно смещается вниз [9]. Газ из разрушенных газгидратов накапливается между нижней границей мерзлоты и верхней границей зоны стабильности газгидратов [37]. Таким образом формируется газовый фронт, который представляет собой мощное скопление газа, находящегося под давлением, что позволяет ему двигаться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении [50-52]. Под воздействием высокого давления восходящего фронта газа могут происходить разрывы сплошности мерзлоты и формирование каналов утечки газа, [52, 53]. Вслед за утечкой газа и последующим изменением давления происходит осадка мерзлого грунта (thaw sediments settlement and adjustment), что регистрируется как эндогенная сейсмичность, которая, в свою очередь, дестабилизирует донные отложения, способствует выходу дополнительных количеств газа [52].

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что на шельфе МВА, области разгрузки метана могут формироваться более широко, чем это допускалось современными представлениями о состоянии подводной мерзлоты и результатами моделирования. Прежде всего, потому, что газ из разрушающихся газгидратов играет роль самостоятельной геологической силы, которая активно воздействует на окружающие его осадки, нарушая их целостность. Кроме того, термическое состояние мерзлоты в мелководных районах шельфа определяется более широким спектром факторов, чем это возможно было учесть при разработке алгоритмов моделирования.

Достоверно установлено, что наличие рифтовых зон является важным, но не обязательным условием для формирования обширных зон газовой эмиссии из разрушающихся газгидратов [50]. В результате латерального движения газового фронта формируются каналы для выхода газа, которые формируются в местах истончения или резкого нарушения целостности параллельно залегающих слоев донных отложений, например на склонах подводных террас, грабен, хребтов, а также в котловинах затопленных термокарстовых озер. Аналогичную роль могут играть палеодолины рек, а также другие области осадконакопления, где нарушается горизонтальность осадочных

слоев. В районах, где области потери массы отсутствуют, но давление газонасыщенных водных горизонтов достигает критических уровней, возможно формирование структур, напоминающих структуры наземной мерзлоты, известны под названием пинго (pingo-like features, рис.13), [40].

#### **\*Рисунок 13\***

#### **4. Современное состояние подводной мерзлоты в МВА: тестирование результатов моделирования данными натурных наблюдений.**

Вопрос о состоянии подводной мерзлоты в МВА до настоящего времени является предметом научных дискуссий, поскольку результаты моделирования подводной мерзлоты весьма противоречивы [6, 9, 54], а данные натурных наблюдений крайне ограничены [12]. В то же время, как было неоднократно отмечено [55, 56], состояние подводной мерзлоты в МВА может иметь важное климатическое значение. Будучи стабильной, подводная мерзлота, во-первых, выполняет функцию непроницаемой крышки, ограничивающей восходящее движение газа из донных резервуаров метана, включая газгидраты; и, во-вторых, сохраняет в замороженном состоянии огромные запасы органического углерода, тем самым, изолируя их от участия в современном биогеохимическом цикле. До настоящего времени было принято считать, что наличие стабильной подводной мерзлоты на ВСШ до изобат 60-70 м, предотвращает эмиссию метана из донных резервуаров в придонную воду и далее – поскольку ВСШ чрезвычайно мелководный – в атмосферу [42]. Тем не менее, данные последних лет убедительно демонстрируют широкомасштабную эмиссию метана из мелководной части ВСШ (<50 м) [16, 19, 20]. Это свидетельствует о том, что степень деградации и, следовательно, проницаемости подводной мерзлоты для газов, существенно недооценена.

Мы предприняли попытку моделирования современного состояния подводной мерзлоты с учетом ранее недоучтенных факторов, таких как сложное строение осадочной толщи, представляющей собой морские осадки, включающие слои ледово-плессовой равнины (едома); отепляющее влияние термокарстовых депрессий и подозерных таликов, сформированных на едомной равнине Сибирской приморской низменности в период, предшествующий ее затоплению в ходе нынешней и предыдущих трансгрессий океана; а также содержание незамерзшей воды в осадках разного генезиса и солености. Полученные результаты моделирования протестированы данными натурных наблюдений, таких как данные бурения и данные многолетних измерений растворенного метана. Работа выполнена на примере пролива Дмитрия Лаптева. Район исследования включал пролив Дмитрия Лаптева, расположенный между морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем (Рис.14).

#### **\* Рисунок 14\***

Положение пролива также совпадает с позицией Бельковско-Святоносского тектонического разлома [57]. Считается, что в период Голоценовой трансгрессии моря (~7-8 тыс. лет назад) этот район был затоплен морем после длительного суб-аэрального промерзания [8]. Это означает, что в этом районе существование сквозных таликов, которые, согласно [9], формируются под влиянием восходящих потоков внутриземного тепла и, таким образом, формируют газопроводящие коллекторы внутри мерзлоты, невозможно, поскольку для их развития необходимо 8-10 тыс. лет со времени затопления. На основании данных прямых измерений было установлено, что среднегодовая температура в проливе составляет  $-0.5^{\circ}\text{C}$ , что совпадает с ранее опубликованными данными [11]. По мнению разных авторов, толщина мерзлоты в этом районе варьирует от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров [6, 9, 54]. В то же время, данные бурения показали [7], что толщина подводной мерзлоты в разных скважинах была различной - от 2 м в скважине А<sub>3</sub> до 20 м в скважине А<sub>4</sub>

(Рис.15). Согласно опубликованным данным, в этом районе выявлена повторяющаяся аномалия растворенного метана в водной толще: концентрации в поверхностной воде в 2004 г. достигали 154 нМ (наномолей), в 2005 г. - 220 нМ (Рис.14). Такие высокие концентрации метана не могут быть объяснены современной продукцией в осадках и являются свидетельством разгрузки метана из донных резервуаров [5, 29].

#### \* Рисунок 15\*

Термическое состояние мерзлоты в масштабе тысяч лет определяется способностью осадков проводить и накапливать энергию, достаточную для перехода из одной термической фазы в другую. Конечная температура определяется уравнением:

$$L\eta \frac{\partial \theta}{\partial t} + C \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda \nabla T), \text{ где } C = C(T, x), [\text{Дж м}^3], \text{ и } \lambda = \lambda(T, x), [\text{В м}], \text{ соответственно}$$

теплоемкость и теплопроводность осадков;  $\eta$  - пористость осадков;  $L$  [Дж м<sup>3</sup>] – энергия фазового перехода, и  $\theta$  - объемная доля незамерзшей воды (полностью замерзшие осадки имеют  $\theta=0$ , талые -  $\theta=1$ ). Граничные условия модели включали: начальные и конечные температурные условия, включающие динамику температурной кривой в районе исследования до и после затопления, принятые в соответствии с [8, 9]; геотермальный поток как условие развития восходящего талика ( $\leq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup> и  $\geq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup>) [7]; наличие сформированного подошрного талика либо его отсутствие; содержание незамерзшей воды (как функцию температуры осадка различной солености; соленость поровой воды в несоленом осадке принималась - 3‰, в соленом - 35‰, [11]); пористость 20%, теплопроводность полностью замерзших осадков (2.2 В м) и теплоемкость осадков ( $1.2 \times 10^6$  Дж м<sup>3</sup>) [58]; отсутствие или наличие в осадочной толще морских осадков слоев едомы [9]. Было выполнено моделирование трех возможных случаев, в которых при равных прочих условиях, (важнейшим из которых было наличие сети подошрных таликов, сформированных до затопления) различия состояли в следующем: случай 1 - вся толща мерзлоты сложена несолеными осадками, геотермальный поток  $\leq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup>; случай 2 – толща мерзлоты представлена слоями морских и пресных осадков, геотермальный поток  $\leq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup>; случай 3 – состав мерзлоты аналогичен случаю 2, геотермальный поток  $\geq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup>.

Результаты моделирования показали, что конечное термическое состояние мерзлоты и ее целостность в трех вышеописанных случаях значительно отличаются [59, 60]. В случае 1, когда мерзлота представляет собой монолит несоленых осадков, ее толщина сохраняется до настоящего времени от 500 до 600 метров. Полученный результат хорошо согласуется с результатами моделирования, описанными в работах [9, 42]. В случае 2, когда мерзлота состоит из перемежающихся слоев соленых и несоленых осадков и расположена в районах, удаленных от рифтовых зон (геотермальный поток  $\leq 60 \times 10^{-3}$  В м<sup>2</sup>), происходит значительная как восходящая, так и нисходящая деградация мерзлоты, однако едомные слои выполняют функцию своеобразных перемычек, препятствующих восходящему движению газа, поступающего из донных залежей (Рис.16). По-видимому, именно такие перемычки – слои замерзших осадков в составе незамерзших - были вскрыты бурением в проливе Дмитрия Лаптева (Рис.15).

#### \* Рисунок 16\*

Результаты моделирования в случае 3 отличаются от двух вышеописанных тем, что в данном сценарии не исключается частичное разрушение целостности едомных перемычек (Рис.17). Логично предположить, что именно таким образом происходит формирование своеобразных трубопроводов, разрешающих непрерывное движение газа из глубоких слоев осадков в придонную воду. Применительно к району пролива Дмитрия Лаптева можно предположить, что влияние Бельковско-Святоносского рифта, допускающего повышенные значения геотермальных потоков из земных недр, более

выражено в западной части пролива, относящейся к морю Лаптевых. Именно там было обнаружена устойчивая аномалия растворенного метана в водном столбе.

**\* Рисунок 17\***

Выполненная работа позволяет сделать вывод о том, что включение в модельный сценарий процессов термокарста, происходивших на едомной равнине до ее затопления в ходе современной трансгрессии океана, учет засоленности мерзлоты и содержания незамерзшей воды, важны при моделировании современного состояния подводной мерзлоты. Учет этих, а также других недоучтенных факторов, дестабилизирующих подводную мерзлоту, может значительно изменить существующие представления о современных масштабах деградации подводной мерзлоты на ВСШ.

**5. Эмиссия метана в МВА и климат**

Современная площадь шельфа МВА почти в 3 раза превышает площадь сибирской тундры (wetlands), которая является основным природным источником метана в атмосферу Северного полушария [1]. В работах последних лет было показано, что шельф МВА также является источником метана в атмосферу [16, 19, 20], однако масштабы и возможная климатическая роль этой эмиссии до настоящего времени не оценивались. В настоящей работе мы предприняли попытку, используя накопленные данные, а также данные, полученные из литературных источников, дать количественную оценку современных потоков метана. Кроме того, мы попытались дать прогнозную оценку потенциальной эмиссии, исходя из четырех вариантов прогноза: плавное увеличение эмиссии в результате постепенного роста количества метана, поступающего из донных резервуаров (плавная диффузия через осадочные толщи, сценарий 1) и резкое увеличение эмиссии (суммарным объемом  $10^9$  тонн) в результате фильтрации газа из разрушенных донных депозитов метана (сценарии 2, 2а, 3, 3а, 4, 4а). Резкий выброс прогнозировался в соответствии с двумя временными модами эмиссии: выброс в течение короткого времени (сценарии 2, 3, 4); выброс в течение длительного времени (сценарии 2а, 3а, 4а). Климатический эффект резкого увеличения эмиссии метана (метан-форсинг) оценен применительно к ожидаемому росту температуры поверхности Земли.

Эмиссия метана (flux, F) из шельфовых вод в атмосферу была рассчитана по методике [61], как функция концентрации растворенного метана в поверхностном слое воды уменьшенной на значение равновесной с атмосферой концентрации метана ( $\Delta C$ ), свойств метана при различной температуре и солености воды (число Шмидта, Sc) и скорости ветра (v):  $F = 0.31 v^2 \cdot (Sc/660)^{-0.5} \cdot \Delta C$ . Значения числа Шмидта были рассчитаны по методике, описанной в [62]. Сценарий 1 выполнен в соответствии со следующим алгоритмом: плавное увеличение эмиссии метана (без учета пузырьковой эмиссии) произойдет в течение последующих 90 лет в результате увеличения температуры поверхности Земли на  $2^\circ\text{C}$  за счет прироста концентраций двуокиси углерода [1]; в результате этого роста продукция метана в северных экосистемах увеличится на 5% ежегодно [5], что в расчете на 50 лет составит 10-кратное увеличение; дополнительно, в результате роста температуры, произойдет интенсификация энерго- и теплообмена между поверхностью океана и атмосферой, что приведет к вторичному росту эмиссии метана, при этом территориальное распределение областей с разной мощностью эмиссии будет соответствовать современному [56].

Сценарии 2, 2а, 3, 3а, 4 и 4а рассчитаны следующим образом: рост метана произойдет за счет разрушения донных депозитов метана (газгидратов) в объеме равном 3% ( $50 \times 10^9$  тонн) от предполагаемых запасов ( $1750 \times 10^9$  тонн); обоснованием процентной доли территории ВСШ, на которой возможна дестабилизация газогидратных залежей, являются данными моделирования, в соответствии с которыми существование

сквозных таликов в мерзлоте возможно в рифтовых зонах, площадь которых достигает 3-5% территории [9]. В сценариях 2, 3 и 4 выброс будет происходить в течение 5 лет, однако распределение мощности эмиссии во времени будет различаться (три типа эмиссии): в сценарии 2 – в течение первого года выброс достигнет максимума и будет постепенно снижаться в течение последующих 4 лет; в сценарии 3 - выброс произойдет равномерно по  $10 \times 10^9$  тонн (10 Gt) ежегодно; в сценарии 4 – выброс произойдет одномоментно в объеме  $50 \times 10^9$  тонн (50 Gt); в сценариях 2а, 3а и 4а типы эмиссии будут соответствовать типам, описанным в сценариях 2, 3 и 4, но время выброса составит 90 лет. В результате резкого выброса (или серии выбросов) метана в атмосферу произойдет увеличение атмосферных концентраций метана; климатический эффект этого прироста проявится в увеличении парникового эффекта или радиационного форсинга ( $f$ ), который, в свою очередь приведет к дальнейшему увеличению температуры поверхности Земли. Радиационный форсинг ( $f$ ) рассчитан по следующей формуле:  $\frac{HdT}{dt} + \lambda T = f$ , где  $f$  это радиационный форсинг в  $\text{В м}^2$ ,  $\lambda$  – климатически чувствительная константа равная  $0.5^\circ\text{К В м}^2$ ,  $T(t)$  – температура,  $H$  – теплоемкость верхнего слоя океана.

Пространственное распределение областей с разной мощностью современной эмиссии на шельфе МВА представлено на Рис.18.

#### **\* Рисунок 18\***

Как следует из рисунка, большая часть территории шельфа МВА (80-90%) характеризуется мощностью эмиссии в пределах 1-1000  $\text{мкМ (}\mu\text{М) м}^2 \text{ сут}$ . Мощность эмиссии на остальной территории значительно выше и изменяется от 1000  $\text{мкМ м}^2 \text{ сут}$  до 5400  $\text{мкМ м}^2 \text{ сут}$ . Современная ежегодная эмиссия метана составляет  $5 \times 10^6$  тонн (5 Tg). При увеличении эмиссии в соответствии со сценарием 1, >50% территории шельфа МВА будет характеризоваться мощностью эмиссии, превышающей 1000  $\text{мкМ м}^2 \text{ сут}$ , >30% - мощностью эмиссии превышающей 4000  $\text{мкМ м}^2 \text{ сут}$  и ~5% - мощностью >20000  $\text{мкМ м}^2 \text{ сут}$ . Суммарная эмиссия составит  $50 \times 10^6$  тонн (50 Tg) метана в год (для сравнения: современная эмиссия метана из тундры составляет  $42 \times 10^6$  тонн (42 T), [1]. На Рис.19 показаны рост глобальной эмиссии метана и соответствующий климатический форсинг, рассчитанные для сценариев 2, 3 и 4.

#### **\* Рисунок 19\***

Поскольку метан, поступающий в атмосферу, постепенно окисляется в ее верхних слоях (время жизни метана в атмосфере принимается равным 5 годам), время, в течение которого происходит выброс метана в атмосферу, имеет определяющее значение. В случае, когда прирост эмиссии происходит длительно (сценарии 2а, 3а и 4а), значительная часть метана окисляется, что снижает радиационный эффект. В случае, когда эмиссия метана увеличивается резко, метан не успевает окислиться и в полном объеме работает на увеличение радиационного эффекта (сценарии 2, 3 и 4). В результате, увеличение температуры поверхности Земли за счет выброса метана, описанного в сценариях 2, 3 и 4 в три раза превышает максимальное увеличение температуры, вызванное увеличением эмиссии по сценариям 2а, 3а и 4а (Рис.20).

#### **\*Рисунок 20\***

Как следует из рис. 20, климатические последствия сценариев 2, 3 и 4 практически равноценны – в результате резкого выброса метана может произойти скачкообразный рост температуры поверхности Земли на  $1-1.3^\circ\text{С}$  [30]. Таким образом, суммарный рост температуры к концу столетия достигнет  $3.3^\circ\text{С}$  вместо прогнозируемых  $2^\circ\text{С}$  [1]. Указанный рост может привести к активизации других процессов, связанных с потеплением в Арктике, таких как: сокращение ледового покрова и увеличение продолжительности безледного периода, что вызовет дополнительный рост эмиссии

метана в атмосферу; увеличение сезонно-талого слоя мерзлоты приведет к росту продукции метана в наземных экосистемах (тундра, озера) и, соответственно, к росту эмиссии метана в атмосферу. Согласно существующим прогнозным оценкам, увеличение температуры поверхности Земли на 3°C может привести к дестабилизации ~85% существующих залежей океанических газгидратов, что приведет к высвобождению  $\sim 4000 \times 10^9$  тонн (4000 Gt) углерода [49]. Климатические последствия этого процесса трудно оценить, однако для сравнения следует упомянуть, что количество углерода (в форме метана и двуокси углерода) в современной атмосфере составляет  $760 \times 10^9$  тонн (760 Gt).

Рассмотренные сценарии роста эмиссии метана на ВСШ позволяют сделать вывод о том, что резкий выброс метана из разрушающихся залежей газгидратов может привести к резкому изменению климата, что увеличивает вероятность климатической катастрофы. ВСШ является наиболее вероятным кандидатом для подобного выброса, учитывая, что потепление в этом регионе достигло рекордных значений (Рис.11), а также тот факт, что там предположительно находятся самые мелководные залежи газгидратов (Рис.3), дестабилизация которых происходит уже в течение 7-15 тыс. лет со времени их последнего затопления [7]. Тем не менее, современный уровень понимания проблемы не позволяет оценить степень вероятности такого выброса в ближайшем или отдаленном будущем. Сложность заключается в том, что стабильность залежей арктических газгидратов контролируется состоянием подводной мерзлоты, а современные знания об этом состоянии крайне ограничены.

Можно предположить, что под влиянием глобального изменения климата деградация подводной мерзлоты происходит более быстрыми темпами, чем допускается в модельных сценариях. Кроме того, немаловажен тот факт, что переход мерзлых пород в не мерзлое состояние и, следовательно, переход от газонепроницаемого состояния к газо-проводящему, происходит скачкообразно. При этом активное воздействие газа, накопленного в донных отложениях под высоким давлением, а также дополнительная дестабилизация донных отложений под влиянием их осадки, связанной с изменением объема при разрушении газгидратов и имитирующей эндогенную сейсмичность, следует рассматривать в качестве дополнительных факторов, усиливающих неравномерность процесса дестабилизации во времени. Это означает, что исключить вероятность катастрофического выброса метана из газогидратных залежей Арктического шельфа нельзя. Подобные катастрофические события, связанные с вероятным залповым выбросом метана в атмосферу Земли и вызвавшие глобальное потепление и исчезновение многих биологических видов, описаны в историческом прошлом Земли, например, в раннем палеоцене [63].

#### **Список литературы.**

1. IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge. United Kindom and New York. USA. 2001. 881 p.
2. M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.J. Slater, M. Steele, J. Zhang, K.E. Trenberth. *Journal Geophysical Research*, 2008, **112**, D11122.
3. C. Tarnocai, J.G. Canadell, G. Mazhitova, E. Schuur, P. Kuhry, S. Zimov. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, **23**, GB2023.
4. M. Rigby, R. G. Prinn, P. J. Fraser, P. G. Simmonds, R. L. Langenfelds, J. Huang, D. M. Cunnold, L. P. Steele, P. B. Krummel, R. F. Weiss, S. O'Doherty, P. K. Salameh, H. J. Wang, C. M. Harth, J. Mühle and L. W. Porter. *Geophysical Research Letters*, 2008, **35**, 22, L22805.

5. Е.М. Ривкина, Г.Н. Краев, К.В. Кривушин, К.С. Лауринавичус, Д.Г. Федоров-Давыдов, А.Л. Холодов, В.А. Щербакова, Д.А. Гиличинский. *Криосфера Земли*, 2006, **10** (3), 23-41.
6. Г.Д. Гинсбург, В.А. Соловьев. *Субмаринные газовые гидраты*. Изд-во: ВНИИОкеангеология. Санкт-Петербург, 1994. 199 с.
7. *Криотермия и натуральные газгидраты в Северном Ледовитом океане* (под ред. В.А. Соловьева). Изд-во: Севморгеология. Ленинград, 1987. 150 с.
8. K. Fleming, P. Johnston, D. Zwartz, Y. Yokoyama, K. Lamneck, J. Chappell. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, **163**, 327-342.
9. N.N. Romanovskii, H.-W. Hubberten, A.V. Gavrillov, A.A. Eliseeva, G.S. Tipenko. *Geomar. Lett.*, 2005, **25**, 167-182
10. J. Houghton. *Global warming: the complete briefing*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1997. 251 pp.
11. Л.А. Жигарев. *Океаническая криолитозона*. М.:Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
12. B. Kim, G. Grikurov, V. Soloviev. *High resolution seismic studies in the Laptev Sea Shelf: First results and future needs*, Springer, Berlin-Heidelberg-New-York. 1999. pp. 683-692.
13. И.П. Семилетов, Ю.М. Харламов, А.И. Мягких, А.Ю. Никитин, И.И. Пипко. *Доклады Академии Наук*, 1994, **334**, 4, 512-514.
14. И.П. Семилетов, Н.Я. Пивоваров, И.И. Пипко, А.Ю. Гуков, Т.И. Волкова, Дж.Х. Шарп, Ю.С. Щербаков, К.П. Федоров. *Доклады Академии Наук*, 1996, **350**, 3, 406-409.
15. I.P. Semiletov. *Journal of the Atmospheric Science*, 1999, **56**, 2, 286-306.
16. Н.Е. Шахова, И.П. Семилетов, Н.Н. Бельчева. *Доклады Академии наук*, 2005, **402**, 4, 529-533.
17. Н.Е. Шахова, И.П. Семилетов, А.Н. Салюк, Н.Н. Бельчева, Д.А. Космач. *Доклады Академии наук*, 2007, **414**, 6, 819-823.
18. Н.Е. Шахова, В.А. Юсупов, А.Н. Салюк, Д.А. Космач, И.П. Семилетов. *Доклады Академии Наук*, 2009, **429**, 3, 398-401.
19. N. Shakhova, I. Semiletov, G. Panteleev. *Geophys. Res. Letter*, 2005, **132**, L09601.
20. N. Shakhova, and I. Semiletov. *Journal of Marine System*, 2007, **66**, 227-243.
21. D.E. Pataki, J.R. Ehleringer, L.B. Flanagan, D. Yakir, D.R. Bowling, C.J. Still, N. Buchmann, J.O. Kaplan, and J.A. Berry. *Global Biogeochem. Cycles*, 2003, **17**(1), 1022.
22. E. Damm, U. Schauer, B. Rudels, C. Haas. *Continental Shelf Research*, 2007, **7**, 12-18.
23. N. Shakhova, I. Semiletov, A. Salyuk, V. Joussupov, D. Kosmach, and O. Gustafsson. *Science*, 2010, **327**, 1246-1250.
24. N. Shakhova, I. Semiletov, I. Leifer, P. Rekant, A. Salyuk, and D. Kosmach. *Journal Geophys. Res.*, 2010, **115**.
25. W.S. Reeburg. *Chem. Rev.*, 2007, **107**, 486-513.
26. A. Obzhairov, R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow, A. Salomatin. *Geo Marr Lett*, 2004, **24**, 135-139.
27. I. Leifer, B.P. Luyendyk, J. Boles, and J.F. Clark. *Global Biogeochemical Cycles*, 2006, **20**, GB3008.
28. N. Shakhova, I. Semiletov, I. Leifer, V. Sergienko, A. Salyuk, D. Kosmach, D. Chernikh, C. Stubbs, D. Nicolisky, V. Tumskoy, and O. Gustafsson. *Nature Geosciences*, 2014, **7** (1), 64-70.
29. A.D. McGuire, L.G. Anderson, T.R. Christensen, S. Dallimore, L. Guo, D.J. Hayes, M. Heimann, T.D. Lorenson, R.W. Macdonald, N. Roulet. *Ecological Monographs*, 2009, **79**, 523-555.
30. Н.Е. Шахова, В.А. Алексеев, И.П. Семилетов. *Доклады Академии Наук*, 2009, **429**, 4, 533-544.
31. M.J. Whiticar. *International Journal of Coal Geology*, 1996, **32**, 191-215.

32. IPCC, 2007. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, UK and NY, NY, USA, 2007, 996 p.
33. А.Н. Хименков и А.В. Брушков. *Введение в структурную криологию*. М.: Наука. 2006. 279 с.
34. L.U. Arenson, and D.C. Sego. *Can. Geotech.J.*, 2006, **43**, 325-337.
35. K. McCarthy, L. Walker, L. Vigoren. *Cold Regions Science and technology*, 2004, **38**, 43-54.
36. K.W. Biggar, S. Haidar, M. Nahir and P.M. Jarrett. *ASCE Journal of Cold Regions Engineering*, 1998, **12**, 2, 84-104.
37. G. Delisle. *Polarforschung*, 2000, **68**, 221-225.
38. V. Rachold, D.Y. Bolshiyarov, M.N. Grigoriev, H.-W. Hubberten, R. Junker, V.V. Kunitsky, F. Merker, P. Overdum, and W. Schneider. *Eos*, 2007, **88** (13), 149-156.
39. Г.Д. Гинсбург, В.А. Соловьев. *Субмаринные газовые гидраты*. Изд-во: ВНИИОкеангеология. Санкт-Петербург, 1994. 199 с.
40. B. Cramer, and D. Franke. *Journal of Petroleum Geology*, 2005, **28**(4), 369-384.
41. Y.F. Makogon, S.A. Holditch, T.Y. Makogon. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2007, **56**, 14-31.
42. N.E. Shakhova, and I.P. Semiletov. Methane Hydrate Feedbacks, In: Martin Sommerkorn & Susan Joy Hassol, eds., Arctic Climate Feedbacks: Global Implications, Published by WWF International Arctic Programme August, 2009, 81-92.
43. K.A. Kvenvolden. *Terra Nova*, 2002, **14** (5), 302-306.
44. R.D. Hyndman, and S.R. Dallimore. *Recorder*, 2001, **26**, 11-20.
45. E.M. Chuvilin, V.S. Yakushev, E.V. Petrova. *Polarforschung*, 2000, **68**, 215-219.
46. В.С. Якушев. *Геология и геофизика*, 1989, **11**, 100-105.
47. G.R. Dickens. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **213** (3-4), 169-183.
48. E. Rivkina, D. Gilichinsky, S. Wagener, J. Tiedji, J. McGrath. *Geomicrobiology*, 1998, **15**, 187-193.
49. D.E. Archer, B. Buffett. *Geochem., Geophys., Geosys.*, 2005, **6** (3), Q05002.
50. L. Naudts, J. Greinert, Yu. Artemov, P. Staelens, J. Poort, P. Van Rensbergen, M. De Batist. *Marine geology*, 2006, **227**, 177-199.
51. H. Kassens, S. Priamikov, V. Rachold, J. Thiede, L. Timokhov. [http://www.arcus.org/annual\\_meetings/2006/downloads/presentations/af\\_friday/case\\_study\\_4\\_Heidimarie\\_Kassens.pdf](http://www.arcus.org/annual_meetings/2006/downloads/presentations/af_friday/case_study_4_Heidimarie_Kassens.pdf).
52. T.E. Osterkamp, W.D. Harrison. *Summary report. Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks*, 1985, 108 p.
53. Н.Е. Шахова, В.И. Сергиенко, И.П. Семилетов. *Вестник РАН*, 2009, **79** (6), 507-518.
54. В.П. Мельников, В.И. Спесивцев, В.И. Куликов. *Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике*. Новосибирск: Наука, 1997, 259 — 269.
55. B. Kim, G. Grikurov, V. Soloviev. *High resolution seismic studies in the Laptev Sea Shelf: First results and future needs*, Springer, Berlin-Heidelberg-New-York, 1999, 683-692.
56. N. Shakhova, I. Semiletov. Trace gas emissions from sub-sea permafrost. In: Climate Change and the Cryosphere: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): An Arctic Council "Cryosphere Project" in Cooperation with IASC, CliC and IPY, AMAP, Oslo, Norway, 2012, 97-104.
57. A.V. Gavrilov, N.N. Romanovskii, H.-W. Hubberten, V.E. Tumskoy. *Permafrost Periglac. Process.*, 2003, **14**, 187-198.
58. В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин. *Сейсмотектоника Якутии (Сибирь)*. М.: ГЕОС-пресс, 2000, 226 с.
59. D. Nicolsky, and N. Shakhova. *Environ. Res. Lett.*, 2010, **5**, 015006.



60. Н.Е. Шахова, Д.Ю. Никольский, И.П. Семилетов. *Доклады Академии Наук*, 2009, **429**, 4, 541-544.
61. D. Nicolsky, V. Romanovsky and G.G. Panteleev. *Cold Regions Science and Technology*, 2009, **55**, 120-129.
62. R. Wanninkhof. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**, C5, 7373-7382.
63. Г.С. Голицын, А.С. Гинзбург. Доклады Академии Наук, 2007, **413**, 6, 1-4.
64. C.K. Paull, W. Ussler III, S.R. Dallimore, S.M. Blasco, T.D. Lorenson, H. Melling, B.E. Medioli, F.M. Nixon, and F.A. McLaughlin. *Geophysical Res. Lett.*, 2007, **34**, L01603.

#### **Подписи к рисункам.**

**Рисунок 1.** Динамика роста атмосферных концентраций метана: а) показан рост концентраций, зарегистрированный начиная с 2007 г.; б) показан рост концентраций за последние двадцать лет.

**Рисунок 2.** Карта глубин Северного Ледовитого Океана: глубины до 50 м показаны красным цветом (Jacobsen et al., 2004).

**Рисунок 3.** Прогнозируемые залежи газогидратов в МВА (а); карта подводной мерзлоты СЛО – более 80% подводной мерзлоты расположено в МВА (б).

**Рисунок 4.** Данные глубокого сейсмического зондирования донных отложений моря Лаптевых: а) современные немерзлые донные отложения, накопленные после затопления шельфа МВА в Голоцене; б) показаны талики в структуре подводной мерзлоты [51].

**Рисунок 5.** Объединенная карта-схема выполненных экспедиций а -(2000-2009 гг.), б- 2011 г., в – 2012 г.; зеленым цветом показано местоположение океанографических станций; вставка, оконтуренная красным цветом, показывает позицию станций, выполненных во время зимней экспедиции 2007 г.

**Рисунок 6.** Концентрации метана в приводном слое атмосферы (а) вдоль разреза, показанного на рис (б) в виде пунктирной линии красного цвета; на панели (б) представлены концентрации растворенного метана (сентябрь 2005 г).

**Рисунок 7.** Концентрации растворенного метана, измеренные подо льдом (апрель 2007 г.): а) придонные воды; б) поверхностные воды.

**Рисунок 8.** Изотопная формула растворенного метана, проанализированная с использованием методики «keeling plots» (соотношение изотопных данных и 1000/концентрации растворенного метана): а) данные по  $\delta^{13}\text{C}$  метана; б) данные по  $\delta\text{D}$  метана.

**Рисунок 9.** Изотопные данные, полученные в МВА и, для сравнения, в Мамонтовом озере (п-ов Быковский), совмещенные с диаграммой Витикара (Whiticar, 1994). Как следует из рисунка, изотопная формула озерного метана значительно отличается от изотопных характеристик морского метана (разделены красной пунктирной линией). Выделяется группа образцов, изотопная характеристика которых не имеет аналогов в современной базе данных по метану (выделены красным прямоугольником).

**Рисунок 10.** Распределение растворенного метана в поверхностном слое воды в МВА (по данным 2003-2007 гг.)

**Рисунок 11.** Максимальное увеличение температуры поверхности Земли в первой декаде 21 века (по сравнению с климатическими данными 20-го века) зарегистрировано над акваторией МВА (а); начиная с 2007 г. возобновился рост эмиссии метана в Арктическом регионе (б).

**Рисунок 12.** Концептуальная модель формирования канальцев незамерзшей воды в структуре мерзлого грунта (а) и внешний вид канальцев, запечатленный видеокамерой в экспериментальных условиях (б), (из Arenson and Sego, 2006).

**Рисунок 13.** Концептуальная модель формирования пинго в море Бофорта в качестве газопроводящего коллектора для разгрузки метана из разрушающихся газгидратов (а, [40]) и подобная структура, обнаруженная в море Лаптевых (б), [64]).

**Рисунок 14.** Положение пролива Дмитрия Лаптева и растворенный метан в поверхностном слое воды в районе пролива Дмитрия Лаптева: а) сентябрь 2004 г; б) сентябрь 2005 г. Пунктирной линией на панели (б) показано положение скважин бурения, представленных на Рис. 15.

**Рисунок 15.** Результаты бурения подводной мерзлоты в проливе Дмитрия Лаптева: керн из скважины А<sub>1</sub>, сделанной на берегу, включает полностью замёрзшие породы; керны из скважин А<sub>2</sub>, А<sub>3</sub> и А<sub>4</sub>, сделанных в проливе включают замёрзшие породы в виде слоев различной толщины в составе незамерзших пород.

**Рисунок 16.** Результаты моделирования подводной мерзлоты: случай 2 (см. описание в тексте).

**Рисунок 17.** Результаты моделирования подводной мерзлоты: случай 3 (см. описание в тексте).

**Рисунок 18.** Прогноз эмиссии метана согласно сценарию 1: а) современное распределение областей с разной мощностью эмиссии метана из Восточно-Сибирского шельфа; б) увеличение эмиссии через 50 лет. Расчеты построены на основе диффузионного транспорта метана, без учета пузырьковой эмиссии, вклад которой может существенно превышать вклад диффузионного транспорта метана.

**Рисунок 19.** Предполагаемый поток метана (Gt год), (а) и, обусловленный этим потоком, климатический форсинг ( $В м^2$ ), (б). Обозначения кривых, соответствующих разным сценариям представлены на панели (а).

**Рисунок 20.** Изменение температуры поверхности Земли под влиянием климатического форсинга, обусловленного эмиссией метана, возрастающей согласно сценариям 2, 3, 4 и 2а, 3а, 4а. Обозначения кривых, соответствующих разным сценариям представлены на Рис.3а.

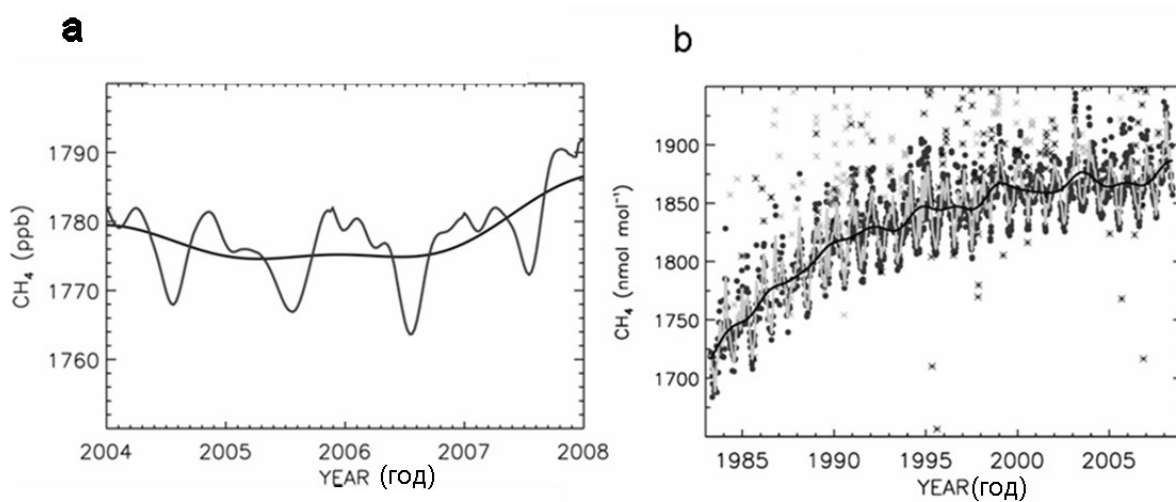


Рисунок 21.

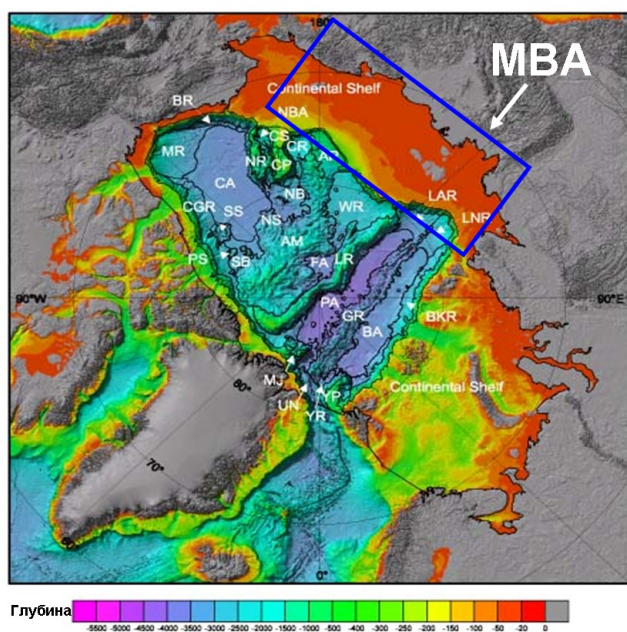


Рисунок 22.

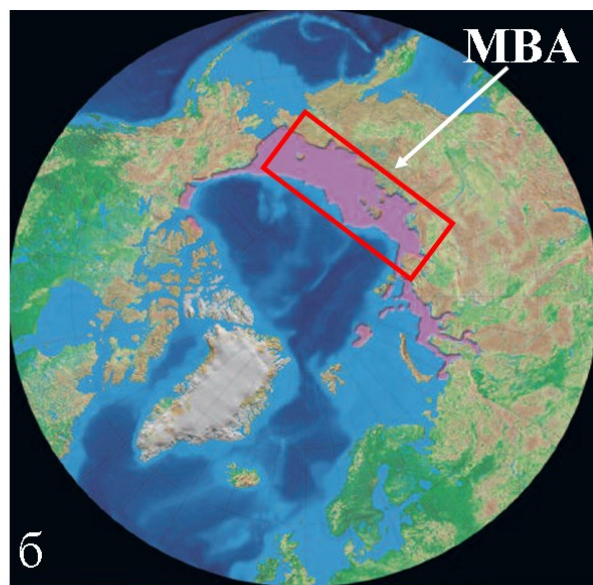
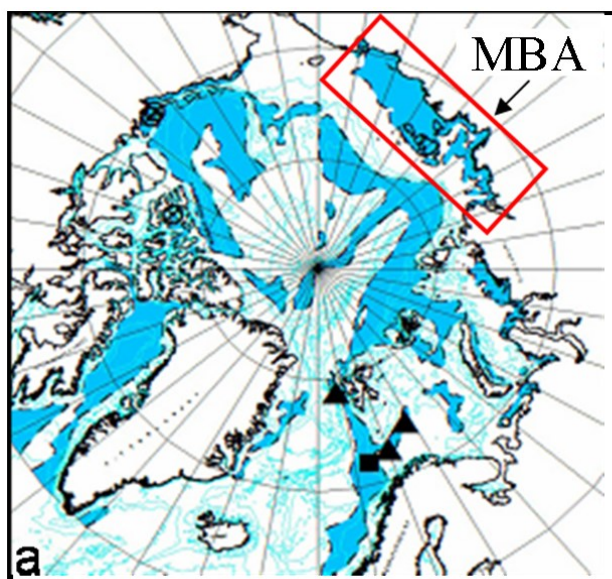


Рисунок 23.

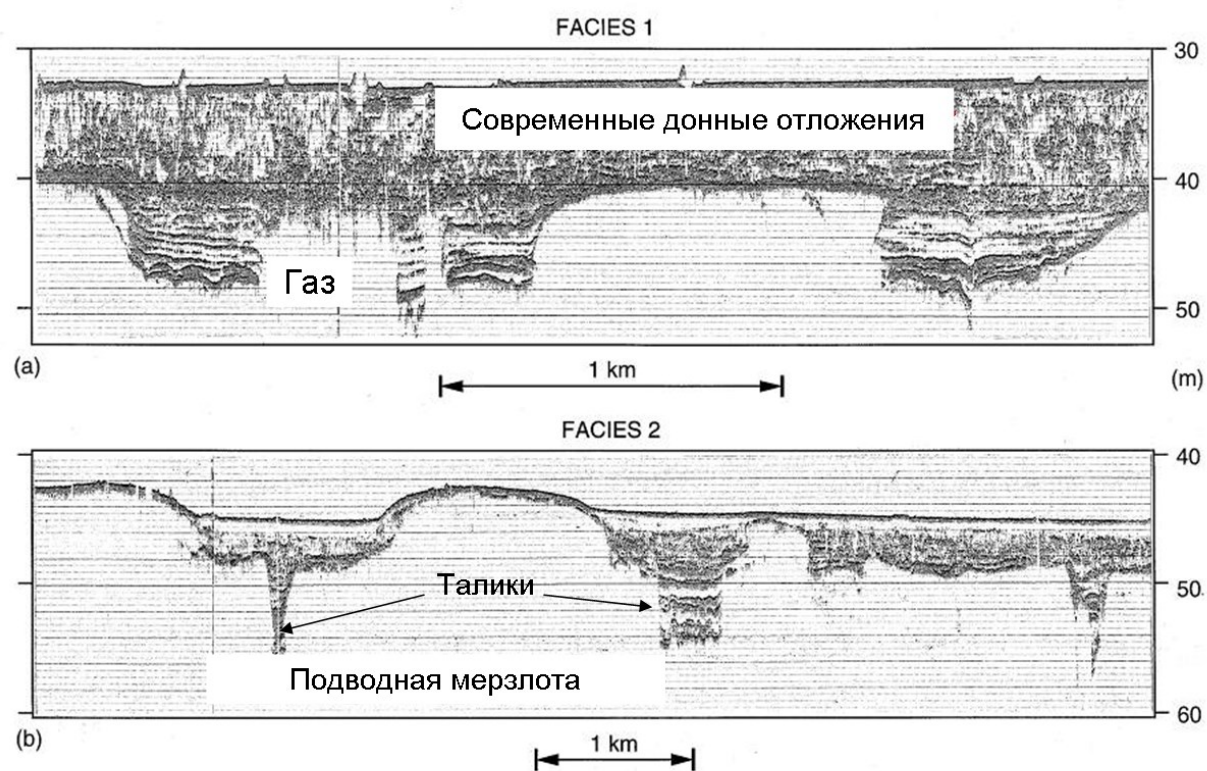
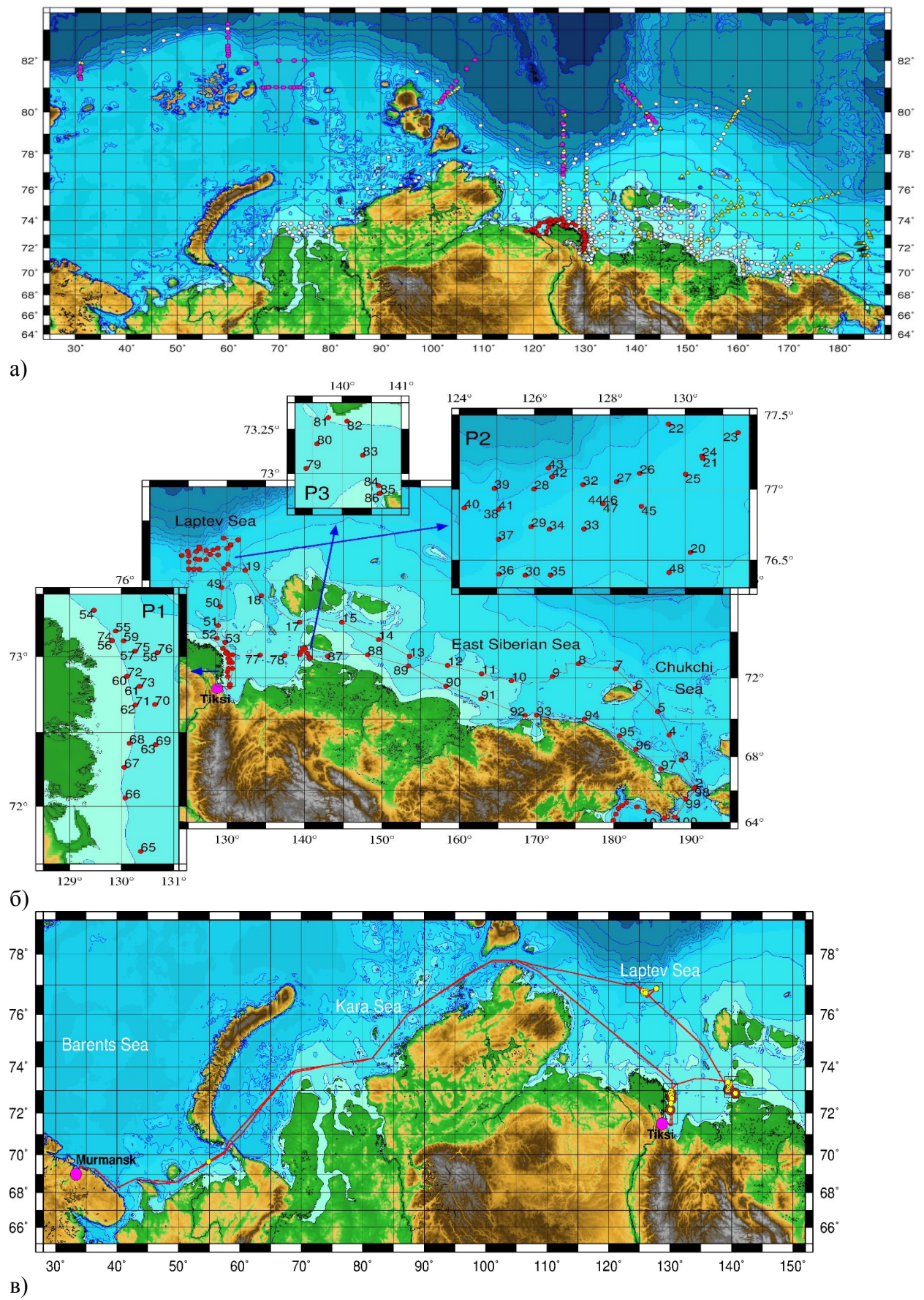


Рисунок 24.





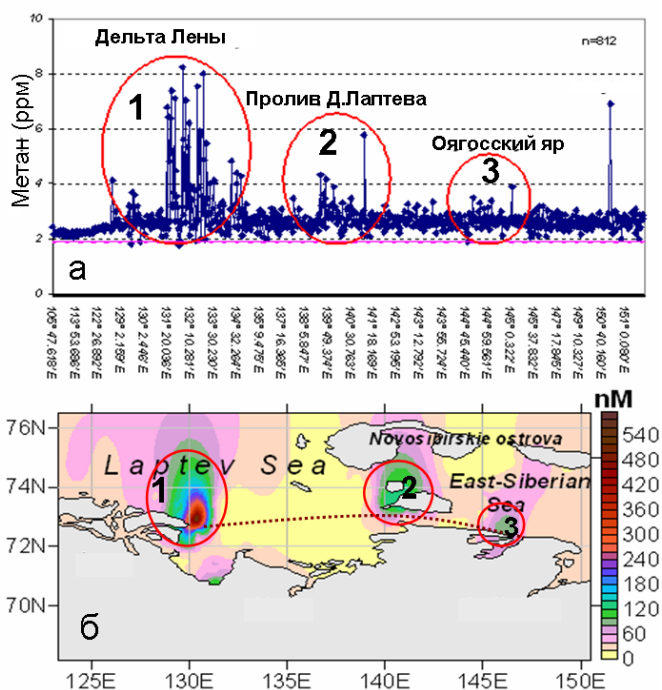


Рисунок 26.

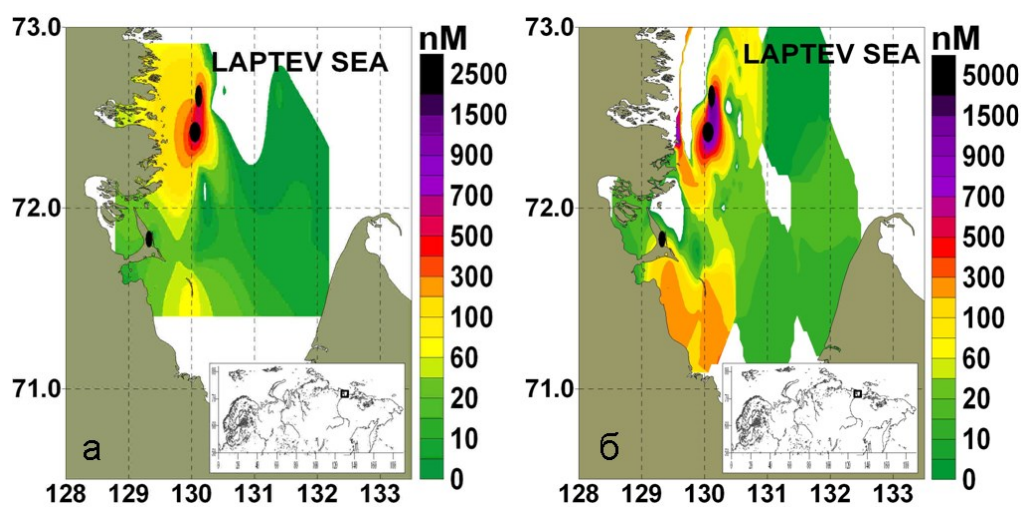


Рисунок 27.

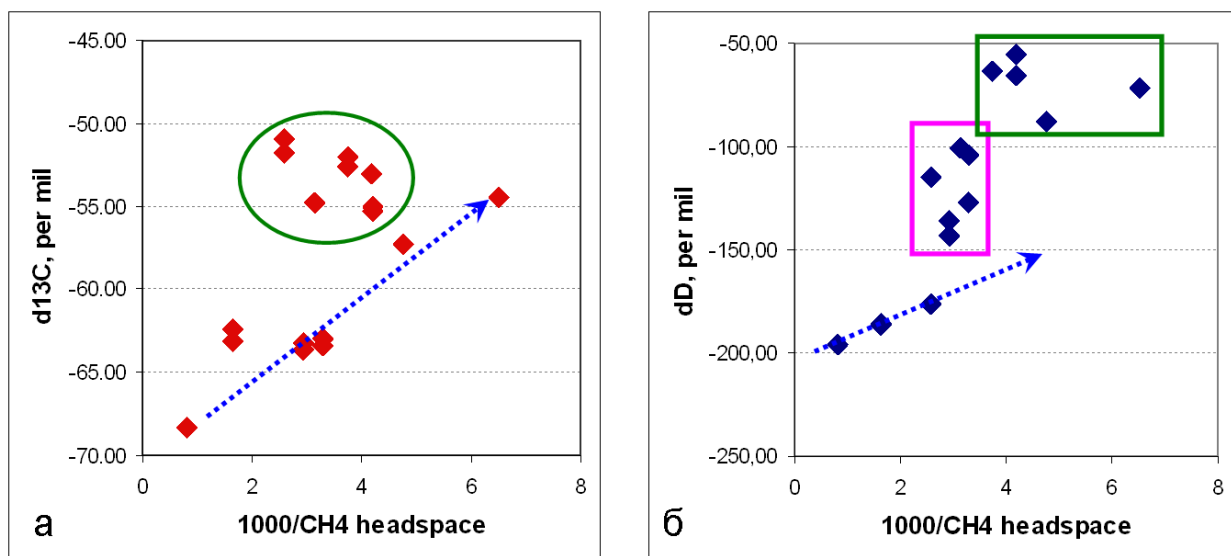


Рисунок 28.

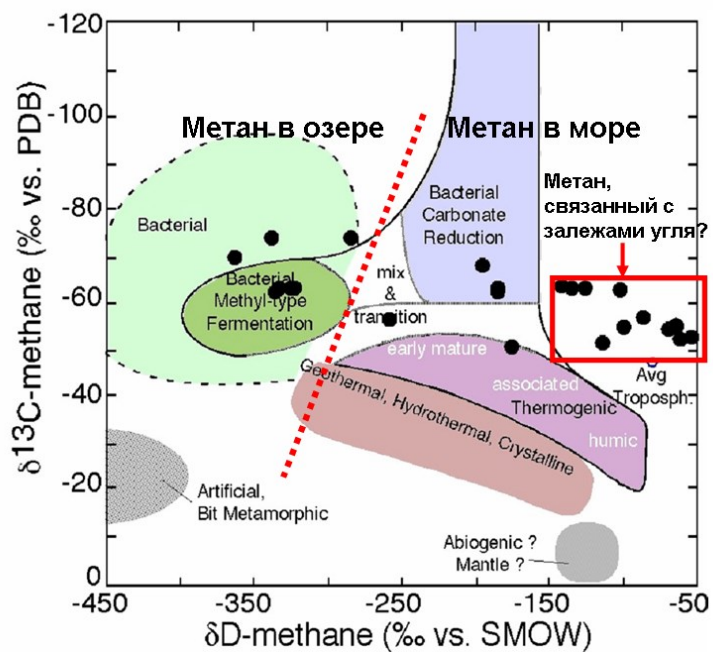


Рисунок 29.



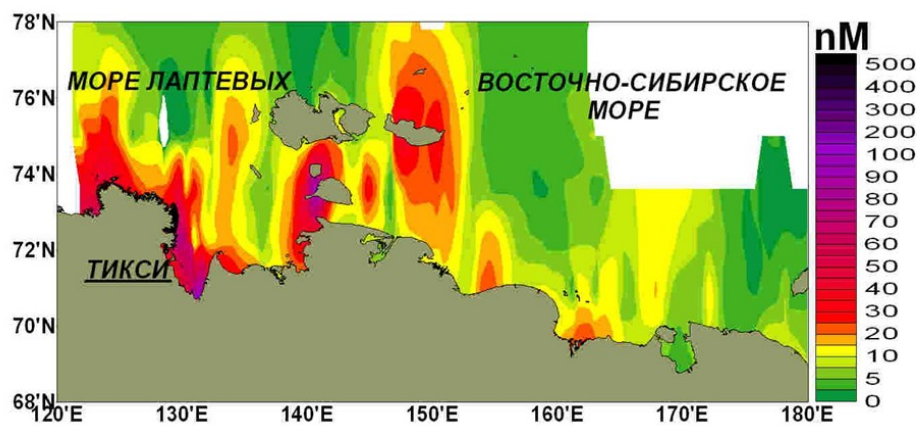


Рисунок 30.

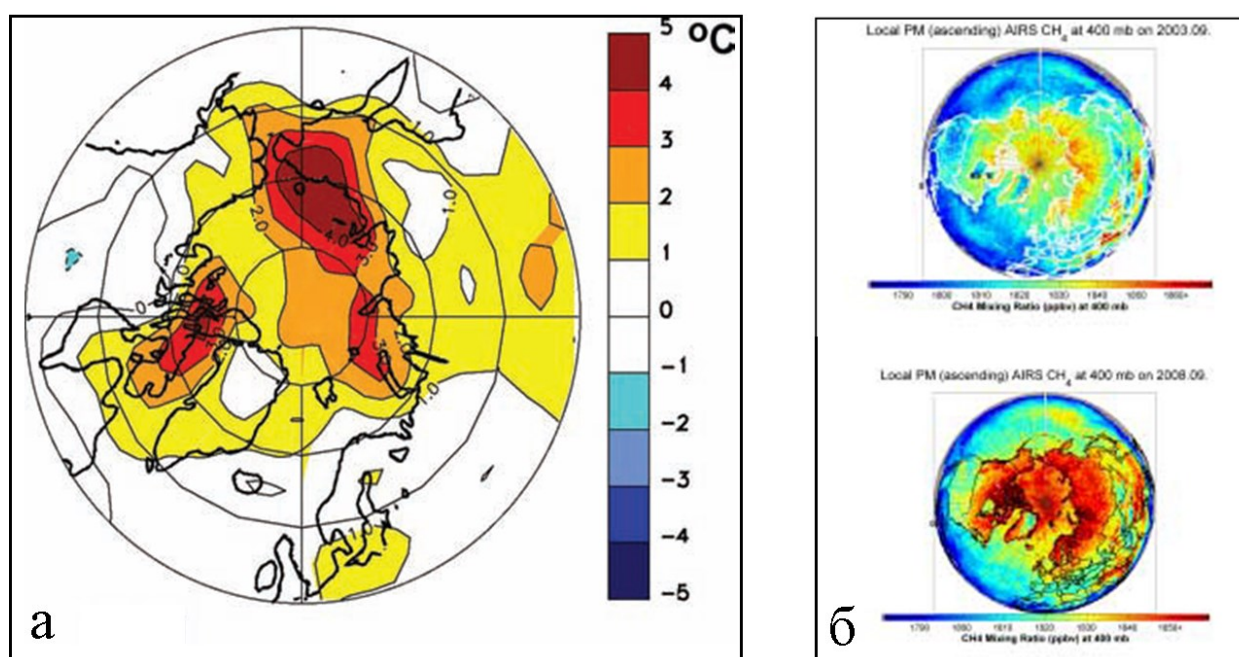


Рисунок 31.



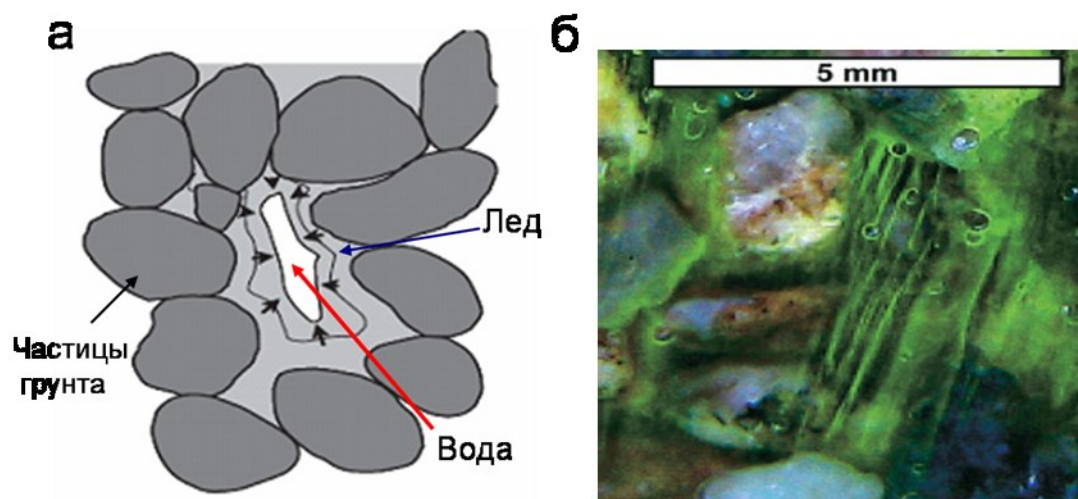


Рисунок 32.

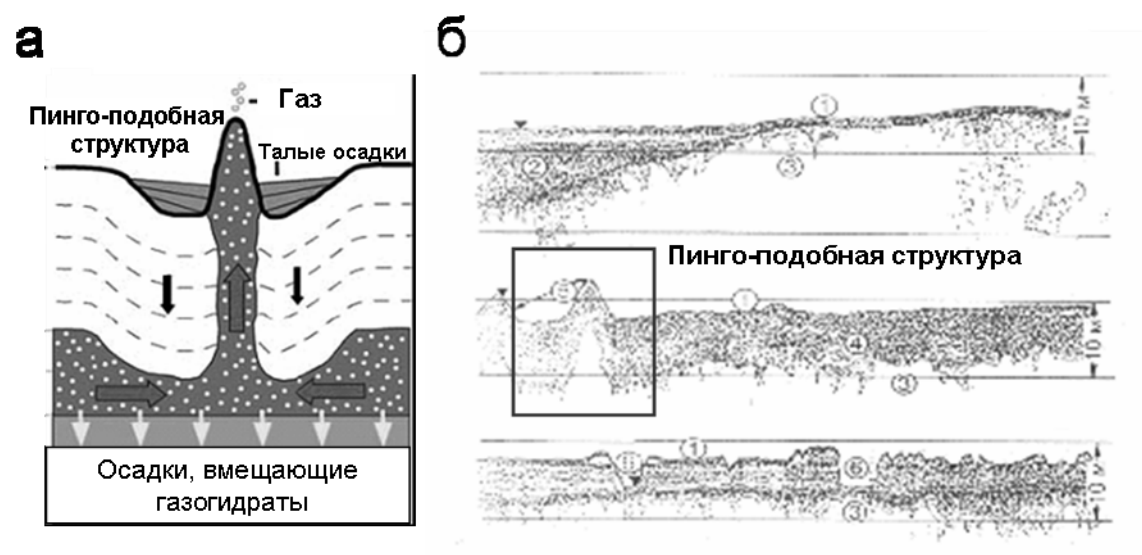


Рисунок 33.

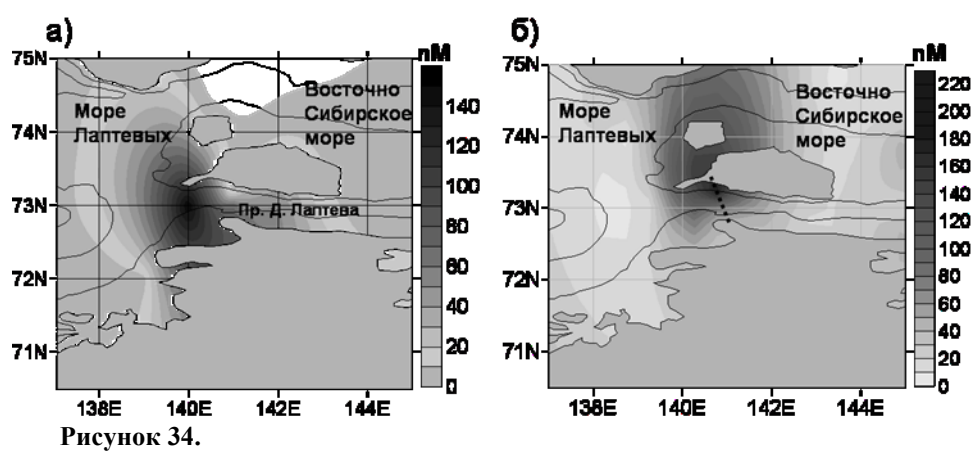


Рисунок 34.

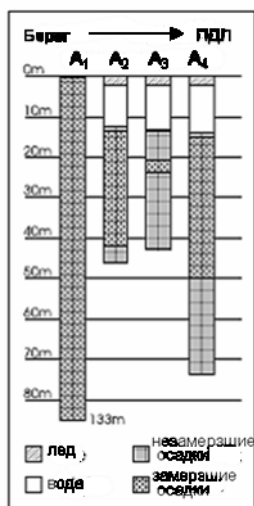


Рисунок 35.

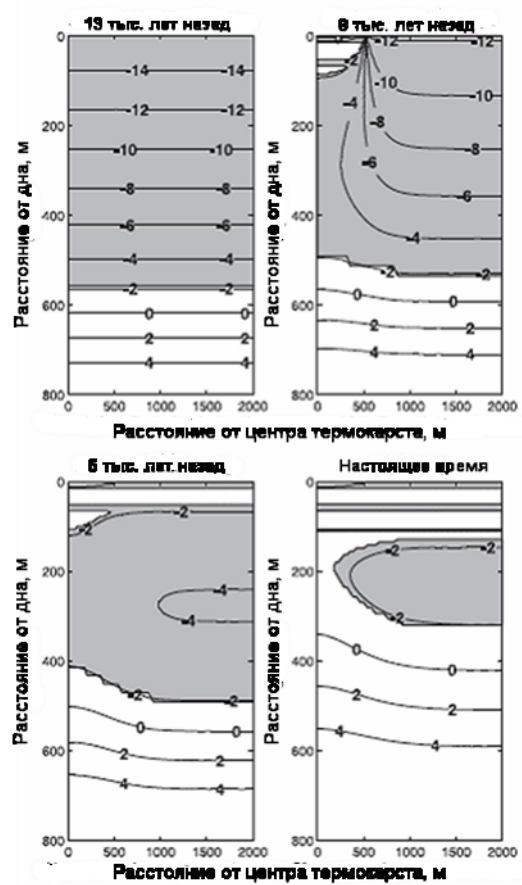


Рисунок 36.

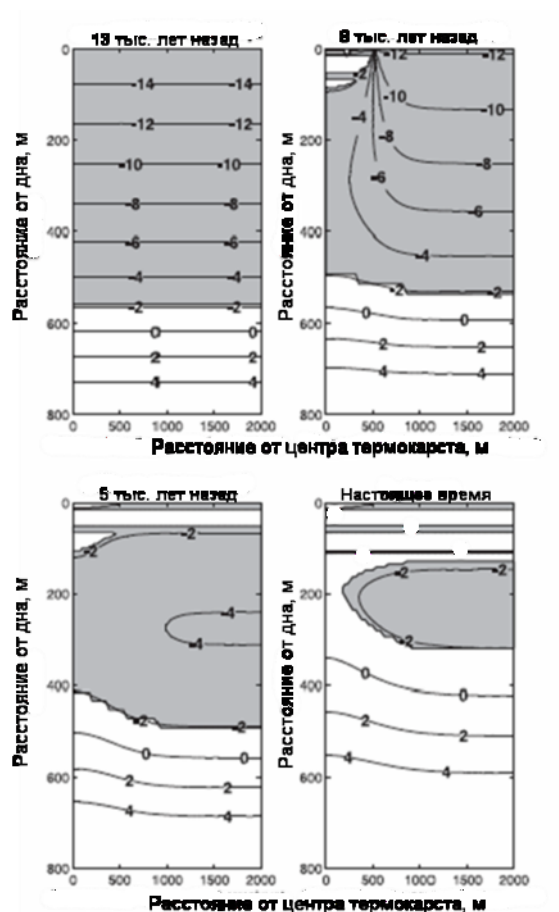


Рисунок 37.

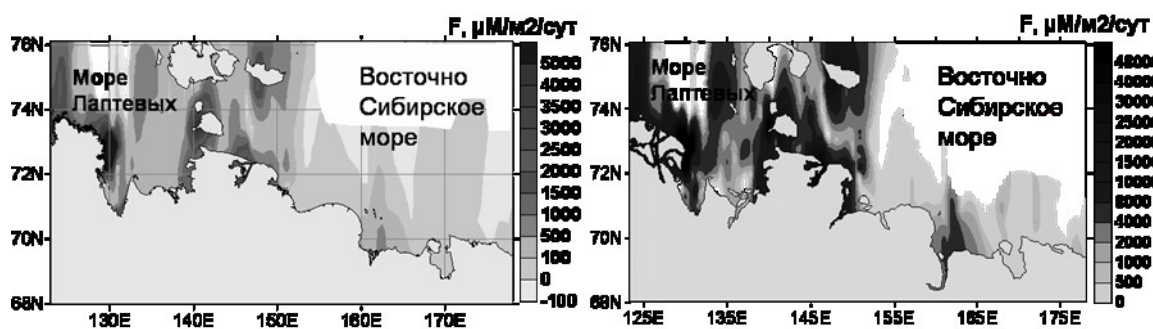


Рисунок 38.

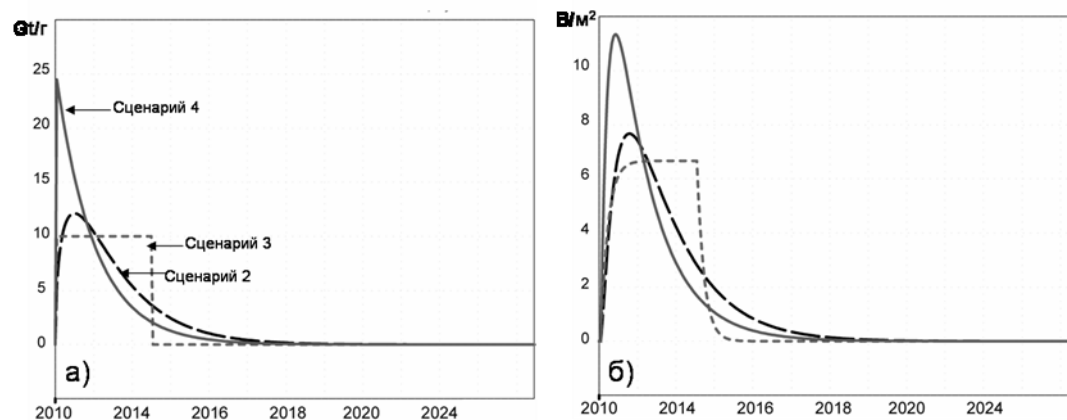


Рисунок 39.

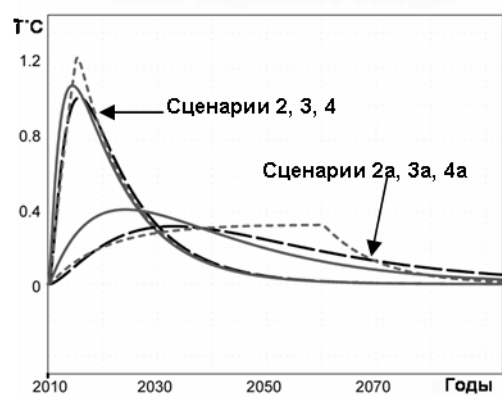


Рисунок 40.