

КОНФЕРЕНЦИИ И СИМПОЗИУМЫ

**Научная сессия Отделения общей физики и астрономии
Российской академии наук**

(25 января 1995 г.)

25 января 1995 г. в Институте физических проблем им. П.Л. Капицы РАН состоялась научная сессия Отделения общей физики и астрономии Российской академии наук.

На сессии были заслушаны доклады:

1. **Сабинин К.Д.** (Акустический институт им. Н.Н. Андреева, Москва, Россия). *Океанологические аспекты акустической термометрии Северного Ледовитого океана.*

2. **Гаврилов А.Н.** (Научная компания "Акустика океана и информация"; Акустический институт им. Н.Н. Андреева, Москва, Россия), **Славинский М.М.** (Институт прикладной физики РАН, Москва, Россия), **Шмелев А.Ю.** (Научная компания "Акустика океана и информация"; Институт общей физики РАН, Москва, Россия). *Теоретические и экспериментальные исследования возможности акустической термометрии климатической изменчивости Северного Ледовитого океана.*

Краткие сообщения по этим докладам публикуются ниже.

PACS numbers: 92.10.—с, 43.30.Qd

**Океанологические аспекты
акустической термометрии
Северного Ледовитого океана**

К.Д. Сабинин

В 1960 г. состоялся первый эксперимент по сверхдальному распространению звука в океане: подводные взрывы трохсотфунтовых зарядов у Западной Австралии были зарегистрированы гидрофонами у Бермудских островов, т.е. после того, как звуковой сигнал обогнул половину земного шара, пройдя Индийский и большую часть Атлантического океана [1]. Способность океана концентрировать акустическую энергию в подводном звуковом канале, благодаря которой и становится возможным сверхдальнее распространение звуковых сигналов, послужила основой для предложения использовать время распространения звуковых импульсов через океан для измерения его средней температуры и обнаружения глобального потепления Земли из-за парникового эффекта [2]. В самом деле, изменения скорости

звука в океане определяются почти исключительно изменениями температуры, а средняя температура воды вдоль трансокеанских трасс (особенно, если их несколько) является прекрасной мерой теплового состояния океанов, отражающего тепловое состояние планеты Земля в целом.

В 1990 г. был проведен первый пробный эксперимент по программе акустической термометрии океанского климата (Acoustic Thermometry of Ocean Climate, АТОС), когда сигналы, излученные вблизи о. Хёрд (южная часть Индийского океана), принимались в различных частях Мирового океана, в том числе у обоих побережий США — Атлантического и Тихоокеанского [3]. Акустическая мощность излучателя с частотой 57 Гц была 209 дБ относительно 1 мкПа на расстоянии 1 м. Излучались различные виды сигналов с достаточно большой шириной спектра, обеспечивающей точное измерение времени пробега сигналов по трассе. Если $\bar{C}$ — средняя скорость звука вдоль трассы длиной L , то относительная ошибка измерения скорости $\Delta C/\bar{C} \approx \Delta\tau/\tau$, где τ — время распространения сигнала, измеряемое с точностью $\Delta\tau$. При $L = 10^4$ км и $\Delta\tau = \pm 10^{-2}$ с $\Delta C = \pm 2 \cdot 10^{-3}$ м/с, что соответствует измерению средней по трассе температуры с точностью до $\pm 5 \cdot 10^{-4}$ °С. В эксперименте, подтвердившем возможность глобальной акустической термометрии океана, участвовали многие страны, в том числе и СССР (судно Акустического института "Академик Николай Андреев" приняло сигналы о. Хёрд на северном тропике Атлантического океана).

Важной и эффективно развивающейся частью международной программы АТОС стала ее арктическая часть — Акустическая термометрия океанского климата Арктики (Arctic АТОС). Своеобразие Арктики, справедливо называемой "кухней погоды", делает ее особенно привлекательной в смысле акустического мониторинга по следующим причинам:

— Арктика влияет на климат и погоду всего земного шара;

— ожидаемое парниковое потепление Земли, согласно моделированию (см., например, [4]) особенно сильно должно проявиться в Арктике;

— неоднородности водной толщи (фронты, вихри, внутренние волны) в Арктическом бассейне значительно слабее, чем в океане умеренных широт;

— постоянно присутствующий в Арктике ледяной покров может рассматриваться как самостоятельный и

весьма информативный объект акустического мониторинга.

В то же время некоторые особенности Арктического океана затрудняют обнаружение парникового потепления и требуют специфического подхода как к организации акустического мониторинга, так и к интерпретации его результатов. Прежде всего естественная многолетняя изменчивость Северного Ледовитого океана выражена существенно сильнее, чем изменчивость океана умеренных широт. Это означает, что преимущества от предсказываемого моделями усиления "парникового сигнала" могут быть сведены на нет усилением "шума" естественной изменчивости.

Помимо главной отличительной особенности — постоянного многометрового ледяного покрова — Северный Ледовитый океан обладает следующими специфическими чертами: сильным распреснением верхнего слоя из-за большого притока пресных вод с речным стоком (около 5 тыс. км³ в год) и существованием относительно теплой и соленой прослойки вод атлантического происхождения между верхним и глубинным слоями с отрицательной температурой. Атлантические воды поступают сюда главным образом через пролив Фрама с Западно-Шпицберговским течением. Огибая Шпицберген с севера, эти воды "ныряют" под поверхностные воды Арктического бассейна и заполняют весь бассейн на промежуточных глубинах от нескольких сотен м до одного км (рис. 1). Распространяясь в виде гигантского циклонического круговорота с многочисленными ответвлениями, атлантические воды теряют часть своего тепла и покидают Арктический бассейн в сильно трансформированном виде. От полной потери тепла за счет перемешивания с верхним слоем атлантические воды защищены резким скачком плотности на своей верхней границе, над которой находится вода, распресненная речным стоком. Именно благодаря скачку плотности в

Арктическом бассейне существует постоянный ледяной покров, так как без экранирующего влияния этого скачка осенне-зимняя конвекция могла бы вовлекать в перемешивание атлантический слой, тепла которого вполне хватило бы для полного таяния льда [5].

Рассмотрим теперь, как может реагировать Северный Ледовитый океан на парниковое потепление и как это повлияет на время распространения акустических сигналов через океан.

Наиболее очевидное следствие потепления — таяние льда, ведущее к уменьшению его толщины и к распреснению поверхностного слоя океана. Изменение толщины льда непосредственно не сказывается на времени τ распространения сигнала, тогда как связанное с таянием льда распреснение верхнего слоя океана ведет к уменьшению скорости звука C , т.е. к увеличению τ . В самом деле, поскольку температура воды верхнего слоя Арктического бассейна всегда близка к температуре замерзания, лишь незначительно повышающейся с уменьшением солености, изменения скорости звука в этом слое определяется почти исключительно изменениями солености S , а не температуры T , как это происходит в безледном океане. Полная производная изменения скорости звука C с температурой замерзания Θ выглядит так:

$$\frac{dC}{d\Theta} = \frac{\partial C}{\partial T} + \frac{\partial C}{\partial S} \cdot \frac{dS}{d\Theta}. \quad (1)$$

Подставляя соответствующие значения $\partial C/\partial T = +4,7$ м/(с·°C); $\partial C/\partial S = +1,3$ м/(с·‰) и $dS/d\Theta = -18$ ‰/(°C), где ‰ означает тысячные доли (промилле), в которых измеряется соленость морской воды, а °C — градус Цельсия, получаем $dC/d\Theta = -18,7$ м/(с·°C), т.е. вместо привычного в безледном океане увеличения C на 4–5 м/с при потеплении на 1 °C, мы имеем значительно более сильное уменьшение скорости звука.

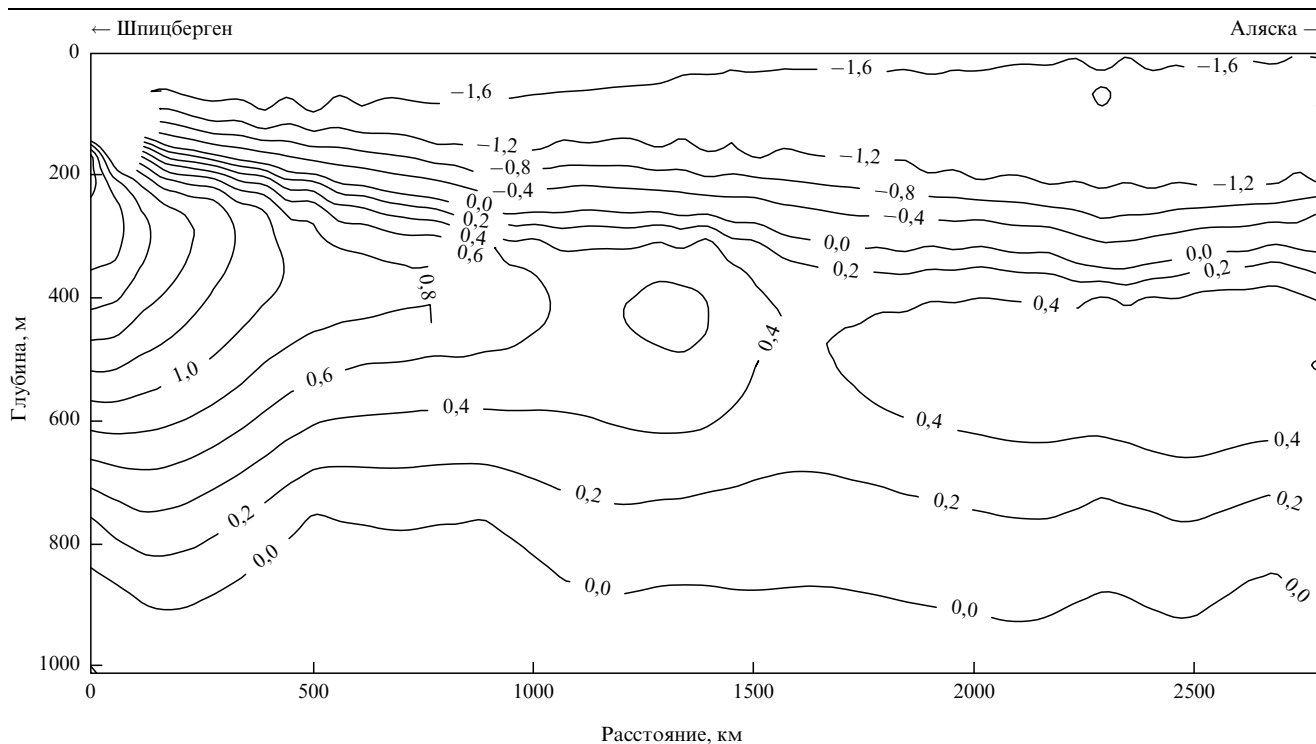


Рис. 1. Изолинии температуры (в градусах Цельсия) на разрезе Шпицберген–Аляска

Таким образом, акустические следствия нагревания верхнего слоя безледного и ледовитого океанов прямо противоположны — в первом случае имеем привычное повышение C , а во втором — уменьшение C , вызванное распреснением воды при таянии льда.

Если приток тепла к поверхности Северного Ледовитого океана за счет парникового эффекта составит 2 Вт/м^2 [2], то этого достаточно, чтобы растопить метровый слой льда за 4,7 года, что приведет к опреснению верхнего 50-метрового слоя океана на 0,5‰ и к соответствующему уменьшению скорости звука в нем на 0,6 м/с. Такой же приток тепла к свободной от льда поверхности океана способен нагреть двухсотметровый слой воды на $0,35^\circ\text{C}$. Предположим, что именно на такую величину повысится температура ядра атлантических вод в европейской части Арктического бассейна. По мере удаления от места вторжения севернее Шпицбергена температура атлантических вод падает и, по-видимому, в такой же пропорции ослабевает влияние того теплового импульса, который эти воды получили еще во время своего соприкосновения с атмосферой у Шпицбергена. Учитывая изложенные соображения и некоторые данные о температурном режиме Арктического бассейна по обе стороны от хребта Ломоносова, разделяющего основную трассу планируемого акустического мониторинга (Шпицберген–Аляска) на европейскую и канадскую части, можно предположить, что за потеплением ядра атлантического слоя на $+0,35^\circ\text{C}$ в европейской части трассы будет следовать несколько меньшее потепление ядра на $+0,14^\circ\text{C}$ в канадской ее части. Такому потеплению соответствует увеличение скорости звука на 1,5 м/с в европейской и на 0,6 м/с в канадской части трассы.

Используем в качестве базовой модели простейшую аппроксимацию поля скорости звука C на трассе в виде двух типов профилей $C(z)$, из которых канадский тип отличается от европейского лишь большей глубиной ядра атлантических вод (см. первые две колонки табл. 1, в которой значения в скобках соответствуют канадской части трассы). Оценим теперь, как будет меняться время распространения акустического сигнала вдоль трассы, если произойдет следующее:

- таяние метрового слоя льда с распреснением верхнего слоя (модель 1);
- таяние льда и потепление ядра атлантического слоя в европейской части трассы на $+0,35^\circ\text{C}$ (модель 2);
- таяние льда и потепление всей трассы на $+0,35$ и $+0,14^\circ\text{C}$ в европейской и канадской ее частях соответственно (модель 3).

Таблица 1. Модели профилей скорости звука $C(z)$ в европейской и канадской (значения в скобках) частях трассы Шпицберген–Аляска

Базовая модель		Изменения скорости звука (ΔC , м/с) в моделях		
z , м	C , м/с	1 (таяние льда)	2 (таяние и потепление европ. части)	3 (таяние и потепление всей трассы)
0	1440	–0,6 (–0,6)	–0,6 (–0,6)	–0,6 (–0,6)
50	1440	–0,6 (–0,6)	–0,6 (–0,6)	–0,6 (–0,6)
300 (400)	1459		+1,5 (0)	+1,5 (+0,6)
1000	1462			
3000	1500			

Расчеты по этим моделям были выполнены по программе Гаврилова–Кудряшова [6] для трех мод акустического сигнала частотой 30 Гц. Результаты расчетов (табл. 2) показывают, что изменения времени распространения сигнала вдоль трассы Шпицберген–Аляска (длина трассы около 2,7 тыс. км), связанные с таянием льда и потеплением атлантической прослойки, могут быть весьма значительными. Знаки этих изменений для I моды и других мод противоположны — если низшая мода, распространяющаяся преимущественно в поверхностных слоях, хорошо чувствует их распреснение, то высшие моды реагируют главным образом на потепление атлантического слоя.

Таблица 2. Изменение времени (в секундах) распространения сигнала с частотой 30 Гц вдоль трассы Шпицберген–Аляска для разных моделей по сравнению с базовой моделью

Моды	Модели		
	1	2	3
I	+0,8 с	+0,8 с	+0,8 с
II	+0,6 с	–0,5 с	–0,5 с
III	+0,2 с	–0,2 с	–1,0 с

Теплосодержание атлантического слоя, таким образом, представляется весьма важным объектом акустической термометрии Северного Ледовитого океана. Учитывая основную цель программы Arctic ATOC, важно оценить, в какой мере изменение этого теплосодержания может служить акустически регистрируемым индикатором парникового потепления Арктики. Для этого рассмотрим следующую простую модель.

Пусть $q_1 = c\rho T_1 w_1$ — поток тепла, вносимого в Арктический бассейн Западно-Шпицбергенским течением. Здесь c — удельная теплоемкость, ρ — плотность, T_1 — температура воды, а w_1 — ее расход, т.е. объем атлантических вод, переносимых течением в единицу времени. Для обозначения тепла, выносимого трансформированными атлантическими водами из Арктического бассейна, используем индекс 2 — $q_2 = c\rho T_2 w_2$. Если интересоваться только средней по всему бассейну температурой атлантической прослойки $\bar{T}$, то потери тепла этой прослойкой можно связать с потоками тепла в более холодные выше- и нижележащие слои. Эти потоки пропорциональны вертикальным градиентам температуры T :

$$q_3 = c\rho v\sigma \left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|_3 \quad \text{и} \quad q_4 = c\rho v\sigma \left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|_4, \quad (2)$$

где v — коэффициент турбулентной диффузии, полагаемый не зависящим от глубины z , σ — площадь атлантической прослойки в Арктическом бассейне, индексы 3 и 4 связаны с потоками тепла вверх и вниз соответственно. Теплосодержание атлантической прослойки равно $Q = c\rho\sigma\Delta z\bar{T}$, где Δz — толщина прослойки, а его изменение определяется всеми вышеперечисленными потоками тепла:

$$\frac{dQ}{dt} = q_1 - q_2 - q_3 - q_4, \quad (3)$$

где t — время.

На рис. 2 представлен средний для предполагаемых трасс акустического мониторинга профиль температуры в Арктическом бассейне, полученный осреднением данных океанографических измерений по программе

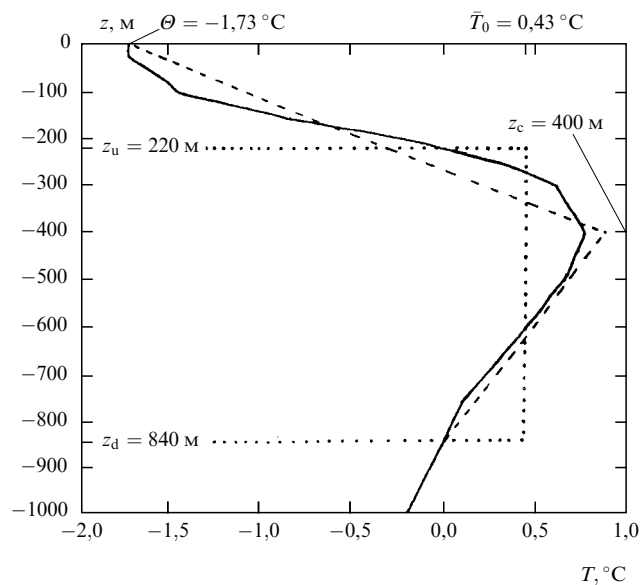


Рис. 2. Профиль температуры, осредненный вдоль пяти планируемых акустических трасс

"Север" [7]. На рисунке показаны средние положения верхней ($z_u = 220$ м) и нижней ($z_d = 840$ м) границ слоя атлантических вод в Арктическом бассейне, а также горизонт максимальной температуры ($z_c = 400$ м), где соленость этих вод также достигает максимума. Видно, что максимальная температура атлантических вод почти в два раза превышает среднюю температуру слоя этих вод ($\bar{T}_0 = 0,43$ °C). Штриховыми линиями показана использованная для оценки градиентов температуры аппроксимация профиля, из которой следует, что

$$\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|_3 = \frac{2\bar{T} - \Theta}{z_c} \quad \text{и} \quad \left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|_4 = \frac{2\bar{T}}{z_d - z_c},$$

где Θ — температура замерзания, свойственная верхнему слою.

Подставляя эти выражения в (3) и считая, что расходы атлантической воды на входе и на выходе из Арктического бассейна равны друг другу, т.е. $w_1 = w_2 = w$, получаем окончательно

$$\frac{d\bar{T}}{dt} + a\bar{T} = g(t), \quad (4)$$

где

$$a = \frac{2vz_d}{z_c(z_d - z_c)\Delta z} \quad \text{и} \quad g(t) = \frac{w}{\sigma\Delta z} \Delta T(t) + \frac{v\Theta}{z_c\Delta z}, \quad (5)$$

здесь $\Delta T = T_1 - T_2$.

Решение (4) известно —

$$\bar{T}(t) = \exp(-at) \left[c + \int g(t) \exp(at) dt \right]. \quad (6)$$

В выражения для a и $g(t)$ входит трудно измеряемый параметр — коэффициент вертикальной диффузии v . Для его определения используем средние параметры профиля температуры, тепло- и водообмена Арктического бассейна, считая, что они соответствуют равновесному состоянию, при котором $d\bar{T}/dt = 0$. При этом из (3)

находим

$$v = \frac{\Delta T_0 \Delta z}{t_r [(2\bar{T}_0 - \Theta)/z_c + 2\bar{T}_0/z_d - z_c]}, \quad (7)$$

где $t_r = \sigma\Delta z/w$ — время полного обновления атлантического слоя, а индекс 0 относится к начальным (равновесным) условиям.

Если предположить линейный рост температуры атлантических вод T_1 на входе в Арктический бассейн, т.е. у берегов Шпицбергена, где эти воды еще соприкасаются с атмосферой, то и разность $\Delta T = T_1 - T_2$ будет линейно возрастать в течение промежутка времени $t < t_r$, пока передний фронт нагревающихся вод не пройдет всего пути внутри Арктического бассейна и не начнется повышение температуры T_2 на выходе из бассейна. Подставляя $\Delta T(t) = \Delta T_0 + \alpha t$, где ΔT_0 — начальная разность температур, а $\alpha = \partial T_1 / \partial t$ в (6) получаем после несложных преобразований следующее выражение для роста средней температуры атлантической прослойки в Арктическом бассейне:

$$\bar{T}(t) = \frac{\Theta}{2} \left(1 - \frac{z_c}{z_d} \right) + \frac{\Delta T_0}{at_r} + \frac{\alpha}{a^2 t_r} (at - 1) + \left[\bar{T}_0 - \frac{\Theta}{2} \left(1 - \frac{z_c}{z_d} \right) - \frac{\Delta T_0}{at_r} + \frac{\alpha}{a^2 t_r} \right] \exp(-at). \quad (8)$$

Зададимся теперь конкретными значениями входящих в формулу (8) величин. Согласно среднему равновесному профилю температуры атлантического слоя (см. рис. 2) $\bar{T}_0 = 0,43$ °C, $z_c = 400$ м, $z_d = 840$ м, $\Delta z = 620$ м и $\Theta = -1,73$ °C. Для расхода атлантических вод, втекающих в Арктический бассейн, существуют различные оценки, колеблющиеся от $2 \cdot 10^6$ до $6 \cdot 10^6$ м³ с⁻¹ [8]. Принимая $w = 2 \cdot 10^6$ м³ с⁻¹, получаем следующую оценку времени обновления атлантического слоя — $t_r = \sigma\Delta z/w = 46$ лет, если за площадь σ принимать площадь Арктического бассейна над глубинами более 200 м — $\sigma = 4,5 \cdot 10^6$ км². Скорость повышения температуры $\alpha = \partial T_1 / \partial t$ оценим исходя из предполагаемого притока тепла из атмосферы вследствие парникового эффекта — $\Delta q \approx 2$ Вт/м² [2]. Такой приток тепла повышает температуру 600-метровой толщи вод Западно-Шпицбергенского течения (т.е. атлантических вод у входа в Арктический бассейн) со скоростью $\alpha = 0,025$ °C/год. Наблюдения показывают, что за время нахождения в Арктическом бассейне атлантические воды охлаждаются на 1,5–2 °C. Принимая $\Delta T_0 = 1,7$ °C и используя вышеприведенные значения остальных входящих в формулу (8) параметров, находим, что за 10 лет средняя температура атлантического слоя повысится на 0,024 °C (рис. 3).

Исследование зависимости решения от значений использованных параметров, выполненное С.В. Писаревым, показало, что выбор характеристик профиля температуры и величины ΔT_0 практически не влияет на результаты расчетов, тогда как ускорение обмена вод (уменьшение t_r) и их прогрев у берегов Шпицбергена (увеличение α) существенно повышают скорость потепления атлантической прослойки в Арктическом бассейне (рис. 4).

Согласно радиоизотопному анализу проб воды в различных частях Арктического бассейна "возраст" вод атлантической прослойки не превышает 20–30 лет [9].

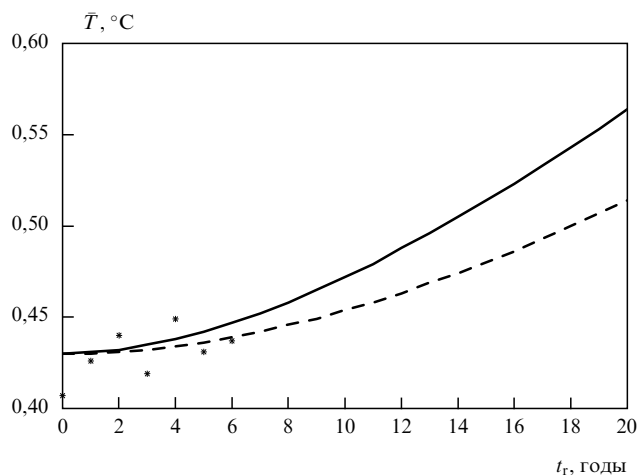


Рис. 3. Результаты расчета потепления атлантического слоя для $t_r = 23$ (сплошная кривая) и 46 (пунктир) лет и средняя вдоль акустических трасс температура слоя для каждого года наблюдений 1973–1979 гг. (звездочки)

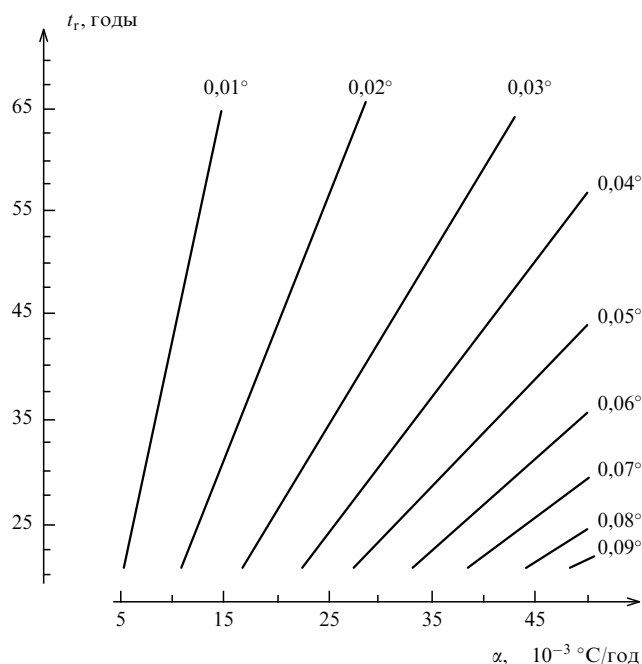


Рис. 4. Зависимость модельного потепления атлантического слоя за 10 лет от α и t_r . (Потепление указано в градусах Цельсия)

(Под "возрастом" вод понимается время, прошедшее с тех пор, как эти воды в последний раз контактировали с атмосферой перед погружением в глубинные слои.) Принимая $w = 4 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$, находим $t_r = 23$ года, что согласуется с данными радиоизотопного анализа. Соответствующая кривая роста температуры атлантической прослойки при прежних значениях остальных параметров (см. рис. 3) показывает, что за 10 лет температура повысится на $0,04^\circ\text{C}$. Если же учесть прогнозируемое моделями усиление эффектов парникового потепления в Арктике по сравнению с другими частями земного шара, то можно задаться и большей скоростью нагревания Западно-Шпицбергенского течения (α). Для $\alpha = +0,05^\circ\text{C}/\text{год}$, например, и $t_r = 23$ года возрастание средней температуры атлантического слоя за 10 лет достигнет $0,1^\circ\text{C}$ (см. рис. 4).

Такое потепление уверенно детектируется акустически по времени распространения сигнала вдоль протяженных трасс, но главный вопрос заключается в том, различимо ли это следствие парникового эффекта на фоне естественных межгодовых колебаний, присущих Арктике. На рис. 3 звездочками показана осредненная по всем трассам температура атлантической прослойки для каждого года с 1973-го по 1979 гг. по программе "Север" [7]. Заметны не только сильные колебания от года к году, но и положительный тренд, вряд ли, впрочем, связанный с парниковым эффектом, поскольку за другой промежуток времени с 1955-го по 1975 гг. отмечалось, например, сильное падение температуры атлантических вод в Арктическом бассейне — на $-0,35^\circ\text{C}$ в его приатлантической и на $-0,14^\circ\text{C}$ — в притихоокеанской части [5].

Сильная естественная изменчивость океанографических характеристик Северного Ледовитого океана — это главное препятствие на пути решения основной задачи программы Arctic ATOC — выделения возможного "парникового сигнала" на фоне существующего "шума", и потребуются значительные ухищрения как на этапе планирования эксперимента, так и на этапе анализа данных, чтобы добиться успеха.

Успех, впрочем, может прийти совсем с другой стороны. Осуществляя акустический мониторинг Арктического бассейна, мы получим не только чрезвычайно важные сведения об изменениях его теплозапаса, важные вне зависимости от того, происходит парниковое потепление или нет, но и сможем следить за соленостью его верхнего слоя. Последнее может оказаться даже еще более важным, чем термометрия, поскольку вариации солености верхнего слоя океана кардинальным образом влияют на тепло- и массообмен поверхностных и глубинных слоев океана [10]. В свете сказанного программу Arctic ATOC следовало бы назвать программой акустического мониторинга океанского климата Арктики, т.е. Arctic AMOC.

Список литературы

1. Shockley R C, Northrop J, Hansen P G, Hartdegen C J. *Acoust. Soc. Amer.* 71 51 (1982)
2. Munk W, Forbes A M G J. *Phys. Oceanogr.* 19 1765 (1989)
3. Burenkov S V, Gavrilov A N, Uporin A Y, Furduev A V J. *Acoust. Soc. Amer.* 96 2458 (1994)
4. Mikolajewicz U, Santer B D, Maier-Reimer E. *Nature* 345 589 (1990)
5. Захаров В Ф. *Льды Арктики и современные природные процессы* (Л.: Гидрометеониздат, 1981)
6. Gavrilov A N, Kudryashov V N. *AcoustInform Tech. Rep.* 94/1 (M.: AcoustInform Co. Ltd., 1994)
7. Поляков И В, Тимохов Л А. *Метеорология и гидрология* 7 68 (1994)
8. Hanzlick D J. *The West Spitsbergen Current: transport, forcing and variability. Ph.D. Dissertation* (Univ. of Washington, 1983)
9. Wallace D W R, Schlosser P, Krysell M, Bonisch G. *Arctic Ocean. Deep-Sea Res.* 39 S435 (1992)
10. Dickson R R, Meincke J, Malmberg S -A, Lee A J. *Progress in Oceanography* 20 103 (1988)