

УДК 551.465.77

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОвого ПОТОКА НА ГРАНИЦЕ ВОДА–ДОННЫЕ ОСАДКИ В АМУРСКОМ ЗАЛИВЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

© 2014 г. Б. А. Буров¹, А. Ю. Лазарюк^{1,2}, В. Б. Лобанов¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

e-mail: burov@poi.dvo.ru, lazaryuk@poi.dvo.ru, lobanov@poi.dvo.ru

²Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

Поступила в редакцию 19.04.2012 г., после доработки 04.04.2014 г.

Представлены результаты натурных исследований профилей температуры и теплового потока в верхнем слое донных осадков Амурского залива Японского моря, которые охватывают холодный период (с 22 ноября по 25 марта 2010 г.). Полученные количественные характеристики теплового потока из донных осадков в водный слой объясняют феномен образования придонного теплого слоя воды высокой солености в Амурском заливе в зимний период.

DOI: 10.7868/S0030157414060021

1. ВВЕДЕНИЕ

В результате многолетних наблюдений за температурным режимом вод Амурского залива, являющегося вторичным заливом, расположенным в заливе Петра Великого Японского моря (рис. 1), было обнаружено, что в зимний период в его северной части температура придонного слоя воды ($-1.5\dots-1.3^\circ\text{C}$) превышает температуру вышележащих слоев ($-1.9\dots-1.7^\circ\text{C}$) на $0.4\text{--}0.6^\circ\text{C}$ [3]. STD-зондирования, выполненные зимой 2005 г. [6] и в последующие годы [12], подтвердили наличие теплого придонного слоя, выявили устойчивую двухслойную структуру водных масс в северной и центральной частях залива и позволили определить соленость придонного слоя воды. При средней толщине этого слоя около двух метров его соленость на $0.4\text{--}0.6\text{‰}$ превышала соленость воды в верхнем квазиоднородном слое, а температура оказалась на $0.6\text{--}0.8^\circ\text{C}$ выше температуры верхнего слоя воды. Наблюдаемая высокая концентрация соли в придонном слое вод Амурского залива объясняется погружением на дно тяжелого рассола, который выделяется при образовании морского льда. Однако увеличение температуры придонного слоя воды требует притока тепла, которое может поступать либо за счет горизонтальной адвекции, либо из донных осадков.

Как известно [3, 5], характеристики вод северной части Амурского залива подвержены заметному влиянию речного стока. Поэтому в летний период эти воды имеют значительно меньшую соленость в сравнении с открытой частью залива Петра Великого и прилегающей областью Японского моря. Однако осенью за счет апвеллинга морских вод температура придонных вод Амур-

ского залива резко понижается, а соленость возрастает [4, 9]. Еще более значительное понижение температуры и повышение солености вод Амурского залива происходит зимой в результате термохалинной конвекции до $-1.8\text{--}1.5^\circ\text{C}$ и $34.2\text{--}34.8\text{‰}$ [9]. При этом в зимний период воды открытой части залива Петра Великого имеют значительно более высокую температуру и низкую соленость ($-1.2\text{--}0.5^\circ\text{C}$ и $33.8\text{--}34.0\text{‰}$) и соответственно более низкую плотность [5, 9]. Они поступают в Амурский залив в поверхностном слое и не взаимодействуют с донными водами залива. Таким образом, приток воды в северную часть Амурского залива с юга из его открытой области не может создать описанный выше придонный слой повышенной температуры и солености.

Причиной увеличения температуры придонного слоя воды может быть приток тепла из донных осадков. При этом для нагревания слоя воды толщиной 2 м на 0.8°C за период интенсивного ледообразования (40–50 сут) требуется поток тепловой энергии плотностью около 2 Вт/м^2 . Эта оценка на один-два порядка превосходит типичные значения геотермального потока для Японского моря [10, 13], что предполагает наличие других источников тепловой энергии. Одним из них может быть тепло, накопленное донными осадками на протяжении летнего периода и затем возвращенное в водный слой зимой. Рассматривая донные осадки как источник аккумулированной тепловой энергии для нагрева придонного слоя воды в зимний период, в данной работе исследуется временная и пространственная изменчивость теплового потока на границе донные осадки – водный слой.

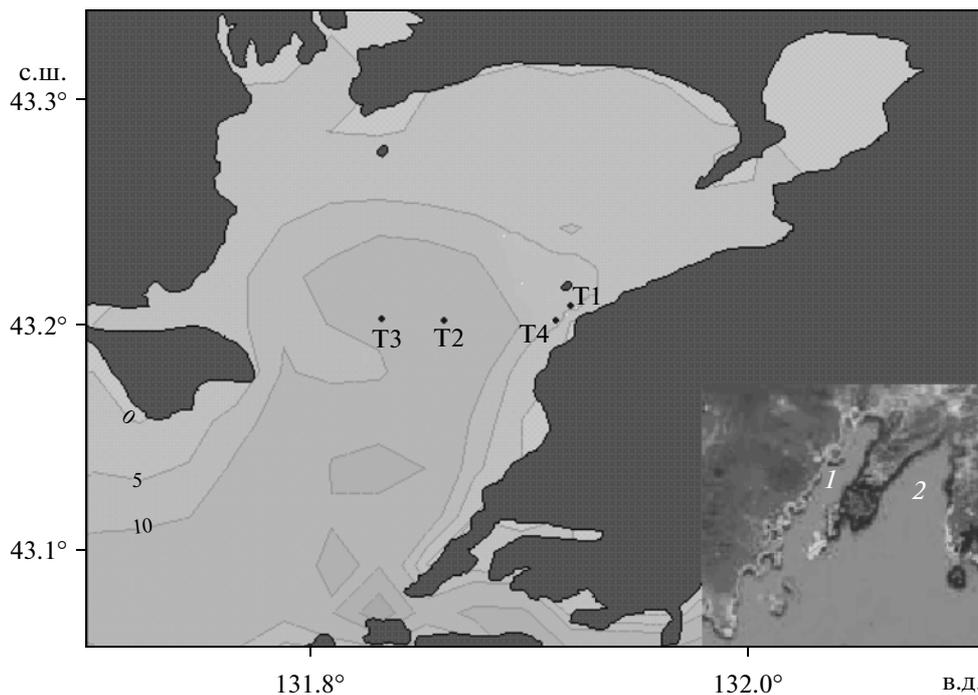


Рис. 1. Схематическая карта северной и центральной части Амурского залива. T1 – T3 – точки, в которых измерения профилей температуры в донных осадках проводились по методике зондирования. T4 – точка измерений в режиме стационарной постановки. На вставке – северная часть залива Петра Великого. 1 – Амурский залив; 2 – Уссурийский залив.

2. ПРИБОРЫ И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Величина теплового потока не является непосредственно измеряемой величиной. Плотность теплового потока вычисляется как взятое со знаком минус произведение градиента температуры на коэффициент теплопроводности среды между точками измерения температуры (формула (1) далее). В описанных ниже “измерениях” плотности теплового потока использован коэффициент теплопроводности $k = 0.92$ Вт/м К, определенный путем лабораторных измерений теплопроводности образца ила, который был отобран в районе измерений профилей температуры с глубины 0.6 м в осадках. Измеренное на лабораторной установке с погрешностью $\pm 5\%$ значение коэффициента теплопроводности совпало со справочным значением этого коэффициента для морского ила [7]. Учитывая это совпадение, а также однотипность иловых отложений в нескольких десятках кернов, извлеченных из донных осадков в северной части Амурского залива, в расчетах теплового потока использован указанный выше коэффициент теплопроводности для всех точек измерений.

Измерения профиля температуры в донных осадках выполнены с помощью зонда с управляемым погружением в донные осадки, на котором установлены шесть термисторных датчиков температуры [2]. Расстояния между датчиками температуры указаны на схематическом изображении

зонда, представленном на рис. 2. Основу конструкции зонда составляет коническая игла высотой 215 см, изготовленная из древесины с теплопроводностью 0.35 Вт/м К, что почти в 3 раза меньше измеренной теплопроводности донных осадков. Чувствительность канала измерения температуры с разными термисторными датчиками находится в интервале $0.005\text{--}0.007^\circ\text{C}$, инструментальная точность составляет $\pm 0.01^\circ\text{C}$. Такая точность измерения температуры в осадках обеспечивалась калибровкой всех датчиков температуры зонда перед началом и после окончания измерения каждого профиля. Процедура калибровки состояла в помещении зонда в квазиоднородный слой морской воды и сопоставлении уровня сигнала каждого термистора со значением температуры, измеренным автономным гидрологическим зондом SBE-19+ (Sea-Bird Electronics, США), заявленная точность которого не хуже 0.005°C . Выбор слоев для калибровки упрощался наличием в районе проведения измерений характерной двухслойной термохалинной структуры (рис. 3) с относительно теплым рассолом у дна и холодной водой, расположенной выше.

Если в результате калибровки после окончания измерений в осадках обнаруживалось расхождение между значениями температуры, измеренной зондом SBE-19+ и тремя или более датчиками температуры зонда для измерения теплового

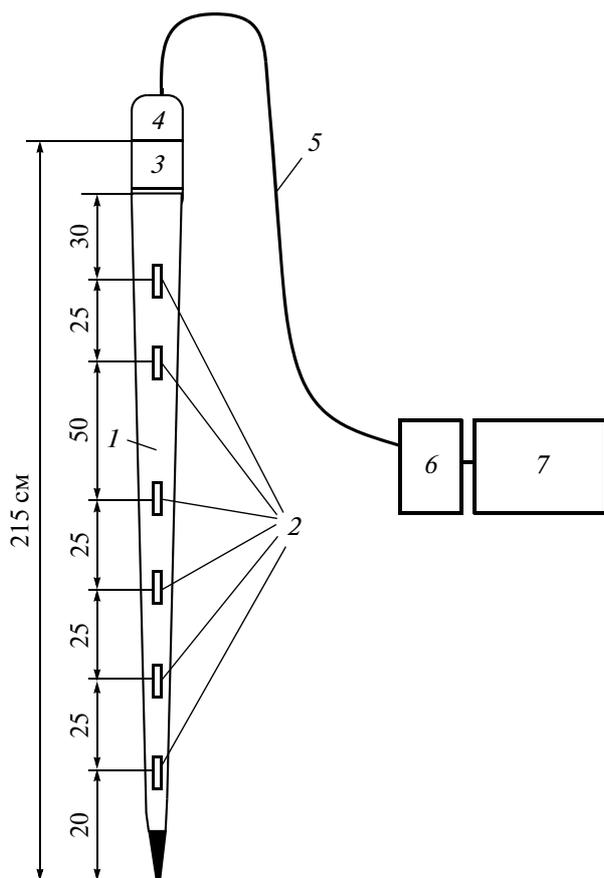


Рис. 2. Схематическое изображение конструкции зонда для измерения теплового потока с управляемым погружением в донные осадки акваторий. 1 – несущий конус из древесины; 2 – термисторы; 3 – контейнер из нержавеющей стали; 4 – груз-ударник; 5 – кабель-трос; 6 – контроллер ввода информации в компьютер; 7 – компьютер. (Размеры указаны в сантиметрах).

потока, превышающее 0.01°C , то полученный температурный профиль в осадках отбраковывался.

В данном сообщении представлены результаты двух серий измерений, выполненных в январе–марте 2010 г. и ноябре 2010 г.– январе 2011 г., которые методически отличаются тем, что измерения в январе–марте проводились в нескольких точках залива со льда (рис. 1), в режиме зондирования, а измерения в ноябре–январе проведены в одной точке (Т4 на рис. 1) в режиме стационарной постановки.

Зонд, установленный в донных осадках стационарно, находился на удалении 480 м от берега и имел электрическую связь по кабель-тросу с регистрирующим комплексом, который располагался в здании на берегу. Электронный блок преобразования сопротивления термисторов в частоту передаваемого на берег сигнала помещался в контейнере на верхнем торце зонда для исключения влияния кабеля на результаты измерений.

Глубина в осадках температурных датчиков стационарного зонда определена с точностью ± 1 см по фотографии зонда в рабочем положении, сделанной водолазом.

Измерения профилей температуры в донных осадках в режиме зондирования начинались с погружения в осадки двух или трех нижних датчиков температуры. Такое проникновение зонда в осадки на глубину около 0.7 м позволяло зафиксировать его в вертикальном положении. Дальнейшие измерения температуры на увеличивающихся глубинах в осадках осуществлялись путем периодического вертикального продвижения зонда на определенную глубину (10–15 см) с помощью ударов массивного груза, скользящего по кабелю, которым зонд связан с компьютером. Положение зонда в осадках определялось по отметкам на кабеле с точностью ± 6 см.

В погрешность определения положения датчиков в осадках, наряду с погрешностью разметки кабеля (± 1 см), его провисанием (± 1 см) и ошибкой измерения глубины водного слоя (± 3 см), существенный вклад вносит полусуточная вариация высоты прилива. За время измерения профиля температуры (в среднем 1.5 часа) изменение глубины залива, вызванное полусуточными приливными колебаниями с амплитудой 20 см, составляет 5 см. Считая все перечисленные ошибки измерения глубины зонда независимыми, в качестве наиболее вероятной величины результирующей ошибки принята среднеквадратическая сумма всех составляющих, равная 6 см.

Интервалы времени между последовательными заглужениями зонда составляли от 8 до 12 мин. Их длительность определяется временем выхода сигналов от температурных датчиков на стационарный уровень при визуальном контроле регистрации температуры на экране дисплея.

Процесс измерения профиля температуры, состоящий из серии измерений на увеличивающихся глубинах погружения зонда в осадки, делает возможным измерение температуры в одних и тех же точках (с учетом точности определения глубины погружения зонда) несколькими разными датчиками. Исключение составляет измерение нижним датчиком на максимальной глубине. Такой способ зондирования позволяет получать средние значения температуры на выбранных горизонтах измерений, производя усреднение по отсчетам тех датчиков, которые находились в моменты регистрации температуры на выбранном горизонте. Профили температуры в донных осадках, представленные в следующем разделе для января–марта, построены по таким средним значениям. Описанная выше процедура построения профиля температуры в донных осадках, по которому затем рассчитывался тепловой поток, применена для уменьшения

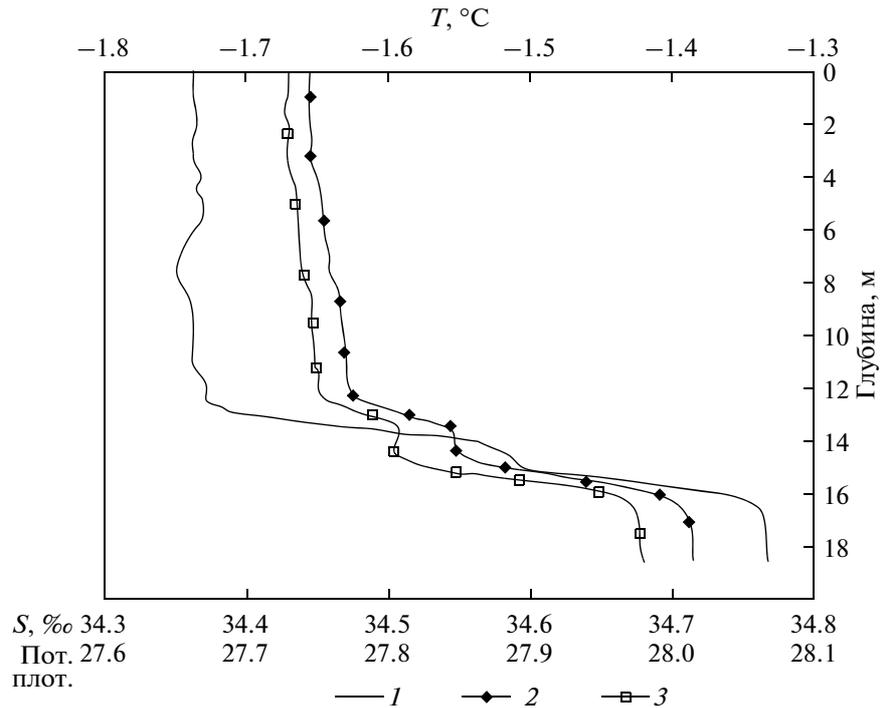


Рис. 3. Профили температуры (1), солёности (2) и потенциальной плотности (3) в водном слое Амурского залива во время измерений 4.03.2010 г. в точке Т3 (рис. 1, глубина моря 19 м).

ошибки определения градиента температуры, которая в результате усреднения уменьшается в \sqrt{n} раз (n – наименьшее количество датчиков, отсчеты которых учтены в вычислении среднего значения температуры на каждом горизонте).

Анализ погрешностей представленных в данной работе измерений теплового потока выполним на основе общей формулы для расчета ошибки измерения δq теплового потока как косвенного измерения. По определению тепловой поток

$$q = -k \cdot \text{grad}(T) = -k(\Delta T/\Delta Z), \quad (1)$$

где k – измеренная теплопроводность осадков, а ΔT – измеряемая разность температур на разности глубин ΔZ в осадках. Воспользовавшись правилами определения ошибок косвенных измерений, для δq получим:

$$\begin{aligned} \delta q &= \delta k \cdot q \text{grad} T + k \cdot q \text{grad} T \frac{\delta(\Delta Z)}{\Delta Z} + k \frac{\delta(\Delta T)}{\Delta Z} = \\ &= q \left(\frac{\delta k}{k} + \frac{\delta(\Delta Z)}{\Delta Z} \right) + k \frac{\delta(\Delta T)}{\Delta Z}. \end{aligned} \quad (2)$$

В выражении (2) $\delta(\Delta Z)$ и $\delta(\Delta T)$ – абсолютные ошибки измерений разности глубин и разности температур соответственно. Подставив в (2) значения $k = 0.92$ Вт/м К и $\delta k/k = 0.05$, получим формулу для расчета абсолютной ошибки измерения теплового потока:

мулу для расчета абсолютной ошибки измерения теплового потока:

$$\delta q = q \left(0.05 + \frac{\delta(\Delta Z)}{\Delta Z} \right) + 0.92 \frac{\delta(\Delta T)}{\Delta Z}. \quad (3)$$

В формуле (3) оставлены буквенные обозначения для тех параметров, которые имеют разные значения при измерениях теплового потока между осадками и водным слоем и внутри осадков, а также изменяются в зависимости от методики измерений (см. таблицу). Так, разность глубин ΔZ между любой парой датчиков температуры в формулах (1)–(3) является константой и определяется конструкцией зонда (см. рис. 2). Однако измеренное значение температуры в водном слое (как правило, в 5 см над поверхностью дна в режиме зондирования) приписывалось поверхности дна в предположении конвективной теплопроводности в придонной воде. По этой причине величина ΔZ между точками измерения температуры, расположенными по обе стороны от поверхности дна, принята равной глубине погружения в осадки ближайшего к поверхности дна термистора и составляет 30 см в режиме стационарной постановки и 15 см в режиме зондирования. В этом случае, как и в случае, когда оба термистора находятся в донных осадках, вклад в ошибку измерения теплового потока вносит только ошибка измерения глубины Z одного из датчиков, поэтому $\delta(\Delta Z) = \delta Z_i = \pm 0.06$ м в режиме зондирования и

Таблица

Параметр в формуле (3) (для условий измерения)	Значение параметра в формуле (3)		Расчетная максимальная абсолютная ошибка δq , Вт/м ²	
	зондирование	стационарная постановка	зондирование	стационарная постановка
$\delta(\Delta Z)$, м (вода–осадки)	0.06	0.01	$q \cdot 0.45 + 0.368$	$q \cdot 0.08 + 0.184$
ΔZ , м (вода–осадки)	0.15	0.30	$q \cdot 0.34 + 0.263$ (с учетом одного повторного измерения)	
$\delta(\Delta T)$, °С (вода–осадки)	0.06	0.06		
$\delta(\Delta Z)$, м (осадки)	0.06	0.01	$q \cdot 0.29 + 0.074$	$q \cdot 0.09 + 0.074$
ΔZ , м (осадки)	0.25	0.25	$q \cdot 0.22 + 0.053$ (с учетом одного повторного измерения)	
$\delta(\Delta T)$, °С (осадки)	0.02	0.02		

$\delta(\Delta Z) = \pm 0.01$ м в режиме стационарной поставки ($i = 1-6$, № термистора). Разность температур ΔT определяется по измерениям двух термометров (термисторов), имеющих одинаковую точность ± 0.01 °С, поэтому без учета колебаний температуры воды, вызванных приливами, $\delta(\Delta T) = 2\delta T_i = \pm 0.02$ °С.

Приливные вариации температуры придонной воды, как и вариации, вызванные штормами и нагонами, рассматриваются в данной работе как помехи, т.к. нас интересуют процессы теплообмена от декадного до сезонного временного масштаба. (Напомним, что тепловой поток из осадков в воду рассматривается как источник энергии для формирования теплого придонного слоя воды в зимний период). Анализ влияния этих помех на результаты наших измерений начнем с постоянно действующих приливных колебаний температуры воды в придонном слое. Для экспериментальной оценки абсолютной величины погрешности измерения теплового потока, вызванной вариацией температуры в приливной волне, были выполнены суточные измерения температуры с помощью стационарного зонда с периодичностью 0.5 часа, начиная с 17 час 30 мин 25 декабря 2010 г. (Датчик температуры придонного слоя воды (термистор) прикреплен к стенке металлического контейнера зонда, который вместе с грузом возвышается над осадками на 30 см.) Эти измерения показали, что амплитуда приливной вариации температуры придонного слоя воды составляет около 0.04 °С. Можно считать, что колебания температуры воды с такой амплитудой воздействовали только на термисторы, находившиеся в водном слое, поскольку рассчитанная по формуле затухания температурных волн [8] приливная вариация температуры на минимальной глубине измерений в осадках (0.15 м в режиме зондирования) имела амплитуду 0.007 °С, и эта величина совпадает с порогом чувствительности измерительного прибора. В этом случае ошибка определения теплового потока из осадков в водный слой, вызванная

приливными колебаниями температуры придонной воды, может быть учтена как дополнительная ошибка измерения температуры верхним датчиком, величина которой равна амплитуде колебаний температуры. Тогда $\delta T_{\text{верх}} = \pm 0.01 \pm 0.04 = \pm 0.05$ °С, а ошибка измерения разности температур $\delta(\Delta T)$ между водным слоем и осадками в формуле (3) окажется равной ± 0.06 °С.

Реальная угроза больших ошибок в расчетах теплового потока из донных осадков в водный слой возникает в период, предшествующий установлению сплошного ледяного покрова. В этот период (для нас это с 22 ноября по 10 декабря) частые шторма при северном или северо-западном ветрах вызывают интенсивное перемешивание, в результате которого переохлажденный верхний слой воды доходит до дна, вызывая быстрое падение температуры воды в придонной области на несколько градусов. В период формирования ледяного покрова редкие теплые южные штормовые ветры приводят к нагонам в залив теплых вод с юга залива Петра Великого. Амплитуда вариаций температуры придонного слоя воды, вызванных штормами и нагонами, составляет несколько градусов, а длительность — несколько суток. Эти вариации зарегистрированы на 43-суточной записи температуры придонного слоя воды, полученной по результатам ежесуточных измерений профилей температуры с помощью стационарного зонда. В нашей работе мы приводим выбранные из этого 43-суточного массива измерения, которые соответствуют периодам минимальных вариаций температуры придонной воды. С установлением сплошного ледяного покрова подобные всплески температуры придонного слоя воды регистрируются крайне редко. Они отслеживаются в процессе STD-зондирования, и измерения теплового потока с целью изучения сезонного тренда во время таких всплесков не проводились.

Отметим, что все измерения профилей температуры в осадках по методике зондирования сопровождались контрольными измерениями тем-

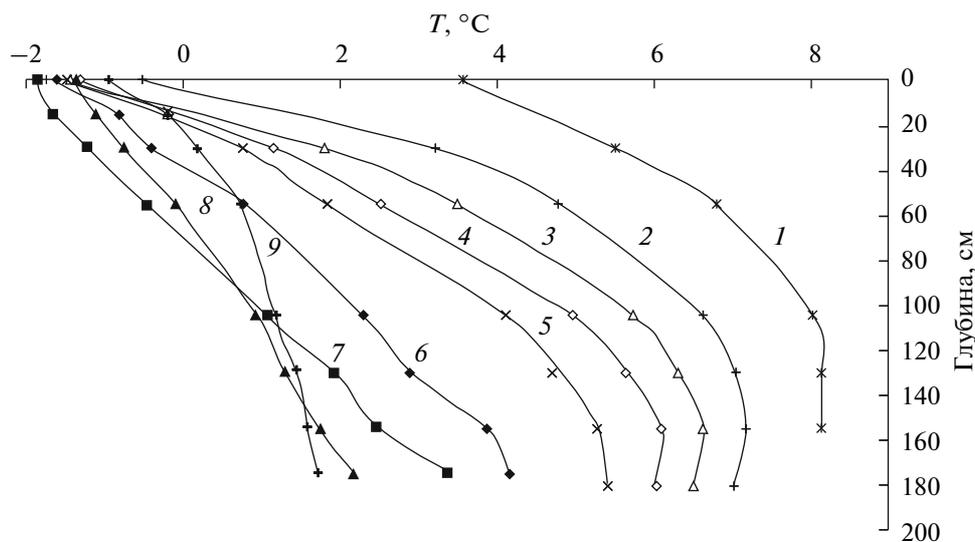


Рис. 4. Профили температуры в донных осадках Амурского залива, измеренные в точках T4 и T1 (рис. 1). Глубина залива в точках измерений – 7 м. Даты измерений: 1 – 22.11; 2 – 6.12; 3 – 14.12; 4 – 21.12; 5 – 3.01.11 г.; 6 – 16.01; 7 – 30.01; 8 – 4.03; 9 – 25.03. Все измерения, кроме профиля 5, выполнены в 2010 г.

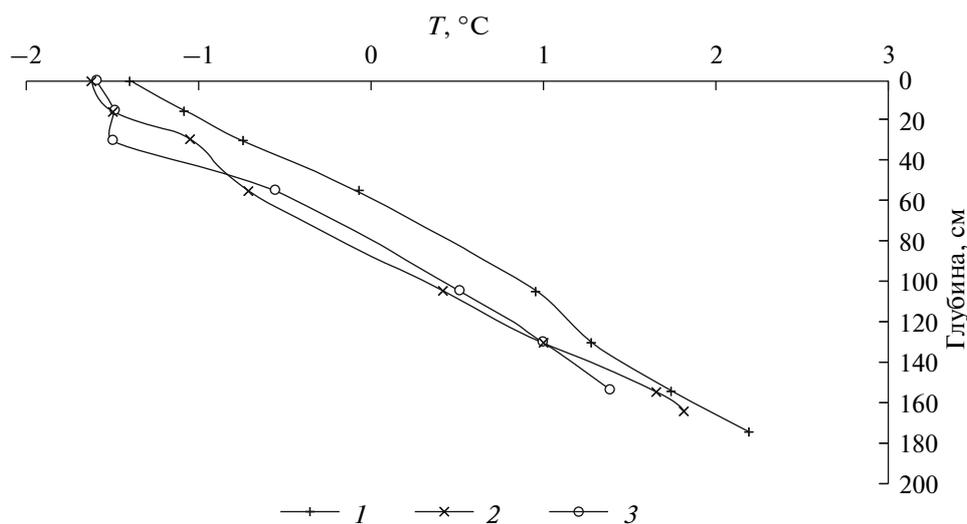


Рис. 5. Профили температуры в донных осадках Амурского залива, измеренные 4.03.2010 г. в трех точках: T1 – 1, T2 – 2, T3 – 3.

пературы придонного слоя воды с помощью гидрологического зонда, который в этих измерениях касался дна. (При касании дна металлической рамой прибора входное отверстие трубки принудительной прокачки воды через датчики температуры и солености возвышается над поверхностью дна на 12 см, ограничивая минимальное расстояние от дна, на котором выполнены измерения гидрологическим зондом.) Эти контрольные измерения показали, что температура придонного слоя воды изменялась не более чем на 0.6°C за период между измерениями теплового потока (от 14 до 34 сут). Отсутствие каких-либо существенных ко-

лебаний температуры придонного слоя воды в периоды, предшествующие измерениям профилей температуры в осадках по методике зондирования, подтверждается также значительно меньшими градиентами температуры в верхнем слое (первые 20 см) донных осадков на профилях 6, 7, 8 и 9 (рис. 4) по сравнению с профилем 2, который соответствует периоду быстрого остывания придонной воды. Таким образом, контрольные измерения температуры гидрологическим зондом и сам вид кривых профилей температуры, представленных на рис. 4 (кривые 6, 7, 8 и 9) и рис. 5, приводят к заключению об отсутствии существен-

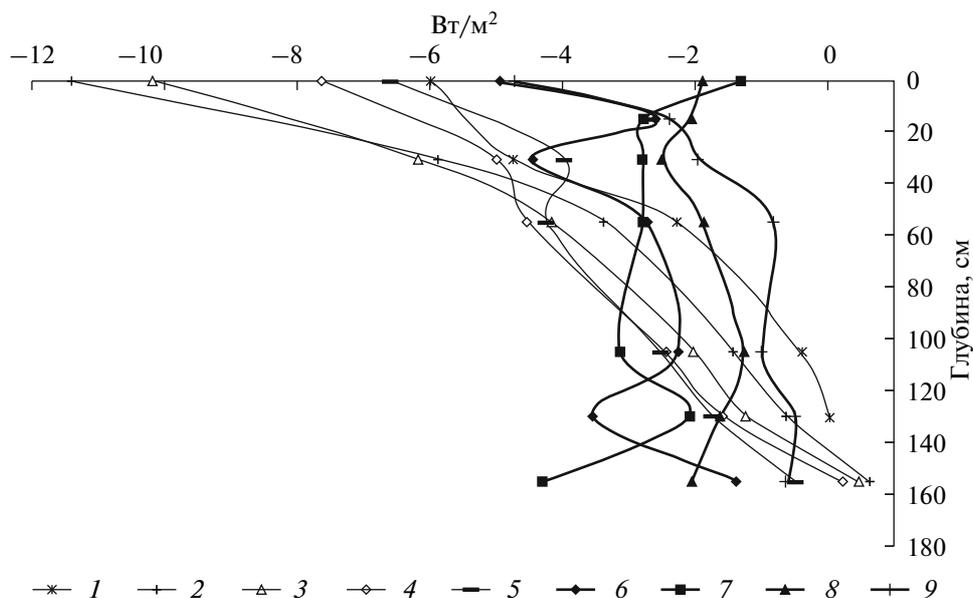


Рис. 6. Плотность теплового потока в верхнем слое донных осадков Амурского залива, измеренная в точках с глубиной залива 7 м. Даты измерений: 1 – 22.11; 2 – 6.12; 3 – 14.12; 4 – 21.12; 5 – 03.01.11 г.; 6 – 16.01; 7 – 30.01; 8 – 04.03; 9 – 25.03. Все измерения, кроме профиля 5, выполнены в 2010 г.

ного влияния вариаций температуры придонного слоя воды с длительностью несколько суток на результаты измерений профилей температуры и теплового потока в донных осадках и на границе с водным слоем.

На основе проделанного выше анализа возможных ошибок измерений рассчитаны максимальные значения этих ошибок (по формуле (3)), которые существенно отличаются по величине для разных методик измерений. Численные значения максимальных ошибок всех вариантов измерений теплового потока, использованных в данной работе, представлены в таблице.

Отметим, что представленные в таблице формулы ошибок с учетом повторных измерений учитывают только два измерения температуры в одной точке (на одном горизонте). В этом случае ошибка измерения температуры и градиента температуры уменьшается в $\sqrt{2} = 1.4$ раза. Однако это минимальное количество измерений, которое может быть выполнено на одном и том же горизонте (кроме четырех самых глубоких), если произведено 10 заглаблений с шагом 0.1 м на суммарную дополнительную глубину 1 м. Измерения профилей температуры с помощью зонда с управляемым погружением в донные осадки, как правило, оптимизировались (путем переменного шага заглабления) таким образом, чтобы выполнить максимальное количество повторных измерений на заранее выбранных горизонтах. Количество измерений на разных горизонтах в итоге получается разным. Представленные в таблице оценки максимальных ошибок для режима зон-

дирования учитывают минимальное количество повторных измерений.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерения профилей температуры в донных осадках Амурского залива методом зондирования выполнены зимой 2010 г. в трех точках центральной части залива с глубинами 7 м (Т1), 17 м (Т2) и 19 м (Т3) (рис. 1). На глубине 7 м (точка Т4) проведены аналогичные измерения по методике стационарной постановки с 22 ноября 2010 г. по 3 января 2011 г. Поскольку измерения на глубине 7 м обоими методами охватывают весь холодный период (с 22 ноября по 25 марта), основное внимание в дальнейшем изложении уделено анализу результатов измерений на этой глубине.

Временная изменчивость температуры в верхнем слое донных осадков Амурского залива для глубины в заливе 7 м представлена на рис. 4. Температурные профили, приведенные на рис. 4, использованы также для построения кривых распределения плотности теплового потока в верхнем слое донных осадков. Кривые зависимости плотности потока тепла от глубины в осадках получены путем вычисления произведения коэффициента теплопроводности осадков на градиент температуры между последовательными глубинами, на которых находились датчики стационарного зонда (это глубины в осадках 30, 55, 105, 130, 155, 180 см и приведенная к поверхности дна глубина 0 см). Полученное таким образом значение

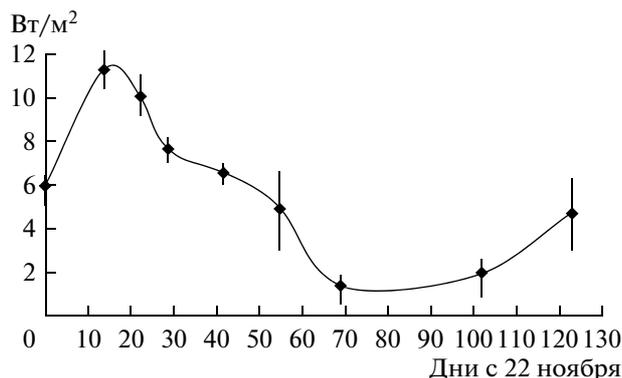


Рис. 7. Плотность теплового потока из донных осадков в водный слой Амурского залива для глубины залива 7 м в зимний период. Вертикальными линиями ограничен диапазон значений при максимальной ошибке измерения.

плотности теплового потока приписывалось верхней точке из каждого интервала глубин.

Динамика теплового потока в слое осадков толщиной 1.5 м для глубины моря 7 м в Амурском заливе показана на рис. 6. Представленные на рис. 6 результаты измерений включают также и значения теплового потока через границу с водным слоем для разных дней зимнего периода. Построенная по этим значениям кривая зависимости от времени плотности теплового потока из донных осадков в водный слой представлена на рис. 7.

В один день, 4 марта 2010 г., выполнены измерения профилей температуры и теплового потока в донных осадках на трех глубинах в Амурском заливе: 7, 17 и 19 м, результаты которых представле-

ны на рис. 5 и 8. Эти измерения, проведенные с целью оценки пространственной неоднородности теплового потока на акватории Амурского залива, показали близкие значения потоков тепла из осадков в водный слой для глубин в заливе 19 и 17 м (0.7 и 0.8 Вт/м² соответственно) и более чем в 2 раза превосходящую эти значения плотность потока в водный слой для глубины 7 м (1.9 Вт/м²). Значения температуры на профиле в осадках, полученном для глубины моря 7 м (рис. 5), в среднем на 0.6°C больше значений на профилях, измеренных в точках с глубинами водного слоя 17 и 19 м.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты измерений профилей температуры и потоков тепла в донных осадках Амурского залива, представленные на рис. 4 и рис. 6, отображают температурные условия в верхнем слое осадков толщиной 1.5 м и динамику процесса теплообмена между осадками и водным слоем в зимний период. Выполненные для глубины залива 7 м измерения теплового потока, охватывающие период от начала образования ледяного покрова до таяния льда (рис. 6), позволили оценить диапазон изменчивости плотности потока тепла из осадков в водный слой. Максимальные значения этой величины (11.4 ± 1.1 Вт/м² – 6 декабря и 10.2 ± 1 Вт/м² – 14 декабря) приходятся на начальный период ледообразования, а минимальное (1.3 ± 0.7 Вт/м² – 30 января) совпадает по времени с прекращением роста толщины ледяного покрова (рис. 7). Интересно отметить, что через некоторое время (порядка 30 дней) после достижения минимального уровня тепловой поток из осадков в водный слой вновь начинает возрастать и к 25 марта

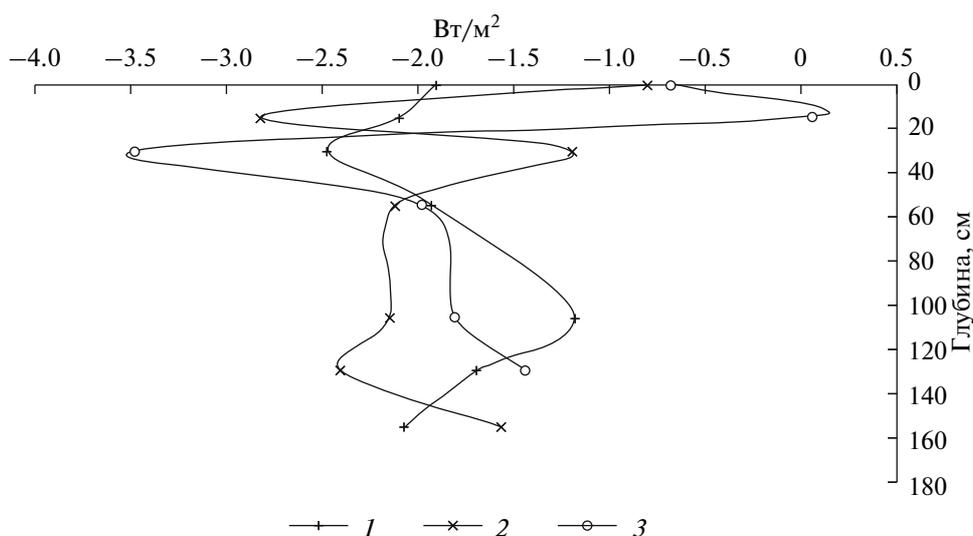


Рис. 8. Плотность теплового потока в верхнем слое донных осадков Амурского залива, измеренная 4.03.2010 г. в трех точках: Т1(7 м) – 1, Т2(17 м) – 2, Т3(19 м) – 3.

(период разрушения ледяного покрова) доходит до 4.7 ± 1.9 Вт/м², превышая минимальное значение более чем в 3 раза. Это повторное (после минимума) возрастание потока тепла объясняется деградацией теплого придонного слоя воды, плотность которого постепенно уменьшается из-за отсутствия притока рассола после завершения процесса ледообразования. В результате относительно теплая вода придонного слоя замещается более холодной вышележащей водой, и поток тепла из донных осадков в водный слой вновь возрастает. Потоки тепловой энергии из осадков в водный слой даже в период интенсивного таяния льда, 4 марта, на всех глубинах измерений имеют достаточно большие плотности (1.9, 0.8 и 0.7 Вт/м²), в 7 и более раз превосходящие среднее значение плотности геотермального потока в этом районе (0.1 Вт/м²), указанное на схеме геотермического районирования региона Японского моря [11]. Измеренные потоки тепла, поступающие из осадков в придонный слой воды, достаточно интенсивны для прогрева придонного слоя воды толщиной 2 м на 0.8°C за 40–50 суток, и это объясняет феномен образования теплого придонного слоя воды в зимний период.

Анализируя динамику теплового потока внутри охваченного измерениями слоя осадков (рис. 6), заметим, что до 21 декабря поток тепловой энергии к поверхности осадков поступал из верхнего полутораметрового слоя. В этот период в более глубоких слоях осадков поток тепла направлен в противоположную сторону (вниз). Из рис. 6 видно, что после смены знака теплового потока на нижней границе полутораметрового слоя поступающий в него поток тепла имел меньшую плотность, чем выходящий через верхнюю границу в водный слой вплоть до 16 января, т.е. в течение всего периода ледообразования. Таким образом, в прогрев придонного слоя воды повышенной солености, который возникает в Амурском заливе в период ледообразования, основной вклад вносит тепловая энергия, сосредоточенная в верхнем полутораметровом слое осадков.

Для проверки гипотезы о накоплении этой энергии в летний период, когда в осадки поступает тепло из прогретого водного слоя, сделаем оценки количества тепловой энергии, накопленной в теплый период в слое осадков толщиной 1.5 м, и энергии, оставшейся в этом слое к началу образования ледяного покрова. К накопленной в теплый период энергии отнесена тепловая энергия, поступившая из водного слоя в слой осадков в процессе увеличения средней по глубине температуры слоя осадков от минимальной годовой до максимальной. Для количественных оценок годовой динамики тепловой энергии в слое воспользуемся изменением температуры в середине слоя, т.е. на глубине 0.75 м в осадках. Согласно расчетам, вы-

полненным в соответствии с [1], в период сезонного прогрева температура на глубине в осадках 0.75 м увеличивается с 1.1 до 14.5°C на глубинах в заливе 5 м и с 0.9 до 11°C на глубинах 20 м. В результате в донные осадки (слой толщиной 1.5 м) на глубинах в заливе 5 м поступает на 29% больше тепловой энергии, чем на глубинах 20 м (67 и 52 МДж в 1.5 м³ осадков соответственно при характерной для глинистых илов объемной теплоемкости $\lambda = 2929$ Дж/град м² и плотности $\rho = 1650$ кг/м³). Многолетняя максимальная температура придонного слоя воды в этот период составляет 21.8°C на глубине 5 м и 16.5°C на глубине 20 м. Однако остывание воды в осенние месяцы вызывает поток тепла в обратном направлении, из осадков в водный слой, и плотность этого потока оказывается большей для нагретых летом до более высоких температур донных осадков мелководных районов. К началу образования сплошного ледяного покрова на акватории Амурского залива (10 декабря) расчетная температура в середине полутораметрового слоя осадков оказывается равной 5.2°C на глубине 5 м и 5.6°C на глубине 20 м, а количество тепловой энергии, оставшейся в верхнем слое донных осадков толщиной 1.5 м, на глубинах в заливе от 5 до 20 м, отличается не более, чем на 5% и составляет в среднем 20 МДж. Таким образом, к началу ледостава происходит естественное уравнивание накопленной тепловой энергии в осадках на разных глубинах в заливе, и эта оставшаяся энергия приблизительно в 3 раза превышает минимально необходимую для нагрева слоя воды толщиной 2 м на 0.8°C.

Эти результаты модельных расчетов наряду с результатами измерений, представленными на рис. 5 и 8, и с учетом однородности верхнего слоя (до 2 м) донных осадков на глубинах в заливе, больших 5 м, позволяют использовать полученные в данной работе количественные характеристики энергообменных процессов между донными осадками и водным слоем на большей части акватории Амурского залива.

5. ВЫВОДЫ

Представленные результаты измерений профилей температуры и теплового потока в осадках Амурского залива описывают динамику температурных условий и процесса переноса тепловой энергии в верхнем слое донных осадков, глубиной 1.5 м, в зимний период. Измеренный для глубины залива 7 м поток тепла из осадков в водный слой изменяется в пределах от 11.4 ± 1.1 Вт/м² до 1.3 ± 0.7 Вт/м², проходя через максимальное значение 11.4 Вт/м² в период наиболее интенсивного ледообразования.

Плотность потока тепла из донных осадков в водный слой в период с 10 декабря (дата образо-

вания сплошного ледяного покрова) по 16 января 2010 г. превышала минимальную расчетную величину 2 Вт/м^2 , необходимую для нагревания придонного слоя воды толщиной 2 м на 0.8°C , и более чем на порядок превышала известные значения глубинного геотермального потока для Японского моря [10, 13]. Оценки, основанные на модельных расчетах, показывают, что запас тепловой энергии, необходимый для поддержания измеренных потоков тепла, накапливается в летний период в верхнем слое осадков толщиной 1.5 м за счет нагревания этого слоя теплыми придонными водами.

Таким образом, проведенные измерения и оценки подтверждают, что в летний период донные осадки Амурского залива аккумулируют достаточное количество тепловой энергии для образования теплового придонного слоя воды, который формируется в заливе в период интенсивного ледообразования.

Авторы благодарят дирекцию и водолазную группу ИБМ ДВО РАН за содействие в проведении стационарных измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант № 11-ИНП-09 и № 12-III-A-07-121).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буров Б.А. Математическое моделирование профилей температуры в донных осадках Амурского залива Японского моря // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря, под ред. акад. В.А. Акуличева. М.: ГЕОС, 2008. С. 435–437.
2. Буров Б.А., Обжиров А.И., Пономарев В.И. Зонд для измерения профилей температуры в донных осадках // Материалы 3-й Всероссийской научно-технической конференции “Технические проблемы освоения мирового океана”. Владивосток, 2009. С. 298–303.
3. Ластовецкий Е.И., Вещева В.М. Гидрометеорологический очерк Амурского и Уссурийского заливов. Владивосток: Владивостокская гидрометеорологическая обсерватория, 1964. 264 с.
4. Лобанов В.Б., Тищенко П.Я., Сергеев А.Ф. др. Сезонная гипоксия и вентиляция вод Амурского залива // Природа без границ. Материалы IV Международного экологического форума. Владивосток: Администрация Приморского края, 2009. С. 173–175.
5. Лучин В.А., Тихомирова Е.А., Круц А.А. Океанографический режим вод залива Петра Великого (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 130–169.
6. Пономарев В.И., Лобанов В.Б., Рудых Н.И. и др. Структура вод Амурского залива в период зимней конвекции // Гидрометеорология Дальнего Востока и окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНИГМИ, 2005. С. 57–59.
7. Справочник физических констант горных пород // Под ред. Кларка С. мл. Пер. с англ. М.: Мир, 1969. 386 с.
8. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1977. 736 с.
9. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Звалинский В.И. и др. Сезонная гипоксия Амурского залива (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 165, С. 108–129.
10. Шевалдин Ю.В., Балабашин В.И., Киселев Ю.В., Шевалдина С.В. Геотермические исследования в Японском море // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984. С. 66–74.
11. Шевалдин Ю.В., Шевалдина С.В. Некоторые особенности геотермической зональности и ее связь с сейсмофокальной зоной в районе Японской, Нансей и Идзу-Бонинской островных дуг // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984. С. 75–80.
12. Lazaryuk A., Burov B., Ponomarev V. Evolution of the thermohaline structure of water under ice of Amurskii Bay. PICES 2011 Annual Meeting. Mechanisms of Marine Ecosystem Reorganization in the North Pacific Ocean. October 14–23, Khabarovsk, 2011, p. 173.
13. Tanaka A., Yamano M., Yano Y., Sasada M. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 1191–1194.

Study of Heat Flux at the Water–Bottom Sediments in the Amurskiy Bay, the Sea of Japan in the Winter Season

B. A. Burov, A. Yu. Lazaryuk, V. B. Lobanov

The results of temperature profiles and heat flux field studies in the upper layer of bottom sediments of Amurskiy Bay, the Sea of Japan, are presented. These studies were carried out from November 22 to March 25. The obtained values of the heat flux from the sediments to the water layer can explain the formation of warm water layer with high salinity near the bottom in Amurskiy Bay in the winter season.