

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУР В ПРИДОННОМ ГОРИЗОНТЕ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В ТРОГЕ ОРЛА (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

© 2019 г. Е. А. Сухих*, В. Р. Ахмедзянов, А. В. Ермаков

*Геологический институт РАН, Москва, Россия***e-mail: sukhikh_ea@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.04.2017 г.

После доработки 26.03.2018 г.

Принята к публикации 02.07.2018 г.

По результатам исследования авторами термического режима водной толщи в трог Орла (северная часть Баренцева моря) выявлена достаточно весомая изменчивость температур в придонном горизонте трога, как сезонная, так и межгодовая, что сказывается на распределении температур в верхнем слое осадков, а значит, и на результатах геотермических измерений. В статье выполнен расчет вклада колебаний температуры на границе вода-дно в величины плотности донного теплового потока, полученные по данным геотермических измерений в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, определен эндогенный тепловой поток.

Ключевые слова: тепловой поток, придонные температуры, геотермическое моделирование, морская геотермия, трог Орла, Баренцево море

DOI: 10.31857/S0030-1574594670-678

ВВЕДЕНИЕ

Трог Орла (*норв.* Kvitøyarena) принадлежит к системе ортогональных трогов шельфовых окраин Баренцево-Карского региона, располагается в северной части Баренцева моря между о. Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген и о. Белый, на юге соединяется с трогом Эрик-Эриксона, а на севере раскрывается в сторону континентального склона котловины Нансена (рис. 1). Средние глубины трога составляют 300 м, максимальная достигает 530 м. Южнее, в районе 80°30' с.ш. и 29°30' в.д., следует сужение долины трога при пересечении ее порогом с глубинами около 200 м. Затем долина снова расширяется, однако для южной части трога характерны меньшие глубины, чем для северной. Протяженность трога от слияния с трогом Эрик-Эриксона на юге до выхода на континентальный склон на севере составляет около 200 км [18].

По данным геолого-геофизических исследований в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (сентябрь 2007 г.), для трога Орла характерны сложные топография и строение акустического фундамента, а кроме того, аномально высокие значения плотности донного теплового потока (далее ТП), что в совокупности указывает на неотектонические процессы в данном районе [1, 7]. Результаты геотермических работ

27-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (сентябрь 2010 г.) подтвердили аномальные значения ТП в трог, полученные в 25-м рейсе [2].

При выполнении геотермических измерений в трог соблюдались условия наличия придонного изотермического горизонта (рис. 2а) и линейности градиента в осадках (рис. 2б). Однако имеющиеся гидрологические данные [6, 8, 10, 11] указывают на то, что район исследований располагается в зоне влияния атлантических водных масс (АВМ), обладающих значительной сезонной и межгодовой изменчивостью термohалинных характеристик [6, 9, 12].

АВМ, как поступающие с севера, так и трансформированные, поступающие с юга, занимают в трог промежуточный и глубинный горизонты. Придонный горизонт также находится под их непосредственным влиянием. АВМ формируют термический максимум в промежуточном слое. Выше располагаются поверхностный изотермический (до 30 м) и арктический (до 70–100 м) горизонты [8, 11]. Для последнего характерны отрицательные температуры, что соответствует температурным минимумам на графиках распределения параметра (рис. 2а, 3).

Сравнение данных гидрологических станций с близким географическим положением, выполненных в трог в разные годы в период с июня

по сентябрь, указывает на значительную изменчивость (до 2°C) температур в придонном горизонте трога Орла (рис. 3). Требуется установить, каким образом данные температурные вариации сказываются на термическом режиме верхнего осадочного горизонта в трогe, а значит, и на результатах геотермического зондирования.

Данная задача имеет комплексный характер, поскольку необходимо рассмотреть как гидрологические, так и геолого-геофизические аспекты вопроса. Гидрологические особенности района исследований требуют отдельного внимания, поэтому далее будут упоминаться лишь наиболее важные для настоящего исследования выводы.

С учетом температурных вариаций в придонном горизонте и теплофизических свойств донных осадков построена модель воздействия теплового экзогенного импульса на распределение температур в осадках. Проведено сравнение модельных расчетов и *in situ* данных группы геотермических станций 25-го рейса, выделен вклад эндогенного теплового потока и экзогенных температурных колебаний в измеренные величины градиента температуры в донных осадках.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геотермические исследования проводились в трогe Орла в рамках 25- и 27-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» геотермическим зондом «ГЕОС-М». Измерение температуры в осадках выполнялось до глубины 2 м при помощи 5 датчиков температуры, расстояние между которыми составляет 0.5 м. Также зонд оснащен датчиком температуры воды для непрерывного измерения параметра в водной толще от поверхности до дна [4]. Полученные температурные кривые использовались для анализа пространственной и временной изменчивости термического состояния водных масс в трогe и на континентальном склоне совместно с данными станций STD-зондирования, отобранными из базы данных PANGAEA [20] по пространственному критерию (рис. 1, табл. 1).

Расчет влияния экзогенных температурных колебаний на глубинный тепловой поток выполнялся с помощью метода конечных элементов. Исследовалось одномерное вертикальное распределение температур в донных осадках с шагом 20 см. Глубина интервала моделирования составляла 10 м, поскольку ниже этого уровня влияние экзогенных факторов на фоновый геотемпературный градиент меньше погрешности его измерения ± 0.001 мК/м.

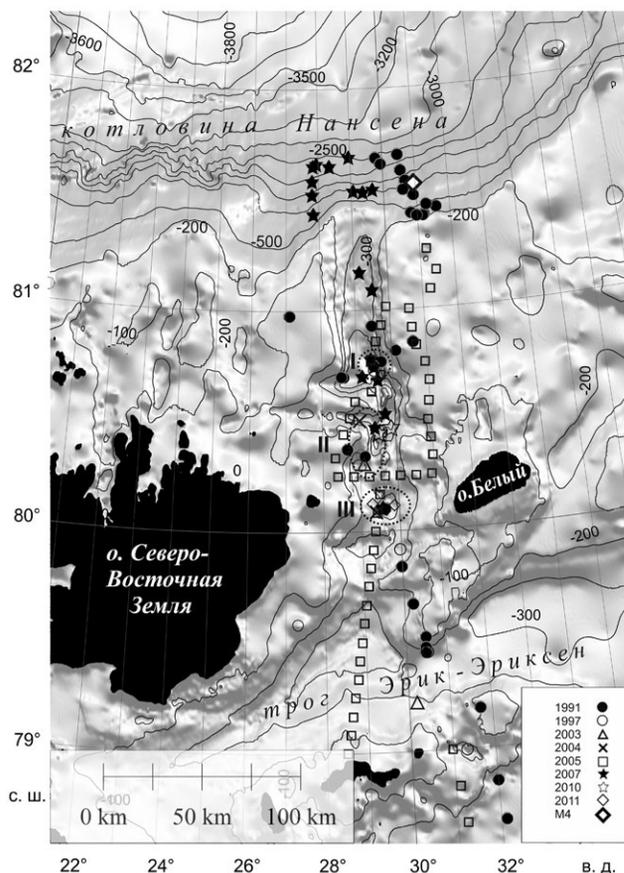


Рис. 1. Карта района исследования с отметками положения гидрологических и геотермических станций, выполненных в трогe Орла в разные годы. Пунктиром выделены районы, выбранные для сравнения температурной стратификации в разные годы.

Анализ литературных данных [13–15] показал, что теплофизические и физические свойства рассматриваемой в модели верхней части слоя осадков меняются в разрезе и по латерали незакономерно, что вынуждает использовать при моделировании их средние значения. В качестве значения теплопроводности (k) использовалась средняя величина 1 Вт/(м·К), рассчитанная по данным [13–15]. Теплоемкость (c) 1000 Дж/(К·кг), плотность (ρ) 2400 кг/м³ и температуропроводность ($a = k \cdot (c \cdot \rho)^{-1}$) $4.2 \cdot 10^{-7}$ м²/с принимались по данным [3].

При задании начальных условий принято допущение, что в момент времени $\tau = 0$ геотемпературный градиент не был подвержен влиянию экзогенных возмущающих факторов. Заметим, что это не очень критично, так как задержка по времени достижения температурным фронтом глубины 10 м намного меньше периода времени до момента измерения. Поэтому влияние начальных условий на температурный режим

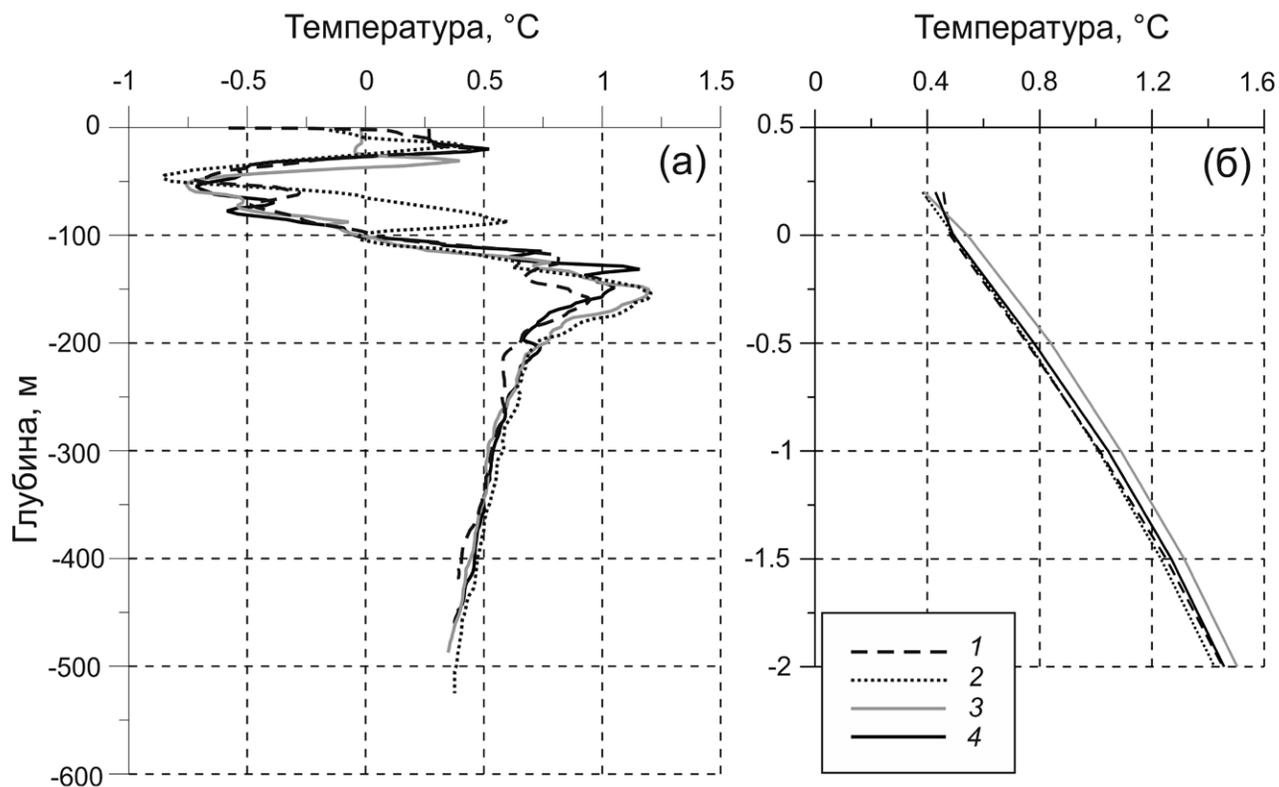


Рис. 2. Пример результатов геотермических измерений, выполненных зондом “ГЕОС-М” в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (сентябрь 2007 г.) в трого Орла (район I, см. рис. 1): (а) — распределение температуры в водной толще; (б) — распределение температуры в донных осадках: 1 — STR25_27; 2 — STR25_29; 3 — STR25_30; 4 — STR25_31.

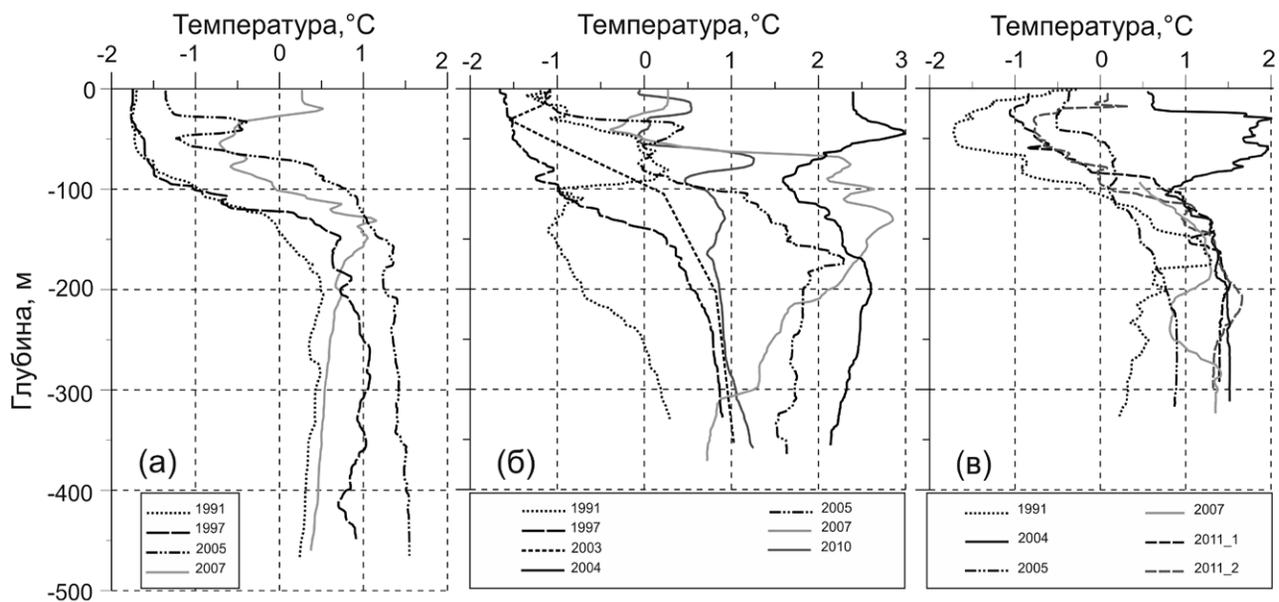


Рис. 3. Распределение температур в водной толще для станций с близким географическим положением: (а) — в северной части (район I); (б) — центральной части (район II); (в) — южной части трого Орла (район III). Номера станций в районе I (а): 1991 — PS19_119; 1997 — PS44_55; 2005 — LA05/17_70; 2007 — STR25_31; в районе II (б): 1991 — PS19_124; 1997 — PS44_54; 2003 — LA90/5_49; 2004 — 58JM_1000; 2005 — LA05/17_74; 2007 — STR25_35; 2010 — STR27_04; в районе III (в): 1991 — PS19_126; 2004 — 58JM_466; 2005 — LA05/17_70; 2007 — STR25_23; 2011_1 — 58NJ_371; 2011_2 — 58NJ_372. Районы I—III определены на рис. 1.

Таблица 1. Характеристика использованных гидрологических данных

Проект/НИС (№ рейса)	Время	№ станций, используемых в работе	Источник
(ARK-VIII/2) Polarstern	20–22.07.1991	PS19/119-1, PS19/123-1, PS19/124-1	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.742616
(ARK-XIII/2) Polarstern	30.06.1997	PS44/54-1, PS44/55-1	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.742654
(LA90) Lance	19.06.2003	LA90/5 (49)	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.807815
58JM	19, 21.09.2004	466, 1000	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.857279
(LA05/17) Lance	11–12.09.2005	LA05/17_070-1, LA05/17_074-1, LA05/17_084-1	http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.525090
Strakhov25	14–20.09.2007	2523–2552	Авторские данные
Strakhov27	24.08.2010	2704	Авторские данные
58HJ	17.08.2011	371, 372	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.524427
NABOS	13.09.2004– 30.06.2008;	M4 (mooring)	http://nabos.iarc.uaf.edu/data/

к моменту измерения можно считать незначительным.

На нижней границе задавался постоянный тепловой поток, соответствующий диапазону полученных реальных измерений — от 150 до 350 мВт/м² с шагом 50 мВт/м². С учетом незначительной величины радиогенной теплогенерации в осадках рассматриваемого района [4], поправка на теплогенерацию не вводилась. В качестве верхнего граничного условия был взят внутригодовой ход температур на поверхности донных осадков.

Ход температур на верхней границе моделирования был задан исходя из сравнительного анализа данных по четырехлетнему периоду измерения температур станцией M4 проекта NABOS [17] и данных температурного зондирования в троге, отражая, таким образом, общий характер внутригодовой изменчивости температур в северной части трого в период, предшествовавший геотермическим измерениям (ноябрь 2006—сентябрь 2007 гг.).

Станция M4, заякоренная на континентальном склоне западнее устья трого Орла (рис. 1) в рамках проекта NABOS, дает наиболее полную характеристику изменчивости температур ядра АВМ ветви пролива Фрама. Измерения термодинамических характеристик велись станцией два раза в сутки на глубинах 214 и 466 м в период с 13.09.2004 по 30.06.2008 г.

К сожалению, более полный анализ внутригодового хода температур в придонном горизонте трого, а также расчет теплопотерь АВМ при продвижении в глубь трого, не представляются воз-

можными, поскольку данные по измерению температуры воды, скорости и направления течений в трог Орла редки в пространстве и не обладают достаточной длительностью по времени [9].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно существующей циркуляционной схеме [5, 16], небольшие объемы АВМ ветви пролива Фрама в ходе ее вдольсклонового циклонического движения в котловине Нансена поступают в трого северной части Баренцево-Карского шельфа с севера, вдоль их западного борта и далее, частично рециркулируя, покидают трого вдоль восточного борта вместе с водными массами, поступающими с юга. Средняя глубина трогов соответствует глубине залегания ядра АВМ над континентальным склоном [5, 6, 12], следовательно, тепловое состояние АВМ является определяющим фактором в формировании термического режима придонного горизонта трогов северной части Баренцево-Карского региона и трого Орла в том числе.

Оценить сезонные колебания температур только на основании выполненных в трог гидрологических станций весьма затруднительно, поскольку все они, за редким исключением, соответствуют периоду с июня по сентябрь, что связано со сложными ледовыми условиями в районе работ. Однако в ходе сравнения станций температурного зондирования водной толщи, имеющих близкое географическое положение и выполненных в разные годы, можно

выделить ряд особенностей температурной стратификации в трого:

- 1) межгодовая изменчивость температур в придонном горизонте трого довольно значительна (до 2°С в зависимости от района трого) (рис. 3);
- 2) влияние температурных вариаций АВМ в составе вдольсклонового течения на колебания температур придонного горизонта в трого наиболее четко демонстрируют районы, ближайшие к континентальному склону. Северной части трого соответствуют наиболее “характерные” для исследуемого района формы температурных кривых со всеми выделяемыми типами водных масс (рис. 3а);
- 3) сужение глубинной части долины (глубже 300 м) в центральном сегменте трого Орла оказывает существенное влияние на циркуляцию и распределение водных масс внутри трого. Рисунок 3б иллюстрирует отсутствие какого-либо единообразия температурных кривых для станций, выполненных южнее порога.

Исходя из выделенных закономерностей, расчет экзогенного температурного воздействия на верхний слой осадков представляется целесообразным проводить по данным геотермических станций, расположенных в северной части трого Орла, до сужения, поскольку в более южных районах в действие вступает ряд факторов, существенно усложняющих расчет. Влияние донной топографии, более длительного взаимодействия АВМ с местными водными массами и водными массами, поступающими с юга, можно проследить, сравнив формы кривых термической стратификации водной толщи северной (рис. 3а) и южной (рис. 3в) частей трого.

В северной части трого, до выхода на континентальный склон — на севере и до сужения глубинной части трого — на юге, в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” выполнено 6 станций геотермического зондирования (рис. 1, табл. 2). Станции располагаются в центральной части долины трого, только станция STR25_41 находится у восточного борта, поэтому на темпера-

турной кривой нет ярко выраженного максимума в слое АВМ. Группа станций STR25_31, 25_30, 25_29, 25_27 выполнена в части трого с максимальными глубинами (до 530 м).

Других измерений температуры водной толщи, ближайших к станциям STR25_41 и STR25_39, не обнаружилось, в отличие от группы станций, выполненных южнее (рис. 1: район I), где с почти идентичным географическим положением выполнялись станции и в 1991, 1997, 2005 гг. Поэтому дальнейший анализ влияния температурной изменчивости в придонном горизонте на распределение температур в донных осадках проводился для района I.

По данным измерений станции М4, для глубины 466 м над континентальным склоном было выявлено резкое похолодание в конце февраля 2007 г., и далее апрель, май и июнь были аномально холодными относительно соответствующего периода для двух предыдущих лет. Среднемесячная температура для остальных месяцев этого года была незначительно ниже трех предыдущих (2004–2006 гг.) лет (рис. 4б).

Таким образом, после относительно теплого периода ноябрь 2006–февраль 2007 г., которому соответствует ряд температурных максимумов для исследуемого четырехгодичного периода измерений, произошел резкий переход к достаточно холодному марту и далее аномально холодному 3-месячному периоду апрель–июнь 2007 г., который затем сменился незначительным температурным ростом.

При сравнении данных станций измерения температуры с близким географическим положением, но выполненных в разные годы, видно, что разница придонных температур достаточно высока (рис. 3) и в придонном горизонте для района I достигает 1.5°С. Станции LA05/17_70 и STR25_31 выполнены 11 сентября 2005 г. и 15 сентября 2007 г. соответственно, что позволяет в данном случае рассматривать межгодовую изменчивость. Для них максималь-

Таблица 2. Краткая характеристика геотермических измерений в северной части трого Орла, выполненных в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”

№ Станции	Дата	Широта °с.	Долгота °в.	Т, °С		Глубина, м		ср.ТП мВт/м ²
				max	придон.	T _{max}	общ.	
STR25_27	15.09.2007	80.6817	29.568	0.948	0.395	71	430	484
STR25_29	15.09.2007	80.699	29.138	1.207	0.383	62	530	462
STR25_30	15.09.2007	80.7427	29.4772	1.189	0.380	62	485	438
STR25_31	15.09.2007	80.7762	29.3885	1.158	0.429	61	465	407
STR25_39	18.09.2007	81.1697	29.1532	2.104	0.555	59	340	474
STR25_41	18.09.2007	81.0897	29.516	1.108	0.625	65	310	252

ны различия температур в поверхностном, что связано с положением границы морского льда [19], и в придонном горизонтах (рис. 3а). Очевидно, что термическое состояние придонного горизонта в трого находится под влиянием температурных флуктуаций АВМ ветви пролива Фрама. Однако разница более чем в 1°C достаточно велика для соответствующего диапазона глубин даже на континентальном склоне.

Если рассматривать ход среднемесячных температур для глубины 466 м по данным станции М4, то максимальная для периода сентябрь 2004—декабрь 2007 гг. разница температур наблюдалась для мая 2005 и 2007 гг. (рис. 4б). Стоит отметить, что для горизонта 200 м кривая внутригодового хода температур, в отличие от кривой для горизонта 466 м, достаточно стабильно повторяет свою ежегодную форму, и разница среднемесячных температур максимальна для декабря 2005 и 2007 гг. (рис. 4а).

Открытым вопросом, однако, остается расчет скорости и траектории движения водных масс, в том числе положение петли рециркуляции АВМ внутри трого. Скорость движения АВМ вдоль континентального склона составляет $8\text{--}20\text{ м/с}$ [11], соответственно внутри трого скорость должна снижаться.

Можно предположить, что в исследуемом районе (отдаленность геотермических станций от континентального склона составляет около 90 км) в момент геотермических измерений (сентябрь 2007 г.) придонный горизонт занимали водные массы, которые находились в районе выхода трого на континентальный склон в мае—июне, т.е. время продвижения водных масс до района исследований составило бы около 3—3.5 месяцев, а средняя скорость движения должна была бы составлять около 1 см/с . Для центральной части долины трого это вполне возможно, поскольку поле скоростей и направлений движения водных масс в трого неоднородно, а скорость увеличивается у бортов, где водным массам, движущимся вдоль западного борта, соответствует южное направление, а вдоль восточного — противоположное [5].

На основании существующих данных смоделируем динамику термического состояния придонного горизонта, предшествовавшую геотермическим измерениям в сентябре 2007 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Поскольку ход придонных температур в районе исследований полностью отражает температурную изменчивость АВМ над континентальным склоном с некоторой задержкой по времени и с учетом выхолаживания при продвижении водных масс в глубь трого по мелководной шельфовой акватории, то ход температур на верхней границе моделирования вода/дно (рис. 5) задавался со следующими допущениями.

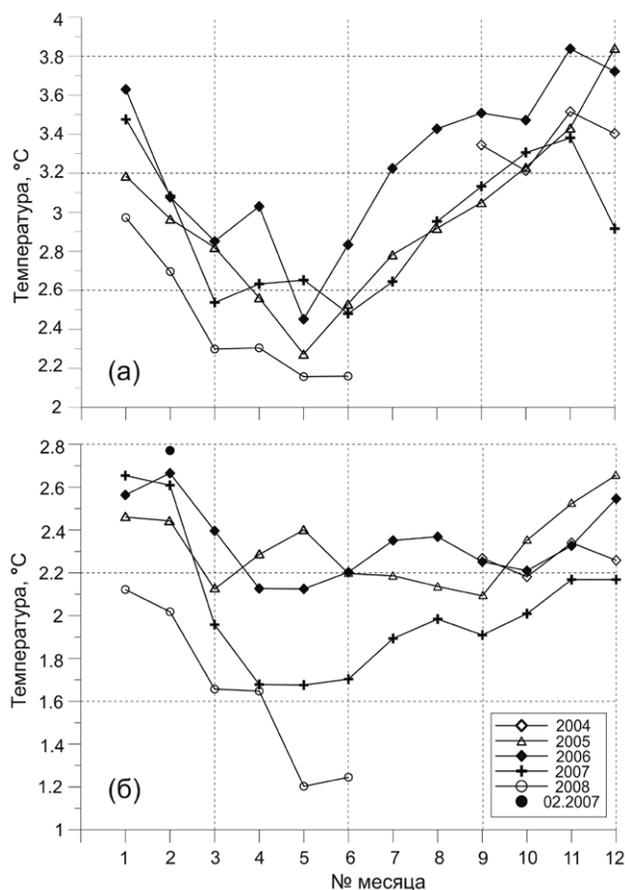


Рис. 4. Ход среднемесячных температур в период IX.2004—VI.2008 для горизонтов 214 м (а) и 466 м (б) на ст. М4. 02.2007 — средняя температура февраля 2007 г. до начала резкого похолодания в конце месяца.

Годичный интервал, предшествовавший геотермическим измерениям, был условно разделен на 5 периодов:

- переходный (ноябрь 2006 г., дни 0—30) с начальной температурой 1°C и последующим ее ростом в течение периода;
- теплый (декабрь 2006 г.—февраль 2007 г., дни 30—120) с $T = 1.7^{\circ}\text{C}$;
- переходный (март 2007 г., дни 120—150) с $T = 1^{\circ}\text{C}$;
- холодный (апрель—июнь 2007 г., дни 150—240) с $T = 0.4^{\circ}\text{C}$ (средняя температура в придонном горизонте для 4 исследуемых геотермических станций, расположенных в районе I);

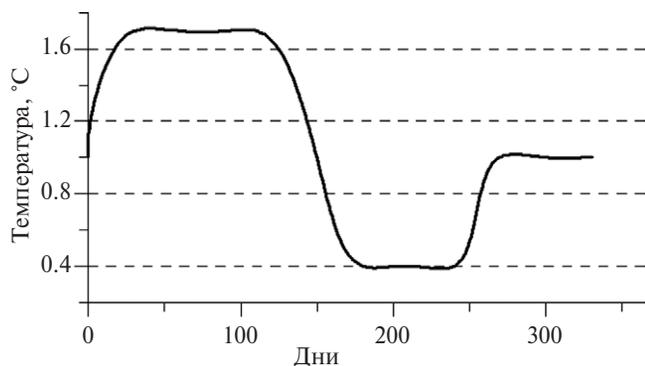


Рис. 5. Динамика температуры на верхней границе моделирования.

- переходный (июль—октябрь 2007 г., дни 150—360) с $T = 1^\circ\text{C}$.

Температуры были взяты с учетом средних температур для выбранных периодов по данным станции М4 для глубины 466 м (приблизительно соответствует глубинам долины трога) и с учетом выхолаживания водных масс во время их продвижения в трог.

Круглогодичный ход температур актуален для моделирования обстановки в устье трога, где скорости течений выше, расстояние до континентального склона незначительно, и изменения происходят с небольшим запаздыванием. Для района I, очевидно, в сентябре, во время геотермических измерений в придонном горизонте еще наблюдалось окончание “холодного” периода, которое над континентальным склоном регистрировалось станцией М4 в конце июня. Благодаря достаточно длительному относительно холодному, термически стабильному периоду, пришедшему на смену длительному относительно теплomu в результате резкого похолодания, в осадках успело сформироваться квазилинейное распределение температур, ошибочно принятое исследователями за термическое распределение под воздействием эндогенного ТП [7].

На рис. 6 приведены результаты моделирования распределения температур в осадках при различных величинах плотности донного теплового потока ($150\text{--}350\text{ мВт/м}^2$) с учетом хода температур на верхней границе. Также для сравнения на графиках введено распределение температуры в осадках, наблюдаемое *in situ* на станции STR25_31.

Представлено распределение температур в осадках до глубины 4 м, т. е. в слое, где наблюдаются максимальные флуктуации донных температур. Сходимость же кривых наступает лишь на глубине 10 м.

Наибольшее соответствие с результатами моделирования кривая распределения температур

в осадках *in situ* демонстрирует при эндогенном ТП = 250 мВт/м^2 и длительности модельных расчетов 220—230 дней (т. к. график иллюстрирует переходную стадию между кривыми 210 и 240 дней), что составляет 3.5 месяца охлаждения на границе вода—дно (рис. 6в).

Следует отметить, что модельные температурные кривые практически сразу реагируют на повышение граничной температуры (распределение для 270 дней), поэтому расчеты представлены только до этого момента, поскольку модельные результаты, по понятным причинам, начинают удаляться от наблюдаемых в сторону нулевого положения и не представляют интерес.

Рассчитанная по данным измерений *in situ* величина донного ТП для станции STR25_31 составила 407 мВт/м^2 , а максимальная величина для района I — 484 мВт/м^2 (табл. 2). В моделировании до наблюдаемых величин авторы не видят смысла, поскольку уже при эндогенном ТП = 350 мВт/м^2 модельные градиенты значительно выше наблюдаемого (рис. 6д).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование показало, что учет изменчивости придонных температур во внутригодовых масштабах крайне важен для расчета плотности донного теплового потока, особенно для шельфовых районов, и даже при наличии достаточно мощного придонного изотермического горизонта в период измерений температурные колебания, произошедшие несколькими месяцами ранее, вносят определенный вклад в наблюдаемое распределение температур в осадках.

В соответствии с результатами моделирования вклад экзогенных температурных колебаний в формирование кривой геотермического градиента составил 30—37%. При этом величины собственно эндогенного ТП для исследуемой группы геотермических станций будут варьировать в пределах $250\text{--}330\text{ мВт/м}^2$, что также является крайне высоким показателем не только для Баренцева моря (средние значения ТП составляют 50 мВт/м^2), но и для всего Северного Ледовитого океана, указывает на неотектонические процессы в районе трога Орла и требует дальнейшего исследования природы и строения этой структуры.

В настоящем исследовании для геотермических станций северной части трога было очевидно влияние температур АВМ ветви пролива Фрама, поступающих с севера, и не требовалось численно учитывать такие факторы, как взаи-

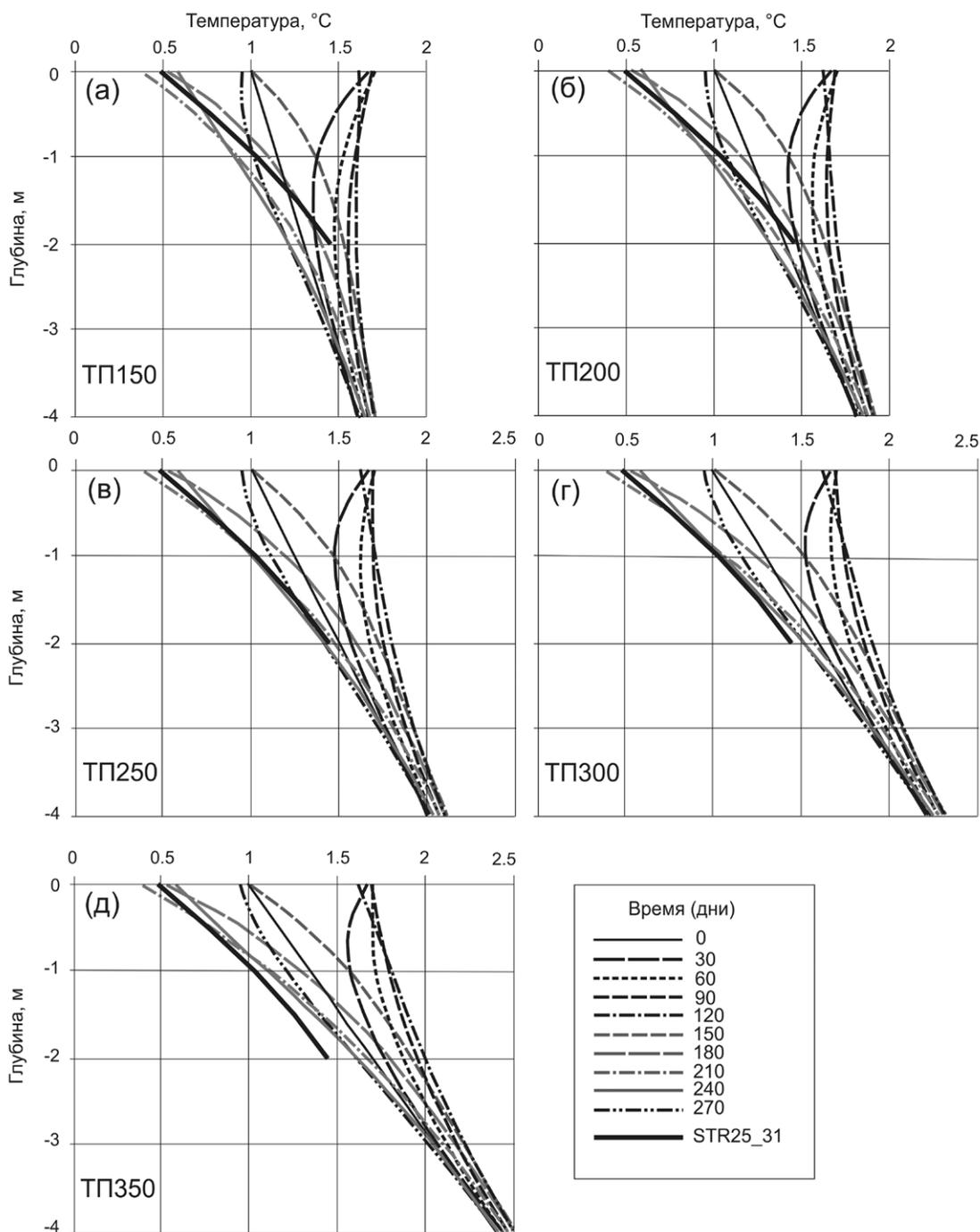


Рис. 6. Результаты моделирования распределения температуры в осадках по времени при заданном ходе температуры на границе вода/дно для различных величин эндогенного теплового потока.

модействие с водными массами, поступающими с юга, с местными водными массами и влияние рельефа, что существенно облегчило расчеты.

Для дальнейших исследований в данном направлении, в частности для определения экзогенного вклада в результаты геотермических измерений в южной части трога, требуются новые измерения скоростей и направлений тече-

ний в троге и в северной части Баренцева моря, что позволит улучшить существующую картину циркуляции водных масс в данном районе. Кроме того, необходимы дальнейшие измерения температур воды как на шельфе, так и на континентальном склоне, поскольку термические характеристики АВМ являются одним из ключевых регуляторов теплового состояния СЛО.

Источник финансирования. Статья выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2015-0021, программы Президиума РАН № 49, гранта РФФИ № 19-05-00014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайончек А. В., Мазарович А. О., Лаврушин В. Ю. и др. Геолого-геофизические работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 67–72.
2. Зайончек А. В., Соколов С. Ю., Мазарович А. О. и др. Строение зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (по данным 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 514–519.
3. Петрофизика: Справочник. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Дортман Н. Б. М.: Недра, 1992. 391 с.
4. Хуторской М. Д., Ахмедзянов В. Р., Ермаков А. В. и др. Геотермия Арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.
5. Ivanov V., Holfort J., Hansen E. Expedition to the western Nansen Basin aboard R/V Lance in September 2005 // IARC Technical Report 3. Report of the NABOS/CABOS 2005 expedition activities in the Arctic Ocean. International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, 2005. P. 83–94.
6. Ivanov V. V., Polyakov I. V., Dmitrenko I. A. et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen // Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Res. Papers. 2009. V. 56. Iss. 1. P. 1–14.
7. Khutorskoi M. D., Leonov Yu. G., Ermakov A. V. et al. Abnormal Heat Flow and the Trough's Nature in the Northern Svalbard Plate // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 424. №. 1. P. 29–35.
8. Lind S., Ingvaldsen R. B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Res. Papers. 2012. V. 62. P. 70–88.
9. Lique C., Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? // JGR. 2012. V. 117. Iss. C3. P. 2156–2173.
10. Matishov G. G., Matishov D. G., Moiseev D. V. Inflow of Atlantic-origin waters to the Barents Sea along glacial troughs // Oceanologia. 2009. V. 51. № 3. P. 321–340.
11. Pfirman S. L., Bauch D., Gammelsrød T. The Northern Barents Sea: Water Mass Distribution and Modification // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. AGU, 1994. P. 77–94.
12. Pnyushkov A. V., Polyakov I. V., Ivanov V. V. et al. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Deep-Sea Res. I. 2015. V. 101. P. 80–97.
13. Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK-VIII/3 of RV Polarstern in 1991 / Ed. Fütter D. K. Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Res.: Ber. Polarforsch., 1992. V. 107. 267 p.
14. Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK – XIII/2 of RV Polarstern in 1997 / Ed. Stein R., Fahl K. Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Res.: Ber. Polarforsch., 1997. V. 255. 235 p.
15. Spielhagen R. F., Pfirman S., Thiede J. Geowissenschaftlicher Bericht über die ARK-IV/3 Expedition des PFVS Polarstern im Sommer 1987 in das zentrale östliche Arktische Becken // Berichte, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, 1988. V. 24. 166 p.
16. Vage K., Pickart R. S., Pavlov V. The Atlantic Water boundary current in the Nansen Basin: transport and mechanisms of lateral exchange // JGR. 2016. V. 121. P. 6916–6960.
17. <http://nabos.iarc.uaf.edu/data/> — Nansen and Amundsen Basins Observational System
18. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/> — International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean
19. https://nsidc.org/data/docs/noaa/g02135_seaice_index/ — National Snow and Ice Data Centre
20. <https://www.pangaea.de> — Data Publisher for Earth & Environmental Science

INFLUENCE OF TEMPERATURE VARIABILITY IN THE NEAR-BOTTOM LAYER ON THE RESULTS OF GEOTHERMAL MEASUREMENTS IN THE KVITØYA TROUGH (BARENTS SEA)

© 2019 E. A. Sukhikh*, V. R. Akhmedzjanov, A. V. Ermakov

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

**e-mail: sukhikh_ea@mail.ru*

Received April 19, 2017

Revised version received March 26, 2018

After revision July 02, 2018

According to a study of the water column thermal variability in the Kvitøya trough (the northern part of the Barents Sea) substantial water temperature fluctuations in the near-bottom layer were found, both the seasonal and interannual, which affect the distribution of temperature in the upper layer of bottom sediments, and therefore the results of geothermal measurements. The contribution of temperature fluctuations on the water-sediments boundary to the values of the conductive heat flow measured during 25th cruise of the RV “Akademik Nikolaj Strakhov” was calculated. Endogenous heat flow was determined.

Keywords: heat flow, bottom water temperature, geothermal modeling, marine geothermics, Kvitøya trough, Barents Sea