

УДК 550.361

О ВЛИЯНИИ ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ГЛУБИННЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

© 2014 г. В. Р. Ахмедзянов, М. Д. Хуторской

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 20.05.2013 г.

Поступило 08.07.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565214210178

В последние годы Геологический институт РАН проводил морские исследования в основном в Западно-Арктическом регионе (архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа). С 2006 г. было организовано четыре экспедиции в данный регион научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов”. Измерения выполняли телеметрическим многоканальным зондом ГЕОС-М [1].

Большая часть работ была сосредоточена в районе хребта Книповича и в западной части Свальбардской плиты. В ходе экспедиционных работ получены 66 новых измерений теплового потока, убедительно показавших связь геотермического поля с локализацией месторождений углеводородов [2].

Районом работ в 28-м рейсе нис была юго-западная часть Баренцева моря. Измерения теплового потока на свде Федьинского при глубинах моря не более 300 м продемонстрировали очень мощное влияние экзогенных факторов на глубинный тепловой поток. Сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом. Особенно этот фактор заметен в южной части Баренцева моря, где сказывается влияние Норвежско-Кольской ветви Гольфстрима. В связи с этим прямые зондовые измерения не позволили получить кондиционные оценки глубинного фонового теплового потока, так как вычленили глубинный геотермический градиент на фоне мощных экзогенных температурных аномалий было проблематично (рис. 1а).

Для получения кондиционных измерений теплового потока на акваториях стараются исследовать районы с большими глубинами (более 500 м) и отсутствием сильных придонных течений, т.е. там, где формируется изотермический придонный слой воды (рис 1б). Однако подавляющие площади шельфовых акваторий Баренцева и Кар-

ского морей, где эти условия отсутствуют, остаются привлекательными для прогнозирования и поиска углеводородов. Поэтому существует необходимость продолжения геотермических исследований в этих районах. Геотермические исследования позволяют определять глубину катагенетического температурного интервала (110–180°С), где органическое вещество преобразуется в углеводороды. Кроме того, все уже разведанные месторождения в Баренцево-Карском регионе приурочены к аномалиям геотермического поля, что можно рассматривать как один из поисковых признаков. Влияние экзогенных факторов при исследованиях приходится учитывать с помощью модельных поправок или измерением на глубине ниже “нейтрального слоя”.

На практике в основу исследования геотермического режима шельфа был положен анализ экспериментальных данных в контактной зоне вода–донные осадки [3, 4]. Для вычисления температурной поправки на этой границе или глубины нейтрального слоя, где не сказывается влияние экзогенного фактора, необходимо иметь режимные измерения температуры у дна в течение нескольких лет. Поскольку в российской части шельфа существует развитая сеть гидрологических станций, занимающихся исследованием свойств воды на различных глубинных горизонтах [5], то основа для подобных вычислений имеется.

Недостатком указанных в литературе методик является то, что входные параметры для формул (амплитуда и период колебаний) задают на основе статистических оценок; это вносит определенную долю ошибки в итоговую модель. Это, конечно, не очень удобно, поскольку период колебаний и амплитуда – это искомые параметры. Для устранения данных недостатков предлагается использовать метод гармонического анализа.

При разложении функция отображается в виде тригонометрического ряда [6]:

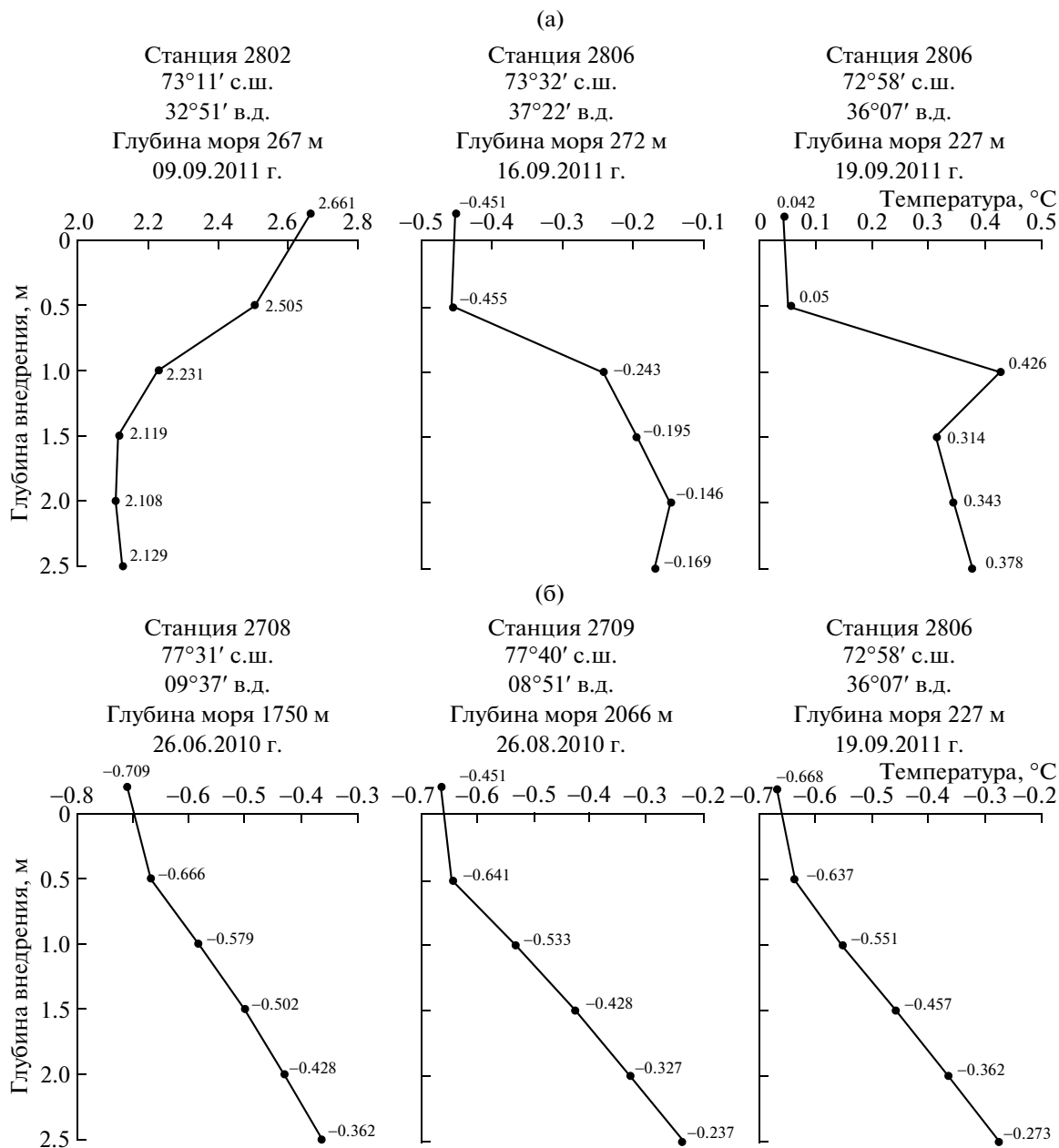


Рис. 1. Примеры термограмм в грунте, полученные в ходе рейсов нис “Академик Николай Страхов” в акваториях Западно-Арктического региона: а – 28-й рейс (сентябрь 2011 г.); б – 27-й рейс (август 2010 г.).

$$T(t) = a_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} \left(a_m \cos \frac{m \cdot 2\pi t}{L} + b_m \sin \frac{m \cdot 2\pi t}{L} \right) + a_n \cos \frac{n \cdot 2\pi t}{L},$$

где a_0 – средняя температура за период времени L ; $n = \frac{N}{2}$ – количество гармоник (N – количество измерений); m – номер гармоники; L – период времени, в течение которого производились наблюдения; a_m, b_m – искомые константы.

Иногда это выражение удобнее записывать в виде

$$T(t) = A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} A_m \cos(\omega_m t + \varphi_m) + A_n \cos \omega_n t,$$

где $A_m = \sqrt{a_m^2 + b_m^2}$ – амплитуда m -й гармоники на поверхности вода–грунт; $\varphi_m = \text{arctg} \left(-\frac{b_m}{a_m} \right)$ – фаза m -й гармоники; $\omega_m = \frac{m2\pi}{L}$ – частота m -й гармоники.

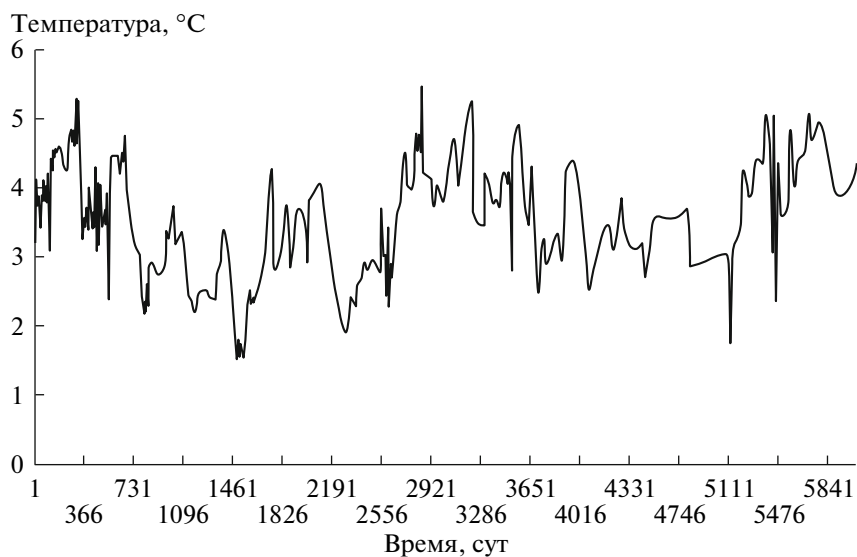


Рис. 2. Измерения придонной температуры с февраля 1975 г. по май 1991 г.

Определив гармонические колебания на поверхности, можно оценить их затухание в грунте:

$$T(z, t) = A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} A_m e^{(-k_m z)} \cos(\omega_m t - k_m z + \varphi_m) + A_n e^{(-k_n z)} \cos(\omega_n t - k_n z),$$

где $k_m = \sqrt{\frac{\omega_m}{2\chi}}$ — пространственная частота (χ — температуропроводность).

Для нахождения нейтрального слоя достаточно определить максимум возможную глубину проникновения этих колебаний. Поэтому ограничимся глубиной, где сумма амплитуд по всем гармоникам ($m > 0$) A_Σ меньше или равна заданной погрешности δT :

$$A_\Sigma(z) = 2 \sum_{m=1}^{m-1} A_m e^{(-k_m z)} + A_n e^{(-k_n z)}.$$

Таким образом, наша задача сводится к нахождению такой глубины $z_{\text{нейтр}}$, на которой $A_\Sigma(z_{\text{нейтр}}) \leq \delta T$.

Для практической реализации метода можно использовать данные по придонной температуре воды, которые представлены в электронном атласе [5]. В большей части Баренцева моря существует придонный изотермический слой водных масс толщиной до 4–8 м в зависимости от глубины моря. При глубине моря более 150 м температура придонной воды совпадает с температурой поверхности дна с погрешностью 0.03–0.04°C, что позволяет использовать данные температурного режима придонных вод в качестве граничных условий [6]. В указанном электронном атласе, который представляет собой режимно-справочное

пособие, содержатся сведения о климатических характеристиках морской среды Баренцева моря. К сожалению, измерения представлены только в виде осредненных по месяцам значений. Полный временной ряд недоступен для пользователей. Поэтому проанализировать можно только годовые колебания.

В качестве примера рассмотрим временной ряд измерений придонной температуры на шельфе Баренцева моря за 17 лет, любезно предоставленный нам Л.М. Галеркиным (ИО РАН им. П.П. Ширшова). Измерения производили в квадрате $1^\circ \times 1^\circ$ с координатами левого верхнего угла 34° с.ш., 71° в.д., правого нижнего — 33° с.ш., 72° в.д. После посуточного осреднения (поскольку измерения носили непериодический характер) и интерполяции получился ряд, представленный на рис. 2. Всего получено 6100 значений температур. Для анализа методом быстрого преобразования Фурье использовали первые 4096 значений (2^{12}) [7].

Из спектра видно, что основными гармониками являются колебания с периодами (годы): 11.2, 3.7 и 1 (рис. 3); амплитуды, соответственно, 0.652, 0.456, 0.426°C. Полученные циклы хорошо согласуются со значениями, приведенными в литературе [8].

В результате анализа временного ряда расчетная глубина нейтрального слоя получается равной 20.5 м (при температуропроводности осадков $2 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$). На этой глубине поверхностные колебания температуры будут влиять на значение геотемпературы менее чем на 0.01°C . Но это достаточно большая глубина для измерения теплового потока. В настоящее время отсутствуют зондовые приборы, способные к измерениям на таких глу-

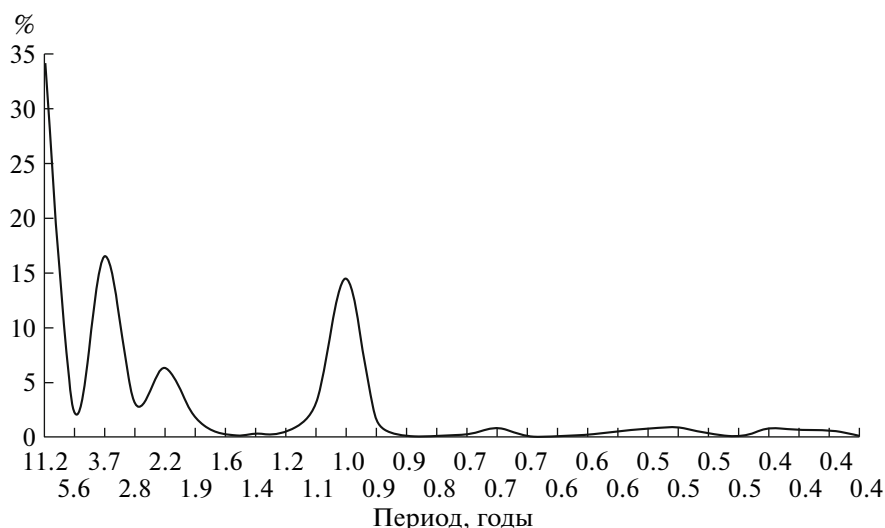


Рис. 3. Вклад (%) в переменную мощность сигнала (первые 27 гармоник).

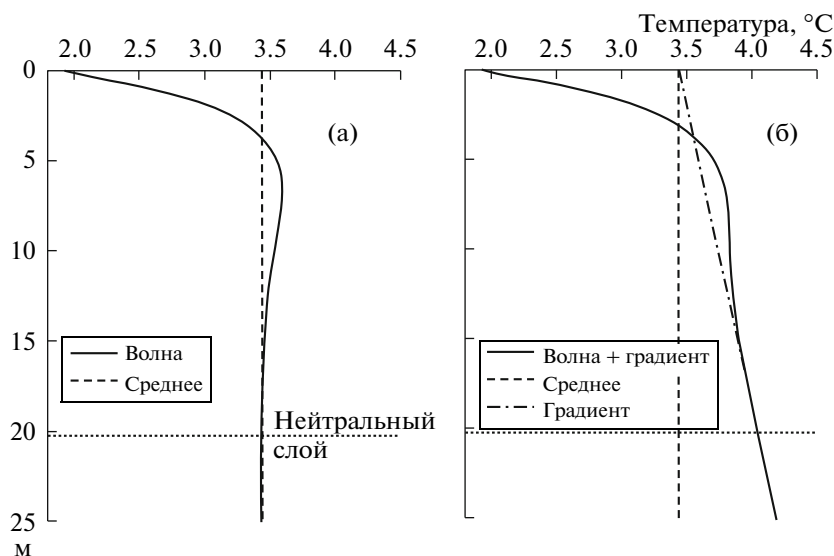


Рис. 4. Распространение поверхностной температурной волны в грунте (прогноз на 01.08.2015 г.); а – без градиента; б – при наличии градиента.

бинах, т.е. необходимы бурение неглубоких скважин и их каротаж, что на порядок более трудоемко по сравнению с зондовыми измерениями.

Можно использовать другой подход на основе прогнозных расчетов по распространению температурной волны в грунте на момент измерений. Этот подход позволяет проводить исследования с традиционной зондовой аппаратурой, но в окончательный результат по определению глубинного теплового потока вносится дополнительная прогнозная погрешность.

Например, если мы планируем проведение экспедиционных исследований в указанном районе Баренцева моря в августе 2015 г., то необходи-

мо сделать уже обратное преобразование Фурье на основе полученного спектра и экстраполировать временной ряд на интересующую дату.

Начальной точкой временного отсчета в нашем случае является 13.02.1975 г., поэтому все последующие прогнозы должны отталкиваться от этого момента (иначе изменятся начальные фазы гармоник). Для даты 01.08.2015 г. необходимо ввести $t = 14\,568$ сут. При этом получается, что на глубине 2 м температура должна быть равна 3.060°C (рис. 4а).

Однако в общем случае значение температурного поля в грунте $S(z, t)$ зависит от суммы двух

составляющих: внешнего воздействия $T(z, t)$ и глубинного источника тепла $G(z)$:

$$S(z, t) = T(z, t) + G(z).$$

На момент времени t_i для выборки из 4096 измерений придонной температуры Баренцева моря (см. рис. 2) получим

$$S(z) = \left[A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} A_m e^{(-k_m z)} \cos(\omega_m t_i - k_m z + \varphi_m) + A_n e^{(-k_n z)} \cos(\omega_n t_i - k_n z) \right] + [g \cdot z],$$

где g – геотемпературный градиент (рис. 4б).

Как видно из этой формулы, экзогенное влияние на температурное поле не зависит от глубинного теплового потока. Однако на фоне высокого теплового потока экзогенная волна менее заметна, что повышает достоверность оценки глубинного теплового потока в аномальных участках, как, например, это показано в [1].

Таким образом, если в исследуемой точке измеряли температуру по глубине $S(z)$ и вели регулярные измерения температуры на поверхности $T(z=0, t)$, то в ней можно рассчитать значение геотемпературного градиента.

$$g = \frac{1}{z} \left(S(z) - \left[A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} A_m e^{(-k_m z)} \cos(\omega_m t_i - k_m z + \varphi_m) + A_n e^{(-k_n z)} \cos(\omega_n t_i - k_n z) \right] \right).$$

Конечно, на практике в итоговом результате будет присутствовать определенная доля ошибки: за счет погрешности измерений, за счет аппроксимации временного ряда, да и сам по себе прогноз – величина вероятностная. Но в отсутствие надежных (например, скважинных) измерений неискаженного глубинного теплового потока предлагаемый алгоритм дает оценочное значение этой величины.

Заметим, что гармонический анализ Фурье является универсальным инструментом для изучения термических условий на границе дно–вода. Данный метод хорошо разработан и неплохо зарекомендовал себя при работе со стационарными моделями, но в случае с непериодическим изменением параметра во времени лучше использовать частотно-временное представление сигнала. Эффективным подходом в данном случае может быть применение вейвлет-преобразования [9]. Хотя если требуется определить только значение глубины нейтрального слоя, то вполне достаточно спектральной характеристики, полученной с помощью преобразования Фурье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 318–323.
2. Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.
3. Суетнов В.В., Никольшина Е.А. В кн.: Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 128–134.
4. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин восточно-европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). Дис. д-ра геол.-минерал. наук. Минск: Ин-т геохимии и геофизики Нац. академии наук Беларуси, 2005. 329 с.
5. Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Баренцево море http://data.oceaninfo.info/atlas/Bar/3_watertemp_trows_map.html
6. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. 316 с.
7. Князев Б.А., Черкасский В.С. // Вестн. НГУ. Сер. Физика. 2008. Т. 3. В. 4. С. 74–86.
8. Бочков Ю.А. Крупномасштабные колебания температуры воды на разрезе “Кольский меридиан” и их прогнозирование – “100 лет океанографических наблюдений на разрезе “Кольский меридиан” в Баренцевом море”. Сб. докл. Междунар. симп. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005.
9. Roby Polikar. Введение в вейвлет-преобразование. www.autex.spb.ru