

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.9>

УДК 550.361

Термическая эволюция южной части Баренцева моря (свод Федынского)

М.Д. Хуторской*, С.Ю. Соколов
Геологический институт РАН, Москва, Россия

Проанализировано распределение теплопроводности, радиогенной теплогенерации и теплового потока в южной части Баренцева моря, включая свод Федынского. Рассчитаны модели глубинных температур, контролирующих термические условия катагенеза органического вещества. Построена 3D-температурная модель до глубины 30 км, которая позволила продемонстрировать карты-срезы температур на различных глубинах в земной коре. Проведено сопоставление теплового поля и сейсмотомографической модели Баренцева моря, показавшее, что сейсмотомографические аномалии обусловлены термическими неоднородностями.

Ключевые слова: геотермия, термическая и сейсмическая томография, осадочный бассейн, нефтегазоносность, моделирование

Для цитирования: Хуторской М.Д., Соколов С.Ю. (2022). Термическая эволюция южной части Баренцева моря (свод Федынского). *Георесурсы*, 24(3), с. 99–113. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.9>

Арктический сегмент Земли представляет собой колоссальный осадочный супербассейн, содержащий до 150 млрд т у.т. углеводородного сырья (Арктика на пороге..., 2000). По-видимому, это не максимально возможная оценка. Открытие таких гигантов, как Прадхо-Бэй на северном побережье Аляски, Русановского и Ленинградского месторождений в Карском море и Штокмановского месторождения в Баренцевом, в этом убеждает.

Перспективность освоения соизмеримых по своему потенциалу с Западной Сибирью Арктических окраин России доказана целенаправленными научно-исследовательскими, региональными геолого-геофизическими и поисково-разведочными работами.

Основная часть извлекаемых запасов по эксплуатационным и инфраструктурным критериям связана с акваториями Баренцева (включая Печорское) и Карского морей. Именно здесь, в соответствии с научными рекомендациями, были сосредоточены основные объемы поисково-разведочных работ. В итоге доказано существование крупной нефтегазоносной Западно-Арктической провинции (Грамберг и др., 2000).

Однако при освоении Арктических морей зачастую возникают специфические геологические, технологические и экологические проблемы, которые, как правило, не характерны для континентальных районов. Из-за этого заметно увеличивается себестоимость единицы добываемого сырья (Григорьев и др., 2015; Ампилов, 2017).

Известно, что одним из путей снижения затрат может быть применение наукоемких технологий при поисково-разведочных и инженерно-геологических работах. Практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоемкие методы косвенной оценки

перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных. В этой статье мы, на основании выполненного двух- и трехмерного моделирования теплового поля литосферы, обосновываем эффективность включения в комплекс поисково-разведочных и инженерно-геологических работ изучения геотермических характеристик как в осадочном чехле, так в более глубоких слоях земной коры и верхней мантии.

Структурное положение свода Федынского

Свод Федынского – это одна из структур крупной Центрально-Баренцевской зоны поднятий. Он рассматривается как перспективная область в плане нефтегазо-геологического районирования центральной части моря.

Территория, в пределах которой расположен свод, отличается сложным и контрастным тектоническим строением. По степени деструктивных преобразований земная кора подразделяется на три типа структур (Холодилов, 2006). К первому типу, соответствующему континентальной утоненной коре, причислены жесткие относительно стабильные блоки древней платформы Центрально-Баренцевского свода, включая свод Федынского, с мощностью земной коры 32–34 км. Ко второму типу (субконтинентальная кора) относятся блоки с сокращенной мощностью земной коры (30–32 км), существенно затронутые процессами деструкции консолидированной коры и непосредственно сопряженные с Восточно-Баренцевским рифтогенным мегапрогибом. Третий тип структур представлен наиболее глубокими впадинами Восточно-Баренцевского мегапрогиба с редуцированным «гранитным» слоем (Южно-Баренцевский, Северо-Баренцевский, Горбовский и Восточно-Баренцевский блоки) (Шкарубо, Шпилов, 2007). Структурно-тектоническое районирование Центрально-Баренцевского свода приведено на рис. 1.

На юге зоной сопряжения Восточно-Европейской платформы и центральной части Баренцева моря является пояс высокоамплитудных тектонических уступов

* Ответственный автор: Михаил Давыдович Хуторской
e-mail: mdkh1@yandex.ru

© 2022 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

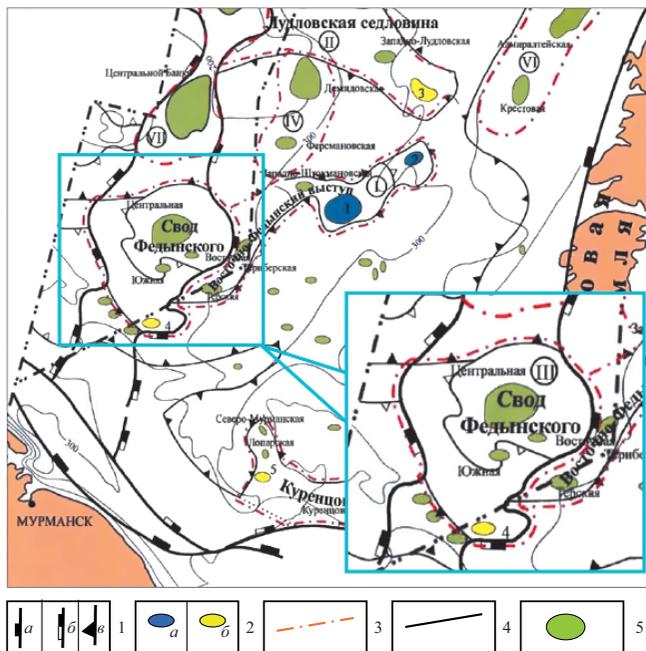


Рис. 2. Положение свода Федынского в южной части Восточно-Баренцевской нефтегазоносной провинции (по Холодилов, 2006). 1 – границы структурных элементов: а – первого, б – второго, в – третьего порядков; 2 – месторождения: а – газоконденсатные, б – газовые (1 – Штокмановское, 2 – Ледовое, 3 – Лудловское, 4 – Северо-Кильдинское, 5 – Мурманское); 3 – границы зон нефтегазонакопления: I – Восточно-Федынская, II – Лудловская, III – Федынская, IV – Демидовско-Ферсмановская, V – Мурманско-Куренцовская, VI – Адмиралтейская, VII – Центрально-Банковская; 4 – изобаты; 5 – локальные структуры

температур и давлений является неотъемлемой частью прогностических геолого-геофизических работ в нефтегазоносных бассейнах.

Район исследований характеризуется ограниченным объемом фактических данных по замерам пластовых температур, давлений и определений отражательной способности витринита. Замерами пластовых температур охарактеризованы участки на площади Штокмановско-Лунинского порога, Южно-Баренцевской синеклизы, морского продолжения Тимано-Печорской НГП и архипелага Земля Франца-Иосифа. Замерами пластовых давлений и значений отражательной способности витринита охарактеризованы площади Штокмановско-Лунинского порога, северного продолжения Тимано-Печорской НГП, а также Южно-Баренцевской синеклизы.

Современные пластовые температуры триасовой нефтематеринской толщи на равных глубинах изменяются в достаточно широких пределах. На срезе 2000 м их значения находятся в интервале от 46°C до 60°C. Максимальными значениями характеризуется Северо-Кильдинская площадь.

На глубинном срезе 3000 м общая картина распределения пластовых температур резко изменяется. Минимальными значениями характеризуется район Штокмановско-Лунинского порога. Здесь на Штокмановской площади пластовые температуры составляют 73°C. Близкие значения зафиксированы на Северо-Мурманской площади в пределах Южно-Баренцевской синеклизы. Максимальными значениями пластовых температур на глубинном срезе 3000 м характеризуются северная и северо-восточная

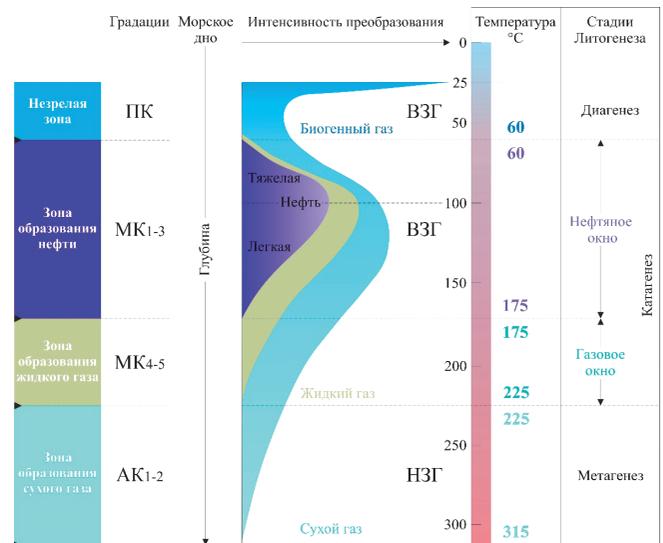


Рис. 3. Вертикальная зональность катагенетического интервала. Префиксы: ПК – прото-, МК – мезо-, АК – апокатагенез; ВЗГ – верхняя зона газогенерации; ГЗН – главная зона нефтегенерации (нефтяное окно); НЗГ – нижняя зона газогенерации. Градации катагенеза ОВ, принятые во ВНИГРИ, приведены по Н.Б.Вассовичу (1983)

части Баренцева моря: район Северо-Кильдинской площади, где пластовые температуры достигают 87°C, и Земля Франца Иосифа (скважина Хейса) – 85°C. Таким образом, фактические данные свидетельствуют о закономерном увеличении напряженности современного геотермического режима в направлении с юга на север с ярко выраженным максимумом в районе Северо-Кильдинской площади (Арктические и дальневосточные моря., 2004).

Региональные закономерности геотермического режима недр Баренцевоморского региона связываются с новейшей тектонической активностью, проявления которой усиливаются в северном направлении. Это подтверждается увеличением наблюдаемого теплового потока и его мантийной компоненты с юга на север. Само же увеличение «мантийного» теплового потока мы объясняем утонением коры в северном направлении и соответствующим уменьшением радиогенной компоненты теплового потока (Хуторской и др., 2013; Никитин и др., 2020).

Верхнетриасовые, юрские и меловые отложения характеризуются гидростатическими пластовыми давлениями. Коэффициент аномальности давлений изменяется при этом от 1,00 на Арктической площади до 1,15 на Штокмановской и Лудловской площадях.

Аномально высокие пластовые давления (АВПД) отмечены в отложениях среднего и нижнего триаса на Северо-Кильдинской и Мурманской площадях. Превышение давлений над условным гидростатическим достигает 1,63 раза. Наиболее ярко АВПД проявляется на Мурманской площади, где коэффициент аномальности увеличивается от 1,03 до 1,63 при изменении глубин на 518 м (интервал 2439–2957 м). Природа и область распространения АВПД в осадочных отложениях Баренцевоморского бассейна до настоящего времени не выяснена. Вероятно, что возникновение АВПД связано с затрудненным флюидообменом и газогенерацией в районах развития мощных глинистых образований верхней перми, нижнего и среднего триаса.

Однако это лишь предположение, которое требует дополнительных исследований (Лысенин, Карпюк, 2004).

В процессе термического преобразования ОВ пород при погружении осадочных толщ выделяется пять основных этапов: 1) генерация CO_2 и небольшого количества метана в протокатагенезе (ПК_1 – ПК_3) без образования залежей УВ; 2) проявление ГФН и образование основной массы нефтяных залежей в мезокатагенезе (МК_1 – МК_3); 3) начало интенсивной генерации УВ-газа на грациях МК_3 , формирование газоконденсатных и газоконденсатно-нефтяных залежей; 4) генерация и формирование залежей сухого метана на грациях катагенеза МК_5 – АК_2 ; 5) завершение интенсивной генерации метана и генерация CO_2 и H_2S на грациях АК_3 – АК_4 . Погрузившиеся на большую глубину залежи УВ замещаются продуктами наиболее поздней по времени генерации, образовавшимися при термической деструкции ОВ вмещающих пород (Супруненко, Тугарова, 2003).

Установленная катагенетическая зональность обуславливает распределение зон аккумуляции УВ не только по разрезу, но и по площади. В периферических, наименее погруженных частях бассейнов встречаются, как правило, редкие мелкие залежи УВ. В центральных глубоких частях осадочных бассейнов даже в зоне протокатагенеза нередки залежи со значительными запасами, сформировавшимися за счет восходящей миграции. Основные запасы нефти чаще всего сосредоточены в ГЗН на грациях МК_1 – МК_3 . Зоны более высоких граций катагенеза центральных частей осадочных бассейнов характеризуются распространением преимущественно газовых и газоконденсатных скоплений. В прогнозно-оценочных и поисковых исследованиях на углеводороды большое значение имеет оценка уровня катагенетической преобразованности захороненного в осадочных породах ОВ, которая стимулируется температурным и барическим режимами геологического прошлого.

Принципы интерпретации аномального геотермического поля

Теоретические исследования теплового поля Земли сыграли ведущую роль при изучении природы движущих сил тектогенеза в различных тектонических обстановках (Birch et al., 1968; Chapman, Furlong, 1977; Поляк, Смирнов, 1968; Morgan, Sass, 1984; Sclater, Francheteau, 1970; Хуторской, Поляк, 2014).

Не менее интенсивно, начиная с 60-х годов прошлого века, развивались прикладные направления геотермических исследований. Одним из них является освоение глубинного тепла – постоянно возобновляемого и экологически чистого источника энергии. Благодаря этому сегодня более шестидесяти стран мира используют термальные воды и тепло «сухих» горных пород для выработки электроэнергии, тепло- и хладоснабжения, в сельском хозяйстве и в промышленных производствах.

Одновременно сформировалось и другое прикладное направление геотермии – произошло ее становление как метода разведочной геофизики. Экспериментальной основой этого явилось обнаружение связи величины геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород, которая отмечалась многими исследователями. Появился метод «геотермического

расчленения геологических разрезов». Выяснилось, что в большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста теплофизических свойств. В таких средах искажается тепловой поток за счет его перераспределения (рефракции) (Хуторской, 1982).

Наблюдаемое вблизи земной поверхности распределение теплового потока представляет собой суммарный эффект различных по интенсивности и длительности процессов теплогенерации, осложненных различиями в условиях теплопередачи. Для нахождения какой-либо одной составляющей потока необходимо исключить влияние всех остальных. Практическая возможность подобного разделения основывается на привлечении разнообразных геолого-геофизических данных. Локальные возмущения геотермического поля или аномалии, всегда привлекают исследователей, ведущих как теоретические, так и практические работы. Это связано, с одной стороны, с тем, что размеры и глубинность аномалий могут быть совершенно различными: от региональных мантийных до локальных приповерхностных, а с другой стороны, с тем, что причины появления аномалий также весьма разнообразны: они вызваны или источником избыточного тепла, или перераспределением теплового потока, или появлением конвективной компоненты.

Среди причин, обуславливающих региональные аномалии теплового потока, следует назвать неравномерное распределение радиоактивных элементов и неравномерную конвекцию в мантии. Эти особенности распространяются на целые геологические провинции и длительное время сохраняются без изменений интенсивности. Их можно считать квазистационарными. Эти аномалии представляют наибольший интерес для изучения термодинамических процессов и эволюции глубинных геосфер.

Локальные аномалии вызываются различными причинами, приуроченными к внешним геосферам, вплоть до земной коры и ее различных слоев. Существенное влияние на характер локального теплового поля оказывают строение осадочного чехла, рельеф кристаллического фундамента, гидродинамические процессы, тектонические движения и т.п.

Установление причины появления аномалии и характеристик аномального тела – это основная задача интерпретации любого геофизического поля, обратная задача геофизики. Как в любом геофизическом методе, в геотермии также существует неоднозначность при решении обратной задачи. Для ее оптимизации привлекаются независимые данные, получаемые из геологического изучения объекта или из других геофизических полей. То же и в геотермии: решение обратной задачи невозможно без комплексного анализа всей имеющейся информации.

Более простым является решение прямой задачи – найти величину аномалии, если известна природа, форма, размеры и физические свойства аномалиеобразующего объекта. Эта задача сводится к решению дифференциального уравнения в частных производных с принятыми граничными и начальными условиями. В настоящее время такого рода решения аналитическими или численными методами с использованием компьютеров уже не представляют

особого труда. В этом случае требуется перебор множества вариантов физических, геометрических свойств тела, граничных и начальных условий, адекватных имеющейся геологической информации с тем, чтобы подобрать наиболее близкое распределение наблюдаемого геофизического поля и результатов моделирования. Такой метод позволяет остановиться на нескольких вариантах, приемлемых для объяснения природы наблюдаемой аномалии.

В методологическом отношении геотермия отличается от других геофизических методов. Эти отличия обусловлены сложностью объекта исследования, тесным взаимодействием и переплетением экспериментальных схем и теоретических модельных представлений уже на уровне получения исходных данных, а также относительно малым объемом доступных данных.

Геотермическая изученность

Геотермические исследования на шельфе в Евразийском бассейне Арктики начались в 70-е годы XX века с измерений погружными зондами ПТГ-3М в Баренцевом море по профилю «п-ов Рыбачий-ЗФИ» (Методические и экспериментальные основы геотермии..., 1983). Эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на два метра. Полученные результаты продемонстрировали ожидаемое очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный тепловой поток – сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой температурой. Особенно этот фактор заметен в южной и западной частях моря, где проявляется влияние Нордкапского теплого течения. В связи с

этим, зондовые измерения одноканальными приборами не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, т.к. при диапазоне измеренных значений от 0 до более 500 мВт/м² не адекватно отражалось распределение глубинных термических источников.

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе Баренцева моря сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокартаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования ядра скважин – теплопроводность пород. Таким образом, получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе (Цыбуля, Левашкевич, 1992), которые после применения методики учета сезонных колебаний температуры были уточнены (Левашкевич, 2005) (рис. 4). В конце 70-х и в 80-е годы XX века были также выполнены первые измерения в глубоководной части Северного Ледовитого океана (Котловины Нансена и Амундсена), а также во впадинах Американо-Азиатской части океана (Котловины Подводников и Канадской).

В Российской части Баренцева моря основной объем кондиционных зондовых измерений выполнен геотермическим отрядом Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Ими же проведено обобщение скважинных измерений теплового потока на шельфе и на архипелагах. Кроме того, на акватории Печорского моря получены измерения сотрудниками Института океанологии РАН (Вержбицкий, 2002), а в северной части Баренцева моря, а также в Атлантике

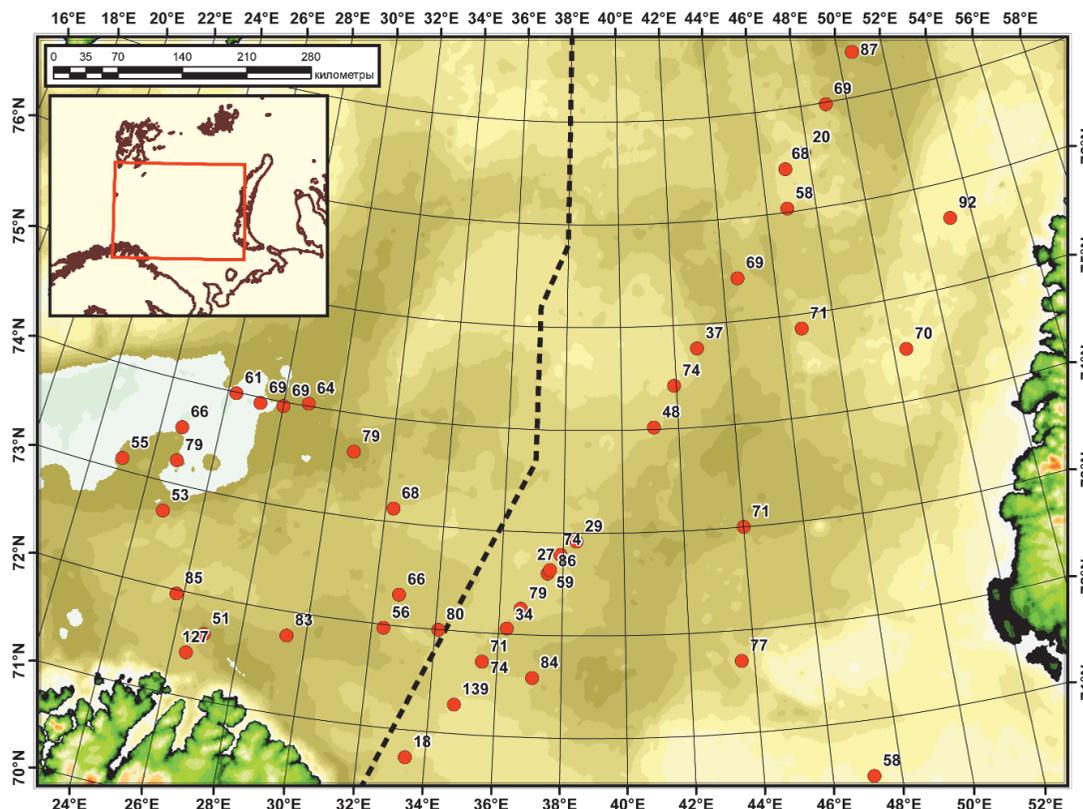


Рис. 4. Измерения теплового потока (красные точки) и его значения (мВт/м²) в южной части Баренцева моря

западнее Шпицбергена – геотермическим отрядом ГИН РАН (Хуторской и др., 2008, 2009; Леонов и др., 2010; Ахмедзянов и др., 2011).

Промыслово-геофизической службой ПО «Арктик-морнефтегазразведка» выполнен широкий комплекс геофизических, в том числе и геотермических, исследований в скважинах с различной степенью их выстойки. Полученные термограммы вместе с результатами изучения теплофизических параметров пород позволили определить тепловой поток (ТП) в девяти глубоких скважинах акватории (табл. 1).

Термокаротаж почти во всех скважинах выполнен в различные периоды времени после окончания бурения, но не превышающие один месяц. Поэтому при расчете теплового потока каждая термограмма анализировалась по «индивидуальной» методике (Левашкевич, 1992). Анализ показал, что верхняя часть большинства скважин до глубины 1,0–1,2 км находилась в невыстоявшихся условиях, в связи с чем тепловой поток в них определяли по нижним частям термограмм (глубже 1 км), где, кроме того, наиболее детально была изучена теплопроводность пород. Исключение составляет скважина Куренцовская-1. В ней тепловой поток рассчитан в глинистых отложениях верхней флюидоупорной толщи. Это стало возможным при длительной выстойке скважины перед очередным измерением температуры – 3,5 года. О стационарных условиях в этой скважине свидетельствует совпадение расчетных и измеренных температур на уровне нейтрального слоя на глубине 14 м (Хуторской и др., 2013).

В большей части скважин тепловой поток рассчитан в юрско-триасовых и меловых отложениях, представленных в основном чередованием песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов, у которых отмечается относительно высокая для терригенных пород теплопроводность. Наиболее высокий тепловой поток определен в скважине Адмиралтейская-1, для которой характерны также повышенные температуры на одинаковых срезах по всей глубине (рис. 5).

Тепловой поток для соответствующих скважин, расположенных с юга на север, составляет ряд 50–77–92 мВт/м², характеризуя отмечавшееся нами ранее увеличение теплового потенциала недр от Кольского побережья в северном

направлении (Хуторской и др., 2000, 2003, 2013). В этом убеждает и сравнение температур по скв. СГ-3 и Северо-Кильдинской-82 (Центральная часть Баренцевской плиты), которые для рассматриваемых глубин 2 и 3 км равны, соответственно, 30 и 45, 75 и 105°C. При этом тепловой поток различается по скважинам более, чем в 1,6 раза: 52 мВт/м² в СГ-3 (Кольская сверхглубокая..., 1984; Hurtig, 1992; Попов и др., 1999) и 84 мВт/м² для Северо-Кильдинской-82 (Левашкевич, 2005).

Среди исследованных термограмм выделяются своей конфигурацией термограммы скважин Адмиралтейская-1 и Северо-Кильдинская-82 (рис. 5). На общем, преимущественно линейном, характере кривых отмечаются более мелкие (второго порядка) «выпуклые» температурные интервалы, которые характерны для районов с активной гидродинамической обстановкой, разнонаправленными вертикальными и наклонными восходящими движениями подземных вод в осадочной толще, а возможно, и в фундаменте. Высокий тепловой поток и характерный вид термограмм свидетельствуют о приуроченности большинства скважин к активным разломным зонам региона.

Принцип геотермического моделирования

Широкие возможности для применения новых технологий изучения геологического строения недр и прогноза нефтегазоносности в пределах осадочных бассейнов предоставляют данные вдоль длинных разрезов – геотраверсов, построенных с помощью материалов профилирования МОВ-ОГТ и зондирования (ГСЗ), которые выполнялись в арктических морях силами геофизических экспедиций на протяжении последних 40–45 лет. Южную часть Баренцева моря, включая свод Федынского, пересекают десятки геотраверсов, среди которых чаще других в публикациях упоминаются ГСЗ-76, МПВ-8, 38701, МПВ-84, 89000, ШГСП-3, 90243,

Наибольший вклад в изучение структуры земной коры с помощью сейсмопрофилирования внесли работы ОАО МАГЭ, ФГУП АМНГР, ПМГРЭ, ВНИИОкеанологии, НПАО «Севморгео» (Поселов и др., 1996; Верба, 2008; Матвеев, Винокуров, 2008 и др.).

Геотермическое моделирование вдоль сети геотраверсов в районе свода Федынского (СФ) в Баренцевом

Скважина	Координаты		Интервал, м	G, мК/м	k, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м ²	
	С.ш.	В.д.				по интервалу	Средний
Штокмановская 1	73.0	44.0	2000-2150	30.0	2.43	73	71
			2722-3070	24.4	2.84	69	
Арктическая 1	71.7	43.6	2500-2570	31.4	2.43	76	77
			2640-2670	31.4	2.42	77	
			2845-2925	31.3	2.45	77	
Адмиралтейская 1	75.65	53.15	1050-2610	38.4	2.4	92	92
Крестовая 1	74.5	50.46	1600-3000	29.1	2.4	70	70
Сев.-Кильдинская 82	71.58	37.1	2973-3098	35.2	2.39	84	84
Лудловская 1	74.86	46.78	1305-1710	39.7	1.8	71	71
Мурманская 26	69.9	41.7	2030-2530	30.8	2.2	68	68
Куренцовская 1	70.45	47.2	210-380	36.4	1.6	58	58
Приразломная 1	69.316	54.751	2429-2802	24.7	2.45	60	60

Табл. 1. Плотность теплового потока в глубоких скважинах Баренцева моря

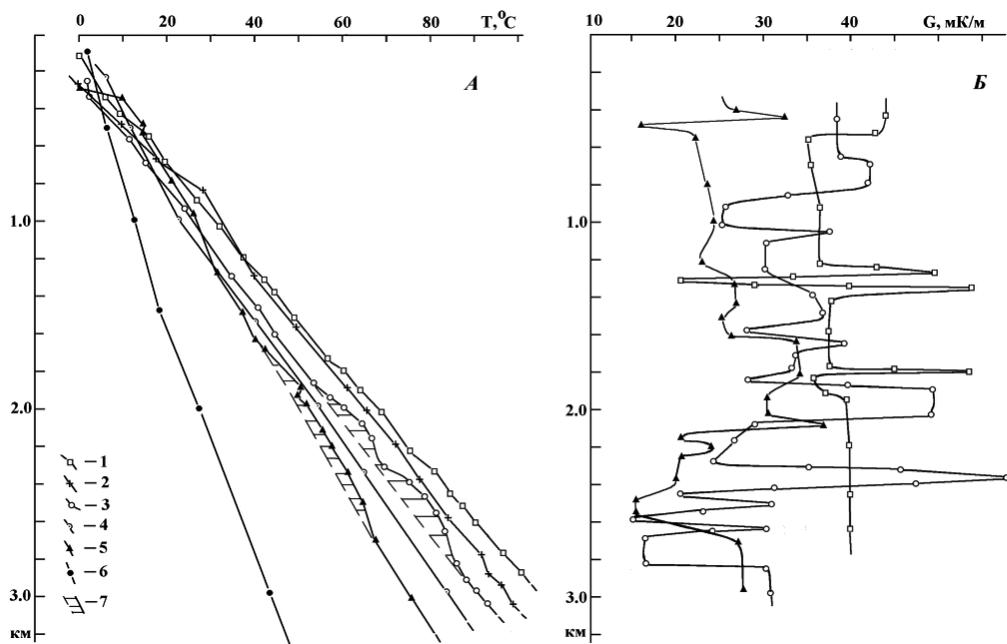


Рис. 5. Измерения температуры (А) и геотермического градиента (Б) в скважинах Баренцевоморского шельфа и в скважине СГ-3. Скважины: 1 – Адмиралтейская-1; 2 – Северо-Кильдинская-82; 3 – Арктическая-1; 4 – Мурманская-26; 5 – Штокмановская-1; 6 – СГ-3; 7 – зоны аномального изменения глубинных температур

море проводилось с целью определения глубинных температур и плотности теплового потока в земной коре, для оценки глубины залегания температурных интервалов, отвечающих различной степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ), а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующего локализацию вероятных месторождений углеводородов. Выявленные закономерности в характере поведения теплового поля могут быть использованы для прогнозирования нефтегазоносности неразбуренных участков Арктического шельфа, каковым, например, является юго-западная часть Баренцева моря.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля является переход к трехмерным моделям, которые априорно для арктических осадочных бассейнов, имеющих изометричное строение, являются наиболее приемлемыми. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим образом подчеркивающие особенности температурного распределения. Фактически, такая методика давно известна под термином «томография».

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 30–40 лет назад, хотя эта методика под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже больше ста лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии (Dziewonski, 1984; Dziewonski, Anderson, 1984; Seismic tomography..., 1993), ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей (Тараканов, 1997;

Спичак, 1999), в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры (Пушаровский, 1993; Николаев, 1997).

Метод термической томографии, который мы предложили (Хуторской и др., 2003), заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трехмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (теплового потока) на определенных глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества.

Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; с помощью той же методики можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и для более достоверной их интерпретации с целью получения новых знаний о глубинном строении литосферы и об ее эволюции.

Построение региональной геотермической модели проводилось с помощью пакета трехмерной графики «TEC PLOT v.10.0» (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюдаемого

поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта-долгота-глубина. Программа «TECPLOT» предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В большинстве случаев используется неравномерная сетка, «привязанная» к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Таким образом, рассчитанная вдоль профиля 2D температурная модель в координатах X – «простирание» и Z – «глубина» дополняется третьей недостающей производной ($k_y \partial^2 T / \partial y^2$) и «превращается» в трехмерное уравнение теплопроводности.

Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси Y . Поэтому чем меньшее расстояние существует между соседними геотраверсами, тем точнее будет интерполяционное приближение к 3D-модели. Однако наш многолетний опыт двухмерного термического моделирования показывает, что величина искажений теплового потока вдоль оси Y ничтожно мала. Например, для типичного осадочного бассейна горизонтальная компонента теплового потока вдоль оси Y составляет не более $0,04$ мВт/м², т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

Точность модельных расчетов температур по сравнению с их природным распределением зависит от адекватности задания теплофизических свойств геологического разреза и от реальности задания граничных условий в расчетной модели. По инструментальным данным мы можем судить о теплопроводности только самого верхнего слоя донных илов, в которые внедряется измерительный зонд или которые доставляются на борт судна грунтовыми трубами. В первом случае измерения проводятся *in situ*, а во втором – в лабораторных условиях (Хуторской и др., 2013). Более глубинные слои не доступны для инструментальных наблюдений, если они не вскрыты бурением. В таких случаях обычно применяются косвенные методы оценки теплопроводности на основе корреляционных зависимостей теплофизических и других геофизических параметров, чаще всего это сейсмические скорости

(Hosney, 2000). При расчете мы использовали значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (табл. 2).

Для каждого профиля при моделировании задается краевая температура на верхней границе в соответствии с метеорологическими данными, и тепловой поток – на нижней границе (q_{cp}), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ($q_{набл}$) за вычетом теплового потока, генерируемого при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов в слое земной коре выше нижней границы области моделирования (q_p), т.е.

$$q_{cp} = q_{набл} - q_p$$

Величина q_p для Западно-Арктического региона нами была определена эмпирически, на основании результатов анализа концентраций долгоживущих радиоактивных изотопов. По своему энергетическому потенциалу наиболее значимыми для генерации тепла являются долгоживущие изотопы ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K .

Концентрация изотопов анализировалась в пробах донных илов, поднятых на борт судна грунтовыми трубами во время полигонных исследований в 24–28 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (2006–2011 гг.) в районе трога Орла и трога Франц-Виктория в северной части Баренцева моря, между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, в районе свода Федьнского, в северной части хребта Книповича и в разломной зоне Моллой Атлантического океана. В тех же районах проводились измерения температур в донных грунтах термозондом «ГЕОС-М» и измерения коэффициентов теплопроводности осадков.

Из поднятого грунтовой трубой керна были выделены образцы, представленные преимущественно пелитовыми илами, высушены в лаборатории, затем из них были изготовлены порошковые пробы (навеска 10 г), прессованные под давлением в виде дисков. Анализ порошковых проб был выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на рентгеновском вакуумном спектрометре в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (Хуторской и др., 2013).

Из полученных в результате анализа валовых концентраций U , Th , K были вычислены концентрации основных теплогенерирующих изотопов ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K , исходя из известного факта, что изотопы распространены в природе следующим образом: ^{238}U – 99,27 % от общего U , ^{232}Th – 100 %, ^{40}K – 0,0117 % от общего K (Jaupart, Mareschal, 2004).

Свита\Параметр	Граничная сейсмическая скорость, км/с	Температуропроводность $\alpha \cdot 10^{-7}$, м ² /с	Теплопроводность, к, Вт/(м·К)	Теплогенерация (норм.), $Fi \cdot 10^{-13}$ К/с
Неконсолидированные осадки		3.0	1.3	-
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки	<3.7	3.5	1.5	-
Карбонатные палеозойские осадки	4.7	3.8	1.9	1.5
Граниты	Верх. часть	6.0	5.0	5.52
	нижн. часть	6.5	5.0	3.5
Базальты, породы коромантийной смеси	>6.5	7.0	2.9	-
Коровые ультрабазиты	-	8.0	3.0	-
Мантийные ультрабазиты	-	10.0	3.2	-

Табл. 2. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре

Поверхностная радиогенная теплогенерация ($A_{\text{пов}}$) рассчитывается по формуле:

$$A_{\text{пов}} (\text{мкВт/м}^3) = \rho \cdot (a \cdot U + b \cdot Th + c \cdot K),$$

где ρ – плотность породы, кг/м^3 (для океанических глин принималась плотность 1800 кг/м^3); a, b, c – теплогенерация изотопа на единицу массы ($a = 9,17 \cdot 10^{-5}$; $b = 2,56 \cdot 10^{-5}$; $c = 2,97 \cdot 10^{-5}$, Вт/кг) (Jaupart, Mareschal, 2004).

В данной работе мы приводим результаты анализа концентраций радионуклидов в донных пробах (рис. 6) и поверхностной радиогенной теплогенерации (рис. 7) только для свода Федынского. Информация по другим указанным районам Западно-Арктической зоны представлена в (Хуторской и др., 2013).

В районе свода Федынского выполнен отбор образцов донных грунтов на 32 станциях и получено 71 определение концентраций U, Th, K . Район свода Федынского характеризуется относительно низким значением радиогенной теплогенерации – $0,93 \text{ мкВт/м}^3$ по сравнению с

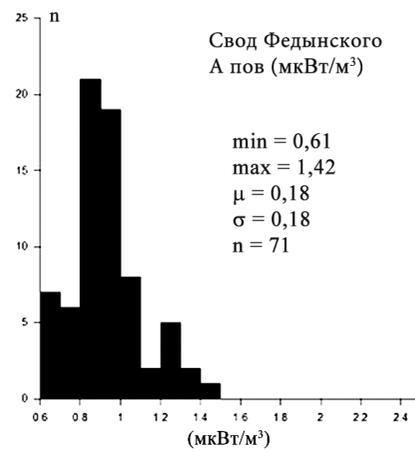


Рис. 7. Гистограммы распределений поверхностной радиогенной теплогенерации, минимальное (*min*) и максимальное (*max*) значения, среднее значение (μ), стандартное отклонение (σ) и количество определений (*n*) в районе свода Федынского

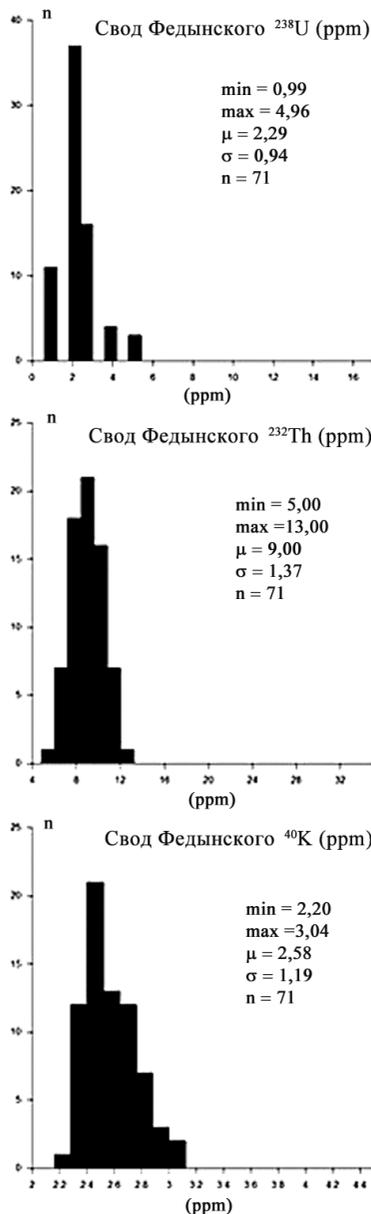


Рис. 6. Гистограммы распределений концентраций ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K , минимальные (*min*) и максимальные (*max*) значения, средние значения (μ), стандартные отклонения (σ), количество анализируемых проб (*n*) для района свода Федынского

приведенными в публикациях статистическими данными о теплогенерации в пелитовых илах (Bücker et al., 2001; Vila et al., 2010), т.е. можно считать, что в 10-км слое коры генерируется не более 9 мВт/м^2 радиогенного теплового потока. Именно такая величина q_p принимался в наших моделях.

Таким образом, проведенное определение радиогенной теплогенерации в донных осадках позволило нам корректно оценить ту часть теплового потока, которую нужно задавать на нижней границе моделируемого объекта в качестве граничного условия II рода. Как правило, эта граница находилась в верхней части фундамента осадочного бассейна.

Вдоль каждого из профилей выполняется расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF», разработанного нами (Хуторской, 1982).

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41×41 узел (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры узла по осям X и Z возможно изменять по требованию оператора. Внутри области моделирования задается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность a ($\text{м}^2/\text{с}$), теплопроводность k ($\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) и нормированная плотность тепловых источников $Q/(c \cdot \rho)$ ($\text{К}/\text{с}$), где c – теплоемкость слоя литосферы, ρ – его плотность. В расчетной части комплекса задаются линейные размеры области моделирования (L_x и L_z , в км), которые определяют линейные размеры узла ($L_x/41$ и $L_z/41$), а также временной интервал дискретизации решения (в млн лет). Временной шаг итерационного процесса выбирается программой и рассчитывается как $\tau = 10^{-7} \cdot (Z^2/4a)$, где Z – толщина области моделирования. На боковых границах соблюдается условие отсутствия горизонтального оттока тепла, т.е. $\partial T/\partial x = 0$.

В результате численного решения уравнения теплопроводности:

$$(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) + A(x, z) = c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau},$$

где k , c , ρ – соответственно, теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы, $A(x, z)$ – плотность источников тепла в слое, τ – время, мы получаем распределение температур и теплового потока $q(z)$ и $q(x)$ для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл результатов переименовывается в файл начальных температур, и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа. Эту процедуру можно сравнить с последовательным фотографированием движущегося поезда наблюдателем на платформе. На каждом кадре положение состава меняется, но можно зафиксировать его состояние в любой прошедший момент. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Точность расчетов оценивается по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей.

Для стационарного моделирования по описанной методике критерием наступления стационарного состояния теплового поля было условие инвариантности температур на последовательных временных шагах расчета. Для этого мы рассчитывали температурное поле для временных интервалов 5, 10, 15, 20, 30 млн лет. В принципе, такой подробный временной анализ был «страховочным», потому что время выхода теплового фронта в стационарное состояние (τ) можно было оценить теоретически, исходя из критерия Фурье:

$$\tau = H^2/4a,$$

где H – глубина нижней границы области моделирования, a – коэффициент температуропроводности. Принимая глубину нижней границы 30 км, а температуропроводность $5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, получим время наступления стационарного режима – 17 млн лет, поэтому два последних приведенных выше временных шага были избыточными, но убедили нас в надежности оценки периода нестационарности кондуктивного теплового потока.

Для того, чтобы оценить фоновый (глубинный) тепловой поток нужно осреднить его значения, рассчитанные в модели для каждого профиля.

Докажем справедливость этого утверждения.

Рассмотрим тепловую неоднородность, находящуюся в среде с постоянной теплопроводностью. Пусть тепловой поток, входящий в эту область, равен q_o . Этот поток еще не претерпел искажений, поэтому может быть определен как фоновый, или глубинный. Если внутри искажающего тела объемом V нет источников тепла, то по теореме Гаусса:

$$\int_V \text{div} q \cdot dV = \int_{S_1} q_n \cdot dS + \int_{S_2} q_n \cdot dS = 0,$$

где q_n – нормально направленный тепловой поток к поверхности, положительное направление принято наружу области G ; S_2 и S_1 – соответственно, площади нижней и верхней поверхности области G . Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что q_n на $S_2 = q_o$, получим:

$$\int_{S_1} q_n \cdot dS = \int_{S_2} q_o \cdot dS = q_o S_2, \text{ отсюда } q_o = 1/S_2 \int_{S_1} q_n \cdot dS,$$

т.е., по определению, q_o является осредненной по площади величиной. Аналогично, для плоской задачи:

$$q_o = 1/L \int_{L_1} q_n \cdot dL,$$

где L – длина профиля осреднения.

Для конечного разбиения имеем:

$$q_o = \sum_{i=1}^n q_n S_i / \sum_{i=1}^n S_i \quad \text{и} \quad q_o = \sum_{i=1}^n q_n L_i / \sum_{i=1}^n L_i.$$

Итак, применяя описанную методику, мы получаем величину глубинного теплового потока на конкретном геологическом объекте.

Тот же результат теоретически получается при статистической обработке представительных совокупностей геотермических данных. В этом случае среднее значение по региону адекватно фоновому тепловому потоку, а поверхностные искажения (аномалии) – дисперсии случайной величины. Но этот подход возможен лишь при региональных сопоставлениях. При интерпретации же конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения участка. Правильная количественная оценка аномалий дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока даже по единичным измерениям. Этот подход нам представляется однозначным в геотермически слабо изученных регионах.

В качестве примера расчета температур в разрезе и теплового потока здесь мы приводим результат моделирования по меридиональному профилю через свод Федынского (рис. 8).

Рассчитанные глубинные температуры получены при задании редуцированного теплового потока на нижней границе – $50 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и температуры на верхней границе – 1°C . Теплофизический разрез адекватно задавался в соответствии с теми граничными сейсмическим скоростями, которые были зафиксированы на профиле ШГСП-3 (Поселов и др., 1996) в пределах свода Федынского. На профиле показано расположение температурного интервала катагенеза ($110\text{--}180^\circ\text{C}$) в современном температурном разрезе земной коры. Катагенетические границы «нефтяного окна» зависят от типа керогена (сапропелевого, гумусового или смешанного), от темпов погружения отложений, строения и состава вмещающих пород, характера геотермического и флюидодинамического режимов и др. Процесс интенсивного образования жидких УВ в катагенетических зонах бассейнов разных типов и возраста отмечается при разных температурах и глубинах, но чаще всего при указанном температурном интервале (Вассоевич, 1990). «В прогнозе зон генерации УВ и фазового состава генерирующихся УВ состоит прикладной аспект и значение исследований процесса катагенеза» (Граumberг и др., 2001, с. 1809).

Мы можем с уверенностью констатировать, что геотермические исследования, включающие моделирование температурных условий геологического прошлого и современного теплового поля, являются важной частью прогностических построений в нефтегазоносных бассейнах.

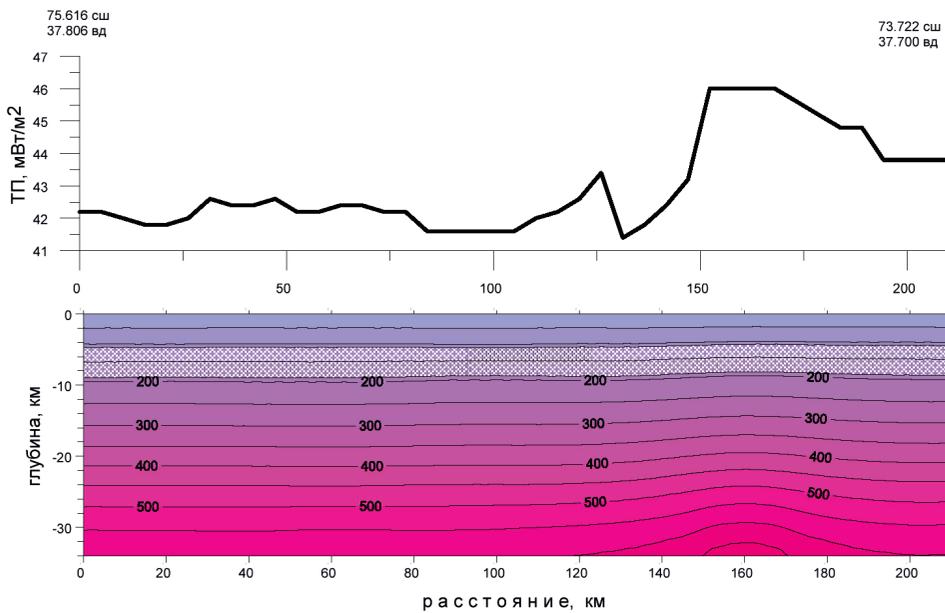


Рис. 8. Пример расчета глубинных температур и плотности теплового потока вдоль профиля (штриховкой показано возможное положение интервала катагенеза органического вещества)

Термотомографическая 3D-модель свода Федынского

В предыдущем разделе мы описали последовательность построения 3D-температурной модели. Профили, показанные на рис. 9 в пределах свода Федынского, были размещены в трехмерном плоте в соответствии с координатами их начала и конца. Для этого мы использовали созданный нами программный модуль «FType» (авт. В.Р. Ахмедзянов), адаптированный для работы с программой «TECPLOT, v.10»

После трехмерной интерполяции (метод Шепарда, или «Inverse distance») была получена трехмерная картина распределения температур в пространстве X-Y-Z. Границы области интерполяции выбирались по координатам концов наиболее протяженных профилей. Метод Шепарда предусматривает линейную интерполяцию с учетом статистического «веса» каждой точки пространства. При случайном расположении сейсмических профилей наибольший вес имеют те точки, которые расположены в пространстве на наименьших расстояниях от соседних точек.

Как видно на рис. 10, характерный температурный интервал катагенеза органического вещества располагается в интервале глубин 4–5 км. Изотерма Кюри, контролирующая положение нижней границы магнитных масс, располагается в интервале глубин 30–32 км.

Обращает на себя внимание наличие ясно выраженного «температурного купола» между параллелями 73 и 74°с.ш. между 36 и 39°в.д. Эта температурная аномалия прослеживается на всю толщину разреза. Амплитуда аномалии на глубине 30 км составляет ~30°С, а на глубине 10 км ~10°С. Снижение амплитуды аномалии объясняется уменьшением контраста коэффициентов теплопроводности контактирующих литологических комплексов. Учитывая обнаруженную пространственную корреляцию «температурных куполов» и локализации месторождений углеводородов в осадочных бассейнах (Хуторской и др., 2003, 2009, 2013), можно предполагать, что этот участок следует рекомендовать как «первоочередной» при постановке детальных геологоразведочных работ на углеводородное сырье.

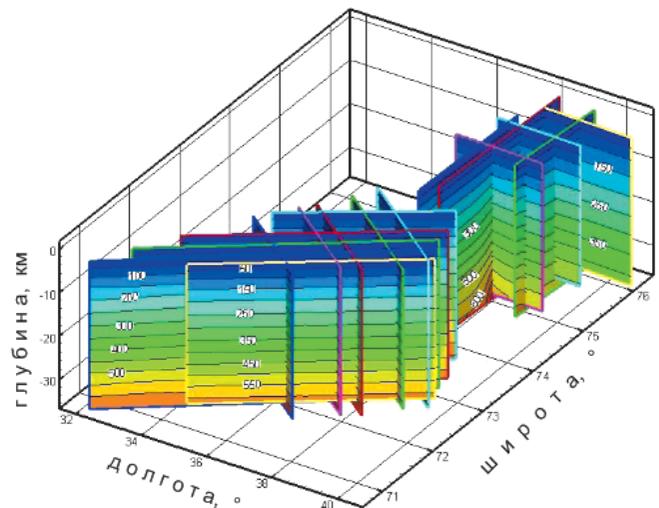


Рис. 9. Размещение 2D-температурных профилей (изотермы, °С) в координатах: широта-долгота-глубина

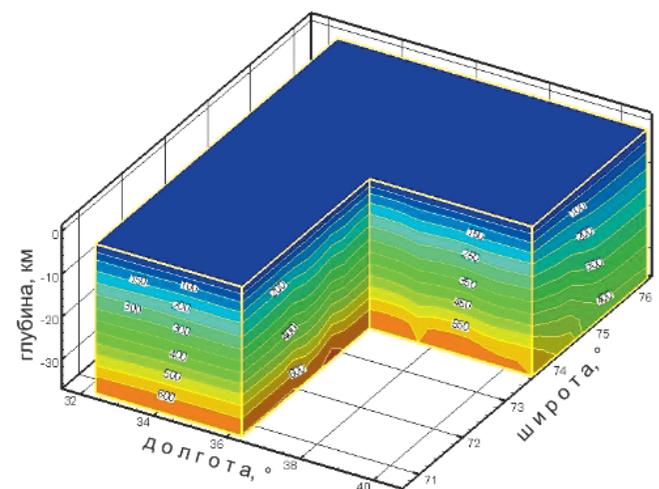


Рис. 10. 3D-температурная модель свода Федынского

Трехмерное моделирование позволяет построить картину изотермических поверхностей для любых температур внутри существующего для модели диапазона, а также карты-срезы температур на любых промежуточных глубинах.

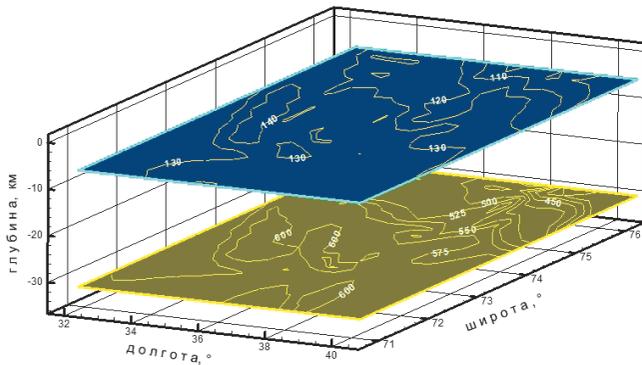


Рис. 11. Карты-срезы температур на глубинах 5 и 30 км на своде Федынского

На рис. 11 показаны температурные карты-срезы для глубин 5 и 30 км. Эти глубины выбирались с учетом прогнозных критериев для расчета положения материнской толщи углеводородов, с одной стороны, и положения изотермы Кюри, с другой стороны.

Сопоставление термической модели с сейстотомографией

Редкая сеть наблюдений теплового потока заставляет искать сравнение этого параметра с другими геофизическими полями, которые в той или степени отражают термическое состояние недр. Таким фактором является сейсмическая томография, показывающая объемное распределение вариаций скоростей. Более прогретая часть среды обладает пониженной скоростью на величины до первых процентов от средних абсолютных значений на исследуемых глубинах. Для Баренцевоморского региона была опубликована региональная сейстотомографическая модель, построенная по данным норвежской сейсмологической сети NORSAR (Bungum et al., 2005). Она позволяет рассматривать регион Баренцева моря в двух глубинных диапазонах: от 0 до 250 км и от 0 до 40 км. Рассмотрим отображение скоростей Р-волн для первого глубинного интервала (рис. 12).

На глубине около 75 км (рис. 12) наблюдается высокоскоростной «козырек», оконтуренный изоповерхностью 8,31 км/с, под которым видно наличие низкоскоростной линзы, «втекающей» в регион с севера от термального купола около Шпицбергена (Хуторской и др., 2013) под данную высокоскоростную аномалию в сторону Кольского

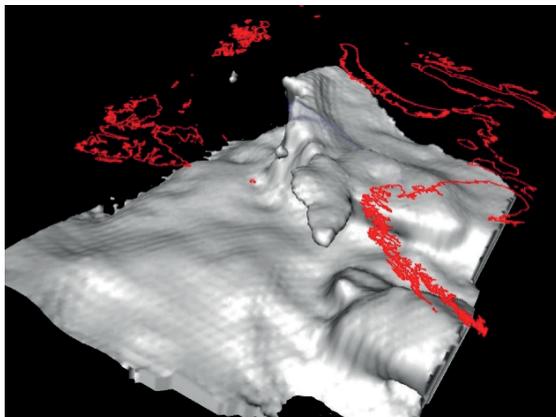


Рис. 12. 3D модель по данным сейстотомографии вариаций скоростей объемных сейсмических волн Баренцева моря (Р-волны, от 0 до 250 км, изоповерхность 8.31 км/с) (по Bungum et al., 2005). Вид с юго-запада и сверху. Береговая линия показана красным

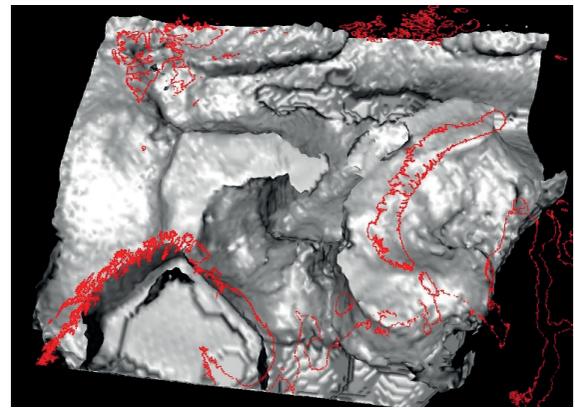


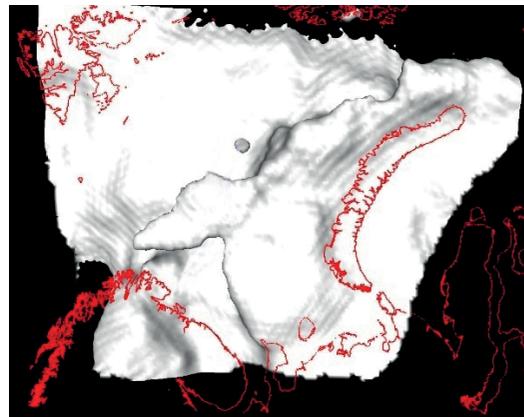
Рис. 13. 3D модель вариаций скоростей объемных сейсмических волн Баренцева моря (Р-волны, от 0 до 40 км, изоповерхность 6.28 км/с) (по Bungum et al., 2005). Вид сверху. Береговая линия показана красным

полуострова. Эта конфигурация сейстотомографических вариаций приемлемо согласуется с данными термотомографии, согласно которым с этих глубин в районе свода Федынского наблюдается «холодный» купол. Форма низкоскоростной «полости» имеет субмеридиональную ориентацию и соединяется под козырьком с зоной равномерного увеличения низкоскоростного объема на север-северо-запад к зоне Шпицбергена.

На отображении интервала от 0 до 40 км (рис. 13), расположенного выше высокоскоростного «козырька» свода Федынского на глубинах ~75 км (рис. 12), видно низкоскоростное пространство, уходящее от южной части Баренцевской плиты вглубь на северо-восток и входящее в котловины Баренцева моря. Эта конфигурация сейсмической томографии согласуется с термическим куполом, показанным на рис. 10. В целом, низкоскоростные полости обоих глубинных диапазонов (рис. 12 и 13) сходятся в области максимума термической модели (рис. 10) между 70° и 73° с.ш. непосредственно к югу от высокоскоростного «козырька» под сводом Федынского.

Заключение

Технология термической томографии использует самые современные программные и аппаратные средства для численного моделирования геолого-геофизической эволюции бассейнов осадконакопления. Практическое значение термотомографической методики применительно



к осадочным бассейнам заключается в нахождении температурных границ, контролирующих генерацию углеводородов – их катагенетическое преобразование. Таким образом, зная глубину и локализацию температурных условий катагенеза органического вещества в объемной геометрии, можно говорить о скоплении углеводородов при наличии соответствующих структур-ловушек.

Термотомография выявляет характерные формы распределения температурного поля, контролирующие локализацию месторождений нефти и газа. Впервые обнаружены неизвестные ранее термические структуры – изометричные «термические купола», представляющие собой куполообразный подъем изотерм. Ранее нами была выявлена приуроченность промышленных месторождений углеводородов именно к этим куполам. Локализация «термического купола» в районе свода Федынского позволяет наметить район концентрации поисково-разведочных работ на этой структуре.

Таким образом, 3D-геотермические модели обусловили появление дополнительного поискового признака при разведке углеводородов на акваториях. Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна, соответствующего региональному масштабу, до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

Геотермическое поле изометричных или мозаичных областей может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии. Этот способ предоставляет возможность оценить изменения теплового поля как по латерали, так и по глубине.

Температурные аномалии и аномалии теплового потока формируются за счет неравномерного распределения тепловых источников, а также за счет структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных литолого-фациальным и тектоническим факторами.

Основной теплофизической границей в осадочных бассейнах Арктики является граница между подошвой фанерозойских осадков и кровлей докембрийского фундамента. Наличие линз низкотеплопроводных консолидированных осадков мезозоя-кайнозоя обуславливает появление аномалий низкого теплового потока.

Фоновый тепловой поток в южной части Баренцево-Карского осадочного бассейна составляет 54–55 мВт/м², но в северо-западном и северо-восточном направлениях он монотонно повышается, достигая вблизи архипелагов значений 65–72 мВт/м². Наблюдается общая согласованность термической модели района свода Федынского и данных сейсмической томографии, вариации скоростей в которых объясняются тепловыми неоднородностями.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке тем задания ГИН РАН: № FMUN-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» и №122012700311-2 «Геотермические и гидрогеохимические аномалии в разнотипных тектонических обстановках».

Литература

- Ампилов Ю.П. (2017). Новые вызовы для российской нефтегазовой отрасли в условиях санкций и низких цен на нефть. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, 2, с. 38-50.
- Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) (2000). Гл. ред. И.С. Грамберг, Н.П. Лаверов, Д.А. Додин. СПб: Наука, 247 с.
- Арктические и дальневосточные моря. Геология и полезные ископаемые России (2004). Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб: ВСЕГЕИ, т. 5, кн. 1, 468 с.
- Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Хуторской М.Д. (2011). Тепловой поток и температуры в земной коре западнее Шпицбергена (26-й и 27-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов»). *Мониторинг: наука и технологии*, 1(6), с. 6-18
- Вассоевич Н.Б. (1990). Литология и нефтегазоносность. М: Наука, 423 с.
- Верба М.Л. (2008). Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука, 191 с.
- Вержицкий Е.В. (2002). Геотермический режим, тектоника дна и температуры генерации углеводородов в восточной части Баренцева моря. *Геотектоника*, 1, с. 76-85.
- Грамберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. (2001). Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью. *Геология и геофизика*, 42(11-12), с. 1808-1820.
- Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. (2000). Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана. *Сб.: Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне*. СПб: ВНИИОкеангеология, с. 5-19.
- Григорьев Г.А., Арутюнян С.С., Назаров В.И., Краснов О.С., Медведева Л.В. (2015). Геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов нефти и газа континентального шельфа России. *RAO. CIS Offshore: Тр. 12-й Межд. конф. и выст. по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ*. СПб: Химиздат, с. 9-15.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины (1984). Гл. ред. Е.А. Козловский. М: Недра, 490 с.
- Левашкевич В.Г. (1992). Учет температурного режима придонных вод при измерении геотермических параметров в Баренцевом море. *Океанология*, 32(1), с. 151-158.
- Левашкевич В.Г. (2005). Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). *Автореф. докт. дисс.* М: МГУ, 42 с.
- Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. (2010). Аномальный тепловой поток как признак деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты. *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*, вып. 2. М: ГЕОС, с. 41-54.
- Лысенин Г.П., Карпюк Е.Ф. (2004). Сверхгидростатические пластовые давления в Тимано-Печорской провинции. *Мат. XIV геол. съезда Респ. Коми*. Т. III. Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, с. 151-153.
- Матвеев Ю.И., Винокуров И.Ю. (2008). Геологические результаты регионального сейсмопрофилирования арктических морей. *Теория и практика нефтегеологического прогноза*. СПб: ВНИГРИ, с. 262-277.
- Методические и экспериментальные основы геотермии (1983). М: Наука, 230 с.
- Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А. (2020). Вертикальная катагенетическая зональность осадочного чехла северо-восточной части Баренцевоморского шельфа. *Литология и полезные ископаемые*, 5, с. 438-460.
- Николаев А.В. (1997). Проблемы геотомографии. Проблемы геотомографии. М: Наука, с. 4-38.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. (1968). Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. *Геотектоника*, 4, с. 3-19.
- Попов Ю.А., Певзнер С.Л., Пименов В.П., Певзнер Л.А. (1999). Геотермические характеристики разреза Кольской сверхглубокой скважины. *Докл. РАН*, 369(6), с. 1-5.
- Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. (1996). Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике. *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*, вып. 1, ч. 2. СПб: ВНИИОкеанология, с. 145-155.
- Пущаровский Ю.М. (1993). Нелинейная геодинамика: Кредо автора. *Геотектоника*, 1, с. 3-6.

- Спичак В.В. (1999). Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М: Научный мир, 204 с.
- Супруненко О.И., Тугарова М.А. (2003). Геохимия нафтидов. СПб: Изд-во СПбГУ, 234 с.
- Тараканов Ю.А. (1997). Гравитационная томография. Проблемы геотомографии. М: Наука, с. 236-265.
- Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России (1996). Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М: Картография.
- Хант Дж. (1982). Геохимия и геология нефти и газа. М: Мир, 556 с.
- Холодилов В.А. (2006). Геология, нефтегазоносность и научные основы стратегии освоения ресурсов нефти и газа Баренцева и Карского морей. *Дисс. докт. геол.-мин. наук*. Москва.
- Хуторской М.Д. (1982). Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М: Наука, 79 с.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Ахмедзянов В.Р. (2000). Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона. *Вестн. РАН*, 5, с. 55-77.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. (2003). Термотомография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*, 3, с. 79-96.
- Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. (2008). Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотравесов. *Геотектоника*, 2, с. 36-54.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. (2009). Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты. *Докл. РАН*, 424(2), с. 318-323.
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. (2013). Геотермия арктических морей. М: ГЕОС, 232 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 605)
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. (2014). Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа. *Геотектоника*, 1, с. 77-96.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. (1992). Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 114 с.
- Шипилов Э.В., Сенин Б.В. (1988). Глубинная структура дна Баренцева моря. *Геотектоника*, 6, с. 96-100.
- Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. (2007). Тектоника Западно-Арктической платформы. *Разведка и охрана недр*, 9, с. 32-47.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. (1968). Heat flow and thermal history in New England and New York, chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y., pp. 437-451.
- Bücker C.J., Jarrard R.D. and Wonik T. (2001). Downhole Temperature, Radiogenic Heat Production, and Heat Flow from the CRP-3 Drillhole, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica*, 8(3), pp. 151-159.
- Bungum H., Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.-I., Mooney W.D., Detweiler S.T. (2005). Three-Dimensional Model for the Crust and Upper Mantle in the Barents Sea Region. *Eos*, 86(16). <https://doi.org/10.1029/2005EO160003>
- Chapman D., Furlong K. (1977). Continental heat flow–age relationships. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 58, pp. 1240-1251.
- Dziewonski A.M. (1984). Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 5929-5952. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05929>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. (1984). Seismic tomography of the Earth's interior. *Amer. Sci. vol.*, 72(5), pp. 483-494.
- Hosney H.M. (2000). Geophysical parameters and crustal temperatures characterizing tectonic and heat flow provinces of Egypt. ICEHM, Cairo University, pp. 152-166.
- Hurtig E. (Editor-in Chief) (1991/1992). Catalogue Heat Flow Density Data. Geothermal Atlas of Europe (1991-1992). Potsdam: Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, pp. 107-156.
- Jaupart C. and Mareschal J.-C. (2004). Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3. The Crust, edited by R.L. Rudnick, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 65-84. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03017-6>
- Morgan P., Sass J.H. (1984). Review. Thermal regime of the continental lithosphere. *Journ. geodynamics*, 1, pp. 143-166. https://doi.org/10.1300/J123v09n01_12
- Slater J.G., Francheteau J. (1970). The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth Geophys. *J. Roy. Astron. Soc.*, 20, pp. 509-542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x>
- Seismic tomography: Theory and practice (1993). Ed. By H.M. Iyer and K. Hirahara, pp. 519-584.
- Vila M., Fernandez M., Jimenez-Munt I. (2010). Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), pp. 152-164. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>

Сведения об авторах

Михаил Давыдович Хуторской – доктор геол.-мин. наук, профессор, заведующий лабораторией тепломассообмена, Геологический институт РАН

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, стр. 1

Сергей Юрьевич Соколов – доктор геол.-мин. наук, заведующий лабораторией геоморфологии и тектоники дна океанов, Геологический институт РАН

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, стр. 1

Статья поступила в редакцию 24.04.2022;

Принята к публикации 19.08.2022;

Опубликована 30.09.2022

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Thermal evolution of the southern part of the Barents Sea (the Fedynsky Arch)

M.D. Khutorskoi*, S. Yu. Sokolov

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Mikhail D. Khutorskoi, e-mail: mdkh1@yandex.ru

Abstract. The distribution of thermal conductivity, radiogenic heat generation and heat flow in the Barents Sea southern part, including the Fedynsky Arch, is analyzed. Models of deep temperatures controlling the catagenesis of organic matter thermal conditions are calculated. A 3D temperature model was built up to a 30 km depth, which allowed us to demonstrate cross-sectional temperature maps at various depths in the Earth's crust. A comparison of the Barents Sea thermal field and seismotomographic model was carried out, which showed that the seismotomographic anomalies are caused by thermal inhomogeneities.

Keywords: geothermics, thermal and seismic tomography, sedimentary basin, oil and gas potential, modeling

Acknowledgements

The work was financially supported by the State Assignment of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences: No.

FMUN-2019-0076 “Geological hazards in the World Ocean and their relationship with relief, geodynamic and tectonic processes” and No. 122012700311-2 “Geothermal and hydrogeochemical anomalies in different types of tectonic settings”.

Recommended citation: Khutorskoi M.D., Sokolov S.Yu. (2022). Thermal evolution of the southern part of the Barents Sea (the Fedynsky Arch). *Georesursy = Georesources*, 24(3), pp. 99–113. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.9>

References

- Ampilov Yu.P. (2017). New challenges for the Russian oil and gas industry in the face of sanctions and low oil prices. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*, 2, pp. 38-50. (In Russ.)
- Arctic on the threshold of the third millennium (resource potential and environmental problems) (2000). Ed. I.S. Gramberg, N.P. Laverov, D.A. Dodin. St.Petersburg: Nauka, 247 p. (In Russ.)

- Arctic and Far Eastern seas. *Geology and minerals of Russia* (2004). Ed I.S. Gramberg, V.L. Ivanov, Yu.E. Pogrebetskii. St.Petersburg: VSEGEI, t. 5, kn. 1, 468 p. (In Russ.)
- Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V., Khutorskoy M.D. (2011). Heat flow and temperatures in the Earth's crust west of Shpitsbergen (cruises 26 and 27 of the R/V Akademik Nikolai Strakhov). *Monitoring: nauka i tekhnologii*, 1(6), pp. 6-18. (In Russ.)
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. (1968). Heat flow and thermal history in New England and New York, chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y., pp. 437-451.
- Bücker C.J., Jarrard R.D. and Wonik T. (2001). Downhole Temperature, Radiogenic Heat Production, and Heat Flow from the CRP-3 Drillhole, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica*, 8(3), pp. 151-159.
- Bungum H., Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.-I., Mooney W.D., Detweiler S.T. (2005). Three-Dimensional Model for the Crust and Upper Mantle in the Barents Sea Region. *Eos*, 86(16). <https://doi.org/10.1029/2005EO160003>
- Chapman D., Furlong K. (1977). Continental heat flow–age relationships. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 58, pp. 1240-1251.
- Dziewonski A.M. (1984). Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 5929-5952. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05929>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. (1984). Seismic tomography of the Earth's interior. *Amer. Sci. vol.*, 72(5), pp. 483-494.
- Gramberg I.S., Evdokimova N.K., Suprunenko O.I. (2001). Catagenetic zoning of the sedimentary cover of the Barents Sea shelf in connection with oil and gas potential. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 42(11-12), pp. 1808-1820. (In Russ.)
- Gramberg I.S., Suprunenko O.I., Lazurkin D.V. (2000). Oil and gas potential of the Arctic Ocean. Coll. papers: Geological structure and geomorphology of the Arctic Ocean in connection with the problem of the outer boundary of the continental shelf of the Russian Federation in the Arctic basin. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya, pp. 5-19. (In Russ.)
- Grigoriev G.A., Arutyunyan S.S., Nazarov V.I., Krasnov O.S., Medvedeva L.V. (2015). Geological and economic assessment of forecast oil and gas resources of the Russian continental shelf. *CIS Offshore 2015*. St. Petersburg: Khimizdat, pp. 9-15. (In Russ.)
- Hosney H.M. (2000). Geophysical parameters and crustal temperatures characterizing tectonic and heat flow provinces of Egypt. ICEHM, Cairo University, pp. 152-166.
- Hunt J.M. (1982). Petroleum geochemistry and geology. Moscow: Mir, 556 p. (In Russ.)
- Hurtig E. (Editor-in Chief) (1991/1992). Catalogue Heat Flow Density Data. Geothermal Atlas of Europe (1991-1992). Potsdam: Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, pp. 107-156.
- Jaupart C. and Mareschal J.-C. (2004). Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3. The Crust, edited by R.L. Rudnick, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 65-84. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03017-6>
- Kholodilov V.A. (2006). Geology, oil and gas potential and scientific foundations of the strategy for the development of oil and gas resources in the Barents and Kara Seas. Dr. geol.-min. sci. diss. Moscow. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D. (1982). Heat flow in areas of structural-geological inhomogeneities. Moscow: Nauka, 79 p. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Podgornykh L.V., Akhmedzyanov V.R. (2000). Geothermal field and thermal evolution of the lithosphere of the Barents Sea region. *Vestn. RAEN*, 5, pp. 55-77. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Podgornykh L.V., Gramberg I.S., Leonov Yu.G. (2003). Thermotomography of the Western Arctic Basin. *Geotektonika*, 3, pp. 79-96. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Viskunova K.G., Podgornykh L.V., Suprunenko O.I., Akhmedzyanov V.R. (2008). Geotemperature model of the Earth's crust in the Barents Sea: studies along geotraverses. *Geotektonika*, 2, pp. 36-54. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V., Akhmedzyanov V.R. (2009). Anomalous heat flow and the nature of the troughs in the northern part of the Svalbard plate. *Dokl. RAN*, 424(2), pp. 318-323. (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V. et al. (2013). Geothermy of the Arctic Seas. Moscow: GEOS, 232 p. (GIN RAN coll. papers; vol. 605) (In Russ.)
- Khutorskoi M.D., Polyak B.G. (2014). Geothermal models of geodynamic settings of various types. *Geotectonics*, 48, pp. 68-85.
- Kola superdeep. Study of the deep structure of the continental crust by drilling the Kola superdeep well (1984). Ed. E.A. Kozlovsky. Moscow: Nedra, 490 p. (In Russ.)
- Levashkevich V.G. (1992). Taking into account the temperature regime of bottom waters when measuring geothermal parameters in the Barents Sea. *Okeanologiya*, 32(1), pp. 151-158. (In Russ.)
- Levashkevich V.G. (2005). Patterns of geothermal field distribution in the margins of the East European Platform (Barents Sea and Belarussian-Baltic regions). Abstract Dr. sci. diss. Moscow: MSU, 42 p. (In Russ.)
- Leonov Yu.G., Khutorskoy M.D., Ermakov A.V., Akhmedzyanov V.R. (2010). Anomalous heat flow as a sign of crustal destruction on the northern margin of the Svalbard plate. *Geology and Geoecology of the Continental Margins of Eurasia*, vol. 2. Moscow: GEOS, pp. 41-54. (In Russ.)
- Lysenin G.P., Karpyuk E.F. (2004). Superhydrostatic formation pressures in the Timan-Pechora province. Proc. XIV geol. Congress of the Komi Republic. V. III. Syktyvkar: In-t geol. Komi NTs UrO RAN, pp. 151-153. (In Russ.)
- Matveev Yu.I., Vinokurov I.Yu. (2008). Geological results of regional seismic profiling of the Arctic seas. *Theory and practice of petrogeological forecasting*. St. Petersburg: VNIGRI, pp. 262-277. (In Russ.)
- Methodological and experimental foundations of geothermy (1983). Moscow: Nauka, 230 p. (In Russ.)
- Morgan P., Sassi J.H. (1984). Review. Thermal regime of the continental lithosphere. *Journ. geodynamics*, 1, pp. 143-166. https://doi.org/10.1300/J123v09n01_12
- Nikitin D. S., Khutorskoy M.D., Ivanov D.A. (2020). Vertical catagenetic zonation of the sedimentary cover of the northeastern part of the Barents Sea shelf. *Litologiya i poleznye iskopaemye = Lithology and mineral resources*, 5, pp. 438-460. (In Russ.)
- Nikolaev A.V. (1997). Problems of geotomography. Moscow: Nauka, pp. 4-38. (In Russ.)
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B. (1968). Relationship between deep heat flow and tectonic structure of continents. *Geotektonika*, 4, pp. 3-19. (In Russ.)
- Popov Yu.A., Pevzner S.L., Pimenov V.P., Pevzner L.A. (1999). Geothermal characteristics of the section of the Kola superdeep well. *Dokl. RAN*, 369(6), pp. 1-5. (In Russ.)
- Poselov V.A., Pavlenkin A.D., Butsenko V.V. (1996). The structure of the lithosphere according to geotraverses of the DSS in the Arctic. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region*, vol. 1, ch. 2. St. Petersburg: VNIIOkeanologiya, pp. 145-155. (In Russ.)
- Pushcharovsky Yu.M. (1993). Nonlinear geodynamics: Credo of the author. *Geotektonika*, 1, pp. 3-6. (In Russ.)
- Sclater J.G., Francheteau J. (1970). The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 20, pp. 509-542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x>
- Seismic tomography: Theory and practice (1993). Ed. By H.M. Iyer and K. Hirahara, pp. 519-584.
- Shipilov E.V., Semin B.V. (1988). Deep structure of the bottom of the Barents Sea. *Geotektonika*, 6, pp. 96-100. (In Russ.)
- Shkarubo S.I., Shipilov E.V. (2007). Tectonics of the Western Arctic platform. *Razvedka i okhrana nedr*, 9, pp. 32-47. (In Russ.)
- Spichak V.V. (1999). Magnetotelluric fields in three-dimensional models of geoelectrics. Moscow: Nauchnyy mir, 204 p. (In Russ.)
- Suprunenko O.I., Tugarova M.A. (2003). Geochemistry of naphthides. St. Petersburg: SPbSU, 234 p. (In Russ.)
- Tarakanov Yu.A. (1997). Gravitational tomography. Problems of geotomography. Moscow: Nauka, pp. 236-265. (In Russ.)
- Tectonic map of the Barents Sea and the northern part of European Russia (1996). Scale 1:2500000. Ed. Bogdanov N.A., Khain V.E. Moscow: Kartografiya. (In Russ.)
- Tsybulya L.A., Levashkevich V.G. (1992). Thermal field of the Barents Sea region. Apatity, 114 p. (In Russ.)
- Vassoevich N.B. (1990). Lithology and oil and gas potential. Moscow: Nauka, 423 p. (In Russ.)
- Verba M.L. (2008). Comparative Geodynamics of the Eurasian Basin. St.Petersburg: Nauka, 191 p. (In Russ.)
- Verzhbitskii E.V. (2002). Geothermal regime, bottom tectonics and hydrocarbon generation temperatures in the eastern part of the Barents Sea. *Geotektonika*, 1, pp. 76-85. (In Russ.)
- Vila M., Fernandez M., Jimenez-Munt I. (2010). Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), pp. 152-164. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>

About the Authors

Mikhail D. Khutorskoi – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Head of the Heat and Mass Transfer Laboratory Geological Institute of the Russian Academy of Sciences 7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Sergey Yu. Sokolov – Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Head of the Laboratory of Ocean Floor Geomorphology and Tectonics, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences 7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Manuscript received 24 April 2022;

Accepted 19 August 2022; Published 30 September 2022