

Семинар «ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ»

**ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА**

В.В. Бахтерев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Методика и установка для высокотемпературных исследований электропроводности образцов горных пород описана нами ранее [1]. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой в режиме динамического нагрева через каждые 10 градусов в интервале температур 20 - 800 - 900 °С. Скорость нагревания - 4 град/мин. Температуру определяли в 10 мм от образца хромель-алюмелевой термопарой. Исследуемые образцы вырезали в форме кубика с ребром 15 мм и помещали между плоскими электродами (один электрод медь, второй - нержавеющей сталь). В качестве измерительного прибора использован тераомметр Е6 - 13, позволяющий определять электрическое сопротивление постоянному току в диапазоне от 10 до 10¹⁴ Ом и относительной погрешности от ± 2.5 до 4 % в зависимости от диапазона.

Большинство минералов и горных пород, в том числе и ультраосновных, являются ионными кристаллическими диэлектриками. Электропроводность их обусловлена обычно переносом ионов. Особенностью ионной электропроводности является ее увеличение с температурой. При этом установлено два факта: имеется две области на кривой проводимости и в этих обеих областях логарифм электропроводности приближенно является линейной функцией температуры. Области отличаются типом электропроводности. Первый тип электропроводности - электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, так называемая собственная электропроводность. Эта электропроводность существенна при высоких температурах. Второй тип - электропроводность, обусловленная движением относительно слабо закрепленных ионов. Характеристикой соединения является только высокотемпературная электропроводность. Электропроводность при низких температурах резко зависит от всякого рода примесей. Поэтому в дальнейшем будем говорить только о высокотемпературной электропроводности. В физике диэлектриков электрическое сопротивление описывают формулой [2]:

$$R = \frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 \nu} \exp\left(\frac{E_0}{kT}\right), \quad (1)$$

где E_0 - энергия активации, которую необходимо затратить на освобождение иона (носителя заряда) от связей в кристаллической решетке; n_0 - общее число ионов в 1 см³, участвующих в переносе тока; q - заряд иона; δ - длина свободного пробега; ν - частота колебаний иона в полустойчивом положении; k - постоянная Больцмана; T - температура в градусах Кельвина.

Большинство исследователей, проводивших измерения электрического сопротивления при температурах 20 - 900 °С, экспериментально выявили зависимость, которую можно выразить в виде:

$$\lg R = A + \frac{B}{T} \quad (2)$$

Сопоставляя формулы (1) и (2) находим, что

$$A = \lg \frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 \nu}, \quad B = \frac{0.43 E_0}{k}. \quad (3)$$

Для определения электрических параметров кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R, 1/T$. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямоли-

нейного участка в температурной области, где кривая $lgR = f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления A в формуле (2), численно равный электрическому сопротивлению lgR_0 при $(1/T) = 0$, определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $lgR = f(1/T)$ на оси ординат. Так были определены параметры высокотемпературной электропроводности E_0 и lgR_0 в области собственной проводимости для всех исследованных образцов.

В процессе настоящих исследований установлено следующее.

1. Получены температурные (в интервале 20 - 800 - 900 °С) зависимости электрического сопротивления гипербазитов разного минерального состава, в различной степени серпентинизированных из ряда массивов Урала различной формационной принадлежности.

2. Выявлена связь между проводимостью и степенью серпентинизации исследованных образцов [3]. Впервые установлено, что в области собственной проводимости величина энергии активации коррелирует со степенью ранней серпентинизации дунитов и не зависит от величины их электрического сопротивления при нормальной температуре. Значение энергии активации токоносителей линейно уменьшается от 1 эВ в слабо серпентинизированных дунитах до 0.55 эВ в серпентинитах. Полученный результат согласуется с данными исследования структурного состава, кристаллической структуры и кристаллохимических особенностей лизардитов из серпентинитов ранней серпентинизации, приведенными в работе [4]. В этой работе показано, что поведение ионов железа (степень их окисления и межпозиционное расположение в кристаллической структуре лизардита) и сама структура минерала (соотношение политипов, параметры элементарной ячейки и объем) коррелируют со степенью ранней серпентинизации вмещающих их гипербазитов. Таким образом, нами установлен еще один независимый физический параметр (энергия активации токоносителей), связанный со степенью ранней серпентинизации дунитов.

3. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности в области собственной проводимости (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления lgR_0) исследованных образцов [5]. Для всех исследованных объектов выявлена линейная связь между E_0 и lgR_0 вида $lgR_0 = a - bE_0$. При этом для исследованных серпентинитов коэффициент b меняется от 5.8 до 13.2 в зависимости от генетических особенностей (от принадлежности к определенной формации гипербазитов). Коэффициент a для всех исследованных групп серпентинитов практически одинаков (7.0 - 7.4). Параметры E_0 и lgR_0 устанавливают принадлежность исследуемого образца к тому или иному структурно-вещественному комплексу определенной формации гипербазитов.

4. Для массивов и площадей хромитонесных точки с координатами E_0 , lgR_0 отклоняются от базовой линии $lgR_0 = a + bE_0$. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец [6]. Для четырех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0 , lgR_0 одинаков. В то же время, графическое изображение этой связи в координатах четко показывает, что поля распределения фигуративных точек разных объектов не совпадают. Такое поведение высокотемпературной электропроводности является отражением своеобразия геологических условий, истории становления и развития гипербазитовых массивов и месторождений в них. Полученные результаты согласуются с данными кристаллохимических исследований сквозного минерала оливина, входящего в состав дунит-гарцбургитовой ассоциации, методами оптической спектроскопии [7].

5. Исследована высокотемпературная электропроводность и предложен метод определения прочности на разрыв волокна хризотил-асбеста [8]. Метод позволяет анализировать пока только длиноволокнистый асбест (более 10 мм). При разработке месторождения важно выделить в целике хризотил-асбест нормальной прочности и ломкий. Для этого необходимо, не разрушая образца, определить качество волокна. Получены результаты, позволяющие надеяться, что можно будет расчленять руды с различным качеством хризо-

тил-асбеста по параметрам высокотемпературной электропроводности, вмещающих их серпентинитов.

Литература

1. *Бахтерев В.В.* Методика измерения электрического сопротивления гипербазитов при высоких температурах // Уральский геофизический вестник. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. № 1, с. 18 - 20.
2. *Сканави Г.И.* Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Гостехтеориздат, 1949. 500 с.
3. *Бахтерев В.В., Булыкин Л.Д.* Параметры электропроводности при высоких температурах дунитов в зависимости от степени их серпентинизации // Доклады Академии наук, 2001. Т. 379. № 6, с 793 - 796.
4. Кристаллохимия ионов железа в минералах ультрабазитов в связи с их серпентинизацией / С.Л. Вотьяков, И.С. Чашухин, В.Н. Быков и др. Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 64 с.
5. *Бахтерев В.В.* Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной принадлежности // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 3, с. 371 - 373.
6. *Бахтерев В.В.* Параметры высокотемпературной электропроводности дунит-гарцбургитовых (альпинотипных) гипербазитов Урала как возможный признак их потенциальной хромитоносности // Доклады Академии наук, 2006. Т. 408. № 3, с. 363 - 365.
7. Кристаллохимия силикатов альпинотипных гипербазитов Урала и поисковые критерии хромитового оруденения / А.И. Бахтин, О.Н. Лопатин, И.Г. Денисов и др. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1997. 100 с.
8. *Бахтерев В.В.* Способ определения прочности волокна хризотил-асбеста. Патент РФ № 2241218. Опубликовано 27.11.2004. Бюллетень № 33.

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ ПАРАМУШИРСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГРУППЫ (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², В.А. Рашидов³, А.А. Трусов⁴ -

¹Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва

²Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

⁴ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва

Парамуширская группа подводных вулканов является самой северной группой подводных вулканов Курильской островной дуги (КОД). До начала исследований с борта НИС «Вулканолог» в 1981 г. здесь были известны два подводных вулкана: вулкан Григорьева и вулкан 1.3 [1, 2]. В 10 экспедициях НИС «Вулканолог» в этом районе были открыты еще пять подводных вулканов и вулканических массивов [2 - 5].

Интересной особенностью этого района является широкое распространение в верхней части осадочного разреза газовых гидратов [2, 6].

Плосковершинный подводный вулкан Григорьева (1.1 по [2]) вместе с вулканом Алаид составляет единый вулканический массив [7 - 10]. Вершина подводного вулкана срезана абразией и снивелирована до уровня 120 - 140 м. При драгировании были подняты однотипные высокоглиноземистые, высокожелезистые, высококалийевые и умеренно-титанистые базальты. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), вулканическая постройка сложена, в основном, плотными вулканическими породами. Все выделенные по данным эхолотного промера и НСП скальные выступы в ЮЗ части плоской вершины и на ЮЗ склоне вулкана отчетливо проявляются в магнитном поле DTa

наличием локальных аномалий. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА-3D, показали, что эффективная намагниченность этих выступов сопоставима с эффективной намагниченностью самой постройки вулкана [7 - 10]. Это, вероятнее всего, указывает на их лавовую природу, а отмеченные неоднородности рельефа действительно являются экстрезивными куполами или лавовыми конусами, развитыми вдоль радиальной трещины северо-восточного простирания. Всего на вулкане Григорьева выделено 13 таких куполов. Есть все основания говорить об аномальном, по отношению к другим подводным вулканам КОД, вулканизме массива Алаид [9, 10].

Проведенные исследования на полигоне от вулканического массива Алаид до банки Лебеда показали, что подводный вулкан Григорьева расположен в непосредственной близости к линейной зоне, сложенной породами с повышенной намагниченностью, возникшей, может быть, почти одновременно с образованием вулканической постройки. На одновременность, в частности, может указывать то, что лавовый поток на склоне вулкана, обращенном к этой зоне, характеризуется практически теми же величинами намагниченности, которые присущи породам, слагающим линейную зону.

Острровершинный подводный вулкан 1.4 расположен далеко в тылу Курильской островной дуги, возвышаясь над окружающим дном Охотского моря на 650 - 700 м. Вершина осложнена рядом пиков, а основание вулкана почти замкнутым кольцом опоясывается отрицательными формами рельефа [4, 11]. На удалении 3 - 10 км от вулкана по данным НСП выделены три небольших (по-видимому, магматических) тела, не достигших поверхности дна.

При драгировании привершинной части вулкана были подняты, в основном, амфиболовые андезиты, с подчиненным количеством пироксеновых андезибазальтов и плагиобазальтов. К вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля DТa интенсивностью до 500 нТл, с локальным максимумом до 700 нТл вблизи привершинной части. Отмеченные магматические тела, не достигшие поверхности дна, в магнитном поле не выражены самостоятельными аномалиями. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА-3D, показали, что последние по времени излияния лав происходили на северо-западном склоне на глубинах 1100 - 1200 м, где расположен активный вулканический центр [7].

В пределах **погребенной подводной вулканической зоны** у западного подножия о. Парамушир исследованы четыре вулкана. Все постройки, приуроченные к долгоживущей зоне глубинных разломов, слабо выражены в современном рельефе дна, но четко выделяются по данным НСП и к ним приурочены локальные аномалии магнитного поля DТa. Здесь же отмечена зона грязевого вулканизма и выходы свободных газов в водную толщу, фиксирующихся в виде гидроакустических аномалий на записях эхолотов. Предполагаются две вспышки магматической активности: более ранняя, неогеновая, когда возникли крупные вулканический массив 1.2 и вулкан 1.7, и более поздняя, позднеплиоценовая или четвертичная, когда могли сформироваться небольшие вулканы 1.5 и 1.6, а также предполагаемый небольшой экстрезивный купол, расположенный к югу от массива 1.2.

Проведенные исследования показали существенное отличие Парамуширской группы подводных вулканов от остальных подводных вулканов КОД. Отмечен аномальный вулканизм массива Алаид и наличие долгоживущей зоны глубинных разломов на границе структур прогиба Атласова и Парамуширского островного блока. Эта зона является активной, по крайней мере, с неогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05 - 05 - 65102) и ДВО РАН (проект 06 - 3 - А - 08 - 326).

Литература

1. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. лаб. Вулканологии, 1958. Вып. 13. С. 71 - 88.

2. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
3. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) / Г.П. Авдейко, Г.М. Гавриленко, Л.В. Черткова и др. // Вулканология и сейсмология, 1984. № 6. С. 66 - 81.
4. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.* Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1994. № 1. С. 13 - 18.
5. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2006. № 2. Вып. 8. С. 69 - 85.
6. *Бондаренко В.И., Надежный А.М.* Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология, 1987. № 2. С. 100 - 104.
7. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА - 3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко и др. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2005. № 2. Вып. 6. С. 67 - 76.
8. 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко и др. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург, 30 января - 3 февраля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 16 - 21.
9. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусков А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология, 2006. № 5. С. 17 - 26.
10. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусков А.А.* Вулканический массив Алайд (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25 - 30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135 - 143.
11. *Брусилковский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология, 2004. № 2. С. 73 - 83.

УЧЕТ ОСОБЕННОСТЕЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУРЫ ТЕПЛОвого ПОТОКА УРАЛА

И.В. Голованова¹, Р.Ю. Валиева¹, Д.Ю. Демежко² -

¹Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

²Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На основе разработанных в Институте геологии УНЦ РАН и в Институте геофизики УрО РАН методов введения палеоклиматических поправок в измеренный тепловой поток выработана единая методика, учитывающая зависимость палеоклиматического сигнала от широты и долготы местности. При этом учтена новая оценка амплитуды вюрм-голоценового потепления, полученная по геотермическим данным в глубокой скважине Лезунинская-1, расположенной в башкирской части Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба [1]. Учтены также результаты изучения пространственного распределения амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в северной Евразии, полученные по геотермическим данным [2]. Проведено математическое моделирование искажений теплового потока и геотермического градиента для различных зон. Проведен предварительный анализ имеющихся экспериментальных данных как по Уралу, так и по прилегающим частям Вос-

точно-Европейской платформы. Использована уникальная база ранее не привлекавшихся к подобному анализу экспериментальных данных, полученных в Институте геологии УНЦ РАН, Уфа, в Институте геофизики УрО РАН, Екатеринбург, и, по возможности, другие опубликованные данные [3]. Полученная при моделировании зависимость искажений градиента температуры от глубины использована для определения средневзвешенного искажения теплового потока в интервале его определения. Введены поправки на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток по всем скважинам, в которых выполнены его измерения. Составлен новый вариант карты теплового потока Урала, исправленного на влияние палеоклимата [4].

Проанализированы исправленные значения теплового потока по отдельным интервалам глубин. Существующие на сегодняшний день данные позволяют выполнить сопоставление поинтервальных значений теплового потока для разных зон только для южной части территории и только для глубин до 1000 м. Представлены измеренные и исправленные на влияние палеоклимата значения теплового потока на глубине до 1000 м по скважинам, расположенным в поперечном сечении Южного Урала вдоль профиля УРСЕЙС-95 в полосе шириной 200 км.

Результаты свидетельствуют о том, что искажающее влияние палеоклимата сильнее выражено в неглубоких скважинах, расположенных преимущественно в Тагило-Магнитогорской зоне, пространственно совпадающей с зоной аномально низких тепловых потоков. Однако зона аномально низких тепловых потоков в Магнитогорской зоне четко выявляется и при внесении поправок, то есть возникновение этой аномалии невозможно объяснить только влиянием палеоклимата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05 - 05 - 64141.

Литература

1. Голованова И.В., Валиева Р.Ю. Новые оценки амплитуды вюрм-голоценового потепления на Южном Урале по геотермическим данным // Геологический сборник: Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. № 5, с. 201 - 203.
2. Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Сопоставление климатов последней ледниковой эпохи и современного на основе данных скважинной геотермии // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005, с. 92 - 94.
- 3 Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
4. Валиева Р.Ю., Голованова И.В., Демежко Д.Ю. О поправках на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток (на примере Южного Урала) // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2007, с. 54 - 58.

КВАЗИНЕЙТРАЛЬНЫЙ СЛОЙ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ БЕЛАРУСИ

В.И. Зуй - Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск

Сеть глубоких буровых скважин на территории Беларуси неравномерна. За пределами крупных депрессий имеются в большинстве случаев мелкие скважины, в частности - тысячи водяных скважин глубиной до 100 м. Нами предложен метод выделения геотермических аномалий по карте распределения температуры «квазинейтрального слоя». Известно, что аномалии температуры в глубоких горизонтах чехла отражаются по всему разрезу скважин вплоть до самых верхних горизонтов. Этот эффект проявляется и до так называемого «квазинейтрального слоя». Он представляет поверхность глубин, на которой амплитуда сезонных колебаний температуры затухает до значений, сравнимых с погрешностью скважинных термометров. Для скважин Беларуси - это обычно 10 - 40 м, лишь в единичных случаях она достигает 100 - 120 м. Важным моментом является не столько эта глубина, сколько

то, что температура точки перегиба изменяется мало. Так по скважине Сенно 36 (Оршанская впадина) для двух выполненных измерений в разные годы разница составила 0.04 °С, что сопоставимо с погрешностью электротермометра.

Впервые построена карта распределения температуры на поверхности квазинейтрального слоя по надежным термограммам скважин. Картина температуры на карте в значительной степени дифференцирована. Отчетливо выделяются аномалии пониженной и повышенной температуры. Сравнение этой карты с аналогичными картами, построенными для глубин 100 и 300 м, показывает, что конфигурация изотерм идентична. Нет существенных различий в расположении аномалий на картах, построенных для фиксированных глубин (стандартный подход), и на поверхности квазинейтрального слоя (новый подход). Основное различие только в значениях температуры.

Температура квазинейтрального слоя в стране изменяется от 6.5 до 9 °С, значения более 8 °С соответствуют северной зоне Припятского прогиба, Подляско-Брестской впадине и западному склону Воронежской антеклизы. Изотерма 8 °С огибает Пинско - Ляховичско - Ельненскую аномалию и прослеживается в северо-западной части Беларуси, где выделяется Гродненская аномалия повышенных значений температуры. Наблюдается контрастное распределение температуры в Оршанской впадине при ее амплитуде 2 - 2.5 °С. На этой карте выделяются около 10 геотермических аномалий пониженной и повышенной температуры, которые отражаются также на картах геотемпературного поля для глубин 100, 200 и 300 метров. Однако на карте для поверхности квазинейтрального слоя впервые выделена дополнительно Беловежская аномалия низких значений температуры 6 - 7.5 °С по трем скважинам глубиной менее 30 м, пробуренным в Беловежской пуще вблизи границы с Польшей. Эти термограммы не могли быть интерполированными даже на глубину 100 м.

Верификация карты распределения температуры и достоверность выделения аномалий выполнены сравнением их положения и конфигурации изотерм с аномалиями, выделяемыми на традиционно принятых картах температуры на фиксированных глубинах. Поскольку квазинейтральный слой в регионе повсеместно относится к зоне интенсивного водообмена, то имело смысл сравнивать аномалии, выделенные на этой карте, с таковыми, выделенными на традиционных картах, построенных для глубин, относящихся к зоне распространения пресных вод. Для этого была выбрана глубина 200 м, почти повсеместно принадлежащая к зоне интенсивного водообмена. Оказалось, что на обеих картах сохраняются все геотермические аномалии температуры, выделенные традиционным методом.

На карте выделены аномалии пониженных значений температуры: Восточно-Оршанская, Чашникско-Полоцкая, аномалии восточной и центральной частей Белорусской антеклизы, а также аномалии повышенных значений - Западно-Оршанская, Молодечненско-Нарочанская, Ляховичско-Пружанская, Кобринско-Пружанская, Гродненская и аномалии Припятского прогиба, западного склона Воронежской антеклизы и Подляско-Брестской впадины. Западно-Оршанская аномалия имеет меридиональное направление. Она пересекает всю территорию Беларуси от Припятского прогиба через Северо-Припятскую ступень, Оршанскую впадину, а также имеет продолжение за границами республики на территории Латвийской седловины и в пределах Российской Федерации. Пространственно она совпадает с протяженной Одесско-Беломорской зоной разломов. На территории Беларуси - она представлена Чашникским разломом в кристаллическом фундаменте. Наиболее высокие значения температуры наблюдаются в пределах палеозойских структур - Припятского прогиба и Подляско-Брестской впадины.

Предложенный метод выделения геотермических аномалий по распределению температуры на глубине залегания квазинейтрального слоя, наиболее обеспеченного данными, является новым. Он применен впервые для территории Беларуси и позволяет привлечь для анализа геотемпературного поля и выделения аномалий мелкие скважины для водоснабжения.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР БЕЛАРУСИ

В.И. Зуй - Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск

Территория Беларуси относится к западной части докембрийской Восточно - Европейской платформы. Центральное место в регионе занимает Белорусская антекклиза, Мазурский погребенный выступ которой простирается в Польшу. Со всех сторон к антеклизе примыкают отрицательные структуры - Припятский прогиб на юге, Оршанская впадина на востоке, Подляско-Брестская впадина на юго-западе и Балтийская синеклиза - на севере и северо-западе. Наиболее глубокое погружение кристаллического фундамента, достигающее 5 - 5.5 км, отмечается в отдельных частях Припятского прогиба. Он отделен от Белорусской антекклизы, Бобруйского погребенного выступа, Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины на севере системой широтных и меридиональных ступеней и сбросов различной амплитуды. На юге прогиб соседствует с Украинским щитом, а от Днепровско-Донецкой впадины он отделен Брагинско-Лоевской седловиной.

В составе платформенного чехла Оршанской впадины и Припятского прогиба бурением вскрыты галитовые толщи. Особенностью строения Припятского прогиба является наличие двух мощных толщ каменной соли девонского возраста с развитой соляной тектоникой. Кристаллический фундамент прогиба имеет блоковое строение.

Первое в Беларуси измерение температуры было выполнено Г.В. Богомоловым в 1928 году при бурении глубокой скважины в г. Минске [1], а первая термограмма одной из скважин Припятского прогиба опубликована М.Ф. Беляковым только через четверть века [2]. Систематические геотермические исследования в стране стали возможными только в послевоенные годы. В первые послевоенные годы измерения были выполнены в скважинах, пробуренных в Дриссе, Наровле и других районах [3], а обобщение данных измерения температуры по скважинам Полесья было сделано в работе [4]. Первые оценки плотности теплового потока с использованием термограмм производственного каротажа и литературных данных по теплопроводности каменной соли выполнены Д.Г. Протасеней в 1961 году для скважин Припятского прогиба [5]. Первые же определения потока основанные на термограммах в скважинах достигших теплового равновесия после завершения буровых работ и с использованием измеренных значений теплопроводности образцов горных пород появились только в 1971 году для территории восточной части Подляско-Брестской впадины, Белорусской антекклизы [6] и Припятского прогиба [7]. До 1975 г. база данных по тепловому потоку в пределах запада СССР не превышала 600 значений, из которых около 25 значений по территории Беларуси, и даже к началу 80-х годов в пределах страны имелось около 35 кондиционных определений плотности теплового потока [8]. Однако в первой половине 90-х годов их количество достигло 210 определений [9]. К 2007 году каталог теплового потока Беларуси, включая его оценки по отдельным скважинам, превышает 500 значений. В настоящее время территория Беларуси (рис. 1) относится к наиболее изученным по тепловому потоку регионам западной части Восточно-Европейской платформы [10].

Плотность теплового потока тесно связана с глубинными процессами, степенью раздробленности земной коры, ее блоковым строением, активностью глубинных разломов, зонами повышенной проницаемости горных пород, а также со степенью закрытости водоносных горизонтов и т.п. Наблюдаемые значения теплового потока в значительной степени подвержены влиянию фильтрации подземных вод. Интервальные значения потока по отдельным скважинам Белорусской антекклизы и Оршанской впадины низкие. Наблюдается тенденция их увеличения с глубиной. Например, весьма низкие значения, менее 10 мВт/м², соответствуют верхним интервалам скважин Ушачи 9лп (5 мВт/м²), Судиловичи 20лп (4 - 10 мВт/м²), Косари 25лп (3 - 7 мВт/м²), Козловка 34чш (3 - 6 мВт/м²), Сенно 36чш (2 - 4 мВт/м²), Козловка 37чш (3 мВт/м²), Козловка 42чш (3 - 6 мВт/м²). Такие значения теплового потока, отмечены в интервалах глубины вплоть до подошвы слоя пресных вод (140 -

200 м). В скважинах, где была возможность изучить интервалы глубже 200 м, значения потока увеличиваются до 20 – 36 мВт/м². При этом и в нижних интервалах скважин его так называемое «глубинное» значение вряд ли достигается.

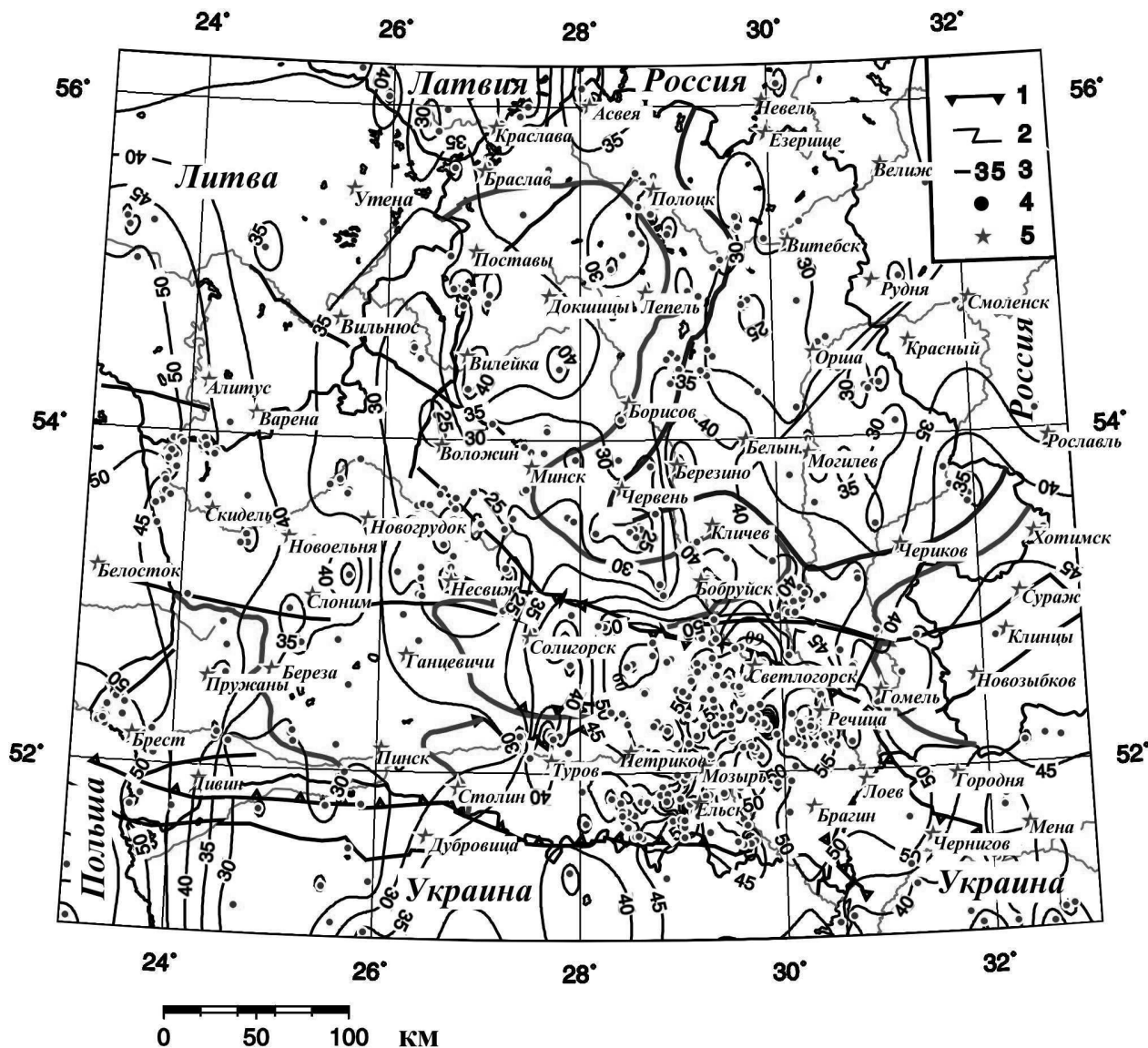


Рис. 1. Карта плотности теплового потока Беларуси: 1, 2 - суперрегиональные и региональные разломы поверхности фундамента; 3 - изолинии теплового потока, мВт/м²; 4 - изученные скважины; 5 - населенные пункты. Жирными линиями изображены границы основных структур: Белорусской и Воронежской антеклиз (по изогипсе 500 м) и границы Оршанской впадины (по изогипсе 700 м). За границами Беларуси изолинии требуют уточнения

На фоне значений менее 30 - 40 мВт/м² Белорусской антеклизы выделяются положительные аномалии восточной части Подляско - Брестской впадины (50 - 55 мВт/м²) и Припятского прогиба со значениями более 60 – 70 мВт/м². Повышенные значения 40 – 50 мВт/м² отмечены также в пределах локальных зон Белорусской антеклизы, Оршанской впадины и западного склона Воронежской антеклизы. Более детально по тепловому потоку изучен Припятский прогиб, где кроме ориентации изолиний потока более 60 мВт/м² вдоль северного борта прослеживается ортогональная аномалия потока 50 - 70 мВт/м², трассируемая по линии Ельск - Мозырь - Речица - Светлогорск, связанная с влиянием разломной тектоники. Плотность теплового потока в пределах Припятского прогиба изменяется в широких пределах – менее

чем от 40 мВт/м² в западной части прогиба до 100 мВт/м² и более в ядрах соляных куполов. Отмечена связь потока с разрывной и соляной тектоникой, радиогенной теплогенерацией, возрастом структур.

Литература

1. Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. 216 с.
2. Беляков М.Ф. Геотермические измерения в Белоруссии // Нефтяное хозяйство, 1954. № 11, с. 50 - 51.
3. Богомолов Г.В. Некоторые данные о геотермических условиях территории Белорусской ССР и прилегающих районов // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли: Науч. тр. первого Всесоюзного Совещания по геотермальным исследованиям, Москва, март 1956 г. М., 1959. Т. 1, с. 240 - 243.
4. Лавров А.П. О температурных зонах подземной гидросферы БССР (Полесье) // Тр. Ин - та геологических наук АН БССР. Минск, 1960. Вып. 2, с. 174 - 187.
5. Протасеня Д.Г. Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР, 1962. Т. 6. № 1, с. 49 - 52.
6. Богомолов Ю.Г., Цыбуля Л.А. О связи теплового режима и тектоники Брестской и Припятской впадин // Докл. АН БССР, 1971. Т. 15. № 1, с. 64 - 66.
7. Тепловой поток в Припятской впадине / Г.В.Богомолов, Е.А.Любимова, Л.А.Цыбуля и др. // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук, 1970. № 2, с. 97 - 103.
8. Bogomolov G.V., Bogomolov Yu.G., Zui V.I. and Tsybulya L.A. Geothermal Investigations on the territory of Byelorussia // In: Geothermics and Geothermal Energy; Eds.: V. Cermak and R. Naenel. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1982. P. 101 - 105.
9. Зуй В.И., Жук М.С., Козел В.П. Каталог теплового потока Белоруссии // Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. Сборник / Гл. ред. Р.Г. Гарецкий. Минск, 1993, с. 220 - 229. (Ин - т геологии, геохимии и геофизики АН Б).
10. Зуй, В.И., Жук М.С. Тепловое поле геологических структур Беларуси // Литосфера, 2006. № 2 (25), с. 111 - 127.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ НЕФТЕБИТУМНЫХ ПОРОД

С.А. Лунаев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Использование физических, в том числе тепловых методов воздействия на продуктивные пласты является одним из перспективных направлений повышения эффективности освоения месторождений высоковязких нефтей и природных битумов. Для решения этих проблем необходимо исследование параметров теплопереноса в горных породах-коллекторах и влияния на них физических полей (электромагнитных, акустических и др.), давления и температуры [1].

Определение тепловых свойств нефтебитумных горных пород (теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости) сопряжено с рядом трудностей. При измерении тепловых свойств пород в условиях высоких давлений и температур существенную роль играет теплообмен между изучаемым образцом и окружающей средой. В связи с этим при выборе способа исследования тепловых свойств пород-коллекторов авторы использовали закономерности регулярного теплового режима 3- го рода. Здесь решающее значение приобретают такие преимущества этого метода перед другими, как возможность сведения к минимуму роли теплообмена путем выбора частоты процесса, более высокая помехоустойчивость и информативность. С этой целью разработаны теоретические основы метода определения тепловых свойств битумонасыщенных образцов пород на основе тепловой схемы, в которой исследуемый образец помещается между двумя полуограниченными эталонными телами, имеющими известные, но в общем случае, различные тепловые характеристики [2].

Плоский источник периодического нагрева размещается на границе сопряжения образца с верхним эталонным телом. На нижнем эталоне размещена дифференциальная термопара для фиксации периодических тепловых колебаний от нагревателя.

Аппаратура обеспечивает исследования образцов пород при: массопереносе флюидов; фазовых переходах; вариациях горного и пластового давлений и температуры; неравноосном нагружении образцов.

Для моделирования пластовых условий тепловая ячейка, состоящая из двух эталонных тел, выполненных из кварцевого стекла КВ, и исследуемого образца породы, заключается в резиновую манжету и помещается в камеру гидрообжима. Для этих целей сконструирована камера высокого давления и температуры. Всестороннее давление на образец создается трансформаторным маслом с помощью насоса высокого давления, обеспечивающего подъем давления до 150 МПа в течение 5 минут. Температура опыта (до 200⁰ С) задается с помощью нагревателя из нихромовой спирали, надетого снаружи на камеру высокого давления [3].

Исследование тепловых свойств неконсолидированных образцов битумонасыщенных пород затруднено тем, что этот керн представляет собой рассыпчатую массу, и проводить измерения, моделируя условия пласта, на ранее известных установках практически невозможно. Учитывая данную особенность, была изготовлена специальная камера, позволяющая исследовать образцы керна при высоких квазигидростатических давлениях и температурах. С помощью поршня в камере создается квазигидростатическое напряжение в неконсолидированном образце. Материалом теплоизолятора рабочей ячейки выбран фторопласт, а материалом эталонов – капролон. Так как битумонасыщенный керн при измерениях под давлением спрессовывается, то достать его после проведения измерений трудно, поэтому камера высокого давления и теплоизолятор изготовлены из нескольких частей для удобства сборки и разборки. Все части корпуса и подвижный поршень для создания давления снабжены дополнительными резиновыми кольцами для гидроизоляции.

Отмеченная аппаратура применялась для исследования тепловых свойств пород нефтяных и битумных месторождений Татарстана. Результаты исследований позволили создать геотепловую модель Мордово-Кармальского месторождения битумов, которая может быть использована для расчета рациональных систем разработки с термическим воздействием на продуктивные пласты.

Предложенная система теплофизических исследований может использоваться в лабораториях повышения нефтеотдачи пластов, в петрофизических лабораториях для исследования пока недостаточно изученных тепловых свойств горных пород.

Литература

1. *Луцаев А.А., Гуревич В.М., Луцаев С.А.* Тепловые свойства горных пород нефтяных месторождений Татарстана. Справочник. Казань: КМО, 2001. 205 с.
2. *Луцаев А.А.* Теплофизические исследования в петрофизике. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. 147 с.
3. *Луцаев С.А.* Аппаратура для исследования тепловых свойств горных пород при моделировании условий их естественного залегания // VIII Всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых: Тезисы. Екатеринбург, 2002, с. 625 - 628.

***P-T-t* УСЛОВИЯ ОБЛАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕОЛОГИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ)**

О.И. Парфенюк - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы. Модель представляет один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов [1, 2] и позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок.

Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям тектонического строения, теплового режима и теплового потока. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими деформациями в области нижней коры и верхней мантии в условиях реологически расслоенной литосферы [1 - 3]. Сокращение коры сопровождается надвигом литосферных блоков вдоль наклонной зоны нарушений, ростом дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, эрозией образующихся покровов и утолщением нижней коры.

Так как одновременно с медленным поднятием блока вдоль разлома происходит кондуктивный перенос тепла, то верхняя пластина в процессе надвига остывает, а нижняя нагревается. Рассматриваемая коллизионная модель является двумерной, поэтому она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия. В метаморфических поясах наблюдается широкое разнообразие *P-T* условий на небольших расстояниях [4]. Если мы рассмотрим три модельные точки, находящиеся в начальный момент времени на различных глубинах вдоль плоскости надвига, то их *P-T* истории будут совершенно различными в процессе движения по разлому (рис. 1). В результате перемещения вверх по разлому, появления дополнительной нагрузки, которая перераспределяется в ходе эрозии, а также вязкой компенсации на уровне нижней коры с пониженной вязкостью, материал с глубины 20 км окажется на глубине порядка 4.5 км, а породы, находившиеся изначально на глубине 3.5 км, испытают довольно сложную *P-T* эволюцию [3].

Из результатов моделирования также следует вывод о различной степени нагрева нижней коры под областью надвига в зависимости от горизонтального расположения точки относительно плоскости выхода пород на поверхность. Изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени. Характерной особенностью коллизионных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы, что подтверждает результаты расчетов иных моделей, например [5]. В связи с увеличением степени эрозии породы переходят в области понижающихся давлений, т.е. перемещаются ближе к поверхности. Например, уровень эрозии под фронтальной точкой составляет на момент окончания надвига 2.3 км, а спустя примерно 6 млн лет после завершения надвига - 7.3 км. При полном выполаживании дневной поверхности во фронтальной области на постколлизионной стадии образуется осадочный бассейн глубиной 3 - 4 км, а обстановка тектонического сжатия сменяется обстановкой растяжения, но при меньших примерно на порядок напряжениях, величина которых определяется реологией литосферы.

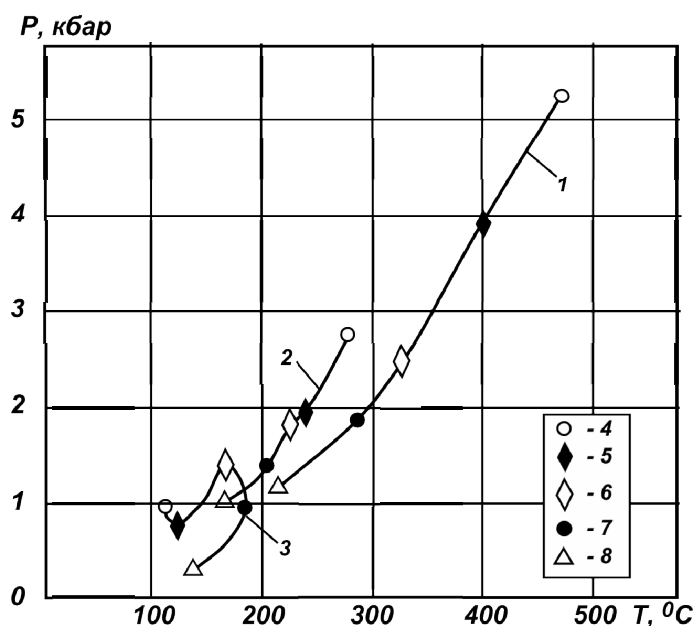


Рис. 1. P-T-t кривые для надвиговой зоны:

1 - начальная глубина точки 20 км;
 2 - начальная глубина точки 10 км;
 3 - начальная глубина точки 3.5 км;
 4- t = 0; 5 - t = 7.3; 6 - t = 14; 7 - t = 20.3;
 8 - t = 42 млн лет, соответственно.

Горизонтальное сокращение коры на 70 км происходит при скорости надвига 0.5 см/с

После завершения надвига в процессе очень медленного поднятия поверхности продолжается эродирование ранее выведенного с глубин средней и нижней коры материала. Поднятие и соответствующая эрозия верхних слоев приводят к уменьшению генерации тепла, что способствует снижению температуры и увеличению прочности литосферы. Именно этот процесс, по-видимому, делает возможным сохранение корней коры на протяжении почти двух миллиардов лет [6, 7]. Такое сохранившееся утолщение коры наблюдается в настоящее время в ряде коллизионных областей докембрия (например, структурная зона Капускейсинг Канадского щита, коллизионные зоны Анабарского щита).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221) и Гранта Президента РФ программе «Ведущие научные школы» НШ - 2773.2006.5

Литература

1. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперior Канадского щита) // Физика Земли, 1998. № 10, с. 22 - 32.
2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
3. Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли, 2005. № 3, с. 68 - 70.
4. Chamberlain C.P., Karabinos P. Influence of deformation on pressure - temperature - time paths of regional metamorphism // Geology. 1987. Vol. 15. P. 42 - 44.
5. England P.C., Thompson B. Pressure - temperature - time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. Vol. 25, Pt. 4. P. 894 - 955.
6. Parphenuk O.I., Dechoux V. Mareschal J.-C. Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci. 1994. Vol. 31, № 7. P. 1227 - 1234.
7. Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2006, doi: 10.1016/j.epsl. 2006.07.013.

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛООВОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА
В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ.
РОЛЬ КОНДУКТИВНОГО И КОНВЕКТИВНОГО МЕХАНИЗМА**

Д.Г. Рывкин¹, Д.Ю. Демежко¹, И.В. Голованова²

¹ Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

² Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Климатически обусловленное изменение температуры земной поверхности является одним из главных внешних факторов, формирующих тепловое поле на небольших глубинах. Скорость и глубина проникновения климатического сигнала в нижние горизонты определяются параметрами сигнала, величиной и направлением скорости фильтрации, а также тепловыми и фильтрационными свойствами пород. Информация о палеоклимате (ПК) и региональных особенностях фильтрации подземных вод (ПВ), содержащаяся в современном тепловом поле, представляет самостоятельный интерес. В частности, тепловое поле рассматривается, как индикатор движения ПВ.

Однако до сих пор в исследованиях палеоклиматологов, при моделировании влияния фильтрации на тепловое поле (особенно стационарное), используется теоретическая база, созданная еще в 1960 - 1970 годы (Bredehoeft and Papadopoulos, 1965; Огильви, 1972; Лялько и др., 1972; Anderson, 2005). Как правило, не обсуждается неоднозначность физических условий на границах области водообмена, где обычно задаются постоянные температуры. Другая проблема состоит в разделении палеоклиматического (нестационарного) и гидрогеологического влияния на тепловое поле. Эти влияния, вообще говоря, не аддитивны.

В предлагаемой работе решение нестационарного уравнения теплопереноса представлено в виде суммы двух слагаемых, первое из которых описывает влияние фильтрации ПВ на стационарное тепловое поле, а второе - совместное влияние кондуктивного и конвективного теплопереноса на распространение климатического сигнала в земной коре (Демежко и др., 2006).

При моделировании стационарного теплового поля с учетом фильтрации анализируются различные условия на границах исследуемой области. Тепловой режим дневной поверхности (в том числе установившийся) всегда контролируется солнечным тепловым потоком, который примерно в 10^4 раз выше геотермического потока. Поэтому на земной поверхности целесообразно задавать среднегодовую температуру. В случае, если фильтрация происходит в конечной слабопроницаемой области водообмена, ограниченной двумя мощными водоносными горизонтами, действующими как термостат, на границах области также оправдано задавать температуру. При отсутствии мощного нижнего водоносного горизонта нисходящая фильтрация холодной воды с верхних горизонтов уменьшит стационарную температуру нижней границы. В этом случае логичнее задавать на нижней границе области тепловой поток, либо связанный с ним геотермический градиент.

В реальных геологических условиях скорость нисходящей фильтрации уменьшается с глубиной. Для моделирования данной ситуации решена стационарная задача теплового сопряжения при двумерной фильтрации несжимаемой жидкости в проницаемом слое конечной мощности, покрывающем полубесконечный массив непроницаемых пород. Вертикальная компонента скорости несжимаемой жидкости линейно убывает с глубиной и равна нулю на непроницаемой горизонтальной границе пород: $V_z = V_s (1 - z/h)$, где V_s - скорость на поверхности ($z = 0$), h - мощность области фильтрации. В этом случае распределение температуры, полученное при решении системы двумерных стационарных уравнений теплопереноса, зависит только от глубины (Демежко и др., 2006).

$$T_1(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z}) - \operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z}(1 - z/h))}{\sqrt{Pe_z}}, \quad 0 \leq z \leq h, \quad (1)$$
$$T_2(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z})}{\sqrt{Pe_z}} + G_0(z - h), \quad z > h$$

В формуле (1) температура земной поверхности T_s принята за начало температурной шкалы, $G_0 = q_0/\lambda_r$ - геотермический градиент, q_0 - глубинный тепловой поток, λ_r и λ_m - соответственно теплопроводность непроницаемых пород и пород матрицы области водообмена, $erf(u)$ - интеграл вероятности. Число Пекле $Pe_z = (c_f \rho_f V_m h)/\lambda_m$ связано со средней по глубине проницаемой области ($0 \leq z \leq h$) скоростью нисходящей фильтрации $V_m = V_s/2$, $c_f \rho_f$ - теплоемкость единицы объема жидкости. Согласно (1) нисходящая стационарная фильтрация в ограниченной проницаемой области изменяет только температуру нижележащих пород. Установившийся тепловой поток, следовательно, и геотермический градиент в непроницаемых породах (при $z > h$) совпадают со своими значениями при отсутствии фильтрации.

В слабопроницаемых кристаллических породах движения подземных вод обычно приурочены к зонам тектонических нарушений. Встречаются ситуации, когда в пределах небольшого района (например, рудного поля) зоны с нисходящей фильтрацией чередуются с зонами восходящей (Демежко, 2001). Возможно, это происходит под влиянием современных движений отдельных блоков пород. Стационарная нисходящая фильтрация метеорных вод охлаждает породы на глубине h , где осуществляется горизонтальный переток. Температура пород и находящихся с ними в тепловом равновесии подземных вод описывается уравнениями (1) и определяет “нижнее” граничное условие для восходящего потока. Полагая, что стационарный тепловой поток, учитывающий нисходящую фильтрацию в зоне водообмена, равен глубинному тепловому потоку, можно ввести средний по глубине h геотермический градиент G_1 и зависящую от скорости фильтрации эффективную теплопроводность при помощи равенства $q_0 = \lambda_m G_0 = \lambda_{эф} G_1$ (Демежко и др., 2006).

Используя соотношение (1) при $\lambda_m = \lambda_r$, получим, что для нисходящей фильтрации с переменной по глубине скоростью

$$\frac{\lambda_{эф}}{\lambda_m} = \frac{G_0}{G_1} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\sqrt{Pe_z}}{erf(\sqrt{Pe_z})}, \quad (2)$$

то есть $\lambda_{эф}$ при отсутствии фильтрации ($Pe_z = 0$) совпадает с λ_m . Отношение $\lambda_{эф}/\lambda_m$ возрастает при увеличении средней скорости вертикального перетока.

Для моделирования влияния фильтрации на изменения теплового поля, связанные с переносом климатического сигнала в верхней части земной коры, решалось одномерное нестационарное уравнение теплопереноса в однородном полубесконечном массиве пород при постоянной скорости течения жидкости. Если температура земной поверхности – гармоническая функция времени, то в установившемся решении гармоничность колебаний температуры сохраняются на произвольной глубине $z \geq 0$

$$U(z, t) = D e^{-k_1 z} \cos(\omega t - k_2 z + \varphi); \quad k_i = \frac{k_0}{r_i}, \quad i = 1, 2; \quad k_0 = \sqrt{\frac{\omega}{2a_m}}; \quad \omega = \frac{2\pi}{\tau}, \quad (3)$$

$$r_1 = r_2^2 (r_2 + 2^{1/2} \beta); \quad r_2 = ((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2)^{1/2}; \quad \beta = \frac{V_*}{V_\omega}; \quad V_* = \frac{c_f \rho_f}{c_m \rho_m} V; \quad V_\omega = 2\sqrt{a_m \omega}.$$

Здесь $U(z, t)$ - нестационарная температура, D - амплитуда, φ - фаза, ω - частота, $\tau = 2\pi/\omega$ - период гармонических колебаний температуры поверхности $z = 0$. Амплитудное k_1 и фазовое k_2 волновые числа зависят от частоты (периода) колебаний и параметра $b = V_*/V_\omega$ - отношения эффективной скорости фильтрации V_* к скорости кондуктивного распространения температурной волны V_ω , значки “ m ” и “ f ” обозначают величины, относящиеся соответственно к породам матрицы и флюиду.

Исследование формулы (3) позволило установить следующее (Демежко и др., 2006):

1. Только при колебаниях температуры земной поверхности с периодами не менее 10^5 - 10^6 лет фильтрация существенно влияет на распространение климатического сигнала.

2. При совместном действии кондуктивного и конвективного механизмов теплопереноса нисходящая фильтрация увеличивает, а восходящая уменьшает глубину проникновения климатического сигнала по сравнению с аналогичной глубиной при кондуктивном переносе.

3. Часто употребляемый при исследованиях нестационарных тепловых полей термин “эффективная температуропроводность” в случае совместного действия нескольких механизмов теплопереноса не имеет определенного физического смысла.

4. При реконструкции температурной истории земной поверхности может нарушиться датировка палеоклиматических событий – вследствие растяжения или сжатия временной шкалы. Этот эффект пропорционален отношению $(k_0/k_2)^2$. Если скорости фильтрации менее 0.1 м/год для $\tau = 1000$ лет и 1 м/год для $\tau = 10$ лет, временная шкала определяется исключительно кондуктивной температуропроводностью. Увеличение скоростей V_* на порядок и более от указанных значений приводит к тому, что временная шкала начинает зависеть только от скорости фильтрации. Область совместного влияния тепловых свойств среды и фильтрующегося в ней флюида на процесс распространения климатического сигнала не превышает одного порядка скоростей.

5. Амплитудное k_1 и фазовое k_2 волновые числа в уравнении (3) различно зависят от скорости фильтрации. Чувствительность числа k_1 на порядок выше. На шкале скоростей фильтрации для гармонического сигнала соответствующего периода можно выделить три области. В первой (при “малых” скоростях) $k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 1$, т.е. фильтрация практически не искажает динамику кондуктивного распространения климатического сигнала. В третьей (при “больших” скоростях) $k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 0$, т.е. климатический сигнал распространяется вглубь земной коры без искажения амплитуды и фазы. Между этими областями располагается узкая (не более одного порядка скоростей) промежуточная область, в которой доли кондуктивного и конвективного механизмов переноса сопоставимы.

6. По мере увеличения скорости фильтрации в искажении гидрогеологического сигнала все большую роль играют высокоамплитудные гармоники температурной истории с малыми периодами – годовые и суточные.

Литература

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д. Г., Голованова И. В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры // Уральский геофизический вестник, 2006. № 9, с. 16 - 26.

Лялько В.И., Митник М.М. Ткаченко В.Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с.105 - 110.

Огильви Н.А. Роль конвективного теплопереноса в геотемпературном поле // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 103 - 104.

Anderson M.P. Heat as a Ground Water Tracer / GROUND WATER, Vol. 43, No. 6, 2005, p. 951 – 968.

Bredehoef J. D. Papadopoulos I.S. Rates of vertical groundwater movements estimated from the Earth's thermal profile // Water resources Res. 1965, V.1, p. 325 - 328.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Ю.В. Хачай - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В исследованиях термической эволюции Земли не однократно смещались акценты. Так в моделях Канта-Лапласа основное внимание уделялось модели формирования планет и их начального теплового состояния. В работе (Тихонов, 1937) А.Н.Тихонов показал, что из-за низкой теплопроводности вещества оболочек Земли, современное тепловое состояние вблизи дневной поверхности близко к стационарному. Затем в (Bullard, 1939) была обоснована методика полевых работ, по которой вертикальная составляющая стационарной плотности потока находится из выражения:

$$q_z \sum_i \frac{h_i}{\lambda_i} = T_0 - T_z \quad (1)$$

где h_i - шаг температурного каротажа скважины; q_z - вертикальная составляющая плотности геотермического потока и λ_i - коэффициент теплопроводности на середине i -го интервала; T_0 и T_z - температуры у поверхности и на глубине. После этих работ практический интерес резко сместился в сторону изучения стационарных геотермических разрезов для различных регионов планеты.

И, наконец, в стационарном состоянии для любого тела, имеющего объем V , полный тепловой поток через любую замкнутую поверхность Σ , охватывающую этот объем, равен суммарной мощности источников энергии находящихся внутри этого объема:

$$-\int_{\Sigma} \lambda (\text{grad } T) d\vec{s} \equiv \int_{\Sigma} \vec{q} d\vec{s} = \int_V Q dV \quad (2)$$

Этот результат не зависит ни от природы внутренних источников тепла, ни от вклада различных механизмов теплопереноса во внутренних областях объема. Это - фундаментальной важности результат для теоретической геологии: не имея экспериментальной возможности получить прямые данные о распределении внутренних источников энергии на всю глубину внутренних областей Земли, он давал возможность по экспериментально измеряемой плотности теплового потока у дневной поверхности получить точное значение суммарной мощности внутренних источников энергии Земли.

При неявном предположении о стационарности теплового состояния ставилась задача о восстановлении распределения температуры во внутренних оболочках планеты (Любимова, 1968). Оно находилось на основе установившегося решения задачи для отдельных секторов сферически-симметричной модели Земли:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\lambda_{эф} \nabla T) + Q \quad (3)$$

$$T|_{r=R} = T_{II} \quad \lambda \frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0 \quad T(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = T_H(x, y, z)$$

По-видимому, Тозер (Tozer, 1969) впервые показал, что полученные в постановке (2) теоретические оценки распределения температуры дают такие значения температурного градиента, которые превышают его адиабатические значения, по крайней мере, в интервале глубин (200 - 400) км. Это означает, что в выделенном интервале глубин, кроме механизмов теплопереноса, в твердом теле реализуется интенсивный конвективный тепло-массоперенос. Первоначально он учитывался в рамках задачи (2) введением эффективного значения коэффициента теплопроводности. Пиком достижений этого направления был результат, полученный в работе (Тихонов, Любимова, Власов, 1969), позволивший предложить количественное описание циклически повторяющихся эпох тектонико-магматической активности.

Благодаря развитию геологической мысли, вызванному откликом на серию результатов, изложенных в работах (Dietz, 1961; Hess, 1962; Vine, Matthews, 1963), интерес к возможно-

сти медленных конвективных течений в мантии от частного, объясняющего дополнительный механизм теплопереноса, перерос в оценку конвекции, как механизма, обеспечивающего динамику литосферных плит, на десятилетия определившего магистральное направление развития геодинамики.

Наиболее актуальными в этот период становятся исследования структуры конвекции: локализована ли она в верхней мантии, имеет двухъярусную структуру или охватывает всю мантию. Если конвекция локализована только в верхней мантии, а в нижней мантии конвекция отсутствует, то медленный подвод тепла к нижней границе конвективного слоя твердотельным механизмом теплопроводности из нижней мантии не успевает компенсировать отвод его от этой границы конвективным теплопереносом к поверхности (Хачай, 1991). Возникнув в некотором интервале глубин мантии, конвективный слой над твердой нижней мантией должен постепенно перемещаться к поверхности и затухать. Эволюция слоя подобна описанной в работе (Тихонов, Любимова, Власов, 1969), тогда как модель тектоники плит предполагает длительное существование конвективного слоя в одном уровне глубин. Эти трудности удастся преодолеть в моделях, описывающих двухъярусную конвекцию или конвекцию, охватывающую мантию на всю ее мощность (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 2005). В этом случае конвекция в слое менее вязкой верхней мантии контролируется конвективными структурами нижней мантии. Поэтому так актуальна проблема организации натуральных экспериментов, результаты которых позволили бы установить, какого типа конвекция реализуется в современной мантии.

Как показано в (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 2005) и при обще мантийной и при двухъярусной конвекции к современному моменту времени Земля далека от стационарного состояния. Этот вывод имеет важное геологическое значение, смысл которого не стал достоянием широкого научного сообщества. Из него вытекает, что экспериментальные данные, которые позволили по измеренным значениям плотности геотермического потока оценить интегральный геотермический поток, не дают точное значение современной интегральной мощности внутренних источников тепла, как это имеет место для стационарного состояния (2).

Во-вторых, это означает, что нельзя построить содержательные геологические модели эволюции Земли без знания начального состояния Земли (без задания начальных условий в (3)). В частности, необходимо знать, как изменялась структура основных оболочек Земли -- ядра и мантии за время эволюции Земли. Поэтому, успех в понимании динамики формирования внутренней структуры планеты, ее тектонической и термической эволюции определяется качеством восстановления ее состояния к завершению активного этапа аккумуляции из протопланетного облака.

В работе (Анфилогов, Хачай, 2005) предложена принципиально новая модель аккумуляции планет земной группы, которая использует современные результаты изотопных геохимических анализов, которые позволили получить надежные оценки концентрации короткоживущих естественно радиоактивных изотопов и, прежде всего, ²⁶Al. Получены принципиально новые оценки распределения температуры в растущих зародышах планеты в зоне «питания» Земли.

Показано, что на раннем этапе аккумуляции определяющее значение имеет выделение энергии при распаде короткоживущих радиоактивных изотопов. Для процесса аккумуляции Земли установлено, что в протопланетных зародышах размером около 100 км во внутренней области достигаются температуры, превышающие температуру плавления железа. Остается нерасплавленная холодная оболочка у поверхности. По мере роста тела, мощность этой холодной оболочки, по сравнению с радиусом тела, уменьшается. Время выхода на эту стадию составляет первые миллионы лет. Начиная с этого этапа, становится эффективным принципиально новый механизм дифференциации вещества, (Анфилогов, Хачай, 2005). На этом этапе относительные скорости столкновения тел с зародышем еще не настолько велики, чтобы привести к полному дроблению тел, но уже достаточны, чтобы проломить верх-

нюю хрупкую оболочку и обеспечить слияние внутренних расплавленных преимущественно железных по составу частей. Масса растущего зародыша планеты еще не достаточна для удержания силикатных осколков оболочки. Именно на этапе объединения тел, достигших (100 - 500) км размеров радиуса, могло произойти эффективное разделение W - Hf системы между железным и силикатным резервуарами за удовлетворяющий экспериментальным данным промежуток времени около или менее 10 млн лет.

В дальнейшей термической эволюции планеты важнейшую роль играет конвекция во внутренних областях. Для детализации моделирования конвекции, нужны трехмерные тепловые модели литосферы, которые обеспечивают задание реальных условий на верхней границе конвективной области мантии. Такие тепловые модели литосферы получены для Урала и региона Баренцева моря. Построение региональных геотермических моделей столкнулось с принципиальными сложностями. Являются ли обнаруженные тенденции увеличения плотности теплового потока с глубин (3 - 5) км (Роров et al., 2003) проявлением меры не стационарности современных геотермических условий литосферы? Не ответив на этот вопрос, трудно не только построить геологически содержательные региональные модели литосферы, но и подойти к пониманию термической эволюции Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00395.

Литература

- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН, 2005. Т. 403. № 6, с. 803-806.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с.
- Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука. 1968.
- Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982. № 6, с. 5-24.
- Тихонов А.Н.* О влиянии температурного распада на температуру земной коры. // Изв. АН СССР. Сер. Географ., 1937. № 3. С. 461-479.
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К.* Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли // ДАН СССР, 1969. Т. 188. № 2. С. 338 - 342.
- Трубицын В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН, 2005. № 1. С. 10-21
- Хачай Ю.В.* О структуре конвекции в мантии и эволюции изотопных систем // Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии. Доклады. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 91-98.
- Bullard E.S. Heat flow in South Africa // Proc/Roy.Soc., ser. A, 1939, v.73, 474-485.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // Nature. 1961. v. 190. p. 854-857.
- Hess H.H. History of the ocean basins // Petrologic studies. Geol. Soc. Amer. 1962. p. 599-620.
- Роров Ю., Tertychnyi V., Romushkevich R., Korobkov D., Pohl J.* Interrelations between Thermal Conductivity and Other Physical properties of rocks: experimental data // Pure and Applied Geophys. 2003. SB01.
- Tozer D.C. Towards a theory of thermal convection in the mantle. // In: The Earth's mantle. Ed. by Gaskell T.F.. London - New York. 1969. 509p.
- Vine F., Matthews D., Magnetic anomalies over ocean ridges // Nature. 1963. v. 199. p. 947.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИЯХ И АСИММЕТРИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СКЛОНОВ СРЕДИННО - ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

М.Д. Хуторской¹, Л.В. Подгорных², Б.Г. Поляк¹ -

¹Геологический институт РАН, Москва,

²ВНИИОкеангеология, С - Петербург

Геотермические исследования на морях и океанах авторами проводятся с 1972 г. Нами получено более 800 измерений теплового потока через дно акваторий. Объектами наших работ являлись переходные зоны Тихого океана в Курило - Камчатском и Центрально-Американском регионах, Беринговом и Филиппинском морях; на возвышенностях Шатского и Хесса в Тихом океане; на трансформных разломах Атлантис, Элтанин, Галапагосском; в областях гидротермальной разгрузки зоны TAG (26° с. ш. в Атлантическом океане) и в Калифорнийском заливе, во внутренних и окраинных морях: Тирренском, Альборанском, Карибском.

Для измерений использовались одноканальные зонды ПТГ - ЗМТБ (1972 - 1984 гг.), а также многоканальные телеметрические зонды «ГЕОС - ЗМ» (1986 - 1993 гг.), которые от экспедиции к экспедиции совершенствовались и модернизировались.

В 1996 г. авторами был сформирован банк геотермических данных и соответствующая система управления для него. Банк включал более 33 тысяч измерений теплового потока на планете [1]. Процедура графической обработки содержания банка с помощью технологии ARC/INFO позволила создать «Карту Планетарного теплового потока» масштаба 1:30 млн. [2]. Дальнейшее рассмотрение этих данных привело к выводу о возможности осуществить статистический анализ геотермических материалов по отдельным геотраверсам Мирового океана с целью выявления общих закономерностей, присущих отдельным морфоструктурам, пересекаемым океаническими геотраверсами. Ранее глобальные геотермические обобщения по региональным геотраверсам не проводились из-за отсутствия необходимой цифровой информации по обширным океаническим регионам.

Детальные исследования теплового потока в пределах склонов срединно-океанических хребтов и смежных абиссальных котловин показали, что тепловой поток не является везде симметричным относительно оси хребта по указанным зонам, а подчинен сложному механизму перераспределения, зависящему от многих геологических причин, связанных с тектоникой и особенностями строения литосферы этих зон [3, 4, 5].

С целью проверки этих выводов статистическими методами, авторами были проведены исследования геотермической асимметрии по геотраверсам в Атлантическом (Анголо - Бразильский, Канаро - Багамский, 2° с. ш., 19° с. ш., 45° с. ш., 31° ю. ш.), Тихом (12° с. ш., 0°, 15° ю. ш.) и Индийском (6° ю. ш., 10° ю. ш., 18° ю. ш., 23° ю. ш.) океанах.

Сопоставление геотермических данных для различных морфоструктур, расположенных симметрично относительно осевых зон срединно-океанических хребтов, показало наличие геотермической асимметрии на отдельных трансокеанических геотраверсах. Объяснение этого факта требует пересмотра ортодоксальной концепции спрединга океанского дна. Можно указать, как минимум, две возможные причины, осложняющие симметричный дивергентный механизм. Это различающийся возраст блоков тектонических плит по разные стороны от оси хребта и/или наложение вторичных процессов на первичный спрединг, которые идут с выделением или поглощением энергии. Среди таких процессов мы рассматриваем растяжение коры с образованием листрических сбросов, а также образование шарьированных блоков, экранирующих глубинный тепловой поток. С этими тектоническими процессами неразрывно связано сложное перераспределение конвективных потоков в верхней части океанской литосферы, которое фиксируется в геотермическом поле наличием аномально высоких и аномально низких (и даже нулевых) значений теплового потока.

Существующая методика расчета возраста второго слоя океанской коры по геотермическим данным [6, 7 и др.] основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (t) по измерениям теплового потока (q):

$$q = \lambda \cdot T_a / \sqrt{\pi a t} ,$$

где λ - теплопроводность литосферы; T_a - температура астеносферы; a - температуропроводность, а также производную от этой другую формулу для оценки мощности литосферы (H_L): $H_L = (T_s/T_a) \sqrt{\pi a t}$ где T_s - температура солидуса мантийного вещества. Наличие геотермической асимметрии существенно осложняет применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную модель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования поиска корреляционной зависимости возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую корреляцию [8]. Идея о существовании геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия корреляции.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05-05-64011) и Научно-технической программы «Развитие научного потенциала высшей школы».

Литература

1. Хуторской М.Д., Точицкий В.О., Подгорных Л.В. Глобальная геотермическая база данных и возможности картирования // Тезисы к 1 Московскому геотермическому совещанию, М.: МГГА, 1996.
2. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Планетарный тепловой поток (Карта масштаба 1: 30 000 000 и объяснительная записка к ней) // М.; С-Пб.: Оргсервис ЛТД, 1997. 65 с.
3. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Асимметрия распределения теплового потока вдоль Анголо-Бразильского геотраверса (Южная Атлантика) // Доклады РАН, 1998. Т. 355. № 4, с. 212 - 215.
4. Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V. Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(mar): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical, part I, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to Volume 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges, 1997, p. 161.
5. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника, 1999. № 3, с. 21 - 42.
6. Городницкий А.М. Стрoение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
7. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
8. Schouten H. A fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges // Mar. Geophys. Res. Vol.1. 1971, p. 111 - 114.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Ю.Г. Шварцман¹, Ю.А. Попов² -

¹ Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск

² Московский государственный геологоразведочный университет, Москва

Зимнебережный алмазоносный район расположен в западной части Беломорско-Кулойского плато, представляющего собой неотектонический свод с высотами рельефа до 217 м. По данным фото и спектрозональных съемок из космоса свод выделяется как кольцевая структура диаметром до 150 км, в которую вложены малые кольцевые структуры и которая разбита глубинными разломами разного простирания. По данным В.Н. Широбокова

[1] кольцевая структура свода имеет плутоногенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулканно-тектонические образования с алмазонасными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонового возраста.

Начало исследования теплового поля Зимнебережного алмазонасного района было положено учеными Института геологии Кольского научного центра РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [2]. С помощью терморезисторного температурного датчика ММТ ими были проведены геотермические исследования скважин, пробуренных в трубках взрыва, Пионерской, Карпинского 1 и 2, Ломоносовской и Снегурочка, а также за их пределами на Золотицком алмазонасном поле. Измерения температур проведены более чем в 50 скважинах до глубин, в основном, не более 250 м. Только в отдельных скважинах за пределами трубок взрыва глубины измерений достигали 400 м. Измеренные температуры не превышают 6 °С, а геотермические градиенты, в основном, до 10 °С /100 м, и только в отдельных скважинах, пробуренных в теле трубок, они достигают 1.2 - 1.4 °С/100 м.

Значения коэффициента теплопроводности кимберлитов по 20 образцам керна измерены в диапазонах от 1.2 до 2.3 Вт/(м·К) для сухих образцов и от 1.6 до 2.5 Вт/(м·К) - для водонасыщенных.

При расчетах значений плотности теплового потока (ТП) по формуле Фурье для кимберлитов принимались средние значения теплопроводности 2.1 Вт / (м·К). Теплопроводность осадочных пород, вмещающих трубки, находится в пределах 2.3-2.5 Вт/(м·К). При этом не учитывалось влияние активного движения подземных вод в интервалах глубин, на которых велись измерения, и не вводились поправки за влияние палеоклимата, хотя район подвергался плейстоценовому оледенению. Средние значения плотности ТП для Золотицкого поля определены в 27 - 28 мВт/м² [2, 3]. При этом отмечено, что она более высокая в пределах трубок и растет с глубиной. Определенные низкие значения объясняются уменьшением коровой радиогенной составляющей кондуктивного ТП.

Проводимые в последние годы поисково-разведочные работы на Верхотинском алмазонасном поле Зимнебережного района завершились открытием месторождения алмазов имени В. Гриба. Здесь пробурено большое количество скважин, глубины которых достигают 1000 м. В некоторых из них (скважины 9 Ц, 60, 62) ЗАО Архангельскгеолразведка провела термометрические исследования с помощью скважинных электротермометров до глубин 500 - 900 м. Материалы измерений и образцы керна этих скважин любезно предоставлены Е.М. Веричевым для анализа и обобщения.

Максимальные температуры на глубинах до 900 м на Верхотинском поле не превышает 7 °С. Геотермические градиенты по стволам скважин определены в диапазоне 0.4 - 1.1 °С/100 м. На глубинах 500 - 600 м преобладают значения градиентов 1.0 - 1.1 °С/100 м. Из скважин 9 Ц и 60 отобраны образцы керна кимберлитов для определения теплофизических свойств. Главные значения тензора теплопроводности и температуропроводности измерялись в Московском государственном геологоразведочном университете на водонасыщенных и сухих образцах керна при помощи полевой автоматизированной информационно-измерительной системы оптического сканирования для комплексных теплофизических измерений, разработанной коллективом Научно-исследовательской лаборатории проблем геотермии в 2001 году [4]. Погрешность измерений по данным метрологических испытаний оценивается в 2.5 % для теплопроводности и 4 % - для температуропроводности. Определялись значения тензоров теплопроводности параллельно и перпендикулярно оси образца керна. Водонасыщение образцов проводилось с использованием вакуумирования. Измерения проведены на десяти образцах керна скважины 60, взятых с глубин от 165 до 900 м, и на 15 образцах из скважины 9 Ц с глубин от 350 до 1025 м.

Теплопроводность сухих кимберлитов меняется в диапазоне от 0.93 до 2.64 Вт/(м ·К), а водонасыщенных - от 1.84 до 2.87 Вт/(м ·К). Эти диапазоны значений несколько шире, чем

в [2] как в сторону меньших, так и больших величин. Для определения значений теплового потока принимались средние значения теплопроводности водонасыщенных пород для тех интервалов скважин, где достоверно были определены геотермические градиенты. Для скважины 9 Ц значения геотермического градиента и, соответственно, теплового потока определены в интервале глубин 400 - 500 м. Средняя теплопроводность здесь равна 2.6 Вт/(м·К) при градиенте 11 °С/100 м. Для скважины 60 значения градиента - в интервале 500 - 700 м равны 0.5 °С/100 м, а средняя теплопроводность - 2.5 Вт/(м·К). По скважине 62 теплопроводность образцов не определялась и принята по аналогии с соседними 9 Ц и 60 в 2.5 Вт/(м·К) для интервала глубин 500 - 600 м, где градиент равен 1.0 °С/100 м. Таким образом, для определений ТП приняты более высокие значения теплопроводности (2.5 - 2.6 против 2.1 Вт/(м·К)), чем в [1]. Однако это мало повлияло на определенные значения ТП без внесения необходимых поправок.

Значения ТП, определенные для глубин 400 - 700 м, невелики и составляют: по скв. 9 Ц – 28.6 мВт/м², по скв. 60 - 12.5 мВт/м², по скв. 62 - 25.0 мВт/м², т.е. близки к определенным в [2, 3]. Очевидно, что определения на глубинах до 700 м, по сравнению с глубинами 200 - 400 м, не вносят существенных изменений в значения ТП даже при несколько больших значениях теплопроводности. Представляется совершенно необходимым введение поправки к геотермическому градиенту за палеоклимат [5]. По данным Ю.А. Попова, такая поправка значительна для определений на глубинах до 2 км, а наиболее велика для глубин до 1 км. Для нашего случая она равна 33 - 39 % в зависимости от конкретных глубин измерений. Это дает увеличение значений ТП по скв. 9 Ц до 39.7 мВт/м², скв. 60 - до 16.7 мВт/м² и скв. 62 - до 35 мВт/м². Скважина 60 пробурена в приконтактной части трубки им. В. Гриба и вскрывает на разных глубинах перемежающиеся породы разных типов. Очевидно, низкие значения ТП по ее стволу связаны с этими неоднородностями, требующими более детального изучения. Кроме того, нами не учитывалось влияние движения подземных вод на месторождении, что тоже приводит к занижению значений ТП.

По нашим данным, представительными следует считать значения кондуктивного ТП для Верхотинского поля 35.0 - 39.7 мВт/м². Введение поправки за палеоклимат к значениям ТП Золотицкой площади по данным [2, 3] дает близкие величины 37.5 - 38.9 мВт/м². Такая плотность ТП является типичной для древних платформ при проведении геотермических измерений на глубинах до 2.5 км.

Рассмотрим особенности глубинного строения Зимнебережного алмазонасного района, которые влияют, а часто определяют плотность глубинного теплового потока. Мощность земной коры здесь близка к 40 км [5], т.е. достаточно велика для платформенных территорий. Глубины до поверхности фундамента на его выступах, к которым приурочены трубки взрыва, в пределах 0.5 - 1.2 км [6]. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [5] составляет 7.8 - 8.0 км/с, что свидетельствует о наличии выступа астеносферы под Зимнебережным районом и возможном частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований МТЗ показывают [1], что под выступами фундамента в верхней мантии и даже в нижних горизонтах земной коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом·м. Причем эти блоки прослеживаются до глубин 300 км. В соседних с выступами грабенах кажущееся сопротивление пород еще ниже, до 10 Ом·м.

По данным [7] электрические сопротивления мантийных ультраосновных пород в диапазоне 100 - 200 Ом·м свидетельствуют о приближении состояния этих пород к солидусу, а значения 10 Ом·м - соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15 %. Этому состоянию отвечает аномалия скоростей в мантии 0.40 - 0.45 км/с. Близкие к этим значениям определены для Зимнебережного района на фоне нормальных для верхней мантии 8.1 - 8.3 км/с и более высоких - до 8.4 км/с в восточной части плато. Малой степени

плавления пород мантии соответствует по [8] и небольшая высота неотектонического поднятия плато - чуть более 200 м, обусловленного разуплотнением мантии. Для земной коры мощностью 40 км и аномальной мантии с температурой солидуса 1000 - 1200 °С в первые несколько миллионов лет изменения (рост) температуры происходят, главным образом, в нижней части коры, а в верхней она остается практически прежней. По [8] только примерно через 15 млн лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Таким образом, в настоящее время тепловой режим Зимнебережного района в разных частях земной коры различен. В верхней ее части он соответствует, в целом, режиму древних платформ даже с учетом герцинской активизации и сильным влиянием палеоклимата времен четвертичных оледенений. В нижней части земной коры идут процессы активизации, связанные с поднятием астеносферы верхней мантии к поверхности Мохо и частичным плавлением мантийных пород. Кольцевая структура сводового поднятия Беломорско - Кулойского плато является выражением этого процесса на дневной поверхности, а связанный с активизацией температурный режим недр будет развиваться в течение некоторого (в геологическом масштабе) времени.

Литература

1. *Широбоков В.Н.* Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазодносного района // Разведка и охрана недр, 1997. №5, с. 21 - 25.
2. *Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
3. *Левашкевич В.Г.* Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): Автореф. докторской дис. М., 2005. 44 с.
4. *Popov Yu., Korobkov D., Miklashevskiy D.* Thermal diffusivity measurements: new experimental and theoretical background and results // Proceedings of the international conference «The Earth's thermal field and related research methods», М., 2002. P. 214 - 218.
5. *Костюченко С.Л.* Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц - региона / Под ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005, с. 80 - 96.
6. *Головин Н.И.* Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади (Архангельская алмазодносная провинция): Автореф. канд. дис. М., 2003. 31 с.
7. Геофизическая модель тектоносферы Европы / В.Б. Бурьянов, В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя и др. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
8. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
