

7. Для целей картирования и картографирования мигматитов предусмотрен ряд петрографических подразделений. Мигматитовый комплекс – совокупность органично связанных друг с другом горных пород разнородных генетических типов. В комплекс объединяются все продукты одного цикла метасоматоза и селективного плавления, независимо от состава протолита. Мигматитовый подкомплекс – часть комплекса, сформированная по одному протолиту или по одному метаморфическому подкомплексу. Временной ряд мигматитовых комплексов – два или более комплексов мигматитов, последовательно развивающихся в пределах одной структурно-формационной зоны.

8. Унификация классификации метаморфических, метасоматических пород и мигматитов, а так же выделение их подразделений различного уровня позволит более четко и единообразно оценивать горные породы этого типа и стандартизировать понятийную базу при создании корреляционных схем и геологических карт различного масштаба.

Все обновленные или вновь разработанные составителями и рабочими группами специалистов–петрографов положения ПК-II обсуждались и корректировались в Региональных петрографических советах МПК, апробировались на X Всероссийском петрографическом совещании (2005 г.) и III Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (2006 г.), рассматривались на заседаниях Секции МПК по региональной петрографии, классификации и терминологии кристаллических пород и получили положительный отзыв бюро МПК.

Тепловое состояние литосферы зимнебережного алмазодносного района

Шварцман Ю.Г.

¹Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск, e-mail: felix@dvina.ru.

Зимнебережный алмазодносный 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 вулканотектонические образования с алмазодносными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонического возраста.

Этот неотектонический свод развивается на месте Зимнегорского авлакогена, являющегося юго-восточной ветвью Кандакшско-Двинского рифейского палеорифта. Авлакоген имеет северо-западное простирание и ограничен с запада Архангельским выступом фундамента, а с востока – Кулойским. Границы эти проходят по Керецкому и Чубальскому глубинным разломам соответственно. Внутри авлакогена выделяются с запада на восток Керецкий грабен, Товский выступ фундамента и Чубальский прогиб (Падунский грабен). Глубины до поверхности фундамента за пределами авлакогена 0,5-0,8 км, а в его грабенах до 4 и более км. На Товском выступе они, как правило, менее 1 км [2].

Исходя из результатов обобщения данных по тепловому потоку современных континентальных рифтовых зон, следует, что и в палеорифтах в период их развития значения теплового потока были повышенные до 100–250 мВт/м² и более в рифтовых впадинах и зонах рифтогенных разломов [3]. Осязаемыми свидетельствами повышенного теплового режима в палеорифтах являются значительные термальнометаморфические преобразования пород, развитие метасоматитов, а также широкого спектра магматических образований [4].

Следующим по времени наиболее достоверным периодом, когда на рассматриваемой территории тепловой поток был безусловно повышенным, является девонско-карбонический (досреднекарбонический). В это время в восточной части Кандакшско-Двинского палеорифта на участках пересечения северо-западных и поперечных (северо-восточных) разломов проявился щелочно-ультрама-

фитовый магматизм, известный, в основном, в зонах активного рифтогенеза с активной предшествовавшей историей. Именно он сформировал Зимнебережный алмазоносный район с кимберлитовыми алмазоносными трубками, дайками и силлами в центральной части, пикритовыми и базальтовыми по периферии [2,4].

Очевидно, следовало бы ожидать на площади Беломорско-Кулойского неотектонического свода высокой плотности теплового потока и в настоящее время. Однако по имеющимся данным ситуация оказывается более сложной и неоднозначной.

Начало исследования теплового поля Зимнебережного алмазоносного района было положено учеными Института геологии Кольского научного центра РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [5]. 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 алмазоносном 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°C , а геотермические градиенты, в основном, до $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, и только в отдельных скважинах, пробуренных в теле трубок, они достигают $1,2\text{--}1,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. 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 влагонасыщенных.

При расчетах значений плотности теплового потока (ТП) по формуле Фурье для кимберлитов принимались средние значения теплопроводности 2,1 Вт/(м·К). Теплопроводность вмещающих трубки осадочных пород 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 подвергся плейстоценовому оледенению. Средние значения плотности ТП для Золотицкого поля определены в 27–28 мВт/м² [5,6]. При этом отмечено, что она более высокая в пределах трубок и растет с глубиной.

Проводимые в последние годы поисково-разведочные работы на Верхотинском алмазоносном 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 9Ц, 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°C . Геотермические градиенты по стволам скважин определены в диапазоне $0,4\text{--}1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. На глубинах 500–600 м преобладают значения градиентов $1,0\text{--}1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Из скважин 9 Ц и 60 отобраны образцы керна кимберлитов для определения теплофизических свойств. Они измерялись в Московском государственном геологоразведочном университете на водонасыщенных и сухих образцах керна при помощи полевой автоматизированной системы оптического сканирования, разработанной коллективом Научно-исследовательской лаборатории проблем геотермии в 2001 году [7]. Измерения проведены на 10 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 [5] 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 $1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Для скважины 60 значения градиента в интервале 500–700 м равны $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, 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 $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Таким образом,

для определений ТП приняты более высокие значения теплопроводности (2,5–2,6 против 2,1 Вт/(м·К)), чем в [5]. 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 [5,6]. 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. 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.

По нашим данным, представительными следует считать значения кодуктивного ТП для Верхотинского поля 35,0–39,7 мВт/м². Введение поправки за палеоклимат к значениям ТП Золотичской площади по данным [5,6] 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 алмазоносного района, которые влияют, а часто определяют плотность глубинного теплового потока. Мощность земной коры здесь близка к 40 км [8], 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 [2]. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [8] 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 [9] 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 значения и 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 [10] 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 [10] только примерно через 15 млн. лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Судя по всему, приведенные данные свидетельствуют о возобновлении рифтового процесса в зоне Кандалакшско-Двинского (Кандалакшско-Архангельского) рифта в новейшее время. Кроме вышеуказанных геофизических данных по глубинному строению это показывает и структура современного рельефа Беломорско-Кулойского плато. В средней своей части оно разделено долиной рек Мегры и Котуги, в плане соответствующей более древней палеодолине, по которой проходит Мегра-Кепинская зона глубинных разломов субмеридионального простирания. Эта долина представляет собой значительное понижение рельефа с отметками 50–110 м на фоне 130–210 м, характерных для повышенных частей плато [11]. Ширина долины составляет до 50 км на севере плато и 30–40 км на юге. В средней части долина сужена до 15 км. Мощность четвертичных отложений в долине превышает 100 м, хотя на приле-

гающей территории она не более 20–40 м. Именно к этой зоне приурочено сокращение мощности земной коры от 40 км на западе до 32–36 км на востоке и здесь отмечена наименьшая скорость продольных волн в верхней мантии 7,8–8,0 км/с [8]. При региональном сжатии, доминирующем на Европейском Севере России в результате спрединга в рифтовой долине срединно-океанического хребта Гаккеля-Нансена, на самом Беломорско-Кулойском плато определены преобладающие неотектонические напряжения, обуславливающие условия растяжения в литосфере в направлении запад-восток [12].

Таким образом, можно считать, что на неотектоническом своде Беломорско-Кулойского плато в настоящее время уже развивается рифтовая долина и процесс активизации литосферы и распада свода продолжается. Казалось бы этим данным противоречат низкие значения теплового потока, определенные в западной части свода на месторождениях алмазов. Однако по данным [3] на «плечах» современных континентальных рифтов, как правило, отмечаются значения ТП, не превышающие 40 мВт/м². Высокая плотность ТП характерна для рифтовых долин и впадин, зон глубинных разломов. К сожалению, в предполагаемой рифтовой долине Беломорско-Кулойского плато измерения ТП пока не выполнялись. Следовательно, необходимо продолжение исследований для подтверждения высказанной гипотезы.

Литература

1. Ширококов В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр. 1997. № 5. С. 21–25.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
3. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 200 с.
4. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
5. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 115 с.
6. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы). М.: Автореф. докторской дисс., 2005. 44 с.
7. 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.
8. Костюченко С.Л. Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. С. 80–96.
9. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
10. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
11. Малов А.И. Экологические функции подземных вод. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 166 с.
12. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветреный пояс

Шевченко С.С.¹, Ахмедов А.М.¹, Крупеник В.А.¹, Свешникова К.Ю.¹,
Стехин А.И.², Олешкевич О.И.²

¹ ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: Anver_Ahmedov@vsegei.ru

² ОАО «ГМК «Норникель»»

В западной, Карельской, части структурной зоны Ветреный пояс главной составляющей раннепротерозойского рифтогенного прогиба являются метавулканы основного – ультраосновного