

ским зонам выявляются существенные различия. Если для разломов в целом северо-западной ориентировки преобладающими являются румбы $340-350^0$ (подзоны 1.1; 1.2), $330-340^0$ (2.1; 2.2), то в линеamentном поле локализуется направление $290-300^0$ (1.1; 1.2), $300-310^0$ (2.1; 2.2), т.е. налицо широтный «подворот» основного направления. В то же время, распределение линеamentов и разломов в подзоне 1.3. демонстрирует практически полное совпадение, а в подзоне 1.1 северо-западные линеamentы распадаются по направлениям на два равнозначных румба – $300-310^0$ (близкое к преобладающему направлению разломов) и $290-300^0$.

Учитывая интенсивную раздробленность территории, её хорошую экспонированность, высокую степень соответствия ландшафтных особенностей линеamentного поля элементам геологической структуры, можно предположить, что описанное замещение близмеридиональных направлений разломов на близширотные направления линеamentов отражает долговременные изменения поля, свидетельствуя о преобладании субширотного вектора напряжений при новейшей активизации. Такая ситуация присуща северо-западному обрамлению Ладожской котловины. При удалении на северо-запад и север от Ладожского озера такое расхождение направлений разломов и линеamentов или исчезает или становится не столь однозначным.

При сравнении с розой-диаграммой направлений главных осей сжатия для всей Фенноскандии [12], нельзя не обратить внимание на точные совпадения преобладающих румбов $300-310^0$ с главными направлениями линеamentного поля. Естественным представляется интерпретировать это как отражение в линеamentной сети именно новейшего и современного поля тектонических напряжений.

Работа в очерченном направлении продолжается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск. 1959. 307 с.
2. Бискэ Г.С., Ильин В.А., Лукашов А.Д. Влияние тектонических факторов на формирование водно-ледниковых комплексов (на примере Карелии) // Природа и хозяйство Севера. Мурманск. 1976. Вып. 4. С. 15-18.
3. Вигдорчик М.Е. и др. О роли тектоники в формировании котловин великих озер северо-запада Русской равнины // Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, 27-28 мая 1967 г., Минск, 1967. С.26-28
4. Доливо-Добровольский А.В. Балтийский щит // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 173-179.
5. Ладожское озеро. Ред. Г.С. Бискэ. Петрозаводск. 1978. 203 с.
6. Лукашов А.Д. Морфоструктура Северного Приладожья // Геоморфология и геология четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск. 1976. С. 50-59.
7. Лукашов А.Д. Неотектоника Карелии. Ленинград, 1976, 108 с.
8. Лукашов А.Д., Ильин В.А. Озы и тектонические нарушения // Новейшие и современные движения земной коры в восточной части Балтийского щита. Петрозаводск. 1974. С. 43-46.
9. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80-83.
10. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 357 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000, лист Р-35-XXIV, Р-36-XIX (Сортавала). Второе издание. / Авт. Степанов К.И. и др. Гл.ред. Богданов Ю.Б. СПб, ВСЕГЕИ, 2005.
12. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3-23.

НОВЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА УНИКАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА

Шварцман Ю.Г.

Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера УрО РАН,
г. Архангельск, Shvartsman2007@yandex.ru

На территории Архангельской области расположен ряд уникальных объектов природного наследия. Прежде всего, это Соловецкие острова, Кенозерье и Беломорско-Кулойское плато. Всех их объединяет то, что они лежат на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, где активные геологические процессы идут с древнейших времен, измеряемых миллиардами лет, до настоящего времени. Здесь расположены Соловецкий историко-архитектурный и природный музей-заповедник, Кенозерский национальный парк (КНП), Пинежский заповедник, Приморский и Соянский заказники.

Соловецкий архипелаг находится в пределах Кандакшской рифтовой зоны Кольско-Беломорской рифтогенной области распространения карелид Балтийского щита на северо-восточной границе его с Мезенской синеклизой [1]. Он расположен в узле пересечения Приморско-Стрельнинского разлома Балтийско-Мезенской зоны глы-

бинных разломов северо-восточного простирания и разлома северо-западного простирания, выделяемых по геологическим и геофизическим, в частности, магнитометрическим данным. Кристаллический фундамент островов архейско-нижнепротерозойский. По наземным магнитометрическим данным его верхняя часть сложена гранито-гнейсами, амфиболитами и брекчиями. В западной части архипелага фундамент перекрыт только кайнозойскими моренными отложениями. В восточной части островов (Анзерский, Большая и Малая Муксалмы) он перекрыт платформенным чехлом, мощность которого достоверно неизвестна. По геофизическим данным она быстро возрастает с запада на восток от первых десятков и сотен метров до 2,5-3,0 км в Кандалакшском грабене. По имеющимся оценкам и данным вертикальных электрических зондирований ВЭЗ мощность ледниковых моренных отложений варьирует в пределах 10-100 м.

По всем имеющимся геофизическим данным в районе Соловецких островов существует поднятие подошвы земной коры и выступ мантии. С одной точки зрения [1], это мантийный диапир, а с другой [2] – это поднятие блока коры по глубинному разлому в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы. Скорее всего, здесь имеется и то, и другое: мантийный диапир, поднятие которого сопровождается разломами земной коры. Мощность земной коры под архипелагом оценивается от 30 до 40 км, а литосферы в 110-120 км [1, 3].

Современные активные тектонические процессы идут не только в глубинных частях земной коры и литосферы Беломорья в целом, но и проявляются в новейших поднятиях земной поверхности и современной сейсмичности. На большинстве наблюдательных пунктов по побережью и островам Белого моря за период с 1921 по 1980 гг. определены скорости поднятий в результате вертикальных движений от 0,40 до 5,0 мм/год [4].

На Соловках в период 1924-1980 годов эта скорость в среднем составила 1,05 мм/год. Наибольшие скорости поднятий 3,14-5,05 мм/год зафиксированы западнее и северо-западнее Соловков по берегам Кандалакшского залива. Наименьшие, вплоть до опусканий, установлены восточнее на Зимнем берегу уже в пределах Мезенской синеклизы.

Современная сейсмичность довольно активно проявляется по побережью и в акватории Белого моря. По имеющимся данным за 1467-1995 годы [5] зарегистрировано значительное количество ощущавшихся сильных землетрясений. Однако район Соловецких островов и окружающей его акватории свободен от эпицентров землетрясений. Практически все землетрясения с магнитудой 4,5-5,0 отмечены западнее и северо-западнее архипелага в Кандалакшском заливе. Здесь произошли все события с глубиной очагов 16-20 и более км. Восточнее островов в Двинской губе на прилегающей суше зарегистрированы, в основном, землетрясения с магнитудой менее 4,5 при глубинах очагов до 15 км. Очевидно, что архипелаг находится в зоне, разделяющей структуры с разными характеристиками сейсмичности. Возможно, что это связано с развитием мантийного диапира под архипелагом. Обычно в таких ситуациях сейсмичность приурочена к периферии мантийных и внутрикоровых крупных образований.

Оценка плотности глубинного теплового потока, выполненная исходя из имеющихся данных о мощности земной коры и литосферы, тепловых свойств горных пород региона, показывает, что ее значения должны быть в диапазоне 50-55 мВт/м², что существенно больше, чем на прилегающих территориях. Глубинное тепло верхней мантии доходит здесь до дневной поверхности и фиксируется тепловыми съемками из космоса в виде интенсивной температурной аномалии и, по данным В.И. Горного, аномалии повышенного конвективного теплового потока по разломам в земной коре. Расчетные температуры поверхности Мохоровичича получены примерно в 450-510°С при мощности земной коры 30 км и 600-680°С при мощности в 40 км.

Приведенные данные показывают, что для территории Соловецких островов характерны уменьшение мощности литосферы и земной коры, развитие мантийного диапира и относительно повышенные значения глубинного теплового потока. Архипелаг находится в узле пересечения глубинных разломов на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, разделяющей территории с разной скоростью современных движений земной поверхности и характеристиками сейсмичности. Это определяет высокую геодинамическую активность литосферы в новейшее время.

Геодинамические особенности литосферы архипелага проявляются в развитии экстразональных биоценозов на Большом Соловецком острове, более южных, чем это следует из его широтного положения [6]. Повышенный тепломассопоток из недр обеспечивает здесь существование ареалов среднетаежной растительности на фоне типичной северной тайги.

Зимнебережный алмазонасный 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. Широкова [7] кольцевая структура свода имеет плутогенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулканотектонические образования с алмазонасными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонового возраста.

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. 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 Зимнебереж-

ным районом и возможным частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований МТЗ показывают [7], 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 Кандакшско-Двинского (Кандакшско-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 прилегающей 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].

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 [12] 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.

На территории КНП, по данным бурения скважин, архейский кристаллический фундамент щита погружается к востоку, и на нем несогласно залегают осадочные породы протерозоя, венда, девона и карбона. Явно выраженных разрывных нарушений бурением не установлено, хотя рельеф местности и дна Кенозера свидетельствуют об активной современной тектонической деятельности. Породы щита и фундамента Мезенской синеклизы представлены гнейсами, гранито – гнейсами, сланцами, интрузиями габбро и перидотитов. Породы осадочного слоя – это известняки, доломиты, глины, мергели, алевролиты. Геологической съемкой установлены древние разрывные нарушения, существенно осложняющие строение района. В основном, они архейского и протерозойского возрастов. Наиболее древние из них имеют северо-западное простирание. Затем по возрасту идут разломы северо-восточного простирания, а самые молодые – субмеридиональные, сформированные в конце верхнего протерозоя. Судя по конфигурации рукавов Кенозера, озер Свиного и Долгого, разломы северо-восточного и субмеридионального простираний омоложены в новейшее время, и по ним отмечаются значительные смещения рельефа местности и дна водоемов.

Мощность земной коры района КНП около 40 км. Скорости продольных волн в верхней мантии на щите 8,1-8,2 км/с, а в прилегающей к нему части синеклизы пониженные до 7,8-8,0 км/с [8]. Последнее свидетельствует об активизации геодинамических процессов в литосфере на границе щита и платформы.

Достоверные данные о тепловом состоянии литосферы территории КНП в настоящее время отсутствуют. На прилегающих площадях значения кондуктивного теплового потока низкие до 20-30 мВт/м². В то же время по данным интерпретации тепловых космических съемок, любезно предоставленных В.И. Горным (Санкт-Петербургский центр экологической безопасности РАН), выделены линейные зоны повышенного конвективного теплового потока, продолжающиеся к северо-востоку от Андомской возвышенности с южного побережья Онежского озера. Судя по всему, это свидетельствует об активном выносе тепла из недр по зонам омоложенных глубинных разломов и обеспечивает повышенную теплообеспеченность ландшафтов КНП.

Кенозеро располагается в водосборном бассейне реки Кена, левого притока реки Онеги в среднем ее течении. Площадь зеркала озера 68,6 км². Высота уровня уреза над уровнем моря 85,7 м. Рельеф водосборного бассейна ледниковый, аккумулятивный, представленный камами и моренными холмами. Коренные породы – известняки, доломиты, мергели карбонового возраста. Они перекрыты толщей четвертичных ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Геологическими исследованиями установлено тектоническое происхождение котловины озера в дочетвертичный период. Ледниковые отложения, оставшиеся здесь после четвертичного оледенения, видоизменили конфигурацию и рельеф озерной котловины. Таким образом, генетический тип котловины Кенозера можно назвать ледниково-тектоническим. Форма котловины имеет сложную многолопастную форму.

За время проведения гидрологических работ на Кенозере в период с 2005-2006 гг. отмечены глубины, превышающие 120 м. Наиболее глубоководные районы расположены в восточной и южной частях центрального бассейна озера с преобладающими глубинами 60-90 м, а в некоторых местах более 120 м. Проведенные промерные работы на Кенозере и полученные ряды значений глубин свидетельствуют о сложности и большой расчлененности рельефа дна, представляющего собой чередующиеся каньонообразные углубления с перепадками высот, считая поверхность островов, более 120 м.

Таким образом приведенные данные свидетельствуют об активности новейших геологических и геофизических процессов на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, обусловленных глубинными источниками энергии в недрах.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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, 1994. 244 с.
2. Шаров В.Н., Шарова В.П. Результаты глубинных сейсмических исследований Северной Карелии // Геофизический журнал, 1997. Т. 19. № 1. С. 82-87.
3. Гришин А.С. Комплексная количественная модель земной коры юго-восточной части Балтийского щита // Гединамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Из-во КНЦ РАН, 1992. С.116-126.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Ред. Б.Х. Глуховской. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
5. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Сейсмичность Севера европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2000. С. 276-277.
6. Шварцман Ю.Г., Болотов И.Н. Механизмы формирования экстразональных биоценозов на Соловецких островах // Экология, 2005. № 5. С. 1-9.
7. Ширококов В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр. 1997. №5. С.21-25.
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. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 200 с.

О ПРИРОДЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЛИТОСФЕРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Шевцов А.Н.¹, Жамалетдинов А.А.², Глазнев В.Н.³

¹Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, abd.zham@mail.ru

²ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург, abd.zham@mail.ru

³ВГУ, г. Воронеж, abd.zham@mail.ru

На территории восточной части Балтийского щита впервые в практике глубинных геоэлектрических исследований выполнена серия сверхглубинных тензорных частотных зондирований с применением двух взаимно-ортогональных промышленных линий электропередач (ЛЭП) на удалениях до 700 км от источника. Результаты исследований позволили построить одномерную модель глубинного распределения электропроводности на северо-востоке Балтийского щита. В осредненном виде модель разреза по результатам решения обратной задачи приведена на рис. 1 [1]. Данная модель количественно характеризует электрические параметры литосферы в области средней коры и в зоне перехода от коры к мантии, что позволяет сделать предварительный вывод о различиях в механизмах электропроводности на этих глубинах. В средней коре на глубинах 3-10 км в условиях Балтийского щита находится область повышенной проводимости (проводящий слой) с относи-