

Таким образом, изучение глубинного строения Земли, особенно структуры ее мантии различными методами, позволяет геологам лучше понять, каким образом и почему шло развитие самой верхней оболочки Земли – земной коры.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО БЕЛОМОРЬЯ

Корсакова М. А., Иванов Н. М.

ГГУП «Специализированная фирма «Минерал», г. Санкт-Петербург, Velikanova45@mail.ru

Анализ многочисленных материалов предшествующих исследователей, составление и подготовка к изданию четырёх листов Госгеолкарт-200 второго поколения [3, 4], а также составление геологической карты масштаба 1:1 000 000 российской части Фенноскандинавского щита [5] позволили сделать ряд выводов, касающихся различных аспектов внутреннего строения и природы беломорид, их площадного развития и границ со смежными структурными областями. Часть этих выводов носит альтернативный характер по отношению к наиболее распространенным в настоящее время представлениям о геологическом строении беломорид.

Карельское Беломорье является юго-западной частью обширного Беломорского геоблока или подвижного пояса (БПП), граничащего на востоке с Карельским кратоном (Кк). Его внутренняя структура рассматривается как система незакономерно чередующихся линейных зон и мозаично-блоковых структур, сложенных, в основном, ранне-позднелопийскими беломорскими плутоно-метаморфическими образованиями, к которым не применимы стратиграфические методы картирования и такие понятия как серия и свита. Выделяются следующие основные структурно-вещественные подразделения, имеющие широкое площадное развитие в пределах БПП: *хетолаамбинский плагиомигматит-амфиболит-кристаллосланцевый (апогаббро-анортозитовый), котозерский мигматит-плагиогранитовый и керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплексы* [3,4].

На обширных площадях развития *хетолаамбинского комплекса* не выявлено текстурно-структурных признаков вулканогенных пород. Отнесение к вулканитам (метаандезитам и метариодацитам) мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов района Тупой Губы оз. Ковдозера и района оз. Ворочистого только на основании петрохимических данных [1,2,6] нельзя считать обоснованием принадлежности их к классу вулканитов. В тоже время в амфиболитах и кристаллосланцах хетолаамбинского комплекса достаточно часто устанавливаются реликтовые габбровые, пан- и гипидиоморфнозернистые структуры, свидетельствующие об их принадлежности к основным плутоническим породам. Непосредственно в обнажениях наблюдаются постепенные переходы ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев в метагабброиды и метаанортозиты с четко распознаваемыми текстурно-структурными признаками плутонитов. При этом постоянно наблюдаемое в шлифах развитие амфибола по плагиоклазу свидетельствует о более широком первоначальном развитии лейкократовых плутонитов – лейкогаббро и анортозитов. Реже в составе комплекса встречаются маломощные пластовые и линзовидные тела метаультрабазитов (гарцбургитов). Значительная часть амфиболитов и кристаллосланцев мигматизирована и превращена в различные по составу и морфологии плагиомигматиты, называемые обычно гнейсами. Максимальным развитием на современном эрозионном срезе хетолаамбинский комплекс, в практически не затронутом плагиогранитизацией, виде пользуется в районе оз. Энгозеро и к югу от него, где ему соответствует высокоинтенсивное гравиметрическое поле западного склона регионального Соловецкого гравиметрического максимума. По-видимому, хетолаамбинский комплекс представляет собой реликтовую мафическую кору первично ультрамафит-габбро-анортозитового состава, сопоставимую с океанической. Формирование его происходило в интервале 3.2-3.0 млрд. лет в режиме, который может быть назван протоокеаническим.

Котозерский мигматит-плагиогранитовый комплекс, имеющий преобладающее развитие на рассматриваемой территории, представлен широким кругом средне-кислых плутонитов от диоритов и кварцевых диоритов до мигматит-гранитов с преобладанием тоналитов. Все они в той или иной степени огнейсованы часто полосчатые, в основном, за счет послонной мигматизации плагиоклазовым и плагиомикроклиновым материалом. Гранитоиды содержат включения (реликты?) ортоамфиболитов, ортокристаллосланцев и амфиболсодержащих плагиомигматитов хетолаамбинского комплекса, доля которых в общем объеме пород составляет обычно порядка 2%, иногда повышаясь до 5%. Котозерский комплекс рассматривается как слой земной коры, образовавшийся в процессе дифференциации и анатектического плавления нижнего базитового слоя и отвечающий стадии ранней кратонизации БПП на рубеже 2.95-2.9 млрд. лет, проходившей в режиме корово-мантийного смешения.

Керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплекс представлен двуполевошпатовыми гранитами, мигматит-гранитами и тeneвыми мигматитами с достаточно хорошо распознаваемым субстратом – плагиогранитоидами котозерского комплекса. Его формирование происходило в интервале 2.7-2.65 млрд. лет. Основная масса гранитов сосредоточена в субмеридиональной полосе вдоль западной границы БПП с КК, развиты они также и во

внутренних частях беломорид в виде прерывистых полос со сложными извилистыми границами и небольших тел неправильной или жильной формы.

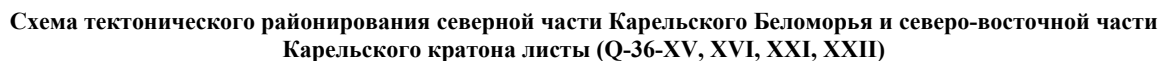
В качестве стратифицируемого подразделения в составе беломорид выделяется среднелопийская (2.95-2.85 млрд. лет) *лоухская (чупинская) толща глиноземистых гнейсов (метаграувакк)*, локализуемая, в основном, в Лоухском прогибе, заложенном на консолидированных образованиях хетоламбинского и котозерского комплексов, а также в ряде более мелких синформных и мульдобразных структур, также имеющих в качестве фундамента породы котозерского и хетоламбинского комплексов. Достаточно широкое развитие в пределах Карельского Беломорья мелких эродированных структур, сложенных глиноземистыми гнейсами, позволяет предположить наличие на его площади в лопийское время обширного мульдобразного бассейна, в котором происходило отложение слабо дифференцированных граувакк, образующихся за счет размыва и незначительного переноса пород хетоламбинского и котозерского комплексов [3,4].

На сейсмическом профиле Кандалакша-Лоухи-Кемь, пересекающем всю рассматриваемую территорию с севера на юг, достаточно уверенно различаются отражающими волновыми пакетами основные выделенные структурно-вещественные подразделения. Ортоамфиболиты хетоламбинского комплекса (фрагменты базитовой коры), сохранившиеся от последующей переработки, выделяются на разных глубинах вплоть до приповерхностных в виде монотонных участков разреза, аналогичных строению разреза на глубине ниже 12-15 км. Ортоамфиболитам в различной степени мигматизированным и гранитизированным, а также гранитоидам котозерского комплекса и перекрывающим их метасадкам лоухской толщи отвечают пакеты с различной насыщенностью отражающими площадками. Границы между монотонным сейсмическим волновым полем и полем, насыщенным отражающими площадками являются границами раздела двух слоев земной коры: нижнего существенно базитового и верхнего гранитоидно-метаморфического. В районе оз. Энгозера эта граница проходит на глубине 7-9 км, а зачастую и менее и является значительно более приподнятой по сравнению с северной частью Карельского Беломорья (район между г. Кандалакша и ст. Пояконда), где она находится на глубине 18 км.

Установлена неоднородность строения и развития карельской части БПП как в меридиональном, так и в широтном направлении. Южная Кемско-Сосновецкая часть пояса примерно до широты губы Домашней Белого моря характеризуется сравнительной однородностью состава пород с преобладанием гнейсифицированных плагиогранитоидов котозерского комплекса и, в меньшей степени, плагиомигматитов и ортоамфиболитов хетоламбинского комплекса. В их распространении по площади отсутствует какая-либо пространственная закономерность, что находит отражение в мозаичном характере магнитного поля. Процессы сумийской и, в особенности, свекофеннской активизации проявились здесь весьма ограниченно: друзиты сумийского комплекса встречаются достаточно редко и еще реже – свекофеннские пегматиты. Область от губы Домашней – реки Поньгомы до широты оз. Энгозеро характеризуется максимальным развитием на современном эрозионном срезе Карельского Беломорья ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев, не имеющих упорядоченного расположения и незакономерно чередующихся с полями плагиомигматитов по ним и плагиогранитоидами. Процессы сумийской и свекофеннской активизации проявлены здесь интенсивнее и разнообразнее, чем на юге: более широко развиты сумийские друзиты, свекофеннские мусковитовые и редкометалльные пегматиты. К северу от оз. Энгозеро, напротив отмечается четкая поперечная зональность в развитии комплексов. Выделяются плутоно-метаморфические зоны (с запада на восток): *Нотозерская чарнокит-грантит-мigmatитовая*, являющаяся пограничной между собственно БПП и Кк, *Ковдозерская мигматит-плагиогранитовая*, *Лоухская глиноземистых гнейсов* и *Ругозерско-Энгозерская плагиомигматит-ортоамфиболитовая*. Все зоны имеют в плане форму выдержанных по простиранию полос (340°) протяженностью до 100 и более км (рис.). Внутреннее строение зон сложное, характеризующееся сочетанием линейных и купольно-блоковых структур, сформировавшихся на разных стадиях развития: от раннего лопия до свекофенния. В этой части БПП интенсивно и многообразно проявились процессы сумийской (сотни тел друзитов) и свекофеннской активизации (мусковитовые пегматиты, образующие уникальную Чупино-Лоухскую пегматитовую провинцию, широкое развитие зон диафторитов и субширотных разломов). Границы между зонами либо постепенные и могут быть определены как тектоно-метаморфические (между Нотозерской и Ковдозерской зонами), либо достаточно четкие, обусловленные резким различием в составе контактирующих вещественных комплексов (между Лоухской и обрамляющими её Ковдозерской и Ругозерско-Энгозерской зонами).

Ковдозерская и Ругозерско-Энгозерская зоны отражают вещественный состав определенных слоев земной коры, сформировавшихся в раннем-среднем лопии. Лоухская зона представляет собой палеопрогиб, заложенный на образованиях Ковдозерской и Ругозерско-Энгозерской зон, а Нотозерская рассматривается как мобильно-проницаемая зона позднелопийской тектоно-магматической активизации и существенного разуплотнения первично коровых пород.

Различный структурный план развития плутоно-метаморфических комплексов во многом определяется характером и интенсивностью разрывных нарушений, по-разному проявленных в разных частях БПП. От северного берега оз. Ковдозеро до оз. Энгозеро на юге широко и интенсивно проявились северо-западные и субмеридиональные разломы, часто имеющие глубинный характер, во многом предопределившие линейный план развития основ-



Таким образом, понятие Беломорский подвижный пояс не является вполне корректным применительно ко всей мегаструктуре, поскольку часть её, располагающаяся к югу от широты губы Домашней является достаточно стабильным участком земной коры, консолидация которого завершилась, в основном, в позднеархейское время. То же самое относится и к южно-кольской части БПП. Вероятно, понятие БПП следует сохранить только за северной частью мегаструктуры.

Приведенные данные о составе основных вещественных комплексов БПП и их структурной позиции свидетельствуют об отсутствии в его пределах признаков архейских зеленокаменных поясов и позволяют высказать альтернативную позицию об их отнесении к разноуровневым протооровым образованиям (океанической и континентальной коре) по-разному переработанных в различных частях (блоках) БПП и выведенных на дневную поверхность в результате сложного взаимодействия различных коллизионных процессов.

Если архейские плагиигранитоиды, представляющие континентальную протоору, имеют широкое распространение на современном эрозионном срезе Карельского и Кольского геоблоков, то апоабброидные и апоанортитовые ортоамфиболиты в таком широком масштабе развиты исключительно в БПП, подчеркивая уникальность Беломорской геологической структуры в целом в составе Фенноскандинавского щита. Это положение достаточно надежно подкрепляется расположением Карельского Беломорья в пределах уникальной для щита геофизической аномалии – Соловецкого гравиметрического максимума, фиксирующего, как нам представляется, не только минимальную для щита мощность земной коры (30 км), но и широкое площадное развитие ортоамфиболитов и плагиимigmatитов по ним с плотностью 2.8-3.0 г/см³ на дневной поверхности в пределах наиболее интенсивных (до 40 мГл) локальных гравиметрических аномалий.

Граница рассмотренной части БПП с Кк является сложной, неоднозначно геологически и геофизически трактуемой в зависимости от геотектонических воззрений исследователей. Нами она определяется исходя из принятого для всех докембрийских регионов положения о принадлежности архейских зеленокаменных поясов к кратонам – гранит-зеленокаменным и гранулит-зеленокаменным областям. Поэтому такие ЗКП как Тикшеозерский, Пибозерский, Керетский не включаются в состав БПП [6], а относятся к Карельскому кратону. Этим определяется сложный извилистый характер границы карельской части БПП на значительном своем протяжении, соответствующий сложной форме указанных ЗКП на современном эрозионном срезе. В большинстве случаев граница отвечает зоне разуплотнения – интенсивного проявления процессов ультраметаморфизма и интрузивного гранитоидного магматизма, в том числе, эндрбит-чарнокитового. Ширина её колеблется от 10 до 30-40 км. Степень разуплотнения первично коровых образований изменяется по простиранию зоны сочленения от сильной и весьма сильной в северной половине площади до средней и слабой в южной её части. На севере, судя по расчетному глубинному геолого-геофизическому разрезу, проходящему в субширотном направлении от озера Тикшеозера на западе до мыса Картеш Белого моря на востоке, граница является глубинной, охватывающей весь разрез коры, что находит отражение в наличии четкого гравиметрического минимума, отвечающего Нотозерской зоне. Он разделяет два максимума, принадлежащие БПП и Кк. К югу от озера Кереть зона становится менее глубинной, процессы разуплотнения первично коровых образований не охватывают весь разрез коры и затухают в чехле вулканогенных образований лопия Керетьско-Поньгомской ветви Тикшеозерского ЗКП. На современном эрозионном срезе ей соответствует система линейно-купольных лопийских структур, включающих фрагменты ЗКП и разделяющие их гранитоиды. Она не имеет четких ограничений ни со стороны БПП, ни со стороны Кк и на гравиметрической карте Δg выражена субмеридиональной слабо градиентной зоной, а на карте локальных гравитационных аномалий – полосовидной отрицательной аномалией. Близкая картина наблюдается и юго-восточнее в зоне сочленения БПП с Лехтинским синклиниорием. Ещё восточнее зона сочленения БПП и синклинория Ветреный пояс представлена протяженным глубинным разломом, фиксирующимся гравитационной ступенью. Таким образом, зона сочленения БПП и Кк неоднородна на всем своем протяжении и, по существу, представляет собой сложно построенную структуру разной глубины заложения и выраженности на поверхности. Имея протяженность в сотни километров и достигая в поперечнике нескольких десятков километров она может рассматриваться как самостоятельный структурный элемент в составе Фенноскандинавского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беломорский подвижный пояс. Тезисы докладов Международной конференции 1-4 сентября. 1997. Петрозаводск, 1997. 125с.
2. Бибилова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст. Петрология, «Наука», т. 7 №2, 1999 с. 115-141.
3. Иванов Н. М., Корсакова М. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе), листы Q-36-XV, XVI и Q-36-XXI, XXII. Объяснительные записки. СПб.. ФГУ ТГФ. 2001. Кн. 1 – 198 с., Кн. 2 – 220с.
4. Корсакова М. А., Иванов Н. М. Новая концепция геологического строения и развития Беломорского подвижного пояса (на основе составления Гостеолкарт-200 второго поколения). Геология Северо-Запада вчера и сегодня. Сборник научных трудов. СПб, 2000. С. 172-182.

5. Корсакова М. А., Красоткин С. И., Стромов В. А. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Создать металлогеологическую карту на территорию российской части Фенноскандинавского щита». СПб, Фонды ВСЕГЕИ. 2007. 300с.
6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореферат. докт. дисс. М.: ГИН РАН. 2005. 46 с.

ОБЗОР МОДЕЛЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МАНТИИ И ЯДРА И ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ЕЕ УТОЧНЕНИЮ

Кочнев В. А. , Гоз И.В.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, kochnev@icm.krasn.ru

Построению моделей магнитных свойств Земли и их анализу посвящено огромное количество работ, первой из которых можно считать сочинение У.Гильберта «О магните», опубликованное еще в 1600 году. Основываясь на собственных экспериментах с магнитами и компасом, Гильберт предположил, что вся Земля является гигантским магнитом. Отклонения стрелки компаса от направления на северный полюс Гильберт обосновывал (и экспериментально проверял это предположение) отклонением формы Земли от сферы. Однако уже в 1634 Г.Геллибранд открыл, что магнитное поле Земли со временем изменяется. Позднее Э.Галлей попытался объяснить это явление тем, что Земля внутри состоит из нескольких медленно вращающихся с разной скоростью сферических намагниченных слоев. Открытие Кюри перехода магнетиков в парамагнетики при достижении и повышении определенного уровня температуры (точки Кюри) поставило гипотезу Гильберта под сомнение. На смену ей пришли гипотезы, связывающие основное магнитное поле Земли с движением электрических токов на границе ядро-мантия. Открытие связи между электрическим током и магнитным полем и развитие математических методов описания полей постепенно привело к гипотезе земного динамо, первую попытку обоснования которой сделал в 1939 г. В.Эльзассер. Первое решение задачи динамо получил в 1964 г. С.И.Брагинский, а из современных работ по теории динамо необходимо упомянуть работы по численному моделированию Г.Глатцмайера и П.Робертса, Ф.Такахаси и др. Однако в этой теории столько необычных предположений, что существование их маловероятно.

В основе большинства современных моделей магнитного поля лежит математическое описание, предложенное в 1838 году К.Гауссом. Компоненты магнитного поля и его модуль предложено аппроксимировать сферическими гармоническими функциями, домножаемыми на коэффициенты, которые находятся в процессе решения системы уравнений, в правой части которых стоят данные наблюдений магнитного поля. Полученные коэффициенты могут использоваться для расчета магнитного поля в любой точке поверхности земного шара.

В данной работе сделана попытка построить модель намагниченности шара, отталкиваясь от модели однородно намагниченного шара и используя данные о величине магнитного поля эпохи 2000 г. Работа не претендует на завершённое исследование по проблеме намагниченности земного шара. Это лишь эксперимент по уточнению однородной модели шара (модель Гильберта). По результатам эксперимента можно сделать некоторые выводы, которые могут обсуждаться и использоваться при дальнейших исследованиях и экспериментах.

Модель шара включает 6 слоев. Первые три слоя моделируют северное полушарие, остальные – южное. Радиусы границ слоев – 6400, 6000 и 3200 км. Каждый слой аппроксимируется прямоугольными призмами с горизонтальными размерами 400х400 км. Высота призмы определяется вертикальной толщиной слоя в центре призмы. Таким образом, центральные призмы слоев имеют высоту 400, 2800 и 3200 км. За пределами сферы их мощности приняты равными 0.01 км. Принята декартова система координат с началом в центре шара. Таким образом, модель, с которой мы будем оперировать, включает модель шара и дополнительные «лепестки», расширяющие пространство в области экватора до квадрата. В пакете ADM-3D, используемой для моделирования, предусмотрено расширение краевых блоков в бесконечность. По этой причине плоские тонкие однородно намагниченные блоки, пронизывающие модель в области экватора, создают нулевое поле, то есть не влияют на результаты эксперимента.

Намагниченность всех блоков принята вертикальной и равной 7440 нТл, то есть средней намагниченности земного шара. Для обозначения единиц намагниченности будем использовать нанотесла, которая, на наш взгляд, более естественна для магнитометрии (вместо А/м, которая применяется в электротехнике). При необходимости величины могут быть переведены в А/м по формуле, следующей из известных соотношений [3].

Точки расчета магнитного поля находятся на центральной вертикальной оси блоков на заданной высоте от поверхности модели. Всего поверхностей расчета поля принято 2. Одна над северным полушарием, другая – над южным.

На рис. 1а приведен модуль (Т) магнитного поля Земли, рассчитанный по модели IGRF [6] для эпохи 2000 г. В поле северного полушария выделяются два максимума. На рисунке вблизи 90° видим «сибирский» максимум. Поле южного полушария имеет сильный максимум («южноавстралийский») и четко выраженный относительный минимум («южноатлантический»). На рис. 1а видим только южноавстралийскую аномалию.