

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Дивнов И.И., Кожухов С.А. Поля подпочвенного радона в восточной части Балтийского щита // В кн. Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер – М., Геос, 2005, с.173-178.
2. Малла С. Вэйвлеты в обработке сигналов – М., Мир, 2005, 671с.

ТЕКТОНИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

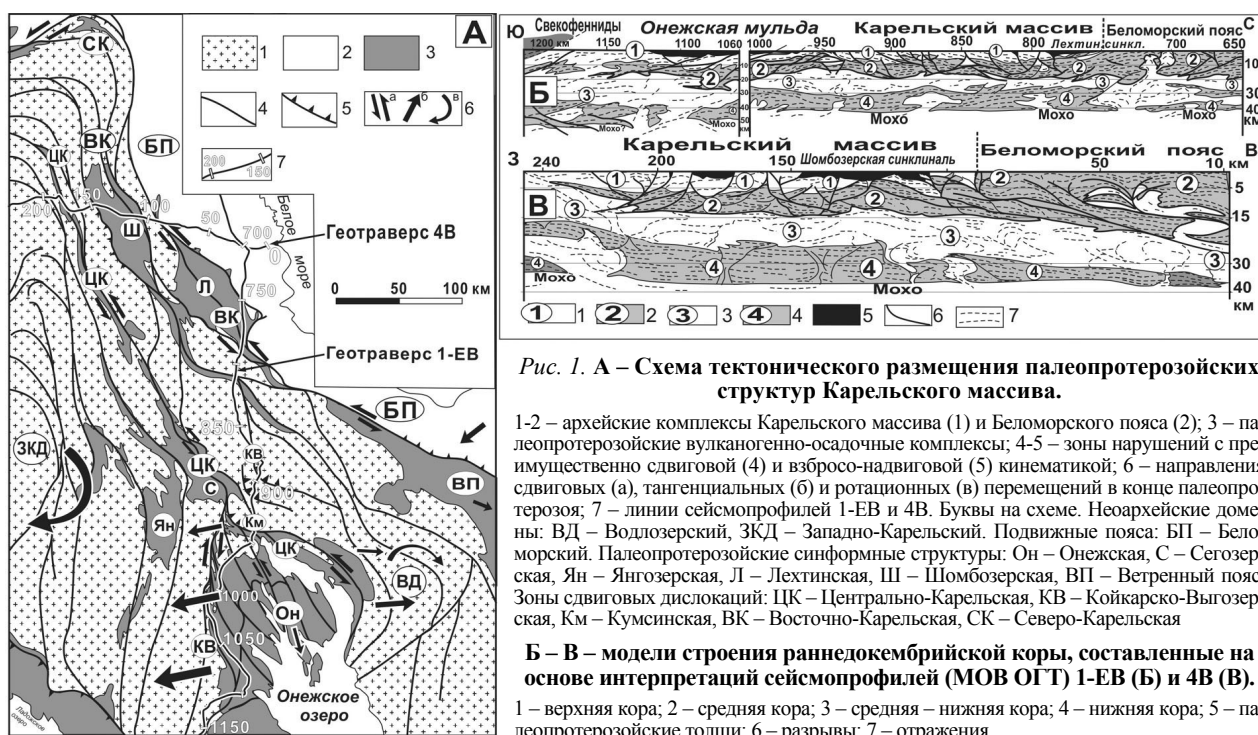
Колодяжный С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: kolod@ginras.ru

Долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций являются важнейшими элементами тектоники палеопротерозойского этапа развития Карельского гранит-зеленокаменного массива (КМ). Сдвиги обычно унаследуют ранние структурные неоднородности КМ: лопийские зеленокаменные пояса, области обрамления и элементы внутренней тектонической делимости Западно-Карельского и Водлозерского древнейших доменов. В свою очередь, зоны сдвиговых дислокаций контролируют тектоническую позицию палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов (карелиды), слагающих протяженные пояса, узко сжатые синклинальные структуры или относительно пологие мульды (рис. 1, А). Практически все палеопротерозойские структуры размещаются в пределах зон сдвиговых дислокаций или в областях их динамического влияния. Их тектоническая форма в плане и в разрезе зависит от характера размещения сдвигов и режима сдвиговых деформаций. Пережатые синклинали обычно маркируют транспрессионные сегменты сдвиговых зон; области их постепенного раскрытия и перехода в мульдообразные структуры соответствуют сегментам развития трансензионного вейера сдвигов, как, например, Онежская и Сегозерская мульды, расположенные в области южной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига (рис. 1, А). Лехтинская и Шомбозерская синклинали приурочены к сегментам изгиба сдвиговых зон. Реконструируются синклинали с пережатыми килевидными днищами, испытывающие вместе с осложняющими их нарушениями раскрытие по восстанию наподобие пальмового дерева. Эта особенность подчеркивает транспрессионную природу вмещающих такие структуры сдвиговых зон.

Крутопадающие зоны сдвига густо пронизывают весь массив и образуют системы овально-концентрических и диагональных нарушений. К первой из них относятся сдвиговые структуры краевых частей КМ, образующие полужамкнутый Циркум-Карельский пояс (Восточно-Карельская (ВК), Северо-Карельская (СК), Ветреный пояс (ВП), сдвиги западной части КМ). В центральной части кратона фрагмент овально-концентрической системы сдвигов составляет Центрально-Карельская зона. Диагональные сдвиги представлены субмеридиональными зонами (Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская и др.), обнаруживающими признаки сопряженного развития с овально-концентрическими системами нарушений. В целом эти системы сдвиговых зон организованы по принципу крупномасштабной вихревой структуры, кинематически связанной с дифференцированным, но общим вращением области карелид по часовой стрелке [2,3]. Такой стиль тектоники, предопределяемый крутопадающими сдвигами, сопряженными с ними надвигами и сбросами свойственен лишь верхним уровням коры КМ.

В сейсмических разрезах КМ обособлено четыре субгоризонтальных, но сильно тектонически нарушенных слоя с различными отражающими свойствами: 1) верхнекоровый слой с отражениями средней – слабой интенсивности; 2) среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями; 3) средне-нижнекоровый сейсмически "прозрачный" слой; 4) нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями (рис. 1, Б, В). На профиле 4В общая конфигурация этих слоев во многом сопоставима со скоростной субгоризонтальной расслоенностью, выявленной методом ГСЗ [1]. Выделенные слои отражают элементы термодинамической и, как следствие, реологической и тектоно-метаморфической расслоенности раннедокембрийской коры. Данная расслоенность была наложена на архейские покровно-надвиговые ансамбли и формировалась преимущественно на протяжении раннего палеопротерозоя. Сведения о динамике беломорских комплексов, располагавшихся в этот период времени на уровне нижней – средней коры, показывают, что в глубинных слоях коры активно развивались процессы субгоризонтального течения [4]. В результате этого конфигурация слоев менялась: развивались пережимы и раздувы, поднятия и прогибы, области оттока и нагнетания. Последующие свекофенские коллизионные события обусловили интенсивные деформации и окончательно нарушили первичную субгоризонтальную расслоенность. В частности, среднекоровый слой (2) испытал тектоническую эксгумацию в области Беломорского пояса (БП) (рис. 1, Б, В). Данный слой, реологически сопоставляемый с беломорскими комплексами пород, отличается высокой тектонической расслоенностью дисгармоничной по отношению к структурам смежных слоев. Крутопадающие зоны сдвига верхней коры (1), сохранившейся в области КМ, в его пределах листрически выполаживаются. Подошва этого слоя, расположенная на глубинах 15-20 км, по ряду признаков является зоной регионального срыва – детачмента.



Процессы субгоризонтального течения глубинных слоев коры в раннем палеопротерозое, по-видимому, развивались неравномерно вдоль сложно построенных линейных и вихревых траекторий. Именно этим можно объяснить развитие в верхнекоровом слое компенсационных сдвиговых перемещений, подчеркивающих также процессы вращения Западно-Карельского домена. Палеопротерозойские сумийско-сариолийские комплексы (2,5-2,3 млрд. лет) на ранних стадиях формирования сдвигов накапливались в локальных грабенообразных депрессиях типа пулл-апарт, свойственных центральным частям КМ, и в более обширных рифтогенных бассейнах по периметру кратона. Эволюция последних во многом предопределялась системами литрических сдвиго-сбросов, выполаживающихся вниз по падению и сливающихся с зонами субгоризонтального течения на уровне средней коры, экспонированной в современной структуре на поверхность в области БП. Свидетельством этого процесса является сохранившаяся в переходной области от КМ к БП структурно вещественная зональность. Например, в районе Лехтинской и Шомбозерской структур обособлены следующие зоны (сверху вниз и с запада на восток): 1) сумийско-сариолийские рифтогенные вулканиты и мелкие интрузии (2,5-2,3 млрд. лет), пронизанные сдвиго-сбросами и включающие горизонты глыбовых брекчий, маркирующих сбросовые палеоуступы; 2) мощная зона высокотемпературных бластомилонитов в лопийских зеленокаменных комплексах, с характерными структурами "субслоистого" течения (полосчатость, минеральная линейность, колчановидные складки и др.); 3) зона субгоризонтального тектонического течения, развитая в гнейсах БП, с телами синкинематических чарнокитоидных гранитов (2,5-2,35 млрд. лет) со структурами течения "струйчатых" мигматитов. Во всех зонах реконструируется обстановка субгоризонтального растяжения в ССВ направлении, ориентированного несколько косо к общему простиранию зон. Реликтовые структуры растяжения в данной области дешифрируются также на сейсмопрофиле 4В. Эти данные позволяют рассматривать эволюцию зоны перехода от КМ к БП в рамках известной модели простого сдвига Б. Вернике [5].

Ятулийские вулканогенно-осадочные комплексы (2,3-2,1 млрд. лет), образующие протоплатформенный чехол КМ, отчасти «запечатывают» ранние присдвиговые депрессии. Сведения о характере распределения мощностей данных образований, пространственном положении вулканических центров и мелких интрузий указывают на важную роль сдвиговых перемещений при формировании локальных ятулийских бассейнов. В частности, в этот период времени начал активно развиваться трансензионный веер Центрально-Карельской зоны сдвига, в области которого обособилась Онежско-Сегозерская депрессия. Тектоническая позиция этой структуры контролировалась процессами вращения Западно-Карельского домена по часовой стрелке, что обусловило проявление области относительной декомпрессии и прогибания в ЮВ секторе вращения (рис. 1, А). Формированию депрессии также способствовали процессы субгоризонтального течения глубинных слоев коры, обусловившие отток геомасс среднекорового слоя из-под области Онежского прогиба. Структуры, связанные с этим течением, дешифрируются на профиле 1-ЕВ в виде глубинных слепых надвигов, образующих дуплексы нагнетания и куполообразные поднятия в области обрамления депрессии (рис. 1, Б). Комплементарно с этими структурами в верх-

ней коре формировались пологие сбросы, залеченные силами ятулийских и более поздних базитов. Последовательная миграция сбросов к югу контролировала соответствующее перемещение области прогиба согласно принципам модели простого сдвига [5]. В лудиковийское время (2,1-1,9 млрд. лет) развитие этой обстановки сопровождалось формированием мантийного плюма, появлению которого, вероятно, способствовала декомпрессионная обстановка в области Онежской структуры.

Свекофенские коллизионные события (1,9-1,8 млрд. лет) обусловили проявление в пределах КМ обстановки транспрессии, в условиях которой палеопротерозойские депрессии испытали интенсивное сжатие (со сдвигом) и многие из них приобрели морфологию структур «пальмового дерева». При этом окончательно оформилась общая ротационно-сдвиговая структура КМ, формировавшаяся на протяжении всего палеопротерозоя.

Таким образом, развитие сдвиговых зон КМ предопределяло особенности тектонической эволюции палеопротерозойских комплексов. Сдвиговая тектоника характерна лишь для верхнекорового уровня КМ; на уровне средней коры крутопадающие сдвиги выходящие наружу, а их динамика обнаруживает связь с процессами глубинного горизонтального (ламинарно-турбулентного) течения.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158, программа ОНЗ № 6, «Фонд содействия отечественной науке».

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.
2. Колодяжный С.Ю. Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22-41.
3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника, 2007, № 3. С. 46-68.
5. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 789-795.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ЯЛОНВАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Кондрашова Н.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kondr@krc.karelia.ru

Гранитоидная интрузия, площадью 12*15 км, внедрившаяся в зеленокаменные отложения пояса Ялонвара-Иломанси, имеет трехфазное строение [2]:

1 фаза внедрения представлена несколькими телами кварцевых диоритов, гранодиоритов в СВ части структуры, 2 фаза, занимающая наибольшую площадь выходов интрузивного тела, сложена гранитами и 3 фаза – штокообразные тела лейкократовых порфировидных гранитов в ЮЗ и СЗ частях интрузии.

Rb-Rb изохронный возраст гранитоидов 2 фазы равен 2600±100 млн. лет [5].

Минеральный состав гранодиоритов и кварцевых диоритов представлен плагиоклазом, биотитом, амфиболом, кварцем и калиевым полевым шпатом (КПШ). Акцессорные минералы, встречающиеся в гранитоидах 1 фазы, весьма разнообразны – апатит, титанит, рутил, пирит, халькопирит, магнетит.

Граниты 2 фазы сложены олигоклазом, КПШ и кварцем. Среди акцессорных минералов распространены, наряду с встречающимися и в гранитоидах предыдущей фазы, циркон, анатаз, сидерит, флюорит, барит, турмалин, монацит, гранат, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит.

Лейкократовые порфировидные граниты сложены вкрапленниками плагиоклаза, КПШ, кварца в более мелкозернистой массе плагиоклаз-кварц-полевошпат-мусковитового состава. Биотит присутствует спорадически. Состав акцессориев сходен с гранитами 2 фазы, исключая анатаз, рутил, сидерит и барит.

Точки составов гранитоидов располагаются в поле пород как нормального петрохимического ряда, так и субщелочного вблизи границы раздела пород нормальной и субщелочной серий (рис.1). Учитывая высокую подвижность щелочей при метаморфизме и при метасоматических процессах, следы которых фиксируются в породах всех фаз внедрения, вряд ли можно считать повышенную щелочность данных гранитоидов информативным и надежным признаком.

Все разновидности пород соответствуют составам среднестатистических разновидностей пород соответствующей кремнекислотности за исключением окиси калия для гранитоидов 1 фазы и окиси натрия для гранитоидов 2 и 3 фаз, и относятся к породам нормального петрохимического ряда. Повышенное содержание щелочей связано с последующими метасоматическими преобразованиями данных пород и не является первичной характеристикой рассматриваемых разновидностей гранитоидов структуры.