

ЛИТЕРАТУРА

1. Полканов А.В. Геология хогландия – ютния Балтийского щита. ТР. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956., вып. 6. 122 с..
2. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита. В сб.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 46-53.
3. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелии Карелии. Л., 1979. 208 с.
4. Светов А.П. Платформенный вулканизм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1984. 32 с.
5. Светов А.П. Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар. Тез. докл. Москва, 1998. С. 22-23.
6. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., Наука, 1991. 200 с.
7. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
9. Светов А.П., Свириденко Л.П., Ивашенко В.И. Вулcano-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ДИАПИРИЗМА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Свириденко Л.П., Белашев Б.З.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sv@krc.karelia.ru

Мантийный диапиризм – самостоятельный эндогенный процесс, вовлекающий в сферу деятельности мантию и кору Земли. Общим в геофизических моделях диапира является чашеобразная форма, ограниченная глубинными разломами, имеющими тенденцию к сочленению на глубине [2,4]. Повышенная проницаемость литосферы определяет высокую электропроводность структуры диапира. В современном эрозионном срезе диапиру соответствует плотностная и геохимическая зональность [6]. Обычно сконцентрированные в центральной наддиапировой зоне породы повышенной плотности вызывают положительные гравитационные аномалии, коррелирующие с положительными магнитными аномалиями. Нередко здесь встречаются тела субщелочных высококалийных гранитов, кристаллизующиеся из «сухой» перегретой магмы. На периферии диапировых структур повышена водонасыщенность гранитов, местами сопровождающаяся редкометальной геохимической специализацией. Выявленные общие закономерности строения крупных диапировых структур не исключают их разнообразия. Увязать мантийные и коровые процессы диапиризма позволили палеовулканологические исследования выделения центров эндогенной магматической активности [5], являющихся геологическим структурно-вещественным выражением надочаговых зон разноточинных диапиров.

Отличающееся циклической динамикой формирование вулканогенно-осадочных чехлов Фенноскандинавского щита происходило в тесной взаимосвязи и взаимозависимости осадконакопления и платобазальтового вулканизма, приуроченного к инверсии прогиба ложе седиментационного бассейна. Докембрийская литосфера, по крайней мере, ниже уровня 5 км, благодаря высокой флюидонасыщенности и повышенной пластичности, чутко реагировала на гравитационные изменения [1]. Радиальные разломы, образующиеся при инверсии прогибающегося бассейна, проводили базальтовые расплавы, формирующиеся при плавлении астеносферы мантии под воздействием главного энергоносителя – восстановленных флюидов, поднимающихся от поверхности ядра. Плавление происходило в условиях спада давления и разуплотнения. Огромные массы мантийного расплава, поднимаясь вверх превращались в мантийно-коровый диапир.

Генерация расплавов бывает неодноточной непрерывно-прерывистой, связанной с углублением зон генерации магм. Примером может служить развитие наддиапировой зоны позднеархейского диапира Западной Карелии (район Костомукши) кимберлитового магматизма [1].

Эволюция мантийного диапиризма может быть прослежена по статистическим исследованиям платобазальтового и щелочного магматизма [3,5]. Интенсивно проявленный в позднем архее платобазальтовый вулканизм к позднему протерозою постепенно снижается. Резкий спад платобазальтового вулканизма отмечен на границе докембрия-фанерозоя в связи с завершением первоначального формирования земной коры континентального типа. К этому рубежу приурочено резкое увеличение интенсивности щелочного магматизма [3], свидетельствующее об увеличении глубинности источников магм во время фанерозойской тектоно-магматической активизации. Для описания интенсивности платобазальтового магматизма во времени разработана простая математическая модель [7].

Крупные диапировые структуры, по-видимому, сохраняют тектоническую активность вплоть до современности, о чем свидетельствует повышение теплового потока в центральной наддиапировой зоне.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 08-01-98804.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П. Прогнозы алмазоносности Карельского региона Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 110-113.
2. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. 351 с.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизм возникновения время появления и глубины формирования. Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.
4. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев.: Наукова Думка. 1990. 169 с.
5. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 357 с.
6. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л. 1980. 216 с.
7. Светов А.П., Белашев Б.З. Описание лавовых покровов докембрийского вулканизма числами Фиббоначи – Труды XVIII межд. конференции Математические методы в технике и технологиях, 31мая-3 июня, 2005, Казань, 2005, т. 6, с.98-99.

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ (МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ) ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ**Семакин В.П., Кочергин А.В.**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

По завершении палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации в конце позднего мела и раннем кайнозое на огромных площадях континентов Земли, включая Евразию, существовали пенеплены с покровами коры выветривания, что связывается с процессами растяжения земной коры [14].

В зонах континентальных эпиплатформенных рифтов [7] обычно выделяются предрифтовая и рифтовая стадии [14]. Предрифтовая стадия характеризуется равнинным рельефом с накоплением тонкообломочных осадков в небольших плоских впадинах и местами со слабым проявлением базальтового вулканизма.

Рифтовые стадии делятся на два этапа – равнинный и горный (орогенный). Равнинный этап, продолжавшийся в некоторых районах с позднего олигоцена по ранний плиоцен включительно, характеризуется накоплением тонкообломочных осадков в осевых частях впадин и грубообломочных – в прибортовых участках [14]. Ведущим процессом на этом этапе является погружение впадин по наметившимся разломам при подчиненной роли поднятий. Для данного этапа характерны массовые излияния платобазальтов, которые проявляются как в пределах впадин, так и на окружающих их территориях (район Тункинской впадины [4]). В отдельных районах в этот период формируются покровы платофонолитов (Кенийская рифтовая зона – Р.З. [7]). В земную кору впадин в этот период, вероятно, происходит внедрение интрузий базит-гипербазитового состава, а ниже подошвы коры начинает формироваться аномальная мантия с $V_p=7,2-7,8$ км/с. Не исключено, что Эфиопский и Кенийский рифты также начали зарождаться в период массовых площадных излияний эффузивов с одновременным внедрением в земную кору базит-гипербазитовых расплавов, о чём свидетельствуют относительно положительные аномалии Буге в пределах указанных рифтов.

Горный (орогенный) этап во многих регионах начался в верхнем плиоцене и продолжается до настоящего времени. Этот этап характеризуется значительным возрастанием интенсивности восходящих движений с формированием горного рельефа (неотектонических поднятий). На этом этапе образуется молассовая формация с нижней красной и верхней сероцветной подформациями [14]. При этом, в одних случаях одновременно происходит дальнейшее развитие и углубление грабенов (Байкальский рифт [14]), в других – впадины вовлекаются в поднятие.

В некоторых случаях устанавливается смещение во времени равнинного и горного этапов относительно других районов. Так в районе Ньяса-Танганьикского рифта равнинный этап продолжался в течение миоцена, плиоцена и первой половины плейстоцена, а орогенный этап начался во второй половине плейстоцена [7]. В районе Момского рифта равнинный этап продолжался в течение плиоцена и раннего плейстоцена, а горный этап начался в среднем плейстоцене [4]. В западной части Тихоокеанского кольца мощная эпоха горообразовательных процессов датируется средним-верхним плейстоценом. Формирование Муйской и Чарской впадин (СВ часть Байкальской рифтовой зоны – БРЗ) началось, наиболее вероятно, лишь в четвертичное время, поскольку осадки более раннего времени здесь не установлены [4; 5].

Байкальская рифтовая зона является наиболее изученной в геолого-геофизическом отношении. В пределах этой зоны поверхность мантии (М) повсеместно характеризуется относительно низкими (7,6-7,8 км/с) скоростями Р-волн, глубины до которой колеблются от 34 до 55 км. На прилегающих территориях Сибирской платформы и Забайкалья мощность земной коры изменяется в пределах 37-45 км с «нормальными» V_r на поверхности М 8,1-8,2 км/с. Под центральной частью Байкальской впадины установлена минимальная мощность земной коры – 34-35 км.