

7. Downes H. Shear zones in the upper mantle – Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites // *Geology*. 1990. V. 18. P. 374-377.
8. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 433-447.
9. Ionov D.A., Griffin W. L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. V.141. P. 153-184.
10. Ionov D.A., Gregoire M., Prikhod'ko V.S. Felspar-Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 165. P. 37-44.
11. Ionov D.A., Bodinier J-L., Mukasa S.B., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 2219-2259.
12. Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // *Chem. Geol.* 2005. V. 217. P. 41- 75.
13. Carlson R.W., Irving A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the Wyoming Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.126. P. 357-472.
14. Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *J. Petrology*. 2001. V. 42. No. 6. P. 1095-1117.
15. Schmidberger S.S., Simonetti A., Francis D. Sr-Nd-Pb isotope systematics of mantle xenoliths from Somerset Island kimberlites: Evidence for lithosphere stratification beneath Arctic Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V.65. No22. P. 4243-4255.
16. Peltonen P., Brüggemann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): geochemical and Re-Os isotope constraints // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 405-423.
17. Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Perkins W.T., Siena F., Vaccaro C., Wilson M.. Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V.142. P. 284-297.
18. Bizzarro M., Stevenson R.K. Major element composition of the lithospheric mantle under the North Atlantic craton: Evidence from peridotite xenoliths of the Sarfartoq area, southwestern Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 146. P. 223-240.
19. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995 (a). V. 122. P. 174-190.
20. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // *Chem. Geol.* 1995 (6). V. 120. P. 275-294.
21. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V.125. P. 375-392.
22. Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 232-250.
23. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 114. P. 463-475.
24. Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 187-205.
25. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 599-631.
26. Flower M.F.J. Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. V. 31. P. 335-346.
27. Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // *Lithos*. 1995. V. 34. P. 41-59.
28. Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusion, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia) // *Lithos*. 1996. V. 39. P. 93-119.
29. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектономагматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 3. С. 316-336.
30. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // *Геохимия*. 2006. №3. С. 309-321.

## ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Балуев А.С.<sup>1</sup>, Журавлев В.А.<sup>2</sup>, Пржиялговский Е.С.<sup>1</sup>, Терехов Е.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, baluev@ilran.ru

<sup>2</sup>ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, г. Мурманск, vitalyzh@mage.ru

В последнее время заметно повысился интерес к глубинному строению и тектонике Беломорской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Интерес к этому району вызван, прежде всего, возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Прогибы эти прослеживаются в акватории Белого и южной части Баренцева морей, огибая Кольский полуостров с юго-запада и северо-востока. По дан-

ным геолого-геофизических исследований последних лет можно выделить несколько субпараллельных ветвей палеорифтовой системы: Онежско-Кандалакшскую, Керецко-Пинежскую, Чапомско-Лешуконскую и Понойско-Мезенскую. Эти палеорифтовые структуры нами объединяются в единую рифтовую систему Белого моря (РСБМ) и рассматриваются как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее [1].

Несмотря на то, что Белое море является единственным и полностью внутренним морем России, геологическая изученность его до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в 2003-2004 годы в бассейне Белого моря ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) были выполнены комплексные геофизические исследования, на основе которых в настоящее время осуществляются работы по созданию третьего поколения Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 (Госгеолкарта-1000/3). В то же время в Геологическом институте РАН в последние годы осуществлялась работа по созданию «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000, в которой использовались новые данные по структуре осадочного чехла и фундамента акватории Белого моря [2-6]. Эта карта фактически завершит создание комплекта тектонических карт окраинных и внутренних морей России.

Основная задача, которая решалась при составлении «Тектонической карты...», показать единство структур консолидированной земной коры в пределах бассейнов Белого и южной окраины Баренцева морей и прилегающей к ним суши. Главный принцип составления этой карты – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий охватывает следующие крупные структурные элементы: 1) восточную часть Балтийского щита, включающую Кольский полуостров и Карельский берег; 2) западную часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовую систему Белого моря, включающую в себя выше перечисленные рифтовые зоны; 4) Кольско-Канинскую моноклинал; 5) северо-западную часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающую к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южную окраину Свальбардской плиты.

Центральное место на тектонической карте занимает палеорифтовая система Белого моря, отчетливо выраженная в рельефе кристаллического фундамента ВЕП и простирающаяся вдоль ее северо-восточной окраины. Она заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании, пережила активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время. Сам палеорифт, в свою очередь, был заложен вдоль оси древнего Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

Результаты исследований последних лет территории Беломорья значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигала 3-3,5 км, то данные последних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км [3-5], что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. То же касается и глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах РСБМ в пределах Мезенской синеклизы, где эти глубины достигают 8-10 км и более [6]. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [3]. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты – это наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Согласно этим же данным, небольшой по размерам (18-20 км) Чапомский грабен, расположенный на юго-восточном побережье Кольского полуострова, на Тектонической карте показан как реликт северо-западного окончания Лешуконского палеорифта, т.к. в проливе Горло зафиксировано продолжение грабена с глубиной погружения кристаллического фундамента до 2 км [2]. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло, зафиксировал на участке в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой грабенообразное погружение фундамента более, чем на 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ.

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяется два седиментационных комплекса, также как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря. Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует

верхнерифейским отложениям, которые обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова в виде терригенной толщи Чапомской свиты. Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба. Таким образом, согласно новым данным Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь одним из сегментов палеорифтовой системы Белого моря. На Кольском полуострове, который является высоко поднятым блоком фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения. В связи с выше сказанным эту рифтовую структуру было бы логичней называть Чапомско-Лешуконским палеорифтом.

Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами значительно дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов, и иногда даже структуры надвигового характера, которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид.

В то же время, сложившиеся в последние годы представления о геологическом строении некоторых участков земной коры региона приходится пересматривать, как это случилось для северного обрамления Балтийского щита, где в северной части полуострова Средний в 2004-2006 гг. была пробурена скважина П-1 на глубину 4500 м. По данным сейсмического профилирования мощность рифейской осадочной толщи здесь разными авторами интерпретировалась от 6 км [7] до 8-12 км [8], однако по данным бурения кристаллические породы фундамента были встречены на глубине 1,1 км [9], что соответствует верхнему горизонтальному разделу сейсмокомплекса.

На Тектонической карте обозначены проявления внутриплитного позднерифейского магматизма, связанного непосредственно с процессами рифтогенеза, и среднепалеозойского, связанного с реактивацией рифтовой системы. Проявления рифейского магматизма показаны в пределах Онежского грабена, где в разрезе синрифтового комплекса присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород. Другой тип рифейского магматизма распространен вдоль баренцевоморского побережья Кольского полуострова в виде даек и силлов долеритов, образующих две цепочки тел полого залегающих на архейских гранитоидах. В районе Ивановской губы силлы залегают не только на гранитоидах, но и внутри толщи верхнерифейских осадков и на их границе с кристаллическим основанием. Предполагается, что проявление этого магматизма генетически связано с процессами континентального рифтинга, который активизировался в позднем рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. В настоящее время сама рифтогенная структура погребена под толщей осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита являлся, по всей видимости, плечом этого рифта.

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур выразилась, в основном, во внутриплитном магматизме, проявления которого представлены роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, в прибрежных частях Белого моря, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния РСБМ.

В северной части карты к ВЕП с севера и северо-востока, в пределах акватории Баренцева моря, по единому конвергентному шву примыкают Свальбардская плита с фундаментом гренвильской (900-950 млн. лет) консолидации и Тимано-Печорская плита с более молодым байкальским (600 млн. лет) складчатым фундаментом, который выступает на поверхность на полуостровах Канин и Рыбачий. Этот фронтальный надвиг свидетельствует о тех коллизионных событиях, которые произошли вдоль северной и северо-восточной окраин Восточно-Европейского кратона в результате приращения к ней в позднем венде-раннем кембрии композитного континента Арктиды, включавшего в себя наряду с Тимано-Печорским террейном Свальбардскую плиту и другие более мелкие террейны. Фундамент перекрыт чехлом, включающим отложения палеозоя и мезозоя, мощности которых и глубины залегания фундамента показаны в изолиниях. Наложенной на Свальбардскую плиту структурой на карте выделено южное замыкание Восточно-Баренцевского рифтогенного трога среднепалеозойского заложения, к юго-западу от которого на Кольском полуострове отмечаются следы пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма (Контозерский и Ивановский массивы). В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных изометричных в плане интрузий основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

Неотектоническая активизация территории Беломорья обозначена на карте системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Нами установлено, что островная гряда архипелага Средние Луды является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет

собой зону аккомодации тектонических напряжений. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабен в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14 и НШ-651.2008.5.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23-38.
2. Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Чапомский грабен Кольского полуострова как реликт северо-западного окончания Керецко-Лешуконского палеорифта // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы ХLI Тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. С. 47-50.
3. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.
4. Журавлев В.А., Павлов С.П., Шипилов Э.В. Структура фундамента и осадочного чехла Беломорского сектора Восточно-Европейской платформы // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. – Вып. 2. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2007, с. 302-310.
5. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2, с. 26-28.
6. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. – СПб.: Наука, 2006. 319 с.
7. Митрофанов Ф.П. и др. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективой ее нефтегазоносности. // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 1, с. 151-160.
8. Симонов А.П. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Доклады АН, 2002, т. 384, № 6, с. 795-801.
9. Куликов Н.В. и др. Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр, 2007, № 4, с. 22-25.

### НОВАЯ ТРЕХСЛОЙНАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ

**Баранов А.А., Кабан М.К., Трубицын В.П.**

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, fssvalex@mail.ru

Континентальная кора наиболее неоднородная часть Земли и ее влияние на глубинные структуры может скрывать эффект неоднородностей в мантии. Это обусловлено как различной толщиной коры под континентами, так и ее разными свойствами в разных континентальных регионах. В отличие от океанической коры, толщина которой в основном однородна, толщина континентальной коры меняется от 30 до 75 км.

При расчетах практически невозможно разделить эффект влияния коры и мантии на потенциальные поля Земли без знания детальной структуры земной коры. Кроме того, гравитационное поле и геоид крайне чувствительны к толщине и свойствам земной коры.

Например, крупнейшая отрицательная аномалия гравитационного поля под Индией связана с коллизией плит и сильным утолщением коры до 75 км под Тибетом.

Очень сложно минимизировать связь между неоднородностями в коре и верхней мантии в данных сейсмической томографии, которая остается главным инструментом исследований мантии. Таким образом подходящие модели верхней мантии могут быть построены только если эффект коры убран из наблюдаемых геофизических полей заранее. Поэтому при построении таких моделей очень важно убрать эффект коры максимально точно и потом работать только с остаточными мантийными аномалиями.

Авторами построена новая цифровая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии и окружающих регионов. Было собрано большое число сейсмических данных (см. рис. 1. по регионам): сейсмические профили, станции глубинного зондирования, отраженные, преломленные и поверхностные волны. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1 на 1 градус. Модель состоит из 3 слоев и 4 цифровых карт: глубины до границы Мохо, и толщин верхней средней и нижней коры.

Также построены средние скорости Р сейсмических волн для всех трех слоев коры.

Новая модель показывает большие и существенные отличия по сравнению с предыдущими моделями Crust2.0. (Bassin et al., 2000.), и тем более Crust5.1. (Mooney et al., 1998.)