

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА ЧЕРНОМОРСКО-ЗАКАВКАЗСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.В.Окросцваридзе, Л.Б.Башеленшвили

Этапы формирования континентальной коры Дзирульского выступа Черноморско-Закавказского террейна. А.В.Окросцваридзе, Л.Б.Башеленшвили. Геологический институт АН Грузии, ул. М.Александровского 1/9, 0193 Тбилиси (okrostsvari@hotmail.com)

В статье показано, что породы слагающие континентальную кору Дзирульского выступа формировались в различных тектоно-магматических циклах и геодинамических режимах. Допускается, что совместное нахождение этих пород вызвано процессами коллизии и аккреции, а сама аккреционная структура в нижних горизонтах породила новые магматические очаги гранитоидных расплавов, которые в герцинское время интродировали верхние горизонты и тем самым превратили структуру в типичную континентальную кору. В формировании континентальной коры Дзирульского выступа выделены следующие этапы: 1) позднепротерозойский (раннепанафриканский тектоно-магматический цикл); 2) раннепалеозойский (позднепанафриканский тектоно-магматический цикл); 3) позднепалеозойский (герцинский тектоно-магматический цикл). В конце третьего цикла, доальпийское сооружение Дзирульского выступа представляло собой "зрелую" континентальную кору, но она была нестабильным образованием, поскольку в кимерийском тектоно-магматическом цикле слагающие ее породы интродировались гибридными габброидами и гранодиоритами. На основании изучения изотопных параметров гранитоидных пород допускается, что в процессе образования континентальной коры Дзирульского выступа роль мантийного компонента была гораздо значительнее, чем мы предполагали ранее.

შავი ზღვა-კავკასიის ტერეინის ძირულის შვერილის კონტინენტური ქერქის ფორმირების ეტაპები. ა.ოკროსცვარიძე, ლ.ბაშელენშვილი. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის ქ., 1/9, 0193 თბილისი (okrostsvari@hotmail.com)

სტატიის ნაწიენებია, რომ ძირულის შვერილის კონტინენტური ქერქის ამგები ქანები ჩამოყალიბდა სხვადასხვა ტექტონიკურ-მაგმურ ციკლებში და გეოდინამიკურ რეჟიმებში. ნავარაუდებია, რომ მათი თავმოყრა მოხდა კოლიზიისა და აკრეციის შედეგად, ხოლო აკრეციული სტრუქტურის ქვედა ფენებში, მისი სიმძლავრის გაზრდის გამო გაჩნდა ახალი კერები გრანიტოიდული მაგმის, რომელიც შეიჭრა მის ზემოთ განლაგებულ ქანებში და ამდენად სტრუქტურა გარდაიქმნა ტიპიურ კონტინენტურ ქერქად. ძირულის შვერილის კონტინენტური ქერქის ფორმირებაში გამოიყოფა შემდეგი ეტაპები: 1 - გვიანპროტეროზოული (ადრეპანაფრიკული ტექტონიკურ-მაგმური ციკლი); 2 - ადრეპალეოზოული (გვიანპანაფრიკული ტექტონიკურ-მაგმური ციკლი); 3 - გვიანპალეოზოული (შერცინული ტექტონიკურ-მაგმური ციკლი). მესამე ციკლის დამთავრების შემდეგ ძირულის შვერილი წარმოადგენდა ტიპიურ კონტინენტურ ქერქს, მაგრამ იგი არ იყო სტაბილური ნაგებობა, რადგანაც კიმერიული ტექტონიკურ-მაგმური ციკლის დროს მასში შეიჭრა პიბრიდული გენეზისის ლორიტული და გრანოლოიდული სხეულები. მაგმური წარმონაქმნების იზოტოპური პარამეტრების შესწავლის შედეგად დაშვებულია, რომ ძირულის შვერილის კონტინენტური ქერქის ფორმირების პროცესში მანტიური მასალის წილი გაცილებით მნიშვნელოვანი იყო ვიდრე ადრე ვარაუდობდით.

The Black Sea - Transcaucasian terrane of Dzirula salient continental crust formation stages. A.Okrostsvaridze, L.Basheleishvili. Geological institute of the Georgian Academy of Sciences, 1/9, M.Aleksidze str., 0193 Tbilisi (okrostsvari@hotmail.com)

It is shown in the article, that the continental crust of the Dzirula Salient was formed during different tectono-magmatic cycles and geodynamic regimes. It is supposed, that gathering of different genetic type and age rocks, took place as a result of collision and accretion. The collision structure formed new sources of granitoid magma, which intruded into the rocks over it and changed the structure into typical continental crust. In the continental crust formation of the Dzirula salient we have distinguished the following stages: 1- Late Proterozoic (Early Panafrican tectono-magmatic cycle); 2 - Early Paleozoic (Late Panafrican tectono-magmatic cycle); 3 - Late Paleozoic (Hercynian tectono-magmatic cycle). The Dzirula salient continental crust was in fact formed after the Hercynian tectono-magmatic cycle, but it was not a stable structure, as diorite and granitoid bodies of hybrid genesis intruded in it during the Kimeridgian tectono-magmatic cycle. As a result of the study of isotopic parameters of magmatic rocks it is assumed, that in the process of formation of the Dzirula salient continental crust the share of mantle component was far more important than we had thought before.

В петрологии и в науках о Земле в целом вопрос формирования континентальной коры является важнейшим, так как именно в ней "захоронена" значительная информация об эволюции литосферы нашей планеты, образование которой обусловлено массовыми генерациями магматических пород гранитоидного состава. Как известно, основная часть континентов фор-

мировалась в допозднепротерозойское время из ювенильной магмы, но особенно интенсивные корообразующие процессы протекали в интервале 3,2-2,5 млрд. лет (Taylor, McLennan, 1985). В этот период Земная кора, в результате утолщения, разделилась на гранулитово-базитовую и гранулитово-гнейсовую. Незначительная часть новой континентальной коры сформировалась в конце протерозоя и в фанерозое. Начиная со среднего протерозоя основные гранитообразующие процессы локализовались в субдукционных зонах, где формирование континентальной коры происходило в результате латеральной или вертикальной аккреции островодужных комплексов на активные континентальные окраины или же утолщением самой активной континентальной окраины, благодаря воздействию на нее магмы мантийной генерации.

Такой режим образования континентов стал понятным после изучения изотопов Nd и Sr из гранитоидов Кордильер Северной Америки, Гималаев, Восточной Австралии, Центральной Азии, Сибири и других регионов мира (DePaolo, 1988; DePaolo et al., 1991; Samson, Patchett, 1991; Collins, 1996, 1998; Коваленко и др., 1996; Ковач и др., 2000; Borming et al., 2000 и др.).

Следует отметить, что в исследуемом регионе гранитообразующие процессы были связаны, в основном, с субдукционными событиями, вызванными продвижением Афро-Аравийской плиты к Евразийской. Дзирульский выступ является обширным мозаичным обнажением, где кодирован весь спектр геологических событий региона и поэтому представляет собой один из значительных объектов для выяснения вопросов формирования и эволюции континентальной коры в Кавказском орогенном сегменте.

Методика исследований

Аналитические работы по изучению изотопных систем Sm-Nd и Rb-Sr проводились в центре изотопных исследований университета Беркли (США). При расчете величины ϵ_{Nd} использованы современные значения соответствующих параметров ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd=0,1967$) для однородного хондритового резервуара (ОХР) по данным С.Якобсена и Дж.Вассербурга (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (ДМ) ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,513151$; $^{147}Sm/^{144}Nd=0,213$) по данным С.Гольштейна и С.Якобсена (Golshtein, Jacobsen, 1988). Средние коровые значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,12) взяты из работы С.Тейлора и С.Макленнана (Taylor, McLennan, 1985).

Как известно, возраст первичной континентальной коры в изотопной геологии, исчисляется от времени, начиная с которого слагающие ее породы были выделены из мантийного источника (Allegre, Ben Othman, 1980; De Paolo, 1988; Фор, 1989). Малоизменчивые Sm-Nd отношения в процессах частичного плавления позволяют, используя Sm-Nd изотопную систему, зафиксировать время выделения гранитоидного расплава из протолита. Для этой цели вычисляются модельные возрасты T_{Nd} (TD) фиксирующие время, когда соотношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породе было такое же, как и в мантийном источнике (Allegre, Ben Othman, 1980; DePaolo, 1988; DePaolo et al., 1991). В отличие от Sm-Nd изотопной системы Rb-Sr система фиксирует время кристаллизации магматического расплава. При толковании изотопных параметров Sr использованы данные В.С.Питчера (Pitcher, 1982), С.Р.Тейлора, С.Макленнана (Taylor, McLennan, 1985) и Р.Фора (Фор, 1989).

Что касается основного процесса образования континентальной коры, то это более длительное явление и в нем, по нашему мнению, можно выделить два этапа. На первом этапе формируется нестабильная континентальная кора, за верхний возрастной рубеж которой можно рассматривать конец того тектоно-магматического цикла, после которого региональный метаморфизм не проявляется. На втором этапе идет стабилизация континентальной коры, что выражается во вторжении в нее малых интрузивов, в основном гибридного состава, не вызывающих региональный метаморфизм.

Краткий геологический обзор и позиция Дзирульского выступа в Кавказском орогенном сегменте

Кавказ является крайне северным, гетерогенным сегментом восточной части Средиземноморского подвижного пояса, который протягивается от Черного моря до Каспийского. В нем выделяются три мегаструктуры: Большой Кавказ, Закавказский массив и Малый Кавказ. Закавказский массив расположен между Большим и Малым Кавказом и, в соответствии с современным тектоническим районированием, рассматривается как Черноморско-Закавказский террейн (Gamkrelidze, 1997; рис.1). В его формировании четко выделяются два больших этапа: доаль-

пийский и альпийский. Фактически на доальпийском этапе формировались породы континентального набора, фрагменты которого в виде различных кристаллических выступов обнажаются вдоль субмеридионального Транскавказского поднятия. В частности, с юга на север выделяются Мургузский, Локский, Храмский и Дзирульский выступы.

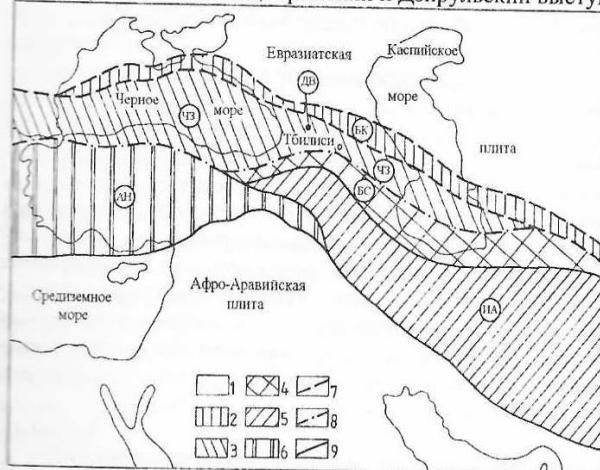


Рис. 1. Аккреционные террейны первого порядка центрального сегмента средиземноморского подвижного пояса (Gamkrelidze, 1997).

ДВ – Дзирульский выступ; 1 – континентальный каркас; 2 – 6 – террейны: 2 – Большого Кавказа (БК), 3 – Черноморско-Закавказский (ЧЗ); 4 – Бейбут-Севанский (БС); 5 – Анатолийский (АН); 6 – Ирано-Афганский (ИА). 7-9 – офиолитовые шовные зоны: 7 – позднепротерозойская, 8 – палеозойская, 9 – мезозойская и кайнозойская.

Дзирульский выступ занимает около 1200 км² и является крайне северо-западным обнажением Черноморско-Закавказского террейна. В его строении принимают участие докембрийские и раннепалеозойские кварцевые диориты, мигматиты, кристаллические сланцы, тоналиты, филлиты и фрагменты офиолитов. Большая часть исследователей перечисленные породы объединяет в гнейсово-мигматитовый комплекс. В позднем палеозое они секутся многочисленными телами микроклиновых гранитоидов разных мощностей, а в мезозое Дзирульский выступ интродуцируется гибридными габброидами и гранитоидами.

В начале 80-х годов было установлено, что в пределах северо-восточной части Дзирульского выступа фиксируются аллохтонные пластины офиолитов, т.н. Чорчано-Уцлевская зона (И.Гамкрелидзе и др., 1981). В последнее время была опубликована детальная работа об офиолитах отмеченной зоны (Закариадзе и др., 1998). Согласно этой работе, Sm-Nd модельный возраст метабазитов Чорчано-Уцлевской зоны отвечает 810±100 млн. лет.

В конце 90-х годов, в результате изучения генезиса гранитоидов, было высказано предположение, что в пределах Дзирульского выступа аллохтонной является не только Чорчано-Уцлевская зона, но и весь гнейсово-мигматитовый комплекс пород (Okrostsvardidze, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; I.Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001). Допускалось, что в герцинском тектоно-магматическом цикле, в турне-раннем визе, имела место мощная обдукция коры океанического типа на континентальную кору, что вызывало утолщение литосферы и генерацию гранитоидного расплава в ее нижних горизонтах. Последующие инверсионные процессы вызывали вторжение гранитоидного расплава в верхние горизонты аккреционной структуры. Недавно опубликованы интересные работы (И.Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001), в которых детально рассмотрены вопросы полициклического регионального метаморфизма, а также образования магматических пород Дзирульского выступа в свете тектонической расслоенности земной коры и в целом Черноморско-Закавказского террейна.

Петрологическая характеристика гранитоидных пород

Как уже отмечалось, Дзирульский выступ характеризуется большим разнообразием магматических пород. Среди гранитоидов доальпийских генераций в основном выделяются огнейсованные кварцевые диориты, тоналиты и микроклиновые граниты.

Большая часть гнейсово-мигматитового комплекса Дзирульского выступа сложена диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Среди них преобладают кварцевые диориты и поэтому их объединяют под этим названием. Это темно-серые среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, для которых характерны гнейсовидные текстуры. Состав: главные первичные минералы – плагиоклаз, кварц, биотит; вторичные – мусковит, хлорит, серицит, эпидот; акцессорные – апатит, циркон, сфен, ортит и рудный минерал. Для этих пород

Nd и Sr изотопная характеристика гранитоидов

Как известно, в петрологии, совместное исследование Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем дает более надежные результаты, что подтвердилось и в нашем случае. В частности, проявились некоторые важные петрогенетические вопросы гранитоидов Дзирульского выступа.

Неоднородные данные дают нам Nd и Sr изотопные параметры для огнейсованных кварцевых диоритов Дзирульского выступа (табл. 4). Довольно стабильный показатель I_{Sr} колеблется в пределах от 0,70440 до 0,70442, что указывает на то, что в его образовании принимали участие или мантийные материалы, или продукты порционного плавления океанической коры (Chappel and White, 1974; Pitcher, 1982). Несколько другую информацию дает Sm-Nd изотопная система. В частности, параметр ϵNd варьирует в пределах от -1,768034 до -2,195080, что указывает на то, что эти породы образовались из того материала, который имел более низкий Sm/Nd показатель по сравнению с хондритом, а это в свою очередь говорит о том, что огнейсованные кварцевые диориты Дзирульского выступа испытали генерацию в результате плавления и ассимиляции древних коровых пород путем вторжения мантийного материала, т.к. параметр Sm/Nd более низкий в коровых породах, чем в хондритах (Taylor, McLennan, 1985). Так как параметр ϵNd не характеризуется низким отрицательным значением, характерным для чистых коровых образований и если учесть, что во время ассимиляции и гибридизма изотопные параметры часто нивелируются, тогда можно допустить гибридный генезис огнейсованных кварцевых диоритов, тем более, что это предположение подкрепляется параметрами I_{Sr} и геологическими данными.

Таблица 4

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в (ppm) и некоторые изотопные данные в огнейсованных кварцевых диоритах Дзирульского выступа

Обр.	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{143}Sm/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ϵNd
Dz10	89,27	387,51	0,4576	0,70872	0,70400	3,24	22,47	0,512362	0,1199	-0,176803
Dz12	97,64	402,23	0,5934	0,71023	0,70441	3,96	20,38	0,512379	0,1178	-0,967034
Dz13	110,22	416,89	0,7476	0,71172	0,70442	4,17	18,87	0,512071	0,1214	-2,195008

Параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в тоналитах показывают идентичные данные (табл.5). Параметр I_{Sr} меняется от 0,7081 до 0,7082, что явно соответствует верхнекоровым данным. О коровом генезисе свидетельствует и параметр $^{147}Nd/^{143}Nd$, средний показатель которого равняется 0,118, а среднекоровые данные этого параметра соответствуют 0,12 (Taylor, McLennan, 1985). Показатель ϵNd меняется в пределах от -2,8792 до -6,8906, что указывает на то, что эти породы сформировались из протолита у которого, по сравнению с хондритом, соотношение Sm/Nd более низкое, а это в свою очередь указывает на то, что они испытали генерацию в результате палингенеза древних коровых пород. Как видно оба этих параметра хорошо сопоставляются, поэтому можем предположить, что протолитом тоналитов являются породы типа континентальной коры.

Таблица 5

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в (ppm) и некоторые изотопные данные в тоналитах Дзирульского выступа

Обр.	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{143}Sm/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ϵNd
Dz31	116,23	213,75	1,53879	0,720506	0,7092	6,48	38,45	0,512062	0,10410	-6,28938
Dz32	118,87	294,18	1,14318	0,717573	0,7089	3,98	17,08	0,512346	0,14394	-2,87918
Dz44	110,20	248,46	1,25292	0,718272	0,7087	7,10	39,63	0,512044	0,11064	-6,99145
Dz45	89,67	290,02	1,383323	0,716065	0,7081	9,30	48,56	0,512070	0,11823	-6,8908

Изотопные параметры ϵNd и I_{Sr} хорошо сопоставляются и в микроклиновых гранитоидах (табл.6). I_{Sr} колеблется в пределах от 0,70667 до 0,71460, а средний показатель равняется $0,70860 \pm 0,00048$, что указывает на то, что протолитом рассмотренных гранитоидов в основном служили породы континентального типа. Параметр ϵNd колеблется в интервале от -2,19589 до -9,36967. Это доказывает, что они испытали генерацию в результате анатексиса древних коровых пород. Сопоставляя данные рассмотренных изотопных параметров мы, с большой вероятностью, допускаем, что микроклиновые гранитоиды Дзирульского выступа являются верхнекоровыми анатектическими образованиями.

Высказанные выше соображения подкрепляются построенными нами изотопными диаграммами. Из диаграммы зависимости ϵNd - возраст интрузии (рис.3) наглядно видно, что все

Таблица 3
Химический состав гранитоидов Рквийского интрузива (масс. %) и содержание в них Y и Nd (ppm).

Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Y	Nb
Dz2	72,25	0,27	15,09	2,57	0,23	0,04	0,59	1,23	3,55	3,78	0,15	13,23	19,99
Dz4	65,01	0,86	17,35	6,15	0,18	0,08	2,16	0,34	1,16	4,19	0,06	33,49	24,39
Dz9	74,79	0,07	14,71	1,15	0,69	0,06	0,18	0,61	3,65	4,17	0,22	7,93	17,81
Dz15	75,09	0,22	15,21	1,98	0,19	0,05	0,51	1,15	3,79	3,75	0,17	15,39	17,51
Dz16	71,88	0,17	15,49	1,74	0,33	0,04	0,42	1,15	3,31	5,52	0,15	10,16	14,23

Как уже говорилось, многочисленны микроклиновые гранитовые тела секут гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа, среди которых самым мощным является Рквийский интрузив. Он обнажается на северо-западе Дзирульского выступа, имеет линзообразную форму субширотного простирания и занимает площадь примерно 75 км².

Большая часть Рквийского интрузива состоит из гранитов сероватого или розоватого цвета, имеющих порфириовидную структуру, а основная масса состоит из среднезернистых пород массивной текстуры. Порфириовидные минералы представлены К-Na полевыми шпатами, размеры которых 3-4 см, а иногда достигают 6-7 см. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, К-Na полевой шпат, кварц и биотит; вторичные минералы – серицит, мусковит, хлорит, минералы группы эпидота и каолинит; акцессорные – циркон, апатит, сфен, моноцит и ильменит.

По петрохимическим данным и, в частности, по параметру A/CNK (1,211) микроклиновые граниты Рквийского интрузива явно отвечают образованиям S типа (см. табл.3). Распределение РЗЭ в них типично магматическое, их тренды характеризуются четкой асимметричностью, высоким содержанием легких лантаноидов и низким - тяжелых РЗЭ. Тренды имеют четко выраженный Eu минимум, что указывает на то, что в магматической системе имело место кристаллическое фракционирование. Опираясь на эти, а также полевые и петрографические данные мы допускаем, что микроклиновые гранитоиды образовались в результате анатексиса древних коровых пород (Окросцваридзе и др., 2002).

С помощью дискриминационных диаграмм нами были рассмотрены геодинамические условия образования изучаемых гранитоидов. На мультипликационной R₁-R₂ диаграмме (рис.2) фигуративные точки огнейсованных кварцевых диоритов располагаются в поле доколлизийных гранитоидов, фигуративные точки тоналитов занимают поле синколлизийных гранитоидов, а основная часть фигуративных точек микроклиновых гранитоидов, в основном, попадает в поле синколлизийных образований. На дискриминационной диаграмме Nb-Y фигуративные точки рассматриваемых гранитоидов попадают в поле синколлизийных и островодужных гранитоидов, идентичную картину дает и дискриминационная диаграмма Rb-(Y+Nb) (Окросцваридзе и др., 2002).

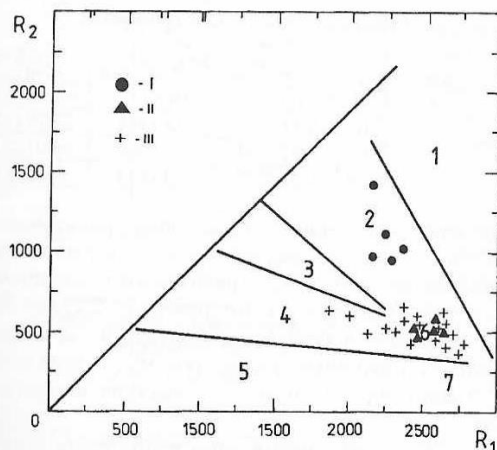


Рис.2. Доальпийские гранитоиды Дзирульского выступа на мультипликационной R₁-R₂ диаграмме (Botchelor, Bowden, 1985).

$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.
Поля гранитоидов: 1-мантийного фракционирования; 2-доплитого-коллизийные; 3-постколлизийного воздымания; 4-позднеорогенные; 5-анорогенные; 6-синколлизийные; 7-посторогенные. I-огнейсованные кварцевые диориты; II -тоналиты; III - микроклиновые граниты

Nd и Sr изотопная характеристика гранитоидов

Как известно, в петрологии, совместное исследование Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем дает более надежные результаты, что подтвердилось и в нашем случае. В частности, проявились некоторые важные петрогенетические вопросы гранитоидов Дзирульского выступа.

Неоднородные данные дают нам Nd и Sr изотопные параметры для огнейсованных кварцевых диоритов Дзирульского выступа (табл. 4). Довольно стабильный показатель I_{Sr} колеблется в пределах от 0,70440 до 0,70442, что указывает на то, что в его образовании принимали участие или мантийные материалы, или продукты порционного плавления океанической коры (Chappel and White, 1974; Pitcher, 1982). Несколько другую информацию дает Sm-Nd изотопная система. В частности, параметр ϵNd варьирует в пределах от -1,768034 до -2,195080, что указывает на то, что эти породы образовались из того материала, который имел более низкий Sm/Nd показатель по сравнению с хондритом, а это в свою очередь говорит о том, что огнейсованные кварцевые диориты Дзирульского выступа испытали генерацию в результате плавления и ассимиляции древних коровых пород путем вторжения мантийного материала, т.к. параметр Sm/Nd более низкий в коровых породах, чем в хондритах (Taylor, McLennan, 1985). Так как параметр ϵNd не характеризуется низким отрицательным значением, характерным для чисто коровых образований и если учесть, что во время ассимиляции и гибридизма изотопные параметры часто нивелируются, тогда можно допустить гибридный генезис огнейсованных кварцевых диоритов, тем более, что это предположение подкрепляется параметрами I_{Sr} и геологическими данными.

Таблица 4

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в (ppm) и некоторые изотопные данные в огнейсованных кварцевых диоритах Дзирульского выступа

Обр.	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{143}Sm/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ϵNd
Dz10	89,27	387,51	0,4576	0,70872	0,70400	3,24	22,47	0,512362	0,1199	-0,176803
Dz12	97,64	402,23	0,5934	0,71023	0,70441	3,96	20,38	0,512379	0,1178	-0,967034
Dz13	110,22	416,89	0,7476	0,71172	0,70442	4,17	18,87	0,512071	0,1214	-2,195008

Параметры Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в тоналитах показывают идентичные данные (табл.5). Параметр I_{Sr} меняется от 0,7081 до 0,7082, что явно соответствует верхнекоровым данным. О коровом генезисе свидетельствует и параметр $^{147}Nd/^{143}Nd$, средний показатель которого равняется 0,118, а среднекоровые данные этого параметра соответствуют 0,12 (Taylor, McLennan, 1985). Показатель ϵNd меняется в пределах от -2,8792 до -6,8906, что указывает на то, что эти породы сформировались из протолита у которого, по сравнению с хондритом, соотношение Sm/Nd более низкое, а это в свою очередь указывает на то, что они испытали генерацию в результате палингенеза древних коровых пород. Как видно оба этих параметра хорошо сопоставляются, поэтому можем предположить, что протолитом тоналитов являются породы типа континентальной коры.

Таблица 5

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в (ppm) и некоторые изотопные данные в тоналитах Дзирульского выступа

Обр.	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{143}Sm/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	ϵNd
Dz31	116,23	213,75	1,53879	0,720506	0,7092	6,48	38,45	0,512062	0,10410	-6,28938
Dz32	118,87	294,18	1,14318	0,717573	0,7089	3,98	17,08	0,512346	0,14394	-2,87918
Dz44	110,20	248,46	1,25292	0,718272	0,7087	7,10	39,63	0,512044	0,11064	-6,99145
Dz45	89,67	290,02	1,383323	0,716065	0,7081	9,30	48,56	0,512070	0,11823	-6,8908

Изотопные параметры ϵNd и I_{Sr} хорошо сопоставляются и в микроклиновых гранитоидах (табл.6). I_{Sr} колеблется в пределах от 0,70667 до 0,71460, а средний показатель равняется $0,70860 \pm 0,00048$, что указывает на то, что протолитом рассмотренных гранитоидов в основном служили породы континентального типа. Параметр ϵNd колеблется в интервале от -2,19589 до -9,36967. Это доказывает, что они испытали генерацию в результате анатексиса древних коровых пород. Сопоставляя данные рассмотренных изотопных параметров мы, с большой вероятностью, допускаем, что микроклиновые гранитоиды Дзирульского выступа являются верхнекоровыми анатектическими образованиями.

Высказанные выше соображения подкрепляются построенными нами изотопными диаграммами. Из диаграммы зависимости ϵNd - возраст интрузии (рис.3) наглядно видно, что все

фигуративные точки доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа, несмотря на их генетическую принадлежность, располагаются в поле позднепротерозойско-фанерозойской коры. Это дает нам право утверждать, что континентальная кора Дзирульского выступа является позднепротерозойско-фанерозойским образованием.

Таблица 6
Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в (ppm) и некоторые изотопные данные в микроклиновых гранитоидах Дзирульского выступа

Обр.	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I_{Sr}	Sm	Nd	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd
Dz2	114,99	249,60	1,30301	0,71519	0,7072	5,86	33,29	0,51216	0,10863	-4,50135
Dz4	153,83	74,93	5,82932	0,75006	0,7146	8,08	45,59	0,51191	0,10947	-9,36967
Dz9	177,68	36,08	14,03432	0,79204	0,7066	1,20	4,17	0,51223	0,17722	-6,92835
Dz15	130,40	203,49	1,81301	0,71774	0,7067	5,08	23,20	0,51214	0,13525	-6,43603
Dz16	155,39	250,46	0,71734	0,75526	0,7066	3,92	23,31	0,51227	0,10387	-2,19580

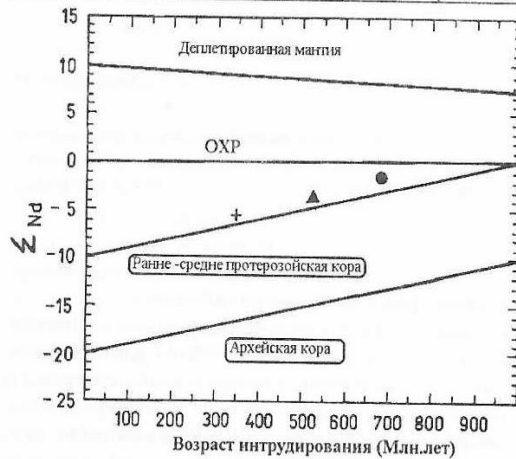


Рис.3. Диаграмма зависимости ϵNd - Возраст интрузива (Bor-ming et al., 2000) для доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа. Усл. обозначения те же, что на рис. 2.

На диаграмме $\epsilon\text{Nd}-I_{\text{Sr}}$ (рис.4) фигуративные точки микроклиновых гранитоидов и тоналитов располагаются вдоль верхнекорового тренда. В отличие от них фигуративные точки огнейсованных кварцевых диоритов не попадают в поле чисто коровых гранитоидов и находятся на границе мантийных и коровых образований. Судя по этой диаграмме, последние следует

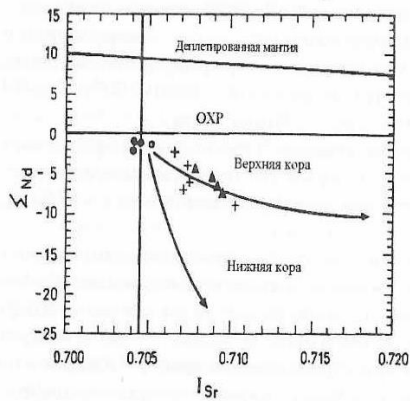


Рис.4. Изотопная диаграмма $\epsilon\text{Nd}-I_{\text{Sr}}$ (Bor-ming et al., 2000) для доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа.

Усл. обозн. те же, что на рис.2.

рассматривать как "незрелую" континентальную кору, лишь генерация палингенных тоналитов превращает ее в типично "зрелую" верхнюю кору, т.к. огнейсованные кварцевые диориты образовались в позднепротерозойское время, на раннем, доколлизиионном этапе панафриканского тектоно-магматического цикла, а тоналиты формировались в раннепалеозойское время, на позднепанафриканском этапе. Тогда можно предположить, что основная часть континентальной коры Дзирульского выступа формировалась в двух вышеотмеченных этапах. На первом из них (доколлизиионный этап) образовалась "незрелая" континентальная кора, а на втором (синколлизиионный этап) - "зрелая" кора. Интересные результаты для исследуемых гранитоидов получены при оценке пропорций мантийного и корового компонентов с помощью параметра ϵNd (Bor-ming et al., 2000) (рис.5). Вычисленные по этой методике параметры показывают, что самая большая доля мантийного материала приходится на огнейсованные кварцевые диориты (от 50

до 60%) в тоналитах содержание мантийного компонента колеблется от 20 до 40%, а в микроклиновых гранитоидах от 5 до 25%. По нашему мнению, эти данные достоверны, поскольку,

как было показано выше, приблизительно такую же картину дают и изотопно-геохимические исследования. Кроме того, как выяснилось в последнее время, в тех гранитоидах, где ϵNd имеет положительные значения, содержание мантийного компонента превышает 60-70%. Для примера можно привести фанерозойские гранитоиды Центральной Азии (Казахстан, Алтай, Монголия, Северо-Восточный Китай), в составе которых мантийный компонент колеблется от 50 до 100% (Bor-ming et al., 2000).

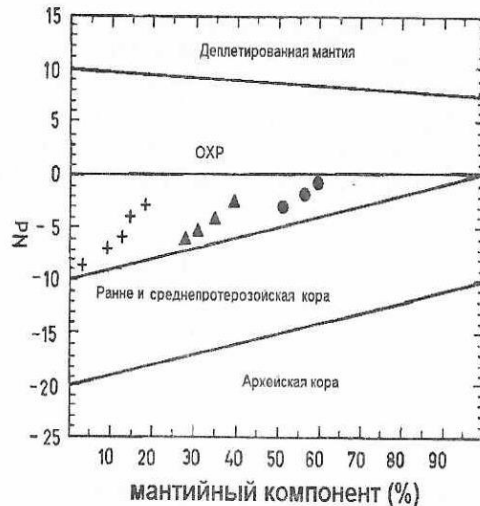


Рис.5. Изотопная диаграмма ϵNd мантийный компонент (%) (Bor-ming et al., 2000) для доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа. Усл. обозн. те же что и на рис.2.

Изотопный возраст кристаллизации гранитоидных расплавов

Изотопный возраст кварцевых диоритов Дзирульского выступа был нами комплексно изучен для трех образцов. Были использованы как Sm-Nd, так и Rb-Sr и K-Ar изотопные методы. Метод Sm-Nd дал сомнительные, на наш взгляд, результаты, поэтому в этой работе мы не будем останавливаться на этом вопросе. В отличие от отмеченного метода, достаточно надежный результат для огнейсованных кварцевых диоритов показал метод Rb-Sr изотопного датирования, в частности, 686 ± 74 млн.лет (Окросцваридзе и др., 2002). Следует отметить, что полученный нами результат, в пределах ошибки, сопоставляется с возрастом, определенным предыдущими авторами (726 ± 222 млн.лет) (Bartnitski et al., 1990). Суммируя вышеприведенные данные можно полагать, что огнейсованные кварцевые диориты Дзирульского выступа кристаллизовались в позднепротерозойское время и, по нашему мнению, их формирование должно быть связано с раннепанафриканской (раннебайкальской) тектоно-магматической активностью.

Как известно, различные изотопные системы закрываются при различных температурах и поэтому изотопные возрасты фактически отражают термическую историю геологических процессов и дают возможность расшифровать их температурные режимы (Сомин, 2000). Sm-Nd изотопная система закрывается приблизительно при $1000-1200^\circ C$, Rb-Sr - при $650-750^\circ C$, а K-Ar - $250-350^\circ C$ (в валовой пробе и в различных минералах температуры закрытия изотопных систем различны). На основании этих данных можно предполагать, что огнейсованные кварцевые диориты Дзирульского выступа после позднего протерозоя не нагревались выше $650-750^\circ C$, а окончательно остыли до $250-350^\circ C$ в позднем палеозое.

Комплексно был исследован и изотопный возраст тоналитов. Sm-Nd модельный возраст здесь, как и в огнейсованных кварцевых диоритах сомнителен, поэтому здесь мы не будем останавливаться на этом вопросе. В отличие от этого метода хороший результат показало Rb-Sr изотопное датирование. Rb-Sr изохора построена для 4 образцов, а возраст соответствует 538 ± 53 млн. лет (Окросцваридзе и др., 2002), что отвечает кембрийскому возрасту. Опираясь на эти данные можно допустить, что формирование тоналитов было связано с позднепанафриканской тектоно-магматической активностью. Изотопный возраст этих пород был определен также Ar-Ar методом. Возраст биотита из тоналитов р.Мачарула соответствует 306 ± 2 млн.лет, что соответствует позднегерцинскому времени (Окросцваридзе и др., 2002). Такой результат мы и ожидали, так как в пределах Дзирульского выступа в верхнекарбовое время имела место герцинская тектоно-магматическая активность. Исходя из этого, мы допускаем две версии охлаждения рассмотренных тоналитов. По первой версии эти породы начали свое движение вверх во время герцинской тектоно-магматической активности и именно тогда охладились.

ниже 250°C, а по второй версии – они остыли до позднего палеозоя и испытали вторичный нагрев во время вышеотмеченной тектоно-магматической активности.

Изотопный возраст микроклиновых гранитоидов (Рквийский интрузив) также был исследован комплексно. В микроклиновых гранитоидах убедительный возраст показало Rb-Sr изотопное датирование. Из микроклиновых гранитоидов (Dz2, Dz9, Dz16) Ar-Ar методом был определен также изотопный возраст мусковитов, который почти идентичен во всех образцах и меняется в пределах от 302±4 до 304±4 млн.лет (Окросцваридзе и др., 200). Исходя из специфики Ar-Ar метода полученный рубеж должен показывать время охлаждения магмы ниже 350-250°C. Сопоставляя полученные результаты можно предположить, что микроклиновые гранитоиды Дзирульского выступа кристаллизовались в раннегерцинское время (352±21 млн. лет), а охладились до 350-250°C в позднегерцинское время (303±4 млн. лет).

Основные черты геодинамической эволюции

Согласно мобилистическим моделям геодинамической эволюции Кавказа и смежных областей, основанных на комплексном использовании результатов регионально-геологических, палеофациальных, палеобиогеографических и палеомагнитных данных, на месте современного альпийского складчатого пояса в геологическом прошлом существовал крупный, довольно сложно построенный океанический бассейн, кора которого в конце альпийского цикла, в большей своей части была уничтожена процессами субдукции, обдукции и коллизии. Закавказский массив в указанных моделях рассматривается в качестве микроконтинента, островной дуги или же террейна, расположенного внутри океанического пространства - Палеотетис (Прототетис). Однако характер механизма формирования континентальной коры, особенно в докембрийское время, является слабо изученным из-за скудности геологической информации. Вероятнее всего, уже в позднем рифее происходит деструкция единого суперконтинента Пангеи, что приводит к обособлению древних платформ – кратонов и к зачатию подвижных поясов. Как отмечают Зоненшайн и др. (1990), с позднего рифея тектоника плит приобретает современный вид и сопровождается всеми своими атрибутами (офиолиты, островодужный вулканизм, гранитные батолиты и др.).

Основываясь на новейших исследованиях в области петрохимии и геохимии древних магматических образований определенно можно сказать, что Закавказский массив и его Дзирульский выступ являются остатками древней структуры континентального типа. Остается актуальным вопрос о ее принадлежности к какой-либо континентальной плите.

Полученные новые данные о петрогенезисе и изотопном возрасте исследуемых пород (Окросцваридзе, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Закариадзе и др., 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999, 2001) дают возможность по-новому интерпретировать существующие различные представления о характере строения континентальной коры Черноморско-Закавказского террейна (Sengor, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Gamkrelidze 1997). В итоговом варианте исследуемая континентальная кора оказывается двуслойной: нижняя (автохтон) – субконтинентального типа, по характеру состава, строения и возраста, принадлежащая к Евразийскому континенту и верхняя (аллохтон) – вероятно Гондванского происхождения. На такую мысль нас наводит большое сходство, в позднем протерозое, состава, строения и возраста пород гнейсово-мигматитового комплекса Дзирульского выступа и северной периферии Аравийского щита. Мы, в общем, разделяем мнение Г.С.Закариадзе о происхождении Закавказского массива, но с той разницей, что только породы гнейсово-мигматитового комплекса были частью Аравийского щита (Закариадзе и др., 1998). Задачей данной работы не являлось проведение детального корреляционного анализа между отмеченными породами, но коротко отметим, что кристаллический фундамент Аравийского щита, расположенный к югу от Закавказско-Черноморского террейна (Закавказский массив), представляет собой мозаику микроконтинентов спаянных воедино вследствие Панафриканского тектоно-магматического цикла. По составу большинство террейнов, как и гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа сложены породами субконтинентального и континентального набора. Тип их тектонического развития и вещественной эволюции совпадают. Явления интенсивного внедрения мантийного расплава метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования носили одинаковый характер и протекали в интервале 700-500 млн. лет. (Krauss, 1982; Claesson et al., 1984). Исходя из вышесказанного, учитывая геодинамическую эволюцию региона, а также тот факт, что гнейсово-мигматитовый комплекс по составу и возрасту является "чужим" для За-

ниже 250°C, а по второй версии – они остыли до позднего палеозоя и испытали вторичный нагрев во время вышеотмеченной тектоно-магматической активности.

Изотопный возраст микроклиновых гранитоидов (Рквийский интрузив) также был исследован комплексно. В микроклиновых гранитоидах убедительный возраст показало Rb-Sr изотопное датирование. Из микроклиновых гранитоидов (Dz2, Dz9, Dz16) Ar-Ag методом был определен также изотопный возраст мусковитов, который почти идентичен во всех образцах и меняется в пределах от 302±4 до 304±4 млн.лет (Окроецваридзе и др., 200). Исходя из специфики Ar-Ag метода полученный рубеж должен показывать время охлаждения магмы ниже 350-250°C. Сопоставляя полученные результаты можно предположить, что микроклиновые гранитоиды Дзирульского выступа кристаллизовались в раннегерцинское время (352±21 млн. лет), а охладились до 350-250°C в позднегерцинское время (303±4 млн. лет).

Основные черты геодинамической эволюции

Согласно мобилистическим моделям геодинамической эволюции Кавказа и смежных областей, основанных на комплексном использовании результатов регионально-геологических, палеофациальных, палеобиогеографических и палеомагнитных данных, на месте современного альпийского складчатого пояса в геологическом прошлом существовал крупный, довольно сложный построенный океанический бассейн, кора которого в конце альпийского цикла, в большей своей части была уничтожена процессами субдукции, обдукции и коллизии. Закавказский массив в указанных моделях рассматривается в качестве микроконтинента, островной дуги или же террейна, расположенного внутри океанического пространства - Палеотетис (Прототетис). Однако характер механизма формирования континентальной коры, особенно в докембрийское время, является слабо изученным из-за скудности геологической информации. Вероятнее всего, уже в позднем рифее происходит деструкция единого суперконтинента Пангеи, что приводит к обособлению древних платформ – кратонов и к зачатию подвижных поясов. Как отмечают Зоненшайн и др. (1990), с позднего рифея тектоника плит приобретает современный вид и сопровождается всеми своими атрибутами (офиолиты, островодужный вулканизм, гранитные батолиты и др.).

Основываясь на новейших исследованиях в области петрохимии и геохимии древних магматических образований определенно можно сказать, что Закавказский массив и его Дзирульский выступ являются остатками древней структуры континентального типа. Остается актуальным вопрос о ее принадлежности к какой-либо континентальной плите.

Полученные новые данные о петрогенезисе и изотопном возрасте исследуемых пород (Окроецваридзе, Shengelia, 1996; Шенгелиа, Окроецваридзе, 1998; Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Закариадзе и др., 1998; Гамкредидзе, Шенгелиа, 1999, 2001) дают возможность по-новому интерпретировать существующие различные представления о характере строения континентальной коры Черноморско-Закавказского террейна (Sengor, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Gamkrelidze 1997). В итоговом варианте исследуемая континентальная кора оказывается двуслойной: нижняя (автохтон) – субконтинентального типа, по характеру состава, строения и возрасту, принадлежащая к Евразийскому континенту и верхняя (аллохтон) – вероятно Гондванского происхождения. На такую мысль нас наводит большое сходство, в позднем протерозое, состава, строения и возраста пород гнейсово-мигматитового комплекса Дзирульского выступа и северной периферии Аравийского щита. Мы, в общем, разделяем мнение Г.С.Закариадзе о происхождении Закавказского массива, но с той разницей, что только породы гнейсово-мигматитового комплекса были частью Аравийского щита (Закариадзе и др., 1998). Задачей данной работы не являлось проведение детального корреляционного анализа между отмеченными породами, но коротко отметим, что кристаллический фундамент Аравийского щита, расположенный к югу от Закавказско-Черноморского террейна (Закавказский массив), представляет собой мозаику микроконтинентов спаянных воедино вследствие Панафриканского тектоно-магматического цикла. По составу большинство террейнов, как и гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа сложены породами субконтинентального и континентального набора. Тип их тектонического развития и вещественной эволюции совпадают. Явления интенсивного внедрения мантийного расплава метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования носили одинаковый характер и протекали в интервале 700-500 млн. лет. (Krauss, 1982; Claesson et al., 1984). Исходя из вышесказанного, учитывая геодинамическую эволюцию региона, а также тот факт, что гнейсово-мигматитовый комплекс по составу и возрасту является "чужим" для За-

кавказско-Черноморского террейна, можно допустить, что этот комплекс в конце протерозоя являлся частью северной периферии Аравийского щита.

Вертикальная аккреция континентальной коры Дзирульского выступа и ее горизонтальная расслоенность, отмеченная ранее И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1999, 2001), подтверждается геофизическими исследованиями (Иоселиани и др. 1989), указывающими на присутствие в "гранитном слое" включений пород, близких к базальтовым, т.е. на неоднородность кристаллического субстрата по вертикали.

Учитывая геодинамическую эволюцию Кавказа и смежных областей, а также новейшие исследования в петрологии, мы предполагаем, что формирование двуслойной структуры континентальной коры Закавказско-Черноморского террейна, в частности Дзирульского выступа происходило за счет отколовшейся от Гондванского континента ее периконтинентальной части в позднепротерозойское время и в процессе дрейфа на север с шарьированием последнего субконтинентальную кору Евразийской плиты.

С конца среднего палеозоя область современного Черноморско-Закавказского террейна превращается в довольно стабильный регион с корой континентального типа, которая подвергалась процессами вулканоплутонической активности, связанной с северонаклонной субдукцией океанической коры Палеотетиса (Stampfli et al., 2001; Okrostsvaridze et al., 2002).

Обсуждение результатов

Результаты комплексного исследования Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопных систем, а также петрографических и петрохимических особенностей доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа позволили нам по-новому интерпретировать условия образования континентальной коры отмеченной структуры.

Анализируя фактический материал нами были выделены следующие этапы эволюции континентальной коры Дзирульского выступа: 1) позднепротерозойский (раннепанафриканский тектоно-магматический цикл); 2) раннепалеозойский (позднепанафриканский тектоно-магматический цикл); 3) позднепалеозойский (герцинский тектоно-магматический цикл). Что касается каледонских событий, то судя по нашим изотопным данным можно предположить, что в сечении Дзирульского выступа породы этого тектоно-магматического цикла участия не принимают, но не исключено, что протолитом калиевого гранитоидного магматизма служила энциклическая островная дуга или континентальная окраина каледонского происхождения Евразийской плиты. Кроме того, по эволюционной схеме региона тоналиты, магматический расплав которых генерируется в докембрийских огнейсованных кварцевых диоритах, вероятнее всего должны быть каледонского происхождения, но полученные нами изотопные данные эту идею подтверждают. Поэтому в будущем было бы целесообразно провести дополнительное изотопное датирование тоналитов Дзирульского выступа.

Позднепротерозойский этап (раннепанафриканский тектоно-магматический цикл)
Для этого времени в Афро-Аравийском регионе собрано достаточно доказательств того, что панафриканские тектоно-магматические события (800-500 млн. лет) характеризуются переходным режимом, в частности, от более древнего внутриплитового режима к более молодому (позднепротерозойскому) режиму окраинных платформ (Krauss, 1982). По нашим данным, с геологическими событиями этого времени связывается формирование верхней, аллохтонной пластины Дзирульского выступа, которая по содержанию отвечала габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовому составу. Как показало изучение изотопного состава и петрогенезиса этой ассоциации пород, образование отмеченной аллохтонной пластины связано с деструкцией и с отделением северной окраины субконтинентальной коры Афро-Аравийской плиты, в результате региональной активизации мантийных плюмов. Расширяя Палеотетис и сужая Прототетис, вновь образованная пластина начала движение к северу Евразийского континента. Механизмом образования магматических пород этой пластины служило т.н. тигельное плавление, что обусловлено всеобщей активизацией мантийных плюмов и внедрением основных магматических тел в континентальную кору, в результате чего образовалась гибридная, габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовая ассоциация магматических пород. Изотопные параметры огнейсованных кварцевых диоритов этой ассоциации ($I_S=0,7044\pm 0,0066$; $\epsilon_{Nd}=-1,976692$) показывают, что сложившаяся ими континентальная кора является "незрелой", в которой доля мантийного материала составляет 50-60% (вычислены на основании данных Sm-Nd изотопной системы). Время их образования, по нашим данным, отвечает 686 ± 74 млн. лет (Rb-Sr метод), что дает нам право утверждать

ждать, что огнейсованные кварцевые диориты образовались в период раннепанафриканского тектоно-магматического цикла.

Раниепалеозойский этап (позднепанафриканский тектоно-магматический цикл). На этом этапе, по нашим данным, вышеописанная пластина сталкивается с энциалической островной дугой или же с южной окраиной Евро-азиатской плиты. Породы, слагающие пластины, испытывают низкобарический и высокотемпературный метаморфизм и ультраметаморфизм, в результате чего они подвергаются разнейсованию и плаггиомигматизации. В некоторых более высокотемпературных и обогащенных флюидами участках отмечается образование и частичная мобилизация анатектического расплава тоналитового состава. В современном срезе Дзирульского выступа эти участки обнажаются в ущ. рр.Мачарула, Квирила и Гезрула. В тоналитах р.Мачарула отмечается полная перестройка изогонных параметров и они принимают значения, характерные для континентальной коры ($I_{Sr}=0,7087\pm 0,0011$; $\epsilon Nd=-5,762702$). Изотопный возраст этих событий соответствует 538 ± 53 млн.лет (Rb-Sr метод), что дает нам право мигматизацию и образование анатектического тоналитового расплава связывать с позднепанафриканским тектоно-магматическим циклом.

Анализируя полученные результаты можно допустить, что на этом этапе эволюции в пределах Дзирульского выступа формируется "переходная" континентальная кора, что обусловлено формированием и внедрением анатектического расплава, в основном тоналитового состава. Как показывают математические вычисления, на основании данных Sm-Nd изотопной системы доля мантийного материала тоналитов колеблется от 25 до 40%.

Позднепалеозойский (герцинский тектоно-магматический цикл). На этом этапе эволюции континентальной коры Дзирульского выступа отмечается шарьирование аллохтонной пластины гнейсово-мигматитового комплекса на энциалические породы островной дуги или континентальной окраины Евразийской плиты. В результате утолщения земной коры в нижних горизонтах коллизионно-аккреционной структуры формируются анатектические калиевые расплавы, которые интродуцируют в обдукционные пластины, и при этом стирается тектоническая граница между верхней и нижней частями аккреционной структуры. Изотопные параметры, наиболее типичного представителя калиевого гранитоидного магматизма этой структуры - Рквийского интрузива, носят четко выраженный верхнекоровый характер ($I_{Sr}=0,7086\pm 0,00048$; $\epsilon Nd=-5,88624$), а время его образования отвечает 352 ± 21 млн.лет (Rb-Sr метод). Математические вычисления на основании вышеуказанного метода показали, что в микроклиновых гранитоидах Дзирульского выступа содержание мантийного материала, по сравнению с рассмотренными гранитоидами, минимальное и составляет приблизительно 5-25%.

Таким образом, в герцинском тектоно-магматическом цикле, в пределах Дзирульского выступа, генерация калиевого анатектического расплава и его внедрение в верхние обдукционные пластины превращают рассмотренную структуру в "зрелую" континентальную кору. После герцинского тектоно-магматического цикла, в пределах Дзирульского выступа, региональный метаморфизм не фиксируется, что является еще одним доказательством образования континентальной коры, но названная кора не является стабильным сооружением, поскольку во время киммерийской тектоно-магматической активности в нее внедряются магматические тела мантийного и мантийно-корового генезиса.

Выводы

Суммируя результаты данных исследований можно констатировать, что формирование доальпийской континентальной коры Дзирульского выступа является сложным полициклическим процессом, который в геодинамическом плане обусловлен деструкцией периконтинентальной части Афро-Аравийской плиты столкновением и обдукцией этой части с Евразийской плитой в период сужения Палеотетиса. Петрологические данные показывают, что породы, слагающие континентальную кору Дзирульского выступа, формировались в различных тектоно-магматических циклах и геодинамических режимах, различными были также протолиты и механизмы генерации гранитоидного расплава. Предполагается, что совместное нахождение этих разновозрастных и разногенетических образований вызвано процессами коллизии и аккреции, а сама коллизионно-аккреционная структура в результате утолщения литосферы в герцинское время породила новые магматические очаги гранитоидных расплавов, часть из которых интродуцировала в верхние горизонты и тем самым превратила данную структуру в типичную континентальную кору. Однако она являлась нестабильным образованием, поскольку в

киммерийском тектоно-магматическом цикле в нее внедрились гибридные габброиды, диориты и гранодиориты. Заканчивая эту статью, следует подчеркнуть, что изотопные параметры свидетельствуют о том, что при генерации доальпийского гранитоидного расплава и образовании континентальной коры Дзирульского выступа роль мантийного компонента была гораздо значительнее, чем мы предполагали ранее.

Литература

- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А. и др. (1981). Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса и на Кавказе //Геотектоника. № 5. С. 23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 114. Тбилиси. С.47-72.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2001). Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расчлененности Земной коры //Геотектоника. № 1. С.60-72.
- Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А. и др. (1998). Петрология, геохимия и Sm-Nd, возраст допозднегерцинских палеоокеанических комплексов Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. Т.6. №4. С.422-444.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М. (1990). Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Т.2, 333 с.
- Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Л.П. и др. (1989). Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 150 с.
- Ковач В.П., Котов А.В., Смелов А.М. и др. (2000). Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы. Sm-Nd изотопные данные //Петрология. Т.8. № 4. С.394-409.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.М. и др. (1996). Источник фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd, изотопные данные// Геохимия. № 8, С. 699-712.
- Окросцваридзе А.В. (1999). Петрогенетическая модель герцинских микроклиновых гранитоидов Дзирульского кристаллического выступа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.114. Тбилиси. С. 200-204.
- Окросцваридзе А.В., Кларк Д.В., Рейнолдс П.Х. (2002). Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопные системы и возрасты доальпийских гранитоидов Дзирульского выступа Закавказского среднего массива. //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.117. Тбилиси. С. 173-186.
- Сомин М.Л. (2000). Изотопное датирование и анализ глубинной структуры складчатых структур //Изотопное датирование геологических процессов. М. С.354-356.
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. (1998). Петрология и геохронология Дзирульского кристаллического массива //Мат. науч. сесс. Тбилиси. С.333-344.
- Фор Г. (1989). Основы изотопной геологии //М., Мир. 590 с.
- Чихелидзе К.С. (1998). Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Шенгелия Д.М., Окросцваридзе А.В. (1998). Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы //Докл. РАН. Т.359. № 6. С.801-804.
- Шенгелия Д.М. (2000). Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа // Мат. науч. сесс. Тбилиси. С.282-300.
- Allegre C.I., Ben Othman D. (1980). Nd-Sr Relationship in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis //Nature. V.286. P.335-343.
- Bartnitski Ye.N., Dudaury O., Stepaniuk L.M. (1990). Geochronology phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe //Isotopes in Nature. Leipzig. P.1-10.
- Batchelar R.A., Bowden P. (1985). Petrogenetic interpretation of Granitoids rock series using multicationic parameters //Chem. Geol. V.48. P.43-55.
- Bor-ming V., John B.M., Wu F. et al. (2000). Massif granitoid generation in Central Asia: Nd isotop evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic //Episods. V.23.N2.P.82-92.
- Chappel B.W., White A.Y.R. (1974). Two contrasting Granite types //Pacif. Geol. V.8.173-174 p.
- Clarke D.B. (1992). Granitoid Rocks. London. P.283.

- Classon S., Pallister J.S., Tatsumoto M. (1984). Samarium-neodymium data on two late Proterozoic ophiolites of Saudi Arabia and implications for crustal and mantle evolution // *J. Contr. Mineral. Petrol.* V. 85. N. 3. 224-244 p.
- Collins W.J. (1998). Evolution of Petrogenetic model for Lachlan Fold Belt granitoids: implication for crustal architecture and tectonic models // *Aust. Jour. Earth Sciences.* V.45. P.483-500.
- DePaolo D.J. (1988). Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. New-York: Springer-Verlag. 187p.
- DePaolo D.J., Linn A.M., Solubert G. (1991). The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation age from Sm-Nd isotope data and application to the south-western United States // *J. Geophys. Res.* V.96.P.2071-2088.
- Gamkrelidze I.P. (1997). Terrane the Caucasus and adjacent areas // *Bull. Acad. Sci. of Georgia.* V.155. №3. P.75-81.
- Gamkrelidze I.P. (1997). Encyclop. of European and Asian regional geology. London. P.256-261.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. (1998). New Data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // *Bull. Acad. Sci. of Georgia.* V.198. №1. P.93-96.
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. (1999). Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatites in the light of tectonic layering of the Earth's Crust // *Bull. Acad. Sci. of Georgia.* V.199. №1. P.117-120.
- Golshtein S., Jacobsen S.B. (1988). Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material implication for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* V.87. P.249-265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984). Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* V.67. P.137-150.
- Krauss M. (1982). Vorstellung zu plattentektonischen Prozessen in Prekambrium // *Zeitschrift für geologische Wissenschaften.* №9.P.1259-1287.
- Okrostsvaridze A.V., Shengelia D.M. (1996). New Data on the formation of microcline granites of Dzirula salient // *Bull. Acad. Sci. Georgia.* V.14. №1. P.93-95.
- Okrostsvaridze A.V., Clarke D. B., Reynolds P. H. (2002). New data about the genesis and isotopic age of the Dzirula salient rhyolites (orthoclase gabbro) of the Inner Caucasian massif // *Bull. of the Georgian Academy of Sciences.* V.165, N 3, pp. 532-537.
- Okrostsvaridze A.V., Clarke D. B., Reynolds P. H. (2001). Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar Isotopic systems and ages of Tonalites of the Dzirula salient of the Inner Caucasian massif // *Bull. of the Georgian Academy of Sciences.* V.165, N 1, pp. 78-82.
- Pitcher W.S. (1982). Granite type and tectonic environment // *Mountain building processes* .London. Academic Press. P.19-40.
- Samson S.D., Patchett P.J. (1991). The Canadian Cordillera as a modern analogue of Proterozoic crustal growth // *Aust. Jour. Earth Sciences.* V.38. P.595-611.
- Spampfli G.M., Borel G.D., Cavazza W. et al. (2001). Paleotectonic and paleogeographic evolution of the Western Tethys and Peri Tethyan domain // *L. Episodes.* V. 24. N 4. P.222-227.
- Sengor A. (1984). The Cimmerid orogenic system and tectonics of Eurasia // *Geol.Soc.Amer.Spec. paper.*195. P.82.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985). The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell. 312 p.

