

УДК 550.42

Т.В. Каулина, Т.Б. Баянова, Талат Ахмад, Л.М. Лялина,
М.К. Мишра, Е.А. Ниткина, Д.В. Елизаров, П.А. Серов

Эволюция Центрально-Индийской тектонической зоны: геохимические и изотопно-геохронологические данные

T.V. Kaulina, T.B. Bayanova, Talat Ahmad, L.M. Lyalina,
M.K. Mishra, E.A. Nitkina, D.V. Elizarov, P.A. Serov

Evolution of the Central Indian tectonic zone: Geochemical and isotope-geochronological data

Аннотация. В рамках Российско-индийских совместных научных проектов проведено геохимическое и геохронологическое изучение гранитоидных пород вкрест простирания Центрально-Индийской тектонической зоны. Геохронологические данные позволяют предполагать, что Центрально-Индийская тектоническая зона сложена преимущественно протерозойскими породами, образовавшимися в результате нескольких этапов гранитоидного магматизма: 2.43, 2.34-2.31, 1.73-1.72 и 1.53-1.51 млрд лет. Метаморфические преобразования, отраженные Sm–Nd и Rb–Sr системами пород и минералов, происходили 1.37-1.1 млрд лет назад, что позволяет сопоставлять заключительные процессы, происходившие в Центрально-Индийской тектонической зоне с Гренвильской орогенией и использовать для реконструкции Родинии.

Abstract. In the framework of the Russian-Indian joint research projects geochemical and geochronological study of granitoid rocks across the Central Indian Tectonic Zone has been carried out. Geochronological data suggest that the Central Indian Tectonic Zone is composed primarily of Proterozoic rocks, formed as a result of several stages of granitoid magmatism: at 2.43, 2.34-2.31, 1.73-1.72 and 1.53-1.51 Ga. Metamorphic transformations reflected by Sm–Nd and Rb–Sr systems of rocks and minerals occurred 1.37-1.1 Ga ago that allows comparing the final processes in the Central Indian Tectonic Zone with the Grenville orogeny and it can be used for the reconstruction of Rodinia.

Ключевые слова: Центральная Индия, циркон, U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr, тектоническая зона
Key words: Central India, zircon, U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr, tectonic zone

1. Введение

Восстановление истории развития полискладчатых и полиметаморфических поясов, расположенных на границах между крупными областями коры континентального типа является важным составляющим звеном одной из актуальных проблем современной геологии – эволюции земной коры в раннем докембрии. Как раз к таким структурам и относится Центрально-индийская тектоническая зона (ЦИТЗ), являющаяся зоной сочленения северного протоконтинента, представленного Банделькхандским кратоном, и южного протоконтинента, представленного составным Бастар-Синбхан-Дхарварским кратоном.

Образование Центрально-индийской тектонической зоны является ключевым моментом в докембрийской эволюции Центрально-индийского щита, поэтому правильное понимание этой эволюции является весьма существенным для построения тектонических моделей развития щита. Основная проблема связана с неоднозначностью пространственных и возрастных соотношений между разными литотектоническими подразделениями, образующими ЦИТЗ, что обусловлено, в частности, недостатком геохронологических данных. В связи с этим и была поставлена задача – провести геохимическое и геохронологическое исследования пород вкрест простирания Центрально-индийской тектонической зоны. Основной упор был сделан на гранитоиды, как наиболее широко распространенные и легко датироваемые U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr методами.

Данная работа является частью многолетних совместных проектов Геологического института Кольского научного центра РАН (Россия) с геологическим факультетом Университета Дели (Индия).

2. Геология Центрально-индийской тектонической зоны

Центрально-индийская тектоническая зона (ЦИТЗ) представляет собой полискладчатый и полиметаморфический пояс, вытянутый в ВСВ-ЗЮЗ направлении и разделяющий Центрально-индийский

щит, состоящий из двух архейских кратонов: Банделькхандский кратон (БКК) на севере и кратон Бастар (БК) на юге, которые соединяются вдоль ЦИТЗ (рис. 1). И БКК и БК состоят из пород гнейсово-супракратально-гранитной ассоциации возраста от 3.5 до 2.5 млрд лет (*Sarkar et al.*, 1986; 1993; *Sharma*, 1998; *Roy et al.*, 2006). ЦИТЗ ограничена с севера разломом Сон-Нармада северный, а с юга – Центрально-индийской сдвиговой зоной. На востоке ЦИТЗ переходит в гнейсовый комплекс Шотанагпур и дальше на северо-восток в плато Шиллонг. ЦИТЗ включает в себя протерозойские вулканогенно-осадочные пояса в разной степени метаморфизованные, расположенные среди недифференцированных гнейсовых комплексов и син-, посткинematических гранитов. Наиболее крупными вулканогенно-осадочными поясами в ЦИТЗ являются Махакошал, Бетул и Сауссар, расположенные в северной, центральной и южной частях ЦИТЗ, соответственно (*Yedekar et al.*, 1990; *Roy, Prasad*, 2001). В ЦИТЗ также есть три гранулитовых пояса: Макрохар, Рамакона-Катанги и Балахат-Бандара. Пояс Макрохар лежит к югу от вулканогенно-осадочного пояса Махакошал, а Рамакона-Катанги и Балахат-Бандара расположены вдоль северной и южной границы пояса Сауссар.

Гранитоиды ЦИТЗ представлены недифференцированными гнейсовыми комплексами и син-, посткинematическими гранитами. Гнейсовые комплексы включают в себя гнейсы основания, то есть, вероятно, фрагменты Банделькхандского и Бастар кратонов. Это в основном ТТГ гнейсы, по геохимическим параметрам относящиеся к гранитам I типа, известково-щелочной серии. Теоретически, гнейсы фундамента в ЦИТЗ должны иметь возраст 3.5-2.7 млрд лет, исходя из определений, выполненных для этих гнейсов в пределах самих кратонов (*Ghosh*, 2004; *Sarkar et al.*, 1993). Но до настоящего времени в пределах ЦИТЗ гнейсы фундамента не датированы, за исключением одного определения для комплекса Амгон – 2200 млн лет (Rb–Sr) (*Sarkar et al.*, 1993), что вызывает большие сомнения, так как эти гнейсы считаются фрагментом кратона Бастар. Единственное подтверждение присутствия архейской коры в ЦИТЗ получено Sm-Nd методом для чарнокитов возраста 2.67 млрд лет в поясе Сауссар (*Ramachandra, Roy*, 2001). В результате, эти породы фундамента, широко развитые в ЦИТЗ, представлены неклассифицированными гнейсами и гранитами, известными под различными названиями, типа: Тироди гнейсы и гранулиты, гнейсы основания Амгон, Донгаргарх гранитоиды, Малакхэнд гранитоиды и гнейсы, а также так называемые гранитоиды молодого фундамента в поясе Бетул, многими геологами считающимися местной формацией. Эти гранитоиды и гнейсы разделены сдвиговыми или разломными зонами (рис. 1). Имеющиеся геологические и геохимические данные на момент исследования явно недостаточны для определения петрогенетической связи этих гнейсов или ее отсутствия. Геохронологические данные ограничиваются Rb–Sr датированием пород (*Sarkar et al.*, 1993; *Pandey et al.*, 1998; *Roy et al.*, 2006), которые показывают, что различные компоненты ЦИТЗ сформировались в интервале от 2.2 до 0.9 млрд лет (*Roy, Prasad*, 2001). Более молодые гранитоиды, то есть, образовавшиеся собственно в ЦИТЗ, связаны со сдвиговыми зонами и деформационными событиями, которые создавали каналы для внедрения гранитной магмы (*Roy et al.*, 2006; *Roy, Prasad*, 2001).

На сегодняшний день существует две плит-тектонические модели образования ЦИТЗ (*Yedekar et al.*, 1990; *Roy, Prasad*, 2001), отличающиеся направлением (в южном или северном) и временем (2.4 или 2.2 млрд лет) начала субдукции. По обеим моделям кульминацией субдукционной системы была континентальная коллизия 1.5 млрд лет назад, которая маркировалась образованием коллизионного пояса Рамакона-Катанги, отмечающего шов между Банделькхандским и Бастар кратонами. Коллизия сопровождалась надвигом в северном направлении с резкой декомпрессией и выводом гранулитов в средние уровни коры (*Bhowmik et al.*, 2000). Соединенные Бастар и Банделкханд кратоны образовали фундамент для пояса Сауссар, который формировался в обстановке континентального шельфа. Он закрылся 1.1 млрд лет назад в результате продолжавшегося надвига, что было отмечено внедрением гранитных пород. Геологические и ограниченные геохронологические данные показывают, что ЦИТЗ прошла длительную эволюцию с тектонотермальными событиями в 1.8, 1.5 и 1.1-0.9 млрд лет (*Roy, Prasad*, 2001).

Объектом нашего изучения были гранитоиды комплексов Амгон (пробы AG-1, AG-2, KP-1), Тироди (пробы Mu-3, Mu-5, TG-1) и Донгаргарх (проба DG-1), а также основные гранулиты поясов Балахат-Бандара (проба Mu-13) и Рамакона-Катанги (проба Mu-6) (рис. 1).

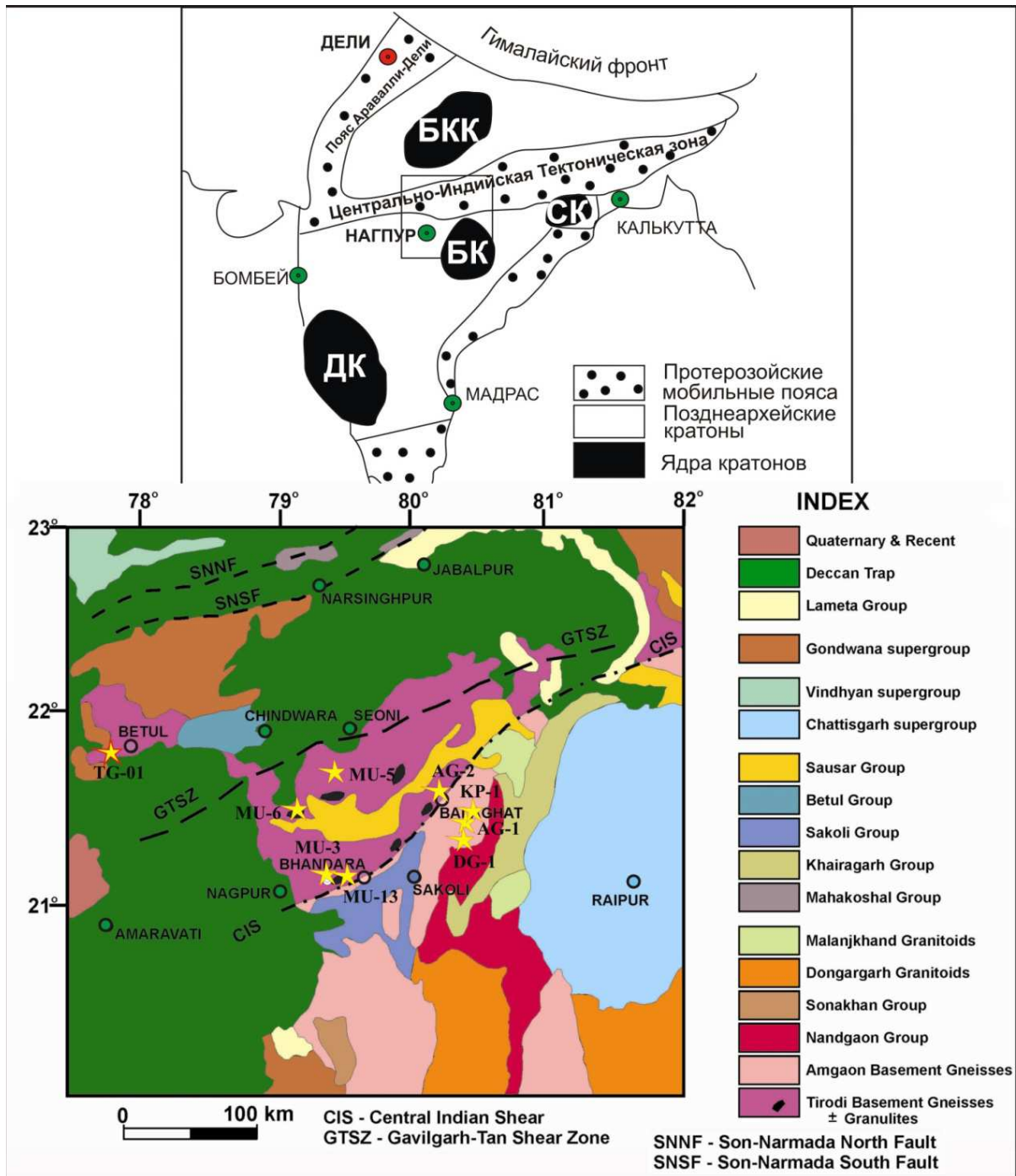


Рис. 1. Схематическая карта Центрально-Индийского щита (архейские кратоны: БКК – Банделькхандский, БК – Бастар, СК – Синбхан, ДК – Дхарварский) и геологическая карта участка работ в Центрально-Индийской тектонической зоне с точками отбора проб (карта модифицирована по Roy, Prasad, 2001)

3. Результаты геохронологических исследований

U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr исследования были проведены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартным методикам, подробно описанным в (Баянова, 2004). Результаты U–Pb датирования представлены на рис. 2 и 3 и в таблице. Результаты Sm–Nd и Rb–Sr датирования приведены в тексте.

До геохронологического датирования было проведено геохимическое исследование (анализ содержания и распределения петрогенных и малых элементов, а также РЗЭ) пород, которое показало, что все изученные породы представляют собой известково-щелочные гранитоиды I-типа умеренно-глиноземистой серии, варьирующие по составу от гранитов до тоналитов. При этом гранитоиды различаются по содержанию и распределению РЗЭ, на основании чего их можно разделить на три группы: группа I – без европиевой аномалии, группа II – с отрицательной европиевой аномалией, группа III – с положительной европиевой аномалией и меньшим содержанием РЗЭ. На тектонических дискриминационных диаграммах Пирса группа I и III попадают в поле гранитов островных дуг, а образцы группы II лежит в поле внутриплитных гранитов.

Модельные Sm–Nd возрасты гнейсов Амгон находятся в пределах 2.57-2.43 млрд лет, а модельные возрасты гнейсов Тироди – 2.2-1.9 млрд лет. Вариации ϵ_{Nd} от –8,8 до +2.3 показывают, что изученные породы образовались из разных источников.

U–Pb датирование проводилось для цирконов и титанита. Поскольку все изученные породы являются гранитоидами, они имеют в целом сходную морфологию цирконов: призматические кристаллы с четко выраженной внутренней ростовой зональностью. Некоторые отличия заключаются в увеличении содержания урана в калиевых гранитах, по сравнению с натриевыми. Также существуют вариации в Th/U отношениях (0.1-0.4 – табл.) в цирконах, в зависимости от таковых в породе в целом, при общем низком отношении Th/U, характерном для магматических цирконов в гранитоидах. Из-за наложенного метаморфизма цирконы практически всех образцов имеют округленные ребра и вершины. Исключение составляют недеформированные граниты Донгангарх, цирконы которых сохраняют кристаллографические формы.

Граниты Донгангарх (проба DG-1). Массивные крупнозернистые породы, обогащенные калиевым полевым шпатом. Практически не деформированы. Геохимически относятся к группе II с отрицательной Eu аномалией, на диаграммах Пирса – к внутриплитным постколлизийным гранитам.

Цирконы представлены розовато-прозрачными короткопризматическими кристаллами, размером до 500 μm . Пять размерных фракций определяют возраст 2431 ± 4 млн лет, интерпретируемый как возраст кристаллизации гранитов (рис. 2а).

Гнейсы комплекса Амгон. Проба AG-01. Умеренно деформированные граниты. По геохимическим параметрам, относятся к группе I (без Eu аномалии) и попадают в поле тоналитов-грандземитов. В пробе представлены три генерации циркона: I – короткопризматические до длиннопризматических, бесцветные с низким содержанием U (100-500 ppm), возраста 2420 ± 11 Ma; II – крупные коричневые длиннопризматические, хорошо сохранившиеся зерна с высоким содержанием U (800-1300 ppm) и U–Pb возрастом 2311 ± 11 млн лет (рис. 2б); III – метаморфические оболочки на зернах второй генерации. Циркон первой генерации, с низким содержанием урана типичен для магматического циркона в тоналитах, тогда как коричневый циркон второй генерации кристаллизовался, вероятно, в результате флюидного воздействия, связанного с образованием в районе более молодых гранитных интрузий.

Очковые гнейсы (проба AG-02). Сильно расщепленные, местами переходящие в милонит породы. Геохимически относятся к группе II с отрицательной Eu аномалией, наиболее обогащенной редкими и редкоземельными элементами. Цирконы здесь представлены призматическими коричневыми прозрачными зернами, размером до 300 μm . Большая часть зерен содержит ядра. Для выделения ядерных частей цирконы были абрадированы, а для химического разделения ядер и оболочек подвергнуты ступенчатому выщелачиванию. Основная генерация циркона имеет U–Pb возраст 2343 ± 17 млн лет, вероятно, отражающий время магматической кристаллизации гранитов, тогда как ядра имеют приблизительный возраст 2402 ± 15 млн лет, который на самом деле может быть древнее, поскольку нельзя отрицать возможный вклад оболочек (рис. 2в). Возможно, образование этих гранитов происходило за счет плавления более древней гранитоидной коры, поскольку это единственная проба, имеющая Sm–Nd T_{DM} 3200 млн лет при $\epsilon_{Nd} = -8,8$.

Калпатри граниты (проба KP-01). Также относятся к комплексу Амгон, но выделяются в отдельную разновидность. Это типичные ТТГ гнейсы, с преобладанием плагиоклаза. Слабо деформированные. По распределению РЗЭ относятся к группе III с положительной Eu аномалией, что хорошо согласуется с высоким содержанием плагиоклаза. Цирконы в пробе представлены полупрозрачными желтоватыми трещиноватыми кристаллами с зональными призматическими ядрами и тонкой метаморфической каймой (рис. 2г). Размер зерен от 75 до 500 μm . Цирконы содержат очень большое количество U (до 4000 ppm), обычно характерное для калиевых гранитов. Такая ситуация вероятно связана с наложенным процессом микроклинизации, проявленной в породе. В образце также присутствует коричневый титанит. Возраст породы (магматическая кристаллизация) определен в 2432 ± 5 млн лет по верхнему пересечению дискордии, построенной для пяти точек циркона и двух точек титанита. Титанит в пробе менее измененный, чем

циркон и две фракции титанита имеют близконкордантный возраст. По циркону же получены очень дискордантные возрасты из-за высокого содержания урана, ведущего к нарушению структуры и более легкой потере свинца. Для метаморфических оболочек при поступенчатом выщелачивании получен возраст 2302 ± 28 млн лет (рис. 2г).

Таким образом, для гнейсового комплекса Амгон получены возрасты гранитообразования в пределах 2.43 и 2.30-2.34 млрд лет. При этом, судя по морфологии и геохимии цирконов и геохимии пород, в 2.43 млрд лет происходило образование гранитов Na-серии, а 2.34-2.30 млрд лет имел место существенно калиевый гранитный магматизм. Вообще во всех пробах чувствуется сильное влияние калиевого гранитного магматизма, который был повсеместно проявлен и привел к появлению цирконов этого возраста в более ранних ТТГ гнейсах.

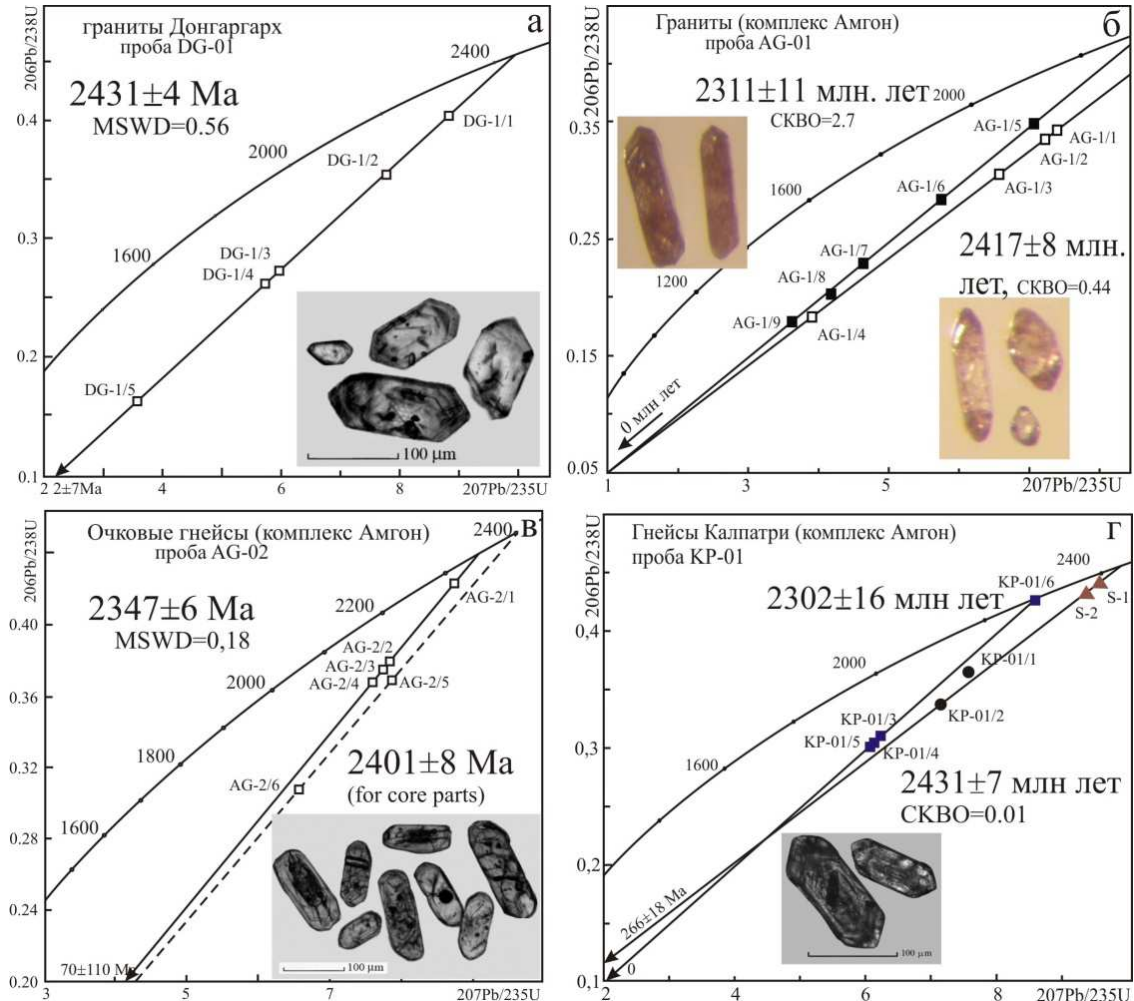


Рис. 2. U–Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов комплекса Амгон (ЦИТЗ). Фотографии цирконов в проходящем свете, для пробы AG-01 – в отраженном свете

Гнейсы комплекса Тироли. Гнейсовый комплекс Тироли считался наиболее древним и сопоставлялся по геохимическим данным с гнейсами кратона Бастар возраста 3.5-2.6 млрд лет.

Плагиигранитогнейс (проба MU-5). По геохимическим особенностям относится к группе I (без Eu аномалии). Цирконы в пробе представлены светло-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими зернами, размером 70-125 μm . По четырем фракциям получен дискордантный возраст 1534 ± 13 млн лет, который интерпретируется как возраст магматической кристаллизации. Хотя визуально метаморфические оболочки не видны, одна фракция показала возраст 1454 ± 5 млн лет, что свидетельствует о влиянии более молодого процесса (рис. 3а).

Биотитовый гранитогнейс (проба TG-01). Крупнозернистая и розоватая, благодаря преобладанию калиевого полевого шпата, порода. Умеренно деформированная. По геохимии редких элементов относится к группе II (отрицательная Eu аномалия). Цирконы в пробе короткопризматические желтоватые, размером до 150 μm . Две фракции определили конкордантный возраст кристаллизации гранитов в 1506 ± 11 млн лет (рис. 3а), что совпадает с Rb–Sr данными для гранитоидов комплекса Тироли в поясе Бетул (1525 ± 70 млн лет, *Sarkar et al.*, 1986). В этой пробе также проявлен молодой возраст 1458 ± 7 млн лет.

Таблица. U–Pb данные для цирконов из гранитоидов Центрально-индийской тектонической зоны

Проба – № точки	Содержание, ppm		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн лет
	Pb	U	$\frac{206Pb}{204Pb}$	$\frac{206Pb}{207Pb}$	$\frac{206Pb}{208Pb}$	$\frac{207Pb}{235U}$ (%err)	$\frac{206Pb}{238U}$ (%err)		$\frac{207Pb}{206Pb}$
Граниты Донгаргарх (проба DG-01)									
DG-1/1	192	415	2110	6.1248	6.6251	8.8535 (0.7)	0.4071 (0.7)	0.89	2432±6
DG-1/2	106	258	1240	5.9690	6.4030	7.7760 (0.5)	0.3576 (0.5)	0.83	2431±3
DG-1/3	184	579	1443	6.0276	6.5244	6.0339 (0.5)	0.2779 (0.5)	0.93	2429±3
DG-1/4	164	545	1439	6.0179	6.4790	5.6926 (0.5)	0.2617 (0.5)	0.88	2432±3
DG-1/5	55	264	600	5.8197	5.5358	3.8287 (0.5)	0.1763 (0.5)	0.77	2430±6
Очковые гнейсы, комплекс Амгон (проба AG-02)									
AG-2/1	337	808	3135	6.5190	6.7471	7.5818(0.9)	0.3675(0.5)	0.46	2342±12
AG-2/2 ^(I)	175	366	2397	6.4509	6.4785	8.7211(0.5)	0.4217(0.5)	0.85	2346±4
AG-2/3	334	803	3600	6.5300	6.7380	7.6535(0.8)	0.3707(0.5)	0.89	2345±7
AG-2/4	331	833	3037	6.4460	6.7690	7.3955(1.0)	0.3593(0.7)	0.74	2338±16
AG-2/5 ^{abr}	388	950	2748	6.3816	6.7745	7.7051(0.5)	0.3622(0.5)	0.95	2392±1
AG-2/6 ^(II)	114	325	1455	6.1678	6.6332	6.5328(0.5)	0.3082(0.5)	0.83	2388±3
Гнейсы комплекса Амгон (проба AG-01)									
AG-1/1 ^(III)	27	73	1416	6.0887	7.3088	7.1683(0.6)	0.3338(0.5)	0.61	2410±8
AG-1/2	64	174	885	5.9228	7.4466	7.0156(0.5)	0.3275(0.5)	0.65	2406±7
AG-1/3	94	283	789	5.8436	7.6730	6.3950(0.6)	0.2982(0.5)	0.59	2408±9
AG-1/4	72	350	1488	6.1918	8.5173	4.0085(0.9)	0.1895(0.5)	0.66	2385±12
AG-1/5	185	580	2273	6.5658	6.4249	7.0599(5.3)	0.3492(5.3)	0.99	2307±13
AG-1/6	160	558	1623	6.5743	8.2005	5.7292(0.7)	0.2841(0.7)	0.68	2303±9
AG-1/7 ^(I)	196	543	1947	6.5633	8.7194	4.6378(0.7)	0.2298(0.7)	0.91	2304±5
AG-1/8	260	781	984	6.2275	6.7291	4.1624(0.5)	0.2041(0.5)	0.85	2322±3
AG-1/9 ^{abr}	260	890	1202	6.3736	6.2427	3.6145(0.5)	0.1788(0.5)	0.78	2307±3
Граниты Калпатри (проба KP-01)									
S1	184	278	794	5.6867	1.4499	9.5717(1.6)	0.4413(1.5)	0.95	2427±9
S2	197	280	597	5.6209	1.5013	9.3732(0.7)	0.4326(0.7)	0.79	2425±4
KP-01/7 ^(I)	339	1705	2449	6.5696	5.7235	7.0389(0.7)	0.3312(0.7)	0.90	2392±4
KP-1/6 ^(I)	441	1095	2621	6.5720	10.4950	7.6935(0.7)	0.3732(0.7)	0.77	2336±8
KP-01/3	917	2822	3028	6.7299	10.9421	6.0463(0.9)	0.3032(0.9)	0.80	2284±10
KP-01/4	959	3041	2875	6.6990	11.2404	5.8907(1.1)	0.2944(1.0)	0.95	2290±6
Kp-01/5	947	2918	3426	6.7680	9.3923	5.9564(1.9)	0.2994(1.9)	0.99	2280±2
KP-1/6 ^(II)	246	528	2724	6.6386	11.0086	8.7568(0.8)	0.4343(0.8)	0.99	2303±2
Серые гнейсы, комплекс Тироди (проба MU-5)									
1	459	2474	626	8.7883	8.661	2.2937(0.7)	0.1753(0.7)	0.89	1525±6
2	281	1615	2088	9.8423	14.5484	2.2683(1.1)	0.1727(0.7)	0.53	1532±7
3	152	1213	1874	9.8515	13.4299	2.1328(1.2)	0.1637(0.8)	0.83	1518±20
4	98	734	768	8.9217	8.4357	1.6896(1.9)	0.1295(0.7)	0.91	1520±32
5	259	1477	1771	10.1067	6.6452	2.0417(0.7)	0.1621(0.6)	0.93	1454±5
Биотитовый гранитогнейс, комплекс Тироди (проба TG-01)									
1	96	307	279	6.9900	5.1370	3.3490(0.7)	0.2587(0.7)	0.52	1506±11
2 ^(I)	14	63	386	7.7733	7.8169	2.6009(0.9)	0.2029(0.7)	0.51	1487±15
3 ^(II)	28	106	1736	10.0593	8.7357	3.1460(0.7)	0.2492(0.7)	0.54	1458±6
Рассланцованные гранитогнейсы (проба BT-4)									
1	79	242	1521	8.724	6.395	4.2918(0.5)	0.2942(0.5)	0.55	1728±3
2 ^(I)	164	543	2373	9.026	6.580	4.0250(0.5)	0.2776(0.5)	0.69	1717±2
3 ^(II)	564	1842	2044	8.977	6.278	4.0206(0.5)	0.2781(0.5)	0.97	1712±1
4 ^(II)	140	509	2191	9.069	6.806	3.6249(0.7)	0.2521(0.7)	0.75	1702±7
5	139	501	1299	8.673	6.311	3.6268(0.7)	0.2503(0.7)	0.68	1716±8
6 ^(II)	132	508	1986	9.029	6.831	3.4322(0.7)	0.2391(0.7)	0.70	1699±6
7	72	233	695	7.924	5.373	3.9816(0.5)	0.2704(0.5)	0.63	1746±6
8	65	197	859	8.441	5.860	4.1441(0.5)	0.2927(0.5)	0.66	1673±4
9	142	524	1860	9.069	6.647	3.5099(0.5)	0.2470(0.5)	0.48	1680±8
10	99	380	888	8.611	6.431	3.2538(1.1)	0.2337(0.9)	0.84	1642±11

Рассланцованные гранитогнейсы (проба ВТ-3)									
1	81	238	1448	8.694	5.569	4.4550(0.5)	0.3055(0.5)	0.62	1728±5
2	168	505	2035	8.960	5.642	4.3025(0.5)	0.2968(0.5)	0.85	1717±4
3	89	206	878	8.297	5.603	4.0615(0.7)	0.2811(0.5)	0.80	1711±8
4	249	816	3359	9.169	6.274	4.0432(0.5)	0.2789(0.5)	0.70	1717±2
5	262	824	877	8.277	5.077	4.0205(0.7)	0.2766(0.5)	0.82	1722±3
6	83	282	872	8.331	4.822	3.6594(0.5)	0.2538(0.5)	0.47	1707±8
7	82	239	4337	9.121	5.688	4.4603(0.5)	0.3033(0.5)	0.84	1743±4
8	240	787	3040	9.216	6.420	4.0041(0.5)	0.2789(0.5)	0.96	1699±1
Основные гранулиты (пробы МУ-13 и МУ-6)									
1	90	221	1477	9.331	8.818	3.7067(1.8)	0.2739(1.3)	0.75	1589±22
2	156	183	3544	9.771	9.813	3.5302(1.1)	0.2595(0.9)	0.88	1599±10
3	42	150	1825	9.499	8.245	3.5876(1.1)	0.2686(0.6)	0.60	1565±16
4	52	187	1309	9.346	7.610	3.5242(1.2)	0.2639(0.6)	0.58	1564±19
5	46	167	1315	9.328	7.244	3.4827(1.0)	0.2602(0.5)	0.60	1569±15
6	52	178	1428	9.690	7.441	3.3580(1.3)	0.2530(0.7)	0.61	1553±19

Примечание. ^{abg} – цирконы были абрадированы для удаления кайм; ^(I) и ^(II) – первая (I) и вторая (II) ступени растворения в HF для отделения ядерных частей в цирконах; S – титанит.

Рассланцованные гранитогнейсы (пробы ВТ-4 и ВТ-3). Относятся к ТТГ гнейсам, с преобладанием плагиоклаза. Сильно и умеренно деформированные. По распределению РЗЭ относятся к группе III с положительной Eu аномалией. В обеих пробах цирконы представлены короткопризматическими прозрачными и бесцветными зернами. В пробе ВТ-3 циркон крупнее до 200 мкм, а в пробе ВТ-4 цирконы мелкие – 70-125 мкм. Цирконы имеют сложное строение и представлены тремя генерациями, хорошо заметными в проходящем свете и в катодолуминесценции: магматический циркон с тонкой зональностью, унаследованные ядра неясного происхождения и тонкая метаморфическая кайма (рис. 3б, в).

В пробе ВТ-4 около 40 % всех зерен циркона содержат различные ядра: некоторые светлые и ограненные, другие – темные и без кристаллографических форм. Для того чтобы датировать основную генерацию циркона с тонкой магматической зональностью использовались различные процедуры: аэробразия для удаления метаморфических кайм и поступенчатое растворение для отделения ядер. Возраст 1730 ± 13 млн лет, рассчитанный для точек 1-6 (рис. 3б), мы считаем возрастом магматической кристаллизации гранитоидов. Молодой возраст 1675 ± 9 был получен для двух фракций мелких округлых цирконов, которые могут представлять новый метаморфогенный циркон – аналог кайм на крупных цирконах.

В пробе ВТ-3 около 80 % всех цирконов имеют каймы и только 5 % содержат темные ядра, поэтому не было проблем с отбором для датирования зерен без ядер, которые затем были подвергнуты аэробразии для удаления кайм. Для шести фракций получен конкордантный возраст 1724 ± 11 млн лет (рис. 3в), который согласуется с возрастом пробы ВТ-4 и подтверждает достоверность полученных результатов.

Таким образом, для гранитоидов комплекса Тироди получены возрасты в пределах 1.73-1.50 млрд лет, т.е. они не только не сопоставимы с архейскими гнейсами кратона Бастар, но и моложе гнейсов комплекса Амгон.

Основные гранулиты поясов Балахат-Бандара и Рамакона-Катанги (Пробы МУ-13 и МУ-6). Цирконы в обеих пробах представлены небольшими (70-100 мкм) изометричными или округлыми прозрачными бесцветными зернами, характерными для цирконов, образующихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма с характерным низким содержанием урана и свинца (до 100 ppm). Четыре фракции циркона из пробы Му-13 и две фракции из пробы Му-6 определяют U–Pb возрасты 1564 ± 8 и 1586 ± 26 млн лет, соответственно (рис. 3г). Поскольку показано, что цирконы при гранулитовом метаморфизме образуются на стадии изотермической декомпрессии (Каулина, 2010), возраст цирконов определяет границу проявления гранулитового метаморфизма. Поскольку гранулитовый метаморфизм в ЦИТЗ связывается с континентальной коллизией, то можно говорить, что она имела место до 1.57 млрд лет, подтверждая данные предыдущих исследователей о времени коллизии примерно в 1.5 млрд лет (Bhowmik et al., 2000). Это согласуется и с возрастом гранитоидов TG-01 (1506 млн лет), которые на диаграмме Пирса относятся к постколлизционным гранитам.

Для гранулитов было проведено Rb–Sr и Sm–Nd датирование минералов. Sm–Nd датирование Amf, Pl, Grt и Ap для обеих проб определило возрасты в пределах 1 014-1 030 млн лет. Rb–Sr датирование Pl+Ar+Crх+Amf из пробы МУ-13 определило возраст 1370 ± 84 млн лет. Согласно полученным данным, эти изотопные системы были нарушены во время постколлизционных процессов. Возраст, полученный Sm–Nd методом, оказался меньше, чем Rb–Sr, хотя Sm–Nd система обычно более устойчивая. Такая ситуация может быть связана с тем, что Rb–Sr система, реагирующая на флюидную переработку,

отражает именно этот процесс в развитии ЦИТЗ, тогда как перестройка Sm–Nd системы, скорее всего, связана с подъемом температуры до 700 °С при надвиге, связанном с закрытием пояса Сауссар в 1.1 млрд лет (Roy, Prasad, 2001).

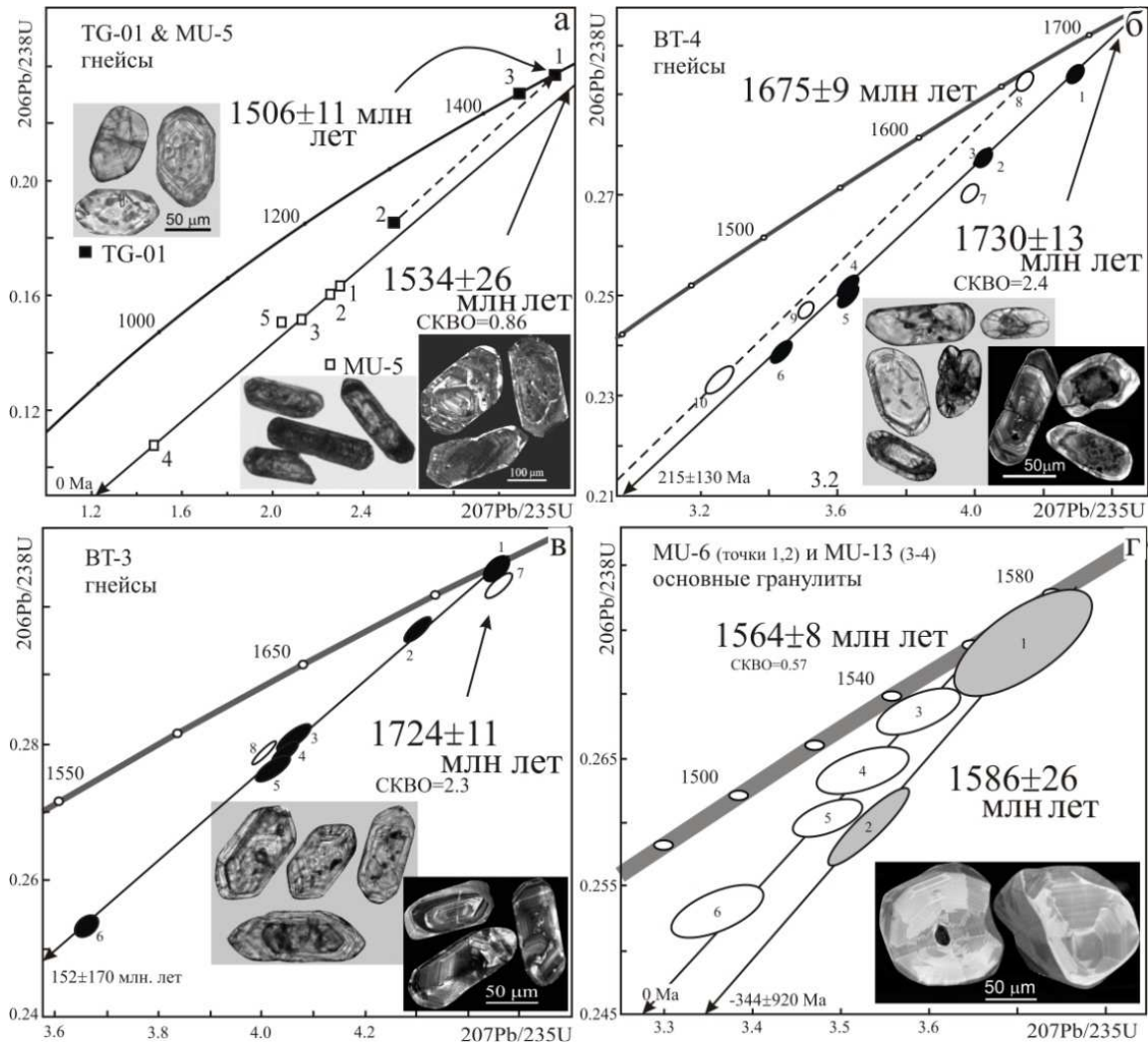


Рис. 3. U–Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов комплекса Тироуди и основных гранулитов поясов Балахат-Бандара и Рамакона-Катанги (ЦИТЗ). Фотографии цирконов в проходящем свете и в режиме катодоллюминесценции

Полученные данные полностью укладываются в геологическую схему, согласно которой континентальная коллизия произошла 1.5 млрд лет назад и маркировалась образованием коллизионного пояса Рамакона-Катанги, отмечающего шов между Банделькхандским и Бастар кратонами. Во время коллизии происходил надвиг в северном направлении. Эта стадия сопровождалась резкой декомпрессией и выводом гранулитов в средние уровни коры (Bhowmik et al., 2000). Соединившиеся кратоны создали фундамент для пояса Сауссар, образовавшегося в обстановке континентального шельфа. Он закрылся в 1.1 млрд лет в результате продолжавшегося надвига, что было маркировано внедрением гранитных пород. Серьезная переработка ЦИТЗ в 1.1-1.0 млрд лет назад позволяет сопоставлять развитие ЦИТЗ с Гренвилльской орогенной (Roy et al., 2006) и использовать геологию ЦИТЗ для реконструкции Родинии.

На основании наших U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr результатов с использованием литературных данных (Ramachandra, Roy, 2001; Roy et al., 2006) была определена длительность этапов метаморфизма в обоих гранулитовых поясах ЦИТЗ (100-200 млн лет) и рассчитана скорость остывания пород, которая равна 0.5-1.7 °С/млн лет. Если сравнить эти данные с Лапландским гранулитовым поясом (Каулина, 2010), то видно, что процессы в ЦИТЗ проходили на порядок дольше и с меньшей скоростью. Это согласуется с выводами А.Б. Вревского с соавторами (Вревский и др., 1996) о более длительных процессах развития геологических структур на Индийском щите по сравнению с Балтийским.

4. Заключение

Таким образом, Центрально-Индийская тектоническая зона сложена преимущественно протерозойскими породами, образовавшимися в результате нескольких этапов гранитоидного магматизма: 2.43; 2.34-2.31, 1.73-1.72 и 1.53-1.51 млрд лет.

Полученные геохимические и геохронологические данные согласуются с субдукционно-коллизией моделью формирования Центрально-Индийской тектонической зоны. Коллизионные процессы, с которыми связано образование основных гранулитов, предшествовали рубежу 1.57 млрд лет, что подтверждается возрастом 1.50 млрд лет постколлизионных гранитов пояса Бетул.

Заключительные метаморфические преобразования, отраженные Rb–Sr и Sm–Nd системами минералов, происходили 1.37-1.1 млрд лет назад, что позволяет сопоставлять заключительные процессы, происходившие в Центрально-Индийской тектонической зоне, с Гренвильской орогенцией и использовать (при наличии палеомагнитных данных) для реконструкции Родинии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-92704.

Литература

- Bhowmik S.K., Pal T., Roy A. et al.** Implications of ramakona cordierite gneiss in the crustal evolution of Sausar mobile belt in Central India // Proc. International Seminar on Precambrian crust in Eastern and Central seminar, UNESCO-IUGS-IGCP-368. Geol. Surv. India spl. Pub. 2000. N 57. P. 131-150.
- Ghosh J.G.** 3.56 Ga Tonalite in the central part of the Bastar craton, India: Oldest Indian date. Jour. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 359-364.
- Pandey B.K., Krishna V., Chabria T.** An overview of Chotanagpur gneiss-granulite complex and adjoining sedimentary sequences, Eastern and Central India // International Seminar on Precambrian Crust in Eastern and Central India. Abstract volume UNESCO-IUGS-IGCP-368. 1998. P. 131-135.
- Ramachandra H.M., Roy A.** Evolution of the Bhandara-Balaghat granulite belt along the southern margin of the Sausar Mobile Belt of the Central India. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.) 2001. V. 110, N 1. P. 251-368.
- Roy A., Kagami H., Yashida M. et al.** Rb–Sr and Sm–Nd dating of different metamorphic events from the Sausar Mobile Belt, Central India: Implications for Proterozoic crustal evolution. Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 61-76.
- Roy A., Prasad M.H.** Precambrian of Central India: A possible tectonic model. Geol. Surv. India Spl. Pub. 2001. N 64. P. 177-197.
- Sarkar G., Corfu F., Paul D.K. et al.** Early Archaean crust in Bastar Craton, Central India – a geochemical and isotopic study. Precamb. Res. 1993. V. 62. P. 127-137.
- Sarkar S.N., Trivedi J.R., Gopalan K.** Rb–Sr whole rock and mineral isochron age of the Tirodi gneiss, Sausar Group, Bhandara district, Maharashtra. Journal of Geological Society of India. 1986. V. 27. P. 30-37.
- Sharma K.K.** Geological evolution of the Bundelkhand Craton and its relicts in the surrounding region, N. Indian Shield. The Indian Precambrian Scientific Publishers, Jodhpur. 1998. P. 33-43.
- Yedekar D.B., Jain S.C., Nair K.K.K., Dutta K.K.** The Central Indian collision suture. Precambrian of Central India. Geological Survey of India Special Publication. 1990. V. 28. P. 1-37.
- Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004. 174 с.
- Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М. и др.** Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов. Геотектоника. 1996. № 5. С. 43-54.
- Каулина Т.В.** Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, КНЦ РАН, 2010. 144 с.

References

- Bayanova T.B.** Vozrast repernyih geologicheskikh kompleksov Kolskogo regiona i dlitelnost protsessov magmatizma [Age of main geological objects of the Kola region and duration of magmatic processes]. SPb., Nauka, 2004. 174 p.
- Vrevskiy A.B., Rybakov S.I., Efimov M.M. i dr.** Sravnitelnyiy analiz geologicheskogo stroeniya i razvitiya zelenokamennyih po yasov Baltiyskogo i Yuzhno-Indiyskogo schitov [Comparative analysis of geological structure and development of greenstone belts of the Baltic and South-Indian Shields]. Geotektonika. 1996. N 5. P. 43-54.
- Kaulina T.V.** Obrazovanie i preobrazovanie tsirkona v polimetamorficheskikh kompleksah [Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes]. Apatityi, KNTs RAN, 2010. 144 p.

Информация об авторах

Каулина Татьяна Владимировна – Геологический институт КНЦ РАН, д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотрудник; Апатитский филиал МГТУ, профессор кафедры геологии и полезных ископаемых, e-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru

Kaulina T.V. – Geological Institute KSC RAS, Dr of Geol.-Miner. Sci., Leading Researcher; Apatity Branch MSTU, Professor, e-mail: kaulina@geoksc.apatity.ru

Баянова Тамара Борисовна – Геологический институт КНЦ РАН, д-р геол.-мин. наук, зав. лабораторией, e-mail: bayanova@geoksc.apatity.ru

Bayanova T.B. – Geological Institute KSC RAS, Dr of Geol.-Miner. Sci., Head of Laboratory, e-mail: bayanova@geoksc.apatity.ru

Талат Ахмад – Университет Дели, Геологический факультет, профессор, e-mail: tahmad001@yahoo.co.in

Talat Ahmad – University of Delhi, Department of Geology, Professor, e-mail: tahmad001@yahoo.co.in

Лялина Людмила Михайловна – Геологический институт КНЦ РАН, канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотрудник, e-mail: lialina@geoksc.apatity.ru

Lyalina L.M. – Geological Institute KSC RAS, Cand. of Geol.-Miner. Sci., Senior Researcher, e-mail: lialina@geoksc.apatity.ru

Мишра Мукеш Кумар – Университет Дели, Геологический факультет, PhD, ассистент, e-mail: tahmad001@yahoo.co.in

Mishra Mukesh Kumar – University of Delhi, Department of Geology, post doc, e-mail: tahmad001@yahoo.co.in

Ниткина Елена Анатольевна – Геологический институт КНЦ РАН, канд. геол.-мин. наук, науч. сотрудник, e-mail: nitkina@rambler.ru

Nitkina E.A. – Geological Institute of the KSC RAS, Cand. of Geol.-Miner. Sci., Researcher, e-mail: nitkina@rambler.ru

Елизаров Дмитрий Владимирович – Геологический институт КНЦ РАН, канд. хим. наук, ст. науч. сотрудник, e-mail: elizarov@geoksc.apatity.ru

Elizarov D.V. – Geological Institute KSC RAS, Cand. of Chem. Sci., Senior Researcher, e-mail: elizarov@geoksc.apatity.ru

Серов Павел Александрович – Геологический институт КНЦ РАН, канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотрудник, e-mail: servo@geoksc.apatity.ru

Serov P.A. – Geological Institute KSC RAS, Cand. of Geol.-Miner. Sci., Senior Researcher, e-mail: servo@geoksc.apatity.ru