

УДК 552.321.1(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

МОДЕЛЬ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И СОПРЯЖЕННОГО МАГМАТИЗМА В НАДСУБДУКЦИОННОМ ОРОГЕНЕ (ПАЛЕОЗОЙ УРАЛА)

© 2018 г. Г. Б. Ферштатер¹, Н. С. Бородина¹, Ф. Беа², П. Монтеро²¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: fershtater@igg.uran.ru²Department of Mineralogy and Petrology, Fuentenueva Campus, University of Granada, 18002, Granada, Spain

Поступила в редакцию 17.04.2017 г., принята к печати 11.12.2017 г.

Разработана модель магмообразования в коре Уральского подвижного пояса – эталонного эпикоеанического надсубдукционного орогена. Магмообразование происходит как в реликтовой океанической, так и в новообразованной коре орогена. В первом случае формируются небольшие тела практически бескальциевых плагиогранитов, во втором – крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) и существенно гранитные массивы. Основным вывод из приведенного в статье материала заключается в том, что массовое формирование новой земной коры Уральского подвижного пояса и магмообразование в ней были инициированы сменой маловодного мантийного магматизма водным. Последний сопровождается коровым магмообразованием на всех его стадиях. В областях интенсивного водного магматизма формируются центры длительной (до 100 млн лет и более) эндогенной активности (ЦДЭА), продуктом деятельности которых являются ГТГГ и гранитные массивы. В эволюции ЦДЭА выделяются два главных этапа: 1) самопроизвольное частичное плавление (автомигматизация) продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габбро и диоритов, в результате которого образуются расплавы тоналитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава; 2) частичное плавление продуктов кристаллизации названных гранитоидных расплавов, формирующее массивы адалеллитового и гранитного состава.

Ключевые слова: мантийно-коровое взаимодействие, геодинамика, магматизм, мигматизация, изотопия

MODEL OF MANTLE-CRUST INTERACTION AND MAGMA GENERATION IN THE SUPRASUBDUCTION OROGEN (PALEOZOIC OF THE URALS)

German B. Fershtater¹, Nadezhda S. Borodina¹, Fernando Bea², Pilar Montero²¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: fershtater@igg.uran.ru²Department of Mineralogy and Petrology, Fuentenueva Campus, University of Granada, 18002, Granada, Spain

Received 17.04.2017, accepted 11.12.2017

A model of magma formation in the crust of the Urals mobile belt, which is the best example of epioceanic suprasubduction orogen, has been developed. Magma formation occurs both in the relic oceanic and in the newly formed orogen crust. In the first case small bodies of practically non-potassium plagiogranites are formed, in the second one can see large gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) and essentially granite massifs. The main conclusion is that the formation of a new earth crust of the Urals mobile belt and magma generation in it was initiated by the replacement of low-water mantle magmatism with water-rich one. The latter accompanies crustal magma generation at all its stages. In the areas of intense water magmatism, centers of long-term (up to 100 million years or more) endogenous activity (CLEA) are formed, the products of which are GTGG and granite massifs. Two main stages are distinguished in the evolution of the CLEA: 1) spontaneous partial melting (automigmatization) of products of water-rich basic magmatism – hornblende gabbros and diorites, and formation of tonalite, granodiorite and plagiogranite melts; 2) partial melting of the tonalite and granodiorite which produces the melts of adamellitic and granite composition.

Keywords: mantle-crustal interaction, geodynamics, magmatism, migmatization, isotopy

Acknowledgements

The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 15-05-00576). This is the publication of IBERSIMS No. 41.

Для цитирования: Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П. (2018) Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала). *Литосфера*, **18**(2), 177-207. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

For citation: Fershtater G.B., Borodina N.S., Bea F., Montero P. (2018) Model of mantle-crust interaction and magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals). *Litosfera*, **18**(2), 177-207. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207

ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие двух верхних оболочек Земли – ее верхней мантии и коры – определяет состав, строение, эндогенную энергию и геодинамику последней: вулканические процессы и землетрясения, заметно влияющие на современную цивилизацию.

Формирование земной коры и внутрикоровое магмообразование в ней – важнейшие проблемы наук о Земле. Магматические расплавы, генерированные в земной коре, образуют крупные массивы преимущественно гранитоидного состава. В большинстве орогенных складчатых поясов, особенно коллизионного типа, гранитоиды представляют собой наиболее распространенные магматические породы. Источники и механизмы формирования континентальной коры в орогенах разного типа на всех стадиях эволюции Земли подробно описаны в литературе и включают в себя как разнообразное мантийно-коровое взаимодействие, так и разные типы магмогенерации – от водного и сухого анатексиса до фракционирования [Формирование..., 1986; Taylor, McLennan, 1995; Albarede, 1998; Clemens, Droop, 1998; Rudnick, Gao, 2003; Владимиров и др., 2003; Крук, 2015; Gazel et al., 2015].

Источником корового магматизма обычно являются метаморфизованные осадочные (метапелиты, аркозы и метаграувакки), реже ортопороды среднего и кислого состава. На Урале кристаллический фундамент такого состава сохранился лишь фрагментарно и не играл большой роли в качестве источника корового магматизма. Участки новообразованной коры, которые сложены вулканитами преимущественно основного состава, составляют существенную часть новой коры орогена, но практически не участвуют в коровой магмогенерации. Роль главного источника корового магматизма принадлежит тем блокам новой коры, которые образованы в результате андерплейтинга продуктов водного базитового магматизма.

На ранней стадии развития Уральского орогена преобладал мантийный по своему источнику магматизм. В отдельных эпизодах этого магматизма удается наблюдать смену преобладающего маловодного (содержание воды менее 2 мас. %) магмообразования, продукты которого представлены преимущественно пироксеновыми базальтами и габбро, водным (содержание воды в магме около 4 мас. % – по оценке [Plank et al., 2013], продукты – амфиболовые базальты и габбро). Подобный тренд типичен для надсубдукционного магматизма и ярко проявлен в некоторых современных вулканических областях [Kurz et al., 2000]. На Урале этот тренд наблюдается и в общей эволюции магматизма. В начале позднего девона на смену преимущественно маловодному базитовому магматизму приходит водный, продукты которого, представленные роговообманковым габбро, формируют новую ко-

ру по механизму андерплейтинга [Bea et al., 1997]. Этот перелом в характере мантийного магматизма фиксирует и начало масштабного образования новой коры, и магмогенерации в ней, хотя первые признаки названных процессов удается наблюдать в конце силура.

Главным механизмом корового магмообразования является мантийно-коровое взаимодействие: основной материал для формирования новой коры поставляет мантия, а сама магмогенерация осуществляется в коре. Высокое содержание воды в мантийной базитовой магме приводит к самопроизвольной мигматизации продуктов кристаллизации (автомигматизации), которая представляет собой первый этап сложного процесса генерации магм в земной коре. Продукты этого процесса составляют ГТГГ массивы – главные составляющие новообразованной коры орогена.

Для активного мантийно-корового взаимодействия по изложенной схеме необходимы следующие условия: 1) надсубдукционное положение подвижного пояса, обеспечивающее водой верхнюю мантию и область магмогенерации; 2) принадлежность подвижного пояса к типу “холодный ороген”, когда верхняя мантия характеризуется повышенным содержанием воды, источником которой является субдуцируемый слэб. Главный продукт мантийного магматизма – водные низкотемпературные расплавы базитового состава, кристаллизующиеся в виде амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро, исходного протолита всех остальных магматических пород корового происхождения.

В настоящей статье на примере Уральского эпиконтинентального надсубдукционного орогена – эталона подвижных поясов подобного типа – рассмотрены место и роль корового магмообразования в ходе эволюции орогена, значение и механизм мантийно-корового взаимодействия, определяющего участие мантии и новообразованной коры в магматизме. Успех подобного рода исследований определяется выбором объектов. Многолетний опыт изучения магматизма Урала позволил выделить наиболее информативные примеры, позволяющие разработать модель корового магмообразования по базитовому субстрату.

Сведения о геологическом строении Урала и основных закономерностях его эволюции читатель найдет в целом ряде работ [Перфильев, 1979; История..., 1984; Формирование..., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010; Ферштатер, 2013].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализы пород сделаны в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (г. Екатеринбург, Россия) по стандартным методикам. Петрогенные элементы определены на рентгенфлуоресцентных спектрометрах CPM-18, CPM-25, VRA-30 (анали-

тики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова и Г.С. Непокоева), а рассеянные – на масс-спектрометре ICP-MS ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Анализ изотопного состава и содержания Rb, Sr, Sm, Nd методом изотопного разбавления в породах Крутихинского массива выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON Plus (Thermo) аналитиками Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкой. Методика измерений подробно рассмотрена в отдельной статье [Ферштатер и др., 2015].

Остальные Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования выполнены в университете г. Гранада (Испания) в лаборатории IBERSIMS профессорами П. Монтеро и Ф. Беа. Ими же на приборе SHRIMP-Pe/mc определен возраст и изотопные параметры циркона. Процедура измерений приведена на сайте www.ugr.es/~ibersims.

МАГМОГЕНЕРАЦИЯ ВО ФРАГМЕНТАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Во фрагментах океанической коры, представленных амфиболитами по базальтам MORB-типа, наблюдается генерация плагиигранитных расплавов. Метаморфизм амфиболитовой фации в таких фрагментах сопровождается мигматизацией с обособлением небольших порций плагиигранитного расплава.

Классический пример подобных образований вскрыт на берегу оз. Жарлы Бутак, Северный Казахстан (рис. 1, точка 1). Здесь в кровле крупного Кемпирсайского ультрамафитового массива, с которым связаны гигантские хромитовые месторождения, развиты амфиболиты, имеющие своим протолитом базальты MORB-типа. Амфиболиты представлены мелкозернистыми разностями полосчатой, реже массивной текстуры, состоящими из бурой роговой обманки, плагиоклаза An_{20-40} и небольшого количества магнетита, акцессорные – апатит и циркон (табл. 1, ан. 1). Плагииграниты обособляются в виде лейкосомы полосчатых мигматитов и неправильной формы тел размером до нескольких метров. Типичный плагиигранит состоит из роговой обманки, плагиоклаза An_{20-40} и кварца с небольшим количеством магнетита, апатита и циркона в качестве акцессорных минералов (см. табл. 1, ан. 3). Плагииграниты – продукты частичного плавления амфиболитов – содержат многочисленные рестины самих амфиболитов и их в разной мере недоплавленных фрагментов (см. табл. 1, ан. 2). Химический состав пород и распределение в них редких и редкоземельных элементов (рис. 2) свидетельствуют о принадлежности амфиболитов к океаническим базальтам типа MORB, а производных от них кислых пород – к океаническим плагиигранитам [Coleman, Peterman, 1985].

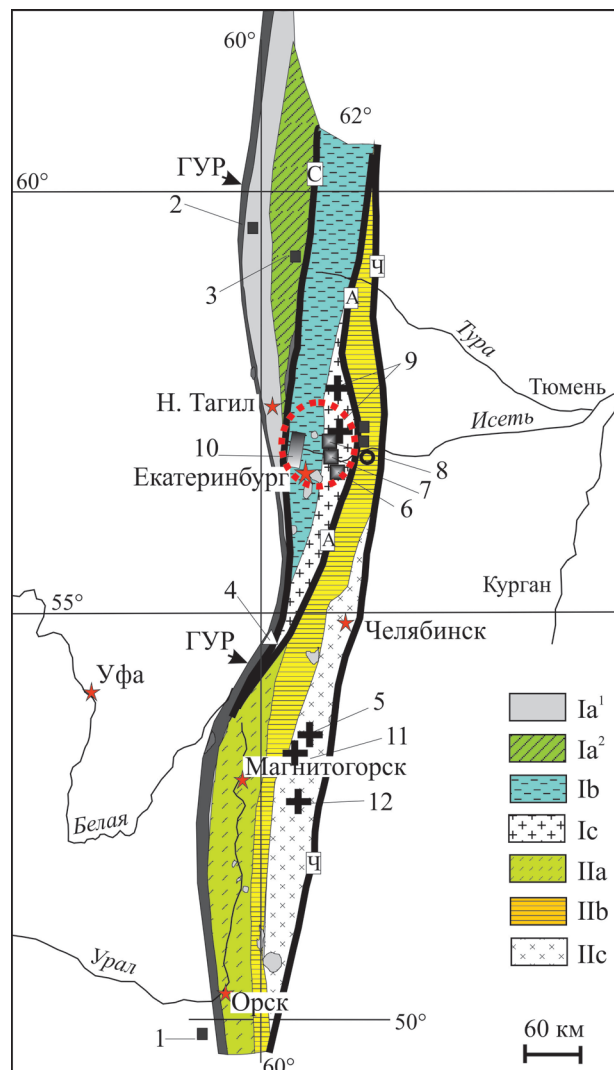


Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала [Ферштатер, 1992, с изменениями].

ГУР – зона Главного Уральского разлома; I, II – островодужно-континентальные мегаблоки: северо-западный (I) с ордовикско-силурийской островодужной Тагильской мегазоной, включающей Платиносный пояс Урала (Ia^1) и вулканогенную зону (Ia^2), с девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (Ib) и континентальной зоной (Ic), и юго-восточный (II) с девонской островодужной вулканогенной зоной (Магнитогорская мегазона, IIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIb) и преимущественно палеозойской континентальной зоной (IIc). К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный мегаблок, пассивная палеоокраина; к востоку – Зауралье, зона перехода к Казахстанскому континенту. Некоторые массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Кемпирсайский, 2 – Кытлымский, 3 – Ауэрбаховский, 4 – Сыростанский; 5 – Пластовский; 6 – Курманский; 7 – Каменский; 8 – Крутихинский; 9 – Адуйский, Мурзинский; 10 – Верхисетский; 11 – Степнинский; 12 – Джабыкский. Пунктирный овал – граница гравиметрового минимума [Рапопорт, Рудица, 2000], фиксирующего Верхисетско-Адуйский ареал.

Fig. 1. Scheme of tectonic-magmatic zoning of the Middle and Southern Urals [Fershtater, 1992, with changes].

ГУП is zone of the Main Ural Fault; I, II – island arc-continental megablocks: northwestern (I) with the Tagil island arc megazone, including the Platinum belt of the Urals (Ia¹) and the volcanic zone (Ia²), active continental margin (Ib) and continental zone (Ic), and southeastern (II) with the Magnitogorsk island arc megazone (IIa), active continental margin (IIb) and predominantly the Paleozoic continental zone (IIc). To the west of the shown territory there is a paleocontinental megablock, a passive margin; to the east – Zaural'e, the zone of transition to the Kazakhstan continent. Some massifs mentioned in the text: 1 – Kempirsay, 2 – Kytlymsky, 3 – Auerbah, 4 – Syrostan, 5 – Plast, 6 – Kurmanka, 7 – Kamensk, 8 – Krutikha, 9 – Aduy, Murzinka, 10 – Verkhisetsk, 11 – Stepninsk, 12 – Dzhabyk. The dotted oval is the boundary of the gravimetric minimum [Rapoport, Ruditsa, 2000], which fixes the Verkhisetsk-Adui areal.

К месту своего современного залегания базальты были доставлены в результате обдукции совместно с ультрамафитами Кемпирсайского массива, под его влиянием превращены в амфиболиты и подвергнуты частичному плавлению с образованием плагиогранитов. В тех и других породах роговая обманка и плагиоклаз уравновешены при давлении около 6 кбар (рис. 3). Возраст этих процессов определяется по циркону в амфиболитах и составляет 390 млн лет (табл. 2, рис. 4а), соответствующая возрасту завершения обдукции Кемпирсайско-Хабарнинского аллохтона [Ферштатер, 2015].

Такую же картину удастся наблюдать в мигматизированных амфиболитах зоны Главного Уральско-го разлома между горой Белой на севере и Кытлымским платиноносным массивом на юге (см. рис. 1, точка 2). Амфиболиты – это преобразованная базальтоидная часть офиолитового комплекса, первичный возраст которого предполагается как среднеордовикский по аналогии с более южными районами Урала [Иванов, 1998]. Лейкосомы амфиболитов представлена гранат-роговообманковыми высокобарическими плагиогранитами и плагиогранито-гнейсами, которые образуют и небольшие интрузивные тела в амфиболитах. Породы претерпели метаморфизм эклогитовой фации, но в амфиболитах высокобарические парагенезисы не сохранились. Плагиогранито-гнейсы представлены среднезернистыми породами, с сохранившейся участками порфиroidной структурой, в которых идиоморфные выделения плагиоклаза An_{10-20} размером 2–3 мм окружены агрегатом зерен гранулированного кварца и плагиоклаза того же состава, высокоглиноземистой роговой обманки группы ферропаргасит–гастингсит [Leake et al., 1997] и кальциевого граната. Кроме того, встречаются слюдяные минералы: белая слюда, отвечающая по составу парагониту, и почти полностью хлоритизированный биотит, а также рудные – магнетит и ильменит. Плагиоклаз-гранат-роговообманковый парагенезис.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в продуктах метаморфизма океанических базальтов (амфиболиты 1 и 4) и их частичного плавления (плагиограниты 2, 3, 5, 6)

Table 1. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the products of metamorphism of oceanic type basalts (amphibolites 1 and 4) and their partial melting (plagiogranites 2, 3, 5, 6)

Анализ	1	2	3	4	5	6
Обр.	hb674	hb679	hb676	kt49	kt38	kt42
SiO ₂	51.56	67.87	74.00	50.12	71.48	73.46
TiO ₂	0.89	0.60	0.33	0.98	0.48	0.25
Al ₂ O ₃	15.94	14.76	13.39	16.74	13.69	12.64
Fe ₂ O ₃	1.18	0.52	0.80	3.16	1.45	1.31
FeO	8.57	3.12	1.97	6.43	2.56	3.28
MnO	0.22	0.07	0.04	0.32	0.06	0.08
MgO	7.63	1.83	0.64	8.10	1.13	1.15
CaO	6.98	2.55	2.20	9.21	3.18	2.82
Na ₂ O	4.28	6.58	5.07	3.36	4.89	3.58
K ₂ O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08
P ₂ O ₅	0.05	0.26	0.06	0.06	0.08	0.04
П.п.п.	2.04	1.70	1.11	1.9	0.76	0.92
Сумма	99.44	99.96	99.71	99.73	99.86	99.61
Li	1.97	1.59	0.00	4.22	0.41	0.28
Rb	0.00	3.60	0.00	3.1	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0.27	0.20	0.66	0.1	0.78	0.65
Sr	206.1	199.9	148.0	155.2	203.1	160.7
Ba	38.76	23.27	87.58	48.8	57.22	47.27
Sc	16.24	6.82	13.71	13.9	13.48	13.28
V	259.61	28.26	19.48	277.3	29.27	9.40
Cr	139.79	27.02	23.96	211.7	52.92	79.21
Co	37.03	6.54	3.89	42.2	2.79	2.53
Ni	0.00	0.00	0.00	143.2	84.36	16.05
Cu	9.80	20.00	8.26	8.66	20.50	8.27
Zn	225.4	53.6	32.2	36.3	26.5	23.2
Ga	18.26	12.71	13.02	21.3	13.75	13.68
Y	23.49	27.87	26.62	20.1	23.25	39.83
Nb	2.93	3.10	4.04	2.54	0.10	0.018
Ta	0.00	0.00	0.01	0.4	0.00	0.00
Zr	22.21	14.67	34.82	14.8	15.08	52.30
Hf	0.76	0.37	1.04	0.55	0.53	1.58
Mo	1.10	0.74	0.99	0.95	11.13	1.43
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	2.03	1.92
Tl	0.32	0.16	1.52	0.00	0.04	0.27
Pb	0.00	0.00	0.00	3.65	2.94	1.86
U	0.13	0.08	0.00	0.2	0.20	0.33
Th	0.32	0.54	0.94	0.21	2.53	2.49
La	5.03	8.25	10.21	2.44	4.97	7.19
Ce	10.59	20.08	20.60	7.73	10.61	18.26
Pr	1.57	2.79	2.75	1.23	1.47	2.66
Nd	7.99	12.88	13.08	6.15	6.41	13.06
Sm	2.30	3.26	3.22	2.54	1.84	4.14
Eu	0.89	0.84	0.89	0.57	0.62	1.02
Gd	2.67	3.28	3.19	1.67	1.79	3.94
Tb	0.53	0.64	0.60	0.43	0.38	0.74
Dy	3.66	4.04	4.29	3.78	3.15	5.96
Ho	0.88	0.89	0.88	0.91	0.80	1.41
Er	2.21	2.43	2.56	2.37	2.44	4.16
Tm	0.38	0.43	0.45	0.39	0.40	0.67
Yb	2.49	2.44	2.76	3.14	2.51	4.21
Lu	0.45	0.53	0.47	0.67	0.39	0.65

Примечание. 1–3 – Жарлы Бутак, 4–6 – окрестности горы Белой.

Note. 1–3 – Zharly-Butak, 4–6 – Belaya Mountain.

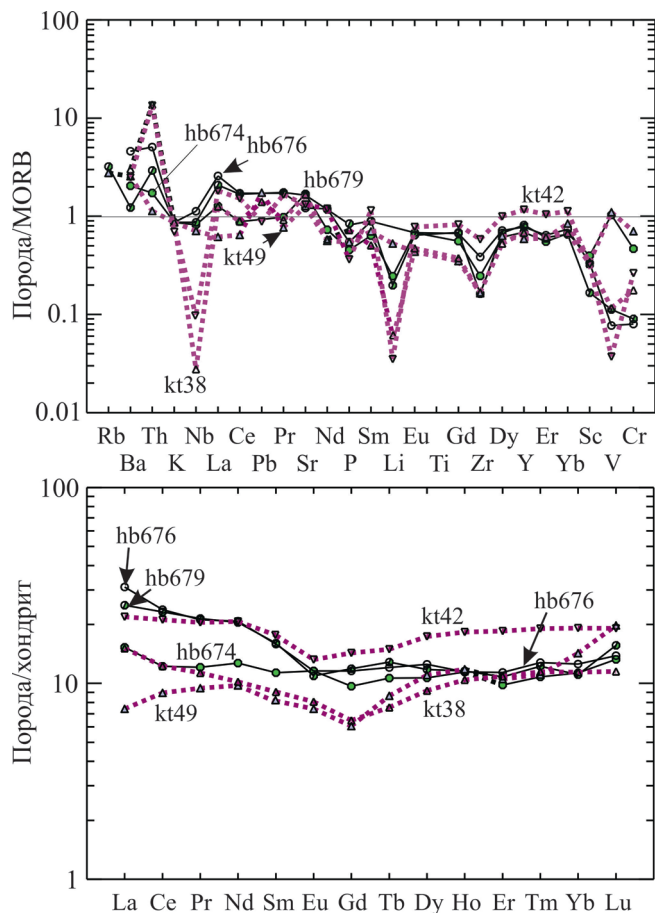


Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в амфиболитах hb674 и kt49, представляющих собой реликты океанической коры, и в продуктах их частичного плавления (плагитограниты hb676, hb679, kt38, kt42).

Сплошные линии – урочище Жарлы-Бутак (Кемпирсайский массив), пунктирные линии – район горы Белой (севернее Кытлымского платиноносного массива). Анализы пород см. в табл. 1.

Fig. 2. Distribution of rare and rare-earth elements in amphibolites hb674 and kt49, which are relics of the oceanic crust, and in the products of their partial melting (plagiogranites hb676, hb679, kt38, kt42).

The solid lines are the rocks from Zharly-Butak area (Kempirsay massif), the dashed lines are the area of Belaya mountain (north of the Kytlym platinum-bearing massif). Analyses of rocks see in Table 1.

незис плагитогранитов отвечает давлению 11–12 кбар (см. рис. 3), а диафорический парагенезис амфиболитов (роговая обманка + эпидот + плагитоклаз An_{20-30}) – давлению 6 кбар [Ферштатер, 2013].

По химическому составу и распределению редких элементов амфиболиты близки одноименным породам участка Жарлы-Бутак (см. табл. 1, ан. 4; рис. 2), а плагитогранито-гнейсы – плагитогранитам того же участка, но отличаются от последних ми-

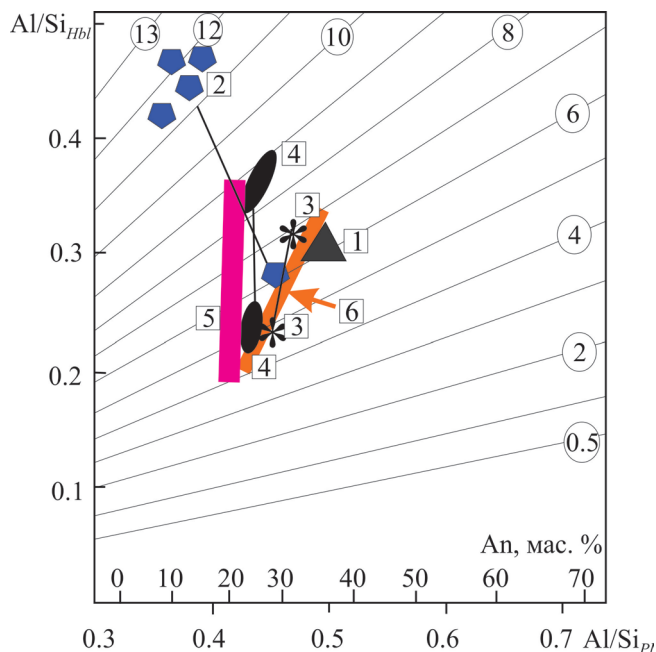


Рис. 3. Диаграмма $Al/Si_{Hbl} - Al/Si_{pl}$ – рогово-обманково-плагитоклазовый барометр [Ферштатер, 1990] для мигматитов.

Цифры в кружках обозначают давление (кбар), цифры в прямоугольниках – массивы: 1 – Жарлы-Бутак, 2 – гора Белая, 3 – Сыростанский, 4 – Курманский, 5 – Каменский, Крутихинский, 6 – Верхисетский.

Fig. 3. Diagram $Al/Si_{Hbl} - Al/Si_{pl}$ – hornblende-plagioclase barometer [Fershtater, 1990] for migmatites.

The numbers in the circles are pressure (kbar), the numbers in the rectangles indicate the massifs: 1 – Zharly-Butak, 2 – Belaya, 3 – Syrostan, 4 – Kurmanka, 5 – Kamensk, Krutikh, 6 – Verkhisetsk.

неральным составом вследствие высокобарического метаморфизма.

Результаты изотопного изучения циркона из плагитогранито-гнейсы к788, аналогичного по составу образцу кт42 и взятого из того же обнажения, приведены на рис. 46. Отчетливо выделяются три группы цирконов с возрастaми 406 ± 3 , 379 ± 2 и 299 ± 3 млн лет. Цирконы ранней из них представлены обломками кристаллов с содержанием урана 100–250 г/т. Можно полагать, что эти цирконы образованы в процессе фонового регионального метаморфизма. Наиболее распространенная группа с возрастaми около 380 млн лет представлена призматическими зональными зернами неоднородного строения. Этот возраст отвечает пику высокобарического эклогитового метаморфизма в зоне ГУР, детально изученного на примере максютовского комплекса [Пучков, 2010; см. также ссылки в этой работе]. Молодые цирконы характеризуются обычным присутствием значительных количеств нерадио-генного свинца. Этим обусловлено отклонение

Таблица 2. Изотопные характеристики и возраст циркона из амфиболита k1036

Table 2. Isotopy characteristics and age of zircon from amphibolite k1036

№	U, г/г	Th, г/г	206Pb, г/г	f206_4, %	f206_8, %	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U age	±	7Pb/5U age	±
1.1	244.5	38.7	13.3	0.6	0.0	0.06304	0.00070	0.45723	0.00882	394	4.2	382	6.1
10.1	798.9	218.9	43.2	0.1	0.1	0.06243	0.00073	0.47487	0.00692	390	4.5	395	4.7
11.1	1097.7	200.8	46.7	0.4	0.1	0.04913	0.00087	0.37167	0.00672	309	5.4	321	5.0
12.1	124.1	66.9	6.6	1.1	0.5	0.06157	0.00082	0.46650	0.00792	385	5.0	389	5.5
15.1	288.1	381.1	16.5	1.3	0.5	0.06598	0.00127	0.51646	0.01140	412	7.7	423	7.7
16.1	330.9	67.9	17.9	0.2	0.2	0.06233	0.00073	0.47763	0.00698	390	4.5	396	4.8
17.1	484.9	136.8	25.9	0.1	0.0	0.06179	0.00057	0.47244	0.00591	387	3.4	393	4.1
18.1	237.9	47.4	12.8	0.2	-0.2	0.06194	0.00050	0.46929	0.00560	387	3.0	391	3.9
19.1	89.3	53.2	3.9	1.6	0.7	0.05007	0.00075	0.37390	0.00761	315	4.6	323	5.6
20.1	563.0	43.0	25.0	0.2	-0.1	0.05124	0.00058	0.37985	0.00483	322	3.5	327	3.5
22.1	627.3	181.2	34.6	0.0	-0.1	0.06375	0.00089	0.48195	0.00772	398	5.5	399	5.3
23.1	228.2	218.0	18.0	-0.2	-0.3	0.09124	0.00194	0.76613	0.01698	563	11.5	578	9.8
24.1	856.5	127.2	45.8	0.2	-0.1	0.06179	0.00065	0.46285	0.00537	387	4.0	386	3.7
25.1	382.2	98.1	20.6	0.2	-0.1	0.06219	0.00072	0.46982	0.00574	389	4.4	391	4.0
26.1	221.3	40.7	11.9	0.3	-0.1	0.06207	0.00097	0.47657	0.00778	388	5.9	396	5.3
27.1	411.7	162.1	22.1	0.5	0.1	0.06191	0.00091	0.48210	0.00956	387	5.5	400	6.6
28.1	481.5	117.3	25.6	0.2	0.1	0.06147	0.00090	0.47169	0.00770	385	5.5	392	5.4
29.1	664.2	217.5	36.4	0.5	0.4	0.06336	0.00066	0.50060	0.00544	396	4.0	412	3.7
3.1	987.3	549.3	41.4	0.2	-0.1	0.04844	0.00047	0.35314	0.00438	305	2.9	307	3.3
30.1	495.3	221.1	26.9	0.2	0.2	0.06265	0.00068	0.48424	0.00614	392	4.1	401	4.2
32.2	365.7	88.8	20.1	0.2	0.0	0.06350	0.00040	0.48449	0.00567	397	2.5	401	3.8
35.1	1021.3	109.5	53.7	0.7	1.1	0.06079	0.00067	0.48104	0.00540	380	4.1	399	3.7
37.1	4265.5	2293.9	248.3	0.3	-0.2	0.06488	0.00143	0.52226	0.01122	405	8.7	427	7.6
38.1	578.9	197.6	30.9	0.3	0.0	0.06176	0.00055	0.46957	0.00487	386	3.3	391	3.4
39.1	249.3	47.7	12.7	0.3	0.4	0.05889	0.00051	0.45921	0.00403	369	3.1	384	2.8
40.2	106.7	24.3	6.1	-0.2	0.0	0.06640	0.00151	0.51234	0.01349	414	9.1	420	9.1
41.1	666.2	196.0	36.1	0.1	0.1	0.06266	0.00026	0.48169	0.00244	392	1.6	399	1.6
42.1	310.0	109.5	16.6	0.2	-0.2	0.06201	0.00066	0.47162	0.00531	388	4.0	392	3.7
43.1	1395.9	115.0	72.5	0.4	0.2	0.06005	0.00054	0.46364	0.00428	376	3.3	387	3.0
44.1	376.0	99.5	20.1	0.2	0.0	0.06185	0.00080	0.46507	0.00715	387	4.9	388	5.0
45.1	378.4	121.2	20.2	0.2	0.3	0.06180	0.00053	0.48085	0.00739	387	3.1	399	5.1
47.1	1045.4	514.3	55.6	0.1	-0.2	0.06140	0.00045	0.46060	0.00414	384	2.7	385	2.9
48.1	1225.1	93.6	68.3	0.2	0.0	0.06438	0.00080	0.49090	0.00627	402	4.8	406	4.3
48.2	1745.2	1380.9	82.2	0.4	-0.1	0.05442	0.00129	0.42004	0.01001	342	7.9	356	7.2
49.1	513.4	172.0	27.6	0.1	0.0	0.06221	0.00080	0.47123	0.00727	389	4.9	392	5.0
5.1	831.8	365.1	45.6	0.1	-0.2	0.06332	0.00101	0.46942	0.00942	396	6.1	391	6.5
50.1	616.4	207.3	28.8	0.8	0.7	0.05395	0.00042	0.44374	0.00523	339	2.5	373	3.7
51.1	882.6	303.4	47.5	0.4	0.0	0.06216	0.00069	0.47813	0.00548	389	4.1	397	3.8
52.1	666.9	259.0	35.7	0.0	-0.1	0.06192	0.00061	0.47251	0.00546	387	3.7	393	3.8
53.1	749.0	284.9	39.2	0.2	-0.1	0.06053	0.00063	0.46191	0.00537	379	3.8	386	3.7
7.1	927.3	371.6	48.8	0.1	-0.2	0.06078	0.00084	0.45382	0.00652	380	5.1	380	4.5
8.1	2328.8	343.3	132.9	0.5	0.2	0.06594	0.00171	0.49720	0.01291	412	10.3	410	8.8
9.2	306.1	57.4	16.2	0.3	0.0	0.06106	0.00060	0.46181	0.00468	382	3.7	386	3.2

Примечание. Возрасты приведены без корректировки на общий свинец; f206_4 и f206_8 – доля нерадиоактивного ^{206}Pb соответственно в ^{204}Pb и ^{208}Pb .

Note. Ages are given without correction for total lead. F206_4 and f206_8 – the proportion of non-radiogenic ^{206}Pb in ^{204}Pb and ^{208}Pb , respectively.

таких зерен от конкордии, а также большими колебаниями в содержании урана.

Таким образом, рассмотренные примеры магнообразования в коре орогена по субстрату океа-

нической коры свидетельствуют о том, что в этом случае образуются практически бескальцевые магмы, продукты кристаллизации которых представлены “океаническими” плагиигранитами [Pedersen,

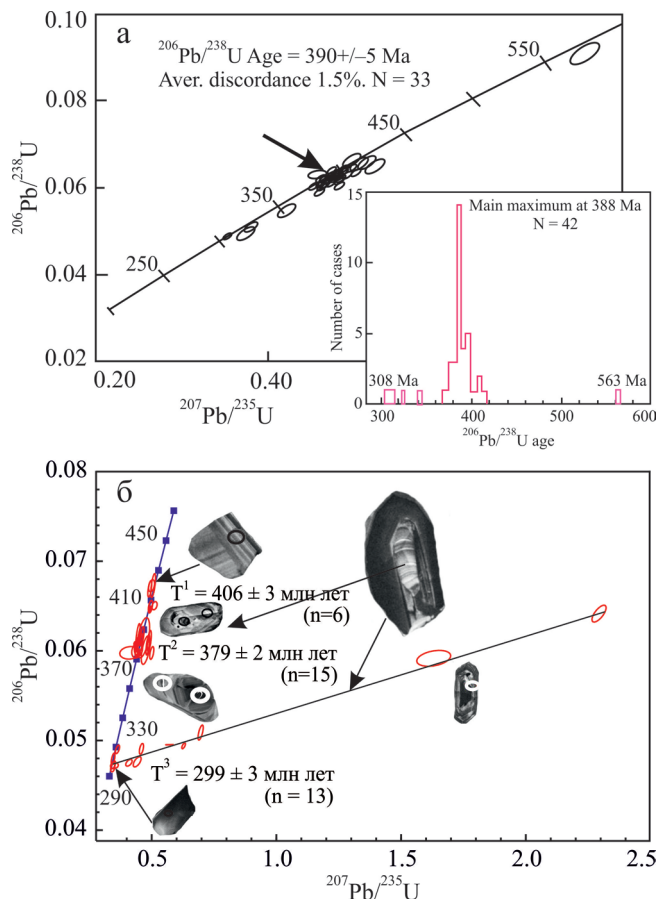


Рис. 4. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из амфиболита k1036 (hb674 в табл. 1) (а) и для циркона плагиогранито-гнейса k788 (kt42 в табл. 1) (б).

На “а” приведена гистограмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов. Размеры эллипсов отвечают 95%-му доверительному интервалу. Цифровые результаты измерений циркона из плагиогранито-гнейса k788 – см. в [Ферштатер, 2013, табл. 9.1].

Fig. 4. Diagram $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ with concordia for zircon from the amphibolite k1036 (hb674 in Table 1) (a) and for the zircon of the plagiogranite-gneiss k788 (kt42 in Table 1) (b).

In “a” is a histogram of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. The dimensions of the ellipses correspond to a 95% confidence interval. The digital results of measurements of zircon from plagiogranite-gneiss k788 look at [Fershtater, 2013, Table 9.1].

Malpas, 1984; Koeperke et al., 2004]. Эти породы не образуют крупных массивов и обычно локализованы либо в виде лейкосомы мигматитов, либо в виде небольших интрузивных тел. Описанные процессы трансформации океанической коры, в ходе которого образуются плагиограниты (трондьемиты), – по-видимому, обычные явления для океанической коры, обдуцированной в континентальные структуры [Garcia-Cascol et al., 2008].

ФОРМИРОВАНИЕ НОВОЙ КОРЫ ОРОГЕНА И МАГМООБРАЗОВАНИЕ В НЕЙ

Первые эпизоды формирования новой коры орогена и магмообразования в ней относятся к позднему силуру–раннему девону и описаны нами в Платиноносном поясе Урала (лейкогаббро-анортозит-плагиогранитная серия (420–410 млн лет) и в палеоконтинентальных зонах (400–410 млн лет), где возникают локальные очаги водного базитового магматизма, дающие небольшие массивы существенно натровых гранитоидов – Пластовский массив на Южном Урале и Курманский – на Среднем [Ферштатер, 2013].

Массовое образование новой коры континентального типа началось в позднем девоне и отвечает пику водного базитового магматизма, продукты которого – роговообманковые и биотит-роговообманковые габбро – наращивали кору над мантийным клином по механизму андерплейтинга.

Самопроизвольная мигматизация (автомигматизация) продуктов водного базитового магматизма

Модельным примером, в котором наглядно проявлены основные закономерности процесса, служит Сыростанский массив (см. рис. 1, точка 4). Подробное описание массива приведено в [Ферштатер, 2013].

Массив расположен в зоне ГУР юго-западнее города Миасс и залегает среди метабазитов и разнообразных по составу сланцев – фрагментов метаморфизованной океанической коры и коры пассивной окраины Уральского палеоокеана. Он сложен преимущественно биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами, с которыми в юго-западной части ассоциированы разнообразные габброиды, в той или иной мере мигматизированные.

Корневая мигматитовая зона Сыростанского массива обнажена в его южной части в карьере на железнодорожной станции Хребет. Она сложена среднезернистыми (табл. 3, ан. 2) и тонко-мелкозернистыми (ан. 1) эпидотовыми биотит-роговообманковыми габбро и габбро-диоритами, имеющими своеобразную пятнистую текстуру: биотит, амфибол и в меньшей мере эпидот образуют скопления размером 3–10 мм, погруженные в существенно плагиоклазовую или кварц-плагиоклазовую мелкозернистую массу. Эти структурные особенности габброидов отражают процесс частичного плавления, когда вновь образованный расплав преимущественно сохраняется в каркасе протолита. Продукты кристаллизации этого расплава представлены лейкократовыми обособлениями, а реститовые фазы – биотит и роговая обманка – слагают меланократовые, обычно более мелкозернистые участки. При мобилизации, выделе-

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Сыростанского массива**Table 3.** Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the rocks of Syrostan massif

№ ан.	1	2	3	4	5	6
№ пр.	s44	s33	s31	s52	s18	s50
SiO ₂	49.37	49.45	66.26	71.84	70.83	75.72
TiO ₂	1.39	2.12	0.61	0.28	0.22	0.09
Al ₂ O ₃	15.98	16.87	17.14	14.98	15.89	14.09
FeO*	10.19	9.15	3.14	1.87	2.32	0.39
MnO	0.25	0.14	0.05	0.04	0.05	0.03
MgO	6.71	5.26	1.80	0.61	0.52	0.15
CaO	7.37	6.83	3.73	1.93	1.31	1.50
Na ₂ O	3.59	4.47	4.75	4.26	5.00	5.34
K ₂ O	2.82	2.68	1.99	3.71	3.91	2.10
P ₂ O ₅	0.33	0.53	0.30	0.11	0.09	0.01
LOI	1.20	1.17	0.71	0.31	0.36	0.33
Li	33.00	22.59	12.57	7.78	18.57	0.99
Rb	126.1	57.80	33.61	42.45	90.52	0.00
Cs	5.18	1.86	0.87	0.61	1.43	1.09
Be	3.88	1.40	1.78	1.13	2.30	4.11
Sr	661	1303	1238	798	521	505
Ba	402	867	1649	2284	1929	131
Sc	28.87	16.56	6.14	2.05	2.36	1.45
V	197.8	183.2	52.06	17.55	11.93	3.78
Cr	69.39	2.54	16.77	41.02	2.62	2.81
Co	37.93	32.66	10.13	2.67	1.70	0.58
Ni	71.22	16.54	15.73	5.93	3.50	4.35
Cu	9.47	26.79	23.67	15.20	6.17	8.40
Zn	157.6	89.46	74.67	82.89	52.30	9.75
Ga	23.87	18.41	20.90	16.35	18.66	19.29
Y	26.96	27.05	17.70	3.61	11.57	4.42
Nb	33.01	23.05	17.09	5.07	14.68	16.30
Ta	1.71	1.40	1.43	0.14	1.08	1.70
Zr	105.9	219.7	219.0	159.3	106.0	47.60
Hf	3.18	6.02	5.56	4.44	4.00	2.47
Mo	0.99	1.01	0.38	0.08	0.12	0.00
Sn	3.14	1.65	0.00	1.17	0.00	0.82
Tl	0.91	0.47	0.26	0.26	0.50	0.38
Pb	12.32	9.29	9.99	18.41	19.08	22.11
U	4.21	1.97	1.72	0.48	1.49	2.51
Th	1.70	4.03	12.50	5.51	11.31	4.20
La	27.62	43.49	72.11	28.18	25.12	2.59
Ce	60.88	91.33	129.3	55.34	54.28	4.91
Pr	7.61	11.23	12.89	5.04	5.13	0.48
Nd	29.73	44.10	42.57	16.50	17.84	1.74
Sm	5.53	8.23	6.64	2.00	3.33	0.34
Eu	1.86	2.29	1.31	0.30	0.54	0.18
Gd	5.22	6.19	4.90	1.29	2.56	0.39
Tb	0.80	0.92	0.67	0.16	0.39	0.08
Dy	4.59	5.49	3.57	0.78	2.18	0.55
Ho	0.99	0.99	0.73	0.14	0.43	0.13
Er	2.69	2.67	1.76	0.35	1.25	0.43
Tm	0.42	0.41	0.27	0.05	0.19	0.07
Yb	2.66	2.59	1.67	0.35	1.18	0.55
Lu	0.41	0.40	0.24	0.07	0.18	0.09

Примечание. 1 – дайка мелкозернистого габбро; 2 – среднезернистое габбро (протолит); 3 – гнейсовидный гранодиорит, представляющий анатектический расплав; 4 – гранит, дифференциат гранодиорита 3; 5, 6 – интрузивные граниты.

Note. 1 – dike of fine-grained gabbro; 2 – medium-grained gabbro (protolith); 3 – gneiss-like granodiorite, representing an anatectic melt; 4 – granite, the differentiate of granodiorite 3; 5, 6 – intrusive granites.

нии от протолита, анатектический расплав образует гранитоидные жилы размером от первых сантиметров до нескольких метров и сообщает породам мигматитовую текстуру (рис. 5а, б). Часть гранитоидных жил распределяется параллельно гнейсовидности габброидов, другие – пересекают ее. Поперечные жилы часто деформированы и собраны в плейчатые складки. По составу преобладают гранодиориты (см. табл. 3, ан. 3) и граниты (ан. 4).

Чтобы понять природу гранитоидных обособлений в габбро, необходимо обратиться к многочисленным синплутоническим базитовым дайкам среди пестрых по составу габбро и гранитоидов. Такие дайки обычно однородны по составу и только в краевых эндоконтактных зонах мощностью до 1 м мигматизированы и содержат многочисленные жиллоподобные гранитоидные обособления, аналогичные описанным выше (рис. 5в). Гранитоидные мобилизаты концентрируются в жильных габброидах и обычно не выходят за пределы даек. Габбровые дайки внедряются в уже мигматизированные гранитоиды (см. рис. 5в) и сами мигматизируются, что свидетельствует о внедрении даек в течение всей мигматизации и связанного с ней образования гранитоидного расплава. Наиболее молодые дайки представлены гранитами (см. табл. 3, ан. 5, 6), которые рассекают как мигматиты, так и слабо мигматизированные габбро и гранитоиды (рис. 5г).

Обычно кислые породы, ассоциированные с синплутоническими дайками, рассматриваются как продукты плавления горячих и не полностью затвердевших вмещающих гранитоидов под влиянием тепла даек. Вновь образованный расплав или ремобилизованный остаточный расплав гранитоидов рассекает как вмещающие гранитоиды, так и дайки [Литвиновский и др., 1991; см. также ссылки в этой работе]. К Сыростанскому массиву этот механизм не применим. Во-первых, дайки рассекают уже консолидированные породы, имеющие гнейсовидную текстуру. Во-вторых, и это главное, частичное плавление вмещающих дайки пород, которые содержат калишпат, дает расплавы не бедных калием плагиогранитов и трондьемитов, а нормальных гранитов, более богатых калием по сравнению с породами субстрата. Не могут быть такие малокалиевые гранитоиды и дифференциатами сравнительно богатых калием базитов. В описанном случае единственным источником вещества кислых пород, ассоциированных с дайками, может быть преобразование вещества самой дайки, процесс, в котором не участвуют фазы, содержащие калий.

Этот вывод подтверждается тем, что основная петрохимическая особенность рассматриваемых продуктов водного анатексиса базитов – калифобный тренд (рис. 6а, тренд M1), обусловленный частичным плавлением в области устойчивости главного калиевого минерала габброидов – биотита. Вместе с роговой обманкой этот минерал накапли-

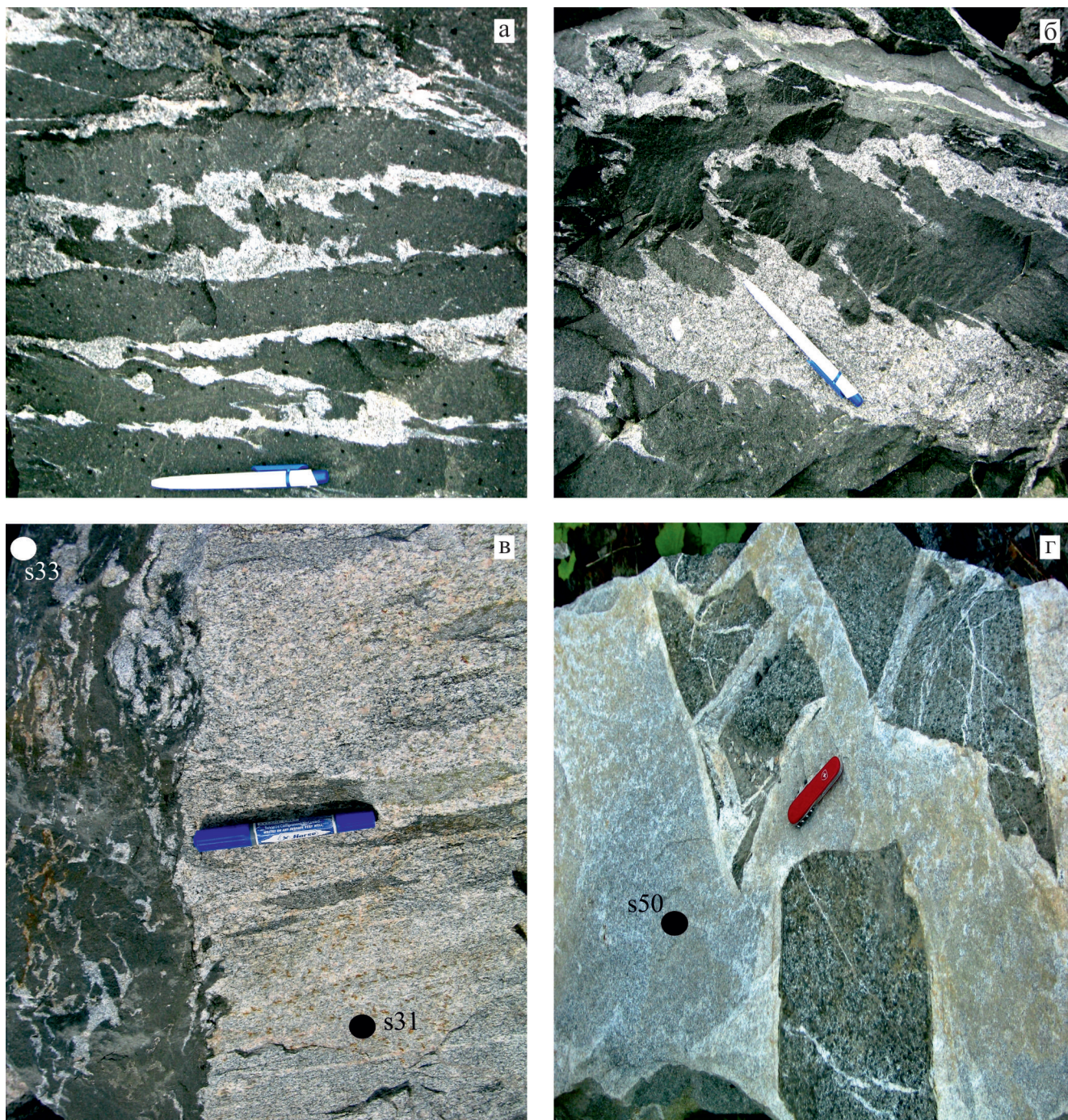


Рис. 5. Фото мигматизированных и частично расплавленных габброидов Сыростанского массива.

Мигматизация габбро происходит в процессе внедрения, следствием чего является птигматитовая складчатость гранитоидных мобилизатов (а, б). Дайки мигматизированных габбро прорывают мигматизированные гранитоиды, продукты более ранних стадий мигматизации и частичного плавления габбро (в) и сами интродуцированы поздними гранитами (г). Точками показано положение образцов гранодиорита s31, габбро s33 и гранита s50, в которых определен возраст циркона.

Fig. 5. Photos of migmatized and partially melted gabbros of Syrostan massif.

Migmatization of gabbros occurs during the intrusion, as a result some of granitoid detachments have the ptigmatitic folding (a, б). Migmatized gabbro dykes cut migmatized granitoids, products of earlier stages of migmatization and partial melting of gabbro (в), and themselves are intruded by late granites (г). The dots show the position of the samples of granodiorite s31, gabbro s33 and granite s50, in which the age of zircon is determined.

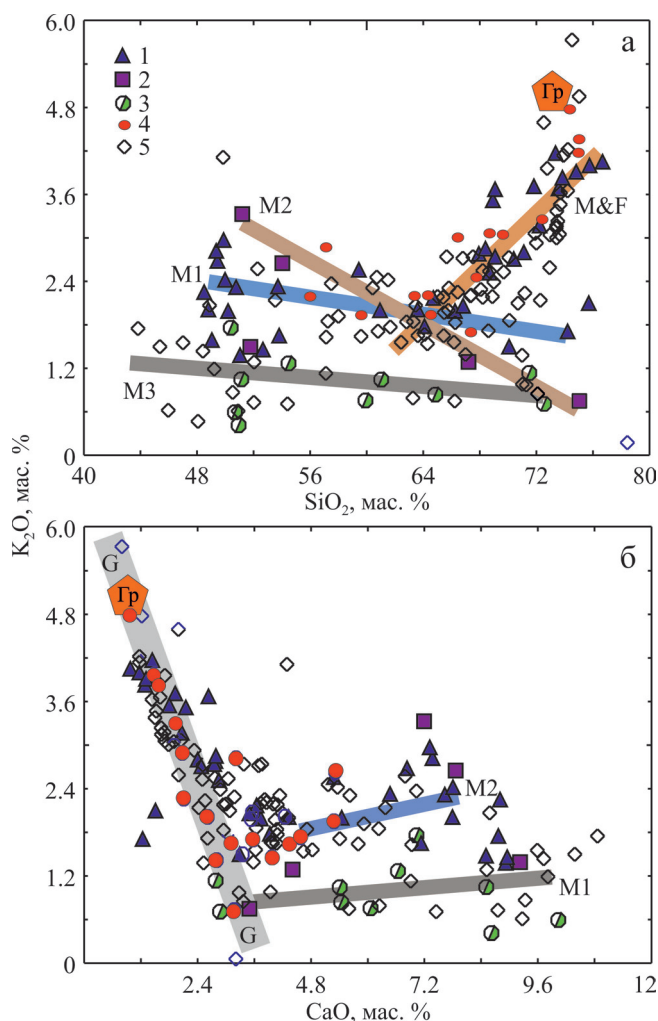


Рис. 6. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (a) и $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ (б) для пород Сыростанского (1), Челябинского (2), Курманского (3), Каменского (4) и Верхисетского (5) массивов.

Тренды M1, M2 и M3 представляют составы продуктов мигматизации габбро в Сыростанском, Каменском и Верхисетском (M1 – возраст 335–295 млн лет), Челябинском (M2 – возраст 360 млн лет) и Курманском и Верхисетском (M3 – возраст 410–370 млн лет) массивах; тренд M&F представляет составы продуктов частичного плавления калишпат-содержащих тоналитов и гранодиоритов, а также продуктов фракционирования соответствующих расплавов. Оранжевый пятиугольник – средний состав гранита Адуйского массива. Светло-серая линия с индексом G обозначает область составов гранитных котектик кварц-калишпат-плагиоклаз и кварц-плагиоклаз [Ферштатер, 1987].

Fig. 6. Diagrams $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (a) and $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ (b) for the rocks of Syrostan (1), Chelyabinsk (2), Kurmanka (3), Kamensk (4) and Verkhisetsk (5) massifs.

Trends M1, M2 and M3 represent compositions of the products of gabbro migmatization in the Syrostan, Kamensk and Verkhisetsk massifs (M1 – 335–295 Ma), in the Chelyabinsk massif (M2 – 360 Ma) and in the Kurmanka and Verkhisetsk massifs (M3 – 410–370 Ma); the M&F trend represents compositions of products of partial melting of K-feldspar containing tonalite and granodiorite, as well as products of fractionation of the respective melts. The orange pentagon is the average composition of granite of the Adui massif. A light gray line with the G index denotes the region of the compositions of granite cotectic quartz-K feldspar-plagioclase and quartz-plagioclase [Fershtater, 1987].

partial melting of K-feldspar containing tonalite and granodiorite, as well as products of fractionation of the respective melts. The orange pentagon is the average composition of granite of the Adui massif. A light gray line with the G index denotes the region of the compositions of granite cotectic quartz-K feldspar-plagioclase and quartz-plagioclase [Fershtater, 1987].

вается в рестите, обеспечивая падение содержания калия в анатектическом расплаве. При фракционной кристаллизации и сопровождающей ее дифференциации такого расплава содержание калия в продуктах дифференциации возрастает, обеспечивая стандартный калиофильный эволюционный тренд (тренд M&F, см. рис. 6a). Этому же тренду следуют и продукты частичного плавления гранитоидов повышенной основности, содержащих калиевый полевой шпат.

Минеральный состав габбро и ассоциированных с ними гранитоидов близок: роговая обманка, биотит, плагиоклаз, эпидот, сфен, апатит, кварц, калишпат, но количественное соотношение минералов, естественно, различно так же, как и их состав, который детально рассмотрен в отдельной работе [Ферштатер, 2013]. Основные особенности минерального состава типичны для всех мигматитов, описанных в настоящей статье: 1) биотиты имеют большую магнезиальность ($\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) по сравнению с сосуществующими роговыми обманками; 2) роговые обманки и биотиты из габбро (протолита) характеризуются большей магнезиальностью по сравнению с одноименными минералами из гранитоидного мобилизата; 3) состав плагиоклаза в габбро и анатектических гранитоидах колеблется в одних и тех же пределах An_{20-40} .

Равновесие роговой обманки и плагиоклаза в габбровых и гранитоидных мигматитах отвечает давлению 7 кбар. Кристаллизация интрузивных пород массива происходит при давлении 4–5 кбар (см. рис. 3). Преобладающая часть пород Сыростанского массива имеет гнейсовидную текстуру, устойчиво ориентированную по направлению 320° . Это направление не совпадает с северо-северо-восточным простиранием ГУР в районе Сыростанского массива и таким же простиранием гнейсовидности вмещающих массив пород, что подтверждает автономность его внутренней деформационной структуры, являющуюся результатом пластических деформаций не полностью затвердевших масс в процессе их внедрения от уровня магмогенерации (корневая зона массива) до магматической камеры (разница в глубине не менее 2–3 кбар).

Таковы основные особенности анатексиса габброидов в корневой зоне Сыростанского массива – главного процесса, генерирующего гранитоидную магму, продуктами кристаллизации и дифференциации которой сложена большая часть массива на его современном эрозионном срезе.

Датирование циркона выполнено в лаборатории IBERSIMS (Университет г. Гранада, Испания) профессором П. Монтеро на приборе SHRIMP-II (рис. 7, табл. 4). Цирконы выделены из мигматизированного роговообманкового габбро s33, образующего интрузивное тело в гнейсовидном гранодиорите s31; из гнейсовидного гранодиорита s31, продукта частичного плавления габбро; из гранита s50, представляющего собой дифференциат гранодиорита, подобного s31; и из гранита s18, образующего дайку, изображенную на рис. 5г. Этот набор пород отвечает полной анатектической серии – от начала процесса и до его окончания. Их составы приведены в табл. 3. Полученные возрасты циркона в точности отвечают наблюдаемым геологическим соотношениям пород: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст гранодиорита 334 ± 3.6 млн лет, прорывающего его мигматизированного габбро – 327 ± 3.0 млн лет, гранитного дифференциата гранодиоритового расплава – 323 ± 2.6 млн лет и самого молодого гранита из дайки – 319 ± 2.5 млн лет (см. рис. 7). Обращает на себя внимание наличие в гнейсовидном

гранодиорите мезопротерозойских цирконов, которые образуют дискордию со следующими параметрами: верхнее пересечение 2020 ± 120 , нижнее – 333 ± 1.9 млн лет. Можно полагать, что эти цирконы были заимствованы из вмещающих массив пород океанической коры, для которой подобные цирконы типичны [Ферштатер, 2013]. Общая продолжительность магмогенерирующих процессов в корневой зоне Сыростанского массива составляет примерно 10 млн лет.

В заключение отметим исключительно низкое и близкое содержание радиогенного стронция в габбро и гранитоидах – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.703$ [Монтеро и др., 1998], подтверждающее положение о габбровом составе протолита гранитоидов.

Примеры корового магмообразования

Наиболее масштабно и полно коровое магмообразование проявлено в палеоконтинентальных зонах северо-западного и юго-восточного острово-континентальных мегаблоков (см. рис. 1).

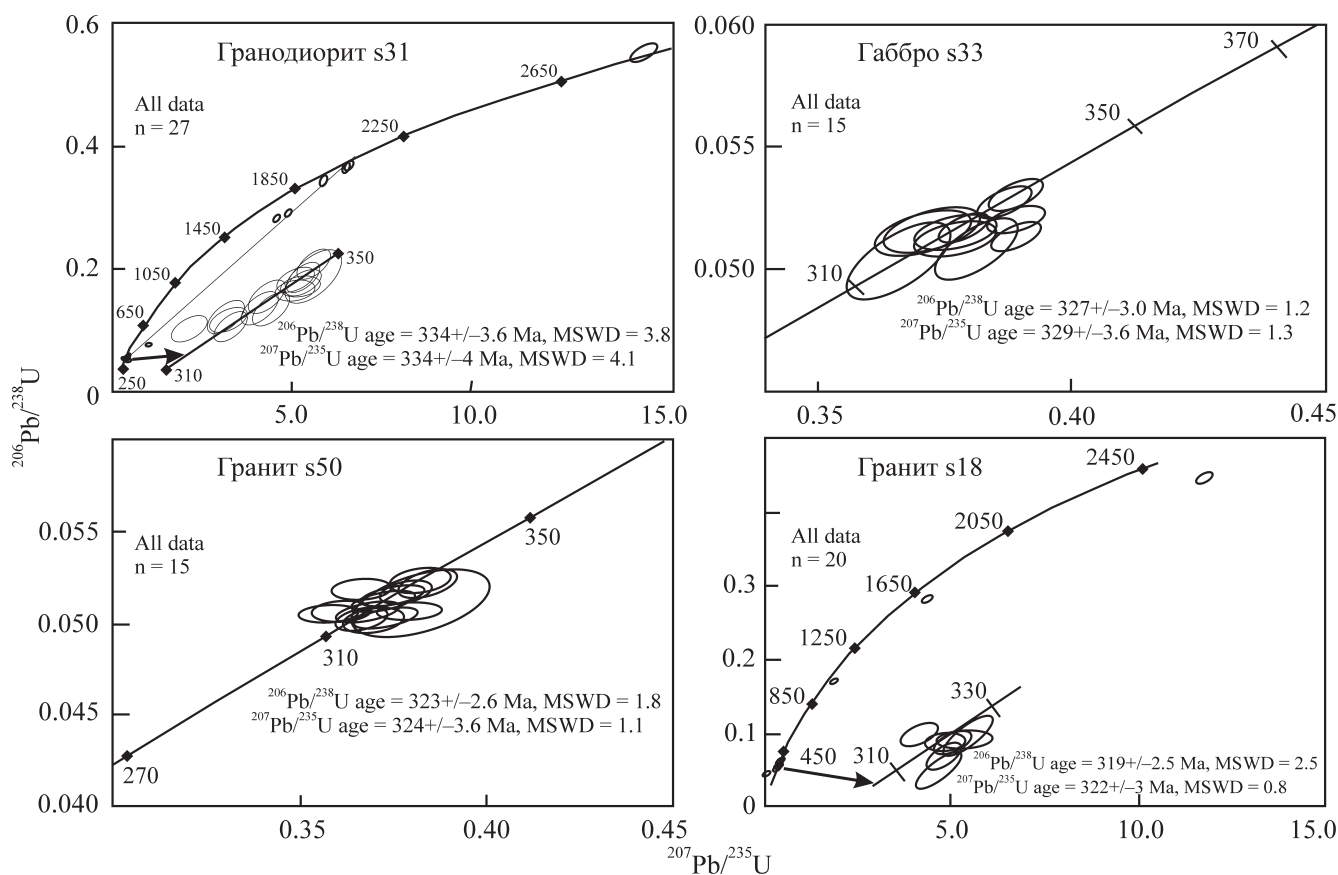


Рис. 7. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из пород Сыростанского массива.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 7. Diagrams $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ with concordia for zircon from Syrostan massif.

See text for other explanation.

Таблица 4. Изотопные параметры и возраст циркона из пород Сыростанского массива

Table 4. Isotopy characteristics and age of zircon from the rocks of Syrostan massif

№ про- бы	Содержание, г/т			%		Отношения				Возраст, млн лет			
	U	Th	²⁰⁶ Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
Гранит s18													
1.1	11686	9929	784.1	0.1	3.0	0.06328	0.00433	0.57567	0.03232	396	26.3	462	21.1
10.1	4747	640.5	227.1	0.6	0.3	0.05278	0.00102	0.43365	0.00803	332	6.3	366	5.7
10.2	106.9	77.5	4.7	0.5	-0.2	0.05085	0.00046	0.37571	0.01008	320	2.9	324	7.5
12.1	2168	2916	101.3	1.2	2.4	0.05398	0.00325	0.46395	0.02888	339	19.9	387	20.2
13.1	1285	336.5	57.0	1.6	1.3	0.05124	0.00046	0.45216	0.00821	322	2.8	379	5.8
14.1	784.7	530.0	33.7	0.1	-0.1	0.04961	0.00089	0.37031	0.00699	312	5.4	320	5.2
15.1	279.7	98.4	108.8	0.6	0.4	0.44932	0.00582	12.0279	0.16310	2392	25.9	2607	12.8
16.1	911.7	339.7	39.6	0.5	-0.6	0.05023	0.00057	0.37064	0.00456	316	3.5	320	3.4
18.1	2348	1549	103.0	0.1	0.3	0.05070	0.00095	0.37609	0.00721	319	5.8	324	5.4
18.2	557.9	273.8	136.4	0.1	0.0	0.28254	0.00358	4.41467	0.05778	1604	18.0	1715	10.9
19.1	110.9	123.1	4.9	0.1	-0.1	0.05115	0.00046	0.36416	0.00507	322	2.9	315	3.8
3.1	545.8	672.7	24.0	0.2	-0.2	0.05081	0.00039	0.37817	0.00317	320	2.4	326	2.3
5.1	5527	2924	261.9	0.1	-0.1	0.05142	0.00123	0.40468	0.00947	323	7.6	345	6.8
7.1	2683	2295	130.4	1.2	0.7	0.05596	0.00066	0.47542	0.00650	351	4.0	395	4.5
9.1	1529	446.9	226.4	0.5	0.6	0.17106	0.00302	1.97929	0.03548	1018	16.7	1109	12.2
Гранодиорит s31													
1.1	1802	256.7	82.5	0.2	-0.1	0.05290	0.00074	0.38524	0.00538	332	4.5	331	4.0
10.1	136.0	130.9	6.1	4.3	2.3	0.05182	0.00047	0.48588	0.01190	326	2.9	402	8.2
11.1	1378	530.0	66.6	1.8	1.5	0.05581	0.00067	0.51359	0.00695	350	4.1	421	4.7
12.1	170.9	162.9	8.0	1.0	-0.6	0.05434	0.00052	0.39953	0.00744	341	3.2	341	5.4
13.1	1057	2285	49.7	0.3	-0.2	0.05431	0.00077	0.40160	0.00597	341	4.7	343	4.3
14.1	259.2	254.6	12.0	0.1	0.1	0.05365	0.00050	0.39242	0.00438	337	3.1	336	3.2
15.1	541.1	366.3	25.1	0.0	-0.4	0.05368	0.00042	0.39955	0.00617	337	2.6	341	4.5
16.1	1276	458.7	61.0	0.1	0.0	0.05523	0.00024	0.40186	0.00221	347	1.4	343	1.6
16.2	315.6	112.2	77.1	0.0	1.3	0.28215	0.00366	4.56596	0.06206	1602	18.4	1743	11.4
17.1	271.7	310.1	12.5	1.2	-0.9	0.05314	0.00077	0.43789	0.00970	334	4.7	369	6.9
18.1	1527	603.2	70.0	0.0	-0.1	0.05298	0.00083	0.38736	0.00630	333	5.1	332	4.6
19.1	1048	314.6	47.6	0.1	0.1	0.05251	0.00043	0.38573	0.00361	330	2.6	331	2.6
19.2	157.9	130.4	49.9	0.4	-1.3	0.36499	0.00684	6.48861	0.12410	2006	32.4	2044	17.0
2.1	157.9	195.4	7.1	-0.6	-0.5	0.05159	0.00053	0.36390	0.00513	324	3.2	315	3.8
20.1	3309	654.0	158.9	0.0	0.0	0.05459	0.00087	0.40157	0.00635	343	5.3	343	4.6
21.1	316.0	237.3	14.3	0.0	-0.2	0.05220	0.00040	0.37867	0.00619	328	2.4	326	4.6
3.1	1242	564.0	57.9	0.2	0.0	0.05388	0.00107	0.39684	0.00804	338	6.5	339	5.9
3.2	80.6	10.0	38.7	0.1	0.0	0.55505	0.01072	14.8283	0.34727	2846	44.5	2805	22.5
4.1	1256	417.7	56.9	0.1	0.0	0.05239	0.00077	0.37527	0.00620	329	4.8	324	4.5
5.1	186.5	56.5	46.7	0.2	1.2	0.28912	0.00344	4.91881	0.06438	1637	17.2	1806	11.1
6.1	1450	550.2	66.0	0.2	0.3	0.05255	0.00058	0.39060	0.00486	330	3.6	335	3.5
6.2	270.0	55.8	80.7	0.1	0.0	0.34543	0.00583	5.84667	0.09930	1913	28.0	1953	14.9
7.1	233.9	189.2	10.5	0.1	0.1	0.05189	0.00040	0.37676	0.00535	326	2.4	325	3.9
8.1	300.1	427.8	13.4	0.4	0.8	0.05157	0.00060	0.37675	0.00524	324	3.7	325	3.8
9.1	1807	459.2	85.2	0.3	0.1	0.05445	0.00115	0.40380	0.00873	342	7.1	344	6.3
Гранит s50													
1.1	1044	790.4	46.2	1.2	0.8	0.05112	0.00048	0.43615	0.00431	321	3.0	368	3.0
10.1	447.1	153.6	20.0	0.0	-0.1	0.05160	0.00059	0.37708	0.00551	324	3.6	325	4.1
11.1	940.2	397.0	42.8	0.0	0.0	0.05261	0.00050	0.38899	0.00404	331	3.0	334	2.9
12.1	252.5	287.6	11.4	0.1	-0.2	0.05220	0.00055	0.38588	0.00456	328	3.4	331	3.4
13.1	221.0	391.9	9.6	0.1	-0.6	0.05038	0.00072	0.37578	0.00674	317	4.5	324	5.0
14.1	586.4	336.1	26.9	0.2	0.0	0.05300	0.00059	0.39716	0.00500	333	3.6	340	3.7
15.1	408.3	79.0	18.4	0.0	0.0	0.05218	0.00074	0.38285	0.00573	328	4.5	329	4.2
2.1	139.0	118.9	6.2	0.4	0.0	0.05132	0.00144	0.40851	0.01305	323	8.8	348	9.5
3.1	250.7	19.8	11.4	1.5	1.2	0.05272	0.00056	0.46572	0.00533	331	3.4	388	3.7
4.1	412.5	247.2	18.5	0.7	0.5	0.05195	0.00032	0.41783	0.00587	327	2.0	355	4.2
5.1	1353	1683	60.3	0.1	-0.2	0.05149	0.00108	0.37666	0.00807	324	6.7	325	6.0
7.1	779.3	753.4	35.0	0.3	0.2	0.05188	0.00071	0.39936	0.00599	326	4.4	341	4.4
8.1	628.7	456.7	27.7	0.5	0.0	0.05085	0.00044	0.38928	0.00491	320	2.7	334	3.6
9.1	470.9	338.7	20.4	0.0	-0.4	0.05008	0.00054	0.36810	0.00420	315	3.3	318	3.1

Таблица 4. Окончание

Table 4. Ending

№ про- бы	Содержание, г/т			%		Отношения				Возраст, млн лет			
	U	Th	²⁰⁶ Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
Габбро s33													
1.1	138.7	247.5	6.2	0.8	-0.2	0.05170	0.00086	0.38083	0.00781	325	5.2	328	5.7
10.1	278.3	20.4	12.8	0.1	0.0	0.05295	0.00038	0.38742	0.00368	333	2.3	333	2.7
10.2	546.5	15.8	24.7	0.1	0.0	0.05224	0.00039	0.38251	0.00468	328	2.5	329	3.5
2.1	308.8	187.0	14.2	-0.1	-0.2	0.05301	0.00055	0.38841	0.00468	333	3.3	333	3.4
3.1	212.2	118.5	9.6	0.7	0.3	0.05206	0.00048	0.41653	0.00846	327	3.0	354	6.1
4.1	506.2	371.9	22.3	0.5	-0.3	0.05100	0.00098	0.38185	0.00759	321	6.0	328	5.6
5.1	130.8	68.0	5.9	0.4	0.2	0.05169	0.00075	0.37034	0.00951	325	4.6	320	7.1
6.1	838.1	1685	37.5	0.3	-0.3	0.05164	0.00062	0.38929	0.00477	325	3.8	334	3.5
7.1	76.3	55.1	3.4	6.1	1.2	0.05156	0.00028	0.48276	0.01634	324	1.7	400	11.3
8.1	101.0	104.6	4.5	0.4	0.1	0.05151	0.00085	0.37224	0.01181	324	5.3	321	8.8
8.2	118.1	139.8	5.1	-0.2	0.6	0.05032	0.00108	0.36508	0.00870	317	6.6	316	6.5
9.1	660.0	696.0	29.8	0.3	-0.1	0.05211	0.00041	0.38956	0.00539	328	2.6	334	4.0

Примечание. Возрасты приведены без корректировки на общий свинец. Анализы пород см. в табл. 3; f206_4 и f206_8 – доля не-радиоогенного ²⁰⁶Pb соответственно в ²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb.

Note. Ages are given without correction for total lead. Analyzes of rocks see in Table 3; f206_4 and f206_8 – the proportion of non-radio-ogenic ²⁰⁶Pb in ²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb respectively.

Мы его рассмотрим на примере Верхисетско-Адуйского ареала (рис. 8), который выделяется крупным гравиметровым минимумом [Рапопорт, Рудица, 2000] и совпадающей с ним ясной кольцевой структурой на космических снимках. Короевое магмообразование в этом ареале охватывает интервал времени около 150 млн лет и формирует Верхисетский центр длительной эндогенной активности (ЦДЭА), отмеченный максимумом мощности земной коры, которая составляет здесь 50–55 км [Дружинин и др., 1989], а также образует крупный Адуйский гранитный массив.

Магматизм начинается в раннем девоне и сосредоточен в небольшом Курманском габбро-трондьемитовом массиве, расположенном в районе одноименного поселка в 30 км восточнее Екатеринбург (см. рис. 1, точка 6). Массив сложен в разной мере мигматизированными роговообманковыми габбро и диоритами (табл. 5, ан. 1), мигматитами, меланосома которых представлена подплавленными габбро, а лейкосома – лейкодиоритами и преобладающими в массиве биотит-роговообманковыми трондьемитами (табл. 5, ан. 2). Породы прорваны дайками мелкозернистого роговообманкового габбро (ан. 3) и диоритов, также сильно мигматизированными. Мигматитовая текстура в гранитоидах выражена слабо, и это означает, что расплав, образованный при частичном плавлении, в основном сохранился in situ. Типоморфная особенность структуры всех пород массива – наличие межзернового мелкозернистого аллотриоморфного кварц-плагиоклазового агрегата. Появление такого агрегата обусловлено анатексисом – процессом частичного плавления породы, в которой он нахо-

дится [Hollness, Sawyer, 2008]. По составу плагиоклаз крупных таблиц и межзернового агрегата и в габбро, и в трондьемитах сходен и отвечает олигоклазу An_{20-30} , что свидетельствует о равновесности всех пород массива с новообразованным анатектическим расплавом – продуктом частичного плавления базитов. Амфибол по составу отвечает серии паргасит–гастингсит. Магнезиальность его уменьшается с ростом кремнекислотности пород, оставаясь все время более низкой, чем у сосуществующего биотита, что представляет собой характерную особенность парагенезиса продуктов водного анатексиса. Состав плагиоклаза при этом обычно не выходит за пределы олигоклаза. Роговая обманка и плагиоклаз мигматитов уравновешены при давлении 9 кбар, уровню кристаллизации отвечает давление около 5 кбар (см. рис. 3)

Из роговообманкового габбро 427 и трондьемита 428 был выделен циркон, проанализированный в лаборатории IBERSIMS Университета г. Гранада на приборе SHRIMP-II [Ферштатер, 2013]. В обоих пробах цирконы представлены призматическими зональными зернами магматического облика одной монокристаллической группы. $^{238}U/^{206}Pb$ возраст габбро, откорректированный на ^{204}Pb , составляет 411 ± 2 млн лет ($^{235}U/^{207}Pb = 407 \pm 2$ млн лет), а трондьемита – 405 ± 4 млн лет ($^{235}U/^{207}Pb = 411 \pm 8$ млн лет). Полученные значения возраста отвечают раннему девону (эмсу) и в пределах ошибки измерений очень близки для габбро (протолита) и продукта его частичного плавления – трондьемита.

В Верхисетском массиве сконцентрированы все последующие этапы короевого магматизма, охватывающие возрастной интервал около 100 млн лет.

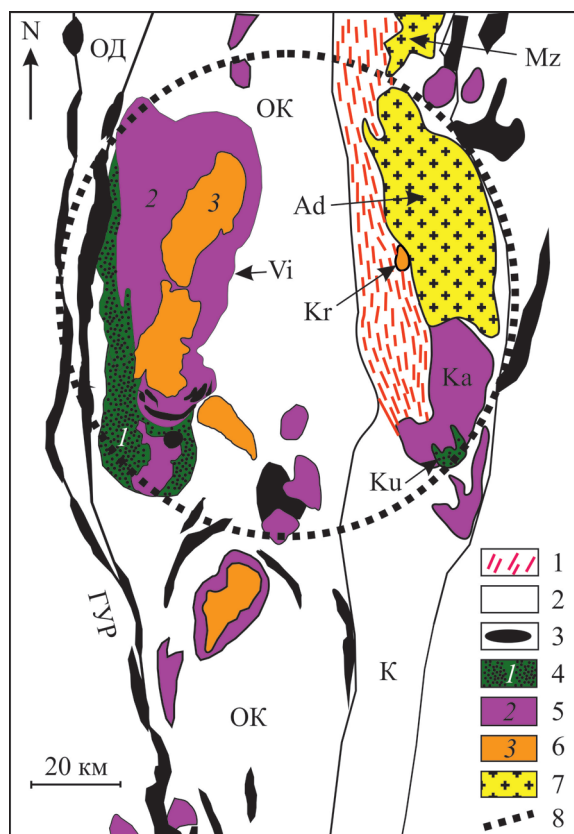


Рис. 8. Гранитоидные массивы Верхисетско-Адуйского ареала:

Vi – Верхисетский, Ad – Адуйский, Mz – Мурзинский, Ku – Курманский, Ka – Каменский, Kr – Крутихинский. 1 – протерозойские амфиболиты и гранито-гнейсы; 2 – палеозойские вулканогенно-осадочные породы; 3 – серпентиниты; 4–6 – серии пород Верхисетского ЦДЭА: 1 – габбро-трондьемитовая, 2 – тоналит-гранодиоритовая, 3 – адамеллит-гранитная; 7 – граниты Адуйского и Мурзинского массивов; 8 – контур гравиметрового минимума [Рапопорт, Рудица, 2000], граница Верхисетско-Адуйского ареала.

Тектонические зоны: ОД – Тагильская островодужная, ОК – окраинно-континентальная, К – континентальная, ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 8. Granitoid massifs of the Verkhisetsk-Adui areal:

Vi – Verkhisetsk, Ad – Adui, Mz – Murzinka, Ku – Kurmanka, Ka – Kamensk, Kr – Krutikha.

1 – Proterozoic amphibolites and granite-gneisses, 2 – Paleozoic volcanic-sedimentary rocks, 3 – serpentinites, 4–6: rock series of the Verkhisetsk Center of Long Endogenous Activity: 1 – gabbro-trondhjemite, 2 – tonalite-granodiorite, 3 – adamellite-granite; 7 – granites of the Adui and Murzinka massifs; 8 – the outline of the gravimetric minimum [Rapoport, Ruditsa, 2000], the boundary of the Verkhisetsk-Adui areal.

Tectonic zones: ОД – Tagil island-arc, ОК – marginal continental, К – continental; ГУР – Main Ural fault.

Подробную характеристику этого замечательно-го массива, в том числе и изотопную хронологию, читатель найдет в многочисленных публикаци-

ях [Бушляков, Соболев, 1976; Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Ферштатер, 2013; Смирнов и др., 2014; Bea et al., 1997]. Как и в Курманском массиве, магматизм здесь начинают роговообманковые габбро, состав которых представлен в табл. 5 (ан. 4). Новые определения возраста циркона из габбро, выполненные на SHRIMP-II в Университете г. Гранада, свидетельствуют о широком возрастном интервале габбрового магматизма от среднего девона до конца карбона (рис. 9а–в, табл. 6). Геологическое подтверждение этого важного вывода – наличие синплутонических базитовых даек [Зинькова, Ферштатер, 2007] в гранодиоритах возрастом 310–315 млн лет (рис. 10). При этом состав габброидов изменяется с омоложением в сторону большего содержания титана, фосфора, натрия, калия и ассоциированных с ним рассеянных элементов, фиксируя тем самым рост фертильности мантийного источника габбро. Возраст циркона из типичного гранодиорита (см. рис. 9г) составляет 310 млн лет и отвечает наиболее частым значениям возраста этих самых распространенных пород, по более ранним данным. Возрастные вариации трех главных породных групп массива – габбро-диоритовой, тоналит-гранодиоритовой и гранитной – с учетом всех имеющихся надежных определений изотопного возраста [Ферштатер, 2013; Смирнов и др., 2014; Bea et al., 1997; Montero et al., 2000] показаны на рис. 9д.

Мигматизация габбро и его частичное плавление, т.е. коровое магмообразование, началось на ранних стадиях водного базитового магматизма в позднем девоне. Продукты кристаллизации этого первого корового расплава – трондьемиты западной части массива – сходны по составу с одноименными породами Курманского массива. Их состав представляет ан. 5 в табл. 5, отобранный из мигматитового прожилка в габбро ви597 (ан. 4). От “океанических” плагиогранитов, рассмотренных в предыдущем разделе, их отличает большее содержание калия и ассоциированных с ним рассеянных элементов (ср. составы соответствующих пород в табл. 1 и 5). Более поздние габброиды (см. табл. 5, ан. 7) являются родоначальными для тоналитов и гранодиоритов, преобладающих в массиве (ан. 8–10), и адамеллитов и гранитов (ан. 11, 12) – продуктов частичного плавления и дифференциации гранитоидов повышенной основности.

Как и в Сыростанском массиве, мигматизация габбро Верхисетского массива происходит в области термальной стабильности биотита и амфибола. Поэтому серии продуктов частичного плавления габброидов, лишенных калиевого полевого шпата, образуют калифобные тренды (см. рис. 6а), подобные Сыростанскому массиву. Составы ранних габброидов Верхисетского массива и продуктов их анатексиса лежат на тренде МЗ, а составы поздних

Таблица 5. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Курманского (1–3) и Верхисетского (4–12) массивов

Table 5. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the rocks of Kurmanka (1–3) and Verkhisetsk (4–12) massifs

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Проба	427	428	401	ви597	ви598	к852	к768	ви592	ви681	ви725	А1(5)	А2(5)
SiO ₂	50.95	72.55	50.40	49.22	71.02	48.14	50.45	57.14	57.08	64.37	69.84	73.15
TiO ₂	0.663	0.287	0.73	1.01	0.34	0.908	1.604	0.76	0.629	0.530	0.43	0.21
Al ₂ O ₃	16.37	13.18	16.37	16.88	14.85	18.02	17.39	18.03	16.91	16.55	15.7	15.47
Fe ₂ O ₃	8.80	3.02	Н.о.	6.78	0.53	6.61	6.31	2.5	7.99	4.93	2.21	1.14
FeO	4.60	0.50	12.33	4.31	2.15	4.3	3.6	4.66	Н.о.	Н.о.	1.36	0.75
MnO	0.156	0.04	0.17	0.22	0.04	0.196	0.131	0.15	0.160	0.090	0.03	0.03
MgO	4.51	1.44	6.04	4.17	0.99	7.07	4.96	2.53	3.02	2.65	1.12	0.52
CaO	8.62	2.88	7.03	9.81	3.94	9.72	6.58	6.93	6.93	4.65	2.44	1.40
Na ₂ O	3.36	4.78	2.6	3.54	4.45	1.77	4.78	4.59	3.70	4.11	4.79	4.38
K ₂ O	0.42	0.71	1.76	1.19	0.98	0.27	1.78	1.63	1.50	1.86	2.53	3.14
P ₂ O ₅	0.15	0.07	0.17	0.51	0.08	0.256	0.656	0.3	0.26	0.18	0.14	0.04
П.п.п.	1.10	0.50	0.74	1.92	0.43	2.6	1.6	0.67	0.70	0.68	0.48	0.44
Сумма	99.70	99.96	98.34	99.56	99.8	99.86	99.84	99.89	98.92	100.60	100.59	100.23
Li	10.04	14.84	6.88	10.42	8.47	6.18	10.96	8.76	22.02	22.85	27.8	22.27
Rb	9.46	9.60	18.23	27.04	31.99	7.69	54.60	43.07	37.33	50.13	61	75
Cs	1.28	0.98	1.65	0.8	1.39	0.16	0.52	1.18	1.03	1.52	1.21	2.00
Be	0.54	0.71	0.60	0.91	1.4	0.38	1.36	1.7	1.28	1.26	1.50	1.75
Sr	504.7	727.1	573.6	889	679	440.2	814.0	961	878.10	552.93	732	438
Ba	202.6	510.3	335.6	363.6	310.8	84.73	466.5	873.5	466.4	498.9	1050	902
Sc	24.52	32.22	16.11	21.5	2.1	31.18	17.37	10.9	9.73	9.47	9	5
V	285.4	364.0	161.7	267	45	193.0	150.9	148	127.50	86.70	40	13
Cr	8.97	60.66	10.16	7	9	46.02	26.29	14	6.19	35.96	14	2
Co	30.50	29.97	9.72	28	5	28.23	20.99	15	16.09	10.72	5	1
Ni	2.38	18.10	4.49	9	4	34.36	28.59	10	6.40	23.69	4	2
Cu	60.30	55.41	39.04	72	42	96.72	23.92	23	33.70	15.15	18	9
Zn	49.79	56.34	33.23	97	28	76.25	74.98	79	57.88	43.52	64	27
Ga	16.30	18.72	14.56	21	14	16.82	17.85	21	20.09	18.13	25	20
Y	15.31	26.96	17.14	19	3	16.50	23.48	16	12.66	12.82	6	4
Nb	0.99	1.99	1.66	3.2	2.1	2.41	11.74	5.1	4.02	5.30	4.6	4.3
Ta	0.07	0.11	0.10	0.12	0.05	0.12	0.44	0.16	0.21	0.35	0.23	0.37
Zr	11.45	21.71	15.66	22.36	50.33	4.24	19.44	15.52	9.80	19.91	104	89
Hf	0.50	0.78	0.50	0.89	1.5	0.17	0.61	0.59	0.45	0.87	2.77	2.72
Mo	0.17	0.47	0.33	0.38	0.11	0.07	0.07	0.09	0.10	0.13	1.45	0.30
Sn	1.03	1.15	0.98	1.22	0.66	0.37	1.91	1.04	0.78	1.2	1.39	1.66
Pb	2.20	2.04	3.67	8.73	10.11	1.68	4.30	7.02	7.44	8.11	17	21
U	0.73	1.17	0.98	0.66	0.7	0.08	0.54	0.25	1.74	1.52	1.03	1.34
Th	1.29	1.82	2.47	1.91	11.55	0.22	1.26	0.98	4.51	4.18	7.73	6.40
La	9.20	14.67	8.34	24.24	34.67	4.41	19.72	28.33	22.14	15.44	22.4	15.21
Ce	23.55	45.95	19.81	49.95	66.11	9.77	47.88	56.75	41.48	29.86	46.8	31.17
Pr	3.51	6.11	2.57	6.49	5.62	1.44	6.34	6.91	6.19	3.83	4.00	3.05
Nd	15.96	30.06	11.46	27.69	17.06	6.80	26.50	26.51	26.04	15.01	13.4	10.37
Sm	4.14	7.45	2.64	5.86	2	1.83	4.88	5.21	4.89	3.36	2.39	1.87
Eu	1.21	2.01	0.80	1.94	0.56	0.68	1.38	1.58	1.49	0.83	0.87	0.55
Gd	3.45	6.47	2.50	5	1.25	2.11	3.83	4.06	3.76	2.37	2.03	1.46
Tb	0.47	0.85	0.42	0.71	0.15	0.34	0.54	0.6	0.46	0.38	0.23	0.17
Dy	2.94	4.94	2.95	3.69	0.83	2.26	3.39	3.12	2.70	2.22	1.10	0.83
Ho	0.58	0.92	0.62	0.7	0.15	0.48	0.67	0.58	0.51	0.46	0.19	0.14
Er	1.67	2.43	1.84	1.85	0.35	1.39	1.92	1.62	1.39	1.19	0.51	0.37
Tm	0.22	0.33	0.28	0.27	0.05	0.19	0.25	0.24	0.20	0.18	0.07	0.05
Yb	1.55	2.09	1.82	1.65	0.28	1.20	1.43	1.42	1.28	1.10	0.48	0.33
Lu	0.22	0.30	0.27	0.24	0.04	0.18	0.20	0.22	0.19	0.17	0.06	0.05

Примечание. 1 – габбро; 2 – трондьемит, продукт частичного плавления габбро “1” (ан. 1); 3 – дайка, слабо мигматизированная; 4, 5 – габбро и плагиогранит, продукт частичного плавления габбро; 6, 7 – раннее (6) и позднее (7) габбро; 8–10 – тоналиты (8, 9) и гранодиорит (10) – продукты частичного плавления габбро; 11, 12 – средние составы адамеллита и гранита – продуктов частичного плавления тоналита или гранодиорита. Н.о. – не определено.

Note. 1 – gabbro; 2 – trondhjemite, product of gabbro “1” partial melting; 3 – dike, slightly migmatized; 4, 5 – gabbro (4) and plagiogranite (5), product of partial gabbro melting; 6, 7 – early (6) and later (7) gabbro; 8–10 – tonalite (8, 9) and granodiorite (10) – products of partial melting of gabbro; 11, 12 – average compositions of adamellite and granite – products of partial melting of tonalite or granodiorite. H.o. – not determined.

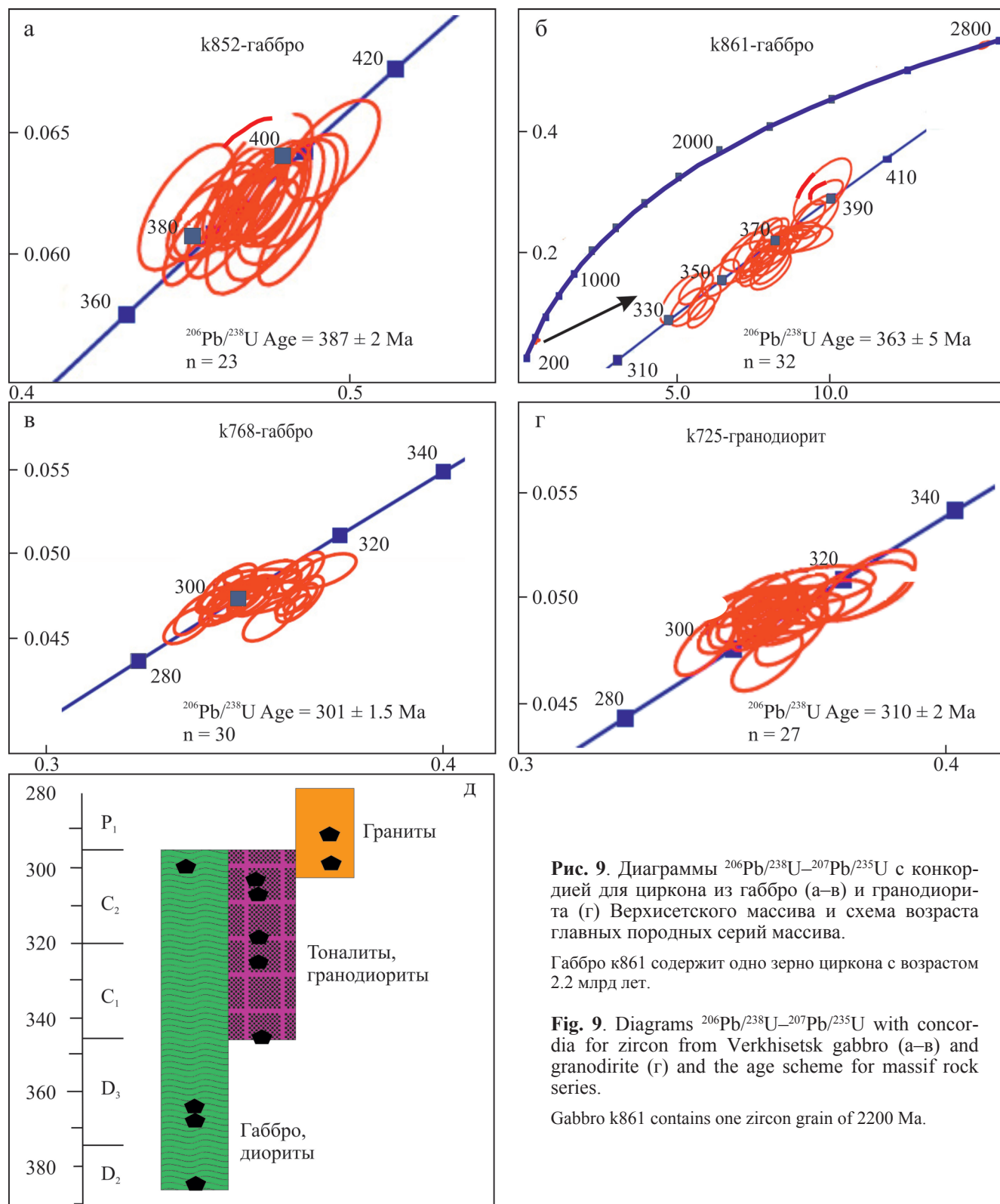


Рис. 9. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из габбро (а–в) и гранодиорита (г) Верхисетского массива и схема возраста главных породных серий массива.

Габбро к861 содержит одно зерно циркона с возрастом 2.2 млрд лет.

Fig. 9. Diagrams $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ with concordia for zircon from Verkhisetsky gabbro (a–в) and granodiorite (г) and the age scheme for massif rock series.

Gabbro k861 contains one zircon grain of 2200 Ma.

габброидов и продуктов их частичного плавления – на тренде M1. Продукты частичного плавления тоналитов и гранодиоритов, содержащих калиевый полевой шпат, а также их дифференциаты характеризуются обычным калифобным трендом M&F.

Более поздние этапы мигматизации в массиве не вскрыты, и мы можем судить о них только по ксенолитам в тоналитах, гранодиоритах или в синплутонических дайках, подобных показанным на рис. 10. В совокупности с изотопными параметрами пород

Таблица 6. Изотопные параметры и возраст циркона из пород Верхисетского массива

Table 6. Isotopy characteristics and age of zircon from the rocks of Verkhisetsk massif

№	Содержание, г/г			%		Отношение				Возраст, млн лет			
	U	Th	206Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
K852													
1.1	114.2	30.8	6.1	0.3	0.1	0.06165	0.00202	0.47345	0.01571	386	12.3	394	10.9
10.1	66.6	20.5	3.5	0.7	0.5	0.06152	0.00095	0.47324	0.00760	385	5.7	393	5.2
11.1	72.4	17.9	3.9	-0.3	0.1	0.06161	0.00151	0.45500	0.01415	385	9.1	381	9.9
12.1	117.8	23.2	6.3	-0.3	-0.1	0.06207	0.00146	0.46393	0.01142	388	8.8	387	8.0
13.1	179.4	42.4	9.4	0.3	0.2	0.06037	0.00124	0.47819	0.01006	378	7.6	397	6.9
14.1	119.9	25.3	6.5	0.2	0.2	0.06223	0.00137	0.47180	0.01181	389	8.4	392	8.2
15.1	89.1	28.7	4.9	0.6	0.2	0.06405	0.00157	0.49194	0.01509	400	9.5	406	10.3
16.1	628.4	119.1	33.6	0.0	0.0	0.06171	0.00112	0.46526	0.00928	386	6.8	388	6.4
17.1	255.5	50.2	13.7	0.3	0.0	0.06186	0.00121	0.47227	0.00994	387	7.4	393	6.9
18.1	1027.3	186.6	54.5	0.0	0.1	0.06129	0.00071	0.45796	0.00609	384	4.3	383	4.2
19.1	145.3	28.3	7.9	0.1	0.1	0.06271	0.00089	0.46948	0.00731	392	5.4	391	5.0
2.1	109.9	38.8	5.9	0.0	-0.1	0.06243	0.00172	0.48122	0.01538	390	10.5	399	10.6
20.1	626.7	118.3	33.8	0.0	0.0	0.06224	0.00137	0.46045	0.01027	389	8.3	385	7.2
21.1	61.5	15.0	3.4	0.4	0.1	0.06343	0.00162	0.47025	0.01522	397	9.8	391	10.6
22.1	84.1	20.4	4.5	0.4	0.1	0.06197	0.00186	0.47751	0.01599	388	11.3	396	11.1
23.1	221.7	67.9	11.8	0.1	0.0	0.06142	0.00085	0.45430	0.00640	384	5.1	380	4.5
3.1	167.4	55.8	8.9	-0.1	0.0	0.06119	0.00123	0.45017	0.01136	383	7.5	377	8.0
4.1	60.9	16.2	3.3	0.6	-0.1	0.06175	0.00188	0.44500	0.01530	386	11.5	374	10.8
5.1	124.0	48.2	6.6	0.8	-0.1	0.06107	0.00154	0.45687	0.01190	382	9.4	382	8.4
6.1	417.3	126.7	21.7	0.1	0.1	0.06010	0.00105	0.44569	0.00798	376	6.3	374	5.7
7.1	91.0	33.2	4.8	0.4	0.1	0.06134	0.00218	0.46808	0.01682	384	13.2	390	11.7
8.1	153.3	64.5	8.2	0.3	0.1	0.06206	0.00109	0.47414	0.00883	388	6.6	394	6.1
9.1	151.2	32.8	8.1	0.0	0.1	0.06187	0.00107	0.46756	0.00935	387	6.5	390	6.5
K768													
1.1	529.0	273.6	22.0	0.0	-0.1	0.04807	0.00073	0.33934	0.00535	303	4.5	297	4.1
10.1	368.7	176.0	15.2	0.0	0.2	0.04775	0.00075	0.34864	0.00572	301	4.6	304	4.3
11.1	244.4	185.4	10.1	0.0	0.2	0.04756	0.00047	0.33735	0.00373	300	2.9	295	2.9
12.1	496.2	154.7	20.3	0.0	0.1	0.04720	0.00071	0.33989	0.00577	297	4.4	297	4.4
13.1	98.5	57.6	4.1	-0.6	0.1	0.04761	0.00086	0.34290	0.00641	300	5.3	299	4.9
14.1	106.1	37.6	4.4	0.3	0.2	0.04787	0.00027	0.34465	0.00537	301	1.7	301	4.1
15.1	312.6	95.1	13.1	0.0	0.0	0.04838	0.00056	0.35542	0.00488	305	3.5	309	3.7
15.2	2006.0	1884.6	82.5	0.0	-0.3	0.04750	0.00041	0.34482	0.00329	299	2.5	301	2.5
16.1	2119.5	1417.5	87.4	0.5	0.3	0.04765	0.00054	0.36013	0.00440	300	3.4	312	3.3
2.1	1512.2	1084.9	61.5	0.1	-0.1	0.04702	0.00058	0.33823	0.00462	296	3.6	296	3.5
25.1	2382.3	2231.2	100.5	0.2	-0.1	0.04874	0.00066	0.35807	0.00526	307	4.1	311	4.0
26.1	741.6	549.0	30.0	0.2	-0.1	0.04679	0.00075	0.33229	0.00538	295	4.6	291	4.1
29.1	350.5	190.5	14.6	0.0	-0.1	0.04827	0.00041	0.34872	0.00333	304	2.6	304	2.6
3.1	1507.0	605.0	62.2	0.0	-0.1	0.04766	0.00031	0.33922	0.00231	300	1.9	297	1.8
30.1	172.1	58.7	7.1	0.1	0.0	0.04770	0.00068	0.35186	0.00818	300	4.3	306	6.1
31.1	205.2	131.8	8.6	0.0	0.1	0.04816	0.00040	0.34684	0.00740	303	2.5	302	5.5
32.1	313.5	127.0	13.0	0.1	-0.1	0.04778	0.00076	0.34703	0.00604	301	4.7	303	4.6
33.1	88.6	25.7	3.7	0.0	0.0	0.04870	0.00041	0.34963	0.00981	307	2.6	304	7.4
34.1	167.7	108.8	6.9	0.0	0.2	0.04757	0.00071	0.34271	0.00720	300	4.4	299	5.4
35.1	72.5	23.6	3.1	0.2	0.0	0.04905	0.00073	0.36683	0.00792	309	4.5	317	5.9
4.1	287.3	169.1	11.6	0.6	0.7	0.04650	0.00080	0.35183	0.00679	293	4.9	306	5.1
5.1	168.2	121.3	6.7	0.0	-0.3	0.04623	0.00072	0.33040	0.00622	291	4.4	290	4.8
6.1	293.4	167.2	12.0	0.0	-0.1	0.04712	0.00051	0.34073	0.00419	297	3.2	298	3.2
7.1	328.7	138.6	13.5	0.1	-0.2	0.04753	0.00054	0.33789	0.00525	299	3.3	296	4.0
8.1	277.6	131.8	11.4	0.3	0.1	0.04744	0.00051	0.35780	0.00432	299	3.2	311	3.3
K861													
1.1	244.5	212.8	12.0	0.0	0.0	0.05693	0.00118	0.42994	0.00918	357	7.2	363	6.5
10.1	126.0	55.0	6.0	-0.1	0.0	0.05509	0.00100	0.39802	0.00885	346	6.1	340	6.4
10.2	270.7	172.9	12.6	0.2	0.3	0.05358	0.00115	0.39434	0.00973	336	7.0	338	7.1
11.1	207.6	149.3	10.3	0.3	-0.2	0.05706	0.00117	0.43739	0.00941	358	7.1	368	6.7
11.1	772.4	901.1	40.6	0.1	-0.1	0.06078	0.00106	0.45609	0.00900	380	6.5	382	6.3

Таблица 6. Окончание

Table 6. Ending

№	Содержание, г/т			%		Отношение				Возраст, млн лет			
	U	Th	206Pb	f206_4	f206_8	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±	6Pb/8U	±	7Pb/5U	±
12.1	114.0	38.8	6.2	0.3	0.1	0.06300	0.00191	0.46365	0.01500	394	11.6	387	10.5
13.1	249.5	175.5	13.2	0.2	0.2	0.06090	0.00133	0.46044	0.01143	381	8.1	385	8.0
14.2	172.7	108.6	8.5	-0.1	-0.2	0.05653	0.00116	0.43679	0.01048	355	7.1	368	7.4
15.1	198.5	136.1	9.7	0.3	0.1	0.05665	0.00057	0.42541	0.00482	355	3.5	360	3.4
16.2	342.9	270.7	17.3	0.2	0.2	0.05844	0.00041	0.44605	0.00433	366	2.5	375	3.0
18.1	88.9	49.6	4.3	0.3	0.0	0.05594	0.00113	0.41078	0.00950	351	6.9	349	6.8
18.2	206.9	122.3	10.6	0.0	0.0	0.05918	0.00105	0.45085	0.01195	371	6.4	378	8.4
2.1	152.9	49.8	7.7	0.0	0.2	0.05813	0.00125	0.42757	0.01012	364	7.6	361	7.2
2.2	57.7	30.7	2.9	0.4	-0.4	0.05773	0.00116	0.42849	0.01725	362	7.1	362	12.3
20.1	86.5	44.3	4.5	0.3	0.0	0.05961	0.00051	0.44895	0.00825	373	3.1	377	5.7
20.2	172.9	114.0	8.5	0.0	0.5	0.05658	0.00078	0.42581	0.00682	355	4.7	360	4.9
21.1	228.4	129.3	11.4	0.2	0.2	0.05752	0.00106	0.43102	0.00864	361	6.4	364	6.2
22.1	254.9	212.0	13.1	0.3	0.5	0.05941	0.00099	0.43834	0.00771	372	6.0	369	5.5
23.1	87.9	44.6	4.5	-0.3	0.3	0.05889	0.00084	0.44821	0.01213	369	5.2	376	8.5
24.1	1175.6	1960.0	58.3	0.1	-0.3	0.05729	0.00071	0.43200	0.00590	359	4.3	365	4.2
26.1	37.9	11.6	17.6	0.1	0.0	0.53787	0.00542	14.3056	0.19187	2775	22.7	2770	12.8
27.1	230.4	184.4	11.7	0.2	0.1	0.05890	0.00077	0.44728	0.00610	369	4.7	375	4.3
28.1	79.9	35.2	4.1	0.3	0.3	0.05909	0.00096	0.45285	0.01600	370	5.8	379	11.3
3.2	145.3	82.4	7.2	0.1	0.3	0.05757	0.00151	0.42186	0.01165	361	9.2	357	8.4
30.1	83.5	43.7	4.2	0.4	0.0	0.05867	0.00072	0.44147	0.00709	368	4.4	371	5.0
31.1	65.9	27.4	3.6	-0.2	0.5	0.06289	0.00080	0.46586	0.00841	393	4.9	388	5.8
32.1	117.0	59.2	6.0	0.0	0.0	0.05931	0.00049	0.44394	0.00670	371	3.0	373	4.7
32.2	170.1	83.4	8.8	0.1	0.1	0.05946	0.00099	0.43424	0.00838	372	6.1	366	6.0
33.1	80.8	36.2	4.1	0.2	-0.1	0.05854	0.00119	0.43636	0.00976	367	7.3	368	6.9
4.1	72.5	42.1	3.6	0.0	-0.2	0.05762	0.00110	0.43706	0.00926	361	6.7	368	6.6
6.1	248.5	187.4	11.6	0.1	-0.2	0.05405	0.00106	0.40243	0.00838	339	6.6	343	6.1
7.1	248.0	247.8	11.6	-0.2	0.0	0.05425	0.00145	0.39035	0.01098	341	8.9	335	8.0
9.1	80.9	34.5	3.7	0.4	0.0	0.05311	0.00087	0.40067	0.00694	334	5.3	342	5.0
VI725													
1.1	149.3	67.3	6.3	0.9	0.0	0.04843	0.00113	0.35798	0.00876	305	6.9	311	6.6
1.2	326.9	145.9	14.3	0.0	0.1	0.05039	0.00061	0.36101	0.00577	317	3.7	313	4.3
10.1	154.5	85.1	6.6	0.1	0.3	0.04933	0.00076	0.36201	0.00859	310	4.7	314	6.4
11.1	280.6	141.7	12.0	0.1	0.2	0.04936	0.00080	0.35131	0.00670	311	5.0	306	5.0
12.1	136.9	73.4	5.9	0.0	0.4	0.04994	0.00056	0.35966	0.00626	314	3.4	312	4.7
13.1	158.4	95.8	6.6	0.2	0.0	0.04849	0.00083	0.34264	0.00734	305	5.1	299	5.6
14.1	149.4	79.8	6.3	0.4	0.1	0.04906	0.00097	0.34960	0.00967	309	5.9	304	7.3
15.1	195.1	115.6	8.3	0.5	0.2	0.04908	0.00098	0.35294	0.00800	309	6.1	307	6.0
16.1	138.0	78.0	5.8	0.3	0.5	0.04852	0.00058	0.35521	0.00689	305	3.6	309	5.1
17.1	184.6	109.6	7.8	0.0	0.3	0.04905	0.00104	0.34606	0.00824	309	6.4	302	6.3
18.1	244.7	131.4	10.5	-0.2	0.2	0.04951	0.00063	0.34419	0.00567	312	3.9	300	4.2
19.1	107.2	51.3	4.6	0.3	0.6	0.04987	0.00066	0.35078	0.01109	314	4.0	305	8.4
2.1	162.1	97.9	6.9	0.0	0.2	0.04921	0.00081	0.35239	0.00700	310	5.0	307	5.3
20.1	102.8	39.1	4.4	0.1	0.2	0.04967	0.00065	0.35175	0.00568	313	3.9	306	4.2
21.1	117.1	57.3	5.0	0.0	0.2	0.04981	0.00070	0.35420	0.00704	313	4.3	308	5.3
22.1	126.3	71.6	5.4	-0.4	0.0	0.04902	0.00060	0.35450	0.00577	309	3.7	308	4.3
24.1	165.7	99.8	7.0	0.6	0.1	0.04891	0.00070	0.35821	0.00730	308	4.3	311	5.5
25.1	140.3	76.3	5.7	0.0	0.4	0.04705	0.00103	0.35203	0.00856	296	6.4	306	6.4
26.1	275.9	193.7	11.4	0.2	-0.2	0.04782	0.00102	0.33701	0.00729	301	6.3	295	5.5
27.1	161.6	63.8	6.9	-0.2	0.2	0.04918	0.00063	0.35419	0.00754	310	3.9	308	5.7
3.1	118.1	45.1	5.1	0.7	0.5	0.04987	0.00088	0.36642	0.01080	314	5.4	317	8.1
4.1	108.0	41.3	4.7	-0.3	0.1	0.05038	0.00116	0.37495	0.01289	317	7.1	323	9.6
5.1	134.9	53.6	5.9	0.1	0.2	0.05066	0.00125	0.37696	0.01112	319	7.7	325	8.2
6.1	100.8	45.5	4.4	0.1	0.5	0.05063	0.00085	0.36407	0.01422	318	5.2	315	10.6
7.1	108.3	43.9	4.6	0.2	0.3	0.04952	0.00082	0.35124	0.00743	312	5.0	306	5.6
8.1	328.6	161.2	13.9	0.0	0.0	0.04872	0.00082	0.34942	0.00596	307	5.0	304	4.5

Примечание. Пояснения и условные обозначения см. в табл. 2.

Note. It is the same as to Table 2.

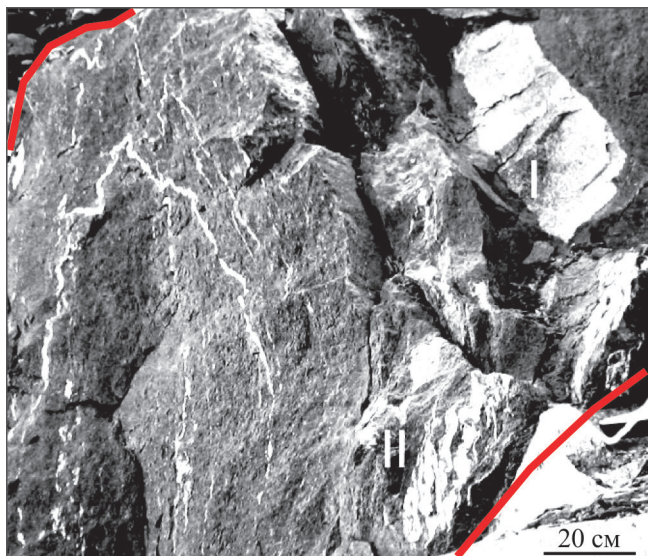


Рис. 10. Деталь строения дайки мигматизированного габбро в гранодиорите Верхисетского массива (заброшенный карьер на станции Исеть).

I – ксенолит гранодиорита, II – ксенолит мигматита. Красные линии в левом верхнем и правом нижнем углах фото – контуры дайки.

Fig. 10. The structure of the migmatized gabbro dyke in the granodiorite of the Verkhisetsk massiff (abandoned quarry at Iset railway station).

I – xenolith of granodiorite, II – xenolith of migmatite. Red lines in the upper left and lower right corners of the photo – contours of the dike.

первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704231\text{--}0.704371$, одинаковое для габброидов, гранодиоритов и гранитов, а также значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5126\text{--}0.5127$ для габбро и гранодиоритов и $0.5125\text{--}0.5128$ для гранитов [Bea et al., 1997] свидетельствуют о том, что субстратом гранитоидов служили роговообманковые габбро, претерпевшие мигматизацию и частичное плавление по изложенной выше схеме.

Поздние этапы мигматизации и анатексиса тоналитов и гранодиоритов прекрасно проявлены в **Каменском массиве** – латеральном аналоге Верхисетского [Рапопорт и др., 1980], расположенном в юго-восточной части ареала. Западная часть массива, представляющая его корневую зону, сложена полосчатыми мигматитами, восточная – слабо мигматизированными и гомогенными гранодиоритами, амаеллитами и гранитами.

Мигматиты хорошо вскрыты многочисленными выработками в районе четвертого блока Белоярской АЭС. Преобладают характерные полосчатые мигматиты (рис. 11а, б), валовый состав которых показан в табл. 7 (ан. 1) и отвечает гранодиориту. Породы такого состава, по-видимому, и являются протолитом мигматитов. Типичные составы меланосомы и лейкосомы полосчатых мигматитов

приведены в табл. 7 (ан. 2, 3). Полосчатая текстура мигматитов с мощностью отдельных прослоев не более 2–3 см свидетельствует о том, что на ранней стадии мигматизации перемещение анатектического расплава преимущественно ограничивалось небольшим расстоянием, определяющим полосчатый тип текстуры [Brown et al., 1995]. По мере приближения состава лейкосомы к гранитному (табл. 7, ан. 4) формы ее обособления нарушают правильную полосчатость мигматита и приобретают форму жил (рис. 11б). В жилах, а также во всех более или менее крупных (до первых метров) интрузивных телах в мигматитах граниты обогащены калием по сравнению с близкими по содержанию кремнезема породами лейкосомы. Судя по составам сосуществующих роговых обманок и плагиоклазов [Бородина и др., 2009], мигматизация в массиве происходит при давлении 9–8 кбар (см. рис. 3).

Как и во всех рассмотренных выше случаях, мигматиты прорываются в разной степени мигматизированными дайками микрогаббро и микродиоритов (табл. 7, ан. 5–7).

Возраст циркона из гранита (300) и мигматита (429 млн лет) свидетельствует о том, главный этап мигматизации и образования гранитного расплава отвечает возрасту 297–300 млн лет (рис. 12). Более древние возрасты, по-видимому, принадлежат реликтовому циркону гранодиоритового протолита, а более молодые – этапам эволюции вторичного анатектического расплава. Последние соответствуют возрасту гранитов Адуйского массива [Краснобаев и др., 2006]. Рассмотренные мигматизация и связанное с ней частичное плавление в Каменском массиве завершают процесс магмообразования по исходно базитовому (амфиболовое габбро) субстрату в Верхисетском ЦДЭА.

Участие допалеозойской коры в магмообразовании удастся проследить в **Крутихинском массиве**. Небольшой по размерам массив вскрыт в гранитном карьере размером 400 × 400 м, расположенном в западном экзоконтакте Адуйского массива на площади распространения допалеозойских пород (см. рис. 1) в районе пос. Крутиха. Обнаженная часть массива сложена кварцевыми диоритами (табл. 7, ан. 8, 9), серыми мелкозернистыми гнейсовидными амаеллитами и гранитами (ан. 10, 11) и прорывающими их розовыми более крупнозернистыми и пегматоидными гранитами. Первые две группы пород отличаются пестрым составом вследствие ясно проявленных процессов мигматизации и частичного плавления.

В отличие от полосчатых мигматитов Каменского массива, протолит в которых имеет тоналит-гранодиоритовый состав, в Крутихинском протолитом мигматитов служили породы амаеллит-гранитного состава. Вследствие этого наблюдаются высокая степень плавления, достигающая, судя по текстурным особенностям анатектических гра-

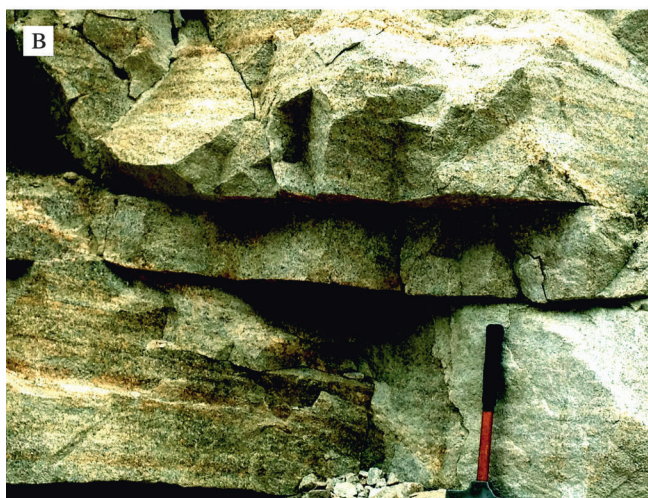


Рис. 11. Фото мигматитов Каменского (а, б), Крутихинского (в, г) массивов и мигматизированной диоритовой дайки, прорывающей гранитные мигматиты (д).

Пояснения см. в тексте.

Fig. 11. Photos of Kamensk (a, б), Krutikha (в, г) migmatites massifs and migmatized diorite dyke that cuts granite migmatites (д).

See text for other explanation.

нитов, 80–90%, и обычно слабое проявление мигматитовой текстуры (см. рис. 11в). Степень плавления кварцевых диоритов существенно ниже и, по визуальной оценке и масс-балансовым подсчетам, не превышает 20–30%. В результате их мигматизации образуются четкие мигматиты с хорошо выраженной меланосомой и лейкосомой (см. рис. 11г). Полосчатые граниты обычно залегают полого. В крутых дайках ориентировка текстурных неоднородностей тоже совпадает с залеганием пород. Жилы анатектических гранитов имеют пологое и крутое залегание. В них обычны многочисленные ксе-

Таблица 7. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Каменского (1–7) и Крутихинского (8–11) массивов

Table 7. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in the rocks of Kamensk (1–7) and Krutikha (8–11) massifs

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ пробы	429	417б	417а	320	421б	421а	430	34	61	38	36
SiO ₂	68.77	52.67	68.49	72.07	53.42	63.76	63.43	61.94	66.23	69.91	73.86
TiO ₂	0.41	1.35	0.40	0.02	0.26	0.31	0.67	0.69	1.08	0.51	0.23
Al ₂ O ₃	15.19	17.32	15.98	15.56	11.92	13.71	15.73	14.72	14.59	14.95	14.08
Fe ₂ O ₃	3.05	4.57	1.78	0.48	5.57	3.21	2.20	3.47	2.59	1.60	1.18
FeO	0.35	4.9	1.0	0.72	5.0	2.7	2.20	2.50	2.80	1.10	0.50
MnO	0.04	0.13	0.06	0.00	0.21	0.13	0.07	0.10	0.09	0.04	0.02
MgO	1.77	5.24	1.17	0.39	9.63	5.15	2.81	4.88	1.61	0.88	0.40
CaO	3.01	4.41	3.18	1.02	8.77	5.99	3.31	5.93	3.28	2.10	1.35
Na ₂ O	4.91	2.5	4.3	4.97	1.9	2.7	4.76	2.82	4.04	4.15	3.65
K ₂ O	1.95	3.94	2.96	4.91	1.59	1.22	3.21	1.77	2.00	3.34	4.43
P ₂ O ₅	0.15	0.67	0.17	0.00	0.01	0.03	0.55	0.15	0.76	0.19	0.05
П.п.п.	0.50	1.79	0.40	0.11	1.10	0.57	0.80	0.90	0.50	1.00	0.30
Сумма	100.1	99.49	99.90	100.3	99.38	99.49	99.74	99.87	99.57	99.67	99.75
Li	18.68	67.39	11.75	7.25	12.81	20.73	20.22	28.01	47.62	32.90	22.19
Rb	42.01	120.6	35.63	86.40	20.42	26.92	57.98	110.0	203.0	178.0	198.0
Cs	1.46	6.43	0.83	1.20	2.29	2.87	1.55	6.53	4.72	2.81	1.09
Be	0.92	1.29	1.11	4.18	0.46	0.38	1.50	2.54	3.09	4.55	1.94
Sr	547.2	793.6	931.6	137.6	201.7	135.2	1025	348.0	958.1	621.7	167.3
Ba	520.9	483.5	1652	255.5	115.3	103.8	995.3	398.7	1152	1204	621.2
Sc	4.22	10.99	7.12	2.12	21.70	39.34	6.56	18.07	5.70	2.52	1.95
V	35.86	135.1	41.58	4.07	94.68	164.8	58.58	100.9	85.16	32.42	13.07
Cr	10.64	94.48	29.02	4.24	138.3	427.7	19.75	149.5	15.83	8.32	5.55
Co	5.28	22.54	5.54	0.40	19.97	37.07	7.88	22.79	10.42	4.49	1.70
Ni	5.82	57.54	14.31	0.00	25.84	60.76	16.91	56.97	10.82	4.51	1.78
Cu	29.23	109.5	40.17	39.58	10.86	5.36	18.57	7.77	41.69	17.03	5.37
Zn	24.53	100.4	48.44	0.00	33.87	55.91	37.73	69.15	96.16	122	45.03
Ga	15.29	22.16	13.13	19.52	11.68	12.17	15.44	19.43	19.61	21.55	25.70
Y	5.64	12.25	8.85	8.57	10.70	6.10	10.66	23.54	12.03	5.84	4.11
Nb	3.40	9.24	10.31	3.23	0.81	0.78	17.17	11.77	15.90	12.36	9.99
Ta	0.30	0.35	0.49	0.62	0.05	0.03	0.93	1.01	0.828	0.52	0.59
Zr	50.05	11.46	19.02	98.66	20.34	13.86	67.83	32.56	189.1	84.95	106.5
Hf	1.42	0.62	0.89	4.43	0.97	0.89	1.80	1.29	4.18	2.14	2.78
Mo	0.10	0.41	0.89	0.14	0.10	0.29	0.28	0.37	0.22	0.11	0.19
Sn	1.21	1.63	0.96	0.50	0.44	0.51	1.43	2.48	2.35	3.31	3.83
Tl	0.51	1.34	0.89	0.56	0.33	0.22	0.52	0.76	1.22	0.86	0.86
Pb	10.28	11.42	18.08	58.73	7.97	5.46	12.60	13.71	21.57	28.42	40.52
U	1.47	3.49	2.40	35.12	0.34	0.21	1.80	1.78	5.88	2.91	3.18
Th	4.78	4.39	4.00	7.52	0.32	0.19	5.37	2.39	13.07	20.98	12.48
La	19.31	36.73	29.50	8.24	2.36	1.90	41.98	15.20	63.94	56.87	22.94
Ce	37.17	77.96	60.83	13.78	6.43	4.88	82.71	27.55	122.3	102.7	49.32
Pr	4.07	9.12	6.75	1.37	0.97	0.64	9.19	3.81	14.69	10.44	5.45
Nd	14.93	36.37	24.82	4.29	5.01	2.98	32.60	15.81	52.17	33.44	19.51
Sm	2.75	5.77	3.76	0.92	1.58	0.88	5.19	4.00	7.86	4.52	3.48
Eu	0.71	1.49	0.99	0.28	0.43	0.43	1.27	1.00	1.90	1.03	0.77
Gd	1.35	4.12	2.43	0.88	1.91	1.12	2.17	4.14	4.53	2.37	2.00
Tb	0.22	0.49	0.32	0.17	0.32	0.18	0.39	0.67	0.51	0.25	0.21
Dy	1.27	2.87	1.94	1.28	2.30	1.29	2.35	4.16	2.72	1.32	0.98
Ho	0.23	0.51	0.36	0.31	0.50	0.29	0.44	0.83	0.45	0.20	0.15
Er	0.64	1.36	0.96	1.11	1.46	0.83	1.23	2.43	1.10	0.52	0.39
Tm	0.08	0.19	0.14	0.21	0.23	0.13	0.16	0.34	0.14	0.06	0.05
Yb	0.47	1.11	0.88	1.54	1.58	0.87	1.01	2.20	0.77	0.37	0.30
Lu	0.07	0.16	0.12	0.28	0.23	0.13	0.14	0.32	0.11	0.05	0.04

Примечание. 1 – валовый состав мигматита; 2 – меланосома; 3 – лейкосома; 4 – жильный гранит; 5 – дайка мигматизированного габбро; 6 – лейкократовое обособление в ней; 7 – дайка, практически не мигматизированная; 8, 9 – кварцевые диориты; 10 – адамеллит; 11 – гранит.

Note. 1 – bulk composition of migmatite; 2 – melanosome; 3 – leukosome; 4 – veined granite; 5 – dike of migmatized gabbro; 6 – leucocratic isolation in it; 7 – unmigmatized dike; 8, 9 – quartz diorites; 10 – adamellite; 11 – granite.

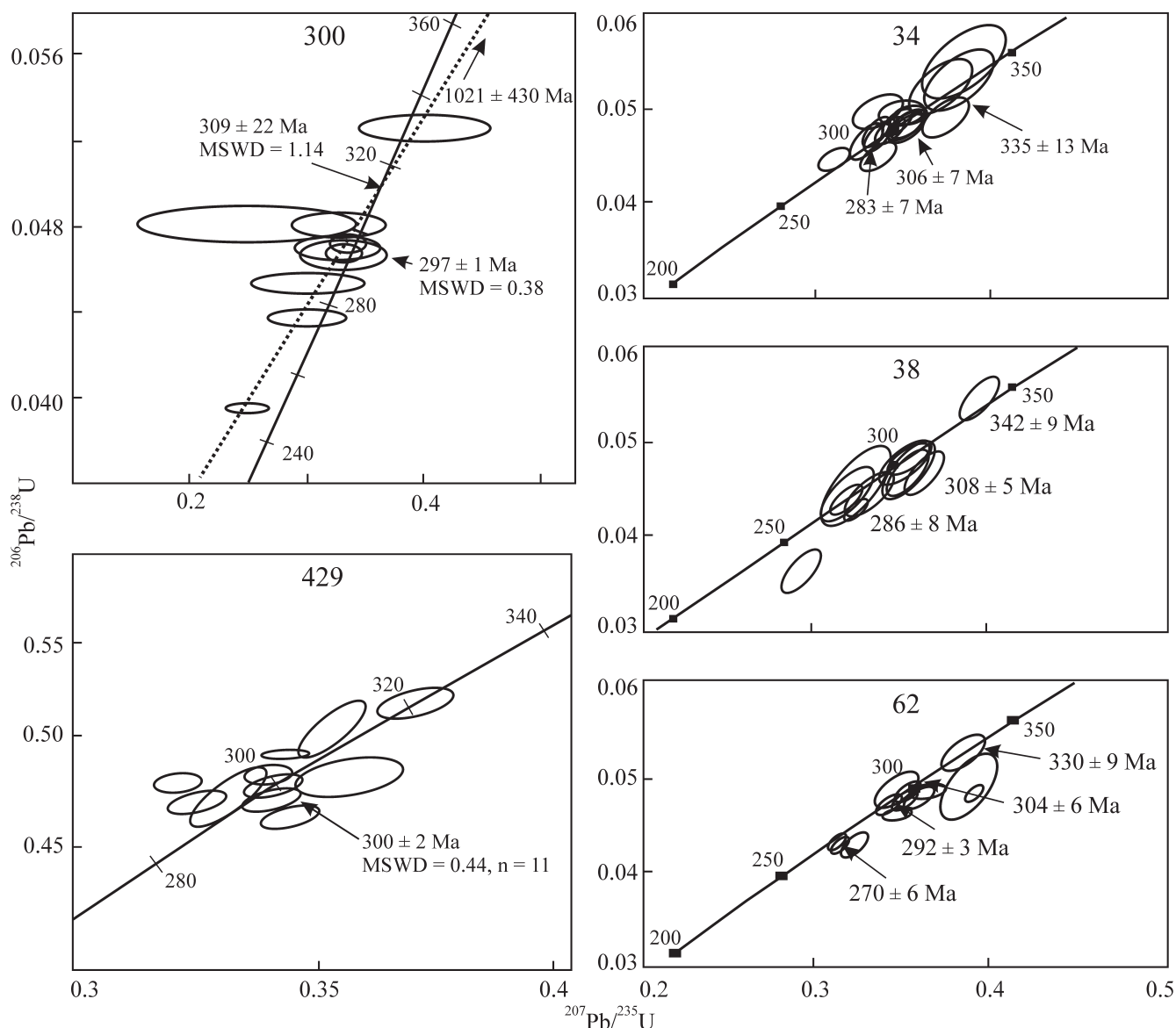


Рис. 12. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для циркона из гранита (300) и мигматита (429) Каменского массива и из кварцевого диорита (34), гранита (38) и пегматоидного гранита (62) Крутихинского массива.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 12. Diagrams $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ with concordia for zircon of granite (300) and migmatite (429) from Kanensk massif and quartz diorite (34), granite (38) and pegmatitic granite (62) from Krutikha massif.

See text for other explanation.

нолиты диоритов и гранодиоритов, в разной мере переработанных.

Кварцевые диориты залегают в виде дайкообразных крутых тел в прорывающих их серых мигматизированных гранитах, расчлняясь последними на ряд блоков (см. рис. 11д). Они представляют собой синплутонические дайки, внедрившиеся в гранитоиды во время их мигматизации. Подобные дайки – обязательные элементы во всех

проявлениях коровой магмогенерации, описанных выше.

Судя по составам сосуществующих минералов [Замятина, 2016], мигматизация, частичное плавление и кристаллизация расплавов происходили в интервале давлений 5–6 кбар (см. рис. 3).

Цирконы для определения возраста были выделены из всех трех главных разновидностей пород массива: кварцевого диорита 34, мелкозернистого

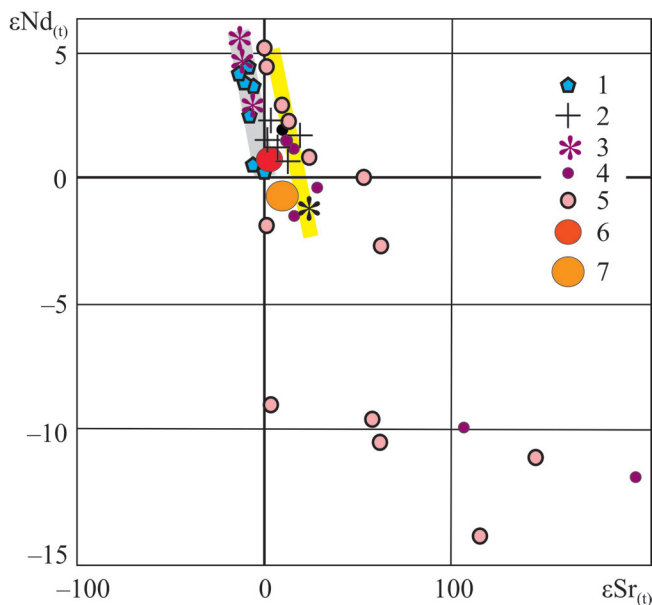


Рис. 13. Диаграмма $\epsilon Nd(t)-\epsilon Sr(t)$ для девонско-пермских габбро и гранитоидов Урала.

1 – мигматизированные габбро и гранитоиды Сыро-станского массива; 2 – габбро, гранодиориты и граниты Верхисетского массива; 3, 4 – кварцевые диориты (3) и граниты (4) Крутихинского массива; 5 – граниты Адуйского и Мурзинского массивов; 6, 7 – области скопления точек составов гранитов Джабыкского (6) и Челябинского (7) массивов.

Серая линия – мантийный тренд, пунктирная линия – тренд уральских палеозойских магматитов, производных коровой магмогенерации. Эти тренды практически совпадают. Отклонение от них части точек гранитов Крутихинского, Мурзинского и Адуйского массивов объясняется тем, что протолит этих гранитов – докембрийские породы фундамента Уральского орогена. 1, 2, 5–7 – по данным [Bea et al., 2002]; 3, 4 – анализы выполнены в ИГГ УрО РАН, аналитики Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкая).

Fig. 13. Diagram $\epsilon Nd(t)-\epsilon Sr(t)$ for the Devonian-Permian gabbro and granitoids of the Urals.

1 – migmatized gabbro and granitoids of the Syrostan massif; 2 – gabbro, granodiorites and granites of the Verkhisetsk massif; 3, 4 – quartz diorites (3) and granites (4) of the Krutikha massif; 5 – granites of the Adui and Murzinka massifs; 6, 7 – area of the granites from Dzhabyk (6) and Chelyabinsk (7) massifs.

The gray line is the mantle trend, the dashed line is the trend of the Ural Pz crust magmatic rocks. Pay attention to the practical coincidence of these trends. The deviation from them of a part of Krutikha, Murzinka and Aduy granites is explained by the fact that the protolith of these granites is the Precambrian rocks of the basement of the Uralian orogen. 1, 2, 5–7 according to data [Bea et al., 2002]; 3, 4 – analyzes were performed at the Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, analysts N.G. Soloshenko, M.V. Streletskaya).

гранита 38 и пегматоидного гранита 62 (Вишнякова и др., 2017). Облик циркона в названных породах близок. Преобладают удлиненные призматиче-

ские зерна магматического облика с хорошо выраженной зональностью. Во всех трех пробах цирконы полихронны (см. рис. 12). В кварцевом диорите 34 выявлены три группы циркона с возрастом 335 ± 12.7 , 306.4 ± 7 и 283.2 ± 7.3 млн лет. Сходные группы в мелкозернистом граните 38: 342 ± 9 , 307.8 ± 5.2 и 286.1 ± 8.1 млн лет и в пегматоидном граните 62: 329.6 ± 9.3 , 303.9 ± 5.8 , 292.4 ± 2.6 и 270.3 ± 5.6 . Наиболее молодой циркон в пегматоидном граните отвечает времени формирования большей части гранитов Адуйского массива.

Хорошее совпадение цирконового возраста мигматизации в Каменском и Крутихинском массивах однозначно свидетельствует о том, что время анатектического гранитообразования в северо-западном мегаблоке отвечает 306–292 млн лет.

Изотопные параметры Sr и Nd (рис. 13) указывают на наличие двух источников гранитов Крутихинского массива. Протолитом гранитов с низкими значениями ϵSr и положительными $\epsilon Nd(t)$ ($\epsilon Sr(t) < 20$, $\epsilon Nd(t) = 1.5-2$) служили те же палеозойские породы, что для гранитов Верхисетского и Каменского массивов, а протолитом гранитов с более высокими значениями ϵSr и отрицательными значениями ϵNd ($\epsilon Sr(t) > 100$, $\epsilon Nd(t) = \text{от } -10 \text{ до } -13$) – метаморфические породы допалеозойского возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как свидетельствуют изложенные выше данные, коровое магмообразование в эпикоеаническом надсубдукционном орогене происходит как в реликтовой океанической, так и в новообразованной коре. В первом случае образуются небольшие тела практически бескальциевых плагиогранитов, во втором – крупные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные и существенно гранитные массивы. Установлено, что образование новой коры и магмогенерация в ней происходят в результате мантийно-корового взаимодействия, которое осуществляется в областях длительного водного базитового магматизма, от начала и до конца сопровождающего коровое магмообразование. В этих областях формируются центры длительной (до 100 млн лет и более) эндогенной активности, продуктом деятельности которых являются габбро-гранитоидные и гранитоидные массивы.

Роговообманковые габброиды массивов – продукты водного базитового магматизма, которыми начинается формирование ГТГГ массивов, обладают рядом вещественных и структурных особенностей, сближающих их с метаморфическими породами. Среди них: 1) наличие аллотриоморфнозернистого агрегата, состоящего из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и эпидота, цементирующего более крупные зерна плагиоклаза и роговой обманки, гнейсовидная и мигматитовая текстура; 2) кислый состав плагиоклаза в габброидах, свойственный, скорее, амфиболитам, чем магматическим по-

родам; 3) обычное присутствие эпидота, типичного минерала амфиболитов; 4) уравнишенность минерального парагенезиса габбрового протолита и гранитоидного мобилизата. Основными критериями определения природы пород в этом случае являются геологические. Роговообманковые габброиды обладают такими ясными признаками магматических пород, как интрузивное залегание, контактное воздействие, фракционная кристаллизация.

Магмообразование осуществляется по базитовому и более кремнекислому субстрату через мигматиты, прорванные базитовыми дайками, в том числе синплутоническими. Такие дайки – продукты водного мантийного базитового магматизма – синхронны с мигматизацией и частичным плавлением, и поэтому сами в той или иной мере мигматизированы. Они являются индикаторами высокой активности мантии – поставщика энергии и вещества в зону коровой магмогенерации. В рамках рассмотренной модели наличие базитовых синплутонических даек – обязательный признак областей корового магмообразования.

Во всех рассмотренных выше примерах каждый эпизод мигматизации и сопровождающего частичного плавления включает два главных этапа: 1) самопроизвольное частичное плавление (мигматизация) продуктов водного базитового магматизма – роговообманковых габбро и диоритов, в результате частичного плавления которых образуются расплавы тоналитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава; 2) частичное плавление продуктов кристаллизации названных гранитоидных расплавов, формирующее массивы адамеллитового и гранитного состава.

Анатексис происходит в области термальной стабильности биотита и частично роговой обманки. При отсутствии в составе протолита калиевого полевого шпата главным носителем калия в протолите является устойчивый в зоне магмообразования биотит, что приводит к когерентному поведению калия и появлению плагиогранитных кремнекислых мобилизатов. Малокалиевые гранитоиды – характерная порода ранних стадий формирования всех ГТГ массивов. И лишь на последующих этапах мигматизации, когда протолитом становятся калишпатсодержащие тоналиты и гранодиориты, образуются нормальные гранитные расплавы. Результат – наличие положительного и отрицательного трендов в координатах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (см. рис. 6). Ранние этапы мигматизации и корового магмообразования происходят при давлении 9–8 кбар, поздние – при 5–3 килобарах (см. рис. 3).

Все продукты анатексиса характеризуются более низкой магнезиальностью роговой обманки по сравнению с сосуществующим биотитом, тогда как в сериях магматических пород, образованных фракционированием, соотношение составов этих минералов обратное. В ходе фракционирования обычно

растет фугитивность кислорода [Ферштатер, 1987]. Роговая обманка при этом частично окисляется и ее магнезиальность увеличивается за счет обособления части железа в магнетите (принцип феррофаций), а биотит, как более устойчивый к окислению [Borodina, Fershtater, Votyakov, 1999], сохраняет свой состав, оказываясь более железистым. Анатексис же, как отмечалось, происходит в области устойчивости биотита и роговой обманки в безмагнетитовой феррофации, что и обеспечивает наблюдаемое соотношение магнезиальности данных минералов. Водным типом анатексиса обусловлено обычное присутствие в габбро и гранитоидах эпидота, ассоциирующего с плагиоклазом An_{10-40} .

Высокое содержание воды в исходном расплаве роговообманковых габбро приводит к быстрому росту ее концентрации в остаточном расплаве в ходе кристаллизации. При начальном содержании воды в расплаве 3 мас. %, что совпадает с минимальными оценками водонасыщенности современных надсубдукционных базитовых расплавов [Коваленко и др., 2000; Eliot et al., 1997; Grove et al., 2002], на конечных стадиях кристаллизации оно возрастает до 8–10 мас. %, если кристаллизация происходит при давлении не ниже 4–5 кбар (рис. 14а). При этом температура солидуса понижается примерно на 100–150°C, что вызывает повторное плавление уже твердых фаз системы (в первую очередь плагиоклаза) с образованием гранитоидных мобилизатов (автомигматизация). Таким образом, главный источник энергии для частичного плавления габбро заключен в самом исходном расплаве, что и позволяет определить процесс как самопроизвольный. $P\text{--}T$ параметры процесса показаны на рис. 14б.

Изложенные выше оценки давления по роговообманково-плагиоклазовому барометру и независимые данные по составу котектик гранитных мобилизатов свидетельствуют о том, что перепад давления от области магмогенерации до магматической камеры, занятой сейчас массивом, где происходит окончательное затвердевание магмы, составляет не менее 7–5 кбар (15–20 км). Происходящие на этом пути трансформации выражаются в том, что породы приобретают мигматитовый облик и подвергаются деформации [Rushmer, 1995; Rutter, Neumann, 1995]. Направление таких автономных синкинематических гнейсовидных структур обычно не совпадает с направлением гнейсовидности во вмещающих породах и с региональным планом деформаций, что мы и наблюдаем, например, в Сыростанском массиве. Гранитоидные же мобилизаты обособляются обычно в виде линзовидных, прожилковых или неправильной формы участков в базитовой матрице. Продолжающееся поступление водной базитовой магмы из глубинных магматических очагов приводит к образованию сложных взаимоотношений между породами, когда дайки роговообманковых габброидов пересекают такие же по

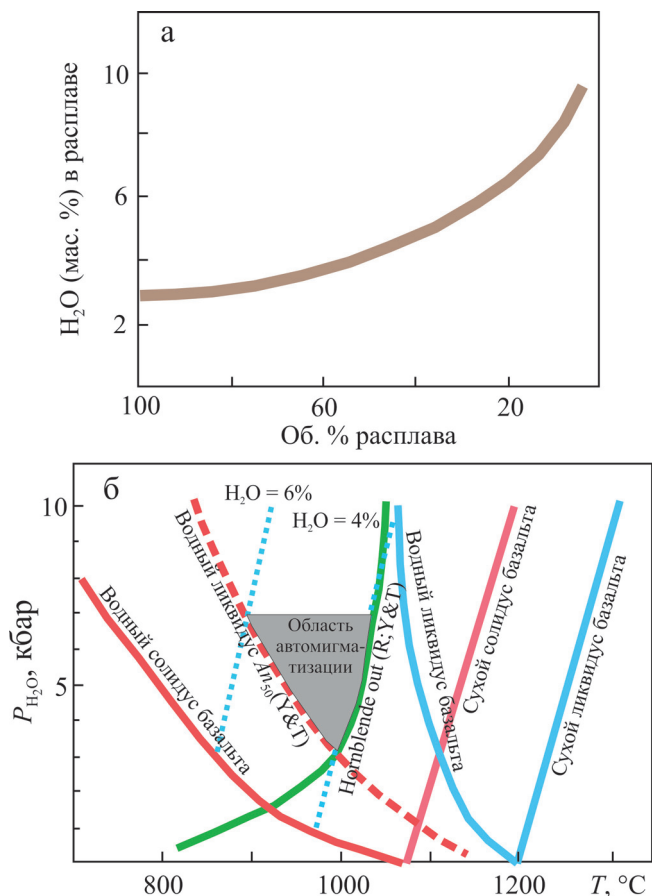


Рис. 14. Оценка содержания воды (мас. %) в кристаллизующемся расплаве роговообманкового габбро в зависимости от количества расплава (об. %) (а) и P - T условия анатексиса роговообманкового габбро (б).

а – рассчитано из предположения, что первоначально кристаллизуется 10% роговой обманки, а затем смесь из 60% роговой обманки + 40% плагиоклаза. Внесены небольшие поправки, исходя из экспериментальных данных по плавлению амфиболитов [Wolf, Wyllie, 1995].

б – положение солидуса и ликвидуса базальтов по данным разных авторов. Водный ликвидус лабрадора An_{50} и граница устойчивости роговой обманки – по данным [Yoder, Tilley, 1962]. Последняя граница уточнена по данным [Rushmer, 1995].

Fig. 14. The water content (wt %) in the crystallizing melt of the hornblende gabbro, depending on the amount of melt (vol. %) (a) and P - T conditions for the anatexis of hornblende gabbro (b).

а – Calculated on the assumption that 10% of hornblende initially crystallizes, followed by a mixture of 60% hornblende + 40% plagioclase. Small corrections are made, starting from experimental data on the melting of amphibolites [Wolf, Wyllie, 1995].

б – The position of basalt solidus and liquidus – according to different authors. The An_{50} liquidus and the stability limit of the hornblende are according to data [Yoder, Tilley, 1962]. The last boundary is refined according to data [Rushmer, 1995].

составу габбро, в том числе “мигматизированные” и гнейсовидные, а также и гранитоиды разных магматических импульсов.

Продукты мантийно-корового магматизма в пределах восточного склона Урала обладают ярко выраженной латеральной зональностью, которая фиксируется ростом содержаний большинства некогерентных редких элементов в восточном направлении по мере углубления зон субдукций [Ферштадтер, 2013]. Эта зональность связана, в первую очередь, с ростом фертильности мантийного источника, которая в результате мантийно-корового взаимодействия по изложенной схеме передается и продуктам корового магматизма. Представление об изотопном составе мантии дают изотопные параметры ее производных (габбро и диоритов), которые демонстрируют ясное повышение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ с удалением от основного структурного элемента Урала – Главного Уральского разлома (ГУР) (рис. 15).

Серии пород, образованных по предлагаемой модели (рис. 16), обладают примерно одинаковыми изотопными параметрами. В таких ГТГГ массивах, как Верхисетский (тренд 4), Каменский (3),

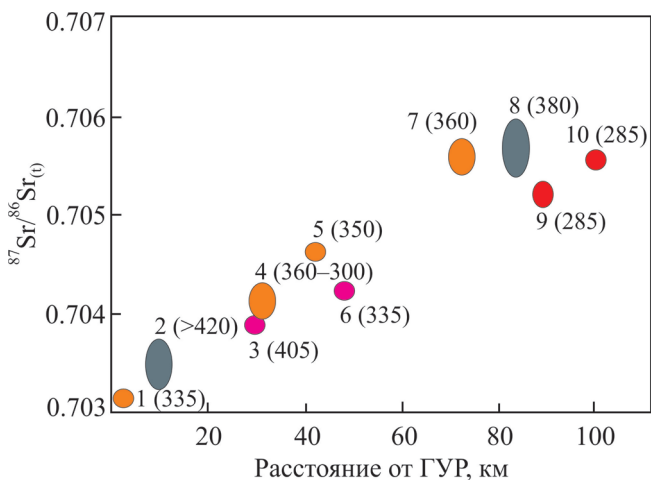


Рис. 15. Расстояние от ГУР– $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ для габбро и диоритов.

Овалами обозначены интервалы значений для отдельных массивов: 1 – Сыростанский, 2 – Кытлымский массив Платиноносного пояса (тылаиты, габбро-нориты), 3 – Ауэрбаховский, 4 – Верхисетский, 5 – Петропавловский, 6 – Магнитогорский, 7 – Челябинский, 8 – Сахаринский, 9 – Степнинский, 10 – Мочагинский. Цифры в скобках – возраст (млн лет).

Fig. 15. Distance from Main Uralian Fault– $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ for gabbro and diorites.

Ovals mark the position of massifs: 1 – Syrostan, 2 – Kytlym (gabbro-norites from the Ural Platinum Belt), 3 – Auerbakh, 4 – Verkhiset, 5 – Petropavlovsk, 6 – Magnitogorsk, 7 – Chelyabinsk, 8 – Sakhara, 9 – Stepninsk, 10 – Mochagi. Numbers in brackets are the ages (Ma).

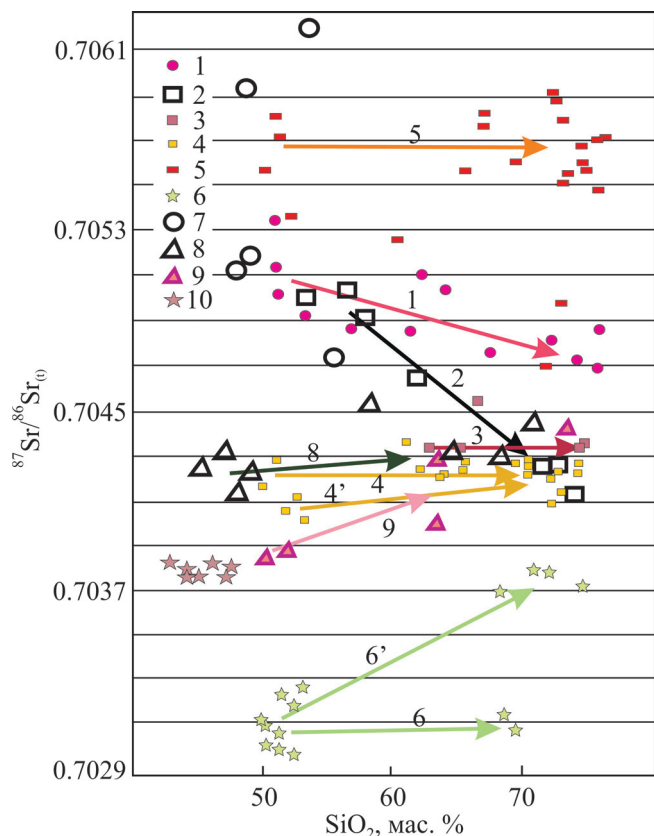


Рис. 16. Диаграмма SiO_2 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для палеозойских интрузивных пород Среднего и Южного Урала.

Массивы: 1 – Степнинский, 2 – Джабыкский и Мочагинский, 3 – Каменский, 4 – Верхисетский, 5 – Челябинский, 6 – Сыроостанский, 7 – Сахаринский, 8 – Магнитогорский, 9 – Ауэрбаховский, 10 – тилаиты Платиноносного пояса. Линиями со стрелками обозначены тренды пород из разных массивов. Цифры около стрелок соответствуют номерам массивов в легенде. Пояснения см. в тексте.

Fig. 16. Diagram of SiO_2 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for Paleozoic intrusive rocks of the Middle and Southern Urals.

Massifs: 1 – Stepninsk, 2 – Dzhabyk and Mochagi, 3 – Kamensk, 4 – Verhsetsk, 5 – Chelyabinsk, 6 – Syrostan, 7 – Sakhara, 8 – Magnitogorsk, 9 – Auerbakh, 10 – tylaite of the Platinum Belt. The lines with arrows indicate the trends of rocks from different massifs. The numbers near the arrows correspond to the numbers of the massifs in the legend. Explanations see in the text.

Челябинский (5), Сыроостанский (6), ярко проявлен тренд постоянства в широком интервале значений SiO_2 от габбро до гранита. По-видимому, этот признак может быть использован как доказательство ведущей роли мигматизации и частичного плавления базитов в происхождении гранитоидов. В тех сериях, где большая часть гранитоидов образована в результате фракционирования базитовой магмы, первые характеризуются заметно большим со-

держанием радиогенного стронция (тренды 8, 9). Можно полагать, что большая часть гранитов Сыроостанского и Верхисетского массивов, лежащих на трендах 4' и 6', также имеет дифференциационное происхождение [Ферштатер и др., 2000]. Следует обратить внимание и на то, что в таких массивах, как Степнинский (тренд 1) и Джабыкский (тренд 2), где геологически связь основных и кислых по составу пород не проявлена, тренды фиксируют отрицательную связь $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ и SiO_2 [Bea et al., 2005; Ферштатер, 2013].

Последовательность основных магматических событий, определяющих закономерности и тренд эволюции палеозойского Уральского складчатого пояса, показана на рис. 17. Ее обоснование читатель найдет в ряде уже опубликованных работ [Ферштатер, 2013, 2015; Fershtater, 2013]. В различных зонах Урала была своя специфика магматизма, но на рис. 17 отражен главный тренд, те события, которые определяли эволюцию орогена как единого целого, единой геотектонической структуры. Смена во времени мантийного маловодного магматизма водным, а последнего мантийно-коровым и коровым представляет собой тренд самопроизвольной эволюции, тогда как его нарушения обусловлены обычно вмешательством дополнительных внешних факторов, таких, например, как плюм [Цыганков и др., 2016].

Основной вывод из приведенного материала заключается в том, что массовое формирование новой земной коры Уральского подвижного пояса и магнеообразование в ней были инициированы сменой маловодного мантийного магматизма водным. Обращает на себя внимание то, что начало корового магнеообразования совпадает со средними этапами развития Тагильской островной дуги, т. е. с интенсивной дегидратацией субдукционного слэба, а масштабный водный магматизм и сопряженная коровая магнеогенерация – с аналогичными этапами эволюции Магнитогорской дуги (см. рис. 17). Можно полагать, что гидратация мантийного клина – главного источника магматизма – осуществлялась флюидами, рождающимися в субдуцируемом слэбе [Dorendorf et al., 2000], что подтверждается такими геохимическими особенностями амфиболовых габбро, как обогащенность “флюидными” элементами, в частности стронцием и другими крупноионными литофилами. Геохимические эволюционные тренды габброидов [Ферштатер, 2013] не оставляют сомнений в том, что в ходе геологического развития гидратация мантии Уральского подвижного пояса усиливается и этот процесс во многом определяет основные закономерности магматизма и ассоциированного оруденения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-00576). Это публикация IBERSIMS № 41.

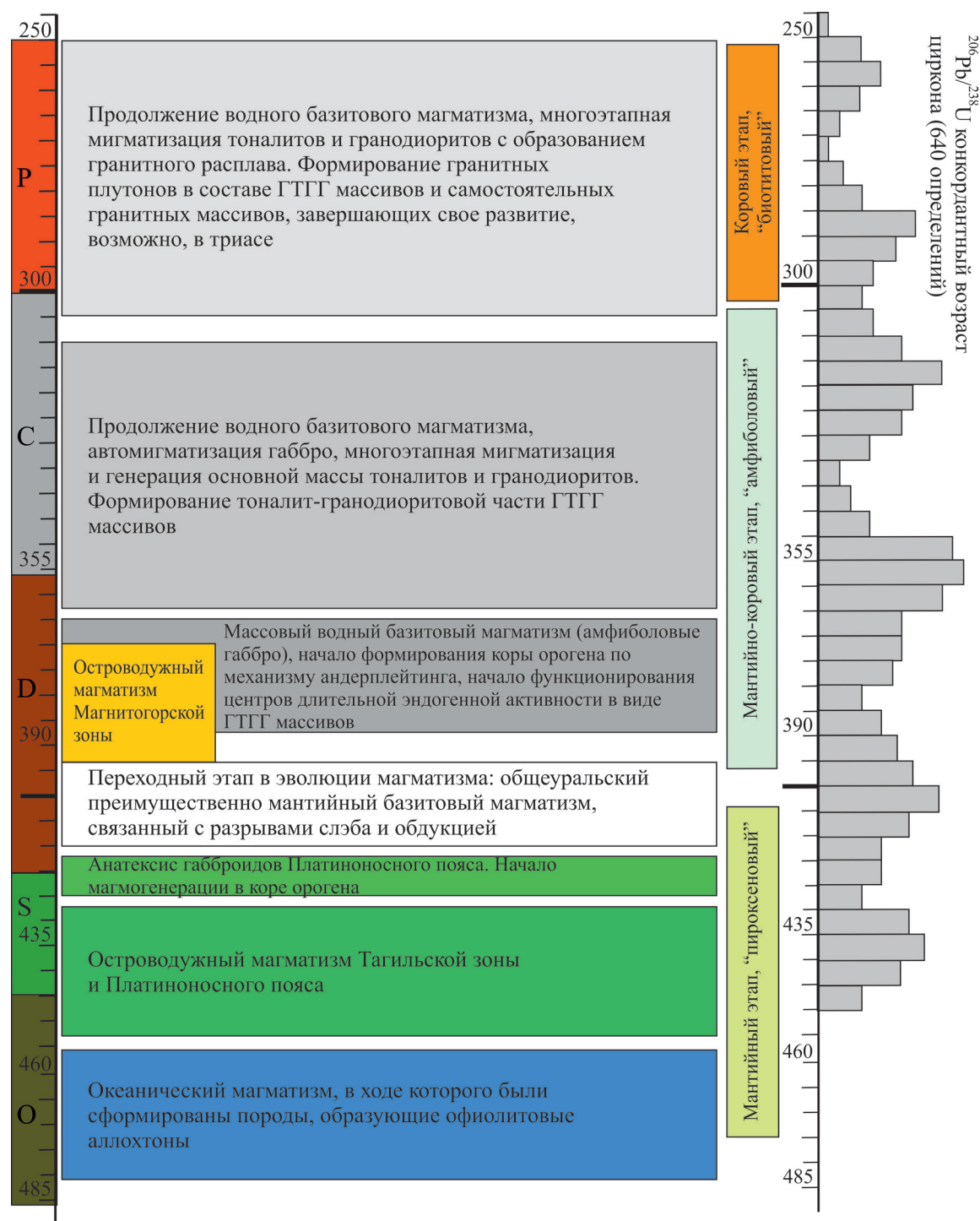


Рис. 17. Схема эволюции палеозойского интрузивного магматизма Урала и распределение конкордантных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста циркона в интрузивных породах и мигматитах.

Смена в девоне преобладающего маловодного мантийного базитового магматизма водным мантийно-коровым приводит к смене главного фемического минерала базитов – пироксена – амфиболом. Продукты корового магматизма – гранитоиды – содержат биотит. Эта минералогическая эволюция отражена в названиях соответствующих этапов.

Fig. 17. Scheme of the evolution of Paleozoic intrusive magmatism of the Urals and concordant values of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon age distribution in the intrusive rocks and migmatites.

The change in the Devonian of the predominantly low-water mantle basic magmatism by the water mantle-crust one leads to change the pyroxene as the main femic mineral of the gabbro by amphibole. Products of crustal magmatism – granitoids – contain biotite. This mineralogical evolution is reflected in the names of the corresponding stages.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. (2009) Породообразующие минералы мигматитов Каменского массива. *Ежегодник-2008*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156, 179-181.
- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. (1976) Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 339 с.
- Вишнякова М.Д., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2017) U-Pb возраст циркона из пород Крутихинского массива – возможного протолита части гранитов Адуйского массива (Средний Урал). *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164, 260-263.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. (2003) Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов. *Геология и геофизика*, **44**(12), 1321-1338.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Попов Б.А. и др. (1989) Строение верхней части литосферы и особенности минерализации Урала. 28-я сессия МГК. Доклады советских геологов. М.: Наука, 114-124.
- Замятина Д.А. (2016) Породообразующие минералы Крутихинского гранитоидного массива. *Ежегодник-2015*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163, 92-94.
- Зинькова Е.А. (1997) Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского батолита, Средний Урал. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
- Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. (2007) Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал). *Литосфера*, (2), 141-151.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- История развития Уральского палеоокеана (Ред. Л.П. Зоненшайн). (1984) М.: Изд-во Ин-та океанологии, 187 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. (2000) Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах разных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол. *Петрология*, **8**(2), 131-164.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал). *Докл. РАН*, **410**(2), 244-249.
- Крук Н.Н. (2015) Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 38 с.
- Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г., Занвильевич А.Н. (1991) Синплутонические долеритовые дайки в гранитоидах известково-щелочной серии (Забайкалье). *Геология и геофизика*, (9), 29-37.
- Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Чашухина В.А., Гердес А. (1998) Изотопное датирование Сыроостанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны ГУГР. *Тез. докл. науч. конф. "Чтения А.Н. Заварицкого"*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 106-107.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс, ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Перфильев А.С. (1979) Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 187 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Рапопорт М.С., Рудица Н.И. (2000) Магматическая геология позднегерцинских орогенных гранитоидов Урала. *Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116-129.
- Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. и др. (1980) Гранитоиды Урала как индикаторы его глубинного строения и тектонической эволюции. *Общие вопросы магматизма Урала*. Свердловск, ИГиГ УНЦ АН СССР, 61-76.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. (2014) Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS датирования цирконов). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **22**(6), 26-44.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328.
- Ферштатер Г.Б. (1992) Структурно-формационная зональность Урала и магматизм. *Геотектоника*, (6), 3-17.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 365 с.
- Ферштатер Г.Б. (2015) Раннедевонский интрузивный магматизм Урала – индикатор переломного этапа в палеозойской истории подвижного пояса. *Литосфера*, (5), 5-29.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. (2015) Новые данные о природе субстрата южноуральских позднепалеозойских гранитов. *Литосфера*, (3), 5-16.
- Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. (2000) Тургорско-Сыроостанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома. *Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения*. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 129-158.
- Формирование земной коры Урала (С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др.) (1986) М.: Наука, 246 с.
- Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Андиферова Т.Н., Удортина О.В. (2016) Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис. *Геология и геофизика*, **57**(5), 1005-1027.
- Albarede F. (1998) Growth of continental crust. *Tectonophysics*, **296**, 1-14.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen. *Mountain Building in the Uralides. Geophysical Monograph 132. American Geophysical Union*, 211-232.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina Palma J.M. (2005) Deformation-Driven Differentiation

- of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, **81**, 209-233.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. (1997) Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the *P-T* history of the Uralian orogeny. *Tectonophysics*, **276**(1-4), 103-116.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) Iron cations in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry. *Can. Min.*, **37**(6), 1423-1429.
- Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W. (1995) Melt segregation in migmatites. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15655-15679.
- Clemens J.D., Droop G.T.R. (1998) Fluids, *P-T* paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, **44**, 21-36.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. (1985) Oceanic plagiogranites. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1099-1108.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 69-86.
- Elliot T., Plank T., Zindler A. et al. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14991-15019.
- Fershtater G.B. (2013) The Main Features of the Uralian Paleozoic Magmatism and the Epi-oceanic Nature of the Orogen. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 39-52.
- Garcia-Cascol A., Lazaro C., Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Torres-Roldan R., Nunez K., Neubauer F., Millan G., Blanco-Quintero I. (2008) Partial Melting and Counterclockwise *P-T* Path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento Melange, Cuba). *J. Petrol.*, **49**(1), 129-161.
- Gazel E., Hayes J., Hoernle, Kelemen P., Everson E., Holbrook W.S., Hauft F., Bogaard P., Vance E.A., Chu S., Calvert A., Carr M., Yogodzinski G.M. (2015) Continental crust generated in oceanic arcs. *Nat. Geosci.*, **8**, 321-327.
- Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al. (2002) The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 375-96.
- Hollness M.R., Sawyer E.W. (2008) On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *J. Petrol.*, **49**(7), 1343-1363.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contrib. Miner. Petrol.*, **146**, 414-432.
- Kirzler R.J., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H₂O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **138**, 1-16.
- Leake B.E., Woolley A.R., Apps C.E. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Min.*, **35**, 219-246.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**, 93-108.
- Pedersen R.B., Malpas J. (1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 36-52.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt % water in average? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise Geochem.*, **3**, 1-64.
- Rushmer T. (1995) An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15681-15695.
- Rutter E.H., Neumann D.H.K. (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15697-15716.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1995) Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15611-15622.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, **3**, 342-532.

REFERENCES

- Albarede F. (1998) Growth of continental crust. *Tectonophysics*, **296**, 1-14.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. (1997) Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the *P-T* history of the Uralian orogeny. *Tectonophysics*, **276**(1-4), 103-116.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen. *Mountain Building in the Uralides. Geophysical Monograph 132. American Geophysical Union*, 211-232.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina Palma J.M. (2005) Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, **81**, 209-233.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Holodnov V.V. (2009) Rock-forming minerals of migmatites of the Kamen-sky massif. *Ezhegodnik-2008. Trudy IGG UrO RAN*. Vyp. 156, 179-181. (In Russian)
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) Iron cations in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: implication for oxygen fugacity conditions and geobarometry. *Can. Min.*, **37**(6), 1423-1429.
- Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W. (1995) Melt segregation in migmatites. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15655-15679.
- Bushlyakov I.N., Sobolev I.D. (1976) *Petrologiya, mineralogiya i geokhimiya granitoidov Verhisetskogo massiva* [Petrology, mineralogy and geochemistry of

- granitoids of Verkhisetsk Massif. Moscow, Nauka Publ., 339 p. (In Russian)
- Clemens J.D., Droop G.T.R. (1998) Fluids, P - T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, **44**, 21-36.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. (1985) Oceanic plagiogranites. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1099-1108.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 69-86.
- Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Popov B.A. et al. (1989) The structure of the upper part of the lithosphere and features of the mineralogy of the Urals. *28 sessiya MGK. Doclady sovetsskikh geologov*. Moscow, Nauka Publ., 114-124. (In Russian)
- Elliot T., Plank T., Zindler A. et al. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14991-15019.
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geohimiya*, (3), 328 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1992) Structural-formation zonation of the Urals and magmatism. *Geotectonics*, (6), 3-17.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 365 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013) The Main Features of the Uralian Paleozoic Magmatism and the Epiocceanic Nature of the Orogen. *Miner. Petrol.*, **107**(1), 39-52.
- Fershtater G.B. (2015) Early Devonian intrusive magmatism of the Urals is an indicator of a turning point in the Paleozoic history of the mobile belt. *Litosfera*, (5), 5-29. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Strelets-kaya M.V. (2015) New data on the nature of the substrate of the Southern Urals Late Paleozoic granites. *Lithosphere*, (3), 5-16.
- Fershtater G.B., Shagalov E.S., Bea F., Montero P. (2000) Turgoyak-Syroshtan group of granitoid massifs in the zone of the Main Ural deep fault. *Magmaticheskije i metamorficheskie obrazovaniya Urala i ikh metallogeniya* [Magmatic and metamorphic formations of the Urals and their metallogeny]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 129-158. (In Russian)
- Formirovanie zemnoi kory Urala* (S.N. Ivanov, V.N. Puchkov, K.S. Ivanov i dr.) [Formation of the Earth's crust of the Urals]. (1986) Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Garcia-Cascol A., Lazaro C., Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Torres-Roldan R., Nunez K., Neubauer F., Milán G., Blanco-Quintero I. (2008) Partial Melting and Counterclockwise P - T Path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento Melange, Cuba). *J. Petrol.*, **49**(1), 129-161.
- Gazel E., Hayes J., Hoernle., Kelemen P., Everson E., Holbrook W.S., Hauft F., Bogaard P., Vance E.A., Chu S., Calvert A., Carr M., Yogodzinski G.M. (2015) Continental crust generated in oceanic arcs. *Nat. Geosci.*, **8**, 321-327.
- Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al. (2002) The role of an H_2O -rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 375-96.
- Hollness M.R., Sawyer E.W. (2008) On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *J. Petrol.*, **49**(7), 1343-1363.
- Istoriya razvitiya Ural'skogo paleookeana* (Red. L.P. Zonenshain) [History of the Urals paleoocean development (Ed. L.P. Zonenshain)]. (1984) Moscow, Okeanology Inst. Publ., 187 p. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) *Osnovnye cherty geologicheskoi istorii (1.6–0.2 mlrd let) i stroeniya Urala*. Dis. dokt. geol.-min. nauk [The main features of geological history (1.6–0.2 Ba) and the structure of the Urals. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 252 p. (In Russian)
- Kirzler R.J., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H_2O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **138**, 1-16.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contrib. Miner. Petrol.*, **146**, 414-432.
- Kovalenko V.I., Naumov V.B., Yarmolyuk V.V., Dorofeeva V.A. (2000) Volatile components (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) in basic magmas of different geodynamic settings from the study of melt inclusions and quenching glasses. *Petrologiya*, **8**(2), 131-164. (In Russian)
- Krasnobayev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2006) Polygenic zircons of the Adui batholith (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **410**(2), 244-249.
- Kruk N.N. (2015) *Evolutsiya kontinental'noi kory i granitoidnyi magmatizm Gornogo Altaya*. Dis. dokt. geol.-min. nauk [Evolution of the continental crust and granitoid magmatism of the Gorny Altai. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, IGM, Siberian Branch of RAS, 38 p. (In Russian)
- Leake B.E., Woolley A.R., Apps C.E. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of the Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Min.*, **35**, 219-246.
- Litvinovskii B.A., Shadaev M.G., Zanzilevich A.N. (1991) Synplutonic dolerite dikes in granitoids of Calc-alkaline series (Transbaikalia). *Geol. Geofiz.*, (9), 29-37. (In Russian)
- Montero P., Bea F., Fershtater G.B., Shadakova G.Yu., Chashchuhina V.A., Gerdes A. (1998) Isotope dating of the Syrostan granitoid massif: contribution to the study of the history of the development of the GUGR zone. *Trudy. Nauch. konf. "Chteniya A.N. Zavaritskogo"* [Proc. Sci. Conf. "Reading them. A.N. Zavaritsky"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 106-107. (In Russian)
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**, 93-108.
- Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala* [Orogenic granitoid magmatism of the Urals]. (1994) (Under the editorship of G.B. Fershtater). Miass, IGG UrB RAS, 250 p.

- Pedersen R.B., Malpas J. (1984) The origin of oceanic plagiogranites from the Karmøy ophiolite, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 36-52.
- Perfil'ev A.S. (1979) *Formirovanie zemnoi kory Ural'skoi geosinclinali* [Formation of the Earth's crust of the Ural geosynclines]. Moscow, Nauka Publ., 187 p. (In Russian)
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt % water in average? *Earth Planet Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogedinaika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Suburalian areas (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Rapoport M.S., Fershtater G.B., Anan'eva E.M et al. (1980) Granitoids of the Urals as indicators of its deep structure and tectonic evolution. *Obshchie voprosy magmatizma Urala* [General problems of magmatism in the Urals]. Sverdlovsk, IGIG UNTs AN SSSR, 61-76. (In Russian)
- Rapoport M.S., Ruditsa N.I. (2000) Magmatic geology of Late Hercynian orogenic granitoids of the Urals. *Magmaticheskie i metamorficheskie obrazovaniya Urala i ikh metallogeniya* [Magmatic and metamorphic formations of the Urals and their metallogeny]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 116-129. (In Russian)
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise Geochem.*, **3**, 1-64.
- Rushmer T. (1995) An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15681-15695.
- Rutter E.H., Neumann D.H.K. (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15697-15716.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Larionov A.N. (2014) Age and geodynamic conditions for the formation of granitoids of the Verkhisetsk Batholith, eastern slope of the Middle Urals (based on the results of U-Pb SIMS dating of zircons). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(6), 26-44. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Tsygankov A.A., Hubanov V.B., Travin A.V., Lepehina E.N., Burmakina G.N., Antsiferova T.N., Udoratina O.V. (2016) Late Paleozoic gabbroids of the Western Transbaikaliya: U-Pb and Ar-Ar isotope age, composition, petrogenesis. *Geol. Geofiz.*, **57**(5), 1005-1027.
- Vishnyakova M.D., Borodina N.S., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2017) U-Pb age of zircon from rocks of Krutikhinsky massif – a possible protolith of part of granite of Aduisky massif (Middle Urals). *Ezhegodnik-2016. Trudy IGG UrO RAN. Vyp. 164*, 260-263. (In Russian).
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V. (2003). Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogens. *Geol. Geofiz.*, **44**(12), 1321-1338. (In Russian)
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1995) Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15611-15622.
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, **3**, 342-532.
- Zamyatina D.A. (2016) Rock-forming minerals of the Krutikha granitoid massif. *Ezhegodnik-2015. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 163*, 92-94. (In Russian)
- Zin'kova E.A. (1997) *Geokhimiya, istoriya formirovaniya i petrogenezis Verkhisetskogo batolita, Srednii Ural*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Geochemistry, formation history and petrogenesis of the Verkhisetsk Batholith, Middle Urals Kand. geol. and min sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p.
- Zin'kova E.A., Fershtater G.B. (2007) Synplutonic dikes in the granitoids of the Verkhisetsk Massif (Middle Urals). *Litosfera*, (2), 141-151. (In Russian)