

## РАННЕДЕВОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА – ИНДИКАТОР ПЕРЕЛОМНОГО ЭТАПА В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 2015 г. Г. Б. Ферштатер

*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: fershtater@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 28.01.2015 г.

Принята к печати 26.03.2015 г.

Выделен общеуральский этап мантийного по своей природе магматизма раннедевонского возраста (410–393 млн лет), в ходе которого происходит смена мантийного ордовикско-силурийского магматизма мантийно-коровым и коровым, завершается функционирование Тагильской островодужной системы и формируется Магнитогорская. На Среднем Урале раннедевонские магматиты представлены габбро-гранитоидными сериями в Платиноносном поясе Урала (ППУ), Тагильской вулканогенной зоне, Рефтинском аллохтоне и палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока, а на Южном – связанными с обдукцией ультрамафит-мафитовыми расслоенными и кольцевыми интрузивами, роями спессартитовых даек в Кемпирсайско-Хабарнинском аллохтоне и в зоне Главного Уральского разлома (ГУР). Среднеуральские габброиды – продукты кристаллизации исходных расплавов – это биотит-амфиболовые габбро-нориты с ортоклазом. Основной механизм формирования серий – кристаллизационная дифференциация, обусловленная фракционированием “габбровой” котектики: фемические минералы–плагиоклаз. Более сложный механизм формирования имеет габбро-гранитоидная серия Курманского массива, начинающая мантийно-коровый магматизм на возникающей в это время активной континентальной окраине северо-западного мегаблока. Наряду с процессами фракционирования большую роль в возникновении гранитоидной части серии играют процессы частичного плавления роговообманковых габбро – продуктов водного базитового магматизма. Главным типом раннедевонского магматизма на Южном Урале является обдукционный. При выведении к поверхности блоков океанической литосферы, которые фиксируются в виде офиолитовых комплексов или зон серпентинитового меланжа, в результате разрыва сплошности верхней мантии образуются базитовые магмы. Они дают расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, постоянно сопровождающие оторванные от мантии гарцбургитовые тектониты (серпентиниты), а также рои спессартитовых даек и редкие тела обдукционных гранитов – продуктов частичного плавления материала коры при внедрении горячих мантийных блоков. Магматические породы имеют как калиевую, так и натровую специализацию. Породы первого типа завершают этап мантийного ордовикско-силурийского магматизма, второго – начинают среднедевонско-пермский мантийно-коровый магматизм. Заметные различия в геологическом положении и составе раннедевонских массивов однозначно свидетельствуют о существенных различиях геодинамики Среднего и Южного Урала в раннем девоне и подтверждают широко распространенные в прошлом представления о субширотной блокировке Урала.

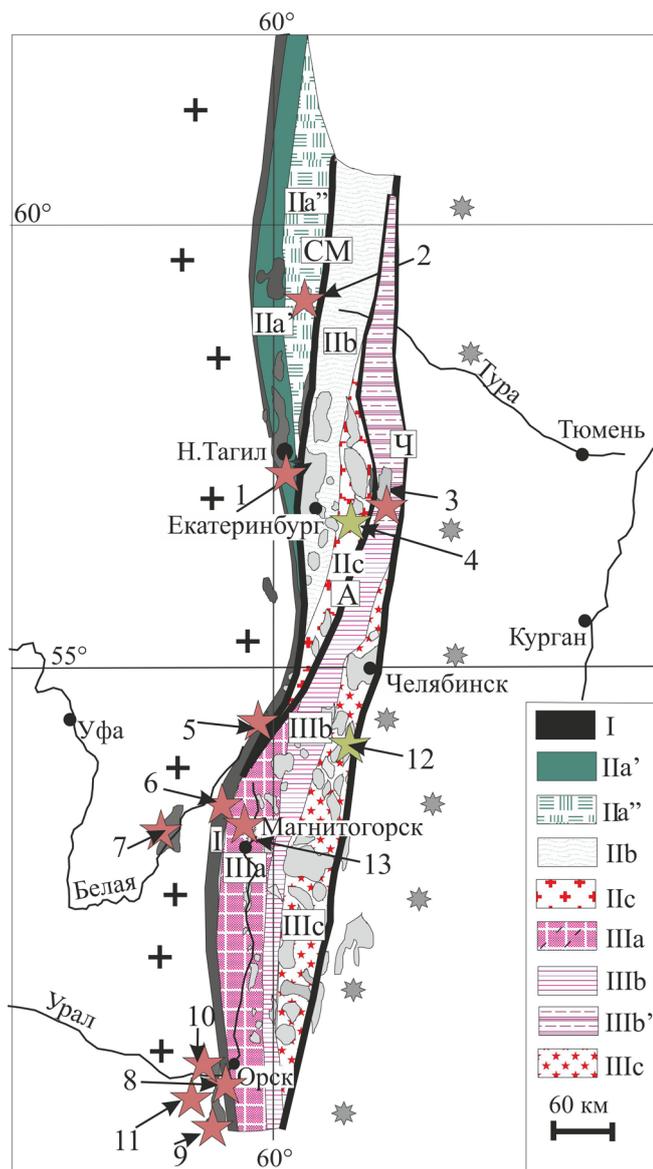
Ключевые слова: *девон, магматизм, геологическое развитие, ороген, подвижной пояс.*

### ВВЕДЕНИЕ

Ранний девон – это переломное время в пост-океанической истории Уральского подвижного пояса. В этот период завершает свое развитие Тагильская островодужная система и входящий в ее состав Платиноносный пояс и зарождается Магнитогорская островная дуга, заканчивается эпоха мантийного по своему источнику магматизма и начинается этап мощного мантийно-корового магматизма, когда наряду с мантией активную роль в качестве источника магматических расплавов начинает играть новообразованная кора. Основное внимание

в статье уделяется интрузивному магматизму, так как интрузивные породы, в отличие от вулканитов, меньше подвержены зеленокаменным изменениям, заметно изменяющим их геохимические характеристики. Кроме того, в интрузивных сериях точнее наблюдаются генетические связи разных по составу пород в единых геологических телах.

На Среднем Урале раннедевонские магматиты представлены габбро-гранитоидными сериями в ППУ, Тагильской вулканогенной зоне, Рефтинском аллохтоне и палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока. На Южном Урале нижний девон сложен ультрамафит-мафитовыми расслоен-



**Рис. 1.** Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала (Ферштатер, 1992, с изменениями).

I – общеуральский шовный мегаблок, включающий зону ГУР; II, III – островодужно-континентальные мегаблоки: северо-западный (II) с ордовикско-силурийской островодужной Тагильской мегазоной, включающей ППУ (IIa') и Тагильскую вулканогенную зону (IIa''), с девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIb) и континентальной зоной (IIc), и юго-восточный (III) с девонской островодужной Магнитогорской мегазоной (IIIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIIb) и преимущественно палеозойской континентальной зоной (IIIc). К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный мегаблок, пассивная палеоокраина, к востоку – Зауралье, зона перехода к Казахстанскому континенту. Буквами в квадратах обозначены Серовско-Маукская (СМ), Алапаевская (А) и Челябинская (Ч) тектонические зоны. Звездочками розового цвета указаны изученные объекты раннедевонского магматизма, завершающие ордовикско-силурийский

этап магматизма, а светлозеленого – начинающие среднедевонско-пермский. Массивы: 1 – гора Ермакова, 2 – Ауэрбаховский, 3 – Хомутинский, 4 – Курманский, 5 – Нуралинский, 6 – Миндякский, 7 – Крака, 8 – Восточно-Хабарнинский, 9 – Кокпектинский, 10 – Аккермановско-Кирпичнинский, 11 – Велиховский, 12 – Пластовский, 13 – Рассыпнянский.

**Fig. 1.** Scheme of tectonic and magmatic zoning of the Middle and Southern Urals (Ферштатер, 1992, with addition).

I – Suture megablock including Main Uralian fault zone; II, III – island arc-continent megablocks: II – north-west with Ordovician-Silurian island-arc Tagil megazone including Platinum Belt of the Urals (IIa') and the Tagil volcanogenic zone (IIa''), Devonian-Early Carboniferous active continental margin (IIb) and continental zones (IIc) and south-east (III) with Devonian volcanic island arc Magnitogorsk megazone (IIIa), Devonian-Early Carboniferous active continental margin zone (IIIb) and predominantly Paleozoic continental zone (IIIc). To the west of the territory, the paleocontinental passive margin is shown; to the east – the Trans-Uralian zone of transition to the Kazakhstan continent. Serov-Mauk (СМ), Alapaevsk (А) and Chelyabinsk (Ч) tectonic zones are marked by letters in the squares. Pink asterisks show studied Early Devonian massifs which complete Ordovician-Silurian stage of magmatism, light-green asterisks show ones which begin Late Devonian-Permian magmatism. Massifs: 1 – Ermakova Mountain, 2 – Auerbakh, 3 – Homutinka, 4 – Kurmanka, 5 – Nurali, 6 – Mindyak, 7 – Kraka, 8 – East Khabarny, 9 – Kokpekty, 10 – Akkermanovka-Kirpichny, 11 – Velikhovka, 12 – Plast, 13 – Rassypnyansk.

ными и кольцевыми интрузивами, роями спессартитовых даек, а в вулканической фации – баймакбурибаевской базальт-риолитовой и верхнетаналыкской базальт-андезит-дацит-риолитовой сериями (Косарев и др., 2005). В Мугоджарах это – актогайский комплекс даек в дайках, мугоджарская и куркудукская свиты, отвечающие толеит-базальтовой формации. Более древние раннедевонские отложения достаточно пестрого состава практически лишены вулканогенной составляющей и представляют собой первый слой океанической коры.

Распространение массивов с более или менее достоверно определенным раннедевонским возрастом в главных структурах Среднего и Южного Урала показано на рис. 1. Все эти массивы подробно описаны в отдельных работах автора и его коллег и использованы в настоящей статье для характеристики раннедевонского магматизма. Более полные сведения приведены в монографии (Ферштатер, 2013), где читатель найдет и ссылки на статьи, в которых содержатся первичные данные о массивах.

Анализ магматизма в сравнительно узком возрастном интервале на большой площади единой геологической структуры позволяет рассмотреть геодинамику и особенности глубинного строения подвижного пояса на данном возрастном срезе. Автору не известны примеры подобного анализа в других регионах, и предлагаемая статья в методи-

ческом плане может представлять интерес не только для уральских исследователей.

### АНАЛИЗЫ

Использованные в статье данные по петрогенным элементам получены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, в котором работает автор. Там же выполнены и определения содержания редких элементов методом ICP-MS в породах Курманского массива. Остальные анализы редких элементов сделаны в лаборатории Университета г. Гранада (Испания), аналитики: Ф. Беа и П. Монтеро. Там же (лаборатория IBERSIMS) выполнены многочисленные Pb-Pb (метод Кобера) и U-Pb (LA ICP-MS, SHRIMP-II) определения возраста циркона. Описание процедуры измерений и обработки данных на SHRIMP-II доступно на сайте [www.ugr.es/~fbea](http://www.ugr.es/~fbea). Ф. Беа были выполнены определения U-Pb возраста циркона в лаборатории NOR-DSIM (Cameca IMS1270, Стокгольм, Швеция).

В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) под руководством А.С. Сергеева были выполнены определения Rb-Sr и Sm-Nd возраста и часть определений возраста циркона на SHRIMP-II.

### РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ СРЕДНЕГО УРАЛА

На Среднем Урале раннедевонский интрузивный магматизм проявлен в Платиноносном поясе (серия горы Ермакова), Тагильской вулканогенной зоне (ауэрбаховская серия), палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока (Курманский массив) и самой восточной части обнаженного Урала (Хомутинский габбро-гранитный массив, прорывающий тоналиты Рефтинского массива). Этот магматизм **завершает** развитие ордовикско-силурийских мантийных островодужных систем и **начинает** мантийно-коровый магматизм в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока.

Породы раннедевонской **ермаковской серии**, завершающие магматизм ППУ, развиты в восточной части пояса на границе с вулcano-плутоническими комплексами Тагильской вулканогенной зоны. Породы серии в виде полосы шириной 1.5–2 км протягиваются примерно на 20 км от широты пос. Карпушиха почти до пос. Черноисточинск. Они представлены габбро, габбро-норитами, кварцевыми диоритами и биотит-роговообманковыми гранитоидами, образующими многочисленные небольшие интрузивные залежи и дайки в габбро ППУ. Породы серии характеризуются парагенезисом клинопироксена (иногда вместе с ортопироксеном) с биотитом, роговой обманкой и ортоклазом. Типич-

ные составы пород приведены в табл. 1. Цирконовое датирование пироксен-роговообманково-биотитового диорита с вершины горы Ермакова дало устойчивые цифры среднего возраста  $406 \pm 5$  млн лет ( $MSWD = 0.00045$ ), которые несомненно отвечают времени кристаллизации породы (рис. 2а).

Становление ермаковской серии завершает развитие крупного Тагило-Баранчинского массива ППУ, которое продолжалось не менее 60 млн лет и выглядит следующим образом (Ферштатер, 2013): 1) дунит-клинопироксенит-габбровая серия (не моложе 450 млн лет); 2) маловодный базитовый магматизм, представленный преимущественно габбро-норитами (450–430 млн лет); водный базитовый магматизм: роговообманковые габбро и горнблендиты и продукты их анатексиса, образующие лейкодиорит-анортозит-плагиогранитную серию (430–413 млн лет); 3) габброиды и диориты габбро-диоритовой ермаковской серии (410–400 млн лет). Более простые по строению массивы Платиноносного пояса представлены фрагментами этой стандартной последовательности.

В Тагильской вулканогенной зоне островодужный магматизм завершается трахибазальтами и трахитами пржидольско-лохковской туринской свиты (Каретин, 2000; Бороздина, 2006) и в восточной части зоны сменяется окраинно-континентальными андезибазальтами краснотурьинского комплекса, комагматичными, по мнению ряда авторов, интрузивам ауэрбаховской серии (Язева, Бочкарев, 1995), с которыми связаны известные скарновые месторождения железа и меди.

**Ауэрбаховский массив** залегает среди названных выше вулканитов. В терригенных породах верхнего эйфеля встречены обломки кварцевых диоритов массива. Серия интрузивных пород представлена биотит-амфиболовыми габбро-норитами и габбро-диоритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами и биотитовыми гранитами, сходными по составу с породами горы Ермакова. Сам массив имеет зональное строение. На уровне эрозийного среза породы массива обладают отчетливыми признаками гипабиссальной фации с хорошо выраженным роговиковым ореолом. Габброиды преобладают в его краевой части, а кварцевые диориты и гранодиориты – в центральной. Серия пород является отчетливо гомодромной и образована в результате фракционирования базитовой магмы. Габбро-нориты и габбро-диориты состоят из клино- и ортопироксена, малоглиноземистой роговой обманки с железистостью  $f = 0.45$ , биотита, зонального плагиоклаза  $An_{75-60}$  и небольшого количества ортоклаза, кварца и магнетита; аксессуарные – сфен, апатит. Структура пород офитовая. Наиболее распространены в массиве кварцевые диориты и гранодиориты, которые сложены малоглиноземистой роговой обманкой ( $\#Mg = 0.52-0.51$ ), биотитом, клино- и

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в типичных породах раннедевонских магматитов Среднего Урала**Table 1.** The content of major (wt%) and rare (ppm) elements in the typical rocks of the Early Devonian massifs of the Middle Urals

Ком- понент	er3	er4	AR-ga	AR-di	AR-di	RF2	RF28	Rf3	Rf6	mz-413	mz-427	mz-402	mz-407	mz-408	mz-428
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	52.52	56.68	51.48	62.88	63.14	49.91	49.8	59.76	71.25	50.69	50.95	59.68	51.14	64.85	72.55
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.84	1.04	0.44	0.42	0.68	0.7	0.88	0.13	0.70	0.663	0.48	0.67	0.44	0.287
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.3	16.8	16.56	15.69	15.92	18.91	18.48	16.62	13.23	16.97	16.37	16.59	17.21	16.13	13.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.07	1.5	3.16	2.34	1.66	1.03	H.o.	1.12	0.45	H.o.	8.80	H.o.	H.o.	H.o.	3.02
FeO	6.97	6.76	4.36	3.74	4.00	5.12	6.63	5.69	2.34	11.77	4.60	7.40	11.32	5.67	0.50
MnO	0.02	0.02	0.13	0.10	0.13	0.15	0.05	0.08	0.04	0.13	0.156	0.09	0.16	0.07	0.039
MgO	4.79	2.56	6.61	1.96	1.83	8.05	8.76	3.53	0.46	4.70	4.51	2.57	5.20	2.10	1.44
CaO	9.16	6.58	7.20	4.46	4.75	11.61	10.8	6.11	1.39	10.03	8.62	6.13	8.51	5.44	2.88
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.62	3.44	3.54	3.80	2.45	2.82	4.28	5.55	2.3	3.36	3.7	2.6	4.0	4.78
K <sub>2</sub> O	1.68	2.48	1.56	3.06	2.80	0.22	0.2	0.99	3.59	0.60	0.42	0.73	1.05	0.84	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.34	0.29	0.01	0.11	0.05	0.05	0.12	0.04	0.23	0.15	0.15	0.11	0.11	0.07
LOI	1.86	2.04	4.11	3.33	3.16	1.31	1.17	0.9	0.71	0.54	1.10	1.06	0.28	0.25	0.50
Li	8.62	14.85	13.66	7.88	19.62	2.06	2.26	4.55	5.48	14.84	10.04	6.88	9.55	21.85	13.40
Rb	46.00	69.00	26.12	89.44	77.49	1.88	2.49	16.42	36.72	9.60	9.46	18.23	13.35	40.71	10.46
Cs	H.o.	H.o.	0.13	1.99	3.27	0.04	0.05	0.21	0.22	0.98	1.28	1.65	0.61	1.53	0.40
Be	0.87	0.82	0.75	0.68	0.64	0.41	0.47	1.11	2.43	0.71	0.54	0.60	0.78	3.23	0.67
Sr	380	492	1435.9	528.8	523.7	589.9	507.1	468.2	49.99	727.1	504.7	573.6	532.1	2370.6	246.6
Ba	188	888	63.64	1184.0	981.61	48.22	55.90	295.0	597.7	510.3	202.6	335.6	576.0	2351.2	515.0
Sc	36.76	33.2	38.25	31.51	25.91	30.34	35.08	13.82	5.89	32.22	24.52	16.11	26.20	53.01	5.25
V	321.2	195.2	265.9	167.8	131.4	100.2	115.2	122.2	4.95	364.0	285.4	161.7	228.1	556.5	44.28
Cr	195.4	19.4	335.23	31.64	24.89	92.58	226.35	24.77	7.11	60.66	8.97	10.16	35.90	40.67	6.56
Co	35.64	23.46	39.11	20.88	17.71	29.34	30.13	16.64	1.22	29.97	30.50	9.72	16.96	41.42	5.05
Ni	96.22	67.64	0.00	0.00	178.53	52.28	68.17	24.81	5.23	18.10	2.38	4.49	128.75	22.22	0.00
Cu	56.24	9.44	7.23	103.36	98.27	39.56	43.97	24.88	8.24	55.41	60.30	39.04	11.47	237.8	31.45
Zn	47.87	95.36	154.3	82.69	123.14	22.66	28.36	65.32	32.02	56.34	49.79	33.23	50.94	118.9	15.56
Ga	26.42	30.57	27.52	33.58	30.46	15.25	13.80	17.57	18.50	18.72	16.30	14.56	19.10	68.47	13.90
Y	31.74	35.82	28.50	40.88	28.07	9.79	10.31	17.67	26.25	26.96	15.31	17.14	31.06	59.51	10.62
Nb	6.41	7.55	7.88	6.54	5.54	1.11	1.39	5.95	11.26	1.99	0.99	1.66	2.37	7.51	2.06
Ta	0.84	0.91	0.80	0.62	0.47	0.08	0.14	0.42	0.27	0.11	0.07	0.10	0.10	0.63	0.13
Zr	113.4	97.2	124.6	58.29	51.47	124.6	39.00	104.5	165.7	21.71	11.45	15.66	8.62	245.8	32.53
Hf	3.45	2.49	2.48	1.88	1.67	3.22	1.14	2.52	4.23	0.78	0.50	0.50	0.44	6.10	0.93
Mo	3.24	2.11	4.48	5.08	5.45	0.14	0.08	0.82	1.53	0.47	0.17	0.33	0.06	0.60	0.26
Sn	H.o.	H.o.	0.01	0.01	0.01	1.62	0.66	0.88	2.77	1.15	1.03	0.98	1.09	3.48	0.70
Tl	H.o.	H.o.	0.27	0.19	0.17	0.36	0.03	0.18	1.89	1.14	0.20	0.35	0.86	0.99	0.77
Pb	H.o.	H.o.	8.34	9.94	21.68	1.49	1.12	5.85	8.24	2.04	2.20	3.67	3.47	16.59	4.13
U	0.88	1.24	1.09	0.97	1.25	0.13	0.12	1.18	1.36	1.17	0.73	0.98	2.13	5.02	1.08
Th	5.74	6.37	4.10	6.21	4.55	0.29	0.25	2.79	3.88	1.82	1.29	2.47	2.24	13.70	2.24
La	29.11	22.41	32.50	16.58	11.45	3.49	2.68	11.23	22.58	14.67	9.20	8.34	12.55	45.67	13.44
Ce	65.45	59.36	69.61	37.24	26.18	7.44	6.48	25.49	57.32	45.95	23.55	19.81	36.55	111.90	26.18
Pr	7.76	6.98	8.24	4.89	3.24	1.08	0.92	3.22	5.55	6.11	3.51	2.57	4.52	12.41	3.05
Nd	36.26	32.42	34.42	21.75	14.15	4.57	4.50	11.52	17.75	30.06	15.96	11.46	20.01	51.57	11.60
Sm	6.04	5.44	6.80	5.67	4.13	1.23	1.29	2.84	3.95	7.45	4.14	2.64	4.48	10.62	2.40
Eu	1.89	1.56	2.01	1.29	1.09	0.63	0.70	1.23	0.62	2.01	1.21	0.80	1.18	3.35	0.76
Gd	6.11	5.99	5.84	5.41	3.83	1.42	1.59	3.15	3.89	6.47	3.45	2.50	4.03	9.27	1.64
Tb	0.86	0.78	0.95	1.04	0.66	0.23	0.26	0.50	0.69	0.85	0.47	0.42	0.68	1.54	0.26
Dy	6.41	6.22	5.45	6.94	4.61	1.59	1.75	3.27	4.44	4.94	2.94	2.95	4.70	10.47	1.94
Ho	0.96	0.82	1.09	1.49	1.04	0.35	0.37	0.72	0.97	0.92	0.58	0.62	1.00	2.23	0.39
Er	2.85	2.41	3.08	4.54	3.15	0.92	0.96	1.99	2.62	2.43	1.67	1.84	2.93	6.44	1.29
Tm	0.51	0.43	0.48	0.72	0.50	0.15	0.15	0.34	0.38	0.33	0.22	0.28	0.45	0.96	0.17
Yb	3.52	3.22	2.89	4.67	3.39	0.93	0.97	1.84	2.39	2.09	1.55	1.82	3.04	6.31	1.18
Lu	0.64	0.52	0.53	0.92	0.62	0.14	0.15	0.29	0.37	0.30	0.22	0.27	0.45	0.97	0.21

Примечание. 1, 2 – габбро-диорит и диорит горы Ермакова; 3–5 – габбро и диориты Ауэрбаховского массива; 6–9 – породы Хомутинского массива: габбро (6, 7), диорит (8) и гранит (9); 10–15 – породы Курманского массива: 10, 11 – габбро, 12 – диорит, 13 – меланосома, 14 – лейкосома и 15 – тронджемит. Здесь и далее в таблицах “н.о.” – не определялось.

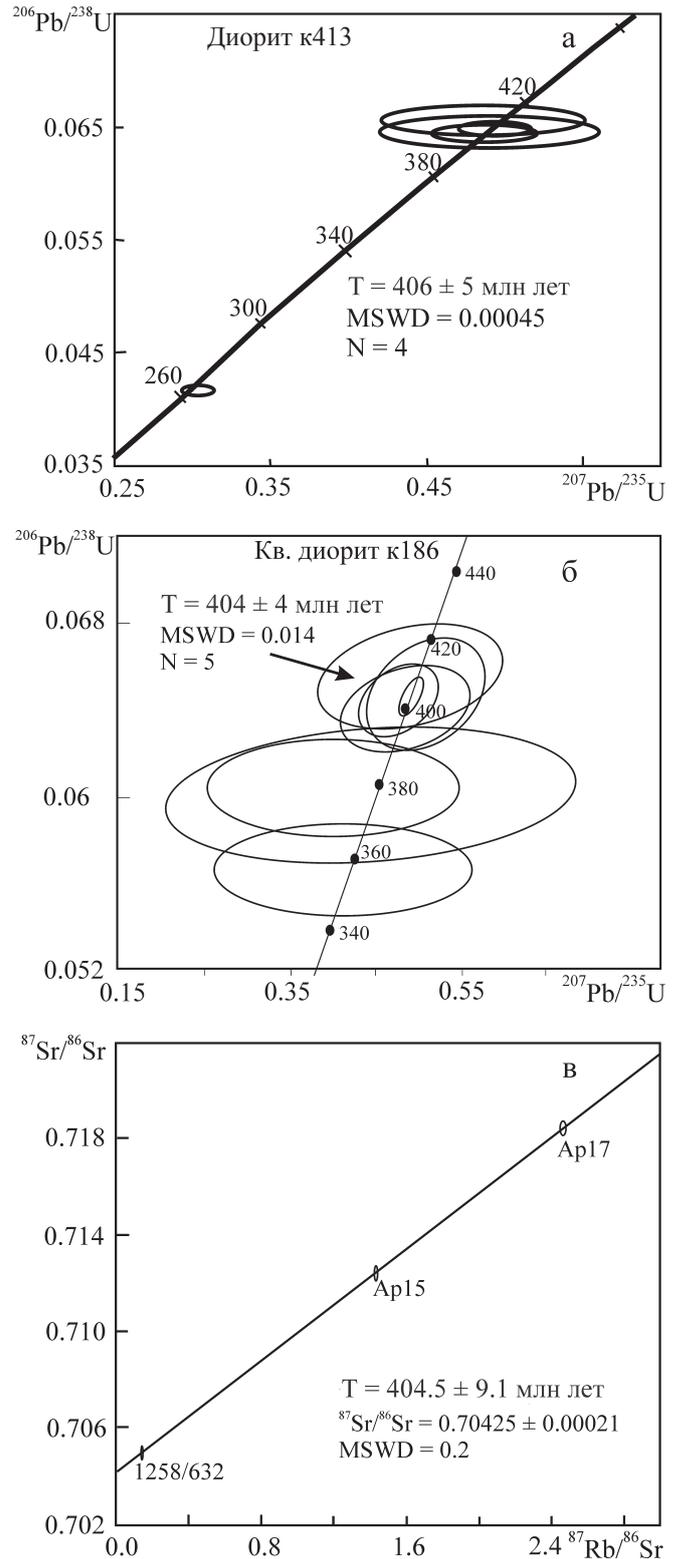
Note. 1, 2 – gabbro-diorite and diorite Ermakova mountain; 3–5 – gabbro and diorites Auerbakh massif; 6–9 – Homutinka massif: 6–7 – gabbro, 8 – diorite, 9 – granite; 10–15 – Kurmanka massif: 10, 11 – gabbro, 12 – diorite, 13 – melanosome, 14 – leucosome, 15 – trondhjemite. Here and further in tables “н.о.” – not determined.

ортопироксеном, зональным плагиоклазом  $An_{60-20}$ , ксеноморфным ортоклазом и кварцем; акцессорные – магнетит, апатит, сфен. Бiotитовые граниты содержат идиоморфные зерна плагиоклаза  $An_{25-20}$ , погруженные в микропегматитовую кварц-ортоклазовую массу.

Возраст цирконов из кварцевого диорита и гранодиорита определен на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) и составляет 404 и 393 млн лет соответственно. Rb-Sr возраст серии, определенный в Изотопном центре ВСЕГЕИ (аналитик Е.С. Богомолов), практически совпадает с цирконовым возрастом диорита –  $404.5 \pm 9.1$  млн лет (рис. 2б, в). Первичный изотопный состав стронция соответствует мантийному ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70425 \pm 0.00021$ ).

**Хомутинский габбро-гранитный массив** фиксирует завершение эндогенной активности в крупном Рефтинском габбро-плагиогранитоидном ареале преимущественно силурийского возраста. Массив сложен тремя комплексами, которые образуют отдельные тела: габбровым, слагающим восточную часть массива, габбро-плагиогранитоидным, залегающим в его западной части, и комплексом параллельных диабазовых даек, разделяющим габброидный и гранитоидный фрагменты. Магматизм завершается формированием раннедевонского Хомутинского габбро-гранитного массива, прорывающего породы габбро-плагиогранитоидного комплекса. Массив сложен амфибол-биотитовыми габбро-норитами, амфибол-биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми гранитами. Породы массива сходны по составу с рассмотренными выше породами ермаковской серии и ауэрбаховского массива (см. табл. 1) и имеют одинаковую с ними металлогеническую специализацию на железо. **U-Pb** возраст циркона из гранита этого массива, определенный методом LA-ICPMS в Университете г. Гранада, составляет  $405 \pm 8$  млн лет (Ферштатер и др., 2007).

**Курманский габбро-гранодиоритовый массив** расположен юго-восточнее крупного Каменского массива в краевой части восточной вулканогенной зоны (Коротеев и др., 1979). Массив плохо обнажен и доступен для изучения только в карьере пос. Курманка. Эта часть массива сложена преимущественно трондьемитами, местами переходящими в грандиориты, которые содержат крупные ксенолиты (блоки) мигматизированных роговообманковых габброидов и диоритов и прорваны дайками габбро и диоритов такого же состава. Трондье-

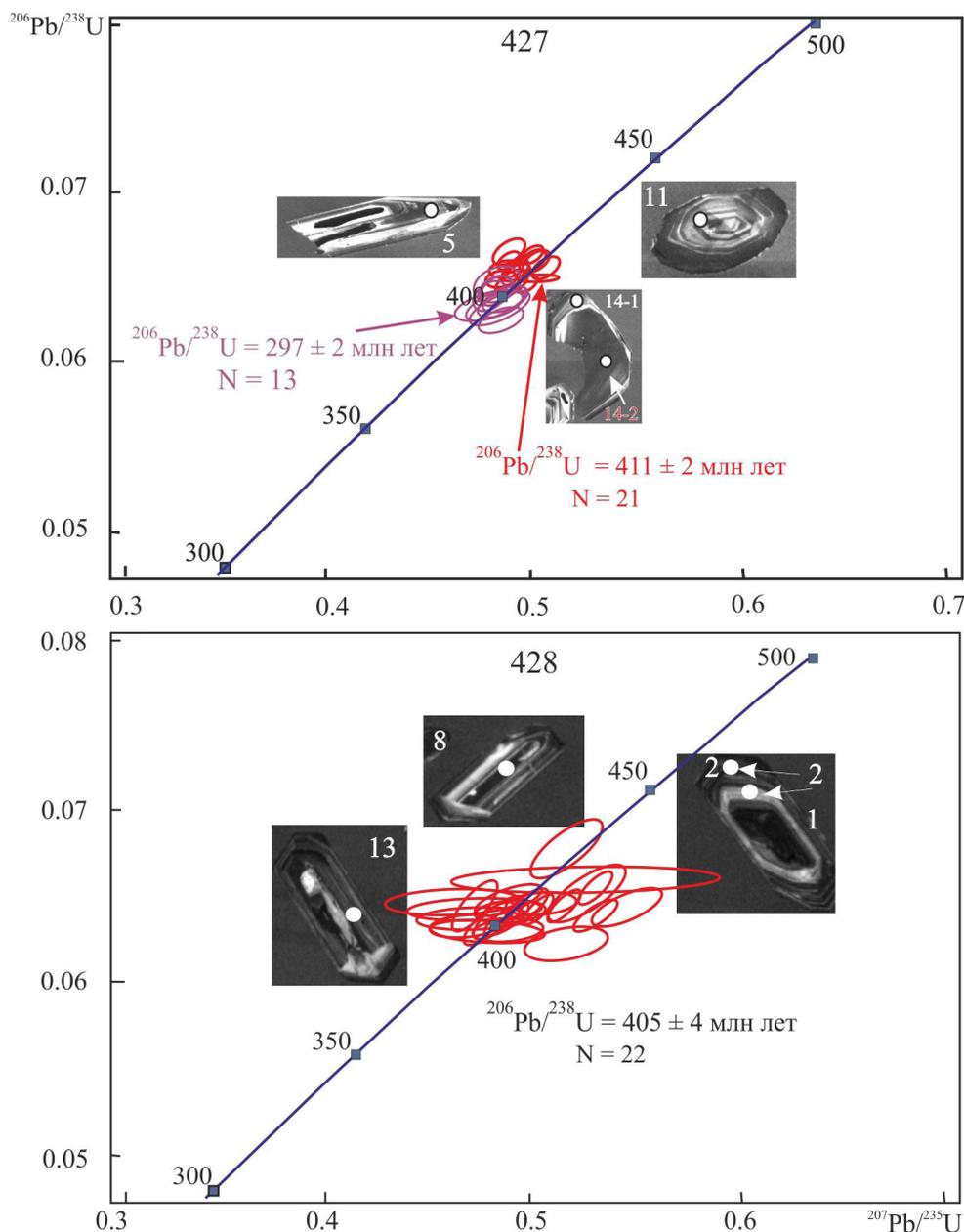


**Рис. 2.** Диаграммы  $^{206}Pb/^{238}U$ - $^{207}Pb/^{235}U$  с конкордией для цирконов из диорита к413 с вершины горы Ермакова (а) и кварцевого диорита к186 Ауэрбаховского массива (б) и **Rb-Sr** изохрона для гранитоидов Ауэрбаховского массива (в).

Анализы выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (руководитель С.А. Сергеев).

**Fig. 2.**  $^{206}Pb/^{238}U$ - $^{207}Pb/^{235}U$  diagrams with concordia for zircons from diorite k413, Ermakova Mountain (a) and quartz diorite k186, Auerbakh (б) and Rb-Sr isochron for Auerbakh massifs (в).

Analyses are carried out at the Center for Isotope Research of VSEGEI (Head S.A. Sergeev).



**Рис. 3.** Диаграммы  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  с конкордией и катодолуминесцентные изображения цирконов из мигматизированного амфиболового габбро 427 и тронджемита 428 – продукта кристаллизации анатектического расплава.

Анализы выполнены в лаборатории IBERSIMS Университета г. Гранада (Испания) на приборе SHRIMP-II проф. П. Монтеро. На верхней диаграмме овалами фиолетового цвета показаны результаты анализов циркона из габбро mz413 в лаборатории Музея естественной истории, Лондон (аналитик М. Смит, метод LA-ICP MS).

**Fig. 3.**  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  diagrams with concordia and cathodoluminescence images of zircons from migmatized amphibole gabbro 427 and trondhjemite 428 which is the product of anatectic melt crystallization.

Analyses are carried out in the laboratory IBERSIMS University of Granada (Spain) on the instrument SHRIMP-II by prof. P. Montero. On the upper diagram purple ovals show the results of analysis of samples of gabbro mz 413 in the laboratory of the Natural History Museum, London (analyst M. Smith, method LA-ICP MS).

миты представлены среднезернистыми биотитовыми разностями с первичным эпидотом, акцессорные – сфен и апатит. Типоморфным для структу-

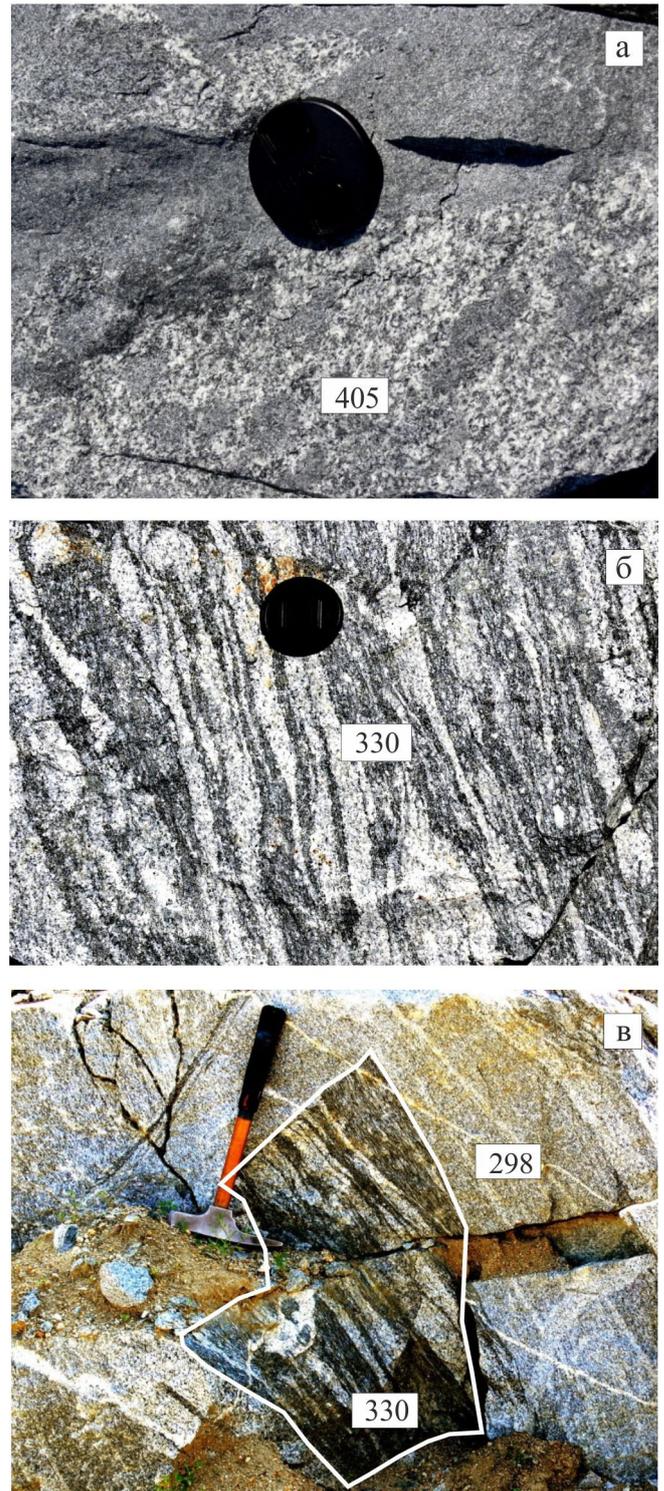
ры габбро и гранитоидов является наличие межзернового мелкозернистого аллотриоморфного кварцполевошпатового агрегата. По составу плагиоклаз

крупных таблиц и межзернового агрегата сходен и отвечает олигоклазу. Возникновение такого кварц-полевошпатового агрегата обусловлено анатексисом, процессом частичного плавления породы, в которой он находится.

Из блока среднезернистого роговообманкового габбро и трондjemита, вмещающего габбро и образованного в результате его частичного плавления, был выделен циркон, проанализированный в лаборатории IBERSIMS Университета г. Гранада на приборе SHRIMP-II (рис. 3). В обеих пробах цирконы представлены призматическими зональными зернами магматического облика.  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст циркона из габбро  $411 \pm 2$  млн лет, а из трондjemита –  $405 \pm 4$  млн лет. Полученные значения отвечают раннему девону (эмсу) и в пределах ошибки измерений очень близки для габбро (протолита) и продукта его частичного плавления – трондjemита. Эти значения отвечают времени внедрения богатого водой базитового расплава, его кристаллизации в виде роговообманкового габбро, частичного плавления (автомигматизации) габбро, образованию анатектического расплава трондjemитового состава и его кристаллизации в соответствии с ранее опубликованной моделью (Ферштатер и др., 2004).

Курманский габбро-трондjemитовый массив начинается магматизм в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока. Внедрением в раннем девоне габбро и тоналитов этого массива начинается формирование каменноугольного Каменского мигматит-гранитного плутона ( $331 \pm 3.7$ ,  $298.4 \pm 2.8$ ,  $280.8 \pm 5.1$  и  $250.3 \pm 1.6$  млн лет), а затем и гранитного Адуйского массива (290–250 млн лет). Последовательность событий выглядит следующим образом: 1) внедрение габброидов и их автомигматизация с образованием гранодиоритов и трондjemитов в качестве продуктов мигматизации (рис. 4а); 2) многоактная мигматизация гранодиоритов и трондjemитов с образованием главной массы мигматитов Каменского массива (рис. 4б, в), конечным продуктом эволюции которых является гранитный расплав, образующий граниты Адуйского массива возрастом 290 млн лет. Ранняя глиноземистая роговая обманка, судя по плагиоклаз-роговообманковому барометру (Ферштатер, 1990), в продуктах анатексиса и мигматизации в Курманском массиве уравновешена с плагиоклазом при давлении  $9 \pm 1$  кбар; поздние стадии становления массива, в которые кристаллизуется бедная глиноземом роговая обманка, отвечают давлению около 4 кбар (рис. 5). Соотношение кварца и плагиоклаза в кварц-полевошпатовом агрегате, продукте кристаллизации остаточного анатектического расплава, соответствует котектике при давлении 3–4 кбар (Замятина, Бородин, 2015) и подтверждает приведенную выше величину давления на заключительных этапах кристаллизации.

Становление всех остальных раннедевонских массивов северо-западного мегаблока, завершаю-

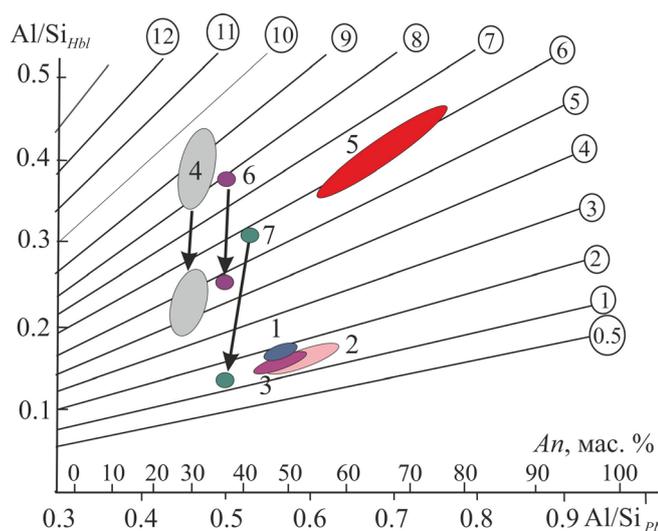


**Рис. 4.** Породы разных стадий мигматитизации в Курманском (а) и Каменском (б, в) массивах.

Цифры – возраст, млн лет. Пояснения см. в тексте.

**Fig. 4.** Photos of rocks with different stages of migmatitization in Kurmanka (а) and Kamensk (б, в) massifs.

The figures are age, Ma. Explanations see in the text.



**Рис. 5.** Диаграмма  $Al/Si_{Hbl}-Al/Si_{Pl}$  – роговообманково-плаггиоклазовый барометр (Ферштатер, 1990).

Тонкие линии, маркированные цифрами в кружках, – изобары, цифры – давление, кбар. Массивы: 1 – гора Ермакова, 2 – Ауэрбахский, 3 – Хомутинский, 4 – Курманский, 5 – Восточно-Хабарнинский, 7 – Аккермановско-Кирпичинский; 6 – дайки спессартитов. Пояснения см. в тексте.

**Fig. 5.** Diagram  $Al/Si_{Hbl}-Al/Si_{Pl}$  – hornblende-plagioclase barometer (Ферштатер, 1990).

Thin lines, marked by figures in circles are isobars, numbers – pressure, kbar. Massifs: 1 – Ermakova Mountain, 2 – Auerbakh, 3 – Homutinsk, 4 – Kurmanka, 5 – East Khabarny, 7 – Akkermanovsko-Kirpichnynsky; 6 – spessartite dikes. Notes see in the text.

щих развитие Тагильской мегазоны, происходило в гипабиссальной фации (см. рис. 5). Ведущим механизмом их формирования была кристаллизационная дифференциация базитового расплава. В распределении редких и редкоземельных элементов в породах всех раннедевонских массивов Среднего Урала отмечаются такие общие черты, как отрицательная аномалия ниобия и отрицательный наклон трендов РЗЭ (рис. 6), обусловленные надсубдукционной природой магматизма. В то же время отчетливо проявлено уменьшение концентрации большинства редких элементов в массивах восточной части Среднеуральского блока (Хомутинского и Курманского) по сравнению с одновозрастными массивами Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны, отражающее рост деплетирования мантии, источника раннедевонского магматизма в восточном направлении (Ферштатер, 2013).

#### РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО УРАЛА

Раннедевонский магматизм Южного Урала относится к обдукционному типу (Ферштатер, Крас-

нобаев, 2007; Ферштатер, 2013). Термином “обдукция”, введенным в научный оборот Р. Колманом, обозначают надвигание тектонических пластин, сложенных фрагментами океанической литосферы, на континентальную окраину. Магматизм этого типа сопровождается надвиг офиолитов на структуры континентальной коры и проявлен в области развития крупных ультрамафитовых аллохтонов. Преобладает ультрамафит-мафитовый по составу магматизм, продукты которого образуют расслоенные массивы или дайковые серии спессартитов.

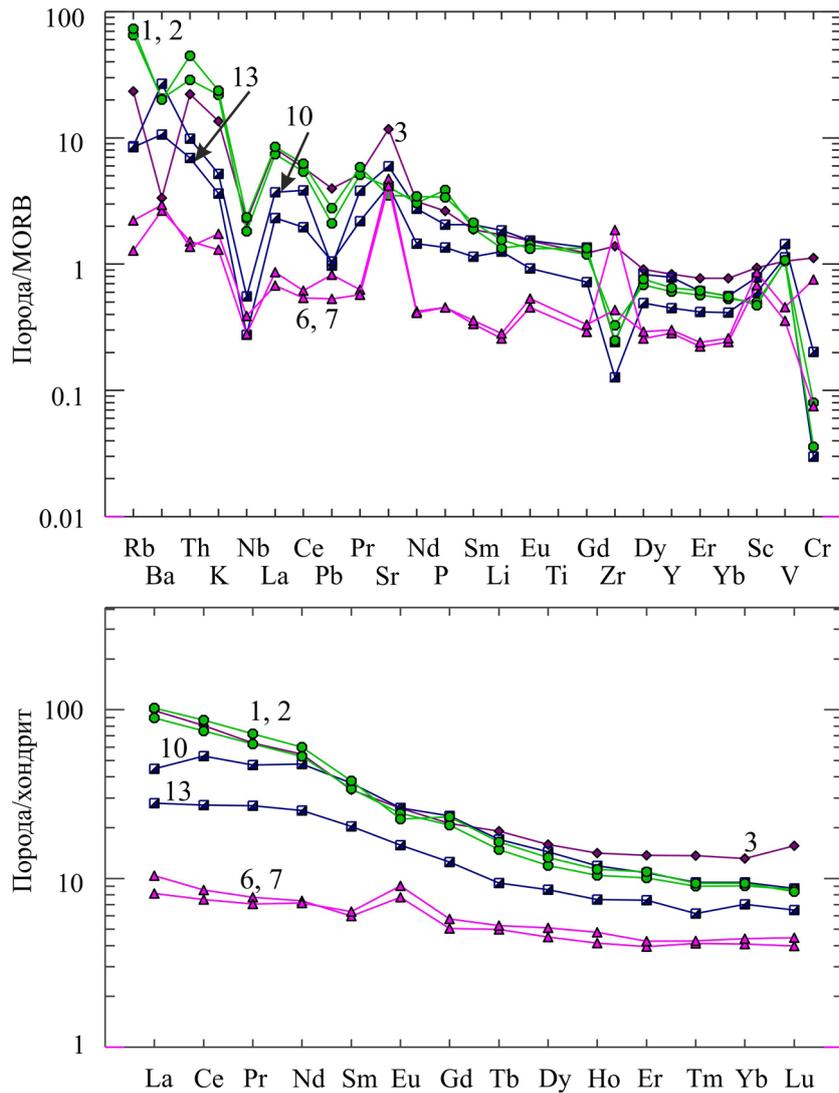
Геохимические особенности всех магматических пород, связанных своим происхождением с обдукцией, определяются масштабом разрыва слэба и глубинным строением региона магмообразования, а именно наличием или отсутствием в очаге или на пути интрузии континентальной коры. Одно из следствий – существование среди расслоенных интрузивов двух групп, различающихся составом габброидов. В первую из них входят натровые массивы, породы которых обеднены калием и литофильными редкими элементами: Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичинский, а во вторую – обогащенные калием массивы: Восточно-Хабарнинский и Нуралинский, а также спессартитовые дайки. Обе группы характеризуются связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия.

Массивы натровой группы занимают положение переходной зоны в понимании А. Николя (Nicolas, 1989) в идеализированном разрезе офиолитового комплекса. Они прорывают мантийные гарцбургитовые тектониты, залегают на них и перекрываются зонами параллельных даек и пиллоу-лавами.

Обогащенные калием расслоенные массивы не имеют гранитоидной и субвулканической частей и состоят в первом приближении из мафит-ультрамафитовой (дунит-клинопироксенитовой и вебстеритовой в Восточно-Хабарнинском и дунит-верлит-клинопироксенитовой – в Нуралинском массиве) и существенно габброидной залежей.

На примере наиболее хорошо сохранившегося на Урале кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса, одного из самых крупных и детально изученных, устанавливается определенная последовательность событий, связанных с его обдукцией, продолжительностью не менее 50–70 млн лет. Эта последовательность включает дообдукционный этап – формирование собственно океанического (?) фрагмента, состоящего из дунит(лерцолит)-гарцбургитовых тектонитов и сопровождающих их параллельных диабазовых даек и пиллоу-лав с N-MORB геохимическими параметрами, и его обдукцию на структуры континентальной коры.

Наиболее интенсивные обдукционные движения отвечают возрастному интервалу 415–395 млн лет (Пушкарев и др., 2008; Ферштатер, 2013). Обдукция сопровождается формированием:



**Рис. 6.** Распределение редких и редкоземельных элементов в раннедевонских базитах Среднего Урала. Наименование и состав пород см. в табл. 1.

**Fig. 6.** The distribution of rare and rare-earth elements in the Early Devonian basites of the Middle Urals. Composition of the rocks see in Table 1.

1) дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовой расслоенной залежи в восточном борту Хабаровинского массива (Восточно-Хабаринский массив) и небольших кольцевых интрузивов такого же состава в гарцбургитах Хабаровинского массива, принадлежащих молостовскому комплексу (415–405 млн лет);

2) крупного верлит-троктолит-габбрового расслоенного Кокпектинского интрузива в западной части Кемпирсайского массива (около 400 млн лет) (Edwards, Wasserburg, 1985; Sharma, Wasserburg, 1996) и Аккермановско-Кирпичнинского расслоенного дунит-клинопироксенит-габбро-плагиигранитного интрузива и сопровождающих его параллельных диабазовых и плагиигранитных даек

(394 млн лет), который прорывает и перекрывает хабаринские гарцбургиты;

3) роев спессартитовых даек (394–400 млн лет);  
4) обдукционных гранитов (393–400 млн лет) и сопровождающих их амфиболит-мигматитовых комплексов.

За пределами кемпирсайско-хабаринского аллохтона раннедевонские магматиты локализованы в Велиховском клинопироксенит-габбро-сиенитовом массиве (393 млн лет), напрямую не связанном с обдукцией и завершающем магматизм в районе.

Севернее раннедевонские магматиты ассоциированы с существенно лерцолитовыми массивами Нурали, Миндяк, Крака и представлены расслоенными верлит-клинопироксенит-габбро-диоритовыми

массивами, а также роями габбровых даек, аналогичных по составу габброидам расслоенных массивов. Наиболее достоверно цирконовый возраст определен для расслоенного габбро-диоритового массива, ассоциированного с Нуралинским лерцолитовым аллохтоном, для которого он составляет 400 млн лет (Ферштатер и др., 2000).

**Восточно-Хабарнинский** дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый массив залегает, как следует из его названия, в восточной части Хабарнинского гарцбургитового массива и, по данным ряда исследователей, вместе с гарцбургитами находится в перевернутом положении. Он имеет многофазное строение и сложен как минимум четырьмя крупными залежами (снизу вверх в современном залегании) – габбро-норитовой, вебстеритовой, клинопироксенитовой и верлит-дунитовой. Строение массива в целом сходно с опрокинутым стандартным расслоенным интрузивом, но анализ расслоенности каждой залежи в отдельности свидетельствует о том, что опрокинутому залеганию соответствует только строение верхней клинопироксенит-дунитовой части массива, прилегающей к гарцбургитам, тогда как габбро-норит-вебстеритовая часть массива характеризуется нормальным поведением состава пород и минералов, свойственным расслоенным массивам (Петрология..., 1991; Ферштатер, 2013).

Минеральный состав главных разновидностей пород (обозначения минералов по (The nomenclature..., 1998), цифры у индексов железомagneзиальных силикатов – #Mg = 100Mg/(Mg+Fe), у плагиоклаза – содержание анортита): дунит –  $Ol_{92-90}$ ,  $Ol_{85-82}$ ,  $Cpx_{95}$ ,  $Cr$ ; клинопироксенит –  $Ol_{90-80}$ ,  $Cpx_{95-75}$ ,  $Bt_{75}$ ,  $Hbl_{70}$ ,  $Cr$ ,  $Mt$ ; вебстерит –  $Cpx_{75-70}$ ,  $Orx_{70}$ ,  $Hbl_{70}$ ,  $Pl_{80-60}$ ,  $Mt (\pm Or)$ ; габбро-норит –  $Cpx_{70-65}$ ,  $Orx_{65-60}$ ,  $Hbl_{60-50}$ ,  $Bt_{60-50}$ ,  $Pl_{60-50}$ ,  $Mt$ ,  $Or$ .

Габбро-нориты и вебстериты характеризуются нормальной для расслоенных базитов скрытой геохимической зональностью, которая согласуется с моделью магматического фракционирования: снизу вверх в них падает содержание никеля, увеличивается концентрация титана, иттрия, уменьшается магнезиальность, тогда как клинопироксенитовая и верлит-дунитовая залежи характеризуются противоположными трендами. Габбро-нориты содержат ксенолиты контактирующих с ними на востоке амфиболитов и образуют в них дайки, а вебстериты, в свою очередь, образуют дайки в вышезалегających пироксенитах, дунитах, гарцбургитах и амфиболитах.

Восточно-Хабарнинский массив сопровождается небольшими кольцевыми интрузивными дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-гранитоидными телами в гарцбургитах, которые выделены в молодостовский комплекс (Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, 1987; Петрология..., 1991). В отличие от габбро-норитов Восточно-Хабарнинского расслоенного массива, производных маловодного рас-

плава, которые содержат роговую обманку только в качестве позднего минерала, габброиды молодостовского комплекса – это продукты кристаллизации более богатой водой магмы, и поэтому роговая обманка в них выделяется на раннем этапе в парагенезисе с клинопироксеном.

Породы Восточно-Хабарнинского массива характеризуются низкой магнезиальностью, повышенным содержанием калия и крупноионных литофильных элементов (табл. 2, рис. 7), а также отрицательным наклоном трендов распределения РЗЭ (рис. 8) с  $La_N/Lu_N \geq 2$ . Эти тренды в габбро-норитах и вебстеритах сходны, а в области средних и тяжелых РЗЭ – идентичны. Распределение редких элементов характеризуется наличием положительных аномалий **Sr, P и отрицательных – Zr, Nb. Вещественный состав свидетельствует о принадлежности магматического источника к метасоматизированной мантии.**

Результатом разрыва слэба и сплошности верхней мантии при обдукции и спровоцированного ими плавления являются многочисленные **дайки спессартитов** (Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, 2013). Породы образуют рои даек мощностью до 2–3 м и небольшие – до первых сотен метров в поперечнике – интрузивные тела в гарцбургитах, базальтах, зонах параллельных диабазовых даек, в расслоенных интрузивах. Обычно хорошо выражены закаленные контакты даек. Породы имеют типичную лампрофировую структуру (идиоморфные зерна роговой обманки и клинопироксена в мелкозернистом существенно полевошпатовом базисе), позволяющую надежно отделять их от габброидов других формаций уже при микроскопическом исследовании.

Содержания петрогенных и редких элементов в спессартитах сильно варьируют (см. табл. 2, рис. 7). Породы отличаются повышенным содержанием **K, Sr, P. На спайдерграммах отчетливо выражены отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные – Sr, Pb, Li (рис. 8), что свидетельствует о надсубдукционной природе пород и участии в их формировании флюида, источником которого служила дегидратация слэба. Часть спессартитов имеет тренды РЗЭ, сходные с большинством габброидов калиевой группы массивов при  $La_N/Lu_N > 1$  (hb293), часть из них (например, hb286) обладает трендами, близкими к MORB (см. рис. 8).**

**Кокпектинский массив** располагается в западном экзоконтакте Кемпирсайского гарцбургитового массива и представляет собой круто падающее на запад тело мощностью не менее 4 км, разбитое тектоническими нарушениями на ряд блоков. Эти блоки перемещены друг относительно друга незначительно, что позволяет реставрировать первичную структуру массива, в том числе его скрытую расслоенность (Эвгеосинклинальные..., 1984). Под интрузивом залегают гарцбургиты, а перекры-

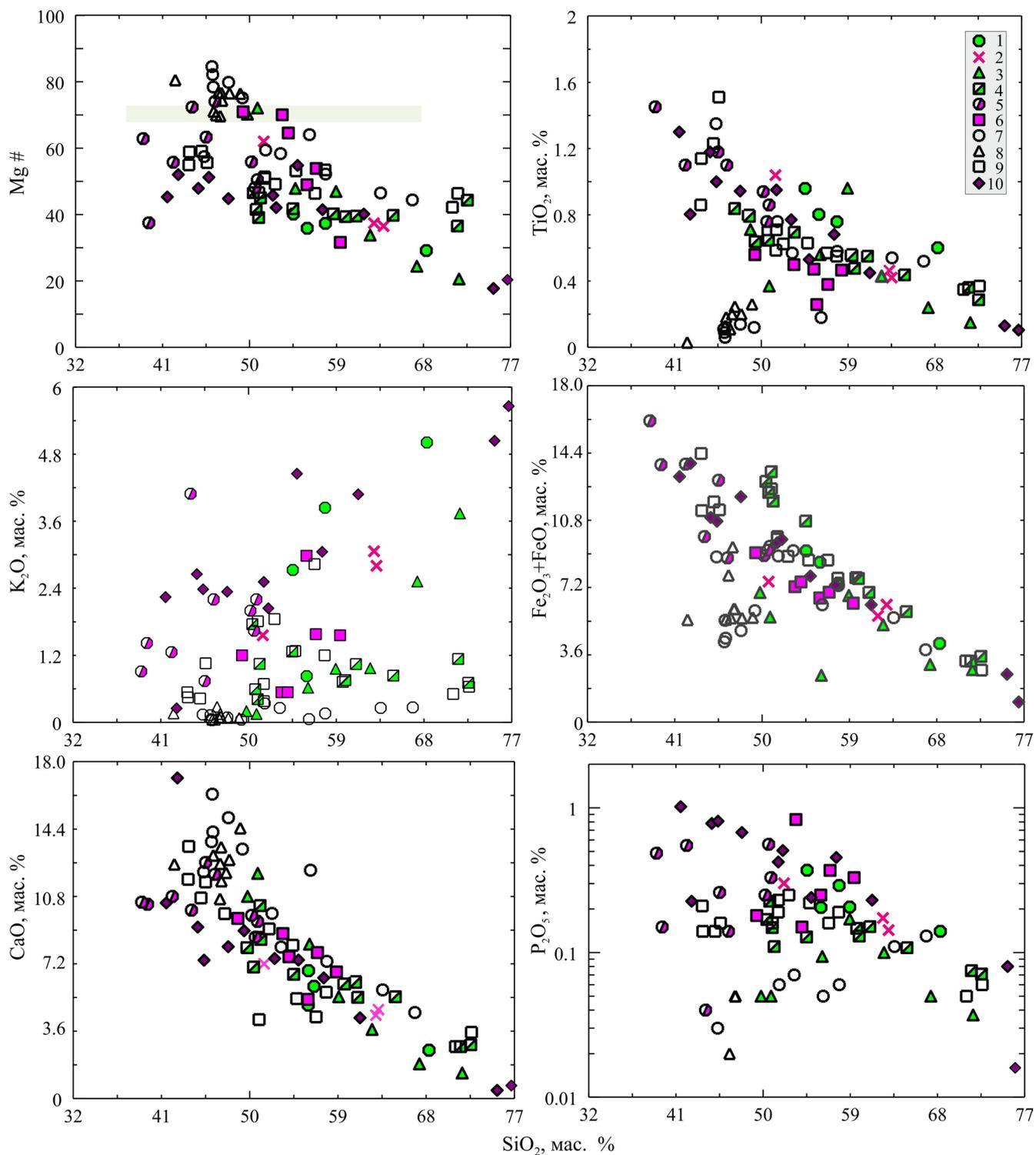
**Таблица 2.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Восточно-Хабарнинского массива (1–7) и в спессартитовых дайках (8–11)

**Table 2.** The content of major (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks of the East Habarny massif (1–7) and spessartite dikes (8–11)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	43.50	49.80	44.90	50.82	50.20	46.42	50.58	49.35	55.95	56.92	59.4
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.28	1.51	0.86	0.94	1.10	0.76	0.56	0.21	0.38	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.21	3.47	5.91	16.93	16.73	10.69	17.06	11.37	17.25	15.87	18.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	1.80	8.47	3.25	1.37	0.53	0.41	1.76	0.76	2.90	2.47
FeO	6.45	5.72	8.63	6.16	7.54	8.26	8.78	7.30	5.88	4.05	3.9
MnO	0.19	0.14	0.27	0.23	0.16	0.12	0.16	0.22	0.1	0.15	0.26
MgO	25.56	18.60	13.46	5.20	6.23	14.00	4.76	12.17	3.54	4.37	1.59
CaO	9.19	17.90	14.81	9.47	9.79	11.98	8.62	9.74	5.3	7.80	6.57
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.40	0.60	2.85	2.68	1.19	2.68	2.00	5.44	2.70	2.54
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.27	2.20	2.00	2.20	1.64	1.20	2.98	1.58	1.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.10	0.22	0.33	0.25	0.14	0.56	0.18	0.25	0.37	0.33
Li	1.93	1.87	5.35	14.48	11.10	1.38	1.71	Н. о.	8.25	6.91	3.681
Rb	2.98	0.35	0.05	67.34	32.12	44.03	33.45	20.97	53.491	53.69	40.648
Cs	0.07	0.01	0.00	2.35	0.09	0.68	0.14	4.02	0.225	0.99	1.091
Be	0.00	0.00	0.16	1.23	0.16	0.56	0.96	1.08	0.817	1.54	1.585
Sr	76.02	73.3	150.8	873.0	847.1	303.3	1120.6	568.4	625.3	708.9	627.6
Ba	29.50	2.6	40.4	449.6	588.3	387.7	514.1	323.6	1076	313.7	629.5
Sc	37.33	92.83	97.45	18.82	25.07	77.95	2.13	40.82	4.383	25.25	5.60
V	155.2	241.6	803.8	333.8	372.3	382.7	286.9	216.7	56.8	192.3	31.0
Cr	3569	1660	306.30	94.46	90.23	763.30	71.76	1185	18.30	84.08	12.47
Co	86.26	63.41	63.36	30.00	35.79	48.94	22.89	43.39	9.07	19.46	3.76
Ni	714.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	178.57	26.23	36.68	7.14
Cu	61.56	0.00	56.03	49.26	45.56	131.90	33.35	58.98	44.43	61.60	17.19
Zn	58.26	55.03	162.55	133.62	125.99	97.47	118.06	74.42	40.72	50.51	61.95
Ga	4.67	3.81	14.62	25.05	25.57	16.29	24.71	12.05	10.68	14.55	16.99
Y	4.79	7.25	23.12	19.31	16.97	12.31	19.16	14.57	8.63	9.60	23.12
Nb	0.13	1.83	2.58	3.59	2.29	2.94	4.17	2.81	1.78	2.14	4.449
Ta	0.03	0.00	0.86	0.00	0.00	0.56	0.02	0.16	0.16	0.15	0.386
Zr	4.99	0.00	14.16	27.08	13.59	17.68	45.92	27.79	51.34	57.31	85.94
Hf	0.23	0.00	0.62	0.80	0.39	0.46	1.82	0.80	1.66	1.84	2.58
Mo	0.06	0.41	0.46	1.73	1.19	4.05	4.45	0.14	0.39	3.43	0.85
Sn	6.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Н. о.	0.89	1.23	1.90
Tl	0.07	0.84	0.10	0.29	0.02	0.30	4.02	0.55	1.15	0.47	0.38
Pb	0.19	0.00	0.00	5.68	0.72	0.00	5.85	5.22	8.66	14.04	18.32
U	0.30	0.00	0.00	1.24	0.13	0.28	1.85	0.40	1.94	2.34	2.14
Th	0.11	0.00	0.00	2.61	0.41	0.84	3.17	0.19	4.52	6.43	5.93
La	0.74	0.28	2.46	11.31	5.94	6.31	12.75	1.47	13.82	13.40	17.82
Ce	2.32	0.99	9.84	26.82	13.98	12.45	30.53	5.48	29.88	29.13	41.92
Pr	0.39	0.31	1.97	3.46	1.93	1.88	4.06	0.99	3.48	3.54	5.17
Nd	2.08	2.28	11.61	14.80	9.62	9.12	19.16	4.91	13.16	14.77	20.70
Sm	0.69	0.69	3.47	3.30	2.55	2.40	4.12	1.65	2.38	3.04	4.38
Eu	0.25	0.21	0.88	1.07	1.10	0.74	1.20	0.59	0.82	0.87	1.20
Gd	0.80	0.84	3.46	2.96	2.40	1.90	3.24	1.93	1.81	2.41	3.93
Tb	0.14	0.14	0.59	0.47	0.39	0.30	0.53	0.32	0.25	0.34	0.66
Dy	0.88	1.00	3.83	2.87	2.65	1.98	3.23	1.94	1.62	1.81	4.03
Ho	0.19	0.19	0.76	0.61	0.55	0.38	0.66	0.45	0.35	0.34	0.93
Er	0.50	0.47	2.02	1.63	1.38	1.04	1.78	1.40	1.04	0.91	2.72
Tm	0.07	0.08	0.34	0.28	0.25	0.15	0.30	0.19	0.16	0.15	0.46
Yb	0.46	0.42	1.95	1.78	1.53	0.91	1.92	1.38	1.10	0.95	3.09
Lu	0.07	0.07	0.35	0.33	0.27	0.11	0.35	0.22	0.19	0.15	0.48

Примечание. 1–5 – Восточно-Хабарнинский массив: 1 – верлит 1216, 2 – оливиновый клинопироксенит 1180, 3 – вебстерит 1195, 4 – средний габбро-норит, 5 – габбро-норит 855; 6, 7 – молостовский комплекс: 6 – меланогаббро 151, 7 – габбро 212; 8–11 – жильные спессартиты.

Note. 1–5 – East Habarny massif: 1 – wehrlite 1216, 2 – olivine clinopyroxenite 1180, 3 – websterite 1195, 4 – gabbro-norite (average), 5 – gabbro-norite 855; 6, 7 – Molostovsky complex: 6 – melanogabbro 151, 7 – gabbro 212; 8–11 – veined spessartites.

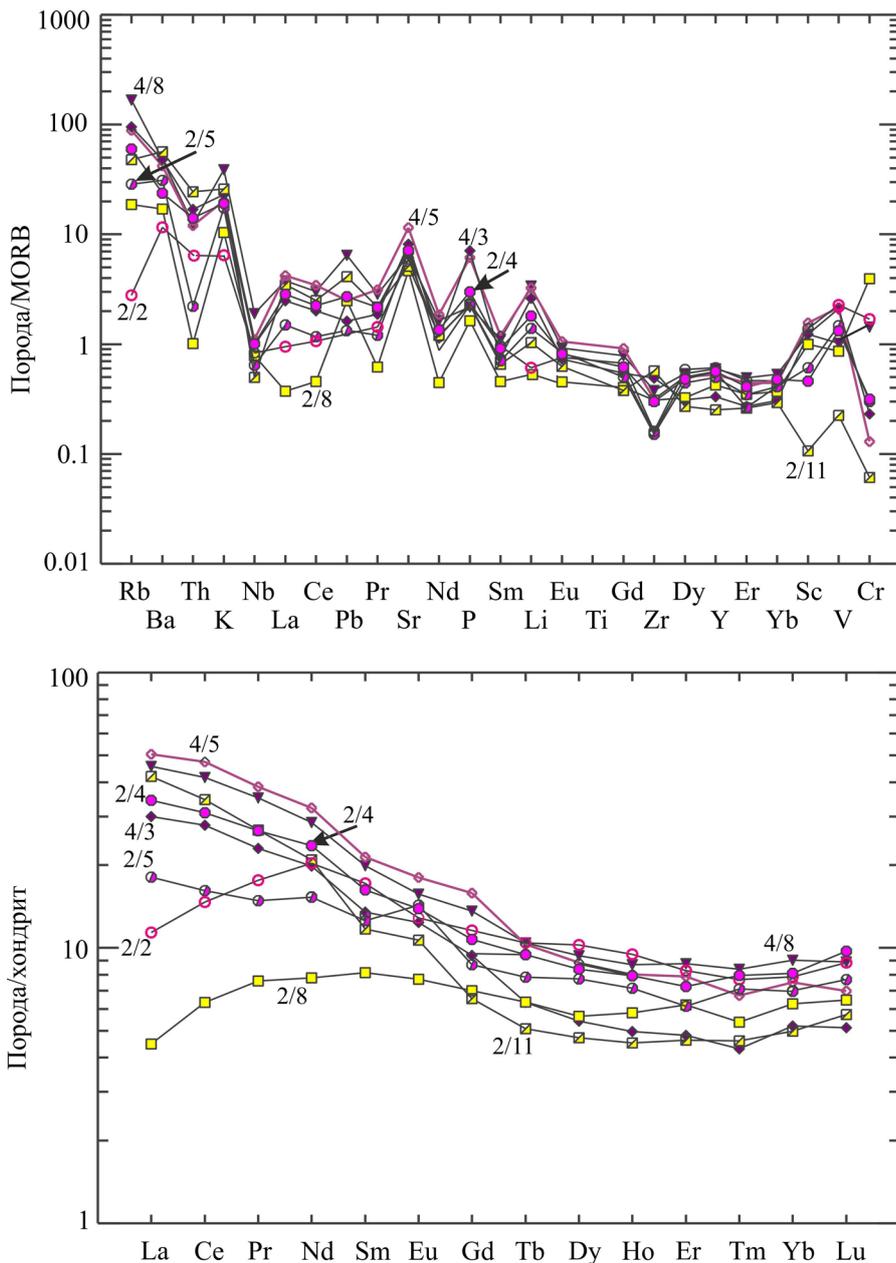


**Рис. 7.** Диаграммы  $\text{SiO}_2$ –Mg#,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  для раннедевонских магматитов.

1–4 – среднеуральские массивы: 1 – гора Ермакова, 2 – Ауэрбаховский, 3 – Хомутинский, 4 – Курманский; 5–11 – южно-уральские массивы: 5 – Восточно-Хабарнинский, 6 – дайки спессартитов, 7 – Аккермановско-Кирпичнинский, 8 – Кокпектинский, 9 – Нуралинский, 10 – Велиховский.

**Fig. 7.** Diagrams  $\text{SiO}_2$ –Mg#,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  for Early Devonian igneous rocks.

1–4 – rocks of the Middle Urals massifs: 1 – Ermakova Mountain, 2 – Auerbakh, 3 – Homutinka, 4 – Kurmanka; 5–11 – rocks of the South Ural massifs: 5 – East Habarny, 6 – spessartite dikes, 7 – Akkermanovka-Kirpichny, 8 – Kokpekty, 9 – Nurali, 10 – Velikhovka.



**Рис. 8.** Распределение редких и редкоземельных элементов в спессартитовых дайках и породах Восточно-Хабарнинского и Велиховского массивов.

Наименование и состав пород см. в табл. 2, 4. Здесь и на рис. 9, 12 номер тренда включает в числителе номер таблицы, в знаменателе – порядковый номер анализа в ней.

**Fig. 8.** The distribution of rare and rare earth elements in spessartite dykes and rocks of the East Khabarny and Velikhovka massifs.

Name and composition of the rocks see in Table 2 and 4. Here and in Fig. 9, 12 number of trend comprises the table number in the numerator of and current analysis number in the denominator.

вают его базальты MORB-типа. Восточный контакт массива с гарцбургитами интрузивный. В подошве массива троктолиты содержат многочисленные ксенолиты контактово-преобразованных гарцбургитов, превращенных в антигоритовые серпентиниты. Верхний контакт с базальтами тектониче-

ский с неясными возрастными взаимоотношениями габбро и базальтов.

Кокпектинский массив сложен (снизу вверх) троктолитами, оливиновыми габбро и клинопироксеновыми габбро. Текстура габброидов трахитоидная. Полосчатые зоны отмечаются по все-

му разрезу и суммарно составляют менее 30% его объема. Они представлены переслаиванием троктолитов и разных по составу габбро. Состав пород в таких зонах варьирует в широких пределах от меланократовых разностей, содержащих 60–70% фемических минералов, до анортозитов (Эвгеосинклинальные..., 1984).

За пределами полосчатых зон троктолиты, оливиновые и клинопироксеновые габбро обладают высокой степенью однородности. Каждая разновидность в точности отвечает котектике плагиоклаза с соответствующими фемическими минералами (Ферштатер, 1987), что не оставляет сомнений в том, что все названные разновидности габброидов представляют собой расплавы. В вертикальном разрезе интрузива снизу вверх от троктолита к габбро плавно повышается количество фемических минералов, отражающее рост меланократовости котектик в ряду  $Ol + Pl-Ol + Crx + Pl-Crx + Pl$ , отвечающем составам соответственно троктолитов, оливиновых и клинопироксеновых габбро. Плавность изменения состава при этом отражает скрытую расслоенность пород в пределах каждой порции первоначально котектического расплава. От троктолита к габбро постепенно падает магнезиальность пород и растет содержание большинства редких и всех редкоземельных элементов (Ферштатер, 2013).

Эти данные свидетельствуют о формировании Кокпектинского массива в результате последовательного внедрения во все более высокие горизонты магматической камеры, занятой сейчас массивом, котектических магматических расплавов, которые, по-видимому, образованы в результате фракционирования троктолитового расплава в гипотетическом, более глубоком, очаге (Ферштатер, 1987). Состав этих расплавов последовательно менялся от троктолитового до базальтового типа N-MORB. Крайне низкие содержания некогерентных элементов в троктолитах (табл. 3) свидетельствуют о высокой степени деплетированности мантийного источника их магмы. В этом отношении породы Кокпектинского массива подобны офиолитам. Тренды распределения редких элементов характеризуются отрицательными аномалиями Th, Pb, Zr и положительными – Ba, Sr, P, Li, свидетельствующими об участии в формировании пород флюида, генерированного в зоне субдукции. Распределение P3Э подобно базальтам MORB с  $La_N/Lu_N < 1$ , но при более низком содержании элементов (рис. 9).

Особенности минерального состава пород подробно рассмотрены в отдельных работах (Эвгеосинклинальные..., 1984; Петрология..., 1991). Следует обратить внимание на отсутствие в породах первичной роговой обманки, что свидетельствует о низком содержании воды в магматических расплавах, давших всю интрузивную серию.

**Аккермановский и Кирпичнинский массивы** прорывают и перекрывают аллохтонные пластины

сложно построенного Хабарнинского офиолита. По всей вероятности, они представляют собой части единого интрузива, эродированного над Хабарнинским гарцбургитовым массивом и сохранившимся в его краевых частях.

Наиболее полно сохранился Кирпичнинский фрагмент массива, который представлен расслоенным верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитоидным интрузивом и примыкающей к нему с запада зоной параллельных диабазовых даек и базальтов (Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, Хазова, 1991; Семенов, 2000). Нижняя (восточная) часть Кирпичнинского массива сложена крупнозернистыми битовнивыми оливиновыми габбро-норитами, перемежающимися с оливиновыми вебстеритами и клинопироксенитами. Контакт этой части массива с серпентинизированными гарцбургитами отчетливо интрузивный. В контактовой зоне шириной около 200 м гарцбургиты превращены в антигоритовые серпентиниты и интродуцированы многочисленными телами, часто расслоенными, плагиоклазовых оливиновых вебстеритов и оливиновых габбро-норитов, которыми сложена нижняя часть Кирпичнинского массива.

Мощность нижней зоны Кирпичнинского массива 300–400 м. Снизу вверх количество пироксенитовых прослоев сокращается, оливиновые габбро сменяются дупироксеновыми (габбро-норитами). Содержание анортита в плагиоклазе габброидов снизу вверх падает от  $An_{90}$  до  $An_{70}$ , магнезиальность ( $Mg/(Mg + Fe)$ ) ортопироксена падает с 0.85 до 0.72. Мощность вышележащей габбро-норитовой зоны 500–600 м. Магнезиальность ультрамафит-мафитовой части разреза плавно уменьшается снизу вверх от 0.85 до 0.45, а содержание железо-магнезиальных минералов столь же плавно снижается. Выше габбро-нориты прорваны пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-диабазами с жилами и небольшими интрузивными телами роговообманковых диоритов, тоналитов и трондьемитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Эти породы образуют верхнюю зону массива. Плагиоклаз в габбро и габбро-диабазе ( $An_{50-30}$ ) становится более кислым по сравнению с габбро-норитами ( $An_{60-40}$ ), магнезиальность роговой обманки составляет около 0.6. Гранитоиды содержат высокотитанистую роговую обманку и титаномагнетит с 5–6%  $TiO_2$ , уравновешенные, судя по ильменит-магнетитовому термометру, роговообманково-плагиоклазовому барометру и содержанию кварца в микропегматитовых олигоклаз-кварцевых сростаниях (45–50%), при давлении около 2 кбар и температуре 650–700°С. Составы пород приведены в табл. 3.

Все породы массива характеризуются низким содержанием калия, тогда как по содержанию титана и железа нижняя ультрамафит-мафитовая и верхняя мафит-гранитоидная части разреза различны. Пер-

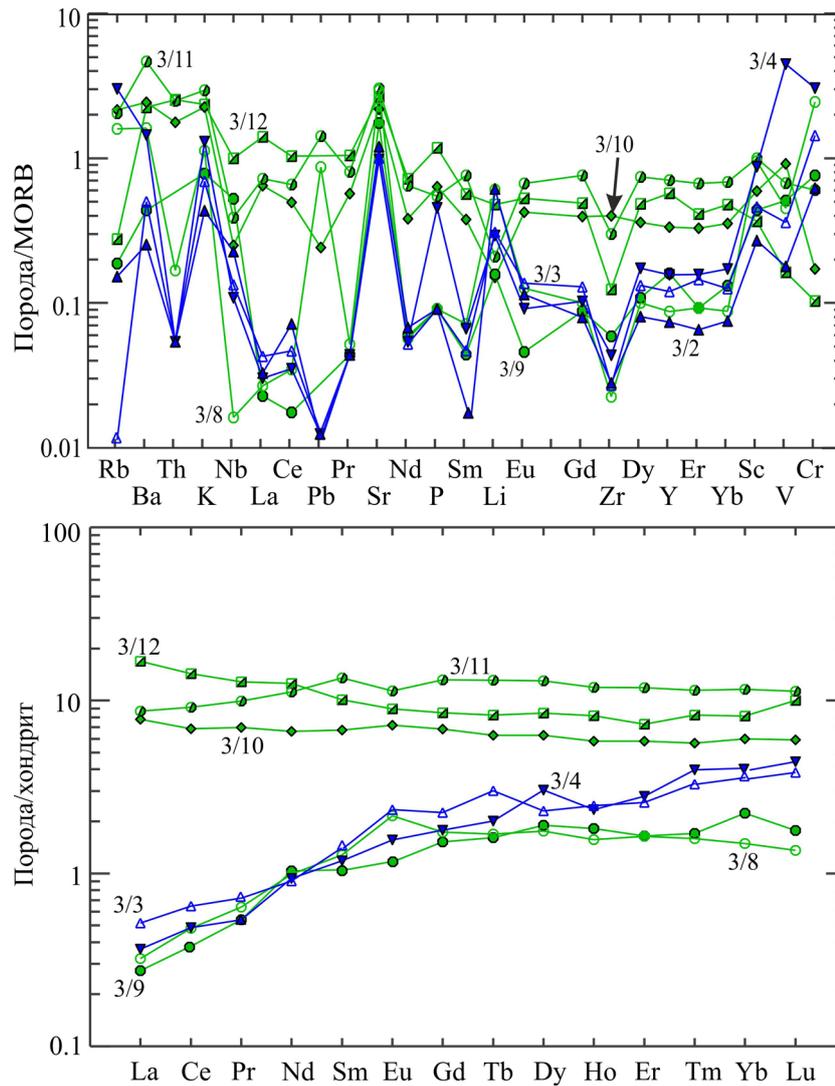
**Таблица 3.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в типичных образцах расслоенных массивов натровой группы в Кемпирсайско-Хабарнинском аллохтоне

**Table 3.** The content of major (wt%) and rare (ppm) elements in typical samples of layered massifs of the Sodium group in Kempirsay-Khabarny allochthon

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	39.14	46.30	46.98	47.18	38.54	46.51	49.33	46.12	47.84	53.21	63.56	66.85	71.00
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.13	0.20	0.21	0.06	0.10	0.15	0.11	0.14	0.57	0.54	0.52	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.11	24.14	18.02	19.62	0.88	5.00	3.79	15.34	17.79	15.83	16.47	15.80	13.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.58	1.04	1.03	0.70	6.67	2.50	1.15	1.20	1.10	4.17	1.40	0.62	0.35
FeO	7.1	4.46	8.34	5.37	3.30	4.20	6.39	3.10	3.80	5.00	4.20	3.26	2.93
MnO	0.21	0.07	0.11	0.09	0.130	0.12	0.16	0.09	0.12	0.11	0.07	0.06	0.04
MgO	25.48	7.44	11.94	9.75	37.57	20.99	19.19	12.85	10.63	6.89	2.66	1.71	1.33
CaO	6.64	12.99	10.67	12.01	0.05	15.48	17.65	13.73	15.01	8.10	5.81	4.60	2.78
Na <sub>2</sub> O	0.6	1.72	1.96	1.98	0.30	0.40	0.30	1.4	0.84	3.30	3.70	4.06	4.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.05	0.08	0.10	0.02	0.01	0.04	0.13	0.09	0.26	0.26	0.27	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.11	0.13	0.05
LOI	9.74	H.o.	H.o.	2.41	12.59	4.85	H.o.	5.01	H.o.	2.50	1.71	H.o.	2.11
Li	1.68	4.90	2.46	1.32	0.22	1.85	1.98	4.85	1.26	1.20	0.85	3.83	1.31
Rb	0.42	0.17	0.01	2.52	0.64	0.53	0.01	1.79	0.21	2.42	2.60	0.31	6.45
Cs	0.21	0.01	0.01	0.06	0.11	0.09	0.01	0.12	0.00	0.20	0.19	0.00	0.33
Be	0.14	0.01	0.01	0.22	0.13	0.22	0.07	0.42	0.00	0.39	0.60	0.41	0.66
Sr	49.66	146.6	122.7	144.0	13.06	60.39	36.03	359.80	213.70	266.00	330.30	323.40	254.80
Ba	3.03	4.82	9.53	11.96	12.08	14.14	6.02	30.64	8.30	46.27	83.81	42.79	59.92
Sc	12.64	11.06	18.95	21.66	11.65	40.32	63.21	39.07	17.97	24.26	10.34	15.08	6.16
V	53.64	45.15	90.82	85.19	40.09	100.4	190.8	113.70	128.7	231.3	92.13	41.02	54.13
Cr	238.3	186.0	431.1	484.9	1110	1429	2941	733.0	228.8	51.60	21.50	30.90	37.10
Co	77.16	36.00	57.10	33.10	108.50	51.06	54.50	21.30	27.00	22.20	10.20	9.30	7.20
Ni	543.0	170.0	380.0	153.3	1407	322.63	337.0	136.80	0.00	27.00	20.00	0.00	25.80
Cu	102.2	66.57	36.77	76.79	10.57	8.84	16.40	37.82	177.9	14.00	14.31	3.48	19.76
Zn	54.26	27.02	39.15	25.97	44.69	21.64	43.90	21.60	31.52	11.98	9.59	33.37	8.82
Ga	5.59	15.28	13.31	13.34	0.92	3.36	3.59	7.22	9.88	14.68	13.34	16.51	11.79
Y	3.23	2.52	4.10	4.97	0.99	3.01	4.28	2.98	5.47	11.44	11.54	19.57	13.68
Nb	0.07	0.81	0.48	0.11	0.10	0.10	0.16	0.06	1.88	0.89	1.87	3.58	2.12
Ta	0.04	0.13	0.14	0.03	0.08	0.03	0.16	0.03	0.00	0.10	0.16	0.08	0.20
Zr	6.66	2.52	2.44	4.00	4.51	6.40	4.92	2.03	5.30	36.09	17.99	11.20	50.55
Hf	0.29	0.01	0.01	0.21	0.19	0.25	0.16	0.11	0.00	1.09	0.93	0.36	1.67
Mo	0.85	0.23	24.96	0.66	0.20	0.22	2.27	1.08	0.64	0.24	0.69	0.85	3.43
Sn	0.24	0.01	0.01	0.28	1.71	0.75	1.85	3.35	0.00	1.16	0.48	0.00	1.43
Tl	1.25	0.01	0.47	0.80	1.47	1.68	0.05	0.04	0.07	0.59	0.57	0.00	0.13
Pb	0.38	0.01	0.01	0.36	1.26	0.46	1.36	1.83	0.00	0.51	1.57	0.00	1.19
U	0.03	0.01	1.00	0.05	0.09	0.04	0.05	0.01	0.00	0.15	0.24	0.15	0.20
Th	0.02	0.01	0.01	0.02	0.07	0.06	0.01	0.03	0.00	0.33	0.81	0.47	0.87
La	0.20	0.13	0.17	0.20	0.19	0.26	0.16	0.11	0.09	2.56	5.21	5.55	6.77
Ce	0.60	0.86	0.56	0.73	0.48	0.78	0.64	0.42	0.21	5.93	11.38	12.37	13.68
Pr	0.13	0.07	0.07	0.16	0.07	0.15	0.13	0.08	0.07	0.91	1.57	1.67	1.65
Nd	0.76	0.74	0.57	1.00	0.37	0.88	0.82	0.63	0.65	4.18	6.74	7.92	7.03
Sm	0.31	0.01	0.17	0.52	0.11	0.36	0.33	0.26	0.16	1.37	1.79	2.05	1.72
Eu	0.17	0.15	0.18	0.38	0.03	0.14	0.14	0.17	0.06	0.56	0.72	0.69	0.51
Gd	0.46	0.38	0.62	0.79	0.14	0.51	0.57	0.48	0.42	1.89	2.06	2.34	1.99
Tb	0.09	0.01	0.15	0.14	0.03	0.09	0.11	0.08	0.08	0.31	0.37	0.41	0.37
Dy	0.64	0.48	0.79	0.96	0.17	0.61	0.74	0.60	0.65	2.16	2.41	2.90	2.38
Ho	0.14	0.05	0.19	0.20	0.04	0.14	0.16	0.12	0.14	0.45	0.51	0.63	0.55
Er	0.39	0.26	0.58	0.55	0.11	0.39	0.47	0.37	0.37	1.31	1.47	1.64	1.60
Tm	0.06	0.01	0.20	0.08	0.02	0.06	0.07	0.06	0.06	0.20	0.22	0.29	0.246
Yb	0.43	0.28	0.47	0.52	0.11	0.34	0.43	0.33	0.49	1.32	1.49	1.79	1.658
Lu	0.07	0.01	0.13	0.07	0.02	0.04	0.06	0.05	0.06	0.20	0.23	0.34	0.261

Примечание. 1–4 – Кокпектинский массив: 1 – верлит 342, 2 – троктолит 343, 3 – оливиновое габбро 312, 4 – оливиновое габбро 310; 5–13 – Аккермановско-Кирпичнинский массив: 5 – дунит 212, 6 – клинопироксенит 265, 7 – клинопироксенит 1029, 8 – оливиновое габбро 2, 9 – габбро-норит 1035, 10 – амфиболовое габбро 227, 11 – диорит 228, 12 – гранодиорит 1052, 13 – плагиогранит 23.

Note. 1–4 – the Kokpekty massif: 1 – verlite 342, 2 – troctolite 343, 3 – gabbro 312, 4 – olivine gabbro 310; 5–13 – Akkermanovka-Kirpichny massif: 5 – dunite 212, 6 – clinopyroxenite 265, 7 – clinopyroxenite 1029, 8 – olivine gabbro 2, 9 – gabbro-norite 1035, 10 – amphibole gabbro 227, 11 – diorite 228, 12 – granodiorite 1052, 13 – plagiogranite 23.



**Рис. 9.** Распределение редких и редкоземельных элементов в раннедевонских породах Кокпектинского и Аккермановско-Кирпичинского массивов.

Наименование и состав пород см. в табл. 3.

**Fig. 9.** The distribution of rare and rare-earth elements in the Early Devonian rocks of the Kokpekty and Akkermanovka-Kirpichny massifs.

Name and composition of the rocks see in Table 3.

вая, как и породы Кокпектинского массива, обеднена этими элементами и подобна офиолитам, а вторая располагается на главном базит-гранитоидном тренде (см. рис. 7). Наиболее низким содержанием редких, в том числе редкоземельных, элементов характеризуются породы нижней расслоенной части массива (рис. 10). Эта часть массива, как и породы Кокпектинского массива, имеет MORB-подобный тренд распределения РЗЭ при  $La_N/Lu_N < 1$ . Верхняя часть разреза характеризуется слабо дифференцированным трендом распределения РЗЭ при более высоком содержании всех РЗЭ по сравнению с расслоенным ультрамафит-мафитовым интрузивом.

Аkkerмановский массив имеет примерно такое же строение, но не западное, а крутое восточное падение пород. В массиве прекрасно проявлена расслоенность, в которой чередуются слои оливиновых и безоливиновых габбро-норитов разной меланократовости и крупности зерна. Он перекрыт пиллоу-лавами. На границе габброидов и базальтов отмечаются небольшие тела плагитогранитоидов. Самый крупный массив этих пород – Северо-Хабарнинский – подробно описан ранее (Эвгеосинклинальные..., 1984). Вещественный состав пород Аккермановского массива, в том числе базальтов и гранитоидов, совершенно аналогичен породам массива горы Кирпичной.

Отметим также полное сходство в распределении редких, в том числе редкоземельных, элементов в вулканических и субвулканических породах, ассоциированных с Аккермановско-Кирпичнинским массивом, с одной стороны, и в вулканитах эфельской карамалыташской свиты Магнитогорской зоны (Spadea et al., 2002), с другой. Последние, по современным представлениям (Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000), принадлежат к формациям задугового или, скорее, внутридугового спрединга. Геохимическое сходство карамалыташских пород с рассматриваемыми, по-видимому, свидетельствует о том, что геодинамические условия формирования расслоенных интрузий также соответствовали надсубдукционному спредингу.

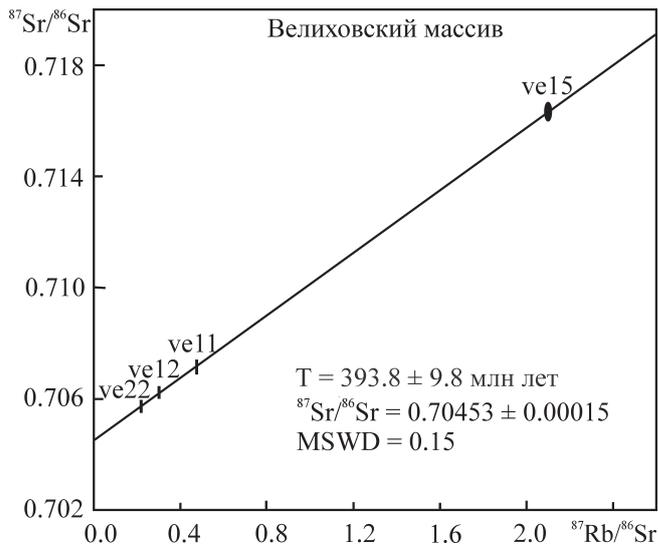
Строение Аккермановско-Кирпичнинского массива однозначно свидетельствует о его первичном нормальном залегании, тогда как для прорываемого им Хабаровинского гарцбургитового массива предполагается опрокинутое залегание (Пейве и др., 1971; Перфильев, 1979; Руженцев, 1976; История..., 1984).

Раннедевонский магматизм рассматриваемого района завершается формированием эмсской клинопироксенит-габбро-сиенит-гранитной серии, породы которой локализованы в **Велиховском массиве**, расположенном западнее Кемпирсайского массива между поселками Велиховка и Айтпайка.

Массив имеет размер около 70 км<sup>2</sup> и в середине прошлого века был вскрыт многочисленными скважинами в связи с разведкой титаномагнетитовых проявлений в клинопироксенитах. Керн скважин не сохранился, а клинопироксениты плохо обнажены и лишь в ограниченной степени доступны для изучения. Они развиты в юго-восточной части массива и, по данным буровых работ, погружаются на север под габбро. Габбро-сиенит-гранитная часть массива вскрыта естественными обнажениями.

Rb-Sr возраст массива составляет  $393.8 \pm 9.8$  млн лет при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70453 \pm 0.00015$  (см. рис. 10).

Габбро образуют довольно однородные тела видимой мощности на поверхности 200–400 м. Они состоят из роговой обманки, часто с реликтами клинопироксена, биотита, плагиоклаза, состав которого варьирует от битовнита  $An_{85}$  до лабрадора  $An_{50-60}$ , ортоклаза, низкотитанистого магнетита. Обычен ортопироксен. Структура пород офитовая. Составы приведены в табл. 4. Наибольшим распространением в массиве на поверхности пользуются кварцевые сиениты, близкие по минеральному составу к габбро, но содержащие более железистые разновидности железо-магнезиальных силикатов и более кислый плагиоклаз  $An_{50-30}$ . Породы очень устойчивы по составу (см. табл. 4), но содержат автолиты кварцевых сиенито-диоритов в виде овальных включений размером от 1 до 100 см<sup>2</sup>. Как и во многих других случаях, автолиты распределены неравномерно от 1–2 на 1 м<sup>2</sup> обнажения до 10–30% от общей площади. Минеральный состав автолитов аналогичен кварцевым сиенитам, но они отличаются большей мелнократовостью и более мелкозернистой структурой, близкой к офитовой и радиально-лучистой. Граниты обособляются в виде редких жил мощностью до 2–3 м и представлены биотитовыми разностями микропегматитовой структуры.



**Рис. 10.** Rb-Sr изохрона для пород Велиховского массива.

Составы пород см. в табл. 4. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (руководитель лаборатории Ю.А. Костицын).

**Fig. 10.** Rb-Sr isochron for the rocks of Velikhovka massif.

The compositions of rocks see in Table 4. Analyses were made in the Vernadsky Geochemistry Institute, Moscow (Y.A. Kostitsyn).

Все породы массива образуют единую серию на всех вариационных диаграммах и характеризуются высоким содержанием калия (см. рис. 7). Как и большинство других раннедевонских пород, габбро и сиениты велиховского массива имеют на спайдерграммах четкие отрицательные аномалии Nb и Zr и положительные Sr и P (см. рис. 8, 9), отражающие надсубдукционную природу пород. Серия пород массива образована в результате фракционной кристаллизации базитовой по составу магмы.

Обдукционный магматизм

#### ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ НУРАЛИНСКОГО АЛЛОХТОНА

Аллохтон расположен в шовном мегаблоке, в зоне Главного Уральского разлома. В основании аллохтона лежит лерцолитовый массив, перекрытый расслоенной зоной и подробно описанный целым рядом исследователей (Савельева, 1987; Pertsev et al., 1997; и ссылки в этих работах). Ха-

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Велиховского массива

Table 4. The content of major (wt%) and rare (ppm) elements in the rocks of Velihovka massif

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	41.50	42.63	44.7	45.36	47.83	51.58	52.04	54.97	57.57	61.26	75.24	76.70	47.16
TiO <sub>2</sub>	1.30	0.804	1.18	1.00	0.943	0.950	0.746	0.53	0.682	0.45	0.13	0.105	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.26	14.19	19.42	18.01	16.76	16.23	17.00	15.18	17.15	17.01	12.31	11.77	15.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	14.73	1.37	1.21	12.83	10.21	10.40	2.14	7.81	1.76	0.16	1.47	4.12
FeO	9.38	H.o.	9.58	9.54	H.o.	H.o.	H.o.	5.67	H.o.	4.53	2.41	H.o.	6.48
MnO	0.17	0.258	0.16	0.19	0.223	0.225	0.30	0.25	0.173	0.11	0.02	0.026	0.24
MgO	5.94	8.07	5.58	8.00	5.26	4.19	3.94	5.17	2.79	2.23	0.31	0.19	6.41
CaO	10.45	17.13	9.16	7.39	8.11	8.77	7.46	7.40	6.45	4.31	0.44	0.70	7.69
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.04	1.85	2.86	2.67	2.95	4.15	2.87	3.24	3.28	3.00	3.32	3.44
K <sub>2</sub> O	2.24	0.25	2.65	2.38	2.34	2.51	2.05	4.45	3.05	4.08	5.04	5.66	2.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.02	0.23	0.78	0.81	0.68	0.42	0.51	0.24	0.45	0.23	0.08	0.01	1.49
LOI	3.16	0.90	3.24	4.12	2.50	2.20	1.50	0.79	0.80	0.41	0.20	0.30	3.46
Li	22.19	8.60	20.86	34.37	25.90	20.02	35.27	27.01	17.02	25.27	2.93	4.78	5.57
Rb	97.5	7.20	106.6	104.7	99.2	71.2	101.7	186.8	94.8	150.4	176.0	166.1	11.61
Cs	1.84	0.27	4.10	14.99	2.16	2.17	6.51	3.59	3.42	2.46	2.22	2.55	0.04
Be	1.18	0.68	1.30	2.03	2.75	2.30	5.68	3.63	3.15	3.48	6.95	6.93	2.48
Sr	1160	731	992	948	1407	883	784	780	1072	828	161	217	4968
Ba	1011	69.7	910	888	800	662	391	919	762	943	118	190	5522
Sc	48.89	104.5	50.54	52.39	64.10	64.18	74.70	50.31	39.25	24.17	1.34	0.55	9.83
V	534.8	561.9	528.6	520.7	541.1	495.4	410.3	257.5	312.0	160.9	11.7	15.9	409.6
Cr	29.77	157.0	69.22	41.48	38.85	93.59	12.55	430.6	45.10	51.10	10.31	9.20	12.37
Co	52.06	72.40	47.43	42.17	47.59	42.42	32.62	30.10	28.46	16.47	2.21	2.37	19.37
Ni	18.51	42.87	26.23	18.11	16.95	31.69	24.74	85.67	34.77	19.68	6.53	5.32	11.22
Cu	78.0	18.3	29.5	26.9	78.1	150.5	66.7	72.8	40.6	36.1	11.5	11.3	6.54
Zn	80.1	78.7	81.3	87.8	90.7	89.9	104.9	118.5	84.7	81.6	26.0	31.7	87.52
Ga	25.92	21.48	23.65	23.76	25.10	23.35	26.75	20.07	22.89	19.96	15.85	15.61	14.40
Y	10.93	13.13	11.32	18.17	18.07	19.25	17.95	20.33	15.32	14.97	5.40	5.07	18.03
Nb	2.38	0.48	3.54	4.73	3.94	4.66	4.23	6.78	5.15	5.99	8.41	9.11	0.71
Ta	0.10	H.o.	0.10	0.14	0.19	0.20	0.02	0.19	0.21	0.20	0.79	1.03	0.00
Zr	22.98	23.72	44.29	24.81	28.38	26.74	21.88	34.00	29.56	35.53	88.20	72.87	61.67
Hf	0.72	0.69	1.16	0.79	0.91	0.86	0.73	1.02	0.92	1.08	3.59	3.56	1.91
Mo	0.66	0.60	0.66	1.03	1.69	3.05	1.13	1.15	5.23	0.94	1.00	0.58	2.36
Sn	0.72	0.51	0.87	0.69	0.95	0.96	0.97	1.49	1.09	1.31	0.59	0.40	1.81
Tl	0.35	0.05	0.36	0.43	0.45	0.31	0.35	0.66	0.38	0.53	0.48	0.50	7.45
Pb	2.81	1.45	3.40	3.39	5.27	8.52	8.83	13.52	14.41	12.79	8.77	10.28	19.12
U	0.63	0.21	1.07	1.00	0.97	1.28	0.75	0.87	1.88	1.51	3.49	3.90	1.12
Th	1.50	0.50	3.12	2.31	2.23	3.00	2.43	2.28	4.62	5.42	24.88	29.18	4.45
La	8.13	3.46	9.86	15.23	16.62	12.99	16.85	15.00	15.57	15.73	13.75	19.75	40.69
Ce	20.84	10.82	24.14	38.93	41.00	31.59	36.27	36.03	35.98	35.78	27.46	39.43	76.24
Pr	2.67	1.63	2.99	4.88	4.99	3.89	4.17	4.56	4.30	4.14	2.27	3.40	9.71
Nd	11.74	8.12	12.49	19.83	20.34	15.62	17.09	17.99	16.41	15.89	6.87	9.98	41.35
Sm	2.66	2.24	2.74	4.27	4.34	3.57	3.69	4.03	3.35	3.15	1.11	1.40	8.66
Eu	0.95	0.70	0.95	1.02	1.39	1.13	0.91	1.21	1.06	1.04	0.19	0.29	4.56
Gd	2.58	2.32	2.59	4.00	4.37	3.54	3.64	3.76	3.17	3.00	1.05	1.27	7.85
Tb	0.32	0.33	0.32	0.49	0.51	0.47	0.46	0.52	0.41	0.37	0.11	0.13	0.81
Dy	1.87	2.13	1.86	2.97	3.03	2.91	2.84	3.21	2.49	2.25	0.63	0.73	3.66
Ho	0.36	0.44	0.38	0.59	0.62	0.61	0.59	0.67	0.52	0.48	0.15	0.15	0.68
Er	1.01	1.29	1.08	1.70	1.77	1.78	1.66	1.97	1.51	1.45	0.53	0.55	1.66
Tm	0.14	0.17	0.15	0.24	0.24	0.26	0.24	0.29	0.22	0.20	0.09	0.09	0.23
Yb	0.89	1.17	1.14	1.52	1.65	1.71	1.57	1.98	1.50	1.42	0.86	0.84	1.46
Lu	0.13	0.15	0.17	0.22	0.24	0.25	0.24	0.30	0.22	0.22	0.16	0.14	0.23

Примечание. 1–7 – габбро ve22, ve34, ve21, ve12, ve18, ve28, ve8 соответственно; 8–10 – сиениты ve5б, ve23, ve5а соответственно; 11, 12 – граниты ve10, ve15 соответственно; 13 – габбро Суроямского массива, приведено для сравнения.

Note. 1–7 – gabbro ve22, ve34, ve21, ve12, ve18, ve28, ve8 respectively; 8–10 – syenite ve5b, ve23, ve5a respectively; 11, 12 – granites ve10, ve15 respectively; 13 – gabbro of Suroyam massif, is shown for comparison.

рактика массива в данной статье приводится по данным автора (Ферштатер, 2013). В отличие от представлений Г.Н. Савельевой и А.Н. Перцева, которые рассматривали массив (в том числе и его расслоенную залежь) как офиолитовый, по нашим данным, это – типичный представитель высокотемпературных орогенных лерцолитов типа Ронда и Бени-Бушера – фрагментов субконтинентальной литосферы (Frey et al., 1985).

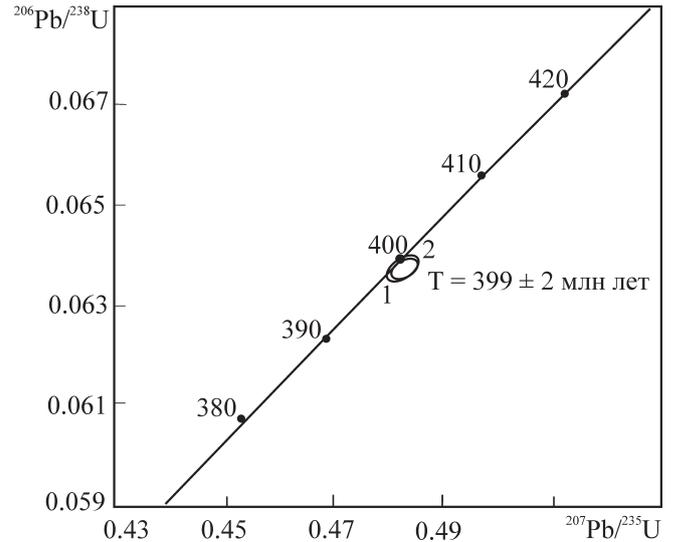
Существенно лерцолитовая часть массива сложена (снизу вверх) гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами и плагиоклазовыми лерцолитами и перекрыта круто падающей на восток расслоенной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (ДВКГ) залежью мощностью до 400 м, в свою очередь перекрытой расслоенной дифференцированной габбро-диоритовой интрузией.

В лерцолитах отмечаются пологие тела клинопироксенитов (0.5–1 м), а в гарцбургитах, которыми сложено основание лерцолитового массива, – тела дунитов мощностью 2–3 м, что может свидетельствовать об интрузивном контакте ДВКГ-залежи с лерцолит-гарцбургитовой. В верхней (восточной) части ДВКГ-залежи отмечаются тела роговообманковых габбро, полностью аналогичных по составу габброидам нижней части габбро-диоритовой интрузии, что также свидетельствует о внедренном характере последних. Отдельные блоки этой интрузии, как и полосчатой верлит-клинопироксенитовой залежи, разобщены серпентинитовым цементом меланжа, но при этом положение в общей структуре таких блоков сильно не нарушается и закономерное изменение состава с ростом кремнекислотности пород на восток прослеживается в разных крупных фрагментах.

Значения возраста габбро и диоритов, определенные К-Аг (А.В. Калеганов, С.В. Смирнов) и U-Pb (рис. 11) методами, сходные – 400 млн лет, что отвечает времени внедрения рассматриваемых пород.

Полосчатая ДВКГ и расслоенная дифференцированная габбро-диоритовая залежь, возможно, представляют собой петрогенетически связанную серию, в которой первая имеет преимущественно перидотитовую (верлитовую?), а вторая – базитовую исходные магмы. В полосчатой ДВКГ-серии отмечаются крупные блоки гомогенных пород, отвечающих по составу верлиту (табл. 5, ан. 3), которые, возможно, и представляют собой исходную магму этой части серии. Составу исходной базитовой магмы для расслоенной залежи, по-видимому, соответствуют наиболее распространенные роговообманковые габбро нижней части интрузии типа ан. 5 (см. табл. 5).

В отличие от полосчатой ДВКГ-залежи расслоенная габбро-диоритовая залежь характеризуется четким направленным изменением состава пород снизу вверх. В них постепенно возрастает кремнекислотность и железистость, содержание К и Rb,



**Рис. 11.** Диаграмма  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{--}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  с конкордией для циркона из расслоенной залежи Нуралинского массива.

1, 2 – номера измеренных навесок. Определения выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия под руководством А.Б. Котова (Ферштатер и др., 2000).

**Fig. 11.**  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\text{--}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  diagram with concordia for zircon from layered intrusion of Nurali massif.

1, 2 – numbers of test portions measured. Analyses are performed in the Institute of Precambrian Geology and Geochronology, head A.B. Kotov (Ферштатер и др., 2000).

габброиды переходят в диориты. В соответствии с моделью кристаллизационной дифференциации снизу вверх растут такие типоморфные отношения элементов, как  $\text{La}_N/\text{Lu}_N$ , уменьшается  $\text{Zr}/\text{Hf}$ . В нижней части залежи  $\text{La}_N/\text{Lu}_N < 1$ , тогда как в породах верхней –  $\text{La}_N/\text{Lu}_N > 1$  (рис. 12). Характерные особенности пород – повышенное содержание калия и таких крупноионных элементов, как Sr, Ba, P. Эти особенности пород, свойственные производным от обогащенных магматических источников, сочетаются с близким к MORB распределением редких и редкоземельных элементов и очень низким содержанием геохимически связанного с калием Th (см. рис. 12).

Фрагменты расслоенной интрузии Нуралинского массива фиксируются и в других лерцолитовых массивах центральной части южного Урала – Кракинском, Миндякском, что свидетельствует об их сходстве и общих условиях эволюции, свойственным так называемым орогенным лерцолитам корневых зон (Ферштатер, 2013).

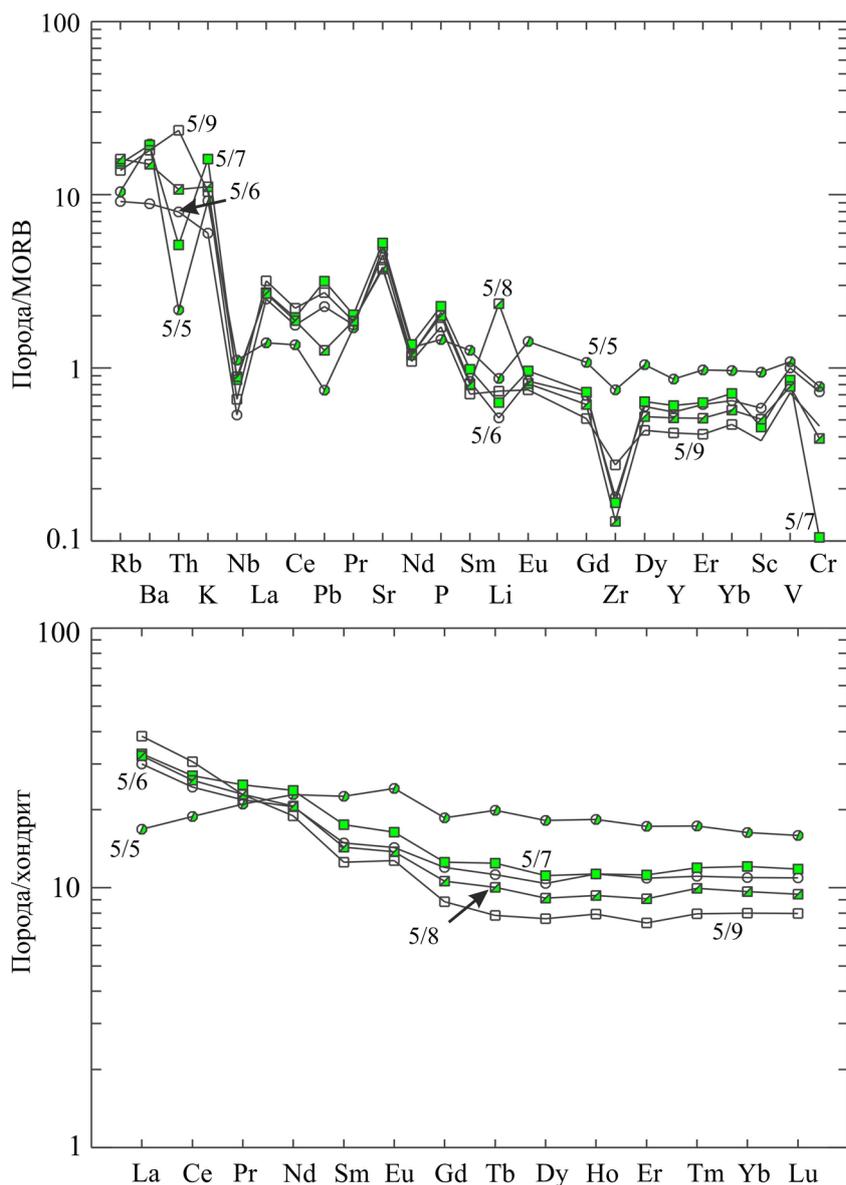
Объемы **обдукционного гранитного магматизма** невелики. Небольшие тела очень характерных для этого типа магматизма гранат-турмалиновых ортоклазсодержащих гранитов, иногда с кордиеритом, приурочены к подошве крупных мантийных аллохтонов. Породы часто сильно

**Таблица 5.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах, ассоциированных с лерцолитовыми массивами**Table 5.** The content of major (wt%) and rare (ppm) elements in rocks associated with lherzolite massifs

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51.58	49.84	50.97	42.27	45.60	51.58	52.68	54.80	57.82
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.22	0.68	0.09	1.51	0.71	0.63	0.63	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	3.14	15.22	1.15	15.16	17.54	18.98	17.51	17.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.93	4.54	4.35	3.38	3.99	4.88	3.94	3.35
FeO	9.50	6.14	7.95	4.51	7.98	5.80	3.99	4.72	4.35
MnO	0.18	0.15	0.27	0.10	0.28	0.17	0.22	0.17	0.20
MgO	5.53	18.12	5.89	32.46	7.76	5.56	4.55	5.26	4.74
CaO	9.24	16.86	4.22	7.21	12.05	8.49	8.22	5.34	5.69
Na <sub>2</sub> O	2.20	0.22	3.85	0.12	2.30	2.77	2.54	4.16	3.69
K <sub>2</sub> O	0.38	0.03	1.81	0.01	1.06	0.69	1.85	1.28	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.01	0.16	0.05	0.16	0.23	0.25	0.22	0.19
Li	2.81	0.93	26.76	0.67	6.96	4.11	5.04	18.76	5.88
Rb	2.81	0.01	27.59	0.08	11.68	10.24	16.96	18.03	15.44
Cs	0.16	0.01	0.89	Н. о.	0.06	0.09	0.15	0.39	0.32
Be	0.76	0.07	1.40	Н. о.	0.32	0.45	0.51	0.64	0.58
Sr	601.1	34.0	211.0	23.4	600.7	550.1	641.6	454.0	466.4
Ba	138.3	57.6	342.0	15.5	373.7	168.4	368.8	285.3	343.9
Sc	30.81	97.36	35.65	38.09	38.69	24.04	18.69	20.72	15.56
V	282.7	287.8	280.3	124.8	272.8	251.4	214.4	196.9	180.7
Cr	30.4	639.0	92.9	1526	233.6	218.6	31.4	117.5	138.5
Co	28.91	59.65	29.00	43.8	41.24	23.73	18.86	17.41	17.66
Ni	16.00	140.0	3.85	316.0	56.88	18.47	11.69	9.26	12.41
Cu	46.71	29.88	203.15	5.29	60.20	36.01	57.08	21.98	64.17
Zn	100.6	75.8	230.3	22.05	88.54	147.0	90.6	81.1	71.3
Ga	16.26	4.03	11.49	1.40	13.94	15.66	16.51	15.69	14.16
Y	11.84	5.71	14.80	2.11	29.43	18.98	20.76	17.58	14.38
Nb	1.81	0.16	3.12	1.00	3.97	1.91	3.06	3.18	2.36
Ta	0.53	0.17	0.76	0.50	0.95	0.43	0.56	0.75	0.60
Zr	15.56	6.67	26.33	1.19	67.20	16.15	14.94	11.69	24.71
Hf	0.45	0.24	1.21	0.04	2.17	0.71	0.65	0.51	0.87
Mo	0.28	0.24	0.11	Н. о.	0.38	0.42	0.20	0.17	0.16
Sn	2.43	4.35	0.93	Н. о.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tl	1.14	0.57	1.08	Н. о.	0.29	0.08	0.50	0.18	0.16
Pb	5.76	1.69	0.00	0.77	1.56	4.75	6.65	2.65	5.71
U	0.11	0.05	0.93	0.01	0.50	0.35	0.41	0.42	0.64
Th	0.35	0.12	1.98	0.02	0.40	1.47	0.95	1.99	4.36
La	5.75	0.49	11.14	0.25	5.53	9.87	10.78	10.62	12.62
Ce	11.99	1.50	24.50	0.80	16.28	21.10	23.36	22.43	26.51
Pr	1.64	0.26	3.28	0.14	2.73	2.84	3.24	2.98	2.97
Nd	7.18	1.50	13.38	0.75	14.40	12.95	14.94	13.00	11.94
Sm	1.77	0.60	3.17	0.27	4.57	3.02	3.55	2.91	2.55
Eu	0.71	0.25	1.02	0.10	1.86	1.10	1.26	1.06	0.98
Gd	2.16	0.90	3.57	0.30	5.13	3.31	3.46	2.93	2.44
Tb	0.32	0.16	0.53	0.06	0.99	0.56	0.62	0.50	0.39
Dy	1.99	1.05	3.21	0.37	6.23	3.57	3.82	3.13	2.61
Ho	0.43	0.22	0.69	0.08	1.41	0.87	0.87	0.72	0.61
Er	1.31	0.64	2.07	0.21	3.88	2.45	2.52	2.04	1.65
Tm	0.19	0.09	0.31	0.03	0.61	0.39	0.42	0.35	0.28
Yb	1.29	0.56	2.12	0.19	3.59	2.41	2.66	2.13	1.76
Lu	0.20	0.08	0.31	0.03	0.54	0.37	0.40	0.32	0.27

Примечание. 1, 2 – Кракинский массив: 1 – габбро 15, 2 – клинопироксенит 523; 3 – Миндякский массив – габбро МК3; 4–8 – Нуралинский массив: 4 – верлит 51, 5 – габбро 224, 6 – габбро 219, 7 – габбро 218, 8 – габбро-диорит 217; 9 – диорит 215.

Note. 1, 2 – Krakinsky massif: 1 – gabbro 15, 2 – clinopyroxenite 523; 3 – Mindyaky sky massif, gabbro MK3; 4–8 – Nurali massif: 4 – wehrlite 51, 5 – gabbro 224, 6 – gabbro 219, 7 – gabbro 218, 8 – gabbro-diorite 217; 9 – diorite 215.



**Рис. 12.** Распределение редких и редкоземельных элементов в раннедевонских породах расслоенной габбро-диоритовой залежи Нуралинского массива.

Наименование и состав пород см. в табл. 5.

**Fig. 12.** The distribution of rare and rare-earth elements in the Early Devonian rocks of the layered gabbro-diorite part of Nurali massif.

Composition of the rocks see Table 5.

катаклазированы, так как их становление сопровождается продолжающимся движением аллохтона. Возраст цирконов магматического облика из самого молодого в рассматриваемой группе пород гранат-турмалин-биотитового гранита к1076 из жилы, прорывающей габброиды расслоенного Кокпектинского массива, составляет  $387 \pm 5$  млн лет (Ферштатер, 2013). Среди цирконов в этой пробе выявлены единичные зерна с возрастом более 800 млн лет, несомненно заимствованные из

коры континентального типа, которая, возможно, и послужила протолитом гранитов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Представленный в настоящей статье обзор магматизма Уральского подвижного пояса (УПП) в узком возрастном интервале (405–393 млн лет) позволяет проанализировать состояние его эндогенной активности и с определенной степенью досто-

верности реставрировать геодинамику крупных геологических структур в раннем девоне. Данный возрастной интервал – это переломное время в пост-океанической истории УПП. В этот период завершает свое развитие Тагильская островодужная система и входящий в ее состав Платиноносный пояс и зарождается Магнитогорская островная дуга, заканчивается эпоха мантийного по своему источнику магматизма и начинается этап мощного мантийно-корового магматизма, когда наряду с мантией активную роль в качестве источника магматических расплавов начинает играть новообразованная кора.

В соответствии с этими крупными геологическими событиями заметно различны и среднеуральские магматические комплексы, так или иначе связанные с закрытием Тагильской островной дуги, с одной стороны, и южноуральские комплексы, формирующиеся в условиях обдукции, предшествовавшей заложению Магнитогорской дуги, и начинающие островодужный магматизм, с другой. Первые представлены кали-натровыми габбро-гранитоидными сериями, в которых габброиды, продукты кристаллизации исходных расплавов, – это биотит-амфибол-пироксеновые разности с ортоклазом. Их формирование связано не столько с привнесением воды из зоны субдукции, сколько с разрывом слэба на последних стадиях существования Тагильской островной дуги. Основным механизмом формирования серии – кристаллизационная дифференциация, обусловленная фракционированием “габбровой” котектики: фемические минералы–плагиоклаз. Результат – четкие линейные тренды на вариационных диаграммах (см. рис. 7).

Более сложный механизм формирования имеет габбро-гранитоидная серия Курманского массива, начинающая мантийно-коровый магматизм на возникающей в это время активной континентальной окраине северо-западного мегаблока. Наряду с процессами фракционирования большую роль в возникновении гранитоидной части серии играют процессы частичного плавления роговообманковых габбро (продуктов водного базитового магматизма), связанные с привнесением воды из зоны субдукции. Подобный сложный механизм формирования массива нарушает правильность трендов на вариационных диаграммах, и фигуративные точки пород массива образуют поле (см. рис. 7).

Данные по этому массиву свидетельствуют о начале масштабного мантийно-корового магматизма на Урале именно в раннем девоне. На Южном Урале маркерами такого возраста начала мантийно-корового магматизма являются породы Пластовского массива в окраинно-континентальной зоне юго-западного мегаблока и Рассыпнянский массив в Магнитогорской зоне (Ферштатер, 2013). Эти данные позволяют говорить об общеуральском раннедевонском времени начала масштабного мантийно-корового магматизма.

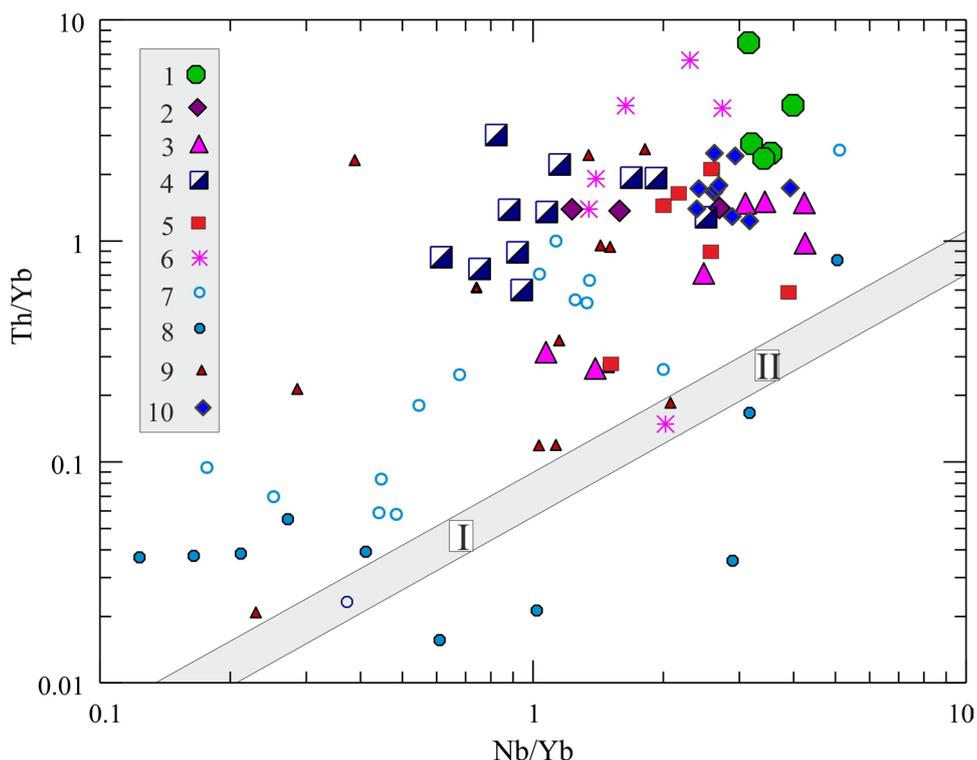
Главным типом раннедевонского магматизма на Южном Урале является обдукционный. При выведении к поверхности блоков океанической литосферы, которые фиксируются в виде офиолитовых комплексов или зон серпентинитового меланжа, в результате разрыва сплошности верхней мантии образуются базитовые магмы, дающие расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, постоянно сопровождающие оторванные от мантии гарцбургитовые тектониты (серпентиниты), а также рои спессартитовых даек и редкие тела обдукционных гранитов – продуктов частично-го плавления материала коры при внедрении горячих мантийных блоков. Разрывы сплошности субдуцируемой океанической литосферы могут происходить на разных этапах ее погружения и на разном удалении от глубоководного трога. При разрыве в непосредственной близости от трога, в той части слэба, которая еще не захвачена процессом дегидратации гидроксилсодержащих минералов, в маловодных условиях формируются расслоенные интрузивы типа Кокпектинского массива. При разрыве более погруженных частей слэба, когда нарушение сплошности захватывает метасоматизированный мантийный клин и, возможно, нижние горизонты “доуральской” континентальной коры, расслоенные интрузивы имеют состав, сходный с Восточно-Хабарнинским или Нуралинским массивами, т.е. обогащены калием и другими литофильными элементами.

В этих же зонах разрыва формируются магмы, родоначальные для роев спессартитовых даек. Их генерация происходит на фоне остывания зоны разрыва после завершения магматизма, ответственного за образование расслоенных интрузивов, и поэтому состав магм отвечает более низкой температуре и повышенной щелочности по сравнению с магмами расслоенных интрузивов (Davies, von Blanckenburg, 1995).

Завершающий эпизод раннедевонского магматизма на Южном Урале представлен Велиховским клинопироксенит-габбро-сиенитовым массивом, напрямую не связанным с обдукцией.

Существенные различия в геологическом положении и составе различных раннедевонских массивов однозначно свидетельствуют о существенных различиях геодинамики Среднего и Южного Урала в раннем девоне и подтверждают широко распространенные в прошлом представления о субширотной блокировке Урала.

В то же время породы всех рассмотренных объектов обладают некоторыми общими геохимическими особенностями, свидетельствующими об их надсубдукционной природе, что находит свое отражение на всех приведенных выше спайдерграммах и известной диаграмме Пирса (рис. 13), на которой почти все фигуративные точки раннедевонских пород располагаются выше мантийно-



**Рис. 13.** Диаграмма Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008).

Массивы: 1 – гора Ермакова, 2 – Ауэрбаховский, 3 – Хомутинский, 4 – Курманский, 5 – Восточно-Хабарнинский, 6 – спессартиты, 7 – Аккермановско-Кирпичинский, 8 – Кокпектинский, 9 – Нуралинский, 10 – Велиховский. Серое поле – мантийный тренд N-MORB (I), E-MORB (II).

**Fig. 13.** Diagram Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008).

Massifs: 1 – Ermakova Mountain, 2 – Auerbakh, 3 – Khomutinka, 4 – Kurmanka, 5 – Eastern Khabarny 6 – spessartites 7 – Akkermanovka-Kirpichny, 8 – Kokpekty, 9 – Nurali, 10 – Velikhovka. Grey field – mantle trend N-MORB (I), E-MORB (II).

го тренда N-MORB–E-MORB, что обусловлено их позицией относительно зоны субдукции, а именно влиянием генерированного в зоне субдукции флюида на содержания редких элементов. На этой же диаграмме отчетливо видно, что кали-натровые породы, завершающие определенные этапы магматизма, концентрируются в области магматитов, производных обогащенных источников (в районе E-MORB), тогда как существенно натровые породы, начинающие магматизм крупных структур, тяготеют к области составов N-MORB.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-00576) и проекта УрО РАН 15-18-5-24.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бороздина Г.Н. (2006) История геологического развития Тагильской мегазоны Среднего Урала в раннем палеозое. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 22 с.  
 Замятина М.Д., Бородин Н.С. (2015) Условия формирования пород Курманского габбро-грандьемитового

массива. *Проблемы минералогии, петрографии и минерогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского.* Пермь: Пермский гос. нац. исслед. ун-т, 167-174.  
 История развития Уральского палеоокеана. (1984) Ред. Л.П. Зоненшайн. М.: Ин-т океанологии, 187 с.  
 Каретин Ю.С. (2000) Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 275 с.  
 Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука. 131 с.  
 Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте. *Литосфера.* (4), 24-40.  
 Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И. (1971) Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. *Проблемы теоретической и региональной тектоники.* М.: Наука, 9-24.  
 Перфильев А.С. (1979) Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 187 с.  
 Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). (1991) Ред. Г.Б. Ферштатер, А.П. Кривен-

- ко. Свердловск: УрО АН СССР, 159 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.
- Пушкарев Е.В. (1987) Петрология квазиplateформенной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 22 с.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. (2008) Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия. *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 277-285.
- Пушкарев Е.В., Хазова Н.А. (1991) Комплекс параллельных диабазовых даек Хабарнинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? *Ежегодник-1990*. Свердловск: ИГиГ АН СССР, 40-43.
- Руженцев С.В. (1976) Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 171 с.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246 с.
- Семенов И.В. (2000) Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 362 с.
- 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: УрО РАН, 365 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Д. (2004) Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис. *Геохимия*. (7), 707-728.
- Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В., Пушкарев Е.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. (2000) U-Pb – возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале. *Докл. АН*. **371**(1), 96-100.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А. (2007) Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала). *Литосфера*. (3), 66-85.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. (2007) История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов). *Геотектоника*. (6), 52-77.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. (1984) (Отв. редактор А.М. Дымкин). М.: Наука, 264 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1995) Силурийская островная дуга: структура, развитие, геодинамика. *Геотектоника*. (6), 32-44.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
- Davies J.H., von Blanckenburg F. (1995) Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.* **129**, 85-102.
- Edwards R.L., Wasserburg G.J. (1985) The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematic. *Earth Planet Sci. Lett.* **72**, 389-404.
- Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. (1985) The Ronda high temperature peridotites: geochemistry and petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **49**, 2469-2491.
- Nicolas A. (1989) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Ser. Petrol. Struct. Geol. 4. Kluwer. Dordrecht, 367 p.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* **100**, 14-48.
- Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Garrego L. (1997) Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals. *Tectonophys.* **276**, 163-180.
- Sharma M., Wasserburg G.J. (1996) The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **60**, 4537-4550.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: petrogenetic aspects of the forearc-arc complex. *Mountain building in the Uralides: Pangea to the present time. Geophysical Monograph 132*. Washington: Amer. Geophys. Union, 101-134.
- The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports. (1998) Mineralogical association of Canada, 150 p.

Рецензент А.Г. Владимиров

## Early-Devonian intrusive magmatism of the Urals as indicator critical stage Paleozoic history mobile belt

G. B. Fershtater

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

It is established that during all-Uralian stage of mantle-type magmatism of Early Devonian age (410–393 Ma) the mantle Ordovician-Silurian magmatism was changed by mantle-crustal and crustal types. At that time Tagil island arc system completed its evolution and Magnitogorsk island arc is formed. Early Devonian magmatic rocks in the Middle Urals are represented by gabbro-granite rock series in the Uralian Platinum Belt, the Tagil volcanic zone, Reft allochthon and paleocontinental zone of northwestern megablock, and in the Southern Urals were formed obduction-related ultramafic-mafic layered and ring intrusions, swarms of spessartite dikes in Kempirsai-Khabarny allochthon and in the Main Uralian Fault zone. Middle Uralian gabbros as a products of initial melt crystallization are represented by biotite-amphibole gabbro-norite with orthoclase. The main mechanism of the formation of these series is crystallization differentiation due to fractionation of “gabbro” cotectic represented by feric minerals and plagioclase. Gabbro-granite series of Kurmanka massif which begin the mantle-crustal magmatism at the active continental margin of the northwestern megablock has more complex mechanism of formation. Along with the fractionation, the processes of partial melting of the hornblende gabbro which is product of water mafic magmatism played an important role in origin of the granitoid part of rock series. The main type of Early Devonian magmatism in the southern Urals is related to obduction. During an emplacement to the surface of blocks of oceanic lithosphere, which are represented by ophiolite complexes or serpentinite melange zone, mafic magmas form as a result of a **break-off the upper mantle** continuity. They compose layered dunite-clinopyroxene-gabbro intrusions, constantly accompanying harzburgite tectonites (serpentinite) separated from the mantle as well as swarms of spessartite dikes and rare bodies of the obduction-related granites formed due to partial melting of crustal material during the emplacement of hot mantle blocks. Igneous rocks have both potassium and sodium specialization. The rocks of the first type conclude the final stage of Ordovician-Silurian mantle magmatism, the second type begin Middle Devonian-Permian mantle-crustal magmatism. Evident differences in the geological position and composition of various Early Devonian massifs clearly indicate significant differences in the geodynamics of the Central and Southern Urals in the Early Devonian and confirm the former times ideas about sub-latitudinal blocking of the Urals.

Key words: *Devonian, magmatism, geological development, orogen, mobile belt.*