

УДК 552.32(571.55)

## ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2010 г. Б. И. Гонгальский

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;  
109017, г. Москва, Старомонетный пер., 35  
E-mail: kgrrt-61@ya.ru*

Поступила в редакцию 15.04.2010 г.

Получен новый фактический материал по геологии и геохимии магматических пород южной части Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье), представляющего собой крупнейшую в России металлогеническую провинцию. С магматическими породами базитового состава региона связаны месторождения цветных и благородных металлов, а также железо-титан-ванадиевых руд. Особенности геохимии одновременных основных пород крупных интрузивов, даек, а также эффузивов, несущих оруденение как в палеопротерозое, так и в мезозое, свидетельствуют о близости составов и существенной роли корового вещества в их образовании, а также унаследованности специализации рудообразующих процессов во времени.

Ключевые слова: *базитовый магматизм, геохимия, редкие элементы, рудообразование, медь, Удокан, чинейский комплекс.*

### ВВЕДЕНИЕ

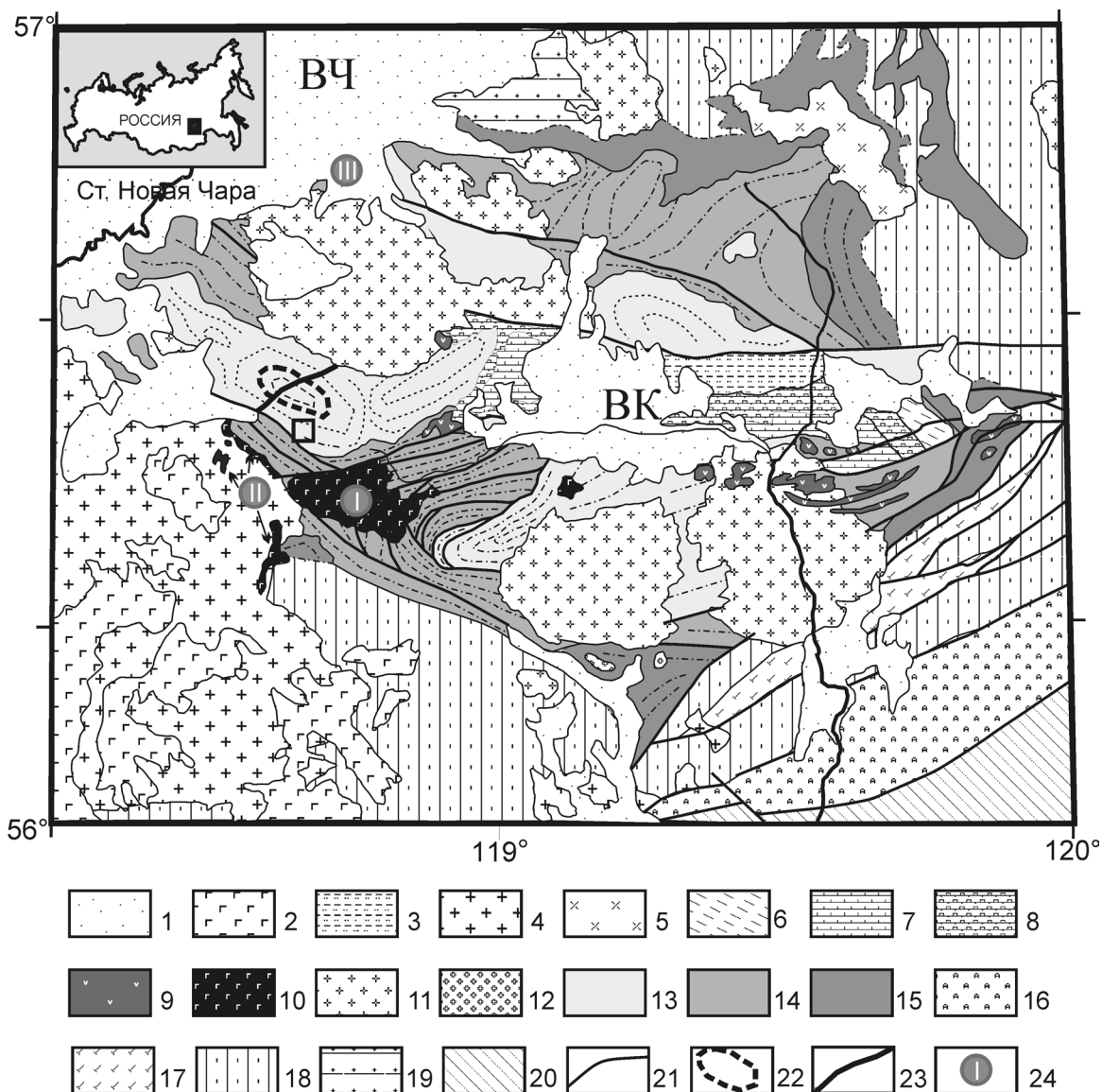
Южная часть Сибирской платформы привлекает внимание исследователей как с точки зрения особенностей ее строения, изучение которых позволяет проследить историю формирования и развития континентальной коры, так и с точки зрения присутствия здесь разнообразных крупных месторождений разных генетических типов [15]. Особая роль и в первом, и во втором случае принадлежит ультрабазит-базитовым породам, являющимся индикаторами эпох глобальных тектонических перестроек, нередко тесно связанных с рудообразующим процессом. К востоку от Удокан-Чинейского района выделяются раннеархейские супракрустальные толщи древнейшей мафитовой ассоциации пород [10]. Палеопротерозойский этап представлен автономными аортозитами Каларского массива (рис. 1), с которыми ассоциируют рудопоявления и месторождения платиновых металлов. К более молодым образованиям относятся габбронориты и аортозиты чинейского комплекса, образующие ряд интрузивных тел в южном борту Чарской впадины и содержащие уникальные по запасам ванадия и крупные по запасам меди и благородных металлов месторождения. Мезозойские базальтоиды субщелочного состава с рудопоявлениями самородной меди развиты в пределах Чукчудинского грабена [12]. Самые поздние продукты базитового магматизма представлены кайнозойскими субвулканическими и эффузивными породами [11]. При геологическом изучении района сопряжения Удоканского и Каларского хребтов (южная часть Кодаро-

Удоканского прогиба) были исследованы породы вышеперечисленных комплексов, в том числе впервые обнаружены дайки субщелочных пород среди нижнепротерозойских терригенно-карбонатных пород удоканского комплекса.

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПРОЯВЛЕНИЯХ ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА РАЙОНА.

Кодаро-Удоканский прогиб сформировался в палеопротерозое в краевой части Сибирского кратона, в пределах Чаро-Олекминского блока архея. В плане он имеет коленообразную форму, общая протяженность его составляет около 300 км при ширине 60–70 км, а площадь достигает 18–20 тыс. км<sup>2</sup>. Он сложен нижнепротерозойскими карбонатно-терригенными породами удоканского комплекса (U-Pb возраст по цирконам – 2180 ± 50 млн. лет. [1]) мощностью 9–12.5 км. В тектоническом отношении рассматриваемый район представляет собой зону сочленения двух крупных кольцевых структур – Кеменской и Ингамакитской [2]. Именно здесь расположены уникальные месторождения – Удоканское и Чинейское. Продукты основного магматизма в рассматриваемом районе кратко охарактеризованы ниже.

Габброиды чинейского комплекса (1.85 млрд. лет – Sm-Nd изотопная система [4]; 1.88 млрд. лет – Ar-Ar изотопная система [8]; 1.87 млрд. лет – U-Pb изотопная система [9]) прорывают нижнепротерозойские песчаники и образуют ряд массивов, наиболее крупными из которых являются Чинейский,



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Удоканской ветви Кодаро-Удоканского прогиба.

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальты ( $N_2-Q$ ); 3 – юрские угленосные терригенные отложения; 4 – граниты, гранодиориты, граносиениты и монцитоны ингамакитского комплекса ( $PZ_3$ ); 5 – нефелиновые сиениты, граносиениты и монцитоны ханинского комплекса ( $PZ_3$ ); 6–8 – пестроцветные отложения: 6 – ордовика, 7 – кембрия, 8 – венда; 9 – габбро-диабазы, габбро и диабазовые порфиры доросского комплекса; 10 – расслоенные плутоны чинейского комплекса; 11 – граниты кодарского комплекса; 12 – редкометальные граниты Катугинского комплекса; 13–15 – карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса, подсерий: 13 – кеменской, 14 – чинейской, 15 – кодарской; 16 – анортозиты каларского комплекса; 17 – слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 18 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 19 – чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые, плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 20 – каларская толща (гранат-биотитовые плагиогнейсы с прослоями и линзами дупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 21 – разрывные нарушения; 22 – горизонт сульфидных руд Удоканского месторождения; 23 – Главная дайка Удоканского месторождения; 24 – массивы чинейского комплекса (I – Чинейский, II – Майлавский, III – Луктурский); ВЧ – Верхнечарская и ВК – Верхнекаларская впадины. Квадратом отмечен район выходов на поверхность даек трахидолеритов.

Майлавский и Луктурский (рис. 1). К этому же комплексу относятся многочисленные дайки (в том числе Главная дайка габброноритов Удоканского месторождения мощностью до 200 м), вероятно, представляющие подводящие каналы в пределах единой протерозойской вулкано-плутонической си-

стемы. Чинейский анортозит-габброноритовый массив мощностью 2.5 км – наиболее типичный расслоенный интрузив в России с уникальными по запасам месторождениями ванадия и рядовыми – меди представляет собой часть более крупного палеоплутона, фрагменты которого сохранились



Рис. 2. Дайки трахидолеритов среди песчаников удоканского комплекса.

в виде указанных выше массивов после внедрения палеозойских гранитов. Его формирование происходило в результате последовательных поступлений генетически родственных базитовых магм, которые сформировали четыре группы пород с тонкой и грубой расслоенностью и разноранговой ритмичностью [3]. Первая группа представлена крупными ксеноблоками и ксенолитами пироксенитов. Основную часть массива составляют породы второй и третьей групп: титаномагнетит-габбровой серии с прорывающими их породами норитовой серии. Четвертая группа образована лампрофирами. В свою очередь, породы Чинейского массива прорываются дайками габбро-долеритов доросского неопротерозойского комплекса.

В южной части Удоканской мульды (в обнажении на 54 км железной дороги Чара–Чина) впервые обнаружена серия даек субщелочного состава – трахидолеритов, прорывающих песчаники и выполняющих систему субвертикальных трещин (рис. 2) северо-восточного простирания. Их мощность варьирует от первых дециметров до первых метров. Центральные их части раскристаллизованы, а в зальбандах сохранилось свежее стекло. По своему строению и составу они близки к меловым щелочным породам Тундакского силла, располо-

женного южнее в правобережье реки Витим [6]. Поэтому предположительно (до появления данных по абсолютному возрасту) они рассматриваются как мезозойские. Кайнозойские субщелочные базальты перекрывают в юго-западной части габброиды Чинейского массива, а также формируют крупное Удоканское лавовое плато к западу от него (рис. 1). Помимо эффузивных разновидностей установлены и субвулканические образования – дайки того же состава, прорывающие чинейские габброиды и мезозойские граниты.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Петрохимические, и частично геохимические особенности пород чинейского комплекса, были охарактеризованы ранее [3]. В результате этих исследований на основании кластерного анализа породы главных групп разделены на 13 петрохимических типов, для которых с помощью ЭВМ-модели КОМАГМАТ-3.5 проведена реконструкция фазовых и химических характеристик нескольких “исходных” (для разных блоков) и остаточных магм Чинейского плутона. По этим оценкам примитивная магма представляла гетерогенную систему

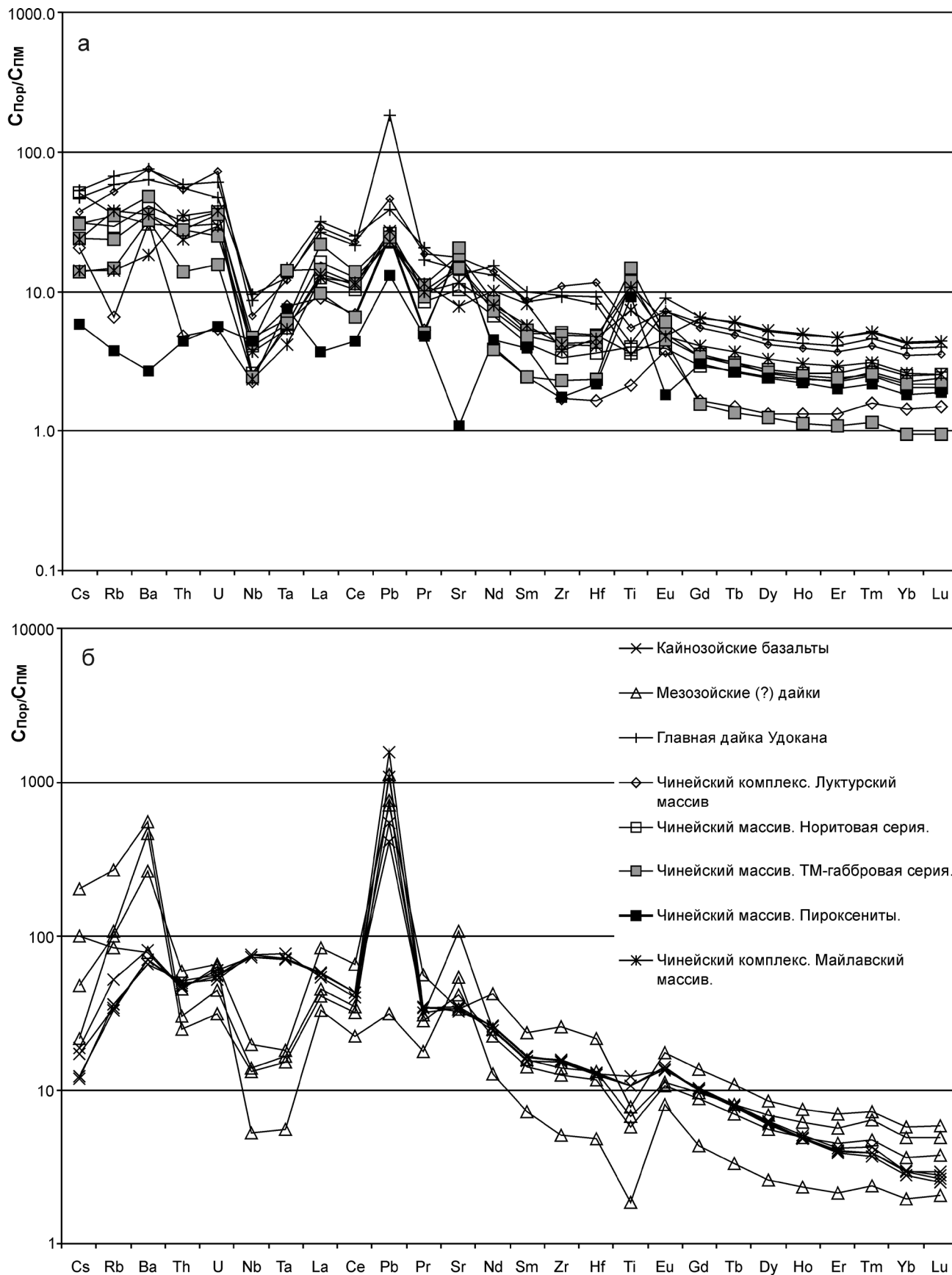
**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) и содержание элементов примесей (г/т) пород Чинейского комплекса, мезозойских (?) даек и кайнозойских вулканитов.

Массивы	Майлавский		Чинейский		Луктурский		Главная дайка		Удокан (MZ ?)			Чинейский массив (KZ)			
	Ti-Mg габ- бронорит		норит	Ti-Mg габбро	норит		габбронорит		трахидолерит			оливиновый базальт			
№ проб	5010	5008	303	304	34-496	1Т-726	9401	5068	5068-2	5067	5067-4	5026	5026-11	5026-1	5028
SiO <sub>2</sub>	45.04	47.3	48.79	43.75	48.17	48.26	52.11	54.27	53.65	51.05	49.17	45.39	44.15	44.04	48.64
TiO <sub>2</sub>	2.3	1.47	0.66	1.95	0.78	0.43	0.65	0.77	1.43	1.33	1.34	2.04	2.36	1.95	1.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.15	9.27	16.75	20.07	16.56	12.87	15.41	14.27	17.15	15.94	15	12.08	11.51	13.46	13.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.28	17.16	12.81	16.33	12.23	14.31	11.99	11.7	8.41	8.71	9.37	12.7	13.33	12.4	11.58
MnO	0.18	0.20	0.17	0.13	0.21	0.21	0.17	0.16	0.13	0.11	0.13	0.16	0.16	0.16	0.15
MgO	5.93	8.28	10.13	5.26	11.41	15.73	7.42	4.99	5.55	7.06	11.12	12.55	15.21	13.99	9.09
CaO	10.95	13.65	7.31	8.43	7.7	5.76	8.39	9.41	5.05	8.34	7.19	9.84	8.8	9.37	9.77
Na <sub>2</sub> O	2.38	1.69	2.64	3.22	2.44	1.99	2.74	2.66	5.18	2.68	1.26	3.2	3.4	3.32	3.85
K <sub>2</sub> O	0.6	0.4	0.6	0.63	0.37	0.29	0.96	1.2	2.69	3.44	5.05	1.43	0.55	0.71	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.07	0.11	0.06	0.05	0.11	0.10	0.76	0.39	0.31	0.56	0.48	0.57	0.65
S	0.18	1.16	0.05	0.12	0.08	0.09	0.05	0.09	0.01	0.18	0.06	0.04	0.06	0.02	0.05
Cs	0.30	0.50	0.66	0.64	0.75	0.43	0.99	1.12	1.01	0.45	4.22	0.25	0.36	0.40	0.26
Rb	8	23	17	21	7.14	3.93	35	40	60	64	161	22	21	31	20
Ba	113	220	256	298	262	191	395	467	1644	2895	3442	406	434	503	438
Th	2.9	1.9	2.6	2.3	0.55	0.39	4.5	4.8	4.8	2.0	2.5	4.1	3.9	3.8	4.0
U	0.77	0.60	0.75	0.73	0.14	0.11	0.96	1.24	1.33	0.63	0.90	1.14	1.12	1.22	1.05
Nb	2	2	3	3	1.80	1.47	6	6	13	9	9	49	48	48	49
Ta	0.2	0.2	0.2	0.2	0.08	0.29	0.5	0.5	0.7	0.6	0.6	2.8	2.6	2.7	2.6
La	8	8	10	14	7.32	5.55	17	20	52	25	28	34	36	36	36
Ce	19	18	21	23	14.86	11.03	35	41	107	52	56	66	70	70	70
Pb	4	5	4	4	9.08	4.71	33	7	129	136	200	194	73	99	282
Pr	2.7	2.3	2.4	2.7	1.73	1.26	4.1	4.8	13.3	6.7	7.3	7.6	8.1	8.2	8.1
Sr	156	229	295	365	442	387	288	261	670	830	2117	675	671	639	693
Nd	12	10	10	10	6.43	4.90	16	19	51	27	30	30	32	32	31
Sm	3.1	2.2	1.9	2.0	1.2	0.9	3.2	3.8	8.9	5.4	6.0	5.9	6.2	6.3	6.2
Zr	39	44	53	52	26	18	97	97	271	131	146	160	161	162	164
Hf	1.3	1.2	1.4	1.4	0.7	0.5	2.3	2.6	6.1	3.3	3.7	3.6	3.6	3.6	3.6
Ti	8478	12392	4176	12589	2614	2452	4011	4895	8934	6571	7764	12211	12190	14127	12239
Eu	0.7	0.7	0.7	0.9	0.6	0.5	1.0	1.3	2.5	1.6	1.6	2.0	2.0	1.9	2.0
Gd	3.4	2.2	1.8	1.8	1.0	0.9	3.1	3.5	7.1	4.6	5.0	5.2	5.3	5.4	5.2
Tb	0.56	0.34	0.29	0.29	0.2	0.1	0.49	0.55	1.00	0.65	0.75	0.72	0.75	0.75	0.73
Dy	3.5	2.1	1.8	1.7	1.0	0.9	2.9	3.3	5.5	3.6	4.5	3.9	4.0	4.1	3.9
Y	19	13	11	11	5.9	5.3	20	20	32	20	25	20	21	22	20
Ho	0.72	0.44	0.38	0.35	0.2	0.2	0.62	0.71	1.10	0.72	0.89	0.70	0.72	0.74	0.71
Er	1.99	1.24	1.12	0.97	0.6	0.6	1.74	2.02	2.96	1.93	2.41	1.66	1.74	1.80	1.71
Tm	0.30	0.18	0.17	0.14	0.1	0.1	0.27	0.30	0.42	0.27	0.37	0.21	0.23	0.25	0.23
Yb	1.9	1.1	1.1	0.9	0.6	0.6	1.7	1.9	2.5	1.6	2.2	1.2	1.3	1.3	1.3
Lu	0.28	0.17	0.17	0.13	0.1	0.1	0.26	0.28	0.38	0.25	0.32	0.16	0.18	0.19	0.17
Ga	14	21	18	27	14	13	19	20	20	17	17	19	19	18	19
Mn	1379	1153	1459	1110	1374	1369	1433	1281	944	681	878	1206	1270	1115	1158
Cr	45	9	119	71	474	437	48	17	123	263	304	449	531	428	463
Ni	62	35	94	125	44	53	61	32	383	65	124	389	634	463	330
Co	100	83	74	76	56	60	49	50	23	31	35	62	93	71	58
Zn	73	109	86	103	107	97	119	78	99	75	77	112	117	110	129
V	390	945	234	936	148	121	219	241	230	213	265	206	210	267	225
Cu	418	195	63	171	18	32	80	40	43	44	54	151	984	1008	78
Be	0.4	0.6	0.6	0.7	0.35	0.53	1.4	1.1	2.4	2.1	1.9	1.9	2.0	2.3	2.1
Mo	19.4	13.2	0.4	0.4	5.9	5.3	2.4	20.2	7.7	5.6	9.6	6.2	3.7	7.1	11.4

(Ol + Pl + расплав) при температуре около 1130°C, а исходный расплав имел ферробазальтовый состав.

Нами проведено дополнительное изучение главных групп пород Чинейского, Луктурского и Майлавского массивов, а также Главной Дайки Удока-

на и нескольких более мелких даек чинейского комплекса (табл. 1). Состав породообразующих окислов определен в ИГЕМ РАН рентгенофлуоресцентным методом (XRF, аналитик А.И. Якушев), а редких и редкоземельных элементов – с помощью



**Рис. 3.** Спектры распределения редких элементов, нормированных к примитивной мантии (по [16]) для основных (а) и щелочных (б) пород юга Кодаро-Удоканского района.

масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в ИМГРЭ (ICP-MS, аналитик Д.З. Журавлев).

Протерозойские габброиды относятся к основным породам нормальной щелочности, в которых содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют от 43.8 до 54.3;  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  – от 2.1 до 3.9 мас. %, а концентрации  $\text{MgO}$  достигают 15.7%. Мезозойские породы характеризуются близкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , но отличаются более высокими концентрациями щелочей (до 7.9 мас. %), в то время как кайнозойские эффузивы представлены ультраосновными-основными разновидностями ( $\text{SiO}_2$  – 44.0–48.6). При этом для мезозойских образований характерна калиевая специализация, а для кайнозойских – существенно натровая. В целом, при низких содержаниях серы в анализированных образцах (кроме двух анализов), свидетельствующих об отсутствии сульфидов, изученные породы отличаются по содержаниям цветных металлов. Для протерозойских пород характерны низкие содержания  $\text{Ni}$  (меньше 100 г/т), в то время как в мезозойских – они существенно выше. Максимальные значения данного металла установлены в кайнозойских оливиновых базальтах – содержания  $\text{Ni}$  достигают 634 г/т, что обусловлено присутствием в них высоко-никелистого оливина. Мезозойские трахибазальты характеризуются повышенными концентрациями  $\text{Cu}$  и  $\text{Co}$ , особенно по сравнению с протерозойскими габброидами. Максимальные содержания  $\text{V}$  установлены для титаномангнетитовых габбро Чинейского и Майлавского массивов (936–945 г/т), в то время как в габброидах, трахидолеритах и оливиновых базальтах содержания этого элемента близки и колеблются в узком интервале (206–267 г/т). Среди протерозойских габброидов

высокие содержания  $\text{Cr}$  устанавливаются в норитах Луктурского массива.

Близость спектров распределения редких элементов для главных групп пород Чинейского массива (рис. 3а) свидетельствует об их генетическом родстве и принадлежности к продуктам дифференциации одной исходной магмы. Структура этих спектров близка к таковым для континентальной коры, которые характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов (крутой наклон спектров в левой его части, где  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  отношение меняется от 1.3 до 4.2), наличием отрицательной  $\text{Ta-Nb}$  и положительной  $\text{Pb}$  аномалий, а также сильной положительной  $\text{Ti}$  аномалией. Лишь спектры пород норитовой серии отличаются отсутствием последней, что вполне логично благодаря низким концентрациям  $\text{Fe-Ti}$  оксидов. Пологий наклон правой части спектров, характеризующийся низким отношением  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3–1.7$  свидетельствует об отсутствии граната в источнике родоначальных магм. Геохимические данные подтверждают единство ультрабазит-базитовых пород, отнесенных нами на основании геологических, петрографических и минералогических данных к чинейскому комплексу: обнаруживается близость спектров Чинейского, Луктурского и Майлавского массивов, а также Главной дайки Удакана. Их главные характеристики отражены на диаграмме  $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Gd}/\text{Yb})_n$  (рис. 4), позволяющей более наглядно выявить сходство или различие изученных пород. Породы чинейского комплекса обнаруживают достаточно большой разброс по первому параметру и узкий диапазон вариаций – по второму.

Породы основного состава более поздних этапов существенно отличаются от протерозойских

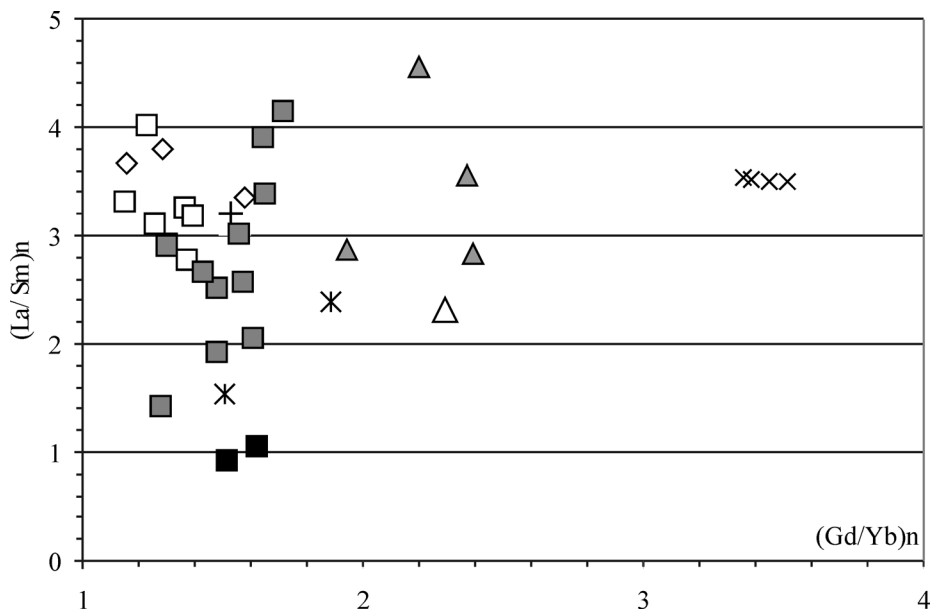


Рис. 4. Диаграмма  $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Gd}/\text{Yb})_n$  для основных пород района.

Условные обозначения на рис. 3.

по своим геохимическим особенностям (рис. 3б). В первую очередь, они представлены субщелочными разновидностями – трахидолеритами и субщелочными оливиновыми базальтами, для которых типичны повышенные содержания щелочных металлов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.03\text{--}7.12$ ) и  $\text{TiO}_2$  (до 2.36 мас. %, табл. 1), причем для мезозойских образований характерна калиевая специализация, а для кайнозойских – существенно натровая. Им присущи и иные спектры распределения редких элементов. Дайки мезозойского возраста обладают промежуточными характеристиками состава между породами чинейского комплекса и кайнозойскими магматическими образованиями (рис. 3б): в них также проявлены коровые компоненты (**Ta-Nb и Pb аномалии**), но они отличаются обедненностью в области тяжелых редких земель (рис. 4), что сближает их с самыми молодыми продуктами вулканизма в районе. Последние по своим геохимическим характеристикам резко обособляются от рассмотренных выше пород: для них типично отсутствие указанных выше аномалий Pb и Ta-Nb. Правая часть спектра обладает сильным наклоном, который свидетельствует о гранатсодержащем источнике расплавов, сформировавших базальты лавового плато.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Восстановление фанерозойской истории развития Удокан-Чинейского района представляет собой непростую задачу в связи с отсутствием здесь молодых (постпротерозойских) стратифицированных отложений. В такой ситуации изучение магматических пород приобретает особо важное значение. В большинстве реконструкций эта территория рассматривается как стабильная область платформы, не подверженная значительным изменениям и перестройкам. Однако обнаружение мезозойских субщелочных интрузивных пород позволяет несколько по-иному представить себе эволюцию данного участка литосферы.

Протерозойские ультрабазит-базитовые интрузивы чинейского комплекса сформировались на самом краю Сибирского кратона и представляют собой образования типичного внутриплитного магматизма. Современные представления об этом этапе развития Земли связаны с распадом первого суперконтинента – Пангеи (Родинии), в середине раннего протерозоя [5, 13, 17] под воздействием Южно-Тихоокеанского мантийного суперплюма [7]. В дальнейших построениях исследуемая территория рассматривается как часть жесткого блока литосферы, практически не подверженного коренным тектоническим изменениям. Однако процессы, получившие широкое развитие в обрамлении Сибирского кратона в позднем палеозое–мезозое [14], получили слабые отголоски и в Удокан-Чинейском районе. В первую очередь, это касает-

ся заложения крупных впадин, типичных для Восточного Забайкалья. На Севере Забайкалья к такому относятся Чукчудинский грабен, Тундакская впадина и др. [6]. Обнаруженные мезозойские трахидолериты Удокан-Чинейского района близки по своим характеристиками к трахибазальтам поздней юры–раннего мела Центрально-Азиатского складчатого пояса [7]. Для них, также как для их хорошо изученных аналогов, сохраняются особенности базитов предыдущей эпохи, хотя они и обладают более высокими содержаниями большинства несовместимых элементов, особенно легких РЗЭ. В них также отмечаются повышенные содержания Ba, Sr,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Таким образом, район исследований был пронижаем для мантийных магм на протяжении почти всей истории своего существования. Геохимические особенности разновозрастных пород основного состава, с одной стороны, показывают некоторую общность в части проявленных аномалий Pb и Ta-Nb, интенсивность которых уменьшается от древних к молодым породам, с другой – косвенно (увеличением значений отношений **Gd/Yb**) указывают на вариации источников магм, увеличение глубин магмообразования.

*Работа выполнена по программе Президиума РАН № 23.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В. и др.* Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.
2. *Гонгальский Б.И., Головатый А.С., Абушкевич С.А.* Зональные кольцевые структуры хребта Удокан // Докл. АН. 1995. Т. 343, № 1. С. 80–82.
3. *Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.* Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.
4. *Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.* Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габброноритового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.
5. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
6. *Казимировский М.Э., Ступак Ф.М., Дриль С.И.* Вещественные характеристики и возрастная позиция тешенитового магматизма Северного Забайкалья // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1079–1089.
7. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.И., Андреева И.А. и др.* Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкоматалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстанов-

- ки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
8. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1227–1241.
  9. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расчлененного массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.
  10. Пухтель И.С., Богатилов О.А., Симон А.К. Раннедокембрийская эволюция системы кора–мантия Олекминской гнейс-зеленокаменной области (Алданский щит) // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 499–523.
  11. Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука, 1987. 169 с.
  12. Ступак Ф.М., Кренделев Ф.П., Криволицкая Н.А., Ступак Р.М. Новый тип медного оруденения в хр. Удокан // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 5. С. 929–931.
  13. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
  14. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского Складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
  15. Gongalskiy B. and Krivolutsкая N. Udokan-Chiney ore-magmatic system, Russia // Northwestern Geology. 2009. V. 42. P. 180–184.
  16. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
  17. Phipps J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Palaeopangea? // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 131–146.

Рецензент В.П. Шмелев

## Specific features of the basic magmatism in the Udokan-Chineyskiy region (Northern Transbaikalia)

B. I. Gongalskiy

*Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS*

The new data about geological structure and magmatic rocks' geochemistry of the largest metallogenic province of Russia in Kodaro-Udokan region, (Northern Transbaikalia) have been obtained. Basic-ultrabasic rocks of this region contain Cu-PGE and Fe-Ti-V deposits. Composition of large intrusive bodies, dykes and effusive rocks with mineralization are very similar and demonstrate the important role of the crust material in their origin.

Key words: *basic magmatism, geochemistry, rare elements, mineralization, copper, Udokan, Chineyskiy complex.*