

ПЕТРОЛОГИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДНОСТЬ РАССЫПУХИНСКОГО МАССИВА ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА РУДНОГО АЛТАЯ

Гусев А.И.*, Гусев Н.И., Аверцева В.А***, Васильченко Т.А***

*Бийский педагогический государственный университет, **ВСЕГЕИ, ***ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»

ВВЕДЕНИЕ

Рудоносность магматических образований является одной из наиболее важных фундаментальных проблем, которая должна решаться на всех стадиях геологоразведочного процесса. Эта же проблема возникла и в процессе проведения ГДП-200 на площадях развития магматических интрузивных комплексов Рудного Алтая. В пределах последнего главное значение имеет золото-колчеданное барит-полиметаллическое оруденение «рудноалтайского» типа, которое связано со становлением эфузивных и субвулканических образований мельничного, крюковского, каменевского и других комплексов. До сих пор с интрузивными образованиями Рудного Алтая не связывалось оруденение. Это относится в большой степени к змеиногорскому комплексу, к которому относится и Рассыпухинский массив. Следует отметить, что обнажённость этого массива не превышает 30 %, что снижает вероятность обнаружения оруденения. Для выяснения потенциальной рудоносности этого массива предпринята попытка изучения его петрологии, в особенности в краевых частях интрузива.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФАЗОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАССЫПУХИНСКОГО МАССИВА

Рассыпухинский массив расположен в верховьях одноименной реки (система р. Алей) Рудного Алтая и относится к змеиногорскому габбро-гранитоидному комплексу верхнего девона.

Змеиногорский комплекс широко распространён в пределах Рудного Алтая и слагает массивы: Новоматвеевско-Новониколаевский, Раскатинский, Мохнатые Сопки, Солоновский, Масальский, Раздольнинский, Екатерининский, Верхнекаменский (Горшковский и Крючковский), приуроченные к юго-западному и северо-восточному крыльям Алейского поднятия и располагающиеся в обрамлении Золотушинской депрессии, а также вдоль западного края Змеиногорской подзоны. Указанные массивы изучены сравнительно хорошо. В северной части Алейского поднятия обнажены Рассыпухинский, Варшавский, Самарский и другие более мелкие, которые до последнего времени не были изучены.

Тела гранитоидов обычно представлены межформационными залежами на контакте зеленосланцевых отложений корбалихинской толщи (S) и гранитоидов алейского комплекса (D), а также имеют штокообразную форму, располагаясь среди зеленосланцевых отложений, реже прорывая девонские вулканогенно-осадочные толщи. На основе наших данных и других исследователей в составе комплекса выделяется 5 фаз внедрения: 1) мелко- и среднезернистые габбро и габбродиориты; 2) мелкозернистые кварцевые диориты и диориты; 3) биотит-роговообманковые гранодиориты, тоналиты и плагиомеланограниты; 4) биотит-роговообманковые плагиограниты, плагиолейкограниты и низкокалиевые граниты; 5) биотитовые лейкограниты и субщелочные лейкограниты.

В физических полях массивы комплекса проявлены по-разному. Мелкие тела габбро первой фазы фиксируются небольшими довольно напряжёнными аномалиями ΔT_a (до

800 нТл), но в ряде случаев отражения в магнитном поле не находят. Для интрузивов, сложенных преимущественно породами третьей фазы, характерно нормальное, близкое к нулевому слабо дифференцированное магнитное поле, лишь западная часть Верхнекаменского массива (Горшковский) окружена в области эндоконтакта с юга и запада полукольцевой магнитной аномалией напряжённостью 400-600 нТл. Большинство интрузивов, сложенных гранитоидами третьей фазы, в магнитном поле проявлены слабыми положительными аномалиями (до 200 нТл). Для Раздольнинского массива характерно повышение магнитного поля до 400-800 нТл, что позволяет предположить наличие здесь не вскрытых значительных масс габброидов. Массивы, сложенные гранитоидами 5 фазы, характеризуются спокойным близким нулевому магнитным полем. Большинство интрузивов змеиногорского комплекса в поле силы тяжести проявлены слабыми (понижение на 2-4 мГл) отрицательными аномалиями (Раскатинский, Мохнатые Сопки, Солоновский, Масальский, Рассыпухинский и др.). Раздольнинский массив за счёт габброидов фиксируется слабо повышенным гравитационным полем. Исключение составляет Горшковский массив, которому отвечает крупная отрицательная аномалия Δg с относительным понижением в эпицентре на 12 мГл.

Эндоконтактовые изменения гранитоидов разных фаз выражаются в появлении мелко-микрозернистых, иногда порфировидных структур и обогащении темноцветными минералами. В экзоконтактах отложения корбалихинской толщи превращены в кварц-плагиоклаз-амфиболовые роговики и цоизит-актинолитовые породы. Девонские терригенные породы преобразованы в светло-серые пятнисто-полосчатые альбит-эпидот-актинолитовые роговики, иногда отмечаются скарны. Ширина контактовых ореолов определяется крутизной контактов и варьирует от 0,5 до 2 км.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабо вытянутые тела среди более поздних гранитоидов. Интрузивы сложены тесно ассоцииирующими габбро и габбродиоритами. Породы мелко- и среднезернистой структуры и обладают ярко выраженными гипабиссальными чертами. Под микроскопом обнаруживают габбровую, габбро-пойкилитовую структуры.

Кварцевые габбро состоят (%) из зонального плагиоклаза (центр зерна-лабрадор №55, край-андезин №33) – 45-55, клинопироксена, нацело замещённого зелёной роговой обманкой – 40, кварца – 5-15, биотита – 1-2. Вторичные изменения выражаются в амфиболизации и эпидотизации габброидов под воздействием более молодых гранитоидов. Габбро и габбродиориты относятся к толеитовому ряду, характеризуются невыдержаными, в целом умеренными титанистостью и фосфатностью, низкой железистостью ($FeO^*/MgO = 0,8 - 0,83$), умеренной калиевостью (0,4-0,5%), чем резко отличаются от аналогичных по основности пород алейского комплекса. Отмечаются низкие значения Rb, Zr, Y и Nb (табл. 1), характерные для базитов надсубдукционных обстановок. Они характеризуются низкими значениями дифференцированности РЗЭ ($La|Yb=2,53$, $La|Sm=1,84$). Для габброидов устанавливается самое высокое содержание скандия и отношение U|Th (1,77) из всех пород массива.

Породы второй фазы – гранодиориты, тоналиты, плагиомеланограниты и редко кварцевые диориты – слагают незначительные объёмы в западной части Рассыпухинского массива в виде крупных ксенолитов в краевой части в приконтактовой области с кристаллическими сланцами корбалихинской свиты. Рамой массиву служат зеленосланцевые отложения корбалихинской толщи на юге и осадочно-вулканогенные отложения среднего-позднего девона на севере и северо-востоке.

Кварцевые диориты представляют собой порфировидные породы серой окраски с вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза. Состав (%): кварц-10-12, плагиоклаз (ан-

дезин) – 50, роговая обманка – 25, биотит – 10, рудного минерала (магнетит) – 2. Аксессории – апатит, сфен, циркон, пирит. Микроструктура основной ткани – призматическая-зернистая. Характерны повышенные концентрации V (135-143 г/т), слабо повышенные Li (5,63-5,56 г/т). Габброидам присуща умеренно повышенная дифференцированность РЗЭ ($\text{La}|\text{Yb}=3,82-389$).

Гранодиориты представляют собой слабо порфировидные (плагиоклаз) мелко- и среднезернистые серые и буровато-серые породы, состоящие (%) из кварца – 15-25, олигоклаз-андезина – 40-50, калишпата – 10-30, бурой роговой обманки – 5-9, биотита – до 3, рудного минерала – 3-5. Из аксессориев присутствуют сфен, апатит, циркон. Подчиненные тоналиты и плагиомеланограниты отличаются меньшим содержанием калишпата или его отсутствием. В тоналитах Рассыпухинского массива содержание КПШ варьирует от 7 до 12%. Породы второй фазы характеризуются низкой глиноземистостью ($\text{Shand}=1,0$), повышенными железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=4,5$) и аортитовостью ($c=0,4$), низкой щелочностью при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,13-0,14$. По редкоэлементному составу они близки меланократовым I-гранитам, отличаясь повышенными концентрациями Zr и Y. Отмечается некоторое обеднение относительно кларков Ba, РЗЭ, Th, U, обогащение Zr, Hf, Co. Им свойственны близкие значения дифференцированности средних и тяжёлых РЗЭ относительно лёгких (отношения $\text{La}|\text{Yb}=3,38-3,71$ и $\text{La}|\text{Sm}=2,44-2,7$).

Гранитоиды третьей фазы внедрения слагают значительную часть Рассыпухинского массива. Они представлены биотит-рогообманковыми и рогообманково-биотитовыми плагиогранитами, плагиолейкогранитами, редко низкокалиевые гранитами, связанными постепенными переходами. Структура пород среднезернистая, участками до крупнозернистой, сменяется в краевых частях на мелкозернистую и порфировидную (кварц).

Микроструктуры характеризуются резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам. Плагиограниты состоят (%) из кварца – 30-40, зонального плагиоклаза (в ядре – олигоклаз-андезин № 25-35, в кайме – олигоклаз № 15-17) – 55-75, калишпата – 0-8, биотита – 1-8, амфибала – 1-6. Для плагиолейкогранитов характерно увеличение содержания калишпата до 15%, уменьшение количества темноцветных минералов до 3% и плагиоклаза до 50-55%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, альбитом. Гранитоиды характеризуются умеренной глиноземистостью ($\text{Shand}=1,06$), аортитовостью ($c=0,24$), железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=4,8$), низкой калиевостью. Низкокалиевые плагиограниты обогащены Cr, Zr, Y, обеднены РЗЭ, Nb, Ta, Th, Sr. Некоторые разности, петрохимически близкие алейским плагиогранитам резко отличаются от последних (а также от островодужных I-и M гранитоидов) по редкоземельному спектру содержанию Zr и низкому отношению Y/Sr (0,32-0,34). Для них характерны самые высокие показатели дифференциации лёгких РЗЭ к тяжёлым ($\text{La}|\text{Yb}=6,01-6,92$) и сравнительно низкие отношения U/Th (0,15-0,29).

Плагиолейкограниты и подчиненные субщелочные лейкограниты четвёртой фазы закартированы в западной и восточной частях массива. Это – серые, розовато-серые среднекрупнозернистые, в краевых частях массива – мелкозернистые, иногда порфировидные биотитовые разности, состоящие (объёмные %) из плагиоклаза №3-13 – 25-45, калишпата – 20-40, кварца – 25-43, биотита – 2-5, редко единичных зёрен роговой обманки. Структура пород гранитовая, участками микрографическая. Породы характеризуются высокой железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=7,6$), повышенной глиноземистостью ($\text{Shand}=1,09$), низкой аортитовостью ($c=0,1$), умеренной и повышенной щелочностью при некотором преобладании Na_2O над K_2O . Они обеднены относительно кларков РЗЭ, Rb, Cs Ba, Ta, Th, обогащены Cr, Ni, Zr. По химическому и микроэлементному составу породы близки к кислым вулканитам каменевского комплекса Рудного Алтая. В составе заключительной фазы выделяются различные по щёлочности разности лейкогранитов: плагиолейкограниты и умеренно-щелоч-

ные лейкограниты. В пробах-протолочках последних обнаруживаются в значительных количествах флюорит, турмалин.

Для первых характерны более высокие концентрации V, Cr, Co, Sr, Pb, а также нормированные отношения La/Yb и La/Sm, указывающие на более дифференцированный тип плаунио-ветви. Для них также свойственно и более высокое отношение Eu/Eu*.

Умеренно-щелочные лейкограниты характеризуются аномально-низкими отношениями La/Yb (1,0) La/Sm (1,1), указывающие на отсутствие дифференциации лёгких РЗЭ относительно тяжёлых и средних. В них самые низкие содержания европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,13$) и пониженные отношения U/Th (0,17). В отличие от плагиолейкогранитов в них более высокие концентрации Rb, Nb, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Y, Yb, Er, Ta, Li, Hf, Zr, W, Mo. Такое сравнение по микроэлементам показало, что плагиолейкограниты имеют более высокие концентрации сидеро-халькофильной группы элементов, а умеренно-щелочные лейкограниты – литофильтной и редкометальной. При этом важно, что редкометальная специализация умеренно-щелочных лейкогранитов коррелируется с высокими содержаниями таких летучих компонентов, как бор и фтор (табл. 1).

Массивы комплекса, в том числе, и Рассыпухинский, сопровождаются дайками амфиболизированных долеритов, диорит-порфириотов, плагиогранит- и гранит-порфиров, аplitовидных гранитов мощностью от 2-3 до 70 м, редко до 200-300 м и протяжённостью до двух и более километров. В ряде случаев образуют дайковые пояса северо-западного направления, приуроченные к субмеридиональным тектоническим зонам.

Комплекс формировался в гипабиссальной обстановке, на что указывают распространение мелкозернистых, порфировидных, микрографических структур, порфировый облик дайковых образований, зон закалки пород в эндоконтактах массивов, сравнительно высокие индикаторные соотношения элементов, особенно у слабо эродированных массивов: $\text{Be}/\text{Ba} = 0,006-0,02$, $\text{La}/\text{Sc} = 0,72-3,41$, $\text{Be}/\text{Co} = 0,04-1,34$. Рассыпухинский массив относится к типу слабо эродированных также и по соотношению основных и кислых породных типов (в нём резко преобладают лейкограниты и слабо развиты габброиды). Этот признак является одним из важнейших при установлении степени эрозионного среза интрузивных массивов хорошо изученных эталонов Алтай-Саянской складчатой области (Хомичёв и др. 2000; Гусев, 2007). Рассыпухинский массив формировался в гипабиссальной обстановке, на что указывают распространение мелкозернистых, порфировидных, микрографических структур, порфировый облик дайковых образований, зон закалки пород в эндоконтактах массива, сравнительно высокие индикаторные соотношения указанных выше элементов. По всем указанным показателям к слабо эродированному и относится Рассыпухинский массив, что благоприятно для сохранности оруденения в его контактовых частях.

Пробоподготовка и изотопно-геохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Изотопные измерения в цирконах проводилось по классической методике на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. При выборе в цирконах участков для анализа использовались оптические и катодолюминисцентные наблюдения. Из проведенных трёх определений в олее однозначно получены результаты в пробе 42-1 по 9 точкам получена метка 369,4 млн. лет плюс минус 2,4 (фамен) (рис. 1).

Учитывая высокую титанистость и железистость габброидов, резкий рост последней в гранитоидах, редкоземельный спектр плагиогранитов (не характерные для известково-щелочной серии), а также приуроченность образований комплекса к бортам и осевым частям прогибов, его вероятная обстановка формирования определяется зонами рассеянного рифтинга в пределах надсубдукционных образований.

Гранитоиды комплекса не обнаруживают отчетливо выраженной металлогенической и геохимической специализации, чем напоминают плагиограниты алейского комплекса.

Таблица 1

Представительные анализы пород Рассыпухинского массива
(основные компоненты - в %, микроэлементы - в г/т)

	42-10	42	42-8	42-7	42-7a	42-1	42-1a	42-3	42-a	55-1	36	90
SiO ₂	47,68	61,72	61,63	65,8	65,13	71,8	72,18	74,70	77,22	75,4	74,0	77,8
TiO ₂	0,60	0,69	0,7	0,78	0,75	0,45	0,42	0,24	0,24	0,25	0,37	0,09
Al ₂ O ₃	15,01	15,2	15,05	15,7	14,83	14,0	12,88	12,30	11,67	12,8	13,1	12,0
Fe ₂ O ₃	4,81	2,11	2,0	1,83	2,13	0,31	0,73	<0,3	0,4	0,59	0,83	0,45
FeO	5,10	5,2	5,32	2,67	3,04	2,31	2,10	1,08	1,06	1,66	1,73	0,87
MnO	0,17	0,15	0,14	0,13	0,11	0,04	0,03	0,04	0,01	0,05	0,03	0,08
MgO	11,42	2,5	2,53	1,56	1,62	1,24	1,17	2,06	0,66	0,28	0,65	<0,05
CaO	11,81	5,83	5,77	5,27	5,52	3,94	4,49	4,07	2,93	2,04	4,34	0,47
Na ₂ O	1,03	2,82	2,81	4,72	4,67	4,77	4,07	4,35	4,86	4,35	4,22	3,88
K ₂ O	0,41	1,46	1,21	0,65	0,65	0,66	0,63	0,47	0,7	2,32	0,31	4,27
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,13	0,2	0,18	0,11	0,10	<0,05	0,05	<0,05	0,1	<0,05
ппп	1,68	1,68	1,5	0,54	0,96	0,34	0,33	0,33	0,01	0,22	0,21	0,16
Σ	99,86	100	99,97	100	99,59	100	99,13	100	99,81	100	100	100
V	14,7	135	143	15,5	60,0	58,0	56,0	36,4	23,0	16,1	46,5	5,84
Cr	24,3	19,9	20,1	10,8	3,0	32,2	27,0	48,8	26,0	23,7	16,8	27,0
Co	24,8	21,4	22,1	16,7	10,3	9,82	5,2	4,79	2,4	4,6	5,59	1,78
Ni	18,5	9,53	10,3	6,58	10,0	17,9	8,4	9,36	5,0	12,3	7,31	13,5
Cu	44,3	42,8	41,5	9,9	10,2	18,9	18,5	8,19	8,2	6,57	9,51	8,24
Zn	55,2	53,8	50,4	49,9	48,7	24,8	25,1	22,2	21,9	24,2	15,5	24,2
Rb	5,2	30	29	8,33	10,4	10,0	10,8	5,25	8,4	37,0	3,74	129
Sr	173	208	205	189	209	192	208	166	216	84,0	213	18,8
Nb	2,01	6,93	7,0	8,2	8,3	14,8	14,6	5,3	12,8	8,66	6,69	17,9
Cs	0,5	0,56	0,5	0,35	0,39	0,53	0,69	0,11	0,3	0,31	0,12	1,33
Ba	136	316	308	237	314	148	155	132	241	324	157	118
Pb	4,5	4,53	4,4	4,02	6,8	2,2	3,8	21,0	9,7	1,0	3,75	9,25
Th	1,3	4,67	4,7	4,06	3,8	8,5	6,7	5,28	7,7	8,46	4,47	14,2
U	2,3	2,32	2,28	0,87	1,02	1,81	1,98	0,65	1,36	1,05	1,75	2,36
La	6,6	16,4	17,1	18,2	18,6	64,0	65,0	8,09	20,0	22,8	15,3	15,2
Ce	13,8	33,5	35,2	38,2	39,0	123,0	119,0	16,1	50,0	46,7	36,5	34,9
Pr	1,97	4,45	4,5	4,63	5,0	12,8	13,8	2,5	7,2	6,44	4,2	5,79
Nd	8,2	17,6	17,1	18,3	18,9	45,5	48,0	11,3	29,0	26,6	16,5	26,4
Sm	2,2	3,86	4,0	4,58	4,2	8,82	8,6	3,1	6,2	6,54	3,37	8,48
Eu	0,62	0,99	0,88	1,27	1,06	1,2	0,99	0,54	0,56	0,99	1,0	0,38
Gd	2,7	3,66	3,7	4,52	4,8	8,22	8,9	2,97	6,7	6,1	3,61	8,68
Tb	0,45	0,63	0,61	0,85	0,82	1,3	1,45	0,59	1,13	1,09	0,64	1,83
Dy	3,0	3,85	3,77	4,83	5,0	8,35	9,0	4,1	6,9	6,86	4,11	12,4
Ho	0,65	0,93	0,95	1,16	1,06	2,0	1,94	0,9	1,98	1,68	0,98	3,1
Er	1,86	2,65	2,53	3,4	3,2	6,07	5,9	2,57	4,5	5,17	3,15	8,79
Tm	0,28	0,35	0,34	0,49	0,53	1,0	0,95	0,39	0,76	0,85	0,45	1,56
Yb	1,72	2,84	2,9	3,56	3,3	7,12	6,2	2,71	5,0	5,67	3,51	10,0
Lu	0,25	0,39	0,4	0,61	0,46	1,05	0,89	0,42	0,7	0,94	0,53	1,65
Y	18,1	25,6	26,3	32,6	38,0	66,0	67,0	27,0	52,0	49,7	29,3	90,5
Ga	17,7	14,8	15,1	12,2	17,8	10,0	14,2	8,15	12,2	9,01	8,83	8,92
Zr	51,0	106	103	122	148	157	139	85,7	95,0	196	132	116
Sc	33,2	31,6	32,1	25,1	25,0	17,4	15,1	6,78	10,5	10,1	14,7	4,45
Hf	1,49	3,13	3,0	3,55	4,0	4,57	4,0	2,86	3,1	6,04	4,06	4,83
Ta	0,31	0,45	0,48	0,5	0,44	0,87	0,83	0,49	1,02	0,66	0,52	1,77
Mo	1,41	0,86	0,83	<0,6	0,7	1,3	1,2	2,13	2,1	0,82	0,83	4,53
Sb	0,40	0,37	0,41	0,17	0,2	0,91	0,2	<0,1	0,15	0,18	0,13	0,16
Sn	2,3	2,47	2,5	1,8	1,7	1,65	7,0	1,19	1,2	6,93	2,12	2,33
Be	0,5	0,87	0,7	1,46	1,51	1,54	1,48	2,06	2,1	1,35	1,44	2,39
W	0,35	0,59	0,51	0,52	0,61	0,3	0,45	0,21	0,68	0,79	0,23	0,82
Li	4,3	5,63	5,56	5,36	5,3	1,81	3,48	1,7	1,36	1,05	1,75	4,01
Ge	<1	<1	<1	<1	0,5	4,95	0,5	2,22	1,8	1,37	1,61	2,43
As	3,4	3,51	3,48	2,1	2,0	2,69	2,2	1,98	2,0	2,1	2,09	2,26
F	2,5	3,76	4,6	4,5	6,3	7,8	15	18	17	81	20	156
B	16,5	16,0	17,5	31,8	32,1	21,3	21,2	24,8	24,3	17,7	23,9	42,9
La YbN	2,53	3,82	3,89	3,38	3,71	6,01	6,92	1,97	2,64	2,66	2,87	1,0
La SmN	1,84	2,6	2,62	2,44	2,7	1,34	4,63	1,6	1,98	2,13	2,78	1,1
Eu Eu*	0,79	0,8	0,7	0,85	0,73	0,43	0,35	0,55	0,27	0,48	0,88	0,13
U Th	1,77	0,5	0,48	0,21	0,27	0,15	0,29	0,12	0,16	0,12	0,39	0,17

Примечание. Анализы выполнены методами ICP-MS и ICP-AES в лабораториях ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). 42-10 – габбро; 42, 42-8 – кварцевые диориты; 42-7, 42-7a – тоналиты; 42-1, 42-1a – плагиограниты; 42-36 42-a – гранит-порфирь; 55-1, 90 – лейкограниты; 36 – плагиолейкограниты. N- элементы нормированы по Anders, Greevese [5].

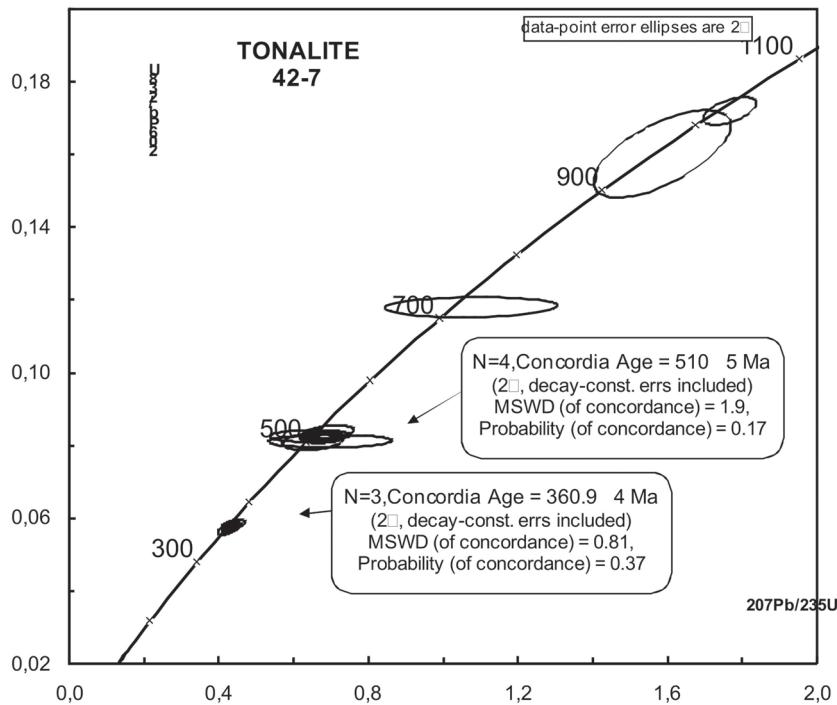


Рис. 1. Положение фигуративной точки тоналита Рассыпухинского массива на диаграмме изотопов свинца по данным SHRIMP II

Массивы змеиногорского комплекса прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные породы эйфель-франского возраста (мельничная, сосновская, заводская, каменевская свиты), в свою очередь прорываются гранитоидами средне-позднекаменноугольного волчихинского комплекса.

На классификационной диаграмме TAS (рис. 2) доминирующая часть пород располагается в области нормального известково-щелочного поля пород и лишь лейкограниты попадают в поле умеренно-щелочной серии.

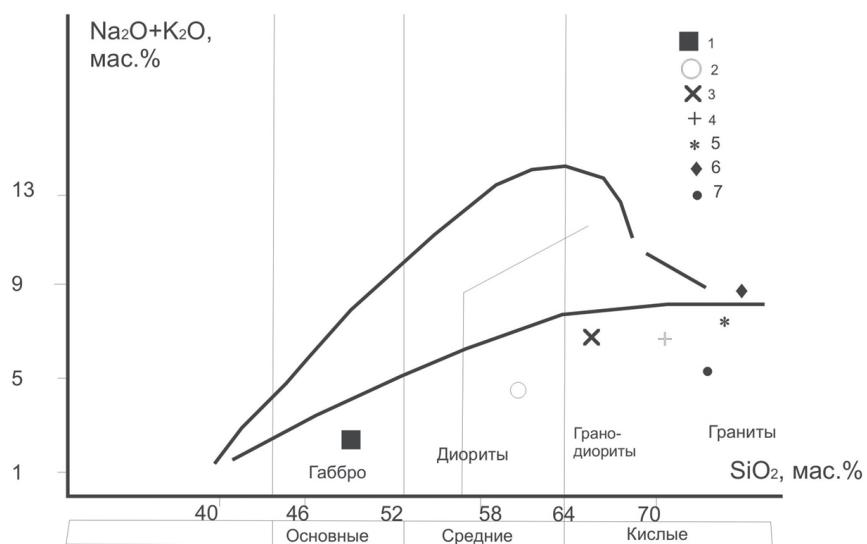


Рис. 2. Диаграмма TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 для пород Рассыпухинского массива
габбро, 2 - кварцевые диориты, 3 - тоналиты, 4- плагиограниты, 5- гранит-порфиры,
6- лейкограниты, 7- плагиолейкограниты.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА

На диаграмме Л. Бородина (рис. 3) породы Рассыпухинского массива занимают поля нормального известково-щелочного и умеренно-щелочного, при этом в поле повышенной щёлочности пород попадают кроме лейкогранитов гранодиориты и гранит-порфиры. Из этой диаграммы видно, что начиная от диорита происходит разделение последующих дериватов на две ветви: известково-щелочную и умеренно-щелочную.

Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, связывающая салические и мафические компоненты магматических горных пород, предложена Д.С. Штейнбергом (Штейнберг, 1988) и активно поддержана М.Л. Гельманом (Гельман, 1997). Она позволяет судить об общих закономерностях эволюции состава магматитов. Выбор компонентов обусловлен ведущей ролью CaO , MgO , Al_2O_3 в составе пордообразующих минералов, формирующих котектические расплавы и, показывающих эволюцию компонентов в ходе кристаллизационной дифференциации. Выявленные закономерности подтверждены наблюдениями в конкретных магматических системах над порядком кристаллизации минералов и последовательностью формирования различных серий пород (Штейнберг, 1988). Так, замена магния железом, калия натрием почти не влияет на соотношениях мафических и салических минералов, на количество кварца в породе и т.д. Многие закономерности химического состава магматитов в проекции на треугольник $\text{An} - \text{Ab} - \text{Or}$ не зависят от количества кварца или нефелина системе; они сохраняются в сериях базальт-риолит, базальт-трахит, базальт-фонолит и их интрузивных эквивалентах. Дальнейшее упрощение состава приводит в пределе к системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, которая позволяет особенно чётко выявить наиболее общие закономерности изменения состава изверженных пород и дать им генетическую интерпретацию. Составы пород на диаграмме позволяют проследить котектические пути эволюции от наиболее тугоплавких дунитов до габбро (от вершины MgO к стороне $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$) и далее от габброидов (нормальных и щелочных) до самых легкоплавких гранитов (к вершине Al_2O_3). Диаграмма показывает различия двух рядов магматитов – нормального (известково-щелочного и толеитового) и щелочного (базальт-трахитового и базальт-фонолитового).

Диаграмма позволяет решить ряд генетических вопросов. Во-первых, фигуративная точка пикродолеритов (точка К) лежит в плоскости $\text{An}-\text{En}$ (Fo) и соответствует избыточному по отношению к эвтектике (E3-4) составу. Габбро-долерит (точка Л) находится в той же плоскости с другой стороны эвтектики симметрично к точке К. И от неё тренд пород Рассыпухинского массива разделяется на две ветви: одна из них следует строго параллельно котектической линии $\text{Di}-\text{Ab}-\text{An}$ в сторону эвтектической точки E2, совпадая с трендом субщелочной серии (рис. 4), а другая – следует строго параллельно толеитовому тренду.

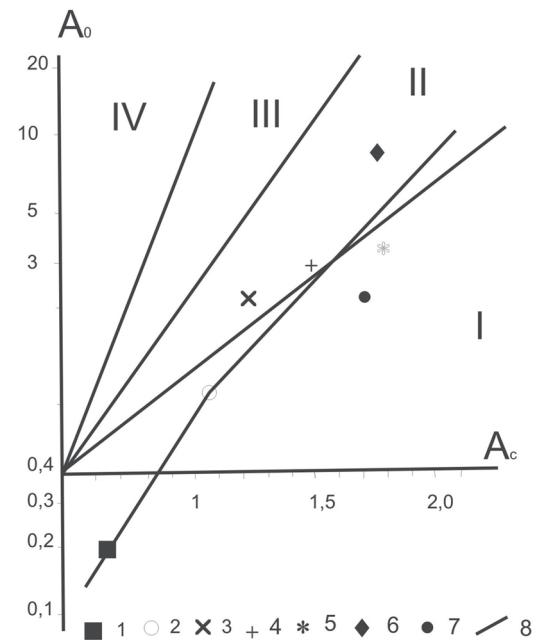


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма в координатах $\text{Ac} - \text{ao}$ Л.С. Бородина для пород Рассыпухинского массива.

Петрохимические серии: I - известково-щелочная, II - умеренно-щелочная, III - щелочная, IV - высокощелочная. Остальные условные см. на рис. 2.

На диаграмме R1-R2 Р. Батчелора и П. Боулдера большая часть фигуративных точек породных типов Рассыпухинского массива попадает в область мантийных плагиогранитов; гранодиоритов и плагиогранитов – в поле островодужных обстановок, а лейкогранитов – в область синколлизионных гранитоидов (рис. 5).

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса фигуративные точки гранитоидов второй, третьей и четвертой фаз компактно группируются в области схождения полей островодужных, анорогенных гранитоидов и гранитоидов обогащенных СОХ.

Такая неоднозначная геодинамическая интерпретация пород массива, вероятно, связана с особенностями глубинной дифференциации очага, что особенно хорошо заметно на диаграмме распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 6). Для всех пород, кроме плагиогранитов, гранит-порфиров и лейкогранитов не наблюдается ярко выраженной отрицательной аномалии по европию. При этом в гранит-порфирах и лейкогранитах наблюдается явное обогащение группы тяжёлых РЗЭ, по сравнению с плагиолейкогранитами.

Для Рассыпухинского массива проведена проверка альтернативных гипотез возможно происходивших в процессе эволюции глубинного магматического очага: фракционирование единого расплава для всех пород, или различная степень асимиляции исходной магмой вмещающих пород в промежуточном очаге или подводящих каналах.

Полезная информация получена на бинарных диаграммах распределения элементов (рис. 7), из

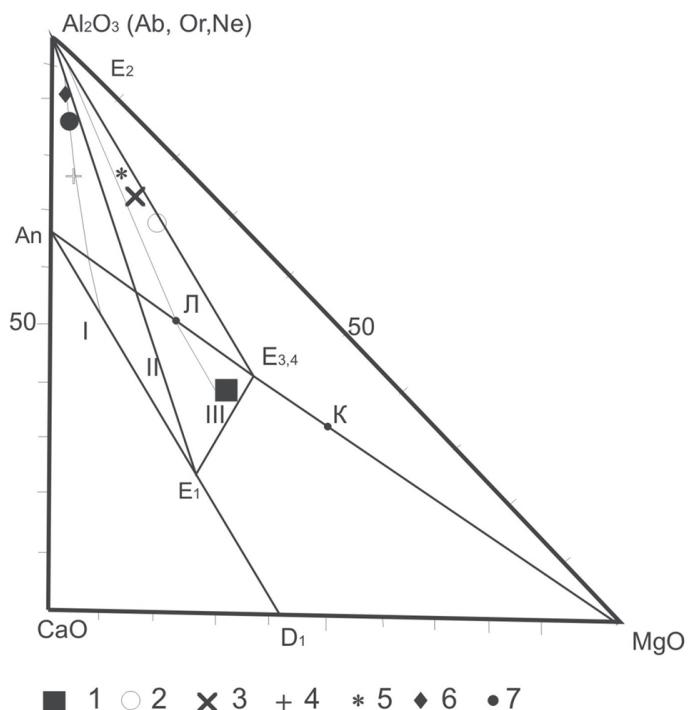


Рис. 4. Эволюционные тренды породных типов Рассыпухинского массива на диаграмме CaO - Al₂O₃ - MgO (по Штейнберг, 1988)

1-3 - серии: толеитовая, известково-щелочная, субщелочная;
E₁, E₂, E₃, E₄ - экспериментальные эвтектики. Эвтектики:
Di-An, Di-An-Ab, An-Tn (Fo). Остальные условные см. на рис. 2.

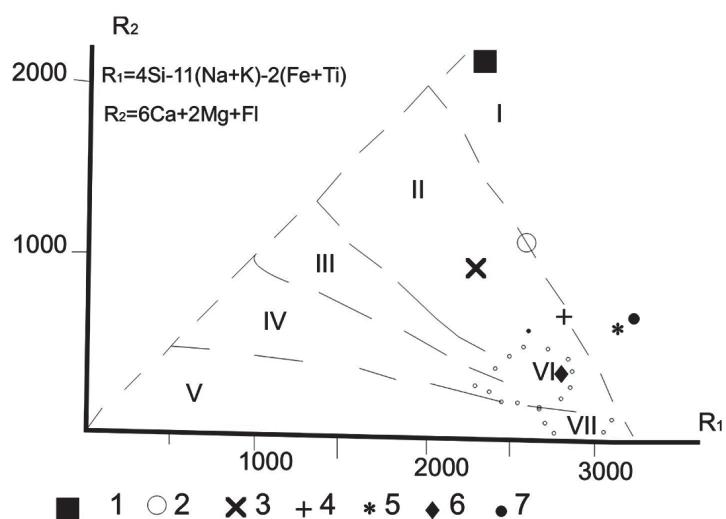


Рис. 5. Диаграмма R₁ - R₂ для пород Рассыпухинского массива (по Батчелор и Боулдер, 1985).

Поля на диаграмме: I - мантийные плагиограниты, II - VII - гранитоиды островодужные (II), постколлизионных поднятий (III), позднеорогенные (IV), анорогенные (V), синколлизионные (VI), посторогенные (VII). Остальные условные см. на рис. 2.

которых видно, что процесс различной степени частичного плавления исходного субстрата не исключается, так как на рисунке 7а направление трендов изменения составов в координатах Cr – Zr в целом соответствуют векторам направления эволюции состава расплава такой модели. Известно, что фракционирование магнитных минералов вызывает селективное обеднение расплава когерентными элементами (хромом, никелем, кобальтом) на фоне небольшого обогащения несовместимыми компонентами (цирконием, ураном, торием и др.). Анализ бинарной диаграммы Cr – Zr соответствует процессу кристаллизационной дифференциации при фракционировании ортопироксена (или роговой обманки) и плагиоклаза.

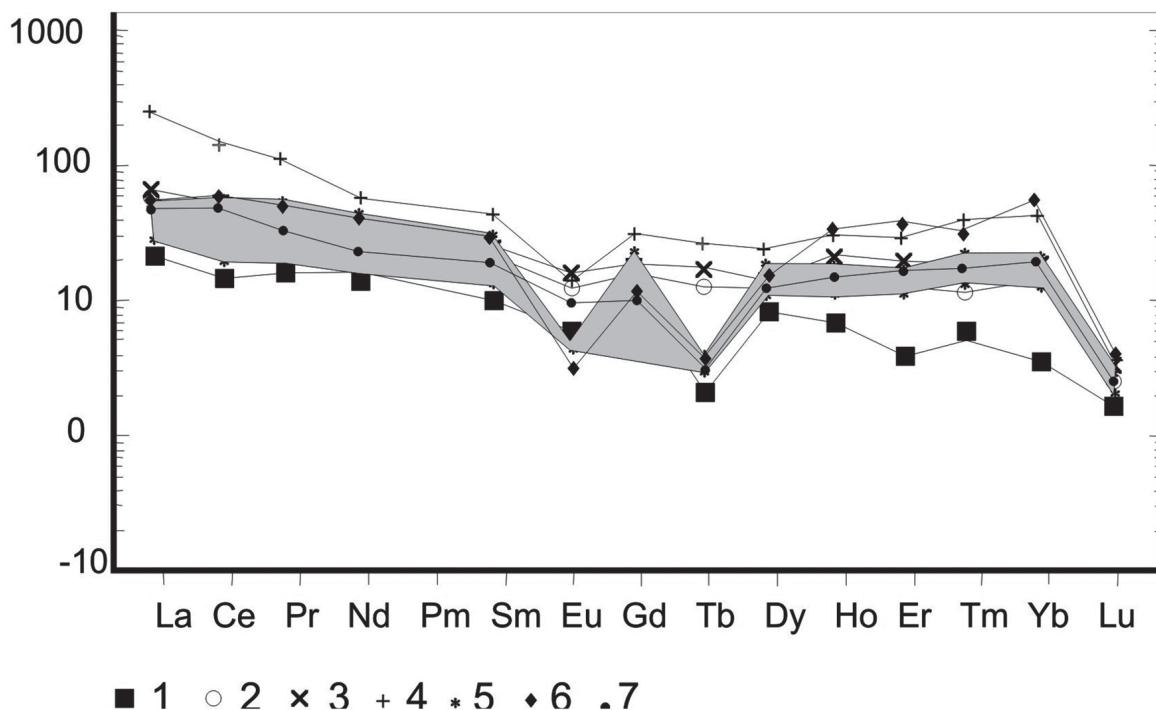


Рис. 6. Диаграмма содержаний РЗЭ в породах Рассыпухинского массива
Условные обозначения см. на рис. 2.

На бинарной диаграмме Rb – Ba (рис. 7 в) наблюдается некоторое отклонение от стандартной кристаллизационной дифференциации. При этом кристаллизация лейкогранитов в большей степени происходила при фракционировании ортопироксена и роговой обманки, а при кристаллизации лейкоплагиогранитов при фракционировании биотита.

На диаграммах Y – Zr, Ti – Zr (рис. 7) тренд дифференциации пород Рассыпухинского массива проходит под некоторым углом к стандартному тренду, указывая на более сложный характер дифференциации в глубинном магматическом очаге изучаемого массива.

На диаграмме Rb – Zr тренд дифференциации почти строго следует в ряду пород габбро-кварцевые диориты – лейкограниты, а для всех остальных пород тренд перпендикулярен классическому тренду кристаллизационной дифференциации.

На бинарной диаграмме Sr – Zr в целом ход дифференциации пород массива совпадает с классическим трендом, а на диаграмме Y – Rb (рис. 7, е) он перпендикулярен классическому тренду.

В итоге можно сказать, что на бинарных диаграммах выявляются сложные процессы кристаллизационной дифференциации, осложненныеложенными процессами, связанными с различным ходом дифференциации очага, возможно с участием мантийной составляющей и изменением флюидного режима, сопровождающего эволюцию очага.

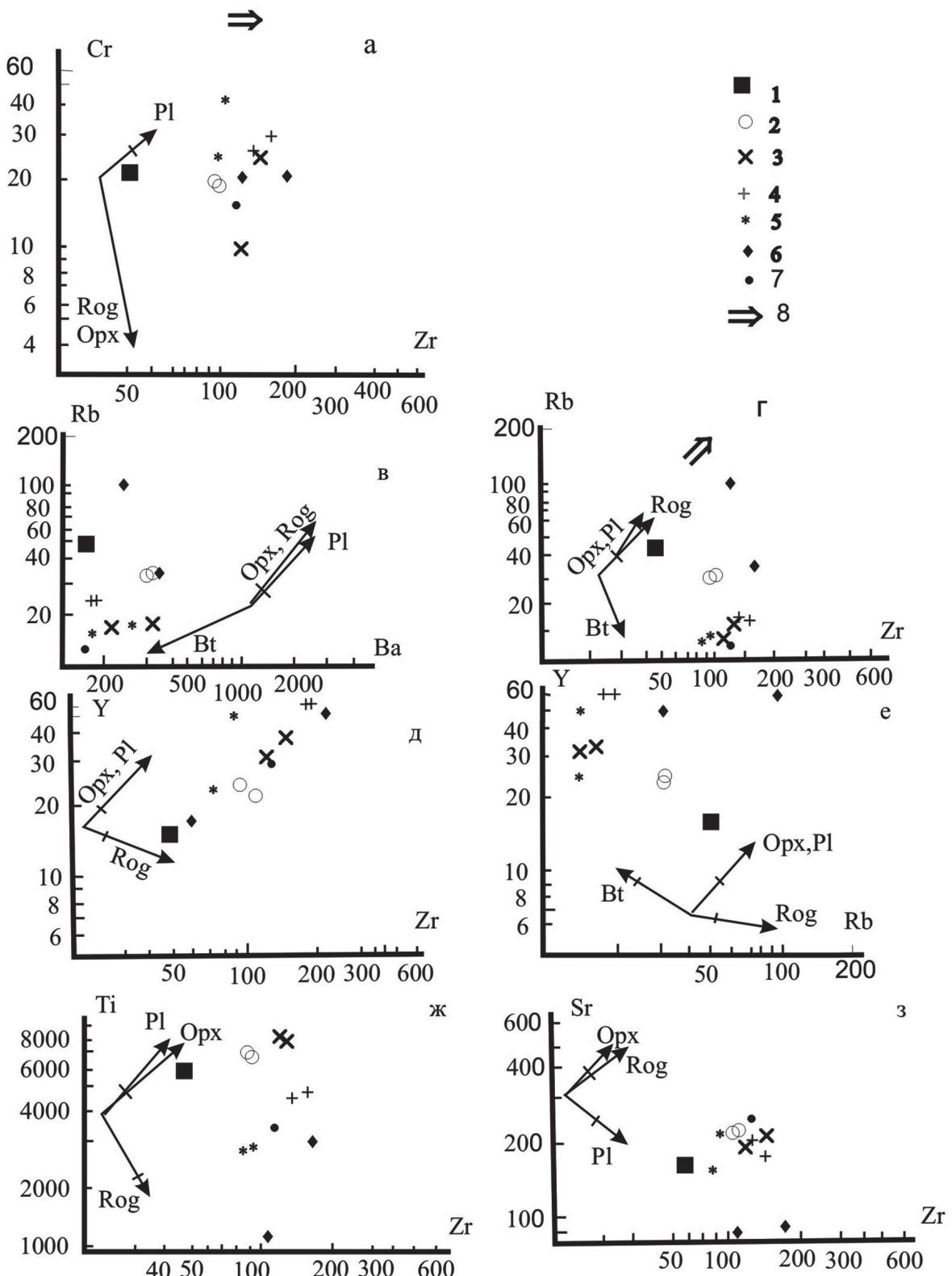


Рис. 7. Бинарные диаграммы распределения элементов в породах Рассыпухинского массива

8- направление эволюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него того или иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25%-ной раскристаллизации исходного расплава. Pl - плагиоклаз, Opx- ортопироксен, Rog - роговая обманка, Bt - биотит. Остальные условные см. на рис. 2.

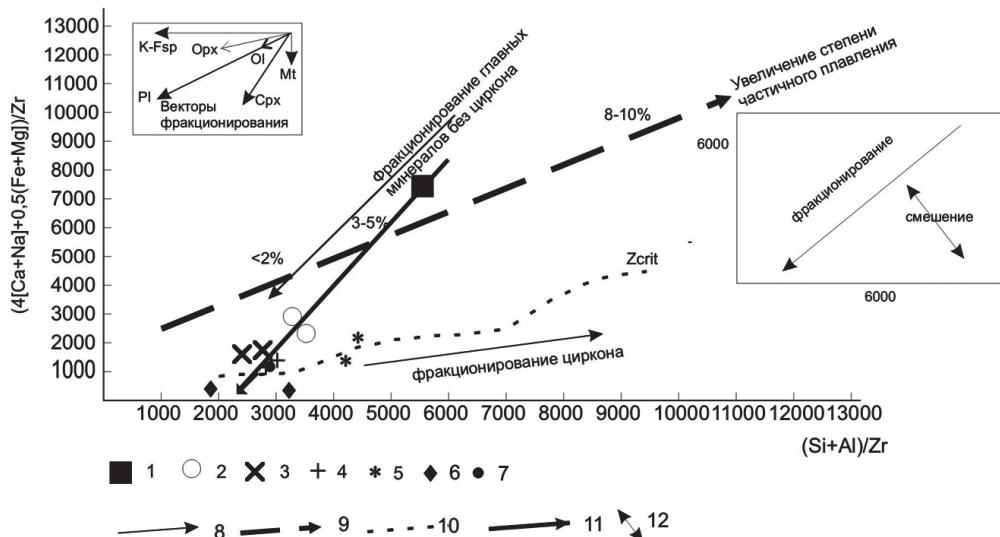


Рис. 8. Диаграмма молекулярных отношений $(4[\text{Ca}+\text{Na}]+0,5[\text{Fe}+\text{Mg}])/\text{Zr}$ - $(\text{Si}+\text{Al})/\text{Zr}$ по Т. Брадшоу (Bradshaw, 1992) для пород массива

8-эволюционные тренды фракционирования; 9- тренд увеличения степени частичного плавления; 10- критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона (при 68 масс. % SiO₂); 11- частный эволюционный тренд для пород Рассыпухинского массива; 12- тренды смешения расплавов.

На диаграмме молекулярных отношений большого количества петрогенных элементов и циркония (рис. 8) устанавливается, что в целом ход дифференциации очага Рассыпухинского массива происходил в соответствии с фракционированием главных породообразующих минералов без циркона, особенно на начальных этапах. При этом степень частичного плавления исходного субстрата была близка к 3-5%.

На заключительных этапах при образовании гранит-порфиров и особенно лейкогранитов дифференциация протекала при участии циркона. На этом этапе просматриваются элементы смешения мантийного источника магмы с коровым материалом.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

В ходе кристаллизационной дифференциации глубинного магматического очага, сформировавшего Рассыпухинский массив, происходило контрастное разделение исходного расплава на существенно натровую и кали-натровую ветви (рис. 4). При этом происходит и резкое разделение состава летучих компонентов.

Такой тип дифференциации с резким разделением типа щёлочности пород единого очага приводит к обогащению последних порций расплавов различными летучими компонентами, повышению их ёмкости на различные металлы и разделению последних в ходе эволюции и дифференциации глубинного магматического очага на стадии постмагматической деятельности. Схожий тип дифференциации отмечен нами для Тырныаузской магмо-рудно-метасоматической системы на Северном Кавказе, а также для гигантского вольфрамового месторождения Верхнего Кайракты, которое находится в Агадырском районе Казахстана (Гусев, 2008).

Контакты Рассыпухинского массива в большей части (95 %) скрыты под задерновкой. В тех же местах, где отмечаются открытые контакты и надинтрузивная зона вмещающих метаморфитов корбалихинской толщи силура, отмечены проявления меди и золота, отвечающие натровому типу щёлочности, а там где проявлены существенно калиевые разности пород (и особенно лейкократовые гранитоиды) отмечены проявления грейзенового и скарнового типов с вольфрамом, отмеченные в среднем течении реки.

Рассыпухинское проявление меди расположено в правом борту одноименной реки, в 4,5 км ниже посёлка Рассыпуха. В ороговикованных сланцах корбалихинской толщи наблюдается

зона минерализации шириной до 1,5 м и видимой протяжённостью несколько десятком метров, представленная прожилками кварца и карбоната мощностью от 1,5 до 5 см с вкрапленностью пирита, халькопирита (от 1 до 2 мм) и гнёздами халькопирита размерами от 3 до 4,5 см. Содержание меди в штуфных пробах от 0,5 до 1,5 %, золота – от 0,5 до 1,5 г/т.

Скарновое проявление вольфрама находится в 2,1 км вниз по реке Рассыпухе от одноименного посёлка. В ксенолите метаморфитов среди лейкогранитов размером около 1 м в попечнике наблюдаются скарны эпидот-гранатового состава с редкими прожилками кварца мощность до 1 см. В кварце отмечается вкрапленность шеелита размерами от 0,5 до 2 мм. Содержание вольфрама в пробах варьируют от 0,1 до 0,5 %.

Грейзеновое проявление вольфрама обнаружено А.И. Гусевым в 2006 году. В метаморфических сланцах корбалихинской свиты, находящихся в надинтрузивной позиции лейкогранитов наблюдается несколько кварцевых жил мощностью от 5 до 15 см, сопровождающихся грейзенизацией на ширину до 10 см. В кварце отмечены зёрна шеелита и вольфрамита размерами от 1 до 5 мм. Содержание вольфрама в штуфных пробах колеблются от 0,2 до 0,8 %. Видимая протяжённость жил с грейзенами выше 15 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Абсолютный возраст становления гранитоидов составил 369,4 млн. лет, что отвечает фамену и близок для других массивов змеиногорского комплекса.

В заключении следует отметить, что Рассыпухинский массив представляет собой весьма дифференцированный интрузив с контрастным типом дифференциации на натровую и калиевую ветви. При этом на заключительных стадиях дифференциации очага происходило смешение мантийного источника с коровым материалом с резким обогащением флюидов, специализированных на халькофильную и литофильную группы. Дифференциация очага отвечала сложной модели, где по различным элементам устанавливается близость классическому тренду и некоторое отступление от него, что является определяющим для возможного формирования оруденения различного профиля.

Проведенное исследование позволяет предположить наличие ещё не выявленного оруденения в контактовой части интрузива, связанного с глубинным очагом, созидавшим Рассыпухинский массив.

Литература

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М. Недра, 1981. 217 с.

Гельман М.Л. О химической и минералогической классификации изверженных горных пород: почему возможно простое основание в химической классификации // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВ НИИ ДВО РАН, 1997. с. 57-87.

Гусев А.И. Эталон синюхинского габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай).- Новосибирск, 2007. 208 с.

Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в формировании гигантских магмоrudно-метасоматических систем / XIV Международная конференция «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск, 2008. с. 159-161.

Хомичёв В.Л., Единцов Е.С. и др. Эталон хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). Новосибирск, 2000. 244 с.

Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М. Наука, 1988. 160 с.

Anders E., Greevese N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta., 1989. V .53. P. 197-214.

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series // Chemical Geology, 1985. Vol. 48. P. 43-55.

Bradshaw T.K. The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems // Contrib. Mineral. Petrology, 1992. V.109. P.450-458.