

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗОЛОТО-ОБОГАЩЁННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ ОБЪЕКТОВ РУДНОГО АЛТАЯ И САЛАИРА

А.И. Гусев, Н.И. Гусев¹

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск
¹Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

В последнее десятилетие среди вулканогенных колчеданных месторождений выделяется самостоятельная группа золото-обогащённых объектов (Гусев, Гусев, 2009; McLennan, 2001), в которых золото имеет промышленное значение. Самостоятельного интереса благородные металлы в этом типе месторождений не представляют, хотя суммарная их добыча в мировом балансе из полиметаллических руд велика – около 65 % для серебра и от 10 до 25 % - для золота. В западной части Алтае-Саянского складчатого пояса такие объекты выявлены в Рудном Алтае и Салаире.

В Салаире рудоносный магматизм имеет более древний - раннекембрийский возраст и здесь выделяется 3 рудных района: *Салаирско-Урский, Бердско-Суенгинский и Аламбайский*.

В разрезе рудовмещающей печеркинской свиты (C_1) преобладают кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-хлорит-актинолитовые, кварц-альбит-актинолитовые, кварц-кальцит-хлоритовые метаморфические сланцы. Большой интерес представляют углеродистые (до 50-60 % углеродистого материала) сланцы черного цвета, к которым пространственно тяготеют зоны полиметаллической минерализации. Встречаются линзы известняков и хлорит-кальцит-карбонатные сланцы, образовавшиеся по терригенным породам.

Вулканические породы характеризуются последовательной дифференциацией от лейкобазальтов до плагиориолитов с преобладанием последних. Подавляющая часть плагиориолитов в результате дислокационного метаморфизма превращена в метаморфические сланцы, в которых сохранились лишь реликтовые останцы тел субвулканических пород и их метаморфических аналогов – зеленовато-серые порфиновые породы.

Метабазальтовые лавы имеют порфиновые и афировые разности. Основная ткань пород имеет микроделеритовую, интесертальную, пилотакситовую, вариолитовую, гиалопилитовую, гиалоофитовую, редко гиалиновую микроструктуры. В Западной подзоне для гиалопилитовых основных масс очень характерен навитовый рисунок, обусловленный короткопризматическим габитусом лейст плагиоклаза. Навитовые разности составляют здесь 70-95 % на совокупность гиалопилитовых лав. Среди порфиновых разностей соразмерно распространены плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты, пироксеновые порфириты редки. Изредка среди интрателлурических вкрапленников появляется роговая обманка. Пироксен во вкрапленниках относится к диопсид-авгитовому ряду. Он почти нацело замещён вторичными минералами (актинолит, хлорит, эпидот) и сохранился в виде реликтов. Плагиоклаз вкрапленников альбитизирован. Иногда в плагиоклазах интрателлурической фазы видны следы зонарной структуры. В большинстве миндалефиров в миндалинах присутствуют хлорит, кварц, карбонат, редко эпидот, альбит, пренит, серицит, пумпеллит.

Метариодациты и метариолитоиды имеют во вкрапленниках кварц, полевой шпат. Кварц порфиновых выделений имеет признаки оплавления и резорбции, отчасти сохраняет реликты идиоморфно-бипирамидальной, иногда скелетной формы. Изредка встречаются «микропегматитовые венцы» у вкрапленников кварца, пойкилитовые вроски мусковита и выполненные хлоритом и карбонатом сферические полости в кварце. Плагиоклаз представлен альбитом, часто образующим гломеросростки и гломеропорфиновые скопления кристаллов. Во вкрапленниках отмечаются следы простой и сложной зонарности. Изредка в интрателлурической фазе отмечается роговая обманка, нацело замещённая хлоритом, эпидотом, карбонатом. Микроструктуры пород апофельзитовые и переходные к микролитофельзитовым, микропойкилитовым, сферолитовым, а также к базокварцевым. В миндалинах наблюдаются

1. Химический состав метариодацитов печеркинской свиты (мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	69,85	70,08	70,18	70,31	70,75	71,94	72,14	72,2	72,53	72,8
TiO ₂	0,44	0,09	0,28	0,55	0,25	0,37	0,17	0,18	0,47	0,7
Al ₂ O ₃	11,82	11,84	13,44	15,03	12,71	13,61	13,2	12,59	12,04	11,71
Fe ₂ O ₃	1,37	2,51	2,34	1,55	0,82	1,36	2,75	1,78	3,0	4,45
FeO	4,95	2,36	5,27	3,6	5,14	3,08	1,95	3,34	3,27	2,11
MnO	0,09	0,09	0,1	0,12	0,03	0,05	0,13	0,08	0,08	0,21
MgO	1,0	1,1	1,87	1,46	2,07	1,24	1,14	0,99	3,11	3,21
CaO	4,0	3,05	1,35	0,89	4,58	0,92	1,1	2,0	1,08	0,34
Na ₂ O	3,44	5,62	5,07	6,15	2,96	5,43	3,9	5,66	3,12	2,9
K ₂ O	0,9	0,19	0,1	0,33	0,61	0,24	1,26	0,54	0,99	0,48
P ₂ O ₅	0,1	0,12	0,05	0,05	0,04	0,04	0,12	0,07	0,03	0,05

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории Западно-Сибирского Испытательного Центра (г. Новокузнецк).

ся инкрустационный кварц, а также хлорит, карбонаты, альбит, гематит, эпидот.

Химические составы метариодацитов и метариолитов сведены в табл. 1 и 2.

Характерной особенностью состава пород является резкое преобладание натрия над калием. Кроме того, в породах преобладает закисное железо над оксидным, что указывает на восстановленную обстановку кристаллизации пород. В верхах печеркинской свиты отмечаются маломощные потоки (0,5-0,8 м) силекситов с очень высокими концентрациями кремнекислоты, превышающими 81 %. Они распространены в переходной части от лав к пирокластолитам. Силекситы отмечены нами в составе вулканитов коргонской свиты Горного Алтая (Гусев, 2014). В целом по составу вулканиты печеркинской свиты интерпретируются образованиями примитивной островной дуги.

На экспериментальной диаграмме по плавлению источников все породы Салаира тяготеют к тренду небольшой степени (0,2 – 0,3) частичного плавления и низкокалиевой фракционной кристаллизации шпинелевого перидолита (рис. 1).

Наиболее изучены вулканиты и руды Салаирского рудного поля. Открытые в 1781 г. Д.П. Поповым Салаирские месторождения с перерывами эксплуатировались до 1896 г., а затем работы возобновились только в 1927 г. и продолжались до 90-х годов прошлого века.

Салаирское рудное поле приурочено к юго-западному крылу Урско-Бачатской антиклинали и имеет площадь 6 кв км. Западная часть его сложена интрузивными крупнопорфировыми кварцевыми кератофирами, восточная - осадочно-эффузивными породами печеркинской свиты. Окайм-

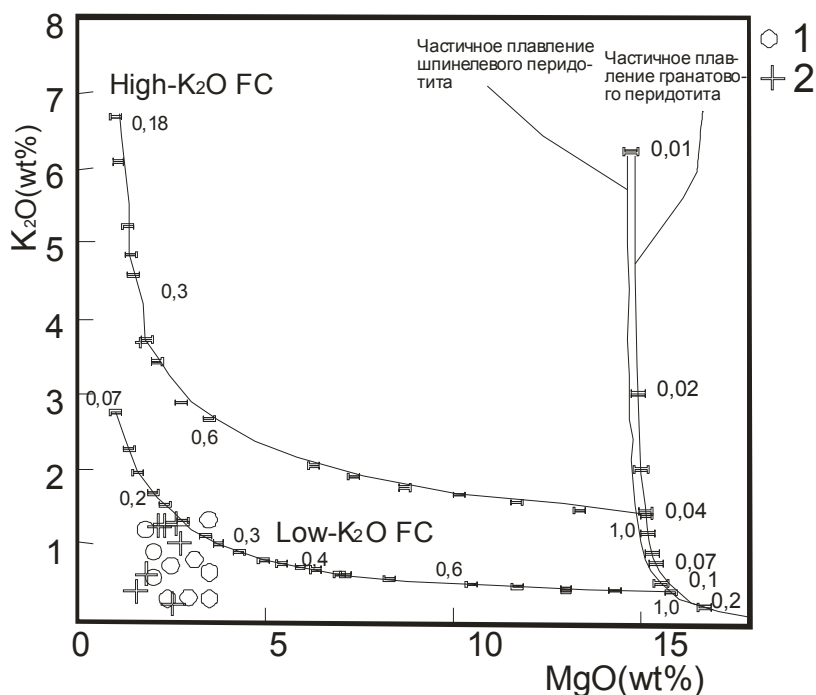


Рис. 1. Диаграмма K₂O – MgO по (Putirka, 2007) для кислых вулканогенных пород Рудного Алтая.

Вертикальные линии частичного плавления перидотитов с использованием составов мантийных ксенолитов - по (Beard, 1995). Породы Урского рудного поля: 1 - метариодациты, 2 - метариолиты.

ляется рудное поле со всех сторон слабо мраморизованными известняками гавриловской свиты. Породы печеркинской свиты представлены измененными порфиритами и их туфами, эффузивными базокварцевыми и мелкопорфировыми кварцевыми риолитоидами, измененными туфогенными образованиями с редкими прослоями и линзами углисто-кремнистых сланцев и известняков.

Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород выражается в хлоритизации, окварцевании, карбонатизации. Наиболее интенсивный метаморфизм породы претерпели в зоне смятия на границе интрузивных кварцевых риолитоидов и пород эффузивно-туфогенного комплекса, где они зачастую превращены в кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы. По Б. Ф. Сперанскому, рудное поле приурочено к опрокинутой на восток синклинальной складке в гавриловских известняках, в замке которой залегают эффузивно-туфогенные породы печеркинской свиты. По мнению Г.С. Лабазина, С.С. Горинга и И.П. Незабытовского, рудное поле представляет собой линзовидный прослой эффузивно-туфогенных пород среди гавриловских известняков. Это предположение наиболее вероятно. Рудные тела Салаирского рудного поля объединяются по пространственной близости в отдельные месторождения, являющиеся, по существу, участками единого месторождения. Приурочены они к крутопадающим меридиональным зонам смятия, из которых наиболее крупная — Центральная зона, имеющая ширину 100-250 м и протягивающаяся через все рудное поле вдоль границы интрузивных кварцевых кератофилов и пород эффузивно-туфогенного комплекса печеркинской свиты. На всем протяжении эта зона разделяется на две параллельные ветви — Западную и Восточную. К первой приурочены рудные тела месторождений Кварцитовая Сопка, Первомайское и Второй рудник; ко второй — Спорное и Первый рудник. В юго-восточной части рудного поля на границе с гавриловскими известняками проходит значительно меньшая по размерам александровская зона смятия, к которой приурочены рудные тела одноименного месторождения. Располагающиеся в зонах рудные тела имеют сложную линзо- и жиллообразную форму. Сложены они барит-полиметаллическими сульфидными рудами, на верхних горизонтах значительно окисленными. По текстурно-структурным особенностям сульфидные руды разделяются на сплошные и прожилково-вкрапленные, связанные взаимными переходами.

Первые распространены преимущественно на верхних горизонтах месторождений и представлены баритовыми, кварц-баритовыми и реже кварц-карбонатными породами с промышленным содержанием свинца, цинка; на флангах и на глубину они сменяются прожилково-вкрапленными рудами, сложенными окварцованными кератофирами с вкрапленностью и прожилками рудных минералов. Главные рудные минералы первичных руд - пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и блеклая руда; в небольшом количестве отмечаются арсенипирит, гематит, магнетит и др.; жильные минералы - барит, кварц, кальцит, анкерит и серицит, реже хлорит, альбит, флюорит. С глубиной количество барита уменьшается, а кварца - увеличивается. Зона окисления проникает на глубину 25 (Второй рудник) - 170 м (Соймоновское рудное тело Первого рудника). Богатые сульфидно-баритовые руды в зоне окисления превращаются в баритовую сыпучку и «сухари», бедные руды остаются слабопористыми светлоокрашенными. Окисленные руды представлены в основном жильными минералами - баритом и кварцем; из рудных минералов отмечаются церуссит, смитсонит, азурит, малахит, ковеллин, свинцовые охры, лимонит и др. Основной полезный компонент окисленных руд - барит; медь, свинец и цинк присутствуют в незначительных количествах.

Месторождение Кварцитовая сопка. Рудные тела приурочены к зоне смятия и залегают в крупнопорфировых кератофирах вблизи их контакта с мелкопорфировыми эффузивными риолитоидами. Условно выделяются два рудных тела - Западное и Восточное, каждое из которых состоит из сливающихся и разъединяющихся ветвей, что обуславливает крайне сложную форму залежи. Западное рудное тело имеет длину на разных горизонтах 205-950 м. Длина Восточного рудного тела 390-560 м. Падение рудных тел западное под углами 35-55°. Сложены они сплошными и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, содер-

жащими свинец и цинк в отношении 1 : 5. До глубины 100-150 м от поверхности распространена зона окисления, в которой руды представлены кварц-баритовыми и барит-кварцевыми разновидностями.

Следует отметить, что в пределах Салаирского рудного поля часто встречается и золоторудная минерализация, наложенная на колчеданное оруденение. Это в значительной мере находит сходство и с другими регионами развития барит-полиметаллического оруденения, где также проявлена золотая минерализация (Гусев, Коробейников, 2011; Dube et al., 2006). Многими исследователями отмечено, что наблюдается полное несовпадение границ развития барит-полиметаллического колчеданного оруденения и собственно золотого оруденения. Полиметаллические месторождения Салаирского и Урского рудных полей локализованы исключительно в породах печеркинской вулканогенно-осадочной свиты и отчётливо тяготеют к дацит-порфировым субвулканическим штокам, комагматичным с вулканическими образованиями свиты. Золотое же оруденение в Салаирском рудном поле связано в основном с системой северо-западных зон дробления, секущих и смещающих полиметаллические залежи, и выходит за пределы вулканоплутонического комплекса в пререкрывающую его карбонатно-сланцевую анчешевскую свиту (E_1) и более молодые породы. Золотоносные кварц-карбонатные жилы захватывают также многочисленные долеритовые дайки позднепалеозойского возраста и изылинского комплекса, секущие палеовулканический комплекс печеркинской свиты, другие кембрийские отложения вплоть до девонских образований. Следовательно, золоторудная минерализация в Салаирском рудном поле явно имеет более молодой возраст.

Помимо, несомненно, важных для развития золотоносных линейных штокверков северо-западных «салаирских» разломов, рудоконтролирующее значение имеют и северо-восточные тектонические нарушения, относящиеся к системе «аламбайских». Те и другие разломы определяют направление золотоносных россыпей, положение их богатых участков, кварцевых жил и трассируются с поверхности следами многочисленных древних старательских работ, интенсивными геохимическими и гидрогеохимическими аномалиями золота и сопутствующих элементов (серебра, мышьяка, сурьмы). Особый интерес могут представлять участки их сопряжений и пересечений. Площадь распространения потенциально золотоносных жильно-штокверковых зон в несколько раз превышает площадь полиметаллического колчеданного оруденения и лишь частично с ним совмещается. Важная особенность золотого оруденения в штокверках, наложенных на колчеданное оруденение – это встречаемость обильного свободного золота. Концентрации в рудах варьируют от 0,1 до 5,2 г/т, при среднем – 2 г/т. Проба золота высокая и варьирует от 850 до 890 ‰. Элементы-примеси в нём – серебро, теллур, медь. Золото тесно ассоциирует с кварцем серой окраски. В таком кварце также присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, теннантит, гессит, алтаит, реже – тетрадимит, акантит. Нами в рудах выявлен также теллурид висмута и серебра – волынскит. В волынските наблюдается сильная вариация главных компонентов (мас. %): Bi (24,5-31,8), Te (22,4-33,9), Ag (4,1 – 13,6). Другим теллуридом в рудах этого типа определён также кервеллеит (Ag_4TeS), который встречается в виде тончайших прожилков, пронизывающих галенит. Нередко он тесно ассоциирует с гесситом.

Теллуридный состав золотого оруденения также является отличительной чертой этого типа оруденения. Размах золотого оруденения превышает 1 км по вертикали. Температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в минералах золоторудной минерализации в Салаирском рудном поле варьируют от 150 до 280 °С, что близко к параметрам, определённым ранее в работе (Щербаков, 1974).

Рудно-Алтайский металлогенический пояс протягивается с запада на восток (от Алтайского края России через Республику Казахстан до северо-западной части Китая) более чем на 2500 км при ширине от нескольких десятков км до 100 км. В Рудном Алтае золото-обогащённые колчеданные месторождения встречаются часто и являются предметом промышленного извлечения золота и серебра. Имеются и месторождения, в которых

2. Химический состав метариолитов печеркинской свиты (мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,1	73,02	73,05	73,42	73,56	73,58	73,68	83,69
TiO ₂	0,19	0,2	0,51	0,1	0,26	0,15	0,14	0,11
Al ₂ O ₃	13,3	16,5	11,5	14,7	12,48	15,06	12,67	6,35
Fe ₂ O ₃	1,42	1,42	0,8	0,83	0,92	0,35	1,31	0,19
FeO	2,42	1,83	4,89	0,4	3,17	0,73	2,87	3,88
MnO	0,14	0,01	0,08	0,04	0,12	0,06	0,03	0,03
MgO	2,09	0,48	1,52	2,02	0,78	1,92	1,4	0,28
CaO	1,86	0,5	0,75	1,12	0,9	0,7	1,74	0,5
Na ₂ O	3,7	5,06	3,94	3,0	5,73	3,54	3,08	4,45
K ₂ O	0,9	0,2	0,1	1,1	0,58	1,1	1,23	0,1
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,1	0,08	0,1	0,17	0,04

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории Западно-Сибирского Испытательного Центра (г. Новокузнецк).

золото содержится в незначительных количествах. В этой связи возникла проблема изучения этих систем с оценкой петрологических критериев повышенной золотоносности. Как известно, в Рудном Алтае выделяется несколько временных уровней распространения стратифицированных вулканитов и колчеданного оруденения. При этом происходит омоложение возраста вулканогенных пород и руд в пределах Рудно-Алтайского металлогенического пояса от Лениногорского района в обе стороны на северо-запад (Алтайский край) и юго-восток (Китай). Золото-обогащённая минерализация ассоциирована с наиболее кислыми (мельничная и крюковская свиты) вулканическими центрами эмс-эйфельской вулканической фазы (Лениногорский, Зыряновский рудные районы Казахстана, Змеиногорский) (Гусев, Гусев, 2009). Состав вулканитов приведен в табл. 3.

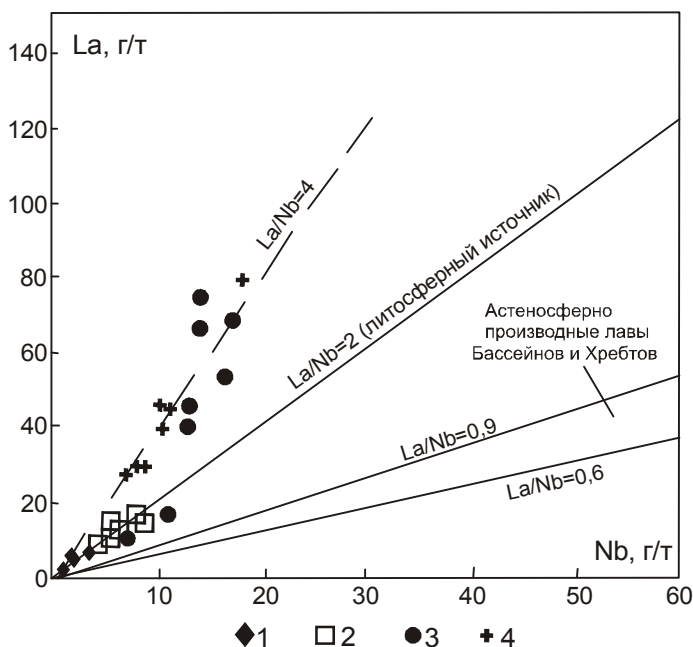


Рис. 2. Диаграмма La - Nb по (Putirka, 2007) для кислых вулканогенных пород Рудного Алтая

Риолиты и риодациты разновозрастных свит Рудного Алтая: 1 - пихтовской (D₃), 2 - каменевской (D_{2,3}), 3 - мельничной (D_{1,2}), 4 - крюковской (D_{1,2}). Границы астеносферно производных лав Бассейнов и Хребтов - по (De Paolo, 2000).

Вулканогенные массивные сульфидные (VMS) месторождения с заметно меньшими концентрациями золота Прииртышского, Золотушинского, Рубцовского и Ашельского (Китай) рудных районов связаны с последующим живёт-франскими бимодальными базальт-риолитовыми вулканическими породами. Кроме того, в пределах конкретных рудных узлов наблюдается закономерность – наиболее золото-обогащёнными являются самые ранние фазы вулканогенно-гидротермальной деятельности, а более поздние характеризуются заметно пониженной золотоносностью. Следует отметить, что в самых ранних и нижних горизонтах кислых лав (дацитах, риодацитах, риолитах) отмечаются самые высокие суммарные содержания редкоземельных элементов. При этом в лавах мельничной свиты (Российская часть Рудного Алтая) и в эффузивах крюковской свиты (территория Казахстана) наблюдаются примерно одина-

3. Представительные анализы кислых вулканитов в свитах Рудного Алтая
(главные компоненты в мас. %, элементы в г/т)

Компоненты	Мельничная		Крюковская		Каменевская		Пихтовская	
	Риодацит	Риолит	Риодацит	Риолит	Риодацит	Риолит	Дацит	Риолит
SiO ₂	71,32	76,0	70,49	76,1	72,35	76,7	66,11	75,87
TiO ₂	0,24	0,13	0,25	0,14	0,21	0,12	0,39	0,13
Al ₂ O ₃	13,10	11,17	13,25	11,21	12,27	11,1	14,35	10,71
Fe ₂ O ₃ общ.	4,54	3,66	4,59	3,71	4,91	3,07	4,67	4,23
MnO	0,06	0,04	0,08	0,03	0,07	0,05	0,09	0,08
MgO	1,5	0,73	1,53	0,72	1,52	0,96	2,87	1,3
CaO	0,91	0,36	0,90	0,38	0,81	0,51	2,56	0,8
Na ₂ O	3,29	2,96	3,35	3,02	3,1	3,06	2,81	2,0
K ₂ O	3,21	4,3	3,38	4,4	3,24	3,48	1,84	2,3
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,10	0,06	0,10	0,02	0,13	0,03
Rb	112,3	107,6	121,3	110,3	52,1	51,5	31,5	29,4
Cs	9,4	0,62	9,1	0,59	8,0	1,9	6,1	1,2
Ba	607	585	622	604	440	305	91,7	88,4
Sr	145	40	153	41,8	132	23,5	97,2	20,8
Zr	110	291	107	295	88,1	120	74,4	135
Hf	4,2	8,7	4,7	9,1	2,42	4,65	2,21	4,07
Nb	7,0	12,5	6,6	11,5	4,8	8,5	3,9	6,5
Ta	0,51	0,81	0,50	0,90	0,30	0,57	0,29	0,61
Th	4,2	7,0	4,8	7,5	2,85	5,3	3,21	5,76
U	2,03	2,53	2,11	2,67	1,01	1,62	1,01	1,73
Y	66,2	76	65,3	77	21,7	29,1	19,4	22,3
La	39,8	40,9	40,7	41,1	12,2	13,8	8,97	10,7
Ce	84,4	87	85,6	88,5	30,1	33,4	21,1	23,3
Pr	11,3	12,3	11,6	12,4	3,8	4,02	2,45	3,73
Nd	48,1	49,4	49,8	50,6	16,5	17,0	10,5	11,8
Sm	9,6	10,8	9,4	10,5	3,75	4,5	2,56	3,83
Eu	1,89	1,85	1,88	1,77	1,2	0,51	0,68	0,53
Gd	9,8	11,3	9,6	10,8	3,88	5,1	2,72	4,27
Tb	1,83	1,96	1,98	2,02	0,68	0,9	0,49	0,57
Dy	10,1	12,4	10,3	12,7	3,81	5,7	3,33	4,96
Ho	2,47	2,66	2,53	2,71	0,86	1,2	0,79	0,95
Er	7,1	8,3	6,9	8,5	2,45	3,7	2,36	3,3
Tm	1,24	1,38	1,35	1,41	0,39	0,65	0,40	0,68
Yb	7,8	9,3	9,5	10,6	2,37	3,9	2,47	3,26
Lu	0,76	1,39	0,89	1,41	0,35	0,61	0,39	0,57
? TR	236,2	250,94	242,03	255,02	82,34	94,99	59,21	72,45
Co	17,0	5,3	17,4	5,6	16,1	2,8	11,3	2,1
Cr	131	125	128	122	110	119	35,0	27,4
Sc	8,4	4,2	9,1	4,5	22,1	10,4	18,8	9,5
Ga	19,4	17,1	18,2	17,4	17,5	15,1	16,0	14,1
Cu	99,3	65,2	85,7	67,8	60	32	17,0	8,5
Sn	3,57	3,88	3,82	4,05	4,13	4,21	5,6	6,1
W	1,0	1,10	1,2	1,3	2,3	2,8	3,1	3,7
Mo	1,01	1,09	1,05	1,12	2,4	2,9	2,85	3,1
Be	0,77	0,81	0,75	0,82	0,95	1,34	0,8	1,2
La/Nb	5,7	3,27	6,2	4,31	2,79	1,65	2,3	1,65
Zr/TiO ₂	0,10	0,45	0,09	0,27	0,02	0,30	190,7	0,13
Zr/Y	1,66	3,83	1,64	3,83	4,06	4,13	3,84	6,05
Nb/Y	0,11	0,16	0,10	0,15	0,22	0,30	0,20	0,29
Nb/Ta	13,7	15,4	13,2	12,8	16,7	13,85	13,4	5,9
La/Sm _{UCN}	0,62	0,57	0,57	0,58	0,55	0,49	0,53	0,42
La/Yb _N	3,4	2,9	2,8	2,56	3,7	2,48	2,4	2,17

Примечание. Анализы выполнены методами: главные компоненты – рентгеноспектральный флюоресцентный (Лаборатория ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), остальные компоненты – ICP-MS и ICP-AES в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва); La UCN и Sm UCN - значения концентраций лантана и самария, нормализованные на верхнекоровые значения, по (Mc Lennan, 2001).

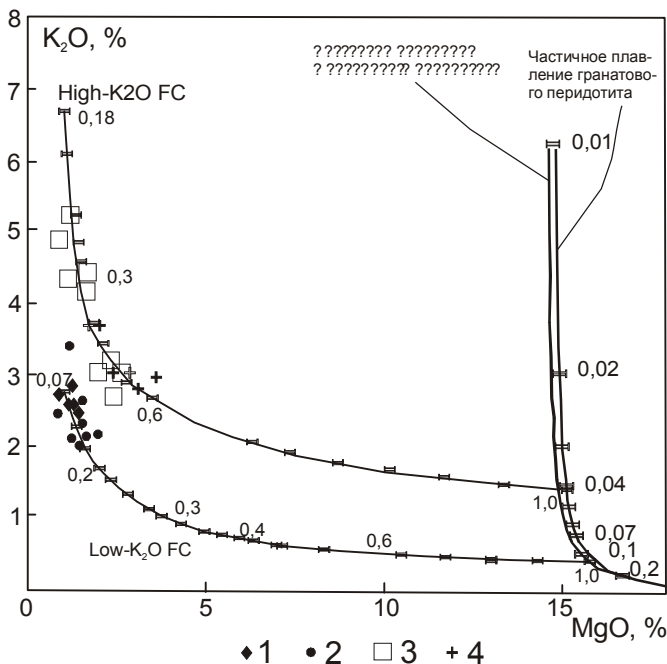


Рис. 3. Диаграмма $K_2O - MgO$ по (Putirka, 2007) для кислых вулканогенных пород Рудного Алтая.

Вертикальные линии частичного плавления перидотитов с использованием составов мантийных ксенолитов по (Beard, 1995). Условные обозначения см. на рис. 2.

ковые суммарные содержания TR.

Соотношения La и Nb в кислых лавах Рудного Алтая закономерно разделяются на кластеры: самые ранние по времени формирования и наиболее золотоносные системы (Риддер-Сокольная, Змеиногорская, Зареченская, Майская и др.) имеют самые высокие содержания и соотношения La/Nb (для крюковской свиты, вмещающей Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и другие месторождения Казахстана отношение La/Nb варьирует от 3,75 до 5,33, среднее – 4,31; для мельничной свиты с Зареченским, Змеиногорским, Майским и другими месторождениями Российской части Рудного Алтая эти соотношения колеблются от 1,32 до 5,78, среднее значение – 3,1). Соотношения La/Nb в лавах заводской (D_2) и каменевской свит (D_{2-3}) значительно ниже (от 1,62 до 2,1, среднее значение 1,79) (рис. 2).

Близкие соотношения отмечаются для лав, вмещающих аналогичное месторождение Ашеле (Китай). Колчеданные объекты, связанные с этим уровнем, средние по размерам, и концентрации золота в них резко снижены. Следует отметить, что с этим уровнем в Змеиногорском районе связаны проявления субвулканического золото-серебряного типа (Черепановское месторождение). Подобные проявления Au-Ag типа отмечены на территории Китая, а также жильные месторождения золота (Сайду, Дуолонасай и др.). Золото-обогащённые колчеданные магмо-рудно-метасоматические системы Рудного Алтая имеют мантийный источник с различным соотношением мантийного и литосферного компонентов (Гусев, Гусев, 2009).

На канонических диаграммах наблюдается разделение существенно золото-обогащённых и слабо-обогащённых систем Рудного-Алтайского пояса. При этом золото-обогащённые системы тяготеют к высококалийевой серии, генерированной в процессе частичного

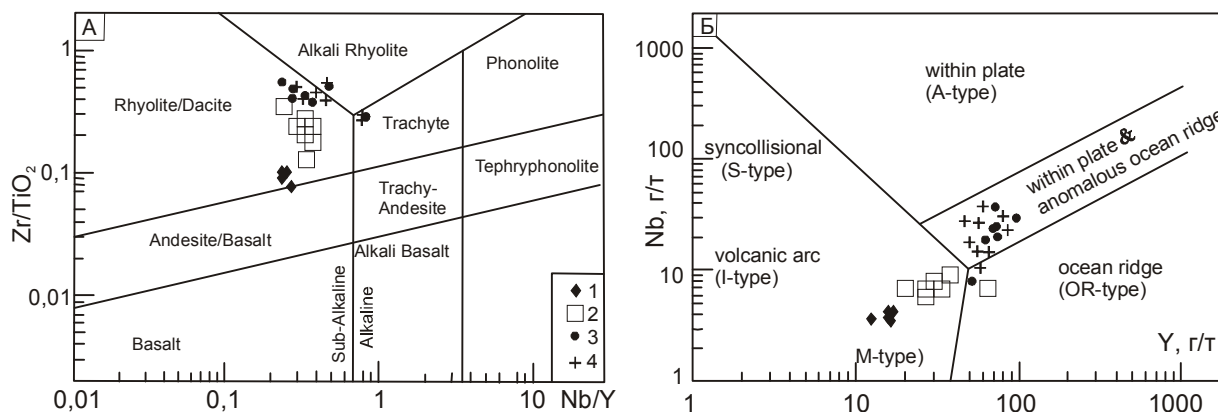


Рис. 4. Диаграммы $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ по (Winchester, 1977) и $Nb - Y$ по (Pearce, Harris, 1984) для кислых вулканитов Рудного Алтая.

Риолиты и риодациты разновозрастных свит Рудного Алтая: 1 - пихтовской (D_3), 2 - каменевской (D_{2-3}), 3 - мельничной (D_{1-2}), 4 - крюковской (D_{1-2}).

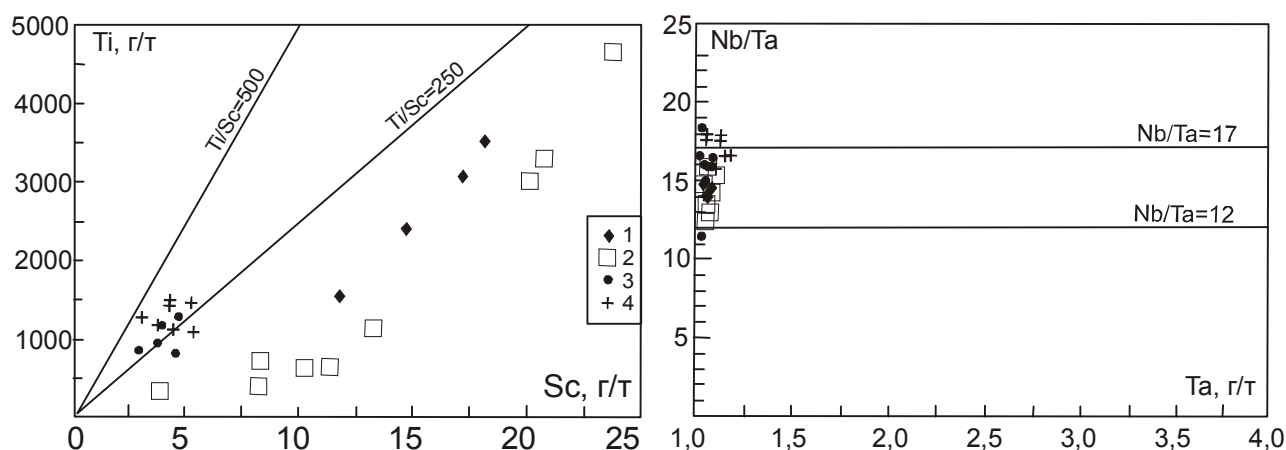


Рис. 5. Диаграммы Ti – Sc и Nb/Ta – Ta по (Piercey, 2008) для кислых вулканитов Рудного Алтая.

Условные обозначения см. на рис.2.

плавления гранатового перидотита, а слабо-обогащённые – к низко- K_2O , формирующейся в результате частичного плавления шпинелевого перидотита (рис. 3). Золото-обогащённые системы формировались при очень низкой степени частичного плавления, а слабообогащённые – при более высокой степени частичного плавления. При этом первые из них характеризуются повышенными содержаниями F и такими несовместимыми элементами как Th, U, La, Ba, Ce, Y, Rb, Pb.

По соотношениям Zr/Y и хондрит-нормализованным отношениям $(La/Yb)_N$ от ранних золото-обогащённых к более поздним слабообогащённым системам наблюдается тренд увеличения первого отношения и слабое снижение второго (табл. 1), указывающее на слабое увеличение степени частичного плавления мантийного субстрата при генерации слабо обогащённых золотом колчеданных объектов.

На диаграмме Zr/TiO₂-Nb/Y золото-обогащённые системы располагаются преимущественно в поле риолита-дацита и тяготеют к границе раздела щелочных риолитов и нормальных риолитов-дацитов. Единичные анализы кислых лав попадают в поля трахитов и щелочных риолитов (рис.3). На диаграмме соотношений Nb-Y самые ранние золотоносные системы попадают в поле обстановок внутриплитовых и аномальных океанических хребтов, а единичные пробы – в поле океанических хребтов (рис. 4). Таким образом, вулканиты Рудного Алтая по соотношениям проанализированных иммобильных микроэлементов не образуют единого поля на приведенных диаграммах, а распадаются на отчётливые кластеры, тяготеющие к разным геодинамическим обстановкам: ранние золото-обогащённые дериваты попадают в поле анорогенных внутриплитных обстановок и аномальных океанических хребтов (имеют близость к A-типу), а поздние, начиная с живета, формировались в обстановке вулканических

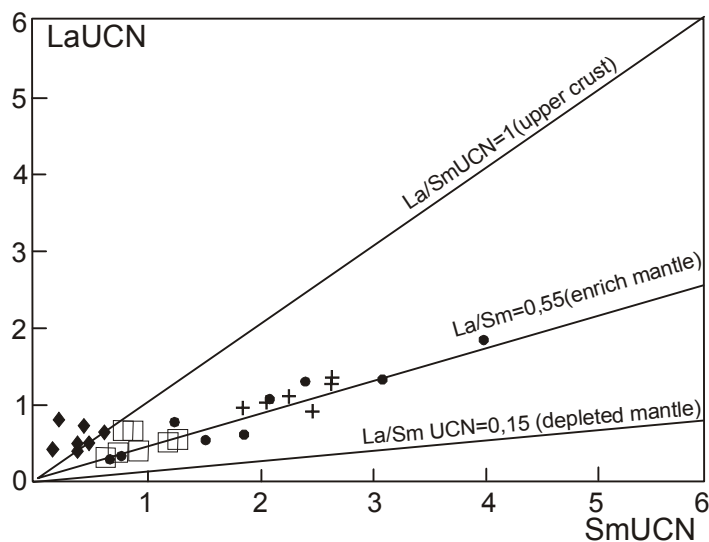
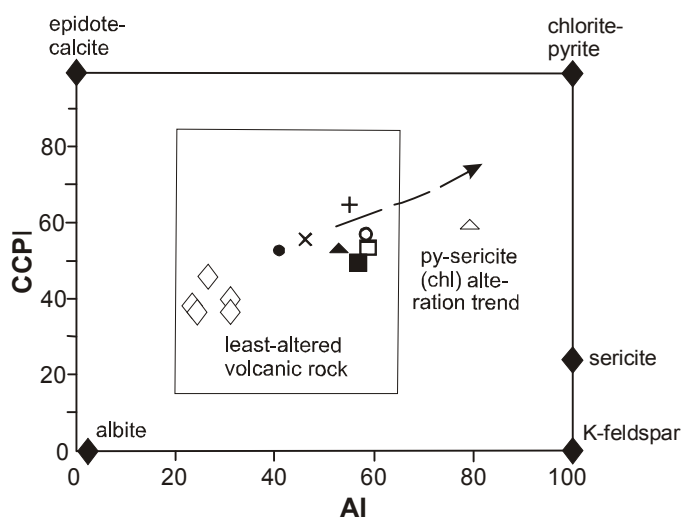


Рис. 6. Диаграмма LaUCN - SmUCN по [Pearce, 1996] для кислых вулканитов Рудного Алтая.

LaUCN и SmUCN - значения концентраций лантана и самария, нормализованные на верхнекоровые значения по (McLennan, 2001). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.



•1 ○2 ■3 □4 △5 ▲6 ×7 +8 ◇9

Рис. 7. Диаграмма гидротермальных изменений вулканитов (по Large et al., 2001) для вмещающих пород колчеданных месторождений Рудного Алтая и Салаира.

Породные типы кислых эффузивных пород Рудного Алтая - мельничная свита: 1 - дациты, 2 - риолиты; крюковская свита: 3 - риодациты, 4 - риолиты; каменевская свита: 5 - дациты, 6 - риолиты; пихтовская свита: 7 - дациты, 8 - риолиты; Салаир: 9 - метариодациты и метариолиты печеркинской свиты. Индексы изменений по (Large et al., 2001):
 $CCPI = 100(MgO+FeO)/(MgO+FeO+Na_2O+CaO)$;
 $AI = 100(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$.

и серебра в нём обнаружены следы меди, железа, свинца. В виде кристаллов золото встречается редко. Габитус их обычно октаэдрический, додекаэдрический, реже кубический. Иногда кристаллы приобретают тетрагональный облик вследствие вытянутости ромбодекаэдра вдоль одной из осей четвёртого порядка. Часто встречаются параллельные сростки и двойники по шпинелевому закону. Грани кристаллов золота обычно бывают неровны, исштрихованы и покрыты скульптурой.

Наиболее обычными формами нахождения золота на Алтае являются неправильной формы зёрна, пластинки, чешуйки, а также дендриты и изредка проволочные и волосовидные агрегаты. В Змеиногорском месторождении изредка встречаются кристаллики, на которых развиты формы: $/100/$ и $/111/$, $/110/$ и $/nko|$. Микротвёрдость, замеренная на микротвердометре ПМТ-3, меняется от 48,5 до 69 кг/мм². Объёмный вес в связи с сильной серебристостью сравнительно невысокий - от 15,6 (Зырянское) до 15,96 (Змеиновское).

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая обладают значительными запасами золота, которое в ряде случаев представляет собой объект промышленного извлечения (Лениногорское, Змеиногорское, Зырянское и др.). Однако самородное золото обычно встречается в тонко рассеянном состоянии и лишь изредка образует незначительные скопления. Золото зафиксировано в 42 месторождениях Алтая из 69 изученных. Встречается оно как в гипогенных, так и в гипергенных условиях в виде обыкновенного золота, бедного серебром, и сильно серебристого золота, причём вторая разновидность преобладает над первой.

Различные кластеры образуют колчеданные объекты сравниваемых металлогенических таксонов по характеру вторичных изменений, претерпевших вулканитами, вмещающими месторождения (рис. 7). Если вулканиты печеркинской свиты Салаира образуют крайнее положение сильно изменённых наложенными процессами (альбитизация, эпидотизация и другие), то вулканиты Рудного Алтая образуют тренд от сильно изменённых к слабо

островных дуг и имеют чёткие характеристики I-типа.

Золото-обогащённые колчеданные объекты характеризуются относительно более высокими отношениями Ti/Sc и Nb/Ta – Ta (рис. 5), подтверждая различия в их петрогенезисе.

На диаграмме La UCN – Sm UCN (Piersey, 2008) наблюдается также разделение разновозрастных кислых вулканитов Рудного Алтая. При этом, риолиты и риодациты золото-обогащённых колчеданных объектов тяготеют к источнику обогащённой мантии, в то время как незолотоносные образования ближе к источнику верхней коры (рис. 6).

Золото в рудах алтайских колчеданных месторождений отличается сильной серебристостью и по составу приближается к электруму (от 30 до 43 % серебра). Химическим анализом в золоте Змеиногорского месторождения установлено содержание золота от 71 до 77,5 %. Кроме золота

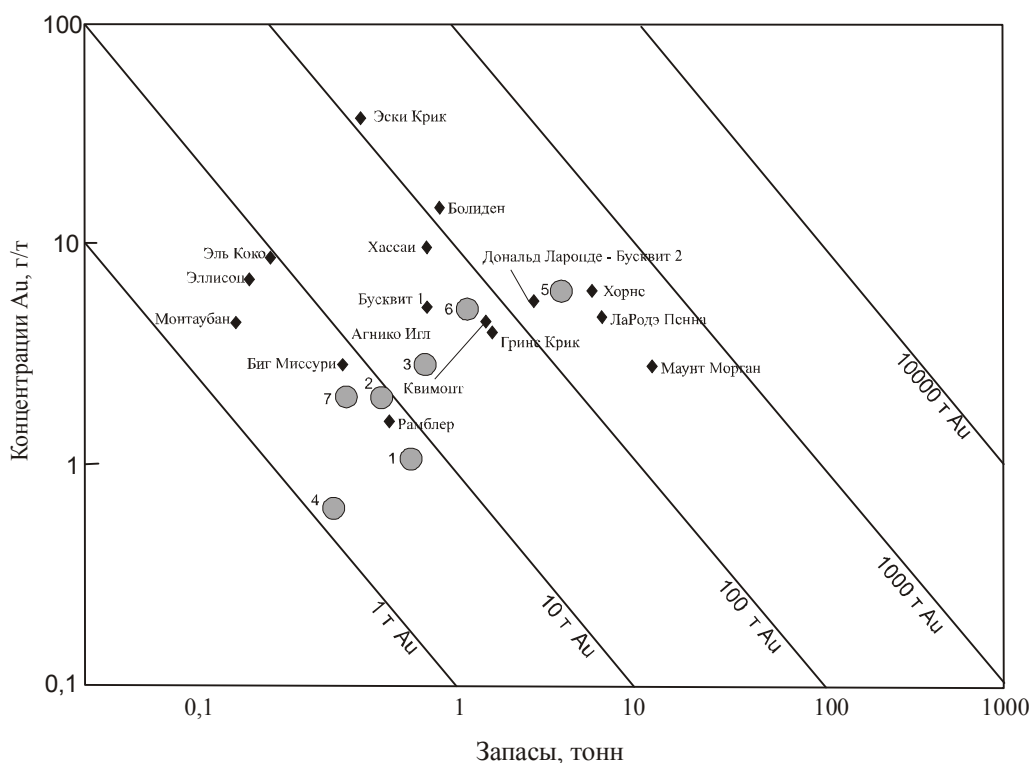


Рис. 8. Соотношение концентраций золота и запасов в золото-обогащённых вулкано-генных массивных месторождениях (составлено авторами).

Месторождения России и Казахстана: 1 - Корбалихинское, 2 - Среднее, 3 - Змеиногорское, 4 - Золотушинское, 5 - Риддер, 6 - Абыз, 7 - Кварцитовая Сопка.

изменённым (пирит, серицит, хлорит).

По соотношениям запасов золота и концентраций золота в рудах золото-колчеданные барит-полиметаллические месторождения Казахстана и России дают ряд объектов от мелких до крупных (рис. 8). На диаграмму нанесено и крупное золото-обогащённое колчеданное месторождение Абыз (Казахстан), не входящее в Рудно-Алтайский металлогенический пояс. На диаграмме соотношений концентраций золота и запасов месторождение Кварцитовая Сопка (Салаир) близко тяготеет к месторождению Среднему в Рудном Алтае (рис. 8).

Таким образом, Салаирские метабазиты формировались в процессе плавления шпинелевых лерцолитов и отвечают малой степени частичного плавления мантийного источника и отвечают низкокалиевому тренду фракционной кристаллизации.

Вулканиды характеризуются крайней степенью вторичных изменений (преимущественно – альбитизация, в меньшей степени – эпидотизация). Геодинамическая обстановка формирования вулканидов печеркинской свиты Салаира отвечает примитивной островной дуге.

В противоположность этому кислые вулканиды и субвулканические образования девонского возраста Рудного Алтая прошли сложный сценарий своего становления. Золото-обогащённые колчеданные месторождения (VMS) в Рудно-Алтайском металлогеническом поясе относятся к самым ранним по времени формирования. Их геодинамическая обстановка формирования близка к внутриплитной и аномальных океанических хребтов, в то время как поздние вулканиды (начиная с живета) и связанные с ними слабо золотоносные месторождения близки к обстановке вулканических островных дуг. Генерация золото-обогащённых колчеданных объектов проходила при весьма низкой степени частичного плавления мантийного источника и отвечала высококалиевому тренду фракционной кристаллизации, а слабо обогащённые золотом объекты формировались при более высокой степени частичного плавления мантийного субстрата.

Вторичные изменения вулканидов Рудного Алтая проявлены в меньшей степени, чем в Салаире.

Литература

Гусев А.И., Гусев Н.И. Золото-обогащённые магмо-рудно-метасоматические системы Рудного Алтая // Международный журнал экспериментального образования, 2009. - №3. -С. 19-22.

Гусев А.И., Коробейников А.Ф. Петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования золото-обогащённых колчеданных систем Рудно-Алтайского металлогенического пояса // Известия Томского политехнического университета, 2011. Т. 319. № 1. С.30-35.

Гусев А.И. Геохимия и петрология силекситов коргонской свиты Горного Алтая // Успехи современного естествознания, 2014. № 12. С. 52-57.

Щербачков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.- Новосибирск: Наука, 1974. - 274 с.

Beard B.L., Glazner A.F. Trace elements and Sr and Nd isotopic composition of mantle xenoliths from the Big Pine volcanic field, California // Journal of Geophysical Research, 1995. V. 100. P. 4169-4179.

Chiaradia M., Tripodi D. Et al. Geologic setting, mineralogy, and geochemistry of the Early Tertiary Au-rich volcanic-hosted massive sulfide deposit of La Plata, Western Cordillera, Ecuador //Econ. Geol., 2008. V. 103. P. 161-183.

DePaolo D.J., Daley E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // Chemical Geology, 2000. V.169. P. 157-185.

Dube B., Gosselin P., Hannington M., Galley A. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits // Geol. Surv. Can., 2006. V. 100. P. 23-37.

Large R.R., Gemell J.B., Paulick H., Huston D.L. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits // Econ. Geol., 2001. V. 96. P. 957-972.

McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2001. V. 2. Paper 2000GC000109. - 24 p.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V.25. P. 956-983.

Pearce J.F. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Geological Ass. Of Canada Short Course Notes, 1996. V. 12. P. 79-113.

Pierce S.J., Peter J.M., Mortensen J.K., Paradis S., Murphy D.C., Tucker T.L. Petrology and U-Pb Geochronology of Footwall Porphyritic Rhyolites from the Wolverine Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Yukon, Canada: Implications for the genesis of Massive Sulfide Deposits in Continental Environments // Econ. Geol., 2008. V.103. P. 5-33.

Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology, 2007. V. 35. P. 923-926.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology, 1977. V. 20. P. 325-343.