

ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)

М.Д. Рязанцева*, **И.И. Куприянова****, **Б.В. Беляцкий*****, **Р.Ш. Крымский*****,
Е.П. Шпанов**

*ФГУГП "Приморская поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток

** Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, г. Москва

*** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

На основе анализа геологических, изотопных (известных ранее и полученных нами в последнее время), петрохимических и минералогических данных уточнена последовательность и условия формирования гранитных и базитовых магматических комплексов и разнообразного оруденения Вознесенского рудного района на протяжении от кембрия до девона. Тектоническим фактором, способствовавшим образованию уникально крупных месторождений района, служит его позиция на пересечении глубинных разломов, принадлежащих к глобальной системе, наложенной на край континента. Магматический контроль оруденения принадлежит биотитовым и протолитионитовым гранитам, которые представляют собой фации, формировавшиеся в разных структурных условиях, что обусловило разную степень дифференциации и контаминации коровым или мантийным веществом. Оловорудные месторождения (456 млн лет) локализуются в экзоконтактах биотитовых гранитов, формировавшихся из гранитной магмы, обогащённой коровым веществом (452–462 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708-0.720$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -5$). В связи с биотит-протолитионитовыми гранитами (452–467 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.707-0.708$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.05$) выделяются два этапа формирования оруденения: 1) образование стрюверит-колумбитовых руд (440 млн лет, U-Pb) в гранитных куполах; 2) образование крупномасштабных залежей Li-Be-флюоритовых руд при участии потоков глубинных флюидов – более протяжённый этап: 423 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$ (верхние горизонты) и $0.708-0.709$ (нижние горизонты), $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$ (ранние генерации флюорита) и $-0.37- -1.99$ (поздние генерации). Длительная открытость каналов, вскрывавших мантийные флюидно-магматические очаги, подтверждается внедрением пострудных интрузий монцониитоидного комплекса (415 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4-1.9$) и разнообразных даек базитового и гипербазитового состава.

Ключевые слова: габбро-монцониитоидные, гранитные комплексы, редкометалльно-флюоритовое оруденение, изотопия, петрохимия, минералогия, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Вознесенский рудный район (ВРР), расположенный в ЮЗ части Приморского края, известен уникальными редкометалльно-флюоритовыми месторождениями (Вознесенское, Пограничное), которые сопровождаются более мелкими объектами той же формации, а также оловорудными, танталовыми и полиметаллическими месторождениями среднего и небольшого масштаба.

Несмотря на многолетние исследования ВРР, происхождение и генетические соотношения редко-

металльно-флюоритовых месторождений и магматических пород района трактуются по-разному. Первоначально развивались представления о парагенетической связи редкометалльно-флюоритовых руд с протолитионитовыми гранитами литий-фтористого типа [9, 11, 13, 37]. Однако позже, когда появились данные о существенном возрастном разрыве между формированием гранитов вознесенского комплекса и апокарбонатными рудами (в этот промежуток попадает внедрение монцодиоритов, а также пикродолеритовых и спессартитовых даек), было предложено именно с ними связать генезис

этих руд [12]. Высказывалось также мнение о стратиформно-осадочном происхождении крупных апокарбонатных залежей (О.З. Алиева, А.А. Черепанов, устные сообщения). Задачей данной статьи авторы ставят обобщение и анализ опубликованных и вновь полученных нами геологических, изотопных, петрохимических, геохимических и минералогических сведений о магматических породах и рудах ВРР с целью уточнения представлений об их генезисе и источниках рудного вещества.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Общая характеристика

Вознесенский рудный район (ВРР) расположен в пределах Спасско-Вознесенского блока Ханкайского кристаллического массива (в Вознесенской зоне) [40, 41] и представляет собой фрагмент пассивной континентальной окраины с раннепротерозойским фундаментом, сложенным метаморфическими толщами Нахимовского и Гродековского блоков. Западная граница ВРР проходит по контакту огромного интрузива силурийских синколлизонных метагранитов гродековского комплекса; восточная граница проводится по крупному меридиональному нарушению, проходящему по долине р. Илистой. Южная и северная границы района скрыты под мощными угленосными континентальными отложениями мезозойско-кайнозойских впадин.

ВРР сложен нижнекембрийскими шельфовыми терригенными и карбонатными породами, формирование которых происходило в условиях мелкого, относительно теплого моря. В стратиграфическом разрезе района достаточно четко устанавливаются два фациальных типа отложений (серии, по [3]). Западная часть ВРР (Первомайская фациальная подзона) сложена прибрежно-морскими отложениями с прослоями грубообломочных пород и доломитов; восточная (Ярославская подзона) – более глубоководными тонкозернистыми, ритмично переслаивающимися терригенно-карбонатными толщами с мощными слоями органогенных известняков (рис. 1). Граница между подзонами проходит по глубинному [35] Вознесенскому разлому, трассируемому интрузиями основного-среднего состава. Отметим, что карбонатные породы являются вмещающими для месторождений и проявлений флюорита и олова.

Расположенная далее к востоку Спасская зона образована более глубоководными карбонатно-терригенными отложениями, имеющими в своем составе кремни в виде прослоев в глинистых сланцах. Здесь известен предположительно офиолитовый комплекс, представленный основными вулканитами

с прослоями глинистых известняков и блоками апогарцбургитовых серпентинитов, включающих залежи тальк-магнезитовых пород, и габброидами. В отдельных межгорных впадинах развиты молассовые формации ($\epsilon_{1,2}$).

Осадочные породы ВРР смяты в складки СЗ простирания, образующие серию тесно сжатых и опрокинутых на СВ антиклиналей и синклиналей – западные крылья складок падают под углами 60–90° до обратного падения, восточные – 40–70°; часто осложнены складками более высоких порядков. Характерной особенностью складчатых структур Первомайской подзоны является их отчетливо выраженный дугообразный изгиб в плане – они сменяют простирание с СЗ на юге через меридиональное до СВ на севере.

Разрывные нарушения, осложняющие складчатые структуры, подразделяются на три основные группы: соскладчатые (синорогенные), посторогенные палеозойские и посторогенные мезозойско-кайнозойские. Синорогенные нарушения представлены продольными, поперечными и диагональными по отношению к направлению складчатых структур: продольные – надвиги и взбросы СЗ простирания с крутым падением (60–70°) на ЮЗ; поперечные – СЗ сбросы и сбросо-сдвиги с относительно крутым падением на ЮВ; диагональные – сколы и сдвиги ССВ и ССЗ направления. К синорогенным нарушениям А.А. Рязанцев [35] относит Главный (Вознесенский) разлом (глубинный и долгоживущий) в центре района, вдоль которого расположена цепочка габбро-монцитонитовых интрузий.

Посторогенные нарушения палеозойские представлены субмеридиональными взбросами, СВ и СЗ сдвигами, взбросо-сдвигами (правыми) и субширотными сбросами, по некоторым из которых происходили сдвиги на восток южных блоков. Мезозойские нарушения обновляли палеозойские. Они ограничивают мезозойско-кайнозойские впадины, окружающие ВРР с юга и севера.

Кроме разрывных нарушений выделяются зоны повышенной трещиноватости, являющиеся, по мнению А.А. Рязанцева [35], отражением скрытых глубинных разломов фундамента; зачастую они проявлены сближенными зонами смятия, милонитизации, катаклаза. Выделены зоны трёх направлений: субширотные, СЗ и СВ. Они контролируют пространственное положение интрузий вознесенских гранитов, участки минерализованных пород, разнообразные дайки, месторождения и проявления рудной минерализации. Последние довольно четко приурочены к местам пересечения указанных зон. Наибольшее значение имеет главная субширотная зона, являю-

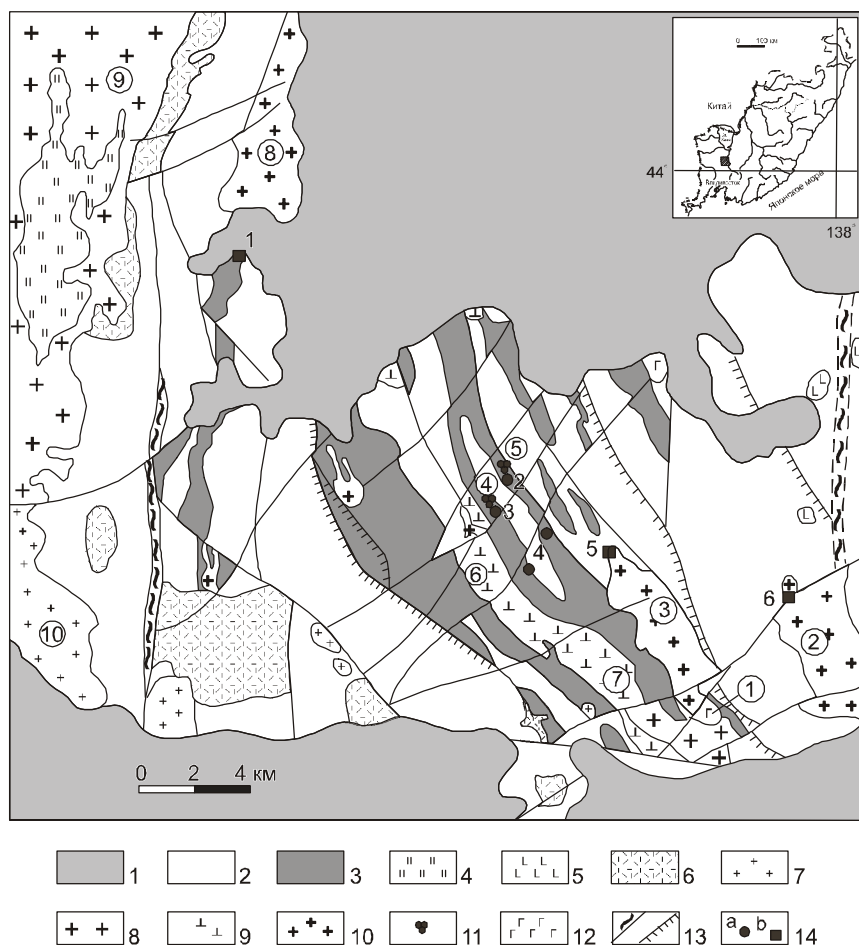


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вознесенского рудного района.

1 – кайнозойские депрессии; 2 – терригенные породы E_1 ; 3 – карбонатные породы E_1 ; 4 – метаморфические породы PR (провесы кровли в Гродековском массиве); 5 – неогеновые базальты; 6 – девонские вулканы; 7 – григорьевские граниты; 8 – гродековские граниты; 9 – габброидориты и монцонитоиды; 10–11 – граниты вознесенского комплекса: 10 – биотитовые лейкократовые, 11 – биотит-протолитионитовые; 12 – чапаевское габбро; 13 – тектонические нарушения; 14 – главные месторождения: а – флюорита, б – олова: 1 – Первомайское, 2 – Пограничное, 3 – Вознесенское, 4 – Лагерное, 5 – Ярославское, 6 – Чапаевское

Цифры в кружках – интрузивные массивы: 1 – сопки Колхозной, 2 – Чихезский, 3 – Ярославский, 4 – Вознесенский, 5 – Пограничный, 6 – сопки Москаленкова, 7 – сопки Липовой, 8 – Первомайский, 9 – Гродековский, 10 – Григорьевский.

щаяся западным продолжением Кавалеровско-Дальнегорской сквозной широтной структуры [22]. На пересечении этой субширотной зоны с другими – СЗ и СВ – зонами расположены основные рудные объекты ВРР – месторождения Вознесенское, Пограничное, Ипполитовское, Ярославское и ряд мелких. А.А. Рязанцев [35] считает, что зоны повышенной трещиноватости (глубинных разломов) играли ведущую роль в развитии магматизма и рудообразования ВРР.

По данным ГСЗ в пределах ВРР гранитный слой имеет сокращенную мощность (7–8 км на фоне 20–25), а базальтовый соответственно приподнят и имеет мощность около 20 км [2]. По этим же данным здесь фиксируется глубинный так называемый Вознесенский разлом, проникающий в "базальтовый" слой и уходящий глубже в верхнюю мантию. По геофизическим данным А.М. Петрищевского [23], ВРР имеет неоднородно-блоковое строение; по данным геофизических исследований Р.Г. Кулинича (1967 г.), рудоносная площадь четко очерчивается гравитационным максимумом, выступающим на фоне минимальных значений силы тяжести, соответствующих

мезозойско-кайнозойским впадинам. Это обстоятельство можно трактовать как следствие поднятия мантийного (астеносферного) диапира, в пользу чего свидетельствует следующее: по данным Д.В. Лопатина (ВСЕГЕИ, 1991 г.), на космоснимках под ВРР устанавливается идеальный круг диаметром около 70 км (малый круг имеет диаметр 30 км), прослеживающийся до глубины 25–30 км. По данным Ф.И. Манилова (ДВИМС, 1988 г.), подобный круг под ВРР обрисован по ΔT . Оба исследователя связывают это обстоятельство с наличием на относительно небольшой глубине базальтовой магмы.

Здесь, возможно, происходило заложение рифтогенной структуры вследствие общего воздымания в связи с поднятием диапира и растяжения континентальной коры. На плечах рифтогенной структуры существовала обстановка пассивной континентальной окраины. Процесс рифтогенеза не дошел до своего полного завершения, а подъем диапира сопровождался формированием восходящих струй мантийной конвекции с образованием "горячей точки".

Всё вышеперечисленное дает возможность предполагать, что ВРР приурочен к узлу пересечения

рудоконцентрирующих линеаментов субширотного, СВ и СЗ простирания [4, 33], где возникла длительно существовавшая проницаемая зона, своими корнями достигавшая верхней мантии и глубинного очага базальтоидной магмы (астеносферного диапира) [23], который к тому же был приподнят, о чем свидетельствуют геофизические данные (см. выше). Глубинные трещинные структуры маркируются интрузивами габброидов, монцодиоритов, сериями дорудных даек пикродолеритов, спессартитов, керсантитов (лампрофиров) и послерудных базальтов.

Поскольку в ВРР профилирующим элементом является фтор, то важным фактором представляется распределение F в осадочно-метаморфических и магматических породах Ханкайского массива, которое может быть одной из предпосылок формирования крупных флюоритовых месторождений района. В целом породы Приморья обеднены фтором, и его содержания как в осадочных, так и в магматических породах в большинстве случаев значительно ниже кларковых [37]. Исключением являются высокие содержания F в карбонатных толщах и магматических комплексах ВРР, в меньшей степени в гранитах Кабаргинской и Синегорской впадин, а также в метаморфических породах Матвеевско-Нахимовской зоны (табл. 1). Метаморфические толщи фундамента могли быть источником мобилизации фтора при магматических и рудообразующих процессах.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В районе широко развиты разновозрастные магматические образования различной геодинамической природы. В настоящее время по геологическим данным схема развития магматизма района выглядит следующим образом: 1) ордовикский (вознесенский) комплекс редкометалльных гранитов и лейкогранитов, 2) силурийский габбро-монцонит-сиенитовый, 3) силурийский гранитовый (гродековский) и 4) позднепалеозойский гранитовый (григорьевский).

Гранитоиды, развитые в районе, относятся к двум геодинамическим типам: внутриплитные "смешанных" серий (O_2) и синколлизионные (S_2) [39]. Основную рудогенерирующую роль играли гранитоиды вознесенского комплекса, относящиеся к типу внутриплитных гранитов. Магматизм и рудообразование происходили в условиях, отвечающих гипабиссальной фации глубинности.

Вознесенский (ордовикский) комплекс включает в себя две разновидности пород: биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты, которые раньше интерпретировались как фазы [30].

Биотитовыми гранитами сложено три относительно крупных (8–12 км²) интрузива – Ярославский,

Чихезский и Первомайский – и ряд более мелких (рис. 1), которые приурочены к приподнятым блокам (горст-антиклиналям) [35]. Они представлены среднезернистыми, часто порфиоровидными, иногда турмалиносодержащими (шерл) разностями, слагающими массивы трещинного типа, вытянутые согласно с простираниями вмещающих складчатых структур. Граниты прорывают нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, которые на контакте с гранитами метаморфизованы: известняки мраморизованы, скарнированы, иногда флюоритизированы, терригенные породы ороговикованы и турмалинизированы. Определение возраста Rb-Sr методом дало цифру 450 млн лет (поздний ордовик) [38].

С биотитовыми гранитами тесно ассоциированы жильные оловянные месторождения с вольфрамом касситерит-кварцевой (Чапаевское) и касситерит-силикатно-флюоритовой (Первомайское, Южный участок Ярославского) формаций, а также жильные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения (Ярославское) и ряд рудопроявлений, которые сопровождаются интенсивным борным метасоматозом и незначительной бериллиево-флюоритовой минерализацией.

Лейкократовые биотит-протолитионитовые граниты слагают небольшие гребневидные тела трещинного типа, расположенные в пределах горст-синклиналей [35]. Апикальные части их интенсивно грейзенизированы. По геофизическим данным [23], подтвержденным отдельными скважинами (до глубины 700–800 м), небольшие (на поверхности) интрузивы гранитов – Вознесенский и Пограничный – являются лишь выступами более крупного гранитного массива, представленного литий-фтористыми разностями с протолитионитом, лепидолитом, топазом.

Биотит-протолитионитовые граниты представляют собой светло-серые или зеленовато-серые средне-неравнозернистые порфиоровидные породы. Протолитионит занимает позицию биотита, являясь, по М.Г. Руб [28], первично (?) магматическим минералом. По мнению А.К. Руб [26], протолитионит образовался в позднемагматическую стадию в условиях значительного обогащения магматического расплава щелочами и фтором. Состав слюд изменяется в соответствии с обычной для массивов литий-фтористых гранитов зональностью: от биотита и протолитионита на глубоких горизонтах до железистого лепидолита в апикальной части массива. На северном фланге Пограничного месторождения наблюдались биотитовые граниты без протолитионита.

Грейзенизация в биотит-протолитионитовых гранитах проявлена двумя этапами. С автотасоматическим этапом связаны процессы интенсивной

Таблица 1. Содержание фтора в породах Ханкайского массива [36].

Возраст	Свита, комплекс, массив	Состав пород	Число проб	Содержание F, г/т
Синегорская впадина				
C ₁	Куйбышевский комплекс	Лейкократовые граниты	21	677
		Колумбитоносные граниты	13	745
	Светлоярская толща	Риолиты	10	740
D ₃	Лунзинская свита	Базальты	17	350
D ₂₋₃	Вассиановская свита	Песчаники, алевролиты	45	480
S ₁	Ретиховская свита	Алевролиты, песчаники	24	209
Спасская зона				
Є ₁₋₂	Меркушевская свита	Песчаники, конгломераты	7	93
Є ₁	Дмитриевская свита	Известняки, сланцы	11	70
Вознесенская зона				
D ₁	Григорьевский массив	Порфиroidные граниты.	39	589
			20	260
	Дайковский комплекс [12]	Пикродолериты	3	3400
		Спессартиты	4	1175
		Керсантиты	3	15200
S ₂	Монцонитоидный комплекс	Диориты	21	2208
		Меланократовое габбро	3	1750
		Габбро	7	486
		Монцодиориты	10	979
		Габбро	5	1158
		Монцодиориты	13	871
Вознесенский комплекс				
O ₂	Вознесенский массив	Аляскитовый гранит	98	1448
	Пограничный массив	Протолитионитовый гранит	5	4500
	Ярославский массив	Биотитовый гранит	95	1003
	Чапаевский массив	Биотитовый гранит	48	817
	Первомайский массив	Турмалиновый гранит	5	2630
Є ₁	Березьянская свита	Сланцы, алевролиты	25	600
	Первомайская свита	Известняки, доломиты	40	0
	Коваленковская свита	Сланцы	36	500
	Дальзаводская свита	Песчаники, алевролиты	45	500
	Волкушинская свита	Известняки	20	800
	Новоярославская свита	Сланцы, известняки	35	700
	Лузановская свита	Сланцы	40	0
	Насыровская свита	Кремнистые породы	20	0
Гродековский комплекс				
S ₂	Гродековский комплекс	Граниты	30	194
		Среднезернистые граниты	26	217
		Мелкозернистые граниты	22	105
		Биотитовые граниты	1	89
			21	140
Кабаргинский авлакоген				
PZ ₁	Орловский комплекс	Гранит	13	1146
Є ₁ ?	Рудоносная свита	Сланцы	15	567
		Известняки	22	1000
			5	50
Матвеевско-Нахимовский блок				
PR ₁ ?	Татьяновская свита	Сланцы	30	915
	Нахимовская свита	Гнейсы	26	682
	Тургеневская свита	Сланцы, гнейсы	30	237
	Матвеевская свита	Гнейсы, кварциты	30	739
	Ружинская свита	Мраморы	30	267

альбитизации и ранней грейзенизации (кварц-топазовой), а также формирование ниобий-танталовой (танталит-колумбит-стриверит) и частично оловянной (ранний касситерит) минерализации, которая локализуется в апикальных участках массивов. Грейзенизация позднего этапа наложена на ранее измененные граниты и проявлена вдоль ослабленных зон. С этим процессом связано образование тонкозернистых топаз-кварцевых, мусковит-кварцевых, флюорит-топаз-кварцевых грейзенов (местами обогащенных поздним касситеритом-II и вольфрамитом) по гранитам. Линейные зоны, гнезда, жилообразные тела грейзенов позднего этапа контролируются тектоническими зонами и пересекают границы зон ранее измененных гранитов. Грейзенизации подвержены и породы, вмещающие граниты: в экзоконтактах массивов по известнякам волкушинской свиты образованы апокарбонатные грейзены [10], представляющие собой своеобразные слюдясто-флюоритовые породы, которыми сложены все известные месторождения и рудопоявления редкометалльно-флюоритовой формации: Вознесенское, Пограничное, Лагерное, Нагорное, Контактное.

Таким образом, с редкометалльными вознесенскими гранитами генетически связаны танталовые (с ниобием) месторождения, образование которых обусловлено процессом ранней грейзенизации. Парagenетическая связь с описываемыми гранитами установлена для редкометалльно-флюоритовой минерализации, которая проявилась в связи с процессом поздней грейзенизации.

В пределах рудных полей ВРР широко распространены дайки, представленные как кислыми породами (аплитами, мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами), так и породами среднего и основного состава (диоритовыми порфиритами и базальтами, микродиоритами, пикродолеритами). Дайки образуют протяженные жильные зоны преимущественно СЗ направления, но, по данным эксплуатационных работ на Вознесенском месторождении, не только такие зоны, а сложно ветвящуюся сеть, где преобладают дайки двух направлений – СЗ и субширотного. По отношению к оруденению выделяются дайки дорудные, внутри- и пострудные.

Силурийский габбро-монцит-сиенитовый комплекс. Породы комплекса слагают цепочку небольших массивов в южной части ВРР, приуроченных к глубинному (?) разлому СЗ простирания, разделяющему два блока с резко различными типами стратиграфических разрезов. Интрузии имеют активные контакты с нижнекембрийскими осадочными породами и прорываются гранитами гродековского комплекса (S_2) – самый южный массив. Геодинами-

ческая природа их недостаточно ясна; на диаграмме Пирса комплексу соответствует режим активной континентальной окраины [43].

Внутреннее строение массивов весьма неоднородно: в одном массиве присутствуют габбро, редко пироксениты; диориты, диорит-монциты, причем смена пород в каждом отдельном массиве наблюдается без видимой закономерности; лишь можно отметить, что с ЮВ на СЗ понижается основность пород и повышается щелочность. Так, наиболее щелочные разности – диорит-монциты – известны в самом северном окончании цепочки массивов (с. Москаленкова). Особняком в этом ряду стоят породы сиенитового состава. Они слагают малые интрузии, имеющие рвущие контакты с породами габбро-диоритового ряда. М.Г. Руб, первой изучавшая породы комплекса, считала их гибридными из-за неравномерности их минерального и химического состава [27]. Л.Ф. Сырицо предполагает вероятность полигенности и полихронности этих пород при наличии нескольких различных источников магмогенерации, о чем может свидетельствовать крайняя неоднородность их редкоэлементного состава [43].

По петрохимическому составу породы комплекса довольно неоднородны. Габброиды представляют собой породы нормального известково-щелочного ряда, химический состав диорит-монцитов варьирует в широких пределах, при постоянно повышенной щелочности. Отличительной особенностью габброидов и диорит-монцитов является повышенное содержание тугоплавких элементов и высокое содержание фтора (700–2200 г/т).

Силурийские гранитоиды в пределах ВРР известны под названием *гродековского* комплекса. Они образуют крупный батолитоподобный Гродековский массив в западной части ВРР, простирающийся далеко к западу от района. Строение массива неоднородно; среди гранитов наблюдаются многочисленные блоки-останцы вмещающих пород, представленных гнейсами и метаморфическими сланцами. Контакты гранитов с ними постепенные, в переходных зонах наблюдаются мигматиты и гранито-гнейсы. По составу выделяются: 1) граниты биотитовые и биотит-содержащие микроклиновые от средне- до крупнозернистых, 2) граниты лейкократовые мелкозернистые аплитовидные, часто порфировидные и 3) граниты роговообманково-биотитовые. Наибольшим распространением пользуется первая разновидность гранитов. В петрохимическом отношении силурийские гранитоиды объединяют довольно обширный ряд пород преимущественно гранитного состава повышенной и, реже, нормальной щелочности. Условия залегания силурийских гранитоидов, их петро- и

геохимические особенности указывают на то, что эти породы являются типичными автохтонными палингенными гранитоидами, в процессе образования которых большую роль играли процессы магматического замещения [36]. Имеющиеся Rb-Sr датировки гранитоидов укладываются в интервал 408–411 млн лет [38]. С силурийскими гранитоидами связаны небольшие скарновые проявления железа и полиметаллов (за пределами ВРР).

Флюоритовые, редкометалльные и другие месторождения ВРР

Рудная минерализация ВРР характеризуется разнообразием генетических и минеральных типов, которые часто находятся в тесной пространственной связи.

К наиболее ранним в ВРР следует отнести предположительно стратиформные флюорит-полиметаллические (Zn) руды, локализованные на северном фланге Вознесенского флюоритового месторождения (рис. 2) в 100–140-метровой пачке переслаивания черных битуминозных известняков, доломитовых известняков и мергелей в верхней части волкушинской свиты (C_1). На контакте с прорывающими их гранитами сульфидные руды подвержены скарнированию.

Как было сказано выше, с биотитовыми гранитами в ВРР связана оловорудная (Ярославское, Первомайское месторождения) и, меньше, вольфрамовая (также с оловом) минерализация (Чапаевское месторождение). По типу минерализации они относятся к касситерит-силикатно-флюоритовой и касситерит-кварцевой формациям. Для Ярославского месторождения и некоторых рудопроявлений характерно тесное пространственное совмещение различных формаций и типов оловянного оруденения. Оловорудная минерализация ВРР имеет много отличительных особенностей, связанных с развитием её в карбонатной вмещающей среде [21] и присутствием высоких концентраций бора и фтора в рудоносных растворах.

С биотит-протолитионитовыми гранитами связано редкометалльное (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs) и уникальное по масштабам флюоритовое оруденение.

Тантал-ниобиевая минерализация приурочена к Пограничному и Вознесенскому массивам и относится к типу стрюверит-танталит-колумбитовых гранитов. Рудные тела локализуются в апикальной зоне массивов, где развиты кварц-топазовые грейзены, сопровождаемые вольфрамитовой минерализацией.

Главная промышленная ценность ВРР определяется развитием флюоритовых руд исключительно редкометалльно-флюоритовой формации [37]. Основные особенности месторождений и проявлений этой формации: локализация в карбонатных породах

(значительно реже в гранитах) с образованием метасоматических залежей и прожилковых зон сложной морфологии в надапикальных и экзоконтактовых участках гранитных интрузий; парагенетическая связь с гранитами литий-фтористого типа; отложение флюорита в комплексе с редкометалльной минерализацией: Be – в собственно бериллиевых минералах и Li, Rb, Cs – в слюдах; характерные постмагматические изменения вмещающих пород – грейзенизация, скарнирование, микроклинизация, альбитизация, турмалинизация.

В генетическом отношении все месторождения и проявления флюорита данной формации – грейзеновые и постгрейзеновые гидротермальные образования. Рудообразование представляет собой сложный многоэтапный процесс.

Редкометалльно-флюоритовые месторождения (Вознесенское, Пограничное, Лагерное) и рудопроявления (Нагорное и Овражное) образуют единое рудное поле – Вознесенское, приуроченное к одноименной синклиальной структуре СЗ простирания (рис. 2).

Редкометалльно-флюоритовые месторождения и проявления Вознесенского рудного поля представлены *слюдисто-флюоритовым типом*, одна залежь Пограничного месторождения относится к апогранитному *топаз-флюоритовому типу* [37]. Слюдисто-флюоритовые руды образовались в результате длительного процесса метасоматического замещения известняков и скарнов и представляют собой десилицированные апокарбонатные грейзены [10]. Все рудные тела имеют сходный состав и пространственно образуют единую систему с общим источником рудных растворов, циркулировавших одновременно в различных частях рудного поля вдоль контактов дорудных даек и гранитных интрузий.

Позиция редкометалльно-флюоритовых месторождений в Вознесенском рудном поле определяется приуроченностью их к экзоконтактовой зоне апикальных выступов интрузивов редкометалльных гранитов вознесенского комплекса, прорывающих карбонатные породы и пересекающихся поперечными СВ нарушениями; экранированием относительно пологими структурами – тектоническими нарушениями, контактами известняков со сланцами, дайками среднего-основного состава. Являясь апокарбонатными грейзенами, слюдисто-флюоритовые руды образуют внешний ореол грейзенизации во вмещающих породах, сменяющийся внутри интрузива типичными грейзенами, содержащими флюорит, топаз, касситерит, вольфрамит, тантало-ниобаты.

Размещение месторождений зависит от проявления многочисленных трещинных нарушений, опе-



Рис. 2. Геологическая схема Вознесенского рудного поля

1–4 – нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения: 1 – алевролиты, 2 – кварц-серицитовые сланцы, 3 – известняки с прослоями доломитов, 4 – графитистые сланцы; 5 – гранит-порфиры; 6 – габброиды, монцониты; 7 – лейкограниты литий-фтористого типа Вознесенского и Пограничного массивов; 8 – дайки среднего и основного состава; 9 – тектонические нарушения (а), в том числе – надвиги (б); 10 – скарны; 11 – флюоритизированные известняки; 12 – флюоритовые руды; 13 – кварц-топазовые прожилковые зоны; 14 – полиметаллические руды; 15 – тектониты. Цифры в кружках: редкометалльно-флюоритовые месторождения: 1 – Пограничное, 2 – Вознесенское, 3 – Лагерное; рудопроявления: 4 – Нагорное, 5 – Овражное.

ряющих региональные разломы разного простирания. Наиболее богатые и крупные рудные залежи находятся в узлах пересечения сколовых сдвигов и взбросо-сдвигов СВ (диагонального) простирания с субмеридиональными и субширотными разломами [37]. Последние определяют наличие ундуляционного перегиба складчатых структур, который дополнительно усиливает трещиноватость пород, благоприятную для отложения руд. Важную роль играет также позиция в складчатой структуре, от которой зависит морфология гранитной кровли [19]. Оптимальная её форма возникла в осевой части антиклинальной складки 2-го порядка на Вознесенском месторождении, где компактные залежи богатых руд сформировались над гребневидным гранитным выступом, который фокусировал поступающие сквозь него флюиды в узкий поток среди макробрекчий. Редкометалльно-флюоритовые залежи имеют форму крупных рудных столбов, удлинённых по простиранию. Образованию богатых руд способствовало наличие непроницаемых экранов в виде перекрывающих известняки сланцев и пологого надвига.

Среди полого ($\sim 45^\circ$) залегающих пород в крыле синклинали Пограничного месторождения на морфологию гранитов и рудных залежей в первую очередь влияли послонные трещины. Это обусловило формирование относительно широкого гранитного купола с апофизами в виде силлов. Поток флюидов, просачивающихся по сети вертикальных и пологих трещинных зон, был рассеян по более обширному объёму вмещающей толщи. Рудные залежи в форме послонных линз имеют значительное протяжение по падению и простиранию в соответствии с падением пологой кровли гранитов. Участки наиболее богатых руд локализованы вблизи апикального выступа гранитов под слабопроницаемыми сланцами.

Изучение типоморфных свойств флюорита [19], текстурно-структурных особенностей руд, изменений концентраций в них флюорита позволило установить, что, во-первых, рудные залежи формировались при наличии перекрывающего экрана (сланцы, надвиги), во-вторых, процессы рудообразования протекали в условиях относительно повышенных ($500\text{--}170^\circ$), постепенно снижающихся температур при колебании кислотности-щелочности среды и высокой активности фтора [18, 19, 42]; давление в системе составляло $480\text{--}640$ бар [24]. Анализ флюидных включений во флюоритах свидетельствует о сложных физико-химических условиях флюоритообразующего процесса на месторождениях. Гидротермальные растворы, отлагавшие флюорит, имели преимущественно хлоридно-магнезиально-натровый, иногда с хлоридами калия и железа, состав; концентрация со-

лей в растворах менялась – наблюдается общее уменьшение концентрации с падением температуры образования флюоритов различных генераций. Особенности растворов, формировавших флюорит апокарбонатных руд, – наличие в них углекислоты [8].

ХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО И ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для петрохимической характеристики гранитов Вознесенского комплекса использованы авторские и опубликованные анализы [11, 27, 30, 38, 43]. По соотношению кремнезёма и суммы щелочей [7] биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты мало различаются между собой и относятся преимущественно к субщелочным разностям гранитов, частично (вторые) – лейкогранитов, близких к аляскитам. Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) в обеих разновидностях гранитов составляет $8.3\text{--}9.3\%$, SiO_2 – $69.18\text{--}75.42\%$; породы резко обеднены кальцием и относительно обогащены глинозёмом. Однако по другим компонентам различия чёткие: в биотит-протолитионитовых гранитах Na заметно преобладает над K (рис. 3), они обеднены элементами темноцветных минералов (Ti, Fe, Mn, Mg) и по своему составу отвечают типичным редкометалльным плюмазитовым разностям гранитов, по Л.В. Таусону [44].

Преобладание натрия над калием объясняется, по-видимому, тем, что граниты интенсивно альбитизированы: даже на глубине 1200 м альбитизация проявлена весьма сильно. Геохимические особенности биотит-протолитионитовых гранитов выражаются в резко повышенных содержаниях фтора – до 3.7% (в биотитовых – от 817 до 2630 г/т), Li (до 600 г/т), Rb (0.15%) (рис. 4).

Фтор содержится также в кварце гранитов в количестве $0.05\text{--}0.06\%$, в газовой-жидких включениях (ГЖВ) в кварце гранитов (по данным водных вытяжек) – $0.50\text{--}0.54\%$; в твердой фазе ГЖВ в кварце гранитов обнаружен топаз [29]. Таким образом, при формировании биотит-протолитионитовых гранитов фтор играл существенную роль. Наряду с этим, в гранитах содержатся высокие концентрации лития, олова (0.008%), ниобия (0.005%), пентоксида тантала (0.0009%). Всеми исследователями описываемые граниты относятся к редкометалльным гранитам литий-фтористого типа.

Для биотитовых и биотит-протолитионитовых гранитов также установлено резкое различие [31] по содержанию Eu (0.8 г/т в первых и $0.006\text{--}0.076$ г/т во вторых), а соотношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в биотитовых гранитах – 8.2 и $0.9\text{--}2.8$ – в протолитионитовых. Содерж-

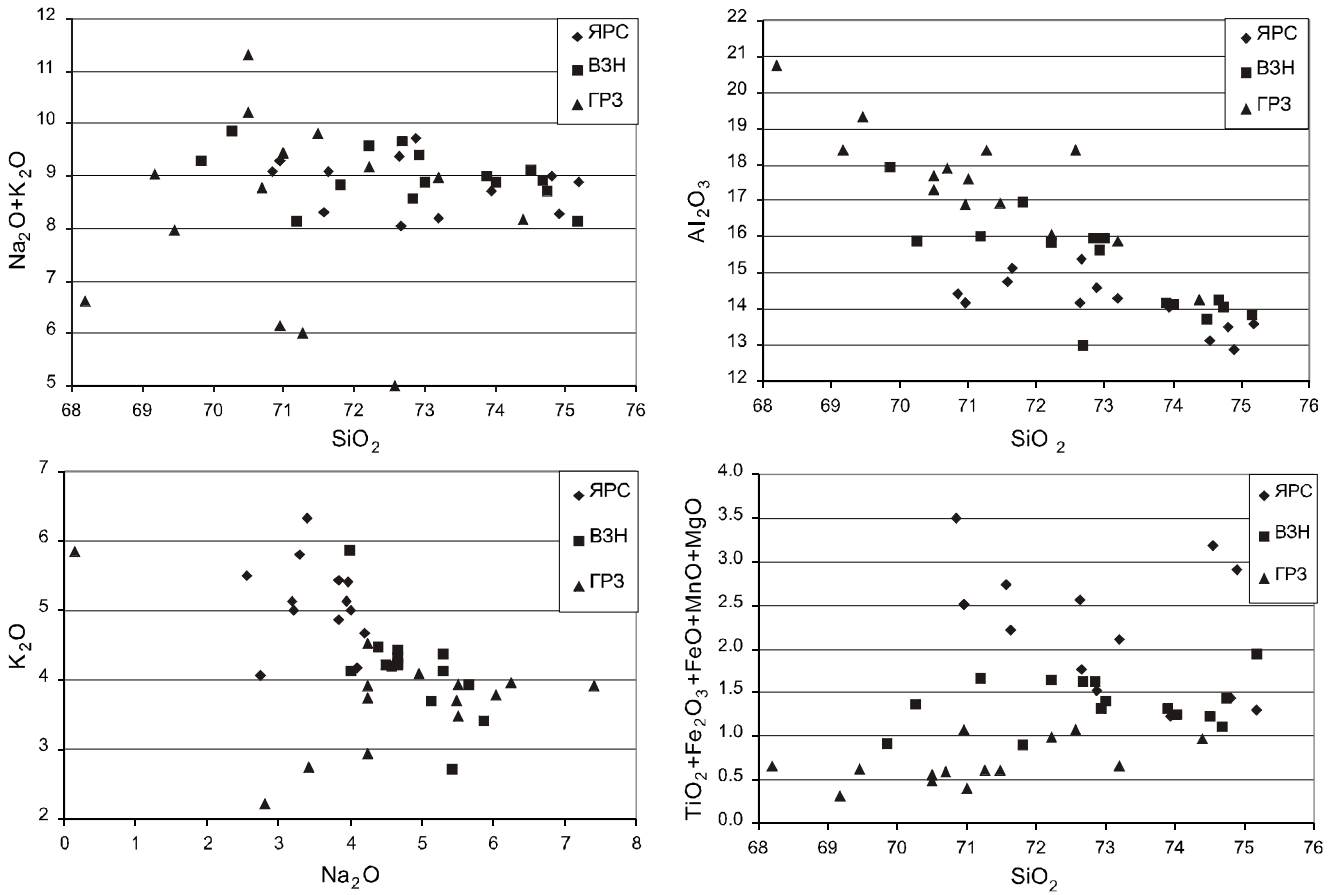


Рис. 3. Содержание (в %) главных компонентов в биотитовых (ЯРС – Ярославский, Первомайский, Чихезский и Березянский массивы) и биотит-протолитионитовых (ВЗН – Пограничный, Вознесенский и Лагерный массивы) гранитах, а также в апогранитных (ГРЗ) грейзенах (частично по альбитизированным гранитам).

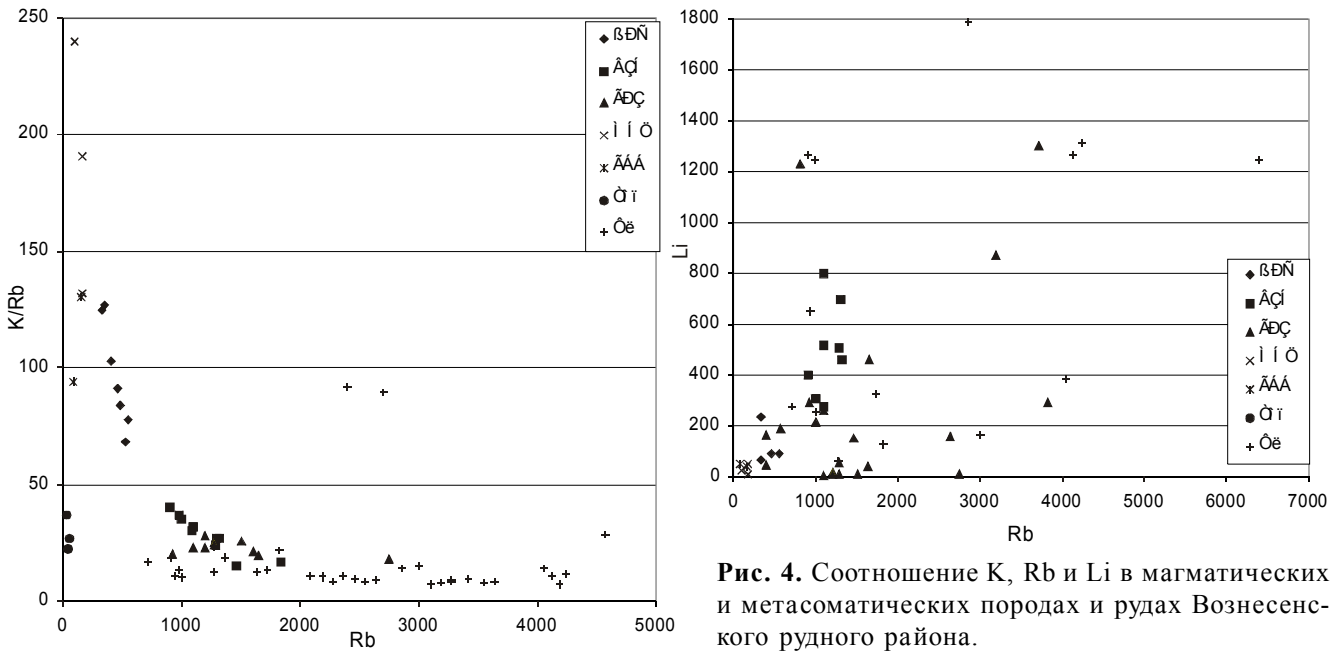


Рис. 4. Соотношение К, Rb и Li в магматических и метасоматических породах и рудах Вознесенского рудного района.

Обозначения пород: ЯРС - биотитовые граниты, ВЗН – биотит-протолитионитовые граниты, МНЦ – монцитониты, ГББ – габброиды, ГРЗ – грейзены (частично по альбитизированным гранитам), Топ – топаз-флюоритовые руды, Фл – апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые руды.

жание Eu в кварце упомянутых гранитов соответственно: 0.073 и 0.009 г/г, соотношение $(La/Yb)_N$ – 7.25 и 4.08–0.59. Эти данные могут свидетельствовать о вероятном образовании гранитов на разных уровнях коры [32] или же о степени их дифференциации. Глубокий европиевый минимум является типоморфным геохимическим признаком рудоносных литий-фтористых гранитов во многих регионах на разных континентах.

Кроме того, с биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами парагенетически связана различная минерализация (см. выше).

Приведенные данные подтверждают, что биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты принадлежат к единому комплексу, но дифференцированы в существенно различной степени. При альбитизации и грейзенизации вариации состава щелочей и глинозёма определяются относительным количеством альбита, слюды и топаза в изменённых разновидностях, что соответствует последовательному развитию постмагматических стадий: ранней щелочной, кислотно-выщелачивания и поздней щелочной.

Соотношение гранитных и базитовых комплексов в какой-то степени характеризуется содержанием в них щелочных элементов. Вариации содержания K, Rb и Li во всех магматических породах района (рис. 4) укладываются в единый тренд, что свидетельствует в пользу того, что габбро-монцонитоидный и вознесенский гранитовый комплексы имеют родственный источник. Антидромный характер эволюции магматизма может быть обусловлен постепенным проникновением магмопроводящих разломов на всё более глубокие горизонты литосферы и вскрытием очагов разного состава по мере консолидации астеносферного клина.

Вознесенские биотит-протолитионитовые граниты были ранее детально изучены в лаборатории изотопных исследований ДВИМСа (Н.С. Герасимов) по образцам М.Д. Рязанцевой. Это позволило высказать некоторые соображения о происхождении этих гранитов [38]: 1) граниты формировались при участии вещества нескольких резервуаров – докембрийских метаморфических пород, вмещающих терригенно-карбонатных толщ кембрия и глубинных флюидов; 2) вслед за внедрением биотит-протолитионитовых гранитов происходило образование редкометалльных альбит-топазовых апогранитных (с танталом) и слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов; 3) установленные повышенные величины начальных отношений (0.736) изотопов стронция в редкометалльных литий-фтористых гранитах позволяют предполагать связь их образования с глубинным диапиром кимберлитоподобной магмы, под действием

тепла и флюидов которого происходило выплавление расплавов в слоях коры различной глубинности и состава. Участие мантийной составляющей в гранитообразующем процессе подтверждается имеющимися [12, 38] и новыми Rb-Sr и Sm-Nd изотопными данными (табл. 2, рис. 5).

Судя по новым данным, биотитовые граниты Ярославского, Чихезского и Первомайского массивов (452–462 млн лет), с одной стороны, и вознесенские биотит-протолитионитовые граниты Вознесенского и Пограничного массивов, (452–467 млн лет) с другой, не принадлежат к последовательным фазам, а являются петрохимическими фациями, сформировавшимися одновременно. В рудных районах, где развиты редкометалльные граниты, например в Забайкалье [5, 6], петрохимический ряд, соответствующий изменению состава между биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами, обычно представляет последовательные фазы внедрения по мере углубления дифференциации магмы. В ВРР массивы разного состава формировались одновременно, а различия в степени дифференцированности и соотношении коровой и мантийной составляющей можно объяснить только различиями в геолого-структурной обстановке формирования биотитовых и биотит-протолитионитовых гранитов.

Массивы биотитовых гранитов, обогащённые коровым веществом ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.708–0.720$, $\epsilon_{Nd} = -5$), локализованы в поднятиях и не имеют глубоких корней, а биотит-протолитионитовые граниты приурочены к опущенным блокам; их формирование связано с каналами, имеющими большую вертикальную протяжённость на глубину, вследствие чего роль мантийной составляющей в них увеличена ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.707–0.708$, $\epsilon_{Nd} = -3.05$).

Оловорудные месторождения касситерит-силикатно-флюоритовой (Ярославское, Первомайское) и касситерит-кварцевой (Чапаевское) формаций, парагенетически связанные с биотитовыми гранитами, по возрасту (456 млн лет) и значению первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ флюоритов (0.709–0.712) не отличаются от одноименных массивов. Концентрация олова при их формировании, возможно, является длительным многоступенчатым процессом. Первоначальное его накопление, возможно, происходило еще в докембрийских гранитах и пегматитах. При их размыве аксессуарный касситерит обогащал раннекембрийские терригенные толщи начальных серий (насыровская свита), из которых олово было затем мобилизовано при ордовикском гранитообразовании.

Ниобий-танталовое оруденение стрюверит-колумбитового типа (440 млн лет, U-Pb метод) генети-

Таблица 2. Возраст и изотопные характеристики магматических пород Вознесенского рудного района.

Массив	Порода	Возраст млн лет	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
Ярославский массив	Биотитовый гранит	414	-5.0	0.7170
Ярославский массив	Биотитовый гранит	455		
Первомайский массив	Биотитовый гранит	462	-5.0	0.7200
Чихезский массив	Биотитовый гранит	452	-5.0	0.7074
Пограничный массив	Протолитионитовый гранит	452	-3.6	0.7084
Вознесенский массив	Протолитионитовый гранит	467	-2.5	0.7073
Сопка Липовая	Монцодиорит	415	-0.4	0.7079
Сопка Москаленкова	Монцодиорит	415	-0.4	0.7077
Сопка Колхозная	Габбро	406	-0.4	0.7077
Сопка Колхозная	Габбро		1.9	0.7069
Дайки	Пикродолериты	405	-3.0	0.7207
Дайки	Пикродолериты		-2.1	0.7068
Дайки	Базальты	347	-3.0	0.7099
Тургеневская свита	Гнейс		-7.6	0.7322

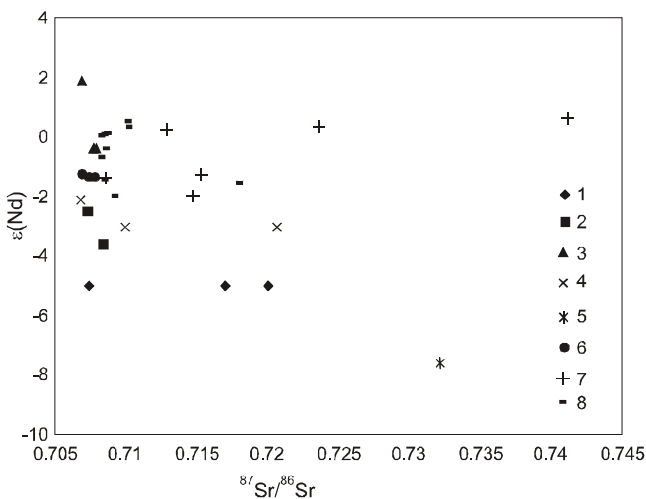


Рис. 5. Изотопные соотношения в магматических породах и рудах Вознесенского рудного района.

Обозначения пород: граниты: 1 – биотитовые и 2 – биотит-протолитионитовые; 3 – монцонитоиды, 4 – дайки пикродолеритов, 5 – гнейсы; флюорит из апокарбонатных редкометалльно-флюоритовых руд месторождений: 6 – Березьянское, 7 – Пограничное, 8 – Вознесенское.

чески связано с биотит-протолитионитовыми гранитами и локализуется в апикальных участках массивов; формировалось на завершающих стадиях интрузивного процесса при переходе к постмагматическому метасоматозу – альбитизации и грейзенизации (кварц-топазовой). Модель формирования этого оруденения – результат кристаллизационной дифференциации, проходившей в краткий по геологическим меркам период [16].

Выше уже упоминалось о парагенетической связи с описываемыми гранитами редкометалльно-флюоритовой минерализации, формирование которой обусловлено процессами поздней грейзениза-

ции, воздействием гидротермальных растворов, насыщенных флюидами и поступавших, скорее всего, из глубинного магматического очага. С этим этапом грейзенизации связано образование линейных зон грейзенов по гранитам и своеобразных апокарбонатных [10] грейзенов по известнякам, представляющих собой слюдисто-флюоритовые с бериллием руды, обогащенные также рубидием, литием, цезием, сосредоточенными в слюдах. Месторождения флюорита уникальны по масштабам и образованию. Вопрос об источнике фтора дискуссионен. Предполагается привнос фтора из мантии, либо заимствование из вмещающих осадочных пород. В пользу последнего предположения свидетельствует повышенное почти в два раза против кларка содержание фтора во вмещающих рудные тела известняках волкушинской свиты нижнего кембрия [37] и обнаруженный в них же первичный ратовкит [1]. На Корейском полуострове в Пхённамской зоне известны в подобных отложениях крупные стратиформные месторождения флюорита и полиметаллов [25].

Редкометалльно-флюоритовые руды (возраст 423 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708\text{--}0.740$) формировались на поздней, более низкотемпературной стадии грейзенизации (флюорит-слюдистой) непосредственно над массивами танталоносных гранитов. Характерная геохимическая ассоциация литофильных элементов в редкометалльно-флюоритовых рудах: F, Be, Li, Rb, Cs, Sn, W, As – определяет их безусловную геохимическую общность с гранитами (рис. 5). Вместе с литофильными элементами накапливается также халькофильная группа (Zn, Pb, Cu), в повышенном количестве присутствующая в углистом веществе вмещающих карбонатно-сланцевых толщ, из которых халькофильные элементы мобилизуются флюидными потоками, сопряженными с развитием гранитно-магматического процесса. Для этих руд характе-

рен широкий диапазон изотопных характеристик флюорита из рудных залежей ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.708-0.740$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.99-0.69$) (табл. 3), указывающий на присутствие как корового, так и мантийного материала.

Примечателен более коровый состав флюорита на верхних горизонтах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$) по сравнению с нижними горизонтами (0.708–0.709), а также более мантийный состав ранних генераций флюорита ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$) относительно его поздних генераций (-0.37– -1.99) (рис. 6). На участие в процессе рудообразования потоков глубинных флюидов указывают положительные значения ϵ_{Nd} в ранних генерациях флюорита.

Главным признаком рудоносных гранитных массивов служит их обогащённость F, Li, Rb, Cs, Be, повышенная щёлочность и лейкократовый облик. Глубокая дифференциация магмы литий-фтористого типа и редкометалльно-флюоритовое рудообразование явились результатом длительного фракционирования магмы при ее движении на протяженном вертикальном интервале. Подобный механизм формирования эндогенного оруденения установлен и для других металлов, например, для урана [34]. Вместе с тем, формирование уникально крупных редкометал-

льно-флюоритовых месторождений нельзя объяснить только дифференциацией известных гранитных массивов Вознесенского комплекса, так как объёмы флюоритовых залежей и интрузивных тел сопоставимы; соответственно сформировавшая их магма не могла вместить наблюдаемое в надинтрузивной области огромное количество фтора. Наиболее вероятным путём образования метасоматических залежей может быть воздействие глубинных флюидов [11], продолжавшееся и после становления дифференцированных редкометалльных гранитных тел, что подтверждается положительными значениями ϵ_{Nd} в ранних генерациях флюорита, почти совпадающими с таковыми монцонитоидов (рис. 6). Длительная открытость протяжённых трещинных каналов, вскрывавших мантийные флюидно-магматические очаги, подтверждается внедрением пострудных интрузий монцонитоидного комплекса (415 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4-1.9$) и даек пикродолеритов (405 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.721$). На генетическое родство гранитного, монцонитоидного и дайкового комплексов указывает очень высокая концентрация F в породах всех трёх комплексов (табл. 1). По-видимому, для крупномасштабного апокарбонатного оруденения Вознесенского рудного поля может быть правомерна модель образования ультраредкометалльных лейкогранитов Рудных гор, предложенная в работе В.Д. Козлова [15], в которой показано, что для формирования высокопродуктивных лейкогранитов благоприятно длительное развитие магматической системы в условиях интенсивного притока глубинных флюидов.

ВЫВОДЫ

По нашим представлениям, формирование мощной рудно-магматической системы ВРР связано с "горячей точкой" – подъемом мантийного диапира, вызвавшего растяжение континентальной коры и заложение рифтогенной континентальной системы 2-го ряда [20], дальнейшее развитие которой сопровождалось подъемом глубинного флюидного потока; всё это инициировало образование гранитной магмы, обогащённой некогерентными (в том числе, редкометалльными) элементами и её глубокую дифференциацию. Гранитные массивы, с которыми связано крупномасштабное флюоритовое и редкометалльное оруденение, сопровождаются внедрением мантийных дериватов, также существенно обогащённых фтором, что подтверждает участие вещества глубинных флюидов в развитии рудно-магматической системы. В зависимости от динамики развития глубоких трещинных структур последовательно вскрывались магматические и флюидные очаги разного состава.

Таблица 3. Изотопные характеристики флюорита из руд Вознесенского рудного района.

Номер образца	Генерация	Глубина, м	Группа	ϵ_{Nd}	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
Пограничное месторождение					
34/2			Эвк	0.69	0.740944
536-4	1			0.38	0.723403
536-32	2			-1.35	0.708469
П-1578	3			-1.99	0.714309
915/98	1			0.31	0.712104
915/71a	3			-1.17	0.709871
Вознесенское месторождение					
688-6			Алб	0.06	0.708135
Вз-0-6ф			Цбр	0.16	0.708496
Вз-75-4	1		ВЗС	-1.42	0.708323
640-5	1	11	ГРТ	0.34	0.710054
528-35	1	125	ЮАП	0.55	0.709978
685-175	1	315	ГРТ	0.10	0.708290
688-10	1	345	ЮАП	-1.95	0.708100
716-26	2	350	ГРТ	-0.68	0.709079
Вз-35-9	3		Прж	-1.54	0.717782
714-91	3		Прж	-0.37	0.708399
Березянский рудопояс					
850-4				-1.33	0.7078
850-8				-1.35	0.7074
850-9				-1.24	0.7069

Примечание. Разновидности флюорита: Алб – в альбитах, Цбр – в цементе брекчии, Эвк – в цементе брекчий с эвклазом, Прж – из поздних прожилков. Местоположение образцов из метасоматических руд: ВЗС – северный фланг, ГРТ – главное рудное тело, ЮАП – южная апофиза.

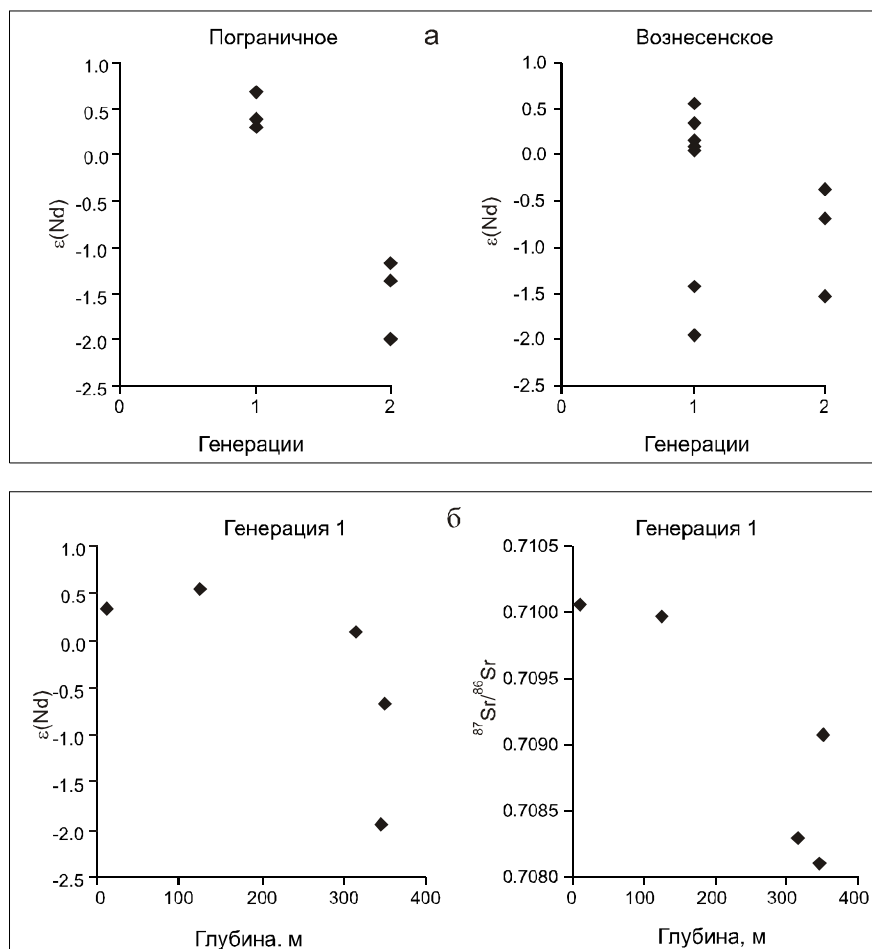


Рис. 6. Вариации ϵNd в генерациях флюорита Вознесенского и Пограничного месторождений (а); вариации ϵNd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в 1-ой генерации флюорита Вознесенского месторождения на разных горизонтах (б).

Решающим тектоническим фактором, обеспечившим поступление мантийного вещества и образование уникально крупных месторождений ВРР, служит его позиция на пересечении региональных глубинных разломов, фиксирующихся зонами повышенной трещиноватости. Основная роль принадлежит широтной Кавалеровско-Дальнегорской сквозной зоне, выделяемой по ряду прямых и косвенных признаков разными авторами (Томсон, Фаворская, Баскина) и протягивающейся до западного Приморья. Подобные линеаменты принадлежат к глобальной ортогональной системе [15]. В ВРР наличие этой зоны подтверждается крупной субширотной зоной повышенной трещиноватости, выделенной А.А. Рязанцевым [35]. На восточном своем продолжении эта структура совпадает с линейным широтным полем повышенного теплового потока [22]. По западной границе ВРР проходит выделенная по геофизическим данным зона разломов меридионального направления. Узлы пересечения СЗ и СВ зон трещиноватости с широтной сквозной структурой, вероятно, своими корнями уходят в верхнюю мантию, обогащен-

ную некогерентными элементами. Таким образом, масштаб рудогенеза связан с особенностями глубоких геосфер, вплоть до ядра [45].

Подъем диапира, сопровождавшийся потоком глубинных флюидов, инициировал интенсивный гранитный магматизм с максимально глубокой дифференциацией расплавов и кристаллизацией на завершающих фазах гранитов литий-фтористого типа и обеспечил поступление больших масс F, Be, Li, а также Ta, Nb, Sn, полиметаллов. В свою очередь, благоприятное сочетание литолого-стратиграфических и структурных факторов создало эффективные геохимические барьеры, которые способствовали осаждению главных в сырьевом потенциале ВРР полезных компонентов. Основную роль в формировании рудной минерализации ВРР сыграли: а) развитая сеть мощных трещинных зон, вплоть до зон брекчирования пород, опережающих региональные разломы, которые играли роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов, экранированных непроницаемыми пластами и зонами местных разломов; б) присутствие в стратиграфическом разрезе мощной пачки

органогенных битуминозных известняков, явившихся эффективным геохимическим барьером и благоприятной вмещающей средой для метасоматических залежей, свойственных данной формации; в) развитие рудно-магматической системы в связи с интенсивным потоком глубинных флюидов и проявление гранитного магматизма в условиях узкого, но протяжённого по вертикали канала, что обеспечило максимально полную дифференциацию расплавов, завершающуюся кристаллизацией гранитов литий-фтористого типа, и продолжительное поступление глубинных щёлочно-фторидных растворов, помимо отделившихся от формировавшихся редкометалльных интрузий.

Выделяется два этапа формирования редкометалльного оруденения в рудном поле: сравнительно краткий этап образования стрюверит-колумбитовых руд в апикальных частях гранитных массивов, как итог кристаллизационной дифференциации крупного магматического очага, и гораздо более протяжённый этап образования крупномасштабных залежей Li-Be-флюоритовых руд при участии потоков глубинных (мантийных) флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64292).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинковоколчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32, № 5. С. 46–58.
2. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
3. Бажанов В.А. Основные черты геологии и металлогении Ханкайского массива // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 114–133.
4. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
5. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. М.: Недра, 1979. 280 с.
6. Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 68–87.
7. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
8. Бредихина С.А. Физико-химические особенности образования флюорита из месторождений Вознесенского рудного поля (Приморье) // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 78–86.
9. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / Авт.: А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1975.
10. Говоров И.Н. Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 522–530.
11. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. Ч.1. Вознесенский рудный район. С. 9–94.
12. Говоров И.Н., Благодарёва Н.С., Журавлёв Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 60–69.
13. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1977. 230 с.
14. Козлов В.Д. Геохимические и геодинамические предпосылки формирования редкометалльных рудоносных гранитов Богемского массива Центральной Европы // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 5. С. 667–671.
15. Космогеология СССР / Под ред. В.Н. Брюханова, Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1987. 240 с.
16. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–30, № 2. С. 26–34.
17. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 3–14.
18. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье, Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 5. С. 442–455.
19. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Свойства флюорита и условия образования бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 6. С. 540–554.
20. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. №2. С. 3-16.
21. Материков М.П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород // Сов. геология. 1961. № 9. С. 96-107.
22. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. Колл. авт. под ред. Фаворской М.А. М.: Наука, 1977. 204 с.
23. Петрищевский А.М. Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 100-111.
24. Порывкин Д.С., Никитин А.А., Николаев В.А., Шкурко Э.И. Термобарические условия образования слюдисто-флюоритовых месторождений Приморья // Тез. докл. V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. С. 60–63.
25. Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1995. 42 с.
26. Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения // М.: Недра, 1980. 152 с.
27. Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности // М., 1960. 358 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып 33).

28. Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 73–85.
29. Руб М.Г. Рудоносные гранитоидные комплексы ранне-среднего палеозоя // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 44–82.
30. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 57–67.
31. Руб А.К., Руб М.Г. Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношении с оруденением // Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. С. 40–74.
32. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометальных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 43–67.
33. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. М.: Недра, 1983. С. 30–55.
34. Рыбалов Б.Л., Омеляненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1988. 275 с.
35. Рязанцев А.А. Структурный, магматический и литологический контроль оруденения в Вознесенском рудном районе Приморья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1973. 30 с.
36. Рязанцева М.Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродоковских гранитов южной части Ханкайского массива // Изверженные породы Востока Азии. М.: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 69–73.
37. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра, 1992. 158 с.
38. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60–73.
39. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 11–26.
40. Рязанцева М.Д. Геодинамические обстановки формирования структурных зон Приморья и связанный с ними магматизм // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы V Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 2001. С. 6–9.
41. Рязанцева М.Д. Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ДВММСа, 2002. С. 67–75.
42. Соколов С.В., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Минералого-геохимическая и температурная зональность Вознесенского редкометально-флюоритового месторождения (Приморье) // Отеч. геология. 2002. №5–6. С. 17–21.
43. Сырицо Л.Ф., Рязанцева М.Д., Волкова Е.В., Топорский В.Н. Новые данные о геохимических особенностях интрузивных образований Вознесенского рудного района (Приморье) и некоторые проблемы их петрогенеза // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 89–97.
44. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
45. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли / Отв. ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1985. 325 с.

Поступила в редакцию 23 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

M.D. Ryzantseva, I.I. Kupriyanova, B.V. Belyatsky, R.Sh. Krymsky, Ye.P. Shpanov

Age and genetic correlations between magmatic rocks and rare metal fluorite mineralization in the Voznesenka ore district (Primorye)

Basing on the previous and recent geological, isotope, petrochemical, and mineralogical data, the sequence and formation conditions of the Voznesenka granitic and mafic magmatic complexes as well as of various types of mineralization dated as Cambrian to Devonian have been specified. The position of the region at the intersection of deep-seated faults that belong to the global fault system superimposed on the continental margin may be considered as a tectonic factor contributing to the formation of major mineral deposits in this area. The magmatic control of mineralization relates to biotite and biotite-protolithionite granites that are the facies formed in different structural conditions. The latter circumstance resulted in a different degree of their differentiation and contamination by crustal and mantle material. Tin-ore deposits (456 Ma) are located in the exocontact parts of biotite granites derived from a magma enriched in crustal material (452–462 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708-0.720$, $e_{\text{Nd}} = -5$). Related to the biotite-protolithionite by granites (452–462 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.707-0.708$, $e_{\text{Nd}} = -3.05$), two stages of ore formation are recognized: (1) formation of struverite-columbite ores (440 Ma, U-Pb) in granitic domes; and (2) formation of large-scale Li-Be-fluorite mineralization with participation of deep fluids flows – a more extended stage: 423 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$ (upper levels) and 0.708–0.709 (lower levels), $e_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$ (early generations of fluorite) and $-0.37- -1.99$ (late generations of fluorite). The long-lived openness of the channels that exposed the mantle-related fluid-magmatic centers is confirmed by emplacement of post-ore intrusions of the monzonitoid complex (415 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$, $e_{\text{Nd}} = -0.4 - 1.9$) and various mafic and ultramafic dikes.