

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ПРИМОРЬЕ)**

*А.А. Орехов**, *Г.А. Гоневчук**, *В.Г. Гоневчук**, *В.А. Лебедев***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Охарактеризованы главные геохимические особенности гранитов (65 ± 2 млн лет) и сопровождающих их грейзенов (63 ± 2 млн лет), расположенных в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома в юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье). Проведено сравнение изученных гранитов и грейзенов с аналогичными образованиями оловянного месторождения Дубровское, локализованного в центральной (на удалении около 50 км от Центрального Сихотэ-Алинского разлома) части этого района. Показано, что охарактеризованные граниты по большинству признаков близки (аналогичны) и, не являясь типичными литий-фтористыми разновидностями, имеют черты редкометалльных лейкогранитов. Их образование объясняется процессами кристаллизационной дифференциации гранитоидной магмы и последующей активизации очагов остаточных расплавов. Возраст лейкогранитов (65–58 млн лет) показывает, что активизация могла быть обусловлена сменой геодинамического режима позднемеловой субдукционной окраины на режим окраины трансформного типа, фиксируемой на этот период в моделях геологической эволюции региона. По геохимическим признакам геодинамический тип исследованных гранитов определен как сложный – внутриплитный или коллизионный. Главной причиной этого предполагаются генезис и эволюция магматических расплавов в зоне глубинного разлома на границе разных по составу литосферных блоков – Самаркинского и Журавлевского террейнов.

Ключевые слова: граниты редкометалльные, генезис, рудоносность, олово, Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших целей исследования металлогении рудных районов, по мнению И.Н. Томсона [14], – “выяснение условий, определяющих концентрацию оруденения” – предполагает изучение магматических ассоциаций, выделение в них генетических групп – магматических комплексов с последующей оценкой их потенциальной (и реальной) рудоносности. Такие исследования особенно необходимы в районах длительного развития, где представлены разновременные магматические образования, имеющие разную металлогеническую специализацию. Одним из примеров является рассматриваемый нами Кавалеровский рудный район в Приморье. Здесь магматическая ассоциация сформировалась во временном интервале от 115 до 35 млн лет [3, 9, 11], а профилирующим считается оловянное оруденение, с которым сосуществуют свинцово-цинковая, медно-золотая, сурьмяная минерализация. Несмотря на вы-

сокую степень изученности района, вопрос о связи процессов рудообразования с магматизмом остается дискуссионным.

Для районов с профилирующей оловянной минерализацией задача выявления рудоносного магматического комплекса наиболее достоверно решается посредством определения принадлежности его гранитной фазы к одному из типов редкометалльных гранитов. Такие граниты, почти всегда присутствующие в оловянных районах, характеризуются повышенными концентрациями рудных и летучих компонентов и сопровождаются грейзенами.

В Кавалеровском рудном районе “редкометалльные граниты”, наличие которых предполагалось по геофизическим данным, были выявлены при бурении глубоких (более 1 км) скважин. По разным причинам они остались недостаточно изученными. Результаты, полученные нами при проведении исследований в юго-западной части Кавалеровского района, где по-

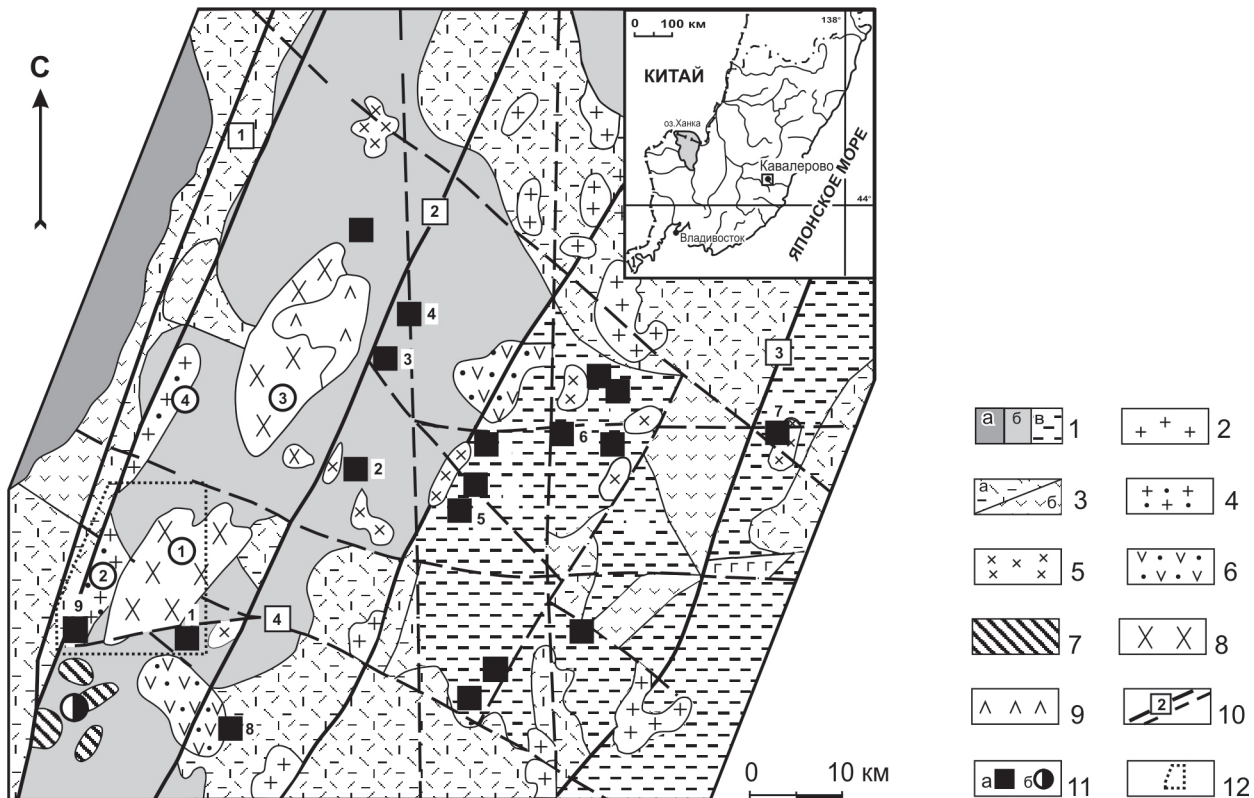


Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района (по [3]).

1 – терригенные (аккреционные) комплексы Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а), андезидациты (б) и их туфы (богопольские, дороевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – угловской комплекс: 5 – интрузивная фация, 6 – эффузивная фация; 7 – интрузивные тела гранитоидов золотоносной ассоциации Порубско-Соболиного ареала; 8–9 – трахиандезит-монзонитовый (березовско-араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский; 11 – проявления минерализации: а – оловянной (месторождения, рудопоявления), в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; рудопоявления: 8 – кл. Кривого, 9 – кл. Фановского; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – границы рисунка 2.

На схеме цифрами в кружках обозначены интрузивные массивы: 1 – Араратский, 2 – Антоновский, 3 – Березовский, 4 – Шумнинский.

добные (по мнению В.К. Финашина, аналогичные [18]) граниты слагают Антоновский массив в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, должны восполнить этот пробел.

ОБЪЕКТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сведения о присутствии редкометалльных гранитов (лейкогранитов) в Кавалеровском рудном районе были приведены в публикации В.В. Анахова [1], а затем в ряде публикаций В.К. Финашина [16–18]. Все они характеризуют лейкократовые с биотитом, иногда с реликтами роговой обманки, граниты месторождения Дубровское, расположенного в центральной части района на удалении 30 км от зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома

(рис. 1). Здесь граниты были обнаружены при бурении скважин на глубине 900–950 м от поверхности. В одной из скважин (№ 13108) они вскрыты на глубину 168 метров от кровли массива, где почти повсеместно интенсивно окварцованы и грейзенизированы. Участки с относительно слабыми изменениями наблюдались лишь в 70-ти метрах по восстанию от забоя скважины, где граниты представлены полнокристаллическими порфировидными разностями. Порфировые выделения сложены кислым, редко зональным плагиоклазом, ортоклазом и биотитом. Последний всегда в той или иной степени замещен хлоритом. По описанию В.К. Финашина, биотит в гранитах иногда обрастает сидерофиллитом и протолитионитом. Акцессорные минералы – флюорит, апатит и ор-

Таблица 1. Химический состав лейкократовых гранитов и грейзенов Дубровского месторождения [18].

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ф-788/1	Ф-788/9	Ф-893/50	Ф-893/51	Ф-893/54	Ф-893/56	Среднее из 2 ан.	Среднее из 3 ан.
SiO ₂	76,40	75,70	75,79	75,40	74,09	75,74	78,62	92,96
TiO ₂	0,09	0,10	0,11	Сл,	Сл,	Сл,	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	12,53	12,60	12,01	12,48	12,39	12,04	8,42	0,10
Fe ₂ O ₃	0,57	0,56	0,11	1,45	1,82	0,72	2,50	0,66
FeO	0,90	1,14	2,25	1,34	2,16	2,42	2,43	4,15
MnO	0,02	0,04	0,02	0,04	0,06	0,04	0,08	0,05
MgO	0,26	1,03	Сл,	0,42	0,34	0,37	Сл,	0,32
CaO	0,61	0,93	0,94	0,90	0,90	0,79	0,75	0,77
Na ₂ O	3,55	3,24	3,59	3,46	3,17	3,36	2,00	0,29
K ₂ O	3,90	3,60	4,40	4,26	4,45	4,15	3,96	0,18
H ₂ O [*]	0,97	1,07	1,11	0,45	0,91	0,55	0,93	0,52
P ₂ O ₅	Сл,	0,19	0,02	0,04	0,04	0,01	0,05	0,07
F	0,08	0,14	0,19	0,19	0,06	0,13	0,33	0,48
Сумма	99,85	100,28	100,46	100,32	100,32	100,25	100,17	100,41
Ni	9	6	4	6	8	21	29	155
Co	-	-	-	-	-	2	6	21
Cr	9	6	18	17	14	20	57	179
V	9	3	3	4	-	13	6	10
Cu	5	2	17	10	15	43	38	135
Sn	3	6	2	2	-	5	22	17
Pb	51	14	20	15	-	36	31	43
Zn	66	17	46	21	10	36	152	98
B	17		8	-	-	16	10	6
Bi			Среднее содержание 1,4				11	1167
Mo			Среднее содержание 1,8				15	587
Ag	0,095	0,1	0,006	0,06	-	0,06	0,22	2,8
Ga	27	8						

Примечание. Здесь и далее в таблицах содержание окислов и фтора – в весовых %, микроэлементов – в г/т. Прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода, пропуск – данные отсутствуют. Анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–2 – гранит-порфиры; 3–6 – лейкократовые граниты; 7 – измененные гранит-порфиры с сидерофиллитом; 8 – кварцевый грейзен.

тит. По химическому составу (табл. 1) эти граниты “хорошо сопоставимы со средним составом редкометалльных лейкократовых гранитов” [18, с. 46], но отличаются от них повышенными содержаниями никеля и хрома и пониженными – олова, молибдена и фтора. По мнению В.К. Финашина, это связано с выносом элементов из внутренней части интрузива и их накоплением в зоне эндо- и экзоконтакта. Преобладающий тип изменений – окварцевание разной степени и грейзенизация, вплоть до образования мусковит-кварцевых грейзенов. В грейзенизированных породах часто присутствуют кварцевые, полевошпатово-кварцевые, флюорито-кварцевые прожилки с молибденитом, касситеритом, сульфидами меди и пиритом. Как “экзотические”, отмечены сидерофиллит-хлоритовые зоны изменения в гранитах (“темные грейзены”). В целом тип минерализации соответствует редкометалльно-оловянному. Содержание Sn – до 1 %, Bi – 0,1–0,2 %, Mo – 0,01–0,04 %.

Рассматривая магматизм района в целом, В.К. Финашин [18], со ссылкой на одного из авторов этой публикации, отметил, что аналогами гранитов Дубровского месторождения могут быть “лейкократовые граниты в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва” (с. 49). При этом имелись в виду граниты Антоновского массива, с которыми связаны зоны оловянных грейзенов с молибденитом, разведывавшиеся в шестидесятые–семидесятые годы прошлого столетия (рис. 2).

В процессе детальных металлогенических исследований в юго-западной части Кавалеровского рудного района, где в конце восьмидесятых годов было открыто, а чуть позднее отработано крупное оловянное месторождение Искра [7], нами проведено дополнительное изучение указанных – антоновских – гранитов.

Исследованные граниты слагают южную часть интрузива, вытянутого вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома более чем на 35 км при

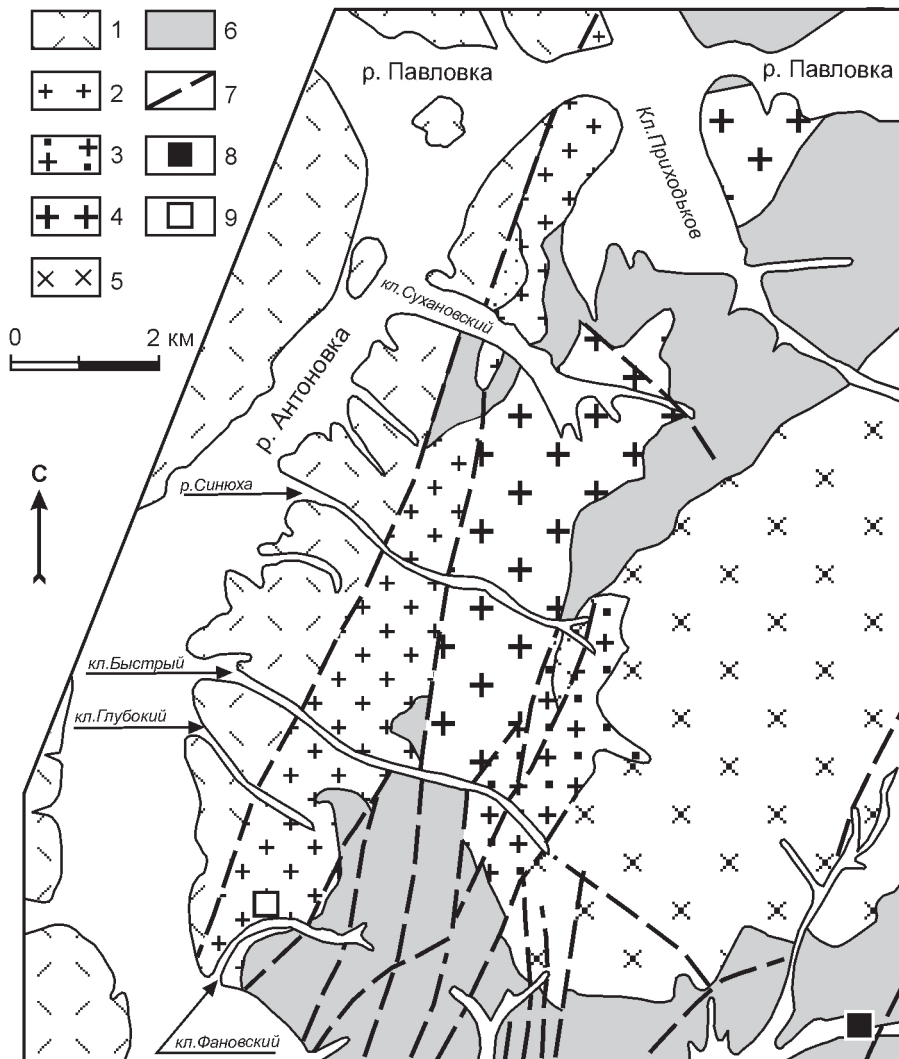


Рис. 2. Геологическая схема района исследований.

1 – риолиты, дациты, дациандезиты и их туфы (богопольская, дорофеевская, сияновская свиты), 2 – антоновские мелкозернистые лейкократовые граниты; 3 – антоновские порфиroidные граниты; 4 – шумнинские среднезернистые биотитовые граниты; 5 – березовско-араратский комплекс, интрузивная фация; 6 – терригенный комплекс Журавлевского террейна; 7 – разломы; 8 – оловорудное месторождение Искра; 9 – рудопроявление Фановское.

средней ширине около 3 км. Здесь преобладают мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты, которые к северу и северо-западу сменяются (контакт не установлен) среднезернистыми биотитовыми (иногда с роговой обманкой) гранитами. Среднезернистые граниты доминируют в северной (к северу от долины р. Павловки) части интрузива. Она, условно, выделяется в качестве Шумнинского массива. Геологические взаимоотношения перечисленных выше разновидностей (среднезернистые граниты прорываются мелкозернистыми) подтверждены изотопно-геохронологическими данными (табл. 2). Полученные результаты позволяют считать их фазами одного магматического комплекса.

Отметим, что граниты Антоновского массива весьма неоднородны по текстурно-структурным и минералого-геохимическим признакам. Эта характерная особенность гранитов, формирующихся из насыщенных флюидами магм, подчеркивает право-

мерность исследования антоновских гранитов как гранитов “редкометалльных”. Более весомым доказательством их принадлежности к этому типу могут быть особенности химического состава гранитов (табл. 3) и сопровождающих их грейзенов (табл. 4). Рассчитанный по этим данным главный редкометалльный индекс [12] для гранитов Антоновского массива – ≥ 10000 , а для биотитовых гранитов Шумнинского массива – около 1000.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изотопного датирования, в целом, подтверждают правомерность отмеченного выше предположения о возрастной аналогии антоновских и дубровских гранитов. Определенный нами изотопный возраст антоновских гранитов (65 ± 2 млн лет) близок возрасту гранит-порфиров и гранитовых аплитов (лейкогранитов) Дубровского месторождения [15]: $69, 61 \pm 4$ и $58, 57 \pm 3$ млн лет, соответственно.

Таблица 2. Результаты изотопного (К-Аг) датирования магматических пород и метасоматитов.

№ п/п	Анализир. материал. Авт. №	Калий, % ± σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2 σ	Объект, порода
1	Биотит ГВ-725	6,41±0,06	34,50±0,15	76,0±1,5	Шумнинский м-в. Среднезернистый гранит наименее измененный.
2	Биотит ГВ-722	6,33±0,07	31,85±0,14	71,1±1,7	То же. Гранит слабо грейзенизированный, альбитизированный.
3	Биотит А-185	6,08±0,06	28,1±0,5	65,0±2	Антоновский м-в., кл. Фановский, правый борт западнее рудопроявления. Обогащенный биотитом м/з гранит.
4	Порода ГВ-1368 (ГВ-275/1)	1,46±0,02	6,50±0,04	63,0±2	Антоновский массив, кл. Фановский, правый борт, рудопроявление. «Темный». Грейзен (сидерофиллитовый).
5	Биотит хлоритизированный ГВ-35	2,03±0,03	11,20±0,14	78,0±3	Южная часть Араратского массива. Апогранит с турмалином и хлоритизированным биотитом.
6	Биотит ГВ-158	6,79±0,07	49,90±0,17	103±2	Соболиное – Порубский. Гранит

Примечание. Исследование проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ. Содержание калия определялось методом пламенной спектрометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\beta^-} = 4.962 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Датировка 69 ± 4 млн лет в пределах точности метода может сопоставляться с датой для слабо грейзенизированных и альбитизированных шумнинских гранитов (табл. 2, ан. № 2). Сопоставляя в деталях наши результаты с данными И.Н. Томсона с соавторами [15], необходимо иметь в виду, что возраст «дубровских» гранитов определен «по валу» и с большой вероятностью может быть заниженным. Например, определенный аналогично возраст «темных» (сидерофиллитовых) грейзенов Антоновского массива составляет 63 ± 2 млн лет против 65 ± 2 млн лет для гранитов, хотя по петрологическим признакам он должен быть аналогичным.

Для сопоставления геохимических признаков пород исследуемых объектов нами использованы диаграмма нормативного состава (Q-Ab-Or) с выделением полей разных по составу редкометалльных гранитов [5], и диаграмма J. Maeda [21], с выделением полей А, S и I- типов гранитоидов.

На диаграмме соотношения нормативных составов гранитоидов в системе кварц-альбит-ортоклаз (рис. 3) большинство фигуративных точек исследуемых объектов попадают в поле двушпатовых и моношпатовых аляскитов. Исключение составляют точки среднезернистого, обогащенного биотитом гранита кл. Фановского (Антоновский массив) и крупнозернистого биотитового гранита Шумнинского массива, которые расположены в поле микроклин-альбитовых разновидностей. Грейзенизация смещает фигуративные точки гранитов в поле калишпатовых, обогащенных кварцем гранитоидов.

Лейкократовые граниты Дубровского месторождения в использованных дискриминантных признаках не отличаются от гранитов Антоновского массива. Аналогичными являются и тренды их грейзенизации.

В целом же граниты и Антоновского, и Дубровского массивов, по их положению на диаграмме, могут рассматриваться как результат кристаллизации нормальной гранитной эвтектики – стандартный геохимический тип, по В.И. Коваленко [5].

Исходя из положения фигуративных точек на диаграмме J. Maeda [21], граниты Шумнинского массива можно отнести к S-типу (рис. 4), а антоновские и дубровские – к А-типу гранитоидов. Фигуративные точки грейзенизированных разновидностей гранитов Антоновского массива смещаются в поле гранитоидов S-типа. Это исключает возможность того, что «А-тип», в данном случае, может быть следствием постмагматического изменения гранитов. В то же время, этого нельзя утверждать по отношению к гранитам Дубровского месторождения, поскольку грейзенизация здесь смещает фигуративные точки в поле А-типа. Отметим, что содержание галлия (>25 г/т) и его соотношение с алюминием ($10000 \text{ Ga/Al} > 2,5$), рассматриваемые как типоморфные признаки гранитов А-типа [23], в два раза ниже типового в порфиридных гранитах Антоновского массива и близки к типовому – в среднезернистых разновидностях. Для гранитов Дубровского месторождения необходимые для сравнения по этим параметрам данные отсутствуют.

Таблица 3. Химический состав пород Антоновского и Шумнинского массивов.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	A-193	A-195	A-196	ГВ-67	ГВ-260	ГВ-252	A-143	A-143/1	A-185	ГВ-722	ГВ-725	ГВ-727
SiO ₂	76,10	76,50	76,50	76,00	76,65	75,95	75,74	75,05	71,60	69,15	69,58	69,60
TiO ₂	0,06	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,15	0,35	0,02	0,25
Al ₂ O ₃	11,94	11,60	11,93	12,60	12,64	13,19	13,27	15,52	11,93	15,46	15,51	15,94
Fe ₂ O ₃	0,45	0,68	0,84	1,03	1,09	1,16	0,24	0,15	2,84	1,43	0,10	1,30
FeO	0,57	0,38	0,38	0,62	0,01	0,37	1,17	0,25	1,91	1,73	0,07	1,09
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,07	0,12	0,06	0,09
MgO	0,72	0,60	0,60	0,75	0,01	0,01	0,06	0,03	0,60	0,63	0,00	0,35
CaO	0,50	0,84	0,67	0,79	0,01	0,17	0,50	0,30	1,00	1,50	0,18	1,62
Na ₂ O	3,84	3,91	3,53	3,61	2,77	4,03	3,72	3,22	4,23	4,30	2,63	4,67
K ₂ O	4,31	4,21	3,92	4,33	4,82	4,29	5,01	4,52	3,72	4,10	9,38	3,72
H ₂ O общ.	0,33	0,24	0,25	0,40	2,18	0,20	0,71	0,99	1,59	0,23	2,20	0,35
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,04	0,01	0,01	0,09	0,09	0,09	0,06
F	0,12	0,14	0,22	0,20	0,10	0,20	0,27	0,05	0,59	0,11	0,02	0,10
Сумма	99,63	99,78	99,59	100,42	100,42	99,70	99,99	99,90	99,73	99,81	99,84	99,85
Ni	-	-	-	4	6	4	-	-	3	6	2	-
Co	-	-	-	2	1	5	-	-	-	3	4	-
Cr	-	-	-	13	-	4	-	-	-	12	4	7
V	≤ 3	5	≤ 3	7	3	-	16	3	3	48	2	31
Cu	35	25	40	17	6	10	15	40	75	12	8	7
Sn	3	3	3	3	7	24	17	9	14	30	9	43
Pb	15	27	20	36	105	74	40	120	16	170	46	32
Zn	≤ 30	≤ 30	≤ 30	24	150	61	96	96	89	93	5	40
B	5	5	5	4	34	20	150	35	7	13	9	6
Mo	-	-	-	8,5	3,0	2,5	≤ 1	2,1	6,2	-	-	-
Ag	-	-	-	0,02	20	22	0,09	2,80	0,25	>10	0,08	1,70
Ga	9	13	11		20	22	22	26	23	23	17	
Rb	195	206	181	250	643	736	435	480	467	344	458	334
Sr	26	28	50	15	11	5	66	30	21	96	59	110
Ba	69	68	156	47	65	17			75	154	125	
Zr	79	66	63	95	98	100	136	110	217	278	17	154
Nb	32	25	19	35	57	71	35	58	174	34	5	27
Y	43	34	21	32	35	50	57	91	243	120	10	94
Li	20	22	17		28	155			178	50		30

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–9 – Антоновский массив, в т.ч.: 1–5 – мелкозернистые порфировидные граниты с разным количеством биотита, верховья кл. Быстрого (1–4), рудопроявления в правом борту кл. Фановского (5); 6 – полнокристаллический, относительно равномернозернистый гранит с биотитом (протолитионитом), рудопроявление кл. Фановского; 7 – то же, слабо мусковитизированный, биотит замещен хлоритом (гидробиотитом); 8 – аплитовый гранит из дайки, рвущей равномернозернистые граниты; 9 – обогащенный биотитом гранит вблизи контакта с вмещающими осадочными породами; 10–12 – Шумнинский массив: 10 – типичный среднезернистый биотитовый гранит незначительно измененный (альбитизация, грейзенизация), 11 – шпировый пегматит в с/з граните, 12 – мелкозернистый биотитовый гранит из дайки, рвущей среднезернистый гранит.

Отношение Rb/Sr, которое [6] является критерием для разделения “обычных” и “редкометалльных” гранитов (< 0.7 – обычные, $0.7 - 7.0$ – переходные и > 7.0 – редкометалльные), характеризует антоновские лейкограниты как редкометалльные, а шумнинские – как переходные.

Определяя геохимический тип исследованных нами гранитов Антоновского массива, отметим также, что в сравнении с типичными редкометалльными литий-фтористыми гранитами они имеют более низкое содержание гафния (10 и 4 г/т) и, соответственно, более высокое отношение Zr/Hf (< 10 и > 20).

Распределение редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов (табл. 5, рис. 5), в целом, характеризуется наклонной кривой с преобладанием легких РЗЭ (среднее $(La/Lu)_N = 5,5$), что более свойственно гранитам стандартного геохимического типа. Однако в типичных лейкогранитах Антоновского массива это отношение в среднем понижается до ≤ 3 , что характерно для редкометалльных литий-фтористых разновидностей [6]. Исключение составляют обогащенные биотитом граниты эндоконтактной зоны массива (см. № А-185, табл. 2, 3, 5), которые по высокому содержанию РЗЭ и их тренду близ-

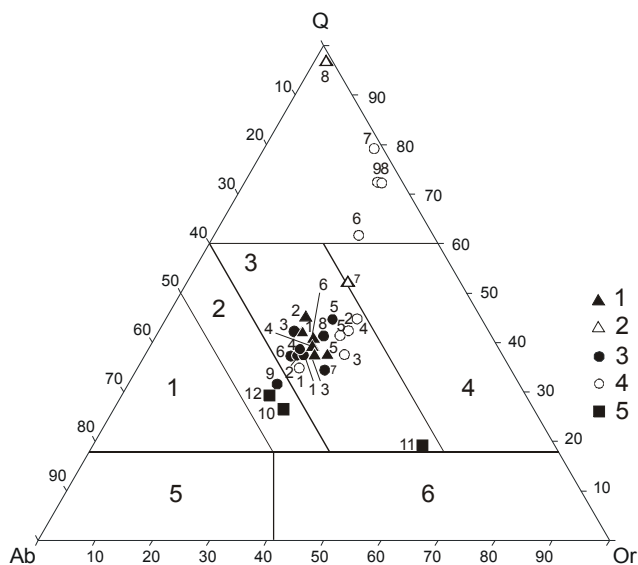


Рис. 3. Соотношение нормативных составов гранитоидов в системе Q-Ab-Or.

1–2 – Дубровское месторождение: 1 – гранит-порфиры и лейкократовые граниты, 2 – грейзенизированные граниты; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные граниты, 4 – грейзенизированные граниты; 5 – биотитовые граниты Шумнинского массива. Поля на диаграмме (по [5]): 1 – альбитовые граниты; 2 – микроклин-альбитовые граниты; 3 – двушпатовые и моношпатовые аляскиты и лейкократовые граниты; 4 – калишпатовые моношпатовые гранитоиды; 5 – альбититы; 6 – фельдшпатыды.

Примечание: номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в таблицах: 1–2 – табл. 1; 3, 5 – табл. 3; 4 – табл. 4.

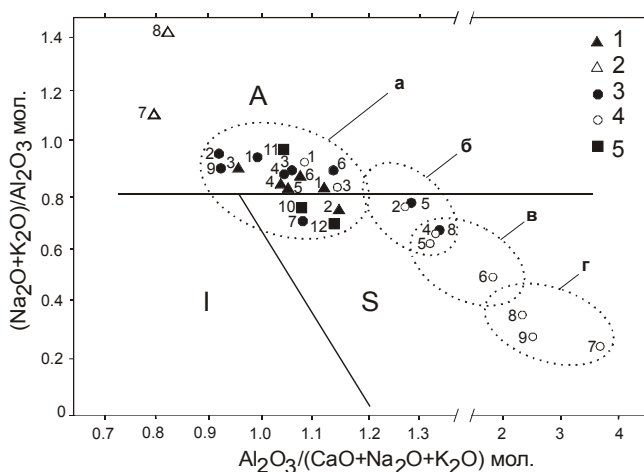


Рис. 4. Типизация гранитоидов по соотношениям щелочей и глинозема (по [21]).

Поля на диаграмме: а – неизменные граниты; б – слабо грейзенизированные граниты; в – грейзены мусковитовые с сидерофиллитом; г – “темные” сидерофиллитовые грейзены. Условные обозначения и примечание см. на рис. 3.

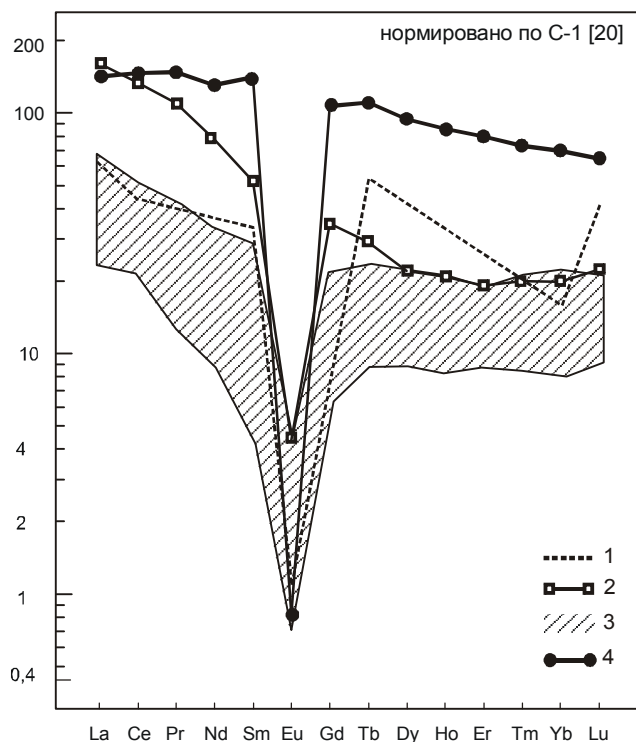


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов.

1 – Дубровское месторождение, граниты; 2 – Шумнинский массив, среднезернистый биотитовый гранит; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные лейкограниты; 4 – обогащенный биотитом гранит (эндоконтактовая фация).

ки биотитовым гранитам Шумнинского массива. Типоморфный признак редкометалльных гранитов – европиевый минимум – отчетливо проявлен во всех исследованных пробах.

Содержание суммы РЗЭ в наиболее распространенных разновидностях гранитов массива – около 100 г/т, что почти в два раза ниже кларка. Еще ниже (около 60 г/т) содержание РЗЭ в поздних аплитах (см. № 5 и 8, табл. 5). В то же время, обогащенные биотитом граниты эндоконтактовой зоны массива (см. № 9) имеют самое высокое (сумма >400 г/т) содержание РЗЭ. Наиболее близки к ним по этому параметру среднезернистые биотитовые граниты Шумнинского массива. Таким образом, в отношении шумнинско-антоновской ассоциации можно говорить о тенденции к понижению содержания РЗЭ в поздних интрузивных фазах, характерной для эволюции обогащенных фтором силикатных расплавов [5, 12].

Распределение других микроэлементов (рис. 6) показывает, что шумнинские граниты имеют геохимическую специализацию по профилирующим в руд-

Таблица 4. Химический состав в разной степени грейзенизированных гранитов Антоновского массива.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	ГВ-255	ГВ-257	ГВ-275	ГВ-258	ГВ-275/1	ГВ-255/1	ГВ-265	ГВ-259	ГВ-43
SiO ₂	75,75	76,50	75,37	76,65	73,11	79,10	79,40	75,91	74,70
TiO ₂	0,04	0,04	0,13	0,04	0,08	0,03	0,09	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	12,59	13,05	12,84	13,77	13,98	11,93	11,30	11,15	11,93
Fe ₂ O ₃	1,70	0,90	1,05	0,65	1,45	1,48	2,65	2,17	1,00
FeO	0,01	0,01	0,38	0,65	1,02	0,57	0,74	3,08	4,90
MnO	0,04	0,01	0,03	0,03	0,14	0,03	0,04	0,09	0,10
MgO	сл.	сл.	0,05	0,14	0,02	сл.	сл.	0,40	0,73
CaO	сл.	0,12	0,25	0,54	0,65	0,27	сл.	0,40	0,67
Na ₂ O	4,03	2,65	2,95	2,25	2,63	1,28	0,08	0,27	0,32
K ₂ O	4,51	5,19	5,47	5,17	4,70	3,76	2,68	3,15	2,92
H ₂ O общ.	0,22	0,47	0,05	0,05	0,09	0,14	0,27	0,06	0,14
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,04	0,02	0,08	0,06	0,01	0,05	0,13
F	0,26	0,14	0,16		0,48	0,85	1,10	0,73	0,32
Сумма	99,50	100,08	99,76	100,37	99,53	100,08	99,53	99,54	99,60
Ni	3	4	3	4	2	4	7	3	4
Co	1	1	-	1	1	1	2	1	1
Cr	5	4	6	5	-	4	-	-	29
V	3	3	-	-	3	3	4	5	135
Cu	6	13	22	20	50	4	56	5000	29
Sn	35	17	5	24	59	34	70	1000	140
Pb	75	120	270	140	34	32	260	48	16
Zn	60	220	98	300	130	56	400	700	170
B	19	26	6	38	28	19	59	59	14
Mo	2,5	2	480	25	2	3,5	40	7	9,5
Ag	0,08	0,19	0,26	0,5	0,23	0,08	10	2,2	0,16
Li	600	40	35	47	72	700	31	140	890
Rb	788	500		677		653			1681
Sr	12	17	-	30	87	10		26	28
Ba	35	44	57	88	66	35		26	-
Zr	85	150	404	115	483	88		101	106
Nb	28	42	33	36	63	47	100	62	79
Y	50	30	36	131	59	40	30	150	117

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1 – крупнозернистый гранит с небольшим количеством биотита, замещенного (внешняя зона) протолитионитом, в микропрожилках – поздняя слюда типа мусковита-протолитионита. Прав. борт р. Синюхи примерно 3,5 км от устья. Пробы 2–5 взяты по правому борту кл. Фановского (рудопоявление): 2 – граниты порфиroidные с очень незначительными вторичными изменениями (преимущественно пелитизация калиевого полевого шпата); 3 – осветленный, грейзенизированный с мусковитом и сидерофиллитом гранит с прожилками кварца с молибденитом; 4 – граниты порфиroidные грейзенизированные, с мусковитом и флюоритом; 5 – сидерофиллит-топазовый (темный) грейзен с единичными кристаллами касситерита в порфиroidных гранитах; 6 – кварц-мусковитовый (?) грейзен без видимого топаза, флюорита, прав. борт р. Синюхи.; 7 – грейзен кварц-сидерофиллит-мусковитовый, прав. борт кл. Фановского; 8 – грейзен кварц-мусковит (± сидерофиллит) -флюоритовый, там же; 9 – грейзен кварц-сидерофиллит-топазовый с флюоритом в порфиroidных гранитах вблизи их контакта (западного) с туфами андезитов, нижнее течение кл. Глубокого. Анализы выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ с использованием методов атомной абсорбции, эмиссионного спектрального и рентгенофлюоресцентного анализа.

ном районе элементам – Sn, Pb, F, которая в последующей фазе антоновских гранитов дополняется специализацией по Cu, Zn, Mo, B. Наблюдающееся понижение содержаний Sn и Pb в антоновских гранитах в сравнении с шумнинскими может быть обусловлено фракционированием этих элементов в грейзенизирующий флюид. Граниты Дубровского массива обнаруживают специализацию по Mo, Ni, F. Эти заключения, особенно в отношении гранитов

Шумнинского массива, из-за ограниченного количества анализов необходимо воспринимать только как предварительные.

По сумме геохимических признаков дубровские и шумнинские граниты с наибольшей вероятностью могут быть отнесены к лейкогранит-аляскитовой петрохимической формации редкометалльных гранитов [8], а антоновские – к субщелочно-лейкогранитовой.

Таблица 5. Содержания редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	A-193	A-195	A-196	ГВ-67	ГВ-260	ГВ-252	A-143	A-143/1	A-185	ГВ-722	466/66
La	13,92	14,46	18,67	7,69	7,14	16,70	19,66	6,75	46,01	49,14	19,00
Ce	35,01	36,03	40,39	52,80	16,00	43,30	40,17	10,42	124,18	107,05	35,00
Pr	4,32	4,35	5,00	2,49	1,43	5,38	5,13	2,42	18,87	13,27	
Nd	16,62	16,79	18,34	8,63	5,09	19,20	19,54	10,14	82,23	45,91	-
Sm	4,73	4,42	3,95	2,51	0,77	5,95	5,32	4,18	28,72	10,08	6,40
Eu	0,15	0,17	0,28	0,05	0,12	0,03	0,37	0,06	0,06	0,32	0,08
Gd	4,81	4,24	3,49	2,82	1,62	6,08	5,47	5,50	29,03	8,88	
Tb	0,92	0,75	0,53	0,65	0,40	1,17	0,90	1,13	5,49	1,36	2,52
Dy	5,75	4,50	2,99	4,84	2,99	7,41	5,41	7,20	31,75	7,06	
Ho	1,23	0,96	0,62	1,08	0,63	1,48	1,00	1,53	6,48	1,48	
Er	3,80	2,90	1,89	3,55	2,34	4,51	2,81	4,10	17,63	3,99	
Tm	0,60	0,44	0,28	0,60	0,37	0,71	0,47	0,70	2,48	0,64	
Yb	4,19	3,06	1,98	4,25	2,56	4,72	3,18	4,61	15,20	4,12	3,22
Lu	0,63	0,46	0,30	0,64	0,46	0,68	0,46	0,61	2,18	0,71	1,35
Сумма	96,67	93,52	98,70	92,59	41,92	117,32	109,88	59,33	410,31	254,01	67,60
La/Yb	3,32	4,72	9,44	1,81	2,79	3,54	6,19	1,46	3,03	11,93	3,90
Eu/Eu*	0,07	0,11	0,28	0,02	0,09	0,01	0,23	0,03	0,01	0,16	

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–9 – Антоновский массив: 1–3 – порфировидные, слабоизмененные (грейзенизированные) граниты верховьев кл. Быстрого; 4 – мелкозернистый порфировидный лейкогранит, там же; 5 – порфировидный гранит, слабоизмененный, кл. Фановский; 6 – полнокристаллический равномернозернистый гранит с биотитом (протолигионитом), р. Синюха; 7–9 – Ключ Фановский: 7 – гранит, 8 – гранитовый аплит, 9 – гранит биотитовый. 10 – Шумнинский массив, крупнозернистый биотитовый гранит. 11 – Дубровское месторождение, лейкократовые граниты глубоких горизонтов. Анализы выполнены в лабораториях: (1–3, 9) Музей Естественного (г. Лондон) ICP-MS, ICP-AES; (4–6) Аналитический центр (г. Потсдам), рентгенофлуоресцентный анализ; (7–8) ХИАЦ (г.Хабаровск), ICP-MS; (10–11) ИГЕМ РАН (г. Москва).

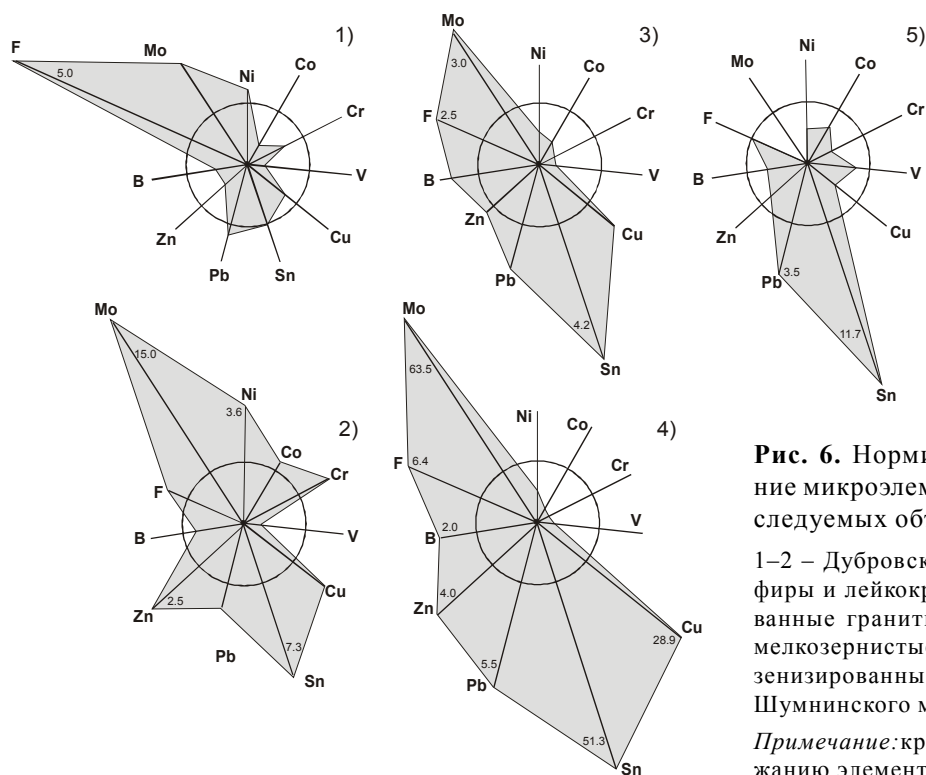


Рис. 6. Нормированное к кларку распределение микроэлементов в гранитах и грейзенах исследуемых объектов.

1–2 – Дубровское месторождение: 1 – гранит-порфиры и лейкократовые граниты, 2 – грейзенизированные граниты; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные граниты, 4 – грейзенизированные граниты; 5 – биотитовые граниты Шумнинского массива.

Примечание: круг соответствует кларковому содержанию элемента в гранитах.

Время формирования исследованных гранитов – 76–55 млн лет – в схемах геодинамической эволюции региона приходится на заключительный период его развития в режиме активной субдукционной окраины андийского типа [19]. В то же время, диаграммы геодинамической типизации (рис. 7) определяют эти граниты как образования внутриплитных, типичных для редкометалльных гранитов, или коллизионных обстановок. По нашему мнению, эта двойственность лишь подчеркивает отмечавшиеся выше переходные геохимические характеристики исследованных гранитов, несомненно связанные с особенностями генезиса и эволюции расплавов. С учетом геологического положения этих и им подобных гранитов в регионе, основные особенности могут быть обусловлены локализацией магматических очагов в тектонических зонах (глубинных разломах), являющихся границами разных по строению литосферных блоков – террейнов. В рассмотренном случае это зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома, разграничивающего Самаркинский терреин юрской аккреционной призмы и Журавлевский терреин ранне-меловых терригенных отложений.

Некоторые закономерности изменения химического состава исследованных гранитов при формировании грейзенов рассмотрены выше в описании диаграмм. Очевидно, что в параметрах Q-Ab-Or грейзены месторождения Дубровское и Антоновского массива сходны и как бы продолжают тренд гранитов. При этом, направление тренда не совпадает с типичным для эволюции литий-фтористых расплавов. В параметрах $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ мол. – $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ мол. (рис. 5) процессы грейзенизации на этих объектах кардинально различаются. Для Антоновского массива – это возрастание глиноземистости, обычное при формировании слюдястых грейзенов, а для Дубровского месторождения – рост отношения суммы щелочей к глинозему, более характерный для формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов и прожилков.

В дополнение к рассмотренным выше диаграммам и для сравнения химического состава грейзенов использованы соотношения Si – Fe – Na – (K+Li) – элементов, которые, судя по результатам анализов, были наиболее подвижными (рис. 8). По положению полей в разной степени грейзенизированных гранитов, наиболее закономерным и отчетливо проявленным был вынос натрия с одновременным возрастанием доли кремния среди рассматриваемых элементов. В сидерофиллитовых грейзенах резко возрастает доля железа.

Особенностью грейзенов месторождения Дубровское является увеличение содержания сидеро-

фильных элементов при их формировании (рис. 6). Причиной этого мы предполагаем заимствование элементов грезенизирующими растворами из вмещающих пород, в том числе из магматитов среднего и основного состава, присутствующих здесь в виде многочисленных даек. Аналогично этому в Антоновском массиве высокие содержания хрома и ванадия зафиксированы в грейзенах вблизи контакта гранитов с туфами андезитов (табл. 4, № 9). Вполне вероятно также, что изменение гранитов месторождения Дубровское, в отличие от Антоновского массива, не является полностью автометасоматическим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования позволяют констатировать, что в шумнинско-антоновской магматической ассоциации мы имеем пример гранит-лейкогранитного комплекса, первоначальная насыщенность фтором расплава которого, вероятно, была достаточной для образования литий-фтористой фазы. Однако условия кристаллизации, возможно, локализация остаточных очагов комплекса в тектонически-активной зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, не способствовали полной дифференциации расплава с образованием указанной фазы. В итоге сформировались граниты (лейкограниты) стандартного геохимического типа с отдельными признаками редкометалльных литий-фтористых разновидностей.

Полученные результаты (графические построения по аналитическим данным и изотопный возраст) указывают также на правомерность предположения об аналогии исследованных нами гранитов Антоновского массива и гранитов Дубровского месторождения [18] и позволяют высказать некоторые суждения об их генезисе и роли в формировании оловянного оруденения района.

Изотопный возраст исследованных лейкогранитов фиксируется в интервале 65–55 млн лет. Магматизм Кавалеровского района в это время проявлен, в основном, комплексом базальтоидных даек: возраст 58–53 млн лет имеют внутрирудные интрузии – дайки пород основного состава [13] на Арсеньевском месторождении; на месторождении Искра, по нашим данным [4], возраст базальтоидов внутрирудных даек – 63 ± 2 , а пострудных – 61 ± 2 млн лет (K-Ar по породе). Очевидно, активизация магматизма в этот период имеет глубинную природу, а проявление специфического – редкометалльного – лейкогранитного магматизма может быть обусловлено возобновлением активности – ревивацией – остаточных магматических очагов предшествующего тектоно-магматического этапа. В соответствии с наиболее обоснован-

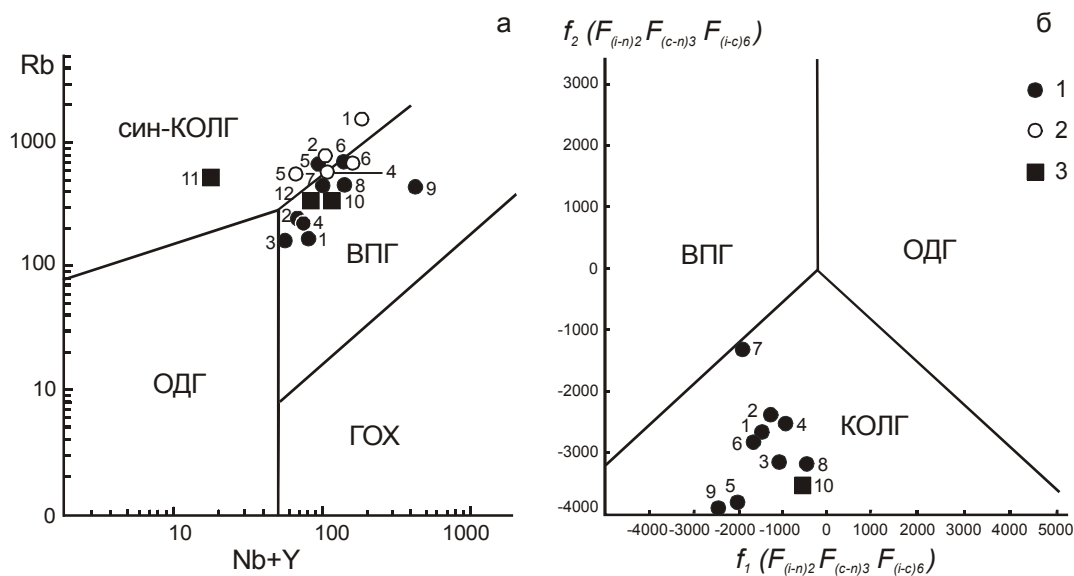


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы геодинамической типизации: а – $(Y+Nb)-Rb$, [22]; б – f_1-f_2 , [2].

1–2 – Антоновский массив: 1 – мелкозернистые порфировидные граниты, 2 – в разной степени грейзенизированные граниты; 3 – биотитовые граниты Шумнинского массива. Поля на диаграммах: син-КОЛГ, ВПГ, ГОХ, ОДГ – синколлизонные, внутриплитные, океанических хребтов, островодужные гранитоиды, соответственно.

Примечание: номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в таблицах: 1, 3 – табл. 3; 2 – табл. 4.

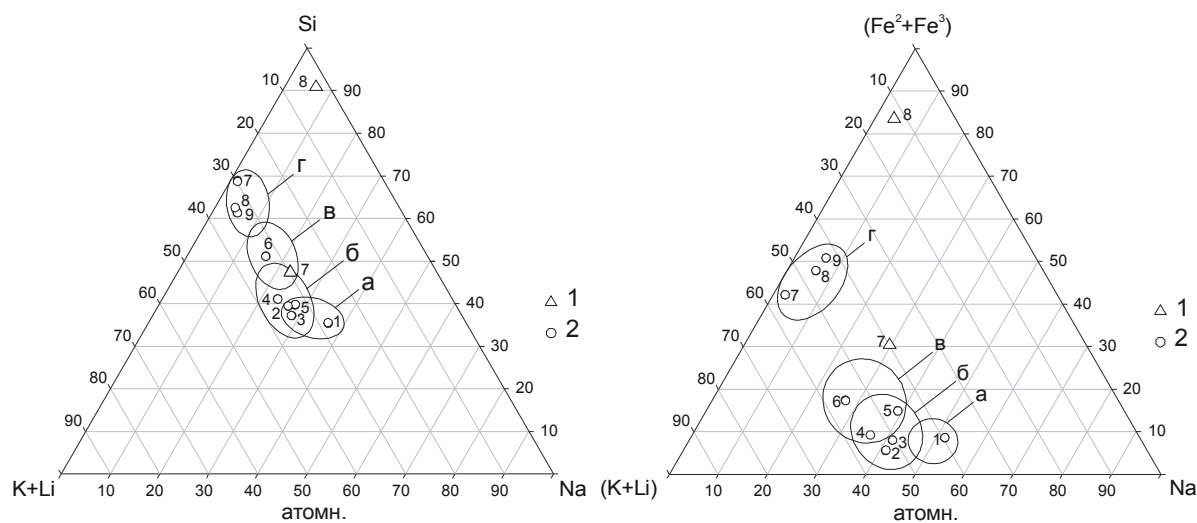


Рис. 8. Соотношения элементов Si – Fe – Na – (K+Li) в грейзенизированных гранитах.

1 – Дубровское месторождение, 2 – Антоновский массив. Поля на диаграмме: а – неизменные граниты, б – слабо грейзенизированные граниты, в – грейзены мусковитовые с сидерофиллитом, г – “темные” сидерофиллитовые грейзены.

Примечание: Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах: 1 – табл. 1, 2 – табл. 4.

ными схемами магматизма района [3, 9, 11, 16, 17], это могут быть очаги березовско-араратского, угловского или шумнинского комплексов. Необходимо также рассматривать возможную принадлежность исследованных гранитов ассоциации золотоносных гранитоидов Порубско-Соболиного ареала, расположенного на незначительном удалении к югу от Анто-

новского массива [3, 10]. Изотопные датировки, в т. ч. авторские (табл. 2), геохимические характеристики, приведенные в этой статье и в указанных выше источниках, показывают, что наиболее вероятно предположение о фазовом соотношении антоновских, дубровских редкометалльных лейкогранитов и среднезернистых биотитовых шумнинских гранитов в со-

ставе единого и самостоятельного в генетическом плане комплекса. Однако вопрос о гранит-лейкогранитной ассоциации (интрузивной фазе) в составе новогорского вулканоплутонического комплекса [18] нельзя считать закрытым. Он вполне правомерен, поскольку датировки пород Новогорского комплекса фиксируют его образование в интервале от 110 до 50 млн лет назад. Включаемые в состав этого комплекса гранодиориты и граниты, обнаруженные в виде ксенолитов в эксплозивных брекчиях Арсеньевского месторождения, имеют изотопный возраст 80 ± 5 млн лет (K-Ar по биотиту, [3]) и 76 ± 4 млн лет (K-Ar по породе, [15]). Аргументированный ответ на этот вопрос может быть получен при более детальном исследовании Новогорского комплекса и шумнинских гранитов, которые в данной статье охарактеризованы схематично ввиду ограниченности новых результатов. Такое исследование представляется актуальным, поскольку его результаты могут существенно повлиять не только на представления о формировании оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе, но и на оценку оловоносности магматических образований разных геохимических и геодинамических типов в целом.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты № 05-3-Г-08-090, 06-3-В-08-366 и 06-3-А-08-320) и РФФИ (проект № 04-05-65270).

Авторы выражают благодарность Раймару Селтману, руководителю Центра по изучению минеральных ресурсов Российской и Центральной Азии при Музее Естественного знания, г. Лондон (Dr. Reimar Seltmann, Head of Center for Russian and Central Asian Mineral Studies (CERCAMS), Natural History Museum, London), за оказанное содействие в проведении аналитических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анахов В.В. Новые данные о геолого-структурных особенностях Лифудзинского месторождения // Тр. Дальневост. политех. ин-та. Т. 110. 1975. С. 78–93.
2. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
4. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. и др. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77–88.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 204 с.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмлюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометаллических Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401–429.
7. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловянного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 226–247.
8. Марин Ю.Б. Петрохимические подтипы редкометаллических гранитовых формаций // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 1. С. 96–98.
9. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
10. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Магматизм как фактор формирования контрастной оловянно-золотой минерализации Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2004. С. 131–132.
11. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 45–57.
12. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
13. Томсон И.Н., Казанский В.И., Дюжиков О.А. Глубинное строение земной коры и размещение эндогенных рудных районов // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей, месторождений. М.: Наука, 1983. С. 25–47.
14. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
15. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
16. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Косенко В.И. и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского рудного района // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 71–80.
17. Финашин В.К. Оловоносные грейзены // Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района) / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. С. 47–96.
18. Финашин В.К. Оловянные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
19. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
20. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. // Henderson P. (ed.). Rare earth elements geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
21. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.

22. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol. 1984. V.25. P. 956–983.
23. Whalen J.B., Curce K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. to Miner. Petrol. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.

Поступила в редакцию 3 марта 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

A.A. Orekhov, G.A. Gonevchuk, V.G. Gonevchuk, V.A. Lebedev

Rare metal granites of the Kavalerovo ore district (Primorye)

The principal geochemical features of granites (65 ± 2 Ma) and accompanying greisens (63 ± 2 Ma) that occur in the zone of the Central Sikhote-Alin fault in the southwestern part of the Kavalerovo ore district (Primorye) are described. The examined granites and greisens have been compared with analogous associations of the Dubrovskoe tin deposit located in the central part of the district (at a distance of 50 km from the Central Sikhote-Alin fault). The characterized granites are similar by many features, and being non-typical lithium-fluorine varieties, they bear the features of rare metal leucogranites. Their formation is attributed to processes of crystallization differentiation of granitoid magma followed by activation of the residual melt chambers. The age of leucogranites (65–58 Ma) indicates that the activation could be caused by the change of the geodynamic regime of the Late Cretaceous subduction margin to the regime of a transform type margin that is fixed for this period in models of geological evolution of the region. Geochemically, the geodynamic type of the investigated granites has been determined as complex – intra-plate or collisional. The main reason for this fact is presumed to be genesis and evolution of magmatic melts in the deep fault zone at the boundary of compositionally different lithosphere blocks – Samarka and Zhuravlevka terranes.

Key words: rare-metal granites, genesis, ore potential, tin, Sikhote-Alin, Kavalerovo ore district.