

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ИНТРУЗИВНОЙ АССОЦИАЦИИ МАГЛОЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРИАМУРЬЕ)

В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 20 марта 2007 г.

Приведены результаты новых геохимических и изотопно-геохронологических исследований интрузивной ассоциации одной из крупнейших и сравнительно слабо изученной зоны мелового (апт–сеноман) магматизма аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня. Петрологическая интерпретация полученных и ранее опубликованных данных выполнена на основе представлений о блоковом (террейновом) строении региона и разной геодинамической природе магматических комплексов. Показано, что «переходные» характеристики исследованных интрузивных пород в геохимических и геодинамических классификациях могут иметь объяснение в модели магматизма трансформной континентальной окраины. Как дополнительные – осложняющие – факторы рассматриваются влияние состава террейнов и приходящаяся на время формирования исследованного ареала (114–90 млн лет) смена геодинамического режима в регионе.

Ключевые слова: магматизм, окраина трансформная, период меловой, Харпийская вулканическая зона, Сихотэ-Алинь, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование магматических ассоциаций – важнейший элемент геологического изучения территорий. Результаты таких исследований создают основу для выводов об особенностях процессов глубинной геодинамики, металлогенеза. Особое значение в этом плане имеет исследование ассоциаций, пространственно-временное положение которых делает их индикаторами меняющихся геодинамических обстановок и взаимодействия разнородных террейнов. Харпийская вулканическая зона – одна из относительно слабо изученных зон Хингано-Охотского магматического пояса – из ряда таких объектов. Предполагаемое время ее формирования (апт–сеноман) в моделях мезозойской геодинамической эволюции региона [17] приходится на период смены режима трансформной окраины (готерив–альб) на режим активной окраины андийского типа (сеноман–палеоцен), а рассматриваемые в ее составе интрузивы локализованы в Баджальском (юрская аккреционная призма) и Журавлевском (раннемеловой турбидитовый бассейн) террейнах.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И ЦЕЛЕЙ ИССЛЕДОВАНИЯ

Маглойский магматический ареал расположен в северо-восточной части Харпийской вулканической зоны Приамурья и характеризует, в основном, ее интрузивную фацию (рис. 1). Группа мелких интрузивных тел, самое крупное из которых – Анаджаканский массив – имеет размеры 15 × 6 км, сконцентрирована здесь на площади 30 × 30 км. Один из массивов – Эльбанский (Каданский, по [13]), – обособлен от основной группы и отделен от нее отложениями Среднеамурской депрессии. В составе интрузивных тел преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты (адамеллиты) и граниты, но постоянно присутствуют диориты и кварцевые диориты. В наиболее основных разностях пород фиксируются минералогические признаки монцонитов – ассоциация основного плагиоклаза (An 50–70%) и пироксена с калиевым полевым шпатом и биотитом. Соотношения между этими разностями недостаточно изучены. Тем не менее, предполагается [7], что в составе ареала представлены, как минимум, три интрузивные фазы: диориты (кварцевые диориты), гранодиориты (адамел-

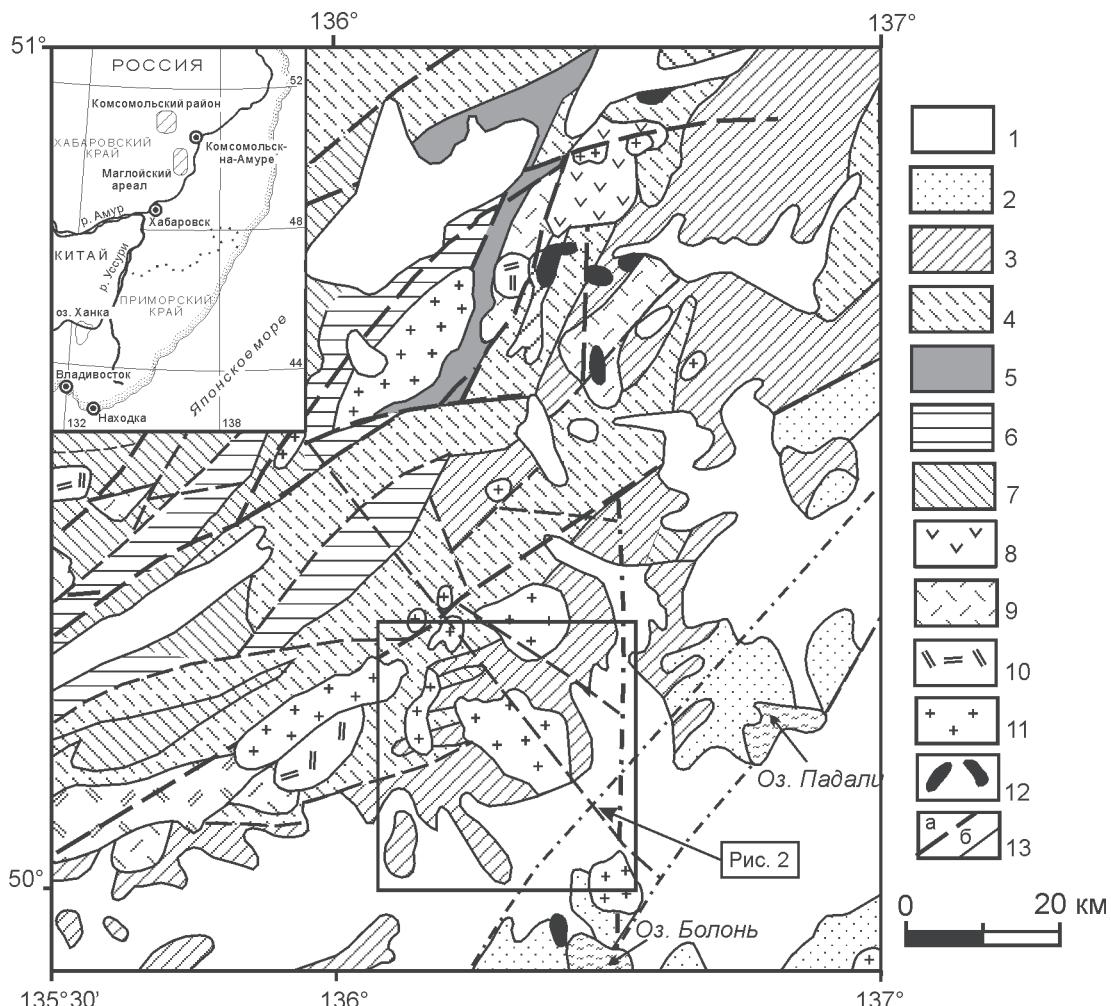


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрального Приамурья. (Составлена на основе Государственной геологической карты РФ масштаба 1: 1 000 000; 1993 г. Гл. ред. Путинцев В.К.)

1 – плиоценовые базальты и аллювиальные (русловые) отложения: алевриты, пески, глины, конгломераты; 2 – породы Журавлевского террейна: нижнемеловые (берриасский ярус) песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, гравелиты, андезиты, их туфы (горинская свита); 3–7 – породы Буреинского террейна: 3 – среднеюрские алевролиты, песчаники, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы (ульбинская свита); 4 – среднеюрские алевролиты, аргиллиты, песчаники, седиментационные брекчии, спилиты, туфы (хурбинская свита); 5 – нижнеюрские песчаники, алевролиты, туфы, седиментационные брекчии, кремнистые сланцы, спилиты; 6 – триасовые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, спилиты, диабазы, их туфы; 7 – пермские песчаники, алевролиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, спилиты, диабазы и их туфы; 8 – меловые (альб-сеноман) андезиты и их туфы; 9 – меловые (турон-коньяк?) эфузивные риолиты, риодакиты и дациты; 10 – экструзивные риолиты, риодакиты, дациты; 11 – интрузивы гранодиорит-гранитного состава (позднемеловые?); 12 – то же с преобладанием диоритов; 13 – зоны разломов (а) и геологические границы (б).

литы) и граниты. В качестве дополнительной фазы (субфазы) могут рассматриваться лейкограниты даек, секущих все вышеназванные разности интрузивных пород основных фаз. Время формирования ареала, по ограниченному числу изотопных (K–Ar) датировок, предполагалось нами в интервале 105–85 млн лет, а по данным [9] – не моложе 113 млн лет. В нашем описании отмечалась также неоднородность Маглойского ареала, в частности, преобладание наиболее основных и окисленных разностей пород в за-

падной части (массивы Высокий, Сюмнурский) и аномально повышенная щелочность – в юго-восточной (Эльбанский массив) (рис. 2). Было высказано предположение, что такая неоднородность может быть следствием зональности plutона, выходами которого на дневную поверхность являются отдельные интрузивные тела. Как подтверждение такого предположения можно рассматривать зональность в строении отдельных интрузивов, например, массива Высокого. Здесь в русле одноименного ручья в выхо-

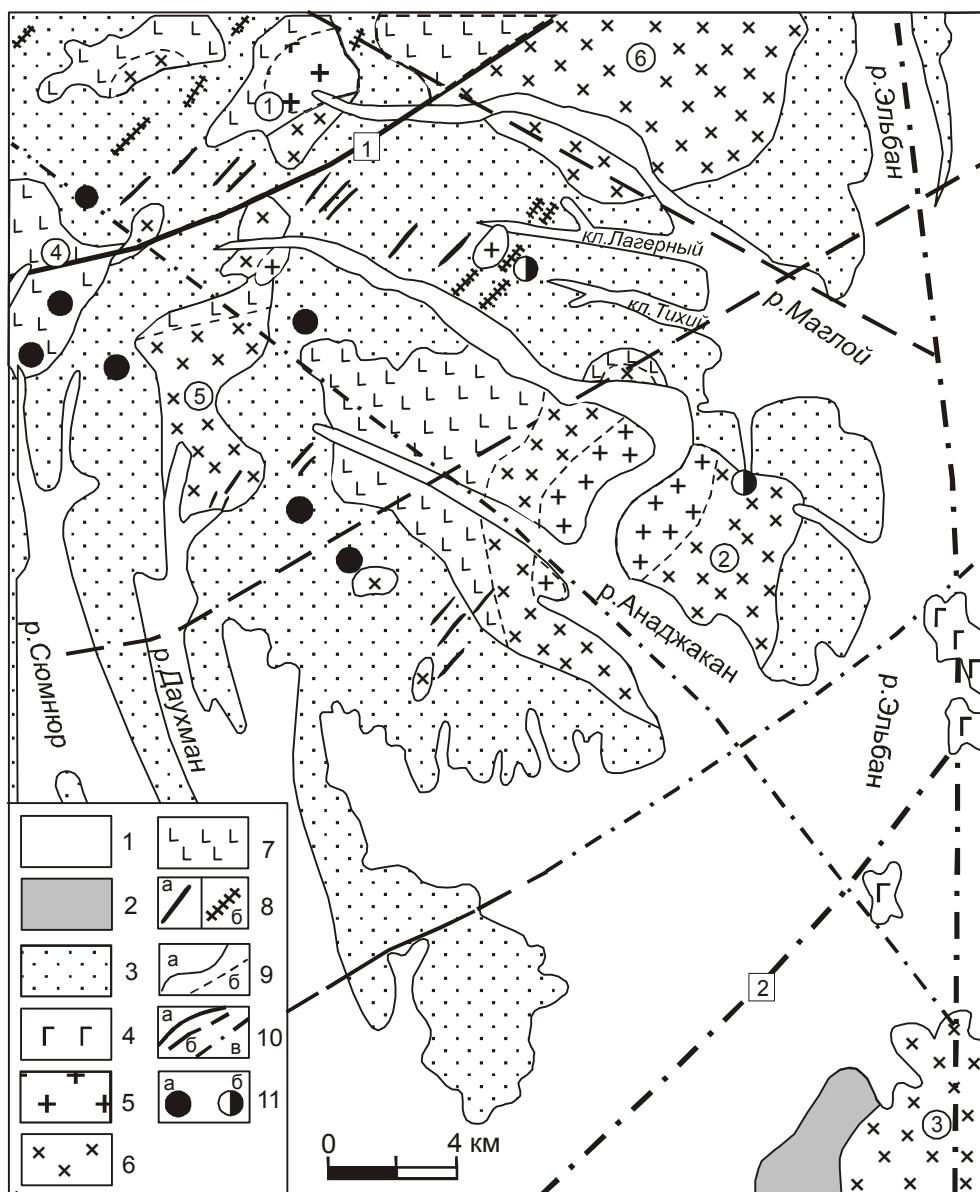


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Маглойского ареала – восточной части Харпийской вулканической зоны. (Составлена на основе [7] с использованием [9]).

1 – аллювиальные (русловые) отложения; 2 – Журавлевский террейн: нижнемеловые (берриасский ярус) песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, гравелиты, андезиты, их туфы (горинская свита); 3 – Буреинский террейн: среднеюрские алевролиты, песчаники, глинисто-кремнистые сланцы (ульбинская свита); среднеюрские алевролиты, аргиллиты, песчаники, седиментационные брекчии, спилиты, туфы (хурбинская свита); 4 – базальты (плиоценовые); 5–7 – интрузивная фация Маглойского ареала (Анаджаканский комплекс): 5 – граниты, 6 – гранодиориты, 7 – диориты и кварцевые диориты; 8 – дайки: диоритовых порфиритов (а) и гранит-порфиров (б); 9 – геологические границы: стратиграфические и прорывания (а), фациальные (б); 10 – важнейшие зоны разломов, установленные (а), предполагаемые (б), под аллювием (в), в том числе (цифры в квадратах): 1 – Восточный, 2 – разграничающий Баджалский и Журавлевский терреины; 11 – проявления минерализации олова (а) и золота (б). Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский, 4 – Сюмнюрский, 5 – Даухманский, 6 – Маглойский.

дах на поверхность преобладают гранодиориты и граниты, в то время как на вершинах и склонах (превышение до 400 м) – кварцевые диориты и диориты. Элементы зональности фиксируются также в строении Анаджаканского массива.

С целью более достоверного обоснования причин неоднородности магматического ареала, решения проблем его генезиса и металлогенеза нами проведены дополнительные исследования и обобщение их результатов с учетом уже имеющихся данных. Ос-

новное внимание было уделено массивам Высокому, Анаджаканскому и Эльбанскому, называемым нами “типовыми”. Такой выбор, по нашему мнению, позволяет проследить изменение состава предполагаемого “плутона” в наиболее длинном “сечении”, почти перпендикулярном к основным тектоно-стратиграфическим границам (рис. 1). При этом учитывалось, что в схемах террейнового строения региона [3] массивы Высокий и Анаджаканский локализованы в терригенных породах разных стратиграфических уровней Баджальского террейна юрской аккреционной призмы, а Эльбанский – в породах раннемелового турбидитового комплекса Журавлевско-Амурского (Журавлевского) террейна. Это позволяет оценить роль террейнов, а также разделяющих их тектонических структур как факторов геохимической неоднородности магматического ареала и особенностей его металлогенеза. В южной (приморской) части аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня аналогичные террейны – Самаркинский (юрская аккреционная призма) и Журавлевский – отчетливо различаются по геохимической и металлогенической специализации локализованных в них рудно-магматических систем [4, 16]. Область соприкосновения террейнов фиксируется здесь как зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома, имеющего важнейшее значение в геологической эволюции региона, в т.ч. контролирующего положение центров эндогенной активности. На исследуемом объекте аналогичная структура может предполагаться под отложениями Среднеамурской депрессии.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью подтверждения принадлежности выбранных для исследования интрузивов к единой временной ассоциации и определения места их станов-

ления в ее эволюции проведено дополнительное изотопное (K–Ar) датирование пород по биотитам (табл. 1). Одновременно по мусковиту определялся изотопный возраст грейзенов, локализованных на незначительном удалении к северу от Анаджаканского массива (уч. Лагерный). Исследование проводилось в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ по описанной ранее методике [6].

Результаты фиксируют время формирования гранитоидов исследованных массивов Маглойского ареала в интервале 113,5–90,2 млн лет. Наиболее древние из них – гранодиориты Даухманского массива, а наиболее молодые – граносиениты Эльбанского. Изотопный возраст гранитов – граносиенитов, представляющих позднюю fazу в исследованных интрузивах, показывает вероятность закономерно увеличивающегося “запаздывания” завершающего этапа эволюции магматизма в направлении с северо-запада на юго-восток. Эти результаты кажутся вполне достоверными, поскольку подтверждаются данными разных лабораторий (табл. 1). Кроме того, они логичны в свете представлений о геологической эволюции региона и хорошо согласуются с датировками магматических пород Мяо-Чанской вулкано-тектонической структуры (ВТС), расположенной на удалении около 50 км к северу от рассматриваемого ареала [5]. Подтверждением достоверности и высокой аналитической точности полученных результатов является изотопный возраст грейзенов, определенный по мусковиту – 88,8±2 млн лет (табл. 1). Грейзены, в определенной возрастной последовательности, фиксируют завершение магматической и начало постмагматической эволюции системы.

Для геохимической характеристики пород использованы средние составы по большинству масси-

Таблица 1. Результаты изотопного датирования магматических пород и грейзенов.

№ авт.	Интрузив, участок	Порода	Минерал	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$	Лаборатория, год
C-54	Даухманский	гранодиорит	биотит	7.65±0.10	34.7±0.20	113.3±5.0	ДВГИ, 1985
Тот же	тот же	то же	то же	7.65±0.10	32.3±0.20	105.6±5.0	То же
C-144	Высокий	гранит	биотит	6.35±0.13	43.8±0.13	97.5±2.2	Mitsubishi, 1984
C-144/1	тот же	то же	биотит	6.35±0.13	43.4±0.12	96.6±2.2	То же
C-51	Анаджаканский	гранодиорит	биотит	7.87±0.10	34.6±0.20	103.5±5.0	ДВГИ, 1985
Тот же	тот же	то же	амфибол	0.65±0.10	3.65±0.20	102.9±5.0	То же
C-190	тот же	гранит	биотит	7.23±0.08	48.1±0.20	93.5±2.2	ИГЕМ, 2006
ЧГ-872	Эльбанский	граносиенит	биотит	7.15±0.08	45.8±0.16	90.2±2.1	То же
A-113/6	Лагерный	грейзен	мусковит	8.14±0.09	51.4±0.20	88.9±2.0	То же
A-113/13	тот же	то же	мусковит	8.47±0.09	53.4±0.20	88.7±2.0	То же

Примечание. Описание методики исследования проб в лаборатории ИГЕМ РАН дано в [6]; данные лабораторий Mitsubishi и ДВГИ ДВО РАН приведены в [7].

Таблица 2. Средний химический состав магматических пород Маглойского ареала.

Параметр	Высокий				Анаджаканский					Эльбанский			Стомниорский				Даухманский			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	60.36	67.92	70.38	77.00	59.69	66.35	69.29	74.27	75.55	64.76	67.63	67.91	57.79	61.95	65.10	71.22	57.75	65.42	68.65	74.25
TiO ₂	0.72	0.48	0.36	0.10	0.79	0.54	0.36	0.12	0.08	0.48	0.39	0.38	0.67	0.76	0.62	0.34	0.9	0.65	0.43	0.15
Al ₂ O ₃	16.39	16.12	14.42	12.30	16.30	15.68	14.89	13.78	13.36	16.13	15.44	16.03	16.15	16.18	15.40	14.61	16.07	14.98	15.22	13.12
Fe ₂ O ₃	1.31	1.70	1.20	0.00	1.48	1.02	0.70	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	3.36	2.16	1.26	0.49	2.87	1.35	0.96	0.28
FeO	5.46	1.45	1.50	0.56	5.17	3.53	2.85	2.00	1.97	4.18	3.32	3.44	4.40	4.40	3.78	1.60	5.04	3.25	2.21	1.40
MnO	0.17	0.07	0.1	0.02	0.15	0.14	0.05	0.02	0.03	0.07	0.06	0.07	0.19	0.15	0.12	0.04	0.25	0.10	0.08	0.03
MgO	3.60	1.51	1.29	0.40	3.62	2.31	1.30	0.67	0.47	2.11	1.71	1.28	3.96	2.90	2.27	1.17	3.88	2.36	1.57	0.31
CaO	5.72	3.06	3.00	1.10	5.46	3.45	3.33	0.84	0.58	3.39	2.38	2.42	7.03	5.29	4.33	2.51	5.44	4.06	3.07	1.30
Na ₂ O	2.32	3.05	3.25	2.85	2.57	2.89	2.87	3.00	3.38	3.51	3.54	3.38	2.61	2.80	2.69	2.46	2.45	3.04	3.02	3.62
K ₂ O	2.89	3.65	3.56	5.05	2.79	3.42	4.04	5.10	4.40	4.23	4.57	4.72	2.38	2.60	3.43	4.26	3.26	3.51	3.78	4.84
H ₂ O ⁻	0.09	0.0	0.0	0.91	0.28	0.42	0.0	0.0	0.84	0.03	0.53	0.07	0.52	0.1	0.04	0.21	0.08	0.05	0.08	0.11
F	0.09	0.05	0.04	0.00	0.04	0.06	0.07	0.01	0.02	0.08	0.09	0.06	0.08	0.07	0.09	0.09	0.08	0.05	0.08	0.11
P ₂ O ₅					0.16	0.15	0.11						0.14				0.21			
П.п.п.	0.86	0.86	0.68	0.32	1.44	0.61	0.59	0.24	0.24	0.38	1.00	0.52	1.15	0.55	0.64	1.11	2.41	0.78	0.47	0.58
Сумма	99.81	99.95	99.75	100.51	99.83	100.08	99.88	100.01	100.06	100.02	100.04	100.15	99.78	99.95	99.80	99.83	99.73	99.59	99.74	99.88
Ni	37	8	7	8	22	21	20	12	13	33	25	30	35	19	19	4	8	14	12	5
Co	31	6	5	4	22	18	9	7	3	22	14	17	27	18	16	2	9	13	10	3
Cr	147	14	15	15	65	76	66	17	6	79	54	54	113	73	76	50	58	38	60	13
V	255	94	90	87	222	121	128	37	5	105	100	100	203	190	173	103	148	150	130	63
Cu	19	92	54	63	72	41	53	120	40	122	170	140	46	50	24	41	7	49	36	35
Sn	9	6	6	5	7	11	8	4	7	12	4	9	7	6	7	4.5	5	5	8	5
Pb	33	33	29	26	10	38	53	58	130	50	60	55	31	32	43	33	13	43	49	65
Zn	170	85	53	59	60	41	78	30	32	40	33	36	199	138	107	23	67	89	65	34
B	60	8	10	7	45	36	54	11	50	132	26	30	36	27	53	12	88	36	33	27
Mo	3	3	2	4	1	2.7	1.3	7.6	8.7	11	17	20	2	2	2	2.5	0	1	2	1
Ag	0.23	0.47	0.11		0.25	0.25	0.16	0.14	0.15-	0.14	0.32	0.15	0.17	0.14	0.18	0.14	0	0.16	0.13	0.14
Li	30	23	20	20	15	28	32	10	10	20	20	20	35	37	36		20	30	45	40
Rb	88	153	154	164	113	158	168			254	252	113	114	135		147	140	153	169	
Nb	10	12	13	9	10	25	15	20	30	25	30	30	245	205	182	304	265	216	78	
Y	24	20	24	9	20	25	29	10	20	23	20	20	11	10	11	13	12	10	10	
Sr	284	222	273	45	344	248	187			423	364	28	27	32	34	30	29	29		
Zr	130	125	132	80	126	130	140			190	145	129	145	140	133	158	142	76		
n	2	4	2	1	4	8	7	1	1	7	1	1	6	5	5	1	2	2	2	1

Примечание. Средние содержания оксидов (вес. %) рассчитаны по результатам их определения весовым химическим и рентгено-флюoresцентным (РФА) методами в лабораториях аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Оксисное железо отсутствует в результатах, полученных с использованием квантомера. Здесь и далее пропуск в таблице – отсутствие данных, прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода. n – количество анализов.

Таблица 3. Представительные анализы пород “типовых” интрузивов.

Параметр	Высокий				Анаджаканский				Эльбанский		
	1 C-140	2 C-149	3 C-152	4 C-144	5 4043и	6 C-51	7 C-190	8 C-180	9 ЧГ-869	10 ЧГ-872	11 8809
SiO ₂	58.93	61.79	68.30	70.87	59.20	64.80	68.44	72.82	64.03	64.58	67.91
TiO ₂	0.77	0.67	0.53	0.36	0.80	0.63	0.39	0.26	0.50	0.48	0.38
Al ₂ O ₃	15.83	16.95	15.41	15.24	17.31	15.18	15.17	14.52	16.30	16.14	16.03
Fe ₂ O ₃	1.54	1.08	1.34	1.08	2.66	2.62	1.25	0.44	0.72	1.66	0.00
FeO	6.28	4.64	1.79	1.42	4.22	2.50	2.14	1.42	4.03	3.55	3.44
MnO	0.24	0.11	0.08	0.06	0.13	0.09	0.06	0.02	0.07	0.07	0.07
MgO	4.45	2.74	1.84	0.55	3.56	2.63	1.13	0.66	2.46	2.02	1.28
CaO	6.68	4.76	3.40	2.70	5.36	4.10	3.31	2.23	3.64	3.34	2.42
Na ₂ O	2.07	2.57	3.40	3.48	2.81	2.85	3.01	2.19	3.59	3.56	3.38
K ₂ O	2.15	3.63	3.40	3.93	2.38	3.25	4.49	4.74	4.10	4.36	4.72
F	0,10	0.09	0.07	0.06	0.02	0,11	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06
П.п.п.	0.84	0.89	0.18	0.24	2.04	0.85	0.51	0.55	0.60	0.20	0.52
Сумма	99.78	99.84	99.67	99.94	100.48	99.50	99.90	99.87	100.04	99.86	100.15
Ni	42	33	11	10	17	24	19	11	35	35	30
Co	36	26	9	7	30	16	12	5	25	27	17
Cr	180	115	20	20	39	135	65	37	88	91	54
V	260	250	107	100	285	170	150	92	100	100	100
Cu	14	23	52	29	71	85	49	28	160	130	140
Sn	8	9	7	6	7	5	9	8	17	14	9
Pb	25	42	43	40	6	39	97	61	60	51	55
Zn	170	170	60	71	50	66	260	30	41	47	36
B	22	97	16	16	26	27	25	33	560	53	30
Mo	3	3	2	1	-	2	2	1	4.2	4.5	20
Ag	-	0.23	0.18	0.14	-	0.14	0.40	0.15	0.20	0.18	0.15
Li	30	30	20	20	20	40	40	40	20	20	20
Rb	58	118	180	149	84	141	173	140	226	261	252
Sr	214	354	434	221	353	217	200	173	412	394	364
Ba	577	551	609	621	678			576	460	470	
Nb	11	10	13	13	9	11	11	10	14	14	22
Y	24	23	16	26	22	31	35	31	36	40	20
Zr	141	130	114	138	116	166	144	133	204	205	145
La		26.21	26.88	21.71	23.60	30.00	30.37			29.52	31.26
Ce		53.62	54.60	46.84	51.06	61.5	62.65			59.63	59.23
Pr		5.73	5.34	5.31	5.68	6.88	6.37			6.36	5.85
Nd		21.17	18.73	20.92	21.89	23.3	22.35			22.94	19.86
Sm		3.80	3.20	4.24	4.32	4.24	4.08			4.02	3.34
Eu		0.86	0.72	1.01	0.88	0.81	0.69			0.76	0.58
Gd		4.13	3.65	4.69	5.06	3.81	4.76			4.32	3.68
Tb		0.47	0.42	0.62	0.67	0.60	0.61			0.50	0.42
Dy		2.54	2.26	3.60	3.87	3.55	3.66			2.81	2.37
Ho		0.48	0.43	0.72	0.77	0.76	0.73			0.55	0.47
Er		1.33	1.25	2.10	2.22	2.27	2.23			1.62	1.42
Tm		0.18	0.18	0.29	0.31	0.35	0.33			0.23	0.22
Yb		1.21	1.29	1.95	2.07	2.45	2.29			1.68	1.59
Lu		0.18	0.19	0.29	0.31	0.39	0.34			0.26	0.25
? РЗЭ		121.91	118.78	114.29	122.10	140.91	141.46			135.20	130.54
Eu/Eu*		0.67	0.65	0.69	0.58	0.61	0.48			0.56	0.51
Ce/Yb		44.1	42.3	24.0	24.7	25.0	27.0			35.0	37.0

Примечание. Окисное железо отсутствует в результатах, полученных методом РФА.

вов ареала (табл. 2) и представительные анализы пород “типовых интрузивов” (табл. 3). Содержания оксидов определялись весовым химическим и рентгено-флюоресцентным (РФА) методами в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН с использованием спектрометров VRA-30 фирмы “Carl Zeiss Jena” и S-4 “Pioneer” фирмы “Bruker”. Методом РФА определены также содержания Rb, Sr, Nb, Y, Zr и выполнены контрольные определения содержаний сидерофильных элементов. Другие микроэлементы определены методом количественного эмиссионного спектрального анализа.

РЗЭ определены в Аналитическом центре при Институте тектоники и геофизики ДВО РАН в г. Хабаровске (ХИАЦ) с использованием ICP-MS. На аналогичных приборах выполнены определения в ИГЕМ РАН (С-144, табл. 3) и исследовательском центре г. Потсдама, Германия (С-180). Обработка результатов, с учетом целей исследования, проведена с использованием диаграмм геохимической и геодинамической типизации гранитоидов.

На диаграмме классификации пород по параметру $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 3) породы ареала, за исключением гранитоидов Эльбанского массива, образуют единый тренд от диоритов до гранитов в поле пород слабо пониженной щелочности. Породы Эльбанского массива, сумма щелочей в которых близка к уровню содержания их в поздних (дополнительная фаза) лейкогранитах массивов Анаджаканского и

Высокого, в то время как содержание SiO_2 на 5–9 % ниже, смещаются в поле слабощелочных разностей. При этом по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, характеризующему исследуемые породы как преимущественно калиевые (рис. 4), гранитоиды Эльбанского массива аналогичны породам других массивов, близких им по содержанию кремнезема. Положение фигуративных точек, в целом свидетельствующее об увеличении калиевости пород последовательных фаз, не позволяет, тем не менее, говорить о наличии единого тренда. Наиболее значительные вариации параметра $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ связаны, вероятно, с биотитизацией (автометасоматоз) пород краевой фации зональных массивов, в первую очередь их апофиз. Возможно также влияние на исследуемый параметр постмагматической альбитизации и калишпатизации. Однако отмеченная выше стабильность отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в породах Эльбанского массива свидетельствует, что особенности их химизма не связаны с такими преобразованиями.

По соотношению коэффициента глиноземистости и содержания кремнекислоты [19], подавляющая часть пород ареала представляют умеренноглиноземистый, нормальной щелочности I-тип гранитоидов. Наблюдающиеся отклонения не связаны с гранитоидами Эльбанского массива, фигуративные точки которого на диаграмме образуют единый “ареал” с точками других массивов (рис. 5).

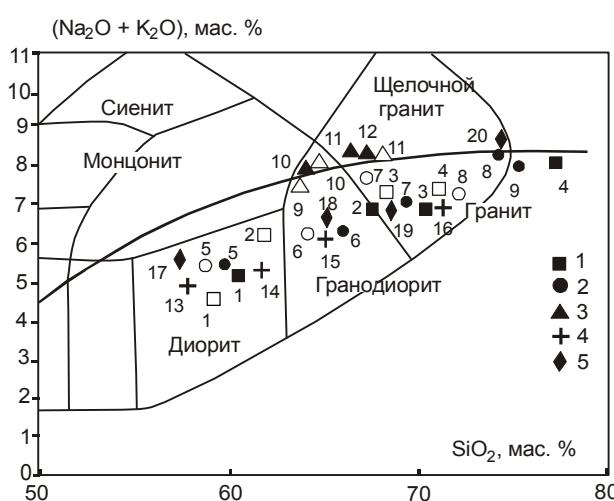


Рис. 3. Диаграмма классификации и номенклатуры интрузивных пород по [29].

1–5 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский, 4 – Сюмнюрский, 5 – Даухманский. Заливные точки – средний состав (табл. 2), не заливные – представительные анализы (табл. 3). Выше утолщенной линии на этой диаграмме – поле субщелочных и щелочных пород.

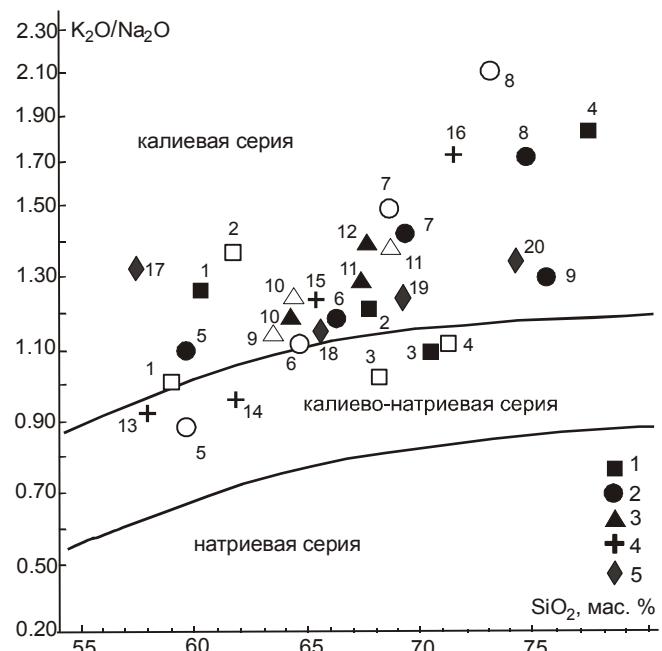


Рис. 4. Диаграмма типизации интрузивных пород по соотношению калия и натрия.

Условные обозначения см. на рис. 3.

Принадлежность исследованных пород к I-типу с переходом в фазе гранитов к типу S фиксирует диаграмма по [24] (рис. 6). Точки пород Эльбанского массива здесь, так же как и на двух предыдущих диаграммах, не характеризуют их как разнощелочные и аномальные в составе ареала. Располагаясь на удалении от поля гранитоидов A-типа у линии, разграничитывающей I и S типы, они находятся в тесной и закономерной ассоциации с точками гранодиоритов–адамеллитов других массивов.

На диаграмме по [25] (рис. 7) точки пород Маглойского ареала сгруппированы в верхней части поля “островодужных” гранитоидов вблизи линии, отделяющей его от поля гранитоидов “внутриплитных”. В самой верхней части “островодужного” поля, незначительно обособляясь от основного ареала, расположены точки пород Эльбанского массива. Причина этого – более высокие содержания в них рубидия (табл. 1), которые в 5 раз выше среднего для субдукционных гранитоидов, по [1], и только в полтора раза ниже, чем в гранитоидах коллизионных.

Положение на диаграммах точек представительных анализов показывает, что они корректно отражают

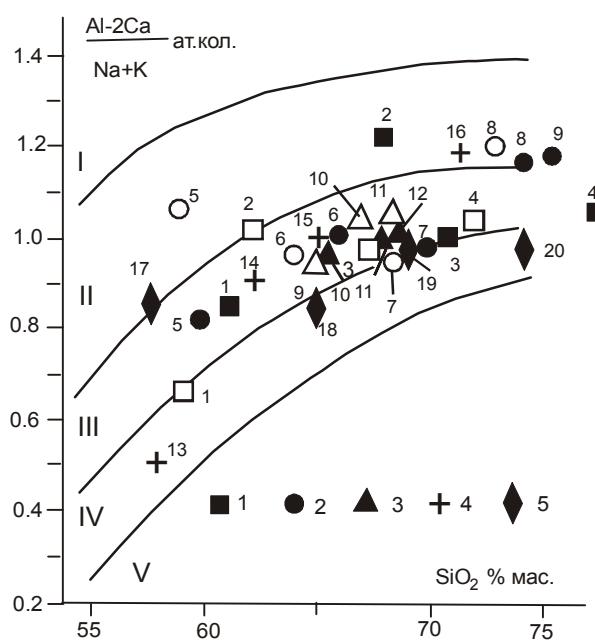


Рис. 5. Диаграмма типизации интрузивных пород по соотношению коэффициента глиноземистости (щелочности) и содержанию кремнекислоты [19].

I–V – поля пород разной глиноземистости (щелочности): I – гиперглиноземистые, II – высокоглиноземистые (I, II – S тип); III – умереноглиноземистые, IV – малоглиноземистые (III, IV – I тип); V – щелочные (A тип).

Условные обозначения см. на рис. 3.

ют особенности состава пород ареала и охарактеризованные ими гранитоиды могут рассматриваться в качестве “типовых”.

Состав биотитов (табл. 4, рис. 8) фиксирует формирование “типовых” массивов при близких и обычных для таких пород температурах (около 700° С) в условиях слабо повышенной и возрастающей в последовательных интрузивных фазах щелочности (активности калия). Гранитоиды Эльбанского массива по этому признаку – закономерный член эволюционного ряда пород Маглойского ареала. Можно лишь предположительно говорить о более низкой температуре и более высокой активности воды при их образовании. Геодинамическая обстановка формирования пород по биотитам определяется как “субдукционная” (рис. 9) со смещением части точек к границе поля “внутриплитных” разностей.

Наиболее значимое отличие пород Эльбанского массива от аналогичных пород других массивов ареала связано с их обогащенностью рубидием и одновременно стронцием. По этому признаку, в соответствии с представлениями [15], породы Эльбанского массива могут быть производными латитовой или

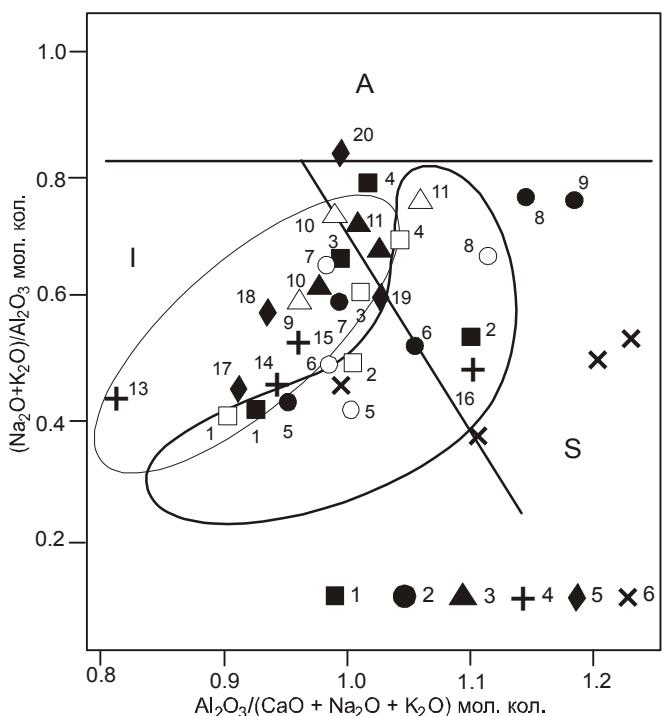


Рис. 6. Диаграмма геохимической типизации интрузивных пород по [24].

6 – породы даек. Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Выделены ареалы пород Березовско-Ааратского комплекса Кавалеровского рудного района (толстая линия) и Силинского – Комсомольского района (тонкая линия), по [5].

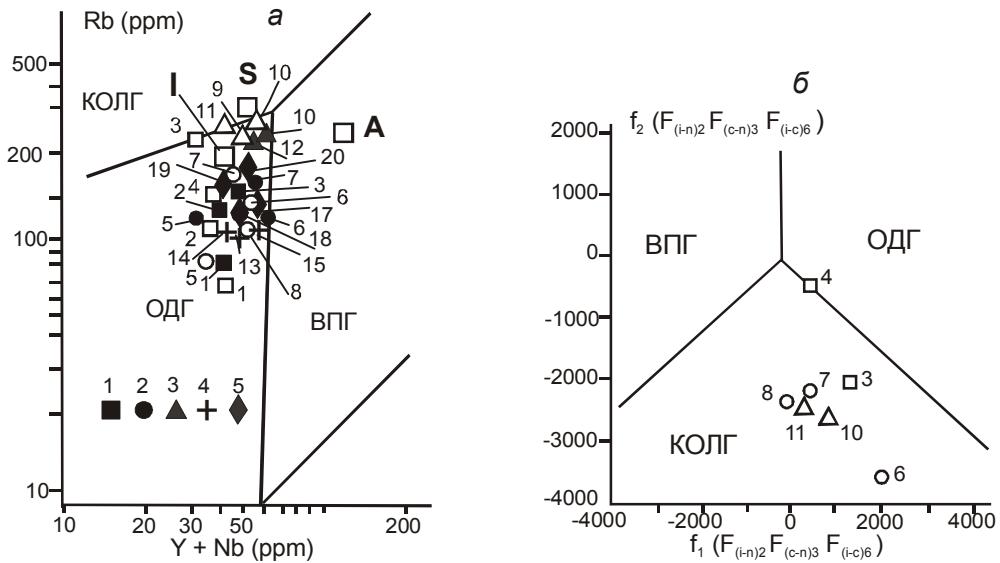


Рис. 7. Диаграммы геодинамической типизации гранитоидов по геохимическим признакам: *а* – по [25], *б* – по [1].

$f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 196.203SiO_2 + 753.953TiO_2 + 481.96Al_2O_3 + 92.664FeO^* + 521.5MgO + 374.766CaO + 7.571Na_2O - 584.778K_2O + 0.379Ba - 0.339Sr - 0.733Rb - 0.429La - 3.33Ce - 5.242Nd + 10.565Sm - 19823.8.$

$f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 1292.962SiO_2 + 4002.667TiO_2 + 1002.231Al_2O_3 + 1297.136FeO^* + 262.067MgO + 1250.48CaO + 1923.417Na_2O + 1009.287K_2O + 0.3634Ba - 0.325Sr - 0.701Rb + 0.8015La + 3.347Ce + 2.68Nd + 10.11Sm - 126860.0.$

Условные обозначения см. на рис. 3. Выделены поля гранитоидов разных геодинамических обстановок: КОЛГ – коллизионных, ОДГ – островодужных, ВПГ – внутриплитных. Положение гранитоидов S, I, A типов дано по [28].

Таблица 4. Состав биотитов из пород “типовых” интрузивов.

Параметр	Высокий			Анаджаканский			Эльбанский	
	1 4329/I	2 3209/1	3 C-144	4 C-51	5 C-190	6 C-180	7 ЧГ-869	8 ЧГ-872
SiO ₂	34.95	35.24	35.45	36.28	35.29	37.10	35.55	35.15
TiO ₂	3.80	4.17	4.13	4.43	4.40	4.70	3.82	4.19
Al ₂ O ₃	16.25	15.09	12.20	12.55	12.80	11.00	14.04	14.00
Fe ₂ O ₃	1.56	2.89	3.49	1.29	3.00	6.32	1.43	1.96
FeO	18.29	17.06	19.69	19.49	20.80	16.32	20.97	20.10
MnO	0.42	0.26	0.38	0.20	0.22	0.15	0.26	0.30
MgO	10.10	11.60	9.82	12.11	9.80	10.50	9.93	10.40
CaO	0.44	0.54	0.57	0.15	0.40	0.15	1.10	1.24
Na ₂ O	0.18	0.18	0.44	0.19	0.50	0.47	0.15	0.14
K ₂ O	8.30	8.70	9.66	9.48	9.28	10.18	8.19	8.40
H ₂ O	5.23	3.78	3.49	2.92	3.00	2.00	4.08	3.66
F	0.41	0.46	0.54	0.70	0.46	0.90	0.32	0.16
Сумма	99.93	99.97	99.86	99.79	99.95	99.79	99.84	99.70
$f_{общ}\%$	66	63	70	63	71	68	69	68
K_{al}	0.22	0.20	0.17	0.17	0.18	0.15	0.19	0.19
Ni	24	14	50	90	40	43	140	110
Co	19	25	44	80	43	30	69	55
Cr	46	67	40	290	92	120	110	95
V	170	220	300	660	400	600	430	420
Cu	150	100	10	29	16	9	66	170
Sn	24	12	10	3	12	11	13	10
Zn			400	300	300	300	230	250
Sc	33	45	37	40	18	30		
Y	24	28	20	10	9	12		
Li	120	170	50	40	50	100		
Rb	680	950	730	730	730	730		
Nb	165	190	120	65	78	40		

Примечание. $f_{общ}$ – железистость общая, K_{al} – глиноземистость. Состав пород см. табл. 3. Граниты интрузива Высокого имеют содержания SiO₂ в интервале 69.90 – 70.90 вес %.

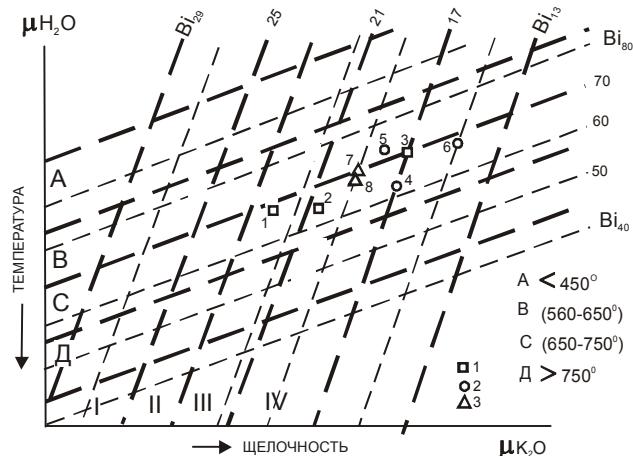


Рис. 8. Диаграмма соотношения активности воды (температура кристаллизации) и калия по составу биотитов [10] при формировании гранитоидов “типов” интрузивов.

1–3 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский (табл. 4). I–IV – поля возрастающей щелочности гранитоидов.

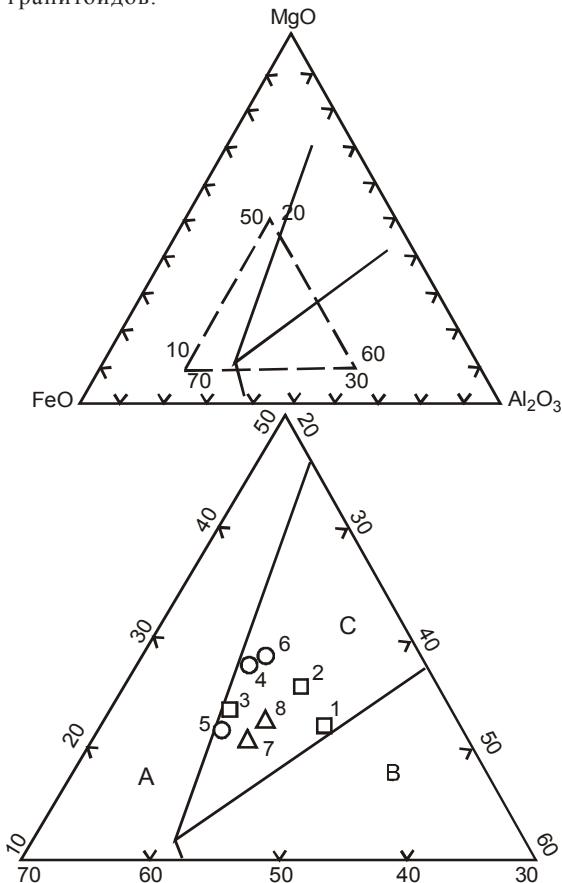


Рис. 9. Диаграмма геодинамической типизации гранитоидов “типов” интрузивов по составу биотитов.

Выделены поля [20]: А – преимущественно анопогенные (внутриплитные) щелочные ассоциации, включая А-тип гранитов, В – преимущественно коллизионные высокоглиноzemистые ассоциации, включая S-тип, С – преимущественно субдукционные известково-щелочные ассоциации, включая I-тип. Условные обозначения см. на рис. 8.

щелочной базальтовой магмы (монцодиорит-гранитные серии), а других рассмотренных массивов ареала – субщелочной орогенной андезитовой (тоналит-гранодиоритовые серии) (рис. 10). На диаграмме фиксируются два разных тренда: вкрест выделенных полей (одновременное увеличение содержаний рубидия и стронция) – для массива Высокого, и вдоль линии раздела полей (увеличение содержания рубидия при уменьшении – стронция) – для массива Анаджаканского. В обоих массивах поздние лейкогранитовые фазы формируются при снижении содержания рубидия и стронция. Для пород Эльбанского массива в интервале содержаний SiO₂ 64–68% фракционирование рубидия и стронция менее значительное. Тем не менее, можно предполагать, что содержание Rb увеличивается, Sr – уменьшается с ростом кремнекислотности пород, а направление тренда совпадает с направлением линии разграничения полей диаграммы. При этом в наиболее “кислой” разности одновременно с понижением содержания стронция снижается и содержание рубидия. В целом, тренд пород Эльбанского массива, вероятно, повторяет с ме-

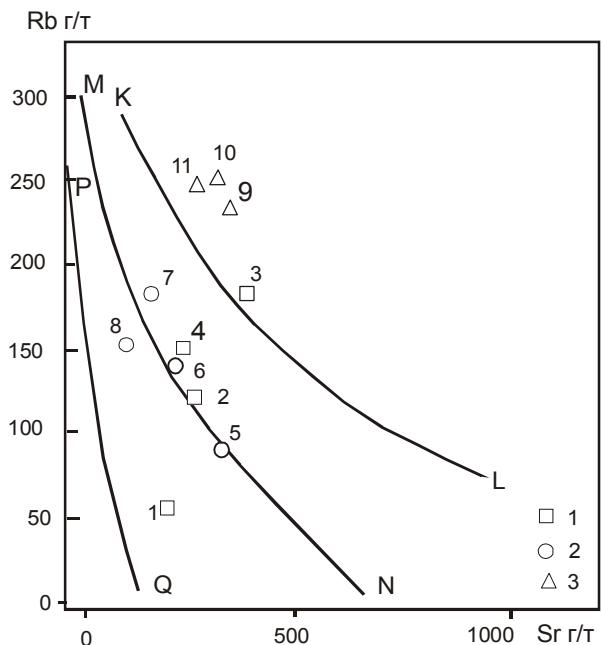


Рис. 10. Диаграмма генетической классификации пород “типов” интрузивов по содержанию Rb и Sr.

1–3 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский (табл. 3).

Выделены поля производных разных магм [15]: QPMN – толеитовой континентальной и островодужной; NMKL – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности; выше линии LK – латитовой, щелочно базальтовой.

нее значительной эволюцией параметров (размахом) тренд массива Анаджаканского.

Установленные содержания стронция (табл. 2, 3) близки к его среднему содержанию (кларку) в кальциевых (CaO 1–5%) гранитоидах, по К. Таркьяну, К. Ведеполю, (440 г/т), а рубидия – превышают подобный кларк (110 г/т) [2]. Последнее особенно значительно в породах Эльбанского массива, содержание стронция в которых наиболее близко к кларку. Содержание другого щелочноземельного элемента – бария – выше кларка в кальциевых гранитоидах (420 г/т) в породах массивов Высокого и Анаджаканского и почти идеально соответствует ему – в породах Эльбанского.

Анализ распределения микрокомпонентов, проведенный нами ранее [7], показал обогащенность (относительно кларка) пород ареала сидерофильными элементами, а также профилирующими для региона Cu , Sn , Pb , Zn , B . Незначительно пониженными против кларка оказались содержания циркония. Последнее не относится к породам Эльбанского массива, в которых содержание циркония слабо повышенное. Приведенные нами результаты (табл. 2, 3) подтверждают эти выводы. Дополняя их, укажем, что гранитоиды ареала, и в первую очередь гранитоиды Эльбанского массива, характеризуются повышенным содержанием молибдена и пониженным – ниobia. Сравнивая породы одинаковой кремнекислотности для “типовых” интрузивов, отметим также более высокое содержание Ni и Co для Эльбанского массива. При этом отношение Ni/Co , которое может быть индикатором глубинности расплава, остается близким для сопоставимых по кремнекислотности пород всех трех массивов.

Охарактеризованные различия никак не влияют на вывод о принадлежности исследуемой магматической ассоциации к I-типу, поскольку фиксируются в границах установленных для этого типа геохимических вариаций [28]. Это подтверждается также и распределением редкоземельных элементов (рис. 11). Суммарное содержание (114–141 г/т), соотношение легких и тяжелых РЗЭ ($\text{Ce}/\text{Yb}=24–44$), отчетливый, но неглубокий европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,48–0,69$) характеризуют описываемые породы как I-тип, “субдукционные” или “коллизионные”.

С учетом того, что одним из важнейших регуляторов фракционирования РЗЭ в силикатных расплавах (в первую очередь – легких РЗЭ) является щелочность, можно было ожидать существенных различий их распределения в породах Эльбанского массива, с одной стороны, и Анаджаканского и Высокого – с другой. Результат исследования показывает, что по

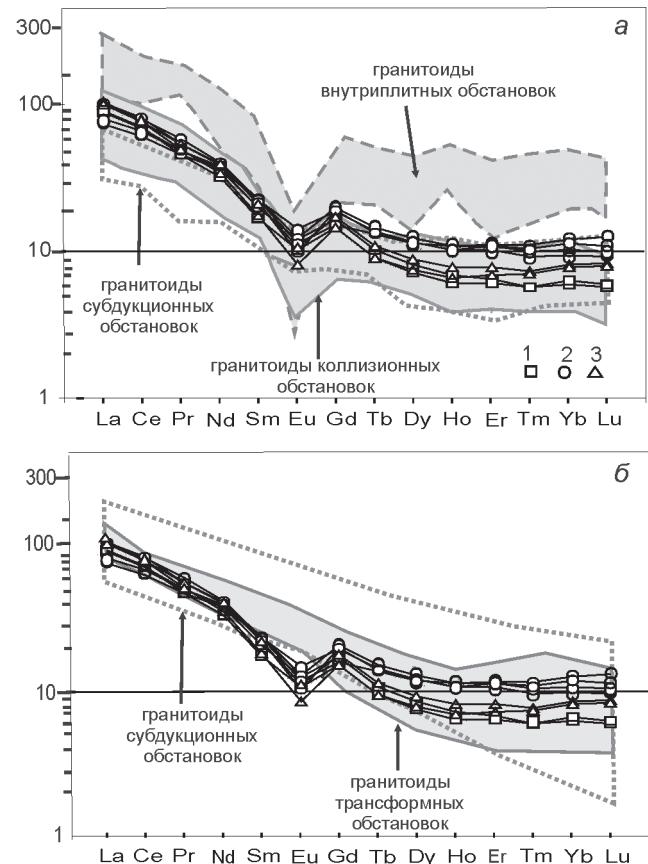


Рис. 11. Диаграммы распределения редкоземельных элементов в породах “типовых” интрузивов.

1–3 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский (табл. 3).

Выделены поля гранитоидов разных геодинамических обстановок: *a* – по [1], *b* – по [3].

содержанию элементов цериевой группы породы указанных массивов практически неразличимы. Значимые различия фиксируются в распределении РЗЭ средних и тяжелых: по повышенному содержанию элементов, начиная с тербия, обособляются породы Анаджаканского массива, а с голмия–эрбия различаются между собою массивы Эльбанский и Высокий. Обратим внимание, что редкоземельный тренд Эльбанского массива, так же как и фигуративные точки слагающих его пород на многих рассмотренных выше диаграммах, расположен между трендами Анаджаканского и Высокого массивов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Новые изотопные датировки не противоречат представлению о принадлежности интрузивных тел Маглойского ареала к единому магматическому комплексу. Определенный по ним интервал формирования гранитоидов, даже с учетом наиболее древней

даты (113.3 ± 5.0 млн лет), полученной ранее по биотиту Даухманского массива, составляет 23 млн лет, что вполне обычно для генетически единых, но глубоко дифференцированных магматических ассоциаций. Например, (трахи) андезит-монцодиорит-гранитный магматический комплекс Комсомольского рудного района имеет изотопные (K/Ar – по породе и биотиту, Rb/Sr – по породе и минералам) датировки в интервале от 114 до 85 млн лет, а трахиандезит-монцонитовый комплекс Кавалеровского рудного района – 113–90 млн лет [5].

Предположение о том, что исследуемые массивы представляют разный уровень среза куполов единого зонального по составу пород интрузива, не объясняет разный возраст одинаковых по составу пород “типовых” массивов. Выявленные различия можно рассматривать как следствие неизбежных погрешностей метода и разных методик анализа в разных лабораториях. Однако их закономерность, фиксирующаяся по данным каждой из лабораторий, позволяет рассматривать этот факт как признак формирования массивов из расплавов относительно самостоятельных и изолированных друг от друга камер кристаллизации, которые могли быть связаны с одним или с разными первичными очагами. В такой трактовке полученный результат показывает, что образование кристаллизационных камер – вторичных или дочерних магматических очагов – смешалось со временем с северо-запада на юго-восток. Это может быть обусловлено разрастанием первичного (глубинного) магматического очага либо направленным развитием тектонических структур, контролировавших интрузии магмы. Основные геохимические различия пород “типовых” интрузивов в этом случае могут быть обусловлены изменением состава субстрата и (или) дифференциацией глубинного очага. На уровне кристаллизационных камер на этот признак воздействуют многочисленные и не всегда фиксирующиеся даже на качественном уровне дополнительные факторы: контаминация, общее и водяное давление, степень открытости системы, особенности флюидного режима и т.д.

Особенности распределения главных петрохимических компонентов (рис. 3, 4, 6), индикаторные отношения элементов (K/Rb , Rb/Sr , Ce/Yb , Eu/Eu^* и др.) фиксируют единство эволюционного тренда пород ареала и наибольшую вероятность формирования массивов при фракционной кристаллизации близкого или аналогичного по составу расплава (единий, эволюционирующий во времени первичный очаг). Наблюдающиеся отклонения, в первую очередь, могут быть обусловлены разными условиями фракционирования расплава локальных кристалли-

зационных камер. Например, разная направленность трендов Анаджаканского и Высокого массивов на диаграмме $Rb-Sr$ (рис. 10) может объясняться тем, что рубидий, не входящий (входящий в незначительном количестве) в состав главных минеральных фаз основных и средних пород, накапливается в условиях гомодромной эволюции, в то время как стронций, основным концентратором которого является плагиоклаз ряда андезин–лабрадор, может либо накапливаться в остаточном расплаве (на ликвидусе – плагиоклаз $An > 70$), либо входить в состав кристаллизующейся породы (на ликвидусе – плагиоклаз $An < 45$). Представительные анализы (табл. 3) фиксируют более высокую кальциевость пород массива Высокого и вероятность кристаллизации здесь плагиоклаза более высокой основности в сравнении с массивом Анаджаканским. Соответственно этому, последовательные интрузивные фазы (фации) массива Высокого обогащаются стронцием, а в Анаджаканском массиве наиболее высокое содержание стронция установлено в ранней интрузивной фазе – кварцевом диорите. В целом тренд массива Высокого соответствует “плагиогранитной” модели, по [8], а массива Анаджаканского – “классической” эволюции габброгранитных или тоналит-гранитных серий [15]. Плагиогранитное направление эволюции для массива Высокого отмечает также более значительный, в сравнении с Анаджаканским, рост содержания натрия при возрастании кремнекислотности пород в интервале 59–68 % SiO_2 (табл. 2, 3 и рис. 4).

Обычной для фракционной кристаллизации силикатного расплава является эволюция отношения бария к рубидию. Закономерно понижаясь от кварцевых диоритов ранней интрузивной фазы к гранитам главной фазы, в лейкогранитах дополнительной фазы оно вновь увеличивается. Количественное соотношение бария с рубидием фиксируется на низком (<10), характерном для верхней земной коры, уровне.

На ведущую роль кристаллизационной дифференциации расплава при формировании пород ареала указывает также распределение РЗЭ в породах Анаджаканского массива (табл. 3 и рис. 11): незначительное увеличение суммы, преимущественно за счет повышения содержаний легких элементов, рост церий-иттербьевого отношения и углубление европиевого минимума. Для массивов Высокого и Эльбанского, где распределение РЗЭ определялось по двум пробам из каждого, можно лишь предположительно говорить о закономерности распределения элементов в последовательных интрузивных фазах. По большинству признаков она может быть близкой к выявленной для Анаджаканского массива, но по некоторым из них существенно отличается, особенно для Эль-

банского массива. Например, в последовательных интрузивных фазах Анаджаканского массива отношение La/Nb увеличивается, что может указывать на возрастание доли корового (сиалического) материала в расплаве [22], а в аналогичных фазах Эльбанского – уменьшается.

“Корово-мантийная” природа расплава подтверждается соотношениями калия, рубидия и стронция (рис. 12, 13). При этом на диаграмме Rb/Sr–SiO₂ исследованные породы определяются как I-тип континентальной коры, с локализацией значительной части точек на границе с полем I-типа гранитоидов коры океанической. Производными расплавами верхней континентальной коры при вероятном участии вещества гранатсодержащей мантии характеризуются породы ареала по положению точек на диаграмме La/Yb_N–Yb_N (рис. 14). Обратим внимание, что точки разных массивов расположены здесь на трендах разной по содержанию граната мантии, а для массива Высокого, кроме того, лежат на тренде плавления амфиболита. Это может быть ключом к пониманию незначительных, но отчетливых различий в распределении РЗЭ (рис. 11), а также указанием на вероятность разной рудоносности массивов.

Сомнения по приведенным выше доводам в пользу формирования интрузивов Маглойского ареала в результате дифференциации расплава аналогичного или близкого состава в разных кристаллизационных камерах, по нашему мнению, могут иметь место только в отношении Эльбанского массива. Аналитические данные представляют слагающие его гранитоиды как короткий ряд дифференциатов. Это может быть обусловлено незначительным количеством проанализированных проб. Однако по результатам геологических наблюдений мы предполагаем, что слабая дифференциация расплава в кристаллизационной камере – одна из особенностей этого массива. Как подтверждение этому, на многих представленных диаграммах, особенно тех, где в качестве параметров для разделения использованы содержания и соотношения основных петрохимических компонентов, точки пород Эльбанского массива группируются в центральных частях трендов. Отличия, обусловленные повышенным содержанием калия и натрия, рубидия и стронция, в минералогическом плане объясняются относительно повышенным количеством биотита и среднекислого плагиоклаза в породах. В плане генетическом, это могло быть связано с кристаллизацией расплава в условиях быстрого повышения водяного давления и понижения температуры. Это вполне вероятно с учетом локализации Эльбанского интрузива на пересечении ограничивающего ареал с востока меридионального разлома и одно-

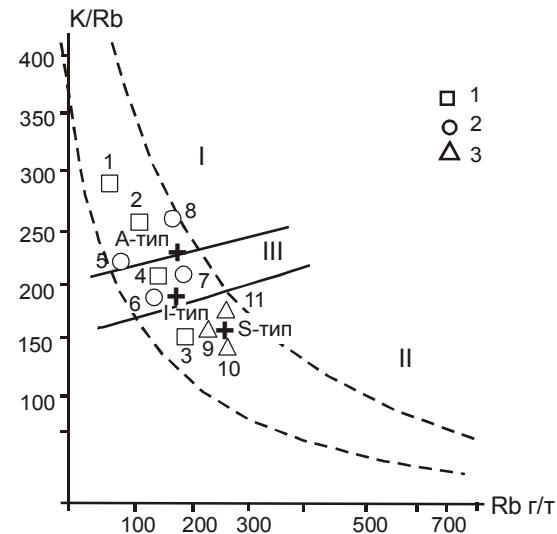


Рис. 12. Диаграмма генетической классификации пород “типов” интрузивов по соотношению K/Rb–Rb/t. 1–3 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский (табл. 3).

Сплошной линией выделены поля [14]: I – преимущественно мантийных, II – преимущественно коровых, III – корово-мантийных расплавов. Пунктиром ограничено поле пород – продуктов кристаллизационной дифференциации расплавов.

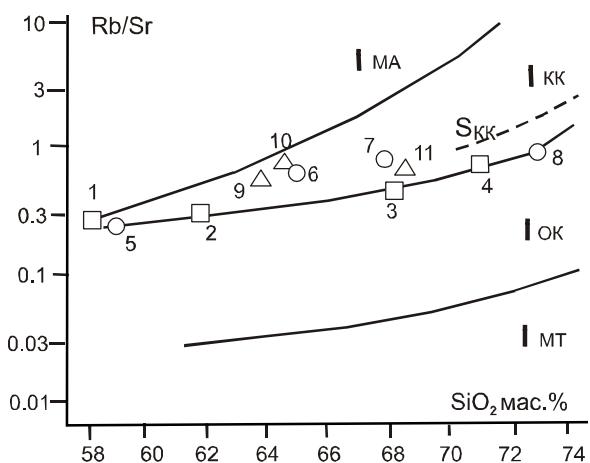


Рис. 13. Диаграмма генетической классификации пород “типов” интрузивов по рубидий-стронциевому отношению и содержанию кремнезема.

Условные обозначения см. на рис. 12.

Сплошной линией ограничены поля [27]: ИКК – I-тип континентальной коры (здесь же S-типа), ИОК – I-тип океанической коры, ИМТ – I-тип “мантийный”, толеитовая серия, ИМ – I-тип “мантийный”, щелочнобазальтовая серия. Выше пунктирной линии в поле ИКК – поле гранитоидов S-типа.



Рис. 14. Диаграмма соотношения лантана и иттербия [23] в породах “типовых” интрузивов.

1–3 – массивы: 1 – Высокий, 2 – Анаджаканский, 3 – Эльбанский (см. табл. 3). Выделены поля магматических ассоциаций с разной металлогенической специализацией [5]: Au – золотоносных; KS-Sulf, KS-Sil – оловоносных с преобладанием кассiterит-сульфидной и кассiterит-силикатной формаций, соответственно.

го из северо-восточных разломов, который мог входить в состав разломной зоны на контакте Буреинского и Журавлевско-Амурского террейнов. Вмешавшие эту магматическую камеру породы Журавлевско-Амурского террейна мелового турбидитового бассейна, в силу их природы и возраста, также могли быть более водонасыщенными в сравнении с породами юрской аккреционной призмы – Баджальского террейна, вмешавшими аналогичные камеры других рассматриваемых интрузивов. В этих предположениях и выводах мы не учитываем влияния других летучих компонентов, которое могло быть значительным. Аналитические результаты показывают, что одним из важнейших среди них мог быть бор (содержания фтора установлены на уровне 0.01–0.10%), содержание которого в некоторых пробах превышает 500 г/т. Имеются сведения [26], что присутствие бора в силикатном расплаве воздействует на процессы кристаллизации аналогично воде. Можно также предполагать значительное усиление активности хлора в расплаве кристаллизационной камеры Эльбанского массива, связанного с его локализацией в Журавлевском террейне и вероятной эволюцией в условиях субдукции. Одновременное увеличение активности воды, бора и хлора может обусловить интенсивную совместную кристаллизацию биотита и плагиоклаза, что объясняет многие из наблюдающихся геохимических особенностей пород массива [12].

Важнейшим фактором, определяющим особенности генезиса, эволюции магматических расплавов и геохимическую специфику формирующихся пород, является геодинамическая обстановка. В соответствии с геодинамическими моделями в установленный по результатам изотопных датировок период (114–90 млн лет назад) геологическое развитие региона определялось существованием здесь активной окраины трансформного типа (135–95 млн лет назад) и постепенным изменением геодинамического режима на субдукционный в интервале 96–95 млн лет назад [17]. Судя по изотопному возрасту пород, первичный магматический очаг и кристаллизационные камеры большинства интрузивных массивов ареала сформировались и прошли основную, а может быть, и всю эволюцию в условиях трансформной окраины. Формирование Эльбанского интрузива и грязенов, в соответствии с их датировками (90–88 млн лет), могло происходить в обстановке доминирования в регионе режима активной окраины андийского типа.

Диаграммы геодинамической типизации (рис. 5, 6, 7, 9) характеризуют гранитоиды ареала как преимущественно “субдукционные”. Однако необходимо иметь в виду, что такая типизация на основе геохимических признаков еще очень далека от совершенства, а для магматизма “слэб-виндоу”, характерного для трансформных окраин, выявление типоморфных признаков находится на самой начальной стадии. Исследователи отмечают “переходные” характеристики магматических ассоциаций этого типа, которые, по их мнению, фиксируют смешение расплавов разного генезиса [21]. Возможно, что выявленные нами переходы I-тип \rightarrow S-тип могут иметь именно это объяснение. Отметим также направление тренда пород массива Высокого на рис. 7 – из поля субдукционных к полю коллизионных гранитоидов. Не характерное для магматизма субдукционного, оно, по нашим данным, отчетливо проявлено в эволюции монцонит-сиенитовой ассоциации Березовского интрузива в Кавалеровском рудном районе (Приморье), для которого признается формирование по модели “слэб-виндоу” [5, 18]. Распределение РЗЭ, которое при сравнении с полями геодинамических типов по [1] характеризует исследуемые гранитоиды как субдукционные \rightarrow коллизионные (переходные), по данным [18], характерно именно для гранитоидов “трансформного” типа (рис. 11). Не соответствуют такой природе гранитоидов низкая щелочность и отсутствие в ранней фазе ареала основных разновидностей пород. Однако, как видно, например, по отношению суммы щелочей к глинозему (рис. 6), в этом они мало отличаются от пород Березовско-Арагатского комплекса Кавалеровского района или Силинского –

Комсомольского, генезис которых также связывают с режимом раннемеловой трансформной окраины.

Очевидно, что однозначно назвать геодинамический тип магматической ассоциации Маглойского ареала сегодня нельзя. С учетом возможности проявления на разных участках трансформных окраин разных геодинамических режимов с характерными для них типами магматизма [3] геодинамическая типизация должна базироваться на результатах комплексных геолого-структурно-петрологических исследований. В частности, для исследуемого объекта необходимо более точно определить границы и вещественный состав террейнов, особенно террейна Журавлевского, который, в отличие от Баджальского, не был исследован по программе “Баджало-Комсомольский полигон” [9]. Структурно-тектонический контроль магматического ареала, локализованного между разломами Восточным, входящим в систему Тан-Лу, характеризовавшуюся интенсивными левосторонними смещениями в раннем мелу [11], и аналогичном ему, скрытом под отложениями Среднеамурской депрессии (кайнозойской рифтогенной впадины) разломом на границе террейнов, мог быть обусловлен формированием здесь бассейна синсдвигового растяжения, что также требует проверки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственно-временные соотношения, химический состав, распределение редких и редкоземельных элементов в породах “типовых” интрузивов Маглойского ареала Харпийской вулканической зоны Приамурья показывают вероятность образования их в связи с одним глубинным (первичным) магматическим очагом и обоснованность выделения в ранге магматического комплекса.

Основные различия породного состава массивов, химического состава и геохимической эволюции слагающих эти массивы пород с наибольшей вероятностью могли быть обусловлены формированием их из относительно изолированных, односторонне, но независимо эволюционировавших “интрузивных камер” – вторичных магматических очагов.

Формирование кристаллизационных камер, контролированное зонами главных разломов, вероятно, не было одновременным, постепенно запаздывая в направлении с северо-запада на юго-восток. При таком развитии многие геохимические особенности пород Эльбанского массива, обособленного от основной группы не только в пространстве, но и во времени, могут быть связаны с эволюцией (разрастание, фракционирование) первичного очага.

С учетом выявленных различий возраста исследованных интрузивов как “фактор влияния” на гео-

химические особенности слагающих их пород необходимо рассматривать также происходившую в сеномане смену геодинамического режима трансформной окраины на режим активной окраины андийского типа [17].

Влияние на геохимические особенности интрузивных пород состава образований, вмещающих кристаллизационные камеры, не было решающим. Более значительным могло быть влияние таких их свойств, как водонасыщенность, проницаемость, наличие компонентов восстановителей, окислителей и т. д., определявших особенности кристаллизации расплава и фракционирования многих, в т. ч. и рудных, элементов.

Петролого-геохимические признаки интрузивных пород ареала позволяют в целом оценивать перспективы на обнаружение связанной с ними оловянной минерализации (в сравнении с Комсомольским и Кавалеровским рудными районами) как незначительные. Из “типовых” интрузивов наиболее отчетливые признаки редкометалльной специализации характеризуют Анаджаканский, с которым предполагаются связанными датированные по мусковиту грейзены. Показательно, что золото, источником которого эти грейзены рассматриваются, обогащено оловом. Геохимические признаки золотоносных ассоциаций имеют гранитоиды интрузива Высокого.

Работа выполнена при поддержке Президиума ДВО РАН, проект 06-III-А-08-320.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С.363–380.
2. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальннаука, 2006. [Кн. 1.] 572 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
5. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальннаука, 2002. 297 с.
6. 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.77–87.
7. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Маглойский ареал как вероятный аналог Мяо-Чанской магматической серии Комсомольского рудного района // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 87–97.
8. Гребенщикова В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании

- нии золотого оруденения: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2004. 40 с.
9. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Комсомольская серия. Лист М-53-XVII. М.: МПР РФ, 2002.
 10. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки // Изв. АН СССР, сер. геол. 1970. № 7. С. 20–30.
 11. Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 519–524.
 12. Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б Экспериментальное изучение эффекта кислотно-основного взаимодействия в кислых расплавах и влияние кислотности равновесного флюида на смещение эвтектик кварц-ортоклаз и кварц-ортоклаз-биотит // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. VIII. С. 62–75.
 13. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
 14. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463–1466.
 15. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
 16. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальненаука, 1995. 65 с.
 17. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
 18. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М. и др. Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа // Геодинамика, магматизм и металлогенез. Владивосток: Дальненаука, 2006. Кн. 1. С. 20–32.
 19. Шкодзинский В.С., Недосекин В.С., Сурин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
 20. Abdel Rahman A.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35, part 2. P. 525–541.
 21. Asmeron Ye., Jacobson B.P. Wernicke B.P. Variations in magma source regions during large-scale continental extention,, Death Valley region,, western United States // Earth Plan. Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 235–254.
 22. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385, № 16. P. 219–229.
 23. Jahn B.M., Glikson A.Y., Peucat J.J., Hickman A.H. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: Implikations for the early crustal evolution // Geochim. & Cosmochim. Acta. 1981. № 45. P. 1633–1652.
 24. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. // Tectonophysics, 1990. № 174. P. 235–255.
 25. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Jurn. of Petrology, 1984. V. 25. P. 956–983.
 26. Pichavant M. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure // Contrib. Mineral. Petrol., 1981. V. 76. P. 430–439.
 27. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoiden // Geol. Wiss. 1985. V. 13. № 5. P. 615–627.
 28. Whalen J.B., Curree K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / / Contr. to Miner. Petrol., 1987. V. 95. № 4. P. 407–419.
 29. Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1991. 466 p.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V. G. Gonevchuk, G.A.Gonevchuk

Composition and genesis of the intrusive association of the Magloy magmatic area (Central Priamurye)

Results of new geochemical and isotope-geochronological research into the intrusive association are given for one of the largest and comparatively poorly investigated zone of Cretaceous (Aptian-Cenomanian) magmatism of the Sikhote-Alin accretionary fold system. The petrological interpretation of the available and earlier data is made on the basis of conceptions of the block (terrane) structure of the region and the different geodynamic nature of magmatic complexes. It is shown that «transitive» characteristics of the investigated intrusive rocks in geochemical and geodynamic classifications can be explained by the magmatism model of the transform continental margin. The influence of the terrane composition and the change of the geodynamic regime in the region, which falls on the time of formation of the study area (114-90 Ma), are considered as additional complicating factors.

Key words: magmatism, transform margin, Cretaceous period, Sikhote-Alin, Priamurye, Kharpy volcanic zone.