

УДК 552.321.1/553.212

## АВТОЛИТЫ В ГРАНИТАХ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ – РЕЗУЛЬТАТ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА (ПО ДАННЫМ Nd-Sr ИЗОТОПИИ)

© 2012 г. Г. А. Валуй

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159  
E-mail: gvalui@mail.ru

Поступила в редакцию 31.05.2011 г.

Описаны основные особенности мелкозернистых гранодиоритовых включений (автолитов) в малоглубинных гранитоидных интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня (геологическое положение, химический, минералогический, РЗЭ и Nd-Sr изотопный состав). Установлено, что состав включений зависит от состава содержащих их пород, от положения внутри массива и его глубинности. Структура включений из разных пород подобна и не наблюдается в породах такого же состава, но в другом геологическом залежании. Размер включений увеличивается от диоритов к гранитам, т.е. зависит от вязкости магматических расплавов. От диоритов к гранитам внутри одного массива происходит одновременное увеличение отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , тогда как в парах гранит-автолит отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  увеличивается, а  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  уменьшается, свидетельствуя о их кристаллизации в замкнутых системах, где происходит распад  $^{87}\text{Rb}$  с образованием  $^{87}\text{Sr}$ . По мнению автора, автолиты появляются при дегазации маловодного гранитного расплава в результате дифференциации, которая вызвана динамическим понижением давления (т.е. процессом, подобным кавитации) в момент заполнения магматической камеры в условиях малых глубин.

Ключевые слова: гранитоиды, автолиты, включения, геохимия, РЗЭ, Nd-Sr изотопия.

### ВВЕДЕНИЕ

Микрогранодиоритовые включения (автолиты) округлой формы являются характерной особенностью малоглубинных гранитов, описаны в различных регионах, но генезис их до сих пор остается спорным [5–7, 18, 24, 29, 31, 38 и др.]. Автор столкнулась с этими образованиями при изучении гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня, пре-красно обнаженных на побережье Японского моря. Гранитоидные массивы образуют здесь единый пояс северо-восточного простирания, отделены друг от друга полями верхнемеловых вулканитов и представлены крупными (десятки километров) многофазными телами, сложенными диорит-гранодиорит-гранитными породами, содержащими магнетит (рис. 1). В них широко проявлена внутрикамерная дифференциация с признаками различных типов механизмов расслоения, и в том числе флюидно-магматического расслоения, в результате которого, по мнению автора, возникли микрогранодиоритовые включения – автолиты [5–7].

### АНАЛИЗЫ

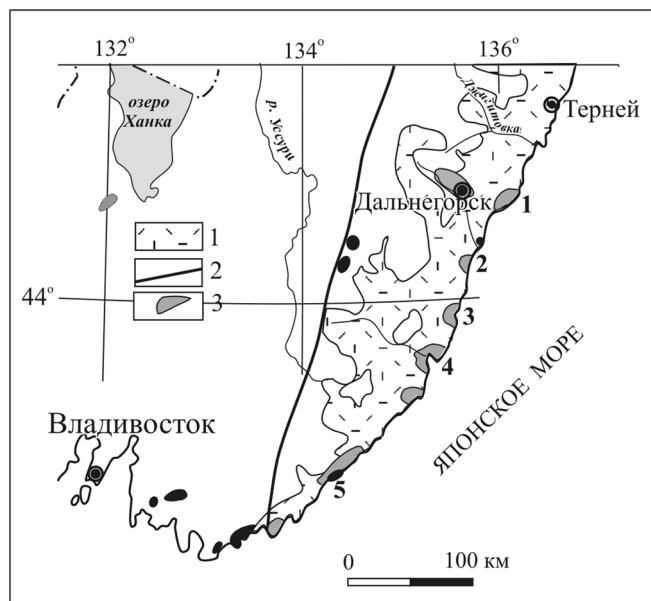
Вещественный состав магматических пород изучался стандартными аналитическими методами в химической лаборатории ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Редкие элементы определялись методом

ICP MS в Аналитическом центре г. Потсдам (Германия). Состав флюидной фазы определялся методом газовой хроматографии [8] в ИЗК СО РАН, г. Иркутск. Измерения изотопного состава Sm и Nd методом изотопного разбавления проводили на семиканальном твердофазовом спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторе с использованием (Re+Re) и (Ta+Re) лент в ГИН КНЦ РАН, г. Апатиты. Определение Rb, Sr и отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  производилось прямыми измерениями на масс-спектрометрах МИ-1201В и МИ-1201 в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан.

### ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ

Включения встречаются в разных породах – от диоритов до гранитов и аплит-пегматитовых даек, образуя в них одиночные выделения и скопления в форме линз (рис. 2а–г) или горизонтов, многократно повторяющихся в обнажениях (Опричненский массив), а иногда слагающих целиком некоторые фации пород (Валентиновский массив), в основном в приконтактных частях плутонов.

Они обладают большей пористостью (2–3 против 0.8–1.2%) и магнитной восприимчивостью (1100–1200 против 500–700·10<sup>-5</sup> в ед. СИ), чем вмещающие их породы. Всегда имеют магматическую



**Рис. 1.** Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья.

1 – вулканы Восточного Сихотэ-Алиня, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом, 3 – интрузивы (1 – Опричненский, 2 – Бринеровский, 3 – Владимирский, 4 – Ольгинский, 5 – Валентиновский).

структуру, характерную только для них, и не встречающуюся в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании. Ее можно назвать призматическизернистой, и образована она удлиненными призмами плагиоклазов (иногда с роговой обманкой), интерстиции между которыми заполнены кварцем, калинагровым полевым шпатом и биотитом, причем плагиоклаз бывает ориентирован вдоль контакта включения. В гранофировых гранитах структура некоторых включений сферолитовая. Включения не несут следов воздействия на них вмещающих гранитоидов.

Включения нередко зональны – имеют более мелкозернистую краевую часть (рис. 2д), а иногда состоят из множества мелких и более тонкозернистых в одном крупном и представляют из себя как бы “включения во включениях”. В одном обнажении наблюдаются включения различного состава и варьирующих размеров (рис. 2), но в целом выдерживается закономерность: среднезернистые являются более основными и крупными по размеру, чем мелкозернистые (рис. 3). Мелкозернистые нередко срезают контакты среднезернистых автолитов с гранитами [3, 6].

При удалении от контактов интрузива размеры включений и степень контрастности состава пары: вмещающая порода–включение увеличивается так же, как и при возрастании глубинности массива. Размер включений увеличивается от диоритов (10–15 см) и гранодиоритов (15–30 см) к гранитам, достигая в последних 100–150 см в диаметре (рис. 2а).

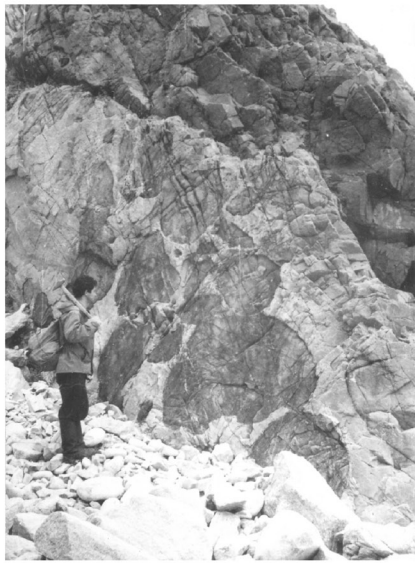
Минеральный состав включений довольно однообразен. Например, в автолитах из гранитов Опричненского массива зональный плагиоклаз составляет 40–50% (в автолитах из диоритов до 60%) объема породы, кварц – 10–20% (менее 10% – из диоритов), кали-нагровый полевой шпат – 1–3% (во включениях сферолитовой структуры – до 17%), а из диоритов – 1.5%, биотит – 4–5% (5–10% – из диоритов), роговая обманка – 3–5% (до 20% – из диоритов). Плагиоклазы включений более основные, резко зональные и менее упорядоченные, чем во вмещающих породах, и имеют более высокие содержания ВаО и К<sub>2</sub>О. Например, плагиоклаз из автолита в гранитах имеет состав  $An_{40-35}-An_{16-14}$ , а в граните –  $An_{25-30}-An_{22-18}$ ; из включения в диоритах –  $An_{45-40}-An_{25-22}$ , а в самом диорите –  $An_{54-50}-An_{23-20}$  [3–6]. Включения обогащены апатитом, магнетитом и флюидами, которые содержат повышенные количества Н<sub>2</sub>О, Н<sub>2</sub>, СО и СО<sub>2</sub> (табл. 1).

Химический состав включений колеблется: в гранитах – от гранитов до гранодиоритов, в гранодиоритах – до диоритов и т.д., всегда сохраняя более высокое содержание суммы (FeO + MgO + CaO + Na<sub>2</sub>O) и относительно меньшее SiO<sub>2</sub> и К<sub>2</sub>O (табл. 2). Сопоставление содержания SiO<sub>2</sub> и общей железистости в гранитах и включениях в Опричненском массиве показывает широкие вариации общей железистости пород при одном и том же содержании SiO<sub>2</sub> (рис. 4), что свидетельствует о внутрикамерной дифференциации порций расплава. На диаграмме SiO<sub>2</sub>–общая железистость наблюдается три поля точек. Правое поле занимают составы гранофировых гранитов приконтактной фации и некоторых включений, содержащих 74–75% SiO<sub>2</sub>. Второе поле отвечает гранитам центральной части Опричненского массива, содержащих 72–73% SiO<sub>2</sub>, которые не содержат включений. Третье поле образовано включениями, содержащими 61–67% SiO<sub>2</sub>. На этой диаграмме граниты центральной части интрузива занимают промежуточное положение между составами включений и гранитов приконтактных частей.

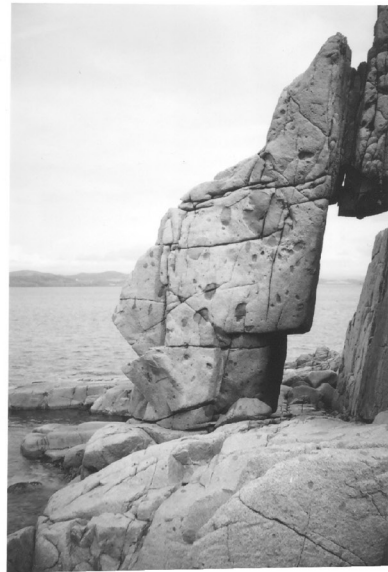
#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Было изучено распределение F, Be, В, Ва, Sr и некоторых рудных микроэлементов (Sn, Pb, Со, Ni, Sc, V, Cr) в зональном включении и вмещающих его гранитах вблизи (в 20 см) и в 2 м от контакта. Установлено, что содержания F, Sn, Ni, Со и V во включении в 1.5–2 раза выше, а Ва, Be и La в центре включения ниже. В краевой части включения содержание Ва и La возрастает до величины содержания их в гранитах, а Be – превышает их (табл. 3).

Изучение распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в автолитах и содержащих их гранитоидах выявило падение уровня содержаний



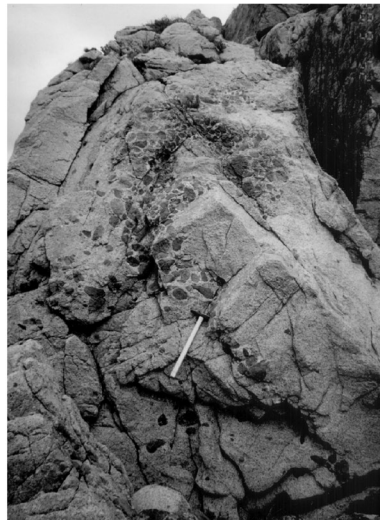
а



б



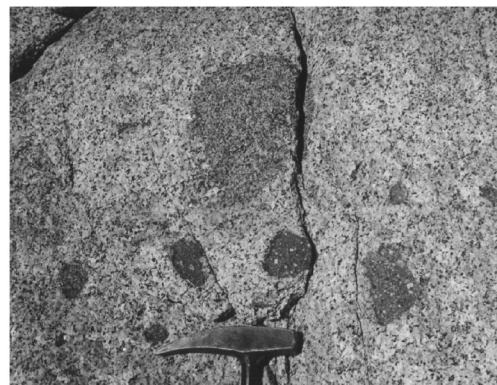
в



г



д



е

**Рис. 2.** Включения в гранитоидах.

а – в гранитах Опричненского (южное поле гранитов), б – в гранодиоритах Гамовского (мыс Стенина), в – в гранодиоритах Успенского, г – скопления мелких включений в аплит-пегматитовой зоне в гранитах Валентиновского, д – зональное включение в гранодиоритах Бринеровского, е – мелкие включения различного типа в гранитах Валентиновского массива. Фотографии автора.

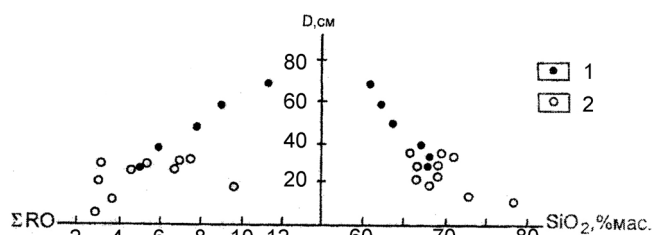


Рис. 3. Зависимость  $\text{SiO}_2$  и суммы  $(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O})$  от размера включений (Опричненский массив).

1 – включения в 1–4 км, 2 – в 100 м от контакта массива. D – минимальный диаметр включений.

РЗЭ от легких к тяжелым элементам этой группы, аналогично тому, что было отмечено между фенокристаллами полевых шпатов и основной массой риолитов, по данным [28] (рис. 5). Наибольший вклад в содержание РЗЭ в гранитных породах, как было показано [34], вносят апатит, сфен, ортит, роговая обманка и, в меньшей степени, полевые шпаты. Выделить влияние одного какого-либо минерала на интегральный профиль содержания РЗЭ в породе не всегда возможно, но иногда оно бывает отчетливо заметно. Например, форма кривых содержаний РЗЭ в автолитах из гранодиоритов Владимирского и Валентиновского массивов подобна таковой для роговой обманки и апатита [28, 34] – рис. 5 (слева внизу).

Концентрация РЗЭ в диоритах и их включениях близки и различаются только отсутствием Eu минимума в последних. Во включениях из гранодиоритов Владимирского и Валентиновского массивов содержание РЗЭ значительно выше, а в Бринеровском интрузиве незначительно ниже, чем во вмещающих породах. Включения в гранитах есть с более высокими содержаниями РЗЭ (обр. В-1022), но чаще – с более низким, как в гранитах поздних фаз. От гранитов включения отличаются меньшим Eu минимумом. Во включениях из гранодиоритов Eu минимум более глубокий, но по абсолютной величине совпадает с ними (рис. 5).

Содержание РЗЭ в автолитах из гранитов Валентиновского (обр. В-940) и гранитов северной части Опричненского (В-1219 и В-1218в) массивов почти одинаково, тогда как во включениях из гранитов южной части Опричненского массива, отобранных из одного обнажения, содержание РЗЭ ниже, чем во вмещающих гранитах (обр. В-1769 – В-1771) – рис. 5.

В целом, геохимические особенности включений, за исключением включений из гранодиоритов Владимирского и Валентиновского массивов, подобны и не показывают существенных отличий от содержащих их пород.

Таблица 1. Флюидный анализ включений и гранитов

Порода	Крупнозернистый гранит		Гранофировый гранит		Гранодиоритовые включения	
	№ обр	301 а	364	216 д	220 б	245 г
$\text{H}_2\text{O}$ (мл/г)	4.71	4.60	5.70	2.35	13.88	6.20
$\text{CO}_2$	0.11	0.10	0.18	0.10	1.94	0.27
$\text{H}_2$	0.17	0.20	0.33	0.25	1.70	1.45
$\text{CO}$	0.4	0.04	0.07	0.07	0.07	0.10
$\text{CH}_4$	–	0.004	–	0.003	0.006	0.002
Сумма газов	5.04	4.95	6.28	2.78	17.60	8.03
К восст.	0.04	0.05	0.07	0.13	0.11	0.24
Отн. % $\text{H}_2\text{O}$	93.4	93.0	90.7	84.6	78.9	77.2
$\text{CO}_2$	2.2	2.0	2.9	3.8	11.0	3.4
$\text{H}_2$	3.4	4.0	5.3	9.0	9.7	18.0
$\text{CO}$	1.0	1.0	1.1	2.5	0.4	1.3
$\text{CH}_4$	–	–	–	0.1	–	0.1

Примечание. Аналитик Т.П. Гантимурова (ИЗК СО РАН, г. Иркутск).

#### Sm-Nd И Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ И ГРАНИТОВ

Были проанализированы пары порода–автолит на Sm-Nd и Rb-Sr изотопы. Установлено, что содержание Sm и Nd во включениях ниже, чем в содержащих их породах в Опричненском и Бринеровском массивах, тогда как в автолитах гранитов Валентиновского интрузива содержание этих элементов увеличивается по сравнению с вмещающими их гранитами.

Содержание Rb во включениях ниже, а Sr – выше, чем в содержащих их породах, что естественно зависит от количества калинатрового полевого шпата, как основного Rb-содержащего минерала, и плагиоклаза, который является основным Sr-содержащим минералом.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношение во вмещающих породах, как правило, выше, чем во включениях, тогда как отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  закономерно выше во включениях, чем в содержащих их породах (табл. 4).

Анализ полученных автором Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных показал, что от ранних фаз к поздним внутри одного массива (в ряду пород основная–кислая) происходит одновременное увеличение отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что наблюдается в Опричненском плутоне (0.550–3.529) для диоритов и (0.7034–0.7067) для гранитов и в Бринеровском интрузиве (0.742–5.524) для гранодиоритов и (0.7032–0.7058) для гранитов, тогда как в парах порода–включение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношение уменьшается, а  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  возрастает (табл. 4, рис. 6).

Полученные Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные пар включение–порода в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня показывают, что включения в гранитоидах, являясь породами более основного со-

Таблица 2. Химический (вес.%) и микроэлементный (г/г) состав гранитоидов и включений в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня

Компоненты	В-300 диорит	В-295в вкл.	В-1219 гранит	В-1218в вкл.	В-1770а гранит	В-1769 вкл.	В-1770 вкл.	В-1771 вкл.	В-1772 вкл.	В-1772а вкл.	В-433 гранодиор.	В-431а вкл.	В-1472 гранодиор.	В-1472а вкл.	В-909а гранодиор.	В-902 вкл.	В-940 гранит	В-940а вкл.	В-1022 гранит	В-1022з вкл.	В-1043б вкл.
SiO <sub>2</sub>	59.22	53.26	72.38	67.54	74.93	67.79	70.67	66.02	68.01	66.05	68.84	57.40	66.10	59.10	65.28	55.64	73.02	68.10	71.13	63.79	68.80
TiO <sub>2</sub>	1.10	0.15	0.42	0.49	0.14	0.18	0.19	0.35	0.33	0.46	0.39	0.80	0.55	0.84	0.70	1.52	0.26	0.60	0.21	0.49	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.80	15.63	12.85	15.24	11.70	15.17	14.44	15.95	14.95	16.10	14.97	16.43	14.85	16.97	14.31	16.70	12.66	15.11	13.95	15.33	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	5.54	1.04	1.66	1.39	1.80	1.54	1.45	1.26	2.12	1.38	2.06	3.23	3.41	0.78	2.78	1.54	1.17	1.09	3.80	1.57
FeO	5.64	6.17	1.68	2.14	0.82	1.90	1.28	3.28	2.40	2.56	2.48	4.78	1.25	3.54	7.16	8.11	2.02	3.82	2.89	3.44	3.00
MnO	0.12	0.19	0.16	0.18	0.07	0.16	0.13	0.19	0.19	0.22	0.08	0.02	0.06	0.10	0.13	0.20	0.06	0.12	0.09	0.12	0.13
MgO	4.49	5.52	1.15	1.38	0.55	1.12	0.62	1.33	1.16	1.25	1.00	3.80	2.61	3.80	1.52	3.90	0.54	1.24	0.65	1.12	2.86
CaO	6.39	7.94	1.31	2.83	0.61	1.56	1.00	2.32	1.63	2.18	2.71	5.32	4.28	5.73	3.04	2.51	1.60	2.51	1.94	3.45	2.22
Na <sub>2</sub> O	3.14	3.91	3.89	5.12	4.27	4.92	4.93	5.11	4.93	4.50	4.06	5.26	2.75	2.89	3.24	3.65	3.72	4.16	3.28	4.30	4.23
K <sub>2</sub> O	1.89	1.29	4.01	2.72	4.32	3.56	3.70	2.83	3.65	2.76	3.00	1.68	2.88	1.76	2.66	2.66	3.71	1.86	3.51	3.37	2.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	н.о.	0.19	0.11	0.06	0.19	0.11	0.22	0.21	0.25	0.21	0.28	н.о.	н.о.	0.20	0.32	0.12	0.14	0.14	0.27	0.14
п.п.п.	0.28	0.31	0.74	0.82	0.61	0.98	0.49	0.53	0.92	0.33	0.49	1.81	1.26	1.69	1.43	1.51	0.44	0.72	0.75	0.44	0.21
H <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.46	0.28	0.62	0.35	0.66	0.35	0.08	1.08	0.12	0.29	н.о.	н.о.	0.52	0.32	0.20	0.18	0.12	0.00	0.12
Сумма	100.13	99.91	99.82	100.23	99.73	99.68	99.76	99.93	99.78	99.86	99.61	99.93	99.82	99.83	100.45	99.50	99.69	99.55	99.63	99.92	100.54
Rb	74.9	55.8	107	93.9	115	104	101	141	-	-	103	154	91.1	67.9	143	220	136	142	120	111	123
Sr	371	446	150	226	60.5	289	174	308	-	-	254	274	366	400	211	148	156	328	194	327	198
Y	20.3	20.9	18.3	24.0	39.5	28.2	40.1	32.8	-	-	26.0	59.2	18.4	16.8	24.2	42.2	18.6	18.0	15.7	22.1	19.3
Zr	45.8	29.6	89.5	242	120	122	253	129	-	-	100	142	91.2	102	80.7	80.3	77.3	134	63.8	172	167
Cs	4.01	3.65	2.25	1.17	2.02	3.23	2.58	5.79	-	-	4.47	10.7	4.56	5.18	7.13	20.2	2.67	5.14	2.16	5.26	7.52
Ba	388	263	882	617	670	746	661	533	-	-	798	247	515	365	401	576	515	580	546	540	533
La	15.2	17.0	39.7	32	41.8	40.2	23.3	38.1	-	-	39.0	29.4	24.4	16.4	47.6	20.7	30.4	33.7	23.3	23.6	22.8
Ce	39.5	36.4	77.3	65.8	88	81.1	50.1	82	-	-	77.8	74.3	50.8	33.5	93.2	53.5	60.1	65.9	44.8	51.2	43.8
Pr	4.85	4.56	8.18	7.61	10.20	9.21	6.72	9.67	-	-	8.87	10.2	5.87	3.99	9.93	7.30	6.50	7.12	4.83	6.16	4.69
Nd	18.2	17.7	26.0	26.3	368	31.5	27.1	35.0	-	-	30.8	40.6	20.8	15.1	31.7	28.3	21.3	23.4	16.1	22.7	15.7
Sm	3.94	3.94	4.20	5.04	7.18	5.54	6.17	6.38	-	-	5.88	9.78	4.01	3.19	5.38	6.72	3.90	4.05	2.93	4.49	3.00
Eu	0.926	1.20	0.731	0.937	0.788	1.40	1.47	1.63	-	-	1.32	1.48	0.921	1.05	0.868	0.733	0.644	0.892	0.744	1.09	0.696
Gd	3.84	3.97	3.42	4.22	6.77	4.87	6.15	5.93	-	-	5.35	10.0	3.75	3.33	4.72	6.96	3.46	3.49	2.59	4.25	3.03
Tb	0.583	0.599	0.507	0.644	1.07	0.723	1.02	0.886	-	-	0.792	1.58	0.568	0.507	0.686	1.11	0.533	0.523	0.396	0.631	0.495
Dy	3.58	3.67	3.02	4.01	6.65	4.38	6.31	5.39	-	-	4.68	9.78	3.29	3.05	4.14	6.91	3.16	3.08	2.51	3.82	3.07
Ho	0.715	0.749	0.623	0.802	1.38	0.903	1.34	1.10	-	-	0.925	2.04	0.644	0.596	0.839	1.43	0.644	0.617	0.526	0.778	0.657
Er	2.07	2.18	1.96	2.52	4.07	2.65	4.03	3.21	-	-	2.67	6.01	1.83	1.75	2.45	4.35	1.90	1.81	1.61	2.29	2.01
Tm	0.291	0.325	0.309	0.384	0.616	0.399	0.633	0.481	-	-	0.390	0.926	0.279	0.260	0.381	0.678	0.293	0.279	0.263	0.361	0.321
Yb	1.98	2.22	2.19	2.68	4.19	2.63	4.42	3.25	-	-	2.56	6.13	1.85	1.71	2.57	4.66	2.00	1.92	1.84	2.45	2.25
Lu	0.307	0.338	0.357	0.418	0.637	0.396	0.71	0.505	-	-	0.397	0.946	0.278	0.256	0.398	0.746	0.307	0.291	0.291	0.390	0.360
Hf	1.55	1.10	3.03	5.77	4.27	3.29	6.56	3.26	-	-	3.20	4.48	3.01	2.75	2.69	3.30	2.61	3.51	2.03	4.36	4.54
Pb	17.6	18.1	19.5	16.1	22.1	17.2	21.90	15.2	-	-	15.2	136	12.4	8.97	20.7	14.9	14.8	14.1	23.7	11.1	18.7
Th	6.87	3.82	13.90	12.0	12.9	7.71	7.92	6.19	-	-	14.1	14.5	13.9	6.40	24.2	15.2	17.4	11.3	16.0	9.97	14.9
U	1.40	0.85	2.48	3.17	2.50	1.39	2.31	0.992	-	-	1.81	3.63	3.27	6.48	4.09	3.03	3.19	2.33	3.19	1.77	2.84

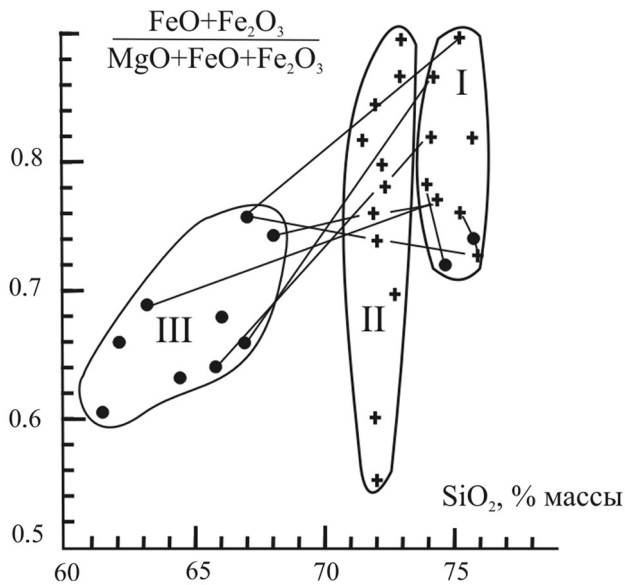


Рис. 4. Положение точек составов гранитов и включений на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-}f_{\text{общ.}}$ .

I – составы гранитов и включений из приконтактной части массива; II – граниты из центральной части массива, не содержащие включений; III – состав включений.

става, имеют изотопные характеристики более кислых пород, свидетельствуя об особенностях их образования (табл. 4, рис. 7Б), тогда как опубликованные Sm-Nd и Rb-Sr изотопные анализы включений и вмещающих их пород из некоторых других регионов показывают, что включения имеют изотопные характеристики более основных пород (рис. 7а), что позволяет авторам делать вывод о происхождении включений в результате смешения кислых и основных расплавов [33, 35, 37, 41].

### ГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ

Вопрос о происхождении включений до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают их ксенолитами изверженных пород, переработанными гранитами [11, 31 и др.], фрагментами ранних фаз кристаллизации [23, 36] или даже релитами [21]. Другие относят их к автолитам, т.е. продуктам эволюции той же магмы, что и вмещающие гранитоиды, по разному определяя время их появления – на ранних [24 и др.] или поздних [13] стадиях кристаллизации гранитоидов. В последние годы начинает преобладать мнение, что включения являются результатом смешения основной и кислой магм [2, 17, 18, 29, 32, 33, 37, 39 и др.] или синплутоническими дайками [14 и др.].

Указанные выше особенности включений в гранитоидах Восточного Сихотэ-Алиня и прежде всего зависимость их состава от состава вмещающих пород, от положения внутри массива и его глубин-

Таблица 3. Содержание микроэлементов в гранитах и зональном включении (г/т)

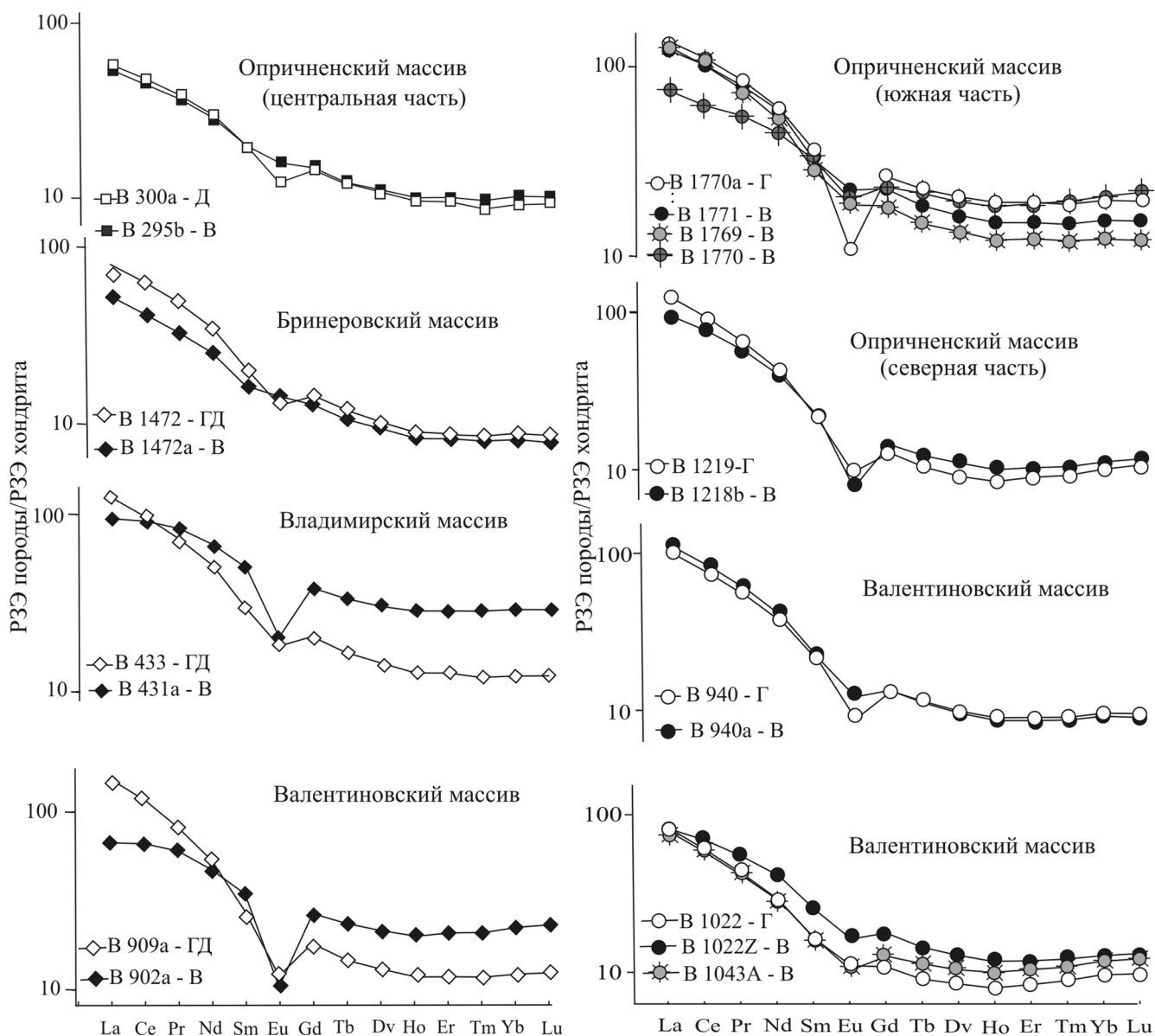
Элемент	Центр	Край	Гранит	Гранит
	включения	включения	в 20 см	в 2 м
F	430	500	410	290
Be	0.9	2.15	1.25	1.35
Sn	5.2	3.1	2.7	1.9
Pb	15	24	20	20
B	3.2	3.4	3.8	3.3
Ba	670	950	870	950
Sr	260	250	190	190
La	32	37	52	51
Ce	54	110	72	84
Nd	37	30	38	37
Yb	2.7	2.5	2.1	2.6
Y	30	28	25	32
Co	3.9	4.1	2.2	2.6
Ni	6.6	9.7	6.5	8.8
Sc	5.8	5.6	4.3	5.4
V	3.1	2.7	1.3	1.5
Cr	14	17	14	14

Примечание. Количественный спектральный анализ (ГЕОХИ РАН, г. Иркутск), по [19]

ности, сходство структурного облика включений из разных пород и отсутствие таких структур в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании, возрастание размеров включений от диоритов к гранитам, т.е. в зависимости от вязкости магматических расплавов, подобие кривых распределения РЗЭ и возрастание отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с одновременным уменьшением отношений  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ , по мнению автора, однозначно свидетельствуют об образовании их на месте своего нахождения (*in situ*) в результате закономерного процесса, возможного в расплавах разного состава (от диоритового до аплит-пегматитового), приводящего к расслоению первоначально гомогенного расплава, т.е. дифференциации.

Дифференциация магматических расплавов может быть вызвана различными причинами – градиентами температуры, давления, силами тяжести [22 и др.] или высокими содержаниями флюидов, в том числе фтора [10, 15 и др.]. Однако в случае описываемых объектов таких высоких содержаний фтора, бора и других элементов, способствующих расслоению расплава, не наблюдается и расслоение должно быть вызвано другой причиной.

Механизмом расслоения в рассматриваемом случае мог быть процесс, подобный динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры, описанный автором ранее [6, 7 и др.]. При внедрении расплавов в магматическую камеру в условиях малых глубин в результате декомпрессии происходит интенсивное выделение газовой фазы



**Рис. 5.** Содержания редкоземельных элементов во включениях и содержащих их гранитоидах в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня, нормализованные к хондриту [40].

Затемненные значки – включения, светлые – содержащие их породы. Буквы около номера образца: Д – диорит, ГД – гранодиорит, Г – гранит, В – включение.

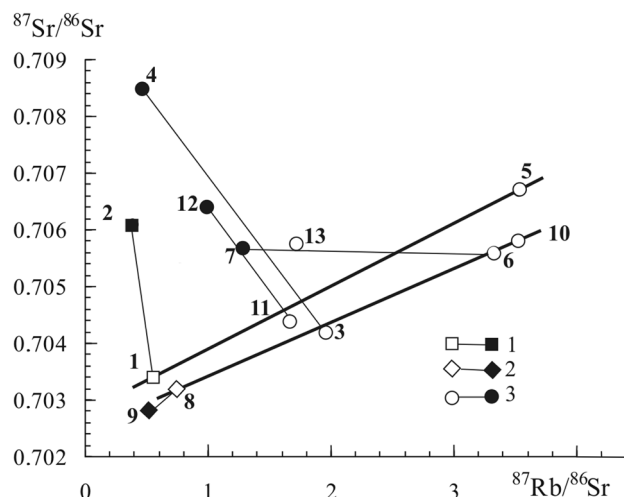
(дегазация). Газовые пузырьки в вязкой жидкости в динамически неустойчивой обстановке, попадая в кавитационные полости начинают быстро расти за счет летучих компонентов магмы, а затем схлопываются (фокусируются).

Как отмечает Р. Кнэпп с соавторами [12], кавитация является фундаментальным свойством всякой жидкости и расплавы, по-видимому, не являются исключением. Теоретически жидкость начинает кипеть, когда величина давления в некоторых участках потока снижается до давления ее насыщенных паров. Кавитация сродни кипению, только образование и рост пузырьков при кипении вы-

зывается повышением температуры, а при кавитации он обусловлен динамическим понижением давления. Кавитация появляется, если в жидкости имеются ядра кавитации или слабые места, которыми являются примеси, например, растворенные газы или твердые частицы, в магмах ими могут быть примокристы. Причем, когда кавитация происходит в жидкости с низким давлением насыщенного пара и малым содержанием растворенного газа (“маловодные” и “сухие” расплавы) пузырь схлопывается до конца и практически вся энергия схлопывания (“фокусирования”) должна затратиться на сжатие окружающей жидкости. В случае достаточно боль-

Таблица 4. Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные включений и содержащих их гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня

№ п/п	№ обр.	Порода	Возраст млн. лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	SiO <sub>2</sub>	$^{87}\text{Rb}$ ppm	$^{87}\text{Sr}$ ppm	$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	Sr <sub>0</sub>
Оприченский массив															
1	B-300	диорит	81	4.016	18.723	0.129652	0.512569	-1.35	-0.65	59.22	19.82	35.56	0.557	0.7040	0.7034
2	B-295в	включение	-	3.923	19.116	0.124073	0.51244	-3.86	-3.11	59.56	15.12	39.37	0.384	0.7065	0.7061
3	B-338	гранит	54	4.972	28.32	0.102286	0.51259	-0.94	-0.29	71.78	29.73	14.98	1.984	0.7057	0.7042
4	B-3146	включение	-	4.348	17.718	0.148342	0.512619	-0.37	-0.04	65.14	18.40	39.24	0.468	0.7088	0.7085
5	B-267	гранит	54	5.383	27.520	0.118227	0.512622	-0.31	-0.31	74.06	28.31	7.92	3.574	0.7094	0.7067
6	B-231д	гранит	54	8.811	42.967	0.123968	0.512555	-1.62	-1.12	74.32	25.76	7.63	3.376	0.7082	0.7056
7	B-1771	включение	-	6.313	31.106	0.122680	0.512631	-0.14	-0.14	66.02	39.41	30.47	1.293	0.7067	0.7057
Бринеровский массив															
8	B-1472	гранодиорит	63	4.107	20.827	0.119218	0.512556	-1.60	-0.98	66.10	25.20	33.53	0.751	0.7038	0.7032
9	B-1472а	включение	-	3.327	15.946	0.126131	0.512531	-2.09	-1.52	59.10	20.09	38.08	0.521	0.7033	0.7028
10	B-1475а	гранит	59	6.644	34.65	0.115955	0.512561	-1.50	-0.89	72.50	44.65	12.52	3.524	0.7089	0.7058
Валентиновский массив															
11	B-1022	гранит	57	2.856	15.782	0.10941	0.512608	-0.59	0.05	71.13	32.27	19.23	1.678	0.7057	0.7084
12	B-1022з	включение	-	3.506	19.101	0.110968	0.512565	-1.42	-0.80	63.79	31.93	32.07	0.995	0.7072	0.7064
13	B1043б	вкл. в аплит-пегм. дайке	-	3.081	15.881	0.117275	0.512507	-2.56	-2.15	70.86	33.85	18.88	1.793	0.7067	0.7057

Рис. 6. Соотношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для гранитов и включений.

Пары пород: 1 – диорит–включение, 2 – гранодиорит–включение, 3 – гранит–включение. Тонкими линиями соединены пары: 1–2 – диорит–включение, 3–4 и 6–7 гранит–включение, Опричинский массив; 8–9 – гранодиорит–включение, Бринеровский массив; 11–12 – гранит–включение, Валентиновский массив; толстыми – породы от ранних фаз к поздним внутри одного интрузива: 1–5 – диорит–гранит, Опричинский массив; 8–10 – гранодиорит–гранит, Бринеровский массив). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 4.

шого содержания растворенного газа (флюида) каверна до конца не схлопывается и может поглотить значительную часть энергии, что уменьшает и максимальное давление. Поэтому, вероятно, автолиты широко развиты в малоглубинных (“маловодных”) гранитах и отсутствуют в глубинных (“водных”).

В объеме жидкости волна давления при схлопывании каверны вызывает массовое зародышеобразование кристаллов в более высокотемпературных условиях, что давно используется в металлургии для повышения качества сплава путем уменьшения зернистости отливки, в частности алюминия [25]. В случае гранитных расплавов это будут зародыши плагиоклазов. Массовое образование центров кристаллизации хорошо объясняет мелкозернистую структуру включений и ее характерную особенность – плагиоклазовую “сетку”.

На скорость схлопывания сильно влияют вязкость, сжимаемость и поверхностное натяжение жидкости [9, 12 и др.]. Вязкость стремится уменьшить скорость роста и скорость схлопывания, поверхностное натяжение – уменьшает скорость роста, но увеличивает скорость схлопывания. В сжимаемой жидкости минимальный радиус пузырька при схлопывании больше, чем в несжимаемой почти в 5 раз [12]. И. Е. Забахин [9] предлагает формулу для определения критического радиу-



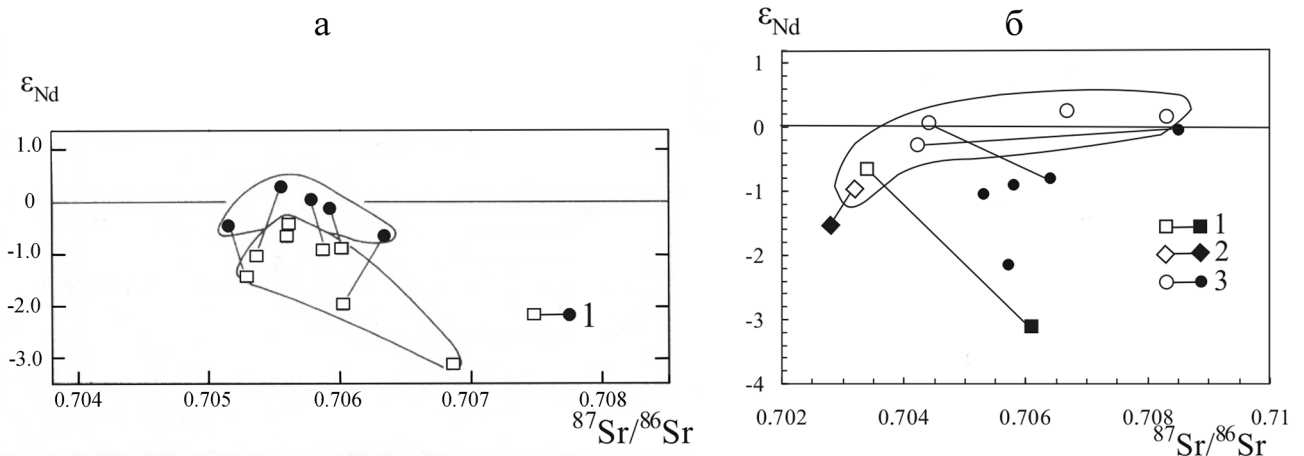


Рис. 7. Соотношение  $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$  для включений и содержащих их пород.

Зачерненные значки – включения, светлые – содержащие их породы. а – (1 – гранитоиды–включения по [35]), б – анализы автора (1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты, табл. 4).

са пузырька в вязкой жидкости:  $R_{кр} = 8.4 \times v \times \sqrt{\rho/P}$ , где  $\rho$  – плотность,  $v$  – кинематическая вязкость,  $P$  – давление жидкости. При  $R \leq R_{кр}$  кумуляция энергии схлопывания устраняется вязкостью, а при  $R \geq R_{кр}$  кавитация возможна. Практически критический радиус весьма мал, т.е. вязкость устраняет кавитацию только в случае маленьких пузырьков. Поэтому, вероятно, в диоритовых расплавах, менее вязких, включения всегда меньшего размера, чем в гранитах.

Кавитация сопровождается не только кратковременным повышением давления, но и, вероятно, диффузией малообъемных катионов Na, Ca, Mg,  $Fe^{+2}$ , скорость которой при кавитации на много порядков превышает скорость обычной диффузии в расплаве [12]. В кавернах, заполненных газом, при схлопывании происходит адиабатическое повышение температуры. Температурный градиент ( $\Delta T$ ), возникающий при этом, можно оценить по различию в составе ядер плагиоклазов из включений ( $An_{40-50}$ ) и из вмещающих гранитов ( $An_{25-30}$ ), используя диаграмму солидус-ликвидус или плагиоклазовый термометр Кудо-Вейла. Градиент может составлять 80–150°C.

Флюиды после схлопывания вновь переходят в расплав, создавая тем самым участок некоторого обогащения флюидами. Преобладающий компонент гранитных флюидов – вода, понижает вязкость и поверхностное натяжение, обогащение же Ca, Mg,  $Fe^{+2}$  увеличивает эти параметры. В итоге происходит изменение вязкости и образуются две жидкости, различающиеся по своим физическим свойствам, и поэтому имеющие границу раздела. Число тетраэдров  $[Si, Al]O_4$  в полимерных комплексах, характеризующих структуру расплава [16], для гранитной матрицы  $>1 \cdot (1.02-1.06)$ , а во включениях  $<1 \cdot (0.59-0.72)$ .

Поверхностное натяжение, возникающее на этой границе, видимо, вызывает ориентировку кристал-

лов плагиоклаза вдоль контакта капли-включения, наблюдающуюся в некоторых включениях [6].

Чем больше пузырек, тем продолжительнее время схлопывания, больше энергии выделяется, выше максимальное давление и в приложении к образованию автолитов, тем более крупными среднезернистыми и основными по составу они будут (рис. 3).

Но включение – это не сама кавитационная полость, заполненная затем расплавом, а некий объем расплава, обогащенный флюидами после схлопывания, в котором действовало повышенное давление или ударная волна, возникшая при схлопывании, т.е. это поле гидродинамического давления в локальном объеме. Последовательность процессов, приводящих к образованию включений – автолитов, согласно предлагаемой модели, следующая: 1 – образование каверн в вязком расплаве при заполнении магматической камеры; 2 – рост пузыря в расплаве за счет диффузии флюидов в кавитационную полость; 3 – схлопывание и ударная волна, сопровождаемая диффузией малообъемных катионов (Ca, Mg,  $Fe^{+2}$ , Na); 4 – обратное растворение флюидов в расплаве после схлопывания пузыря и возникновение многочисленных центров кристаллизации плагиоклазов (и роговой обманки в диоритах и гранодиоритах) в поле гидродинамического давления; 5 – обособление капли с физическими свойствами, отличающимися от исходного расплава, и появление границы раздела в результате возникновения поверхностного натяжения и за счет кривизны границы лапласовского давления ( $\Delta P$ ).

Одним из доказательств реальности проявления процесса, подобного кавитации, в гранитном расплаве, возможно, являются более высокие содержания  $H_2$  в составе флюидной фазы автолитов по сравнению с гранитами (табл. 1), ибо известно, что при кавитации происходит ионизация газов и разложение воды с образованием  $H_2$  [12].

После обособления капля расплава будет эволюционировать как самостоятельная изолированная система. Кристаллизация капли начинается с зародышей плагиоклазов при повышенной адиабатически температуре. Далее кристаллы плагиоклаза растут в условиях ее падения до температуры гранитов, о чем свидетельствует их более основной состав, резкая зональность, низкая упорядоченность и более высокие содержания  $K_2O$  и  $BaO$ , чем во вмещающих гранитах [3]. Кристаллизация капли завершается гнездами “своих” пегматитов и более кислой каймой плагиоклаза на контакте с калина-тровым полевым шпатом ( $An_{16-14}$ ), тогда как в гранитах мы имеем  $An_{22-18}$ . Кроме того, в капле происходит возрастание отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  за счет распада  $^{87}Rb \rightarrow ^{87}Sr$  в замкнутой системе, что подтверждает мнение Г. Фора [26], о том, что в замкнутых системах, образующихся в породах после охлаждения,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  начинает увеличиваться в результате распада  $^{87}Rb$  с образованием  $^{87}Sr$ , свидетельствуя о внутрикамерной (“внутрикапельной”) дифференциации. Отсутствие  $Eu$  минимума в РЗЭ анализах включений (рис. 5) подтверждает, что фракционирования плагиоклаза здесь не происходило.

Таким образом, кавитация как процесс, реально существующий в жидкостях, может объяснить возникновение автолитов более естественным образом, без привлечения каких-то случайных факторов вроде смешения расплавов. К тому же хорошо изученный в гидродинамике процесс смешения двух жидкостей свидетельствует о том, что при этом капельная структура не сохраняется, а формируются протяженные слои, субгоризонтальные ячейки [27]. Однако автор не отрицает возможности того, что некоторые включения, описанные в литературе [33, 35, 37, 41 и др.], обладающие изотопными характеристиками более основных пород и наблюдающиеся в соответствующей геологической обстановке, могут быть результатом смешения основных и кислых расплавов.

По мнению автора, процесс подобный кавитации наиболее логично может объяснить такие особенности автолитов, как: (а) наличие в одном обнажении включений разного размера и состава, (б) зависимость размера и состава включений от удаленности от контактов и глубинности массивов, (в) зависимость величины их зернистости от размера, (г) увеличение их размера от диоритов к гранитам, в зависимости от вязкости расплавов. Наличие же зональных включений и “включений во включениях” (более мелких и тонкозернистых внутри более среднезернистых) может свидетельствовать о неоднократном схлопывании каверн.

В свете предлагаемой модели, участки скопления включений являются зонами дегазации мало-водных гранитных расплавов и проявления процесса динамического понижения давления при заполнении магматических камер. Чаще всего они на-

блюдаются в приконтактных частях интрузивов, где наиболее вероятны турбулентность и дегазация внедрившейся магмы.

Горизонты включений, многократно повторяющиеся в береговых скалах Опричненского массива, возможно, являются свидетельством многоэтапности заполнения магматической камеры. Каждая новая порция магмы могла испытывать сопротивление своему движению в верхней части потока, что вызывало кавитацию и образование автолитов, приуроченных к более лейкократовым гранитам, так как часть двухвалентных катионов ушла на образование автолитов. Вниз по разрезу лейкократовые граниты, содержащие автолиты, сменяются нормальными гранитами без автолитов. Затем, в новой порции расплава процесс повторяется.

Здесь уместно отметить, что южное поле гранитов Опричненского массива представляет собой прекрасно обнаженный “модельный” лакколит зонального строения: приконтактная фация (~4 км по горизонтали) сложена гранофировыми гранитами с автолитами, которые затем сменяются ритмично-расслоенными гранитами (~3 км), представляющими собой внешнюю часть зоны конвективного перемешивания и не содержащими автолитов [4]. Центральная часть лакколита сложена равномернозернистыми гранитами с гнездами пегматитов и аплит-пегматитовыми телами. Автолиты здесь отсутствуют, т.е. в центральной части лакколита происходила нормальная эволюция гранитного расплава, заканчивающаяся пегматитами. А в приконтактной части, в зоне “застойного” расплава, где отсутствует перемешивание расплава, собираются газово-флюидные пузыри, которые не могли покинуть расплав из-за отсутствия разгерметизации камеры при незначительном  $\Delta V$  кристаллизации мало-водного гранитного расплава при недостаточном флюидном давлении в системе [1, 20], способствуя образованию фаций гранитов с включениями (автолитами).

Фации “конгломератовидных” пород, целиком сложенных включениями с небольшим количеством гранитного “цемента”, сформировались в местах, где магматический расплав испытывал наибольшее сопротивление своему движению – около останцов и провесов кровли (Валентиновский массив вблизи мыса Горал и северная часть Опричненского массива вокруг бухты Китовое Ребро).

## ВЫВОДЫ

Таким образом, описанные выше включения в гранитоидах Восточного Сихотэ-Алиня являются автолитами, которые образовались в результате дегазации и дифференциации мало-водных магматических расплавов, вызванной динамическим понижением давления, (т.е. процессом, подобным кавитации) в момент заполнения магматической камеры

в условиях малых глубин. Возникновению автолитов в гранитах способствует низкое исходное флюидосодержание, отсутствие разгерметизации магматической камеры и перемешивания расплава.

В пользу дифференциации свидетельствуют такие факты, как зависимость состава автолитов от вмещающих пород; сходство структурного облика включений из разных пород и отсутствие таких структур в породах подобного состава, но из геологических тел другой формы; увеличение размера включений от диоритов к гранитам, (т.е. в зависимости от вязкости магм); возрастание отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при одновременном уменьшении  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  во включениях по сравнению с вмещающими гранитоидами; увеличение контрастности составов пар гранит–включение по направлению от контактов к центру массива и от менее глубинных к более глубинным интрузивам.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 09–3–Ф–08–396).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернэм И.Н. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983. С. 424–467.
2. Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 632–644.
3. Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М. Наука, 1979. 147 с.
4. Валуи Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 420–425
5. Валуи Г.А. Уникальные примеры расслоения гранитоидных расплавов в интрузивах Прибрежной зоны Приморья // Докл. АН. 1995. Т. 341, № 1. С.83–88.
6. Валуи Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 11–20.
7. Валуи Г.А. Восточное побережье Приморья – провинция расслоенных гранитов // Природа. 2004. № 11. С. 31–38.
8. Гантимурова Т.П. Флюидный режим образования средне- и малоглубинных гранитоидов. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1988. 16 с.
9. Забабахин Е.И. Явления неограниченной кумуляции // Механика в СССР за 50 лет. Т. 2. Механика жидкости и газа. М.: Наука, 1970. С. 313–342.
10. Иванов И.П., Маракушев А.А., Римкевич В.С. Экспериментальное исследование области расслаивания в системе  $\text{SiO}_2\text{--NaAlSiO}_4\text{--KAlSiO}_4\text{--K}_2\text{SiF}_6$  и распределения Nb и Ta между несмешивающимися расплавами // Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 21–32.
11. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
12. Кнэпп Р., Дейли Дж., Хэммит Ф. Кавитация. М.: Мир, 1974. 687 с.
13. Коренбаум С.А. Реверсивное повышение основности кислых расплавов в зонах накопления флюидов // Магма и магматические флюиды. Черноголовка: ИЭМ АН СССР, 1985. С. 100–103.
14. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калмонович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 70–81.
15. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР. Т. 258, № 1. 1981. С. 183–186.
16. Персигов Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.
17. Попов В.С. Смешение магм – важный петрогенетический процесс // Записки ВМО. 1984. Ч. 113, Вып. 2. С. 229–240.
18. Попов В.С. Коровые включения в изверженных горных породах // Записки ВМО. 1986. Ч.115, Вып. 3. С. 311–325.
19. Райхбаум Я.Д. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
20. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитоидов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180 с.
21. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород / Ред. С.А. Коренбаум. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 142–167.
22. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 652 с.
23. Фельдман В.И. Меланократовые скопления в гранитоидах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, № 4. С. 131–132.
24. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1976. № 2. С. 36–48.
25. Флемингс М. Процессы затвердевания. М.: Мир, 1977. 360 с.
26. Фор Г. Основы изотопной геологии. 1989. М.: Мир, 589 с.
27. Ханперт Г., Тернер Дж. Конвекция, обусловленная двойной диффузией // Современная гидродинамика. Успехи и проблемы. М.: Мир, 1984. С. 413–453.
28. Arth J.G. Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1979. V. 4, № 1-2. P. 41–47.
29. Barbaren B., Didier J. Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves // Enclaves and Granit Petrology. Development in petrology. T.13. / Eds. Didier J., Barbaren B. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 1991. P. 367–373.
30. Barbaren B., Didier J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 145–153.

31. *Didier J.* Granites and their enclaves // Development in petrology. T. 3. Amsterdam, London, New York, 1973. 393 p.
32. *Eberz G.W., Nicholls I.A.* Chemical modification of enclaves magma by postemplacement cristal fraction, diffusion and metasomatic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 47–55.
33. *Elburg M.A.* Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia // *Lithos*, 1996. V. 38. P. 1–22.
34. *Fourcade S., Allegre C.J.* Trace elements behaviour in granite genesis: A case study in calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France) // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1981. V. 76, № 2. P. 177–195.
35. *Holden P., Halliday A.N., Stephens W.E.* Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production // *Nature*. 1987. V. 330, № 5. P. 53–56.
36. *Lacroix A.* Les enclaves des roches volcanique. Paris. Macon, 1883. 770 s.
37. *Maas R., Nicholls I.A., Legg C.* Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for Crustal melting and magma mixing // *J. Petrol.* 1997. V. 38, № 7. P. 815–841.
38. *Pabst A.* Observation on inclusion in granitic rocks of the Sierra Nevada, California // *Dep. Geol. Sci. Univ. California*. 1928. V. 17, № 10. P. 325–386.
39. *Poli G.E., Tommasini S.* Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoid // *J. Petrol.* 1991. V. 32, Part 3. P. 657–666.
40. *Rollinson H.R.* Using Geochemical Date: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore, 1995. 352 p.
41. *Silva M.M.V.G., Neiva A.M.R., Whitehouse M.J.* Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, center Portugal // *Lithos*, 2000. V. 50. P. 153–170.

*Рецензент Н.С. Бородина*

## **Autoliths in granites of the East Sikhote-Alin – a result of melt differentiation (from Nd-Sr isotope data)**

**G. A. Valuy**

*Far East Geological Institute, Far East Branch of RAS*

The paper describes special features of fine-grained enclaves (autoliths) in shallow granitoid intrusions of the East Sikhote-Alin (geological position and chemical, mineralogical, REE and Nd-Sr isotopic composition). It was established that the enclave composition depends on the composition of host rocks, position inside the massif, and a depth. The structure of enclaves in different rocks is similar and is not observe in the rocks of the same composition but in another geological setting. The enclave size increases from diorites to granites, i.e. depending of the magmatic melt viscosity. Inside a single massif from diorites to granites  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios increase simultaneously, whereas in the granite–autolith pairs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio increases but  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratio decreases testifying to their crystallization in the closed systems where  $^{87}\text{Rb}$  decays with the formation of  $^{87}\text{Sr}$ . In the author's opinion, the autoliths originate through the degassing of the shallow granite melt because of differentiation caused by the dynamic drop of pressure (i.e. cavitation process) at the moment of the magmatic chamber filling under the small depth conditions.

*Key words: granitoids, autoliths, enclaves, geochemistry, REE, Nd-Sr isotope.*