

6. Кривцов А. И. Месторождения платиноидов // Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Том 18.—М., 1988.—132 с.
7. Малахов И. А. О термодинамических условиях серпентинизации // Проблемы петрологии Урала.—Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973.—С. 38—52.
8. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.—М.: Наука, 1983.—224 с.
9. Малахов И. А. Хромшпинелиды как модель формирования и потенциальной алмазности кимберлитов Среднего Тимана // Межвуз. сб. Иркутского политехн. ин-та.—Иркутск, 1990.
10. Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР.—Свердловск: УФ АН СССР, 1970. Вып. 83.—166 с.
11. Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений.—1968.—№ 6.—С. 10—25.
12. Разин Л. В., Хоменко Г. А. Особенность накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия.—1969.—№ 6.—С. 659—671.
13. Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений.—М.: Недра, 1986.—1986.—360 с.
14. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.—Новосибирск: Наука, 1974.—263 с.
15. Fabries G. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes.—Contrib. Mineral. and Petrol., 1979, v. 69, N 4, p. 329—336.
16. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 1. Theory.—Canad. G. Earth Sci., 1965, v. 2, N 6, p. 648—672.

УДК 553.896.422.6

А. Г. Бушев, Ю. А. Поленов, Г. Д. Аеров

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖАДЕИТА

Выяснению вопроса жадеитообразования придается большое петрологическое и практическое значение, так как жадеит как дорогостоящее ювелирное сырье широко используется в странах Востока.

Строение месторождений

Жадеит известен в Бирме, США, Китае, Японии, Югославии, Италии, Индонезии и в Советском Союзе в связи с массивами ультраосновных пород в амфиболитовых поясах [4]. Однако крупные месторождения выявлены лишь в Бирме (Таумау, Миенмау и др.) и в Казахстане (Итмурунды) и связаны, согласно Н. Л. Добрецову, с офиолитами третьего типа [4]. Для них характерно развитие таких высокобарических ассоциаций пород, как гранатовых перидотитов и пироксенитов, эклгитов, глаукофансодержащих metabазитов, наличие основных пород эвкриптитового (кальций-глиноземистого) состава со щелочным уклоном и натриевый, реже магнезиальный [9] тип метасоматоза.

Возраст офиолитовых поясов, продуцирующих месторождения жадеита, различен: от каледонского (Лево-Кепельское на Полярном Урале, Борус в Саянах), герцинского (Итмурунды) до мезозойского (месторождения Бирмы, Гватемалы, Мексики, Японии и др.).

Жадеитоносные массивы относятся к габбро-перидотитовой или дунит-гарцбургитовой формации, для которой характерно сложное строение, обусловленное широким распространением различных по составу, но тесно взаимосвязанных между собой пород от ультраосновного до гранитного составов. Преобладающими породами являются гарцбургиты, слагающие 50—60 % объема массивов. В меньшей степени распространены лерцолиты и оливинные лерцолиты, образующие самостоятельные интрузивные образования, а также линзовидные и жильные тела дунитов, горнблендитов, пироксенитов, габбро, диоритов и плагиогранитов. Зональность массивов определяется сменой дунитовых пород, которые

занимают центральные ядерные участки интрузива, перидотит-пироксенитовыми и далее, к краевым участкам, гарцбургитовыми. Пространственно тесно ассоциирующие тела плагиогранитов, альбититов и жадеитов развиваются исключительно в приконтактных зонах массивов и тяготеют к провесам его кровли.

Интенсивная серпентинизация с преобладанием антигоритизации ультраосновных пород связывается, главным образом, с региональным метаморфизмом, но она весьма характерна также для позднего магматического и постмагматического процессов. Жадеитоносные ультраосновные породы выделяются высокой степенью магнезиальности ($M/F = 5,4-5,8$ до $6,3-6,7$) и железистости ($f = 0,10$) и низкой хромитоносностью ($8-10$). Содержание в них рубидия и цезия в 150 раз превышает кларковые, а количество аксессуарного жадеита достигает $100-120$ г/т. По данным Н. Л. Добрецова [4] в ультраосновных породах Борусского массива отмечаются повышенные содержания цинка, титана и алюминия, а также пониженное количество бария, стронция, железа, магния и кальция. Высокие содержания в гипербазитах натрия, калия и редких щелочей указывают на щелочной геохимический тип пород, с которыми связан жадеит.

Степень эрозионного среза жадеитоносных массивов небольшая, о чем свидетельствуют неровный, изгибающийся характер контактов его поверхности, наличие многочисленных ксенолитов вмещающих пород и жильных тел, высокая степень площадной серпентинизации и окисленности железа в минералах. Расчетные коэффициенты фаціальности массивов равны $0,10-0,12$, а число Хеса-Соболева — $5,4-5,8$ [1].

Дайковый комплекс, с которым связаны жадеитовые скопления, повсеместно располагается в зоне милонитизации, для которой характерна интенсивная перекристаллизация антигоритовых серпентинитов с новообразованиями диоксида, натрового актинолита и гидророссуляра. Для крупных скоплений жадеита состав дайково-жильного комплекса ограничивается гранитоидами, альбититами пегматоидного облика и плагиоклазитами. Для мелких — существенное значение приобретают тела плагиогранитов, гранодиоритов, гроссулярсодержащих плагиоклазитов (Япония, Калифорния, Полярный Урал, Китай и др.), жилы кальцит-натролитового и натролитового составов.

Характеристика жадеитоносных образований

Жадеитовые и жадеитсодержащие тела изучались многими исследователями [1, 4, 6, 7, 8, 9, 10], указывающими на разнообразную их морфологию даже в пределах одного рудного поля. Выделяются тела неправильной, жильной, трубообразной, изометричной, линзовидной и плитообразной форм. Наиболее продуктивны крупные жилы. Размеры их колеблются от $200-400$ до 600 м в длину, $80-100$ м по падению, при мощности $10-30$ до 200 м. В них отмечаются резкие раздувы и пережимы. Размеры изометричных и линзовидных образований, как правило, незначительные и не превышают первых десятков метров.

Тела жиллообразной, плитообразной и неправильной форм обычно выполняют трещинные полости сбросо-сдвигового и взбросо-сдвигового типа, что устанавливается по сколовому характеру трещин, бороздам скольжения, зонам милонитизации в контактных участках. Изометричные и линзовидные тела обычно не подчинены каким-либо тектоническим нарушениям и имеют плавные, но достаточно четкие контакты с вмещающими породами. Никаких подводных каналов или проводников не устанавливается. Это может свидетельствовать о формировании жадеитовых тел как в полостях остаточного типа, так и в процессе пере-

изменения исходного расплава и более интенсивном взаимодействии его с вмещающими ультраосновными породами. И действительно, в экзоконтакте инъекционных тел отмечаются зоны актинолитизации, тремолитизации, железо-магнезиальных слюд, появляются такие минералы, как гроссуляр и корунд. С другой стороны, в непромышленных телах триконтактовые изменения выражены слабо. Следует отметить, что благодаря сложной, пока еще не до конца расшифрованной, поздней истории ультрабазитовых массивов, многочисленные дайковые, в том числе и жадеитовые, тела разбужены, что затушевывает картину триконтактовых явлений. В силу высоких физико-механических свойств жадеит хорошо сохраняется в виде округлых будин, «закатанных» в глиноподобную массу сложного состава. Тем не менее для жадеитовых образований устанавливается два четко выраженных типа зональности [1, 3, 6, 9, 10]. Первый тип характеризуется сменой от контактов к центру тел зон кварц-плагноклазового состава гипидиоморфнозернистой и графической структуры, далее существенно плагноклазового, затем амфиболового и пироксенового (жадеитового). Жадеит или кварц занимают ядерные участки тел, но совместно встречаются крайне редко. Во втором типе краевая зона обычно сложена мономинеральным альбитом или альбит-жадеитовым комплексом, который к центру сменяется сложной амфибол (пироксен)-плагноклазовой зоной и далее жадеитовым ядром, нередко занимающим 40—60 % объема тела. Первичная зональность часто нарушена поздней наложенной низкотемпературной минерализацией.

Как показали исследования, жадеит встречается в связи с породами, метаморфизованными при высоких давлениях, но в различных температурных интервалах. Он отмечен в породах эклогит-амфиболитовой фации, для которых характерны температуры формирования 650—800 °С, гранат-глаукофановой, температурный интервал образования которой соответствует 450—650 °С, а в глаукофан-сланцевой — 300—450 °С. Значительная часть месторождений располагается в породах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, что обеспечивает резкое прогрессирование низкотемпературных гидротермальных процессов и появление новообразованного жадеита, преимущественно ювелирного. Индекс-минералами здесь являются глаукофан, хлорит, лавсонит, пумпеллит и эпидот. Для бирманских месторождений, кроме того, характерны роговая обманка и дистен, для калифорнийских — кроссит, японских — актинолит [4].

Глубины формирования этих пород, согласно Н. Л. Добрецову [9], составляют более 8 км. Так, поляноуральский офиолитовый комплекс образовался на глубине 14—15 км, а Кентерлауский — 8—10 км. Общее давление при этом достигало 8—10 кбар за счет флюидного буферного сверхдавления при гидратации зеленокаменных тел [4]. Экспериментальным путем устанавливается поле устойчивости чистого жадеита при давлении свыше 10 кбар в интервале температур 250—1200 °С [4], что соответствует предыдущим данным.

Взаимосвязь жадеитов с магматическими образованиями

Жадеитовые образования повсеместно ассоциируют с гранитоидами, плагноклазитами и альбититами ультрабазитового комплекса. О их генетической связи все исследователи не расходятся во мнении, что подтверждается пространственной приуроченностью этих жил к одним элементам структуры, развитием гранитоидных и плагноклазитовых оторочек вокруг жадеитовых выделений. Считается, что гранитоиды являются производными габбро-перидотитовой магмы океанического типа,

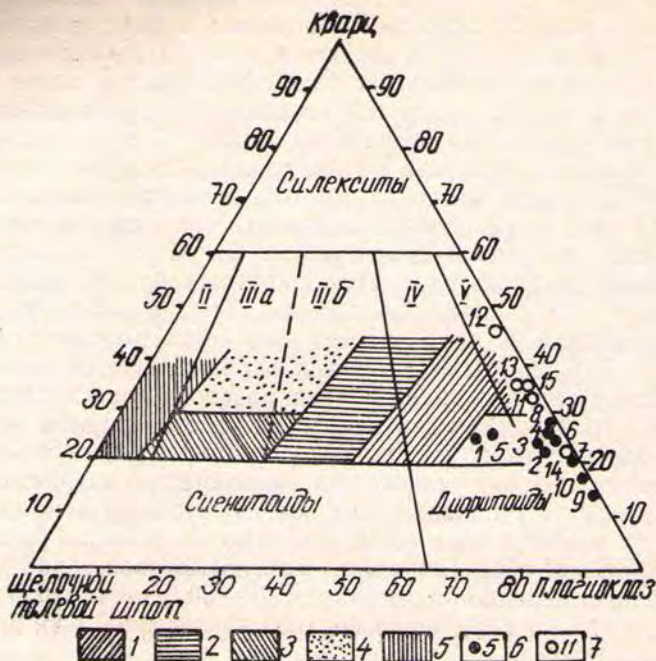


Рис. 1. Положение гранитоидов офиолитовых комплексов на диаграмме калиевый полевой шпат — кварц — плагиоклаз:

1—5 — области гранитоидов материнских для пегматитов разных формаций: 1 — слюдоносных, 2 — редкометалльных, 3 — редкоземельных, 4 — флюорит-редкоземельных, 5 — собственно хрусталеносных; 6 — жадитоносных офиолитовых комплексов, 7 — нежадитоносных офиолитовых комплексов; 11 — щелочно-полевошпатовые граниты; 111а — граниты поля «а»; 111б — граниты поля «б»; IV — гранодиориты; V — плагиограниты и тоналиты

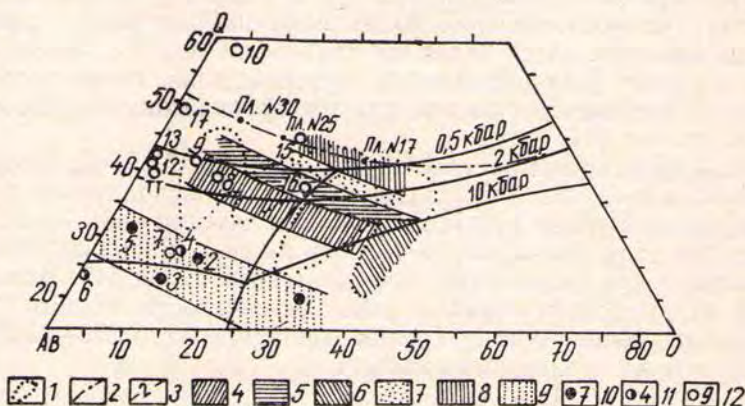


Рис. 2. Нормативные составы гранитоидов офиолитовых комплексов на диаграмме системы кварц — ортоклаз — альбит — вода:

1 — граница распространения пегматитоносных гранитоидов по 400 анализам; 2 — каннода при 2 кбар при разном составе плагиоклаза (Х. Платен, 1967); 3 — канноды для разных давлений при альбите; 4—9 — поля пегматитоносных гранитоидов: 4 — слюдоносных, 5 — редкометалльных, 6 — редкоземельных, 7 — флюорит-редкоземельных, 8 — собственно хрусталеносных, 9 — жадитовых; 10—12 — средние значения составов гранитоидов офиолитовых комплексов и их номера (см. таблицу): 10 — промышленно-жадитоносных, 11 — с рудопроявлением жадита, 12 — нежадитоносных

образующимися в процессе ее кристаллизационной дифференциации [7]. Они располагаются, главным образом, в пределах массивов ультраосновных пород, образуя цепочки линзовидных, дайкообразных и изометрических тел размером от 10—50 до 300—1000 м в поперечнике. Гранитоиды представляют собой мелко- и среднезернистые светлые породы гипидиоморфнозернистой с участками гранофировой структуры, иногда пегматоидного облика, но затушеванной поздними процессами метаморфизма, что обусловило ее гнейсовидность [7].

По минеральному составу гранитоиды относятся к лейкократовым биотитовым, биотит-амфиболитовым и амфиболовым плагиогранитам,

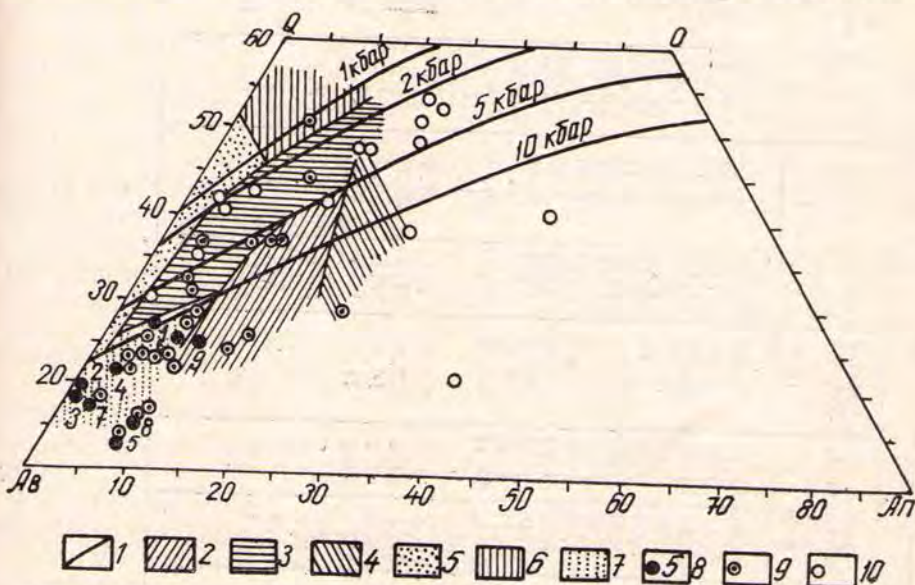


Рис. 3. Положение плагиогранитов офиолитовых комплексов и эвтектических кварц-плагиоклазовых пегматитов на диаграмме альбит — кварц — анортит — вода:
 1 — каннды для плагиоклазовой эвтектики при разных давлениях в кбар; 2—7 — поля кварц-плагиоклазовых пегматитов разных формаций: 2 — слудоносных, 3 — редкометалльных, 4 — редкоземельных, 5 — флюорит-редкоземельных, 6 — собственно-хрустальных, 7 — жадеитовых; 8—10 — точки плагиогранитов и эвтектических пегматитов комплекса офиолитовых поясов и их номера: 8 — промышленно-жадеитоносных, 9 — рудопроявлений, 10 — нежадеитоносных

реже гранодиоритам и диоритам (рис. 1). Количество цветных минералов в них не превышает 3—6%. Для гранитоидов характерно содержание кварца в количестве от 19—25 до 25—28% и присутствие кислого плагиоклаза № 3—12, что отличает их от нежадеитоносных океанических гранитоидов с содержанием кварца 30—40%, и присутствие олигоклаз-андезина. Химический состав «жадеитоносных» гранитоидов (см. таблицу) выделяется низким содержанием кремнезема (66—72%), высоким — щелочей (7,7—8,7%), при ведущей роли окиси натрия (4,7—7,0%) и глинозема (13,0—15,6%) (см. таблицу). На диаграмме альбит-кварц-ортоклаз (рис. 2) они занимают положение пород, пересыщенных окисью натрия, а их нормативный состав находится ниже каннды 10 кбар. С учетом поправки Х. Платена [3] кристаллизация гранитоидов происходит при давлении 10—12 кбар, что подтверждается и данными диаграммы альбит-кварц-анортит (рис. 3). По кварц-плагиоклазовому геотермометру [2] температура кристаллизации гранитоидов составляет 600—680°C. Таким образом, своеобразие минерального и химического состава гранитоидов определяется их достаточно глубинными и относительно низкотемпературными условиями образования.

Химические и нормативные составы жадеитоносных и нежадеитоносных гранитидов офиолитовых комплексов

	Жадеитоносные										Нежадеитоносные						
	Кенгерлау		Ар-харсу	Войкар-сыянский	Таумау	Такахаш	Сай-Бенито	Войкар-сыянский		Среднее Побужье	Кипр	Папуа	Орегон	Калифорния	Тува	Зап. Монголия	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	66,76	68,80	71,60	66,86	67,52	72,86	68,04	72,69	73,76	75,82	71,84	61,72	75,80	72,56	70,65	67,32	63,35
TiO ₂	0,21	0,15	0,08	0,68	0,72	0,18	0,46	0,44	0,26	0,06	0,49	0,49	0,14	0,34	0,45	0,48	0,49
Al ₂ O ₃	16,87	14,76	15,57	15,30	13,03	15,06	12,09	13,52	14,32	14,05	13,27	16,23	12,90	12,36	14,45	15,17	13,65
Fe ₂ O ₃	0,66	1,33	0,21	1,60	1,27	0,20	3,81	1,26	0,75	0,21	—	—	1,60	2,64	1,99	1,42	3,80
FeO	0,78	1,00	0,33	2,26	6,54	0,18	3,21	1,68	0,79	0,96	4,94	6,87	2,00	1,88	2,61	2,66	5,54
MnO	0,05	0,08	0,03	0,10	0,24	—	0,10	0,05	0,08	0,01	0,05	0,11	0,06	0,08	0,07	0,08	0,08
MgO	1,44	1,50	1,46	1,30	0,72	0,53	1,97	0,98	1,01	0,66	1,62	3,37	0,40	1,10	0,98	1,28	2,23
CaO	1,58	1,79	0,69	1,19	2,82	1,62	3,41	1,16	1,71	3,66	3,45	7,21	0,79	2,14	3,26	3,50	7,81
Na ₂ O	4,73	5,68	6,94	5,55	5,46	8,27	5,04	4,86	4,70	3,38	4,05	3,52	5,80	5,58	2,90	3,27	0,22
K ₂ O	4,37	2,07	1,69	1,69	0,53	—	—	1,46	1,16	0,54	0,28	0,56	0,20	0,08	2,54	2,76	0,10
Прочие	2,28	2,14	1,04	0,10	1,29	0,69	2,48	0,71	1,10	0,72	—	—	1,32	0,91	0,98	1,39	3,58
Сумма	99,73	99,30	99,62	99,63	100,14	99,59	100,61	98,81	99,54	100,07	99,99	100,08	100,01	99,67	100,54	99,48	100,85
Код-во	3	4	1	1	1	12	1	3	3	4	9	4	1	2	6	11	2
анализов	26,2	12,2	10,0	10,0	2,8	—	8,9	8,9	7,2	2,8	1,7	3,3	1,2	0,6	15,3	16,7	0,6
От	39,8	48,2	58,2	47,7	46,7	70,3	42,5	41,4	39,8	28,8	34,3	29,8	49,3	47,2	24,6	27,8	1,6
Ab	8,1	8,6	3,6	5,8	10,0	3,9	10,3	5,8	8,3	18,4	17,1	26,8	3,7	8,6	16,4	17,3	35,9
Ап	16,3	21,1	21,1	21,4	21,9	21,1	19,0	33,2	36,2	44,5	33,6	15,0	36,5	33,5	33,5	26,0	36,7
Q	—	0,1	—	—	3,3	3,3	5,6	—	—	—	—	7,5	—	1,6	—	—	2,4
di	4,8	4,9	4,2	7,2	12,1	—	9,9	5,1	3,6	3,3	12,4	16,8	7,2	3,9	6,5	7,4	17,6
hy	1,4	—	1,1	2,0	—	—	—	1,6	2,1	1,1	0,04	—	—	0,8	0,4	0,4	—
c	0,8	0,6	0,2	1,8	1,3	0,3	3,8	1,5	1,2	0,2	0,9	0,18	0,4	3,4	2,4	0,4	5,2
Прочие	16	14	6	11	18	4	20	3	3	39	33	36	7	15	40	38	93
Номер пла- гноклазов																	

К вопросу о генезисе жадеитовых образований

В обширной литературе о жадеитовых месторождениях дискутируются три основных вопроса: происхождение гранитоидов в ультрабазилах, их связь с жадеитообразованием; термодинамические условия образования жадеитовых жил и жадеита.

Большинство исследователей считает, что дайкообразные тела плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов, которые пространственно тесно ассоциируют с массивами ультраосновных пород, являются продуктом закономерной эволюции магматизма начальных стадий развития складчатых систем [3, 5, 7]. Приведенные материалы подтверждают эту точку зрения.

Относительно связи гранитоидов с жадеитоносными образованиями имеется три точки зрения. Одни исследователи считают эту связь генетической, другие — парагенетической, а некоторые ее отрицают [3, 4, 5, 6, 7]. Этот вопрос имеет большое практическое значение, и от его решения зависит один из основополагающих признаков оценки жадеитоносности ультрабазитов. Детальное изучение месторождений страны позволило установить следующее:

1 — жадеитовые образования локализируются в эндоконтакте массивов ультраосновных пород совместно с телами гранитоидов, пегматитов и плагиоклазитов (альбититов), образуя жильный пояс, приуроченный к единой структуре, и практически одновременно, так как отсутствуют пересечения этих тел;

2 — все исследователи отмечают взаимосвязь плагиогранитов с альбититами, альбититов — с жадеитоносными телами, они наблюдаются непосредственно в одних и тех же телах, не разобщенных в пространстве;

3 — геохимическая специализация плагиогранитов, альбититов и жадеитовых тел повсеместно идентичная и достаточно устойчивая;

4 — в жадеитовых жилах отмечается строгая зональность от кварц-полевошпатового (гранитоидного) или плагиоклазового (альбитового) составов до жадеитового ядра;

5 — в пределах жадеитоносных полей намечается латеральная зональность, выраженная в последовательной смене пород с высокотемпературной минеральной ассоциацией (магматической) до более низкотемпературной (гидротермальной): гранитоид — плагиоклаз — амфибол — жадеит — кварц. Такая зональность весьма характерна для любых магматических и постмагматических фаций и особенно — для пегматитовых месторождений.

Разбор указанных положений в отдельности, а реже в совокупности приводил и к разной трактовке генезиса жадеитовых месторождений. Так, М. Лакруа и другие исследователи [4] относили жадеитовые жилы либо к пегматитам нормального типа, либо к десилицированным, либо основного состава. А. Н. Заварицкий [5] выделял среди жильных образований перидотитовых магм плагиограниты, пегматиты и альбититы, причем последние он считал промежуточными продуктами между пегматитами и гидротермальными жилами. Зональность в пегматитах А. Н. Заварицкий связывал с процессами перекристаллизации и метасоматоза по дайкам гранитного состава. Близкой точки зрения придерживаются Н. Л. Добрецов и К. Г. Пономарева [4] и В. М. Москалева [4], которые ведущую роль отводят аллометасоматическим высокотемпературным [4] или низкотемпературным [8] натриевым растворам, а Д. С. Коржинский [6] — биметасоматическим гидротермальным процессам.

Не вдаваясь в критический разбор приведенных точек зрения на образование жадеитовых тел, каждая из которых имеет право на ис-

толкование лишь одной стороны вопроса, а не проблемы в целом, укажем на основные отправные моменты, которым следуют авторы.

1. Установленное генетическое родство жадеитовых образований с гранитами (гранитным расплавом) свидетельствует о их тесной взаимосвязи.

2. Инъекционный характер жадеитовых тел и наличие в эндоконтакте высокотемпературных и высокобарических пород гипидноморфнозернистой и графической структур определяют их изначально магматическое происхождение.

3. Согласно определению А. Е. Ферсмана под пегматитовым процессом понимается «процесс кристаллизации остаточной магмы, начиная с явлений телокристаллизации и кончая последними ее выделениями», т. е. пневматолитовыми и гидротермальными. Таким образом, пегматит — это «жилые или миаролитовые заполнения, которые связаны с кристаллизацией магматических остатков, при условии их пространственного разобщения с материнской породой».

Рассмотрение внутреннего строения и условий локализации жадеитовых тел, материалов по кристаллизации минералов и минерально-парагенетическим ассоциациям, распределению редких и щелочных элементов позволяет наметить схему эволюции пегматитов натриевой специализации, генетически связанных с ультрабазитовыми массивами.

При кристаллизации происходит естественное отжимание более легкоплавкой лейкократовой части магмы в структурные ловушки апикальной части массивов. В одних случаях это неровность его кровли, в других — зоны повышенной трещиноватости, наиболее проявленные в контакте массива с вмещающими породами. Кристаллизация «остатка» начинается с температуры несколько выше 600°C и давления 8—14 кбар в виде кварц-полевошпатовой эвтектической породы. В пневматолитовый этап в хорошо зональных высокопродуктивных телах отмечается последовательная кристаллизация плагиоклаза, амфибола, жадеита и кварца, образующих самостоятельные зоны. Образование минералов и пород происходит из надкритических растворов при постепенном падении температур от $570\text{—}580^{\circ}\text{C}$ до 400°C и давлении от 8—12 до 4—7 кбар. Как показали наблюдения, многие жадеитоносные образования являются не пегматитами, а типичными пневматолитами, о чем свидетельствует отсутствие в них зон магматического происхождения. В этом случае может наблюдаться процесс десиликации, особенно интенсивный при соприкосновении расплав-растворов с породами, содержащими мало кремнекислоты. Именно в этих условиях отмечаются наиболее значительные экзоконтактные изменения пород. Породы реакционных кайм — продукты пневмато-гидротермальных процессов включают в себя минералы, содержащие воду (биотит, актинолит, хлорит и др.), углекислоту (антигоритит) и фтор. Завершается формирование жадеитовых жил гидротермальным этапом высоко- и низкотемпературной стадии, соответственно с параметрами $320\text{—}390^{\circ}\text{C}$ и ниже 300°C при давлениях 1,5—4 кбар.

Жадеит образуется в широком диапазоне температур и давлений. Ранняя его генерация, по составу отвечающая собственно жадеиту с низким диопсидовым и эгириновым миналами, слагает основную, обычно центральную часть жилы. Она кристаллизуется из надкритического раствора, отвечающего геохимическому этапу перехода алюминия в катионную форму и смены алюмосиликатов на силикаты. При этом происходит падение щелочности водно-углекислотно-углеводородного раствора в диапазоне температур $430\text{—}600^{\circ}\text{C}$ и давлений 7—15 кбар. В ряде случаев отмечается кристаллизация жадеита непосредственно из расплава при $T = 800^{\circ}\text{C}$ и $P = 10\text{—}13$ кбар. Эта разность жадеита не имеет промышленного значения.

Поздние генерации жадеита, представляющие интерес для ювелирного производства и отвечающие по составу диопсид-жадеиту, омфациту, хлормеланиту и хромжадеиту, образуются, главным образом, в гидротермальный этап. Вместе с поздними генерациями альбита, амфиболов и цеолитов они замещают ранее образованные минералы, цементируют брекчии или выделяются в виде секущих прожилков и неправильных выделений. Образуется такой жадеит из углеводородно-водноуглекислотного раствора при температуре 200—430 °С и давлении 0,3—1,5 кбар. Как отмечали А. Миширо и С. Банно [4], наличие в жадеите примесей железа, хрома и кальция расширяет границы его существования и поля его устойчивости.

Из сказанного следует:

1. Жадеитовые образования занимают закономерное место в ряду формаций гранитных пегматитов и пневматолититов, являясь более высокобарическими по сравнению с редкоземельными, слюдоносными, редкометальными и хрусталеносными.

2. Жадеитовые месторождения генетически связаны с плагиигранитами, производными гипербазитовых магм офиолитовых поясов эвкриптитового типа с натриевым уклоном. Их формирование происходит в условиях метаморфизма зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации эклогит-глаукофанового типа на глубинах 8—15 км при водно-углеводородно-углекислотном составе летучих компонентов.

3. Месторождения представляют собой поля эпигенетических пегматитов и альбититов в зонах тектонических нарушений в апикальной части массивов гипербазитов. Цветные (ювелирные и ювелирно-поделочные) разновидности жадеита более характерны для зональных крупных тел и жил, расположенных на удалении от материнских гранитоидов. Благоприятными факторами в этом отношении являются значительные экзоконтактные ореолы изменения боковых пород и широко представленные минеральные ассоциации гидротермального происхождения при содержании в них повышенного количества хрома.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Аеров Г. Д., Зарянов К. Б., Кормушин А. А. Цветные камни в ультраосновных породах Западного Прибалхашья // Драгоценные цветные камни.— М.: Наука, 1980.— С. 106—109.
2. Бушев А. Г., Родионов Г. Г. Критерии поисков мусковитовых месторождений // Поисковые критерии и разведка слюдоносных пегматитов.— М., 1979.— С. 50—69.
3. Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян) // Материалы по генет. и эксперим. минералогии, т. 1.— Новосибирск: Наука, 1963.— С. 242—316.
4. Добрецов Н. Л., Татаринов А. В. Жадеиты и нефриты.— Новосибирск: Наука, 1983.
5. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале // Избр. тр. АН СССР.—1956.— Т. 1.— С. 483—664.
6. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней.— М.: Недра, 1983.—263 с.
7. Колман Р. Т. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.—261 с.
8. Москалева В. Н. Жадеититы // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое.— М.: Наука, 1973.— С. 81—87.
9. Породообразующие и ювелирно-поделочные жадеиты Прибалхашья и Полярного Урала / Свириденко А. Ф., Коваленко В. С., Смирнова А. А. и др. // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд.— Л.: Наука, 1979.— С. 100—110.
10. Татаринов А. В., Кизияров Г. П., Прокудин С. Г. Сферолитовые агрегаты ювелирно-поделочных жадеитов Борусского пояса офиолитов Западного Саяна // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1983.— С. 90—96.