

УДК 552.11

ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВОГО МАГМАТИЗМА КЕТ-КАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 2008 г. В. Ф. Полин, член-корреспондент РАН В. Г. Сахно,
Г. П. Сандиминова, Л. С. Цурикова

Поступило 24.05.2007 г.

В последние десятилетия установлена генетическая связь оруденения с формациями калиевых базальтоидов и комагматичных им интрузивных образований. Работы Л.В. Таусона, О.А. Богатикова, В.И. Коваленко и других исследователей показали, что во внутриконтинентальных консолидированных областях в этапы тектоно-магматической активизации широко проявлены как щелочно-базальтовый, так и гранитоидный магматизм латитового петрохимического типа и связанное с ним многопрофильное оруденение. Таким образом, вопросы петрогенезиса латитового магматизма и геодинамических режимов его проявления приобретают большой научный и практический интерес.

С данных позиций нами проведены петрологические исследования трахидацит-монцонит-сиенитового кеткапского комплекса Кет-Капско-Юнской магматогенной провинции (ККЮМП) Алданского щита, существенную часть пород которой можно отнести к производным латитовых расплавов [8].

Становление кеткапского комплекса связано с завершающими этапами мезозойского магматизма Алданского щита [3–8]. Комплекс имеет четырехфазную историю развития и приурочен ко второму циклу тектономагматической активизации (табл. 1). Непосредственно в структурах его проявления комплексу предшествовал интенсивный фонотэфрит-фонолит-трахитовый вулканизм в западной части ККЮМП (бокурский комплекс в Бокурской и Улаханской кальдерах Улаханского массива), а завершающие его фазы близки во времени и пространстве щелочно-си-

енитовому субинтрузивному магматизму (дарьинский комплекс в Усмуно-Дарьинском, Юнско-Данском и Улаханском массивах [4, 5, 8].

Главная фаза внедрения монцонит-сиенитовых магм связана с четвертым этапом мезозойского магматизма Алданского щита и широко представлена на западном фланге Кет-Капского магматогенного поднятия ККЮМП. Помимо этого незначительные по объему выходы кеткапских монцонитоидов известны в ККЮМП в ряде других магматогенных массивов в ассоциации со щелочными магматитами дарьинского комплекса. В пятый, заключительный этап мезозойского

Таблица 1. Эволюция магматизма кеткапского комплекса ККЮМП, цикл второй

Фаза магматизма	Монцонит-сиенитовая формация
Четвертая (K ₁ -K ₂ ?)	Дайки субщелочных лейкогранитов, кварцевых сиенитов – субщелочных гранодиоритов, аляскитов (в кальдерах проседания и по их периферии; в местах пересечения систем глубинных разломов)
Третья (K ₁ ?)	Дайки, штоки, воронковидные интрузии, реже лакколиты и силлы монцодиоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых монцонитов-сиенитов, редкие мелкие дайки бостонитов, ортофиоров, минетт (по периферии кальдер проседания)
Вторая (K ₁)	(100, 105, 108, 110 млн. лет). Маломощные короткие потоки и редкие туфовые покровы, иногда дайки дацитов и трахидацитов; изредка дайки щелочных трахидацитов (в кальдерах проседания и по их периферии)
Первая (K ₁ ?)	Некки, маломощные силлы и дайки мела-сиенитов – субщелочных (бесфельдшпатоидных) эссекситов-шонкинитов

Примечание. Данные по абсолютному возрасту пород заимствованы из материалов геолого-съёмочных работ.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

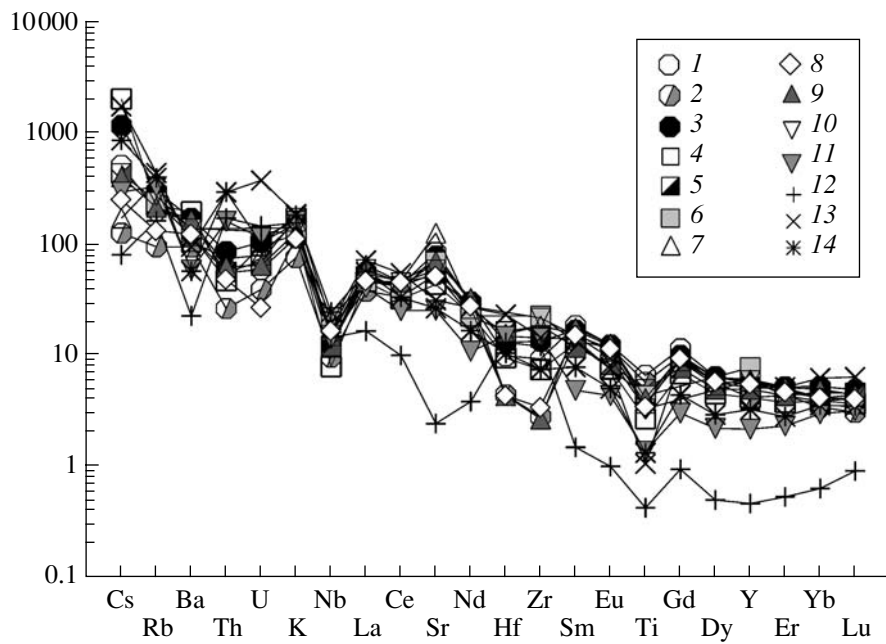


Рис. 1. Вариации спектра редких и несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии, по [15]. Цифровые индексы возле символов соответствуют порядковым номерам проб из табл. 2.

магматизма внедрилась серия даек субщелочных калиевых пород, также во временном и пространственном парагенезисе с дайками щелочных магматитов дарьинского комплекса.

Геологическое положение и петрографические особенности кеткапского комплекса описаны нами ранее [3, 6, 8 и др.]; здесь приведены представительные составы пород и некоторые из результатов их петрогеохимической и геодинамической типизации (табл. 2).

Образован комплекс бесфельдшпатоидными шонкинитами, сиенитами, монцонитами и кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, субвулканическими трахидацитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. К экзотическим в его составе образованиям принадлежат пирокластические дациты и трахидациты, а также щелочные трахидациты, бостониты, ортофиры, минетты, щелочные граниты и аляскиты, проявленные в дайково-жильной фации ([3, 8], табл. 1, 2).

Кеткапский комплекс уверенно классифицируется как субщелочной (индекс Пикокка = 53). Большинство магматитов образует слабо калиевую субщелочную серию, высоко кальциевую, лейкократовую, железистую, метаглиноземистую (см. табл. 2). Лишь наиболее кислые члены комплекса слабо перглиноземисты. Характерная черта пород – их выраженная калиевая специфика. По сравнению с однотипными по кремнекислотности субщелочными магматитами Центрально-Алданского района рассматриваемые образования отличаются меньшим содержанием кислот-

ных компонентов, в частности фосфора, фтора, хлора и титана.

По особенностям петрохимии и специфике геохимических черт кеткапский комплекс принадлежит к габбро-монцонит-сиенитовым ассоциациям, сходным с забайкальскими сериями “латитового” типа, и отвечает типичной (Шарков, 1986) калиевой субщелочной (шошонитовой) серии. Геохимические тенденции и содержание большинства породообразующих оксидов сближают его породы с близкими по основности магматитами учурского комплекса [8]. Формы спайдерграмм для большинства сопоставимых пород этих комплексов сходны между собой, что также может служить критерием их генетического родства. Существенным отличием являются полутора-двукратно-большие содержания калия в кеткапских магматитах относительно учурских и значимо более высокие содержания в них Ba, Rb, Sr ([7, 8], табл. 2). Европейские аномалии – слабые либо отсутствуют. Лишь в граносиенитах проявлены относительно значимые знакопеременные аномалии европия (см. табл. 2; рис. 1). Аляскиты характеризуются низким содержанием редких щелочей и лантаноидов, по-видимому отражающим иные источники расплавов и вероятное участие процессов фракционирования в петрогенезисе этих пород. Латитовая тенденция в кеткапском комплексе хорошо выражена в средних и умеренно кислых членах, в высококремнистых породах ее нет. Одновременно в этом комплексе, как и в учурском, проявлены многие из признаков

Таблица 2. Химический и микроэлементный составы представительных проб распространенных типов пород кеткапского комплекса ККЮМП

Компо- нент	ПН-111.594-2 субщелочной шонкинит – эссексит	ПН-045-6184 субщелочной шонкинит	ПН-137-1580 монцонит	ПН-137-1582 туф дацита	ПН-177.544 сиенит- кварцевый монцонит	ПН-135-1535 сиенит	ПН-160-1741А сиенит- кварцевый монцонит
	(1)*	(1)	(1)	(2)	(3)	(3)	(3)
	1**	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.42	52.13	53.10	65.39	55.50	56.95	57.50
TiO ₂	1.23	1.07	0.71	0.50	0.93	0.81	0.70
Al ₂ O ₃	13.49	15.90	16.71	18.62	17.90	16.81	17.32
Fe ₂ O ₃	5.80	6.55	4.92	0.12	4.26	4.48	3.40
FeO	5.54	4.56	3.98	2.59	2.96	3.67	3.00
MnO	0.14	0.15	0.17	0.08	0.23	0.13	0.15
MgO	4.75	4.12	3.66	1.24	1.12	2.44	2.09
CaO	8.68	7.46	5.81	2.11	6.01	5.20	5.25
Na ₂ O	2.83	3.79	3.99	3.55	3.95	3.89	4.56
K ₂ O	3.63	2.41	4.84	3.85	5.49	3.99	5.15
P ₂ O ₅	0.62	0.50	0.53	0.19	0.07	0.41	0.32
Серия***	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)
Cr	5	10	10	30	1	20	24
Ni	7	16	15	16	2	20	33
Co	21	18	22	10	9	17	28
V	303	170	181	185	133	130	140
Rb	109	–	165	123	134	131	201
Cs	3.52	–	8.08	14	3.01	–	–
Ba	975	–	1049	1209	734	864	659
Sr	1561	–	1451	810	1032	1294	2374
Ta	2.78	–	0.42	0.43	0.48	–	0.50
Nb	7.74	10.0	8.1	5.1	7.84	14.0	9.71
Hf	2.73	–	3.61	2.62	4.53	–	4.33
Zr	89	140	130	72	180	220	181
Y	21	26	23	16	19	30	24
Th	4.80	–	7.45	4.09	4.93	–	6.48
U	1.28	–	2.25	2.11	1.53	–	1.75
La	29.56	40.00	34.60	28.56	31.99	29.00	34.19
Ce	66.64	–	60.22	50.68	66.03	65.00	74.09
Pr	8.45	–	7.83	6.57	7.49	–	7.90
Nd	35.98	–	35.47	27.91	26.91	27.0	31.71
Sm	7.21	–	6.59	5.05	4.68	–	6.17
Eu	1.82	–	1.79	1.12	1.23	–	1.62
Gd	6.00	–	5.23	3.62	4.06	–	4.74
Tb	0.71	–	0.84	0.58	0.54	–	0.63
Dy	4.15	–	4.12	2.95	3.24	–	3.56
Ho	0.78	–	0.76	0.54	0.59	–	0.63
Er	2.16	–	2.22	1.61	1.86	–	1.86
Tm	0.28	–	0.35	0.26	0.27	–	0.35
Yb	1.79	3.00	2.28	1.70	2.04	–	1.70
Lu	0.26	–	0.32	0.24	0.30	–	0.27
B	27	11	13	51	39	20	–
Eu/Eu*	0.85	1.02	0.93	0.80	0.86	–	0.92
Rb/Sr	0.07	–	0.11	0.15	0.13	0.10	0.09
La/Ta	10.63	–	82.38	66.42	56.79	–	68.38
Th/Ta	1.73	–	17.73	17.74	10.27	–	12.96
Ba/Nb	125.97	–	129.51	129.50	93.96	61.71	67.87
ΣTR + Y	186.79	≥ 69.0	185.62	147.39	170.37	>151.0	189.23

Таблица 2. Окончание

Компонент	ПН-130.555 сиенит- кварцевый монцонит	ПН-131.588- 598Д кварцевый монцонит	ПН-128.588- 600 монцодиорит	ПН-138-1607Б кварцевый сиенит-грано- сиенит	ПН-138.588- 598С граносиенит	ПН-131.574 граносиенит	ПН-045-6105 щелочной аляскит
	(3)	(3)	(3)	(4)	(4)	(4)	(4?)
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57.81	59.41	61.15	67.95	68.75	70.27	75.70
TiO ₂	0.66	0.77	0.62	0.26	0.25	0.20	0.08
Al ₂ O ₃	17.43	15.79	16.36	17.10	16.50	13.90	12.55
Fe ₂ O ₃	4.96	3.18	2.77	0.17	1.46	0.69	0.80
FeO	2.60	3.50	2.28	1.65	0.63	1.34	0.42
MnO	0.16	0.13	0.10	0.07	0.04	0.05	0.01
MgO	2.09	2.03	1.68	0.36	0.12	0.89	0.05
CaO	5.92	5.87	4.91	1.71	1.34	2.07	0.44
Na ₂ O	3.59	4.00	4.13	4.81	3.95	3.69	4.10
K ₂ O	3.64	4.08	4.45	5.19	5.82	5.98	4.97
P ₂ O ₅	0.48	0.36	0.35	0.04	0.31	0.11	0.05
Серия***	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	СЩ(У)	Щ(У)
Cr	9	16	18	1	9	30	5
Ni	2	8	9	2	6	14	1
Co	11	9	7	2	4	3	1
V	121	110	89	21	53	26	35
Rb	75	119	152	182	219	241	90
Cs	1.79	2.81	–	2.07	6.00	12.16	0.56
Ba	787	1039	860	369	357	594	141
Sr	998	1324	1113	481	498	591	46
Ta	0.52	0.52	0.50	0.38	0.76	0.62	0.60
Nb	11.0	10.8	9	9.13	15.9	12.6	9.4
Hf	1.24	1.21	1.20	4.16	2.91	6.52	3.64
Zr	34	128	213	140	173	141	118
Y	22	23	23	8	13	20	2
Th	4.35	5.50	–	14.14	25.86	25.63	15.06
U	0.60	1.41	–	2.52	2.21	8.24	3.19
La	29.88	40.36	37.45	25.51	35.04	44.92	10.38
Ce	74.04	72.10	71.86	40.18	52.55	86.43	15.04
Pr	7.71	9.25	–	4.22	–	9.10	1.40
Nd	34.27	39.18	33.40	13.15	20.17	32.35	4.64
Sm	6.18	6.98	5.97	1.93	3.10	5.53	0.59
Eu	1.75	1.88	1.42	0.65	0.75	1.12	0.15
Gd	5.08	5.18	5.09	1.61	2.34	4.81	0.50
Tb	0.72	0.79	0.72	0.25	0.39	0.64	0.07
Dy	3.93	4.11	–	1.45	1.92	3.80	0.33
Ho	0.70	0.78	–	0.32	0.39	0.70	0.07
Er	2.05	2.21	–	1.00	1.21	2.23	0.23
Tm	0.29	0.35	–	0.16	0.22	0.39	0.04
Yb	1.87	2.17	1.82	1.32	1.56	2.74	0.28
Lu	0.27	0.29	0.29	0.21	0.23	0.42	0.06
B	13	24	21	35	37.00	–	6.00
Eu/Eu*	0.95	0.96	0.78	1.13	0.85	0.66	0.84
Rb/Sr	0.08	0.09	0.14	0.38	0.44	0.41	1.96
La/Ta	57.46	89.15	74.90	67.13	46.10	72.45	17.30
Th/Ta	8.36	10.58	–	37.21	34.03	41.34	25.10
Ba/Nb	71.55	96.20	95.56	40.40	22.45	47.14	15.00
ΣTR + Y	190.74	208.63	>181.06	99.96	>136.72	215.18	36.58

Примечание. Оксиды – мас. %, прочие – г/т.

* Здесь и далее по горизонтали фаза магматизма.

** Порядковый номер проб.

*** Петрохимическая серия по [2]: СЩ – субщелочная; Щ – щелочная; подтипы (в скобках): У – умеренно щелочные. Химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик Л.И. Алексеева. Определения REE и редких элементов проводили в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандиминова, В.И. Ложкин. Проверк – определения не проводились.

“надсубдукционных” магм [7, 8]. На классификационных диаграммах кеткапские монцонитоиды занимают поля гранитоидов М- и I-типов, область кислых пород континентальных вулканических дуг, равно как постколлизийных и позднеорогенных гранитоидов. Аляскиты обнаруживают признаки гранитов S- (подтип “фракционированные”) и А-типов, поздне- и посторогенных гранитоидов. На дискриминантной диаграмме С.Д. Великославинского (Великославинский, 2003) аляскиты и лейкограниты находятся в поле внутриплитных, а граносиениты – коллизийных гранитов. На диаграмме М.Г. Руб–В.М. Даценко составы большинства кеткапских пород совместно со щелочными бокурскими [4, 8] ложатся на линию магматитов рифтовых зон континентов в отличие от учурских, расположенных между линиями серий АКО и пород континентальных рифтов. Лишь аляскиты классифицируются здесь как типично коровые, что обычно наблюдается и в других трахиандезит-монцонитовых (латитовых) ассоциациях. Сопоставление со схемами петрохимической типизации гранитоидных ассоциаций [2, 11, 12 и др.] показывает совмещение в составах исследованных пород характеристик палингенных гранитоидов и гранитоидов – производных базальтовой и щелочно-базальтовой магм. Распределение фигуративных точек пород комплекса на диаграммах Г.Б. Ферштатера и П.Г. Недашковского свидетельствует об их принадлежности к типам “монцит-латитов”, “магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре”, с исходной калиевой щелочно-базальтовой магмой. Иначе говоря, в кеткапском комплексе, как и в предшествующем ему учурском, имеет место сложное сочетание признаков надсубдукционных и внутриплитных магм.

Анализ распределения фигуративных точек кеткапских монцонитоидов на петрогенетических диаграммах Бетчелора–Боудена, Гердеса с соавт. [12, 14], Онумы–Говорова с соавт. и др. позволил предположить существование в ККЮМП нескольких источников монцонитоидных расплавов, в разной степени обогащенных плагиоклазом и барийсодержащими минералами: биотитом и амфиболом. На SB-диаграмме их положение интерпретировано как принадлежащее тренду шошонитовых либо даже калиевых щелочных магм, т.е. возможных производных калиевых метаперидотитов. В то же время из диаграмм “идентификации петрогенетических процессов” следует, что естественные группы магматитов, слагающие кеткапский комплекс, не связаны между собой отношениями фракционирования. Это заключение подтверждается отсутствием значимого европиевого минимума, выдержанностью величин рубидий-стронциевого отношения, самостоятельными трендами у групп пород на

диаграммах Ba–Sr, Cr–SiO₂, Rb–K₂O и др., отсутствием коррелятивных связей у циркония и титана, различием величин Th/Ta и другими реперными отношениями (см. табл. 2), говорящими о различии источников.

Высокодисперсное распределение литофильных элементов, особенно цезия, бария и стронция, свидетельствует о вероятном влиянии ювенильных флюидов на магмогенез.

Согласно представлениям ряда исследователей, магматизм Кет-Капско-Юнской зоны обусловлен тектономагматической активизацией Алданского щита, охватившей в юрско-меловое время практически всю его территорию. Процесс этот был связан с замыканием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Восточно-Сибирской и Китайской плит. Представляется, что мезозойский магматизм Алданского щита можно увязать с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа [4–9] либо с деятельностью одной из мезозойских горячих точек долгоживущего Тихоокеанского мантийного суперплюма [10 и др.].

Результаты нашего исследования позволили предложить гипотезу парциального плавления пород нижней коры Алданского щита в качестве одной из наиболее приемлемых для образования кеткапского комплекса. На диаграммах (рис. 2) в качестве плавящихся первоисточников для среднеосновных пород предполагаются амфиболиты и кристаллосланцы, для умеренно кислых – метадиориты и кристаллосланцы, кислые расплавы интерпретированы как результат плавления метаграувакк [8]. Для щелочных гранитов и аляскитов не исключен вариант происхождения в ходе глубокой дифференциации (эманационной?) граносиенитовой расплава. На диаграмме Q–Ab–Or виртуальные точки пород попадают в область разносоставных расплавов, генерированных на различных уровнях земной коры и при разных величинах водного давления. Пресыщенность пород ортоклазом позволяет предполагать дополнительный принос калия в первоначальные расплавы. Мантийно-коровое происхождение монцитсиенитовых магм ККЮМП подтверждается отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7050\text{--}0.7077$ в монцитсиенитах [1], близкими к таковым для субщелочных диоритоидов учурского комплекса [7].

Кеткапский комплекс может представлять результат парциального плавления разноглубинных нижнекоровых источников в ходе заключительных этапов тектоно-магматического цикла. На схеме эволюции полиформационного мезозойского магматизма Алданского щита [4–8 и др.] указано место в ней кеткапского комплекса. Судя по структурно-пространственному парагенезису кеткапских монцонитоидов со щелочными магматитами ККЮМП, можно предположить, что

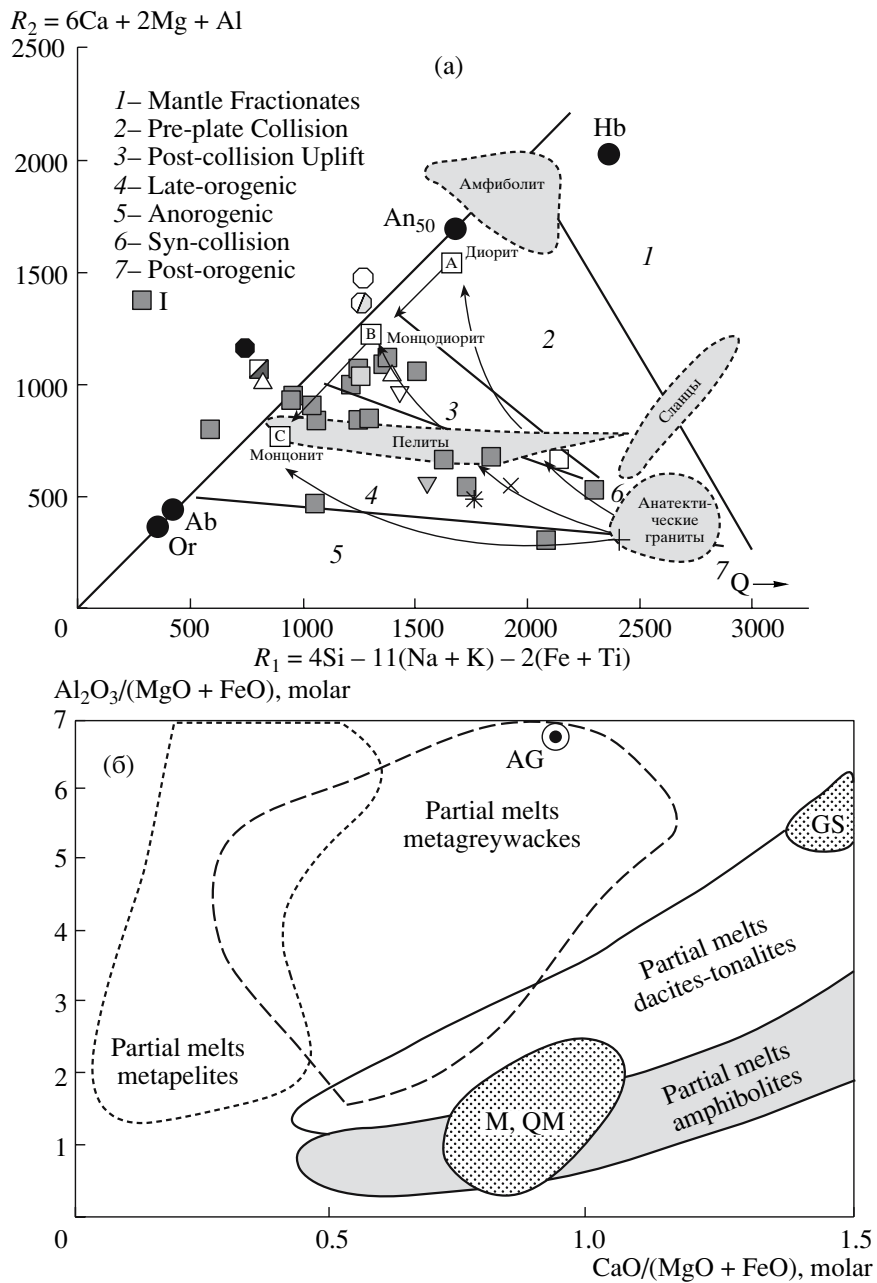


Рис. 2. Области и векторы парциального плавления различных метаосадочных и амфиболитовых источников на диаграммах: а – Бетчелора и Боудена [12], б – Гердеса с соавторами [14]. I – фигуративные точки пород кеткапского комплекса, неопубликованные данные; обозначения прочих символов как на рис. 1. Крапом обозначены поля составов пород кеткапского комплекса: М, QM – сиениты, монцониты и кварцевые монцониты; GS – граносиениты; AG – щелочные граниты и аляскиты.

очаги родоначальных субщелочных магм были приурочены к синсдвиговым зонам растяжения и тесно взаимодействовали вплоть до проявлений паратексиса и флюидного синтексиса с локализованными в них промежуточными очагами инициальных щелочно-базальтоидных и синтексических щелочно-сиенитовых расплавов. Кеткапский комплекс с этих позиций можно трактовать как петрологический аналог учурского (заверша-

ющая фаза последнего?), но более щелочной за счет дополнительного приноса глубинным флюидом калия и связанных с ним микроэлементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.С. В сб.: Материалы Междунар. (X Всерос.) петрогр. совещ. Апатиты, 2005. Т. 1. С. 84–85.
2. Пермяков Б.Н. В сб.: Материалы II Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 159–161.

3. *Полин В.Ф., Петраченко Е.Д.* В сб.: Материалы XI сес. Северо-Восточного отд-ния ВМО. Магадан, 2001. Т. 1. С. 185–191.
4. *Полин В.Ф., Сахно В.Г.* // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 364–367.
5. *Полин В.Ф., Сахно В.Г., Соляник А.Н.* // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 384–389.
6. *Полин В.Ф., Ханчук А.И., Цурикова Л.С.* В сб.: Материалы XII сес. Северо-Восточного отд-ния ВМО. Магадан, 2003. Т. 2. С. 103–107.
7. *Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И. и др.* // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 241–247.
8. *Полин В.Ф.* В сб.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 464–475.
9. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* В сб.: Тез. XXX тектон. совещ. М., 1997. С. 240–243.
10. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* В сб.: Тр. III Международ. семинара “Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма”. Иркутск; Хабаровск, 2003. С. 5–35.
11. *Agrawal S.* // J. Geol. 1995. V. 103. P. 529–537.
12. *Batchelor R.A., Bowden P.* // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.
13. *Chappel B.W., White A.J.R.* // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
14. *Gerdes A., Wörner G., Henk A.* // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
15. *Wood D.A.* // J. Geol. 1979. V. 7. № 3. P. 499–503.