

ПЕТРОГЕНЕЗИС ЦЕНТРАЛЬНОГО ГАББРОИДНОГО МАССИВА, ОЗЕРНАЯ ЗОНА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2003 г. Е. В. Бородина

Институт геологии СО РАН
630090 Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
e-mail: borev@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию после доработки 03.07.2001 г.

Центральный массив, расположенный в пределах Озерной зоны (Западная Монголия), является малоглубинным расслоенным базитовым интрузивом островодужного типа. Он относится к широко распространенной в Западной Монголии перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации кембрийского возраста. В составе массива различают породы закалочной, краевой фации и расслоенной серии, включающей ультрамафитовую, субультрамафитовую, мафитовую и анортозитовую группы пород. Характер расслоенности позволяет определить, что массив является однофазным, и вся расслоенная серия могла быть образована за счет внедрения одной порции исходной магмы. Посредством ЭВМ-моделирования формирования расслоенного массива по программе КОМАГМАТ 3.5 были изучены особенности распределения петрогенных и редких элементов в кумулатах и остаточном расплаве в процессе формирования расслоенной серии Центрального массива. Наибольшее соответствие расчетных данных с составом реальных пород было достигнуто при следующих параметрах системы: давление 1 кбар, содержание воды в расплаве 0–0.5 вес. %, буфер QFM. Вычисленный первичный расплав Центрального массива, соответствующий валовому составу исходной магмы, имеет состав: 20 вес. % MgO, 7 вес. % FeO, $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 83.59$. Установлено, что исходная магма на момент внедрения в интрузивную камеру уже содержала фенокристы оливина в количестве около 20%, за счет которых в придонной части интрузивной камеры был сформирован базальный горизонт перидотитов. Образование фенокристов оливина происходило в малоглубинных условиях за счет частичной кристаллизации первичного расплава в промежуточной магматической камере. Особенностью геохимии пород Центрального массива и его первичного расплава является низкое содержание РЗЭ, на уровне примитивной мантии (PM) и источника N-MORB, с минимумом по Ta, Hf, Ti, максимумом по U и Th, заметным обеднением тяжелыми лантаноидами. Относительно высокое содержание U и Th, незначительное обогащение легкими лантаноидами – $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}} = 1.60\text{--}1.91$, вместе с присутствующим во всех породах минимумом по Ta сближает по геохимическим характеристикам породы Центрального массива с породами островодужной толлитовой серии. Распределение в породах массива элементов с высокой силой поля (HFS) и тяжелых лантаноидов, немобильных при дегидратации субдущурующей океанической плиты, характеризует мантийный компонент до обогащения подвижными элементами, сходный с источником N-MORB. Согласно расчетам по программе MELTS, состав модельного первичного расплава Центрального массива соответствует составу первично-мантийного расплава, образовавшегося при равновесном парциальном плавлении деплетированного мантийного источника (гранатового лерцолита) при давлении 25 кбар, температуре 1600°C, содержании воды 0.1 вес. % и степени плавления около 20%. Центральный массив образовался в обстановке примитивной островной дуги, однако он не может быть малоглубинным комагматом разновозрастных высокоглиноземистых вулканитов Озерной зоны без учета влияния на состав родоначального расплава вулканитов процессов коровой контаминации или смешения расплавов. Сходство геохимических характеристик вулканитов и пород массива позволяет предполагать существование единого гранатсодержащего мантийного источника первичной магмы, связанного с зоной субдукции.

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко распространены перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовые массивы, которые рассматриваются в качестве малоглубинных промежуточных камер, связанных с формированием высокоглиноземистых островодужных базальтов [1]. Тувино-Монгольский складчатый пояс (рис. 1) является наиболее протяженным (более 2000 км) в составе ЦАСП и

включает несколько очаговых ареалов таких интрузий: хиргиснурский, баянцаганский, дзабханский и тугурикский [2]. Интерес к этим объектам обусловлен общей проблемой эволюции островодужного магматизма, связанной с оценкой состава и геохимических характеристик родоначальной магмы островных дуг, состава ее мантийного источника, эволюции родоначальной магмы расслоенных базитовых массивов в процессе ее кри-

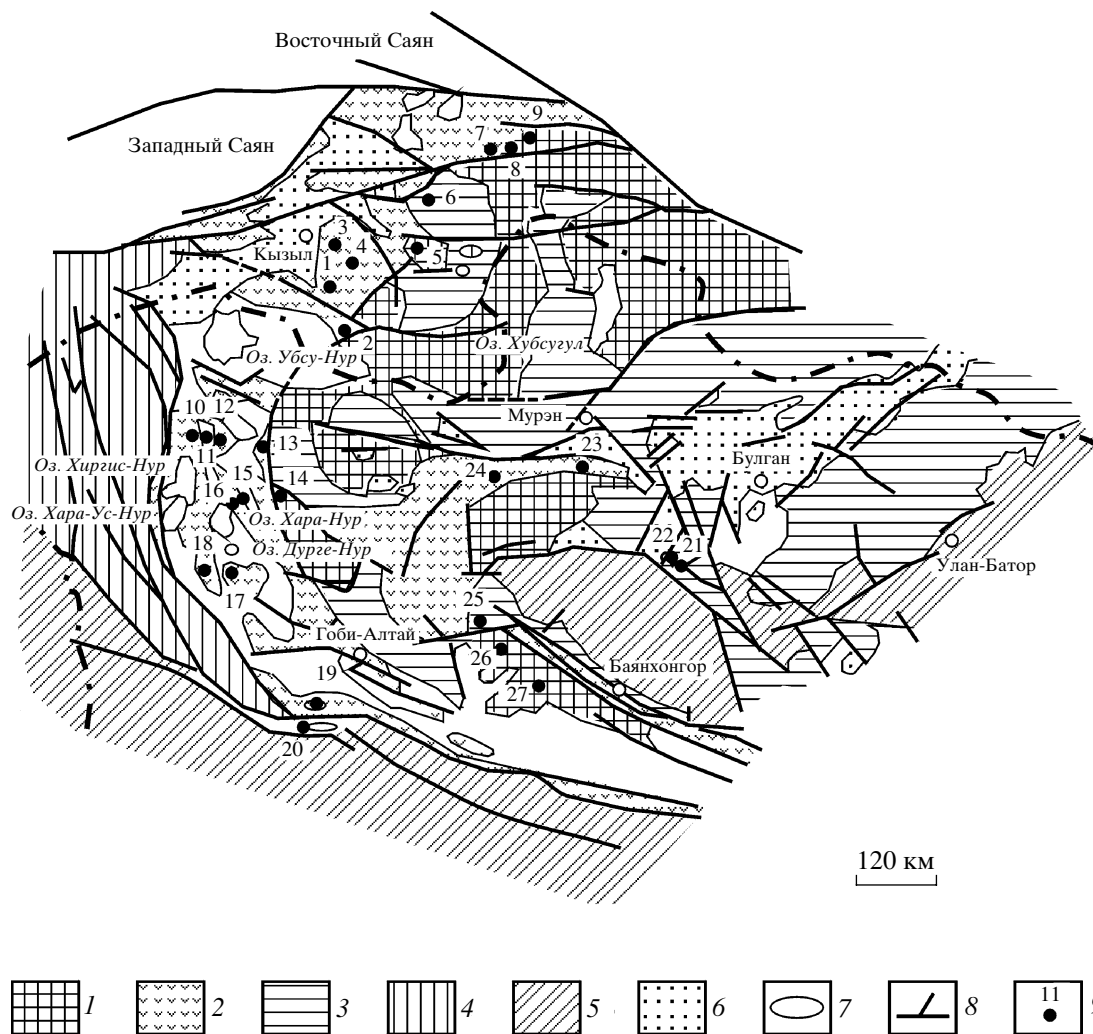


Рис. 1. Схема размещения массивов перidotит-пироксенит-габброноритовой формации в структурах Восточной Тывы и Северо-Западной Монголии [2].

1 – структуры докембрийского фундамента, 2 – вулканогенные комплексы дацит-андезит-базальтового ряда при подчиненном значении карбонатных и терригенно-сланцевых отложений, 3 – карбонатно-терригенные отложения при подчиненном значении вулканогенных комплексов, 4 – позднекаледонские вулканогенно-кремнисто-сланцевые формации кембрия и флишеидные отложения кембро-ордовика, 5 – раннегерцинские вулканогенно-осадочные комплексы, 6 – герцинские вулканогенно-осадочные комплексы, 7 – мезо-кайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 8 – разломы, 9 – массивы перidotит-пироксенит-габброноритовой формации. Массивы мажалькского комплекса Восточной Тывы: 1 – Мажалькский, 2 – Карашатский, 3 – Калбагдагский, 4 – Брунганский, 5 – Хангский, 6 – Башхемский, 7 – Элиг-Хольский, 8 – Ханчарский, 9 – Пограничный. Массивы хиргиснурского комплекса Озерной зоны Северо-Западной Монголии: 10 – Замын, 11 – Центральный, 12 – Улан-Ула, 13 – Харачулу, 14 – Тас-Хайрхан, 15 – Сар-Хайрхан, 16 – Дзабханский, 17 – Баянцаганский, 18 – Хайрхан, 19 – Тугурикский, 20 – Сухонтийн-Хара-Ула. Массивы тамирского комплекса Хангайской горной области Северо-Западной Монголии: 21 – Орцог-Ула, 22 – Дулан-Ула, 23 – Хара-Тологой, 24 – Харгантуин-Гол, 25 – Баян-Булак, 26 – Олон-Худук, 27 – Бумбэгэр.

сталлизации. Представленная работа посвящена решению комплекса вопросов, связанных с формированием расслоенного габброидного массива на примере одного из расслоенных массивов хиргиснурского комплекса Западной Монголии. В частности, необходимо было провести оценку состава родоначальной магмы массива и физико-химических условий ее фракционирования, выяснить ее геохимические особенности, оценить условия

магмогенерации. Цель данного исследования заключалась в том, чтобы на основе петрохимических и геохимических особенностей состава пород расслоенного массива восстановить геохимический тип мантийного источника и наиболее существенные этапы эволюции родоначальной расплава массива с момента его образования до формирования расслоенной серии. Для решения поставленных задач Центральный массив был

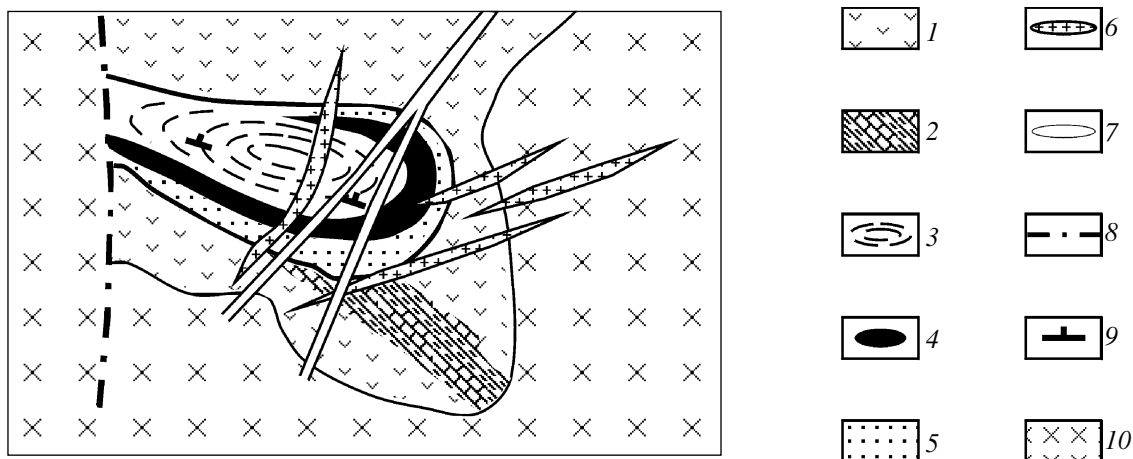


Рис. 2. Схема строения южной части Центрального массива [2].

1 – гранитизированные эффузивы основного состава, 2 – ороговикованные сланцы с прослоями карбонатов, 3 – породы расслоенной серии, 4 – плагиоперидотиты базального горизонта, 5 – краевая фация, 6 – мелкозернистые граниты и гранит-аплиты, 7 – дайки диабазов, 8 – разрывные нарушения, 9 – элементы залегания расслоенности и трахитоидности в габброидах, 10 – кварцевые диориты и тоналиты тохтогеншильского комплекса.

выбран не случайно. В отличие от большинства массивов хиргиснурского комплекса, он имеет простое внутреннее строение, обусловленное одноактным заполнением магматической камеры, хорошо выраженные краевую и закалочную фации, весь комплекс дифференциатов, характерных для массивов этого типа, при хорошей сохранности пород и минералов. В работе были использованы как собственные, так и литературные данные [1, 2] по содержанию породообразующих, редких и редкоземельных элементов. Анализы породообразующих минералов выполнены на микроанализаторе «САМЕВАХ» в Аналитическом Центре ОИГГиМ СО РАН, аналитик Поспелова Л.Н.

РАСПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Центральный массив (рис. 2) расположен в центральной части хиргиснурского ареала, южнее оз. Хиргис-Нур, в южной части крупного Хиргиснурского диорит-гранитоидного плутона тохтогеншильского комплекса. Массив представляет собой небольшое тело неправильно-овальной формы в плане, вытянутое в широтном направлении и разделенное разломами северо-западного простирания на два блока – Северный и Южный. Северный блок размером 1×0.4 км сложен в основном лейкократовыми разностями пород – оливиновыми габбро, оливиновыми габброноритами, лейкогаббро и анортозитами, которые отвечают апикальной части интрузива. Южный блок, расположенный в 2–3 км к югу от Северного, имеет в своем основании кумулятивный горизонт перидотитов, последовательно сменяющийся

более лейкократовыми разностями пород. Контакты габброидов с вмещающими породами осадочно-вулканогенной толщи интрузивные – маломощные прослои скарированных известняков срезаются краевой фацией массива, в габброидах встречаются ксенолиты ороговикованных порфиритов, а во вмещающих породах – тонкие инъекции амфиболовых габбро [2]. Концентрически-зональный характер расслоенности Центрального массива с углами падения элементов расслоенности около 70° к центру, отрицательные формы рельефа на местности позволяют предполагать, что его интрузивная камера первоначально имела воронкообразную форму. В составе массива различают породы закалочной, краевой фации и расслоенной серии. В вертикальном разрезе расслоенной серии по минеральному составу и с учетом кумулюсных парагенезисов выделяется четыре группы пород (снизу вверх): ультрамафитовая, составляющая в Центральном массиве около 20% видимой мощности разреза и имеющая *Ol-Sp* кумулюсный парагенезис, субультрамафитовая – 20% мощности разреза (*Ol + Pl; Ol + Pl + Crx* кумулюсные парагенезисы), мафитовая – 56% (*Ol + Pl + Crx + Orx; Pl + Crx + Orx* кумулюсные парагенезисы), анортозитовая – 4% (*Pl* кумулюсный парагенезис) [2].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО МАССИВА

Закалочная и краевая фации Центрального массива представлены оливиновыми габбро и амфиболовыми оливиновыми габбро с широким развитием пойкилитового бурого амфибола. В силу небольших размеров интрузива и, следовательно,

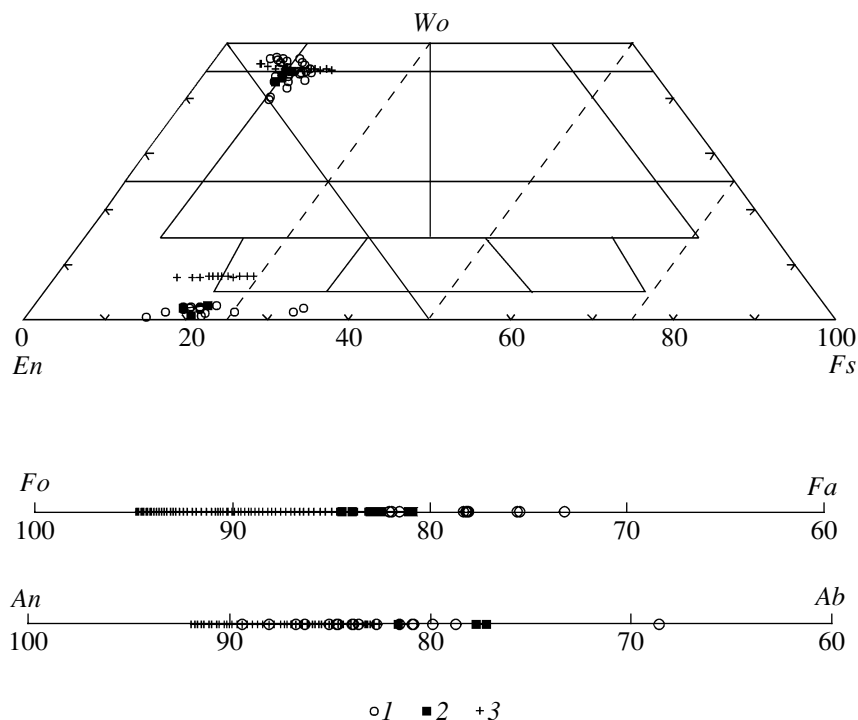


Рис. 3. Составы сосуществующих породообразующих минералов из пород расслоенной серии (1) и базального горизонта (2) Центрального массива в сравнении с составами минералов, полученными при моделировании формирования расслоенного интрузива исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива при давлении 1 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0.5% (3).

слабого развития приконтактных изменений, в краевых частях массива сохраняется оливин, что является основанием использования состава краевой фации (Обр. И-2038) для оценки состава родоначального расплава этого интрузива [2].

Породы ультрамафитовой группы возникают в результате кумуляции раннего оливина [3], кристаллизующегося из базитового расплава, и представлены плагиодунитами и верлитами. Базальный горизонт перидотитов непосредственно примыкает к породам краевой фации и образует подковообразное тело в придонной части массива, несогласное с его внутренней структурой [4]. Плагиодуниты сложены оливином (85%), плагиоклазом (5%), клинопироксеном (5%) и ортопироксеном (5%). Верлиты состоят из оливина (65–82%), плагиоклаза (1–4%), клинопироксена (11–30%), пойкилитового бурого амфибола (1–3%).

Субультрамафитовая группа представлена меланотроктолитами (*Ol* 82%, *Pl* 14%, *Срх* 4%) и меланократовыми оливиновыми габбро (*Ol* 35–76%, *Pl* 8–14%, *Срх* 14–45%).

В мафитовую группу входят оливиновые габбро (*Ol* 10–25%, *Pl* 25–45%, *Срх* 19–50%, *Орх* 0–5%), роговообманковые габбро (*Pl* 45–55%, *Срх* 10–13%, *Amf* 6–10%), лейкогаббро (*Pl* 60%, *Срх* 35%, *Орх* 5%).

Анортозитовая группа представлена как в верхней, так и в нижней частях разреза шширами анортозитов двух типов: послойными линзочками, прослоями, согласными с простираем неоднородности во вмещающих их габбро и телами неправильной формы, секущими по отношению к расслоенности.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО МАССИВА

Оливин в качестве породообразующего минерала встречается во всех группах пород, за исключением анортозитовой и частично мафитовой (оливин не встречается в роговообманковом габбро и в лейкогаббро). В породах перидотитовой и субультрамафитовой групп он всегда идиоморфен по отношению к остальным минералам и в большинстве случаев частично серпентинизирован. В оливиновом габбро оливин может иметь равную степень идиоморфизма с плагиоклазом и клинопироксеном, что свидетельствует о совместной кристаллизации этих минералов. Размер кристаллов оливина достигает 3 мм, реже – 4–5 мм. Магнезиальность ($MgN = 100Mg/(Mg + Fe)$) его колеблется от 83.1 в плагиоперидотитах и 84.5 в троктолитах и до 82.1–75.5 в оливиновом габбро и 73.2–78.3 в краевой фации массива (рис. 3,

табл. 1). Характерной особенностью оливина из базального перидотитового горизонта является наличие включений идиоморфных кристаллов хромшпинели (Обр. И-1984а), которые отсутствуют в ультрамафитовых горизонтах средней и верхней части расслоенной серии [2]. Оливин во всех породах расслоенной серии незональный или слабо-зональный.

Плаггиоклаз в меланократовых породах резко ксеноморфен по отношению к оливину. Он совместно с клинопироксеном образует каймы вокруг оливина и пойкилокристаллы размером до 3 мм. В породах мафитовой группы плаггиоклаз также ксеноморфен по отношению к оливину, однако чаще всего его кристаллы имеют таблитчатый габитус, реже – неправильную форму, обнаруживая равную степень идиоморфизма с клинопироксеном, а размеры его кристаллов не превышают 1–2 мм. Основность проанализированных незональных кристаллов плаггиоклаза из пород расслоенной серии варьирует от $An\% = 81.6$ в плаггиоперидотитах до $An\% = 89.3$ – 68.6 в оливинном габбро и 86.3 – 79.9 процентов содержания анортитового компонента в породах краевой фации (рис. 3, табл. 2). Интеркумуляусный плаггиоклаз из ультраосновных пород в целом имеет более низкую основность ($An\% = 81.6$), чем плаггиоклаз из оливинного габбро внутри ритмов ($An\% = 89.3$ – 68.6) [2].

Клинопироксен в разном количестве присутствует во всех группах пород Центрального массива. В плаггиоперидотитах он резко ксеноморфен и выполняет интерстиции между кристаллами оливина или образует каймы вокруг оливина и пойкилокристаллы размером до 1–3 мм. В большинстве случаев его взаимоотношения с плаггиоклазом, как в верлитах, так и в оливинном габбро, свидетельствуют о совместной кристаллизации этих минералов. Состав клинопироксенов из пород расслоенной серии Центрального массива соответствует диопсид-салит-авгитовому ряду ($En_{49.8-42.2}Fs_{13.1-6.8}Wo_{47.4-39.9}$) с магнезиальностью от 86.8 – 80 в плаггиоперидотитах и меланогаббро до 87.5 – 78.5 в оливинном габбро и 85 – 77.9 в породах краевой фации (рис. 3, табл. 3).

Ортопироксен в породах Центрального массива встречается достаточно редко, в виде таблитчатых, реже неправильной формы кристаллов, ксеноморфных по отношению к оливину, пойкилокристаллов размером до 1 мм. Состав ортопироксена соответствует гиперстен-бронзиту ($En_{79.5-64.4}Fs_{33.6-18.5}Wo_{2.5-0.6}$), магнезиальность его варьирует от 81.5 – 78.7 в плаггиоперидотитах и троктолитах до 81.9 – 66.6 в оливинном габбро и 79.5 – 67.6 в породах краевой фации (рис. 3, табл. 4).

Амфибол в Центральном массиве представлен двумя типами. К первому относится бурый интеркумуляусный позднематматический амфибол. Он

встречается в виде неправильной формы выделений, ксеноморфных по отношению ко всем другим породообразующим минералам, кайм вокруг них и крупных (до 3–6 мм) пойкилокристаллов. Количество этого первичномагматического амфибола не превышает 3–10% от объема пород. Второй тип представлен вторичным зеленым амфиболом, замещающим клинопироксен и ортопироксен. Обычно количество вторичного амфибола в породе – не более 3–5%, однако в случаях наиболее интенсивной амфиболизации может достигать 20–35% с образованием крупных (до 5 мм) пойкилокристаллов. Состав первичномагматического амфибола представлен в табл. 5. Магнезиальность его варьирует от 79.3 в верлите И-1983 до 70.1 в оливинном габбро краевой фации И-2026.

Из **оксидных минералов** следует отметить магнетит, который является наиболее распространенным рудным минералом Центрального массива и встречается в количестве до 1–2 %, реже – до 4–5 % во всех породах расслоенной серии. Магнетит обычно представлен в виде рассеянных пылевидных агрегатов и неправильной формы выделений, а в меланократовых породах – в виде агрегатов и шпиров размером до 5 мм. В Центральном массиве он является вторичным минералом и образуется на стадии серпентинизации оливина в условиях повышенного парциального давления кислорода [5].

Нанесенные на классификационные диаграммы (рис. 3) составы оливинов Центрального массива варьируют в пределах $Fo_{84.5}$ – $Fo_{73.2}$, составы плаггиоклазов изменяются от $An_{89.3}$ до $An_{68.6}$. В породах базального горизонта и расслоенной серии Центрального массива наблюдаются следующие кумулятивные парагенезисы:

1. Обр. И–1984 (троктолит): $Fo_{83.9} + Pl(An_{77.7}) + Cpx(MgN = 85.3) + Opx(MgN = 80.6)$;
2. Обр. И–1981 (оливинное габбро): $Fo_{78.2} + Pl(An_{89.3}) + Cpx(MgN = 85.9) + Opx(MgN = 79.5)$;
3. Обр. И–2026 (оливинное габбро, краевая фация): $Fo_{73.2} + Pl(An_{83.8}) + Cpx(MgN = 83.5) + Opx(MgN = 77.1)$;
4. Обр. И–2038 (оливинное габбро, краевая фация): $Fo_{78.3} + Pl(An_{86.3}) + Cpx(MgN = 85) + Opx(MgN = 79.5)$.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В настоящей работе была использована программа КОМАГМАТ 3.0 [6], предоставляющая возможность моделирования процессов фракционной кристаллизации и формирования расслоенного интрузива исходя из заданного состава расплава, в природных магматических системах. Главной целью моделирования является нахож-

Таблица 1. Состав оливинов Центрального массива, вес. %

Компонент	Номер образца						
	1 И-2036 центр	2 И-1983 центр	3 И-1984	4 И-1984	5 И-1984 центр	6 И-1984 центр	7 И-1984 центр
	Порода						
	пл. дунит	верлит	троктолит	троктолит	троктолит	троктолит	троктолит
SiO ₂	38.9	39.1	40.1	39.8	39.5	39.7	39.3
FeO	17.8	15.8	15.5	15.3	16.4	16.6	16.7
MgO	42.8	43.6	45.6	46.6	45.0	44.0	43.9
NiO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Сумма	99.7	98.7	101.5	101.9	101.1	100.5	100.0
MgN	81.1	83.1	83.9	84.5	83.0	82.5	82.5
Ni (ppm)	1537	1512	0	166	1361	1415	1187
Cr (ppm)	89	180	61	428	0	0	246
FeO/MgO	0.42	0.36	0.34	0.33	0.37	0.38	0.38
Компонент	Номер образца						
	8 И-1980 центр	9 И-1980 центр	10 И-1988 центр	11 И-2037 край	12 И-2037 центр	13 И-2030 центр	14 И-1981
	Порода						
	меланогаб.	меланогаб.	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро
SiO ₂	37.7	37.8	39.5	39.2	39.0	38.9	38.8
FeO	18.8	18.9	17.0	22.4	22.4	19.8	20.1
MgO	44.5	44.7	43.6	38.6	38.8	39.8	40.2
NiO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Сумма	101.2	101.6	100.2	100.3	100.3	98.7	99.2
MgN	80.9	80.9	82.1	75.5	75.6	78.2	78.2
Ni (ppm)	940	1075	1043	1136	674	1004	840
Cr (ppm)	216	108	89	20	109	0	62
FeO/MgO	0.42	0.42	0.39	0.58	0.58	0.50	0.50
Компонент	Номер образца						
	15 И-2045 край	16 И-2045 центр	17 И-2045 центр	18 И-2026 центр	19 И-2038 край	20 И-2038 край	21 И-2038 край
	Порода						
	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	39.2	38.9	38.5	38.2	39.5	39.3	39.3
FeO	17.5	17.5	17.5	22.7	20.0	20.0	20.1
MgO	43.4	45.0	44.5	34.8	40.3	40.4	40.2
NiO	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Сумма	100.2	101.5	100.6	95.9	100.0	99.8	99.7
MgN	81.6	82.1	81.9	73.2	78.2	78.3	78.1
Ni (ppm)	1286	991	1164	664	762	842	788
Cr (ppm)	34	162	116	86	0	0	0
FeO/MgO	0.40	0.39	0.39	0.65	0.50	0.49	0.50

Примечание. Все железо представлено в виде FeO, MgN – магнезиальность оливина, пл. дунит – плагиодунит, меланогаб. – меланогаббро; ол. габбро – оливиновое габбро, амф. ол. габ. – амфиболизированное оливиновое габбро, кр. ф. – краевая фация, центр – центр зерна, край – край зерна.

Таблица 2. Состав плагиоклазов Центрального массива, вес. %

Компонент	Номер образца									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	И-2036	И-1984	И-1984	И-2037	И-2037	И-1988	И-1981	И-1981	И-1989	И-2024
	центр	интерст.	интерст.	край	центр					центр
	Порода									
	пл. дунит	трок-толит	трок-толит	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	амф. рог. габ.
SiO ₂	47.7	46.5	47.3	46.3	48.5	47.3	46.2	46.5	45.8	50.8
TiO ₂	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	33.2	32.7	32.4	34.3	33.1	33.3	34.1	33.7	33.4	30.8
FeO	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4
CaO	16.7	15.7	15.3	17.2	16.7	16.9	17.9	17.4	17.4	14.5
Na ₂ O	2.1	2.5	2.5	1.5	1.8	2.0	1.2	1.3	1.7	3.6
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Сумма	100.1	97.8	97.9	99.6	100.5	99.7	99.7	99.3	98.7	100.2
An %	81.61	77.68	77.21	86.66	83.87	82.67	89.34	88.04	84.65	68.57
Ab %	18.29	22.24	22.68	13.32	16.04	17.31	10.58	11.84	15.17	31.04
Or %	0.09	0.08	0.11	0.02	0.08	0.02	0.08	0.12	0.19	0.38
№	12	12/1	12/2	15	15/1	40	40/1	27	27/2	27/1

Компонент	Номер образца									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	И-2045	И-2045	И-2045	И-2045	И-2045	И-2026	И-2026	И-2038	И-2038	И-2038
	край	край	центр	центр	край	центр	край	край	центр	центр
	Порода									
	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	47.4	46.6	46.8	47.5	45.9	47.3	47.9	45.7	46.0	46.6
TiO ₂	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	33.1	32.7	33.0	32.5	33.3	33.6	32.6	33.5	33.5	33.0
FeO	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4
CaO	16.4	16.4	16.5	16.3	17.3	16.9	16.5	17.8	17.5	16.9
Na ₂ O	2.0	2.4	2.2	2.1	1.7	1.8	2.3	1.6	1.8	1.8
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	99.3	98.6	99.0	98.9	98.7	100.1	99.7	98.8	99.0	98.8
An %	81.52	78.74	80.83	80.91	85.02	83.79	79.90	86.27	84.57	83.59
Ab %	18.41	21.11	19.03	18.86	14.83	16.02	19.83	13.61	15.33	16.23
Or %	0.07	0.15	0.14	0.22	0.16	0.19	0.27	0.12	0.10	0.18

Примечание. Все железо представлено в виде FeO, пл. дунит – плагиодунит, ол. габбро – оливиновое габбро, амф. ол. габ. – амфиболитизированное оливиновое габбро, амф. рог. габ. – амфиболитизированное роговообманковое габбро, кр. ф. – красная фация, интерст. – плагиоклаз в интерстициях между кристаллами оливина, центр – центр зерна, край – край зерна.

дение путем серии расчетов таких условий фракционирования, при которых модельные тренды эволюции содержаний главных и примесных элементов в минералах и расплаве будут отвечать реальным геохимическим особенностям пород

расслоенного массива [7]. В качестве исходного расплава для моделирования были использованы валовый состав краевой фации Центрального массива (Обр. И-2038), соответствующий составу родоначального расплава на момент внедрения, и

Таблица 3. Состав клинопироксенов Центрального массива, вес. %

Компо- нент	Номер образца										
	1 И-2036 центр	2 И-1983 центр	3 И-1984 интерст.	4 8433*	5 8433*	6 И-1980 центр	7 И-2028	8 И1989*	9 И-1989	10 И-1981	11 И-1981
	Порода										
	пл. дунит	верлит	трок- толит	мелано- габ.	мелано- габ.	мелано- габ.	мелано- габ.	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро
SiO ₂	50.1	50.8	50.4	51.6	50.6	50.0	54.0	51.9	51.3	51.3	52.4
TiO ₂	0.9	0.7	0.6	0.5	0.3	0.2	0.1	0.2	0.4	0.2	0.3
Al ₂ O ₃	4.4	3.9	4.0	2.7	4.3	2.4	1.0	3.7	3.6	3.4	3.0
FeO	5.6	5.2	5.1	6.8	6.1	4.6	4.5	5.5	5.0	4.8	5.2
MnO				0.2	0.2			0.2			
MgO	15.1	16.0	16.6	15.3	15.2	17.0	15.9	15.8	15.6	16.3	15.7
CaO	21.6	21.2	20.9	21.8	22.2	23.6	23.2	22.0	22.9	20.8	22.4
Na ₂ O	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NiO	0.1	0.0	0.0			0.0	0.0		0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.9	0.8	0.9	0.1	0.5	0.7	0.3	0.4	0.4	0.8	0.5
Сумма	99.0	98.9	98.7	99.2	99.6	98.7	99.2	99.7	99.7	98.0	99.6
MgN	82.9	84.5	85.3	80.0	81.5	86.8	86.4	83.8	84.8	85.9	84.4
Ni (ppm)	429	286	350			342	119		134	273	47
Cr (ppm)	6204	5449	5891	479	3694	4706	1862	2531	2894	5488	3735
En %	44.36	46.32	47.56	43.40	43.74	45.97	45.10	45.38	44.10	47.66	45.18
Fs %	10.64	9.86	9.47	11.90	11.72	6.79	7.92	10.58	9.07	9.40	9.70
Wo %	45.00	43.82	42.98	44.70	44.54	47.24	46.98	44.03	46.83	42.94	45.12
FeO/MgO	0.37	0.33	0.31	0.40	0.40	0.27	0.28	0.34	0.32	0.29	0.33

Компо- нент	Номер образца										
	12 И2027*	13 П5729*	14 И2037*	15 И-2037 центр	16 И-2037 край	17 И-2024 центр	18 И2035*	19 И2035*	20 И2045*	21 И-2045 край	22 И-2045 центр
	Порода										
	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	амф. рог. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.
SiO ₂	52.1	52.0	52.3	52.5	51.7	52.9	52.4	53.4	51.5	51.6	51.1
TiO ₂	0.3	0.3	0.6	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.5	0.5	0.5
Al ₂ O ₃	3.6	3.1	2.5	2.6	3.3	2.1	2.3	2.3	3.6	3.9	3.8
FeO	6.4	4.3	7.1	6.1	5.8	7.4	4.8	4.2	5.9	4.9	5.3
MnO	0.2	0.4	0.2				0.2	0.1	0.2		
MgO	16.6	16.0	14.8	15.5	15.8	15.2	16.0	16.3	14.7	16.6	16.2
CaO	21.2	23.3	21.9	22.0	21.9	20.8	23.6	24.1	22.9	21.7	21.7
Na ₂ O	0.1	0.2	0.4	0.3	0.3	0.5	0.2	0.1	0.2	0.4	0.4
K ₂ O		0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NiO				0.0	0.0	0.0				0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.3	0.8	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.9	0.8
Сумма	100.7	100.3	100.1	99.4	99.3	99.4	100.2	101.0	99.7	100.4	99.8
MgN	82.3	87.0	78.8	81.9	83.0	78.5	85.6	87.5	81.5	85.9	84.6
Ni (ppm)				198	253	8				180	252
Cr (ppm)	1710	5131	1368	874	827	1300	2326	1300	753	5835	5593
En %	46.67	44.97	42.15	44.19	45.04	43.76	44.56	45.14	42.38	46.92	46.08
Fs %	11.48	8.40	12.58	10.86	10.44	12.96	8.35	7.48	11.15	9.08	9.63
Wo %	41.85	46.63	45.27	44.95	44.52	43.28	47.10	47.39	46.47	44.00	44.29
FeO/MgO	0.38	0.27	0.48	0.39	0.37	0.49	0.30	0.26	0.40	0.29	0.33

Таблица 3. Окончание

Компонент	Номер образца										
	23 И-2045 центр	24 И-2026 край	25 И-2026 центр	26 И-2026 край	27 И-2026 центр	28 И2026*	29 И-2038 край	30 И-2038 центр	31 И-2038 центр	32 И-2038 край	33 И-2038 центр
	Порода										
	амф. ол. габ.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	50.3	51.8	52.7	53.3	53.7	51.7	52.9	53.4	51.9	50.8	50.6
TiO ₂	0.5	0.5	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4
Al ₂ O ₃	4.2	2.7	1.9	1.9	1.1	3.7	2.0	1.6	2.5	2.7	3.4
FeO	5.5	7.3	6.9	6.8	6.2	5.6	5.8	5.7	5.2	5.1	6.1
MnO						0.2					
MgO	17.3	14.5	14.7	15.0	15.1	15.8	15.8	16.0	15.5	16.2	17.7
CaO	19.3	21.3	21.4	22.6	23.4	21.2	21.9	22.1	22.1	22.2	19.8
Na ₂ O	0.3	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.2	0.2	0.5	0.5	0.5
Сумма	98.2	98.7	98.2	100.3	99.8	99.0	99.2	99.2	98.4	98.1	98.7
Mg N	84.8	77.9	79.1	79.8	81.3	83.5	82.8	83.3	84.2	84.9	83.8
Ni (ppm)	248	103	240	219	87		150	16	287	16	215
Cr (ppm)	4814	859	571	553	487	2873	1413	1317	3608	3725	3298
En %	49.78	42.22	42.72	42.42	42.49	45.93	44.76	45.20	44.80	45.93	49.42
Fs %	10.37	13.08	12.39	11.64	10.41	11.01	10.24	9.92	9.58	8.79	10.27
Wo %	39.85	44.69	44.89	45.94	47.11	43.06	45.00	44.87	45.63	45.28	40.31
FeO/MgO	0.32	0.51	0.47	0.45	0.41	0.35	0.37	0.36	0.33	0.32	0.34

Примечание. Все железо представлено в виде FeO, MgN – магнезиальность клинопироксена, пл. дунит – плагиодунит, меланогаб. – меланогаббро, ол. габбро – оливиновое габбро, амф. ол. габ. – амфиболлизированное оливиновое габбро, кр. ф. – краевая фация, интерст. – клинопироксен в интерстициях между кристаллами оливина, центр – центр зерна, край – край зерна, * – состав клинопироксена по данным из работы [2].

вычисленный валовый состав исходной магмы, соответствующий составу первичного расплава массива (табл. 6). Состав исходной магмы был получен исходя из предположения о том, что на момент внедрения она уже содержала фенокристы оливина, образовавшиеся в результате частичной фракционной кристаллизации первичного расплава в малоглубинных условиях, а жидкая часть магмы соответствует составу родоначального расплава массива. Этот вывод основан на результатах моделирования по программе КОМАГМАТ формирования расслоенного массива из родоначального расплава (рис. 4). Модельные расчеты проводились в режиме формирования расслоенного интрузива при следующих параметрах системы: давление 1 кбар, буфер QFM, содержание воды в расплаве – от 0% до 0.5%. В этом случае расчеты предполагают образование лишь 5–7% кумулятивных перидотитов среди всех пород расслоенной серии массива. Однако ультрамафитовый горизонт в Центральном массиве достигает более 20% мощности разреза. Вероятно, недоста-

ющие 15–20% оливина от объема внедрившейся в интрузивную камеру исходной магмы уже находились в ней к моменту кристаллизации. Состав исходной магмы был вычислен с помощью коэффициентов распределения оливин/расплав [13], а затем откорректирован по программе КОМАГМАТ таким образом, чтобы объем мономинеральных оливиновых кумулятов при образовании массива составлял не менее 20% от его объема, а результатом фракционной кристаллизации в малоглубинных условиях был бы расплав, близкий по составу к родоначальному расплаву массива. Содержания редких элементов, кроме лантаноидов, оценивались приблизительно путем подбора, однако величина содержания Ni в первичном расплаве (440 ppm) может быть прямо вычислена исходя из предположения, что оливин из ультрамафитового кумулятивного горизонта (Обр. И-2036) с максимальным содержанием Ni (1537 ppm) является ликвидусным для этого расплава. Тогда содержание Ni в первичном расплаве (Ni_{liq}) будет равно $Ni_{ol}/D_{Ni}(ol/liq)$, где Ni_{ol} – содержание Ni в

Таблица 4. Состав ортопироксенов Центрального массива, вес. %

Компо- нент	Номер образца								
	1 И1962*	2 И1984*	3 И1984*	4 И1989*	5 И-2030 центр	6 И2027*	7 И-1981	8 И-1989 центр	9 И-1988
	Порода								
	пл. перид.	трок- толит	трок- толит	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	пойки- литовый ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро
SiO ₂	54.7	56.0	54.9	53.7	54.9	54.8	54.5	57.5	54.9
TiO ₂	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	1.5	1.4	2.5	0.7	1.4	1.8	2.2	1.9	2.3
FeO	13.6	12.2	12.6	20.8	12.5	12.3	13.2	10.9	11.6
MnO	0.3	0.3	0.2	0.7		0.3			
MgO	28.3	30.3	29.3	23.2	29.2	29.3	28.7	26.3	29.3
CaO	1.2	1.1	0.2	0.9	1.0	1.1	1.1	0.9	1.1
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NiO					0.0		0.0	0.0	0.1
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.4	0.4
Сумма	100.0	101.5	99.8	100.2	99.2	99.8	100.1	98.1	99.8
MgN	78.7	81.5	80.6	66.6	80.6	80.9	79.5	81.1	81.9
Ni (ppm)					220		259	189	440
Cr (ppm)	205	137	274	205	338	274	1004	3019	2412
En %	76.02	79.23	79.04	64.43	78.57	78.28	77.19	77.32	79.19
Fs %	21.46	18.71	20.37	33.55	19.36	19.50	20.56	20.77	18.49
Wo %	2.51	2.06	0.60	2.02	2.07	2.22	2.25	1.91	2.32
FeO/MgO	0.48	0.40	0.43	0.89	0.43	0.42	0.46	0.42	0.39

Компо- нент	Номер образца								
	10 И-1988 центр	11 И-1989	12 И-1989	13 И-2026	14 И2026*	15 И1964*	16 И1964*	17 И2038*	18 И2038*
	Порода								
	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	54.8	52.3	53.8	54.5	53.5	55.0	55.7	54.8	53.8
TiO ₂	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1
Al ₂ O ₃	1.9	1.7	1.3	1.4	0.8	1.1	1.8	1.6	3.8
FeO	11.5	11.9	11.7	14.8	20.3	15.8	13.9	13.2	13.7
MnO					0.5	0.6	0.3	0.3	0.3
MgO	28.9	34.7	31.5	28.0	23.8	27.1	29.6	28.8	29.2
CaO	0.9	0.2	0.7	1.2	0.6	0.7	0.4	1.0	0.6
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0					
Cr ₂ O ₃	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Сумма	98.3	100.9	99.1	100.1	99.6	100.4	101.8	100.3	101.6
MgN	81.8	83.9	82.8	77.1	67.6	75.4	79.1	79.5	79.2
Ni (ppm)	291		165	361					
Cr (ppm)	884			321	205	137	137	889	68
En %	79.48	84.68	81.90	74.92	66.08	73.36	77.76	77.16	77.07
Fs %	18.70	14.76	16.74	22.58	32.56	25.22	21.52	20.75	21.71
Wo %	1.82	0.56	1.36	2.50	1.36	1.41	0.72	2.09	1.22
FeO/MgO	0.40		0.37	0.53	0.85	0.58	0.47	0.46	0.47

Примечание. Все Fe представлено в виде FeO, MgN – магнетиальность ортопироксена, * – состав ортопироксена по данным из работы [2], пл. перид. – плагиоперидотит, ол. габбро – оливиновое габбро, кр. ф. – краевая фация, центр – центр зерна, край – край зерна.

Таблица 5. Состав амфиболов Центрального массива, вес. %

Компонент	Номер образца						
	1 И-1983	2 И-2030 центр	3 И-1981	4 И-1981	5 И-2045 край	6 И-2045	7 И-2026 край
	Порода						
	верлит	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	амф. ол. габ.	амф. ол. габ.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	44.7	43.6	43.1	43.6	43.1	44.0	43.4
TiO ₂	0.1	2.3	2.7	2.4	3.2	1.7	1.2
Al ₂ O ₃	12.7	11.6	11.5	11.6	12.1	12.0	11.7
FeO	8.3	9.6	9.0	8.9	8.0	8.7	11.3
MgO	17.8	15.4	15.9	16.0	16.4	17.7	14.8
CaO	10.5	11.6	11.3	11.1	11.7	11.2	11.1
Na ₂ O	2.4	2.3	2.2	1.9	2.3	2.1	2.4
K ₂ O	0.1	0.8	0.4	0.4	0.3	0.4	0.8
Cr ₂ O ₃	0.0	0.2	0.1	0.1	0.5	0.4	0.1
Сумма	96.6	97.6	96.1	96.1	97.6	98.2	96.8
MgN	79.3	74.1	75.9	76.2	78.4	78.4	70.1
Ni (ppm)	269	346	270	360	346	368	138
Cr (ppm)	0	1536	954	520	3780	3010	926
FeO/MgO	0.47	0.62	0.57	0.56	0.49	0.49	0.76

Примечание. Все Fe представлено в виде FeO, MgN – магнезиальность амфибола, ол. габбро – оливниновое габбро, амф. ол. габ. – амфиболлизированное оливниновое габбро, кр. ф. – краевая фация, центр – центр зерна, край – край зерна.

ликвидусном оливине, $D_{Ni}(ol/liq)$ – суммарный коэффициент распределения Ni между оливнином и расплавом, определяемый по формуле: $D_{Ni}(ol/liq) = 3.92D_{MgO}(ol/liq) - 5.3$ [14]. $D_{MgO}(ol/liq)$ находим как отношение содержания MgO в ликвидусном оливине (42.8 вес. %) к содержанию MgO в первичном расплаве (20 вес. %) (табл. 1). Отсюда получим, что первоначальное содержание Ni в первичном расплаве Центрального массива было не менее 440 ppm. Выбор параметров математического моделирования при образовании расслоенного интрузива основывался на особенностях минерального состава пород Центрального массива. Так, например, присутствие кумулятивного ортопироксена на поздней стадии кристаллизации ограничивает содержание воды в расплаве – не более 0.5% и общее давление – не более 2 кбар. Становление массива в условиях низких давлений подтверждается и геологическими данными – присутствием на контакте с массивом ороговикованных вмещающих пород. Включения хромшпинелидов в кристаллах оливина перидотитового горизонта являются показателем величины фугитивности кислорода (fO_2) на начальном этапе кристаллизации родоначального расплава, превышающей fO_2 буфера NNO [15]. Вероятнее всего, величина fO_2 в этом случае соответствовала

интервалу буферных равновесий QFM и NNO. О достаточно высокой точности приближения параметров моделируемой системы к природным свидетельствуют результаты сравнения составов природных минералов из пород расслоенной серии Центрального массива (табл. 1–5) с расчетными составами. Моделирование проводилось исходя из состава первичного расплава в режиме формирования расслоенного массива с шагом кристаллизации 1 мол. % при давлении 1 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0.5%. Диапазон вариаций состава плагиоклаза из расслоенной серии массива ($An_{89.3-77.2}$) почти полностью перекрывается с диапазоном составов плагиоклаза, полученных при моделировании ($An_{92.6-79}$). Оливины, реально наблюдаемые в породах массива ($For_{84.5-73.2}$), несколько обеднены форстеритовым компонентом по сравнению с расчетными составами ($For_{94.7-76.6}$), что свидетельствует о большей степени вторичного изменения оливина по сравнению с сосуществующим с ним плагиоклазом. Составы клинопироксенов из пород Центрального массива, нанесенные на классификационную диаграмму $En-Wo-Fs$ (рис. 3), попадают на границу полей диопсида–салита–авгита ($En_{49.8-42.2}Fs_{13.1-6.8}Wo_{47.4-39.9}$) и совпадают с составами клинопироксенов, полученных при моделиро-

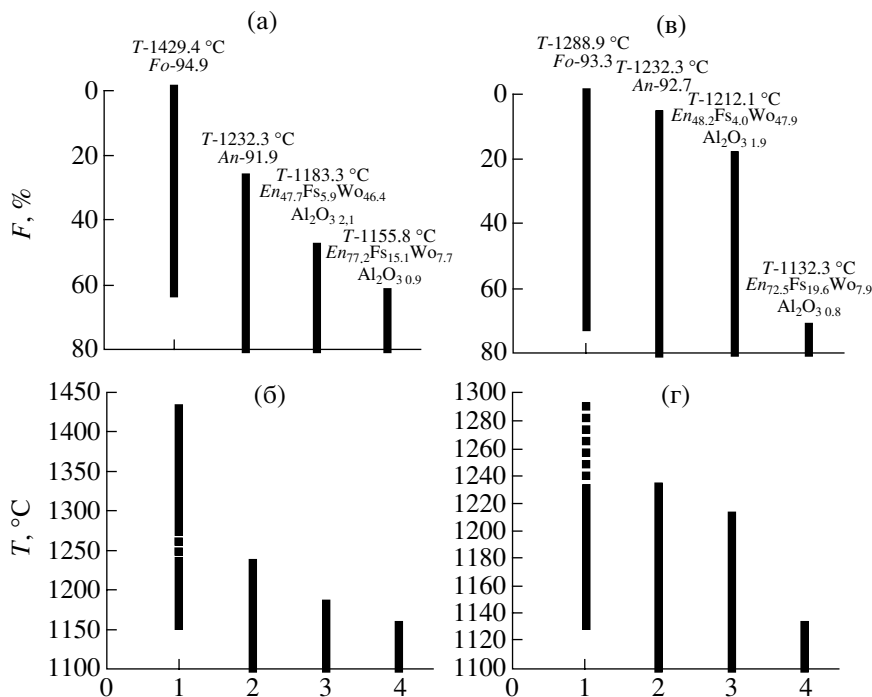


Рис. 4. Результаты математического моделирования формирования расслоенного интрузива исходя из: (а, б) – состава модельного первичного расплава Центрального массива, (в, г) – состава родоначального расплава Центрального массива. Моделирование проводилось по программе КОМАГМАТ 3.5 (А.А. Арискин, 1992) [6] при давлении 1 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0.5%, максимальной степени кристаллизации расплава 80%. На графиках (а, в) показан порядок образования минералов в зависимости от степени кристаллизации расплава (F), а на графиках (б, г) – порядок образования минералов в процессе понижения температуры расплава (T). 1 – оливин, 2 – плагиоклаз, 3 – клинопироксен, 4 – ортопироксен.

вании ($En_{48.2-40.9}Fs_{13-4}Wo_{47.9-46}$). Ортопироксены Центрального массива отвечают по составу бронзит-гиперстену ($En_{84.7-64.4}Fs_{33.6-14.8}Wo_{2.5-0.6}$). Ортопироксены, полученные путем моделирования, более обогащены волластонитовым компонентом, но в целом близки по составу к природным ортопироксенам ($En_{72.9-70}Fs_{20.1-19.2}Wo_{7.67-7.9}$). Оливины из пород базального горизонта ($Fo_{84.5-80.9}$) обогащены форстеритовым компонентом по сравнению с оливинами расслоенной серии ($Fo_{82.1-73.2}$). В плагиоклазах из мафитовых пород ($An_{81.6-77.2}$), наоборот, содержание анортитового компонента ниже, чем в породах расслоенной серии ($An_{89.3-78.7}$). Объяснить эту особенность можно тем, что плагиоклаз в перидотитах кристаллизуется из последних, низкомагнезиальных порций расплава, выполняя промежутки между кристаллами оливина, а в породах расслоенной серии плагиоклаз является ликвидусным минералом и кристаллизуется из относительно высокомагнезиального расплава совместно с оливином, либо чуть позже. На вариационных диаграммах (рис. 5), где содержание MgO используется в качестве индекса дифференциации, тренд петрогенных и редких элементов, рассчитанный с помощью программы КОМАГМАТ, в основном согласуется с последовательной фракционной кристаллизацией кумула-

тивных фаз – оливина, плагиоклаза и клинопироксена из первичного расплава массива. Переход от высокомагнезиальных пород к менее магнезиальным характеризуется закономерным увеличением содержания Si, Ti, Al, сум. Fe, Ca, Na, K, Cu, La с монотонным уменьшением содержания Ni. Нанесенная на вариационные диаграммы (рис. 5) последовательность составов кумулятивных пород расслоенной серии Центрального массива (табл. 7) в целом совпадает с модельными трендами кумулятивных фаз, что свидетельствует о правильном выборе параметров моделирования и близости модельного состава первичного расплава к реальному. На рис. 6 показаны модельные дифференциаты, соответствующие по составу остаточным расплавам, образовавшимся в процессе формирования расслоенного интрузива исходя из состава первичного расплава Центрального массива. Для сравнения приведены тренды дифференциатов, полученных по программе КОМАГМАТ 3.0 при давлении 1 кбар, содержании воды в расплаве 0.5%, буфере QFM, максимальной степени кристаллизации расплава 80%, и дифференциатов, полученных по программе MELTS [12] при тех же условиях. Существенные различия в составах дифференциатов отмечены лишь при степени кристаллизации расплава, пре-

Таблица 6. Составы пород и модельных расплавов (петрогенные элементы в вес. %, редкие – в ppm)

Компонент	СР. КР. Ф.	И2038	ПЕРВ. Р-В.	ОСТАТ.	СРЕДН.	ХОНДРИТ	N-MORB	PM	MORBMA	ВУРИНО	ИСТОЧ.	ИСТ. Р-В.	PM Р-В.
SiO ₂	47.37	47.45	46.83	47.88	45.50	–	50.73	45.32	–	47.34	47.67	43.05	42.11
TiO ₂	0.33	0.36	0.32	0.38	0.25	–	1.37	0.22	0.19	0.21	0.10	0.39	0.65
Al ₂ O ₃	15.65	15.39	13.50	16.20	14.36	–	15.30	4.67	–	4.05	3.90	11.50	11.63
FeO	6.52	6.44	7.00	7.18	8.64	–	9.37	7.92	–	5.40	6.00	8.51	11.15
MnO	–	0.10	0.10	0.11	–	–	0.18	0.13	–	0.10	0.10	0.54	0.45
MgO	13.35	13.66	20.00	13.55	18.88	–	9.02	37.55	–	39.14	39.00	21.78	21.12
CaO	15.75	15.63	11.20	13.44	11.35	–	11.48	3.76	–	3.11	3.00	12.48	11.48
Na ₂ O	0.90	0.88	0.90	1.08	0.88	–	2.32	0.37	–	0.52	0.20	0.99	1.25
K ₂ O	0.08	0.07	0.09	0.11	0.08	–	0.09	0.03	0.01	0.10	0.02	0.11	0.10
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.06	0.07	0.04	–	0.14	0.02	–	0.03	0.01	0.05	0.07
H ₂ O	–	–	0.50	0.59	–	–	–	–	–	–	0.10	0.54	0.35
MgN	78.50	79.09	83.59	77.09	79.58	–	63.18	89.42	–	92.82	92.06	82.02	77.15
La	–	1.50	1.25	1.50	–	0.31	2.50	0.69	0.29	–	–	–	–
Ce	–	3.70	3.10	3.72	–	0.81	7.50	1.78	0.96	–	–	–	–
Nd	–	2.40	2.00	2.40	–	0.60	7.30	1.35	0.93	–	–	–	–
Sm	–	0.70	0.58	0.70	–	0.20	2.63	0.44	0.35	–	–	–	–
Eu	–	0.30	0.25	0.30	–	0.07	1.02	0.17	0.14	–	–	–	–
Gd	–	0.90	0.75	0.90	–	0.26	3.68	0.60	0.50	–	–	–	–
Tb	–	0.20	–	–	–	0.05	0.67	0.11	0.09	–	–	–	–
Yb	–	0.53	0.44	0.53	–	0.21	3.05	0.49	0.42	–	–	–	–
Lu	–	0.08	0.07	0.08	–	0.03	0.46	0.07	0.06	–	–	–	–
Hf	–	0.24	–	–	–	–	2.05	0.31	0.23	–	–	–	–
Ta	–	0.02	–	–	–	–	0.13	0.04	–	–	–	–	–
Y	–	–	–	–	–	–	28.00	4.55	4.06	–	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	2.33	0.71	0.19	–	–	–	–

Таблица 6. Окончание

Компонент	СР. КР. Ф.	И2038	ПЕРВ. Р-В.	ОСТАТ.	СРЕДН.	ХОНДРИТ	N-MORB	PM	MORBMA	ВУРИНО	ИСТОЧ.	ИСТ. Р-В.	PM Р-В.
Zr	-	-	-	-	-	-	74.00	11.20	8.14	-	-	-	-
Th	-	0.20	-	-	-	-	0.12	0.09	0.01	-	-	-	-
U	-	0.30	0.24	-	-	-	0.05	0.02	0.00	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	0.01	0.03	0.00	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	0.56	0.64	0.06	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	6.30	6.99	0.61	-	-	-	-
Cu	-	100	90	107	-	-	-	30	-	-	-	-	-
Ni	-	185	440	159	-	-	177	1890	-	2358	2362	-	-
Co	-	44	50	50	-	-	50	110	-	-	-	-	-
Cr	-	730	750	764	-	-	346	2940	-	2736	-	-	-
СРW, вес %	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.47	0.41	0.53	0.64	0.47	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	7.59	7.45	7.62	9.14	7.48	-	-	-	-	-	-	-	-
An	38.32	37.84	32.54	39.04	35.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	31.49	31.66	18.03	21.83	16.87	-	-	-	-	-	-	-	-
Hu	0.00	0.50	7.41	9.00	1.87	-	-	-	-	-	-	-	-
Ol	21.39	21.40	33.13	19.46	37.74	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.62	0.68	0.61	0.72	0.48	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.12	0.07	0.14	0.17	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. СР. КР. Ф. – средний состав краевой фации Центрального массива [2], И2038 – состав краевой фации [2], соответствующий составу родоначального расплава Центрального массива на момент внедрения, ПЕРВ. Р-В – вычисленный валовый состав исходной магмы, соответствующий составу первичного расплава массива. Согласно принятой модели, исходная магма массива на момент внедрения в интрузивную камеру уже содержала 20% фенокритов оливина, а жидкая ее часть по составу соответствовала родоначальному расплаву. ОСТАТ. – модельный остаточный расплав (состав расплава, полученного после кристаллизации 20% кумулятивного оливина в процессе фракционирования первичного расплава с помощью программы КОМАГМАТ [6], СРЕДН. – средневзвешенный состав расслоенной серии Центрального массива [2], ХОНДРИТ – состав хондрита (Boytton, 1984 [8]), N-MORB – состав N-MORB (Sun and McDonough, 1989 [9]), PM – состав примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989 [9]), MORBMA – состав источника N-MORB (Hofmann, 1988 [10]), ВУРИНО – валовый состав офиолитового комплекса Вурино, Греция [11], ИСТОЧ. – состав гипотетического мантийного источника первичного расплава Центрального массива, ИСТ. Р-В – состав первичного расплава, полученный путем моделирования парциального плавления гипотетического мантийного источника Центрального массива с помощью программы MELTS [12] при T – 1600°C, P – 25 кбар, 0.1% H₂O, буфере QFM, PM Р-В – состав первичного расплава, полученный путем моделирования парциального плавления примитивной мантии с помощью программы MELTS [12] при T – 1600°C, P – 25 кбар, 0.1% H₂O, буфере QFM, MgN – магnezизальность породы (расплава); MgN = 100Mg/(Mg + Fe), все Fe представлено в виде FeO.

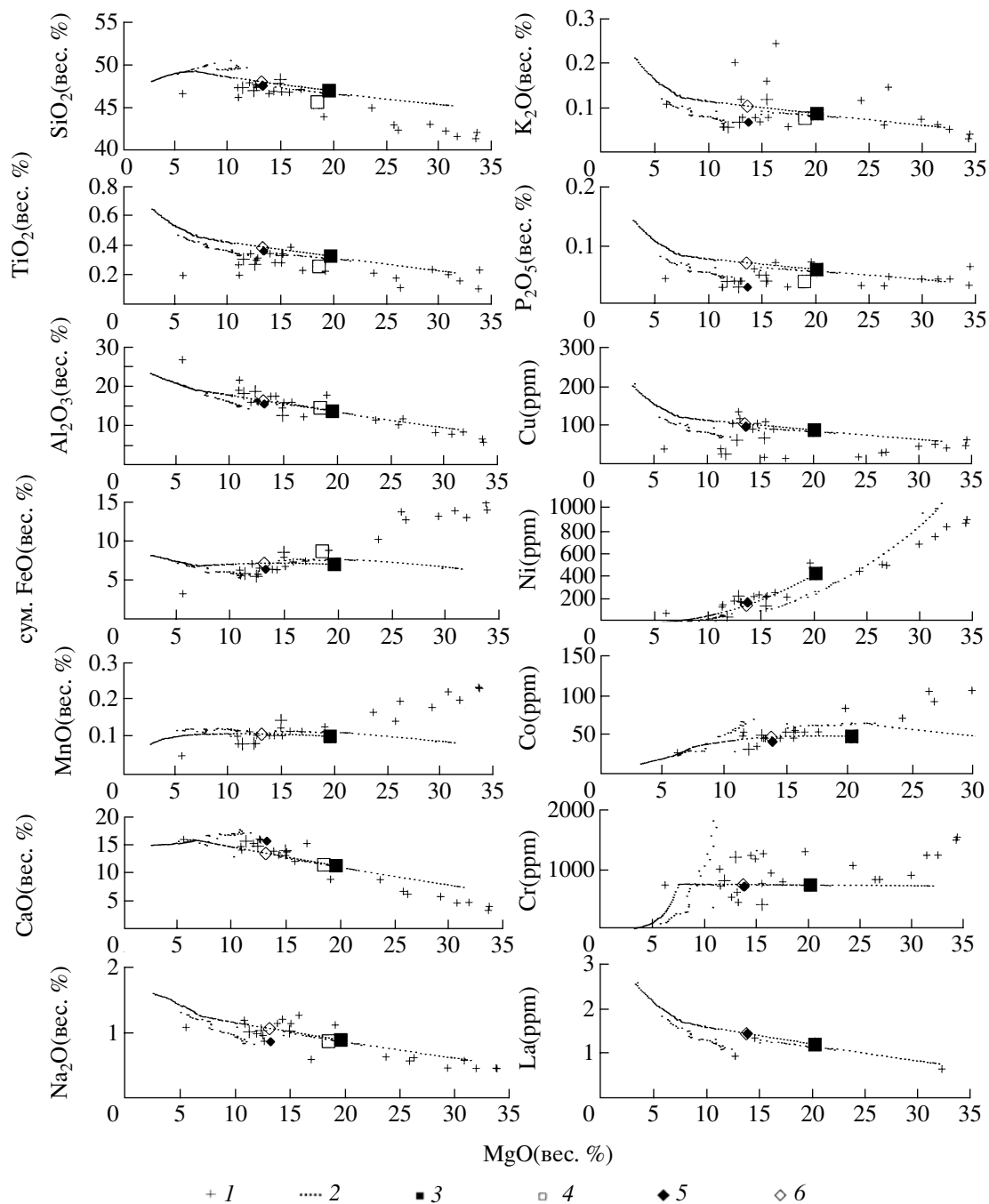


Рис. 5. Вариационные диаграммы для главных и редких элементов Центрального массива.

1 – породы расслоенной серии Центрального массива, крупным значком выделен образец И-2038 (краевая фация), 2 – составы кумулятивных фаз, полученные путем моделирования формирования расслоенного интрузива исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива с помощью программы КОМАГМАТ 3.5 (А.А. Аришкин, 1992) [6] при 0.5% H₂O, P = 1 кбар, буфере QFM, 3 – состав модельного первичного расплава Центрального массива, 4 – средневзвешенный состав расслоенной серии Центрального массива [2], 5 – состав краевой фации Центрального массива (обр. И-2038), 6 – модельный остаточный расплав (состав расплава, полученного после кристаллизации 20% кумулятивного оливина в процессе фракционирования первичного расплава с помощью программы КОМАГМАТ).

вышающей 40–50%. При меньших степенях кристаллизации наблюдается хорошее соответствие результатов расчетов по этим двум программам, что позволяет одинаково достоверно моделиро-

вать процесс фракционной кристаллизации в указанном диапазоне как по программе MELTS, так и по программе КОМАГМАТ. На графиках (рис. 6) венд-кембрийские вулканиты Озерной зо-

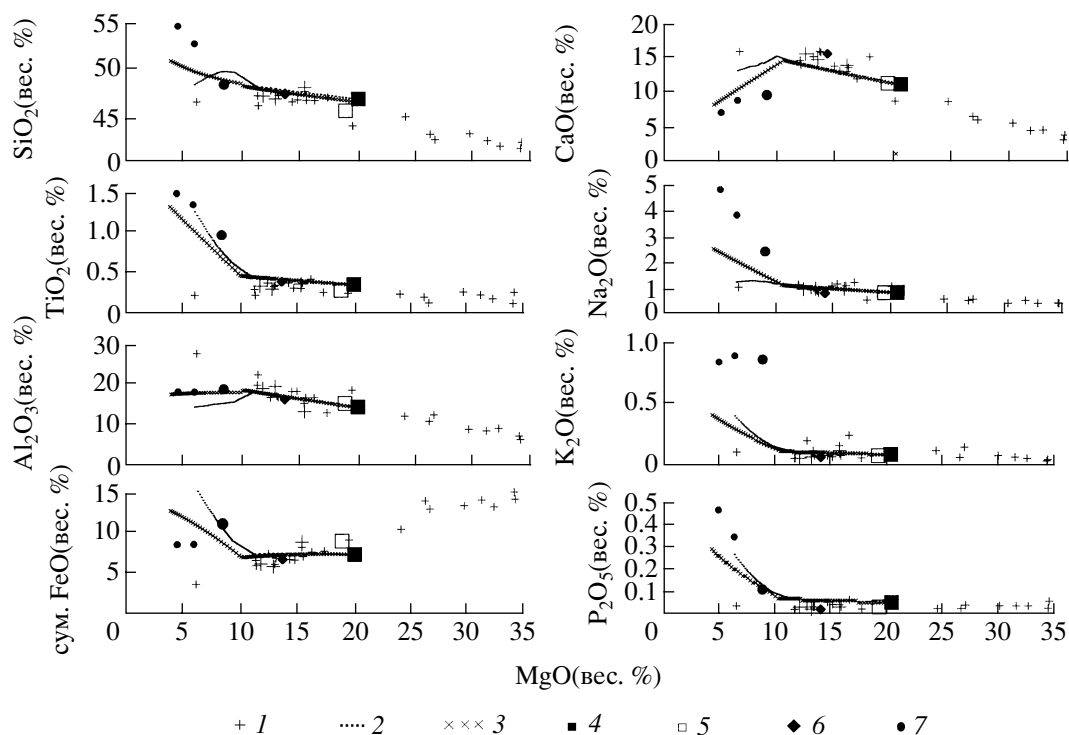


Рис. 6. Результаты моделирования процесса фракционной кристаллизации при формировании Центрального массива. 1 – породы расслоенной серии массива, крупным значком показан состав краевой фации И-2038, 2 – составы остаточных расплавов, полученные путем моделирования фракционной кристаллизации по программе КОМАГМАТ 3.5 (А.А. Арискин, 1992) [6] при 0.5% H₂O, P = 1 кбар, буфере QFM исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива, 3 – составы остаточных расплавов, полученные путем моделирования фракционной кристаллизации по программе MELTS (Ghiorsio M.S., 1994) [12] при 0.5% H₂O, P = 1 кбар, буфере QFM исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива, 4 – состав модельного первичного расплава Центрального массива, 5 – средневзвешенный состав расслоенной серии Центрального массива [2], 6 – состав краевой фации Центрального массива (обр. И-2038), 7 – венд-кембрийские вулканиты Озерной зоны, Западная Монголия [16], крупным значком показан состав высокоглиноземистого базальта ирбитейской толщи нижнего кембрия, Восточный Танну-Ола, Тыва [1].

ны [16] и одновозрастные базальты ирбитейской толщи (Восточный Танну-Ола) [1] образуют поле составов, по всем компонентам, кроме Ti и Al, не связанное с общим трендом составов пород Центрального массива. Математическое моделирование по программе КОМАГМАТ 3.0 показало, что смена параметров дифференциации не позволяет получить состав вулканитов из состава первичного расплава Центрального массива даже при условии многоэтапности процесса. Это значит, что мы не можем считать Центральный массив комагматом одновозрастных высокоглиноземистых вулканитов Озерной зоны без учета других процессов (смешение расплавов, коровая контаминация).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО МАССИВА

Согласно классификации [17, 18], состав модельного первичного расплава Центрального массива и состав расплава, соответствующего средне-

взвешенному составу расслоенной серии, отвечают комагматиту. Содержание нормативного оливина в первичном расплаве составляет 33.1 вес. %, в расплаве, соответствующем средневзвешенному составу – 37.7 вес. %, магнезиальность (MgN) – 83.6 и 79.6 соответственно (табл. 6). На диаграмме А–F–M (рис. 7) тренд эволюции составов пород Центрального массива отвечает общей закономерности изменения составов мафитовых пород в процессе кристаллизационной дифференциации. Так, составы наиболее меланократовых пород юных островных дуг Марианской и Тонга-Кермадек [19], а также меланократовых кумулатов Скергаардского массива [20] не выходят за пределы области составов пород Центрального массива. При этом наиболее дифференцированные породы массива располагаются вдоль трендов составов островодужных пород. Ограниченность тренда эволюции составов пород Центрального массива свидетельствует о незначительной степени дифференцированности родона-

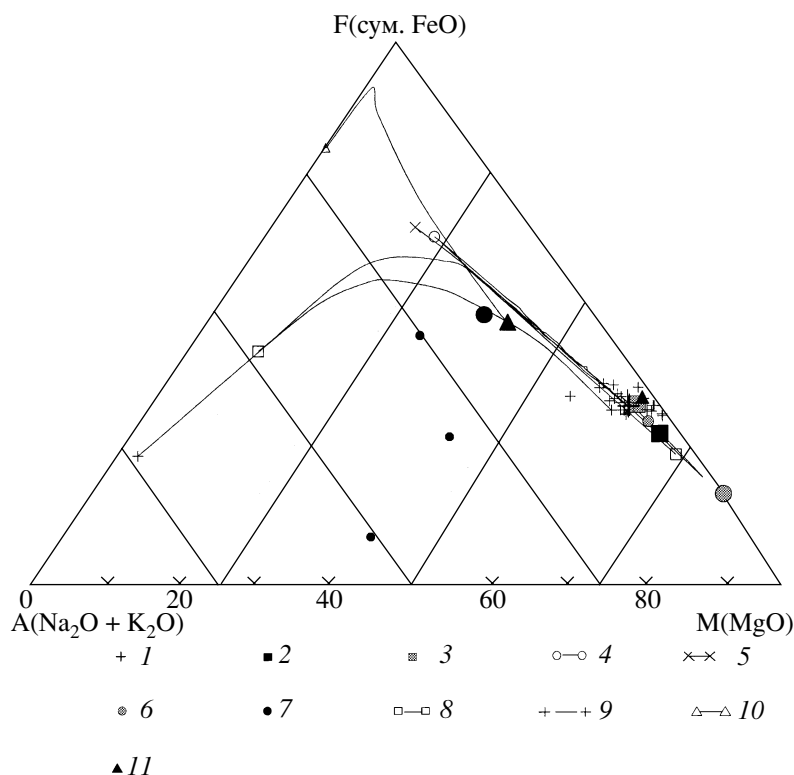


Рис. 7. Вариации состава пород массива на диаграмме AFM.

1 – породы расслоенной серии массива, крупным значком показан состав краевой фации И-2038, 2 – состав модельного первичного расплава Центрального массива, 3 – средневзвешенный состав расслоенной серии [2], 4 – тренд составов кумулятивных фаз, полученных путем моделирования формирования расслоенного интрузива исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива с помощью программы КОМАГМАТ 3.5 (А.А. Арискин, 1992) [6] при 0.5% H₂O, P = 1 кбар, буфере QFM, 5 – тренд составов остаточных расплавов, полученных путем моделирования фракционной кристаллизации по программе MELTS (Ghiorso M.S., 1994) [12] при 0.5% H₂O, P = 1 кбар, буфере QFM исходя из состава модельного первичного расплава Центрального массива, 6 – состав первичного расплава, полученный путем моделирования парциального плавления гипотетического мантийного источника Центрального массива Fo-92.06 с помощью программы MELTS (Ghiorso M.S., 1994) [12] при T-1600°C, P = 25 кбар, 0.1% H₂O, буфере QFM, крупным значком показан состав гипотетического мантийного источника Fo-92.06, 7 – венд-кембрийские вулканы Озерной зоны, Западная Монголия [16], крупным значком показан состав высокоглиноземистого базальта ирбитейской толщи нижнего кембрия, Восточный Танну-Ола, Тыва [1], 8 – тренд составов пород островной дуги Тонга-Кермадек [19], 9 – тренд составов пород Марианской островной дуги [19], 10 – тренд изменения состава остаточных расплавов Скергаардского массива [20], 11 – меланократовый кумулат Скергаардского массива, крупным значком показан состав родоначального расплава Скергаардского массива [20].

чального расплава, характерной для однофазных интрузий.

Вся совокупность пород Центрального массива обладает однотипным фракционированным трендом распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 8А-В). Нормализованные по хондриту [8] графики распределения РЗЭ в Центральном массиве (рис. 8А) обнаруживают во всей последовательности пород недифференцированное распределение легких и средних лантаноидов на уровне 2 хондритовых единиц в плагиоперидотитах, 3–5 хондритовых единиц в оливиновом габбро и некоторое обеднение всех пород тяжелыми лантаноидами – до 1.2 хондритовых единиц в плагиоперидотитах и 2–3 хондритовых единиц в оливиновом габбро. Нормализованное по хондриту

[8] отношение $(La/Yb) - ((La/Yb)_{ch})$ в породах расслоенной серии варьирует в пределах 1.60–1.91 (среднее 1.70). Отношение $(La/Sm)_{ch}$ изменяется от 0.86 до 1.35 (среднее 1.03), $(Sm/Yb)_{ch}$ – от 1.42 до 1.86 (среднее 1.67) (табл. 7). В ряду от плагиоперидотитов базального горизонта до оливинового габбро расслоенной серии в кумулатах наблюдается субпараллельное увеличение содержания РЗЭ. Для оливинового габбро расслоенной серии характерно наличие более выраженного европиевого максимума, чем для пород краевой фации и базального горизонта плагиоперидотитов, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах [21]. Отношение Eu/Eu^* в Центральном массиве варьирует от 1.02 в породах краевой фации (Обр. И-2038) до 1.16 в наиболее диф-

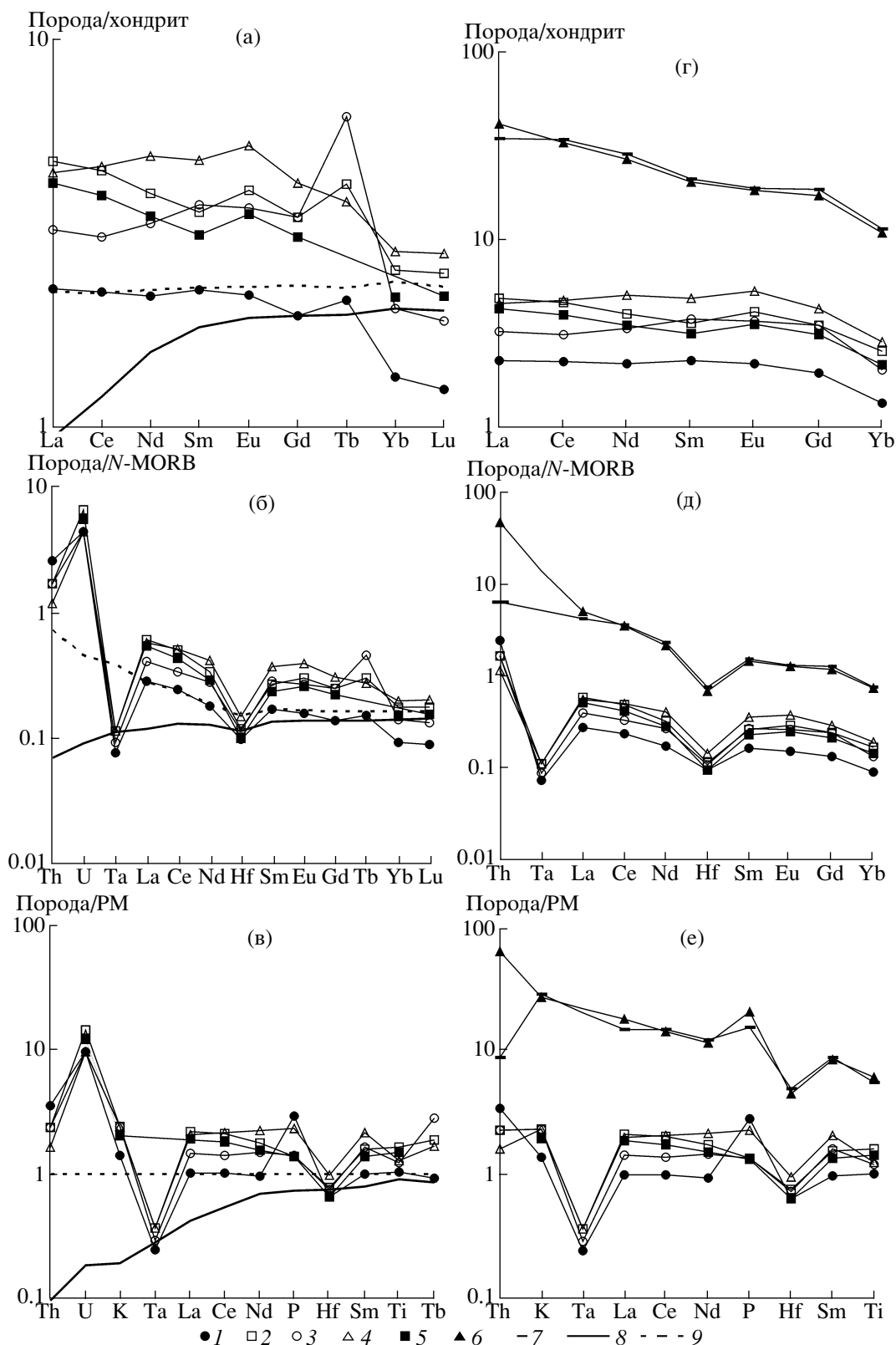


Рис. 8. Распределение РЗЭ: в габброидах Центрального массива и в модельном первичном расплаве (а-в), в венд-кембрийских вулканитах Озерной зоны в сравнении с габброидами Центрального массива (г-е).

1 – обр. И-1984, 2 – обр. И-2038, 3 – обр. И-2045, 4 – обр. 1989, 5 – модельный первичный расплав Центрального массива; венд-кембрийские вулканиты Озерной зоны, Западная Монголия [16]; 6 – ГУ-4898/5, 7 – ГУ-4898/4, 8 – мантийный источник N-MORB (MORBMA) [10]; 9 – примитивная мантия (PM) [9]; в построении диаграмм использованы данные, нормированные по хондриту C1 [8], N-MORB [9], примитивной мантии [9].

Таблица 7. Химический состав пород Центрального массива

Компонент	Номер образца											И2038	
	И-2036	И1962	8430	И1985	И1984	8434	8433	И2028	И1989	И1990	И1987		И2045
	Порода												
	пл. дунит	пл. перид.	пл. перид.	верлит	трок-толит	мелано-габ.	мелано-габ.	мелано-габ.	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	амф. ол. габ.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	39.09	38.15	39.36	38.55	39.37	39.81	40.13	41.35	45.57	45.74	45.42	45.70	46.52
TiO ₂	0.18	0.09	0.21	0.14	0.21	0.10	0.16	0.19	0.27	0.33	0.33	0.26	0.35
Al ₂ O ₃	7.04	5.81	7.30	7.55	5.10	10.84	9.32	10.31	16.92	15.41	16.86	18.11	15.09
Fe ₂ O ₃	5.71	6.27	6.54	5.21	4.65	3.80	5.75	5.82	1.64	2.17	2.04	1.74	1.92
FeO	7.58	7.91	6.04	7.24	8.77	8.44	7.55	4.10	4.70	4.66	4.41	3.84	4.59
сум FeO	12.72	13.55	11.93	11.93	12.96	11.86	12.73	9.34	6.18	6.61	6.25	5.41	6.32
MnO	0.20	0.21	0.16	0.18	0.21	0.18	0.13	0.15	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10
MgO	28.97	31.54	27.22	30.01	32.09	25.11	24.56	22.21	14.33	15.15	13.92	12.49	13.39
CaO	4.13	2.86	5.12	4.20	3.57	5.70	6.12	8.02	12.78	13.36	13.49	14.36	15.32
Na ₂ O	0.54	0.43	0.43	0.43	0.43	0.59	0.54	0.59	1.19	1.13	1.13	1.02	0.86
K ₂ O	0.06	0.03	0.07	0.05	0.04	0.14	0.06	0.11	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.04	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03
ppp	5.77	6.51	6.98	5.98	4.79	4.68	5.15	6.64	1.73	1.58	1.74	1.79	1.38
Сумма	99.31	99.84	99.47	99.58	99.29	99.43	99.50	99.52	99.35	99.75	99.58	99.49	99.62
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.75	0.79	1.08	0.72	0.53	0.45	0.76	1.42	0.35	0.47	0.46	0.45	0.42
MgN	80.24	80.58	80.27	81.77	81.54	79.06	77.48	80.92	80.53	80.33	79.89	80.47	79.07
Cu	52	48	47	42	63	32	31	20	108	112	93	65	100
Ni	770	890	700	855	920	510	520	460	250	240	235	240	185
Co	106	132	108	115	133	94	107	73	56	58	48	52	44
Cr	1250	1500	910	1250	1550	840	840	1080	1200	1290	1260	1230	730
La	-	-	-	-	0.70	-	-	-	1.40	-	-	1.00	1.50
Ce	-	-	-	-	1.80	-	-	-	3.80	-	-	2.50	3.70
Nd	-	-	-	-	1.30	-	-	-	3.00	-	-	2.00	2.40
Sm	-	-	-	-	0.44	-	-	-	0.95	-	-	0.73	0.70
Eu	-	-	-	-	0.16	-	-	-	0.39	-	-	0.27	0.30
Gd	-	-	-	-	0.50	-	-	-	1.10	-	-	0.90	0.90
Tb	-	-	-	-	0.10	-	-	-	0.18	-	-	0.30	0.20
Yb	-	-	-	-	0.28	-	-	-	0.59	-	-	0.42	0.53
Lu	-	-	-	-	0.04	-	-	-	0.09	-	-	0.06	0.08
Eu/Eu*	-	-	-	-	1.04	-	-	-	1.16	-	-	1.02	1.16
Hf	-	-	-	-	0.20	-	-	-	0.30	-	-	0.23	0.24
Ta	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.02	-	-	0.01	0.02
Th	-	-	-	-	0.30	-	-	-	0.14	-	-	0.20	0.20
U	-	-	-	-	0.20	-	-	-	0.20	-	-	0.20	0.30
(La/Yb)ch	-	-	-	-	1.69	-	-	-	1.60	-	-	1.61	1.91
(La/Sm)ch	-	-	-	-	1.00	-	-	-	0.93	-	-	0.86	1.35
(Sm/Yb)ch	-	-	-	-	1.68	-	-	-	1.73	-	-	1.86	1.42

Таблица 7. Окончание

Компонент	Номер образца											
	Порода											
	И2027	8428	И2037	И1188	И2030	8432	8427	8426	И2035	8436	И1964	И2026
ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габбро	ол. габ., кр. ф.	ол. габ., кр. ф.
SiO ₂	46.76	46.57	45.79	41.97	45.82	46.53	46.63	45.23	45.17	45.62	46.79	47.34
TiO ₂	0.27	0.29	0.30	0.21	0.22	0.33	0.26	0.19	0.37	0.19	0.30	0.32
Al ₂ O ₃	14.10	15.84	15.41	16.85	11.76	15.40	18.63	21.03	15.24	26.09	17.92	12.21
Fe ₂ O ₃	1.97	1.64	2.28	2.69	1.89	2.51	1.89	1.42	1.88	1.69	1.70	2.44
FeO	5.97	4.21	4.30	5.99	5.54	4.66	4.55	4.26	5.41	1.81	4.30	6.19
сум FeO	7.74	5.69	6.35	8.41	7.24	6.92	6.25	5.54	7.10	3.33	5.83	8.39
MnO	0.12	0.08	0.10	0.12	0.11	0.11	0.10	0.08	0.11	0.05	0.08	0.14
MgO	15.03	12.68	12.67	18.67	16.88	12.07	11.14	11.13	15.69	5.92	11.64	15.09
CaO	12.77	15.61	15.33	8.40	14.77	14.77	14.49	13.75	11.59	15.61	15.46	13.68
Na ₂ O	1.02	0.95	0.86	1.08	0.59	0.97	1.19	1.13	1.24	1.08	1.02	1.02
K ₂ O	0.16	0.12	0.08	0.08	0.06	0.20	0.06	0.06	0.24	0.11	0.06	0.12
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.07	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.05	0.04	0.04
ppp	1.18	1.61	2.36	3.26	1.69	2.03	1.18	1.10	2.31	1.28	1.37	1.57
Сумма	99.40	99.64	99.52	99.39	99.36	99.62	100.15	99.41	99.32	99.49	100.68	100.16
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.33	0.39	0.53	0.45	0.34	0.54	0.42	0.33	0.35	0.93	0.40	0.39
MgN	77.58	79.90	78.05	79.83	80.61	75.67	76.06	78.18	79.75	76.01	78.07	76.24
Cu	20	138	120	320	17	108	43	29	93	43	29	70
Ni	230	190	186	535	230	196	142	164	270	86	52	150
Co	48	48	48	86	56	38	51	56	56	30	34	56
Cr	780	630	460	1320	810	550	1030	740	960	760	830	420

Примечание. Все железо представлено в виде FeO, MgN – магнезиальность породы, пл. дунит – плагиодунит, пл. перид. – плагиоперидотит, меланогаб. – меланогаббро, ол. габбро – оливниное габбро, амф. ол. габ. – амфиболитизированное оливниное габбро, кр.ф. – краевая фация, Eu/Ed* – отношение нормированных по хондриту порученного значения содержания европия к ожидаемому содержанию европия – Eu*, вычисленному при интерполяции между Sm и Gd, если бы аномалия европия отсутствовала, петрогенные элементы – в вес. %, редкие – в ppm.

ференцированных образцах оливнивого габбро (Обр. И-1989), что свидетельствует о наличии в породах расслоенной серии Центрального массива слабо выраженной положительной ($(Eu/Eu^* > 1)$) европиевой аномалии (табл. 7). Графики распределения РЗЭ, нормированные по примитивной мантии (PM) [9] и по базальтам срединно-океанических хребтов (*N*-MORB) [9] (рис. 8 Б, В), также свидетельствуют о крайне низком содержании РЗЭ в породах Центрального массива. Оно превышает содержание в *N*-MORB лишь для U и Th, для остальных элементов оно варьирует от 0.08 до 0.60. Содержание редких элементов в массиве сопоставимо с их содержанием в PM (сумма РЗЭ – от 0.93 до 2.78) за исключением U и Th, достигающих значения 14.29 нормированных единиц. Особенности спектра редких элементов для пород Центрального массива, кроме максимума по U и Th, является наличие выраженной отрицательной аномалии по Ta и Hf, проявленных во всех породах, а также небольшой отрицательной аномалии по Ti, наблюдаемой в породах краевой фации и расслоенной серии, за исключением базального горизонта плагиоперидотитов. Характерной особенностью пород массива является выраженная деплетированность тяжелыми лантаноидами, наблюдаемая как на графике распределения РЗЭ, нормированном по хондриту, так и на графике, нормированном по *N*-MORB. Такая геохимическая особенность может быть унаследована от состава источника и свидетельствует о присутствии граната в системе на момент плавления [22]. Геохимические характеристики пород Центрального массива типичны для магм, связанных с зонами субдукции, в частности, пониженное содержание Ti (0.10–0.38 вес. %), высокое отношение нормированных по PM и *N*-MORB элементов LILE/HFSE: $(U/Th)_{N-MORB} = 1.70-3.83$; $(U/Th)_{PM} = 2.37-5.33$ и LILE/LREE: $(U/La)_{N-MORB} = 7.60-15$; $(U/La)_{PM} = 3.76-7.51$. Относительно высокое содержание U и Th, а также незначительное обогащение легкими лантаноидами ($(La/Yb)_{ch} = 1.60-1.91$; $(La/Yb)_{N-MORB} = 2.89-3.45$) (рис. 8А, Б; табл. 7) вместе с характерным для всех пород массива минимумом по Ta сближает по геохимическим характеристикам породы Центрального массива с породами островодужной толеитовой серии.

Распределение РЗЭ в вулканитах Озерной зоны (рис. 8 Г–Е) во многом сходно с распределением в породах Центрального массива. На всех диаграммах графики распределения для вулканитов и пород массива субпараллельны. Особенно заметно в равной степени выраженное относительное обеднение тяжелыми лантаноидами, $(Eu/Yb)_{ch} = 1.61-1.88$ для пород массива, $(Eu/Yb)_{ch} = 1.64-1.67$ для вулканитов. Такое сходство может свидетельствовать о том, что источники первичных магм как для вулканитов, так и для Центрального массива на момент плавления должны были нахо-

диться в области устойчивости граната. Наличие граната в мантийном источнике вулканитов Озерной зоны подтверждается также относительно постоянным содержанием в них Yb (2.27–2.36 ppm) по сравнению со значительно варьирующим содержанием легких лантаноидов ($La = 10.60-12.80$ ppm) и особенно Th (0.78–5.66) [21]. В целом, для вулканитов характерно более высокое содержание РЗЭ (сумма РЗЭ = 74.66–75.53), чем для пород массива (сумма РЗЭ = 5.32–11.50), причем легкими лантаноидами вулканиты обогащены в большей степени (в 8–18 раз), чем тяжелыми (в 4–8 раз). Так же как и породы массива, вулканиты обеднены Hf. Особенно значимой геохимической чертой вулканитов Озерной зоны, как и пород Центрального массива, является наличие на их графиках распределения минимума по Ta, а также выраженного минимума по Nb [16]. Эта особенность дает нам право связывать происхождение вулканитов с зонами субдукции, а с учетом сходства геохимических характеристик вулканитов Озерной зоны и пород Центрального массива может быть основанием для существования единого гранатосодержащего мантийного источника первичной магмы.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПЕРВИЧНОЙ МАГМЫ И МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА

В представленной работе на основе геохимических и петрогенетических построений была сделана попытка определить некоторые характерные черты мантийного источника и первичной магмы Центрального массива, а также возможные условия ее генерации. В предыдущих работах [2] базиты, аналогичные породам Центрального массива, рассматривались в качестве продуктов плавления истощенной мантии. Как известно [23, 24], относительное содержание HFS элементов и тяжелых лантаноидов (Ta, Hf, Ti, Tb и др.), немобильных при дегидратации субдуцирующей океанической плиты, наследует природу мантии до субдукции. Для Центрального массива мантийный компонент до обогащения подвижными элементами сходен с деплетированным мантийным источником (рис. 8 Е).

Присутствие граната в рестите в момент образования первичного расплава имеет большое значение для оценки глубины магмогенерации. Для определения типа предполагаемого мантийного источника Dostal (1976) [22] предложил метод, основанный на вычислении с помощью уравнений Shaw (1970) [25] содержания РЗЭ в расплаве, равновесном с данным мантийным источником в зависимости от степени частичного плавления. Возможность происхождения первичного расплава из конкретного мантийного источника определяется максимальным сходством формы графиков распределения РЗЭ в первичном расплаве и в рас-

Таблица 8. Результаты расчетов общего коэффициента распределения в твердой фазе (D^0) и общего коэффициента распределения фаз, входящих в расплав (P), для магматических источников разного состава

Минеральный состав источника	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu	U	Hf
<i>Ol</i> / <i>liq</i> [26]	0.007	0.006	0.006	0.007	0.007	0.010	0.049	0.045		
<i>Ol</i> / <i>liq</i> [27]	–	–	–	–	–	–	–	–	0.002	0.013
<i>Orp</i> / <i>liq</i> [28]	0.020	0.020	0.030	0.050	0.050	0.090	0.340	0.420	–	–
<i>Cpx</i> / <i>liq</i> [26]	0.056	0.092	0.230	0.445	0.474	0.556	0.542	0.506	–	–
<i>Grt</i> / <i>liq</i> [29]	0.001	0.007	0.026	0.102	0.243	0.680	6.167	6.950	–	–
<i>Sp</i> / <i>liq</i> [30]	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005	–	–

Гранатовый лерцолит

Содержание минералов в источнике(%): *Ol* – 60%, *Orp* – 20%, *Cpx* – 10%, *Grt* – 10%

Доля минералов в расплаве(%): *Ol* – 40%, *Orp* – 15%, *Cpx* – 25%, *Grt* – 20%

Коэффициент	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
D^0	0.016	0.021	0.042	0.083	0.103	0.177	0.922	1.028
P	0.024	0.036	0.083	0.170	0.213	0.351	1.727	1.917

Эклогит

Содержание минералов в источнике(%): *Cpx* – 50%, *Grt* – 50%

Доля минералов в расплаве(%): *Cpx* – 80%, *Grt* – 20%

Коэффициент	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
D^0	0.029	0.050	0.128	0.274	0.359	0.618	3.355	3.728
P	0.045	0.075	0.189	0.376	0.428	0.581	1.667	1.795

Шпинелевый лерцолит

Содержание минералов в источнике (%): *Ol* – 55%, *Orp* – 15%, *Cpx* – 25%, *Sp* – 5%

Доля минералов в расплаве (%): *Ol* – 35%, *Orp* – 15%, *Cpx* – 50%, *Sp* – 0%

Коэффициент	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
D^0	0.021	0.030	0.066	0.123	0.130	0.159	0.216	0.217
P	0.033	0.051	0.122	0.232	0.247	0.295	0.339	0.332

Примечание. Минеральный состав источника и доля минералов, входящих в расплав, взяты из Dostal et al. (1976) [22], *Ol* – оливин, *Orp* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Grt* – гранат, *Sp* – шпинель.

плаве, полученном при частичном плавлении источника.

При равновесном парциальном плавлении, когда расплав все время до момента отделения от рести́та находится в равновесии с ним, состав расплава рассчитывается через пропорции минеральных фаз в рести́те. Концентрация i -элемента в расплаве (C_i^1) связана с концентрацией i -элемента в исходном нерасплавленном твердом веществе C_i^0 выражением:

$$C_i^1/C_i^0 = 1/[D_i^0 + F(1 - D_i^0)], \quad (1) [25]$$

F – весовая доля образовавшегося расплава,

D_i^0 – общий комбинированный коэффициент распределения между твердой фазой и жидкостью для i -элемента.

$$D_i^0 = \sum_{j=1}^N K_i^j x_i^s$$

x_i^s – доля i -минерала в твердом веществе (s),

K_i^j – коэффициент распределения i -элемента между i -минералом и расплавом.

С увеличением степени плавления меняется набор минеральных фаз рести́та и их пропорции. Эти изменения происходят скачком, но линейные аппроксимации Show позволяют с некоторым

Таблица 9. Результаты расчетов содержания редкоземельных элементов в расплаве

Степень плавления	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
<i>Гранатовый лерцолит</i>								
$F = 0.005$	13.59	37.18	19.89	4.03	1.30	2.77	0.46	0.06
$F = 0.1$	2.54	8.18	6.95	2.11	0.77	2.07	0.49	0.07
$F = 0.2$	1.37	4.49	4.12	1.41	0.54	1.63	0.54	0.08
$F = 0.3$	0.94	3.09	2.93	1.06	0.41	1.34	0.60	0.08
$F = 0.4$	0.71	2.36	2.28	0.84	0.33	1.14	0.67	0.10
$F = 0.5$	0.57	1.91	1.86	0.70	0.28	1.00	0.75	0.11
$F = 1$	0.29	0.97	0.97	0.38	0.16	0.61	2.16	0.58
<i>Эклогит</i>								
$F = 0.005$	7.44	4.99	5.90	1.06	0.32	0.67	0.10	0.01
$F = 0.1$	2.23	6.30	3.95	0.90	0.29	0.66	0.12	0.02
$F = 0.2$	1.28	3.92	2.94	0.78	0.27	0.65	0.13	0.02
$F = 0.3$	0.90	2.84	2.33	0.69	0.24	0.65	0.15	0.02
$F = 0.4$	0.69	2.23	1.94	0.61	0.22	0.64	0.17	0.02
$F = 0.5$	0.56	1.83	1.66	0.55	0.21	0.63	0.20	0.03
$F = 1$	0.29	0.97	0.96	0.37	0.15	0.59	2.15	0.61
<i>Шпинелевый лерцолит</i>								
$F = 0.005$	9.78	24.07	11.26	2.32	0.88	2.59	1.62	0.25
$F = 0.1$	2.40	7.44	5.68	1.60	0.62	1.97	1.33	0.20
$F = 0.2$	1.34	4.31	3.73	1.20	0.47	1.57	1.12	0.17
$F = 0.3$	0.93	3.03	2.78	0.96	0.38	1.30	0.97	0.15
$F = 0.4$	0.71	2.34	2.21	0.80	0.32	1.12	0.85	0.13
$F = 0.5$	0.57	1.90	1.84	0.69	0.28	0.98	0.76	0.11
$F = 1$	0.29	0.99	1.00	0.40	0.16	0.60	0.49	0.07

Примечание. Расчеты проводились для равновесного парциального плавления источника *N*-MORB (MORBMA) [10] применительно к трем минеральным ассоциациям: гранатовому лерцолиту, кварцевому эклогиту и шпинелевому лерцолиту. Содержания элементов при разной степени частичного плавления (F) получены с помощью уравнений Show, 1970 [25].

приближением выявить общие закономерности изменения состава расплава. В случае равновесного парциального плавления:

$$D_i = (D_i^0 - P_i F) / (1 - F) \quad (2) \quad [25]$$

$$P_i = \sum_{j=1}^N K_i^j p_j,$$

P_i – общий комбинированный коэффициент распределения i -элемента в расплаве,
 p_j – доля j -фазы в расплаве.

Концентрация i -элемента в расплаве C_i^1 определяется из уравнений (1) и (2):

$$C_i^1 / C_i^0 = 1 / [D_i^0 + F(1 - P_i)]. \quad (3) \quad [25]$$

Зная минералогию источника и пропорции фаз, входящих в расплав [22], а также коэффициенты распределения между фазами и расплавом (табл. 8),

можно вычислить содержание РЗЭ в расплаве, равновесном с мантийным источником при любой степени плавления F . В нашем случае был рассмотрен предполагаемый мантийный источник первичного расплава Центрального массива – источник *N*-MORB (MORBMA) [10] (табл. 6) применительно к трем минеральным ассоциациям мантии – гранатовому лерцолиту, кварцевому эклогиту и шпинелевому лерцолиту (табл. 9). Нормализованные по хондриту [8] вычисленные содержания РЗЭ в расплавах, равновесных с мантийными источниками, затем были нанесены на графики распределения РЗЭ в сравнении с распределением РЗЭ в первичном расплаве Центрального массива (рис. 9). Анализ графиков показал, что особенности распределения РЗЭ в первичном расплаве Центрального массива отвечают гранатовому лерцолиту.

Из вышесказанного следует, что первичный расплав Центрального массива имеет коматиито-

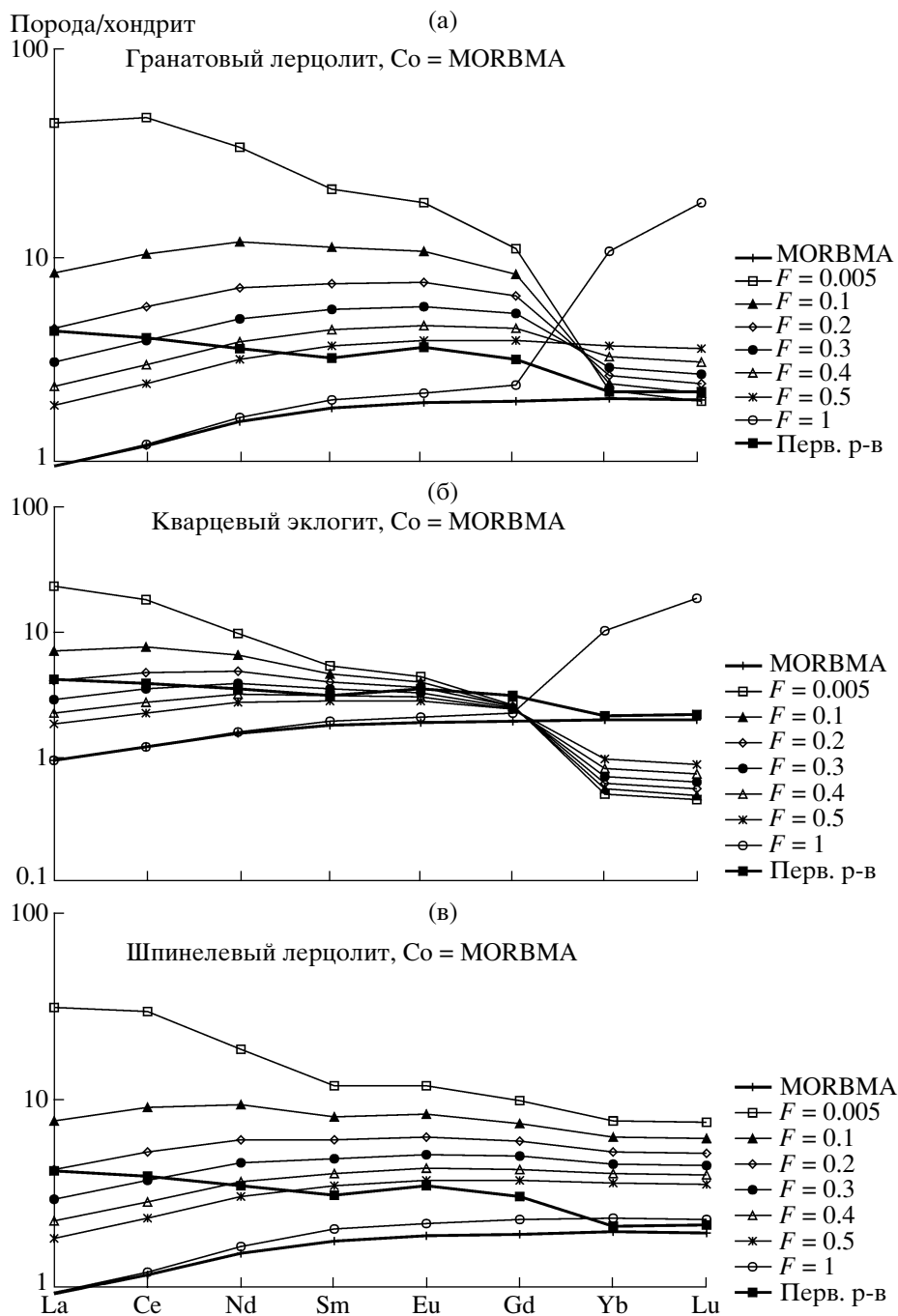


Рис. 9. Спайдерграмма нормализованного по хондриту распределения РЗЭ в расплаве при разной степени частичного плавления (F): а – гранатового лерцолита, б – кварцевого эклогита, в – шпинелевого лерцолита, с начальным содержанием элементов на уровне источника N -MORB (MORBMA) [10] в сравнении с распределением РЗЭ в модельном первичном расплаве Центрального массива.

вый состав, характеризующийся крайне низким содержанием РЗЭ и относительно высоким содержанием Ni по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (8.44 ppm/440 ppm; 28.81 ppm/177 ppm – сумма РЗЭ/содержание Ni соответственно в первичном расплаве и N -MORB [9] (табл. 6)). Такими особенностями могли бы

обладать первично-мантийные коматиитовые расплавы, образующиеся при высоком давлении и температуре за счет частичного плавления материнского гранатового перидотита. Математическая оценка состава первично-мантийного расплава, равновесного с предполагаемым гранатосодержащим источником, близким по составу к реальным

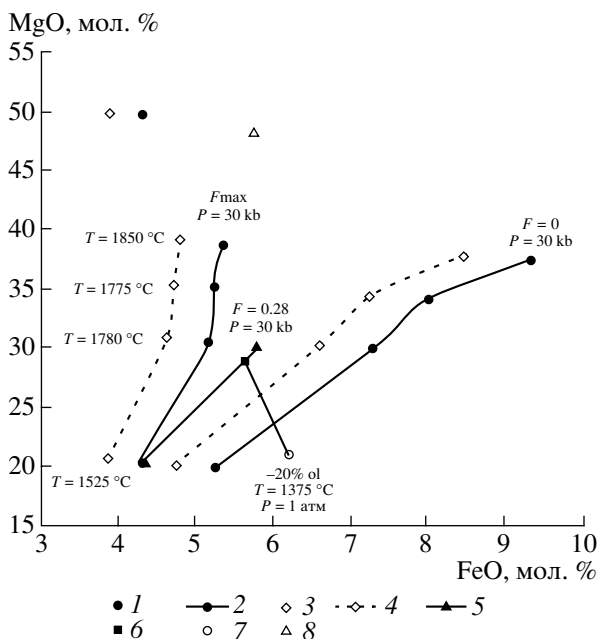


Рис. 10. Соотношение MgO–FeO как критерий первичности магм, образовавшихся при равновесном частичном плавлении мантийных источников при давлении 30 кбар.

1 – состав гранатового лерцолита ($F_0=92.06$), 2 – область составов расплавов, образующихся при плавлении гипотетического мантийного источника Центрального массива $F_0=92.06$, 3 – валовый состав офиолитового комплекса Вурино, Греция [11], 4 – область составов расплавов, образующихся при плавлении мантийного источника, соответствующего валовому составу офиолитового комплекса Вурино, Греция [11], 5 – тренд составов расплавов, образующихся при плавлении гипотетического мантийного источника Центрального массива $F_0=92.06$ при степени плавления 28% ($F = 0.28$), 6 – состав модельного первичного расплава Центрального массива, 7 – состав краевой фации Центрального массива [2], 8 – состав примитивной мантии ($F_0=89.42$) [9].

Расчеты проводились по методу [31] с использованием коэффициентов распределения между оливином и расплавом при 30 кбар. из [35, 36].

мантийным источникам, дает возможность решить вопрос о том, является ли первичный расплав Центрального массива расплавом первично-мантийного происхождения, либо его состав стал результатом фракционной кристаллизации в процессе подъема. Методика такого расчета приводится в работе Hanson & Langmuir, 1978 [31], где в качестве критерия первичности расплава предлагается использовать соотношение MgO–FeO. Этот метод предполагает вычисление содержания MgO и FeO в расплаве, равновесном с данным мантийным источником при минимальной и максимальной степени плавления, что таким образом определяет границы области первично-мантийных расплавов при определенных P – T -условиях. Согласно экспериментальным данным [32], область устой-

чивости граната ограничена в безводных условиях значением минимального давления 27 кбар. Хорошим индикатором глубинности в поле гранатовых перидотитов является содержание Al_2O_3 , поскольку оно понижается в первичном расплаве с повышением общего давления, при котором происходит плавление [33]. Так, содержание Al_2O_3 в пикритах, выплавляющихся при 28 кбар, варьирует от 13 до 14 вес. % [34], а при давлении более 30 кбар образующиеся в субсолидусной области первичные расплавы содержат Al_2O_3 менее 13 вес. %. [33]. В соответствии с этими данными, содержание Al_2O_3 в первичном расплаве Центрального массива (13.5 вес. %) согласуется с образованием этого расплава при общем литостатическом давлении 28–30 кбар в безводных условиях. Островодужные системы, как правило, насыщены водой, что приводит к снижению давления, при котором происходит плавление, по сравнению с плавлением безводной системы того же состава.

По методу Hanson & Langmuir, 1978 [31] было вычислено содержание MgO и FeO в первично-мантийном расплаве, равновесном с гипотетическим гранатсодержащим мантийным источником $F_0=92.06$ в диапазоне температур 1525–1850°C (рис. 10, табл. 6) для предельного случая безводного плавления при 30 кбар. Экспериментальные данные по коэффициентам распределения между оливином и расплавом для высокомагнезиальных систем при давлении 30 кбар приведены в работах [35, 36]. На диаграмме MgO–FeO (рис. 10) точка состава первичного расплава Центрального массива находится в поле первично-мантийных расплавов источника $F_0=92.06$, ограниченном линиями, отвечающими составам расплавов при максимальной (F_{max}) и минимальной ($F_{min} = 0$) степени плавления. Линия, соответствующая составам расплавов, образующихся при давлении 30 кбар и фиксированной степени плавления 28% ($F = 0.28$), на диаграмме MgO–FeO проходит через точку состава первичного расплава массива при температуре около 1650°C, что свидетельствует о возможности первично-мантийного происхождения первичного расплава Центрального массива. Следует отметить, что представленный здесь способ оценки составов первично-мантийных расплавов очень приблизителен, поскольку линейная зависимость параметров сохраняется лишь на отдельных участках. В целом же составы расплавов меняются скачкообразно, увеличивая степень неопределенности в расчетах. Все это привело к необходимости использования других моделей частичного плавления. Программа MELTS [12], основанная на решении уравнений минимизации потенциала Гиббса, снимает проблему нелинейности интегрального тренда. Как показано в работе [37], термодинамические вычисления по программе MELTS хорошо согласуются с экспе-

риментальными данными. Однако для некоторых оксидов наблюдаются систематические отличия между вычисленными составами частичных расплавов перидотитов и составами расплавов, полученными экспериментально. Так, содержание MgO в расчетных составах завышено по сравнению с экспериментальными на 2–3 вес. % для фертильного перидотита и на 3.5–4.5 вес. % для деплетированного перидотита в зависимости от степени частичного плавления. Содержание SiO₂, наоборот, систематически занижается на 3–4 вес. % по сравнению с экспериментальными данными, что объясняется уменьшением в данной модели поля стабильности оливина и увеличением поля стабильности ортопироксена по сравнению с диапазоном устойчивости этих минералов, полученным экспериментально. По содержанию CaO вычисленные расплавы могут значительно отличаться от экспериментально полученных при небольших степенях плавления (*F*). Вычисленные частичные расплавы деплетированных перидотитов при *F* < 0.1 содержат больше CaO по сравнению с расплавами, полученными экспериментально, на 0.5–1.5 вес. %, а расплавы фертильных перидотитов при *F* < 0.2 – на 1–2 вес. %. Содержание Al₂O₃ в модельных расплавах ниже по сравнению с экспериментальными данными как в случае плавления фертильного перидотита (на 0–1.3 вес. %), так и в случае деплетированного перидотита (на 1.5–3 вес. %). Вычисленное содержание FeO в частичных расплавах деплетированных перидотитов систематически завышается на 1.5–3 вес. % по сравнению с экспериментальным. С помощью программы MELTS был получен модельный первично-мантийный расплав, равновесный с гипотетическим мантийным источником Fo–92.06 при 25 кбар, буфере QFM, содержании воды в источнике 0.1%. За содержание воды в источнике было принято среднее содержание воды в верхней мантии [32]. С учетом поправок, связанных с систематической расчетной ошибкой, состав модельного мантийного расплава должен быть идентичен составу первичного расплава Центрального массива (табл. 6). Природным аналогом, наиболее близким по составу к предполагаемому мантийному источнику Центрального массива, является офиолитовый комплекс Вурино, Греция [11] (рис. 10, табл. 6). Равновесное парциальное плавление примитивной мантии [9] в этих условиях дает расплавы с содержанием FeO более 6 мол. % (11.15 вес. %) (табл. 6), что исключает возможность происхождения родоначального расплава Центрального массива из недеплетированных мантийных источников. Одновозрастные субдукционно-связанные высокоглиноземистые вулканы Озерной зоны, возможно, являются комагматами Центрального массива при условии влияния на их состав процессов контаминации или смещения магм. В любом случае, вулканы мо-

гут быть связаны с породами массива происхождением из единого гранат-содержащего мантийного источника. Малоуглубинными комагматами этих вулкаников могут оказаться также и некоторые высокоглиноземистые расслоенные базитовые массивы Озерной зоны. Наиболее вероятно, Центральный массив является малоуглубинным комагматом примитивных высокомагнезиальных островодужных базальтов с высоким содержанием Ni, Cr, которые часто ассоциируют [23] с высокоглиноземистыми островодужными базальтами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Центральный массив, расположенный в пределах Озерной зоны (Западная Монголия), относится к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации кембрийского возраста. Центральный массив является однофазным расслоенным базитовым плутоном, со средневзвешенным составом, соответствующим комагмату. В составе массива различают породы закалочной, краевой фации и расслоенной серии, которая включает ультрамафитовую, субультрамафитовую, мафитовую и анортозитовую группы пород. Смена кумулятивных парагенезисов вверх по разрезу указывает на следующую последовательность кристаллизации в массиве: $[Ol(Fo_{64.3}) + Sp] - [Ol(Fo_{68.7-65.6}) + Pl(An_{77.7}) +/- Cpx (MgN = 86.8 - 80)] - [+/- Ol(Fo_{66.5-54.5}) + Pl(An_{89.3-68.6}) + Cpx(MgN = 87.5 - 78.5) + Opx(MgN = 84.7 - 64.4)]$.

2. Исходная магма на момент внедрения в интрузивную камеру уже содержала фенокристы оливина в количестве около 20%, за счет которых в придонной части камеры был сформирован базальный горизонт перидотитов. Согласно ЭВМ-моделированию по программе КОМАГМАТ 3.5 [6], вся магматическая серия Центрального массива, включая базальный горизонт перидотитов, могла быть образована путем последовательной фракционной кристаллизации главных кумулятивных фаз – оливина, плагиоклаза и клинопироксена, исходя из состава первичного расплава массива, соответствующего по составу исходной магме. Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенного интрузива при давлении 1 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0–0.5%.

3. Геохимические характеристики пород Центрального массива типичны для субдукционно-связанных магм, в частности, для пород островодужной толеитовой серии. Содержание редких элементов в массиве, за исключением высокоподвижных (U, Th), сопоставимо с их содержанием в примитивной мантии.

4. Первичный расплав Центрального массива образовался в обстановке примитивной островодужной дуги за счет частичного плавления мантийно-

го источника, сходного до обогащения подвижными элементами в ходе субдукции с источником N-MORB.

5. Геохимические и петрохимические особенности состава первичного расплава массива, а также результаты моделирования по программе MELTS [12] свидетельствуют о возможности его первично-мантийного происхождения путем частичного парциального плавления деплетированного мантийного источника (гранатового лерцолита) при давлении 25 кбар, температуре 1600°C, содержании воды 0.1 вес. % и степени плавления около 20%.

6. Центральный массив, возможно, является малоглубинным комагматом разновозрастных высокоглиноземистых вулканитов Озерной зоны при условии влияния на состав родоначального расплава вулканитов процессов коровой контаминации или смешения расплавов. Сходство геохимических характеристик вулканитов и пород массива позволяет предполагать существование единого гранатсодержащего мантийного источника первичной магмы, связанного с зоной субдукции.

Автор выражает глубокую признательность Изоху А.Э. за помощь и поддержку при выполнении данной работы, а также Калугину В.М. и Шарипову В.Н. за ряд полезных замечаний по содержанию статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 98-05-65266 и 01-05-65295).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
2. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 269 с.
3. *Иванов В.М., Волохов И.М.* Шаманский габбропироксенит-дунитовый расслоенный массив лысогогорского комплекса Западного Саяна // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1968. С. 52–84.
4. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И.* Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных габброидных интрузивах Монголии / Поляков Г.В. (Отв. ред.). Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. С. 84–99.
5. *Богнибов В.И., Поляков Г.В., Ковалевский В.Е., Петрова Т.Е.* Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Брунган (Восточная Тува) // Петрология и рудность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. С. 93–126.
6. *Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processor // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
7. *Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л.* Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
8. *Boynnton W.V.* Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam. 1984. P. 63–114.
9. *Sun S-S, McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds). Magmatism in the ocean basins // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
10. *Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planet Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
11. *Moore E.M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. // Geol. Soc. Am. Spec. 1970. V. 118. P. 1–74.
12. *Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Sack R.O.* MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // EOS Transactions, American Geophysical Union. 1994. V. 75. P. 571–576.
13. *Roeder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium // Contr. Mineral. and Petrol. 1970. V. 29. P. 275–89.
14. *Jones J.H.* Temperature- and pressure-independent correlations of olivine/liquid partition coefficients and their application to trace element partitioning // Contr. Mineral. and Petrol. 1984. V. 88. P. 126–132.
15. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. Москва: Наука, 1990. 346 с.
16. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны, Монголия // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
17. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.* Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali – Silica Diagram // Journal of Petrology. Oxford. 1986. V. 27. P. 745–750.
18. Петрографический кодекс. Санкт-Петербург, 1995. 125 с.
19. *Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 247 с.
20. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. Том 26. 552 с.
21. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
22. *Dostal J., Dupuy C., Coulon C.* Rare-earth elements in high-alumina basaltic rocks from Sardinia // Chemical Geology. 1976. V. 18. P. 251–262.

23. *Morra V., Secchi F.A.G., Melluso L., Franciosi L.* High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy // *Lithos*. 1997. V. 40. P. 69–91.
24. *Kerrick R., Wyman D.A.* Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1977. V. 44. P. 465–487.
25. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. P. 237–243.
26. *Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K.* Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference. Part 2. // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. Suppl. B662–B672.
27. *Rollinson H.* Using Geochemical Data. Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman. Harlow. 1993. 345 p.
28. *Arth J.G.* Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1976. V. 4. P. 41–47.
29. *Irving A.J., Frey F.A.* Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 771–787.
30. *Miller D.M., Langmuir C.H., Goldstein S.L., Franks A.L.* The importance of parental magma composition to calc-alkaline and tholeiitic evolution: evidence from Umnak Island in the Aleutians // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 321–343.
31. *Hanson G.N., Langmuir C.H.* Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 725–741.
32. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
33. *Herzberg C., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101. N. B4. P. 8271–8295.
34. *Longhi J.* Liquidus equilibria of some primary lunar and terrestrial melt in the garnet stability field // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2375–2386.
35. *Bickle M.J., Ford C.E., Nisbet E.G.* The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 37. P. 97–106.
36. *Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 114. P. 477–489.
37. *Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E. et al.* Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. № 6. P. 1091–1115.