

УДК 552.11 + 552.321

ПЕТРОЛОГИЯ КУНЧЕВСКОГО ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЦЕНРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА)

© 2005 г. Г. Б. Флеров¹, В. А. Полетаев²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский 683006

²Быстринская горная компания, Петропавловск-Камчатский. 683016

Поступила в редакцию 08.06.2004 г.

Статья является первой публикацией материалов по Кунчевскому дунит-клинопироксенит-габбровому массиву позднемелового-палеогенового возраста обнажающемуся в пределах Срединного хребта Центральной Камчатки. Геология массива и исследования минералов из пород свидетельствуют об участии в строении массива магматических фаз: дунитов, пироксенитов, габбро и монцогаббро. Приводятся новые данные по петрологии формирования такого типа массивов. Среди клинопироксенов устанавливаются две совокупности, отвечающие двум эволюционным рядам: диопсидовому и салитовому, что свидетельствует о сосуществовании в разрезе литосферы независимых очагов пироксенитовых расплавов. Анализ материала привел авторов к представлению об автономности расплавов состава вышеупомянутых интрузий, генерированных в объеме единой магматической системы на разных глубинных уровнях (включая промежуточные очаги) литосферы.

На территории Камчатки достаточно широко представлены массивы мафит-ультрамафитовых формаций позднемелового-палеогенового возраста. В последнее время особый интерес среди них вызывает дунит-клинопироксенит-габбровая формация, которая представляется наиболее перспективной на обнаружение месторождений минералов платиновой группы, и прототипы которой известны на Урале в Сибири и на Аляске. Выходы массивов этой формации прослеживаются прерывистой полосой в пределах Срединного и отчасти Валагинского хребтов от верховий реки Озерной Камчатки до бухты Наталии в Корякин [12]. Интрузии структурно связаны с зонами глубинных разломов, обладают сходным геологическим строением и составом слагающих их пород. Согласно данным всех исследователей, возраст пород формации определяется как позднемеловой - палеогеновый в интервале 86-65 млн. лет. Результаты петрологических исследований массивов указанной формации нашли свое отражение в многочисленных публикациях, авторы которых придерживаются разных взглядов на генезис массивов [1, 7, 8, 10, 11, 13, 15]. От северных регионов и Валагинского хребта интрузивный комплекс Центральной Камчатки отличается более широким развитием в его составе самой молодой фазы монцонитов и сиенитов и проявлением калиевого метасоматоза в породах массивов. Пространственно его структурная позиция контролируется зоной Срединно-Камчатского глубинного субмеридионального разлома, разделяющего массив метаморфических пород, условно протерозойского

возраста и верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования ирунейской свиты (рис. 1) [4, 15]. Рассматриваемый в настоящей статье Кунчевский дунит-клинопироксенит-габбро-монцонитовый массив является одним из представителей вышеупомянутой формации. Данные о нем публикуются впервые и представляют собой дополнительную и новую информацию по петрологии формирования мафит-ультрамафитовых полифазных массивов.

Исходные данные и методы исследования.

В основу статьи легли материалы полевых работ 1979 и 2003 г., проведенных авторами, данные по петрографии и химии пород и результаты исследований составов оливинов, шпинелидов и клинопироксенов, выполненных на микрозонде "Samebaх" в Институте вулканологии ДВО РАН.

Геолого-петрографический очерк. Массив фрагментарно обнажается на водоразделе рек Озерная Камчатка - Кунч (Центральная Камчатка) среди терригенно-кремнистых отложений ирунейской свиты верхнемелового возраста. В плане массив имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму и погружается к востоку под углом порядка 80° согласно со сланцеватостью пород вмещающей рамы и простираению зоны глубинного разлома. Площадь его выхода на поверхность составляет 6.8 км². В строении массива принимают участие дуниты (серпентиниты), пироксениты габбро и монцогаббро, слагающие в его пределах масштабные площади, соответственно этим породным группам, а за его пределами среди крем-

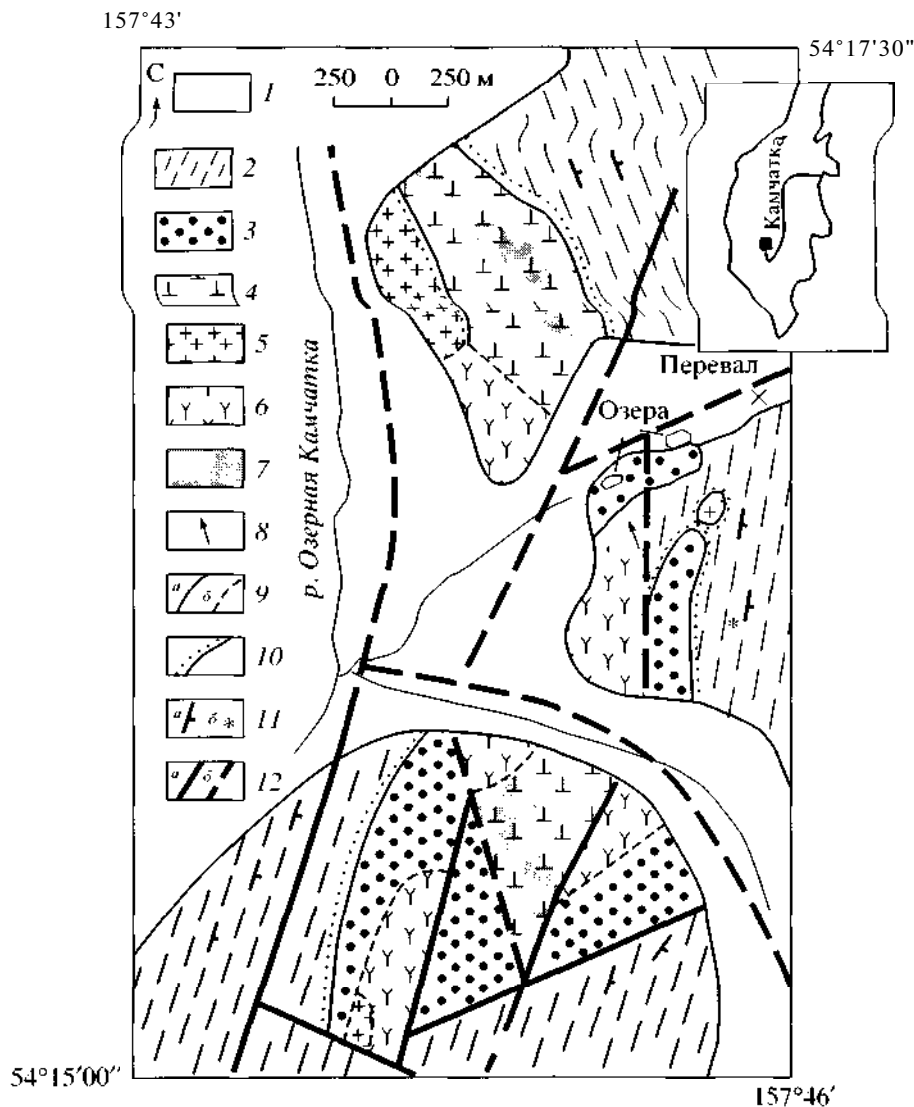


Рис. 1. Геологическая схема Кунчевского дунит-клинопироксенит-габбрового массива: 1 - аллювиальные и делювиальные отложения; 2 - кремнистые песчаники ирунейской свиты в верхнем мезозойском возрасте; 3 - монзонитгаббро; 4 - габбро; 5 - клинопироксениты; 6 - дуниты; 7 - зоны калишпатизации; 8 - направление скольжения оползневой блока, представленного фрагментом интрузии монзогаббро; 9 - геологические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 - контактово-интрузивные границы; 11 - элементы залегания пород (а), дайка пироксенового порфирита (о); 12 - разломы установленные (а) и предполагаемые (б). Схема составлена авторами с учетом материалов отчета Центральной геохимической партии Е.А. Баженова и др., "Камчатгеология". Петропавловск-Камчатский. 1981 г. На врезке - район исследований.

нистых сланцев обнаружены развалы дайки пироксенового порфирита (рис. 1).

Геологические взаимоотношения между породами свидетельствуют, что все выше упомянутые типовые разности отражают самостоятельные интрузивные фазы, а не являются продуктами дифференциации *in situ*. При этом, их расположение в пределах массива и структурное соответствие последнего с вмещающей рамой свидетельствует о трещинном характере внедрения интрузий в согласии с геодинамической обстановкой региона. Для дунитов характерно наличие сланцева-

тых текстур с падением плоскости сланцеватости к ЮВ, которая подчеркивается чешуями более позднего флогопита. В отдельных обнажениях в них отмечается полосчатость, сложенная мелко-среднезернистыми и крупнозернистыми разностями. Некоторые блоки дунитов имеют повышенную степень серпентинизации и скорлуповатую отдельность.

Отмечается два типа клинопироксенитов, различающиеся по цвету и макроструктуре: зеленовато-серые крупнозернистые и темные мелко-, среднезернистые. Как показали минералогические ис-

Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста пород Кунчевского массива

№ обр.	Порода	Материал анализа	К, %	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± 1σ	Возраст, млн. лет ± 1.6σ
k60/1	Дунит	Флогопит	7.35 ± 0.08	36.8 ± 0.7	71 ± 3
k60/8	Биотитовый пироксенит 2	Сростки пироксена и биотита	1.43 ± 0.02	6.35 ± 0.30	63 ± 4

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг; определение К – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: λ_к = 0.581 × 10⁻¹⁰ год⁻¹, λ_р = 4.962 × 10⁻¹⁰ год⁻¹, ⁴⁰К = 0.01167 (ат. %).

следования, они отличаются составом слагающих их клинопироксенов, в первом случае - диопсидом (пироксенит 1), во втором случае - салитом (пироксенит 2).

В форме объемного тела крупнозернистые пироксениты 1 обнажаются в северной части массива. Прямых обнаженных контактов их с дунитами не наблюдалось, однако в северной части массива в области предполагаемого контакта отмечается резкая смена этих петрографических типов пород, и встречены пироксениты, содержащие включения дунитов (серпентинитов). Порода, насыщенная последними, макроскопически подобна "верлиту". В пределах площади развития дунитов подобные пироксениты проявляются в виде инъекционных шлиров и прожилков шириной 1-5 см и жил мощностью 50-70 см. Контактных изменений не наблюдается. Отдельные кристаллы пироксена как бы прорастают оливиную матрицу. В осыпи найдена средне-, крупноглыбовая магматическая брекчия, сложенная пироксенитом с включенными в него разного размера (до 20-30 см) остроугольными обломками дунита и серпентинита. В ассоциации с этими породами отмечаются шлиры пегматоидных верлитов, сложенные срастанием мегакристаллов размером до 5 см оливина и клинопироксена. Подобные пегматиты, но в мономинеральном выражении, обычны среди дунитовых и пироксенитовых тел ультраосновной формации и подробно описаны в [2, 3]. В дунитах также обнаружены маломощные жилы мелкозернистых биотитовых пироксенитов серого цвета (пироксенит 1) с тонкой реакционной оторочкой на контакте.

Темные пироксениты 2 представлены мелкозернистыми биопитовыми разностями в жилах среди дунитов без признаков термального воздействия и среднезернистыми разностями ксенолитов в монцоните.

К-Аг возраст, полученный для двух образцов, укладывается в интервал значений для всей формации (табл. 1).

Контакт габбро и пироксенита интрузивный с отчетливо выраженной зоной закалки шириной в пределах первых сантиметров, представленной амфиболизированным мелкозернистым габбро, а пироксениты экзоконтакта при этом обычно ам-

фиболизированы до горнблендитов. Кроме того, в габбро обнаружены ксенолиты пироксенитов. Монцогаббро являются заключительной интрузивной фазой. На контакте с породами вмещающей рамы в них отмечается слабая линейная ориентировка амфибола, согласно со сланцеватостью последних. Монцогаббро включают ксенолиты всех вышеописанных типов пород, а в пределах площади развития габбро наблюдаются их многочисленные прожилки и зоны интенсивной калишпатизации, амфиболизации и биотитизации.

Химический состав пород массива представлен в табл. 2. Рис. 2 иллюстрирует значимые различия в позиционном распределении полей точек составов пород выделенных петрографических типов и в направлении трендов эволюции последних. Это свидетельствует о том, что каждая породная ассоциация индивидуальна в своем развитии и принадлежит разным интрузивным фазам.

Петрография пород. Дуниты. Мелко-среднезернистые дуниты практически мономинеральны с размером зерен оливина 0.3-0.8 мм. Габитус его кристаллов правильный, структура породы пани-

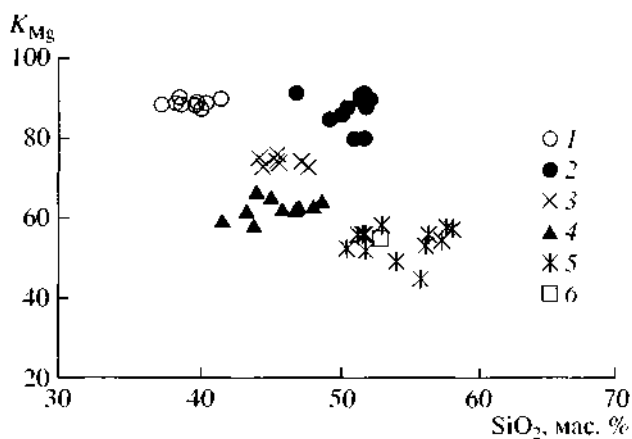


Рис.2. Диаграмма SiO₂ (мас. %) - K_{Mg} для пород массива: / - дуниты; 2 - зеленовато-серые пироксениты 1 тела и жил; 3 - темносерые пироксениты 2 жилы и ксенолитов в монцогаббро; 4 - габбро; 5 - монцогаббро; 6 - пироксеновый порфирит. При построении диаграммы использованы также данные [15, 17]. K_{Mg} = MgO/(MgO + FeO + 0.9 · Fe₂O₃), ат. %

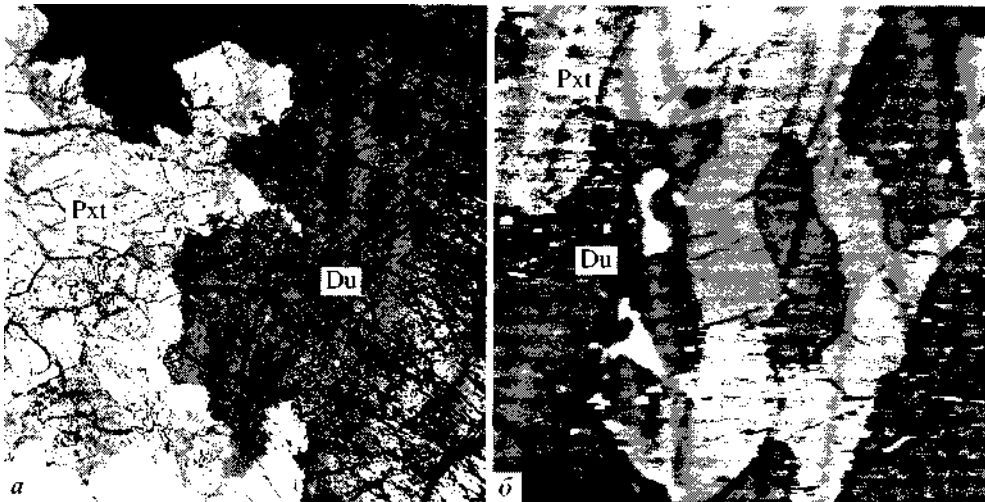


Рис. 3. Инъекция пироксена 1 (Pxt) в дунит (Du): а - шлиф, николи +; б- микроснимок в отраженных электронах, полученный на микросонде "Comebax". Размер рамок изображения 2 • 2 мм.

ружена в виде как включения в минералах, так и отдельной минеральной фазы. Для кристаллов оливина, в отличие от таковых предыдущих разностей, характерно мозаичное, веерообразное угасание и двойникование, что свидетельствует о влиянии динамического фактора на их рост. В ряде случаев ксеноморфные монокристаллы клинопироксена и их агрегаты проникают в дунитовую матрицу, обволакивают зерна оливина и иногда заполняют трещинки в них, создавая тем самым микроструктуры инъекционного типа (рис. 3).

Пироксениты. Крупнозернистые (размер кристаллов 1-5 мм) зеленовато-серые пироксениты 1 тела и магматических инъекций в дунитах практически мономинеральны, иногда содержат биотит и магнетит. Структура панидиоморфнозернистая. Непосредственно вблизи контакта с дунитами в них отмечаются многочисленные включения (шлиры) последних и отдельные зерна оливина. Включения дунитов неправильной, иногда червеобразной формы, зерна оливина ксеноморфные, нередко резорбированные и иногда замещены идингситом и серпентином. По химическому составу такие породы отвечают верлиту, однако наличие в них большого количества включений дунита не позволяет, в данном случае, использовать этот термин. Согласно петрографическому составу этой породы, авторами принято название - псевдоверлит. Пироксенит брекчии обладает порфиривидной структурой с размером зерен 0.8-10 мм. Крупные кристаллы обычно имеют волнистое погасание. Обломки сложены серпентином с реликтами дунита. В ряде случаев, непосредственно в контакте с пироксенитом, оливин представлен кристаллами размером порядка 6 мм с многополосчатым двойникованием и веерообразным погасанием. Подобный облик характерен также для мегакри-

сталлов оливина из пегматоидного верлита. Это свидетельствует о том, что породы кристаллизовались в условиях направленного давления.

Жильные мелкозернистые биотитовые пироксениты 1 и 2 по петрографическому составу практически не различаются. Кроме клинопироксена они содержат (об. %) биотит в пределах 15, магнетит - 5. Из аксессуарных минералов присутствует апатит. Размеры кристаллов клинопироксена 0.08-0.5 мм, структура порфиривидная. В пироксенитах 2 присутствуют порфиробласты амфибола (до 10%), метасоматическая природа которого вне сомнения. По-видимому, часть биотита и магнетита также являются продуктами постмагматических процессов. В отличие от мелкозернистых разностей, пироксенит 2 ксенолита в монцогаббро - среднезернистый и, обладает панидиоморфной структурой.

Габбро. Первичный состав габбро (об. %): клинопироксен - 30-60, плагиоклаз - 25-60, биотит - в пределах 5, магнетит - 5-10, аксессуарный минерал - апатит, редко сфен. Структура породы средне- и крупнозернистая, размер кристаллов пироксена от 0.6 до 3 мм. На контакте с пироксенитом габбро имеет мелкозернистую слабо порфиривидную структуру с размером кристаллов пироксена 0.1-0.4 мм и менее. По пироксениту развивается амфибол в виде порфиробластов и лейст, ориентированных параллельно линии контакта. Габбро в разной степени изменено, что выразилось в практически полном замещении плагиоклаза агрегатом сосюрита и образовании вторичных минералов биотита (гидробиотита), амфибола, магнетита, калиевого полевого шпата. Эти преобразования обязаны метасоматическому процессу, который сопутствует формированию

Таблица 3. Представительные составы (мас%)) оливинов из пород Кунчевского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40.17	39.57	39.91	40.00	40.17	39.80	40.04	40.04	40.91	40.30	40.50	41.10	41.15	40.32
FeO	10.93	11.23	11.26	11.42	11.42	11.34	11.63	11.63	11.37	11.68	11.69	10.89	11.26	11.69
MnO	0.00	0.02	0.00	0.06	0.03	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.00	0.00	0.14
MgO	47.88	48.40	47.79	48.04	48.22	47.66	48.04	47.40	46.36	47.12	46.45	48.22	48.04	47.48
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.06	0.00	0.00	0.02
NiO	0.09	0.15	0.07	0.15	0.10	0.11	0.05	0.13	0.24	0.11	0.09	0.00	0.02	0.00
Сумма	99.07	99.37	99.03	99.67	99.94	98.96	99.82	99.61	98.97	99.35	98.86	100.53	100.59	99.65
Fo, %	88.65	88.48	88.33	88.30	88.28	88.22	88.05	87.90	87.90	87.79	87.62	88.75	88.38	87.87
Компо- ненты	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	40.64	40.92	40.53	40.62	40.74	40.31	40.69	40.07	40.79	40.93	40.62	39.75	40.02	39.01
FeO	12.40	12.49	12.58	12.69	12.94	13.14	13.38	13.47	13.35	13.58	14.04	14.12	14.86	15.08
MnO	0.14	0.17	0.16	0.12	0.14	0.17	0.12	0.13	0.14	0.12	0.09	0.19	0.17	0.20
MgO	46.08	46.13	45.71	45.62	45.70	45.60	46.16	46.34	45.86	45.65	45.72	46.26	45.86	44.94
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04
NiO	0.08	0.11	0.10	0.12	0.09	0.09	0.00	0.00	0.13	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01
Сумма	99.34	99.82	99.08	99.17	99.61	99.31	100.35	100.01	100.27	100.40	100.47	100.36	100.92	99.25
Fo, %	86.88	86.81	86.63	86.50	86.29	86.08	86.01	85.98	85.96	85.70	85.30	85.38	84.62	84.15
Компо- ненты	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	38.82	39.24	39.33	38.93	39.25	38.57	39.43	41.00	40.79	41.07	40.51	40.19	39.82	40.05
FeO	15.29	15.58	15.30	15.35	15.54	15.83	15.97	8.93	9.05	9.73	10.68	12.49	15.19	12.27
MnO	0.20	0.15	0.11	0.20	0.14	0.15	0.16	0.22	0.21	0.22	0.25	0.25	0.22	0.23
MgO	45.29	45.89	44.00	44.10	44.03	44.20	44.06	49.93	48.94	47.83	46.53	46.29	44.18	43.96
CaO	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
NiO	0.02	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.67	100.87	98.83	98.62	98.99	98.76	99.69	100.08	98.99	98.86	97.98	99.21	99.42	99.53
Fo, %	84.07	83.99	83.68	83.66	83.47	83.27	83.10	90.88	90.60	89.76	88.59	86.85	83.83	83.60

Примечание. Дуниты: 1- 14 - среднезернистые, 15-25 - крупнозернистые: 2642 - оливинсодержащие пироксениты и псевдоверлиты.

фазы монцогаббро, а его масштабность определена зональностью, подробно описанной в [15].

Монцогаббро. Породы светлосерого цвета. Отличаются крайне неравновесным количественно-минеральным составом (об. %): плагиоклаз - 25-40, ортоклаз - 25-40, амфибол - 20-30, магнетит - 5. Содержат биотит, клинопироксен, кварц в пределах 5 об. % соответственно. Пироксен обычно присутствует в виде реликтов в амфиболе, что свидетельствует о большем его присутствии на ранних этапах кристаллизации породы. Ранние выделения плагиоклаза нередко интенсивно сосюртизированы. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, халькопиритом. Струк-

туры пород неравномернозернистые, монцонитовые, текстуры такситовые. Для монцогаббро характерно наличие многочисленных шлиров состава габбро.

Пироксеновый порфирит. Структура породы сериально порфировая. Вкрапленники составляют 50% объема породы и представлены клинопироксеном, замещенным по периферии амфиболом. Основная масса явно является продуктом метасоматического преобразования. Она обладает нематогранобластовой структурой и слабо полосчатой текстурой и сложена гастингситом, эпидотом и калиевым полевым шпатом (количествен-

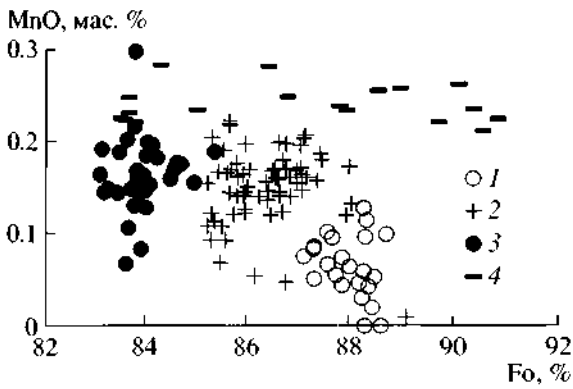


Рис. 4. Вариационная диаграмма K_{Mg} - MnO (мас. %) для оливинов из пород Кунчевского массива: 1-2 - дуниты: среднезернистые (1), крупнозернистые (2); 3 - оливинсодержащие пироксениты, псевдоверлиты и пегматоидные верлиты; 4 - зональный кристалл оливина.

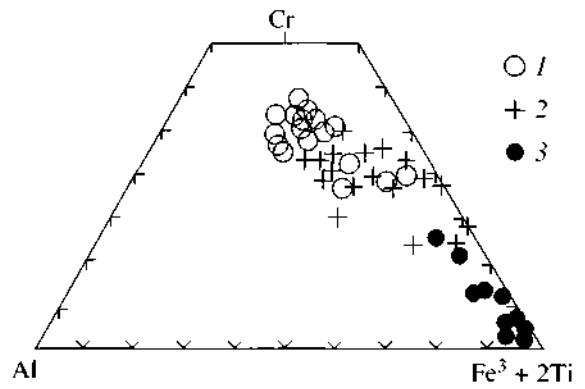


Рис. 5. Диаграмма Al - Cr - $Fe^3 + 2Ti$ (ф. ед) для шпинелидов из пород Кунчевского массива: 1-2 - см. рис. 4; 3 - пироксениты 1.

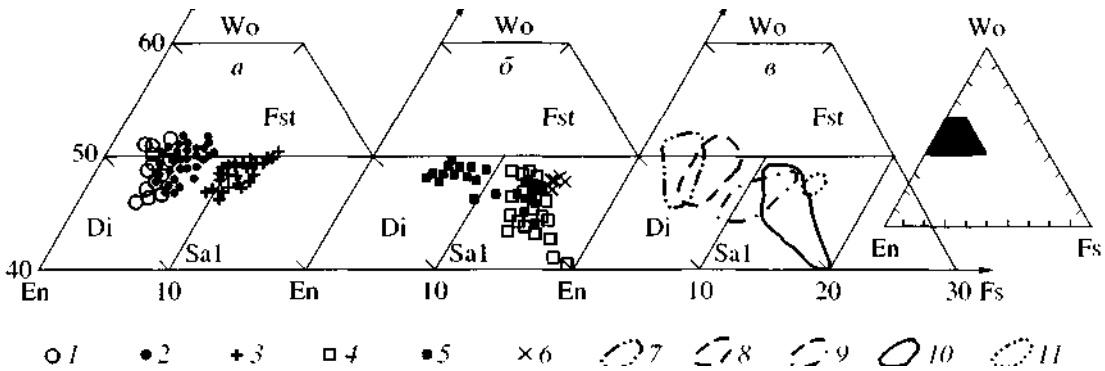


Рис. 6. Диаграмма En - Wo - Fs для клинопироксенов из пород Кунчевского массива, а: 1 - дуниты; 2 - пироксениты 1; 3 - пироксениты 2; б: 4,5 - габбро: типоморфные незональные минералы породы - салит (4), кристалл салита с диопсидом в центральной зоне (5); 6 - монцогаббро; в: композиционная диаграмма составов клинопироксенов из пород интрузивных фаз: 7 - дунитов; 8 - пироксенитов 1; 9 - пироксенитов 2; 10 - габбро; 11 - монцогаббро.

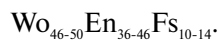
но преобладает) с многочисленными иголочками апатита.

Состав минералов. Оливины. Составы минералов представлены в табл. 3. Рис. 4 демонстрирует, в целом, единую корреляционную зависимость трех выборок оливинов в диапазоне Fo = 83-89 из: дунитов разной зернистости и псевдоверлит пироксенитов и пегматоидных верлитов. В то же время, поля фигуративных точек составов оливинов этих совокупностей отчетливо дискретны между собой, а линии их регрессии разнонаправлены. Во включении дунита в пироксенит жилы встречены кристаллы оливина, внутри которых проявляются участки с наиболее магниезальными составами Fo = 89-91 и MnO = 0.25-0.3 мас. % при последовательном тренде эволюции минерала.

Шпинелиды. Для дунитов типичны хромпикотиты (табл. 4, рис. 5). Более хромовые их разно-

видности присущи среднезернистым разностям дунитов. Они содержат (мас. %) $Cr_2O_3 = 37-42$, $Al_2O_3 = 9-10$, а диапазон содержания этих окислов в минералах из крупнозернистых разностей - 26-35 и 2-12 соответственно. В пироксенитах 1 и пегматоидных верлитах шпинелиды представлены фомовой разновидностью титаномагнетитов и магнетитов, а во всех остальных типах пород - магнетитом и хромистым магнетитом.

Клинопироксенны. Представительные составы зироксенов приведены в табл. 5. Диаграмма на рис 6, а иллюстрирует молекулярные составы клинопироксенов из дунитов, пироксенитов 1 и 2. Пироксенны из дунитов и пироксенитов 1 представлены рядом фассаит-диопсид в пределах молекулярных составов $Wo_{46-52}En_{44-50}Fs_{2-6}$ и $Wo_{47-52}En_{40-48}Fs_{4-9}$ соответственно, пироксениты 2-кальциевыми салитами



Во всех трех выборках отмечается сходная тунден-

Таблица 4. Представительные составы (мас. %) шпинелидов из включений в минералы и пород Кунчевского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO ₂	0.59	0.51	0.59	0.73	0.62	0.67	1.14	0.61	1.07	1.20	1.15	2.16	3.15
Al ₂ O ₃	9.27	9.25	9.51	10.00	9.62	2.11	10.48	10.75	12.20	10.09	8.83	0.35	3.89
Cr ₂ O ₃	42.53	40.79	38.36	37.71	37.00	29.61	35.49	33.95	30.96	29.68	25.81	5.86	18.18
Fe ₂ O ₃	17.44	18.86	19.52	19.91	20.20	35.84	19.91	24.35	22.47	27.18	30.60	58.54	40.90
FeO	25.64	25.82	28.55	26.95	28.65	27.93	27.42	26.20	28.82	28.93	31.39	30.56	33.92
MnO	0.66	0.72	0.54	0.64	0.57	0.71	0.53	0.60	0.48	0.49	0.45	2.12	0.63
MgO	5.02	4.74	3.01	4.10	2.76	2.30	4.02	4.85	3.26	3.38	1.31	0.00	1.06
CaO	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.67
ZnO	0.29	0.17	0.25	0.30	0.34	0.08	0.05	0.24	0.18	0.00	0.07	0.00	0.00
Сумма	101.45	100.90	100.33	100.38	99.77	99.25	99.04	100.95	99.44	101.03	99.61	100.01	101.30
Минерал- хозяйин, порода	OI	OI	Поро- да	Срх	Поро- да	OI	Срх	Поро- да	OI	Поро- да	OI	Срх	Срх
Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
TiO ₂	2.83	3.12	0.76	0.81	0.50	0.00	0.90	0.75	0.12	2.99	1.81	0.10	1.44
Al ₂ O ₃	2.90	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.46	0.21	0.04	1.05
Cr ₂ O ₃	15.40	11.15	2.80	5.73	7.06	2.84	5.37	2.34	0.00	0.24	0.32	2.37	1.50
Fe ₂ O ₃	43.12	50.29	61.32	55.71	48.07	62.79	51.90	66.82	69.44	61.87	66.07	66.69	63.62
FeO	32.80	32.52	32.00	30.45	31.78	28.69	31.41	31.89	30.85	33.37	32.83	30.69	32.13
MnO	0.54	0.63	0.14	0.37	0.59	0.43	0.39	0.14	0.43	0.31	0.29	0.00	0.00
MgO	1.03	1.06	0.05	0.00	1.97	0.02	0.39	0.55	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.40	0.00	0.16	2.84	3.70	0.34	3.78	0.02	0.05	0.52	0.12	0.50	0.42
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.02	100.97	98.95	98.34	99.86	95.11	98.39	101.80	101.45	100.77	101.65	101.59	100.97
Минерал- хозяйин, порода	Срх	OI	Срх	Срх	Срх	Срх	Поро- да	OI	Поро- да	Срх	Срх	Поро- да	Срх

Примечание. Хромпикотиты из дунитов: 1-5 -среднезернистых; 6-11 - крупнозернистых; 12-15 -хромовые титаномагнетиты из пироксенитов: инъекции в дунит (12). оливинсодержащих и псевдоверлитов (13-15); 16-21 - хромовые магнетиты из: пироксенитов 1 жил и магматической брекчии (16-20); пегматоидного верлита (21); 22-26 - магнетиты и хромистые магнетиты из пироксенитов 2.

ция изменения составов минералов в направлении возрастания относительной доли Wo-Fs компонентов. В то же время, поля составов пироксенов из дунитов и пироксенитов 1 располагаются несогласно, а таковое пироксенитов 2 отчетливо дискретно (рис. 6, в).

Различия составов пироксенов из пород массива выявляются и на диаграммах K_{Mg} - катионы (рис. 7, 8). В целом, фигуративные точки составов пироксенов 1 слагают единую совокупность, однако значимость корреляционной зависимости относительно. Статистически наиболее магнезиальные пироксены свойственны среднезерни-

стым дунитам. Более или менее линейные зависимости отмечаются для отдельно взятых выборок, объединяющих минералы из пород разных геологических проявлений. При этом поля их составов и линии регрессии иллюстрируют разнонаправленные тенденции кристаллизации. Для пироксенов характерно отсутствие или малые содержания в них марганца, а общий интервал содержания $Cr_2O_3 = 0.24-0.60$ мас.% где более высокие значения характерны для минералов из дунитов и пироксенитов инъекций.

Салиты из пироксенитов 2 на диаграммах рис. 7 отчетливо занимают позицию в интервале $K_{Mg} =$

Таблица 5. Представительные составы (мас %) клинопироксенов Кунчевского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	54.85	54.54	52.59	54.48	53.72	53.66	52.45	54.92	53.24	53.88	52.03	51.95	54.04	55.12	53.95
TiO ₂	0.03	0.05	0.19	0.03	0.03	0.06	0.01	0.04	0.05	0.02	0.21	0.21	0.31	0.21	0.13
Al ₂ O ₃	0.18	0.55	1.05	0.92	1.09	1.39	1.38	0.93	1.08	1.12	1.17	1.01	1.43	0.88	1.18
Cr ₂ O ₃	0.04	0.11	0.49	0.25	0.25	0.26	0.36	0.32	0.45	0.53	0.60	0.62	0.42	0.20	0.17
FeO	1.70	2.37	2.84	2.73	2.96	3.14	3.23	3.32	3.12	3.21	2.72	2.73	2.89	3.01	3.39
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.62	16.75	18.55	16.72	16.67	16.21	16.50	16.73	16.92	16.49	16.45	16.22	16.19	16.25	17.07
CaO	26.21	25.43	23.99	24.44	24.46	24.46	24.08	22.81	23.72	23.71	25.00	25.08	24.08	24.09	24.09
Na ₂ O	0.00	0.00	0.15	0.23	0.20	0.28	0.34	0.27	0.21	0.21	0.18	0.11	0.19	0.12	0.05
Сумма	99.64	99.80	99.85	99.81	99.38	99.46	98.87	99.34	98.79	99.17	98.36	97.93	99.55	99.86	100.03
K _{Ме}	94.58	92.64	92.09	91.62	90.94	90.21	90.11	89.98	90.62	90.16	91.50	91.38	90.91	90.60	89.98
Wo	51.73	50.27	46.11	49.06	48.96	49.45	48.58	46.86	47.73	48.23	49.98	50.38	49.28	49.12	47.72
En	45.65	46.07	49.62	46.67	46.42	45.60	46.33	47.82	47.37	46.68	45.77	45.34	46.11	46.09	47.04
Fs	2.61	3.66	4.26	4.27	4.62	4.95	5.09	5.32	4.90	5.09	4.25	4.28	4.61	4.78	5.24
Компо- ненты	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	53.69	54.43	54.46	53.66	53.71	53.76	54.53	53.50	54.96	52.50	53.07	53.13	52.36	53.59	54.21
TiO ₂	0.32	0.07	0.27	0.07	0.12	0.22	0.00	0.00	0.23	0.24	0.13	0.06	0.23	0.08	0.18
Al ₂ O ₃	1.66	1.04	1.44	1.24	1.13	1.48	0.90	0.64	1.05	1.26	1.58	1.59	1.33	1.14	1.42
Cr ₂ O ₃	0.48	0.08	0.33	0.18	0.08	0.43	0.00	0.00	0.21	0.27	0.00	0.07	0.26	0.08	0.04
FeO	3.17	3.49	3.38	3.52	3.73	3.52	3.27	3.46	3.50	3.64	3.62	3.84	3.96	3.94	3.93
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.70	17.01	16.51	16.40	17.02	15.92	15.62	16.29	16.44	16.70	16.03	16.46	16.71	16.31	16.13
CaO	23.90	23.80	23.92	24.41	23.95	23.59	25.66	24.98	23.71	23.94	24.78	24.29	23.62	24.02	23.64
Na ₂ O	0.18	0.02	0.15	0.04	0.21	0.24	0.02	0.03	0.08	0.04	0.04	0.28	0.05	0.17	0.25
Сумма	99.10	99.94	100.46	99.52	99.96	99.16	100.06	98.92	100.20	98.58	99.26	99.72	98.52	99.34	99.79
K _{Ме}	89.80	89.66	89.69	89.24	89.05	88.97	89.50	89.35	89.31	89.12	88.74	88.42	88.26	88.06	87.98
Wo	49.56	47.42	48.29	48.84	47.38	48.66	51.38	49.62	48.08	47.87	49.65	48.40	47.28	48.23	48.10
En	45.31	47.15	46.38	45.65	46.86	45.68	43.52	45.02	46.37	46.46	44.69	45.63	46.53	45.59	45.66
Fs	5.13	5.44	5.33	5.50	5.76	5.66	5.10	5.36	5.55	5.67	5.66	5.98	6.19	6.18	6.24
Компо- ненты	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	52.40	51.77	52.46	52.59	51.11	52.11	52.20	51.50	51.66	50.45	50.45	49.03	49.75	52.43	51.50
TiO ₂	0.29	0.40	0.24	0.20	0.31	0.25	0.19	0.37	0.30	0.43	0.43	0.64	0.57	0.16	0.27
Al ₂ O ₃	1.82	1.56	1.24	1.08	1.77	1.15	1.42	1.92	1.84	2.57	2.47	4.04	4.18	1.91	2.88
Cr ₂ O ₃	0.28	0.03	0.23	0.02	0.09	0.07	0.04	0.03	0.08	0.15	0.17	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	3.98	3.24	3.61	3.76	3.96	4.10	4.33	4.14	4.09	4.14	4.41	4.83	5.05	5.87	6.53
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	0.06
MgO	15.73	16.13	16.86	16.83	16.58	16.53	17.30	16.22	16.13	15.78	16.41	15.44	15.13	14.43	13.98
CaO	24.04	27.05	25.08	25.94	25.51	26.40	25.62	26.50	26.89	25.76	25.66	25.23	25.99	23.92	24.02
Na ₂ O	0.09	0.01	0.03	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02	0.02	0.05	0.04	0.23	0.15	0.31	0.28
Сумма	98.64	100.19	99.73	100.52	99.40	100.69	101.18	100.70	101.01	99.33	100.04	99.44	100.87	99.09	99.52
Wo	87.55	89.87	89.27	88.87	88.17	87.77	87.68	87.47	87.54	87.18	86.90	85.07	84.22	81.42	79.23
En	49.02	52.00	48.82	49.61	49.37	50.19	48.28	50.68	51.20	50.56	49.41	49.97	50.97	49.25	49.46
Fs	44.63	43.14	45.69	44.78	44.64	43.72	45.35	43.15	42.72	43.10	43.96	42.56	41.29	41.32	40.05
Fs	6.34	4.86	5.49	5.61	5.99	6.09	6.37	6.18	6.08	6.34	6.62	7.47	7.73	9.43	10.49

Таблица 5. Окончание

Компо- ненты	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59*	60*
SiO ₂	52.02	51.47	49.89	50.58	52.27	51.66	53.13	51.27	51.89	50.01	51.87	51.65	51.67	53.79	52.96
TiO ₂	0.08	0.23	0.47	0.38	0.15	0.30	0.19	0.19	0.19	0.74	0.10	0.34	0.31	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	2.40	3.40	4.50	4.00	1.27	1.52	1.56	1.34	1.10	4.89	2.22	3.09	3.68	1.25	1.35
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.36
FeO	6.59	7.06	7.77	7.57	9.34	9.45	9.47	9.60	9.91	9.55	8.31	8.64	9.38	3.41	4.05
MnO	0.01	0.00	0.02	0.05	0.46	0.37	0.41	0.55	0.39	0.29	0.19	0.20	0.20	0.00	0.01
MgO	13.87	13.47	12.67	12.90	14.14	14.27	13.47	13.60	13.65	13.05	14.00	13.48	13.44	16.84	15.78
CaO	23.86	24.20	23.89	23.79	23.00	23.22	21.38	23.10	23.18	20.79	22.94	23.36	21.21	24.49	24.69
Na ₂ O	0.30	0.49	0.26	0.20	0.30	0.35	0.35	0.34	0.29	0.49	0.39	0.50	0.56	0.06	0.07
Сумма	99.15	100.33	99.49	99.45	100.92	101.15	99.95	99.98	100.60	99.81	100.01	101.26	100.44	100.12	99.33
K _{Mg}	78.94	77.27	74.41	75.24	72.96	72.91	71.72	71.63	71.05	70.90	75.01	73.54	71.87	89.80	87.41
Wo	49.40	49.95	50.21	49.93	46.03	46.02	45.00	46.64	46.44	44.80	46.91	47.81	44.91	48.42	49.57
En	39.95	38.68	37.05	37.68	39.37	39.36	39.45	38.22	38.06	39.14	39.82	38.38	39.59	46.32	44.08
Fs	10.65	11.37	12.74	12.40	14.59	14.62	15.55	15.14	15.50	16.06	13.26	13.81	15.49	5.26	6.35

Примечание. 1-10 - дуниты: 11-43 - пироксениты 1; инъекции в дунит (11-21), жилы и магматическая брекчия (22-31), тело (32-11). мелкозернистый биотитовый жилы (42-13); 44-49 - пироксенит 2; ксенолиты в монцогаббро и мелкозернистый биотитовый жилы; 50-60 - габбро: обнажение (50-55). ксенолит в монцогаббро (56-60). * - зона в кристалле пироксена.

= 74–84, независимую от диопсидов из пород выше описанных ассоциаций, и формируют корреляционный ряд с хорошей линейной зависимостью $K_{Mg} - Si, Ti, Al$. Хром в их составе отсутствует.

Иная тенденция эволюции пироксенов из габбро. Минералы отвечают составу салитов $W_{040-50}En_{38-40}Fs_{11-20}$ с эволюционным трендом в направлении Fs. Поле фигуративных точек составов ортогонально ориентировано по отношению к таковому пироксенитов 2 в относительно узком интервале $K_{Mg} - 70-76$ (рис. 6, б, в, 7). Составы клинопироксенов из монцогаббро слагают компактную группу в пределах $W_{46-50}En_{36-38}Fs_{14-16}$. Сравнительно с минералами из пироксенитов салиты из габбро и монцогаббро значимо отличаются более высокими содержаниями Si и Mn и низкими - Ti, Al, Ca. Среди салитов из ксенолита габбро в габбромонзоните, являющихся типоморфным минералом породы, встречены кристаллы с "теневой" отчетливо просматриваемой центральной зоной овальной формы с расплывчатыми контурами (рис. 9). Состав этих зон соответствует диопсиду пироксенита 1, а наличие промежуточных составов пограничной области, вероятней всего, объясняется диффузионным обменом.

Обсуждение результатов. Наличие полосчатых текстур дунитов, резко обособленная позиция их на петрохимической диаграмме относительно пироксенитов, присутствие в отдельных кристаллах оливина реликтовых зон высокомагнезиального состава позволяют предполагать, что мы имеем дело с самостоятельным исходным расплавом состава

дунита. В то же время, дискретность составов оливинов и шпинелей из дунитов свидетельствует о том, что становление интрузии дунитов проходило многоактно с инжектированием магматических дифференциатов в интрузивную камеру (рис. 4, 5). При этом различие в облике кристаллов оливина среднезернистых и крупнозернистых дунитов предполагает, что первые кристаллизовались в относительно стабильной геодинамической обстановке, а вторые - в условиях пластических деформаций в обстановке стресса. Вывод о том, что дуниты являются продуктом кристаллизации расплава находит свое подтверждение в исследованиях расплавных включений в оливинах из дунитов [14].

Наличие жил, магматических брекчий, инъекционных шлиров пироксенитов 1 с панидоморфными структурами и тонких инъекций последних в дунит свидетельствует о том, что пироксениты также являются продуктом кристаллизации расплава. Причем отсутствие закалки на контакте жил с вмещающей породой предполагает внедрение пироксенитов в прогретую, не полностью консолидированную породу. Относительная дискретность полей распределения составов клинопироксенов из них и угловые несогласия линий регрессии их кристаллизации свидетельствуют о стадийном поступлении расплавов в камеру локализации и последующей их кристаллизации in situ. При этом расплавы просачивались в дунит по микротрещинкам и межзерновым пространствам, создавая инъекционные микроструктуры. Не исключена

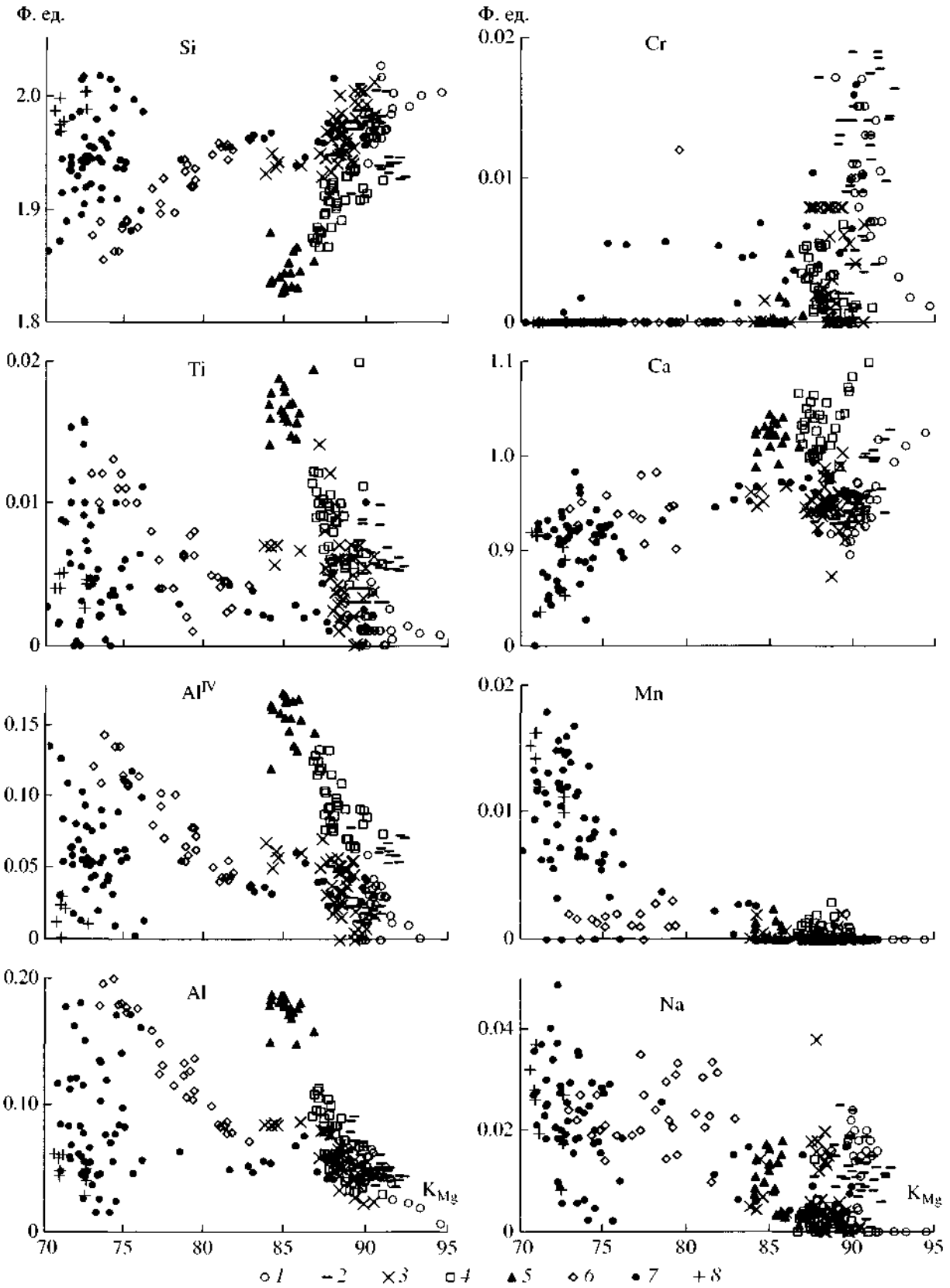


Рис. 7. Вариационная диаграмма К_{Mg} - катионы (ф. ед.) для клтшопроксенов из пород массива: / - дуниты; 2-5 - пироксениты 1: инъекций в дунит (2) жил и магматических брекчий (3) тела (4) мелкозернистый биотитовый из жилы (5); 6 -пироксениты 2: ксенолит в монцогаббро и мелкозернистый биотитовый из жилы; 7- габбро; 8 - монцогаббро.

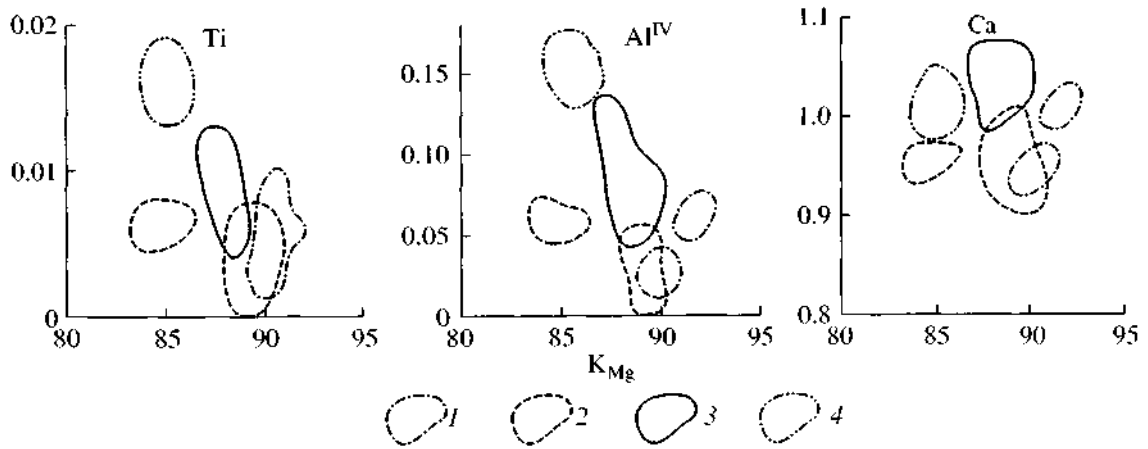


Рис. 8. Композиционная диаграмма K_{Mg} - катионы (ф. ед.) для клинопироксенов из пироксенитов 1 массива: поля составов клинопироксенов из пироксенитов 1: 1-4 - то же, что 2-5 на рис. 7.

вероятность того, что исходные пироксенитовые расплавы частично захватывали продукты поздних стадий дифференциации дунитовой магмы, на что указывает присутствие в пироксенитах 1 резорбированных кристаллов оливина и растянутых шлиров дунита. Подобным механизмом, на наш взгляд, можно объяснить и образование пегматоидных верлитов, которые можно рассматривать как продукт кристаллизации жидкостной смеси, сопоставимой с пневматолитовыми расплавами. Заключительный этап формирования пироксенитовой ассоциации 1 ознаменовался внедрением биотитовых пироксенитов, отличающихся порфирированной микроструктурой с мелкозернистой основной массой, которые, по-видимому, являются

продуктом кристаллизационной дифференциации пироксенитовой магмы, в промежуточном очаге.

Сонахождение в массиве пироксенитов 1 и 2, которые различаются валовым химическим составом и составами клинопироксенов, свидетельствует об их гетерогенности и кристаллизации из разных исходных расплавов. О существовании интрузивных тел состава пироксенитов 2 в разрезе коры свидетельствуют жилы биотитовых мелкозернистых пироксенитов в теле дунитов и ксенолиты в монцогаббро. Нам представляется, что все вышесказанное предполагает сосуществование пироксенитовых расплавов разного химического состава на разных уровнях литосферы и их продвижение в земную кору через систему промежуточных очагов. В пользу этого свидетельствует и присутствие в салитах, являющихся типоморфным минералом габбро, зон состава диопсида, что, в свою очередь, подтверждает смешение магм, поступающих из разноглубинных источников.



Рис. 9. Габбро. Зональный кристалл салита. Темное поле - диопсид. Микроснимок в отраженных электронах, полученный на микронде "Comebax" Размер рамки изображения 2 • 2 мм.

Позиции, занимаемые габбро и монцогаббро на диаграммах рис. 6, 7, и ориентировка линий регрессии составов клинопироксенов из них, отличная от таковой пироксенитов 2, также указывают на самостоятельность магм соответствующих составов. В то же время, тесная пространственная связь этих породных групп, сопряженность и порой перекрытие полей точек их составов, гибридный характер монцогаббро - все эти данные свидетельствуют об их генетической связи и предполагают образование магмы состава последнего в процессе кристаллизационной дифференциации базальтового расплава в глубинном (или промежуточном) очаге. Учитывая широкомасштабное проявление метасоматоза, выраженного в интенсивной калишпатизации габбро, с появлением апатита, этот процесс сопровождался привнесением фосфор-калиевого флюида, что определяет петрографичес-

кий состав пироксенового порфирита, химический состав которого отвечает монцогаббро.

Таким образом, данные по петрологии пород, формирующих Кунчевский массив, подтверждают геологические данные о том, что они представляют собой продукты кристаллизации сближенных по времени внедрения интрузий состава дунита, пироксенита, габбро и монцогаббро. Анализ материала привел авторов к представлению о сосуществовании в позднемеловое-палеогеновое время в пределах литосферы единой магматической системы с разноглубинными (включая промежуточные) очагами выше упомянутого состава. Локализация интрузий в пределах одной камеры свидетельствует о преобладании магмоподводящих каналов, а формирование глубинных магматических источников и перемещение расплавов в верхние структурные этажи объяснимо с позиции гипотезы плюма [5,6] и вертикально неоднородного вещественного строения верхней мантии. При этом образование расплавов в процессе восходящего движения плюма, по-видимому, проходило под контролем трансмагматического флюида, а их мантийная природа согласуется с результатами геохимических исследований [9, 17].

Выводы. 1. В формировании массива реки Кунч принимали участие главные интрузивные фазы состава: дунита, пироксенита, габбро и монцогаббро. Геология и петрология пород массива свидетельствует о существовании исходных расплавов, генерированных в объеме единой магматической системы и поступающих из пространственно независимых разноглубинных источников. В процессе развития магматической системы были временные периоды, обусловившие появление дифференциатов в пределах массива, а образование глубинных магматических источников объясняется гипотезой восходящего плюма.

2. Исследования составов клинопироксенов из пород разных геологических проявлений выявили среди них две минеральные совокупности, отвечающие эволюционным рядам пироксенитов 1 и 2, сложенных, в одном случае, диопсидами, в другом случае - салитами. Различия в химическом составе пород и трендах кристаллизации клинопироксенов выбороч свидетельствует о сосуществовании в разрезе литосферы независимых очагов (включая промежуточные) пироксенитовых расплавов. Данные по петрографии дунит-содержащих пироксенитов и зональность пироксенов из габбро предполагают вероятность смешения магм на стадии протокристаллизации по пути их продвижения в верхние горизонты коры.

3. Образование магмы состава монцогаббро объяснено флюидно-магматическому взаимодействию трансмагматического калий-фосфорного флюида с базальтовой магмой на стадии протокристаллиза-

ции в процессе кристаллизационной дифференциации последней.

Авторы приносят благодарность А.В. Колоскову за предоставление некоторых первичных материалов, а также ему и А.Я. Шараськину за критические замечания и ценные предложения, высказанные при прочтении рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляцкий Б.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г.* Первые данные изотопного датирования дунит-клинопироксенитового зонального массива Центральной Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 2. С. 235-237.
2. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Ультраосновные пегматоиды некоторых оливинитовых интрузий севера Сибирской платформы // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1975. С. 237-263.
3. *Виноградская Г.М.* Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Докл. АН СССР. 154. Т. 97. № 5. С. 899-902.
4. *Геология СССР.* Т. XXXI. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.
5. *Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулкаников и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618-654.
6. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.
7. *Зайцев В.В., Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В.* О возрасте и изотопно-геохимических особенностях зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Корякского нагорья // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 78-81.
8. *Козлов А.П.* Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, Корякия: геология, петрология, рудоносность: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МРГА 2000. 23 с.
9. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Голубев В.Н.* Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из позднемеловых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 85-88.
10. Корякско-Камчатский регион - новая платиноносная провинция России. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2002. 383 с.
11. *Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж. И.* Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 477-505.
12. *Полеатаев В.А.* Камчатско-корякский платиновый пояс // Платина России. Т. III. М.: ЗАО "Геоинформмарк". 1999. С. 191-199.
13. *Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б., Марковский Б.П.* Петрогеохимические особенности пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива. Корякия // Петрология и ме-

таллогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 14–30.

14. Толмачева Е.В. Генезис дунитов зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Корякско-Камчатского платиноносного пояса и природа их платиноносности (по термобарогеохимическим данным) // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов.

Матер. Всероссийского Симпозиума. М: ООО Связь-Принт. 2002. С. 80-82.

15. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
16. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия поздне меловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 189-208.

The Petrology of the Kunchevo Dunite-clinopyroxenite-gabbro Massif, Central Kamchatka

G. B. Flerov¹, V. A. Poletaev²

¹ Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia

² Bystrino Mining Company, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683016, Russia

This paper is a first publication of materials relating to the Kunchevo Late Cretaceous/Paleogene dunite-clinopyroxenite-gabbro massif exposed within the Sredinnyi Range, central Kamchatka. The geology of this massif and studies of minerals in its rocks provide evidence of igneous phases like dunitites, pyroxenites, gabbro and monzogabbro being involved in the massif. New data is presented for the petrology involved in the origin of massifs such as this one. Two sets of clinopyroxenites are identified corresponding to two evolutionary series: the diopside and salite ones, showing that independent chambers of pyroxenite melts exist in the lithosphere. An analysis of the material has led us to the notion that the melts having the composition of the above intrusions are autonomous, being generated in a single magmatic system at different depths in the lithosphere, including intermediate chambers.