

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ПРОВИНЦИИ ЧУНГНАМ ЮЖНОЙ КОРЕИ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ПОРОДАМИ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АККРЕЦИОННЫХ СТРУКТУР

Д.У. Ли*, И.А.Тарарин**, К.С.Сео*, Б.С.Ли***

*Национальный Университет Конджу, г. Конджу, Чунгнам, Корея

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

***Департамент образования наук о Земле, Национальный Университет Чунбук, Геонджу, Корея

Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи образуют небольшие удлиненные изолированные тела и их цепочки среди докембрийских гнейсовых комплексов Кенгийского массива, приурочиваясь к зонам тектонических нарушений. Простираение тел ультрабазитов северо-восточное, параллельное простиранию сдвиговых дислокаций разломной зоны Конджу. Ультраосновные породы представлены гарцбургитами с небольшим содержанием моноклинного пироксена и частично или полностью серпентинизированы. Породы характеризуются очень ограниченными вариациями состава породообразующих минералов, что сближает их с тектонизированными гарцбургитами офиолитовых комплексов. Незначительные вариации состава породообразующих минералов ультрабазитов позволяют интерпретировать эти породы как тугоплавкий остаток, потерявший при парциальном плавлении исходного мантийного источника часть компонентов в виде базальтовой составляющей. По минералогическим и геохимическим особенностям гарцбургиты провинции Чунгнам аналогичны океаническим перидотитам, отличаясь от перидотитов офиолитовых комплексов субдукционных зон. Геологические данные, минералогические и геохимические особенности изученных перидотитов свидетельствуют, что они представляют собой мантийные образования, тектонически перемещенные в земную кору предположительно в позднем мезозое при коллизии Северного и Южного блоков Китайского кратона при формировании разломных зон Тан-Лу и Хонам.

Ключевые слова: перидотиты, минералогия, геохимия, петрология, генезис, Южная Корея.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение ультраосновных пород чрезвычайно важно для понимания природы, эволюции и происхождения нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. В провинции Чунгнам (Choongnam) Южной Кореи ультраосновные породы образуют прерывистые цепочки небольших удлиненных тел вдоль южной границы докембрийского массива Кенги (Kyonggi), приурочиваясь к зонам тектонических дислокаций [13, 16, 18, 20, 26, 29, 31-33, 35]. Размер отдельных тел по длинной оси обычно не превышает первых сотен метров.

В данной статье основное внимание уделено минералогии и петрологии ультраосновных пород провинции Чунгнам и сравнению их с типовыми ассоциациями ультрабазитов офиолитовых комплексов супрасубдукционного происхождения.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Состав минералов определен на микрозонде Camebax, снабженном энергодисперсионным детектором, в Институте вулканологии ДВО РАН (Аналитик В.М.Чубаров).

Анализы пород выполнены "мокрым" химическим и рентгено-флюоресцентным методами с использованием стандартной техники. Второстепенные компоненты (Ni, Co, Cr, V, Cu) определены количественным спектральным методом в ДВ геологическом институте ДВО РАН.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ ГАРЦБУРГИТОВ

Корейский полуостров располагается в пределах восточной окраины Азиатского континента на границе с активной Тихоокеанской плитой. В течение длительной геологической истории с докембрия до голоцена этот регион был ареной многочисленных магматических и тектонических событий и в настоящее время, как и другие районы Дальнего Востока, представляет собой мозаику различных по возрасту и генезису континентальных и океанических блоков [3, 15]. Южная часть Корейского полуострова включает несколько таких блоков или террейнов: докембрийские массивы Кенги (Kyonggi) и Реннам (Ryeongnam), разделенные между собой складчатым поясом Окчхон (Ogcheon).

Северная граница складчатого пояса Окчхон с Кенгийским массивом проходит по тектонической зоне Конджу (Kongju), представляющей собой зону левосторонних сдвиговых дислокаций северо-восточного простирания, а с юга ограничивается тектонической зоной Ендонг-Кванджу (Yongdong-Kwandju) [24, 34]. Структурные и геофизические данные свидетельствуют, что разломная зона Конджу является продолжением разломов Центрального Сихотэ-Алиня, а в Южном Китае ее продолжением служит разломная зона Чангл-Нау [10, 24]. Основные сдвиговые движения по зоне Конджу происходили в течение юры – раннего мела и были обусловлены перемещением плиты Кулу в северном направлении вдоль Азиатской плиты. С движением плиты Кулу связано формирование в мелу в пределах Кореи многочисленных левосторонних сдвиговых зон. Небольшие осадочные бассейны позднемелового возраста и многочисленные рудопроявления и месторождения (особенно золота и серебра) образовались при раздвиговых движениях, сопровождающих левосторонние сдвиговые дислокации.

В южной части Кенгийского массива, где обнажаются небольшие тела ультраосновных пород, развиты докембрийские метаморфические образования, перекрываемые юрскими метаосадочными отложениями и прорываемые многочисленными мезозойским плутоническими породами. Большая часть площади Реннамского массива сложена мезозойскими плутоническими породами (среди них преобладают гранитоиды), образовавшимися во время триасово-юрской орогении. На плутонических породах несогласно залегают позднемеловые осадочно-вулканогенные образования, наиболее широко развитые в восточной части массива и представленные вулканокластическими комплексами.

Складчатый пояс Имджиганг (Imjingang), разделяющий докембрийские массивы Нангрим (Nangrim) и Кенги, и пояс Окчхон представляют собой сутуры, образовавшиеся при континентальной коллизии [30, 34]. Геологические данные свидетельствуют, что массив Нангрим является частью Северо-Китайского блока, однако принадлежность Кенгийского массива к Китайскому кратону до конца не выяснена. Установлено, что Реннамский массив принадлежит к Южно-Китайскому блоку [30].

Докембрийские образования Кенгийского массива сложены орто- и парагнейсами [3, 30]. Среди ортогнейсов различаются полосчатые гранитогнейсы, амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Парагнейсы представлены гранито-гнейсами, полосчатыми и очковыми биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, гранат-биотитовыми и гранат-биотит-кордиеритовыми гнейсами, мигматитами, кварцитами и кристаллическими сланцами с

подчиненными прослоями железистых кварцитов и мраморизованных известняков. В составе гнейсов главными минералами являются плагиоклаз, кварц, кали-натровый полевой шпат, биотит и амфибол; гранат, силлиманит и Fe-Ti оксиды присутствуют в подчиненных количествах.

Амфиболиты, развитые в районе Кванчен (Kwangcheon) (рис. 1), состоят из эденитовой или магнезиальной роговой обманки и плагиоклаза An_{50-55} , частично замещенного эпидотом и клиноцоизитом. Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с амфиболитами, – полосчатые массивные породы, состоящие из биотита, плагиоклаза An_{27-30} , железисто-паргаситовой роговой обманки, ортоклаза и кварца.

В составе амфиболитов района Ченгян (Cheongyang) (рис. 1), образовавшихся при метаморфизме габброидных пород, преобладают плагиоклаз An_{56} и эденитовая роговая обманка, содержащая небольшие реликты клинопироксена. Плагиоклаз частично замещается мусковитом и хлоритом.

Данные по составу минералов амфиболитов и сланцев и физико-химический анализ с использованием экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермометра [6] свидетельствует о резко различных параметрах метаморфизма амфиболитов районов Кванчен и Ченгян. Метаморфические преобразования докембрийских отложений в районе Кванчен осуществлялись при температуре 530–540°C и давлении 5.5–6.0 кбар. Минеральные ассоциации амфиболитов района Ченгян были образованы при более высоких температурах, достигающих 650°C, но в более малоглубинных условиях, отвечающих давлению около 2 кбар. Эти различия физико-химических параметров метаморфизма амфиболитов связаны с тем, что блок Ченгян претерпел значительный вертикальный подъем, обусловленный, вероятно, процессами сжатия, сопровождающими тектонические деформации вдоль разломов Тан-Лу и Хонам.

Юрские метатерригенные образования, представленные преимущественно песчаниками и сланцами при подчиненном развитии конгломератов и пластов угля, повсеместно перекрывают докембрийские отложения.

Вдоль южного ограничения Кенгийского массива, контролируясь зонами тектонических нарушений, наблюдаются небольшие тела ультраосновных пород, возраст которых дискусионен (рис. 1). Установлено, что они прорывают докембрийский фундамент и юрские метаосадочные отложения. В обнажениях хорошо видно, что породы обладают линейностью, параллельной направлению сдвиговых дислокаций позднемеловой тектонической зоны Конджу. Ультраосновные породы образуют небольшие (от первых сотен метров до 1–2 км) линзовидные тела

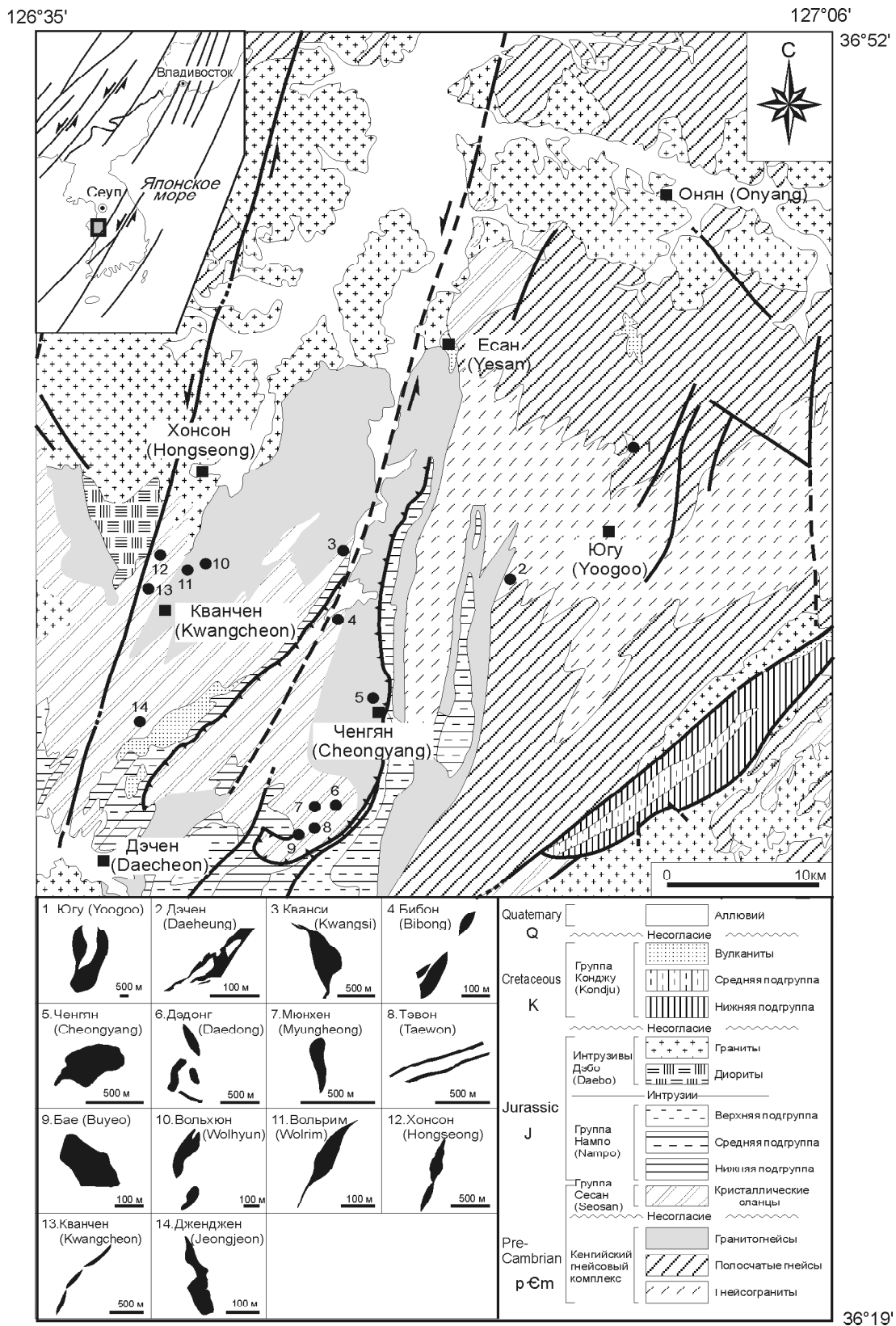


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Чунгам, Южная Корея (по [19] с изменениями). На врезках показаны: район исследований (вверху), размер и форма массивов ультраосновных пород (внизу).

среди докембрийских гнейсов. Контакты ультрабазитов с вмещающими их породами повсеместно тектонические.

ПЕТРОГРАФИЯ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Среди ультраосновных пород изученного района преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты реститовой природы. Степень серпентинизации пород сильно варьирует от слабо серпентинизированных разностей до серпентинитов. Однако ассоциации реликтовых минералов даже сильно серпентинизированных разностей ультрабазитов позволяют относить породы к гипербазитам. Текстура пород массивная, реже полосчатая. Характерен «порфириовидный» облик пород, обусловленный присутствием крупных блестящих кристаллов ортопироксена на фоне общей мелкозернистой серпентинизированной массы. Гарцбургиты – среднезернистые породы, характеризующиеся одновременным присутствием оливина, ортопироксена и хромшпинелида. Оливин образует полигональные кристаллы размером около 1 мм, затронутые в той или иной степени серпентинизацией, вплоть до полного замещения серпентином. При серпентинизации в нем возникает петельчатая микроструктура. Ортопироксен представлен ксеноморфными зернами или более крупными (до 6–10 мм) призматическими кристаллами. В ортопироксене четко фиксируются явления распада твердых растворов с развитием жилкообразных выделений и субмикроскопических прорастаний моноклинного пироксена. В виде аксессуарного минерала отмечается бурая роговая обманка. Вторичные минералы, образующиеся при серпентинизации перидотитов, включают серпентин, Fe-оксиды, тальк, тремолит и кальцит.

Реликты бесцветного оливина имеют размер 0.1–0.5 мм, располагаясь среди серпентинитового матрикса (рис. 2а). Скопления мелких магнетитовых зерен подчеркивают форму и величину исходных кристаллов оливина (рис. 2б), показывая, что размер кристаллов оливина не превышал 1.0–1.5 мм. Нередко оливин формирует удлиненные агрегаты и структуры типа кинг-бэнд, свидетельствующие, что породы испытывали высокотемпературную деформацию. Иногда в гарцбургитах развивается тальк-тремолитовая минерализация, обусловленная наложенными метаморфическими процессами.

Кристаллы ортопироксена (рис. 2в) частично или полностью замещаются серпентином, тальком и кальцитом (рис. 2г). Некоторые кристаллы бастита, образовавшиеся при замещении ортопироксена, обнаруживают дислокационные структуры (рис. 2д), свидетельствующие об интенсивных тектонических деформациях, сопровождающих процессы перемеще-

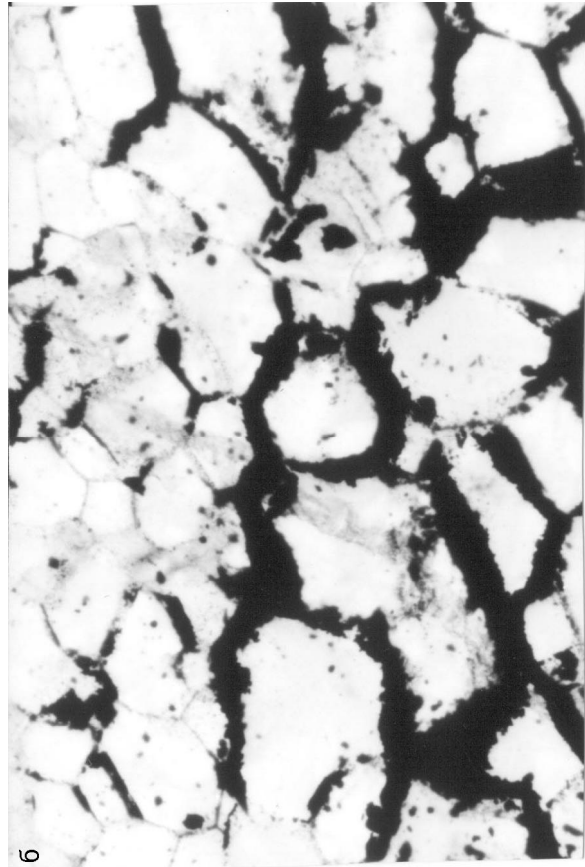
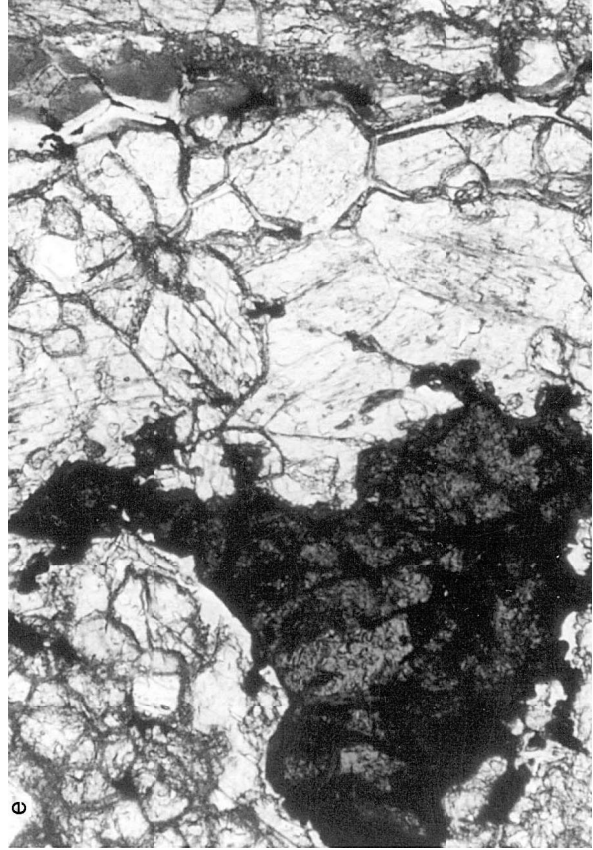
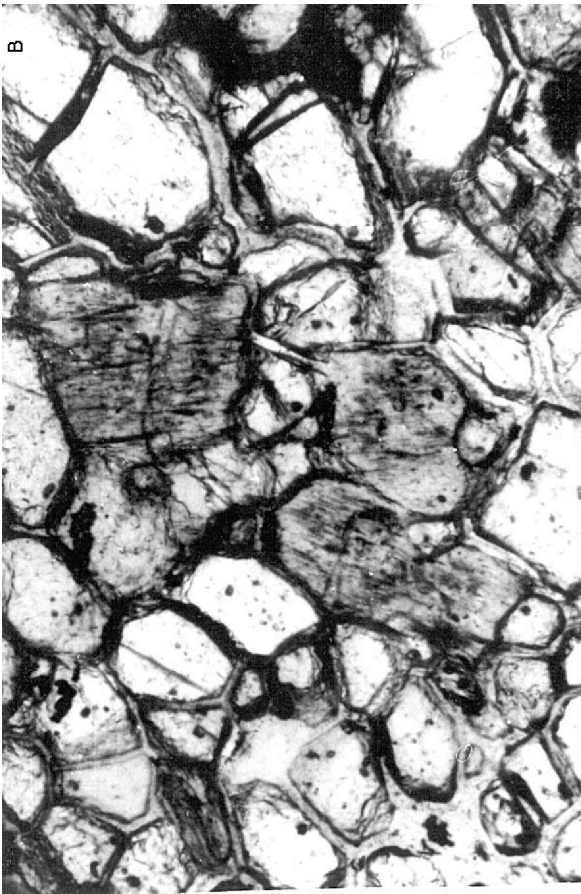


Рис. 2. Микроструктуры перидотитов района Бибон (Bibong) (обр. L-1). а) реликты оливина в серпентинитовом матриксе. Увеличение 12х; без анализатора. б) полностью серпентинизированный гарцбургит. Увеличение 12х; без анализатора.



Продолжение рис. 2. в) оливин и ортопироксен из сильно серпентинизированного гарцбургита. Увеличение 12х; без анализатора. г) крупный кристалл ортопироксена, частично замещенный серпентином, кальцитом и тремолитом. Увеличение 12х; без анализатора. д) S-образно деформированный кристалл ортопироксена, замещенный баститом. Увеличение 12х; без анализатора. е) кристалл красно-коричневой хромистой шпинели. Увеличение 12х; без анализатора.

ния ультраосновных пород в земную кору. Иногда бастит ассоциирует с хлоритом и тремолитом.

Хромистая шпинель представлена красно-коричневым магнезиохромитом и встречается в виде идиоморфных, изометричных или неправильных выделений (рис. 2е). Клинопироксен редко образует самостоятельные кристаллы, встречаясь преимущественно в виде включений в кристаллах ортопироксена. Бурая роговая обманка наблюдается в виде мелких призматических кристаллов, а также окаймляет и частично корродирует кристаллы клинопироксена.

Высокая степень серпентинизации гарцбургитов не позволяет использовать их валовый состав для петрологических реконструкций (табл. 1). Однако состав реликтов породообразующих минералов гарцбургитов очень информативен для генетических построений.

Изученные породы характеризуются очень ограниченными колебаниями состава породообразующих минералов: оливин содержит 90.2–90.3% форстеритовой молекулы, а состав ортопироксена изменяется от $En_{90.5}$ до $En_{90.9}$ (табл. 2). Эти узкие пределы колебания состава минералов гарцбургитов свидетельствуют о релитивной природе пород, образовавшихся за счет мантийного источника, испытавшего частичное плавление и экстракцию базальтового расплава [11, 25]. Вариации состава акцессорной хромшпинели довольно значительны; содержание Al_2O_3 изменяется в ней от 29 до 39% (табл. 3). По со-

ставу хромшпинель близка к хромистым шпинелям из альпинотипных перидотитов [14], отличаясь от них несколько повышенной железистостью (рис. 3).

СОДЕРЖАНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Использование валового состава изученных гарцбургитов мало информативно из-за их интенсивной серпентинизации. Известно, что процессы серпентинизации происходят в широком диапазоне температур и сопровождаются миграцией ряда компонентов, в частности – Ca, Mg, Fe и Na [28]. Обратная зависимость содержания Al_2O_3 в ультраосновных породах (пересчитанных на безводный остаток) и $Cr/(Cr+Al)$ отношения акцессорного хромшпинелида свидетельствует, что валовое содержание Al в перидотитах отражает его содержание в исходных образованиях и мало зависит от степени серпентинизации пород [12]. Установлено, что содержание Al_2O_3 в перидотитах снижается от типичных недеплетированных перидотитов континентов к перидотитам континентальных рифтов, далее к перидотитам пассивных окраин континентов, к океаническим перидотитам и, наконец, к сильно деплетированным перидотитам зон субдукции активных континентальных окраин [12], т.е. в этом направлении резко возрастает степень деплетированности мантийного источника. Содержание Al_2O_3 в гарцбургитах провинции Чунгнам сходно с его концентрацией в океанических перидотитах, несколько отличаясь от предельно деплетированных перидотитов зон субдукции. Это по-

Таблица 1. Петрогенные и рассеянные элементы ультраосновных пород провинции Чунгнам Южной Кореи.

	L-1	L-2	BB-1	BB-2	BB1-7	BB1-8	BB1-10	BB1-11	BB1-1	BB1-9	KS8-2
SiO ₂	38.54	41.55	38.96	39.15	38.21	38.91	39.00	39.57	39.47	38.56	39.77
TiO ₂	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	-	0.08	0.01
Al ₂ O ₃	0.83	0.98	0.29	0.71	0.68	1.03	0.46	0.45	0.76	0.56	0.82
Fe ₂ O ₃	3.89	4.38	-	-	8.00*	7.61*	7.82*	7.68*	5.75*	8.29*	6.92*
FeO	3.78	3.38	8.83*	9.05*	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.20	0.19	0.13	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.07	0.05	0.07
MgO	40.68	38.50	40.14	39.12	42.14	41.09	42.09	42.72	40.30	39.37	39.76
CaO	0.83	0.07	0.37	0.37	0.57	0.89	0.35	0.34	0.03	0.29	0.17
Na ₂ O	0.05	0.07	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	-	0.01	-	0.07
K ₂ O	0.05	0.06	0.01	0.01	-	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	-
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.02	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	9.52	9.69	н.о.	н.о.	9.91	10.21	10.40	9.72	12.90	12.36	12.54
H ₂ O [*]	1.06	0.60	н.о.	н.о.	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.52	99.57	88.77	88.57	99.65	99.94	100.31	100.64	99.32	99.49	100.13
Ba	н.о.	н.о.	1.9	1.98	17.8	0.08	133.6	8.5	17.8	64.5	16.5
Cr	620	590	962.8	1703	2385	1895	2159	1842	2616	1689	2224
Ni	1600	1200	2280	2223	2871	2847	2789	2909	3005	2465	2826
Co	85	71	109	108	108	104	103	107	101	79	93
V	27	26	n.d.	n.d.	28	30	20	19	33	24	27
Cu	25	7	1.6	2.2	16	0.01	14	16	14	14	13

*Все Fe в форме FeO или Fe₂O₃.

Примечание. Обр. L-1, L-2 – наши данные: L-1 – район Бибонг (Bibong), L-2 – район Гаеми (Haemi); BB-1, BB-2, BB1-7, BB1-8, BB1-10, BB1-11, BB1-1, BB1-9 – серпентиниты района Бибонг (Bibong) [29]; KS8-2 – серпентиниты района Кванги (Kwangi) [29].

Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы минералов из серпентинизированных гарбургигов (Обр. L-1) и серпентинита (Обр. L-2) провинции Чунгам Южной Кореи.

	L-1										L-2				
	Ol _c	Ol _r	Op _{x_c}	Op _{x_r}	Cpx _c	Cpx _r	Amf _c	Amf _r	Chl	Serp	Ol _c	Ol _r	Op _{x_c}	Op _{x_r}	Serp
SiO ₂	40.45	40.70	57.71	57.84	54.22	54.52	46.23	48.00	37.51	43.52	41.19	41.42	58.18	58.73	40.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.33	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.34	1.33	0.81	0.78	12.49	10.61	7.30	0.00	0.00	0.00	0.51	0.30	0.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.86	0.95	1.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.13	9.33	6.09	6.16	1.63	1.52	2.89	2.62	2.20	2.34	9.24	9.53	6.18	6.14	3.18
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
MgO	48.23	47.93	33.91	34.15	16.97	17.36	17.83	19.06	35.27	37.32	49.24	49.18	34.52	34.98	36.63
NiO	0.20	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.40	0.38	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.18	0.20	24.97	24.65	13.35	12.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.25
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.27	0.13	2.09	1.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.55	0.40	0.01	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.05	98.18	99.68	99.24	98.90	99.03	96.63	96.38	83.32	83.25	100.07	100.51	99.48	100.17	80.54
X _{Mg}	0.904	0.902	0.908	0.909	0.949	0.953	0.917	0.928	0.966	0.966	0.905	0.902	0.909	0.910	0.954
W/o	-	-	0.3	0.4	50.1	49.3	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	-
En	-	-	90.5	90.5	47.4	48.3	-	-	-	-	-	-	90.8	90.9	-
F _S	-	-	9.2	9.1	2.5	2.4	-	-	-	-	-	-	9.1	9.0	-

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы хромистой шпинели из серпентинизированного гарбургита (Обр. L-1) провинции Чунгам Южной Кореи.

	L _c			L _r			2 _c			2 _r			3 _c			3 _r		
	1 _c	2 _c	3 _c	1 _r	2 _r	3 _r	1 _c	2 _c	3 _c	1 _r	2 _r	3 _r	1 _c	2 _c	3 _c	1 _r	2 _r	3 _r
TiO ₂	0.00			0.01			0.03			0.00			0.05			0.02		
Al ₂ O ₃	39.04			37.07			36.40			37.58			31.81			28.91		
Cr ₂ O ₃	31.23			33.44			33.30			32.58			38.71			40.39		
Fe ₂ O ₃	0.85			0.00			0.00			0.22			0.00			0.45		
FeO	15.23			16.69			16.07			17.06			17.16			19.47		
MnO	0.13			0.18			0.18			0.13			0.22			0.22		
MgO	15.29			13.76			13.86			13.91			12.95			11.22		
ZnO	0.04			0.17			0.10			0.00			0.04			0.02		
Сумма	100.81			101.32			99.94			101.48			100.94			100.70		
Cr/(Cr+Al)	0.349			0.377			0.380			0.368			0.450			0.484		
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.641			0.595			0.606			0.592			0.574			0.507		
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.048			0.000			0.000			0.011			0.000			0.021		

Примечание. Fe²⁺, Fe³⁺ в шпинели рассчитано согласно стехиометрической формуле. С – центр, г – край кристалла.

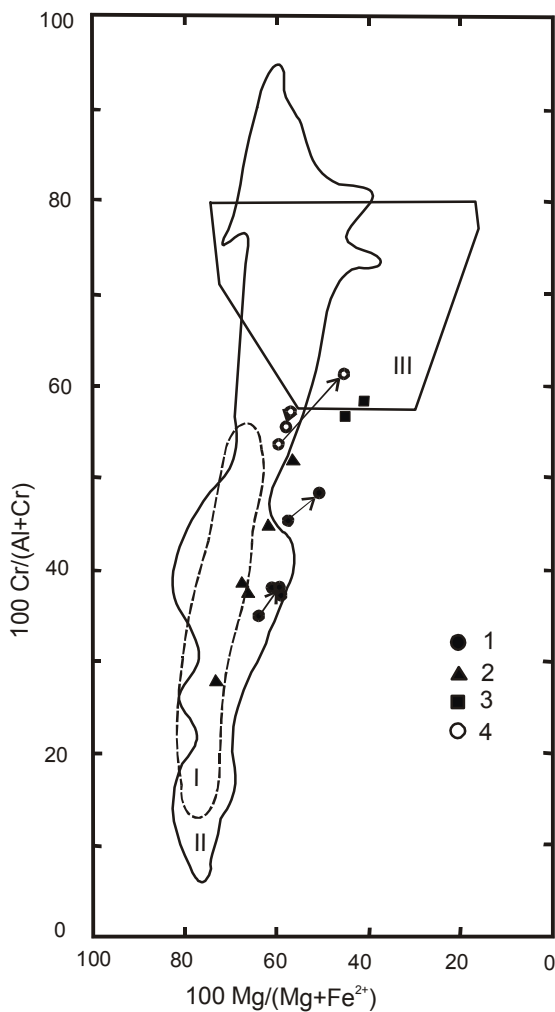


Рис. 3. Диаграмма $Cr/(Cr+Al) - Mg/(Mg+Fe^{2+})$ состава шпинелей ультраосновных пород провинции Чунгнам (табл. 3). Линиями соединены центральные и краевые зоны отдельных кристаллов. Поля хромистых шпинелей альпинотипных и абиссальных перидотитов приведены по данным [14].

I – абиссальные перидотиты, II – альпинотипные перидотиты, III – расслоенные интрузивы.

1 – данные авторов, 2 – данные [29], 3 – данные [32], 4 – шпинель из перидотитов о.Карагинского, Восточная Камчатка [9].

зволяет предполагать формирование изученных гарцбургитов из деплетированного океанического мантийного источника (рис. 4).

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И СТЕПЕНЬ ДЕПЛЕТИРОВАННОСТИ ГАРЦБУРГИТОВ

На рис. 5 и 6 приведены отношение $Cr/(Cr+Al)$ в хромшпинелиде (рис. 5) и содержание Fo в оливине (рис. 6) из гарцбургитов провинции Чунгнам в зависимости от степени деплетирован-

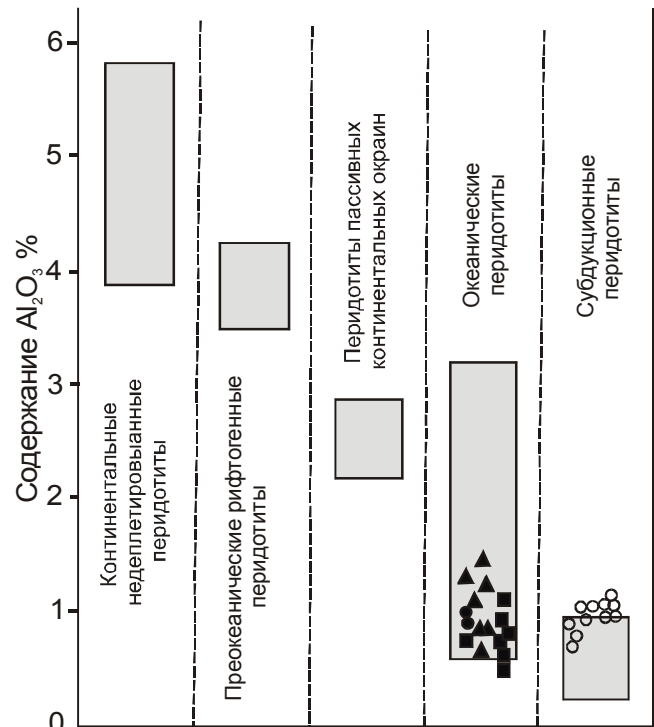


Рис. 4. Содержание Al_2O_3 (пересчитанное на безводный остаток) в недеплетированных перидотитах, перидотитах континентальных рифтов, пассивных окраин континентов, Атлантического океана и перидотитов зон субдукции активных континентальных окраин. Поля перидотитов приведены, используя данные [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

ности перидотитов, образовавшихся в различной геотектонической обстановке [12]. Как показано в [12], отношение $Cr/(Cr+Al)$ хромшпинелида перидотитов различных геодинамических обстановок связано прямой зависимостью с содержанием Fo в оливине и $Mg/(Fe+Mg)$ отношением в ортопироксене и обратной зависимостью с концентрацией Al_2O_3 в ортопироксене. Эти тренды, в общем, отражают увеличение степени деплетированности перидотитов от совершенно недеплетированных континентальных перидотитов, через перидотиты континентальных рифтов, пассивных окраин континентов к океаническим перидотитам и, далее, к предельно деплетированным супрасубдукционным перидотитам.

Степень деплетированности перидотитов провинции Чунгнам отвечает примерно 15–22%, что определено, используя эмпирический метод А.Ишиватари [17]. Естественно, эта оценка весьма приближительна, но она показывает, что гарцбургиты провинции Чунгнам образовались из менее деплетированного мантийного источника, чем перидотиты зон субдукции [27].

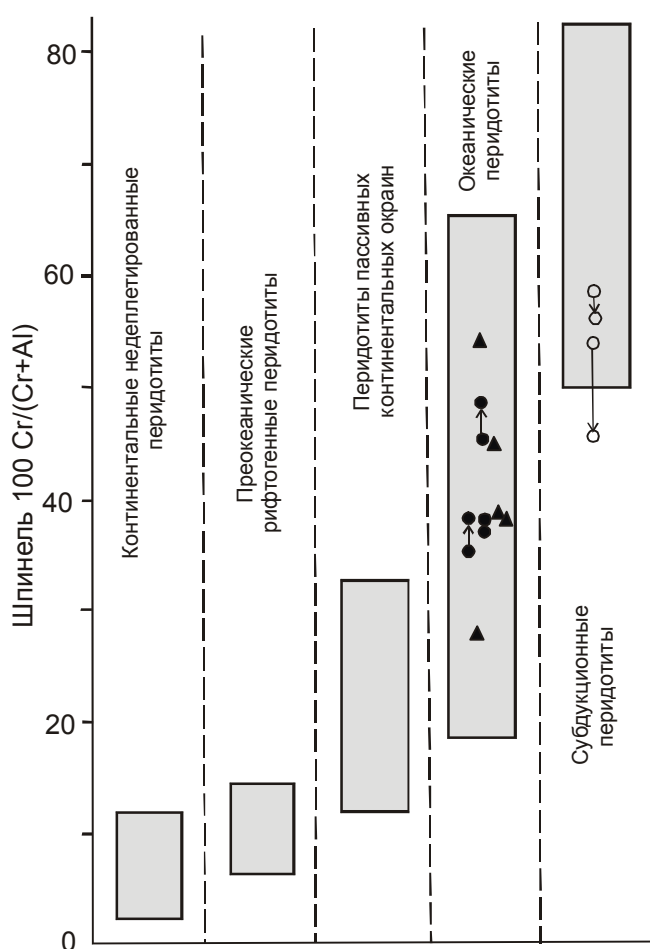


Рис. 5. Отношение $Cr/(Cr+Al)$ из перидотитов различных геотектонических обстановок [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

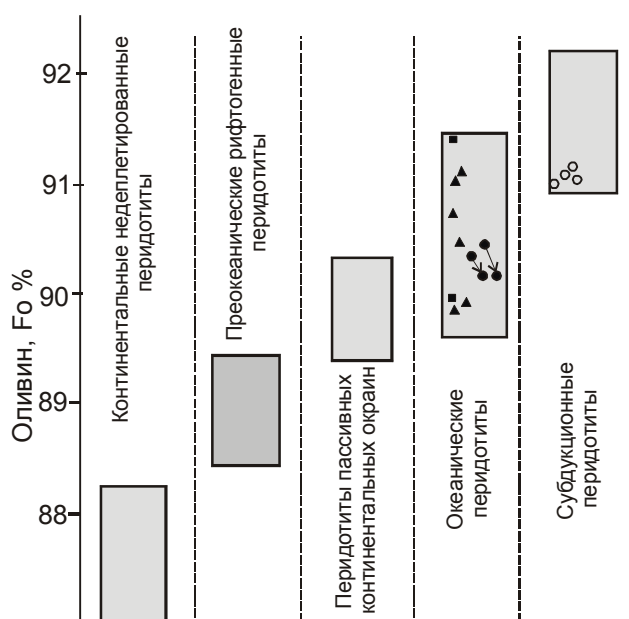


Рис. 6. Содержание Fo в оливине перидотитов различных геотектонических обстановок [12]. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

СРАВНЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПРОВИНЦИИ ЧУНГАМ С ПЕРИДОТИТАМИ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Типичным примером гипербазитов офиолитовых ассоциаций зон субдукции являются перидотиты о.Карагинского Восточной Камчатки. Офиолитовая ассоциация этого региона включает серпентинизированные перидотиты, серпентинитовый меланж, расслоенный комплекс основных и ультраосновных пород, комплекс параллельных даек, шаровые лавы базальтов и метаморфические породы основного состава [1, 2, 4, 5, 7–9, 21, 22]. Они образуют сравнительно крупные аллохтонные пластины в центральной водораздельной части острова и более мелкие фрагменты во флишоидных отложениях и осадочном меланже палеогена [2]. Тектонические пластины перидотитов залегают на различных породах вулканогенно-осадочного и кремнисто-вулканогенного комплексов позднего мела – палеогена, породы которых на отдельных участках сильно тектонически нарушены и превращены в меланж, в тонко перетертом матриксе которого многочисленны обломки и блоки вулканитов, метаморфических пород, габброидов и серпентинизированных перидотитов [2]. Среди перидотитов преобладают серпентинизированные гарцбургиты. Контакты перидотитовых пластин с окружающими породами повсеместно тектонические и часто выражены зонами серпентинитового меланжа. Интенсивные тектонические преобразования перидотитов обусловили формирование в них катакластических структур, деформацию и перекристаллизацию породообразующих минералов.

Перидотиты о.Карагинского состоят из оливина $Fo_{90.8-91.1}$, ортопироксена $En_{89.5-90.4}$, хромистой шпинели и редких зерен клинопироксена [9]. Оливин и ортопироксен характеризуются слабой прогрессивной зональностью, выражающейся в незначительном возрастании содержания тугоплавких элементов (NiO, MgO) от центра к краям кристаллов, что свидетельствует о реститовой природе рассматриваемых пород. Шпинель перидотитов обогащена Al_2O_3 и Cr_2O_3 [9] и сходна с хромистой шпинелью альпинотипных перидотитов (рис. 3) окраинных бассейнов островодужных систем. Особенностью этих перидотитов является очень низкое валовое содержание Al_2O_3 в породах ($<0.6\%$ при пересчете на безводное вещество), чрезвычайно низкая концентрация Al_2O_3 в ортопироксене ($<2\%$), высокое содержание фаялитового компонента в оливине ($\geq 91\%$) и высокая хромистость ($Cr/(Cr+Al) > 0.5$) аксессуарной шпинели. Эти данные свидетельствуют, что перидотиты зон субдукции являются наиболее деплетированными образованиями океанических структур, значительно более деплетированными, чем перидотиты срединно-океанических хребтов. Поэтому высокая хромистость ($Cr/(Cr+Al) \geq 0.6$) аксессуарной шпинели

перидотитов позволяет рассматривать их как продукты субдукционных геотектонических условий. Чрезвычайно высокая деплетированность субдукционных перидотитов отражает, вероятно, несколько этапов парциального плавления исходного мантийного источника и экстракции базальтового расплава.

Таким образом, сравнение гарцбургитов провинции Чунгнам Южной Кореи с перидотитами субдукционного офиолитового комплекса о. Карагинского Восточной Камчатки показывает меньшую деплетированность перидотитов Южной Кореи, что подтверждается химическими анализами состава гарцбургитов и особенностями их породообразующих минералов. Распределение Al_2O_3 между ортопироксеном и хромистой шпинелью гарцбургитов и их меньшая степень деплетированности позволяют предполагать, что ультраосновные породы провинции Чунгнам сформировались в тех же геодинамических условиях, что и океанические перидотиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Ультраосновные породы провинции Чунгнам Южной Кореи представлены небольшими изолированными линзовидными телами гарцбургитов, залегающими среди докембрийских гнейсовых образований юго-западной части Кенгийского массива. Удлиненные тела гарцбургитов приурочены к зонам тектонических нарушений и ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно простиранию позднемеловых сдвиговых дислокаций тектонической зоны Конджу.

2. Ультраосновные породы характеризуются некумулятивными структурами и представлены серпентинизированными гарцбургитами с очень небольшим содержанием моноклинного пироксена. Степень серпентинизации пород сильно варьирует от слабо измененных разностей до серпентинитов. Породы отличаются небольшими колебаниями состава породообразующих минералов: состав оливина варьирует от $Fo_{90.2}$ до $Fo_{90.5}$, а ортопироксен – от $En_{90.5}$ до $En_{90.9}$. Эта ограниченность изменения состава изученных пород сближает их с тектонизированными гарцбургитами офиолитовых комплексов и позволяет интерпретировать эти породы как тугоплавкий рстит, потерявший при плавлении исходного мантийного источника значительную часть базальтовой составляющей.

3. Минералогические и геохимические особенности рассматриваемых перидотитов позволяют относить их к производным океанической (или окраинноморской) геодинамической обстановки, а не к перидотитам, образовавшимся в зонах субдукции островодужных систем.

4. Геологические данные, минералогические и геохимические особенности перидотитов провинции Чунгнам позволяют предположить, что они были перемещены в земную кору при процессах коллизии Северо-Китайского и Южно-Китайского континентальных блоков вдоль тектонических зон систем Тан-Лу и Хонам.

БЛАГОДАРНОСТИ

Финансовая поддержка этих исследований осуществлялась Корейским фондом фундаментальных исследований (грант KRF-015-D1 0109).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, №5. С. 9–24.
2. Геология западной части Беринговоморья / Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аврина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. М.: Наука, 1990. 159 с.
3. Геология Кореи. Пхеньян: Геол. ин-т Акад. наук КНДР, 1993. 663 с.
4. Кравченко-Бережной И.Р. Петрология и геохимия базальтов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 92–98.
5. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
6. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
7. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1993. №2. С. 62–76.
8. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 19–31.
9. Тарарин И.А., Д.У.Ли, Дж.Г.Джонг. Офиолитовые покровы о.Карагинского (Восточная Камчатка) и особенности метаморфизма в их подошве // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, №6. С. 16–25.
10. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 328–352.
11. Bloomer S.H. and Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana Trench: An Island Arc ophiolite // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Pt. 2). Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser. 27. 1983. P. 294–317.
12. Bonatti E. and Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 91, N 3/4. P. 297–311.
13. Choi S.Y. A study on the origin of the serpentinite in the Ulsan mine area. Ph D thesis in Pusan National Univ. 1988 (Unpublished).

14. Dick H.J. and Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86, N 1. P. 54–76.
15. Hsu K.J., Li J.L., Chen H.H., Wang Q.C., Sun S. and Sengor A.M.C. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology // *Tectonophysics.* 1990. V. 183, N 1. P. 9–39.
16. Hwang J.Y., Kim J.K. and Ock S.S. Genesis and mineralogy of the serpentinite deposits in the Andong area, Korea // *J. Korean Inst. Min. Geol.* 1993 V. 26, N 1. P. 1–10.
17. Ishiwatari A. Petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 89, N 2–3. P. 155–167.
18. Ji M. and Kim K.B. A study of talc mineralization of serpentine // *J. Korean Inst. Min. Geol.* 1977. V. 10, N 1. P. 67–74.
19. KIER. Explanatory note of the Daechon sheet. 1995. (1/250,000).
20. Kim K.H., Park J.K., Yang J.M. and Yoshida N. Petrogenesis of the carbonate and serpentinite rocks from the Ulsan iron mine // *J. Geol. Soc. Korea.* 1990. V. 26. P. 407–417.
21. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chanov N.P. and Shcherbina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // *Ofioliti.* 1990. V. 15, N 2. P. 231–250.
22. Kravchenko-Berezhnoy I.R. and Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // *Ofioliti.* 1991. V. 16, N 2. P. 79–100.
23. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Canad. Mineral.* 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
24. Lee D.W. Strike-slip fault tectonics and basin formation during the Cretaceous in the Korean Peninsula // *Island Arc.* 1999. V. 8. P. 218–231.
25. Menzies M. Residual alpine lherzolites and harzburgites – Geochemical and isotopic constrains on the origin // *Oregon Dept. Geol. Min. Indus. Bull.* 1977. V. 96. P. 129–147.
26. Moon H.S., Song Y.G. and Sin S.E. Mineralogical and chemical variation in weathering profile on ultramafic rocks during vermiculitization // *J. Korean Inst. Mining Geol.* 1993. V. 26, N 1. P. 29–40.
27. Pearce J.A., Lipperd S.J. and Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Marginal Basin Geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins.* Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. N 16. Alden Press. Ltd., Oxford, 322 p.
28. Seyfried W.E. and Dibble W.E. Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44, N 2. P. 309–321.
29. Song S.H., Choi S.G. and Woo J.G. Genetic implications of ultramafic rocks from Bibong area in the Kyeonggi gneiss complex // *Econ. Environ. Geol.* 1997. V. 30, N 5. P. 477–491.
30. Turek A. and Kim C.B. U-Pb zircon ages for Precambrian rocks in southwestern Ryeongnam and southwestern Gyeonggi Massifs, Korea // *Geochim. J.* 1996. V. 30. P. 231–249.
31. Wee S.W., Choi S.G. and So C.G. Preliminary study of ultramafic rocks from the Chungnam Province, Korea // *Econ. Environ. Geol.* 1994. V. 27, N 2. P. 171–180.
32. Woo Y.K. Petrological study of ultramafic rocks in Choongnam Province, Korea // *Geological resources of the Yellow Sea. Proceed. Korea-China Sympos., October 27–30. 1998.* P. 5–22.
33. Woo Y.K., Choi S.W. and Park K.H. Genesis of talc ore deposits in the Yasan area of Chungnam, Korea // *J. Inst. Min. Geol.* 1991. V. 24, N 4. P. 363–378.
34. Yin A. and Nie S.Y. An indentation model for the North and South China collision and development of the Tan-Lu and Homan fault systems, eastern Asia // *Tectonics.* 1993. V. 12, N 4. P. 801–813.
35. Yun S.P., Moon H.S. and Song Y. Mineralogy and genesis of the Pyoungan and Daeheung talc deposits in ultramafic rocks, the Yoogoo area // *Econ. Environ. Geol.* 1994 V. 27, N 2. P. 131–145.

Поступила в редакцию 23 мая 2000 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

Dong-Woo Lee, I.A.Tararin, Kwang-Soo Seo, Byung-Su Lee

Ultramafic rocks from Choongnam Province of South Korea and their comparison with rocks of ophiolite assemblages from accretionary structures

Ultramafic rocks from Choongnam Province, Korea, occur as extended discontinuous isolated bodies among the Precambrian gneiss complexes of the Kyonggi Massif. They show NNE direction, parallel to the strike of the Kongju strike-slip fault zone. The majority of ultramafic rocks is serpentinitized harzburgites with a small proportion of clinopyroxene, and most of them are partially or nearly completely replaced by serpentine. The rocks are characterized by restricted ranges of mineral composition, which makes them similar to those of tectonic harzburgites in ophiolites. These restricted ranges of refractory mineral composition are consistent with the interpretation that these rocks are residual material left after an episode of partial melting of mantle source. Mineralogical and geochemical comparison shows that harzburgites from Choongnam Province are more similar to those of oceanic peridotites than to ophiolite peridotites from subduction-related active margins. The field evidence, mineralogical and geochemical peculiarities reveal that peridotites from Choongnam Province are mantle assemblages emplaced into the crust by faulting supposedly in the Cretaceous during the North and South China blocks collision and development of the Tan-Lu and Honam fault systems of East Asia.