

УДК 552.321.6+549.1

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ И РЕАКЦИОННЫЕ (РАСПЛАВ/ПОРОДА) ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ РЕСТИТОВЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВ (ВОСТОЧНОГО САЯНА): ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Т.Н. Анциферова

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

E-mail: antsifer@gin.bscnet.ru

На основании детального изучения состава породообразующих и акцессорных минералов гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян), была сделана попытка количественно определить степень влияния деформационных преобразований и взаимодействия расплав/порода на состав минералов мантийного паргенезиса.

Установлено, что состав минералов реститовых гипербазитов определяется степенью плавления мантийного протолита, что в свою очередь позволяет решать обратную задачу – по составу минералов определять физико-химические (P - T , F_0 , степень плавления) параметры мантийного петрогенезиса. Это подтверждено экспериментально и на многочисленных природных объектах. Так же известно, что пластические деформации пород сопровождаются диффузионным перемещением компонентов, что соответственно, отражается и на составе минералов, однако применительно к реститовым гипербазитам офиолитов, повсеместно несущих признаки интенсивных пластических деформаций, этот процесс изучен недостаточно, особенно в отношении его масштабов. Кроме того, на месте своего образования, то есть в условиях верхней океанической мантии, реститовые гипербазиты в разной мере подвергаются воздействию «транзитных» магматических расплавов, что влечет за собой значительные изменения модаляного состава пород, их геохимические специфики и, по-видимому, состава минералов. Однако последний аспект этого взаимодействия так же недостаточно ясен.

В работе использованы минералого-петрографические данные, полученные при изучении пород Оспинского гипербазитового массива и массива Улан-Сарьдаг. Оба массива расположены в Восточном Саяне в обрамлении Гарганской глыбы и представляют собой интенсивно деформированные тектонические покровы (аллохтон).

По петрографическому составу среди пород Оспинского гипербазитового массива и массива Улан-Сарьдаг выделяются три главных типа – гарцбургиты, дуниты и серпентиниты, незначительное распространение имеют лерцолиты и жильные пироксениты.

Деформационные структуры, характерные для мантийных реститов, установлены во всех разновидностях пород изученных массивов. Переход от одного типа микроструктур к другому характеризуется возрастанием степени пластических деформаций пород, отражаясь в их микроструктурных особенностях: учащаются полосы излома, усиливается

неоднородность погасания, меняется конфигурация зерен, увеличивается количество рекристаллизованных индивидов [1, 2]. В итоге один микроструктурный тип сменяется другим, отражая тем самым последовательность возрастания степени пластической деформации (рис. 1).

Гипербазиты реститового комплекса офиолитов характеризуются весьма выдержанным химическим составом, однако минералого-петрографические характеристики варьируют широко, что отражается в вариациях модаляного состава и состава хромшпинелидов.

Составы первичных оливинов реститовых гипербазитов исследуемых массивов характеризуются высокой магнезиальностью ($Fa=8...10\%$) и стабильно высоким содержанием NiO ($0,3...0,4$ мас. %). Железистость оливина, судя по данным химического анализа, растет в ряду: дунит ($f_{\text{сред.}}=8,04\%$) – гарцбургит ($f_{\text{сред.}}=8,33\%$) – лерцолит ($f_{\text{сред.}}=9,33\%$). В оливинах из хромитовых руд содержание Fa падает до $4...7\%$ ($f_{\text{сред.}}=6,03\%$).

Ортопироксены представлены низкоглиноземастыми ($Al_2O_3=1,03$ мас. %) энстатитами с незначительными содержаниями элементов примесей ($CaO=0,08$ мас. %, $Cr_2O_3=0,39$ мас. %, $MnO=0,14$ мас. %). Железистость ортопироксенов реститовых гипербазитов варьирует в очень узком диапазоне от 7 до $10,5\%$, какой-либо зависимости от модаляного состава пород или их микроструктурных особенностей не обнаруживается.

Моноклинный пироксен имеет состав магнезиального диопсида. Магнезиальность составляет $92...97\%$, содержание Al_2O_3 варьирует от $0,7$ до $1,3$ мас. %

Хромитовая минерализация Оспинского и Улан-Сарьдагского гипербазитовых массивов представлена двумя типами: 1) акцессорная вкрапленность; 2) жильно-шлировые скопления сплошного хромита (рудный хромит). Как акцессорные, так и рудные хромшпинелиды относятся к хромитам. Для них характерны – высокая величина отношения $Cr/(Cr+Al)$, достигающая $0,9$, соответственно низкое содержание Al_2O_3 ($13,35$ мас. % в среднем) и MgO ($10,60$ мас. % в среднем). Такие особенности состава являются надёжным диагно-

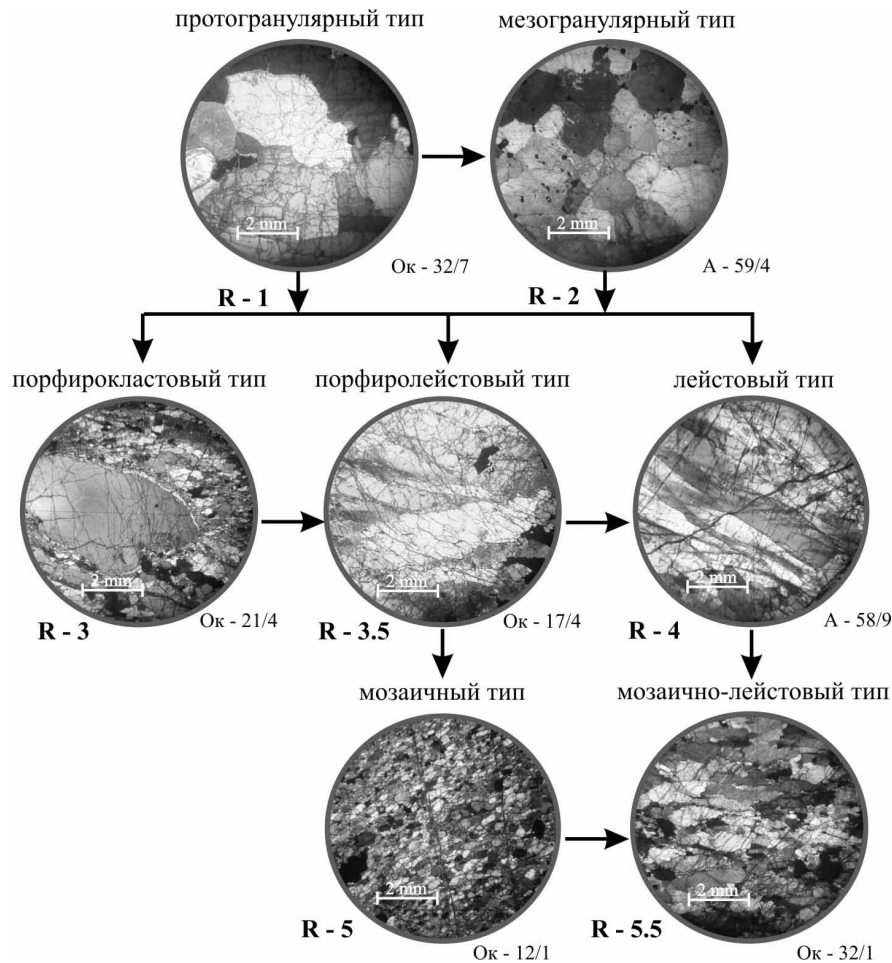


Рис. 1. Деформационные типы структур в реститовых гипербазитах Оспинского массива (Ок) и массива Улан-Сарьдаг (А). **R** – условная величина, определяемая типом микроструктуры в порядке увеличения степени деформаций: 1) протогранулярная, 2) мезогранулярная, 3) порфирокастовая, 4) лейстовая, 5) мозаичная микроструктуры. Промежуточные значения R соответствуют породам с переходным типом микроструктуры

стическим признаком хромитов реститовых гипербазитов [3, 4].

Факторы, контролирующие состав минералов. Наиболее характерным петрографическим признаком гипербазитов офиолитов являются деформационные микроструктуры, свидетельствующие об интенсивных пластических деформациях и твердофазной рекристаллизации пород. При этом валовый и минералогический состав пород остаётся неизменным, однако перераспределение компонентов между сосуществующими минералами всё же происходит [2, 5]. Логично предположить, что масштабы этого перераспределения зависят от интенсивности деформационных процессов.

Для того чтобы выявить взаимосвязь между составом минералов и степенью деформации пород (включая рекристаллизацию), необходимо исключить влияние других факторов, в частности валового состава пород, сильно зависящего от степени плавления. Поэтому в дальнейшем производится сравнение состава минералов из петрографически однотипных пород – дунитов и гарцбургитов, но

деформированных в разной степени. В качестве показателя степени деформаций, использован последовательный ряд деформационных структур (рис. 1).

Хорошо известно, что среди минералов мантийного парагенезиса оливин легче всего подвергается пластическим деформациям, которые, в значительной степени, и были изучены на примере этого минерала. Наименее железистые оливины ($\approx 3\% \text{ Fa}$) образуются за счёт рекристаллизации серпентина [6–8], поскольку содержание железа в последнем не превышает 2...3 мас. %. Кроме того, низкая железистость характерна для оливинов из хромитовых тел, где железо предпочтительнее входит в состав хромшпинели [9]. Эти особые случаи довольно хорошо распознаются, что позволяет исключить подобные оливины из дальнейшего рассмотрения.

На рис. 2 показана зависимость состава оливина (молярная доля фаялитового компонента) от степени деформации, выраженной через условный параметр *R* (см. рис. 1). Промежуточные значения со-

ответствуют переходным типам микроструктур. Из рисунка видно, что, несмотря на довольно широкий разброс значений в каждом микроструктурном типе пород, тенденция уменьшения железистости оливина с возрастанием степени деформаций выражена достаточно отчётливо, особенно в Оспинском массиве, для которого коэффициент корреляции между $R - Fa$ равен 0,64. Проведенный статистический анализ показывает, что разница между железистостью оливинов из дунитов и гарцбургитов с протогранулярным типом структуры и железистостью оливинов из пород с лейстовым типом является величиной статистически значимой (p -уровень=0,000059). Каких-либо отличий между дунитами и гарцбургитами не выявлено. Выявленная закономерность может объясняться тем, что «высвобождающееся» железо связывается в хромшпинели [5, 7, 10, 11], приводя к увеличению отношения $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ в последней.

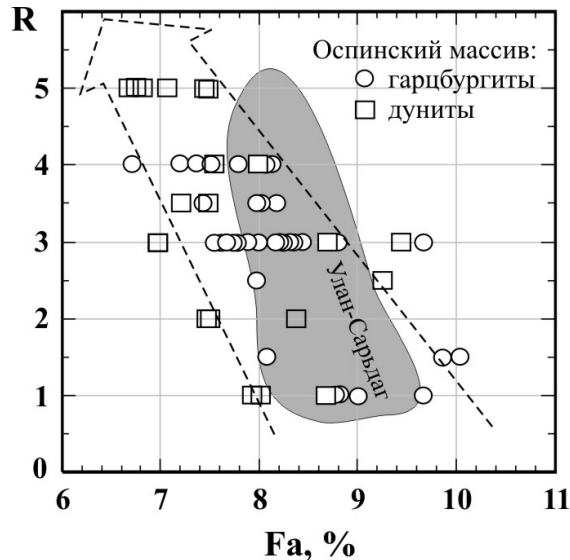


Рис. 2. Зависимость состава оливина (Fa , %) от степени пластических деформаций R

Исследования показывают, что деформационные процессы влияют на соотношение хрома и алюминия ($Cr/(Cr+Al)$) в хромшпинелидах, что особенно важно, поскольку этот параметр используется для оценки степени плавления мантийных гипербазитов.

Для оценки влияния степени пластических деформаций на состав хромшпинелидов используем подход, описанный выше, т. е. сравним состав хромшпинелидов, принадлежащих одному петрографическому типу (гарцбургитам, дунитам), но с разными микроструктурами – протогранулярной, порфирохлостовой и лейстовой, что соответствует минимальной, средней и высокой степени пластических деформаций (рис. 3). В обоих типах пород с увеличением степени пластических деформаций увеличивается хромистость хромшпинелидов. Так в породах с протогранулярной структурой среднее значение $Cr\#$ составляет 67, а при переходе к лейстовой микроструктуре возрастает до 85. Определе-

ние величины доверительной вероятности или статистической значимости (p -уровень) указывает на то, что разница между $Cr\#(spl)$ из пород с минимальными деформациями и $Cr\#(spl)$ из пород с высокой степенью деформации является статистически значимой как для гарцбургитов ($p=0,000131$), так и для дунитов ($p=0,000001$).

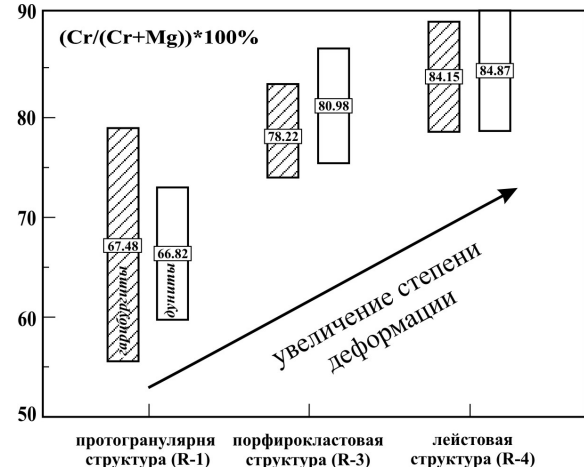


Рис. 3. Зависимость состава акцессорных хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов Оспинского массива от степени деформаций. Цифры в рамке – среднее значение хромистости хромшпинелидов

Из рис. 3 видно, что наиболее широкие вариации хромистости хромшпинелидов характерны для пород с протогранулярным типом микроструктуры. Вероятно, это связано с тем, что относительно небольшие деформации, трудно уловимые при петрографических исследованиях, тем не менее, уже сопровождаются диффузионным перемещением компонентов. Кроме того, необходимо отметить, что в породах с порфирохлостовым и лейстовым типом микроструктуры хромистость варьирует почти одинаково, но значительно выше, нежели в породах с протогранулярным типом. Это позволяет предположить, что именно этот переход: протогранулярная → порфирохлостовая, является наиболее «благоприятным» для изменения состава хромшпинелидов, что вероятно связано с преобладающим механизмом деформационных преобразований. Кроме того, в породах с высокой степенью деформаций вполне вероятно присутствие «реликтовых» зёрен.

Таким образом, можно сделать вывод, что увеличение степени деформации независимо от валового состава пород сопровождается возрастанием хромистости акцессорных хромшпинелидов. Кроме того, есть основания полагать, что ближе всего исходным хромшпинелидам, состав которых обусловлен только парциальным плавлением мантийного протолита, соответствуют зёрна из пород с протогранулярной микроструктурой, имеющие минимальную хромистость ($Cr\#\approx 60$). Лишь такие шпинели можно использовать для оценки степени плавления пород.

Практически любой гипербазитовый массив, принадлежащий к метаперидотитовому (рестито-

вому) комплексу офиолитов, содержит то или иное количество дунитов, чаще всего образующих субпластовые тела с постепенными переходами к вмещающим гарцбургитам. В настоящее время большинством исследователей [12–15] разделяется точка зрения, согласно которой дунитовые тела представляют собой результат взаимодействия просачивающегося расплава с гарцбургитами: $Ol + Orx + (Crt) + \text{расплав} \rightarrow Ol + Crt$. Фактически, эффект этой реакции сходен с парциальным плавлением, однако происходит без повышения температуры, а лишь за счёт фильтрации расплава. Следовательно, в дунитах оливин и хромшпинель унаследованы от гарцбургитов, в связи с чем возникает вопрос — что происходит с этими минералами в результате взаимодействия гарцбургит-расплав?

Для ответа на этот вопрос сравним составы одноимённых минералов дунитов и гарцбургитов, исключив при этом влияние деформационных процессов, т. е. используя образцы с протогранулярным типом микроструктуры. В гарцбургитах ($n=7$) содержание Fo компонента в оливине варьирует от 89,72 до 91,09 % ($F_{\text{осред.}} = 90,62$ %), в дунитах ($n=4$) — 91,12...91,91 % ($F_{\text{осред.}} = 91,67$ %). Следовательно, образование дунитов сопровождается увеличением магнезиальности оливина.

Используем аналогичный подход для хромшпинелидов (рис. 4). Ареалы фигуративных точек состава хромшпинелей в значительной мере перекрываются, однако в целом, хромшпинели из гарцбургитов более хромистые и менее магнезиальные, а отношение $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Mg)$ в них выше, чем в Crt из дунитов.

В целом, различия состава оливинов (Fo) и хромшпинелидов ($Cr\#, Fe\#$) из дунитов и гарцбургитов с протогранулярной структурой невелики, в связи с чем, возникает вопрос о значимости этих различий. Проведенный статистический анализ показывает, что сравниваемые параметры значимо не различаются (p -уровень=0,063 и 0,059), однако тенденция изменения состава в сторону уменьшения хромистости хромшпинелей и возрастание

магнезиальности оливина проявлена достаточно отчетливо.

Таким образом, приведённые выше количественные оценки изменения рассматриваемых параметров показывают, что «деформационная составляющая» в несколько раз превосходит эффект, связанный с взаимодействием порока — расплав.

Обсуждение. Подводя итог можно констатировать, что, безусловно, наиболее значимыми факторами, определяющими валовой состав реститовых гипербазитов офиолитов и состав слагающих их минералов является исходный состав мантийного протолита и степень его плавления. Определяющее влияние степени парциального плавления мантийного протолита на состав реститовых гипербазитов хорошо известно [4, 16, 17]. В зависимости от степени парциального плавления шпинелевых лерцолитов образуются умеренно тугоплавкие лерцолитовые (с меньшим количеством Srx по сравнению с исходной породой) или максимально тугоплавкие дунит-гарцбургитовые ассоциации мантийных реститов. Одновременно с изменением модалного состава меняется и состав минералов — в пироксенах уменьшается содержание Al_2O_3 , практически полностью исчезают TiO_2 и Na_2O , в акцессорных хромшпинелидах снижается MgO и Al_2O_3 , в результате чего резко возрастает хромистость ($Cr\#$) и уменьшается магнезиальность ($Mg\#$). Состав оливина при этом меняется в наименьшей степени.

Деформационные преобразования не отражаются на валовом составе пород, но приводят к существенному перераспределению компонентов в оливине и хромшпинели. Реакционное взаимодействие расплава с гарцбургитом, наоборот, ведёт к существенному изменению валового состава пород — образуются дуниты, но в значительно меньшей степени оказывает влияние на состав оливина и хромшпинели. Все эти процессы по сути дела дополняют друг друга, а иногда идут и в противоположном направлении, что необходимо учитывать при петрологических исследованиях реститовых гипербазитов.

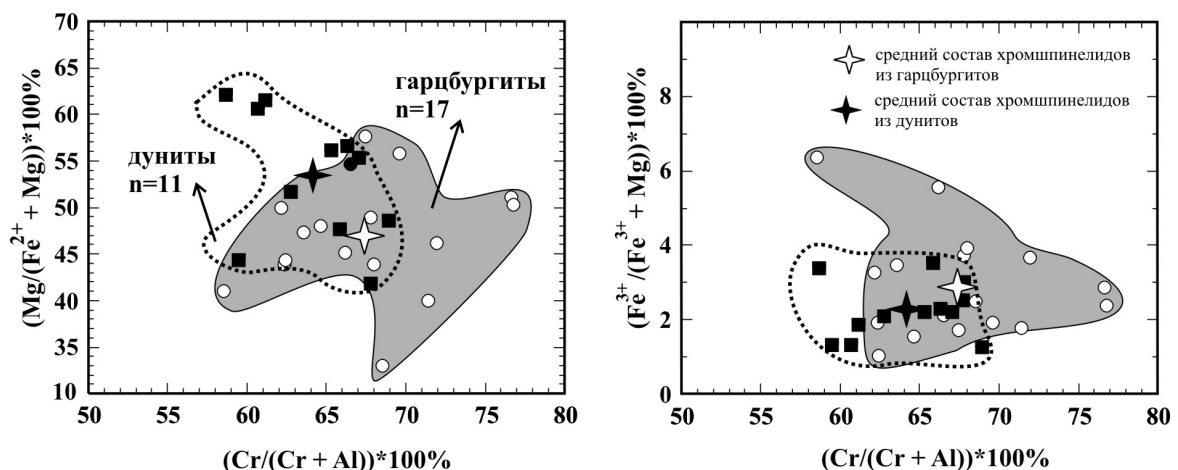


Рис. 4. Соотношение $Cr\#$ с $Mg\#$ и $Fe\#$ в хромшпинелидах из гарцбургитов и дунитов с протогранулярным типом микроструктуры

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чернышов А.И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Новосибирск, 1999. – 37 с.
2. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.-C.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. – 1971. – № 12. – P. 55–86.
3. Магматические горные породы / Под ред. О.А. Богатикова. – М.: Наука, 1988. – Т. 5. – 509 с.
4. Dick H.G.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type Peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. and Petrol.* – 1984. – V. 86. – № 1. – P. 329–336.
5. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритовых гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. – 200 с.
6. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 102 с.
7. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. – 404 с.
8. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. – М.: Наука, 1977. – 312 с.
9. Roeder P., Campbell J., Jamieson H.A. Re-Evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contrib. Mineral. and Petrol.* – 1979. – V. 68. – P. 325–334.
10. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 1. Theory // *Can. J. Earth. Sci.* – 1965. – V. 2. – № 6. – P. 646–672.
11. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 2. Theory // *Can. J. Earth. Sci.* – 1967. – V. 4. – № 1. – P. 71–103.
12. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // *Treatise on Geochemistry*. – 2003. – V. 2. – P. 103–170.
13. Bodinier J.-L., Menzies M.A., Thirlwall M. Continental to oceanic mantle transition-REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif // *J. Petrol.* – 1991. (Orogenic lherzolites and mantle processes) (sp. vol.). – P. 191–210.
14. Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma: I Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // *J. Petrol.* – 1990. – V. 31. – P. 51–98.
15. Suhr G. Melt migration under oceanic ridges: inference from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites // *J. Petrol.* – 1999. – V. 40. – P. 575–600.
16. Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.A. Cold Suboceanic Mantle Belt at the Earth's Equator // *Science*. – 1993. – V. 261. – № 6. – P. 315–320.
17. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous Melting of Peridotite at 0–15 Kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts // *Contrib. Mineral. and Petrol.* – 1980. – V. 73. – № 3. – P. 287–310.

Поступила 26.11.2007 г.