

УДК 550.42:552.16(571.53)

ГЕОХИМИЯ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ХАРАГОЛЬСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2004 г. Л. З. Резницкий, С. И. Школьник, В. И. Левицкий*

*Институт земной коры Сибирского отделения РАН
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128;
E-mail: sink@crust.irk.ru*

** Институт геохимии Сибирского отделения РАН
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1;
E-mail: vlevit@igc.irk.ru*

Поступила в редакцию 23.12.2002 г.

Впервые получена полная геохимическая характеристика известково-силикатных пород харагольской свиты. Эта свита является маркирующей в пределах хамардабанского полиметаморфического композитного террейна (Южное складчатое обрамление Сибирской платформы, Байкал-Хубсугульский регион). Исследовалась высокоградная (гранулитовая) область террейна, известная как слюдянский кристаллический комплекс Ю. Прибайкалья. Породы харагольской свиты здесь представлены разнообразными диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми и волластонит-скаполит-диопсидовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с переменным количеством кальцита. На основе анализа петрогеохимических данных протолит известково-силикатных пород реконструируется как туффоиды в разной степени известковистые. Вулканокластическая компонента туффоидов по геохимическим характеристикам наиболее близка известково-щелочным андезитам Андийского типа. Сделан вывод, что палеобассейн “харагольского” времени располагался на активной континентальной окраине. В разрезе метаморфических толщ региона харагольская свита фиксирует резкую смену условий седиментогенеза и может рассматриваться как граница субтеррейнов, протолиты которых формировались в разных палеогеодинамических обстановках. Геохимическими индикаторами свиты в разных зонах метаморфизма могут служить Cr, Ni и Ba, одновременно повышенные концентрации которых характерны для харагольских известково-силикатных пород.

Харагольская свита – одна из метаморфических толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы, широко распространенная в Байкал-Хубсугульском регионе, где она входит в состав Хамардабанского композитного террейна [Vasilyev et al., 1998]. Большая часть харагольской свиты сложена известково-алюмосиликатными породами. В средне-высокотемпературных метаморфических зонах они представлены своеобразными “зелеными” диопсидовыми гнейсами и сланцами, по которым свита хорошо распознается. Но в низкотемпературных зонах, где известково-силикатные породы представлены разнообразными слюдяно-карбонатными, карбонатно-актинолитовыми и т.п. сланцами, диагностика свиты нередко проблематична. Харагольская свита непрерывно прослеживается от южного побережья оз. Байкала вдоль южного борта Тункинской долины до северной оконечности оз. Хубсугула, более чем на 200 км; ее аналоги с разной степенью достоверности выделяются в Центральном Хамар-Дабане, Восточном Прихубсугулье, левобережье р. Иркуты (выше пос. Монды),

возможно, в Тункинских гольцах и ряде других областей региона [Шафеев, 1970; Эволюция..., 1988; Боос, 1991; Васильев и др., 1999 и др.].

В наиболее детально изученной части региона – Ю. Прибайкалье (Слюдянский комплекс), установлено специфичное положение харагольской свиты в общем разрезе метаморфических толщ. Последние разделяются на две серии – слюдянскую и перекрывающую ее хангарульскую. Граница между сериями структурно дисгармонична, что трактуется как общее, структурное и стратиграфическое несогласие [Васильев и др., 1981a], хотя нельзя полностью исключить и вероятность тектонического контакта по дометаморфическому надвигу. Составы и строение серий резко различны. В слюдянской серии в значительных объемах присутствуют основные кристаллические сланцы, реконструируемые как низкокальциевые толеитовые базальты. В хангарульской – в основании залегает харагольская свита, известково-силикатные породы которой по генезису протолитов рассматриваются как терригенно-хемогенно-вулканогенные. Вулканогенный материал

этих пород по составу отвечает известково-щелочным андезитам и андезитобазальтам с калиевым уклоном. Вышележащая толща – безымянская свита, составляющая большую часть хангарульской серии, сложена преимущественно метатерригенными породами. В рамках геосинклинальной парадигмы приведенные факты интерпретировались как следствие закономерной эволюции эвгеосинклинали – от начальной, с инициальным магматизмом, до зрелой (“флишоидный период”) стадии. Для протолитов слюдянской серии предполагался верхнеархейский возраст, для хангарульской – нижнепротерозойский, как и возраст гранулитового метаморфизма, охватившего обе серии [Васильев и др., 1981a].

Из изложенного следует, что в геологии региона харагольская свита имеет индикаторное значение. С одной стороны, она является региональным маркером, стратиграфической “связкой” крупного полиметаморфического террейна. С другой – свита должна фиксировать резкое изменение обстановок седиментогенеза – либо последовательное, либо (при тектонической границе) близкоодновременное, в латерально разобщенных палеобассейнах, но в любом случае может рассматриваться как предполагаемая граница субтеррейнов.

Задачей наших исследований было получение полной геохимической характеристики известково-силикатных пород свиты с целью: 1 – реконструкции наиболее вероятной природы протолита и обстановки его накопления, 2 – выявления индикаторных геохимических особенностей, которые позволили бы более надежно диагностировать свиту в разнотемпературных метаморфических зонах и проводить корреляции. Полигоном исследований на данном этапе послужила высокоградная (гранулитовая) область региона, уже традиционно выделяемая как слюдянский кристаллический комплекс (рис. 1). В его пределах харагольская свита включает стратиформные месторождения волластонита, в связи с чем еще одной задачей было установление особенностей протолита, наиболее благоприятного для образования метаморфогенных волластонитовых руд.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАРАГОЛЬСКОЙ СВИТЫ В СЛЮДЯНСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В сводной стратиграфической колонке слюдянского комплекса мощность харагольской свиты оценена в 1200 м, из которых 10% занимают метатерригенные породы (биотитовые гнейсы), 15% – карбонатные (мраморы и кальцифиры) и 75% – известково-силикатные (диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы). В частных разрезах мощность свиты обычно меньше, и количественные соотношения пород сильно варьируют, как благодаря фациальной изменчивости,

так и вследствие тектонического разлинзования. В отдельных разрезах доля известково-силикатных пород превышает 90%. Метатерригенные породы больше распространены в нижней части свиты, а карбонатные – в верхней подсвите, в целом более известковистой. В верхней же подсвите присутствуют горизонты и пачки специфичных марганцевых пород (гондиты, кодуриты) [Васильев и др., 1981a; Конева, 1998], причем преобладающими с ними гнейсы и сланцы в среднем характеризуются заметно повышенной марганцевистостью. Все значительные проявления волластонита также приурочены к верхней подсвите.

Известково-силикатные породы полиминеральны. Общий для всех типов минерал – клинопироксен (от железистого диопсида до салита); другие породообразующие минералы – кварц, плагиоклазы, микроклин, основной скаполит, кальцит, волластонит; иногда в их число входят уграндитовые гранаты, биотит, роговая обманка (чаще диафорическая), минералы эпидот-клиноцоизитового ряда (ретрометаморфические); постоянный аксессуар – сфен. По сочетанию и количественному соотношению породообразующих минералов можно выделить большое число разновидностей или петротипов, обычно связанных переходными разностями. Для них типичны слоисто-полосчатые текстуры, отчетливее всего выраженные вариациями по меланократовости и известковистости. Размерность полосок-слоев – от миллиметров до нескольких сантиметров. Породы с однородным массивным сложением не встречаются. Между известково-силикатными и карбонатными породами есть как резкие контакты, так и постепенные переходы: сланец (гнейс)– известковистый сланец–кальцифир–мрамор.

СОСТАВЛЕНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ ВЫБОРКИ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Систематическое опробование пород харагольской свиты произведено в ходе детального геологического картирования по серии разрезов от рек Утулик-Солзан на востоке до Бол. и Мал. Тибельти и Еловского отрога (Тункинская долина) на западе, т.е. на протяжении около 70 км по основному простиранию толщ. Большая часть образцов волластонитсодержащих пород отбиралась из горных выработок при разведке месторождений и рудопроявлений (Малобыстринское, Тултуйское и др.).

При подготовке выборки для анализов из обширной коллекции (сотни образцов) и систематизации проб авторы столкнулись с проблемой методологического плана, обусловленной типом исследуемых пород. Их минеральные ассоциации сформированы в результате серии реакций, большинство из которых относятся к реакциям декар-

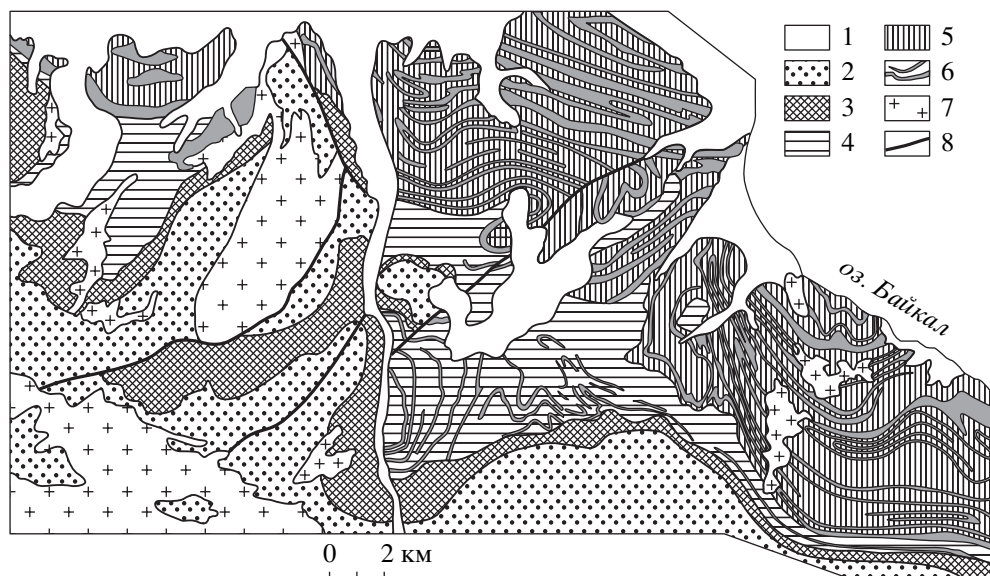


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Слюдянского комплекса [Васильев и др., 1981а].

1 – кайнозойские отложения и кайнозойские базальты; 2, 3 – хангарульская серия: 2 – безымянская свита, 3 – харогольская свита; 4–6 – слюдянская серия: 4 – перевальная свита, 5 – култукская свита, 6 – основные кристаллические сланцы (метабазиты) в слюдянской серии; 7 – граниты и сиениты; 8 – разрывные смещения.

бонатизации, приводящим к потере CO_2 и пропорциональному возрастанию концентраций других компонентов в метаморфических породах относительно протолитов. Эффект декарбонатизации легко продемонстрировать на примере волластонита, образующегося по реакции кальцит + кварц = волластонит + CO_2 . На 10 вес % образованного волластонита потери CO_2 составляют 3.8 вес %. Если, например, в породе 30% волластонита, а протолит содержал 50% SiO_2 и 20% CaO , то в метаморфите, в результате потери 11.4% CO_2 , концентрации SiO_2 и CaO составят уже 56.4 и 22.6%, соответственно. Количественно оценить степень декарбонатизации в общем случае невозможно, а при отсутствии кальцита в породе не всегда даже можно достоверно судить, содержится ли он в исходном осадке. Последнее однозначно для парагенезисов, включающих волластонит и (или) скаполит, образующийся при реакции кальцита с плагиоклазом. Общий для всех парагенезисов клинопироксен образуется разными путями, в том числе, но не обязательно, за счет последовательных реакций дегидратации-декарбонатизации: $\text{Хл} + \text{Ка} \rightarrow \text{Амф} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; $\text{Би} + \text{Ка} + \text{Кв} \rightarrow \text{Амф} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; $\text{Амф} + \text{Ка} + \text{Кв} \rightarrow \text{Пи} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ и других [Эволюция..., 1988].

Можно предполагать, что первичная известковистость осадков и степень их декарбонатизации при переходе в гнейсы в среднем должны возрастать в ряду пород с парагенезисами, включающими только диопсид \rightarrow диопсид + скаполит \rightarrow диопсид + волластонит + скаполит (скаполит

есть во всех волластонитсодержащих породах). Исходя из этого предположения вся совокупность пород разделена на три соответствующие группы: 1 – диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы, 2 – скаполит-диопсидовые и 3 – волластонит-скаполит-диопсидовые. Для большей однородности в группы включались породы с содержанием кальцита не более 10 %. Но в каждой группе дополнительно анализировали по несколько проб пород, переходных к кальцифирам (до 30% кальцита), чтобы оценить тенденции изменения геохимических особенностей протолитов с ростом карбонатной составляющей.

В выборку не включены марганцевые породы, охарактеризованные ранее [Конева и др., 1998]; содержания MnO в 1 – 2 группах ограничивались 1 вес %. Для волластонитовых пород принят порог MnO в 1.5 вес %, ввиду их, в среднем, повышенной марганцевистости. Исключены также малораспространенные, нетипичные для свиты породы, такие, например, как амфибол-пироксеновые сланцы (метабазиты), крайне редкие в ее составе. Более детальное подразделение каждой группы по парагенезисам не оправдало себя, как и разделение на гнейсы (присутствие в породообразующих количествах и кварца, и полевых шпатов) и кристаллические сланцы: подгруппы (от 3 до 7 в каждой группе) оказались неравнозначными и очень сильно перекрывающимися по химическому составу, зачастую при различии минерального.

В итоге в выборку вошло по 17–20 проб из каждой группы, причем для групп 1 и 2 выборка

отражает их близкие пропорции в толще, а волластонитовых пород в толще гораздо меньше. Их доля в выборке принята равной другим группам для статистической достоверности сопоставлений и с учетом того, что геохимическая характеристика таких пород как полезного ископаемого сама по себе представляет интерес.

Содержания петрогенных компонентов в породах определены методами классической “мокрой химии” и рентгеноспектральным; в последнем случае определение летучих и соотношения FeO и Fe₂O₃ производилось с помощью химического анализа. Концентрации редких элементов определены методиками оптического спектрального, рентгенофлуоресцентного и атомно-абсорбционного анализов; ряд редких элементов параллельно определялся разными методами, показавшими хорошую сходимость результатов. Полные спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) определены методом ICP-MS на приборе “Plasma Quad PQ2” с использованием международных стандартов. Все анализы выполнены в лабораториях Института геохимии и Института земной коры СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Средний состав и пределы концентраций петрогенных и редких элементов приведены в табл. 1 и 2. Заметим, что из-за разной степени метаморфической декарбонатизации оперирование абсолютными содержаниями петрогенных компонентов не вполне корректно; более информативны их отношения. Для редких элементов эффект декарбонатизации менее существенен ввиду их низких концентраций и гораздо большей дисперсии. Тем не менее, общее представление о химизме пород можно получить сопоставлением с модельным составом континентальной коры (КК), как известно, близким андезитовому. Тренд петрогенных элементов (рис. 2а) почти субгоризонтален, т.е. распределение компонентов довольно близко КК, но концентрации заметно ниже вследствие высоких содержаний кальция. По величине Са-аномалии группы четко разделились (это видно и из табл. 1), что подтверждает справедливость их выделения по предполагаемой первичной известковистости протолитов и степени декарбонатизации. Вторая аномалия, по MnO, резко выражена только у волластонитсодержащих пород. Распределение редких элементов (см. рис. 2б) более сложно. Прежде всего привлекают внимание элементы с высокими концентрациями – Sr (до 680 г/т), Ni (до 330 г/т), Ba (до 4400 г/т) и Sr (до 1900 г/т), по которым группы хорошо дифференцировались. Резкие положительные аномалии по Sr и Ni устанавливаются для групп 1 и 2, при отсутствии в 3-ей. Последняя, напротив, максималь-

но выделяется по Ba, в той же последовательности групп, что и по CaO.

Сравнение с более известковыми подгруппами (1а, 2а, 3а, см. табл. 1 и 2) показывает, что в них концентрации петрогенных (кроме, естественно, CaO и CO₂) и большинства редких элементов стабильно ниже. По первому впечатлению карбонатный материал просто разубоживает силикатную составляющую протолитов. Исключение составляют элементы, которые могут в заметных количествах изоморфно входить в состав кальцита, или, возможно, соосаждаться вместе с карбонатом, это – Ba, Sr, Pb, Y. Их концентрации в карбонатных подгруппах близки, иногда выше, чем в менее известковистых. В карбонатных подгруппах и 3-ей группе в целом чаще встречаются породы с преобладанием K₂O над Na₂O.

По распределению РЗЭ группы сильно перекрываются, благодаря присутствию в каждой из них разновидностей с гранатом и повышенным содержанием сфена – главных концентраторов РЗЭ. В среднем сумма РЗЭ закономерно убывает от 1-ой к 3-ей и карбонатным подгруппам (табл. 3). Спектры РЗЭ в целом подобны КК, но отличаются относительно повышенным содержанием легких РЗЭ, более высокой общей концентрацией РЗЭ, и, главное, заметной отрицательной Eu аномалией (см. рис. 2в).

На диаграмме “а-в” (рис. 3), по А.Н. Неелову [1980], породы рассредоточились в широкой области. По параметру “а” большая часть группируется в интервале 0.16–0.3, соответствующему подгруппам псаммитов и алевролитов для терригенных пород; по “в” разброс максимален, отражая, преимущественно, карбонатность пород. По общему распределению намечается широкая полоса, вытянутая от поля известково-щелочных вулканитов андезито-базальтового состава к карбонатолитам. Большая часть точек находится в области смешанных составов. При сильном перекрытии поля групп 1 + 2 и 3 несколько разделились, причем в область вулканитов попали только образцы из первых 2-х групп. С учетом декарбонатизации составы протолитов на диаграмме должны располагаться левее относительно метаморфических пород, но общая картина не изменилась бы. Схожая ситуация установлена и по диаграмме А.А. Предовского, приведенной в работе [Васильев и др, 1981а]: большая часть безволластонитовых пород (группы 1 и 2) концентрируется в поле туффинов – ортопород на границе средне-основных составов с базальтоидами, прочие – в области смешанных, вулканогенно-осадочных пород.

Использование петрохимических модулей, предложенных Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000] дает следующее (рис. 4). По гидролизатному модулю (ГМ) – ведущему показателю степени

Таблица 1. Химический состав известково-силикатных пород харагольской свиты (вес. %)

Компоненты и модули	Группы пород					
	1 (16)	1а (3)	2 (16)	2а (3)	3 (19)	3а (9)
SiO ₂	60.30 53.8–68.7	51.82 42.9–56.6	57.42 48.7–68.4	50.83 43.04–58.2	56.10 47.9–66.8	46.86 38.4–60.48
TiO ₂	0.54 0.3–0.72	0.41 0.4–0.41	0.57 0.2–0.75	0.43 0.33–0.55	0.37 0.3–0.618	0.23 0.08–0.38
Al ₂ O ₃	12.80 10.1–15.5	11.62 10.2–12.4	12.10 9.47–15.4	10.62 9.06–13.57	9.1 3.21–12.28	6.88 3.1–11.4
Fe ₂ O ₃	1.43 0.8–4.91	0.93 0.72–1.31	1.36 0.43–3.2	0.84 0.63–1.13	0.91 0.35–1.7	0.71 0.13–2.09
FeO	4.03 1.75–5.45	2.99 2.8–3.28	3.58 0.22–4.48	2.76 2.49–3.00	3.05 1.35–5.06	1.71 0.75–2.8
MnO	0.13 0.08–0.3	0.10 0.09–0.15	0.20 0.07–0.91	0.29 0.10–0.63	0.48 0.06–1.36	0.46 0.07–1.39
MgO	3.77 1.05–7.9	2.58 1.78–3.34	4.50 2.35–8.87	3.68 2.9–4.4	2.95 1.36–4.37	2.54 1.63–4.22
CaO	10.10 5.2–15.6	16.55 12.3–23.0	14.63 4.8–20.05	17.72 14.33–22.4	21.00 13.8–29.8	30.27 22.55–30.88
Na ₂ O	2.23 1.3–3.7	1.79 1.16–2.52	1.65 0.28–4.92	0.82 0.24–1.73	0.80 0.20–2.13	0.68 0.08–1.75
K ₂ O	2.03 0.72–5.59	2.94 2.3–4.25	1.46 0.09–4.1	2.99 2.25–3.77	1.40 0.08–3.0	0.91 0.22–1.88
P ₂ O ₅	0.16 0.09–0.21	0.12 0.11–0.13	0.13 0.02–0.22	0.11 0.09–0.14	0.11 0.02–0.19	0.07 0.04–0.12
SO ₃	0.05 0.01–0.19	0.06 0.02–0.12	0.10 0.02–0.7	0.03 0.02–0.07	0.17 0.05–0.95	0.06 0.03–0.25
H ₂ O	0.36 0.05–0.99	0.24 0.01–0.4	0.34 0.03–1	0.75 0.55–0.99	0.44 0.02–1.76	0.56 0.07–1.58
CO ₂	1.82 0.11–4.07	7.59 5.5–11.55	1.38 0.33–4.18	7.48 5.2–11.77	2.61 0.88–4.51	7.39 4.95–10.23
сумма	99.64	99.74	99.42	99.33	99.48	99.33
ГМ	0.31 0.24–0.37	0.31 0.30–0.33	0.31 0.23–0.41	0.29 0.23–0.34	0.25 0.10–0.38	0.21 0.10–0.32
АМ	0.21 0.16–0.26	0.22 0.21–0.24	0.21 0.15–0.29	0.21 0.15–0.26	0.16 0.05–0.22	0.15 0.06–0.23
НКМ	0.33 0.21–0.57	0.41 0.39–0.44	0.26 0.09–0.53	0.36 0.23–0.46	0.24 0.06–0.47	0.23 0.08–0.34
ЩМ	1.57 0.3–4.64	0.71 0.3–1.1	2.13 0.14–7.2	0.33 0.08–0.76	0.73 0.1–2.88	0.88 0.12–2.74
ФМ	0.16 0.07–0.27	0.13 0.10–0.16	0.17 0.07–0.26	0.15 0.12–0.17	0.13 0.07–0.18	0.12 0.07–0.17
ЖМ	0.42 0.30–0.74	0.33 0.31–0.34	0.41 0.21–0.72	0.35 0.26–0.45	0.47 0.23–0.97	0.40 0.23–2.93
ТМ	0.042 0.025–0.06	0.035 0.033–0.04	0.047 0.015–0.07	0.041 0.035–0.05	0.041 0.016–0.06	0.034 0.025–0.048

Примечание. Группы пород: 1 – диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы; 2 – скаполит-диопсидовые; 3 – скаполит-волластонит-диопсидовые с содержанием кальцита до 10%; 1а, 2а, 3а – то же, с содержанием кальцита до 30%. В скобках количество проб.

Петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]: ГМ – гидролизатный (TiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃ + FeO + MnO/SiO₂), АМ – алюмокремниевый (Al₂O₃/SiO₂), НКМ – нормированной щелочности (Na₂O + K₂O/Al₂O₃), ЩМ – щелочной (Na₂O/K₂O), ФМ – феррический (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO/SiO₂), ЖМ – железный (Fe₂O₃ + FeO + MnO/TiO₂ + Al₂O₃), ТМ – титановый (TiO₂/Al₂O₃). Указаны средние и крайние значения содержаний компонентов и модулей.

Таблица 2. Концентрации редких элементов в известково-силикатных породах харагольской свиты (г/т)

Элемент	1 (16)	1а (3)	2 (16)	2а (3)	3 (19)	3а (9)
Li	26	16	28	6	12	4
	9–56	14–18	10–54	5–8	2–33	2–8
Rb	60	47	46	65	47	31
	14–160	18–68	2–170	12–100	3–110	3–62
Cs	1.8	2.7	2.1	4.3	1.4	1.2
	1–5	1–5	1–8	1–11	1–4	1–2
Ba	880	1583	1035	3400	1510	880
	380–1400	950–2800	36–4400	1900–4500	170–3400	200–3000
Sr	590	863	606	300	522	624
	160–1900	550–1200	120–1800	200–450	170–1600	170–2300
Be	1.7	1.5	1.6	1.3	1.7	1.0
	0.7–2.9	1.3–1.6	0.8–3.1	0.85–1.9	0.6–3.0	0.2–1.55
Pb	20	27	18	57	15	10
	10–59	19–33	3.4–48	20–110	2.9–38	4.5–18
Zn	115	89	111	131	109	79
	86–140	89–90	71–160	93–160	14–180	36–130
Sn	5.0	4.6	5.5	5.1	5.7	3.0
	2.7–9.3	2.8–6.0	2.3–10	4–6.1	1.6–11	1.2–5.9
Co	16	13	17	13	19	10
	4.6–31	9.2–18	4.2–46	10–15	7.3–33	5.1–18
Ni	133	42	100	39	48	25
	15–330	19–56	18–220	31–49	20–83	10–59
Cr	250	87	190	72	62	36
	33–560	78–92	35–420	65–79	36–110	11–79
V	94	69	98	53	63	42
	35–160	56–84	18–200	51–57	41–88	17–82
Cu	26	17	29	25	34	21
	11–39	8.4–30	13–82	17–34	2–100	7.7–46
Sc	17	16	18	14	13	9
	6.6–26	12–23	10–30	10–18	6.8–23	3.4–20
La	30	43	26	24	26	19
	14–42	37–46	5–48	21–28	7–49	10–31
Ce	54	61	55	49	47	40
	25–86	57–64	22–87	30–66	20–76	20–59
Nd	31	30	33	30	32	24
	21–43		26–50		30–40	12–30
Yb	2.2	2.3	2.2	2.4	2.6	1.5
	1.5–2.8	1.3–3.65	1.45–3.1	2–2.8	1.3–3.8	0.6–2.55
Y	21	25	22	25	25	18
	17–31	14–41	12.5–34	22–31	11–42	6–33
Zr	164	153	143	152	115	63
	122–210	145–160	97–209	99–245	50–179	49–78
F	470	285	460	537	262	131
	170–1300	225–340	40–1000	300–970	90–550	70–200
B	17	15	26	19	18	10
	2.8–46	9.3–2.6	5.9–91	15–21	2.2–45	2–45
Ag	0.09	0.06	0.08	0.16	0.10	0.12
	0.07–0.1	0.06–0.07	0.03–0.2	0.03–0.4	0.02–0.3	0.02–0.3
Ge	1.9	1.4	1.9	2.4	1.9	1.3
	1.4–2.9	1.1–2.0	1.1–2.8	2.3–2.6	1.1–4.0	0.8–2.2

Примечание. См. примечание к табл. 1.

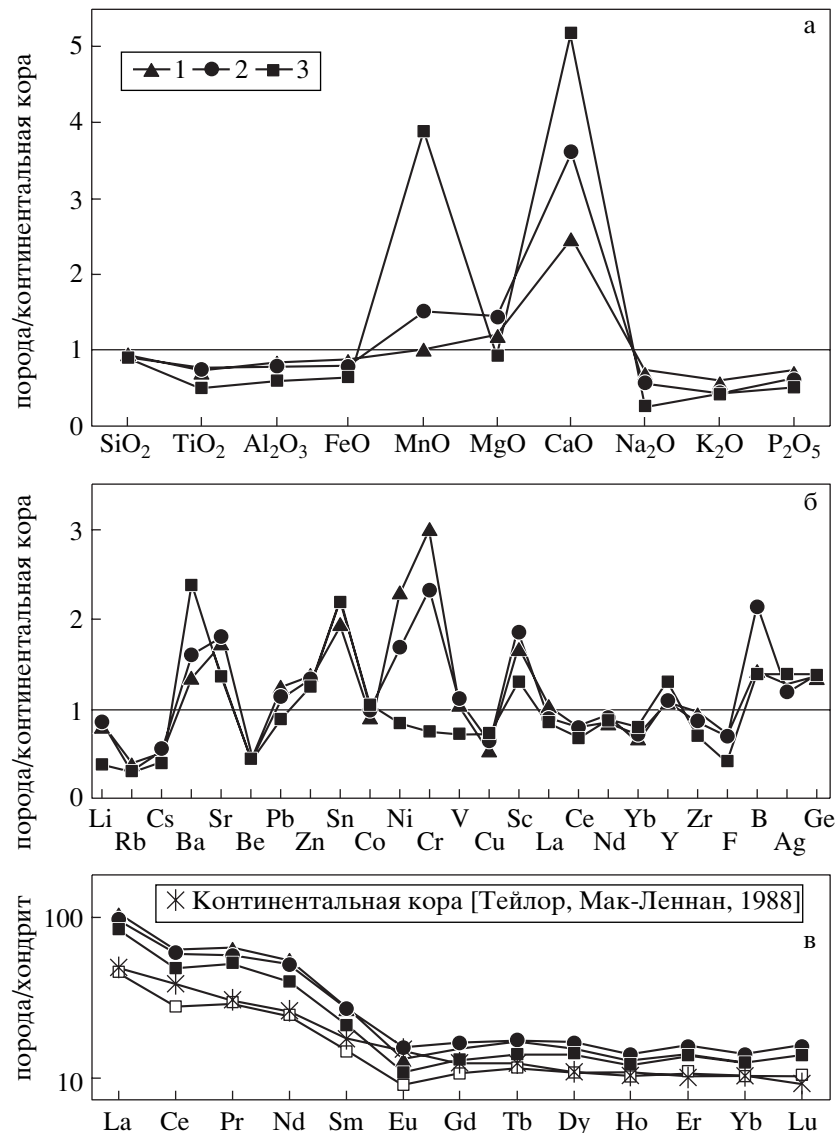


Рис. 2. Распределение петрогенных компонентов (а), редких элементов (б) и РЗЭ (в) в известково-силикатных породах харагольской свиты.

а, б – нормирование по континентальной коре [Виноградов, 1962]; в – нормирование по хондриту.

Здесь и на последующих рисунках: 1 – диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы (1 группа), 2 – скаполит-диопсидовые (2 группа), 3 – волластонит-скаполит-диопсидовые (3 группа). Незалитые значки – “карбонатные подгруппы” 1а, 2а и 3а, соответственно.

гипергенной дифференциации, большинство проб группируется вблизи $ГМ = 0.3$ – границы силитов и сиаллитов, с заметным разделением групп. С учетом содержаний MgO породы 1-ой группы, в основном, относятся к псевдосиаллитам (MgO более 3%), 3-ей – к силитам, частью к псевдосилитам, а 2-ой – к тем и другим. Характерная для “нормальных” осадочных (литогенных) пород обратная корреляция $ГМ$ с титановым модулем ($ТМ$) и $ГМ$ с нормированной щелочностью ($НKM$) полностью отсутствует. Напротив, заметна положительная корреляция $ТМ$ с фемическим модулем ($ФМ$), свойственная петро- и пирогенным осадкам.

По соотношению $ФМ$ с $НKM$ совокупность разделилась на два перекрывающихся поля. Для 1 и 2 групп намечается отрицательная корреляция $ФМ$ с $НKM$, характерная для вулканогенных пород; для волластонитовых пород (3-я группа) такой зависимости нет. Обратная закономерность вырисовывается, если сопоставить породы по двум элементам-гидролизатам – титану и алюминию (рис. 5). В группе 3 (с подгруппой 3а) устанавливается тренд прямой корреляции, свидетельствующий о возможном участии продуктов глубокого выветривания в протолитах. Часть проб 1 и 2 групп располагается вблизи этого тренда, но

Таблица 3. Концентрации РЗЭ в известково-силикатных породах харагольской свиты (г/т)

Элементы	1			2		3		3а		КК
	БС-537	БС-549	И-22	БС-545	БС-560	БС-332	ТБ-75	БС-340	БС-194	
La	43.82	24.18	33.94	17.8	44.91	25.76	29.30	23.44	6.00	16
Ce	65.58	42.51	53.29	28.04	74.69	36.15	45.89	37.82	9.00	33
Pr	9.61	7.1	8.41	4.12	10.69	4.77	7.36	5.90	1.60	3.9
Nd	37.19	28.87	35.54	18.61	43.35	18.75	30.89	24.44	6.10	16
Sm	5.64	4.91	6.02	3.17	7.71	2.78	5.76	4.43	1.40	3.5
Eu	1.20	0.95	1.46	0.73	1.54	0.59	1.04	1.03	0.32	1.1
Gd	4.34	3.55	4.57	2.64	6.24	1.95	5.00	4.27	1.50	3.3
Tb	0.87	0.69	0.85	0.45	1.18	0.33	1.00	0.87	0.25	0.6
Dy	4.92	4.84	5.74	3.00	8.12	2.32	7.01	5.60	1.50	3.6
Ho	0.97	0.85	1.02	0.59	1.49	0.46	1.31	1.17	0.32	0.78
Er	3.21	2.72	3.13	1.79	5.07	1.53	4.45	3.76	0.91	2.2
Yb	2.88	2.22	2.81	1.58	4.32	1.43	3.73	3.33	0.90	2.2
Lu	0.47	0.38	0.46	0.28	0.73	0.26	0.63	0.53	0.13	0.3
ΣРЗЭ	180.7	123.76	157.24	82.78	210.04	97.07	143.36	166.6	29.93	86.48
Eu/Eu*	0.75	0.7	0.86	0.77	0.68	0.78	0.59	0.73	0.68	0.99
La _n /Yb _n	10.2	7.3	8.1	7.5	7.0	12.1	5.2	4.7	4.5	4.86

Примечание. Номера групп пород см. табл. 1. КК – средний состав континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. БС-537 – диопсидовый гнейс, БС-549 – биотит-диопсидовый гнейс, И-22–БС-194 – кристаллические сланцы: И-22 – гранат-диопсидовый, БС-545 – диопсид-скаполитовый, БС-560 – гранат-диопсидовый, БС-332 – слабоизвестковистый волластонит-диопсид-скаполитовый, ТБ-75 – гранат-волластонит-диопсид-скаполитовый, БС-340 – гранат-волластонит-диопсид-скаполитовый, БС-194 – известковистый волластонит-диопсид-скаполитовый.

конфигурация общего поля фигуративных точек групп 1 и 2 показывает полное отсутствие корреляционной зависимости между TiO_2 и Al_2O_3 . Отметим, что по большинству петрохимических мо-

дулей породы 1-ой группы наиболее близки “андезитовой норме” [Юдович, Кетрис, 2000].

Обратимся к редким элементам, наиболее отчетливо дискриминирующим в группы – Ва, Сг и

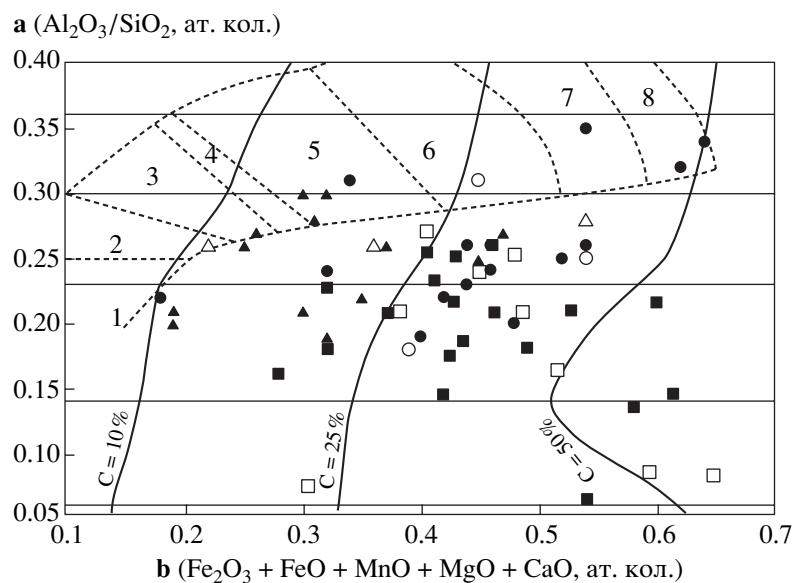


Рис. 3. Диаграмма а–b для известково-силикатных пород харагольской свиты.

Сплошные линии – границы надгрупп и групп по А.Н. Неелову. Пунктирные линии – поле вулканитов известково-щелочной серии с подразделением от ультракислых липаритов (1) до базанит-базальтоидов (8).

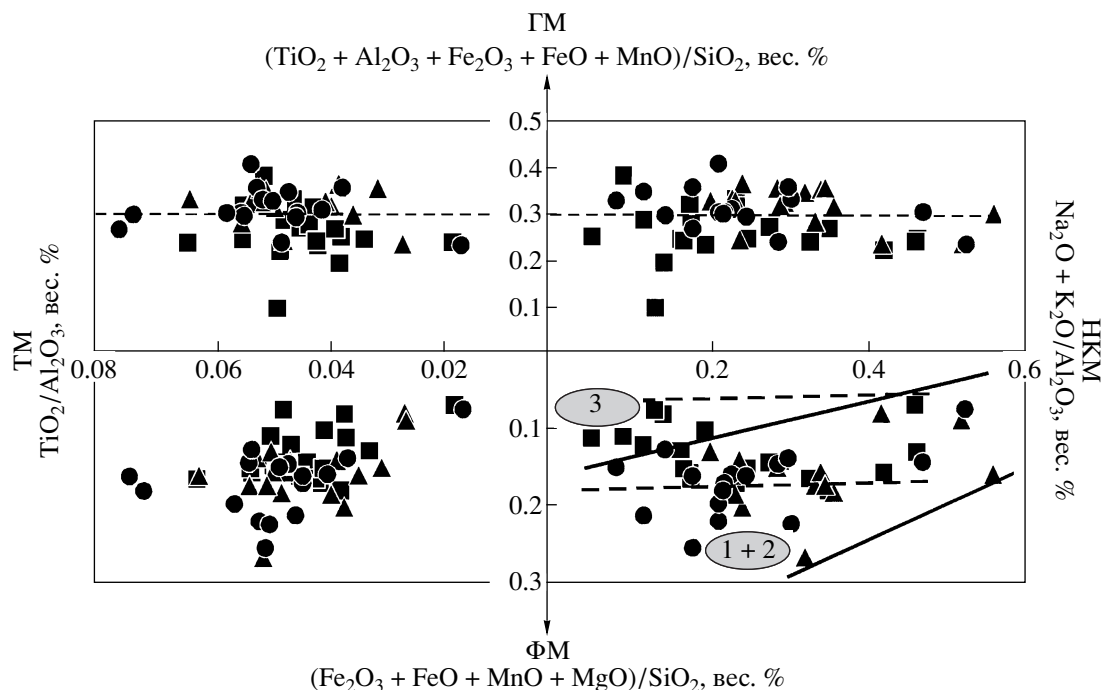


Рис. 4. Модульная диаграмма для известково-силикатных пород харагольской свиты. В квадранте ФМ–НКМ показаны поля групп 1 + 2 (сплошные линии) и 3 (пунктирные линии).

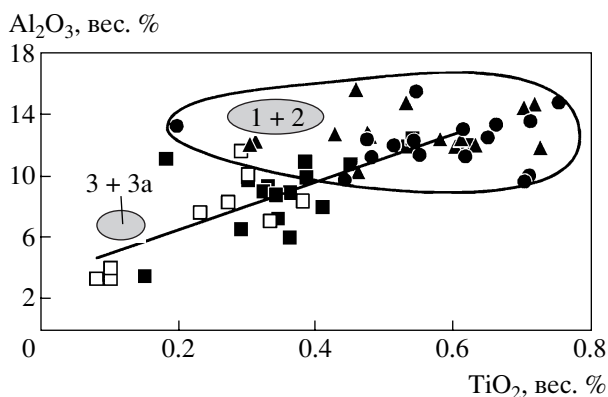


Рис. 5. Соотношение Al_2O_3 – TiO_2 в известково-силикатных породах харагольской свиты. Показан расчетный тренд для групп 3 и 3а и околону- рено поле для групп 1 + 2.

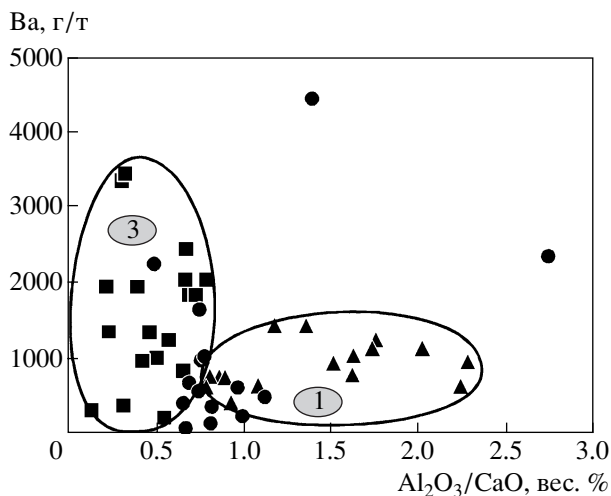


Рис. 6. Соотношение Ba – Al_2O_3/CaO в известково-силикатных породах харагольской свиты. Околону- рены поля 1 и 3 групп.

Ni (см. табл. 2). Учитывая распределение Ba, можно было предполагать его накопление в осадках в форме изоморфной примеси в карбонате. Начальную известковистость протолитов приближенно можно оценить нормированием CaO по Al_2O_3 или SiO_2 . На соответствующих диаграммах $Ba - Al_2O_3/CaO$ (рис. 6) или $Ba - SiO_2/CaO$ группы 1 и 3 четко разделяются, но без корреляционных зависимостей в каждой из них (группа 2, как и во многих других случаях, оказывается промежуточ-

ной). Видимо, Ba соосаждался с карбонатом в собственной минеральной форме (барит, витерит?), а в кластогенной алюмосиликатной части накапливался в составе биотита и полевых шпатов.

Более определенную информацию дают Sr и Ni. В породах 1 и 2 групп наблюдается прямая корреляция между Sr и Ni (рис. 7а), нормальная для магматитов; аналогичная корреляция Ni с MgO, типичная для ультраосновных-основных изверженных пород, наблюдается только для груп-

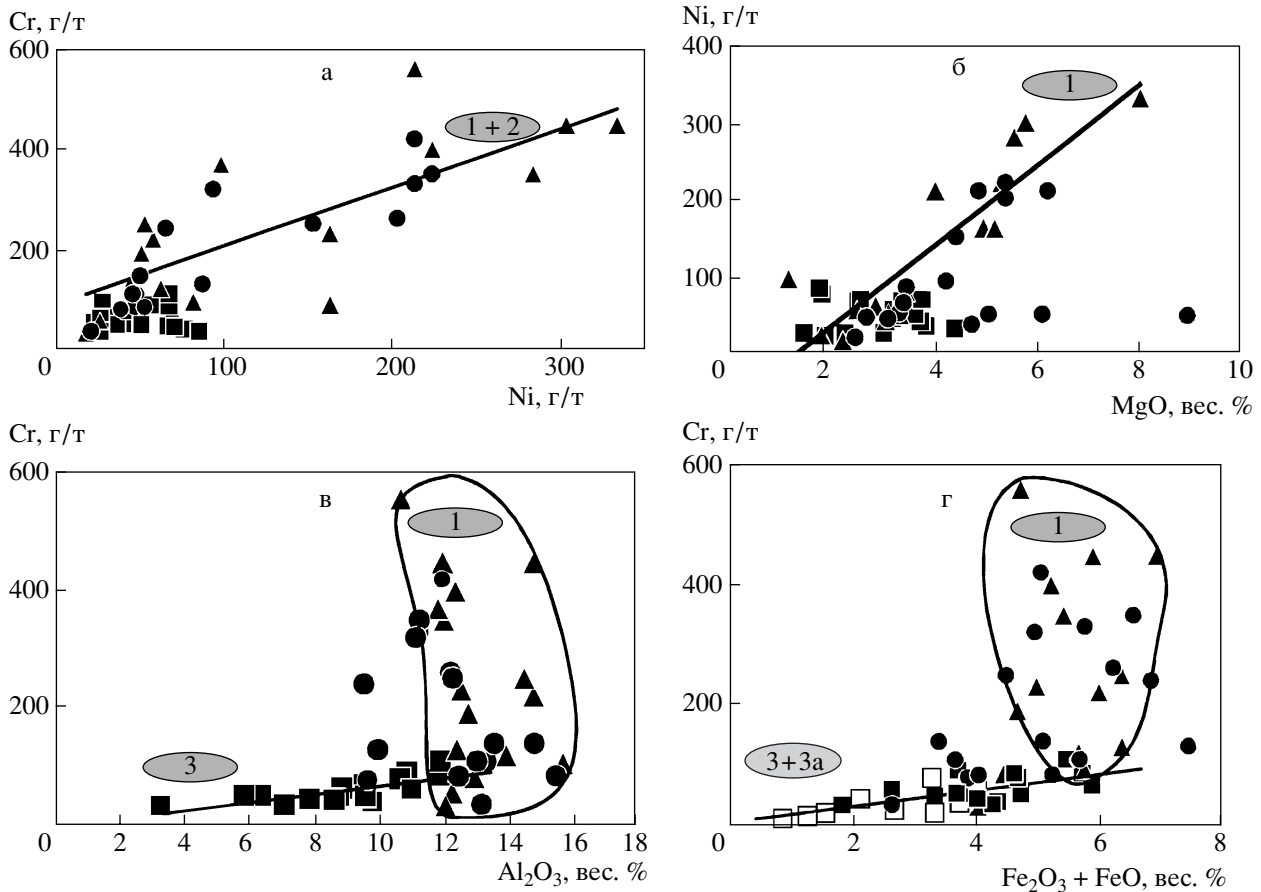


Рис. 7. Диаграммы Cr–Ni (а), Ni–MgO (б), Cr–Al₂O₃ (в) и Cr-оксиды железа (г) для известково-силикатных пород харагольской свиты.

Показаны расчетные тренды для групп 1 + 2 (а), группы 1 (б), группы 3 (в) и группы 3 + 3а (г). На рис. в, г околнурены поля группы 1.

пы 1 (см. рис. 7б). Подобных закономерностей нет в породах 3-ей группы, но для них, при более низких содержаниях Cr, он положительно коррелируется с алюминием и железом (см. рис. 7в, 7г). Такие отношения закономерны для литогенных осадков, особенно пелитовых, в которых Cr адсорбируется глинистыми минералами и гидроксидами железа.

Из изложенного видно, что в харагольских породах отчетливо проявлены признаки вулканогенных (магматогенных) источников. Наиболее ярко они выражены в низкоизвестковистых типах (1-ая группа) и слабеют с ростом карбонатности к 3-ей группе, в которой становятся заметными черты продуктов гипергенной дифференциации.

По химическому составу вулканогенный материал близко отвечает “андезитоидам”. Если придерживаться наиболее употребительного разделения орогенных вулканитов на “островодужные” и “континентальные”, то близкие андезитам харагольские породы можно уверенно отнести к

“континентальным” по повышенным концентрациям K, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, наличию отрицательной Eu аномалии. Более точная диагностика возможна только путем поиска аналогов, поскольку тектонические дискриминантные диаграммы вулканитов разработаны только для базальтоидов. С этой целью из общей совокупности выбраны составы, которые в наибольшей мере могли отвечать “чистым” вулканитам (в дальнейшем “метавулканиты”). Использовались следующие критерии: отсутствие кальцита и минимальные содержания CaO, позволяющие предполагать минимальную известковистость протолитов, “андезитовый диапазон” содержаний SiO₂ = 59–60 вес%, расположение на петрохимических диаграммах в полях вулканитов, соответствие петрохимических модулей и коэффициентов средним андезитам.

Геохимические критерии распознавания орогенных андезитов разных тектонических обстановок наиболее детально систематизированы Дж. Бэйли [Bailey, 1981], принявшему не двух-, а трехчленное деление вулканитов: а – океаничес-

ких островных дуг, б – континентальных островных дуг и активных континентальных окраин с тонкой и “нормальной” корой и в – активных окраин с мощной континентальной корой (андийский тип). Близкую схему деления вулканитов предлагали А. Мияширо [Miyashiro, 1974] и А. Эварт [Ewart, 1976].

При близости по составу средним андезитам харагольские метавулканиты четко выделяются повышенными концентрациями Sr, Ni и Ba, что типоморфно как раз для андезитов андийского типа (рис. 8а). По большинству элементных отношений, выделенных Дж. Бэйли в качестве наиболее чувствительных индикаторов тектонической позиции, харагольские породы также соответствуют андийскому типу (табл. 4). Спектры РЗЭ всех андезитов близки (пологие тренды, слабый Eu-минимум), но спектр харагольских метавулканитов по некоторому обогащению легкими РЗЭ ближе к андийским андезитам (см. рис. 8б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для харагольской свиты характерна отчетливая стратифицированность пород с элементами ритмично-циклического строения [Васильев и др., 1981а], гетерополосчатые или тонкослоистые текстуры. Судя по текстурным признакам и составу, почти нет разновидностей, которые реконструировались бы как собственно метамагматиты (бывшие лавы, силлы). Вулканогенный материал явно имел кластогенную природу, т.е. большая часть пород представляла собой туффоиды. По геохимическим критериям вулканокластита наиболее близка известково-щелочным андезитам андийского типа. В продуктах вулканизма континентальных цепей (Андийской, Центрально-Американской) доля вулканокластита оценивается в 97–99% [Кэри, Сигурдсон, 1987], с чем вполне согласуется наша интерпретация протолитов харагольских пород.

Второй главной составляющей протолитов был карбонатный материал, соотношение которого с вулканокластическим преимущественно и определило диапазон их составов. Терригенную компоненту вычислить сложно, но она определенно имела место, судя по присутствию собственно метатерригенных пород в составе свиты. Еще одним источником вещества протолитов могли быть консидемтационные эксгальцион-но-гидротермальные процессы, наиболее явным указанием на которые служат специфичные марганцевые породы. Последние включают высококремнистые петротипы (до спессартиновых кварцитов), совершенно несвойственные свите в целом; нередко аномально высокие содержания серы (до 1.5 вес. % SO₃), Zn, Cu, Ba. Вероятно, с эксгальциациями в бассейн привносились Mn, Si, S и некоторые редкие элементы.

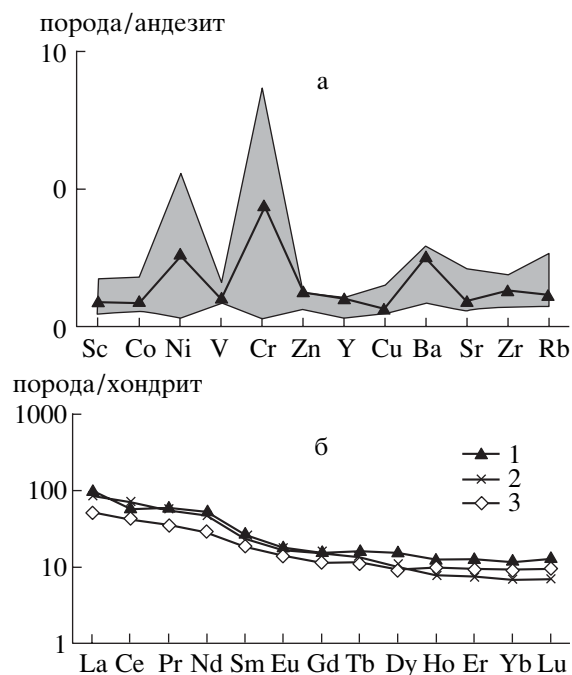


Рис. 8. Спайдерграммы для андезитов.

а – нормирование по среднему составу андезитов. Заштрихованное поле – андезиты Андийского типа, сплошная линия – харагольские метавулканиты; б – нормированные по хондриту.

1 – харагольский метавулканит, 2 – андезиты активных континентальных окраин Андийского типа, 3 – островодужные андезиты.

Точная идентификация тектонического типа “харагольского” (или “хангарульского”) палеобассейна затруднительна не только ввиду известной спекулятивности подобных реконструкций по глубокометаморфизованным толщам, но и по причине недостаточной разработанности и неоднозначности классификаций аналогов – современных и “молодых” бассейнов [Оберг и др., 1987; Литогеодинамика..., 1998 и др.]. Двучленное строение хангарульской серии – существенно вулканогенная толща (харагольская) в основании и терригенная верхняя (безымянная свита) – соответствует вертикальному ряду формаций, характерных для задуговых бассейнов субдукционных обстановок [Литогеодинамика..., 1998]. Но считается, что в тылу континентальных вулканических дуг типичных окраинных бассейнов не образуется. Бассейны, формирующиеся внутри континентальной коры на деструктивных окраинах плит, иногда выделяют как эпиконтинентальные или окраинные прогибы, недоразвитые окраинные бассейны, тыловые бассейны форланда и т.п. [Кузьмин, 1985; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Оберг и др., 1987; Литогеодинамика..., 1998 и др.]. Относительно определено палеобассейн “харагольского времени” можно определить как эпиконтинентальный, сравнительно мелководный, с пре-

Таблица 4. Индикаторные отношения элементов в андезитах известково-щелочной серии различных геодинамических обстановок [Bailey, 1981]

Отношение элементов	1	2	3	4
Rb/Sr	0.039 (0.018–0.047)	0.094 (0.029–0.4)	0.113 (0.048–0.45)	0.13 (0.11–0.15)
$\Sigma P3Э$	35.2 (31–51.6)	94.4 (64–135)	146 (106–213)	157.24
La/Yb	1.2 (0.92–1.26)	8.9 (3.3–12.6)	16.5 (12.2–21.4)	13.55 (8.1–19)
La/Y	0.11 (0.076–1.25)	0.93 (0.6–1.1)	1.46 (1.28–1.63)	1.5 (1.4–1.6)
Th/U	0.72 (0.27–2.57)	5.36 (3.64–7.8)	6.0 (4.0–8.2)	5.1
Zr/Y	2.2 (1.5–3.8)	5.4 (4.3–10)	14.6 (6.6–30)	7.0 (5.6–8.3)
Zn/Cu	1.9 (0.77–3.1)	2.3 (0.95–3.9)	2.8 (1.4–5.8)	5.0 (3.3–6.7)
Ni/Co	0.29 (0.2–0.76)	0.95 (0.45–2.2)	1.4 (0.33–3.3)	4.0 (2.4–5.6)
Sc/Cr	3.8 (0.7–15.5)	0.61 (0.13–2.1)	0.36 (0.06–0.75)	0.13 (0.08–0.17)
Sc/Ni	3.4 (2.1–6.2)	1.1 (0.44–4.2)	0.55 (0.18–1.0)	0.31 (0.20–0.42)

Примечание. 1–3 – андезиты: 1 – океанических островных дуг, 2 – континентальных островных дуг, 3 – активных континентальных окраин Андийского типа; 4 – метавулканисты харагольской свиты. Указаны средние и крайние значения.

имущественно надводным, островного типа эксплозивным вулканизмом и преобладанием теллепирокластического (водный и эоловый разнос) накопления осадков.

В отличие от хангарульской, метабазиты слюдянской серии (16% ее разреза) реконструируются как метамагматиты – лавовые потоки, силлы [Васильев и др., 1981a]. По петрогеохимическим признакам они близки низкокальциевым толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [Петрова, Левицкий, 1986]. Порода с признаками вулканокластиков в составе серии относительно немного, и они большей частью ассоциируют с метабазитами. Видимо, имели место подводные, ниже уровня компенсации давления, излияния трещинного типа с ограниченным образованием гиалокластиков (при “термическом шоке” лав) и ближним ее разнесом. Геохимические параметры метатерригенных пород (15% разреза) позволяют рассматривать их как рециклированные продук-

ты древнего гранулитогнейсового комплекса (“second cycle rock”) [Петрова и др., 2002].

С подводными газо-гидротермами связывается привнос в бассейн фосфора, кремнезема, возможно, Sr и V, фиксируемых в виде специфических кремнисто-карбонатных метафосфоритов [Васильев и др., 1981a; Резницкий, 1995].

Более половины объема серии занимают различные карбонатные породы. Как видно, “слюдянский” и “хангарульский” палеобассейны резко различны. Хотя для “слюдянского” палеобассейна также не находится достаточно адекватного современного аналога, его можно определенно отнести к активным (с задуговым спредингом) окраинным бассейнам, заложенным на относительно тонкой континентальной коре. Значительный снос с островной дуги отсутствовал (близость к континенту?), толща формировалась преимущественно за счет “внутрибассейнового” вулканизма и сноса с континента на фоне интенсивного карбонатонакопления.

К настоящему времени установлен раннепалеозойский возраст гранулитового метаморфизма слюдянского комплекса, а нижний возрастной предел протолитов обеих серий, по Nd-изотопным данным, ограничен рубежом 1.8–1.9 млрд лет [Котов и др., 1997, 2000]. Если не исключать возможность тектонической границы, то возрастное соотношение серий неопределенно, и можно предполагать альтернативные варианты: накопление протолитов в последовательно формировавшихся палеобассейнах, либо одновременное, в латерально разобщенных бассейнах с последующим тектоническим совмещением толщ. Модель второго варианта, в частности, разрабатывается для Западного Прибайкалья – ольхонской и ангинской серий, параллелизуемых со слюдянской и хангарульской сериями, соответственно [Петрова и др., 1995; Makrygina, Petrova, 1998].

Предполагается, что протолиты накапливались в сопряженной системе окраинного моря (ольхонская) и зрелой островной дуги (ангинская серия). Приложение этой модели к Южному Прибайкалью наталкивается на определенные противоречия, поскольку “слюдянский” палеобассейн ближе типичным задуговым, формирующимся в тылу островных дуг, а “хангарульский” заложен на мощной континентальной коре (андийский тип), очевидно, в тылу континентальной дуги. Детальным картированию установлено, что харагольская свита налегает на разные стратиграфические уровни слюдянской серии, но сама нигде не выпадает из разреза, что плохо согласуется с вероятностью тектонического контакта. Согласно палеоструктурным реконструкциям, слюдянская серия испытала, как минимум, один этап деформаций до отложения хангарульской серии [Васильев и др., 1981б].

Имеющиеся на сегодня данные, таким образом, больше свидетельствуют в пользу последовательного накопления серий или циклического развития: закрытие “слюдянского” бассейна в ходе продолжающейся субдукции, деформации и метаморфизм, наращивание и утолщение коры, заложение на “слюдянском фундаменте” “хангарульского” бассейна. Заметим, что в истории андийского орогенического пояса выделяются несколько циклов с определенным изменением во времени типов бассейнов и характера вулканизма [Оберг и др., 1987].

Остановимся на двух поставленных во введении вопросах: специфике протолитов волластонитовых пород и геохимических индикаторах харагольской свиты.

Волластонитовые породы отличаются не только более высоким, в среднем, содержанием СаО, но и повышенной кремнеземистостью алюмосиликатной части (ниже Al/Si отношение и гидролизатный модуль); в них заметнее признаки

гипергенной дифференциации. Помимо повышенных концентраций MnO, волластонитовые породы сближают со специфичными марганцевыми эпизодически повышенные содержания серы и максимальные значения Cu (до 100 г/т) и Zn (до 180 г/т) (см. табл. 1 и 2), что указывает на сходство условий седиментации. Можно предполагать, что их протолиты накапливались в периоды ослабления вулканизма и кластогенного осадконакопления, когда возрастала относительная роль аквагенной седиментации и эксгальционных источников. В эти же периоды относительно медленного осадконакопления могли сильнее проявляться и процессы аллохимического изменения пирокластики (пелитизация, карбонатизация, окремнение).

В любом случае, главная особенность рассматриваемых протолитов – одновременный избыток кальцита и (относительный) кремнезема. Предпочтительность такого состава осадков находит объяснение в специфике метаморфогенного волластонитообразования. В гранулитовом комплексе волластонит образуется локально, в участках относительно кратковременного снижения парциального давления CO₂. В этой ситуации определяющими становятся кинетические факторы – скорость растворения минералов и диффузии компонентов. Оптимальное условие – наличие непосредственных контактов кварца и кальцита, количество которых, а соответственно и масштабы волластонитообразования прямо связаны с содержанием обоих минералов. В известково-силикатных породах харагольской свиты среди продуктов декарбонатизации волластонит – самый высокотемпературный минерал. С нарастанием степени метаморфизма свободный кремнезем и кальцит постепенно расходуются и к высокоградной ступени в избытке сохраняются только в породах, протолиты которых отличались достаточно высоким содержанием обоих компонентов.

Наиболее яркая геохимическая черта известково-силикатных пород, развитых в Прибайкалье – высокие концентрации Cr и Ni в менее известковистых петротипах андезитового состава, и Ba – в более известковистых. Выходы харагольских пород, как отмечалось, без перерывов протягиваются вдоль южного борта Тункинской долины в метаморфическом диапазоне от гранулитовой до фации зеленых сланцев. В среднетемпературном интервале породы по облику близки высокоградным (эпидот-роговообманково-диопсидовые, иногда со скаполитом известковистые гнейсы и сланцы); в низкоградной части – это слюдисто-карбонатные (плюс кварц и плагиоклаз) и биотит-(эпидот, хлорит)-актинолитовые известковистые сланцы. По имеющимся у нас аналитическим данным (несколько десятков проб) в породах разных ступеней метаморфизма и парагенезисов фикси-

руются аномальные концентрации Sr (до 1000 г/т) и Ni (до 500 г/т) в менее известковистых, Ba (до 1700 г/т) – в более известковистых разностях. В 50–70% проб концентрации указанных элементов близки или превышают средние значения для соответствующих трех групп, выделенных в слюдяном комплексе. Следовательно, по предварительным данным геохимические признаки пород достаточно устойчивы и могут (в сочетании с геолого-петрографическими) служить критерием диагностики харагольской свиты в проблематичных ситуациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Протолиты известково-силикатных пород харагольской свиты реконструируются как туффоиды, в разной степени известковистые. Вулканокластический материал туффоидов по петрогеохимическим характеристикам близок известково-щелочным андезитам андийского типа.

2. “Харагольский” (хангарульский) палеобассейн относится к типу энсиалических, развивающихся в обстановке активных окраин на утолщенной континентальной коре.

3. В общем разрезе осадочно-метаморфических толщ хамардабанского композитного террейна харагольская свита может рассматриваться как граница субтеррейнов, протолиты которых накапливались в разных палеогеодинамических обстановках.

4. В качестве геохимических индикаторов харагольской свиты в разных зонах метаморфизма могут использоваться повышенные концентрации Sr, Ni и Ba в известково-силикатных породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64217).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981а. 196 с.

Васильев Е.П., Вишняков В.Н., Резницкий Л.З. Несогласие в раннем докембрии Южного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1981б. № 10. С. 131–137.

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г. Геология и метаморфическая зональность Северо-Восточного Прихубсугулья // ДАН. 1999. Т. 367. № 4. С. 517–521.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 1. С. 93–102.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. Возраст и источники глубокометаморфизованных супракрупных образований Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Общие вопросы расчленения докембрия (Материалы III Всеросс. совещания). Апатиты, 2000. С. 124–125.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

Кэри С., Сигурдсон Х. Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 66–102.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. Щеглова А.Д. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Оберг Г., Агирре Л., Леви Б., Нистрем Дж.О. Прогибание и образование энсиалических окраинных бассейнов в результате спрединга на примере раннемеловых структур центральной области Чили // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 288–304.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 18–34.

Петрова З.И., Конева А.А., Макрыгина В.А. Геохимия кварцитов и кварцитосланцев Приольхонья и о-ва Ольхон // Геохимия. 1995. № 10. С. 1448–1464.

Петрова З.И., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А. Геохимические параметры метатерригенных пород слюдянской серии как индикаторы источника и условий формирования протолита (Юго-Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2002. № 4. С. 399–410.

Резницкий Л.З. Рудная ванадиево-хромовая минерализация в метакarbonатных породах Южного Прибайкалья как новый генетический тип // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. Т. 2. С. 106–107.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / Под ред. Летникова Ф.А. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.

- Юдович Я.Э.*, Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bailey J.C.* Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // *Chemical Geology*. 1981. V. 32. P. 139–154.
- Ewart A.* Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas – some statistics and implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 417–432.
- Makrygina V.A., Petrova Z.I.* The importance of geochemical data for geodynamic reconstruction: formation of the Olkhon metamorphic complex, Lake Baikal, Russia // *Lithos*. 1998. V. 43. P. 135–150.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
- Vasilyev E.P., Reznitsky L.Z., Barash I.G.* Geodynamics of the Khamar-Daban terrain (south of East Siberia) // *Metallogeny, Fuel Resources and Geodynamics of the North Asian Craton and Framing Orogenic Belts. Mat. Intern. Metall. Conf. Irkutsk*, 1998. P. 85–87.