



ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ, ЕГО ИСТОЧНИКИ И ПЛЮМЫ

Deep seated magmatism, its sources and plumes



**ИРКУТСК
2011**

*Российская Академия Наук
Сибирское Отделение
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
Российский Фонд Фундаментальных Исследований*



Глубинный магматизм, его источники и плюмы

**(Deep-seated magmatism,
its sources and plumes)**

*Труды
XI Международного семинара
"Глубинный магматизм, его
источники и плюмы"*

Редактор Н. В. Владыкин

**Минск
Иркутск**

2011

Щелочной магматизм, его источники и плюмы.

Труды XI международного семинара. Минск. Изд-во Института географии СО РАН, 2011.
218 р., ISBN 978-5-94797-154-5. Вып. 4.

Очередной выпуск трудов 11 международного семинара фундаментальных проблем глубинного магматизма посвящен светлой памяти выдающегося петролога и геохимика, крупного специалиста по редкометальному магматизму Центральной Азии академика РАН Вячеслава Ивановича Коваленко. С 1960 по 1977 годы его научная деятельность была связана с Институтом геохимии СО РАН г. Иркутска. Его труды неоднократно печатались в наших сборниках семинаров.

В сборнике приводятся новые данные по составу щелочных комплексов Ю.Гоби и детальная геохимия комендитового комплекса Хан-Богдинского массива. Обсуждается окислительно-восстановительный потенциал процессов алмазообразования в нижней мантии Земли и возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли. При анализе расплавных включений рассчитаны составы магм различных геодинамических обстановок, обнаружена силикатно-карбонатная несмешиваемость в щелочных лавах вулкана Вултуре (Италия). Приводятся новые изотопные данные о возрасте Гулинской интрузии в Сев. Прианбарье и Lu-Hf изотопные составы цирконов, источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. Интересны данные по РТ – условиям мантии в Колорадо и закономерностям строения и образования мантийной литосферы Сибирского кратона.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

*Печатается по решению Ученого Совета
Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН*

Ответственный редактор: доктор геол.-мин. наук Н. В. Владыкин

Рецензент: доктор геол.-мин. наук В. С. Антипин
Оригинал-макет М. Д. Седунова

*Институт географии СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1*
Отпечатано в Глазковской типографии. Г. Иркутск, ул. Гоголя, 53.
Заказ №.2353 Тираж 100 экз.

ISBN 978-5-94797-154-5

© Институт геохимии СО РАН, 2011

© Институт географии СО РАН, 2011

На обложке фотография нового минерала - коваленкоита (Ca, Ba, Sr), Nb₂ [SiO₄] · O₄5H₂O

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора	4
В. И. Коваленко, А. М. Козловский, В. В. Ярмолюк. Комендитсодержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан-Богдинского района, южная Монголия: результаты геохимических исследований.	5
Н. В. Владыкин. Петрология и минералого-геохимические особенности редкометальных щелочных комплексов Южной Гоби, Монголия.	40
Л. Н. Когарко, Р. Э. Зартман. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеч-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы).	72
И. Д. Рябчиков. Окислительно-восстановительный потенциал процессов алмазообразования в нижней мантии Земли.	91
В. Н. Анфилов, Ю. В. Хачай. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли.	99
И. В. Ащепков, Х. Даунс, Н. В. Владыкин, Р. Митчел, Е. Нигматулина, С. В. Палесский. Реконструкция мантийных разрезов под кратоном Вайоминг по ксенокристам кимберлитовых трубок Слоун и Келсу Лэйк, Северное Колорадо.	106
В. Б. Наумов, В. И. Коваленко, В. А. Дорофеева, А. В. Гирнис, В. В. Ярмолюк. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород.	130
И. Л. Недосекова, Е. А. Белоусова, В. В. Шарыгин. Lu-Hf изотопные составы цирконов и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса.	168
И. В. Ащепков, В. П. Афанасьев, Т. Тафлос, Х. Даунс, А. П. Смелов, Н. В. Владыкин, А. М. Агашев, А. Я. Ротман, С. С. Кулигин, М. А. Вавилов, Н. С. Тычков, Ю. И. Овчинников, Е. Н. Нигматулина, О. С. Хмельникова. Закономерности строения и образования мантийной литосферы Сибирского кратона в сравнении с другими кратонами.	179

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА



Очередной выпуск трудов 11 международного семинара посвящен светлой памяти выдающегося петролога и геохимика, крупного специалиста по редкометальному магматизму Центральной Азии академику РАН Вячеславу Ивановичу Коваленко. С 1960 по 1977 год его научная деятельность была связана с Институтом геохимии СО РАН г. Иркутска. Объектами его исследований были щелочные и гранитные комплексы Тувы и Саян, а с 1967 года - Монголии. Совместно с сотрудниками возглавляемой им лаборатории были открыты Южнообийский пояс щелочных пород с месторождением Zr, Nb, TR в Хан-Богдинском массиве, Южнообийская карбонатитовая провинция с редкоземельным и апатитовым месторождениями, обнаружен Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов с месторождением редкоземельных карбонатитов. Им впервые были выделены пять геохимических типов гранитов и в щелочногранитном и Li-F типе редкометальных гранитов, обоснован их магматический генезис, а так же обнаружены онгониты - вулканические аналоги Li-F гранитов. С 1977 по 2010 г.г. В.И. Коваленко работал в ИГЕМ РАН, г. Москва.

В сборнике приводятся новые данные по составу щелочных комплексов Ю.Гоби и детальная геохимия комендитового комплекса Хан-Богдинского массива. Обсуждается окислительно-восстановительный потенциал процессов алмазообразования в нижней мантии Земли и возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли. При анализе расплавных включений рассчитаны составы магм различных геодинамических обстановок, обнаружена силикатно-карбонатная несмешимость в щелочных лавах вулкана Вултуре (Италия). Приводятся новые изотопные данные о возрасте Гулинской интрузии в Сев. Прианбарье и Lu-Hf изотопные составы цирконов, источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. Интересны данные по РТ – условиям мантии в Колорадо и закономерностям строения и образования мантийной литосферы Сибирского кратона.

Книга представляет интерес для петрологов, геохимиков и специалистов по глубинному щелочному и кимберлитовому магматизму, студентов и преподавателей вузов.

Доктор геол.-мин. наук

Н.В. Владыкин

Комендитсодержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан-Богдинского района, южная Монголия: результаты геохимических исследований

В. И. Коваленко, А. М. Козловский, В. В. Ярмолук

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия; e-mail: vik@igem.ru

Изучен разрез вулканических пород Хан-Богдинской верхне-палеозойской впадины с участием комендитов, расположенной на юге Монголии в пределах пояса Южно-Монгольских герцинид. Основание впадины выполнено офиолитами девонского возраста, древнее 362 млн. лет, на которых залегают вулканические ассоциации активной континентальной окраины (АКО) с возрастом 330 млн. лет и бимодальная ассоциация с возрастом около 290 млн. лет, разделенная на нижнюю пачку (БНП), дациты промежуточного слоя (ПС) и бимодальную ассоциацию верхней пачки (БВП). Вулканические ассоциации девона и АКО - известково-щелочные, низкотитанистые. В БНП повышается щелочность и титанистость магм, отмечается переход в процессе их дифференциации от толеитовой к известково-щелочной серии с образованием комендитов и трахириолитов, в том числе с характеристиками адакитов. Дацинты ПС являются аналогами известково-щелочных магм типа АКО. Вулканическая ассоциация БВП сложена толеитовыми базальтами с умеренной титанистостью (типа базальтов срединно-океанических хребтов MORB), а также комендитами и трахириолитами с разрывом составов в области промежуточных пород. Вариации канонических отношений несовместимых элементов-примесей и петрохимических параметров в вулканических породах Хан-Богдинской впадины показывают, что образование их магм связано преимущественно с источником базальтов островодужного типа (IAB), к которому добавлялся в разных пропорциях источник типа MORB. Наибольшее участие последнего отмечается в магмах бимодальной ассоциации. БНП и БВП разделены ПС, что свидетельствует о продолжении одновременно с бимодальным вулканизмом обычного дацитового окраинно-континентального вулканизма. В процессе геологической эволюции Хан-Богдинской впадины геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главной оставалась субдукционная обстановка с источником вулканизма типа IAB. Образующиеся при этом субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов, возможно, образованными при участии ассимиляции континентальной коры (СС). Допускается, что бимодальная вулканическая ассоциация возникла, когда к зоне субдукции приблизился срединно-океанический хребет, вещество которого в заметном объеме подмешивается к субдукционным источникам. В целом эволюция вулканизма Хан-Богдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфике состава вулканизма напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозойское время. Кислые породы БНП и БВП, скорее всего, образовались разными способами. Комендиты и трахириолиты БНП наиболее вероятно формировались при кристаллизационной дифференциации островодужной базитовой магмы повышенной щелочности. Кислые породы ассоциации БВП являются результатом анатексиса толеитовых базитов этой ассоциации, особенно спилитизированных (как и любых других базитов), и последующей кристаллизационной дифференциации анатектических магм.

Уникальный по размерам и минералогии Хан-Богдинский щелочно-гранитный массив расположен в Южной Монголии. В южной и северной его экзоконтактовых зонах были обнаружены и изучены вулканические ассоциации с участием типичных комендитов и их плутонических аналогов - щелочных гранитов. Геологические, геохронологические и некоторые геохимические данные по этому региону нами были представлены ранее [2, 6, 8, 1, 17]. Выявленная в этом массиве комплексная редкометальная минерализация [5, 4, 1], как и общая геохимическая специфика магматических пород, заметно отличает их от редкометальных щелочных гранитоидов, имеющих мантийно-плюмовый источник [9]. Эта специфика характеризует щелочные гранитоиды Хан-Богдинского массива и бимодальную ассоциацию вулканитов его обрамления, скорее, как островодужную, чем как наиболее распространенную, плюмовую, для такого рода пород. В литературе, как нам известно, описаны два примера таких редких ассоциаций щелочных агпаитовых кислых пород: остров Мэджор в районе Новозеландской островной дуги [23, 24, 26, 22] и мексиканский вулканический пояс [29]. В связи с этим детальное изучение вулканических разрезов в районе Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива с целью выяснить причины появления кислых агпаитовых пород представляется важной научной задачей, и ее решению посвящена настоящая статья. Геологические особенности магматических пород данного региона и в целом Южно-Монгольских герцинид, в состав которых он входит, подробно рассмотрены в статьях [8, 31].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ХАН-БОГДИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНОГО МАССИВА

Один из крупнейших в мире Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов (более 1500км²), являющийся главной отличительной особенностью данного района (рис.1), расположен в южной части пустыни Гоби (Монголия) [8, 9]. Массив сформировался в пределах позднепалеозойской (герцинской) активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента [16, 17, 31]. Предметом исследования являются девонские островодужные ассоциации, каменноугольные толщи преимущественно андезитовидных (разной щелочности) лав, объединяемых в дифференцированный комплекс краевого магматического пояса (АКО), а также породы, отнесенные нами ранее к бимодальной базальт-комендит-щелочногранитной ассоциации, предположительно сформированные в позднем карбоне и на границе карбона и перми.

Упомянутые выше средне- и верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи, обрамляющие Хан-Богдинский массив с юга, востока и севера и обнаженные в экзоконтактовых зонах массива и в более удаленной его периферийной области (рис.1), составляют позднепалеозойскую Хан-Богдинскую впадину [2, 16, 25, наши неопубликованные данные].

Наиболее древними (докаменноугольными) породами района (основанием Хан-Богдинской впадины) являются зеленокаменные кремнистые и терригенно-вулканогенные отложения видимой мощностью 1500м, обнаженные по юго-западному обрамлению Хан-Богдинского массива (обнажения в районе колодца Гашун-Сухой-Худук и в районе медно-золото-порфирового месторождения Ою-Тологой). Нижняя толща комплекса

основания мульды, по данным Л.П. Зоненшайна [2], состоит из зеленокаменно измененных основных вулканитов, прорванных многочисленными телами роговообманковых габбро, а также из кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и яшм. Верхняя толща этого комплекса представлена кремнисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Возраст этого комплекса был определен в работе [2] только как докаменноугольный (предположительно ордовикский), а по своему формационному составу комплекс отнесен к герцинским офиолитам (эвгеосинклинальным образованиям [2]). Затем возраст основания Хан-Богдинского прогиба был определен при разведке медно-золото-порфирового месторождения Ою-Тологой, расположенного к западу от юго-западного края щелочно-гранитного массива (рис.1). Здесь, как и в юго-западной экзоконтактовой зоне массива, к более ранним магматическим образованиям района относятся охарактеризованные выше островодужные ассоциации складчатого основания с возрастом древнее 362 млн. лет [25]. Как и на всей территории Южно-Монгольских герцинид, эти толщи относятся к девону. Из имеющихся у нас образцов вулканических пород девонского основания Хан-Богдинской впадины большинство отвечает андезитам с редкими прослоями базальтов и риолитов, которые опробованы к юго-западу от месторождения Ою-Тологой (рис.1, таблица, пробы 12/1-12/13), а также в самой западной части вулканического разреза, примыкающего с юга к Хан-Богдинскому массиву (рис.1, таблица, пробы 13/1-13/3, 13/8).

К верхнепалеозойским стратифицированным образованиям собственно Хан-Богдинской впадины отнесены толщи АКО каменноугольного и пермского возраста (348-290 млн. лет [8, 25]), развитые непосредственно в обрамлении массива и в провесах его кровли, которые несогласно залегают на породах офиолитового комплекса основания впадины.

К наиболее древним верхнепалеозойским образованиям впадины относится осадочная толща, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами и охарактеризованная фауной турневизе, а также туфогенно-осадочная толща с флорой среднего карбона. Более высокие горизонты разреза представлены существенно вулканическими породами, которые объединяются в андезитовую (дифференцированную) и бимодальную (базальт-андезит-трахириолит-комендитовую) ассоциации [16].

Андезитовая (дифференцированная) ассоциация подразделяется на нижнюю осадочно-вулканогенную (мощность 500-600м) и верхнюю лавовую (мощностью до 2500м) толщи. Разрез осадочно-вулканогенной толщи начинается с серии потоков бурых андезитов, которые вверх по разрезу сменяются конгломератами с галькой порфировых андезитов, реже гранитов и гранодиоритов, и еще выше ритмично чередующимися туфовыми

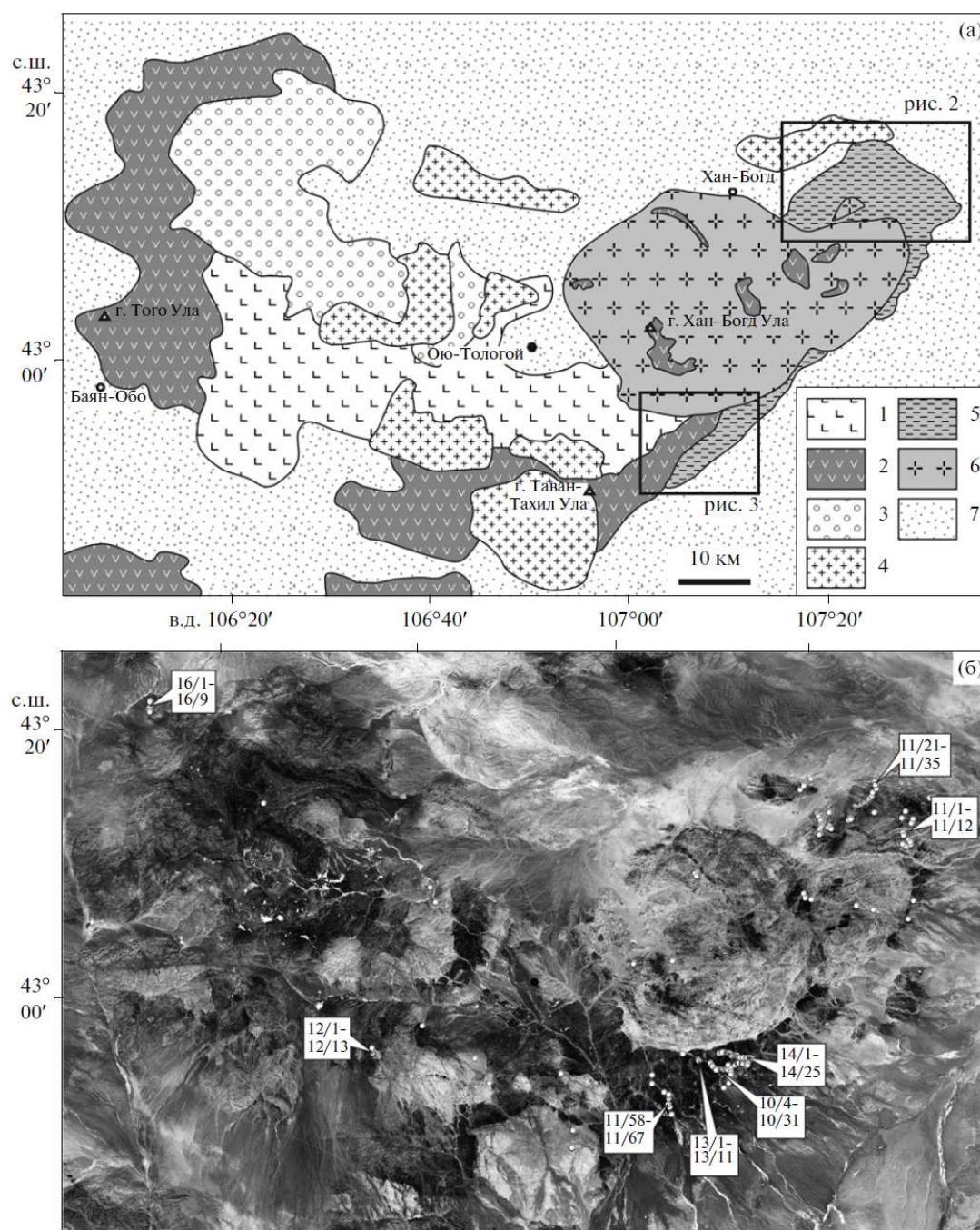


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и космический снимок Landsat-7 (б) обрамления Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива.

Примечание: 1 – девонские островодужные вулканические образования; 2 – каменноугольные вулканические комплексы активной континентальной окраины; 3 – терригенные каменноугольные отложения; 4 – гранитоиды нормального ряда щелочности палеозойского возраста; 5 – пермские породы бимодальной вулканической ассоциации; 6 – пермские щелочные гранитоиды; 7 – рыхлые MZ_2 -KZ отложения. На рисунке (б) показаны точки опробования и их номера для опорных вулканических разрезов.

Таблица 1

Содержания петрогенных (мас. %) и микроэлементов (ppm) в представительных породах различных вулканических комплексов Хан-Богдинского района.

Ком- поненты	13/3	13/8	16/3	16/5	10/1	10/2	13/5	13/7	10/4	10/5
	Дев	Дев	АКО	АКО	АКО	АКО	АКО	АКО	БНП	БНП
SiO ₂	55.61	56.85	47.62	53.54	57.29	61.83	66.81	71.92	51.80	57.59
TiO ₂	1.08	0.99	0.56	0.95	0.97	0.78	0.75	0.25	1.69	1.21
Al ₂ O ₃	18.47	16.66	23.58	17.52	17.11	16.53	15.45	14.47	17.50	16.95
FeO	7.79	6.84	6.62	8.57	6.79	4.99	3.95	1.76	8.55	6.35
MnO	0.14	0.10	0.10	0.16	0.14	0.11	0.08	0.04	0.10	0.12
MgO	3.17	4.34	4.24	4.72	2.94	1.95	1.10	0.29	3.36	2.61
CaO	7.08	6.46	13.41	9.57	6.17	4.10	2.80	0.73	7.53	5.95
Na ₂ O	3.02	3.51	2.20	2.87	3.72	4.08	3.97	5.06	4.28	3.35
K ₂ O	0.81	2.47	0.25	0.39	2.55	3.31	2.29	4.15	2.14	2.87
P ₂ O ₅	0.33	0.30	0.11	0.20	0.27	0.22	0.20	0.05	0.84	0.44
П.п.п.	1.60	0.65	0.72	0.56	1.34	1.50	1.89	1.00	1.13	1.74
Сумма	99.09	99.16	99.40	99.06	99.28	99.39	99.29	99.73	98.90	99.18
Be	2.11	1.48	0.303	0.639	1.31	1.79	1.75	3.01	1.70	1.53
Sc	15.2	5.65	0.376	23.5	14.2	13.9	4.10	0.938	14.0	11.9
V	183	163	167	244	165	98.6	91.8	17.9	210	143
Co	25.8	22.9	22.1	25.3	15.5	11.5	7.31	29.1	22.6	13.8
Ga	21.6	17.8	15.2	17.6	15.1	18.2	15.8	15.7	17.4	15.7
Rb	21.1	61.4	2.36	6.13	35.7	74.6	56.7	93.4	20.1	34.1
Sr	615	550	634	462	448	506	599	511	1021	962
Y	19.7	16.6	7.56	19.4	16.5	21.8	34.6	20.0	16.2	16.1
Zr	200	172	23.3	64.8	86.1	200	212	467	94.1	108
Nb	9.96	7.92	0.629	1.70	5.68	10.0	8.71	11.9	8.94	7.08
Cs	1.33	2.09	0.180	0.482	0.523	0.727	1.62	2.41	0.434	0.407
Ba	335	567	130	236	459	742	810	678	582	740
La	22.1	19.5	5.71	5.07	13.4	21.9	45.4	35.2	22.9	18.1
Ce	48.7	42.9	12.4	13.0	29.6	50.3	52.1	65.9	52.4	40.2
Pr	6.08	5.27	1.65	2.01	3.67	5.80	9.31	8.12	6.73	5.22
Nd	24.7	21.9	7.48	10.2	15.6	24.6	37.2	29.2	27.5	20.7
Sm	5.23	4.64	1.69	2.88	3.50	4.71	6.94	5.35	5.51	4.22
Eu	1.49	1.41	0.651	0.936	0.991	1.34	1.26	0.837	1.54	1.24
Gd	4.59	4.05	1.64	3.32	3.24	4.47	6.37	4.16	4.27	3.57
Tb	0.693	0.602	0.256	0.566	0.533	0.686	0.923	0.623	0.617	0.576
Dy	3.93	3.41	1.58	3.75	2.87	3.80	5.41	3.83	3.13	2.80
Ho	0.768	0.693	0.328	0.791	0.595	0.856	1.17	0.777	0.626	0.607
Er	2.13	1.90	0.891	2.28	1.58	2.29	3.26	2.25	1.52	1.54
Tm	0.318	0.280	0.131	0.340	0.260	0.337	0.474	0.369	0.193	0.255
Yb	1.90	1.70	0.787	2.200	1.64	2.11	2.87	2.43	1.34	1.53
Lu	0.277	0.248	0.119	0.350	0.235	0.340	0.433	0.379	0.206	0.233
Hf	5.16	4.45	0.715	1.90	3.17	4.33	5.51	11.1	3.12	3.63
Ta	0.584	0.472	0.020	0.020	0.361	0.715	0.606	0.900	0.409	0.444
Pb	6.82	6.12	2.30	2.34	8.13	9.22	4.92	7.69	7.04	8.05
Th	6.32	5.25	0.659	0.180	2.86	6.33	7.85	9.27	1.82	3.35
U	1.95	1.58	0.214	0.183	1.08	1.81	2.61	2.48	0.558	1.14

Таблица 1. Продолжение

Ком- поненты	10/6	14/1	14/5	14/8	10/14	14/11	10/15а	10/15б	10/17	10/19
	БНП	БНП	БНП	БНП	БНП	БНП	ПС	ПС	БВП	БВП
SiO ₂	53.64	50.36	52.87	58.74	69.37	68.61	63.40	61.56	48.53	51.13
TiO ₂	1.49	1.62	1.54	1.50	0.59	0.57	0.56	0.62	1.37	1.26
Al ₂ O ₃	17.01	17.14	17.27	16.98	16.25	16.16	16.25	16.89	16.58	16.45
FeO	8.34	8.73	7.72	6.11	1.97	1.57	4.54	5.14	8.51	8.14
MnO	0.12	0.13	0.14	0.09	0.02	0.02	0.06	0.06	0.15	0.13
MgO	2.48	4.83	3.78	1.33	0.06	0.22	1.86	1.71	2.93	2.72
CaO	6.08	7.92	6.67	2.71	0.32	0.33	4.51	4.39	10.29	9.66
Na ₂ O	3.71	3.98	3.81	4.74	7.31	5.51	3.60	4.17	3.01	2.96
K ₂ O	3.49	2.02	2.70	4.59	2.89	5.69	2.48	2.17	0.78	0.54
P ₂ O ₅	1.11	0.64	0.74	0.53	0.08	0.09	0.17	0.24	0.39	0.41
П.п.п.	1.57	1.49	1.67	1.71	0.78	0.92	2.05	2.43	6.59	5.73
Сумма	99.03	98.86	98.90	99.02	99.64	99.68	99.46	99.38	99.14	99.12
Be	1.99	1.54	2.28	3.35	1.65	2.41	1.34	1.38	1.01	1.06
Sc	9.81	7.46	4.38	0.396	4.83	0.556	6.15	6.72	17.0	14.1
V	128	229	186	91.3	25.9	25.9	105	112	162	151
Co	13.2	26.9	24.8	6.49	0.434	0.484	12.5	13.5	25.7	19.7
Ga	14.8	18.5	19.4	20.7	15.1	19.9	16.6	17.9	13.9	13.4
Rb	51.4	26.0	33.8	93.0	35.7	81.3	56.3	46.9	6.12	1.57
Sr	896	1330	1269	951	56.5	67.5	519	665	448	501
Y	19.6	19.2	19.7	29.6	27.9	31.0	10.4	16.8	20.1	19.2
Zr	111	156	218	358	223	360	133	130	75.7	86.5
Nb	9.21	8.64	12.2	19.1	15.7	17.5	4.54	5.32	4.24	5.49
Cs	0.847	0.537	0.487	1.37	0.376	0.885	0.502	0.564	0.060	0.119
Ba	791	679	1026	1223	748	1275	836	1097	215	320
La	24.2	27.3	30.6	41.8	32.3	43.6	14.7	20.8	11.3	14.8
Ce	55.7	62.6	69.7	94.4	71.3	97.8	31.3	38.8	26.4	33.4
Pr	7.02	8.12	8.83	12.0	9.11	11.9	3.60	4.87	3.58	4.27
Nd	29.5	34.2	35.7	47.6	35.5	45.9	14.5	19.4	16.1	18.3
Sm	5.60	6.815	6.73	9.09	6.83	8.39	2.99	3.88	3.95	4.11
Eu	1.66	2.09	2.05	2.38	1.67	2.10	0.703	0.906	1.14	1.15
Gd	4.75	5.39	5.31	7.13	5.66	6.68	2.53	3.21	3.97	3.82
Tb	0.704	0.752	0.749	1.054	0.904	1.00	0.369	0.473	0.674	0.666
Dy	3.71	4.06	4.05	6.04	4.90	6.04	2.08	2.88	3.39	3.62
Ho	0.725	0.801	0.801	1.22	1.08	1.24	0.417	0.583	0.775	0.716
Er	1.94	2.17	2.17	3.42	2.90	3.50	1.16	1.63	2.05	1.95
Tm	0.307	0.311	0.322	0.537	0.436	0.548	0.187	0.246	0.305	0.323
Yb	1.91	1.87	1.86	3.32	2.74	3.43	1.08	1.57	2.08	1.96
Lu	0.254	0.268	0.281	0.496	0.443	0.513	0.158	0.246	0.276	0.292
Hf	3.74	3.79	4.91	8.93	6.54	8.57	3.41	3.22	2.76	3.29
Ta	0.479	0.394	0.591	1.07	0.890	1.03	0.280	0.321	0.235	0.285
Pb	8.31	4.50	4.85	8.94	12.868	5.08	6.77	5.63	3.61	5.73
Th	2.16	2.25	2.84	5.94	3.88	5.66	4.19	4.76	0.589	1.12
U	0.762	0.728	1.00	2.41	0.843	1.24	1.39	1.65	0.265	0.457

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	14/14	14/18	14/19	14/21	14/20	10/21	10/27	10/28	10/29	14/24	14/13	14/26	14/29
	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	БВП	СВ	СВ	СВ
SiO ₂	49.65	48.29	50.76	48.60	70.94	68.50	71.08	67.87	68.25	75.29	66.51	67.34	71.06
TiO ₂	1.46	1.50	1.28	1.52	0.55	0.56	0.30	0.46	0.48	0.23	0.50	0.50	0.27
Al ₂ O ₃	16.29	16.65	16.44	15.95	12.29	11.74	14.00	14.43	14.49	11.76	14.35	15.33	14.38
FeO	8.11	8.90	8.35	9.85	5.56	5.97	2.50	4.09	4.09	3.05	3.77	3.60	2.12
MnO	0.17	0.15	0.22	0.14	0.14	0.14	0.08	0.13	0.23	0.04	0.08	0.13	0.05
MgO	3.67	3.20	2.61	1.93	0.27	0.41	0.21	0.13	0.14	0.16	0.91	0.27	0.27
CaO	9.54	10.39	9.86	10.58	0.30	1.27	0.38	0.37	0.39	0.30	2.24	0.95	0.72
Na ₂ O	2.84	3.07	3.33	3.17	3.00	1.81	3.93	4.16	4.24	3.44	5.05	4.66	4.11
K ₂ O	0.82	0.56	1.32	1.23	4.61	7.00	5.79	6.61	6.24	4.79	3.20	4.78	5.46
P ₂ O ₅	0.51	0.40	0.42	0.48	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.03	0.11	0.11	0.05
П.п.п.	6.12	5.87	4.35	5.39	1.77	1.90	1.35	1.28	0.89	0.58	2.79	1.69	1.22
Сумма	99.18	98.99	98.94	98.83	99.48	99.35	99.67	99.59	99.50	99.68	99.51	99.37	99.71
Be	1.47	1.38	1.60	1.52	2.58	2.49	3.43	2.96	3.77	3.62	3.17	4.40	4.60
Sc	11.1	18.5	15.8	19.4	0.747	6.12	3.70	17.0	16.2	0.726	0.659	0.904	0.227
V	184	194	182	210	2.779	0.511	2.98	12.0	4.24	19.2	6.16	5.84	11.6
Co	26.4	31.1	28.2	30.7	0.137	0.602	1.11	0.755	0.384	1.42	1.56	1.23	1.20
Ga	17.7	17.5	18.8	18.4	26.0	21.3	17.1	19.5	19.0	23.7	21.5	22.9	19.0
Rb	5.20	4.91	14.8	12.0	68.5	126	104	106	102	140	69.5	107	115
Sr	726	545	580	533	75.5	34.2	43.3	19.4	26.8	32.6	245	104	51.5
Y	26.3	24.0	24.2	27.3	62.4	54.0	27.4	38.5	38.0	72.8	56.2	60.4	56.1
Zr	194	168	181	192	657	290	191	225	203	647	570	559	426
Nb	8.22	7.06	7.43	7.70	17.9	15.4	17.9	16.2	15.2	19.5	16.8	17.7	16.6
Cs	0.460	0.190	0.205	0.747	0.957	0.897	2.61	3.81	5.65	2.33	1.10	1.63	1.08
Ba	356	277	566	486	84.8	108	387	25.8	40.9	110	900	1014	455
La	20.8	17.5	20.5	21.3	38.5	34.2	23.7	23.8	20.0	53.8	41.1	43.3	43.6
Ce	48.1	40.2	46.4	48.6	101	84.1	54.8	51.1	44.9	122.4	96.0	99.2	99.6
Pr	6.37	5.34	5.88	6.41	12.7	10.8	7.12	7.65	6.53	15.1	12.2	12.7	12.4
Nd	27.5	23.2	25.4	28.3	54.1	45.1	28.8	33.3	27.3	60.8	49.7	51.7	48.3
Sm	6.22	5.41	5.62	6.31	12.7	10.1	5.78	7.55	6.41	13.2	10.9	11.3	10.3
Eu	1.86	1.67	1.48	1.75	1.52	1.09	0.600	0.470	0.406	0.320	2.32	2.59	1.13
Gd	5.86	5.38	5.30	6.04	12.3	9.45	5.11	6.65	6.24	12.3	9.97	10.5	9.53
Tb	0.901	0.819	0.825	0.937	2.12	1.722	0.942	1.16	1.20	2.12	1.67	1.77	1.61
Dy	5.24	4.93	4.81	5.37	13.1	9.96	5.52	7.05	6.56	13.5	10.6	11.4	10.6
Ho	1.07	1.02	0.976	1.13	2.68	2.24	1.23	1.58	1.53	2.89	2.27	2.43	2.25
Er	3.06	2.80	2.74	3.08	7.40	6.24	3.50	4.57	4.20	8.26	6.80	7.13	6.72
Tm	0.453	0.420	0.419	0.463	1.17	0.992	0.602	0.713	0.698	1.30	1.09	1.13	1.09
Yb	2.69	2.51	2.52	2.83	7.48	6.31	4.39	4.71	4.40	8.00	6.96	7.30	7.20
Lu	0.417	0.391	0.384	0.444	1.19	0.898	0.602	0.678	0.659	1.22	1.08	1.14	1.10
Hf	4.48	3.98	4.19	4.52	15.5	11.5	9.36	8.41	7.78	15.9	13.8	14.1	12.2
Ta	0.382	0.341	0.320	0.323	1.11	0.952	1.10	0.876	0.841	1.42	1.06	1.14	1.21
Pb	4.04	4.14	3.64	6.15	9.81	13.7	10.5	6.81	7.95	10.7	4.97	9.75	5.39
Th	1.47	0.896	1.34	1.04	6.66	4.72	4.94	3.29	3.15	12.6	8.09	8.28	10.1
U	0.574	0.435	0.595	0.498	2.22	0.955	1.22	0.837	0.755	2.80	3.25	3.17	3.88

Примечание: Вулканические ассоциации: Дев – девонская островодужная, АКО – каменноугольная активной континентальной окраины, БНП – бимодальная нижней пачки, ПС – бимодальная промежуточного слоя, БВП – бимодальная верхней пачки, СВ – бимодальная субвулканическая.

песчаниками, туфовыми алевролитами и туффитами с флорой среднего-верхнего карбона [2]. В верхних частях разреза закономерно распределенные потоки андезитов имеют подчиненное распространение.

Лавовая толща сложена преимущественно потоками андезитов, андезибазальтов, дацитов и риолитов (рис.2, таблица). Подробно геологическое строение этих толщ описано в статье [8]. В северной части впадины формирование вулканических толщ происходило в субаэральных условиях, а в южной - преимущественно в водной среде. Венчается разрез толщи южного обрамления пачкой бурых обычных и спекшихся туфов дацитов-трахириолитов. Подобная смена основных, средних и кислых пород довольно обычна для разрезов каменноугольных вулканических толщ Южной Монголии, что позволило выделить подобные ассоциации пород в качестве дифференцированного вулканического комплекса [17].

Уран-свинцовый возраст по циркону из дацитов провесов кровли в щелочных гранитах составляет 330 млн. лет и хорошо согласуется с возрастом, определенным на основе флористических отпечатков [2, 16]. Отметим, что магматические породы островодужной ассоциации (офиолиты основания впадины, называемые далее девонской ассоциацией) и комплексов АКО близки не только по возрасту, но и по составу, включая их геохимические и изотопные характеристики, поэтому в целом их можно рассматривать как группу вулканических пород, связанных с магматизмом зон субдукции (субдукционные ассоциации).

Бимодальная вулканическая ассоциация в разрезах сложена чередующимися пакетами пород различного состава: с одной стороны, основных и средних лав и с другой - туфов, игнимбритов, лав и субвулканических тел комендитового и трахириолитового состава. Породы бимодального комплекса прослеживаются вдоль северо-восточного (северное поле) и южного (южное поле) обрамления Хан-Богдинского массива и наращивают толщи АКО.

Строение северо-восточного лавового поля (рис.2) характеризуется значительной блоковой расчлененностью при пологих залеганиях вулканических толщ в условиях мелкосопочникового рельефа. Поэтому здесь породы комплекса наблюдаются в виде небольших по мощности, обычно однородных по составу фрагментов. На этой площади выделяются гранитоиды и граносиениты красного цвета, контактирующие с терригенным комплексом, отнесенные к островодужным образованиям, сформированным до развития АКО. Терригенный комплекс в виде ограниченных разломами блоков основания проявлен и среди выходов комендитов бимодальной толщи. Вулканические комендиты с телами их экструзий перекрывают терригенную толщу. Дифференцированный базальтандезит-дацитовый комплекс АКО вместе с перекрывающими их базальтами бимодальной ассоциации находятся в блоке, контактирующем по разлому с терригенным

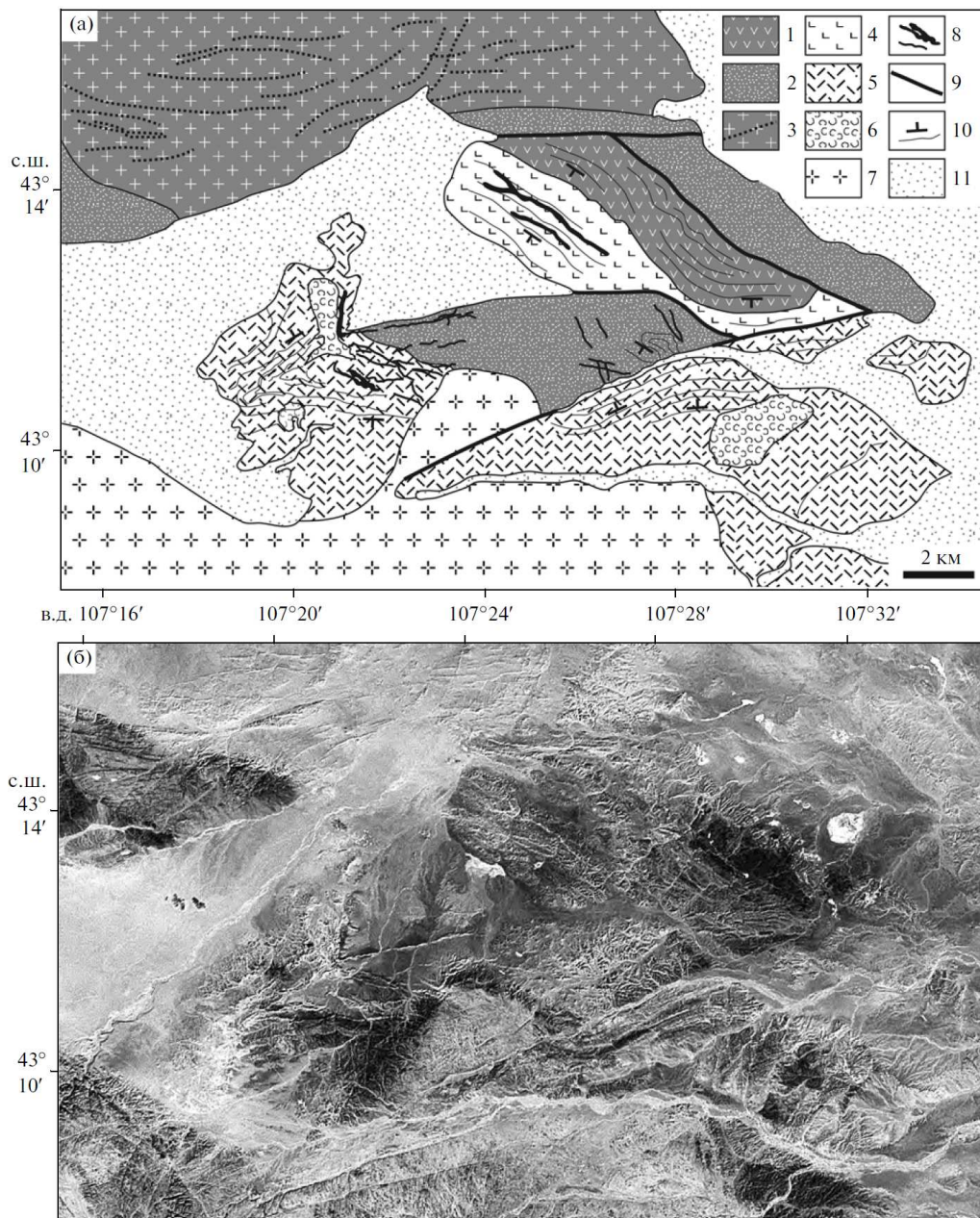


Рис. 2. Схема геологического строения (а) и космический снимок Landsat-7 (б) северо-восточного вулканического поля в обрамлении Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов.

Примечание: 1–3 - породы окраинно-континентального этапа развития (АКО): 1 – вулканические породы, 2 – терригенные породы, 3 – гранитоиды нормального ряда и дайки в них; 4–6 – вулканические породы бимодальной ассоциации: 4 – ба-зальтоиды, 5 – трахиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты и пантеллериты, 6 – экструзии щелочно-салических пород; 7 – щелочные граниты; 8 – дайки пород бимодальной ассоциации; 9 – разрывные нарушения; 10 – границы вулканических потоков и направления их падения; 11 – рыхлые MZ_2 -KZ отложения.

комплексом. Для северного поля бимодальной ассоциации характерным является широкое распространение субвулканических образований,

представленных дайками и пластовыми телами щелочных порфировидных гранитов, комендитов и трахириолитов, реже базальтов. Здесь они рассекают практически весь комплекс вулканогенных образований, за исключением верхней серии кислых лав, игнимбритов и спекшихся туфов, и принадлежат двум различно ориентированным и пространственно разобщенным системам. Вблизи массива - это почти исключительно крутопадающие тела восточного, северо-восточного простирания, располагающиеся на продолжении главных разломов и сопровождающих их даек, которые прослеживаются через весь массив щелочных гранитов. На удалении от массива преобладают дайки щелочных порфировидных гранитов, принадлежащие дугообразно изогнутой (кольцевой) системе тел, погружающихся под углом $\sim 45^\circ$ в западном и юго-западном направлениях, то есть в направлении массива щелочных гранитов. Насыщенность дайками в этой системе очень высокая. В южной ее части дайки мощностью 5-9м фиксируются примерно через каждые 50м вкрест простирания дайковой системы. К северу количество таких тел возрастает.

Наиболее полный единый разрез АКО и бимодальной ассоциации наблюдается в пределах вулканического поля южной экзоконтактовой области Хан-Богдинского массива (рис.3). Здесь породы были детально опробованы (иногда практически послойно) в нескольких участках (рис.3а) и в обобщенном виде разрез представлен на рис.3б. Породы бимодального комплекса субсогласно перекрывают вулканические толщи АКО, отделяясь от них невыдержанной по мощности пачкой песчаников и гравелитов. Выше наблюдается следующая последовательность более или менее однородных по составу пачек вулканических пород, разделенных на БНП (бимодальную нижнюю пачку, в скобках мощность в м): 1) андезибазальтов (400), 2) трахидацитовых и комендитовых туфов и игнимбритов (200), 3) оливиновых базальтов (350), 4) комендитов и трахириолитов (100), 5) дацитов (100) и БВП (бимодальная верхняя пачка): 1) оливиновых базальтов (400), 2) трахириолитов, комендитов и их спекшихся туфов и игнимбритов (>800м). Слой дацитов, залегающий вверху БНП, назван промежуточным слоем (ПС). Общая мощность разреза превышает 2000м. Вулканический разрез содержит пластовые тела, как правило, гидротермально измененных трахириолитов и щелочных гранитов. В южной части вулканического поля породы бимодальной ассоциации прорваны субвулканическим телом сложной морфологии, представленным розовыми трахириолитами и трахириодацитами.

Вдоль юго-восточной и восточной границ Хан-Богдинского массива прослеживается узкая полоса выходов пород бимодального комплекса, соединяющая северное и южное поля непрерывной полосой выходов (рис.1), что свидетельствует о принадлежности обоих вулканических участков единому более крупному вулканическому полю. Первоначально его площадь, по-видимому, составляла не менее 1800-2000км².

Петрохимическая характеристика всех описанных выше вулканических

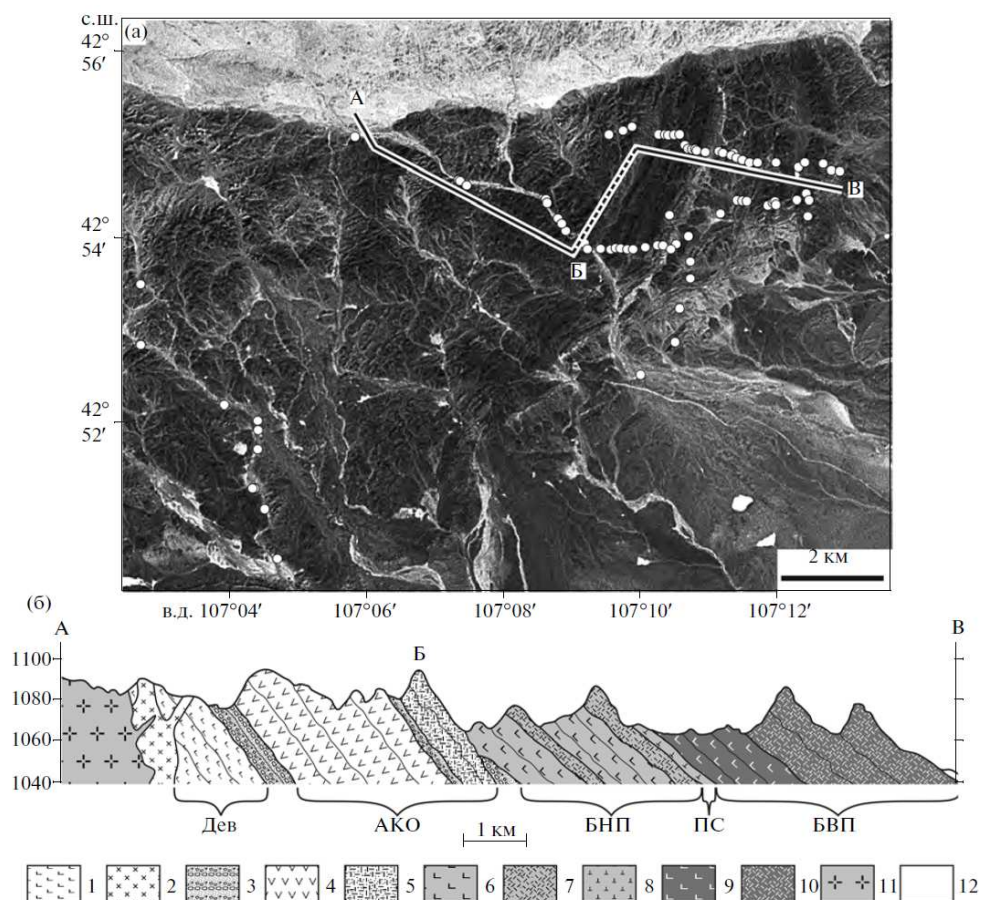


Рис. 3. Космический снимок Landsat-7 (а) и геологический разрез (б) южного вулканического поля в обрамлении Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов.

Примечание: 1 – девонские базальтоиды островодужного этапа развития (Дев); 2 – интрузия монцонитов-гранодиоритов, предположительно девонского возраста; 3 – конгломераты и песчаники, разделяющие вулканические толщи; 4–5 – окраинно-континентальные вулканические породы (АКО): 4 – базальтоиды и андезиты, 5 – дацитовые игнимбриты; 6–7 – вулканические породы нижней пачки бимодальной ассоциации (БНП): 6 – базальтоиды, 7 – щелочно-салические породы; 8 – дациты промежуточного слоя (ПС); 9–10 – вулканические породы верхней пачки бимодальной ассоциации (БВП): 9 – базальтоиды, 10 – щелочно-салические породы; 11 – щелочные граниты; 12 – рыхлые MZ_2 -KZ отложения. На космическом снимке показано положение линии разреза и места отбора проб.

пород представлена на рис. 4 и 5.

На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O)$ - SiO_2 (рис.4) видно, что девонские вулканы представлены базальтами, андезитами, дацитами и трахидацитами, редко риолитами. Как правило, они относятся к нормальным по щелочности породам, иногда к субщелочным (трахидациты). Это типичная дифференцированная низкотитанистая ($TiO_2 < 1.5$ мас. %) вулканическая ассоциация известково-щелочной серии с характерным

увеличением содержания кремнезема и уменьшением общего железа и титана (рис. 5) при повышении железистости пород.

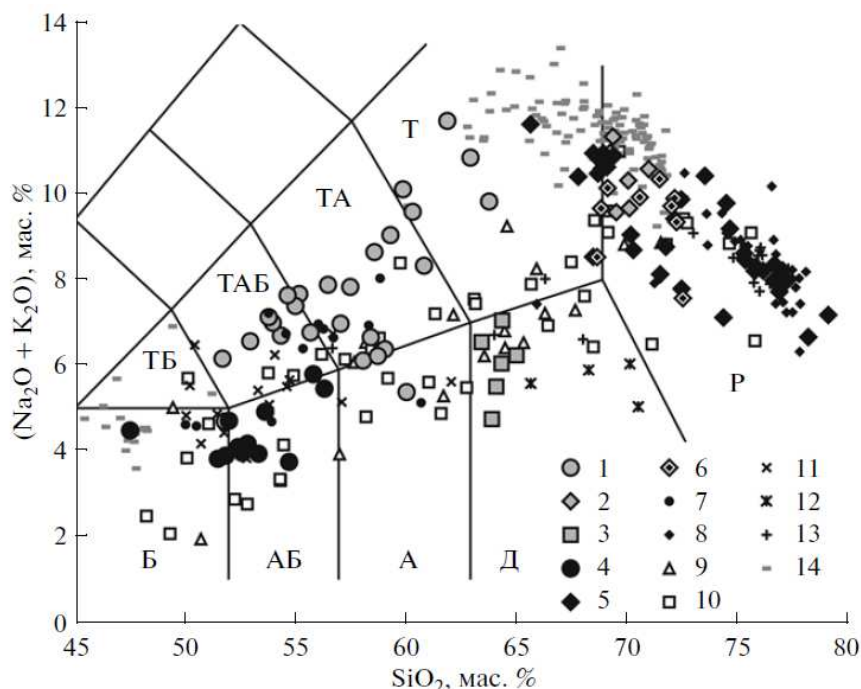


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для палеозойских пород Хан-Богдинского региона.

Примечание: 1–2 – вулканические породы нижней пачки бимодальной ассоциации (БНП): 1 – базальтоиды–трахиты, 2 – щелочно-салические породы; 3 – дациты промежуточного слоя (ПС); 4–5 – вулканические породы верхней пачки бимодальной ассоциации (БВП): 4 – базальтоиды, 5 – щелочно-салические породы; 6 – кислые субвулканические породы; 7–8 – нерасчлененные породы северо-восточного вулканического поля: 7 – базальтоиды, 8 – щелочно-салические породы; 9 – вулканические породы девонской островодужной ассоциации; 10 – окраинно-континентальные вулканические породы; 11–12 – офиолиты Южно-Монгольской зоны герцинид: 11 – вулканические породы, 12 – осадочные породы; 13 – различные гранитоиды Хан-Богдинского района нормального ряда щелочности; 14 – вулканические породы о-ва Пантеллерия. Поля классификационной диаграммы: Б – базальты, АБ – андезибазальты, А – андезиты, Д – дациты, ТБ – трахибазальты, ТАБ – трахиандезиобазальты, ТА – трахиандезиты, Т – трахиты и трахидациты, Р – риолиты.

Мало чем от девонской ассоциации в петрохимическом плане отличаются вулканические породы нижней части разреза Хан-Богдинской впадины, отнесенные к ассоциации АКО (рис.4 и 5). Это непрерывно изменяющаяся по составу от базальтов до риолитов низкотитанистая ($\text{TiO}_2 < 1.5$ мас.%) вулканическая ассоциация нормальной и пограничной субщелочной щелочности (рис.4), относящаяся к известково-щелочной серии (рост содержаний кремнезема и падение общего железа и титана при росте железистости пород, рис.5). Содержание титана в породах ассоциации АКО проходит через максимум, обусловленный насыщением магмы титаном и

дальнейшей кристаллизацией минералов-концентраторов Ti, с чем, как правило, связывают образование кислых магм в ассоциациях такого рода [13].

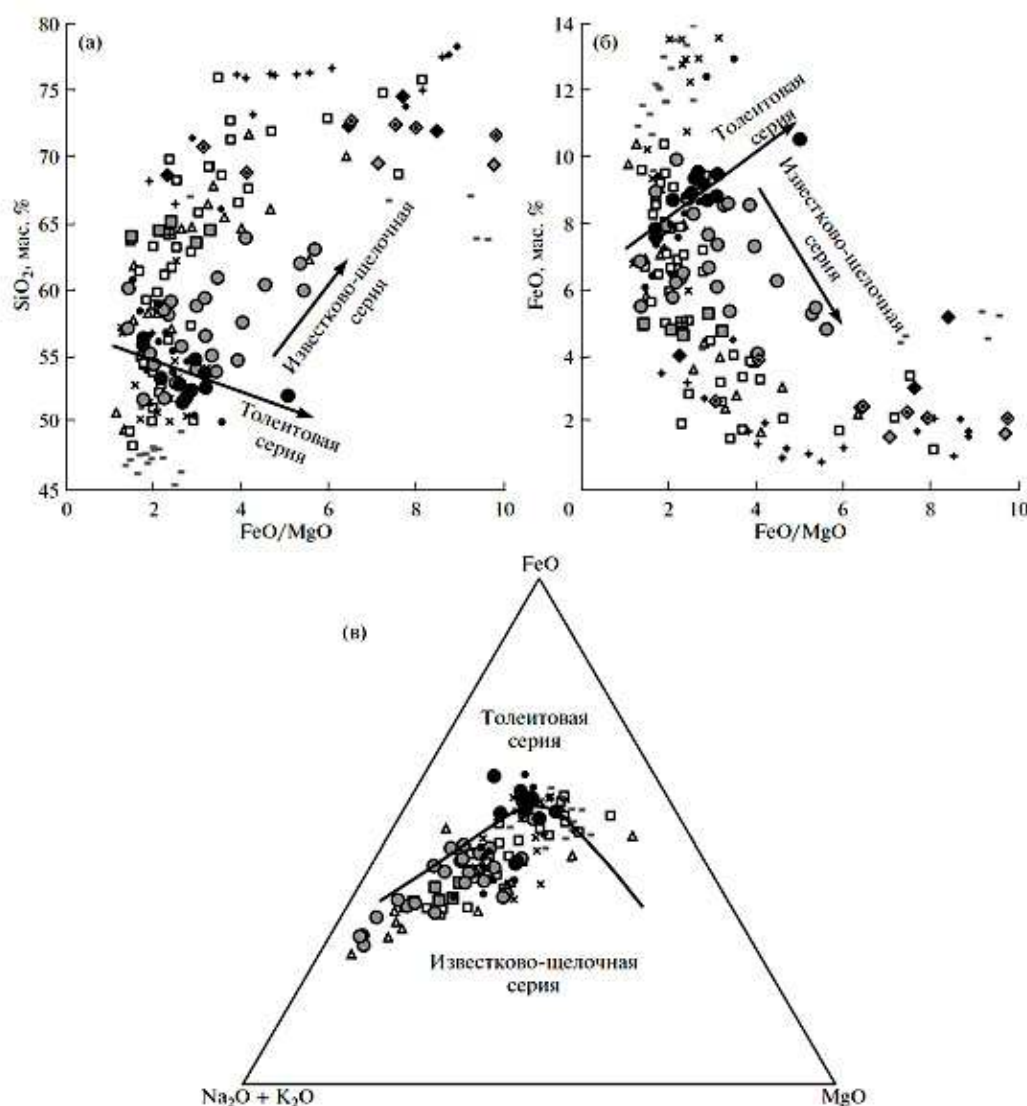


Рис. 5. Диаграммы, иллюстрирующие изменения содержаний элементов в известково-щелочной и толетовой сериях вулканических пород Хан-Богдинской впадины.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4. Стрелками показаны характерные тренды изменения составов основных–средних пород толетовой и известково-щелочной серий.

В соответствии с описанным выше разрезом и петрохимическими параметрами вулканических пород в бимодальной ассоциации выделены нижняя (БНП) и верхняя (БВП) пачки, разделенные резко отличным от них слоем дацитов ПС (рис. 3б). БНП (трахиандезибазалты, трахиандезиты, трахидацитовые и комендитовые туфы и игнимбриты, лавовые комендиты и трахириолиты на рис. 3б) представлена в основном породами субщелочного

ряда (рис.4) с узким разрывом в составах между 65 и 70 мас. % кремнезема. По петрохимическим показателям БНП занимает промежуточное положение между известково-щелочной и толеитовой сериями (рис.5): для более основных пород характерен тренд уменьшения содержания кремнезема и роста общего железа с увеличением железистости пород, в то время как более кислые породы ведут себя противоположно, - то есть более основные вулканы тяготеют к толеитовой серии, переходящей в более кислой ее части к известково-щелочной серии. Базитвые составы БНП наиболее богаты из всех рассмотренных составов титаном и относятся к умеренно-титанистым разностям, превосходящим по этому показателю не только средний состав островодужных базальтов, но и базальтов срединно- океанических хребтов (MORB).

Отметим специфику составов комендитов и хириолитов, имеющую прямое отношение не только к БНП, но и к рассмотренной ниже БВП. Часто между комендитами и трахириолитами разницы нет. Они сложены вкраплен-

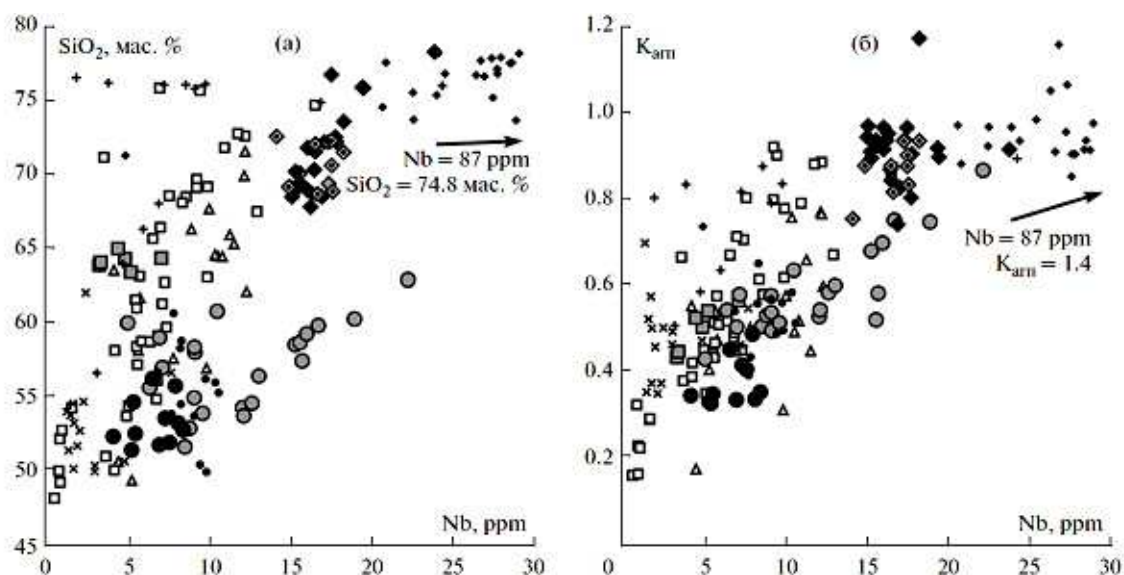


Рис. 6. Вариации содержания кремнезема и коэффициента агпаитности ($K_{агп}$) относительно концентрации Nb в вулканических породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4.

никами пертитового щелочного полевого шпата и кварца в стекловатой или девитрифицированной кварц-щелочнополево-шпатовой основной массе, но отличаются наличием щелочных амфиболов и эгирина в основной массе комендитов и отсутствием их в трахириолитах, а также появлением мелких зерен окисленного магнетита в последних. Соответственно комендиты чаще имеют коэффициент агпаитности более единицы, а трахириолиты ниже единицы. Нередко переход от комендитов к трахириолитам явно связан с вторичными изменениями первых за счет неустойчивости щелочных амфиболов и пироксенов и замещения их гидроксидами железа при выносе

натрия и калия. Этот переход сопровождается покраснением породы, в результате чего в измененном виде комендиты становятся очень похожи на обычные риолиты АКО (правда, безплагиоклазовые). В связи с этим для отличия комендитов и трахирио-литов бимодальной ассоциации и риолитов АКО мы использовали содержания малоподвижного при вторичных изменениях ниобия, которым заметно богаче агпайтовые комендиты и трахириолиты по сравнению с любыми риолитами АКО и островных дуг. На рис. 6 представлены зависимости кремне-кислотности и коэффициента агпайтности пород от содержаний ниобия всех перечисленных выше вулканических ассоциаций. Все комендитовые и трахириолитовые составы имеют более высокие концентрации ниобия. При $\text{SiO}_2 = 70$ мас. % граничное значение содержания ниобия, разделяющее кислые породы АКО и комендиты и трахириолиты, составляет около 13 ppm.

Пограничным слоем между верхней и нижней пачками бимодальной вулканической ассоциации является выдержанный на большом расстоянии по простиранию толщи слой дацитов мощностью около 100м (рис.3). По своему химическому составу этот слой вулканитов не похож ни на какие породы бимодальной ассоциации. Его состав можно было бы принять за промежуточный между базитами и кислыми породами верхней пачки бимодальной ассоциации (рис.4), но на рис.5 видно, что дациты промежуточного слоя резко отличаются от составов пород верхней пачки, и по всем петрохимическим и геохимическим (см. ниже) показателям он, скорее, относится к известково-щелочной вулканической ассоциации девона и АКО, чем к бимодальной ассоциации.

Согласно залегающая на ПС толща БВП наиболее строго может считаться бимодальной, так как в ней присутствуют практически только базальты и андезибазальты, с одной стороны, и комендиты и трахириолиты с другой. Разрыв в ряду составов по содержанию кремнезема составляет 57-65 мас.%. В отличие от ассоциации БНП, в основном сложенной субщелочными вулканитами, базиты БВП относятся к нормальному ряду, близкому к базитам девона и АКО (рис.4). Однако в базитах БВП содержание кремнезема с ростом железистости, скорее, падает, а валовое содержание железа растет, что позволяет отнести их к толеитовой петрохимической серии. Содержание титана в них - на уровне MORB.

На рис.7 показаны составы изученных вулканических пород в полях составов адакитов и нормальных островодужных вулканитов по данным [28].

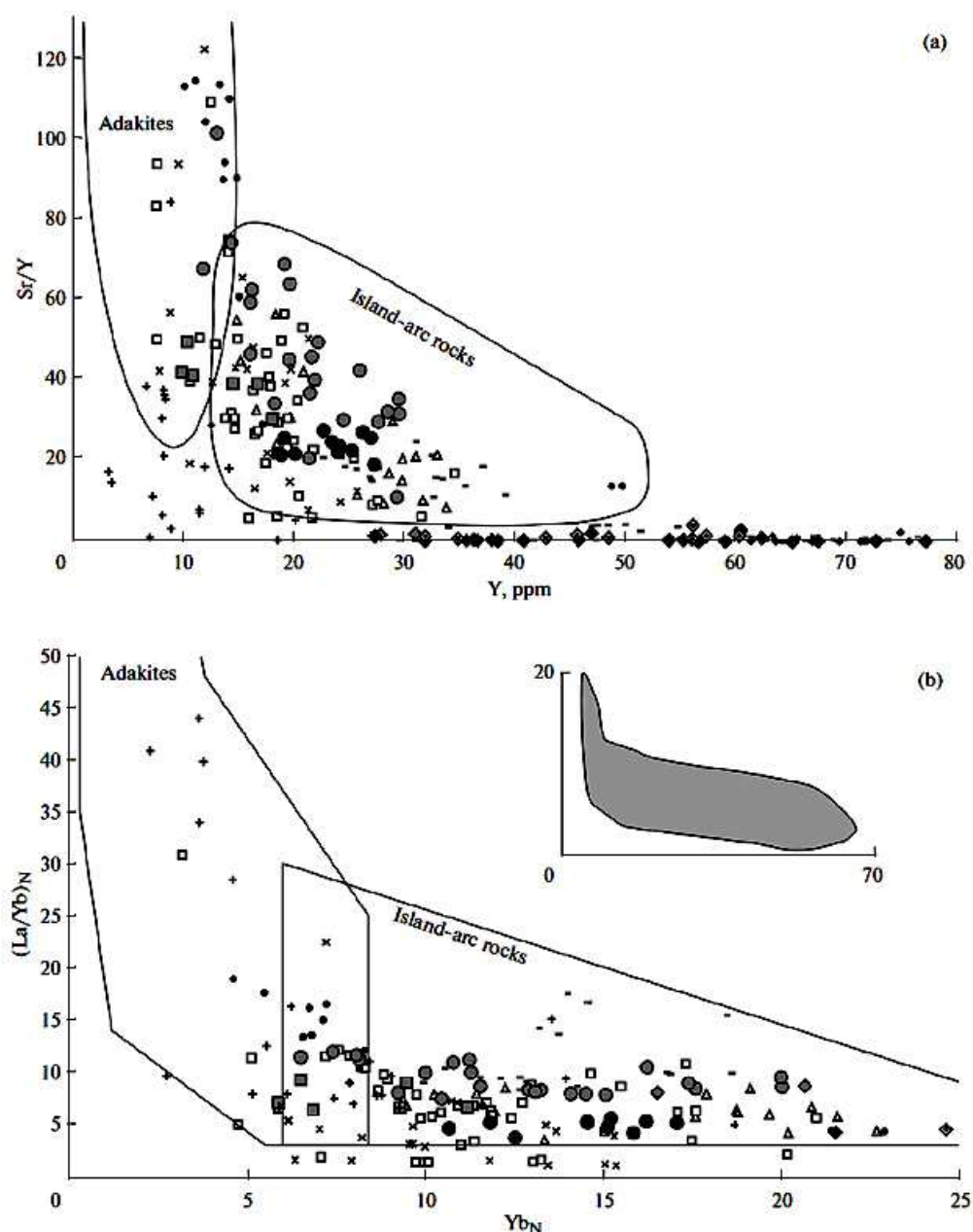


Рис. 7. Положение составов вулканических пород Хан-Богдинского региона относительно полей адакитов и нормальных островодужных пород по [28].

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4. На врезке серым цветом показано общее поле составов вулканических пород Хан-Богдинской бимодальной ассоциации.

Подавляющее количество изученных составов пород девонской серии, АКО и бимодальной ассоциации ложатся в поле нормальных островодужных вулканических пород. Исключение составляют наименее дифференцированные составы вулканитов АКО, БНП и дациты ПС, которые попадают либо в промежуточное поле между адакитами и нормальными островодужными вулканитами, либо непосредственно в поле адакитов. Составы пород БНП, которые частично соответствуют адакитам, образуют на рис.7б линию

обратной корреляции $Sr/Y = 1571Y^{-1.2339}$, $R^2 = 0.5822$, для ассоциации девона - $Sr/Y = -1.8415Y + 73.023$, $R^2 = 0.6326$.

Итак, вулканические ассоциации АКО и девона типично островодужные известково-щелочные, низкотитанистые; переход от ассоциации девона к АКО практически не сказывается на составах вулканитов. Начиная с БНП условия формирования магм изменились: появляются первые признаки бимодальности, повышается щелочность и титанистость магм, отмечается переход в процессе их дифференциации от толеитовой к известково-щелочной серии с образованием комендитов и трахириолитов. Затем снова появляются аналоги известково-щелочных магм типа АКО в виде дацитов ПС. Наименее дифференцированные разности базитов этой части бимодальной ассоциации, а также пограничные дациты оказываются близкими к адакитам. БВП характеризует формирование толеитовых базальтов с умеренной титанистостью (типа MORB), комендитов и трахириолитов с разрывом составов между ними. Все это фиксируется в едином обобщенном разрезе.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В СУБДУКЦИОННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Геохимические методы оценки источников магм, их дифференциации и смешения

Используемые нами подходы в оценке источников магматических пород на примере редкометальных щелочных гранитоидов и их родоначальных пород описаны в статье [9]. Источники магм любых магматических пород оцениваются по их соотношениям концентраций несовместимых элементов с близкими величинами комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и магмой. Такие отношения названы “каноническими” [30]. Уравнения зависимости соотношений элементов-примесей в магмах и их источниках от различной степени несовместимости, степени плавления источника или дифференциации магмы представлены нами в статье [9]. Из большого набора элементов-примесей мы выбрали элементы, которые в процессе дифференциации магмы независимо от ее состава постоянно накапливаются в остаточном расплаве (рис.8): ниобий-уран, ниобий-цирконий, лантан-иттербий, торий-тантал, церий-свинец и ниобий-лантан. Соотношения концентраций этих пар элементов используют для оценки разнообразных мантийных источников. Кроме того, важно, чтобы эти пары элементов-примесей имели разные отношения в модельных источниках (мантийные источники: деплетированная мантия, производными которой

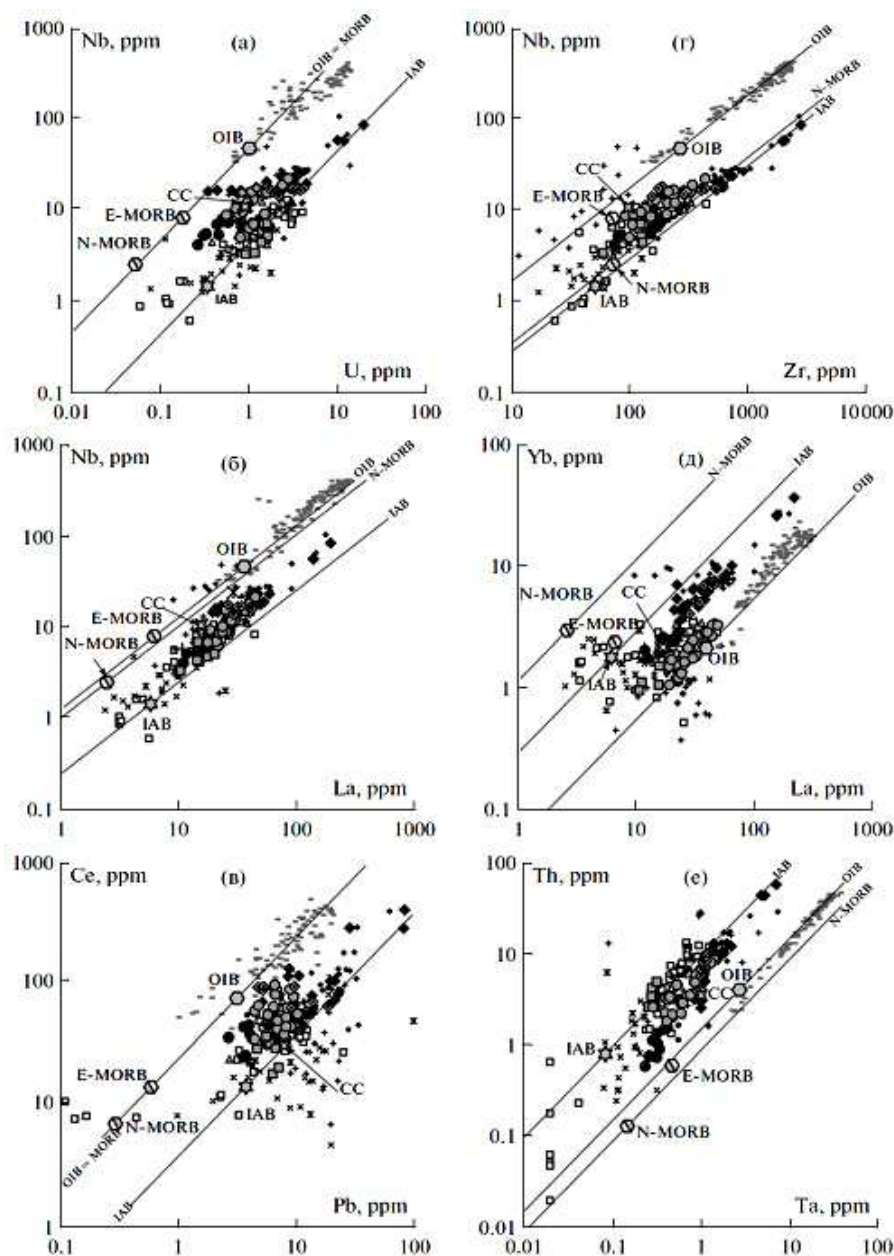


Рис. 8. Вариации концентраций несовместимых микроэлементов в вулканических породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Показаны модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB – нормальные, E-MORB – обогащенные), океанических островов (OIB) и островных дуг (IAB), а также континентальной коры (CC), как возможные источники рассматриваемых пород. Проведены линии равных отношений для соответствующих источников.

являются MORB и внутриплитные океанические (OIB); островодужные базитовые (IAB), континентальная кора (CC) и т. п.), с которыми обычно сравнивают изучаемые объекты. Кроме этих глобальных модельных источников в образовании тех или иных магм могут участвовать некоторые локальные источники (например, офиолиты, осадки и т.п.). Нужно сразу

сказать, что наш опыт геохимического исследования различных магматических пород показывает, что участие каких-либо чистых источников при образовании природных магм встречается редко. И, соответственно, линии эволюции магм чаще пересекают линии равных значений канонических отношений (рис.8), что свидетельствует об участии в образовании магм не только кристаллизационной дифференциации (или фракционного плавления), но и процессов смешения магм или их источников.

Поведение пар несовместимых элементов-примесей в процессе дифференциации или анатексиса магм, образовавшихся из разных источников, отображается на логарифмических диаграммах содержаний элементов в виде прямых линий, проходящих через составы источников, и накапливающихся в остаточных магмах по мере их дифференциации.

Канонические отношения несовместимых элементов в вулканических породах Хан-Богдинской впадины и их источники

На рис.8 кроме составов изучаемых пород показаны линии, соответствующие равным отношением содержаний несовместимых элементов, а также приведены данные по вулканическим породам острова Пантеллерия (модельный источник OIB). Из рисунка видно, что эволюционные линии составов различных ассоциаций в разной степени отклоняются от линий равных отношений заданных элементов от субпаралельных (для отношений La/Yb и Zr/Nb) до кососекущих (для Nb/U и Ce/Pb). На всех диаграммах (рис.8) кислые породы бимодальной ассоциации образуют кривую линию, аппроксимируемую для соотношения Nb/U степенным уравнением $Nb = 14.453e^{0.1167U}$, $R^2 = 0.6501$.

На рис.8 также видно, что по всем индивидуальным каноническим отношениям подавляющее количество составов рассмотренных вулканических пород близко к таковым для островодужного модельного источника, но с тем или иным участием источника MORB и обогащенных источников (OIB или CC), а также с участием кристаллизационной дифференциации, характеризующей накопление элементов.

Рассмотрим эти выводы более подробно на диаграммах 9. Для этого из различных комбинаций канонических отношений выберем те, которые фиксируют связь рассматриваемых в настоящей статье и охарактеризованных выше вулканических ассоциаций с конкретными модельными источниками: мантийными (N-MORB, E-MORB, OIB), коровыми (CC) и смешанными (IAB). К коровым источникам могут быть отнесены также офиолиты Южно-Монгольских герцинид, характеризующие составы океанской коры позднепалеозойского Палеотетиса [31].

На рис. 9a (Th/Ta-Nb/U) четко фиксируется, что подавляющее количество составов всех изученных вулканических ассоциаций отвечает зависимостям, близким к гиперболическим, и располагается в поле,

ограниченном близкими к гиперболическим кривыми, аппроксимируемыми уравнениями: $\text{Th}/\text{Ta} = 80.288(\text{Nb}/\text{U})^{-1.3299}$, $R^2 = 0.7848$ для составов офиолитов и $\text{Th}/\text{Ta} = 43.456(\text{Nb}/\text{U})^{-0.6899}$, $R^2 = 0.4835$ для составов гранитоидов Южно-Монгольских герцинит. К линии, соответствующей составам офиолитов, близки составы базитовых пород почти для всех вулканических ассоциаций: девона, исключая две пробы, которые по составу близки к составам гранитоидов; АКО, исключая составы вулканических пород, отобранных на северо-западе от Хан-Богдинского массива (пробы 16/3-16/9, таблица); некоторые составы БВП. Отклоняются от этой линии большинство составов пород БНП и комендиты и трахириолиты. Линия, аппроксимирующая составы офиолитов и большинства других рассматриваемых вулканических пород, является, судя по рис.8, обобщающей разные процессы, участвовавшие в образовании пород. В случае постоянных величин канонических отношений при дифференциации магм она должна соответствовать линии смещения двух групп источников магм: островодужного источника типа IAB и мантийного источника (либо типа MORB, либо типа OIB).

Разделение мантийных источников показано на диаграмме 9в ($\text{La}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{U}$), где модельные источники типа OIB и типа MORB заметно различаются по величине La/Yb отношения. Рис. 9в демонстрирует, что одним конечным мантийным источником для магм изучаемых вулканических ассоциаций является источник типа MORB, а не источник типа OIB. На рассмотренном выше рис. 9а видно, что вторым конечным источником для этих магм является субдукционный источник типа IAB. На рис. 9б ($\text{Zr}/\text{Nb}-\text{Nb}/\text{U}$) этот вывод подтверждается, и видно, что конечным мантийным источником вулканических ассоциаций девона, АКО и БВП является смесь источников деплетированной (типа N-MORB) и обогащенной мантии (типа E-MORB) срединно-океанических хребтов. Этой же тенденции следуют составы комендитов и трахириолитов, а также БНП, но с явным участием СС (рис. 9а).

Анализ распределения составов вулканических пород каждой ассоциации на такого рода диаграммах раскрывает важные подробности дифференциации их магм и происхождения вулканизма Хан-Богдинского района.

Во-первых, на рис. 9а многие составы изученных вулканических пород (девонская ассоциация, часть составов АКО, дациты ПС) располагаются в

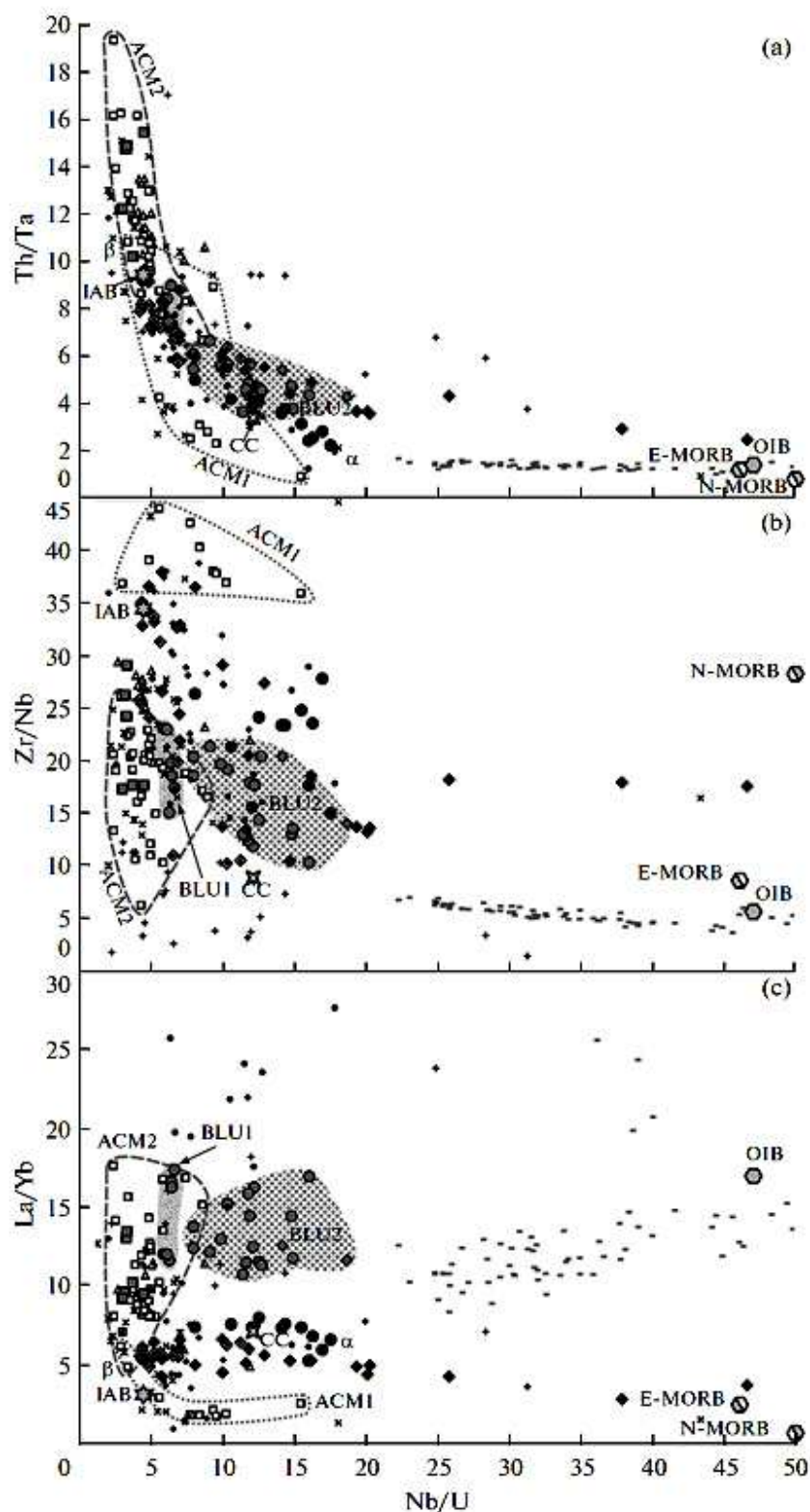


Рис. 9. Вариации отношений Th/Ta (а), Zr/Nb (б) и La/Yb (в) относительно Nb/U в вулканических породах Хан-Бог-динского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4, модельные источники – на рис. 8. Пояснения в тексте.

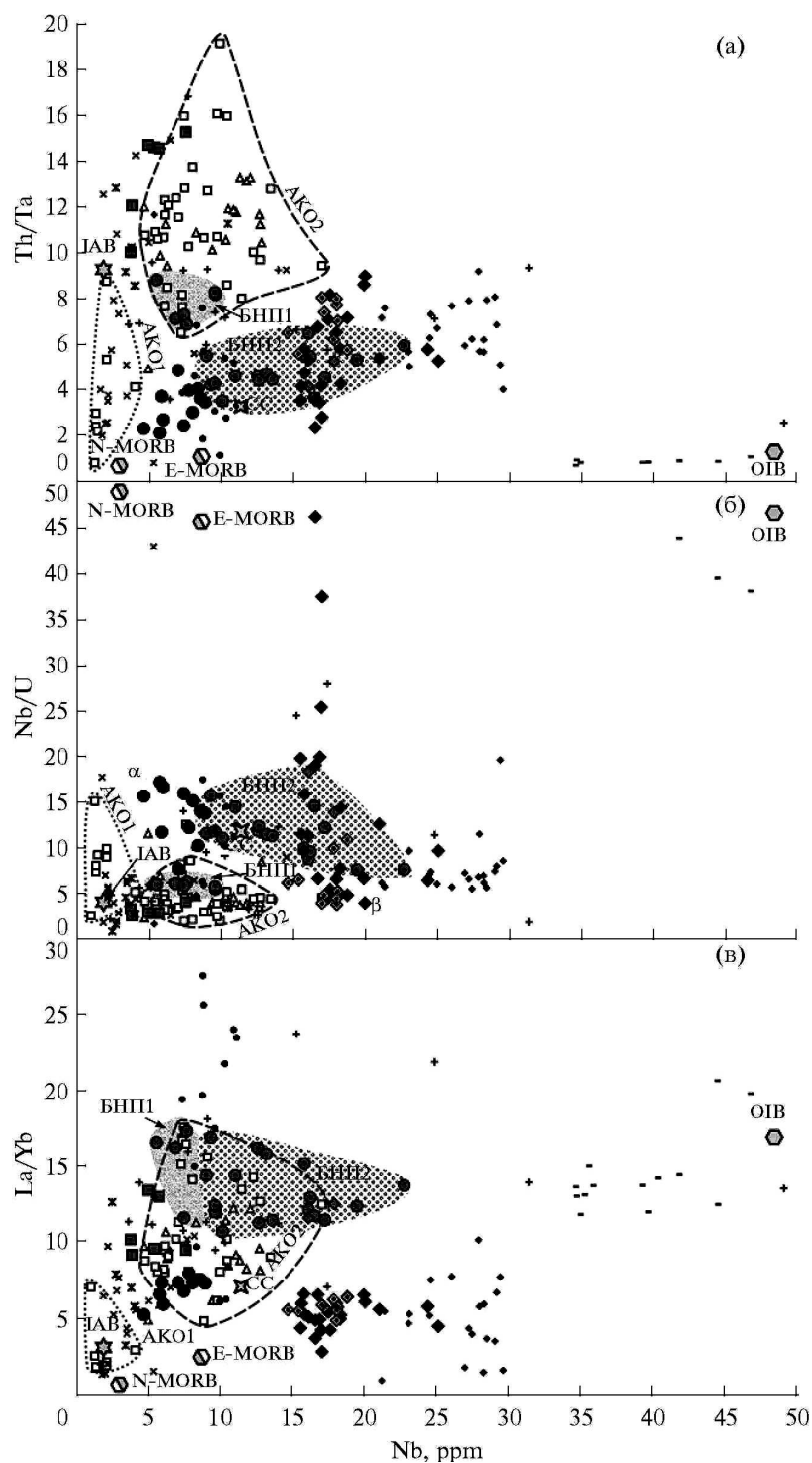


Рис. 10. Вариации отношений Th/Ta (а), Nb/U (б) и La/Yb (в) относительно содержания Nb в вулканических породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4, модельные источники – на рис. 8.

области высоких отношений Th/Ta (>9 при модельном значении источника IAB около 9) при практическом постоянстве величины Nb/U = 3–6. Это означает либо более высокое по сравнению с модельным региональное отношение Th/Ta в источнике магм, либо рост этого отношения в процессе

дифференциации магм. Проверим влияние процесса дифференциации магм на величину Th/Ta, используя такие индексы дифференциации магм, как содержание в них ниобия или кремнезема (рис. 10 и 11). На рис. 10а и 11а видно, что для вулканических пород девонской ассоциации, дацитов ПС и некоторых пород АКО, величина Th/Ta отношения в которых превышает модельное глобальное значение в источнике IAB, это отношение растет с увеличением в породах содержания ниобия и кремнезема, т.е. с увеличением степени дифференцированности магм (или уменьшением степени плавления источника). Поскольку рост содержания кремнезема в этих ассоциациях происходит при более высоких, чем допускает средний состав СС, величинах Th/Ta, то этот эффект, скорее, связан с дифференциацией магм ассоциаций девона и АКО, а не с ассимиляцией СС. В пользу этой причины появления таких высоких величин Th/Ta отношения свидетельствует и высокое содержание кремнезема в кислых вулканических и плутонических породах с высоким отношением Th/Ta. Отметим также, что поля составов БВП и БНП на рис. 10а и 11а надстраивают друг друга с ростом величины Th/Ta отношения и содержаний ниобия и кремнезема, но это может быть результатом не только дифференциации магм, но и смешения таких источников, как MORB, IAB и СС.

Во-вторых, рассмотрим некоторые детали поведения Nb/U отношения в процессе дифференциации магм (рис. 10б, 11б).

Величина Nb/U в большинстве изученных пород варьирует в рамках, соответствующих надсубдукционному источнику IAB, образуя при вариациях содержания ниобия до 37 ppm субгоризонтальную линию эволюции (практически при постоянном Nb/U, равном 3-6), типичную для кристаллизационной дифференциации. Этот вывод подтверждается соотношениями Nb/U с кремнекислотностью пород ($Nb/U = 46418(SiO_2)^{2.2182}$, $R^2 = 0.4438$, рис. 11б) и соотношением Nb/U и Eu/Eu* ($Nb/U = 5.2811, Eu/Eu^* + 0.3119$), когда рост содержания ниобия сопровождается ростом кремнекислотности и понижением величины Eu/Eu* от 1.2 до 0.7 (рис. 12б). Такой тип дифференциации с ростом кремнекислотности и с участием фракционирования полевых шпатов характерен для типичных субдукционных известково-щелочных магматических ассоциаций. Следовательно, мы получаем подтверждение того, что породы с высоким Th/Ta отношением являются результатом дифференциации магм. Наименее дифференцированные составы пород девона и АКО отклоняются в сторону мантийных источников, а именно, как было показано выше, в сторону MORB (пробы с Nb/U > 10). По показателям степени дифференцированности пород и каноническим отношениям вулканические породы АКО разделены на: 1) базиты АКО1 ($SiO_2 < 55$ мас. %) с весьма низкими содержаниями ниобия (не

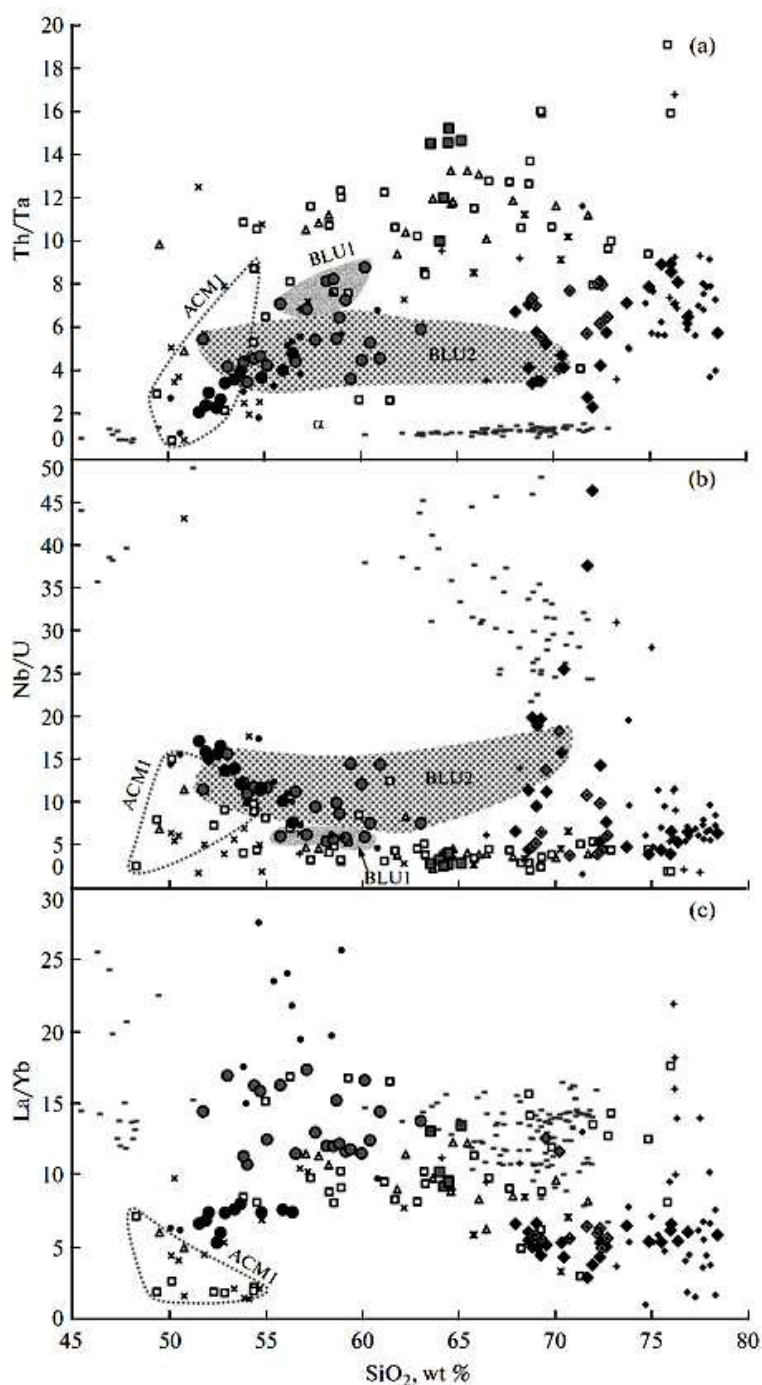


Рис. 11. Вариации отношений Th/Ta (а), Nb/U (б) и La/Yb (в) относительно концентрации SiO₂ в вулканических породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4, модельные источники – на рис. 8.

более 2 ppm), с низким Nb/U (<18), высоким Zr/Nb (>35), с низким La/Yb (<7), с низким Ce/Pb (<6), с низким Nb/La (<0.5); сюда относятся вулканические породы, развитые к северо-западу от Хан-Богдинского гранитного массива (пробы 16/3-16/9, таблица), 2) вулканы переменного

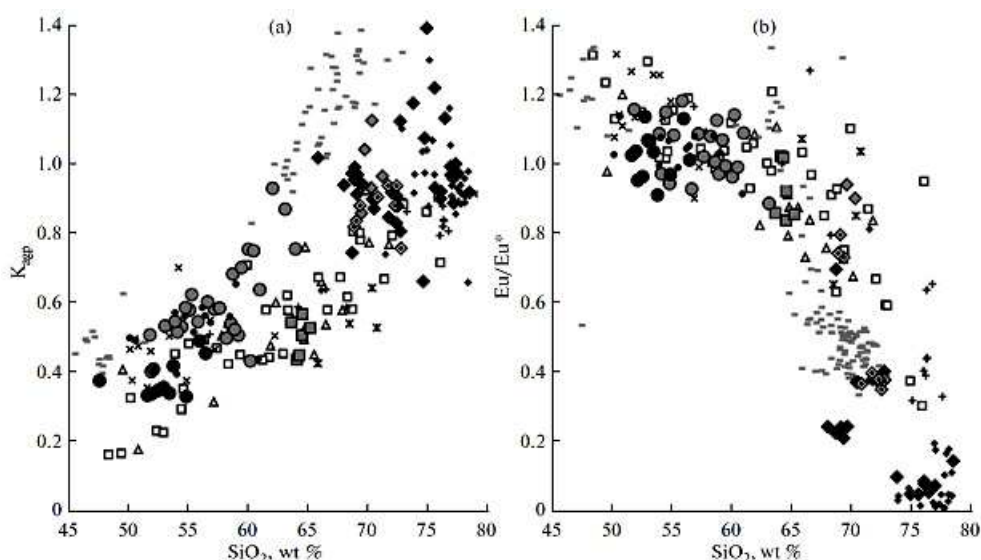


Рис. 12. Вариации коэффициента агпаитности (а) и величины европиевого минимума (б) относительно концентрации SiO₂ в вулканических породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4.

состава АКО2 (SiO₂ = 50-65 мас. %) с низкими и умеренными содержаниями ниобия (>2 ppm) и с низким Zr/Nb (<30), с переменными значениями отношений La/Yb (от 4 до 18), Ce/Pb (от 1.5 до почти 10), с высоким отношением Th/Ta (от 7 до 19). Первая базитовая группа по всем перечисленным геохимическим параметрам ближе всего к субдукционному источнику типа IAB, возможно, с примесью источника типа MORB (по данным Nb/U (~16), Ce/Pb (~19), Th/Ta (~1)). Она отличается от второй группы большим разбросом величин канонических отношений. Вторая группа пород близка к наиболее компактной по величине Nb/U (3-6) пород АКО.

Перейдем к характеристике бимодальной ассоциации. По соотношению Nb/U и содержанию ниобия большого различия между составами БНП и БВП не отмечается (рис. 10б), но имеются заметные отличия бимодальной ассоциации от описанных выше составов пород ассоциаций девона и АКО. Небольшое количество проб ассоциации БНП попадает в поле ассоциации девона и АКО2 (ассоциация БНП1), с отношением Nb/U, равным 5-7, и минимальным содержанием Nb около 5 ppm, большая же часть составов (ассоциация БНП2) распределена вдоль линии аир, которая, скорее всего, совмещает процесс дифференциации магм состава а и смешения компонента а с Nb/U > 18 (Nb = 5 ppm) и компонента р с Nb/U ~ 5 (Nb = 20 ppm). В точке р сливаются тренды дифференциации ассоциаций девона, АКО, ПС и БНП1 с линией дифференциации и смешения БНП2. Компонент р – типичный

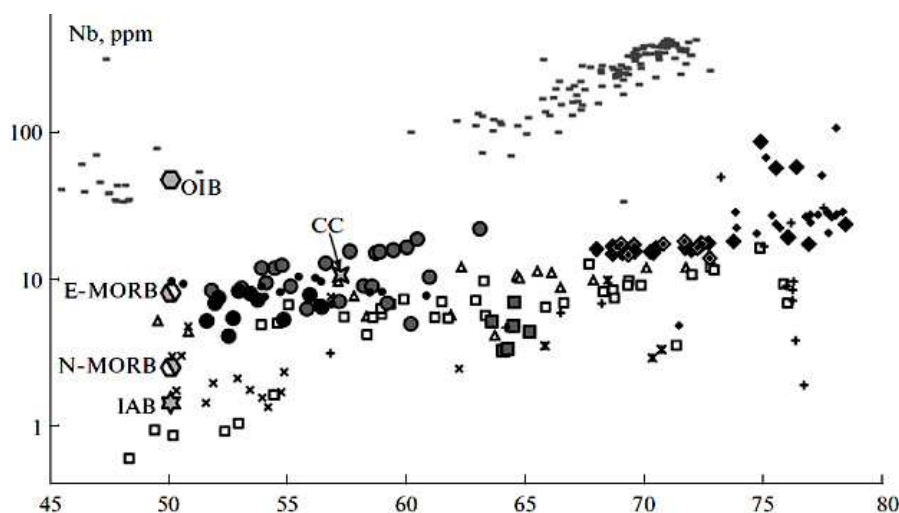


Рис. 13. Вариации содержаний Nb относительно SiO_2 в породах Хан-Богдинского региона.

Примечание: Условные обозначения см. на рис. 4, модельные источники – на рис. 8.

субдукционный источник типа IAB, характерный как главный источник магм всех охарактеризованных выше вулканических ассоциаций. Компонент α – это смесь источников IAB и MORB (рис.9). Судя по тому, что в наименее дифференцированных магмах нижней пачки бимодальной ассоциации промежуточных составов между α и β практически нет, похоже, что компонент α – это смесь именно источников, а не магм, и он явно содержит долю источника MORB. Этот источник фиксируется также в офиолитах герцинид и вулканитах АКО1. Большая часть составов вулканитов БНП2 богаче ниобием, чем вулканиты БВП, возможно, связанные либо с вовлечением источника типа OIB, либо с ассимиляцией магмами БНП2 среднего состава CC (рис.9а). Составы БНП и БВП с ростом степени дифференцированности (содержания ниобия) обогащаются кремнеземом (рис.13), что может быть связано, как только что было сказано, либо с дифференциацией магм, либо с ассимиляцией магмами верхней коры (а также осадков офиолитов и гранитоидов).

Дацинты ПС бимодальной ассоциации явно связаны с источником типа IAB (рис.10б), хотя остается неясным, является ли их повышенная кремнекислотность результатом дифференциации магм девона или АКО (слишком низкое содержание ниобия для этого) или ассимиляции упомянутыми базитовыми магмами кислых пород или магм того же источника типа IAB. Наиболее вероятно, что дациты ПС связаны с дифференциацией наиболее бедных ниобием магм типа АКО1.

На рис.13 отчетливо видна прямая корреляция содержаний ниобия и кремнезема для всех изученных ассоциаций вулканитов. Из анализа этого рисунка вытекает следующее: 1) источники наиболее бедных кремнеземом базитовых магм всех ассоциаций варьируют от IAB через N-MORB до E-

MORB при росте содержания ниобия (в последовательности АКО1 - IAB; АКО2 и девон - IAB (или N-MORB) + + E-MORB; БВП, БНП1 - то же, но с обогащением E-MORB; БНП2 - E-MORB), но при постоянной кремнекислотности, что свидетельствует о влиянии на состав таких магм именно их источников, а не дифференциации магм; 2) прямая корреляция между содержанием ниобия и кремнекислотностью в ассоциации БНП2 может быть связана как с дифференциацией магм, так и с ассимиляцией верхней коры их магмами. Такая же корреляция содержания ниобия и кремнезема в магмах других ассоциаций явно связана с дифференциацией магм, так как линии их эволюции располагаются ниже составов СС.

Наконец, многие составы комендитов и трахириолитов концентрируются вблизи состава субдукционного компонента β при том же низком отношении $Nb/U \sim 3-6$ (рис.10б), который мог возникнуть при дифференциации базитовых магм, выплавленных из источника типа IAB. Так как этот тренд дифференциации для комендитов и трахириолитов продолжается с дальнейшим накоплением ниобия по сравнению с составом β , то маловероятно, что состав β - это случайный продукт дифференциации базитовых магм. Должен существовать индивидуальный источник состава β . Таким источником могут быть либо базиты, связанные с источником IAB (любые перечисленные выше, включая офиолиты, особенно спилитизированные [10]) и подвергнутые анатексису, либо верхняя континентальная кора (рис.10б,11б). Последняя, если она, по мнению многих исследователей, образуется за счет эволюционирующих субдукционных магм, должна иметь характерные для этой обстановки величины канонических отношений (например, $Nb/U = 3-6$), что может указывать либо на неполноту видимого и изученного разреза бимодальной ассоциации, либо на образование таких кислых вулканитов при анатексисе спилитизированных базитов офиолитов, среди которых есть составы с таким высоким отношением Nb/U .

Еще одна особенность вулканизма Хан-Богдинской впадины – повышенное по сравнению со средним модельным для IAB отношение La/Yb , которое может быть связано либо с дифференциацией магм, либо региональной особенностью их источников. На рис. 10в видно, что отношение La/Yb вулканитов АКО растет с увеличением степени дифференциации, чего нельзя сказать в отношении пород девонской и бимодальной ассоциаций. Более того, на рис.11в составы АКО, БНП и БВП группируются в поля с близкими величинами La/Yb , и с возрастанием кремнекислотности пород они смещаются в сторону все более высоких значений La/Yb от составов АКО1 до БНП. Нам представляется, что такие зависимости могут быть объяснены добавлением к источникам типа IAB и MORB все большей доли источника типа OIB или СС (рис.11в). Дальнейшая дифференциация всех магм, включая БНП, возможно, с участием ассимиляции верхней коры приводила к росту кремнекислотности

остаточных магм. Таким образом, мы допускаем, что повышенное значение La/Yb в изученных вулканитах связано либо с добавлением в источник магм примеси OIB и последующей дифференциацией магм, либо с ассимиляцией этими магмами верхней континентальной коры и также последующей дифференциацией магм.

Таким образом, вариации канонических отношений несовместимых элементов-примесей в вулканических породах Хан-Богдинской впадины показывают, что образование их магм связано с главным источником типа IAB, к которому добавлялся в разных пропорциях источник типа MORB. Наибольшее участие последнего отмечается в магмах бимодальной ассоциации (БНП2 - E-MORB, для БНП1 и БВП - N-MORB). Эти данные не противоречат описанным выше петрохимическим характеристикам, когда известково-щелочные низкотитанистые серии нормальной щелочности офиолитов девона и АКО сменяются промежуточной высоко- и умеренно-титанистой субщелочной ассоциацией БНП, а затем толеитовой умеренно-титанистой ассоциацией БВП. БНП и БВП разделены ПС, скорее всего, известково-щелочной серии, что свидетельствует о продолжении вместе с бимодальным вулканизмом обычного андезитовидного островодужного (типа АКО1). В поздней ассоциации БНП и ПС признаки адакитовых составов указывают на повышенную температуру источника их магм (субдукция горячей литосферы).

Смена геодинамических обстановок в геологической эволюции Хан-Богдинской впадины и происхождение комендитов и трахириолитов

Анализ геологических, геохронологических, петрохимических и геохимических данных по вулканитам Хан-Богдинской впадины, и в первую очередь южного обрамления Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива, показывает, что в процессе геологической эволюции впадины геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главной оставалась субдукционная обстановка с источником вулканизма типа IAB. Девонское основание впадины и вообще офиолиты ЮжноМонгольских герцинид формировались в обстановке островных дуг [19, 25], а вулканиты стратиграфически нижней части самой впадины образовались в условиях АКО и отделены от девонской ассоциации горизонтом конгломератов. Поскольку канонические отношения несовместимых элементов-примесей, являющиеся индикаторами геодинамических обстановок, оставались в этих ассоциациях достаточно постоянными, можно допустить и близкие источники формирования для этих ранних вулканических ассоциаций. Субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов. Не исключено, что в образовании кислых пород этих ассоциаций участвовала не только дифференциация магм, но и ассимиляция ими кислой континентальной коры. Вулканическая ассоциация АКО разделена на

наиболее примитивную АКО1, развитую в удаленной северо-западной периферийной части Хан-Богдинского массива, и АКО2, обычную по составам и пространственно наиболее широко распространенную. При переходе от ассоциации АКО к БНП, который не сопровождается существенным стратиграфическим или структурным несогласием в южном разрезе, геодинамическая ситуация меняется: вулканы БНП1 сохраняют все геохимические черты ассоциации АКО2, но породы БНП2 отличаются повышенной щелочностью, титанистостью, переходным типом от известково-щелочной к толеитовой серии, признаками участия мантийных источников, скорее всего типа E-MORB, а также сходством с адакитами. Обычно считается, что такие вулканические ассоциации возникают, когда к зоне субдукции приближается область срединно-океанического хребта (СОХ), в связи с чем конвективная ячейка в астеносфере между СОХ и АКО сужается и в СОХ преобладает вулканизм типа E-MORB [21], который в заметном объеме подмешивается к субдукционному вулканизму. Этот своеобразный смешанный по источникам вулканизм чередуется с обычным субдукционным (дациты ПС), а завершается толеитовым умеренно-титанистым вулканизмом нормальной щелочности БВП. В своей базитовой части такой вулканизм слабо дифференцированный, но с широким распространением комендитов и трахириолитов, в связи с чем наиболее близок к классическому бимодальному. Предполагаемая близость этого вулканизма по дополняющему источнику (типа N-MORB) к субдукционному источнику типа IAB свидетельствует о еще большей пространственной сближенности обстановок островной дуги и СОХ в течение образования ассоциации БВП. Близость к адакитам вулканитов БНП и ПС может свидетельствовать об участии в источнике их магм субдуцируемой океанической коры (герцинские офиолиты), а их образование нередко связывают с проявлением в зоне субдукции “астеносферного окна”, в свою очередь обусловленного субдукцией СОХ. В целом эволюция вулканизма Хан-Богдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфики состава пород напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозой [3,7,17], где фиксируется такая же последовательность вулканизма: сначала нормального субдукционного типа, а затем бимодального с огромными объемами комендитов в провинции Бассейнов и Хребтов при столкновении Восточно-Тихоокеанского поднятия с западной окраиной Северной Америки. Если такая аналогия реальна, то она доказывает физическую вероятность образования необычных для субдукционных обстановок агпаитовых кислых пород в условиях субдукции и коллизии СОХ и континентальной плиты. В цитируемых выше работах мы называли такую сложную геодинамическую обстановку калифорнийской. Однако это не объясняет как в таких обстановках образуются комендиты и трахириолиты.

Анализ составов магм (расплавных включений) из разных геодинамических обстановок [11] показал, что агпаитовые кислые магмы могут возникать в любых геодинамических обстановках, но в разных пропорциях с кислыми неагпаитовыми магмами: например, во внутриплитных континентальных обстановках их доля среди кислых магм больше, чем в островодужных обстановках и АКО, но они есть и в тех и в других. Одним из условий для проявления кислых агпаитовых магм в любых, в том числе островодужных обстановках, является наличие материнских базитовых магм повышенной щелочности, близких к таковым внутриконтинентальных обстановок, где доля агпаитовых кислых магм максимальна. В обычных островодужных магмах таких базитовых исходных магм немного и, соответственно, редкими являются агпаитовые кислые породы, которые подавляются более распространенными неагпаитовыми. Вторым условием образования кислых агпаитовых магм является способность исходных магм к глубокой дифференциации вплоть до образования кислых расплавов, доля которых по мере эволюции первичных магм уменьшается. Реализация первого условия в природных магматических системах осуществляется в первую очередь, видимо, за счет плагиоклазового эффекта Боуэна [20], в случае если коэффициент агпаитности расплава (рис.12а), равновесного с плагиоклазом, выше, чем плагиоклаза. Этот эффект проявлен практически во всех вулканических ассоциациях, что подтверждается прямой корреляцией коэффициента агпаитности с величиной Eu/Eu^* (рис.12б), но в исходных базитовых магмах для большинства из них нет необходимой повышенной щелочности. Последняя имеет место в вулканитах ассоциации БНП, в которой, кроме того, есть практически все переходные по составам породы от базитов через средние породы до кислых. Все они характеризуются повышенной щелочностью, соизмеримой с модельными континентальными внутриплитными обстановками (например, острова Пантеллерия в Средиземноморье или Гардарской провинции в Гренландии и др.), а также небольшой долей кислых пород по сравнению с основными и средними, что типично для процесса кристаллизационной дифференциации. При этом кислые породы БНП имеют величины канонических отношений, близкие к таковым для базитовых пород, что свидетельствует о близости источников для базитовых и кислых магм этой ассоциации. Таким образом, кислые агпаитовые породы БНП мы связываем с кристаллизационной дифференциацией базитовых магм повышенной щелочности. Отметим также, что такая кристаллизационная дифференциация должна была протекать в сравнительно малоглубинных условиях (<9 кбар), поскольку плагиоклазовый эффект, необходимый для такой дифференциации, может осуществляться в условиях стабильности плагиоклаза.

Для БВП такая модель мало вероятна, поскольку, во-первых, здесь мы имеем ассоциацию кислых агпаитовых магм с базитовыми магмами

толеитовой специфики, при которой в процессе кристаллизационной дифференциации не происходит накопления кремнезема до уровня составов кислых магм. Во-вторых, щелочность таких магм нормальная, а не повышенная, как это требуется для образования кислых агпаитовых магм. В-третьих, объем кислых магм в ассоциации БВП соизмерим с объемом базитовых магм, что противоречит механизму кристаллизационной дифференциации. В-четвертых, вариации значений канонических отношений содержаний несовместимых элементов в кислых магмах БВП часто не совпадают с вариациями таковых для средних и основных магм, что свидетельствует о далеко не полном соответствии источников кислых и базитовых магм. Для объяснения происхождения ассоциации БВП может быть рассмотрена модель анатексиса базитовых пород, особенно спилитизированных [10], или кумулатов их магм, как это было предложено для бимодальной ассоциации о-ва Пантеллерия [27]. При спилитизации базитов в них повышается, естественно, содержание натрия, что приводит к повышению в таком источнике общей щелочности, достаточной для выплавления трахитов, дифференциация магм которых уже может привести к появлению комендитов и трахириолитов [10]. При такой модели источниками кислых магм БВП могут быть как базиты БНП, так и спилитизированные базиты БВП или даже более ранних субдукционных ассоциаций. Видимо, не случайно среди составов комендитов и трахириолитов ассоциации БВП имеются составы трахитов, наиболее близкие к примитивным для кислых агпаитовых магм. Дифференциация таких или более кислых трахидацитовых магм может привести к формированию всей ассоциации комендитов-трахириолитов в БВП.

Таким образом, кислые породы ассоциаций БНП и БВП, скорее всего, формировались разными способами. Для ассоциации БНП допускается образование комендитов и трахириолитов при кристаллизационной дифференциации базитовой магмы повышенной щелочности, в свою очередь образованной в островодужной (субдукционной) геодинамической обстановке, модифицированной приближающейся к зоне субдукции зоны СОХ (в условиях источников IAB + E-MORB). Кислые породы ассоциации БВП были сформированы при анатексисе толеитовых базитов этой ассоциации, особенно спилитизированных, как и любых других базитов, и последующей кристаллизационной дифференциации анатектических магм. Толеитовые базиты ассоциации БВП, только парагенетически связанные с комендитами и трахириолитами, в свою очередь образовались в субдукционной обстановке, еще более модифицированной сближенным с зоной субдукции герцинским СОХ (в условиях источников IAB + N-MORB). Затронем еще вопрос о возможном участии плюмового источника в образовании комендитов района [18, 8]. Выше упоминалась возможность участия материала с характеристиками OIB (особенно по величине La/Yb) в образовании рассматриваемых магм, но вероятность участия источника типа

OIB, по имеющимся данным, мала. Мы также упоминали о том, что разрез бимодальных вулканитов, возможно, неполный. С геологической точки зрения нет принципиальной разницы между изложенной выше моделью и моделью появления мантийного плюма в зоне субдукции: и в том и в другом случае субдукционная обстановка сменяется рифтогенной или они чередуются. При преобладании субдукции над процессами растяжения литосферы и в том и в другом случае субдукция подавляет процесс растяжения или раскрытия “астеносферного окна”, прекращая рифтогенез, если, конечно, не продолжается дальнейшее развитие мантийного плюма. Не исключено, что глубинная субдукция вызывает подъем мантийных плюмов [12,14], а если последние имеют преимущественно термальную природу, то и источники вызываемого ими магматизма будут нести геохимические характеристики последних вещественных преобразований, а не просто плюмового источника типа OIB.

ВЫВОДЫ

1. Изучен разрез вулканических пород Хан-Богдинской верхнепалеозойской впадины на юге Монголии с участием комендитов (Южно-Монгольские герциниды): основание впадины (офиолиты девона с возрастом древнее 362 млн. лет), вулканические ассоциации АКО (с возрастом 330 млн. лет), бимодальная ассоциация с возрастом около 290 млн. лет, разделенная на нижнюю пачку (БНП), дациты промежуточного слоя (ПС) и бимодальную ассоциацию верхней пачки (БВП).
2. Вулканические ассоциации девона и АКО - известково-щелочные, низкотитанистые; переход от ассоциации девона к АКО практически не сказывается на составах вулканитов. Начиная с БНП появляются первые слабые признаки бимодальности, повышается щелочность и титанистость магм, отмечается переход в процессе их дифференциации от толеитовой к известково-щелочной серии с образованием комендитов и трахириолитов, возникают породы сходные с адакитами. Затем снова появляются аналоги известково-щелочных магм типа АКО в виде дацитов ПС. Вулканическая ассоциация БВП образована толеитовыми базальтами с умеренной титанистостью (типа MORB), комендитами и трахириолитами с разрывом в ряду составов между основными и кислыми породами. В ассоциациях БНП и ПС признаки адакитовых составов указывают на появление в зоне субдукции “астеносферного окна”, вызванного субдукцией герцинского срединно-океанического хребта, и участие в источниках магм горячей литосферы.
3. Вариации канонических отношений несовместимых элементов-примесей в вулканических породах Хан-Богдинской впадины вместе с их петрохимическими параметрами показывают, что их образование связано с главным источником типа IAB, к которому добавлялся в разных пропорциях источник типа MORB. Наибольшее участие последнего

отмечается в магмах бимодальной ассоциации (БНП2 - E-MORB, для БНП1 и БВП - N-MORB). БНП и БВП разделены ПС, скорее всего, известково-щелочной серии, свидетельствуя о продолжении одновременно с бимодальным обычным андезитоидного островодужного вулканизма.

4. Анализ геологических, геохронологических, петрохимических и геохимических данных по вулканитам Хан-Богдинской впадины показывает, что в процессе геологической эволюции впадины геодинамические обстановки формирования вулканизма хотя и менялись, но главной оставалась субдукционная обстановка с источником вулканизма типа IAB, которая сохранялась практически постоянной в течение времени формирования девонского основания впадины и вообще офиолитов ЮжноМонгольских герцинид (островные дуги), а также стратиграфически нижней части самой впадины (АКО). Образующиеся при этом субдукционные вулканические ассоциации являются дифференцированными, варьирующими по составу от базитов до дацитов и риолитов, возможно, образованными при участии ассимиляции СС. Допускается, что бимодальная вулканическая ассоциация возникла, когда к зоне субдукции приблизился срединно-океанический хребет (вулканизм типа E-MORB, который в заметном объеме подмешивается к субдукционному вулканизму). В целом эволюция вулканизма Хан-Богдинской впадины по смене геодинамических обстановок и специфике состава вулканизма напоминает эволюцию западной окраины Северной Америки в кайнозое.
5. Кислые породы ассоциаций БНП и БВП, скорее всего, образовались разными способами. Комендиты и трахириолиты ассоциации БНП, вероятно, формировались при кристаллизационной дифференциации базитовой магмы повышенной щелочности, в свою очередь образованной в островодужной (субдукционной) геодинамической обстановке, модифицированной приближающимся к зоне субдукции срединно-океаническим хребтом (источники IAB + E-MORB). Кислые породы ассоциации БВП являются результатом анатексиса толеитовых базитов этой ассоциации (источники IAB + + N-MORB), особенно спилитизированных (как и любых других базитов), и последующей кристаллизационной дифференциации анатектических магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д.** Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981. 136 с.
2. **Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др.** Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. № 4. С. 85–104.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С. 3-21.
4. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
5. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М.: Наука, 1971. 240 с.
6. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С. Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород МНР и его структурное положение // ДАН СССР. 1973. Т. 210. № 4. С. 911-914.
7. Коваленко В.И., Массажовский А.А., Ярмолюк В.В. Петрохимическая зональность и проблема реконструкции геодинамических обстановок (на примере монгольского отрезка Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13-29.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Геотектоника. 2006. № 6. С. 52-72.
9. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др. Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитоидов // Геология рудн. месторожд. 2007. Т. 49. № 6. С. 506-534.
10. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // Петрология. 2009а. Т. 17. № 2. С. 175-196.
11. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Кислые агпаитовые расплавы островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных континентальных обстановок (по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород) // Петрология. 2009б. Т. 17. № 4. С. 437-456.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Закономерности пространственного распределения "горячих точек" мантии современной Земли // Докл. АН. 2009в. Т. 427. № 5. С. 654-658.
13. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 654-665.
14. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // Отв. ред.: Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. В 8 томах. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. 280 с.
15. Типы магм и их источники в истории Земли. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования // Под ред. Богатикова О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Ч. 2. 280 с.
16. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 192с.
17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263с.

18. **Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Ази-атский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.
19. **Ярмолук В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.** Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразо-вания // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 6. С. 804-809.
20. **Bowen N.L.** Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks // Amer. J. Sci. 1945. V. 248-A. P. 75-89.
21. **Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M.** Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 226. P. 347-366.
22. **Dunbar N.W., Kyle P.R.** Volatile contents of obsidian clast in tephra from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications to eruptive processes // J. Volcan. Geotherm. Res. 1992. V. 49. P. 127-145.
23. **Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C.** Geochemistry of the pan-tellerites of Mayor Island, New Zealand // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 18. P. 116-140.
24. **Houghton B.F., Weaver S.D., Wilson C.J.N., Lanphere M.A.** Evolution of a Quaternary peralkaline volcano: Mayor Island, New Zealand // J. Volcan. Geotherm. Res. 1992. V. 51. P. 217-236.
25. **Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Kavalieris I.** Geology and Reconnaissance Stable Isotope Study of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au System, South Gobi, Mongolia // Econ. Geol. 2006. V. 101. P. 503-522.
26. **Liu Y., Anderson A.T., Wilson C.J.N. et al.** Mixing and differentiation in the Oruanui rhyolitic magma, Taupo, New Zealand: evidence from volatiles and trace elements in melt inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 71-87.
27. **Mahood G.A., Baker D.R.** Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 93. P. 251-264.
28. **Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.
29. **Nelson S.A., Hegre J.A.** Volcan Las Navajas, a Pliocene Pleistocene trachyte peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt // Bull. Volcanol. 1990. V. 52. P. 186-204.
30. **Workman R.K., Hart S.R.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 231. P. 53-72.
31. **Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al.** Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16. №. 7. P. 679-709.

УДК 552.33 550.42

Петрология и минералого-геохимические особенности редкометальных щелочных комплексов Южной Гоби, Монголия.

Н. В. Владыкин

Институт геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, Фаворского 1а. E-mail: vlad@iqc.irk.ru

Ранее в Ю.Гоби, Монголии были открыты пояс массивов щелочных гранитов [4] и карбонатитовая провинция. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов с карбонатитами входил в щелочногранитный пояс. Полученные новые цифры возраста показали, что он на 40 млн. лет моложе Хан-Богдинского массива [26, 12] и отделен от щелочногранитного пояса крупным разломом. На этом же участке Ю.Гоби кроме Лугингольского массива с западной стороны от массива в районе г. Барун-Хасар-Ула обнаружены серия даек щелочных К-шонкинитов с жилой редкометального карбонатита, а на северо-востоке от Лугингольского массива - серия даек щелочных и нефелиновых сиенитов. Эти данные дают основание выделить *интрузивный комплекс К-щелочных пород* шонкинитов и лейцитовых сиенитов с TR-рудноносными карбонатитами верхнепалеозойского возраста. Таким образом в Ю.Гоби выделяются 3 разновозрастных комплекса щелочных пород. В статье приводятся уточненные геологические карты трех комплексов. Массивы всех трех комплексов являются месторождениями редких элементов (TR, Nb, Zr, Y и P). Детально рассмотрен химический состав силикатных пород комплекса, редкометальных агпаитовых пегматитов, карбонатитовых и апатитовых редкометальных руд. На основе идентичности химического, минерального и геохимического редкометального состава шонкинитов Барун-Хасар-Ула и Маунтин Пасс (США) и их карбонатитов вместе с карбонатитами Лугингольского массива делается вывод об их принадлежности к единому формационному комплексу К-щелочных пород и карбонатитов. С использованием графиков спектров TR и спайдеровских диаграмм показана общность и различия редкометальных пород трех комплексов, а также отличия парагенезисов их редкометальных минералов. Описывается редкий процесс аморфизации редкометальных минералов, связанный с высокими температурами их кристаллизации в химической обстановке аномальной кремнекислотности в пегматитах Хан-Богдинского массива. Источником первичных магм щелочно-карбонатитовых комплексов является контаминированная мантия ЕМ-2, прошедшая процесс рекристаллизации, а для агпаитовых щелочных гранитов Хан-Богдо - деплитированная мантия.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе работы Советско-Монгольской экспедиции АН СССР и АН МНР (1967-1988 гг.) в Монголии были обнаружены целый ряд щелочных комплексов с редкометальной минерализацией. Их открытие во многом связано с именем академика **Вячеслава Ивановича Коваленко** и возглавляемой им в то время группой сотрудников лаборатории Геохимии редких элементов Института геохимии СО РАН г. Иркутска. Был выделен Li-F тип редкометальных гранитов Монголии и впервые обоснован магматический генезис этих образований, считающихся ранее апогранитами

[14, 18]. Это коренным образом изменило методику поисков редкометального сырья. Прекрасным подтверждением этой гипотезы было открытие в 1968г. субвулканических аналогов редкометальных Li-F гранитов, названных *онгонитами* [13], которые как новый тип пород заняли свое место в петрографической классификации.

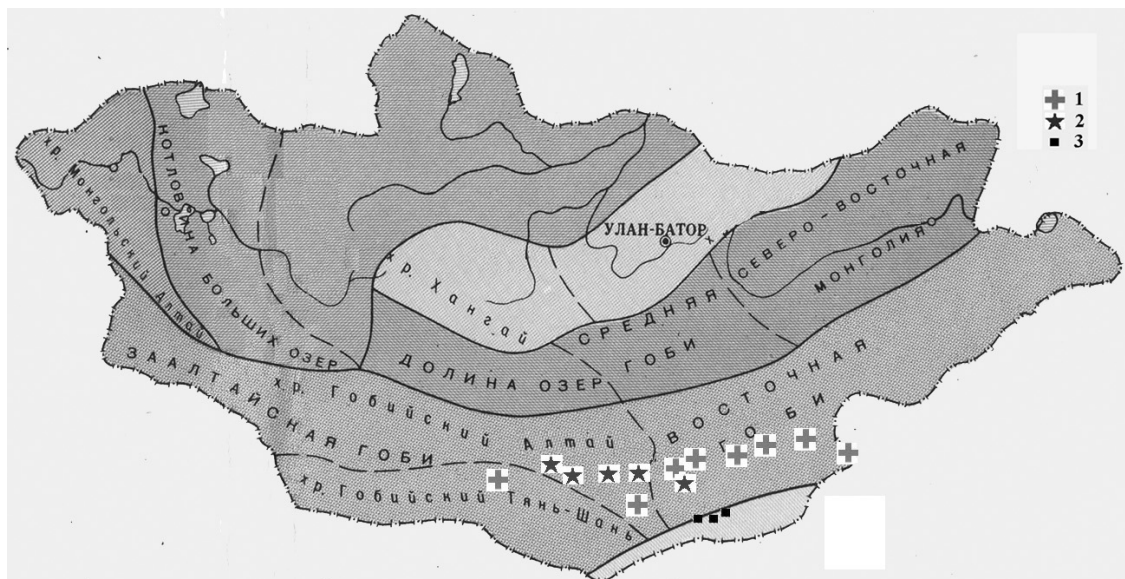


Рис. 1. Схема расположения щелочных массивов в Южно-Гобийском районе.

Примечание: 1 - щелочные граниты, 2 - массивы Mz-карбонатитового комплекса, 3 - массивы Pz-карбонатитового комплекса.

В том же году при исследовании Хан - Богдинского гранитного массива была определена его агпайтовая щелочногранитная природа и открыты несколько участков месторождений Zr, TR, Nb [19, 20, 21]. Здесь же был обнаружен новый минерал - Са- цирконосиликат, получивший название армстронгит [6], а затем новые минералы: монголит [8] и коваленкоит [10]. После изучения более 300 массивов мезозойских гранитов Монголии (1969-1971 гг.) В.И.Коваленко с сотрудниками впервые были выделены пять геохимических типов гранитов. В это же время 7 массивов щелочных гранитов были объединены в Южногобийский пояс щелочных пород [15] и обнаружен Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов с месторождением редкоземельных карбонатитов палеозойского возраста [16], а в 1975 г. была открыта Южногобийская карбонатитовая провинция мезозойского возраста (7 массивов) с редкоземельным и апатитовым месторождением (Мушугай-Худук) [17].

В Южно-Гобийском районе Монголии выделялись 2 рудоносные редкометальные формации: пояс щелочных гранитов и карбонатитовая провинция [20]. Лугингольский массив псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов пространственно попадал в пояс щелочных гранитов (рис.1), хотя по составу пород относился к другому формационному типу. После

детальных датировок абсолютного возраста массивов этого пояса выяснилось, что Лугингольский массив на 40 млн. лет моложе щелочногранитных массивов [26]. Однако щелочные лейцитовые массивы отдельно в природе не встречаются и вопрос о формационной принадлежности Лугингольского массива оставался до сих пор открытым. Позднее, в 30 км западнее Лугингольского массива в районе г. Барун-Хасар-Ула, монгольским геологом Ц. Цеденом была обнаружена дайка редкометальных карбонатитов с бастнезитом, а В.И. Коваленко найдены дайки К-шонкинитов. А во-втором в районе г. Олон-Обо в 40 км к северо - востоку от Лугингольского массива были найдены дайка нефелиновых сиенитов (40% нефелина) и 7 даек щелочных сиенитов.

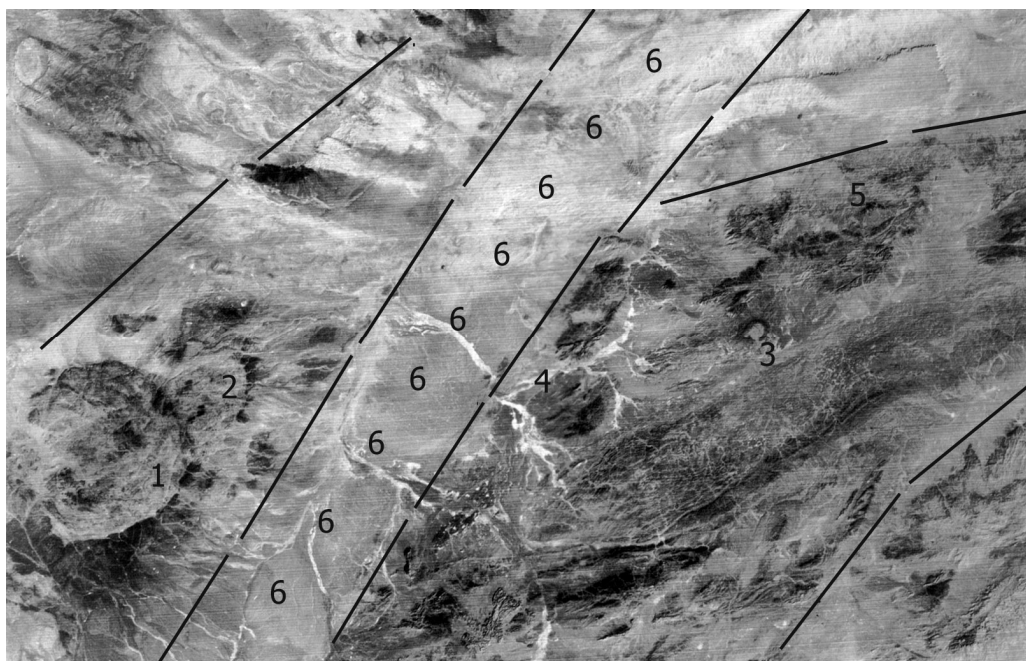


Рис. 2. Космический снимок территории Южной Гоби.

Примечание: Хан-Богдинский массив: 1- Большое кольцо, 2 - Малое кольцо, 3 - Лугингольский массив, 4 - район Барун-Хасар-Ула, 5 - район нескрытого массива, 6 - Дзун-Баинский региональный разлом.

Таким образом, к настоящему времени в этом районе известно три проявления К-щелочных пород, и этого достаточно, чтобы объединить их в самостоятельный формационный тип щелочных пород в Южной Гоби. Кроме того, район этих массивов отделен от Хан-Богдинского массива крупным Дзун-Баинским разломом [27], который хорошо виден на космоснимке (рис. 2). Мы предлагаем выделять в Южно-Гобийском районе Монголии рудоносные комплексы трех генетических формаций:

1) вулканогенный комплекс К-Na щелочных пород с карбонатитами и нельсонитами с рудоносным объектом Мушугай-Худук мезозойского возраста (120-150 млн. лет);

2) интрузивный комплекс К-щелочных пород (шонкинитов и лейцитовых сиенитов) с TR-рудоносными карбонатитами с Лугингольским массивом верхнепалеозойского возраста (250 млн. лет);

3) щелочногранитных интрузивный комплекс агпаитовых пород с рудоносным Хан-Богдинским массивом верхнепалеозойского возраста (290-300 млн. лет) (рис. 1).

Все эти комплексы связаны с молодым пермь-карбоновым и юрским рифтогенезом Южной Гоби [27]. С рудоносными карбонатитами, апатитовыми породами (нельсонитами) и агпаитовыми пегматит-экеритовыми гранитами связаны крупные месторождения TR-F-P и Zr-Nb-TR, уникальные по генезису [19,20,21]. Их изучение имеет большое научное и практическое значение.

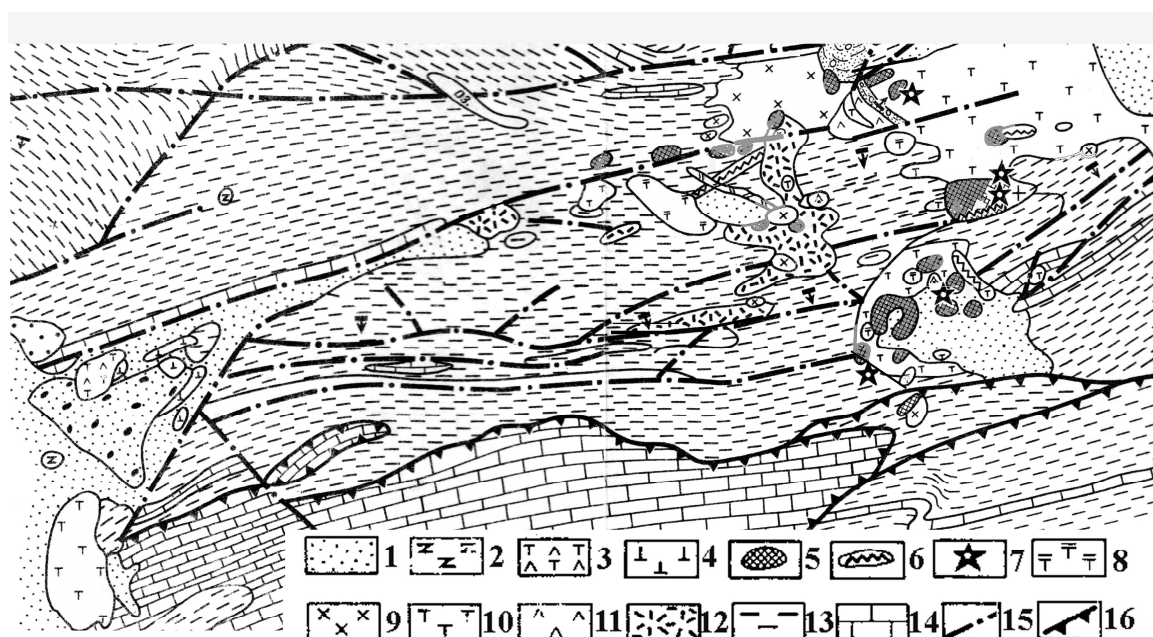


Рис. 3. Схема геологического строения комплекса Мушугай-Худук.

Примечание: 1 - четвертичные отложения; 2 - оливиновые базальты; 3 - трахит-латиты ($MZ_2 tr_4$); трахириодациты-трахитодациты ($MZ_2 tr_3$); 5 - рудоносные участки; 6 - наиболее крупные рудоносные участки; 7 - остатки вулканических аппаратов; 8 - субвулканические трахиты, трахириодациты, сиенит-порфиры; 9 – сиениты; 10 - субщелочные трахиты ($MZ_2 tr_2$); 11 – меланефелиниты – мелалейциты ($MZ_2 tr_1$); 12 - липариты (P_2); 13 - терригенно-вулканогенные, 14 - карбонатные; 15 - сбросо-сдвиги; 16 - надвиги.

Южно-Гобийская карбонатитовая провинция [25] включает в себя 7 объектов, протянувшихся с востока на запад на 300км.

Мушугай-Худук - наиболее крупный из них, рудоносный объект. Вулканическое поле Мушугай-Худук расположено в 70 км к северо-западу от аймачного центра Даландзадгад. Геологическая карта района представлена на рис. 3. Возраст вулканических полей, интрузивных штоков, небольших массивов щелочных пород - юрский (120 – 150 млн. лет). Выделяется

несколько полей вулканических потоков и жерловых вулканических построек различного состава [25]. Наиболее ранний вулкан К-На щелочно-ультраосновного состава, сложенный переслаивающимися туфоловами, туфо-брекчиями и лавовыми потоками мелалейцитит-меланефелинитового состава [1]. Лавы прорывают дайка слюдистых шонкинитов и многочисленные мелкие жилы и дайки кальцитовых и кальцит-флюоритовых карбонатитов. Наиболее крупное вулканическое поле трахитового состава расположено в западной части участка. Оно сложено лавовыми и туфоловыми потоками и их пересекают многочисленные дайки (не менее 500 шт.) вулканогенных мелко- до микрозернистых карбонатитов кальцитового и кальцит - флюоритового составов. В этом же поле имеются штоки апатит - магнетитовых пород (нельсонитов) и апатит-флюорит-магнетит-целестиновых пород [22].

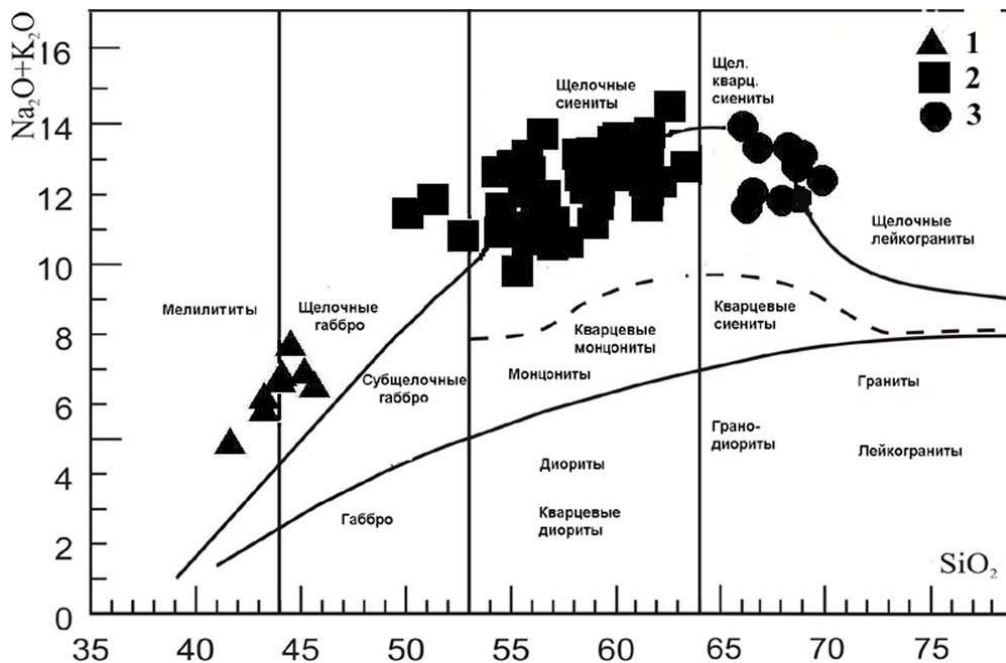


Рис. 4. Классификационная диаграмма щелочи-кремнезем (в мас.%) для пород района Мушугай – Худук.

Примечание: 1 - меланефелиниты-мелалейцититы, 2 - трахиты, сиениты, 3 - трахириодациты-трахилипариты.

Здесь же обнажаются несколько мелких вулканических построек тералитов, жерла которых заполнены калиевополевошпатовой брекчией штокверкового типа, которая сцементирована кальцит-флюорит-кварцевым карбонатитом, содержащим до 3 мас. % TR. Поля трахитовых лав прорывают три небольших штока нефелиновых и щелочных сиенитов, которые, возможно, являются более глубоко эродированными вулканическими постройками и трахит-фонолитовая лава в них раскристаллизовалась в виде нефелиновых и

Таблица 1.

Химический состав силикатных пород (в мас.%) вулканического поля

Мушугай-Худук.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45,1	44,4	44,0	54,1	55,0	56,3	57,0	58,9	61,0	61,7	61,6	67,6	69,8
TiO ₂	1,18	1,10	1,17	1,12	1,13	1,17	1,30	0,80	0,75	0,83	0,59	0,45	0,40
Al ₂ O ₃	14,2	13,9	13,9	16,7	16,1	14,8	15,5	17,6	17,0	17,1	17,2	14,9	14,7
Fe ₂ O ₃	4,08	4,77	4,13	3,80	3,03	3,27	4,61	3,31	3,45	2,26	2,56	0,20	2,87
FeO	4,13	3,05	4,49	2,15	3,51	2,51	1,62	0,72	0,90	2,33	1,25	2,35	0,28
MnO	0,16	0,16	0,15	0,09	0,13	0,10	0,09	0,10	0,06	0,10	0,09	0,10	0,08
MgO	5,04	5,27	6,21	2,91	2,25	2,91	3,66	0,71	0,54	0,59	0,96	0,45	0,33
CaO	8,67	8,34	9,72	4,20	5,21	6,0	4,47	3,96	1,79	1,61	2,04	1,29	0,12
BaO	0,70	0,81	0,60	0,46	0,62	0,50	0,44	0,40	0,36	0,30	0,31	0,06	0,06
SrO	0,89	0,93	0,70	0,54	1,36	0,57	0,40	0,56	0,46	0,44	0,32	0,11	0,07
K ₂ O	3,25	4,09	4,05	5,57	5,53	5,01	4,69	5,55	6,72	6,11	5,53	4,32	5,65
Na ₂ O	4,81	4,73	3,95	5,39	4,05	4,32	4,45	5,10	5,28	5,40	4,64	5,63	5,04
P ₂ O ₅	2,39	1,13	1,19	0,68	0,90	1,04	0,86	0,26	0,27	0,59	0,68	1,13	0,06
H ₂ O+CO ₂	4,46	6,06	4,87	1,41	1,12	1,03	0,28	1,80	0,23	1,0	1,79	0,93	0,22
F	0,75	0,85	0,80	0,95	0,23	0,35	0,75	0,40	1,05	0,23	0,12	0,13	0,20
Сумма	100,3	100,2	100,2	100,6	100,3	99,99	100,6	100,4	100,5	100,7	99,7	99,7	100,1
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	71,1	56,4	55,5	56,2	56,4	67,3	69,0	55,8	58,3	60,8	60,3	60,4	70,1
TiO ₂	0,40	1,38	1,30	1,40	1,45	0,42	0,44	1,0	0,80	0,62	0,64	0,90	0,28
Al ₂ O ₃	14,0	16,0	15,1	15,9	16,8	11,9	12,1	16,9	18,0	18,0	17,9	16,4	14,4
Fe ₂ O ₃	1,65	4,22	6,43	5,57	5,82	1,67	0,62	2,99	3,44	2,87	2,93	3,40	0,67
FeO	0,28	1,37	0,92	1,26	0,70	1,15	1,29	3,05	2,08	1,29	1,15	1,44	0,43
MnO	0,02	0,07	0,09	0,08	0,08	0,37	0,08	0,13	0,10	0,11	0,08	0,07	0,03
MgO	0,27	2,89	2,66	2,31	1,95	0,55	0,52	2,04	1,49	0,97	0,82	1,38	0,36
CaO	1,11	4,76	6,07	4,72	2,72	2,62	2,48	3,76	2,87	2,53	2,09	2,80	1,40
BaO	0,01	0,45	0,43	0,47	0,73	0,10	0,11	0,49	0,30	0,10	0,15	0,10	0,05
SrO	0,08	0,44	0,37	0,45	0,45	0,22	0,18	0,57	0,56	0,20	0,26	0,20	0,02
K ₂ O	5,51	5,31	4,31	4,64	5,79	7,87	8,09	5,68	5,84	5,83	6,38	5,56	5,93
Na ₂ O	4,81	4,38	4,05	4,43	4,67	1,65	1,67	4,67	5,18	5,35	5,59	5,46	5,03
P ₂ O ₅	0,06	0,90	0,90	0,95	0,81	0,15	0,12	1,13	0,34	0,12	0,16	0,21	0,20
H ₂ O+CO ₂	0,51	0,47	1,47	0,41	1,01	0,46	0,92	2,15	0,69	0,24	0,86	1,17	0,48
F	0,25	0,65	0,50	0,85	0,75	2,0	1,50	0,12	0,35	0,40	0,30	0,30	0,40
Сумма	100,2	100,1	100,4	100,2	100,5	99,6	99,98	100,6	100,6	99,8	99,7	99,9	99,95

Примечание: Наименования пород: 1-3 лавы меланефелинитов-мелалейцититов, 4 - жильный шонкинит, секущий меланефелинит, 5 и 21 - субвулканический тералит (жерло вулкана), 6-11 - лавы трахитов, Восточное поле, 12-14 – лавы санидиновых трахириодацитов Западного поля, 15-18 – лавы фонолитов Западного поля, 19-20 – стекловатые трахилипариты Восточного поля. Штоки небольших интрузивных массивов: 22 - нефелиновых сиенитов, 23-25 - щелочных сиенитов, 26 - кварцевых сиенитов. Данные химического анализа, аналитик Г.А. Погудина, Институт геохимии СО РАН.

щелочных сиенитов. Эти раскристаллизованные породы так же рассекают дайки кальцитовых и кальцит-флюоритовых карбонатитов. Наиболее поздней магматической породой комплекса является липаритовая дайка, секущая даже карбонатиты. Она расположена в центральной части Мушугайского вулканического поля. Восточная часть поля сложена лавовыми потоками фонолитов, которые перекрывают ранние лавы трахириодацитового состава. Заканчивается восточная окраина поля более молодыми щитовыми вулканами щелочнобазальтового состава.

Представительные анализы силикатных пород Мушугай-Худукского вулканического поля представлены в табл. 1. На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем точки составов вулканитов ложатся на щелочную линию (рис. 4), образуя единую серию от щелочно-ультраосновных пород (мелалейцититов-меланефеленитов), с большим полем пород среднего химического состава (различных трахитов, фонолитов и их интрузивных аналогов – щелочных и нефелиновых сиенитов), до пород кислого состава (трахириодацитов-трахилипаритов).

Силикатные вулканические породы Мушугай-Худукского поля изучены довольно детально [25].

Меньше внимания уделялось фосфатно-карбонатным породам – карбонатитам и апатит-магнетитовым нельсонитам, хотя по ним тоже имеется довольно много аналитической информации [22,19,21]. Эти породы близки по времени образования. Наблюдались, как карбонатиты рассеченные жилами апатит-магнетитовых пород, так и ксенолиты кальцит-флюоритовых карбонатитов в апатитолитах. Среди апатитовых пород можно выделить несколько разновидностей.

1. Два довольно крупных штокообразных или вулканоподобных образования округлой формы, размером 30 x 70 м (тело Апатитовое-Верблюд и магнетитовое кольцо).

Апатитовое тело от контакта к центру сложено мелкозернистым трахитоидным апатитолитом, состоящем на 95% из удлиненных кристаллов апатита, в интерстициях присутствует разложившаяся стекловатая изотропная масса. В центре тела размером 2x3 м залегает магнетитолит, состоящий из агрегатов кристаллов магнетита и слюды (5%). Апатитолиты содержат от 7 до 15 мас. % TR. От контакта с вмещающими породами к центру апатитовые породы становятся более мелкозернистыми (закаленными), притом концентрации TR в них закономерно возрастают до наивысших значений - 15 мас.%. В самих апатитах максимальные концентрации TR составляет 8%, остальные редкоземельные элементы содержатся в изотропной основной массе.

Второе тело расположено в 200 м в юго-западном направлении от Апатитового. Оно сложено так же апатитолитами со слюдой и магнетитом. Магнетит образует кольцо диаметром 10м при ширине 1-1.5м. Этот

магнетитолит состоит из агрегата крупных дендритовидных удлинённых по одному из

Таблица 2.

Химический состав карбонатитов и апатитовых пород (в масс.%) района Мушугай-Худук.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	23,5	17,2	25,7	3,61	5,4	21,1	6,91	38,3	50,0	30,8	47,5	32,6
TiO ₂	0,05	0,05	0,15	0,10	0,05	0,09	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,13
Al ₂ O ₃	0,43	1,12	3,39	0,44	0,53	5,36	0,54	0,32	0,45	0,23	0,22	3,91
Fe ₂ O ₃	1,02	0,68	1,01	1,46	0,53	0,10	0,17	0,34	0,46	0,34	0,53	3,82
FeO	0,80	0,17	0,18	2,05	0,18	0,71	0,36	0,89	1,87	0,88	0,17	0,86
MnO	0,55	0,20	0,44	1,10	0,47	0,93	0,12	0,54	0,85	0,23	0,24	0,44
MgO	1,80	0,29	0,84	17,04	0,68	0,24	0,64	3,22	2,44	0,44	0,60	0,58
CaO	33,04	42,76	31,80	27,36	45,21	36,95	25,01	21,73	18,03	35,04	18,90	26,36
BaO	1,38	0,17	2,42	0,28	1,79	2,95	1,82	10,19	1,34	6,22	2,57	0,09
SrO	0,22	0,19	0,22	0,33	2,47	0,22	22,94	0,20	0,33	0,31	1,27	0,17
K ₂ O	0,00	н.о.	1,22	0,19	0,09	0,15	0,12	0	0	0,16	0	2,86
Na ₂ O	0,08	0,03	0,68	0,97	0,11	0,13	0,10	0	0,02	0,23	0	0,29
H ₂ O	0,12	0,90	1,25	1,39	0,49	1,59	0,21	1,13	1,28	1,13	0,61	1,29
CO ₂	32,28	33,70	27,81	41,01	18,17	24,18	12,89	15,96	16,64	8,09	9,58	24,41
P ₂ O ₅	0,27	1,35	1,22	0,27	0,22	0,63	0,95	0,00	0,23	2,01	1,28	0,00
SO ₄	0,82	0,15	1,45	1,20	11,41	1,30	20,46	0,69	2,15	1,61	6,08	0,20
TR	0,55	0,10	0,23	0,14	1,26	0,50	2,30	0,84	1,25	3,30	4,50	0,61
F	1,70	1,40	0,90	2,10	18,80	5,80	8,50	11,00	5,50	20,10	10,20	2,30
Сумма	99,90	99,86	100,5	100,2	99,95	100,4	100,5	100,8	100,7	100,4	99,90	99,91
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	26,6	23,6	21,3	5,22	11,8	19,2	32,8	19,5	4,53	7,42	10,5	41,7
TiO ₂	0,10	0,07	0,15	0,55	0,20	0,05	1,60	1,20	0,35	0,45	0,97	0,35
Al ₂ O ₃	3,28	5,02	5,40	2,97	2,85	2,51	2,31	2,45	2,21	5,20	5,93	1,09
Fe ₂ O ₃	4,11	4,45	2,15	29,70	35,18	19,37	22,39	19,35	7,50	9,42	15,61	5,73
FeO	0,36	0,89	0,90	3,77	0,53	1,07	1,10	1,41	0,70	2,10	2,07	1,08
MnO	0,39	0,05	0,53	0,42	0,28	0,13	0,36	0,78	0,10	0,10	0,11	0,02
MgO	0,68	0,60	0,84	1,49	1,31	0,24	1,02	1,12	0,07	0,11	0,10	0,72
CaO	32,13	20,27	32,35	22,58	18,88	22,16	14,08	25,23	35,12	25,27	21,56	4,74
BaO	0,82	6,08	6,18	2,24	2,46	3,45	0,66	0,96	3,76	2,65	2,07	3,04
SrO	0,13	10,50	0,22	3,41	0,26	3,11	0,14	0,11	2,84	9,96	9,26	0,20
K ₂ O	2,50	1,50	3,66	0,37	0,50	0,08	0,31	0,25	0,02	0,04	0,02	0,14
Na ₂ O	0,17	0,26	0,93	0,33	0,43	0,23	0,22	0,11	0,38	0,53	0,35	0,47
H ₂ O	1,23	0,21	0,34	1,73	1,12	3,43	1,86	2,39	1,83	3,55	1,30	3,12
CO ₂	24,06	7,83	21,23	0,88	1,47	1,90	0,49	9,00	0,37	0,58	0,30	12,01
P ₂ O ₅	0,00	8,04	0,38	20,41	14,69	18,88	14,01	7,91	26,99	18,51	17,38	1,27
SO ₄	1,07	9,27	1,15	1,09	1,30	2,51	0,33	0,50	1,50	6,50	6,40	4,83
TR	0,41	2,50	1,00	2,52	5,64	1,11	6,24	6,38	10,70	5,58	6,34	3,75
F	3,30	0,20	3,00	1,10	1,50	1,60	1,00	2,10	1,50	4,90	3,30	3,30
Сумма	100,0	100,2	100,5	100,3	99,72	100,4	100,4	99,92	99,90	100,4	100,1	86,15

Примечание: в № 24 определено 14 мас.% PbO. №1,2,3 - кальцитовый карбонатит с кварцем, 4 - доломитовый карбонатит, 5-7 - флюорит-кальцитовый карбонатит, 8-11 - кальцит-флюоритовый карбонатит с кварцем, 12-14 полевошпат-кальцитовая брекчия, иногда с целестином, 15- кальцит-полевошпат-флюоритовый карбонатит, жильный, 16-20 - магнетит-apatитовые породы

(нелсониты), 21 - апатитолит, 22-23 – апатит-флюорит-магнетитовая порода с целестином, 24 - ярозит-церусситовый туф. Данные химического анализа, аналитик Л.Н. Матвеева, ИГХ СО РАН.

углов октаэдра кристаллов магнетита. Размер октаэдров 5-10см. Такие текстурные особенности апатита и магнетита свидетельствуют об их быстрой кристаллизации из расплава. Высокие температуры образования апатит-магнетитовых пород и их кристаллизация из расплав- флюида были подтверждены детальными термобарогеохимическими исследованиями [1].

2. Несколько даек апатит-магнетитовых пород мощностью от 0.2 до 3м и протяженностью до десятков метров. Они сложены апатитом с магнетитовыми эндоктактовыми оторочками. В центральной части крупных тел этих пород встречаются обособления агрегатов целестина и барита до 0.3м.

3. Жильное тело мелкозернистых флюорит-магнетит-апатитовых пород с целестином. Ширина тела 5-20м и протяженность с юга на север до 500м. Южный контакт тела срезан разломом, по которому внедрилась дайка красного трахилипарита. На всей протяженности тела имеются несколько коренных выходов этих пород с варьирующими содержаниями главных минералов. Эти породы содержат до 2 - 4 мас. % TR, 5 - 10 мас. % фтора, 10 - 20 мас. % SrO и 10-20 мас. % P₂O₅. Возможно, эти образования являются новым типом рудоносных пород. Представительные анализы химического состава пород рудного комплекса Мушугай-Худук представлены в табл. 2, а содержания редких элементов в табл. 3 и 4.

По минеральному составу среди карбонатитовых проявлений Мушугай-Худукского поля также можно выделить несколько разновидностей. Все карбонатитовые жилы (дайки) - лейкократовые. Наиболее распространены мелко- и микрозернистые кальцитовые карбонатиты. Это тела, внедрившиеся по

мелким трещинам в трахитовом потоке. Их мощность от 10см до 50см и протяженность 5-30м. Сложены они кальцитом. Из второстепенных минералов присутствуют апатит, магнетит, флюорит и редко кварц. Карбонатит, секущий апатитовую дайку (участок Тралитовый), обогащен монацитом. Встречена одна карбонатитовая дайка, содержащая до 20 мас. % калиевого полевого шпата.

В западной части трахитового поля имеется мощная дайка карбонатита, протяженностью до 1 км и мощностью до 1 м, которая сложена мелкозернистыми зернами кальцита с кавернозными пустотами. Она рассечена поперек протяженности многочисленными тектоническими трещинами, по которым, возможно, тело перемещалось в вертикальном направлении. В самой западной части этой дайки имеется участок 2 метровой протяженности, сложенный сферолитоподобными агрегатами доломитового состава, которые сцементированы кальцит - кварцевой основной массой

(табл. 2, анализ 10). В 2м от доломитового участка эту дайку сечет более поздняя дайка сиенит-порфира.

Другая разновидность карбонатитов кальцит-флюоритового состава. Флюорит образует идиоморфные кристаллы кубического габитуса в кальцитовой основной массе. Из других минералов в этих карбонатитах встречены

Таблица 3.

**Содержание редких элементов (в ppm) в апатитовых породах и туфах района
Мушугай-Худук.**

№ *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Be	3,04	2,91	1,85	1,52	2,78	2,15	1,31	14,47	7,45	8,37
Sc	1,97	1,78	4,71	3,88	11,58	3,15	0,99	3,43	2,23	1,13
V	982,2	1025	57,50	59,99	82,75	57,42	9,79	44,05	41,68	30,60
Cr	17,62	53,67	14,06	54,23	32,29	38,65	4,46	22,21	10,87	15,45
Co	17,82	13,48	0,69	1,66	5,31	1,60	1,27	1,85	2,38	1,27
Ni	14,23	15,42	3,05	6,75	10,38	8,97	1,16	4,17	5,77	4,00
Cu	8,58	27,95	1,62	4,46	11,65	4,09	19,56	5,27	5,87	5,75
Zn	817,8	579,9	29,92	70,46	132,8	88,89	34,40	1013	86,71	113,7
Ga	29,50	36,07	2,96	3,69	4,05	3,54	3,72	13,53	18,12	8,56
Ge	0,35	0,38	0,06	0,10	0,20	0,10	0,12	0,68	0,62	0,34
Rb	12,18	19,47	3,56	8,53	41,89	5,42	4,11	102,7	126,5	64,43
Sr	1391	1149	9176	14337	5830	8747	1643	1489	2065	1844
Y	515,8	314,2	615,7	672,3	517,6	723,9	467,7	199,7	141,5	209,8
Zr	37,08	23,49	0,15	0,17	2,36	1,12	48,32	196,3	212,6	135,5
Nb	34,53	26,37	0,73	1,50	6,77	0,66	18,15	20,69	32,79	13,44
Mo	10,69	5,15	3,42	4,19	6,23	4,28	45,75	137,4	9,13	73,92
Sn	14,08	13,31	0,28	0,14	1,06	0,20	1,45	1,74	1,99	1,28
Sb	0,98	1,13	0,33	0,13	0,69	0,15	21,77	2,95	0,71	4,72
Cs	2,40	8,44	0,76	1,76	1,92	2,75	1,68	3,72	3,28	1,71
Ba	65,93	69,84	213,9	620,3	458,5	303,4	9468	13706	15452	17505
La	3764	2009	4632	4936	3823	5486	11438	4814	3202	6811
Ce	10628	5353	11748	12819	10659	12454	19710	7734	5252	8328
Pr	1052	498,9	1227	1363	1042	1470	1426	520,3	353,8	523,4
Nd	3668	1752	4239	4682	3655	5006	3673	1412	964,9	1275
Sm	466,2	213,9	547,1	569,0	471,6	632,4	331,4	129,8	89,90	102,3
Eu	47,32	24,85	75,38	84,19	68,20	88,40	51,43	28,25	19,88	21,15
Gd	243,7	120,1	331,6	345,9	253,6	332,1	194,7	76,14	53,30	65,53
Tb	23,04	11,84	32,34	33,69	24,55	32,20	16,03	6,36	4,22	4,80
Dy	108,1	58,02	140,6	147,8	113,8	153,6	71,03	31,34	20,38	23,20
Ho	19,15	10,30	22,92	23,72	19,68	25,96	12,23	5,79	3,87	4,44
Er	40,93	23,89	54,98	57,26	42,04	56,68	28,42	13,88	8,58	10,80
Tm	5,55	3,10	6,50	6,74	5,54	7,46	4,13	2,14	1,31	1,63
Yb	29,30	16,94	37,67	39,70	28,15	38,27	24,90	12,19	7,30	9,81
Lu	3,72	2,30	4,79	5,00	3,62	4,88	3,04	1,72	1,03	1,37
Hf	2,67	1,30	2,52	2,03	2,52	2,32	1,65	5,10	5,22	3,17
Ta	0,69	0,36	0,38	0,37	0,42	0,38	0,25	0,84	1,65	0,54
W	11,94	2,44	0,79	0,77	0,95	0,93	33,11	28,22	23,85	15,57
Tl	0,25	0,25	0,12	0,34	0,56	0,18	1,05	0,72	0,91	0,58

Pb	27,38	21,15	19,89	39,50	38,20	83,84	132701	2465	178,7	389,1
Th	637,0	287,3	318,3	362,8	276,5	412,6	278,2	85,44	77,13	45,34
U	50,10	34,58	23,48	28,15	19,58	34,83	499,8	164,7	24,31	53,08

Примечание: 1-6 - апатитовые породы центрального поля, 7 - ярозит-церусситовый туф, 8-10 - туфобрекчия с обломками полевых шпатов и мелкими выделениями флюорита. Данные анализа АСР-MS, аналитики Е.В. Смирнова и А.Ю. Митрофанова, Институт геохимии СО РАН, 2010г.

апатит и магнетит. Карбонатиты мелко- и микрозернистые. Развиты они в тех же участках, что и кальцитовые карбонатиты. Геологические и петрографи-

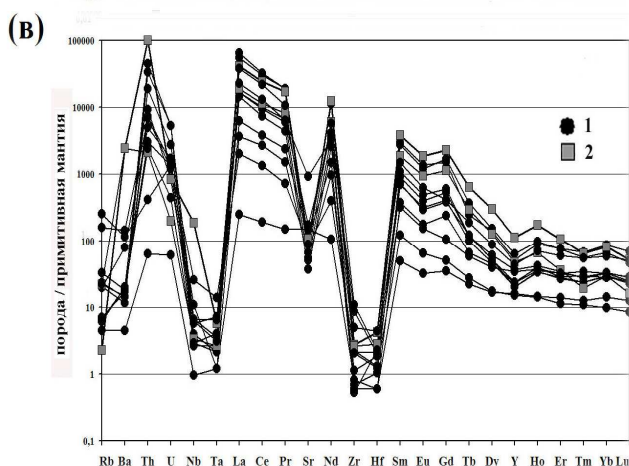
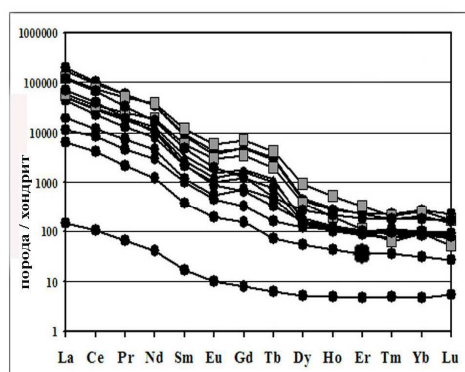
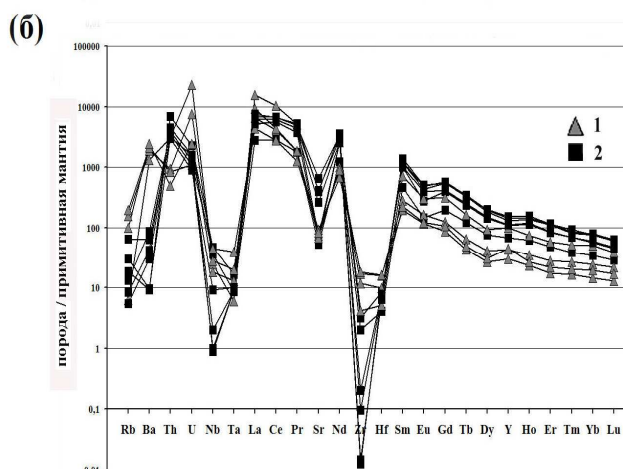
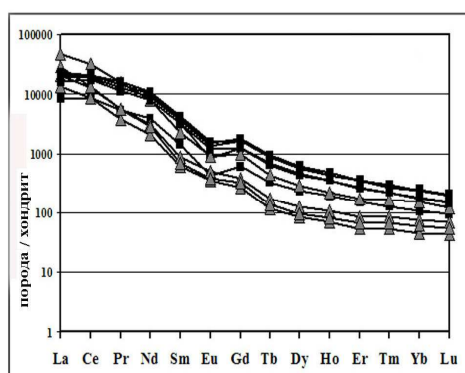
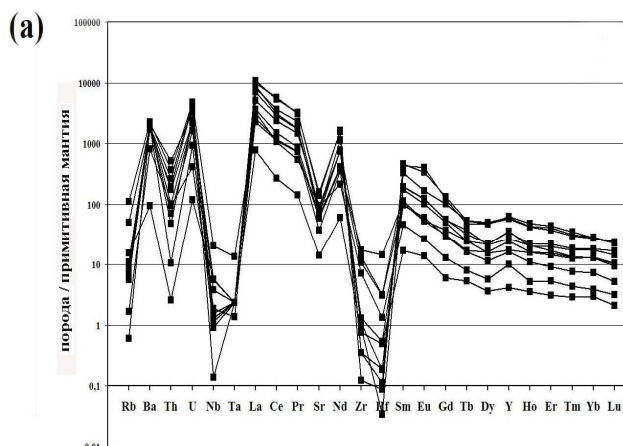
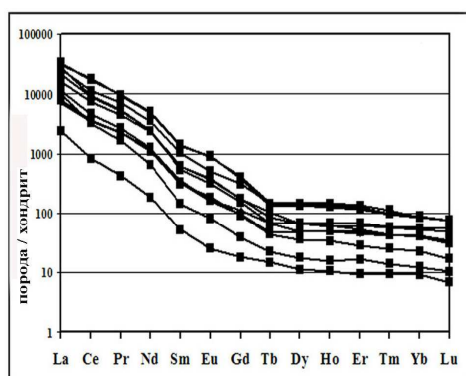


Рис.5. Диаграммы спектров TR (лев. графики) и спайдер-диаграмм (прав. графики).

Примечание: (а) вулканогенные микрозернистые породы флюорит-барит-кристобалитового состава, (б) 1- ярозит-церусситовые туфы и туфобрекчии с обломками полевых шпатов и мелкими выделениями флюорита, 2 - карбонатиты; (в) 1- карбонатиты Лугингольского массива, 2 - карбонатиты массива Маунтин Пасс.

ческие данные свидетельствуют о вулканическом происхождении карбонатитов и их магматический генезис доказан термобарогеохимическими исследованиями [1]. Недавно на вулкане Олдонии-Ленгай в Центральной Африке кроме К-Na-карбонатитов были обнаружены и кальцит-флюоритовые, похожие на карбонатиты массива Мушугай-Худук [12]. Третья разновидность карбонатитов – кальцит-флюорит-кварцевая. Жерла небольших вулканов тералитового состава заполнены минерализованной брекчией калишпатового состава, которая по многочисленным трещинам насыщена жилами и прожилками кварц-кальцит-флюоритового состава штокверкового типа. Возможно, эта разновидность карбонатитов образовалась из эксплозивной газовой-гидротермальной смеси, в которую при понижении температуры перешел карбонатитовый расплав-флюид. Эти породы содержат до 3 мас. % TR.

В Западной части трахитового поля нами наблюдались эксплозивные образования необычного состава. В 1км к северу от протяженной карбонатитовой дайки, за перевалом имеется еще один участок с карбонатами. На северной периферии этого поля встречены несколько субширотных даек мощностью 2-4м и протяженностью до десятков метров. Это дайки граносиенит-порфиров и спекшихся игнебритов. Среди них имеются дайки сложного строения [4]. Первая дайка мощностью до 4м. Ее северный контакт с трахитовым потоком сложен стеклами трахилипаритового состава с вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца и слюды, мощностью 0,5 - 1м (табл. 1, анализ 19-20). Центральная часть дайки представлена своеобразным туфобрекчиевым материалом желтого цвета эксплозивного генезиса, типа карбонатитовых туфов (табл. 2, анализ 11). Имеются 2 текстурных разновидности этих образований. Одна из них представляет собой туфобрекчию с более плотными обломками того же вещества желтого цвета, а другая – кавернозный (пузырчатый) туф, очень легкий, с черными точками дендритов магнетита (?) или оксидов марганца. Желтое пелитовое вещество по составу отвечает Pb-содержащему ярозиту. Кроме ярозита в большом количестве (до 20-30 мас. %) встречен первичный карбонат свинца - церуссит. Он образует прозрачные мелкие зерна и их агрегаты розоватого цвета до 1мм равномерно рассеянные в породе. Встречаются отдельные зерна до 3 - 5мм. Содержание PbO в этом туфе 15 - 18 мас. % и до 5 мас. % TR (табл. 3, анализ 7). Кроме ярозита и церуссита в породе обнаружены в небольшом количестве магнетит, опаловидный неупорядоченный кристобаллит, флюорит, барит, кальцит. Южная часть

дайки сложена ожелезненным флюоритизированным пирокластом. Он состоит из обломков трахилипаритовых стекол, трахит - полевошпатовых лав с большим количеством мелких темно-синих кристаллов флюорита кубического габитуса. Обломки часто пропитаны бурым марганцовистым агрегатом. Эти породы так же обогащены TR, Pb, Ba (табл. 3, анализы 7, 8, 9). Южнее в трахитовых лавах встречены прожилки микрозернистых флюорит-барит-кристобалитовых пород черно-фиолетового цвета. Мощность этих прожилков 5-10 см и протяженность 20-30м. Флюорит образует ограненные кубические микрокристаллы темно-синего цвета. В этих прожилках содержится до 3 % TR. Содержания Sr, Ba, Pb, Y так же повышенные. Концентрации редких элементов в этих необычных породах приведены в табл. 4. Эти Pb-TR сульфатно-карбонатные туфы и флюорит-барит- кристаболли-

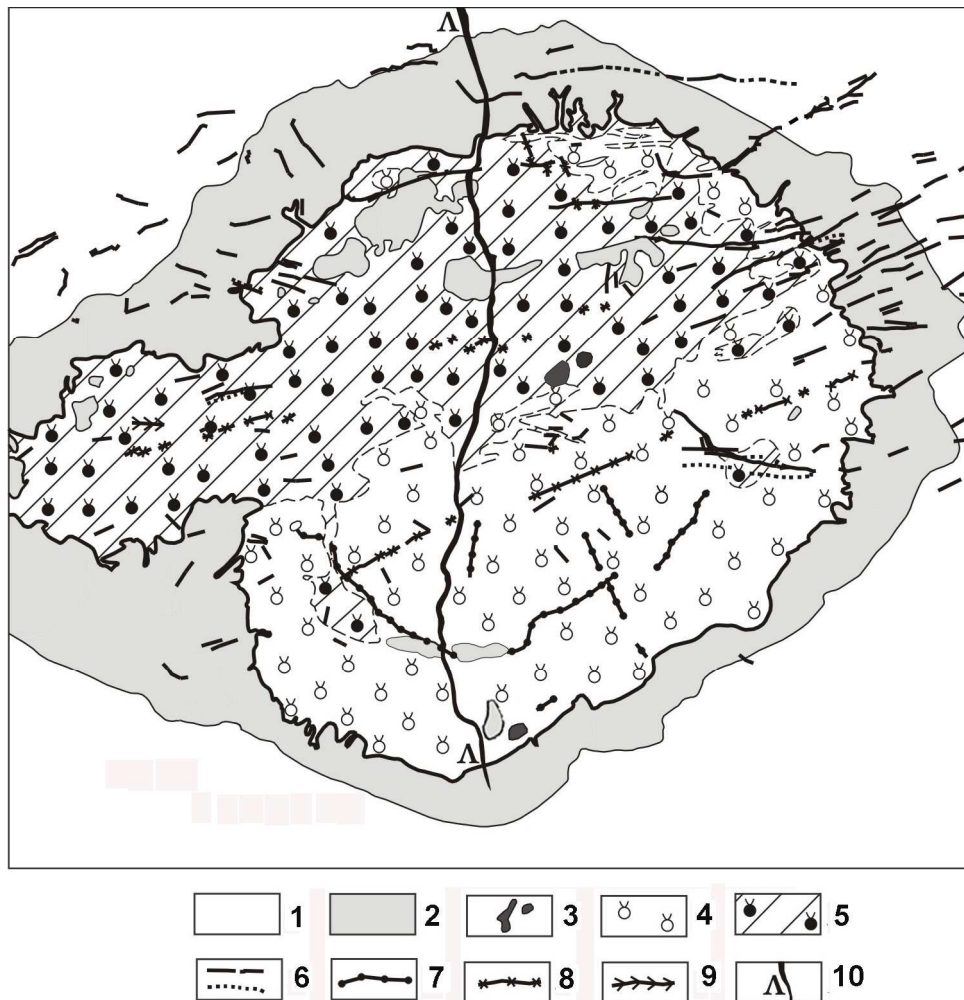


Рис.6. Схема геологического строения Лугингольского массива.

Примечание: 1 - вмещающие сланцы, 2 - приконтактовые роговики, 3 - ксенолиты *Fsp-Pl* пироксенитов, 4 - нефелиновые сиениты (пуласкиты) ГИФ, 5 - карбонатизированные сиениты ГИФ, 6 - карбонатитовые жилы и дайки, 7 - дайки нефелиновых сиенитов и

лейцитовых сиенитов (лейцитифиров), 8 - дайки лейцитовых тингуаитов, 9 - дайки слюдистых сиенитов, 10 - дайка трахилипарита.

товые породы формировались на заключительной стадии эруптивно-гидротермальной вулканической деятельности и во многом, по генезису, напоминают вулканогенные руды Томторского массива [5,11]. Спектры TR и спайдеровские диаграммы редких элементов пород рудного комплекса Мушугай- Худук приведены на рис. 5а, 5б.

Интрузивный комплекс К-щелочных пород шонкинитов и лейцитовых сиенитов с TR рудоносными карбонатитами верхнепалеозойского возраста. Данный комплекс представлен тремя магматическими проявлениями. Это – Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов с карбонатитами, Цеденовское проявление (Барун-Хасар Ула) даек шонкинитов с карбонатитовой жилой и дайки нефелиновых и щелочных сиенитов в 40км северо-восточнее Лугингольского массива в районе г. Олон-Обо. ***Лугингольский массив*** центрального типа [16], имеет округлую форму, площадь 10 км². Массив прорывает толщу сланцев, которые у контакта ороговикованы и пронизаны различными породами жильной серии и карбонатитовыми жилами. Из-за темного цвета роговиков массив хорошо просматривается на космических снимках. Возраст массива, определенный по циркону и баделииту в лаборатории ИГи ГД РАН, равен 253-258 млн. лет. Главной фазой массива являются гастингситовые нефелинсодержащие и псевдолейцитовые сиениты. В центральной гипсометрически приподнятой части массива наблюдается коренной выход крупнозернистых лейцититов, постепенно сменяющихся нефелиновыми сиенитами. В калиевых породах такого состава обычно первым кристаллизуется лейцит, который всплывает в более тяжелой магме и скапливается в апикальной части массива, а затем он постепенно растворяется в этой же магме. Встречены и более ранние породы, вскрытые в центральной части массива в виде крупного ксенолита и более мелкие ксенолиты в районе южного эндоконтакта. В первом случае это - щелочной габброид (возможно калишпатизированный пироксенит), во втором - это биотитовые шонкиниты. Геологическая карта массива представлена на рис. 6. Для внутреннего строения массива характерно развитие большого количества радиальных и, в меньшей степени, кольцевых трещин, которые заполнены породами жильной серии. Наиболее ранние из них - три дайки лейцитовых сиенитов (лейцитифиров). Лейцит в них распался на калишпат и кальсилит или нефелин, поэтому мы их называем псевдолейцитовыми. Мощность даек 0.5 - 2м и простираются они на 0.1 - 1км. Две из них закаленные со стекловатой основной массой. Эти дайки секутся радиальными дайками призматически зернистых трахитоидных нефелиновых сиенитов. Мощность закаленных лейцитовых порфиров 0.5-1м и протяженность 100-500м. В западной части массива встречена дайка меланократового нефелинового сиенита, обогащенного биотитом. Ее

мощность до 5м и протяженность 200м. Более поздние дайки от темно-зеленых до черных псевдолейцитовых тингуаитов внедрялись по радиальным трещинам и имеют вертикальные контакты. Это мелкозернистые (до стекловатых) породы, мощностью до 1 м и протяженностью 0.1 - 2км . В центральной части массива обнаружена наиболее поздняя дайка липаритов до кварцевых порфиров, которая сечет все породы массива. Дайка имеет субмеридиональное простирание с падением на запад под углом 30 градусов. Кроме даек силикатных пород в Лугингольском массиве распространены жильные тела

Таблица 4.

Содержания редких элементов (в ppm) в вулканогенных микрозернистых породах флюорит-барит-кristобалитового состава района Мушугай-Худук.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Be	2,11	10,31	8,54	5,73	22,83	10,71	14,51	12,21	12,43	23,30	6,84
Sc	2,21	2,66	0,82	0,75	0,83	3,20	13,55	0,67	2,64	3,09	0,36
Ti	119,4	1734	308,4	271,2	111,7	376,6	204,9	95,78	85,07	90,80	199,1
V	48,32	28,76	15,86	49,16	25,35	66,31	41,77	39,62	75,28	59,77	26,50
Cr	49,37	45,75	42,87	40,98	41,66	44,15	46,27	46,43	23,66	28,11	65,43
Co	2,01	1,83	0,82	2,04	0,53	1,16	1,02	1,10	1,64	1,97	2,15
Ni	13,56	4,29	1,42	3,49	2,18	2,16	2,91	9,86	25,08	3,59	46,10
Cu	6,55	3,93	0,75	5,22	2,33	4,52	4,79	1,28	4,31	2,69	11,20
Zn	53,79	948,1	17,51	41,42	37,28	71,88	88,69	63,84	66,79	26,29	88,78
Ga	0,83	11,28	0,93	0,36	0,57	2,09	2,23	0,66	0,67	0,65	0,43
Ge	0,81	1,24	0,07	0,56	0,06	0,22	0,15	0,03	0,14	0,12	3,38
Rb	9,99	72,52	7,10	1,09	5,04	33,09	4,79	4,48	6,57	3,66	0,40
Sr	312,6	1312	1420	827,8	1790	2112	1782	1475	3521	3103	2048
Y	19,41	80,99	115,4	75,74	166,3	124,5	299,3	166,7	268,5	280,7	47,12
Zr	8,78	198,9	124,6	15,19	12,63	10,57	4,04	156,20	1,45	4,12	83,37
Nb	4,17	14,86	4,11	1,39	1,16	0,84	0,10	1,16	2,81	0,98	0,67
Mo	12,48	24,51	4,50	12,34	15,86	18,20	3,66	95,12	92,29	87,21	75,06
Sn	0,28	1,11	0,20	1,01	1,23	0,39	0,05	0,20	0,34	0,21	0,55
Sb	13,90	8,44	0,25	3,25	1,27	1,58	0,13	7,67	0,15	0,43	3,92
Cs	0,59	3,35	0,75	0,17	0,78	2,28	0,93	1,02	0,89	0,88	0,11
Ba	684,3	16411	15730	5859	12293	13704	14986	13866	14399	14125	14278
La	575,6	1670	2638	1892	5098	3780	6048	6640	7275	7993	2384
Ce	515,3	2142	2873	2249	5536	4525	6926	5857	10984	10293	2018
Pr	39,88	203,6	247,4	209,7	479,2	412,1	647,5	495,0	865,0	913,2	152,4
Nd	84,27	547,6	583,9	495,9	1105	1064	1629	1093	2201	2304	301,9
Sm	7,73	51,82	47,78	45,11	91,00	89,90	152,8	79,72	198,0	213,5	21,18
Eu	2,39	9,21	9,14	10,46	20,88	21,34	28,70	17,62	70,28	58,18	4,54
Gd	3,61	22,63	18,96	18,33	34,58	33,76	61,56	30,37	74,12	81,30	7,83
Tb	0,53	2,43	1,66	1,58	3,14	3,67	5,24	2,36	4,65	5,33	0,79
Dy	2,74	11,74	12,27	8,82	16,74	16,13	35,73	16,41	36,42	38,46	4,30
Ho	0,59	2,64	2,68	1,83	3,67	3,44	7,97	3,34	7,00	7,24	0,86
Er	1,52	7,21	7,71	4,52	10,85	8,41	21,70	9,86	18,42	20,20	2,65
Tm	0,23	1,02	1,05	0,62	1,47	1,08	2,80	1,39	2,38	2,50	0,35
Yb	1,47	6,59	6,47	3,63	9,10	6,51	14,07	8,68	13,57	14,25	1,96
Lu	0,17	0,84	0,82	0,41	1,35	0,75	1,91	1,17	1,84	1,88	0,25
Hf	0,16	4,65	0,98	0,17	0,06	0,01	0,06	1,01	0,03	0,04	0,43

Ta	0,03	0,57	0,03	0,06	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
W	1,09	31,69	4,26	0,47	12,40	11,77	4,64	15,22	18,95	11,90	5,67
Pb	41,11	5188	128,4	143,8	144,6	495,7	97,26	283,2	780,7	1193	181,2
Th	0,24	34,16	9,44	8,80	18,00	16,11	47,48	6,54	4,41	24,02	0,97
U	2,62	105,58	48,77	9,15	94,82	51,34	71,68	36,59	52,95	98,56	20,42

Примечание: данные анализа ACP-MS, аналитики Е.В. Смирнова и А.Ю. Митрофанова, Институт геохимии СО РАН, 2009г.

карбонатитов. Они имеют широтное простираие с вертикальными контактами. Их мощность от 0.2 до 2м и протяженность от 5 до 200м. Распространены они в северной половине массива и за его контактом. По составу - это кальцитовые и кальцит-флюоритовые карбонатиты с фторкарбонатами TR (бастнезитом и синхизитом), содержание которых доходит до 30 мас. %. Карбонатиты секут все породы массива, кроме дайки липарита, взаимоотношения с которой не наблюдались. Вероятно, с карбонатитами связана площадная карбонатизация пород массива. Она затрагивает как породы главной фазы, так и жильные породы в северной половине массива, где в основном и распространены дайки карбонатитов. Массив пробурен скважинами, глубиной до 800м, в керне которых нефелиновые сиениты главной фазы пересекаются жильными сиенитами и карбонатитами. Карбонатизация отмечается отдельными участками, до глубины 750м.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ЛУГИНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Щелочные габброиды. Это темно-серые среднезернистые породы массивной текстуры. Главные минералы пород - плагиоклаз № 35 - 40 (60%), светло-зеленый авгит (15%), темно-коричневый гастингсит (10%), биотит (5%), гомогенный калиевый полевой шпат (5%) и нефелин (5%).

В небольших количествах встречаются канкринит и акцессорные минералы: сфен, апатит и циркон. Отмечались бесплагиоклазовые разности, содержащие до 50% анортоклаза. В породе зерна плагиоклаза и темноцветных минералов размерами 2—6 мм цементируются графическим агрегатом щелочного полевого шпата и нефелина с отдельными ксеноморфными зернами канкринита.

Шонкиниты южного эндоконтакта состоят из калиевого полевого шпата - 50 %, пироксена - 30% и биотита - 20%.

Нефелинсодержащие сиениты главной фазы представляют собой крупно- и среднезернистые породы с массивной, реже трахитоидной текстурой. Они состоят из щелочного полевого шпата (70—80%), нефелина (5—10%), гастингсита (7—10%) и зонального плагиоклаза № 10—20 (до 10%). Из второстепенных минералов встречается: авгит, канкринит, кальцит и флюорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и

цирконом. Канкринит первичен, распределен в породе равномерно и пространственно не связан с зернами нефелина. В зоне эндоконтакта нефелинсодержащие сиениты становятся биотитовыми, а в районе южного контакта наблюдаются участки, обогащенные до 30% голубым корундом – сапфиром.

Псевдолейцит-содержащие сиениты по составу близки к нефелин-содержащим, но без плагиоклаза. Это крупнозернистые розовато-серые породы с шаровой или «лейцитовидной» текстурой. Макроскопически они состоят из крупных (до 10—20 см в поперечнике) «вкрапленников» псевдолейцита, сцементированных нефелинсодержащей основной массой. Из других минералов встречаются гастингсит, биотит, сфен и циркон.

Таблица 5.

Химический состав пород (в мас. %) Лугингольского массива, шонкинитов и карбонатитов массива Барун-Хасар-Ула и шонкинитов массива Маунтин Пасс.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	52,1	45,4	55,4	57,3	55,4	52,4	54,4	51,3	51,6	70,9	3,46	7,69
TiO ₂	1,20	2,28	0,32	0,50	0,38	0,48	0,48	0,47	1,06	0,32	0,06	0,12
Al ₂ O ₃	16,0	13,30	20,25	19,29	22,20	21,84	21,84	20,60	20,38	13,83	0,50	1,80
Fe ₂ O ₃	2,13	8,93	1,72	1,00	1,00	1,76	1,02	2,78	1,60	0,83	0,50	1,40
FeO	4,17	3,49	3,59	2,87	1,36	1,99	3,59	2,08	2,33	0,28	0,05	0,04
MnO	0,17	0,53	0,18	0,15	0,10	0,26	0,15	0,19	0,18	0,07	0,36	1,58
MgO	3,15	1,30	0,92	0,42	0,50	1,00	0,79	1,01	0,75	0,53	0,20	0,20
CaO	5,98	14,50	2,45	2,45	1,58	1,75	2,60	4,08	4,57	1,02	59,34	45,13
BaO	0,23	0,30	0,13	0,11	0,20	0,20	0,25	0,23	0,20	0,06	0,10	0,10
SrO	0,30	0,60	0,17	0,14	0,20	0,22	0,27	0,43	0,60	0,03	0,40	0,47
Na ₂ O	5,40	3,58	2,86	3,79	2,83	8,10	5,26	6,67	6,56	3,51	0,46	0,44
K ₂ O	6,50	4,34	10,28	9,93	11,61	8,53	8,53	7,92	7,68	5,18	0,09	0,37
P ₂ O ₅	0,41	0,18	0,13	0,35	0,36	0,10	0,10	0,25	0,32	0,10	0,16	0,06
H ₂ O	1,60	1,38	1,30	1,40	1,85	0,90	1,05	2,00	1,80	3,45	1,13	1,68
F	0,40	0,05	0,52	0,43	0,24	0,54	0,17	0,40	0,35	0,10	18,00	2,70
CO ₂	0,46	0,34	0,68	0,72	0,72	0,66	0,20	0,39	0,38	0,22	22,68	32,62
TR	0,05	0,08	0,07	0,05	0,07	0,09	0,07	0,06	0,06	0,05	0,10	4,70
Σ	100,11	100,54	100,71	100,70	100,48	100,59	100,67	100,7	100,26	100,43	100,91	100,86
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	1,03	5,97	10,0	1,03	1,37	46,2	46,9	46,2	12,9	47,7	48,6	49,5
TiO ₂	0,01	0,05	0,12	0,02	0,06	1,13	1,10	1,17	0,09	1,35	1,26	1,17
Al ₂ O ₃	0,45	2,01	1,93	0,01	0,01	16,0	16,60	15,70	1,20	9,80	10,60	9,60
Fe ₂ O ₃	1,21	7,68	23,70	0,70	0,39	4,41	4,13	3,24	4,14	3,33	3,96	5,13
FeO	0,05	0,05	0,05	0,17	0,15	3,49	3,04	3,84	0,10	2,32	3,13	2,05
MnO	1,90	0,40	1,49	1,86	1,54	0,16	0,14	0,14	0,60	0,08	0,09	0,07
MgO	2,06	0,11	0,42	0,41	0,39	4,30	4,20	3,40	5,63	6,40	8,20	8,90
CaO	34,88	42,09	28,39	45,51	37,91	7,80	7,30	7,80	15,59	9,60	6,80	7,80
BaO	0,20	0,30	0,03	0,03	0,03	0,33	0,56	0,22	0,35	0,56	0,66	0,99
SrO	0,26	0,25	0,11	5,24	10,08	0,32	0,28	0,15	0,10	0,13	0,14	0,26
Na ₂ O	0,12	0,09	0,12	0,03	0,05	6,79	6,19	7,42	0,14	6,09	7,68	8,59
K ₂ O	0,12	0,43	1,08	0,12	0,19	2,64	3,30	2,39	0,62	1,21	1,56	1,56
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,23	0,07	0,03	0,84	0,82	0,84	0,19	1,52	1,31	1,31
H ₂ O	3,40	2,95	4,52	4,00	2,40	3,71	3,49	2,56	0,14	3,09	2,14	1,50
F	1,90	25,20	1,55	0,32	1,0	0,30	0,50	0,35	2,40	0,80	1,30	0,90
CO ₂	34,3	8,39	22,03	37,46	37,0	1,55	1,53	4,72	25,72	5,84	3,32	0,94
TR	17,5	14,40	4,24	2,89	6,83	0,42	0,68	0,38	30,11	0,21	0,12	0,16
Σ	98,73	99,90	99,36	99,74	99,01	100,29	100,55	100,39	99,02	99,69	100,29	100,13

Примечание: Лугингол: 1- калишпат-плагиоклазовый пироксенит, 2 - гранат-пироксен-нефелиновый меланосиенит, 3-4 - пуласкиты ГИФ, 5 - псевдолейцитовый сиенит ГИФ; дайки лейцитифиров: 6 - закаленная, 7 - раскристаллизованная; 8-9 - дайки лейцитовых тингуаитов, 10 - дайка трахилипарита; карбонатиты: 11-кальцит-флюоритовый, 12-кальцитовый, 13 - бастнезит-кальцитовый, 14 – лимонит-бастнезит-флюоритовый, 15-пирит-кальцитовый, 16- бастнезит-кальцитовый, 17 – целестин-бастнезит-кальцитовый. Барун-Хасар-Ула: 18-20 – дайки шонкенинтов, 21 - кальцит-бастнезитовый карбонатит. Маунтин Пасс: 22-24 - шонкиниты. Данные химического анализа, Институт геохимии СО РАН, аналитик Л.Н. Матвеева, 1990- 2009 гг.

Дайковые псевдолейцитовые лейцитифиры - темно-серые породы с крупными (2—8 см в поперечнике) розовыми вкрапленниками псевдолейцита, которые равномерно распределены в породе. Основная масса - мелкозернистая до микрозернистой, стекловатой. Кроме псевдолейцита, наблюдаются таблитчатые зерна тонкопертитового щелочного полевого шпата, изометричные зерна нефелина и призматические зерна гастингсита. Вкрапленники псевдолейцита имеют четкую огранку тетрагонтриоктаэдра (рис. 6) с резкими границами по отношению к основной массе породы. Сложены они графическим агрегатом щелочного полевого шпата, нефелина (в соотношении приблизительно 3:1), реже плагиоклазом № 15 - 20, канкринитом, флюоритом и гастингситом.

Лейцитовые тингуаиты — темно-зеленые, до черных, нередко порфировые породы с мелкозернистой, иногда стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники тингуаитов размерами до 0,5—2,0 см представлены анортоклазом (1—10%) светло-зеленым авгитом (2—6%), коричневым меланитом (2—4%), нефелином (2—10%), реже анальцимом, псевдолейцитом (кристаллы до 1,5—2,5 см в поперечнике).

Основная масса тингуаитов сложена таблитчатым щелочным полевым шпатом и призмами гастингсита, изометричными зернами нефелина и меланита и цементирующими их выделениями канкринита, кальцита и флюорита. Последние равномерно распределены в породе и не обнаруживают метасоматических признаков образования. Реже встречаются тингуаиты, содержащие, кроме описанных выше минералов, арфведсонит и альбит.

Нефелиновые сиениты главной фазы и жильные породы подвергаются карбонатизации. При этом нефелин замещается агрегатом шприунштейна и карбоната. Темноцветные минералы частично замещаются оксидами железа и карбонатом.

Кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры и липариты. Это розовые порфировые породы с микрозернистой сферолитовой основной массой и иногда с редкими округлыми «оплавленными» вкрапленниками кварца и пертитового калиевого полевого шпата. В основной массе встречаются микролиты калиевого полевого шпата, а так же его сферолитовые агрегаты, сцементированные мелкими изометричными зернами кварца.

Карбонатиты образуют жильные тела. По составу они кальцитовые и кальцит-флюоритовые, часто с большим количеством фторкарбонатов TR. Из других минералов встречается лимонитизированный и неизмененный пирит, калиевый полевой шпат, барит, редко слюда. Карбонатиты, содержащие до 30% темно-синего флюорита, лимонитизированного пирита 20% и бастнезита 30% очень похожи на рудные карбонатиты месторождения TR - Баюнь-Обо, которое находится в Китае в 100км от Лугингольского массива. Отличаются они только содержаниями кальцита и лимонитизированным пиритом, вместо магнетита. Кальцит - бастнезитовые карбонатиты похожи на карбонатиты другого крупного месторождения TR- Маунтин Пасс в США.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ЛУГИНГОЛЬСКОГО МАССИВА И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Все породы массива относятся к калиевой серии щелочных пород [3,4]. Химические составы пород Лугингольского массива представлены в табл. 5. На классификационной диаграмме 7 они попадают в поле щелочных пород и образуют гомодромный ряд. Ксенолиты шонкинитов у южного эндоконтакта Лугингольского массива похожи по химическому составу на ксенолиты шонкинитов обнаруженные нами в лавах фонолитов Мушугайского поля. Редкие элементы в карбонатитах Лугингольского массива и в карбонатитах Маунтин Пасс (США) приведены в табл. 6, а графики спектров TR и спайдеровские диаграммы - на рис. 5в. Вариации концентраций редких элементов в карбонатитах Лугингольского массива довольно значительные, но наклон спектров TR и конфигурация спектров редких элементов на спайдеровских диаграммах аналогичны. А спектры наиболее обогащенных редкими элементами карбонатитов Лугингольского массива не отличаются от спектров карбонатитов комплекса Маунтин Пасс.

Кроме Лугингольского массива с восточной стороны от Дзун-Баинского регионального разлома известно еще два проявления, которые можно отнести к формации К-щелочных пород (рис. 2).

Первое из них – Цеденовское (у г.Барун-Хасар-Ула). Оно находится на мелкопочнике, который сложен песчаниками, примерно в 30км западнее Лугингольского массива. Вмещающие породы - серые песчаники секутся несколькими дайками К-щелочных шонкинитов. Мощность даек 1-3м и протяженность первые десятки метров. Шонкиниты мелко- и среднезернистые, сложены КПШ, слюдой и пироксеном. По химическому составу шонкиниты и слагающие их минералы полностью аналогичны шонкинитам Маунтин Пасс (США) (табл. 5, анализы 19-22 и 24-28), с которыми связано крупнейшее в мире карбонатитовое месторождение редкоземельных элементов. На классификационной диаграмме 7 их составы располагаются вблизи составов шонкинитов Лугингольского массива. Содержания редких элементов (табл. 7) и спектры TR в шонкинитах этих двух объектов тоже аналогичны (рис. 8а). В этом же районе монгольским

геологом Ц. Цеденом была найдена жила карбонатита, мощностью 1 м и протяженностью 20м. Карбонатит сложен кальцитом и зеленым бастнезитом. Содержания TR в карбонатите до 30 %. Его химический состав приведен в табл. 5, анализ 19.

Второе проявление находится в 40км северо-западнее Лугингольского массива в районе горки Олон-Обо. Оно обнаружено автором в 1984г. В небольшой депрессии выходы нескольких даек субмеридионального простирания. Одна из даек сложена темно-зеленым до черного нефелиновым сиенитом. Мощность ее до 1м и простирание 30м. Сложена она нефелином (до 40%), зеленым амфиболом, слюдой (5%) и калиевым полевым шпатом. Содержания в породе K_2O - 9,40 мас. %, Na_2O - 8,45 мас. %.

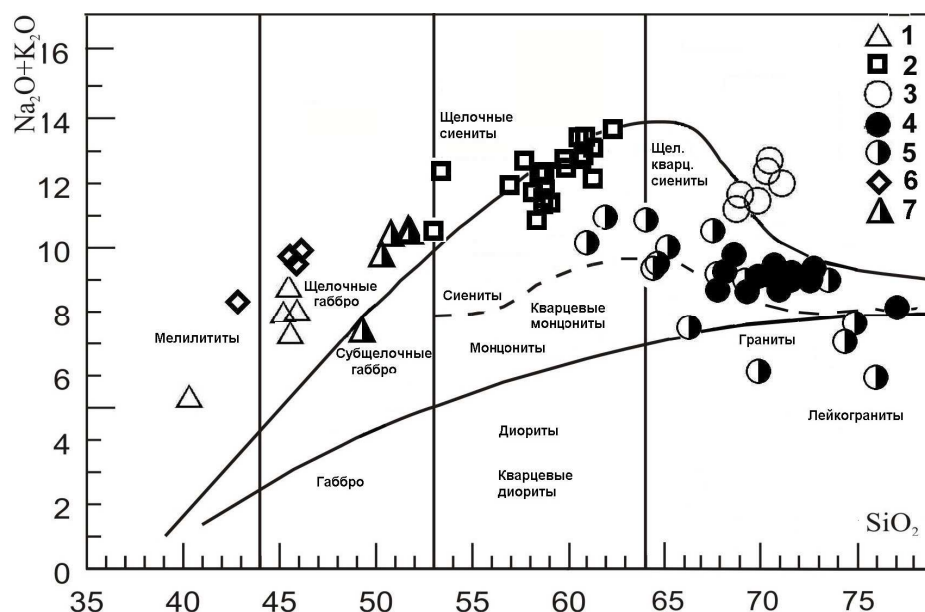


Рис. 7. Классификационная диаграмма щелочи – кремнезем (в мас. %).

Примечание: Лугингольский массив: 1- Fsp-Pl пироксениты, 2- различные сиениты, 3 - дайки трахилипаритов; Хан-Богдинский массив: 4 - граниты, 5 - пегматиты; 6 - шонкиниты массива Барун-Хасар-Ула, 7 - шонкиниты массива Маунтин Пасс.

Порода мелкозернистая, с мелкими вкрапленниками нефелина и калиевого полевого шпата и основной массой, состоящей из нефелина, калиевого полевого шпата, а также иголок и агрегатов зеленоватого амфибола и коричневой слюды. Из акцессорных минералов встречаются апатит и циркон. В этой же депрессии встречено около десятка других даек сиенитового состава, того же простирания и мощности. Они состоят из вкрапленников и основной массы полевошпатового состава и небольшого количества (1 - 5%) зеленого амфибола. Содержания в породе K_2O - 5,6%, Na_2O - 6,9%. Полевые шпаты насыщены мелкими включениями слюды. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом.

Возможно, что эта небольшая депрессия является сиенитовым массивом, перекрытым четвертичными отложениями.

Агпайтовые щелочногранитные массивы третьего интрузивного комплекса образуют пояс, протянувшийся с востока на запад на многие сотни километров [20]. Он состоит из восьми массивов щелочных гранитов разного размера и различной редкометальности. Большинство массивов - нередкометальные, слабо редкометальный Хархадский массив и аномально редко-

Таблица 6.

Концентрации редких элементов (в ppm) в карбонатитах Лугингольского массива и комплекса Маунтин Пасс.

№ *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Be	0,26	0,72	2,40	4,81	1,02	1,31	2,99	2,52	1,19	0,83	1,69	1,37	2,45
Ti	66,6	103,6	8,8	45,3	28,4	150	90,5					310	243
V	5,99	26,4	398	66,5	18,5	159	82,2	54,10	25,67	7,97	136,3	189	50,5
Cr	3,73	2,30	0,07	8,8	11,6	0,36	14,6	29,83	25,96	3,41	21,54	2,10	38,7
Co	2,45	3,49	5,56	10,3	3,35	3,16	20,0	9,04	1,74	1,71	7,61	3,91	13,2
Ni	17,4	13,1	9,15	17,8	16,0	11,8	18,9	2,51	2,02	3,19	1,20	48,1	60,0
Cu	6,04	3,10	9,40	8,90	4,36	8,57	10,7	6,56	3,95	3,43	4,26	32,3	18,8
Zn	20,1	21,2	166	425	221	183	602	433,3	32,28	852,9	274,4	61,8	258
Rb	2,89	15,09	4,51	13,2	4,30	104	12,6	165,0	21,10	14,37	3,97	1,46	14,1
Sr	3306	3755	2098	2300	2454	812	1103	1912	1213	20272	1457	1897	2340
Y	74,3	94,1	240	296	109	94,6	171	70,66	159,8	110,6	205,7	521	222
Zr	9,45	7,92	126	24,0	6,91	25,7	98,9	23,77	13,17	6,11	57,42	31,9	30,4
Nb	0,70	4,17	1,95	4,87	7,97	2,15	2,90	18,98	2,13	4,58	4,89	137	2,46
Cs	0,15	0,23	0,40	0,69	0,38	1,35	0,97	1,88	0,67	0,37	0,38	0,08	0,44
Ba	32,4	101	123	83,5	140	1030	567	819,3	129,6	102,9	143,7	17444	17593
La	182	12343	47261	40462	4609	10645	12339	1475	2655	16656	28031	30007	13875
Ce	360	18899	61243	58333	7226	13876	18103	2550	5088	24981	41696	45932	21662
Pr	41,9	1879	5324	5287	673	1225	1669	204,2	428,2	1798	2996	4817	2310
Nd	148	5843	15830	16179	2078	3686	5186	565,0	1372	4648	8062	17413	8449
Sm	22,6	504	1370	1271	173	323	415	55,66	147,6	332,4	686,3	1758	866
Eu	5,47	85,2	238	210	30,4	55,3	68,9	11,11	26,04	50,79	108,6	323	163
Gd	21,2	368	933	1016	146	247	328	30,89	64,79	235,2	252,3	1405	693
Tb	2,15	11,6	24,1	36,1	6,50	9,66	11,5	2,64	5,74	11,86	18,16	63,0	29,0
Dy	12,5	38,9	107	116	34,1	35,4	45,6	13,06	30,11	38,86	67,13	228	95,9
Ho	2,40	5,64	14,8	16,1	5,87	5,54	6,94	2,37	6,20	6,62	11,72	28,8	10,9
Er	6,84	13,3	37,7	36,9	15,7	13,8	16,7	5,54	15,99	14,10	29,28	52,1	17,7
Tm	0,99	1,88	5,40	4,45	2,28	1,90	2,18	0,86	2,72	2,35	4,35	5,14	1,52
Yb	6,98	14,6	43,3	32,8	16,2	14,3	15,9	4,88	16,03	13,73	28,96	40,6	14,6
Lu	1,00	1,87	5,43	3,71	2,21	1,82	1,98	0,68	2,25	1,97	4,06	4,07	1,27
Hf	0,19	0,33	0,73	0,68	0,19	0,42	0,64	0,39	0,59	0,72	1,40	1,34	0,89
Ta	0,05	0,30	0,11	0,15	0,05	0,09	0,09	0,58	0,17	0,13	0,27	0,24	0,11
Pb	125	792	1467	1393	621	455	2095	587,9	81,57	898,8	643,6	195	48,8
Th	5,76	845	4100	3117	279	640	460	38,16	225,6	682,0	1762	9139	192
U	1,33	18,4	117	116	29,5	26,8	37,4	29,85	9,75	31,79	60,29	18,3	4,35

Примечание: 1-11 - карбонатиты Лугингольского массива, 12-13 – карбонатиты Маунтин Пасс. Данные анализа АСП-MS, институт геохимии СО РАН, аналитики Е.В. Смирнова, А.Ю. Митрофанова, 2008-2010 гг.

металльный Хан-Богдинский массив мы рассмотрим более подробно.

Самый крупный в мире Хан-Богдинский массив агпаитовых щелочных гранитоидов (более 1500 км²) расположен в южной части пустыни Гоби (Монголия) [7] в 250 км от аймака Далан-Дзадгада. На северной оконечности массива расположен сомон Хан-Богдо. Массив сформировался в пределах позднепалеозойской активной континентальной окраины Сибирского палео-

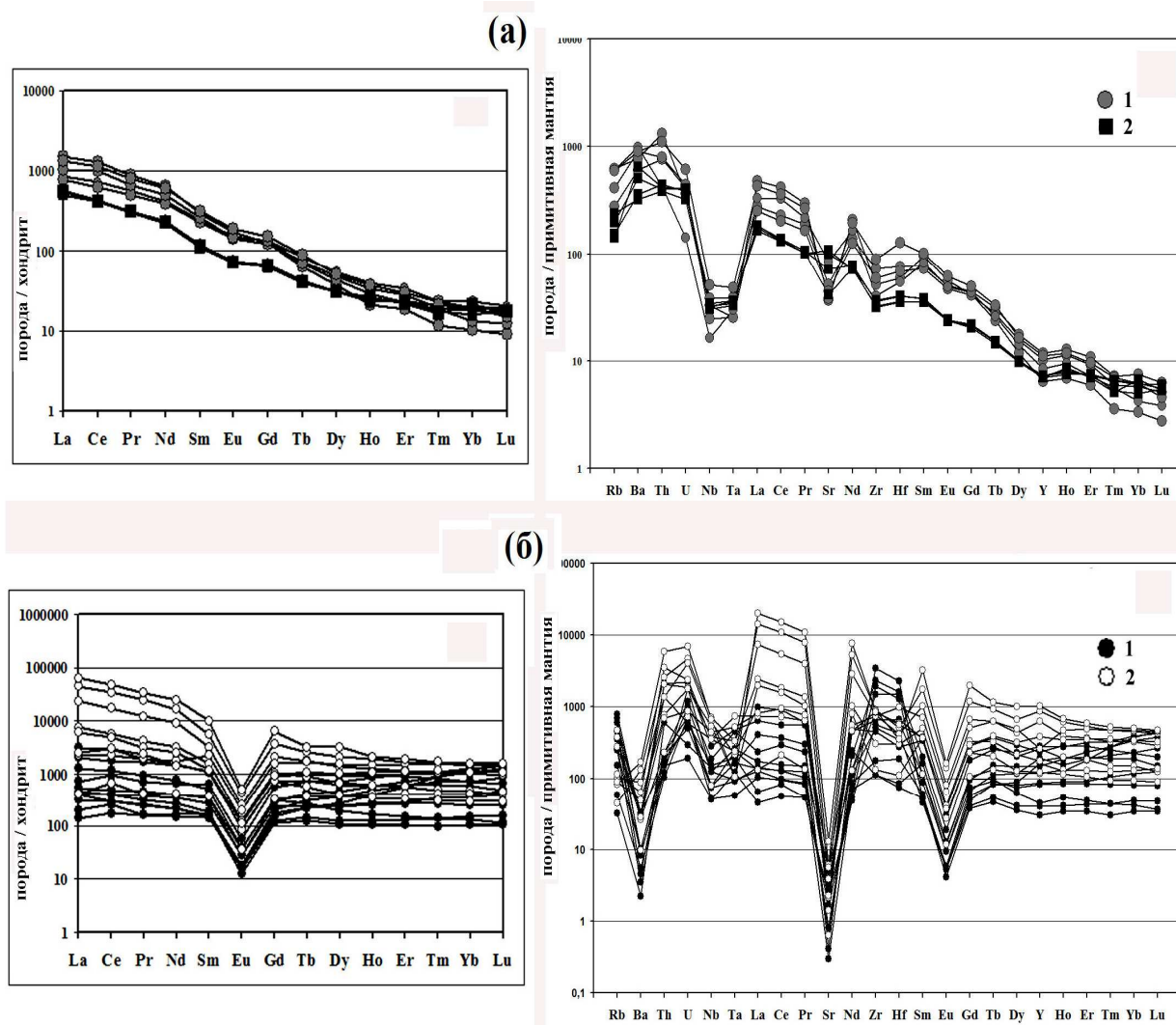


Рис.8. Диаграммы спектров TR (лев. графики) и спайдер - диаграмм (пр. графики).

Примечание: (а) шонкиниты: 1 – Маунтин Пасс, 2 - Барун-Хасар-Ула; (б) - Хан-Богдинский массив: 1 - граниты ГИФ, 2 - пегматиты, пегматитизированные вмещающие липариты.

континента. Положение Хан-Богдинского массива контролируется областью пересечения Гоби-Тяньшаньской субширотной рифтовой зоны с крупным региональным разломом. Массив центрального типа с кольцевыми и радиальными дайками (рис. 8). Он сложен двумя кольцевыми телами – Западным и Восточным, имеющими резкие секущие магматические контакты с породами вмещающей островодужной толщи и тектонические разломные границы с бимодальной толщей [23]. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей толщи. Массив, по гравиметрическим данным, представляет собой уплощенное тело (лакколит) мощностью до 10 км, подошва которого ступенчато погружается к северо-западу. Общая последовательность формирования магматических пород Хан-Богдинского

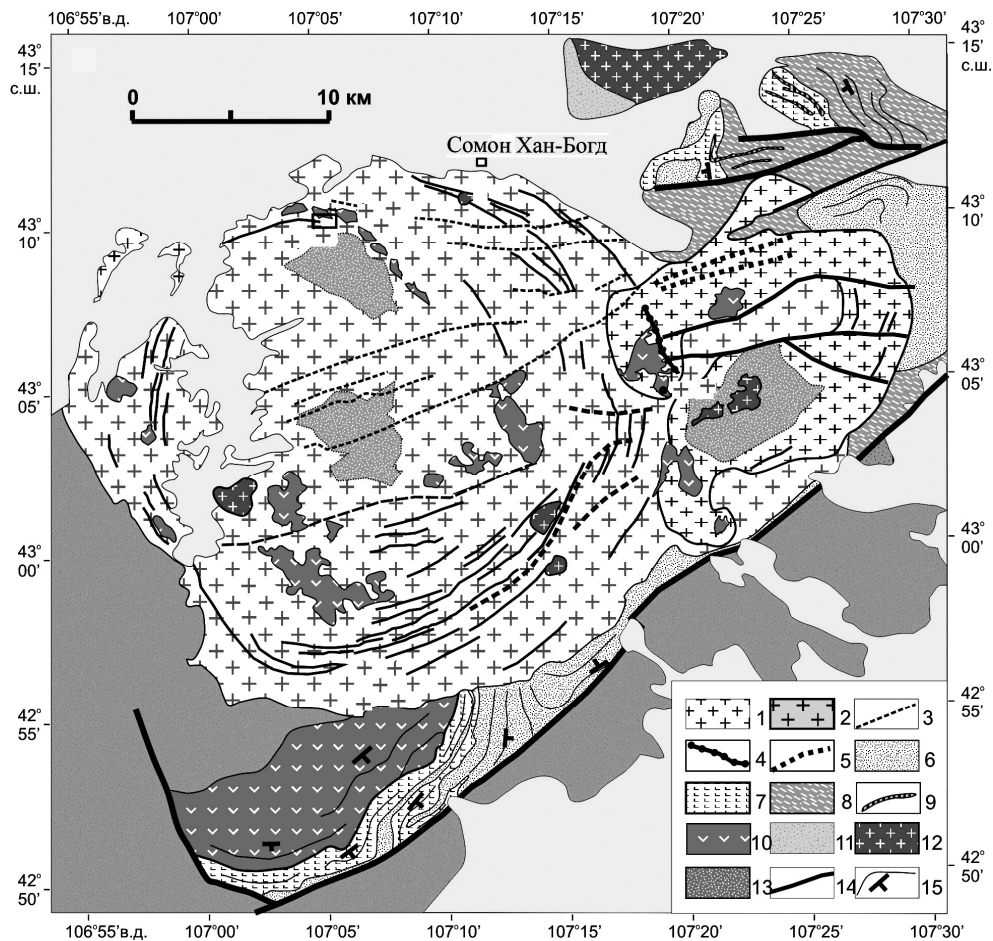


Рис. 9. Геологическая карта Хан-Богдинского массива, по [25].

Примечание: 1–5 – породы массива: 1 – щелочные граниты главной интрузивной фазы, 2 – мелкозернистые эгириновые граниты, 3 – дайки мелкозернистых сиенитов и монцонитов, 4 – поздние пантеллериты, 5 – щелочные гранит-порфиры; 6–8 – вулканические породы бимодальной ассоциации: 6 – комендиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты, 7 – базальты, 8 – нерасчлененные породы ассоциации; 9 – породы островодужной ассоциации (дифференцированный комплекс); 10 – допозднепалеозойские

комплексы; 11–13 – кровля массива: 11 – ороговикованные породы дифференцированного комплекса, 12 – биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты, 13 – участки развития гематитизации щелочных гранитов ГИФ («красные граниты»); 14 – разломы; 15 – границы вулканических потоков.

массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные среднезернистые граниты главной интрузивной фазы (ГИФ) с аксессуарным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфириовидных экеритов, расслоенных гранит-пегматитовых тел, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистых щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с аксессуарным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов. Редкометальные щелочные гранитоиды и щелочногранитные пегматиты участвуют в кольцевых дайках 2-ой фазы. Среди этих пород имеются и бедные редкими элементами экериты, а также все разности, переходные к редкометальным. Участки концентрированного проявления редкометальных щелочных экеритов и пегматитов часто расположены под провесами кровли, сложенной вулканическими породами основного и, реже, липаритового состава. Выделено около 15 участков проявления редкометальной минерализации, минералогия которых детально описана в монографиях [7, 2, 18]. В пределах редкометальных проявлений выявлено крупное месторождение Zr и, в меньшей степени, Nb, TR и Y. В мелкозернистых редкометальных экеритах и среднезернистых пегматитах расслоенного комплекса концентрации Zr достигают до 7%, концентратором которого являются цирконосиликаты, эльпидит и новый минерал – армстронгит. Содержания Nb в некоторых пегматитах достигают до 0,5 мас. %, TR до 1 мас. % а Y до 0,5 мас. %

Главной особенностью этой минерализации является ее агпаитовый характер. Доказано, что в щелочных гранитах переход парагенезисов с цирконом в парагенезис с цирконосиликатами (эльпидит) происходит при коэффициенте агпаитности (K_a) более 1,2 в отличие от щелочных и нефелиновых сиенитов, где вместо циркона кристаллизуется эвдиалит при K_a более 1 [2]. Концентраторами Nb и TR являются их щелочные силикаты. В массиве обнаружено более 50 редких минералов [7,10], часть из которых являются новыми (армстронгит, монголит и коваленкоит). Еще одной уникальной особенностью минералообразования в этом массиве является процесс аморфизации некоторых редких минералов. Плотный эффузивный экран кровли не давал летучим компонентам с редкими элементами уходить за пределы массива и кристаллизовались они из магматического расплава при высоких температурах.

При высокой щелочности и кремнекислотности расплава образовывались минералы с большим кремнекислородным радикалом, которые при понижении температуры становились неустойчивыми и распадались на избыточный кварц и аморфные окислы и, в редких случаях, (с Nb) на кварц и другой минерал с меньшим кремнекислородным радикалом. Этот процесс характерен для минералов Nb, Ti, TR, Zr-TR. Эти минералы имеют кристаллическую огранку, заполненную после распада аморфной массой и кварцем. Так как привноса-выноса при минералообразовании не происходило, то состав этих

Таблица 7.

**Содержания редких элементов (в ppm) в шонкинитах массивов Маунтин Пасс
и Барун-Хасар-Ула.**

* №	1	2	3	4	5	6	7	8	9
V	123,6	88,7	99,1	67,8	97,4	114,3	119,6	106,4	103,5
Cr	247	274	300	280	299	17,7	33,7	25,8	27,5
Co	23,81	18,16	28,34	25,29	23,19	15,48	16,71	15,96	17,36
Ni	67,1	167,1	188,8	234,4	189,8	21,7	27,1	24,0	22,6
Cu	58,59	37,63	75,76	11,30	58,51	14,22	17,60	12,28	15,57
Zn	82,22	55,10	66,48	55,70	84,41	70,03	81,53	72,60	71,04
Ga	16,39	15,90	15,40	15,95	18,15	16,30	16,40	16,46	15,80
Ge	1,88	1,64	1,62	1,64	1,76	1,21	1,08	1,13	1,41
Rb	403	180	268	391	389	99,8	128	92,4	155
Sr	1128	810	976	1859	832	2364	1572	2198	912
Y	55	30	48	39	52	34	34	32	32
Zr	879	624	719	492	1067	398	431	439	379
Nb	27,9	24,0	18,2	12,0	37,3	22,2	25,0	23,9	23,0
Sn	10	10	8	14	17	8	36	8	19
Cs	8,81	1,99	1,72	5,35	8,34	2,49	13,72	20,44	3,69
Ba	5558	4397	6491	7108	6480	2585	3643	4658	2323
La	202,1	350,7	184,0	240,8	314,7	133,8	133,8	129,0	121,0
Ce	437,2	792,9	383,3	618,6	681,3	258,6	262,8	252,0	248,3
Pr	53,16	82,81	46,28	60,78	74,31	28,21	29,68	28,69	28,59
Nd	198,1	300,5	180,9	234,1	270,0	103,7	110,2	102,7	104,5
Sm	35,87	43,69	33,45	37,62	46,55	16,21	17,51	17,21	16,35
Eu	8,61	9,68	8,00	8,36	10,59	4,05	4,13	4,01	4,18
Gd	26,93	25,36	24,86	26,33	30,27	12,38	13,30	12,89	12,37
Tb	3,33	2,74	2,94	2,89	3,60	1,57	1,66	1,62	1,57
Dy	13,32	8,95	11,80	10,59	12,38	7,42	7,63	7,35	7,40
Ho	2,14	1,15	1,87	1,57	1,97	1,36	1,31	1,43	1,25
Er	5,39	2,95	4,54	3,57	4,71	3,59	3,69	3,44	3,70
Tm	0,57	0,29	0,48	0,45	0,56	0,52	0,53	0,41	0,42
Yb	3,73	1,95	3,02	2,47	3,24	3,27	2,90	3,14	2,96
Lu	0,50	0,22	0,41	0,31	0,37	0,48	0,44	0,42	0,44
Hf	24,27	18,93	21,95	17,34	40,84	11,45	12,78	12,96	11,21

Ta	1,62	1,06	1,06	1,25	2,01	1,38	1,52	1,43	1,51
Pb	86,18	26,80	33,66	39,93	258,45	74,39	153,69	83,67	96,20
Th	120,82	70,29	73,16	39,22	102,08	40,66	36,82	38,21	35,60
U	8,01	9,24	9,76	3,10	13,42	8,52	8,89	8,93	7,08

Примечание: 1-5 - шонкиниты Маунтин Пасс, 6-9 - шонкиниты Барун-Хасар-Ула. Данные метода АСП-MS, Институт геохимии СО РАН, аналитики Е.В. Смирнова, А.Ю. Митрофанова, 2008-2010 гг.

“псевдоморфоз” можно считать первичным составом минералов. Имеются три состава Се-Zr минералов, пять составов Ti-силикатов, три состава TR-

Таблица № 8.

Химический состав (в мас%) гранитов и пегматитов Хан-Богдинского массива.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO₂	74,1	74,2	73,3	75,2	71,1	73,8	72,4	73,2	76,7	75,4	73,5
TiO₂	0,18	0,28	0,26	0,22	0,38	0,24	0,43	0,36	0,19	0,25	0,27
Al₂O₃	10,44	11,35	11,64	10,25	11,57	10,79	11,61	10,95	10,72	10,20	11,57
Fe₂O₃	5,56	4,04	4,11	4,44	5,47	4,99	5,06	4,89	3,34	4,57	5,32
MnO	0,18	0,16	0,13	0,12	0,22	0,19	0,16	0,19	0,09	0,12	0,15
MgO	0,09	0,08	0,10	0,15	0,26	0,20	0,47	0,18	0,10	0,10	0,10
CaO	0,26	0,32	0,33	0,21	1,00	0,49	0,61	0,34	0,20	0,17	0,18
Na₂O	4,19	4,31	4,15	4,21	4,74	4,29	4,25	4,55	3,70	4,46	7,62
K₂O	4,56	4,72	4,67	4,53	4,92	4,68	4,65	4,75	4,71	4,72	0,80
P₂O₅	0,01	0,03	0,02	0,03	0,08	0,04	0,07	0,05	0,02	0,02	0,03
ZrO₂	0,08	0,14	0,11	0,26	0,09	0,08	0,09	0,18	0,04	0,07	0,23
H₂O	0,38	0,47	1,36	0,45	0,25	0,27	0,25	0,28	0,19	0,13	0,35
Summa	100,05	100,09	100,20	100,06	100,05	100,07	100,01	99,96	99,99	100,19	100,13
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO₂	73,1	75,2	70,6	79,9	78,8	71,8	61,4	64,1	70,2	76,2	69,9
TiO₂	0,34	0,37	0,39	0,11	0,14	0,51	2,52	0,91	0,52	0,13	0,26
Al₂O₃	8,92	9,22	7,60	8,65	8,61	7,39	7,18	8,16	7,35	11,70	8,56
Fe₂O₃	7,18	4,76	10,54	3,31	3,63	7,40	11,93	7,28	8,32	2,36	7,71
MnO	0,20	0,29	0,40	0,10	0,11	0,19	0,45	0,27	0,34	0,06	0,71
MgO	0,13	0,20	0,10	0,10	0,10	0,22	0,40	0,45	0,26	0,07	0,11
CaO	0,28	0,23	0,48	0,10	0,17	1,05	0,85	0,83	0,56	0,29	0,39
Na₂O	4,86	4,79	5,43	2,16	1,72	2,61	4,67	5,05	3,81	4,06	3,38
K₂O	4,03	4,01	3,64	5,61	3,58	5,74	5,08	5,95	5,17	4,69	7,13
P₂O₅	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,09	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
ZrO₂	0,68	0,57	0,42	0,03	0,05	1,51	4,21	5,12	2,52	0,05	0,38
H₂O	0,55	0,37	0,50	0,11	0,24	1,77	1,43	2,79	1,40	0,23	1,07
Summa	100,30	100,02	100,10	100,18	97,13	100,25	100,17	100,91	100,44	99,86	99,65
№	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO₂	77,6	66,9	68,6	71,6	67,5	91,6	72,4	88,1	77,1	66,7	66,3
TiO₂	0,23	0,45	0,79	0,44	0,17	0,12	0,34	0,15	0,45	0,71	0,66
Al₂O₃	5,10	4,76	2,98	6,56	12,12	1,75	3,84	3,00	3,22	10,30	10,83
Fe₂O₃	8,01	14,90	13,58	10,36	5,23	1,99	5,12	1,98	10,12	6,53	6,93
MnO	0,30	0,27	0,86	0,23	0,95	0,80	0,79	0,53	0,49	0,46	0,52
MgO	0,07	0,23	0,28	0,15	0,20	0,07	0,40	0,13	0,10	0,72	0,89
CaO	0,17	0,45	0,94	0,48	0,86	0,31	1,00	0,47	0,43	2,44	0,70
Na₂O	3,29	6,60	5,23	4,99	7,00	0,70	3,88	1,83	4,16	5,72	3,53

K ₂ O	3,92	2,76	1,83	3,77	2,93	1,24	1,03	0,99	2,40	3,46	7,37
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,17	0,06	0,04	0,05	0,07	0,08	0,04	0,17	0,16
ZrO ₂	0,47	1,59	2,66	1,12	0,69	0,30	3,23	1,07	0,30	0,73	0,90
H ₂ O	0,80	1,53	2,30	0,62	2,14	1,02	3,86	1,69	1,04	2,17	1,31
Summa	100,00	100,53	100,24	100,42	99,78	99,90	95,95	100,01	99,83	100,09	100,09

Примечание. 1-10 - катафоритовые граниты ГИФ с эльпидитом, 11 - гранит ГИФ с армстронгитом, 12-16 - жильные экериты, 17 – жильный гранит, секущий экериты, 18–20 - полосчатые эльпидитовые экерит-пегматиты, 21 - пегматит с цирконом, 22-26 - пегматиты шлировые с эльпидитом, 27-31 - различные участки шлирового пегматита с TR, Zr, Nb, 32-33 - пегматитизированный вмещающий липарит. Данные химического анализа, Институт геохимии СО РАН, аналитик В.А. Писарская.

силиката [2]. Высокоскремнистый Nb-силикат распадается на кварц и коваленкоит, который потом замещается монголитом. Из-за отсутствия кристаллической решетки у этих минералов невозможно доказать, что они являются новыми минералами. Кристаллизация эльпидита вместо циркона характерна и для гранитов главной интрузивной фазы. Граниты этой фазы моношпатовые. Они состоят из микроклин-пертита, кварца и щелочного амфибола - Са-катафорита. К-Na моношпат тоже кристаллизовался при высокой температуре и в нем образовалось нестехиометрическое соотношение Al и суммы щелочей. Алюминия больше, чем щелочей, а должно быть 1:1. Поэтому при кристаллизации главной фазы из магмы (ее объем 90 % по отношению к поздним породам) в остаточном расплаве происходило резкое накопление щелочей, что и привело к такой интенсивной агпаитовой редкометальной минерализации. Учитывая, что площадь массива более 1500 км², можно предполагать большой объем остаточной редкометальной магмы, которая и образует гигантские месторождения редких элементов. Представительные анализы пород массива приведены в табл. 8, а редких элементов в табл. 9. На классификационной диаграмме 7 граниты и пегматиты Хан-Богдинского массива располагаются несколько ниже щелочной линии, что связано с аномальными содержаниями редких элементов, из-за чего занижаются содержания щелочей, при высоком коэффициенте агпаитности. Для редких элементов в гранитах и пегматитах этого массива характерны высокие концентрации Zr, Hf, Nb, TR, Y, U, Th и низкие концентрации Ba, Sr, Eu (рис. 8б).

Огромный объем щелочногранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм.

Геохимические особенности всех трех редкометальных формаций Южного Гоби можно увидеть из спайдеровских диаграмм и графиков TR-спектров. (рис. 5 и 8).

Редкометальные руды карбонатитовых провинций Мушугай-Худук и Лугингол в распределении редких элементов на спайдеровских диаграммах и графиках спектров TR имеют много общего. Для карбонатитов и апатитовых руд этих провинций характерно очень незначительное фракционирование

европия, а в вулканогенных флюорит-барит-кристобаллитовых жилах это фракционирование отсутствует совсем. На спайдеровских диаграммах конфигурации линий распределения редких элементов также аналогичны при разных концентрациях этих элементов. Несколько нестабильное поведение бария. Такое однотипное поведение элементов можно объяснить их общей формационной принадлежностью к К-щелочным породам, несмотря на то, что одни относятся к вулканогенной фации (поле Мушугай-Худук), а другие к интрузивной (Лугингольский массив) и имеют разный возраст - 259 и 120 млн. лет. Резко иное поведение редких элементов характерно для агпайтовых гранитов и рудоносных пегматитов массива Хан-Богдо (рис. 8б). Для пород

Таблица № 9.

**Содержания редких элементов (в ppm) в редкометалльных гранитоидах
Хан-Богдинского массива.**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Li	22	41	9.0	326	16	321	231	246	230	
Be	10	14	16	13	20	9.5	8.9	15	15	
Sc	8.7	0.34	4.6	6.2	2.3	4.5	9.3	2.4	1.0	
Ti	2819	1263	2309	7696	1323	3075	6624	1942	1770	
V	2.8	1.6	75	20	6.0	14	32	2.4	0.02	
Cr	3.1	22	1.8	0.79	2.9	5.3	0.1	3.8	0.1	
Co	0.59	0.60	1.1	0.35	0.66	0.54	0.57	0.93	0.69	
Ni	0.59	20	4.9	1.0	0.05	2.4	2.8	0.60	6.7	
Cu	2.4	24	21	13	2.1	3.6	21	7.6	10	
Zn	145	327	552	275	324	444	687	349	476	
Ga	17	35	6	23	0.12	44	19	33	23	
Rb	170	21	231	511	244	38	304	456	294	
Sr	34	9.0	46	58	47	49	110	18	18	
Y	765	207	1111	1326	824	898	695	390	188	
Zr	39931	1293	7601	26845	3535	22698	17134	5980	2044	
Nb	91.3	104	209	138	284	37	91	57	55	
Cs	1.9	0.74	2.6	4.5	3.2	17	10	4.4	1.8	
Ba	64	16	229	197	189	40	234	60	33	
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Li	146	46	13	314	116	328	67	861	6.8	383
Be	12	7.7	15	20	8.8	27	127	90	30	352
Sc	4.4	4.3	7.2	6.4	3.0	8.1	3.8	2.7	1.5	3.8
Ti	1330	4342	2297	2799	2436	3334	1936	843	189	124
V	2.4	3.6	141	125	38	145	23	17	15	12
Cr	1.9	0.82	0.1	7.8	0.56	7.2	0.79	2.9	0.1	0.7
Co	0.35	0.47	1.1	3.20	0.62	5.8	0.51	0.73	0.3	0.5
Ni	0.27	8.7	3.0	3.2	0.54	2.6	3.8	4.6	3.2	0.8
Cu	2.9	9.4	28	16	7.0	14	6.9	6.3	12	10.
Zn	341	414	613	466	207	836	1217	679	910	360

Ga	31	8.5	5.1	11	24	2.4	72	2.7	0.0	2.4
Rb	161	99	74	180	307	393	29	66	58	54
Sr	6.5	37	124	50	14	68	134	85	31	288
Y	142	401	1215	1813	553	1232	4103	2928	571	478
Zr	1292	6605	8522	9926	9735	5287	10625	8856	152	104
Nb	38	112	260	325	58	260	519	443	391	497
Cs	2.6	6.6	4.5	1.0	1.5	1.7	3.5	3.5	0.7	4.9
Ba	25	73	453	205	70	216	960	628	359	121

Таблица 9. Продолжение.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
La	93	299	470	170	1762	33	126	101	105	
Ce	183	693	1048	559	3441	106	296	247	239	
Pr	24	84	155	65	381	15	42	35	29	
Nd	98	342	638	293	1449	75	187	159	120	
Sm	23	74	167	91	232	25	51	40	27	
Eu	0.9	2.2	6.5	3.2	7.1	1.0	1.6	1.6	0.9	
Gd	35	60	175	110	202	41	58	45	25	
Tb	8.1	9.6	36	25	32	11	15	8.9	5.2	
Dy	66	47	223	176	163	89	112	57	31	
Ho	21	9.0	48	46	33	26	31	14	6.8	
Er	89	24	140	159	90	93	115	42	21	
Tm	22	3.5	20	26	12	17	22	6.6	3.5	
Yb	187	21	113	196	75	115	170	40	24	
Lu	36	2.9	16	34	10	21	30	6.3	3.8	
Hf	725	27	213	521	95	416	490	110	60	
Ta	4.0	6.8	20	19	14	5.1	11	6.9	3.8	
Pb	76	53	152	27	232	33	161	24	40	
Th	11	55	192	21	191	9.5	15	14	20	
U	40	6.5	48	26	41	16	22	14	11	
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
La	75	47	536	596	96	717	10279	5415	1445	14626
Ce	182	155	1378	1795	402	1733	20751	10323	2991	28767
Pr	23	15	178	216	38	170	2204	1109	285	3081
Nd	99	68	787	649	184	697	7422	4038	1134	10842
Sm	24	21	330	168	53	156	802	471	174	1486
Eu	0.7	0.9	11	6.4	2.0	5.2	24	14	4.7	28
Gd	23	30	309	181	64	139	718	410	140	1218
Tb	4.5	8.0	61	38	13	27	91	62	20	115
Dy	27	61	370	243	90	155	504	328	97	771
Ho	5.7	15	78	58	22	32	103	66	19	113
Er	17	45	245	176	64	98	262	184	52	293
Tm	2.4	8.4	38	28	10	15	38	26	7.5	42
Yb	17	58	237	168	65	93	225	163	47	251
Lu	2.7	10	36	26	11	12	34	23	7.1	38
Hf	24	135	318	180	190	89	164	133	35	113

Ta	2.4	8.2	31	22	10	10	14	9.1	4.4	4.5
Pb	23	76	270	22	11	23	1438	1379	669	1049
Th	14	17	323	64	21	125	236	127	71	540
U	4.2	13	53	19	16	13	103	90	39	152

Примечание. 1 - гранит ГИФ с эльпидитом, 2 - гранит ГИФ с армстронгитом, 3 - жильный гранит, секущий экериты, 4 - эльпидитовый экерит-пегматит, 5-9 - эльпидитовые экериты, 10-12 - эльпидитовые пегматиты, 13-15 – пегматитизированные вмещающие липариты, 16-19 - различные участки шлирового пегматита с TR, Zr, Nb. Данные анализа АСР-MS, Институт геохимии СО РАН, аналитики Е.В. Смирнова, А.Ю. Митрофанова, 2008 г.

этой формации характерно резкое фракционирование европия в графиках спектров TR и аномально низкие концентрации Ba и Sr. Разница состоит в том, что концентрируются редкие элементы в щелочно-силикатных пегматитах и гранитах, а не в карбонатно-фосфатных образованиях. Флюидные модификаторы в гранитах и пегматитах H₂O и F, а в карбонатах CO₂, F и P₂O₅. Эти различия связаны с генетическими различиями происхождения и дифференциации этих комплексов.

Геохимия изотопов в этих редкометальных массивах Южного Гоби подробно изучена в работах [23, 24]. Лугингольский массив и вулканы массива Мушугай-Худук образовались в складчатых зонах и для них характерен мантийный источник EM-2 [5, 9], для которого отмечаются высокие отношения изотопов Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в пределах 0,708 – 0,714. Это связано не с контаминацией осадочных пород щелочной магмой, а с субдукцией в мантию корового материала по зонам Беньюфа. Сама мантия в этих районах становится контаминированной по стронцию, а потом при выплавлении щелочных магм из такой мантии при малой степени плавления (менее 1%) для них тоже характерно высокое отношение изотопов Sr, как и в этой контаминированной мантии. С этим же процессом связаны и не совсем обычные метки изотопов углерода и кислорода. Высокие значения изотопов кислорода можно объяснить вулканогенным характером становления массивов, когда при извержении вулканов происходит «подсос» в вулкан поверхностных вод и их смешение с магмой. Высокие значения изотопов кислорода характерны для всех вулканогенных карбонатов, и особенно для их туфовых разностей, когда идет обмен изотопами и с кислородом воздуха. Иная картина распределения изотопов наблюдается в рудных образованиях Хан-Богдинского массива [24]. Для них характерны значения эпсилон Nd равные от +5 до +7 при значениях отношения изотопов Sr 0,703-0,705, что отвечает деплитуированному мантийному источнику, а изотопы кислорода имеют мантийные метки от -6 до -8, что подтверждает отсутствие влияния поверхностных вод. Под плотным эффузивным экраном скапливалась только своя ювинильная вода с мантийным кислородом. Как было показано ранее [24], граниты Хан-Богдинского массива связаны своим происхождением с мантийным источником и образовались при дифференциации базальтоидной

магмы, о чем свидетельствует разновозрастной разрез с Хан-Богдинским массивом бимодальной щелочнобазальт-комендитовой серии, проявленной в юго-восточном экзоконтакте массива [23].

В мире имеются три суперкрупных месторождения TR в карбонатитах: это Маунтин Пасс в США, Баюнь-Обо в Китае и Томтор в Восточном Прианбарье, Россия. По нашим представлениям, эти объекты, как и монгольские, относятся к формации калиевых щелочных пород [11]. Вокруг генезиса их руд и формационной принадлежности давно идут научные споры. Нам представляется, что изучение карбонатитов Южной Гоби способствует в какой-то мере разрешению этих споров.

ВЫВОДЫ:

1. В Южной Гоби выделены три разновозрастных редкометальных комплекса, с которыми связаны крупные месторождения редких элементов. Для них характерно различное поведение редких элементов в процессе рудообразования и разные минеральные ассоциации концентраторов редких элементов.
2. Карбонатитовые комплексы Мушугай-Худук и Лугингол, как и крупные месторождения мира Маунтин-Пасс, Баюнь-Обо имеют много общих геохимических черт в поведении редких элементов и их можно отнести к единому формационному типу К-щелочных пород.
3. В вулканогенно-туфовом процессе в комплексе Мушугай - Худук образуются своеобразные породы, обогащенные, до рудных Pb, TR, F, Ba.
4. Источником карбонатитовых комплексов Мушугай-Худук и Лугингол служит контаминированная мантия ЕМ-2, а агпаитовых гранитов и пегматитов массива Хан-Богдо – деплетированная мантия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Андреева И.А.** Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочно-карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук, Юж. Монголия (данные изучения составных включений): Дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минерологии и геохимии СО РАН, 2000. 211 с.
2. **Владыкин Н.В.** Минералого-геохимические особенности редкометальных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
3. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щел. пород Монголо-Охотского ареала магматизма: Дисс...канд.геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН. 1997. С. 1 - 80.
4. **Владыкин Н.В.** Рудоносные туфы и вулканы карбонатитового комплекса Мушугай-Худук, Гоби, Монголия // Известия ВУЗов Сибири. 1999. № 4-5. С. 84-86.
5. **Владыкин Н.В.** Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск. 2005.С. 13-29.
6. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Кашаев А.А., Сапожников А.Н., Писарская В.А.** Новый силикат кальция и циркония - армстронгит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. №5. С. 1185-1188.
7. **Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д.** Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981. 135 с.

8. **Владыкин Н.В., Дриц В.А., Коваленко В.И., Малов В.С., Горшков А.И.** Новый силикат-монголит // ЗВМО. 1985. № 1. С.374-377.
9. **Владыкин Н.В.** Рудоносные туфы и вулканиты карбонатитового комплекса Мушугай-Худук, Гоби, Монголия // Известия ВУЗов Сибири. 1999. № 4-5. С. 84-86.
10. **Владыкин Н.В., Цыпукова С.С., Морикио Т., Миузаки Т.** Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск. 2004.С. 89-107.
11. **Владыкин Н.В., Агафонов Л.И., Максимюк И.Е.** и др. Минералы Монголии. М.: ЭКОСТ, 2006. 351 с.
12. **Владыкин Н.В.** Петрология К-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. № 12. С. 1439-1451.
13. **Зайцев А.Н., Петров С.В.** Карбонатиты вулкана Олдоиньо Ленгаи, Северная Танзания // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск. 2008.С. 59-70.
14. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Цеден Ц., Владыкин Н.В.** Литий-фтористый кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических магматических пород // Ежегодник 1969. Иркутск: Сибирский институт геохимии. 1970. С. 85-88.
15. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундасамбуу Ц., Горегляд А.В.** Редкометальные гранитоиды Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. М.: Наука, 1971. 148 с.
16. **Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С.** Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород МНР и его структурное положение // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 4. С. 911–914.
17. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.** Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1974. №8. С.38-49.
18. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Горегляд А.В.** Проявления концентрированной редкоземельной минерализации в южной части пустыни Гоби // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. №1. С. 209-212.
19. **Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 190 с.
20. **Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Макагон Л.Д.** Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса в пустыне Гоби // Геохимия. 1977а. № 9. С. 1313-1326.
21. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.** Вост. Монголия - новая провинция редкометальной минерализации // Геология и магматизм Монголии. 1977б. № 22. С. 189-205.
22. **Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Самойлов В.С., Смирнова Е.В., Горегляд А.В.** Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР // Геохимия. 1977в. № 12. С. 1831- 1842.
23. **Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Писарская А.В., Конусова В.В.** Редкометальные карбонатиты и апатит-магнетитовые породы Монголии. // Геология и магматизм Монголии. 1979. № 30. С.158-167.
24. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Саватенков В.М., Пономарчук В.А.** Геология и возраст Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск. 2006. С. 20-54.
25. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Владыкин Н.В., Котов А.Б.** Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитоидов // Щел. магматизм, его источники и плюмы. Иркутск. 2007. С. 5-37.
26. **Самойлов В.С., Коваленко В.И.** Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 200 с.
27. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991.
28. **Ярмолюк В.В.** Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 192 с.

Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы)

Л. Н. Когарко¹, Р. Э. Зартман²

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
119991 ГСП–1 Москва, ул. Косыгина, 19.*

² *Институт химии Макса Планка, отдел космохимии, 55020, Германия, Майнц, а/я 3060.*

Покрывающие огромную территорию севера Сибирской платформы Сибирские платобазальты (СПБ) составляют одну из крупнейших в мире магматических провинций. По северо-восточному краю СПБ залегает Маймеча-Котуйский щелочно-ультраосновный комплекс, состоящий из большого объема щелочных лав, многочисленных даек, в него также входит Гулинский массив, со многими другими, меньшими по объему, щелочными плутонами. Генетическая связь между СПБ и Маймеча-Котуйским комплексом продолжает оставаться предметом активных дискуссий. Несмотря на то, что породы в обоих блоках, по-видимому, близки к пермотриассовой границе, остается вопрос о точном возрасте щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции.

Нами впервые U-Pb возраст 250 ± 9 Ма был определен для Гулинского массива, который лежит в пределах возраста, ранее полученного для СПБ. Изотопный состав свинца Гулинских пород попадает в нижнюю часть OIB поля, дуниты с карбонатитами распространяются вниз в поле MORB, что говорит о более деплетированном источнике, чем тот, который получен для СПБ. Обобщение данных по изотопии Pb, Sr и Nd позволило выделить 5 компонентов - источника этих пород. Первый компонент преобладает во многих Гулинских породах и характеризуется низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.7031 до 0.7038), высоким ϵ_{Nd} (от +5.35 до +3.97), и сравнительно нерадиогенным Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.88\text{--}18.31$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.38\text{--}15.46$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.33\text{--}37.70$), который мы связываем с деплетированной мантией (MORB источник). Второй компонент, представляющий большую часть СПБ, демонстрирует заметную химическую и изотопную гомогенность со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7046 до 0.7052, ϵ_{Nd} значениями от 0 до +2.5 и средним Pb изотопным составом $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5$, и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.0$. Этот компонент, составляющий большую часть СПБ, предположительно является относительно примитивным ниже-мантийным плюмом с около-хондритовым составом. Контаминация верхне- и ниже-коровым материалом, как третий и четвертый компоненты, призвана объяснить изотопные характеристики некоторых высокремнеземистых Гулинских пород и СПБ. Наконец, метасоматический процесс, связанный с влиянием Сибирского суперплюма, добавляет пятый компонент, отвечающий за крайнее обогащение редкоземельными и редкими элементами, найденное в некоторых Гулинских породах и СПБ.

В истории Земли прослеживается тесная связь щелочного магматизма с континентальными платобазальтами, например с Деканскими траппами (Индия),

платобазальтами районов Этендека (Южная Африка), Парана (Бразилия) и Полярная Сибирь (Россия). Высказывались гипотезы о генерации щелочных и толейитовых магм в результате подъема и плавления одних и тех же гигантских мантийных плюмов. [1, 2]. Тем не менее, проблема генетической связи между Сибирскими платобазальтами и ультраосновными-щелочными породами крупнейшей в мире Маймеча-Котуйской провинции до сих пор дискутируется [3, 4, 5, 6].

Сибирские траппы объемом более $1.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ [4] распространены в северной части Сибирской платформы (Полярная Сибирь) и приурочены к границе Тунгусского бассейна (на западе) и Анабарского щита архейско-протерозойского возраста (на востоке). В центральной части Сибирской трапповой провинции располагается плато Путорана, на котором сосредоточено около 90% всех базальтовых проявлений. Ряд авторов [7] рассматривают базальты плато Путорана в качестве наиболее неконтаминированных представителей Сибирского плюма. Суперкрупное Норильское (Талнахское) Cu-Ni-Pt месторождение, расположенное в западной части Сибирской трапповой провинции, также связано с Сибирским плюмом. Крупнейшая в мире ультраосновная-щелочная Маймеча-Котуйская провинция занимает площадь около 74300 km^2 и располагается к северо-востоку от Сибирских платобазальтов. Она включает 32 ультраосновные-щелочные интрузии, крупный объем щелочных лав и даек, а также несколько карбонатитовых тел.

Некоторые геохронологические и изотопные исследования показали синхронность [8], или несколько более молодой возраст [3, 6, 9], щелочного вулканизма по сравнению с Сибирским плюмом, с которым связаны платобазальты. К сожалению, наблюдаемые геологические соотношения и данные картирования не дают возможности решить вопрос о временных соотношениях щелочных интрузивных пород, а также Гулинского массива с Сибирскими траппами. Несмотря на то, что определения абсолютного возраста Сибирских вулканических и интрузивных пород довольно близки, целый ряд данных заметно отклоняется. Камо с соавторами [10] получили уран-свинцовым методом по цирконам возраст Норильской интрузии $-251.2 \pm 0.3 \text{ Ma}$. Согласно Далримплу с соавторами [5] по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методу возраст интрузивных и вулканических пород западной части Сибирского кратона $-249 \pm 2 \text{ Ma}$. Эти же авторы по биотиту $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом определили возраст трех образцов Гулинского массива $-245 \pm 1.2 \text{ Ma}$ для ультраосновной высокомагнезиальной лавы (меймечита), $231.7 \pm 2.6 \text{ Ma}$ для щелочной дайки и $437.0 \pm 3.1 \text{ Ma}$ для карбонатита [5]. Позже те же авторы [5] опубликовали несколько отличные результаты для того же меймечитового потока, возраст которого согласно их данным по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методу составляет -243.8 ± 5.5 . Камо [11, 12] и Басу [8] с соавторами опубликовали более древние возраста для лавовых потоков меланефелинитового состава Маймеча-Котуйской провинции $-252.1 \pm 0.4 \text{ Ma}$ и $253.3 \pm 2.6 \text{ Ma}$. Возраст карбонатитов по данным [5], несомненно, значительно завышен, так как, согласно геологическим данным и результатам картирования, карбонатиты Гулинского массива являются одними из самых поздних магматических проявлений в ходе становления Гулинской интрузии [3, 13].

В течение последнего десятилетия появилось много публикаций о возрасте и изотопных характеристиках пород Сибирской трапповой

провинции. В ряде публикаций также приведены некоторые данные по щелочным породам этого региона [6, 14, 15, 16].

Эти многочисленные данные по геохимии редких элементов и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Re-Os изотопным системам легли в основу ряда моделей генезиса Сибирской трапповой провинции. Первые систематические данные по изотопии платобазальтов Полярной Сибири были получены Шармой с соавторами [7, 17], которые пришли к выводу о том, что базальты плато Путорана, составляющие основную массу траппового магматизма Сибири, характеризуются довольно узкими вариациями изотопных значений - ϵ_{Nd} (0 - +2.5) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7046 - 0.7052), а также средним первичным составом изотопов свинца - $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.3$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.5$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.0$. Эти величины близки к хондритовым значениям, на этом основании был сделан вывод о связи Сибирского плюма с нижней мантией Земли и о незначительной роли контаминации в генезисе Сибирских траппов. Иная модель была предложена в работах [6, 16], в которых заявлялось о значительной роли процессов контаминации с материалами коры и астеносферы в условиях открытой системы магматической камеры. Эти авторы предполагают, что щелочные серии формировались на огромных глубинах, но, поступая в промежуточные магматические очаги в условиях континентальной коры, значительно взаимодействовали с коровым материалом. Лайтфут [14] предложил третью модель, согласно которой геохимические и изотопные характеристики Сибирских платобазальтов возможно являются результатом процессов частичного плавления литосферной мантии, содержащей осадочный материал рециклинга.

Данные по изотопии осмия, ниобима и свинца, полученные Волкером с соавторами [15], дали основание авторам предполагать сходство изотопных характеристик Сибирского плюма с океаническими островами и его генерацию на границе - внешнее ядро-нижняя мантия с контаминацией материалом рециклированной океанической коры. В предыдущей работе [18] данные по изотопам Nd и Sr показали очень ограниченные вариации величин за исключением некоторых сиенитов и гранитов, в которые значительно контаминированы коровым материалом, а граниты по всей вероятности являются сами продуктами плавления верхней континентальной коры.

В предыдущей работе [18] данные по изотопам Nd и Sr показали очень ограниченные вариации величин, за исключением некоторых сиенитов и гранитов, которые значительно контаминированы коровым материалом, а граниты по всей вероятности являются сами продуктами плавления верхней континентальной коры. Полученные изотопные материалы свидетельствуют о мантийном источнике пород Гулинского массива, который длительное время был обеднен легкими редкими землями и рубидием.

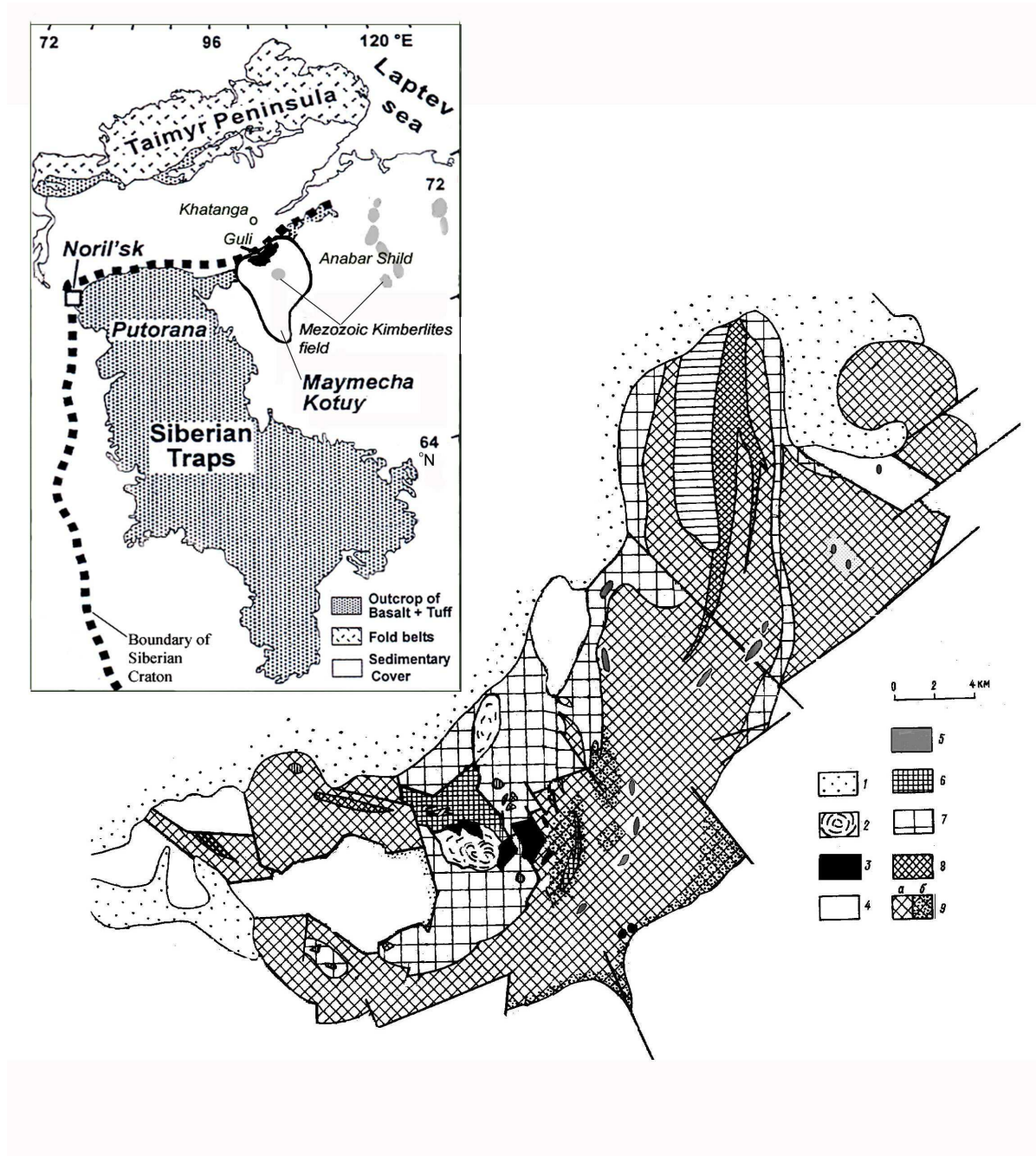


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Гулинского массива.

Примечания: 1 – Мезозойские отложения; 2 – Карбонатитовый комплекс; 3 – Мелелит-содержащие породы; 4 – Меймечиты; 5 – Сиениты, кварцевые сиениты, нефелиновые сиениты, шонкиниты, гранитовые дайки; 6 – Йиолиты, мельтейгиты, якупирангиты; 7 – Меланефелиниты, нефелиновые пикриты, биотит-пироксеновые пикриты; 8 – Косъвиты; 9 – Дуниты (а), измененные дуниты (б).

Значительное обогащение щелочами и редкими элементами, в особенности легкими редкими землями, пород Гулинской интрузии, по всей вероятности, является результатом интенсивного мантийного метасоматоза деплетированного субстрата, в результате которого происходил привнос редких элементов и летучих компонентов в зоны магмаобразования.

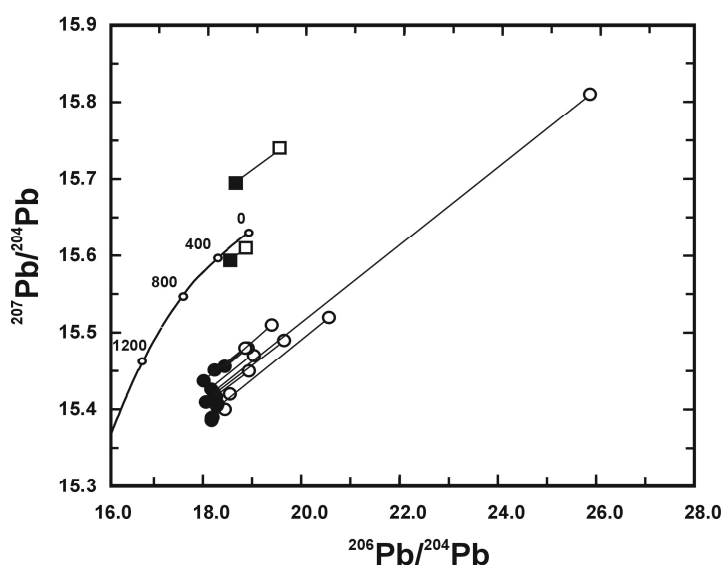


Рис. 2. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмма показывает измеренный (открытые символы) и первичный (закрытые) изотопный состав.

Примечания: Первичные отношения рассчитываются путем корректировки для возраста -251 Ма. Круги–: образцы, недосыщенные кремнеземом, предположительно имеющие минимальную коровую контаминацию. Квадраты: – граниты (#97) и кварцевые (#91) сиениты, предположительно имеющие значительную коровую контаминацию.

Этот процесс был настолько быстрым, по-видимому, несколько миллионов лет так, что первичная изотопная метка исходного мантийного материала осталась неизменной.

Как было показано Вайтом и МакКензи [19], большинство платобазальтов можно рассматривать в рамках модели одноактного плавления материала плюма, поднимающегося из нижней мантии хондритового состава, который контаминируется веществом деплетированной верхней мантии с редкоэлементными изотопными характеристиками компонента MORB.

Используя эти подходы к изотопным характеристикам щелочных пород Гулинского массива, можно предполагать, что генерация щелочных пород этого массива сопровождалась вовлечением около 70% деплетированного материала типа MORB в мантийный источник этих пород. В настоящей работе впервые представлен новый материал по изотопии свинца крупнейшего в мире Гулинского ультраосновного-щелочного комплекса.

ГЕОЛОГИЯ ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Гулинский массив занимает территорию между реками Котуй и Маймеча, и расположен на границе Сибирской платформы и Хатангского прогиба. Массив имеет овальную форму 35х45 км и включает породы массива, перекрытые четвертичными отложениями, занимает площадь - 1500-1600 км² [3].

Таблица 1.

Основные интрузивные стадии, подстадии и типы пород Гулинского массива

Фаза интрузии	Субфаза	Порода
7	4	Доломитовые карбонатиты
	3	Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты
	2	Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты
	1	Фоскориты и рудные фоскориты
6		Граниты
5	2	Микрошонкиниты
	1	Агпаитовые сиениты, кварцевые сиениты
4		Ййолиты и ййолит-пегматиты
3	3	Якупирангиты и мельтейгиты
	2	Нефелиниты и оливиновые нефелиниты, нефелиновые пикриты, слюдяные пироксеновые пикриты
	1	Мельтегиты, малиньиты, шонкиниты
2		Мелелитовые породы
1	2	Рудные пироксениты(косъвиты),оливиновые пироксениты,перидотиты
	1	Дуниты

Примечания: Наиболее распространенными породами массива являются дуниты, которые занимают около 60% площади и ультраосновные щелочные породы –около 30% массива. Все остальные разновидности, включая мелелитолиты, ййолиты, щелочные сиениты и карбонатиты, составляют только 10% площади массива.

Согласно геофизическим данным массив имеет практически вертикальные контакты и, по-видимому, трубообразную форму [3]. Вмещающими породами массива являются щелочные эффузивы, включающие потоки меймечитов. Гулинский массив также как и другие ультраосновные-щелочные массивы провинции формировался в несколько фаз (таблица 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД

В ряд исследованных образцов вошли практически все разновидности щелочных пород и карбонатитов Гулинского массива. В этих же образцах ранее были исследованы изотопные характеристики Rb-Sr и Sm-Nd систем [18]. Исследованные образцы дробились на мелкие фрагменты, промывались в 6N соляной кислоте и дистиллированной воде, затем измельчались до 200

меж. Предварительно образцы анализировались методом ICP MS на свинец, уран и торий для определения концентрации изотопов в спайке.

Обычно, концентрация свинца для масспектрометрических исследований была около 1 нг. Навеска для разложения составляла 1-5 мг. Для очень обогащенных свинцом, ураном и торием образцов (например, агпаитовый сиенит 863) для разделительных колонок и масспектрометрических исследований брались маленькие аликвоты.

Растертая проба помещалась в тефлоновый тигель объемом 15 мл и смачивалась бидистиллятом, затем добавлялось 5 мл HF и 1 мл HNO₃. Затем завинченный контейнер помещался на плитку на 2-3 дня. После этого крышка снималась, и выпаривался раствор до сухого состояния. Осадок обрабатывался 1 мл азотной кислоты, нагревался в течение суток, затем охлаждался, и в него добавляли спайк с изотопным составом - ²⁰⁵Pb-²³⁵U либо ²⁰⁵Pb-²³⁵U-²²⁹Th.

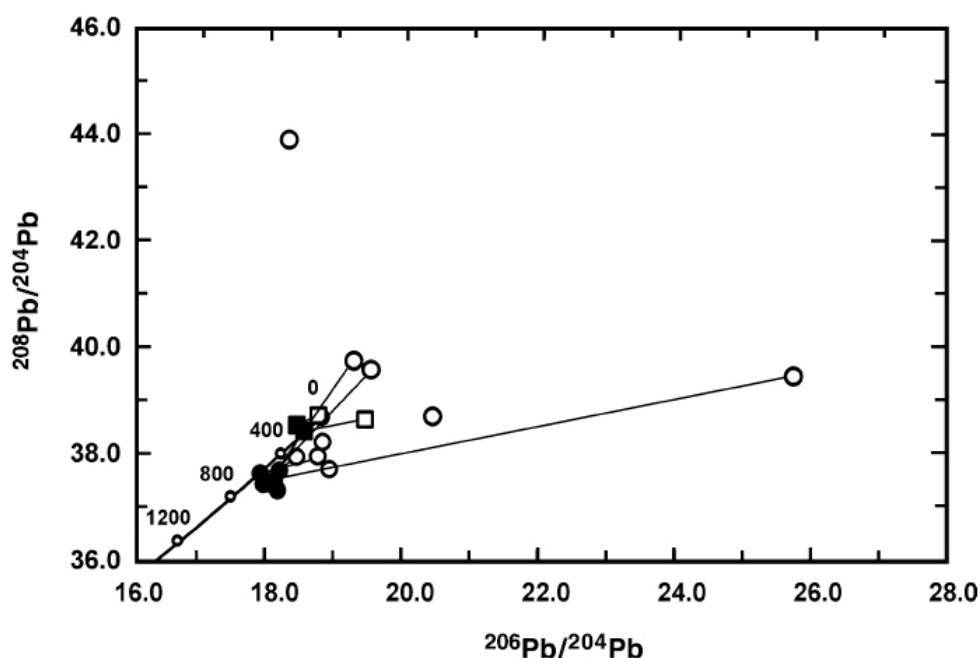


Рис. 3. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ^{204}Pb диаграмма показывает измеренный (открытые символы) и изначальный (закрытые) изотопный состав.

Примечания: Первоначальные отношения рассчитываются путем корректировки для возраста -251 Ма.. Круги – образцы, недосыщенные кремнеземом, предположительно имеют минимальную коровую контаминацию. Квадраты: граниты (#97) и кварцевые (#91) сиениты, предположительно имеющие значительную коровую контаминацию.

Раствор выпаривался, затем обрабатывался 0.5N HBr для перевода элементов в бромиды. В дальнейшем эти растворы переносились на разделительные ионно-обменные колонки для выделения свинца, урана и тория. Выделенный свинец в растворе был превращен в осадок выпариванием и с помощью силикагеля, приготовленного с фосфорной

кислотой, перенесен на рениевый филамен для последующей масспектрометрии. Часть разложенного осадка с добавленным спайком растворялась в 7N HNO₃, затем выпаривалась (эта процедура повторялась несколько раз) для перевода элементов в нитраты и переносилась на ионнообменные разделительные колонки. Выделенные на ионнообменных колонках уран и торий также переводились в осадок упариванием и с помощью 7N HNO₃ переносились на рениевый филамен. Изотопные измерения проводились на масспектрометре, созданном в Институте Макса Планка со специальным электронным усилителем и детектором. Международный стандарт NBS 981 на свинец периодически измерялся во время исследований пород Гулинского массива. Измерения холостого образца показало 10-15 pg для свинца и 0.5-1 pg для U и Th, что показывает незначительный фон во время измерений. Погрешность результатов в основном определялась фракционированием изотопов и составляла 0.1%, 0.15%, и 0.2% для ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, соответственно. Концентрации в 1 ppm и выше определялись с точностью в 1% (95% определенности), более низкие концентрации измерялись с несколько большей погрешностью. Отсюда следует, что соотношение материнский-дочерний изотоп и изохронный возраст измерялись с точностью 1.4% в системе ISOPLOT [20].

ВОЗРАСТ ПОРОД И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ГУЛИНСКОГО МАССИВА

Концентрации элементов и данные по изотопии свинца приведены в таблице 2.

Полученные данные по изотопии свинца показывают довольно широкий разброс величин (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.06-25.66, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.38-15.74, и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.45-43.91), однако при пересчете на возраст - 251 Ma, при допущении радиоактивного распада в закрытой системе данные выглядят значительно более гомогенными (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 17.88-18.52, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.38-15.70, и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.33-38.56). Эти соотношения видны на рис 1 и 2. (Для пяти образцов, для которых содержания тория не были надежно определены, рассчитать соотношения изотопов ториевых свинцов было невозможно, и они были исключены из общего рассмотрения). Породы, которые, согласно геологическим данным и материалам по изотопии Sm и Nd (кварцевые сиениты и граниты), значительно контаминированы коровым материалом также были выделены в отдельную группу, таким образом, для определения изотопных источников Гулинского массива были рассмотрены только щелочные, недосыщенные кремнеземом разности. Большинство щелочных пород Гулинского массива обогащены ураном и торием и, следовательно, после их кристаллизации происходило заметное накопление радиогенного свинца, количества которого должны быть учтены при оценке первичных значений. Радиоактивный распад может сопровождаться выносом урана, то

есть минеральная система может не быть полностью закрытой. Однако сравнение содержаний изотопов свинца в дуните (#8513), которые вследствие малых количеств радиоактивных элементов требуют очень незначительной коррекции по сравнению с другими образцами, имеющими более высокие концентрации урана и тория, показывает, что вариации отношений изотопов свинца коррелируются с концентрациями радиоактивных элементов в породах и, следовательно, с момента кристаллизации щелочных пород Гулинского массива система была закрытой в отношении радиоактивных элементов и свинца. Это означает надежность полученных данных и возможность их использования для геохимической интерпретации. Значительные колебания отношений изотопов свинца в гранитах (#97) и кварцевых сиенитах (#91), подтверждают участие процессов коровой контаминации в их генезисе. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис 3) нанесены скорректированные на возраст полученные данные по изотопии свинца щелочных пород Гулинского массива и опубликованные материалы по базальтам Сибирских траппов. Как видно из графика, данные по изотопам свинца щелочных пород и траппов значительно перекрываются, однако породы Гулинского массива заметно деплетированы в отношении радиогенного свинца ^{207}Pb , что наиболее ярко проявлено в дунитах и карбонатитах. Другие недосыщенные кремнеземом породы Гулинского массива располагаются на рис. 3 в нижней части поля базальтов плато Путорана. Интересно отметить, что изотопные характеристики для наиболее древних базальтов Сибирской провинции - Ивакинской и Гутчихинской свит [21] располагаются в самой нижней части области для всех платобазальтов. Кварцевые сиениты и граниты Гулинского массива, которые значительно контаминированы коровым материалом, а граниты представляют собой, по-видимому, выплавленную континентальную кору, в значительной степени обогащены радиогенным свинцом ^{207}Pb .

В целом можно заключить, что неконтаминированные щелочные породы имеют несколько более деплетированные источники по сравнению с платобазальтами Сибирской провинции, и имеют источник, близкий по изотопным характеристикам к ультрадеплетированной мантии - резервуар DMM. По всей вероятности, в процессе подъема расплавов они перемешиваются между собой материалом мантии и контаминировываются веществом коры в промежуточных резервуарах. Аналогичные закономерности отмечаются и в изотопных характеристиках Sm-Nd системы [18]. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис 4) нанесены скорректированные на возраст -250 мл лет данные по изотопии свинца щелочных пород Гулинского массива и Сибирских платобазальтов. Вследствие того, что данных по содержаниям тория в породах было недостаточно, мы рассмотрели только те материалы, в которых торий был надежно проанализирован. Также как и в случае $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ системы вариации отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в щелочных недосыщенных кремнеземом породах

отражают первичную гетерогенность питающего мантийного субстрата. На диаграмме видно, что щелочные породы Гулинского массива, как и на рис. 3, располагаются в нижней части поля базальтов Сибирской провинции.

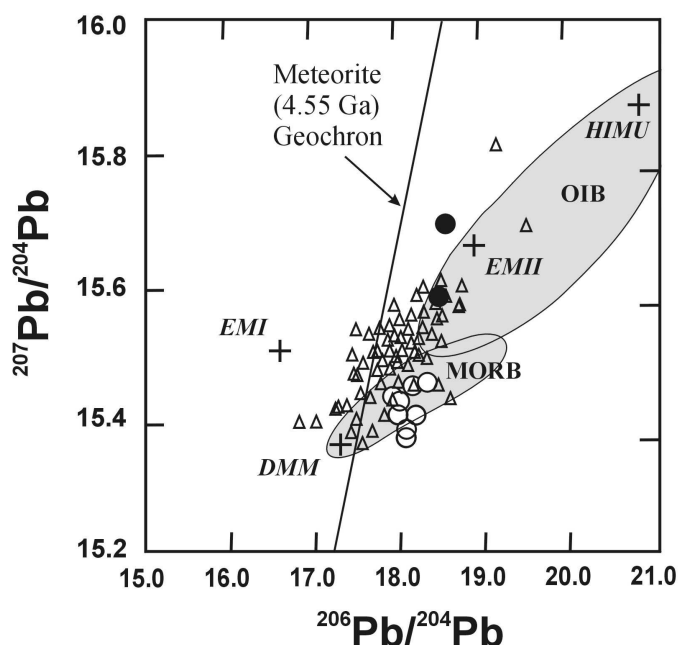


Рис. 4. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмма, показывающая величины отношений изотопов свинца, скорректированные на возраст пород Гулинского щелочного комплекса.

Примечания: Круги, открытые – недосыщенные кремнекислотой; закрытые – гранит (#97) и кварцевый сиенит (#91) вместе с опубликованными данными по составу изотопии свинца (треугольники) пород СПБ [7, 15, 16]. Несмотря на общее сходство в изотопном составе щелочных и базальтовых пород, недосыщенные кремнеземом гулинские породы, как правило, находятся в нижней части поля СПБ. Напротив, гранит и кварцевый сиенит, которые предположительно контаминированы корой, проектируются в верхней зоне над полем СПБ.

Аналогично кварцевые сиениты и граниты имеют отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которые образуют самостоятельную область, располагающуюся в верхнем правом углу поля Сибирских базальтов. Таким образом, кварцевые сиениты и граниты наиболее обогащены радиогенными свинцами, а также радиогенным стронцием и деплетированы радиогенным ниодимом – следовательно, эти породы наиболее контаминированы и, по-видимому, этот компонент (континентальная кора) был главным контаминантом щелочных пород и платобазальтов Сибири. Полученные результаты также говорят о том, что щелочные недосыщенные кремнеземом породы Гулинского массива практически не взаимодействовали с коровым материалом.

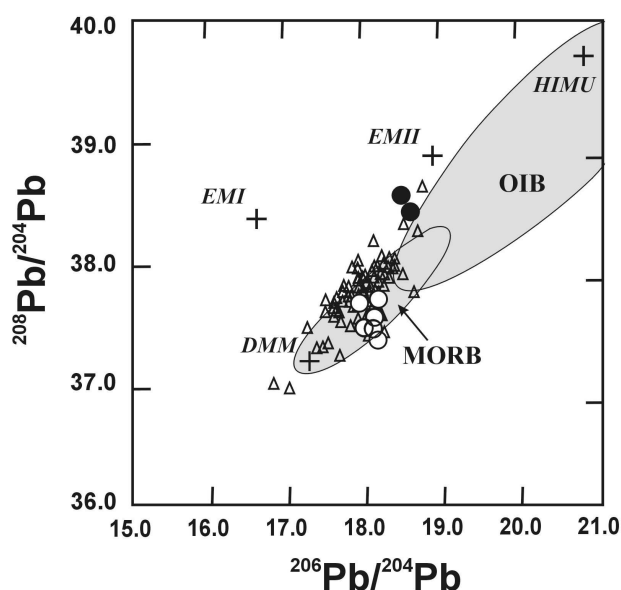


Рис. 5. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмма, показывающая величины отношений изотопов свинца, скорректированные на возраст пород Гулинского щелочного комплекса.

Примечания: круги, открытые – недосыщенные кремнекислотой; закрытые – гранит (#97) и кварцевый сиенит (#91) вместе с опубликованными данными по составу изотопии свинца (треугольники) пород СПБ [7, 15, 16]. Несмотря на общее сходство в изотопном составе щелочных и базальтовых пород, недосыщенные кремнеземом гулинские породы, как правило, находятся в нижней части поля СПБ. Напротив, гранит и кварцевый сиенит, которые предположительно контаминированы корой, проектируются в верхней зоне.

Одной из очень важных проблем, решаемых в этой работе, является определение возраста пород Гулинской интрузии с помощью построения свинцовой изохроны на диаграмме $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис 5). Если щелочные породы кристаллизовались в закрытой системе, и в дальнейшем радиогенный распад урана и тория не нарушался в течение 250 млн лет, то полученная изохрона дает истинный возраст Гулинской интрузии. Вследствие того, что кварцевые сиениты и гранит имеют резко отличные первичные отношения изотопов свинца, данные для них не наносились на построенную изохрону. Использование регрессии Йорка позволило построить изохрону для 11 образцов Гулинского массива с возрастом 250 ± 9 Ма [MSWD = 24], то есть возраст пород попадает в интервал 232-253 млн. лет. Таким образом, наши данные показывают синхронность щелочного магматизма и Сибирских траппов, возраст которых по данным [8, 5, 10, 11, 12] укладывается практически в тот же интервал. Генерация щелочных пород и Сибирских траппов совпадает с Пермо-Триассовой границей - 251.2 ± 1.7 Ма [22], к которой приурочено, по мнению большинства исследователей, вымирание огромного количества живых организмов. По всей вероятности,

именно проявление мощнейшей вулканической активности, сопровождавшейся выбросом многих миллионов тонн летучих компонентов

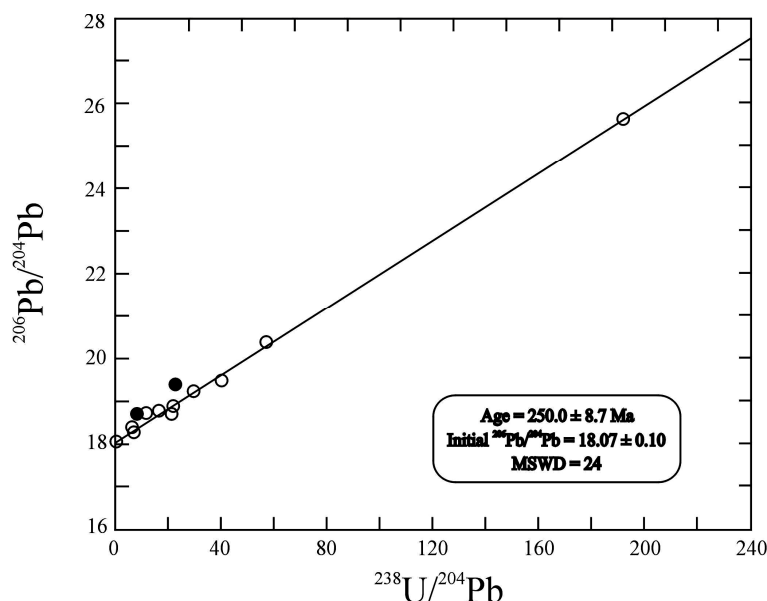


Рис. 6. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ изохрона пород Гулинского массива.

Примечания: Гранит (#97) и кварцевый сиенит (#91), показанные закрытыми значками, значительно отличающиеся от изначального изотопного состава, исключены из расчета возраста.

– углекислоты, сернистых газов и пепла, явилось причиной гибели многочисленных животных и растений. На примере Сибирских траппов и щелочных извержений видно огромное влияние магматизма на климатическую историю Земли и эволюцию биосферы.

ИЗОТОПНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА, СИБИРСКОГО СУПЕРПЛЮМА И СВЯЗАННОГО С НИМ ОРУДЕНЕНИЯ.

Для решения вопроса о характере изотопных резервуаров щелочного магматизма Полярной Сибири и Сибирского суперплюма нами был создан банк данных всех опубликованных материалов по изотопным характеристикам Сибирских траппов и щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции [6, 9, 14, 7, 15, 16]. Полученные нами новые данные по изотопии свинца в щелочных породах Гулинского массива и опубликованные материалы по Сибирским траппам были рассмотрены в рамках диаграмм $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис 4 и 5). На эти диаграммы также были нанесены области деплетированных резервуаров типа MORB, NIMU, базальтов океанических островов, характеристики резервуаров обогащенной мантии и метеоритная изохрона, показывающая эволюцию изотопов свинца во времени. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4)

базальты Сибирского суперплюма образуют вытянутое поле, которое начинается слева от метеоритной изохронны, в эту область попали наиболее ранние пикриты Норильского района. Далее, поле Сибирских базальтов продолжается в область MORB и до поля базальтов океанических островов. Большинство данных по породам Сибирских траппов, щелочных вулканитов и породам Гулинского массива располагается справа от метеоритной изохронны. В этих образованиях проявляется так называемый «свинцовый парадокс», который характеризует многостадийность развития уран-свинцовой системы или процессы рециклинга урана в мантию в зонах магмаобразования. Несколько базальтов, а также сиениты и граниты Гулинского массива, генезис которых связан с коровой контаминацией, попадают в поле континентальной коры. Группа щелочных пород Гулинского комплекса, значительно недосыщенных кремнекислотой, ложится в поле несколько более деплетированное по сравнению с MORB в отношении ^{207}Pb .

Обобщение литературных данных показывает, что мантийные плюмы характеризуются исключительной химической, изотопной и термальной гетерогенностью, вследствие взаимодействия с деплетированным материалом верхней мантии (резервуаром MORB), субдуцированной океанической корой, субконтинентальной литосферой, континентальной корой. Большие вариации изотопных характеристик отмечались для многих платобазальтов [2, 22], например в платобазальтах реки Колумбия выделяются компоненты с очень разными изотопными значениями [24; 25]. Карлсон [24] выделил пять изотопно-различных резервуаров в источнике этих пород. Аналогично Симонетти [26] оценил вариации изотопного состава резервуаров, питавших Деканские траппы, и установил 3 различных мантийных источника.

На основе созданной нами базы данных по изотопии Sr, Nd, и Pb для Сибирских траппов и щелочных пород Гулинского массива нами выделяется 5 различных компонентов, которые внесли вклад в источники этих пород.

Первый компонент представляет ультраосновные и щелочные породы Гулинского массива и характеризуется деплетированным характером, низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7031 - 0.7038), высокими величинами ϵ_{Nd} (+5.35 - +3.97) и нерадиогенными свинцами ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.88-18.31$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.38-15.46$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.33-37.70$). Этот компонент близок к источнику MORB в отношении изотопов свинца, но является несколько более обогащенным по характеристикам Sm-Nd и Rb-Sr систем. Полученные нами данные по изотопии Sm-Nd и Rb-Sr для пород Гулинской интрузии и использование модели Вайта и Мак Кензи [19] позволили оценить пропорцию вовлечения деплетированного субстрата (около 70%) и материала нижней мантии (около 30%) в источнике пород Гулинского комплекса. [18].

Второй компонент представляет базальты плато Путорана, которые составляют около 90-95% всего Сибирского суперплюма. Эти базальты характеризуется гомогенностью в отношении химического состава и изотопных величин, ϵ_{Nd} варьирует в пределах $-0 - +2.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7046 до 0.7052, средние величины изотопов свинца $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.3$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.5$, и $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.0$, и их источник близок к хондритовому резервуару. По предположению Шармы и др. [7] это материал самого суперплюма, поступавшего с огромных глубин из нижней мантии. Природа материала нижней мантии активно дискутируется в настоящее время. Является ли этот резервуар первичным, сформировавшимся на ранних этапах эволюции Земли, либо это материал, значительно загрязненный субдуцированной океанической корой или литосферой. По мнению Хофмана [27] в нижней мантии находится крупный несколько деплетированный резервуар, который является источником базальтов океанических островов и глубинных плюмов (резервуары PREMA и FOZO).

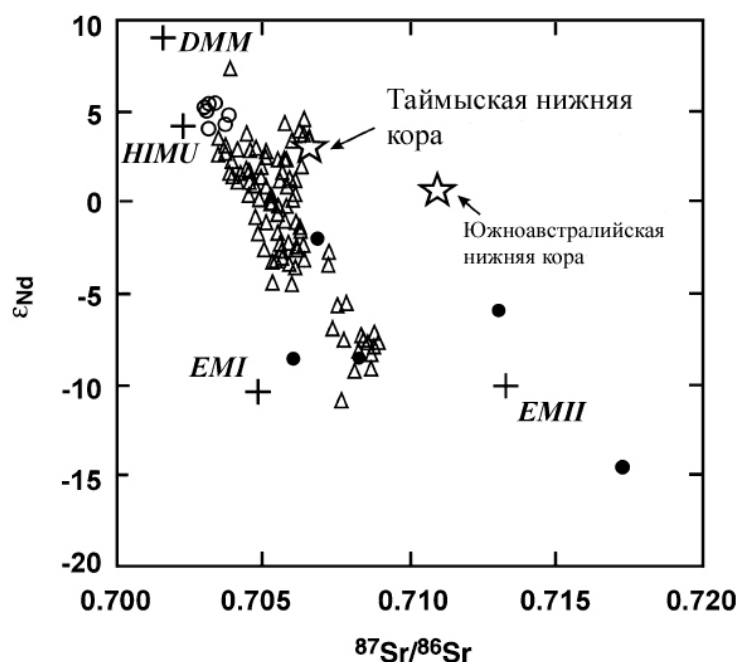


Рис. 7. $\epsilon_{Nd} - ^{87}Sr/^{86}Sr$ диаграмма, показывающая поле Гулинского массива.

Примечания: открытые круги – недосыщенные кремнеземом; закрытые круги – гранит, сиенит и кварцевые сиениты. Вместе с опубликованными данными по изотопному составу пород СПБ (треугольники – данные по [6, 7, 9, 14, 17]).

Вуден и др. [16] на основании детальных исследований изотопии свинца базальтов и медно-никелевых руд Норильского района установил, что обогащенные кремнеземом разности имеют повышенные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Th/Ta и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Эти особенности составов базальтов Сибирской провинции были объяснены процессами контаминации коровым материалом (рис. 7).

Сибирские траппы и породы Гулинского массива подстилаются палеозойскими осадочными породами и гранито-гнейсами докембрия [3]. Гулинские граниты и кварцевые сиениты, которые по своим изотопным характеристикам соответствуют мобилизованному коровому материалу,

Таблица 2.

Изотопный состав и концентрации Pb, U и Th пород Гулинской интрузии, Маймеча-Котуйская область, Сибирь.

Порода	Pb, ppm	U, ppm	Th, ppm	$\mu = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$	$\kappa\mu = \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}$	измеренное			первичное			первичное	
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}^{***}$	$\epsilon_{\text{Nd}}^{***}$
8513 дунит(I/1)	1.65	0.01	0.03	0.38	1.17	18.06	15.38	37.45	18.05	15.38	37.44	0.703760	+4.08
37 меймечит(I/2)	1.25	0.43	--	21.9	--	18.89	15.47	37.73	18.03	15.43	--	-	-
118 мелелитолит (II)	2.02	1.76	--	57.2	--	20.40	15.52	38.72	18.15	15.41	--	0.703174	+4.83
92 мельтейгит (III/1)	2,40	1.46	6.14	39,8	173	19.50	15.49	39,60	17,93	15.41	37.45	0.703170	+5.15
47 щелочной пикрит(III/2)	7.88	1.45	--	11.8	--	18.77	15.48	38.71	18.31	15.46	--	0.703135	+5.33
861 щелочной пикрит(III/2)	8,02	2.10	8.9*	16,6	72,8	18.79	15.45	38.24	18,13	15.42	37.33	0.703266	+4.81
131 якупирангит (III/3)	2.18	5.90	4.7*	192	158	25.66	15.81	39.47	18.08	15.42	37.51	0.703116	+5.16
132 ийолит(IV)	1.46	0.49	0.57	21.2	25.5	18.72	15.48	37.97	17.88	15.44	37.65	0.703446	+5.35
863 нефелиновый сиенит (V/1)	107	47.7	--	29.1	--	19.25	15.51	39.76	18.10	15.45	--	-	-
89 нефелиновый сиенит (V/1)	1.40	0.14	0.45*	6.29	20.9	18.41	15.42	37.96	18.16	15.41	37.70	0.706771	-1.85
91 кварцевый сиенит (V/1)	7.17	0.89	1.59	7.95	14.7	18.73	15.61	38.74	18.42	15.59	38.56	0.706261	-8.90
97 гранит (VI)	11	3.81	2.83	22.4	17.2	19.41	15.74	38.66	18.52	15.70	38.45	0.717440	-14.69
124 карбонатит (VII/3)	2.26	0.23	--	6.92	--	18.31	15.40	43.91	18.04	15.39	--	0.703164	+4.88

Примечания: *Th определен методом ICP MS.

** Рассчитанное на возраст 251 Ма, радиоактивный распад в закрытой системе.

рассматриваются нами в качестве третьего компонента источника Сибирских траппов и щелочных пород. Некоторые образцы базальтов Гудчинской свиты (наиболее ранние породы Сибирских траппов) характеризуются весьма низкими концентрациями радиогенных свинцов (прежде всего, низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и попадают в область, располагающуюся слева от метеоритной изохроны на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рисунок 4). Эти породы также имеют заметно более высокие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения по

сравнению со значениями ϵ_{Nd} то есть их позиция на диаграмме мантийной корреляции ϵ_{Nd} - $^{87}Sr/^{86}Sr$ характеризуется заметным отклонением вправо (рисунок 7).

Лайтфут и др. [14] показали, что базальты Гудчинской свиты, имеют ряд геохимических особенностей - высокие содержания титана и повышенные отношения La/Sm , Ti/Y , Gd/Y по сравнению с другими базальтами Сибирской провинции. Эти авторы высказали предположение о том, что литосферная мантия является главным источником Сибирских траппов в то время, как Гудчинские породы имеют сходство с базальтами океанических островов. Однако Вуден и др. [16] предположили, что те же геохимические особенности Гудчинской свиты могут быть объяснены процессами контаминации коровым материалом. Эти авторы также отметили, что изотопные характеристики наиболее ранних пород, по-видимому, явились следствием посткристаллизационных процессов. По нашему мнению древняя нижняя кора гораздо более подходящий компонент для объяснения изотопных и геохимических особенностей этих пород. На основе огромного банка по изотопии нижнекоровых пород Мурфи с соавторами [28] показали, что архейский метаморфизованный нижнекоровый субстрат характеризуется очень низкими концентрациями радиогенного свинца и попадает в область, располагающуюся слева от метеоритной изохроны. Кроме того, ряд авторов [29-31] показали, что многие ксенолиты гранатовых гранулитов имеют повышенные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения по сравнению с величинами $^{143}Nd/^{144}Nd$ и наносятся справа от метеоритной изохроны. По данным Мак Калука и др. [30] установлено, что средний состав Южно-Австралийской нижней коры имеет высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (в пересчете на 250мл лет) -0.7124, в то время как величина ϵ_{Nd} - +0.27, то есть этот состав, также попадает в область, отклоняющуюся вправо от линии мантийной корреляции (рисунок 7). Таким образом, можно предполагать, что компонент аналогичный Южно-Австралийской нижней коре присутствовал в источнике Сибирских траппов. К сожалению, в настоящий момент нет информации об изотопном составе нижней коры Полярной Сибири. Исследования Верниковского [32] гранитов с Таймырского полуострова, которые, по его мнению, представляют собой смесь мантийного материала и мобилизованной в результате активности Сибирского суперплюма нижней коры, показали, что изотопные характеристики этих гранитов аналогичны базальтам Гудчинской свиты (рисунок 7). Отсюда нами сделан вывод о том, что нижняя кора представляет собой четвертый компонент источника Сибирских траппов.

Огромные концентрации редких элементов в щелочных породах и карбонатах Гулинского массива связаны с процессами крупномасштабного мантийного метасоматоза, прошедшего в очень узком временном интервале (около 1 млн. лет) вследствие чего первоначальные изотопные характеристики мантийного деплетированного источника не изменились, то

есть не произошло накопления радиогенных изотопов. Необходимо отметить, что после кристаллизации щелочных пород, характеризующихся высокими отношениями U/Pb, Th/Pb и Rb/Sr, происходило накопление радиогенных свинцов и радиогенного стронция, однако эти изменения были учтены при расчете первичного изотопного состава мантийного источника для Сибирских траппов и пород Гулинского массива.

Мы полагаем, что метасоматический расплав-флюид, обогащенный редкими элементами и, несомненно, возникший в ходе подъема Сибирского суперплюма, представляет собой пятый компонент в источнике пермотриасового магматизма Полярной Сибири (в особенности щелочно-карбонатитовых проявлений). Как было отмечено, ранее аналогичные компоненты были установлены в источниках многих крупных плюмов [24; 25; 33; 34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение полученных нами данных и литературных материалов, показывает очень широкие изотопные гетерогенности в источнике Сибирского суперплюма и щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции, что является одной из главных геохимических особенностей континентальных платобазальтов и связанного с ними щелочного магматизма.

Проведенные исследования изотопных характеристик -Th-U-Pb системы ультраосновных щелочных пород Гулинского массива позволили впервые на прецизионном уровне (свинцовой изохроне) оценить возраст дунитов, косьвитов, ультраосновных щелочных вулканитов, ийолитов, мелелитовых пород, карбонатитов и нефелиновых сиенитов. Этот возраст составил 250 ± 8.7 мл лет, что говорит о синхронном формировании Сибирских платобазальтов и ультраосновных-щелочных пород Гулинского массива. Таким образом, щелочной магматизм и редкометальное оруденение Маймеча-Котуйской провинции генетически связаны с Сибирским суперплюмом.

На основании полученных данных и созданного банка данных по изотопным характеристикам пород Сибирского суперплюма и щелочных пород Гулинского комплекса выделено 5 резервуаров, питающих источники этих пород. Сделан вывод о генетической связи Сибирского Суперплюма и щелочного магматизма Полярной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Wilson M., Patterson R.** Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. In: Ernst R.E., Buchan K.L. (eds) Mantle Plumes: Their identification through time. Geol Soc Am Spec Paper. 2001. 352 pp.

2. **Bell K.** Carbonatites: relationship to mantle-plume activity. In: Ernst R.E., Buchan K.L. (eds) *Mantle Plumes: their identification through time*. Geol Soc Am Spec Paper, Boulder, Colorado. 2001. pp 267–290.
3. **Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Ленинград: Недра. 1991. 260 с.
4. **Zolotukhin V.V., Almukhamedov A.I.** Traps of the Siberian platform. In: Macdougall J.D. (ed) *Continental Flood Basalts*, Kluwer Academic Publishers. 1988. pp 273–310
5. **Dalrymple, B. G., Czamanske, G. K., Fedorenko, V. A., Simonov, O. N., Lanphere, M. A., and Likhachev, A. P.** () A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. Pp. 2071-2083.
6. **Arndt, N., Chauvel, C., Czamanske, G., and Fedorenko, V.** Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood basalt province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. Pp. 297-313.
7. **Sharma, M., Basu A., and Nesterenko G.V.** Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. Pp. 365-381.
8. **Basu, A. R., Poreda, R. J., Renne, P. R., Teichmann, F., Vasiliev, Y.R., Sobolev, N. V., and Turrin, B. D.** High-He-3 plume origin and temporal-spatial evolution. *Science*. 1995. V. 269. Pp. 822-825.
9. **Fedorenko, V., Czamanske, G., Zenko, T., Budahn J., and Siems, D.** Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks. *International Geology Review*. 2000. V. 42. Pp. 769-804.
10. **Kamo, S. L., Czamanske, G. K., and Krogh, T. E.** A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. Pp. 3505-3511.
11. **Kamo, S. L., Czamanske, G. K., Amelin, Y., Fedorenko, V. A., and Trofimov, V. R.** () U-Pb zircon and baddeleyite and U-Th-Pb perovskite ages for Siberian flood volcanism, Maymecha-Kotui area, Siberia (abs) *Goldschmidt 2000*, Oxford, UK. *Journal of Conference Abstracts*. 2000. V. 5. No2. P. 569.
12. **Kamo, S. L., Czamanske, G. K., Amelin, Y., Fedorenko, V. A., Davis, D. W., and Trofimov, V. R.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary at 251 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. Pp. 75-91.
13. **Kogarko, L. N., Kononova, V. A., Orlova, M. P., and Woolley, A. R.** *The alkaline rocks and carbonatites of the world: former U.S.S.R.* Chapman & Hall, UK. 1995. 224 pp.
14. **Lightfoot, P. C., Hawkesworth, C. J., Hergt, J., Naldrett, A. J., Gorbachev, N. S., Fedorenko, V. A., and Doherty, W.** Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. Pp. 171-188.
15. **Walker, R. J., Morgan, J.W., Horan, M. F., Czamanske, G. K., Krogstad, E. J., Bouse, R. M., Fedorenko, V. A., and Kunilov, V. E.** Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 58. Pp. 4179-4197.
16. **Wooden, J. L., Czamanske, G. K., Fedorenko, V. A., Arndt, N. T., Chauvel, C., Bouse, R. M., King, Bi-Shia W., Knight, R. J., and Siems, D. F.** Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. Pp. 3677-3704.

17. **Sharma M., Basu A., Nesterenko G.V.** Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. *Geochim Cosmochim Acta*. 1991. V. 55. Pp. 1183–1192.
18. **Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К.** Гулинский ультраосновной-щелочной массив: эволюция и изотопные источники. *ДАН РАН*. 1999. Вып. 364. С. 88-90.
19. **White R.S., Mc Kenzie D.** Mantle plumes and flood basalts. *J Geophys Res*. 1995. V. 100. Pp. 17543–17585.
20. **Ludwig, K. R.** Isoplot/Ex version 2.2, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: *Geochron Center Spec. Publ.* 2000. No. 1a.
21. **Fedorenko V., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S.** Petrogenesis of the Siberian Flood Basalt sequence at Noril'sk. *International Geology Review*. 1996. V. 38. Pp. 99-135.
22. **Claoue-Long, J. C., Zichao, Z., Guogan, M., and Shaohua, D.** The age of Permian-Triassic boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. Pp. 182-190.
23. **Macdougall J.D.** Continental flood basalts and MORB: a brief discussion of similarities and differences in their petrogenesis. In: Macdougall J.D. (ed) *Continental Flood Basalts*, Kluwer Academic Publishers. 1998. Pp 331–341.
24. **Carlson R.W.** Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. *Geochim Cosmochim Acta*. 1984. V. 48. Pp. 2357–2372.
25. **Brandon, A. D., Hooper, P. R., Goles, G. G., and Lambert, R. S.** Evaluating crustal contamination in continental basalts: the isotopic composition of the Picture Gorge Basalt of the Columbia River Basalt Group. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. Pp. 452-464.
26. **Simonetti A., Goldstein S.L., Schmidberger S.S., Viladkar S.L.** Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes: inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction. *J Petrol.* 1998. V. 39. Pp. 1847–1864.
27. **Hofmann A.W.** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Holland H.D., Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, vol 2. Elsevier, Amsterdam. 2003. Pp. 61–101.
28. **Murphy D.T., Kamber B.S., Collerson K.D.** A refined solution to the first terrestrial Pb-isotope paradox. *J Petrol.* 2002. V. 44. Pp. 39–51.
29. **Stolz A.J., Davies G.R.** Metasomatized lower crustal and upper mantle xenoliths from north Queensland: chemical and isotopic evidence bearing on the composition and source of the fluid phase. *Geochim Cosmochim Acta*. 1989. V. 53. Pp. 649–660.
30. **McCulloch M.T., Arculus R.J., Chappell B.W., Ferguson J.** Isotopic and geochemical studies of nodules in kimberlite have implications for the lower continental crust. *Nature* 1982. V. 300. P. 166–168.
31. **Stosch H.G., Lugmair G.W.** Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany. *Nature*. 1984. V. 311. Pp. 368–370.
32. **Vernikovskiy V.A., Victoria L., Peaseb V., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Geed D., Travin A.** First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? *Lithos* 2003. V. 66. Pp. 23–36.
33. **Mahoney J.J.** Deccan Traps. In: Macdougall J.D. (ed) *Continental Flood Basalts*, Kluwer Academic Publishers. 1988. Pp 151–195.
34. **Carlson, R. W., and Hart, W. K.** Flood basalts volcanism in the Northwestern United States. In *Continental Flood Basalts*, Macdougall, J.D. (ed.), Kluwer Academic Publishers. 1988. Pp. 35-63.

Окислительно-восстановительный потенциал процессов алмазообразования в нижней мантии Земли

И. Д. Рябчиков

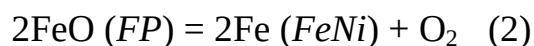
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, 119017, Старомонетный пер., 35.*

Фугитивность кислорода (f_{O_2}) - ведущий термодинамический параметр, контролирующий процессы природного алмазообразования. Формирование алмаза в мантийных породах возможно в ограниченном интервале значений f_{O_2} : повышение этой величины приводит к окислению алмазов с образованием карбонатов (для перидотитовых парагенезисов это магнезит), а при очень низких значениях f_{O_2} вместо алмаза могут появляться карбиды. Кроме того, при достаточно высоких термодинамических активностях водорода алмаз начнет резорбироваться с образованием метана или других углеводородов.

Экспериментально доказано, что при сверхвысоких давлениях, отвечающих условиям нижней мантии, магнезиальный метасиликат со структурой перовскита обладает столь высоким сродством к Fe^{3+} , что двухвалентное железо должно диспропорционировать с образованием металлической фазы [1]. Этот процесс может быть описан следующей реакцией



Здесь FP – ферропериклаз, MPv – магнезиальный силикатный перовскит и $FeNi$ – металлический сплав. Минеральная ассоциация с участием ферропериклаза и металлической фазы буферизует f_{O_2} на уровне несколько ниже буфера железо вюстит согласно следующей реакции



Значения f_{O_2} , вычисляемые из константы равновесия этой реакции, зависят от активностей FeO в ферропериклазе и Fe в металлическом сплаве.

Чувствительным индикатором присутствия в равновесии с железом магнезиальными силикатами и окислами богатого железом металлического сплава является поведение никеля, интенсивно захватываемого металлической фазой. Мы рассчитали величину $K_d^{FeNi/FP}(Ni/Fe) = (Ni/Fe)^{FeNi} / (Ni/Fe)^{FP}$, характеризующую обмен никеля и

железа между металлом и ферропериклазом, из константы равновесия следующей реакции.



Для расчетов использованы термодинамические данные из взаимосогласованной базы данных работы [2] для всех веществ, участвующих в этой реакции, за исключением стехиометрического оксида железа, для которого термодинамические характеристики были взяты из сводки [3].

При 40 ГПа и 2000К рассчитанная величина $K_d^{\text{FeNi/FP}}(\text{Ni/Fe})$ приблизительно равна 30. Близкое значение дают расчеты с использованием термодинамических констант из работы [4].

Поведение никеля в ходе выделения металлического сплава в равновесии с минеральной ассоциацией метаперидотита при параметрах нижней мантии было промоделировано нами в рамках упрощенной системы Si – Fe – Mg – Ca – Ni – O. В качестве исходного состава до начала выделения металлической фазы в соответствии с данными работы [5] была взята фазовая ассоциация 79% *MPv* ($\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})(\text{at}) = 0.96$), 16% *FP* ($\text{Mg\#} = 0.82$) и 5% метасиликата кальция перовскитовой структуры (*CPv*). При этом содержание никеля в валовом составе системы принималось равным оценке для примитивной мантии [6].

Для расчета состава сосуществующих фаз были использованы уравнения коэффициентов распределения Ni/Fe и Mg/Fe между металлической фазой, *FP* и *MPv*

$$K_d^{\text{FP/MPv}}(\text{Ni/Fe}) = (\text{Ni/Fe})^{\text{FP}}/(\text{Ni/Fe})^{\text{MPv}} \quad (4)$$

$$K_d^{\text{FP/MPv}}(\text{Mg/Fe}) = (\text{Mg/Fe})^{\text{FP}}/(\text{Mg/Fe})^{\text{MPv}} \quad (5)$$

$$K_d^{\text{FeNi/FP}}(\text{Ni/Fe}) = (\text{Ni/Fe})^{\text{FeNi}}/(\text{Ni/Fe})^{\text{FP}} \quad (6)$$

для которых согласно нашим расчетам (см. выше) $K_d^{\text{FeNi/FP}}(\text{Ni/Fe}) = 30$, и согласно экспериментальным данным [5] $K_d^{\text{FP/MPv}}(\text{Ni/Fe}) = 5$ и $K_d^{\text{FP/MPv}}(\text{Mg/Fe}) = 0.2$. Кроме того, были использованы уравнения баланса масс типа

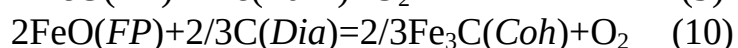
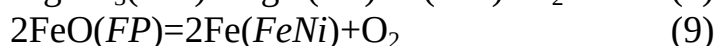
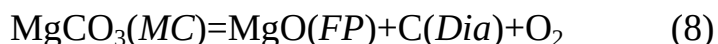
$$\sum_i C_i \cdot F_i = C_i^0 \quad (7)$$

где C_i – концентрации данного компонента в i -той фазе, C_i^0 – концентрация компонента в системе в целом, а F_i доля i -той фазы в системе.

Решение построенной таким образом системы уравнений позволило получить зависимость концентрации никеля в металлическом сплаве от доли металлической фазы в системе (рис. 1). Как видно из этой диаграммы, с увеличением доли металлической фазы (F_{met}) происходит падение концентраций в ней никеля и параллельное снижение содержаний этого элемента в сосуществующих *FP* и *MPv*. Это объясняется переходом возрастающих количеств железа в металлический сплав, которое выступает в роли разбавителя растворенного в металле никеля. Этим же объясняется

заметное уменьшение отношения Fe/Mg в силикатных и окисных твердых растворах при высоких значениях F_{met} .

Используя рассчитанные составы металлического сплава и ферропериклаза для различных пропорций выделившийся металлической фазы, были оценены значения фугитивностей кислорода для равновесий с участием FP , металлического сплава и углеродсодержащих фаз (магнезита, алмаза и когенита). Для этих расчетов были использованы константы равновесия следующих реакций



где MC – магнезит, Dia – алмаз, Coh – когенит. Для стехиометричного оксида железа и когенита термодинамические константы были взяты из сводки [3], а для остальных компонентов из базы данных [2]. Параметры уравнений Маргулеса, описывающие отклонения фаз переменного состава от законов идеальных растворов, были взяты из работ [2, 7].

Результаты этих расчетов показаны в форме зависимостей f_{O_2} (нормализованной относительно значений для кислородного буфера железо–вюстит: $\log_{10}(f_{O_2}/f_{IW})$) от магнезиальности ферропериклаза, увеличивающейся с ростом F_{met} . Падение значений f_{O_2} с увеличением F_{met} и отношения Mg/Fe для ферропериклаза объясняется параллельным снижением активности FeO в ферропериклазе и увеличением активности Fe в металлическом сплаве.

Приведенные выше расчеты были выполнены для одной точки на адиабате для нижней мантии [8] 40 ГПа и 1900 К. Для других значений температуры и давления, характерных для верхней части нижней мантии, соотношения полей устойчивости магнезита, алмаза и когенита будут такими же, как и на рис. 2.

Интерпретация экспериментальных данных по содержаниям Fe^{3+} в MPv , равновесном с металлическим железом, приводит к выводу, что метаперидотиты нижней мантии должны содержать приблизительно 1 % металлической фазы. В этом случае углерод должен присутствовать в форме карбида железа, а летучесть кислорода будет отвечать кривой $FP+FeNi$ на рис. 2. При высоких содержаниях никеля в металлическом сплаве кривые $FP+FeNi$ и $FP+Fe_3C+Dia$ (рис. 2) сближаются, и в пределах неопределенности использованных термодинамических констант не исключено их пересечение. Это означает возможность сосуществования железоникелевого сплава, карбида железа и алмаза. Действительно, отмечен случай присутствия включений карбидов железа и металлической фазы в качестве включений в алмазах нижнемантийного происхождения [9]. Однако в большинстве случаев включения в нижнемантийных алмазах представлены

ферропериклазом и высокобарными силикатами (MPv , CPv и $TAPP$), а металлы и карбиды в них отсутствуют. Это означает, что фугитивность кислорода в зонах нижнемантийного алмазообразования лежит выше кривой на рис. 2.

Содержания никеля в FP и MPv из включений в алмазах также свидетельствуют об условиях, более окислительных по сравнению с равновесиями, включающими железоникелевый сплав. Из рисунка 1 следует, что при 1 масс % металлической фазы, равновесной с метаперидотитом состава примитивной мантии (оценка содержаний металла в нижней мантии согласно экспериментальным данным [1]), содержания Ni в FP и MPv снижаются на порядок, по сравнению с фазовой ассоциацией без $Fe-Ni$ сплава. В то же время, в реальных ферропериклазах из включений в алмазах содержания никеля близки к оценкам для пиролитового валового состава до начала выделения металлического сплава. Так, в ферропериклазах, включенных в алмазы из месторождения Канкан, Гвинея, среднее содержание Ni составляет 1 мас % [10], что практически идентично оценке при $F_{met}=0$ (1.02 мас %), иллюстрируемой рис. 1. Содержания Ni в MPv , включенных в алмазы месторождения Канкан (около 0.02 мас %), также близки к значению на кривой рис. 1 при $F_{met}=0$. Это означает, что протолит, из которого произошли алмазы месторождения Канкан, не содержал металлического сплава, или его количества были очень малы.

Равновесие алмаза с карбонатом магния, отвечающее верхней границе устойчивости алмаза, лежит, согласно рис. 2, на 6 логарифмических единиц значений фугитивности кислорода выше равновесия алмаза с карбидом железа. И карбиды железа, и карбонаты встречены в виде включений в сублитосферных алмазах [9, 11, 12]. Однако, эти находки чрезвычайно редки, и в большинстве случаев кристаллические включения в нижнемантийных алмазах представлены FP , MPv и CPv . Отсюда следует, что типичные значения фугитивностей кислорода в зонах нижнемантийного алмазообразования лежат между буфером железо-вюстит и шестью логарифмическими единицами выше этого уровня. Большие различия значений f_{O_2} между равновесиями нижнемантийных минералов с магнезитом и с металлической фазой означает, что для типичных нижнемантийных минеральных парагенезисов, включающих железоникелевый сплав, активности карбонатов должны быть чрезвычайно низки – на уровне $n \cdot 10^{-6}$. В этих условиях появление ни кристаллических карбонатов, ни заметных содержаний карбонат-иона в расплаве для преобладающей части нижней мантии невозможно.

С другой стороны, находки алмазов нижнемантийного источника в одних случаях с включениями карбонатного материала, а в других – с карбидами и металлической фазой, свидетельствует о протекании в нижней мантии процессов, приводящих к вариациям значений f_{O_2} на несколько

порядков, причем само образование нижнемантийных алмазов требует повышенных по сравнению с обычными для нижней мантии значений f_{O_2} .

К числу механизмов, ответственных за редокс-дифференциацию в нижней мантии, могут быть отнесены субдукционное погружение окисленного материала корового происхождения, механическое разделение металлической фазы и силикатно-окисной минеральной ассоциации, обогащенной окисным железом и перемещение в мантии расплавленного силикатного материала, также предположительно обогащенного Fe^{3+} .

Вклад в формирование нижнемантийных метаперидотитовых парагенезисов вещества погруженной океанической коры не подтверждается ни макроэлементным составом *FP* и метасиликатов, включенных в алмазы (согласующимся с составом литосферных мантийных перидотитов), ни изотопным составом углерода алмазов, содержащих включения нижнемантийных минералов (обычный изотопный состав мантийного углерода [13]).

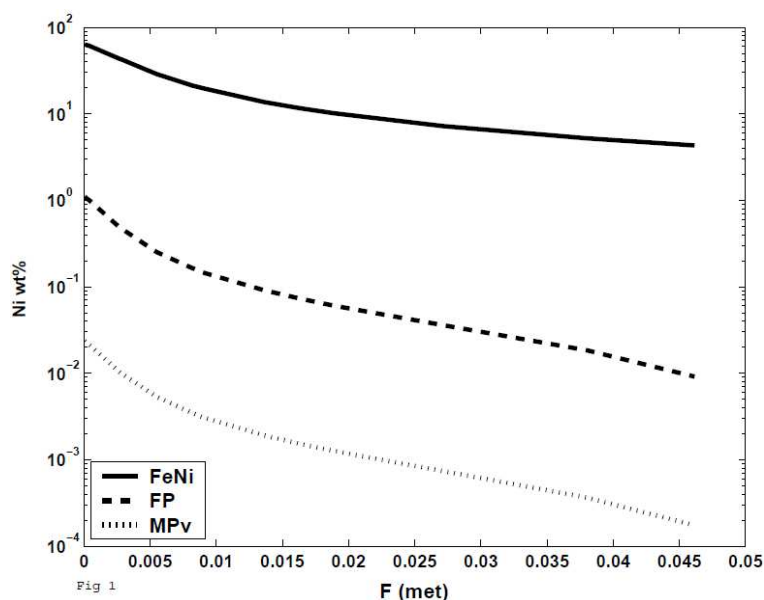


Рис. 1. Концентрации никеля (мас % Ni) в минералах фазовой ассоциации валового состава метаперидотита при параметрах нижней мантии в зависимости от доли выделившейся металлической фазы (Fmet)).

Примечание: *FeNi* – металлический железоникелевый сплав. *FP* – ферропериклаз *MPv* – магнезиальный метасиликат перовскитовой структуры.

Перемещение металлических компонентов в нижней мантии может достигаться вследствие их частичного растворения в подвижном сульфидном расплаве. Следует учесть, что эвтектика с металлической фазой в системе Fe–S сильно сдвинута в сторону металлического железа (практически это разбавленный раствор сульфида в металлической жидкости), а ее

температура ниже оценок для нижнемантийной адиабаты [14]. Если этот сульфидно-металлический расплав будет накапливаться в одних участках

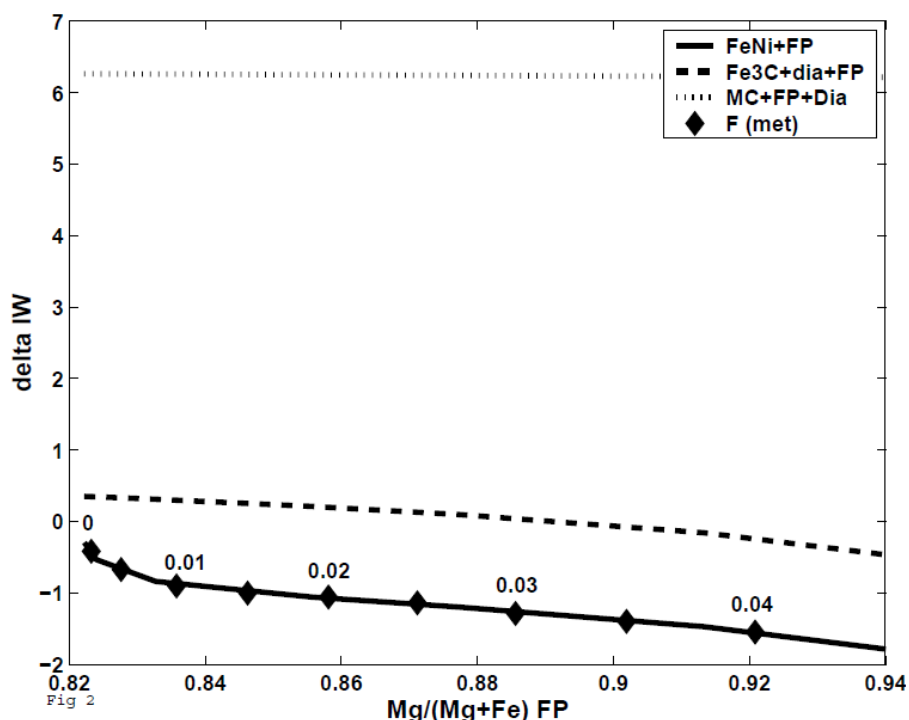


Рис. 2. Логарифмы фугитивностей кислорода, нормализованных по буферу железо вюстит ($\Delta IW = \log_{10}(f_{O_2}/f_{IW})$, где IW – кислородный буфер железо–вюстит) для фазовых равновесий, описываемых реакциями (8), (9) и (10) в зависимости от величины атомного отношения $Mg/(Mg+Fe)$ в ферропериклазе.

Примечание: Для расчетов использованы составы металлической фазы и ферропериклаза, оцененные для различных долей выделения железоникелевого сплава в минеральной ассоциации нижнемантийного метаперидотита (см. рис. 1).

FeNi+FP – реакция (9)

Fe3C+Dia+FP – реакция (10)

MC+FP+Dia – реакция (8)

Ромбами обозначены точки на кривой FeNi+FP, отвечающие различным значениям (надписи рядом со значками) весовой доли металлической фазы - $F(met)$.

нижней мантии, и обедняться в других, то при снижении давления в ходе восходящих движений мантийного материала в первом случае будут возникать области пониженных значений, а во втором, повышенных значений f_{O_2} . Возникшие таким образом участки повышенного редокс-потенциала могут быть благоприятны для алмазообразования.

Еще одной причиной окислительно-восстановительной дифференциации нижнемантийного материала могут быть процессы частичного плавления глубинного вещества. В базальтовом магматизме окисное железо ведет себя как умеренно несовместимый элемент, обогащающий расплав относительно кристаллических минералов. По-видимому, это остается верным и для

процессов магмаобразования в глубинных зонах глобальной силикатной оболочки Земли. Зоны, обогащенные расплавом в результате межзерновой фильтрации его в мантийных породах, будут в этом случае после подъема и декомпрессии характеризоваться относительно более высокими значениями f_{O_2} , и, следовательно, они будут благоприятны для образования алмазов в верхней части нижней мантии. Участие близосолидусных силикатных расплавов в формировании геохимических особенностей зон нижнемантийного алмазообразования подтверждается наблюдаемым повышением содержаний более несовместимых элементов (легких редких земель по сравнению с тяжелыми) в породах, из которых были извлечены сублитосферные алмазы [15].

Модельная геотерма для большей части нижней мантии лежит ниже силикатного солидуса метаперидотита в отсутствии летучих компонентов [8], что делает формирование здесь магм проблематичным. Частичное плавление оказывается возможным в зоне близкой к границе мантии с ядром, где должен происходить быстрый рост температуры с глубиной. Возможно, именно здесь происходит окислительно-восстановительная дифференциация, подготавливающая условия для формирования алмазов при последующем восходящем движении этого материала. Не исключено также, что формирование близосолидусных расплавов может иметь место в ходе снижения давления в горячем веществе поднимающихся мантийных плюмов. В любом случае обстановка наиболее глубинных мантийных плюмов, проходящих через нижнюю мантию из зон, близких к границе с металлическим ядром, представляется наиболее вероятной для формирования нижнемантийных алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00356), программы № 2 Отделения наук о Земле РАН и программы № 2 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **D.J. Frost, C. Liebske, F. Langenhorst et al** // Nature 2004 V 428 P 409-412.
2. **T.J.B. Holland, R. Powell** // J. metamorphic Geol. 1998 V 16 P 309-343.
3. **R.A. Robie, B.S. Hemingway, J.R. Fisher**, Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 pascals) pressure and at higher temperatures, United States Government Printing Office, Washington D.C., 1978, 456 pp.
4. **A.J. Campbell, L. Danielson, K. Richter** // Earth and Planetary Science Letters 2009 V 286 P 556-564.
5. **B.J. Wood** // Earth and Planetary Science Letters 2000 V 174 P 341-357.
6. **H. Palme, H.S.C. O'Neill**. Cosmochemical estimates of mantle composition, in: R.W. Carlson, (Ed), Treatise on Geochemistry V 2 (The Mantle and Core), Elsevier, Amsterdam, 2003, pp. 1-38.
7. **D.J. Frost** // Am. Mineral. 2003 V 88 P 387-397.

8. **S. Ono** // Physics of the earth and planetary interiors 2008 V 170 P 267 - 273.
9. **F. Kaminsky, R. Wirth** // Acta Mineralogica-Petrographica (Szeged). Abstract series 2010 V 6 P 180.
10. **T. Stachel, J.W. Harris, G.P. Brey, W. Joswig** // Contributions to Mineralogy and Petrology 2000 V 140 P 16-27.
11. **R. Wirth, F. Kaminsky, S. Matsyuk, A. Schreiber**// Earth and planetary science letters 2009 V 286 P 292-303.
12. **F. Kaminsky, R. Wirth, S. Matsyuk et al**// Mineralogical magazine 2009 V 73 P 797-816.
13. **B. Harte** // Mineralogical Magazine 2010 V 74 P 189-215.
14. **L. Chudinovskikh, R. Boehler** // Earth Planet. Sci. Lett. 2007 V 257 P 97-103.
15. **T. Stachel, G.P. Brey, J.W. Harris** //Elements 2005 V 1 P 73-78.

Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли

В. Н. Анфилов, Ю. В. Хачай

*Институт минералогии Уральского отделения Российской Академии наук,
Миасс Челябинской обл.*

Институт геофизики Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург.

Формирование планет из протопланетного облака является сложнейшим процессом. Существенное продвижение в изучении этого процесса достигнуто за последнее десятилетие благодаря обнаружению протопланетных облаков и более 100 планетных систем у ряда молодых звезд. Получены решающие аргументы в пользу предположения о том, что звезды и планеты сформировались в едином процессе в результате коллапса плотных ядер газовых облаков, [1]. В современных моделях эволюции протопланетного облака выделяют несколько основных стадий [1-3]: гравитационный коллапс, аккреция протозвездного облака; оседание пылевых частиц на центральную область и формирование вращающегося диска; начало фрагментации диска с образованием тел и частиц с размерами до 1 см и этап аккумуляции, в котором тела размера 0.1-10 км вырастали до размеров планет.

Основная проблема при разработке моделей формирования Земли и планет земной группы связана с необходимостью объяснения механизма образования плотного, преимущественно железного ядра и силикатной мантии. Для ее решения предложены различные варианты, которые можно объединить в две группы: модели гомогенной аккумуляции, предполагающие, что первоначально была сформирована квазиоднородная Земля, а дифференциация на ядро и мантию произошла после завершения аккумуляции и модели неоднородной аккумуляции, в которых предполагается, что железное ядро Земли формируется в начальной стадии процесса в результате объединения металлических частиц.

К гомогенной аккумуляции приводит модель формирования планеты из пылевых и мелких частиц. При падении таких тел не образуются глубокие кратеры, энергия соударения выделяется в тонком поверхностном слое и в основном сбрасывается излучением с поверхности растущего зародыша. Поэтому температура в центре планеты остается ниже температуры солидуса [2, 4, 5]. Выплавление вещества ядра в этой модели могло начаться только в верхних слоях Земли, разогретых при падении на ее поверхность крупных тел [2-5]. Оставляя в стороне трудности, связанные с физическим обоснованием механизмов транспортировки "ядерного" вещества в центр

Земли, заметим, что все оценки времени опускания вещества в ядро [3], оказываются резко завышенными по сравнению как с возрастом существования геомагнитного поля, так и с длительностью процесса образования ядра, фиксируемой свинцовой и изотопными, например, W-Hf, системами [6]. Не удастся согласовать модели гомогенной аккумуляции и с энергетическими аспектами проблемы [5].

Модели гетерогенной аккумуляции сталкиваются с другой трудностью. Гетерогенная аккумуляция должна контролироваться порядком конденсации вещества в протопланетном облаке и начаться с составов, которые конденсировались первыми. Последовательность конденсации зависит от P-T-условий в протопланетном облаке и представляет собой самостоятельную проблему [1]. Из современных оценок следует, что в области планет земной группы прежде всего конденсируются корунд, перовскит, мелилит и шпинель и лишь затем происходит конденсация железа и силикатов Mg и Ca. Поэтому и в этом варианте также остается проблема транспортировки железа к центру Земли. В последнее время для объяснения распределения вещества в системе Земля-Луна интенсивно обсуждается модель мегаимпакта, которая предполагает, что на завершающем этапе ее аккумуляции произошло столкновение Земли с телом, имеющим массу Меркурия или Марса. Это привело к разогреву Земли и спровоцировало процесс формирования ее ядра. Трудно ожидать, что такой случайный процесс мог закономерно повториться при формировании ядер всех планет земной группы. На ряд геохимических проблем, противоречащих этой модели, указано в [7]. В настоящей работе предложена модель аккумуляции Земли и планет земной группы, которая не содержит отмеченных трудностей.

Основную информацию о составе вещества, и P-T-условиях в протопланетном облаке предоставляют метеориты. Для того, чтобы построить адекватную модель формирования планет, необходимо учитывать данные не только о составе метеоритов, но и об эволюции, которую они прошли от конденсации из газового облака до образования родительских тел. По характеру эволюции метеориты подразделяют на первичные и дифференцированные [8]. К первым относят углистые хондриты, которые содержат вещество, выделившееся на ранней, высокотемпературной стадии конденсации небулярного газа. Ко второй группе относят железные метеориты, палласиты и возможно эвкриты [8]. Наиболее точно минеральному составу продуктов высокотемпературной стадии конденсации соответствуют грубозернистые агрегаты CAI из углистых хондритов, которые состоят из шпинели $MgAl_2O_4$ (15-20 об. %), геленита $Ca_2Al[(81Al)_2O_7]$ (80-85 об.%) и перовскита $CaTiO_3$ (1-2 об. %) [8,9]. Несмотря на редкость включений такого состава, их наличие является убедительным доказательством того, что в процессе конденсации вещества из газового облака соблюдалась отмеченная выше последовательность.

О состоянии протопланетного вещества на ранних этапах и характере его дифференциации можно судить по степени метаморфизма вещества метеоритов различных классов. Присутствие стекла в хондрах углистых хондритов свидетельствует о том, что после образования они прошли стадию агломерации и частичного плавления [8]. Из диаграмм фазовых равновесий в системах $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaSiO}_3\text{-CaSiTiO}_5\text{-CaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ [9] следует, что они были нагреты до температур 1800 ± 50 К. Несомненные признаки кристаллизации из расплава имеет вещество эвкритовых метеоритов [8]. Кристаллизация расплавов в системе Диопсид-Плаггиоклаз-Форстерит, которая моделирует минеральный состав эвкритов, происходит в интервале 1600-1550 К [10]. Состояние полного плавления прошло вещество железных метеоритов [8]. Температура плавления железо-никелевого сплава этих метеоритов, с учетом небольших добавок FeS составляет около 1720 К.

Чрезвычайно важную информацию о дифференциации вещества при формировании родительских тел метеоритов дают железные метеориты и палласиты. Во-первых, наличие таких метеоритов свидетельствует о том, что в небольших по размеру родительских телах имело место четкое разделение на силикатную и железо-никелевую составляющие. Во-вторых, минеральный состав палласитов, состоящих из железо-никелевого сплава и оливина, согласуется с последовательностью конденсации вещества в газообразном протопланетном облаке. В-третьих, равномерное распределение зерен оливина в железо-никелевом сплаве палласитов свидетельствует о том, что дифференциация вещества при образовании родительских тел метеоритов происходила при отсутствии гравитации. Это накладывает ограничение на размеры родительских тел, которые не могли превышать первые сотни километров. Железо-никелевая компонента палласитов несомненно имеет расплавную природу, но температура плавления оливина равна 1970-2070 К и он вряд ли прошел стадию плавления. Большинство метеоритов несут следы ударного воздействия при столкновении родительских тел друг с другом. Это воздействие сопровождается брекчированием, шоковым метаморфизмом и частичным плавлением, но при небольших размерах родительских тел ударное воздействие могло вызывать только локальный разогрев. Приведенные выше температуры метаморфизма указывают на то, что они были достигнуты в протопланетных зародышах уже при сравнительно небольших их размерах, а не только на завершающей стадии аккумуляции планет.

Рассмотрим возможные источники энергии, которые действовали при образовании родительских тел метеоритов, и возьмем их за основу при построении тепловой модели. При построении тепловой модели мы будем рассматривать только раннюю стадию аккумуляции планет, на которой их размеры не превысили первые сотни километров. Длительность ее по разным

данным оценивается в 10^6 - 10^7 лет [1, 8]. Температура тел на этом этапе определяется действием следующих факторов: температурой окружающей среды на заданном расстоянии от Солнца, энергией соударений с другими телами и частицами и нагреванием за счет распада короткоживущих радиоактивных изотопов. Вклад энергии, выделяющейся при соударении, который можно оценить по наиболее обоснованной модели В.С. Сафронова [2], на этом этапе мал [2, 4, 5]. Поэтому в качестве источника энергии мы будем рассматривать только последний фактор. Из короткоживущих радиоактивных изотопов наибольший интерес представляет изотоп ^{26}Al с периодом полураспада $\tau = 7.38 \cdot 10^5$ лет и энергией распада $2.99 \cdot 10^6$ эВ. Достаточно надежная оценка содержания ^{26}Al в родительском веществе метеоритов приведена в [11].

Для описания процесса роста планеты используем модель В.С. Сафронова [2], аппроксимирующую сложный процесс эволюции зародыша планеты в ходе многократных хаотических столкновений с конкурирующими телами и частицами из резервуара протопланетного облака на этапе

аккумуляции, который описывается уравнением: $\frac{dm}{dt} = 2(1 + 2\theta)r^2\omega\left(1 - \frac{m}{M}\right)\sigma_0$

где $\omega = \frac{2\pi}{\tau}$ угловая скорость орбитального движения планеты; τ - период обращения, равный $3.1 \cdot 10^7$ с; σ_0 - поверхностная плотность вещества в зоне "питания" протопланеты, равная 100 кг/м^2 [2]; M - современная масса планеты; m - масса растущей планеты; θ - статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне "питания планеты"; r - радиус растущей планеты. Для оценки энергетического вклада, вносимого распадом короткоживущих изотопов, ограничимся сферически-симметричной моделью. Конвективный теплоперенос и наличие зон плавления смеси учитывается параметрически, аналогично [5, 6], введением эффективных значений теплоемкости и теплопроводности:

$$c_{\text{эф}}\rho\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_{\text{эф}}\nabla T) + Q,$$

где: ρ - плотность тела, принятая равной 3000 кг/м^3 ; $c_{\text{эф}}$ - эффективная теплоемкость, $\lambda_{\text{эф}}$ - эффективная теплопроводность; Q - суммарная мощность внутренних источников тепла, обеспечиваемая распадом радиоактивных элементов и выделением энергии падающих тел. Температура на внешней поверхности растущего тела при малых массах определяется величиной Солнечной постоянной. В центре тела задается отсутствие теплового потока.

Уравнение (2) решалось численно для сферы увеличивающегося радиуса. Приращение радиуса ΔR за один шаг по времени принимается постоянным. Размерное значение ΔR принято равным $1/20000$ от величины конечного радиуса тела. Шаг по времени в общем случае выбирается переменным и находится из (1) при выбранном распределении модельной плотности по принятому ΔR . Положение зоны частичного плавления

определяется из сопоставления вычисленного распределения температуры с температурой начала плавления при значении массы протопланеты на данном временном слое. Для дальнейших расчетов важна оценка концентрации изотопа ^{26}Al в веществе протопланетного облака. В качестве наиболее обоснованного значения принимаем изотопное отношение $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al} = 5 \cdot 10^{-5}$ [11].

Прежде всего, нас интересует максимальная оценка температуры в центре растущего зародыша в зависимости от его массы, а при постоянной плотности, от радиуса при различных возможных оценках концентрации Al_2O_3 в исходном веществе. Результаты расчета приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Зависимость температуры в центре растущего зародыша планеты от радиуса и среднего содержания Al_2O_3

Радиус, км	Температура в центре, К			
	концентрация Al_2O_3 , %			
	1.0	3.0	4.6	9.0
50	1240	1701	1734	1825
100	1675	1752	1812	1978
150	1690	1793	1876	2104
200	1701	1828	1928	2206
250	1711	1856	1972	2290
300	1718	1878	2006	2359
400	1730	1912	2059	2461

Из приведенных значений следует, что даже при весьма низких оценках средней концентрации алюминия возможные температуры в центре зародыша могут превышать 1720 К - температуру плавления железо-никелевого сплава. На рис. 1 приведены результаты расчета распределения температуры внутри протопланеты в зависимости от относительного расстояния от центра для трех различных значений радиуса тела. Из него следует, что уже при радиусе 250 км и содержании Al_2O_3 , равном 4.6 мас. %, температура плавления железо-никелевого сплава, который аккумулировался вслед за минеральной ассоциацией, занимающей центральную часть родительского тела, достигается на половине радиуса растущей планеты.

Возможно, частично расплавленным окажется и часть следующего слоя, сложенного минеральной ассоциацией, состоящей из диопсида, форстерита, анортита и энстатита, которые конденсируются и аккумулируются вслед за железом. В то же время внешняя оболочка тела останется твердой.

Рассмотрим дальнейший процесс аккумуляции. В соответствии с моделью аккумуляции В.С. Сафронова [1] на начальном этапе должно образоваться большое число хаотически движущихся, сталкивающихся друг с другом родительских тел. Столкновение двух родительских тел, имеющих близкие размеры, частично расплавленное алюмосиликатное ядро, полностью расплавленную среднюю оболочку, сложенную железом, и твердую внешнюю оболочку, приведет к их разрушению. При этом осколки твердой внешней оболочки могут частично теряться, а оболочки, состоящие из расплавленного железа, сливаются и образуют зародыш нового тела, ядро которого уже будет состоять из железо-никелевого сплава. Как следует из результатов, приведенных на рис. 1, мощность внешней, хрупкой оболочки мала, поэтому эффективность слипания оказывается близкой к 1, что и предполагается в модели [2].

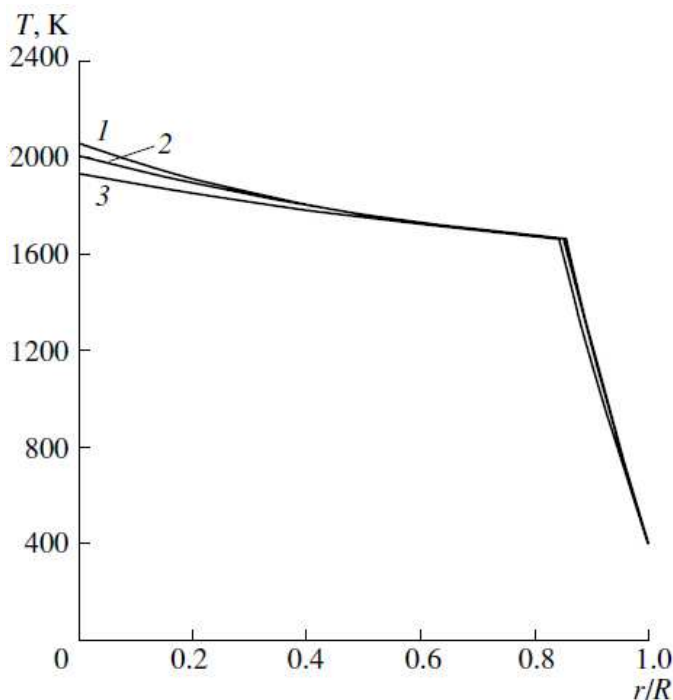


Рис. 1. Распределение температуры в зародыше растущей планеты. Радиус зародыша 400(1), 300 (2) и 250 км. (3).

Таким образом, предлагаемый нами механизм формирования планет реализуется в два этапа. На первом этапе происходит образование большого числа родительских тел, размеры которых не превышают первые сотни километров. В процессе аккумуляции этих первичных тел происходит их разогрев в результате распада короткоживущих радиоактивных изотопов и прежде всего ^{26}Al . При столкновении друг с другом эти тела частично разрушаются и начинается второй этап. На этом этапе происходит слипание расплавленных оболочек, состоящих, главным образом, из железа разрушенных родительских тел, и новые тела, образованные в результате

слипания, выступают как зародыши, аккумулирующие материал разрушенных родительских тел в планеты. Количественное описание этого процесса требует адаптации схемы (1) и особенно (2), где такой процесс сепарации в явном виде не учитывается. Продолжительность второго этапа могла составлять 10^6 - 10^7 лет. Такой вариант дает основание предполагать, что образование по крайней мере центральной части ядра и разделение Земли на оболочки произошло в начале второго этапа. При этом предложенная модель не исключает возможности продолжения процесса формирования ядра при дальнейшем росте планеты и после его завершения. Этот принципиально новый механизм дифференциации не требует предположений о катастрофическом мегаимпакте, который привлекается для объяснения образования Луны и инициирования процесса формирования железного ядра Земли. Кроме того, в нашей модели достаточно просто решаются геохимические проблемы, которые обсуждаются в [7]. В частности, отделение свинца и разделение W-Hf-системы в нашем варианте должно произойти в сравнительно мелких телах, формирующихся за время порядка 10^7 лет, что снимает трудности такого разделения при современных размерах ядра и мантии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 04-05-64-508).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Дорофеева В.А., Макалкин А.Б.** Эволюция ранней Солнечной системы. Космохимические и физические аспекты. М.: Едиториал, 2004. 264 с.
2. **Сафронов В.С.** // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 6. С. 5-24.
3. **Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С.** Планеты земной группы: происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука. 1990. 296 с.
4. **Хачай Ю.В.** В сб.: Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 38-44.
5. **Kaula W.M.** // I.Geofys.Res. 1979. V. 84. № 83. P. 999-1008.
6. **Jacobsen S., Yin. Q.** // Geofys.Res. Abstr. 2003. V. 5.P. 13884.
7. **Галимов Э.М.** // Геохимия. 2004. № 7. С. 691-706.
8. **Додд Р.Т.** Метеориты. Петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 384 с.
9. **Войткевич Г.В.** Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 135 с.
10. **Элерс Э.** Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975. 300 с.
11. **Nikolsjr R.H.** // Speis Sci. Rev. 2000. V. 92. P. 113-122.

Реконструкция мантийных разрезов под кратоном Вайоминг по ксенокристаллам кимберлитовых трубок Слоун и Келсу Лэйк, Северное Колорадо.

И. В. Ащепков¹, Х. Даунс², Н. В. Владыкин³, Р. Митчел⁴, Е. Нигматулина¹,
С. В. Палесский¹

¹Институт Геологии и минералогии СО РАН; ²Университет Лондона, Великобритания;

³Институт геохимии СО РАН; ⁴Университет Лэйкхед, Канада.

Ксенокристаллы двух палеозойских кимберлитовых трубок Слоун и Келсу Лэйк -1 в северном Колорадо были проанализированы методами EPMA и LAM ICP-MS. Составы пиропов из обеих трубок относят к лерцолитовому полю (до 14 вес % Cr_2O_3). Клинопироксены так же, как хромит и ильменит из этих трубок отличаются по составу главных и редких элементов. Составы всех минералов были использованы для реконструкции строения мантии в этой части кратона Вайоминг с помощью комплекса методов мономинеральной термобарометрии [2]. Оценки РТ параметров по минералам из трубки Слоун в нижней части литосферной мантии дают три ветви, одна из которых близка к деформированным перидотитам, вторая представляет тренд регенерации под влиянием протокимберлитового расплава, и последняя представляет метасоматизированные перидотиты. Расплавы в мантии концентрировались не только в основании, но также вблизи границы 40 кбар и недалеко от границы гранат-шпинелевой фации начиная с 30 кбар в пределах минимума на водосодержащем солидусе перидотита, вызывая существенный разогрев верхней части мантийных разрезов. Однотипные распределения редких элементов в минералах нижней и даже в верхней частях раздела мантийной колонны, судя по клинопироксенам, предполагают высокую степень взаимодействия с протокимберлитовыми расплавами под трубкой Слоун. Мантийная литосфера под трубкой Келсу Лэйк изначально содержала большое количество субдукционного материала, который был позднее метасоматизирован и гомогенизирован под влиянием флюидов и расплавов протокимберлитового состава. Также выделяются несколько трендов регенерации перидотитов в нижней части мантии под этой трубкой. Сравнение диаграмм для разрезов мантии под другими трубками района Стэйт Лайн: Чикен Парк (венд), Айрон Маунтин (ордовик), Вильямс и Хоумстид (эоцен) обнаруживают последовательный процесс внедрения плюмовых расплавов и формирование после этого системы проводящих мантийных расплавов. Этот процесс сопровождался образованием мантийных диапиров, которые достигали уровня границы графит-алмаз.

ВВЕДЕНИЕ

Информация о субкратонной литосферной мантии (СКЛМ) имеется теперь для многих кратонов, но главным образом для тех, где интенсивно добывались алмазы. Исследованы для алмазов такие кратоны, как

Каапваальский в Южной Африке [34] и Невольничий [3] кратон в Канаде. Подобная информация теперь имеется и для кратонов Дхарвар [19, 38, 41], австралийских кратонов и кратона Сибирского [2, 39, 40, 48-53], и также для Южной Америки [10]. В Северной Америке кратон Вайоминга имеет довольно длинную историю исследования кимберлитов, мантийной минералогии и петрологии [5-24, 28-29, 42-49]. Но более продуктивные кимберлиты в кратонах Невольничий и Супериор более изучены петрологами.

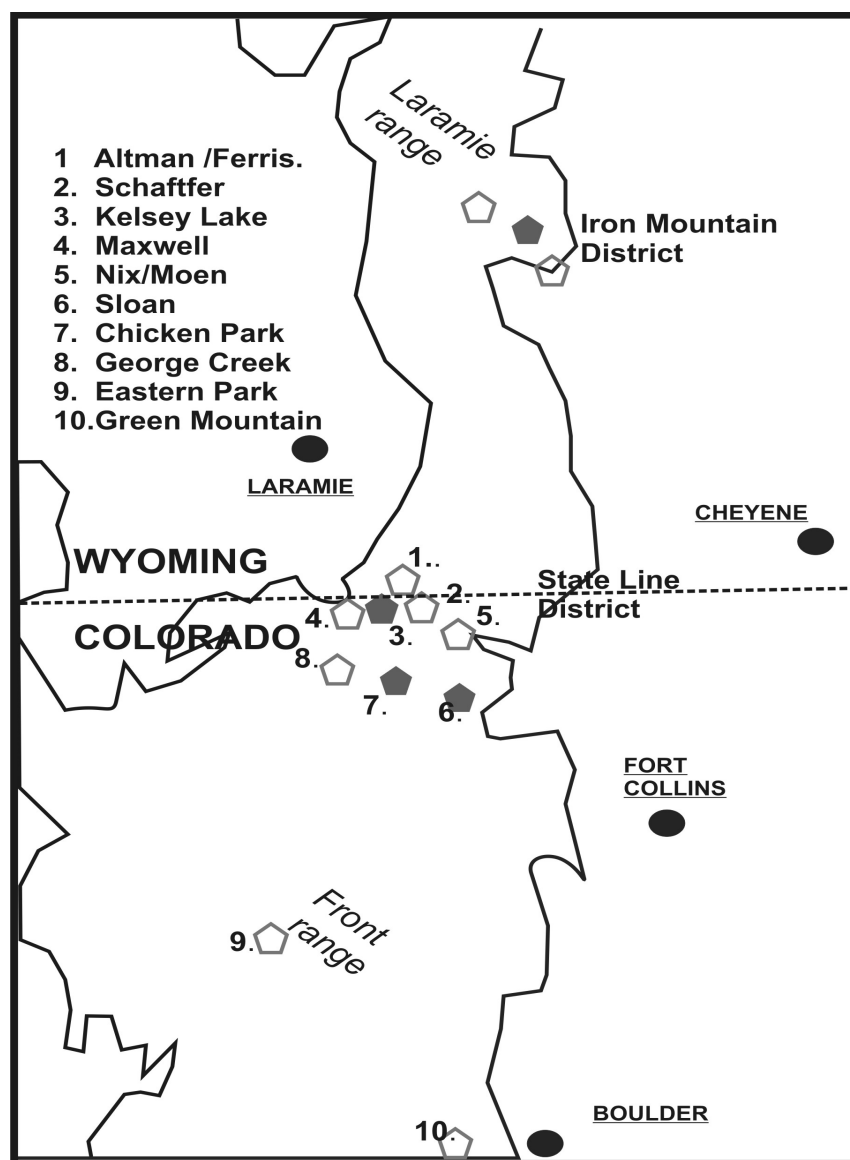


Рис.1. Схема расположения кимберлитовых трубок в пределах кратона Вайоминга в районе Стейт Лайн.

Многочисленные работы по изучению ксенокристаллов и ксенолитов петрологами [12-19, 42-48] и поисковыми геологами [11, 20, 27] показывают не только детали вариаций состава минералов и положения геотерм, но также

эволюцию состава и уменьшение литосферы мантии под кратоном Вайоминг. В этой работе мы представляем более детальные сведения для трубок Слоун и озера 1 Келсу [1], чем были опубликованы ранее [11] и ссылки в ней. Кратон Вайоминга дает уникальный пример для изучения эволюции верхней мантии из-за возможности реконструкций мантии по ксенокристаллам кимберлитов, начиная с позднепротерозойского времени и далее до позднепалеозойского и эоценового и миоценового времени [11, 22, 27]. Сравнительные петрологические реконструкции предлагают непрерывное уменьшение мощности литосферного кия кратона под действием тектонических напряжений и субдукции, а также плюмов с уменьшением кия кратона [7-9, 11]. В данной работе на основании, главным образом, мономинеральной термобарометрии и геохимических характеристик минералов мы покажем реконструкции субкратонной литосферной мантии (СКЛМ) и новые свидетельства эволюции мантии под кратоном Вайоминга.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ГЕОЛОГИЯ

Кратон Вайоминг был подвержен мантийному вулканизму в течение длительного периодом времени, включая кимберлиты [11, 48] (венд - эоцен), лампроиты [32], минетты [14-15, 42] и щелочные базальты [35], большая часть из которых содержит различные комплексы глубинных ксенолитов. Кимберлиты групп Слоун и озера Килси Лэйк расположены в южной части кратона Вайоминга в пределах района Стейт Лайн (Рис.1). Обе группы состоят из несколько тел кимберлитов (Слоун-5 и Килси Лэйк-8), некоторые из них относительно большие (до 400 метров по длинной оси) и содержат алмазы [11]. Большая часть из них содержат обильные ксенокристаллы и их сростки, более обильные и свежие в трубке Слоун. Большие ксенолиты перидотитов встречаются не часто и в трубках – KL-1, они, главным образом, изменены.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ДАННЫЕ

Мы выполнили рентгеноспектральные анализы (>2000) минеральных зерен от крупной фракции шлиха (+2) и дискретных ксенокристаллов и сростки. Все анализы для Слоун (990 зерен) и Чикен Парк (~80 зерен) были выполнены на Jeol Superprobe при стандартных условиях съемки [26]. Минералы силиката были проанализированы для 10 компонентов по силикатной схеме. Для ильменитов и шпинелей набор элементов включает Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg в дополнение Ni, M, Ta, Zn. Аналитическая неопределенность для малых компонентов была не высока, они показывают хорошие корреляции с главными компонентами с относительно низким рассеиванием. Для мегакристаллов от кимберлита KL-1 (>1100) большинство анализов были сделано на микрозонде Camebax Micro. Новая серия гранатов, ильменитов и хромитов Cr-пиропов была получена для сравнения на Jeol

Superprobe и показала хорошую сходимость. Некоторые опубликованные анализы [16-17, 18, 44-49] были включены для термобарометрических реконструкций. Для улучшения точности анализов для ильменитов использо-

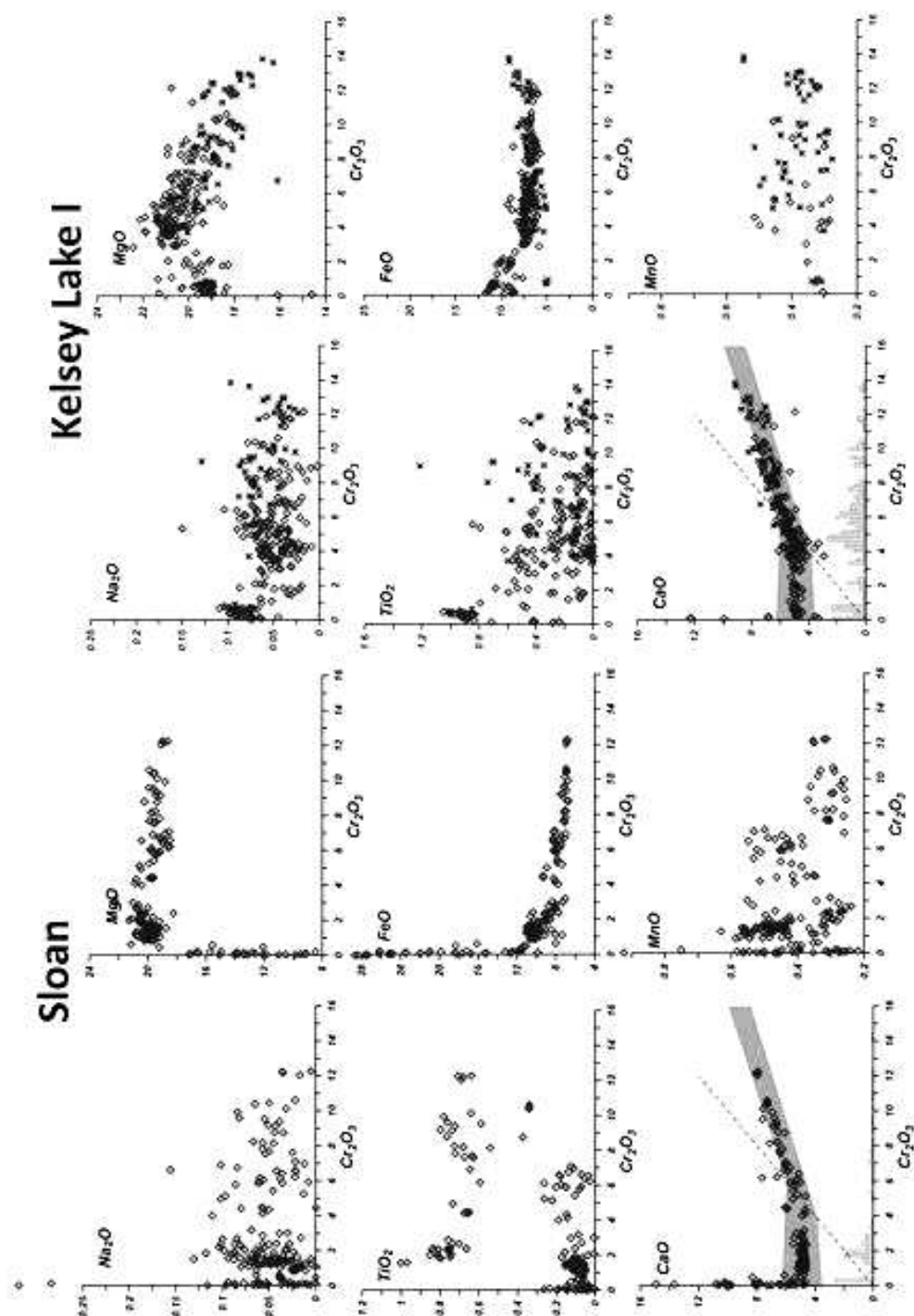


Рис.2. Вариации состава гранатов из кимберлитовой трубки Слоун (а) и трубки КИ-1 (б).

вался естественный стандарт GF -55 [26], проанализированный химическими методами во многих рентгеноспектральных лабораториях. Было использовано ускоряющее напряжение 15 киловольт и тока 20 нА течения луча, диаметр сфокусированного луча 1 микрон и время измерения 20 сек. Для окончательных расчетов концентраций использована PAP коррекция. Относительное стандартное отклонение не превысило 2%, точность была близка к 0.02-0.015% для примесей в ильмениты (Al, Ni, Mn, V). Анализы зерен (гранаты, клинопироксены, ильменит и другие) были получены в аналитическом центре UIGGM на элементе ICP MS Finnigan с лазерными приставками UV Laser Probe (длиной волны 233) и UP 213 (длина волны 213). Использовались международные стандарты NIST 612 и NIST 614 SRM. Коррекции на ^{40}Ca были использованы для нормирования состава гранатов и клинопироксенов по микрозондовым анализам, для нормировки ЕКУ анализов ильменита был использован Ni.

МИНЕРАЛОГИЯ

Ксенокристаллы граната трубки Слоун (Рис. 2а), главным образом, ложатся в поле лерцолита согласно [52] с 12.5 % Cr_2O_3 . Для сравнения, гранаты KL -1 смещаются частично в гарцбургитовое поле в хромитовой части, достигая 13% Cr_2O_3 , что более благоприятно для алмазоносности. Но это, возможно, является результатом вариаций размера зерна в шлихах и протолочках, так как диаграммы для гранатов из кимберлитов района Фронт Райндж, включая Айрон Маунтайн и многих других трубок, обнаруживают гораздо большее количество субкальциевых гранатов в тяжелой фракции концентратов и достигают хромистости 14% Cr_2O_3 . Количество эклогитовых гранатов [46, 51], обнаруживающих почти непрерывный ряд FeO (8-27 %) гораздо выше для трубки Слоун. Эти гранаты при содержаниях TiO_2 до 1.2 % обнаруживают некоторое обогащение в Na_2O до 0.125 %, типичное для мегакристов [16, 45]. Гранаты от трубок KL-1 (Рис. 2b) обнаруживают непрерывное увеличение FeO и TiO_2 в высоко-хромистой части диаграммы.

Cr-Шпинели от Слоун (Рис. 4) демонстрируют общую перидотитовую линейную обратную корреляцию для Al -Cr и очень интересное поведение TiO_2 и V_2O_3 , которые непрерывно растут с Cr_2O_3 . Противоположное поведение обнаруживает NiO, который растет вместе с Al_2O_3 . ZnO отрицательно коррелируется с температурами и имеет наивысшие значение в средней части мантийного разреза судя по хромистости. Дисперсия Nb_2O_3 высока и обнаруживает подъем совместно с Al_2O_3 . Хромиты из трубок KL-1 практически совпадают на графике (рис.1) с богатыми Cr - шпинелидами из трубки Слоун. Они все демонстрируют повышенное содержание TiO_2 и V_2O_3 , показывая тенденцию к изменчивости в сторону ульвошпинели. Но, в общем, хромиты из трубки KL -1 более обогащены FeO и MnO, а в некоторых MnO достигает 7 %.

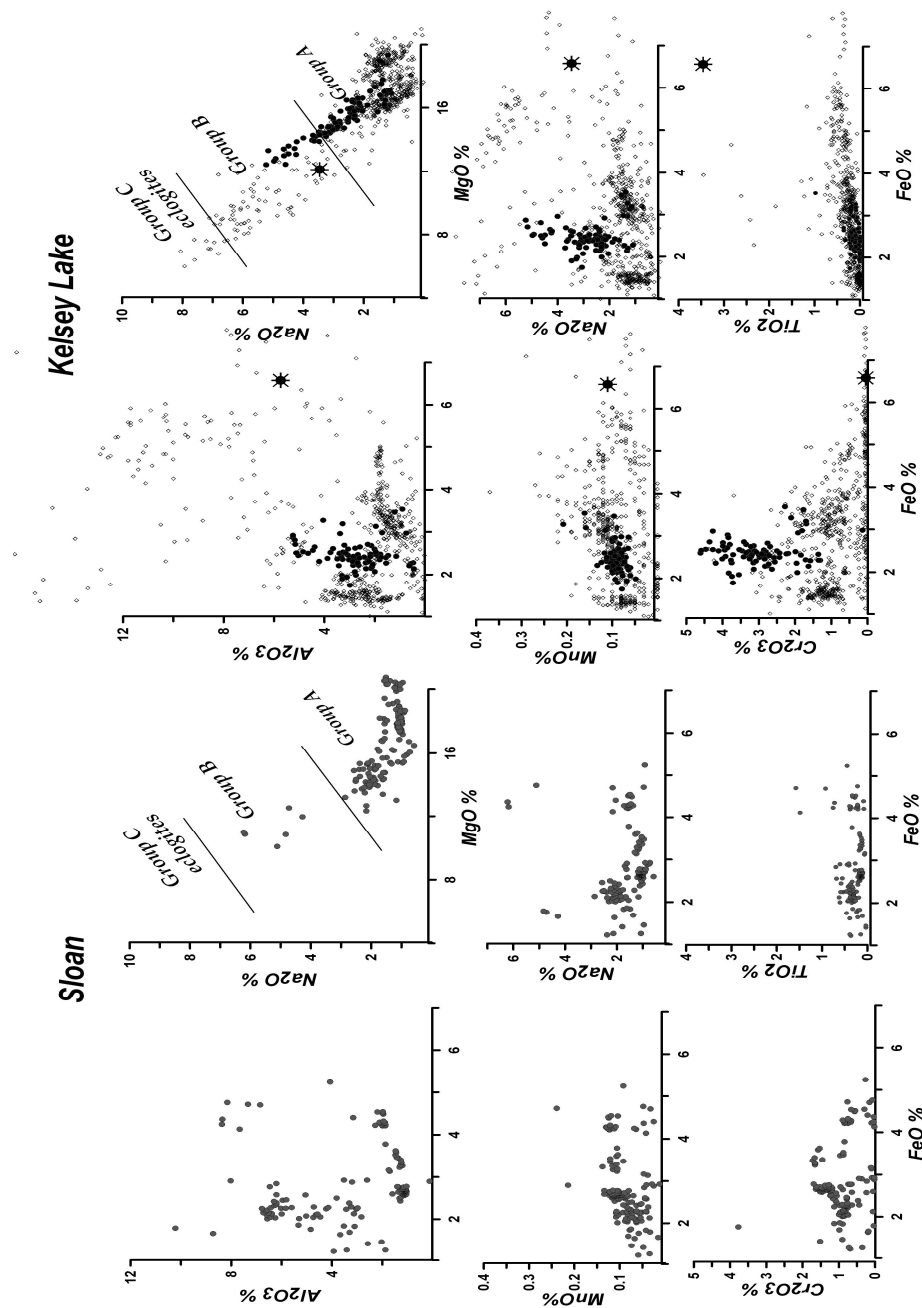


Рис.3. Вариации состава клинопироксенов кимберлитовой трубки Слоун (а) и трубки К1-1 (б).

Ильменит от трубки Слоун (рис. 5а) ограничен по TiO_2 от 56 до 44 % и обнаруживает две ветви: одну с высоким Cr, другая - бесхромитовая. Ильменит из первой демонстрирует уменьшение Al_2O_3 совместно с FeO ,

Таблица 1

Содержание основных микроэлементов в глубинных вкрапленниках из кимберлитовой трубки Слоун.

	SL4	SL9	SL8	SL7	SL10	SL11	SL12	SL13	SL14	SL15	SL16	SL17	SL18	SL19	SL20	SL21	SL21a	SL29	SL30
	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	CPx	CPx	CPx	CPx	CPx	CPx	CPx	Gar	Opх	Opх
SiO ₂	40.843	40.495	41.232	41.579	41.715	41.292	41.957	41.579	41.771	55.455	55.555	54.663	55.214	55.454	55.39	55.346	41.083	55.502	55.546
TiO ₂	0.372	0.127	0.027	0.627	0.153	0.725	0.153	0.627	0.843	0.145	0.114	0.336	0.166	0.134	0.165	0.127	0.103	0.044	0.084
Al ₂ O ₃	16.477	17.796	18.9	16.727	19.107	15.272	19.071	16.727	19.909	1.202	1.245	3.814	1.137	1.475	1.249	1.144	22.692	4.406	4.202
Cr ₂ O ₃	8.753	7.075	6.219	7.556	5.894	9.384	5.924	7.556	2.314	1.658	1.72	1.236	1.261	0.876	1.209	1.377	0.052	0.307	0.406
FeO	6.709	8.122	7.425	7.09	7.945	6.882	8.066	7.09	8.927	3.267	3.338	2.499	2.659	3.528	2.521	2.746	15.865	6.674	6.187
MnO	0.369	0.5	0.422	0.305	0.443	0.261	0.453	0.305	0.315	0.115	0.138	0.073	0.123	0.121	0.111	0.122	0.412	0.143	0.154
MgO	19.37	18.534	18.495	19.534	19.576	19.428	19.135	19.534	20.291	19.989	20.311	14.97	18.314	20.285	17.752	18.517	16.761	33.071	34.87
CaO	6.101	6.029	6.613	6.413	5.422	6.655	5.715	6.413	5	16.938	16.723	20.552	20.504	17.436	21.196	19.495	3.662	0.474	0.343
Na ₂ O	0.035	0.022	0.022	0.054	0.062	0.039	0.008	0.054	0.082	1.149	1.115	2.263	1.035	1.044	1.068	1.106	0.062	0.048	0.054
K ₂ O	0	0.002	0.003	0.003	0	0	0.007	0.003	0	0.049	0.047	0.014	0.064	0.042	0.047	0.049	0	0.012	0.006
	99.029	98.7	99.357	99.888	100.37	99.938	100.49	99.888	99.452	99.967	100.31	100.42	100.48	100.4	100.71	100.03	100.692	100.68	101.85
Ba	0.77	0.46	0.64	5.24	0.34	0.33	0.27	0.23	0.22	0.32	0.33	0.39	0.30	14.76	0.46	0.26	1.49	0.14	0.11
La	0.01	0.02	0.13	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.46	0.49	0.75	0.78	0.54	0.50	0.52	0.06	0.00	0.00
Ce	0.04	0.20	0.48	0.11	0.20	0.20	0.08	0.22	0.01	1.42	1.48	0.69	2.53	1.51	1.50	1.62	0.08	0.01	0.00
Pr	0.03	0.07	0.03	0.04	0.06	0.06	0.02	0.06	0.01	0.23	0.23	0.11	0.42	0.25	0.25	0.27	0.02	0.00	0.00
Nd	0.50	0.83	0.02	0.38	0.70	0.58	0.27	0.50	0.08	1.02	1.11	0.74	2.03	1.12	1.16	1.30	0.26	0.02	0.01
Sm	0.74	0.58	0.00	0.33	0.57	0.47	0.20	0.30	0.10	0.19	0.22	0.34	0.52	0.22	0.23	0.26	0.25	0.00	0.01
Eu	0.42	0.21	0.01	0.16	0.24	0.22	0.10	0.14	0.05	0.05	0.07	0.14	0.15	0.05	0.06	0.06	0.10	0.00	0.00
Gd	1.90	0.65	0.02	0.64	0.73	0.90	0.28	0.47	0.29	0.15	0.22	0.42	0.42	0.15	0.16	0.15	0.53	0.01	0.01
Tb	0.43	0.12	0.00	0.14	0.09	0.18	0.05	0.09	0.08	0.01	0.02	0.05	0.05	0.01	0.02	0.02	0.11	0.00	0.00
Dy	3.93	1.08	0.01	1.17	0.56	1.45	0.38	0.66	0.73	0.06	0.09	0.25	0.27	0.06	0.06	0.08	0.96	0.01	0.04
Ho	1.02	0.27	0.00	0.26	0.10	0.32	0.08	0.14	0.20	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.23	0.00	0.01
Er	3.62	0.92	0.03	0.82	0.28	1.03	0.23	0.39	0.70	0.02	0.03	0.07	0.10	0.02	0.02	0.02	0.75	0.00	0.04
Tm	0.58	0.12	0.01	0.12	0.03	0.16	0.03	0.05	0.11	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01
Yb	4.60	0.82	0.08	0.81	0.28	1.10	0.25	0.39	0.80	0.01	0.02	0.03	0.06	0.01	0.02	0.01	0.76	0.00	0.07
Lu	0.75	0.10	0.02	0.13	0.05	0.17	0.04	0.06	0.13	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.02
Hf	0.01	0.11	0.00	0.70	0.30	0.75	0.09	0.42	0.08	0.07	0.04	0.20	0.18	0.06	0.07	0.07	0.10	0.01	0.01
Ta	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Pb	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.11	0.07	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06	0.02	0.01	0.01
Th	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
U	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sc	14.9	33.8	45.2	23.8	43.3	31.5	14.2	27.3	17.3	4.5	3.6	8.2	3.9	4.7	4.7	5.4	19.0	1.1	5.0
V	17.5	56.5	51.2	62.0	45.0	58.8	31.8	73.8	21.6	34.8	23.1	52.3	15.0	23.0	21.1	26.3	24.8	10.2	10.6
Co	15.48	11.16	9.74	10.27	10.99	13.88	6.93	8.84	7.68	5.77	7.79	4.42	9.06	5.89	6.37	5.73	3.91	12.41	10.86
Cu	0.16	0.17	0.14	0.36	0.10	0.46	0.77	0.25	0.07	0.50	0.59	0.17	1.11	0.43	0.50	0.33	0.19	0.55	0.36
Ni	6.91	11.22	10.52	13.83	10.25	20.59	8.84	17.0	7.1	54.3	90.7	50.1	98.1	52.0	63.7	44.8	39.5	154.0	91.9
Rb	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.17	0.03	0.01	0.05	0.07	0.01
Sr	0.25	0.43	0.81	0.36	0.29	0.40	0.27	0.33	0.16	35.0	33.9	12.3	36.1	38.7	38.1	40.17	1.91	0.27	0.12
Y	26.45	7.48	0.10	6.24	2.56	8.16	2.02	3.20	5.16	0.18	0.31	0.85	1.04	0.19	0.19	0.20	5.77	0.02	0.26
Zr	0.86	6.41	0.04	24.32	13.65	27.09	5.27	13.90	2.59	0.80	0.59	3.22	2.54	0.82	0.81	0.99	1.52	0.10	0.14
Nb	0.00	0.05	0.06	0.08	0.10	0.11	0.02	0.21	0.02	0.06	0.05	0.08	0.05	0.15	0.09	0.08	0.05	0.13	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Продолжение таблицы 1

	SL1	SL2	SL2a	SL3		SL22	SL23	SL24	SL25	SL26	SL27	SL28
	Gar	Gar	Cpx	Gar		Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Chr	Ilm	Ilm
SiO ₂	42.423	40.533	51.995	54.784								
TiO ₂	0.06	0.033	0.678	0.218	TiO ₂	55.344	51.243	49.789	53.478	50.709	52.417	52.396
Al ₂ O ₃	23.281	22.098	5.858	8.156	Al ₂ O ₃	0.137	0.148	0.209	0.422	0.216	0.411	0.462
Cr ₂ O ₃	0.069	0.131	0.122	0.075	Cr ₂ O ₃	1.143	2.52	0.822	1.043	0.361	0.732	0.96
FeO	10.045	19.851	5.6	4.758	FeO	1.458	32.748	38.651	31.743	35.581	34.065	33.339
MnO	0.19	0.402	0.05	0.048	MnO	2.657	0.225	0.321	0.285	0.314	0.292	0.299
MgO	20.021	13.39	12.807	10.076	MgO	0.109	11.225	9.358	11.938	8.705	10.705	11.329
CaO	4.037	5.475	19.893	15.978	V ₂ O ₃	18.899	0.127	0.095	0.093	0.043	0.098	0.108
Na ₂ O	0.042	0	2.57	5.115	NiO	19.781	0.352	0.332	0.265	0.351	0.257	0.298
K ₂ O		0	0			1.075						
	100.17	101.91	99.573	99.208		100.6	98.588	99.577	99.267	96.28	98.977	99.191
Ba	1533	2792	304	1.51	Ba	0.241	3.921	0.101	0.098	0.121	0.137	0.138
La	6.91	9.47	5.01	0.82	La	0.492	0.012	0.002	0.002	0.041	0.002	0.008
Ce	7.17	9.31	3.58	3.85	Ce	1.438	0.011	0.002	0.003	0.059	0.006	0.006
Pr	0.65	0.94	0.35	0.83	Pr	0.239	0.002	0.001	0.001	0.005	0.002	0.002
Nd	2.31	3.09	1.29	5.10	Nd	1.049	0.046	0.028	0.037	0.014	0.031	0.054
Sm	0.37	0.50	0.39	1.27	Sm	0.226	0.006	0.007	0.002	0.006	0.011	0.012
Eu	0.16	0.35	0.20	0.36	Eu	0.046	0.001	0.002	0.002	0.005	0.006	0.005
Gd	2.22	9.25	1.12	0.81	Gd	0.146	0.005	0.008	0.006	0.006	0.008	0.005
Tb	0.06	0.08	0.21	0.09	Tb	0.013	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Dy	0.38	0.54	2.08	0.38	Dy	0.056	0.004	0.005	0.005	0.002	0.005	0.006
Ho	0.08	0.14	0.55	0.05	Ho	0.009	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Er	0.20	0.37	1.83	0.12	Er	0.017	0.004	0.003	0.002	0.021	0.003	0.005
Tm	0.03	0.06	0.26	0.01	Tm	0.002	0.001	0.000	0.001	0.010	0.001	0.001
Yb	0.25	0.37	1.86	0.06	Yb	0.008	0.007	0.005	0.004	0.003	0.008	0.009
Lu	0.05	0.05	0.29	0.01	Lu	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Hf	0.61	0.48	0.60	0.34	Hf	0.049	4.068	7.289	3.086	0.026	4.566	6.068
Ta	0.03	0.05	0.03	0.00	Ta	0.004	41.352	94.552	45.347	0.083	41.173	66.412
Pb	0.58	4.57	3.27	0.08	Pb	0.079	0.084	0.025	0.024	0.010	0.027	0.016
Th	0.08	0.07	0.03	0.01	Th	0.009	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001
U	3.61	1.20	1.08	0.01	U	0.002	0.006	0.009	0.004	0.012	0.008	0.008
Sc	12.1	7.4	11.3	9.8	Sc	4.52	5.47	7.53	4.77	0.32	5.58	7.16
V	42.2	28.0	90.8	82.2	V	18.54	141.27	131.31	135.50	100.32	177.16	194.24
Co	8.99	6.18	8.61	6.90	Co	6.07	33.92	29.68	29.69	42.57	41.41	46.33
Cu	3.30	3.03	37.0	0.51	Cu	0.53	6.78	5.92	7.69	3.52	9.16	10.28
Ni	72.1	51.4	102.2	22.63	Ni	58.63	142.70	67.24	88.28	156.58	195.61	134.11
Rb	117.6	64.1	70.0	0.16	Rb	0.01	0.16	0.00	0.00	0.08	0.01	0.01
Sr	440.4	334.6	50.2	53.47	Sr	35.04	0.39	0.18	0.17	0.14	0.26	0.30
Y	1.9	4.0	13.6	1.28	Y	0.18	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04
Zr	43.7	31.2	46.6	7.80	Zr	0.76	95.24	174.30	70.83	0.63	99.41	138.20
Nb	4.3	6.7	2.40	0.00	Nb	0.07	282.84	674.60	304.53	0.63	282.82	453.55
Cs	1.57	0.65	1.52	0.00	Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

плоский тренд для NiO относительно оси TiO₂ совместно с увеличением в Ст. Эти типы ильменита, вероятно, происходят из метасоматических ассоциаций, которые возникли в результате взаимодействия протокимберлитовых расплавов с перидотитами [2]. Данный тренд подразделяется на 3-4 отрезка с почти равными содержаниями FeO и увеличением Cr₂O₃. NiO демонстрирует 2 ветви уменьшения с увеличением Fe, V₂O₃ немного увеличивается в этом направлении, существуют отдельные ветви быстрого снижения Mn, которые отрицательно коррелируются с Fe в этом тренде.

Тренд изменчивости ильменита KL-1 (Рис. 5б) более протяженный (36-60% TiO₂), чем обнаруженные для ильменитов из трубки Слоун. Эти ильмениты обнаруживают высокую изменчивость, так как внутри зерен присутствуют обильные, тонкие, вплоть до субмикронных, эксклюзионные

выделения рутила [1, 45], благодаря которым ильмениты не постоянны по составу даже в пределах зерна. Однако, общие тенденции изменчивости подобны вариациям, установленным для ильменитов трубки Слоун. Они очень обогащены в Cr, особенно в краевых высоко- и низко-титанистых частях тренда, многие из них демонстрируют высокое обогащение в MnO, иногда до 8 %. Ильмениты из трубки Чикен Парк не очень богаты магнием (8-10 %) и TiO₂. Они немного обогащены Al₂O₃ и имеют относительно низкое содержание Ni, и обнаруживая высокую изменчивость V₂O₅.

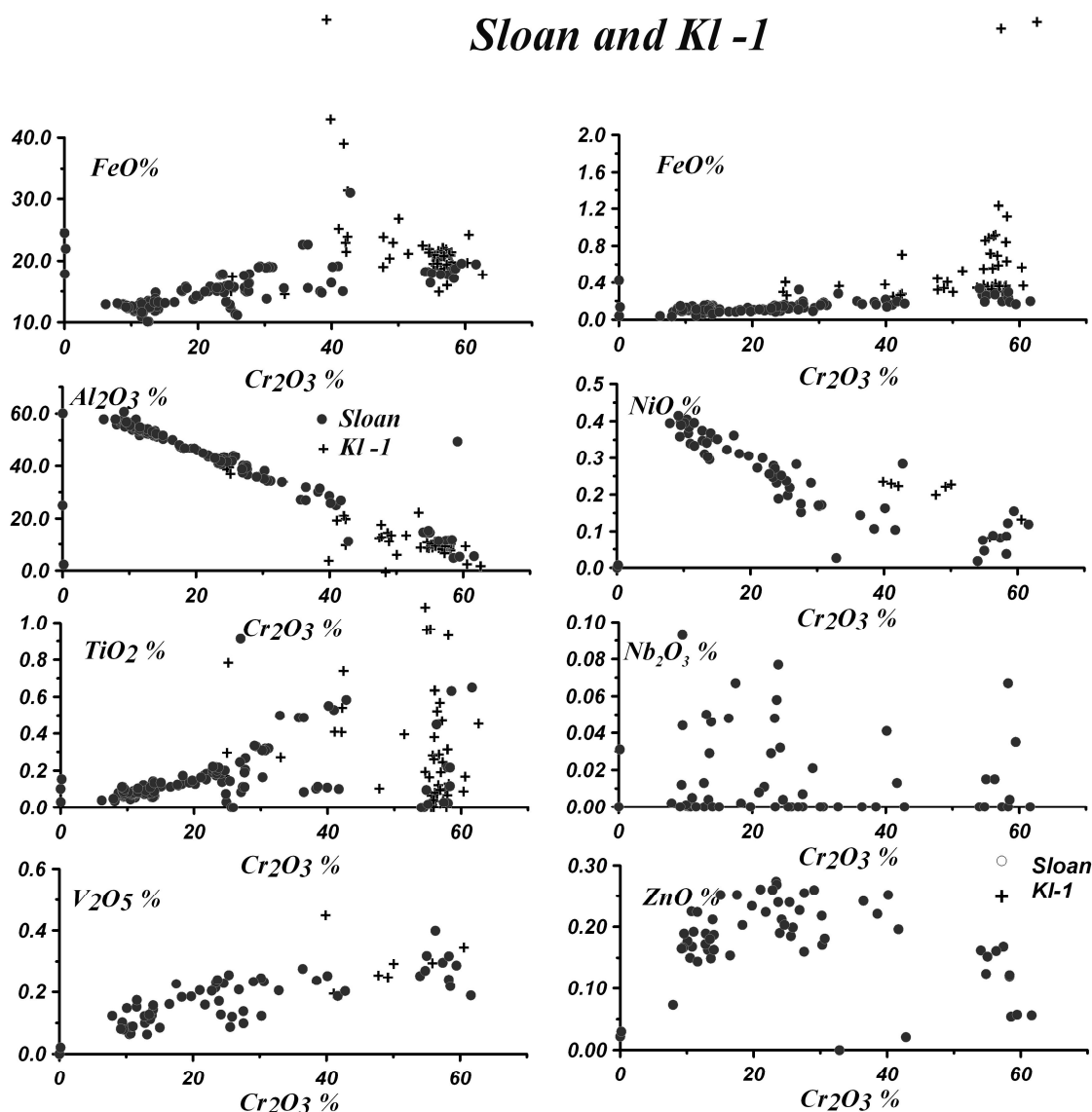


Рис.4. Вариации состава хромитов из кимберлитовой трубки Слоун (а) и трубки Kl-1 (б).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Используя наши новые анализы, были реконструированы СКЛМ разрезы под трубками Слоун и Келсу Лэйк (рис. 6) и кимберлитами Чикен Парк с помощью комплекса термобарометров [2]. Были построены дополнительные диаграммы, использующие опубликованные анализы для мегакристаллов из кимберлитов Айрон Маунтин (Вайоминг), и Вильямс и Хоумстид (Монтана) [16-17, 23-24] (Рис. 8). СКЛМ под Слоун показывает резкое разделение на две больших части, разделенные высокотемпературным горизонтом, которые маркируются РТ определениями для железистых Орх и некоторых эклогитовых пироксенов (омфацитам с содержанием Na_2O до 6%). Составы Al – авгитов, Ga-Crx кумулатов и многочисленных Al – Cr диопсидов в интервале 40-10 кбар практически не отличаются от тех, которые найдены в ультраосновных диатремах [49], в молодых базальтах и щелочных минеттах [55]. Но лавсонитовые эклогиты богатые Na характерны для низкотемпературных градиентов субдукции [55]. Они также отличаются от алмазоносных эклогитов [44.46] и включений омфацитов в алмазе из трубки Слоун [47], которые богаты TiO_2 и ложатся на высокотемпературную часть конвективной ветви. Подобные высокотемпературные условия были определены для богатых Mg Cr- ильменитов и некоторых Cr- диопсидов, которые типичны для деформированных перидотитов [36.50].

РТ условия, определенные для обогащенных TiO_2 высокохромистых гранатов лерцолитового тренда (G11) отвечают высокотемпературной ветви основания СКЛМ. Обычные зернистые перидотиты и метасоматиты, а также Cr-ильмениты отражают геотермические условия $\sim 37\text{mw/m}^2$. В нижней части мантийной колонны две ветви разогрева для Cr-диопсидов, которые близки по составу к пироксенам из деформированных перидотитов и для Ti-обогащенных гранатов, маркируют условия основания мантийной колонны на уровне 75 кбар. Наиболее глубинные Cr-шпинели, содержащие до 60 % Cr_2O_3 , демонстрируют рост Ti совместно с оцененными давлениями. Обогащение в NiO для перидотитов с Cr-пикотитами в верхней части мантийной колонны увеличивается при уменьшении давления. РТ условия, определенные для низко-хромистых диопсидов и ильменитов в основании СКЛМ формируют рассеянную субадиабатную ветвь, и, вероятно, отражают условия фракционирования протокимберлитов в магмапроводниках и подводных каналах [2]. В нижней части они совпадают с РТ условиями для низко-хромистых пироксенов, а в верхней части с определениями для обогащенных Fe- Орх и некоторых “горячих” эклогитов. РТ оценки для ильменитов показывают условия, близкие к метасоматическим перидотитовым минералам, вероятно, из жил – дериватов главной магматической системы. Совместные тренды обогащения Fe# при уменьшении глубины для ильменитов и - низко-хромистых клинопироксенов могут отвечать совместной кристаллизации этих минералов, что доказано их сростками [16].

Три главных ветви для Сг-диопсидов и ильменитов очевидны на диаграмме $P\text{-Fe\#O}_1$ в основании СКЛМ. Ветвь с 17%Fe# отражает развитие протокимберлитовых расплавов, которые сформировали Сг-диопсиды с химическими характеристиками, близкими для деформированных перидотитов. Ветвь метасоматитов имеет относительно постоянное Fe#=12%, тогда как типичные мантийные перидотиты и некоторые ильмениты отвечают ветви Fe# около 8-10%.Т

Верхние уровни мантийной колонки > 30 кбар обнаруживают 3 ветви геотерм и трендов железистости. Во-первых, нагрев маркируется железистыми и Ti - содержащими Орх и Срх, далее низкотитанистыми гранатами и Срх, и последними будет Sp самые низкотемпературные, Срх и Gar. Вариации от 9 до 11% Fe# для этих фаз, возможно, отражают неравновесность минералов в ассоциациях. Высокотемпературные условия и широкие вариации температурных условий для малоглубинной части мантийной колонны от 1000 к 600°C является общим правилом для шпинелевых перидотитов под кратонами и молодыми платформами во всем мире, включая плато Колорадо [13].

Мантийная геотерма на РТ диаграмме для под трубкой KL-1 (рис. 6б) имеет выступы в сторону низко температурных условий < 35 mW/m². Относительно высокотемпературные ветви для гранат, богатых Сг- пиропов в основании СКЛМ отражают высоко-Са пироксенитовые тенденции. Совместные тренды ильменитов и Сг -диопсидов (Fe#~15-17%; 11-14%; 9-10%), отвечающие регенерации под действием протокимберлитов, реконструируются в интервале 65 до 30 кбар. Разделение на относительно низкотемпературные и перегретые условия для перидотитов отмечается на уровне шпинель – гранатовой фации, тренд железистости относительно давления для хромитов KL-1 расщеплен Fe#~10%; 12% на уровне (55-40) кбар. Субадиабатический наклон геотерм обнаружен для ТР трендов некоторых ильменитов в средней и верхней частях литосферной части мантии. Большинство ильменита из трубки KL-1 формируют поликристаллические агрегаты и сростки и, вероятно, отражают условия кристаллизации в контактовых зонах камер или жил. Несколько совместных трендов кристаллизации и обогащения Fe# для KL-1 при уменьшении глубины кристаллизации этих ильменитов и клинопироксенов, вероятно, отражают условия жильного фракционирования. Гранаты в этих обеих трубках демонстрируют обогащение в Са с глубиной.

Интересные примеры для двух других больших трубок из района Стэйт Лайн (рис. 7) дают некоторое представление об эволюции мантии. Трубка Чикен Парк, вероятно, является одной из самых древних в кратоне Вайоминга [21]. СКЛМ, полученный по ограниченным анализам обнару-

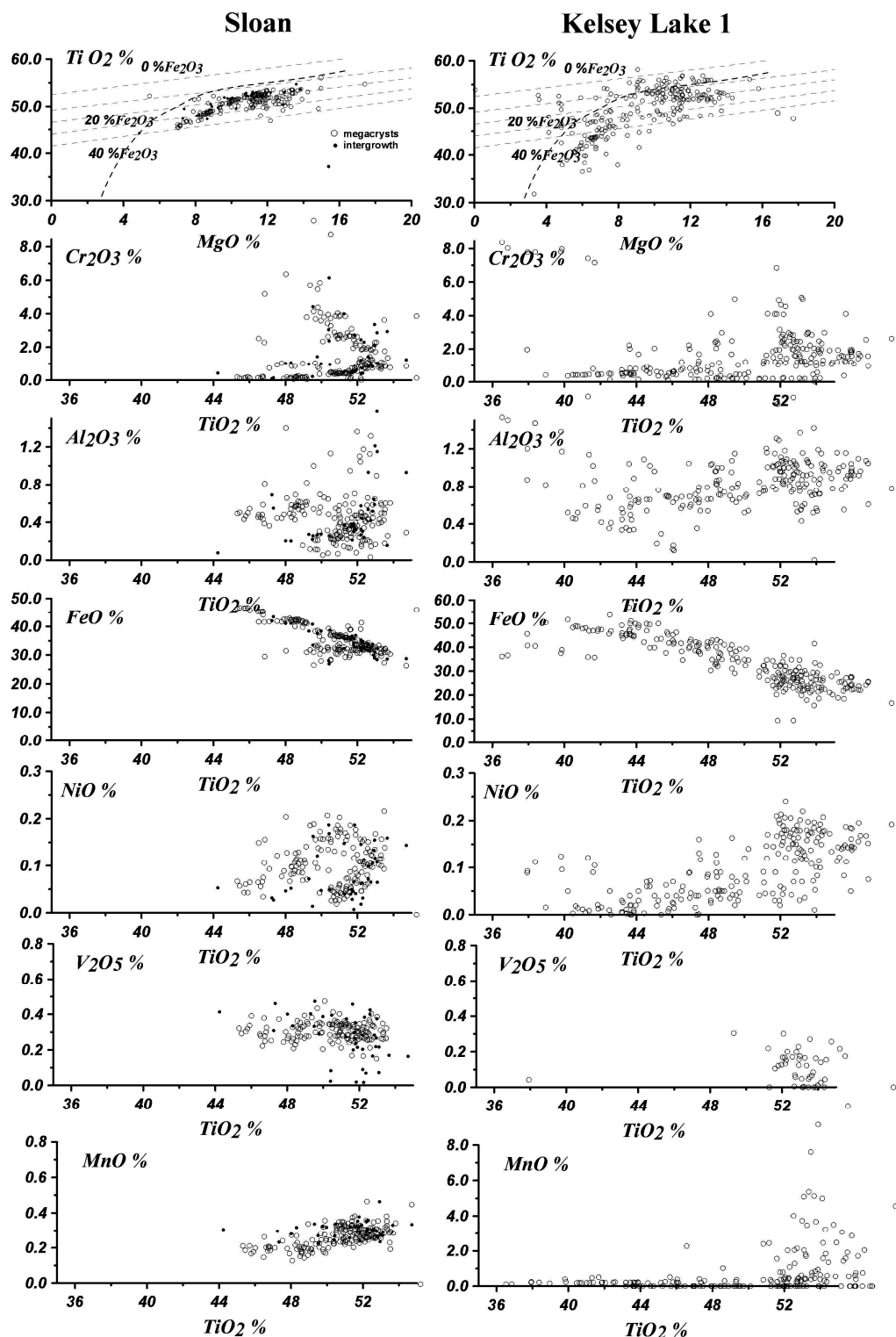


Рис.5. Вариации состава ильменитов из кимберлитовой трубки Слоун (а) и трубки КЛ-1 (б).

живает разделение в 2 части на уровне 40 кбар, где тренд для 1 (гранаты) обнаруживает излом. Основание литосферы, судя по РТ условиям для 2 Орх,

нагрето до 1500°C. Обогащение Fe# ограничено до 50 кбар и незаметно выше по разрезу.

СКЛМ под Айрон Маунтин (Вайоминг) разделена на уровне 40 кбар. Гранаты в верхнем разделе демонстрируют увеличение FeO при равном количестве CaO, однако в нижней части заметен разброс по CaO и увеличению в Fe в интервале давления 50-70 кбар. Высокотемпературная конвективная ветвь хорошо выражена и маркируется определениями для гранатов и ильменитов, все Сrx, которые были проанализированы, имеют промежуточное звено Fe# между значениями для граната и ильменита. Последние обнаруживают тренд непрерывного роста Fe# и при уменьшении давления, которое типично для некоторых трубок Сибири, например Мир [2].

Трубки в северной части кратона отвечают палеоценовому времени (48 Ma) (Вильямс) и Хоумстид и демонстрируют значительное уменьшение мощности СКЛМ кратона под Монтаной. Разрез мантии под трубкой Вильямс обнаруживает высокий разогрев мантии, но она все еще содержит свой литосферный киль на глубине около 60 кбар судя по вычисленным давлениями для граната и ильменита, что доказано также расчетами для Сrx [24], но большинство ксенолитов были вынесены из нагретой верхней части разреза мантии. Кимберлитовая трубка Хоумстид [23] из северной части района обнаруживает близкую конфигурацию геотермы 45 мВт/м² в интервале от 40 до 20 кбар, но выносит материал, главным образом, из верхней части мантии выше перехода графит-алмаз. Ксенолиты демонстрируют неравновесность между гранатами и пироксенами, Сrx были сформированы в результате фертилизации и, поэтому, более железисты и высокотемпературны, чем Орх и гранаты.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Спектры редких элементов, определенные для минералов от трубки Слоун, обнаруживают довольно близкую конфигурацию для перидотитовых гранатов и клинопироксенов. Гранаты имеют, главным образом, обычные округлые распределения, соответствуя равновесию частичными расплавами, возникшими при 1-2 % частичного плавления перидотитов. Небольшие горбики (обогащение) от Nd к Gd для некоторых зерен могут быть пироксенитовым признаком их происхождения. Такие зерна имеют небольшое обогащение U, Ba, Nb и Ta и очень малые флуктуации Zr, Hf, и не имеют никаких аномалий Pb. Лишь у одного более истощенного образца концентрация таких компонентов ниже.

Большинство графиков TRE для Сrx имеют существенный наклон $50 < \text{Gd/Yb} < 80$ и соответствует модульному содержанию граната около 10-15%

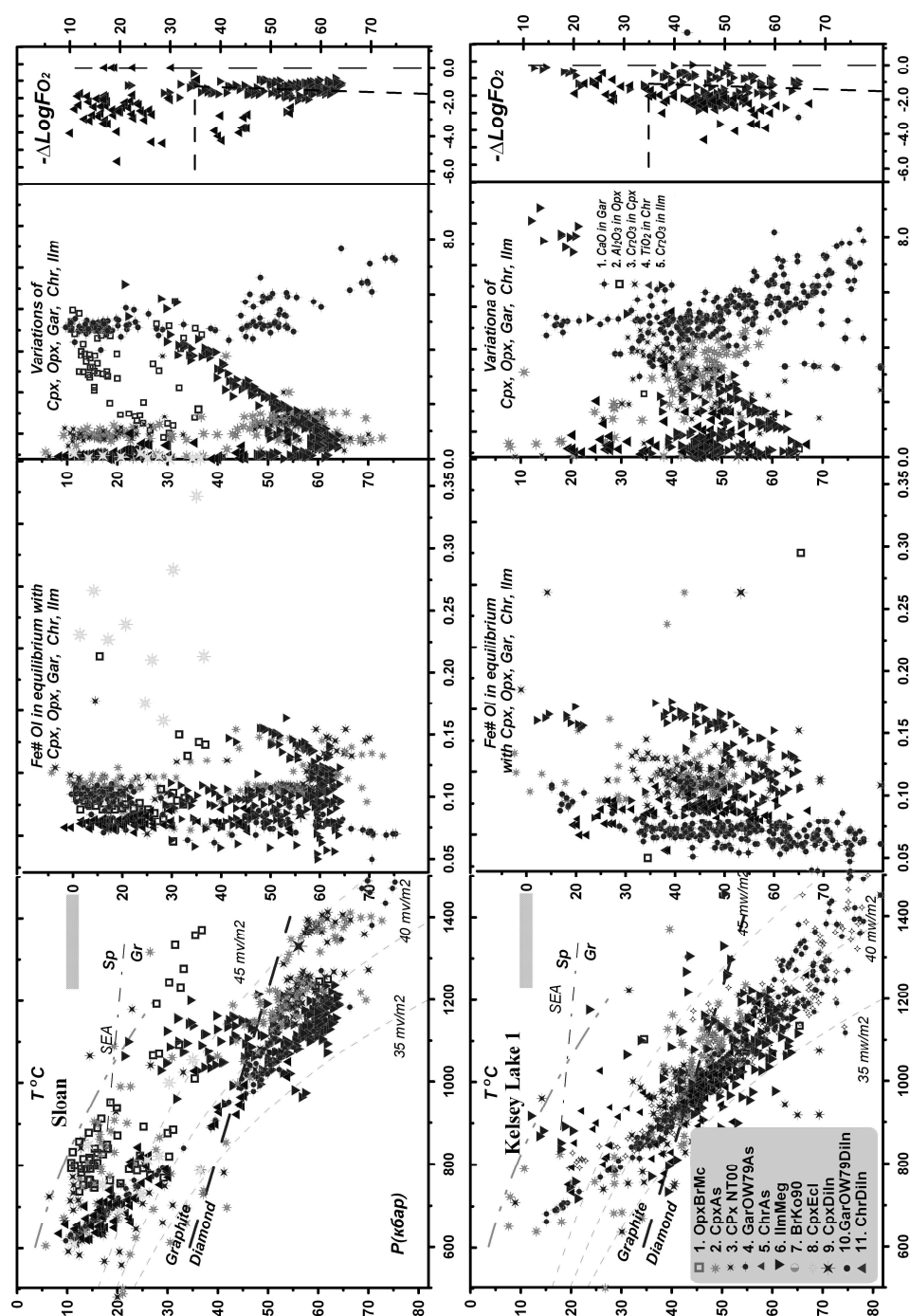


Рис.6. РТХFO2 условия для мантийных разрезов из кимберлитовой трубкой Слоун (а) и трубки К1-1 (б).

Условные обозначения: 1. Оpx $T^{\circ}\text{C}$ [2]- $P(\text{kbar})$ [31]; 2. Cpx: $T^{\circ}\text{C}$ [33]- $P(\text{kbar})$ [2]; 3. $T^{\circ}\text{C}$ P [33]; 12. Garnet [36]- $P(\text{kbar})$ [2]; 5. Chromite $T^{\circ}\text{C}$ [37]- $P(\text{kbar})$ [2]; 6. Ilmenite [54] - $P(\text{kbar})$ [2]; 7. $T^{\circ}\text{C}$ $P(\text{kbar})$ [31]; 8. $T^{\circ}\text{C}$ [33]- $P(\text{kbar})$ [2] Cpx [2] для эклогитов; 9. То же для включений в алмазы; 10. Gar [36]- $P(\text{kbar})$ [2] для включений в алмазы; 11. Chr $T^{\circ}\text{C}$ [37] - $P(\text{kbar})$ [2] для включений в алмазы.

судя по изменчивости HREE. Спайдердиаграммы имеют гладкие распределения и небольшое обеднение в левой части, но без пиков.

Небольшие минимумы Zr типичны для всех. Обогащение Ba должно быть результатом присутствия флюидных включений - испарение флюида с Ba было заметно при абляции лазером зерна. Редкие элементы для ильменитов также очень конформны и имеют высокие пики в Ta-Nb, в Hf-Zr и выраженные для Pb. Но некоторые ильмениты имеют более высокие содержания Rb и Ba, вероятно, из-за метасоматоза. Одно ульвошпинель имеет наклонное распределение REE и умеренное обогащение в HFSE.

Минералы эклогитов демонстрируют разное поведение редких элементов. Один из эклогитов показывает обычные округленные спектры граната и клинопироксена без аномалий Eu. Другой, с высоким количеством модального Crx, демонстрирует ложкообразное распределение REE и умеренное обогащение HFSE. Два клинопироксена имеют распределения типичные для плагиоклаза, вероятно, в результате инверсии без значительного перераспределения и влияния граната. Спайдердиаграммы для большинства из них имеют пики Ba, U, Sr, Pb, которые типичны для субдукционных расплавов, но они не имеют никаких отрицательных аномалий HFSE, свойственных субдукционным эклогитам.

Минералы из трубки Слоун отличаются по геохимическим характеристикам. Гранаты с высоким содержанием Cr демонстрируют увеличение LREE и прогрессивную синусоидальность (S-тип) с ростом давления и хромистости. Пики U выше для гранатов с обычными округлыми распределениями REE. Графики REE для клинопироксенов обнаруживают вращение по Gd (изменения La/Yb), что предполагает разное содержание граната в плавящихся/кристаллизующихся ассоциациях. Истощение Zr-Hf сопровождается ростом U. Минимумы Ta-Nb были установлены для 2 зерен. Расход в HFSE совпадает с ростом пиков U. Crx с уровнем обогащения REE на два порядка выше хондритового и обогащением Th, вероятно, образовался из карбонатитового расплава. Графики для Crx из лерцолитов Sr с плоским распределением LREE обнаруживают обогащение HREE, обеднение HFSE, U, Ba, пиками маркирующие субдукционные процессы Шпинели имеют очень низкие концентрации REE, с более высокими содержаниями LREE и пиками HFSE. Ильмениты из этой трубки очень обогащены редкими элементами и, особенно, LREE. Наклон графиков REE (La/Yb)_n выше для менее обогащенных зерен. Разброс HREE может объясняться растворением гранатов, так как концентрация других компонентов, особенно Ta-Nb Zr-Hf, очень высокая.

ДИСКУССИЯ

Две кимберлитовые трубки из района Стейт Лайн кратона Вайоминга имеют различные минералогические и геохимические характеристики

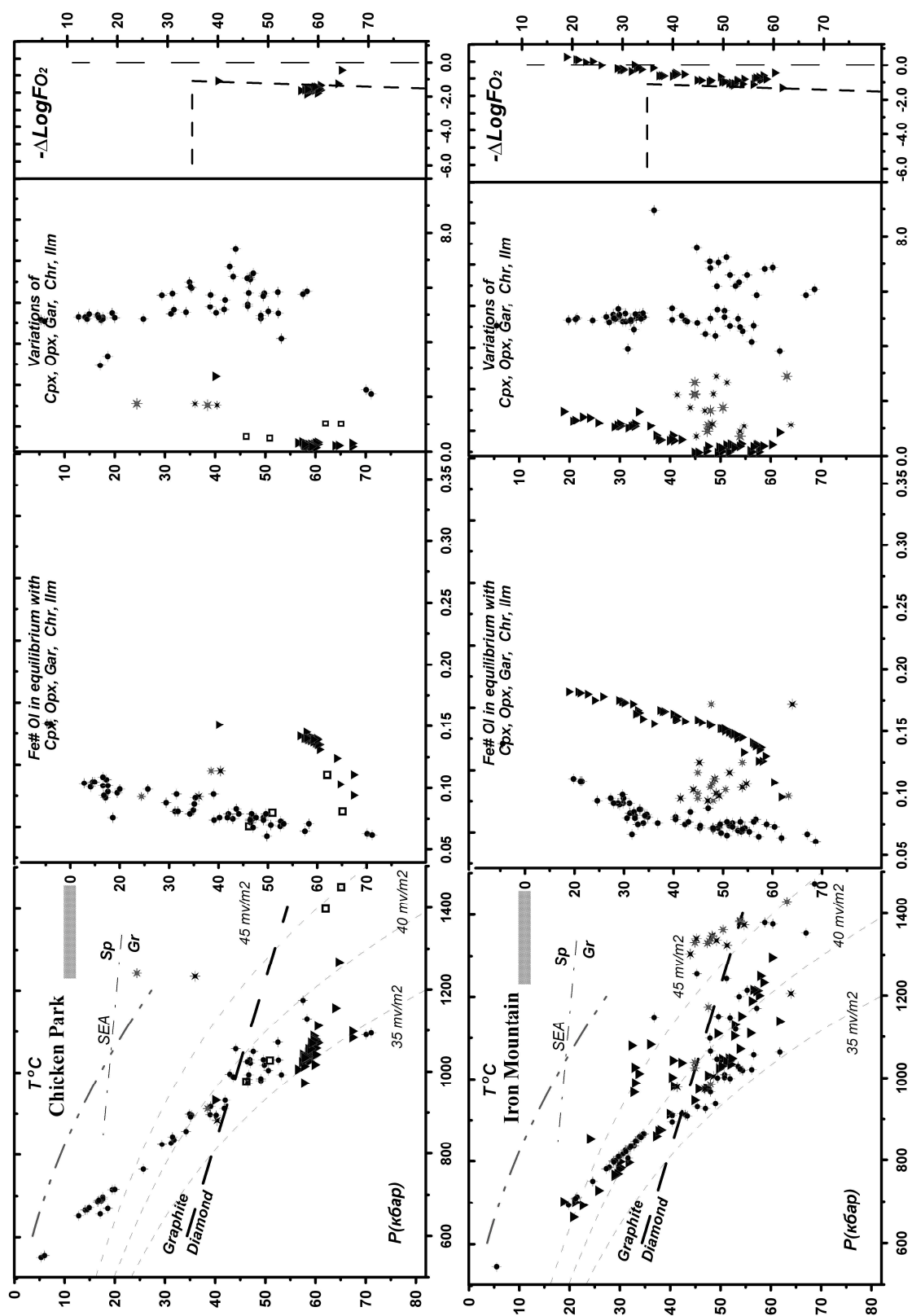


Рис.7. PTXFO2 диаграмма для трубки Чикен Парк (а) и средне палеозойской трубки Айрон Маунтин (б).

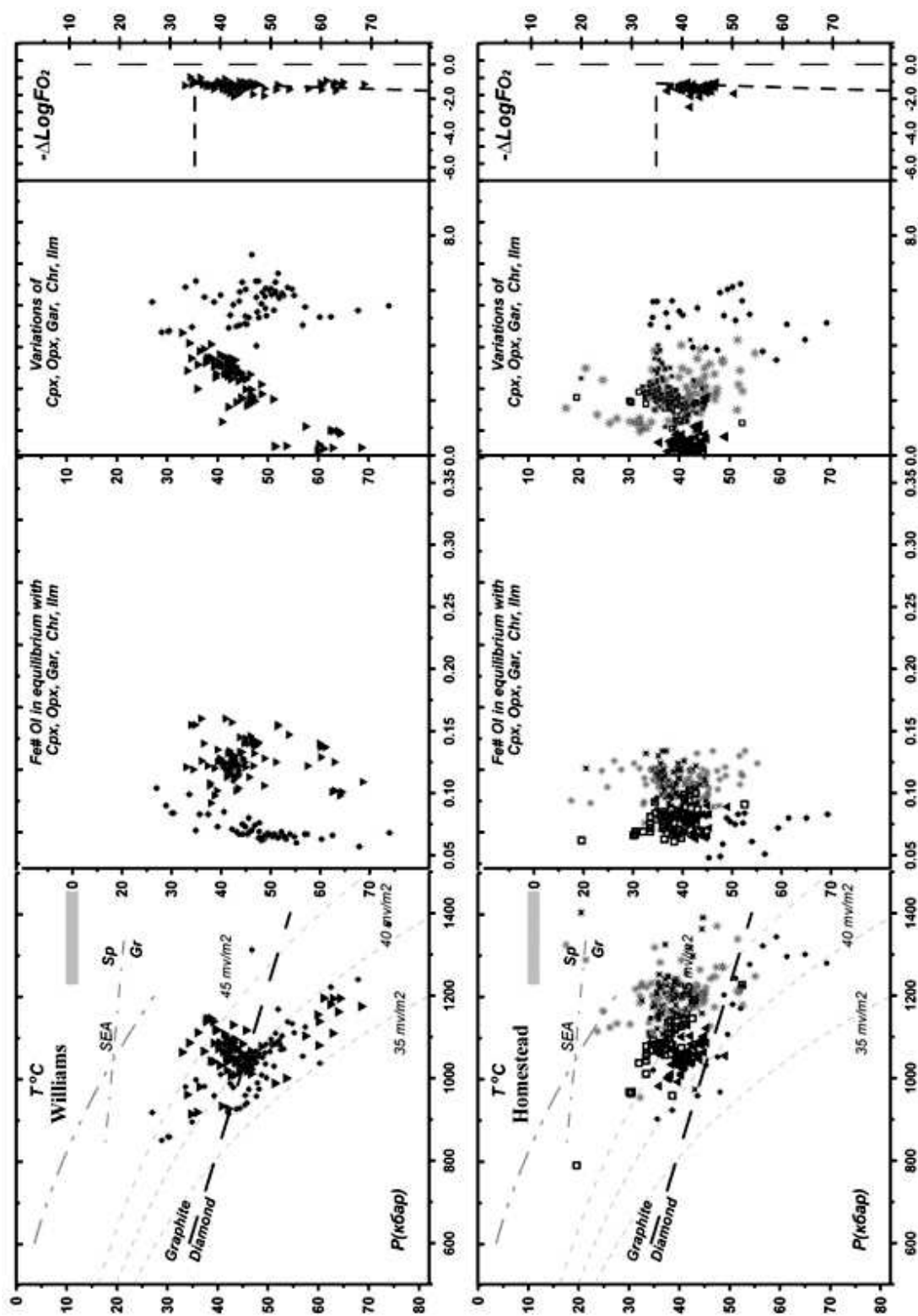


Рис.8. РТХFO₂ диаграмма для эоценовых трубок Вильямс (а) и Хоместид (б).

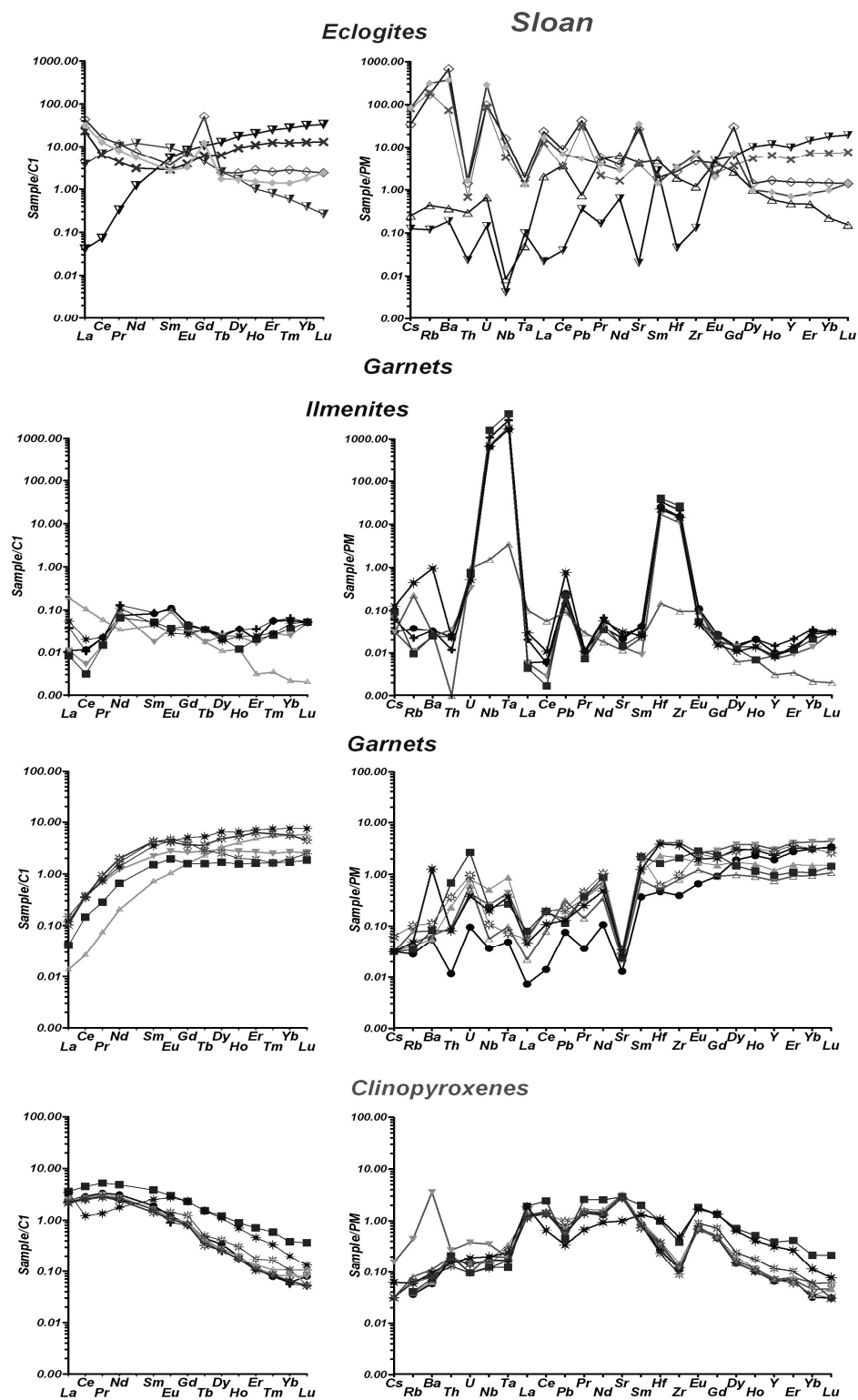


Рис. 9. TRE спектры для минералов из глубинных включений трубок Слоун.

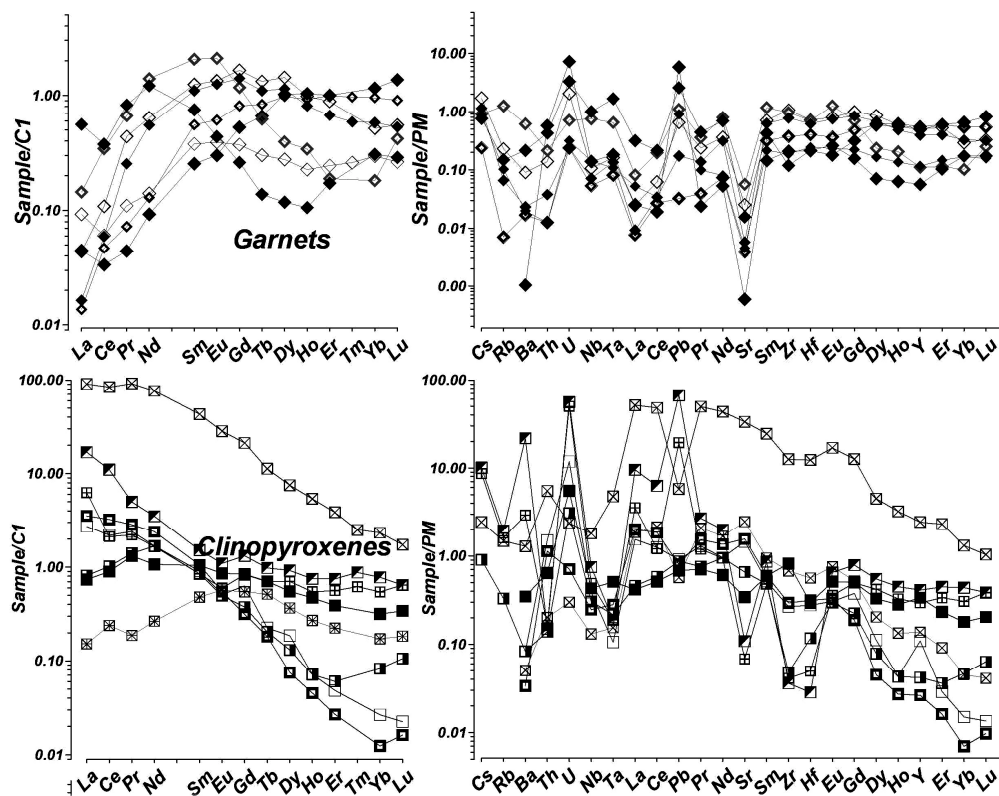


Рис. 10а. TRE спектры для глубинных минералов из трубки KI-1 (6).

ксенокристаллов, захваченных в верхней мантии. СКЛМ под трубкой Слоун имеет определенное разделение до 3 блока с разной структурой С. Сгущения РТ определений для минералов соответствует этим разделениям. Можно предположить вообще схему развития структуры мантии. Разделение на 40 кбар на верхнюю и нижнюю части разреза типично для всех мантийных разрезов [2]. СКЛМ под трубкой Чикен Парк отражает первый этап развития мантии с высоким разогревом основания разреза мантии, которое сопровождалось формированием деформированных перидотитов под влиянием плюмовых расплавов, присутствие которых маркируется также кристаллизацией ильменитов. Следующий шаг развития раздела мантии, вероятно, показан на примере СКЛМ Айрон Маунтин, где протяженный вертикальный канал протокимберлитового расплава был трассирован ильменитом и сопровождался локальной регенерацией. Следующий шаг показан на примере СКЛМ трубки Вильямс в Монтане, где обильные расплавы, вероятно, сформировали мантийный диапир, интродуцировавший верхнюю часть мантийного разреза, полное развитие такого типа процесса с гомогенизацией мантии выше уровня 40 кбар отражен в разрезе СКЛМ под трубкой Хоумстид, также в Монтане. Историю роста и разрушения кратона [9, 11] можно реконструировать подробно для разных частей кратона.

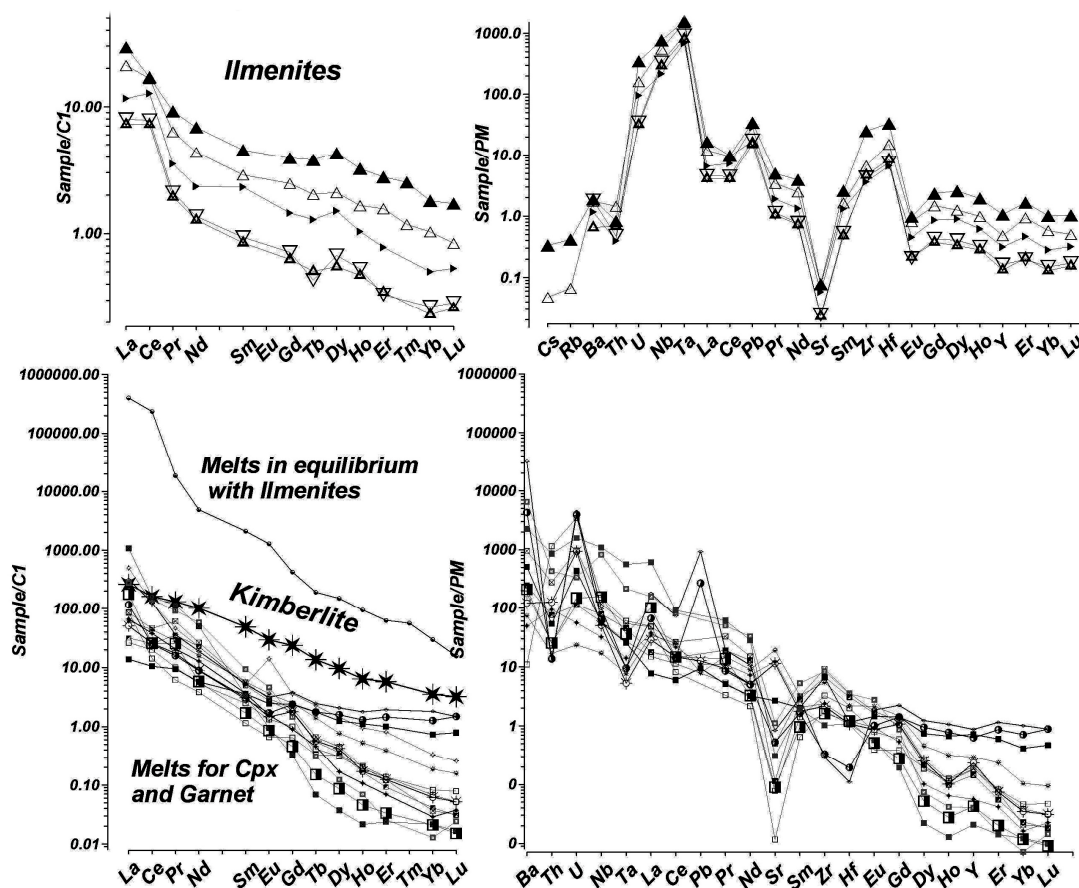


Рис. 106. TRE спектры для глубинных минералов из трубки KL-1 (б).

Разрезы СКЛМ под трубками Слоун и KL-1 обнаруживают разнообразные процессы реакции мантийных протолитов с расплавами и флюидами разного происхождения. Для Слоун нижняя часть подвергается к воздействию довольно однородного расплава, вероятно, близкого к протокимберлитовому. Образцы Срх, проанализированные на редких элементах из нижней части раздела, вероятно, отражают этот процесс. СКЛМ под трубкой KL - 1 был, вероятно, очень разнообразен по составу и позднее был метасоматизирован и гомогенизирован протокимберлитовыми расплавами. Первоначально он содержал значительное количество субдукционного материала. Это заметно по высоким содержаниям Ва, Sr и Мп и особенно высоким пикам Рb и U. Это, вероятно, соответствует субдукции не только по эклогитам, но и осадков. Пики редких элементов соответствуют субдукционным флюидам, обнаруживающим высокую степень метасоматоза мантийных колонн. Метасоматоз, датированный цирконами, соответствует, главным образом, времени образования кимберлитов [7, 8, 43]. Мантийные ксенолиты шпинелевой фации, в некоторых случаях истощенные [13] и более обогащенные в мантии под трубкой Слоун, могут дать самое древнее время для роста кратона.

Высокая разнородность мантии под кратоном Вайоминга, скорее всего, была изначальной характеристикой кия кратона, который, вероятно, был образован при сочленении нескольких слэбов с большим углом наклона, соединенных совместно в пределах кратона. Положение и составы эклогитов в мантийных разрезах разных трубок нестабильны и это, вероятно, наиболее интересная задача – определить времена эклогитов, время образования различных типов эклогитов. Re/Os датировки для перидотитовых минералов отвечают архею и протерозою [7-9].

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим Др. Г. Куперсмита за образцы и шлихи трубки KL-1 и аналитические лаборатории IGM SD RAS. Эта работа была поддержана грантом 11-05-00060.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Mitchell R.H., Howard C., Garanin V.G., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S., Anoshin G.N.** Mineralogy of the mantle xenocrysts from KL-1 (Kelsey lake) kimberlite pipe, Colorado // *Revista Brasileira de Geociencias*, 2001, v.31, pp. 645-652.
2. **Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladyskin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stagnitsky Y.B.** Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. // *Tectonophysics*. 2010. v. 485, pp.17-41.
3. **Aulbach S., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Kivi K., Doyle B.J.** Mantle formation and evolution, Slave Craton: constraints from HSE abundances and Re-Os isotope systematics of sulfide inclusions in mantle xenocrysts. // *Chem. Geol.* 2004, v 208, pp. 61-88.
4. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. // *Journal of Petrology*, 1990. v.31, pp.1353-1378.
5. **Carlson R.W., Irving A.J.** Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd, and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming craton. // *Earth Planet Sci Lett* v.126, 1994, pp.457-472.
6. **Carlson R.W., Irving A.J., Hearn B.C. Jr.** Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithospheric formation, modification and destruction. /In *Proc.7th Int.Kimberlite Conf.*(eds. J.J.Gurney, J.L.Gurney, M.D.Pascoe, and S.H.Richardson). Red Roof Design, Cape Town, 1999 .v.1, pp. 90-98.
7. **Carlson R.W., Irving A.J.** Depletion and enrichment history of sub-continental lithospheric mantle: Os, Sr, Nd and Pb evidence for xenoliths from the Wyoming Craton.// *Earth Planet. Sci.Lett.* 1994. v.126, pp. 457-472.
8. **Carlson R. W., Irving A.J., Schulze D.J., Carter B., Hearn J.** Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen. // *Lithos*, 2004. v.77. pp.453- 472.
9. **Carlson R. W., James D. E.** Craton Destruction : An Ongoing Example in Western North America. /*International Conference On Craton Formation And Destruction Abstracts*, 2011, pp.14-15.
10. **Carvalho J.B., Leonardos O.H.** Garnet peridotites from the Três Ranchos IV kimberlitic pipe, Alto Paranaíba igneous province, Brazil: geothermobarometric constraints. // *Russian Geol. Geophys.*, 1997. v.38/1, pp. 159-172.

11. **Coopersmith H. G., Mitchell R.H., Hausel W. D.** Kimberlites And Lamproites Of Colorado And Wyoming, Usa./ Guidebook for the VIIIth International Kimberlite Conference, Colorado and Wyoming Field Trip. 2003. 32 p.
12. **Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Doyle B.J.** Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the DO27, A154, A21, A418, DO18, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada. //Lithos, 2004. v.77, pp.39– 55.
13. **Downes H., Macdonald R., Upton B. G. J., Cox K.G., Bodinier J.-L., Mason P. R. D., James D., Hill P.G., Hear B. C. Jr.** Ultramafic Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for Multiple Metasomatic Events in the Lithospheric Mantle beneath the Wyoming Craton //J. Petrology, 2004, v.45, pp. 1631 - 1662.
14. **Ehrenberg S.N.** Rare earth element geochemistry of garnet lherzolite and megacryst all in nodules from minette of the Colorado Plateau province.// Earth Planet. Sci.Lett. 1982., v.57 , pp.191–210.
15. **Ehrenberg S.N.** Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo Volcanic Field. // J.Petrol., 1982, v.23, pp.507-547.
16. **Eggler D.H., McCallum M.E., Smith C.B.** Megacryst assemblages in kimberlite from northern Colorado and southern Wyoming: petrology, geothermometry –barometry and areal distribution. /In Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry (eds. F.R.Boyd and H.O.A.Meyer). American Geophysical Union, Washington, DC, 1979. V. 1, pp. 213–226.
17. **Eggler D.H., McCallum M.E., Kirkley M.B.** Kimberlite-transported nodules from Colorado-Wyoming: A record of enrichment of shallow portions of an infertile lithosphere. In: Morris, E.M. and Pasteris J.D., eds., Mantle metasomatism and alkaline magmatism// Geol. Soc. Am. Spec. Paper 1987, v.215, pp.77-90.
18. **Griffin W.L., Suzanne O'Reilly Y., Doyle B.J., Pearson N.J., Coopersmith H., Kivi K., Malkovets V., Pokhilenko N.** Lithosphere mapping beneath the North American plate //Lithos, 2004, v.77, pp.873-922.
19. **Griffin W.L., Kobussen A.F., Babu E.V.S.S.K., O'Reilly S.Y., Norris R., Sengupta P.** A translithospheric suture in the vanished 1-Ga lithospheric root of South India: Evidence from contrasting lithosphere sections in the Dharwar Craton // Lithos, 2009. 112, 2, 2009, 1109-1119.
20. **Hausel W.D.** Diamonds and mantle source rocks in the Wyoming Craton, with a discussion of other US occurrences/ Wyoming State Geological Survey Report of Investigations 53, 1998. 93 p.
21. **Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R. A.** The temporal evolution of North American kimberlites.// Lithos. 2004. v.76. p. 377– 397.*
22. **Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.** The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. //Lithos. 2003. Vol. 71. Iss. 2-4. P. 153-184.
23. **Hearn B. C.** The Homestead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts, and upper-mantle xenoliths. //Lithos, V.77, 2004, 473-491.
24. **Hearn B. C. Jr., McGee E. S.** 1984 Garnet peridotites from Williams kimberlites, north-central Montana, USA /in Kornprobst, J., ed., Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships: Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 57-70.
25. **Kopylova M.G., Caro G.** Mantle xenoliths from the Southeastern Slave craton: Evidence for chemical zonation in a thick, cold lithosphere. // J. Petrol. 2004. Vol. 45. Iss. 5. pp. 1045-1067.
26. **Lavrent'ev Yu. G., Usova L.V.** New version of KARAT program for quantitative X-ray spectral microanalysis. //Zhurnal Analiticheskoi Khimii, 1994., v.5, pp.462–468.
27. **Lester A., Larson E.** New geochronological evidence for the Late Proterozoic emplacement of Colorado Wyoming kimberlites belt. // EOS Trans. Am. Geoph. Union, 1996, v.77(41), pp. 821.
28. **McCallum M.E., Eggler D.H.** Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in southern Wyoming. //Science. 1976. V. 192. P. 253-256.
29. **McCallum M. E., Eggler D. H., Burns L. K.** Kimberlitic diatremes in northern Colorado and southern Wyoming. // Physics and Chemistry of The Earth, V. 9, 1975, P. 149-161.

30. **McDonough W.F., Sun S.S.** The Composition of the Earth. //Chemical Geology. 1995. V.120, pp. 223-53.
31. **MacGregor I.D.** (1974) The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.//Am Mineral. 1974. v.59. pp. 110±119.
32. **Mitchell R. H., Bergman S. C.** / Petrology of Lamproites; Plenum Press, New York, 1991, 447 p.
33. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. //Contrib. Mineral. Petrol. , 2000. v.139 (5), pp.541-554.
34. **Nixon P.H., Boyd F.R.** Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. / In: Nixon PH (ed) Lesotho kimberlites. Lesotho Nat Dev Corp Maseru, Lesotho, 1973, pp 48-56.
35. **O'Brien H. E., Irving A. J., McCallum I. S., Thirwall M. F. Sr**, Nd and Pb isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Montana, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. //Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V.59, 4539-4556.
36. **O'Neill H. St. C. & Wall V. J.** The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. //Journal of Petrology, 1987. v. 28, pp.1169-1191.
37. **O'Neill H.St.C., Wood B.J.** An experimental study of Fe-Mg- partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. //Contrib. Mineral. Petrol. 1979. v.70, pp.5970.
38. **Patel S.C., Ravi S., Anilkumar Y., Pati J.K.** Major element composition of concentrate garnets in Proterozoic kimberlites from the Eastern Dharwar Craton, India: Implications on sub-continental lithospheric mantle. //Journal of Asian Earth Sciences. 2010. v.39, pp. 578-588.
39. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle.// Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume. 1999. pp. 690-707.
40. **Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Boyd F. R. & Sobolev N. V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds. /Carnegie Inst. Washington Yearbook, 1991. pp.11-18.
41. **Rao K.R.P., Rao K.N., Dhakate M.V., Nayak S.S.** Petrology and mineralogy of mantle xenoliths of Wajrakarur and Narayanpet kimberlite fields, Andhra Pradesh, India. //Geol Surv India Special Publication 2001. v.58, pp. 577–591.
42. **Roden M. R., Shimizu N.** Trace element abundances in mantle-derived minerals which bear on compositional complexities in the lithosphere of the Colorado Plateau. /Chemical Geology 2000. v.165, pp. 283–305.
43. **Rudnick R.L., Ireland T.R., Gehrels G., Irving A.J., Chesley J.T., Hanchar J.M.** Dating mantle metasomatism: U–Pb geochronology of zircons in cratonic mantle xenoliths from Montana and Tanzania. /In Proc.7th Int. Kimberlite Conf.(eds. J.J.Gurney,J.L.Gurney, M.D.Pascoe, and S.H.Richardson). Red Roof Design, Cape Town, 1999. vol. 2, pp. 728–735.*
44. **Schulze D. J.** Diamond Eclogite from Sloan Ranch, Colorado and its Bearing on the Diamond Grade of the Sloan Kimberlite.// Economic Geology, 1992. v. 87, p. 2175-2179.
45. **Schulze D. J., Anderson P. F. N., Hearn B. C., and Hetman C. M.** Origin and Significance of Ilmenite Megacrysts and Macrocrysts from Kimberlite.// International Geology Review, 1995v. 37, p. 780-812.
46. **Schulze D. J.** The Significance of Eclogite and Cr-poor Megacryst Garnets in Diamond Exploration. //Explor. Mining Geol., 1997.v. 6, pp. 349-366.
47. **Schulze D. J., Coopersmith H. G., Harte B., Pizzolato L.-A.** Mineral inclusions in diamonds from the Kelsey Lake Mine, Colorado, USA: Depleted Archean mantle beneath the Proterozoic Yavapai province. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, v. 72, pp.1685–1695.
48. **Smith C.B., McCallum M.E., Coopersmith H.G., Egglar D.H.** Petrochemistry and structure of kimberlites in the Front Range and Laramie Range, Colorado-Wyoming, /in Boyd, F.R. and Meyer, H.O.A., eds, Kimberlites, diatremes, and diamonds; Their geology, petrology, and geochemistry, American Geophysical Union, Washington. D.C.: American.
49. **Geophysical Union**, 1979. pp. 178-189.

50. **Smith D., Griffin W.L.** Garnetite Xenoliths and Mantle–Water Interactions Below the Colorado Plateau, Southwestern United States. //J. Petrology. 2005, v.46, pp. 1901–1924.
51. **Sobolev N.V.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle./ 1977, Amer. Geophys.Union, Washington, DC. 279 p.
52. **Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V.** Diamondiferous eclogites from the Udachnaya pipe, Yakutia // International Geology Review, 1994, v. 36, N 1, pp. 42-64.
53. **Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V.** 1973. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakuti and their parageneses. // Contrib Mineral Petrol., 1973, v.40; pp. 39–52.
54. **Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A.** Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds. //Intern Geol Rev 1973, v.41, pp. 129–140.
55. **Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R.** New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel- bearing peridotite assemblage. /In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.)//7th International Kimberlite Conference. In: Red Roof Design, Capetown, 1998. pp.986–988.
56. **Usui T., Kobayashi K., Nakamura E., Helmstaedt H.** Trace element fractionation in deep subduction zones inferred from a lawsonite-eclogite xenolith from the Colorado Plateau Chemical Geology, 2007, 239, pp. 336–351.

Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород

В. Б. Наумов¹, В. И. Коваленко², В. А. Дорофеева¹, А. В. Гирнис²,
В. В. Ярмолюк²

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 Москва, ул. Косыгина, 19; e-mail: naumov@geokhi.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 109017 Москва, Старомонетный пер., 35; e-mail: vik@igem.ru

Создана база данных, включающая более 480000 определений по 73 элементам в расплавных включениях в минералах и в закалочных стеклах вулканических пород. На основе этих данных проведено обобщение по средним содержаниям петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок. Среди последних выделены следующие: I — обстановки спрединга океанических плит (срединно-океанические хребты), II — обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато), III и IV — обстановки, связанные с субдукционными процессами (III — зоны островодужного магматизма, заложенные на океанической коре, IV — зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магнеообразования континентальную кору), V — обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек, VI — обстановки задугового спрединга. Гистограмма распределения содержаний SiO_2 в природных магматических расплавах всех геодинамических обстановок свидетельствует о бимодальном типе распределения: первый максимум определений приходится на содержания $\text{SiO}_2 = 50\text{—}52$ мас. %, а второй — на содержания $72\text{—}74$ мас. %. Минимальное количество определений приходится на содержания $\text{SiO}_2 = 62\text{—}64$ мас. %. Построены спайдер-диаграммы, отражающие отношения средних содержаний элементов в магматических расплавах основного, среднего и кислого составов для I—V обстановок к содержаниям этих элементов в примитивной мантии. На графиках отражены характерные особенности составов расплавов каждой геодинамической обстановки. На основании обобщения данных по составам расплавных включений и стекол пород оценены средние отношения некогерентных редких и летучих компонентов ($\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Cl}$, Nb/U , Ba/Rb , Ce/Pb и др.) в магматических расплавах всех выделенных обстановок. Определены вариации этих отношений и показано, что в большинстве случаев отношения некогерентных элементов значительно различаются для различных обстановок. Особенно значительные различия наблюдаются для отношения элементов с разной степенью несовместимости (например, Nb/Yb) и некоторые отношения с участием летучих компонентов (например, $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$).

В 2004 г. на основе нашей базы данных в системе "Paradox for Windows" было проведено первое обобщение по средним содержаниям петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок, полученных при анализе стекол

гомогенизированных расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород [1]. Общее количество анализов, т.е. количество изученных природных объектов (расплавных включений и закалочных стекол) составляло почти 14000. Всего в базе данных было занесено 190 500 определений для 60 элементов. В прошедшие 5 лет продолжался интенсивный рост исследований расплавных включений в минералах, что

Таблица 1.

Количество публикаций и определений по расплавным включениям в минералах и закалочным стеклам пород в разные периоды времени

Период	Количество публикаций	%	Количество определений	%
1970—1979	26	2.5	295	0.9
1980—1989	112	10.6	1465	4.4
1990—1999	361	34.2	8310	25.2
2000—2009	555	52.7	22935	69.5
1970—2009	1048	100.0	33005	100.0

Таблица 2.

Количество определений петрогенных, летучих и редких элементов по закалочным стеклам пород и по расплавным включениям в минералах

Объект исследования	Количество определений	Объект исследования	Количество определений
Закалочные стекла	14227	Магнетит, ильменит	59
Оливин	7570	Мелилит	53
Полевые шпаты	3912	Монтицеллит	42
Кварц	3383	Топаз	41
Пироксены	2369	Сфен	40
Шпинель	305	Перовскит	32
Амфиболы	244	Гранаты	24
Апатит	221	Кордиерит	16
Циркон	169	Корунд	16
Фельдшпатоиды	105	Другие 19 минералов	177

наглядно отражено в таблице 1. Общее количество публикаций превысило 1000, а количество анализируемых объектов достигло 33000. Отметим, что за последние 10 лет опубликовано более 50% от всех статей, а количество определений за это время составило 70%. Такое внимание к исследованиям включений в минералах объясняется тем, что они дают, вероятно, наиболее надежный путь к оценке состава и физико-химических параметров природных магматических расплавов. Эти исследования стали особенно эффективными после появления локальных методов количественного химического анализа (электронный, ионный и протонный микрозонд, раман-спектроскопия, лазерная абляция (LA-ICPMS), локальная инфракрасная

спектроскопия и др.). В последние годы появились работы, в которых приводятся данные даже изотопного состава некоторых элементов, полученные по индивидуальным расплавленным включениям (например [2—7]).

На начало мая 2009 г в базе данных имеется более 480000 определений по 73 элементам, из них 295000 — по петрогенным элементам, 47000 — по летучим компонентам (H_2O , Cl, F, S, CO_2), 88000 — по редким и рудным (44 элемента), 52000 — по редкоземельным элементам. Кроме того, в базу данных занесено более 7700 определений температур природных магматических расплавов и более 2000 определений давлений. В связи с различной распространенностью природных минералов естественно различно и количество определений для каждого из них, что наглядно видно в таблице 2. Наибольшее количество данных получено для оливина, полевых шпатов, кварца и пироксенов. Всего в нашей базе данных имеются анализы расплавленных включений в 40 минералах. На анализы закалочных стекол вулканических пород приходится 43% от всех определений (таблица 2).

Среди главных геодинамических обстановок, различающихся по условиям формирования и эволюции магматических расплавов, в настоящей работе выделены следующие: I — обстановки спрединга океанических плит (срединно-океанические хребты), II — обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато), III и IV — обстановки, связанные с субдукционными процессами (III — зоны островодужного магматизма, IV — зоны магматизма активных континентальных окраин), V — обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек, VI — обстановки задугового спрединга, связанные с субдукцией.

На рис. 1 представлены гистограммы распределения содержаний SiO_2 в гомогенных расплавленных включениях в минералах и в закалочных стеклах вулканических пород всех геодинамических обстановок. На рис. 1а отражено такое распределение по 13500 определениям, полученным к 2004 г. и опубликованным в [1]. Был отмечен бимодальный тип распределения имеющихся данных по природным магматическим расплавам. Рис. 1б построен по данным уже 33000 определений, имеющихся к настоящему времени. Отчетливо видно: 1 — полная идентичность обоих рисунков, несмотря на то, что в исследования было вовлечено большое количество других природных объектов из различных геодинамических обстановок; 2 — бимодальный тип распределения содержаний SiO_2 в природных магматических расплавах. Первый максимум определений приходится на содержания $SiO_2 = 50—52$ мас. %, а второй — на содержания 72—74 мас. %. Минимальное количество определений приходится на содержания SiO_2 62—64 мас. %. Бимодальность природных расплавов была нами уже отмечена ранее при количестве анализов 3465 [8] и подтверждена при количестве анализов 11500 [9]. По-видимому, можно уверенно сделать вывод, что такой

тип распределения содержаний SiO_2 при дальнейших исследованиях уже не изменится; 3 – бимодальность характерна как для расплавных включений в минералах (рис. 1б–1), так и для закалочных стекол пород (рис. 1б–2).

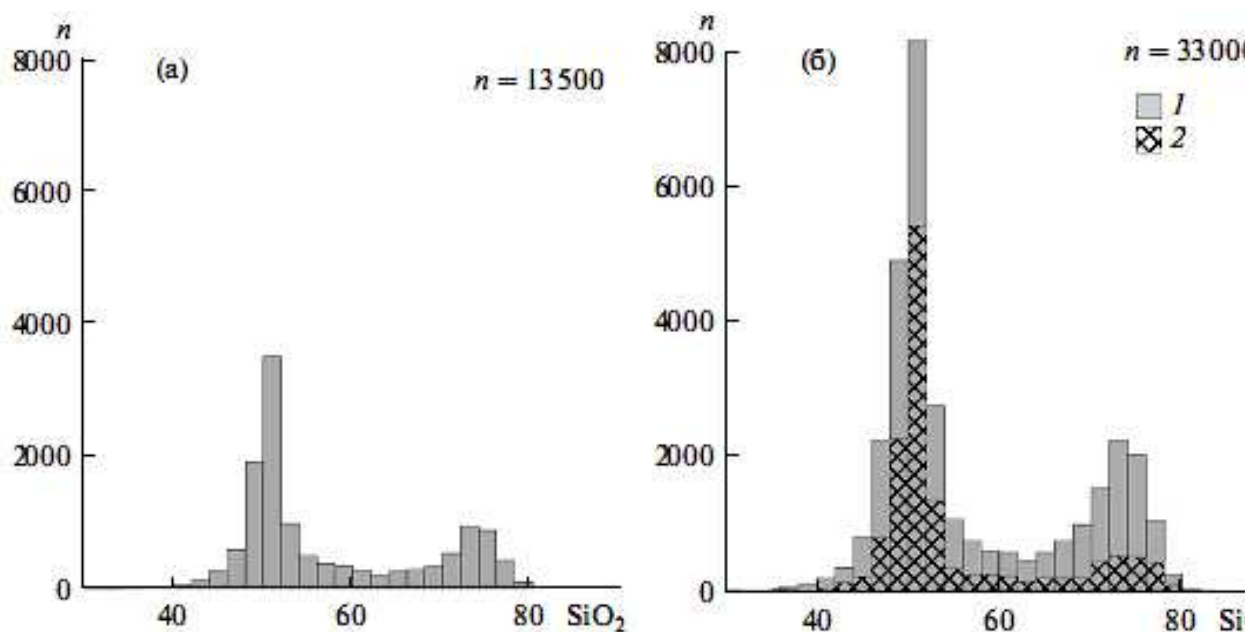


Рис. 1. Гистограммы распределения содержаний SiO_2 в природных магматических расплавах всех геодинамических обстановок по данным изучения гомогенных расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород.

Примечания: n – количество определений; а – данные [1], б – данные настоящей работы; 1 – расплавные включения в минералах, 2 – закалочные стекла пород.

Гистограммы на рис. 2 отражают распределение содержаний SiO_2 в природных магматических расплавах конкретных геодинамических обстановок (I–VI). В I обстановке (срединно-океанические хребты) практически отсутствуют расплавы среднего и кислого состава (в нашей базе таких анализов всего 61, т.е. 1,2%). Во II обстановке (океанические острова) также преобладают расплавы основного и ультраосновного составов. Близкий тип распределения характерен для III, IV и V обстановок (островные дуги, активные континентальные окраины и внутриплитные континентальные обстановки). В них представлены магматические расплавы с широкими вариациями содержаний SiO_2 – от 40 до 80 мас. %. Для задуговых бассейнов (VI обстановка) данных пока относительно мало (908 определений), но видно преобладание расплавов основного состава. В целом, учитывая такое распределение содержаний SiO_2 (рис. 1 и 2), средние содержания петрогенных, летучих, редких и редкоземельных элементов были подсчитаны нами для трех типов магматических расплавов: для расплавов

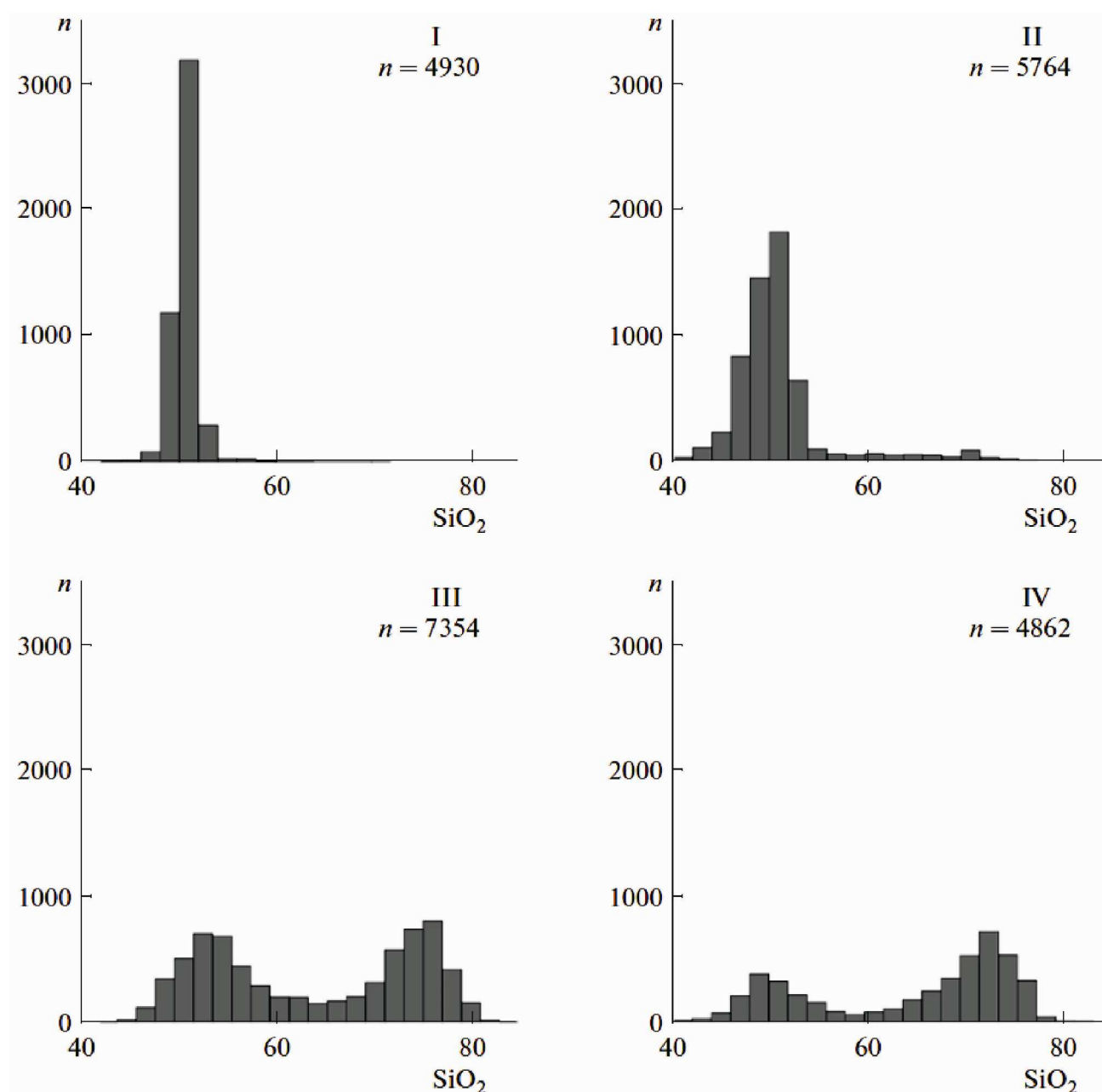


Рис. 2. Гистограммы распределения содержаний SiO₂ в природных магматических расплавах главных геодинамических обстановок (I–VI) по данным изучения гомогенных расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород.

Примечания: n – количество определений; I – срединно-океанические хребты, II – океанические острова, III – островные дуги, IV – активные континентальные окраины, V – внутриконтинентальные рифты и области горячих точек, VI – задуговые бассейны.

основного состава (SiO₂ = 40–54 мас. %), для расплавов среднего состава (SiO₂ = 54–66 мас. %) и для расплавов кислого состава (SiO₂ > 66 мас. %).

Для каждого типа расплавов расчет средних содержаний велся по конкретной геодинамической обстановке, выделение которых было указано

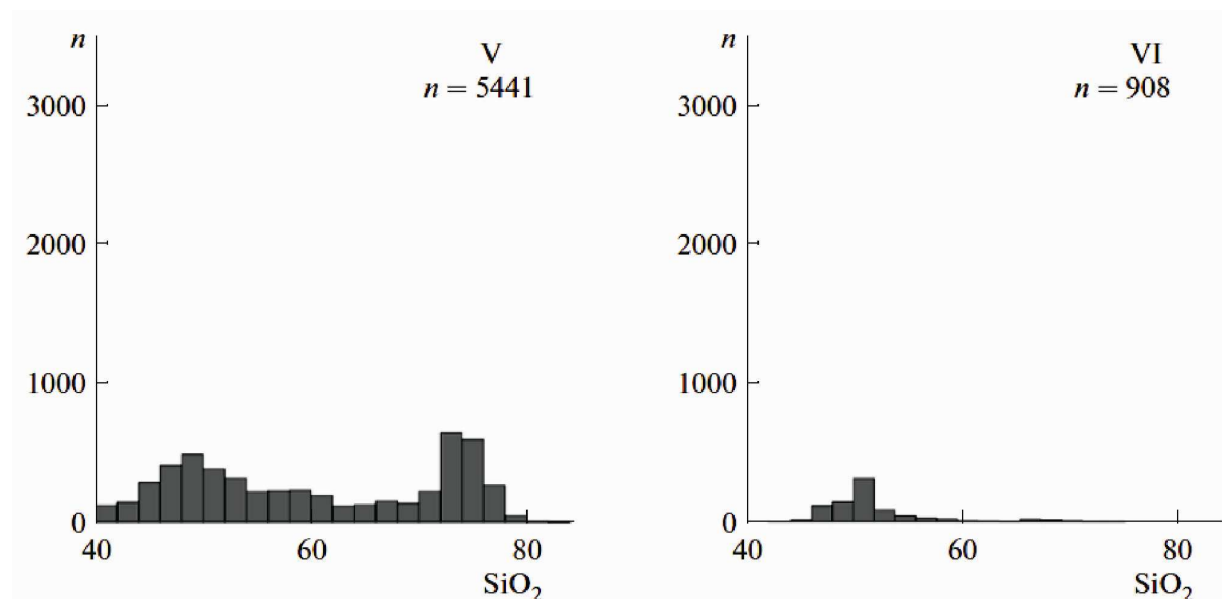


Рис. 2. Продолжение. Гистограммы распределения содержаний SiO_2 в природных магматических расплавах главных геодинамических обстановок (I–VI) по данным изучения гомогенных расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород.

Примечания: n – количество определений; I – срединно-океанические хребты, II – океанические острова, III – островные дуги, IV – активные континентальные окраины, V – внутриконтинентальные рифты и области горячих точек, VI – задуговые бассейны.

выше. В нашей предыдущей работе [1] было показано, что при расчете средних содержаний более адекватными по сравнению со средним арифметическим являются средние геометрические значения, что обусловлено типом распространенности многих элементов, близким к логнормальному. Для примера, такой тип распределения представлен на рис. 3, полученном для 1348 определений содержаний Cl в магматических расплавах основного состава в I геодинамической обстановке. Логнормальное распределение содержаний независимо от геодинамической обстановки показано также для таких элементов, как Nb, Ce, Yb (I обстановка) и Sr, Cr, Dy (II обстановка) на рис. 4, а для Ba, Nd, Sm (III обстановка) и Rb, B, Th (V обстановка) на рис. 5. Таким образом, содержание элементов рассчитывалось как среднее геометрическое при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более чем на 2σ . Определения, которые не удовлетворяли этому условию, отбрасывались, а величина среднего значения вновь пересчитывалась. Полученные данные по средним содержаниям петрогенных, летучих и редких элементов представлены в таблице 3–5. Под каждой из полученных цифр среднего содержания приведены доверительные интервалы для этого значения (первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего). Расчет среднего содержания велся при условии,

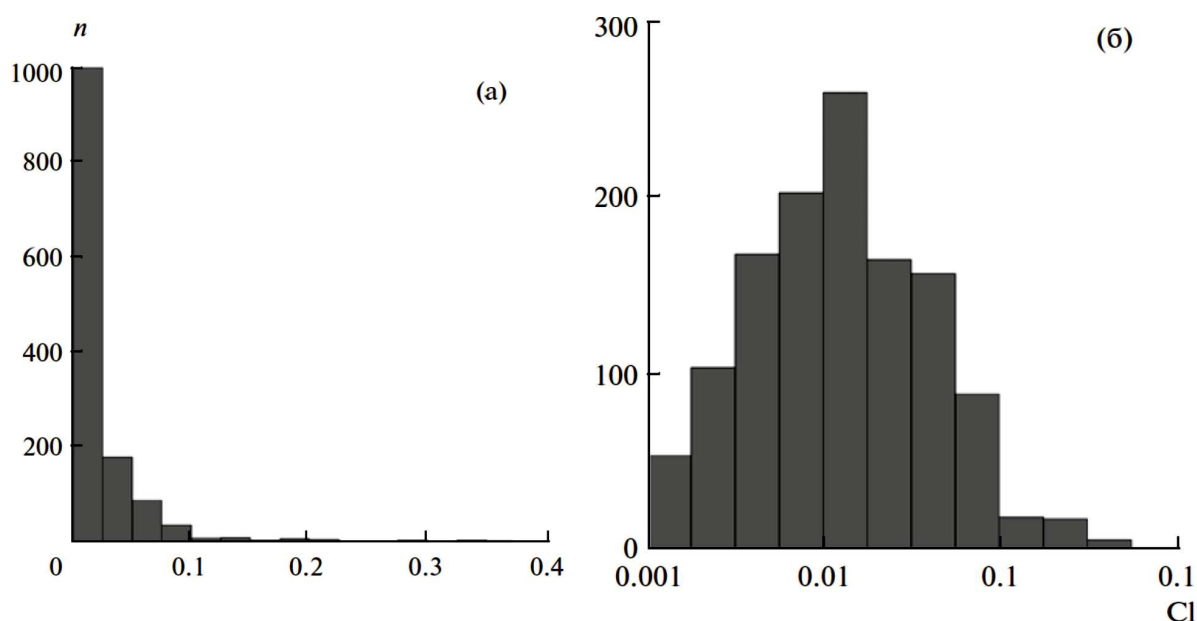


Рис. 3. Гистограммы распределения 1348 определений содержаний Cl в магматических расплавах основного состава в I геодинамической обстановке.

Примечания: (а) – в натуральном масштабе, (б) – в логарифмическом масштабе.

что количество имеющихся данных было не менее 10. В противном случае лишь указывалось количество имеющихся данных на момент проведения расчета.

Насколько существенно изменились средние содержания элементов при исследованиях новых природных объектов и при значительном увеличении количества определений по сравнению с ранее изученными? Для этой оценки сравним данные для расплавов основного состава I геодинамической обстановки, приведенные в работе [1], с данными для этих же расплавов этой же обстановки, приведенные в таблице 3. Разница более 10 отн. % получена для летучих компонентов, калия, бора, ниобия и бария. Для других 43 элементов разница в содержаниях не превышает 10 отн. %. В то же время разница в содержаниях оказалась значительно больше 10 отн. % для многих элементов магматических расплавов основного состава в II и V геодинамических обстановках, поскольку ранее количество определений было значительно меньше. Кроме того, этот факт свидетельствует о большем разнообразии составов природных расплавов в II и V геодинамических обстановках по сравнению с I геодинамической обстановкой.

Помимо указанных в таблице 3–5 элементов к настоящему времени появились первые анализы содержаний в магматических расплавах основного состава ($\text{SiO}_2 = 40\text{--}54$ мас. %) и других редких элементов – Re, Os, Ir, Pt, Pd, Ru, Cd, Br и Tl. Эти данные сведены в таблице 6, где указаны геодинамическая обстановка, количество определений, среднее содержание

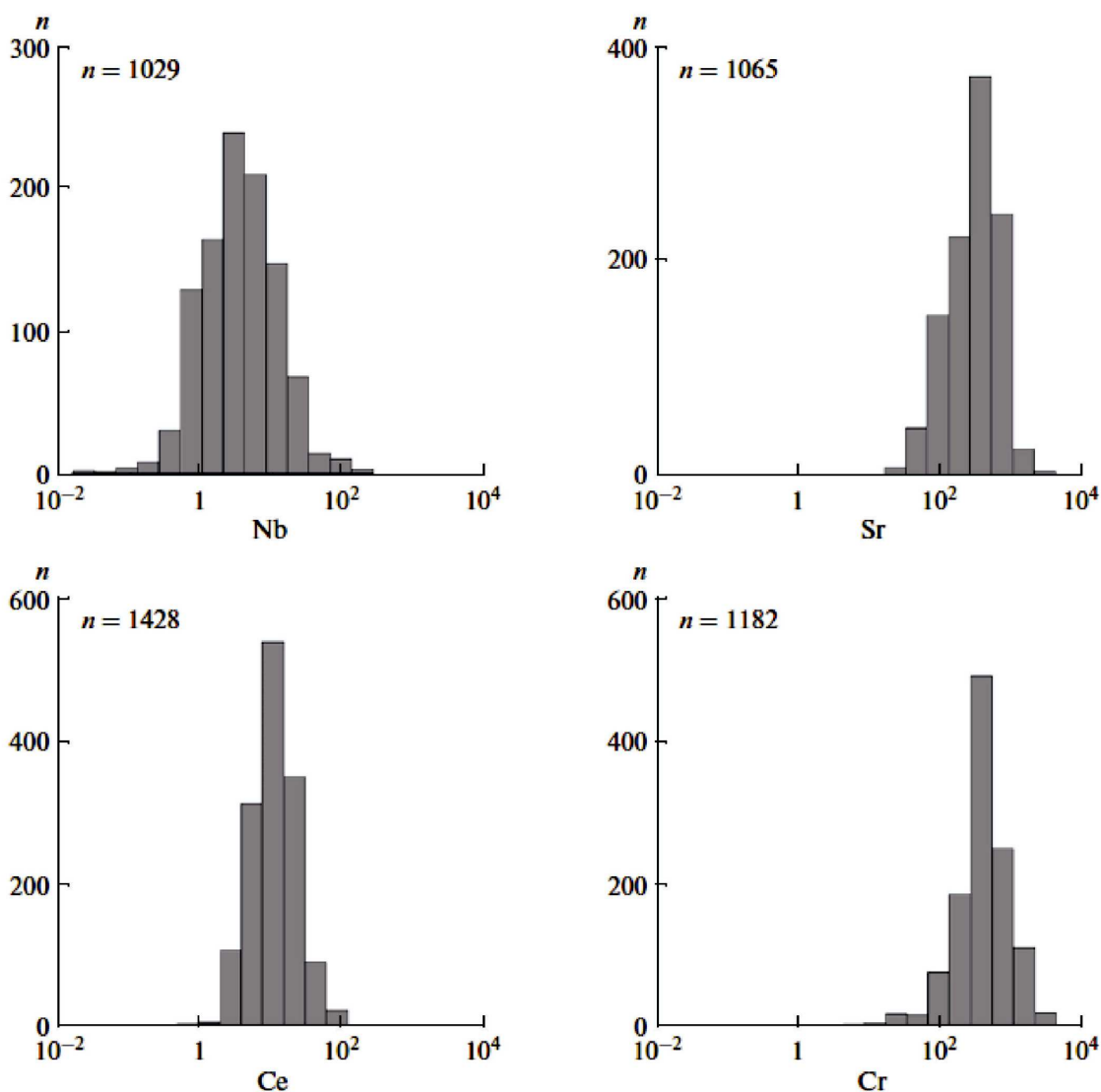


Рис. 4. Гистограммы распределения содержаний Nb, Ce, Yb (I обстановка) и Sr, Cr, Dy (II обстановка).

(в ррб) и доверительный интервал (первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего). Несмотря на небольшое количество определений, данные таблицы 6 дают представление об уровне концентраций этих элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок.

На рис. 6–8 представлены спайдер-диаграммы, построенные по данным (табл. 3–5) средних содержаний элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок (I–V). На графики не нанесены результаты по задуговым обстановкам (VI), поскольку, как отмечалось ранее, количество определений для них к настоящему времени пока мало. Подробный анализ деталей распределения элементов-примесей в расплавах разного состава и из разных геодинамических обстановок не входит в задачи

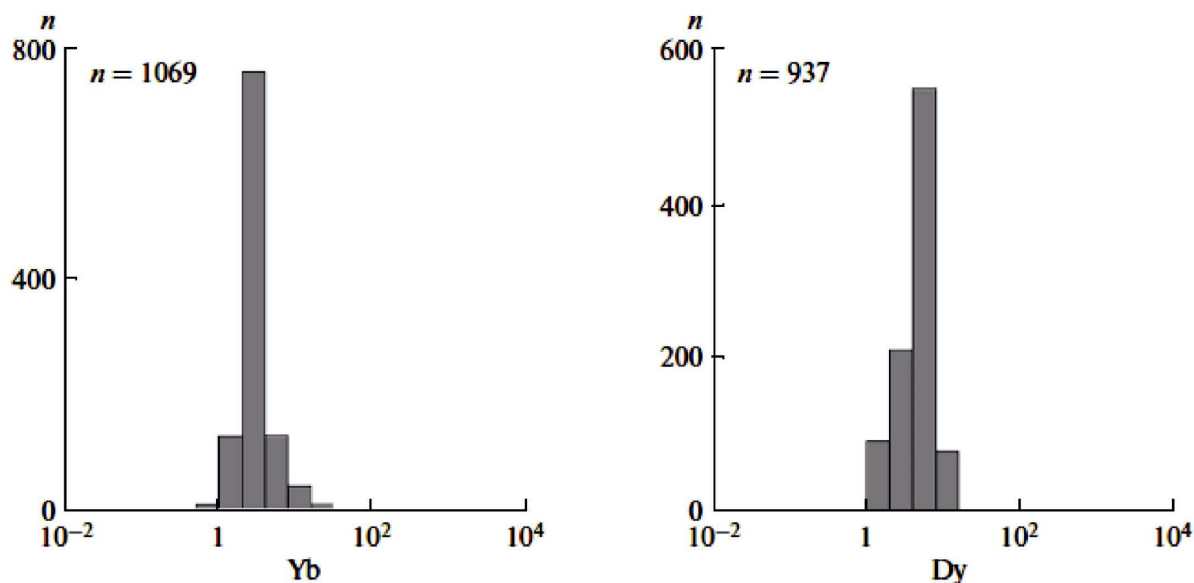


Рис. 4. Продолжение. Гистограммы распределения содержаний Nb, Ce, Yb (I обстановка) и Sr, Cr, Dy (II обстановка).

настоящего сообщения. Многие вопросы обсуждались в статьях, посвященных анализу данных по отдельным обстановкам [11–17]. Здесь мы хотели бы подчеркнуть некоторые общие моменты, выявляющиеся при рассмотрении всего массива данных по составам включений и стекол пород.

1. Средние составы включений и стекол пород подтверждают существование характерных геохимических меток для расплавов каждой из обстановок. Это в первую очередь подчеркивается веерообразным характером семейства спектров средних содержаний в расплавах основного и среднего состава. Наибольшие различия наблюдаются между расплавами обстановок I и V.

2. В целом, распределения редких элементов в расплавах среднего и основного состава подобны и отличаются от характера распределения в кислых породах. Это может указывать на то, что источники средних и основных магм были близкими. Можно предполагать, что основным механизмом образования средних расплавов являлась дифференциация основных (мантийных) магм, в то время как источники и механизмы образования кислых магм были иными (коровые породы).

3. Замечательной особенностью диаграмм, особенно для основных расплавов, является очень небольшой интервал вариаций наименее несовместимых элементов в правой части спектров (от Tb до Lu). Такое единообразие свидетельствует о том, что источники магм были в среднем близки. Нужно иметь в виду, что относительные содержания этих элементов в наименьшей степени подвержены влиянию процессов коровой контаминации, изменения состава источников под влиянием флюидного и расплавного массопереноса и т.п. Небольшие различия в этой части спектров

также весьма показательны. Наиболее обогащенными этими компонентами оказываются расплавы срединно-океанических хребтов.

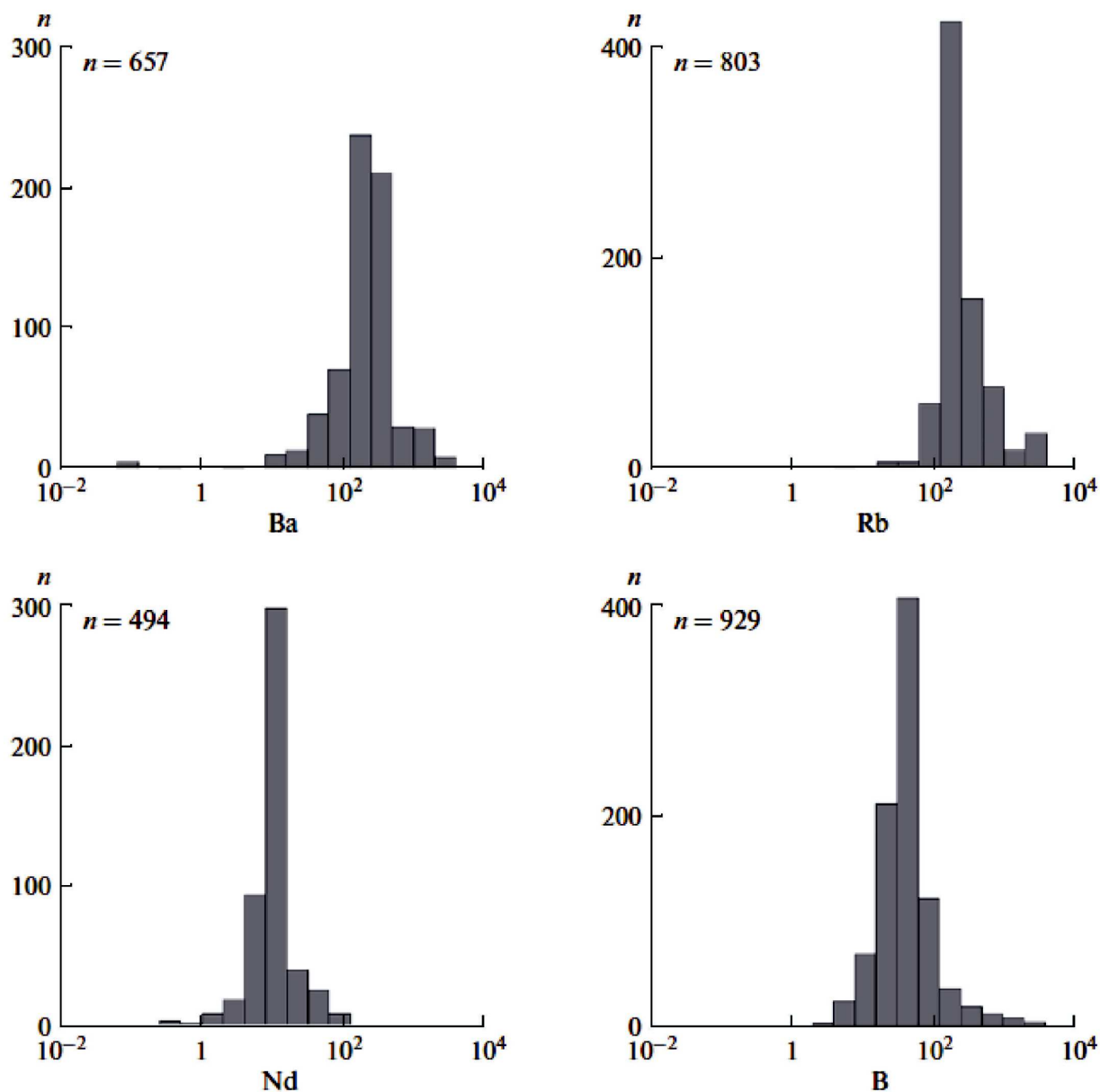


Рис. 5. Гистограммы распределения содержаний Ba, Nd, Sm (III обстановка) и Rb, B, Th (V обстановка).

4. Увеличение нормализованных содержаний элементов с увеличением степени несовместимости в целом повторяет характер распределения элементов в среднем составе континентальной коры. В то же время, простая модель прямой контаминации мантийных расплавов (типа обедненных расплавов обстановки I) коровым материалом неприемлема, поскольку средние содержания наиболее несовместимых элементов в основных расплавах оказываются выше, чем в континентальной коре (например, для Ba – 456 ppm в континентальной коре [18] и 740 ppm в расплавах обстановки V). Более перспективными представляются модели, включающие образование и

миграцию небольших порций высокообогащенных расплавов или флюидов, модифицирующих составы мантийных источников и (или) мантийных магм [19].

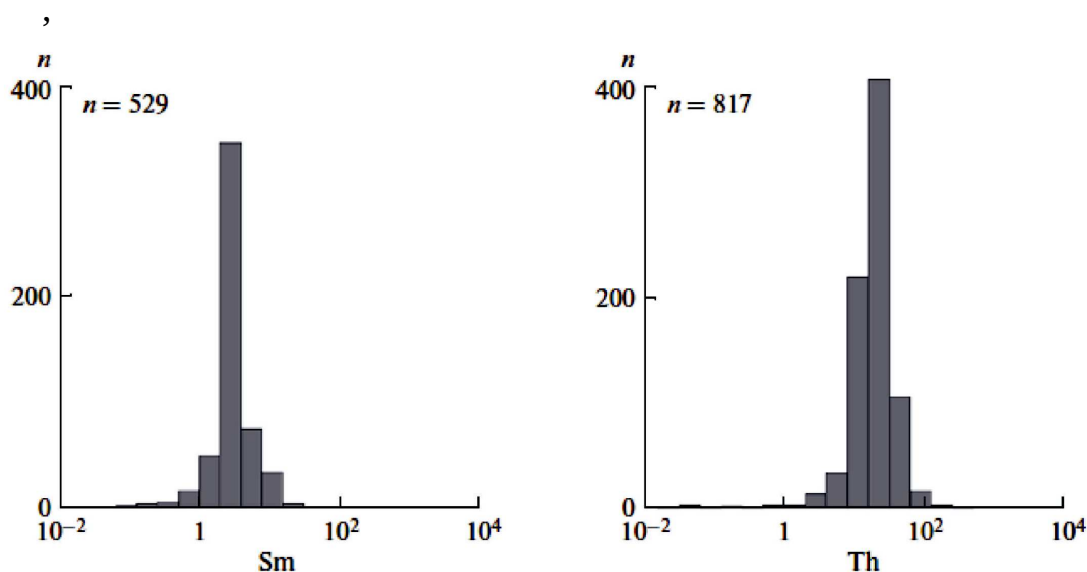


Рис. 5.

Продолжение. Гистограммы распределения содержаний Ba, Nd, Sm (III обстановка) и Rb, B, Th (V обстановка).

5. Расплавы, связанные с обстановками континентальных окраин (III и IV), отличаются резкими вариациями в левой части спектров, что обычно описывается в терминах геохимических аномалий. Ярким примером таких аномалий является широко известная отрицательная Ta-Nb аномалия. При этом вопрос о ее природе до сих пор остается спорным. Возможно, Nb и Ta удерживались в твердом рестите в ходе плавления. Эти элементы избирательно концентрируются, например, в составе рутила, однако основные расплавы, равновесные с рутилом, должны быть существенно обогащены Ti, чего в действительности не наблюдается.

6. Другой интересной особенностью расплавов обстановок III и IV является положительная Pb аномалия (высокое Pb/Ce отношение). Происхождение этой аномалии также дискуссионное. В ходе кристаллизации силикатных минералов из расплава, оба элемента являются сильно несовместимыми. Фракционирование Ce и Pb возможно при участии сульфидной фазы, поскольку Pb является типичным халькофильным металлом [20]. Однако, сульфидные выделения обычны в основных магмах всех обстановок, в то время как Pb аномалия отчетливо проявлена только в двух из них. Другим возможным механизмом обогащения магм (или их источников) Pb относительно Ce является массоперенос в водных флюидах [21]. Отметим, что Pb аномалия характерна также для средних и кислых расплавов, причем в кислых расплавах она даже более ярко выражена, чем Nb аномалия. В таблице 7 представлены некоторые средние отношения

компонентов в магмах разных обстановок. Эта информация дополняет на количественном уровне те выводы, которые можно сделать из рассмотрения

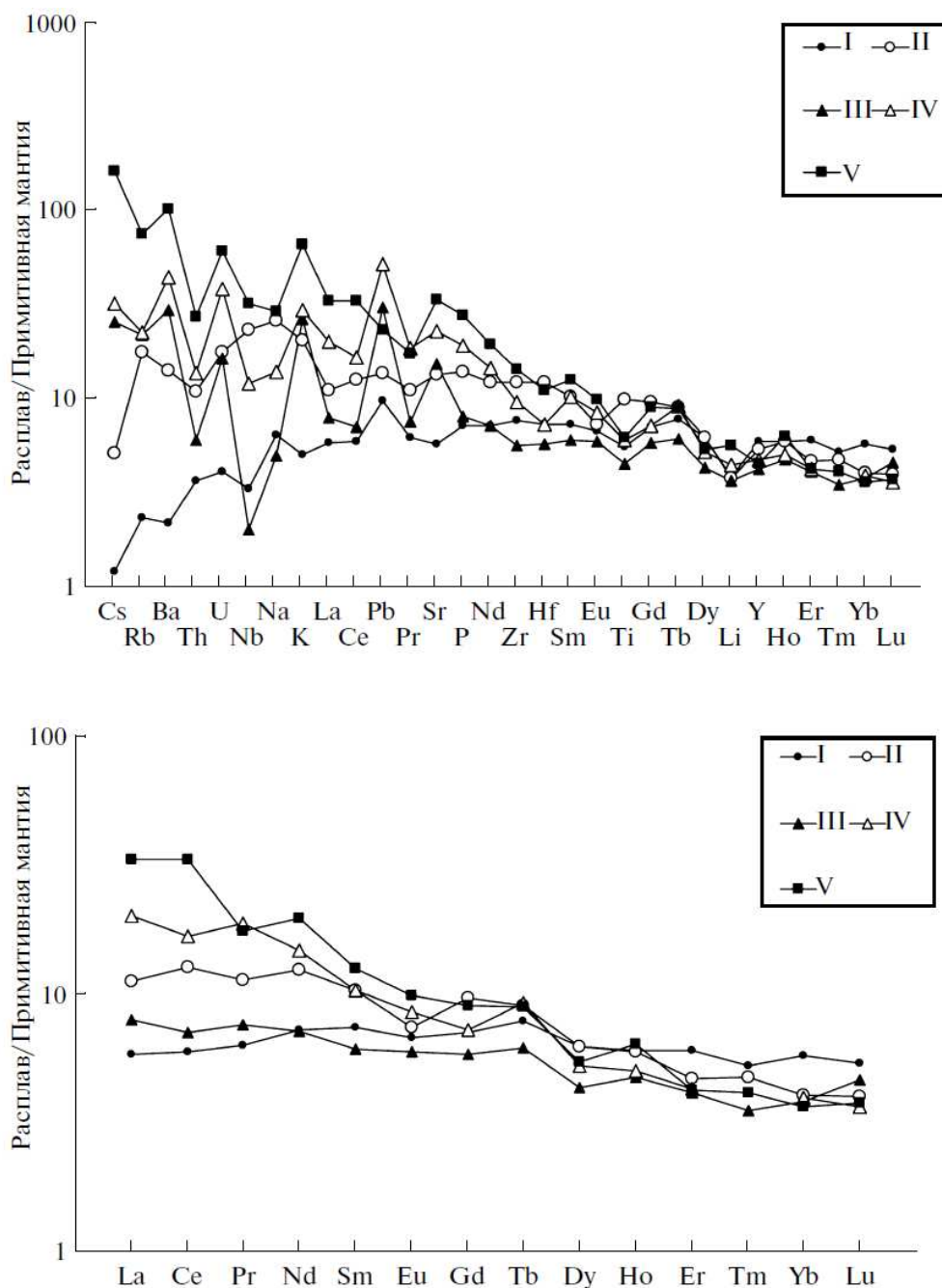


Рис. 6. Нормированное к составу примитивной мантии (по [10]) распределение редких и редкоземельных элементов в расплавах основного состава.

Примечания: срединно-океанических хребтов (I), океанических островов (II), островных дуг (III), активных окраин (IV) и внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (V).

Таблица 3.

Среднее содержание петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах основного состава ($\text{SiO}_2 = 40\text{—}54$ мас. %) в главных геодинамических обстановках (I–VI) по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород.

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
SiO₂	4815	50.33 + 1.05/-1.03	5197	49.82 +2.49/-2.37	2468	50.59 +2.83/-2.68
TiO₂	3593	1.22 +0.52/-0.36	4977	2.15 +0.97/-0.67	2385	0.98 +0.51/-0.34
Al₂O₃	3522	15.53 + 1.28/-1.18	4988	13.92 + 1.60/-1.44	2385	16.08 +2.84/-2.41
FeO	3591	9.19 + 1.66/-1.40	5024	10.87 +2.34/-1.92	2390	8.63 +2.48/-1.93
MnO	2233	0.16 +0.06/-0.04	3878	0.17 +0.06/-0.05	1922	0.16 +0.10/-0.06
MgO	3869	7.80 + 1.54/-1.29	5111	7.27 +2.84/-2.04	2417	6.56 +4.19/-2.56
CaO	3522	11.53 + 1.271.43/-	4988	11.12 + 1.79/-1.54	2385	10.79 +2.92/-2.30
Na₂O	3575	2.68 +0.66/-0.53	4975	2.38 +0.64/-0.50	2385	2.64 + 1.03/-0.74
K₂O	4460	0.14 +0.30/-0.10	5029	0.57 +0.57/-0.28	2401	0.74 +0.86/-0.40
P₂O₅	3074	0.15 +0.15/-0.08	4521	0.29 +0.26/-0.14	1959	0.17 +0.20/-0.09
H₂O	1216	0.29 +0.34/-0.16	1238	0.52 +0.68/- 0.29	1044	1.80 + 1.49/-0.82
Cl	1348	110 + 390/-90	1856	300 +620/-200	1459	960 +700/-400
F	395	150 +210/-90	1002	650 + 1110/-410	601	330 +480/-200
S	762	1000 +450/-310	2797	620 +1280/-420	1276	1350 + 1160/-620
CO₂	479	160 +150/ - 80	848	100 +220/-70	194	250 +1180/- 200
Сумма		99.17		99.24		99.43
T,°C	541	1226 +43/-42	1051	1200 +60/-57	1014	1172 +84/-78
Li	453	6.13 + 1.82/-1.40	145	6.11 + 3.35/-2.16	478	5.88 +4.1 1/-2.42
Be	407	0.58 +0.38/- 0.23	78	0.69 +0.42 /-0.26	373	0.55 +0.21/-0.15
B	212	1.39 + 1.07/-0.61	224	1.70 + 1.80 /-0.87	582	12.85 +7.59/-4.77
Sc	730	38.30 + 5.17/-4.56	232	34.79 +12.36/-9.12	87	31.66 +19.72/ 12.15

Табл. 3. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
SiO ₂	1304	49.64 +2.77/-2.62	2143	48.57 +3.82/-3.54	704	50.15 +2.19/-2.10
TiO ₂	1303	1.31 +0.48/-0.35	2077	1.36 + 1.20/-0.64	661	0.99 +0.61/-0.38
Al ₂ O ₃	1304	17.01 +2.99/-2.54	2107	15.42 +5.83/-4.23	661	15.07 +2.75/-2.32
FeO	1303	8.87 +3.19/-2.34	2091	8.41 +4.66/-3.00	661	8.13 +2.17/-1.71
MnO	1189	0.14 +0.09/-0.05	1551	0.16 +0.15/-0.08	520	0.15 +0.06/-0.04
MgO	1303	6.21 +2.86/-1.96	2080	5.07 +4.62/-2.42	683	7.83 +2.58/-1.94
CaO	1304	10.07 +2.15/-1.77	2108	9.61 +4.85/-3.22	661	11.92 +2.28/-1.92
Na ₂ O	1304	3.06 + 1.33/-0.93	2117	2.81 +2.77/-1.40	661	2.58 +0.63/-0.50
K ₂ O	1304	0.82 +0.69/-0.38	2143	1.84 +3.18/-1.16	683	0.74 + 1.90/-0.53
P ₂ O ₅	1227	0.40 +0.49/-0.22	1562	0.58 +0.93/-0.36	653	0.20 +0.20/-0.10
H ₂ O	430	1.96 +2.36/-1.07	550	1.64 +2.42/-0.98	196	0.92 +0.91/-0.46
Cl	1068	680 +920/-390	1187	2000 +7150/-1560	142	970 +960/-480
F	97	1160 +5880/-970	430	2090 +5650/-1530	35	80 +90/-40
S	1032	1170 + 1150/-580	964	1020 +2350/-710	103	790 + 550/-320
CO ₂	152	930 + 1550/-580	241	1330 + 1900/-780	39	420 +960 /-290
Сумма		99.89		96.11		98.91
T, °C	757	1207 +24/-23	982	1194 +69/-66	32	1181 +59/-57
Li	133	7.08 + 5.52/-3.10	175	9.11 + 18.60/-6.1 1	17	5.70 + 2.10/-1.53
Be	35	0.47 + 3.7/-0.21	139	4.04 +9.57/-2.84	11	0.54 +0.34/-0.21
B	102	10.21 + 10.30/-5.13	216	10.71 +37.6/-8.33	-	- -
Sc	137	27.77 +9.44/-7.04	105	33.45 +20.12/-12.6	54	40.59 +6.12/-5.32

Табл. 3. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
V	619	268 + 8 8/-66	453	297 + 120/-86	203	314 +90/-70
Cr	1106	313 + 251/-139	1182	398 +533/-228	437	236 +609/-171
Co	324	44.1 +4.8/-4.4	87	50.5 + 10.0/-8.4	31	37.5 +25.3/-15.1
Ni	534	102 + 52/-35	464	148 +220/-88	61	59 +160/-43
Cl	371	73.0 + 14.6/-12.2	192	100.2 +60.8/-37.8	27	145.1 + 133.6/-69.6
Zn	351	80.2 +28.9/-21.3	206	108.0 +34.9/-26.4	18	71.8 +22.2/-16.9
Ga	341	17.8 + 1.9/-1.8	61	21.7 +2.6/-2.3	-	- -
Rb	719	1.52 + 3.11/-1.02	661	11.44 + 28.37/-8.15	184	14.2 + 32.3/-9.9
Sr	1078	127 +61/-41	1065	296 +403/-170	531	340 +266/-149
Y	1041	27.8 + 12.8/-8.8	940	25.2 + 13.3/-8.7	653	20.0 +6.4/-4.8
Zr	1153	89.6 +75.6/-41.0	1053	142 +180/-79	647	65.7 +43.7/-26.2
Nb	1029	2.47 +4.37/-1.58	897	17.1 +33.4/-11.3	621	1.49 + 1.50/-0.75
Mo	22	0.90 + 1.22/-0.52	-	- -	-	- -
Cs	336	0.04 +0.13/-0.03	110	0.17 +0.34/-0.11	118	0.85 +3.00/-0.66
Ba	973	15.9 +45.5/-11.8	932	102 +247 /-72	656	214 +256 /-116
La	1318	4.26 +5.28/-2.36	1096	8.11 +22.74/-5.98	647	5.76 +5.55/-2.82
Ce	1428	11.3 + 12.3/-5.9	939	24.0 + 74.0/-18.1	513	13.4 + 12.7/-6.5
Pr	285	1.76 + 1.20/-0.71	466	3.14 +2.14/-1.27	130	2.12 +2.49/-1.14

Табл. 3. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
V	91	274 +67/-54	1 14	276 + 176/-108	104	265 +50/-42
Cr	56	125 +690/-106	491	482 +1722/-377	327	470 +675/-277
Co	-	- -	46	56.2 + 131.8/-39.4	60	44.6 +22.6/-15.0
Ni	-	- -	250	316 +717/-219	106	106 +7S/-44
Cl	24	209 + 1088/-175	31	646 + 1200/-420	92	102 +43/-30
Zn	21	117.3 +51.5/-35.8	27	88.4 +80.6/-42.2	39	68.8 +25.3/-18.5
Ga	-	- -	26	16.4 +2.7/-2.3	21	15.5 +2.3/-2.0
Rb	190	14.7 +40.3/-10.8	251	49.0 + 192.5/-39.1	166	3.27 + 3.54/-1.70
Sr	288	502 +427/-231	445	740 +1110/-444	172	182 +83/-57
Y	287	22.4 +S.6/-6.2	311	21.2 + 11.9/-7.6	167	21.3 + 16.4/-9.3
Zr	288	111 +134/-61	386	167 +271/-103	142	57.7 + 79.4/-33.4
Nb	235	8.89 + 10.48/-4.81	310	23.6 + 55.9/-16.6	142	0.82 + 1.15/-0.48
Mo	-	- -	-	- -	30	0.59 +0.33/-0.21
Cs	38	1.06 +2.93/-0.78	1 12	5.39 +15.12/-3.97	22	0.03 +0.11/-0.02
Ba	295	322 +493 /-195	470	740 +4230/-630	180	45.5 +42.0/-21.8
La	245	14.62 +23.61/-9.03	289	24.2 +64.4/-17.6	146	4.92 +4.09/-2.23
Ce	287	31.6 +54.1/-20.0	350	62.6 +109.1/-39.8	99	11.35 +9.29/-5.11
Pr	156	5.21 +7.71/-3.11	81	4.85 +3.03/-1.86	34	1.11 +0.66/-0.41

Табл. 3. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
Nd	1 133	10.14 +6.43/-3.94	939	17.4 + 33.8/-11.5	505	10.09 +6.94/-4.11
Sm	1212	3.39 + 1.81/-1.18	955	4.72 + 5.35/-2.51	529	2.80 + 1.41/-0.94
Eu	1045	1.16 +0.52/-0.36	917	1.27 +1.12/-0.59	499	1.02 +0.49/-0.33
Gd	775	4.31 + 1.61/-1.17	669	5.86 + 3.08/-2.02	272	3.55 +1.64/-1.12
Tb	350	0.77 +0.27/-0.20	378	0.88 +0.23/-0.18	71	0.60 +0.20/-0.15
Dy	1032	4.72 +2.13/-1.47	937	4.73 + 2.79/-1.76	494	3.30 + 1.01/-0.77
Ho	274	1.00 +0.36/-0.26	464	0.99 +0.28/-0.22	69	0.79 +0.30/-0.22
Er	889	2.99 + 1.18/-0.85	840	2.31 +1.12/-0.76	494	2.04 +0.60/-0.47
Tm	228	0.42 +0.14/-0.10	378	0.38 +0.12/-0.09	93	0.28 +0.12/-0.08
Yb	1069	2.88 + 1.29/-0.89	1049	2.02 +0.88/-0.61	532	1.91 +0.66/-0.49
Lu	565	0.43 +0.15/-0.11	420	0.32 +0.12/-0.09	100	0.37 +0.21/-0.13
Hf	608	2.33 + 1.24/-0.81	485	3.92 + 2.63/-1.57	359	1.84 +0.92/-0.61
Ta	518	0.27 +0.48/-0.17	343	1.09 +1.12/-0.55	100	0.21 +0.27/-0.12
W	52	0.02 +0.02/-0.01	13	0.29 +0.46/-0.18	-	- -
Pb	459	0.69 +0.38/-0.24	380	0.96 +0.96/-0.48	324	2.13 +2.11/-1.06
Th	736	0.34 +0.71/-0.23	471	1.00 + 2.52/-0.72	542	0.56 +0.52/-0.27
U	588	0.09 +0.17/-0.06	450	0.39 +0.64/-0.24	400	0.36 +0.36/-0.18

Табл. 3. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
Nd	228	20.6 + 29.0/-12.0	286	27.4 + 31.9/-14.8	172	9.61 +4.41/-3.02
Sm	210	4.72 +4.83/-2.39	325	5.78 +6.57/-3.07	186	2.68 + 1.10/-0.78
Eu	177	1.45 +0.83/-0.53	247	1.70 + 1.33/-0.75	131	0.94 +0.33/-0.24
Gd	177	4.39 + 2.95/-1.76	200	5.47 +4.82/-2.56	120	3.07 + 1.70/-1.09
Tb	15	0.90 +0.21/-0.17	79	0.87 +0.41/-0.28	21	0.73 +0.30/-0.21
Dy	196	3.98 + 1.86/-1.27	236	4.13 + 2.71/-1.64	99	4.08 + 1.97/-1.33
Ho	10	0.84 +0.20/-0.16	47	1.06 +0.22/-0.18	51	0.67 +0.31/-0.21
Er	203	2.11 +0.79/-0.58	202	2.10 +1.00/-0.68	100	2.50 + 1.32/-0.86
Tm	-	- -	30	0.33 +0.02/-0.02	60	0.21 +0.07/-0.05
Yb	211	1.97 +0.88/-0.61	281	1.82 +1.02/-0.66	146	1.97 + 1.26/-0.77
Lu	34	0.29 +0.29/-0.14	117	0.30 +0.11/-0.08	39	0.36 +0.28/-0.16
Hf	124	2.36 +1.51/-0.92	165	3.58 +4.17/-1.92	83	0.86 +0.36/-0.25
Ta	143	0.59 +0.38/-0.23	173	1.22 +2.99/-0.87	94	0.04 +0.06/-0.02
W	-	- -	-	- -	12	0.05 +0.02/-0.02
Pb	202	3.63 + 8.03/-2.50	113	1.62 + 3.44/-1.10	110	1.08 +0.66/-0.41
Th	193	1.27 + 2.43/-0.84	299	2.51 +8.07/-1.91	68	0.29 +0.32/-0.15
U	168	0.84 +1.49/-0.54	242	1.35 +4.02/-1.01	76	0.18 +0.15/-0.08

Примечания: В таблице 3–5 содержание петрогенных компонентов и воды даны в мас. %, остальные элементы – в ppm; *n* – количество определений; содержание элементов рассчитывалось как среднее геометрическое при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более, чем на 2 σ ; под средним содержанием дано отклонение (первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего).

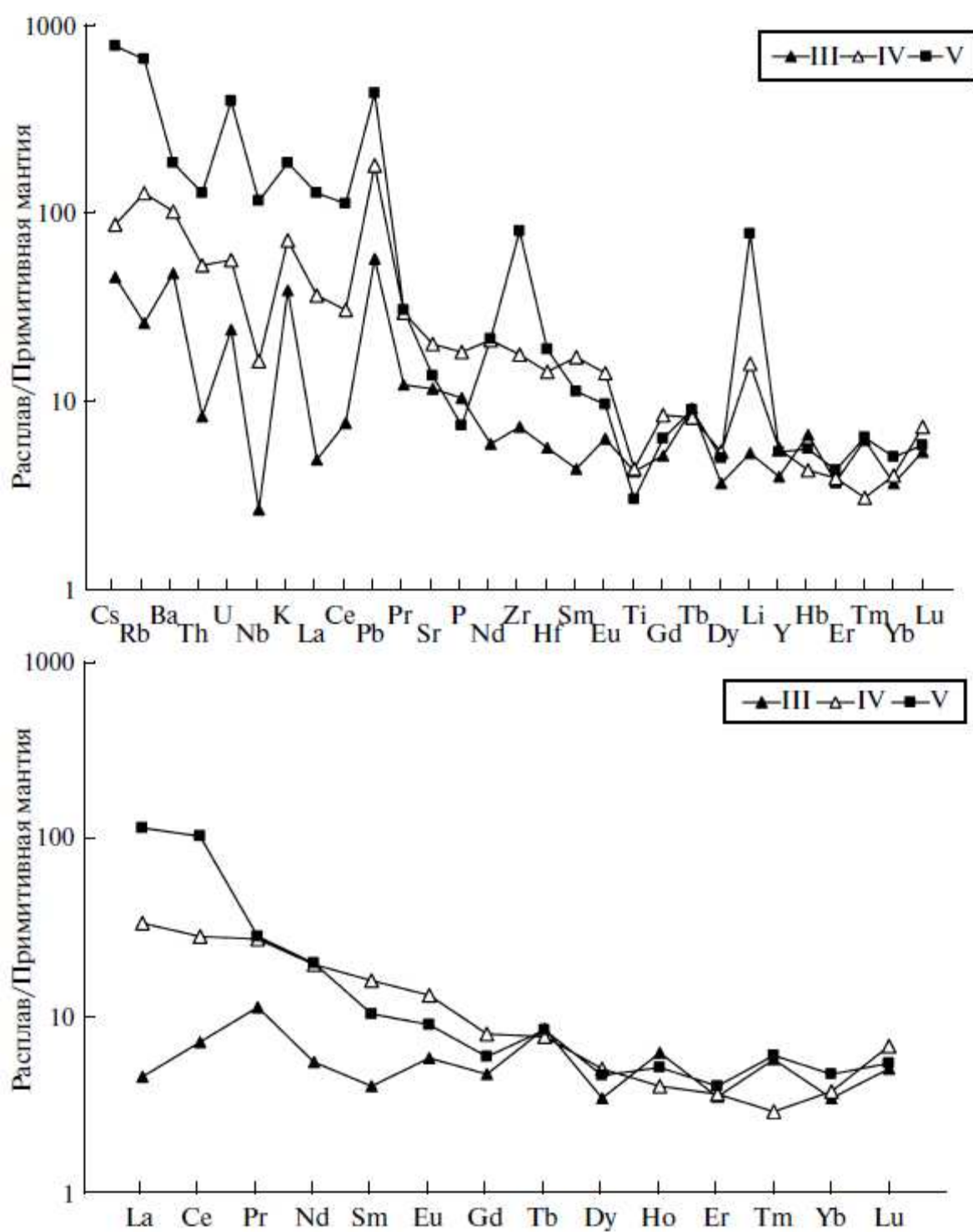


Рис. 7. Нормированное к составу примитивной мантии (по [10]) распределение редких и редкоземельных элементов в расплавах среднего состава островных дуг

Примечания: (III), активных континентальных окраин (IV) и внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (V).

Таблица 4.

Среднее содержание петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах среднего состава (SiO₂ = 54–66 мас. %) в главных геодинамических обстановках (I–VI) по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород.

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
SiO ₂	59	56.52 +2.50/-2.40	349	58.57 +4.51/4.18	1520	57.84 +4.17/-3.89
TiO ₂	55	1.57 + 1.26/-0.70	344	1.01 + 1.51/-0.61	1505	0.89 +0.81/-0.42
Al ₂ O ₃	54	14.51 +5.48/-3.98	347	16.86 +4.56/-3.59	1511	15.23 +2.53/-2.17
FeO	55	7.96 +3.38/-2.37	349	3.98 +4.15/-2.03	1519	7.44 +4.36/-2.75
MnO	42	0.14 +0.06/-0.04	285	0.10 +0.22/-0.07	1054	0.16 +0.14/-0.08
MgO	59	4.33 +5.02/-2.32	348	1.72 +2.50/-1.02	1510	2.15 +2.40/-1.14
CaO	55	6.18 +5.51/-2.91	347	3.28 +4.89/-1.96	1511	6.38 + 3.19/-2.13
Na ₂ O	55	3.22 + 1.45/-1.00	344	4.41 +2.95/-1.77	1510	3.17 + 1.44/-0.99
K ₂ O	58	0.68 + 1.54/-0.47	349	2.09 +3.1/-1.25	1511	1.05 + 1.74/-0.65
P ₂ O ₅	35	0.28 +0.39/-0.16	285	0.26 +0.52/-0.17	1056	0.21 +0.40/-0.14
H ₂ O	4	- -	47	1.58 + 3.43/-1.08	433	1.87 + 1.61/-0.87
Cl	20	2710	187	1430 +1980/-830	901	1450 + 1820/-810
F	0	- -	94	800 +1280/-490	322	380 + 960/-270
S	17	730 +700/-360	148	340 +620/-220	589	430 + 1070/-310
CO ₂	0	- -	3	- -	41	70 +160/-50
Сумма		95.73		96.20		96.63
T, ° C	11	1250 0/-0	60	1203 +55/-53	331	1134 +77/-72
Li	5	- -	15	4.76 + 1.91/-1.36	163	8.26 +6.29/-3.57
Be	4	- -	0	- -	142	0.54 +0.21/-0.15

Табл. 4. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
SiO ₂	698	60.92 + 5.50/-5.04	918	58.80 +3.58/-3.38	131	56.77 +2.98/-2.83
TiO ₂	689	0.92 +0.90/-0.46	1097	0.64 + 1.07/-0.40	123	0.76 +0.41/-0.27
Al ₂ O ₃	694	16.38 +2.36/-2.07	1 118	17.85 +5.75/-4.35	123	16.71 +3.04/-2.57
FeO	690	4.62 + 3.41/-1.96	1 114	2.56 +3.01/-1.38	123	6.23 +4.38/-2.57
MnO	562	0.10 +0.12/-0.05	845	0.12 +0.26/-0.08	106	0.13 +0.09/-0.05
MgO	683	2.05 +2.74/-1.17	1086	1.06 +4.47/-0.86	131	1.92 +2.22/-1.03
CaO	689	4.42 +3.68/-2.01	1 104	2.11 +2.89/-1.22	123	6.34 +2.53/-1.81
Na ₂ O	694	4.26 +1.75/-1.24	1 118	4.30 +3.35/-1.88	123	2.82 + 1.31/-0.89
K ₂ O	694	1.94 + 1.53/-0.86	1 118	4.94 +4.72/-2.41	112	0.81 +0.58/-0.34
P ₂ O ₅	534	0.37 +0.40/-0.19	740	0.15 +0.74/-0.13	117	0.20 +0.20/-0.10
H ₂ O	312	1.65 +2.95/-1.06	264	1.61 +2.68/-1.00	77	1.55 +0.37/-0.30
Cl	286	1140 +1820/-700	799	2850 +6330/-1970	76	2410 +950/-680
F	114	3360 + 16690/-2800	414	3630 +7010/-2390	53	140 +2020/-130
S	177	460 +1850/-370	415	370 +690/-240	25	430 +1560/-340
CO ₂	34	1790 + 9720/-1510	4	- -	3	- -
Сумма		98.31		94.83		94.53
T, ° C	123	1144 +96/-8S	414	1124 +167/-145	1	- -
Li	40	24.50 +36.64/-14.68	60	120 +905/-106	0	- -
Be	18	1.88 +6.03/-1.43	48	15.7 +98.5/-13.6	3	- -

Табл. 4. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
B	3	-	15	2.15 +0.60/-0.47	164	18.2 +22.1/-10.0
Sc	15	36.7 + 5.53/-4.81	4	-	30	21.5 +32.6/-12.9
V	6	-	11	27.8 +328/-25.6	87	271 + 530/-179
Cr	6	-	41	284 +1002/-222	198	170 + 735/-138
Co	1	-	2	-	16	24.8 + 15.9/-9.7
Ni	1	-	45	222 +353/-136	38	43.0 +295/-37.5
Cu	1	-	8	-	13	93.6 +285/-70.5
Zn	11	-	14	150 +99/-60	13	77.7 + 12.1/-10.4
Rb	15	7.31 +28.22/-5.81	21	33 +276/-29	102	16.3 +58.2/-12.7
Sr	18	187 +208/-98	36	341 +258/-147	174	250 +490/-166
Y	18	16.8 + 12.0/-7.0	21	34.6 +48.5/-20.2	159	18.0 +22.2/-10.0
Zr	18	130 +232/-83	36	252 +798/-191	157	82.7 + 147.1/-52.9
Nb	16	8.73 +37.05/-7.07	36	23.3 + 106.3/-19.1	151	1.90 +3.34/-1.21
Mo	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
Cs	4	-	5	-	35	1.46 +6.37/-1.19
Ba	17	63.7 +370/-54.3	47	245 +1125/-201	196	338 +1936/-288
La	19	6.65 + 16.40/-4.73	32	21.4 +107.7/-17.8	160	3.46 +9.06/-2.50
Ce	19	14.8 +27.0/-9.6	22	142 +393/-104	164	14.2 + 54.4/-11.3

Табл. 4. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
B	42	36.9 +78.2/-25.1	59	84 +539/-72	0	- -
Sc	20	15.23 +6.03/-4.32	23	2.90 +3.84/-1.65	14	22.4 + 13.4/-8.4
V	36	167 + 194/-90	27	42.3 + 171.3/-34.0	12	290 +159/-103
Cr	46	151 +1958/-141	88	149 +-1532/-135	25	43.7 +223.9/-36.6
Co	12	14.5 + 16.7/-7.8	24	1.66 +2.02/-0.91	10	29.0 +7.11/-5.71
Ni	8	- -	45	101 +4720/-99	18	13.0 + 18.8/-7.7
Cu	72	197 +358/-127	6	- -	27	56.3 + 116/-37.9
Zn	54	69.3 +40.2/-25.4	14	107.0 +68.8/-41.9	13	81.0 +77.0/-39.4
Rb	119	80.1 + 159/-53.3	89	414 +3030/-364	18	9.42 +7.82/-4.28
Sr	117	429 + 304/-178	187	292 +2180/-258	20	168 +231/-97
Y	111	25.2 +25.3/-12.6	81	24.5 +65.8/-17.8	19	30.2 + 17.4/-11.0
Zr	115	199 +146/-84	182	900 +3486/-716	20	106.4 +95.8/-50.4
Nb	114	11.7 + 16.9/-6.9	90	83.2 + 166.9/-55.5	34	1.30 +1.26/-0.64
Mo	12	1.78 +2.48/-1.04	16	3.15 +5.18/-1.96	5	- -
Sn	-	- -	19	22.7 +208.2/-20.4	-	- -
Cs	87	2.76 +4.85/-1.76	64	24.8 +684/-23.9	8	- -
Ba	137	719 +415/-263	206	1293 -	34	140 + 172/-77
La	104	25.9 + 18.9/-10.9	108	90.1 +406/-73.7	16	5.78 +9.00/-3.52
Ce	111	56.4 +40.6/-23.6	133	208 +754/-163	15	21.1 +35.0/-13.2

Табл. 4. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III
Pr	6	- -	10	4.22 +7.40/-2.69	41	3.32 +6.48/-2.20
Nd	17	8.31 +7.54/-3.95	22	56.5 + 148/-40.8	151	8.14 + 17.70/-5.57
Sm	17	1.95 + 1.47/-0.84	22	10.2 + 18.5/-6.6	147	1.94 +2.48/-1.09
Eu	17	0.93 +0.58/-0.36	22	2.26 +2.40/-1.16	131	1.05 + 1.08/-0.53
Gd	17	2.36 + 2.28/ 1.16	20	8.56 + 13.84/-5.29	83	3.02 + 1.97/-1.19
Tb	5	- -	7	- -	31	0.87 +0.30/-0.22
Dy	17	2.62 +2.51/-1.28	22	7.05 +8.95/-3.94	145	2.72 +2.47/-1.29
Ho	7	- -	10	0.99 +0.76/-0.43	28	1.08 +0.29/-0.23
Er	18	1.55 + 1.04/-0.62	21	3.07 +3.05/-1.53	133	1.80 + 1.24/-0.74
Tm	5	- -	5	- -	18	0.48 +0.16/-0.12
Yb	18	1.88 + 1.49/-0.83	32	2.25 + 1.55/-0.92	152	1.78 + 1.35/-0.77
Lu	9	- -	8	- -	52	0.42 +0.38/-0.20
Hf	9	- -	6	- -	80	1.75 + 1.52/-0.81
Ta	6	- -	6	- -	48	0.31 +0.92/-0.23
Pb	11	1.10 + 1.89/-0.69	15	5.25 +27.46/-4.41	70	3.90 +4.63/-2.12
Th	14	1.20 + 3.49/-0.89	6	- -	101	0.74 + 1.16/-0.45
U	10	0.82 + 1.63/-0.55	6	- -	64	0.51 +0.51/-0.25

Табл. 4. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	IV	<i>n</i>	V	<i>n</i>	VI
Pr	20	8.06 +6.86/-3.71	50	8.30 +28.67/-6.44	14	2.44 +2.34/-1.19
Nd	90	29.0 +21.6/-12.4	76	29.5 +86.8/-22.0	17	13.4 + 16.6/-7.4
Sm	52	7.69 +6.68/-3.58	82	5.00 + 15.88/-3.80	17	3.18 +2.02/-1.24
Eu	49	2.37 + 1.35/-0.86	70	1.61 +2.26/-1.08	15	1.10 +0.29/-0.23
Gd	31	5.04 +2.60/-1.72	46	3.76 +8.46/-2.60	14	2.99 + 2.19/-1.26
Tb	20	0.78 +0.30/-0.22	48	0.86 +2.53/-0.64	13	0.64 +0.34/-0.22
Dy	30	4.00 + 1.84/-1.26	75	3.68 +7.31/-2.45	10	3.36 +3.80/-1.78
Ho	12	0.70 +0.38/-0.25	47	0.90 +2.66/-0.67	13	0.99 +0.60/-0.38
Er	28	1.88 +0.66/-0.49	67	2.08 +3.87/-1.35	15	2.54 + 1.68/-1.01
Tm	14	0.24 +0.07/-0.05	25	0.50 + 1.33/-0.36	6	- -
Yb	66	1.96 + 1.80/-0.94	76	2.44 +4.56/-1.59	15	2.63 +2.06/-1.15
Lu	26	0.57 +0.67/-0.31	51	0.45 +0.94/-0.30	14	0.64 +0.59/-0.31
Hf	25	4.47 +5.44/-2.45	45	5.82 +7.97/-3.36	14	2.30 +2.51/-1.20
Ta	49	0.97 + 1.74/-0.62	35	8.33 +27.72/-6.29	22	0.06 +0.03/-0.02
Pb	73	12.21 +7.27/-4.56	21	29.5 +94.0/-22.5	28	2.45 +2.58/-1.26
Th	76	4.72 +6.90/-2.80	69	11.38 +21.64/-7.46	28	0.70 +0.40/-0.26
U	66	1.21 + 1.41/-0.65	56	8.34 +20.99/-5.67	28	0.45 +0.47/-0.23

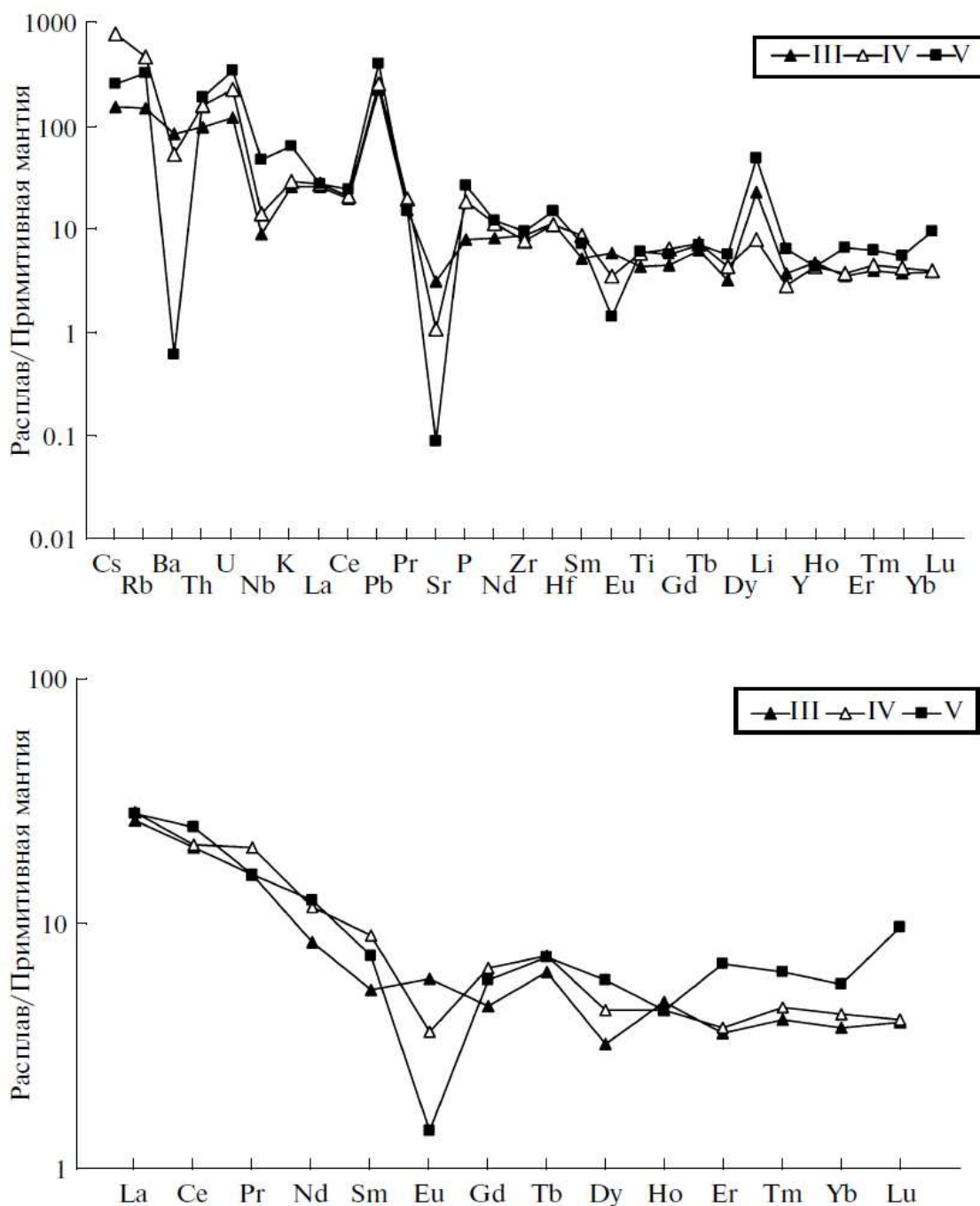


Рис. 8. Нормированное к составу примитивной мантии (по [10]) распределение редких и редкоземельных элементов в расплавах кислого состава островных дуг.

Примечания: (III), активных континентальных окраин (IV) и внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (V).

Таблица 5.

Среднее содержание петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах кислого состава ($\text{SiO}_2 > 66$ мас. %) в главных геодинамических обстановках (II–VI) по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах вулканических пород.

Компонент	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III	<i>n</i>
SiO₂	205	70.48 +2.35/-2.28	3364	73.40 +3.33/-3.18	2856
TiO₂	201	0.29 +0.21/—0.12	3155	0.28 +0.58/-0.19	2429
Al₂O₃	205	12.97 +2.98/-2.43	3277	12.57 + 1.52/-1.36	2694
FeO	205	3.29 + 1.29/-0.93	3283	1.35 + 1.04/-0.59	2419
MnO	172	0.12 +0.08/-0.05	2088	0.06 +0.10/-0.04	1688
MgO	205	0.12 +0.90/-0.11	3138	0.23 +0.54/-0.16	2397
CaO	205	1.20 + 1.93/-0.74	3303	1.16 +0.75/-0.46	2665
Na₂O	203	5.11 + 1.44/-1.12	3275	3.72 + 1.1 1/-0.85	2678
K₂O	205	3.21 + 1.46/-1.00	3292	3.05 + 1.30/-0.91	2727
P₂O₅	102	0.05 +0.27/-0.04	1135	0.06 +0.17/-0.04	1521
H₂O	31	1.72 +3.66/-1.17	1131	2.39 +2.84/-1.30	1576
Cl	102	2330 +2860/-1280	2050	1110 + 1820/-690	912
F	82	1150 +3330/-860	667	320 +400/-180	555
S	73	130 + 200/-80	535	120 +250/-80	367
CO₂	1	- -	168	90 +120/-50	323
Сумма		98.92		98.43	
T, °C	1	- -	483	989 +206/-170	599
Li	13	61.4 +73.4/-33.4	694	38.2 +62.0/-23.7	435
Be	13	12.49 + 1.92/-1.66	410	1.22 +0.99/-0.55	156

Табл. 5. (Продолжение)

Компонент	IV	n	V	n	VI
SiO ₂	72.71 + 3.28/-3.14	2123	73.82 +2.88/-2.77	61	68.89 +3.39/-3.24
TiO ₂	0.19 +0.57/-0.14	1751	0.10 +0.17/-0.06	60	0.59 +0.26/-0.18
Al ₂ O ₃	13.40 +2.28/-1.95	2017	12.16 + 1.92/-1.66	60	13.70 + 1.76/-1.56
FeO	1.11 + 1.34/-0.61	2009	0.98 + 1.32/-0.56	60	3.84 + 1.74/-1.20
MnO	0.05 +0.10/-0.03	1301	0.04 +0.12/-0.03	55	0.10 +0.14/-0.06
MgO	0.19 +0.68/-0.15	1934	0.04 +0.07/-0.02	61	0.87 + 1.14/-0.49
CaO	0.97 + 1.35/-0.56	1855	0.40 +0.42/-0.20	60	2.73 + 1.35/-0.90
Na ₂ O	3.66 + 1.74/-1.18	2014	3.91 + 1.38/-1.02	60	3.36 + 1.34/-0.96
K ₂ O	4.06 + 1.87/-1.28	2017	4.54 + 1.05/-0.85	61	1.61 +0.56/-0.42
P ₂ O ₅	0.07 +0.26/-0.06	812	0.03 +0.05/-0.02	47	0.11 +0.12/-0.06
H ₂ O	2.06 + 2.20/-1.06	1385	2.58 + 2.78/-1.34	36	1.41 +0.48/-0.36
Cl	1280 +1160/610	1230	1680 +2580/-1020	41	5110 +2160/-1520
F	870 +2480/-640	1376	2080 +7730/-1640	11	520 +1090/-350
S	90 +270/-70	197	70 +160/-50	11	40 +240/-40
CO ₂	20 +50/-10	155	140 +310/-100	1	- -
Сумма	98.70		99.00		97.77
T, °C	898 +129/-113	807	840 +210/-168	-	- -
Li	13.3 +45.2/-10.3	922	80.6 + 174.2/-55.1	-	- -
Be	2.40 +2.16/-1.14	540	7.38 + 10.97/-4.41	-	- -

Табл. 5. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III	<i>n</i>
B	13	17.75 +3.91/-3.20	673	31.0 +36.2/-16.7	441
Sc	3	- -	191	4.39 + 2.40/-1.55	38
V	3	- -	224	5.71 + 8.02/-3.34	19
Cr	12	421 +1059/-301	130	2.15 +4.19/-1.42	64
Co	-	- -	44	1.78 + 1.64/-0.86	8
Ni	3	- -	52	1.60 + 1.83/-0.85	5
Cu	-	- -	63	27.5 +40.3/-16.3	399
Zn	2	- -	57	54.0 + 38.5/-22.5	364
Ga	-	- -	43	16.73 + 3.63/-2.98	29
As	-	- -	18	8.32 +4.27/-2.82	258
Rb	18	170 +84/-56	745	100 +87/-46	677
Sr	20	4.99 + 122.2/-4.8	792	71.3 + 84.1/-38.6	644
Y	19	76.6 + 382.6/-63.8	711	18.1 + 12.3/-7.3	365
Zr	20	1600 +2311/-945	704	105.0 +79.7/-45.3	427
Nb	19	190 +409/-129	783	6.78 +4.70/-2.78	334
Mo	-	- -	131	1.52 +0.63/-0.45	275
Sn	13	42.73 +7.88/-6.65	10	2.08 + 1.35/-0.82	276
Sb	-	- -	16	0.84 +0.57/-0.34	233
Cs	16	3.42 +4.03/-1.85	236	5.26 + 3.06/-1.94	349
Ba	6	- -	825	619 +528/-285	508
La	7	- -	768	19.4 + 13.2/-7.8	341

Табл. 5. (Продолжение)

Компонент	IV	n	V	n	VI
B	77.0 +466/-66.1	929	40.1 +45.1/21.2	-	- -
Sc	7.23 + 1 1.28/-4.40	237	2.74 + 1.74/-1.06	13	10.42 +4.56/-3.17
V	21.4 + 150.8/-18.8	287	4.08 +2.08/-1.38	-	- -
Cr	3.75 + 12.07/-2.86	100	3.04 + 5.02/-1.89	12	5.01 +2.35/-1.60
Co	- -	22	0.65 + 1.30/-0.43	-	- -
Ni	- -	14	4.08 37.50/-3.68	-	- -
Cu	25.9 + 50.7/-17.1	64	92.8 + 1002/-84.9	34	19.3 + 17.0/-9.0
Zn	45.0 + 38.6/-20.8	38	1 1.4 +212/-10.8	13	18.7 +40.7/-12.8
Ga	22.54 + 14.31/-8.75	16	61.6 +55.2/-29.1	-	- -
As	1200 -	12	88.9 +258.S/-66.2	13	1.35 + 1.23/-0.64
Rb	317 +1451/-260	803	217 +230/-112	14	9.9 +32.9/-7.6
Sr	24.3 +337/-22.7	873	2.01 +4.22/-1.36	14	305 +72/-58
Y	13.7 + 17.8/-7.7	830	31.3 +66.0/-21.2	13	31.4 + 12.1/-8.7
Zr	92.9 + 148.0/-57.1	770	113 +179/-69	13	106 +38/-28
Nb	10.7 + 10.6/-5.3	871	36.3 +76.9/-24.6	34	1.61 +0.47/-0.36
Mo	21.8 +81.3/-17.2	173	4.88 +5.17/-2.51	12	0.86 +0.41/-0.28
Sn	207 +808/-165	178	23.0 +42.8/-14.9	-	- -
Sb	316 +1710/-267	21	1.08 +8.18/-0.95	-	- -
Cs	26.8 + 1137/-26.2	401	8.66 +21.78/-6.19	-	- -
Ba	398 +1065/-290	739	4.49 +20.59/-3.68	35	376 + 150/-107
La	20.9 + 13.9/-8.3	475	20.7 +28.9/-12.0	14	11.0 + 13.6/-6.1

Табл. 5. (Продолжение)

Компонент	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III	<i>n</i>
Ce	20	172 +178/-88	800	39.1 +27.3/-16.1	385
Pr	2	- -	243	4.46 +4.67/-2.28	75
Nd	7	- -	396	12.0 + 10.5/-5.6	225
Sm	7	- -	398	2.50 + 2.12/-1.15	106
Eu	6	- -	341	1.03 + 3.18/-0.78	100
Gd	6	- -	144	2.83 +3.50/-1.56	77
Tb	2	- -	87	0.63 +0.54/-0.29	43
Dy	7	- -	268	2.49 +2.66/-1.29	90
Ho	2	- -	84	0.81 +0.79/-0.40	34
Er	3	- -	249	1.79 + 1.56/-0.83	89
Tm	2	- -	83	0.33 +0.64/-0.22	25
Yb	19	4.41 + 21.04/-3.65	274	1.90 + 1.87/-0.94	127
Lu	-	- -	86	0.32 +0.67/-0.22	61
Hf	-	- -	101	3.77 + 2.55/-1.52	73
Ta	12	19.68 +3.12/-2.70	162	0.83 +0.79/-0.40	229
W	-	- -	4	- -	230
Pb	-	- -	324	16.2 +11.0/-6.6	180
Bi	-	- -	2	- -	225
Th	13	14.83 +6.98/-4.75	390	9.26 + 16.98/-5.99	268
U	13	4.38 + 1.27/-0.98	339	2.70 +2.38/-1.27	299

Табл. 5. (Продолжение)

Компонент	IV	n	V	n	VI
Ce	40.4 +27.4/-16.3	786	47.3 +44.4/-22.9	14	25.7 +27.2/-13.2
Pr	5.76 + 3.18/-2.05	275	4.51 +3.31/-1.91	13	1.95 + 1.62/-0.88
Nd	16.7 + 13.5/-7.5	448	17.7 +22.1/-9.8	14	17.6 + 15.4/-8.2
Sm	4.17 + 3.14/-1.79	397	3.43 +5.40/-2.10	14	3.54 +2.82/-1.57
Eu	0.63 +0.82/-0.36	377	0.25 + 1.20/-0.20	14	1.24 +0.27/-0.22
Gd	4.04 +2.62/-1.59	257	3.60 +6.13/-2.27	14	4.67 + 1.89/-1.35
Tb	0.73 +0.51/-0.30	170	0.72 +0.70/-0.38	13	0.82 +0.24/-0.18
Dy	3.39 +2.86/-1.55	298	4.50 +9.71/-3.08	1	- -
Ho	0.75 +0.34/-0.24	154	0.75 +0.64/-0.35	13	1.18 +0.40/-0.30
Er	1.89 + 1.60/-0.87	281	3.43 +7.46/-2.35	14	2.62 + 1.13/-0.79
Tm	0.37 +0.29/-0.16	147	0.51 +0.49/-0.25	-	- -
Yb	2.17 + 2.29/ 1.12	316	2.87 +6.12/-1.95	14	2.89 + 1.86/-1.13
Lu	0.33 +0.20/-0.13	206	0.78 + 1.65/-0.53	13	0.46 +0.58/-0.26
Hf	3.66 + 3.84/-1.88	267	4.90 +8.06/-3.05	13	3.06 +1.10/-0.81
Ta	12.0 +274/-11.5	111	7.10 + 19.06/-5.17	21	0.11 +0.03/-0.02
W	60.8 +99.1/-37.7	55	11.1 +27.6/-7.9	-	- -
Pb	18.6 + 11.8/-7.2	300	29.1 +30.7/-14.9	35	5.38 +3.28/-2.04
Bi	8.24 +27.53/-6.34	15	2.89 + 14.87/-2.42	-	- -
Th	15.02 +20.94/-8.75	817	18.11 + 14.62/-8.09	34	1.22 +0.40/-0.30
U	5.17 +7.84/-3.11	533	7.91 + 0.97/-3.4	34	0.84 +0.30/-0.22

Таблица 6.

Среднее содержание редких элементов (ppb) в магматических расплавах основного состава ($\text{SiO}_2 = 40\text{--}54$ мас. %) в главных геодинамических обстановках (I–VI) по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород.

Элемент	Геодинамическая обстановка	<i>n</i>	Среднее содержание	2ст
Re	I	34	0.97	+0.37/–0.27
Re	II	16	0.80	+0.55/–0.32
Re	III	30	1.32	+0.68/–0.45
Re	VI	55	1.03	+0.81/–0.45
Pt	I	23	0.23	+0.39/–0.14
Pt	II	15	5.04	+3.52/–2.08
Ir	I	22	0.03	+0.05/–0.02
Ir	V	20	4.35	+5.53/–2.43
Pd	I	24	0.66	+ 1.85/–0.48
Os	I	34	0.004	+0.005/–0.002
Cd	II	15	122	+27/–22
Ru	I	27	0.03	+0.07/–0.02
Br	I	56	280	+450/–170
Tl	I	26	15.8	+21.9/–9.2

спайдер-диаграмм. Первое, что можно отметить – довольно большие вариации отношений в основных расплавах. Во многих случаях интервалы вариаций значительно перекрываются и существует группа отношений, которые очень мало меняются от обстановки к обстановке. Среди них – $\text{K}_2\text{O}/\text{Cl}$, Th/U , $\text{P}_2\text{O}_5/\text{F}$ и TiO_2/Dy . Эти отношения не чувствительны к геодинамическим обстановкам и их значительные вариации, вероятно, связаны с локальными процессами. Остальные отношения распределяются более контрастно, но надо сказать, что не существует такого отношения, которое позволило бы достаточно надежно определить принадлежность состава к одной из пяти обстановок. Более того, по многим показателям обстановки объединяются в более крупные группы, внутри которых различия незначительны. Например, обстановки, связанные с границами плит (III и IV), заметно отличаются от обстановок, связанных с мантийными плюмами, по отношениям Ce/Pb , Nb/U , Zr/Nb и Th/Ta . Обстановка I близка по некоторым показателям к плюмовым обстановкам (например, Th/Ta), по

другим – к обстановкам III и IV (например, Zr/Nb). Обстановка I существенно отличается от всех остальных обстановок очень низкими отношениями La/Yb и Th/Yb (эти отношения могут выступать в качестве индикаторов обедненной мантии). Примечательно, что это обеднение не сопровождается существенными изменениями отношений сильно несовместимых элементов: так, отношения H₂O/Ce и Ce/Pb в обстановках I и II близки, но заметно

Таблица 7.

Отношения элементов в магматических расплавах основного состава (SiO₂ = 40—54 мас. %) в главных геодинамических обстановках (I—VI).

Отношение компонентов	<i>n</i>	I	<i>n</i>	II	<i>n</i>	III	<i>n</i>
H ₂ O/Ce	649	190	204	130	300	1310	124
		+80/-50		+130/-60		+3040/-910	
Ce/Pb	421	23.1	378	25.6	251	6.2	172
		+8.4/-6.2		+16.8/-10.1		+3.8/-2.3	
K ₂ O/H ₂ O	1177	0.6	1194	1.0	872	0.4	429
		+0.4/-0.2		+1.5/-0.6		+0.7/-0.2	
K ₂ O/Cl	1288	11.7	1855	22.6	1459	7.9	1068
		+ 18.4/-7.1		+26.7/-12.2		+8.3/-4.1	
La/Yb	1028	1.2	1044	2.7	526	2.4	211
		+ 1.1/-0.6		+5.1/-1.8		+2.4/-1.2	
Nb/U	477	42.7	446	50.7	391	5.4	164
		+ 10.7/-8.5		+14.0/-11.0		+3.1/-2.0	
Nb/Yb	733	1.1	835	6.0	494	0.9	208
		+2.2/-0.7		+8.8/-3.6		+0.6/-0.4	
Zr/Nb	892	24.2	897	8.8	616	38.1	235
		+38.3/-14.8		+6.6/-3.8		+20.2/-13.2	
Th/Ta	503	1.0	343	1.0	100	6.6	129
		+0.3/-0.2		+0.4/-0.3		+12.6/-4.3	
Th/Yb	632	0.1	464	0.6	421	0.3	167
		+0.2/-0.1		+0.9/-0.4		+0.4/-0.2	
Th/U	578	2.7	463	3.5	343	1.7	171
		+0.8/-0.6		+1.4/-1.0		+1.0/-0.6	
Ba/Rb	636	11.1	629	11.4	184	13.5	190
		+2.9/-2.3		+5.2/-3.6		+8.8/-5.3	
P ₂ O ₅ /F	309	7.6	1000	5.3	527	4.0	95
		+5.0/-3.0		+3.8/-2.2		+4.2/-2.0	
TiO ₂ /Dy	1030	2800	929	4100	494	2900	196
		+840/-650		+1900/-1300		+750/-600	

отличаются от III + IV. Интерпретация этих различий на количественном уровне представляет собой сложную задачу, поскольку они могут быть связаны с перераспределением компонентов при участии расплавов и флюидов, образовавшихся при разных термодинамических условиях. Вероятно, некоторые различия могут быть унаследованными от ранних

периодов эволюции геосфер. В этом плане интересно было бы проследить изменение отношений элементов в однотипных расплавах от времени, но для древних комплексов таких данных пока еще очень мало.

Табл. 7. (Продолжение)

Отношение компонентов	IV	n	V	n	VI
H₂O/Ce	950	152	70	63	880
	+4100/-770		+520/-60		+1000/-470
Cc/Pb	7.4	116	32.3	69	14.9
	+6.1/-3.3		+15.5/-7.1		+9.9/-6.0
K₂O/H₂O	0.7	553	1.9	196	0.3
	+1.9/-0.5		+4.2/-1.3		+0.2/-0.10
K₂O/Cl	14.5	1219	14.7	142	3.2
	+13.4/-7.0		+24.0/-9.1		+2.3/-1.3
La/Yb	6.1	236	13.9	123	1.6
	+10.0/-3.8		+36.0/-10.0		+1.5/-0.8
Nb/U	12.8	222	25.4	76	2.3
	+18.0/-7.5		+49.6/-16.8		+1.4/-0.9
Nb/Yb	3.7	257	11.6	78	0.4
	+5.2/-2.2		+36.5/-8.8		+0.2/-0.2
Zr/Nb	17.9	313	6.4	132	47.1
	+20.3/-9.5		+8.9/-3.7		+58.4/-26.1
Th/Ta	2.8	170	1.4	64	3.9
	+5.9/-1.9		+1.0/-0.6		+16.4/-3.1
Th/Yb	0.7	255	1.5	41	0.1
	+1.2/-0.4		+4.0/-1.1		+0.6/-0.1
Th/U	2.5	248	3.4	48	2.6
	+1.2/-0.8		+1.4/-1.0		+0.8/-0.6
Ba/Rb	28.0	194	11.1	165	10.5
	+28.6/-24.2		+8.7/-4.9		+6.2/-3.9
P₂O₅/F	4.2	412	2.6	-	-
	+5.0/-2.3		+8.4/-2.0		
TiO₂/Dy	3400	239	3300	99	2700
	+1000/-790		+2700/-1500		+490/-420

ВЫВОДЫ

1. Создана база данных, включающая более 480000 определений по 73 элементам в расплавных включениях в минералах и в закалочных стеклах вулканических пород, и на основе этих данных проведено обобщение по средним содержаниям петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок.
2. Выделены 6 главных геодинамических обстановок: I – обстановки спрединга океанических плит (срединно-океанические хребты), II – обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато), III и IV – обстановки,

- связанные с субдукционными процессами (III – зоны островодужного магматизма, заложенные на океанической коре, IV – зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магмообразования континентальную кору), V – обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек, VI – обстановки задугового спрединга.
3. Установлен бимодальный тип распределения SiO_2 в природных магматических расплавах всех геодинамических обстановок: первый максимум определений приходится на содержания $\text{SiO}_2 = 50\text{--}52$ мас. %, а второй – на содержания $72\text{--}74$ мас. %. Минимальное количество определений приходится на содержания $\text{SiO}_2 62\text{--}64$ мас. %.
 4. Построены спайдер-диаграммы, отражающие отношения средних содержаний элементов в магматических расплавах основного, среднего и кислого составов для I–V обстановок к содержаниям этих элементов в примитивной мантии. На графиках отражены характерные особенности составов расплавов каждой геодинамической обстановки.
 5. На основании обобщения данных по составам расплавных включений и стекол пород оценены средние отношения некогерентных редких и летучих компонентов ($\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Cl}$, Nb/U , Ba/Rb , Ce/Pb и др.) в магматических расплавах всех выделенных обстановок. Определены вариации этих отношений и показано, что в большинстве случаев отношения некогерентных элементов значимо различаются для различных обстановок. Особенно значительные различия наблюдаются для отношения элементов с разной степенью несовместимости (например, Nb/Yb) и некоторые отношения с участием летучих компонентов (например, $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.В. Соболеву за ценные замечания к рукописи статьи и обсуждение материалов исследования.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 07-05-00497, 08-05-00472), ОНЗ РАН и программы поддержки ведущих научных школ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113–1124.
2. Eiler J.M., Schiano P., Valley J.W., Kita N.T., Stolper E.M. Oxygen isotope and trace element constraints on the origins of silicic melts in the subarc mantle // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2007. V. 8. № 9. P. 1–21.
3. Bouvier A.-S., Metrich N., Deloule E. Slab-derived fluids in the magma sources of St. Vincent (Lesser Antilles Arc): Volatile and light element imprints // J. Petrol. 2008. V.

49. № 8. P. 1427–1448.
4. **Le Voyer M., Rose-Koga E.F., Laubier M., Schiano P.** Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2008. V. 9. № 12. P. 1–27.
 5. **Harlou R., Pearson D.G., Nowell G.M., Ottley C.J., Davidson J.P.** Combined Sr isotope and trace element analysis of melt inclusions at submg levels using micro-milling, TIMS and ICPMS // *Chemical Geology*. 2009. V. 260. № 3–4. P. 254–268.
 6. **Layne G.D., Kent A.J.R., Bach W.** $\delta^{37}\text{Cl}$ systematics of a backarc spreading system: The Lau Basin // *Geology*. 2009. V. 37. № 5. P. 427–430.
 7. **Wittenbrink J., Lehmann B., Wiedenbeck M., Walian A., Dietrich A., Palacios C.** Boron isotope composition of melt inclusions from porphyry systems of the Central Andes: a reconnaissance study // *Terra Nova*. 2009. V. 21. № 2. P. 111–118.
 8. **Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л.** Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 6. С. 654–665.
 9. **Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Богоявленская Г.Е., Хубуня С.А.** Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 5. С. 451–470.
 10. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. 1989. V. 42. P. 313–345.
 11. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Оценка средних содержаний H_2O , Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов // *Геохимия*. 2006. № 3. С. 243–266.
 12. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Среднее содержание несовместимых и летучих компонентов в деплетированной мантии, мантии океанических плюмов и мантии внутриплитных континентальных обстановок // *Доклады РАН*. 2007. Т. 415. № 3. С. 389–393.
 13. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 4. С. 361–396.
 14. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: I. Оценка состава расплавов по данным изучения расплавных включений и стекол пород // *Геохимия*. 2007. № 2. С. 131–149.
 15. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: II. Оценка содержаний в мантийных резервуарах // *Геохимия*. 2007. № 4. С. 355–369.
 16. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Кислые агпаитовые расплавы островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных континентальных обстановок (по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород) // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 4. С. 437–456.

17. **Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Канонические отношения элементов-примесей в базитовых магмах различных геодинамических обстановок (оценка по составам расплавных включений и стекол пород) // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 222–225.
18. **Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // in Treatise on Geochemistry. Amsterdam. Elsevier. 2003. V. 3. P. 1–64.
19. **Arculus R.J.** Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 113–133.
20. **Hart S.R., Gaetani G.A.** Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. and Petrology. 2006. V. 152. P. 295–308.
21. **Ayers J.** Trace element modeling of aqueous fluid peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. Mineral. and Petrology. 1998. V. 132. P. 390–404.

УДК 552.33+549.514.81 (470.5)

Lu-Hf изотопные составы цирконов и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса

И. Л. Недосекова¹, Е. А. Белоусова², В. В. Шарыгин³

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.В.Соболева СО РАН, 630090 Новосибирск, пр.Коптюга 3, sharygin@uiggm.nsc.ru.*

² *Институт геологии и геохимии УрО РАН им. Акад. А. Н. Заварицкого, Екатеринбург, пер. Почтовый 7, ИГГ УРО РАН, р.т. 8 (343)3711785; д.т. (34397)34203 E-mail: vladi49@yandex.ru*

³ *GEMOS ARC National Key Centre, Macquarie University, NSW 2109 Sydney, Australia E-mail: ebelouso@els.mq.edu.au.*

Состав изотопов гафния в цирконах в последнее время становится важным инструментом для реконструкции источника магматических пород. Циркон устойчив во многих гипогенных и гипергенных процессах. Метамиктизация и более поздние процессы изменения практически не оказывают влияния на состав изотопов Hf в цирконе [12]. Относительная стабильность Hf-изотопии в цирконе делает изотопы гафния мощным инструментом для изучения возраста источника, а также вопросов происхождения и изотопной эволюции самых различных пород [6, 11]. Особенно эффективна комбинация датирования отдельного зерна циркона U-Pb методом с Hf-изотопией из тех же самых зерен (при изучении цирконов локальными изотопными методами - SHRIMP, SIMS и лазерная абляция), которая приводит к важной информации относительно источника пород, даже в том случае, когда другие изотопные системы значительно нарушены.

Нами получены первые Lu-Hf изотопные данные (в комбинации с U-Pb-изотопными данными) методом лазерной абляции для цирконов из карбонатитов и щелочных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса с целью изучения возраста пород и их источников вещества. Так как Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы в породах Ильмено-Вишневогорского комплекса были в различной степени нарушены во время герцинской коллизии [5, 10], использование Lu-Hf изотопной системы, как наиболее стабильной и информативной, представлялось нам особенно актуальной.

Ильмено-Вишневогорский комплекс находится на стыке Среднего и Южного Урала и приурочен к Сысертско-Ильменогорскому докембрийскому блоку, имеющему двухэтажное строение и длительную историю формирования. Ядро блока сложено гнейсо-гранулитами и мигматитами селянкинской толщи, U-Pb возраст цирконов которой отвечает 1820 ± 70 млн. лет. Обрамление (верхний структурный этаж) представлено однотипными

толщами (ильменогорской – на юге, шумихинской и черновской – на севере), сложенными амфиболитами, плагиогнейсами и кварцитами, которые, предпо-

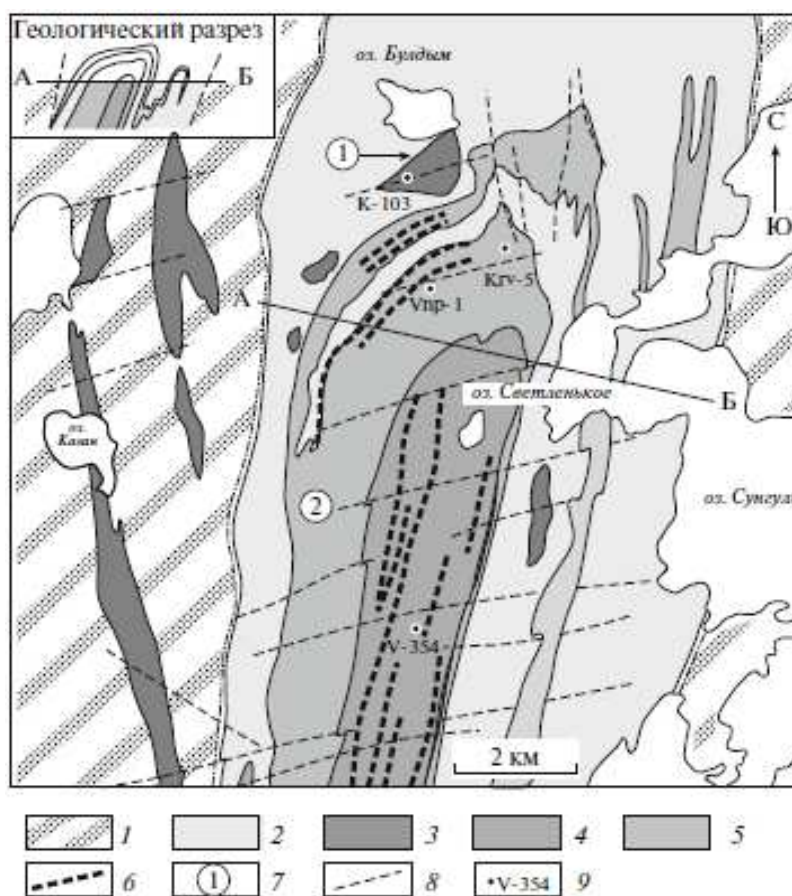


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Ильмено-Вишневогорского комплекса по [3].

Примечания: 1 – плагиосланцы и кварциты игишской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ (R_{1-2}); 2 – плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщи (PR_1); 3 – метакристаллы ($PR_1?$); 4 – щелочные метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, карбонатно-силикатные породы, миаскиты, карбонатиты); 5 – миаскиты Вишневогорского массива; 6 – зоны карбонатитов и карбонатно-силикатных пород; 7 – цифры в кружках: 1 – Булдымский ультрабазитовый массив, 2 – Вишневогорский миаскитовый массив; 8 – линии тектонических нарушений.

ложительно, являются доуральскими палеоокеаническими комплексами с возрастом метаморфизма 643 ± 46 (для ильменогорской толщи) и 576 ± 65 (для шумихинской толщи) млн. лет [1]. Возраст формирования миаскитов и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным Rb-Sr и U-Pb геохронологии составляет 440-410 млн. лет. Кроме того, во всех породах комплекса U-Pb и Rb-Sr методами датируются более поздние процессы метаморфизма, связанные с герцинской орогенцией (360-320 млн. лет) и последующим постколлизийным растяжением (260-240 млн. лет) [2, 9, 10].

Согласно модели корового анатексиса [3], Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс сформировался под воздействием мощного потока ювенильных щелочных водно-углекислых флюидов на гнейсово-амфиболитовый субстрат Сысертско-Ильменогорского блока и последующего развития коровых анатектических процессов, обусловивших становление карбонатит-миаскитовых интрузий.

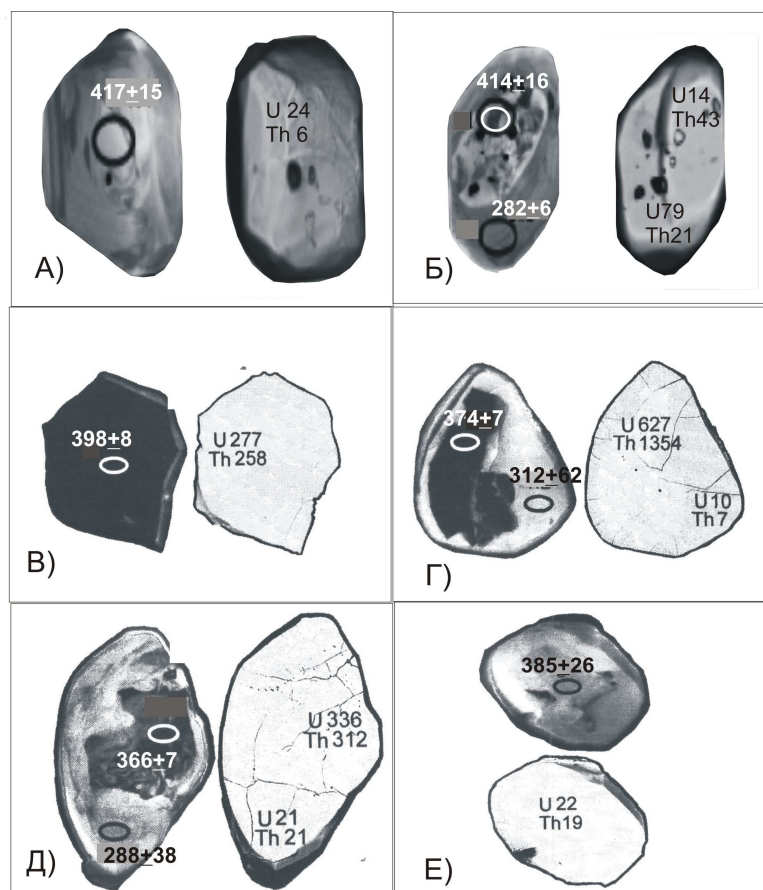


Рис. 2. Морфологические особенности цирконов карбонатитов Вишневогорского массива.

Примечания: Слева – CL, справа – BSE. Цифры – содержания U, Th и возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Модель мантийного анатексиса основывается на мантийных метках O, C, S, Sr, Nd и предполагает, что формирование Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса обусловлено поступлением глубинной карбонатизированной щелочной магмы, а процессы палингенеза играют подчиненную роль [9].

Методы исследования. Исследования Lu-Hf- и U-Pb-изотопных составов цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса методами лазерной абляции были проведены в Национальном Центре геохимической эволюции

и металлогении континентов (GEMOS) Университета Маккуори (Macquarie) в г. Сидней, Австралия.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

Для U-Pb-датирования был использован ультрафиолетовый лазер UP213 New Wave /Merchantek и ICP-MS спектрометр Aligent-7500, для изотопного анализа гафния применяли лазер New Wave /Merchantek LUV213 в комплекте с мультиколлекторным MC-ICPMS Nu-Plasma. Анализы были выполнены с диаметром пучка около 50 мкм. Время абляции – 100-120 сек, глубина кратера – 40-60 мкм. Методика U-Pb датирования и определения изотопов Hf [8] были детально описаны ранее.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были изучены цирконы из миаскитов (Обр. Vnp-1, Vnp-2), миаскит-пегматитов (Обр. Krv-5) и карбонатитов Вишневогорского миаскитового массива (Обр. 354), а также цирконы из доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива (Обр. K-103) (рис. 1). Lu-Hf изотопные данные представлены в табл. 1. Результаты U-Pb датирования цирконов приведены в табл. 2.

Морфология цирконов. В миаскитах и карбонатитах Вишневогорского массива устанавливается несколько морфологических типов кристаллов цирконов – ксеноморфные зерна, призматические кристаллы - «гиацинтовые» - {100} и {111} и «цирконовые» - {110} и {100} (обычно формирующиеся на раннемагматической стадии кристаллизации массивов нефелиновых сиенитов [10]), а также дипирамидальные (или «псевдооктаэдрические») кристаллы позднемагматического этапа. Значительная часть цирконов представлена субидiomорфными округлыми зернами, вероятно формирующимися на метаморфогенном этапе становления ИВК. Цирконы ИВК различаются также по окраске (от бесцветного до желтоватого и коричневого), наличию включений и прозрачности. Размер кристаллов цирконов варьирует от 0.8 мм до 2 см, а в пегматитах – до 10 см. В цирконе установлены включения ториянита, пирохлора, реже ксенотима и монацита (данные микрозондового анализа).

Цирконы доломитовых карбонатитов представлены мелкими (до 0.5 мм) бесцветными, округлыми зернами с многочисленными включениями

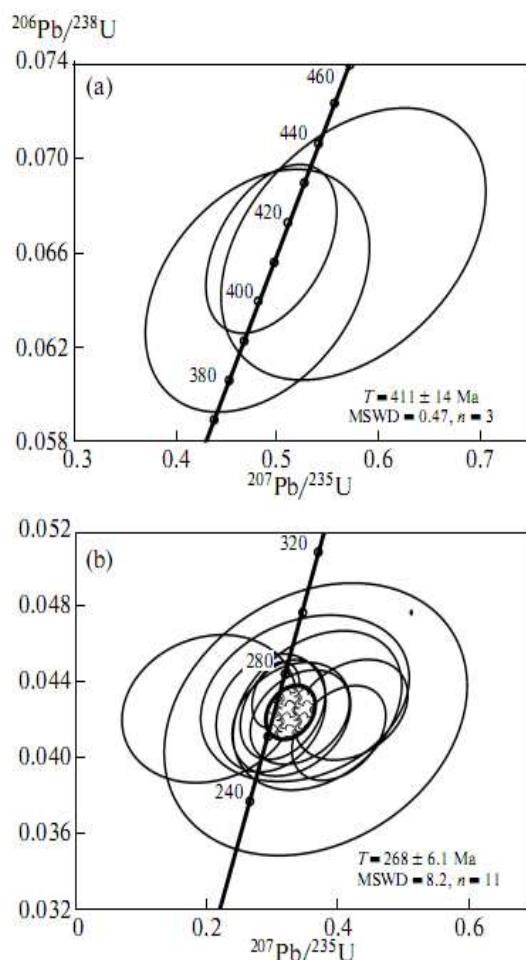


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов: А) из карбонатитов Вишневогорского миаскитового массива, Б) из доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива.

зерна округлой формы, прозрачные, с первичной зональностью, однородные по BSE, с отчетливой катодолюминесценцией (CL) (рис. 2 г, е). В кристаллах циркона II-ой генерации часто устанавливаются реликты циркона I-ой генерации со следами эмульсионного распада и растворения. Наиболее поздний циркон III представлен оболочками вокруг более ранних генераций и, вероятно, представляет собой поздний метаморфогенный циркон, формирующийся на постколлизиионном этапе преобразования комплекса (рис. 2 б, д).

U-Pb датирование и Lu-Hf изотопные составы цирконов ИВК. Цирконы миаскитов и карбонатитов Вишневогорского массива ранее были датированы

рихтерита и флогопита.

Ранний циркон I представляет собой ксеноморфные и призматические, неоднородные по окраске, слабопрозрачные зерна, обычно более темные по CL, пятнистые по BSE (рис. 2а, в). Ранние генерации циркона часто встречается в виде реликтов в более поздних генерациях циркона. Необходимо отметить, что как в миаскитах, так и в карбонатитах значительная часть зерен цирконов представлена разновидностями, иллюстрирующие различную степень преобразования ранних генераций цирконов (хрупкие деформации, растворение и замещение поздними генерациями). Так в кристаллах циркона часто устанавливается неоднородность в виде внутренних зон (темных по CL – ранний циркон I) и внешних зон (светлых по CL – поздний циркон II, III) (рис. 2 б, г, д). Новообразованный циркон II образует короткопризматические

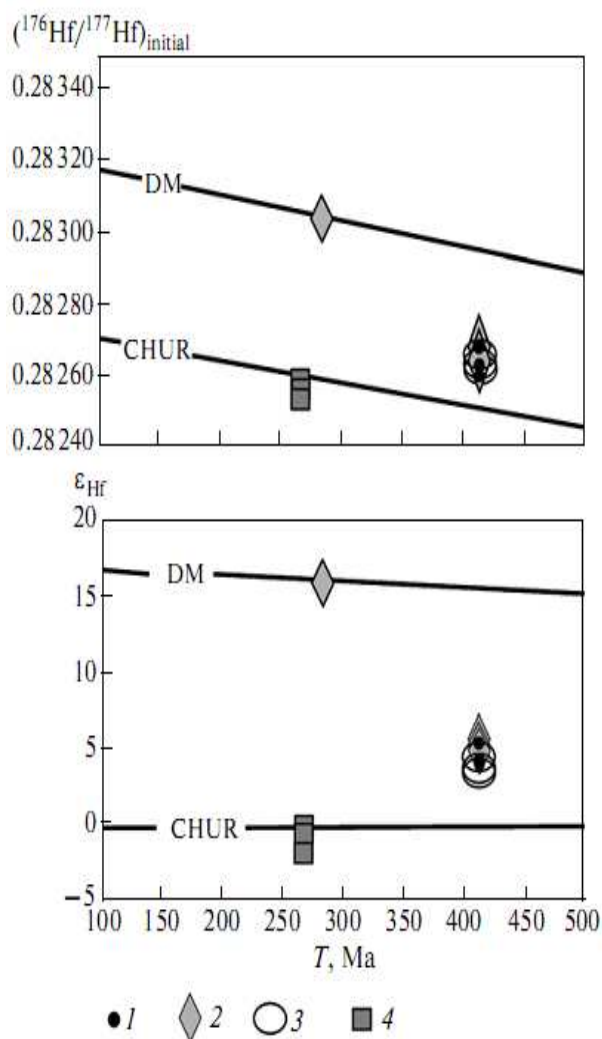


Рис. 4. Первичные отношения изотопов $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и ϵHf в цирконах Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Примечания: 1- 3 – цирконы Вишневогорского массива: 1- из миаскитов, 2 – из карбонатитов, 3 – из миаскит-пегматитов. 4 – цирконы Булдымского массива (из доломитовых карбонатитов). Для сравнения приведены линии изотопной эволюции мантийных резервуаров DM и SHUR. Для расчета изотопной эволюции DM и SHUR использована константа распада ^{176}Lu $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$ [14].

классическим U-Pb методом по объемным навескам с кислотным разложением цирконов [10], а также изучены на SHRIMP-II [2]. Цирконы карбонатитов Булдымского массива ранее не датировались. U-Pb-возраст раннего циркона I из карбонатитов Вишневогорского массива методом лазерной абляции определен в 411 ± 14 млн. лет (рис. 3а). Возраст 408 ± 8 млн. лет получен также при U-Pb SHRIMP - датировании ранних генераций цирконов миаскитов [2]. Для позднего циркона III получен возраст 282 млн. лет. U-Pb-возраст цирконов из доломитовых карбонатитов Булдымского массива определен в 268 ± 6 млн. лет (рис. 3б). В ранних цирконах I (в тех же зернах, по которым было проведено U-Pb-датирование) определен изотопный состав Hf. Первичные отношения изотопов Hf (отражающие изотопный состав родоначальных магм комплекса) в цирконах I показывают незначительные вариации $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{410} = 0.282617 - 0.282678$ и $\epsilon\text{Hf} = 3.5 - 5.7$ и свидетельствуют о происхождении циркона из умеренно деплетированного источника. Цирконы миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов имеют близкие значения изотопных параметров Hf, что указывает на единый источник их вещества (рис. 4).

Таблица 1

Lu-Hf изотопные данные для цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

No.	Sample	Lu, ppm	Yb, ppm	Hf, ppm	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - age, Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (T)	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$	T_{DM}, Ga	$T_{\text{DMC}}, \text{Ga}$
1	Vnp-2	2	17	10430	0.000030	0.282623	411	0.282623	3.8	0.87	1.17
2	Vnp-1A	4	29	12126	0.000044	0.282633	411	0.282633	4.1	0.86	1.15
3	Vnp-1B	2	15	7980	0.000034	0.282668	411	0.282668	5.4	0.81	1.07
4	Krv-5-1*	2	16	6623	0.000045	0.282617	411	0.282617	3.5	0.88	1.17
5	Krv-5-2*	2	16	7683	0.000039	0.282632	411	0.282632	4.1	0.86	1.15
6	Krv-5-3*	2	19	7929	0.000043	0.282654	411	0.282654	4.8	0.83	1.10
7	V-354-3	9	91	6445	0.000204	0.282680	411	0.282678	5.7	0.79	1.04
8	V-354-6	12	125	6530	0.000265	0.282660	411	0.282658	5.0	0.82	1.09
9	V-354-8*	76	673	5190	0.002028	0.282679	411	0.282663	5.2	0.84	1.08
10	V-354-10*	3	26	6869	0.000060	0.282673	411	0.282673	5.5	0.80	1.06
11	V-354-12*	13	124	5978	0.000306	0.282664	411	0.282662	5.1	0.82	1.08
12	V-354-2	3	23	6614	0.000057	0.283055	282	0.283055	16.2	0.27	0.27
13	K-103-02	31	274	8734	0.000488	0.282593	268	0.282591	-0.5	0.92	1.33
14	K-103-03	16	132	8649	0.000251	0.282587	268	0.282586	-0.7	0.92	1.34
15	K-103-10	16	139	8013	0.000282	0.282589	268	0.282588	-0.6	0.92	1.34
16	K-103-12	26	215	8225	0.000438	0.282601	268	0.282599	-0.2	0.91	1.31
17	K-103-13	23	199	8480	0.000371	0.282589	268	0.282587	-0.7	0.92	1.34
18	K-103-15	22	184	8819	0.000353	0.282557	268	0.282555	-1.8	0.97	1.41

Примечания: Погрешности значений для $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения $+0.00002(2\sigma)$, что эквивалентно $+0.7 \varepsilon_{\text{Hf}}$, основано на стандарте циркона № 91500. Для вычисления первичных отношений изотопов Hf и ε_{Hf} приняты характеристики изотопов для хондритов по [14]. * - в этих точках возраст не определялся. 1-12 – цирконы Вишневогорского миекситового массива: 1-3 – из миекситов; 4-6 – из миексит-пегматитов; 7-12 – из кальцитовых карбонатитов; 13-18 – цирконы из доломитовых карбонатитов Буддынского массива.

Изотопы Hf определены также в кристалле циркона II-ой генерации (с U-Pb-возрастом 282 млн. лет) из карбонатитов Вишневогорского массива (см.

табл. 1). Циркон II значительно отличается от раннего циркона I высоким значением $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{282} = 0.283055$ и $\varepsilon\text{Hf} = 16$, соответствующим значениям деплетированной мантии и может указывать на появление нового источника вещества, участвующего в преобразованиях миаскитов и карбонатитов. Однако, этот вопрос требует статистического обоснования и дальнейших исследований.

Состав изотопов Hf в цирконах доломитовых карбонатитов Булдымского массива $((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{268} = 0.282525-0.282555$, $\varepsilon\text{Hf} = -0.2...-1.8$) близок хондрито-вым (рис. 4, табл. 1) и значительно отличается более низкими первичными отношениями изотопов гафния и εHf от цирконов Вишневогорского массива, что свидетельствует об участии в их формировании различных источников вещества.

Изотопный состав Nd в породах Ильмено-Вишневогорского комплекса также различен для карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массива. Карбонатиты и миаскиты Вишневогорского массива имеют более высокие значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512232-0.512364$ и $\varepsilon\text{Nd} = 2.4-4.9$ ($n=10$), соответствующие умеренно деплетированной мантии. Доломитовые карбонатиты Булдымского массива имеют достаточно низкие величины $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512197-0.512149$ ($n=2$) и отрицательные $\varepsilon\text{Nd} = -1.9...-2.8$, соответствующие параметрам обогащенного источника типа EM I [5]. При этом нельзя исключить, что различия изотопных параметров цирконов Вишневогорского и Булдымского массивов связаны с процессами контаминации при эволюции карбонатитовых расплавов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Состав изотопов Hf и Nd для пород Ильмено-Вишневогорского комплекса приведен на диаграмме $\varepsilon\text{Hf} - \varepsilon\text{Nd}$ (рис. 5). На диаграмме для сравнения иллюстрируется мантийный тренд изотопных составов («mantle array») – составы деплетированной мантии (базальты срединно-океанических хребтов (MORB)), обогащенной мантии (базальты океанических островов (OIB)), а также составы островодужных базальтов (LAV) [11, 13 и др.]. Кроме того, на диаграмме приведены данные для нижнекоровых пород, в частности изотопные составы гранулитов, которые близки мантийным изотопным составам [15].

Точки составов ранних генераций цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме $\varepsilon\text{Nd} - \varepsilon\text{Hf}$ находятся в пределах мантийного тренда в области развития умеренно деплетированных мантийных составов и нижнекоровых пород. Лишь единственная точка (V-354-2 - поздний циркон II-ой генерации с возрастом 282 млн. лет из карбонатитов Вишневогорского массива) находится за пределами «terrestrial array», что, возможно, связано с метаморфогенным генезисом позднего циркона (см. рис. 5). Первичные отношения изотопов Hf и Nd Ильмено-Вишневогорского комплекса

образуют на диаграмме дискретные поля составов. Миаскиты, миаскит-пегматиты и

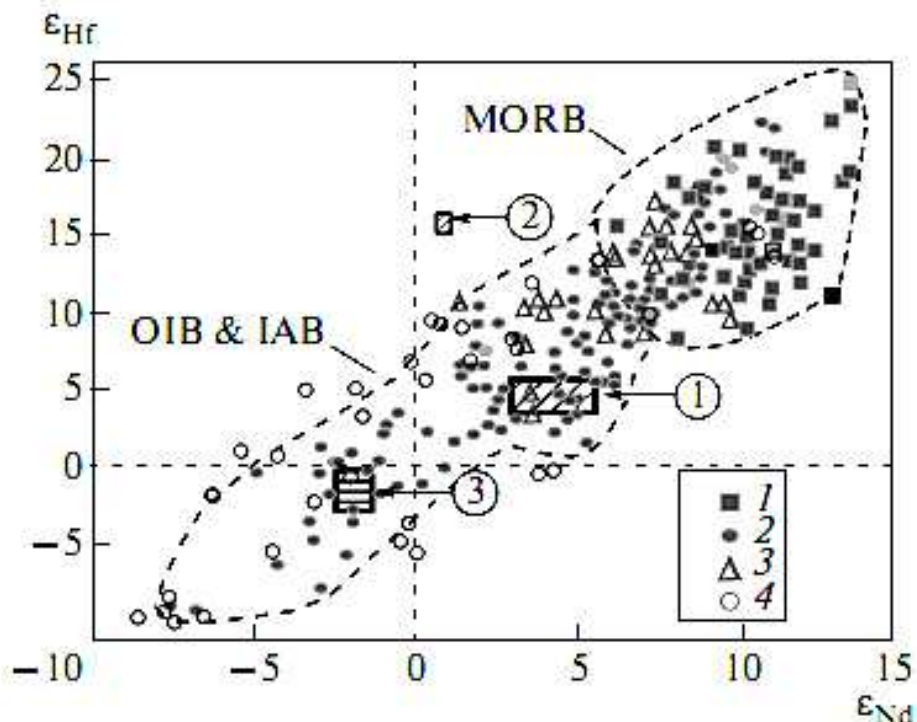


Рис. 5. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ для цирконов из пород Ильмено-Вишневогорского комплекса. Для сравнения на диаграмме приведены изотопные составы MORB, OIB и IAB [12, 13 и др.], а также пород нижней коры [15].

Примечания: Цифрами в кружках обозначены поля составов для цирконов: 1 - 2 - из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского массива: 1 – U-Pb возраст циркона 410 млн. лет, 2 - U-Pb возраст циркона 282 млн. лет, 3 – из доломитовых карбонатитов Булдымского массива (U-Pb возраст циркона 268 млн. лет).

карбонатиты Вишневогорского массива имеют изотопные составы умеренно деплетированной мантии. Доломитовые карбонатиты Булдымского массива имеют изотопные параметры более обогащенного источника. Значимые отличия изотопных параметров карбонатитов, залегающих в Вишневогорском и в Булдымском массивах, свидетельствуют об их формировании из различных источников и многоэтапности карбонатитообразования в Ильмено-Вишневогорском комплексе.

Для оценки времени генерации расплавов, т.е. времени отделения родительских магм Ильмено-Вишневогорского комплекса от источника, были вычислены Lu-Hf модельные возраста T_{DM} и T_{DMC} . Для вычисления модельного возраста T_{DM} , основанного на выплавлении пород из деплетированной мантии, мы приняли модель с $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.279718$ в 4.56 Ga и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$, которая производит современные значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, близкие средним значениям MORB [7]. Так как вычисление T_{DM} может дать только минимальный возраст для источника

магмы, из которой кристаллизовался циркон, был вычислен также двухстадийный модельный возраст T_{DMC} , который предполагает выплавление родительской магмы из средней континентальной коры, ранее образованной из деплетированной мантии ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$; Geochemical Earth Reference Model database, <http://www.earthref.org/>).

Расчет Lu-Hf модельных возрастов относительно деплетированного мантийного резервуара дает оценку возраста источника расплавов, из которых были сформированы ранние цирконы Ильмено-Вишневогорского комплекса, $T_{DM} = 790\text{--}880$ млн. лет, тогда как при использовании двухстадийной модели эволюции Hf изотопного состава возраст протолита соответствует $T_{DMC} = 1040\text{--}1170$ млн. лет (табл. 1). Примечательно, что модельный возраст T_{DM} для поздней генерации циркона II из карбонатитов Вишневогорского массива соответствует 270 млн. лет и хорошо совпадает с U-Pb возрастом этих цирконов (см. табл.1). Такое совпадение возрастов может свидетельствовать об образовании поздней генерации циркона при коллизионных процессах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Lu-Hf-изотопные данные, полученные по ранним генерациям цирконов (наряду с ранее полученными Sr-Nd изотопными данными [4, 5]), подтверждают мантийный характер источника вещества магм Ильмено-Вишневогорского комплекса и указывают на участие в магмогенерации вещества умеренно обедненной мантии (DM) и обогащенного источника типа ЕМ I (возможно, представляющего собой нижнекоровый компонент). Благодаря смешению вещества этих источников может быть получен весь спектр изотопных составов пород Ильмено-Вишневогорского комплекса. Модельный возраст протолита Ильмено-Вишневогорского комплекса соответствует начальным стадиям рифейского рифтогенеза, обусловившего распад суперконтинента Родиния, во время которого была сформирована рифейско-вендская кора (верхний структурный этаж Сысертско-Ильменогорского блока). Таким образом, можно предположить, что протолитом Ильмено-Вишневогорского комплекса могли служить рифейские океанические толщи, имеющие близкие Sr-Nd изотопные характеристики и модельный Sm-Nd возраст источника [7], плавление которых обеспечило генерацию магм Ильмено-Вишневогорского комплекса на начальных стадиях палеозойского рифтогенеза на Урале.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Краснобаев А.А., Давыдов В.А.** // ДАН. Т. 372. № 1. 2000. С. 89-94.
2. **Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., и др.** // Ежегодник – 2007. ИГГ УрО РАН. 2008. С. 264-268.
3. **Левин В.Я., Роненсон Б.М. Самков В.С и др.** Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274с.
4. **Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б.** // Геология рудых месторождений. 2009. Т. 51. №2. С. 157–181.
5. **Прибавкин С.В., Недосекова И.Л.** // ДАН. 2006, №3. Т.408. С. 381–385.
6. **Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N., Pidgeon, R.T.** // Nature, 1999. V. 399. Iss. 6733. P. 252–255.
7. **Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G.** // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229-251.
8. **Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A et al.** // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. № 64. P. 133-147.
9. **Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.** // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427–435.
10. **Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al.** // Petrology. 1993. V. 1. № 5. P. 474–485.
11. **Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezger K. Berndt J.** // Chemical Geology. 2007. V. 241. P. 23–37.
12. **Patchett P.J., Tastumoto M.** // Geophys. Res. Lett. 1980. V. 7. Iss. 12. P. 1077–1080.
13. **Salter V.J.M., White W.M.** // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 447–460.
14. **Scherer E., Münker C., Mezger K.** // Science. 2001. V. 293. Iss. 5530. P. 683–687.
15. **Vervoort J. D., Patchett J. P., Albarede F. et al.** // Earth and Planetary Science. 2000. Letters 181. P. 115–129.

Закономерности строения образования и мантийной литосферы Сибирского кратона в сравнении с другими кратонами

И. В. Ащепков¹, В. П. Афанасьев¹, Т. Тафлос², Х. Даунс³, А. М. Логвинова¹,
Л. Н. Похиленко¹, А. П. Смелов⁴, Н. В. Владыкин⁵, А. М. Агашев¹,
А. Я. Ротман⁶, С. С. Кулигин¹, М. А. Вавилов¹, Н. С. Тычков¹,
Ю. И. Овчинников¹, Е. Н. Нигматулина¹, О. С. Хмельникова¹.

¹ Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Россия

² Университет Вены, Австрия

³ Биркбек колледж, университет Лондона, Великобритания

⁴ Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

⁵ Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

⁶ АК АЛРОСА, Мирный, Россия

Закономерности строения мантийной литосферы под Сибирским кратоном были определены с помощью методов мономинеральной термобарометрии и обычными Орх- Gaг методами по ксенолитам и ксенокристам 80 кимберлитовых трубок. Для сравнения были построены РТ разрезы для 70 кимберлитовых трубок из других районов Мира. Обычно крупные трубки имеют в основании разрезов несколько дунитовых линз, которые и ответственны, в основном, за алмазоносность. Мантийная литосфера состоит из двух крупных частей, разделенных на уровне 40 кбар пироксенитовой линзой. Лучшее изучение разрезов для кимберлитовой трубки Удачная и Мир. Мантийная литосфера под Удачной состоит из: 1) 80-65 кбар гарцбургитов, эклогитов и дунитовых линз; 2) 65-55 кбар деформированные перидотиты, низко-Сг пироксениты, дуниты; 3) 55-40 кбар 4-6 горизонтов гарцбургитов, реликтов палеослабов; 4) 40-35 кбар; 5) верхняя слоистая перидотитовая серия Sp-Gaг фации, включающая ловушку для водных перидотитовых расплавов и кумулатов на уровне 30-20 кбар. Домены литосферной перидотитовой мантии под 7-ю различными террейнами Сибирской платформы обладают собственными пределами вариаций главных компонентов и характеристиками TRE перидотитовых пироксенов. В мантии Маганского террейна содержатся более примитивные по составу перидотиты, особенно в южной части (под трубкой Мир), чем в северной части (Алакитское поле) которое подвергнуто глубокому Phl и Crx метасоматозу 500-800 млн. лет назад. Мантия Далдынского района существенно гарцбургитовая (абиссальные перидоты), что типично для западной части, но в восточной части террейна в пределах Верхне Мунского поля перидотиты более истощены и окислены. Мархинский террейн (Найинской поле) содержит глубоко истощенные и частично регенерированные гарцбургиты, субдунитовый пелитовый материал и обильные эклогиты. Мантия в пределах Прианабарья в нижней части глубоко истощена, однако в верхней части фертилизирована насыщенными флюидами расплавами, которые обогащены несовместимыми

элементами. Диаграммы R-Fe# (и других компонентов) существенно отличаются в пределах разных террейнов. Они почти субвертикальны под девонскими трубками. Под мезозойскими трубками мантия уже была подвергнута воздействию Сибирского суперплюма и непрерывному просачиванию расплавов оставивших тренд и быстрого повышения железистости к верхней части мантийной колонны. Для Юрского времени характерно маγμαотделение от пироксенитовой линзы 130 км в пределах рифтоподобных структур и более высокое обогащение Fe. Обсуждаются различные варианты роста и эволюции мантийного кила кратона. В общем случае степень разогрева и геотермальный режим обратно коррелируются с мощностью литосферы. Деформированные перидотиты в нижней части разреза под трубкой Удачная и другими кимберлитовыми трубками, вероятно, были сформированы в результате магмаразрыва под действием богатых флюидами (вероятно водосодержащими) расплавов. Этот же механизм был во многом ответственен за образование полиастеносферной структуры под кратонами.

Прогрессивное плавление в зонах плавления и сплошного просачивания расплавов, сопровождавшихся мантийным диапиризмом было ответственно за образование мощной астеносферной линзы на уровне 40 кбар. Подобная линза характерна для мезозойской литосферы Сибири и других кратонов в пределах рифтов и на окраинах платформы.

ВВЕДЕНИЕ.

Архейский и ранне-протерозойские кратоны являются наиболее ранними образованиями земной литосферы и содержат многочисленные записи ее ранней истории [6, 7, 16-18, 48-49, 42-43, 46]. Ксенолиты кимберлитов дают обильную информацию о структуре и развитии литосферных килей кратонов. В данной статье мы представляем наиболее общую сравнительную информацию о субкратонной литосферной мантии (СЛМК) Сибирского кратона в сравнении с подобными реконструкциями для других кратонов на момент время внедрения кимберлитовых магм. Полученная информация ставит новые вопросы о процессах эволюции с позиций петрологии геофизики и геодинамики. Факторы размещения кимберлитов в пределах Сибирской платформы были освещены в многочисленных работах [4, 48, 49, 44, 49] и показаны на рис 1.

ДАННЫЕ

Около 30000 микрозондовых анализов минералов из концентратов кимберлитов и глубинных включений были использованы для реконструкции. Большая часть из них была выполнена в ИГМ СО РАН. Методы рентгеноспектрального анализа были описаны ранее в публикациях [4, 5, 28, 49]. Данные для построения спектров редких элементов (TRE) (~900) проанализированных методом LA ICP MS были взяты из отчетов по совместным исследовательским проектам с компанией АЛРОСА. Большое количество данных было взято из диссертаций (Овчинников, 1991; Кулигин, 1997; Малыгина, 2002; Похиленко, 2006; Алымова, 2006). Новые анализы для

ксенолитов из трубки Удачная (120) и некоторых из ксенолитов Алакитского поля (30) были выполнены в Университете Вены на приборе Cameca 100SX. Около 200 минеральных ассоциаций были проанализированы недавно в ИГМ СО РАН [5].

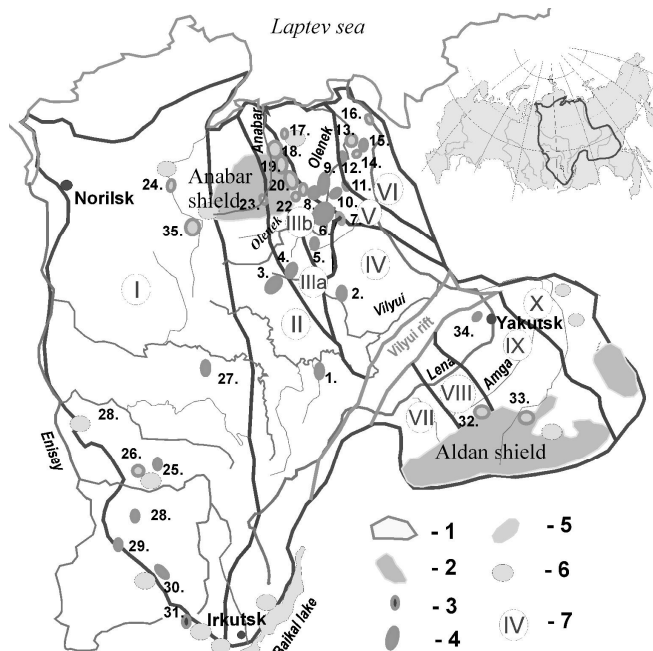


Рис.1. Террейны по [15]: I—Тунгусский; II—Маганский; IIIa—Западно - Далдынский; IIIb— Восточно - Далдынский; IV—Мархинский; V—Хапчанский; VI—Биректинский; VII—XII—Алдано-Становой провинция: VII—Олекминский, VIII—Центрально Алданский, IX— Восточно Алданский, X—Батомгинский, XI.

ВАРИАЦИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вариации составов клинопироксенов из различных районов кимберлитового магматизма (Срх) (>5000 анализов) показаны на рис.2 в сравнении с составами пироксенов - включений в алмазы и алмазных ассоциаций [30,31,48,49]. Для каждого из семи районов характерны индивидуальные вариации составов. Наиболее широкие пределы вариаций были установлены для Далдынского поля. Мантийные разрезы под Мало Ботуобинским районом наиболее богаты эклогитами, что и обуславливает их высокую алмазоносность. Они обладают широкими вариациями составов Перидотитовые Срх из трубок Алакитского поля имеют самые высокие вариации Na и Sr, что характерно для метасоматических трендов. Значительно более узкие вариации установлены для Срх из трубок Верхне-Мунского района, к тому же они обнаруживают более высокую степень окисления по рассчитанному Fe^{3+} . Клинопироксены- ксенокристи кимберли-

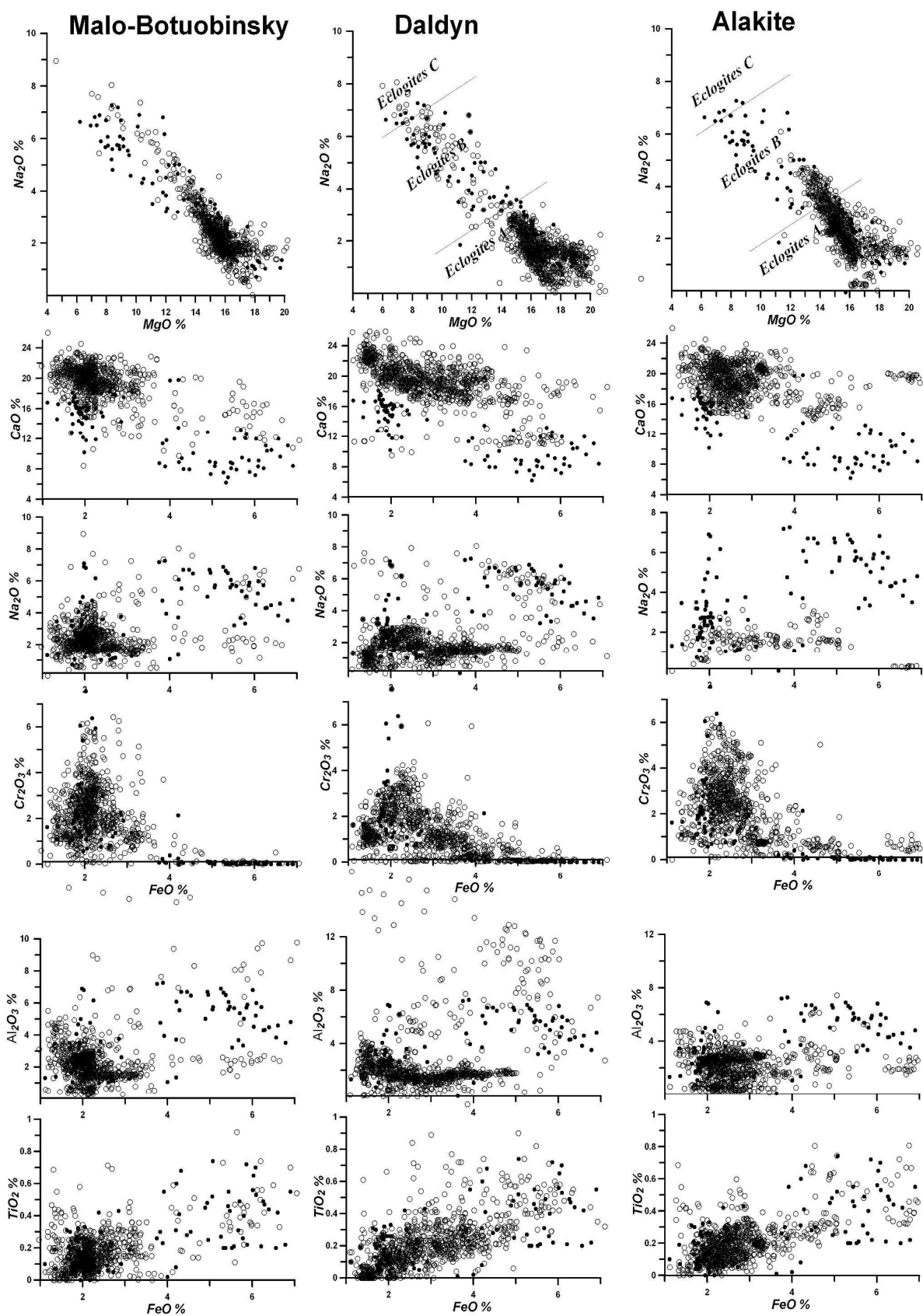


Рис.2. Вариации составов клинопироксенов из различных районов кимберлитового магматизма Сибирского кратона в сравнении с составами включений в алмазах и [31, 30] алмазоносных ксенолитах [49, 23].

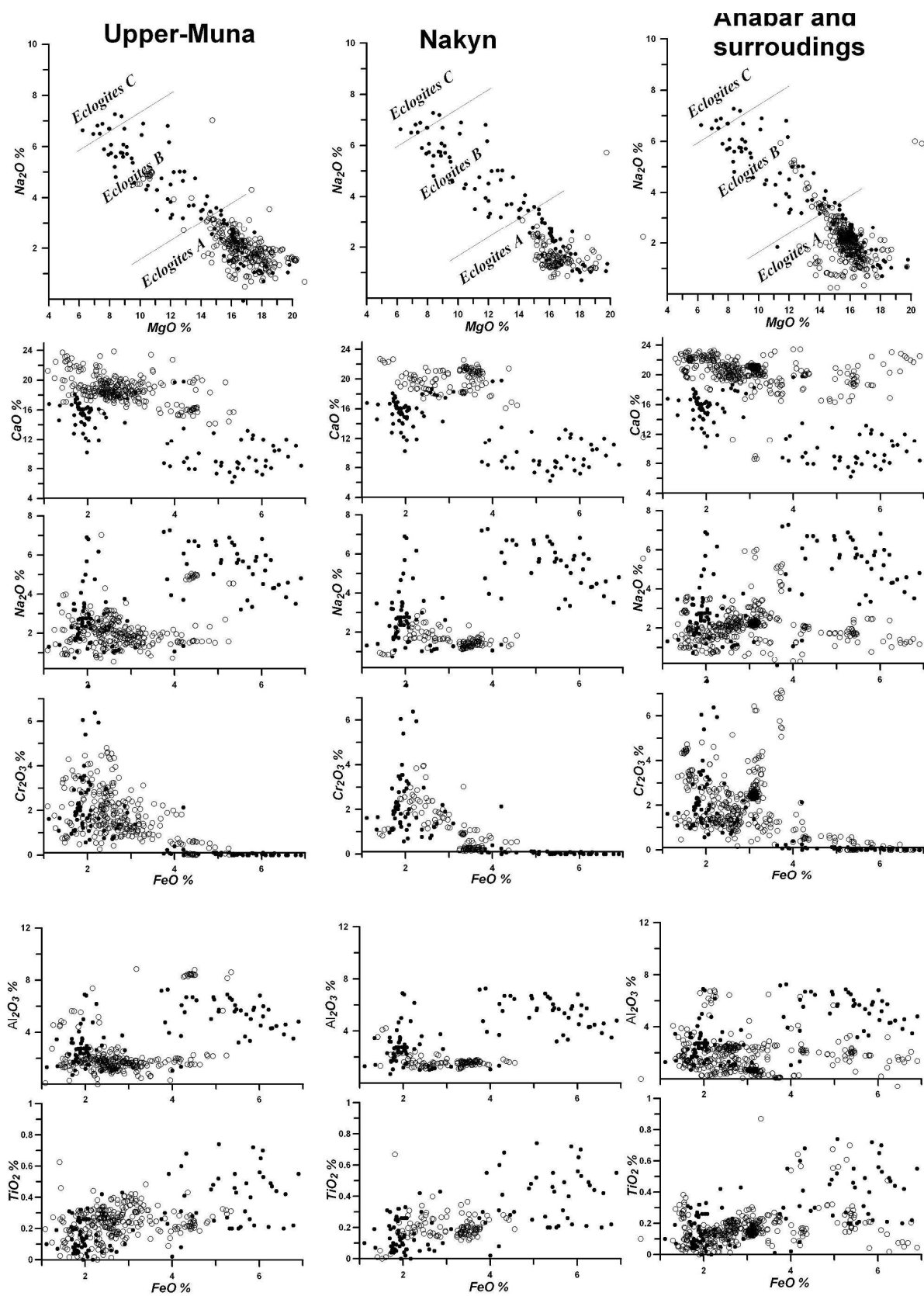


Рис.2. Продолжение.

тов Накынского поля в целом истощены и обнаруживают узкие вариации составов. Для клинопироксенов Прианабарья характерны метасоматические Cr- Na тренды и обогащение Fe. Составы гранатов (Grt) обнаруживают более выдержанные составы на диаграммах Cr_2O_3 -CaO однако на диаграммах РТХ (рис. 4-10) они дают более значительные вариации, которые индивидуальны в пределах мантийных разрезов одного кимберлитового поля или даже района, как например Верхне – Мунский, также как и составы хромитов и ильменитов [4].

Геохимия клинопироксенов [22] (также имеет определенные отличительные черты (рис.3), но они менее информативны, чем составы материнских расплавов, рассчитанные с помощью коэффициентов распределения KD [20] для Crx (рис.3, см дискуссию).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Методы термобарометрических реконструкций

Обычно при изучении структуры мантии кратонов предполагается, что все парагенезисы уравновешены, а геотермы гладкие и соответствуют тепловому потоку [6, 7, 15]. Проводятся специальные согласования между методами, чтобы получить наиболее достоверные оценки для мантийных ксенолитов и ксенокристов. Мы использовали методы, которые были основаны и калиброваны на РТ оценках ортопироксеновой термобарометрии [6, 32] и далее были тестированы и калиброваны на экспериментальных данных [3, 4]. Полученные уравнения термобарометров дают оценки, которые близки с определениями по наиболее надежным полиминеральным методам [6, 32, 37]. Новые калибровки, выполненные для клинопироксенов широкого спектра составов от Cr диопсида до авгита, [3] и специальные уравнения для омфацитов, а также новые коррекции для гранатового термобарометра значительно улучшили точность определений в высокотемпературной и глубинной части РТ-диаграмм. В дополнение были получены мономинеральные варианты для оценок окислительного потенциала - FO_2 хромитов и ильменитов – модифицировав методы из работы У.Тэйлора [53].

Геотермический режим.

Структура субкратонной мантийной литосферы (СКЛМ) под 80 трубками Сибирской платформы [4] и в дополнение для 80 трубок Фенноскандии, Африки и Америки, по данным из опубликованных статей и диссертаций были определены одними и теми же методами с использованием оригинальной РТ программы [4] и были дополнены определениями по [8, 32] методам. Обычно, мантийные разрезы начинаются с уровня 270-250км [39, 40] и очень небольшое количество ксенолитов захвачены с уровня ниже

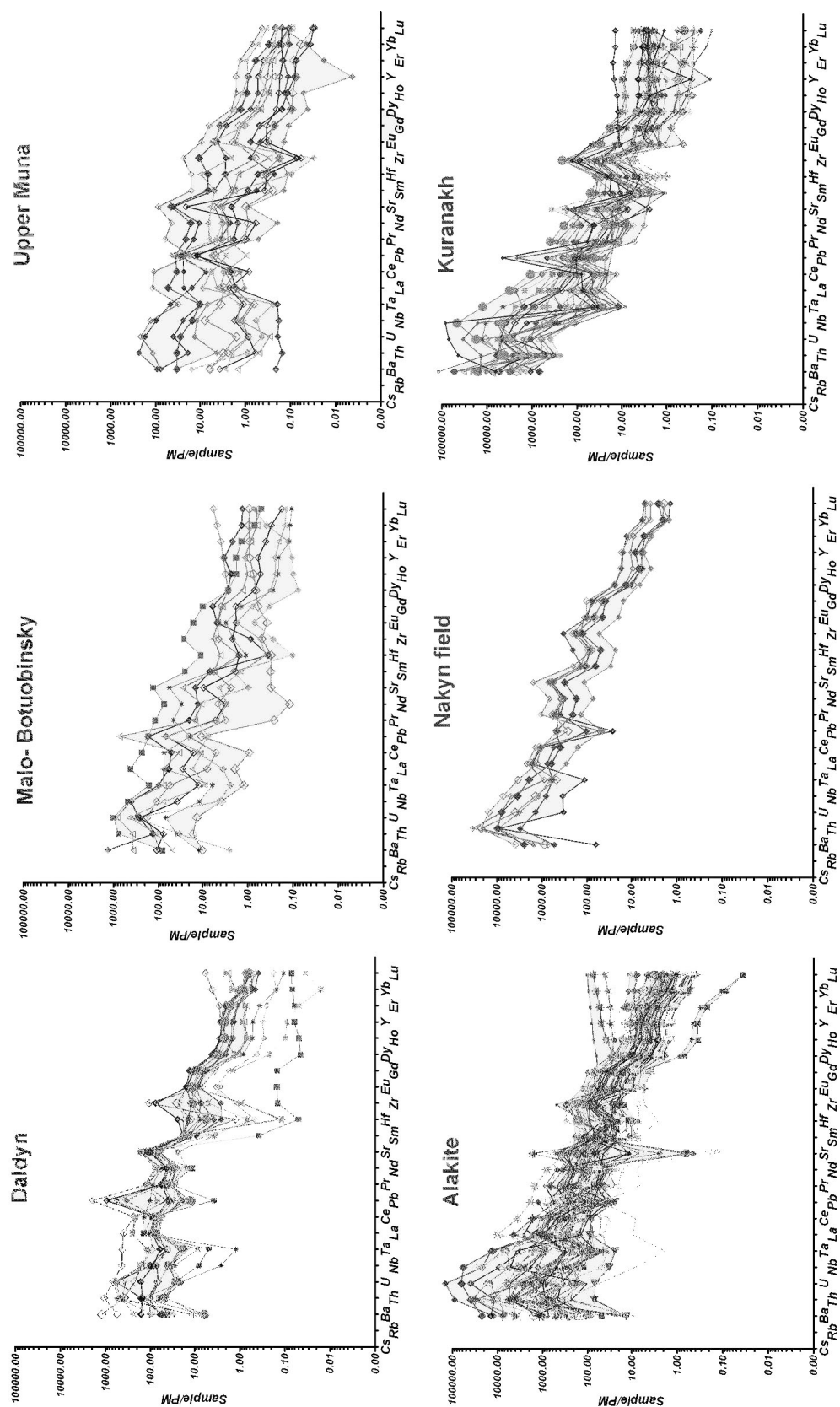


Рис.3. Спайдердиаграммы редких элементов для расплавов равновесных с клинопироксенами из ксенолитов и ксенокристов Сибирских кимберлитов.

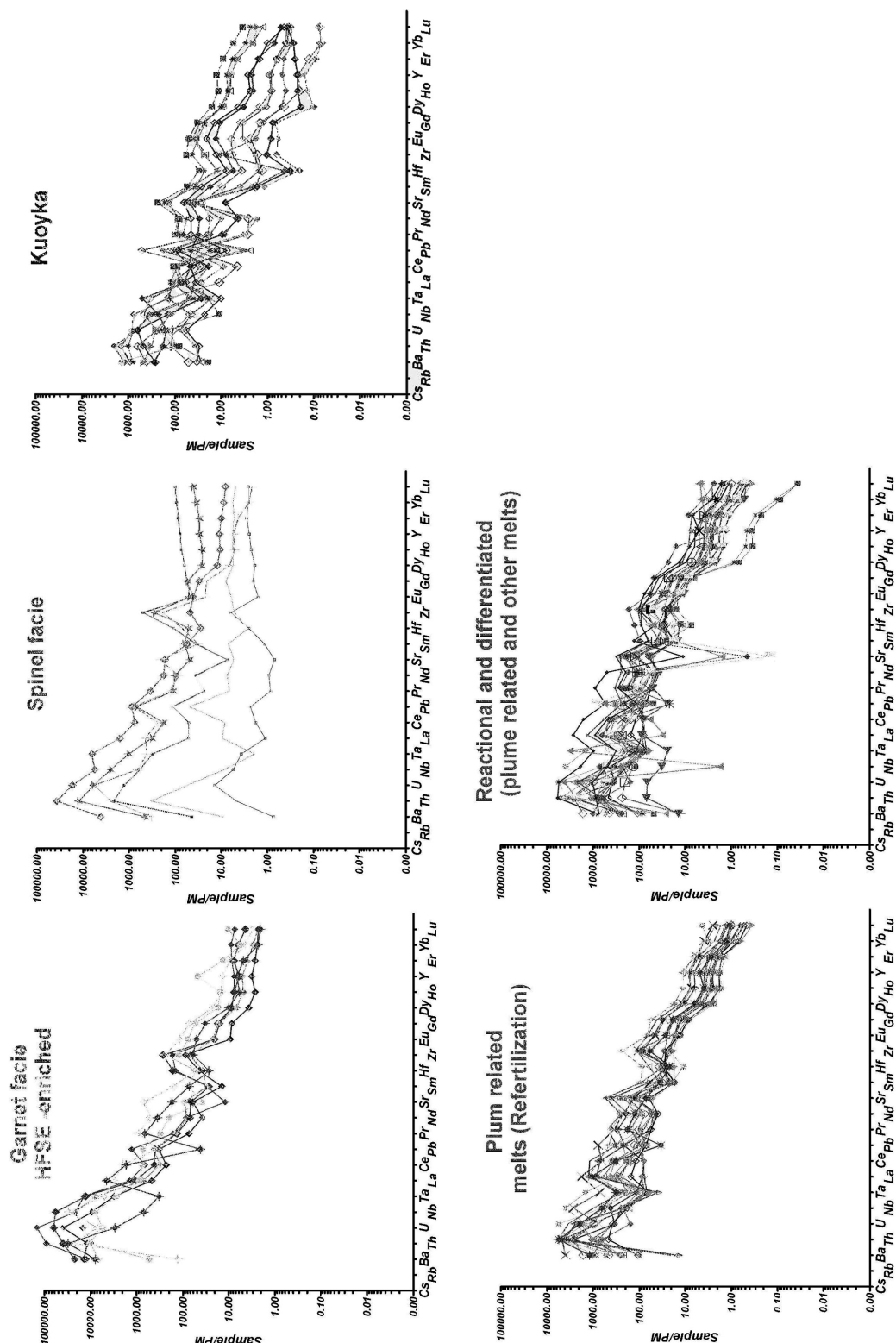


Рис. 3а. Различные спайдердиаграммы редких элементов для расплавов равновесных с клинопироксенами из ксенолитов и ксенокристов Алакитского поля.

Примечания: А) Обогащенные щелочами, близкие к расплавам континентальных окраин. Б) Расплавы, обогащенные некогерентными элементами вообще. В) протокимберлитовые расплавы плюмового происхождения, ответственные за фертилизированных перидотитов. Г) Различные расплавы, переходные между плюмовым и субдукционными типами.

границы литосфера – астеносфера (ЛАГ). Однако редкие ксенолиты, содержащие значительное количество мэйджоритового минала в гранатах обычно относящийся к зеленым разностям с уваровитовым миналом, вынесены из более глубоких частей мантии, что подтверждает возможность существования литосферных корней до глубин 400км [40]. Большая часть мантийных разрезов под девонскими трубками обнаруживают широкие вариации температур на одной и тоже глубине. Геотерма 38 -40 мвт/м² [7], определенная для СКЛМ под трубкой Удачная, расщепляется на несколько ветвей на диаграммах, где присутствуют новые данные [22] и большое количество определений (>1800) [5]. Мантийные колонны под крупными трубками, как правило обнаруживают наиболее широкие вариации геотермических условий 33 to 45 мв/м² и даже адвективные субадиабатические ветви, определенные не только по мономинеральным, но и по классическим методам [7, 37] (рис.4). Гранатовые геотермы обычно более низкотемпературны, тогда как Орх – вые варьируют и достигают значений 90mw-2 в верхней части мантийных разрезов, например для трубки Удачная. Широкие вариации отражают комбинации древних субдукционных градиентов, и геотермических режимов для различной мощности мантийной литосферы и взаимодействие с плюмовыми расплавами.

Мантийные разрезы под большими трубками имеют несколько так называемых конвективных ветвей для деформированных перидотитов [7], что типично для СКЛМ под трубкой Удачная и Мир. Для трубки Сытыканская РТ диаграмма СКЛМ содержит три таких излома мантийной геотермы. Мантийный разрез под трубкой Айхал СКЛМ также имеет три таких уровня, которые совпадают также с определениями для высокотемпературных алмазоносных мантийных эклогитов [23, 31, 48]. Наиболее хорошо выраженные конвективные мантийные ветви маркируются РТ определениями для деформированных перидотитов, ильменитов, пироксенитов, высокотемпературных эклогитов и Mg –хромитов включений в алмазы.

РТ определения для эклогитов в пределах СКЛМ под трубкой Удачная соответствуют широкому интервалу давлений (75- 50кбар). Как минимум три эклогитовых линзы присутствуют в мантии под трубкой Мир, а также под трубкой Айхал в интервале 40 -50 кбар и приблизительно на уровне 60 -55 кбар под Харамайским полем.

Пироксенитовый уровень близи 40 кбар, определенный в СКЛМ по трубкой Удачная по высоким температурам и железистости, хорошо заметен по этим параметрам и скачкообразному изменению Са гранатах, Ti, Na в пироксенах. Этот уровень присутствует и в СКЛМ под другими трубками (рис 4 -10) Якутии и определен для многих трубок Южной Африки и Северной Америки.

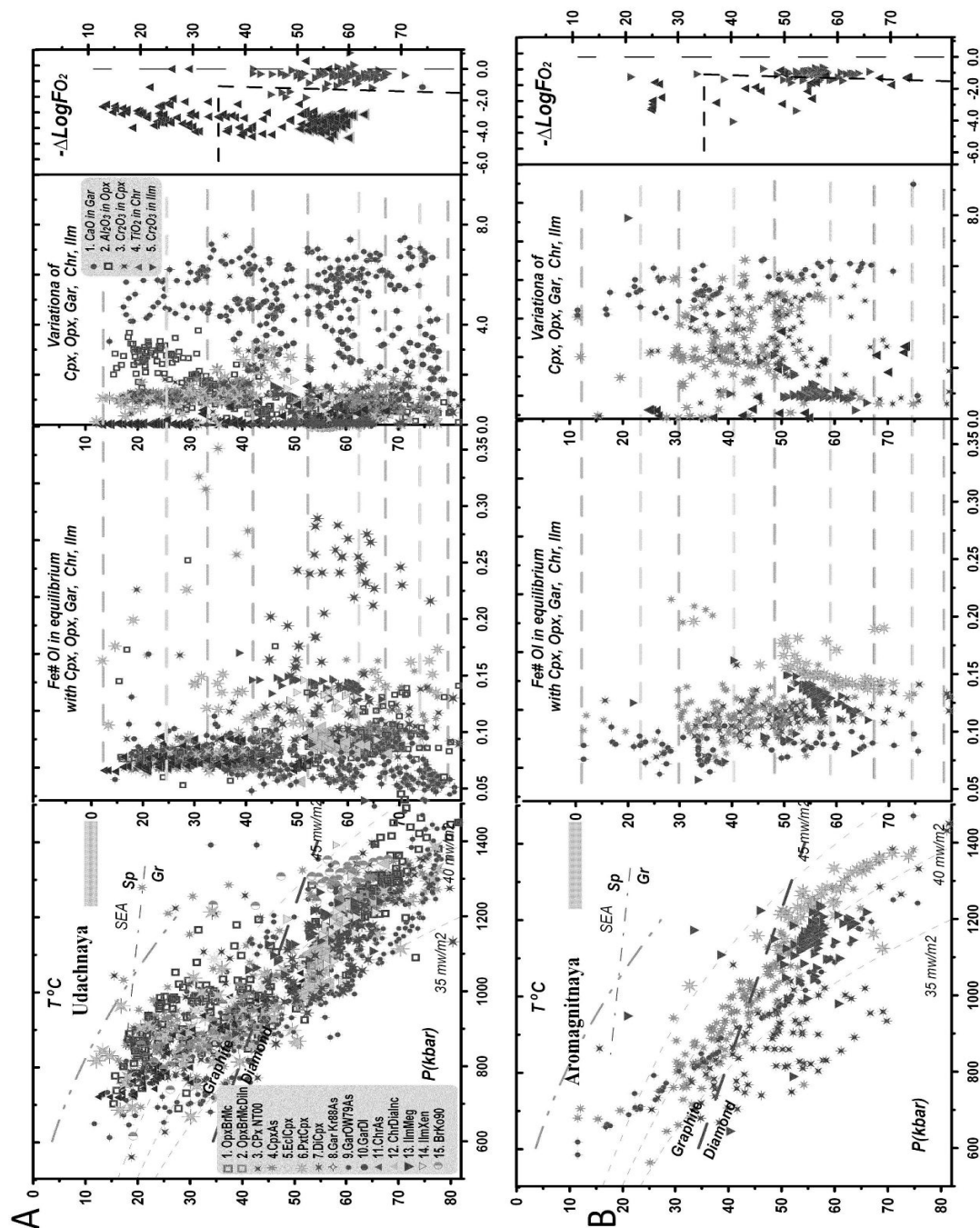


Рис. 4. РТХFO2 для мантийных включений Далдынского поля.

Примечания: А) Для мантийных ксенолитов и ксенокристов из тр. Удачная: 1. Орх термобарометрия: $T^{\circ}\text{C}$ [17] - $P(\text{kbar})$ [62] для перидотитов; 2. То же для включения в алмазы; 3. Срх термобарометрия: $T^{\circ}\text{C}$ и - $P(\text{kbar})$; 4. $T^{\circ}\text{C}$ [34] - $P(\text{kbar})$ [8]; 5. То же для эклогитов; 6. То же для пироксенитов [44]; 7. То же для включений в алмазы [52-54; 87-92] и алмазоносные ксенолиты; Gar термобарометрия: 8. [44] мономинерал- $P(\text{kbar})$ [8]; 9. [66] мономинерал- $P(\text{kbar})$ [8]; 10. То же для включения в алмазы; s; Cr-шпинелевая термобарометрия: 11. $T^{\circ}\text{C}$ [98] - $P(\text{kbar})$ [8]; 12. То же для включения в алмазы; Ilm термобарометрия: 13. $T^{\circ}\text{C}$ [98] - $P(\text{kbar})$ [8]; 14. То же для ксенолитов с ильменитом [2]. 15. $T^{\circ}\text{C}$ and - $P(\text{kbar})$ [17].

На диаграмме P - Fo_2 поле для алмазных ассоциаций в левом нижнем углу диаграммы [60].
В) Для мантийных ксенокристов трубки Аэромагнитная.

Слоистость мантийной литосферы

Диаграммы $P\text{-Fe\#}$ - CaO для гранатов Gar, Cr in Crx, Ti для Chr и FO_2 обнаруживают выступы и флуктуации, которые очень часто коррелируются по давлению. Fe и Ti часто в минералах растут совместно в при понижении давления, тогда как низкие содержания -Ca в гранатах, коррелируются с повышением Cr для Chr и Crx. Вероятнее всего, это результат первичной слоистости мантии. Гистограммы давления для разных видов минералов также обнаруживают согласованные пики по давлению, которые соответствуют 3-4 главным единицам в строении мантийных колонн. Дополнительные подуровни определены по разрывам в РТ определениях и флуктуациям железистости, Ti, Cr, Na, Ca в минералах. При достаточной статистике можно выделить 8 -12 отдельных слоев в каждом мантийном разрезе. Для гранатов $P - \text{Fe\#}$ тренды обычно зазубренные, выделяются отдельные $P - \text{Fe\#}$ лучи для гранатов в мантийных разрезах палеозойских трубок, которые имеют отрицательный наклон до уровня 40 кбар и часто положительный в верхней части. Наиболее Mg- ные выступы соответствуют суб -Ca гранатам и энстатитам. Три таких горизонта определены для СКЛМ тр. Удачная и всей северной части Далдынского региона. Они субгоризонтальны или наклонны, или судя по некоторому повышению давления, с железистостью. Под Алакитскими трубками уровни истощения более протяженные и в основании имеют 3 или 4 небольших выступа в Mg - части, как в северной (Сытыканская) или Южной (Айхал) частях кимберлитового поля соответственно. Трубки Мало - Ботуобинского поля обнаруживают три уровня истощения (рис.4) в основании СКЛМ, которые наклонны на диаграмме P (кбар) $-\text{Fe\#}$ (и CaO) и не менее 4х небольших выступа в пределах интервала 50 -30 кбар. В структуре СКЛМ некоторых районов, как например, Верхне Мунского, достаточно отчетливый уровень для субкальциевых гранатов присутствует в интервале 30-40 кбар, а для Накынского поля от 25 до 35 кбар. В Куранахском поле - субкальцевые гранаты обнаружены вблизи 55 кбар и 4 выступа в верхней части мантийной секции. Карнийские триасовые туфы из северо-восточной части Прианабарья содержат включения, по которым определен разрез СКЛМ, где низко -Ca и высокохромистые гранаты соответствуют верхней части мантийной секции. В южном Туманшетском поле рассчитанные давления для суб-Ca гранатов соответствуют 60 кбар. Итак, все регионы и террейны Сибирского кратона имеют индивидуальные черты строения мантийных разрезов.

Небольшие трубки, такие как Амакинская в Мало Ботуобинском районе (рис.5) и многие другие, содержат значительно меньше субкальциевых и богатых Cr- гранатов. СКЛМ под такими трубками, как Аэромагнитная в Далдынском районе (рис.4), обнаруживают черты непрерывного просачивания мантийных расплавов, которые определяется по широкому.

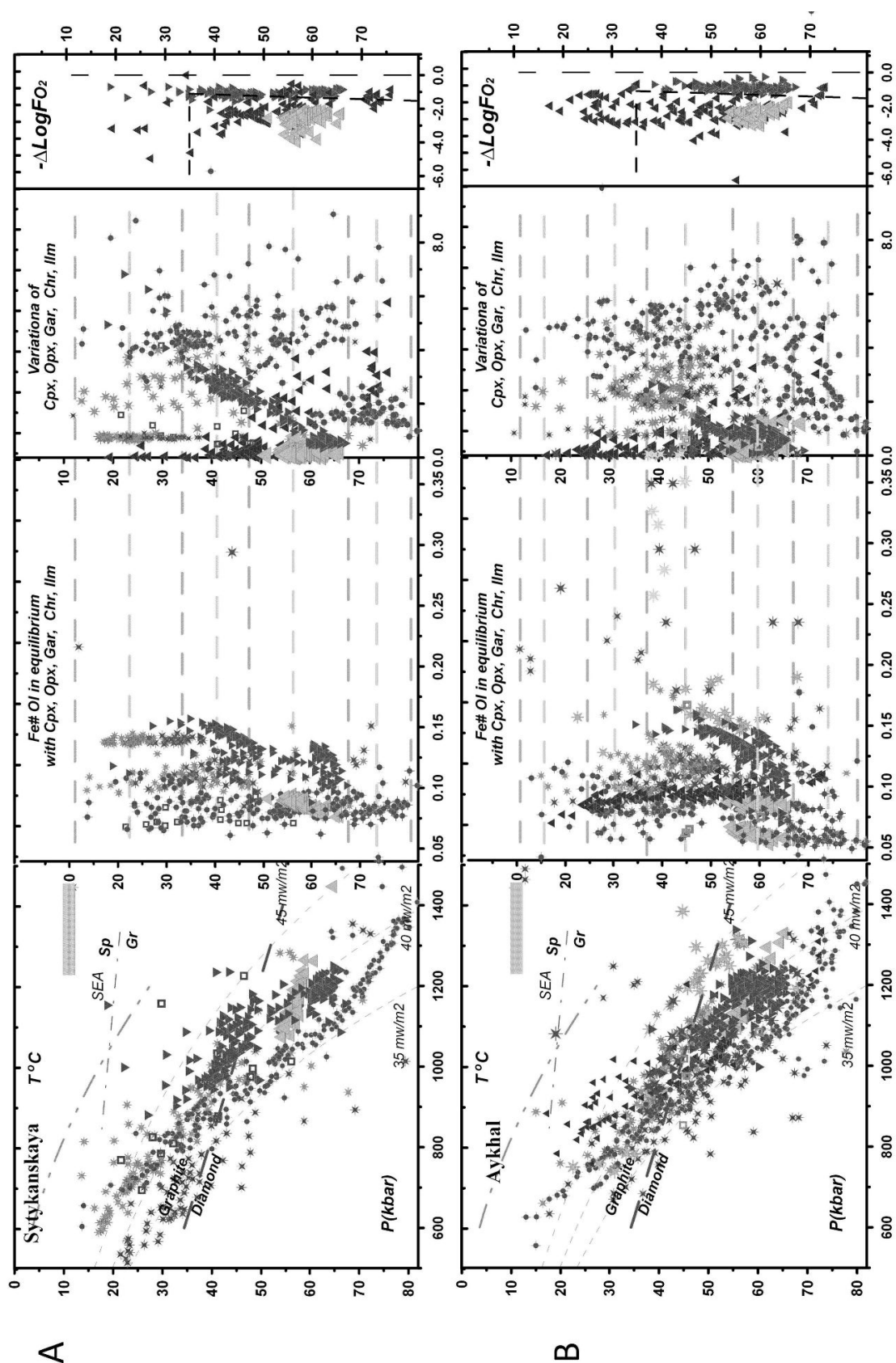


Рис. 5. RTXFO2 для мантийных включений из Алакитских кимберлитов: А) трубка Айхал; Б) Трубка Сытыканская, условные знаки как на рис.4.

интервалу распространения Пm-Срх ассоциаций. Но обычно первичная слоистость СКЛМ под маленькими трубками, которая определяется по РТ оценкам для гранатов, значительно более проста.

Применение мономинеральной термобарометрии для алмазных ассоциаций

Термобарометрия обнаруживает широкие вариации условий кристаллизации алмазов в мантийной литосфере Якутии. Большинство включений в алмазы (ВА) [30, 31, 48, 49 и ссылки в них]: Cr-пиропы, Mg – ортопироксены из трубок Мир и Удачная относятся к холодной мантийной геотерме 35 (частично 33 мВ/м²) при давлениях от 35 до 80 кбар. Cr- пиропы (Ti-содержащие) частично относятся к геотерме 40- 45 мВ/м². Большая часть богатых Cr- пироксенов ВА относятся к холодным ветвям в нижней части мантийной колонны, умеренно обогащенные Cr- к условиям конвективной геотермы, близкой по условиям к мегакристаллам ильменита, тогда сильно обогащенные щелочами и Cr (метасоматический тип) - к промежуточным степеням разогрева. Многие высокотемпературные эклогиты и низко хромистые – Cr (пироксенитовые) включения относятся по условиям к границе графит – алмаз (G-D). Они широко распространены в мантии под трубками Мир и Айхал, где существенная часть мантийной колонны повергнута рефertilлизации протокимберлитовыми расплавами вплоть до уровня 50 и даже 35кбар. Однако РТ определения для ВА хромитов большей частью относятся к конвективной ветви на уровне (~70- 60кбар). Они наиболее типичны для трубок Алакитского поля. Алмазо-содержащие эклогиты обычно относятся к тому же уровню кристаллизации и отражают термальным условиям 35 to 45 мВ/м² в основном в интервале 70-50 кбар. Они совпадают с уровнями наибольшего разогрева в мантийной колонне.

ДИСКУССИЯ

Основные закономерности строения мантийных разрезов

Диаграммы P-Fe# - CaO для гранатов Gar, Cr in Срх, Ti для Chr и FO₂ обнаруживают выступы и флуктуации, которые очень часто коррелируются по давлению. Fe и Ti часто в минералах растут совместно при понижении давления, тогда как низкие содержания -Ca в гранатах, коррелируются с повышением Cr для Chr и Срх. Вероятнее всего, это результат первичной слоистости мантии. Гистограммы давления для разных видов минералов также обнаруживают согласованные пики по давлению, которые соответствуют 3-4 главным единицам в строении мантийных колонн. Дополнительные подуровни определены по разрывам в РТ определениях и флуктуациям железистости, Ti, Cr, Na, Ca в минералах. При достаточной статистике можно выделить 8 -12 отдельных слоев в каждом мантийном разрезе. Для грантов P – Fe# тренды, обычно зазубренные, выделяются от-

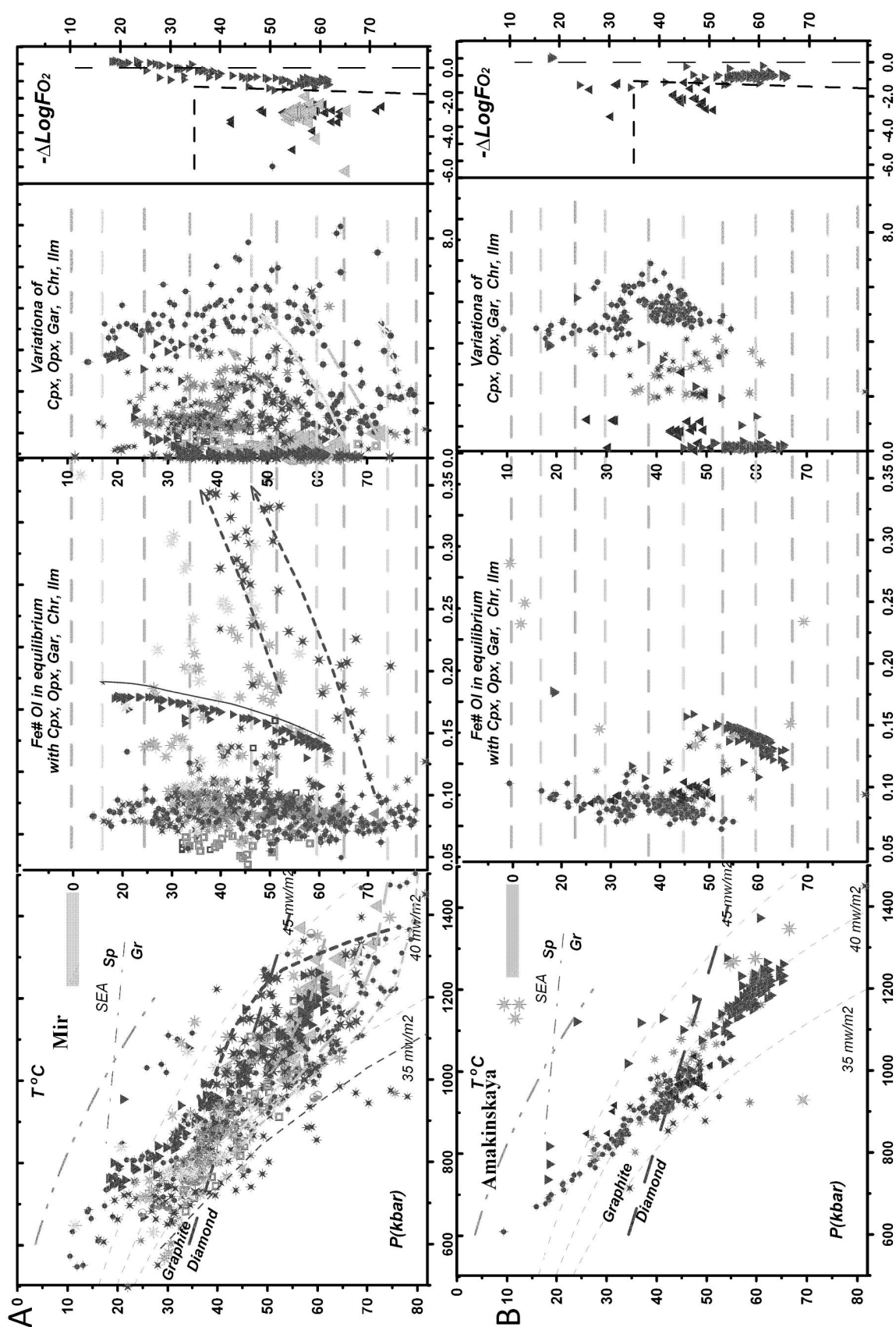


Рис. 6. РТХFO2 для мантийных включений кимберлитов Мало – Ботубинского поля: А) трубка Мир; Б) трубка Амакинская, условные знаки как на рис.4.

дельные $P - Fe\#$ лучи для гранатов в мантийных разрезах палеозойских трубок, которые имеют отрицательный наклон до уровня 40 кбар и часто положительный в верхней части. Наиболее Mg -ные выступы соответствуют суб- Ca гранатам и энстатитам. Три таких горизонта определены для СКЛМ тр. Удачная и всей северной части Далдынского региона. Они субгоризонтальны или наклонны, или судя по некоторому повышению давления с железистостью. Под Алакитскими трубками уровни истощения более протяженные и в основании имеют 3 или 4 небольших выступа в Mg -части, как в северной (Сытыканская) или Южной (Айхал) частях кимберлитового поля соответственно. Трубки Мало – Ботуобинского поля обнаруживают три уровня истощения (рис.4) в основании СКЛМ, которые наклонны на диаграмме P (кбар) – $Fe\#$ (и CaO) и не менее 4х небольших выступа в пределах интервала 50 -30 кбар. В структуре СКЛМ некоторых районов, как например, Верхне Мунского, достаточно отчетливый уровень для субкальциевых гранатов присутствует в интервале 30-40 кбар, а для Накынского поля от 25 до 35 кбар. В Куранахском поле – субкальцевые гранаты обнаружены вблизи 55 кбар и 4 выступа в верхней части мантийной секции. Карнийские триасовые туфы из северо-восточной части Прианабарья содержат включения по которым определен разрез СКЛМ, где низко- Ca и высокохромистые гранаты соответствуют верхней части мантийной секции. В южном Туманшетском поле рассчитанные давления для суб- Ca гранатов соответствуют 60 кбар. Итак, все регионы и террейны Сибирского кратона имеют индивидуальные черты строения мантийных разрезов.

Небольшие трубки, такие как Амакинская в Мало-Ботуобинском районе (рис.5) и многие другие, содержат значительно меньше субкальциевых и богатых Cr -гранатов. СКЛМ под такими трубками как Аэромагнитная в Далдынском районе (рис.4), обнаруживают черты непрерывного просачивания мантийных расплавов, которые определяется по широкому интервалу распространения $Pm - Crx$ ассоциаций. Но обычно первичная слоистость СКЛМ под маленькими трубками, которая определяется по РТ оценкам для гранатов, значительно более проста.

Проблемы роста кратонов

Возраста кия кратонов определяются, главным образом, $Re - Os$ изотопией [18, 42, 43]. Для Сибирского кратона, так же как и для других эти возраста не являются возрастами самих перидотитов, а отвечают возрастам внедрения плюмовых расплавов, которые варьируют в основном в пределах от 0.5 до 2.3 млрд. лет (в среднем около 1.8 млрд. лет) [22], соответствуя заключительному этапу полной амальгамации Сибирского кратона. Протерозойские возраста отражают внедрение основных этапов плюмовых событий, а также основному этапу аккреции в интервале 1.8-2.1 млрд. лет.

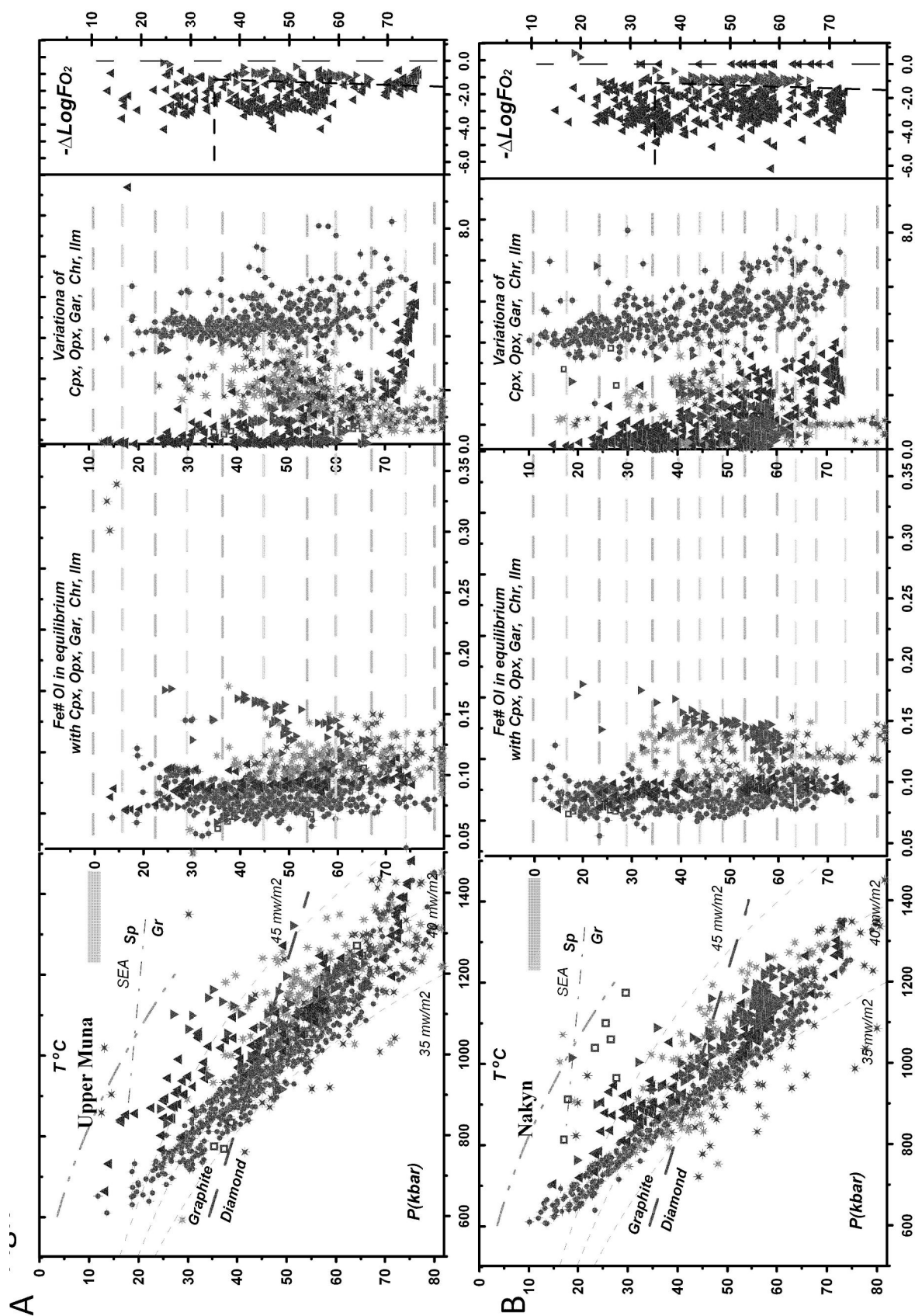


Рис. 7. PTXFO₂ для мантийных включений кимберлитов: А) Верхне-Мунского поля; Б) Накынского поля, условные знаки как на рис.4.

Ранняя история датируется 3.0 млрд. лет и более [43] для алмазоносных эклогитов, отражающие ранние субдукционные процессы, ответственные за образование алмазов, что свидетельствует о росте кратонов до уровня более 250 км 65 кбар в это время. Время роста гранатов (2.2 и 3.0 млрд. лет) (Malkovets et al., в печати) также относится к субдукционной истории кратонов, а также к взаимодействию с плюмами. Пики U, Pb соответствующие субдукционным процессам в целом характерны для гранатов.

Обсуждаются несколько механизмов роста кратонов: 1) ранняя стадия нуклеации с высокой степенью плавления при подъеме гигантских мантийных диапиров; 2) пологая субдукция; 3) сочленение крутых субдукционных пластин в краевых частях кратонов или “поленница слэбов” (рис.18); 4) включения ультраистощенных перидотитовых блоков, типа марианских и метсоматизированных субдукционными расплавами задуговых бассейнов, в структуру континентов, 5) волны расплавов и флюидов, которые отделяются от субдукционных пластин и плюмов в основании кратона и образуют вторичную слоистую структуру мантии [17]. Наши термобарометрические [4] и геохимические работы по определению слоистости мантии, показывают, что главным механизмом роста кратонов была субдукция. В отдельных районах она должна была быть довольно полой, так как такие районы, как Далдынский и Верхне – Мунский обнаруживают сходство в строении СКЛМ на большом протяжении. Однако, в большинстве районов Маганского террейна предполагается довольно крутое и контрастное строение мантийных разрезов и поленница наклоненных слэбов, как основной механизм образования слоистой мантии [18, 47]. Структура мантии под Мало - Ботуобинским районом не является однородной и постоянной. В мантии под трубкой Интернациональная эклогитов и метасоматических гибридных перидотитов гораздо больше, чем в тонкослоистой структуре СКЛМ в северной части поля, что подразумевает присутствие наклонных пластин, по крайней мере, в нижней части разреза.

Реконструкции мантийных разрезов дают материал для обоснования моделей роста континентального кия. Слоистость, полученная по гранатам и ортопироксенам, вероятно, отражает первичную слоистость, возникшую в результате субдукционных процессов. Это ясно также из детальных сейсмических моделей [47], дающих относительно пологую слоистость для центральной части Невольничьего кратона и юго - западной части Индии. Это соответствует модели полой субдукции, вероятно над огромным суперплюмом, который располагался на уровне 300км, вероятно благодаря отрицательной плавучести (инверсия плотности оливин /расплав) (рис.17а) и заперл субдукционные процессы на глубине, подплавляя эклогиты. Этот процесс кажется более вероятным для Архейского времени. Соединение обрезанных плюмовыми процессами слэбов на окраине кратонов

(рис.176) кажется более типичным для стадий активных тектонических движений в Протерозое. После этого основным механизмом эволюции кия

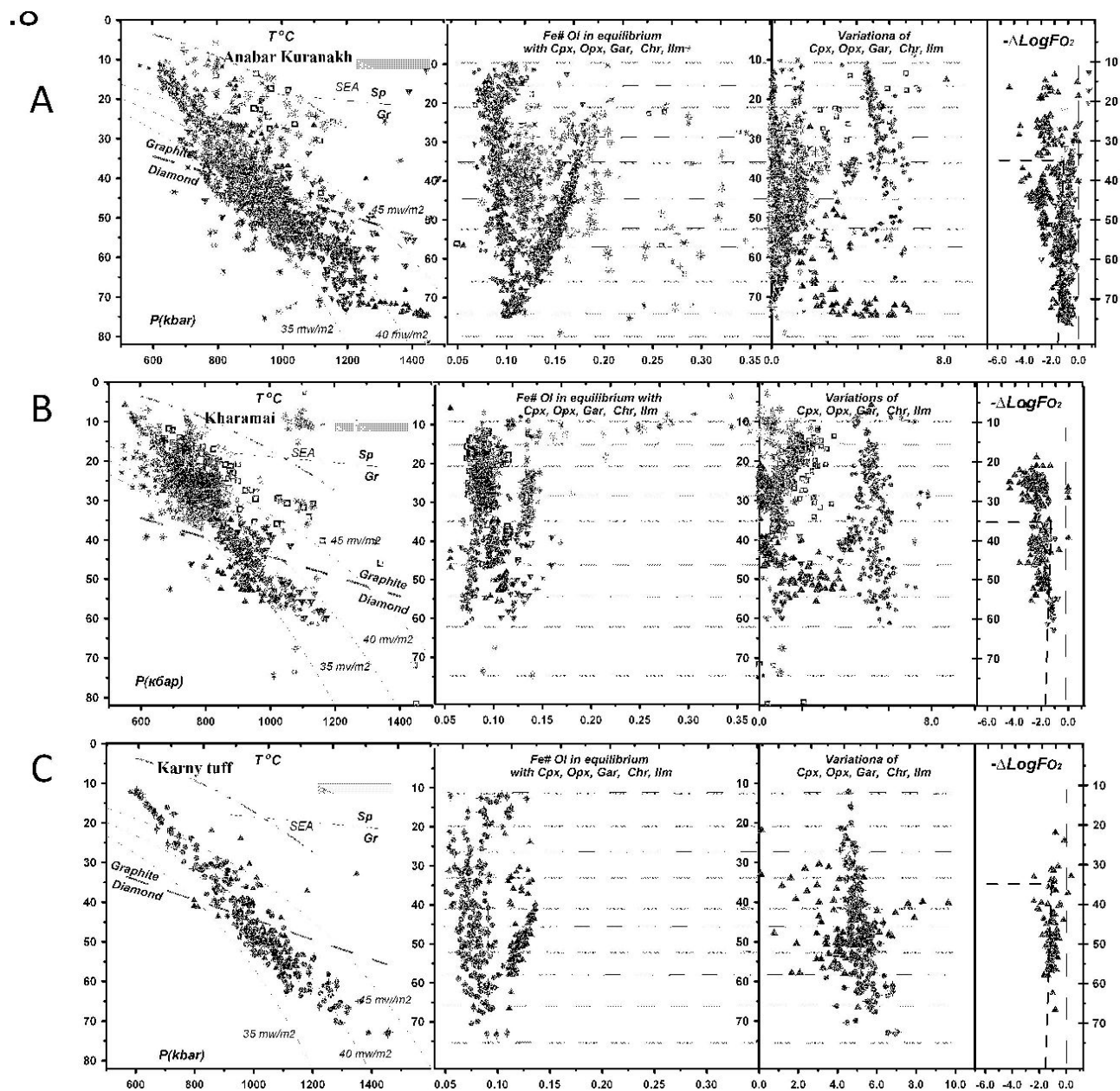


Рис. 8. PTXFO2 для мантийных включений кимберлитов Прианабарья:
А) Куранахского поля; Б) Харамайского поля; В) Карнийских туфов, условные знаки как на рис.4.

кратонов, вероятно, были волны просачивания расплавов [17], связанные с субдукцией или плюмами. Возраста кия кратонов определяются, главным образом, Re- Os изотопией [18, 42, 43]. Для Сибирского кратона, так же как и для других, эти возраста не являются возрастами самих перидотитов, а отвечают возрастам внедрения плюмовых расплавов, которые варьируют, в

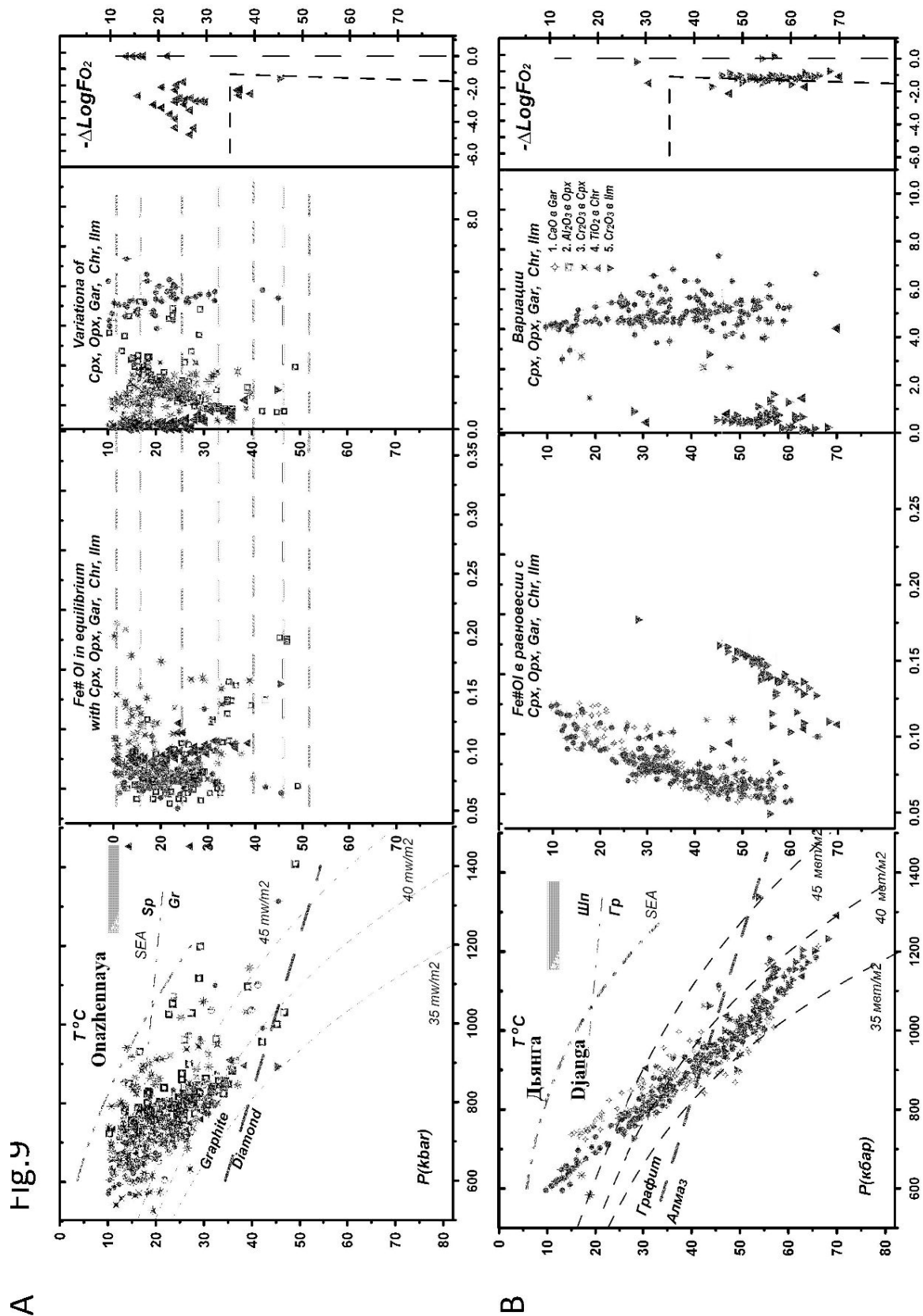


Рис. 9. PTXFO2 для мантийных включений кимберлитов Куойкского поля А) трубка Обнаженная [97, 70]; Б) Трубка Дьянга. Условные знаки как на рис.4.

основном, в пределах от 0.5 до 2.3 млрд. лет (в среднем около 1.8 млрд. лет) [22], соответствуя заключительному этапу полной алмльгамации Сибирского кратона. Протерозойские возраста отражают внедрение основных этапов плюмовых событий, а также основному этапу аккреции в интервале 1.8-2.1 млрд. лет. Ранняя история датируется 3.0 млрд. лет и более [43] для алмазонасных эклогитов, отражающие ранние субдукционные процессы, ответственные за образование алмазов, что свидетельствует об росте кратонов до уровня более 250 км 65 кбар в это время. Время роста гранатов (2.2 и 3.0 млрд. лет) (Malkovets et al., 2011 в печати) также относится к субдукционной истории кратонов, а также к взаимодействию с плюмами. Пики U, Pb соответствующие субдукционным процессам в целом характерны для гранатов.

Обсуждаются несколько механизмов роста кратонов: 1) ранняя стадия нуклеации с высокой степенью плавления при подъеме гигантских мантийных диапиров; 2) пологая субдукция; 3) сочленение крутых субдукционных пластин в краевых частях кратонов или “поленница слэбов” (рис.18); 4) включения ультраистощенных перидотитовых блоков, типа марианских и метсоматизированных субдукционными расплавами задуговых бассейнов, в структуру континентов, 5) волны расплавов и флюидов, которые отделяются от субдукционных пластин и плюмов в основании кратона и образуют вторичную слоистую структуру мантии [17]. Наши термобарометрические [5] и геохимические работы по определению слоистости мантии, показывает, что главным механизмом роста кратонов была субдукция. В отдельных районах она должна была быть довольно полой, так как такие районы, как Далдынский и Верхне – Мунский обнаруживают сходство в строении СЛМК на большом протяжении. Однако, в большинстве районов Маганского террейна предполагается довольно крутое и контрастное строение мантийных разрезов и поленница наклоненных слэбов, как основной механизм образования слоистой мантии [4, 5]. Структура мантии под Мало - Ботуобинским районом не является однородной и постоянной. В мантии под трубкой Интернациональная эклогитов и метасоматических гибридных перидотитов гораздо больше, чем в тонкослоистой структуре СКЛМ в северной части поля, что подразумевает присутствие наклонных пластин, по крайней мере, в нижней части разреза.

Реконструкции мантийных разрезов дает материал для обоснования моделей роста континентального кия. Слоистость, полученная по гранатам и ортопироксенам, вероятно, отражает первичную слоистость, возникшую в результате субдукционных процессов. Это ясно также из детальных сейсмических моделей [47], дающих относительно пологую слоистость для центральной части Невольничьего кратона в юго-западной части Индии. Это соответствует модели полой субдукции, вероятно, над огромным суперплюмом, который располагался на уровне 300км, вероятно, благодаря отрицательной плавучести (инверсия плотности оливин/расплав) (рис.17а) и

запирал субдукционные процессы на глубине, подплавляя эклогиты. Этот процесс кажется более вероятным для Архейского времени. Соединение обрезанных плюмовыми процессами слэбов на окраине кратонов (рис.176) кажется более типичным для стадий активных тектонических движений в Протерозое. После этого основным механизмом эволюции кия кратонов, вероятно, были волны просачивания расплавов [17] связанные с субдукцией или плюмами.

Тектонические террейны

Террейны, определенные на основании тектонических стратиграфических и магматических особенностей [15], пересекаются полями кимберлитов, протянувшихся от с юго-запада от Туманшетского поля в бассейне р.Бирюсы до низовий Лены. Краевые части Сибирского кратона на западе (Чадобецкое поле) и востоке (Поле Манчары) и на юго-востоке (Чомполинском поле) опробуются кимберлитами. Таким образом, информация о слоистости и вещественном составе отдельных мантийных блоков, которую мы обсудим в данной работе, (рис.1) имеется для 8-ми из 11 террейнов.

Геохимия реконструированных расплавов Маганского террейна (трубка Мир) обнаруживает субдукционные признаки – пики Ba, U, Pb, Sr, однако дополнительные признаки - приподнятые содержания Th и Zr предполагают, что осадки возможно также участвовали в образовании расплавов, из которых росли пироксены. Обычный для мантийных перидотитов из тр. Мир флогопитовый метасоматоз, который типичен для континентальных окраин, говорит о том, что субдукционные флюиды, вероятно промывали палеосубдукционные слэбы. Для Алакигского района (также Маганского террейна) характерен очень пестрый состав материнских расплавов для клинопироксенов. Они обнаруживают высокие La/Yb_n благодаря плавлению низких степеней в присутствии граната и метасоматоза с пиками Ba, Th, U, а также очень часто Nb, Ta и Zr. Их можно разделить на несколько групп. 1) Обогащенные с пиками щелочей и других несовместимых элементов и высоким наклоном La/Yb , благодаря высокому Cr_x/Gar отношению. 2) Расплавы из верхней части мантийной колонны, преимущественно из шпинелевой фации, обогащенные несовместимыми элементами и HFSE, которые также могут быть отнесены к расплавам, сформированным в краевых частях СКЛМ, но не карбонатной природы, так как не имеют Sr максимума. Возможно плавление осадков с участием ильменита, рутила, фосфатов, однако можно отметить, что расплавы минимум, которые плавятся с заметной долей поверхностных пленок, могут также иметь подобные характеристики. Для них характерны пики Zr. 3) Расплавы плюмового типа, отделившиеся от протокимберлитов, которые имеют полого наклонные

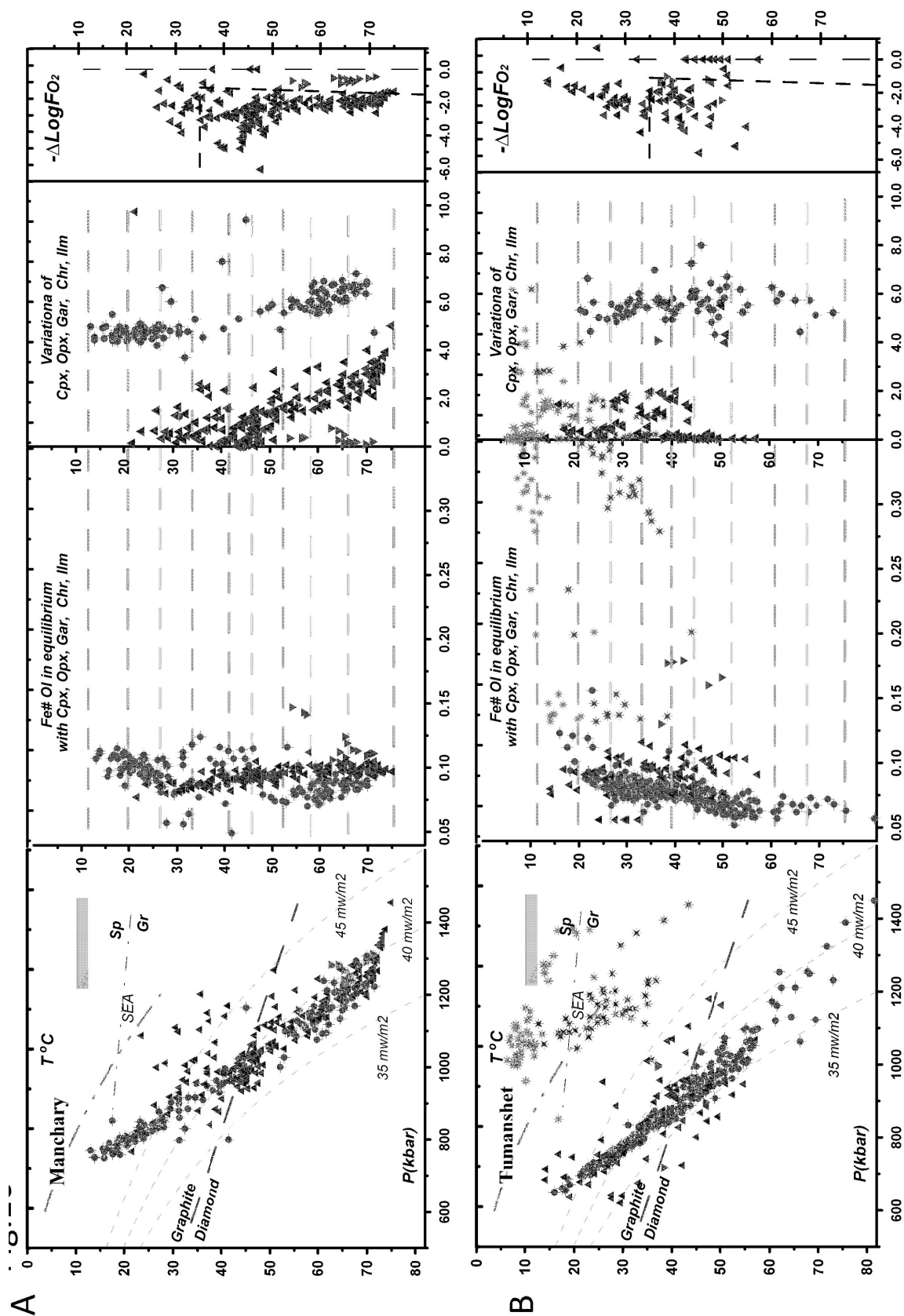


Рис. 10. РТХFO₂ для мантийных включений кимберлитов А) Поле Манчары; Б) поля Туманшет, условные знаки как на рис.4.

спектры без минимумов. 4) Различные промежуточные расплавы с гибридными субдукционными и плюмовыми признаками и явными чертами дифференциации – Pb минимум.

Подобные признаки и интерпретация окружающей обстановки возможны и для мантии М. Ботуобинского района, однако с более высокой степенью контрастности и глубиной метасоматоза. Здесь мантийные расплавы имели распределения TRE с трогами HFSE и Sr, тогда как другие имели пики щелочей и других некогерентных элементов, что предполагает, что здесь глубоко истощенные разности чередовались с высокометасоматизированными. В Далдынском поле- (Западно Далдынский террейн) есть два основных типа расплавов: те, которые имели близкие к примитивным распределения, отражают черты протокимберлитов, которые сформировали деформированные перидотиты [22]. Расплавы с низкими HFSE и REE и небольшими пиками Sr, U и Pb могут отражать признаки океанического истощения.

Расплавы равновесные с клинопироксенами в мантии Верхне Мунского района (Восточно Далдынский террейн) были образованы тремя типами магм. Высокие уровни TRE отражают фертилизацию дифференцированными протокимберлитовыми магмами. Те, что имеют низкий уровень и плоское распределение TRE с небольшими пиками Pb – Sr выглядят, как субдукционные, Расплавы примитивного типа в шпинелевой фации с Zr минимумами и плоскими спектрами были сформированы в отсутствии граната, тогда как резко наклонные в присутствии.

Клинопироксены Накынского поля (Мархинский террейн) все имеют черты рефертилизации. Изначально перидотиты здесь были чрезвычайно бедны клинопироксенами. Многочисленные пелитовые и эклогитовые породы в мантии Накынского поля [50] говорят об обстановке континентальной окраины или о субдукции задуговых перидотитов вместе с осадками. Клинопироксены из СЛМК Куойкского поля близки по геохимическим признакам к Верхне Мунским, судя по пироксенам из трубки Дьянга, клинопироксены из тр. Обнаженная [52] с гибридными субдукционно относятся к верхнему уровню мантии СЛМК и пироксенитовой линзе. Для пироксенов из СЛМК Куранахского поля характерно необычайно высокое обогащение некогерентными элементами под действием флюидонасыщенных расплавов, выше, чем для Алакитских, кроме того, они в основном относятся к верхней части СЛМК.

Диаграмма – давление – железистость (P- Fe#) показывает, что Далдынский, Малоботуобинский, Алакитский районы имеют в общих чертах близкую структуру СЛМК с несколькими близкими субвертикальными трендами. Для СЛМК Накынского и Верхне Мунского поля также характерны тренды с небольшим ростом Fe#Ga₂ к верхней и нижней частям мантийных колонн. Карнийские туфы северного Прианабарья содержат

гранаты из СЛМК, которые дают тренды близкие к палеозойским, однако они образуют несколько (3 отдельных ветви с довольно значительным разбросом). В южной части Сибири в Туманшетском поле пиропы СЛМК обнаруживают истощенные корни до уровня 50 кбар и пологий рост Fe# до границы 40 кбар и далее более быстрый до границы Мохо. Прианабарье, которое состоит из нескольких тектонических единиц, также обнаруживает Fe- рост к верхней части СЛМК для гранатов из триасовых трубок всех кимберлитовых полей, что наиболее вероятно отражает влияние Р-Т суперплюма. Для Куойкских гранатов из трубок юрского времени этот рост еще более заметен. Поле Манчары в северной части Восточно – Аладнского терейна уникально и обнаруживает быстрый рост Fe# к основанию и верхней части и значительные вариации СЛМК в средней части, где пироксенитовая линза оконтурены породами без граната сверху и снизу.

Эволюция

Железистость Fe# или Mg# считается индикатором времени образования перидотитов [18]. Отношение $Fe\# \sim 0.08$ типично для Архейского времени (Archon), 0.09 для Pr (Proton) and 0.1 для Pz-Mz (Tecton), что, в общем, регулируется степенью разогрева мантии. Однако наши диаграммы показывают, что возможно в каждый из этапов вариации могли быть значительно шире (см. диаграммы для трубки Вайракапур, кратон Дхарвар). Ультраистощенные ассоциации, характерные для ВА, имели Mg# (to 0.95), в сложных ксенолитах они образуют линзы и жилы в преобладающих гарцбургитах. Дуниты, по-видимому, доминируют в основании мантийных колонн крупных трубок [45] и, вероятнее всего, они были образованы в Архейское время, как проводники расплавов и флюидов по аналогии с офиолитовыми и орогенными массивами [9]. Большинство крупных палеозойских трубок обнаруживают присутствие дунитов в основании СКЛМ. Возможно, что кимберлиты использовали дуниты в качестве магмапроводников и крупные линзы, которые изначально содержали в зальбандах некоторое количество алмазов, концентрировали большие массы кимберлитов. Несколько трендов Р-Fe# для включений в алмазы в СКЛМ под трубкой Айхал обнаруживают несколько этапов миграции флюидов и расплавов. Полибарические тренды для алмазных ассоциаций характерны для СКЛМ под трубками Мир, Сытыкан, Айхал (рис.4-6) и, возможно, отражают слоистость мантии, где дуниты слагали верхние уровни субдукционных пластин.

В целом, вариации 0.08 -0.10 СКЛМ типичны не только для Сибирского кратона, но и для других районов кимберлитового магматизма Мира (Вайоминг, Китай, Фенноскандия). Возрастающие к нижней части СКЛМ отрезки Р-Fe# типичны также для орогенных массивов, а также для офиолитовых перидотитов [9]. Вариации $Cr_{px} Fe\#$ 0.1-0.12 - это результат

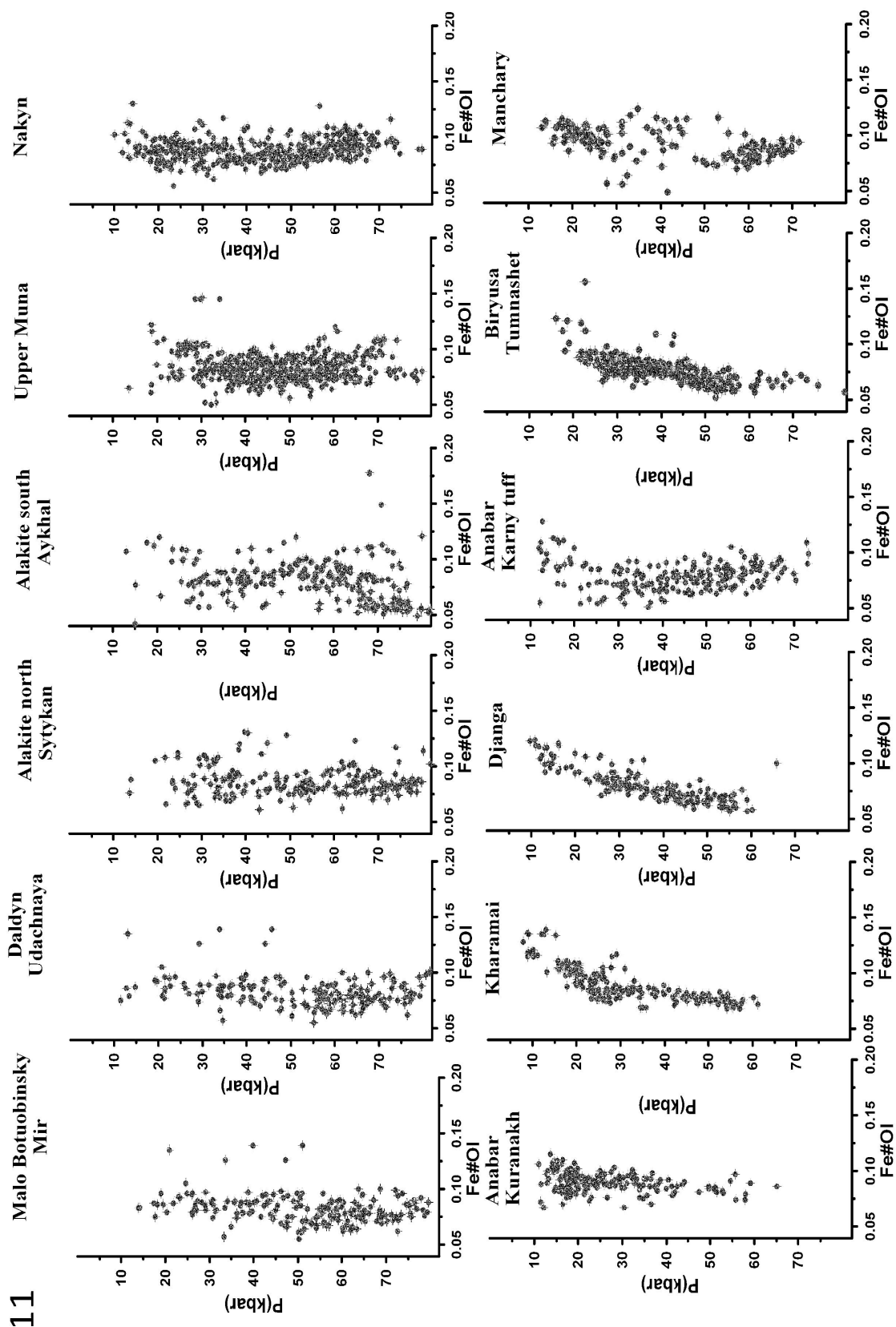


Рис. 11. Диаграммы $P(kbar) - Fe\#$ для СКЛМ из кимберлитов различного времени и районов, условные знаки как на рис.4.

рефертилизации в несколько этапов [8], которые могут быть идентифицированы по спектрам TRE и изотопным отношениям, однако те, что ассоциируют с ильменитами, надежно могут быть отнесены к протокимберлитовому влиянию. Метасоматические ассоциации с флогопитом, которые варьируют по времени от 500 to 800 млн. лет в Далдыно Алакитском районе отражают заключительные этапы распада Родинии, вероятно за счет влияния удаленных флюидных потоков связанных с субдукцией.

Несколько РТ траекторий СКЛМ под крупными трубками отражают несколько этапов просачивания расплавов. Вариации термального режима обусловлены вариациями мощности литосферы в древнее время [2]. Температурный режим в мантии под Палеозойскими трубками близок к 37-40 мВт/м². [4] в зависимости от мощности литосферы (см рис 17а). Обычно в Сибири мантийные разрезы СКЛМ, полученные по ксенолитам Мезозойских трубок, обнаруживают существенный разогрев (40 to 43 мВт/м²) [16] при мощности 130км (45 кбар) (Обнаженная) [52]. Адвективные РТ траектории для Srх и Gaг пересекают кондуктивные геотермы. Для трендов таких гранатов в координатах Cr₂O₃-CaO характерны прямые тренды, пересекающие лерцолитовые поля, как например для трубок Дьянга, Муза и др. Куойкского поля (рис.9), СКЛМ которых обнаруживают рост Fe и падение Ca в верхней части мантийной колонны, что является результатом взаимодействия просачивающихся расплавов Сибирского Р-Т суперплюма.

Мощность СКЛМ может уменьшаться в результате термально и химической эрозии литосферного кия и под действием субдукции [94] при потере вязкости и размягчении под влиянием водных флюидов [40]. Деламинация литосферного кия после существенной базификации и эклогитизации является другим возможным сценарием [16]. Однако этот механизм видимо имел место при уменьшении мощности СКЛМ Северо-Китайской платформы после Эмешаньского суперплюма. Но наиболее приемлемый сценарий роста астеносферной линзы - это гидроразрыв под действием насыщенных флюидами расплавов и закачивание туда плюмовых расплавов. Ультраосновные и основные расплавы в результате инверсии плотности оливин - расплав на границе 300км [1] не могут подняться вверх без существенного изменения плотности, что является основной причиной преобладания 35мВт/м² значений теплового потока для палеозойских трубок. Дифференцированный гидратированный или карбонатизированный расплав способен внедряться в литосферу. Механическая устойчивость оливина по давлению в присутствии расплава (насыщенного флюидами, H₂O) [24, 36] имеет минимум, который обычно соответствует 220км. Подъем расплава, пересыщенного при остывании летучими компонентами, производит серии гидроразрывов и в верхних уровнях. Подобный механизм последовательного внедрения и при пересыщении летучими компонентами при остывании,

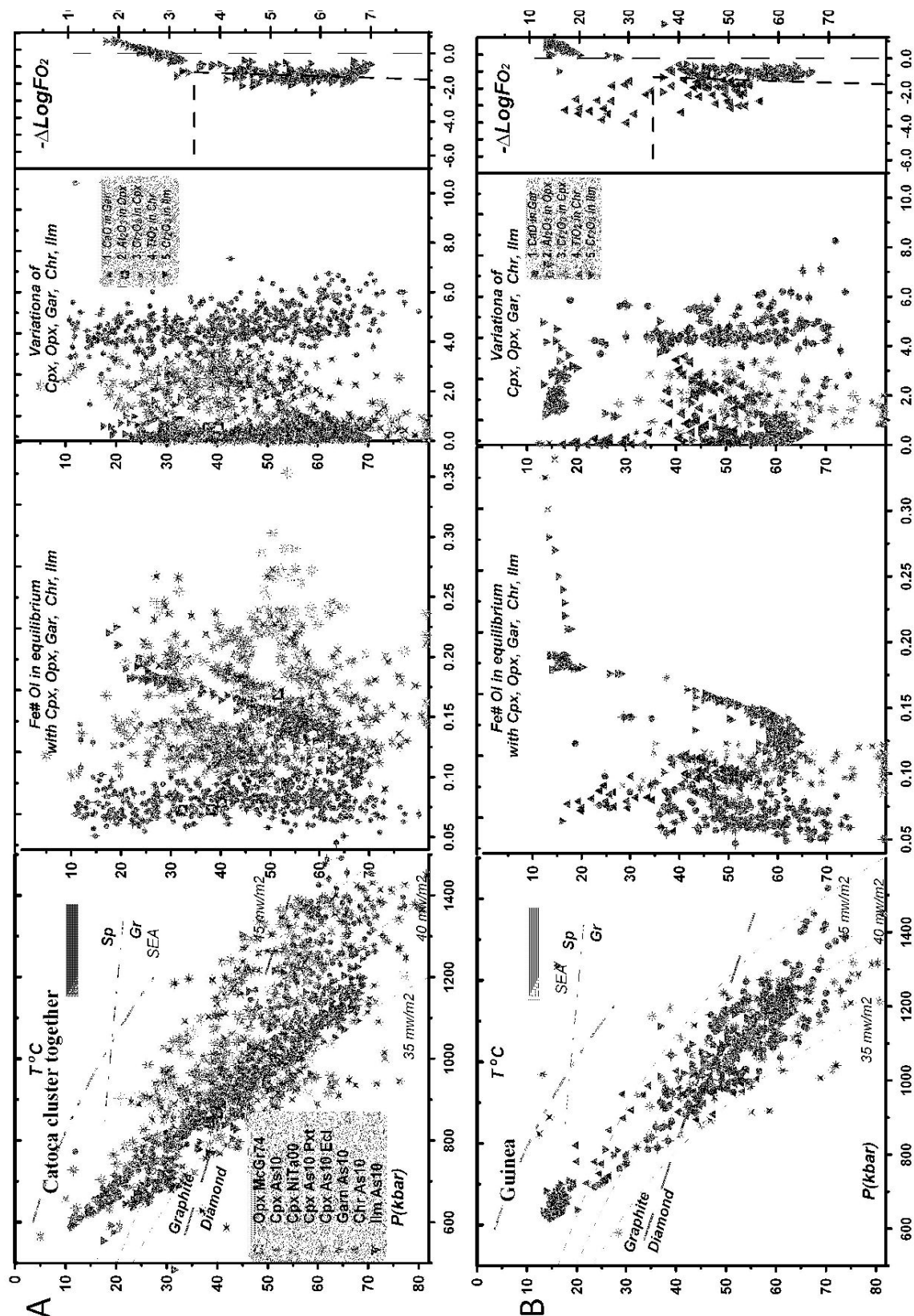


Рис. 12. PTXFO2 для мантийных включений кимберлитов А) кластера кимберлитов вблизи тр.Катока, Ангола полученная на основании мономинеральной термобарометрии, условные знаки как на рис.4.
Б) Для дайки Дружба, Гвинея, условные знаки как на рис.4.

может быть ответственным за полибарическую природу деформированных перидотитов [25].

Крупный суперплюм, влиянию которого в Верхнем Девоне подверглась Сибирь и Балтика [4], был богат летучими и породил мощную литосферную линзу.

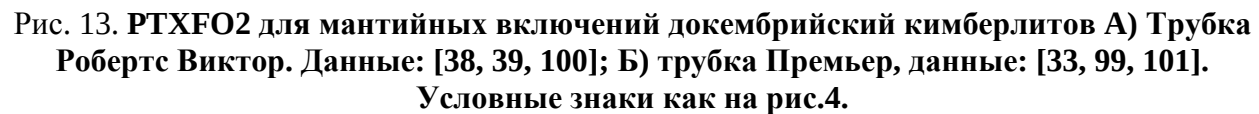
Вариации мощности СКЛМ во времени может быть значительным. Некоторые геофизические работы дают мощность литосферы до 410 км [40], что было определено также и для северных районов Сибирского кратона [26], однако средняя мощность литосферы по другим данным 250-270 км [41]. Астеносферная линза может быть относительно маломощной [27]. Температурные градиенты ~ 33 мВт/м², вероятно преобладали до распада Родинии при мощности литосферы 370 км (рис.17а). Мощность СКЛМ ~ 270 км (80 кбар) дает градиент 35-36 мВт/м², который был вероятен для Вендского времени сразу после распада Родинии. Геотерма 40 мВт/м² отвечает мощности литосферы 220-220 км (65-60 кбар), что отвечает уровню деформированных перидотитов, возникших под действием флюидонасыщенных и окисленных на конечной стадии расплавов, так как они содержат в флогопиты в интерстициях, как например под трубкой Удачная [5]. Деформированные перидотиты отвечают по давлению интервалу 55-70 кбар и на РТ диаграмме дают крутой адвективный градиент [5, 22], вероятно отвечающий мантийному диапиру.

Предполагаемая деляминация литосферного кила Сибирского кратона в мезозойское время после Р-Т суперплюма [16] не подтверждается термобарометрией и геофизическими данными [26, 41], базификация нижнего уровня мантии, впрочем, как и метасоматическая проработка и базификация верхнего были очень значительны [4].

Примеры эволюции других кратонов

Палеозойская – Мезозойская мантийная литосфера Африки

Термальный режим СКЛМ под большинством Южно-Африканских кимберлитовых трубок соответствует геотермам 40 мВт/м², однако большинство истощенных пород, включая алмазные ассоциации перидотитов, отвечают гермам 35 мВт/м². Такие же условия определены для самых низкотемпературных эклогитов в мантии под Лесото [6], под трубкой Финч [14,19] и другими (рис.14а). Это означает, что в древнее время мантия была мощнее и была редуцирована и разогрета в Верхне – Палеозойское и Мезозойское время в результате воздействия многочисленных плюмов, вызвавших распад Родинии и затем Гондваны, что сопровождалось уменьшением мощности СКЛМ до 200 км. Более мощная литосфера под кратоном Конго - Касаи, достигающая в центральной части 400 км [40], ответственна за более низкотемпературный термальный режим. Мезозойские



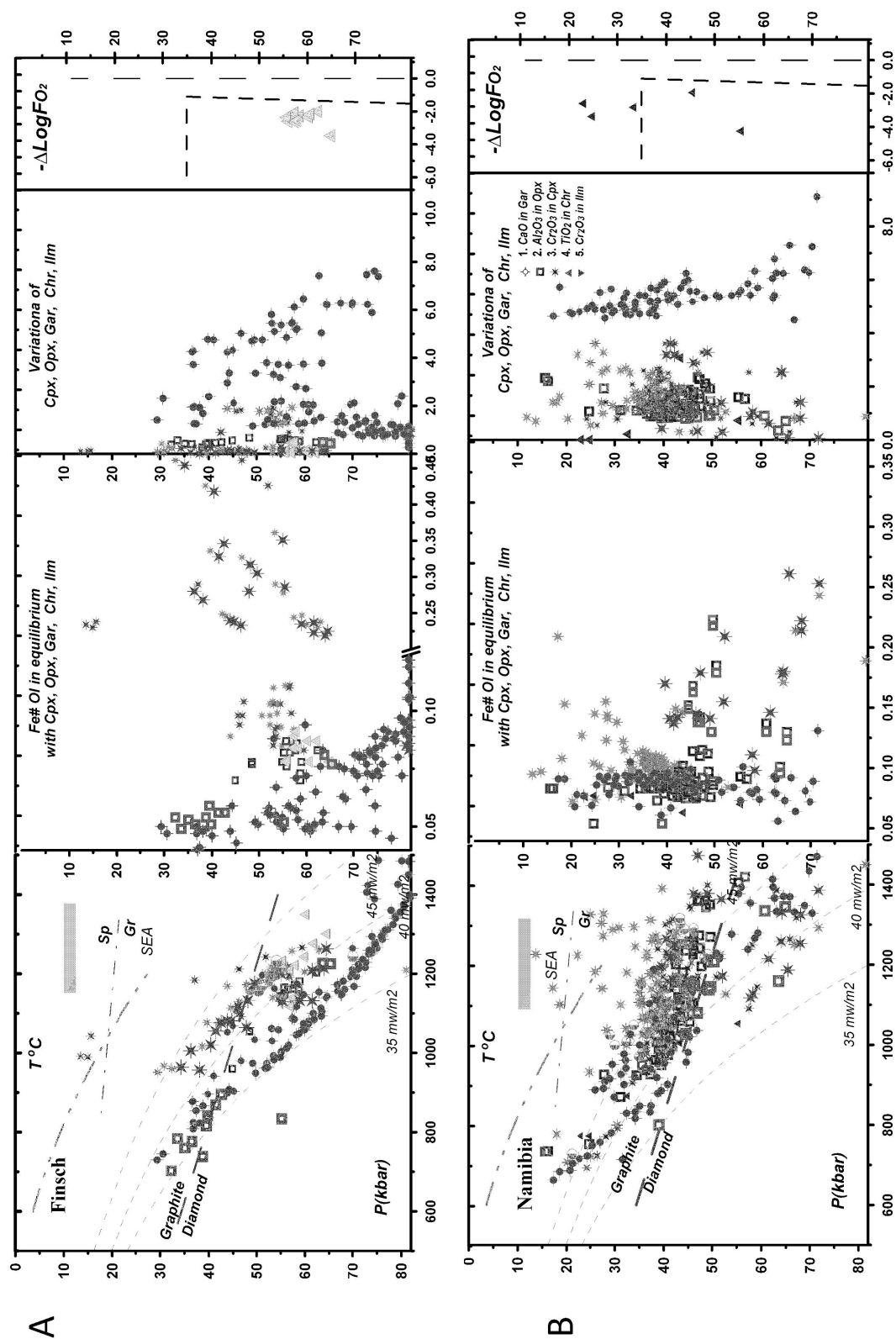


Рис. 14. РТХFO2 для мантийных включений кимберлитов Африки; А) Трубка Финч (Лесото), данные: [4, 25]. Б) для трубок Намибии [24, 35] . Условные знаки как на рис.4.

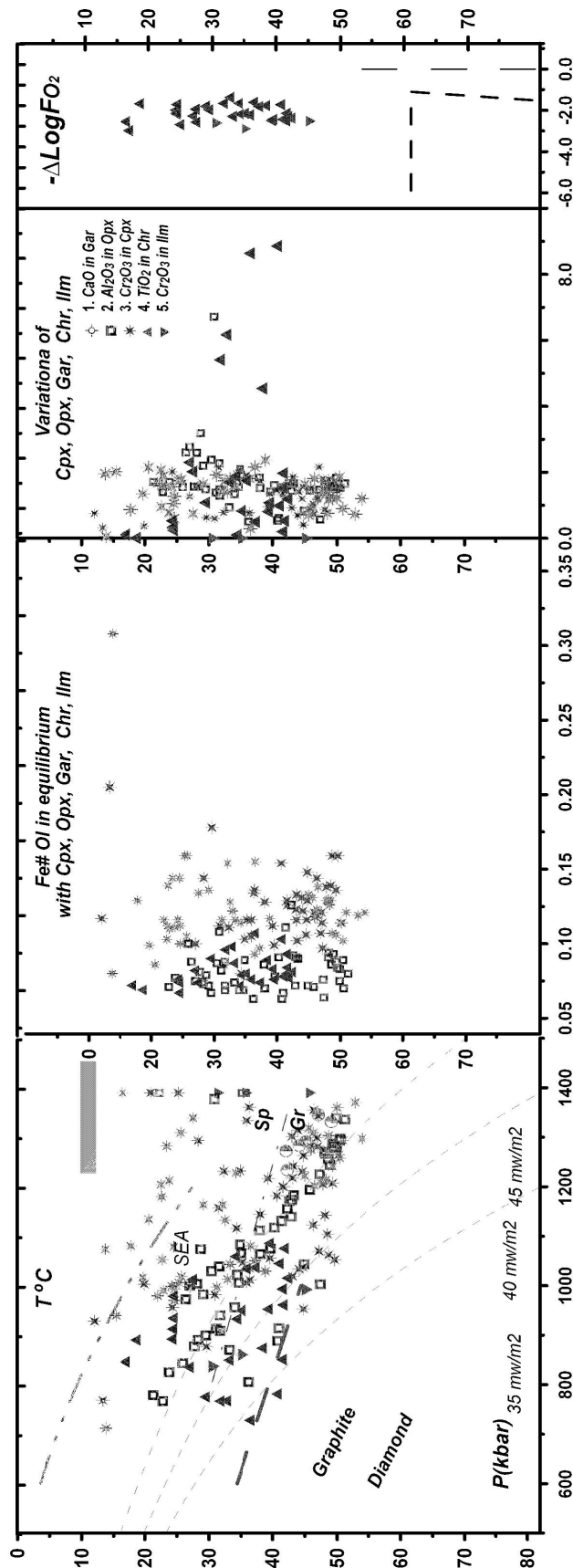


Рис.15. PTXFO2 для мантийных включений кимберлитов Танзании, трубка Лабайт, данные [42, 48-50]. Условные знаки как на рис.4.

геотермы для СКЛИМ Анголы и Гвинеи, низкотемпературнее, чем мезозойские и протерозойские геотермы Южной Африки.

Палеозойская литосферная мантия Северной Америки.

Мантийный разрез под трубкой KL-1 (рис. 6б) обнаруживает сравнительно низкотемпературные условия ~ 37 мВт/м² с отклонениями до 33 мВт/м². Относительно высокотемпературные условия определены для высокохромистых гранатов обогащенных СаО – с пироксенитовыми тенденциями. Несколько трендов роста железистости для хромитов (Fe#~15-17%; 11-14%; 9-10%) отражают три высокотемпературных этапа фертилизации в интервале 65 to 30 кбар, вероятно, под влиянием водосодержащих расплавов. РТ условия, определенные для перидотитовых пород из верхней части СКЛИМ резко разделяются на сравнительно низкотемпературные и перегретые до геотермы 70 мВт/м². РТ - определения по хромитам также дают две ветви (Fe#~10%; 12%) в интервале

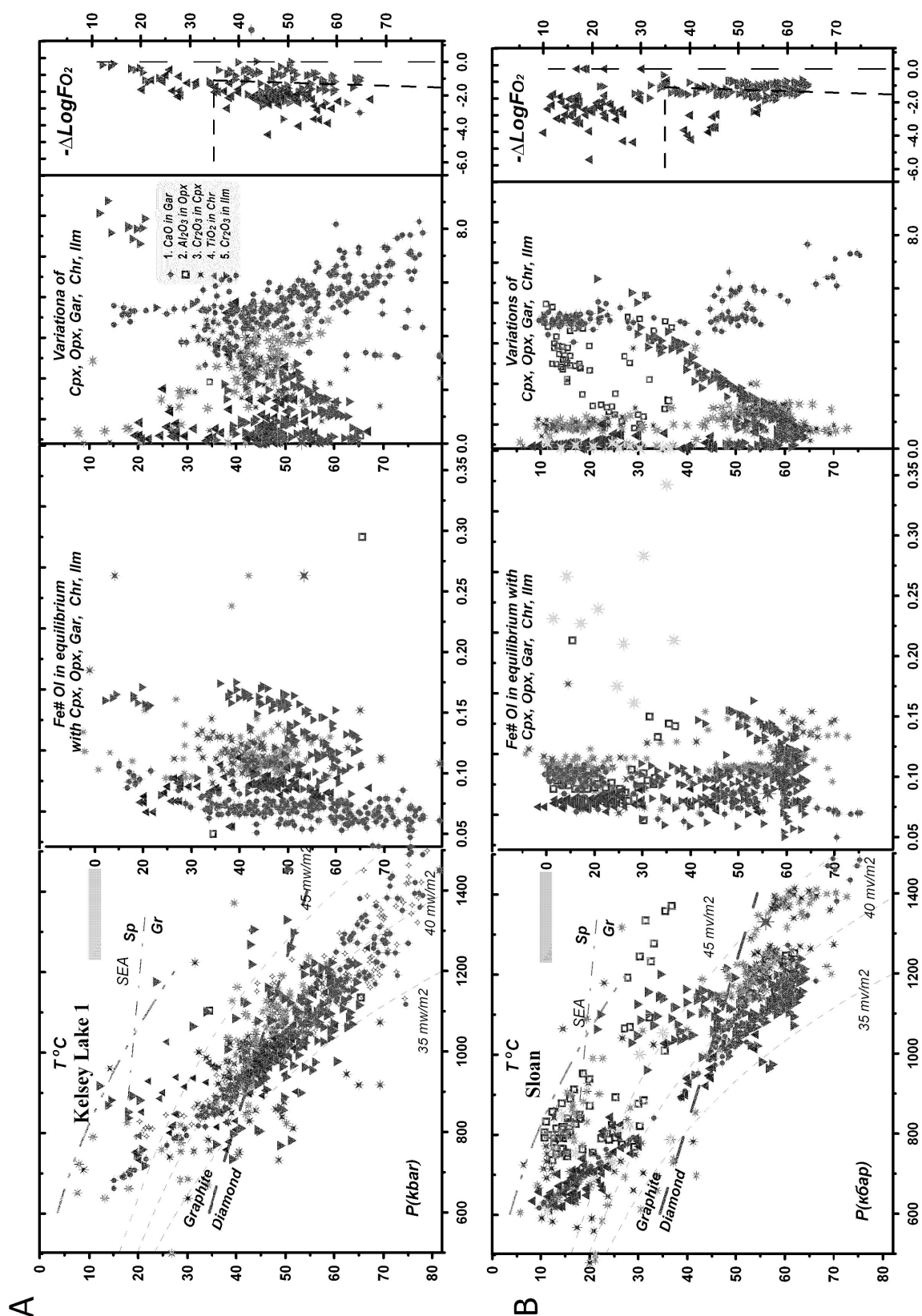


Рис.16. РТХFO2 для мантийных включений кимберлитов Колорадо Вайоминг кратон А) Трубка Слоан, Б) Трубка Келсей Лэйк-1. Условные знаки как на рис.4.

55-40 кбар. Высокотемпературные субадиабатические условия определены по ильменитам из верхней и средней части СКЛМ (рис.15а). РТ условия,

определенные для минералов из трубки Слоун, обнаруживают мощную литосферу, начиная с 65 кбар и дают в среднем геотерму 38 мВт/м^2 . Они имеют три ветви тренда $P\text{-Fe\#}$, один из которых соответствует деформированным перидотитам, другой является трендом рефertilлизации под влиянием протокимберлитовых расплавов, а последний соответствует метасоматитам. Существенный разогрев средней части определен по железистым ортопироксенитам вблизи 40 кбар, начиная с уровня 30 кбар до границы Мохо реконструирована наклонная геотерма 90 мВт/м^2 (рис.15б). Сrostки показывают, что там помимо неистощенных перидотитов присутствуют гранатовые пироксениты.

Тренды $P\text{-Fe\#}$ для трубки Слоун обнаруживают две ветви в верхней и тройную в нижней части СКЛМ. Подобная диаграмма для СКЛМ под трубкой Келсу Лэйк рире обнаруживает ступенчатый тренд с постепенным снижением магнезиальности (0.07-0.09), отклонения по магнезиальности до 0.06 - близки к включениям в алмазы.

Докембрийская мантийная литосфера.

На Сибирском кратоне не обнаружены докембрийские кимберлиты. Однако, есть примеры в Южной Африке: тр. Премьер [64] и Робертс Виктор [23], и многочисленные в Индии. Геотермы Протерозойских трубок (рис.13а) на Каапвальском кратоне [64]), включая данные по включениям в алмазы и алмазоносным эклогитам (рис.13) дают в целом более высокотемпературные геотермические условия, соответствующие геотерме 45 мВт/м^2 . В основании СЛМК вблизи 70-75 кбар определен существенный разогрев до 1550°C по РТ оценкам для Орх. РТ условия по пиропам Орх, Chg и ВА соответствуют геотерме $\sim 36\text{-}38 \text{ мВт/м}^2$. Омфацитовые ВА более высокотемпературны и дают адвективную ветвь вблизи 45 мВт/м^2 . Оценки для перидотитов по термобарометру [17] дают геотерму 40 мВт/м^2 . РТ условия для омфацитов из ВА и алмазоносных эклогитов из СЛМК под трубкой Робертс Виктор [23] дают геотерму вблизи 40 мВт/м^2 , однако некоторые дают отклонения в высокотемпературную область до 45 МВт/м^2 (рис.13б).

Мантийная литосфера под перикратонными подвижными поясами

Многочисленные работы по мантийным включениям из кимберлитов Намибии, которые локализованы в подвижном поясе окружающим кратон (рис.14б), обнаруживают довольно малоглубинные условия, начиная с 40 кбар [13] (рис. 25-26), которые отвечают, в основном, условиям границы Графит – Алмаз, однако некоторые точки РТ условий для ВА - ортопироксенов, омфацитов, пиропов локализованы вблизи 70 кбар и более. Предполагалось, что малоглубинные условия отвечают верхней части магматической камеры. Следовательно, здесь можно предполагать

присутствие двух астеносферных линз. Другой вариант – это мантийный диапир, который интродировал верхний уровень.

Мантийная литосфера окраин кратонов и рифтов

Примеры реконструкции СКЛМ по вулкану Лабайт в Танзанийском рифте [29] также дают малоглубинные условия, начиная от 45 кбар. Объединенные данные обнаруживают присутствие нескольких градиентов

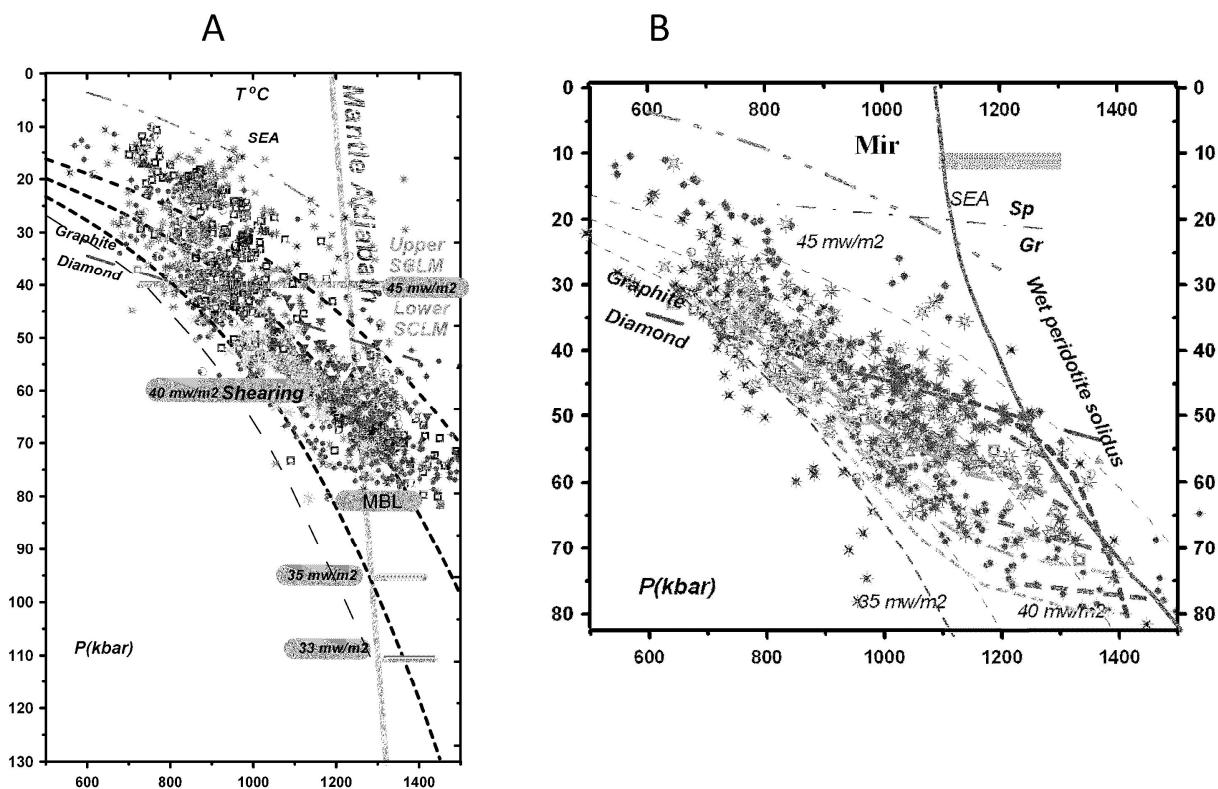


Рис.17. Схема определения мощности литосферы по пересечению мантийной адибаты с геотермами А) [5, 20]; эволюция термального режима на границе литосфера астеносфера Б) по [40].

наиболее высокотемпературный отвечает геотерме 45 мВт/м^2 , что отражает процессы утонения литосферы. Варьирующая мощность литосферы для кимберлитов и айкилитов гор.Торнгат? полуостров Лабратор, также обнаруживает серьезные вариации температурных условий, однако в основном, от 35 до 40 мВт/м^2 [51].

ВЫВОДЫ

1. Применение мономинеральных Gar Орх методов для концентратов и глубинных включений из 80-ти кимберлитовых трубок из 7 различных тектонических террейнов Сибирского кратона выявила различия и

закономерности в строении и составе литосферной мантии, включая валовые составы и редкие элементы.

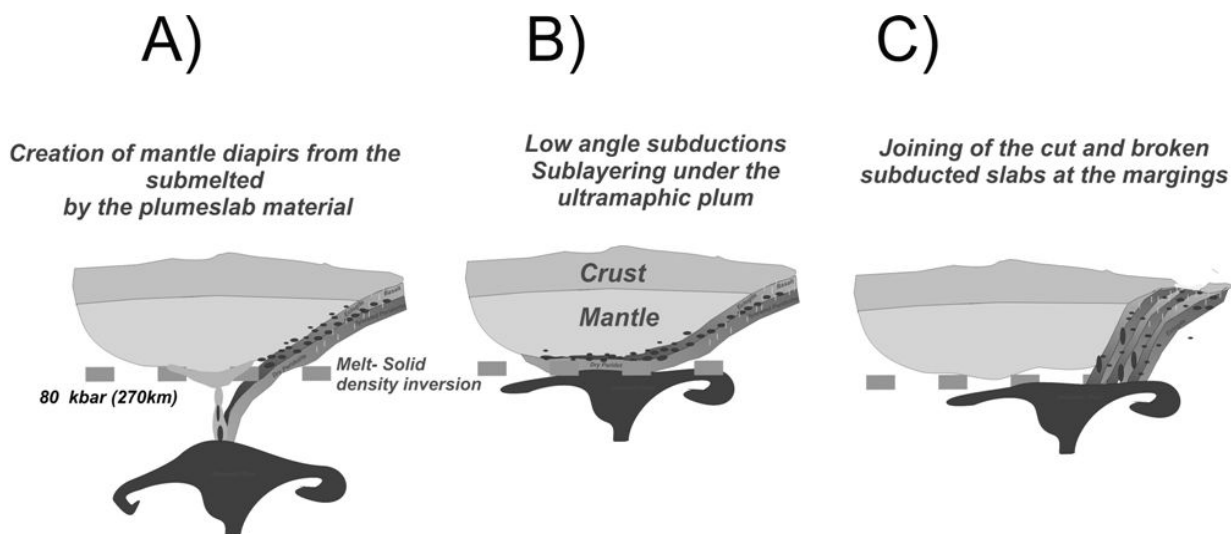


Рис. 18. Схематические модели роста кратона в результате взаимодействия субдукционных и плюмовых процессов.

Примечания: А) рост мантийных диапиров из переходной зоны; Б) пологая субдукция над суперплюмом, В) состыковка наклонных плитин на границе континента (поленица слэбов).

2. Мантийные разрезы обнаруживают наиболее сложную структура под наиболее крупными трубками, которые обычно и более алмазоносны.

3. Тренды $P(\text{кбар}) - \text{Fe}\#$ для мантийной литосферы эволюционируют во времени. Они почти субвертикальны с существенно магнезиальным основанием в палеозойское время обнаруживают существенное обогащение Fe-в триассовое время после Р-Т суперплюма и еще более существенное обогащение в Юрский этап кимберлитового магматизма.

4. Мантийные разрезы делятся на две части на уровне 35-40 кбар, который обычно соответствует пироксенитовому слою. Верхняя часть литосферной мантии под Сибирским кратоном была изначально существенно истощена и затем локально фертилизирована.

5. Три ловушки для расплавов 65-60 кбар (ультраосновной окисленный расплав), около 40-37 кбар (карбонатитовый) и 30-20 кбар (минимум на солидусе H_2O – содержащего перидотита) маркируются различными пироксенитами и эклогитами – (Gaг Crх кумулатами), которые обнаруживают повышенный разогрев.

6. Деформированные перидотиты и так называемые астеносферные линзы появились как результат гидроразрыва после внедрения протокимберлитовых расплавов, линза имеет мощность 50 км, обнаруживает

Таблица 1.

Представительные составы редких элементов клинопироксенов (Cr-Di) из кимберлитов различных районов Якутии.

Районы	Дальдунский		Мало- Ботубинский		Алаунтский		Накунский		Верхне-Мунский		Прианабарье Куранах		Куоикское Обнаженная	
	Daln2D	Daln1D	IntCpx6	IntCpx3	KomsCpx1	KomsCpx2	KomsCpx3	Nurb9	Nurb10	PoisCpx2	PoisCpx1	Tt16D	Tt13D	O-194 N8 Cpx
Трубки														
Ba	2.63	48.89	11.96	16.43	5.13	4.66	10.47	34.46	72.74	3.72	3.77	160.17	98.45	4.60
La	3.47	11.43	3.30	8.70	5.63	16.22	21.64	79.57	10.53	0.86	4.40	9.88	8.07	0.86
Ce	11.22	25.62	12.80	35.81	18.11	50.39	52.20	211.91	24.25	3.60	16.93	22.25	15.53	1.78
Pr	2.10	3.82	2.60	7.69	2.17	6.81	6.07	41.00	5.30	0.53	2.41	2.15	1.31	0.25
Nd	10.91	18.05	13.93	46.81	10.16	30.57	24.92	173.85	18.56	2.65	11.50	10.74	4.65	0.91
Sm	2.46	3.50	3.97	15.41	2.18	5.40	4.70	26.51	3.84	0.62	2.02	2.40	0.69	0.20
Eu	0.78	0.99	1.38	5.16	0.65	1.43	1.24	5.85	1.00	0.21	0.47	0.59	0.17	0.07
Gd	2.34	2.91	5.67	19.86	1.59	3.41	3.45	12.17	2.84	0.48	1.16	2.14	0.52	0.19
Tb	0.25	0.32	0.49	2.67	0.18	0.36	0.36	1.12	0.38	0.06	0.12	0.20	0.09	0.01
Dy	1.07	1.65	2.37	12.39	0.87	1.60	1.63	4.17	1.84	0.22	0.58	1.37	0.58	0.03
Ho	0.15	0.22	0.38	1.46	0.11	0.23	0.25	0.57	0.22	0.03	0.10	0.25	0.14	0.01
Er	0.24	0.48	0.95	2.07	0.26	0.48	0.53	1.47	0.63	0.07	0.22	0.59	0.42	0.00
Tm	0.03	0.05	0.14	0.14	0.03	0.05	0.06	0.13	0.04	0.01	0.02	0.08	0.07	0.00
Yb	0.10	0.28	1.06	0.56	0.13	0.32	0.34	0.71	0.27	0.04	0.14	0.63	0.50	0.00
Lu	0.02	0.03	0.17	0.06	0.01	0.03	0.04	0.11	0.06	0.00	0.01	0.09	0.07	0.00
Hf	1.09	1.50	0.93	0.47	2.29	2.36	4.91	5.84	1.83	0.22	1.25	1.39	0.30	0.02
Ta	0.04	0.63	0.20	0.59	0.05	0.09	0.06	0.74	0.54	0.01	0.03	1.21	0.71	0.03
Pb	0.54	16.57	1.10	1.28	0.96	0.89	1.29	0.70	0.61	0.33	0.23	1.56	1.39	0.85
Th	0.07	1.16	0.21	0.23	0.20	0.42	1.28	15.18	3.97	0.01	0.05	0.79	0.52	0.08
U	0.08	0.12	0.08	0.08	0.06	0.37	0.15	1.15	0.47	0.01	0.03	0.74	0.54	0.02
Sc	29	27	61	70	28	77	100	313	48	8	14	12.50	21.31	1.39
V	203	239	156	352	180	208	165	2227	260	103	149	95.05	54.32	24.99
Co	21.44	26.75			18.79	16.85	19.32	103	54	11.81	12.59	31.05	12.16	6.93
Cu	3.24	15.86	19.51	22.68	4.47	4.55	5.83	1558	945	2.36	3.87	3.12	4.24	27
Ni	506.33	471	5.79	5.67	346	343	193	1558	945	205	262	261	26	235
Rb	0.40	18.34	298	454	0.79	0.82	0.35	1.96	4.85	0.05	0.62	49.14	23.69	0.49
Sr	203.17	229	0.07	0.09	122	396	194	3000	220	79.73	172.41	14.00	66	110
Y	2.93	5.23	0.02	0.03	2.66	5.34	5.47	14.75	7.71	0.75	2.30	5.97	3.70	0.13
Zr	7.34	13.57	0.81	12.33	16.8	34.0	69.3	85.6	32.5	1.66	14.99	53.81	11.61	0.40
Nb	0.56	9.90	0.36	0.48	1.01	1.25	0.92	26.87	6.57	0.13	0.71	20.86	13.25	0.91

адвективный термальный режим и, вероятно, соответствует мантийному диапиру.

7. Кондуктивный режим мантийной литосферы менялся во времени вместе с уменьшением мощности литосферы. Геотермический режим 35 мВт/м² соответствует мощности литосферы ~300-270 км, тогда как геотерма 39-40 мВт/м² типична для континентов группы Гондвана и соответствует мощности ~220-200 км.

БЛАГОДАРНОСТИ.

Компании АЛРОСА, которая дала разрешение на отбор образцов для анализов и снабжала концентратами из кимберлитов. Сотрудникам лаборатории рентгеноспектрального и индукционно плазменного анализа ИГМ СО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-2011).

ЛИТЕРАТУРА

1. Agee, J.J., Garrison, J.R., Taylor, L.A. 1982. Petrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliott County, Kentucky. *American Mineralogist*, 67, 2842.
2. Artemieva, I. M. 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data *Lithos*, 109, 23-46.
3. Ashchepkov, I.V., André, L., Downes, H., Belyatsky, B.A. 2011. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 14-37.
4. Ashchepkov, I.V., Pokhilenko, N.P., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Afanasiev, V.P., Pokhilenko, L.N., Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Alymova, N.V., Khmelnikova, O.S., Palessky, S.V., Nikolaeva, I.V., Karpenko, M.A., Stagnitsky, Y.B. 2010a. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. *Tectonophysics*, 485, 17-41.
5. Ashchepkov, I.V., Ntaflos, T., Vladykin, N.V., Ionov, D.A., Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Pokhilenko, L.N., Logvinova, A.M., Mityukhin, S.I., Palessky, S.V., Khmelnikova, O.S., Rotman, A.Ya. 2010b. Deep seated xenoliths from the phlogopite-bearing brown breccia of Udachnaya pipe. Deep-seated magmatism, its sources and plumes. *Irkutsk*, 164-186. Edited by Dr. N.V. Vladykin.
6. Boyd, F.R., Nixon, P.H. 1973. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: P.H. Nixon (Ed.) *Lesotho Kimberlites*, Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, 254-268.
7. Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Mertzman, S.A., Sobolev, N.V., Finger, L.W. 1997. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 228-246.
8. Brey, G.P., Kohler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
9. Braun, M.G., Kelemen, P.B. Dunite Distribution in the Oman Ophiolite: Implications for Melt Flux Through Porous Dunite Conduits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2004, V 4, N 3.

10. **Cloetingh, S.J., van Wees, D., Ziegler, P.A., Lenkey, L. Beekman, F., Tesauero, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonté, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., Ter Voorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E. Cornu, T., Worum, G.. 2010** Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science Reviews*, 102, 159-206.
11. **Coopersmith H. G., Mitchell R.H., Hausel W. D.** Kimberlites And Lamproites Of Colorado And Wyoming, Usa. Guidebook for the VIIIth International Kimberlite Conference, Colorado and Wyoming Field Trip. 2003. 32 p.
12. **Dobosi, G., Kurat, G. 2002.** Trace element abundances in garnets and clinopyroxenes from diamondites a signature of carbonatitic fluids. *Mineralogy and Petrology* 76, 21 – 38.
13. **Franz, L., Brey, G., Okrusch. M. 1996.** Steady state geotherm, thermal disturbances and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126, 181–198.
14. **Gibson, S., Malarkey, J., Day, J.A. 2008.** Melt Depletion and Enrichment beneath the Western Kaapvaal Craton: Evidence from Finsch Peridotite Xenoliths. *J. Petrology* 49, 1915 - 1929.
15. **Gladkochub, D.P., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., Natapov, L.M., Mazukabzov, A.M., Stanevich, A.M., Sklyarov, E.V. 2006.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis Episodes. 29- 169–174.
16. **Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., van Achterbergh, E., Cherenkova, A.F., Cherenkov, V.G. 2005.** The Kharamai kimberlite field, Siberia: modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event. *Lithos* 81, 167-187.
17. **Griffin, W. L., O'Reilly, S.Y.** Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? Episodes. 2007. v.30 /1. 43-53.
18. **Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Abe, N., Aulbach, S., Davies, R.M., Pearson, N.J., Doyle, B.J., Kivi, K., 2003.** The origin and evolution of the Archean lithospheric mantle. *Precambrian Research* 127, 19–41.
19. **Gurney, J. J., Switzer, G. S. 1973.** The Discovery of Garnets Closely Related to Diamonds in the Finsch Pipe, South Africa *Contr. Miner. and Petrol.* 39, 103-116 (1973).
20. **Hart, S. R., Dunn, T., 1993** Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 1-8.
21. **Harris, J.W., Stachel, T., Léost, I., Brey G.P. 2004.** Peridotitic diamonds from Namibia: constraints on the composition and evolution of their mantle source. *Lithos* 77, 1-4, 209-223.
22. **Ionov, D.A., Doucet, L.S., Ashchepkov I.V. 2010.** Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite. *Journal of Petrology*, 51, 2177-2210.
23. **Jacob, D. E., Bizimis, M., Salters, V. J. M. 2005.** Lu–Hf and geochemical systematics of recycled ancient oceanic crust: evidence from Roberts Victor eclogites. *Contrib Mineral Petrol* (2005) 148: 707–720.
24. **Karato, S. 2010.** Rheology of the Earth's mantle: A historical review *Gondwana Research* 18, 17–45.
25. **Katayama, I., Suyama, Y., Ando, S., Komiya, T. 2009.** Mineral chemistry and P–T condition of granular and sheared peridotite xenoliths from Kimberley, South Africa: Origin of the textural variation in the cratonic mantle. *Lithos* 109 (3), p.333-340.
26. **Koulakov, I., Bushenkova, N. 2010.** Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times Original Research Article *Tectonophysics*, 486, 81-100.

27. **Kuskov, O. L., Kronrod V. A., and Prokof'ev A. A. 2011.** Thermal Structure and Thickness of the Lithospheric Mantle Underlying the Siberian Craton from the Kraton and Kimberlit Superlong Seismic Profiles *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47, 55–175.
28. **Lavrent'ev, Yu. G., Usova, L.V. 1994.** New version of KARAT program for quantitative X-ray spectral microanalysis. *Zhurnal Analiticheskoi Khimii*, 1994., v.5, pp.462–468.
29. **Lee, C.-T., Rudnick, R.L. 1999.** Compositionally stratified cratonic lithosphere and Geochemistry of peridotitic xenoliths from the Labait volcano Tanzania. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume*. 728-735.
30. **Logvinova, A.M., Wirth, R., Fedorova, E.N., Sobolev, N.V., 2008a.** Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation. *Eur. J. Mineral.* 20, 317–331.
31. **Logvinova, A.M.; Taylor, L.A.; Floss, C.; Sobolev, N.V. 2005.** Geochemistry of multiple diamond inclusions of harzburgitic garnets as examined in situ. *International Geology Review*. 47, 1223-1233.
32. **McGregor, I.D.** The system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet–spinel compositions. // *Am. Mineral.* 1974. v 59: p.110–190.
33. **Mather, K.A., Pearson, D. G., McKenzie, D., Kjarsgaard, B.A., Priestley, K. 2011.** Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology. *Lithos* in Press.
34. **McCammon, C.A., Griffin, W.L., Shee, S.R., O'Neill, H.S.C. 2001.** Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond. *Contrib. Mineral. and Petrol.* – 2001, 141, 287-296.
35. **McGregor, I.D. 1974.** The system $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *American Mineralogy*. 59. 110-119.
36. **Mei, S., Bai, W., Hiraga, T., Kohlstedt, D.L., 2002.** Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 491–507.
37. **Nimis, P., Taylor, W. 2000.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (5), 541-554.
38. **Nixon, P.H., Boyd, F.R. 1973.** Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodulesuite in kimberlite. In *Lesotho Kimberlites* (ed.P.H.Nixon). Cape and Transvaal, Maseru, 48–56.
39. **O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. 2010.** The continental lithosphere–asthenosphere boundary: Can we sample it? 120, 1-13.
40. **O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Griffin, W.L., Begg G., Hronsky, J. 2009** Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? *Lithos*, 112, 1043-1054.
41. **Pavlenkova, N.I. 2011.** Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles - rheological implication. *Tectonophysics* 508, 85-95.
42. **Pearson, D.G. 1998.** The age of continental roots. *Lithos*, 48, 1999, 171-194.
43. **Pearson, D. G., Snyder, G.A., Shirey, S.B., Taylor, L.A., Carlson, R.W., Sobolev, N.V. 2005.** Archaean Re–Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics. *Nature* 374, 711 – 713.
44. **Pokhilenko, N. P., Sobolev, N.V., Kuligin, S. S., Shimizu, N., 1999.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects

- of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle. Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
45. **Pokhilenko, N.P., Pearson, D.G., Boyd, F.R., Sobolev, N.V. 1991.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds. Carnegie Institute Washington. Yearbook. 90, P. 11-18.
 46. **Rudnick, R.L., McDonough, W.F., O'Connell, R.J., 1998.** Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology* 145, 395–411.
 47. **Snyder, D.B., 2008.** Stacked uppermost mantle layers within the Slave craton of NW Canada as defined by anisotropic seismic discontinuities. *Tectonics* 27, TC4006.
 48. **Sobolev, N.V. 1974.** Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Mantle. Amer. Geophys. Union, Washington, DC. 279 p.
 49. **Sobolev, N.V., Logvinova A.M., Efimova E.S. 2009.** Syngenetic phlogopite inclusions in kimberlite-hosted diamonds: implications for role of volatiles in diamond formation. *Russian Geology and Geophysics* 50, 1234–1248.
 50. **Spetsius, Z.V., 2004.** Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia. *Lithos.* 77, 525-538.
 51. **Tappe, S., Foley S. F., Stracke, A., Romer, R.L., Kjarsgaard, B.A. Heaman, L.M., Joyce, N., 2007.** Craton reactivation on the Labrador Sea margins: 40 Ar/39 Ar age and Sr-Nd-Hf-Pb isotope constraints from alkaline and carbonatite intrusives. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 433-45.
 52. **Taylor, L.A., Gregory, A., Keller S.R., Remley, D.A., Anand, M., Wiesli, R. Valley J., Sobolev, N.V.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003., 103, v. 145. pp.424-443.
 53. **Taylor, W.L., Kamperman, M., Hamilton, R., 1998.** New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.)//7th International Kimberlite Conference. In: Red Roof Design, Capetown, 986–988.
 54. **Viljoen, F., Dobbe, R., Smith, B. 2009.** Geochemical processes in peridotite xenoliths from the Premier diamond mine, South Africa: Evidence for the depletion and refertilisation of subcratonic lithosphere. *Lithos.* 112.