

Том 29, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2010

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.И. Ханчук.</i> Интеграционная программа ОНЗ РАН – ДВО РАН – СО РАН – УрО РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”	3
<i>А.И. Малиновский, М.И. Тучкова.</i> Литохимия палеоостроводужных комплексов орогенных поясов Дальнего Востока России	5
<i>А.В. Маслов, А.Д. Ножкин, В.Н. Подковыров, Е.Ф. Летникова, Н.В. Дмитриева, Ю.Л. Ронкин.</i> Кларки концентрации элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа	23
<i>А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Ю. Песков, А.Н. Пересторонин, Д.В. Авдеев, Е.В. Бибилова, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан.</i> Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные)	44
<i>А.А. Сорокин, И.В. Бучко, А.Б. Котов, С.Д. Великославинский.</i> Геохимические свидетельства офиолитовой природы габбро, габброанортозитов и ультрамафитов гербиканского фрагмента массива Баладек (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) (с комментариями рецензента С.В. Высоцкого)	70
<i>В.А. Симонов, В.С. Приходько, С.В. Ковязин, А.В. Тарнавский.</i> Условия кристаллизации дунитов кондерского платиноносного щелочно-ультраосновного массива, юго-восток Алданского щита	82
<i>С.В. Рассказов, В.С. Приходько, Т.А. Ясныгина, Н.Н. Фефелов, Е.В. Саранина, И.П. Войнова, С.Б. Брандт.</i> Мантийные источники кайнозойских вулканических пород района оз. Кизи (Восточный Сихотэ-Алинь) (с комментариями рецензента Ю.А. Мартынова)	94

Хроника

<i>Р. Герзонде, В.Н. Карнаух, М.С. Обрезкова.</i> Комплексные исследования в северной части Тихого океана в 202 рейсе НИС “Зонне”	122
---	-----

Потери науки

Памяти Владимира Дмитриевича Мельникова (1941–2010)	126
Константин Федорович Сергеев (1931–2010)	128
Черкасов Ратмир Федорович (1936–2010)	130

CONTENTS

<i>A.I. Khanchuk</i> . Integration program " Structure and formation of major types of geologic structures of mobile belts and platforms" of Earth Sciences Department, RAS, Far East Branch, RAS, Siberian Branch, RAS, and Urals Branch, RAS.	3
<i>A.I. Malinovsky, M.I. Tschkova</i> . Lithochemistry of paleoisland arc complexes as a criterion of their recognition in the paleobasins of the Russian Far East orogenic belts	5
<i>A.V. Maslov, A.D. Nozhkin, V.N. Podkovyrov, E.F. Letnikova, N.V. Dmitrieva, Yu.L. Ronkin</i> . Trace elements abundance ratios of Riphean fine-grained terrigenous rocks of the Uchur-Maya region and Yenisei ridge	23
<i>A.N. Didenko, V.A. Guryanov, A.Yu. Peskov, A.N. Perestoronin, D.V. Avdeev, Ye.V. Bibikova, T.I. Kirnozova, M.M. Futzan</i> . Geochemistry and geochronology of Proterozoic magmatic rocks of the Ulkan trough (new evidence)	44
<i>A.A. Sorokin, I.V. Buchko, A.B. Kotov, S.D. Velikoslavinskiy</i> . Geochemical evidence of ophiolite nature of gabbro, gabbro-anorthosites and ultramafites of the Gerbi fragment, Baladek massif (south-eastern framing of the North Asian craton) (commented by reviewer S.V. Vysotskiy)	70
<i>V.A. Simonov, V.S. Prihodko, S.V. Kovyazin, A.V. Tarnavsky</i> . Petrogenesis of the Konder platinum-bearing alkali-ultrabasic massif, south-eastern part of the Aldan Shield (evidence of melt inclusions in Cr-spinels from dunites)	82
<i>S.V. Rasskazov, V.S. Prihodko, T.A. Yasnygina, N.N. Fefelov, Ye.V. Saranina, I.P. Voinova, S.B. Brandt</i> . Mantle sources of Cenozoic volcanic rocks from the Kizi Lake region (East Sikhote-Alin) (commented by reviewer Yu.A. Martynov)	94

Chronicles

<i>R. Gerzonde, V.N. Karnaukh, M.S. Obrezkova</i> . Comprehensive investigations in the northern part of the Pacific Ocean in cruise 202 of "Zonne" SRV	122
---	-----

Obituaries

In memory of Vladimir D. Melnikov (1941–2010)	126
Konstantin F. Sergeev (1931–2010)	128
Ratmir F. Cherkasov (1936–2010)	130

**ИНТЕГРАЦИОННАЯ ПРОГРАММА ОНЗ РАН – ДВО РАН – СО РАН – УРО РАН
“СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ”**

В конце 2008 г. Отделением наук о Земле Российской академии наук была сформирована новая программа фундаментальных исследований “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” (руководители: академик РАН Н.Л. Добрецов, член-корреспондент РАН В.В. Ярмолюк, д.г.-м.н. М.Г. Леонов). В рамках Программы институты Дальневосточного отделения РАН осуществляют исследования по трем проектам:

1. “Геодинамика северо-западного обрамления Палеоокеана в мезозое и кайнозое” (проект ДВО РАН № 09-И-ОНЗ-01, координатор – д.г.-м.н. В.В. Голозубов);
2. “Геодинамическая эволюция восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса в палеозое и мезозое” (проект ДВО РАН № 09-И-ОНЗ-09, координатор – д.г.-м.н. А.А. Сорокин);
3. “Эволюция Сибирского кратона в позднем палеопротерозое на примере востока Алдано-Становой провинции: структура, геохронология, геохимия, палеомагнетизм и геодинамика” (проект ДВО РАН № 09-И-ОНЗ-10, координатор – д.г.-м.н. А.Н. Диденко).

В настоящем номере журнала представлены статьи, отражающие основные результаты исследований по этим проектам и касающиеся различных стадий эволюции юго-восточной части Сибирского кратона и прилегающих сегментов складчатого обрамления.

В работе А.И. Малиновского, М.И. Тучковой рассмотрен литохимический состав терригенных пород из разновозрастных и структурно контрастных палеобассейнов российской части Дальнего Востока. Обобщение и геодинамическая интерпретация полученных результатов позволили авторам установить островодужную природу этих объектов, а также показать возможность использования литохимии, в совокупности с другими геологическими данными, для распознавания островодужных обстановок в палеобассейнах древних орогенных областей.

Статья А.В. Маслова с соавторами посвящена рассмотрению особенностей распределения широкого спектра элементов-примесей в осадочных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Установлено, что глинистые сланцы и аргиллиты учурской и айчанской серий гипостратотипа рифея обладают умеренной и интенсивной геохимической специализацией на Li, В и Zn, в то же время тонкозернистые алюмосиликокластические образования лахандинской и уйской серий какой-либо явно выраженной геохимической специализации не имеют, хотя заметно обогащены тяжелыми редкоземельными элементами. Выявленная геохимическая специфика должна учитываться при реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны.

В работе А.Н. Диденко с соавторами представлены новые геохимические и геохронологические данные. Показано, что вулканы улканской серии имеют геохимические признаки, присущие породам, как минимум, двух современных геодинамических обстановок – надсубдукционной и внутрислитной, – и соединение в магматических камерах компонентов из разноглубинных источников является причиной образования вулканических пород, имеющих различающиеся геохимические “метки”. Существенно «сужен» возрастной интервал образования гранитоидов трех фаз улканского комплекса – 1725–1730 млн лет. Для пород 1-й и 3-й фаз гранитов установлены положительные значения $\epsilon Nd(T) = +3.5$ и $+0.7$. Вероятно, источником, из которого выщелачивались граниты 1-й фазы улканского комплекса, были палеопротерозойские породы ювенильной коры с возрастом 1.84–1.95 млрд лет. Формирование эффузивных пород улканской серии может быть связано с геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины кордильерского типа. Время действия этих геодинамических условий, судя по модельному $TNd(DM)$ возрасту, > 1.85 млрд лет назад.

В работе А.А. Сорокина с соавторами рассмотрены геохимические характеристики массива Баладек, расположенного на границе юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и складчатых сооружений Монголо-Охотского складчатого пояса. Для габбро, габброанортозитов и ультрамафитов, слагающих мас-

сив, получены геохимические данные, свидетельствующие об их сходстве с породами типичных офиолитовых комплексов. По мнению авторов, в составе массива может быть выделен подстилающий комплекс метаморфических ультрабазитов, расслоенный комплекс пироксенитов и “кумулятивных” габбро, габброанортозитов, комплекс “изотропных” габбро. Статья сопровождается комментарием одного из рецензентов – доктора геол.-мин. наук С.В. Высоцкого, который обращает внимание на некоторые допущенные авторами статьи методические ошибки. Полагаем, что критический комментарий будет способствовать лучшему пониманию представленного в этой статье материала.

Последние две работы настоящего выпуска посвящены детальному геохимическому изучению двух уникальных объектов Дальнего Востока России – Кондерскому платиноносному ультрабазитовому массиву и лавам оз. Кизи. Первый объект расположен в пределах Сибирской платформы, и возраст слагающих его пород оценивается от 1 млрд лет до 130 млн лет. Второй – лавы оз. Кизи, располагаются в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и имеют возраст менее 30 млн лет.

В работе В.А. Симонова с соавторами рассматриваются данные экспериментальных исследований по расплавленным включениям в хромшпинелидах. Получена информация о физико-химических параметрах магматических процессов, сформировавших Кондерский платиноносный щелочно-ультраосновной массив. Данные по распределению редких и редкоземельных элементов во включениях свидетельствуют о влиянии глубинного плюма. Расчетное моделирование на основе составов расплавленных включений говорит о том, что кристаллизация дунитов Кондерского массива происходила при участии водонасыщенных магм с температурами около 1230°C.

В работе С.В. Рассказова с соавторами изучена среднекайнозойская лавовая последовательность района оз. Кизи, характеризующая активность источников Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня: среднеэоценовый импульс надслэбового магматизма и продолжительное позднеолигоценое поступление магм из подлитосферной конвектирующей мантии. Выделены три фазы вулканических извержений: 1) андезибазальтов (29–27 млн лет), 2) трахиандезибазальтов-трахиандезитов (27–24 млн лет) и 3) андезитов (~23 млн лет). Для всей позднеолигоценовой вулканической последовательности определен узкий интервал начальных изотопных отношений стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.703661–0.703853. Такие отношения свойственны вулканическим и субвулканическим породам всего побережья Татарского пролива возрастом ~37, 31–23 и ~16 млн лет. Статья сопровождается кратким комментарием одного из рецензентов – доктора геол.-мин. наук Ю.А. Мартынова, который высоко, в целом, оценивает представленную работу, но все же обращает внимание читателей на неоднозначность геодинамической интерпретации, предложенной авторами.

Программа “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” стала, по сути, продолжением интеграционной программы “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от палеоокеана к континенту)” ОНЗ РАН, выполняемой в период 2003–2008 гг. За эти годы между институтами региональных отделений и институтами центральной части РАН сложились тесные творческие контакты, которые воплотились в совместных исследованиях и, естественно, статьях. Не исключением стали и работы этого спецвыпуска журнала “Тихоокеанская геология”; авторы статей настоящего номера работают в академических институтах Санкт-Петербурга, Москвы, Екатеринбурга, Новосибирска, Иркутска, Благовещенска, Хабаровска и Владивостока.

Приведенные в настоящем выпуске материалы далеко не исчерпывают всех проблем формирования и эволюции разнообразных структур Дальнего Востока России, и можно надеяться на появления новых работ в рамках трехлетнего цикла программы “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

Главный редактор А. Ханчук

ЛИТОХИМИЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

А.И. Малиновский¹, М.И. Тучкова²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: malinovsky@fegi.ru

²Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017, e-mail: mtuchkova@rambler.ru

Поступила в редакцию 12 января 2010 г.

Рассмотрены результаты изучения химического состава терригенных пород из различных по возрасту и геодинамическим обстановкам палеобассейнов российской части Дальнего Востока. Полученные данные интерпретировались на основе сравнения с химическими составами современных осадков и древних отложений, накопившихся в известных геодинамических обстановках. Обобщение и геодинамическая интерпретация полученных результатов позволили установить островодужную природу этих объектов, а также показать возможность использования литохимии, в совокупности с другими геологическими данными, для распознавания островодужных обстановок во фрагментах палеобассейнов, входящих в структуру древних орогенных поясов.

Ключевые слова: химический состав, терреин, комплекс, терригенные породы, геодинамические обстановки, островная дуга, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение вещественного состава терригенных пород имеет большое значение для установления источников обломочного материала, определения породного состава областей питания и, в конечном счете, для выяснения палеогеологических условий их формирования.

Одной из важнейших сторон вещественного состава терригенных пород является их валовый химический состав. Изучение особенностей распределения в терригенных породах породообразующих химических компонентов мы, вслед за Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [28], будем в дальнейшем называть *литохимией* (по аналогии с петрохимией вулканических пород).

Химический состав терригенных пород и в особенности песчаников, как установлено исследованиями современных и древних отложений, в значительной степени определяется вещественным составом материнских пород и их расположением в определенных тектонических обстановках. При этом, если минеральный состав осадков в процессе их постседиментационных превращений в породу меняется в сторону образования ассоциаций, наиболее устойчи-

вых в дальнейшем в зоне гипергенеза, то химический состав пород практически неизменен.

Островодужные обстановки обычно распознаются по ряду признаков: палеогеологическому положению изучаемых отложений, строению и составу слагающих их толщ, петрохимии вулканитов. Цель данной публикации – продемонстрировать особенности химического состава терригенных пород из различных по возрасту и происхождению островодужных комплексов российской части Дальнего Востока, а также, на их примере, показать возможность его использования для распознавания этих обстановок в древних бассейнах. Особую роль метод палеотектонических реконструкций по литохимии терригенных пород должен сыграть при изучении фанерозойских вулканогенно-осадочных образований, входящих в состав терреинов, происхождение которых в достаточной мере не определено.

Наиболее благоприятными объектами для таких реконструкций являются ряд известных на Дальнем Востоке терреинов, островодужная природа которых установлена, главным образом, на основании исследований вулканитов. Несомненно, одних только данных по литохимии недостаточно для всеобъем-

лющей идентификации островодужных обстановок, но в будущем, наряду с другими сведениями, они могут быть использованы как достаточно надежный критерий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положен обширный оригинальный материал, полученный в результате изучения химического состава терригенных пород из разновозрастных островодужных комплексов российского Дальнего Востока. В качестве объектов исследования были выбраны четыре террейна, по которым авторы обладают богатейшим аналитическим материалом. Естественно, что именно на этих объектах была предпринята попытка показать применимость и достоверность предложенного метода распознавания островодужных обстановок в палеобассейнах древних орогенных поясов по литохимическим данным. Изучались песчаные и глинисто-алевритовые породы из раннемеловых и раннемеловых–кайнозойских отложений Олюторского террейна Восточной Камчатки, Айнынского террейна обрамления Пенжинской губы, а также Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов (Удыльского фрагмента) Сихотэ-Алиня (рис. 1). Основное внимание уделялось песчаным породам и меньше – глинисто-алевритовым, к которым мы, с определенной долей условности, относим как аргиллиты и алевроаргиллиты, так и алевролиты. Такое внимание к песчаникам объясняется тем, что они несут наиболее богатую информацию о типе и породном составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей питания и осадконакопления [29–31, 33 и др.].

Каменный материал, использованный в этой работе, был собран из естественных обнажений и горных выработок в ходе полевых работ в 1978–2005 гг. Для аналитических исследований отбирались образцы терригенных пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось петрографическими наблюдениями.

Петрографический состав пород исследовался с помощью поляризационного микроскопа. Содержания порообразующих оксидов в породах определялись традиционным весовым химическим методом в ДВГИ ДВО РАН и ГИН РАН. Всего было проанализировано 1156 образцов песчаных и глинистых пород.

При интерпретации химического состава терригенных пород применялись широко известные, достаточно апробированные методики, предложенные М. Бхатия, Ж. Мейнардом, Б. Роузером и Р. Коршем [29, 30, 33 и др.], позволяющие распознавать в геоло-

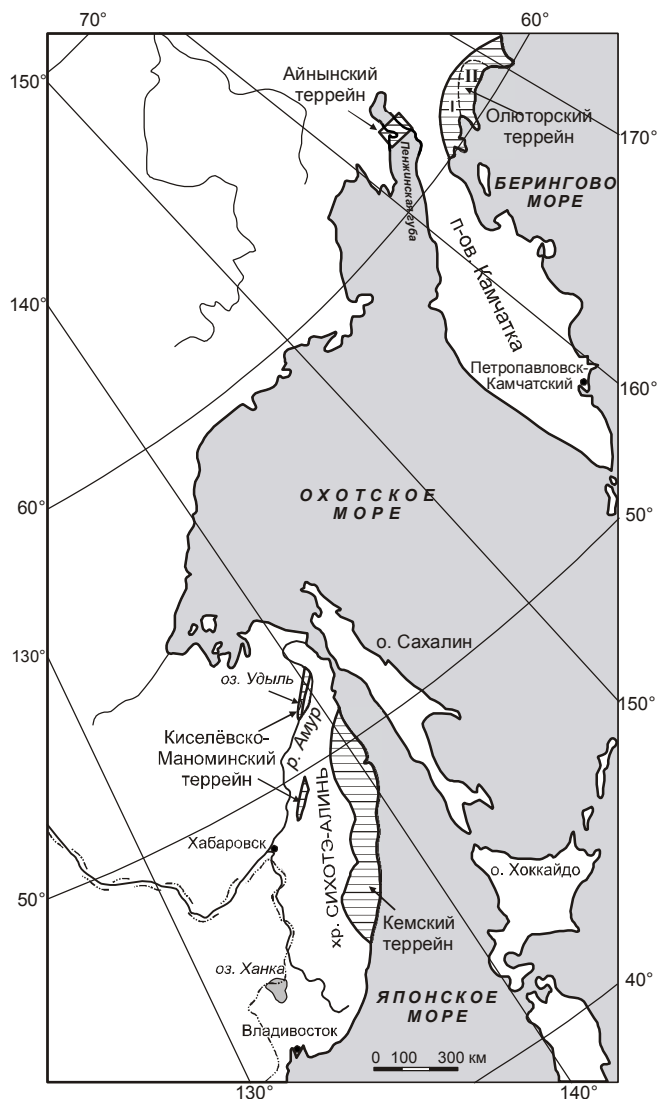


Рис. 1. Схема расположения изученных объектов.

Минералого-геохимические провинции Олюторского террейна: I – Северная, II – Южная.

гическом прошлом аналоги современных геодинамических обстановок.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Поскольку большинство изученных объектов имеют сложное тектоническое строение и плохо обнажены, стратиграфические колонки их отложений составлены из многочисленных фрагментов, характеризующих строение различных тектонических блоков.

Айнынский террейн расположен в обрамлении северной части Пенжинской губы (Охотское море), занимая большую часть Пенжинского хребта, и во-

дит в состав раннемелового Корякского орогенного пояса [23]. Отложения террейна изучены на полуостровах Елистратова и Маметчинском. Сложно дислоцированные меловые осадочные и вулканогенно-осадочные образования слагают систему чешуй и дуплексов и в целом интерпретируются как отложения аккреционной призмы [18]. Нижнемеловые отложения Айнынского террейна перекрываются породами верхнего мела, которые интерпретируются как осадочный чехол аккреционной призмы. Отложения террейна прослеживаются в виде отдельных разрозненных выходов или непрерывных полос и расчленяются на следующие структурно-вещественные комплексы [21, 22] (рис. 2).

Нижний турбидитовый комплекс сложен разнородными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, микститами, турбидитами, контуритами и отложениями подводно-оползневых горизонтов. *Туфогенно-осадочный комплекс* состоит из чередующихся горизонтов туфов, вулканических

конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Встречаются отдельные пачки турбидитов. *Верхний турбидитовый комплекс* представлен чередованием пачек турбидитов, контуритов и алевролитов, а также горизонтами туфов, туфобрекчий, вулканических песчаников и гравелитов. В *грубообломочном комплексе* преобладают песчаники и алевролиты. В подчиненном количестве находятся конгломераты, гравелиты, встречаются горизонты туфов, пласты угля и углистых алевролитов.

Олюторский терреин расположен в южной части Корякского нагорья, протягиваясь на востоково-северо-восток вдоль побережья Берингова моря на 500 км. Терреин входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалино-Камчатского орогенного пояса и с севера отделен от Корякского орогенного пояса Ватынским надвигом [1]. В геологическом разрезе террейна совмещены крупные аллохтонные пластины [24], сложенные раннемеловыми–неогеновыми комплексами, формировавшимися в различных фаціаль-

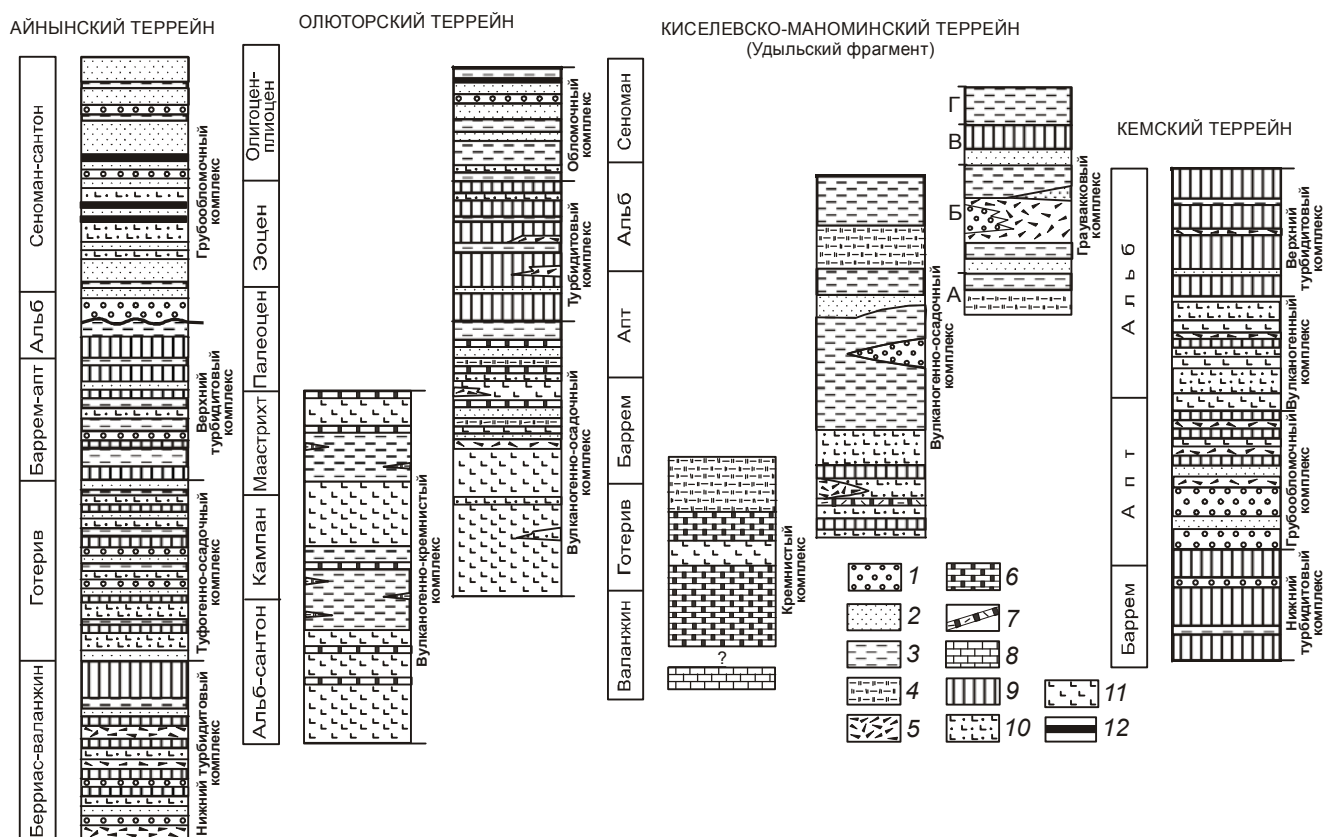


Рис. 2. Сводные литолого-стратиграфические колонки островодужных образований изученных объектов.

1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – кремнисто-глинистые породы, 5 – микститы, 6 – кремни, 7 – туфосилициты, 8 – известняки, 9 – турбидиты, 10 – туфы и тейфроиды, 11 – базальты и андезитобазальты, 12 – уголь.

Для Удыльского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна, толщи: А – аргиллитов, Б – микститов, В – песчаников, Г – алевролитов.

ных обстановках и, вероятно, на значительном удалении от их современной позиции. Выделяются следующие структурно-вещественные комплексы [1, 3, 4, 10, 19, 20] (рис. 2).

Вулканогенно-кремнистый комплекс состоит из базальтов, гиалокластитов, лавобрекчий, яшм, кремней и кремнисто-глинистых пород. Более редки глинистые породы, песчаники и известняки. *Вулканогенно-осадочный комплекс* сложен базальтами, лавобрекчиями, туфами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнями, глинистыми и кремнисто-глинистыми породами. *Турбидитовый комплекс* представлен мощными пачками турбидитов, прерывающимися горизонтами алевролитов, песчаников, гравелитов, туфов и микститов. *Обломочный комплекс* состоит из песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, туфов и углей.

Киселевско-Маноминский террейн альб-сеноманской аккреционной призмы расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь прерывистой полосой шириной 20–40 км в северо-восточном направлении вдоль обоих берегов р. Амур на 700 км. Террейн образован пакетами тектонических пластин, сложенными юрскими и раннемеловыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с телами базальтов и известняков, а также раннемеловыми алевролитами и турбидитами [2, 11, 12] (рис. 2). Готерив-сеноманские вулканогенно-осадочные островодужные образования установлены на северо-восточном фланге террейна в районе оз. Удыль (*Удыльский фрагмент*). Здесь тектонически совмещены фрагменты структурно-вещественных комплексов островных дуг, океана и окраины континента. Это позволяет рассматривать террейн как сложную аккреционную призму с чешуйчато-надвиговой структурой. Все отложения разделены на следующие комплексы [11, 12].

Кремнистый комплекс представляет собой фрагмент океанического основания дуги. Он сложен пелагическими радиоляриевыми яшмами и кремнями, их глинистыми разновидностями, реже щелочными базальтами и известняками. Обломочные породы в комплексе практически не встречаются. *Вулканогенно-осадочный комплекс* состоит из переслаивающихся туфов, тефроидов, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, турбидитов, микститов, туфосилицитов, глинистых и кремнисто-глинистых пород, редко базальтов. Отложениям *грауваккового комплекса* свойственна заметная фациальная изменчивость. Среди них распознаются четыре толщи, различающиеся составом и строением: 1) аргиллитов (аргиллиты и кремнистые аргиллиты), 2) микститов (микститы, глинистые породы, песчаники, туфы, редкие

пачки турбидитов и подводнооползневых образований), 3) песчаников (песчаники, глинистые породы, турбидиты, редко микститы, подводнооползневые образования, туфы), 4) алевролитов (алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями песчаников, редко микститы).

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой шириной до 80 км вдоль побережья Японского моря на 850 км. Доступные для наблюдения участки Кемского террейна обнажаются в эрозионных окнах среди вулканитов позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В строении террейна принимают участие баррем(?)–альбские образования, среди которых широко развиты турбидиты, горизонты алевролитов и микститов, а также пласты основных вулканитов и их пирокластов (рис. 2). Эти образования рассматриваются как отложения задугового бассейна раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы [5–7]. Отложения террейна подразделяются на следующие структурно-вещественные комплексы.

Нижний турбидитовый комплекс сложен пачками турбидитов, разделяющимися горизонтами алевролитов, песчаников, гравелитов и подводнооползневых образований. *Грубообломочный комплекс* состоит из мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, микститов, редких пачек турбидитов, горизонтов подводнооползневых образований и туфов, единичных потоков базальтов. *Вулканогенный комплекс* представлен, в основном, базальтами, их туфами и тефроидами. Редко встречаются вулканомиктовые песчаники, пачки турбидитов, горизонты подводнооползневых образований и микститов. *Верхний турбидитовый комплекс* состоит мощных пачек турбидитов, редких горизонтов песчаников, алевролитов, микститов и подводнооползневых образований.

СОСТАВ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Для каждого изученного объекта ниже приведено краткое описание петрографического состава терригенных пород, поскольку именно он во многом определяет их литохимические особенности.

Для литохимической характеристики песчаных и глинисто-алевролитовых пород используются средние содержания главных породообразующих оксидов и некоторые петрохимические коэффициенты (модули), приведенные в таблице. Все данные по изученным объектам сгруппированы в соответствии с выделенными структурно-вещественными комплексами.

Песчаники *Айнынского террейна* по породообразующим компонентам, несмотря на некоторые различия в составе, в целом относятся к полимиктовым. Обломочная их часть представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками терригенных, кремневых, метаморфических, кислых и ультраосновных интрузивных, а также кислых и средних, реже основных эффузивных пород, вулканическим стеклом и рудными минералами. По классификации В.Д. Шутова [26], песчаники относятся, главным образом, к собственно грауваккам, полевошпатовым, полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым грауваккам и, реже, кварцевым грауваккам. Различия между комплексами прежде всего видны в содержании кварца: в нижнем турбидитовом его от 18 до 33 %, а в остальных – редко превышает 10 %. Полевых шпатов – 7–20 % и 3–60 %, соответственно. В нижнем турбидитовом комплексе преобладают (в сумме до 95 %) кислые плагиоклазы (альбит и олигоклаз) и калиевые полевые шпаты (ортоклаз и микроклин). В других комплексах больше всего основных и средних плагиоклазов (иногда до 90 % всех полевых шпатов), реже встречаются кислые плагиоклазы (до 55 %) и калиевые полевые шпаты (до 50 %). Среди обломков пород, составляющих в нижнем турбидитовом комплексе 55–70 %, преобладают осадочные и метаморфические породы (до 50 %), а также кислые и средние вулканиты (до 40 %). В незначительном количестве встречаются основные вулканиты и серпентинизированные породы (не более 5 %). В породах более молодых комплексов количество обломков пород достигает 90 %. Среди них главная роль принадлежит основным и средним вулканитам (до 70 %). Кроме того, встречаются терригенные, кислые интрузивные и метаморфические породы, габброиды, ультраосновные породы, кремни, туфы и вулканическое стекло, содержания которых изменяются в значительных пределах.

В зависимости от литологического типа глинисто-алевритовых пород (алевролиты, аргиллиты, алевроаргиллиты) насыщенность их алевритовым обломочным материалом варьирует от 3 до 60–80 % объема. По составу обломочная часть глинистых пород близка к песчаникам, но в них больше кварца и полевых шпатов, а среди обломков пород встречаются обломки кремней, основных и средних вулканитов, ультраосновных пород и тяжелых минералов. Глинистая составляющая пород представлена, главным образом, смектитом и хлоритом, реже смешанослойными минералами типа слюда-смектит и смектит-хлорит, иногда встречается гидрослюда.

По химическому составу терригенных пород нижний турбидитовый и вышележащие комплексы

существенно различаются [10, 21, 22] (табл.). Наиболее хорошо эти различия видны в составе песчаников. Так, изначально относительно высокое среднее содержание SiO_2 (61.47 %) в породах нижнего турбидитового комплекса существенно снижается до 57.92 % в туфогенно-осадочном, 55.93 % в верхнем турбидитовом и 57.01 % в грубообломочном комплексах. Кроме того, заметны различия по суммарному содержанию железа (6.86 % и 7.36–8.92 %, соответственно), MgO (1.78 % и 2.78–3.59 %) и CaO (4.63 % и 5.16–5.65 %). Наблюдающиеся различия объясняются значительно большим содержанием в песчаниках готерива–сантона кластики основных и средних вулканитов, а также полевых шпатов. Обращает на себя внимание близость айнынских песчаников по химическому составу к “средним” грауваккам по Ф. Петтиджону [15], от которых они отличаются лишь несколько пониженным содержанием SiO_2 , но повышенными – Al_2O_3 , суммарного железа Fe_2O_3 и щелочей, что в целом позволяет относить их к типичным грауваккам.

Глинисто-алевритовые породы по химическому составу близки песчаникам (табл.), при этом различия между комплексами также заметны. Наибольшие они по кремнезему (в среднем 61.29 % для нижнего турбидитового и 55.53 %–58.64 % для остальных комплексов), довольно значительны по Al_2O_3 (17.50 % и 16.13–19.03 %, соответственно) и несколько меньшие по суммарному железу (5.94 % и 7.04–7.78 %), Na_2O (1.61 % и 1.66–1.97 %) и K_2O (1.66 % и 0.84–1.47 %).

В *Олюторском террейне* по вещественному составу терригенных пород выделяются две минералогическо-литохимические провинции: Северная и Южная [4, 10] (рис. 1).

По породообразующим компонентам песчаники террейна относятся к типичным грауваккам. Обломочная их часть состоит из обломков терригенных, кремнистых и эффузивных пород, полевых шпатов, кварца, хлорита, пироксенов и рудных минералов. По классификации В.Д. Шутова [26], они относятся к кварц-полевошпатовым, полевошпатовым и собственно грауваккам. Различия между провинциями террейна выражаются в большем содержании а песчаниках *Южной* провинции кварца (до 23 %), обломков кремнистых и терригенных пород (до 65 %), кислых плагиоклазов (до 50 %) и калишпатов (до 20 %), а в *Северной* – эффузивов (до 60 %), основных и средних плагиоклазов (до 60 %). Меньше всего кварца в вулканомиктовых песчаниках вулканогенно-кремнистого и вулканогенно-осадочного комплексов – до 8 %, зато больше плагиоклазов – до 60 % – и об-

Таблица. Средний химический состав (% массы) терригенных пород из различных комплексов Дальнего Востока России.

Комплекс	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	Сумма	ГМ	ТМ	ФМ	НКМ
Песчаные породы																			
Айнынский террейн																			
Нижний турбидитовый	6	61.47	1.01	16.93	4.29	2.57	0.14	1.78	4.63	2.98	1.02	н.а.	3.34	н.а.	100.16	0.41	0.059	0.14	0.24
Туфогенно-осадочный	24	57.92	0.83	15.47	3.75	3.61	0.15	2.78	5.16	2.76	1.53	0.16	5.89	н.а.	100.01	0.41	0.054	0.18	0.28
Верхний турбидитовый	19	55.93	1.00	16.54	5.24	3.68	0.15	3.59	5.17	2.95	0.94	н.а.	4.47	н.а.	99.66	0.48	0.060	0.23	0.24
Грубообломочный	15	57.01	0.89	17.03	4.23	3.30	0.11	3.36	5.65	2.49	0.93	н.а.	4.98	н.а.	99.98	0.45	0.052	0.19	0.20
Олоторский террейн																			
Северная провинция																			
Вулканогенно-кремнистый	11	55.12	0.76	16.37	3.94	4.56	0.35	4.67	5.11	3.06	1.28	н.а.	4.92	н.а.	100.14	0.47	0.046	0.25	0.27
Вулканогенно-осадочный	21	57.49	0.56	15.36	4.11	3.78	0.22	3.57	4.87	3.83	0.79	н.а.	5.48	н.а.	100.06	0.41	0.036	0.20	0.30
Турбидитовый	28	58.67	0.69	14.96	3.19	4.00	0.12	3.71	4.38	3.62	1.44	н.а.	5.16	н.а.	99.94	0.39	0.046	0.19	0.34
Обломочный	310	61.53	0.68	14.51	3.89	2.22	0.09	2.88	3.19	2.53	1.48	н.а.	6.89	н.а.	99.89	0.35	0.047	0.15	0.28
Южная провинция																			
Вулканогенно-осадочный	19	58.56	0.76	17.19	2.60	4.53	0.21	3.30	2.87	3.27	1.14	н.а.	5.05	н.а.	99.48	0.43	0.044	0.18	0.26
Турбидитовый	29	65.02	0.59	14.64	2.16	3.77	0.09	1.90	2.47	3.72	1.56	н.а.	4.05	н.а.	99.97	0.33	0.040	0.12	0.36
Обломочный	82	65.11	0.64	13.69	2.58	3.16	0.08	2.44	2.12	2.66	1.54	н.а.	5.88	н.а.	99.90	0.31	0.047	0.13	0.31
Киселевско-Маноминский террейн (Удыльский фрагмент)																			
Вулканогенно-осадочный	8	58.14	0.65	19.16	4.32	1.56	0.33	2.71	2.41	6.87	0.96	0.30	2.04	0.31	99.77	0.45	0.034	0.15	0.41
Граувакковый, толщи:																			
микститов	20	67.05	0.67	13.26	3.04	2.40	0.15	2.29	1.56	3.15	1.93	0.22	3.46	0.39	99.56	0.29	0.051	0.12	0.38
песчаников	20	66.90	0.67	12.99	2.82	2.87	0.09	2.55	1.92	2.61	2.00	0.29	3.80	0.20	99.73	0.29	0.051	0.13	0.36
Кемский террейн																			
Нижний турбидитовый	21	74.34	0.30	9.82	1.91	1.78	0.07	1.19	2.12	2.34	1.60	0.13	3.89	0.30	99.79	0.19	0.031	0.07	0.40
Грубообломочный	30	74.62	0.35	10.24	1.33	2.03	0.06	1.65	1.79	2.12	1.93	0.12	3.11	0.33	99.67	0.19	0.034	0.07	0.40
Вулканогенный	10	73.26	0.38	10.76	1.83	1.35	0.07	1.33	2.24	2.25	1.60	0.31	4.15	0.37	99.89	0.20	0.035	0.06	0.36
Верхний турбидитовый	20	77.30	0.25	8.18	1.21	0.98	0.06	1.09	2.70	2.02	1.52	0.08	3.94	0.40	99.73	0.14	0.031	0.04	0.43

Примечание. n – количество анализов, н.а. – не анализировалось. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН В.Н. Каминской, Г.И. Макаровой, Л.А. Авдвинной и Л.А. Вржко-сек, и в ГИН РАН М.В. Рудченко. ГМ – гидролизатный модуль, ТМ – титановый модуль, ФМ – фемический модуль, НКМ – модуль нормированной щелочности.

Таблица. (Продолжение).

Комплекс	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O ⁺	Сумма	ГМ	ТМ	ФМ	НКМ
Глинисто-алевритовые породы																			
<i>Айнынский террейн</i>																			
Нижний турбидитовый	3	61.29	0.85	17.50	3.05	2.89	0.10	2.09	2.40	1.61	1.66	н.а.	5.97	н.а.	99.40	0.40	0.049	0.13	0.19
Туфогенно-осадочный	5	58.54	0.92	16.13	3.39	3.65	0.11	2.53	3.58	1.97	1.47	0.12	5.01	2.75	100.17	0.41	0.057	0.17	0.21
Верхний турбидитовый	7	58.64	0.92	16.93	4.50	2.59	0.11	2.75	3.41	1.66	1.20	н.а.	6.85	н.а.	99.56	0.43	0.054	0.17	0.17
Грубообломочный	2	55.53	0.94	19.03	3.67	4.11	0.09	3.77	3.94	1.85	0.84	н.а.	5.85	н.а.	99.62	0.50	0.049	0.21	0.15
<i>Олоторский террейн</i>																			
<i>Северная провинция</i>																			
Вулканогенно-кремнистый	6	56.16	0.71	16.76	2.88	4.75	0.20	4.16	5.23	3.64	2.02	н.а.	3.23	н.а.	99.74	0.45	0.042	0.21	0.34
Вулканогенно-осадочный	10	59.58	0.71	15.60	3.44	3.99	0.25	2.83	3.94	2.83	1.13	н.а.	5.62	н.а.	99.92	0.40	0.046	0.18	0.25
Турбидитовый	94	60.26	0.72	15.22	2.96	4.05	0.11	3.17	2.76	2.39	2.08	н.а.	6.08	н.а.	99.80	0.38	0.047	0.17	0.29
Обломочный	110	60.34	0.76	15.23	4.06	2.38	0.09	2.57	2.67	2.03	1.76	н.а.	7.75	н.а.	99.64	0.37	0.050	0.15	0.25
<i>Южная провинция</i>																			
Вулканогенно-осадочный	8	63.12	0.65	15.47	1.63	4.32	0.17	2.08	1.23	4.04	2.01	н.а.	5.13	н.а.	99.85	0.35	0.042	0.13	0.39
Турбидитовый	32	62.23	0.78	16.14	2.96	4.13	0.08	2.15	1.56	2.80	2.33	н.а.	4.86	н.а.	100.02	0.39	0.048	0.15	0.32
Обломочный	55	62.45	0.76	14.85	3.22	2.90	0.07	2.40	1.75	2.16	1.73	н.а.	7.73	н.а.	100.02	0.35	0.051	0.14	0.26
<i>Киселевско-Маноминский террейн (Удильский фрагмент)</i>																			
Вулканогенно-осадочный	16	62.54	0.61	14.27	4.56	2.34	0.27	3.41	1.66	3.00	1.74	0.22	3.84	1.13	99.57	0.35	0.043	0.17	0.33
<i>Грауваксовый, толщи:</i>																			
аргиллитов	5	66.50	0.76	14.49	2.46	2.59	0.12	2.13	1.45	2.88	2.21	0.22	3.35	0.51	99.67	0.31	0.052	0.11	0.35
микститов	31	66.26	0.64	14.25	2.92	2.43	0.13	2.08	1.16	2.59	2.45	0.20	4.02	0.58	99.69	0.31	0.045	0.11	0.35
песчаников	12	66.41	0.60	13.55	3.35	1.93	0.09	2.00	2.10	2.42	2.25	0.43	4.26	0.39	99.77	0.29	0.044	0.11	0.35
алевролитов	11	65.42	0.62	15.24	3.73	1.88	0.08	1.76	0.80	2.35	2.47	0.21	4.65	0.47	99.69	0.33	0.041	0.11	0.32
<i>Кемский террейн</i>																			
Нижний турбидитовый	17	67.08	0.54	13.89	2.21	2.82	0.06	1.39	1.60	2.07	2.49	0.22	4.89	0.50	99.75	0.29	0.039	0.10	0.33
Грубообломочный	14	67.23	0.61	14.08	1.72	2.94	0.05	1.80	1.26	1.70	3.11	0.17	4.35	0.58	99.60	0.29	0.043	0.10	0.34
Вулканогенный	11	65.10	0.57	14.11	3.46	1.55	0.09	1.64	2.16	1.55	2.46	0.21	6.02	0.78	99.70	0.30	0.040	0.10	0.28
Верхний турбидитовый	18	64.75	0.62	14.52	1.73	2.63	0.05	2.02	1.58	2.06	2.77	0.14	6.13	0.65	99.65	0.30	0.043	0.10	0.33

ломков эффузивов – до 60 %. Среди обломков пород преобладают основные и средние эффузивы, несколько меньше пирокластических, терригенных и кремнистых пород. Интрузивные и метаморфические породы редки и встречаются лишь в Южной провинции.

Обломочная часть глинисто-алевритовых пород, занимающая до 70 % их объема, в целом сходна с таковой песчаников, хотя в них меньше обломков пород, но несколько больше полевых шпатов и кварца. Основной составляющей глинистой части пород Северной провинции являются агрегаты тонкочешуйчатых глинистых минералов, главным образом смектита, хлорита, смешанослойного смектит-хлорита. В Южной провинции преобладает гидрослюда.

По химическому составу наибольшие различия между провинциями наблюдаются в песчаниках [4, 10]. Прежде всего, они отличаются по кремнезему: в *Северной провинции* его в среднем по комплексам от 55.12 до 61.53 %, а в *Южной провинции* – от 58.56 до 65.11 %. Также заметны различия по Fe_2O_3 (2.88–4.06 % и 1.63–3.22 %, соответственно), MgO (2.57–4.16 % и 2.08–2.40 %), CaO (2.67–5.23 % и 1.23–1.75 %). Все это свидетельствует о большей фемичности отложений Северной провинции по сравнению с Южной. В целом, по химическому составу песчаники обеих провинций относятся к типичным грауваккам, что демонстрируется их близостью к “средним” грауваккам, по Ф. Петтиджону [15], грауваккам и туфопесчаникам францисканской формации Калифорнии [26], от которых они отличаются пониженными содержаниями SiO_2 , FeO и K_2O , но повышенными Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO .

Глинисто-алевритовые породы по химическому составу в целом близки песчаникам (табл.), но в связи с тем, что в них, по сравнению с песчаниками, больше глинистых минералов и меньше обломочных компонентов, они содержат больше Al_2O_3 (14.85–16.76 %), TiO_2 (0.65–0.78 %) и K_2O (1.13–2.33 %), но меньше SiO_2 (56.16–63.12 %) и Na_2O (2.03–4.04 %). По химическому составу глинистых пород также довольно хорошо заметны различия между провинциями. Для пород *Северной провинции* характерны более низкие содержания SiO_2 и K_2O и более высокие Al_2O_3 , MgO , CaO и суммарного железа.

В *Удыльском фрагменте Киселевско-Маноминского террейна* песчаники встречаются только в вулканогенно-осадочном и граувакковом комплексах. Они представляют собой полимиктовые, часто вулканокластические образования, относящиеся, по классификации В.Д. Шутова [26], к полевошпатово-кварцевым, кварцево-полевошпатовым и собственно

грауваккам. Особое положение занимают полевошпатовые граувакки вулканогенно-осадочного комплекса, состоящие преимущественно из пирокластических продуктов извержений и вулканомиктового материала. Различия между комплексами видны в содержаниях породообразующих компонентов. Наибольшие они по содержанию кварца: в вулканогенно-осадочном комплексе его не более 7 %, а в граувакковом от 10 до 40 %. Полевых шпатов – 60–80 % и 10–50 %, соответственно. Среди них преобладают (до 95 %) альбит и олигоклаз. Калиевых полевых шпатов не более 5 %, это в основном ортоклаз. Среди обломков пород, составляющих в вулканогенно-осадочном комплексе 15–30 %, преобладают основные и средние вулканыты (до 70 %), значительно меньше осадочных пород (до 30 %) и измененного вулканического стекла (до 15 %). В граувакковом комплексе среди обломков пород (в сумме 40–55 %) преобладают тонкозернистые осадочные (30–50 %) и кремнистые (20–40 %) породы, значительно меньше эффузивов (5–15 %), иногда встречаются кислые интрузивные и метаморфические породы.

Обломочная часть глинисто-алевритовых пород, занимающая 5–80 % их объема, состоит из алевритовых и редких псаммитовых зерен плагиоклаза, кварца, основных вулканытов и стекла. Иногда встречаются обломки кремней, средних вулканытов, пироксенов и рудных минералов. Глинистые минералы всех комплексов очень однообразны и представлены практически двумя минералами – гидрослюдой и хлоритом. Лишь иногда в вулканогенно-осадочном комплексе присутствует смектит и смектит-хлорит.

Содержания главных породообразующих оксидов в различных комплексах террейна существенно различаются [12]. Песчаники вулканогенно-осадочного комплекса отличаются, прежде всего, заметно более низким, чем в породах грауваккового комплекса, содержанием кремнекислоты (58.56 % и 66.90–67.05 %, соответственно). Кроме того, в них меньше FeO (1.56 % и 2.40–2.87 %) и K_2O (0.96 % и 1.93–2.00 %), но значительно больше Al_2O_3 (19.16 % и 12.99–13.26 %) и Na_2O (6.87 % и 2.61–3.15 %), а также Fe_2O_3 (4.32 % и 2.82–3.04 %), MgO (2.71 % и 2.29–2.55 %) и CaO (2.41 % и 1.56–1.92 %). Такие различия объясняются большим содержанием в песчаниках вулканогенно-осадочного комплекса обломков основных вулканытов и полевых шпатов. Следует отметить, что песчаники грауваккового комплекса по составу хорошо сопоставляются со “средними” граувакками, по Ф. Петтиджону [15], а также граувакками и туфопесчаниками францисканской формации.

Различия между составами глинисто-алевритовых пород комплексов также довольно велики. Наи-

большие они по кремнезему (в среднем 62.54 % для вулканогенно-обломочного и 65.42–66.50 % для грауваккового) и несколько меньше по Fe_2O_3 (4.56% и 2.46–3.73 %), MnO (0.27 % и 0.08–0.13 %), MgO (3.41 % и 1.76–2.13%) и K_2O (1.74 % и 2.21–2.47 %).

Песчаники *Кемского террейна* по породообразующим компонентам довольно однообразны и в целом относятся к полимиктовым. Обломочная их часть представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками терригенных, кремневых и эффузивных пород, вулканическим стеклом и рудными минералами. По классификации В.Д. Шутова [26] песчаники относятся главным образом к полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым грауваккам и, меньше – полевошпатовым аркозам. Кварц – наиболее часто встречающийся компонент песчаников, его содержание колеблется от 30 до 52 %. Больше всего кварца в нижнем турбидитовом комплексе (35–52 %), а меньше – в вулканогенном (31–42 %). Полевых шпатов в песчаниках 22–41 %. Это преимущественно плагиоклазы (60–95 %), среди которых преобладают альбит и олигоклаз. Калиевых полевых шпатов до 20%, это в основном ортоклаз, редко микроклин. Обломки пород, составляющие 17–42 % объема песчаников, представлены кремневыми (в среднем 30–45 %) и осадочными (25–35 %) породами, в меньшей мере основными эффузивами (15–30 %). Наибольшее количество обломков эффузивов – в песчаниках нижнего турбидитового комплекса (до 70 %). Обломки интрузивных и метаморфических пород редки.

В глинисто-алевритовых породах, в зависимости от их литологического типа, алевритовый обломочный материал занимает от 5 до 70–80 % объема. Среди обломков чаще всего встречаются кварц, полевые шпаты, реже кремни, эффузивы, тонкообломочные породы, биотит, вулканическое стекло и рудные минералы. Глинистая составляющая пород представлена главным образом гидрослюдой и, в меньшей мере, смектитом и хлоритом. Исключение составляет вулканогенный комплекс, где преобладают смектит и хлорит.

По химическому составу песчаники довольно однородны [6, 7]. Заметны лишь некоторые отличия в составе песчаников из вулканогенного комплекса, выражающиеся в меньшем, по сравнению с другими комплексами, содержании кремнекислоты (73.26 % и 74.34–77.30 % соответственно), но большем TiO_2 (0.38 % и 0.25–0.35 %) и Al_2O_3 (10.76 % и 8.18–10.24 %). В целом, по основным породообразующим оксидам, кемские песчаники занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками. От

“среднего” аркоза они отличаются более низким содержанием SiO_2 , повышенным Al_2O_3 , MgO и суммарного железа, а также преобладанием Na_2O над K_2O , что характерно для граувакк [15].

Химический состав глинисто-алевритовых пород в целом близок во всех комплексах и отличается от состава песчаников меньшими содержаниями SiO_2 (от 64.75 до 67.23 %) и CaO (1.26–2.16 %), но большими – TiO_2 (0.54–0.62 %), Al_2O_3 (13.89–14.52 %) и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (4.36–5.03 %), а также преобладанием K_2O над Na_2O .

На диаграмме, предложенной А.А. Предовским [16] (рис. 3), алюмосиликатные кластические осадочные образования подразделяются по частной глиноземистости (А) и фемичности (F). Изученные нами песчаники осадочных комплексов Дальнего Востока по этим показателям имеют определенные сходства и различия. Все фигуративные точки песчаников Айнинского, Олюторского и Киселевско-Маноминского террейнов по частной глиноземистости расположены в полях глинистых и высокоглинистых пород, а по показателю фемичности – в граувакковой их части. При этом точки песчаников Южной провинции Олю-

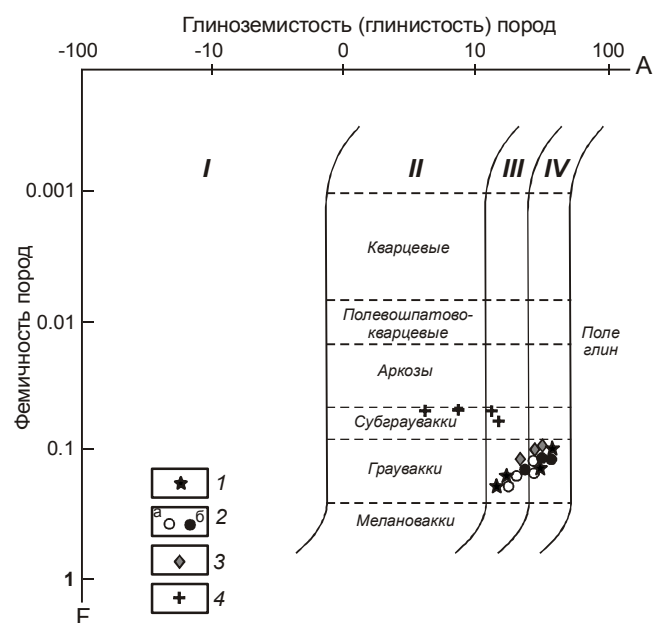


Рис. 3. Диаграмма А–F для песчаных пород изученных объектов [16].

$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$; $F = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$ (молекулярные веса).

I–IV – песчаные породы: I – переходные к туффидам и туффи-ты, II – малоглинистые, III – глинистые, IV – высокоглинистые.

I–4 – террейны: 1 – Айнинский; 2 – Олюторский, провинции: а – Северная, б – Южная; 3 – Киселевско-Маноминский, Удильский фрагмент; 4 – Кемский.

торского террейна по фемичности располагаются несколько ближе к полю субграувакк, чем пород Северной. Еще ближе к этому полю расположены точки песчаников Удыльского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна, а также нижнего турбидитового комплекса Айнынского террейна. Значительно больше по предложенным показателям отличаются породы Кемского террейна. По фемичности они соответствуют субграуваккам и даже приближаются к аркозам, а по глиноземистости их точки ложатся в поля глинистых и малоглинистых пород. В целом, разброс точек средних составов песчаников изученных террейнов по глиноземистости объясняется различной долей участия в их составе глинистого матрикса или примесью пирокластического материала.

На диаграмме Si–Al–Fe Б. Мура и В. Деннена [32] (рис. 4) фигуративные точки песчаников изученных объектов совпадают с линией гранит–базальт, либо выстраиваются примерно параллельно ей. По этой классификации песчаники Айнынского, Олюторского и Киселевско-Маноминского террейнов относятся к грауваккам. При этом песчаники Айнынского террейна, а также вулканогенно-осадочного комплекса Киселевско-Маноминского террейна занимают крайне правое, наиболее близкое к составу базальта, положение, а породы двух провинций Олюторского террейна довольно хорошо обособляются друг от друга. Кроме того, на этой диаграмме резко выделяются песчаники Кемского террейна: их точки попадают в поле субграувакк, а состав близок граниту.

На диаграмме Ф. Петтиджона и его соавторов [14] (рис. 5), основанной на логарифмах отноше-

ний $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, фигуративные точки всех песчаников Айнынского, Олюторского и Киселевско-Маноминского террейнов компактно группируются в поле граувакк. При этом, как и на предыдущих диаграммах, наиболее “граувакковый” состав имеют песчаники Айнынского террейна и вулканогенно-осадочного комплекса Киселевско-Маноминского террейна, а породы двух провинций Олюторского террейна заметно отличаются. В свою очередь, фигуративные точки песчаников Кемского террейна, выходя за пределы поля граувакк, попадают в поле литоидных аренитов, которые по существу являются субграувакками, т.е. породами, переходными к аркозам [15].

Поскольку абсолютные содержания породообразующих оксидов отражают состав не только обломочной части терригенных пород, но и их цемента, более объективные выводы о сходстве и различии между отложениями изученных объектов можно сделать, рассматривая ряд наиболее информативных отношений оксидов и их сумм (петрохимических модулей) (табл.), а также модульные диаграммы (рис. 6), предложенные Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [27, 28].

Гидролизатный модуль ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$) предназначен для количественной оценки химического выветривания пород, т.е. их “зрелости”. Его значение зависит, с одной стороны, от количества в них обломочного кварца или богатых кремнеземом обломков пород, а с другой – от доли и состава полевых шпатов, а также глинистых компонентов, входящих в состав цемента.

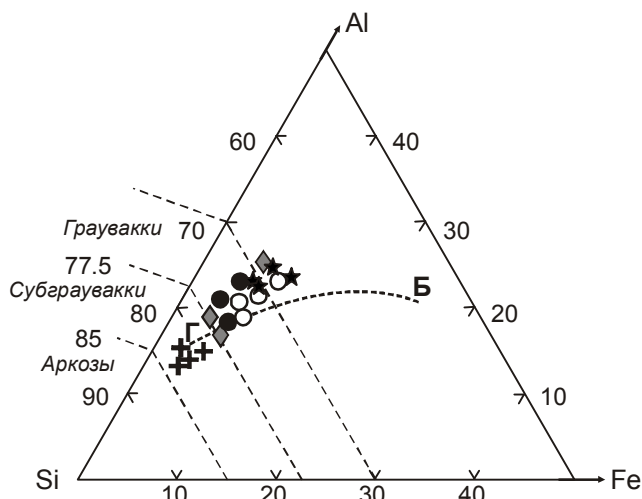


Рис. 4. Диаграмма Si–Al–Fe для песчаных пород изученных объектов [32] (атомные веса).

Линия Г-Б – гранит-базальтовый тренд. Условные обозначения см. рис. 3.

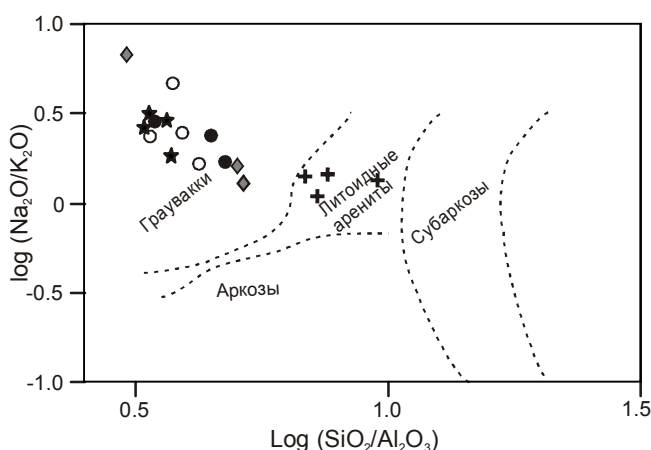


Рис. 5. Диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для песчаных пород изученных объектов [14].

Условные обозначения см. рис. 3.

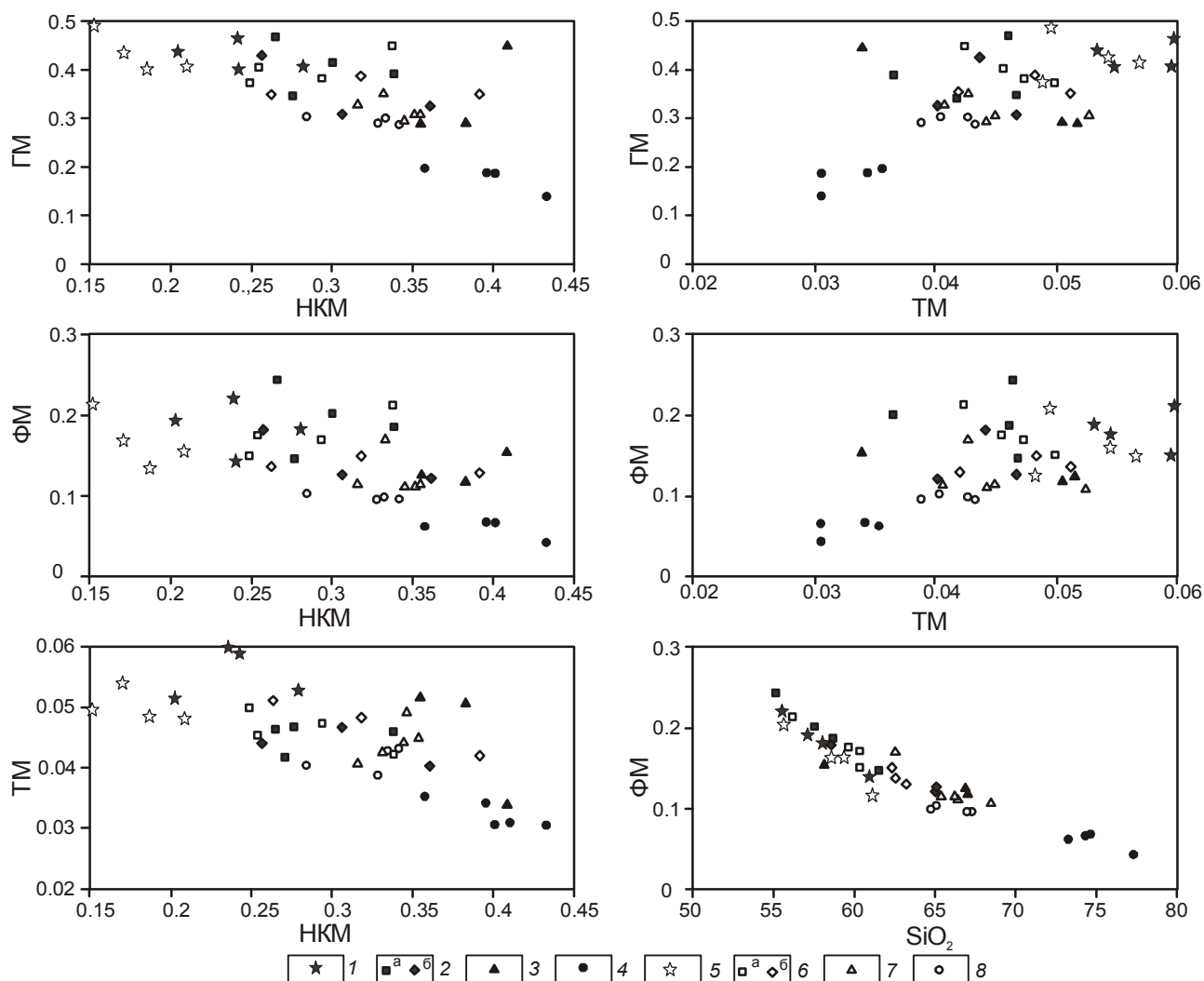


Рис. 6. Модульные диаграммы для песчаных и глинисто-алевритовых пород изученных объектов [27, 28].

1–4 – песчаные породы; 5–8 – глинисто-алевритовые породы. Террейны: 1, 5 – Айнынский; 2, 6 – Олюторский, провинции: а – Северная, б – Южная; 3, 7 – Киселевско-Маноминский, Удыльский фрагмент; 4, 8 – Кемский.

По этому показателю песчаники всех изученных объектов характеризуются невысоким уровнем зрелости, что свидетельствует об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, а также за счет разрушения пород основного и среднего состава.

Значения модуля ГМ изменяются от 0.48–0.41 для наименее зрелых пород Айнынского террейна до 0.14–0.19 для наиболее зрелых Кемского террейна. Относительно высокая зрелость кемских песчаников обусловлена, вероятно, повышенным содержанием в них обломочного кварца и кремнистых пород и пониженным – полевыми шпатами и глинистым цементом. В глинисто-алевритовых породах, как правило, значения модуля ГМ выше, чем в песчаниках, что связано

с меньшим содержанием в них кварца и полевых шпатов и большим – глинистого вещества. Исключение составляют породы верхнего турбидитового комплекса Айнынского террейна, а также вулканогенно-кремнистого и вулканогенно-осадочного комплексов Олюторского и Киселевско-Маноминского террейнов, поскольку в песчаниках этих комплексов довольно мало кварца, но многочисленны обломки основных эффузивов, а также обильно глинистое вещество цемента и матрикса.

Фемический модуль ($FM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$) весьма удобен для идентификации граувакк и аркозов [15]. Наиболее высокие его значения свойственны вулканокластическим грауваккам [28], что обычно связано с содержанием в них большого количества обогащенных железом и магнием облом-

ков вулканических пород и стекол, а также глинисто-цементного матрикса. В целом же, фемический модуль отражает интенсивность и скорость выветривания и захоронения вещества: чем больше фемических элементов в результате выветривания переходит в раствор, тем меньше значение модуля, а следовательно, больше отличие песчаников от типичных граувакк.

По фемическому модулю к типичным грауваккам относятся песчаники Киселевско-Маноминского (0.12–0.15), Айнынского (0.14–0.23) и Олюторского (0.12–0.25) террейнов. При этом отчетливо заметны различия между породами Северной (0.12–0.18) и Южной (0.15–0.25) провинций последнего. Кроме того, обращают на себя внимание высокие значения модуля ФМ в песчаниках его вулканогенно-кремнистого и вулканогенно-осадочного комплексов, а также верхнего турбидитового комплекса Айнынского террейна, что позволяет относить их к разряду вулканокластических граувакк. Значительно менее фемичны песчаники Кемского террейна (0.04–0.07), что хорошо согласуется с меньшим содержанием в них обломков основных вулканитов, но большим – кварца, кремнистых пород, гранитоидов. По этому показателю они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [28], глинистым породам, по сравнению с песчаными, присущи, как правило, более высокие значения фемического модуля. В нашем случае это правило хорошо подтверждается для отложений Кемского террейна. В глинисто-алевритовых породах Айнынского, Олюторского и Киселевско-Маноминского террейнов значения этого модуля ниже, чем в песчаниках, либо они равны. Сходные результаты были получены П.В. Маркевичем [9] для флишевых отложений Ильпинского полуострова Восточной Камчатки.

Модуль нормированной щелочности (НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$), введенный еще Г. Миддлтоном [31], позволяет распознавать примесь вулканического материала в осадочных породах [28]. Как правило, значение этого модуля выше в аркозах за счет широкого развития в них слюд и полевых шпатов, в том числе калиевых, и ниже в граувакках – как результат обилия глинистого цемента, обломков основных эффузивов и глинисто-алевритового матрикса.

По этому модулю ближе всего к аркозам песчаники Кемского террейна (0.36–0.43), в которых вулканомиктовый материал, вероятно, смешивался с некоторым количеством сиалической кластики. Несколько ниже значения модуля в песчаниках Киселевско-Маноминского террейна (0.35–0.41), а наи-

меньшими обладают типичные граувакки Олюторского (0.26–0.36) и Айнынского (0.20–0.28) террейнов, в которых главной обломочной составляющей являются основные и средние высокоглиноземистые вулканиты и обилён глинистый материал, представленный в основном хлоритом и смектитом. В глинисто-алевритовых породах изученных объектов значения НКМ, как правило, ниже, чем в песчаниках, что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них полевых шпатов, но большим количеством глинистого вещества. Исключение составляют вулканогенно-кремнистый и вулканогенно-осадочный комплексы Олюторского террейна, поскольку глинистые породы этих комплексов часто практически нацело (до 90%) сложены смектитом [4].

Титановый модуль ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), введенный А.А. Мигдисовым [13], позволяет, главным образом, судить о составе пород (в частности, об их титанистости) в областях сноса и о динамике среды седиментации, приводящей к сортировке титаносодержащих минералов и глинистого вещества [28].

Как правило, высокие значения титанового модуля в песчаниках обусловлены примесью основной вулканокластики. Для песчаников всех изученных объектов, несмотря на значительную долю среди обломочной составляющей вулканомиктового и пирокластического материала, значения модуля относительно невелики. Значения модуля колеблются в песчаниках Айнынского террейна от 0.052 до 0.060, несколько меньше они в породах Олюторского (0.036–0.047) и Киселевско-Маноминского (0.034–0.052) террейнов. Объяснением этому служит, вероятно, образование материала за счет разрушения островодужных вулканитов низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий. Наиболее низкие значения модуля – в приближающихся к аркозам кемских песчаниках (0.031–0.035), что связано с примесью в них обломков кислых изверженных пород, в свою очередь, отличающихся низкими значениями ТМ. Характерной особенностью глинисто-алевритовых пород большинства изученных отложений является их повышенная титанистость по сравнению с песчаниками, что в целом свойственно вулканомиктовым породам, при образовании которых не происходит существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций [28].

Закономерности изменения среднего химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород всех изученных объектов, а также существующие черты их сходства и различия наилучшим образом видны при нанесении фигуративных точек на модульные диаграммы Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис

[27, 28]: ГМ–НКМ, ФМ–НКМ, ТМ–НКМ, ГМ–ТМ, ФМ–ТМ и ФМ–SiO₂ (рис. 6). На всех приведенных диаграммах рассматриваемые отложения выстраиваются в следующую последовательность: Айнынский террейн – Северная и Южная провинции Олюторского террейна – Киселевско-Маноминский террейн – Кемский террейн. Наблюдающаяся при этом положительная корреляция между парами ФМ–ТМ, ГМ–ТМ, и отрицательная ГМ–НКМ, ФМ–НКМ, ТМ–НКМ и ФМ–SiO₂ свидетельствует о петрогенной (вулканомиктовой) природе пород и, соответственно, об их принадлежности к грауваккам.

Вместе с тем, на всех диаграммах фигуративные точки изученных отложений образуют два самостоятельных, хорошо разделяющихся поля. Первое образуют приближающиеся к аркозам песчаники Кемского террейна, характеризующиеся повышенными содержаниями кремнезема и наибольшими значениями НКМ, но более низкими ГМ, ФМ, ТМ. Такое своеобразие кемских песчаников объясняется, вероятно, их образованием как за счет островодужной вулканокластике, так и продуктов разрушения сиалических блоков континентальной коры. Второе, большее, поле объединяет породы всех остальных объектов, хотя и здесь заметны определенные различия. Общим же для них является принадлежность к типичным грауваккам и тесная генетическая связь с островодужными вулканитами, а также возможное поступление незначительного количества сиалического материала.

Таким образом, литохимический состав терригенных пород изученных объектов указывает на их низкую химическую зрелость, слабую литодинамическую переработку, а также высокую скорость физического выветривания и захоронения вещества. Основными источниками обломочного материала во всех случаях была островодужная вулканокластика, к которой иногда примешивалось то или иное количество сиалического материала с поднятых блоков континентальной коры.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Полученные литохимические данные интерпретировались на основе актуалистического подхода, т.е. сравнения результатов изучения древних терригенных пород и современных глубоководных осадков. По данным многих авторов, проводивших подобные исследования, существует тесная связь между химическим составом пород и геодинамическими обстановками областей питания и бассейнов седиментации [29, 30, 33 и др.].

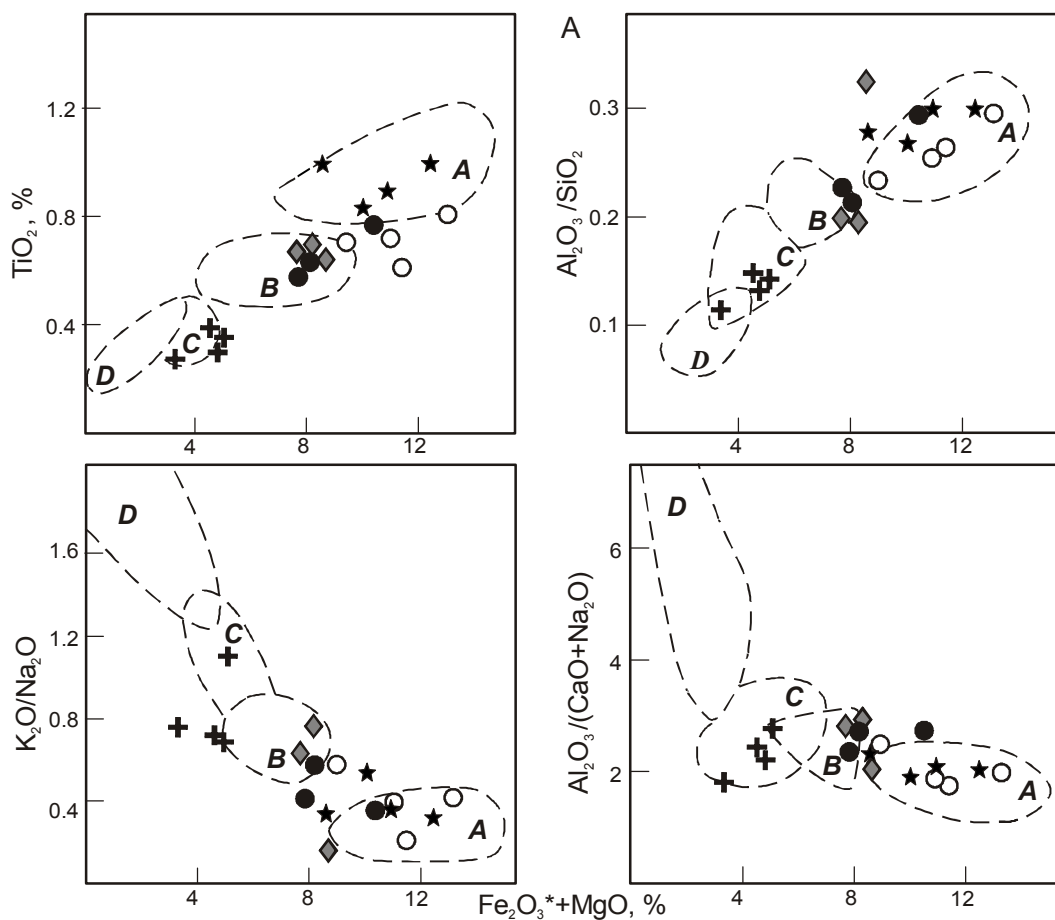
На рис. 7А показаны диаграммы генетической интерпретации химического состава песчаников

М. Бхатиа [29], применяющиеся для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок. Используемые на них параметры Al₂O₃/SiO₂, K₂O/Na₂O, Al₂O₃/(CaO+Na₂O), TiO₂ и Fe₂O₃ (общее)+MgO отражают минералогический состав пород питающей провинции и геохимическое поведение ряда элементов в морской воде. По этим показателям песчаники *Айнынского террейна* соответствуют, главным образом, обстановкам океанических островных дуг, и лишь породы берриас-валанжинского комплекса смещены в направлении поля континентальных островных дуг. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [30] (рис. 7Б), на которой глубоководные пески разделены по отношениям SiO₂/Al₂O₃ и K₂O/Na₂O. Айнынские песчаники на этой диаграмме группируются в обстановках преддуговых (FA) бассейнов океанических островных дуг.

Палеотектоническая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород, полученная при анализе диаграммы SiO₂/Al₂O₃–K₂O/Na₂O [30] (рис. 8), в целом не противоречит сделанной по составу песчаников. Все фигуративные точки располагаются в полях островодужных обстановок, больше тяготея к обстановкам преддуговых (FA) бассейнов океанических островных дуг, и лишь породы нижнего турбидитового комплекса попадают в поле континентальных островных дуг.

Несколько иную тектоническую интерпретацию химического состава песчаных и глинистых пород предложили Б. Роузер и Р. Корш [33]. На их диаграмме K₂O/Na₂O–SiO₂ (рис. 9) выделены бассейны океанических островных дуг (ARC), а также пассивных (PM) и активных (ACM) континентальных окраин. Фигуративные точки песчаных и глинисто-алевритовых пород Айнынского террейна группируются в поле бассейнов, связанных с океаническими островными дугами, и только точки глинисто-алевритовых пород нижнего турбидитового комплекса попадают в поле активных континентальных окраин, в состав которых входят континентальные островные дуги.

Вероятно, основным источником обломочного вещества для отложений Айнынского террейна были основные и средние вулканические породы, а также продукты синседиментационной вулканической деятельности, и лишь для пород нижнего турбидитового комплекса можно предположить участие размывавшихся гранитно-метаморфических пород зрелой континентальной окраины, что подтверждается присутствием в тяжелой фракции песчаников заметного количества сиалических тяжелых минералов (циркон, гранат, турмалин, сфен) [21, 22].



Б

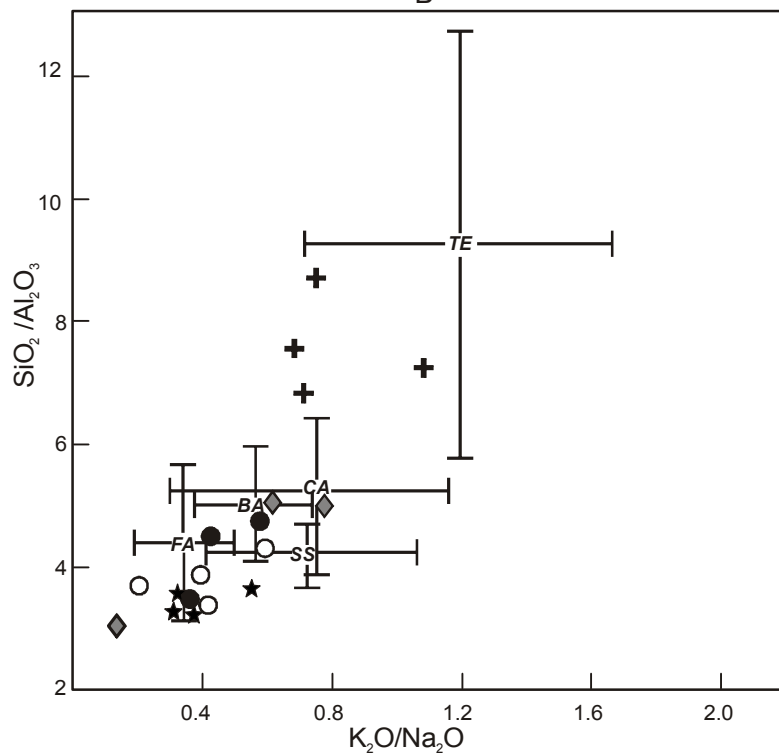


Рис. 7. Диаграммы химического состава песчаных пород из различного геодинамического обстановки.

А – типы бассейнов [29]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо.

Б – бассейновые обстановки [30]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от среднего состава современных глубоководных песков из бассейнов пассивных континентальных окраин (TE); активных континентальных окраин, сопряженных: со сдвиговыми дислокациями (SS); с окраинно-континентальными магматическими дугами (CA); с океаническими вулканическими дугами (FA – преддуговые и ВА – задуговые бассейны). Условные обозначения см. рис. 3.

Генетическая интерпретация химического состава песчаников *Олюторского террейна* на диаграммах М. Бхатиа (рис. 7А) свидетельствует о том, что они формировались в геодинамических обстановках, соответствующих либо близким к обстановкам океанических островных дуг типа Марианской, и, в меньшей мере, континентальных островных дуг. В свою очередь, на диаграмме Дж. Мейнарда и его соавторов (рис. 7Б) олюторские песчаники близки к пескам из преддуговых (FA) и задуговых (BA) бассейнов океанических островных дуг. Вероятно, основным источником обломочного вещества для них была островодужная вулканокластика и продукты синседиментационного вулканизма. Вместе с тем, на диаграммах видны определенные различия в составе песчаников двух провинций террейна, что позволяет предполагать существование дополнительного сиалического (континентального) источника обломочного материала, оказывавшего постоянное влияние на седиментацию Южной провинции. Этим источником могли быть блоки с зрелой континентальной земной корой, в строении которых участвовали гранитоиды и метаморфизованные породы [4].

Палеотектоническая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород на диаграмме Дж. Мейнарда и его соавторов (рис. 8) не противоречит интерпретации, сделанной по составу песчаников. Все фигуративные точки пород располагаются в полях островодужных обстановок, больше тяготея к обстановкам преддуговых (FA) и задуговых (BA) бассейнов океанических островных дуг.

На диаграмме Б. Роузера и Р. Корша [33] (рис. 9) песчано-глинистые породы Олюторского террейна группируются в поле бассейнов, связанных с океаническими островными дугами, что хорошо согласуется с приведенными выше данными.

Интерпретация химического состава терригенных пород *Удыльского фрагмента Киселевско-Манинско-го террейна*, основанная на вышеописанных принципах, позволяет предполагать несколько источников питания и обстановок седиментации. В кремнистом комплексе террейна, как уже упоминалось, обломочные породы практически не встречаются, поэтому о его геодинамической природе можно судить лишь по косвенным признакам, в частности по набору тяжелых минералов, выделенных из глинистых пород. Преобладание в комплексе фемической ассоциации минералов, среди которых главенствует клинопироксен, характерно для глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана, где основным источником обломочного вещества была островодужная вулканокластика, поставляемая океани-

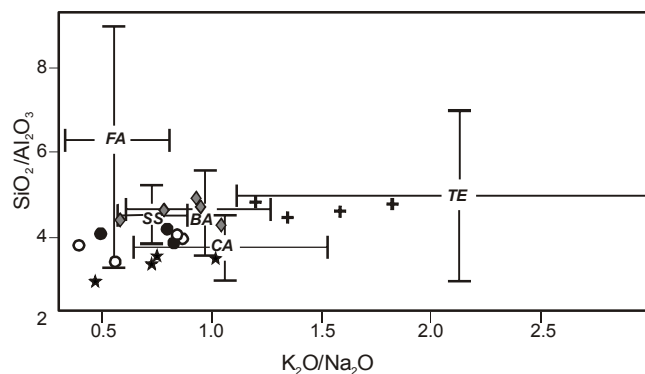


Рис. 8. Диаграмма химического состава глинисто-алевритовых пород из различных бассейновых обстановок [30].

Условные обозначения и аббревиатуры см. рис. 3 и 7.

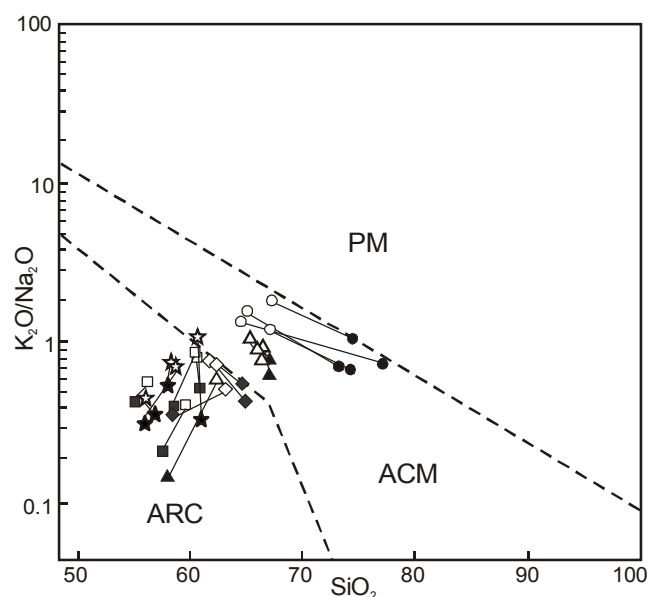


Рис. 9. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 для песчаных и глинисто-алевритовых пород изученных объектов [33].

Бассейны тектонических обстановок: PM – пассивных континентальных окраин, ACM – активных континентальных окраин, ARC – океанических островных дуг.

Линии соединяют песчаные и глинисто-алевритовые породы из одного комплекса. Условные обозначения см. рис. 6.

ческой дугой типа Идзу-Бонинской [8]. Фигуративные точки пород вулканогенно-осадочного комплекса на всех приведенных диаграммах (рис. 7, 8, 9) также соответствуют океанической островной дуге, попадая в поле преддуговых бассейнов (FA). Точки песчаных и глинисто-алевритовых пород грауваккового комплекса на диаграммах М. Бхатиа и Дж. Мейнарда с соавторами (рис. 7, 8) смещены в сторону полей бассейнов окраинно-континентальных вулканических островных дуг, а на диаграмме Б. Роузера и

Р. Корша (рис. 9) – в сторону активных континентальных окраин, в состав которых эти дуги входят. Такое отклонение обусловлено пониженной фемичностью, но повышенной зрелостью пород комплекса из-за присутствия в них продуктов размыва сиалических (континентальных) источников.

Генетическая интерпретация химического состава песчаников *Кемского террейна* не всегда однозначна. На диаграммах М. Бхатиа [29] (рис. 7А) кемские песчаники соответствуют либо приближаются к песчаникам бассейнов активных континентальных окраин, а также бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, Японские острова). Не совсем точное совпадение фигуративных точек с полем континентальных островных дуг объясняется низким содержанием в песчаниках суммарного железа и магния (низкой фемичностью), а также относительно высокой зрелостью пород, связанной с обогащением их кварцем и обломками кремневых пород. На диаграмме Дж. Мейнарда и соавторов [30] (рис. 7Б) песчаники занимают промежуточное положение между песками из бассейнов, связанных с пассивными континентальными окраинами (ТЕ) и окраинно-континентальными дугами (СА). Отклонение положения фигуративных точек песчаников от полей бассейнов активных континентальных окраин и окраинно-континентальных дуг объясняется в целом нехарактерным для данного типа песчаников преобладанием К над Na, что обусловлено содержанием в них обломков базальтов (шошонитов), относящихся к высококалиевой известково-щелочной серии, характерной для тыловых частей островных дуг [17]. На диаграмме Б. Роузера и Р. Корша [33] (рис. 9) точки песчаников попадают в поле бассейнов активных континентальных окраин, в состав которых входят континентальные островные дуги. Палеотектоническая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород (рис. 8, 9) не противоречит сделанной по составу песчаников, отличаясь даже несколько большей определенностью. Их фигуративные точки на этих диаграммах тяготеют главным образом к полям бассейнов активных континентальных окраин и островных дуг, развитых на континентальной коре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрен литохимический состав терригенных пород из разновозрастных и структурно контрастных комплексов российской части Дальнего Востока. Обобщение и интерпретация полученных результатов позволили подтвердить островодужную природу этих объектов и установить следующие их особенности.

Анализ литохимического состава терригенных пород *Айнынского террейна* указывает на их формирование главным образом за счет размывавшейся островодужной вулканокластики и продуктов синседиментационного вулканизма позднеюрско-раннемеловой энсиматической Удско-Мургальской островной дуги [18, 21, 22]. Осадочный материал накапливался на примыкавшем к дуге склоне преддугового бассейна. Вместе с тем, в берриас-валанжинское время на осадкообразование определенное влияние оказывали и гранитно-метаморфические комплексы зрелой континентальной окраины. Кроме того, с конца альба дополнительным источником вулканокластики стал разрушавшийся Охотско-Чукотский вулканический пояс [21, 22].

В *Олюторском террейне* по вещественному составу терригенных отложений выделяются две минералого-литохимические провинции, которые питались из различных по составу источников. Доминирующим источником, поставлявшим обломочный материал в бассейны обеих провинций, была разрушавшаяся мел-палеогеновая Ачайваямская океаническая островная дуга [25], а также синседиментационные вулканические процессы. Одновременно с этим существовал и другой – внебассейновый – сиалический источник, оказывавший заметное влияние на седиментацию в Южной провинции. Этим источником, вероятно, были блоки континентальной коры, располагавшиеся к югу от Олюторского террейна на месте современного Берингова моря [4].

Область питания седиментационных бассейнов *Удыльского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна* была неоднородной. Основным источником обломочного вещества была вулканокластика, поступающая с меловой Удыльской океанической островной дуги [12], к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины.

В отложениях *Кемского террейна* наряду с типичной островодужной вулканокластикой большую роль играет и сиалический материал континентального происхождения. Вероятно, область питания объединяла в себе окраинно-континентальную вулканическую дугу и поднятые блоки континентальной коры, служившие ее основанием. Источником обломочного материала была раннемеловая Монероно-Самаргинская островная дуга [6, 7], поставлявшая в ее тыловодужный бассейн вулканокластик и продукты разрушения метаморфических и кислых интрузивных пород, слагавших фундамент дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры.

Таким образом, литохимические исследования терригенных пород позволяют, в совокупности с

другими геологическими данными, с большой степенью достоверности распознавать островодужных обстановок во фрагментах палеобассейнов, входящих в структуру древних орогенных поясов.

Островодужные обстановки устанавливаются по следующим литохимическим особенностям терригенных пород: 1) принадлежности их к типичным грауваккам (либо субграуваккам для отложений окраинно-континентальных дуг), что выражается, прежде всего, в низких содержаниях кремнекислоты, но высоких – глинозема и суммарного железа, а также в преобладании натрия над калием; 2) невысокому уровню зрелости, но высокой фемичности пород, отражающих высокую интенсивность и скорость механического выветривания и захоронения вещества, что связано с близостью его вулканических источников; 3) относительно низким значениям титанового модуля и модуля нормированной щелочности, обусловленным обилием в породах глинистого цемента, глинисто-алевритового матрикса и особенно обломков основных эффузивов, принадлежащих к низкотитанистым (но высокоглиноземистым) островодужным сериям. Вместе с тем, существующие вариации в литохимическом составе терригенных пород из различных островодужных комплексов отражают их формирование в самых разнообразных геодинамических обстановках: в пред- и задуговых бассейнах как океанических, так и окраинно-континентальных островных дуг. Кроме того, литохимия пород позволяет достаточно надежно распознавать влияние, оказываемое на островодужную седиментацию, континентальных источников сноса.

Исследования выполнены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ" (проект № 09-1-ОНЗ-01 и проекта № 09-III-A-08-404).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
2. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
3. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и южной Корьякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Науч. мир, 2003. 256 с.
4. Малиновский А.И. Кайнозойская моласса юга Корякского нагорья. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
5. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. Нижнемеловые отложения бассейна р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
6. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 5. С. 495–514.
7. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–59.
8. Малиновский А.И., Маркевич П.В. Тяжелые обломочные минералы островодужных комплексов Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 81–93.
9. Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на Востоке Азии в фанерозое (на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки). М.: Наука, 1985. 118 с.
10. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 177 с.
11. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призм (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.
12. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
13. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
14. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
15. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
16. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего девона. Л.: Наука, 1980. 152 с.
17. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
18. Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–10.
19. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
20. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 88–96.
21. Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич П.В. Особенности раннемеловой терригенной седиментации в Пенжинском преддуговом бассейне // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 93–106.
22. Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А. и др. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 2003. Т. 38, № 3. С. 197–208.
23. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г. Кратоны и орогенные пояса Востока России // Геодинамика, магма-

- тизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 93–229.
24. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
 25. Шапиро М.Н. Верхнемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга и кинематика плит в северной части Тихого океана // Геотектоника. 1995. № 1. С. 52–64.
 26. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 112 с.
 27. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
 28. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 29. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // Journ. Geology. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
 30. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford, London, Edinburgh, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1982. P. 551–561.
 31. Middleton G.V. Chemical composition of sandstones // Geological Society of American Bulletin. 1960. V. 71. P. 1011–1026.
 32. Moor B.R., Dennen W.H. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments // The Journal of Sedimentary Petrology. 1970. V. 40, N 4. P. 1147–1152.
 33. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journ. Geology. 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

A.I. Malinovsky, M.I. Tuchkova

Lithochemistry of paleoisland arc complexes as a criterion of their recognition in the paleobasins of the Russian Far East orogenic belts

The lithochemical composition of terrigenous rocks from different-age and structurally contrasting paleobasins of the Russian Far East is considered. Generalization and geodynamic interpretation of the results obtained allowed us to establish the island-arc nature of these objects and to show the possibility of using lithochemistry together with other geological data for recognition of island-arc settings in the paleobasins of ancient orogenic belts.

Key words: chemical composition, terrain, complex, terrigenous rocks, geodynamic settings, island arc, Far East.

**КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ТОНКОЗЕРНИСТЫХ
ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ РИФЕЯ УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА И
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

***А.В. Маслов¹, А.Д. Ножкин², В.Н. Подковыров³, Е.Ф. Летникова²,
Н.В. Дмитриева², Ю.Л. Ронкин¹***

¹*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Почтовый пер. 7, г. Екатеринбург, 620075,
e-mail: Maslov@igg.uran.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика В.А. Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090, e-mail: nozhkin@uiggm.nsc.ru*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Макарова наб. 2, г. Санкт-Петербург, 199034,
e-mail: vpodk@mail.ru*

Поступила в редакцию 15 февраля 2010 г.

Рассмотрены кларки концентрации (K_k) широкого спектра элементов-примесей (Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sb, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U) в тонкозернистых терригенных породах (аргиллиты, метапелиты) опорных разрезов рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Установлено, что глинистые сланцы и аргиллиты учурской и аимчанской серий гипостратотипа рифея обладают умеренной ($2.5 < K_k < 5$) и интенсивной ($K_k > 5$) геохимической специализацией на Li, B и Zn. В то же время аналогичные образования лахандинской и уйской серий какой-либо явно выраженной геохимической специализации не имеют, хотя заметно обогащены ПЗЭ. Для метапелитов базальных свит седиментационных серий рифея Енисейского кряжа характерна выраженная и интенсивная специализация на B, слабая геохимическая специализация на Li, Rb, Be, Nb, Ta, Th, Ge, Cd. Кроме того, метапелиты кординской и лопатинской свит умеренно специализированы на Cu, потоскуйской – на Bi, Sb, Hg и V, лопатинской – на Hg и Cs. Метапелиты кординской свиты нижнего рифея центральной зоны Енисейского кряжа, по сравнению с метапелитами восточной приплатформенной зоны, геохимически специализированы на значительно большее число элементов (Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Sb, Ag, In, Hf, Hg и др), а аргиллиты рудоносной (Pb, Zn) горевской свиты выделяются повышенными концентрациями целого ряда рудных элементов (Pb, Cd, As, Sb и Bi). Повышенные K_k редких литофильных и ряда рудных элементов в метапелитах Енисейского кряжа обусловлены высокой сиаличностью – геохимической дифференцированностью размывавшихся в рифее раннедокембрийских блоков западной окраины Сибирского кратона и синхронным с осадконакоплением проявлением рифтогенного и внутриплитного магматизма. Тонкозернистые и терригенные породы основания рифея Учуро-Майского региона, напротив, ближе по составу к незрелым субстратам позднего архея или их раннепротерозойским аналогам.

Ключевые слова: кларки концентрации, тонкозернистые терригенные породы, рифей, Учуро-Майский регион, Енисейский кряж.

ВВЕДЕНИЕ

По предложению В.И. Вернадского отношение содержания химического элемента в той или иной геохимической системе к его содержанию в земной коре названо кларком концентрации [37]. Использование кларков концентрации (K_k) позволяет наглядно представить как частные, так и общие геохимичес-

кие особенности, в том числе различных осадочных образований. Пользуясь этим инструментом, можно судить о “геохимическом облике” пород различных свит и серий, а также крупных осадочных последовательностей. Поскольку геохимические характеристики осадочных, в особенности тонкозернистых, пород в значительной мере отражают состав пород источ-

ников сноса и не изменяются в процессах литогенеза [56–58, 61, 62], то K_k глинистых отложений осадочных серий и более крупных осадочных последовательностей характеризуют геохимические черты и степень дифференцированности крупных литосферных блоков размывавшейся докембрийской коры кратонов или складчатых областей различной геодинамической природы. В этом отношении весьма актуальна мысль В.И. Вернадского [3], который еще в начале прошлого столетия писал, что морфологически однородные геологические области могут быть геохимически очень различными и одной из основных задач геохимии является выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов. Кроме сугубо научного интереса, изучение K_k элементов-примесей имеет и прикладное значение, поскольку служит выявлению всего баланса рудных элементов в земной коре и является составной частью металлогенического анализа.

Первый опыт исследований K_k элементов-примесей в осадочных мегапоследовательностях рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа представлен в монографии [20], где рассмотрены K_k переходных металлов, литофильных, высокозарядных и ряда других элементов-примесей (т.н. “короткий спектр” – Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U, Sc, Cr, Co, Ni, V, Cu, Zn, Ga, Zr, Hf, Y, Nb, Mo, W, Pb, Bi, La, Ce, Sm, Eu, Gd, Yb и Lu) как в тонкозернистых терригенных породах различных свит, так и в мегапоследовательностях рифея в целом.

В настоящей работе рассмотрены K_k для более широкого спектра малых элементов (Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U) в тонкозернистых терригенных породах (метапелитах, глинистых сланцах и аргиллитах)* осадочных мегапоследовательностей рифея Учуро-Майского региона (в пределах области распространения опорных разрезов гипостратотипа рифея [44]) и базальных свитах, начинающих крупные седиментационные серии рифея Енисейского кряжа.

*Выбор их в качестве объекта исследований обусловлен рядом обстоятельств, среди которых можно отметить: 1) тонкозернистые терригенные породы являются в большинстве случаев основой для подсчета баланса масс осадочных пород [46]; 2) эффективное перемешивание, свойственное осадочному процессу, приводит к тому, что эти образования часто представляют собой своеобразное отражение состава верхней континентальной коры на значительных территориях, в первую очередь в отношении редкоземельных элементов, тогда как состав песчаников и алевролитов контролируется преимущественно локальными источниками сноса.

В целях унификации приводимых ниже результатов с ранее полученными, нами приняты представления, изложенные в работе [9]. Согласно им, при величине K_k для какого-либо элемента от 1.5 до 2.5 породы считаются имеющими в отношении данного элемента слабую геохимическую специализацию. При $2.5 < K_k < 5.0$ специализация рассматривается как умеренная/выраженная, а при $K_k > 5.0$ – как интенсивная. Имеются и другие подходы к выявлению геохимической специфики пород различных комплексов и провинций [42]. Основываясь на величине отношения $K_{k \max}/K_{k \min}$, мы попытались оценить также степень неравномерности (Н) распределения K_k у имеющихся у нас выборок.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕГАПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ РИФЕЯ УЧУРО- МАЙСКОГО РЕГИОНА И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В *Учуро-Майском регионе*, объединяющем Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майский прогиб, на юго-востоке Якутии и в Хабаровском крае (рис. 1) к рифею традиционно относятся учурская, айчанская, керпыльская, лахандинская и уйская серии [44, 54]. Учурская серия, по данным М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова [44], объединяет в Учурской впадине гонамскую, омахтинскую и эннинскую свиты, а в пределах Юдомо-Майского прогиба – трехгорную и димскую свиты. Гонамская свита (мощность до 600 м) сложена преимущественно кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и алевролитами с маломощными прослоями доломитов. Омахтинская свита (200–300 м) представлена пакетами ритмичного чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и доломитов [2]. Эннинская свита (180–300 м) объединяет кварцевые и полевошпато-кварцевые массивные или косослоистые песчаники, часто содержащие «примазки» глинистого материала, а также пачки ритмичного чередования пестроцветных песчаников и песчаных, микрофитолитовых или строматолитовых доломитов. Трехгорная свита (мощность ~1200 м) представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков, в том числе строматолитовых и онколитовых. Димская свита (1800–2000 м) состоит из глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с подчиненными им прослоями и пачками доломитов.

В последние годы установлено, что в Улканском районе между раннепротерозойскими образованиями и гонамской свитой учурской серии залегает 400–1100-метровая вулканогенно-осадочная последовательность уянской серии, включающей бириндинскую, конкулинскую и адаргайскую свиты [9, 11, 12,

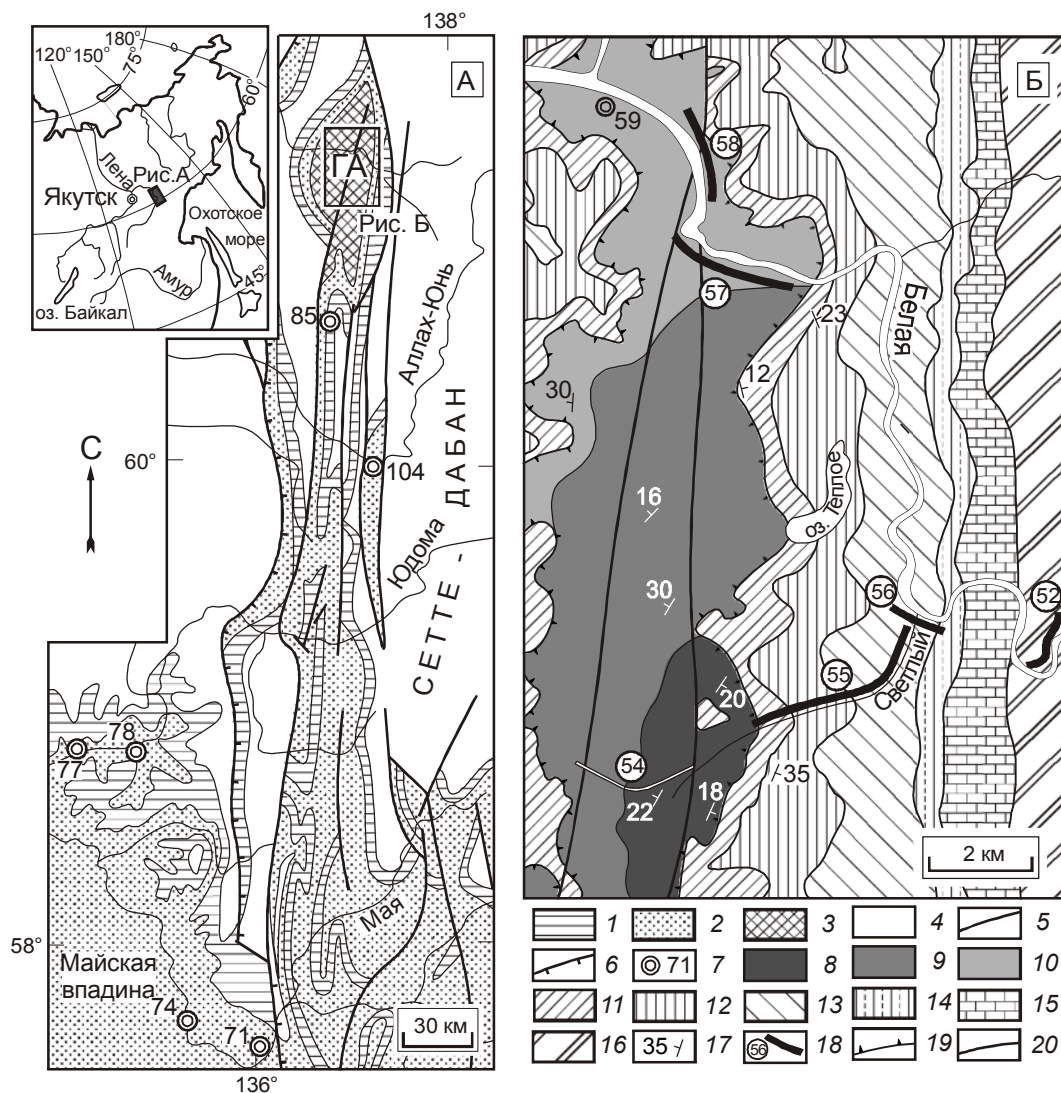


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Учуро-Майского региона и положение изученных разрезов.

А – распространение рифейских и вендских отложений в Учуро-Майском регионе: 1 – венд; 2 – средний и верхний рифей; 3 – нижний рифей; 4 – фанерозой; 5 – основные разломы; 6 – Нельканский краевой шов Сибирской платформы; 7 – расположение разрезов и их номера. Б – схема геологического строения Горностаховского антиклинория: 8–10 – нижний рифей, свиты: 8 – пионерская, 9 – трехгорная, 10 – димская; 11–15 – средний рифей, свиты: 11 – талынская, 12 – светлинская, 13 – тотгинская, 14 – малгинская, 15 – ципандинская; 16 – верхний рифей, лахандинская серия; 17 – элементы залегания; 18 – расположение разрезов и их номера; 19 – несогласное залегание; 20 – разломы.

14]. Бириндинская свита (мощность до 450–500 м) объединяет конгломераты, фиолетовые, розовато-серые полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники, гравелиты, оливиновые базальты и лейкобазальты, алевролиты и туфоалевролиты. Конкулинская свита (максимальная мощность ~950 м) представлена преимущественно красноцветными полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Адаргайская свита сложена сероцветными алевролитами и алевропесчаниками с прослоями доломитов. Мощность ее варьирует от 110 до 180 м [12, 14].

Аймчанская серия включает талынскую и светлинскую свиты. Талынская свита (750–1200 м) объединяет пакеты и пачки неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Светлинская свита (500–1100 м) сложена преимущественно доломитами, в том числе и строматолитовыми; подчиненную роль в ее разрезах играют низкоуглеродистые алевролиты и глинистые сланцы.

Керпыльская серия объединяет тотгинскую, малгинскую и ципандинскую свиты. Тотгинская свита (600–900 м) представлена глауконито-кварцевыми алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами.

Малгинская свита (300–470 м) сложена в основном известняками, среди которых наблюдаются как строматолитовые, так и битуминозные разновидности. В разрезах цыпандинской свиты (300–500 м) преобладают доломиты, в том числе битуминозные.

Лахандинская серия включает две свиты – неруенскую и игниканскую. Первая сложена аргиллитами, известняками и доломитами, мощность ее достигает 650–700 м. В разрезах игниканской свиты (300–330 м) преобладают строматолитовые известняки и доломиты.

Завершает разрез рифея в Учуро-Майском регионе уйская серия, в состав которой входят кандыкская и усть-кирбинская свиты. Кандыкская свита (900–2000 м) представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В разрезах усть-кирбинской свиты (500–3500 м) также преобладают терригенные породы.

По представлениям [38, 44], учурская серия имеет раннерифейский возраст, айчанская и керпыльская серии принадлежат среднему рифею, а лахандинская и уйская – позднему*, однако в литературе существуют и иные точки зрения [51, 52, 54].

Терригенные и карбонатно-терригенные последовательности раннего и среднего рифея Учуро-Майского региона сформировались в эпикратонных бассейнах, при резком преобладании мелководных и сверхмелководных обстановок [38, 44, 60]. В самом начале позднего рифея на рассматриваемой территории был сформирован глубокоководный рифтогенный прогиб, развитие которого завершилось около 940–950 млн лет назад [38, 40, 60]. Областями размыва на протяжении всего рифея выступали как западные по отношению к Учуро-Майскому региону районы (собственно Сибирский кратон), так и гипотетический восточный блок [53]. Локальное распространение в осадочных последовательностях учурской, айчанской и керпыльской серий имеют магматические комплексы основного состава, фиксирующие несколько импульсов рифтогенеза, проявившихся около 1.50, 1.38 и 1.32 млрд лет назад [39, 53]. Параллельно с накоплением терригенных толщ уйской серии происходило становление мощных силлов и покровов диабазов [53, 63].

На юго-западе Сибирской платформы в пределах *Енисейского кряжа* (рис. 2) рифейские отложения наиболее широко представлены в Заангарье (сухопитская, тунгусикская, верхневороговская, чинга-

санская и другие серии), где их мощность составляет около 10–13 км [7, 17, 43, 48, 54].

Сухопитская серия объединяет (снизу вверх) кординскую, горбилокскую, удерейскую, погорюйскую и сосновскую свиты. В публикациях последних лет [17, 36, 50] кординская свита считается нижнерифейской, тогда как более высокие подразделения сухопитской серии рассматриваются как среднерифейские образования. Сложена кординская свита преимущественно филлитизированными биотитсодержащими сланцами; подчиненную роль в разрезах свиты играют кварциты, кристаллические известняки, метавулканиды, гравелиты и конгломераты, развитые в нижней части. Мощность свиты оценивается в 1300–1600 м. Горбилокская свита (500–1000 м) представлена зелеными сланцами с магнетитом, включающими горизонты метатупфов основного состава. Удерейская свита (800–1500 м) объединяет филлитизированные глинистые сланцы, подчиненную роль в ее разрезах играют прослои алевролитов, песчаников и линзы известняков. Погорюйская свита (600–1500 м) сложена кварцитовидными песчаниками и алевролитами; глинистые сланцы в разрезах данного подразделения имеют подчиненное значение. Завершающая разрез серии сосновская свита (250–600 м) представлена известняками, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и туфогенными породами.

Тунгусикская, верхневороговская и чингасанская серии принадлежат верхнему рифею [17, 36]. Тунгусикская серия в центральной зоне Енисейского кряжа объединяет потоскуйскую, шунтарскую и свиту Серого ключа. Первая из них включает глинистые сланцы, алевролиты и песчаники (800–1800 м). Шунтарская свита сложена углеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами и глинистыми известняками. Мощность ее варьирует от 500 до 1000 м. Свита Серого ключа (до 500 м) представлена известняками, в том числе строматолитовыми, известково-глинистыми сланцами и алевросланцами.

Верхневороговская серия включает ковригинскую, оленьинскую (конкинскую, степановскую) и водораздельнинскую свиты. В состав ковригинской свиты (400–700 м) входят песчаники, гравелиты, конгломераты, алевросланцы, кислые и основные метавулканиды. Оленьинская свита (250–400 м) представлена песчаниками, конгломератами и туфогенными пестроцветными алевросланцами. Водораздельнинская свита (1200–1450 м) сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, а также зеленокаменно измененными базальтами, лейкобазальтами и андезибазальтами.

*Сводку современных представлений об изотопном возрасте перечисленных в данном разделе литостратиграфических подразделений можно найти в работах [20, 21, 35].

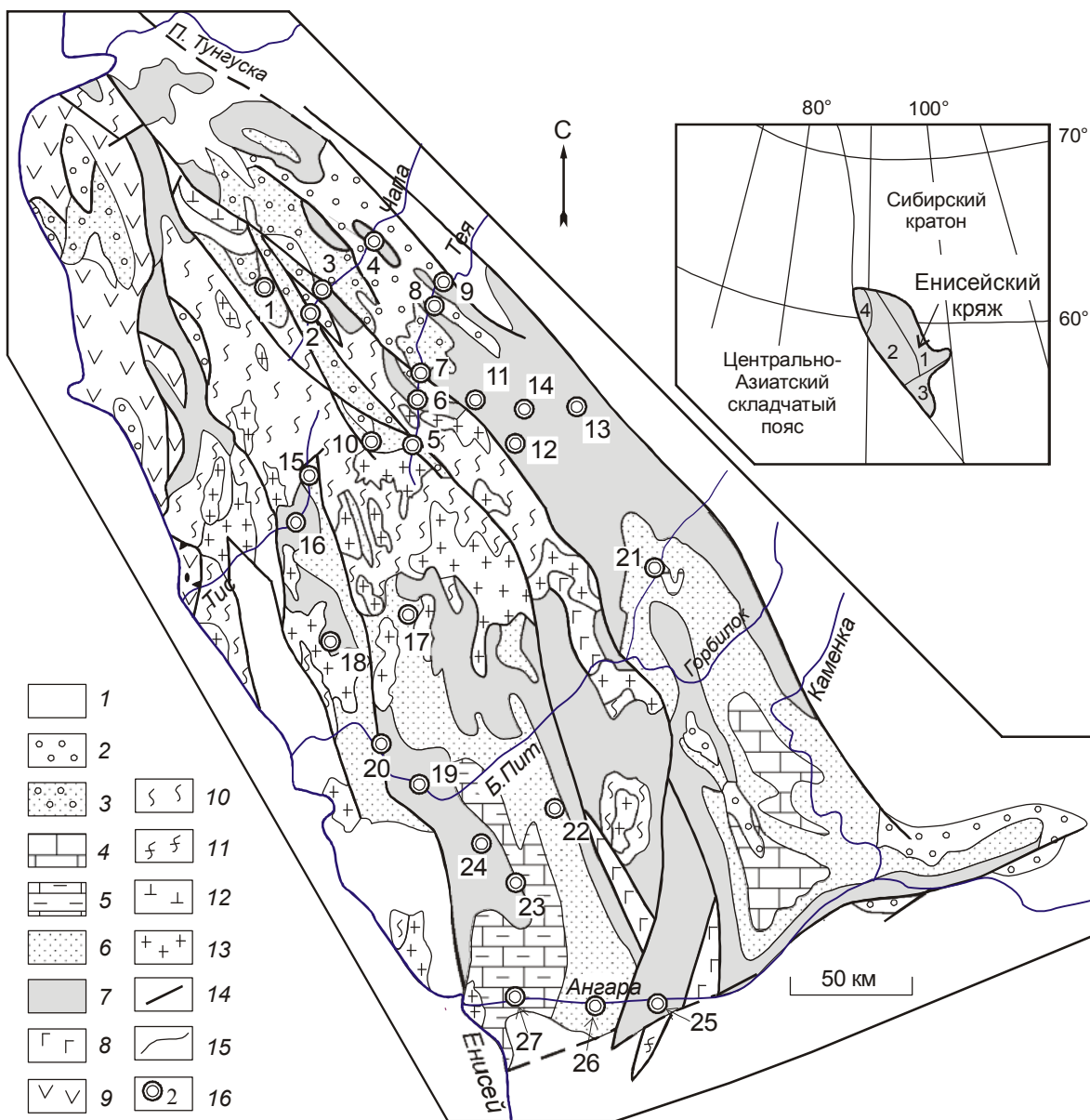


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Енисейского кряжа и положение изученных разрезов.

1 – чехол (PZ–MZ); 2–6 – позднекембрийские окраинно-континентальные отложения: 2 – моласса (чапская, тасеевская серии, R₃–V); 3 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения авлакогенов, в зонах рифтогенеза вулканиты трахибазальтовой ассоциации (чингасанская серия, R₃); 4–5 – преимущественно карбонатные отложения шельфа (4 – осянская серия, 5 – горевская свита, R₃); 6 – слабо метаморфизованные (до хлоритовой зоны зеленосланцевой фации) терригенные и карбонатно-терригенные отложения наложенных прогибов, в зонах рифтогенеза центральной зоны Енисейского кряжа продукты бимодального и пикрит-базальтового вулканизма (широкинская, верхневороговская (каитьбинская), тунгусикская серии, R₃); 7 – филлитизированные глинистые сланцы, филлиты, метапесчаники (сухопитская серия, R₁₋₂); 8 – амфиболиты (метабазиты), метапикробазальты, плагиориолиты и их туфы Рыбинско-Панимбинской зоны рифтогенеза (R); 9 – офиолиты и островодужные комплексы аккреционного пояса (R₂?–R₃); 10–11 – раннекембрийские метаморфические образования кристаллического основания: 10 – мраморы, кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы, в том числе высокоглиноземистые, амфиболиты (метабазиты) (тейская серия, абалаковская толща, PR₁); 11 – амфиболито-гнейсовый комплекс (енисейская серия, PR₁); 12 – траппы (P–T); 13 – позднепротерозойские (R₃) гранитоиды; 14–15 – геологические границы: 14 – тектонические, 15 – прочие; 16 – расположение изученных разрезов и их номера.

Блоки на врезке: 1 – Восточный (Приплатформенный), 2 – Центральный, 3 – Ангаро-Канский (Южно-Енисейский кряж), 4 – Исаковский.

На севере Енисейского кряжа выше верхневороговской серии залегают породы чингасанской серии, объединяющей лопатинскую, карьерную и чивидинскую свиты. Лопатинская свита (до 1500 м) сложена пестроцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами; подчиненную роль в ее разрезах играют доломиты. Карьерная свита (до 800 м) представлена кварцитовидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками. Чивидинская свита (400–700 м) объединяет песчаники, алевролиты, аргиллиты, тиллитовидные породы (микститы), доломиты, трахибазальты, трахиандезитбазальты, трахиты и их туфы.

В южной части Заангарья с чингасанской серией условно коррелируются отложения ширококинской серии, развитые в междуречье Бол. Пит–Ангара [17]. В составе серии выделяются две свиты – горевская и сухохребтинская. Горевская свита (600–700 м) представлена глинистыми, доломитистыми и углеродистыми известняками, среди которых в нижней части присутствуют прослойки углеродистых карбонатно-глинистых сланцев и колчеданно-полиметаллическое оруденение. В основании свиты среди известняков встречаются линзы песчаников, туфы и лавы основного состава, гравелиты и конгломераты. Горевская свита коррелируется с карьерной и чивидинской свитами чингасанской серии [17] и прорвана лейкогранитами Стрелковского массива, имеющими U-Pb возраст по циркону 717 ± 9 млн лет [6]. Перекрывающая ее сухохребтинская свита (500–700 м) сложена кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, лавами и туфами базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов.

Рифейская мегапоследовательность Енисейского кряжа представлена преимущественно приплатформенными и перикратонными отложениями. Для западных разрезов кряжа установлено присутствие офиолитов и известково-щелочных вулканитов [22], маркирующих существовавшие здесь, вероятно, задуговый бассейн (конец среднего–начало позднего рифея) [36] и энсиалическую вулканическую дугу или активную континентальную окраину (вторая половина позднего рифея, ~700 млн лет назад) [4, 5, 25]. Центральная часть кряжа отличается преобладанием разнообразных в фациальном отношении карбонатно-терригенных отложений и локальным развитием вулканитов. Последние отсутствуют в восточной зоне кряжа, являвшейся на протяжении всего рифея пассивной окраиной Сибирского кратона. После рубежа 880–870 млн лет назад на территории кряжа был сформирован ряд рифтогенных прогибов [28, 30,

32]. Более ранние из них развиты в Центральном блоке Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской (каитьбинской, глушихинской) серии. Прогибы второй половины позднего рифея сложены субаэральными грубообломочными пестроцветными и морскими терригенно-карбонатными флишоидными отложениями. Осадочное выполнение этих прогибов (чингасанская, вороговская, ослянская и ширококинская серии) имеет в пределах кряжа более широкое распространение. Снос кластики в рифее происходил преимущественно с Сибирского кратона, однако существовали и внутрибассейновые источники обломочного (в том числе вулканогенного) ювенильного базитового материала.

В целом, позднедокембрийская история развития рассматриваемой территории подразделяется на ряд стадий [25, 36, 41, 49]. На инициальной рифтогенной стадии преобладали пологие депрессии с терригенной и карбонатно-терригенной седиментацией. Следующая стадия характеризовалась деструкцией шельфовых зон, интенсивным растяжением коры и, очевидно, формированием рифтогенных пикробазальт-базальтовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, накоплением гемипелагических осадков с прослоями дистальных турбидитов. Конец ее совпадает с интенсивной проградацией в бассейн мелководных шельфовых отложений (погорьское время). Для интервала 1.0–0.86 млрд лет характерно существование латерального ряда обстановок – от карбонатных платформ на востоке к бассейновым на западе; в последних в локальных зонах растяжения, вероятно, существовали вулканические постройки. В дальнейшем (0.86–0.6 млрд лет) формировался складчато-надвиговый ороген с поднятием территории, размывом ранее накопившихся толщ и многократными (0.8, 0.75, 0.7 и 0.65 млрд лет) импульсами рифтогенного и внутриплитного магматизма. Основными типами седиментационных бассейнов на данной стадии являлись рифтогенные и форландовые прогибы [30–33, 45], в которых формировались существенно терригенные отложения рыбинской, верхневороговской, чингасанской и чапской серий.

В терригенно-карбонатных и углеродистых черносланцевых толщах рифея Енисейского кряжа локализованы многочисленные месторождения и проявления Pb, Zn, Mn, Fe, Au и U: Горевское (Pb и Zn), Порожнинское (Mn), Нижне-Ангарское, Исаковское и др. (Fe), Советское, Эльдорадо, Васильевское, Олимпиадинское, Ведугинское и др. (Au), Удереиское, Раздольнинское (Sb), Кедровое, Оле-

ные, Тейское (U) и ряд других. Предполагается, что их формирование связано как со стадией седиментогенеза, так и с последующими лито- и эпигенетическими преобразованиями вмещающих пород [7, 13, 24, 26, 29, 47, 55]. В то же время, данные о региональных кларках и K_k названных и других элементов-примесей в различных литостратиграфических подразделениях рифея Енисейского кряжа, за исключением радиоактивных элементов и Au [16, 22–24, 27], в литературе отсутствуют или фрагментарно освещены на основе приближенно-количественного спектрального анализа.

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИКА

Среди исследованных нами выборок тонкозернистых терригенных образований преобладают кварц-гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые глинистые сланцы и алевроаргиллиты с той или иной долей каолинита и смешанослойных образований. Количество зерен кварца и полевых шпатов алевроитовой размерности не превышает в них, как правило, 5–15 %. В разрезах кординской свиты нижнего рифея Енисейского кряжа исходно глинистые породы представлены преимущественно филлитизированными биотитсодержащими сланцами, а в составе горбиллоксской свиты значительная роль принадлежит зеленым (серицит-хлоритовым) сланцам.

Принятая методика полевых работ и сбора первичного материала включала изучение геологических разрезов, площадное картирование отдельных ключевых объектов, сопровождавшееся массовым геохимическим опробованием. Во всех пробах тонкозернистых терригенных пород, отобранных в Енисейском кряже, гамма-спектрометрическим методом определены Th, K и U (по Ra). Из однородных по радиогеохимическим и петрографическим признакам выборок отбирались пробы для определения в них петрогенных и редких элементов. В данном случае для геохимического изучения выбраны образцы тонкозернистых обломочных образований, состав которых в координатах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [59] соответствует преимущественно глинистым сланцам и в редких случаях ваккам.

Определение содержаний элементов-примесей во всех использованных при проведении данных исследований образцах выполнено в ИГГ УрО РАН (аналитики О.П. Лепихина, О.Ю. Попова и Г.А. Лепихина) методом ICP-MS на базе тандемного масс-спектрометра высокого разрешения HR ICP-MS ELEMENT2. Пределы обнаружения редких, редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/т. Точность анализа составляла в сред-

нем 2–7 отн. %. Подготовка образцов соответствовала методике, описанной в работах [18, 19]. Степень постседиментационных преобразований проанализированных пород соответствует в основном глубинному/позднему катагенезу, а местами – метакатагенезу [1, 38]. Исключения представляют тонкозернистые породы кординской свиты, отвечающие метаморфизму хлорит-биотитовой зоны зеленосланцевой фации. Метаморфизм вышележащих свит сухопитской и тунгусикской серий не выше хлоритовой зоны. Отложения чингасанской, ширококинской, верхневороговской серий по существу не метаморфизованы или изменены в условиях пренит-пумпеллитовой фации [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Предыдущими исследованиями, проведенными в Улканском районе [9, 12], установлено, что для конгломератов и песчаников базальных уровней бириндинской свиты улканской серии Улканского района Учуро-Майского региона характерны близкие к промышленным концентрации Au, Mo и U. Однако в целом терригенным породам бириндинской свиты (главным образом песчаникам различного петрографического состава), по данным В.А. Гурьянова [12], присущи низкие содержания большинства элементов-примесей. Только La имеет $K_k \sim 3.0$. В то же время, к метасоматически измененным породам этого уровня уянской серии в зонах тектонических нарушений и конгломератам базальных горизонтов приурочены проявления Au, U и ряда редких металлов. Породы конкулинской свиты геохимически специализированы на As и Be; но песчаники конкулинской свиты, как и породы бириндинского уровня, имеют достаточно низкие содержания большинства элементов-примесей. Для пород адаргайской свиты свойственны интенсивная специализация на As, выраженная специализация на Ag, Ba, Nb, Mo, Cr и слабая геохимическая специализация на Sc, Zr, Pb, V, Y и Co [9, 12].

Глинистые сланцы гонамской свиты умеренно специализированы на As и Co, а также слабо специализированы на La, Ba, Be, V, Cr и Y [9]. Залегающие выше отложения омахтинской свиты интенсивно геохимически специализированы на Co и La. Кларки концентрации Ba, Mn, Mo и Cu варьируют в них от 2.50 до 5.00, а для Ga, Sc, Ag, Yb, V и Cr находятся в пределах 1.50–2.50. Породы эннинского уровня интенсивно специализированы на Mo, выраженно специализированы на La, а K_k As, Co, Yb и Zn варьируют от 1.50 до 2.50 [9].

Подавляющее большинство характерных для Улканского района месторождений и проявлений U, V, Au, Pb, Mo, Ba и ряда других элементов-примесей

эпигенетичны по отношению к вмещающим породам [8–12]. Предполагается, что источником рудных концентраций в них могли быть повышенные против кларка, в значительной степени сингенетичные содержания редких элементов в осадочных породах. Свойственные же не измененным при более поздних активизационных эпигенетических процессах осадочным образованиям нижнерифейского и более высоких стратиграфических уровней рифея Учуро-Майского региона содержания названных и других элементов-примесей до настоящего времени, по сути дела, остаются неизвестными.

Выполненное нами нормирование содержаний элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических подразделений рифея *Учуро-Майского региона* на их содержания в верхней континентальной коре (УСС) (по [64]) позволило наметить следующие присущие им особенности.

Глинистые сланцы трехгорной свиты, исходя из медианных значений K_k , характеризуются околосларковым распределением подавляющего большинства элементов-примесей (табл. 1). Однако они интенсивно специализированы на бор ($K_{k \text{ медиана}} = 8.76$), умеренно специализированы на Li ($K_{k \text{ медиана}} = 3.43$) и слабо специализированы на Rb ($K_{k \text{ медиана}} = 1.95$) и Cr ($K_k = 1.64$). Если же рассматривать максимальные значения K_k , то у подавляющей части элементов их значения не превосходят 2.50 (рис. 3а); исключение составляют Li, В и Rb ($K_{k \text{ max}}$ соответственно, 5.57, 21.63 и 3.59).

Мы попытались, основываясь на величине отношения $K_{k \text{ max}}/K_{k \text{ min}}$, оценить также степень неравномерности (Н) распределения K_k в имеющихся у нас выборках. В результате оказалось, что для тонкозернистых терригенных пород трехгорной свиты величина параметра Н составляет выше 5 для В, Мо, Ва, Sm, Tb, Dy и Th и варьирует в интервале $3 < Н < 5$ для Cu, Rb, Sr, Y, La, Ce, Eu, Gd, Ho, Er, Pb и U.

Для тонкозернистых пород димской свиты значения $K_{k \text{ медиана}}$ для Ga, Bi, Li и В составляют, соответственно, 1.97, 2.46, 5.76 и 10.72; для остальных элементов значения $K_{k \text{ медиана}}$ не превышают 1.50. Список же элементов, для которых максимальные величины $K_k > 1.50$, существенно шире – Sc, V, Cr, Ni, Cu, Rb, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и Bi (рис. 3б). Величина Н для Cu, Мо, Ва, Eu и Bi превышает 5, а для В, Sr, Y, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Pb и Th она варьирует от 3 до 5.

Геохимический облик тонкозернистых обломочных пород талынского уровня несколько иной, нежели свойственно аналогичным по гранулометрическому составу породам трехгорной и димской свит. Во-

первых, максимальные содержания большинства редкоземельных элементов (РЗЭ) во многих образцах здесь достигают величины $1.50 \times \text{УСС}$, а в отдельных из них превышают 2.50 (рис. 3в). Для Gd медианная величина K_k составляет 1.51. Во-вторых, содержания Bi имеют существенно больший, чем на трехгорном и димском уровнях, разброс, причем максимальная концентрация данного элемента в одном из восьми образцов равна $5.82 \times \text{УСС}$. В-третьих, медианное значение K_k для Zn составляет в глинистых сланцах данного уровня 3.95 (умеренная геохимическая специализация), тогда как для тонкозернистых терригенных пород учурской серии и минимальные, и максимальные концентрации этого элемента, по нашим данным, ниже, чем в УСС. Таким образом, тонкозернистые терригенные образования талынской свиты Учуро-Майского региона слабо геохимически специализированы на Cr, Rb, Nb, Gd и Bi, умеренно специализированы на Li и Zn и интенсивно специализированы на В. Такие элементы, как В, Sc, Cu, Zn, Rb, Y, Мо, Ва, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb, Bi и Th, обладают значительной неравномерностью распределения величин K_k ($Н > 5$). Несколько меньше параметр Н для Co, Zr, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Hf и U. Различие максимальных и минимальных значений K_k для остальных элементов составляет менее 3.

Тонкозернистые обломочные породы светлинской свиты по медианным значениям K_k могут рассматриваться как геохимически выражено специализированные только на Li и Zn (соответственно, 3.68 и 4.88), для остальных компонентов величины $K_{k \text{ медиана}}$ не превышают 1.50. От описанных выше литостратиграфических подразделений рифея Учуро-Майского региона они отличаются также сравнительно небольшими содержаниями всех РЗЭ (из них только в одном из пяти проанализированных нами образцов величина $K_{k \text{ max}}$ для Ce составляет 2.08) (рис. 4а). Напротив, Cr, Co и Ni присутствуют здесь в несколько больших концентрациях, что в определенной мере сближает светлинский уровень с талынским. В трех из пяти исследованных нами образцов K_k Zn составляет от 4.73 до 4.88, тогда как в двух других несколько превышает 5.00. Медианное значение K_k для Zn составляет 4.88. Это также подчеркивает сходство тонкозернистых обломочных пород светлинской и талынской свит. Значительной неравномерностью распределения параметра Н характеризуются Cu, Sr и Мо. Для Li и Cs значения Н составляют, соответственно, 3.94 и 3.04, тогда как для остальных компонентов величина Н не превышает 3. Минимальной неравномерностью распределения значений $K_{k \text{ max}}/K_{k \text{ min}}$ среди элементов с $K_k < 1.50$ обладает

Таблица 1. Медианные значения K_k и содержаний (г/т) элементов-примесей в тонкозернистых алюмосилико-кластических породах рифея Учуро-Майского региона.

Элемент	Свита					
	Трехгорная	Димская	Тальнская	Светлинская	Неруенская	Усть-кирбинская
Li	3.43 (72.04)	5.76 (121.02)	3.48 (73.09)	3.68 (77.25)	1.69 (35.40)	2.25 (47.33)
B	8.76 (148.95)	10.72 (182.17)	8.36 (142.16)	–	–	–
Sc	0.85 (12.12)	1.29 (18.03)	1.02 (14.34)	0.74 (10.32)	1.20 (16.78)	1.43 (20.01)
V	0.99 (118.61)	1.47 (142.72)	1.18 (114.20)	0.84 (81.67)	1.41 (136.37)	1.36 (132.03)
Cr	1.64 (137.31)	1.14 (104.64)	1.59 (146.73)	1.44 (132.50)	1.33 (122.23)	1.05 (96.91)
Co	0.27 (5.34)	0.81 (14.01)	1.01 (17.52)	1.03 (17.86)	0.77 (13.41)	1.13 (19.48)
Ni	1.29 (63.51)	0.88 (41.24)	1.17 (55.17)	1.27 (59.47)	0.81 (37.92)	1.14 (53.36)
Cu	0.64 (12.78)	0.45 (12.52)	0.68 (19.09)	0.81 (22.75)	0.39 (19.60)	0.92 (25.69)
Zn	0.71 (48.12)	0.69 (46.33)	3.95 (264.85)	4.88 (327.30)	0.75 (58.72)	1.35 (90.66)
Ga	1.34 (25.44)	1.97 (34.48)	1.38 (24.15)	1.15 (20.07)	1.83 (31.99)	1.56 (27.24)
Rb	1.83 (163.89)	1.50 (126.26)	1.71 (143.46)	1.23 (103.38)	0.87 (72.74)	1.71 (143.23)
Sr	0.14 (37.27)	0.14 (45.32)	0.07 (22.86)	0.05 (17.45)	0.13 (41.74)	0.09 (28.88)
Y	0.79 (16.70)	0.76 (16.00)	1.32 (27.77)	0.78 (16.28)	1.24 (26.09)	1.83 (38.49)
Zr	0.80 (156.43)	0.85 (164.64)	1.35 (260.61)	0.82 (158.59)	1.50 (289.03)	1.13 (217.36)
Nb	1.37 (17.15)	1.28 (15.36)	1.62 (19.43)	1.12 (13.41)	2.23 (26.73)	1.73 (20.80)
Mo	0.30 (0.30)	0.26 (0.29)	0.15 (0.17)	0.15 (0.69)	0.18 (0.67)	0.15 (0.40)
Cs	0.78 (4.05)	1.39 (6.79)	1.35 (6.64)	1.12 (5.49)	1.45 (7.12)	1.25 (6.11)
Ba	1.05 (664.83)	1.10 (684.69)	1.35 (845.31)	0.41 (253.54)	0.51 (318.23)	0.92 (574.73)
La	1.01 (38.70)	1.30 (40.40)	1.30 (40.32)	0.92 (28.43)	1.28 (39.74)	1.10 (34.01)
Ce	1.24 (63.91)	1.21 (76.21)	1.48 (93.53)	1.01 (63.86)	1.46 (92.02)	1.27 (80.20)
Pr	1.08 (6.57)	1.22 (8.65)	1.42 (10.08)	0.92 (6.51)	1.24 (8.82)	1.24 (8.80)
Nd	1.04 (23.58)	1.29 (34.71)	1.44 (38.88)	0.90 (24.18)	1.15 (31.06)	1.25 (33.77)
Sm	1.05 (3.94)	1.14 (5.38)	1.47 (6.93)	0.88 (4.12)	1.07 (5.04)	1.40 (6.57)
Eu	0.96 (0.73)	1.10 (1.10)	1.40 (1.40)	0.60 (0.60)	0.83 (0.83)	1.20 (1.20)
Gd	1.08 (3.21)	1.15 (4.62)	1.51 (6.03)	0.78 (3.12)	1.00 (4.02)	1.55 (6.19)
Tb	0.79 (0.39)	0.87 (0.61)	1.20 (0.84)	0.63 (0.44)	0.88 (0.61)	1.43 (1.00)
Dy	0.77 (2.11)	0.78 (3.05)	1.25 (4.87)	0.74 (2.89)	1.02 (3.99)	1.55 (6.04)
Ho	0.75 (0.63)	0.69 (0.58)	1.28 (1.06)	0.79 (0.65)	1.18 (0.98)	1.56 (1.30)
Er	0.70 (1.65)	0.77 (1.76)	1.27 (2.92)	0.81 (1.87)	1.27 (2.93)	1.65 (3.79)
Tm	0.79 (0.25)	0.89 (0.27)	1.42 (0.42)	0.94 (0.28)	1.60 (0.48)	1.97 (0.59)
Yb	0.76 (1.58)	0.85 (1.70)	1.40 (2.81)	0.95 (1.91)	1.66 (3.32)	1.95 (3.90)
Lu	0.73 (0.23)	0.94 (0.29)	1.40 (0.44)	0.93 (0.29)	1.66 (0.51)	1.89 (0.59)
Hf	0.81 (4.36)	0.77 (4.07)	1.33 (7.03)	0.82 (4.33)	1.52 (8.06)	1.13 (5.99)
Pb	0.92 (16.97)	0.30 (5.05)	0.19 (3.27)	0.87 (19.29)	0.26 (4.37)	0.37 (6.32)
Bi	1.01 (0.17)	2.46 (0.39)	2.07 (0.33)	1.17 (0.19)	1.53 (0.24)	0.84 (0.13)
Th	0.79 (10.45)	1.12 (11.78)	1.10 (11.58)	0.71 (7.46)	1.60 (16.75)	1.42 (14.87)
U	0.78 (2.29)	0.70 (1.90)	0.70 (1.89)	0.60 (1.63)	0.80 (2.15)	1.00 (2.70)
n	4	9	8	5	9	8

Примечание. В скобках приведены медианные содержания элементов-примесей. Прочерк – нет данных. Белый фон – $K_k < 1.5$, светло-серый – $1.5 < K_k < 2.5$, темно-серый – $2.5 < K_k < 5$, черный – $K_k > 5$. n – количество проанализированных образцов.

Th, однако и максимальная величина K_k для данного элемента составляет 0.83.

Для глинистых сланцев и аргиллитов неруенской свиты, так же как и для пород димского уровня, медианная величина K_k Ga несколько превышает 1.50. Это же свойственно Li, Nb, Tm, Yb, Lu, Hf, Bi и Th (рис. 46). Максимальное значение K_k (~4.8) характерно для Bi. Распределение содержаний Bi в имеющейся в нашем распоряжении выборке из 9 образцов весьма неравномерное. Так, в трех из них величина K_k больше 3.00, в двух других она составляет 1.53 и

1.60. Еще три образца характеризуются значениями K_k от 0.61 до 0.99, а один – 0.27. Таким образом, величина N для Bi составляет 17.9. Максимальные же значения K_k превышают 1.50 для 31 из 35 элементов, определения содержаний которых мы располагаем для тонкозернистых пород неруенского уровня (табл. 1). Почти так же неравномерно, как Bi, распределены Li, Co, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Mo, Ba, PЗЭ, Pb и Th. Обращает на себя внимание заметное превышение кларковых значений для тяжелых PЗЭ в ряде образцов. Так, максимальные значения K_k для Dy, Ho,

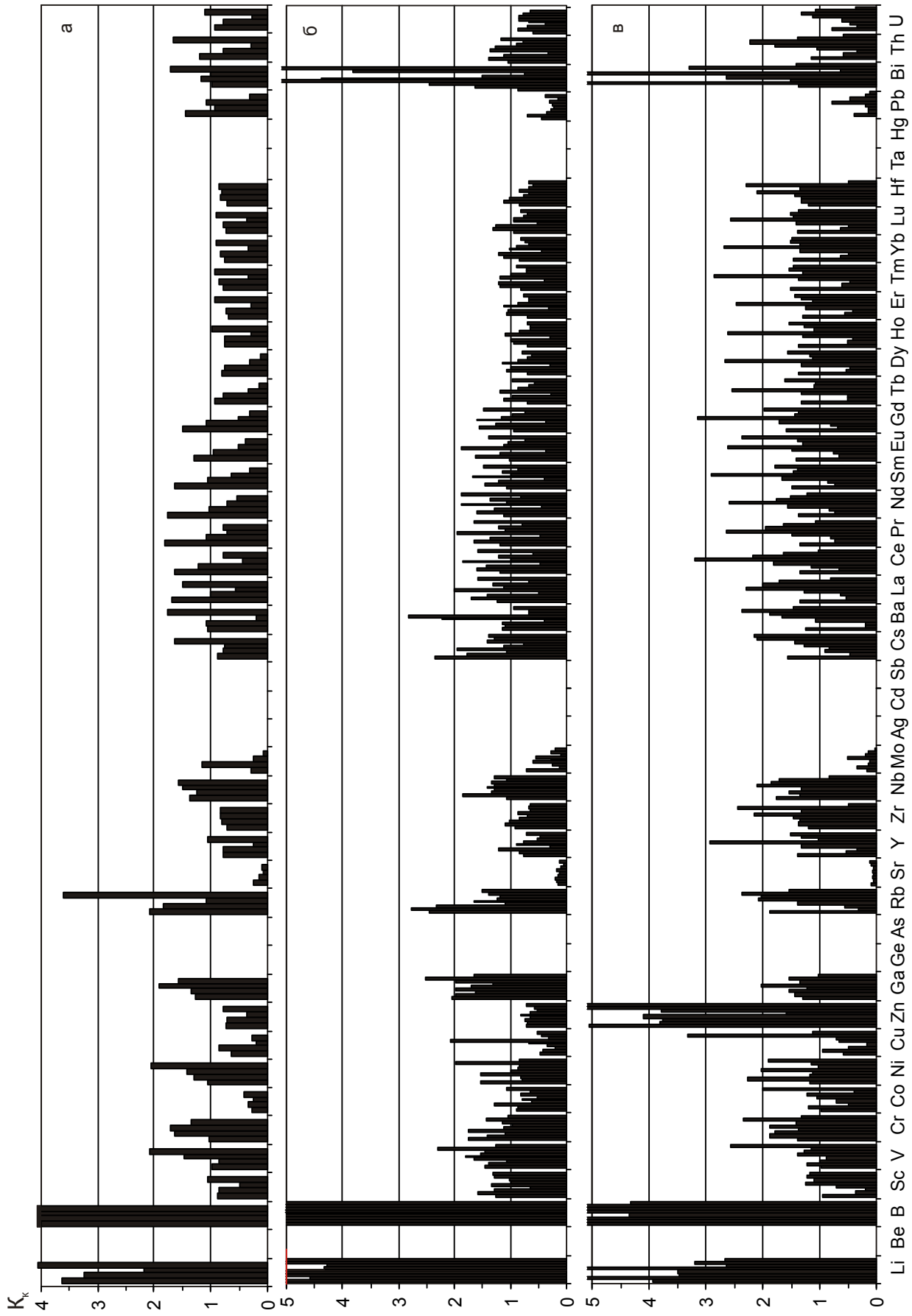


Рис. 3. Кларки концентрации элементов-примесей в частных пробах глинистых сланцев трехгорной (а), димской (б) и талынской (в) свит рифея Учуро-Майского региона (каждый столбик в ячейке элемента отвечает одному проанализированному образцу).

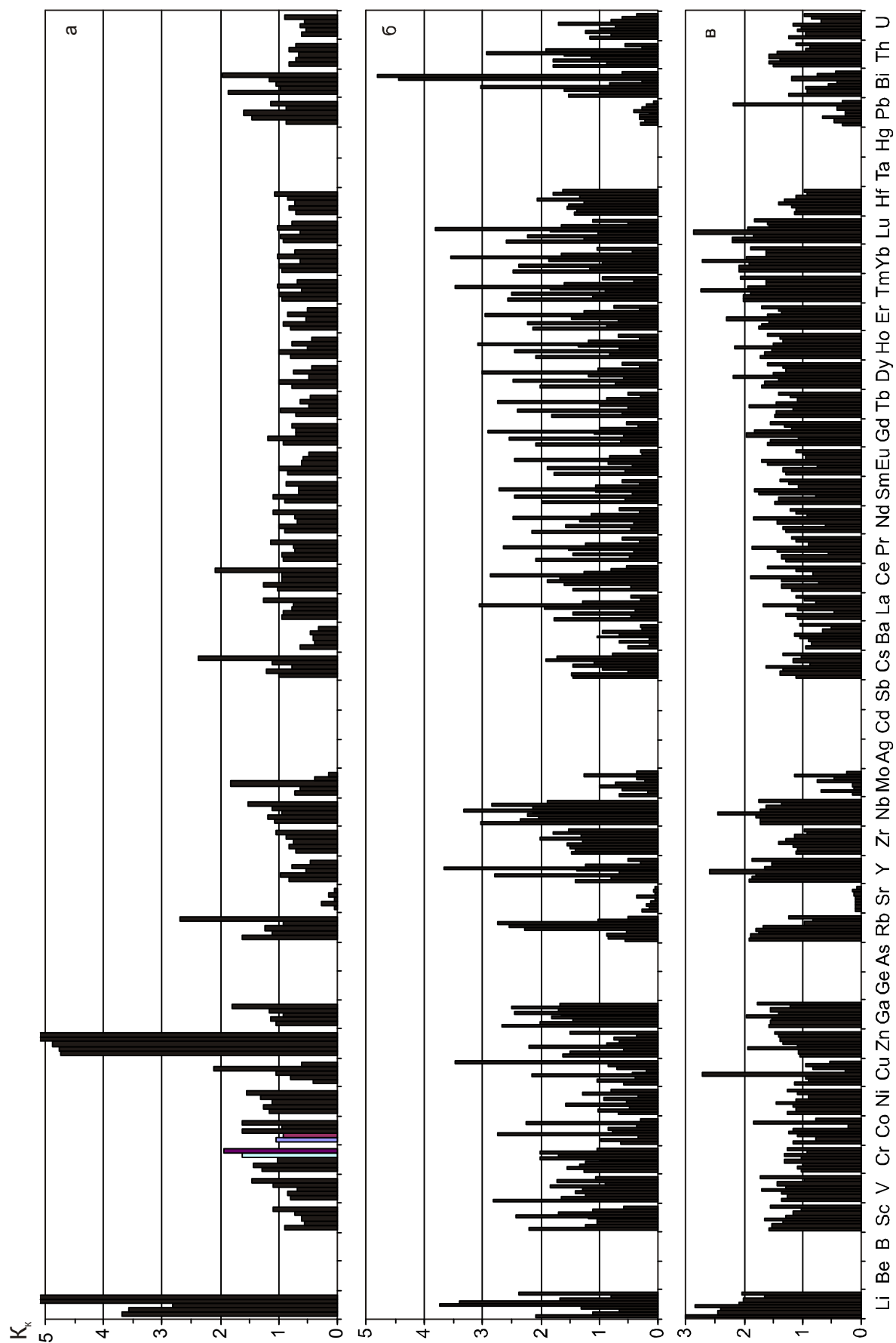


Рис. 4. Кларки концентрации элементов-примесей в частных пробах тонкозернистых терригенных пород светлинской (а), неруенской (б) и усть-кирбинской (в) свит рифея Учуро-Майского региона.

Tm, Yb и Lu превышают 3.00. Медианные значения K_k для Tm, Yb и Lu составляют, соответственно, 1.60, 1.66 и 1.66, что позволяет считать тонкозернистые терригенные породы нуруенской свиты слабо геохимически специализированными на названные элементы. Возможное объяснение этого – присутствие в породах циркона – основного концентратора ТРЗЭ. В отличие от тонкозернистых терригенных пород светлинской свиты медианное значение K_k для Th в глинистых сланцах и алевроаргиллитах нуруенской свиты составляет 1.60, а максимальное достигает почти 3.0 ($H = 10.5$). В то же время, медианная величина K_k для U, так же как и для всех рассмотренных выше литостратиграфических единиц гипостратотипа рифея, здесь меньше 1, а $H_U = 4.68$. Сопоставимые с характерными для димского и талынского уровней весьма низкие величины K_k (минимум – 0.07, максимум – $0.41 \times UCC$) присущи Pb, тогда как тонкозернистые обломочные породы трехгорной и светлинской свит имеют субкларковые медианные его содержания.

Тонкозернистые терригенные образования усть-кирбинской свиты характеризуются в подавляющем большинстве случаев субкларковыми содержаниями элементов-примесей (рис. 4в). Максимальная медианная величина K_k (2.25) характерна для Li. В четырех из восьми проанализированных образцов величина K_k для Sc составляет немногим более 1.50, в остальных она варьирует от 1.01 до 1.34. Кларк концентрации Ga в шести из восьми образцов выше 1.50. Пять из восьми образцов глинистых сланцев и аргиллитов усть-кирбинской свиты обладают слабой геохимической специализацией на Rb. Аналогичная специализация на Y, Tm, Yb и Lu свойственна семи образцам из восьми. Величины K_k для Sr и Mo составляют менее 0.20, соответственно, во всех восьми и в шести из восьми образцов. Столь же низкие значения K_k характерны для указанных элементов в подавляющем большинстве рассмотренных выше литостратиграфических подразделений рифея Учуро-Майского региона. Медианное значение K_k для Th равно 1.42. Этот же параметр для U составляет 1.00 (минимум 0.67, максимум 1.23). Таким образом, тонкозернистые терригенные породы усть-кирбинского уровня Учуро-Майского региона слабо геохимически специализированы на Li, Ga, Rb, Y, Nb, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu.

Рассмотрение общих особенностей изменения значений K_k в тонкозернистых терригенных породах гипостратотипа рифея (табл. 1) показывает, что для подавляющего числа элементов-примесей какие-либо существенные вариации K_k снизу вверх по раз-

резу не характерны. Исключение составляют Zn (максимальные величины K_k медиана характерны для талынского и светлинского уровней), Y, Zr, Nb, Th (величины K_k медиана растут вверх по разрезу). Что касается геохимической специализации тонкозернистых терригенных образований различных уровней гипостратотипа рифея, то, по нашим данным, умеренной и интенсивной специализацией на Li и В обладают породы трехгорной, димской и талынской свит. Для последней характерна также выраженная геохимическая специализация на Zn. Породы светлинской свиты умеренно геохимически специализированы на Li и Zn, тогда как для глинистых сланцев и аргиллитов нуруенской и усть-кирбинской свит умеренная и интенсивная специализация на какие-либо элементы-примеси из широкого спектра не характерны. Следует отметить некоторое увеличение концентраций ТРЗЭ в нуруенской и усть-кирбинской свитах, при общей тенденции обеднения тяжелыми лантаноидами глинистых отложений всех остальных свит Учуро-Майского региона. Это указывает на увеличение доли пород базитового состава в общем балансе породных комплексов питающей провинции.

Метапелиты кординской свиты *Енисейского края* – базального подразделения сухопитской серии, – исходя из присущих им медианных значений K_k , обладают слабой геохимической специализацией на Li, Ge, Rb, Nb, Cd, Ta, Hg и Th (табл. 2, рис. 5). Для В медианная величина K_k составляет 4.36, а для Cu – 3.27. Распределение минимальных и максимальных содержаний Li, V, Co, Cu, As, Sr, Mo, Sb, Cs, Ba, Hg, Pb и Bi в тонкозернистых породах рассматриваемого уровня весьма неравномерное ($H > 5$). Так величина H для Li, As, Hg составляет, соответственно, 11.6, 35 и 28. Максимальные значения K_k РЗЭ не превосходят 2.50. Все входящие в данную группу элементы имеют околоскларковые содержания. Семь из двенадцати образцов метапелитов рассматриваемого уровня имеют слабую специализацию на Th ($1.63 < K_k < 1.86$), в остальных величина K_k составляет от 0.70 до 1.36 ($H_{Th} = 2.64$). Низкими медианными величинами K_k характеризуются Co, Ni, Sr и Mo.

Выраженная геохимическая специализация на В сохраняется и в тонкозернистых породах потоскуйской свиты – базального подразделения тунгусикской серии (рис. 5). Кроме того, медианные значения K_k превышают 2.50 здесь для V, Sb, Hg и Bi, а для Hg K_k составляет более 5. Для Li, Be, Ga, Ge, Rb, Y, Nb, Cd, In, Ce, Sm, Gd, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta и Th медианные значения K_k варьируют в пределах 1.5–2.5, что позволяет рассматривать глинистые сланцы и аргиллиты потоскуйской свиты как слабо геохимически специа-

Таблица 2. Медианные значения K_k и содержаний (г/т) элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах базальных свит седиментационных серий рифея Енисейского кряжа.

Элемент	Свита		
	Кординская	Потоскуйская	Лопатинская
Li	2.47 (51.49)	2.36 (72.78)	4.20 (101.64)
Be	1.43 (3.66)	1.68 (3.54)	1.78 (3.74)
B	4.36 (67.57)	10.66 (181.29)	8.09 (137.50)
Sc	1.07 (15.06)	1.29 (18.02)	1.08 (15.08)
V	0.93 (90.07)	2.68 (260.33)	2.54 (246.45)
Cr	1.15 (112.00)	1.48 (136.07)	1.51 (138.96)
Co	0.68 (12.90)	0.59 (10.21)	0.93 (16.13)
Ni	0.48 (20.91)	0.61 (28.80)	1.30 (60.88)
Cu	3.27 (17.46)	0.96 (26.94)	1.80 (97.88)
Zn	1.19 (69.47)	1.06 (71.13)	0.73 (20.67)
Ga	1.41 (25.20)	1.68 (29.41)	1.64 (28.71)
Ge	1.89 (0.27)	1.50 (0.21)	1.30 (0.18)
As	1.01 (1.79)	–	2.50 (12.01)
Rb	1.54 (131.00)	1.53 (128.66)	1.70 (143.19)
Sr	0.46 (73.62)	0.14 (43.30)	0.45 (143.93)
Y	1.23 (27.72)	1.69 (35.51)	1.75 (36.81)
Zr	0.90 (185.73)	1.31 (251.98)	1.35 (260.23)
Nb	1.78 (21.35)	1.95 (23.37)	2.50 (30.02)
Mo	0.25 (0.26)	0.43 (0.47)	0.13 (0.15)
Ag	0.96 (0.29)	0.78 (0.41)	0.62 (0.33)
Cd	1.69 (0.15)	1.84 (0.17)	2.50 (0.23)
Sb	0.61 (0.18)	2.88 (1.15)	1.53 (0.61)
Cs	1.00 (4.94)	1.00 (4.92)	6.69 (32.76)
Ba	0.96 (643.00)	0.45 (280.57)	0.60 (374.17)
La	0.91 (27.95)	1.29 (40.11)	1.34 (41.48)
Ce	1.04 (63.79)	1.79 (112.65)	1.60 (100.64)
Pr	1.05 (7.18)	1.37 (9.74)	1.40 (9.95)
Nd	1.07 (29.20)	1.36 (36.60)	1.38 (37.38)
Sm	1.17 (5.93)	1.47 (6.93)	1.52 (7.14)
Eu	1.23 (1.28)	1.28 (1.28)	1.24 (1.24)
Gd	1.29 (5.55)	1.53 (6.10)	1.63 (6.51)
Tb	1.20 (0.85)	1.31 (0.92)	1.32 (0.92)
Dy	1.20 (4.81)	1.49 (5.82)	1.44 (5.63)
Ho	1.16 (1.00)	1.55 (1.28)	1.52 (1.26)
Er	1.16 (2.74)	1.57 (3.61)	1.53 (3.52)
Tm	1.34 (0.41)	1.87 (0.56)	1.80 (0.54)
Yb	1.37 (2.75)	1.88 (3.76)	1.70 (3.40)
Lu	1.31 (0.41)	1.76 (0.54)	1.66 (0.51)
Hf	0.92 (5.09)	1.29 (6.86)	1.33 (7.07)
Ta	1.60 (1.47)	1.72 (1.55)	2.19 (1.97)
Hg	1.95 (0.07)	33.60 (1.68)	14.60 (0.73)
Pb	0.88 (14.69)	0.72 (12.20)	0.83 (14.05)
Bi	1.32 (0.21)	2.64 (0.42)	1.56 (0.25)
Th	1.63 (17.13)	1.83 (19.18)	1.09 (11.47)
U	1.22 (3.28)	1.49 (4.01)	1.33 (3.59)
n	12	4	5

Примечание. В скобках приведены медианные значения содержаний того или иного элемента. Прочерк – нет данных. Белый фон – $K_k < 1.5$, светло-серый – $1.5 < K_k < 2.5$, темно-серый – $2.5 < K_k < 5$, черный – $K_k > 5$. n – число проанализированных образцов.

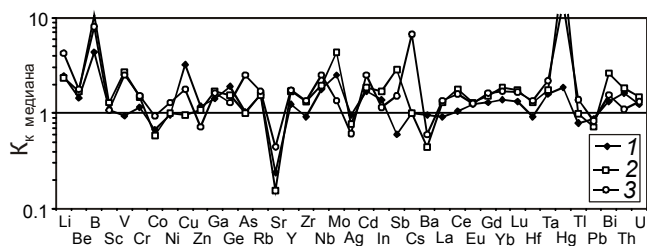


Рис. 5. Вариации медианных значений K_k элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах базальных свит ряда крупных седиментационных серий рифея Енисейского кряжа.

Свиты: 1 – кординская, 2 – потоскуйская, 3 – лопатинская.

лизованные на указанные элементы. Неравномерность распределения K_k для различных элементов примерно сопоставима с той, что наблюдается в сходных по гранулометрическому составу породах кординской свиты. Так, для Li, Co, Ni, Zn, Y, Mo, Ba и Hg значения параметра H составляют более 5. Для Cu, Rb, Sr, Cs, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu и Pb величина H варьирует от 3 до 5, тогда как для других элементов она составляет менее 3.

Тонкозернистые обломочные образования лопатинской свиты, так же как и породы двух других, рассмотренных выше свит, залегающих в основании крупных седиментационных серий рифея Енисейского кряжа, имеют во многих проанализированных нами образцах существенно повышенные относительно UCC содержания Hg ($K_{k \text{ медиана}} = 14.6$), Li ($K_{k \text{ медиана}} = 4.2$), B ($K_{k \text{ медиана}} = 8.09$), Cs ($K_{k \text{ медиана}} = 6.69$) (табл. 2, рис. 5). Кроме того, для данного уровня в четырех образцах из пяти величина K_k для V выше 1.5 (медианное значение K_k – 2.54), для Cu в четырех образцах выше 1.5, а в одном – выше 5. Таким образом, тонкозернистые терригенные породы лопатинской свиты слабо геохимически специализированы в отношении Cu ($K_{k \text{ медиана}} = 1.8$). Более высокие в целом содержания, чем для пород кординского и потоскуйского уровней, свойственны здесь также As, Rb, Y, Nb, Cd и Cs. Три из пяти образцов данного уровня слабо геохимически специализированы в отношении Th и U. Медианные значения K_k для Be, Cr, Ga, As, Rb, Y, Nb, Cd, Sb, Ce, Sm, Gd, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta и Bi варьируют от 1.51 до 2.5. Наиболее неравномерно ($H > 5$) в имеющейся у нас выборке распределены K_k Cu, Sr, Mo, In, Sb, Cs и Hg. Для Li, Be, V, Zn, Rb, Ba, La, Pr, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta и Bi значения H изменяются от 3.05 до 4.13.

Снизу вверх по разрезу рифея Енисейского кряжа в целом значения K_k в тонкозернистых породах для ряда элементов (Li, B, V, As, Ni, Cr, Cs, Nb,

Ga, Zr, Hf, Cd, Sb, Ta, Tl, Hg и др.) растут, а для других (Be, Co, Rb, In, значительная часть РЗЭ и Pb) остаются более или менее постоянными (табл. 2). Медианные величины K_k Zn, Mo и Ba вверх по разрезу постепенно или резко снижаются. Два верхних базальных уровня в сравнении с нижним – кординским – заметно обогащены ТРЗЭ. Для ряда элементов (Sc, V, In, Sb, Hg, Bi, Th, U) максимальные значения K_k медиана характерны для потоскуйского уровня.

Сопоставляя геохимическую специализацию базальных свит различных седиментационных серий рифея Енисейского кряжа, можно видеть, что метапелиты и глинистые сланцы кординской свиты слабо специализированы на Li, Ge, Rb, Nb, Cd, Ta, Hg и Th, имеют выраженную специализацию на В и Cu. Аналогичные по гранулометрическому составу породы потоскуйской свиты выражено специализированы на V, Sb и Bi и интенсивно специализированы на В и Hg. Для глинистых сланцев и аргиллитов лопатинской свиты присуща умеренная специализация на Li, интенсивная на В, Hg и Cs и слабая на весьма широкий спектр элементов – Be, U, Cr, Cu, Ga, As, Rb, Y, Nb, Cd, Sb, Ce, Sm, Gd, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta и Bi.

Учитывая, что с востока на запад для Енисейского кряжа характерна выраженная субмеридиональная зональность, мы проанализировали геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород кординской свиты отдельно для восточной (приплатформенной) и центральной зон. Медианные значения K_k для кординских метапелитов обеих зон приведены в табл. 3.

Сопоставление медианных значений K_k показывает, что метапелиты кординской свиты в центральной части Енисейского кряжа характеризуются заметно повышенными по сравнению с восточной зоной содержаниями Li, Be, Sc, V, Cr, Zn, Ga, As, Y, Zr, Nb, In, Hf, Ta, Hg, Bi и Th, будучи в той или иной мере обеднены Cu, Ge, Sr и Ag (рис. 6а). В метапелитах центральной зоны также несколько повышены содержания РЗЭ. Следует отметить и различия в распределении Eu в тонкозернистых терригенных породах этих двух зон. Так, для Центральной зоны типична отрицательная относительно UCC Eu аномалия, а для восточной – положительная (рис. 6б). Исходя из K_k медиана для Th, можно видеть, что породы кординской свиты центральной зоны слабо геохимически специализированы в отношении данного элемента; в метапелитах восточной зоны медианная величина K_k для Th составляет 0.92. В целом для метапелитов кординской свиты восточной зоны Енисейского кряжа характерна слабая геохимическая специ-

Таблица 3. Медианные значения K_k и содержания (г/т) элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах кординской свиты сухопитской серии рифея различных зон Енисейского кряжа.

Элемент	Центральная зона	Восточная зона
Li	2.70 (60.04)	2.16 (37.00)
Be	1.82 (3.82)	0.77 (1.61)
Sc	1.19 (16.68)	0.81 (11.37)
V	1.32 (128.46)	0.69 (67.19)
Cr	1.28 (117.66)	0.86 (78.71)
Co	0.91 (15.78)	0.38 (6.65)
Ni	0.81 (38.00)	0.96 (45.00)
Cu	0.64 (20.59)	0.57 (16.00)
Zn	1.61 (108.10)	0.80 (54.00)
Ga	1.50 (26.27)	0.99 (17.26)
Ge	1.50 (1.98)	2.28 (3.68)
As	1.45 (8.02)	1.37 (6.60)
Rb	1.74 (146.32)	1.51 (126.79)
Sr	0.42 (131.62)	0.23 (74.00)
Y	1.66 (32.60)	1.07 (21.94)
Zr	1.24 (239.98)	0.68 (139.82)
Nb	1.95 (23.44)	1.33 (15.96)
Mo	0.26 (0.29)	0.20 (0.26)
Cd	1.69 (0.17)	1.55 (0.14)
Sb	0.88 (0.35)	0.45 (0.18)
Cs	1.03 (4.94)	0.98 (4.82)
Ba	1.08 (672.55)	0.89 (555.30)
La	1.53 (47.36)	0.89 (27.51)
Ce	1.53 (96.62)	0.84 (52.75)
Pr	1.56 (11.78)	0.94 (6.68)
Nd	1.62 (43.80)	0.80 (21.65)
Sm	1.68 (7.88)	0.88 (4.14)
Eu	1.41 (1.41)	1.17 (1.17)
Gd	1.69 (6.75)	0.87 (3.49)
Tb	1.39 (0.97)	0.82 (0.58)
Dy	1.53 (5.95)	0.89 (3.47)
Ho	1.49 (1.24)	0.85 (0.70)
Er	1.44 (3.31)	0.87 (2.00)
Tm	1.65 (0.49)	0.99 (0.30)
Yb	1.65 (3.31)	0.96 (1.92)
Lu	1.57 (0.49)	1.09 (0.34)
Hf	1.23 (6.52)	0.63 (3.36)
Ta	1.74 (1.57)	1.41 (1.27)
Hg	2.50 (0.17)	1.90 (0.07)
Pb	0.89 (15.16)	0.86 (14.69)
Bi	1.54 (0.25)	1.12 (0.18)
Th	1.78 (18.65)	0.92 (9.69)
U	1.16 (3.13)	1.25 (3.36)
n	7	5

Примечание. В скобках – медианные содержания того или иного элемента. Белый фон – $K_k < 1.5$, светло-серый – $1.5 < K_k < 2.5$, темно-серый – $2.5 < K_k < 5$. n – количество проанализированных образцов.

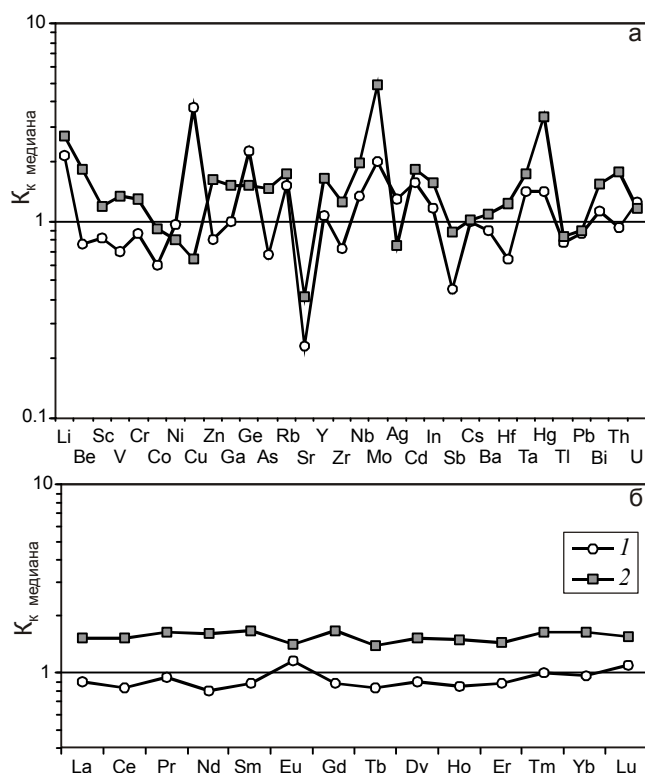


Рис. 6. Вариации медианных значений K_k элементов-примесей (а) и редкоземельных элементов (б) в метапелитах кординской свиты восточной (1) и центральной (2) зон Енисейского кряжа.

лизация на Rb, Ge и Cd и выраженная специализация на Cu. Для Li и As значения параметра H составляют более 5, для Co, Ni, Ga, Sb, Ba и Pb варьируют между 3.03 и 4.45, тогда как для других элементов неравномерность распределения K_k в имеющейся у нас выборке относительно невелика. Тонкозернистые терригенные образования кординской свиты центральной зоны Енисейского кряжа характеризуются слабой геохимической специализацией на значительно более широкий ряд элементов (Be, V, Zn, Ga, Rb, Y, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Tm, Yb, Lu, Ta, Hg, Bi и Th); в отношении Li они имеют выраженную специализацию (табл. 3). Для Sb, Cs, Pb и Bi характерна значительная неравномерность в распределении величин K_k внутри выборки.

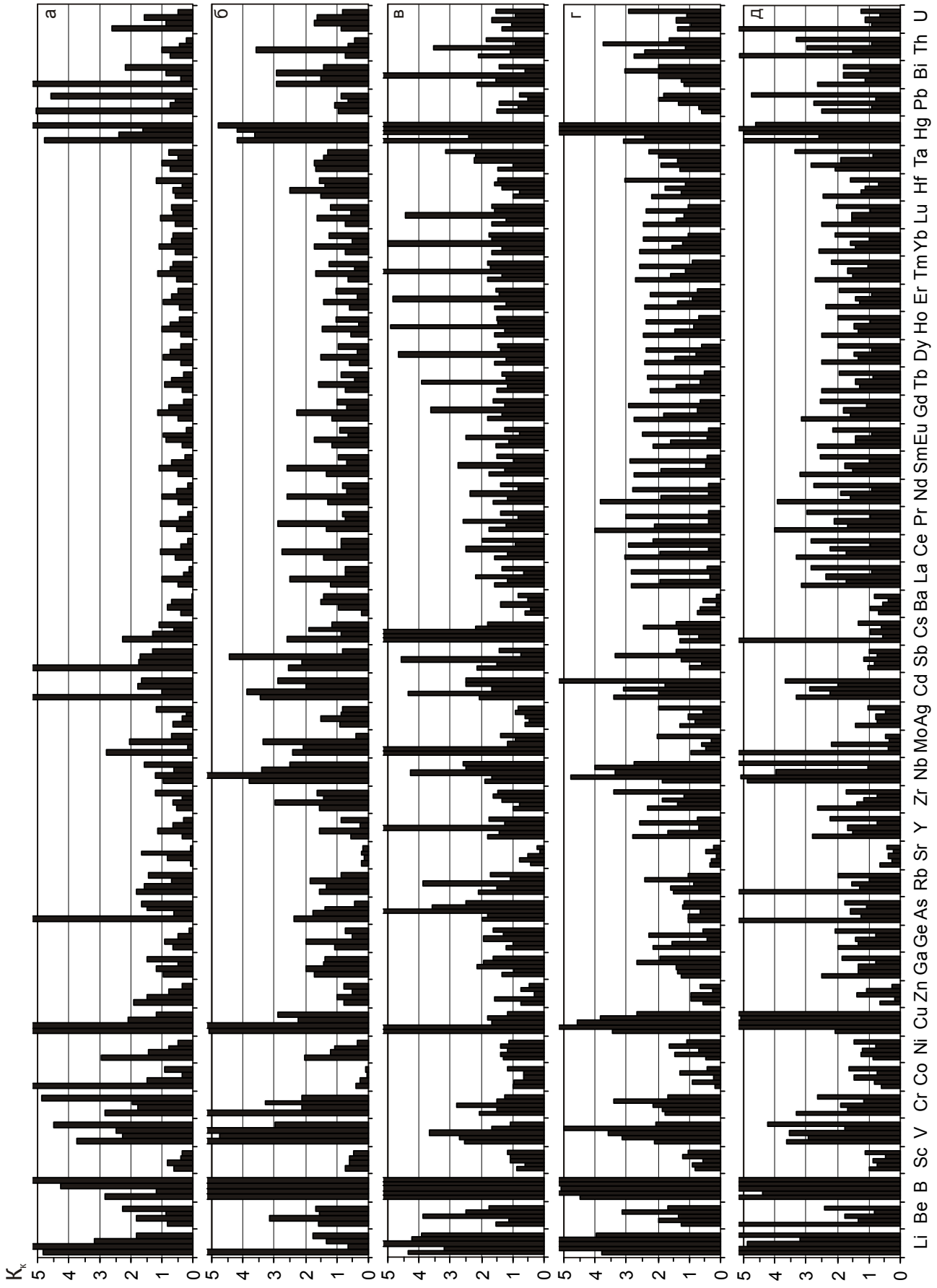
Для центральной зоны Енисейского кряжа существует также возможность сопоставить величины K_k широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах различных литостратиграфических подразделений верхней части верхнего рифея его южных (горевская и сухохребтинская свиты) и северных (лопатинская, карьерная и чивидинская свиты) районов.

Так, глинистые сланцы и аргиллиты горевской свиты имеют слабую геохимическую специализацию на As, Cd, Sb и Bi, тогда как на Li, B, V, Cr, Cu, Pb и Hg специализация этих пород выраженная (рис. 7а). В то же время, обращает на себя внимание тот факт, что K_k значительного числа элементов (Sc, Sr, Y, Zr, Ag, In, Ba, La, Ce, Pr и др.) составляют менее 1. Величина параметра H для 21 из 47 элементов составляет более 5, еще для 11 она варьирует от 3.17 до 4.65.

Для тонкозернистых терригенных пород сухохребтинской свиты наблюдается интенсивная геохимическая специализация на B и V, выраженная специализация на Cr, Cu, Nb, Cd и Hg, а также слабая специализация на Li, Be, Ga, As, Zr, Mo, Sb, Cs, Hf, Ta, Tl и Bi (рис. 7б). Для Li, V, Co, Ni, As, Y, Mo, Sb, Ba, Tl и Th значения параметра H превышают 5, для Ge и почти всех РЗЭ варьируют от 3.19 до 4.62.

Аналогичные по гранулометрическому составу породы лопатинской свиты, как уже отмечалось выше, обладают интенсивной геохимической специализацией на B, Cs и Hg, а также выражено специализированы в отношении Li и V (рис. 7в). Глинистые сланцы и аргиллиты карьерной свиты имеют интенсивную геохимическую специализацию на Li, B и Hg. Медианные значения K_k для V, Cu, Nb и Cd для пород данного уровня попадают в интервал значений 3.11–3.82. Наблюдается также слабая специализация на легкие и ряд тяжелых РЗЭ, Hf, Ta, Bi и Th (рис. 7г). Наконец, тонкозернистые терригенные образования чивидинской свиты имеют интенсивную геохимическую специализацию на Li, B и Cu, умеренно специализированы на V, Nb, Cd, Hg и Th, а также обладают медианными значениями $1.50 < K_k < 2.50$ для As, Rb, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tm, Yb, Lu, Ta и Bi (рис. 7д). Наибольшей неравномерностью распределения значений K_k среди элементов широкого спектра характеризуются Li, Be, Cu, Zn, As, Rb, Nb, Mo, Cs, Tl, Pb, Th и U. Для Ga, Sr, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Hf и Ta параметр H изменяется от 3.03 до 4.32.

Из приведенных данных можно сделать вывод, что в целом тонкозернистые терригенные породы верхов верхнего рифея южной и северной частей центральной зоны Енисейского кряжа имеют достаточно сходную геохимическую специализацию, отличаясь лишь в деталях. Так, для глинистых сланцев и аргиллитов южной части наблюдается умеренная специализация на Cr, а для сходных по гранулометрическому составу образований северной части в ряде случаев – интенсивная специализация на Cs и умеренная на Th.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами исследования позволили выявить особенности распределения широкого спектра элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Установлено, что не затронутые вторичными преобразованиями (кроме литогенеза погружения) глинистые сланцы и алевроаргиллиты трехгорной, димской, талынской и светлинской свит гипостратотипа рифея обладают умеренной ($2.5 < K_k < 5$) и интенсивной ($K_k > 5$) геохимической специализацией на Li, B и Zn, в то же время тонкозернистые терригенные образования нуруенской и усть-кирбинской свит Учуро-Майского региона какой-либо выраженной специализации не имеют. Отложения талынской и усть-кирбинской свит характеризуются заметным обогащением тяжелыми редкоземельными элементами.

Анализ особенностей изменения с течением времени медианных значений K_k в глинистых сланцах и алевроаргиллитах гипостратотипа рифея показал, что для подавляющего числа элементов-примесей из исследованного нами широкого их спектра какие-либо заметные вариации K_k снизу вверх по разрезу не характерны. Однако для Y, Nb, Yb, Lu и Th медианные величины K_k так или иначе растут вверх по разрезу. Максимальные медианные значения K_k для Zn наблюдаются в тонкозернистых породах талынского и светлинского уровней.

Сопоставление геохимической специализации метапелитов, глинистых сланцев и аргиллитов базальных свит различных седиментационных серий рифея Енисейского кряжа показало, что для них характерны как общие, так и специфические черты. Тонкообломочные терригенные породы трех базальных уровней этого региона характеризуются выраженной или интенсивной геохимической специализацией на B. Они имеют повышенные, по сравнению с UCC, K_k или слабо геохимически специализированы на Li, Rb, Be, Nb, Ta, Th, Y, Ga, Ge, Cd и Bi. К тому же кординские и лопатинские метапелиты умеренно специализированы на Cu, потоскуйские – на Bi, V, Sb, Hg, лопатинские – на Hg и Cs.

Вверх по разрезу рифея Енисейского кряжа медианные величины K_k Zn и Ba постепенно или резко снижаются, тогда как содержания Li, B, As, Ni, Cr, Cs, Nb, Ga, Zr, Hf, Hg, Cd, Sb, Ta в той или иной мере

растут. Напротив, медианные значения K_k Be, Rb, части редкоземельных элементов и Pb на протяжении всего рассматриваемого нами интервала времени остаются примерно постоянными.

Проведенное нами с учетом продольной и поперечной зональности Енисейского кряжа сопоставление медианных значений K_k в тонкозернистых терригенных образованиях одного и того же возраста показало, что, например, метапелиты кординской свиты нижнего рифея центральной зоны кряжа характеризуются заметно повышенными по сравнению с метапелитами восточной зоны содержаниями значительного числа элементов (Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Sb, Ag, In, Hf, Hg). Напротив, тонкозернистые обломочные породы верхней части верхнего рифея южной и северной частей центральной зоны Енисейского кряжа имеют достаточно сходную геохимическую специализацию, хотя алевроаргиллиты, ассоциирующие с глинистыми известняками горевской свиты, специализированы на целый ряд рудных элементов, в том числе на Pb, Cd, As, Sb и Bi.

Общей чертой всех исследованных нами объектов является значительная неравномерность в распределении K_k в частных пробах. Выше уже указывалось, что, например, для глинистых сланцев лопатинской свиты Енисейского кряжа параметр $H (K_{k \max} / K_{k \min})$ для 7 из 47 элементов составляет более 5, а еще для 18 варьирует между 3 и 5. В глинистых сланцах айской свиты Башкирского мегантиклинория 20 из 47 элементов обладают значениями $H > 5$, тогда как еще для 9 из них величина H составляет от 3 до 5. Однако есть и другие примеры. Так, в глинистых сланцах светлинской свиты Учуро-Майского региона только три элемента (Cu, Sr и Mo) имеют значения $H > 5$, еще два (Li и Cs) характеризуются величиной H , соответственно, 3.94 и 3.04.

Связаны ли указанные выше особенности распределения элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа со стилем развития этих регионов и их отдельных зон в позднем докембрии, степенью зрелости дорифейской верхней континентальной коры и характером ее деструкции в рифее и венде, спецификой наложенных на литогенез погружения эпигенетических процессов или другими причинами, судить по приведенному материалу с существенной долей определенности пока трудно. Можно

Рис. 7. Кларки концентрации элементов-примесей в частных пробах тонкозернистых терригенных пород различных свит верхнего рифея Енисейского кряжа (южная часть кряжа: а – горевская, б – сухохребтинская; северная часть кряжа: в – лопатинская, г – карьерная, д – чивидинская).

только высказать предположение, что наблюдающаяся неравномерность в распределении величин K_k в глинистых сланцах и алевроаргиллитах значительной части проанализированных литостратиграфических подразделений Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа связана, по всей видимости, с недостаточно эффективным перемешиванием тонкой алюмосиликокластики на путях переноса и, следовательно, относительно близким положением источников сноса к конечным водоемам стока. Однако уже сейчас очевидно, что исследованные нами образования в значительном числе случаев имеют определенную геохимическую специфику, учет которой, безусловно, необходим при реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны.

Для определения потенциальной рудоносности осадочных бассейнов позднего докембрия наряду с литологическими существенное значение имеют геохимические исследования, направленные на расшифровку состава и генезиса пород питающих провинций, путей транспортировки осадочного материала в конечные бассейны седиментации, особенностей обстановок накопления осадочных толщ, а также основных черт постседиментационных изменений отложений в различных типах породных бассейнов. Рассмотренный ранее ряд общих и специфических черт эволюции состава тонкозернистых терригенных пород, входящих в состав рифейских осадочных мегапоследовательностей Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа [35], показывает, что наиболее зрелым в геохимическом отношении сегментом континентальной коры в рифее являлась кора юго-западной окраины Сибирского кратона, откуда и происходил снос терригенного материала [34]. Это в значительной степени подтверждается приведенными выше геохимическими данными по тонкозернистым терригенным породам базальных свит седиментационных серий этого региона, которые в разной степени геохимически специализированы на достаточно широкий круг редких элементов. Примерно такая же ситуация характерна и для тонкозернистых терригенных пород базальных уровней рифея Южного Урала [21], сформированных за счет разрушения кристаллических комплексов цоколя Восточно-Европейской платформы. Тонкозернистые терригенные породы основания рифея Учуро-Майского региона, напротив, ближе по составу к незрелым субстратам позднего архея или их раннепротерозойским аналогам [21]. Метапелиты этого региона характеризуются небольшим спектром геохимически специализированных элементов. Области размыва для них

выступали в основном западные по отношению к Учуро-Майскому региону блоки Сибирской платформы. В формировании геохимического облика уянской серии, очевидно, существенную роль сыграли подстилающие раннепротерозойские вулканогенно-плутонические комплексы Улканского пояса, что подтверждается спецификой набора повышенных концентраций ряда элементов в тонкозернистых породах этой серии. Таким образом, очевидно, что важное значение в формировании геохимической специфики исследованных нами осадочных последовательностей имели локальные/провинциальные особенности пород источников сноса.

Повышенные K_k литофильных (щелочных, высокозарядных, радиоактивных, редкоземельных, других редких – Be, Y и Sc) элементов в тонкозернистых терригенных породах рифея Енисейского кряжа, несомненно, являются провинциальной особенностью этого осадочного бассейна, обусловленной высокой сиаличностью – геохимической дифференцированностью размывавшихся в рифее и венде раннедокембрийских блоков Сибирского кратона. Более высокое содержание ряда рудных халькофильных элементов (Cu, Zn, Ga, As, Ag, Cd, In, Hf, Te, Pb и Bi), а также Y, PЗЭ, Th, Zr и Nb в метапелитах Центральной зоны Енисейского кряжа, для которой известны проявления рифтогенного и внутриплитного базальтоидного и щелочного магматизма, может служить одним из важных геохимических аспектов металлогенической специализации породных комплексов этой зоны. Другой отличительной провинциальной особенностью тонкозернистых терригенных пород базальных уровней рифея является их резкая обедненность Sr, Mo и Ge, а также Be, Pb и Co.

Авторы искренне признательны О.П. Лепихиной, О.Ю. Поповой и Г.А. Лепихиной, выполнившим значительный объем химико-аналитических работ, а также В.А. Макрыгиной и А.К. Худолею, рецензии и доброжелательные критические замечания которых в немалой степени способствовали улучшению качества статьи.

Исследования выполнены* при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН “Реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность” (09-С-5-1013) и частично проекта РФФИ № 08-05-00521.

*оригинальные таблицы данных химических анализов см. <http://itig.as.khb.ru/POG/index.htm>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
2. Вейс А. Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36–54.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.
4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 169–180.
5. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.М. и др. Порожнинские гранитоиды Приенсейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 6. С. 806–810.
6. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35–52.
7. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Отв. ред. Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, М.Л. Шерман. Красноярск: СНИИГГиМС, 1985. 291 с.
8. Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 111–118.
9. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 93–110.
10. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района и его перспективы (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 98–105.
11. Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): Автореф. дис ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. 25 с.
12. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
13. Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 27–36.
14. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов Сибирского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.
15. Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 3–22.
16. Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М.: Наука, 1971. 373 с.
17. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации 1:200000 (2-е изд.) / Отв. ред. Л.К. Качевский. Красноярск, 1998. 197 с.
18. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 414–441.
19. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
20. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.
21. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и ее эволюции в интервале 1.65-0.6 млрд. лет // Геохимия. 2009. № 7. С. 734–756.
22. Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 278 с.
23. Ножкин А.Д., Кренделев Ф.П., Миронов А.Г. Радиоактивные элементы в докембрии Енисейского кряжа // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 183–189.
24. Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
25. Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 98 с.
26. Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы в эволюции земной коры юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. № 7. С. 1180–1189.
27. Ножкин А.Д. Золото в породах докембрия Енисейского кряжа // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири / Материалы конф., посвящ. 70-летию открытия кафедры геологии и разведки месторождений в ТПИ, 100-летию геологического образования в Сибири. Томск: ТПУ, 2000. С. 69–75.
28. Ножкин А.Д., Постников А.А. Рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы неопротерозоя юго-западной окраины Сибирского кратона: отражение ранних стадий раскрытия и эволюции Палеоазатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 65–68.
29. Ножкин А.Д., Миронов А.Г., Комарницкий Г.М. Типы урановой и золото-урановой минерализации в терригенных и вулканогенно-терригенных образованиях докембрия Енисейского кряжа // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и

- экзогенных процессах. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2007. С. 21–24.
30. Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.
 31. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 6. С. 782–787.
 32. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.
 33. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 62–66.
 34. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. РАН. 2008. Т. 429, № 6. С. 795–800.
 35. Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н. и др. Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 2. С. 95–114.
 36. Обновленные схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Отв. ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск: СНИИГиМС, 2007. 280 с.
 37. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
 38. Подковыров В.Н. Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемотратиграфия, геодинамические обстановки формирования): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.
 39. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Модели палеотектоники бассейнов сибирского типа рифея (Учуро-Майский регион): геохимические и Nd изотопные свидетельства по глинистым породам // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 189–192.
 40. Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Модельные Sm-Nd возраста источников терригенных осадков и геодинамика бассейнов сибирского гипостратотипа рифея (Учуро-Майский регион) // Изотопная геохронология в решении задач геодинамики и рудогенеза. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 362–365.
 41. Постельников Е.С. Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, Вып. 1. С. 14–31.
 42. Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации / Отв. ред. А.А. Смыслов. М.: Мингео СССР, 1974. 140 с.
 43. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.
 44. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
 45. Советов Ю.К. Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 223–230.
 46. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 47. Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья / Отв. ред. А.И. Забияка. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 321 с.
 48. Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 10. С. 44–54.
 49. Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиз) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 211–239.
 50. Хабаров Е.М. Стратиграфия рифея. Район Енисейского кряжа // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Изд-во "Гео", 2005. С. 39–61.
 51. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Я., Якшин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
 52. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 921–933.
 53. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 35 с.
 54. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
 55. Юдин Н.И. Литология железорудных месторождений Ангара-Питского бассейна. М.: Наука, 1968. 152 с.
 56. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
 57. Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Butterworth Heinemann. Oxford, 1997. 282 p.
 58. Hassan S., Ishiga H., Roser B.P. et al. Geochemistry of Permian-Triassic shales in the Salt range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin // Chem. Geol. 1999. V. 158. P. 293–314.
 59. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
 60. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian Basin of southeastern Siberia // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 129–163.
 61. Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // Sed. Geol. 2002. V. 149. P. 219–235.
 62. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Lipin B.R.,

- McKay G.A. (Eds) // Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. P. 169–200.
63. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. P. 409–420.
64. Rudnik R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.V. Maslov, A.D. Nozhkin, V.N. Podkovyrov, E.F. Letnikova, N.V. Dmitrieva, Yu.L. Ronkin

Trace elements abundance ratios of Riphean fine-grained terrigenous rocks of the Uchur-Maya region and Yenisei ridge

Abundance ratios (K_k) of a wide range of trace elements (Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sb, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, and U) of fine-grained terrigenous rocks (argillites, metapelites) of the Riphean reference sections of the Uchur-Maya region and Yenisei ridge are examined. It is established that clay shales and argillites of the Uchur and the Aimchan Group of the Riphean hypostratotype are moderately ($2.5 < K_k < 5$) and intensively ($K_k > 5$) Li-, B- and Zn-specialized, whereas analogous assemblages of the Lakhandia and the Ui Group display no distinct geochemical specialization, though being markedly enriched in HREE. Metapelites of basal formations of the Yenisei ridge Riphean sedimentation groups are distinctly and intensively B-specialized, and weakly Li-, Rb-, Be-, Nb-, Ta-, Th-, Ge-, and Cd-specialized. Besides, metapelites of the Lopatino and the Kordinsky Formation are moderately Cu-specialized; of Potoskui Formation, Bi-, Sb-, Hg- and V-specialized; and of Lopatino Formation, Hg- and Cs-specialized. Metapelites of the Kordinsky Formation (Lower Riphean, central zone of the Yenisei ridge) as compared with metapelites of the eastern, near-platform zone are geochemically specialized in a much greater number of elements (Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Sb, Ag, In, Hf, Hg, etc.), and argillites of the ore-bearing (Pb, Zn) Gorevsky Formation are distinguished by elevated concentrations of a number of ore elements (Pb, Cd, As, Sb, and Bi). Increased K_k of rare lithophile and some ore elements in the metapelites of the Yenisei ridge is conditioned by a high sialic content – geochemical differentiation of the Early Precambrian blocks of the Siberian craton's western margin, which were washed out in the Riphean, and riftogenic and intraplate magmatism synchronous with sedimentation. On the contrary, the fine-grained and terrigenous rocks of the Riphean lower strata of the Uchur-Maya region are compositionally close to immature substratums of the Late Archean or their Early Proterozoic analogs.

***Key words:* abundance ratios, fine-grained terrigenous rocks, Riphean, Uchur-Maya region, Yenisei ridge.**

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

*А.Н. Диденко^{1,3}, В.А. Гурьянов¹, А.Ю. Песков¹, А.Н. Пересторонин¹, Д.В. Авдеев¹
Е.В. Бибикова², Т.И. Курнозова², М.М. Фугзан²*

¹ *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВОРАН, ул. Ким Ю. Чена 65, г. Хабаровск, 680000,
e-mail: itig@itig.as.khb.ru*

² *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, г. Москва, 119991,
e-mail: galstrel@mail.ru*

³ *Геологический институт РАН, Пыжевский пер 7, г. Москва, 119017, e-mail: gin@ginras.ru*

Поступила в редакцию 18 февраля 2010 г.

В работе представлены новые геохимические и геохронологические данные, на основе которых предлагается уточненная модель формирования Улканского прогиба. Вулканыты улканской серии имеют геохимические признаки, присущие породам двух современных геодинамических обстановок: надсубдукционной и внутриплитной. Соединение в магматических камерах компонентов разноглубинных источников является причиной образования вулканытов, имеющих различные геохимические “метки”. Возраст гранитоидов трех фаз Улканского массива определен в интервале 1730–1725 млн лет. Для гранитов 1-й и 3-й фаз установлены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T) = +3.5$ и $+0.7$. Вероятно, источником, из которого выплавлялись граниты 1-й фазы улканского комплекса, были палеопротерозойские породы ювенильной коры с возрастом 1.84–1.95 млрд лет. Формирование эффузивных пород улканской серии может быть связано с геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины кордильерского типа. Время действия этих геодинамических условий, судя по модельному $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ возрасту, > 1.8 млрд лет.

Ключевые слова: геохимия, геохронология, палеопротерозой геодинамическая обстановка, Улканский прогиб, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Восстановление эволюции любой крупной геологической структуры, какой является Сибирский кратон, – задача сложная и не всегда однозначно решаемая, так как за время своего существования такие структуры могут претерпевать неоднократную переработку. Поэтому особое значение приобретает изучение комплексов-индикаторов, особенности состава и изотопные системы которых в ряде случаев помогают оценить геодинамическую обстановку и время их формирования. Для юго-восточной окраины Сибирского кратона (рис. 1а) такими индикаторами являются слагающие Улканский прогиб (рис. 1б) одноименные осадочно-вулканогенная серия (рис. 2) – стратотип для верхнего карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока (улканий в региональной шкале) – и связанный с ней гранитоидный комплекс.

Образования, сходные с улканскими серией и комплексом, известны в южном обрамлении Сибирского кратона (с востока на запад): в Билякчанском грабене, Витимо-Олекминском блоке, Аkitканском вулcano-плутоническом поясе, Восточное Присаянье, и на Енисейском кряже. Месту и роли структур подобного типа в докембрийской истории развития отдельных регионов и Сибирского кратона в целом посвящен целый ряд работ, где проблемы решались по-разному, на основе различных идей, господствующих в то или иное время [5, 8–11, 12, 16, 17, 19–23, 26, 27–29, 32, 34].

Существующие мнения об истории развития Улканского прогиба представлены 4-мя моделями.

1. В работе Л.П. Зоненшайна с соавторами [16] проводится аналогия – надсубдукционная, хотя и неполная, – между образованием Улканского и Аkit-

канского вулканических поясов. Образование Аkitканского пояса авторы, вслед за Ч.Б. Борукаевым [8], связывают с активной континентальной окраиной Ангаро-Анабарского континентального блока. Идя дальше, они предположили, что наличие Аkitканского вулканического пояса в структуре Сибирского кратона указывает на наличие океанического бассейна между Ангаро-Анабарской глыбой и Алданским щитом вплоть до начала рифея. Образование Джугжурско-Улканской зоны (пояса) Л.П. Зоненшайн с соавторами связывают с формированием окраинно-континентальной вулканической дуги, имевшим место 2200–1800 млн лет назад.

2. В фундаментальной сводке В.Е. Хаина [34] Улканский прогиб так же, как Билякчанский и Удоканский, отнесен к рифтогенным. По мнению В.Е. Хаина, рифтогенез начался ~ 2.2 млрд лет назад с образования Удоканской впадины, выполненной мощной толщей континентально-обломочных красцветов и гранитоидами кодаро-кеменского комплекса, и мигрировал на восток (современные координаты) в Улканский и Билякчанский прогибы.

3. По мнению О.М. Розена [26, 27], Улканский орогенный пояс возник примерно 1.7 млрд лет назад в конце эпохи палеопротерозойской коллизии, а специфический набор пород позволяет отнести его к структуре локального коллапса коллизионной системы, когда в условиях общего сжатия мощность коры превысила некоторую критическую величину и произошло нарушение термальной границы кора-мантия. Эта магматическая ассоциация сопоставима с А-гранитами и возникла при плавлении нижней коры при поступлении в коллизионную систему дополнительного тепла и вещества из мантии при коллапсе горного сооружения за счет расползания нижней коры. Улканский пояс сформировался на последней стадии развития коллизионного орогена Алданской тектонической провинции.

4. Последнее по времени крупное геолого-геохимическое исследование пород Улканского массива и обобщение принадлежит А.М. Ларину [20]. Согласно его данным и их интерпретации, породы Улканского массива входят в состав анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитной ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, а “длительность формирования улкан-джугджурского комплекса составляет как минимум 30 млн лет”: 1) анортозиты джугджурского комплекса – 1736 млн лет; 2) граниты рапакиви Южно-Учурского массива – 1727 млн лет; 3) вулканы улканской серии – 1720 млн лет; 4) субщелочные граниты Северо-Учурского массива –

1721–1716 млн лет; 5) габбродолериты гекунданского комплекса – 1718 млн лет; 6) щелочные граниты Северо-Учурского массива – 1705 млн лет [20, стр. 18]. В модели А.М. Ларина формирование Улканской структуры происходило в условиях куполообразования и активного рифтинга, вероятнее всего, под действием мантийного плюма.

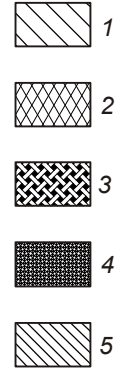
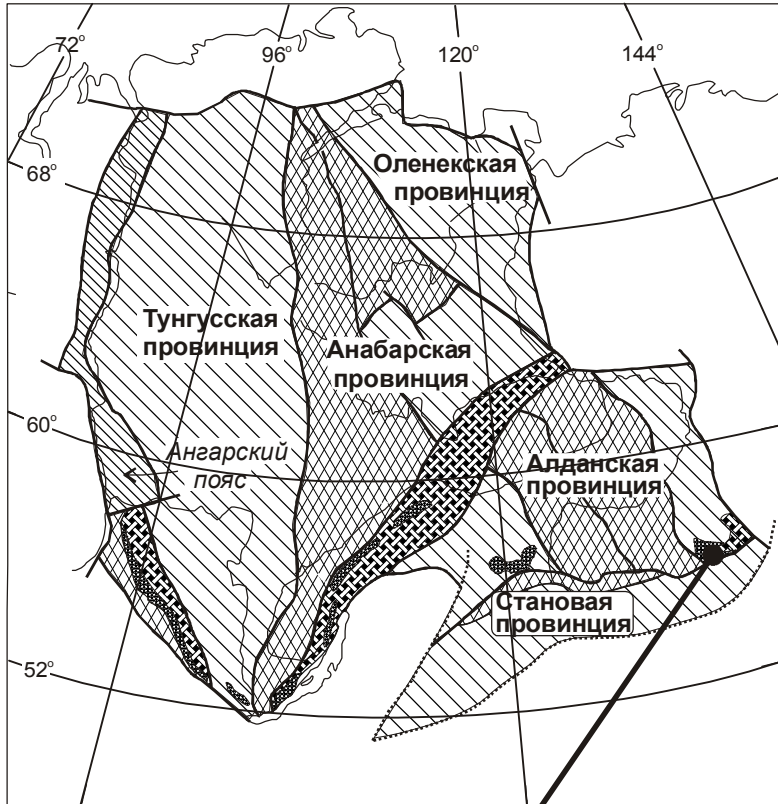
Как видно из вышеизложенного, во-первых, нет единой точки зрения на процессы и, соответственно, на геодинамические условия образования Улканского прогиба. Во-вторых, интерпретация полученных первых палеомагнитных данных по породам комплекса [14, 15] в рамках определенных моделей сталкивается с трудностями. В-третьих, современная методика палеомагнитных исследований нижнепротерозойских комплексов [13] предусматривает их совместное – “образец в образец” – изучение палеомагнитными, геолого-структурными и изотопно-геохимическими методами, что и было предпринято нами в 2008–2009 гг. В настоящей работе мы представляем новые геохимические и геохронологические данные и уточненную модель формирования Улканского прогиба, лучше всего согласующуюся, по нашему мнению, с этими данными.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб, расположенный на юго-восточной окраине Сибирского кратона (рис. 1а), принадлежит к числу тех территорий Евразии, где хорошо обнажены палеопротерозойские неметаморфизованные образования. Прогиб размещается в верховьях рек Учур, Улкан, Маймакан (рис. 1б), ширина его около 75 км, а протяженность более 200 км. Он ограничен Джугджурским поднятием на юге и перекрыт мезопротерозойскими вулканогенно-терригенными образованиями Учурской впадины платформенного чехла на северо-западе и севере, меловыми эффузивами – на востоке. Прогиб асимметричен – ось наибольших погружений смещена к его южному борту, совпадающему с Южно-Учурским разломом, и приурочен к мощной субширотной зоне разломов, секущей структуры архейского кристаллического фундамента. Осадочно-вулканогенные образования улканской серии, выполняющие Улканский прогиб, залегают с резким угловым несогласием на метаморфических породах Алдано-Станового щита и коре их выветривания, маркируя время консолидации кристаллического фундамента Сибирской платформы (рис. 2).

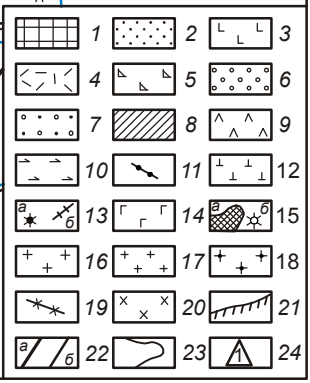
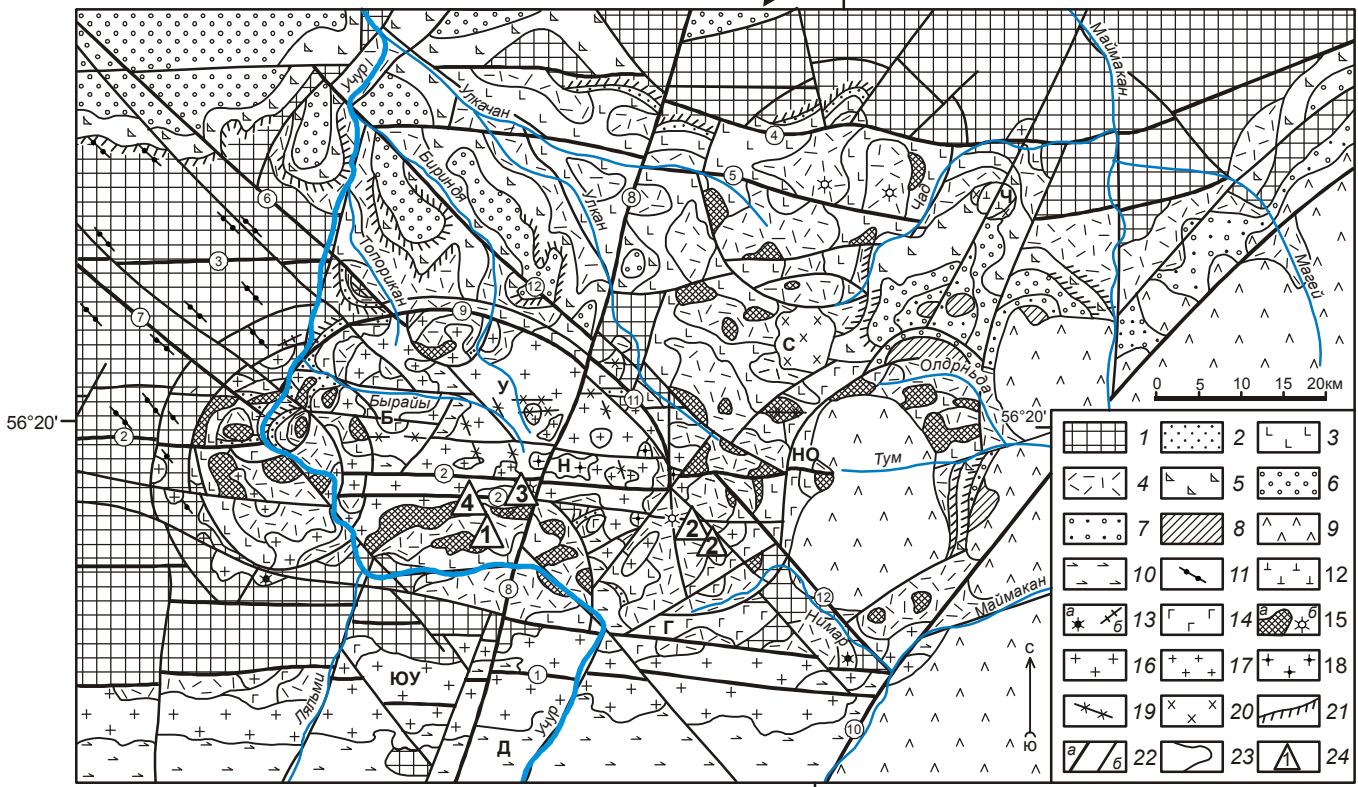
Улканская серия (рис. 2) объединяет три свиты красцветных образований: топориканскую, улка-

а



135°00'

б



135°00'

чанскую и элгэтэйскую, общей мощностью более 3 км. Серия впервые была выделена в 1962 г. В.Р. Алексеевым в объеме топориканской и элгэтэйской свит [11]. Позже ее состав и объем неоднократно изменялись. Значительный объем среди вулканических накоплений занимают субвулканические интрузии и экструзивно-жерловые образования, которые совместно с покровными фациями рассматриваются в качестве вулканических комплексов: улкачанского трахибазальтового и элгэтэйского базальт-трахириолитового.

Базальная кварцево-песчаниковая топориканская свита мощностью до 200 м (рис. 2) залегает с видимым угловым несогласием на разнородных породах кристаллического фундамента, часто с литифицированными корами выветривания в подошве мощностью от 1 до 35 м [11]. Для нее характерно пологое моноклиальное падение к центру прогиба. Свита сложена кварцевыми, в меньшей мере полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими линзами и прослоями гравелитов и конгломератов.

Вышележащая улкачанская свита (рис. 2) мощностью ~ 750 м представлена трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами и их лавобрекчиями с прослоями песчаников, конгломератов, туффитов, туфоалевролитов и туфов смешанного состава. Свита залегает с угловым несогласием на архейских метаморфитах, участками на коре выветривания пород фундамента. На топориканские песчаники она ложится с небольшим угловым несогласием, иногда с

размывом. Слои улкачанской свиты погружаются к центру прогиба: нижние – под углом 20–30°, верхние – более полого. По данным Ю.Н. Гамалея [10], К-Аг возраст биотита из трахибазальтов свиты в стратотипическом разрезе составляет 1915 млн лет. Комагматичные эффузивам покровной фации субвулканические и экструзивно-жерловые образования представлены редкими дайками и некками. На завершающем этапе улкачанского вулканизма произошло внедрение интрузий лейкогаббродолеритовой формации гекунданского комплекса. Сходство составов улкачанских базальтов и гекунданских габброидов, а также их пространственная приуроченность друг к другу указывает на связь тех и других с едиными магматическими очагами [11].

Вышележащая элгэтэйская свита мощностью более 2 км, разделенная на три подсвиты, венчает разрез улканской серии (рис. 2). В ее составе доминируют красноцветные трахириолиты, трахириодациты, трахидациты; встречаются их туфы, игнимбри-ты и лавобрекчии, пантеллериты и комендиты; меньшую роль играют лавы основного состава. Осадочные и туфогенно-осадочные породы отмечаются среди лавовых потоков в виде редких прослоев и слоев. Элгэтэйская свита, как правило, несогласно залегает на улкачанской либо топориканской свитах, а за их пределами – на породах кристаллического фундамента. Базальные горизонты нижнеэлгэтэйской подсвиты – лавобрекчии трахидацитов – содержат валуны и гальки хорошей окатанности подстилающих их

Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Сибирского кратона (а), по [26, 27], и геологическая карта района верхнего течения рек Улкан, Учур и Маймакан (б), по [11].

а) 1–2 – архейские и раннепалеопротерозойские гранит-зеленокаменные (1) и гранулит-гнейсовые (2) террейны (пояса); 3 – позднепалеопротерозойские орогенные пояса; 4 – коллизионные гранитоиды Южно-Сибирской зоны; 5 – палеопротерозойские орогенные пояса, ремобилизованные в мезо- и неопротерозое. Залитым кружком с отходящей от него стрелкой обозначено местоположение Улканского прогиба, карта фрагмента которого приведена на рис. 1б.

б) 1 – кристаллический фундамент Алдано-Станового щита. 2–4 – улкачанская серия верхнего протерозоя: 2 – топориканская, 3 – улкачанская, 4 – элгэтэйская свиты. 5–7 – серии нижнего мезопротерозоя: 5–6 – уянская серия (5 – бириндинская, 6 – конкулинская свиты); 7 – учурская серия (гонамская свита). 8 – венд-нижний кембрий (усть-юдомская и пестроцветная свиты). 9 – меловые вулканы. 10 – архейские анортозиты древнеджугджурского комплекса. 11–19 – позднепротерозойские интрузии: 11 – дайки габброидов в кристаллическом фундаменте щита, 12 – дуниты и клинопироксениты кондерского комплекса; 13 – экструзии (а) и дайки (б) трахибазальтов улкачанского комплекса; 14 – габбродолериты гекунданского комплекса; 15 – субвулканические (а) и экструзивно-жерловые (б) образования элгэтэйского базальт-трахириолитового комплекса; 16–18 – гранитоиды улкачанского комплекса: 16 – субщелочные лейкограниты и граниты, кварцевые сиениты, монзониты и сиениты первой фазы, 17 – субщелочные лейкограниты второй фазы, 18 – щелочные граниты и кварцевые сиениты третьей фазы; 19 – дайки габбродолеритов маймаканского комплекса. 20 – меловые гранитоиды. 21 – коры выветривания. 22 – разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б). 23 – геологические границы. 24 – участки отбора проб 2008–2009 гг. (1 – Конус, 2 – Озерный-Нимар, 3 – Ныгваганский массив, 4 – Перевальный). Главные разломы (цифры в кружках): 1 – Южно-Учурский, 2 – Северо-Учурский, 3 – Гарындинский, 4 – Чадский, 5 – Улкачанский, 6 – Топориканский, 7 – Учур-Элгэтэйский, 8 – Ныгваганский, 9 – Бириндинский, 10 – Маймаканский, 11 – Улкан-Бириндинский, 12 – Нимарский. *Интрузивные массивы:* Д – архейский Древнеджугджурский; раннепротерозойские: Б – Бырайинский, Г – Гекунданский, НО – Нимаро-Олдоньдонский, Н – Ныгваганский, У – Улкачанский, ЮУ – Южно-Учурский, Ч – Чадский; С – меловой Секталийский.

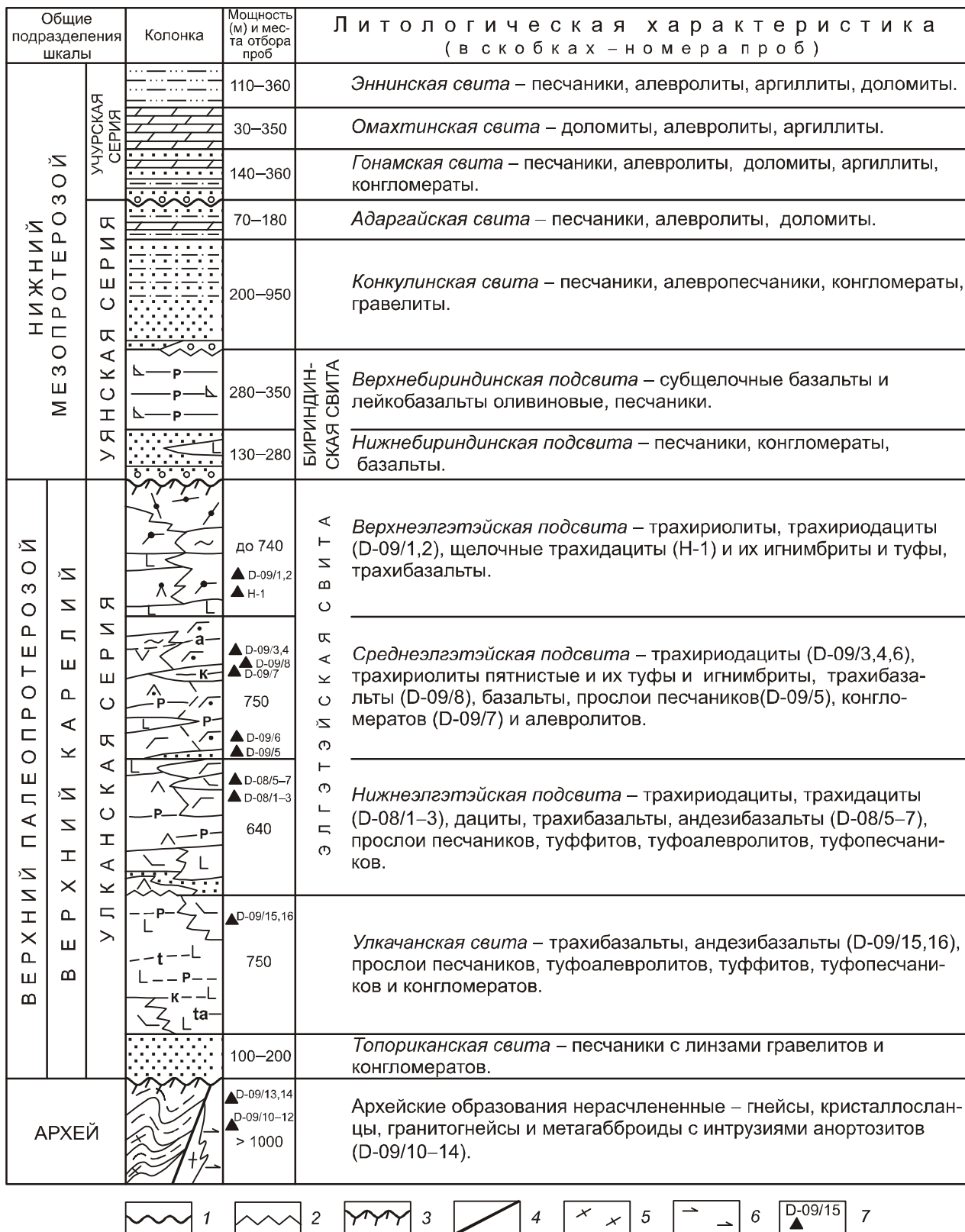


Рис. 2. Строение улканской серии и её положение в разрезе докембрия юго-востока Сибирской платформы.

1–2 – стратиграфическое (1) и угловое (2) несогласия; 3 – коры выветривания – литифицированные обломочные образования; 4 – разрывные нарушения; 5 – гранито-гнейсы; 6 – анортозиты; 7 – пробы и их номера.

улканских базальтов, реже габброидов гекунданского комплекса [11, 20]. Эти данные указывают на перерыв в вулканизме в предэлгэтэйское время, сопровождавшийся эрозией магматических образований позднего палеопротерозоя. В работе [11] для вулканитов элгэтэйской свиты приведена сводка геохронологических данных разных лет и разных авторов (в млн лет): 1721, 1840, 1721 (U-Pb, циркон); 1740, 1620 (K-Ar, глауконит); 1721, 1687 (Sm-Nd, циркон).

Гранитоиды улканского щелочно-лейкогранитового комплекса слагают два крупных и несколько средних и мелких по размерам массивов, обнажающихся в разных частях Улканского прогиба и его обрамления (рис. 1б). Наиболее крупные массивы – Улканский и Южно-Учурский; первый является петротипическим. Улканский массив гранитоидов формировался в три последовательные фазы внедрения: 1 фаза – субщелочные граниты и лейкограниты биотитовые крупно- и среднезернистые, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, кварцевые сиенит-порфиры и субщелочные лейкогранит-порфиры, сиениты и монцониты; 2 фаза – субщелочные лейкограниты биотитовые мелкозернистые; 3 фаза – щелочные граниты и кварцевые сиениты рибекитовые, эгирин-рибекитовые с астрофиллитом; гидротермалиты, дайки и пегматитовые жилы. Для гранитов Улканского массива в последние годы разными методами получены следующие данные по изотопному возрасту [11, 20, 50] (в млн лет): 1 фаза – 1721 (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 2 фаза – 1715, 1716 (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 3 фаза – 1690, 1676 (U-Pb) и 1703 (Sm-Nd).

Завершает позднепалеопротерозойский магматизм в Улканском прогибе габбродолеритовый маймаканский комплекс, представленный дайками, редко штоками габбро, габбродолеритов, долеритов. На дайки наложена молибден-урановая минерализация (1544–1540 млн лет), возраст которой определен по гидрослюдам K-Ar и Rb-Sr методами [11]. Ареал тел маймаканского комплекса ограничивается территорией Улканского прогиба.

На породы элгэтэйской свиты и гранитоиды улканского комплекса с размывом ложатся раннемезопротерозойские конгломераты бириндинской свиты (базальные горизонты в разрезе чехла Сибирской платформы), которые содержат многочисленные гальки и валуны залегающих ниже пород (рис. 2). В подошве нижнемезопротерозойских отложений вдоль южного борта Учурской впадины прослеживается зона (предбириндинская) структурно-стратиграфического несогласия. Значение этого перерыва подчеркивается распространением железисто-глинисто-гидрослюдистой коры вывет-

ривания, подстилающей бириндинскую свиту, с изохронным Rb-Sr возрастом 1670 ± 40 млн лет [11].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Для решения поставленных задач детально изучены вулканиты улканской серии и гранитоиды улканского комплекса на четырех участках центральной части Улканского прогиба: Конус, Озерный-Нимар, Ныгваган и Перевальный (рис. 1б).

На участке Конус (56.24° с.ш., 134.42° в.д.) эффузивы элгэтэйской свиты обнажаются в скальных выходах у подножья склона конусообразной сопки на протяжении 600 м. Кроме трахириодацитов, в низах разреза эффузивной толщи обнажены и трахибазальты, ороговикованные порфиroidными гранитами. Опробованы и изучены трахириодациты (D-08/2) элгэтэйской свиты, субщелочные гранит-порфиры (D-08/4) улканского комплекса и базальты, трахибазальты (D-08/5, D-09/15).

Трахириодациты – массивные порфиroidные (20 %) породы коричневатого-красного, розовато-серого цвета. Вкрапленники в них представлены идиоморфными зернами (1–3 мм) кварца (до 5 %), продолговато-таблитчатыми кристаллами (до 5–7 мм) пелитизированного буроватого калишпата (до 15 %) и единичными зернами темноцветных минералов, замещенных нацело хлоритом и рудным. Тонкозернистый перекристаллизованный кварц-полевошпатовый агрегат связующей массы породы содержит мелкую рудную сыпь и гидроксиды железа (до 10 %), редкие ксеноморфные чешуйки вторичных биотита, хлорита, эпидота и лейкоксена. Структура основной массы – переходного типа: от микрофельзитовой до микрогранофировой, участками роговиковой. Акцессории – редкие мелкие зерна и кристаллы апатита, монацита и циркона – отмечаются в ассоциации с темноцветными минералами.

Субщелочные гранит-порфиroidные – красновато-розовые массивные порфиroidные мелкозернистые породы с гранофировой, сферолитовой, участками пойкилитовой структурой основной массы. Порфиroidные образования (60 %) представлены крупными вкрапленниками (до 1 см) калишпата (50 %), более мелкими (до 3 мм) зернами кварца (10 %) и редкими псевдоморфозами хлорита и эпидота по темноцветным минералам. Основная масса породы более мелкозернистая (до 1 мм) кварц-полевошпатовая с редкими мелкими чешуйками биотита, хлорита, ксеноморфными обособлениями эпидота и лейкоксена, единичными зернами рудных минералов. Кварц и калишпат находятся в основном в тесном срастании в виде мирмецитов, сферолитов и микрографических структур.

Базальты и трахибазальты – черные, темно-серые, реже темно-красные массивные породы, часто постепенно переходящие в верхних и нижних частях потоков в миндалекаменные разновидности. Вкрапленники в порфирированных базальтах представлены, за редким исключением, плагиоклазом (лабрадор № 50–68). Плагиоклаз основной массы (№ 42–56), представленный лейстами и табличками, реже микролитами, часто раскислен. Моноклинные пироксены во вкрапленниках весьма редки, в связующей массе преобладает авгит, реже пижонит. Оливин редок и наблюдается в виде мелких порфирированных обособлений, замещен иддингситом и боулингитом. Структура основной массы интерсервальная, апоинтерсервальная, микролитовая, апоимикролитовая, пойкилофитовая, офитовая. Минеральный состав основной массы: плагиоклаз – 50–65 %, клинопироксен – 5–30 %, ортопироксен – 0–5 %, роговая обманка – 0–5 %, замещенное хлоритом девитрифицированное стекло – 5–20 %, титаномагнетит – 3 %, ильменит – 3–5 %.

Участок Озерный – Нимар (56.21° с.ш., 134.69° в.д.) расположен в центральной части Верхнеулканской вулcano-купольной структуры, находящейся на пересечении дизъюнктивов субширотного и северо-восточного направления (рис. 1б). Западная часть структуры осложнена и частично уничтожена внедрившимися в более позднее время гранитоидами Улканского массива, выходы которых постоянно отмечаются в эрозионных окнах (в урезах водотоков). На юго-востоке участка рельефно выделяется экструзивный купол автомагматических брекчий трахириолитов диаметром 1 км. Наличие здесь эруптивного центра подчеркивается также периклинальным падением (от 10 до 25°) потоков лав и прослоев песчаников.

Трахириодациты – это в основном темно-коричневые, темно-красные массивные породы с крупными от 1–3 до 7–8 мм порфирированными вкрапленниками темно-розового полевого шпата. Структура основной кварц-полевошпатовой массы (75–80 %) микрогранофировая, микрофельзитовая (размер зерен – 0.01–0.1 мм). Вкрапленники (15–20 %) представлены сростками альбитизированного плагиоклаза, идиоморфными кристаллами калишпата и субокруглыми зернами кварца. Состав связующей массы (в %): калишпат – 35–40, альбит ~10, кварц – 25–30, мелкие (до 0.1 мм) зерна рудных минералов и единичные кристаллы монацита, циркона. Вторичные минералы (5 %) представлены альбитом по калишпату, гидроксидами железа и мелкими листочками и скоплениями чешуек серицита.

Ныгваганский массив (56.28° с.ш., 134.41° в.д.) щелочных гранитоидов, расположенный в восточной

части Улканского гранитоидного плутона, сложен преимущественно щелочными гранитами и щелочными кварцевыми сиенитами. В плане массив имеет причудливо вытянутую в субширотном направлении форму со сложно-волнистыми контурами (рис. 1б). Щелочные граниты массива имеют в основном резкие секущие контакты с вмещающими породами, измененными на значительных площадях до полнопроявленных фенитов. В них сохранились структурно-текстурные признаки первичных пород, но по минеральному составу и химизму они близки к щелочным гранитам. В краевых частях массива и вокруг него среди вмещающих пород широко проявлены гидротермально-метасоматические преобразования, представленные щелочногранитными пегматитами, щелочными гидротермалитами, альбититами, калишпатитами и щелочными метасоматитами с редкоземельно-редкометаллической и радиоактивной минерализацией.

В пределах изученного участка развиты средне- и мелкозернистые щелочные эгирин-рибекитовые граниты серого, зеленовато-серого, реже светло-серого цвета (рис. 2; D-08/9, D-08/21). Структура их аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, пойкилитовая. Минеральный состав гранитов (в %): калинатровый полевой шпат – 40–50, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) – 20, кварц – 20–30, рибекит – 3–10, эгирин – 3–5; акцессории – единичные зерна и кристаллы (0.1–0.3 мм) циркона, апатита, пирохлора, монацита и рудного (магнетит, ильменит). Вторичные минералы в них представлены альбитом, кварцем, микроклином, крокидолитом, гематитом, лимонитом и серицитом. Калинатровый полевой шпат слагает изометрично-таблитчатые кристаллы размером 1–3 мм, реже более крупные вкрапленники таблитчатой формы. Темно-зеленовато-синий амфибол представлен рибекит-арфведсонитом с каймой лейкоксена и волокнистого крокидолита, а пироксен – буровато-коричневатой разновидностью эгирина – акмитом, и появляется сфен. В целом для гранитов характерны травяно-зеленые эгирины волокнистой и лучистой формы и всегда в сростании с рибекитом.

На участке Перевальный (56.27° с.ш., 134.37° в.д.) развиты в основном крупнозернистые субщелочные граниты и лейкограниты первой фазы улканского комплекса. Мелкозернистые субщелочные лейкограниты второй фазы слагают среди них небольшие массивы и мелкие тела с причудливо волнистыми в плане контурами, реже маломощные средней протяженности дайки с ареалами грейзенизации и грейзенизированных пород. На востоке участка встречаются жилы щелочногранитных пегма-

титов и щелочных гидротермалитов, а также мало-мощные непротяженные дайки меловых андезибазальтов, прорывающие все отмеченные выше породы. В пределах участка Перевальный детально изучены мелкозернистые субщелочные лейкограниты второй фазы улканского комплекса.

Субщелочные лейкограниты (проба D-08/24) – это массивные равномерно-мелкозернистые (0.5–1 мм) породы светло-серого, розовато-белого цвета. Они имеют следующий состав (в %): калинатовый полевой шпат – 55, кварц – 30, биотит – 5; акцессорные – ортит (0.1 мм), циркон, рудные минералы; вторичные – микроклин (до 10), альбит, кварц, серицит, гематит. Структура – гранитовая, пойкилитовая, участками мирмекитовая. Кварц представлен двумя генерациями; наиболее ранняя – мелкие изометричные зерна чистого кварца с мозаичным и волнистым погасанием; вторая, более поздняя генерация встречается вместе с альбитом в виде мирмекитов. Калинатовый полевой шпат – нерешетчатый, с пертитамы замещения, представлен идиоморфными кристаллами, часто с коррозионными оторочками тонкосдвойникового альбита. В центре замещаемого микроклина отмечаются редкие мирмекитовые вроски кварца. Биотит слагает мелкие чешуйки темно-коричневого цвета. В целом порода несет следы катаклаза, тонкие трещинки-просечки залечены вторичными минералами: гематит, серицит, кварц, микроклин.

МЕТОДИКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика геохимических исследований. Образцы анализировались в ИТиГ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после кислотного разложения с использованием методических приемов, подробно изложенных в [7, 64].

Навеска образца 0.05 г, истертого до 200 меш, помещалась в стеклоуглеродный тигель и обрабатывалась 5 мл смеси азотной и фтористоводородной кислот с соотношением $\text{HNO}_3:\text{HF} = 1:1$. После этого смесь упаривалась на плитке до влажных солей, после добавления 1 мл концентрированной азотной кислоты и 0,5 мл перекиси водорода выпаривалась досуха. Затем осадок растворяли в 10 мл 10 % азотной кислоты и прогревали до растворения солей. При наличии неразложившегося осадка пробу упаривали и повторяли весь процесс. После полного растворения пробы помещались в мерные пробирки объемом 50 мл, которые заполнялись до метки деионизованной водой. Полученный раствор анализировался на ISP

масс-спектрометре ELAN DRC II (Перкин Элмер, США). Перед измерениями проводили настройку прибора и оптимизацию инструментальных параметров для получения максимального сигнала и его воспроизводимости при минимальном вкладе оксидных ионов и низком фоновом уровне. Для уменьшения эффекта “памяти” прибора после съемки каждого раствора проводилась промывка системы 2 % раствором HNO_3 в течение 2 минут.

Для градуировки прибора использовались многоэлементные растворы производства Перкин Элмер, в качестве внутреннего стандарта – изотоп ксенона ^{129}Xe , содержащийся в аргоне. Концентрация ксенона в баллоне с газом была постоянной на протяжении всего времени анализа. Преимущества использования ксенона в качестве внутреннего стандарта – это его отсутствие в растворах с образцами, а также исключение ошибок, связанных с добавлением раствора внутреннего стандарта к образцам. Основные операционные параметры и условия съемки составляли: 1) мощность ВЧ генератора – 1350 W; 2) скорость распыляющего газа – 0.82–0.85 л/мин; 3) чувствительность по индию (1 мкг/л) – $7 \cdot 10^4$ импульс/сек; 4) режим сканирования масс – “peak hopping”; 5) уровень оксидов – $<2\%$; 6) уровень двузарядных ионов – $<2\%$. Для расчета и графического анализа геохимических данных использовалась программа В. Януса с соавторами [47].

Методика геохронологических исследований. U-Pb изотопное исследование цирконов было проведено классическим методом в изотопной лаборатории ГЕОХИ РАН по общепринятой методике. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по методу Т. Кроу [49]. Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$ трассера. Холостое загрязнение составило 0.05 нг Pb и 0.005 нг U. Изотопный состав измерен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам ISOPLOT [52]. Поправка на обычный свинец введена на возраст 1800 млн лет по модели Стейсси и Крамерса [59], использованы современные величины констант распада [60]. Точность определения U-Pb изотопных отношений составила 0.5 %. Все ошибки приведены на уровне 2σ . Для повышения степени конкордантности изотопных возрастов некоторые наиболее нарушенные фазы цирконов были подвергнуты предварительному селективному кислотному растворению (CP) [53]. Согласно этой методике предварительная обработка цирконов проводилась в концентрированной HF в термостате при температуре 150°C .

Образцы подвергались такой обработке в течение 8 ч. После охлаждения раствор декантировался, а кристаллический остаток двукратно обрабатывали 3.1 N раствором соляной кислоты при температуре 180° и 200° С в течение 6–10 ч. Раствор HCl декантировался, остаток дважды промывался концентрированной HNO₃, после чего кристаллический остаток циркона разлагался по обычной методике.

Sm-Nd изотопное исследование проводилось по методике, принятой в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Навеска валовой пробы в 20–30 мг после добавления смешанного трассера ¹⁵⁰Nd + ¹⁴⁹Sm растворялась в смеси плавиковой и азотной кислот (5:1) в термостате при температуре 200° С. Полученный раствор выпаривался и осадок переводился в хлоридную форму. Выделение самария и неодима проводилось в две стадии методом ионнообменной хроматографии. На первой стадии выделялись сумма редкоземельных элементов на катионите DOWEX 50W-X8, на второй стадии проводилось разделение неодима и самария с использованием реагента HDEHP. Величина холостого загрязнения в лаборатории составила 0.03 нг для Sm, и 0.1 нг для Nd. Изотопный состав неодима и самария измерен на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON. Определение концентраций Sm и Nd проведено методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера ¹⁵⁰Nd + ¹⁴⁹Sm с точностью 0.1 % для ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и 0.005 % для ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Измеренное отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализовано к ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241572, что соответствует ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Модельные возрасты пород (T_{DM}) рассчитаны исходя из следующих значений для деплетированной мантии: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.212.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Для петрохимической характеристики вулканитов улканской серии и гранитоидов улканского комплекса мы привлекли результаты анализов предшествующих исследований (табл. 1), которые были систематизированы в работе [11]. Для геохимического анализа были использованы данные по 9 образцам базальтов–трахиандезибазальтов, 23 образцам трахидацитов–трахириолитов и 22 образцам гранитов трех фаз улканского комплекса (табл. 2).

Петрогенные элементы. Вулканиты улканской серии представлены широким спектром пород – от базальтов–трахибазальтов до риолитов. Их фигуративные точки на TAS-диаграмме [54] располагаются вдоль границы областей щелочных и субщелочных

пород, от основных до кислых с образованием двух отчетливо выделяющихся групп в области основных и умеренно кислых–кислых вулканитов (рис. 3а). На диаграммах А. Харкера [44] также наблюдается группирование фигуративных точек (рис. 4), присущее бимодальной серии. На диаграмме K₂O–SiO₂ (рис. 4) согласно классификации А. Пессерилло и С.Р. Тейлора [57] фигуративные точки основных вулканитов попадают в поля известково-щелочной, высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий, а точки кислых вулканитов – в поля последних двух (рис. 4). На диаграмме АФМ распределение фигуративных точек вулканитов улканской серии несколько другое; основное их количество (3/4) как для основных, так и для кислых пород лежит в толеитовой и меньшая их часть (1/4) – в известково-щелочной областях.

В породах улканской свиты, попадающих на TAS-диаграмме в поля трахибазальтов, базальтов, трахиандезибазальтов и андезибазальтов (рис. 3а), содержание SiO₂ колеблется от 48 до 55%, составляя в среднем 50.81% (табл. 1). В целом для улканских базальтоидов характерны повышенные и высокие содержания титана (TiO₂ = 2–3.4 %), окисного железа (Fe₂O₃ = 2.81–13.66 %), щелочей (Na₂O + K₂O = 3.53–7.23%, в среднем ~ 5%) и пониженные – глинозема (Al₂O₃ = 12.37–15.97 %), закисного железа (FeO = 1.24–10.26 %), магния (MgO среднее – 3.86%) и кальция (CaO среднее – 5.54%). На диаграмме АФМ большая часть фигуративных точек улканских вулканитов лежит в области толеитовых базальтов, меньшая – в известково-щелочной. Коэффициент железистости (фракционирования) имеет размах от 0.72 до 0.86.

Все кислые вулканиты элгэтэйской свиты пересыщены кремнеземом и богаты щелочами, относятся к высококальциевой серии и являются высокоглиноземистыми (табл. 1, рис. 4). В целом для них свойственны повышенные содержания титана (TiO₂ среднее – 0.42 %), щелочей (Na₂O + K₂O = 6–10.1 %), окисного железа и пониженные – закисного железа, магния и кальция; содержание глинозема – умеренное. На диаграмме АФМ фигуративные точки элгэтэйских вулканитов лежат как в толеитовой, так и известково-щелочной областях. Коэффициент железистости (фракционирования) имеет размах от 0.72 до 0.97.

Химическими анализами охарактеризованы практически все виды пород, слагающих Улканский массив гранитоидов. На TAS-диаграмме [52] их фигуративные точки располагаются в полях щелочных гранитов и гранитов (рис. 3б). В целом для гранитов улканского комплекса характерно значительное пре-

Таблица 1. Средний химический состав вулканитов улканской серии и гранитоидов улканского комплекса.

Компо- ненты	Базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты улканской свиты				Трахидациты, риолиты, трахириолиты элгэтэйской свиты				Гранитоиды улканского комплекса			
	п	среднее	мин.	макс.	п	среднее	мин.	макс.	п	среднее	мин.	макс.
SiO ₂	34	50.81	48.61	54.60	32	71.30	59.05	75.63	53	74.20	70.21	77.38
TiO ₂	34	2.47	2.00	3.42	32	0.42	0.09	1.36	53	0.22	0.03	0.45
Al ₂ O ₃	34	13.94	12.37	15.97	32	12.74	11.43	15.96	53	12.25	10.78	14.09
Fe ₂ O ₃	34	7.57	2.81	13.66	32	2.95	0.70	7.14	53	1.68	0.57	4.62
FeO	34	6.10	1.24	10.26	32	1.17	0.20	3.22	53	0.89	0.15	2.33
MnO	34	0.16	0.09	0.26	30	0.04	0.01	0.17	45	0.03	0.01	0.25
MgO	34	3.86	2.04	5.22	32	0.43	0.10	1.78	53	0.16	0.01	0.94
CaO	34	5.54	2.61	7.41	32	0.89	0.01	3.58	53	0.44	0.01	1.46
Na ₂ O	34	3.21	1.93	5.09	32	3.47	2.01	5.98	53	3.67	2.79	4.81
K ₂ O	34	1.84	0.48	3.66	32	4.84	2.65	6.41	53	5.02	2.92	5.88
P ₂ O ₅	34	0.49	0.01	1.01	31	0.07	0.01	0.33	46	0.03	0.01	0.15
SO ₃	12	0.19	0.05	0.45	11	0.06	0.05	0.10	9	0.07	0.05	0.18
CO ₂	20	0.93	0.05	6.95	16	0.46	0.05	2.37	13	0.13	0.01	0.35
H ₂ O	34	2.58	1.34	3.90	32	0.86	0.30	1.65	53	0.65	0.25	1.42
Сумма	34	99.19	98.49	100.19	32	99.41	98.49	100.53	53	99.29	97.43	100.67
Na ₂ O+K ₂ O	34	5.05	3.53	7.23	32	8.31	6.00	10.11	53	8.69	7.70	9.70
K ₂ O/Na ₂ O	34	0.61	0.10	1.13	32	1.55	0.44	2.70	53	1.39	0.61	2.08
K _f	34	0.78	0.72	0.86	32	0.90	0.72	0.97	53	0.95	0.73	0.99

Примечание: п – количество образцов; мин. – минимальное, макс. – максимальное значения; K_f = (FeO + Fe₂O₃) / (FeO + Fe₂O₃ + MgO). Содержания оксидов даны в масс. %. Использованы литературные данные, собранные и обобщённые В.А. Гурьяновым [11].

обладание железа над магнием и высокое содержание калия (табл. 1), они пересыщены (за редким исключением) кремнеземом, железом, щелочами, фтором, а иногда и глиноземом при умеренных и низких содержаниях магния и кальция, агайтность их колеблется от 0.53 до 0.99 при заметном преобладании калия над натрием [11]. Высокие значения суммы щелочей и отношения железа к магнию, с одной стороны, и низкие содержания Al₂O₃, MgO и CaO, с другой, в исследованных гранитах свидетельствуют об их принадлежности к А-типу [31].

На классификационных диаграммах [42]: а) FeOt/(FeOt+MgO)–SiO₂ гранитоиды практически всех проанализированных проб (94 из 96) относятся к железистым, FeOt/(FeOt+MgO) ≥ 0.9); б) (Na₂O+K₂O+CaO)–SiO₂ – попадают в поля щелочных, щелочно-известковых и известково-щелочных образований; в) А/НК–АSI – занимают все три возможных

области – агапитовую, плюмазитовую и метаглиноземистую.

Распределение фигуративных точек гранитоидов улканского комплекса на вариационных диаграммах А. Харкера [44] показано на рис. 5.

Микроэлементы. Данные о содержаниях редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследованных породах представлены в таблице 2 и на спайдер-диаграммах (рис. 6).

Содержания переходных когерентных элементов в базальтах–трахиандезибазальтах улканской серии существенно изменяются (табл. 2), но в целом для них характерны низкие концентрации (мкг/г): V = 34–161, Cr = 36–114, Co = 6–33, Ni = 2–104. Породы имеют дифференцированный спектр распределения редких и РЗЭ. На мультиэлементной диаграмме (рис. 6а) в области Cs–Pb концентрации этих элементов в улканских породах значительно выше, чем в нор-

Таблица 2. Содержание микроэлементов (мкг/г) в вулканитах улканской серии и гранитах улканского комплекса.

Породы №№ проб	Базальты, андезитобазальты, трахитобазальты, трахиандезитобазальты (n=9)							Трахиты-трахириты (n=23)						
	08-5-1	08-5-5	08-5-6	08-5-7	09-15-3	09-15-4	09-15-5	09-15-8	09-15-15	08/2	08/12-2	08/12-3	08/12-4	08/12-5
Sc	11.69	13.28	13.81	11.63	23.96	22.71	24.59	25.58	25.54	2.72	3.21	3.42	3.64	3.41
V	34.46	40.13	43.25	37.70	161.40	147.42	157.85	146.58	153.27	3.51	2.91	3.31	3.65	5.11
Cr	114.43	42.22	36.02	67.43	45.36	40.65	48.78	49.93	77.36	82.11	60.16	45.84	41.61	63.25
Co	6.20	9.00	10.68	9.24	29.86	28.38	29.93	31.51	32.64	1.27	0.15	0.72	0.77	1.18
Ni	3.52	7.67	1.65	6.22	7.59	7.22	8.97	9.08	104.22	3.79	-	-	-	-
Rb	75.98	123.25	90.22	92.94	5.38	24.95	30.75	34.15	45.00	130.92	138.83	146.18	141.87	130.65
Sr	135.61	232.51	285.21	212.23	408.28	425.48	383.60	268.74	340.83	60.57	44.80	45.27	49.46	46.83
Y	37.41	41.40	45.79	39.10	28.81	26.57	28.52	27.87	28.79	38.95	37.23	28.44	53.28	53.80
Zr	293.60	286.13	296.46	291.79	142.21	125.92	133.04	155.56	161.64	193.71	244.30	259.76	286.30	262.43
Nb	27.96	28.45	30.09	27.58	14.66	13.04	14.31	14.68	13.96	23.85	27.94	32.99	32.37	30.58
Ta	1.14	1.21	1.29	1.20	0.81	0.71	0.79	0.80	0.77	1.53	1.68	1.96	1.88	1.73
Ba	1753.62	1383.48	1002.99	1326.82	169.19	338.58	424.25	548.06	586.00	786.65	596.05	608.87	606.01	602.60
La	61.31	64.19	70.86	60.64	33.83	29.83	32.15	31.60	31.20	64.65	77.05	18.59	106.41	138.30
Ce	150.80	162.60	176.13	156.52	72.03	63.15	68.72	67.81	67.62	146.56	279.79	112.17	337.93	353.32
Pr	15.95	17.07	18.84	16.04	9.19	8.03	8.81	8.56	8.65	18.14	18.63	4.75	25.62	34.62
Nd	62.92	67.08	74.81	62.99	38.95	34.14	37.01	36.43	36.68	68.74	70.97	17.98	98.50	133.80
Sm	11.40	12.32	13.47	11.30	7.69	6.63	7.27	7.04	7.29	12.57	12.15	3.45	16.99	22.24
Eu	1.54	1.82	1.97	1.58	1.82	1.68	2.15	1.74	1.72	1.18	0.86	0.21	1.21	1.63
Gd	11.97	13.01	14.34	12.04	8.51	7.56	8.31	7.99	8.21	12.71	12.37	4.67	17.33	22.16
Tb	1.44	1.59	1.73	1.43	1.08	0.96	1.07	1.03	1.06	1.49	1.42	0.71	1.93	2.39
Dy	7.86	8.82	9.58	8.03	6.01	5.40	6.02	5.80	6.03	8.36	7.19	5.35	9.51	10.81
Ho	1.44	1.59	1.75	1.45	1.15	1.04	1.14	1.11	1.16	1.51	1.37	1.23	1.67	1.85
Er	4.14	4.49	4.89	4.22	3.29	2.90	3.22	3.09	3.27	4.43	4.18	4.10	4.88	5.08
Tm	0.49	0.52	0.56	0.49	0.43	0.37	0.41	0.40	0.42	0.52	0.62	0.62	0.68	0.65
Yb	3.53	3.65	3.88	3.52	2.93	2.46	2.75	2.62	2.84	3.67	4.49	4.52	4.82	4.52
Lu	0.45	0.46	0.48	0.44	0.41	0.34	0.37	0.36	0.40	0.47	0.68	0.68	0.73	0.65
Hf	6.89	6.71	6.92	6.88	4.23	3.70	4.06	4.32	4.42	5.64	7.48	8.02	7.71	6.13
Th	9.32	9.30	10.30	9.20	3.89	3.44	3.82	4.03	3.99	11.92	18.89	18.52	18.44	17.49
U	2.07	1.85	2.03	1.85	0.73	0.59	0.73	0.73	0.71	1.71	2.94	3.13	2.97	2.71
La _N /Yb _N	11.75	11.88	12.34	11.63	7.80	8.20	7.91	8.16	7.42	11.90	11.61	2.78	14.92	20.69
La _N /Sm _N	3.38	3.28	3.31	3.38	2.77	2.83	2.78	2.82	2.70	3.24	3.99	3.39	3.94	3.91
Gd _N /Yb _N	2.75	2.89	3.00	2.77	2.35	2.49	2.45	2.48	2.34	2.81	2.24	0.84	2.91	3.97
Eu/Eu*	0.40	0.44	0.43	0.41	0.69	0.72	0.84	0.71	0.68	0.28	0.21	0.16	0.22	0.22
Σ PЭЭ	335.24	359.21	393.30	340.69	187.32	164.49	179.41	175.58	176.54	345.01	491.76	179.02	628.21	732.00

Примечание. Предшествующий номерам всех проб индекс D, используемый в тексте статьи и на рис.2, здесь опущен. La_N/Yb_N, La_N/Sm_N, Gd_N/Yb_N и Eu/Eu* нормированы по хондриту согласно [62]. Анализы выполнены Д.В. Авдеевым на ISP масс-спектрометре ELAN DRC II (Перкин Элмер, США) в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН. Проверка – не определялось.

Таблица 2. (Продолжение.)

Породы	Трахитдациты-трахириолиты													
	08/12-6	08/13	08/14-1	08/14-2	08/14-3	08/14-4	08/14-5	08/14-6	08/15-1	09/1-10	09/1-12	09/1-13	09/3-2	09/3-15
№№ проб														
Sc	3.48	2.56	3.75	3.79	3.71	4.31	3.60	3.55	7.82	2.55	1.23	2.58	1.42	2.46
V	4.47	2.52	3.78	3.68	3.19	4.68	3.76	3.84	17.03	2.69	1.20	2.28	1.12	2.02
Cr	46.33	45.89	50.30	40.35	48.67	65.72	44.81	41.32	32.83	46.89	59.69	71.95	63.30	68.19
Co	1.40	1.03	0.79	0.61	0.46	0.77	0.44	0.54	4.93	0.96	0.64	0.73	0.60	0.80
Ni	-	1.69	-	-	-	-	-	-	-	3.83	5.29	-	-	2.21
Rb	146.36	110.74	148.22	147.53	156.05	154.15	154.75	161.87	117.47	98.88	151.33	103.75	177.36	92.91
Sr	49.03	31.90	48.41	49.73	51.02	52.70	58.40	56.63	67.29	33.09	17.51	30.98	19.77	39.83
Y	41.83	19.14	48.44	48.34	47.56	44.68	46.22	50.92	55.80	34.80	34.45	31.23	41.37	36.65
Zr	281.60	161.25	328.45	239.77	298.98	381.47	247.01	331.77	432.74	256.97	282.32	304.20	317.55	301.07
Nb	30.18	17.43	30.96	29.90	32.90	32.82	31.44	32.25	30.40	19.89	24.73	25.21	28.01	25.00
Ta	1.68	1.18	1.79	1.76	1.92	1.86	1.86	1.88	1.86	0.87	1.25	1.11	1.33	1.12
Ba	667.55	475.67	712.61	676.43	729.83	720.70	722.64	737.69	961.76	978.40	322.65	957.62	336.77	866.99
La	115.48	31.70	128.97	100.08	119.42	90.80	99.76	97.60	64.57	42.81	23.61	13.98	29.18	48.48
Ce	365.32	100.94	392.82	195.68	324.36	186.56	188.46	193.00	86.43	96.06	118.18	67.13	92.09	119.94
Pr	27.74	8.19	32.10	24.93	30.03	22.55	24.78	24.55	14.68	10.48	4.73	3.83	5.62	12.16
Nd	106.87	30.51	124.46	95.73	116.97	86.79	95.30	95.14	57.94	40.44	16.83	15.29	19.91	47.75
Sm	18.10	5.24	21.48	16.69	20.00	15.16	16.64	16.50	10.31	7.31	2.76	3.00	3.50	8.54
Eu	1.31	0.37	1.60	1.22	1.47	1.10	1.19	1.21	1.07	0.74	0.06	0.23	0.09	0.92
Gd	18.26	5.45	21.66	16.96	20.30	15.79	17.19	17.20	12.24	8.07	4.17	3.81	4.90	9.30
Tb	2.01	0.66	2.40	1.91	2.25	1.87	1.95	1.94	1.71	1.05	0.68	0.60	0.85	1.16
Dy	9.52	3.72	10.94	9.27	10.62	9.74	9.89	9.54	10.26	6.79	5.92	5.37	7.01	7.11
Ho	1.67	0.82	1.90	1.66	1.84	1.81	1.76	1.72	2.07	1.37	1.35	1.23	1.56	1.41
Er	4.80	2.63	5.45	4.92	5.36	5.36	5.15	4.97	5.94	4.24	4.38	4.06	4.85	4.36
Tm	0.67	0.43	0.74	0.69	0.75	0.76	0.71	0.68	0.83	0.55	0.61	0.57	0.66	0.58
Yb	4.69	2.94	5.27	4.88	5.17	5.28	5.07	4.89	5.52	4.00	4.44	4.17	4.76	4.23
Lu	0.69	0.48	0.78	0.74	0.77	0.80	0.75	0.72	0.82	0.53	0.60	0.57	0.65	0.58
Hf	6.63	4.92	7.57	7.20	7.73	7.66	7.40	7.46	10.09	6.93	8.09	8.13	9.01	7.98
Th	18.42	14.28	18.55	18.62	19.57	19.42	19.02	19.23	15.37	9.02	15.61	10.06	15.99	9.70
U	3.02	2.11	3.11	3.04	3.17	3.56	2.96	3.07	2.73	1.63	1.23	1.91	2.80	1.68
La _N /Yb _N	16.65	7.29	16.53	13.86	15.60	11.63	13.30	13.50	7.91	7.24	3.60	2.27	4.14	7.75
La _N /Sm _N	4.02	3.81	3.78	3.77	3.76	3.77	3.77	3.72	3.94	3.69	5.39	2.93	5.24	3.57
Gd _N /Yb _N	3.16	1.50	3.33	2.82	3.18	2.43	2.75	2.85	1.80	1.64	0.76	0.74	0.83	1.78
Eu/Eu*	0.22	0.21	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.29	0.29	0.06	0.21	0.07	0.32
Σ P33	677.12	194.07	750.57	475.37	659.32	444.38	468.61	469.64	274.39	224.43	188.32	123.83	175.64	266.53

Таблица 2. (Продолжение.)

Породы №№ проб	Трахидициты-г्राхириолиты							Граниты 1-й фазы (n=7)							Граниты 2-й фазы (n=7)		
	09/3-19	09/6-6	09/6-8	09/6-11	08/4	08/7-2	08/7-5	08/7-10	08/7-13	08/7-16	08/7-18	08/24	08/25-4				
Sc	1.43	3.10	2.81	3.04	0.09	1.41	0.69	0.83	0.50	1.72	0.81	1.95					
V	1.22	3.96	3.37	4.24	0.32	0.53	0.99	0.76	0.68	0.98	0.30	1.12					
Cr	58.20	40.98	47.94	99.56	59.30	78.78	194.04	116.80	103.05	211.26	59.80	139.57					
Co	0.85	0.87	0.81	1.39	0.52	0.76	1.98	1.03	0.62	1.28	0.22	0.86					
Ni	8.39	-	-	6.52	2.50	3.05	10.27	6.23	3.86	11.23	2.63	7.43					
Rb	159.46	81.05	110.90	87.56	148.25	150.20	135.76	177.54	158.20	171.85	348.84	461.14					
Sr	23.59	52.78	45.43	62.58	11.90	11.32	13.02	12.09	11.47	14.80	7.44	6.41					
Y	37.07	27.98	28.75	34.78	82.61	100.10	88.64	94.02	87.94	88.13	9.93	15.29					
Zr	295.10	327.10	313.78	327.79	341.24	597.63	425.24	418.31	389.33	326.26	139.18	121.61					
Nb	24.94	21.29	18.83	20.34	91.40	134.94	94.31	95.12	82.16	77.43	84.55	106.67					
Ta	1.20	0.97	0.69	0.94	4.65	8.36	5.30	5.36	4.51	4.39	10.11	15.77					
Ba	301.74	719.77	964.16	597.16	101.35	166.50	152.83	147.74	150.99	120.67	55.06	53.98					
La	10.88	22.08	11.41	53.96	68.54	68.25	79.37	97.88	92.34	102.06	29.00	41.08					
Ce	124.74	59.86	76.69	136.07	151.08	148.36	227.92	240.20	186.91	228.13	55.52	79.85					
Pr	2.55	5.59	2.76	13.51	17.85	15.33	17.63	23.72	21.46	23.83	5.60	7.81					
Nd	9.13	21.85	10.47	51.56	62.39	50.75	62.18	82.45	75.58	84.31	16.14	23.95					
Sm	2.03	4.13	2.09	9.27	14.29	12.32	13.13	17.59	15.90	17.25	2.21	3.39					
Eu	0.04	0.31	0.11	0.73	0.26	0.17	0.34	0.45	0.49	0.45	0.08	0.06					
Gd	3.67	4.72	3.10	9.67	16.17	14.72	15.82	19.90	18.37	19.67	2.14	3.33					
Tb	0.68	0.65	0.49	1.18	2.55	2.82	2.57	3.14	2.94	3.00	0.27	0.36					
Dy	6.12	4.85	4.54	6.80	16.80	20.05	16.88	19.65	18.52	18.38	1.68	2.39					
Ho	1.41	1.10	1.08	1.31	3.59	4.38	3.62	3.96	3.73	3.68	0.39	0.47					
Er	4.48	3.62	3.66	4.19	11.07	14.29	10.96	11.94	11.14	10.85	1.44	1.75					
Tm	0.63	0.51	0.52	0.56	1.63	2.35	1.67	1.73	1.62	1.56	0.27	0.25					
Yb	4.52	3.84	3.92	4.14	11.52	16.46	11.06	11.51	10.87	10.34	2.12	2.29					
Lu	0.61	0.52	0.54	0.58	1.52	2.43	1.60	1.63	1.55	1.48	0.36	0.30					
Hf	8.20	8.77	8.18	8.52	14.78	24.57	15.78	15.88	14.27	13.28	8.21	7.53					
Th	15.53	13.05	10.01	12.96	25.58	33.95	25.30	25.36	24.23	21.85	18.26	19.55					
U	1.87	2.41	2.32	2.51	5.47	10.58	4.98	5.17	5.23	4.45	4.78	3.61					
La _N /Yb _N	1.63	3.89	1.97	8.81	4.02	2.80	4.85	5.75	5.74	6.67	9.25	12.14					
La _N /Sm _N	3.37	3.36	3.43	3.66	3.02	3.49	3.81	3.50	3.66	3.72	8.25	7.62					
Gd _N /Yb _N	0.66	1.00	0.64	1.89	1.14	0.73	1.16	1.40	1.37	1.54	0.82	1.18					
Eu/Eu*	0.05	0.21	0.14	0.24	0.05	0.04	0.07	0.07	0.09	0.08	0.11	0.05					
Σ P3Э	171.50	133.62	121.39	293.54	379.23	372.68	464.75	535.75	461.41	524.97	117.22	167.28					

Таблица 2. (Окончание.)

Породы №№ проб	Граниты 2-й фазы					Щелочные граниты 3-й фазы (n = 8)							
	08/25-5	08/25-9	08/25-10	08/25-11	08/25-12	08/9	08/20-2	08/20-5	08/20-7	08/20-9	08/20-14	08/20-15	08/21
Sc	2.48	1.82	1.05	1.42	1.74	0.14	4.14	3.77	4.20	7.47	3.65	3.29	1.48
V	1.33	1.05	1.06	0.95	0.79	0.11	1.48	0.84	1.00	0.55	0.85	0.41	-
Cr	75.84	78.05	110.19	109.40	137.76	50.31	60.78	88.99	92.87	98.88	75.13	65.40	22.14
Co	0.47	0.41	0.98	0.62	0.67	0.39	0.72	0.42	0.85	0.46	0.41	0.27	-
Ni	3.53	3.11	9.13	5.77	6.14	3.57	9.11	7.17	15.64	4.73	4.22	2.94	2.75
Rb	376.57	381.73	397.62	415.72	410.51	223.78	245.95	269.12	207.24	259.35	273.36	243.34	170.70
Sr	8.10	7.61	7.17	7.44	6.34	0.51	3.33	4.34	2.29	3.72	4.14	4.48	1.60
Y	8.97	5.00	10.40	8.53	4.91	13.15	27.45	46.20	20.29	52.38	42.59	54.26	41.23
Zr	155.92	122.65	132.27	144.71	118.54	141.69	280.77	666.89	315.61	642.98	142.41	345.12	639.68
Nb	100.09	99.75	94.05	99.37	96.24	111.15	45.07	273.86	148.59	303.78	34.34	47.58	113.39
Ta	12.36	12.51	10.28	11.49	11.43	7.25	1.61	12.25	10.74	15.97	1.70	2.32	9.46
Ba	53.89	59.75	76.21	80.01	65.35	12.41	17.18	23.16	13.89	17.37	14.99	16.68	11.83
La	21.33	20.33	19.66	11.31	14.04	8.29	438.10	311.02	220.70	430.02	287.64	248.37	221.62
Ce	42.42	38.58	41.58	26.26	31.17	42.47	759.33	526.01	368.48	669.30	488.38	447.02	415.33
Pr	3.63	3.65	3.97	2.34	2.52	2.10	75.23	51.15	36.47	56.31	50.41	46.65	46.29
Nd	10.59	11.22	12.91	7.47	7.53	6.98	248.68	171.24	125.46	179.80	170.03	163.93	167.38
Sm	1.39	1.39	1.92	1.28	1.02	1.40	27.99	20.65	14.98	20.24	20.58	21.87	20.59
Eu	0.03	0.02	0.05	0.05	0.02	0.03	0.86	0.65	0.45	0.61	0.63	0.72	0.71
Gd	1.40	1.24	1.99	1.37	1.03	1.95	24.22	19.43	13.08	20.20	19.07	19.83	18.70
Tb	0.22	0.10	0.25	0.19	0.11	0.31	1.90	1.89	1.13	1.91	1.82	2.16	1.75
Dy	2.42	0.87	1.83	1.53	0.92	2.72	7.42	9.41	4.98	9.85	8.42	11.02	8.89
Ho	0.56	0.15	0.41	0.34	0.20	0.64	1.22	1.82	0.89	2.08	1.42	1.98	1.97
Er	2.26	0.69	1.53	1.39	0.83	2.45	4.53	6.26	3.17	7.46	4.84	6.34	7.23
Tm	0.37	0.10	0.27	0.25	0.14	0.43	0.62	0.98	0.50	1.25	0.68	0.90	1.16
Yb	3.15	1.24	2.29	2.32	1.28	4.48	5.93	8.61	4.81	10.35	6.42	6.97	9.38
Lu	0.44	0.16	0.35	0.37	0.20	0.85	1.09	1.45	0.98	1.76	1.18	1.18	1.58
Hf	8.28	7.06	8.18	8.91	7.39	4.94	7.76	21.90	8.71	23.35	4.83	7.76	14.79
Th	22.71	21.87	21.73	23.00	21.15	10.71	19.41	32.47	15.56	38.46	13.02	18.45	18.77
U	7.63	4.89	6.34	7.05	6.10	4.60	3.54	11.16	8.27	4.19	1.61	2.01	6.96
La _N /Yb _N	4.57	11.10	5.80	3.29	7.43	1.25	49.96	24.42	31.01	28.08	30.29	24.09	15.96
La _N /Sm _N	9.67	9.21	6.44	5.55	8.67	3.73	9.85	9.48	9.27	13.37	8.80	7.15	6.77
Gd _N /Yb _N	0.36	0.81	0.71	0.48	0.66	0.35	3.31	1.83	2.20	1.58	2.41	2.31	1.62
Eu/Eu*	0.06	0.04	0.08	0.11	0.06	0.05	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
Σ P3Э	90.20	79.75	89.01	56.48	61.00	75.11	1597.13	1130.56	796.07	1411.14	1061.52	978.94	922.58

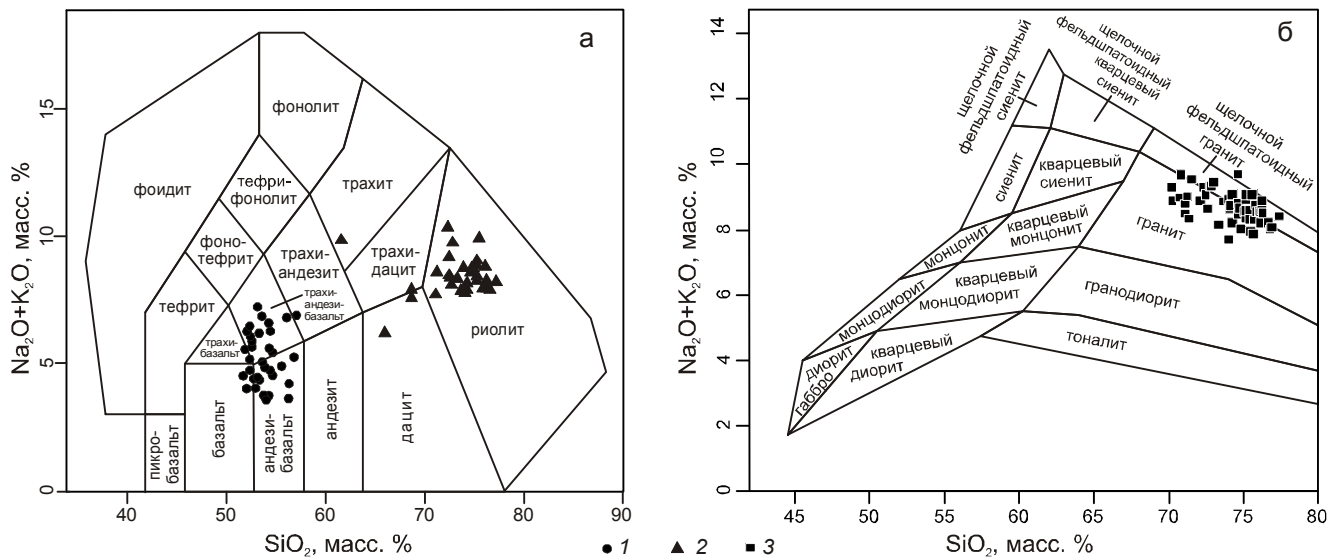


Рис. 3. Классификационные диаграммы (Na₂O+K₂O)–SiO₂ [54] для вулканических (а) и интрузивных (б) пород Улканского прогиба.

1 – базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты улканской и элгэтэйской свит; 2 – трахидациты, трахириодациты, трахириолиты элгэтэйской свиты, 3 – гранитоиды улканского комплекса.

мальных и обогащенных базальтах срединно-океанических хребтов, и близки к их содержаниям в базальтах океанических островов. После “свинцовой отметки” ломаная линия распределения элементов в улканских породах имеет в целом отрицательный наклон (от 100 до 10), приближаясь к составам нормальных и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов. Сумма РЗЭ в изученных образцах различается более чем в два раза – от 164 до 393 мкг/г (табл. 2), при среднем содержании 257 мкг/г. На этой же диаграмме (рис. 6а) отчетливо проявлены: Nb и небольшой Eu-Ti минимумы, свойственные продуктам островодужного магматизма, Pb максимум, типичный для базальтов континентальных рифтов, Sr минимум и небольшой Nd максимум. Отношение Zr/Nb (9.3–11.6) близко к таковому для внутриплитных базальтов. Величины индикаторных отношений La/Nb (2.15–2.35), Ba/Nb (11.5–62.7), Ba/Th (43–188), Rb/Nb (0.4–4.3), Th/Rb (0.08–0.72), Ba/La (5–28) в базальтах серии выше, чем в примитивной мантии.

Спектр распределения редких и РЗЭ для трахириодацитов элгэтэйской свиты более дифференцирован по сравнению с таковым для базальтов–трахиандезибазальтов. На спайдер-диаграмме (рис. 6б) отчетливо проявлены: Ba и Nb минимумы, Pb максимум, Sr минимум, Nd и Sm максимум и Eu-Ti минимум. Особенно четко выражены три последних экстремума, которые могут свидетельствовать о формировании изучаемых щелочных кислых пород при

флюидно-магматической эволюции трахитовых расплавов, существенно насыщенных летучими компонентами. После “свинцовой отметки” распределение элементов в этих вулканитах аналогично их распределению в основных вулканитах серии, за исключением “глубокого” Eu-Ti минимума. При среднем содержании РЗЭ в элгэтэйских трахириодацитах 369 мкг/г их сумма изменяется весьма существенно – от 121 до 751 мкг/г (табл. 2). Величины индикаторных отношений Zr/Nb (7.9–17), La/Nb (0.44–4.52), Ba/Nb (12.03–51.21), Ba/Th (19.43–108.52), Rb/Nb (3.72–6.39), Th/Rb (0.09–0.16), Ba/La (4.36–84.51) в этих породах выше, чем в примитивной мантии.

Спектры сильно фракционированного распределения редких и РЗЭ в гранитах всех 3-х фаз улканского комплекса, за небольшим исключением, сходны как между собой (рис. 6в), так и со спектром трахириодацитов (рис. 6б). Граниты массива отличаются высокими содержаниями Rb, Th, U, Nb, Ta, РЗЭ, практическим отсутствием негативной Nb аномалии и деплетацией по Ba, Sr, P, Ti, что свойственно типичным анорогенным редкометалльным щелочным гранитам [18]. Содержания РЗЭ в гранитоидах улканского комплекса существенно различаются; их суммы в гранитах 1-й, 2-й и 3-й фаз равны 466±68, 94±38 и 997±455 мкг/г, соответственно. Наибольшей обогащенностью легкими РЗЭ отличаются граниты 3-й фазы – среднее (La_n/Yb_n) = 25.6; оно снижается для гранитов 2-й фазы до 7.6, а 1-й – до 5.3. Средние значения отношения La_n/Sm_n в гранитах 1-й, 2-й и 3-й фаз

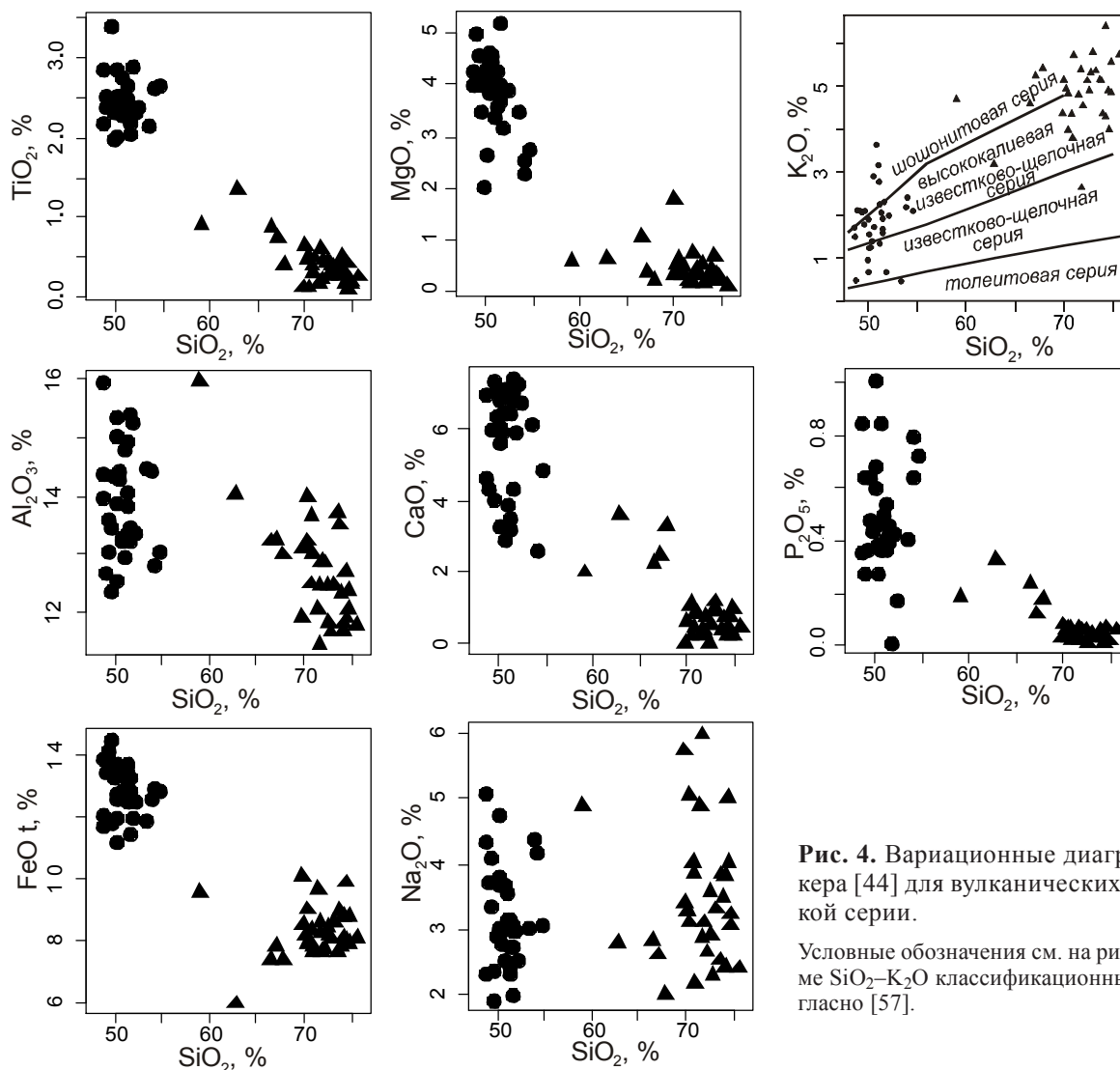


Рис. 4. Вариационные диаграммы А. Харкера [44] для вулканических пород улканской серии.

Условные обозначения см. на рис. 3. На диаграмме SiO₂–K₂O классификационные поля даны согласно [57].

составляют 3.6 ± 0.3 , 7.9 ± 1.5 и 8.6 ± 2.8 мкг/г, соответственно. Все гранитоиды характеризуются глубокой отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.04-0.11$) (табл. 2, рис. 6в).

Распределение РЗЭ по отношению к хондриту [62] имеет вид, стандартный для пород, подобных улканским: 1) практически линейная зависимость для легких РЗЭ от La до Sm с небольшим отрицательным наклоном; 2) отчетливо выраженный Eu-минимум (основные вулканы – до 20, кислые – от 20 до 1, граниты 1-й фазы – до 5, для 2-й – менее 1, 3-й – до 10); 3) практически горизонтальная линия для тяжелых РЗЭ от Gd до Lu.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как отмечалось выше, возраст магматических пород Улканского прогиба определялся и ранее. Согласно А.М. Ларину [20], возраст трахириолитов элгэтэйской свиты составляет 1720 ± 2.5 млн лет, со-

гласно Ю.Н. Гамалея [10], – 1840 млн лет. Подчеркнем, что оба определения сделаны U-Pb методом по цирконам. Наши попытки определения возраста вулкаников элгэтэйской свиты пока не увенчались успехом – выделить из них однородные “чистые” зерна цирконов не удалось, практически все проанализированные зерна были с включениями; полученные оценки возраста цирконов классическим методом и методом лазерной абляции не совпадают. Необходимо отметить, что полученная нами классическим методом оценка возраста цирконов трахириолитов элгэтэйской свиты (1726 ± 18 млн лет, неопубликованные данные) совпадает с данными А.М. Ларина [20, 24].

Возраст гранитов 1-й, 2-й и 3-й фаз улканского комплекса, согласно [24, 50], составляет 1720.8 ± 1 , 1715.8 ± 2.5 и 1704.6 ± 4.7 млн лет, соответственно. В.А. Гурьяновым [11] возраст гранитоидов трех фаз Улканского массива принимался в более широком

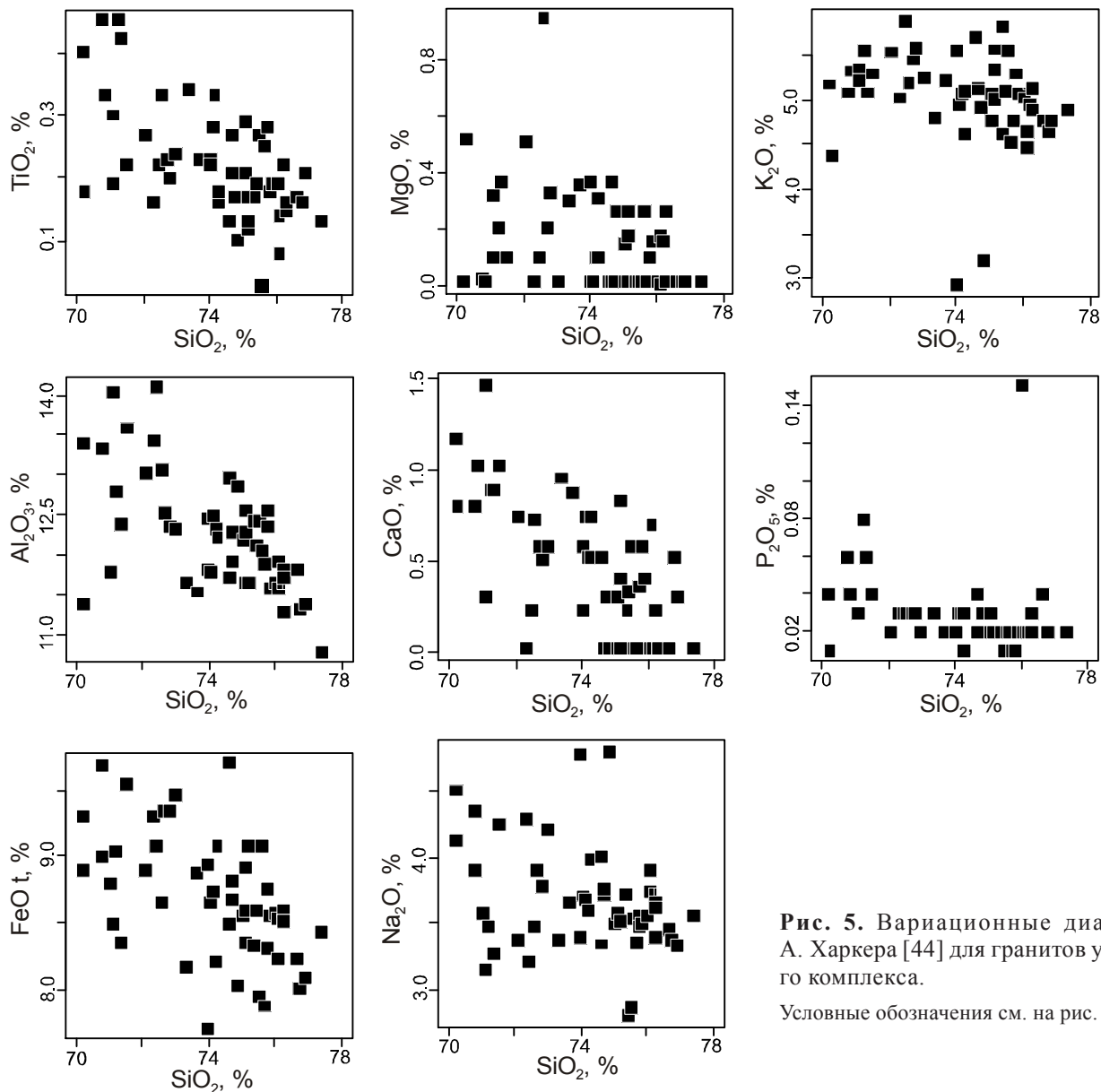


Рис. 5. Вариационные диаграммы А. Харкера [44] для гранитов улканского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 3.

диапазоне, 1720–1670 млн лет, исходя из имевшихся геохронологических и геологических данных.

Для определения возраста изучаемых гранитоидов U-Pb методом по цирконам исследованы две пробы гранитов улканского комплекса (табл. 3, рис. 7).

Проба D-08/4 субщелочных гранит-порфиров главной (первой) фазы отобрана из коренного обнажения в правом борту р. Левый Ныгваган на участке Конус в основании одноименной горы (рис. 1б; координаты: 56.24351° с.ш., 134.41921° в.д.). Из пробы D-08/4 проанализированы цирконы магматического генезиса трех размерных фракций, а также еще двух фракций после их селективного растворения (табл. 3). Цирконы представлены разноудлиненными кристаллами призматической формы. Преобладают

кристаллы с удлинением 1:4. Окраска цирконов светло-коричневая, различной интенсивности. Преобладают замутненные, трещиноватые цирконы, часто с включениями породообразующих минералов. Для анализов выбраны только прозрачные удлиненные цирконы без включений. На диаграмме (рис. 7а) дискордия, рассчитанная для четырех фракций циркона, пересекает конкордию в точке с возрастом 1729.7 ± 1.9 млн лет (верхнее пересечение, СКВО= 0.5). Точка циркона фракции +100 была исключена из расчета, ее положение на графике заметно отклоняется от положения остальных точек и может предполагать наличие в цирконе некоторой примеси более древней компоненты. Оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в этих цирконах совпадают (табл. 3), что

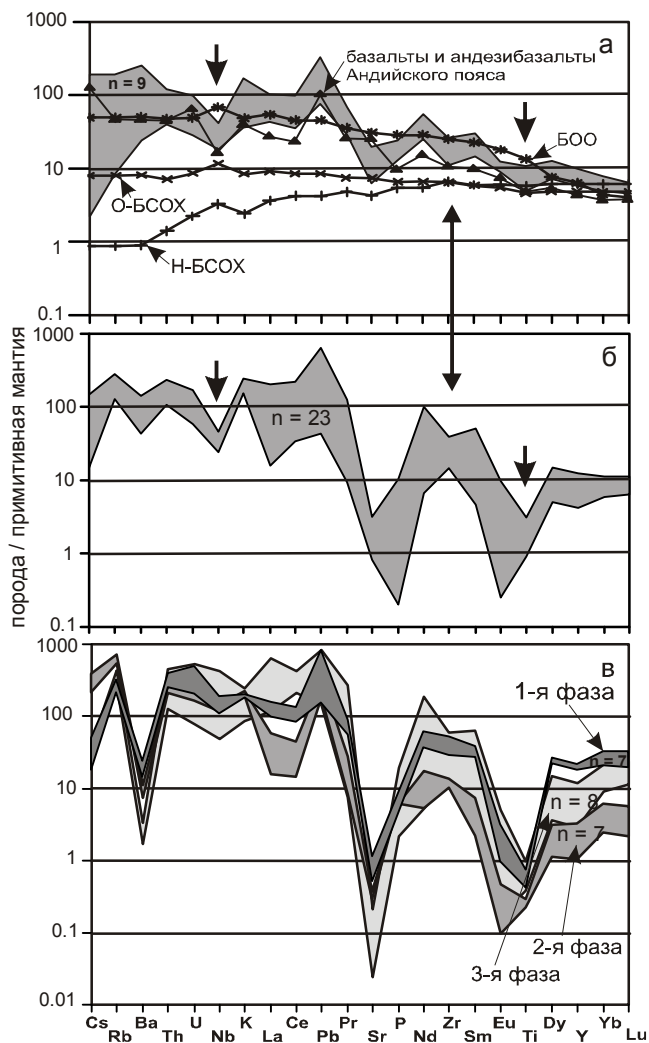


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы для вулканитов улканской серии (а – основного и среднего составов; б – кислого состава) и гранитов улканского комплекса (в).

На диаграмме а приведены также составы базальтов срединно-океанических хребтов: деплетированных (Н-БСОХ) и обогащённых (О-БСОХ) – и океанических островов (БОО) [61], базальтов и андезибазальтов Андийского пояса [48]. Примитивная мантия по [57].

свидетельствует об отсутствии унаследованной компоненты и незначительной потере радиогенного свинца. Значение 1730 ± 2 млн лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией может быть принято за оценку возраста цирконов из данной пробы и времени кристаллизации гранитов 1-й фазы улканского комплекса.

Проба D-08/21 гранитов 3-й фазы отобрана в пределах Ныгваганского массива из коренного обнажения в верховьях р. Правый Ныгваган (рис. 1б; координаты: 56.28334° с.ш., 134.40875° в.д.). Из нее проанализированы цирконы магматического генезиса двух

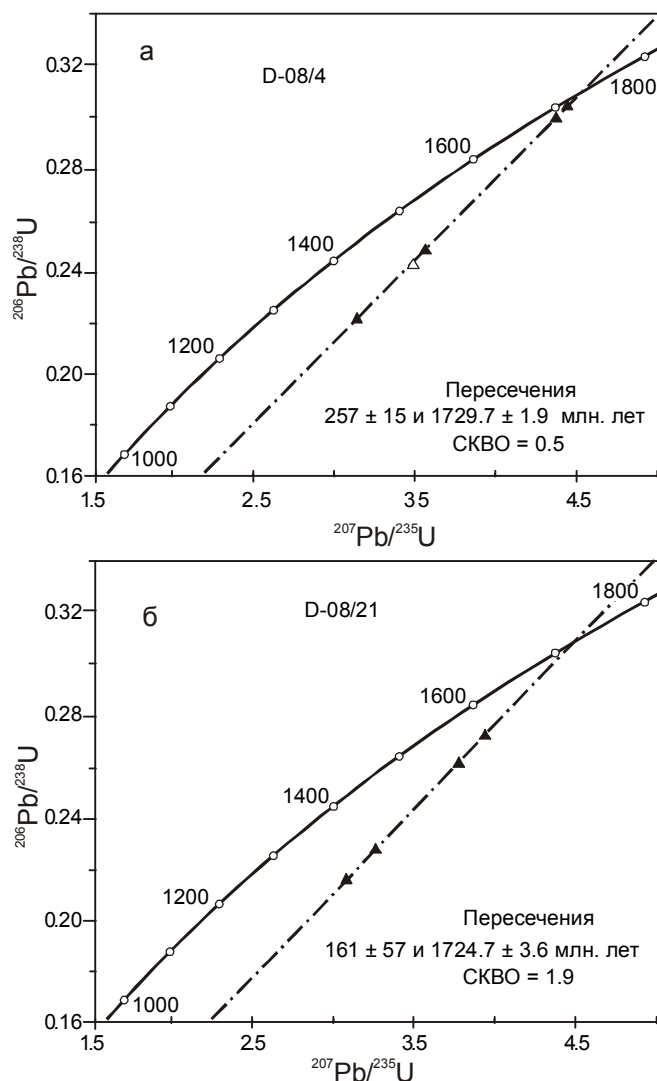


Рис. 7. U-Pb диаграммы с дискордиями и конкордией для цирконов из гранитов 1-й (а) и 3-й (б) фаз улканского комплекса.

Залитые треугольники – точки составов, по которым определена дискордия; незалитый треугольник – точка состава, исключенная из определения дискордии.

размерных фракций, а также еще двух фракций после их абразивной обработки (табл. 3). Цирконы в пробе представлены призматическими зернами с четкими гранями и вершинами. Цирконы прозрачны, слабо окрашены в сиреневатые тона. Преобладают прозрачные цирконы, но есть и непрозрачные. Для анализа были выбраны только прозрачные, хорошо оформленные, короткопризматические цирконы. По 4 точкам составов всех проанализированных фракций цирконов рассчитана дискордия (рис. 7б), ее верхнее пересечение соответствует 1724.7 ± 3.6 млн лет (СКВО=1.9). Значение 1725 ± 4 млн лет по верх-

Таблица 3. Результаты изотопных исследований U-Pb системы цирконов и Sm-Nd системы гранитов улканского комплекса.

№ п/п	Размер фракции, μm	Навеска, мг	Соержание, ppm		Изотопные отношения, измеренные		Изотопные отношения		Rho	Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, Ma
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
<i>D-08/4, проба гранитов 1-й фазы</i>										
1	-150+100	1.10	374.0	91.8	5150	9.5043±2	5.6557±1	3.143±5	0.2221±4	1672±1
2	+100	1.10	241.4	57.4	4666	9.3453±2	5.5728±1	3.467±6	0.2414±5	1700±1
3	-100+75	1.10	227.6	62.6	7178	9.4532±4	5.5173±2	3.561±7	0.2484±5	1696±1
4	-75 CP-8 часов	3.10	13922		13922	9.3795±3	5.6924±2	4.434±8	0.3041±6	1727±1
5	-100+75 CP-8 ч.	3.40	24329		24329	9.4205±1	5.9641±1	4.371±8	0.3000±3	1726±1
<i>D-08/21, проба гранитов 3-й фазы</i>										
1	-100+90	1.12	223.1	59.5	409	7.2987±3	5.7428±1	3.259±2	0.2277±11	1693±2
2	-90+75	1.12	271.8	68.9	407	7.3322±3	5.5833±4	3.083±5	0.2161±11	1678±2
3	-90+75 CP-8 ч.				3314	9.1838±9	16.487±3	3.936±7	0.2722±12	1712±1
4	-75 CP-8 ч.				7855	9.3928±3	18.329±1	3.772±6	0.2610±13	1711±1
			Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измеренное	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ начальное	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-1)$, Ga	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$, Ga
D-08/4	граниты 1 фазы	1730	14.3	62.4	0.10993	0.511829±11	0.510578	3.5	1.84	1.85
D-08/21	граниты 3 фазы	1725	20.6	167.4	0.06087	0.511130±5	0.510439	0.7	1.94	2.07

Примечание. CP – селективное кислотное растворение; Rho – коэффициент корреляции изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $T_{\text{Nd}}(\text{DM})^1$ – модель С. Гольдшмита однокомпонентной деплетированной мантии [43]; $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-1)^2$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)^2$ – модели В. Хофмана однокомпонентной и двухкомпонентной деплетированной мантии [51], соответственно. Расчеты выполнены по программе “Geochemical Data Toolkit in R” [47].

нему пересечению дискордии с конкордией может быть принято за оценку возраста цирконов из данной пробы и времени кристаллизации 3-й фазы гранитов улканского комплекса.

Sm-Nd изотопная система гранитов улканского комплекса изучена по валу из проб D-08/4 и D-08/21 (табл. 3). Для гранитов 1-й фазы установлены положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.5$ и позднепалеопротерозойский Nd-модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, равный 1.84 млрд лет согласно модели однокомпонентной деплетированной мантии В. Хофмана [51] или 1.95 млрд лет согласно модели С. Гольдшмита однокомпонентной деплетированной мантии [43]. Можно предположить, что источником, из которого выплавлялись граниты 1-й фазы улканского комплекса, были молодые, по отношению к возрасту образований кристаллического фундамента, породы. Sm-Nd данные свидетельствуют об образовании гранитов за счет парциального плавления пород ювенильной коры с возрастом 1.84–1.95 млрд лет, что несколько отличается от модельного возраста гранитов Северо-Учурского массива (2.08–2.33 млрд лет) [50]. Для гранитов 3-й фазы установлено близкое к нулю значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +0.7$ и близкий к гранитам 1 фазы Nd-модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ДИСКУССИЯ

Во введении мы отмечали, что на протяжении всей истории изучения Улканского прогиба (Джугджуро-Улкан-Биякчанского пояса) не было единой точки зрения на его образование. Проанализируем полученные нами новые данные для проверки существующих гипотез.

На тройной диаграмме Дж. Пирса $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ [31] почти все фигуративные точки вулканитов улканской свиты ложатся в область континентальных платобазальтов, немногие попадают в поле надспрединговых островов. На диаграмме Е. Муллена $10\text{MnO}-\text{TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$ [55] большинство фигуративных точек этих пород находится в области базальтов и андезитов океанических островов, несколько – в полях толеитов океанических островов и нормальных океанических базальтов. Все это говорит об ограниченных возможностях использования дискриминационных диаграмм, основанных на распределении петрогенных элементов. Вероятно, здесь могли сказаться несколько факторов. Например, неполный изохимизм вторичных процессов, приведших к выносу и привносу некоторых подвижных петрогенных элементов, и смешение источников. При геохимических исследованиях древних пород для осторожности обычно используются сис-

тематики наименее подвижных редкоземельных и высокозарядных некогерентных элементов. Картины их распределения и закономерности поведения в магматических процессах хорошо изучены (например, [36]). Поэтому предпочтительнее рассмотреть поведение фигуративных точек исследуемых пород на дискриминационных диаграммах соотношений менее мобильных редких и РЗЭ.

Для начала вновь обратимся к спайдер-диаграмме (рис. 6а) для трахибазальтов и трахиандезитбазальтов улканской серии, на которой дано распределение микроэлементов в базальтах и андезитбазальтах мезозойско-кайнозойского окраинно-континентального Андийского магматического пояса [48]. Можно видеть геометрическое подобие этих двух спектров – повторяется большинство характерных экстремумов.

При наличии в обрамлении Улканского прогиба геолого-структурных признаков палеопротерозойской субдукции в пользу надсубдукционной обстановки формирования улканских вулканитов (рис. 6а,б) могли бы также свидетельствовать [36]: 1) обогащенность крупно-ионными литофильными элементами и легкими редкими землями по сравнению с Н-БСОХ, отражающая важнейшую роль водного флюида, хотя она не менее характерна и для внутриплитного магматизма; 2) "...повторяющаяся картина отрицательных аномалий Nb и Ta в островодужных вулканитах разного возраста стала рассматриваться как их важнейший диагностический признак (стр. 103 [36])". За исключением противоречащего субдукции поведения Sr, положение которого на спайдер-диаграммах улканских пород соответствует контрастному минимуму, все остальные характеристики, перечисленные выше, имеют место. Для островодужных вулканитов свойственен Sr максимум [30], а не минимум.

Второе свидетельство либо островодужной надсубдукционной, либо активной окраинно-континентальной трансформного типа, либо внутриплитной обстановки проявления улканского вулканизма можно видеть на рис. 8. Здесь на диаграммах Th-Nf/3-Ta (рис. 8а) и Th/Yb-Ta/Yb (рис. 8б) показаны фигуративные точки базальтов и андезитбазальтов островных дуг, активных континентальных окраин [48] и внутриплитных присдвиговых рифтогенных впадин, а также точки проанализированных нами проб вулканитов улканской серии. Видно, что последние располагаются в поле распространения первых. В поле активных континентальных окраин на диаграммах Th/Yb-Ta/Yb и Th-Ta-Yb [58] лежат фигуративные точки трахириодацитов элгэтэйской свиты (рис. 8 б, в). При этом точки основных вул-

канитов улканской серии попадают в поля как активных континентальных окраин, так и внутриплитных вулканических зон.

Наличие бимодальной серии в разрезах современных активных континентальных окраин отмечалось неоднократно, например, для Андийского пояса в районе Чилийского тройного сочленения [40] и для Курильской дуги [3]. Вместе с тем, бимодальные ассоциации, аналогичные улканской, – характерная черта вулканических серий континентальных рифтов, так же, как и щелочной их уклон. Они считаются индикаторными для рифтовых структур. Отметим также, что типоморфным признаком островодужной обстановки является главенствующий андезитовый вулканизм с обилием туфов, составляющих обычно более половины объема вулканических накоплений. В разрезе же улканской серии андезиты составляют первые проценты [11].

Следует указать, что поведение ряда элементов не характерно для островодужных ситуаций: 1) на спайдер-диаграммах для вулканитов улканской серии отчетливо проявлен максимум по Pb (рис. 6а, б), типичный для базальтов рифтовых зон; 2) концентрация высокозарядных некогерентных элементов, таких как Zr, Hf, Y, в них выше, чем в островодужных базальтах (рис. 6а, б; табл. 2), и приближается к их содержаниям во внутриплитных вулканитах; 3) отношение Zr/Nb (9.3–11.6) близко к верхнему пределу для внутриплитных базальтов (до 12); 4) величины La/Nb (2.15–2.35), Ba/Nb (11.5–62.7), Ba/Th (43–188), Rb/Nb (0.4–4.3), Th/Rb (0.08–0.72), Ba/La (5–28) выше, чем в примитивной мантии и близки к значениям в континентальной коре. Детальное описание внутриплитных источников для магм, формировавших вулканиты улканской серии, дано А.М. Лариным [20].

Приведенные данные по геохимии вулканитов улканской серии показывают, что они имеют признаки, свойственные породам различных современных геодинамических обстановок: надсубдукционной и внутриплитной. Это не позволяет сделать однозначный вывод о геодинамической природе пород улканской серии на основе ее геохимических характеристик. Причина этого не только в несовершенстве диаграмм и ограниченности их применения, но и в сложности любого реального тектонического режима, приводящего к латеральному совмещению в пределах одной и той же геологической структуры образований с геохимическими признаками, характерными для разных геодинамических обстановок. Конвергенция химических особенностей пород активных континентальных окраин уже была наглядно показана на приме-

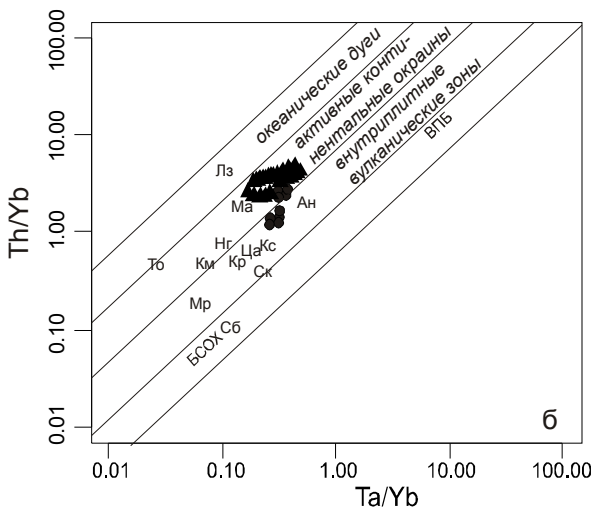
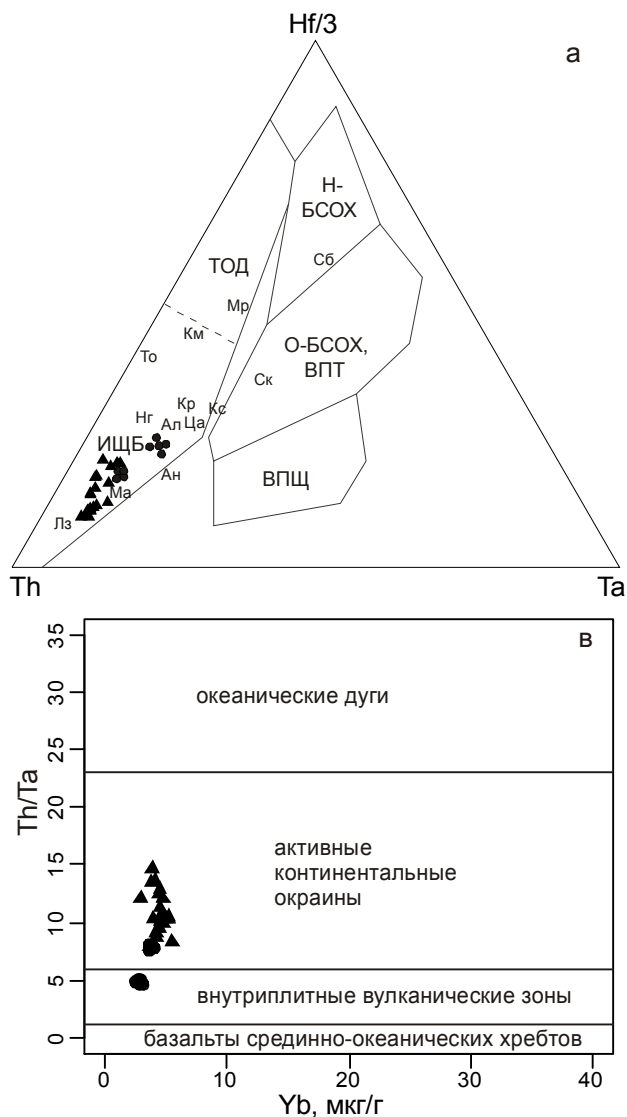


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы для вулканитов улканской серии: а – диаграмма Th-Hf/3-Ta, по [63], б–в – диаграммы Th/Yb-Ta/Yb (б) и Th-Ta-Yb (в), по [58].

На “а” и “б” двойными буквенными индексами (прописная и строчная буквы) показано положение соотношений содержания микроэлементов в надсубдукционных базальтах, андезит-базальтах островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО): Ал – Алеутской, Ан – Андийской, Ца – Центрально-Американской, Кс – Каскадных гор, Км – Камчатской, Кр – Кермадек, Ма – о-вов Малых Антил, Лз – о-ва Лузон, Мр – Марианской, Нг – Новогибридской, Сб – Скотия, То – Тонга, а также в базальтах срединно-океанических хребтов – Сб, по [48]. На диаграмме “а” заглавными буквами обозначены поля соотношений содержания Th, Hf и Ta в породах различных геодинамических обстановок: ИЩБ – в известково-щелочных базальтах ОД, АКО трансформного типа (северо-запада Америки), внутриплитных присдвиговых рифтогенных впадин Кореи и Западного Приморья; ТОД – в толеитовых базальтах ОД и АКО; Н-БСОХ – в деплетированных базальтах срединно-океанических хребтов (СОХ); О-БСОХ + ВПТ – в обогащённых

толеитах СОХ + внутриплитных толеитах; ВПЦ – в щелочных внутриплитных базальтах. На диаграмме “б” заглавными буквами обозначены поля соотношений содержания Th, Yb и Ta: во внутриплитных базальтах – ВПБ; в деплетированных базальтах срединно-океанических хребтов – БСОХ. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

ре Камчатки и Японии с учетом эволюции островных дуг, земной коры и мантии [4, 6, 25].

Тем не менее, петро- и геохимические черты пород бимодальной улканской серии, с учетом геологоструктурных особенностей Улканского прогиба и его обрамления, позволяют высказать предположение, что под прогибом располагались разноглубинные очаги контрастных по составу, но сходных по химизму магм. Он был областью латерального совмещения продуктов по меньшей мере двух источников – основного и кислого. Такая геодинамическая ситуация может реализовываться, как показано в работах [30, 35, 36, 38], в обстановках континентальных окраин трансформного типа на участках локального растяжения и в областях внутриплитного присдвигового

континентального рифтогенеза [33]. Соединение глубинных компонентов недеплетированной мантии с расплавами разных по глубине и составу субстрата магматических очагов является причиной образования вулканитов с различающимися геохимическими “метками”.

Характеризуя граниты улканского комплекса, обратимся еще раз к спайдер-диаграммам трахириодацитов элгэтэйской свиты и гранитоидов (рис. 6б, в). Можно видеть хорошее сходство их спектров – повторяются практически все характерные экстремумы. На этом основании можно предположить, что они имели единый источник, либо субстратом при выплавлении гранитов были породы, аналогичные по составу вулканитам элгэтэйской свиты.

Как отмечалось выше, все граниты улканского комплекса относятся к А-типу – на это указывали П.Г. Недашковский и А.М. Ленников [23], В.А. Гурьянов [11], А.М. Ларин [20]. Гранитоиды улканского комплекса характеризуются высокими содержаниями Rb, Nb, Y (табл. 2; рис. 6в) и на диагностических диаграммах Дж. Пирса [56] попадают исключительно в поле внутриплитных А-гранитов; на рис. 9а приведена одна из них, Nb–Y. Можно предположить, что формирование родоначальных расплавов для гранитоидов осуществлялось при частичном плавлении в основном коровых источников, а дифференцированные разновидности гранитоидов были сформированы в результате фракционной кристаллизации первичных расплавов.

Более сложное распределение отмечается на дискриминационной диаграмме R_2-R_1 [37], на которой фигуративные точки улканских гранитов выстраиваются в полосу, вытянутую вдоль границы полей позднеорогенных и анорогенных гранитов до поля посторогенных с небольшим перекрытием поля синколлизонных гранитоидов (рис. 9б). Неоднозначность определения геодинамической обстановки формирования гранитоидов улканского комплекса хорошо демонстрируется на следующих двух взаимоисключающих дискриминационных диаграммах. На диаграмме Hf–Rb–Ta [45] фигуративные точки изученных пород занимают поля гранитов трех типов – внутриплитных, постколлизонных, вулканических дуг (рис. 9в). На диаграмме Yb–Ta–Hf [41] фигуративные точки изученных гранитов занимают два разных поля – A_1 и A_2 (рис. 9г). Первое соответствует анорогенным внутриплитным гранитоидам, источниками которых были породы, по своему составу подобные базальтам океанических островов, второе – постколлизонным гранитоидам, источниками которых являлись породы субконтинентальной литосферы и континентальной коры.

На основании этих построений можно предположить, что гранитоиды улканского комплекса имеют геохимические свойства, сходные с таковыми гранитов, размещенных в современных геодинамических обстановках двух типов – внутриплитной и коллизонной, когда в условиях общего сжатия мощность коры превышает критическую величину и происходит нарушение термальной границы кора-мантия, что физически представляется деламацией нижней коры или отрывом субдукционного слэба [27, 36]. В пользу последней геодинамической ситуации при формировании улканских гранитов мог бы свидетельствовать и установленный позднепалеопротерозойский Nd-модельный возраст субстрата гранитов 1-й фазы TNd(DM) ~ 1.84–1.95 млрд лет (табл. 3).

Представленные данные и их сопоставление с геохимическими характеристиками пород из различных геодинамических обстановок позволяют предложить следующую модель становления структуры Улканского прогиба во второй половине палеопротерозоя: 1) Формирование вулканических пород улканской серии связано как минимум с двумя источниками – коровым и мантийным, совмещение продуктов которых в пространстве и времени произошло в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины типа трансформный сдвиг–раздвиг (рифт). Время действия этих геодинамических условий можно оценить, вероятно, как > 1.84 млрд лет назад. По мнению О.В. Авченко с соавторами [1], на изучаемой территории “в период “станового” вулканизма существовали геодинамические условия, подобные современным дугам, континентальным окраинам, океаническим островам и срединно-океаническим хребтам”. Вполне вероятно, что современная зона Станового разлома могла быть заложена в начале второй половины палеопротерозоя как трансформная граница (разлом). 2) После рубежа ~1.8 млрд лет на изученной территории происходило столкновение крупного континентального блока (Сибирского кратона или его части) с позднепалеопротерозойским суперконтинентом Колумбия (Нена), а улканский комплекс-индикатор гранитоидов и весь Улканский пояс сформировались на последней стадии развития коллизонного орогена Алданской тектонической провинции, как предполагает О.М. Розен [27]. О гигантской коллизии Алданского щита и микроконтинентов пишет И.А. Александров [2], по его данным, она могла произойти на рубеже ~1.9 млрд лет.

Положение Улканского прогиба с его структурными и вещественными чертами, типичными для рифтогенных грабенов внутри- и окраинно-континентальных обстановок трансформного типа, объясняет сочетание в нем бимодальных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ оригинальных геохимических и геохронологических данных позволяет сделать ряд новых выводов, раскрывающих некоторые детали истории становления Улканского прогиба.

1. Вулканиды улканской серии имеют геохимические признаки, присущие породам двух современных геодинамических обстановок: надсубдукционной и внутриплитной. Соединение в магматических камерах компонентов разноглубинных источников является причиной образования вулканидов, имеющих различающиеся геохимические “метки”.

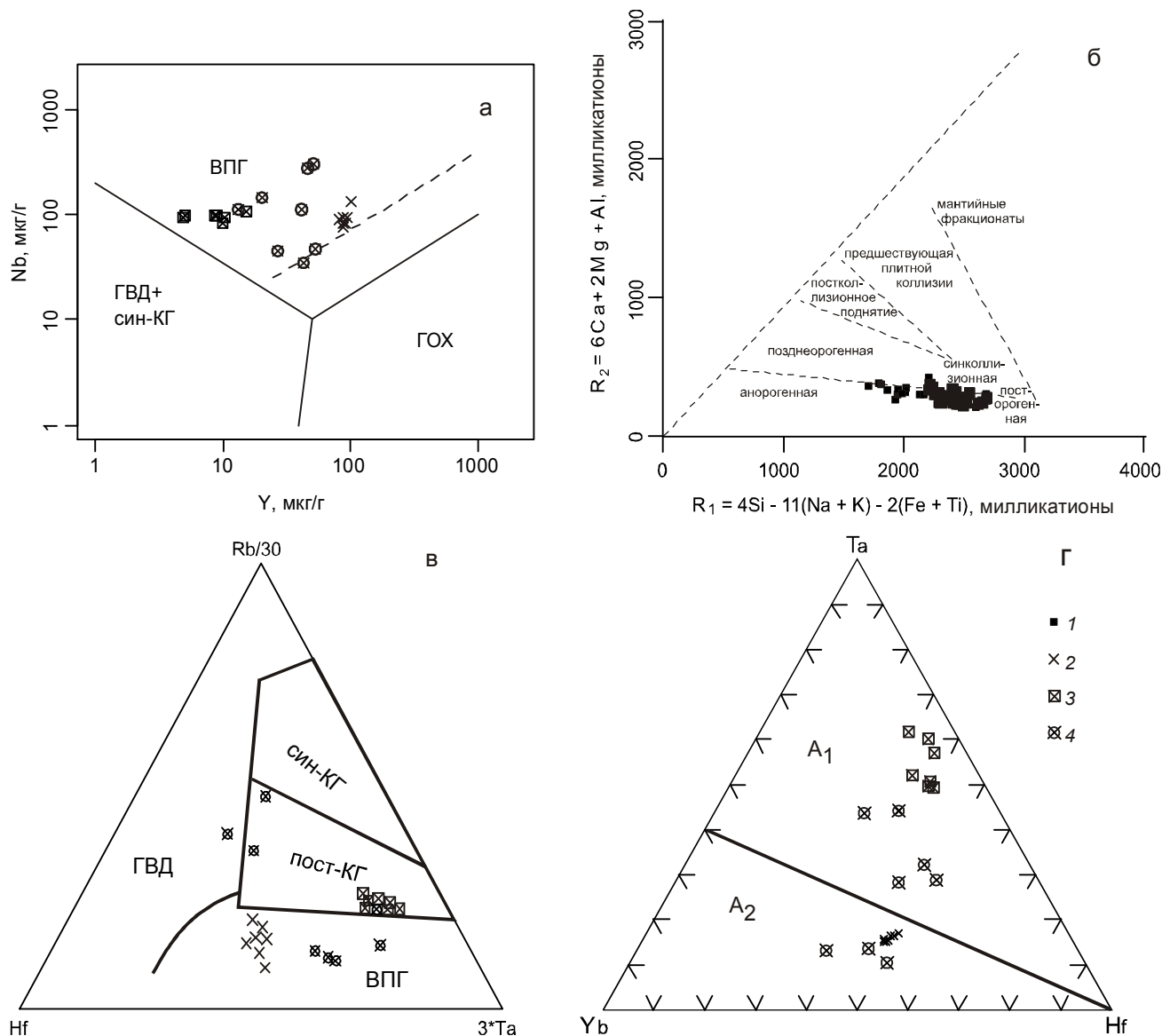


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов улканского комплекса: а – диаграмма Nb–Y по [56], б – диаграмма R₂–R₁ по [37, 39], в – диаграмма Hf–Rb–Ta по [45], г – диаграмма Yb–Ta–Hf по [41].

1–4 – точки соотношений содержаний микроэлементов (а, в, г) и петрохимических параметров (б) в гранитах: 1 – без разделения их на фазы; 2 – 1-й фазы; 3 – 2-й фазы; 4 – 3-й фазы.

На диаграммах “а” и “в” буквенными индексами обозначены поля гранитов: ВПГ – внутриплитных; ГВД – вулканических дуг; син-КГ – синколлизийных; ГОХ – океанических хребтов; пост-КГ – постколлизийных. Пунктирная линия на диаграмме “а” – граница ГОХ для аномальных рифтов. На диаграмме “б” названия геотектонических обстановок обозначены поля характерных для них гранитоидов. На диаграмме “г” буквенно-цифровыми индексами обозначены поля гранитоидов: А₁ – анорогенных внутриплитных, А₂ – постколлизийных.

2. Возраст гранитоидов трех фаз Улканского массива определен в интервале 1725–1730 млн лет. Для гранитов 1-й фазы установлены положительные значения εNd(T) = +3.5 и позднепалеопротерозойский Nd-модельный возраст TNd(DM), равный 1.84 млрд лет согласно модели однокомпонентной деплетированной мантии В. Хофмана [51] или 1.95 млрд

лет согласно модели С. Гольдшмита однокомпонентной деплетированной мантии [43]. Можно предположить, что источником, из которого выплавились граниты 1-й фазы улканского комплекса, были молодые, по отношению к возрасту образований кристаллического фундамента, породы. Sm-Nd данные свидетельствуют об образовании гранитов за счет парци-

ального плавления пород ювенильной коры с возрастом 1.84–1.95 млрд.

3. Вероятно, формирование вулканических пород улканской серии связано с геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины типа трансформный сдвиг–раздвиг (рифт). Время действия этих геодинамических условий > 1.84 млн лет. После этого времени на изученной территории, вероятно, происходило столкновение крупного континентального блока (Сибирского кратона или его части) с позднепалеопротерозойским суперконтинентом Колумбия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.И. Ханчука, А.А. Щипанского, И.П. Войнову за обсуждение и полезные замечания, учтенные при подготовке настоящей работы, Е.Б. Сальникову за ознакомление с геохронологическим разделом работы. Огромную признательность и благодарность авторы приносят рецензентам А.М. Ларину и В.Г. Сахно, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Помощь в оформлении рисунков оказала О.М. Меньшикова, за что авторы ей благодарны. Исследования выполнены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект ДВО РАН 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин В.О., Мишкин М.А. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 3–15.
2. Александров И.А. Термобарометрия, флюидный режим и состав протолитов метаморфических пород амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2008. 24 с.
3. Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера. 2006. № 1. С. 22–44.
4. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 224 с.
5. Башарин А.К. Деструктивный этап тектонической эпохи в полициклически развивающихся регионах // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983. С. 60–82.
6. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
7. Бок Р. Методы разложения в аналитической химии. М.: Химия. 1984. 427 с.
8. Борукаев Ч.Б. Структуры докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
9. Бухаров А.А. Этапы и факторы становления континентальной коры на территории Восточной Сибири // Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983. С. 123–132.
10. Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 35–45.
11. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
12. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 3. С. 368–373.
13. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
14. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др. Геохимия, геохронология и палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 90–91.
15. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Приходько В.С. и др. Палеопротерозойские граниты Улканского массива: положение в структуре, геохимия и геодинамика // Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения, 20–23 янв. 2009 г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С. 179–182.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 334 с.
17. Карсаков Л.П., Бибикина Е.В. и др. Региональная стратиграфическая схема нижнего докембрия Алдано-Станового региона (Состояние и проблемы) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа: УрО АН СССР, 1990. С. 17–21.
18. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 672–676.
19. Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72–84.
20. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 47 с.
21. Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. С.109–170 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 321).
22. Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Эво-

- люция южной части Сибирского кратона в докембрии / Науч. ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
23. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
 24. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 6. С. 1152–1156.
 25. Пузанков Ю.М. Геохимические особенности проявления кайнозойского базальтового магматизма над “горячими точками” // Геохимия. 1999. № 9. С. 941–949.
 26. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
 27. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Науч. мир, 2006. 212 с.
 28. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Недра, 1973. 310 с.
 29. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
 30. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1251–1265.
 31. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
 32. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
 33. Филагова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
 34. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
 35. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 36. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.
 37. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
 38. Brandon M.T., Roden-Tice M.R., Garver J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State GSA // Bull. 1998. V. 100. P. 985–1009.
 39. De La Roche H., Letierri J., Grandclaude P., Marchal, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. 1980. V. 29. P. 183–210.
 40. Didenko A.N., Forsythe R. Petromagnetic study of igneous rocks of the Taitao Ridge, Chile Triple Junction, Site 862 // Proc. ODP, Sci. Results, 141, College Station, TX, 1995. P. 51–57.
 41. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
 42. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 43. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
 44. Harker A. The natural history of igneous rocks. London: Methuen, 1909. 139 p.
 45. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / Coward M.P., Ries A.C. (Eds.) // Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. V. 19. P. 67–81.
 46. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
 47. Janousek V., Farrow C. M., Erban V.GCDkit: Geochemical Data Toolkit in R, version for Windows. Version 2.3 (May 11, 2008) (<http://www.gla.ac.uk/gcdkit>).
 48. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A. R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust / The Crust. Ed. R.L. Rudnick. In: Treatise on Geochemistry / Eds H.D. Holland, Turekian K.K. Amsterdam: Elsevier Ltd. 2003. V. 3. P. 593–659P.
 49. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973. V. 37. P. 485–494.
 50. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb: Isotopic Data // An. Acad. Bras. Ci. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.
 51. Liew, T. C., A. W. Hofmann. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98, P. 129–138.
 52. Ludwig K.R. User’s Manual for ISOPLOT 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / Berkeley Geochronology Center. Special Publication N 4. Revised May 30, 2003. 71 p.
 53. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V.116. P. 117–129.
 54. Middlemost E.A.K. Naming materials in magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.
 55. Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅, a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. N 1. P. 53–62.
 56. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

57. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81
58. Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 629–642.
59. Stacey, J.S., Kramers, I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26, N 2. P. 207–221.
60. Steiger, Jaeger, 1976 Steiger, R. H., Jager, E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 28. P. 359–362.
61. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A D, NorryM(Eds) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 1989. V. 42. P. 313–345.
62. Taylor, S.R., McLennan, S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford Press, 1985. 312 p.
63. Wood D.A., The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980. V. 50. P. 11–30.
64. Yu Z., Robinson Ph., McGoldrick P. An evaluation of methods for the chemical decomposition of geological materials for trace element determination using ICP-MS // *Geostandards Newsletter*. 2001. V. 25, N 2–3. P. 199–217.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

A.N. Didenko, V.A. Guryanov, A.Yu. Peskov, A.N. Perestoronin, D.V. Avdeev, Ye.V. Bibikova, T.I. Kirnozova, M.M. Fugzan

Geochemistry and geochronology of Proterozoic magmatic rocks of the Ulkan trough (new evidence)

The paper offers new geochemical and geochronological evidence, which is suggested as the basis for the specified model of formation of the Ulkan trough. Volcanics of the Ulkan Group exhibit geochemical features proper to rocks of two recent geodynamic settings: supersubduction and within-plate. The combination of components from different-depth sources in magmatic chambers is the reason for formation of volcanics with different geochemical “indicators”.

The age of granitoids of the three phases of the Ulkan massif is determined in the interval 1730–1725 Ma. The positive value $\epsilon\text{Nd}(T) = +3.5$ and $+0.7$ has been established for the granites of the first and third phase. The source of melting-out of the first phase granites of the Ulkan complex were probably Paleoproterozoic rocks of juvenile crust of 1.84–1.95 Ga. The formation of effusive rocks of the Ulkan Group may be related to the geodynamic setting of the Cordilleran-type transform continental margin. The time of the action of these geodynamic conditions, judging by the model $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ age, is > 1.8 Ga.

***Key words:* geochemistry, geochronology, paleoproterozoic, geodynamic setting, Ulkan trough, Far East.**

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ОФИОЛИТОВОЙ ПРИРОДЫ ГАББРО,
ГАББРОАНОРТОЗИТОВ И УЛЬТРАМАФИТОВ ГЕРБИКАНСКОГО ФРАГМЕНТА
МАССИВА БАЛАДЕК (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО
КРАТОНА)***

А.А. Сорокин¹, И.В. Бучко¹, А.Б. Котов², С.Д. Великославинский²

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000,
e-mail: sorokin@ascnet.ru*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. С.-Петербург, 199034,
e-mail: vrev@peterlink.ru*

Поступила в редакцию 5 декабря 2009 г.

Массив Баладек представляет собой тектонический блок, расположенный на границе юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и складчатых сооружений Галамского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса. Согласно существующим представлениям, породы этого массива рассматриваются в качестве докембрийских образований указанного кратона. В данной статье представлены результаты исследования фрагмента массива, в бассейне р. Гербикиан. Для габбро, габброанортозитов и ультрамафитов получены геохимические данные, свидетельствующие о том, что они обнаруживают сходство с породами типичных офиолитовых комплексов. По мнению авторов, в составе изученного фрагмента массива может быть выделен подстилающий комплекс метаморфических ультрабазитов, расслоенный комплекс пироксенитов и «кумулятивных» габбро, габброанортозитов, комплекс “изотропных” габбро. Не исключено, что к предполагаемому офиолитовому комплексу принадлежат и основные эффузивы и яшмы силур-нижнедевонских толщ Галамского сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса.

Ключевые слова: габброанортозиты, офиолиты, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, массив Баладек

ВВЕДЕНИЕ

В пределах южного обрамления Северо-Азиатского кратона широко развиты габбро-анортозитовые массивы, имеющие различные возраст, структурное положение и геодинамическую природу. При этом достаточно уверенно можно говорить о выделении двух крупных, пространственно разобщенных областей развития габбро-анортозитов: неоархейской Каларской [10, 17] и палеопротерозойской Джугджурской [16, 20] (рис.1). Ранее они объединялись в единый Восточно-Азиатский [12, 15] или Джугджуро-Каларский [1, 2] анортозитовый пояс.

Для Джугджурской группы необходимо отметить, что габбро-анортозитовые массивы образуют полосу северо-восточного простираения протяженностью более 400 км в пределах восточной части юго-

восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (рис. 1), среди которых наиболее крупными являются Лантарский, Геранский и Сехтагский. Существует предположение [6, 9], что к этой же группе относится и массив Баладек. В то же время его пограничное положение со структурами Галамского террейна Монголо-Охотского орогенного пояса оставляет свободу и для иных интерпретаций. Опубликованные сведения о строении массива Баладек весьма ограничены, и здесь выделяется работа Л.П. Карсакова с соавторами [6], в которой синтезированы материалы, полученные к середине 80-х годов. В этой работе обосновывается принадлежность этого массива к структурам Становой складчатой области (юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона). Именно этот вариант интерпретации был принят в большинстве последующих публикаций [4, 5 и др.].

*Статья публикуется с комментариями рецензента.

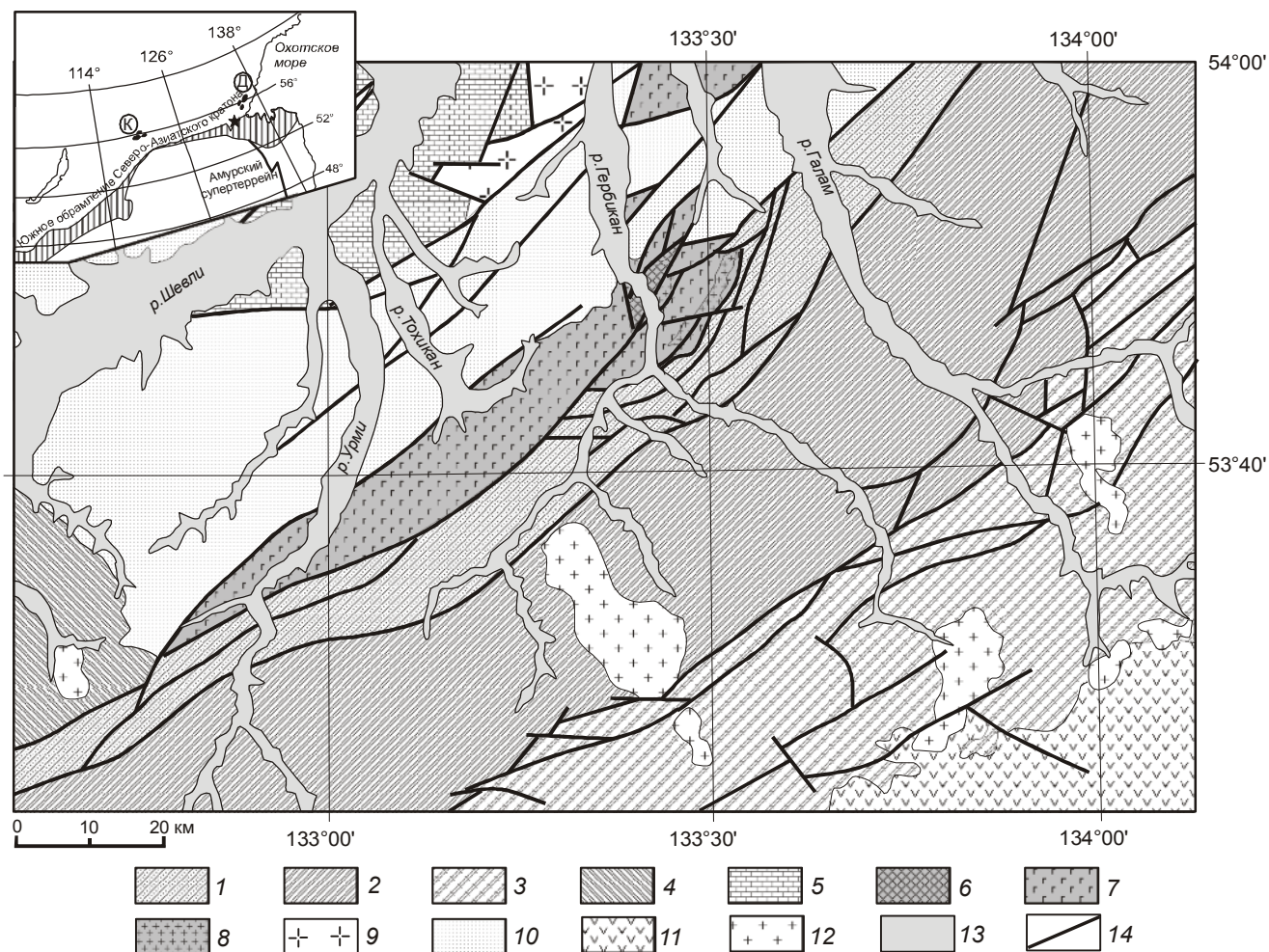


Рис. 1. Геолого-структурная схема фрагмента юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Составлена по [3] с изменениями авторов.

1–4 – вулканогенные, терригенные, карбонатные образования восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 – силурийские толщи Галамского террейна, 2 – ниже- и ниже-среднедевонские толщи Галамского террейна, 3 – верхнедевонские и нижнекаменноугольные толщи Галамского террейна, 4 – среднедевонские толщи Ланского террейна; 5 – нижнекембрийские терригенно-карбонатные с вулканитами и нижнеордовикские терригенно-карбонатные толщи Аяно-Шевлинского террейна; 6–8 – породы Баладекского массива: 6 – ультрамафиты, 7 – пироксениты, габбро, габброанортозиты, 8 – граниты; 9 – гранитоиды Тохиканского массива; 10 – юрские терригенные толщи Удского прогиба; 11 – нижнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения; 12 – меловые гранитоиды; 13 – кайнозойские рыхлые отложения; 14 – разломы.

На врезке звездочкой показан массив Баладек по отношению к основным структурам восточной Азии. Заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс, черные овалы – габбро-анортозитовые массивы Джугджурской (Д) и Каларской (К) групп.

Авторами данной публикации в последние годы были получены материалы, свидетельствующие о необходимости вновь вернуться к вопросу о происхождении массива Баладек, чему и посвящена данная публикация.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Массив Баладек расположен на правом берегу реки Уды. Северо-западная его часть перекрыта осадочными отложениями Удского прогиба, а с юга и

юго-востока по Улигданской зоне разломов он граничит со складчатыми сооружениями Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса [3, 5] (рис. 1). Дугообразная конфигурация тектонического контакта позволяет предполагать, что породы массива надвинуты на складчатые образования Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса. По имеющимся данным [7], поверхности сместителей разломов этой зоны падают в северо-западном направлении под углом от субвертикального до 50°.

Достаточно подробное описание геологического строения и закономерностей размещения пород Баладекского массива приведено Л.П. Карсаковым с соавторами [6], и в данной работе мы в значительной степени опираемся на эти материалы.

Основной объем (55–60 %) массива Баладек сложен анортозитами, габброанортозитами, объединяемыми в собственно баладекский комплекс [6]. Кроме этого, отмечаются габброиды, оливиновые габброиды, габбронориты, троктолиты. Ультрабазиты и пироксениты составляют около 5 % от объема массива и представлены дунитами, оливинитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами [2, 6], и их предложено выделять в качестве гербиканского комплекса [6]. В размещении пород отмечается определенная закономерность, выражающаяся в последовательной смене с северо-запада на юго-восток анортозитов и габброидов пироксенитами и ультрамафитами. Простираие полосчатости в породах в целом совпадает с направлением длинной оси Баладекского массива.

Возраст пород, слагающих Баладекский массив, является предметом дискуссий, при этом основным аргументом той или иной точки зрения являются не геохронологические данные, а интерпретация структурного положения трех упомянутых выше ассоциаций пород. В частности, габбро-анортозитовый баладекский комплекс обычно принято соотносить с анортозитами хр. Джугджур, и на этом основании для него условно принимался раннепротерозойский возраст. Ультрамафит-мафиты гербиканского комплекса рассматриваются либо как дифференциаты баладекского комплекса, либо как самостоятельные образования досилурийского возраста (см. обзор в [6]).

Нами были исследованы породы габбро-анортозитовой ассоциации, относимой к собственно баладекскому комплексу, и ультрамафиты, пироксениты гербиканского комплекса, представленные в бассейне р. Гербикан.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050–1100° С. Измерения про-

водились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10 %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Ультрамафиты, слагающее линзовидное тело среди габброидов в бассейне р. Гербикан, представлены преимущественно гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными, а также жилами вебстеритов.

Серпентинизированные гарцбургиты сложены идиоморфными зернами оливина и ортопироксена с присутствием шпинели. Первичные минералы в различной степени замещены ассоциацией вторичного серпентина и магнетита.

Пироксениты представлены в значительной степени амфиболитизированными разновидностями, развитыми преимущественно по клинопироксенитам, оливиновым клинопироксенитам и вебстеритам. Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты представляют собой среднезернистые породы, сложенные оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, роговой обманкой. Присутствуют единичные зерна шпинели. Роговая обманка образует реакционные каймы с ильменитом и титаномагнетитом. К вторичным минералам относятся антигорит, лизардит, хлорит, магнетит и ильменит. По трещинам в оливине развиваются агрегаты антигорита и вторичного магнетита. Вебстериты – средне-крупнозернистые породы, к первичным минералам которых относятся орто- и клинопироксен, реже – оливин, плагиоклаз. Эти образования подвержены вторичным изменениям, выражающимся в развитии актинолита, эпидота и антигорита.

Среди всего разнообразия *габброидов* по петрографическим признакам можно выделить две ассоциации. К первой можно отнести преимущественно среднезернистые габбро, габбронориты, оливиновые габбро. Преобладающими образованиями второй являются крупнозернистые лейкократовые габбро вплоть до анортозитов, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Габбро, габбронориты представлены среднезернистыми разновидностями,

сложенными клино- и ортопироксеном, плагиоклазом, с присутствием оливина, амфибола. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, титаномагнетитом, сфеном, цирконом. Лейкократовые габбро представляют собой крупнозернистые породы, сложенные клинопироксеном, амфиболом, плагиоклазом. Вторичные минералы – зеленая роговая обманка, апатит, сфен, эпидот, соссюрит, хлорит. Анортозиты (лабрадориты) состоят на 90–95 % из андезина-лабрадора при незначительном содержании (менее 5–8 %) клино- и ортопироксена или вторичного амфибола.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Апогарцбургитовые серпентиниты характеризуются высокой магнезиальностью ($FeO^*/MgO = 0.14–0.18$), предельно малыми концентрациями “базальтовых” компонентов – TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O (табл.).

Вебстериты и пироксениты отличаются существенно более значимыми содержаниями указанных компонентов, а также Fe_2O_3 (табл.) и, соответственно, более высокими отношениями $FeO^*/MgO = 0.34–1.39$, что определяет положение фигуративных точек их составов в поле пород толеитовой серии (рис. 2). На диаграмме AFM (рис. 3) они формируют тренд вдоль магнезиально-железистой стороны диаграммы.

Доминирующие в составе массива и нашей коллекции габброанортозиты и анортозиты имеют практически сопоставимые или чуть более высокие значения отношения $FeO^*/MgO = 0.67–1.78$ по сравнению с пироксенитами (рис. 2). При этом за счет избытка натрия они смещены на диаграмме AFM от тех же пироксенитов в сторону пород большей щелочности (рис. 3). В отличие от них габбронориты более дифференцированы, о чем свидетельствует более высокое значение отношения $FeO^*/MgO = 2.53$ (рис. 2).

Распределение редкоземельных элементов во всех типах пород слабо дифференцировано. В габброанортозитах, анортозитах наблюдается слабое преобладание нормированных к составу хондрита концентраций легких лантаноидов по отношению к тяжелым, о чем свидетельствуют величина отношения $[La/Yb]_n = 1.7–5.3$ и отчетливая положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 1.6–7.8$ (рис. 4). Пироксениты характеризуются более высоким уровнем накопления лантаноидов при некотором дефиците легких редких земель относительно тяжелых ($[La/Yb]_n = 0.2–0.6$), что сближает их с составами N-MORB, некоторым составам свойственна незначи-

тельная отрицательная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 0.6–0.9$ (рис. 4). Более дифференцированным габброноритам присущи некоторое обогащение легкими редкими землями ($[La/Yb]_n = 5.1$) и отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.7$) (рис. 4). Можно отметить, что по уровню концентраций лантаноидов и характеру их распределения последние в большей степени сопоставимы с E-MORB. В целом уровень концентраций большинства элементов в габброанортозитах и анортозитах массива Баладек соответствует их уровню в примитивной мантии, в пироксенитах – N-MORB, а в наиболее дифференцированных габброноритах – E-MORB.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выше было отмечено, что вопросы возраста пород массива Баладек являются предметом дискуссий. Однако, согласно доминирующей на настоящий момент геологической модели, они рассматриваются в качестве докембрийских образований юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона [4, 6]. Исключение составляют лишь ультрамафиты гербиканского комплекса, которые либо выделяются в самостоятельный одноименный комплекс [4, 6], либо включаются в состав баладекского [2].

Действительно, в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона широко развиты раннепротерозойские габбро-анортозитовые массивы, относимые к анортозит-мангерит-чарнокит-гранитоидной ассоциации [11, 12]. При этом массив Баладек расположен в пределах юго-восточной части ареала их распространения, что делает такую интерпретацию вполне убедительной.

В настоящее время опубликованные [2, 10–13, 17] и оригинальные материалы авторов позволяют сопоставить породы Сехтагского и Геранского массивов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и породы, слагающие Баладекский массив. В первую очередь следует отметить, что ультрамафиты последнего представлены преимущественно апогарцбургитами, которые отсутствуют в составе упомянутых выше массивов Джугджурской группы. Сопоставляя составы наиболее распространенных пород сравниваемых массивов, можно отметить, что габброанортозитах и анортозитах Сехтагского и Геранского массивов свойственно насыщение Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^* , что в значительной степени отличает их от пород массива Баладек. Отчасти эти особенности отражены на диаграмме $CaO-Al_2O_3-MgO$ (рис. 5), где составы джугджурских анортозитов отвечают наиболее глиноземистым разновидностям. При этом необходимо отметить, что среди анортозитов массива Баладек также встречаются разновидности, близ-

Таблица. Составы представительных образцов ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек.

Образец	C-1112-1	C-1111	C-1110-2	C-1111-1	C-1111-5	C-1110-1	C-1112-3	C-992-7	C-992-1	C-992-4	C-992-14	C-992-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38.21	38.30	39.37	40.96	41.05	42.24	49.34	46.07	46.16	46.89	48.29	48.31
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.22	1.01	1.02	0.81	0.69	0.79
Al ₂ O ₃	0.65	0.62	0.64	0.79	0.65	1.11	6.85	7.19	7.07	10.75	6.60	10.43
Fe ₂ O ₃	6.70	6.20	7.02	5.44	5.68	5.71	6.58	19.44	18.71	15.73	14.96	15.06
MnO	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12	0.05	0.14	0.33	0.30	0.26	0.25	0.25
MgO	39.56	40.13	39.69	39.08	37.95	38.73	19.15	14.16	14.06	11.75	16.45	11.70
CaO	0.36	0.39	0.16	0.22	0.15	0.17	14.07	10.05	9.72	9.05	9.89	9.26
Na ₂ O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.89	0.70	0.97	2.03	0.84	1.61
K ₂ O	0.09	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.09	0.15	0.07	0.17
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.05	0.05	0.01	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
ппп	14.21	14.16	13.49	13.87	14.36	12.53	3.02	1.03	1.91	2.61	2.10	2.63
Сумма	100.02	100.12	100.70	100.72	100.14	100.77	100.33	100.02	100.04	100.05	100.17	100.25
Rb	-	-	-	-	-	-	-	5	6	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	29	22	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	141	80	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	0.50	0.75	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	2.18	3.18	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	0.43	0.64	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	2.90	4.24	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	1.06	1.56	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.46	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	1.50	2.20	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	0.24	0.36	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	1.59	2.43	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	0.33	0.52	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	0.95	1.49	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.21	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	0.86	1.38	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.20	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	9	14	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	11	9	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.16	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	42	57	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	127	149	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	80	22	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	28	43	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	143	224	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	240	332	-	-	-

кие к анортозитам Сехтагского и Геранского массивов, однако они имеют подчиненное значение.

Таким образом, в отличие от [6], полученные нами данные свидетельствуют о существующих различиях в составах пород Сехтагского и Геранского массивов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, с одной стороны, и исследованного фрагмента массива Баладек, с другой. Это приводит к необходимости поиска иных объектов сравнения и, видимо, сформулировать иные представления о формировании габброанортозитов и ультрамафитов массива Баладек.

Здесь уместно напомнить, что рассматриваемый массив представляет собой тектонический блок, расположенный на границе юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона и складчатых сооружений Галамского террейна Монголо-Охотского пояса, при этом конфигурация контакта позволяет предполагать аллохтонную природу массива (рис. 1). В этой связи не исключено, что породы массива связаны с формированием этого складчатого пояса, и такие мнения высказывались ранее (см. обзор в [5]). В первую очередь представляется весьма перспективной идея А.В. Махина, выска-

Таблица. (Продолжение).

Образец	C-992-12	C-1052	C-1112-4	C-1112-6	C-992-3	C-992-2	C-1112-7	C-1052-3	C-1052-1	C-1052-2	C-992-10
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	48.33	50.33	50.38	50.65	51.35	50.65	51.57	52.55	53.60	58.92	54.26
TiO ₂	0.94	0.09	0.07	0.52	0.19	0.18	0.29	1.52	0.11	0.08	0.91
Al ₂ O ₃	7.34	21.44	24.52	18.08	23.38	18.79	19.37	17.45	19.31	19.23	14.35
Fe ₂ O ₃	16.01	5.48	3.08	9.37	5.01	7.48	7.02	10.39	5.73	4.20	13.74
MnO	0.27	0.10	0.05	0.14	0.08	0.12	0.12	0.12	0.10	0.07	0.17
MgO	14.54	4.88	4.59	6.07	3.49	7.41	5.97	4.05	5.16	4.32	5.26
CaO	9.78	9.03	8.74	8.63	8.09	8.53	8.60	5.58	7.47	4.31	6.34
Na ₂ O	0.96	4.89	5.38	3.04	5.19	3.12	3.55	4.93	4.99	5.00	1.48
K ₂ O	0.09	0.09	0.36	0.28	0.71	0.36	0.82	0.72	0.42	1.04	1.02
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.27
ппп	1.74	3.74	3.06	3.23	2.51	3.49	3.03	2.84	3.07	2.73	3.18
Сумма	100.02	100.07	100.25	100.02	100.03	100.15	100.36	100.17	99.97	99.91	99.98
Rb	6	3	-	-	11	9	-	3	<3	4	5
Sr	24	694	-	-	459	321	-	441	621	824	381
Ba	72	73	-	-	321	168	-	365	550	781	68
La	0.35	0.53	-	-	2.02	0.75	-	1.52	0.26	0.57	15.27
Ce	1.75	0.94	-	-	3.76	1.36	-	3.37	0.74	0.90	34.76
Pr	0.32	0.13	-	-	0.41	0.14	-	0.41	0.07	0.07	4.46
Nd	2.74	0.56	-	-	1.93	0.58	-	1.85	0.40	0.27	19.29
Sm	1.17	0.14	-	-	0.42	0.12	-	0.43	0.15	0.06	3.89
Eu	0.28	0.19	-	-	0.75	0.19	-	0.60	0.18	0.26	0.95
Gd	1.90	0.16	-	-	0.55	0.16	-	0.58	0.24	0.10	4.45
Tb	0.29	0.03	-	-	0.05	0.01	-	0.10	0.04	0.02	0.56
Dy	2.29	0.19	-	-	0.50	0.16	-	0.10	0.28	0.19	3.55
Ho	0.46	0.05	-	-	0.07	0.03	-	0.14	0.06	0.10	0.69
Er	1.39	-	-	-	0.28	0.11	-	-	-	-	2.16
Tm	0.15	0.02	-	-	-	0.01	-	0.06	0.03	0.01	0.27
Yb	1.31	0.14	-	-	0.26	0.12	-	0.45	0.21	0.09	2.06
Lu	0.15	0.03	-	-	0.01	0.01	-	0.08	0.03	0.02	0.26
Y	1.3	1.0	-	-	3.0	1.3	-	3.3	1.3	0.6	19
Th	-	0.07	-	-	-	0.02	-	0.02	0.01	0.02	4.14
U	-	0.22	-	-	-	-	-	0.18	0.18	0.17	0.61
Zr	6	6	-	-	1	1	-	11	6	10	145
Nb	0.15	0.34	-	-	-	-	-	0.10	0.08	0.10	24.16
Hf	-	0.17	-	-	-	-	-	0.76	0.21	0.26	-
Ta	-	0.06	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-
Co	55	28	-	-	12	17	-	21	29	28	34
Ni	150	-	-	-	48	41	-	11	-	-	58
Cu	19	-	-	-	9	6	-	-	-	-	63
Sc	42	14	-	-	10	9	-	-	-	-	32
V	236	48	-	-	37	40	-	22	48	45	159
Cr	430	65	-	-	66	65	-	-	-	-	128

Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы – в ppm, прочерк – нет данных. 1–6 – апогарцбургитовые серпентиниты; 7 – вебстерит; 8–13 – пироксениты; 14–22 – габброанортозиты, анортозиты; 23 – габбронорит

занная при обобщении материалов среднemasштабного геологического картирования еще в начале 80-х годов прошлого века, о возможности выделения офиолитовой ассоциации в составе ультрамафитов, габброидов Гербикианского фрагмента массива Баладек и основных эффузивов и яшм силурнижнедевонских толщ Галамского террейна Монголо-Охотского пояса.

В такой интерпретации апогарцбургиты Гербикианского фрагмента Баладекского массива могут быть сопоставлены с апогарцбургитами типичных

офиолитовых разрезов, где выделяются в качестве подстилающего или ультрабазитового комплекса [8, 13, 14]. Это хорошо иллюстрируется диаграммой CaO–Al₂O₃–MgO (рис. 5), на которой составы апогарцбургитов массива соответствуют метаморфическим перидотитам ультрабазитового комплекса офиолитов. Жилы и дайки вебстеритов, наблюдаемые среди апогарцбургитов Баладекского массива, также являются вполне закономерными членами ультрабазитового комплекса и встречаются во многих офиолитовых зонах [8, 13, 14].

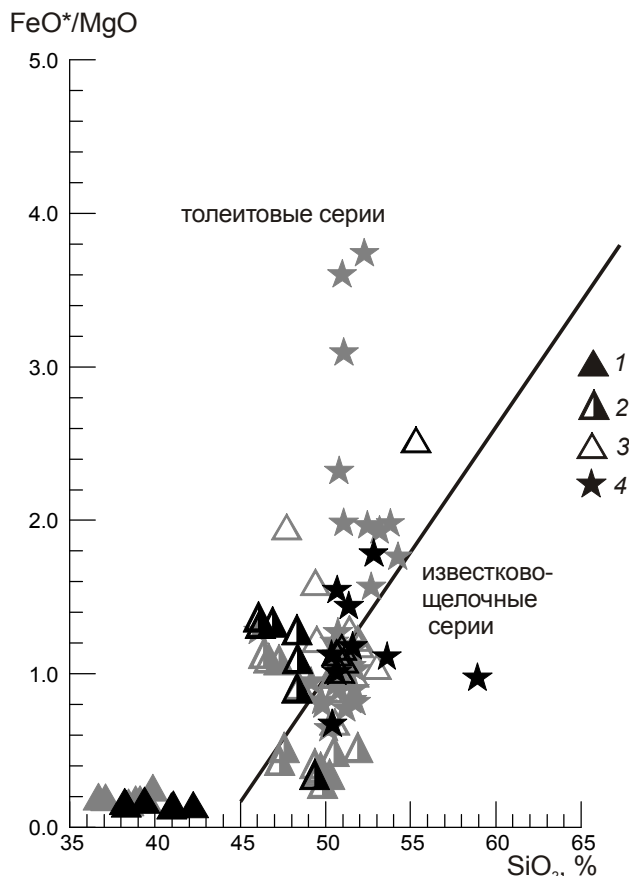


Рис. 2. Диаграмма FeO^*/MgO – SiO_2 [22] для ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек.

1 – ультрамафиты; 2 – пироксениты; 3 – габбро, габброанортозиты; 4 – габброанортозиты, анортозиты. Черным цветом показаны точки составов по оригинальным данным, серым – по данным, заимствованным из [6].

Пироксениты рассматриваемого участка массива Баладек могут представлять собой низы расслоенного комплекса, который в типичных офиолитовых разрезах сложен переслаивающимися ультрамафитами, пироксенитами, габброидами [8, 13, 14]. Показательно, что на диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (рис. 5) фигуративные точки составов рассматриваемых пироксенитов располагаются в поле ультраосновных кумулятов офиолитов. Габброанортозиты и анортозиты Гербикинского фрагмента массива Баладек, характеризующиеся “прогнутым” спектром REE, отчетливой положительной европиевой аномалией, по своим геохимическим особенностям весьма близки “кумулятивным” габброидам, являющимся вместе с пироксенитами неотъемлемой частью расслоенного комплекса типичных офиолитовых разрезов [8, 13, 14]. Наконец, габброанортозиты, являющиеся наиболее дифференцированными породами из рассмотренных

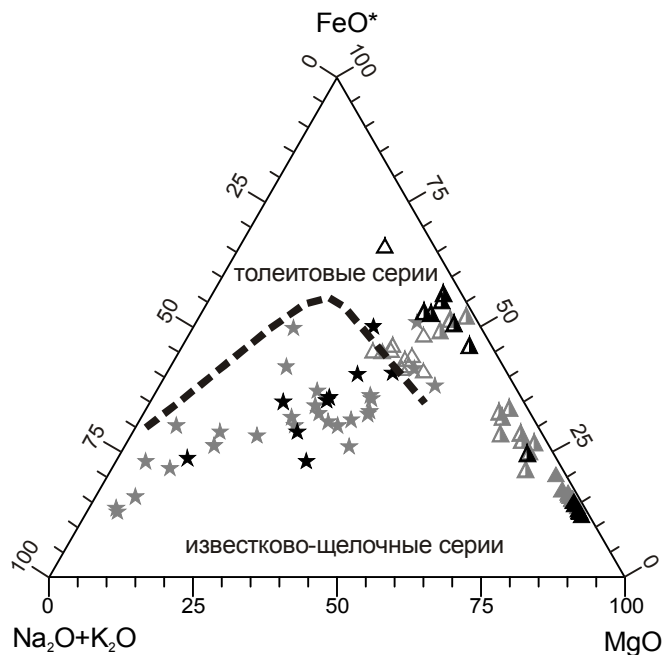


Рис. 3. Диаграмма AFM для ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек.

Условные обозначения на рис. 2.

выше, по-видимому, представляют собой фрагмент “изотропного” горизонта офиолитовых комплексов [8, 13, 14]. Здесь следует отметить, что близкие по составу разновидности габброидов (рис. 4, 5) наблюдаются и в пределах срединно-океанических хребтов (например, [18, 19, 23]), где представлена современная океаническая кора.

Таким образом, материалы, которыми располагают авторы, свидетельствуют о том, что в строении массива Баладек участвуют породы, сопоставимые с породами офиолитовой ассоциации. По мнению авторов, в составе этих офиолитов выделяются подстилающий комплекс метаморфических ультрабазитов, расслоенный комплекс пироксенитов и “кумулятивных” габбро, комплекс “изотропных” габбро.

Говоря о выделении офиолитового комплекса, породы которого участвуют в строении массива Баладек, необходимо отметить, по крайней мере, три момента. Во-первых, авторы располагают материалами лишь по фрагменту массива. Не исключено, что часть массива сложена габброанортозитами и анортозитами, сопоставимыми с джугджурскими. В таком случае можно говорить о пространственном совмещении в составе массива разновозрастных и генетически разнотипных пород, что не исключалось и ранее [6]. Во-вторых, в настоящее время в строении массива Баладек могут быть выделены лишь фрагменты офиолитового разреза. Идея А.В. Махилина о принадлежности

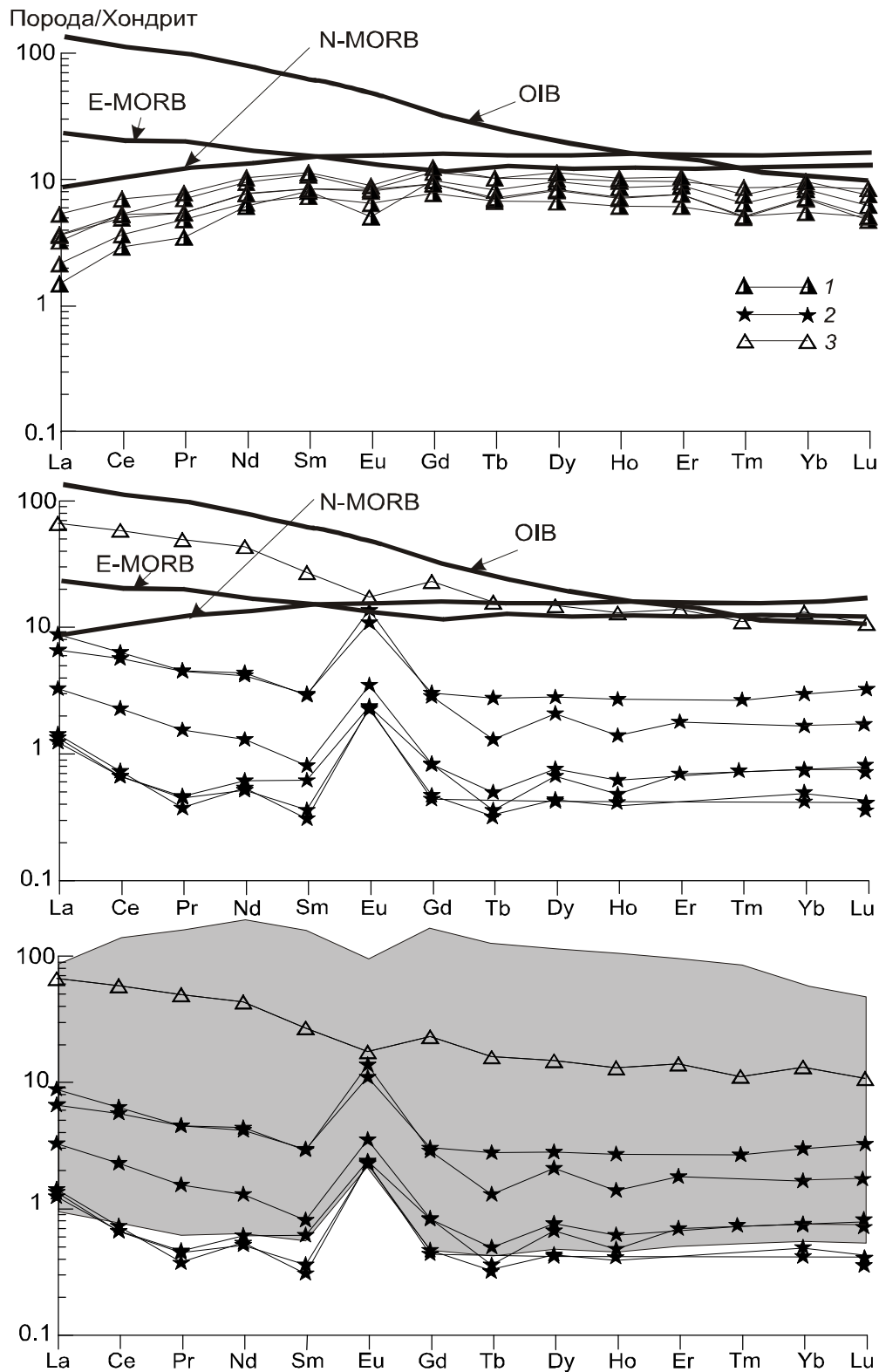


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в пироксенитах, габброанортозитах, анортозитах и габброноритах массива Баладек.

1 – пироксениты; 2 – габброанортозиты, анортозиты; 3 – габбронориты. Затененное поле – поле составов габброидов “кумулятивного” и “изотропного” комплекса офиолитов [8, 13, 14] и Срединно-Атлантического хребта [18, 19, 23].

Состав хондрита – по [21], составы OIB, N-MORB, E-MORB – по [24].

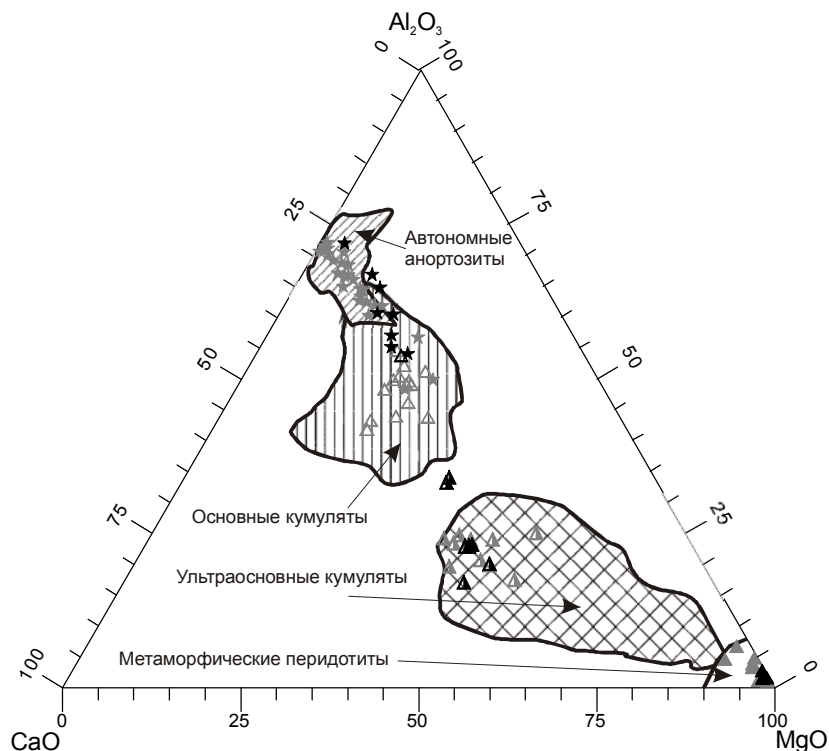


Рис. 5. Диаграмма CaO–Al₂O₃–MgO для ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек.

Условные обозначения на рис. 2.

Поля метаморфических перидотитов, ультраосновных и основных кумулятов офиолитов – по [8, 13, 14], включая данные для Срединно-Атлантического хребта – по [18, 19, 23]. Поле автономных анортозитов построено по данным, заимствованным из [11, 12], с учетом оригинальных данных по Сехтагскому массиву.

к нему основных эффузивов и яшм силур-нижнедевонских толщ Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса является весьма привлекательной, однако требует дальнейшего обоснования. Наконец, в-третьих, многие вопросы относительно строения массива Баладек будут решены только после получения надежных геохронологических данных для пород различных ассоциаций, участвующих в его строении.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.Н. Диденко, В.С. Высоцкому, Д.П. Гладкочубу и А.В. Махнину за анализ рукописи, конструктивную критику, содержательную дискуссию и полезные советы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 08-05-00668, 10-05-00704), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” и Президиума ДВО РАН (06-II-CO-08-007, 06-I-ON3-09).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 85–99.
2. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 268 с.
3. Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Лист N-53-B. 1:500 000 / Ред. М.Т. Турбин. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под. ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
6. Карсаков Л.П., Махнин А.В., Михалевский А.Н., Остапчук В.П. Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 92–110.
7. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
8. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
9. Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т.34. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.

10. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 4–24.
11. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники. Дис.... д-ра геол.-минер. наук. М: ИГЕМ РАН, 2008. 380 с.
12. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 162 с.
13. Магматические горные породы. Основные породы. Т. 3 / Ред. Е.Е. Лазько, Е. В. Шарков. М: Наука, 1985. 488 с.
14. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Т.5 / Ред. Е. В. Шарков. М: Наука, 1988. 509 с.
15. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортозитовая формация // Магматические формации СССР. Т.1. Л.: Наука, 1979. С.218–228.
16. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джугджурских анортозитов // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 4–6. С.514–518.
17. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 3–11.
18. Cassey J.F. Comparison of major- and trace element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of the Mid-Atlantic ridge // Proc. ODP, Sci. Results, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 1997. P. 181–241.
19. Cortesogno L., Gaggero L., Zanetti A. Rare earth and trace elements in igneous and high-temperature metamorphic minerals of oceanic gabbros (MARK area, Mid Atlantic Ridge) // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 373–393.
20. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // An. Acad. Bras. Ci. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.
21. McDonough W.F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120, Ns 3–4. P. 223–253.
22. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // The American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.
23. Ross K., Elthon D. Cumulus and post-cumulus crystallization in the oceanic crust: major- and trace element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks // Proc. ODP, Sci. Results, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 1997. P. 181–241.
24. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Sp. Pub. N 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P. 313–346.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

A.A. Sorokin, I.V. Buchko, A.B. Kotov, S.D. Velikoslavinskiy

Geochemical evidence of ophiolite nature of gabbro, gabbro-anorthosites and ultramafites of the Gerbi fragment, Baladek massif (south-eastern framing of the North Asian craton)

The Baladek massif is a tectonic block located at the boundary between the SE framing of the North Asian craton and fold structures of the Mongol-Okhotsk fold belt's Galam terrain. According to the recent conceptions, the rocks of this massif are regarded as Precambrian assemblages of the referred craton. The paper offers investigation results of the massif fragment in the Gerbikan River basin. Geochemical data on gabbro, gabbro-anorthosites and ultramafites were obtained testifying to their similarity to rocks of typical ophiolite complexes. According to the authors, an underlying complex of metamorphic ultrabasites, a layered complex of pyroxenites and "cumulative" gabbro, gabbro-anorthosites, and a complex of "isotropic" gabbro can be distinguished. It is not impossible that also basic effusives and jaspers of the Silurian-Lower Devonian rock sequences of the Galam segment of the Mongol-Okhotsk fold belt belong to the hypothetical ophiolite complex.

Key words: gabbro-anorthosites, ophiolites, south-eastern framing of the North Asian craton, Baladek massif.

КОММЕНТАРИИ РЕЦЕНЗЕНТА

С.В. Высоцкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: svys@mail.ru

Решив на основе геохимии обосновать принадлежность к офиолитам фрагмента массива Баладек, авторы допустили методическую ошибку. Термин “офиолиты” в своей основе имеет структурное значение. Как известно, современное определение термина “офиолиты” было принято на Пенроузской конференции [6]. На сегодняшний день во всем мире под офиолитами понимается характерная ассоциация ультраосновных–основных пород, полный разрез которой включает (снизу вверх): 1) ультрабазитовый комплекс, состоящий из лерцолитов, гарцбургитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих текстурами тектонитов и более или менее серпентинизированных; 2) габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми кумулятами; 3) комплекс параллельных даек основного состава; 4) комплекс изверженных пород основного состава, сложенный преимущественно подушечными лавами; 5) комплекс перекрывающих осадков, обычно включающий пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков. Предполагалось, что офиолиты формируются в срединно-океанических хребтах и слагают океаническую кору.

Таким образом, Пенроузская конференция закрепила структурно-геодинамическое определение офиолитов, высказанное ранее рядом исследователей [11, 14, 15]. Это определение было поддержано многими геологами [4, 5, 6, 17 и др.] и сохранило свою актуальность до сих пор. Никаких геохимических критериев не было предусмотрено.

Структурно-описательная часть термина споров не вызывает, а дискуссия ведется в основном вокруг геодинамического аспекта термина “офиолиты”. Разными авторами было выделено от двух-трех [2, 3, 8, 9, 16] до шести-семи [12] типов офиолитов, в том числе и по геохимическим особенностям слагающих их пород. Но ни один из этих типов не выделялся как офиолиты на основе геохимии, ибо это приводит к грубым ошибкам. Определять офиолитовую природу габбро и гипербазитов только по геохимическим особенностям бессмысленно, поскольку эти породы имеют близкую геохимию (особенно по главным элементам) в комплексах разного генезиса.

Прекрасной иллюстрацией этого тезиса служит диаграмма AFM, которую используют авторы в своей статье. На рис. 1 показано, каким образом располагаются фигуративные точки пород Баладекского массива относительно полей офиолитов и трендов дифференциации

некоторых магматических серий. Как видно из рисунка, только ультрабазиты и пироксениты образуют тренд, попадающий в поля офиолитов. Практически все габбро и габброанортозиты образуют другой тренд, совпадающий с трендом известково-щелочных пород. Причем оба тренда пересекаются в области “верхних” габбро офиолитов, которая в данном случае является областью неопределенности.

Однако, если на эту же диаграмму нанести поля пород из анортозитовых и расслоенных ультрабазит-базитовых массивов, широко распространенных в этом регионе, вся неопределенность исчезает (рис. 2). Фигуративные точки ультрабазитов и пироксенитов массива Баладек совпадают с полем пород расслоенного массива, а габброанортозитов – с полем Джугджурских анортозитов. Так что в данном случае мы имеем дело не с офиолитами, а с двумя разными комплексами – анорто-

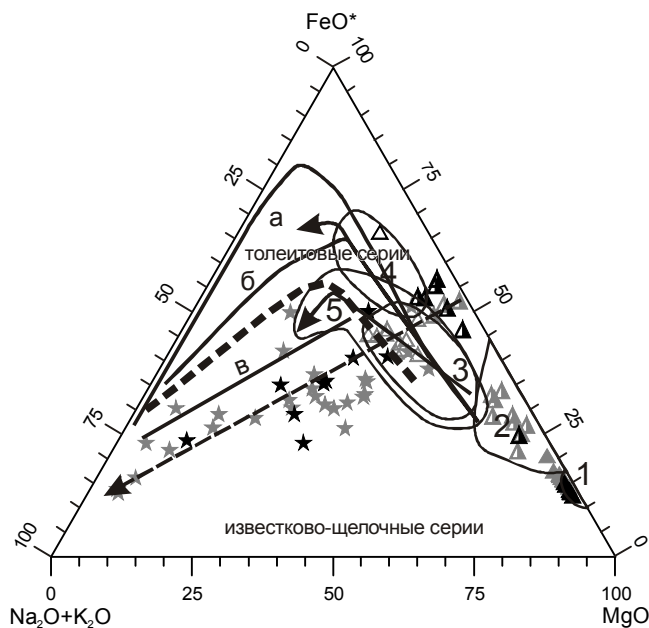


Рис. 1. Диаграмма AFM для ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек (по Сорокину и др., 2010). Поля и тренды – по [6,12].

Поля: 1 – ультрабазиты (реститы), 2 – кумуляты и “нижние” габбро, 3 – “верхние” габбро и дайковый комплекс, 4 – океанические толеиты, 5 – марианит-бонинитовая и островодужная серии. Тренды: а – Скергаарда, б – Тингмули, в – известково-щелочных вулканитов Каскадных гор. Стрелками показаны тренды дифференциации океанических толеитов и островодужных долеритов.

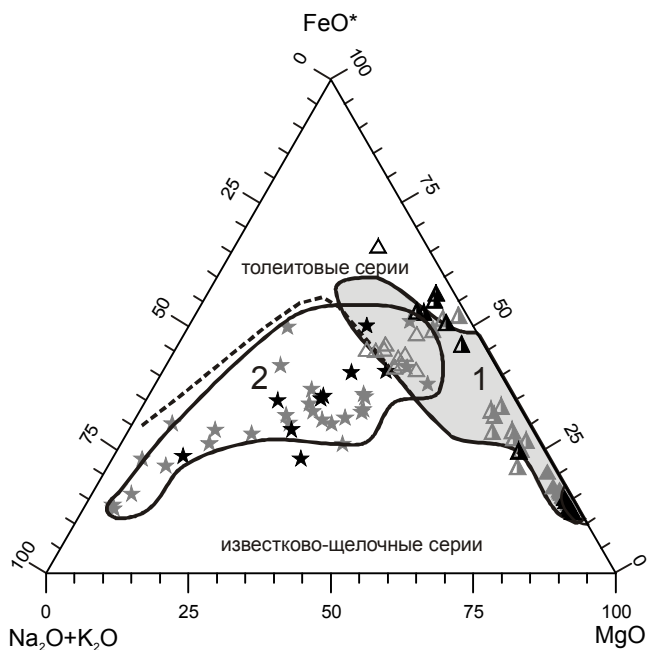


Рис. 2. Диаграмма АФМ для ультрамафитов, пироксенитов, габбро, габброанортозитов массива Баладек (по Сорокину и др., 2010).

Поля: 1 – Лучинский массив (по данным [1]), 2 – Джугджурские габбро-анортозиты (по данным [7]).

зитовым и зональным интрузивом. Последний, возможно, урало-алюскинского типа.

Не спасает положения и анализ распределения редкоземельных элементов. В породах офиолитовых ассоциаций Урала, Омана и некоторых других районов концентрация редкоземельных элементов в пироксенитах и перидотитах расслоенной серии ниже или на уровне хондрита [10]. А в пироксенитах Баладека, по приведенным в статье данным, их концентрация в несколько раз выше. При этом здесь прослеживается полная аналогия с ультрамафитами зональных магматических комплексов (рис. 3).

При плохой геологической изученности и обнаженности, опираясь только на образцы пород, очень легко спутать габбро-ультрабазитовую часть офиолитов и зональные ультрамафит-габбровые комплексы урало-алюскинского типа, что неоднократно случалось в середине прошлого века. Отголоски тех дискуссий докатываются до нас и сейчас [13]. Судя по данным, приведенным в статье, авторы совершили именно эту ошибку, соединив вместе анортозиты и зональную интрузию и приписав им офиолитовую природу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Северо-

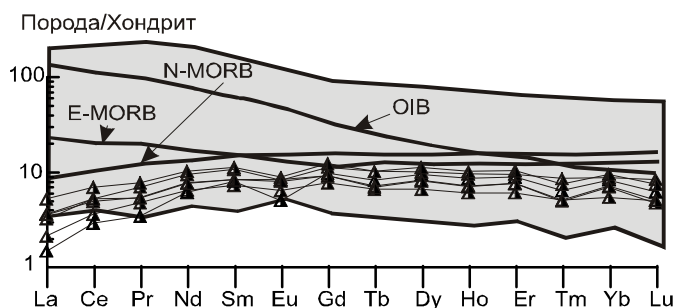


Рис. 3. График распределения редкоземельных элементов в пироксенитах массива Баладек. Выделено поле пород Лучинского массива (по данным [1]).

Азиатского кратона) // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 5. С. 651–654.

2. Вулканические пояса Востока Азии // Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.

3. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

4. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 136 с.

5. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 267).

6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

7. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука. 1979. 162 с.

8. Марков М. С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.

9. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.

10. Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика // Материалы международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006, 353с.

11. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

12. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

13. Хомичев В.Л. Мажалыкский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс Тувы – грубая ошибка “формационного” анализа. //Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2006, с.164–167.

14. Hess H. H. History of ocean basins // Petrological Studies. N. Y. 1962. P. 599–620.

15. Hess H. H. The oceanic crust // J. Mar. Res. 1955. V. 14. P. 423–439.

16. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. V. 83. P. 249–291.

17. Moores E. M., Jackson E. D. Ophiolites and oceanic crust // Nature. 1974. V. 250. P. 136–138.

**УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДУНИТОВ КОНДЕРСКОГО ПЛАТИНОНОСНОГО
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА, ЮГО-ВОСТОК АЛДАНСКОГО ЩИТА**

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², С.В. Ковязин¹, А.В. Тарнавский²

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, просп. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090;
e-mail: simonov@uiggm.nsc.ru*

²*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, ул. Ким-Ю-Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: vladimir@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 18 января 2010 г.

В результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах получена информация о физико-химических параметрах магматических процессов, сформировавших Кондерский платиноносный щелочно-ультраосновной массив (юго-восток Алданского щита). Сравнительный анализ составов хромитов, содержащих включения, показал существенные отличия хромшпинелидов из дунитов Кондера от минералов из ультраосновных комплексов офиолитов и современной океанической коры. Микрорис-таллы клинопироксена из хромитов Кондерского массива по своему составу и особенностям распределения редкоземельных элементов резко отличаются от пироксенов из базит-гипербазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций и близки к минералам из Кытлымского платиноносного массива (Урал). Высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов полностью совпадают с данными по биотит-пироксеновым щелочным пикритами, что свидетельствует об активном участии ультраосновных (пикритовых) щелочных магматических систем в процессе формирования дунитов Кондерского массива. Получена прямая информация в результате исследования включений с помощью ионного зонда о повышенном содержании воды (до 0.54 мас. %) в расплавах. Данные по распределению редких и редкоземельных элементов во включениях свидетельствуют о влиянии глубинного плюма. Расчетное моделирование на основе составов расплавных включений показывает, что кристаллизация дунитов Кондерского массива происходила при участии водонасыщенных магм с минимальными температурами около 1230°C. Эти температуры согласуются с ранее полученными оценками по расплавным включениям в оливинах Кондерского массива.

***Ключевые слова:* расплавные включения, хромшпинелиды, гипербазиты, Кондерский платиноносный ультраосновной массив, Алданский щит.**

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы генезиса платиноносных массивов урало-алаянского типа привлекают внимание многочисленных исследователей, поскольку они являются продуктами внутриплитного магматизма «горячих» точек [10 и др.], а выяснение механизмов концентрирования платиновых элементов в них позволяет рассматривать такие массивы как перспективные рудные объекты.

На территории Востока России широко представлены зональные базит-гипербазитовые массивы урало-алаянского типа, значительная часть которых располагается в структурах юго-востока Сибир-

ской платформы (Кондерский, Чадский, Инаглинский и др.). Они образуют штокообразные тела с концентрически-зональным внутренним строением, обусловленным последовательной сменой от центра к краю дунитов пироксенитами и габброидами. Важнейшей особенностью таких массивов являются дунитовые «ядра», дающие промышленные россыпи платины [2, 10 и др.]. В связи с этим проблемы генезиса данных объектов приобретают особое значение. В то же время, широко используемые геолого-петрологические методы не всегда дают возможность выяснить важнейшие особенности формирования ультраосновных комплексов. Учитывая это, исследователями были применены методы термобарогеохимии по

изучению включений расплавов в оливинах [10, 12] и флюидных включений в клинопироксенах [3], а также изучен состав валовой газовой фазы в минералах из пород Кондерского массива [6].

В целом, как показали предыдущие исследования гипербазитов Сибири и Урала [10, 12, 15, 17, 19], наиболее перспективным путем получения прямой информации о генетических процессах является анализ первичных минералов и находящихся в них расплавных включений. Этот подход и был использован нами для выяснения условий петрогенезиса платиноносного Кондерского массива.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучаемые хромшпинелиды практически непрозрачны, и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, поэтому была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микрокамера на основе силитового нагревателя [20]. Отобранная проба (около 50 зерен хромшпинелидов размером 0.25–1 мм) помещалась в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры плотно закрываются графитовыми крышками. Таким образом, хромшпинелиды, помещенные в эти контейнеры, находились при температурах свыше 1000°C в высоковосстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом. Эксперименты при высоких температурах проводились с учетом невысокой вязкости расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000–1100°C (8–10 мин), постепенный нагрев до 1250–1270°C (до 10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воду – графитовый микроконтейнер с зернами хромшпинелидов в доли секунды сбрасывался из микротермокамеры с температурой около 1250–1270°C прямо в сосуд с водой. Было выяснено, что использование закрытых графитовых микроконтейнеров с восстановительной средой в наибольшей степени благоприятствует сохранности при высоких температурах хромшпинелидов и находящихся в них расплавных включений. Судя по облику вскрытых прогретых включений, их первичное многофазное содержимое было полностью расплавлено, и практически гомогенный расплав при закалке в воду превращен в стекло.

Все экспериментальные исследования расплавных включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Прогретье зерна хромита полировались. Выведенные на поверхность

препарата стекла включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (Институт геологии и минералогии СО РАН). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике, опубликованной ранее [22].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Кондерский концентрически-зональный щелочно-ультраосновной массив расположен на юго-востоке Алданского щита, в пределах Батомгского поднятия. Он приурочен к области пересечения зоны палеорифтогенеза с разломами субширотного простирания (Кондерский, Нетский) [2]. С Кондерским массивом пространственно и генетически связано уникальное россыпное месторождение платиновых металлов. Сведения о геологическом строении, петрографии слагающих его пород, минералогии и рудоносности освещены во многих публикациях [1, 2, 10, 11 и др.].

Кондерский массив представляет собой округлое в плане тело, окруженное кольцевым хребтом, диаметр основания которого – 15 км, а водораздела – 8 км. Верхние притоки ручья Кондер, образующие радиальную “центростремительную” гидросеть, расчленяют массив на ряд отрогов, также имеющих радиальную ориентировку (рис. 1). Цепочка глубоких седловин фиксирует положение крупного периклиналичного разлома, который отделяет дуниты, слагающие отроги, от пироксенитов, обнажающихся в нижних частях склонов кольцевого хребта. Верхние части последнего и его внешние склоны сложены ороговикованными песчаниками и алевролитами рифейского возраста. В средних частях внутренних склонов хребта обнажаются докембрийские метаморфические породы. Элементы залегания плитчатой протектонической отдельности дунитов и их магматические структуры течения «отрисовывают» чашеобразную форму тела с крутыми поверхностями контактов. Данные геофизического моделирования также показывают, что наиболее вероятной формой массива до глубины 10 км является концентрически зональный штوك с вертикальными контактами [2].

Массив сложен породами двух магматических комплексов – кондерского и алданского. Первый из них представлен дунитами и пироксенитами. Дуниты слагают ядро массива диаметром около 5.5 км, окруженное кольцевым телом пироксенитов шириной 100–750 м. Алданский комплекс объединяет широкий спектр магматических пород – щелочные пег-

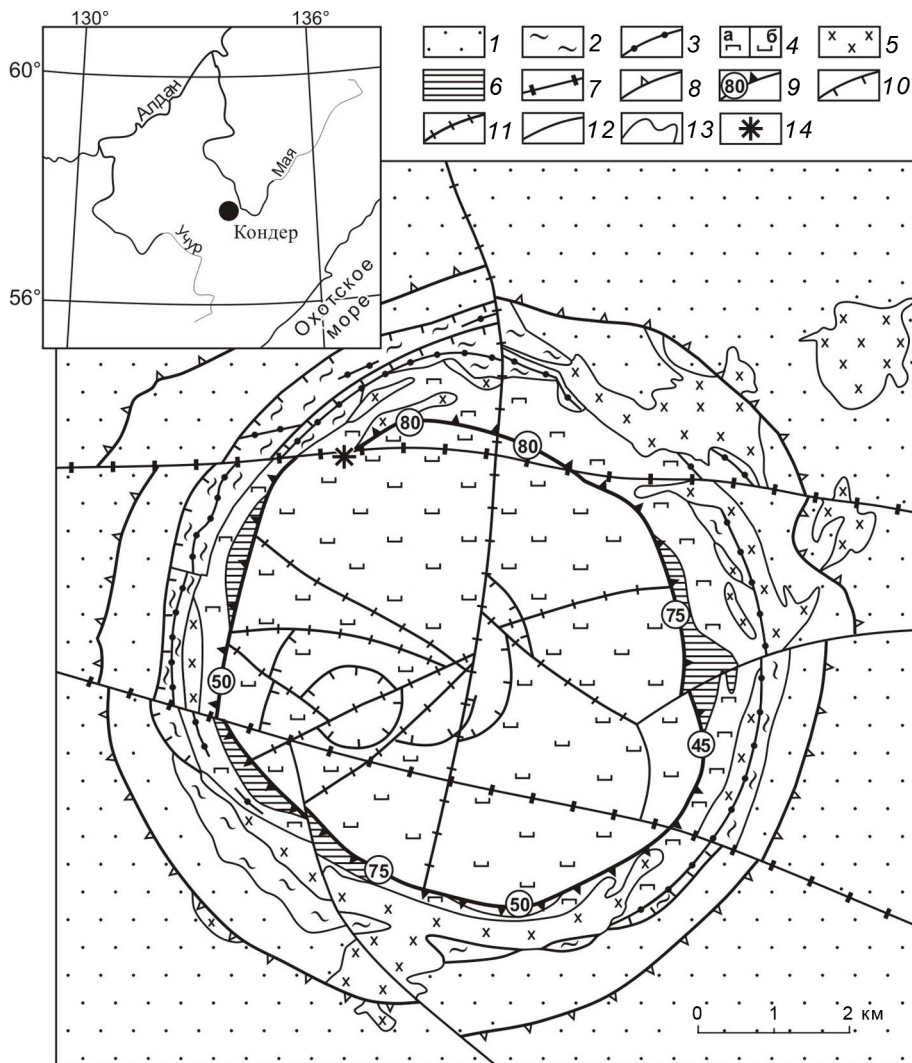


Рис. 1. Тектоническая схема Кондерского массива [2, с дополнениями авторов].

1 – осадочные отложения чехла; 2 – архейские породы фундамента; 3 – маркирующие пласты мраморов и кальцифиров; 4 – ультраосновные породы кондерского комплекса: а – пироксениты, б – дуниты; 5 – интрузии алданского комплекса; 6 – тела оливин-диопсидовых метасоматитов, приуроченных к внутреннему периклинальному разлому; 7–12 – разрывы: 7 – первого порядка субширотные; 8 – внешние периклинальные второго порядка; 9 – внутренние периклинальные; 10 – центриклинальные; 11 – радиальные; 12 – прочие разрывные нарушения; 13 – геологические границы; 14 – место отбора образца дунита № 196/ 86.

матиты, диориты, диоритсиениты, меланократовые диориты, косьвиты, а также магнетит-биотитовые и магнетит-амфиболовые клинопироксениты, образующие поле линзовидных тел и даек в юго-западной части дунитового ядра [10].

Возраст пород алданского комплекса надежно определяется как мезозойский [11], тогда как изотопные датировки кондерского комплекса дают различные значения (от докембрия до мезозоя), поэтому их возраст является предметом многолетних дискуссий [4, 13 и др.]. Появившиеся новые палеомагнитные данные, показывающие позднерифейский возраст дунитов и пироксенитов [4], могут послужить осно-

вой для пересмотра имеющихся геохронологических данных.

Дуниты Кондерского массива представляют собой мелко-, средне-, крупнозернистые, часто порфировидные породы с массивной текстурой. Вблизи поверхности до 30 % объема пород занимает серпентин, с глубиной его содержание снижается, а на отметках 400–450 метров от поверхности серпентинизация (данные бурения) практически не проявлена. Основной объем дунитов составляют мелко-среднезернистые порфировидные разновидности. Отчетливо различаются дуниты центральной и краевой частей. По периферии дунитового ядра встречаются в основном

мелкозернистые и также неравномернозернистые “порфиоровидные” породы, а в центре – средне-мелкозернистые порфиоровидные. Крупнозернистые разновидности дунитов, в том числе дунит-пегматиты, встречаются в разных участках ядерной зоны. Они имеют постепенные переходы с другими типами дунитов.

Изучение шлифов показало, что в направлении от ядерных частей массива к периферии размеры зерен в мелко-среднезернистых дунитах слабо уменьшаются, но порфиоровидность сохраняется за счет того, что увеличивается содержание мелких (0.5–1.5 мм) зерен оливина и уменьшается доля более крупных (2–3 мм). В месте отбора детально изученного образца с расплавленными включениями в хромшпинелидах, в 100 метрах от контакта с клинопироксенитами (на северном контакте по ключу Двуглавый), они становятся практически мелкозернистыми с хорошо ограниченными мелкими зернами оливина и редкими крупными ксеноморфными (2.5–6 мм) с полосами сброса вкрапленниками оливина. Хромит в них содержится в количестве 1–2 % и рассеян по породе в виде мелких (0.1–0.4 мм), хорошо ограниченных кристаллов. Относительно более крупные зерна хромшпинелидов приурочены к интерстициям, а мелкие обычно включены в оливин.

В целом в составе дунитов преобладает оливин ($Fa = 7.5–12.5 \%$), значительно меньше хромшпинелидов и очень редки клинопироксены. В незначительных количествах в дунитах также установлены: титаномагнетит, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, ковеллин, марказит, самородные цинк, медь, свинец и сурьма.

Главный минерал коренной платиновой минерализации в дунитах Кондерского массива – изоферроплатина. Самостоятельные выделения других минералов платиноидов крайне редко встречаются и образуют небольшие включения внутри и по краям зерен изоферроплатины.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ И КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Детально исследовались хорошо ограниченные зерна хромшпинелидов (размерами 0.2–0.5 мм), выделенные из образцов дунитов, отобранных в северной части Кондерского массива (рис. 1). Основное внимание уделялось минералам, в которых были найдены расплавленные включения, и проводилось сравнение полученных результатов с данными по хромшпинелидам из других ультраосновных комплексов, также содержащих расплавленные включения. Составы проанализированных хромитов приведены в табл. 1.

По соотношению $Al-Cr-Fe^{3+}$ изученные хромшпинелиды (с расплавленными включениями) из дунитов Кондерского массива отвечают субферрихромитам, отличаясь значительно меньшей ролью алюминия по сравнению с хромитами (содержащими расплавленные включения) из дунитов офиолитового комплекса (Карашатский массив, Южная Тува). На диаграмме $Cr\#-Mg\#$ также видны резкие отличия хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива от минералов из дунитов Карашатского массива. Для первых характерна очень высокая хромистость ($Cr\# = 81–84 \%$) при незначительных вариациях магнезиальности ($Mg\# = 39–43 \%$). Для вторых отмечается совершенно иная картина: падение $Cr\#$ (от 59 % до 45 %) при уменьшении $Mg\#$ (от 53 до 27 %) и ассоциация с хромитами из базит-гипербазитовых комплексов района Сьерра-Леоне и зоны разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике, с которыми они образуют фактически единый тренд (рис. 2). Необходимо отметить, что хромшпинелиды из отмеченных пород Срединно-Атлантического хребта и Карашатского массива содержат расплавленные включения и соответственно имеют магматогенное происхождение [18–20].

По содержанию титана хромшпинелиды Кондерского массива сопоставимы с хромитами из дунитов офиолитов Тувы и из интрузивов района Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика), но значения TiO_2 для хромитов Кондера ограничены (0.65–0.77 мас.%) в отличие от широких вариаций в случае минералов из дунитов офиолитов и современной океанической коры, для которых устанавливаются отчетливые тренды падения титана с ростом магнезиальности (рис. 3). Узкие интервалы составов хромшпинелидов свидетельствуют об отсутствии широких вариаций условий формирования дунитов Кондерского массива.

В изученных хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива были найдены микрокристаллики (до 25 мкм) клинопироксена, находящиеся в тесной ассоциации с расплавленными включениями. Результаты анализов этих кристалликов приведены в табл. 1. Изученные клинопироксены обладают высокой магнезиальностью ($Mg\#$ около 94 %), по содержанию Cr_2O_3 и соотношению минералов ($En - Wo - Fs$) соответствуют хромдиопсидам.

В результате анализа на ионном зонде было установлено, что тренд распределения редкоземельных элементов в микрокристаллах клинопироксена (рис. 4) обладает отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами и в этом он резко отличается от такового для клинопи-

Таблица 1. Представительные анализы хромшпинелидов и микровключений клинопироксена в хромшпинелиде из дунитов Кондерского массива (мас.%).

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	K ₂ O	Сумма
1	1	0.04	0.65	7.06	50.95	32.60	0.51	7.65	0.00	0.03	0.06	н.о.	99.55
2	2	0.03	0.70	7.27	50.43	31.71	0.51	8.11	0.00	0.02	0.07	н.о.	98.85
3	3	0.04	0.68	7.45	51.50	31.22	0.51	8.29	0.00	0.02	0.06	н.о.	99.77
4	4	0.06	0.70	7.12	50.69	31.86	0.50	8.32	0.00	0.05	0.05	н.о.	99.35
5	5	0.04	0.68	7.20	51.03	31.59	0.50	8.35	0.00	0.02	0.06	н.о.	99.47
6	6	0.05	0.74	7.43	50.47	32.05	0.51	8.06	0.01	0.04	0.07	н.о.	99.43
7	7	0.03	0.71	7.35	50.74	31.51	0.49	8.56	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.47
8	8	0.04	0.67	7.37	50.84	31.63	0.55	8.09	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.27
9	9	0.03	0.77	7.22	50.77	30.66	0.48	8.29	0.00	0.01	0.06	н.о.	98.28
10	10	0.05	0.70	7.35	51.32	31.23	0.49	8.36	0.00	0.00	0.06	н.о.	99.55
11	11	0.01	0.72	7.34	51.06	31.31	0.50	8.31	0.00	0.02	0.09	н.о.	99.35
12	12	0.05	0.68	7.21	50.58	31.74	0.52	8.38	0.00	0.01	0.04	н.о.	99.21
13	13	0.04	0.72	7.41	50.10	31.84	0.51	8.00	0.00	0.03	0.06	н.о.	98.71
14	14	0.03	0.71	7.23	50.71	32.30	0.56	8.20	0.00	0.05	0.10	н.о.	99.90
15	15	0.03	0.74	7.51	49.96	31.68	0.48	8.12	0.00	0.02	0.08	н.о.	98.63
16	16	0.03	0.67	6.85	50.31	33.22	0.49	8.13	0.00	0.00	0.04	н.о.	99.73
17	17	0.02	0.57	6.45	49.28	34.25	0.54	7.91	0.00	0.00	0.04	н.о.	99.06
18	18	0.03	0.66	7.18	51.18	32.24	0.51	8.03	0.00	0.01	0.06	н.о.	99.91
19	19	0.01	0.73	7.36	50.40	32.03	0.52	7.78	0.00	0.02	0.06	н.о.	98.90
20	20	0.02	0.72	7.36	50.77	32.38	0.52	8.08	0.00	0.00	0.07	н.о.	99.93
21	21	0.05	0.69	7.29	49.98	32.29	0.53	8.10	0.00	0.01	0.06	н.о.	98.99
22	8.1*	54.06	0.15	1.03	1.92	1.90	0.02	16.86	23.90	0.73	н.о.	0.01	100.58
23	8.2	53.67	0.16	0.94	1.84	1.88	0.00	16.95	24.00	0.73	н.о.	0.04	100.20
24	8.3	54.12	0.15	1.03	1.76	1.90	0.02	16.92	24.00	0.67	н.о.	0.04	100.62

Примечание. 1–21 – хромшпинелиды; 22–24 – микрокристаллы клинопироксена в хромшпинелиде. * – клинопироксен, проанализированный в последующем на ионном зонде. н.о. – не определялось.

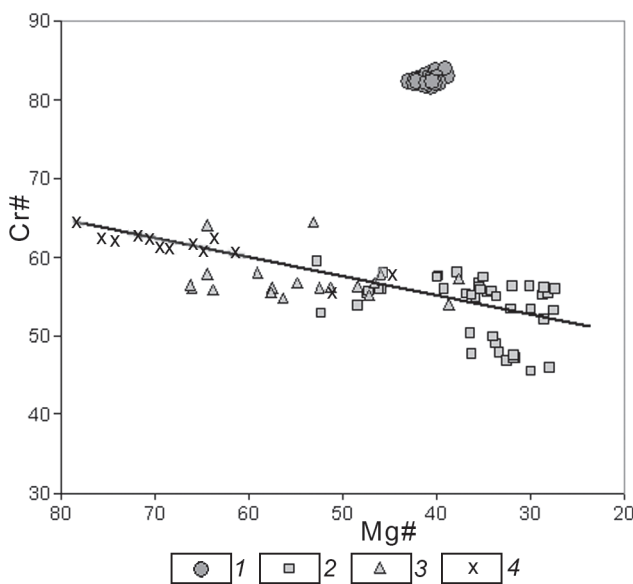


Рис. 2. Диаграмма Cr# – Mg# для хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива и из других базит-гипербазитовых магматических пород.

1–4 – хромшпинелиды: из дунитов Кондерского массива (1), из дунитов Карашатского массива, офиолиты Южной Тувы (2), из троктолитов района Сьерра-Леоне (3) и из перидотитов зоны разлома 15°20' (4) в Центральной Атлантике. Cr# = Cr*100/(Cr+Al). Mg# = Mg·100/(Mg+Fe²⁺), формульные единицы. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18–20].

роксенов из базит-гипербазитовых интрузивных комплексов офиолитов Полярного Урала и минералов пикритов офиолитов Тродооса (Кипр). Более близки полученные данные к спектрам для клинопироксенов из оливнивого габбро Кытлымского платиноносного массива (Урал) и практически полностью совпадают с графиком для пироксенов из субщелочных базальтов Гавайских островов.

Таким образом, результаты исследования составов хромитов и клинопироксенов свидетельствуют о том, что магматические системы, ответственные за формирование однотипных ультраосновных пород (дунитов) Кондерского массива и офиолитов, существенно различались.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Проведенные исследования образцов дунитов позволили изучить расплавные включения в хромшпинелидах и на основе новых данных, в сравнительном плане с полученной ранее информацией по включениям в хромитах из других интрузивных ультраосновных комплексов, выяснить физико-химические особенности условий петрогенезиса Кондерского массива.

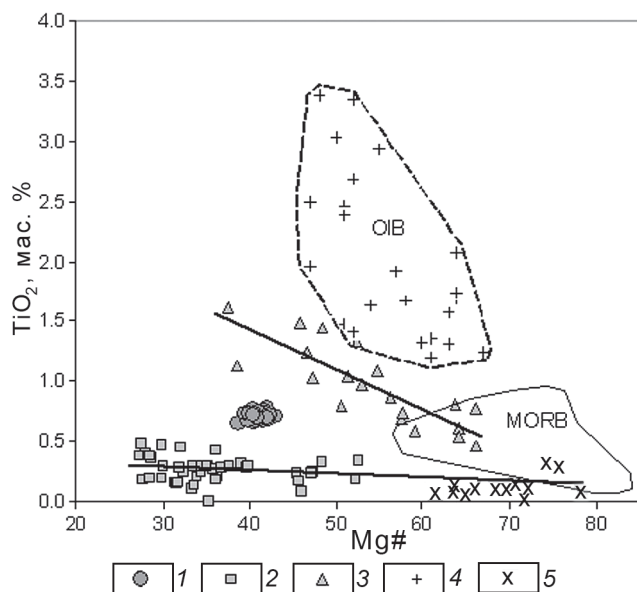


Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - Mg\#$ для хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива и из других базит-гипербазитовых магматических пород.

1–5 – хромшпинелиды: из дунитов Кондерского массива (1), из дунитов Карашатского массива (2), из троктолитов района Сьерра-Леоне (3) и из перидотитов зоны разлома $15^{\circ}20'$ в Центральной Атлантике, из базальтов Гавайских островов (4). OIB – поле хромшпинелидов из базальтов океанических островов. MORB – поле хромшпинелидов из базальтов срединно-океанических хребтов. $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$, формульные единицы. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18–21].

При обработке каменного материала был рассмотрен целый ряд проб хромшпинелидов из дунитов Кондерского массива. Наиболее представительные данные по включениям были получены для образца дунитов № 196/ 86.

Первичные расплавленные включения (10–40 мкм) располагаются равномерно в зернах хромита. Обычно присутствуют 1–2 включения (рис. 5А, Б). Формы наиболее крупных включений практически идеально совпадают с кристаллографическими формами вмещающих их кристалликов хромшпинелидов (рис. 5В, Г). Все включения до высокотемпературных экспериментов содержат довольно выдержанный набор фаз: светлые силикатные кристаллики + несколько более темные фазы + деформированный газовый пузырек (рис. 5А). Первичное многофазное содержимое включений в ходе опытов было полностью расплавлено, и в закаленных включениях наблюдается преимущественно стекло и округлый газовый пузырек (рис. 5Б, В, Г). Представительные анализы стекол прогретых расплавленных включений приведены в табл. 2.

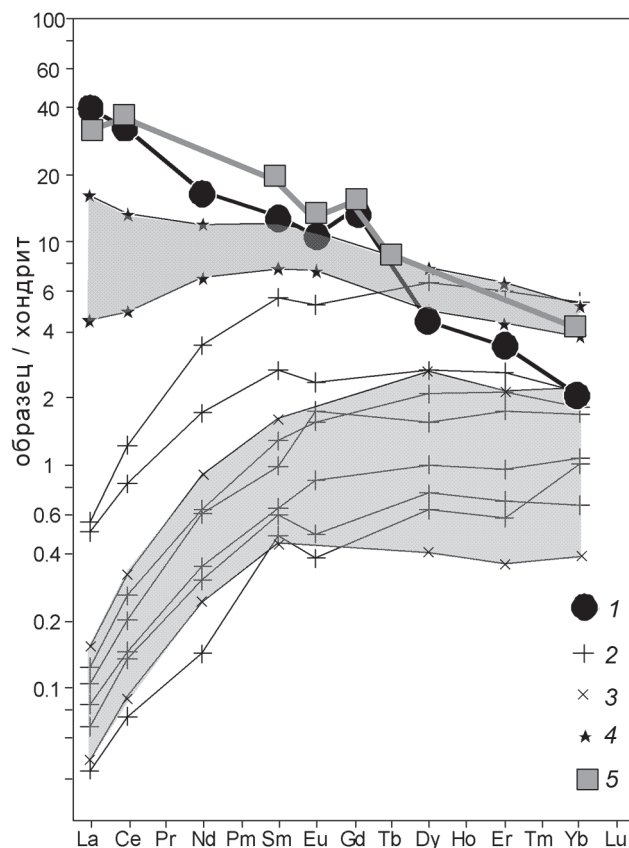


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов во включении клинопироксена из хромшпинелидов Кондерского массива.

1–5 – клинопироксены: Кондерского массива (1), из базит-гипербазитовых интрузивов офиолитов Полярного Урала (2), из пикритов офиолитов Тродооса, Кипр (3), из оливнинового габбро Кытлымского массива (4), из базальтов Гавайских островов (5). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [12, 14, 23, 26].

В целом при анализе первичного вида включений (рис. 5А) необходимо учитывать следующий момент. В связи с непрозрачностью хромшпинелидов, первичный облик не гретых включений можно увидеть только при их вскрытии. При этом в процессе шлифовки часть содержимого включений неизбежно разрушается. Прежде всего, на месте газового пузырька и окружающих его микрокристаллов образуются углубления. Деформируются и очертания включений. Несколько неровная поверхность включений связана также с особенностями кристаллизации различных силикатных фаз в пространстве вакуоли, находящейся внутри рудной хромитовой матрицы, существенно отличающейся по своим свойствам от содержимого включений. При расплавлении многофазного содержимого в гомогенный расплав микронеровности практически исчезают и закаленные

Таблица 2. Представительные анализы стекол прогретых первичных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива (мас. %).

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	Сумма
1	2.1	40.14	0.26	11.57	1.36	10.18	0.21	21.19	6.81	2.39	3.35	0.078	0.39	98.06
2	2.2	39.47	0.18	7.82	1.52	10.57	0.24	29.84	4.21	1.86	2.31	0.047	0.38	98.50
3	3.1*	39.19	0.23	13.62	3.05	5.00	0.08	21.66	6.89	3.52	3.15	0.027	0.24	96.66
4	3.2	39.65	0.23	12.91	2.55	4.86	0.11	26.58	6.04	3.19	2.90	0.017	0.19	99.21
5	3.3	40.48	0.22	11.28	2.71	5.13	0.13	26.97	6.22	3.07	2.78	0.019	0.16	99.18
6	3.4	43.53	0.28	11.60	1.18	4.97	0.11	13.82	9.93	4.54	3.99	0.027	0.39	94.37
7	4.2	41.55	0.31	15.94	1.22	9.58	0.17	11.01	4.39	3.71	4.41	0.118	0.57	93.17
8	5.2*	42.92	0.24	8.38	0.85	8.58	0.16	10.38	15.66	1.54	3.75	0.078	0.52	93.18
9	5.3	43.34	0.25	8.40	0.82	8.76	0.18	9.67	16.03	1.71	3.79	0.082	0.47	93.62
10	5.4	43.76	0.24	8.64	0.96	8.46	0.17	10.33	14.74	1.62	3.79	0.066	0.48	93.36
11	8.4	48.46	0.38	11.82	1.05	5.17	0.09	8.84	14.04	3.03	4.56	0.013	0.86	98.31
12	8.5	48.25	0.36	11.87	1.03	4.95	0.08	9.25	14.22	2.83	4.52	0.007	0.87	98.24
13	8.6	47.87	0.37	11.69	1.20	5.10	0.06	9.20	14.00	2.86	4.53	0.012	0.84	97.74
14	9.1*	45.62	0.25	8.52	0.95	9.91	0.20	10.21	15.42	1.52	4.04	0.062	0.55	97.38
15	9.2	45.52	0.21	8.95	0.89	9.68	0.13	10.33	14.29	1.69	4.18	0.069	0.57	96.62
16	9.3	45.71	0.22	8.60	1.02	9.63	0.16	12.28	14.87	1.51	3.96	0.061	0.49	98.63
17	10.1*	42.32	0.29	13.43	1.12	4.20	0.08	24.78	7.46	2.22	3.38	0.019	0.29	99.58
18	10.2	41.71	0.27	14.37	1.17	4.18	0.06	25.50	7.17	2.22	3.23	0.002	0.10	99.98
19	10.3	41.33	0.28	12.87	1.48	4.41	0.07	26.68	6.44	1.86	3.48	0.007	0.09	99.02
20	11.1	41.07	0.28	11.85	1.30	6.50	0.13	25.68	4.51	3.30	2.72	0.029	0.49	97.87
21	11.2	41.52	0.30	11.61	1.01	6.57	0.09	26.75	4.13	3.68	2.47	0.034	0.36	98.54
22	11.3	42.26	0.37	13.87	1.70	6.54	0.09	20.93	5.48	4.22	3.29	0.033	0.43	99.19

Примечание. * – включения, проанализированные в последующем на ионном зонде.

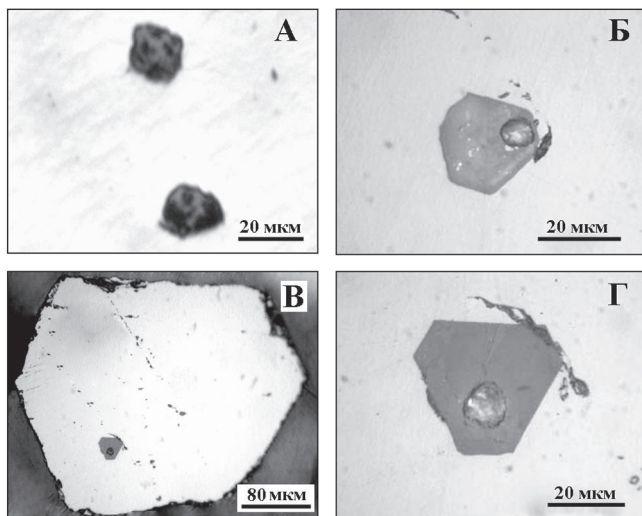


Рис. 5. Фотографии расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива.

А – не гретые включения до высокотемпературных экспериментов. Б, В, Г – прогретые и закаленные включения, содержащие гомогенное стекло и газовые пузырьки, которые, как видно на фотографиях, вскрыты при подготовке препарата. На фото В видно идеальное соответствие формы включения (при большем увеличении оно показано на фото Г) кристаллографической форме кристаллика хромшпинелида.

стекловатые включения обладают более ровными поверхностями и формами (рис. 5Б, В, Г).

Стекла закаленных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива обладают высокими суммами щелочей (5.3–9.3 мас. %) и концентрациями калия (K₂O – 2.5–4.6 мас. %) при относительно низких содержаниях SiO₂ и соответствуют щелочной серии. По соотношению MgO–SiO₂ включения разделяются на две группы. Включения с высокими содержаниями магния (MgO – 20.9–29.8 мас. %) и минимальными содержаниями SiO₂ (39.2–42.3 мас. %) идеально совпадают с данными по пикритам (рис. 6). Менее магнезиальные (8–13.8 мас. % MgO) содержат до 48.5 мас. % SiO₂ и наиболее близки к пикробазальтам и оливиновым базальтам (рис. 6). В целом необходимо подчеркнуть, что высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов (SiO₂, FeO, MnO, MgO, CaO, P₂O₅) полностью совпадают, а по Al₂O₃ и K₂O близки с биотит-пироксеновыми щелочными пикритами [9]. Отличаются включения от этих пород только относительно повышенными содержаниями Na₂O и пониженными – TiO₂.

На вариационных диаграммах Харкера устанавливаются изменения составов расплавов: с ростом SiO₂ происходит падение MgO и увеличение содер-

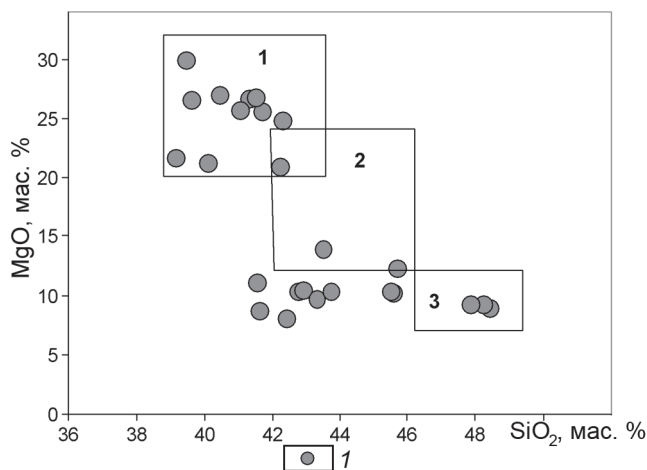


Рис. 6. Диаграмма MgO–SiO₂ для стекол прогретых первичных включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

1 – расплавные включения. Поля пород: 1 – пикриты, 2 – пикробазальты, 3 – оливковые базальты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [9].

жаний CaO, TiO₂, K₂O. Особенно заметно повышение роли калия. Наблюдается отчетливая зависимость содержаний большинства петрогенных компонентов от содержания магния. При этом включения разбиваются на две группы (с MgO больше 20 мас. % и меньше 15 мас. %), в которых синхронно падают значения содержаний TiO₂, Al₂O₃ и K₂O при переходе к более магниезильным разновидностям (рис. 7).

По соотношению CaO – Al₂O₃ – MgO часть включений тесно ассоциирует с ультраосновными кумюлятами, а другая – с кумюлятами основного состава. Подобные особенности также характерны для расплавных включений в хромитах из перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике [18] и для включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Южной Тувы (рис. 8). По невысоким значениям FeO/MgO (до 1) изученные включения соответствуют гипербазитам из расслоенной серии офиолитов. С падением роли магния в расплавах накапливаются такие летучие компоненты, как хлор и сера, а также повышается роль фосфора (рис. 9).

Анализ стекол включений с помощью ионного зонда (табл. 3) показал относительно повышенные содержания H₂O (0.45–0.54 мас. %) в расплавах для дунитов Кондерского массива. Эти данные близки к содержаниям воды в магмах, сформировавших дуниты расслоенной серии офиолитов Южной Тувы (0.58–0.65 мас. %) [19] и перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике (0.54 мас. %) [19], но существенно ниже количе-

ства H₂O (0.74–1.24 мас. %) в расплавах, формировавших базит-гипербазитовые интрузивные комплексы района Сьерра-Леоне [20]. Необходимо отметить, что стекла закаленных включений ультраосновного состава (SiO₂ = 43 мас. %) в хромитах из дунитов Кондерского массива содержат одновременно максимум воды (0.54 мас. %) и значительно обогащены медью (максимальное – 356 г/т – почти в 20 раз больше значений, характерных для кларка ультрабазитов).

По соотношению Nb/Y – Zr/Y точки составов включений располагаются в области расплавов с плюмовым источником – в поле платобазальтов. Спектры распределения редкоземельных элементов во включениях из хромшпинелидов дунитов Кондерского массива характеризуются явным отрицательным наклоном с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что характерно (но с меньшим углом наклона) для плюмовых магматических систем, в частности – океанических островов и гайотов (рис. 10). На спайдер-диаграмме (рис. 11) спектры для расплавных включений в хромитах показывают минимальные значения когерентных элементов (Zr, Ti, Y) и совпадают в области редкоземельных элементов с данными по включениям в минералах из пикритов гайота Кастор (Тихий океан), а также по базальтам Гавайских островов. Необходимо отметить явные максимумы калия и рубидия. Эти особенности распределения элементов в расплавных включениях из хромитов свидетельствуют о влиянии мантийного плюма на магматические события при формировании дунитов Кондерского массива.

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [25] на основе данных по составу расплавных включений показало, что минимальные температуры расплавов, содержавших до 0.54 мас. % воды, составляли около 1230°C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ многочисленных публикаций, посвященных Кондерскому платиноносному массиву, показал, что имеется два основных направления точек зрения на генезис этого важного с научной и практической точек зрения объекта. Одни исследователи отстаивают магматогенное происхождение [2, 10 и др.] дунитов Кондерского массива, а другие считают, что эти ультраосновные породы являются фактически реститами, попавшими в верхние горизонты коры путем твердопластичного течения [5, 8 и др.].

Среди признаков *магматического происхождения* дунитов Кондерского массива можно выделить следующие основные характеристики.

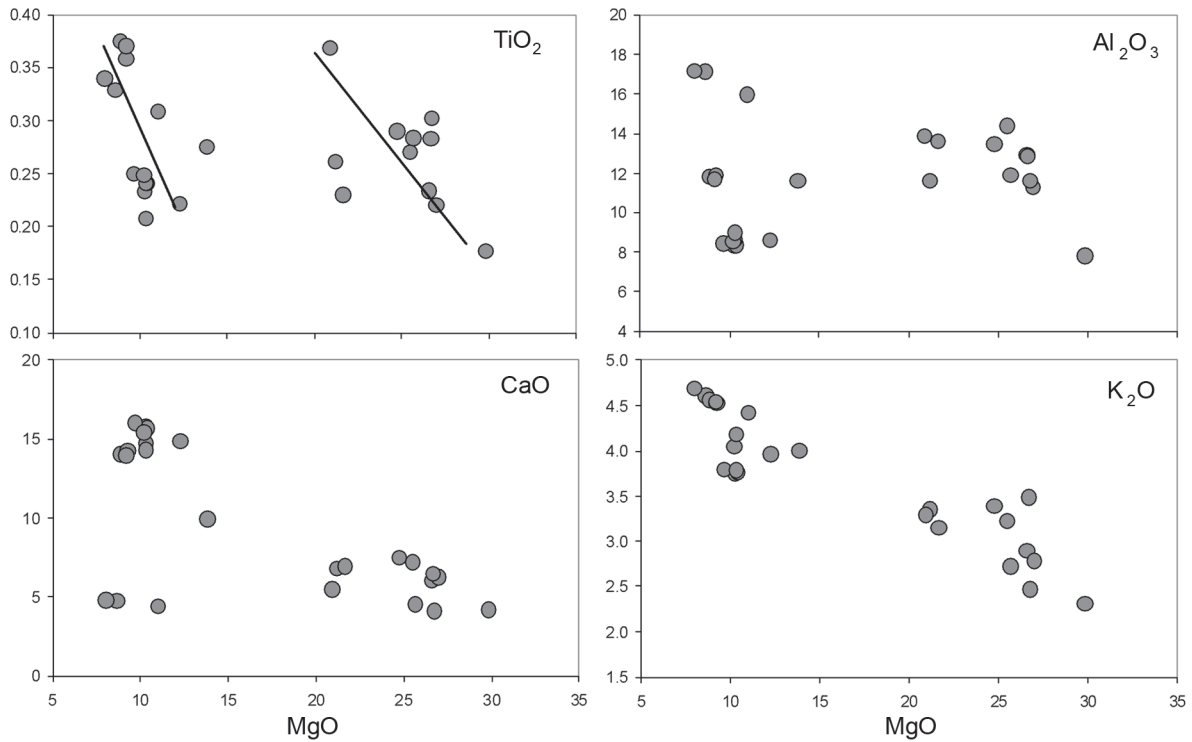


Рис. 7. Зависимость содержаний петрогенных компонентов от содержания магния (мас.%) в стеклах прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

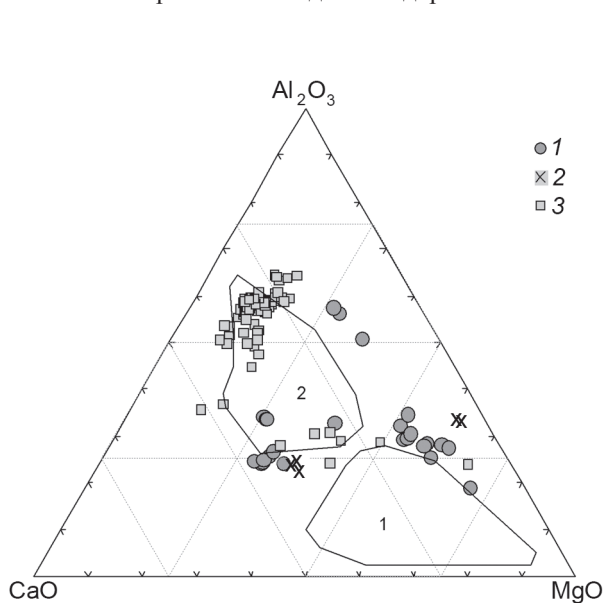


Рис. 8. Диаграмма $CaO-Al_2O_3-MgO$ для стекол прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

1–3 – стекла гомогенизированных расплавных включений в хромшпинелидах: из дунитов Кондерского массива (1), из перидотитов зоны разлома 15°20' в Центральной Атлантике (2) и из дунитов Карашатского массива, офиолиты Южной Тувы (3). Поля составов: 1 – ультраосновные кумуляты, 2 – кумуляты основного состава. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [18, 19].

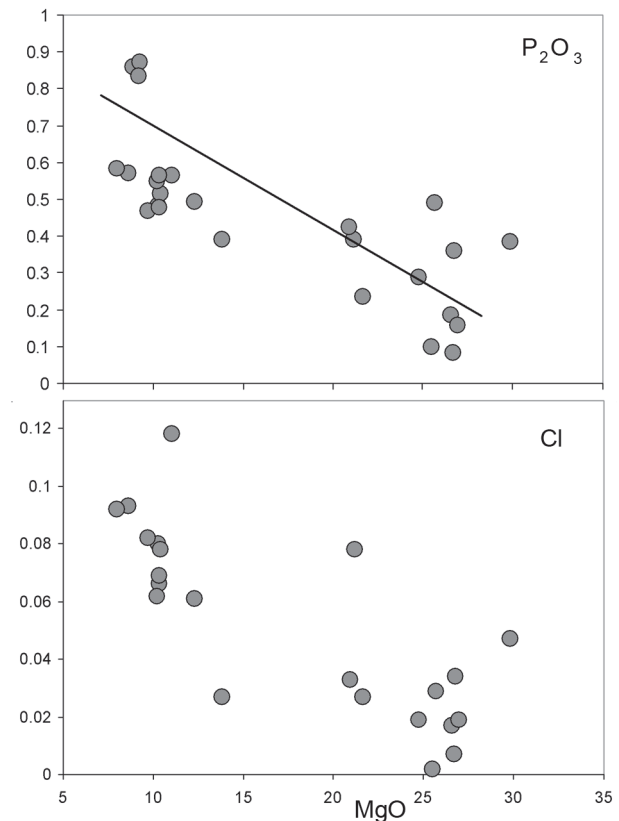


Рис. 9. Зависимость содержаний фосфора и хлора от содержания магния (мас.%) в стеклах прогретых включений в хромшпинелидах Кондерского массива.

Таблица 3. Содержание редких, редкоземельных, рудных элементов (г/т) и воды (мас. %) в стеклах гомогенизированных расплавных включений и в микровключениях клинопироксена из хромшпинелидов Кондерского массива.

Элемент	3.1	5.2	9.1	10.1	8.1*
Th	0.78	1.72	1.3	0.79	1.39
Rb	110	129	164	161	93
Ba	371	437	455	511	377
Sr	536	641	639	588	680
V	237	141	166	127	127
La	8.86	14.93	15.29	8.21	12.52
Ce	19.33	33.75	34.62	19.58	26.34
Nd	8.07	14.73	13.33	9.16	10.22
Sm	1.67	2.98	2.31	1.66	2.59
Eu	0.64	0.73	0.62	0.68	0.80
Gd	2.1	2.28	2.53	1.87	3.68
Dy	0.8	1.13	1.05	0.72	1.44
Er	0.35	0.43	0.44	0.24	0.73
Yb	0.05	0.25	0.09	0.08	0.43
Y	3.1	4	4.1	2.6	6.7
Zr	27.7	15.9	19.6	9.1	16.8
Nb	2.8	1	1.6	2.3	1.1
Ta	0.33	0.27	0.24	0.35	0.32
Cu	200	356	285	187	151
H ₂ O	0.01	0.53	0.45	0.02	

Примечание. 8.1* – микрокристаллик клинопироксена в зерне хромшпинелида.

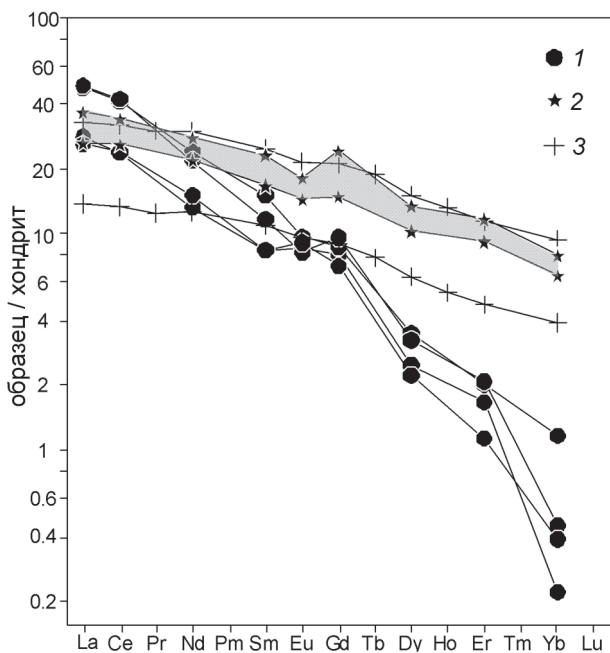


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в стеклах прогретых включений из хромшпинелидов Кондерского массива.

1 – расплавные включения в хромшпинелидах; 2 – включения в оливинах из пикритов гайота Кастор [16]; 3 – пикриты Гавайских островов [27]. Значения элементов нормированы к составу хондрита, согласно [24].

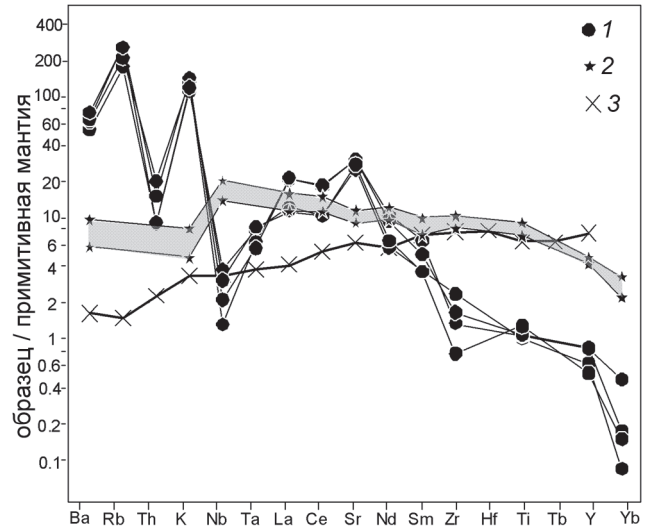


Рис. 11. Спайдер-диаграмма для стекол прогретых расплавных включений из хромшпинелидов Кондерского массива.

1 – расплавные включения в хромшпинелидах; 2 – включения в оливинах из пикритов гайота Кастор [16]; 3 – среднее для N-MORB [30]. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии, согласно [29].

1. Микровключения магнетита и клинопироксена (Mgt+Crpx) в оливинах дунитов. Закономерно ориентированные микровключения рудных и силикатных минералов часто встречаются в зернах оливина дунитов Кондерского массива, за исключением краевых фаз, где их очень мало. Сюда же можно отнести и исследованные нами микровключения клинопироксена в зернах хромшпинелидов.

2. Ориентировка зерен оливина. Габитус зерен оливина соответствует кристаллизации в свободном пространстве. Формирование дунитов осуществлялось из движущейся жидкости, что подтверждается результатами петроструктурных исследований, с помощью которых были реконструированы магматические текстуры течения и по ним выявлено внутреннее строение дунитового тела [2]. В качестве структурных элементов использованы плоскопараллельные и линейные структуры. Прототектонические структуры дунитов “отрисовывают” чашеобразную форму тела с крутыми контактами.

3. Высокое содержание CaO в оливинах дунитов.

4. Тренды составов хромшпинелидов из дунитов концентрически-зональных массивов близки вариациям составов оксидов из заведомо магматических пород (меймечитов, пикритов и т.п.).

К признакам *твердофазной природы внедрения* Кондерского массива относят следующие косвенные данные [5].

1. Отдельность в оливине.
2. Куполовидное строение контактовой зоны.
3. Тонкоплитчатая отдельность.

В пользу магматогенного происхождения Кондерского массива свидетельствуют исследования расплавных включений в оливинах [10, 12]. Данные по редкоземельным элементам в породах Кондера с соответствующими модельными расчетами также подтверждают кристаллизацию массива из расплавов [7].

Участие магматических систем в процессах петрогенезиса Кондерского массива рассматривалось нами с помощью исследования включений в хромшпинелидах из дунитов. Как показали проведенные работы, большой объем очень важной информации о генезисе ультрабазитов Кондера содержат находящиеся в хромитах микровключения двух типов.

Микрокристаллики (до 25 мкм) клинопироксена по своему составу и особенностям распределения редкоземельных элементов резко отличаются от пироксенов из базит-гипербазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций. Они близки к минералам из Кытлымского платиноносного массива (Урал), а их геохимия хорошо согласуется с данными по клинопироксенам из щелочных базальтов Гавайских островов. Магматическая природа пород, содержащих клинопироксены, близкие к встреченным в качестве микровключений в хромитах дунитов Кондерского массива, не вызывает сомнений.

Второй тип микровключений в хромшпинелидах из дунитов Кондерского массива по всем внешним признакам представляет собой первичные включения расплавов, захваченные в процессах роста хромитов. Высокотемпературные эксперименты показали гомогенность расплава, а анализ гомогенных стекол в закаленных включениях свидетельствует о том, что изученные хромиты начали кристаллизоваться из пикритовых, а затем и пикробазальтовых щелочных магм. При этом высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов полностью совпадают с биотит-пироксеновыми щелочными пикритами.

В целом проведенные исследования расплавных включений в хромшпинелидах прямо свидетельствуют об активном участии пикритовых щелочных водосодержащих магматических систем в процессах формирования дунитов Кондерского платиноносного массива.

Исследования выполнены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур под-

вижных поясов и платформ” (проект № 09-I-ОНЗ-10), и при поддержке РФФИ, Проекта № ОНЗ 2.1, Интеграционного проекта № 09-II-УО-08-004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 75 с.
2. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
3. Карсаков Л.П., Бердников Н.В. Условия образования и преобразования пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и особенности связанного с ним оруденения // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 32–36.
4. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–42.
5. Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.
6. Ленников А.М., Никольский Н.С., Пахомова В.А. и др. Флюидный режим формирования ультрабазитов Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 109–117.
7. Ленников А.М., Левашов Г.Б., Октябрьский Р.А. и др. Редкоземельные элементы в породах Кондерского массива и его генезис // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 517–520.
8. Леснов Ф.П. Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. 2009. С. 151–153.
9. Магматические горные породы. Т. 1. М.: Наука, 1983. 766 с.
10. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
11. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 10, № 1. С. 80–88.
12. Перцев А.Н. Петрология плутонических мафит-ультрамафитовых комплексов активных областей перехода океан-континент: Автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2004. 44 с.
13. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П. Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
14. Симонов В.А., Леснов Ф.П., Ганелин А.В., Ступаков С.И. Геохимия редкоземельных элементов в клинопироксенах из пород Войкаро-Сыньинского и Хадатинского офиолитовых комплексов // VI Чтения А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 98–99.
15. Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавным включениям в хромшпинелидах // Геодинамичес-

- кая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. С. 97–100.
16. Симонов В.А., Ковязин С.В., Колобов В.Ю. Физико-химические параметры магматических систем гайота Кастор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 529–532.
 17. Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал) // Геология руд. месторождений. 2009. № 2. С. 125–139.
 18. Симонов В.А., Ковязин С.В. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
 19. Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 195–198.
 20. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 521–538.
 21. Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 131–168.
 22. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
 23. Соболев А.В., Мигдисов А.А., Портнягин М.В. Распределение несовместимых элементов между клинопироксеном и базальтовым расплавом по данным исследования расплавленных включений в минералах массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 326–336.
 24. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
 25. Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110, N 3–4. P. 265–280.
 26. Nagasawa H., Schnetzler C.C. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts acidic igneous magma // Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. V. 35, N 9. P. 953–968.
 27. Norman M.D., Garcia M.O. Primitive magmas and source of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 168. P. 27–44.
 28. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. London. 1993. 352 p.
 29. Saunders A.D., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / Eds Kokelaar B.P., Howells M.F. // Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1984. V. 16. P. 59–76.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

V.A. Simonov, V.S. Prihodko, S.V. Kovyazin, A.V. Tarnavsky

Petrogenesis of the Konder platinum-bearing alkali-ultrabasic massif, south-eastern part of the Aldan Shield (evidence of melt inclusions in Cr-spinels from dunites)

The investigation of melt inclusions in Cr-spinels yielded information on the physical-chemical parameters of magmatic processes responsible for the formation of the Konder platinum-bearing alkali-ultrabasic massif (south-eastern part of the Aldan Shield). A comparative analysis of compositions of chromites, containing inclusions, has shown essential differences between Konder dunite Cr-spinels and minerals of the ultrabasic complexes of ophiolites and modern oceanic crust. Compositionally and in terms of REE distribution, clinopyroxene microcrystals of the Konder massif chromites strongly differ from pyroxenes of ophiolite mafic-ultramafic complexes and are completely similar to minerals from the Kytlymsky platinum-bearing massif (the Urals). High-magnesia inclusions completely coincide by the majority of the main components with data on biotite-pyroxene alkaline picrites, which testifies to active participation of ultrabasic (picrite) alkaline magmatic systems in the process of dunite formation on the Konder massif. As a result of inclusions study by an ionic probe, direct information on the elevated contents of water (to 0.54 wt.%) in the melts was obtained. Data on distribution of rare and rare-earth elements in inclusions give evidence of the influence of the deep plume. The computed modeling on the basis of melt inclusion compositions shows that crystallization of dunites from the Konder massif was assisted by water-saturated magmas at the minimum temperatures of about 1230°C. These temperatures agree with the earlier estimations of melt inclusions in olivine from the Konder massif.

Key words: melt inclusions, Cr-spinels, ultramafic rocks, Konder platinum-bearing ultrabasic massif, Aldan Shield.

**МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА
ОЗ. КИЗИ (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)***

**С.В. Рассказов^{1,2}, В.С. Приходько³, Т.А. Ясныгина¹, Н.Н. Фефелов¹,
Е.В. Саранина¹, И.П. Войнова³, С.Б. Брандт¹**

¹Институт земной коры СО РАН, Лермонтова, 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: rassk@crust.irk.ru

²Иркутский госуниверситет, ул. Карла Маркса 1, г. Иркутск, 664003

³Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000

Поступила в редакцию 25 февраля 2010 г.

Изучена среднекайнозойская лавовая последовательность района оз. Кизи, характеризующая активность источников Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня: среднеэоценовый импульс надслэбового магматизма и продолжительное позднеолигоценовое поступление магм из подлитосферной конвектирующей мантии. В среднеэоценовом даците возрастом ~43.5 млн лет определены низкие концентрации высоkozарядных микроэлементов Nb, Ta при низких отношениях Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La и высоком отношении K/Nb и измерено низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703399. В позднем олигоцене выделены три фазы вулканических извержений: 1) андезибазальтов (29–27 млн лет назад), 2) трахиандезибазальтов–трахиандезитов (27–24 млн лет назад) и 3) андезитов (~23 млн лет назад). В лавах первой и третьей фаз измерены низкие отношения Ce/Pb, Nb/La, Ba/La и высокое отношение K/Nb, также характеризующие надслэбовые процессы. В лавах второй фазы установлено относительное смещение этих отношений к составу базальтов океанических островов. Для всей позднеолигоценовой вулканической последовательности определен узкий интервал начальных изотопных отношений стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703661–0.703853. Такие отношения свойственны вулканическим и субвулканическим породам всего побережья Татарского пролива возрастом ~37, 31–23 и ~16 млн лет.

Ключевые слова: кайнозой, базальты, микроэлементы, K-Ar датирование, изотопы Sr, Сихотэ-Алинь, Сахалин.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Дискуссия о характере и причинах латеральных вариаций состава магматических расплавов островных дуг и континентальных окраин, инициированная на симпозиуме 1965 г. в Оттаве [13], в настоящее время получила развитие в интерпретациях геохимических данных по вулканическим породам с учетом общего хода тектонической и магматической эволюции тех или иных территорий и глубинного строения мантии. В Восточном Сихотэ-Алине кайнозойская вулканическая деятельность сменяла позднемеловую окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Пояс образовался вследствие активного взаимодействия океанической плиты с континентальной окраиной. Подоб-

ные процессы выразились и в средне-позднемеловом окраинно-континентальном Охотско-Чукотском вулкано-плутоническом поясе [6, 7, 9, 16–20, 33]. Но обращает на себя внимание отличие глубинного строения верхней мантии под этими поясами по данным сейсмической томографии [36, 37]. Под Охотско-Чукотским поясом в настоящее время располагается асейсмичный (стагнирующий) высокоскоростной слэб, протягивающийся с некоторым наклоном от Охотского моря под Северное Приохотье в верхней мантии и переходной зоне на глубину до 660 км. Под Восточно-Сихотэ-Алинским поясом высокоскоростной материал находится только в переходной зоне мантии (410–660 км) в виде стагнирующего слэба. Следовательно, либо океанический слэб не погрузился в позднем мелу под Восточный Сихотэ-Алинь,

*Статья публикуется с комментариями рецензента.

либо после его позднемиоценового погружения верхняя часть оказалась уничтоженной активными мантийными процессами.

Различия в глубинной мантийной динамике Северного Приохотья и Восточного Сихотэ-Алиня подчеркиваются характером кайнозойской вулканической эволюции. Последние извержения на первой территории представлены трахибазальтами (глиноземистыми базальтами) вулканических полей Хакаринско-Энмываамской цепи и относятся к маастрихту-эоцену [6, 34 и др.] или сантону-кампану [3, 12]. Вулканические извержения на второй территории, преимущественно базальтового состава, продолжались позже – в течение всего кайнозоя. Если океанический слэб действительно некогда существовал под Восточным Сихотэ-Алинем, то можно предположить, что по мере активизации кайнозойских магмогенерирующих процессов, характерных для мантии континентальной окраины, какое-то время слэб претерпевал преобразования. Возникает вопрос о пространственно-временных соотношениях магматических источников, связанных с угасающей слэбовой активностью и сопутствующей активностью подлитосферной и литосферной мантии континентальной окраины.

Хотя в среднем кайнозое предполагается активность прото-Японской и Охотской дуг, а также коллизия дуги Токоро с континентальной окраиной в районе Южного Сахалина [7], субдукция океанического материала под северную часть Восточного Сихотэ-Алиня отсутствовала, а глубинный слэбовый фрагмент под этой территорией уже был разобщен с океанической частью плиты. Для обозначения магматизма, сопутствовавшего преобразованию слэба, было бы некорректно использовать термин “надсубдукционный”. В настоящей работе принят термин “надслэбовый”, имеющий общее значение для активного субдуцирующего слэба и активизированного слэбового фрагмента после его отрыва от океанической плиты или пребывания в режиме стагнации. В качестве активного принимается мантийный источник, имеющий пространственно-временное выражение в смене геохимических параметров вулканических пород, характеризующих надслэбовую часть мантии, подлитосферную конвектирующую область или литосферу подобно тому, как, например, современный активный слэб имеет сейсмическое выражение в виде фокальной зоны Заварицкого-Беньофа.

По распределению средне-позднекайнозойских извержений в Восточном Сихотэ-Алине различались Северная и Центральная вулканические зоны [16]. Предполагалось, что с раннего кайнозоя до рубежа

20 млн лет назад в Восточном Сихотэ-Алине извергались базальты глиноземистого типа, отделенные от извержений позднемиоценовых “плато-эффузивов” перерывом в период 19–16 млн лет назад [16, 46, 47]. В недавно опубликованной работе этих же авторов [48] вулканизм Сихотэ-Алиня, о. Сахалин и Японского моря рассмотрен как единый процесс в рамках трех этапов: 1) эоцен-олигоценного (55–24 млн лет назад) субдукционного, активной континентальной окраины Евразии, 2) средне-позднемиоценового (23–15 млн лет назад) субдукционного, в окружении открывающегося Японского моря, в Сихотэ-Алинской и фронтальной Японской островной дуге и 3) среднемиоцен-плиоценового (14–5 млн лет назад) базальтовых плато, образовавшихся в Сихотэ-Алине и на о. Сахалин после раскрытия Японского моря. Отличие состава среднемиоценовых-плиоценовых лав Сихотэ-Алиня, Сахалина, с одной стороны, и Северо-Восточного Китая, с другой, связывалось с разной толщиной литосферы. В качестве астеносферы этих территорий принимались конечный компонент обедненной мантии срединных хребтов (Depleted MORB Mantle или DMM) и гипотетический состав нижней мантии (Focal Zone или FOZO). Пространственно-временной характер субдукции океанических плит первых двух этапов не рассматривался. Но в работе следующего года Ю.А. Мартынов [6, стр. 367] отметил, что “... в Восточном Сихотэ-Алине к собственно надсубдукционным следует относить только позднемиоценовые, преимущественно кислые и средние эффузивы. Магматическая активность в кайнозое с формированием высокоглиноземистых базальтовых толщ была лишь отражением растяжения, связанного со сдвиговыми дислокациями, термальными метасоматическими преобразованиями субконтинентальной литосферы в результате предшествующей субдукции и внедрения астеносферной мантии при раскрытии Япономорской котловины”.

Другой группой исследователей [56] выполнен сравнительный анализ вулканических пород средне-поздне кайнозоя Восточного и Западного Сихотэ-Алиня и сделан вывод о том, что 1) в развитии вулканизма был перерыв 25–20 млн лет назад, 2) до перерыва, т.е. в интервале 37–25 млн лет назад, геохимические параметры вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня отвечали параметрам островной дуги ($K/Y > 300$ и $K/Nb > 900$), 3) после перерыва, т.е. в интервале 20–4 млн лет назад, соответствовали “внутриплитным” параметрам ($K/Y > 300$, $K/Nb < 900$) и параметрам задугового бассейна ($K/Y < 300$).

В результате работ [28,30] на западном побережье о. Сахалин обозначены Чеховская и Лесогорская

зоны с разным составом магматических источников. Для позднего эоцена–раннего миоцена Чеховской зоны подчеркивалась надслэбовая природа извергнутого материала с высокими K/Nb, Ba/La, низкими Nb/U, Nb/La, Ce/Pb. Во временном интервале 31–26 млн лет назад вулканические породы этой зоны характеризовались начальным отношением изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.7036–0.7040 и были изотопно-обедненными относительно значения валового состава Земли (0.7045), а во временном интервале 21–17 млн лет назад сменились еще более обедненными – 0.7030–0.7038. В Лесогорской зоне для среднего миоцена–плиоцена установлены выплавки из мантии без какой-либо примеси надслэбового компонента. Изотопно-обедненные мантийные выплавки с ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.7040 появлялись ~16 млн лет назад, а изотопно-обогащенные с ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.7044–0.7050 – 12–11 и 5–4 млн лет назад. В Западно-Шмидтовской зоне северной части о. Сахалин установлена подобная смена микроэлементных характеристик источников расплавов от надслэбовых к “внутриплитным” во временном интервале позднего эоцена–олигоцена, 37–25 млн лет назад. На западном побережье Японского моря, в Южном Приморье, временному интервалу извержений сильно изотопно-обедненных расплавов Чеховской зоны соответствовал перерыв в лавовых извержениях 21–15 млн лет назад [50].

Область кайнозойской седиментации Татарского пролива представлена тремя крупными бассейнами: Южно-Татарским, Северо-Татарским и Исикари–Западно-Сахалинским. Бассейны характеризуются утоненной корой и литосферой и рассматриваются как рифтогенные [6, 7, 11] (рис. 1). Степень геохронометрической и геохимической изученности кайнозойских вулканических пород побережья Татарского пролива, особенно палеогеновых, остается неудовлетворительной. Для Восточного Сихотэ-Алиня до сих пор отсутствуют работы по детальному геохимическому изучению последовательностей вулканических толщ. В Северной зоне этой территории авторами настоящей статьи были опробованы вулканические и субвулканические породы района оз. Кизи с целью уточнения их возраста и определения геохимической специфики их источников. Предварительные результаты, приведенные в небольших сообщениях [14, 29], дополняются здесь новыми датировками и данными по петрогенным оксидам, микроэлементам и изотомам стронция вулканических пород. Полученные материалы рассматриваются в контексте средне-позднекайнозойской активности мантийных магматических источников на побережье Татарского пролива.

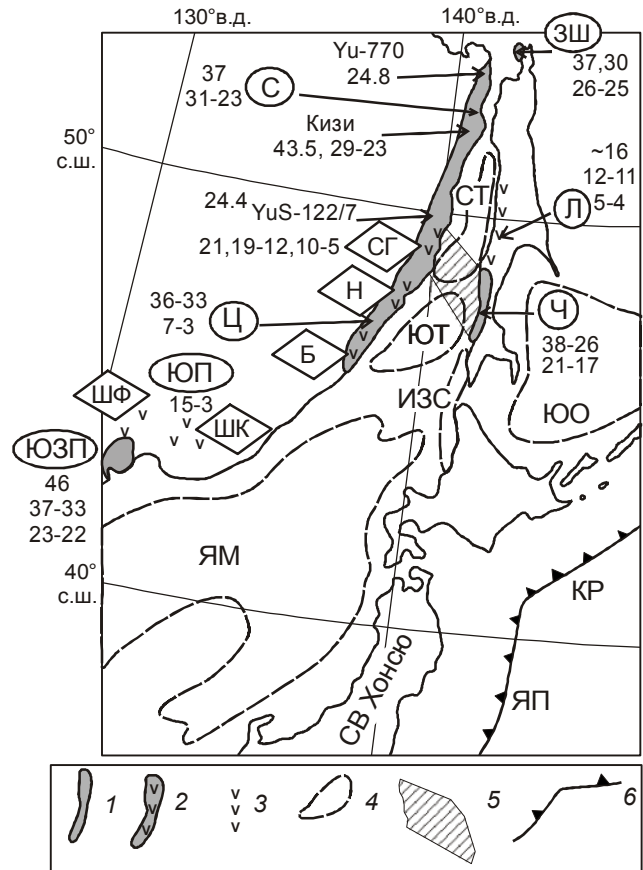


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойского вулканизма на побережье Татарского пролива и северном побережье Японского моря.

1–3 – зоны вулканизма: 1 – среднего кайнозоя – Северная (С), Чеховская (Ч), Западно-Шмидтовская (ЗШ), Юго-Западного Приморья (ЮЗП), 2 – среднего–позднего кайнозоя – Центральная (Ц) с вулканическими полями Совгаванским (СГ), Нельминским (Н), Бикинским (Б); 3 – позднего кайнозоя – Лесогорская (Л), Южно-Приморская с вулканическими полями Шкотовским (ШК) и Шуфанским (ШФ); 4 – глубоководные бассейны: Северо-Татарский (СТ), Южно-Татарский (ЮТ), Исикари–Западно-Сахалинский (ИЗС), Япономорский (ЯМ), Южно-Охотский (ЮО); 5 – перемычка между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами; 6 – преддуговые желоба: Курильский (КР) и Японский (ЯП). Стрелочками показаны интервалы К–Аг (^{40}Ar – ^{39}Ar) датировок (млн лет), отдельные К–Аг датировки и номера ключевых датированных образцов вулканических пород, разновозрастных лавам оз. Кизи.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования микроэлементов и изотопов выполнены авторами в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН.

По методике К–Аг датирования [22] концентрации радиогенного аргона измерены методом изотопного разбавления воздушным аргоном на масс-спектрометре МИ–1201, модифицированном для

одновременного измерения масс аргона 40 и 36. Концентрации калия в пробах определены пламенной фотометрией как среднее трех–шести аликвот с погрешностью не более 2 % (химик-аналитик М.М. Самойленко). В процессе измерений стандартный образец СГД–1 показал содержание K_2O 2.93 масс. %. Для расчета возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $^{40}K = 0.01167$ ат. % К.

Концентрации микроэлементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP–MS) (химическая подготовка проб М.Е. Марковой). Навеску массой 50 мг помещали во фторопластовый контейнер с крышкой и закрываемым колпаком, заливали смесью HF и HNO_3 в пропорции 3:1, затем разлагали в микроволновой печи. Для разложения использовали дважды перегнанные кислоты ОСЧ и воду, очищенную в системе Elix–3 Millipor (Франция). Для более полного удаления кремния пробу повторно выпаривали с 1.5 мл HF, затем, после добавления HNO_3 , H_2O_2 и воды, снова выпаривали. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования. С целью учета влияния матрицы и временного дрейфа прибора в пробу вводили два внутренних стандарта: In и Bi. Поправку для каждого отдельного элемента получали путем интерполяции. Контроль правильности анализа осуществляли по международным стандартным образцам: BIR–1, BHVO–1, BCR–2, JB–2 (базальты), AGV–1 (андезит). Значения предела обнаружения составляли от 0.005 до 0.009 мкг·г $^{-1}$ (Lu, Tb, Yb, Ho, Er) до 2–4 мкг·г $^{-1}$ (Ni, Zn, Sr, Ba). Для образцов с низкими содержаниями Nb (до 4 мкг·г $^{-1}$) и Ta (до 0.5 мкг·г $^{-1}$) проводили по 2–3 повторных измерения, вдвое увеличив навеску образца и время замера.

Для определений изотопов стронция разложение проб осуществляли на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделяли на одноразовых хроматографических колонках с использованием анионообменной смолы Sr. Spec, EICrom Industries по методике с малым расходом реактивов (HNO_3 , H_2O) [49]. Изотопный анализ стронция и определения его концентраций методом изотопного разбавления проводили на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования. В период измерений (2005 г.) значения для изотопных стандартных образцов стронция составили: NBS SRM 987 0.710264 ± 0.000015 (среднее по двум измерениям), ВНИИМ 0.707992 ± 0.000020 (среднее по шести измерениям). Начальные отношения изото-

пов стронция рассчитаны по концентрациям Sr и Rb, измеренным методом ICP–MS с использованием константы радиоактивного распада ^{87}Rb , рекомендованной Подкомиссией по геохронологии Международного союза геологических наук ($\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$).

Петрогенные оксиды определены методами “мокрой химии” в аналитическом центре Института земной коры СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко, Е.Г. Колтунова).

ВРЕМЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В РАЙОНЕ ОЗ. КИЗИ

Вулканические породы района оз. Кизи представляют собой стратотип кизинской свиты. Предполагалось, что эта свита распространена в Северной и Центральной вулканических зонах и протягивается в виде почти непрерывной полосы шириной 50–90 км на 945 км вдоль побережья Татарского пролива от 45.7° ю.ш. до 53.7° ю.ш. [11]. Лавы района оз. Кизи выделены в свиту В.Г. Плахотником. “Миоценовый возраст новой свиты обосновывался находками олигоценовой флоры, обнаруженной Б.М. Штемпелем в Нижнем Приамурье в угленосных пачках, подстилающих базальты” [1, стр. 14]. Биостратиграфические данные о миоценовом возрасте свиты приведены не по разрезу оз. Кизи, а по разрезу бухты Демби средней части Центральной зоны Восточного Сихотэ-Алиня (район пос. Нельма в 450 км южнее оз. Кизи) [21].

Подходы к палеонтологическому обоснованию возраста олигоцен-миоценовых осадочных и осадочно-вулканогенных толщ Восточного Сихотэ-Алиня долгое время остаются предметом дискуссии [18]. В разрезе бухты Демби к кизинской свите отнесены в настоящее время осадочные отложения с макрофлорой второй половины миоцена и палинологическим комплексом интервала позднего олигодена–среднего миоцена [14, 15]. В Региональной стратиграфической схеме [31] кизинская свита рассматривалась как нижнемиоценовое подразделение центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алиня. Согласно принятой легенде, она сложена лавами базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с прослоями туфов, агломератов, аргиллитов, опок и лигнитов. Свита помещена стратиграфически выше колчанского вулканического комплекса (эффузивы и субвулканические тела среднего и кислого состава) и сизиманской толщи (базальты, андезибазальты, трахиандезиты, андезиты, туфы, туффопесчаники, алевролиты и опоки). В принятой легенде более высокое стратиграфическое положение, по отношению к кизинской свите, занимают две свиты: средне-верхнемиоценовая ботчинская (туфы, опоки, туффиты) и плиоцен-четвертичная совганская (базальты, трахибазальты).

При К–Аг датировании [46] к кизинской свите отнесены три образца. Оливиновый долерит Yu–770 из приустьевой части р. Амур, в 150 км севернее оз. Кизи (Северная зона) показал возраст 24.8 ± 0.8 млн лет, а оливиновый базальт Yu–S122/7 и клинопироксен-оливиновый базальт Yu–19 из района Совгавани (Центральная зона), в 250 км южнее оз. Кизи, – датировки 24.4 ± 0.8 млн лет и 21.1 ± 0.4 млн лет, соответственно. Две датировки находятся ниже, а одна – выше принятого олигоцен-миоценового рубежа 23 млн лет [8]. Для базальтов района оз. Кизи

указывались только общие интервалы К–Аг датировок в рамках позднего олигоцена–раннего миоцена [2, 5, 18].

Подробная геологическая схема района оз. Кизи приведена М.А. Ахметьевым и Л.П. Батылевой [1]. Лавами сложено невысокое (первые сотни метров) вулканическое плато, слабо обнаженное и густо покрытое растительностью. Для опробования доступны вулканические породы, вскрытые придорожными карьерами, и лишь частично – естественные обнажения в береговых уступах Татарского пролива. На не-

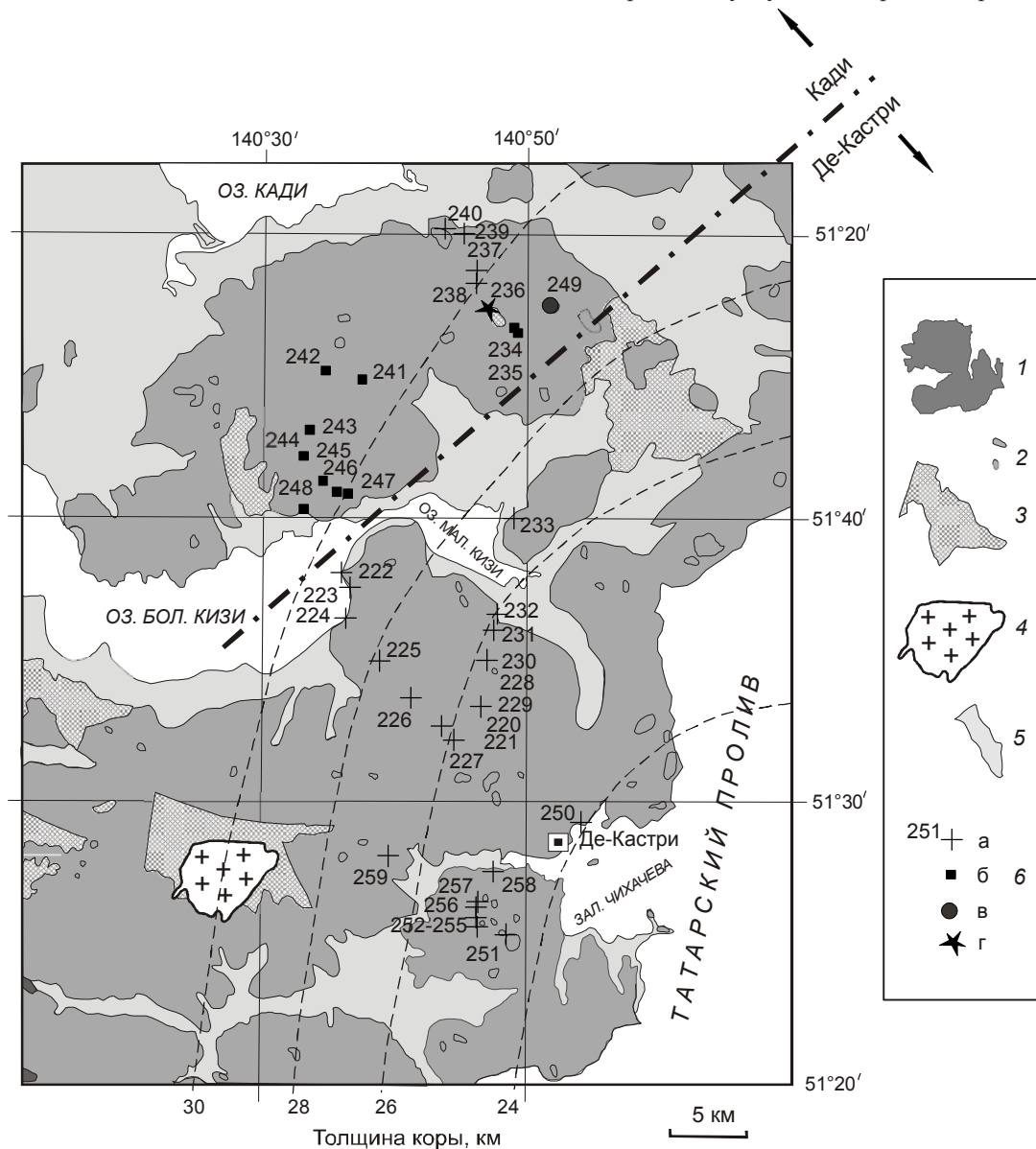


Рис. 2. Схема опробования вулканических пород района оз. Кизи.

1 – лавы олигоценового вулканического плато; 2 – “вершинные” постройки; 3 – палеоцен-эоценовые эффузивы; 4 – палеоцен-эоценовые интрузивы; 5 – четвертичные отложения; 6 – точки опробования: а) андезибазальты плато (29–27 млн лет), б) трахиандезибазальты и трахиандезиты плато (27–24 млн лет), в) андезиты “вершинных” построек (~23 млн лет), г) дациты (~43.5 млн лет). Штрих-пунктирной линией условно разделены районы опробования Де-Кастри и Кади. Штриховыми изолиниями обозначено изменение толщины коры от 24 до 30 км [11].

ровной поверхности вулканического плато резко выделяются в рельефе многочисленные вулканические постройки в виде отпрепарированных вершин. Юго-западнее порта Де-Кастри, на г. Арбат, андезибазальтовая толща прорвана андезибазальтовой экструзией диаметром около 1 км (серия образцов СА-01-251, рис. 2).

В пределах исследованной территории установлено латеральное изменение состава вулканических пород*. Вулканическое плато и “вершинные” вулканические постройки севернее оз. Кизи условно относятся нами к территории оз. Кади, а южнее – к территории п. Де-Кастри (рис. 2, табл. 1, 2).

На территории п. Де-Кастри определен возраст лав из разреза г. Арбат методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ во Фламандском университете Брюсселя [24]. Для андезибазальтового образца СА-01-223 из основания разреза по основной массе в обратных изохронных координатах рассчитаны две изохроны с близким возрастом: 29.71 ± 1.79 млн лет с аномально низким отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ контаминирующего аргона 237.0 ± 13.0 (СКВО 1.3) и 28.53 ± 0.10 млн лет с отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 292.6 \pm 3.1$ (СКВО 2.1). Последнее отношение в пределах погрешности измерений сопоставляется с атмосферным значением 295.5. Плато (60.4 % выделившегося ^{39}Ar) соответствует возрасту 28.80 ± 0.10 млн лет. По полевому шпату образца СА-01-251/8 из западной части андезибазальтовой экструзии, слагающей вершину, получены спектры с таким же делением на две разновозрастные изохронные фракции: 27.29 ± 0.53 млн лет с аномально низким $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ контаминирующего аргона 232.6 ± 7.3 (СКВО 1.8) и 27.32 ± 0.28 млн лет с отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} 297.2 \pm 4.2$ (СКВО 3.2), близким к атмосферному. Андезибазальтовая толща г. Арбат датируется в целом возрастным интервалом 29–27 млн лет конца раннего–начала позднего олигоцена, относительно принятой границы 28 млн лет [8].

На территории оз. Кади андезибазальты составляют нижнюю часть разреза вулканического плато (образцы СА-01-237 – СА-01-240). Выше по разрезу залегают лавы трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Разрез венчается “вершинными” андезитовыми постройками. На одной из опробованных вершин насчитывается несколько потоков, охарактеризованных семью образцами (серия образцов СА-01-249) (рис. 3). Образец СА-01-249/4 датировался К-Аг методом. Определено содержание калия 1.02 % (среднее по шести измерениям K_2O в интервале 1.20–1.26 масс. %), $^{40}\text{Ar} 9.293 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г при содержании 67 % воздушного аргона. Рассчитанный возраст составляет 23.3 ± 0.8 млн лет.

Толща трахиандезибазальтов и трахиандезитов Кади не датировалась. По промежуточному стратиграфическому положению между андезибазальтовой толщей возрастом 29–27 млн лет и “вершинными” андезитовыми постройками возрастом ~23.3 млн лет эта толща относится к временному интервалу 27–24 млн лет назад.

Полученный позднеолигоценовый временной диапазон вулканической деятельности в районе оз. Кизи 29–23 млн лет назад согласуется с находками олигоценовой флоры, обнаруженной Б.М. Штемпедем в осадочных отложениях Нижнего Приамурья [1]. С этой последовательностью лав коррелируются вулканические и вулканогенно-осадочные толщи Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня с общим диапазоном олигоцена 31–23 млн лет.

Для сопоставления в таблицах 1, 2 приводятся данные для более древних вулканических пород территории – среднего эоцена и мела. К среднему эоцену относятся дациты, закартированные в составе декастринской свиты и расположенные стратиграфически ниже базальт-андезитовой части разреза [5, 18]. Нами датирован образец дацита СА-01-236, отобранный с вулканического останца, возвышающегося на 30–40 м над поверхностью плато позднеолигоценовых лав на 401-ом км дороги Николаевск-на-Амуре – Де-Кастри. Получен возраст 43.5 ± 2.5 млн лет ($K = 1.05$ % – среднее по трем измерениям K_2O в интервале 1.26–1.28 масс. %, $^{40}\text{Ar} 18.03 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г при содержании 84 % воздушного аргона). Для меловых лав точное стратиграфическое положение не определено. Они образуют вулканическую толщу, протягивающуюся западнее района исследований (рис. 2).

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

Лавы района оз. Кизи имеют умеренно- и высокоглиноземистый состав. Коэффициент глиноземистости $al^1 = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, масс. %, в лавах Де-Кастри варьирует в основном в диапазоне от 1.1 до 1.3, а в отдельных образцах повышается до 1.7. В лавах Кади коэффициент глиноземистости выше и меняется преимущественно в диапазоне от 1.5 до 2.1, снижаясь в отдельных образцах до 1.1.

На классификационной диаграмме щелочи-кремнезем точки андезибазальтов Де-Кастри находятся в поле нормальной щелочности (рис. 4). Лишь составы обр. СА-01-259, отобранного северо-западнее г. Арбат, и одного из семи образцов андезибазальтовой экструзии Арбат (обр. СА-01-251/5) смещены в поле умеренно щелочных пород. “Вершинные” постройки г. Арбат не отличаются по химическому составу от лав вулканического плато.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (масс. %) в вулканических породах района оз. Кизи.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ образца	СА-01-220	СА-01-221	СА-01-222	СА-01-223	СА-01-224	СА-01-225	СА-01-227	СА-01-228	СА-01-229	СА-01-230	СА-01-231	СА-01-232	СА-01-233
Широта, град.	51° 32.83'	51° 32.83'	51° 38.54'	51° 38.09'	51° 37.84'	51° 35.08'	51° 32.50'	51° 33.04'	51° 33.04'	51° 35.25'	51° 36.56'	51° 37.27'	51° 40.13'
Долгота, град.	140° 45.97'	140° 45.97'	140° 34.98'	140° 34.49'	140° 34.78'	140° 39.51'	140° 46.76'	140° 47.08'	140° 47.08'	140° 47.53'	140° 47.84'	140° 47.37'	140° 48.00'
SiO ₂	54.03	52.96	53.75	53.93	53.61	53.95	52.82	51.16	53.52	50.90	54.36	52.97	53.93
TiO ₂	1.28	1.20	0.83	0.84	0.92	1.19	1.17	1.38	1.20	1.19	0.92	0.92	0.93
Al ₂ O ₃	17.45	17.65	18.55	18.45	18.35	18.15	18.05	17.80	17.70	18.00	17.73	18.95	18.80
Fe ₂ O ₃	2.92	4.71	2.98	2.08	2.39	3.48	3.05	2.37	3.58	3.11	3.26	3.96	3.55
FeO	5.88	4.45	4.75	5.29	5.36	4.69	5.68	6.20	5.13	5.77	5.12	4.30	4.51
MnO	0.14	0.13	0.12	0.14	0.12	0.15	0.13	0.16	0.13	0.16	0.14	0.16	0.14
MgO	4.76	5.04	5.62	5.56	5.32	4.53	4.98	6.00	4.74	6.41	5.10	5.13	4.37
CaO	7.63	7.63	7.49	7.96	8.25	7.14	7.90	8.13	7.52	8.39	7.58	7.89	7.43
Na ₂ O	3.17	3.34	3.41	3.17	3.28	3.25	3.11	3.35	3.43	3.20	3.47	3.37	3.32
K ₂ O	1.42	1.48	1.03	1.11	1.03	1.62	1.42	1.35	1.59	1.17	1.04	0.94	0.92
P ₂ O ₅	0.58	0.52	0.25	0.25	0.32	0.48	0.52	0.50	0.54	0.38	0.30	0.30	0.30
H ₂ O ⁻	0.13	0.33	0.28	0.14	0.09	0.49	0.23	0.24	0.33	0.27	0.38	0.28	0.37
H ₂ O ⁺	0.68	1.00	0.99	1.07	0.98	0.92	1.38	0.85	1.09	0.96	1.05	0.88	1.41
Сумма	100.07	100.44	100.05	99.99	100.02	100.04	100.44	99.49	100.50	99.91	100.45	100.05	99.98

№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ образца	СА-01-250	СА-01-250/1	СА-01-251/1	СА-01-251/2	СА-01-251/3	СА-01-251/4	СА-01-251/5	СА-01-251/6	СА-01-251/7	СА-01-251/8	СА-01-251/9
Широта, град.	51° 25.26'	51° 25.50'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'	51° 25.26'
Долгота, град.	140° 44.21'	140° 52.45'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'	140° 44.21'
SiO ₂	55.26	55.26	53.29	53.00	52.72	53.29	52.45	53.00	53.58	53.00	52.72
TiO ₂	1.11	1.10	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99
Al ₂ O ₃	16.80	16.80	17.55	17.65	18.25	18.20	18.55	17.77	17.62	17.65	17.87
Fe ₂ O ₃	3.03	2.94	7.02	6.27	3.84	7.45	3.91	5.17	7.53	6.97	7.02
FeO	4.93	4.93	2.12	2.87	4.98	1.75	5.02	3.63	1.66	2.22	2.12
MnO	0.12	0.11	0.15	0.16	0.13	0.14	0.14	0.15	0.13	0.14	0.14
MgO	5.04	5.10	5.93	6.03	5.69	5.61	5.45	5.94	5.41	5.90	5.71
CaO	7.08	7.10	8.15	8.32	7.82	7.87	7.52	8.10	7.40	8.20	7.97
Na ₂ O	3.63	3.52	3.36	3.51	3.60	3.59	4.38	3.50	3.66	3.61	3.64
K ₂ O	1.62	1.69	0.79	0.86	0.88	0.86	1.06	0.85	0.96	0.88	0.83
P ₂ O ₅	0.39	0.38	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.29	0.30	0.30	0.29
H ₂ O ⁻	0.31	0.37	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.07	0.05	0.05
H ₂ O ⁺	1.07	1.19	0.24	0.30	0.42	0.22	0.49	0.67	0.30	0.55	0.17
Сумма	100.39	100.49	100.04	100.38	99.73	100.40	100.38	100.19	99.61	100.47	99.52

Таблица 1. (Продолжение).

№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ образца	СА-01-252	СА-01-255	СА-01-256	СА-01-257	СА-01-259	СА-01-237	СА-01-238	СА-01-239	СА-01-239/3	СА-01-240	СА-01-247	СА-01-234
Широта, град.	51° 25.41'	51° 25.91'	51° 26.44'	51° 26.81'	51° 27.34'	51° 48.79'	51° 48.26'	51° 50.11'	51° 50.11'	51° 50.85'		51° 45.83'
Долгота, град.	140° 43.94'	140° 43.58'	140° 43.11'	140° 43.20'	140° 39.29'	140° 46.96'	140° 46.97'	140° 46.34'	140° 46.34'	140° 45.23'		140° 48.54'
SiO ₂	55.11	53.45	50.74	53.21	49.58	54.14	53.95	55.26	56.90	53.63	53.45	57.63
TiO ₂	0.79	0.82	1.23	0.81	1.52	0.87	0.90	0.82	0.70	0.91	1.02	0.92
Al ₂ O ₃	19.07	17.10	17.60	17.10	16.40	17.90	18.00	17.90	18.47	17.85	17.65	18.08
Fe ₂ O ₃	4.36	3.92	2.95	3.30	3.20	2.93	3.33	3.50	3.45	4.10	3.12	3.67
FeO	3.22	4.07	6.00	4.50	7.61	5.15	4.83	4.07	3.27	4.17	5.48	2.33
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.16	0.14	0.14	0.13	0.11	0.18	0.13	0.09
MgO	3.88	7.25	6.46	6.92	7.76	5.38	5.33	4.18	3.96	5.26	5.80	2.74
CaO	7.63	8.07	8.36	7.80	8.09	8.15	7.88	7.17	7.11	7.62	7.96	5.56
Na ₂ O	3.90	3.60	3.50	3.53	3.27	3.07	3.11	3.74	3.47	3.23	3.49	4.69
K ₂ O	0.78	0.77	0.73	0.77	1.07	1.06	0.92	1.22	1.14	0.99	1.05	2.60
P ₂ O ₅	0.21	0.17	0.32	0.17	0.63	0.27	0.25	0.25	0.21	0.29	0.27	0.36
H ₂ O ⁻	0.30	0.25	0.43	0.38	0.11	0.20	0.30	0.45	0.38	0.48	0.19	0.50
H ₂ O ⁺	0.88	0.85	1.60	1.51	0.81	0.73	1.08	1.30	0.81	1.36	0.81	0.83
Сумма	100.27	100.45	100.05	100.13	100.21	99.99	100.02	99.99	99.98	100.07	100.42	100.00
№ п/п	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
№ образца	СА-01-235	СА-01-241	СА-01-242	СА-01-243	СА-01-244	СА-01-245	СА-01-246	СА-01-248	СА-01-249/1	СА-01-249/2	СА-01-249/4	СА-01-249/5
Широта, град.	51° 45.83'	51° 44.68'	51° 44.05'	51° 42.92'	51° 42.09'	51° 41.80'	51° 41.44'					
Долгота, град.	140° 48.54'	140° 37.59'	140° 34.78'	140° 33.82'	140° 33.00'	140° 35.52'	140° 36.52'					
SiO ₂	56.48	55.10	59.93	53.49	53.37	51.31	56.34	51.56	54.23	55.85	56.54	56.90
TiO ₂	0.98	0.94	0.79	1.17	1.27	1.29	0.94	1.38	0.92	1.01	0.70	0.77
Al ₂ O ₃	18.47	18.70	17.75	18.60	18.60	17.43	17.75	16.40	17.45	18.95	18.25	18.25
Fe ₂ O ₃	3.69	4.56	3.20	3.02	6.16	3.72	3.13	4.97	3.44	4.39	3.09	3.46
FeO	3.75	3.12	2.73	4.29	1.83	4.28	3.46	5.14	4.91	3.00	3.64	3.38
MnO	0.09	0.10	0.10	0.13	0.16	0.11	0.13	0.15	0.13	0.12	0.13	0.13
MgO	3.33	3.91	2.59	4.62	4.06	6.50	4.34	5.80	5.16	3.09	3.95	3.47
CaO	5.28	6.81	5.23	7.47	6.71	7.67	6.41	7.53	7.74	5.50	7.20	6.96
Na ₂ O	4.41	4.21	4.01	4.09	4.45	4.00	4.18	3.37	3.46	4.15	4.11	4.02
K ₂ O	1.69	1.49	2.50	1.91	2.11	1.87	1.88	1.63	1.07	1.81	1.16	1.10
P ₂ O ₅	0.34	0.26	0.30	0.35	0.41	0.36	0.31	0.55	0.29	0.35	0.22	0.32
H ₂ O ⁻	0.23	0.30	0.43	0.44	0.32	0.28	0.51	0.32	0.25	0.32	0.32	0.32
H ₂ O ⁺	0.79	0.35	0.77	0.88	0.74	1.35	0.79	1.42	1.03	1.21	0.89	0.96
Сумма	99.53	99.85	100.33	100.46	100.19	100.17	100.17	100.22	100.08	99.75	100.20	100.04

Таблица 1. (Окончание).

№ п/п	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
№ образца	СА-01-249/6	СА-01-249/7	СА-01-236	СА-01-260	СА-01-261	СА-01-262	СА-01-264	СА-01-265	СА-01-266	СА-01-268	СА-01-269
Широта, град.			51° 46.98'								
Долгота, град.			140° 47.80'								
SiO ₂	56.54	56.54	61.43	53.45	51.31	51.74	49.14	51.23	50.76	51.06	47.68
TiO ₂	0.81	0.73	0.49	0.91	1.35	1.48	1.50	1.30	1.23	1.48	1.44
Al ₂ O ₃	17.92	18.72	18.57	18.05	18.20	17.52	17.10	18.00	17.65	17.45	17.10
Fe ₂ O ₃	3.65	3.77	3.10	5.10	3.77	2.71	8.11	2.48	3.76	2.79	3.81
FeO	3.15	3.15	2.20	2.76	5.60	7.01	2.83	6.18	5.74	6.90	5.23
MnO	0.13	0.11	0.08	0.21	0.17	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15	0.14
MgO	3.64	3.68	1.93	5.18	5.43	5.39	3.66	5.62	6.98	5.37	7.67
CaO	7.31	6.93	5.02	7.58	8.56	8.27	4.82	9.03	8.94	8.32	9.06
Na ₂ O	3.97	4.10	4.35	3.79	3.50	3.42	4.23	3.67	3.20	3.40	3.09
K ₂ O	1.10	1.14	1.19	1.13	1.08	1.22	1.18	0.91	0.72	1.30	0.74
P ₂ O ₅	0.35	0.22	0.17	0.25	0.44	0.66	0.35	0.39	0.32	0.69	0.41
H ₂ O ⁻	0.30	0.23	0.28	0.50	0.13	0.23	1.35	0.45	0.28	0.17	0.68
H ₂ O ⁺	0.83	0.92	0.82	1.39	0.82	0.70	5.95	0.62	0.69	1.09	3.38
Сумма	99.70	100.24	99.63	100.30	100.36	100.50	100.37	100.01	100.42	100.17	100.43

Примечание. 1–35 – андезибазальты и андезиты, возраст 29–27 млн лет; 1–29 – района залива Де Кастри, 30–35 – района озера Кади; 36–44 – трахибазальты и грахиандезиты, возраст 27–24 млн лет; 45–50 – андезиты, возраст 23.3 млн лет; 51 – дацит, возраст 43.5 млн лет, район озера Кади; 52–59 – базальты и андезибазальты мелового возраста района залива Де Кастри.

Таблица 2. Содержания микроэлементов (мкг/г) и изотопные отношения стронция в вулканических породах районов залива Де Кастри и оз.Кади.

№ п/п № образца	1 CA-01-236	2 CA-01-256	3 CA-01-221	4 CA-01-222	5 CA-01-223	6 CA-01-225	7 CA-01-227	8 CA-01-229	9 CA-01-231
Sc	10.3	29.3	25.3	22.3	24.4	24.2	25.7	23.2	23.8
Rb	12.6	9.6	23.7	15.2	16.5	34.5	20.9	26.2	13.2
Sr	885	704	534	541	573	533	599	554	557
Y	11.8	22.1	29.5	21.9	20.5	33.9	30.2	29.7	24.2
Zr	79.7	126	176	138	193	219	207	200	120
Nb	2.44	6.15	10.80	5.35	5.52	11.48	11.22	11.22	4.93
Mo	0.6	0.8	Н. о.	1.08	1.14	1.62	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Sn	1.0	2.2	1.7	1.2	0.8	1.3	2.9	1.8	2.7
Cs	0.27	0.20	0.37	0.21	0.58	0.73	0.57	0.43	0.45
Ba	422	211	505	354	348	607	536	546	385
La	14.5	15.4	27.9	13.4	13.3	30.3	30.8	30.8	16.9
Ce	25.3	35.8	63.4	30.8	31.5	72.2	68.6	68.5	35.7
Pr	3.54	4.36	8.61	3.61	3.65	8.24	9.44	8.11	5.12
Nd	15.4	19.7	32.9	16.3	16.5	36.3	35.5	35.3	20.4
Sm	3.15	4.15	7.55	3.59	3.76	7.40	7.61	7.05	4.76
Eu	1.04	1.33	1.80	1.15	1.16	1.92	1.86	1.83	1.34
Gd	2.83	4.34	6.09	3.43	3.81	6.75	6.52	6.56	4.12
Tb	0.43	0.65	0.98	0.57	0.56	1.00	1.03	1.02	0.69
Dy	2.24	3.81	5.58	3.23	3.48	5.77	5.80	5.46	3.97
Ho	0.48	0.78	1.23	0.68	0.69	1.13	1.24	1.16	0.95
Er	1.28	2.13	3.10	2.04	2.05	3.25	3.16	3.04	2.39
Yb	1.16	1.91	2.96	1.93	1.98	2.90	2.76	2.71	2.34
Lu	0.17	0.27	0.41	0.30	0.30	0.43	0.40	0.42	0.36
Hf	2.06	2.77	4.47	3.04	4.33	4.95	5.07	4.65	3.23
Ta	0.18	0.30	0.55	0.36	0.37	0.60	0.58	0.53	0.28
W	0.04	0.14	0.39	0.19	0.19	0.37	0.46	0.28	0.19
Pb	10.8	4.8	13	8.8	8.9	18	16	12	9.7
Th	0.96	1.36	2.27	1.63	1.67	2.53	2.49	2.31	1.32
U	0.27	0.37	0.58	0.47	0.47	0.69	0.58	0.62	0.40
Be	0.7	0.90	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
V	91	200	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Cr	16	140	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Co	14	36	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ni	14	66	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Cu	22.7	73.0	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Zn	55.4	85.9	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ga	18.5	18.29	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703417±9				0.703870±10				
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.703399				0.703839				

Таблица 2. (Продолжение).

№ п/п № образца	10 CA-01-250	11 CA-01-251/1	12 CA-01-251/3	13 CA-01-251/5	14 CA-01-251/7	15 CA-01-252	16 CA-01-257	17 CA-01-237
Sc	23.4	24.6	26.0	23.6	24.2	22.9	23.9	23.0
Rb	29.3	8.5	10.3	9.7	10.0	10.1	8.7	12.0
Sr	672	610	658	605	603	620	567	548
Y	37.3	23.7	23.6	22.0	22.3	19.9	16.1	26.2
Zr	191	111	126	108	111	122	62.8	107
Nb	9.93	5.23	5.66	5.39	5.15	3.07	2.17	4.82
Mo	1.24	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.6	Н. о.
Sn	1.6	0.9	1.1	0.9	1.00	0.96	1.3	1.5
Cs	0.83	0.25	0.37	0.29	0.28	0.21	0.61	Н. о.
Ba	850	305	332	317	318	313	241	276
La	28.6	16.7	14.4	14.2	14.6	10.7	7.1	16.9
Ce	57.97	36.8	33.6	31.95	32.7	22.97	17.3	33.2
Pr	7.47	4.83	4.30	4.15	4.31	3.09	2.26	4.00
Nd	32.8	19.5	18.0	17.1	17.6	14.4	10.6	18.0
Sm	6.84	4.62	4.17	4.18	4.25	3.39	2.90	3.85
Eu	1.92	1.36	1.35	1.33	1.31	1.06	1.01	1.09
Gd	6.93	4.80	4.22	4.08	3.99	3.30	2.87	3.98
Tb	1.03	0.74	0.72	0.64	0.68	0.50	0.47	0.63
Dy	6.09	4.13	4.04	3.80	4.16	3.17	2.80	3.43
Ho	1.21	0.87	0.86	0.73	0.82	0.61	0.56	0.77
Er	3.63	2.38	2.41	2.07	2.27	1.89	1.62	2.21
Yb	3.25	2.09	2.37	1.96	2.09	1.79	1.47	2.03
Lu	0.52	0.27	0.33	0.27	0.27	0.28	0.23	0.30
Hf	4.005	2.50	2.85	2.34	2.43	2.92	1.63	2.60
Ta	0.54	0.30	0.32	0.33	0.31	0.16	0.14	0.25
W	0.47	0.12	0.16	0.11	0.16	0.21	0.14	0.22
Pb	15	7.4	7.4	8.1	8.1	7.4	3.9	10.1
Th	2.46	0.82	0.96	0.86	0.77	0.68	0.85	1.62
U	0.63	0.27	0.30	0.27	0.26	0.24	0.19	0.58
Be	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
V	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Cr	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Co	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	27.4
Ni	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	47.4
Cu	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	79.0
Zn	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	81.9
Ga	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703887±12			0.703865±11				
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.703661			0.703848				

Таблица 2. (Продолжение).

№ п/п № образца	18 CA-01-238	19 CA-01-247	20 CA-01-241	21 CA-01-245	22 CA-01-248	23 CA-01-234	24 CA-01-235	25 CA-01-249/2
Sc	23.7	22.4	18.6	23.6	20.6	15.1	20.5	17.8
Rb	9.2	12.5	24.0	32.8	24.8	36.8	21.7	20.0
Sr	523	532	686	558	570	598	550	581
Y	25.4	42.6	21.1	21.2	30.7	23.0	24.9	25.6
Zr	97.1	108	123	184	150	143	140	151
Nb	3.57	6.12	10.25	26.27	8.44	19.93	13.64	13.43
Mo	H. o.	1.0	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.
Sn	1.1	1.5	1.2	2.3	1.4	1.4	1.1	1.5
Cs	H. o.	0.14	H. o.	0.51	H. o.	0.62	0.56	0.52
Ba	257	234	H. o.	470	269	643	550	635
La	15.5	22.5	19.5	20.5	24.7	22.9	19.9	24.8
Ce	29.4	29.5	37.1	40.3	53.0	46.8	39.8	46.0
Pr	3.93	5.09	4.55	4.49	6.68	6.14	4.80	6.54
Nd	17.0	22.8	19.3	19.3	28.0	23.1	20.3	24.7
Sm	4.45	4.79	4.14	4.36	6.49	4.97	4.53	5.84
Eu	1.10	1.65	1.42	1.30	1.70	1.43	1.33	1.69
Gd	3.81	5.49	3.93	4.04	5.43	4.81	4.24	5.62
Tb	0.60	0.88	0.60	0.65	0.87	0.77	0.66	0.91
Dy	3.47	5.49	3.31	3.53	5.19	4.53	3.57	5.51
Ho	0.66	1.22	0.70	0.72	1.01	0.98	0.82	1.14
Er	2.22	3.54	2.04	1.90	2.75	2.41	2.31	2.97
Yb	2.00	3.12	1.89	1.84	2.34	2.52	2.26	2.74
Lu	0.33	0.49	0.29	0.31	0.38	0.35	0.36	0.42
Hf	2.40	2.65	2.90	4.17	3.62	3.92	3.34	4.39
Ta	0.18	0.43	0.60	1.45	0.43	1.23	0.73	0.83
W	0.15	0.11	0.16	0.24	0.39	0.48	0.24	0.35
Pb	8.6	8.6	9.1	5.4	12	12.3	8.8	12
Th	1.17	1.41	2.70	2.73	1.95	3.44	2.24	2.92
U	0.42	0.41	0.54	0.74	0.55	0.83	0.56	0.66
Be	H. o.	0.9	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.
V	H. o.	195	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.
Cr	H. o.	166	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.
Co	30.5	31	H. o.	H. o.	29.5	H. o.	H. o.	H. o.
Ni	55.5	90	H. o.	H. o.	84.5	H. o.	H. o.	H. o.
Cu	60.8	78.3	H. o.	H. o.	55.7	H. o.	H. o.	H. o.
Zn	73.2	90.4	H. o.	H. o.	99.3	H. o.	H. o.	H. o.
Ga	H. o.	18.0	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.	H. o.
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703769±11				0.703813±11		0.703896±18	
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.703712				0.703745		0.703853	

Таблица 2. (Окончание).

№ п/п № образца	26 СА-01-249/3	27 СА-01-249/4	28 СА-01-249/5	29 СА-01-249/6	30 СА-01-249/7	31 СА-01-262	32 СА-01-265	33 СА-01-266
Sc	14.1	18.5	18.0	16.0	13.9	24.9	28.3	27.8
Rb	16.3	13.4	12.6	13.2	12.3	15.5	13.5	10.3
Sr	733	830	807	849	772	636	768	681
Y	18.7	14.4	17.9	19.5	12.6	32.7	23.8	21.8
Zr	77.3	112	66.3	86.1	64.6	209	220	151
Nb	3.50	3.34	3.97	4.05	2.87	13.28	7.65	6.10
Mo	0.8	Н. о.	Н. о.	0.7	0.6	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Sn	1.2	1.1	1.3	1.6	0.8	2.8	2.6	0.9
Cs	0.31	0.36	0.21	0.15	0.13	0.25	0.18	0.22
Ba	461	418	414	389	388	439	283	210
La	13.2	11.9	14.1	16.6	10.8	30.0	20.0	15.2
Ce	27.6	25.6	31.1	34.9	21.4	68.1	46.3	35.7
Pr	3.67	3.61	4.36	4.66	2.91	8.27	5.52	4.43
Nd	15.6	14.2	18.1	20.7	12.3	36.5	24.6	19.6
Sm	3.41	3.18	3.80	4.35	2.67	7.53	5.19	4.40
Eu	1.19	1.02	1.05	1.13	0.89	2.04	1.43	1.33
Gd	3.14	2.71	3.33	4.20	2.60	6.89	4.70	3.95
Tb	0.50	0.47	0.53	0.64	0.41	1.04	0.72	0.67
Dy	2.94	2.82	3.18	3.48	2.22	5.73	4.00	3.65
Ho	0.59	0.58	0.67	0.71	0.48	1.18	0.87	0.81
Er	1.55	1.55	1.93	1.98	1.35	3.18	2.30	2.13
Yb	1.67	1.48	1.66	1.91	1.31	2.83	2.12	2.00
Lu	0.26	0.22	0.26	0.30	0.20	0.44	0.35	0.29
Hf	2.13	3.09	2.00	2.51	1.76	4.64	5.22	3.44
Ta	0.24	0.18	0.21	0.25	0.20	0.64	0.40	0.33
W	0.08	0.21	0.20	0.22	0.08	0.18	0.12	0.17
Pb	11.6	10.9	9.8	10.8	10.0	11.1	6.3	4.5
Th	1.33	1.39	1.33	1.43	1.30	1.66	1.72	1.37
U	0.39	0.33	0.30	0.29	0.32	0.43	0.46	0.37
Be	0.7	Н. о.	Н. о.	0.7	0.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.
V	147	Н. о.	Н. о.	144	126	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Cr	41	Н. о.	Н. о.	33	33	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Co	20	Н. о.	Н. о.	20	17	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ni	30	Н. о.	Н. о.	27	24	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Cu	53.3	Н. о.	Н. о.	15.2	14.0	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Zn	93.7	Н. о.	Н. о.	75.0	68.2	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ga	20.0	Н. о.	Н. о.	18.9	17.4	Н. о.	Н. о.	Н. о.
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.703808±13	0.703851±10					
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$		0.703793	0.703837					

Примечание. 1 – дацит, возраст 43.5 млн лет; 2–19 – базальт (2) и андезибазальты Де-Кастри (3–16) и Кади (17–19), возраст 29–27 млн лет; 20–24 – трахиандезибазальты (20–22) и трахиандезиты (23,24), возраст 27–24 млн лет; 25–30 – андезиты, возраст ~23.3 млн лет, 31–33 – базальты мелового возраста. Н.о. – не определялось.

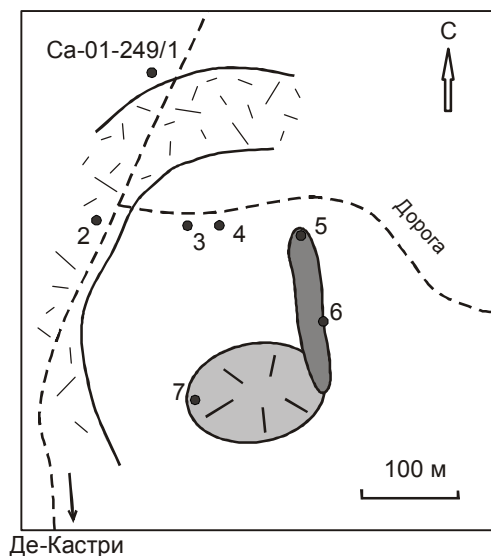


Рис. 3. Схема опробования “вершинной” андезитовой вулканической постройки (обр. СА–01–249/1–7, местоположение см. на рис. 2). Обр. 1, 3 и 4 отобраны из массивных лав, обр. 2 – из рыжих пористых андезитов, обр. 7 – из лавового купола, а обр. 5 и 6 – из субмеридиональной трещинной экструзии.

В координатах нормативных минералов $Ne-(Nu+Qz) - 100 \cdot An/(An+Ab)$ (рис. 5) андезибазальты занимают в основном компактное поле с относительным уменьшением анортитового компонента от 55 до 45 % при слабом уменьшении насыщенности кремнеземом (суммы $Nu+Qz$). Только пять точек андезибазальтов экструзии Арбат (СА–251/5 и др.) обнаруживают относительное смещение в область пород, менее насыщенных кремнеземом. Трахиандезибазальты и трахиандезиты Кади отличаются значительными вариациями $Nu+Qz$ при интервале $100 \cdot An/(An+Ab) = 35-45$. Андезиты “вершинной” постройки Кади (обр. СА–01–249) занимают промежуточное положение между группами трахиандезибазальтов–трахиандезитов и андезибазальтов.

Вместе с породами Де-Кастри на диаграммах рис. 4 и 5 показаны составы меловых лав исследуемой территории. По содержаниям петрогенных оксидов они сопоставимы с позднеолигоценовыми андезибазальтами. Среднеэоценовый дацит Кади (обр. СА–01–236) более насыщен кремнеземом и обеднен нормативным анортитом.

Для сопоставления нанесены также составы базальтов сахалинского побережья Татарского пролива стратиграфических уровней чеховской свиты Чеховской зоны (21–17 млн лет), курасийской (~16 млн лет), маруямской (12–11 млн лет) свит и орловской толщи (5–4 млн лет) Лесогорской зоны, а также показаны

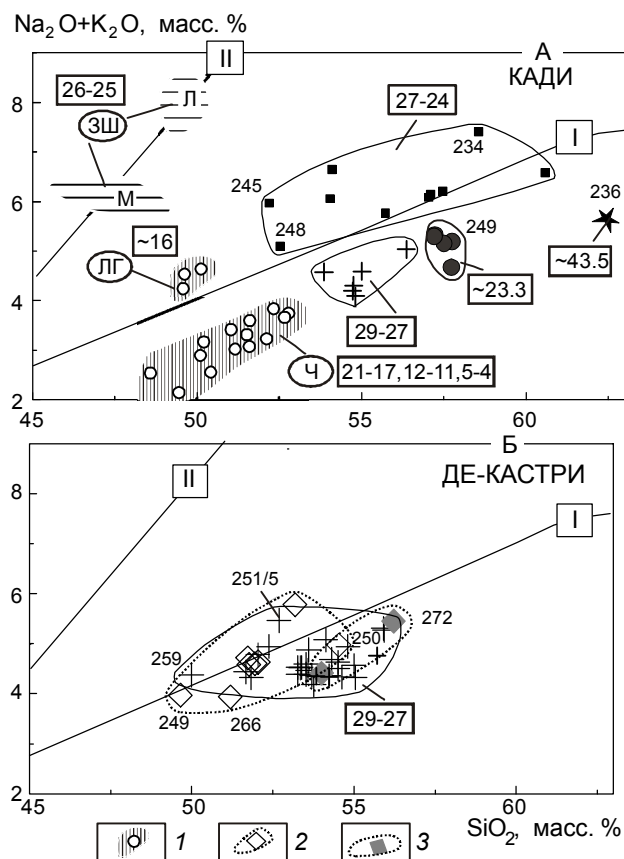


Рис. 4. Соотношения $Na_2O+K_2O - SiO_2$, масс. %, в вулканических породах оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин.

Усл. обозн. разновидностей пород см. на рис. 2. Разделительные линии согласно классификации Петрографического комитета: I – между сериями нормальной и умеренной щелочности; II – между сериями умеренной и высокой щелочности. Дополнительные обозначения: 1 – средне-позднекайнозойские вулканические породы Чеховской (Ч) и Лесогорской (ЛГ) зон о. Сахалина; 2–3 – меловые вулканические породы: 2 – района оз. Кизи (табл. 1, 2), 3 – района с. Циммермановка [25]. Фигуративные поля с горизонтальной штриховкой обозначают составы эссекситов Западно-Шмидтовской зоны (ЗШ): М – меланократовых, Л – лейкократовых [28, 30]. Цифры в прямоугольниках – возраст.

фигуративные поля эссекситов малоглубинных интрузий эспенбергского комплекса Западно-Шмидтовской зоны п-ова Шмидта, Северный Сахалин (26–25 млн лет) (состав образцов приведен в статьях [23, 29], местоположение и возраст – на рис. 1). На диаграмме щелочи–кремнезем породы умеренной и нормальной щелочности западного побережья о. Сахалин смещены относительно таких же пород района оз. Кизи с относительным снижением SiO_2 и суммы щелочей. Группы меланократовых и лейкократовых эссекситов образуют обособленные поля на границе полей умеренной и высокой щелочности.

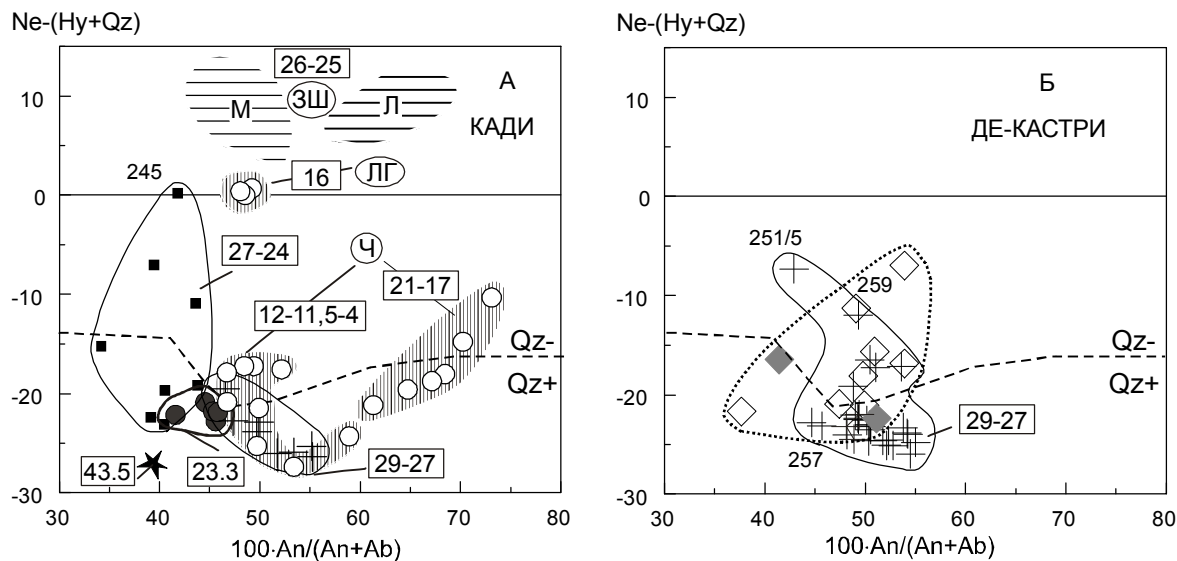


Рис. 5. Соотношения степени насыщенности–недосыщенности кремнеземом (нормативных минералов $Ne-(Hy+Qz)$) с содержаниями нормативного анортита ($100 \cdot An/(An+Ab)$) в вулканических породах района оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин. Штриховой линией разделены породы с нормативным кварцем ($Qz+$) и без него ($Qz-$).

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ

Андезибазальты Де-Кастри обнаруживают широкие вариации концентраций легких и тяжелых редкоземельных элементов. В нижнем пределе легкие члены ряда достигают концентраций в обогащенном базальте срединных океанических хребтов (E-MORB) при более крутом наклоне линии в тяжелой части спектра, нормированного к хондриту (обр. СА–01–257, рис. 6В). Субпараллельное расположение спектров свидетельствует о принадлежности андезибазальтов Де-Кастри к единой генетической серии. В некоторых образцах имеется слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия. По характеру вариаций редкоземельных спектров олигоценые вулканические породы Де-Кастри сопоставимы с меловыми (рис. 6В, Г).

Трахиандезибазальты и трахиандезиты Кади отличаются сравнительно узким диапазоном редкоземельных спектров, иногда со слабо выраженной европиевой аномалией. Этот диапазон сближен с диапазоном концентраций редкоземельных элементов в эссекситах Западно-Шмидтовской зоны (рис. 6А). Андезиты и андезибазальты образуют разбросанные по вертикали параллельные ряды спектров. Среднеэоценовый дацит СА–01–236 обеднен тяжелыми редкоземельными элементами. Спектры базальтов чеховской свиты находятся на уровне E-MORB (рис. 6Б). С ними сопоставляются наиболее обеднен-

ные редкоземельными элементами андезибазальты Де-Кастри (обр. СА–01–257, рис. 6Б, В).

На рис. 7В для андезибазальтов Де-Кастри выявляется субпараллельный разброс концентраций всего ряда несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии. Вблизи уровня E-MORB находятся минимумы U–Th, La–Ce, Pr, P–Zr–Hf–Sm наиболее обедненных составов СА–01–252 и СА–01–257. Выше уровня E-MORB поднимаются минимумы Rb, а ниже его опускаются минимумы Nb, Ta и Ti. Выделяются максимумы Ba, K, Pb и Sr. Подобная конфигурация линий вырисовывается для олигоценых лав Кади (рис. 7А, Б) и для меловых лав (рис. 7Г). В трахиандезибазальтах и трахиандезитах Кади Nb–Ta-минимум либо слабо выражен (обр. СА–01–248, рис. 7А), либо отсутствует. Спектры несовместимых элементов этих пород занимают промежуточное положение между спектрами раннемиоценовых базальтов Чеховской зоны и позднеолигоценых эссекситов Западно-Шмидтовской (рис. 7А, Б).

Для позднеолигоценых вулканических пород района оз. Кизи получен узкий диапазон начальных изотопных отношений стронция 0.703661–0.703853 (табл. 2). В андезитах “вершинной” постройки возрастом ~23 млн лет определен более узкий интервал значений ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ 0.703793–0.703837, а в даците СА–01–236 с датировкой ~43.5 млн лет – низкое значение ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ 0.703399.

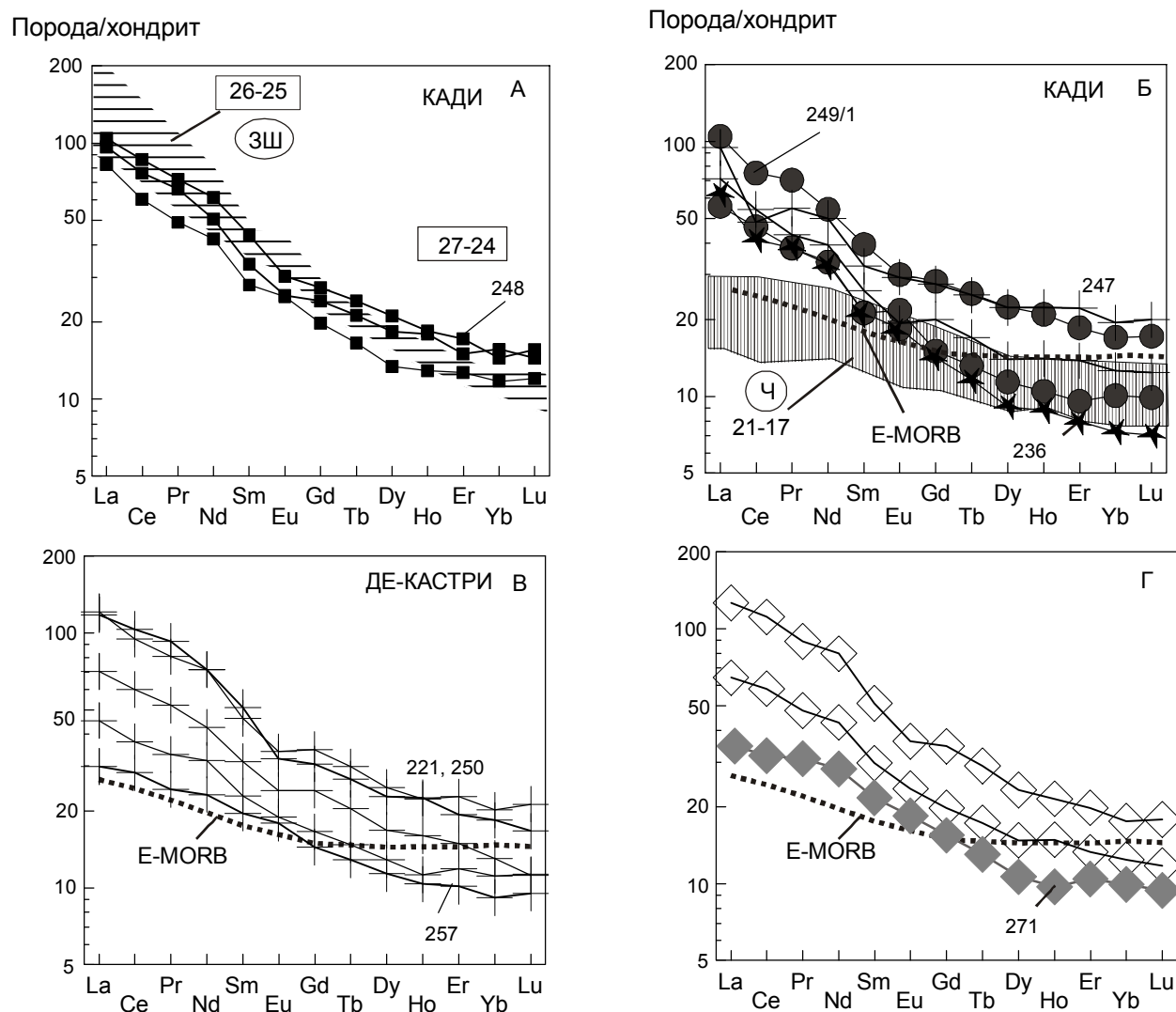


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, в вулканических породах оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. На рис. А нанесены трахиандезитобазальты и трахиандезиты Кади вместе с эссекситами о. Сахалин, на рис. Б – андезитобазальты, андезиты и дациты этой же территории вместе с базальтами Чеховской зоны, на рис. В – андезитобазальты Де-Кастри, а на рис. Г – меловые андезитобазальты. Для нормирования использован состав хондрита [45].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

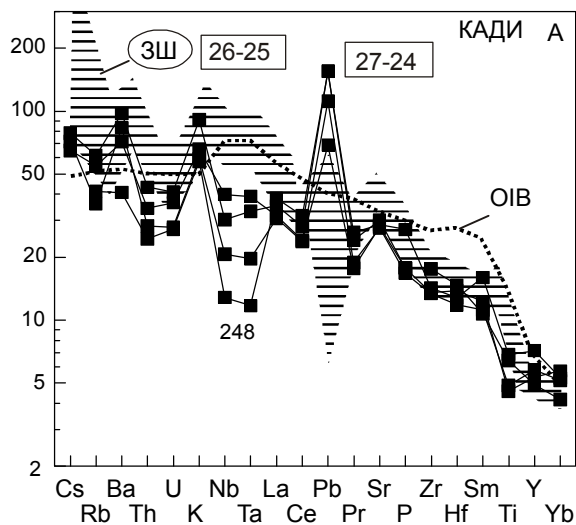
Рассматривая изученную лавовую последовательность района оз. Кизи как представительную для Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня, мы определим место активности Северной зоны в пространственно-временном распределении вулканизма побережья Татарского пролива, выделим на примере вулканических пород района оз. Кизи микроэлементные характеристики надслэбовых выплавок, приведем результаты микроэлементного моделирования мантийных источников и систематизируем источники по значениям $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ вулканических пород.

Средне- и позднекайнозойский этапы вулканизма

В качестве важного репера начала среднекайнозойской вулканической деятельности на побережье Татарского пролива принимается полученная среднеэоценовая датировка дацита Кади Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня 43.5 ± 2.5 млн лет. Лавы, близкие по возрасту среднеэоценовым дацитам района оз. Кизи, распространены в других районах континентальной окраины Азии [50, 51]. Вариации состава их источников будут рассмотрены нами в отдельной работе.

Вулканическая деятельность в Северной зоне продолжалась до конца олигоцена. Преобладающее

Порода/недифференцированная мантия



Порода/недифференцированная мантия

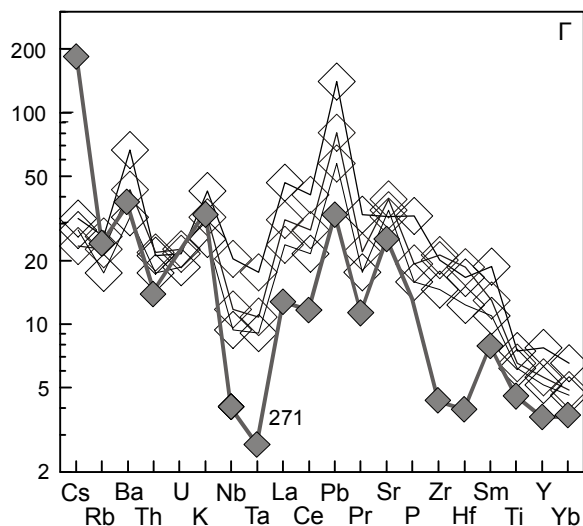
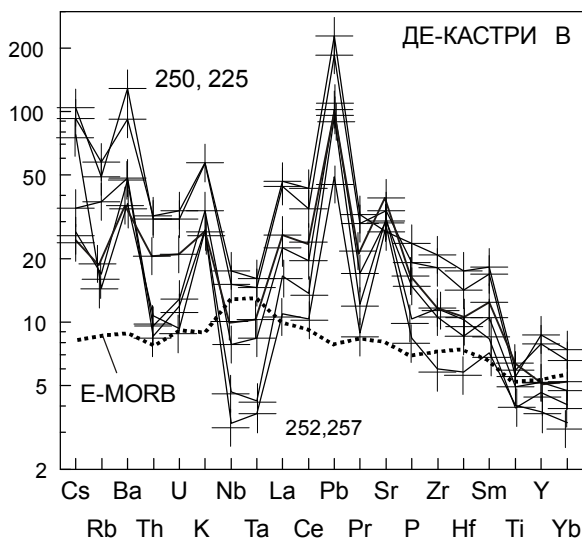
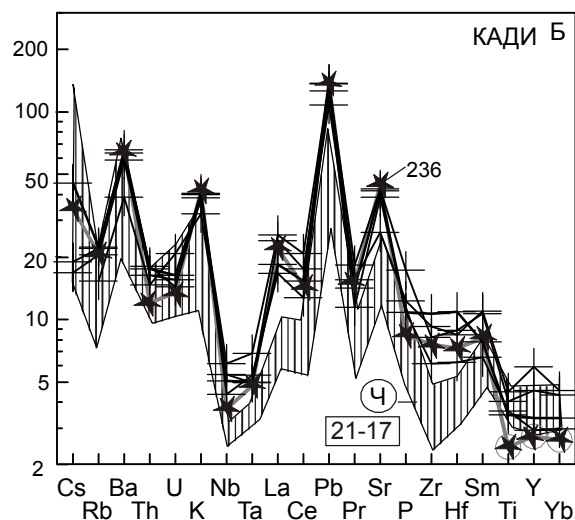


Рис. 7. Спектры несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии, в вулканических породах района оз. Кизи в сопоставлении с породами о. Сахалин.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. На рис. А–Г нанесены данные, приведенные на рис. 6. Для нормирования использован состав недифференцированной мантии [45].

значение имели лавы андезибазальтового и трахиандезитового состава. Обращая внимание на установленный факт завершения позднеолигоценового вулканизма района оз. Кизи андезитовыми извержениями с датировкой 23.3 ± 0.8 млн лет, мы ограничиваем среднекайнозойские извержения в Северной зоне временным интервалом 43.5–23.3 млн лет назад. В этот интервал вписывается вулканизм Западно-Шмидтовской зоны, продолжавшийся 37–25 млн лет назад. К нему же относится и вулканизм Чеховской зоны, но с более поздним завершением – около 17 млн лет назад. Среднекайнозойские зоны северной части Татарского пролива образуют единый пояс, центральную часть которого (на западном побережье) составляет Северная

зона, а северное и южное окончания (на восточном побережье) – соответственно, Западно-Шмидтовская и Чеховская зоны. Вулканизм позднекайнозойской Лесогорской зоны получил развитие вдоль восточного борта Северо-Татарского бассейна между Чеховской и Западно-Шмидтовской зонами (рис. 1).

Связывая активность среднекайнозойских вулканических зон (Северной, Западно-Шмидтовской и Чеховской) и позднекайнозойской Лесогорской зоны с образованием Северо-Татарского бассейна как основной структуры растяжения в северной части Татарского пролива, мы предполагаем подобную пространственную связь средне-позднекайнозойских извержений Центральной вулканической зоны с обра-

зованием Южно-Татарского бассейна, где вулканическая деятельность была сосредоточена вдоль его северо-западного борта. Средний кайнозой этой зоны охарактеризован одним интервалом датировок 36–33 млн лет, полученным для лав Нельминского поля. Эта фаза извержений в Центральной зоне имела место в противофазе относительно извержений Северной зоны, произошедших ~37 и 31–23 млн лет назад.

Учитывая запаздывание вулканизма Чеховской зоны в интервале 21–17 млн лет назад по отношению к вулканизму Северной и Западно-Шмидтовской зон и наличие лав возрастом ~21 млн лет на Совгаванском поле, мы рассматриваем глубинные процессы этого временного интервала как аномальные для южной оконечности Северо-Татарского бассейна и связываем эволюцию вулканизма Чеховской зоны и Совгаванского поля с образованием структурной перемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами (рис. 1).

Вулканизм Лесогорской зоны эпизодически возобновлялся с ~16 млн лет назад до начала плейстоцена. На финальной стадии ее активности, во временном интервале 5–4 млн лет назад, сформировалась орловская толща толеитовых базальтов и, возможно, внедрились дацитовые экструзии ичарского комплекса [2]. Орловская толща близка по возрасту “вершинным” вулканическим постройкам Совгаванского, Нельминского и Бикинского вулканических полей Центральной зоны Восточного Сихотэ-Алиня. На последнем поле для лав верховьев р. Самарга нами получена сравнительно молодая K–Ar датировка 2.96 ± 0.10 млн лет (коллекция А.А. Чащина, обр. ЮС–2730, содержание калия 1.78 % – среднее по трем измерениям K_2O в интервале 2.10–2.17 масс. %, ^{40}Ar $2.046 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г при содержании 46 % воздушного аргона). Эта датировка опубликована [6]. Сопоставимая в пределах погрешности измерений датировка 2.8 ± 0.3 млн лет получена на этом же поле для лав, обнаженных на слиянии рек Бикин и Светлая (коллекция А.А. Чащина, обр. ЮС–6884, содержание калия 1.38 % – среднее по трем измерениям K_2O в интервале 1.66–1.67 масс. %, ^{40}Ar $1.51 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г при содержании 97 % воздушного аргона).

Среднекайнозойский и позднекайнозойский вулканические интервалы отчетливо выражены в пространственно-временном распределении вулканизма на западном побережье Японского моря, в Юго-Западном Приморье. Первый интервал ограничен Rb–Sr датировкой 46.2 ± 0.5 млн лет дацитовой экструзии Школьная и K–Ar датировками ~22 млн лет лавовой толщи синеутесовской свиты, второй интервал – K–Ar датировками 15.5–14.0 млн лет лейцитовых базанитов Угловской впадины и 3.3 ± 0.2 млн

лет базанитов экструзии Старикова [4, 26, 27, 32, 33]. Подобное деление на среднекайнозойские и позднекайнозойские проявления выдерживается и во внутренней части Азии [50].

Микроэлементные показатели надслэбовых процессов

Эволюция глубинного магматизма Татарского пролива в целом характеризует переход от надслэбовых процессов к рифтовым континентальной окраины. О плавлении из надслэбового материала свидетельствует Nb–Ta аномалия, проявленная в той или иной мере в нормированных спектрах вулканических пород района оз. Кизи (рис. 7). В трахиандезибазах и трахиандезитах Кади выражена тенденция к сглаживанию этой аномалии и переходу к “внутриплитному” типу распределения микроэлементов, характеризующему литосферные и подлитосферные источники магм континентальной окраины.

Надслэбовые тенденции геохимических характеристик лав района оз. Кизи подчеркиваются распределением точек в координатах Ce/Pb – K/Nb (рис. 8А, Б). Андезибазальты Де-Кастри образуют тренд снижения Ce/Pb с повышением K/Nb, начинающийся от меловых лав. Подобный тренд выявляется в лавах Кади; андезибазальты и андезиты смещены к полю раннемиоценовых базальтов Чеховской зоны с максимально высоким K/Nb и низким Ce/Pb, а трахиандезибазальты и трахиандезиты – к полю эссекситов. По повышенному Ce/Pb и низкому K/Nb последние приближаются к океаническим базальтам. На диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 8В, Г) лавы оз. Кизи занимают в основном поле “орогенных андезитов”, характеризующихся низким Nb/La. Лишь часть точек трахиандезибазальтов и трахиандезитов обнаруживает повышение Nb/La со смещением к фигуративному полю лав Джеронимо, которые считаются выплавками из астеносферной мантии провинции Бассейнов и Хребтов Запада США [52]. В это поле частично попадают и эссекситы о. Сахалин.

Геохимические свойства высокочargedных пар элементов Nb–Ta и Zr–Hf близки между собой. Предполагалось, что в ходе дифференциации и частично-го плавления мантии, не затронутой процессами метасоматоза, значения Nb/Ta и Zr/Hf не должны существенно отличаться от хондритовых [55]. Но было установлено, что эти отношения все же варьируют.

В отличие от согласованного распределения Zr и Hf между гранатом и расплавом ультраосновного-основного состава, коэффициент распределения Hf между клинопироксеном и таким же расплавом приблизительно в два раза выше коэффициента распределения Zr (табл. 3). Значения Zr/Hf повышаются при

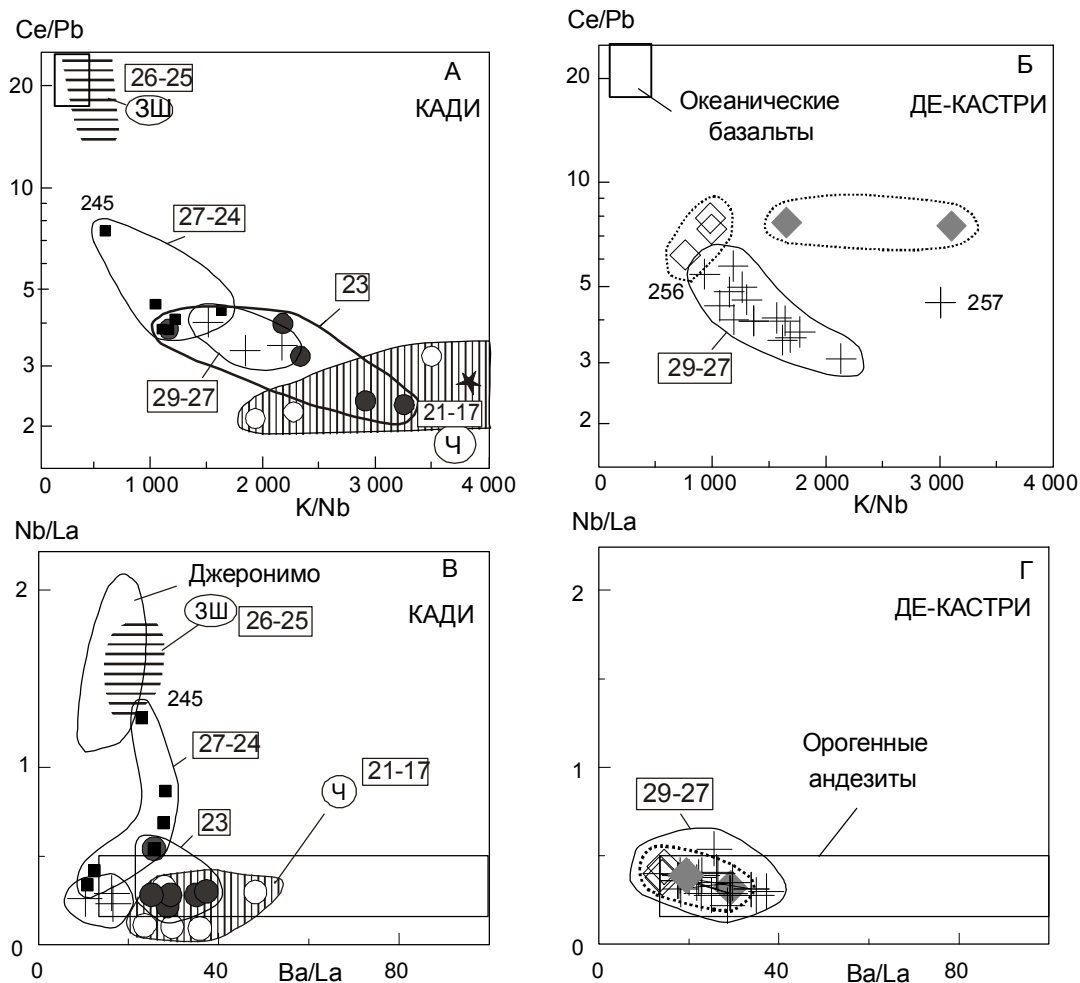


Рис. 8. Соотношения $Ce/Pb - K/Nb$ (А, Б) и $Nb/La - Ba/La$ (В, Г) в вулканических породах района оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. На рис. А, Б нанесено поле составов океанических базальтов [43–45]. На рис. В, Г показаны поля орогенных андезитов и лав четвертичного вулканического поля Джеронимо – выплавков из астеносферы Запада США [52].

Таблица 3. Коэффициенты распределения флюид–минерал и минерал–базитовый расплав для Nb, Ta, Zr и Hf.

	Nb	Ta	Zr	Hf	Источник данных
$K_{\text{флюид/Срх}}$	5.3–12	2.4–6.7	1.1–1.4	0.7–1.2	[54]
$K_{\text{флюид/Grt}}$	3.2–5.3	2.4–3.9	0.14–1	0.15–1.3	[54]
$K_{\text{Срх/расплав}}$	0.0077	–	0.123	0.256	[42]
	0.005	0.012	0.1		[38]
	0.020	0.053	0.27	0.55	[35]
(10–15% H_2O)	0.00058–0.0015	0.0019–0.019	0.043–0.065	0.073–0.15	[40]
$K_{\text{Grt/расплав}}$	–	–	0.2	0.23	[41]
(10–18 % H_2O)	0.0003–0.0005	0.0025–0.061	0.12–0.32	0.07–0.3	[40]

уменьшении степени частичного плавления приблизительно на порядок в ходе плавления безгранатового мантийного источника, включающего только пироксены и шпинель [57]. В цитированной работе определения Zr и Hf были выполнены методом изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой и на масс-спектрометре с термической ионизацией.

В присутствии воды величины коэффициентов распределения клинопироксен/расплав и гранат/расплав для Ta примерно в 3 и 5 раз, соответственно, выше, чем для Nb (определения Nb и Ta выполнены методом масс-спектрометрии вторичных ионов, H₂O ~10 %) [40]. Коэффициенты распределения водный флюид/минерал для клинопироксена и, в меньшей степени, для граната в интервале давлений 3–5 ГПа и температур 900–1200° С для Nb выше, чем для Ta (определения методом ICP–MS с лазерной абляцией) [54]. Таким образом, в процессах частичного плавления и переноса вещества водным флюидом (в присутствии H₂O ~10 %) Ta, по сравнению с Nb, остается преимущественно в клинопироксене и гранате.

Позднеолигоценовые лавы района оз. Кизи по значениям Nb/Ta почти не выходят за пределы интервала OIB, хотя в трахиандезитах и трахиандезибазальтах содержания Nb несколько повышены. В среднеоценовом даците Кади и раннемиоценовых базальтовых лавах Чеховской зоны отношения Nb/Ta и Zr/Hf низкие при низких концентрациях Nb и Ta (рис. 9А). Следовательно, до плавления субстрат испытал существенное метасоматическое преобразование водными флюидами. Надслэбовые характеристики вулканических пород Чеховской зоны резко выражены также в высоких отношениях K/Nb, Zr/Nb, Sr/Zr и низких Ce/Pb, Nb/La [28].

Преобразование субстрата позднеолигоценовых базальтовых выплавок района оз. Кизи водными флюидами практически не отразилось в соотношениях Nb–Ta и не сопровождалось заметным снижением концентраций этих элементов. По отношению Zr/Hf среднеоценовый дацит и позднеолигоценовые лавы района оз. Кизи сопоставимы с OIB. Исключение составляют андезиты Кади, характеризующиеся низким Zr/Hf при широком диапазоне концентраций Zr. В раннемиоценовых вулканических породах Чеховской зоны выражена тенденция снижения Zr/Hf с уменьшением концентраций Zr (рис. 9,Б). По низкому отношению Zr/Hf андезиты Кади и раннемиоценовые лавы Чеховской зоны относятся к выплавкам из безгранатового субстрата.

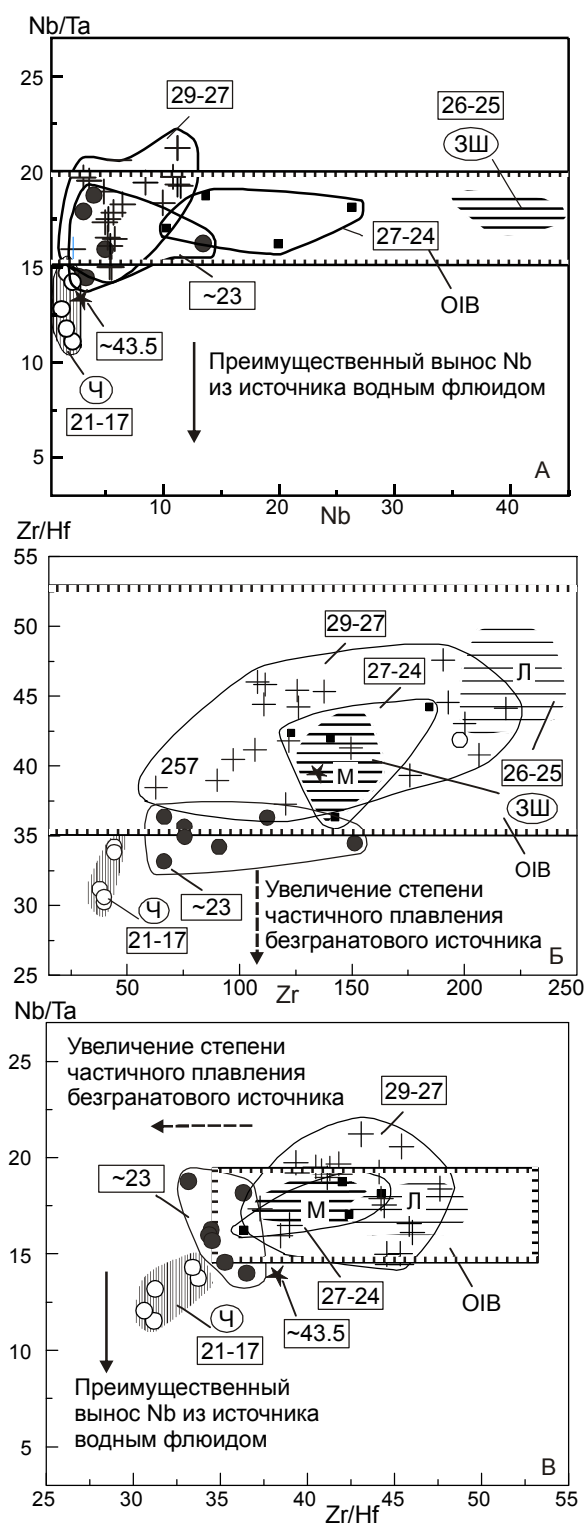


Рис. 9. Соотношения высоkozарядных элементов в вулканических породах района оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин: А – Nb/Ta–Nb, Б – Zr/Hf–Zr, В – Nb/Ta–Zr/Hf.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Прямыми линиями с зубчиками выделены диапазоны содержаний и фигуративные поля OIB: Nb/Ta – [40]; Zr/Hf – [44].

Модельные соотношения редкоземельных элементов

Андезибазальты Де-Кастри характеризуются трендом повышения $(La/Yb)_n$ одновременно с повышением $(Yb)_n$. Тренд обозначает дифференциацию магматических расплавов. Лавы Кади имеют подобный разброс значений $(Yb)_n$ без заметного возрастания $(La/Yb)_n$. В группе трахиандезибазальтового–трахиандезитового состава с возрастанием $(Yb)_n$ выявляется некоторое уменьшение $(La/Yb)_n$ (рис. 10).

Для начала тренда андезибазальтов Кади рассчитаны кривые частичного плавления мантийных перидотитов с содержаниями граната 2.5 и 3.0 %. Микроэлементное моделирование выполнено с использованием формулы $C_L/C_0 = 1/[D_0 + F(1-P)]$ [53], где C_L/C_0 – отношение концентрации элемента в расплаве и источнике магм, F – степень частичного плавления, D_0 и P – комбинированные коэффициенты распределения: $D_0 = \sum X_i D_i$; $P = \sum M_i D_i$, где X_i – пропорции минералов в источнике магм, M_i – пропорции минералов, вовлекающихся в плавление, D_i – коэффициент распределения минерал–расплав. Используются коэффициенты распределения минерал–расплав из опубликованных работ [41, 42]. В рассчитанном модельном источнике содержания

граната (3 %) соответствуют содержаниям оливина (62 %) при постоянных содержаниях ортопироксена (26 %) и клинопироксена (9 %). В частичный расплав от трех процентов до десяти, переходит 15 % оливина, 50 % ортопироксена, 29 % клинопироксена и 6 % граната.

По соотношениям редкоземельных элементов олигоценые андезибазальты Де-Кастри подобны меловым лавам. И те и другие имеют надслэбовые микроэлементные характеристики. По повышенному $(La/Yb)_n$ трахиандезибазальты и трахиандезиты Кади приближаются к меланократовым эссекситам п-ова Шмидта. Эти группы пород отличаются “внутриплитными” микроэлементными характеристиками. Тренд лейкократовых эссекситов п-ова Шмидта моделируется плавлением перовскитсодержащего источника [30]. Низкое значение $(Yb)_n$ в среднеэоценовом даците и “вершинных” позднеолигоценых андезитах свидетельствует о самостоятельности их источников. Фигуративные точки раннемиоценовых базальтов из Чеховской зоны с надслэбовыми микроэлементными характеристиками распределяются вдоль модельной линии выплавки безгранатового мантийного парагенезиса. Более молодые базальты возрастом 12–11 и 5–4 млн лет с “внутриплитными” микроэлементными характеристиками из Лесогорской зоны с повышением $(La/Yb)_n$ смещаются к полю

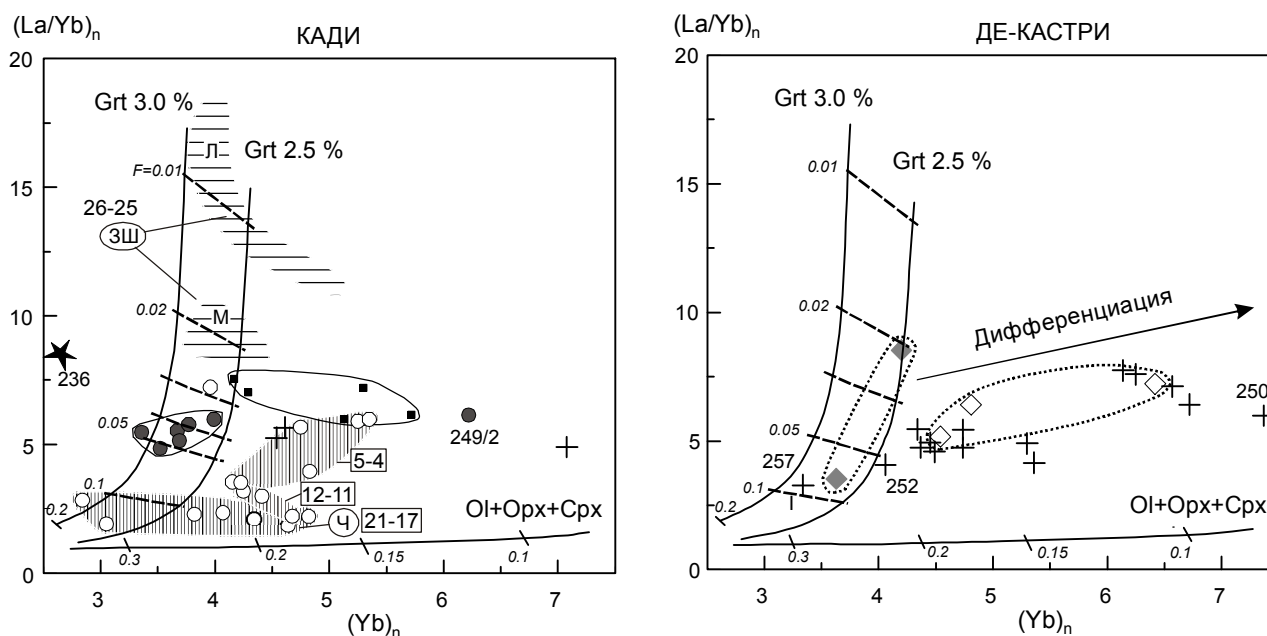


Рис. 10. Соотношения $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ в вулканических породах района оз. Кизи в сопоставлении с породами побережья о. Сахалин.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Кривые частичного плавления рассчитаны для пород безгранатового источника (Ol+Orx+Cpx) и источников с содержаниями граната (Grt) 2.5 % и 3.0 % (объяснения в тексте). Концентрации редкоземельных элементов нормированы к составу недифференцированной мантии [45].

трахиандезибазальтов и трахиандезитов Кади с подобными “внутриплитными” микроэлементными характеристиками.

Гетерогенность подлитосферной мантии в вариациях $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ вулканических пород

В лавах Восточного Сихотэ-Алиня этот показатель рассматривался в нескольких публикациях [10, 16, 23, 47]. В первой приведены результаты измерений изотопных отношений лав, излившихся на Совгаванском поле во временном интервале 14.7–5.4 млн лет назад. Для толеитовых андезибазальтов с датировкой ~14.7 млн лет определен интервал отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.70428–0.70438, а для толеитовых и щелочных базальтов с датировками в интервале 9.6–5.4 млн лет – более низкие отношения в диапазоне 0.70348–0.70395. Один образец показал повышенное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.70456. Измерения проводились на масс-спектрометре МИ–1201“Т” с погрешностью 2σ от ± 0.00001 до ± 0.00085 . Результаты измерений в более поздних работах на один–два порядка точнее и выполнены в образцах различных территорий побережья Татарского пролива. Определен общий тренд относительного снижения изотопных отношений стронция от 0.705097–0.705157 временного интервала 54.8–47.3 млн лет назад до 0.703359 к эпизоду ~21.1 млн лет назад одновременно с повышением начальных отношений изотопов неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_t от 0.512608 до 0.512896. В работе [23] подчеркивалось отличие характера вариаций $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в лавах Шкотовского и Шуфанского полей Южного Приморья от вариаций в лавах Центральной и Северной зон Восточного Сихотэ-Алиня. На юге определены отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, менявшиеся в широком диапазоне, а в Центральной и Северной зонах – выдерживавшиеся во времени в узких интервалах трех уровней: I) ~0.7034, II) ~0.7038 и III) ~0.7042.

На диаграммах А, Б, В рис. 11 нанесены отдельно данные для вулканических пород побережья северной, южной частей Татарского пролива и переходной области – структурной перемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами. Три уровня изотопных отношений характеризуют выплавки источников: I – сильно изотопно-обедненного надслэбового (т.е. обедненного радиогенным изотопом ^{87}Sr с существенным снижением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с отношением в недифференцированной мантии), II – умеренно изотопно-обедненного северной части Татарского пролива и III – слегка изотопно-обедненного его южной части.

В вулканических породах северной части Татарского пролива намечается общий переход от выплавок источника I, через выплавки источника II к вып-

лавам из обогащенной литосферы (рис. 11А). Низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.703399), свойственное источнику I, определено в даците СА–01–236 с датировкой 43.5 ± 2.5 млн лет. Промежуточное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ источника II измерено в базальтах возрастом ~37 млн лет (0.703872 и 0.703899), 31–23 млн лет (0.703762–0.703930) и ~16 млн лет (0.703849). Узкий диапазон начальных изотопных отношений стронция 0.703661–0.703853 позднеолигоценых вулканических пород района оз. Кизи сопоставим с диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ уровня II базальтовых лав всей Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня. Лавы мачигарской свиты Западно-Шмидтовской зоны имели контрастный состав изотопов стронция. С кислотной обработкой и без обработки проб в трахиандезите ШМ–03–1 определены низкие отношения (0.703971–0.704008) в диапазоне вариаций отношений источника II, а в латите ШМ–03–12 и трахидациите ШМ–03–1 – высокие отношения (0.7049919–0.705185). Такое смещение изотопного состава может быть связано с вовлечением в плавление корового материала. Эссекситы эспенбергского комплекса Западно-Шмидтовской зоны характеризовались отношениями 0.704541–0.704894, резко отличающимися от отношений источника II. Отдельным эпизодом поступления выплавок из источника II начиналась активность Лесогорской зоны ~16 млн лет назад. В дальнейшем в ней преобладали выплавки изотопно-обогатенной мантии. Материал источника III, возможно, присутствовал в толеитовых базальтах орловской толщи 5–4 млн лет назад.

В вулканических породах области структурной перемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами (Совгаванского поля и Чеховской зоны, рис. 11Б) идентифицирован материал источников I, II и III. Выплавки из источника II характеризуют поздний эоцен и олигоцен. В диапазоне источника II находятся начальные изотопные отношения стронция лав аракайской свиты Чеховской зоны о. Сахалин с К–Аг датировками 38–26 млн лет и лав Совгаванского поля с К–Аг датировками 29–24 млн лет. Выплавки из источника I относятся к раннему миоцену. На Совгаванском вулканическом поле они представлены базальтом Yu–19 с датировкой 21.1 ± 0.4 млн лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703335, а в Чеховской зоне – серией образцов с датировками 21–17 млн лет с преобладающим диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.7030–0.7035. В отдельных образцах с датировками ~17 млн лет отношение возрастает до 0.70363. Источник III характеризуют лавы Совгаванского поля с датировками 19.0–11.9 млн лет и диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.70427–0.70438. В лавах возрастного интервала 9.6–5.4 млн

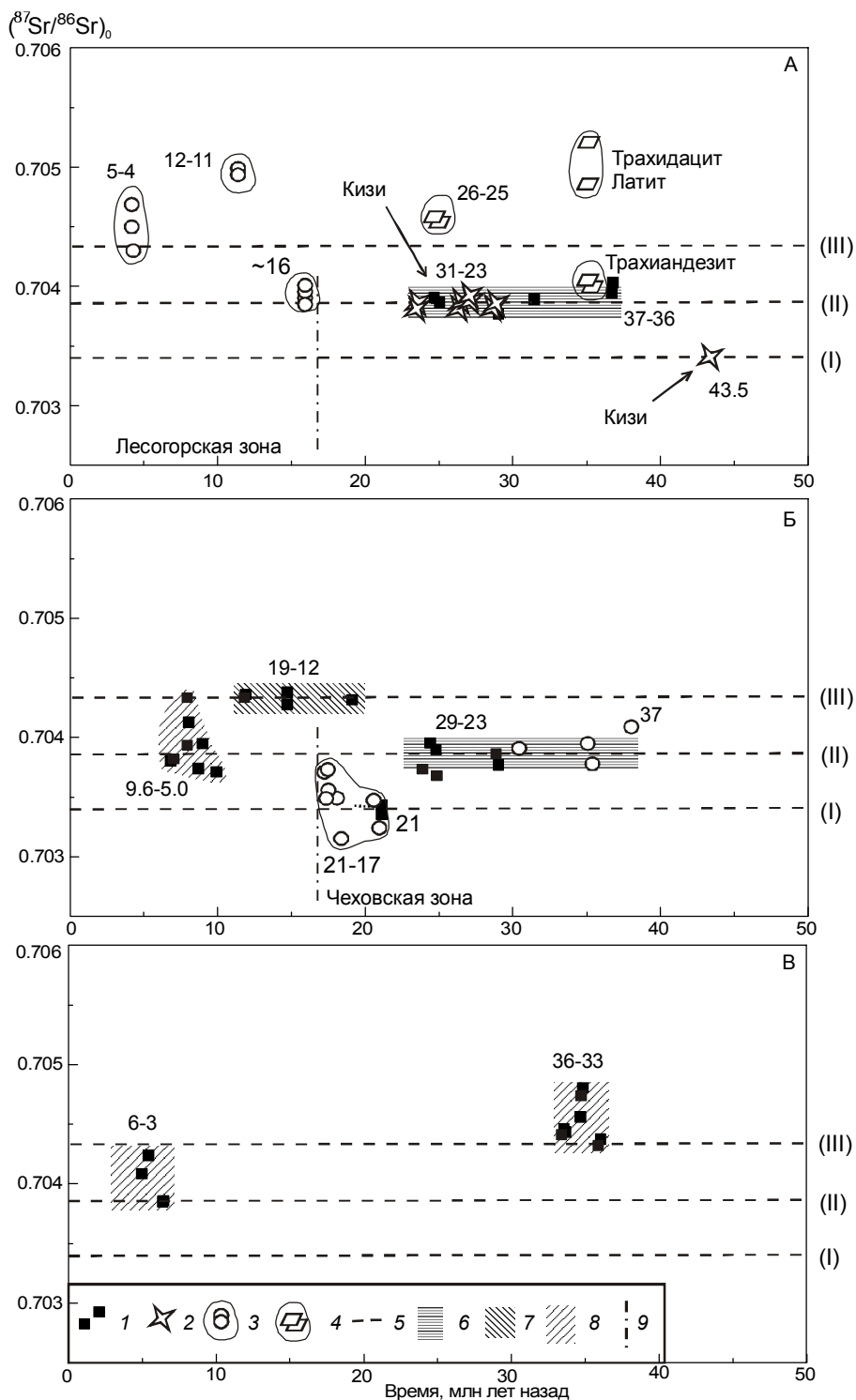


Рис. 11. Временные вариации начальных изотопных отношений стронция в вулканических породах побережья Татарского пролива: А – северной части, Б – области структурной перемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами, В – южной части.

1 – лавы Восточного Сихотэ-Алиня, данные [16, 23, 47, 48]; 2 – лавы района оз. Кизи (настоящая работа); 3 – лавы Чеховской и Лесогорской зон о. Сахалин [2]; 4 – субвулканические тела и лавы Западно-Шмидтовской зоны, неопубликованные результаты измерений изотопов стронция образцов эссекситов эспенбергского комплекса и лав мачигарской свиты [30]; 5 – уровни изотопных отношений источников I–III (см. текст); 6 – временной интервал активности источника северной части Татарского пролива; 7 – то же, его южной части; 8 – смешение материала из разных источников; 9 – рубеж резкого пространственного перераспределения вулканизма из Чеховской зоны в Лесогорскую.

лет этого поля отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ возрастало от 0.703701 (источник II) до 0.704236 (источник III).

Для Южно-Татарского бассейна имеются данные по вулканическим породам эпизодов позднего эоцена 36–33 млн лет назад и позднего миоцена–плиоцена 6–3 млн лет назад (рис. 11В). Определяющее значение имели выплавки источника III. В позднем эоцене материал этого источника смешивался с материалом изотопно-обогащенной мантии. Отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ повышалось от 0.704351 (источник III) до 0.704530 (примесь выплавок из изотопно-обогащенной литосферной мантии). В позднем миоцене–плиоцене на Нельминском и Бикинском полях материал источника III смешивался с материалом источника II. Соответственно, отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ снижалось от 0.704239 (источник III) до 0.703844 (источник II). Этот диапазон соответствовал диапазону отношений в лавах Совгаванского поля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изученная вулканическая последовательность района оз. Кизи характеризует среднекайнозойский этап вулканизма северной части Татарского пролива, включающий среднеэоценовую фазу дацитовых извержений 43.5 ± 2.5 млн лет назад и три фазы позднеолигоценовых вулканических извержений: 1) андезибазальтов (29–27 млн лет назад), 2) трахиандезибазальтов–трахиандезитов (27–24 млн лет назад) и 3) андезитов (~23 млн лет назад). В среднеэоценовом даците определены низкие концентрации высокозарядных микроэлементов Nb, Ta при низких отношениях Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La и высоком отношении K/Nb и измерено сравнительно низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703399, что в целом характеризует надслэбовое происхождение выплавки. В позднеолигоценовых лавах первой и третьей фаз измерены низкие отношения Ce/Pb, Nb/La, Ba/La и высокое отношение K/Nb, так же характеризующие надслэбовые процессы. В лавах второй фазы установлено относительное смещение этих отношений к составу ОИВ. Выделена отличительная особенность андезитов третьей фазы – низкое отношение Zr/Hf, связанное с плавлением безгранатового субстрата. По узкому интервалу $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703661–0.703853 всей позднеолигоценовой лавовой последовательности сделан вывод о происхождении расплавов из подлитосферной мантии, претерпевшей изотопную гомогенизацию вследствие конвективного перемешивания надслэбового материала с мантийным материалом континентальной окраины.

2. Подобные среднеэоценовым лавам района оз. Кизи надслэбовые геохимические параметры – низкие концентрации высокозарядных микроэлементов

Nb, Ta, Zr и Hf при низких отношениях Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La, Zr/Hf и высоком отношении K/Nb, низком отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ – выявлены в лавах, излившихся во временном интервале 21–17 млн лет назад на Совгаванском поле и в Чеховской зоне области структурного сочленения Южно-Татарского и Северо-Татарского бассейнов, а параметры конвектирующего материала – варьирующие надслэбовые и “внутриплитные” микроэлементные характеристики при узком $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в пределах значений, полученных для позднеолигоценовых лав района оз. Кизи – в лавах, излившихся в Северной, Западно-Шмидтовской, Чеховской и Лесогорской зонах ~37, 31–23 и ~16 млн лет назад.

3. По аналогии с позднеолигоценовыми лавами района оз. Кизи, лавы Совгаванского поля с узким диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.704317–0.704380, сохранившимся в течение временного интервала 19–12 млн лет назад, интерпретированы как производные подлитосферного изотопно-гомогенного источника. Установлено, что при извержениях лав Нельминского поля с диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.704311–0.704732 во временном интервале 36–33 млн лет назад материал этого источника смешивался с изотопно-обогащенным мантийным материалом, а при извержениях лав Совгаванского, Нельминского и Бикинского полей с диапазоном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703701–0.704239 в интервале 9.6–2.8 млн лет назад – с материалом изотопно-гомогенного источника, подобного источнику позднеолигоценовых лав района оз. Кизи.

Работа выполнена с частичным финансированием НИР в рамках реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы, государственный контракт П 736 от 20.05.2010 и в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект № 09-1-ОНЗ-10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Батылева Л.П. Неоген–четвертичные андезибазальты Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология неоген–четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 13–47.
2. Ахметьев М.А., Филимонова Л.Г. О датировании вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня и его периодичности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 37–50.
3. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 64–75.
4. Брандт И.С., Рассказов С.В., Попов В.К., Брандт С.Б. Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий–аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 75–89.

5. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 184 с.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
7. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев; отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
8. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 101–104.
9. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: ВО Наука, Сиб. изд. фирма, 1992. 164 с.
10. Есин С.В., Пономарчук В.А., Шипицин Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: 2. (Sr-изотопные и геохимические данные) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 70–79.
11. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500000 / Гл. ред. Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин. 1982.
12. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 25–44.
13. Куно Х. Латеральная вариация базальтовых магм вкост краин континентов и островных дуг // Краины континентов и островные дуги: Труды симпозиума / Под ред. У.Х. Пула. М.: Мир, 1970. С. 249–262.
14. Лопатина Д.А. Палинологические и макрофлористические комплексы из эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 70–88.
15. Лопатина Д.А. Климатический оптимум в миоцене Восточного Сихотэ-Алиня // Бюл. МОИП. 2001. Т. 76. Вып. 5. С. 43–54.
16. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных краин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
17. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
18. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 261 с.
19. Парфенов Л.М. Континентальные краины и островные дуги мезозойско-кайнозойской Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 7–41.
21. Плахотник В.Г. Новые данные о строении и возрасте эффузивов кизинской свиты в Северо-Восточном Сихотэ-Алине // Сов. геология. 1962. № 4. С. 120–122.
22. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука, Сиб. отделение, 2000. 288 с.
23. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. Импульсный подъем мантийных диапиров в Япономорской и Байкальской подвижных системах // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 139–156.
24. Рассказов С.В., Приходько В.С., Иванов А.В. и др. Датирование вулканических пород кизинской свиты Восточного Сихотэ-Алиня в стратотипической местности методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: определение аномально низкого $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в контаминирующем флюидном компоненте // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотопной геологии. СПб.: ИГД РАН, 2003. С. 396–400.
25. Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В. и др. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 3–27.
26. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
27. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
28. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В. и др. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 10–32.
29. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. и др. Средне-позднекайнозойский рифтогенез и роль мантийных источников с “надсубдукционными” характеристиками в развитии магматизма Татарского пролива // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 2; Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 145–150.
30. Рассказов С.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Ясныгина Т.А. Геохимическая эволюция позднеэоцен-олигоценевого магматизма п-ова Шмидта, Северный Сахалин // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 317–329.
31. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока. (Утв. МСК в 1991 г.) Хабаровск, 1994. 34 с.
32. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
33. Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандимирова Г.П. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины (Южное Приморье) // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 6. С. 818–824.
34. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–75.
35. Blundy J.D., Robinson J.A.C., Wood B.J. Heavy REE are

- compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. P. 493–504.
36. Gorbатов A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 27–36.
 37. Gorbатов A., Kennett B.L.N. Joint bulk-sound and shear tomography for Western Pacific subduction zones // *EPSL.* 2003. V. 210. P. 527–543.
 38. Green T.H., Sie S.H., Ryan C.G., Cousens D.R. Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature // *Chem. Geol.* 1989. V. 74. P. 201–216.
 39. Green T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 347–359.
 40. Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200 °C // *Lithos.* 2000. V. 53. P. 165–187.
 41. Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S. et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
 42. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. V. 113. P. 1–8.
 43. Hauri E.H., Hart S.R. Rhenium abundances and systematics in oceanic basalts // *Chem. Geol.* 1997. V. 139. P. 185–205.
 44. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1986. V. 79, N 1. P. 33–45.
 45. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 46. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K–Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // *The Island Arc.* 1998. V. 7. P. 271–282.
 47. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // *Geology.* 1998. V. 26, N 7. P. 619–622.
 48. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // *J. Petrol.* 2005. V. 46, N 2. P. 221–253.
 49. Pin C., Bassin C. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials // *Analyt. Chim. Acta.* 1992. V. 269. P. 249–255.
 50. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // *Northeast Asian Studies.* 2004. V. 9. P. 179–219.
 51. Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / *CNEAS Monograph Series N. 21.* Tohoku University, 2006. 156 p.
 52. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 100, N B7. P. 10287–10301.
 53. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 237–243.
 54. Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I. Mineral–aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 °C and 3.0–5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. P. 1781–1801.
 55. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins.* *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.
 56. Tatsumi Y., Sato K., Sano T. et al. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote-Alin volcanism // *Geophys. Res. Letters.* 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.
 57. Weyer S., Münker C., Mezger K. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 309–324.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

S.V. Rasskazov, V.S. Prikhodko, T.A. Yasnygina, N.N. Fefelov, Ye.V. Saranina, I.P. Voinova, S.B. Brandt

Mantle sources of Cenozoic volcanic rocks from the Kizi Lake region (East Sikhote-Alin)

The Middle Cenozoic lava sequence of the Kizi Lake region has been studied. It characterizes source activity in the northern zone of the East Sikhote-Alin: a Middle Eocene impulse of over-slab magmatism and continuous Late Oligocene magma supply from under-lithosphere convective mantle. Low concentrations of highly charged microelements Nb and Ta with low Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La ratios and a high K/Nb ratio have been determined for the Middle Eocene dacite with an age of ~43.5 Ma, and the low ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.703399 has been measured. Three phases of volcanic eruptions have been distinguished in the Late Oligocene: 1) of andesite basalts (29–27 mln years ago), 2) of trachyandesite basalts-trachyandesites (27–24 mln years ago), and 3) of andesites (~23 mln years ago). Lavas of the first and third phases showed low Ce/Pb, Nb/La, Ba/La ratios and a high K/Nb ratio, which also characterize over-slab processes. Lavas of the second phase exhibited a relative shift of these ratios toward basalt composition of ocean islands. A narrow interval of ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ initial strontium isotope ratios of 0.703661–0.703853 has been determined. Such ratios are proper to volcanic and subvolcanic rocks of the whole coast of Tatar Strait with an age of ~37, 31–23 and ~16 Ma.

Key words: Cenozoic, basalts, microelements, K–Ar dating, Sr isotopes, Sikhote-Alin, Sakhalin.

КОММЕНТАРИИ РЕЦЕНЗЕНТА

Ю.А. Мартынов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: martynov@fegi.ru

В целом статья оставляет хорошее впечатление обилием аналитического материала и качеством его интерпретации. Район о. Кизи интересен в том отношении, что здесь описан стратотипный разрез вулканитов кизинской свиты, слабо изученной геохимически, с недостаточно ясными возрастными интервалами. Выделение авторами в пределах данного района среднеэоценовых дацитов (~43.5 млн лет), олигоценых андезибазальтов (29–27 млн лет) и трахиандезибазальтов-трахиандезитов (27–24 млн лет), наряду с раннемиоценовыми андезитами (~23 млн лет), является несомненным достоинством работы. Большое значение также имеет и установленная закономерность в изменении геохимических характеристик магм с усилением роли внутриплитных источников, что, в целом, согласуется с нашими наблюдениями [1, 2, 4, 5].

Авторы очень осторожны при геодинамической интерпретации полученных результатов, используя термин “надслэбовый”, который характеризует магматизм как активного субдуцирующего слэба, так и активизированного слэбового фрагмента после его отрыва от океанической плиты или пребывания в режиме стагнации. Но, по нашему мнению, этот термин, все же не совсем удачный, поскольку вносит определенную двусмысленность в интерпретацию результатов. Например, платобазальты Совгаванского поля (~6–4 млн лет), которые, несомненно, являются внутриплитными образованиями, характеризуются сравнительно высокими LILE/HFSE отношениями [1, 3, 6]. Но это свидетельствует лишь о том, что при их образовании в плавление были вовлечены участки мантии, метасоматически переработанные предшествующими позднемиоценовыми субдукционными процессами. Последнее подтверждает и закономерное уменьшение, до полного исчезновения, “надслэбовых” геохимических характеристик одновозрастных пород к западу, по мере удаления от Восточного Сихотэ-Алиня [3]. В южном Приморье наблюдается обратная закономерность – “надслэбовые” характеристики позднекайнозойских платобазальтов растут с востока на запад, что дает основание предполагать метасоматическую переработку мантии пермской субдукцией [6]. Достаточно сложно предполо-

жить присутствие в настоящее время фрагмента пермского слэба под южным Приморьем.

Термин “активизированный фрагмент слэба” также недостаточно ясен. Слэб или океаническая литосфера могут быть активными только при их погружении, когда последовательная дегидратация водных минералов приводит к метасоматической переработке надсубдукционной мантии, инициируя ее плавление. Фрагмент слэба после его разрушения и стагнации может быть активизирован в результате термальных процессов, например, связанных с подъемом глубинных плюмов. Но это может привести только к его плавлению, с появлением специфических адакитовых магм, до сих пор не диагностируемых в Восточном Сихотэ-Алине.

Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня, как правильно отмечают авторы, происходил на фоне разрушения субдуцирующей океанической плиты. В этом случае должны формироваться так называемые “субдукционные окна” [7] с внедрением океанических астеносферных диапиров в субконтинентальную мантию. Роль этого процесса в магмообразование в данной статье не рассматривается, хотя он достаточно хорошо диагностируется изотопными

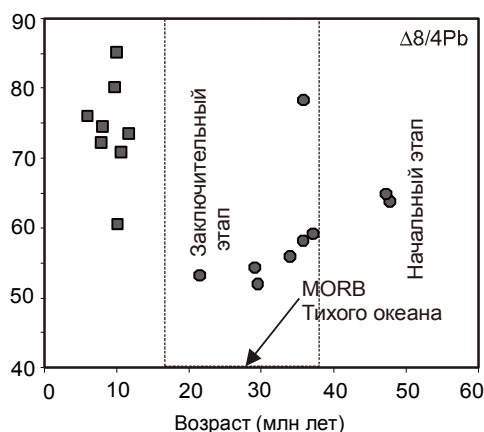


Рис. Изменение $\Delta 8/4Pb$ отношения в кайнозойских базальтах Восточного Сихотэ-Алиня со временем (неопубликованные данные Мартынова Ю.А.).

$\Delta 8/4Pb$ отношение характеризует отклонение измеренных значений $^{208}Pb/^{206}Pb$ в образцах от NHRL (линия средних составов океанических базальтов северного полушария).

данными. Краина Азиатского континента представляет собой границу двух крупных мантийных доменов Земли – океанических базальтов Индийского (континент) и Тихого океанов. С учетом этого, закономерное падение $\Delta 8/4\text{Pb}$ отношения в кайнозойских базальтах Восточного Сихотэ-Алиня в интервале ~40–20 млн лет назад (рис.), однозначно указывает на рост влияния океанической астеносферы в магмогенезисе, а следовательно, на существование в этот период времени разрывов субдукционной плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере северо-западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука. 1999. 215 с.
2. Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 58–79.
3. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 212–231.
4. Мартынов Ю.А., Ли Д. У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Геохимия и особенности формирования позднемиоценовых базальтов юга Корейского полуострова // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
5. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симоненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 282–303.
6. Чашин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В. и др. Изотопно-геохимическая характеристика позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 656–681.
7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 2007. С.240–243.

ХРОНИКА

УДК 551.46(265.2)

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
В 202 РЕЙСЕ НИС “ЗОННЕ”

Р. Герзонде¹, В.Н. Карнаух², М.С. Обрезкова²

¹Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бременхаузен, ФРГ

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041; e-mail: karnaukh@poi.dvo.ru

202 рейс германского научно-исследовательского судна “Зонне” (SO-202-INOPEX) начался 8 июля 2009 г. в порту Томакомаи (Япония) и завершился 28 августа 2009 г. в порту Пусан (Республика Корея). Руководитель экспедиции – доктор Райнер Герзонде (Rainer Gersonde), сотрудник Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), ФРГ. Рейс выполнялся в рамках проекта **Innovative North Pacific Experiment (INOPEX)**, который финансируется Германским министерством образования и исследований и возглавляется учеными AWI. Целью проекта является воссоздание основных этапов климатических изменений, происходивших в прошлом и охватывавших океан, атмосферу и континентальные льды (в течение ледниковых периодов) в северной части Тихого океана, на основе современных биохимических и палеоокеанографических методов. В проекте участвуют следующие страны: Германия, Япония, Канада, Россия, Китай, Швейцария, США.

Целью экспедиции являлось получение новых данных и проб по профилям в северной части Тихого океана и Беринговом море для понимания причин изменения климата.

В ходе выполнения работ решались следующие задачи.

1. Реконструкция изменений биологического производства, его режимов и экспорта биогенных компонентов в плейстоцене с целью понимания воздействия биологических процессов на биохимический круговорот и на изменение концентрации парниковых газов.

2. Реконструкция температуры приповерхностного слоя воды и солёности, распространения морского льда в северной части Тихого океана и Беринговом море в плейстоцене с целью понимания влияния физических параметров на распределение водных

масс, на процессы обмена между океаном и атмосферой, биологическое производство и распределение питательных веществ.

3. Документация процессов обмена между северной частью Тихого океана, прилегающими к нему окраинными морями и Северным Ледовитым океаном и их причастности к распределению водных масс, питательных веществ и биоты.

4. Исследование терригенного вноса в ходе смены теплых и ледниковых периодов с целью получения информации о моделях/схемах атмосферной и океанографической циркуляции и проекции этой информации на распространение ледового щита/ледников на границах с северной частью Тихого океана континенты.

5. Биологические и геохимические исследования в водной толще для понимания современных процессов биологического производства и возникновения палеобиологических и геохимических сигналов в осадках северной части Тихого океана.

6. Полученные в экспедиции результаты, в совокупности с новыми изотопно-химическими и геомагнитными методами датирования ледовых кернов, озерных (Сибирь) и морских (Атлантический океан и антарктические моря) отложений позволят провести высокоразрешающую временную корреляцию с климатическими временными сериями.

НИС “Зонне” имеет водоизмещение 4734 т. Длина судна – 97.6 м, ширина – 14.2 м. Важной особенностью конструкции судна является наличие дизель-электрической силовой установки, позволяющей без ограничений двигаться на минимально возможном ходу. Максимальная скорость – 12.5 узлов. Автономность – 50 суток. Судно оборудовано системами навигации и подруливающими устройствами, что позволяет с высокой точностью находиться в точке отбора проб. Корабль оснащен глубоководным



Рис. 1. Групповая фотография участников экспедиции 202 рейса НИС “Зонне”. В первом ряду слева Р. Герзонде.

эхолотом Simrad EM-120, глубоководным профилографом Parasound P70, гравиметрами, гидрологическими зондами, траловой лебедкой (длина троса 8000 м), кранами, компрессорами и спуско-подъемными устройствами, позволяющими выполнять практически любые виды геологических, геофизических и океанологических исследований. Экипаж – 25 чел., научный состав – 25 чел.

В экспедиции участвовали специалисты из восьми организаций (рис. 1):

- 1) Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Германия;
- 2) Бременский Университет, Германия;
- 3) Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН;
- 4) Федеративная политехническая школа, Геологический Институт, Швейцария;
- 5) Университет Тонгхи, Китай;
- 6) Университет провинции Квебек, Канада;
- 7) Обсерватория Земли Ламонт-Догетри при Колумбийском Университете, США;
- 8) Университет Риссо, Япония.

Во время проведения экспедиционных исследований было использовано следующее штатное судовое и привлеченное оборудование:

1. Многолучевой эхолот Simrad EM-120 (191 луч, ширина охвата до 150°, частота излучаемого сигнала 12 КГц).

2. Профилограф Parasound P70 (действие основано на параметрическом эффекте, способен работать в интервале глубин моря от 10 м до 10000 м, глубина проникновения в осадках – до 200 м, разрешающая способность – до 15 см).

3. Кастенлот (четырёхугольная трубка длиной до 18 м), кольбенлот (поршневая трубка длиной 20, 25 и 30 м), прямоточная трубка (длина 8, 10 и 15 м);

4. Пробоотборник мультикорер.

5. Гидрологический зонд SBE 911 и CTD с пробоотборной батометрической системой Rossete (24 батометра Нискина объемом 10 л).

6. Планктонная сеть (мультитрал), планктонная сеть Нансена.

Для решения поставленных задач были использованы следующие методы:

1. Акустические методы (многолучевой эхолот и профилограф) для изучения рельефа морского дна и структуры приповерхностного слоя осадков.

2. Отбор проб осадков осадочными колонками.

3. Отбор проб воды и фито- и микрозоопланктона в водной толще.

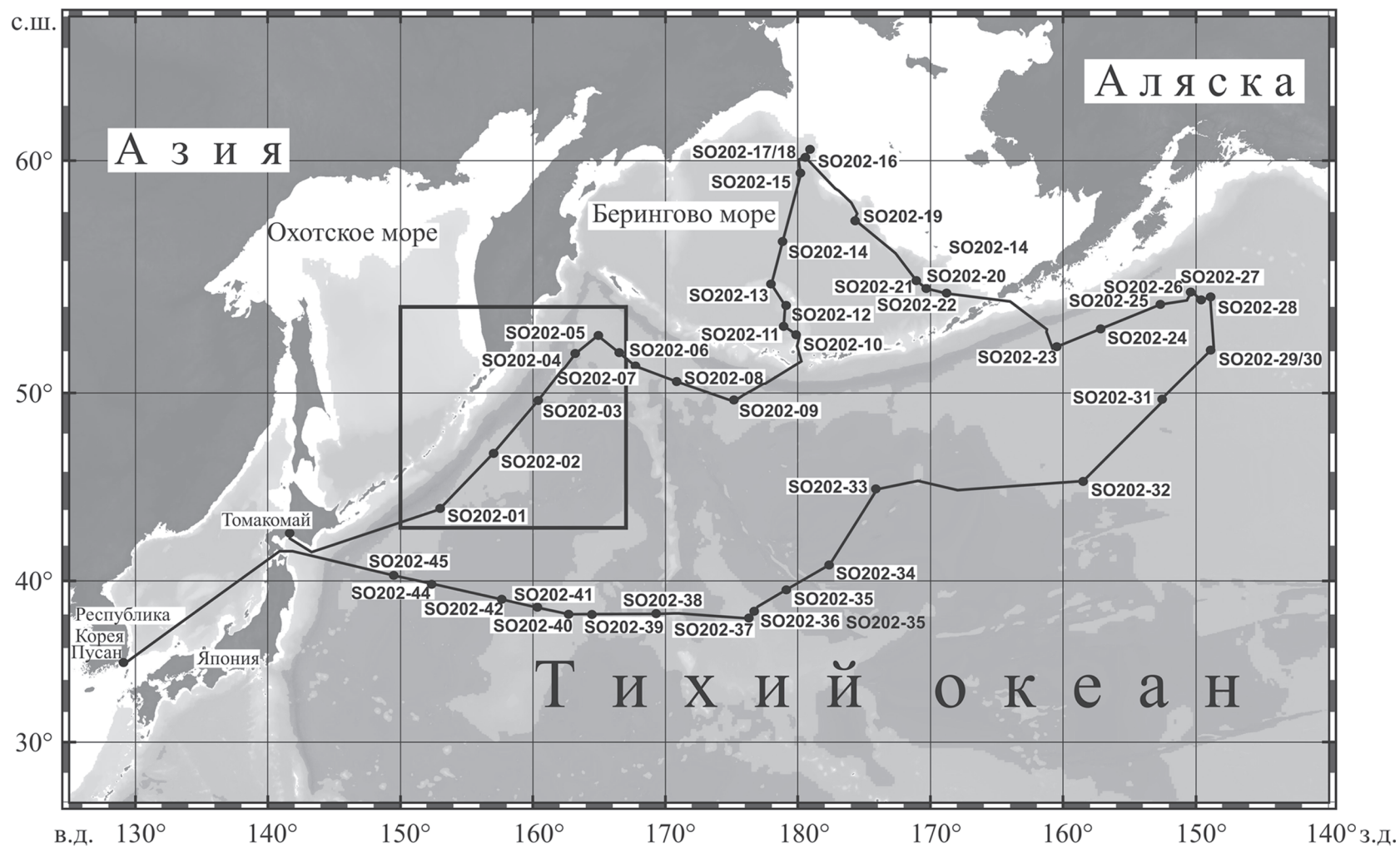


Рис. 2. Маршрут плавания и расположение станций в 202 рейсе НИС “Зонне”, 8 июля–28 августа 2009 г. Черным прямоугольником обозначен район работ в ИЗЗ РФ.

4. Определение параметров водной толщи (электропроводность, температура), отбор проб морской воды.

С российской стороны для выполнения экспедиционных исследований были приглашены два сотрудника ТОИ ДВО РАН – Карнаух В.Н. (зав. лабораторией сейсмических исследований) и Обрезкова М.С. (н.с. лаборатории геологических формаций).

Для проведения морских научных исследований в пределах исключительной экономической зоны (ИЭЗ) Российской Федерации было получено разрешение Федерального агентства по науке и инновациям РФ № 32 от 26 марта 2009 г. В ИЭЗ РФ, охватывающей часть Тихого океана, примыкающей к Курило-Камчатскому желобу и в районе горы Мейдзи, исследования выполнялись в период с 10 по 17 июля 2009 г. В период с 17 июля по 3 августа 2009 г. работы проводились в ИЭЗ США в части Тихого океана к югу от Алеутского желоба, в районе горы Детройт, дрейфа Мейдзи, гор Сириус и Паттон, в Беринговом море – на хребте Бауэрса, плато Умнак и на материковом склоне в восточной части моря. В дальнейшем исследования проводились в международных водах в полосе между 54° и 37° с.ш. в районе горы Гибсон, трогов Чинук и Императорского, возвышенности Хесса и поднятия Шатского до прекращения работ 23 августа 2009 г. при входе в ИЭЗ Японии.

В ходе выполнения программы исследований был получен большой объем новых геофизических, геологических, биологических и океанологических данных. При проведении эхолотной съемки и сейсмоакустического профилирования было отработано 6677 миль (12360 км) геофизических профилей (рис. 2). На 45 станциях был выполнен отбор проб осадков, воды и планктона. Выполнены гидрологические исследования с использованием зонда SBE 911, CTD и батометрической системой Rossete на 8

станциях до дна моря и на 22 станциях до глубины 1000 м. Параллельно с гидрологией выполнялся отбор образцов планктона планктонной сетью. Дополнительно, на 22 станциях в интервале глубин 0–100 м была использована планктонная сеть Нансена. Во время движения судна отобрано 67 образцов планктона в приповерхностном слое воды. На 38 станциях с помощью мультикорера произведен отбор проб приповерхностного слоя осадков. Выполнен отбор проб осадков с помощью кастенлота (5 станций), кольбенлота (44 станции) и прямооточной трубкой (3 станции). Общая длина керна осадков, полученных в экспедиции, составляет 831 м. Предварительный стратиграфический анализ показал, что наиболее древние осадки были отобраны на станции 34 (рис. 2) и их возраст равен 3.5 млн лет.

В ходе выполнения исследований в ИЭЗ РФ, в части Тихого океана, прилегающей к Курильским островам, была изучена безымянная подводная гора, возвышающаяся над дном котловины на высоту около 1100 м. Основание горы имеет размер 10×11 км, а координаты вершины – 156° 44.8 в.д. и 46° 47.0° с.ш. По предложению доктора Г.В. Шенке (AWI), являющегося председателем подкомитета по наименованию подводных форм международной неправительственной организации GEBCO, данной подводной структуре предлагается присвоить название “Гора Сваричевского”, по имени известного дальневосточного ученого-геоморфолога, внесшего значительный вклад в дело изучения рельефа дна морей и океанов. В настоящее время это предложение находится в стадии утверждения.

Обработка и интерпретация полученных данных планируется с участием российских специалистов из Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

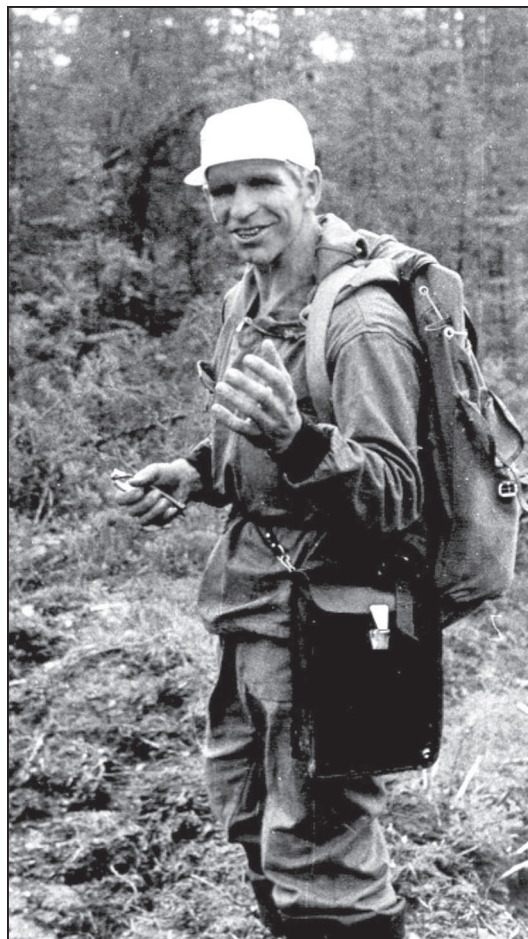
ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА ДМИТРИЕВИЧА МЕЛЬНИКОВА

(1941–2010)

2 апреля 2010 г. на 70-м году ушел из жизни замечательный человек, заслуженный геолог России, доктор геолого-минералогических наук, профессор Амурского государственного университета Мельников Владимир Дмитриевич.

Владимир Дмитриевич родился в г. Уфе 25 января 1941 г. В 1963 г. окончил Свердловский горный институт по специальности геологическая съемка и поиски полезных ископаемых. После службы в армии с 1965 по 1969 гг. работал младшим научным сотрудником Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР (г. Владивосток), а в 1968 г. окончил очную аспирантуру. В 1969–1975 гг. стал заведующим Амурской лаборатории геологии золота того же института в г. Благовещенске. В 1970 г. ему присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. В 1975 г. переехал в г. Хабаровск и работал старшим научным сотрудником в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В 1980 г. В.Д. Мельников возвратился в г. Благовещенск, где по 1982 г. работал в качестве старшего научного сотрудника АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР, а с 1982 по 1992 гг. стал организатором и руководителем Амурского отдела комплексных исследований Дальневосточного института минерального сырья. С 1992 по 2005 год он работал начальником Амурского территориального геологического фонда в составе Амургеолкома, Комитета природных ресурсов, Амурского ТФГИ, а также начальником отдела компьютерной информации. В 1995 г. ему присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. С 2005 г. и до конца жизни В.Д. Мельников – профессор кафедры геологии и природопользования Амурского государственного университета. Владимир Дмитриевич был талантливым преподавателем и педагогом и прививал студентам не только профессиональные навыки, но и любовь и интерес к геологии.



В.Д. Мельников являлся крупным ученым, его исследования посвящены изучению закономерностей размещения россыпных и коренных месторождений золота Дальнего Востока, минеральных ресурсов Амурской области, условий формирования золотоносных россыпей и перспективам россыпной и коренной золотоносности Амурской области. Владимир Дмитриевич занимался историей открытия минеральных месторождений Амурской области, проблемами региональной рудологии Приамурья и исследованиями геологической позиции крупных эндогенных месторождений золота Приамурья. В последнее время серьезно увлекся принципами построения системы условных знаков горных пород, разработками универсальных условных знаков пород и широким внедрением и использованием их в практической и производственной картографии.

С его участием произведена переоценка россыпного потенциала Амурской области. В.Д. Мельников – один из авторов и участник подготовки программы “Программа развития золотодобычи в Амурской области до 2000 года” на всех этапах ее создания. Реализация программы позволила Амурской области даже в условиях перестройки увеличить золотодобычу при падении её в других регионах.

В.Д. Мельников внес весомый вклад в развитие учения о геологии золота, где им предложена модель формирования золотоносных узлов по периферии блоков воздымания. Он автор формационной классифика-

ции золоторудных месторождений на структурно-вещественной основе (как ассоциаций золотоносных пород). Он обосновал таксономическую равноправность гидротермалитов с основными классами горных пород (магматитами, седиментитами и метаморфитами) и предложил их систематику. На примере Амурской области и всего Дальнего Востока оценил взаимосвязи эндогенной (преимущественно гидротермалитовой) и экзогенной (россыпной) золотоносности и дал прогнозную оценку большинству золотоносных узлов региона.

Многочисленные монографии, автором и соавтором которых являлся Владимир Дмитриевич: “Золотоносные гидротермалитовые формации”, “Платина Амурской области”, “Россыпи золота Амурской области”, “Золотодобытчики Приамурья” и многие другие – вошли в золотой фонд научных трудов Академии наук и послужат основой для дальнейших исследований золото- и платиноносности Амурской области. Научные разработки В.Д. Мельникова получили практическую реализацию в виде открытия крупнейшего в Амурской области Покровского золоторудного месторождения.

За достигнутые успехи в работе В.Д. Мельников награжден медалями “За освоение целинных земель” (1957), “За доблестный труд” (1970) и “За трудовую доблесть” (1986). В 1995 г. он удостоен почетного звания “Заслуженный геолог РФ”.

Добрая память о Владимире Дмитриевиче Мельникове навсегда сохранится в сердцах тех, кому посчастливилось с ним общаться, работать и дружить.

*Коллеги, друзья, ученики
Коллективы Амурского государственного университета,
Амурского территориального геологического фонда,
Амурнедра Минприроды России, ИГиП ДВО РАН*

КОНСТАНТИН ФЕДОРОВИЧ СЕРГЕЕВ

(1931–2010)

29 апреля 2010 ушел из жизни Константин Федорович Сергеев. Он родился 25 июля 1931 г. в деревне Майково Горицкого района Калининской (ныне Тверской) области в простой крестьянской семье. Детство его, как многих его современников, было омрачено суровыми, беспредельно тяжелыми, полуголодными военными и первыми послевоенными годами, гибелью на войне отца в 1942 г. Добротное крестьянское происхождение и жизнь в деревне в раннем детстве наградили мальчика завидным здоровьем, отменным трудолюбием, разносторонней любознательностью, непреклонной целеустремленностью и упорством в достижении поставленных перед собой благих целей. Вопреки всем горестям, невзгодам и утратам военно-послевоенных лет, он с серебряной медалью заканчивает в 1950 г. десятилетнюю Горицкую школу и поступает в Московский авиационный институт (МАИ). Однако, проучившись там всего лишь год, он вынужден был из-за отсутствия достаточных средств для лечения заболевшей сестры сменить профиль своей будущей профессии с романтики воздушной на (утилитарно)-наземную – перевестись из МАИ в ЛГИ – Ленинградский горный институт, где стипендия на первом курсе была в то время выше, чем в большинстве других высших учебных учреждениях страны.



По окончании нефтяного факультета ЛГИ по специальности “Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений” (1956) из многих мест, предложенных комиссией по распределению, в том числе даже в столичные учреждения, молодой горный инженер геолог-нефтяник К.Ф. Сергеев выбрал самый отдаленный район Советского Союза – о. Сахалин. В сентябре 1956 г. с группой однокашников-выпускников ЛГИ он прибыл в г. Оху. Три года работы в полевой сейсмологической партии организации “Дальморнефтегеофизика” позволили ему не только познакомиться с геологией Сахалина, впервые побывать на Курильских островах, поразивших его воображение дикой и величественной красотой, своеобразием геологического строения и загадочностью своего происхождения. Именно этим интересом, вероятно, объясняется переезд К.Ф. Сергеева весной 1959 г. из Охи в пос. Новоалександровск (близ г. Южно-Сахалинска), и поступление его на работу в Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт (СахКНИИ) АН СССР (ныне Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН) в лабораторию рудной геологии на должность младшего научного сотрудника. С этого года начинается самый значительный период в его профессиональной деятельности: мощный поступательный рост от младшего научного сотрудника до директора, от защиты кандидатской в 1964 г. и докторской в 1975 диссертаций до избрания в 1979 г. членом-корреспондентом АН СССР по специальности “Геология”.

Научное направление исследований К.Ф. Сергеева было связано, в основном, с решением проблем сочленения Евразийского континента с впадиной Тихого океана. Им выполнен цикл работ, позволивших охарактеризовать строение, вещественный состав и эволюцию земной коры северо-западного сектора переходной от Евразии к Тихому океану зоны. Главными объектами исследований являлись островные системы и глубоководные котловины окраинных морей. На протяжении более 30 лет он изучал стратиграфию, историю магматизма, тектонику Курильской островной системы и смежных с ней районов островной и полуостровной суши Сахалина, Камчатки и Командорских островов, проанализировал и обобщил данные по указанным вопросам, касающиеся других островных систем периферии Тихого океана.

Полученные материалы легли в основу концепции о геологической природе островных систем обрамлений Тихоокеанской впадины, и на ней базируются последующие геолого-геофизические работы на Курильских островах.

Большой обобщающей работой явился геолого-геофизический Атлас Курильской островной системы, подготовленный и изданный под редакцией К.Ф. Сергеева.

В структуру Атласа входят физиографические, геологические, геофизические, геодинамические и металлогенные карты, отражающие современный облик островодужных поднятий и глубоководных прогибов, вещественный состав доостроводужных и островодужных комплексов, структуру поверхности гетерогенного акустического фундамента с попыткой прогнозирования геологического возраста пород, обнажающихся на дне, характеристики современной активной системы.

В последние годы К.Ф. Сергеев много работал в области геомеханики. Им разработана альтернативная имеющей хождение “Теории упругости” концепция, основное содержание которой изложено в цикле монографических работ. Одна из последних – монография “Введение в материалистическую теорию упругости” (1998 г.).

В 1997–1998 гг. под редакцией К.Ф. Сергеева издан монографический цикл фундаментальных и прикладных научных работ “Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией”, который представляет серию научных трудов сотрудников Института морской геологии и геофизики, изложенных в 8-ми томах. В нем приведены результаты исследований, выполненных за последние 10–15 лет и обозначены пути дальнейшего научного поиска по разрабатываемым проблемам. В активе К.Ф. Сергеева более 300 научных статей и 11 монографий.

К.Ф. Сергеев много внимания уделял подготовке кадров высшей квалификации. Под его руководством 12 человек защитили кандидатские диссертации и 3 – докторские. Можно сказать, что он имел свою научную школу.

Как специалист К.Ф. Сергеев давно заслужил международное признание. Неоднократно он представлял Советскую, а ныне Российскую науку за рубежом: участвовал в работе симпозиумов, выступал с научными докладами и лекциями в Японии, Китае, Корее, США и во Франции.

К.Ф. Сергеев умело сочетал научную работу с научно-организационной и общественной деятельностью. Он входил в состав Объединенных ученых советов ДВО РАН “по геологии, геофизике, геохимии и горным наукам” и “океанологии”, возглавляет научный совет отделения по проблеме “Цунами”. Он был членом редколлегии журнала “Тихоокеанская геология” и являлся членом Отделения РАН по геологии, геофизике, геохимии и горным наукам.

В 1993 г. К.Ф. Сергеев был избран академиком Российской Академии инженерных наук, а в 1997 г. – академиком Международной Академии минеральных ресурсов. В последние годы на общественных началах он руководил Сахалинским филиалом Дальневосточного отделения Международной Академии минеральных ресурсов и Сахалинским филиалом Национальной Академии прикладных наук.

За успехи в трудовой деятельности К.Ф. Сергеев награжден юбилейной медалью “За доблестный труд” в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина, орденом “Трудового Красного знамени”, медалью Министерства геологии “За заслуги в разведке недр”, золотым значком и дипломом “За активное участие в подготовке и проведении XXVII Международного геологического конгресса”, памятной медалью МГК СССР “За выдающийся вклад в выполнение международных геофизических проектов”. В 1996 г. труды К.Ф. Сергеева отмечены “Дипломом № 1” имени крупнейшего русского геолога и общественного деятеля академика Александра Петровича Карпинского “За выдающийся вклад в отечественную геологию” и правительственной наградой – медалью “300 лет Российскому флоту” за достигнутые успехи в изучении океана. В 1997 г. Бюро Совета космонавтики России отметило труды К.Ф. Сергеева в области теории упругости, имеющие прикладное значение в космонавтике при расчете оптимальной формы тел, движущихся в атмосфере, гидросфере и внутри Земли, медалью имени академика В.В. Макеева. В 1998 г. правительство России оценило его труд очередной наградой – Орденом Почета. И наконец, в 1998 г. его заслуженная коллекция наград и знаков отличия пополнилась еще двумя международными знаками признания, а именно: из Англии прибыла нагрудная медаль “Кто есть кто”, выпущенная залом Всемирной славы Кембриджского интернационального биографического центра; из США – символ международного престижа, посвященный известным людям планеты (научный Оскар) и диплом. Ученым Советом Американского биографического института дважды избирался (1997 и 2000 гг.) “Человеком Года” в области науки, им же в 2000 г. К.Ф. Сергеев удостоен титула “Выдающийся человек XX столетия (века)”. В 2008 г. ему присвоено звание “Почетный гражданин Сахалинской области”.

В обращении с сотрудниками института К.Ф. Сергеев был прост, доступен, вежлив и справедлив. С именем Константина Федоровича связана целая эпоха научного развития геологических и геофизических исследований на территориях и акваториях Дальнего Востока.

Коллектив Института морской геологии и геофизики глубоко скорбит о кончине Константина Федоровича, выдающегося ученого, наставника и незаурядного человека.

Коллектив института, редколлегия

ЧЕРКАСОВ РАТМИР ФЕДОРОВИЧ

(1936–2010)

22.04.2010 скончался старейший сотрудник Института тектоники и геофизики ДВО РАН, в.н.с. лаборатории тектоники к.г.-м.н., крупнейший специалист по стратиграфии и тектонике нижнего архея, структурным проблемам глобальной тектоники и общей минерагении, активный участник создания серии терминологических справочников по тектонике, стратиграфии, минерагении, отмеченных Бронзовой медалью ВДНХ, член Постоянной Комиссии по нижнему докембрию Межведомственного стратиграфического комитета России, автор и соавтор более 230 публикаций и 30 отчетов **ЧЕРКАСОВ РАТМИР ФЕДОРОВИЧ**.

Вся жизнь Ратмира Федоровича была посвящена научной, научно-организационной и общественной работе. Его интересы простирались далеко за пределы Земли в геологии и за пределы геологии в науке. Он был оригинальным мыслителем и человеком энциклопедических знаний. Ратмир Федорович был интереснейшим собеседником и хорошим руководителем. Его отличали спокойствие, благожелательность, сочувствие, простота, мудрость и скромность. Ратмир Федорович Черкасов был исключительно трудолюбивым, бескорыстным и самоотверженным учёным, подвижником науки. Он жил, словно забыв о себе, в непрестанном поиске новых научных истин. Его труды были замечены и оценены по достоинству. Ратмир Федорович оставил после себя самое лучшее, что может оставить живущий на Земле человек тем, кто будет жить дальше – великое духовное наследие. Это – добытые кропотливым, старательным, усердным и непрестанным умственным трудом новые знания и светлые, глубокие, далеко опережающие время мысли. Они будут долго освещать тернистый путь грядущим поколениям исследователей Земли и планет Солнечной галактики, тем ученым, которые не ищут в науке широкой столбовой дороги, почестей, наград и званий, а прокладывают собственную тропу к сияющим вершинам истин своими праведными трудами, как это делал Черкасов Ратмир Федорович.

Светлая память о Ратмире Федоровиче Черкасове, замечательном Человеке, труженике и светоче науки, выдающемся геологе и ученом-энциклопедисте, нашем коллеге и товарище, останется в наших сердцах.



Коллектив Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН