Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило
Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН)

На правах рукописи

Брынько Инесса Валерьевна

«Пермские отложения юго-восточной части Омолонского массива: изотопная хемостратиграфия, U-Pb датирование и геохимические особенности»

Специальность: 25.00.01 «Общая и региональная геология»

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-минер. наук, доцент
Бяков А. С.

Магадан 2021

Оглавление

Введение……3

Глава 1. Очерк истории изучения пермских отложений Омолонского массива……9

Глава 2. Стратиграфия и литология……..…13

2.1. Современная стратиграфическая схема перми Северо-Востока Азии……13

2.2. Характеристика региональных стратонов пермских отложений юго-восточной части Омолонского массива……..18

2.3. Описание разрезов……21

2.3.1. Разрез по р. Мунугуджак……...21

2.3.2. Разрез по р. Русская-Омолонская……..24

2.3.3. Разрез по руч. Водопадный……30

2.3.4. Разрез по руч. Федоровский……...36

2.4. Петрографическая характеристика основных типов пермских пород юго-восточной части Омолонского массива ……38

2.5. Типичные ихнофоссилии юго-восточной части Омолонского массива……..…49

Глава 3. Изучение стабильных изотопов стронция, углерода и кислорода……...54

3.1. Изотопные исследования стронция……..54

3.2. Изотопные исследования углерода……...64

3.3. Изотопные исследования кислорода……71

Глава 4. Определение U-Pb возраста цирконов из туфогенных пород перми……....73

Глава 5. Геохимическая характеристика отложений……..86

5.1. Терригенные отложения……87

5.2. Карбонатные отложения……..104

Глава 6. Обстановки осадконакопления и палеогеография……108

Заключение……118

Список литературы……120

Введение

Актуальность исследования

Омолонский массив (микроконтинент) – главнейший тектонический элемент в структуре мезозоид Северо-Востока Азии. Пермские отложения массива входят в состав его чехла, характеризуются широким спектром фаций – от терригенных и глинистых до карбонатных и содержат многочисленные и разнообразные остатки фауны беспозвоночных. Именно поэтому Омолонский массив является стратотипической местностью для всех региональных стратонов пермской системы.

Однако, несмотря на многолетнее изучение пермских отложений массива, существует ряд нерешенных вопросов, среди которых, прежде всего, следует назвать недостаточную обоснованность корреляции подразделений Региональной стратиграфической шкалы (РСШ) с Общей (ОСШ) и Международной (МСШ) стратиграфическими шкалами. Это обусловлено тем, что обоснование границ ярусов МСШ проводится преимущественно по конодонтам, остатки которых почти не известны в пермских отложениях Омолонского массива. Другая важная группа фауны – аммоноидеи, которая может быть использована для межрегиональной корреляции, характеризуется значительным эндемизмом и редкой встречаемостью. Кроме того, в большей части среднепермских и верхнепермских отложениях остатки аммоноидей вообще не известны. Что касается корреляции РСШ с ОСШ, то, учитывая преимущественно континентальный характер отложений на Восточно-Европейской платформе, где установлены ее стратоны, проблема корреляции с ней стоит еще более остро [Бяков и др., 2017, 2020]. Поэтому встает вопрос использования других (не биостратиграфических) инструментов для проведения межрегиональной корреляции и, в частности, современных методов изотопной хемостратиграфии и прецизионного U-Pb датирования цирконов из синхронных осадконакоплению туфов.

До работ автора Д. С. Кашиком и др. [1990] была проведена реконструкция особенностей пермского осадконакопления Омолонского бассейна традиционными методами (с использованием полевого изучения текстур пород, описанием шлифов, изучением элементной геохимии, а также минералов тяжелой фракции и определением соотношения Ca/Mg для выявления палеотемператур бассейна). В последнее время появился ряд новых геохимических методов, в частности, использование породообразующих, малых и редкоземельных элементов как индикаторов особенностей седиментогенеза. Также до сих пор остается дискуссионным вопрос о геодинамической природе Омолонского бассейна, что может быть решено, в том числе, и с применением методов современной геохимии, поэтому возникла необходимость их использования для прояснения этих вопросов.

Цель исследования

Основными целями работы являются: уточнение корреляции РСШ перми Колымо-Омолоно-Чукотского региона со стратонами МСШ и реконструкция обстановок пермского осадконакопления юго-восточной части Омолонского бассейна на основе интерпретации геохимических, радиоизотопных и литологических данных.

Научные задачи:

1. Уточнение возраста региональных стратонов перми на основе новых U-Pb SHRIMP-датировок цирконов из туфогенных пород.

2. Установление особенностей осадконакопления и проведение межрегиональных корреляций пермских отложений юго-восточной части Омолонского бассейна на основании изучения изотопных характеристик $\delta^{13}C_{карб}$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$.

3. Реконструкция обстановок формирования и источников обломочного материала для пермских отложений Омолонского бассейна по результатам изучения их литолого-геохимических особенностей, ихнофоссилий, а также разновозрастных популяций детритовых цирконов.

Фактический материал и методы исследований

Фактический материал, послуживший основой для диссертационной работы, был собран автором в 2014–2015 гг. в ходе полевых работ, проведенных в составе отряда СВКНИИ ДВО РАН в юго-восточной части Омолонского массива и его юго-восточном обрамлении. Объектами изучения стали четыре разреза пермских отложений, расположенные в бассейне р. Омолон (крупный правый приток р. Колыма), по рр. Мунугуджак, Русская-Омолонская и руч. Водопадный (басс. р. Гижига), а также по руч. Федоровский (басс. р. Парень). В ходе полевых работ проводилось послойное описание разрезов с составлением стратиграфических колонок, сбор остатков фауны и ихнофоссилий и отбор образцов на различные виды исследований, в том числе для изготовления петрографических шлифов и изучения литохимии. Основное внимание было уделено отбору проб для изотопных исследований стронция, углерода и кислорода как из вмещающих карбонатов, так и из раковинного вещества брахиопод, а также поиску и опробованию туфогенных разностей пород для U-Pb SHRIMP-датирования цирконов.

В дальнейшем было изучено и проинтерпретировано:

1) около 200 петрографических шлифов: из алевролитов, песчаников, колымиевых известняков, туффитов, туфоалевролитов, диамиктитов. Петрографическое изучение

проводилось с использованием поляризационного микроскопа Motic BA 300 Pol. Особое внимание уделялось образцам с примесью пирокластического материала, как наиболее перспективным для проведения U-Pb датирования;

2) 158 результатов химического анализа, проведенных рентгенофлуоресцентным методом (РФА) из глинистых и карбонатных разностей, а также включений в диамиктитах гижигинской свиты. Определение главных элементов пород осуществлялось рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на приборе СРМ-25 (спектрометр рентгеновский многоканальный). Для аналитического изучения отбирался наименее преобразованный материал;

3) 67 проб из глинистых и карбонатных разностей пород для исследования примесных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Изучение примесных элементов проводилось с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) на приборе Agilent 7700x и в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на приборе Elan 9000;

4) 35 образцов из всех стратиграфических интервалов на изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ из раковин брахиопод (преимущественно спириферид хорошей сохранности): 7 – из разреза по р. Русская-Омолонская, 16 – из разреза по руч. Водопадный, 12 – из разреза по р. Мунугуджак. Определение соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в раковинах брахиопод было также выполнено в университете Лидса, Великобритания, на термоионизационном масс-спектрометре Triton. Кроме предварительной визуальной оценки, исключавшей перекристаллизацию раковинного вещества, практически все образцы прошли термолюминесцентный тест-контроль, показавший полную пригодность почти всех образцов для аналитических исследований. Методом ICP-MS были измерены содержания Ca, Mg, Sr и Fe, показавшие очень высокие содержания Ca и очень низкие – Mg (Mg/Ca от 0.0011 до 0.0080), сравнимые с содержаниями этих элементов в раковинах современных моллюсков [Бяков и др., 2019];

5) 111 образцов на изотопные характеристики $\delta^{13}C_{карб.}$ и $\delta^{18}O_{карб.}$ практически из всех стратиграфических интервалов: 45 – из разреза по р. Русская-Омолонская; 39 – из разреза по р. Мунугуджак, 27 – из разреза по руч. Федоровский. Образцы были отобраны как из вмещающих пород – колымиевых известняков, так и из раковин брахиопод. Определение соотношения $\delta^{13}C_{карб.}$ и $\delta^{18}O_{карб.}$ было выполнено в университете Лидса (Великобритания) как из раковин брахиопод, так и из вмещающих пород – колымиевых известняков, визуально не подверженных вторичным изменениям (перекристаллизация, ожелезнение и т.д.). Для определения изотопного состава был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-

спектрометр Delta V Advantage и установку Gas Bench II. Все полученные значения изотопов приводятся в промилле, относительно стандарта PDB;

6) четыре пробы цирконов, для которых методом SHRIMP-II было проведено U-Pb датирование (всего было отобрано 10 проб на датирование, но только в четырех обнаружены цирконы). Эти исследования проводились в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» на ионном микрозонде SRHIMP-II по стандартной методике, изложенной в [Williams, 1998]. Критерием отбора конкондартных дат служил диапазон дискордантности (D) от –10 до 10. Построение графика с конкордией выполнялось с использованием программы ISOPLOT/EX версии 3.75 [Ludwig, 2001].

Научная новизна

Научной новизной работы являются результаты U-Pb датирования пермских отложений Омолонского массива, позволившие уточнить возраст стратонов РСШ в их стратотипах и их корреляцию с МСШ. Изучение изотопии стронция является пионерным не только для пермских отложений Омолонского массива, но для всех осадочных образований региона и сопредельных территорий.

Впервые проведена реконструкция условий и источников пермского осадконакопления Омолонского бассейна с использованием различных геохимических методов и анализа разновозрастных популяций детритовых цирконов, а также ихнофоссилий.

Защищаемые положения:

1. Возраст нижней границы омолонского регионального надгоризонта на Омолонском массиве определен в 275 ± 2.5 млн лет (U-Pb датирование цирконов из туфогенных разностей). Подтвержден кепитенский возраст гижигинского горизонта (265 ± 3 млн лет), что согласуется с ранее сделанными палеонтологическими оценками и с прецизионным датированием методом CA-ID-TIMS в Аян-Юряхском и Охотском бассейнах.

2. Вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ по разрезу пермских отложений Северо-Востока Азии демонстрируют хорошую корреляцию с известным мировым трендом этого соотношения. Для отложений гижигинского горизонта (кепитенский век) установлены два минимума $^{87}Sr/^{86}Sr$, аналоги которых фиксируются и в экваториальных палеобассейнах.

3. Анализ петрографических, геохимических и изотопных данных свидетельствует, что обломочный материал в Омолонский бассейн поступал из трех основных источников вещества: пермской Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, докембрийского фундамента Омолонского массива и девонских вулканитов кедонской серии.

Теоретическая и практическая значимость

Показано, что методы изотопной хемостратиграфии и U-Pb изотопного датирования могут быть использованы для корреляции пермских отложений РСШ и МСШ.

Примененный комплексный подход к изучению пермских пород Омолонского массива может быть использован для аналогичных исследований в близких по строению и истории развития регионах.

Проведенные исследования имеют и прикладное значение. Использование современных методов хемостратиграфии: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C_{карб.}$, и U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов из осадочных образований позволяет провести корреляцию между стратонами МСШ и РСШ. Полученные результаты могут быть применены для дальнейшего совершенствования РСШ Колымо-Омолоно-Чукотского региона, а также в геологической практике при проведении разномасштабных работ по региональному изучению недр.

Личный вклад. Основная часть исследований проводилась при непосредственном участии автора. Фактический материал, послуживший основой для диссертационной работы, был собран автором в 2014–2015 гг. в ходе полевых работ, проведенных в составе отряда СВКНИИ ДВО РАН в юго-восточной части Омолонского массива и его юго-восточном обрамлении в рамках работ по доизучению разрезов перми для составления листа P-58 Государственной геологической карты м-ба 1:1000000 третьего поколения. В ходе полевых работ проводилось послойное описание разрезов, отбор образцов для изготовления шлифов и изучения литохимии. Основное внимание было уделено отбору проб для изотопных исследований стронция, углерода и кислорода как из вмещающих карбонатов, так и из раковинного вещества брахиопод, а также поиску и опробованию туфогенных разностей пород для U-Pb SHRIMP-датирования цирконов. Автором самостоятельно проведено петрографическое описание шлифов, интерпретация геохимических данных с построением необходимых диаграмм. Автор также принимала участие в обработке и интерпретации результатов изотопных исследований.

Апробация работы и публикации

Результаты исследований были доложены на Международном конгрессе по карбону и перми (2019 г., Германия, Кёльн), на Международной молодежной стратиграфической конференции Головкинского (2020 г., Россия, Казань); всероссийских конференциях – «Верхний палеозой России» (2017, 2019 г., Казань, Россия), «Чтениях памяти академика Симакова» (2015, 2017 г., Магадан, Россия), III Всероссийской конференции, посвященной памяти А. П. Васьковского (2016 г., Магадан, Россия), региональных конференциях – «Научная

молодежь – Северо-Востоку России» (2016, 2018, 2020 г., Магадан, Россия), «Идеи… гипотезы… поиск…» (2015, 2016, 2018 г., Магадан, Россия), форуме «Наука Северо-Востока России: фундаментальные и прикладные исследования в Северной Пацифике и Арктике» (2020 г., Магадан, Россия).

По теме диссертации подготовлены и опубликованы 7 статей в рецензируемых журналах, рекомендуемых ВАК.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю д. г.-м. н. А. С. Бякову за общее руководство и терпение, приобретенные мною знания, поддержку при написании диссертационной работы на всех ее этапах. Выражаю искреннюю благодарность И. Л. Ведерникову за ценные консультации, замечания и помощь при проведении полевых работ. За критические замечания и консультации автор благодарит д. г.-м. н. В. В. Акинина, д. г.-м. н. А. С. Алексеева, к. г.-м. н. В. Г. Ганелина, д. г.-м. н. И. Л. Жуланову, д. г.-м. н. Ю. Д. Захарова, к. г.-м. н. Т. И. Михалицыну, к. г.-м. н. А. И. Малиновского, Г. О. Ползуненкова, к.г. -м.н. Т. В. Филимонову.

Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке РФФИ проекты (№ 14-05-00217; 15-55-10007; 17-05-00109; 20-05-00604), в которых соискатель участвовал в качестве исполнителя, а также Молодежного гранта губернатора Магаданской области в 2019 г.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения, списка литературы. Работа объемом 133 страницы, включает в себя 58 рисунков, 6 таблиц. Список литературы содержит 168 источников.

Глава 1. Очерк истории изучения пермских отложений Омолонского массива

Первые достоверные сведения о морских верхнепалеозойских образованиях Омолонского массива получены в результате проведенных в 1929–1930 гг. маршрутных исследований С. В. Обручева в составе Колымской экспедиции. Маршруты проходили по водоразделу рр. Омолон и Коркодон, по долинам рр. Русская-Коркодонская и Русская-Омолонская и дали первые представления о строении территории. С. В. Обручев собрал огромный фактический материал, который позволил выделить отложения практически всех систем фанерозойского эона, в том числе и пермскую [Геология СССР, 1970]. В 1934 г. Б. К. Лихарев, изучивший палеонтологическую коллекцию С. В. Обручева, выделил отложения нижней перми [Лихарев, 1934].

В октябре 1931 г. был организован Государственный трест «Дальстрой», одной из задач которого было промышленное освоение региона. Позднее здесь широко развернулись геологические исследования, с каждым годом включающие все новые районы этого огромного края, при этом акцент был сделан на поиски золота. В дальнейшем уделялось внимание и другим геологическим направлениям, в частности, изучению стратифицированных, в точности пермских отложений.

В 1935–1936 гг. на правобережье Колымы, ниже устья р. Коркодон работала Ороёкская экспедиция, которая выполняла мелкомасштабные (1: 500 000) геолого-рекогносцировочные маршруты. Геологами С. Д. Раковским, Л. А. Снятковым, Б. А. Снятковым, В. Е. Роженцовым, П. Н. Спиридоновым, Л. Я. Синицыным, Ю. Г. Федоровичем были закартированны породы палеозоя [Геология СССР, 1970].

В 1936–1938 гг. Омолонской экспедицией под руководством Ф. К. Рабинович и С. В. Новикова была закартирована значительная часть бассейна р. Омолон, в том числе и пермские отложения.

С 1939 г. в геологические фонды начинали поступать многочисленные официальные отчеты о работе геолого-поисковых отрядов различного масштаба (1:25 000, 1:50 000, 1:200 000). Причем это только итоговые отчеты, которые обобщали результаты, накопленные за несколько лет работы, так что количество отрядов, работавших на территории в то время, было гораздо больше. Основываясь на среднемасштабных геолого-съемочных работах, В. А. Цареградский [Цареградский, 1945] доказал широкое распространение средне-верхнепермских отложений и сформулировал общие представления о пермской стратиграфии Северо-Востока с детальностью до отдела.

В 1939 г. в Магадане в Геологоразведочном управлении «Дальстроя» был создан научно-исследовательский отдел (впоследствии разделен на научно-методический и сводных карт).

Здесь исследование перми начал Ю. Н. Попов и позднее продолжил В. М. Заводовский. В этот период широко дискутировался вопрос о присутствии на Северо-Востоке верхнепермских отложений. Монографическим изучением пермской фауны, собранной после 1940 г., занимались: фораминиферами – А. Д. Миклухо-Маклай; кораллами – Б. С. Соколов; конуляриями, брахиоподами – В. М. Заводовский; мшанками – В. П. Нехорошев; двустворчатыми моллюсками – Д. Ф. Масленников, Е. М. Люткевич и О. В. Лобанова; морскими лилиями – Н. Н. Яковлев и Р. С. Елтышева; растительными остатками – А. Н. Криштофович, Г. П. Радченко, Н. А. Шведов [Геология СССР, 1970].

В 1957 г. было проведено первое межведомственное стратиграфическое совещание, итогом которого являлось обнаружение многочисленных проблем, связанных с детализацией пермских отложений [Заводовский, 1959]. Предложен ряд местных стратиграфических схем перми для разных районов огромной территории Северо-Востока СССР. Однако эти схемы были плохо увязаны как между собой, так и с Восточно-Европейской шкалой, что диктовало необходимость выработки единого регионального стандарта.

Начиная с середины 1960-х гг., широкое развитие получили тематические работы, проводившиеся сотрудниками Центральной комплексной тематической экспедиции, Северо-Восточного территориального управления (СВТГУ), позволившие существенно уточнить представления о геологическом строении Омолонского массива (в частности, пермских отложений). У истоков создания Региональной стратиграфической шкалы перми и, в частности, Колымо-Омолонского региона, стоял В. М. Заводовский, предложивший в 1960 г. первую региональную схему пермских отложений, разработанную на разрезах Омолонского массива. Им впервые было выделено семь региональных горизонтов, имевших обобщенную биостратиграфическую характеристику, составленную преимущественно по брахиоподам и в меньшей степени – по другим окаменелостям [Заводовский, 1960]. В 1969 г. разрез пермских отложений изучал В. И. Устрицкий, который из состава нижнепермских отложений выделил нижнекаменноугольные образования с лепидофитовой флорой.

В 1966–1968 гг. М. И. Тереховым и В. Н. Дорогим были выполнены работы по составлению и подготовке к изданию листа P-57-V, данные по этой работе легли в основу монографии Терехова «Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива» [Терехов, 1979].

Подводя итоги этапа 1960-х гг., также следует отметить работы В. С. и В. Д. Володиных, Б. И. Малькова, Р. Б. Умитбаева, В. Е. Литвинова, Ю. Н. Симонова, Б. М. Гусарова, О. Г. Вялова. Уже тогда остро встал вопрос специализированного изучения седиментологических и вещественных характеристик пермских толщ. Эти работы были начаты в Колымо-Омолонском регионе в начале 1970-х гг. О. Г. Эпштейном.

Все полученные данные были обобщены при подготовке 30-го тома Геологии СССР, вышедшего в 1970 г., и второго регионального межведомственного стратиграфического совещания 1974–1975 гг. В материалах совещания подведены итоги многолетнего стратиграфического изучения пермских отложений региона, предложено их структурно-фациальное районирование, утверждена региональная стратиграфическая схема для территории Магаданской области и намечены первоочередные задачи исследований [Решения 2-го…, 1978].

В начале 1980-х гг. прошлого века был достигнут новый уровень в исследовании биостратиграфии перми Колымо-Омолонского региона. Впервые на основании изучения изменения комплексов брахиопод по разрезу, а в ряде случаев – на основе филогенетических реконструкций, В. Г. Ганелин выделил дробные биостратиграфические подразделения (лоны) [Ганелин, 1984], в дальнейшем получившие комплексное обоснование по другим группам фауны. Параллельно шла разработка самостоятельных детальных биостратиграфических схем по двустворчатым моллюскам и мелким фораминиферам [Кашик и др., 1990]. Экспедиции СВТГУ перешли к этапу крупносъемного геологического картирования.

Своего рода итогом всего рассматриваемого этапа исследований 1980-х гг. явилась публикация монографии «Опорный разрез перми Омолонского массива» [Кашик и др., 1990], в которой приведено всестороннее литолого-стратиграфическое описание двух основных разрезов пермских отложений – по руч. Водопадный и р. Русская-Омолонская.

В 1990-х гг. в связи с перестройкой Геологической службы тематические и геолого-съемочные работы были в значительной степени свернуты. Осуществлялись лишь отдельные проекты по геологическому доизучению площадей, поэтому в этот период шла обработка ранее полученных материалов и их обобщение.

Исследования конца 1990 – начала 2000-х гг. направлены на совершенствование РСШ, получение новых материалов по биостратиграфии и изотопии углерода и кислорода из вмещающих пород и раковинного вещества [Бяков, 1999; Ganelin, Biakov, 2006; Ганелин, 2013].

В начале 2000-х гг. изучение пермских толщ Северо-Востока значительно активизировалось. В немалой степени этому способствовали изменения, произошедшие в структуре как Международной, так и Восточно-Европейской (Общей) шкал перми – в частности, переходе от двух- к трехчленному делению перми, а также обширные новые данные, полученные по разным регионам мира. На 3-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании [Решения 3-го…, 2009] были утверждены новые региональные схемы перми для Колымо-Омолонско-Чукотского региона (Магаданская область и Чукотка) – авторы В. Г. Ганелин, А. С. Бяков и Н. И. Караваева. По сравнению с предыдущими схемами,

утвержденные существенно детализированы, в них нашли отражение новые обширные материалы, накопившиеся более чем за 20-летие после проведения предыдущего совещания.

В начале 2000-х гг. с развитием и доступностью методов электронной микроскопии и изотопии углерода и кислорода изучение пермских толщ Омолонского массива активизировалось. В частности, В. Г. Ганелиным была высказана новая гипотеза о бактериальном происхождении колымиевых известняков [Ганелин и др., 2010; Ганелин, 2013]. До этого времени считалось, что известняки образовались за счет дезинтеграции раковин иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков.

Крупным обобщением прошлого десятилетия является монография А. С. Бякова [Бяков, 2010а]. Эта работа посвящена не только изучению пермских двустворчатых моллюсков Северо-Востока Азии, но и всестороннему рассмотрению вопросов структурно-фациального районирования, стратиграфии и биостратиграфии пермских отложений. В монографии приведена детальная шкала по двустворчатым моллюскам для всей территории Северо-Востока Азии. В настоящее время А. С. Бяков продолжает свои исследования [Бяков, 2013; Бяков, Кутыгин, 2020].

В 2014–2015 гг. на Омолонском массиве в рамках составления листа геологической карты третьего поколения масштаба 1: 1 000 000 (ответственный исполнитель В. М. Кузнецов) было проведено полевое изучение стратотипических разрезов перми с участием автора. Эти исследования позволили получить принципиально новые материалы, использованные при написании настоящей диссертационной работы.

В конце прошлого десятилетия начаты работы по прецизионному U-Pb датированию цирконов из средне-верхнепермских отложений региона [Бяков и др., 2017а, б; Isbel et al., 2016; Davydov et al., 2018], позволившие впервые обосновать присутствие на Северо-Востоке России вучапинских и чансинских отложений. Вместе с работами по изучению изотопии $\delta^{13}C_{орг.}$ из глинистых отложений [Бяков и др., 2017в] эти исследования позволили существенно увеличить корреляционный потенциал РСШ и обосновать ее сопоставление с ОСШ и МСШ.

Глава 2. Стратиграфия и литология

Пермские отложения на Северо-Востоке Азии представлены различными фациями и имеют разную мощность. Наиболее полные и хорошо охарактеризованные ископаемой фауной разрезы находятся на Омолонском массиве [Терехов, 1979; Кашик и др., 1990], где и была разработана Региональная стратиграфическая шкала перми Северо-Востока России, которая отражает единственную в нашей стране полную стратиграфическую последовательность пермских морских отложений и поэтому во многом уникальна. По степени своей обоснованности и насыщенности окаменелостями она не имеет аналогов во всей восточной части Бореальной биогеографической надобласти [Бяков и др., 2020].

2.1. Современная стратиграфическая схема перми Северо-Востока Азии

Территорию Северо-Востока Азии традиционно разделяют на два крупных региона: Верхояно-Охотский и Колымо-Омолоно-Чукотский (рисунок 2.1). Каждый из них имеет свою собственную региональную стратиграфическую схему и характеризуется несколько различающимися подходами к выделению и обоснованию региональных горизонтов. В основу построения стратиграфической схемы Верхояно-Охотского региона первоначально был положен ритмостратиграфический принцип, по которому пермские отложения были подразделены на шесть горизонтов [Андрианов, 1975]. Позднее эта схема получила палеонтологическое и историко-геологическое обоснование [Абрамов, Григорьева, 1988; Kletz et al., 2006; Kutygin, 2006]. Разработка стратиграфической схемы перми Колымо-Омолоно-Чукотского региона изначально была основана на палеонтологической основе [Заводовский, 1960]. Позже В. Г. Ганелин и другие исследователи уделили большое внимание геоисторическому подходу для ее разработки [Ганелин и др., 2001; Ganelin, Biakov, 2006].

Пермские отложения Колымо-Омолоно-Чукотского региона, куда входит рассматриваемая нами территория, подразделяются на четыре региональных надгоризонта: мунугуджакский, джигдалинский, омолонский и колымский. Принцип выделения данных надгоризонтов основан на этапности развития системы седиментационных бассейнов Северо-Востока Азии. Каждому этапу отвечает свой тип сообществ бентосной фауны, который коррелируется с седиментологическими циклами. По этому принципу надгоризонты разделены на горизонты [Ганелин и др., 2001; Ganelin, Biakov, 2006]. Всего установлено 9 региональных горизонтов: орочский, огонерский, коаргычанский, халалинский, русско-омолонский, олыньский, бочарский, гижигинский, хивачский (рисунок 2.2).

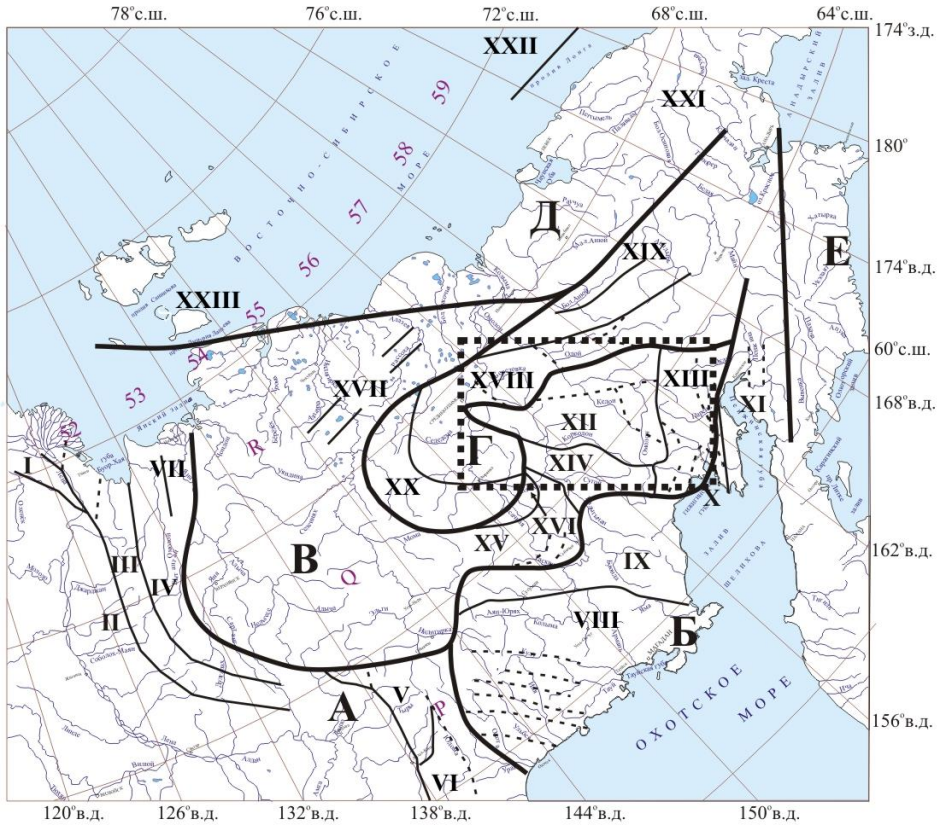


Рисунок 2.1. Структурно-фациальное районирование пермских отложений Северо-Востока России [по Решения 3-го…, 2009; Бяков, 2010а, б]. Структурно-фациальные области: А – Верхоянская, Б – Охотско-Тайгоносская, В – Колымо-Омолонская, Г – Алазейско-Олойская, Д – Новосибирско-Чукотская, Е – Корякская. Провинции: I – Булкур-Оленекская, II – Западно-Верхоянская, III – Центрально-Верхоянская, IV – Восточно-Верхоянская, V – Южно-Верхоянская, VI – Юдомо-Майская, VII – Яно-Индигирская, VIII – Охотско-Аян-Юряхская, IX – Балыгычанская, X – Тайгоносская, XI – Пенжинская, XII – Омолонская, XIII – Гижигинская, XIV – Сугойская, XV – Приколымо-Омулёвская, XVI – Нятвенская, XVII – Уяндино-Селенняхская, XVIII – Берёзовско-Олойская, XIX – Большеанюйская, XX – Алазейская, XXI – Танюрерская, XXII – Врангелевская, XXIII – Новосибирская. Структурно-фациальные зоны и подзоны: зоны Омолонской провинции: 1 – Юкагирская, 2 – Намыдыкано-Моланджинская; 3 – Ауланджинская; зоны Гижигинской провинции: 4 – Верхнепареньская. Расположение изученных разрезов: а – Мунугуджакская подзона (р. Мунугуджак), б – Кедонская подзона (р. Русская – Омолонская), в – Хивачская подзона (руч. Водопадный), г – Верхнепареньская зона (руч. Федоровский).

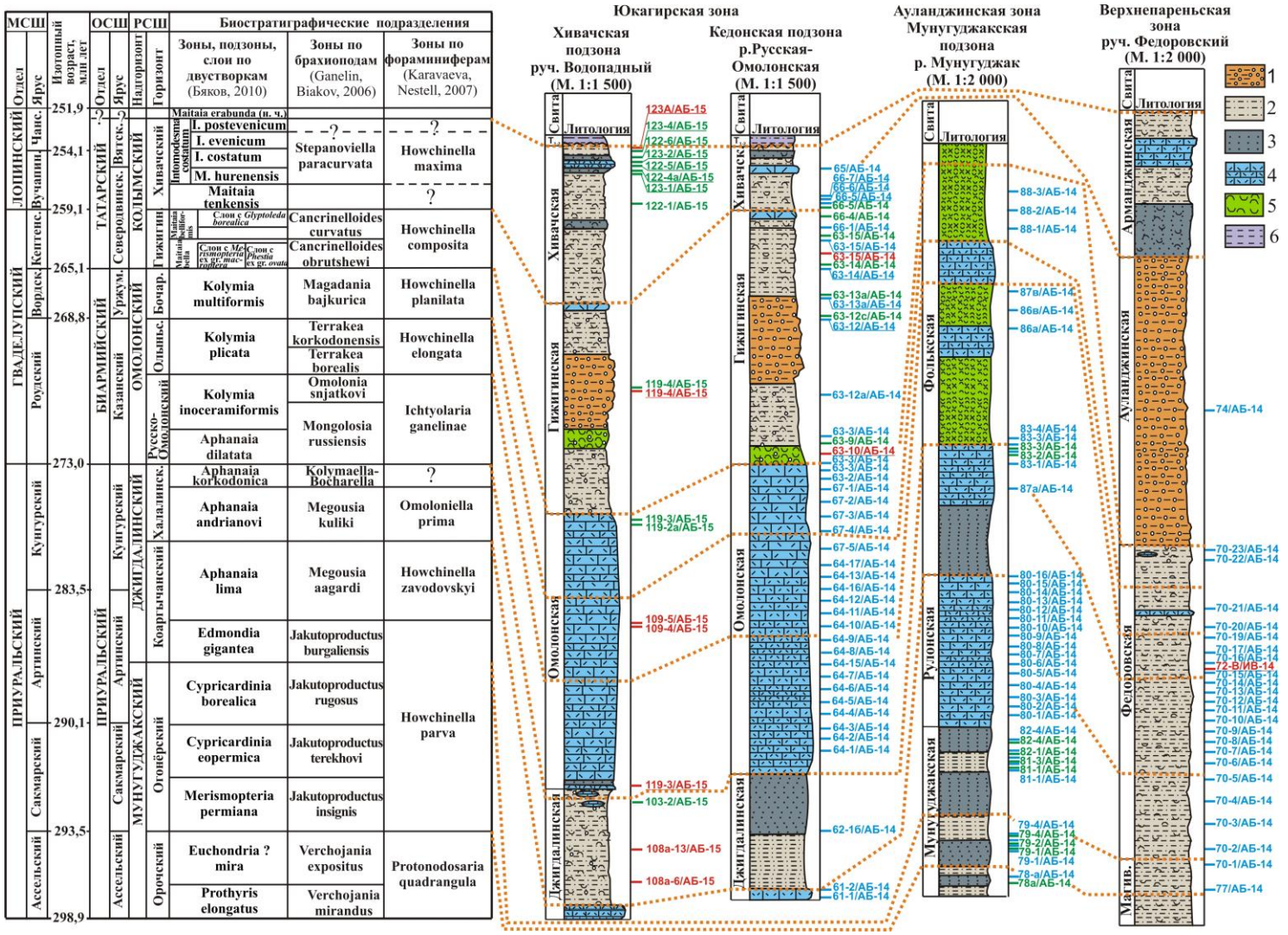


Рисунок 2.2. Региональная стратиграфическая шкала перми и корреляция изучаемых разрезов юго-восточной части Омолонского массива. 1 – диамиктиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – колымиевые известняки, 5 – туффиты, 6 – отложения триасового возраста. Красным цветом показаны пробы, которые отбирались на U-Pb датирование, зеленым – на изотопные исследования стронция, синим – на изотопные исследования углерода и кислорода. Составлено с использованием [Ганелин, 1984; Ganelin, Biakov, 2006; Karavaeva, Nestell, 2007; Решения 3-го…, 2009; Бяков, 2010, Бяков и др., 2020].

Биостратиграфическую основу региональных горизонтов Колымо-Омолоно-Чукотского региона составляют самостоятельные детальные подразделения по ведущим группам организмов – брахиоподам, двустворчатым моллюскам, мелким фораминиферам [Ганелин и др., 2001; Бяков, 2008; Karavaeva, Nestell, 2007].

На 3-м Межведомственном стратиграфическом совещании была предложена схема структурно-фациального районирования пермских отложений, в основу которой положен так называемый палеогеографический принцип [Решения 3-го…, 2009]. В этой работе территория Северо-Востока Азии в зависимости от особенностей био- и седиментогенеза подразделена на три структурно-фациальные области: Верхояно-Охотскую, Колымо-Омолонскую, Новосибирско-Чукотскую. В каждой из них выделяются свои структурно-фациальные провинции, зоны и подзоны.

Чуть позднее А. С. Бяковым эта схема районирования была усовершенствована на основе тектоно-геодинамического подхода [Бяков, 2010а]. Было выделено шесть структурно-фациальных областей: Верхоянская, Охотско-Тайгоносская, Колымо-Омолонская, Алазейско-Олойская, Новосибирско-Чукотская и Корякская. В зависимости от геодинамических условий и особенностей седиментации каждая из перечисленных областей характеризуется отличительными условиями осадконакопления и характеристикой ископаемых сообществ фауны. Деление областей на провинции также претерпело некоторые изменения.

Рассматриваемая в диссертационной работе территория входит в состав Колымо-Омолонской структурно-фациальной области, занимая в ней центральное положение (см. рисунок 2.1), и характеризуется очень сложным сочетанием фаций различного состава и происхождения: от мелководных шельфовых до глубоководных батиальных, что отражает сложную и в значительной степени разнородную ее структуру [Ганелин и др., 2003; Бяков, 2010а]. Область подразделяется на следующие структурно-фациальные провинции: Омолонскую, Гижигинскую, Сугойскую, Уяндино-Селенняхскую, Приколымо-Омулёвскую, Нятвенскую, каждая из которых отражает специфику геологического развития территории в перми.

Омолонская структурно-фациальная провинция

Отличительными чертами Омолонской провинции от соседних являются сравнительно небольшая мощность разрезов перми, их относительная мелководность, преобладание колымиевых известняков в средней части пермского разреза, большое количество разнообразной ископаемой фауны. Омолонская провинция подразделена на три структурно-фациальные зоны: Юкагирскую, Ауланджинскую и Намыдыкано-Моланджинскую.

Юкагирская зона расположена в центральной и юго-восточной части провинции и соответствует так называемой Юкагирской глыбе – наиболее приподнятой территории Омолонского массива. Юкагирская зона подразделяется на 8 подзон. В целом разрез перми сокращенный, маломощный (до 300 м) и характеризуется выпадением нижнепермских отложений и наличием перерывов в средней и верхней части перми. Почти на всей территории зоны выделяются пачки колымиевых известняков мощностью от 30 до 120 м. В разрезе также встречаются диамиктиты и песчано-глинистые отложения с незначительной туфовой примесью. В работе будет рассмотрена только часть территории Юкагирской зоны – Кедонская и Хивачская подзоны.

Намыдыкано-Моланджинская зона расположена в северной части Омолонской провинции и подразделяется на пять подзон. Пермский разрез характеризуется большой мощностью (до 1500 м) и полнотой. Типично присутствие песчано-глинистых пород, туффитов, а также маломощных прослоев колымиевых известняков; в породах нередко встречается рассеянный пирокластический материал.

Ауланджинская зона занимает восточную часть провинции и подразделяется на четыре подзоны. Пермские отложения характеризуются относительно большой мощностью (до 1100 м) и довольно широким распространением песчаных отложений, в средней части разреза присутствуют туфы и туффиты различного состава, иногда встречаются колымиевые известняки. В этой зоне будет рассмотрена только Мунугуджакская подзона.

Гижигинская структурно-фациальная провинция

Гижигинская провинция включает пермские отложения погруженной юго-восточной части Омолонского массива – от относительно мелководных в нижней перми до существенно глубоководных в средней и верхней, которые уже относятся к периферии Гижигинского задугового бассейна [Бяков, 2010а]. Провинция подразделена на ряд структурно-фациальных зон: Верхнегармандинскую, Ирбычанскую, Верхнепареньскую, Верхнепенжинскую, Аулакагычан-Муниччанскую, Усть-Гижигинско-Вархаламскую, Хопкинейскую. В целом для Гижигинской провинции характерен мощный непрерывный песчано-глинистый разрез (мощность отложений до 3000 м), нередко присутствуют вулканиты различного состава, изредка встречаются маломощные линзовидные прослои колымиевых известняков. В Гижигинской провинции нами будет рассмотрена только Верхнепареньская зона.

2.2. Характеристика региональных стратонов пермских отложений юго-восточной части Омолонского массива

В рассматриваемых нами зонах и подзонах на юго-восточной части Омолонского массива (Кедонская, Хивачская, Мунугуджакская) и его обрамления (Верхнепареньская зона) отложения имеют пестрый литологический состав (см. рисунок 2.2). Для этих подзон в той или иной степени характерна туфовая примесь в породах и довольно частая встречаемость остатков фауны, которые позволяют выделять практически повсеместно не только региональные стратоны – горизонты, но и наиболее дробные биостратиграфические подразделения – зоны по основным группам фауны.

Орочский горизонт. Отложения горизонта в Верхнепареньской зоне сложены кремнистыми алевритовыми пепловыми туфами и туффитами мощностью 40–60 м. В Мунугуджакской подзоне рассматриваемый интервал имеет мощность отложений до 20 м и представлен песчано-алевритовыми породами. Горизонт включает две лоны: Verchojania mirandus – Prothyris elongatus, Verchojania expositus – Euchondria mira [Решения 3-го…, 2009]. В это время появляется новый комплексов двустворок (27 новых видов и 5 новых родов) и брахиопод, среди которых наиболее распространенными являются *Verchojania mirandus* и *V. monstrosus* [Решения 3-го…, 2009].

Огонёрский горизонт. Отложения горизонта в Верхнепареньской (мощность 40–60 м) и Мунугуджакской подзонах (мощность до 20 м) сложены теми же породами, что и в орочском горизонте. Огонёрский горизонт включает три лоны: Jakutoproductus insignis – Merismopteria permiana, Jakutoproductus terkhovi – Cypricardinia eopermana, Jakutoproductus rugosus – Cypricardinia borealica. Горизонт выделяется по смене брахиопод рода *Verchojania* родом *Jakutoproductus*; значительно обновляется комплекс двустворчатых моллюсков, среди которых появляется 5 новых родов; появились аммоноидеи *Bulunites* sp. (по Р. В. Кутыгину – *Uraloceras* ex gr. *simense* Ruzhencev) и «*Neoshumardites*» [Решения 3-го…, 2009].

Коаргычанский горизонт. В Верхнепареньской зоне мощность отложений горизонта 90–150 м, они представлены альбито-кремнистыми породами, пепловыми туфами и тонкообломочными туффитами. В Мунугуджакской подзоне разрез сложен известковистыми песчаниками и колымиевыми известняками, имеет мощность до 100 м. В Кедонской и Хивачской подзонах горизонт представлен только верхней частью и включает туфопесчаники, алевролиты и колымиевые известняки мощностью до 10 м. Горизонт включает в себя две лоны: Jakutoproductus burgaliensis – Edmondia gigantea, Megousia aagardi – Aphanaia lima. Руководящая фауна представлена брахиоподами *Sowerbina borealis* (Haughton), *Spiriferella vaskovskyi* (Zavodovsky), *Waagenoconcha, Bathymionia, Taimyrella, Jakutoproductus, Komiella omolonensis*

иноцерамоподобными двустворками рода *Aphanaia,* фораминиферами *Pseudonodosaria, Rectoglandulina* и *Ichtyolaria* [Решения 3-го…, 2009].

Халалинский горизонт. В Верхнепареньской зоне для отложений горизонта характерно цикличное строение, которое выглядит как переслаивание темно-серых туфоалевролитов со светло-серыми туфопесчаниками; мощность отложений составляет 120–150 м. В Мунугуджакской и Кедонской подзонах породы схожи по литологическому составу и представлены песчаниками, чередующимися с пачками колымиевых известняков. Мощность отложений в Мунугуджакской подзоне уменьшается до 55 м, а в Кедонской – до 30 м. В Хивачской подзоне горизонт представлен глинисто-алевритистыми породами мощностью до 50 м с бóльшим количеством туфового материала, чем одновозрастные отложения других зон. Горизонт включает в себя две лоны: Megousia kuliki – Aphanaia andrianovi и Kolymaella – Bocharella – Aphanaia korkodonica. Наиболее характерной фауной горизонта являются брахиоподы *Bocharella zyrjankensis* Ganelin et Lazarev, *Kolymaella ogonerensis* (Zavodovsky), двустворчатые моллюски, представленные четырьмя родами – *Aphanaia, Costatoaphanaia, Praekolymia* и *Cigarella,* и комплекс фораминифер «*Ichtyolaria prima*» [Решения 3-го…, 2009].

Русско-Омолонский горизонт. Отложения этого возраста в Верхнепареньской (мощность – 30 м) и Мунугуджакской подзонах (мощность – 48 м) сложены такими же по составу породами, что и образования халалинского горизонта. Разрез Кедонской и Хивачской подзон представлен серыми колымиевыми известняками с прослоями брахиоподовых ракушечников, мощность отложений в разрезе Кедонской зоны – 70 м, в Хивачской – 50 м. Горизонт включает в себя две лоны: Mogolosia russiensis – Aphanaia dilatata и Omolonia snjatkovi – Kolymia inoceramiformis. Руководящая фауна представлена брахиоподами сообщества «*Mongolosia*», «*Terrakea, Rhynchopora lobjaensis*», «*Omolonia snjatkovi*», двустворчатыми моллюсками родов *Aphanaia, Praekolymia, Cyrtokolymia* и *Kolymia,* фораминиферами родов *Nodosaria, Ichtyolaria, Rectoglandulina* и *Dentalina,* аммоноидеями, характеризующими нижнюю часть горизонта – *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev), *Anujites kosinskyi* Andrianov, *Sverdrupites amundseni* (Nassichuk) [Решения 3-го…, 2009].

Олыньский горизонт. Отложения этого возраста в Верхнепареньской, Мунугуджакской, Кедонской и Хивачской подзонах представлены теми же породами, что и в русско-омолонском горизонте. Мощность отложений: в Верхнепареньской зоне – 40 м, в Мунугуджакской – 20 м, в Кедонской – 43 м, в Хивачской – 35 м. Горизонт подразделяется на две лоны: Terrakea borealis – Kolymia plicata и Terrakea korkodonensis – Kolymia plicata. Таксономический состав сообществ горизонта очень беден. Так, брахиоподы представлены практически только родом *Terrakea*; двустворчатые моллюски – комплексом «*Kolymia plicata*», в составе которого преобладают представители рода *Kolymia,* появляются первые *Maitaia*;

фораминиферы рода «*Ichtyolaria elongate*» существенно обновили свой видовой состав [Решения 3-го…, 2009].

Бочарский горизонт. Отложения этого возраста в Верхнепареньской, Мунугуджакской и Кедонской подзонах представлены теми же породами, что и в русско-омолонском горизонте. Хивачская зона сложена колымиевыми известняками и переслаиванием песчаников и алевролитов. Мощность отложений в Верхнепареньской подзоне – 60 м, Мунугуджакской – 45, в Кедонской – 25 м, в Хивачской – 35 м. Горизонту соответствует единственная лона Magadania bajkurica – Kolymia multiformis. Типичной фауной горизонта являются брахиоподы, представленные ассоциациями «*Magadania bajkurica*», «*Olgerdia*» и «*Cancrinelloides*», двустворчатыми моллюсками родов *Kolymia* и *Maitaia, Avilopecten, Permophorus, Solemya, Stutchburia* и др. Разнообразен комплекс фораминифер – *Dentalina, Frondina, Gerkeina, Lingulonodosaria, Rectoglandulina* [Решения 3-го…, 2009].

Гижигинский горизонт. В Верхнепареньской зоне отложения сложены черными неяснослоистыми туфоаргиллитами и темно-серыми до черных диамиктитами мощностью около 400 м. Гравийно-галечный материал плохо окатан и распространен по всему разрезу, но гораздо больше включений встречается в диамиктитах. В Мунугуджакской подзоне отложения гижигинского горизонта представлены зелеными алевритовыми туффитами, мощностью 5 м. В Кедонской и Хивачской подзонах – туффитами, туфоалевролитами и диамиктитами. Мощность отложений горизонта: в Хивачской зоне – 66 м, в Кедонской – 55 м. Горизонт подразделяется на две лоны: Cancrinelloides obrutshewi – Maitaia bella и Cancrinelloides curvatus – Maitaia belliformis. Наиболее характерные представители – брахиоподы рода *Cancrinelloides*, а также *Spitzbergenia alferovi* (Miloradovich), сообщество двустворок представлено в нижней части ассоциацией «*Merismopteria* ex gr. *macroptera*» (Morris), в составе которого, помимо вида-индекса, присутствуют *Cypricardinia, Myonia, Maitaia, Pyramus*. В верхней части горизонта доминируют *Maitaia* ex gr. *belliformis, Streblopteria* [Решения 3-го…, 2009].

Хивачский горизонт. В целом породы Верхнепареньской зоны, Кедонской и Хивачской подзон схожи и представлены зеленовато-серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и светло-серыми колымиевыми известняками. Отличие заключается только в мощности отложений: в Верхнепареньской зоне их мощность около 200 м, в Хивачской – 50 м а для Кедонской подзоны характерен сокращенный разрез 15 м. Горизонт подразделяется на две лоны: Maitaia tenkensis и Stepanoviella paracurvata – Intomodesma costatum. Фаунистически горизонт охарактеризован брахиоподами (ассоциация *“Stepanoviella paracurvata”*) двустворками – *Maitaia tenkensis* Biakov и ряда сопутствующих видов, в верхней половине горизонта почти полностью обновляется родовой состав двустворчатых моллюсков. Появляется шесть новых родов, среди которых *Intomodesma, Promytilus, Etheripecten* и др. Разнообразие

свойственно фораминиферам, в их составе более 50 видов, принадлежащих десяти родам [Решения 3-го…, 2009].

2.3. Описание разрезов

2.3.1. Разрез по р. Мунугуджак (описание по разрезу приводится по отчету В. Г. Ганелина [Ганелин, Караваева, 1971] и собственным наблюдениям).

Мунугуджакская свита (P_1mn) трансгрессивно залегает на отложениях верхнего карбона и согласно перекрывается рулонской свитой. Породы мунугуджакской свиты снизу вверх сложены:

1. Песчаники голубовато-серые, массивные, с фаунистическими остатками *Tornquistia* aff. *kolymaensis* Afanasyev, *Jakutoproductus protoverchoyanicus* Kaschirzev, *Anidanthus* ex gr. *bojkowi* (Stepanov), *Palaeoneilo parenica* Biakov, *Parallelodon* cf. *bimodoliratus* Dickins, *Aviculopecten mutabilis*, *Undulomya* sp. nov., *Palaeocosmomya* sp. nov., *Myophossa subarbitrata* (Dickins), *Sanguinolites lukjanovae* Muromtseva. Мощность 5–6 м.

Задернованный участок мощностью 15–20 м.

2. Песчаники серые, средне- и толстослоистые, среднезернистые, вулканомиктовые, известковистые, переходящие в песчанистые известняки с прослоями брахиоподовых ракушечников, сложенных остатками *Jakutoproductus verchojanicus* (Fredericks), *Anidanthus* ex gr. *bojkowi* (Stepanov), *Merismopteria permiana* (Kulikov), *Schizodus* aff. *tschernjaki* Muromtseva, *Aviculopecten mutabilis* Licharev, *Aviculopecten* cf. *occidentalis* (Shumard), *Dulunomya* aff. *abramovi* (Muromtseva), *Oriocrassatella victori* Biakov, *Pyramus nelliae* Biakov, *P. igori* Biakov, *Vacunella praecurvata* Astafieva-Urbaites. Мощность 7–8 м.

Задернованный участок мощностью 30–35 м.

3. Песчаники серые, массивные мелкозернистые, известковистые, с фаунистическими остатками брахиопод *Jakutoproductus rugosus* Ganelin, *J. terechovi* Zavodovsky, *Tornquistia convexa* (Zavodovsky), *Neospirifer kedonensis* Einor, двустворчатых моллюсков *Cypricardinia eopermica* Biakov, *Myophossa subarbitrata* (Dickins), *Streblopteria* sp. nov., гониатитов *Uraloceras omolonense* Bogoslovskaya et Boiko, *U. kolymense* Bogoslovskaya et Boiko [Бяков, 2005]. Мощность 4 м.

4. Алевролиты зеленовато-серые, средне- и толстослоистые, с прослоями ракушечников (мощностью до 5 см), сложенных остатками брахиопод *Neospirifer kedonensis* Einor, моллюсков *Aviculopecten mutabilis* Licharev, *Cypricardinia orientalis* (Licharev), *Streblopteria* ex gr. *krasnoufimskensis* (Fredericks), *Streblochondria* ex gr. *ufaensis* (Tschernyak), *Palaeocosmomya omolonica* (Muromtseva), *Astartella permocarbonica* (Tschernyak), *Permophorus oblongus* (Meek et

Hayden), *Sanguinolites* cf. *plicatus* Portlock, *Solemia biarmica* de Verneui, фораминиферы *Tolypammina* ex gr. *glomospiroides* Bogush et Yuferev, *Tolypammina* ex gr. *confusa* Dain, *Protonodosaria proceraformis* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *krotovi* Tscherdynzev. Мощность 4 м.

Мощность свиты в разрезе 73 м.

Рулонская толща (P_1rl) (рисунок 2.3) имеет согласный контакт между подстилающей мунугуджакской и перекрывающей фолькской свитами. Породы рулонской толщи снизу вверх сложены:

Рисунок 2.3. Обнажение колымиевых известняков рулонской толщи, разрез по р. Мунугуджак.

1. Колымиевые известняки серые, плитчатые, глинистые, с запахом сероводорода, с прослоями ракушечников, сложенных раковинами брахиопод *Neospirifer* aff. *kedonensis* Einor и *Leiorhynchus* aff. *ripheicus* Stepanov, *Tornquistia omolonensis* Licharev, *Lissochonetes omolonensis* Licharev, фораминифер *Frondicularia* ex gr. *yakutica* Gerke, *Frondicularia* ex gr. *hemiinflata* Gerke. Мощность пачки 15–20 м.

2. Колымиевые известняки серые, массивные, с запахом сероводорода, с прослоями ракушечников, сложенных раковинами *Tornquistia omolonensis* Licharev. Фаунистические остатки представлены брахиоподами *Neospirifer* aff. *kedonensis* Einor и *Leoirhynchoidea* ex gr. *ripheica* Stepanov, *Lissochonetes omolonensis* Licharev, двустворчатыми моллюсками *Kolymia* sp. Мощность 30 м.

3. Колымиевые известняки серые, толсто- и среднеслоистые, с запахом сероводорода, с прослоями хонетисовых ракушечников. Фаунистические остатки: *Lissochonetes omolonensis*

Licharev, *Trepailopsis australiensis* Crespin, *Frondicularia dilemma* Gerke. Мощность 25–30 м.

Мощность свиты в разрезе 70 м.

Фолькская свита (P_{2-3} *fl*) согласно залегает на известняках рулонской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями нижнего триаса. Породы фолькской свиты снизу вверх сложены:

1. Песчаники зеленые и серые, массивные, среднеслоистые, средне-, реже грубозернистые полимиктовые, известковистые. Содержат линзы (до 0.5 м) карбонатно-фосфатных глауконитовых песчаников, темно-серых и черных, переполненных органикой. В пачке присутствуют *Anidanhus kolymfensis* (Licharev), *Myonia* sp., *Pyramus* sp., *Permophorus* sp., *Schizodus* sp., *Astartella* sp., *Pseudomonotis* sp. nov., *Pseudomonotis* aff. *permianus* Maslennikov, *Aviculopecten* ex gr. *multistriatus* Chao, *Tumaroceras* sp. Мощность 25 м.

2. Колымиевые известняки (рисунок 2.4), серые, средне-, грубоплитчатые, с запахом сероводорода, с прослоями ракушечников из остатков *Kolymaella ogonerensis* (Zavodovsky), *K. minima* (Ganelin), *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Leoirhynchoidea* ex gr. *ripheica* Stepanov, *Neospirifer* sp. Мощность 25 м.

Рисунок 2.4. Обнажение фолькской свиты по р. Мунугуджак, пачка 1, 2.

3. Туффиты и туфоспонголиты зеленовато-серые, песчанистые, массивные, реже тонкослойчатые с фаунистическими остатками *Mongolosia globiensis* Ganelin. Мощность 40 м.

4. Колымиевые известняки серые, тонкоплитчатые, с запахом сероводорода, кремнистые, с остатками *Lissochonetes omolonensis* (Licharev), *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky), *Tumarinia*

ochotnikovi (Zavodovsky), *Protonodosaria proceraformis* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *krotovi* Tscherdynzev, *Nodosaria* ex gr. *longissima* Suleymanov, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Leoirhynchoidea* ex gr. *ripheica* Stepanov. Мощность 10 м.

5. Туффиты и туфоспонголиты зеленовато-серые, идентичны описанным в пачке 3. Мощность 25 м.

6. Колымиевые известняки, идентично описанные в пачке 4. Мощность 20 м.

7. Туффиты и туфоспонголиты серые, реже зеленовато-серые, с прослоями ракушечников, сложенных остатками *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Tumarinia orientalis* Grigoryeva, *Neospirifer neostriatus* Fredericks. Мощность 30 м.

8. Туффиты серые, пятнистые, спонголитовые, с остатками *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). Мощность 15 м.

9. Колымиевые известняки серые, алевритистые, с запахом сероводорода (рисунок 2.5), с остатками *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). Мощность 15 м.

Видимая мощность свиты в разрезе 205 м.

Рисунок 2.5. Колымиевые известняки с остатками *Rhynchopora lobjaensis*, фолькская толща, пачка 8, разрез по р. Мунугуджак.

2.3.2. Разрез по р. Русская-Омолонская (описание приводится по [Кашик и др., 1990] и собственным наблюдениям).

Джигдалинская свита ($P_1dž$) со стратиграфическим несогласием залегает на кедонской серии вулканитов девонского возраста, а граница с перекрывающей омолонской свитой закрыта осыпью. Породы свиты снизу вверх сложены:

1. Колымиевые известняки серые, среднеслоистые, с запахом сероводорода, с обломками

вулканитов и с прослоями известковых гравелитов (рисунок 2.6). Фаунистические остатки: *Lissochonetes omolonensis* (Licharev), *Cancrinella janischewskiana* Stepanov, *Strepthorhynchus kolymaensis* Zavodovsky, *Pseudosyringothyris russiensis* Zavodovsky, *Neospirifer snjatkovi* Zavodovsky, *Taimyrella flaebelliformis* (Licharev), *Aphanaia lima* Lutkevich et Lobanova. Мощность 5 м.

Задернованный интервал мощностью 15–20 м.

Рисунок 2.6. Обнажение колымиевых известняков в нижней части джигдалинской свиты (пачка 1), разрез по р. Русская-Омолонская.

2. Алевролиты темно-серые, песчаные, тонкоплитчатые. Фаунистически пачка охарактеризована: *Hemigordius* sp., *Nodosaria krotovi* Tscherdynzev, *Frondicularia prima* Gerke, *Megousia kuliki* (Fredericks), S*pirigerella raja* Salter, *Rufloria teodorii* (Tschirkova et Zalesskyi). Мощность 5 м.

3. Песчаники серые и зеленовато-серые, известковые, плохо сортированные, переходящие в песчанистые известняки с *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov), *Aphanaia* sp. Мощность 30 м.

Мощность свиты в разрезе 55 м.

Омолонская свита (P_2om) (рисунок 2.7). Контакт между подстилающей джигдалинской свитой закрыт осыпью, а с перекрывающей гижигинской свитой – резкий, со следами незначительного перерыва. Породы омолонской свиты снизу вверх представлены:

1. Колымиевые известняки серые, массивные, с запахом сероводорода, плитчатые, алевритовые, слабокремнистые, с прослоями брахиоподовых ракушечников, сложенных

Rhynchopora lobjaensis (Tolmatchew), *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky). Фаунистически пачка охарактеризована также фораминиферами *Nodosaria cassiaformis* Igonin, *Protonodosaria proceraformis* Gerke, брахиоподами: *Terrakea* aff. *brachitaera* Morris, *Tumarinia ochotnikovi* (Zavodovsky), двустворками: *Aphanaia stepanovi* Muromtseva, *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov). Мощность 20–25 м.

Рисунок 2.7. Обнажение колымиевых известняков омолонской свиты в разрезе по р. Русская-Омолонская.

2. Переслаивание глинистых известняков с брахиоподовыми ракушечниками, сложенными *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew) и *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky). Породы желтовато-серого цвета, массивные (рисунок 2.8, А), реже плитчатые. В пачке встречаются: брахиоподы *Terrakea* aff. *brachitaera* Morris, *Tumarinia ochotnikovi* (Zavodovsky), двустворки: *Aphanaia stepanovi* Muromtseva, *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov). Мощность 12 м.

Рисунок 2.8. Текстуры колымиевых известняков омолонской свиты. А – массивная, Б – слоистая.

3. Колымиевые известняки светло-серые, толсто-, среднеслоистые (рисунок 2.8, Б), с запахом сероводорода, плитчатые, алевролитовые, кремнистые, с прослоями брахиоподовых ракушечников, сложенных *Omolonia snjatkovi* (Zavodovsky), *Chonetes omolonensis* Licharev, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). В пачке встречаются: двустворки *Aphanaia stepanovi* Muromtseva, *Kolymia simkini* Popow, *Kolymia inoceramiformis* Licharev, фораминиферы *Protonodosaria proceraformis* Gerke, *Protonodosaria rausere* Gerke. Мощность 14 м.

4. Колымиевые известняки серые, массивные, среднеплитчатые, с запахом сероводорода, с прослоями ракушечников, сложенных брахиоподами *Megousia jakutica* (Licharev), *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Chonetes omolonensis* Licharev, двустворками *Kolymia* ex gr. *inoceramiformis* Licharev, *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov). Мощность 12 м.

5. Колымиевые известняки буровато-серые, плитчатые, с запахом сероводорода, массивные, крепкие, с прослоями ракушечников, сложенных *Terrakea* aff. *belochini* Ganelin, *Terrakea korkodonensis* Licharev, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Megousia jakutica* (Licharev). Раковины двустворок представлены: *Kolymia inoceramiformis* Licharev, *Kolymopecten kolymaensis* (Maslennikov). Мощность 10 м.

6. Колымиевые известняки серые, массивные и толстослоистые, с запахом сероводорода, глинисто-алевролитовые. Фаунистически пачка охарактеризована *Terrakea korkodonensis* Licharev, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Chonetes omolonensis* Licharev. Мощность 10 м.

7. Колымиевые известняки серые до темно-серых, средне-, грубослоистые, с запахом сероводорода, крепкие, толстоплитчатые, с прослоями тонкополосчатых алевритовых известняков, сложенных *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). Фаунистически пачка охарактеризована двустворчатыми моллюсками *Kolymia multiformis* Biakov, *Maitaia muromzevae* Biakov, фораминиферами *Nodosaria orientalis* M.-Maclay, *Protonodosaria proceraformis* Gerke. Мощность 13 м.

Мощность свиты в разрезе 96 м.

Гижигинская свита (P_3gz) имеет резкую, со следами незначительного перемыва, границу с омолонской свитой и согласно с постепенным переходом перекрывается отложениями хивачской свиты. Породы гижигинской свиты снизу вверх представлены:

1. Туффиты зеленого цвета, алевритовой размерности, массивной текстуры, плитчатой отдельности, хлоритизированные, щебенчатые (рисунок 2.9). Встречаются редкие включения гравийно-галечной размерности, представленные эффузивами кислого, реже среднего и основного состава. Фаунистические остатки: брахиоподы *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Cancrinelloides obrutschewi* (Licharew), *Neospirifer invisus* Zavodovsky, двустворчатые моллюски

Maitaia cf. *bella* Biakov, *Merismopteria* ex gr. *macroptera* (Morris), *Pachymyonia elata* Popow, *Streblopteria* ex gr. *englehardti* (Etheridge et Dun). Мощность 8 м.

2. Туфоалевролиты зеленовато-серого цвета, песчано-алевритовой размерности, беспорядочной текстуры, щебенчатые, с рассеянной примесью гравийно-галечного материала, по составу аналогичного встреченному в пачке 1 (рисунок 2.9). Мощность 10 м.

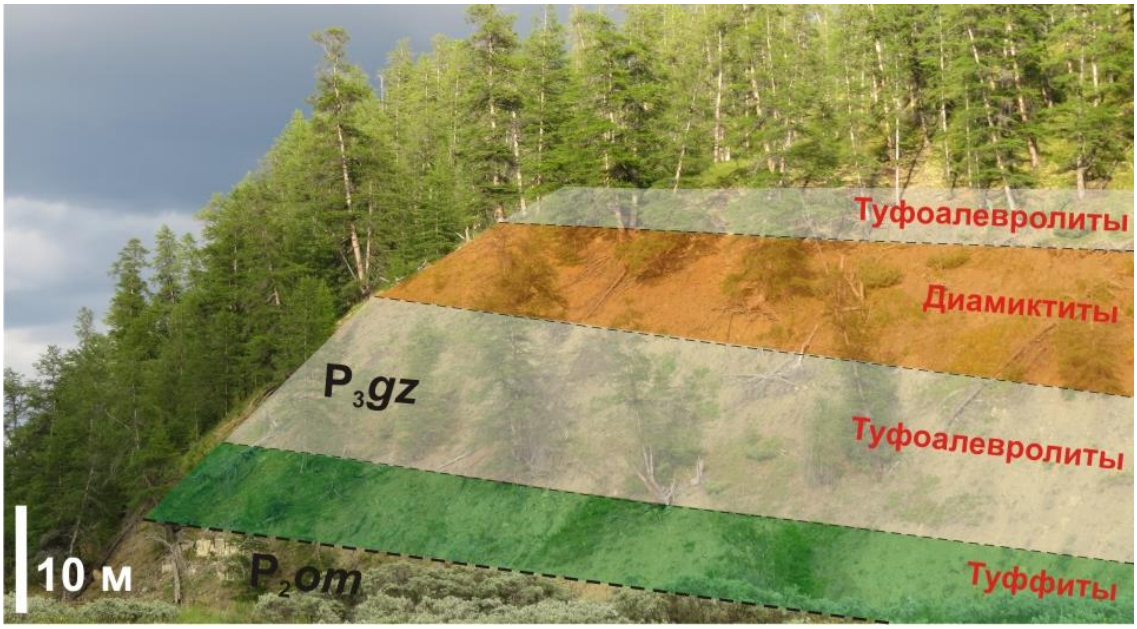


Рисунок 2.9. Обнажение гижигинской свиты в разрезе по р. Русская-Омолонская. P_2om – омолонская свита, P_3gz – гижигинская свита.

3. Диамиктиты серого цвета (рисунок 2.10, А), щебенчатые, основная масса породы имеет глинисто-песчаную размерность. Рассеянные включения (рисунок 2.10, Б) гравийно-галечно-валунной размерности аналогичны описанным в пачках 1 и 2 и составляют до 30 % породы. В диамиктитах встречены брахиоподы *Cancrinelloides curvatus* Tolmatchew, *Tumarinia tsaregradskyi* Zavodovsky. Мощность 21 м.

Рисунок 2.10. А – слоистые диамиктиты с примесью гравийного материала, Б – гравийно-галечный материал в диамиктитах, гижигинская свита, пачка 3.

4. Туфоалевролиты (рисунок 2.11, А) зеленовато-серые, массивной текстуры, известковистые, с примесью гравийно-галечного материала и известково-кремнистые конкреции (рисунок 2.11, Б). В отложениях встречаются брахиоподы *Cancrinelloides curvatus* Tolmatchew, *Tumarinia tsaregradskyi* Zavodovsky, *Brachythyrina turusica* Tschernjak, двустворчатые моллюски *Maitaia bella* Biakov, *Fasciculiconcha* sp. nov., *Streblopteria englehardti* (Etheridge et Dun). Мощность 15 м.

Рисунок 2.11. А – туфоалевролиты гижигинской свиты, Б – караваеобразные известково-кремнистые конкреции, гижигинская свита, пачка 4.

5. Туфовые известняки буровато-серого цвета, песчанисто-алевритовой размерности, массивной текстуры, крепкие. Мощность 1 м.

Мощность свиты в разрезе 47 м.

Хивачская свита (P_3hv) согласно залегает на породах гижигинской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями нижнего триаса. Отложения хивачской свиты снизу вверх представлены:

1. Туффиты буровато-зеленые, песчано-алевритовые, неслоистые, с незначительной примесью гравийно-галечного материала, с прослоями известняков-ракушечников голубовато-серых, кремнистых, сложенных остатками: фораминифер *Nodosaria chiratschensis* Karavaeva, *Rectoglandulina gigantea* M.-Maclay, *R. pseudogigantea* Karavaeva, брахиопод *Stepanoviella paracurvata* (Zavodovsky). Мощность 10 м.

2. Песчаники зеленовато-серые, алевритовые, с фаунистическими остатками *Strophalosia chivatschensis* (Zavodovsky), *Stepanoviella paracurvata* (Zavodovsky), *Myonia gibbosa* (Maslennikov). Мощность 2 м.

С постепенным переходом выше залегают:

3. Глины зеленые и желтые, рыхлые, пластичные, слабокарбонатные, с примесью тонкоагрегатного пирита, с фрагментами реликтовой слоистости. Мощность 1.5 м.

Мощность свиты в разрезе 13.5 м.

2.3.3. Разрез по руч. Водопадный (описание проводилось по [Кашик., и др 1990] и собственным наблюдениям).

Джигдалинская свита ($P_{1-2}dž$) (рисунок 2.12, А). Основание свиты и ее контакт с подстилающими отложениями не наблюдался, контакт с перекрывающей омолонской свитой резкий, со следами перерыва в осадконакоплении. Породы снизу вверх представлены:

Рисунок 2.12. А – обнажение джигдалинской свиты по руч. Правый Водопадный, Б – контакт джигдалинской и омолонской свит руч. Водопадный. $P_{1-2}dž$ – джигдалинская свита, P_2om – омолонская свита.

1. Колымиевые известняки темно-серые, крепкие, глинистые, слабоокремненные, среднезернистые, плитчатые, с прослоем серого алевролита (мощностью 0.8 м) слабоизвестковистого, щебенчатого. Фаунистически пачка охарактеризована: *Aphanaia lima* (Lutkevich et Lobanova), *Kolymopecten* sp., *Tolypammina confuse* (Dain), *Tolypammina glomospiroides* Bogusk et Yuferev, *Protonodosaria proceraformis* Gerke. Мощность 4 м.

2. Туффиты темно-зеленые, глинисто-алевритисто-песчаные, хлоритизированные, щебенчатые. Присутствуют остатки фауны: брахиоподы *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Stenoscisma* aff. *sibirica* Abramov, двустворчатые моллюски *Kolymopecten kolymaensis* Maslennikov, *Aphanaia ganelini* Biakov, *Streblopteria* cf. *bella* Guskov. Мощность 3 м.

3. Циклическое переслаивание туффита, бурого, глинистого, алевролита темно-серого, и туфоалевролита зеленовато-серого. Породы кремнистые, слабоизвестковистые, щебенчатые,

присутствует вулканогенный материал. В верхней части пачки обнаружены: брахиоподы – *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky), *Terrakea koragoi* Ganelin, *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky), двустворки *Phestia* cf. *darwini* (Koninck), *Aphanaia stepanovi* (Muromtseva), *Kolymopecten kolymaensis* Maslennikov, фораминиферы *Protonodosaria proceraformis* Gerke, *Nodosaria krotowi* Tscherdynzev. Мощность 43.5 м.

Мощность свиты в разрезе 50.5 м.

Омолонская свита (P_2om) имеет резкий контакт со следами перерыва в осадконакоплении с подстилающей джигдалинской свитой (см. рисунок 2.12, Б) и постепенный переход к перекрывающей ее гижигинской свите (рисунок 2.13, А). Отложения омолонской свиты снизу вверх представлены:

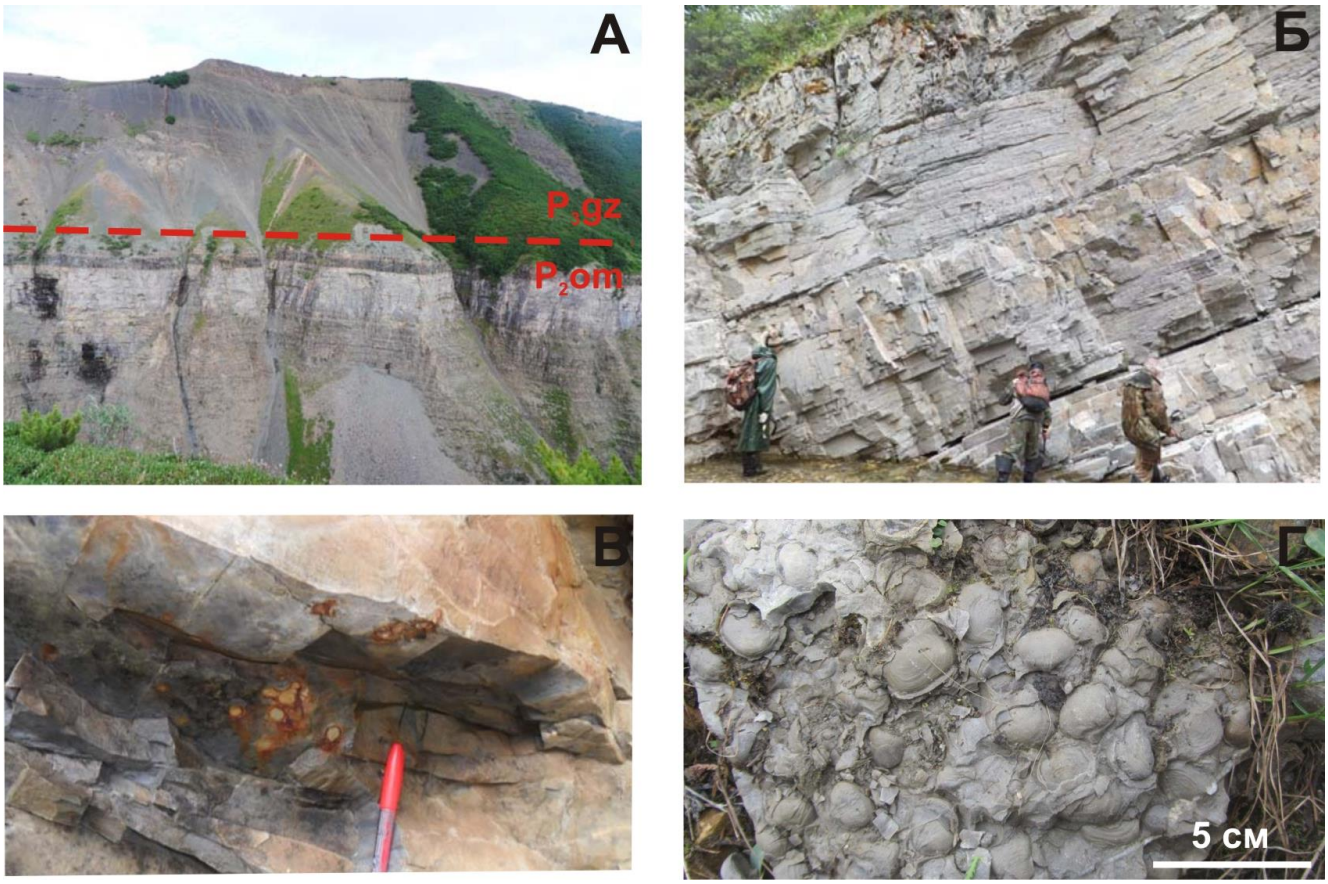


Рисунок 2.13. Колымиевые известняки омолонской свиты, разрез по руч. Водопадный. А – общий вид обнажений омолонской – хивачской свит на руч. Водопадный, P_3gz – гижигинская свита, P_2om – омолонская свита; Б – плитчатая отдельность в средней части свиты, пачка 2; В – выветрелые шарики пирита, среднеомолонская подсвита, пачка 4; Г – брахиоподовый ракушечник, среднеомолонская подсвита, пачка 5.

1. Колымиевые известняки серые, кремнистые, плитчатые, массивные, с запахом сероводорода, слабо битуминизированные, пиритизированные. Присутствуют крупные обломки

двустворок и брахиопод *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Lissoconetes omolonensis* (Licharev), *Attenuatella stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev), *Kolymia* sp. Мощность 24 м.

2. Колымиевые известняки серые, крепкие, толстоплитчатые (см. рисунок 2.13, Б), с запахом сероводорода, с примесью переотложенного вулканогенного материала, кремнистые, битуминозные, пиритизированные. Встречаются раковины *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Attenuatella stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev), *Lissoconetes omolonensis* (Licharev), *Terrakea* sp. Мощность 13 м.

3. Колымиевые известняки серые, кремнистые, толстоплитчатые, с запахом сероводорода, крепкие, битуминозные, пиритизированные, встречаются отдельные раковины *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Terrakea* sp., *Attenuatella stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev), *Kolymia* ex gr. *inoceramiformis* Licharev. Мощность 18 м.

4. Колымиевые известняки серые, крепкие, массивные, с запахом сероводорода, битуминозные, пиритизированные. В этой пачке наблюдаются своеобразные биогермы, имеющие концентрическое строение; мощность таких построек от 0.5 до 7 м. Морфология тел: эллипсоидальная, сигарообразная, линзовидная, форма изгибающихся линз. Длинная ось биогерма обычно ориентирована субпараллельно плоскости напластования перекрывающих их пластовых известняков. Внешняя оболочка биогерма темно-серого цвета имеет концентрическое строение, сходное с бактериальными матами (рисунок 2.14, А, Б) [Brynko, Vedernikov, 2019]. Для этого же уровня характерен рассеянный диагенетический пирит (рисунок 2.13, В). Фаунистически пачка охарактеризована: *Terrakea chivatschensis* Ganelin, *Tumarinia orientalis* Grigorjeva, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). Мощность 15 м.

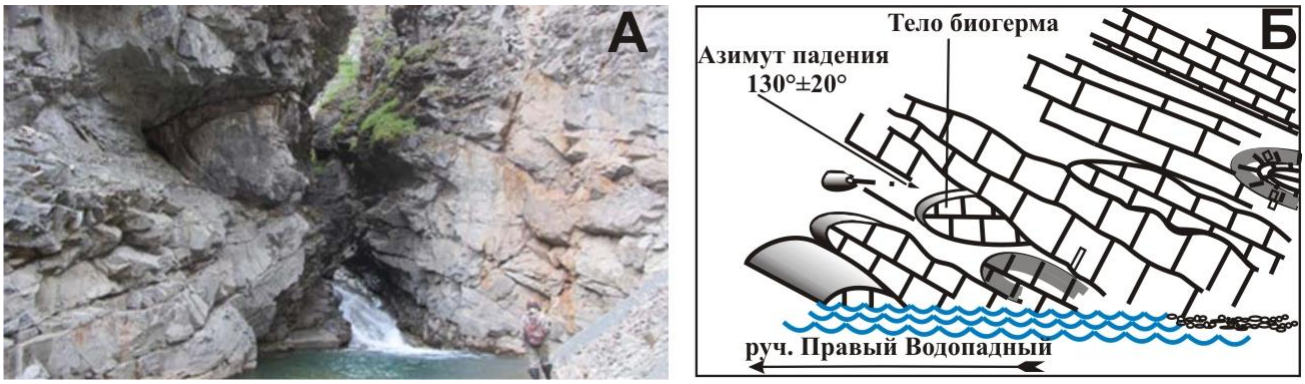


Рисунок 2.14. Биогермные постройки состоят из колымиевых известняков. А – тело биогермной постройки в разрезе по руч. Левый Водопадный, Б – бактериальные образования концентрического строения; в стенке обнажения виден контакт непластовых колымиевых известняков, содержащих биогермы, с пластовыми известняками; пачка 4, разрез по руч. Правый Водопадный, омолонская свита.

В колымиевых известняках омолонской свиты на руч. Водопадный мы наблюдали образования (неоднородности), сходные по морфологии с микробиальными постройками

(рисунок 2.15, А) и имеющие «пузырчатое» строение. Микробиальные постройки в виде ячеистой («пузырчатой») углистой пропитки заполняют выдержанные по простиранию уровни мощностью 10–20 см [Ведерников и др., 2016]. Внешняя оболочка микробиальных тел окружена кальцитовой коркой (размер 0.5–1 см), сходной по строению с раковинным слоем иноцерамоподобных двустворок и состоящей из пакета слоев плотно прилегающих друг к другу шестигранных столбиков кальцита, ориентированных перпендикулярно плоскости слоя (рисунок 2.15, Б). Для этих построек характерны своеобразные извилистые очертания.

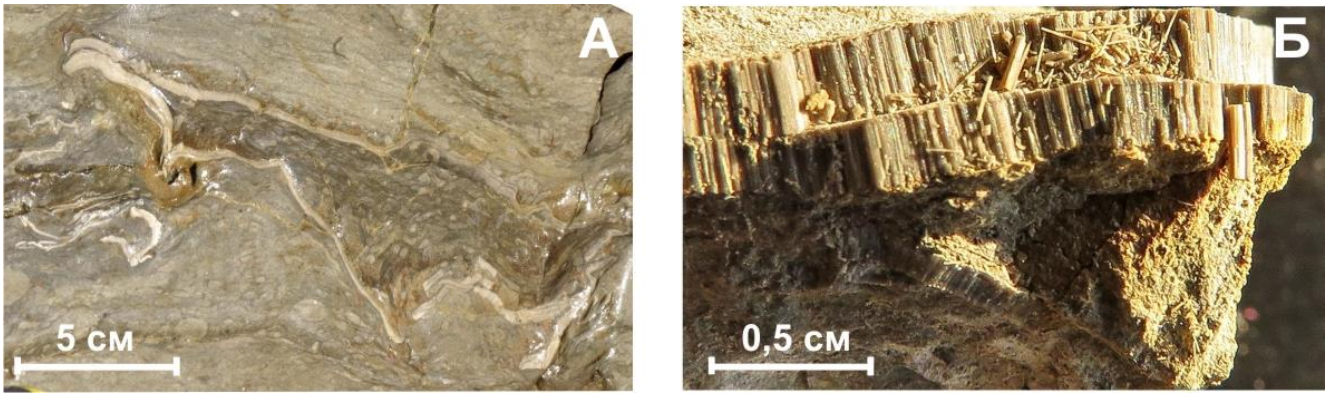


Рисунок 2.15. Колымиевые известняки средней части омолонской свиты, по руч. Водопадный. А – характерное сочетание остатков своеобразных бактериальных построек «пузырчатого» облика и окружающей их кальцитовой «корки» призматического строения, сходной с призматическим слоем раковин иноцерамоподобных двустворок. Б – эта же «корка» под увеличением.

5. Колымиевые известняки серые, массивные, с запахом сероводорода, крепкие, кремнистые, битуминозные, толстоплитчатые, с прослоями брахиоподового ракушечника (см. рис. 2.13, Г) сложенного *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Terrakea korkodonensis* Licharev, *Tumarinia* sp. Мощность 13.8 м.

6. В основании пачки залегает прослой серого базальта субщелочного состава. На базальтах залегают колымиевые известняки, серые, глинисто-кремнистые, крепкие, толстоплитчатые, с запахом сероводорода, с прослоями брахиоподового ракушечника, сложенного *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Neospirifer komarovae* Zavodovsky, *Actinoconchus planosulcatus* (Phillips), *Bajkurica dorsosinuata* Ustritsky. Многочисленны двустворчатые моллюски *Maitaia muromzevae* Biakov, *Streblopteria englehardti* (Etheridge et Dun), *Vorkutopecten maslennikowi* Biakov, *Pseudomonotis proprius* Biakov, *Cypricardinia permica* Licharev, *Myonia elata* Popow. Мощность 9.7 м.

7. Переслаивание песчаников и алевролитов зеленовато-серых, кремнистых, известковистых. В верхней части пачки алевролиты переходят в ракушняковые известняки с фаунистическими остатками: *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Linoproductus* ex gr. *cora*

(Orbigny), *Neospirifer komarovae* Zavodovsky, *Magadania bajkurica* (Ustritsky), *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew). Фораминиферы представлены *Nodosaria lata* Sossipatrova, *Frondicularia* ex gr. *tsaregradskyi* M.-Maclay, *Rectoglandulina pygmeaformis* M.-Maclay. Мощность 8.5 м.

8. Колымиевые известняки зеленовато-серые, обломочно-биоморфные, кремнистые, глинистые, крепкие, с прослоями глинистых алевролитов, мощностью 0.2 м и ракушечников с фаунистическими остатками *Strophalosia tolli* (Fredericks), *Strophalosia bajkurica* Ustritsky, *Magadania bajkurica* (Ustritsky), *Neospirifer komarovae* Zavodovsky, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Olderia zavodovskyi* Grigoreva, *Olderia ganelini* Grigoreva. Мощность 3.9 м.

Мощность свиты в разрезе 105.9 м.

Гижигинская свита (P_3gz). Контакт между подстилающей омолонской и перекрывающей хивачской свитами постепенный. Отложения свиты снизу вверх представлены:

1. Туфоалевролиты (рисунок 2.16, А) серого цвета, песчано-алевритовой размерности, комковатой текстуры; породы некрепкие, щебенчатого облика. Присутствует незначительное количество беспорядочно ориентированного гравийно-галечно-валунного материала различной окатанности, по составу аналогичного встреченному в разрезе по р. Русская-Омолонская. Фаунистические остатки: брахиоподы *Neospirifer* cf. *invisus* Zavodovsky, *Cancrinelloides* sp. indet. Мощность 23 м.

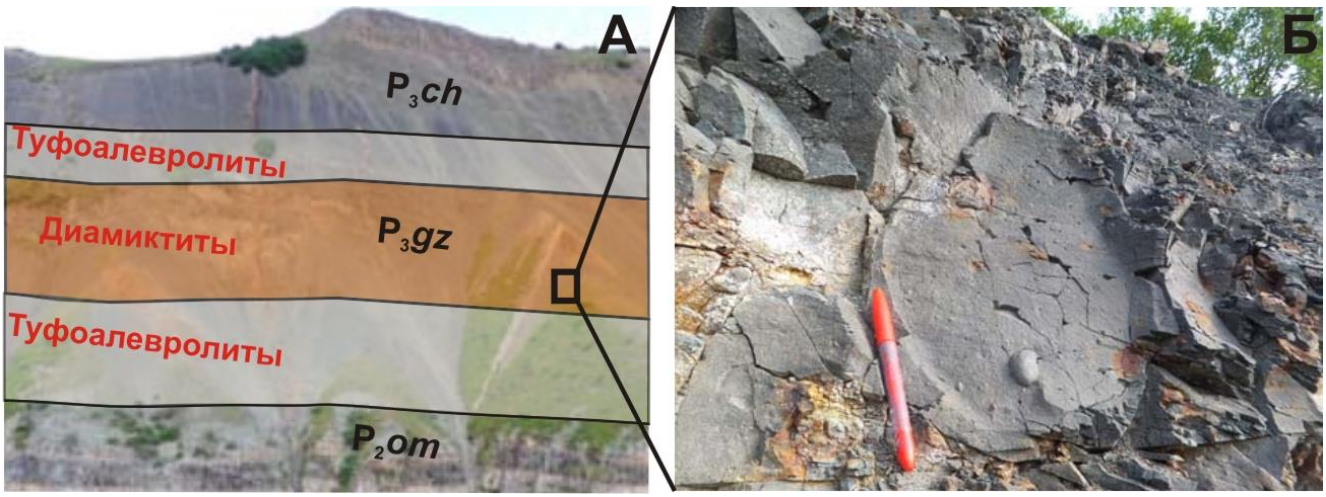


Рисунок 2.16. А – разрез гижигинской свиты по руч. Левый Водопадный. Б – диамиктит с включениями гравийно-галечной размерности, пачка 2, руч. Левый Водопадный. P_2om – омолонская свита, P_3gz – гижигинская свита, P_3ch – хивачская свита.

2. Диамиктиты (см. рисунок 2.16, Б) серого цвета, песчано-глинистой размерности основной массы, массивной текстуры, слабоизвестковистые, щебенчатые, со скорлуповатой отдельностью. Включения гравийно-галечно-валунной размерности хорошо окатаны, обычно расположены хаотически, преобладающая фракция – от 0.5 до 5 см. В диамиктитах отмечены

раковины брахиопод *Cancrinelloides curvatus* Tolmatchew, *Penzhinaella tsaregradskyi* Zavodovsky, *Neospirifer crassiconchialis* Zavodovsky, *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Actinoconchus planosulcatus* (Phillips). В этой пачке был отобран образец 119-4/АБ-15 для датирования цирконов. Мощность 27 м.

3. Туфоалевролиты серого цвета, песчано-алевритовой размерности, комковатой или слоистой текстуры, известковистые, с редкими включениями гравийно-галечной размерности. Встречаются прослои брахиоподового ракушечника, сложенного *Cancrinelloides curvatus* Tolmatchew, *Penzhinaella tsaregradskyi* Zavodovsky, *Neospirifer crassiconchialis* Zavodovsky, также встречаются двустворчатые моллюски *Maitaia bella* Biakov, *M. belliformis* Biakov, *Streblopteria englehardti* (Etheridge et Dun), *Permophorus costatus* Brown, *Myonia* aff. *komiensis* (Maslennikov). Мощность 16 м.

Мощность свиты 65.9 м.

Хивачская свита (P_3ch) согласно залегает на породах гижигинской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями нижнего триаса (рисунок 2.17). Отложение хивачской свиты снизу вверх представлены:

1. Туфоалевролиты коричневые, песчанистые, слабоизвестковистые, с многочисленными очагами гетитизации, встречается редкий галечно-гравийный материал. Мощность 9.2 м.

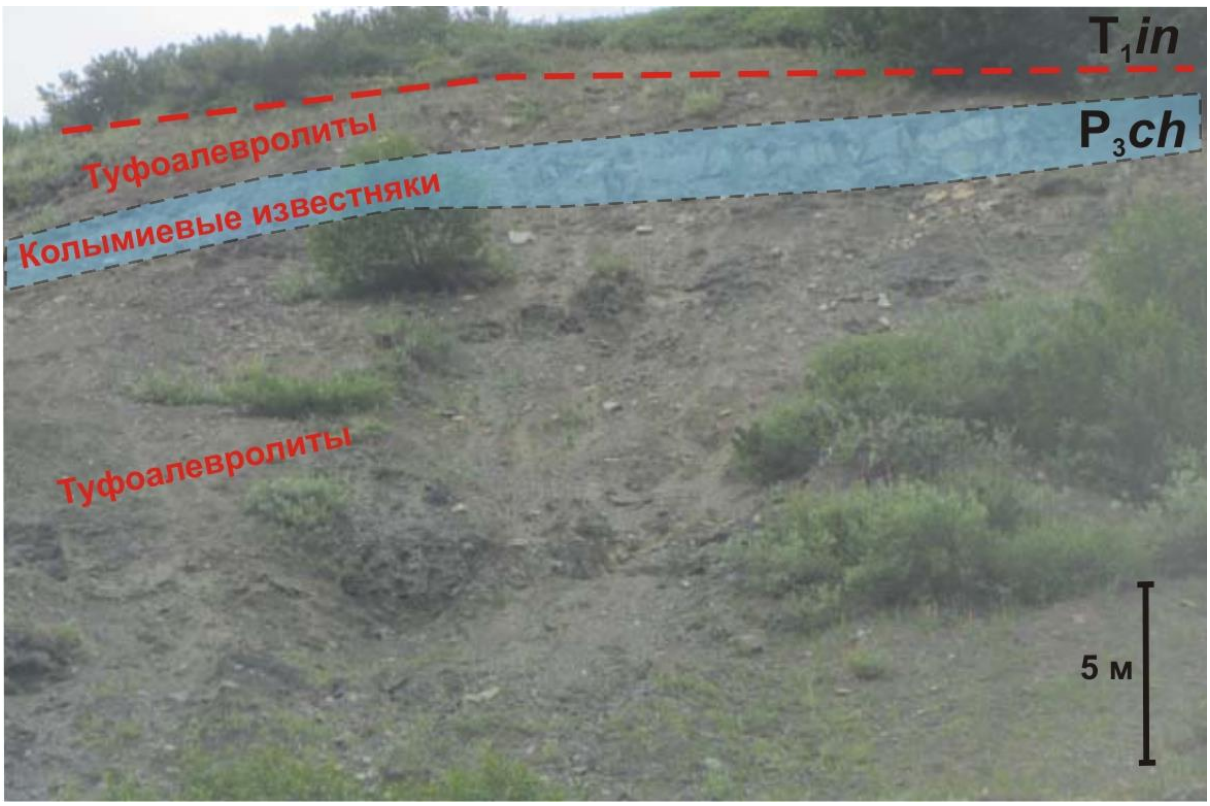


Рисунок 2.17. Разрез верхней части хивачской свиты по руч. Правый Водопадный. P_3ch – хивачская свита, T_1in – индская свита.

2. Туфоалевролиты зеленовато-серые, песчанистые, слабоизвестковистые, слоистые, с редкими гравийными включениями, присутствуют единичные раковины брахиопод *Stepanoviella* sp. indet. Мощность 12.5 м.

3. Туфопесчаники желтовато-серые, алевритовые, массивные, крепкие. Характерной особоенностью слоя является присутствие неокатанных обломков призматического слоя двустворок [Кашик и др., 1990]. Мощность 5 м.

4. Туфоалевролиты зеленовато-серые, песчанистые, комковатой текстуры, крепкие, щебенчатые, слабоизвестковистые, хлоритизированные. Мощность 8.5 м.

5. Туфоалевролиты зеленовато-серые, песчанистые, щебенчатые, слабоизвестковистые, хлоритизированные. В верхней части пачка присутствуют линзообразные скопления брахиоподовых ракушечников, сложенных: *Stepanoviella paracurvata* (Zavodovsky), *Windhamia hivatschensis* (Zavodovsky), *Neospirifer subfasciger* Licharev, *Beecheria einori* Zavodovsky, *Vnigripecten volucer* Lutkevich et Lobanova, фораминиферы *Nodosaria lata* Sossipatrova, *Nodosaria cucumis* Karavaeva, *Rectoglandulina pygmeaformis* M.-Maclay. Мощность 10 м.

6. Колымиевые известняки серые, массивные, толстоплитчатые, с запахом сероводорода, хлоритизированные, с прослоями серых алевролитов, щебенчатых, некрепких, мощность до 2 м. Известняки содержат следующую фауну: брахиоподы *Windhamia hivatschensis* (Zavodovsky), *Neospirifer subfasciger* Licharev, *Stepanoviella paracurvata* Zavodovsky, фораминиферы *Nodosaria lata* Sossipatrova, *Nodosaria noinskyi* Tscherdynzew, *Earlandia clavata* Karavaeva, *Frondicularia tsaregradskyi* M.-Maclay, *Frondicularia dilemma* Gerke, двустворчатые моллюски *Nuculopsis wymensis* (Keyserling), *Intomodesma turgida* Popow, *Sterblopteria corrigata* (Lutkevich et Lobanova), *Sterblopteria englehardti* (Etheridge et Dun). Мощность 5 м.

7. Туфоалевролиты, зеленовато-серые, песчанистые, щебенчатые, слабоизвестковистые, хлоритизированные. Мощность 2 м. На этой пачке с постепенным переходом залегает кора выветривания, выполненная глинами.

Мощность хивачской свиты 45.2 м.

2.3.4. Разрез по руч. Федоровский (Описание проводилось по собственным наблюдениям и данным из отчета [Ганелин, Караваева, 1971]. Пермские отложения юго-восточного обрамления Омолонского массива представлены верхами магивеемской, федоровской, ауланджинской и арманджинской свитами. В данной работе рассматриваются только нижне-, среднепермские отложения федоровской свиты, поскольку именно из отложений этой свиты были отобраны образцы на U-Pb SHRIMP-датирование и на изотопные исследования $\delta^{13}C_{карб.}$ и $\delta^{18}O_{карб.}$.

Федоровская свита ($P_{1-2}fd$). Контакт между подстилающей магивеемской и перекрывающей ауланджинской свитами постепенный. Породы снизу вверх представлены:

1. Переслаивание туфов, туффитов и туфоаргиллитов черного цвета, пелитоморфных, тонкообломочных среднеслоистых. Фаунистические остатки: *Cancrinella cancriniformis* Tschernyak, *C. janischewskiana* Stepanov, *Stenoseisma* aff. *sibirica* Abramov, *Aviculopecten* sp., *Phestia* sp., *Leiorhynchus* sp., *Kolymopecten* sp. Мощность 35 м.

2. Туффиты черные, пелитоморфные, тонкорассланцованные, с фаунистическими остатками: *Cladochonus magnus* Gerth, *Cancrinella janischewskiana* Stepanov. Мощность 25 м.

3. Туффиты от темно-серого до черного цвета, пелитоморфные, слоистые, переходящие в тонкозернистые песчаники. Присутствуют невыдержанные прослои серых тонкозернистых известняков мощностью до 0.7 м. Фаунистические остатки: *Chonetes* sp., *Anidanthus* ex gr. *aagardi* (Toula), *Aphanaia lima* (Lutkevich et Lobanova). Мощность 12 м.

4. Туффиты темно-серые, пепловые, толсто-неяснослоистые, массивные, в верхней части пачки переходящие в туфоаргиллиты. Единичные находки *Praekolymia* sp., *Glyptoleda parenica* Biakov. Мощность 149 м.

5. Переслаивание туффитов темно-серых, пелитоморфных, слоистых, массивных, переходящих в кремнистые алевролиты и туфоаргиллиты (рисунок 2.18). Фаунистические остатки: *Praekolymia* sp., *Aphanaia* cf. *stepanovi* (Muromtseva), *Sverdrupites* sp. Мощность 56 м.

Рисунок 2.18. Переслаивание серых туффитов, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, пачка 5, федоровская свита, разрез по руч. Федоровский.

6. Алевролиты темно-серые и черные, кремнистые, с прослоями аргиллитов, известняков и песчаников, мощностью до 3 м. Фаунистические остатки: *Attenuatella* aff. *stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev), *Mongolosia* cf. *globiensis* Ganelin, *Kolymia inoceramiformis* (Licharev), *Glyptoleda parenica* Biakov. Мощность 97 м.

7. Туффиты темно-серые, толстослоистые, с прослоями известняков, в верхней части пачки постепенно переходящие в аргиллиты. *Kolymia* cf. *plicata* Biakov. Мощность 38 м.

8. Туффиты черного цвета, пелитоморфные, среднеслоистые, массивные. Фаунистические остатки: брахиоподы *Cancrinella cancriniformis* Tschernyak, *C. janischewskiana* Stepanov, *Stenoseisma* aff. *sibirica* Abramov, *Attenuatella* aff. *stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev). Мощность 56 м.

9. Туффиты черные, пепловые и тонкообломочные, среднеслоистые, массивные, переходящие в пелитоморфные туффиты. Многочисленные караваеобразные стяжения или прослои (мощностью 0.3–0.4 м) кремнисто-известкового состава. В туффитах встречены табуляты *Cladochonus magnus* Gerth, *Acaciopora* sp. (определение Б. В. Преображенского), а также брахиоподы *Chonetes transitions* Krotowi, *Cancrinella* cf. *janischewskiana* Stepanov, *Anidanthus* aff. *aagardi* (Toula), *Stenoscisma* aff. *sibirica* Abramov, *Attenuatella* aff. *stringocephaloides* (Tschernyak et Licharev), двустворчатые моллюски *Kolymia* cf. *multiformis* Biakov. Мощность 32 м.

Мощность федоровской свиты 500 м.

2.4. Петрографическая характеристика основных типов пермских пород юго-восточной части Омолонского массива.

Колымиевые известняки встречаются во всех изучаемых разрезах р. Русская-Омолонская, р. Мунугуджак и руч. Водопадный (см. рисунок 2.2) мощность интервалов разреза, сложенных известняками, от 1–2 м (пласты джигдалинской и хивачской свит) до более 100 м (омолонская свита). Цвет известняков серый, структура обломочно-биоморфная, текстура массивная и слоистая. В шлифах основная масса породы представлена разрозненными призмочками кальцита размером от 0.02 × 0.2 до 0.05 × 0.7 мм, преобладающая фракция 0.05 × 0.3 мм (рисунок 2.19,А; 2.20,А), размерность зерен выдержанная, они слагают от 70 до 95 % породы [Брынько, 2016]. Терригенная примесь (см. рисунок 2.19, Б) представлена кварцем, полевым шпатом, плагиоклазом, реже халцедоном, составляет от 1 до 15 % породы. Форма этих зерен различная: призматическая, таблитчатая, остроугольная; размер зерен от 0.05 до 0.4 мм. Цемент известняков различный: в рулонской свите – хлорит-карбонатного состава, порового

типа, составляет до 5 % породы; в джигдалинской – карбонатный цемент, порового типа, до 10 %; в омолонской – карбонатный цемент пленочно-порового типа (см. рисунок 2.19, В) с содержанием в породе до 5 %; в хивачской – глинисто-хлорит-карбонатный цемент, базально-порового типа, с содержанием в породе до 15 %. Помимо разрозненных призм, в известняках довольно часто встречаются обломки призматического слоя иноцерамоподобных двустворок, в этом случае размер призм в поперечном сечении равен 20–38 призм/мм. Иногда призмы корродированы халцедоном (см. рисунок 2.19, Г). Аутигенными минералами преимущественно являются пирит (см. рисунок 2.20, Б) и магнетит.

Нами обнаружены еще три разновидности колымиевых известняков – оолитовые колымиевые известняки, брахиоподовые известняки-ракушечники и колымиевые известняки из биогермной постройки [Brynko, Vedernikov, 2019].

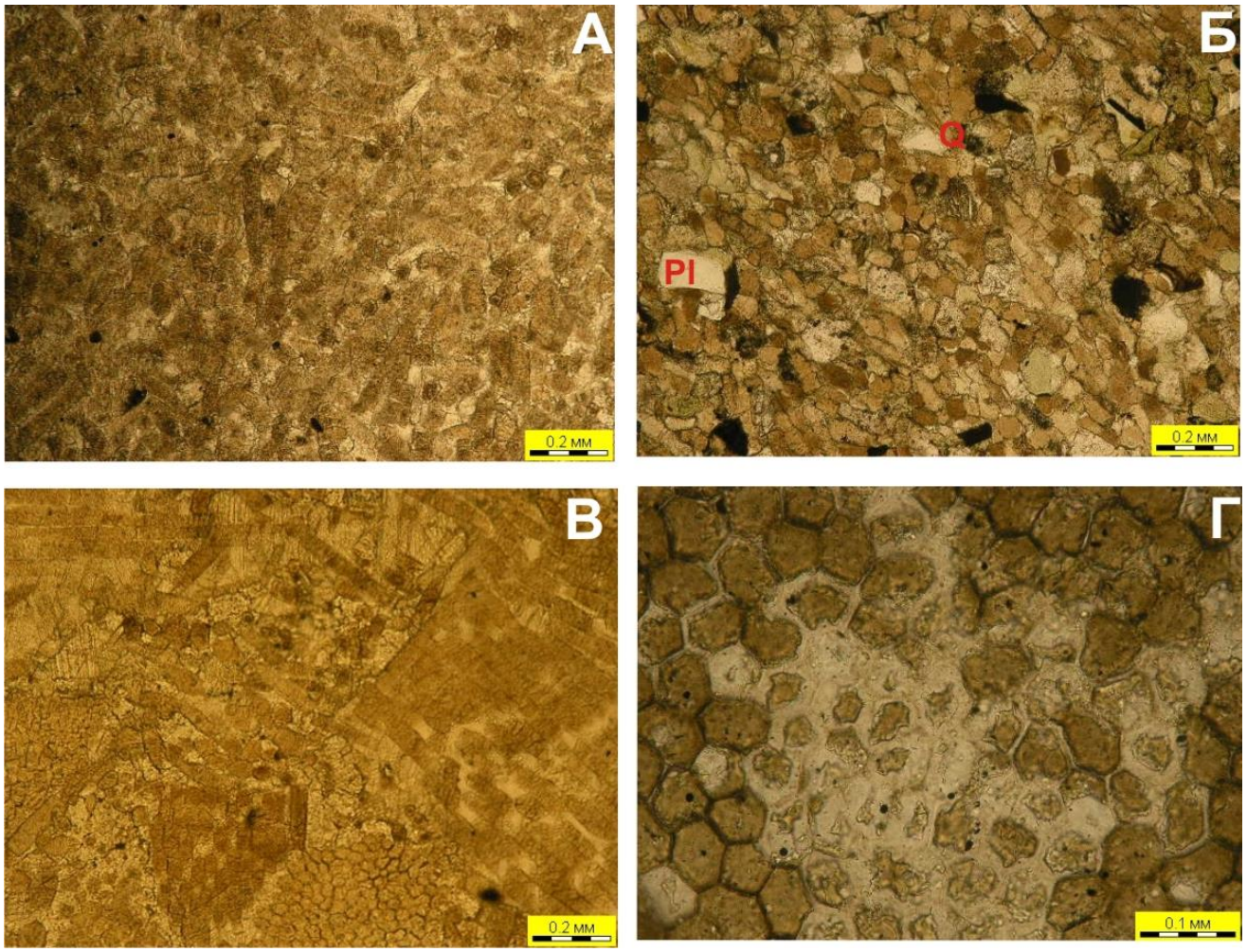


Рисунок 2.19. Колымиевые известняки под микроскопом. А – основная масса породы представлена разноориентированными призмами, шлиф 80-8/ИБ-14, рулонская толща, р. Мунугуджак. Б – терригенная примесь в известняках, шлиф 80-4/ИБ-14, рулонская толща, р. Мунугуджак. Pl – плагиоклаз, Q – кварц; В – кальцитовый цемент колымиевых известняков, шлиф 63-1/ИБ-14, омолонская свита, р. Русская-Омолонская; Г – корродированные призмы колымиевых известняков, шлиф 122-11/ИБ-14, хивачская свита, руч Правый Водопадный.

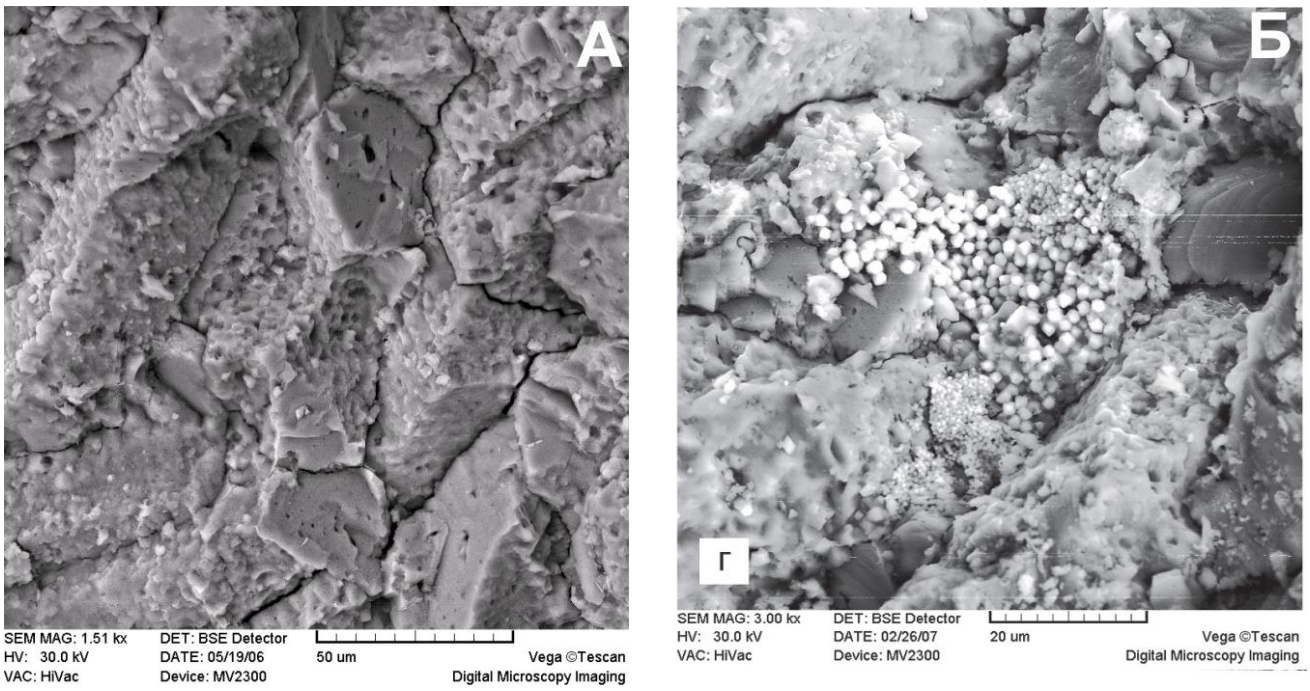


Рисунок 2.20. Колымиевые известняки под электронным микроскопом [Ганелин, 2013]. А – кальцитовые призмы, хорошо видна их пористость; Б – скопление фрамбоидов пирита в известняке, рулонская свита.

Диамиктиты темно-серого цвета, слагают среднюю часть гижигинской свиты в разрезах р. Русская-Омолонская и руч. Водопадный, где они образуют мощные отложения до 25 м (см. рисунок 2.2). Структура матрикса породы витрокристаллокластическая, текстура массивная. В шлифах основная масса диамиктитов сложена плохо сортированным, серицит-кварц-полевошпат-глинистым материалом (рисунок 2.21,А) с размером зерен 0.005–0.025 мм, составляющим более 50 % породы. В основной массе присутствуют рогульчатые пепловые частицы (см. рисунок 2.21, Б). Обломочные частицы имеют удлиненную, остроугольную и изометричную форму, плохую сортировку, они плохо окатаны, часто угловатые. Аллотигенные компоненты (см. рисунок 2.21, В) представлены кристаллокластами полевого шпата, кварца, редко плагиоклаза с размером обломков от 0.05 до 0.7 мм, слагающими до 20 % породы. Характерный пятнистый облик диамиктитам придают литокласты. Литокласты представлены эффузивами среднего – основного состава со стекловатой, порфировой и гиалопиловой структурами, размер обломков 0.2–2 мм, они составляют около 20 % породы. В шлифе 119-7/ИБ-15 (см. рисунок 2.21, Г) в матриксе диамиктита наблюдается витрокласт размером 5 мм с микролейстами плагиоклаза. Он имеет концентрическое строение, внутри него обнаружен неокатанный обломок девитрифицированного стекла размером 1.2 мм. Аутигенные минералы – магнетит, гетит, пирит. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, серицитом.

Галечные включения из диамиктитов преимущественно представлены плагиобазальтами (рисунок 2.22А, Б) и щелочными андезибазальтами. Основная масса сложена мельчайшими табличками плагиоклаза и хлоритизированным стеклом; в фенокристах –

соссюритизированный плагиоклаз размером от 0.3 до 2 мм, часто зональный, присутствуют единичные идиоморфные кристаллы пироксена (?), полностью замещенные карбонатом (кальцит, доломит).

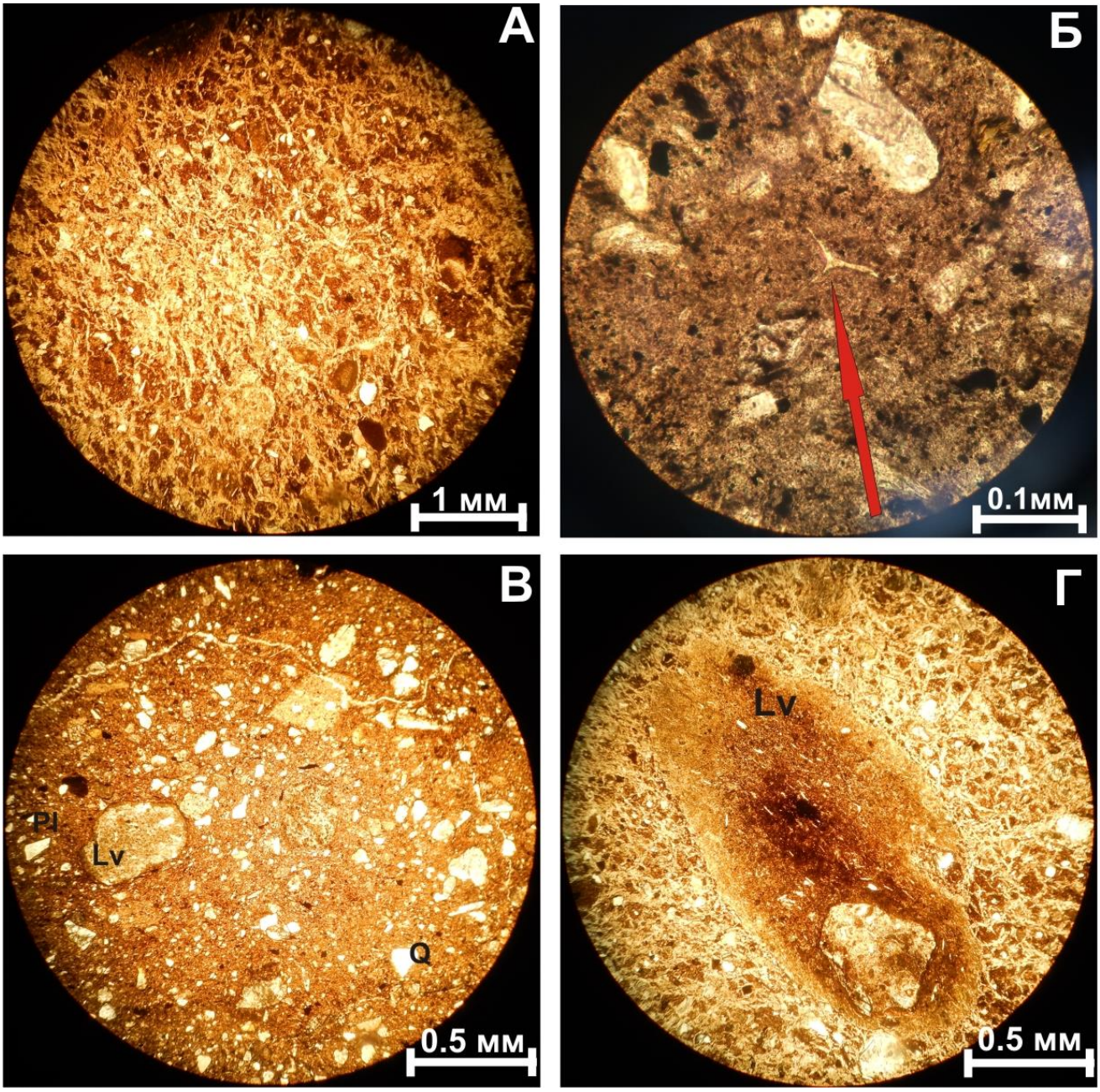


Рисунок 2.21. Диамиктиты гижигинской свиты под микроскопом. А – матрикс породы представлен серицитизированной глинистой массой, шлиф 119-7/ИБ-15, руч. Водопадный; Б – пепловая рогулька (показана стрелкой), шлиф 119-4а/ИБ-15, руч. Водопадный; В – аллотигенные компоненты, шлиф 119-7/ИБ-15, руч. Водопадный; Г – обломок гравийной размерности в диамиктите, шлиф 119-7/ИБ-15, руч. Водопадный. Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Lv – обломки вулканических пород.

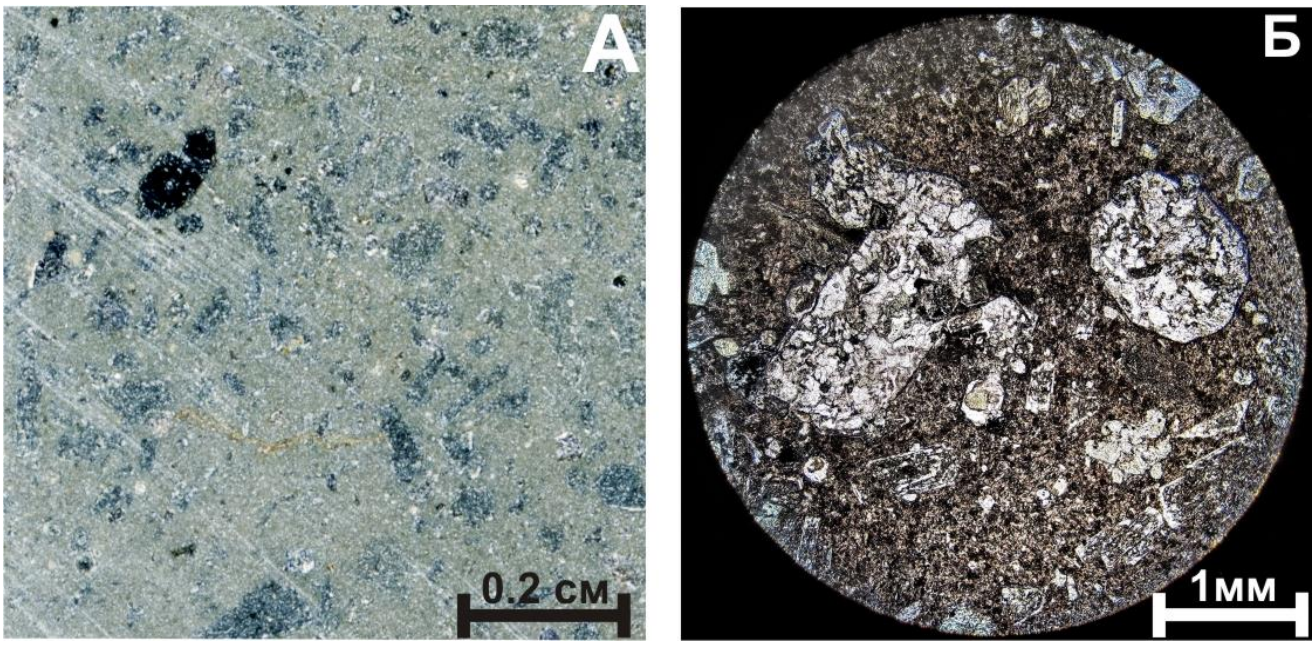


Рисунок 2.22. Включения из диамиктита (плагиобазальт), образец 119-16а/ИБ-15, ручей Левый Водопадный, кровля нижнегижигинской подсвиты; А – плагиобазальт, под увеличением, образец 119-16а/ИБ-15; Б – шлиф из образца, 119-16-а/ИБ-15, николи параллельны.

По содержанию вулканогенного материала пирокластические породы подразделяются на [Петрографический кодекс, 2008]: туф – это порода, сложенная более чем на 90 % вулканогенным; туффит – это порода, сложенная из вулканогенного и осадочного материала, имеющая в своем составе от 50 до 90 % вулканогенного материала; туфоалевролит – в этой породе преобладает осадочный материал и имеет в своем составе до 10 % вулканогенной примеси.

Зеленые туффиты слагают нижнюю часть гижигинской свиты в разрезе по руч. Водопадный, мощностью 8–8.5 м (см. рисунок 2.2). Структура породы кристалловитрокластическая (пепловая), текстура массивная. В шлифах преобладает несортированный глинисто-серицитовый материал (рисунок 2.23, А) с тонкодисперсной примесью полевых шпатов и кварца и множеством пепловых рогулек (см. рисунок 2.23, Б), слагающих до 70 % породы, с размерностью фракции 0.025–0.01 мм. Частицы обломочной фракции имеют удлиненную и изометричную морфологию, среднюю сортировку, угловатую окатанность. Аллотигенная часть (см. рисунок 2.23, В) представлена кристаллокластами полевого шпата и кварца, с размерами зерен от 0.005 до 0.4 мм, слагающими 15 % породы, и литокластами эффузивных пород среднего состава размерностью 0.1–0.7 мм со стекловатой и гиалопилитовой текстурой, слагающими 10 % породы. В породе также отмечаются единичные окатыши, формирование которых связывают с перемещением по дну комочков нелитифицированного осадка [Кашик и др., 1990]. Кайма окатыша (см. рисунок 2.23, Г)

сложена кварцем и плагиоклазом, а его внутреннее строение имеет такой же состав, что и основная масса породы. Аутигенные минералы – барит, гетит [Кашик и др., 1990].

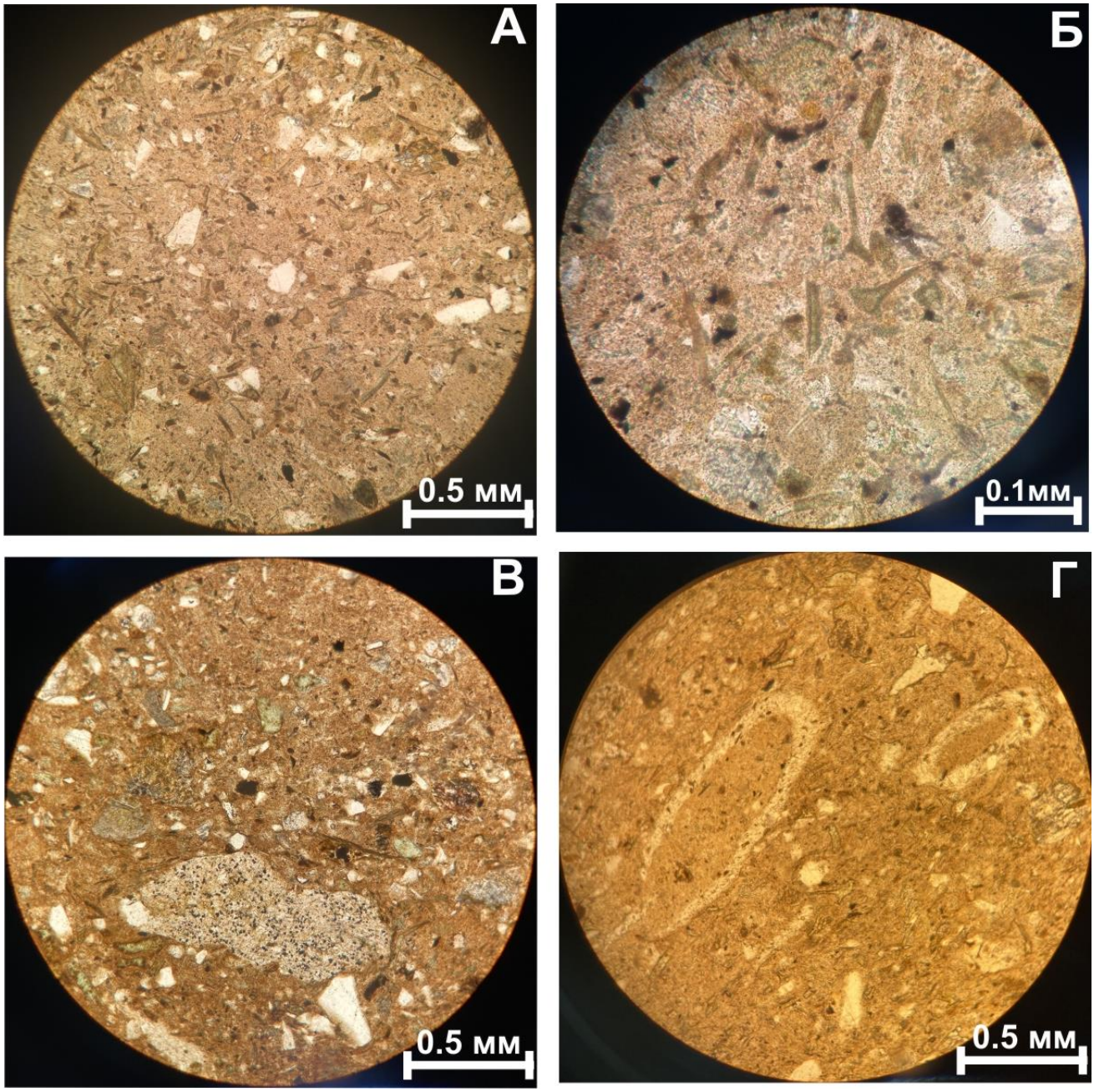


Рисунок 2.23. Зеленые туффиты нижней части гижигинской свиты, р. Русская-Омолонская, под микроскопом. А – типовая структура породы, шлиф 63-12/ИБ-14; Б – пепловые рогульки, шлиф 63-10/АБ-14; В – аллотигенные компоненты, шлиф 63-16/ИБ-14; Г – окатыши, шлиф, 63-12/ИБ-14.

Серые туффиты встречаются в фолькской свите в разрезе по р. Мунугуджак, мощностью до 40 м (см. рисунок 2.2). Структура породы кристалловитрокластическая (пепловая), текстура массивная. В шлифах основная масса (рисунок 2.24, А) породы представлена кремнисто-хлоритовым материалом с примесью сфена (лейкоксена) и пепловыми частицами кислого состава, слагающими 50–60 % породы, размер зерен от 0.005 до 0.01 мм.

Обломочные частицы имеют остроугольную, округлую, призматическую форму, среднюю сортировку зерен, угловатую окатанность.

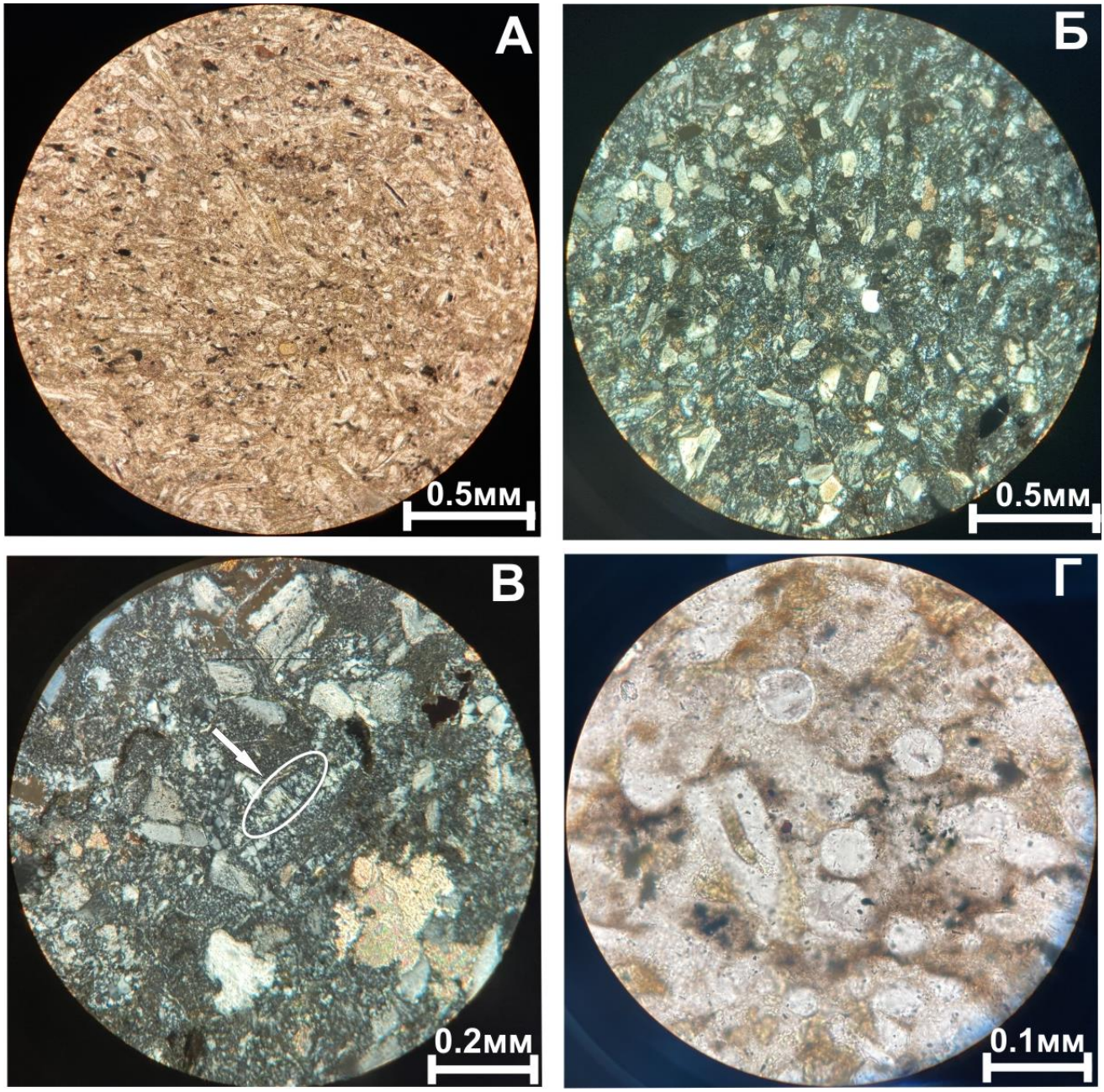


Рисунок 2.24. Серые туффиты фолькской свиты (р. Мунугуджак) под микроскопом. А – основная масса породы, шлиф 83-1/ИБ-14, николи параллельны; Б – аллотигенные компоненты, шлиф 88-5/ИБ-14, николи скрещены; В – каплевидное включение вулканического стекла (показано стрелкой), шлиф 83-1/ИБ-14, николи скрещены; Г – сферулы хлоритизированного стекла, шлиф 88-5/ИБ-14, николи параллельны.

Аллотигенные компоненты представлены кристаллокластами (см. рисунок 2.24, Б) кварца, альбита, плагиоклаза, полевого шпата, размер зерен – от 0.05 до 0.3 мм, преобладающая фракция – 0.05–1 мм, слагающая 30–40 % породы, и литокластами эффузивных пород среднего и кислого состава с пилотакситовой, гиалопиловой и фельзитовой структурами, размер зерен от

0.25 до 0.7 мм, которые составляют до 10 % породы. В составе присутствуют обломки измененного вулканического стекла (см. рисунок 2.24, В), имеющие реликтовую форму, зачастую сливающиеся в сплошной девитрофицированный агрегат с отдельными реликтовыми границами витрокластов. Характерно присутствие сферул размером около 0.1 мм (около 3 %) пелитизированного вулканического стекла (см. рисунок 2.24, Г). Они имеют сферическую форму, иногда слегка вытянуты, заполнены кварцем, хлоритом, карбонатом, цеолитом(?). Образование сферул, видимо, связано со спецификой эруптивной вулканической деятельности. В некоторых разностях, наряду с пепловыми частицами, присутствуют сходные с ними по морфологии спикулы губок. Отличие заключается в том, что спикулы губок имеют ядро и радиально-лучистое строение. Аутигенные минералы – магнетит, пирит. Вторичные минералы представлены кальцитом, серицитом, гидрооксидами железа.

Зеленые туфоалевролиты встречаются в верхней части хивачской свиты в разрезе по руч. Водопадный, мощность отложений 50 м (см. рисунок 2.2). Структура породы алевритовая, текстура массивная. В шлифах основная масса породы сложена гидрослюдистыми минералами с примесью дисперсных частиц полевых шпатов; размер зерен 0.005–0.025 мм, составляет до 60 % породы. Обломочные частицы имеют угловатую, удлиненную, призматическую форму, хорошую сортировку, плохую окатанность. Аллотигенные компоненты представлены кристаллокластами полевых шпатов, кварца, плагиоклаза, (рисунок 2.25, А). Размер зерен – от 0.05 до 0.5 мм, с содержанием в породе от 10 до 30 %; встречаются литокласты эффузивных пород основного состава с пилотакситовой структурой, размер зерен от 0.1 до 0.7 мм, составляют 1–5 %. В породе наблюдаются окатыши (см. рисунок 2.25, Б), аналогичные встреченным в зеленых туффитах гижигинской свиты. Кайма окатыша сложена хлоритизированной основной массой. Аутигенными минералами являются пирит, гетит, гематит, хлорит. Зерна хлорита чаще всего имеют округлую форму (см. рисунок 2.25, В), размер 0.1–0.3 мм, процентное содержание зерен увеличивается вверх по разрезу от 1–2 до 30. В некоторых зернах мы наблюдаем органику? имеющую форму сеточки, паутины (см. рисунок 2.25, Г). Вторичные минералы: кальцит, хлорит.

Серые туфоалевролиты слагают джигдалинскую свиту в разрезе по руч. Водопадный, мощность около 45 м (см. рисунок 2.2). Структура породы алевритовая, текстура породы массивная. Основная масса породы сложена (рисунок 2.26, А) глинисто-кремнистым материалом с размером зерен от 0.003 до 0.1 мм, составляет 40–50 % породы. Обломочные частицы имеют остроугольную, призматическую форму, среднюю сортировку. Аллотигенные компоненты представлены кристаллокластами (см. рисунок 2.26, Б) кварца, полевого шпата,

опала; размер зерен от 0.05 до 0.3 мм, слагают 20–30 % породы (см. рисунок 2.26, В) и хлоритизированными литокластами эффузивных пород основного, среднего состава, размер зерен от 0.3 до 0.7 мм, слагают менее 1 % в породе. Пепловый материал остроугольной, клиновидной формы, размером 0.4–0.5 мм (см. рисунок 2.26, Г). Аутигенные минералы: магнетит, хлорит.

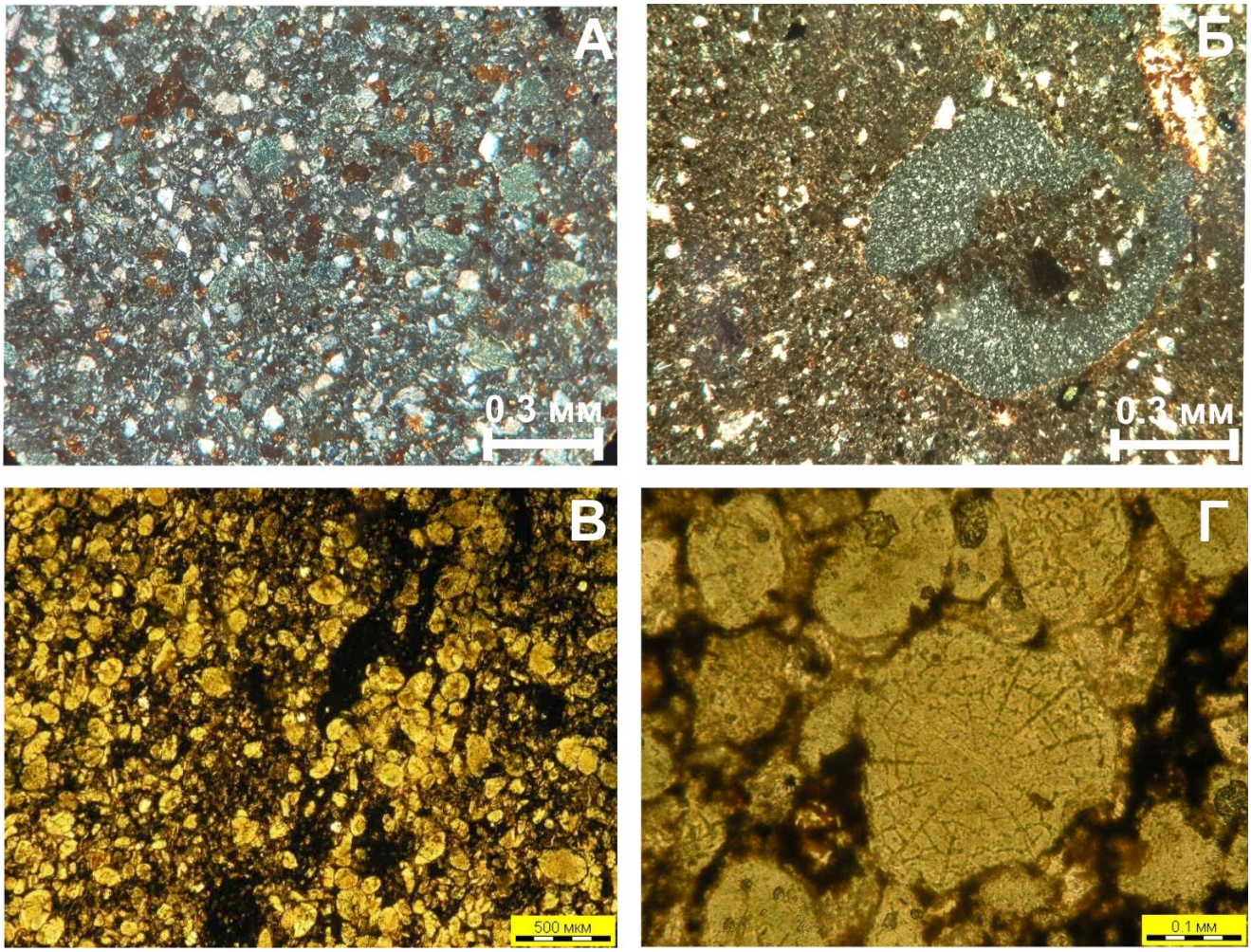


Рисунок 2.25. Зеленые туфоалевролиты верхней части хивачской свиты в разрезе по руч. Водопадный под микроскопом. А – основная масса породы, шлиф 123-5/АБ-15; Б – окатыш, шлиф 123-5/АБ-15; В – аутигенный хлорит, шлиф 123-8/ИБ-15; Г – развитие хлорита по органическим остаткам, шлиф 123-8/АБ-15.

Серые песчаники слагают мунугуджакскую свиту (руч. Мунугуджак) мощность от 4 до 8 м (см. рисунок 2.2). Структура породы псаммитовая, текстура массивная. Петрографическое изучение показало, что аллотигенные компоненты представлены (рисунок 2.27, А) зернами кварца, полевых шпатов и обломками эффузивов кисло-среднего состава, размер обломочных зерен – от 0.05 до 0.4 мм, форма – остроугольная, таблитчатая, призматическая, зерна плохоокатанные, составляют 75–80 % породы. Цемент порово-пленочного типа кремнисто-

хлоритовый, слагает до 15 % породы. Аутигенные минералы: гематит, магнетит, составляют до 3 % породы. Вторичные минералы: хлорит, кальцит.

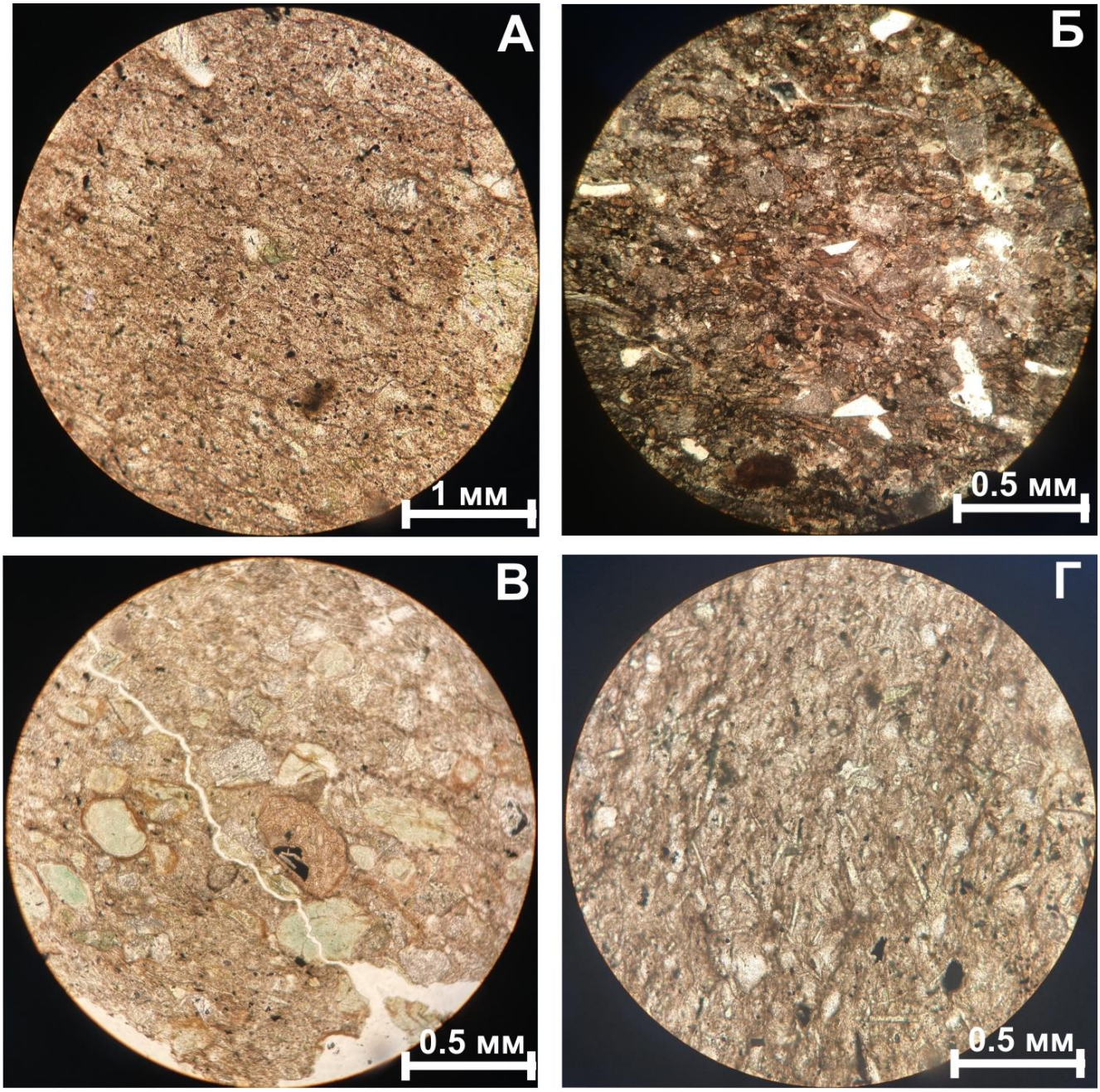


Рисунок 2.26. Серые туфоалевролиты джигдалинской свиты (руч. Водопадный) под микроскопом. А – основная масса породы, шлиф 108а-3/ИБ-15; Б – кристаллокласты и единичные обломки призм колымиид, шлиф 108а-6/ИБ-15; В – литокласты среднего состава, шлиф 108а-3/ИБ-15; Г – туфоалевролиты с игольчатыми пепловыми частицами, шлиф 108а-4/ИБ-15.

Разновидностью серых песчаников мунугуджакской свиты являются известковистые алевритистые песчаники серого цвета, мощностью 4 м. Они имеют микроорганогенно-детритовую структуру, массивную текстуру (рисунок 2.27, Б). Аллотигенные компоненты сложены обломками кварца, полевого шпата и эффузивных пород, размером 0.1–0.2 мм, они

имеют угловатую, остроугольную форму, и слагают 20–30 % породы. Органические остатки представлены спикулами губок, кремнистыми, частично замещенными фосфатом, слагают до 20–30 %. Все это цементируется бурым, почти непрозрачным аморфным веществом, главной составной частью которого являются фосфаты с примесью микрочешуйчатой глины, землистого карбоната и гидрооксидов железа, составляют 40–50 %. Особенностью является то, что обломки и спикулы губок обрастают тонкой оболочкой фосфатов, иногда концентрически зональной. В некоторых случаях наблюдается ободок из гирооксидов железа. Аутигенные минералы – фосфат, магнетит. Вторичные минералы – гематит, хлорит, кальцит.

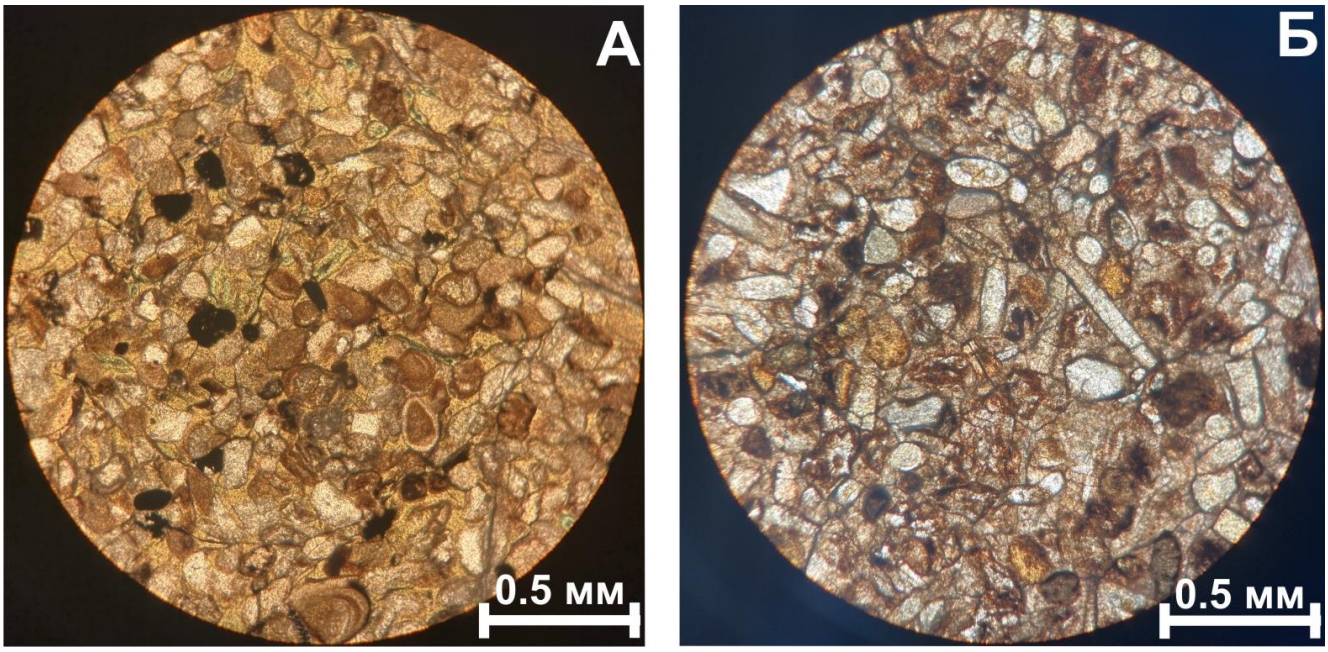


Рисунок 2.27. Серые песчаники мунугуджакской свиты (руч. Мунугуджак) под микроскопом. А – общий вид на породу под микроскопом, шлиф 79-2/ИБ-14. Б – песчаник с микроорганогенно-детритовой структурой, шлиф 9-2/АБ-99.

Зеленые песчаники слагают фолькскую свиту (разрез по р. Мунугуджак), мощность 25 м (см. рисунок 2.2). Структура породы псаммитовая, текстура массивная. Петрографическое изучение показало, что аллотигенные компоненты представлены кварцем, полевым шпатом, альбитом, эффузивными породами средне-кислого состава, размер зерен от 0.03 до 0.3 мм, составляют около 40–50% (рисунок 2.28, А). Обломочные частицы имеют призматическую и оскольчатую форму, плохую окатанность, среднюю сортировку. В породе встречаются обломки призматического слоя раковин колымиид, размером до 0.3 мм, слагают до 30%. Единичны колломорфные зерна глинисто-глауконитового сотава. Цемент поровый, хлоритового состава, слагает до 3 % породы. Аутигенный минерал – фосфорит.

Фосфатные песчаники (см. рисунок 2.28, Б) слагают фолькскую свиту (разрез по р. Мунугуджак), темно-серого цвета, форма геологических тел – линзы, мощность 0.5 м. Песчаники имеют органогенную в сочетании с колломорфно-обломочной структуру, массивную текстуру. Аллотигенные компоненты представлены зернами кварца, альбита и фельзита, кремнистых пород, размером от 0.03 до 0.3 мм, форма зерен преимущественно оскольчатая, слагают до 40 %. В строении породы определяются обломки призматического слоя раковин колымий (20 %), а также аутигенные зерна глауконита (10 %). Обломки раковин с карбонатным скелетом нередко по периферии обрастают корочкой аморфных или микрокристаллических фосфатов. Полости раковин выполнены кальцитом с примесью колломорфного глауконита и обломочных частиц, иногда с примесью фосфатов. Глауконит образует колломорные зерна с размерами не крупнее 0.3 мм, замещает полностью обломочки призматического слоя раковин. Все это цементируется обильным количеством (базальный тип) аморфных фосфатных минералов с примесью карбонатов, цемент составляет около 30 % породы.

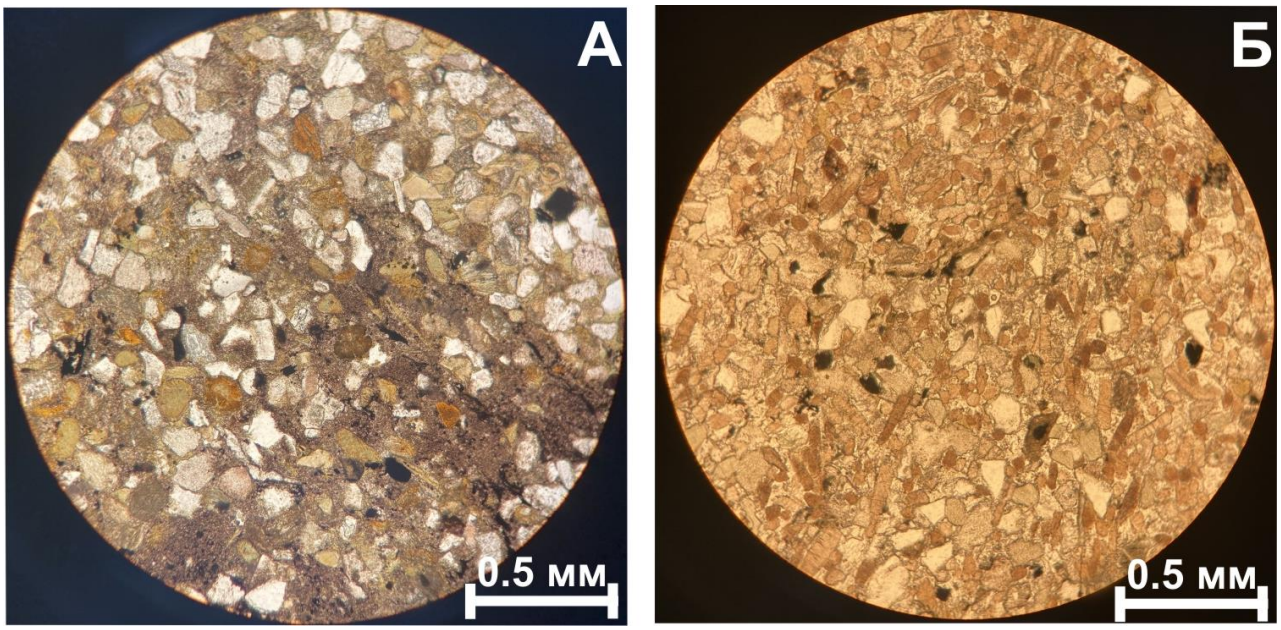


Рисунок 2.28. Зеленые песчаники фолькской свиты под микроскопом. А – средне-, мелкозернистые песчаники, шлиф 89-4/ИБ-14; Б – фосфатные песчаники, 89-2/ИБ-14.

2.5. Типичные ихнофоссилии юго-восточной части Омолонского массива

В ходе полевых работ были задокументированы и затем определены некоторые ихнофоссилии, их интерпретация проходила по методике, предложенной [Микулаш, Дронов, 2006; Ян, Вакуленко, 2011; Seilacher, 1964]. Использование следов жизнедеятельности для реконструкции палеогеографических обстановок учитывает ряд объективных ограничений.

Прежде всего при определении единичных следов жизнедеятельности нет однозначности. Один и тот же след можно интерпретировать по-разному, относя его к абсолютно разным ихнородам [Микулаш, Дронов, 2006]. Другая проблема при диагностировке ихнофоссилий – сходство биогенных текстур и механогенных (абиогенных), таких как следы волочения, следы ледяных кристаллов, отпечатки дождевых капель, знаки внедрения и др. Проблемы во многом решаются при изучении сонахождения ихнофоссилий в осадочных породах и их объединения в комплексы – ихнофации [Seilacher, 1964].

В разрезах юго-восточной части Омолонского массива и его западной периферии нами были идентифицированы следующие ихнороды: *Thalassinoides, Phycodes, Teichichnus, Chondrites, Zoophycos, Ophiomorpha, Rhizocorallium* [Брынько, Ведерников, 2018].

По этологической классификации А. Зейлахера [Seilacher, 1964] обнаруженные нами ихнофоссилии можно разделить на *fodinichnia* – следы проедания осадка (*Teichichnus, Chondrites, Rhizocorallium, Zoophycos*) и *domichnia* – следы обитания (*Ophiomorpha, Thalassinoides, Phycodes*).

Ихнород *Thalassinoides* (рисунок 2.29, А) зафиксирован в подошве нижнеомолонских колымиевых известняков и представлен ходами Т – Y-образной формы сочленения, с гладкой или шероховатой внешней поверхностью нор-ходов. Ходы слегка изгибающиеся, разветвляющиеся, длина хода до 20 см, диаметр 0.5–1 см, наблюдается заполнение вмещающими породами. Установить, кто мог оставлять такие следы, проблематично: по одной версии строителями норок могли быть артроподы, по другой – червеобразные организмы [Кнауст, Дронов, 2013].

К ихнороду *Ophiomorpha* нами была отнесена только одна находка (см. рисунок 2.29, Б). Этот след встречен вместе с ихнородом *Thalassinoides.* Длина хода 25 см, он не изгибается, диаметр 2 см, наблюдается заполнение хода вмещающими отложениями. Как всегда, особенностью этого ихнорода является бугристая стенка норки. *Ophiomorpha* весьма характерны для мелководных морских отложений, но они могли также встречаться и в опресненных обстановках, и в штормовых отложениях на глубоком шельфе [Frey et al., 1978]. Строителями норок *Ophiomorpha* могли быть ракообразные организмы [Knaust et al., 2012].

Phycodes (см. рисунок 2.29, В) был обнаружен совместно с *Thalassinoides* и *Ophiomorpha*. Представлен горизонтальными норами, которые состоят из основного туннеля и его разветвлений, состав материала, заполняющего норы, идентичен вмещающим отложениям. Длина хода 10–15 см, диаметр до 2 см. Мы отнесли эти ходы жизнедеятельности к виду *Phycodes palmatum,* Hall 1847, поскольку его характерной особенностью является «пальчатое» ветвление. Строителями норок могли быть роющие морские организмы, в частности, черви [Fillion, Pickerill, 1990].

Рисунок 2.29. Ихнофоссилии юго-восточной части Омолонского массива. А – *Thalassinoides*, Б – *Ophiomorpha*, В – *Phycodes*, Г – *Teichichnus*, Д – *Rhizocorallium*, Е – текстуры с высокой степенью переработки осадка биотурбацией, Ж – *Chondrites*, З – *Zoophycos.*

Chondrites (см. рисунок 2.29, Ж) представляет собой разветвленную систему туннелей, в поперечном сечении которых видны сближенные эллиптической формы ходы. Ветви этой системы не пересекаются, вертикальные срезы дают округлое и овальное сечение, размер систем до 5–7 см, диаметр эллиптических ходов 0.7 см. Ихнород наиболее широко распространен в верхней части омолонской свиты Омолонского массива, а также на его западном обрамлении в федоровской свите, но здесь в результате динамометаморфизма круговые сечения следов уплощаются. Животные, оставлявшие эти следы, достоверно не известны. Считается, что это следы питания червей [Ян, Вакуленко, 2011]. По другой версии, это хемосимбиотичные организмы, которые существовали в осадках с низким содержанием кислорода и высокой концентрацией сероводорода или метана, благодаря симбиозу с бактериями-хемосинтетиками [Ян, Вакуленко, 2011; Seilacher, 1990; Bromley, 1996].

Ихнород *Zoophycos* (см. рисунок 2.29, З) идентифицирован в известняках джигдалинской свиты. Ихнород в поперечном сечении имеет серповидную форму, с толстым нечетким неравномерным менисковым заполнением. Протяженность хода 35–40 см, диаметр до 1 см. Общая форма постройки конусообразная, размер такой постройки около 25 см. В пользу отнесения этих следов к *Zoophycos* говорят встреченные нами на руч. Федоровский своеобразные конические структуры, ось которых перпендикулярна напластованию [Ведерников и др., 2015]. Ходы интерпретируются как следы питания бесскелетных илоядных животных, по-видимому, червей [Микулаш, Дронов, 2006].

Ихнород *Teichichnus* (см. рисунок 2.29, Г) был встречен в омолонской свите. *Teichichnus* представлен норками-ходами с компонентой движения по вертикали. Ходы слабоизвилистые, выполненные веществом вмещающих отложений; их длина 6 см, диаметр 4 см, в поперечном сечении они имеют серповидную (U-образную) форму. Такие следы могли оставлять черви [Pemberton et al., 2002].

В разрезе на р. Мунугуджак в рулонской толще обнаружены единичные находки *Rhizocorallium* (см. рисунок 2.29, Д), они представлены наклонными, слегка изгибающимися U-образными ходами. Диаметр норок до 5 см, «шахта» толщиной около 1 см, длина хода 15–20 см. Такие следы могли оставлять кольчатые черви [Uchman, 1998].

Помимо идентифицированных следов жизнедеятельности, в породах часто встречаются текстуры с высокой степенью переработки осадка биотурбацией. В частности, мы наблюдали эти текстуры в омолонских известняках в разрезах по руч. Водопадный (см. рисунок 2.29, Е). Под такими текстурами понимается интенсивная переработка осадка донными организмами с уничтожением первичных текстур, при этом не представляется возможным выделить или идентифицировать родовую принадлежность ихнофоссилий. Такая биотурбация может говорить о большой заселенности животных при низкой скорости седиментации или в

результате многократного наложения следов жизнедеятельности в пределах одного слоя [Ян, Вакуленко, 2011].

Описанные выше ихнофоссилии в основном объединяются А. Зейлахером [Seilacher, 1967] в крузиановую ихнофацию. Она развивается на плохо сортированных субстратах сублиторальной зоны выше базиса штормовых волн и ниже базиса обычных волн [Микулаш, 2006]. Характерной чертой является разнообразие следов и обильная биотурбация осадка. Гидродинамический режим бассейна был спокойным. Следы жизнедеятельности *Zoophycos,* видимо, свидетельствуют об углублении бассейна. Наличие таких следов жизнедеятельности, как *Zoophycos, Chondrites, Thalassinoides* указывает на оксидные обстановки [Микулаш, 2006].

Глава 3. Изучение стабильных изотопов стронция, углерода и кислорода

3.1. Изотопные исследования стронция

В последние годы стронциевая хемостратиграфия все шире используется для решения широкого круга стратиграфических и палеогеографических задач [McArthur, 1994; Veizer et al., 1999; Korte et al., 2006; Korte, Ullmann, 2018]. Метод стронциевой изотопной стратиграфии (SIS) основан на анализе долговременных вариаций изотопного состава стронция в палеоокеанах и сообщавшихся с ними морях [McArthur, 1994; Veizer et al., 1999]. Причиной этих вариаций были изменения в балансе двух главных потоков стронция, поступавшего в океан: континентального с высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и мантийного с низким значением этого отношения [Hodell et al., 1989]. Высокая скорость перемешивания морских вод, которое происходит в течение нескольких тысяч лет [Faure, 1982; Elderfield, 1986; Кузнецов и др., 2012], обеспечивает единообразие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во всем объеме океанов и внутриконтинентальных морей. В результате этого усреднения отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ было одинаковым в одновозрастных морских бассейнах. Для возрастного обоснования палеозойской кривой используются брахиоподы и конодонты, так как эти группы организмов имеют низкомагнезиальный кальцит. Остальные группы фауны (например, двустворчатые моллюски) также могут быть использованы для SIS, но требуют дополнительного изучения для выявления их возможных вторичных преобразований. Современные данные по хемостратиграфии стронция позволяют коррелировать палеозойские отложения с точностью до нескольких миллионов лет [Кузнецов и др., 2012, 2018].

Для пермских отложений Северо-Востока Азии такая работа была начата недавно [Бяков и др., 2019] и показала высокую информативность метода для решения стратиграфических и других задач. В настоящем диссертационном исследовании были изучены 34 образца для исследования стронциевого соотношения (7 – из разреза по р. Русская-Омолонская, 16 – из разреза по руч. Водопадный, 11 – из разреза по р. Мунугуджак). Все образцы происходят из раковин брахиопод, почти исключительно спириферид представителей родов *Tumarinia*, *Neospirifer* и *Penzhinaella* хорошей сохранности (рисунок 3.1). Для корректной интерпретации результатов стронциевой изотопии был применен следующий комплекс методов: предварительная визуальная оценка перекристаллизации раковин, определение методом ICP-MS содержания Ca, Mg, Sr и Fe и петрографические исследования, в том числе катодолюминесцентные.

Предварительная визуальная оценка, исключавшая как перекристаллизацию раковинного вещества, так и диагенетические изменения в результате вторичных процессов –

выветривания, ожелезнения и т. д. раковин брахиопод, проводилась на этом этапе еще при полевых исследованиях.

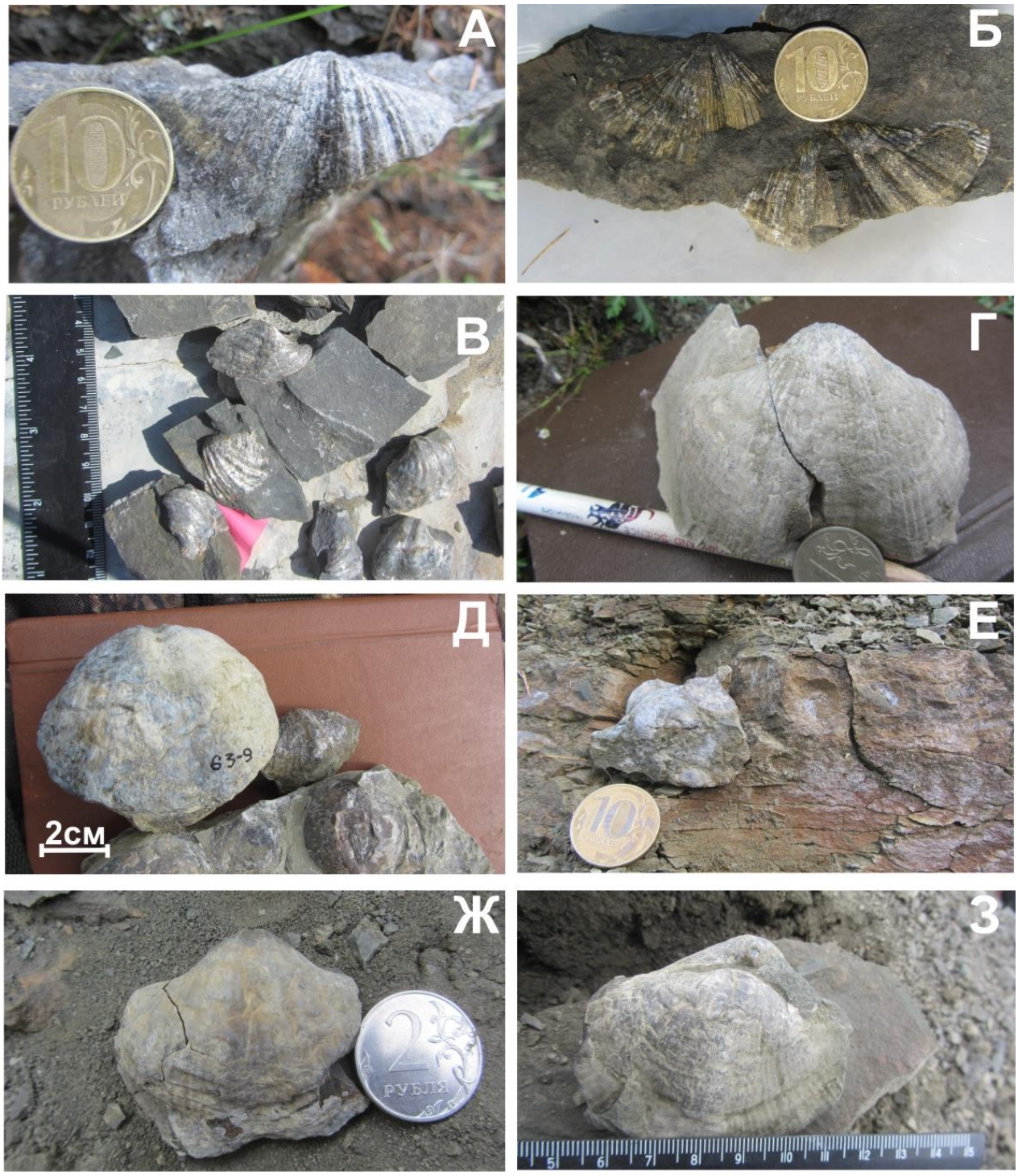


Рисунок 3.1. Раковины брахиопод хорошей сохранности, из которых были сделаны анализы на стронций. А – *Neospirifer* sp., обр. 78а/АБ-14, нижняя часть мунугуджакского регионального надгоризонта, руч. Мунугуджак; Б – *Pterospirifer* sp., обр.79-1/АБ-14, там же; В – *Spiriferella* sp., обр. 106/АБ-15, нижняя часть омолонского надгоризонта, руч. Водопадный; Г – *Spiriferidae* gen., обр. 119-3/АБ-15, верхняя часть омолонского надгоризонта, руч. Водопадный; Д – *Tumarinia* sp., обр. 63-9/АБ-14, нижняя часть гижигинского надгоризонта, р. Русская-Омолонская; Е – *Cancrinelloides* sp., обр. 63-15/АБ-15, средняя часть гижигинского надгоризонта, р. Русская-Омолонская; Ж – *Spiriferidae* gen., обр.122-1/АБ-15, верхняя часть хивачского надгоризонта, руч. Водопадный; З – *Neospirifer* sp., обр. 122-4/АБ-15, там же.

Определение методом ICP-MS содержания Ca, Mg, Sr и Fe и их соотношения позволяет судить о степени постседиментационных преобразований как вмещающих карбонатных пород, так и самих раковин [Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997]. Нами использованы геохимические критерии, являющиеся лимитирующими для установления степени диагенеза, допустимыми для изотопных исследований в раковинах: Fe/Sr < 5.0, Mg/Ca < 0.024 [Нургалиева, 2005] (таблица 1). Согласно этим критериям, по отношению Mg/Ca все раковины пригодны для дальнейшего изучения. Однако в ряде образцов соотношение Fe/Sr несколько превышает пороговые значения.

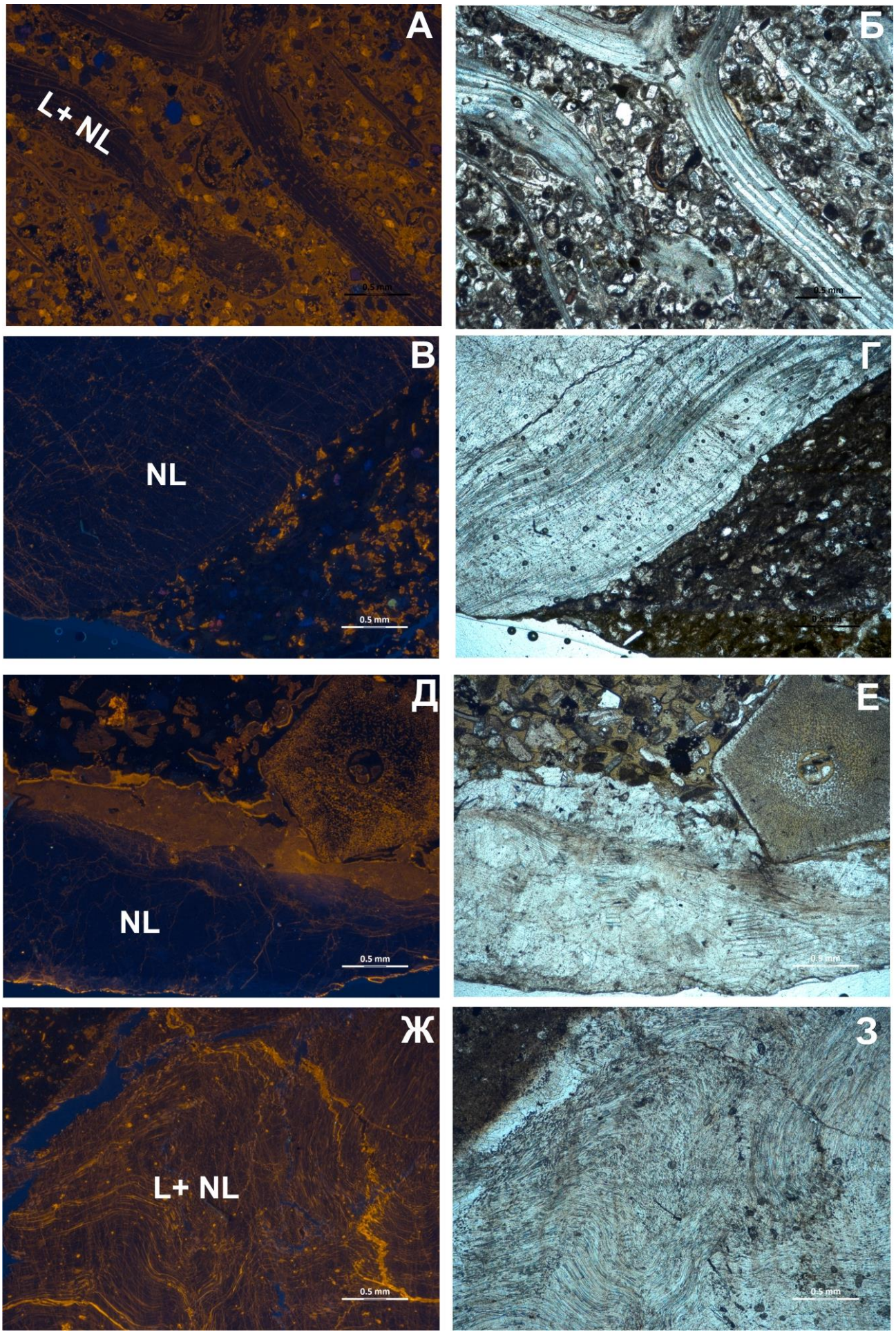
Петрографические исследования (катодолюминесцентная микроскопия) позволяют на микроуровне исключить образцы с постседиментационными изменениями и являются ценным инструментом для оценки диагенетических изменений в раковинах [Machel, 2000]. В результате проведенного изучения раковины были разделены нами на нелюминисцентные (NL), слабо люминисцентные (SL) и выражено люминисцентные (L) (рисунок 3.2) [Gabrieli et al., 2019]. Степень люминисценции отражает величину диагенетических изменений.

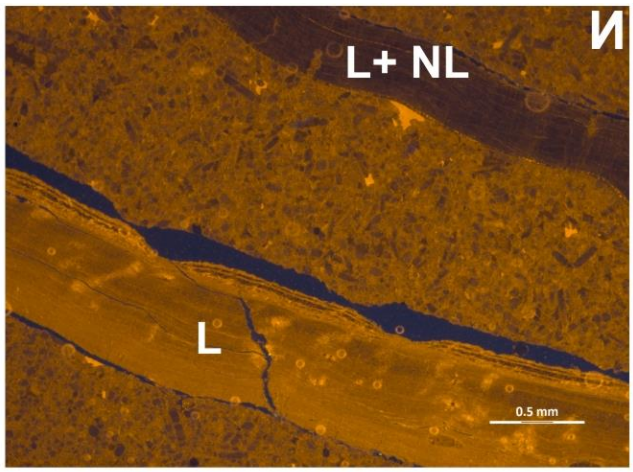
Таблица 1. Результаты анализа, методом ICP-MS, содержания Ca, Mg, Sr и Fe в раковинах некоторых брахиопод, г/т

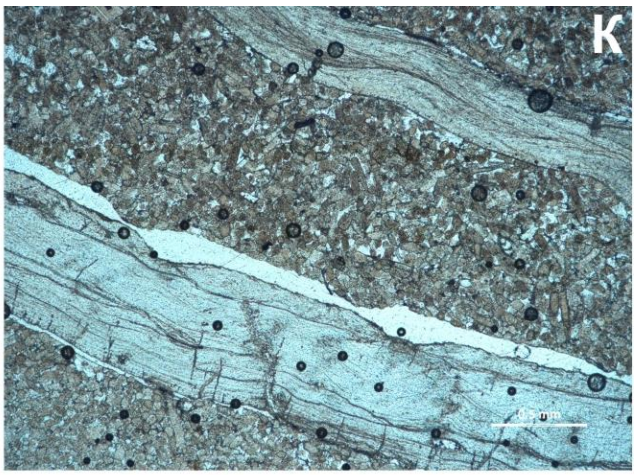
Образец	**Fe**	**Sr**	**Mg**	**Ca**	**Fe/Sr**	**Mg/Ca**
79-1	6823.77	61.03	4582.46	687924.44	108.67	0.006661
79-2	108122.37	453.08	3236.32	622990.79	238.64	0.005195
81-1	2109.14	560.60	3998.19	745839.38	3.76	0.005361
82-4	2216.00	893.01	2434.29	754100.34	2.48	0.003228
103-2	12274.62	808.68	5559.68	690266.76	15.18	0.008054
106	27872.92	665.90	1260.01	646040.72	41.86	0.00195
109-8B	8745.32	714.89	1624.13	668392.04	12.23	0.00243
109-A	1068.50	668.59	1455.91	1024758.82	1.60	0.001421
119-2A	1001.70	690.20	1258.23	702412.70	1.45	0.001791
119-3	2319.76	326.94	804.67	532094.60	7.10	0.001512
122-1	937.81	452.83	2186.43	723450.00	2.07	0.003022
122-5	702.14	700.67	794.88	707296.00	1.00	0.001124
123-4	9558.87	162.39	2366.69	714036.42	58.86	0.003315

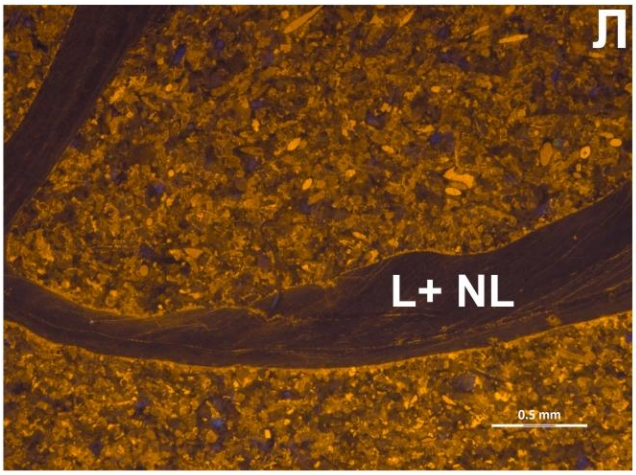
Таким образом, все проведенные нами исследования свидетельствуют о почти полном отсутствии диагенетических изменений в раковинах брахиопод.

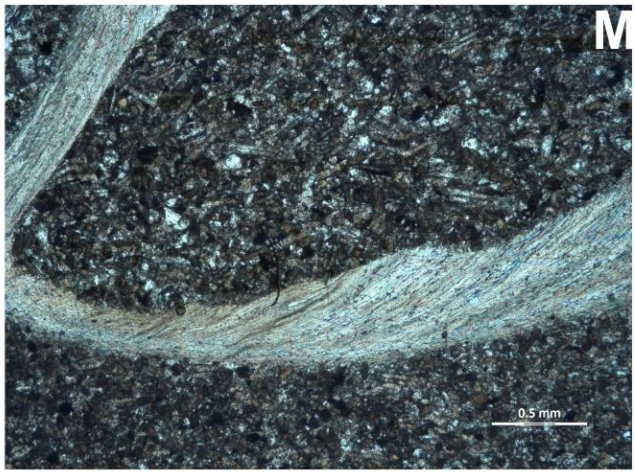
Общий тренд (стронциевая кривая) $^{87}Sr/^{86}Sr$ для морской воды фанерозоя впервые был приведен в работах [Peterman et al., 1970; Veizer, Compston, 1974; Burke et al., 1982] и позднее корректировался для некоторых палеозойских интервалов в работах [Denison et al., 1994; Jasper, 1999]. Крупным обобщением вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ для фанерозоя явилась работа [Veizer, et al., 1999]. Для пермских отложений последним обобщением является кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$, приведенная в работе [McArthur et al., 2020].

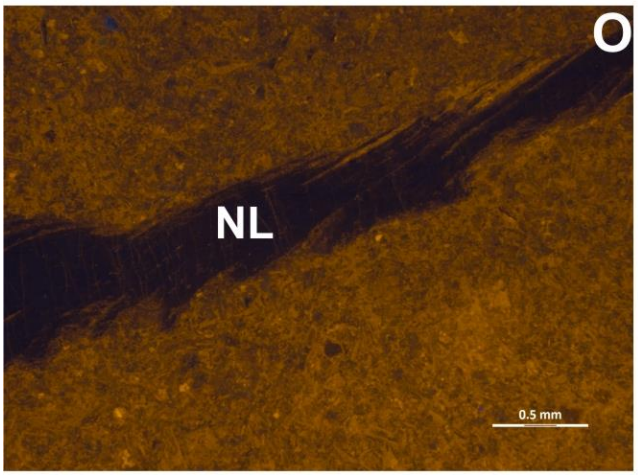

А
L+ NL
0.5 mm
Б
0.5 mm
В
NL
0.5 mm
Г
0.5 mm
Д
NL
0.5 mm
Е
0.5 mm
Ж
L+ NL
0.5 mm
З
0.5 mm

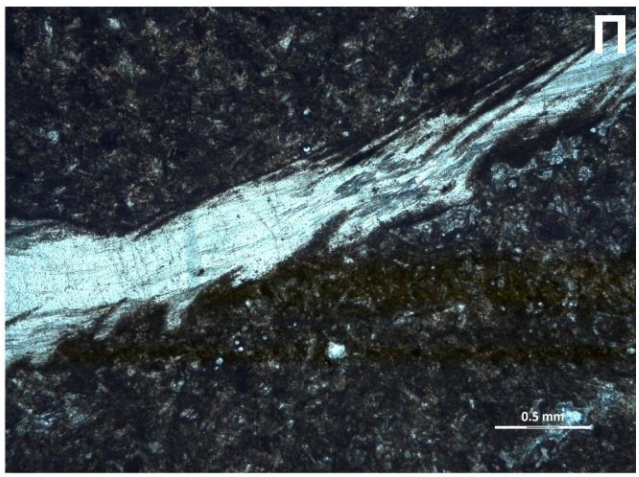

И
L+ NL
L
0.5 mm

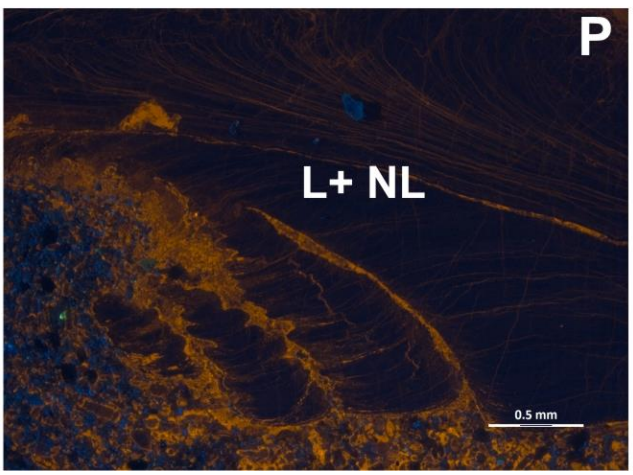

К

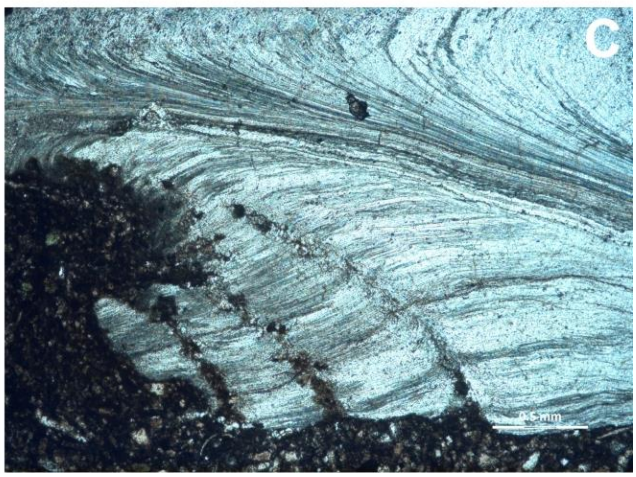

Л
L+ NL
0.5 mm


М
0.5 mm


О
NL
0.5 mm


П
0.5 mm


Р
L+ NL
0.5 mm


С

←**Рисунок 3.2.** Термолюминесцентные изображения некоторых изученных раковин брахиопод. NL – темно-синий цвет, нет люминесценции, что свидетельствует об отсутствии изменений. L – оранжевое свечение указывает на наличие диагенетических изменений. L+NL – слабо выраженное люминесцентное свечение. А, Б – обр. 79-1/АБ-14, нижняя часть мунугуджакского надгоризонта, р. Мунугуджак; В, Г – обр. 79-2/АБ-14, нижняя часть мунугуджакского надгоризонта, р. Мунугуджак; Д, Е – обр. 81-1/АБ-14, верхняя часть мунугуджакского надгоризонта, р. Мунугуджак; Ж, З – обр. 106/АБ-14, нижняя часть омолонского надгоризонта, руч. Водопадный; И, К – обр. 109А/АБ-15, средняя часть омолонского надгоризонта, руч. Водопадный; Л, М – обр. 119-3/АБ-15, верхняя часть омолонского надгоризонта, руч. Водопадный; О, П – обр. 63-9/АБ-14, нижняя часть гижигинского надгоризонта, р. Русская-Омолонская; Р, С – обр. 122-5/АБ-15, верхняя часть хивачского надгоризонта, руч. Водопадный.

Пермский период был временем, когда соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ испытывало значительные вариации, и поэтому его изучение может быть весьма информативным для стратиграфических целей (рисунок 3.3) [Korte, Ullman, 2018].

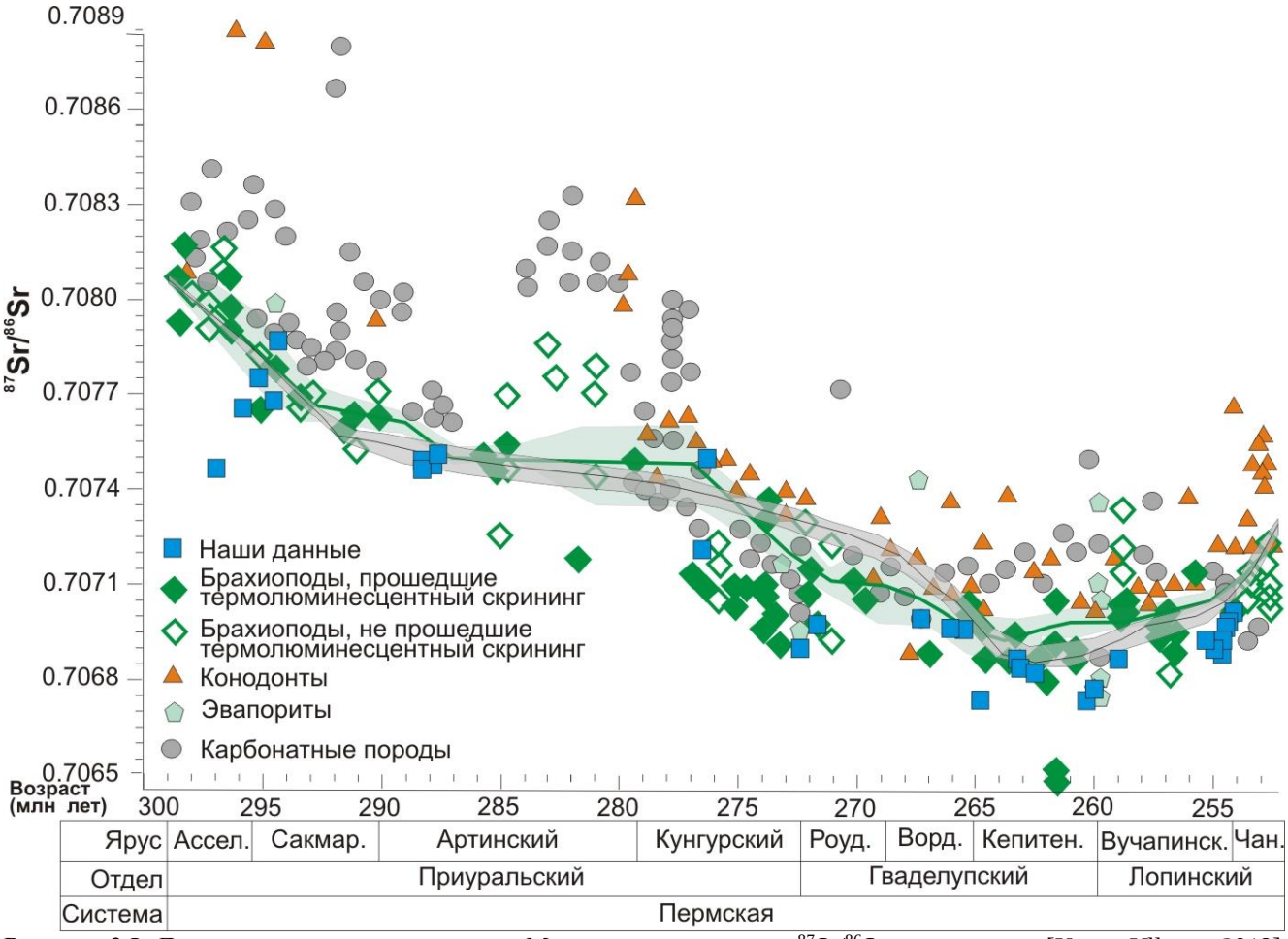


Рисунок 3.3. Данные по изотопии стронция и Международная кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ соотношения [Korte, Ullman, 2018]. Черная кривая с серым трендом построена по данным [McArthur et al., 2001, 2012], а зеленая кривая с трендом – по данным [Korte et al., 2006].

Работы по изучению стронциевого соотношения являются пионерными для пермских отложений Северо-Востока России. Следует отметить, что полученные нами данные неравномерно распределены по стратиграфической шкале, поскольку мы не ставили задачи сплошного опробования всего пермского разреза. В рамках проведенного исследования предпочтение отдавалось средне-верхнепермскому интервалу, поскольку именно он наиболее сложен для межрегиональной корреляции. В изученных нами разрезах нижней перми Омолонского массива остатки фауны пригодны для изучения стронциевого соотношения, распределены неравномерно. Кроме того, недостаточная обнаженность этого интервала также повлияла на количество отобранных проб.

Для ассельского яруса были проанализированы всего две пробы в нижней части разреза (рисунок 3.4). Полученные результаты несколько отличаются от международной кривой [Korte, Ullman 2018; McArthur et al., 2020] – на 0.0005–0.0006.

Сакмарский ярус охарактеризован также только в нижней части тремя пробами (рис. 3.4). Этому интервалу свойственно максимальное соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученное нами, которое составляет 0.707842 и соответствует нижней части сакмарского яруса МСШ. Эти значения практически идентичны данным мирового тренда стронциевого соотношения [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020] (рисунок 3.5).

В нижней части артинского яруса изучены четыре пробы (см. рисунок 3.4). Полученные результаты также имеют хорошую сходимость с международной кривой стронциевого соотношения [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020] (см. рисунок 3.5), отличаясь очень незначительно – на 0.0003–0.0007.

В кунгурском ярусе были проанализированы только две пробы из верхней части разреза (см. рисунок 3.4). Одно значение (0.707265) имеет хорошую сходимость с мировой кривой стронция [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020], второе значение (0.707491) показывает относительно удовлетворительную сходимость с международными кривыми, отличаясь на 0.0005.

Роудский ярус охарактеризован шестью пробами (две – из нижней части, четыре – из верхней части разреза). Эти пробы показывают очень хорошую сходимость с мировой кривой стронция [McArthur et al., 2020], за исключением самой нижней пробы, которая отличается на 0.0002 (см. рисунок 3.5).

Вордский ярус охарактеризован только в самой верхней части разреза; были изучены 2 образца (см. рисунок 3.4). Для этого интервала наши результаты имеют хорошую сходимость с мировом трендом стронциевого соотношения [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020] (см. рисунок 3.5).

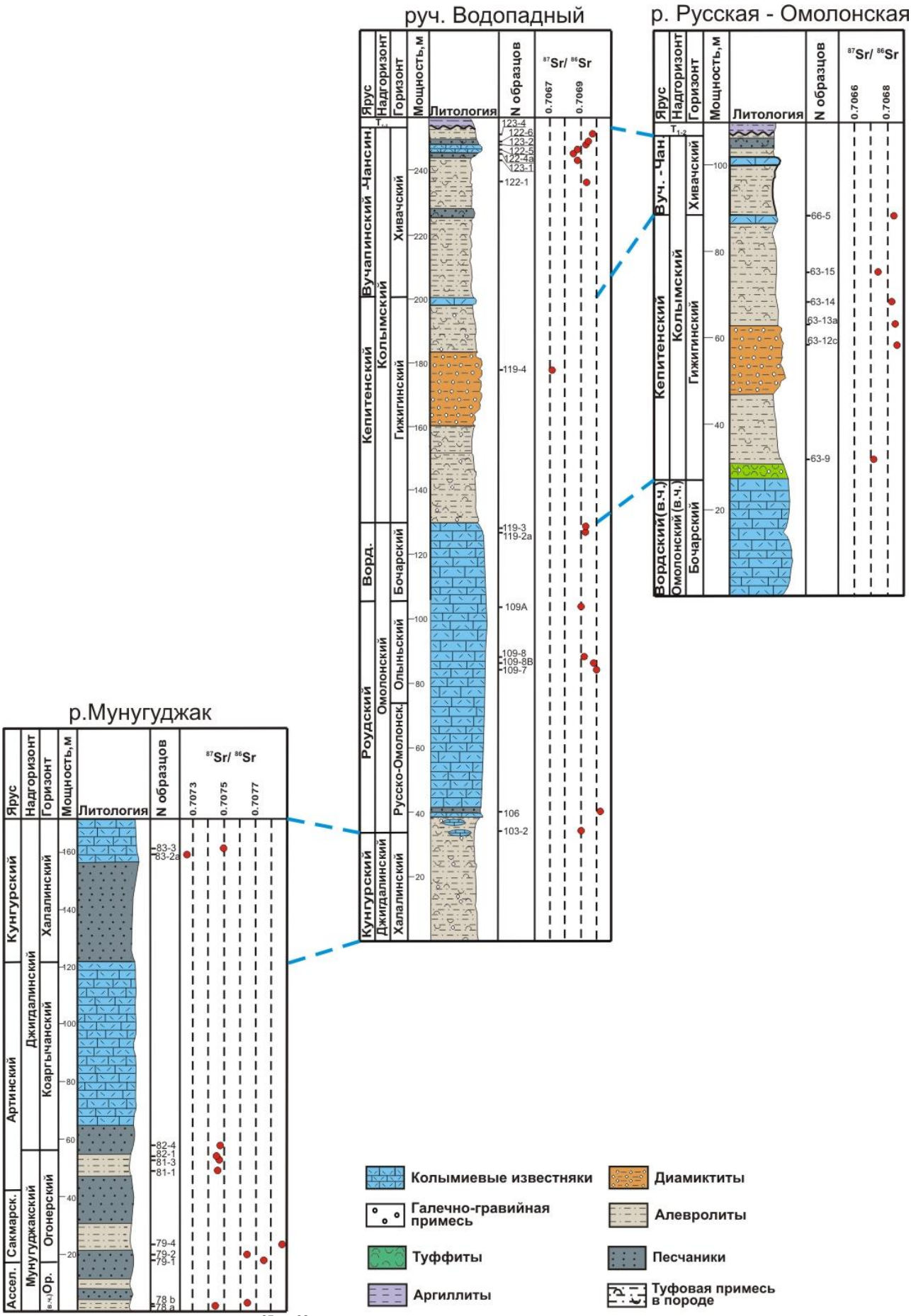


Рисунок 3.4. Вариации изменения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в раковинах брахиопод в пермских разрезах по р. Мунугуджак, руч. Водопадный и р. Русская-Омолонская**.**

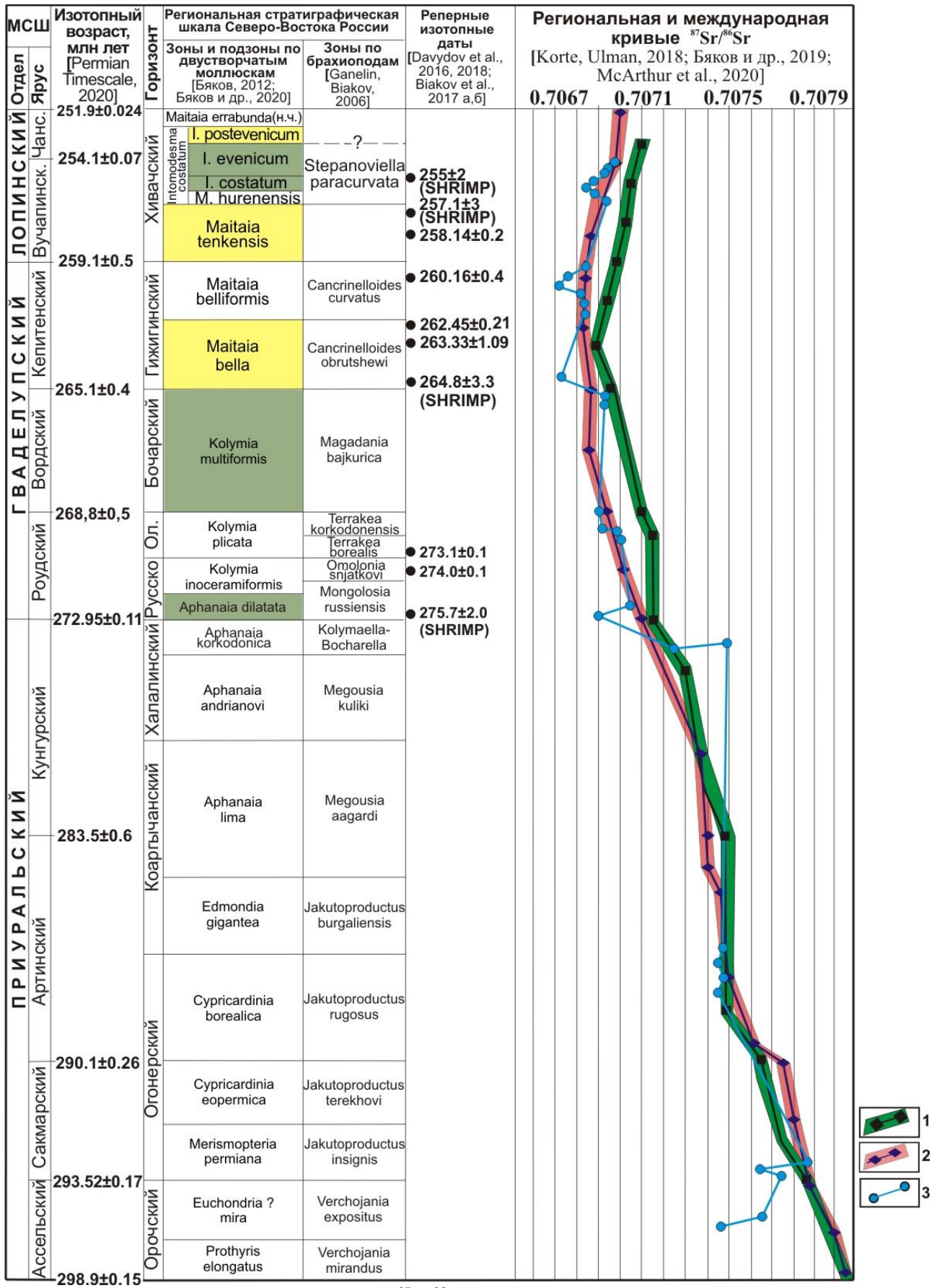


Рисунок 3.5. Региональные и глобальная кривые $^{87}Sr/^{86}Sr$ и их сопоставление с Международной и Региональной стратиграфическими шкалами перми. 1 – Международная кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ соотношения [Korte, Ullman, 2018]; 2 – Международная кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ соотношения [McArthur et al., 2020]; 3 – Региональная кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ соотношения, построенная по нашим данным.

Кепитенский ярус охарактеризован семью пробами. Полученные значения показывают хорошую сходимость с международными кривыми [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020] (рисунок 3.5, 3.6).

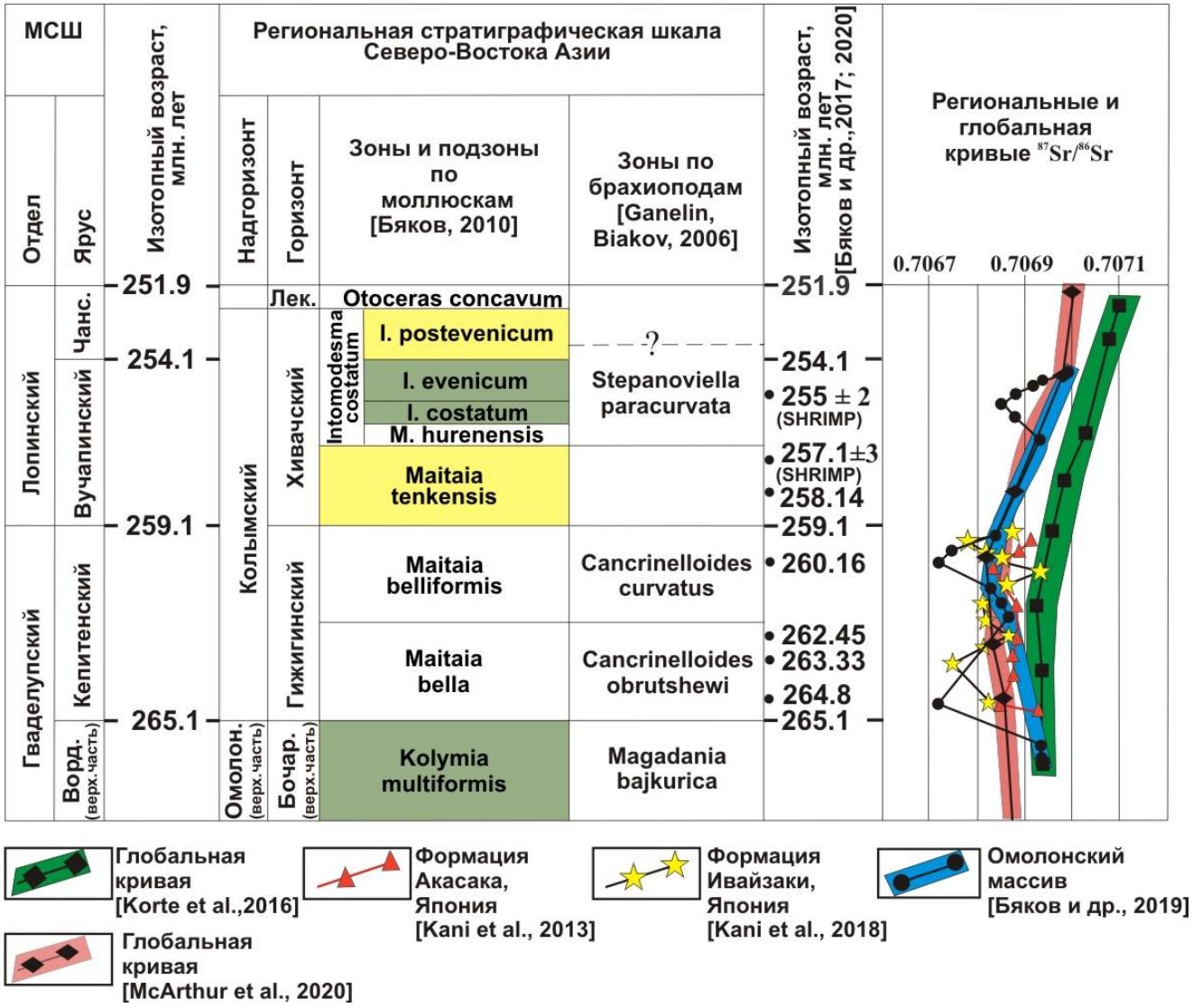


Рисунок 3.6. Сопоставление кривых стронциевого соотношения для средне-верхнепермских отложений по [Бяков и др., 2019].

Для этого стратиграфического интервала установлены два минимума. Один зафиксирован нами в самом начале кепитена (значение 0.706709) и может коррелироваться с аналогичным минимумом, установленным в Японии, где анализировались атолловые известняки [Kani et al., 2013] и мелкозернистые микритовые известняки [Kani et al., 2018] (см. рисунок 3.6). Еще один минимум, вычисленный нами, расположен в верхней части кепитенского разреза и соответствует верхнекепитенскому стронциевому минимуму, что хорошо согласуется с его стратиграфическим положением; полученное значение составляет

0.706709. Второй кепитенский минимум также хорошо выражен в тех же мелководных известняках Японии [Kani et al., 2013, 2018].

Из вучапинского интервала было проанализировано семь проб в верхней части разреза. Полученные результаты показывают также достаточно хорошую сходимость с международными кривыми [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020], незначительно отличаясь на 0.00015–0.00003.

Если сравнивать наши результаты с международной кривой, то в целом полученная нами кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ с небольшими отклонениями повторяет известный мировой тренд стронциевого соотношения [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020].

Нижние две пробы из ассельского интервала и две пробы из верхнекунгурского-нижнероудского интервала показывают некоторые отличия от международной стронциевой кривой. Эти отличия вызывают трудности в интерпретации полученных результатов, в первую очередь, из-за малого количества данных. Единственным объяснением таких «отскоков» могут быть особенности местного осадконакопления.

Пониженные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученные нами для кепитенского интервала, вероятно, связаны с поступлением в океан Ангаючам значительных количеств облегченного фемического стронция в связи с резким усилением процессов рифтогенеза по периферии Омолонского бассейна и, в частности, с существенным расширением Оймяконского бассейна и океана Ангаючам [Бяков и др., 2005, 2019].

3.2. Изотопные исследования углерода

Одним из основных направлений в изотопной геохимии осадочных пород, наряду с изучением изотопного состава стронция, является изучение изменения изотопного состава углерода и кислорода в древних океанах [Захаров и др., 2006; Виноградов, 2009; Юдович, Кетрис, 2011; Zeng et al., 2011; Nurgalieva et al., 2015]. Изотопные исследование углерода используются в корреляции разрезов, а также для палеогеографических реконструкций прошлого, в частности, по ним можно сделать выводы о продуктивности морского бассейна и циркуляции воды в океанах [Kroopnick et al., 1970; Anderson, Arthur, 1983; Korte et al., 2005; Cao et al., 2018].

В ходе геохимического круговорота углерода происходит разделение его изотопов на два вида: органического происхождения ($\delta^{13}C_{орг.}$) и карбонатного ($\delta^{13}C_{карб.}$). Углерод органического происхождения образуется при процессах фотосинтеза, при котором органическое вещество обогащается легким изотопом углерода [Виноградов, 2005].

Процесс фомирования $\delta^{13}C_{карб.}$ приводит к изотопному обмену в карбонатной системе [Юдович, Кетрис, 2010]. Мы проводили только изотопные исследования карбонатного углерода. Изотопный состав углерода органогенных карбонатов определяется несколькими факторами: 1) фракционированием изотопов углерода между газообразной двуокисью углерода, карбонатом кальция, растворенным в воде, и карбонатом кальция морских организмов; 2) значением ^{13}C в CO_2, находящимся в равновесии с карбонатными ионами в растворе; 3) влиянием химических свойств системы, в том числе кислотностью (pH); 4) температурой, при которой устанавливается изотопное равновесие [Захаров и др., 2006].

В качестве нормированного стандарта для $\delta^{13}C$ принято содержание этого изотопа в ископаемом моллюске *Belemnitella americana* (Mort.) из Южной Калифорнии, равное нулю (обозначается как PDB). В последнее время используют Венский вторичный стандарт, обозначаемый как V-PDB [Захаров и др., 2006].

В основе изотопных исследований углерода лежит предположение о сохранности изотопной системы в течение всего времени существования породы. Однако для древних пород, в частности пермских, существует большая проблема нарушения изотопных систем в результате диагенеза [Lowenstam, 1961; Anderson, Arthur, 1983; Grossman, 1994; Brand, 2004; Mii et al., 2012, 2013]. Поэтому перед проведением интерпретации данных, основанных на изотопии углерода, необходимо тщательно проверять степень измененности образцов.

При изучении изотопии углерода нельзя исключить эпигенетической переработки карбонатного материала [Виноградов, 2008; Виноградов и др., 2011], но изотопный состав карбонатного углерода, в отличие от изотопного состава карбонатного кислорода, сохраняется в породах со времени их образования. Это связано с тем, что за редким исключением в подземных водах относительное воздействие активной углекислоты невелико, и изотопный состав породообразующего компонента становится устойчивым [Виноградов, 2008; Halverson et al., 2005]. Существуют разные критерии для отбраковки образцов с диагенетическими изменениями. Так, для вмещающих пород используются следующие: $Mn/Sr \leq 4$, $Fe/Sr \leq 10$, $\delta^{18}O$ (PDB) > –10 ‰ [Семихатов и др., 2004]; для раковин брахиопод – по $\delta^{13}C_{карб.}$ > -8 ‰ [Marshall, 1992]. Однако перечисленные геохимические критерии применялись с осторожностью. Так, например, образцы, не соответствующие вышеуказанным геохимическим критериям, в некоторых случаях тоже учитывались при обработке данных – если величина $\delta^{13}C$ в них идентична таковой у пригодных смежных образцов и их исключение не меняет общей картины [Дуб и др., 2020].

Для корректной интерпретации $\delta^{13}C_{карб.}$ был применен следующий комплекс методов: визуальная оценка перекристаллизации раковин брахиопод и пород, определение методом ICP-

MS содержания Mn, Sr и Fe в колымиевых известняках. Для раковин критерием определения диагенетических изменений нами принято значение $\delta^{13} C_{карб.} \geq -8$ ‰ [Marshall, 1992].

Предварительный визуальный контроль включал в себя оценку степени перекристаллизации раковинного вещества и диагенетических изменений. Выветрелые, перекристаллизованные раковины брахиопод отбраковывались еще при полевых исследованиях. При отборе колымиевых известняков исключались образцы с видимой примесью глинистого и терригенного материала, прожилками, ожелезнением, перекристаллизацией (рисунок 3.7, А,Б).

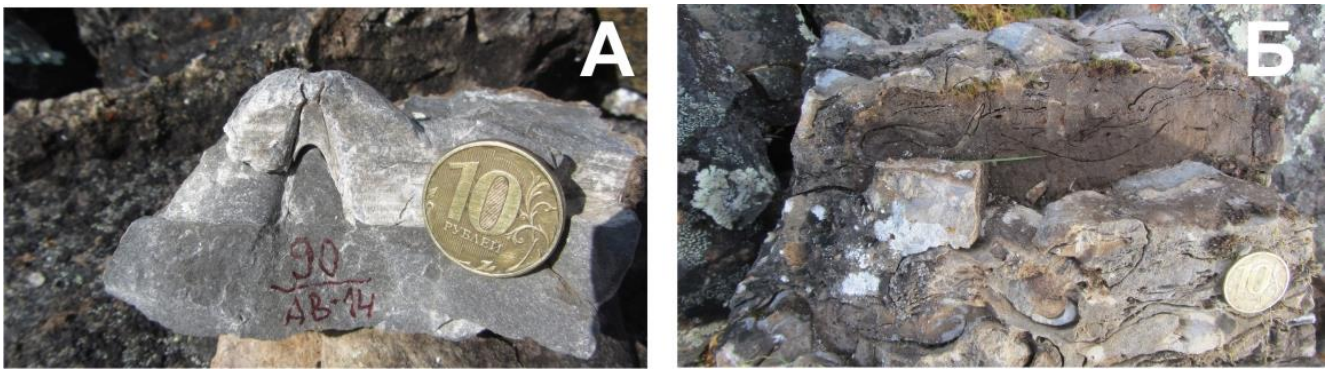


Рисунок 3.7. Раковины брахиопод. А – *Tumarinia* vel *Olgedia*, обр. 90/АБ-14, Б – перекристаллизованные раковины спириферид, верхи омолонского надгоризонта, руч. Мунугуджак.

Методом ICP-MS устанавливались содержания Mn, Sr и Fe с целью определения геохимических критериев пригодности колымиевых известняков: Mn/Sr ≤ 4, Fe/Sr ≤ 10 [Семихатов и др., 2004] (таблица 2). Согласно этим критериям, колымиевые известняки оказались пригодны для дальнейшего изучения.

Таблица 2. Результаты анализа методом ICP-MS содержания Mn, Sr и Fe в колымиевых известняках, г/т

Образец	Fe	Sr	Mn	Fe/Sr	Mn/Sr
63-1	6994.40	3584.2	1161.65	1.95	0.32
64-1	2727.82	720.62	387.22	3.79	0.54
64-4	3567.14	452.25	232.33	7.89	0.51
64-7	2098.32	435.07	232.33	4.82	0.53
64-8	1608.71	361.92	240.07	4.44	0.66
64-10	2517.98	349.04	232.33	7.21	0.67
64-12	1888.49	376.24	154.89	5.02	0.41
64-17	1818.54	418.4	464.66	4.35	1.11
67-2	3916.86	507.78	774.43	7.71	1.53
67-4	3497.20	965.56	851.87	3.66	0.88

Для раковин брахиопод основным критерием для разграничения диагенетических изменений являлась величина $\delta^{13}C_{карб.} \geq -8$ ‰ [Marshall, 1992], поэтому из дальнейшей обработки данных исключены 4 образца со значением $\delta^{13}C_{карб.}$ от -18.03 до -9.41 ‰.

Всего нами было проанализировано 111 проб на $\delta^{13}C_{карб.}$ как из раковин брахиопод (63 пробы), так и из вмещающих пород – колымиевых известняков (48 проб). Из разреза по р. Русская-Омолонская было проанализировано 45 проб (из джигдалинской, омолонской, гижигинской и хивачской свит), из которых 29 проб отобрано из колымиевых известняков. Значения $\delta^{13}C_{карб.}$ колеблются от -18.3 до +6.1 ‰; среднее значение +1.27 ‰. Из разреза по р. Мунугуджак были проанализированы 39 проб (из мунугуджакской, рулонской, фолькской свит), из которых 17 проб отобрано из колымиевых известняков. Значения $\delta^{13}C_{карб.}$ колеблются от -10.7 до +5.7, среднее значение +0.96 ‰. Также 27 проб были отобраны из разреза по руч. Федоровский (из верхней части магивеемской и федоровской свит), при этом в 12 пробах значение $\delta^{13}C_{карб.}$ было ниже определяемого порога, в остальных породах значения колебались от -0.81 до -20.13, среднее значение -9.55 ‰ (рисунок 3.8). Очевидно, что такие низкие значения связаны с диагенетическими изменениями [Захаров и др., 2006].

Полученные нами данные мы можем разделить на две группы: первая – «нормальные» значения от -8 до +6.01 ‰. Вторая – заведомо низкие значения от -16 до -8 ‰, которые, очевидно, связаны с диагенетическими изменениями (см. рисунок 3.8).

Результаты анализа $\delta^{13}C_{карб.}$ колымиевых известняков обнаруживают тяжелый изотопный состав, достигающий +6 ‰ (рисунок 3.9). При этом среднепермские (омолонская свита) известняки имеют более высокие значения содержания этого изотопа: от +5.10 до +6.01 ‰, чем нижнепермские (рулонская толща), где содержание $\delta^{13}C_{карб.}$ составляет от +1.36 до +4.84 ‰. Эти значения характерны как для массивных, так и слоистых колымиевых известняков и известняков-ракушечников [Бяков и др., 2015]. Такие результаты мы связываем с увеличением биопродуктивности Омолонского бассейна в роудско-вордское время. Схожие значения $\delta^{13}C_{карб.}$ имеют морские осадочные карбонаты верхней перми Палеотетиса – разрезы Армении, Турции, Пакистана, Непала, Китая, где содержания изотопа $\delta^{13}C_{карб.}$ достигают +4…+7 ‰ [Holser et al., 1989; Baud et al., 1989, 1996]. Некоторое облегчение $\delta^{13}C_{карб.}$ (на 2 ‰) в верхнеомолонской свите, по-видимому, можно связать с завершением морской трансгрессии [Кашик и др., 1990]. Еще одним индикатором, подтверждающим завершение трансгрессии в Омолонском бассейне в позднеомолонское время, является изменение глубины отрицательной европиевой аномалии с 0.42 в раннем роуде до 0.91 в конце ворда (см. главу 5.2).

Высокие содержания $\delta^{13}C_{карб.}$ говорят, скорее всего, о повышенной биопродуктивности бассейна, что можно объяснить деятельностью бактериальных организмов. Полученные результаты подтверждают ранее высказанное В. Г. Ганелиным мнение о бактериальном

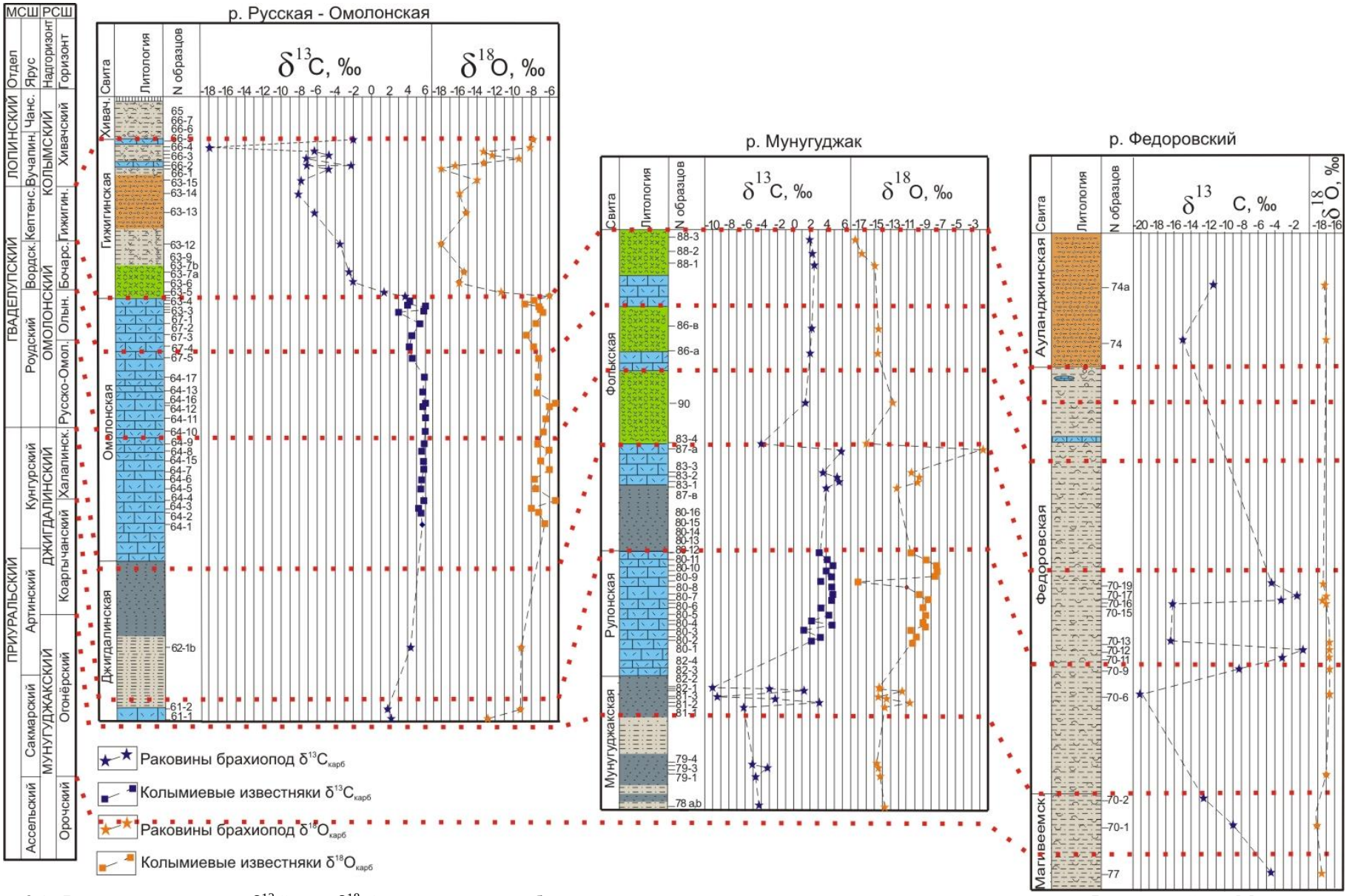


Рисунок 3.8. Вариации изменения $\delta^{13}C_{карб.}$ и $\delta^{18}O_{карб.}$ в раковинах брахиопод и колымиевых известняках перми по разрезам руч. Водопадный, р. Мунугуджак и руч. Федоровский.

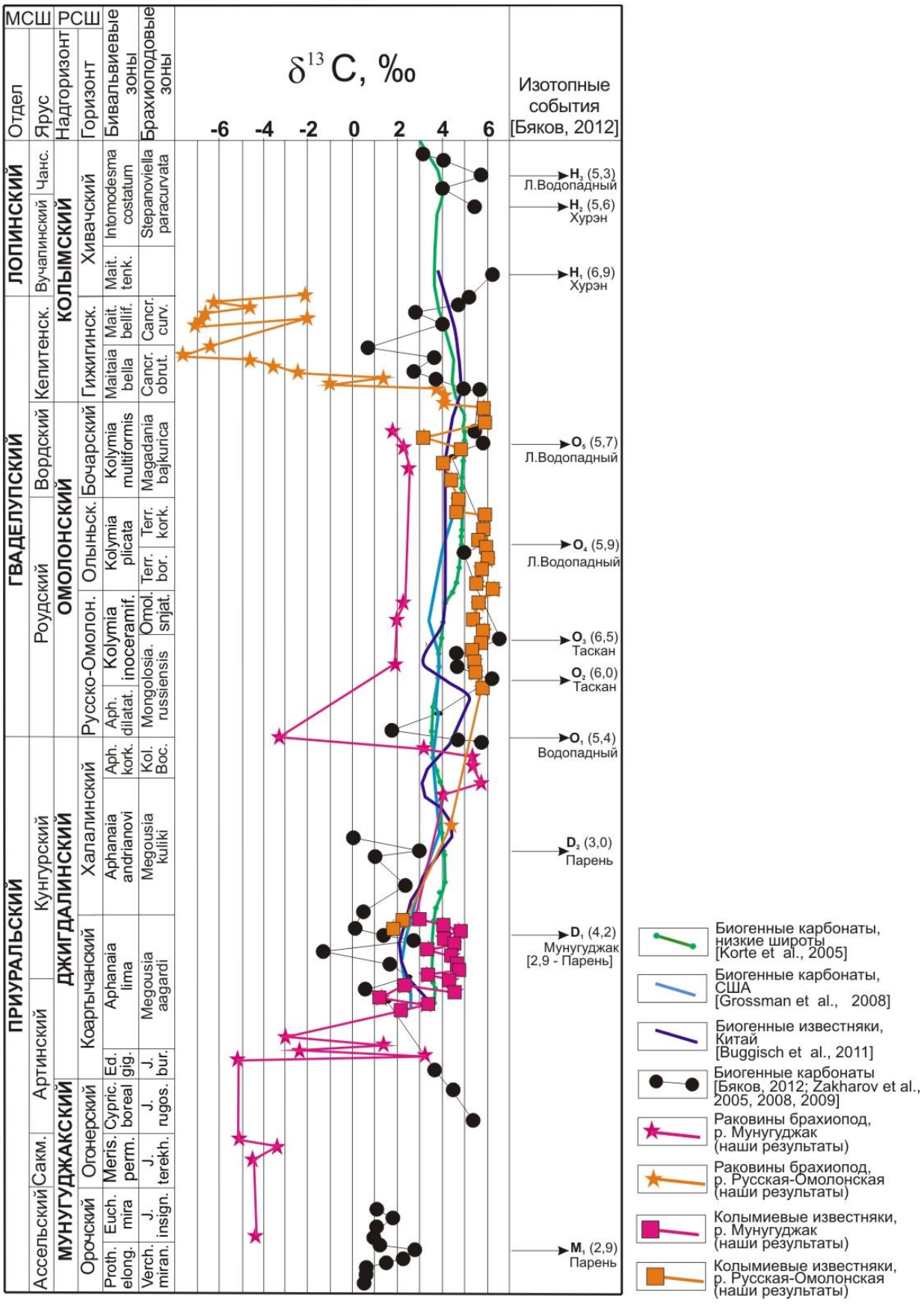


Рисунок 3.9. Сравнение вариаций $\delta C^{13}_{карб.}$ в раковинах брахиопод и колымиевых известняках перми в разрезах по рр. Мунугуджак и Русская-Омолонская, в биогенных карбонатах низких широт [Korte et al., 2005], в биогенных карбонатах США [Grossman et al., 2008], в биогенных известняках Китая [Buggisch et al., 2011] и в биогенных карбонатах Северо-Востока России [Бяков, 2012].

происхождении этих пород [Ганелин, 2013]. По В. Г. Ганелину, колымиевые известняки формировались в бескислородных условиях при помощи сульфат-редуцирующих бактерий, о чем свидетельствует запах сероводорода и фрамбоидный пирит, обнаруженный при электронно-микроскопических исследованиях [Ганелин, 2013]. Однако наши данные геохимических исследований (см. главу 5.2) – индексы (показатели окислительно-восстановительных условий в придонной части бассейна) $U_{aut.}$, $Ce_{anom.}$, V/Cr, V/(V+Ni) свидетельствуют о кислородной обстановке, а в работе [Юдович, Кетрис, 2011] указано, что значения $\delta^{13}C_{карб.}$ для пород, образовавшихся при помощи сульфат-редуцирующихся бактерий, должны быть выше +10 ‰ и показатели δ^{18} $O_{карб.}$ обязаны обладать более утяжеленными значениями, чем полученные нами. Исходя из этого, сложно сделать однозначный вывод о том, в каких именно (кислородные, бескислородные) обстановках формировались колымиевые известняки.

Для нижнепермских отложений (ассельско-нижнеартинский интервал) материалом для определения $\delta^{13}C_{карб.}$ послужили раковины брахиопод-спирифирид. В разрезе по р. Мунугуджак (см. рисунок 3.9) полученные нами значения колеблются от -5.22 до +3.16 ‰. По этим данным можно предположить два варианта интерпретации: 1) раковины были подвержены диагенезу (согласно катодолюминесцентной микроскопии проба 81-1/АБ-14 имеет в своем строении участки, которые были подвержены перекристаллизации, возможно, это повлияло на полученный результат); 2) менее правдоподобный вариант таких резких флуктуаций – особенности местных условий осадконакопления.

Для верхнепермских отложений (кепитенско-вучапинский интервал) материал на $\delta^{13}C_{карб.}$ был также отобран из раковин брахиопод-спирифирид. В разрезе по р. Русская-Омолонская (см. рисунок 3.9) полученные значения показывают резкое облегчение δ^{13} $C_{карб.}$ Скорее всего, это связано с неблагоприятными условиями существования в это время фауны [Бяков, 2012], в частности с активизацией вулканической деятельности Охотско-Тайгоносской вулканической дуги.

Однако для рассматриваемого интервала есть еще результаты, полученные А. С. Бяковым [Бяков, 2010] из раковин брахиопод (см. рисунок 3.9), которые свидетельствуют об утяжеленном углероде (от +0.7 до +6.3 ‰). Из этого можно было бы сделать вывод, что наши образцы могли быть подвержены определенным диагенетическим изменениям.

В то же время термолюминесцентное изучение раковин брахиопод показывает, что большинство из них не претерпело существенных изменений (см. главу 3.1), поэтому этот вопрос остается также дискуссионным.

В целом полученные нами материалы для роудско-вордских колымиевых известняков подтверждают более ранние результаты исследований изотопного состава раковинного

вещества омолонских сообществ двустворок-колымиид Тасканского бассейна [Zakharov et al., 2008] и согласуются с исследованием биогенных карбонатов из раковин брахиопод (преимущественно) и двустворок-колымиид [Бяков, 2010, 2012а,б]. Также следует отметить, что наши значения, полученные для колымиевых известняков артинско-вордского интервала, в целом согласуются с результатами, полученными в разных бассейнах мира [Korte et al., 2005; Grossman et al., 2008; Buggisch et al., 2011] (см. рисунок 3.9). Определенные отличия наших результатов с другими данными могут быть объяснены региональными особенностями Омолонского бассейна.

Таким образом, нами получены новые материалы по $\delta^{13}C_{карб.}$ как по биогенным карбонатам, так и по вмещающим известнякам, что позволило уточнить региональный тренд этого изотопа. Дано сравнение полученного тренда с аналогичными трендами в других бассейнах надобласти Тетис (США, Китай). Этот тренд $\delta^{13}C_{карб.}$ установлен впервые для пермских отложений Бореальных бассейнов.

3.3. Изотопные исследования кислорода

Изотопный состав кислорода карбонатов на стадии седиментации контролируется изотопным составом кислорода воды и ее температурой [Скляров и др., 2001; Виноградов, 2009]. В качестве стандарта используются две системы нормирования: по PDB и по SMOW (средний состав океанической воды) при 16.5°C [Скляров и др., 2001].

Между собой вышеотмеченные стандарты коррелируют в соответствии с формулами [Скляров и др., 2001]:

$\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03091\ \delta^{18}O_{PDB} + 30.01;$

$\delta^{18}O_{PDB} = 0.97002\ \delta^{18}O_{SMOW} - 29.98.$

Благодаря изучению изотопии кислорода мы можем рассчитать температурный режим бассейна и степень его солености.

В тех же 111 пробах, которые были проанализированы на $\delta^{13}C_{карб.}$, проведено исследование $\delta^{18}O_{карб.}$ (см. рисунок 3.8). Однако практически во всех пробах значения $\delta^{18}O_{карб.}$ представляются явно заниженными. Из разреза по р. Русская-Омолонская было проанализировано 45 проб (из джигдалинской, омолонской, гижигинской и хивачской свит), из которых 28 проб отобрано из колымиевых известняков. Значения $\delta^{18}O_{карб.}$ колеблются от -18.09 до -5.23 ‰, среднее -9.72 ‰. Из разреза по р. Мунугуджак было проанализировано 39 проб (из мунугуджакской, рулонской, фолькской свит), из них 16 проб отобрано из колымиевых известняков. Значения $\delta^{18}O_{карб.}$ колеблются от -1.72 до -16.93 ‰, среднее значение -11.76 ‰. 27 проб было определено из разреза по руч. Федоровский (из верхней части магивеемской и

федоровской свит), при этом в 12 пробах значение $\delta^{18}O_{карб.}$ оказалось ниже порогового уровня, значения $\delta^{18}O_{карб.}$ – от -18.56 до -16.12 ‰, среднее значение -17.07 ‰ (см. рисунок 3.8).

В карбонатных породах изотопный состав кислорода особенно подвержен вторичным изменениям [Захаров и др., 2001, 2006; Виноградов, 2005]. Такие аномально низкие значения мы связываем с диагенетическими изменениями в породах и раковинах, вызванными влиянием метеорных флюидов [Захаров и др., 2001, 2006]. По свидетельству Ю. Д. Захарова, каждая находка материала, пригодного для выявления первичного изотопно-кислородного состава, в перми и более древних отложениях палеозоя рассматривается как удача [Захаров и др., 2001, 2006]. Важно отметить, что постседиментационные изменения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов могут синхронизироваться, и эта синхронность, однонаправленная или разнонаправленная, служит показателем эпигенетического изменения породы [Виноградов и др., 2011].

Поэтому вызывает интерес проба 87а/АБ-14, отобранная из верхней части кунгурского яруса и представленная брахиоподой *Tumarinia* sp. хорошей сохранности. В этой пробе значение $\delta^{18}O_{карб.}$ составляет -1.72 ‰, что свидетельствует об отсутствии диагенетических изменений и позволяет рассчитать палеотемпературу по формуле:

$T(°C) = 16.0 - 4.14 (\delta^{18}O_{карб.} - \delta^{18}O_{воды.}) + 0.13 (\delta^{18}O_{карб.} - \delta^{18}O_{воды.})^2$ [Anderson, Arthur, 1983]. Полученное значение палеотемпературы составляет +19.1 °С.

Глава 4. Определение U-Pb возраста цирконов из туфогенных пород перми

Для определения возраста стратонов, совершенствования и корреляции стратиграфических шкал используют различные методы абсолютного радиоизотопного датирования. Существует много этих методов, но в последние два десятилетия определение возраста палеозойских отложений осуществляют U-Pb методом по цирконам, поскольку именно циркон является самым надежным минералом-геохронометром [http://geochron.vsegei.ru/]. В зависимости от поставленных задач (датирование стратонов, определение питающих провинций) используют различные методики U-Pb датирования.

В настоящее время U-Pb датирование цирконов осуществляется преимущественно двумя основными методами. Первым является классический метод изотопного разбавления (ID – Isotope Dilution), который основан на использовании трассера (элемента, имеющего обогащенный по сравнению с природным изотопный состав U-Pb) и последующего масс-спектрометрического анализа U-Pb изотопного состава смесей исследуемого растворенного материала с трассером при помощи прецизионных твердофазных анализаторов с твердофазной ионизацией (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или мультколлекторными MC-ICP/MS [Ронкин и др., 2009]. Изменение изотопного состава природного элемента, обусловленное добавлением трассера, позволяет вычислить возраст изучаемого образца.

Эти методы имеют высокую точность датирования – до 0.03 млн лет, однако они очень дорогие, трудоемкие и почти не доступны в России.

Другими способами U-Pb датирования цирконов являются локальные, «in situ» методы, позволяющие анализировать U-Pb состав наноргаммовых, и менее, объемов вещества. Инструменты, реализующие подобный подход, основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry) и лазерной абляции LA-ICP/MS [Ронкин и др., 2009]. Для U-Pb SIMS метода датирования цирконов в настоящее время доминирующим инструментом является SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe), представляющий собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения. Точность SHRIMP-II составляет первые миллионы лет.

Мы использовали методику SHRIMP-II, применяемую во ВСЕГЕИ. Этот метод позволяет датировать отдельные зоны роста (в нашем случае датируются внешние, самые молодые зоны) в кристалле циркона. Такая зональность нередко формируется на различных стадиях геологической эволюции пород, содержащих циркон. Датируя циркон, определяют возраст минерала, который в ряде случаев может не совпадать с возрастом породы, поэтому интерпретация полученного результата требует обоснования сингенетичности циркона и породы. Это достигается исследованием морфологии, поверхности зерен и внутренней структуры средствами оптической микроскопии, с помощью сканирующего электронного

микроскопа (СЭМ), выявлением внутренней структуры по катодолюминесцентным изображениям [http://geochron.vsegei.ru/]. Изображение, полученное с помощью катодолюминесцентного детектора, дает детали внутренней химической зональности циркона и позволяет определить тип зональности и выявить разные генерации циркона. Метод разрешает локализовать область кристалла, пригодную для анализа, и избежать получения кажущихся возрастов, которые не соответствуют реальному времени проявления датируемого геологического процесса.

В последние годы на Северо-Востоке России был получен ряд датировок из различных стратиграфических уровней, что позволило значительно увеличить корреляционный потенциал РСШ [Бяков и др., 2017а,б; Davydov et al., 2016, 2018]. Нами продолжены эти исследования на Омолонском массиве, что особенно важно с учетом того, что это стратотипическая местность для всех пермских региональных стратонов.

При полевых исследованиях особое внимание уделялось поиску синхронных осадконакоплению пород, в частности, прослоев бентонитовых и литифицированных туфов или отложений, заведомо содержащих пирокластический материал. Всего было отобрано 10 проб на датирование, но только в четырех из них удалось выделить цирконы.

Для определения U-Pb возраста отложений отбирали пробы массой 1.5–2 кг. При опробовании диамиктитов обращали внимание на отсутствие крупных включений рассеянного материала. Тяжелую фракцию извлекали после дробления и просеивания проб с применением магнитной сепарации и тяжелой (бромоформной) жидкости. Окончательный отбор зерен цирконов проводили вручную под бинокуляром.

Эти четыре пробы происходят с двух стратиграфических уровней: из нижней части русско-омолонского горизонта и гижигинского горизонта и были обнаружены в трех разрезах – по р. Русская-Омолонская, руч. Водопадный и по руч. Федоровский (см. рисунок 2.2).

U-Pb датирование проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде (SRHIMP-II). Отобранные вручную зерна цирконов вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91 500 были имплантированы в эпоксидную смолу и вполовину сошлифованы. Для выбора точек датирования в пределах зерна использовались оптические и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру цирконов, полученные с помощью сканирующего микроскопа (CamScan MX 2500). Измерения U-Pb отношения SRHIMP-II проводили по методике L. S. Williams [Williams, 1998]. Погрешность единичных анализов (отношений и возрастов) приводится на уровне двух сигма. Построение графика с конкордией выполняли, используя программу ISOPLOT/EXX, версии 3.75 [Ludwig, 2003].

Из-за того, что молодые цирконы (моложе 1 млрд лет) характеризуются низким сигналом ^{207} Pb [Griffin et al., 2008] и ошибка определения ^{207} Pb/ ^{206} Pb возраста в таком случае выше 2%, для значений менее 1 млрд лет использовалось соотношение ^{206}Pb/ ^{238}U, а для определения возраста более 1 млрд лет – соотношение ^{207}Pb/ ^{206}Pb. В связи с этим при расчете дискордантности использовались две отличные формулы: для возраста более 1 млрд лет – D = 100* (Возраст (^{207}Pb/ ^{206}Pb) / Возраст(^{206}Pb/ ^{238}U) – 1)); для возраста менее 1 млрд лет – D = 100*(Возраст (^{207}Pb/ ^{235}U) / Возраст (^{206} Pb/ ^{238} U) – 1)). Критерием отбора конкондартных дат служил диапазон дискордантности (D) от -10 до 10 %.

Полученные результаты U-Pb датирования цирконов показали следующее.

Образец 119-3/АБ-15 (координаты 63°05′28″ с. ш. и 159°18′35″ в. д.) был отобран из основания русско-омолонского регионального горизонта (верхи джигдалинской свиты) в разрезе по руч. Водопадный (см. рисунок 2.2, 4.1,А).

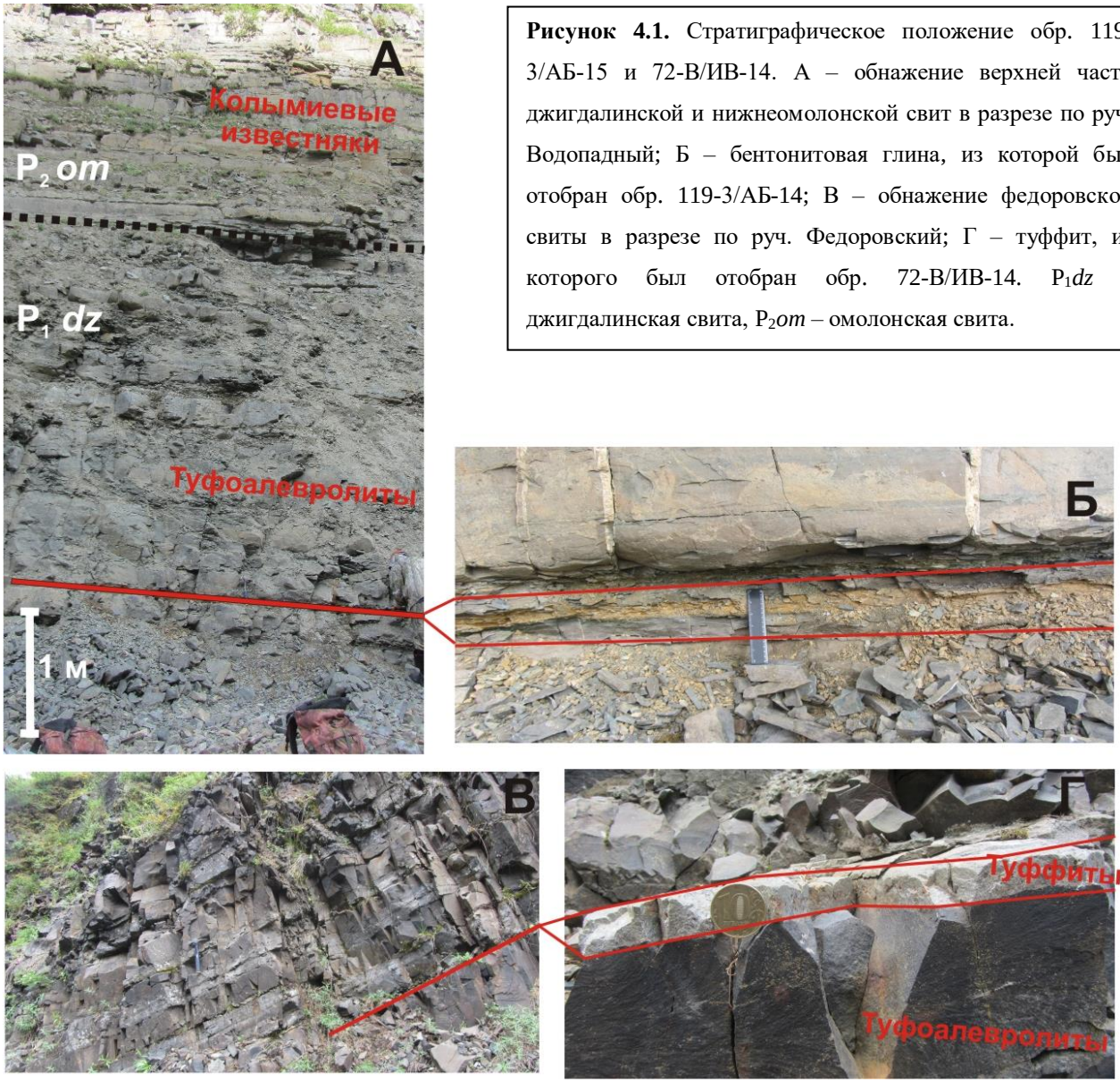


Рисунок 4.1. Стратиграфическое положение обр. 119-3/АБ-15 и 72-В/ИВ-14. А – обнажение верхней части джигдалинской и нижнеомолонской свит в разрезе по руч. Водопадный; Б – бентонитовая глина, из которой был отобран обр. 119-3/АБ-14; В – обнажение федоровской свиты в разрезе по руч. Федоровский; Г – туффит, из которого был отобран обр. 72-В/ИВ-14. P_1dz – джигдалинская свита, P_2om – омолонская свита.

Стратиграфическое положение образца устраивается находками роудских аммоноидей *Sverdrupites harkeri* (Ruzhencev), которые определил Р. В. Кутыгин (устное сообщение), брахиоподами *Mongolosia russiensis* (Zavodovsky) и двустворчатыми моллюсками *Aphanaia dilatata* Biakov. Остатки фауны были найдены непосредственно выше по разрезу датированного образца [Бяков и др., 2020]. Образец представлен прослоем (до 5 см) щебенчатых бентонитовых глин (рисунок 4.1,Б) желтовато-серого цвета в серых известняках.

Всего было выделено 9 зерен циркона (рисунок 4.2,А) пермского возраста в возрастном диапазоне от 283.5 ± 3.5 до 268.2 ± 3.9 млн лет (таблица 3, рисунок 4.3). Размер зерен – от 90 до 220 мкм, они имеют призматическую, редко таблитчатую форму и тонкую осцилляторную зональность, характерную для магматических цирконов. Содержание U – от 101 до 557 г/т, Th – от 32 до 358 г/т, Th/U (критерий, показывающий ненарушенность изотопной системы) – от 0.32 до 0.66 г/т. Из дальнейшего рассмотрения мы исключили две датировки: зерно 8.1, с возрастом 283.5 ± 3.5 млн лет, поскольку оно явно древнее остальной группы, и зерно 7.2 с возрастом 281.2 ± 1.6 млн лет, поскольку в нем датирована заведомо более древняя центральная часть зерна. Цирконы не имеют следов абразии, что свидетельствует об их инситной природе.

В координатах $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ изученные зерна формируют кластер с конкордантным возрастом 275.2 ± 2 млн лет при значении среднеквадратического взвешенного отклонения (СКВО) 0.032 и вероятности конкордантности 0.96. Вероятность конкордантности показывает, насколько точно расчетный параметр соответствует положению аналитических точек на конкордии, и в идеале равен единице [http://geochron.vsegei.ru/].

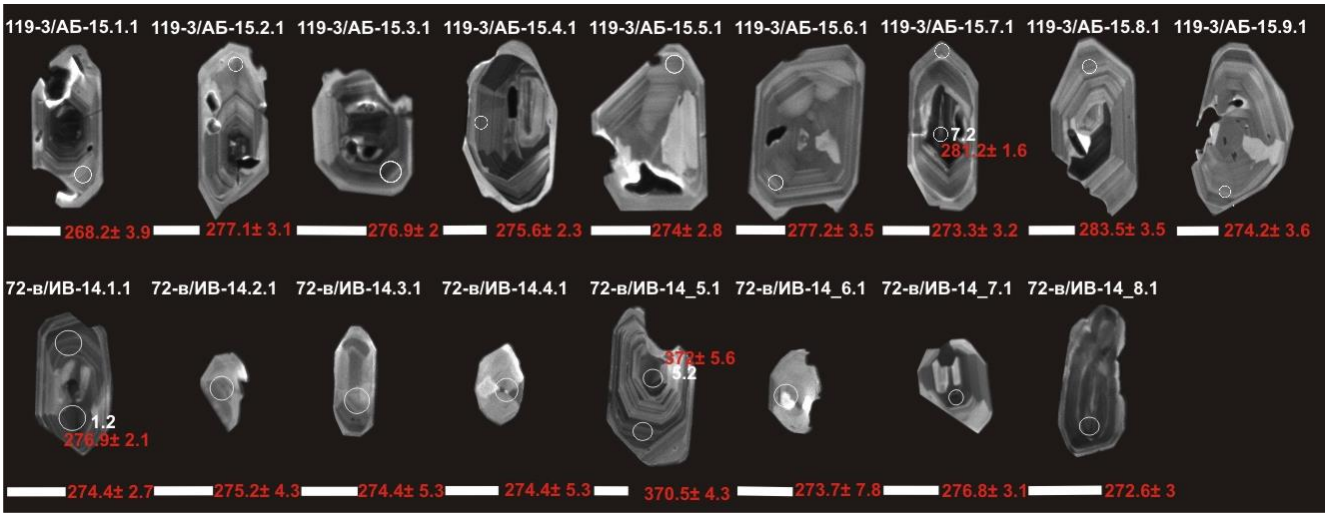


Рисунок 4.2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из нижней части омолонского регионального надгоризонта, обр. 119-3/АБ-15 и 72-В/ИВ-14. Номера точек соответствуют номерам в таблице 3. Размер масштабной линейки – 50 мкм.

Таблица 3. Результаты U-Pb анализа цирконов из бентонитовой глины (обр. 119-3/АБ-15) и туффита (обр. 72-В/ИВ-14).

№ зерна	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm $^{206}Pb^*$	(1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age		(1) $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ Age		(1) $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ Age		D, %	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	Ошибка
Бентонитовая глина (обр. 119-3/АБ-15), нижняя часть омолонской свиты (руч. Водопадный) Средневзвешенный конкордантный возраст – 275.2 ± 2 млн лет, СКВО = 0.0032, p = 0.96, N = 9																					
1.1	0.00	102.35	31.62	0.3192	3.740	268.2	3.9	276.5	11.6	-	-	3	23.54	1.50	0.0534	4.60	0.3130	4.80	0.04249	1.50	0.30
9.1	0.61	101.20	33.16	0.3386	3.800	274.2	3.6	261.7	18.2	-	-	-5	23.01	1.30	0.0491	7.70	0.2940	7.90	0.04345	1.30	0.17
2.1	0.88	145.16	52.66	0.3748	5.530	277.1	3.1	270.3	22.1	-	-	-2	22.76	1.20	0.0503	9.20	0.3050	9.30	0.04393	1.20	0.12
3.1	0.00	295.21	159.62	0.5587	11.100	276.9	2.0	279.4	6.8	-	-	1	22.78	0.73	0.0523	2.70	0.3168	2.80	0.04389	0.73	0.26
4.1	0.53	238.58	99.34	0.4302	9.000	275.6	2.3	270.3	14.0	-	-	-2	22.89	0.87	0.0506	5.90	0.3050	5.90	0.04368	0.87	0.15
5.1	0.76	166.15	55.74	0.3466	6.240	274.0	2.8	259.3	19.2	-	-	-5	23.03	1.00	0.0485	8.40	0.2910	8.40	0.04342	1.00	0.12
6.1	0.87	142.91	60.50	0.4374	5.440	277.2	3.5	262.5	22.0	-	-	-5	22.76	1.30	0.0486	9.40	0.2950	9.50	0.04393	1.30	0.14
7.1	0.89	137.54	56.85	0.4271	5.160	273.3	3.2	281.9	21.9	-	-	3	23.09	1.20	0.0535	8.80	0.3200	8.90	0.04331	1.20	0.13
7.2*	0.32	556.84	358.02	0.6643	21.400	281.2	1.6	286.5	9.2	-	-	2	22.43	0.58	0.0530	3.70	0.3260	3.70	0.04459	0.58	0.15
8.1*	1.00	120.16	47.63	0.4096	4.690	283.5	3.5	269.5	26.0	-	-	-5	22.25	1.30	0.0490	11.0	0.3040	11.0	0.04495	1.30	0.12
Туффит (обр. 72В/ИВ14) средняя часть федоровской свиты (руч. Федоровский) Средневзвешенный конкордантный возраст - 275.3 ± 2.5 млн лет, СКВО = 0.23, p = 0.63, N=8																					
8.1	0.36	362	207	0.5923	13.5	272.6	3.0	291	12	-	-	7	23.15	1.1	0.0557	4.5	0.332	4.7	0.04319	1.1	0.24
6.1	0.00	48	20	0.4391	1.78	273.7	7.8	272	23	-	-	-1	23.05	2.9	0.0514	9.3	0.307	9.7	0.0434	2.9	0.30
1.1	0.00	261	117	0.4624	9.75	274.4	2.7	286	9	-	-	4	23	1	0.0541	3.4	0.325	3.5	0.04348	1	0.29
3.1*	0.00	63	30	0.4966	2.34	274.4	5.3	309	18	-	-	12	23	2	0.0592	6.5	0.355	6.8	0.04349	2	0.29
2.1	0.00	101	46	0.4751	3.77	275.2	4.3	282	14	-	-	2	22.92	1.6	0.0532	5.5	0.32	5.7	0.04362	1.6	0.28
7.1	0.00	259	245	0.9787	9.75	276.8	3.1	267	10	-	-	-3	22.8	1.1	0.0498	4.1	0.301	4.2	0.04387	1.1	0.27
1.2	0.29	462	392	0.8767	17.5	276.9	2.1	269	9	-	-	-3	22.78	0.79	0.05	3.6	0.303	3.7	0.04389	0.79	0.22
5.1	0.00	189	251	1.3760	9.59	370.5	4.3	377	13	-	-	2	16.9	1.2	0.055	3.8	0.449	4	0.05916	1.2	0.30
5.2	1.15	135	119	0.9059	6.98	372	5.6	355	36	-	-	-5	16.83	1.6	0.051	12	0.418	12	0.0594	1.6	0.13

Примечание. СКВО – среднеквадратичное отклонение, p – вероятность конкордантности. Погрешности единичных анализов – 1δ. $^{206}Pb_c$ и $^{206}Pb^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, с использованием измеренного ^{204}Pb. Погрешность калибровки стандарта TEMORA – 0.52 % (не включено в погрешности единичных анализов). Анализы выполнены на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Звездочкой помечены зерна, не подходящие под критерии отбора конкордантных дат, с диапазоном конкордантности от -10 до 10 %.

Нами получена U-Pb конкордантная дата 275.2 ± 2 млн лет (рисунок 4.4), что соответствует, согласно современной МСШ [Permofiles, 2020], верхам кунгурского яруса. Однако следует заметить, что недавно были получены новые результаты U-Pb CA-TIMS датирования из разрезов низов средней перми восточного обрамления Охотского массива [Davydov et al., 2018], которые показывают, что нижняя граница роуда может быть гораздо древнее общепринятой – около 277 млн лет. С учетом этого обстоятельства и определенной погрешности метода (± 2 млн лет) полученные нами результаты достаточно хорошо согласовываются с этими материалами.

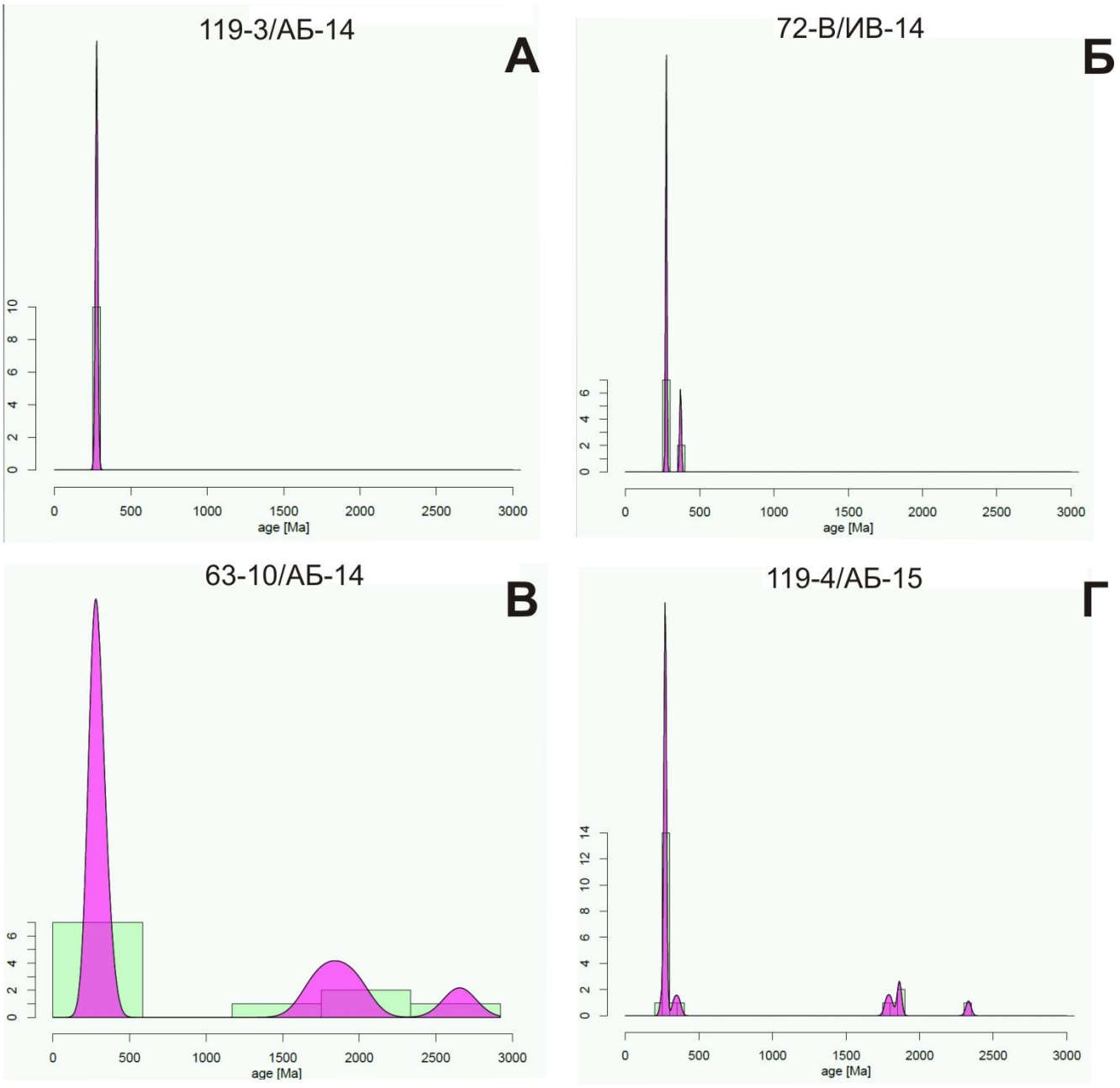


Рисунок 4.3. Распределение возрастов детритовых цирконов (гистограммы кривые плотности вероятности).

Образец 72-В/ИВ-14 отобран нами также из низов омолонского регионального надгоризонта (средняя часть федоровской свиты (см. рисунок 2.2, 4.1, В, Г) в разрезе руч. Федоровский, координаты 160°59′1″ с. ш. и 63°34′18″ в. д. Он представлен туффитом (см. рисунок 4.1,Г) серого цвета песчано-алевритовой структуры неяснослоистой текстуры.

Из него выделено 8 цирконов (см. рисунок 4.2), имеющих возрастной диапазон от 372 ± 5.6 до 272.6 ± 3 млн лет (см. таблицу 3, рисунок. 4.3). Зерно 3.1 не подходит под критерий отбора дискордантных дат, а датировка 1.2 с возрастом 276.9 ± 2.1 млн лет сделана в центральной, более древней части циркона. Одно зерно (имеет две датировки) позднедевонского возраста, размером 160 мкм, слабоокатанное, призматической формы, с тонкой осцилляторной зональностью. Содержание U – от 135 до 189 г/т, Th – от 119 до 251 г/т, Th/U – от 0.91 до 1.38 г/т.

Шесть зерен пермской популяции имеют размер от 70 до 120 мкм, призматическую форму и тонкую осцилляторную зональность. Для циркона, кристаллизующегося из магматического расплава, характерна ростовая осцилляторная зональность, заключающаяся в чередовании тонких концентрических полос темного и светлого оттенка (см. рисунок 4.2). Содержание U – от 48 до 462 г/т, Th – от 20 до 392 г/т, Th/U – от 0.44 до 0.88 г/т.

В координатах $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ изученные зерна формируют кластер с конкордантным возрастом (см. рисунок 4.3) 275.3 ± 2.5 млн лет, СКВО = 0.23, вероятность конкордантности 0.63.

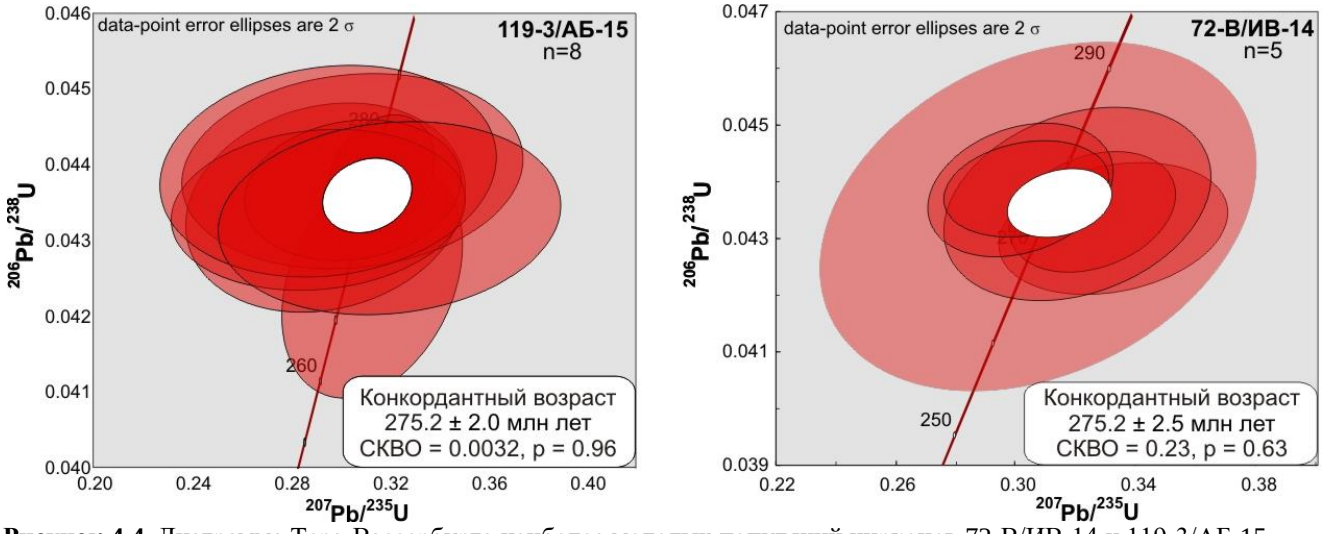


Рисунок 4.4. Диаграмма Тера-Вассербурга наиболее молодых популяций цирконов 72-В/ИВ-14 и 119-3/АБ-15.

Нами получена U-Pb конкордантная дата 275.3 ± 2.5 млн лет (см. рисунок 4.4), которая имеет такой же возрастной диапазон (с учетом ошибки), что и дата 275.2±2 млн лет для обр. 119-3/АБ-15. Геологический возраст обр. 72В/ИВ-14 подтверждается фаунистическими находками *Aphanaia* cf. *stepanovi* (Muromtseva), *Sverdrupites* sp., найденными несколько ниже по

разрезу в той же пачке, что и изучаемый образец. Непосредственно выше по разрезу обнаружены *Kolymia inoceramiformis* (Licharev). Соответственно, проба 72-В/ИВ-14 имеет тот же возраст (ранний роуд).

Образец 63-10/АБ-14 (координаты 63°39′25″ с. ш. и 159°00′42″ в. д.) был отобран из нижней части гижигинской свиты в разрезе по р. Русская-Омолонская (см. рисунок 2.2, 4.5,А) и представлен алевритистым туффитом (рисунок 4.5,Б) зеленовато-серого цвета, с кристалловитрокластической (пепловой) структурой и массивной текстурой. Стратиграфическое положение образца определяется находками *Cancrinelloides obrutschewi* (Licharev), *Maitaia* cf. *bella* Biakov, *Merismopteria* ex gr. *macroptera* (Morris), обнаруженными в том же слое, что и данный образец [Кашик и др., 1990].

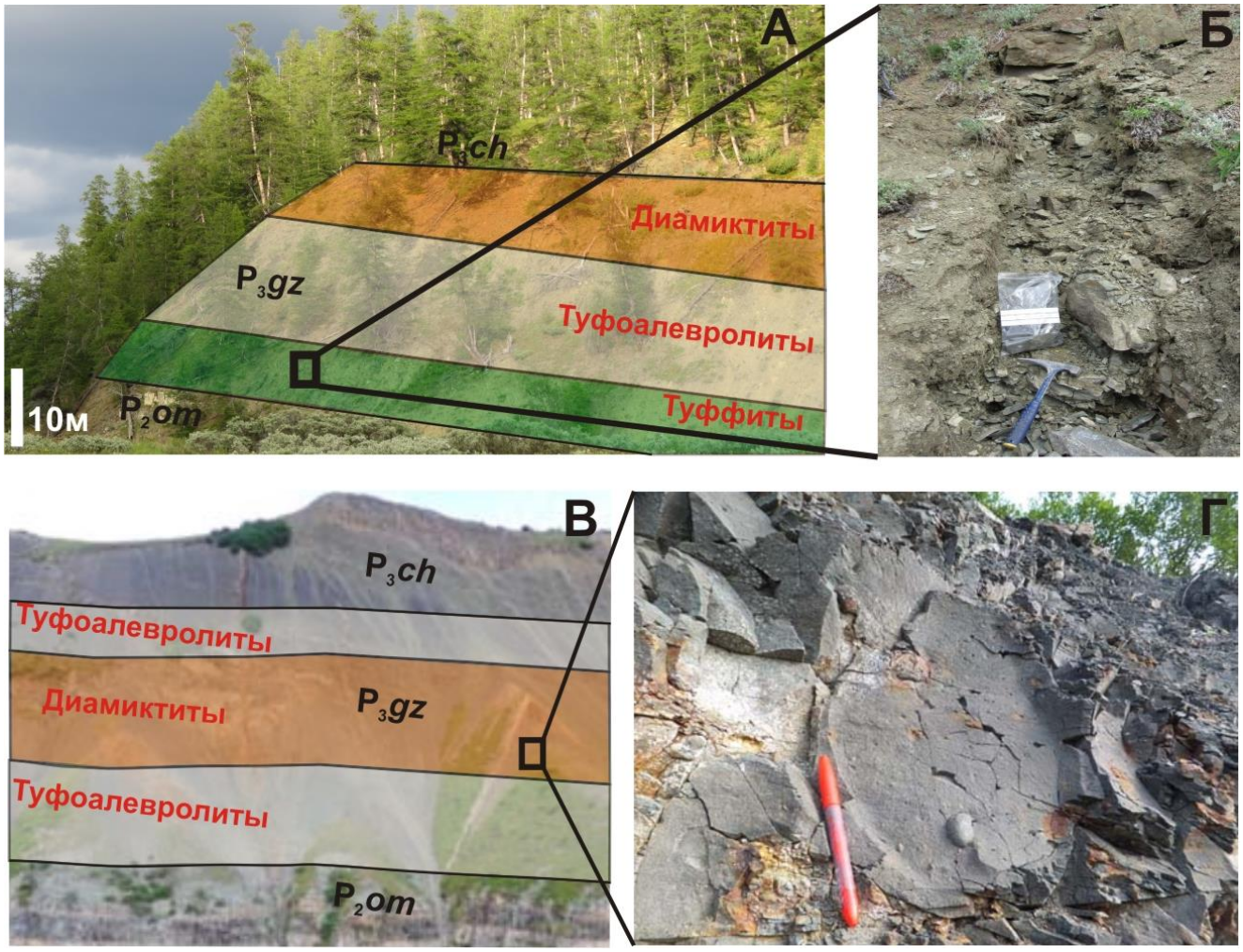


Рисунок 4.5. Стратиграфическое положение обр. 63-10/АБ-14 и 119-4/АБ-15. А – обнажение гижигинской свиты в разрезе по р. Русская-Омолонская, Б – пачка зеленых туффитов, из которых был отобран обр. 63-10/АБ-14, В – обнажение гижигинской свиты в разрезе по руч. Водопадный, Г – диамиктит с включением галечной размерности, из которого был отобран обр. 119-4/АБ-15.

Из туффита выделено десять зерен цирконов (рисунок 4.6,А, В). Зерно 10.1 (таблица 4) исключено из рассмотрения, так как значение дискордантности у него 51 %. Остальные изученные зерна можно разделить на три группы (см. рисунок 4.3,В): первая (докембрийская) представленная 4 зернами в возрастном диапазоне от 2656 ± 14 до 1845 ± 14 млн лет, размер кристаллов от 150 до 263 мкм. Зерна плохоокатанные, часто обломаны, удлиненно-призматической формы, со следами абразии и со слабоотчетливой комбинированной и осцилляторной зональностью. Содержание U – от 159 до 2022 г/т; Th – от 50 до 306 г/т; Th/U – от 0.16 до 0.33 г/т.

Вторая группа – каменноугольная, представленная двумя зернами возрастом 325 ± 2.2 и 324 ± 2.9 млн лет, размер кристаллов от 110 до 223 мкм; зерна слабоокатанные, короткопризматические, с осцилляторной зональностью. Содержание U – от 181 до 597 г/т, Th – 45–340 г/т, Th/U – 0.26–0.59 г/т. Третья группа – пермская, включающая в себя 4 зерна в возрастном диапазоне от 287.7 ± 2.5 до 265 ± 1.5 млн лет, размер кристаллов от 160 до 260 мкм, представляющих собой идиоморфные индивиды с тонкой осцилляторной зональностью.

Содержание U – от 131 до 590 г/т, Th – от 84 до 989 г/т, Th/U – 0.61 – 2.78 г/т. Цирконы не имеют следов абразии, что свидетельствует об их инситной природе. Наиболее древнее зерно из пермской популяции (1.1) исключено из дальнейшего рассмотрения, поскольку является заведомо более древним, чем предполагаемый возраст свиты.

Оставшиеся три зерна из этой популяции формируют кластер со средневзвешенным $^{206}Pb/^{238}U$ возрастом 266 ± 2 млн лет, при величине СКВО 0.98 и вероятности 0.40 (рисунок 4.7,А). Полученный нами средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст 266 ± 2 млн лет для туффита из нижней части свиты в разрезе на р. Русская-Омолонская с учетом ошибки соответствует, согласно последнему варианту МСШ [Permofiles, 2020], пограничному положению между средней частью вордского и нижней частью кепитенского ярусов.

Самая молодая датировка (зерно 4.2) имеет возраст 265 ± 1.5 млн лет, что с учетом ошибки отвечает низам кепитенского яруса и хорошо согласуется со стратиграфическим положением образца в низах гижигинской свиты [Брынько и др., 2021].

Образец 119-4/АБ-15 (координаты 63°05′15″ с. ш. и 159°18′55″ в. д.) отобран нами в разрезе по руч. Водопадный (см. рисунок 2.2; 4.5,В) из средней части гижигинской свиты и представлен диамиктитом (см. рисунок 4.5,Г) темно-серого цвета, слабоизвестковистым, щебенчатым, со скорлуповатой отдельностью. Стратиграфическое положение образца определяется фаунистическими находками *Cancrinelloides curvatus* Tolmatchew, *Penzhinaella tsaregradskyi* Zavodovsky, обнаруженными в том же слое, что и данный образец [Кашик и др., 1990].

Таблица 4. Результаты U-Pb анализа цирконов из туффита (образец 63-10/АБ-14) и диамиктита (образец 119-4/АБ-15).

№ зерна	% $^{206}Pb_c$	г/т U	г/т Th	$^{232}Th/^{238}U$	г/т $^{206}Pb^*$	Возраст, млн лет (1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$		Возраст, млн лет (1) $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$		Возраст, млн лет (1) $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$		D, %	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	Ошибка
Туффит (обр. 63-10А/АБ-14) нижняя часть гижигинской свиты (р. Русская-Омолонская) Средневзвешенный конкордантный возраст - 266 ± 2 млн лет, СКВО = 0.98, p= 0.40 , N = 10																					
4.2	0.31	483	743	1.591	17.50	265	1.5	265	7	-	-	0	23.83	0.58	0.052	3.10	0.298	3.2	0.042	0.58	0.18
4.1	0.11	590	989	1.731	21.40	266	1.4	261	5	-	-	-2	23.78	0.53	0.051	2.20	0.293	2.2	0.042	0.53	0.24
2.1	0.88	142	84	0.615	5.18	266	2.9	266	21	-	-	0	23.70	1.10	0.052	8.90	0.300	8.9	0.042	1.10	0.13
6.1	0.48	131	351	2.778	4.84	271	3.0	277	15	-	-	2	23.32	1.10	0.053	6.10	0.314	6.2	0.043	1.10	0.18
1.1	0.00	168	182	1.120	6.59	288	2.5	283	8	-	-	-1	21.91	0.88	0.051	3.20	0.322	3.3	0.046	0.88	0.27
8.1	1.06	181	45	0.260	8.09	324	2.9	329	17	-	-	2	19.39	0.93	0.054	5.80	0.383	5.9	0.052	0.93	0.16
9.1	2.17	597	340	0.587	27.10	325	2.2	340	16	-	-	5	19.33	0.70	0.056	5.60	0.398	5.6	0.052	0.70	0.13
10.1*	2.46	329	106	0.333	55.50	1131	6.3	-	-	1708	43	51	5.21	0.61	0.105	2.30	2.767	2.4	0.192	0.61	0.26
7.1	0.06	180	82	0.472	50.90	1828	9.7	-	-	1845	15	1	3.05	0.61	0.113	0.84	5.097	1.0	0.328	0.61	0.58
3.1	0.03	2022	306	0.156	572.0	1834	4.0	-	-	1985	5	8	3.04	0.25	0.122	0.30	5.531	0.4	0.329	0.25	0.64
5.1	0.01	159	50	0.328	68.00	2607	14	-	-	2656	14	2	2.01	0.63	0.180	0.82	12.39	1.0	0.498	0.63	0.61
Диамиктит (обр. 119-4/АВ-15) средняя часть гижигинской свиты (руч. Водопадный) Средневзвешенный конкордантный возраст – 265.4 ± 3 млн. лет, СКВО= 0.13, p= 0.13, N = 22.																					
2.1*	0.92	73	52	0.743	2.63	262.9	3.7	226	24	-	-	-14	24.02	1.4	0.0433	12	0.2490	12.0	0.041	1.40	0.11
1.1	0.92	72	63	0.910	2.59	263.2	3.7	247	24	-	-	-6	23.99	1.4	0.048	11	0.2750	11.0	0.042	1.40	0.13
8.1	0.00	119	234	2.034	4.29	265	2.8	287	13	-	-	8	23.83	1.1	0.056	5.20	0.3260	5.30	0.042	1.10	0.20
10.1	0.00	351	485	1.428	12.7	265.3	1.7	274	7	-	-	3	23.8	0.64	0.054	2.70	0.3101	2.80	0.042	0.64	0.23
6.1	0.00	143	156	1.125	5.21	266.8	2.6	288	11	-	-	8	23.66	0.98	0.056	4.10	0.3280	4.2	0.043	0.98	0.231
22.1	0.25	364	281	0.797	13.4	270.4	2.0	270	9	-	-	0	23.35	0.75	0.052	3.60	0.305	3.7	0.043	0.75	0.21
9.1	-0.19	562	722	1.327	20.8	272.1	1.6	283	8	-	-	4	23.19	0.61	0.054	3.10	0.322	3.2	0.043	0.61	0.19
15.1	0.00	72	68	0.978	2.67	273.1	3.7	287	16	-	-	5	23.11	1.4	0.055	6.10	0.326	6.2	0.043	1.40	0.22
16.1*	-0.46	231	338	1.512	8.56	273.4	2.3	306	16	-	-	12	23.08	0.87	0.059	6	0.351	6.0	0.043	0.87	0.14
11.1	-0.30	349	218	0.646	13	274	1.8	280	11	-	-	2	23.03	0.68	0.053	4.50	0.318	4.6	0.043	0.68	0.15
14.1	0.00	222	315	1.469	8.35	276.3	2.2	283	9	-	-	2	22.83	0.8	0.053	3.40	0.321	3.5	0.044	0.80	0.23
4.1	0.00	165	120	0.749	6.22	276.7	2.7	271	10	-	-	-2	22.81	1	0.051	3.90	0.306	4.0	0.044	1.00	0.25
13.1	0.00	80	135	1.760	3.03	279.7	4.1	300	15	-	-	7	22.55	1.5	0.056	5.60	0.344	5.8	0.044	1.50	0.26
21.1	0.26	584	901	1.594	22.7	284.2	1.5	300	8	-	-	6	22.19	0.54	0.055	3.10	0.344	3.2	0.045	0.54	0.171
18.1	0.39	576	19	0.034	26.4	334	1.8	351	11	-	-	5	18.8	0.57	0.056	3.60	0.413	3.6	0.053	0.57	0.16

12.1*	0.00	14	1	0.093	0.674	363.7	9.7	417	38	-	-	15	17.23	2.7	0.064	11	0.508	11.	0.058	2.70	0.24
3.1*	0.7	1168	511	0.5	280	1572.6	3.2	-	-	1776	13.	13	3.616	0.23	0.109	0.7	4.1	0.7	0.3	0.2	0.3
17.1	0.22	148	60	0.420	41.2	1803.2	7.5	-	-	1805	25	0	3.097	0.48	0.110	1.40	4.911	1.4	0.32	0.48	0.33
5.1	0.00	309	159	0.531	88.9	1863.7	5.2	-	-	1867	13	0	2.983	0.32	0.114	0.72	5.276	0.8	0.335	0.32	0.41
19.1	0.00	190	60	0.328	55	1871.1	6.9	-	-	1858	18	-1	2.969	0.43	0.114	0.99	5.274	1.1	0.337	0.43	0.40
20.1	0.00	241	62	0.266	90.6	2343.2	8.0	-	-	2332	11	0	2.281	0.41	0.149	0.66	8.993	0.8	0.438	0.41	0.52

Примечание. СКВО – среднеквадратичное отклонение, p – вероятность конкордантности. Погрешности единичных анализов – 1δ. $^{206}Pb_c$ и $^{206}Pb^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, с использованием измеренного ^{204}Pb. Погрешность калибровки стандарта TEMORA – 0.52 % (не включено в погрешности единичных анализов). Анализы выполнены на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург). Звездочкой помечены зерна, не подходящие под критерии отбора конкордантных дат, с диапазоном конкордантности от -10 до 10.

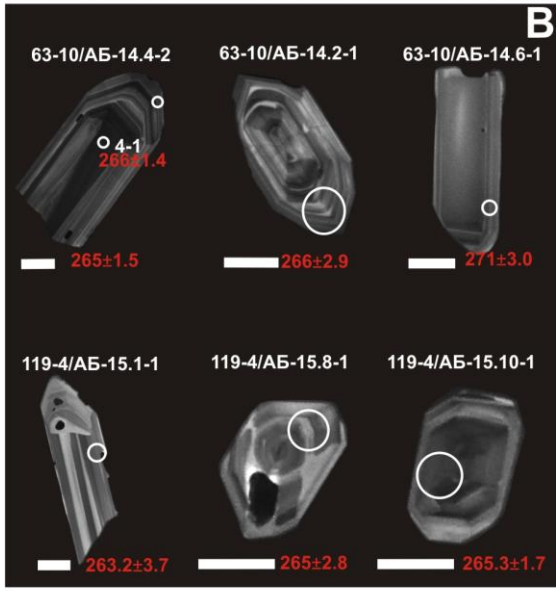


Рисунок 4.6. Катодолюминесцентное изображение изученных цирконов из гижигинского регионального горизонта, обр. 63-10/АБ-14 и 119-4/АБ-15. Номера точек соответствуют номерам в таблице 4. А – зерна цирконов из обр. 63-10/АБ-14, Б – зерна цирконов из обр. 119-4/АБ-15. Размер масштабной линейки – 50 мкм; В – зерна цирконов, по которым был рассчитан средневзвешенный возраст для вышеупомянутых образцов. Размер масштабной линейки – 100 мкм.

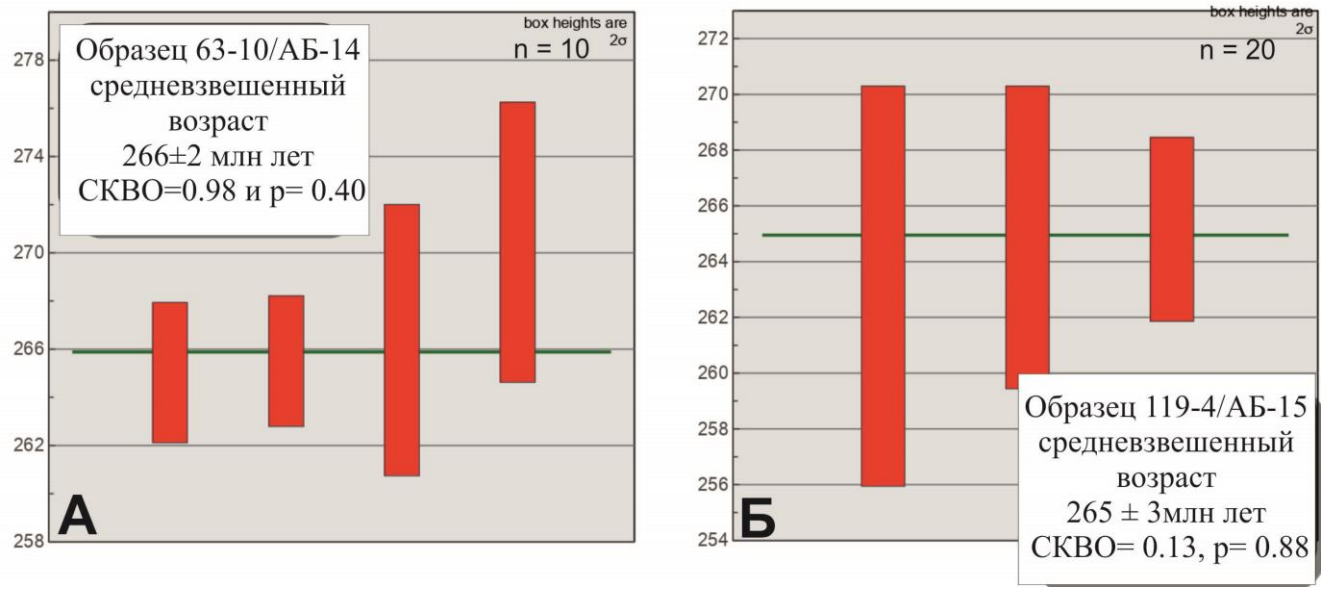


Рисунок 4.7. Оценка средневзвешенного возраста для обр. 63-10/АБ-14 из нижней части гижигинской свиты (А) и обр. 119-4/АБ-15 из средней части гижигинской свиты (Б).

Из диамиктита выделено 20 зерен цирконов, из них (3.1, 12.1, 16.1, 2.1) не подходят под критерии отбора дисконкордантных дат и поэтому в дальнейшем обсуждении не участвуют. Остальные изученные зерна (см рисунок 4.6, Б, В) можно разделить на две группы (см. рисунок 4.3, Г): первая (допермская) представлена пятью зернами. Четыре из них имеют возраст от 2332 ± 11 до 1805 ± 25 млн лет (см. таблицу 4). Размер этих зерен варьирует от 100 до 180 мкм, они обладают неясно выраженной зональностью, обломаны, плохо окатаны, преимущественно короткопризматической формы. Содержание U – от 148 до 309 г/т, Th – от 60 до 159 г/т, Th/U – от 0.27 до 0.53 г/т. Одно зерно каменноугольного возраста (334 ± 1.8 млн лет), имеет размер 139 мкм, слабо выраженную зональность, короткопризматическую форму, содержание U – 576 г/т, Th – 19 г/т, Th/U – 0.03 г/т.

Вторая группа (12 зерен) представлена пермской популяцией с возрастным интервалом от 284.2 ± 1.5 до 263.2 ± 3.7 млн лет. Размер зерен от 90 до 300 мкм, они зональные, некоторые зерна с тонкой осцилляторной зональностью, идиоморфные, как удлиненно-призматической, так и короткопризматической формы, местами со следами корродирования. Содержание U – от 72 до 584 г/т, Th – от 63 до 901 г/т, Th/U – от 0.65 до 2.03 г/т.

Оценка возраста образца проведена по трем самым молодым цирконам, характеризующимся идиоморфной формой и тонкой осцилляторной зональностью без следов абразии. Таким образом, средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст для этих трех молодых зерен составляет 265 ± 3 млн лет, СКВО – 0.13, вероятность – 0.88 (см. рисунок 4.7, Б). Оценка средневзвешенного $^{206}Pb/^{238}U$ возраста для диамиктита из средней части свиты разреза по руч. Водопадный в 265 ± 3 млн лет, с учетом ошибки, указывает на диапазон от средней части вордского до верхней части кепитенского яруса. Самое молодое зерно (1.1) датированной

пермской популяции имеет возраст 263.2 ± 3.7 млн лет, что соответствует средней части кепитенского яруса МСШ и так же хорошо согласуется со стратиграфическим положением образца [Брынько и др., 2021].

Несмотря на то что количество изученных детритовых цирконов невелико, мы можем отметить, что в двух образцах, отобранных из гижигинского регионального горизонта, присутствуют неоархейские, палеопротерозойские, каменноугольные, нижне- и среднепермские зерна, что позволяет наметить возможные источники сноса. А образцы, отобранные в нижней части омолонского регионального надгоризонта, имеют только каменноугольные, нижнепермские зерна. Поскольку рассеянные обломки в породе обладают преимущественно остроугольной формой, это свидетельствует о близком источнике сноса материала, поступавшего в бассейн осадконакоплений.

Самый древний временной интервал, неоархей – палеопротерозой, указывает на размыв пород фундамента Омолонского массива [Акинин, Жуланова, 2016]. Наличие детритовых цирконов каменноугольного возраста может говорить о размыве интрузивных даек, прорывающих кедонские вулканиты [Акинин и др., 2020]. Присутствие многочисленных пермских зерен, в том числе явно инситных цирконов среднепермского возраста, свидетельствует об их привносе из недалеко расположенного источника. Очевидно, им является Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, реконструированная к юго-востоку (в современных координатах) от Омолонского массива [Бяков и др., 2005].

Глава 5. Геохимическая характеристика отложений

Геохимическое изучение пермских терригенных и карбонатных пород Омолонского массива имеет большое значение для получения объективной информации о составе пород, источниках сноса, определении условий седиментации и реконструкции геодинамической природы седиментационных бассейнов [Юдович, Кетрис, 2000; Скляров и др., 2001; Bhatia, Crook, 1986 и др.]. Так, вулканокластические отложения отличаются от других обломочных пород тем, что они сложены материалом преимущественно эндогенного происхождения, на образование и накопление которого в меньшей мере влияют климатические факторы [Страхов, 1962, 1963]. Поэтому при восстановлении истории формирования таких отложений особое внимание уделяется выяснению источников сноса материала и геодинамическим обстановкам их образования.

Опробование пермских отложений на территории юго-восточной части Омолонского массива велось по двум разрезам – руч. Водопадный и р. Русская-Омолонская. Пермские отложения здесь представлены джигдалинской свитой ($P_{1-2}dž$) – туффиты, туфоалевролиты, алевролиты; омолонской свитой (P_2om) – колымиевые известняки; гижигинской свитой ($P_3\,gz$) – туффиты, диамиктиты и туфоалевролиты; верхней частью хивачской свиты (P_3ch) – туфоалевролиты.

Определение главных элементов пород осуществлялось рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН на приборе СРМ-25 (спектрометр рентгеновский многоканальный). Для аналитических исследований отбирали материал, наименее измененный вторичными преобразованиями, с шагом опробования 1 м, а для верхнегижигинских отложений – 0.3 м. Всего было проанализировано 113 образцов из следующих стратонов: 40 проб из джигдалинской, 51 – из гижигинской и 22 – из хивачской свит. Все изученные породы классифицируются как глинистые разности, в том числе и диамиктиты, у которых цемент представлен серицитизированной глинистой массой.

Изучение примесных элементов проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» на приборе Agilent 7700 x и в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на приборе Elan 9000. Для аналитических исследований отбирали материал, наименее измененный вторичными преобразованиями, всего было отобрано 13 проб из джигдалинской свиты, 20 – из омолонской, 13 – из гижигинской и 10 – из хивачской.

5.1. Терригенные отложения

Реконструкция вещественного состава. При сопоставлении абсолютных содержаний породообразующих оксидов, отражающих состав терригенных пород изученных разрезов, рассматривается ряд наиболее информативных петрохимических модулей и модульных диаграмм [Юдович, Кетрис, 2000]. Средний химический состав пермских пород Омолонского массива приведен в таблице 5, поведение петрогенных оксидов рассматривается ниже.

Гидролизатный модуль (ГМ) – $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ отражает степень химического выветривания. Его значение зависит от количества кремнезема в обломочной части и продуктов гидролиза в составе пород. Фемический модуль (ФМ) – $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$ предназначен для выявления вулканокластических граувакк, что обычно связано с содержанием в них большего количества железа и марганца, обломков вулканокластических пород и глинистого цемента. Модуль нормированной щелочности (НКМ) – $(Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3)$ является информативным при диагностике вулканогенного материала в породах. Титановый модуль (ТМ) – TiO_2/Al_2O_3 отражает состав пород в областях сноса и динамику сортировки титансодержащих минералов и глинистого вещества. Щелочной модуль (ЩМ) – Na_2O/K_2O имеет вспомогательное значение, высокое значение ЩМ характеризует породу, содержащую натрий в основном в форме плагиоклаза и значительное количество слюд и калиевых полевых шпатов.

Джигдалинская свита по составу характеризуется нормальной щелочностью (НКМ – 0.22–0.35, в среднем – 0.27). По ГМ (0.21–0.45; среднее – 0.30) породы классифицируются как глинистые силициты и некоторые основные граувакки; имеет калиевый тип щелочности ЩМ = Na_2O/K_2O (ЩМ<1), значения щелочного модуля варьируют от 0.04 до 0.49, в среднем – 0.20. Отмечается прямая корреляционная связь между модулями ТМ и ФМ (таблица 5).

Гижигинская свита – отложения по величине показателя нормированной щелочности (НКМ – 0.28–0.38, в среднем 0.33) относятся к нормально-щелочным. Отмечается широкий интервал значений ГМ (от 0.16 до 0.43, среднее 0.31), и породы классифицируются как: а) слабоглинистые силициты, олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты; б) глинистые, некоторые основные граувакки, отложения относятся к натриевому типу щелочности ЩМ > 1 (ЩМ варьирует от 0.65 (единично) до 2.13, в среднем составляет 1.27).

Хивачская свита также характеризуется нормальной щелочностью (НКМ – 0.28–0.38, в среднем – 0.33). В целом отмечается увеличение значений всех остальных модулей (таблица 5); по данным ГМ (0.43–0.55, в среднем – 0.49) породы классифицируются как глинистые породы и некоторые основные граувакки относятся к натриевому типу щелочности, ЩМ > 1 (ЩМ варьирует от 0.87 (единично) до 2.63, в среднем составляет 1.79). Отмечается значительный

рост ТМ (от 0.059 до 0.087, в среднем – 0.066) и ФМ (0.14–0.27, в среднем – 0.21) (таблица 5, рисунок 5.1).

Таблица 5. Содержание (максимальное, минимальное, среднее) химического состава породообразующих оксидов и петрогенных модулей из отложений джигдалинской, гижигинской и хивачской свиты.

Оксиды	Джигдалинская (40)	Гижигинская (51)	Хивачская (22)
SiO_2	74.73–55.36 67.27	76.14–60.82 65.48	60.44–50.14 55.81
TiO_2	0.89–0.47 0.64	0.94–0.41 0.67	1.30–0.94 1.10
Al_2O_3	16.41–11.28 13.51	16.96–6.95 13.59	19.34–14.87 16.64
$Fe_2O_{3\ общ.}$	9.26–2.71 5.58	8.73–3.97 5.93	12.43–6.90 9.51
MnO	0.05–< 0.02 0.02	0.22–< 0.05 <0.05	0.08–0.02 0.04
MgO	2.59–0.70 1.64	2.97–1.23 2.34	2.55–1.31 1.93
CaO	8.00–0.49 2.02	6.83–0.84 2.01	8.26–0.86 2.89
Na_2O	1.67–<0.25 0.62	3.81–1.13 2.48	4.65–2.27 3.53
K_2O	3.64–2.39 3.00	3.21–0.99 2.03	2.61–1.54 2.03
P_2O_5	0.22–0.05 0.12	0.17–0.03 0.1	0.33–0.18 0.23
п.п.п.	9.60–4.12 5.60	7.38–3.31 5.30	9.51–4.53 6.28
Сумма	100.01–99.78 99.98	100.6–99.95 100.0	100.01–99.98 100.00
ГМ	0.21–0.45 0.30	0.16–0.43 0.31	0.43–0.55 0.49
ФМ	0.05–0.20 0.11	0.08–0.18 0.13	0.14–0.27 0.21
НКМ	0.22–0.35 0.27	0.28–0.38 0.33	0.31–0.36 0.33
ТМ	0.040–0.061 0.047	0.037–0.059 0.049	0.059–0.087 0.066
ЩМ	0.04–0.49 0.20	0.65–2.13 1.27	0.87–2.63 1.79
CIA	40.8–75.6 64.5	48.8–64.7 58.4	41.5–63.9 56.4
Примечание. В скобках – количество образцов. Над чертой указано максимальное и минимальное значение; под чертой – среднее содержание.			

Для классификации терригенных пород по породообразующим оксидам были рассмотрены диаграммы, основанные на соотношении в породе кварца, полевых шпатов, глинистых минералов, тем самым отражающие состав пород в источнике сноса и их зрелость.

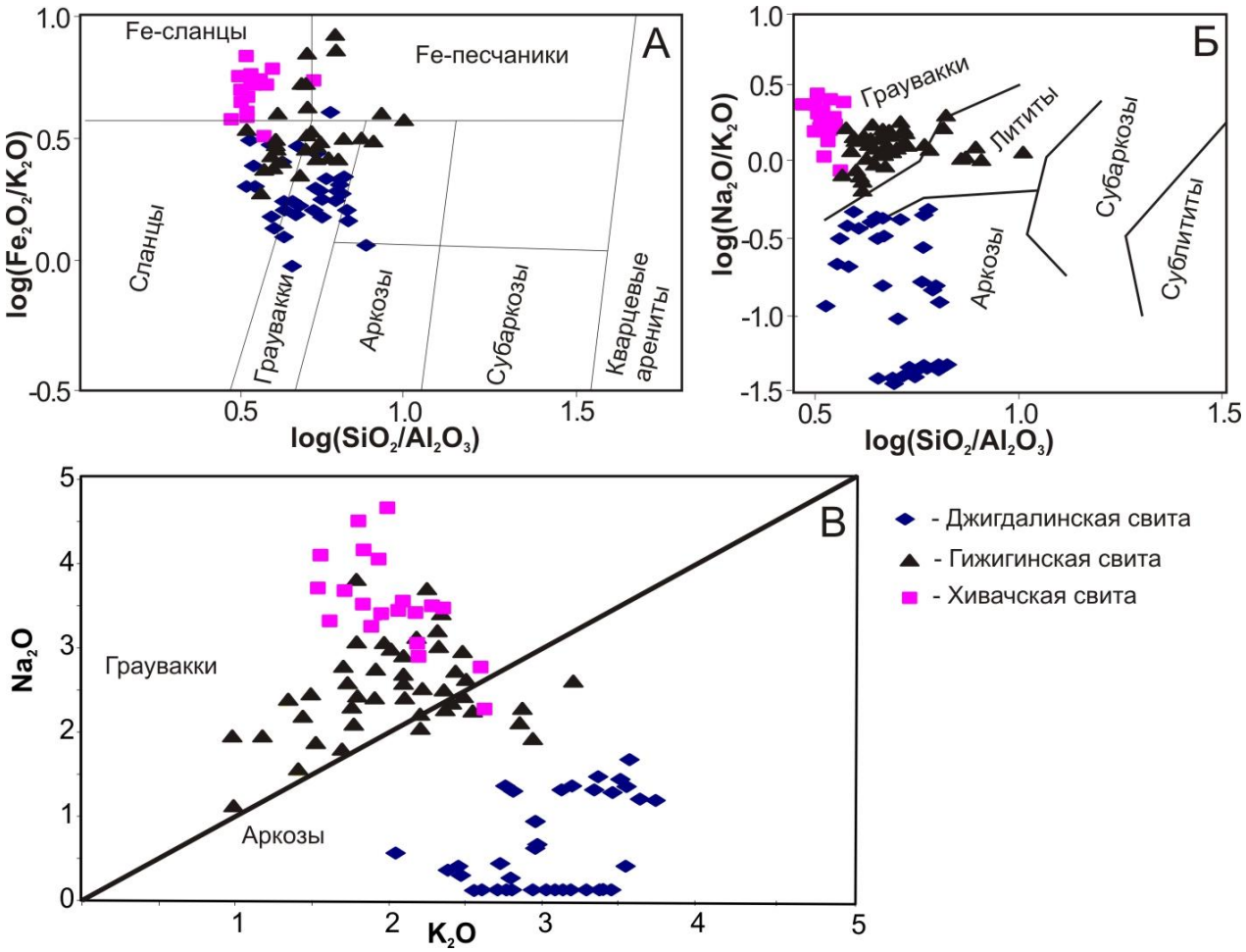


Рисунок 5.1. Классификационные диаграммы для терригенных пород Омолонского массива: А – [Herron, 1988], Б – [Петтиджон и др., 1981], В – [Петтиджон и др., 1976].

На диграмме [Herron, 1988] (см. рисунок 5.1, А) фигуративные точки джигдалинской и гижигинской свит равномерно распределены в полях «сланцы, граувакки и аркозы». Диаграмма М. М. Хирона создана на основе классификационной диаграммы [Петтиджон и др.,1976] и дает возможность более точно классифицировать аркозы, а также позволяет оценить степень присутствия в породах Fe-Mg-минералов, менее устойчивых к процессам выветривания [Маслов, 2005].

В основу диаграмм log (Na_2O/K_2O) – log (SiO_2/Al_2O_3) (см. рис. 5.1, Б) [Петтиджон и др.,1981] и Na_2O – K_2O (см. рисунок 5.1, В) [Петтиджон и др.,1976] положены минералогические отличия: в граувакках преобладают Na-плагиоклазы, а в аркозах доминируют ортоклаз и микроклин. Граувакки и аркозы отражают различные области питания: аркозы являются продуктами разрушения гранитов, гранодиоритов и гнейсов, а для граувакк число возможных

областей питания меньше и соответствует вулканическим областям, причем граувакки накапливаются только в морских или океанических обстановках и связаны с турбидитами [Маслов, 2005].

На рисунке 5.1,Б, В отчетливо видно, что породы хивачской свиты преимущественно соответствуют грауваккам; отложения гижигинской свиты (примерно равнозначно) подразделяются как на граувакки (преимущественно), так и на аркозы; породы джигдалинской свиты отвечают по составу аркозам. На классификационных диаграммах Ф. Петтиджона также видно, что отложения джигдалинской свиты характеризуются высоким Na_2O/K_2O отношением, с преобладанием натриевого плагиоклаза над калиевыми полевыми шпатами и калиевыми слюдами. Породы хивачской свиты являются более гидрослюдистыми и обогащены калием. Меньшее количество фигуративных точек гижигинской и хивачскй свит располагается в поле лититовых пород, для них характерно присутствие глинистых минералов, обогащенных алюминием и обедненных щелочами (см. рисунок 5.1, Б).

Диаграмма ТМ – TiO_2 [Юдович, Кетрис, 2000] дает возможность классифицировать по минеральному составу глинистые породы, так как наиболее высокие содержания TiO_2 и высокие значения ТМ характерны для каолинитовых глин, минимальные значения указанных параметров типичны для монтмориллонитовых глин, а гидрослюдистые глины занимают промежуточное между ними положение [Маслов, 2005]. Рассматриваемые пермские отложения (рисунок 5.2, А) являются существенно гидрослюдистыми, что также подтверждается минеральным составом.

На модульной диаграмме ФМ – НКМ отчетливо видно, что породы джигдалинской и гижигинской свит развиты как в области трехкомпонентной смеси хлорит + смектит + гидрослюда; VI – так и в поле – глинистые породы, чаще гидрослюдистые, со значительной примесью дисперсных частиц полевых шпатов; отложения хивачской свиты расположены преимущественно в VI области, характеризующейся гидрослюдистым составом со значительной примесью дисперсных частиц полевых шпатов (см. рисунок 5.2, Б).

На всех приведенных модульных диаграммах (см. рисунок 5.2 и 5.3) фигуративные точки отложений хивачской свиты образуют отчетливо выраженное самостоятельное поле. Это объясняется более высокими значениями всех рассматриваемых петрохимических характеристик (в частности, повышенные значения ФМ и ТМ), что, вероятно, может отражать различные условия осадконакопления и существенный привнос в данное время камуфлированной пирокластики (вулканокластики) вулканитов среднего (или) основного состава и полевых шпатов. Наблюдаемая на диаграммах положительная корреляция между парами ГМ – ТМ и ФМ – ТМ, но отрицательная между ГМ – НКМ, ФМ – НКМ свидетельствует об их петрогенной (вулканогенной) природе.

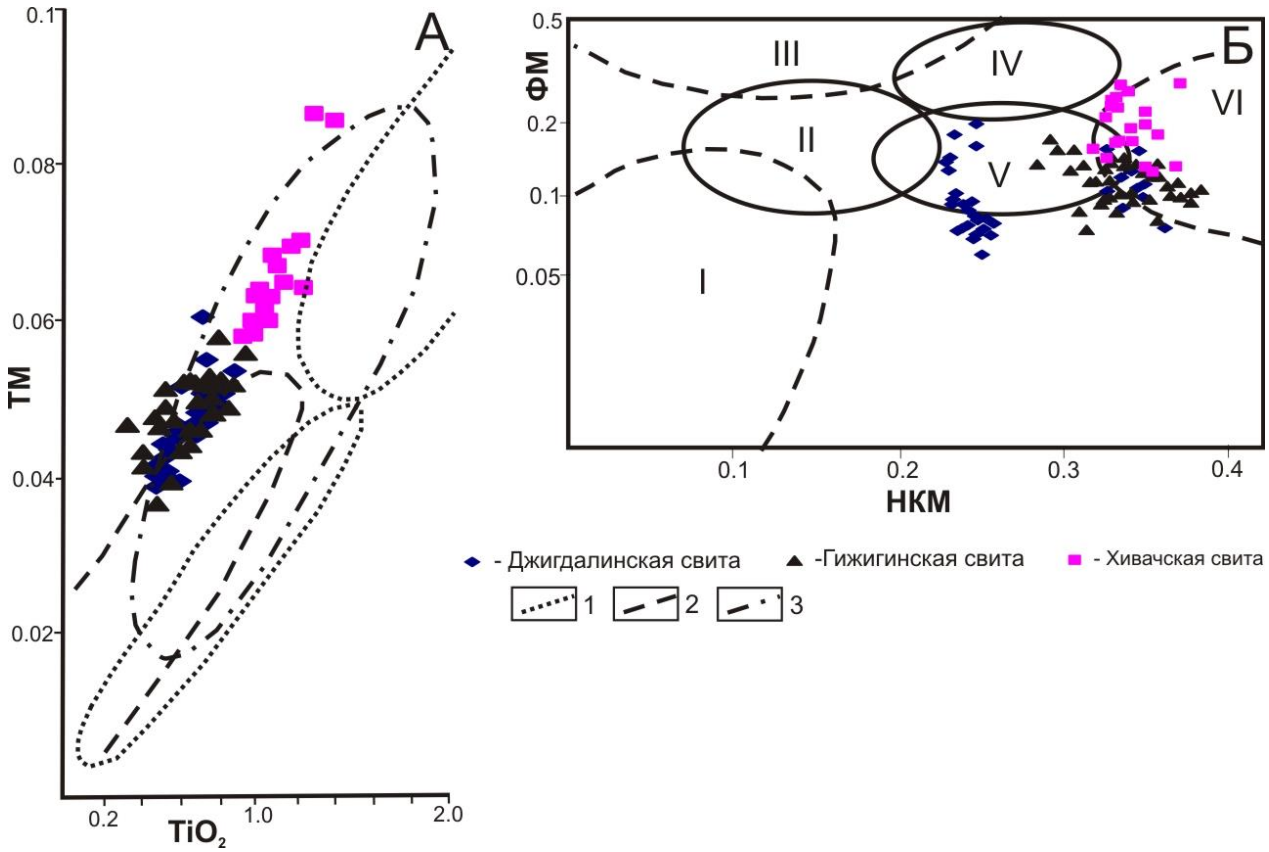


Рисунок 5.2. А – диаграмма TiO_2 – ТМ для разделения глинистых отложений [Юдович, Кетрис, 2000]. Поля преобладающих типов глинистых отложений: 1 – каолинитовые; 2 – существенно монтмориллонитовые; 3 – существенно гидрослюдистые. Б – положение областей составов аргиллитов на модульной (НКМ – ФМ) дискриминантной диаграмме для систематики глинистых пород [Юдович, Кетрис, 2000]: I – преобладает каолинит; II – преобладает смектит, меньше каолинита, имеется примесь гидрослюды; III – преобладает хлорит, примесь железистых гидрослюд; IV – двухкомпонентная смесь хлорит + гидрослюда; V – трехкомпонентная смесь хлорит + смектит + гидрослюда; VI – глинистые породы, чаще всего гидрослюдистые, со значительной примесью дисперсных частиц полевых шпатов.

Диаграмма Th/Sc – Zr/Sc [McLennan, 1993] отражает накопление в осадке циркона, что является следствием вызревания и рециклинга (переотложенные осадочные породы). Соотношение величин Zr/Sc – Th/Sc [McLennan, 1993] во всех изучаемых пермских образцах характерно для незрелых кластических пород, т. е. формировавшихся в первом цикле седиментации (рисунок 5.4, А). По диаграмме TiO_2 – Ni [Floyd, 1989] (см. рисунок 5.4, Б) предполагается, что породы не испытали существенных изменений при переносе и накоплении.

Реконструкция условий осадконакопления. Для оценки палеоклимата использован индекс химического выветривания – CIA=[Al_2O_3/Al_2O_3 + CaO* + Na_2O + K_2O]×100, предложенный Несбиттом и Янгом, индекс показывает интенсивность выветривания в питающей провинции [Nesbitt, Young, 1982]. В качестве критерия для разграничения отложений, формирующихся в условиях теплого и холодного климата, принято считать

значение индекса CIA, равное 70. Невыветрелые породы характеризуются значениями около 50, тогда как для сильно выветрелых этот индекс стремится к 100. Следует отметить, что расчет показателей выполняется через молекулярные количества петрогенных оксидов.

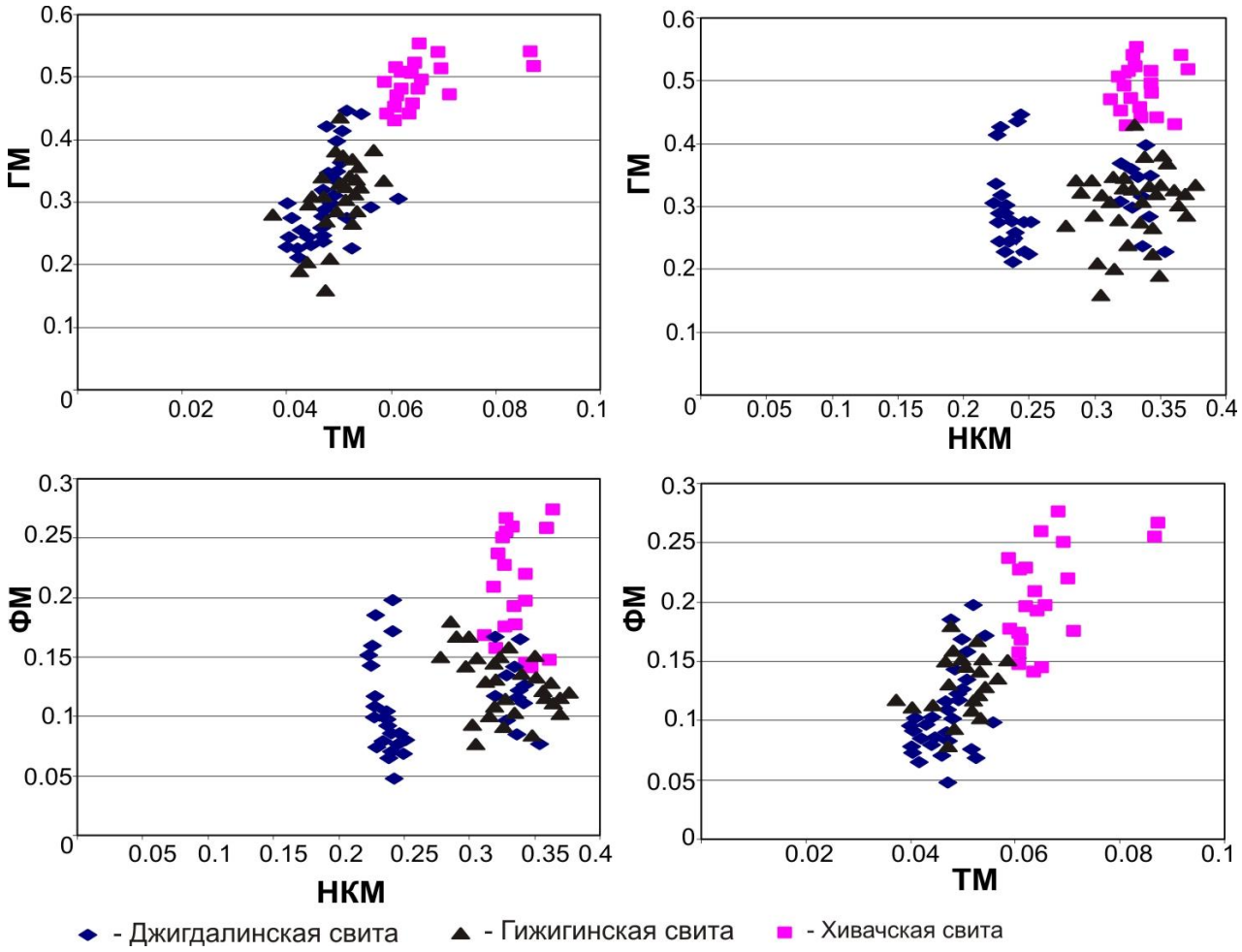


Рисунок 5.3. Модульные диаграммы по [Юдович, Кетрис, 2000].

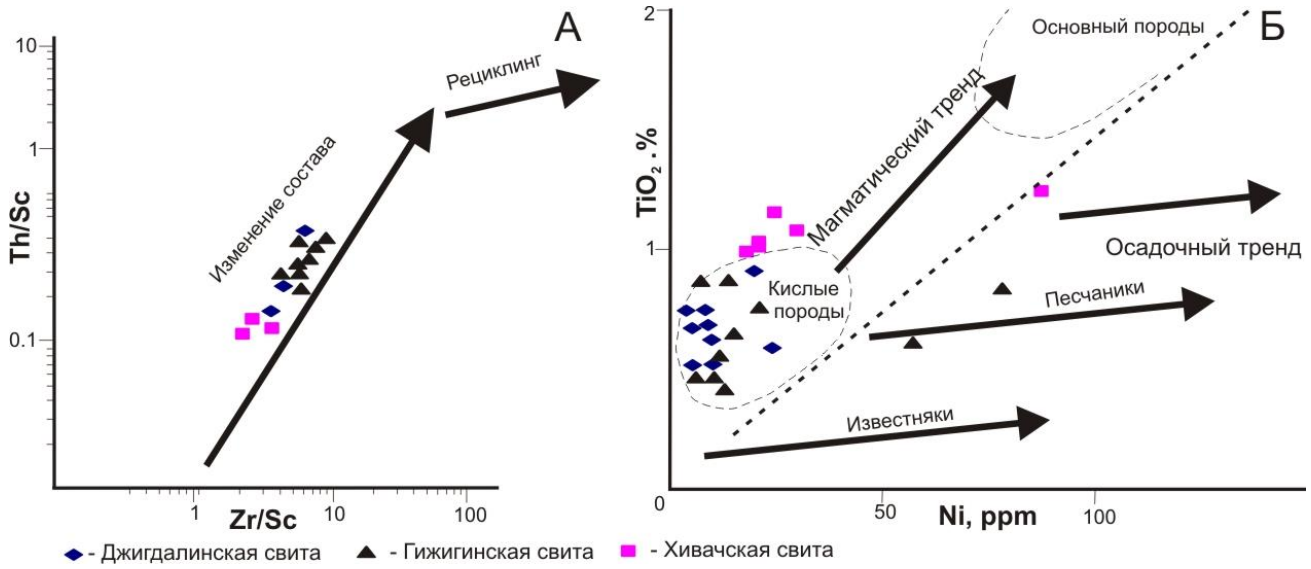


Рисунок 5.4. Положение фигуративных точек пермских терригенных пород на дискриминационных диаграммах: А – [McLennan, 1993], Б – [Floyd, 1989].

Значение CIA для пород джигдалинской свиты колеблется от 40.8 до 75.6 (среднее – 64.5), для отложений гижигинской свиты – от 48.8 до 64.7 (среднее – 58.4); для пород хивачской свиты – от 41.5 до 63.9 (среднее – 56.4) (см. таблица 5). Во всех свитах отмечаются относительно низкие значения, что свидетельствует о преобладании сравнительно «свежих», недавно выведенных на поверхность пород среди их источников сноса.

Для определения фациальных условий осадконакопления и климата возможно применение коэффициента ΣCe/ΣY [Балашов, 1976]. Этот индикатор климата отражает интенсивность процессов выветривания: при гумидном литогенезе более интенсивно разрушаются полевые шпаты и акцессорные минералы, содержащие лантаноиды цериевой группы, что приводит к увеличению этого отношения; в аридном климате отношение ΣCe/ΣY уменьшается [Балашов, 1976]. В отличие от ранее предложенных числовых значений, характеризующих типы литогенеза [Балашов, 1976], В. А. Шатров [2007] предлагает несколько иные значения коэффициента: < 2.5 – аридный; 2.5–4 – семигумидный – семиаридный; > 4 – гумидный. Согласно полученным данным, отложения джигдалинской свиты формировались в условиях аридного климата (ΣCe/ΣY – 1.8); гижигинской – семиаридного – семигумидного (ΣCe/ΣY – 2.7); хивачской – гумидного (ΣCe/ΣY – 4.1) (см. таблица 6).

Палеосоленость бассейна осадконакопления определяется по отношению Sr/Ba [Яночкина, 1966], поскольку при интенсивном химическом выветривании Ba и Sr совместно мигрируют до попадания в морской водоем, затем в прибрежных водах Ba связывается с $S0_4$ и выпадает в осадок, а стронций продолжает мигрировать в более удаленные части бассейна. Его осаждение начинается лишь при концентрации солей в морской воде около 15 ‰ [Маслов, 2005]. Следовательно, по соотношению Sr/Ba в осадках одного возраста (горизонта) можно проследить переход от пресноводных (Sr/Ba < 1) отложений к морским (Sr/Ba > 1) [Яночкина, 1966]. Судя по отношению Sr/Ba, в целом бассейн был морским (см. таблицу 6), но в начале гижигинского и в конце хивачского времени могли быть некоторые эпизоды опреснения бассейна.

В качестве показателей окислительно-восстановительных условий для терригенных отложений нами были использованы достаточно известные геохимические индексы (рисунок 5.5). По отношению Mo/Mn [Холодов, Недумов, 1991] породы образовывались в бескислородных условиях. На отсутствие кислородных обстановок в придонной части бассейна указывают и индексы V/Cr [Jones, Manning, 1994], U_{aut} [Wignall, Myers, 1988], V/(V + Ni) [Hatch, Leventhal, 1992]. Однако присутствие донной фауны в некоторых пачках (рисунок 5.5) свидетельствует о кислородных обстановках. В связи с вышеизложенным вопрос об окислительно-восстановительных условиях рассматриваемой части Омолонского бассейна в перми остается дискуссионным.

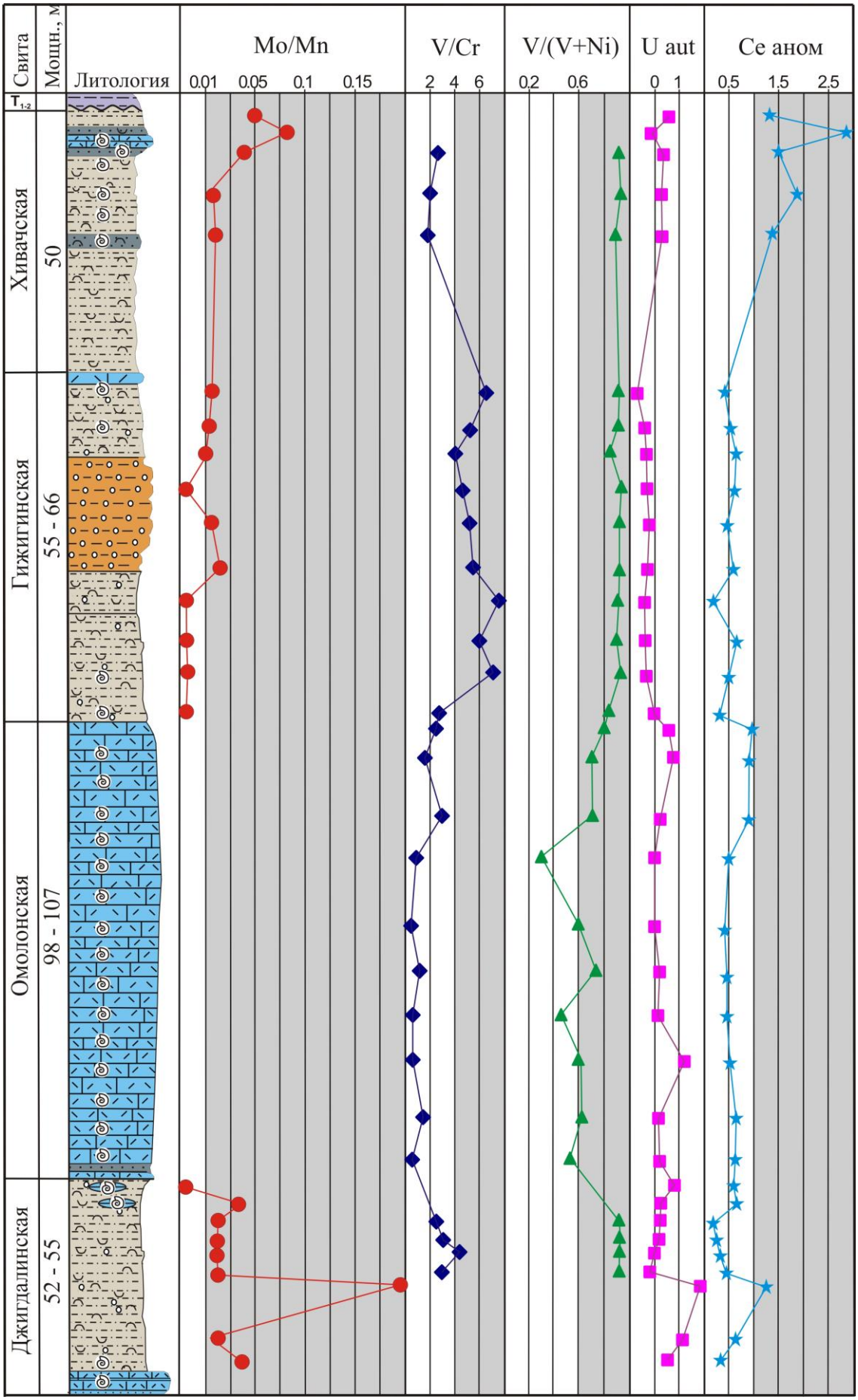


Рисунок 5.5. Вариации изменений геохимических индексов на сводном пермском разрезе. Серым цветом выделены бескислородные условия.

Таблица 6. Содержание малых и редкоземельных элементов верхнепермских пород Омолонского массива, (г/т)

Элементы	Джигдалинская (13)	Омолонская (20)	Гижигинская (13)	Хивачская (10)
Be	< 1.00–1.95 0.96	0.04–1.91 0.48	0.48–6.35 1.44	< 1.00–5.43 2.42
Sc	10.93–16.04 12.59	0.0005–1.45 0.64	8.21–18.55 13.08	16.18–21.26 18.73
V	68.45–90.87 78.21	2.02–15.69 8.31	66.02–132.09 95.61	179.68–247.97 211.33
Cr	19.39–29.99 25.38	1.9–10.06 5.96	10.93–25.73 18.57	78.26–118.54 101.75
Co	1.17–13.21 6.26	0.52–4.69 1.97	2.94–21.80 11.66	4.67–25.40 16.88
Ni	1.93–25.14 9.25	1.25–7.99 4.59	3.23–25.00 11.24	19.42–89.1 31.66
Cu	2.41–47.37 18.35	< 0.001–11.26 5.67	10.40–37.09 21.16	12.50–64.70 38.72
Zn	45.20–144.00 82.93	< 0.001–2646.43 229.59	15.90–145.00 77.04	62.20–249.00 126.75
Sr	112.0–443.00 324.77	215–3584.20 608.85	175.82–755.58 368.74	153.00–1680 443.16
Y	14.66–96.4 36.74	2.58–55.00 11.14	9.46–39 18.94	17.7–42.9 76.00
Zr	53.56–65.44 59.23	3.25–93.65 16.35	48.11–106.55 77.59	47.12–57.60 52.20
Nb	2.79–3.32 3.00	< 0.001–1.43 0.52	2.95–6.39 4.94	4.31–4.70 4.50
Mo	0.26–4.63 1.10	0.14–1.88 0.66	0.12–1.02 0.48	0.72–18.8 3.44
Sn	0.82–23.20 2.88	< 0.001–1.14 0.66	0.51–1.76 1.13	0.86–2.08 1.45
Ba	50.10–296.0 112.69	4.93–84561.3 4327.16	168.0–6168.7 755.88	151.1–53500 5650.24
La	6.67–74.90 22.75	2.64–22.80 8.04	7.99–71.40 20.11	23.70–157.00 62.01
Ce	18.44–118.00 44.82	2.81–27.60 10.17	15.80–174.00 46.01	40.00–348.00 173.91
Pr	2.43–13.5 5.46	0.50–3.39 1.68	1.84–17.40 5.54	4.71–58.20 18.83
Nd	10.79–42.90 21.15	2.03–13.50 6.26	6.36–72.10 21.58	19.10–295.00 82.49
Sm	3.21–12.30 5.46	0.42–5.29 1.73	2.05–14.20 4.69	6.62–26.20 18.89
Eu	0.72–3.46 1.45	0.10–1.09 0.49	0.55–2.75 1.14	0.69–18.90 4.00
Gd	3.33–11.80 5.56	0.51–3.94 1.77	2.08–11.50 4.64	2.77–69.20 15.90
Tb	0.55–2.18 0.99	0.07–1.07 0.29	0.34–1.62 0.69	0.51–12.10 2.50
Dy	2.85–16.70 6.31	0.38–5.53 1.78	1.88–7.58 3.76	2.88–66.30 13.18
Ho	0.55–3.57 1.37	0.11–1.50 0.39	0.39–1.41 0.76	0.59–13.80 2.64
Er	1.43–10.80 3.91	0.22–4.11 1.02	1.12–3.65 2.10	1.90–37.10 6.94
Tm	0.19–1.55 0.56	0.03–0.45 0.14	0.17–0.49 0.31	0.24–4.58 0.91

Yb	1.20–14.60 4.50	0.21–3.39 1.01	1.14–3.93 2.11	1.49–27.10 5.66
Lu	0.18–2.09 0.63	0.04–0.43 0.14	0.17–0.59 0.31	0.22–3.49 0.75
Hf	1.72–1.92 1.83	0.05–2.12 0.37	1.28–2.80 2.09	1.57–1.73 1.63
Ta	0.14–0.34 0.25	< 0.001–0.54 0.19	0.31–0.65 0.48	0.37–0.57 0.45
W	< 0.001–3.00 0.37	< 0.001–6.43 1.48	< 0.001–1.71 0.35	< 0.001–1.78 0.42
Pb	1.06–7.19 4.30	< 0.001–4.66 1.51	1.68–12.55 7.03	4.78–12.20 8.64
Th	0.68–3.54 1.95	0.08–1.46 0.53	1.16–5.04 3.37	2.27–8.80 4.49
U	0.60–2.37 1.33	0.07–18.10 1.36	0.39–1.69 0.82	0.52–44.00 5.74
Sr/Ba	0.54–10.71 3.71	–	0.12–2.06 1.13	0.03–2.06 1.13
ΣCe/ΣY	1.21–2.67 1.75	–	1.52–5.13 2.72	1.46–5.40 4.10
Σ REE	56.6–324.22 124.97	11.24–91.47 34.89	45.99–381.49 113.76	103.86–1199 408.62
LREE/HREE	3.00–6.78 4.40	3.00–6.9 4.9	3.61–11.87 6.21	4.13–13.02 9.60
Ce/Ce*	0.96–3.37 1.91	0.42–0.91 0.64	0.83–1.34 1.09	0.86–1.58 1.32
Eu/Eu*	0.22–0.94 0.77	0.6–1.5 0.9	0.66–0.94 0.77	0.62–0.94 0.72
La_N/Yb_N	2.07–9.51 4.75	2.84–21.67 8.55	2.81–15.92 6.13	3.91–18.25 10.38
Примечание: В скобках – количество образцов. Над чертой указано - максимальное и минимальное значение; под чертой – среднее содержание.				

Источники сноса. Для уточнения петрографического состава и выявления питающих провинций был использован ряд диаграмм: TAS диаграмма [LeMaitre, 1989], Рошера – Корша [Roser, Korsch, 1988], Nb/Y – Zr/TiO_2 [Winchester, Floyd, 1977], La/Sc – Th/Co [Cullers, 2002].

На TAS диаграмме [LeMaitre, 1989] (рисунок 5.6, А) можно выделить 4 кластера: первый кластер (андезитов – базальтов и их умеренно-щелочных разновидностей) образуют фигуративные точки хивачской свиты; второй кластер (поле андезитов – дацитов – низко-щелочных дацитов) смешанного состава, представленный отложениями гижигинской и джигдалинской свит; в третий кластер (низкощелочных дацитов – низко-щелочных риодацитов) также попадают точки гижигинской и джигдалинской свит, отличающиеся от кластера 2 более высоким содержанием кремнезема (65–76 %) и относительно низкими значениями (2.6–3.5 %) суммы щелочей. Четвертый кластер формируют фигуративные точки джигдалинской свиты, характеризующиеся пониженными значениями кремнезема (55.3–58.7 %) (см. таблицу 5; рисунок 5.6,А).

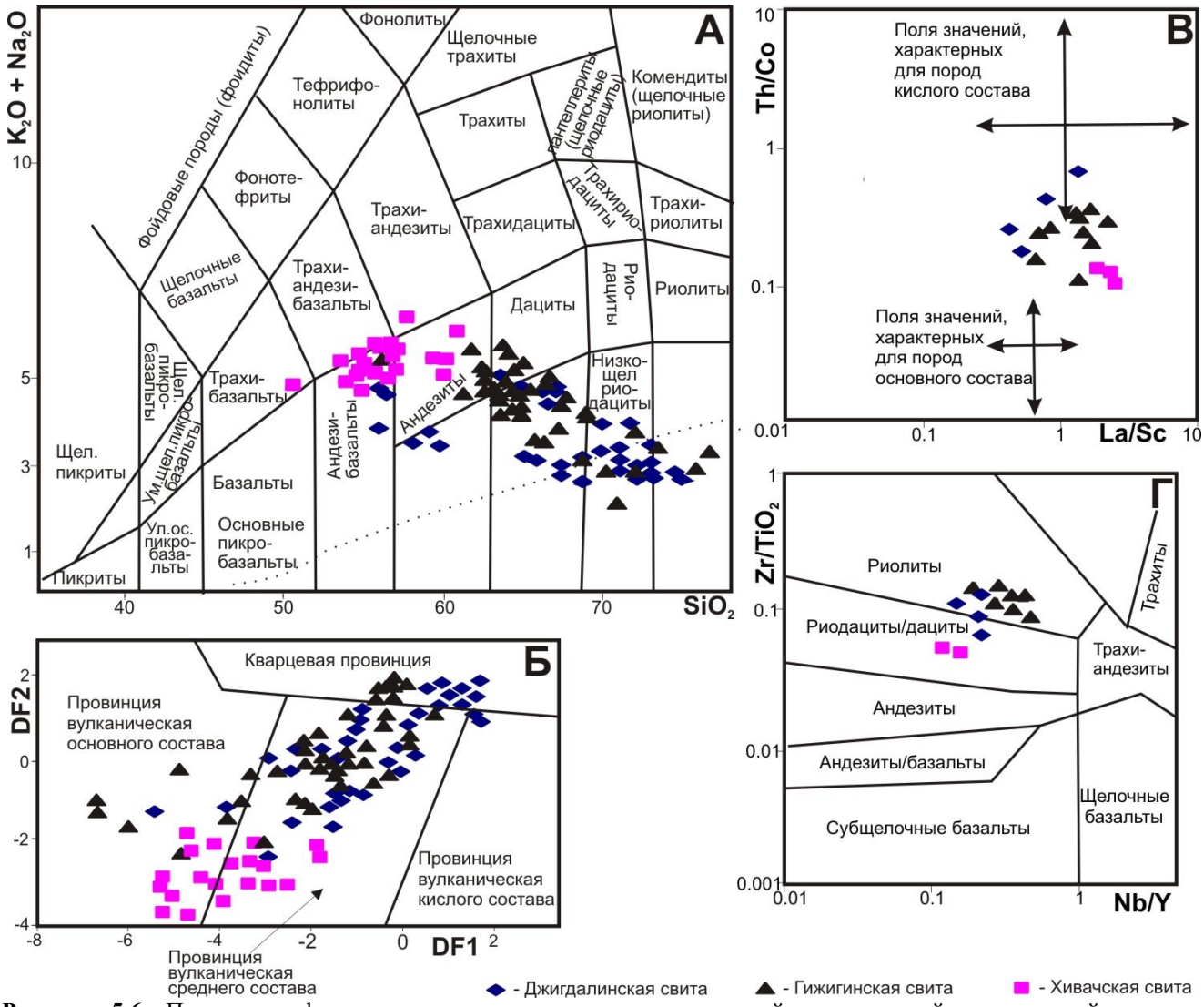


Рисунок 5.6. Положение фигуративных точек пород джигдалинской, гижигинской и хивачской свит на дискриминантных диаграммах для определения состава питающих провинций: А – Le-Maitre, 1989; Б –Roser, Korsch, [1988]; DF1 – DF2, где DF1 = $30.6038TiO_2/Al_2O_3$ – $2.541FeOtot/Al_2O_3$ + $7.329MgO/Al_2O_3$ + $12.031Na_2O/Al_2O_3$ + $35.42K_2O/Al_2O_3$ – 6.382; DF2 = $56.500TiO_2/Al_2O_3$ – $10.879FeOtot/Al_2O_3$ + $30.875MgO/Al_2O_3$ – $5.404Na_2O/Al_2O_3$ +$11.112K_2O/Al_2O_3$ – 3.89; В – Cullers, [2002]; Г –Winchester, Floyd, [1977].

При анализе диаграммы Рошера – Корша [Roser, Korsch, 1988] (см. рисунок 5.6, Б) следует отметить, что фигуративные точки отложений джигдалинской и гижигинской свит группируются преимущественно в «области вулканитов среднего состава» и в меньшей степени занимают поля «кварцевой провинции» и «вулканитов основного состава». Фигуративные точки хивачской свиты попадают в поля среднего и основного состава (см. рисунок 5.6, Б).

Изучение ряда индикаторных отношений элементов-примесей (La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и некоторых других элементов) помогает для восстановления питающих областей [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011; и др]. Известно, что содержания и отношения выше перечисленных элементов в глинистых породах существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Маслов и др., 2014]. Эти элементы

относительно слабо растворимы в воде и вследствие этого почти без потерь перемещаются из областей сноса в бассейны осадконакопления.

Распределение фигуративных точек джигдалинской и гижигинской свит на диаграмме La/Sc – Th/Co [Cullers, 2002] (см. рисунок 5.6, В) показывает их приуроченность к породам кислого состава, а точки хивачской свиты тяготеют к полю значений, характерных для пород основного состава.

На диаграмме Nb/Y – Zr/TiO_2 [Winchester, Floyd, 1977] (см. рисунок 5.6, Г) отчетливо видно, что все точки (кроме одной) джигдалинской и гижигинской свит расположены в поле риолитов, а точки хивачской свиты – риодацитов и дацитов.

Распределение малых и редкоземельных элементов. В основе реконструкций условий осадкообразования лежит представление о различных формах миграции редких земель (взвесь, растворенное вещество, сорбированный комплекс), что приводит к фракционированию лантаноидов на первоначальном профиле седиментации: в составе центральных частей бассейнов преобладают тяжелые REE совместно с иттрием, в прибрежных условиях преимущественно накапливаются легкие редкие земли. Основными факторами, контролирующими содержание в них лантаноидов, являются терригенная составляющая и морская вода (или раствор) [Скляров, 2001].

Одними из эффективных методов реконструкции состава пород седиментационного бассейна и определения окислительно-восстановительных условий их формирования являются [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]: 1) сопоставление состава рассматриваемых пород с такими геохимическими эталонами, как PAAS (среднее значение постархейского австралийского глинистого сланца), NASC (составная проба палеозойских глинистых сланцев Северной Америки), ES или RPSC (генеральная проба глин Русской платформы); 2) характер поведения Eu/Eu* и Ce/Ce* аномалий. Аномалии Eu/Eu* и Ce/Ce* используются для определения окислительно-восстановительных характеристик раствора в связи с нахождением этих элементов в двух валентных состояниях [Bau, 1991]. При изучении распределения редкоземельных элементов использовалась нормализация по хондриту [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В табл. 6 показаны средние содержания редкоземельных элементов териригенных пород Омолонского массива.

Сумма REE в глинистых сланцах и аргиллитах составляет в среднем 160–180 г/т [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Отклонение ее в сторону меньших или больших значений позволяет предполагать, что в источниках сноса преобладали основные или кислые породы соответственно. Отношение Eu/Eu* [$= Eu_N \times (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$] является индикатором поступления глубинного вещества в осадки (гидротермы, восходящие флюидные потоки, вулканиты), Eu/Eu* в хондритах – 0.087 [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Максимальные ΣREE обнаружены в породах хивачской свиты, минимальные – в отложениях гижигинской свиты. Отношения LREE/HREE в породах джигдалинской свиты варьируют от 3.0 до 6.8 г/т, составляя в среднем 4.4 г/т (La_N/Yb_N от 2.07 до 9.51, в среднем – 4.75); в гижигинской – от 3.6 до 11.9 г/т, в среднем – 6.2 г/т (La_N/Yb_N от 2.81 до 15.92, в среднем – 6.13). Наиболее значительная дифференциация характерна для отложений хивачской свиты, где LREE/HREE составляет от 4.1 до 13.0 г/т, в среднем – 9.5 г/т (La_N/Yb_N от 3.91 до 18.25, среднее – 10.38). Рост отношения легких лантаноидов к тяжелым отражает, вероятно, повышение роли REE, связанных с гидрогенными гидроксидами Fe и Mn.

Спектры распределения REE, нормализованные к составу хондрита, во всех изученных пробах терригенных пород трех свит в целом однотипны. Большинство изученных образцов характеризуется нормальными трендами распределения и горизонтальным спектром тяжелых REE, близким по составу континентальной коры (PAAS). Проанализированные образцы джигдалинской и гижигинской свит по сравнению с постархейским глинистым сланцем Австралии (PAAS) в среднем незначительно обеднены легкими лантаноидами [Nance, Taylor, 1976]. Высокие концентрации REE относительно PAAS отмечаются в породах хивачской свиты (рисунок 5.7).

Следует отметить широкий диапазон Ce и Eu аномалий в отложениях джигдалинской свиты (Ce/Ce* от 0.96 до 3.37, среднее – 1.91; Eu/Eu* от 0.22 до 0.82, среднее – 0.49). В отложениях гижигинской и хивачской свит (см. рисунок 5.7) (в большинстве проб) Eu/Eu* и Ce/Ce* аномалии варьируют от умеренно отрицательных до небольших положительных значений, что позволяет говорить о слабо восстановленных условиях.

Наиболее низкие значения Eu/Eu* аномалии установлены в породах джигдалинской свиты, что свидетельствует о преобладании Eu^{3+} и об участии относительно окислительных условий при их формировании. Рост Eu/Eu* аномалии в терригенных породах может указывать на магматогенный источник REE [Маслов, 2005].

В распределении малых элементов относительно кларковых содержаний отмечается следующее: в пробе, отобранной из верхней части джигдалинской свиты, установлено высокое содержание Sn (23.2 г/т), что, скорее всего, свидетельствует о присутствии в породе пирокластики основного состава [Юдович, Кетрис, 2011]. Также на присутствие пирокластики во всех образцах указывает, вероятно, и повышенное содержание Cu (до 64.7 г/т, при кларковом 4.8 г/т), Zn (до 249 г/т, при кларковом 9.3 г/т), Pb (до 12.35 г/т, при кларковом 2 г/т) (см. таблицу 6). В терригенных отложениях верхней части хивачской свиты отмечаются высокие содержания Cr (более 100 г/т, при кларковых 9.4 г/т), что может свидетельствовать о размыве эффузивных пород основного состава [Юдович, Кетрис, 2011].

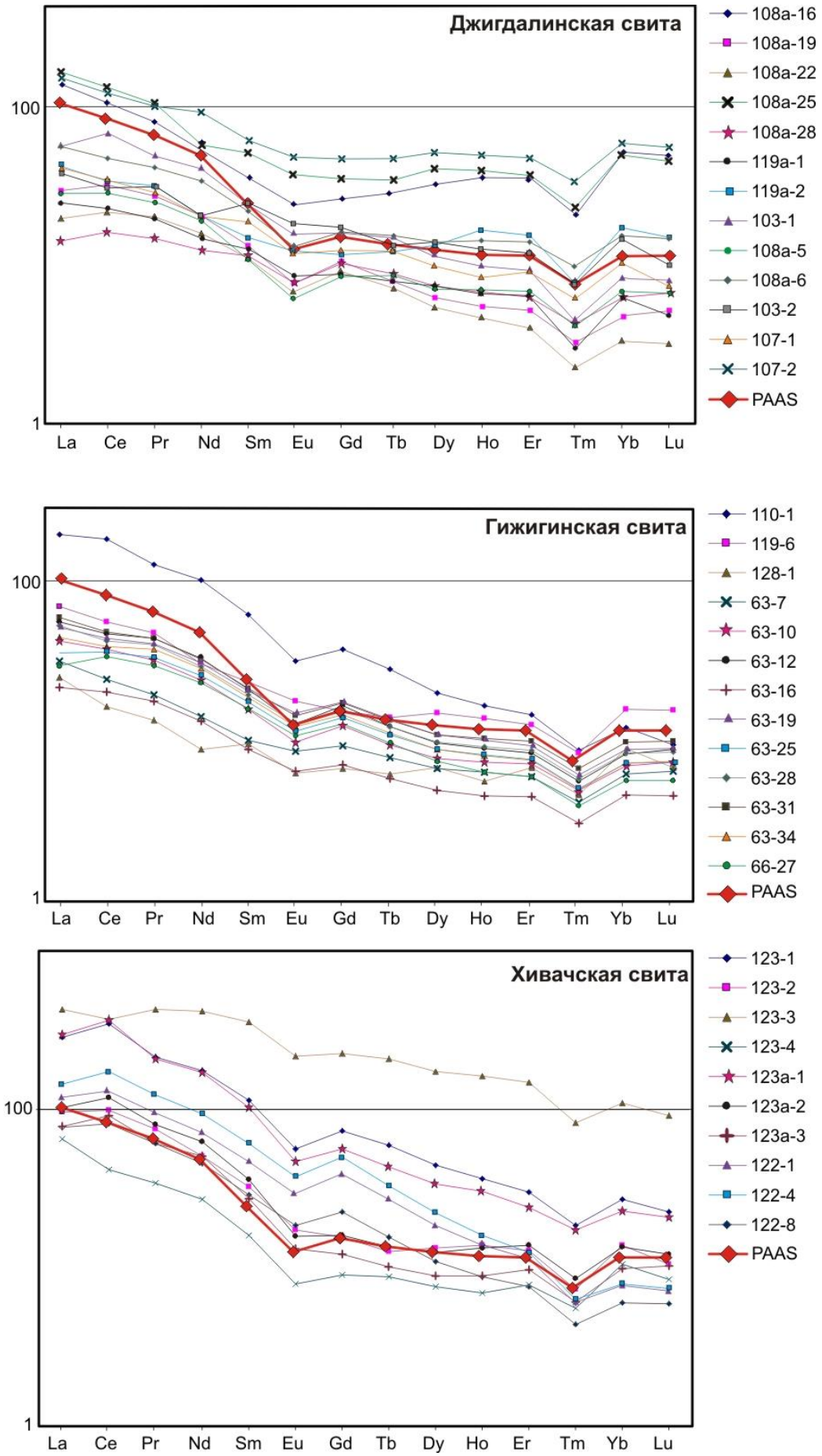


Рисунок 5.7. Спектры распределения REE, нормированных по хондриту, в пермских терригенных отложениях и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Геодинамические индексы. Для интерпретации палеогеодинамических обстановок был использован наиболее информативный ряд диаграмм. Для разграничения состава областей питания использовались треугольные диаграммы La – Th – Sc и Co – Th – Zr/10 [Bhatia, Crook, 1986] (рисунок 5.8, А, Б). Тяготение фигуративных точек составов осадочных пород к вершинам La указывает на преобладание кислых магматических пород в источниках сноса; повышенные содержания Sc, напротив, свидетельствуют о преобладании в областях размыва пород основного и ультраосновного составов. Фигуративные точки проанализированных верхнепермских отложений группируются либо приближаются к бассейнам, сопряженным с океаническими островными дугами.

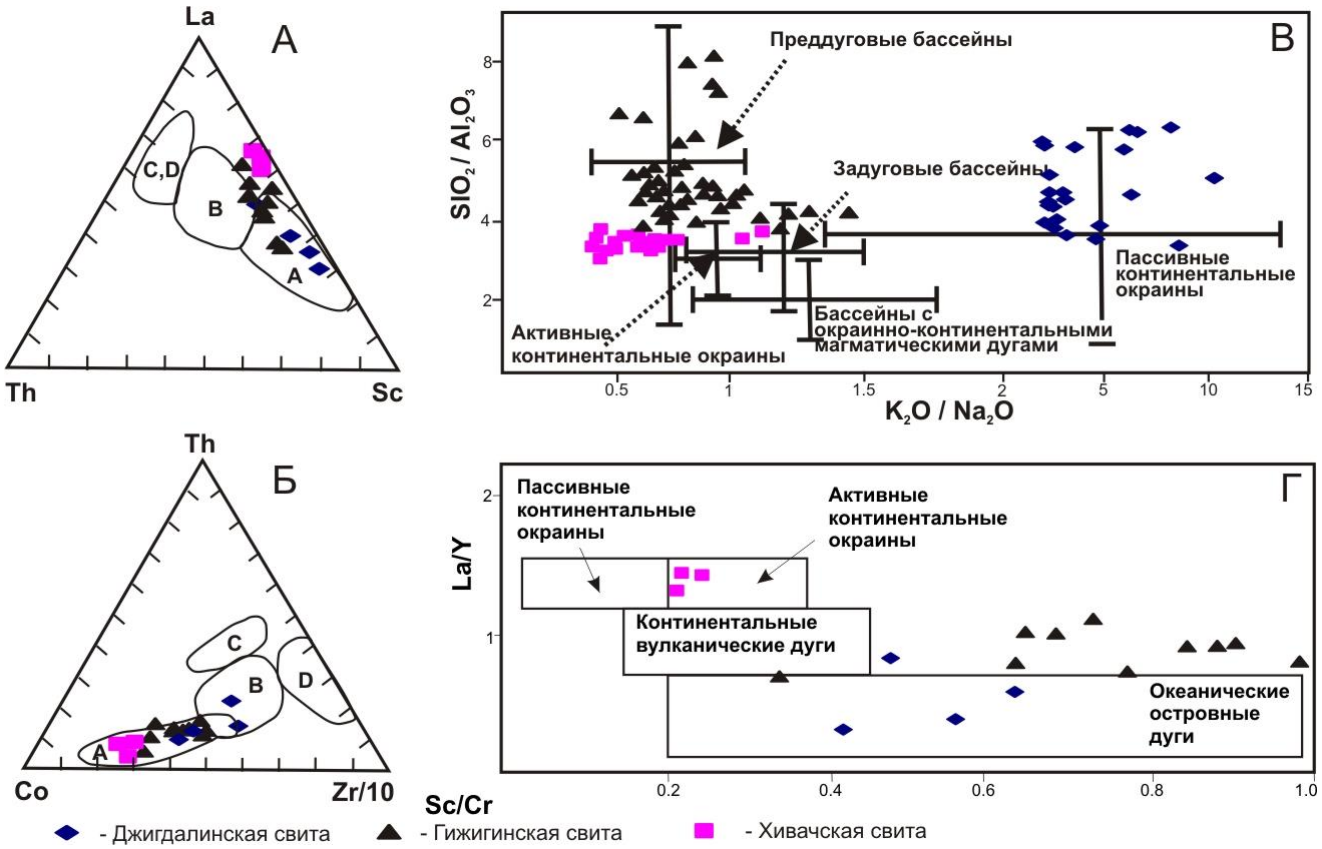


Рисунок 5.8. Дискриминационные диаграммы для определения геодинамических обстановок пермских терригенных отложений: **А**, **Б**, **В** – [Bhatia, Crook, 1986]. Поля значений геохимических параметров, сопряженных: A – с океаническими, B – с континентальными островными дугами, C – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами; **Г** – [Maynard et al., 1982].

На дискриминантной палеогеодинамической диаграмме SiO_2/Al_2O_3 – K_2O/Na_2O [Maynard et al., 1982] (см. рисунок 5.8, В) показано, что фигуративные точки джигдалинской свиты расположились в поле пассивной континентальной окраины, точки гижигинской и хивачской свит – в полях островодужных обстановок, тяготея к преддуговым и задуговым бассейнам. Как мы видим, фигуративные точки джигдалинской свиты попали в поле пассивная окраина, такой

результат можно объяснить калиевым типом щелочности и влиянием вулканитов кедонской серии.

На диаграмме La/Y – Sc/Cr [Bhatia, Crook, 1986] (см. рисунок 5.8, Г) фигуративные точки джигдалинской и гижигинской свит попадают в поле океанических островных дуг или приурочены к нему, а точки хивачской свиты – к полю активной континентальной окраины.

Химический состав гравийно-галечных включений из диамиктитов гижигинской свиты. Диамиктиты – это своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в тонком матриксе рассеянных обломков различной степени окатанности и разной размерности. Состав обломков различен, но представлен преимущественно кислыми и средними эффузивными вулканическими породами (см. главу 2.4). Поэтому для уточнения состава и возможных источников гравийно-галечных включений, представленных вулканитами, из диамиктитов гижигинской свиты, а также восстановления палеогеодинамической природы вулканизма нами было изучено 18 включений из разрезов по р. Русская-Омолонская, руч. Водопадный, руч. Федоровский. По классификации $K_2O + Na_2O – SiO_2$ [LeMaitre, 1989] эти включения относятся к щелочным пикробазальтам, щелочным базальтам, трахиандезибазальтам, трахиандезитам, андезитам (рисунок 5.9, А). В целом вулканиты обладают схожими геохимическими характеристиками: по содержанию калия (см. рисунок 5.8, Б) преимущественно относятся к породам умереннокалиевого и низкокалиевого типа, имеют достаточно высокое количество Al_2O_3 – от 15.16 до 19.80 %, сумма щелочей – от 2.02 до 7.03 %, что характерно для вулканических пород известково-щелочной серии. Такие породы широко распространены в современных островных дугах, на активных континентальных окраинах андийского и калифорнийского типов и их древних аналогах [Скляров и др., 2001].

При сопоставлении полученных результатов с данными по вулканитам из кедонской серии [Гагиева, 2014] из различных вулканических ареалов (см. рисунок 5.9, А) отмечается следующее. Включения гравийно-галечной размерности преимущественно локализуются в полях ультраосновного – основного состава, а вулканитов кедонской серии – в полях кислого и среднего состава. Поэтому можно предположить, что только некоторая часть включений из диамиктитов относится к кедонской серии. Для достоверности предположения было проведено сравнение полученных результатов с одновозрастными включениями из диамиктитов атканской свиты (обрамление Охотского массива и Аян-Юряхский антиклинорий) [Бяков, Ведерников, 2015]. Анализ показал их схожий петрографический состав (см. рисунок 5.9).

В работе [Davydov et al., 2016] было выполнено датирование одного включения валунной размерности кислого состава (Аян-Юряхский антиклинорий) методом CA-ID-TIMS.

Полученный результат 269.8 ± 0.08 млн лет может свидетельствовать о его сингенетичности и поступлении из гипотетической Охотско-Тайгоносской вулканической дуги.

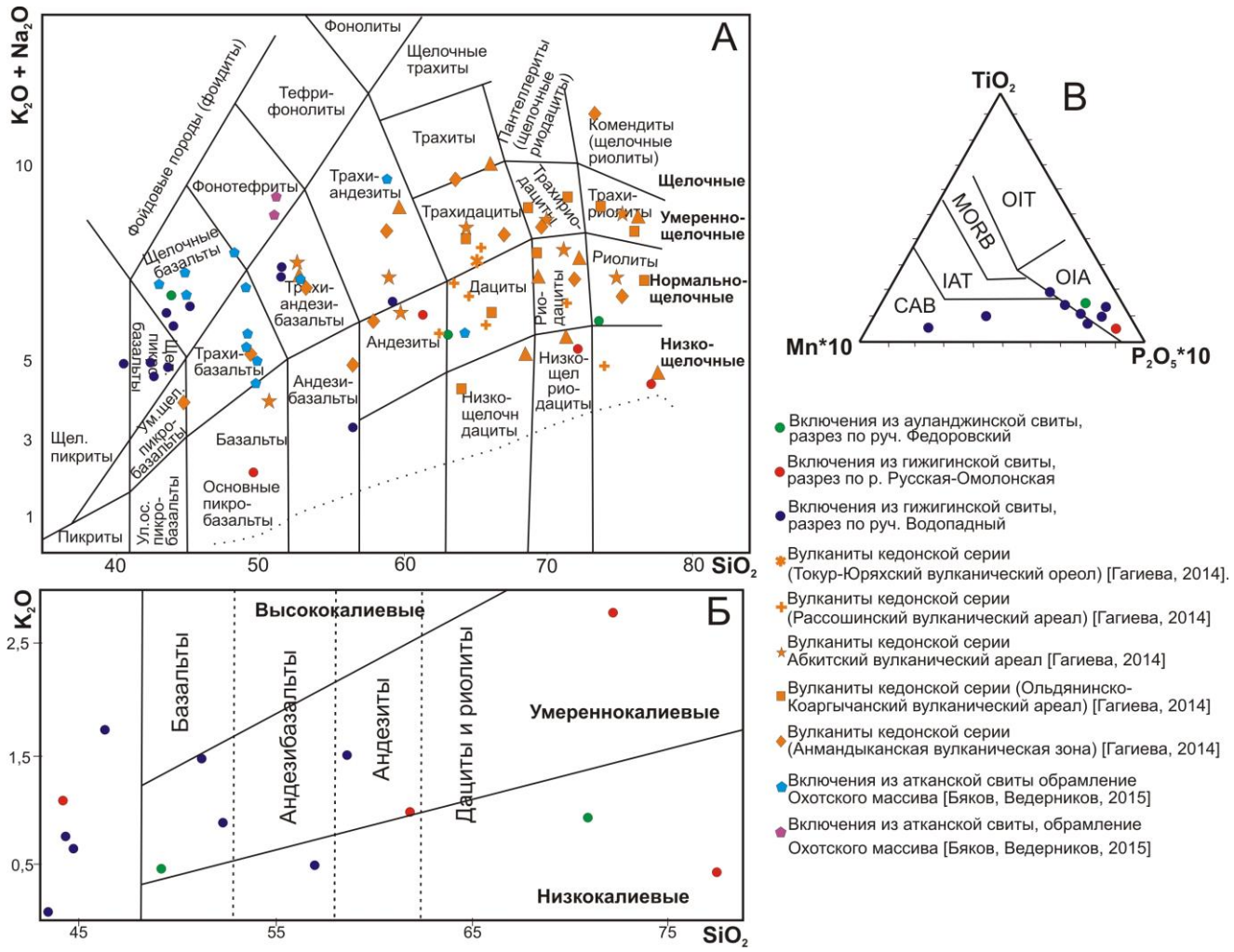


Рисунок 5.9. Положение фигуративных точек составов вулканитов из гижигинской свиты: А – [LeMaitre, 1989], Б – [LeMaitre, 1989], В – [Mullen, 1983]. MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты.

Согласно палеогеодинамической диаграмме (см. рисунок 5.9, В), обычно используемой для базальтов и андезибазальтов, наши включения попадают в поля андезиты вулканических островов и известково-щелочные базальты. Эти результаты могут свидетельствовать, что источником этих включений действительно может являться гипотетическая Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга.

Выводы. Анализ полученных результатов позволяет предположить несколько источников сноса обломочного материала в Омолонский седиментационный бассейн в пермское время.

P_{1-2}dz. Основным источником материала для отложений джигдалинской свиты предположительно являлись вулканиты кислого и среднего состава. Вероятно, одним из основных этих источников были девонские вулканиты кедонской серии, выходы которых очень распространены на Омолонском массиве [Гагиева, 2014]. Другим возможным источником пирокластического материала скорее всего являлась Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга. О наличии этих источников свидетельствуют вещественный состав (калиевый тип щелочности, см. рисунок 5.6), петрографические исследования (см. главу 2.4) и U-Pb датирование цирконов (см. главу 4).

P_3gz. Отложения гижигинской свиты имели следующие источники сноса: метаморфические породы докембрийского возраста, интрузивные дайки каменноугольного возраста, пермский пирокластический и вулканокластический материал Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Наличие нескольких источников сноса также подтверждаются данными гидролизатного модуля, анализом геохимических диаграмм (см. рисунок 5.6), результатами петрографических исследований (см. главу 2.4) и U-Pb датированием цирконов (см. главу 4), геохимическим составом включений из диамиктитов (см. рисунок 5.9).

P_3ch. В позднехивачское время в бассейн поступали лишь продукты размыва Охотско-Тайгоносской дуги без пирокластического материала и вулканиты кедонской серии. Это, по-видимому, свидетельствует о затухании вулканической активности Охотско-Тайгоносской дуги. Такие результаты подтверждаются петрохимическими модулями (ФМ и ТМ), анализом геохимических диаграмм (см. рисунок 5.6) и петрографическими исследованиями (см. главу 2.4). Кроме того, согласно палеобиогеографическим данным [Biakov, Shi, 2010], в конце перми эта дуга практически перестала существовать.

В работе [Бяков и др., 2005] Омолонский бассейн отнесен к малому эпиконтинентальному морю, располагавшемуся в пределах Омолонского массива. Этот бассейн был относительно изолированным, граничил с Гижигинским рифтогенным бассейном и Тайгоносским задуговым бассейном. Учитывая петрографическое изучение и геохимический состав пермских терригенных пород, а также результаты, полученные при палеогеодинамических реконструкциях, можно сделать вывод, что основным источником поступавшего в бассейн материала на протяжении большей части перми могла быть именно Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга.

5.2. Карбонатные отложения

Распределение малых и редкоземельных элементов. Концентрации таких элементов как Cr, V, Ni, Co, Cu, Pb, Sn, Zn, Be, Y, Nb, Rb, Sc, типичных для нерастворимого остатка

(терригенной примеси), обычно отражают состав питающей провинции [Летникова и др., 2005]. Согласно авторам монографии [Скляров и др., 2001], кларки элементов в осадочных карбонатных отложениях представляют собой усредненные содержания элементов. Содержание Sr в известняках колеблется (см. табл. 6) от 349 до 3584 г/т (р. Русская-Омолонская) и от 215 до 670 г/т (руч. Водопадный) при кларковом значении 540 г/т [Скляров и др., 2001]. Содержание Ba – от 5 до 84561 г/т (р. Русская-Омолонская) и от12 до 451 г/т (руч. Водопадный) при кларковом значении 53 г/т [Скляров и др., 2001]. Высокие содержания Sr и Ba обычно объясняются поствулканической гидротермальной деятельностью [Летникова и др., 2005].

Колымиевые известняки характеризуются несколько повышенным содержанием по отношению к кларку La, Ce, Nd, Eu, Dy, Yb, Sr, Li, Nb (см. таблицу 6). Практическое отсутствие либо содержание ниже кларка таких элементов, как Cu, Zn, Ni, Cr, говорит об отсутствии среди источников ультраосновных и основных пород; низкие содержания Be и Sn – об отсутствии источников кислых пород.

Контролирующими факторами в распределении REE являются глубина бассейна и скорость накопления карбонатов, а также физико-химические и геодинамические особенности обстановок седиментогенеза [Летникова, 2003].

Концентрация и распределение REE в опробованных карбонатных разрезов крайне неодинаковы (см. таблицу 6). Отмечаются следующие особенности: относительно равномерная (ΣREE – 11.2–27.8 г/т) и низкая концентрация (в среднем 51.8 г/т) в разрезе р. Русская-Омолонская; более высокие содержания (в среднем 51.8 г/т) и значительные колебания (ΣREE – 29.6–91.5 г/т) в разрезе по руч. Водопадный, что, возможно, определяется неравномерной примесью терригенного материала. Установлено небольшое обогащение LREE; отношение LREE/HREE варьирует от 3.9 до 6.9 и от 3.0 до 6.4 соответственно. По данным Е. Ф. Летниковой [2003], для пород пассивной континентальной окраины LREE/HREE находится в пределах 6–4, активной континентальной окраины – 4–2, для осадков океанических островов – менее 2. Большая часть изученных известняков попадает в область пассивной континентальной окраины; единичные образцы из разреза по руч. Водопадный классифицируются как относящиеся к активной континентальной окраине (отношение LREE/HREE в пределах 2–4).

Спектры распределения лантаноидов, нормированных на хондрит (рисунок 5.10), по разрезу р. Русская-Омолонская в целом однотипны, отличаются умеренной дифференциацией REE; имеют отчетливо выраженные отрицательные Eu/Eu* 0.6–0.7 и Ce/Ce* (0.42–0.91) аномалии; лишь в одном образце отмечена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 1.5), что, возможно, отражает наличие камуфлированной вулканокластики.

Изученные образцы разреза по руч. Водопадный характеризуются сильной дифференциацией лантаноидов (см. рисунок 5.10), а также близкими значениями Eu-аномалии (Eu/Eu* от 0.7 до 0.9, единично до 1.1).

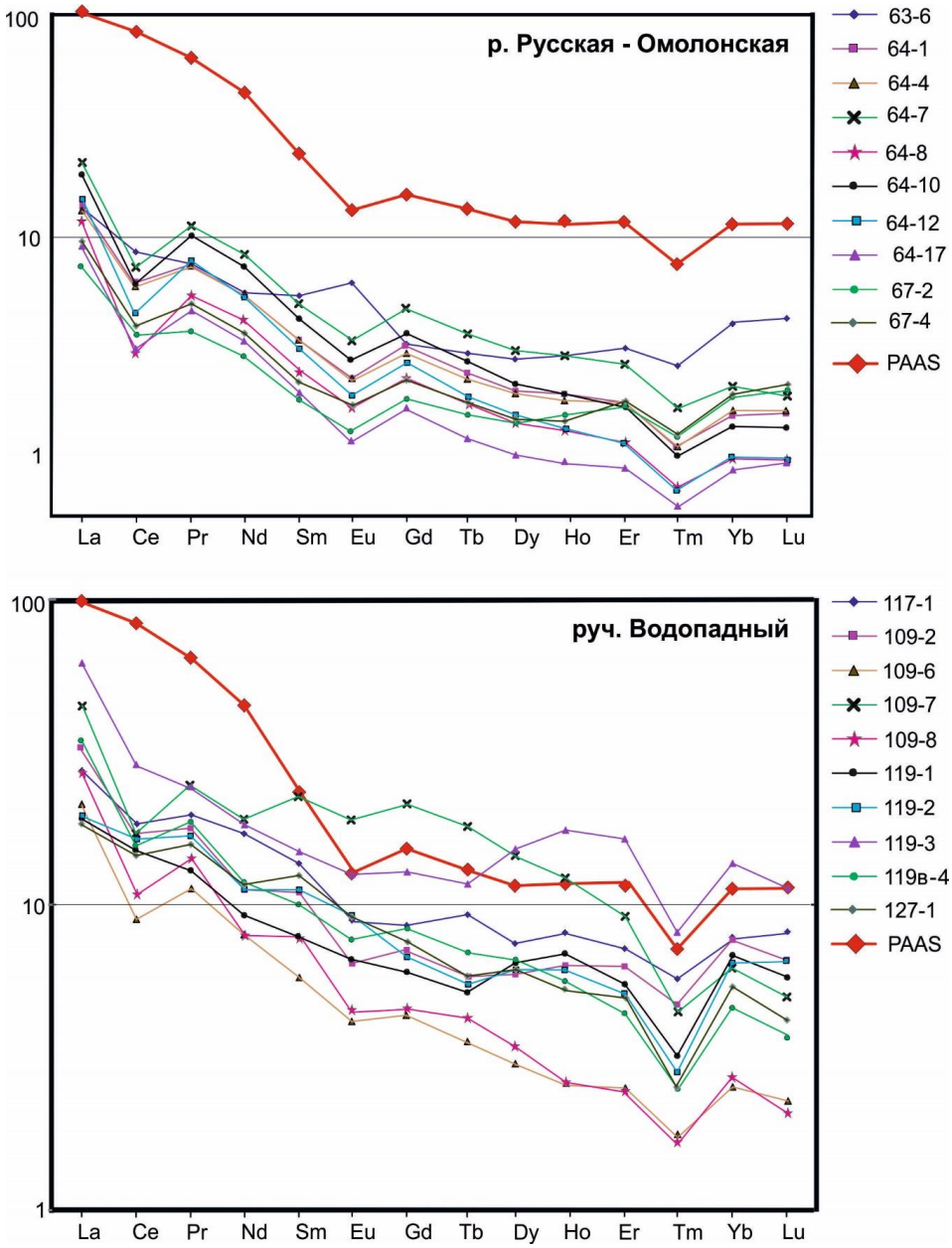


Рисунок 5.10. Спектры распределения REE, нормированных по хондриту, в пермских терригенных отложениях и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]: А – р. Русская-Омолонская; Б – руч. Водопадный.

Значительные колебания REE могут определяться неравномерной примесью терригенного материала. Низкая концентрация лантаноидов, вероятно, связана с высокой скоростью осадконакопления и крайне низким содержанием железа и марганца (в частности, содержания Mn, как правило, составляют всего несколько десятков граммов на тонну) [Мизенс, Дуб, 2018]. В мелководной, богатой кислородом среде на фоне низкой скорости

осадконакопления происходит обогащение осадка REE путем осаждения их из морской воды на оксигидроксидах железа и марганца [Дубинин, 1998; Стрекопытов и др., 1999].

В связи с этим можно констатировать, что, несмотря на близкое расположение этих разрезов и их сходное строение, карбонатные отложения в разрезе по руч. Водопадный имели большее количество терригенного материала, чем на разрезе р. Русская-Омолонская, что подтверждается и данными [Кашик и др., 1990] по нерастворимому остатку (от 10 до 60 % в разрезе по руч. Водопадный и от 5 до 30 % в разрезе по р. Русская-Омолонская). Какой был именно источник сноса в омолонское время, сказать сложно, но можно предположить, что размывались породы преимущественно среднего состава, а разрез по руч. Водопадный находился ближе к источнику сноса, что отражается повышенным сумарным содержанием REE (см. рисунок 5.10) относительно разреза р. Русская-Омолонская. Такое содержание REE сходно с петрографическими наблюдениями (см. главу 2.4) и анализами содержания нерастворимого остатка [Кашик и др., 1990].

Сделанный вывод подтверждается палеогеографическими данными – разрез по р. Русская-Омолонская располагался в более внутренней части Омолонского бассейна, чем разрез по руч. Водопадный [Бяков и др., 2005; Бяков, 2010].

Условия осадкообразования. В качестве индикаторов окислительно-восстановительных обстановок для карбонатных пород использовалось отношение V/Cr [Эрнст, 1976] и V/(V + Ni) [Hatch, Leventhal, 1992]. Данный индекс был рассчитан только для известняков р. Русская-Омолонская; по известнякам руч. Водопадный аналитических данных нет.

Параметр V/Cr колеблется от 0.7 до 3.3, а V/(V + Ni) – от 0.47 до 0.83, что отвечает оксидным и дисоксидным обстановкам [Эрнст, 1976; Hatch, Leventhal, 1992]. Отношение $U_{ауг.}$ [Wignall, Myers, 1988] лежит в пределах от 0.08 до 0.79 г/т для пород р. Русская-Омолонская и от -0.09 до 1.08 для руч. Водопадный, что свидетельствует о кислородной обстановке осадконакопления (см. рисунок 5.5). Также наличие кислородной обстановки в среднепермское время отражается глубокой отрицательной аномалией Ce, рассчитанной по формуле $Ce/Ce^* = Pr_n * (Pr_n/Nd_n)$ [Lawrence et al., 2006]. Содержание цериевой аномалии в известняках р. Русская-Омолонская находится в пределах от 0.42 до 0.89 и на руч. Водопадный – от 0.43 до 0.91 (см. рисунок 5.5).

Однако к этим результатам мы относимся с некоторой осторожностью, поскольку такие геохимические коэффициенты, как V/Cr [Эрнст, 1976], как и V/(V + Ni) [Hatch, Leventhal, 1992], и $U_{ауг.}$ [Wignall,Myers, 1988], в основном применяются для терригенных отложений. В омолонское время кислородная обстановка подтверждается присутствием донной фауны и следами жизнедеятельности *Zoophycos, Chondrites, Thalassinoides* [Микулаш, 2006] (см. главу 2.5).

Глава 6. Обстановки осадконакопления и палеогеография

Пермские отложения юго-восточной части Омолонского массива формировались в седиментационном бассейне, который отнесен в работе [Бяков и др., 2005] к малому мелководному эпиконтинентальному морю (рисунок 6.1). Этот вывод подтверждается данными фациального анализа, в частности, анализом фаций и биофациальным анализом (в том числе интерпретацией ихнофоссилий) (см. главу 2.5).

Рисунок 6.1. Геодинамическая обстановка в кепитенское время на Северо-Востоке Азии по данным [Бяков и др., 2005]. Точками показано расположение разрезов на карте: 1 – р. Русская-Омолонская, 2 – руч. Водопадный, 3 – р. Мунугуджак, 4 – руч. Федоровский.

Образование отложений происходило в условиях относительно мелководного моря (преимущественно сублитораль, с глубинами до 200 м, а наиболее вероятно, до 50 м), со спокойным гидродинамическим режимом, о чем свидетельствует комплекс ихнофоссилий, объединенных в крузиановую ихнофацию (см. главу 2). Эта ихнофация развивается на плохо сортированных субстратах сублиторальной зоны выше базиса штормовых волн и ниже базиса обычных волн [Микулаш, 2006]. Данные графика Th/Sc – Zr/Sc (см. рисунок 3.4,А) показывают, что пермские терригенные отложения не претерпели рециклинга, т. е. источниками сноса преимущественно являлись магматические породы (согласно петрографическим и

геохимическим исследованиям, размывались эффузивные породы среднего – основного состава и метаморфические). Обломочный материал имеет плохую степень окатанности, не испытал длительной транспортировки, что может говорить о близких внутрибассейновых источниках сноса.

Анализ состава отложений и их мощностей (рисунок 6.2) позволяет сделать вывод о том, что в Ауланджинской и Намыдыкано-Моланджинской структурно-фациальных зонах прогибание дна бассейна было больше, чем в его центральной части (Юкагирская структурно-фациальная зона).

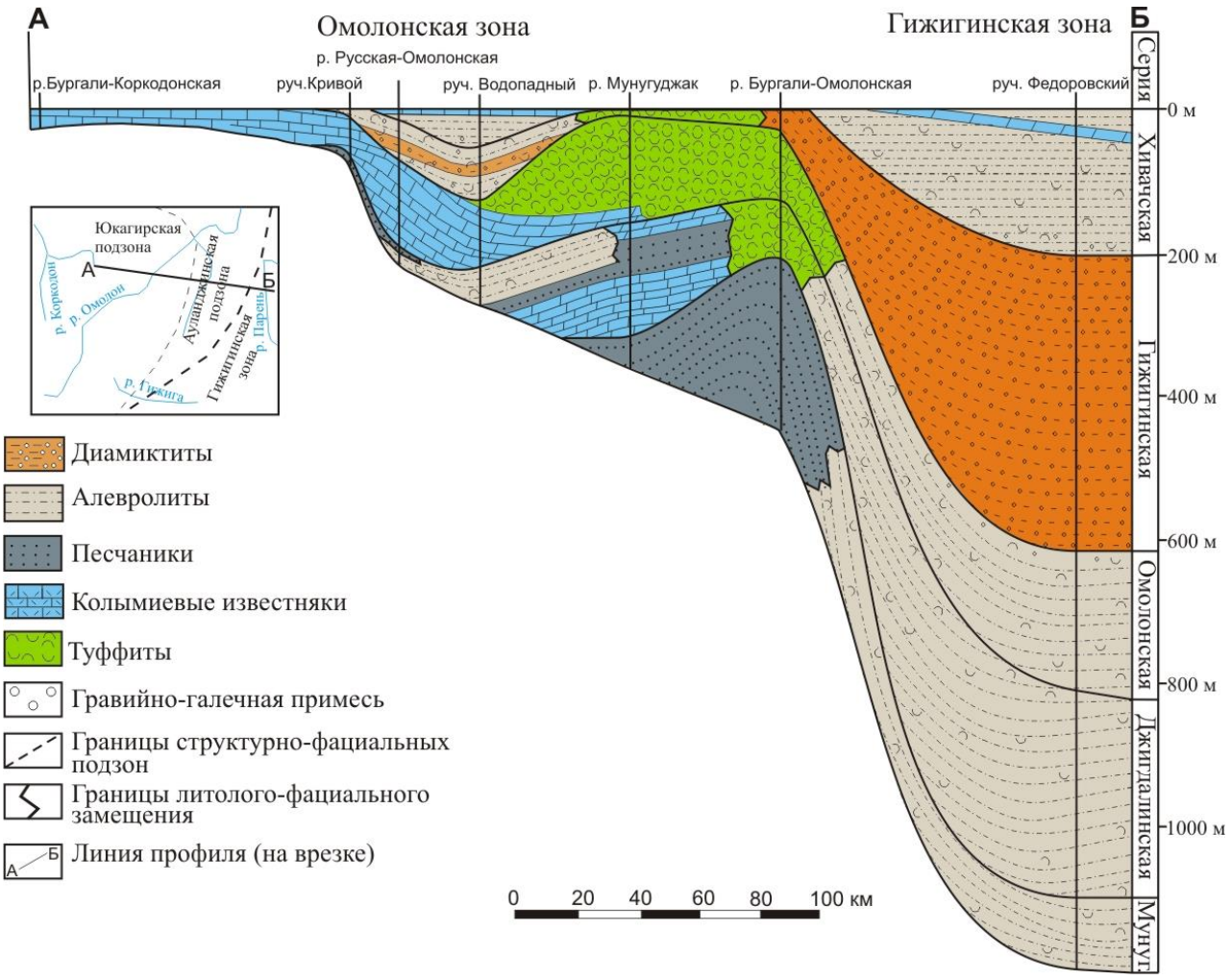


Рисунок 6.2. Фациальный профиль пермских отложений Омолонского массива и Гижигинской зоны [Решения 3-го…, 2009; Ганелин, 2013].

Большое влияние на состав отложений оказывала гипотетическая Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, которая, согласно данным А. С. Бякова и соавторов [2005], располагалась к юго-востоку (в современных координатах) от Омолонского бассейна (см. рисунок 6.1). Именно на такое расположение дуги указывают геохимические исследования, а именно большее содержание ΣREE и нерастворимого остатка в колымиевых известняках в разрезе по руч. Водопадный, чем в разрезе по р. Русская-Омолонская.

На основе полученных литологических, палеонтологических и геохимических данных, а также на анализе ряда литературных источников [Устрицкий, 1975; Терехов, 1979; Ганелин, 1984; Кашик и др., 1990; Решения 3-го…, 2009; Бяков, 2010а] в эволюции пермского осадконакопления можно выделить следующие этапы развития: мунугуджакский, джигдалинский, омолонский, гижигинский и хивачский.

В мунугуджакское время Омолонский бассейн в своей центральной части (Юкагирская структурно-фациальная зона), скорее всего, представлял собой низкую островную сушу (рисунок 6.3), с которой, вероятно, поступал основной материал в юго-восточную часть бассейна. Здесь преимущественно накапливались песчаные осадки с алевролитовой примесью. Отсутствие сортировки и плохоокатанные зерна указывают на недалекий и быстрый перенос материала. В шлифах, изученных из этого интервала разреза, пирокластический материал не был обнаружен, что может говорить об отсутствии либо затухании в это время активной деятельности вулканической дуги. О формировании этих отложений в мелководной сублиторальной зоне свидетельствует фаунистический комплекс, представленный разнообразными сообществами бентоса: фораминиферами, брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, а также наличие фосфатных песчаников, которые, как известно, формируются преимущественно на шельфе. Согласно исследованиям А. С. Бякова [2020] по реконструкции палеоклимата перми по двустворчатым моллюскам, в раннемунугуджакское время климат был умеренно теплым, а в среднемунугуджакское время, вероятно, произошло некоторое похолодание.

К раннемунугуджакскому времени приурочено «раннеассельское событие» увеличения биоразнообразия, которое связано с увеличением биопродуктивности и биоразнообразия двустворчатых моллюсков и фораминифер и проявлением небольшой трансгрессии [Бяков, 2010а; Бяков, 2012].

Более детальную интерпретацию обстановок осадконакопления выполнить не удалось из-за фрагментарной обнаженности рассматриваемого интервала.

В начале джигдалинского времени началась обширная трансгрессия, которая затронула практически всю центральную часть Омолонского бассейна [Кашик и др., 1990] (см. рисунок 6.3). Пермские породы трансгрессивно залегают на отложениях девона и карбона [Решения 3-го…, 2009]. С середины джигдалинского времени практически вся центральная часть Омолонского бассейна была затоплена, в это время на исследуемой территории начали накапливаться морские мелководные отложения. В строении разреза принимают участие колымиевые известняки, туфоалевролиты, туфопесчаники, алевролиты с пирокластической примесью, плохоокатанными и плохосортированными зернами.

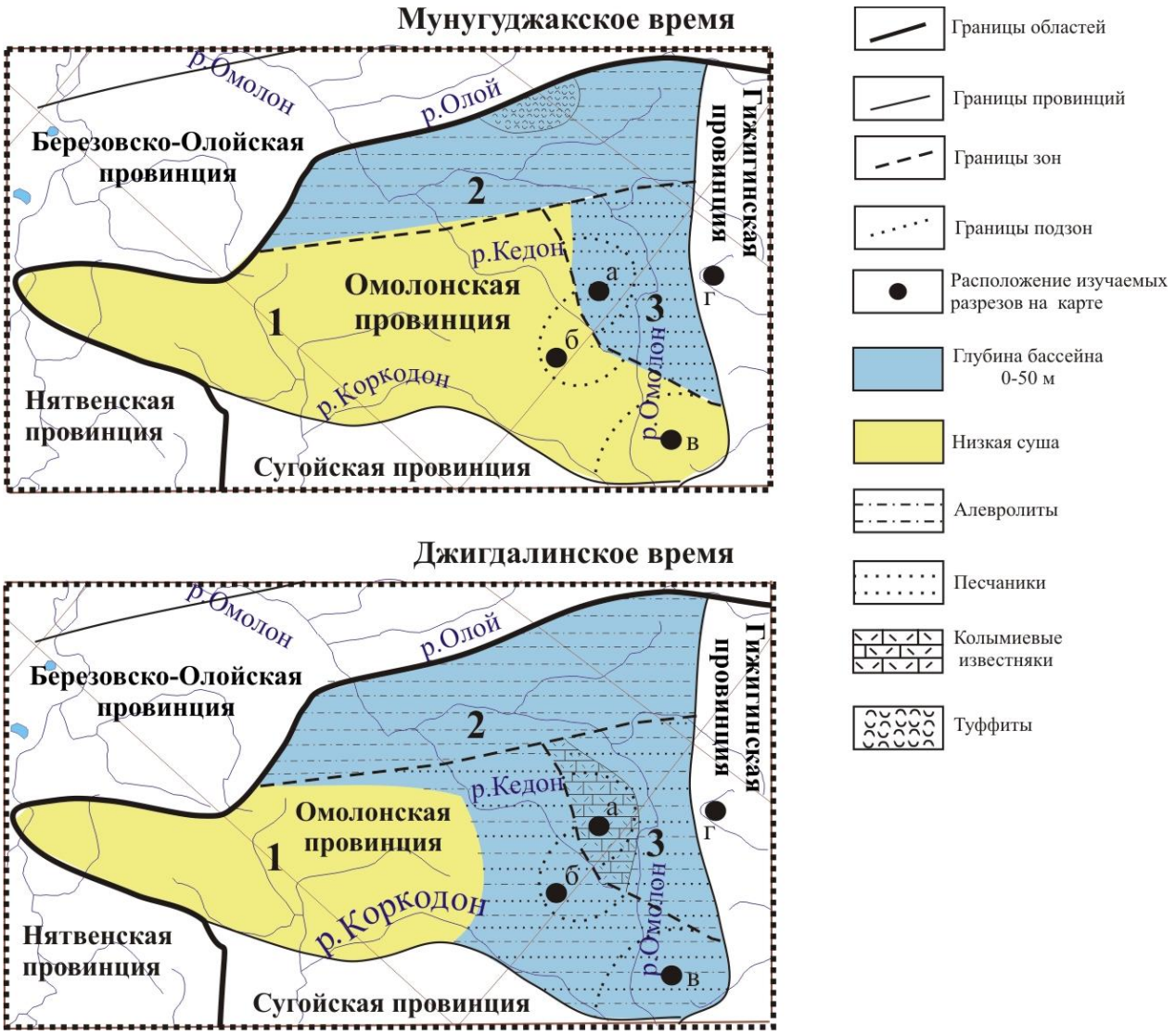


Рисунок 6.3. Упрощенная палеогеографическая схема перми Омолонской провинции в мунугуджакское и джигдалинское время, по данным [Решения 3-го…, 2009]. Структурно-фациальные зоны и подзоны: зоны Омолонской провинции: 1 – Юкагирская, 2 – Намыдыкано-Моланджинская; 3 – Ауланджинская; зона Гижигинской провинции: 4 – Верхнепареньская. Расположение изученных разрезов: а – Мунугуджакская подзона (р. Мунугуджак), б – Кедонская подзона (р. Русская - Омолонская), в – Хивачская подзона (руч. Водопадный), г – Верхнепареньская зона (руч. Федоровский).

Согласно петрографическим и геохимическим исследованиям (см. рисунок 5.6 и 5.8), а также данным U-Pb датирования детритовых цирконов (см. рисунок 4.3), терригенный и вулканогенный материал поступал с отдельных островов суши, которые располагались в пределах центральной части бассейна. Основным источником материала предположительно являлись вулканиты кислого и среднего состава. Вероятно, одним из этих источников были девонские вулканиты кедонской серии, выходы которых широко распространены на Омолонском массиве [Гагиева, 2011]. Другим возможным источником пирокластического и вулканокластического материала, скорее всего, являлась Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга. О наличии этих источников свидетельствуют вещественный состав (калиевый тип

щелочности, см. рисунок 5.6), петрографические исследования (пепловые рогульки, лито- и кристаллокласты, см. главу 2.4) и результаты U-Pb датирования цирконов (присутствие зерен, в том числе и синхронных осадконакоплению, см. главу 4). На то, что в джигдалинское время в бассейне существовали эти острова, указывают обломки углефицированной древесины, обрывки листовой флоры и отпечатки растений. В Ауланджинской структурно-фациальной зоне с коаргычанского времени терригенное осадконакопление сменилось на карбонатное. В строении разреза принимали участие колымиевые известняки и песчаники. Формирование пород происходило в сублиторальной зоне, что подтверждается наличием фосфатных песчаников и колымиевых известняков.

Вероятно, в среднеджигдалинское время в придонной части бассейна преобладали бескислородные обстановки, о чем свидетельствуют практическое отсутствие остатков бентосной фауны и геохимические данные (Mo/Mn, V(V + Ni), см. рисунок 5.5), а также наличие мелких конкреций марказита; к сходным выводам пришел и Д. С. Кашик с соавторами [1990]. Палеосоленость вод в джигдалинское время, по нашим данным, не испытывала колебаний (согласно Д.С. Кашику и соавторам [1990] отношению Sr/Ba, см. главу 5.1) и была нормальной (подтверждается присутствием стеногалинных организмов – брахиопод-продуктид и аммоноидей), тогда как в работе [Кашик и др., 1990] соленость Омолонского бассейна претерпевала значительные колебания. В джигдалинское время климат на изучаемой территории был умеренный аридный (см. главу 5.1); по данным [Кашик и др., 1990] температура вод бассейна достигала 18.5 °С. Нами получены сходные результаты (по $\delta^{18} O_{карб.}$) раковинного вещества брахиопод +19.1 °С (см. главу 3.3).

В середине и конце джигдалинского времени имели место два биотических события. «Среднекунгурское событие» увеличения биоразнообразия, которое выражено в значительном увеличении видового состава двустворчатых моллюсков, брахиопод и аммоноидей [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. Это событие связано с трансгрессией моря и потеплением климата, что позволило проникнуть в Омолонский бассейн западнобореальной фауне [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. «Позднекунгурское массовое вымирание» непосредственно следует за «среднекунгурским событием». В позднеджигдалинское время прекращают свое видовое существование 78 % двустворчатых моллюсков, 86 % брахиопод, 60 % фораминифер и все аммоноидеи [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. Это событие связано с концом крупного трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла [Кашик и др., 1990; Будников и др., 2003].

В начале омолонского времени началась очередная трансгрессия, именно в этот период она, возможно, достигала своего максимума [Устрицкий, 1975; Кашик и др., 1990]. В центральной части бассейна произошла постепенная смена осадконакопления с терригенного

на карбонатное, вся изучаемая территория была покрыта морем (рисунок 6.4). В это время здесь шло накопление мощной толщи (более 100 м) колымиевых известняков. Глубина всего Омолонского бассейна, вероятно, не превышала 100 м [Кашик и др., 1990], а в его центральной части глубины, скорее всего, не превышали 50 м (см. рисунок 6.3), что подтверждается присутствием биогермных построек и группы ихнофоссилий, представленных следующими ихнородами: *Thalassinoides, Ophiomorpha, Chondrites, Teichichus,* которые свидетельствуют о мелководности бассейна (см. главу 2.5) [Брынько, Ведерников, 2018]. Колымиевые известняки могли формироваться за счет бактериальной деятельности, на что указывают разнообразные микробиальные постройки (см. главу 2.4, рисунок 2.15) и высокие содержания $\delta^{13}C_{карб.}$ (до + 6 ‰) (см. главу 3.2), доказывающие высокую биопродуктивность бассейна.

Согласно петрографическим данным (см. главу 2.4), немногочисленный обломочный материал, присутствующий в колымиевых известняках, плохо окатан, хорошо сортирован и представлен преимущественно кварцем и полевыми шпатами, что может свидетельствовать об одном источнике сноса. Геохимические исследования доказывают, что размывались магматические породы среднего состава. Разрез по руч. Водопадный находился ближе к источнику сноса, что отражается повышенным суммарным содержанием редкоземельных элементов и анализом содержания нерастворимого остатка [Кашик и др., 1990] относительно разреза р. Русская-Омолонская.

В пределах Ауланджинской структурно-фациальной зоны накапливались карбонатные (колымиевые известняки) и вулканогенно-терригенные (туффиты) осадки, с преобладанием последних и присутствием большого количества плохоокатанного кислого пирокластического материала, который мог поступать с Алазейско-Олойской вулканической дуги [Решения 3-го…, 2009; Бяков, 2010а]. На территории Юкагирской структурно-фациальной зоны наличие пирокластики в породах не обнаружено, что подтверждается отношением LREE/HREE (породы формировались в условиях пассивной окраины, см. главу 5.2).

Образование известняков проходило, вероятно, при окислительных условиях, о чем свидетельствуют геохимические данные ($Ce_{аном.}$, $U_{aut.}$, V/Cr, см. рисунок 5.5) и присутствие бентосной фауны. По данным [Кашик и др., 1990], соленость вод Омолонского палеобассейна колебалась в широких пределах, однако наличие многочисленных брахиопод-продуктид, которые являются преимущественно стеногалинными организмами, указывает на стабильный морской бассейн с нормальной соленостью. Климат был умеренный влажный с температурой бассейна около +15 °С. В работе [Кашик и др., 1990] температурный режим, который реконструировался по соотношению Ca/Mg, был относительно схожим (от + 6 до +18 °С).

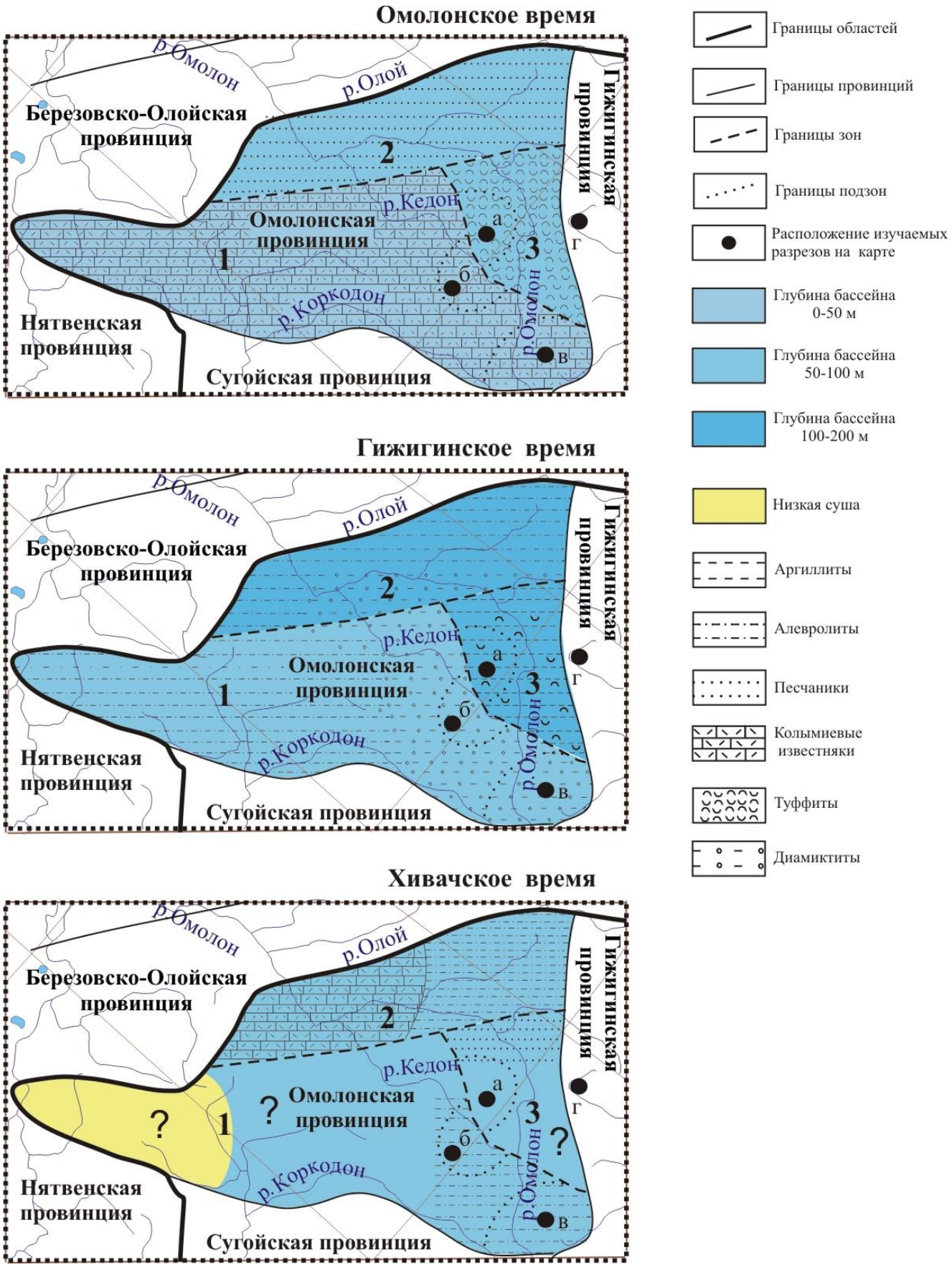


Рисунок 6.4. Упрощенная палеогеографическая схема перми Омолонской провинции в омолонско-хивачское время, по данным [Решения 3-го…, 2009]. Структурно-фациальные зоны и подзоны: зоны Омолонской провинции: 1 – Юкагирская, 2 – Условные обозначения те же, что на рисунке 6.3

В конце омолонского времени наступил кратковременный период потепления климата, фиксируемый проникновением теплолюбивых двустворок, температура бассейна достигла отметки +20.4 °C [Бяков, 2020].

В омолонское время имели место два события увеличения биоразнообразия. «Раннероудское событие» характеризуется увеличением в 2–2.5 раза видового биоразнообразия во всех группах фауны [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. «Поздневордское событие» фиксируется увеличением почти в 2 раза видового разнообразия фораминифер, брахиопод и двустворчатых моллюсков [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. Эти события связаны с трансгрессией и некоторым потеплением климата, что способствовало проникновению тетических и западнобореальных организмов в Омолонский бассейн. Изотопные исследования углерода (см. главу 3.2) свидетельствуют о повышенных значениях $\delta^{13}C_{карб}$ (до +6 ‰) этого времени.

В гижигинское время произошло значительное углубление бассейна (см. рисунок 6.4) [Бяков, 2012]. В центральной части бассейна накапливались туффиты, диамиктиты и туфоалевролиты с пирокластической примесью. Плохоокатанные и плохосортированные зерна указывают на близкий источник сноса.

В это время в Омолонский бассейн поступал следующий материал: продукты размыва метаморфических пород докембрийского возраста, вулканиты раннекаменноугольного возраста, пермский пирокластический и вулканокластический материал с Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Наличие нескольких источников сноса подтверждено анализом геохимических данных (см. главу 5.1), а именно палеогеодинамическими диаграммами (см. рисунок 5.8, 5.9) указывающими на то, что отложения формировались вблизи активных окраин (рядом располагалась океаническая дуга), а также диаграммами, определяющими источники сноса (см. рисунок 5.6), где мы видим широкий диапазон состава питающих провинций (от кислых до основных). Наличие нескольких источников сноса также подтверждается результатами петрографических исследований обломочных частиц (см. главу 2.4).

U-Pb датирование цирконов (см. главу 4) позволило выделить три основные популяции цирконов: докембрийскую, каменноугольную и пермскую (см. рисунок 4.3). Об активизации в это время вулканической дуги свидетельствуют как петрографические (пепловые рогульки, встречаемые по всему разрезу), так и геохимические (см. рисунок 5.8, 5.9), и изотопные (наличие цирконов, синхронных осадконакоплению) исследования. В Ауланджинской зоне туффиты накапливались только в начале гижигинской эпохи, а более поздние отложения этого времени были уничтожены эрозией.

По геохимическим данным на протяжении всего гижигинского времени в придонной части слоя обстановки были восстановительными, что подтверждается почти полным

отсутствием ископаемой фауны, органические остатки обнаружены только в самых низах и верхах гижигинской свиты. Поэтому можно предположить, что в ранне- и позднегижигинское время обстановки были окислительными, а в среднегижигинское время – восстановительными. Судя по отношению Sr/Ba, в целом бассейн имел нормальную соленость. В начале гижигинского времени по геохимическим данным нами вслед за Д. С. Кашиком [Кашик и др., 1990] реконструировано относительное опреснение бассейна. Однако, скорее всего, этого «эпизода опреснения» не было, поскольку в это время процветали стеногалинные группы фауны – брахиоподы, мшанки и криноидеи, а высокие содержания Ba могут быть связаны с проявлением активности вулканической дуги. Климат был умеренным семиаридным – семигудным, в эту эпоху произошло некоторое похолодание [Кашик и др., 1990; Бяков, 2020]. В начале гижигинского времени температура морского бассейна составляла до +20 °С [Кашик и др., 1990; Бяков, 2010]. Причем намечается некоторый тренд в сторону ее уменьшения [Бяков, 2010].

В гижигинское время накапливались своеобразные породы – диамиктиты, по поводу образования которых существует несколько гипотез. Долгое время господствующей была гипотеза о ледовом разносе валунно-галечного материала, предложенная О. Г. Эпштейном [1972]. Однако многие геологические факты не укладываются в эту концепцию. Последние два десятилетия преобладают гипотезы о вулканогенном происхождении диамиктитов. Согласно им, основными источниками поступления вулканогенного материала являлись либо местные центры извержений [Бяков, Ведерников, 1990; Хардиков и др., 2009], либо реконструируемая рядом авторов [Бяков и др., 2010; Davydov et al., 2016; Isbell et al., 2016] Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, с которой и происходил снос вулканического материала в глубоководные части задуговых бассейны.

При комплексном изучении диамиктитов на Омолонском массиве нами был сделан вывод о вулканогенном происхождении диамиктитов и о том, что кластический материал поставлялся, в том числе, и из гипотетической вулканической дуги.

В раннегижигинское время произошло «раннекепитенское массовое вымирание». В это время 56 % фораминифер, 88 % брахиопод, 90 % двустворчатых моллюсков вымерло [Бяков, 2010а; Бяков, 2012]. Этот эпизод вымирания может быть связан с углублением бассейна и активизацией Охотско-Тайгоносской вулканической дуги.

В хивачское время накапливались преимущественно терригенные породы (туфоалевролиты, туфопесчаники), лишь в позднехивачское время образовывались прослои колымиевых известняков. В юго-восточной части Омолонского массива в нижнехивачской подсвите присутствует углефицированный растительный детрит, встречаются отпечатки листьев, что, вероятно, указывает на близость суши (см. рисунок 6.4) [Кашик и др., 1990]. Этот

материал мог сноситься с гипотетических островов, находящихся в пределах самого бассейна. В позднехивачское время в бассейн поступали лишь продукты размыва Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, без пирокластического материала, что подтверждается петрографическими (отсутствие пепловых рогулек в шлифах, см. главу 2.4) и геохимическими (высоким содержанием REE, анализом модулей и геохимических диаграмм (см. рисунок 5.6; главу 5.1) данными. По-видимому, это свидетельствует о затухании активности вулканической дуги [Biakov, Shi, 2010].

По геохимическим данным (см. рисунок 5.5), в позднехивачское время обстановки в придонной части бассейна были бескислородными, однако присутствие брахиопод, двустворок и фораминифер доказывает обратное, поэтому в хивачское время обстановки в придонной части были, очевидно, оксидными. По отношению Sr/Ba осадки формировались в условиях нормальной солености. Климат был гумидный, со средними температурами в позднехивачское время 20-25 °С, по данным [Кашик и др., 1990; Бяков, 2010а].

Для хивачского времени характерны два события. «Ранневучапинское массовое вымирание», которое характеризуется вымиранием от 65 до 80 % видов всех групп фауны [Бяков, 2012]. Возможным объяснением такого вымирания является активная деятельность Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. «Поздневучапинское-раннечансинское событие» ознаменовано увеличением видового разнообразия в 3 раза. Событие связано с небольшим трансгрессивным эпизодом, отмеченным появлением ряда западнобореальных и тетических элементов среди двустворчатых моллюсков [Бяков, 2012].

На Омолонском массиве между верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями зафиксирован перерыв в осадконакоплении, поэтому нет доказательств крупнейшего пермо-триасового вымирания в фанерозое.

Заключение

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

Изучение цирконов из туфогенных разностей пород позволило впервые датировать нижнюю границу омолонского надгоризонта (датированы две пробы), возраст которой определен как 275 ± 2.5 млн лет. Этот возраст хорошо согласуется с недавно полученными материалами CA-ID-TIMS датирования [Davydov et al., 2018], где возраст нижней границы роудского яруса оценен в 277 млн лет. Подтвержден кепитенский возраст гижигинского горизонта (датированы две пробы) 265 ± 3 млн лет, ранее установленный как палеонтологически [Ganelin, Biakov, 2006], так и с использованием метода CA-ID-TIMS в Аян-Юряхском и Охотском бассейнах [Davydov et al., 2016, 2018].

Впервые не только для перми Омолонского массива, но и для всех высокобореальных регионов в целом построена региональная кривая $^{86}Sr/^{87}Sr$ по данным изучения раковинного вещества брахиопод хорошей сохранности, которая в целом повторяет международную стронциевую кривую [Korte, Ullman, 2018; McArthur et al., 2020]. Для отложений гижигинского горизонта (кепитенский век) установлены два минимума $^{87}Sr/^{86}Sr$, аналоги которых фиксируются и в экваториальных палеобассейнах (Япония). Пониженные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученные нами для кепитенского интервала, вероятно, связаны с поступлением в океан Ангаючам значительных количеств облегченного фемического стронция из-за резкого усиления процесса рифтогенеза по периферии Омолонского бассейна, и, в частности, с существенным расширением Оймяконского бассейна и океана Ангаючам [Бяков и др., 2005, 2019]. Нижние две пробы из ассельского интервала и две пробы из верхнекунгурского - нижнероудского интервала обнаруживают некоторые отличия от международной стронциевой кривой, что может быть объяснено особенностями местного осадконакопления. Стронциевая кривая позволяет использовать ее для целей корреляции МСШ и РСШ.

Уточнен региональный тренд $\delta^{13}C_{карб.}$, полученный как по биогенным карбонатам (преимущественно раковин брахиопод), так и по вмещающим известнякам. Этот тренд в целом совпадает с результатами, полученными для разных бассейнов надобласти Тетис (США, Китай) (Korte et al., 2005; Grossman et al., 2008; Buggisch et al., 2011), отличаясь несколько пониженными значениями для раковин брахиопод, а для колымиевых известняков – повышенными. Определенные отличия наших результатов с другими данными могут быть объяснены региональными особенностями Омолонского бассейна. Этот региональный тренд впервые установлен для бассейнов Бореальной надобласти.

Подтверждена точка зрения В. Г. Ганелина [2013] о бактериальной (микробиальной) природе колымиевых известняков, формировавшихся в Омолонском бассейне в перми, о чем свидетельствуют многочисленные бактериальные постройки и высокие содержания $\delta^{13}C_{карб.}$.

По литологическим, геохимическим и ихнофациальным данным уточнены особенности осадконакопления в Омолонском бассейне и охарактеризованы следующие этапы развития: мунугуджакский, джигдалинский, омолонский, гижигинский и хивачский. В пермское время он был относительно мелководным (сублиторальная зона), здесь шло накопление терригенных и карбонатных осадков. В центральной части бассейна прогибание было меньше, чем на его периферии. Большое влияние на состав отложений оказывала гипотетическая Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга.

Анализ полученных результатов позволяет предположить несколько источников сноса обломочного материала в Омолонский седиментационный бассейн в пермское время.

Геохимические исследования позволили сделать следующие выводы. Основным источником материала для отложений **джигдалинской** свиты предположительно являлись вулканиты кислого и среднего состава. Вероятно, одним из этих их источников были девонские вулканиты кедонской серии, выходы которых широко распространены на Омолонском массиве [Гагиева, 2014]. Другим возможным источником пирокластического материала, скорее всего, являлась Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга.

Геохимические исследования свидетельствуют, что при образовании отложений **омолонской** свиты размывались породы среднего состава. В пределах Ауланджинской структурно-фациальной зоны накапливался пирокластический материал кислого состава, который мог поступать с вулканической дуги. На территории Юкагирской структурно-фациальной зоны наличие пирокластики в породах не обнаружено.

Отложения **гижигинской** свиты имели следующие источники сноса: метаморфические породы докембрийского возраста, интрузии каменноугольного возраста, прорывающие кедонские вулканиты, пермский пирокластический и вулканокластический материал Охотско-Тайгоносской вулканической дуги.

В **позднехивачское время** в бассейн поступали лишь продукты размыва Охотско-Тайгоносской дуги, без пирокластического материала, и вулканиты кедонской серии (?). Это по-видимому, подтверждает затухание вулканической активности Охотско-Тайгоносской дуги.

Полученные результаты свидетельствуют о важности изучения пермских отложений Омолонского массива, особенно для целей уточнения РСШ и ее корреляции с МСШ, и палеогеографии и палеогеодинамики Омолонского массива.

Примененный в диссертационной работе комплексный метод (литологический, петрографический, палеонтологический, геохимический и радиоизотопный) для изучения осадочных пород может быть использован для аналогичных исследований в близких по строению и истории развития регионах.

Список литературы

Абрамов, Б. С., Григорьева, А. Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. – М., Наука, 1988. – 208 с.

Акинин, В. В., Жуланова, И. Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. – 2016. – № 8. – С. 675–684.

Акинин, В. В., Глухов, А. Н., Котов, А. Б., Альшевский, А. В., Прийменко, В. В., Ползуненков, Г. О. Новые данные о возрасте кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Фундаментальные проблемы и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. – М.: Изд-во ГЕОС, 2020. – С. 175–178.

Андрианов, В. Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. – Якутск: Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1975. – С. 24–87.

Балашов, Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 268 с.

Брынько, И. В. Сравнение разновозрастных пермских «колымиевых» известняков Омолонского массива и его юго-восточного обрамления // Научная молодежь – Северо-Востоку России. – Магадан : ООО «Типография», 2016. – Вып. 6. – С. 11–14.

Брынько, И. В., Ведерников, И. Л. Пермские ихнофоссилии юго-восточной части Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2018. – № 2. – С. 58–64.

Брынько, И. В., Ползуненков, Г. О., Бяков, А. С., Ведерников, И. Л. Первые результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из кепитенских (средняя пермь) отложений Омолонского массива (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40, № 1. – С. 77–86.

Будников, И. В., Гриненко, В. С., Клец, А. Г., Кутыгин, Р. В., Сивчиков, В. Е. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 86–92.

Бяков, А. С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам), Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010а. – 262 с.

Бяков, А. С. К структурно-фациальному районированию территории Северо-Восточной Азии в перми // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010б. – № 2. – С. 2–7.

Бяков, А. С. Морские двустворчатые моллюски как индикаторы климатических изменений в перми Северо-Востока Азии // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. – 2020. – Т. 162, № 2. – С. 205–217.

Бяков, А. С. Новые виды астартид и фоладомиид (Bivalvia) и слои с фауной в нижней перми Омолонского массива // Палеонтологический журнал. – 2005. – № 2. – С. 1–8.

Бяков, А. С. Новая зональная схема пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам. Ст. 1. Зональное расчленение // Тихоокеанская геология. –2012б. – Т. 31, № 5. – С. 13–40.

Бяков, А. С. Новая зональная схема пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам. Ст. 2. Зональное расчленение // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32, № 1. – С. 3–17.

Бяков, А. С. Новые представления о системе пермских иноцерамоподобных двустворок востока Бореальной зоны // Палеонтологический журнал. – 2008. – № 3. – С. 12–23.

Бяков, А. С. Основные типы ископаемых комплексов двустворчатых моллюсков и обстановки осадконакопления в перми Северо-Востока Азии // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. – 1999. – Т. 74, Вып. 5. – С. 30–35.

Бяков, А. С. Пермские геосферные события на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012а. – Т. 20, № 2. – С. 88–100.

Бяков, А. С., Ведерников, И.Л. Геохимия пермских вулканитов северо-восточного обрамления Охотского массива // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г). – М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015. Т. II. – С. 374–377.

Бяков, А. С., Ведерников, И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория, Магадан. 1990. – 69 с. – Деп. Во СВКНИИ ДВО РАН 23.05.1990, № 85.

Бяков, А. С., Кутыгин, Р. В. Новая находка иноцерамоподобных двустворок рода Atomodesma в Южном Верхоянье и инвазии внебореальных моллюсков в перми Северо-Востока Азии // Палеонтологический журнал. – 2020. – № 5. – С. 20–25.

Бяков, А.С., Ведерников, И.Л., Акинин, В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 14–24.

Бяков, А. С., Ведерников, И. Л., Брынько, И. В. На пути совершенствования Региональной стратиграфической шкалы перми Северо-Востока России: результаты и достижения последних лет // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2020. – № 1. – С. 47–56.

Бяков, А. С., Горячев, Н. А., Ведерников, И. Л., Брынько, И. В., Толмачева, Е. В. Новые результаты U-Pb-SHRIMP датирования цирконов из верхневучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России // Доклады Академии наук. – 2017а. – Т. 477, № 3. – С. 331–336.

Бяков, А. С., Шпикерман, В. И., Ведерников, И. Л., Толмачева, Е. В. Первые результаты U-Pb TIMS датирования цирконов из вучапинских (верхняя пермь) отложений Северо-Востока России: значение для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017б. – Т. 25, № 3. – С. 19–28.

Бяков, А. С., Прокопьев, А. В., Кутыгин, Р. В., Ведерников, И. Л., Будников, И. В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 81–85.

Бяков, А. С., Ганелин, В. Г., Филимонова, Т. В., Бонд, Д. П. Г., Ведерников, И. Л., Брынько, И. В Новые данные по изотопному составу ($d^{13}C$) карбонатов нижней и средней перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Чтения памяти академика К. В. Симакова 5 Всероссийская конференция (Магадан, 24–24 ноября, 2015 г). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2015. – С. 7-8.

Бяков, А. С., Брынько, И. В., Бонд, Д. П. Г., Нарви, Дж., Горячев, Н. А., Ведерников, И. Л., Филимонова Т. В. Новые минимальные результаты $^{86}Sr/^{87}Sr$ в пермских биогенных карбонатах Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 488, № 4. – С. 397–402.

Бяков, А. С., Horacek, М., Горячев, Н. А., Ведерников, И. Л., Захаров, Ю. Д. Первая детальная запись $\delta^{13}C_{org.}$ в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // Доклады Академии наук. – 2017в. – Т. 474, № 3. – С. 347–350.

Ведерников, И. Л., Брынько, И. В., Бяков, А. С. Ихнофоссилии и бактериальные маты в пермских разрезах Северо-Востока Азии // Современные проблемы палеонтологии. Материалы LXI сессии Палеонтологического общества при РАН. – СПб, 2015. – С. 21–23.

Ведерников, И. Л., Бяков, А. С., Брынько, И. В., Филимонова, Т. В. Распространение и морфология микробиальных построек в пермских отложениях Северо-Востока Азии // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России. Материалы III Всероссийской конференции, посвященной памяти А. П. Васьковского и в честь его 105-летия (Магадан, 12–14 октября 2016 г.). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2016. – С. 114–117.

Виноградов, В. И. Возможности и ограничения изотопной стратиграфии // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 3. – С. 270–283.

Виноградов, В. И. Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палеоэкологические реконструкции // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 1. – С. 51–65.

Виноградов, В. И. Отражение глобальных изменений природной среды в изотопных характеристиках осадочных пород // Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли:

палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика Меннера; [отв. ред. Ю. Б. Гладенков, К. И. Кузнецова]. – М.: Наука, 2005. – С. 433–466. – (Тр. Геологического института РАН; Вып. 516).

Виноградов, В. И., Беленицкая, Г. А., Покровский, Б. Г., Буякайте, М. И. Изотопно-геохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего – верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 1. – С. 79–93.

Гагиева, А. М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник Отделения наук о Земле РАН. – 2014. – Т. 6. – С. 1–12.

Ганелин, В. Г. Средне-позднепалеозойский рубеж и особенности позднепалеозойского седименто- и биогенеза на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия в начале XXI века: тенденции и новые идеи. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. – С.183–202.

Ганелин, В. Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. – 1984. – № 286. – С. 111–142. – (Тр. ВСЕГЕИ; нов. сер.).

Ганелин, В. Г., Караваева, Н. И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Омолонского и Колымского массивов: Окончательный отчет по теме № 796 за 1968 –1970 гг. / Северо-Восточное ГУ, 1971. – 496 с.

Ганелин, В. Г., Бяков, А. С., Караваева, Н. И. Региональная стратиграфическая схема перми Северо-Востока России // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики : Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н. А. Шило. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – Т. 1. – С. 125–131.

Ганелин, В. Г., Бяков, А. С., Караваева, Н. И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 194–209.

Ганелин, В. Г., Бяков, А. С., Ведерников, И. Л., Покровский, Б. Г., Соловьева, Н. А. Аутигенные карбонаты позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии // Материалы Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». – Сыктывкар, 2010. – С. 47–49.

Геология СССР. Том 30. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Книга 1. – М.: Недра, 1970. – 548 с.

Горохов, И. М., Семихатов, М. А., Баскаков, А. В., Кутявин, Э. П., Мельников, Н. Н., Сочава, А. В., Турченко, Т. Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 3–33.

Дуб, С. А., Мизенс, Г. А., Кулешов, В. Н., Степанова, Т. И., Кучева, Н. А., Николаева, С. В., Мельничук, О. Ю., Кулагина, Е. И., Петров, О. Л. Граница нижнего и среднего карбона в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала: изотопный состав углерода и кислорода в известняках // Литосфера. – 2020. – Т. 20, № 3. – С. 305–327.

Дубинин, А. В. Редкоземельные элементы в процессах раннего диагенеза осадков Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 4. – С. 762–772.

Заводовский, В. М. Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР (кроме Верхоянья) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1960. – Вып. 14. – С. 186–188.

Заводовский, В. М. Стратиграфия пермских отложений Омолоно-Гижигинского района // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР : доклады. – Магадан, 1959. – С. 180–185.

Захаров, Ю. Д., Борискина, Н. Г., Попов, А. М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). – Владивосток : Дальнаука, 2001. – 112 с.

Захаров, Ю. Д., Смышляева, О. П., Попов, А. М., Шигэта, Я. Изотопный состав позднемезозойских органогенных карбонатов Дальнего Востока (стабильные изотопы кислорода и углерода, основные палеоклиматические события и их глобальная корреляция). Владивосток : Дальнаука, 2006. – 204 с.

Кашик, Д. С., Ганелин, В. Г., Караваева, Н. И., Бяков, А. С., Миклухо-Маклай, О. А., Стукалина, Г. А., Ложкина, Н. В., Дорофеева, Л. А., Бурков, Ю. К., Гутенева, Е. И., Смирнова, Л. Н. Опорный разрез перми Омолонского массива. – Л.: Наука, 1990. – 199 с.

Кнауст, Д., Дронов, А. Ихнотекстура Balanoglossites из волховской свиты среднего ордовика в окрестностях Санкт-Петербурга, Россия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21, № 3. – С. 22–38.

Кузнецов, А. Б., Семихатов, М. А., Горохов, И. М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 3–19.

Кузнецов, А. Б., Семихатов, М. А., Горохов, И. М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26, № 4. – С. 3–23.

Кузнецов, А. Б., Семихатов, М. А, Горохов, И. М, Мельников, Н. Н. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Доклады Академии наук. – 1997. – Т. 353, № 2. – С. 249–254.

Летникова, Е. Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.

Летникова, Е. Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере Южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 393, № 2. – С. 235–240.

Лихарев, Б. К. Фауна пермских отложений Колымского края // Колымская геологическая экспедиция 1929–1930 гг. – Л.: Наука, 1934. – Т. 1, ч. 2. – 148 с.

Маслов, А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. учеб. пособие. – Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.

Маслов, А. В., Шевченко, В. П., Подковыров, В. Н., Ронкин, Ю. Л. Лепехина, О. Н., Новигатский, А. Н., Филиппов, А. С., Шевченко, И. В. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 6. – С. 463–492.

Мизенс, Г. А., Дуб, С. А. Редкоземельные элементы в отложениях карбонатных платформ на рубеже раннего и среднего карбона (южный и средний Урал) // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. – 2018. – № 165. – С. 136–143.

Микулаш, Р., Дронов, А. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. – Прага : Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 2006. – 122 с.

Нургалиева, Н. Г. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пермских разрезах востока Русской плиты // Ученые записки Казанского федерального университета. Сер. Естественные науки. – 2005. – Т. 147. – С. 77–89.

Петтиджон, Ф. Дж. Осадочные породы. – М.: Недра, 1981. – 751 с.

Петтиджон, Ф., Поттер, П., Сивер, Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 536 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

Рекомендации по эффективному использованию уран-свинцовых датировок по циркону локальным методом SIMS (вторично-ионная масс-спектрометрия) на инструменте SHRIMP-II (чувствительный высоко-разрешающий ионный микрозонд второго поколения) в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://geochron.vsegei.ru/

Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР 1974–1975 гг. – Магадан, 1978. – 192 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.

Ронкин, Ю. Л., Ефимов, А. А., Лепехина, О. П. Артефакты при U-Pb SIMS датировании цирконов (арбитражное сравнение с прецизионными U-Pb ID-TIMS и данными иных изотопных систем) // Ежегодник-2008: Тр. ИГГ УрО РАН, 2009. – Вып. 156. – С. 337–343.

Семихатов, М. А., Кузнецов, А. Б., Подковыров, В. Н., Бартли, Дж., Давыдов, Ю. В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемо-стратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – № 5. – С. 3–29.

Скляров, Е. В., Гладкочуб, Д. П., Донская, Т. В., Иванов, А. В., Летникова, Е. Ф., Миронов, А. Г., Бараш, И. Г., Буланов, В. А., Сизых, А. И. Интерпретация геологических данных: учеб. пособие. – М.: Интермет Инжиринг, 2001. – 289 с.

Страхов, Н. М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 3. – 550 с.

Страхов, Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 535 с.

Стрекопытов, С. В., Дубинин, А. В., Волков, И. И. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 2. – С. 133–145.

Терехов, М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. – М.: Наука, 1979. – 113 с.

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

Устрицкий, В. И. История развития северо-востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР : сб. статей. – Л.: НИИГА, 1975. – С. 54–75.

Хардиков, А. Э., Парада, С. Г., Холодная, И. А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. – 2009. – № 3. – С. 22–28.

Холодов, В. Н., Недумов, Р. И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Сер. геология. – 1991. – № 12. – С. 74–82.

Цареградский, В. А. Новые данные о перми Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1945. – Вып. 1. – С. 26–46.

Шатров, В. А. Лантаноиды как индикаторы обстановок образования меловых фосфоритов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 90–92.

Эпштейн, О. Г. Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 3. – С. 112–127.

Эрнст, В. Геохимический анализ фаций. – Ленинград : Недра, 1976. – 127 с.

Юдович, Э. Я., Кетрис, М. П. Геохимические индикаторы литогенеза. – Сыктывкар, Геопринт, 2011. – 742 с.

Юдович, Э. Я., Кетрис, М. П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

Юдович, Э. Я., Кетрис, М. П. Соотношение изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. – 2010. – Т. 2, № 2. – С. 231–246.

Ян, П. А., Вакуленко, Л. Г. Смена состава ихнофоссилий в келловей - оксфордских отложениях Западно-Сибирского бассейна как отражение цикличности седиментогенеза // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1517–1537.

Яночкина, З. А. Малые элементы – индикаторы условий седиментации // Литология и полезные ископаемые. – 1964. – № 2. – С. 127–131.

Anderson, T. F., Arthur, M. A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems / Eds M. A. Arthur T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, L. S.Land Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Cours. – 1983. – Vol. 10. – P. 111–151.

Bau, M. Rare-element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid rock interaction and the significance of the oxidation and europium // Chemical Geology. – 1991. – Vol. 93., Iss. 3–4. – P. 219–230.

Baud, A., Atudorei, V., Sharp, Z. Late Permian and Early Triassic Evolution of the Northern Indian Margin: Carbon Isotope and Sequence Stratigraphy // Geodinamica Acta. – 1996. – Vol. 9, No. 1. – P. 57–77.

Baud, A., Holser, W. T., Magaritz, M. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geologische Rundschau. – 1989. – Vol. 78, No. 2. – P. 649–677.

Biakov, A. S., Shi, G. R. Palaeobiology and palaeogeographical implications of Permian marine bivalve faunas in Northeast Asia (Kolyma-Omolon and Verkhoyansk-Okhotsk regions, northeastern Russia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 298. – P. 42–53.

Bhatia, M. R., Crook, K. A. W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. mineral. Petrol. – 1986. – Vol. 92. – P.181–193.

Brand, U. Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies // Chemical Geology. – 2004. – Vol. 204. – P. 23–44.

Bromley, R. G. Trace fossils: biology, taphonomy and applications. – London: Chapman and Hall, 1996. – 361 p.

Brynko, I., Vedernikov, I. New data on the “Kolymic” limestones of the Omolon Massif // Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2019 Sedimentary Earth Systems: stratigraphy, geochronology, petroleum resources / (Kazan, Russian Federation, 24–28 September 2019). – Milano: Filoderitto Editor, 2019. – P. 51–57.

Buggisch, W., Wang, X., Alekseev, A. S., Joachimski, M. M., Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2011. – Vol. 301, Iss. 1–4. – P. 18–38.

Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F., Otto, J. B. Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time // Geology. – 1982. – No. 10. – P. 516–519.

Cao, Ch., Cui, C., Chen, J., Summons, R. E., Shen, Sh., Zhang, H. A positive C-isotope excursion induced by sea-level fall in the middle Capitanian of South China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2018. – Vol. 505. – P. 305–316.

Cullers, R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. – 2002. – Vol. 191. – P. 305–327.

Davydov, V. I., Biakov, A. S., Schmitz, M. D., Silantiev, V. V. Radioisotopic calibration of the Guadalupian Series: review and updates // Earth-Science Reviews. – 2018. – Vol. 176. – P. 222–240.

Davydov, V. I., Biakov, A. S., Isbell, J. L., Crowley, J. L., Schmitz, M. D., Vedernikov, I. L. Middle Permian U-Pb zircon ages of the «glacial» deposites of the Atkan Formation Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia // Gondwana Research. – 2016. – Vol. 38. – P. 74–85.

Denison, R. E., Koepnick, R. B., Burke, W. H., Hetherington, E. A., Fletcher, A. Construction of the Mississipian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ curve // Chemical Geology. – 1994. – No. 112. – P. 145–167.

Elderfield, H. Strontium isotope stratigraphy // PALAEO. – 1986. – Vol. 57, No. 1. – P. 71– 90.

Faure, G. Principles of Isotope Geology: 2nd ed. – New York: Willey et Sons, 1982. – 589 p.

Fillion, D., Pickerill, R. K. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Beii Island and Wabana groups of eastern Newfoundland // Palaeontographica Canadiana. – 1990. – Vol. 7. – P. 1–119.

Floyd, P. A. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. Precambrian Research / P. A. Floyd, J. A. Winchester, R. G. Park. – 1989. – Vol. 45. – P. 203–214.

Frey, R. W., Howard, J. D., Pryor, W. A. Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic and environment significance // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1978. – Vol. 23. – P. 199–223.

Ganelin, V. G., Biakov, A. S. The Permian biostratigraphy of the Kolyma-Omolon region, Northeast Asia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2006. – Vol. 26, No. 3–4. – P. 225–234.

Garbelli, C., Shen, S. Z, Immenhauser, A., Bran, U., Buhl, D., Wang, W. Q., Zhang, H., Shi, G. R. Timing of Early and Middle Permian deglaciation of the southern hemisphere: Brachiopod-based $^{87}Sr/^{86}Sr$ calibration // Earth and Planetary Science Letters. – 2019. – Vol. 516. – P. 122–135.

Griffin, W. L., Powell, W. J., Pearson0 N. J., O'Reilly, S. Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P. J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. – 2008. – Vol. 40. – P. 308–311.

Grossman, E. L. The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic // Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent / Ed. G. D. Klein. – Geological Society of America Special Paper. – 1994. – 288. – P. 207–228.

Grossman, E. L., Yancey, T. E., Jones, T. E., Bruckschen, P., Chuvashov, B., Mazzullo, S. J., Mii, H. S. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: the isotopic record for low latitudes // Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – No. 268. – P. 222–233.

Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Maloof, A. C., Hugh, A., Rice, N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // GSA Bulletin. – 2005. – Vol. 117, No. 9–10. – P. 1181–1207.

Hatch, J. R., Leventhal, J. S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dermis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chemical Geology. – 1992. – Vol. 99. – P. 65–82.

Herron, M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary. Petrology. – 1988. – Vol. 58. – P. 820–829.

Hodell, D. A., Mueller, P. A., McKenzie, J. A., Mead, G. A. Strontium isotope statigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // Earth Planet. Sci. Letters. – 1989. – Vol. 92, No. 2. – P. 165–178.

Holser, W. T., Schonlaub, H.-P., Moses, A. Jr., Boeckelmann, K., Klein, P.,Magaritz, M., Orth, Ch. J., Fenninger, A., Jenny, C., Kralik, M., Mauritsch, H., Pak, E., Schramm, J., Stattegger, K., Schmöller, R. A unique geochemicalrecord at the Permian/Triassic boundary // Nature. – 1989. –Vol. 337, No. 5. – P. 39–44.

Isbell, J. L., Biakov, A. S., Vedernikov, I. L., Davydov, V. I., Gulbrason, E. L., Fedorchuk, N. D. Permian diamictites in Northeastern Asia: Their significance concerning the bipolarity of the late Paleozoic ice age // Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol. 154. – P. 279–300.

Jasper, T. Strontium, sauerstoff und kohlenstoff – isotopishe entwicklung des meerwassers: Perm. Ph. D. thesis. – Ruhr-Universitat Bochum., 1999.

Jones, B., Manning, D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. – 1994. – Vol. 111. – P. 111–129.

Kani, T., Hisanabe, C., Isozaki, Y. The Capitanian (Permian) minimum of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the mid-Panthalassan paleo-atoll carbonates and its demise by the deglaciation and continental doming // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 24. – P. 212–221.

Kani, T., Isozaki, Y., Hayashi, R., Zakharov, Y., Popov, A. $^{87}Sr/^{86}Sr$ minimum of the Phanerozoic detected in Capitanian (Middle Permian) shelf carbonates in NE Japan and Primorye (Far East Russia): reef collapse by global cooling? // Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. – 2018. – Vol. 499. – P. 13–21.

Karavaeva, N. I., Nestell, G. P. Permian foraminifers of the Omolon massif, northeastern Siberia, Russia // Micropaleontology. – 2007. – Vol. 53, No. 3. – P. 161–211.

Klets, A. G., Budnikov, I. V., Kutygin, R. V., Biakov, A. S., Grinenko, V. S. Permian of the Verkhoyansk-Okhotsk region, NE Russia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2006. – Vol. 26, No. 3–4. – P. 258–268.

Knaust, D., Dronov, A., Curran, H. A. Shallow marine carbonates // Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments / Eds. D. Knaust, R. G. Bromley Developments in Sedimentology, Amsterdam: Elsevier, 2012. – Vol. 64. – P. 705–750.

Korte, C., Ullmann, C. V. Permian strontium isotope stratigraphy // Geological Society, London, Special Publications. – 2018. – Vol. 450. – P. 105–118.

Korte, C., Jasper, T., Kozur, H. W., Veizer, J. δ^{18}Ocarb and $\delta^{13}C_{carb.}$ of Permian brachiopods: a record of seawater evolution and continental glaciation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2005. – Vol. 224. – P. 333–351.

Korte, C., Jasper, T., Kozur, H. W., Veizer, J. $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of Permian seawater // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – Vol. 240. – P. 89–107.

Kroopnick, P. M., Deuser, W. G., Craig, H. Carbon 13 measurements on dissolved inorganic carbon at the North Pacific (1969) Geosecs station // Journal of Geophysical Research. – 1970. – Vol. 75. – P. 7668–7671.

Kutygin, R. V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2006. – Vol. 26, No. 3–4. – P. 243–257.

Lawrence, M. G., Creig, A., Collerson, K. D., Kambler B. S. Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways // Aquatic Geochemistry. – 2006. – Vol. 12. – P. 39–71.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. E. A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. – Oxford : Blackwell, 1989. – P.137–150.

Lowenstam, H. A. Mineralogy, $^{18}O/^{16}O$ ratios and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the ocean // Journal of Geology. – 1961. – Vol. 69, No. 3. – P. 241–260.

Ludwig, K. R. Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2003. – No. 4. – P. 1–70.

Nance, W. B., Taylor, S. R. Rare earth elements and crustal evolutions: Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1976. – Vol. 40. – P. 1539–1551.

Nesbitt, H. W., Young, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. – 1982. – Vol. 299. – P. 715–717.

Nurgalieva, N. G., Silantiev, V. V., Vetoshkina, O. S., Ponomarchuk, V. A., Nurgaliev, D. K., Urazaeva, M. N. Some new data on isotope stratigraphy of the Permian rocks at the east of the Russian platform // ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences. – 2015. – Vol. 10, No. 10. – P. 4436 – 4442.

Machel, H. G. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis // Cathodoluminescence in Geosciences / Eds. M. Pagel, V. Barbin, P. Blank, D. Ohnenstetter. – New York: Springer, 2000. – P. 271–301.

Marshall, J. D. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation // Geological Magazine. – 1992. – Vol. 129. – P. 143–160.

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, Edinburg, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1982. – P. 551–561.

McArthur, J. M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // Terra Nova. – 1994. – Vol. 6. – P. 331–358.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Bailey, T. R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // Journal of Geology. – 2001. – Vol. 109. – P. 155–170.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., Zhou, Y. Strontium Isotope Stratigraphy // Geological Time Scale. – 2012. – Vol. 1. – P. 127–144.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., Zhou, Y. Strontium Isotope Stratigraphy // Geological Time Scale, 2020. – P. 211 – 238.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., Hanson, G. N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics Processes controlling the composition of clastic sediments // Geological. Sociate of America. Special Papers. – 1993. – Vol. 284. – P. 21–40.

Mii, H. S., Shi, G. R., Wang, C. A., Late Paleozoic middle-latitude Gondwana enviroment – stable isotope records from Western Australia // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 24. – P. 125–138.

Mii, H., Shi, G. R., Cheng, Ch., Chen, Y. Permian Gondwanaland paleoenvironment inferred from carbon and oxygen isotope records of brachiopod fossils from Sydney Basin, southeast Australia // Chemical Geology. – 2012. – Vol. 291. – P. 87–103.

Mullen, E. D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for pedogenesis // Earth Planet. Science Letter. – 1983. – Vol. 62. – P. 53–62.

Pemberton, S. G., Spila, M. V., Pulham, A. J., Sinclair, I. Ichnology and sedimentology of shallow and marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne DArc Basin. – St. Johns, Newfoundland, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 2002 – Vol. 15. – 353 p.

Permian Timescale // Permofiles. – 2020. – Iss. 68. – P. 51.

Peterman, Z. E., Hedge, C. E., Tourelot, H. A. Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1970. – No. 34. – P. 105–120.

Roser, B. P., Korsch, R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chemical Geology. – 1988. – Vol. 67. – P. 119–139.

Seilacher, A. Biogenic sedimentary structures // Approaches to Paleoecology / Eds. J. Imbrie and N. Newell. – New York: Wiley, 1964. – P. 296–316.

Seilacher A. Aberrations in bivalve evolution related to photo- and chemosymbiosis // Historical Biology. – 1990. – Vol. 30. – P. 289–311.

Seilacher, A. Bathymetry of trace fossils // Marine Geology. – 1967. – Vol. 5. – P. 413–428 .

Uchman, A. Taxonomy and ethology of flyschtrace fossils:revision of the Marian Ksiazkiewcz collection and studies of complementary material // Annales Societatis Geologorum Poloniae. – 1998. – Vol. 68. – P. 105 – 218.

Veizer, J., Compston, W. $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during Phanerozoic // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1974. – No. 38. – P. 1461–1484.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G., Strauss H. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. – Chemical Geology. – 1999. – Vol. 161. – P. 59–88.

Wignall, P. B., Mayers, K. J. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach, The Geological Society of America. – 1988. – P. 452–45.

Wignall, P. B., Sun, Y., Bond, D. P. G., Izon, G., Newton, R. J., Védrine, S., Widdowson, M., Ali, J. R., Lai, X., Jiang, H., Cope, H., Bottrell, S. H. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China // Science. – 2009. – Vol. 324. – P. 1179–1182.

Williams, I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews. Economic Geology. – 1998. – Vol. 7. – P. 1–35.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. – 1977. – Vol. 20. – P. 325–343.

Zakharov, Y. D., Biakov, A. S., Baud, A., Kozur, H. Sighificance of Caucasian sections for working out carbon-isotope standart for Upper Permian and Lower Triassic (Induan) and their correlation with the Permian of North-Eastern Russia // Journal of China University of Geosciences. – 2005. – Vol. 16, No. 2. – P. 141–151.

Zakharov, Y. D., Popow, A. M., Biakov, A. S. Late Permian to Middle Triassic paleogeographic differentiation of key ammonoid groups: evidence from the former USSR // Polar Research. – 2008. – Vol. 27, Iss. 3. – P. 441–468.

Zeng, J., Cao, Ch., Davydov, V. I., Shen, Sh. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // Gondwana Research. – 2011. – Vol. 21, Iss. 2–3. – P. 601–610.