МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В.ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Гущина Мария Юрьевна

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО И АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

Диссертация

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.М. Никишин

доктор геолого-минералогических наук, снс

М.И. Тучкова

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 4
Глава 1. Геологическое строение Корякского нагорья 11
1.1. Западно-Корякская складчатая система 11
1.2. Анадырско-Корякская складчатая система 16
Глава 2. Геологическое строение района Усть-Бельских – Алганских гор 19
Глава 3. Тектоно-стратиграфические комплексы Усть-Бельского террейна 30
3.1. Удачнинская пластина 30
3.1.1. Верхнеюрские-нижнемеловые породы
3.1.1.1. Петрографические исследования 33
3.1.1.2. Геохимические исследования
3.1.2. Верхнеальбские-верхнемеловые породы 41
3.1.2.1. Петрографические исследования 41
3.1.2.2. Геохимические исследования 45
3.2. Мавринская пластина 49
3.2.1. Петрографические исследования 51
3.2.2. Геохимические исследования 55
Глава 4. Тектоно-стратиграфические комплексы северной части
Алганского террейна 61
4.1. Верхнеюрские-нижнемеловые породы 62
4.1.1. Петрографические исследования 65
4.1.2. Геохимические исследования 69
4.2. Верхнеальбские-туронские породы 77
4.2.1. Петрографические исследования 80
4.2.2. Геохимические исследования
4.3. Коньяк-кампанские породы 92
4.3.1. Петрографические исследования
4.3.2. Геохимические исследования 100
4.3.3. Результаты исследования состава амфиболов 106
4.4. Кремнистые породы 113

Глава 5. Условия осадконакопления, источники сноса и геодинамические	
обстановки юрско-меловых отложений	123
5.1. Позднеюрский-раннемеловой этап	123
5.2. Позднеальбский-позднемеловой этап	127
Заключение	135
Сокращения	137
Список литературы	138
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Геохимический состав юрско-меловых псаммитов Усть-Бельских – Алганских гор по данным силикатного анализа, вес. %	154
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Геохимический состав юрско-меловых псаммитов Усть-Бельских - Алганских гор по данным ICP-MS анализа, мкг/г	155
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Значения ряда индикаторных отношений в юрско-меловых псаммитах Усть-Бельских Алганских гор	157
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Геохимический состав кремнистых образований Усть-Бельских и Алганских гор по данным силикатного анализа, вес. %	158
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Геохимический состав кремнистых образований Алганских гор по данным ICP-MS анализа, мкг/г	159
ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Состав амфиболов в составе коньяк-кампанских пород (вес. % и формулы ед.)	161

3

введение

Степень разработанности темы исследования. Закономерности формирования континентальных окраин являются важной фундаментальной проблемой геотектоники. Изучение структуры и истории формирования континентальных окраин Тихого океана позволило разработать множество теоретических направлений в тектонике и геодинамике. Одним из примеров может служить концепция аккреционной тектоники (Соколов, 1992; 2003; Churkin, 1983; Jones et. al., 1983 и др.). Современные теоретические разработки и понятия геотектоники (аккреция, субдукция, конвергентные и разломные границы и др.) основаны на изучении активных континентальных окраин Тихого океана. Изучение процессов и общих закономерностей формирования континентальных окраин и покровно-складчатых структур Тихоокеанского пояса остаются актуальными проблемами, решением которых занимаются многие отечественные и зарубежные творческие коллективы. Одним из основных полигонов в изучении активных континентальных окраин является Северо-Восток России. Тихоокеанский пояс включает в себя структуры Корякско-Камчатской складчатой области (ККСО), которая является типичным примером континентальной окраины аккреционного типа, где процессы наращивания континента определялись постоянным движением плит Тихого океана в сторону Евразии, что сопровождалось причленением к континенту разнообразных террейнов (Ставский и др., 1988; Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1993; Соколов, 1992; 2003; Nokleberg et al., 1998).

Работы российских геологов (Очерки..., 1982; Парфенов, 1984; Пущаровский и др., 1992; Соколов, 1992, 2003; Парфенов, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Ханчук, 1993; Чехович, 1993; Чехов, 2000; Akinin 2020 и др.) сыграли немаловажную роль в изучении истории развития Северо-Востока России. Большой вклад в изучение тектоники и в картировании покровноскладчатых структур Корякского нагорья был сделан сотрудниками Академии наук СССР (Корякская экспедиция ГИНа и СВКНИИ ДВО, а также ИЛСАН и ДВГИ ДВО). Основные результаты были опубликованы в работах (Руженцев и др., 1979, 1981; Руженцев, Соколов, 1980; Аристов и др., 1982; Казимиров, 1985; Брагин и др., 1987; Григорьев и др., 1987; Тильман, 1987; Богданов, Тильман, 1990; Пущаровский и др., 1992; Соколов, 1992; Ханчук и др., 1992; Вишневская и др. 1992; Ханчук, 1993; Чехович, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996 и др.). На основании имеющегося массива фактического материала был создан ряд палеотектонических реконструкций континентальной окраины Азиатского континента (Соколов и др., 1999; Лучицкая, 2000; Морозов, 2001; Чехович, 2008; Леднева и др., 2009 и др.; Моисеев, 2020).

За последние десять лет интерес к Корякскому нагорью вырос. Изучению района в целом был посвящен ряд работ (Паланджян, 2011; Тихомиров 2010; Соколов, 2010; Леднева и др.

2012; Моисеев и др., 2014; Паланджян, 2015; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020 и др.), которые в основном отражали результаты изучения офиолитов. Относительно узко направленный характер исследований в сочетании с недостаточной обнаженностью пород, их сильной деформацией и редкостью фаунистических находок привел к нехватке данных по вмещающим комплексам терригенных пород. Многие вопросы особенностей состава, возраста и геодинамических обстановок образования пород региона остаются до сих пор нерешенными.

Актуальность исследования. Геологическая история и условия образования тектоностратиграфических комплексов исследуемого региона важны для понимания тектоники ККСО и Северо-Востока Азии в целом. Именно в данном регионе можно наблюдать взаимоотношения двух основных складчатых систем ККСО: Западно-Корякской складчатой системы, представленной Усть-Бельским террейном, и Анадырско-Корякской складчатой системы, представленной Алганским террейном. На сравнительно ограниченной территории совмещены породы, образованные в различные тектонические этапы, разновозрастные и различные по составу. Малое количество фаунистических находок часто не позволяет достоверно отнести данные породы к стратиграфическим подразделениям региона. Регион является удаленным и труднодоступным, и поэтому изучен недостаточно хорошо и неравномерно. Некоторые крупные участки до сих пор остаются слабо изученными. Детальное изучение литологических особенностей пород региона позволит выделить критерии литологического контроля, по которым можно отличать породы различных стратиграфических подразделений друг от друга.

Юрско-меловой этап развития является наиболее знаменательным в истории Северо-Востока Азии и характеризуется рядом кардинальных перестроек, в результате которых и был образован структурный план, близкий к современному. Юрско-меловые терригенные отложения слагают значительную часть Алганского и Усть-Бельского террейнов, однако исследования предшественников были сосредоточены главным образом на магматических и кремнистых породах (Вишневская, Филатова, 1996; Паланджян, 2011; Тихомиров 2010; Леднева и др., 2012; Моисеев и др., 2014; Палечек и др., 2016 и др.), хотя для выяснения эволюции складчатых систем исследование терригенных пород крайне важно. Современные работы (Палечек и др., 2016; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020) указывают на ряд особенностей, противоречащих существующим представлениям об условиях образования пород региона. Изучение юрско-меловых отложений Алганского и Усть-Бельского террейнов позволит решить вопросы, связанные с условиями и геодинамической обстановкой формирования пород региона, и поможет расшифровать детали процесса аккреционного роста Азиатского континента в юрско-меловое время. Цель и задачи исследования. Основной целью представляемой работы является реконструкция условий осадконакопления, источников сноса и геодинамической обстановки формирования юрско-меловых отложений Усть-Бельского и Алганского террейнов ККСО.

Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

- установить: состав, происхождение, источники сноса, геохимические особенности туфотерригенных пород;

- установить: состав, происхождение, геохимические особенности кремнистых пород;

- восстановить последовательность, природу геологических процессов и событий в юрско-меловое время.

Объектом исследования в данной работе являются юрско-меловые отложения Алганского и Усть-Бельского террейнов, а **предметом исследования** – основные особенности условий образования данных отложений и история развития окраины Азиатского континента в юрско-меловое время.

Фактический материал и методология исследования. В основу диссертации положен фактический материал полевых исследований на территории Алганских гор, выполненных в 2016 году (полевые работы ГИН РАН, начальник А.В. Моисеев), в которых автор принимала участие, и материалы прошлых экспедиций сотрудников ГИН РАН на территории Усть-Бельских гор 2007, 2011, 2012 годов. Полевые работы проводились с целью восстановления геодинамических обстановок формирования базальт-кремнистых и терригенных пород, латеральных рядов палеоструктур зоны перехода континент - океан, последовательности аккреционных событий и палеотектонических реконструкций комплексов Алганского и Усть-Бельского террейнов Корякского нагорья. В ходе полевых работ на территории Алганского террейна проводились всесторонние литологические, структурные и стратиграфические исследования с отбором образцов.

Комплекс лабораторных работ был направлен на выявление состава осадочных пород с целью определения их условий формирования и источников сноса.

В первую очередь породы изучались в шлифах при помощи поляризационного микроскопа Olimpus BX-51. При описании шлифов производилась оценка количественного состава обломочных компонентов, текстурных и структурных признаков пород. Среди главных структурных признаков в псаммитовых породах исследовались: гранулометрический состав, типы цементации, степень окатанности обломочных компонентов и их сортировка. Также указывались текстурные и микротекстурные признаки при их наличии.

Минеральный состав псаммитовых пород изучен петрографическим методом, с подсчетом до 300 зерен в каждом шлифе. Подсчитывались следующие компоненты:

монокристаллический и поликристаллический кварц, кварциты, монокристаллические и поликристаллические плагиоклазы и полевые шпаты, сростки кварца и полевых шпатов; обломки: эффузивов, вулканического стекла, магматических пород, метаморфических и осадочных пород (например, обломочных пород, карбонатов и кремней). Для псаммитовых пород в работе использована классификация В.Д. Шутова (Шутов и др., 1972). Результаты подсчетов были нанесены на треугольные диаграммы: Q-F-R (кварц – полевой шпат – обломки пород) (Шутов и др., 1972); Lm-Ls-Lv (обломки метаморфических, осадочных и вулканических пород), Qm-F-Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц - Qp) (Dickinson, Suczek, 1979). Построение диаграмм производилось в программе TriDraw. Для номенклатуры туфотерригенных разностей использована классификация А.В. Вана и Ю.П. Казанского (Ван, Казанский, 1985).

Гранулометрический анализ в шлифах производился путем замера поперечного сечения зерен в поле зрения микроскопа. Измерение производилось линейкой, вмонтированной в окуляр. Для определения гранулометрического состава использовалась классификация Н.В. Логвиненко (Логвиненко, 1984). Результаты нанесены на кумулятивные кривые. С кумулятивных кривых были сняты 25%, 50%, 75% квартили, 10% и 90% перцентили и 1%-ный квантиль, который характеризует максимальную подъемную мощность потока. Исходя из полученных значений медианы (50% квартиль) и других квартилей по (Логвиненко, 1986), были рассчитаны гранулометрические коэффициенты сортировки (1) и асимметрии (2):

$$S = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$
(1)

Где S – коэффициент сортировки, $Q_3 - 75\%$ квартиль в мм, $Q_1 - 25\%$ квартиль в мм.

$$A = \frac{Q_1 * Q_3}{Q_2^2} \ (2)$$

Где A – коэффициент асимметрии, $Q_3 - 75\%$ квартиль в мм, Q_2 – 50% квартиль или медиана в мм, $Q_1 - 25\%$ квартиль в мм.

Исходя из полученных значений 10% и 90% перцентилей по (Крашенинников, 1988), был рассчитан эксцесс по формуле (3).

$$E = \frac{Q_3 - Q_1}{2*(P_{90} - P_{10})} \quad (3)$$

Где Е – эксцесс, Q_3 и Q_1 - 75% и 25% квартили соответственно, P_{90} – 90% перцентиль, P_{10} – 10% перцентиль.

Исходя из полученных данных, в программе Excel были построены диаграммы: Г.Ф. Рожкова, Р. Пассеги, К. Бьёрликке (Рожков, 1973; Passega, 1964; Bjorlykke, 1989).

Окатанность обломочных компонентов определялась по трафаретам (Рухин, 1969). Было выделено четыре класса окатанности: неокатанные, плохоокатанные, среднеокатанные и хорошо окатанные зерна.

По степени сортировки было выделено два класса пород: плохо сортированные и средне сортированные. Хорошо сортированные разности отсутствовали. Если 90% частиц было распределено более чем в двух классах, порода относилась к плохосортированной. Если более 90% частиц было сосредоточено не в одном, а в двух классах, порода определялась как среднесортированная. При этом на второе место становилось название того класса, содержание зерен в котором больше.

В соответствии с классификациями Н.В. Логвиненко и В.Н. Шванова (Логвиненко, Сергеева, 1986; Шванов и др., 1998) цементирующее вещество по времени образования разделялось на седиментационный и постседиментационный типы. Цементирующее вещество описывалось по количеству цементирующей массы, составу, равномерности распределения и типу.

Силикатный анализ проб осуществлялся рентгенофлуоресцентным методом (XRF) в аккредитованной Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва) под руководством С.М. Ляпунова, позднее – А.С. Дубенского. Анализ проводился на последовательном спектрометре S4 Pioneer фирмы «Bruker» (Германия) с использованием программного обеспечения «Spectra-Plus».

Элементный анализ проб псаммитовых пород так же выполнен в Лаборатории химикоаналитических исследований ГИН РАН под руководством О.И. Окиной методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра «Элемент 2» (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Для контроля правильности результатов проводился анализ контрольных образцов сланца ShTX-1 и риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более, чем на 10–15 отн. %.

Элементный анализ проб кремнистых пород был выполнен в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в Лаборатории ядерно-физических и массспектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева. Для разложения образцов использовались автоклавы МКП-05 НПВФ ("АНКОН-АТ-2", Россия). Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, США) и массспектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, США).

Защищаемые положения:

1. В составе Алганского террейна выделены три тектоно-стратиграфических комплекса: позднеюрский-раннемеловой, позднеальбский-туронский и коньяк-кампанский. Эти комплексы сложены породами, различными по составу и условиям образования, и состоят из тектонически совмещённых фрагментов.

2. Верхнеюрские-нижнемеловые псаммиты имеют граувакковый состав и формировались высокоскоростными мутьевыми потоками за счет размыва на западе региона продуктов синхронного вулканизма, главным образом основного и среднего состава. Установлен латеральный ряд палеоструктур: преддуговой бассейн (отложения Удачнинской и Мавринской пластин Усть-Бельского террейна) – аккреционная призма (отложения Алганского террейна).

3. Верхнеальбские-туронские и коньяк-кампанские псаммиты имеют граувакковый состав и формировались вблизи активной континентальной окраины высокоскоростными проксимальными турбидитами за счет размыва кислых и средних вулканитов, древних гранитоидов и терригенных пород. Источник сноса располагался на северо-западе региона.

4. Верхнеальбские-верхнемеловые комплексы содержат тектонические включения кремнистых пород, которые являются пелагическими образованиями мелового океанического бассейна.

Достоверность полученных результатов обеспечена качеством исходных данных, комплексностью интерпретации использованных независимых методов, а также полевыми наблюдениями автора.

Апробация работы и публикации. По теме диссертации подготовлено и опубликовано 18 работ, в которых основополагающий вклад принадлежит соискателю: 14 материалов совещаний и тезисов докладов; 4 статьи в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI и рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ.

Личный вклад автора и научная новизна работы. К основным достижениям работы можно отнести комплексный анализ разновозрастных отложений Алганского и Усть-Бельского террейнов. В данной работе впервые приводятся описание и результаты применения литогеохимических методов для выяснения особенностей вещественного состава и условий седиментации терригенных пород. Выполненные исследования дополнили представления об условиях накопления осадочных отложений региона и позволили определить основные источники сноса, а также уточнить палеотектонические реконструкции для юрско-мелового времени. Впервые были определены и интерпретированы химические составы псаммитовых

пород региона. Выявлено, что состав кремнистых образований указывает на их накопление в различных палеофациальных зонах от открытого океана до континентальных окраин. Доказано, что разрезы региона не могут рассматриваться в качестве непрерывного стратиграфического разреза, как одна свита. Они состоят из тектонически совмещённых фрагментов, различных по составу и условиям образования и образуют разновозрастные тектоно-стратиграфические комплексы. Впервые были выделены критерии литологического контроля разновозрастных отложений, формировавшихся в сходных условиях, но из различных источников сноса.

Теоретическая и практическая значимость. Результаты исследования, представленные в работе, упрощают диагностику рассматриваемых отложений в будущем и указывают на необходимость внесения коррективов в геологические карты региона и объяснительные записки к ним. Представленные данные могут быть использованы при составлении новых региональных и тектонических карт и схем развития Корякского нагорья.

Благодарности. Диссертационная работа подготовлена в лаборатории геологии континентальных окраин Геологического института РАН.

За полезные советы и переданный опыт автор безгранично благодарен А.В. Моисееву, С.Д. Соколову. За интерес к работе и ценные комментарии Т.Н. Палечек, В.В. Костылевой, М.В. Лучицокой, Е.В. Щепетовой, В.С. Вишневской, Е.В. Ватрушкиной, Г.В. Ледневой, А.И. Ханчуку и др.

Автор также выражает большую признательность своим научным руководителям М.И. Тучковой и А.М. Никишину за чуткое курирование.

Исследования по теме диссертации проводились при финансовой поддержке грантов Президента РФ МК-132.2017.5; РФФИ № 19-35-90126; РФФИ мол_а_вед №18-35-20037; РНФ 16-17-10251, РНФ № 22-27-00665.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложений. Объем диссертации составляет 161 страницу текста, работа включает 101 иллюстрацию. Работа содержит 6 приложений. Список литературы включает 178 наименований.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Корякское нагорье занимает северо-западный сектор Тихоокеанского складчатого пояса, простираясь в субширотном направлении более чем на 1000 км. Тектоническое развитие рассматриваемого региона определялось процессом последовательного присоединения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов.

В настоящее время общепринятая схема районирования данной территории и интерпретация ее геологической истории отсутствует, что связано со сложностью геологического строения и перекрытием кайнозойскими образованиями большой части складчатого фундамента. На территории Корякского нагорья тектонически совмещены различные тектоно-стратиграфические комплексы широкого возрастного диапазона, имеющие северо-восточные и восточные простирания, характерные для тихоокеанского обрамления. В строении различают островодужные, офиолитовые, окраинноморские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм (Парфенов и др., 1993; Пущаровский, 1992; Соколов, 1992, 2010; Ханчук, 1990; Чехович, 1993).

В тектоническом плане структуры Корякского нагорья относятся к Западно-Корякской, Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатой системам (рис. 1), в формировании которых основная роль принадлежала аккреционным процессам, развивавшимся вдоль конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики. (Соколов, 1992, 2010; Парфенов и др., 1993). Все системы включены в ККСО, которая располагается между Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом (ОЧВП) на западе и Тихим океаном на востоке, а также является крупнейшим структурным элементом Северо-Востока России. В данной главе рассматривается геологическое строение Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатых систем, в зоне сочленения которых находится исследуемый район.

1.1. Западно-Корякская складчатая система

В разных работах Западно-Корякская складчатая система упоминается под названиями Таловско-Майнской, Таловской-Пекульнейской, Пенжинско-Анадырской зон (Александров, 1978; Алексеев, 1981; Очерки..., 1982), Кони-Тайганосской (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978) и Кони-Танюрерской (Очерки..., 1982) складчатых систем.



Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии по (Соколов, 2010) с изменениями. Черным квадратом отмечен район работ. Условные обозначения: 1 – Сибирская платформа; 2-3 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 2 – палеозойско-мезозойские отложения, 3 – террейны с континентальной корой; 4-6 – Корякско-Камчатская складчатая область: 4 – Западно-Корякская складчатая система, 5 – Анадырско-Корякская складчатая система, 6 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 7 – Охотско–Чукотский вулканогенный пояс.

Западно-Корякская складчатая система расположена на северо-западе ККСО во фронтальной части ОЧВП. Она охватывает позднемезозойские структуры северного побережья Охотского моря (п-ова Кони, Пьягина, Тайгонос) и продолжается на северо-восток: вдоль бассейнов рек Пенжины и Майн, Мургальского и Ичигемского хребтов до среднего течения р. Анадырь. Внутренняя структура имеет линейную ориентировку, дискордантную по отношению к структурному плану окружающих областей (Соколов, 1992). В ее пределах широко развиты островодужные вулканогенно-осадочные образования в возрастном диапазоне от карбона до конца раннего мела. В принятой автором тектонической схеме (рис. 2, А) данные образования встречаются в Тайгоносском, Мургальском и Харитонинском террейнах (Паланджян, 1992; Соколов и др. 1999; Морозов, 2001). Кроме островодужных террейнов, распространены также офиолитовые террейны и террейны аккреционных призм. Офиолиты сосредоточены в Ганычаланском, Куюльском и Усть-Бельском террейнах (Очерки..., 1982; Паланджян, 1992; Соколов и др., 1999; Некрасов, 2001). Отложения аккреционных призм установлены в Береговом (Таловском) и Айнынско-Майнском террейнах (Морозов, 2001; Соколов, 2010). В современной структуре данные террейны сосредоточены вдоль узкой полосы, вытянутой в северо-восточном направлении более чем на 750 км: от полуострова Тайгонос до Усть-Бельских гор (Соколов, 2010). Начиная с позднего альба, произошла коренная перестройка геодинамической обстановки на окраине Азиатского континента, которая была связана с началом формирования ОЧВП, что привело к завершению аккреции террейнов в конце раннего мела. Постаккреционные образования в регионе представлены отложениями позднего альба-сенона (Соколов, 1992, 2010).



Рис. 2. А) Тектоническая схема террейнов Корякского нагорья, по (Соколов, Бялобжеский, 1996) с изменениями. Б) Геологический профиль района исследований Усть-Бельских– Алганских гор по (Александров, 1978) с изменениями. Красным квадратом отмечен район работ. 1 – палеоген-четвертичный чехол; 2–7 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – офиолитовых, 4 – окраинноморских, 5 – океанических, 6 – терригенных, 7 – аккреционных призм; 8 – структуры Олюторско-Камчатской складчатой системы; 9 – тектонические границы: а – сдвиги и сбросы, 6 – надвиги; 10 – венд-мезозойские породы; 11–12 – позднеюрские-раннемеловые комплексы: 11 – терригенные; 12 – вулканогенно-кремнистотерригенные; 13 – тектонические границы; цифры в кружках: 1 – Удачнинская пластина; 2 – Мавринская пластина. Буквами обозначены террейны: АВ – Алькатваамский, АЛ – Алганский, АМ – Айнынско-Майнский, БГ – Береговой, ВЛ – Великореченский, ГА – Ганычаланский, КУ – Куюльский, МА – Майницкий, МУ – Мургальский и Харитонинский террейны нерасчлененные, ОЛ – Олюторский, ТГ – Тайганосский, УБ – Усть-Бельский, УК – Укэлаятский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский.

Островодужные террейны

Тайгоносский террейн объединяет вулканогенно-осадочные отложения полуостровов Тайгонос, Кони и Пьягина, которые образовались в структурах позднепалеозойской– раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг (Соколов, 1992) и представлены верхнепермско-среднетриасовым, норийскосреднеюрским и верхневолжско-нижнемеловым комплексами большой мощности (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Филатова, 1988). Вулканогенно-осадочные породы верхней юры– нижнего мела накапливались как в мелководных морских, так и континентальных условиях. В северо-восточном направлении островодужные образования верхнего палеозоя – нижнего мела продолжаются в Пенжинском районе, Усть-Бельских горах и в хр. Пекульней, где они выделяются в составе Харитонинского, Мургальского и Западно-Пекульнейского террейнов (Филатова, 1988; Парфенов, 1993; Морозов, 2001)

Харитонский террейн сложен туфотерригенными, вулканогенными и известковотерригенными отложениями карбона, перми, триаса и нижней–средней юры. Эти достаточно мелководные отложения с прослоями угленосных пород содержат фауну и флору ангарского типа (Соколов, 2010).

Мургальский террейн сложен мелководными морскими и континентальными вулканогенно-осадочными породами верхней юры – альба, накапливающимися в осевой и преддуговой частях Удско-Мургальской островной дуги (Белый, 1974; Филатова, 1988; Соколов, 2010).

Офиолитовые террейны

Куюльский террейн слагает юго-восточные склоны Таловских гор. Он сложен серпентинитовым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, базальтов, кремней, известняков, терригенных и метаморфических пород (Очерки..., 1982; Ханчук и др., 1990). Среди офиолитов различают фрагменты океанического, супрасубдукционного и внутриплитного генезиса. Они слагают систему тектонических пластин, смятых в сложные складки (Паланджян, 1992; Соколов, 2010).

Ганычаланский террейн имеет сложное строение и состоит из нескольких тектонических пластин, смятых в антиформную структуру. Дезинтегрированный разрез раннепалеозойских офиолитов представлен: серпентинитовым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, базальтов, кремнистых терригенных и метаморфических пород; габброидами и габбро-амфиболитами, чередующимися с троктолитами, верлитами и плагиогранитами; габбродиабазами и диабазами дайкового комплекса; вулканогенными и осадочными породами ордовика – нижнего силура. Среди офиолитов различают фрагменты океанического генезиса (Очерки..., 1982; Ханчук, 1990; Ханчук, 1992; Ганелин, 2001). С офиолитами пространственно связаны метаморфические образования. Особенности метаморфизма свидетельствуют о его субдукционной природе (Соколов, 2010).

Усть-Бельский террейн (Александров, 1978; Очерки..., 1982; Паланджян, 1992) состоит из нескольких тектонических пластин офиолитов протерозоя-мезозоя, терригенных и туфотерригенных пород средней юры и верхней юры – валанжина. Породы данного террейна надвинуты с северо-запада на породы Алганского террейна Анадырско-Корякской складчатой системы. Более подробно строение Усть-Бельского террейна рассмотрено в следующей главе.

Террейны аккреционных призм

Береговой террейн включает комплексы южной части полуострова Тайгонос (мыс Поворотный, п-ов Елистратова) и характеризуется чешуйчато-надвиговым строением (Соколов и др., 1999, 2001). В составе террейна широко развиты офиолиты и базальт-кремнистые комплексы (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978, Соколов и др., 1999, 2001). Мыс Поворотный сложен серией крупных тектонических пластин, разделенных серпентинитовым меланжем, в которых встречаются блоки пород дайкового комплекса, ультрабазитов и габброидов. Для пластин характерно сложное внутренне строение. Они сложены среднетриасовыминижнемеловыми породами базальт-кремнистой ассоциации, дислоцированными породами дайкового комплекса и амфиболовым габбро, турбидитами средней и нижней юры. Породы габбро-гипербазитового комплекса рассматриваются как фрагменты меланократового фундамента (Бондаренко и др., 1999; Палечек, Паланджян, 2007). Северней появляется комплекс волжско-валанжинских вулканогенно-терригенных образований, также разбитый на ряд пластин, разделенных меланжем. Он отделен зоной главного серпентинитового меланжа, который включает блоки гранатовых амфиболитов, зеленых сланцев, метабазальтов, метакремней и мраморов (Соколов и др, 1999). Вулканиты представлены лавами, лавобрекчиями, кластолавами, которые отвечают вулканитам энсиматических островных дуг (Chekhov et al., 1995; Бондаренко и др., 1999). Вулканогенные породы содержат прослои и пачки полимиктового и вулканомиктового терригенного флиша. Структурно выше островодужный комплекс надстраивается толщей микститов.

Айнынско-Майнский террейн включает комплексы, протягивающиеся в северовосточном направлении от правобережья р. Пенжины до р. Анадырь (Соколов и др., 1999, 2001). Террейн сложен главным образом турбидитами верхней юры–нижнего мела. Характерно чешуйчато-надвиговое строение. К подошве некоторых пластин приурочены серпентиниты и зоны серпентинитового меланжа. В составе пластин встречаются глинистые сланцы, известковистые песчаники и известняки ордовика-силура и среднего-верхнего девона; известково-терригенные и туфотерригенные отложения карбона-нижней перми, верхней перми, триаса, верхней юры и нижнего мела, а также редкие тела гипербазитов, серпентинитового меланжа и метаморфических пород. Встречаются олистостромовые горизонты. В северной части (район рек Ваеги и Мукарылян), обнажены известняки силура, девона, карбона, перми, туфотерригенные породы триаса и верхней юры-нижнего мела (Очерки..., 1982). Они слагают систему чешуй, наклонённых к северо-западу. Широко развиты зоны меланжа, катаклаза и милонитов.

1.2. Анадырско-Корякская складчатая система

Анадырско-Корякская складчатая система занимает бо́льшую часть Корякского нагорья. Возраст складчатости позднемеловой и кайнозойский. Характерно северо-восточное и субширотное простирание структур. Выделяются следующие террейны: Алганский, Майницкий, Великореченский, Алькатваамский, Эконайский и Янранайский (рис. 2, 3).



Рис. 3. Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья (по Соколов, 2003 с изменениями по Моисеев А.В., 2020). Квадратом отмечен район работ. Условные обозначения: 1 – постаккреционные верхнемеловые-палеогеновые образования; 2 – серпентинитовые меланжи; 3 – офиолиты; 4 – терригенные отложения известняки (палеозой-нижний мезозой); 5-7 – верхнеюрские-нижнемеловые ассоциации:5 – вулканогенно-кремнисто-терригенная; 6 – туфотерригенная; 7 – терригенная; 8 – базальт-яшмовая ассоциация; 9 – тектонические границы. Буквами обозначены террейны: УБ – Усть-Бельский; АЛ – Алганский; ВЛ – Великореченский; МА – Майницкий; АВ – Алькатваамский; ЭК – Эконайский; ЯН – Янранайский.

Алганский террейн расположен в междуречье Анадыря, Майна и Великой. С северозапада перекрыт Усть-Бельским террейном. На юго-востоке комплексы Алганского террейна надвинуты на комплексы Великоречинского террейна. На территории Алганского террейна наиболее распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения титон-валанжина (Захаров, 1974), относящиеся к алганской свите (в ранних работах пекульневеемской (Кайгородцев, 1964)). Выше залегают туфотерригенные породы позднего альба-турона и коньяк-кампана (Захаров, 1980; Гульпа, 2014) представленные породами перекатнинской и ламутской свит соответственно. Более подробно строение Алганского террейна рассмотрено в следующей главе.

Майницкий террейн расположен в междуречье Великая и Хатырка. К основанию террейна приурочены меланжи, широко развитые на восточной и южной границах с Эконайским и Алькатваамским террейнами (Очерки..., 1982; Соколов, 1992). Различаются позднепалеозойские – раннемезозойские и позднемезозойские офиолиты океанического и островодужного генезиса (Соколов, 2010; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). Тектонически выше меланжей залегают вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы чирынайской свиты (J2-K1), которая является аналогом алганской (Соколов, Бялобжеский, 1996). Туфотерригенные отложения перекатнинской свиты несогласно залегают на отложениях алганской и чирынайской свит и рассматриваются как постамальгамационный чехол (Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996; Nokleberg et al., 1998). По нижнему возрастному пределу перекатнинской свиты устанавливается время амальгамации палеоструктур Алганского и Майницкого террейнов.

Великоречинский террейн сложен терригенными отложениями альбско-коньякского возраста, а также мелководными и континентальными отложениями сенон-датского возраста (Соколов, 2010).

Алькатваамский террейн сложен мощными (до 5-6 км) терригенными, часто флишоидными, сериями нижнего мела–верхнего мела и верхнего мела–палеоцена. Характерно сложное внутренне строение. Выделяется ряд пластин с различными по стратиграфии, литологии и фациальными особенностями разрезами. В составе пластин встречаются вулканогенно-осадочные образования готерива и маастрих-палеоцена островодужной природы (Соколов, 2010).

Эконайский террейн имеет сложную покровно-складчатую структуру. Выделяется несколько покровов, которые можно рассматривать как самостоятельные тектоностратиграфические комплексы: туфотерригенные отложения верхней юры–мела; ультрабазиты и габбро; габбро, плагиограниты, дайковый комплекс; вулканогенно-кремнистые ассоциации карбона–нижней юры; туфотерригенные, кремнисто-глинистые и грубообломочные отложения верхнего палеозоя, триаса (Соколов, 2010). Присутствуют разнообразные в геодинамическом плане офиолиты, базальты и кремни Палео- и Мезопацифики, островодужные образования верхнего триаса, содержащие тепловодную фауну, а также верхнепалеозойские известняки с тетической фауной, представляющие собой внутриокеанические плато (Пейве, 1984). Отложения верхней юры и нижнего мела накапливались вблизи активной континентальной окраины. Некоторые фации содержат обильную мелководную фауну (Соколов, 2010). Янранайский террейн на большей части перекрыт структурами Эконайского террейна и слагает систему чешуй. Он сложен терригенными породами, включая турбидиты, базальтяшмовую ассоциацию, олистостромы поздней юры – позднего мела и представляет собой аккреционною призму. Среди базальтов встречаются толеиты СОХ и океанических островов (Соколов, Бялобжеский, 1996).

Приведенный обзор региона указывает на различия в строении и составе Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатых систем, в зоне сочленения которых находится район работ. В работе представлены результаты исследования тектоно-стратиграфических комплексов *Усть-Бельского* и *Алганского террейнов*, которое проводилось с целью выяснения их строения, состава, возраста и геодинамических обстановок формирования.

Юрско-меловое время является, наверное, наиболее знаменательным в истории развития Северо-Востока Евразии и характеризуется рядом кардинальных перестроек, в результате которых и был образован структурный план, близкий к современному.

В позднеюрское-раннемеловое время на северо-западной границе Пацифики и Азиатского континента была заложена на сложном фундаменте конвергентная граница, которая прослеживалась от Монголо-Охотской складчатой области на юге и до Чукотского полуострова на севере (Некрасов, 1976; Зоненштайн и др., 1990; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1999, 2001; Морозов, 2000). Активная граница маркировалась Удско-Мургальской островодужной системой. В Усть-Бельском сегменте происходило аккретирование фрагментов средне-позднеюрской и позднеюрско-раннемеловой коры окраинного моря. В результате причленения к Удско-Мургальской островодужной системе комплексов Алганского террейна, в Усть-Бельском сегменте была образована раннемеловая континентальная окраина аккреционного типа. В предпозднеальбское время произошла коренная перестройка структурного плана Усть-Бельских гор, связанная с отмиранием зоны субдукции Удско-Мургальской дуги и заложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, комплексы которого широко распространены на Северо-Востоке России.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА УСТЬ-БЕЛЬСКИХ – АЛГАНСКИХ ГОР

Район Усть-Бельских – Алганских гор расположен в правобережье крупной излучины среднего течения р. Анадырь (Рис. 4). Структуры исследуемого региона принадлежат к северосеверо-западной части Корякского нагорья.

Корякское нагорье как самостоятельная тектоническая зона, имеющая определенные границы, впервые была выделена А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским в 1933 г. (Архангельский, Шатский, 1933). Она понималась как зона альпийской складчатости и ограничивалась с запада Пенжинско-Марковской депрессией, а с востока – берегом Берингова моря.

Первые сведения о геологическом строении района получены в 1913-1914 гг. П.И. Полевым (Полевой, 1915) и в 1933-1934 гг. Б.Н. Елисеевым (Елисеев, 1936), отметившими в западной части рассматриваемой территории распространение меловых осадочных и третичных эффузивных образований.

Планомерные геологические исследования территории были начаты в 1956 г. при съемке масштаба 1:500 000 к югу от р. Анадырь. Тогда были получены первые сведения о геологическом строении региона. В 1956-1957 гг. под редакцией Н.С. Шатского была опубликована Тектоническая карта СССР и сопредельных стран с объяснительной запиской к ней (Тектоническая к..., 1957), где территория Корякского района была отнесена к кайнозойской складчатости и было подчеркнуто ее неоднородное строение. В 1960 г. И.П. Васецким (Васецкий, 1962) составлен лист Q-59-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000. Позже геолого-съемочные работы выполнялись в масштабе 1:200 000 (Кальянов, Беляцкая, 1962; Кальянов, Силкин, 1961) и в масштабе 1:50 000 (Агальцов, Беляцкая, 1961; Шкурский и др., 1963; Силкин, Куприенко, 1964), во время которых были изучены девонские, нижнекаменноугольные, юрские (средний и верхний отделы), меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Результаты этих работ были использованы в качестве основного материала при составлении геологической карты для западной части территории Корякского нагорья (Захаров, 1974). Большое значение имели стратиграфические исследования Г.П. Тереховой (Терехова, 1958), а в изучении гипербазитов — специальные работы Г.Г. Кайгородцева (Кайгородцев, 1961) и геологопетрографические исследования В.Г. Силкина и В.Е. Стерлиговой (Силкин, Стерлигова, 1973).



Рис. 4. Карта фактического материала на геологической основе по (Вяткин, 1990; Гульпа, 2014). Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские отложения; 3–6

Алганский террейн, тектоно-стратиграфические комплексы: 3 – алганский вулканогеннокремнисто-терригенный; 4-5 – перекатнинский: 4 – преимущественно терригенные породы; 5 – преимущественно кремнисто-базальтовые породы; 6-7 – ламутский: 6 – преимущественно терригенные породы; 7 – преимущественно кремнисто-базальтовые породы; 8-14 – Усть-Бельский террейн: 8 – вулканогенно-терригенные породы верхней юры - верхнего мела (Удачнинская пластины); 9 – вулканогенно-терригенные породы средней юры - нижнего мела (Мавринская пластина); 10 – меланж; 11 – базальты; 12 – вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 13– гипербазиты и габброиды Усть-Бельского массива; 14 – согласные границы, 15-16 – несогласные границы: 15 – стратиграфические; 16 – тектонические; 17 – надвиги; 18 – точки опробования псаммитовых пород; 19 – точки опробования кремнистых пород.

В 1957 и 1959 гг. западная часть территории была охвачена тематическими стратиграфическими исследованиями, проведенными Г.П. Тереховой в Алганских горах и В.Ф. Белым в междуречье Вилюнейвеем - Поперечный Алган и в бассейне р. Пырканайваам. В левом борту р. Пырканайваам В.Ф. Белым обнаружены остатки аммонитов, первоначально определенные В.Н. Верещагиным как раннесенонские, впоследствии им же и Г.П. Тереховой переопределенные и отнесенные к позднему альбу – сеноману (Вяткин, 1990). В 1965-1966 гг. северо-западная часть территории (северо-западные отроги Алганских гор) была охвачена тематическими стратиграфическими исследованиями под руководством Г.П. Тереховой, которой впервые были обнаружены фаунистически охарактеризованные готеривские отложения (Вяткин, 1990). Фаунистические находки крайне редки для данного региона. Однако в регионе широко распространены кремнистые образования. Поэтому важный вклад в расшифровку стратиграфического развития региона был внесен В.С. Вишневской, Т.Н. Палечек, Н.И. Филатовой, И.Е. Пральниковой, которые изучали микрофауну при помощи радиоляриевого анализа (Филатова, Вишневская, 1992; Вишневская, Пральникова, 1999; Вишневская, 2001, Палечек, Моисеев, 2011; Палечек и др., 2016; Palechek, 2020). Только в 2014 г. впервые А.В. Моисеевым (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020) выполнено U-Pb датирование обломочных цирконов палеозойских и мезозойских обломочных пород, что позволило уточнить временные параметры осадконакопления и охарактеризовать источники сноса для данного региона. До этого датирование цирконов применялось для магматических пород Толовской пластины Усть-Бельского террейна и для Усть-Бельского массива (Леднева и др., 2009; 2012, Тихомиров, 2010, Гульпа, 2014) при проведении тематических работ по магматизму в данном регионе, что позволило выявить этапы и возраст магматизма.

В 1984 г. Б.В. Вяткиным был составлен лист Q-59-XXXV,XXXVI геологической карты по материалам геологических съемок масштабов 1:200 000, 1:50 000 и поисковых работ с учетом гравиметрических и магнитных данных масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, дешифрирования аэрофотоснимков (Вяткин, 1990), а в 2014 г. И.В. Гульпой был составлен лист

Q-59-XXIX,XXX (Гульпа, 2014). Перечисленные материалы использовались автором при написании данной работы.

Большой вклад в изучение тектоники и картирования покровно-складчатых структур Корякского нагорья был сделан сотрудниками Академии наук СССР. Основные результаты были опубликованы в работах (Руженцев и др., 1979, 1981; Руженцев, Соколов, 1980; Тектоническая рассл..., 1980; Аристов и др., 1982; Очерки тек..., 1982; Казимиров, 1985; Григорьев и др., 1987; Брагин и др., 1987; Тильман, 1987; Геология юга..., 1987; Пущаровский и др., 1992; Соколов, 1992; Ханчук и др., 1992, Ханчук, 1993; Вишневская и др. 1992; Чехович, 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996 и др.). Важными объектами исследований являлись структуры Западно-Корякской складчатой системы, расположенной на границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Алексеев, 1981; Филатова, 1988; Ханчук и др., 1990; Бондаренко и др., 1999; Геодинамика..., 2006). Позже, на основании большого фактического материала были созданы серии палеотектонических реконструкций континентальной окраины Азии (Соколов и др., 1999, 2001; Бондаренко и др., 1999; Лучицкая, 2000; Морозов, 2001; Палечек, Паланджян, 2007; Леднева, 2009; Sokolov et al., 2003).

В 1990-х было проведено тектоническое районирование Востока России с позиций террейнового анализа (С.Г. Бялобжеский, Л.М. Натапов, Л.М, Парфенов, С.Д. Соколов, Г.М. Сосунов, А.И. Ханчук, Н.В. Цуканов), где тектоническое строение Западно-Корякской зоны и всего северо-восточного окончания Азии рассматривается как коллаж террейнов. В пределах исследуемого региона выделяются два террейна – Усть-Бельский и Алганский, которые, с большой долей условности, проинтерпретированы как палеоаккреционные призмы с преобладанием фрагментов океанической коры (Усть-Бельский террейн) и турбидитов (Алганский террейн) (Соколов, Бялобжеский, 1996).

За последние десять лет с появлением аккреционной тектоники интерес к ККСО вырос. Изучению района в целом был посвящен ряд работ (Паланджян, 2011; Тихомиров 2010; Леднева и др. 2012; Паланджян, 2015; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020 и др.), которые в основном посвящены изучению офиолитов. Нехватка данных по вмещающим терригенным породам в сочетании с недостаточной обнаженностью пород, их сильной деформацией и редкостью фаунистических находок привели к тому, что многие вопросы особенностей состава, возраста и геодинамических обстановок образования остаются до сих пор нерешенными.

Современное представление о покровно-чешуйчатом характере структуры Усть-Бельских гор и океанической природе офиолитов впервые было сформулировано в работах А.А. Александрова (Александров, 1978). Отдельные вопросы тектоники и геологии офиолитов УстьБельских гор освещались в ряде работ (Пинус, Велинский, 1973; Марков и др., 1982; Palandzhyan et al., 1996; Паланджян, 1992, 2011, Некрасов и др., 2001, Леденева и др., 2012; Моисеев, 2014). По данным предшественников, в покровно-чешуйчатой структуре Усть-Бельских гор выделяются несколько покровных единиц, погружающихся в западных и северозападных румбах (рис. 5). Строение отдельных пластин и их количество является предметом дискуссий (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян, 2000, Моисеев и др., 2014; 2015; 2020).



Рис. 5. Тектоническая схема Усть-Бельских гор (по Александров, 1978). Условные обозначения: 1-4 –аллохтонные комплексы: 1 – гипербазиты и меланжи; 2 – габбро; 3 – вулканогенно-осадочные отложения палеозоя, 4 – терригенные отложения средней юры и нижнего мела; 5-7 – терригенные отложения: 5 – триаса, 6 – юры, 7 – верхнего мела; 8 – автохтонные терригенные отложения сеноман-сантона; 9 – андезиты, дациты и их туфы палеогенового возраста; 10 – моласса олигоцен-миоцена; 11 – четвертичные отложения; 12 – надвиги. Цифры в кружках – тектонические пластины аллохтона: 1 – Утесинская, 2 – Мавринская, 3 – Отрожнинская, 4 – Удачнинская, 5 – Толовская, 6 – автохтон.

В междуречье Анадыря, Майна и Великой широко развиты вулканогенно-кремнистотерригенные породы. Данные породы отнесены к различным свитам в составе Алганского террейна (рис. 6).

Породы междуречья Анадыря и Левой Маврины изначально на карте масштаба 1:1 000 000 были включены в состав позднемеловой алганской свиты (Васецкий, 1962). Позднее на карте 1:200 000 под редакцией В.А. Захарова (Захаров, 1974) большая часть этих пород была включена в состав позднеюрской — раннемеловой пекульнейвеемской свиты на основании сходства и стратиграфического положения данных пород со стратотипом, описанным в хр. Пекульней (Кайгородцев, 1961). Долгое время возраст свиты был датирован титономваланжином по единичным находкам бухий (Захаров, 1980). В ходе разномасштабного картирования Корякского нагорья среди одновозрастных отложений пекульнейвеемской и ее аналога чирынайской свиты (Александров, 1978) была обнаружена фауна триаса, ранней и средней юры (Терехова, 1987; Грецкий, 1989; Вяткин, 1990; Филатова, Вишневская, 1992; Вишневская, 2001). В последней легенде к Корякской серии листов (Легенда..., 1999) вулканогенно-кремнисто-терригенные породы междуречья рек Анадырь и Левая Маврина, относимые ранее к пекульнейвеемской свите, были включены в состав алганской свиты байосготеривского возраста (Легенда..., 1999; Гульпа, 2014). Свита по особенностям строения разделена на две подсвиты. В нижней части преобладают базальты и кремнистые породы, которые перекрываются туфотерригенными породами. Возрастной интервал образования алганской свиты был расширен до байос-готерива на основании результатов датирования кремнистых образований радиоляриевым методом. Однако для кремнистых пород обоснована тектоническая природа среди вмещающих терригенных отложений (Палечек и др., 2016; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). Кремнистые породы залегают в виде отдельных тектонических пластин и олистолитов. Считается, что породы свиты образовались в окраинно-морских условиях к юго-востоку от существовавшей в то время позднеюрской-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, развивавшейся вдоль границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики (Некрасов, 1976; Зоненштайн 1990; Парфенов и др., 1993; Соколов, 1992).

Отложения алганской свиты перекрыты отложениями перекатнинской свиты позднего альба-турона и ламутской свиты коньяк-кампана (Зинкевич, 1981) (рис. 6). Согласно существующем палеотектоническим реконструкциям отложения перекатнинской и ламутской свит являются осадками мелкого моря, формировавшегося во фронте ОЧВП (Зинкевич, 1981; Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996). Согласно схеме аккреционного роста континента, осадки отвечают слабодеформированному постамальгамационному (север) и постаккреционному (юг) чехлу (Соколов, Бялобжеский, 1996). По нижнему возрастному пределу перекатнинской свиты устанавливается время амальгамации палеострукутр Алганского и Майницкого террейнов. Все свиты альба-позднего мела датированы единичными находками макрофауны (иноцерамы) (Гульпа, 2014).

Комплексы Алганского террейна с северо-запада перекрыты Усть-Бельским террейном. Породы, распространённые западнее бассейна р. Утесики, включены в состав Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой системы (Парфенов и др., 1993 Соколов, Бялобжеский, 1996; Соколов, 2010). Отложения прослеживаются в виде тел, вытянутых в северо-восточном направлении, и представлены палеозойскими вулканогенно-терригенными и верхнемезозойскими туфотерригенными образованиями. Широко развиты породы гипербазитгаббрового состава, которые слагают Усть-Бельский массив. По данным предшественников выделяются несколько различных пластин и покровов, перекрытых верхнемеловыми и палеогеновыми породами (Александров, 1978; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).



Рис. 6. Тектоно-стратиграфическая схема района Усть-Бельских и Алганских гор.

Породы междуречья Левая Маврина — Утесики разными авторами включались в различные покровные структуры. По (Александров, 1978; Palandzhyan, Dmitrienko, 1996; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011; Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996) они включены в состав *Утесинской пластины* – основания Усть-Бельского террейна (рис. 5). Предшественниками отмечена их интенсивная раздробленность, высокая степень динамометаморфизма, а также сложное строение. На основании формационного сходства отложений с фаунистически охарактеризованными осадками палеозоя г. Отрожная предполагался их палеозойский возраст. Позже отложения Утесинской пластины были включены в состав Алганского террейна на основании широкого развития на данном участке среднеюрских – раннемеловых пород, сходных с комплексами алганской свиты (Зинкевич,

1981; Марков и др., 1982; Вишневская и др., 1996; Легенда..., 1999; Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).

Среднеюрские туфотерригенные породы бассейна р. Левая Маврина были выделены в отдельную *Мавринскую пластину* Усть-Бельского террейна (рис. 5, 6) (Александров, 1978). Более подробное строение данной пластины описано в следующей главе.

Отрожнинская пластина надвинута с запада на среднеюрские породы Мавринской пластины (рис. 5). Традиционно разрез Отрожнинской пластины интерпретировался как единая среднепалеозойская офиолитовая ассоциация (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян 2000). В основании пластины расположена зона серпентинитового меланжа с блоками серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов, габбро, плагиогранитов, диабазов, родингитов, зеленых сланцев, а также туфотерригенных пород среднего мезозоя. Выше находятся: деформированный ультрабазит-габбровый комплекс мощностью около 1 км; вулканогенный комплекс мощностью до 450 м, представленный долеритами, спилитами и лавобрекчиями; вулканогенно-терригенный комплекс (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). По геохимическим параметрам базальты вулканогенного комплекса соответствуют базальтам N-MORB (Palandzhyan, Dmitrenko, 1996). Вулканогенный комплекс перекрывается вулканогеннотерригенными отложениями среднего девона — нижнего карбона с горизонтами кремнистых пород и известняков. Вулканогенно-терригенный комплекс датируется по Chonetes sp. indet., Atripa sp. indet., Athyris sp. indet., и другим формам, характерным для среднего и верхнего девона, и Favosites cf. multitabulatus Janit. и F. cf. kolymensis Tchern. и др., характерным для эйфельского яруса (Александров, 1978). В конгломератах и известняках А.В. Моисеевым (Моисеев, 2014; 2015; 2020) были найдены конодонтовые элементы франского – фаменского ярусов, а также переотложенные формы нижнедевонского и нижнесилурского возраста. Результаты циркониевого датирования вулканогенно-терригенных пород показали их фаменский-турнейский возраст (Моисеев, 2014; 2015; 2020). Отложения девона и карбона смяты в синклинальную складку северо-западного — юго-восточного простирания, опрокинутую к востоку. Западнее крыло этой синклинали срезано крутым надвигом, по которому на отложениях палеозоя залегает терригенная толща валанжина Удачнинской пластины (рис. 5). На основании возраста перекрывающих осадков, вулканогенный комплекс условно считался раннедевонским, а офиолиты рассматривались как среднепалеозойские (Александров, 1978; Марков, 1982; Паланджян 2000; Паланджян и др. 2011). Все образования Отрожнинской пластины прорваны комплексом параллельных даек плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и в меньшей степени диабазов. Наибольшая концентрация даек

приурочена к гипербазитам и габбро (к нижней части разреза). Возраст даек 340–180 млн. лет (Александров, 1978).

Западнее г. Отрожная в междуречье Маврина — Коначан обнажаются полимиктовые и туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты общей мощностью 700 м. По вмещающий фауне возраст отложений определен как валанжин (Захаров, 1980). Также выходы одновозрастных осадков прослеживаются по простиранию на левом берегу р. Коначан, в бассейне р. Снежная, где они согласно надстраивают волжские, сходные по составу, породы. В работах (Александров, 1978; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011) валанжинские отложения междуречья Маврина — Коначан включены в состав отдельной, *Удачнинской пластины* (рис. 5). Более подробное строение отложений Удачнинской пластины рассмотрено в следующей главе.

Встречающиеся в районе р. Толовка и р. Еонайваам породы объединены в единую *Толовскую пластину* (рис. 5), которая рассматривалась как полный аналог Отрожнинской (Александров, 1978). При этом указывалось на ее более сложное, чем в районе г. Отрожная, строение и взаимоотношения пород, обусловленные высокой степенью складчатых дислокаций и разрывных нарушений. В основании пластины залегают гипербазиты и габбро, которые вверх по разрезу перекрываются вулканогенно-осадочной толщей палеозоя, для которой характерны фаунистические остатки, свойственные для среднего-верхнего девона и нижнего карбона (Захаров, 1980; Александров, 1978). Встречается серпентинитовый меланж, характерно наличие многочисленных мелких разрывных нарушений, послойных срывов и более высокой степени складчатых дислокаций вулканогенно-осадочных отложений палеозоя, чем в породах Отрожненской пластины.

Также значительную часть Усть-Бельских гор занимает одноименный докембрийский габбро-гипербазитовый массив, который расположен в северной части территории (рис. 5). Его площадь превышает 1000 м². Контакты массива почти по всему периметру перекрыты четвертичными отложениями (Александров, 1978). По современным представлением совместно с Эльденырским ультрамафит-мафитовым массивом Усть-Бельский массив слагает верхний покровный комплекс, о происхождении которого и тех же пород Отрожнинской пластины существует несколько мнений. Г.Е. Некрасов (Некрасов и др., 2001) предполагал, что в структуре Усть-Бельских гор совмещены два офиолитовых разреза; Отрожнинские офиолиты были отнесены им к коре среднепалеозойского спредингового центра, образованного внутри более древней океанической плиты, фрагментами которой является Усть-Бельский массив. С.А. Паланджян (Паланджян, 2010; Паланджян и др., 2011) рассматривал гипербазиты Отрожнинской пластины и Усть-Бельского массива как фрагмент единой океанической плиты,

сформированной во внутри- или окраинно-континентальном бассейне. Позже данная океаническая литосфера (перед средним девоном) была структурно разобщена и в среднем — позднем девоне метаморфизована в супрасубдукционной обстановке и инкорпорирована в различные структуры островной дуги. В других работах (Базылев и др., 2009; Леднева и др., 2012) ультрамафит-мафитовые породы рассматриваются как глубинные части субконтинентальной литосферной мантии, претерпевшей интенсивное частичное плавление в результате взаимодействия с надсубдукционными расплавами.

Несмотря на достаточно хорошую изученность Западно-Корякской складчатой системы в целом, до сих пор остается ряд противоречий в представлениях о геологическом строении и моделях тектонической эволюции. Это объясняется неравномерной изученностью региона. Некоторые крупные участки изучены или слабо, или без применения современных аналитических методик. Например, в Усть-Бельском сегменте исследования были сосредоточены главным образом на офиолитах, а изучению вмещающих комплексов уделялось недостаточно внимания. В связи с этим важно изучение именно вмещающих образований, которое поможет создать цельную картину о геологическом строении региона.

Туфотерригенные породы верхней юры – верхнего мела из различных тектоностратиграфических единиц трудноотличимы друг от друга в полевых условиях. Количество фаунистических находок настолько мало, что не позволяет с уверенностью говорить о том, к какой свите относятся те или иные породы. Например, для пород Алганского террейна основным критерием для отнесения их к той или иной свите считается наличие или отсутствие вулканитов, кремней и степень тектонической переработки. Присутствие базальтов, кремней и зон повышенной деформации считается характерной чертой доальбских комплексов. Однако, в ходе полевых работ 2016 г. членами экспедиции ГИН РАН (рук. А.В. Моисеев) в пределах распространения верхнеальбских-верхнемеловых пород был установлен ряд особенностей, которые противоречат существующим представлениям об условиях их образования:

1. Среди терригенных отложений описаны горизонты базальтов и бордовых кремней, которые встречаются локально. Датированы они поздней юрой-ранним мелом (Григорьева, Дудинова, 1989; Вишневская и др., 1992; Вишневская, 1999; Палечек и др., 2016 и др.); сантон-кампаном (Кайгородцев, 1964); кампаном (Палечек и др., 2016; Palechek, 2020). Природа данных вулканогенно-кремнистых пород не ясна, одни исследователи их интерпретируют как согласные тела (Зинкевич, 1981), другие – как олистолиты (Тильман и др, 1982). Сложность в интерпретации выходов кремнистых отложений заключается в отсутствии, на данный момент, надежных прямых наблюдений о природе взаимоотношений вмещающих туфотерригенных

пород с кремнисто-базальтовыми ассоциациями. Предполагается тектонический контакт (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020; Моисеев, 2022).

2. Часто встречаются локальные участки повышенной деформированности пород. Полевые наблюдения показали, что верхнемеловые толщи участвуют в надвиговых деформациях, образуя чешуйчатые и складчатые структуры.

Таким образом, вопреки имеющимся представлениям о верхнеальбских-верхнемеловых породах Алганского террейна как слабодеформированных отложениях мелководного шельфа, в них встречаются складчато-надвиговые деформации, сопровождающиеся горизонтами кремнисто-вулканогенных пород. В этой связи было необходимо выяснить литологические особенности каждой свиты и природу кремнистых и вулканогенных пород.

Чаще всего доальбские комплексы, включая терригенные породы, датируются по находкам радиолярий в ассоциирующих кремнистых породах (Александров, 1978; Вишневская, 2001; Легенда Корякской серии..., 1999; Гульпа, 2014). Однако подобный подход не всегда достоверен, поскольку между кремнистыми и терригенными породами контакты либо тектонические, либо не установлены. В связи с этим не исключено, что условия образования и возраст кремнистых и терригенных пород различны. Очевидно, что в таких случаях отсутствует стратиграфическая последовательность пород и вместо термина «свита» следует использовать понятие «тектоно-стратиграфические комплекс», сохранив за ними названия "свит".

ГЛАВА 3. ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА¹

В данной главе отображены результаты исследований туфотерригенных отложений Усть-Бельского террейна, включенных в составы Мавринской и Удачнинской пластин.

3.1. Удачнинская пластина

Удачнинская пластина сложена валанжинскими туфотерригенными образованиями, включенными в состав бачкинской толщи (Захаров, 1974), общая мощность которой оценивается 2400 м (Гульпа, 2014). Предполагается, что значение мощности завышено, и связано с многократным тектоническим смятием фрагментов разреза во время аккреционных процессов. Отложения валанжина надвинуты на палеозойские образования Отрожнинской пластины. В основании Удачнинской пластины развиты гравийные конгломераты и крупнозернистые туфопесчаники с включениями валунов (до 1 м) серых кремнистых сланцев и светлых известняков. Породы смяты в сравнительно простые складки северо-восточного простирания (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). Отложения Удачнинской пластины интерпретируются как отложения преддугового бассейна (Sokolov et. al 2003).

Породы, отнесенные к Удачнинской пластине, обнажаются в междуречье р. Толовка и р. Маврина (западнее г. Отрожная) (рис. 7), а также в районе р. Лев. Коначан и р. Снежная. В данной работе были рассмотрены отложения, обнажающиеся в бассейне рек Маврина и Толовка (рис. 7). Пластина сложена толщей переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов с фауной *Buchia fisheriana Orb., B. volgensis Lah.*, и другими формами, характерными для валанжинского яруса нижнего мела (Александров, 1978). По датированию

¹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

¹⁾ Гущина М.Ю. Литогеохимические особенности и условия образования позднеюрских-раннемеловых туфотерригенных пород Усть-Бельских гор (северо-запад Корякского нагорья) // Вестник Московского университета. Серия. 4. Геология. № 6. 2021. С. 30–39. (0,978 авторского листа, 1,101 п.л., авторский вклад - 100%, импакт-фактор в РИНЦ 0,648).

Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Юрско-меловые туфопесчаники района Усть-Бельских гор: состав и возможные источники сноса (Корякское нагорье) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». Электронный ресурс. Москва. МАКС Пресс. 2017. (0,089 авторского листа, 0,149 п.л., авторский вклад - 50%).

³⁾ Gushina M., Moiseev A., Tuchkova M. Jurassic-Cretaceous tuff-sandstones on the Ust-Belsky mountains: composition, genesis, sources // 33 IAS Meeting. Toulouse. 2017. Р. 386. (0,087 авторского листа, 0,145 п.л., авторский вклад - 33%).

Gushchina M.U., Moiseev A.V., Tuchkova M.I. Late Jurassic-Early Cretaceous tuff sandstones of the Ust-Belsky Mountains (Koryak Highland, NE Russia) // 35th IAS Meeting. Praha. 2021. P. 195. (0,085 авторского листа, 0,142 п.л., авторский вклад - 33%).

обломочных зерен циркона верхний предел осадконакопления толщи – валанжин (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).



Рис. 7. Тектоно-стратиграфическая колонка района междуречья р. Маврины – р. Толовки по (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). 1 – туфоалевролиты; 2 – туффиты и туфопесчаники; 3 – конгломераты; 4 – мергели; 5 – олистолиты; 6 – контакты: а – стратиграфические, 6 – тектонические (надвиги); 7 – фауна; 8 – места отбора позднеюрских-раннемеловых проб; 9 – места отбора позднеальбских-позднемеловых проб; 10 – точки опробования и номера проб для U–Pb датирования обломочных цирконов, в скобках максимальный возраст осадконакопления (млн лет).

В пределах бассейна р. Снежная верхнемезозойские породы представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитовыми туфами, встречаются структуры типа «broken formation». Породы интенсивно брекчированы (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).

В левом борту р. Лев. Коначан и верхнем течении р. Снежная обнажается мощный разрез туфотерригенных пород, датированных бухиями киммеридж-валанжина (Захаров, 1974). Породы представлены переслаиванием серых мелко- и среднезернистых туфопесчаников с туфоалевролитами. Алевролиты имеют скорлуповатую, плитчатую отдельность, в них встречаются раковины и отпечатки двухстворок, аммониты и обрывки углефицированных растений (до 10 см), встречаются останцы известняков (рис. 8 Б, В) (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). По простиранию известняков в левом борту среднего течения р. Коначан встречаются коренные выходы сложно деформированных пород, которые содержат множество катаклазитов. В основании разреза вскрываются мелко и среднезернистые туфопесчаники, и туфоалевролиты. Отложения интенсивно брекчированы и пересечены множеством поверхностей зеркал скольжения. Локально породы превращены в зеленые сланцы и филлиты (Рис. 8, Г) (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).

В междуречье Маврина-Толовка (рис. 6) породы представлены чередованием, часто с градационной слоистостью туфитов от пелитовой до мелкогравийной размерности, реже мергелями. Туфоалевролиты содержат изометричные конкреции алевритового и известковистоалевритового состава (рис. 8, А). На данном участке породы охарактеризованы остатками *Buchia* aff. *volgensis Lah., B.* cf. *terebratuloides Lah., B.* ex gr. *lahuseni Pavl., B.* cf. *trigonoides Lah., B.* cf. *fischeriana Orb.* берриасского возраста (Захаров, 1980) и отнесены к бачкинской толще (Гульпа, 2014).

В работе (Моисеев и др., 2022) приведен возраст молодой популяции цирконов вулканогенно-осадочной пробы GPS-VAL, он составляет 111 млн. лет. Авторами работы (Моисеев и др., 2022) предполагается, что строение Удачнинской пластины более сложное и представляет собой пакет чешуй, сложенных туфотерригенными породами как верхнеюрскихнижнемеловых, так и верхнеальбских-верхнемеловых пород.



Рис. 8. Фотографии различных пород Удачнинской пластины: А) Изометричные конкреции известковистых песчаников и алевролитов; Б) Останцы известняков; В) Темно серые органогенные обломочные известняки; Г) узкие полосы зеленых сланцев и филлитов, образованных в зонах проявления динамометаморфизма. Фото сделаны А.В Моисеевым (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).

3.1.1. Верхнеюрские-нижнемеловые породы

3.1.1.1. Петрографические исследования

Верхнеюрские-нижнемеловые туфотерригенные образования Удачнинской пластины представлены туффитами. Содержание пирокластического материала – 50–70%. По минеральному составу они относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам (рис. 9) по классификации В.Д. Шутова (Шутов, 1972), тонко-мелкозернистым плохо окатанным, плохо сортированным с большим (20%) количеством цемента. Цемент – пелитовой размерности, полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом, открытый поровый, сплошной, не всегда равномерный, не взаимодействует с веществом обломочных зерен. Кварц в породах представлен моно- и поликристаллическими разностями чаще всего неправильных форм, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатых и округлых, иногда вулканическими разностями с резорбированными контурами (рис. 10, А). Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой с полисинтетическими двойниками. Большинство полевых шпатов представлено андезином, иногда с характерной зональностью (рис. 10, Б), редко встречаются зерна лабрадора.



Рис. 9. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; B центре: Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek, 1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические

переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 – нерасчленённых (активных) островных дуг.

Туфотерригенные породы сложены зернами кварца (15-19%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и КПШ – до 43-45%), обломками пород (36-43%). Среди обломков пород преобладают обломки вулканического происхождения (84-87%), представлены обломками средних и основных эффузивов, вулканического стекла (рис. 8). Среди обломков основных пород определены спилиты (рис. 10, В). Обломки метаморфических пород (3-7%) представлены метабазитами, редки обломки кварцитов. Обломки осадочных пород (6-12%), представлены алевролитами, аргиллитами, карбонатами. Найдены зерна граната, пироксенов, слюд, сфена, циркона. Наблюдаются увеличенное содержание рудных минералов, часто с идиоморфной формой кристаллов, и крупные фаунистические обломки (рис. 10, Д). Полевые шпаты и обломки вулканических пород редко замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдистыми минералами и хлоритовым агрегатом.



Рис. 10. Фотографии шлифов верхнеюрских-нижнемеловых псаммитов Удачнинской пластины: а – вулканический кварц с резорбированными контурами (Q), шлиф №07-114/1, с анализатором; б – обломок зонального полевого шпата (Pl) и спилита (Lv), шлиф №07-114, с анализатором; в – обломок спилита (Lv), шлиф №07-114/1, с анализатором; г –

фаунистические обломки (f.), шлиф №07-114/1, с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

Образование туффитов происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствуют наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов) И литокластов, что свидетельствует об их вулканическом происхождении (Ван, Казанский, 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация происходила при размыве вулканической дуги (рис. 9).

Для пород Удачнинской пластины были построены кумулятивные кривые (рис. 11). Для верхнеюрских-нижнемеловых пород средний размер зерен составляет 14-15 мм.



Рис. 11. Кумулятивная кривая для верхнеюрских-нижнемеловых пород Удачнинской пластины. По абсциссе средние значения размерности в миллиметрах, по оси ординат - процентное содержание каждой фракции.

Все псаммиты относятся к турбидитовым по соотношению отсортированности к асимметрии (рис. 12, А). Коэффициент асимметрии для верхнеюрских-нижнемеловых пород составляет 0,99-1,02; коэффициент сортировки – 1,43.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова (рис. 12, Б) с осями координат эксцесс (Е) – асимметрия (А) точки образцов располагаются в поле IV, что свидетельствует о сильных речных или вдольбереговых течениях, и может соответствовать как континентальным речным, так и прибрежно-морским фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассега (рис. 12, В) образцы попали в область отложений потоков и заняли пограничное положение между областью осадков взвеси с некоторым

количеством осадков перекатывания (отложений течений с высокими скоростями) и областью отложений течений со средними скоростями.



Рис. 12. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в туффитах Удачнинской пластины, по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: I - донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II - слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; II - сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV - выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равниных рек; B) Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964). N–O – осадки перекатывания; O-P - осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P-Q - осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q-R - отложение течений со средней скоростью; <math>R-S - однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); <math>1 - отложения потоков, 2 - турбидитные отложения, 3 - осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

3.1.1.2. Геохимические исследования

Содержания всех петрогенных оксидов для проанализированной нами выборки приведены в приложении 1. Диапазон содержаний SiO₂ варьирует от 63,37% до 69,63%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с умеренным количеством кварца и других содержащих кремний минералов. Породы характеризуются низким содержанием TiO_2 (0,68–1,17%), умеренным содержанием Al_2O_3 (14,76–16,52%), высокими содержаниями K_2O (0,47-2,05%), Mg_2O (1,50-2,21%), Na_2O (2,12-2,92%), P_2O_5 (0,14-0,16%) и CaO (1,27–7,50%).
Спектры распределения РЗЭ во всех туффитах схожи между собой (рис. 13). Суммарные содержания РЗЭ составляют 139-141 мкг/г (Приложение 2). Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ), за исключением Еu, в туфотерригенных породах меньше, чем в PAAS. Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ), за исключением Еr, несколько ниже содержания в PAAS.



Рис. 13. Спектры распределения РЗЭ элементов в верхнеюрских-нижнемеловых породах Удачнинской пластины, нормированные на хондрит С1.

Содержания Ве (0,93-1,01) и некоторых крупных литофильных (Ba=574-584 мкг/г, Th=3,1-3,9, U=1,74-1,77, Sr=502-580) и высокозарядных (Zr=249-253 мкг/г, Nb=4,9-5,8, Hf=5,5-6,0, Y=24-26) элементов в верхнеюрских-нижнемеловых породах Удачнинской пластины достаточно высоки относительно других пород региона. Для пород данной выборки свойственно обеднение Cs, Rb, Th, Li и обогащение Ba, Sr, Zr, Hf, Ti относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения. Наблюдается обеднение пород LILE относительно HFSE (рис. 14).

Для анализа условий осадконакопления нами были выбраны отношения Fe/Mn, Ti/Mn, U/Th и Ni/Co, а также титановый (TiO₂/Al₂O₃), гидролизатный ((Al2O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂) и щелочной модули (Na₂O/K₂O). Их медианные значения для всей проанализированной нами выборки приведены в приложении 3.

Значения Fe/Mn уменьшаются с углублением бассейна при переходе от шельфовых зон к пелагическим (Резников, 1961; Интерпретация геох..., 2001). При Fe/Mn <40 породы относятся к глубоководным, 40–80 – мелководным, 80–160 – мелководно-прибрежным. Для верхнеюрских-нижнемеловых туфотерригенных пород Удачнинской пластины значения

Fe/Mn=54–111, что соответствует осадконакоплению в мелководно – мелководно-прибрежных обстановках.

Значения Ti/Mn уменьшаются при удаленности от источников сноса и растут при приближении к суше. На континенте величина отношения составляет 110–150, в морском бассейне содержания Ti обычно понижено (Енгалычев; Панова, 2011). Для туффитов Удачнинской пластины значения Ti/Mn варьируют от 6,4 до 11,6.



Cs Rb Ba Th U K Nb Ta La Ce Pb Pr Sr Nd Be Zr Hf Sm Eu Ti Gd Tb Dy Ho Y Er Tm Yb Lu Li **Puc. 14. Спайдер-диаграмма.** Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014)

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. По мнению (Jones, Manning, 1994) значения индексов U/Th> 1,25 и Ni/Co> 7,0 отвечают формированию пород в бескислородных обстановках, а при величинах индексов меньше соответственно 0,75; 5,0 – в окислительных придонных обстановках. Для верхнеюрских-нижнемеловых туфотерригенных пород Удачнинской пластины характерны значения U/Th 0,45–0,56 и Ni/Co 0,95–1,31, что указывает на их образование в хорошо аэрируемом бассейне.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Титановый (ТМ) и щелочной (ЩМ) модули являются индикаторами основного и кислого петрофонда (Юдович, Кетрис, 2000). Породы Удачнинской пластины характеризуется умеренно высокими

значениями ТМ (0,04–0,08) и ЩМ (1,4-4,5), низкими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (от 4,7 до 4,9) и отсутствием выраженной отрицательной Еu аномалии. Вышеперечисленное указывает на влияние пород основного состава на их образование. (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991)

На диаграммах K₂O/Na₂O – SiO₂; K₂O/Na₂O, TiO₂, Al₂O₃/SiO₂, Al₂O₃/(CaO+Na₂O) – Fe₂O₃ (рис. 15, 16), построенных по главным оксидам, фигуративные точки верхнеюрскихнижнемеловых пород Удачнинской пластины попали в поля океанической островной дуги и активной континентальной окраины.



Рис. 15. Положение фигуративных точек составов верхнеюрских-нижнемеловых пород Удачнинской пластины на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986).

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 17, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 18) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков фигуративные точки группируются в поле, свойственном для отложений, формирующихся в обстановке океанической островной дуги. Диаграмма Ni-V-10Th (рис. 17, Б) так же указывает на присутствие в составе песчаников продуктов размыва основных пород.

Степень выветривания. Гидролизатный модуль (ГМ) позволяет оценить процессы выщелачивания и гидролиза. Чем выше его величина, тем более сильное выветривание претерпевали исходные комплексы в областях размыва и тем выше зрелость пород (Юдович, Кетрис, 2000). Для верхнеюрских-нижнемеловых пород Удачнинской пластины характерны значения ГМ (0,32–0,38). Для определения уровня реседиментации используется диаграмма, отражающая отношения Th/Sc–Zr/Sc, так как соотношение этих элементов не подвержены значительным изменениям в процессе преобразования осадков в породу (Taylor, McLennan, 1995). Все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 19), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников

сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 16. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, 1983). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 17. Положение фигуративных точек состава верхнеюрских-нижнемеловых туффитов и туфопесчаников Удачнинской пластины на диаграммах Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B)

для определения палеотектонических обстановок (Bhatia; Crook, 1986) и на диаграмме Б – Ni-V-10Th no (Bracciali et al., 2007). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 18. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook, 1986). A – океаническая островная дуга, B – континентальная островная дуга, C – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 19. Положение фигуративных точек составов верхнеюрско-нижнемеловых псаммитов Удачнинской пластины на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (Taylor, McLennan, 1995)

3.1.2. Верхнеальбские-верхнемеловые породы

3.1.2.1. Петрографические исследования

Верхнеальбские-верхнемеловые туфотерригенные образования Удачнинской пластины представлены туфопесчаниками. Содержание пирокластического материала – 10–20%. По минеральному составу они относятся к полевошпатовым грауваккам (рис. 20) по

классификации В.Д. Шутова (Шутов, 1972), средне-мелкозернистым плохо окатанным, плохо сортированным. Цемент (около 5%) чаще всего пелитовой размерности, полностью замещенный серицит-хлорит-кварцевым агрегатом, закрытый поровый, сплошной равномерный, не взаимодействует с веществом обломочных зерен. Кварц в породах представлен моно- и поликристаллическими разностями, чаще всего неправильных форм, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатых и округлых, и иногда вулканическими разностями с резорбированными контурами (рис. 21, А). Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой, с полисинтетическими двойниками. Большинство полевых шпатов представлено андезином.

Туфотерригенные породы сложены зернами кварца (8%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и КПШ – до 63%), обломками пород (29%). Среди обломков пород преобладают обломки вулканического происхождения (77%) (рис. 16), представленные обломками средних эффузивов, вулканического стекла. Встречаются обломки метаморфических (2%) и осадочных пород (21%), представленных псаммитами (рис. 21, Б), туфоалевролитами, туфоаргиллитами. Найдены зерна слюд. Полевые шпаты и обломки вулканических пород замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдистыми минералами и хлоритовым агрегатом. Часто поры выполнены хлоритом.



Рис. 20. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; B центре: Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek,

1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 – нерасчленённых (активных) островных дуг.

Образование туфопесчаников происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствуют наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов) и литокластов, что свидетельствует об их вулканическом происхождении (Ван, Казанский 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация происходила при размыве вулканической дуги (рис. 20).

Для верхнеальбских-верхнемеловых пород Удачнинской пластины были построены кумулятивные кривые (рис. 22). Средний размер зерен составляет 18 мм, что больше, чем для верхнеюрских-нижнемеловых пород.



Рис. 21. Фотографии шлифов верхнеальбских-верхнемеловых псаммитов Удачнинской пластины. а – вулканический кварц с резорбированными контурами (Q) шлиф №GPS-VAL с анализатором; б – обломок псаммита (Ls) шлиф №GPS-VAL с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

Все псаммиты относятся к турбидитовым по соотношению отсортированности к асимметрии (рис. 23, А). Коэффициент асимметрии составляет 1,17; коэффициент сортировки – 1,60. Можно отметить, что верхнеальбские-верхнемеловые породы лучше сортированы в отличие от верхнеюрских-нижнемеловых.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова (рис. 23, Б) с осями координат эксцесс (Е)–асимметрия (А) точки образцов располагаются в поле IV, что свидетельствует о сильных речных или вдольбереговых течениях, и может соответствовать как континентальным речным, так и прибрежно-морским фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассега (рис. 23, В) образцы попали в область отложений потоков и заняли пограничное положение между областью осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложений течений с высокими скоростями) и областью отложений течений со средними скоростями.



Рис. 22. Кумулятивная кривая для пород верхнеальбских-верхнемеловых Удачнинской пластины. По абсциссе средние значения размерности в миллиметрах, по оси ординат процентное содержание каждой фракции.



Рис. 23. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в туфопесчаниках Удачнинской пластины, по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: I – донные течения или мутьевые

потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равниных рек; В) Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964). N–O – осадки перекатывания; O–P – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P-Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q–R – отложение течений с осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); I – отложения потоков, 2 – турбидитные отложения, 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

3.1.2.2. Геохимические исследования

Содержания петрогенных оксидов для проанализироанной выборки приведены в приложении 1. Содержание SiO₂ составляет 58,53%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с умеренным количеством кварца и других содержащих кремний минералов. Породы характеризуются низким содержанием TiO₂ (0,9%), умеренным содержанием Al₂O₃ (17,0%), высокими содержаниями K₂O (1,5%), Mg₂O (3,1%), Na₂O (3,5%), P₂O₅ (0,2%) и CaO (5,0%).

Суммарные содержания РЗЭ в верхнеальбских-верхнемеловых туфотерригенных породах Удачнинской пластины составляют 121 мкг/г (рис. 24). Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ), за исключением Eu, в туфотерригенных породах меньше, чем в РААS. Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ) несколько ниже содержания в РААS.



Рис. 24. Спектры распределения РЗЭ элементов в верхнеальбских-верхнемеловых породах Удачнинской пластины, нормированные на хондрит С1.

Для верхнеальбских пород Удачнинской пластины так же, как и для верхнеюрскихнижнемеловых, свойственно обеднение Cs, Th и обогащение Ti и, напротив, характерно обеднение Nb, Pb, Pr, Nd, Zr, Hf и обогащение Ba, Sr, Be относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения. Наблюдается обеднение пород LILE относительно HFSE и REE (рис. 25).

Для анализа условий осадконакопления нами были выбраны отношения Fe/Mn, Ti/Mn, U/Th и Ni/Co, а также титановый (TiO₂/Al₂O₃), гидролизатный ((Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂) и щелочной модули (Na₂O/K₂O). Их значения приведены в приложении 3.



Рис. 25. Спайдер-диаграмма. Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014). Голубым цветом отмечены верхнеюрские-нижнемеловые породы Усть-Бельского террейна, зеленым цветом – верхнеальбские-верхнемеловые породы Удачнинской пластины

Для туфотерригенных верхнеальбских-верхнемеловых пород Удачнинской пластины значения Fe/Mn=67, что соответствует осадконакоплению в мелководных условиях. Значения Ti/Mn составляют 5.

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Характерны значения U/Th, и Ni/Co соответственно 0,46 и 1,0, что указывает на их образование в хорошо аэрируемом бассейне.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Верхнеальбскиеверхнемеловые породы Удачнинской пластины характеризуютя умеренно высокими значениями ТМ (0,05) и высокими значениями ЩМ (2,3), низкими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (5,3) и отсутствием выраженной отрицательной Еu аномалии. Значения отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ в верхнеальбских-верхнемеловых породах выше, чем в верхнеюрских-нижнемеловых.

На диаграммах K₂O/Na₂O – SiO₂; K₂O/Na₂O, TiO₂, Al₂O₃/SiO₂, Al₂O₃/(CaO+Na₂O) – Fe₂O₃ (рис. 26, 27), построенных по главным оксидам, породы располагаются в поле океанической островной дуги.



Рис. 26. Положение фигуративных точек составов верхнеальбских-верхнемеловых туфопесчаников Удачнинской пластины на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986).

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 28, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 29) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков породы попали в поле отложений, формирующихся в обстановке вулканической дуги. Диаграмма Ni-V-10Th (рис. 28, Б) также указывает на присутствие в составе туфопесчаников продуктов размыва основных пород.

Степень выветривания. Для пород верхнеальбских-верхнемеловых Удачнинской пластины характерны значения ГМ (0,5). На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc по (Taylor, McLennan, 1995) все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 30), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 27. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, 1983). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 28. Положение фигуративных точек состава верхнеальбских-верхнемеловых туфопесчаников Удачнинской пластины на диаграммах Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B) для

определения палеотектонических обстановок (Bhatia; Crook, 1986) и на диграмме Б – Ni-V-10Th no (Bracciali et al., 2007). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 29. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook A, 1986). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 30. Положение фигуративных точек составов верхнеальбских псаммитов Удачнинской пластины на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (Taylor, McLennan, 1995)

3.2. Мавринская пластина

Мавринская пластина залегает в основании Усть-Бельского террейна. Пластина сложена различными среднеюрскими и верхнеюрским-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными породами, переслаивающимися туфопесчаниками и туфоалевролитами с редкими прослоями конгломератов и мергелей (Александров, 1978), а также туфами среднего состава и силлами

андезитов (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). Отложения сильно дислоцированы, смяты в узкие складки северо-восточного простирания, особенно в районе тектонического контакта с Отрожнинской пластиной. В районе контакта присутствуют зеркала скольжения, S-образный кливаж. (Александров, 1978). Интенсивно развиты будинаж (рис. 31, A) и структуры «broken formation». На отдельных участках отмечается ненарушенное флишоидное чередование пород (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).



Рис. 31. Фотографии пород Мавринской пластины: *а* – будина среднезернистых туфопесчаников майнской толщи, заключенная в интенсивно тектонизированные туфотерригенные породы пелитовой размерности, образованных в зонах проявления динамометаморфизма; б – переслаивание туфогенных песчаников и алевролитов майнской толщи. Фото сделаны А.В Моисеевым (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020).

Породы пластины относят: к чахматкуульской свите (аален-келловей), на основании находок фауны *Inoceramus porrectus (E i c h w.), I.* cf. *bulunensis Kosch, Retroceramus* ex gr. *porrectus (E i c h w.)* и других форм характерных для батского яруса (Александров, 1978; Гульпа, 2014; Моисеев, 2015; 2020); и – майнской толще (валанжин), на основании находок *Buchia keyserlingi* T r d ., *B.* ex gr. *crassicolis* K e y s ., *B.* sp. indet. (Захаров, 1980; Гульпа, 2014; Моисеев, 2020). Общая мощность отложений чахматкуульской свиты оценивается в 1400 м, майнской толщи – 800 м (Гульпа, 2014). Взаимоотношения чахматкуульской свиты и майнской толщи не установлены. В данной работе были рассмотрены отложения, относящиеся к майнской толще и обнажающиеся в бассейне р. Левая Маврина (рис. 32).

В породах большей части Мавринской пластины наблюдаются многочисленные зоны трещиноватости. В таких зонах крайне сложно установить первичное взаимоотношение пород, контакты между отдельными литологическими разностями сорваны. На отдельных участках отмечается ненарушенное чередование туфотерригенных пород (рис. 31, Б) видимой мощностью от 20 до 80 м (Моисеев, 2015; 2020). Вулканогенно-осадочные породы, слагающие Мавринскую пластину, представлены преимущественно серовато-зелеными мелкозернистыми грубослоистыми туфопесчаниками с обилием шаровидных известковистых конкреций размером 2-20 см, и трещиноватыми туфоалевролитами – туфоаргиллитами (Гульпа, 2014). Отмечается косая слоистость и псевдошаровая отдельность. Встречаются маломощные (10 см) выдержанные горизонты зеленовато-желтоватых глин, отдельные выходы темно-серых известковистого песчаника (Моисеев, 2015; 2020). В работе (Моисеев и др., 2022) на основании результатов циркониевого датирования установлен максимальный возраст осадконакопления вулканогенно-осадочной породы вблизи находок фауны раннего мела 147 млн лет (обр. 07-124).



Рис. 32. Тектоно-стратиграфическая колонка района р. Левая Маврина составлено по материалам (Гульпа, 2014): 1 – туфоалевролиты; 2 – туфопесчаники; 3 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги); 4 – фауна; 5 – места отбора проб; 6 - точки опробования и номера проб для U–Pb датирования обломочных цирконов, в скобках максимальный возраст осадконакопления (млн лет).

3.2.1. Петрографические исследования

В разделе изложены особенности состава и туфотерригенных пород района р. Левая Маврина, отнесенных к майнской толще. Туфотеригенные образования представлены туфопесчаниками тонко-мелкозернистыми и мелко-тонкозернистыми. Содержание пирокластического материала – 15–35%. По минеральному составу они относятся к кварцевополевошпатовым и полевошпатовым грауваккам (рис. 33) по (Шутов, 1972), плохо окатанным, средней сортировки. Кварц представлен моно- и поликристаллическими разностями, чаще всего неправильных форм, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатых и округлых, и иногда вулканическими разностями с резорбированными контурами (рис. 34, А). Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой с полисинтетическими двойниками. Большинство полевых шпатов представлено андезином, иногда с характерной зональностью, редко встречаются зерна лабрадора, микроклина. Цемент чаще всего пелитовой размерности, полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом (5–7%), преобладающий закрытый поровый или контурный, не сплошной, неравномерный, не взаимодействующий с веществом обломочных зерен. Исключением является образец №07-125/1, с большим количеством (20%) карбонатного цемента (рис. 34, Б), открытого порового, сплошного равномерного, коррозионного. Наблюдается увеличенное содержание рудных минералов.



Рис. 33. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; **В центре:** Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek, 1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 –нерасчленённых (активных) островных дуг.

Туфопесчаники сложены зернами кварца (7-12%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы, КПШ и поликристаллические плагиоклазы – до 35-43%), обломками пород (46-51%). Среди обломков пород преобладают обломки вулканического происхождения (88-93%), представленные основными и средними разностями (рис. 34, Б, В), вулканических пород представлены обломков основных пород определены спилиты. Обломки плутонических пород представлены обломками гранитоидов (рис. 34, Г), встречаются обломки метаморфических пород (3-5%), представленных кварцитами (рис. 34, Г), метабазитами. Обломки осадочных пород (4-8%) представлены алевролитами, аргиллитами и карбонатами. Найдены зерна пироксена, граната, слюд, мусковита (рис. 34, Б), эпидота. Наблюдается увеличенное содержание рудного материала (особенно в шлифе №07-125/1) часто с идиоморфной, угловатой формой кристаллов. Большая часть зерен плагиоклазов и обломков вулканитов замещена до полных псевдоморфоз вторичными слюдистыми минералами и хлоритовым агрегатом (рис. 34, В). Степень вторичных изменений выше, чем в туфотерригенных породах Удачнинской пластины.



Рис. 34. Фотографии шлифов верхнеюрских-нижнемеловых псаммитов Мавринской пластины: а – вулканический кварц с резорбированными контурами (Q) шлиф №07-125/2 с

анализатором; б – карбонатный матрикс, обломки вулканических пород (Lv), мусковит (ти) шлиф №07-125/1, с анализатором; в – обломок спилита (Lv), плагиоклазы (Pl) шлиф №07-125, с анализатором; г – обломок гранитоида (Lg), обломок кварцита (Lm) шлиф №07-125/1 с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

Образование туфопесчаников происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствуют наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов) и литокластов, что свидетельствует об их вулканическом происхождении (Ван, Казанский 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация происходила при размыве вулканической дуги (рис. 33).

Для туфопесчаников Мавринской пластины так же были построены кумулятивные кривые (рис. 35), средний размер зерен составляет 8-12 мм.

Туфопесчаники относятся к турбидитовым по соотношению отсортированности к асимметрии (рис. 36, А). Коэффициент асимметрии составляет 0,97-1,25, коэффициент сортировки – 1,35-1,44.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова (рис. 36, Б) с осями координат эксцесс (Е)–асимметрия (А) точки образцов располагаются в поле IV, что свидетельствует о сильных речных или вдольбереговых течениях, и может соответствовать как континентальным речным, так и прибрежно-морские фациям.



Рис. 35. Кумулятивная кривая для пород Мавринской пластины, по абсциссе средние значения размерности в миллиметрах. По оси ординат - процентное содержание каждой фракции.



Рис. 36. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в туфопесчаниках Мавринской пластины, по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: І – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; В) Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964). N–O – осадки перекатывания; O–P – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; Р-Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q-R – отложение течений со средней скоростью; R-S – однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); 1 – отложения потоков, 2 – турбидитные отложения, 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

На генетической диаграмме Р. Пассега (рис. 36, В), образцы попали в область отложений потоков, и заняли пограничное положение между областью отложений течений со средними скоростями и областью однородных осадков взвеси (отложений течений с низкими скоростями).

3.2.2. Геохимические исследования

Содержания петрогенных оксидов для проанализированной нами выборки приведены в приложении 1. Диапазон содержаний SiO₂ варьирует от 38,13% до 56,21%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с умеренным количеством кварца и других

содержащих кремний минералов. Породы характеризуются умеренным и высоким содержанием TiO₂ (1,52–2,47%), умеренным содержанием Al₂O₃ (10,71–15,99%), высоким содержанием K₂O (1,07-1,45%), Mg₂O (3,32-4,30%), Na₂O (2,46-3,78%), P₂O₅ (0,19-0,20%) и CaO (3,14–20,65%). В целом, следует отметить равномерное распределение петрогенных элементов в породах Мавринской пластины, однако наблюдается относительное обогащение одной пробы (N•07-125/1) CaO, MnO и обеднение SiO₂, Al₂O₃ и K₂O, что объясняется пониженными содержаниями в ней глинистой составляющей по сравнению с остальными пробами и наличием карбонатного цемента.

Содержания элементов-примесей приведены в приложении 2. Характерны высокие концентрации V, Cr, Ba. При появлении в псаммитах карбонатного цемента (проба № 07-125) отмечаются повышенные содержания Cr, Cu, Pb и Sn.

Спектры распределения РЗЭ во всех туфопесчаниках Мавринской пластины схожи между собой (рис. 37). Суммарные содержания РЗЭ в туфопесчаниках Мавринской пластины – 108-120 мкг/г. Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ), за исключением Eu, в туфотерригенных породах меньше, чем в PAAS. Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ), за исключением Er, достаточно близки к содержанию в PASS, но все же несколько ниже.

Для пород Мавринской пластины так же, как и для верхнеюрских-нижнемеловых пород Удачнинской пластины, свойственно обеднение Cs, Th и обогащение Ba, Sr, Zr, Hf и Ti относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения. Наблюдается обеднение пород LILE относительно HFSE и REE (рис. 38).



Рис. 37. Спектры распределения РЗЭ элементов, нормированные на хондрит С1.



Рис. 38. Спайдер-диаграмма. Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014)

Для туфотерригенных пород Мавринской пластины значения Fe/Mn=18–79, что соответствует как мелководным, так и глубоководным обстановкам.

Значения Ті/Мп для Мавринской пластины варьируют от 2,7 до 10,0, что соответствует осадконакоплению в морских условиях.

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Значения индексов U/Th и Ni/Co в породах Мавринской пластины составляют 0,52-0,65 и 1,3-1,6 соответственно, что указывает на их образование в хорошо аэрируемом бассейне.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Туфопесчаники Мавринской пластины характеризуются умеренно высокими значениями ТМ (0,10–0,23) и высокими значениями ЩМ (2,5-2,8), низкими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (от 3,8 до 4,1) и отсутствием выраженной отрицательной Еu аномалии, что по (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991) указывает на влияние пород основного состава на их образование.

На диаграммах K₂O/Na₂O – SiO₂; K₂O/Na₂O, TiO₂, Al₂O₃/SiO₂, Al₂O₃/(CaO+Na₂O) – Fe₂O₃ (рис. 39, 40), построенных по главным оксидам, большинство фигуративных точек туфопесчаников Мавринской пластины формируют кластер около поля океанической островной дуги.



Рис. 39. Положение фигуративных точек составов туфопесчаников Мавринской пластины на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986).



Рис. 40. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, 1983). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 41, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 42) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков фигуративные точки группируются в поле отложений, формирующихся в обстановке океанической островной дуги.

Диаграмма Ni-V-10Th (рис. 41, Б) также указывает на присутствие в составе песчаников продуктов размыва основных пород.



Рис. 41. Положение фигуративных точек состава туфопесчаников Мавринской пластины на диаграммах Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia; Crook, 1986) и на диаграмме Б – Ni-V-10Th по (Bracciali et al., 2007). A – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.



Рис. 42. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook, 1986). Остальные условные обозначения см. рис. 41.

Степень выветривания. Для пород Мавринской пластины значения ГМ выше (0,46– 0,59), чем в породах Удачнинской пластины, что объясняется близостью зоны осадконакопления пород Удачнинской пластины к палеосуше и поступлением свежих продуктов выветривания с нее. На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc по (Taylor, McLennan, 1995) все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 43), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 43. Положение фигуративных точек составов верхнеюрско-нижнемеловых псаммитов Мавринской пластины на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (Taylor, McLennan, 1995).

ГЛАВА 4. ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В данной главе отображены результаты исследований тектоно-стратиграфических комплексов северной части Алганского террейна, которые обнажаются в междуречье рек Анадырь, Ламутская, Левый Коначан, Левая Маврина.

На большей части исследуемой территории породы обнажены плохо. Основная часть данных о строении была получена на обнажениях вдоль русел рек и водотоков. Для водоразделов характерны малоинформативные обнажения небольшой протяженности. Такими объектами были: р. Перевальная, р. Правый Коначан, р. Борозда и руч. Пахучий, р. Анадырь, р. Ольтян, р. Нижний Чивэтыквеем, р. Кымъылнайвеем. Меньшая часть обнажений представлена курумниками (районы р. Ольтян, г. Пик, г. Кымъылнай).

Характерны системы чешуй с преобладанием юго-восточной вергентности, многочисленные зоны дробления и милонитизации, выполненные цеолитами и кальцитом, а также тела серпентинитов. Особенно высокая степень дислоцированности отложений отмечается на левобережье р. Утесики. Породы смяты в линейные складки, как правило, с крутыми падениями на крыльях, изоклинальные складки часто наклонные и опрокинутые, нередко веерообразные и осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Среди обнажающихся пород наиболее характерны тонко- и мелко-среднезернистые туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты; в подчиненном количестве встречаются отдельные коренные выходы и небольшие высыпки кремней и базальтов.

В строении Алганского террейна можно выделить несколько разновозрастных тектоностратиграфических комплексов, сложенных верхнеюрскими-нижнемеловыми, верхнеальбскими-туронскими коньяк-кампанскими И туфотерригенными породами, относящимися в более ранних работах (Вяткин, 1990; Гульпа, 2014 и др.) к алганской, перекатнинской и ламутской свитам соответственно. В строении всех тектоностратиграфических комплексов участвуют как терригенные породы, так и породы кремнистобазальтовой ассониании.

4.1. Верхнеюрские-нижнемеловые породы²

Приведенный ниже материал собран в ходе полевых исследований в районах рек Н. Чивэтыквеем, Перевальная, Анадырь (район устья р. Утесики), Борозда и руч. Пахучий (рис. 44).

Отложения относятся предшественниками (Вяткин, 1990; Гульпа, 2014) к алганской свите. Чаще всего они представлены невыдержанным переслаиванием туфо- и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощность пачек от 25 до 400 м. Песчаники серо-зеленые, серые, массивные, плотные, тонко-мелко- и среднезернистые, плохо окатанные, плохо сортированные. Редко встречаются гравелиты и конгломераты, мощность пачек от 5 до 25 м. В поле распространения обломочных пород встречаются горизонты с олистолитами бордовых кремней и отдельные коренные выходы, небольшие высыпки

 Gushchina M.U., Moiseev A.V., Tuchkova M.I. Late Jurassic-Early Cretaceous tuff sandstones of the Ust-Belsky Mountains (Koryak Highland, NE Russia) // 35th IAS Meeting. Praha. 2021. P. 195. (0,085 авторского листа, 0,142 п.л., авторский вклад - 33%).

² При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

¹⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Позднеюрско-раннемеловые туфопесчаники алганской свиты: состав, происхождение, источники сноса // Вестник Московского университета. Серия. 4. Геология. № 6. 2020. С. 48–58. (0,789 авторского листа, 1,339 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,648).

²⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Геохимическая характеристика туфопесчаников Алганского террейна (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Сборник научных трудов по материалам XI Международной научнопрактической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире 2018". Пермь. Т. II. 2018. С. 256-259. (0,214 авторского листа, 0,356 п.л., авторский вклад - 50%).

³⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Юрско-меловые туфопесчаники района Усть-Бельских гор: состав и возможные источники сноса (Корякское нагорье) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». Электронный ресурс. Москва. МАКС Пресс. 2017. (0,089 авторского листа, 0,149 п.л., авторский вклад - 50%).

⁴⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Литологические особенности туфопесчаников алганской свиты: (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2020. С. 79-80. (0,221 авторского листа, 0,368 п.л., авторский вклад - 33%).

⁵⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Сравнительный анализ туфопесчаников алганской и перекатнинской свит (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Материалы Всероссийского совещания «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов», Москва. ГЕОС. 2020. С. 49-52. (0,225 авторского листа, 0,375 п.л., авторский вклад -33%).

⁶⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н. Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. МОСКВА: ГЕОС. 2022. С. 152-155. (0,248 авторского листа, 0,414 п.л., авторский вклад - 25%).

⁷⁾ Gushina M., Moiseev A., Tuchkova M. Jurassic-Cretaceous tuff-sandstones on the Ust-Belsky mountains: composition, genesis, sources // 33 IAS Meeting. Toulouse. 2017. Р. 386. (0,087 авторского листа, 0,145 п.л., авторский вклад - 33%).

базальтов, андезитов и бордовых, черных и зеленых кремней. Вулканиты образуют самостоятельные горизонты мощностью не более 100 м. Для андезитов характерен массивный облик. Базальты чаще всего характеризуются подушечной отдельностью. Кремнистые породы образуют самостоятельные горизонты (рис. 45, В) и олистолиты среди базальтов (рис. 45, Г), датированы по радиоляриям ааленом–батом, батом–оксфордом, батом–кимериджем, кимериджем–титоном (Вишневская, Филатова, 1996; Моисеев, 2015; 2020; Палечек и др., 2016). Иногда наблюдаются стратиграфические контакты между базальтами и кремнями (рис. 45, Б). Контакт кремнисто-базальтовой ассоциации с терригенной – тектонический (Моисеев, 2015; 2020).



Рис. 44. Тектоно-стратиграфические колонки алганского тектоно-стратиграфического комплекса по (Моисеев, 2015; 2020; Палечек и др., 2016) с изменениями. Условные обозначения: 1 - меланж; 2 – горизонты базальтов и андезитов; 3 – кремнистые породы, 4 –

алевролиты; 5 – конглобрекчии; 6 – песчаники; 7 – контакты: а – стратиграфические, 6 – предполагаемые тектонические (надвиги); – фауна: 8 – фауна: а – бухии, 6 – радиолярии; 9 – олистолиты; 10 – места отбора проб; 11 - точки опробования и номера проб для U-Pb датирования обломочных цирконов, в скобках максимальный возраст осадконакопления (млн лет).

Все породы характеризуются повышенными трещиноватостью и деформированностью (рис. 45, А), смяты в складки северо-восточного простирания. Общая мощность алганской свиты оценивается в 1500 м (Гульпа, 2014).



Рис. 45. Фотографии различных пород алганского тектоно-стратиграфического комплекса: а – породы интенсивно пронизаны нитевидной, беспорядочной сетью трещин, выполненных цеолитом, кальцитом, пренитом, кварцем (район р. Перевальная); б – стратиграфический контакт между базальтами (справа) и тонкоплитчатыми кремнями, смятыми в складки (район р. Перевальная); в – кремни образуют не выдержанные по мощности прослои среди базальтов (район р. Перевальная); г – тектонические включения кремнистых пород (пунктирная линия) в базальтовом матриксе имеют сложные очертания (район р. Перевальная). Все фотографии выполнены Моисеевым А.В. (Моисеев, 2015; 2020).

4.1.1. Петрографические исследования

Петрографический количественный анализ показал, что верхнеюрские-нижнемеловые туфопесчаники Алганского террейна представлены кварц-полевошпатовыми граувакками,

единичные образцы попадают в область полевошпатовых граувакк и граувакковых аркозов (рис. 46), плохо сортированными с плохо окатанными компонентами. Встречаются зерна обломков пород средней и хорошей окатанности. Кварц представлен моно- и поликристаллическими разностями, чаще всего неправильной формы, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатыми и округлыми. Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой с полисинтетическими двойниками. Большая часть зерен плагиоклазов представлены андезином, иногда с характерной зональностью, редко встречаются зерна лабрадора. Полевые шпаты и обломки вулканических пород замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдистыми минералами.

По петрографическому составу выделяются два петротипа песчаников.

1. Туфопесчаники района р. Перевальная сложены зернами кварца (5-11%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и калиевые полевые шпаты) (34–51%), обломками пород (38–56%). Зерна кварца иногда представлены вулканическими разностями с резорбированными контурами. Для андезина часто характерна зональная структура (рис. 47, А). Среди обломков пород преобладают вулканические породы (86-93%) основного и среднего состава и вулканического стекла. Обломки пород основного состава часто представлены фрагментами спилитов как не окатанными (рис. 40, Б), так и окатанными (рис. 47, В). Метаморфические породы (0-6%)представлены кварцитами, метаосадочными И метавулканическими образованиями. Обломки осадочных пород (1-7%) – алевролиты, аргиллиты, карбонаты, кремни. Содержание пирокластического материала – 15–35%. Объём цемента составляет 5-10%. Первичный цемент пелитовый размерности полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом, закрытый поровый, чаще всего сплошной равномерный, не взаимодействует с веществом обломочных зерен. Для некоторых образцов характерно наличие вторичного карбоната, развивающегося по цементу (до 7%) и полевым пшатам.

2. Вулканомиктовые песчаники районов рек Н. Чивэтыквеем, Анадырь, Борозда и руч. Пахучий сложены зернами кварца (11–39%), полевых шпатов (20–45%), обломками пород (24–63%). Характерен вулканический кварц с резорбированными контурами (рис. 23, Д). Среди обломков пород преобладают вулканические породы (81–98%) среднего и кислого состава, вулканическое стекло. Встречаются обломки гранитоидов, в виде сростков кварца и полевых шпатов (рис. 47, Е). Среди метаморфических пород (1–5%) установлены кварциты, метаосадочные и метавулканические образования. Обломки осадочных пород (0–14%) – алевролиты, аргиллиты, карбонаты, кремни. Встречаются крупные фрагменты интракластов алевролитов, аргиллитов в виде слаболитифицированных окатышей, иногда кливажированных и вытянутых в одном направлении (рис. 47, Ж). Содержание пирокластического материала – 5–

65

10%. Характерно наличие биотита (рис. 47, Д, З) и частично хлоритизированной слюды с голубыми интерференционными окрасками (до 2%). Слюды кливажированы, часто замещены хлоритом. Объем цемента составляет 7–12%. Цемент по составу серицитовый или глинистый, контурный, сплошной, иногда неравномерный, пленочный.



Рис. 46. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; B центре: Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой ипат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek, 1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 –нерасчленённых (активных) островных дуг.

Образование туфо- и вулканомиктовых песчаников происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствует наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов) и литокластов, что свидетельствует об их вулканическом происхождении (Ван, Казанский 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация обоих петротипов происходила при размыве вулканической дуги (рис. 46).



Рис. 47. Фотографии шлифов песчаников позднеюрского-нижнемелового тектоностратиграфического комплекса: а – фрагмент слабоокатанного спилита (Lv), шлиф №07-146/1, без анализатора; б – обломок окатанного спилита (Lv), шлиф №07-133, без анализатора; в – зерна кварца с резорбированными контурами (Q), шлиф №11-35, с анализатором; г – обломок гранитоида (Lg), шлиф №А1192а/04, с анализатором; д – интракласты алевролитов (Ls), шлиф №G16-16-148, без анализатора; е – кливажированный биотит (Bt), шлиф №G16-14-129, без анализатора. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

Гранулометрический анализ показал, что псаммиты в основном средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые, плохо сортированные. На построенных кумулятивных кривых

(рис. 47) видно, что образцы первого петротипа (р. Перевальная) характеризуется в среднем более крупной размерностью, чем образцы второго петротипа. Зерна песчаников района р. Борозда и руч. Пахучий мельче зерен р. Перевальная, но крупнее зерен р. Н. Чивэтыквеем. Медианный размер зерен в песчаниках р. Перевальная – 0,17–0,25 мм, р. Борозда и руч. Пахучий – 0,14–0,20 мм, р. Ниж. Чивэтыквеем – 0,08–0,16 мм. Отложения свиты в районе р. Анадырь представлены гравелитом, что исключает возможность достоверно оценить размер зерен В шлифах, поэтому ИХ гранулометрические параметры не нанесены на гранулометрические диаграммы и не сравниваются с остальными пробами.



Рис. 47. Кумулятивная кривая для верхнеюрских-нижнемеловых пород Алганского террейна, по абсциссе – средние значения размерности каждой фракции в миллиметрах. По оси ординат – процентное содержание каждой фракции.

По соотношению отсортированности к асимметрии туфопесчаники относятся к турбидитовым (рис. 48, А). Отложения в районе р. Перевальная сортированы лучше, чем отложения в районах р. Н. Чивэтыквеем, р. Борозда и руч. Пахучий.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974) (рис. 48, Б) с осями координат эксцесс (Е)–асимметрия (А) точки образцов попадают в поле III, что свидетельствует о действии сильных речных или вдольбереговых течений, и соответствует как континентальным речным, так и прибрежно-морским фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассеги (Passega, 1964) (рис. 48, В) верхнеюрскиенижнемеловые отложения сформировали несколько групп в соответствии с петротипами. Породы первого петротипа попали в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложения течений с высокой скоростью). Породы второго петротипа – в область отложений течений со средней скоростью. Проба A1192a/04 попала в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложения течений с высокой скоростью), проба 11-35 – в область однородных осадков взвеси (отложения течений с низкой скоростью).

Таким образом, породы первого петротипа характеризуются наибольшими размерами зерен, лучшей сортировкой, сформированы высокоскоростными потоками. Породы второго литотипа отличаются наименьшими размерами зерен, худшей сортировкой, образованы в условиях потока со средними скоростями.



Рис. 48. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в туфопесчаников алганской «свиты», по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: I – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; B) Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964). N–O – осадки перекатывания; O–P – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P–Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q–R – отложение течений со средней скоростью; R–S – однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); I – отложения потоков, 2 – турбидитные отложения, 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

4.1.2. Геохимические исследования

Содержания всех петрогенных оксидов для проанализированной нами выборки приведены в приложении 1.

Диапазон содержаний SiO₂ варьирует от 57,54% до 69,65%. Для первого петротипа содержание SiO₂ составляет 60,36%. Для второго петротипа выделяется две группы пород с содержанием SiO₂ 57,54-63,19% и 69,11-69,65%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости с умеренным количеством кварца и других содержащих кремний минералов. Для богатых кремнеземом пород второго петротипа характерны более высокие концентрации K₂O (1,69-2,12) и более низкие содержания TiO₂ (0,72-0,77%), FeO (2,95-4,15%), MnO (0,05-0,06%), MgO (1,54-2,03%), CaO (1,29-1,42%). Для пород с более низким содержанием кремнезема характерны более низкие, относительно кремнеземом пород, концентрации K₂O (0,50-1,47%) и более высокие содержания TiO₂ (0,91-1,09%), FeO (4,86-7,65%), MnO (0,18-0,55%), MgO (2,63-5,73%), CaO (3,09-6,36%).

Содержания элементов-примесей приведены в приложении 2. Для пород первого петротипа алганской «свиты» характерны более низкие концентрации La (7,3 мкг/г), U (0,5), V (198), относительно второго петротипа – 8-20; 0,59-1,53; 93-188 соответственно. Для богатых кремнеземом пород второго петротипа характерны, относительно остальных проб, более высокие концентрации Zr (190-194); La (7,7-7,8); Nb (4,4-4,5); Th (4,4-4,5) и более низкие концентрации Co (10,7-13,0) и V (93-108). В остальных пробах концентрации данных элементов составляют соответственно 72-115; 7-12; 2,2-5,4; 2,3-3,3; 1,0-1,9; 16,7-19,0; 144-198.

Для пород первого петротипа характерны обеднения Cs, Th, Pb, Nd и обогащение Ba, K, Zr, Hf, Ti относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения, что указывает на их сходство с верхнеюрскими-раннемеловыми породами Усть-Бельского террейна. Для пород второго петротипа характерны обеднение Th, Zr, Hf, Sm и обогащение Ba, Sr, Be, Ti, Li относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения, что указывает на их сходство с верхнеальбскими породами Усть-Бельского террейна. Наблюдается обеднение пород всех петротипов LILE относительно HFSE и REE (рис. 49).

Спектры распределения РЗЭ для всех туфотерригенных пород алганского комплекса приведены на рис. 50. Суммарные содержания РЗЭ в туфопесчаниках первого петротипа ниже других проб и составляют 94 мкг/г, для пород второго петротипа, обогащенных кремнеземом, – 86-126, для остальных проб второго петротипа – 53,1-80,4 (приложение 2). Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ) в туфотерригенных породах меньше чем в РААS. Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ) достаточно близки к содержанию в РААS, но все же несколько ниже. Наблюдается повышенное, относительное остальных проб содержание ЛРЗЭ в породах второго петротипа обогащенных кремнеземом.

Для первого петротипа значения Fe/Mn=47, что по (Резников, 1961) соответствует мелководным обстановкам, для обогащенных кремнеземом пород второго петротипа – 82-101,

что соответствует мелководно-прибрежным обстановкам; для остальных проб второго петротипа – 15-62, что соответствует глубоководным и мелководным обстановкам.



Рис. 49. Спайдер-диаграмма. Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014). Голубым цветом обозначены породы первого петротипа, зеленым – второго.



Рис. 50. Спектры распределения РЗЭ элементов, нормированные на хондрит С1.

Значения Ті/Мп для первого петротипа составляют 6,5; для обогащенных кремнеземом пород второго петротипа – 1,5-4,3; для остальных проб второго петротипа – 9,3-11,6.

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Значения индексов U/Th и Ni/Co для первого петротипа составляют 0,47 и 1,41 соответственно, для обогащенных кремнеземом пород второго петротипа – 0,29-0,30 и 2,09-3,03, для остальных проб второго петротипа – 0,42-1,30 и 1,08-2,95, что указывает на их образование в хорошо аэрируемом бассейне.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Для всех пород алганского комплекса характерно отсутствие выраженной отрицательной Еи аномалии. Породы первого петротипа и обедненные кремнеземом второго петротипа характеризуется умеренно высокими значениями ТМ (0,07 и 0,06-0,07 соответственно) и высокими значениями ЩМ (2,3 и 1,7-8,1 соответственно), низкими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (3,0 и 3,9 соответственно), что по (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991) указывает на влияние пород основного состава на их образование. Обогащенные кремнеземом породы второго петротипа характеризуются более низкими значениями ТМ и ЩМ (0,04-0,05 и 1,3-1,7 соответственно) и более высокими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (6,6-7,4).

На диаграмме K2O/Na2O – SiO2; K2O/Na2O, TiO2, Al2O3/SiO2, Al2O3/(CaO+Na2O) – Fe2O3 (рис. 51, 52), построенной по главным оксидам, фигуративные точки псаммитов формируют кластер около полей океанической островной дуги и активной континентальной окраины.



Рис. 51. Положение фигуративных точек составов туфо- и вулканомиктовых песчаников алганского ТСК на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986).


Рис. 52. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, 1983). A – океаническая островная дуга, B – континентальная островная дуга, C – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина. Остальные условные обозначения см рис. 51.

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 53, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 54) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков фигуративные точки группируются в поле, свойственном для отложений, формирующихся в обстановке островных дуг. Диаграмма Ni-V-10Th (рис. 53, Б) так же указывает на присутствие в составе песчаников продуктов размыва основных пород, так же на ней видно, что на формирование пород второго петротипа основные породы имеют меньшее влияние, относительно таковых первого петротипа.

Степень выветривания. Для пород первого петротипа и обедненных кремнеземом второго петротипа значения ГМ выше (0,42 и 0,38-0,50 соответственно), чем в обогащенных кремнеземом породах второго петротипа.

На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc по (Taylor, McLennan, 1995) все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 55), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 53. Положение фигуративных точек состава песчаников алганской свиты на: диаграммах Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia; Crook, 1986). Б – диаграмме Ni-V-10Th no (Bracciali et al., 2007). Остальные условные обозначения см рис. 52.



Рис. 54. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook, 1986). Остальные условные обозначения см рис. 52.

Таким образом, по различиям вещественного и гранулометрического составов среди псаммитов алганского комплекса выделено два петротипа, особенно отчетливо различающихся по петрографии. По вещественному составу первый петротип характеризуется низкими содержаниями кварца, большим количеством обломков основных и средних вулканитов. Второй петротип характеризуется более высоким содержанием кварца, большим количеством обломков кислых и средних вулканитов, фрагментами гранитоидов, крупными окатышами туфотерригенных пород, присутствием зерен биотита. По гранулометрическому составу первый петротип характеризуется бо́льшим средним размером зерен, чем второй. Отложения первого петротипа были сформированы более высоко скоростными потоками, чем отложения второго петротипа. Изменение скоростей потока при формировании различных петротипов может быть связано с образованием веерообразного конуса выноса, где, по закону Бернулли, при увеличении сечения русла потока скорость уменьшается. Так же снижение скоростей может быть связано с затуханием силы потока. Следовательно, породы района второго петротипа расположены дальше от источника сноса, чем породы района первого петротипа. Однако, породы первого петротипа сортированы лучше, чем породы второго петротипа. Что противоречит направлению миграции материала от первого петротипа ко второму, так как в процессе миграции материала сортировка обычно улучшается.



Рис. 55. Положение фигуративных точек составов верхнеюрско-нижнемеловых псаммитов Алганского террейна на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (McLennan et al., 1990). Остальные условные обозначения см рис. 52.

Пространственные изменения значений среднего размера зерен и сортировки были рассмотрены отдельно для каждого петротипа. Во втором петротипе наблюдается уменьшение среднего размера зерен, улучшение окатанности материала от северных разностей (р. Анадырь, р. Борозда и руч. Пахучий) к южным (р. Ниж. Чивэтыквеем). Таким образом, породы района р. Ниж. Чивэтыквеем прошли более долгий путь миграции от источника сноса в отличие от пород района р. Борозда и руч. Пахучий, и расположение источника сноса на севере региона. Для первого петротипа установить направление миграции материала не удалось из-за небольшого количества проб.

В результате петрографических исследований выявлены следующие источники сноса: гранитоиды, терригенные породы и вулканиты различного состава. Каждый петротип

характеризуется своими источниками сноса. Для первого петротипа основной источник сноса поставлял вулканиты среднего и основного состава, данным источником вероятнее всего была Удско-Мургальская островная дуга, существовавшая в то время. Для второго петротипа характерно несколько источников сноса: гранитоиды, терригенные породы и вулканиты кислого и среднего состава. Источником гранитоидов мог быть фундамент Удско-Мургальской дуги, существовавшей в поздней юре – раннем мелу. Источником сноса для вулканитов среднего состава также могла быть Удско-Мургальская дуга. Источником сноса для вулканитов среднего состава также могла быть Удско-Мургальская дуга. Источник, поставлявший большое количество вулканитов кислого состава в титон-валанжинское время в данном регионе не известен. Источники терригенных пород так же спорны. Результаты гранулометрического анализа указывают на поступление материала с севера. В пределах Усть-Бельского террейна, расположенного на севере, известны вулканогенно-осадочные комплексы палеозоя (Моисеев, 2015; 2020). Однако первый петротип расположен ближе к Усть-Бельскому террейну, но в нем не наблюдаются обломки терригенных пород, которые присутствуют во втором петротипе.

Анализируя различия состава петротипов верхнеюрских-нижнемеловых пород, можно предположить, что данные отложения накапливались в разновозрастных или разных, позже тектонически совмещенных, бассейнах. В работе (Моисеев и др., 2022) для района рек. Ниж. Чивэтыквеем (пробы №11-35 и G16-10-129) при изучении детритовых цирконов были получены максимальные возраста осадконакопления 109-102 млн лет. Для района р. Борозда (проба №А-12-23) возраст самой молодой популяции цирконов – 113 млн лет (Моисеев и др., 2022). Полученные возраста больше соответствуют периоду формирования пород верхнеальбскоговерхнемелового (перекатнинского) тектоно-стратиграфического комплекса. Полученные А.В. Моисеевым данные подтверждают предположения автора о том, что породы различных петротипов в составе алганского тектоно-стратиграфического комплекса формировались в разные периоды времени. Породы более молодых комплексов будут детально рассмотрены в следующих главах.

4.2. Верхнеальбские-туронские породы³

Верхнеальбские-туронские породы широко распространены на территории Алганского террейна, в более ранних работах они относились предшественниками к перекатнинской свите (Зинкевич, 1981; Вяткин, 1990; Гульпа, 2014 и др.). Верхнеальбские-туронские породы были изучены на территории Алганского террейна в районах р. Ольтян, р. Правый Коначан и

- Gushina M., Moiseev A., Tuchkova M. Jurassic-Cretaceous tuff-sandstones on the Ust-Belsky mountains: composition, genesis, sources // 33 IAS Meeting. Toulouse. 2017. Р. 386. (0,087 авторского листа, 0,145 п.л., авторский вклад - 33%).
- 9) Gushchina M., Moiseev A., Tuchkova M. Paleotectonic reconstruction and sources sediments of the Ust-Belsky mountains territory for the albian-turonian time (Koryak Highland, NE Russia) // 34 IAS Meeting. Rome. 2019. P. 836. (0,078 авторского листа, 0,133 п.л., авторский вклад 33%).
- 10) Моисеев А.В., Соколов С.Д., Палечек Т.Н., Гущина М.Ю. Аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса в структуре Алганского террейна (Корякская складчатая система) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2022. С. 90-95. (0,374 авторского листа, 0,624 п.л., авторский вклад 25%).

³ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

¹⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А. В., Тучкова М. И. Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Литосфера. Т. 19. № 3. 2019. С. 372–385. (1,101 авторского листа, 1,771 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,824).

²⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Геохимическая характеристика туфопесчаников Алганского террейна (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Сборник научных трудов по материалам XI Международной научнопрактической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире 2018". Пермь. Т. II. 2018. С. 256-259. (0,214 авторского листа, 0,356 п.л., авторский вклад - 50%).

³⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Юрско-меловые туфопесчаники района Усть-Бельских гор: состав и возможные источники сноса (Корякское нагорье) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». Электронный ресурс. Москва. МАКС Пресс. 2017. (0,089 авторского листа, 0,149 п.л., авторский вклад - 50%).

⁴⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И. Состав, строение и условия образования тектоностратиграфических комплексов позднего альба-кампана Алганского террейна (Корякское нагорье) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С. 14-17. (0,226 авторского листа, 0,376 п.л., авторский вклад -25%).

⁵⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Источники сноса и палеогеодинамическая обстановка формирования отложений территории Усть-Бельских гор в альб-туронское время (Корякское нагорье, северо-восток России) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей VII Всероссийской молодёжной конференции. Уфа: РН-БашНИПИнефть. 2019. С. 10-12. (0,216 авторского листа, 0,359 п.л., авторский вклад - 33%).

⁶⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Сравнительный анализ туфопесчаников алганской и перекатнинской свит (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Материалы Всероссийского совещания «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов», Москва. ГЕОС. 2020. С. 49-52. (0,225 авторского листа, 0,375 п.л., авторский вклад -33%).

⁷⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н. Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. МОСКВА: ГЕОС. 2022. С. 152-155. (0,248 авторского листа, 0,414 п.л., авторский вклад - 25%).

верховья р. Утесики (рис. 56). Коренные выходы в основном приурочены к подмываемым бортам рек и ручьёв.

Отложения чаще всего представлены не выдержанным по мощностям ритмичным переслаиванием туфопесчаников или вулканомиктовых песчаников с туфоалевролитами и аргиллитами (рис. 57, А, Б, В). Редко встречаются гравелиты и брекчии (рис. 57, Г). В туфоалевролитах встречаются кремнистые стяжения (рис. 57, Д), косая слоистость (рис. 57, Е) и другие текстуры, указывающие на активную гидродинамическую деятельность.

Туфо- и вулканомиктовые песчаники массивные, плотные, представлены серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми разностями, тонко-мелкозернистые, средне-мелкозернистые, в основном плохо окатанные. Сортировка чаще всего плохая – часто можно разглядеть отдельные зерна гравийной размерности. Для некоторых образцов характерна средняя сортировка. Редко встречается градационная слоистость.



Рис. 56. Тектоно-стратиграфические колонки верхнеальбских-туронских пород Алганского террейна. Условные обозначения: 1 – меланж; 2 – горизонты базальтов и андезитов; 3 – горизонты туфов, 4 – бордовые яшмы; 5 – туфоалевролиты; 6 – туфопесчаники; 7 – конглобрекчии; 8 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги), 9 – места отбора проб; 10 – фауна: а - бухии, б – радиолярии; точки опробования и номера проб для U– Pb датирования обломочных цирконов, в скобках максимальный возраст осадконакопления (млн лет). Разрез р. Утесики и Правый Коначан составлены по (Моисеев, 2020).

Породы сильно деформированы, смяты в складки северо-восточного простирания, которые осложнены складками более высоких порядков и разрывной тектоникой, характеризуются повышенной трещиноватостью. Проявлены вторичные изменения – трещины выполнены прожилками цеолитового и кальцитового состава.



Рис. 57. Фотографии различных пород перекатнинского тектоно-стратиграфического комплекса: а, б, в – разнообразие невыдержанного по мощностям переслаивания вулканомиктовых песчаников и алевролитов, аргиллитов; г – брекчия; д – кремнистое стяжение в алевролитах; е – гидродинамические текстуры в туфоалевролитах.

В районе р. Правый Коначан туфотерригенные породы датированы находками макрофауны сеноман-туроном (Захаров, 1980) и альб-туроном (опред. В.А.Захаровым ГИН РАН) (Гульпа, 2014). А.В. Моисеевым из района р. Правый Коначан (обр. 08-КО-80, 08-КО-76/2) при изучении детритовых цирконов были получены максимальные возраста осадконакопления 99-96 млн лет, для района р. Ольтян (обр. G16-6-66; G16-6-76; G16-10-94) – 112-106 млн лет, для района верховья р. Утесики (обр. G16-14-129; G16-14-134) – 108-102 млн. лет (Моисеев и др., 2022).

В пределах распространения туфотерригенных пород позднего альба-турона встречаются скальные выходы и делювиальные высыпки кремнистых и кремнисто-базальтовых пород. Вулканогенно-кремнистые породы представлены маломощными (до 70 м) выходами подушечных базальтов и бордовых и серых кремней (Моисеев и др., 2022). Кремнистые породы датированы титон-берриасом (Палечек и др., 2016) и берриас-валанжином (Палечек, Моисеев, 2021). На картах (Гульпа, 2014; Вяткин, 1990; Малышева и др., 2012) подобные выходы нарисованы как клиновидные тела, ограниченные разломами. Ранее они относились предшественниками к алганской «свите».

4.2.1. Петрографические исследования

Петрографический количественный анализ подсчета зерен показал, что туфо- и вулканомиктовые песчаники позднеальбского-туронского тектоно-стратиграфического комплекса представлены кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками (рис. 58), чаще всего плохо сортированными и плохо окатанными. Зерна литокластов иногда средней и хорошей окатанности. Содержание пирокластического материала – 5–15%.

Туфо- и вулканомиктовые песчаники сложены зернами кварца (7-28%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и КПШ – 20-41%), обломками пород (40-71%). Зерна кварца чаще всего угловатые, иногда встречаются округлые формы. Полевые шпаты чаще всего таблитчатых угловатых форм, иногда встречаются округленные зерна неправильных форм. Плагиоклазы представлены в основном андезином, иногда с характерной зональностью, редко встречаются зерна битовнита, лабрадора, микроклина. Для некоторых плагиоклазов характерно волнистое погасание.

С увеличением доли литокластов отмечается уменьшение роли кварца и полевых шпатов. Среди обломков пород преобладают обломки вулканического происхождения (77-99%) среднего, кислого составов, вулканического стекла. Отмечается увеличенное содержание обломков гранитоидов (Рис. 59, А), представленных сростками кварца и полевых шпатов. Обломки метаморфических пород (0-13%) представлены метаморфитами и кварцитами. Обломки осадочных пород (1-23%) – алевролитами, аргиллитами, карбонатами, кремнями. Из слюдистых минералов встречаются редкие зерна мусковита и хлорита. Также были найдены зерна эпидота, граната, сфена, циркона. В образцах с повышенной долей кварца встречаются крупные фрагменты туфоалевролитов в виде окатышей, иногда вытянутых в одном направлении (Рис. 59, Б). Количество матрикса небольшое, около 10%. Цемент чаще всего глинистый или серицитовый, контурный, пленочный, сплошной, иногда не равномерный. В некоторых образцах матрикс карбонатный коррозионный, островной или сплошной неравномерный, контурный. Также можно выделить образцы с инертным по отношению к зернам вулканогенно-глинистым цементом, сплошным равномерным, закрытым поровым или контурным.



ОРайон р. Прав. Коначан ▲Район р. Утесики ◆Район р. Ольтян

Рис. 58. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; **В центре:** Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek, 1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 – нерасчленённых (активных) островных дуг.



Рис. 59. Фотографии шлифов псаммитов перекатнинской «свиты»: а – обломок гранитоида (Lg), шлиф №G16-10-100, с анализатором; б – окатыши туфоалевролитов (Ls), шлиф №G16-6-66, с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

По различиям в составе пород можно выделить 3 петротипа песчаников.

1) Туфопесчаники района р. Прав. Коначан характеризуются повышенным, относительно других литотипов, содержанием вулканических обломков пород (59-71%), пониженным содержанием кварца (7-13%) и полевых шпатов (21-26%) (рис. 58). Иногда встречаются полевые шпаты с зональными структурами.

2) Вулканомиктовые песчаники района верховья р. Утесики, имеют более низкое содержание обломков (52-63%) и более высокое содержание кварца (13-17%) и полевых шпатов (20-32%), относительно туфопесчаников района р. Прав. Коначан (рис. 58).

3) Вулканомиктовые песчаники района р. Ольтян занимают самую неопределенную область на диаграмме, для них характерно повышенное содержание осадочных обломков пород (рис. 58). Относительно пород районов рек Прав. Коначан и Утесики содержание литокластов понижено (40-69%), содержание кварца (8-28%) и полевых шпатов (23-41%) повышено. Также был изучен гравелит, для него характерны повышенные содержания обломков пород (77%) и более низкие содержания кварца (6%) и полевых шпатов (17%). На диаграммах В.Д. Шутова (Шутов, 1972) и У.Р. Дикенсона (Dickinson, Suczek, 1979) (рис. 58) он попал в отдельные от остальных проб поля – собственно граувакк и лититовых переработанных пород соответственно.

Образование туфо- и вулканомиктовых песчаников происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствует наличие основных и средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов) и литокластов, что указывает на их вулканическое происхождение (Ван, Казанский 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация верхнеальбских-туронских терригенных пород происходила при размыве вулканической дуги (рис. 58).

Результаты исследования минерального состава туфопесчаников позволяют предположить, что второй петротип пород верхнеюрского-нижнемелового тектоностратиграфического комплекса следует относить к позднеальбскому-туронскому тектоностратиграфическому комплексу на основании большего сходства состава обломочных компонентов.

Гранулометрический анализ показал, что песчаники верхнеальбского-туронского тектоно-стратиграфического комплекса в основном представлены средне-мелкозернистыми, тонко-мелкозернистыми, плохо, редко средне сортированными разностями. С уменьшением доли кварца и полевых шпатов и увеличением вулканического материала (литокластов) наблюдается ухудшение сортировки и окатанности материала и укрупнение среднего размера зерен.

Зерна туфопесчаников на р. Прав. Коначан крупнее относительно отложений других районов. Медианный размер зерен района р. Прав. Коначан – 0,13-0,33 мм, района верховья р. Утесики – 0,13-0,18 мм, района р. Ольтян – 0,07-0,14 мм. Таким образом, можно заметить уменьшение зернистости с северо-запада на юго-восток (рис. 60).



Рис. 60. Кумулятивные кривые для пород верхнеальбского-туронского тектоностратиграфического комплекса.

По соотношению отсортированности к асимметрии псаммиты относятся к турбидитовым (рис. 61, А). Можно отметить, что туфопесчаники района р. Прав Коначан хуже сортированы, чем вулканомиктовые песчаники рек Ольтян и Утесики.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова. (Рожков, 1974) (рис. 61, Б) с осями координат эксцесс (Е) – асимметрия (А) точки образцов в основном располагаются в поле IV, что свидетельствует о действии сильных речных или вдольбереговых течений, и может соответствовать как континентальным речным, так и прибрежно-морские фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассеги (Passega, 1964) (рис. 61, В), отложения позднего альб-турона сформировали несколько групп, в соответствии с разными петротипами.

Породы района р. Прав. Коначан попали в область осадков перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси (отложений, перемещавшихся путем качения по дну) и в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокими скоростями), а также в область отложений со средними скоростями.



Рис. 61. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в псаммитах перекатнинской «свиты», по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: I – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, преимущественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; В) Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964). N–O – осадки перекатывания; O–P – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P–Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q–R – отложение течений со средней скоростью; R–S – однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); I – отложения потоков, 2 – турбидитные отложения, 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах.

Породы района р. Утесики попали в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложения течений с высокими скоростями) и отложение течений со средними скоростями.

Породы района р. Ольтян попали в область отложений течений со средними скоростями и однородных осадков взвеси (отложений течений с низкими скоростями), одна проба попала в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложений течений с высокими скоростями) или отложений потоков, перемещавшихся путем качения по дну.

Таким образом, породы, которые попали в область отложений потоков с сильными скоростями, характеризуются (рис. 61, В): наивысшими содержаниями обломков вулканических пород, наименьшей долей кварца и полевых шпатов, худшей сортировкой (рис. 61, А) и наибольшими размерами зерен. Породы, расположившиеся в области отложений с низкими скоростями (рис. 61, В) характеризуются: наименьшим количеством литокластов, большей долей кварца и полевых шпатов, лучшей сортировкой (рис. 61, А) и наименьшими размерами зерен. Для пород, попавших в поля со средними скоростями, характерны средние содержания литокластов, кварца, полевых шпатов, средняя сортировка и размерность зерен.

породы В целом, второго петротипа верхнеюрского-нижнемелового тектоностратиграфического комплекса соответствуют тренду миграции материала для верхнеальбскихтуронских пород, за исключением района р. Борозда и руч. Пахучий. Туфопесчаники этого района характеризуются более высоким содержаниям кварца, низким содержанием обломков пород, меньшим средним размером зерен, формированием течениями средних и низких скоростей. Однако анализ состава обломков показал (рис. 62), что в соответствии с трендом миграции материала (с северо-запада на юго-восток) во всех образцах отмечается уменьшение роли обломков вулканических пород относительно осадочных, метаморфических гранитоидов. Таким образом, для района р. Борозда и руч. Пахучий характерны более высокие содержания обломков вулканитов (77-99%) и более низкие содержания обломков гранитойдов (4-10%), осадочных и метаморфических пород (0-14%) относительно других пород. Для района р. Ольтян напротив характерны самые высокие содержания обломков гранитоидов (7-25%), осадочных и метаморфических пород (10-30%) и самые низкие содержания обломков вулканитов (49-81%). Для проб районов рек Ниж. Чивэтыквеем, Анадырь, Утесики, Прав. Коначан характерны промежуточные значения концентрации обломков вулканитов (60-88%), гранитоидов (9-28%), осадочных и метаморфических пород (2-16%) относительно разностей других регионов.

Учитывая все перечисленное, автор считает, что туфопесчаники районов рек Н. Чивэтыквеем, Анадырь, Борозда и руч. Пахучий, отнесенные предшественниками к верхнеюрским-нижнемеловым породам, следует относить к верхнеальбским-туронским. Полученные данные подтверждают результаты циркониевого датирования, выполненного А.В. Моисеевым (Моисеев и др., 2022). Подобное утверждение указывает на необходимость внесения поправок в стратиграфические схемы и геологические карты региона.



Рис. 62. Диаграмма эволюции обломков пород для верхнеюрских-нижнемеловых и верхнеальбских-туронских пород. Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; диаграмма. 1-2 – верхнеальбские-верхнемеловые породы: 1 – район р. Борозда и руч. Пахучий; 2 – районы рек Ниж. Чивэтыквеем и Анадырь; 3-5 – позднеальбские-туронские породы: 3 – район р. Прав. Коначан, 4 – район р. Утесики, 5 – район р. Ольтян.

4.2.2. Геохимические исследования

В разделе приведены результаты исследования геохимических характеристик псаммитов районов рек Утесики Ольтян. Содержания И всех петрогенных оксидов ДЛЯ проанализированной нами выборки приведены в приложении 1. Диапазон содержаний SiO2 варьирует от 58% до 67%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с умеренным количеством кварца и других содержащих кремний минералов. Породы характеризуются низким содержанием TiO₂ (0,81–1,18%), умеренным содержанием Al₂O₃ (15,7– 17,0%), высоким содержанием K₂O (0,69-3,02%), Mg₂O (2,33-4,13%), Na₂O (2,92-3,30%), P₂O₅ (0,12-0,18%) и СаО (1,84-6,36%). Для района р. Ольтян характерны более низкие концентрации CaO (1,84-2,49%), MgO (2,33-3,28%), FeO (2,26-5,40%) относительно района р. Утесики CaO (2,52-6,36%), MgO (2,71-4,13%), FeO (3,59-7,65%) соответственно.

Содержание элементов примесей приведены в приложении 2. Для района р. Ольтян характерны более высокие содержания крупноионных литофильных элементов Ва (296-814 мкг/г), Rb (29-67), Cs (1,8-2,2) и некоторых высокозарядных элементов Nb (3,3-7,9), Ta (0,32-0,70) относительного пород второго петротипа Ва (133-670), Rb (15-62), Cs (0,9-1,3), Nb (2,2-7,9,), Ta (0,22-0,57).

Для пород перекатнинского TCK характерны обеднения Th, Zr, Hf, Sm и обогащение Ba, Sr, Be, Ti, Li относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения, что указывает на их сходство с верхнеальбскими породами Усть-Бельского террейна и породами второго петротипа алганского TCK. Наблюдается обеднение пород всех петротипов LILE относительно HFSE и REE (рис. 63).



Рис. 64. Спайдер-диаграмма. Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014). Светло зеленым цветом отмечены породы второго петротипа алганского *TCK*, зеленым цветом – породы перекатнинского *TCK*.

Спектры распределения РЗЭ схожи между собой. Суммарная концентрация РЗЭ в туфопесчаниках составляет 96-146 мкг/г. Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ), за исключением Еи в пробах №G16-6-66, G16-7-76, в туфотерригенных породах меньше, чем в РААЅ (Рис. 64). Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ), за исключением Ег, достаточно близки к содержанию в РААЅ, но, все же, несколько ниже.



Рис. 63. Спектры распределения РЗЭ элементов, нормированные на хондрит С1.

Для анализа условий осадконакопления нами были выбраны отношения Fe/Mn, Ti/Mn, U/Th и Ni/Co, а также титановый (TiO2/Al2O3), гидролизатный ((Al2O3+TiO2+Fe2O3+FeO+MnO)/SiO2) и щелочной модули (Na2O/K2O). Их медианные значения для всей проанализированной нами выборки приведены в приложение 3.

Для верхнеальбских-туронских пород значения Fe/Mn составляют 56-68, что по (Резников, 1961) соответствует осадконакоплению в мелководных обстановках, а значения Ti/Mn составляют 3,8-7,5, что по (Енгалычев; Панова, 2011) указывает на формирование пород в морском бассейне.

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Значения U/Th и Ni/Co составляют 0,32-0,48 и 1,1-6,6 соответственно, что по (Jones, Manning, 1994) указывает на их образование в окислительных придонных обстановках.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Значения ТМ и ЩМ составляют 0,05-0,07 и 1,1-4,5. Величина отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ составляет 4,9-7,7. Значение Eu/Eu* составляет 0,81-0,99. Значения ТМ, ЩМ, отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, величина Eu аномалии по (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991) характерны для пород переходного состава, что вероятно указывает на то, что доминирующее влияние в источнике имели породы среднего состава.

На диаграмме K2O/Na2O – SiO2; (рис. 65), построенной по главным оксидам, большинство фигуративных точек псаммитов позднего альба-турона формируют кластер около полей активной континентальной окраины и вулканической островной дуги. На диаграммах K2O/Na2O, TiO2, Al2O3/SiO2, Al2O3/(CaO+Na2O) – Fe2O3 (рис. 66) точки также группируются около полей, связанных с существования вулканической дуги.



Рис. 65. Положение фигуративных точек составов туфотерригенных пород позднего альба – *турона на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986).*



Рис. 66. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia M.R., 1983). А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина. Остальные условные обозначения см рис. 65.

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 67, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 68) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков, фигуративные точки

группируются в поле отложений, формирующихся при существовании вулканической дуги. На диаграмме Ni-V-10Th (рис. 67, Б) породы занимают сходное положение со вторым петротипом верхнеюрских-нижнемеловых пород. В целом фигуративные точки позднеальбских-туронских пород более удалены от поля основных пород и расположены чуть ближе к полю кислых пород, чем верхнеюрские-нижнемеловые породы Алганского и Усть-Бельского террейнов.



Рис. 67. Положение фигуративных точек состава песчаников перекатнинской «свиты» на диаграммах Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia; Crook, 1986). и на диаграмме Б – Ni-V-10Th по (Bracciali et al., 2007). Остальные условные обозначения см рис. 66.



Рис. 68. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook, 1986). Остальные условные обозначения см рис. 66.

Степень выветривания. Значения ГМ для верхнеальбских-туронских пород составляют 0,34-0,51.

На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc по (Taylor, McLennan, 1995) все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 69), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 69. Положение фигуративных точек составов псаммитов перекатнинского ТСК на *диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (Taylor, McLennan, 1995).* Остальные условные обозначения см рис. 66.

4.3. Коньяк-кампанские породы⁴

Отложения коньяк-кампана вскрыты в районах г. Пик и рек Ольтян (верховье) и Анадырь (п. Утесики) (рис. 70). Обнажения были представлены как курумниками (рис. 71, А), так и коренными выходами (рис. 71, Б, В). Предшественниками (Захаров, 1974; Вяткин, 1990 и др.) данные отложения относятся к ламутской свите и чаще всего представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже конгломератами, гравелитами, аргиллитами, редкими прослоями кремней, кристалловитрокластическими туфами риолитов и дацитов. Толща датирована коньяк-кампаном по находкам *Inoceramus uwajimensis Yeh*, редким находкам *Inoceramus schmidti* Mich., *I.* ex gr. *schmidti* Mich., *I. orientalis* Sok., *I. sachalinensis* Sok., *Helciongiganteus schmidti*, *Dyplomoceras* ? sp. indet. (Вяткин, 1990) и кампаном по радиоляриям: *Prunobrachium articulatum*, *P.* cf. *incisum*, *P.* cf. *crassum*, *Pseudobrachium* cf. *mucronatum*, *P.* cf. *ornatum*, *Amphipyndax* sp., *Stichomitra* cf. *livermorensis* Campbell et Clark, *S.* cf. *campi* Foreman, *Theocampe* cf. *vanderhoofi* (Campbell et Clark) (Палечек, 2018). Наиболее молодые популяции цирконов района г. Пик имеют возраст 88–84 млн. лет (обр. G16-12-112, G16-12-117), верховья

⁴ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

¹⁾ Палечек Т.Н., Моисеев А В., Гущина М.Ю. Новые данные о возрасте ламутской свиты (Алганские горы, Северо-Западная часть Корякского нагорья) // Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебнонаучный центр". Серия: Науки о Земле. № 4(40). 2018. С. 105–119. (1,101 авторского листа, 1,687 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,777).

²⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Геохимическая характеристика туфопесчаников Алганского террейна (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Сборник научных трудов по материалам XI Международной научнопрактической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире 2018". Пермь. Т. II. 2018. С. 256-259. (0,214 авторского листа, 0,356 п.л., авторский вклад - 50%).

³⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В. Юрско-меловые туфопесчаники района Усть-Бельских гор: состав и возможные источники сноса (Корякское нагорье) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». Электронный ресурс. Москва. МАКС Пресс. 2017. (0,089 авторского листа, 0,149 п.л., авторский вклад - 50%).

⁴⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И. Состав, строение и условия образования тектоностратиграфических комплексов позднего альба-кампана Алганского террейна (Корякское нагорье) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С. 14-17. (0,226 авторского листа, 0,376 п.л., авторский вклад -25%).

⁵⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н. Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. МОСКВА: ГЕОС. 2022. С. 152-155. (0,248 авторского листа, 0,414 п.л., авторский вклад - 25%).

⁶⁾ Gushina M., Moiseev A., Tuchkova M. Jurassic-Cretaceous tuff-sandstones on the Ust-Belsky mountains: composition, genesis, sources // 33 IAS Meeting. Toulouse. 2017. Р. 386. (0,087 авторского листа, 0,145 п.л., авторский вклад - 33%).

⁷⁾ Моисеев А.В., Соколов С.Д., Палечек Т.Н., Гущина М.Ю. Аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса в структуре Алганского террейна (Корякская складчатая система) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2022. С. 90-95. (0,374 авторского листа, 0,624 п.л., авторский вклад - 25%).

р. Ольтян – 88 млн. лет, р. Анадырь (п. Утесики) – 86 млн. лет (Моисеев и др., 2022). Общая мощности свиты оценивается 3500 м (Гульпа, 2014). Породы ламутской свиты сильно деформированы (рис. 71, В, Г). Они смяты в линейные складки (шириной в плане около 4 км), которые простираются в северо-северо-восточном направлении. В пределах обнажений ширина складок не превышает 2 м, складки сжатые, наклонные, осевые поверхности падают на югозапад под углами 60°. Так же присутствуют мелкие ассиметричные складки, развитые на крыльях пологих (угол падения 15-20°) надвигов, падающих на юго-запад (Палечек и др., 2018).



Рис 70. Тектоно-стратиграфическая колонка района г. Пик и левобережья р. Анадырь: 1 – туфоалевролиты; 2 – туфопесчаники; 3 – сланцы; 4 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги); 5 – места отбора проб; 6 – точки опробования и номера проб для U– Pb датирования обломочных цирконов, в скобках максимальный возраст осадконакопления (млн лет).





Рис. 71. Фотографии различных пород ламутского тектоно-стратиграфического комплекса: а, б, в, г: Общий вид обнажений ламутской свиты: а – курумники; б, в, г – коренной выход; д, е –карманы срыва в отложениях ламутской свиты. Фотографии а и б сделаны А.В. Моисеевым

Туфопесчаники массивные светло серые и серо-зеленые, в основном тонкомелкозернистые, в курумниках вверх по разрезу (по направлению к вершине горы Пик) начинают появляться средне-крупнозернистые и крупно-грубозернистые туфопесчаники. Встречается градационная слоистость. Туфопесчаники переслаиваются с черными (район г. Пик) или зелеными (левобережье р. Анадырь), иногда окремненными туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В участках с частым переслаиванием наблюдаются карманы срыва (рис. 71, Д, Е). В районе левобережья р. Анадырь встречаются будины, выполненные серозелеными окремненными туфоалевролитами. Породы района р. Анадырь иногда пиритизированы.

4.3.1. Петрографические исследования

Коньяк-кампанские туфотерригенные образования представлены туфопесчаниками. Содержание пирокластического материала – 10–20%. По минеральному составу они относятся к кварцево-полевошпатовым, полевошпатовым и собственно грауваккам (рис. 72) по классификации В.Д. Шутова (Шутов, 1972), крупно-среднезернистым, мелко-среднезернистым, средне-мелкозернистым и тонко-мелкозернистым, плохо окатанным, плохо и средне сортированным. Встречаются зерна обломков пород средней и хорошей окатанности. Кварц во всех туфотерригенных породах представлен моно- и поликристаллическими (редко) разностями, чаще всего неправильных форм, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатых и округлых, иногда вулканическими разностями с резорбированными контурами. Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой с полисинтетическими двойниками. Большинство полевых шпатов представлено андезином. Обломки пород окатаны лучше зерен ПШ и кварца.



🔘 туфопесчаники района г. Пик (первый петротип) 🏠 туфопесчаники левобережья р. Анадырь (второй петротип)

Рис. 72. Слева: Диаграмма минерального состава туфопесчаников В.Д. Шутова (Шутов, 1972) Q – кварц, F – полевые шпаты, R – литокласты; 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – поле пород не терригенного происхождения, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; **В центре:** Диаграмма эволюции состава обломков пород: Lg – обломки гранитоидов, Lm+s – обломки пород осадочного и метаморфического происхождения, Lv – обломки вулканических пород; Справа: диаграмма (B) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по (Dickinson, Suczek, 1979): 1 – породы древних платформ; 2 – окраинных морей; 3 – выступов кристаллического фундамента; 4 – кварцевые переработанные; 5 – переходные переработанные; 6 – литические переработанные; 7 – смешанные, 8 – расчленённых островных дуг; 9 – переходных островных дуг; 10 – нерасчленённых (активных) островных дуг.

По петрографическому составу выделяются два петротипа псаммитов.

1. Вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники районов г. Пик и верховья р. Ольтян представлены кварцево-полевошпатовыми граувакками (рис. 72), которые сложены зернами кварца (11-22%), полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и КПШ – 27-

40%), обломками пород (46-57%). Для псаммитов верховья р. Ольтян характерны более низкие содержания кварца (11-15%) и более высокие содержания полевых шпатов (34-40%) относительно таковых г. Пик (14-22% и 27-33% соответственно). Также стоит отметить, что в туфопесчаниках района г. Пик серо-зеленого цвета содержание кварца выше, чем в туфопесчаниках светло-серого цвета. Большая часть обломков пород (74-94%) представлена кислыми и средними эффузивами, обломками гранитоидов (рис. 73, А). Встречаются обломки метаморфических пород (1-4%), представленые сланцами (рис. 73, Г), метаморфитами, кварцитами; и осадочных пород (4-29%), представленных алевролитами, аргиллитами, карбонатами, кремнями. Встречаются фрагменты туфоалевролитов – окатыши, часто очень больших размеров (рис. 73, Б) и слаболитифицированные. Найдены зерна биотита (рис. 73, В), эпидота (рис. 73, Г), цеолита, сфена, циркона. Наблюдается увеличенное содержание зерен амфибола. По полевым шпатам изредка идет серицитизация. Матрикс (4-9%) глинистый, серицитовый контурный, прерывисто-контурный или закрытый поровый, пленочный, не сплошной преобладающий или сплошной неравномерный. Иногда вместе с серицитовым матриксом можно встретить пятна карбонатного прерывисто-каемочного цемента проникновения (1-2%). В некоторых шлифах связующая масса имеет пепеловидную структуру и состоит из мелких осколков вулканического стекла, характерных рогульчатых и серповидных форм (рис. 73, Д). Полевые шпаты и обломки вулканических пород замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдистыми минералами и хлоритовым агрегатом. Наблюдаются цеолитовые жилки (рис. 73, Е).

2. Туфопесчаники левобережья р. Анадырь, представлены полевошпатовыми граувакками и, собственно, граувакками (рис. 72). Для них характерны низкие содержания кварца (2-7%). По содержанию полевых шпатов и обломков пород выделяется два подпетротипа:

А) характерно высокое содержание полевых шпатов (включая поликристаллические плагиоклазы и КПШ – 23-45%), и умеренное содержание обломков пород (49-73%). Полевые шпаты в виде кристаллокластов, не окатанные, таблитчатые, с зональными структурами (рис. 73, Ж).

Б) характерно высокая концентрация (87-92%) литокластов вулканического происхождения (рис. 73, 3) и низкая (6-9%) полевых шпатов.

Большая часть обломков пород (90-99%) левобережья р. Анадырь представлена средними, иногда основными и кислыми эффузивами. Редко встречаются обломки осадочных пород (1-7%), представленных алевролитами, аргиллитами, кремнями. Цемент (2-15%) вулканогенно-глинистый, инертный по отношению к зернам, сплошной равномерный,

закрытый поровый и контурный. Редко встречается карбонатный цемент, коррозионный, островной или сплошной неравномерный, контурный. Часто в составе цемента содержится тонкодисперсный достаточно неравномерно распыленный сульфидный материал (предположительно – пирит, лимонит).





Рис. 73. Фотографии шлифов псаммитов ламутской «свиты»: а – обломок гранитоида, шлиф №G16-12-112, с анализатором; б – окатыши туфоалевролитов, шлиф №G16-12-112, с анализатором; в – зерно биотита, шлиф №G16-12-111, без анализатора; г -зерна эпидота и сланца, шлиф №G16-12-112, с анализатором; д – пепловые частицы, шлиф №G16-12-117, с анализатором; е – цеолитовые жилки, шлиф №G16-12-114, с анализатором; ж – зональный плагиоклаз, шлиф №G16-15-142, с анализатором; з – граувакка, район р. Анадырь, наблюдается увеличенное количество литокластов, шлиф №G16-15-140, с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

Образование псаммитов происходило синхронно с вулканизмом. Об этом свидетельствует наличие средних плагиоклазов, обладающих наименьшей химической устойчивостью, идиоморфных полевых шпатов (кристаллокластов), витрокластов и литокластов, что свидетельствует об их вулканическом происхождении (Ван, Казанский 1985). Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация пород происходила при размыве вулканической дуги (рис. 72).

По результатам зондового анализа можно сказать, что амфиболы в первом петротипе коньяк-кампанских пород встречаются чаще всего в разнообразных сростках (рис. 74).



Рис. 74. Амфиболы ламутской свиты в сростках фото под сканирующим электронным микроскопом «Jeol JSM-6480LV»: а – шлиф №G16-12-111; б – шлиф №G16-12-112. Масштабная линейка отмечена в центре снимка.

На кумулятивных кривых (рис. 75) среди коньяк-кампанских пород, можно выделить несколько групп по размеру зерен. К более крупнозернистым относятся породы левобережья р. Анадырь (медианный размер – 26-35 мм), к более мелкозернистым относятся породы подножия г. Пик и верховья р. Ольтян (медианный размер – 8-19 мм). Породы вершины г. Пик занимают промежуточное положение (медианный размер – 23-30 мм).



Рис. 75. Кумулятивная кривая для коньяк-кампанских псаммитов, по абсциссе средние значения размерности в миллиметрах. По оси ординат – процентное содержание каждой фракции.

Псаммиты относятся к турбидитовым по соотношению отсортированности к асимметрии (рис. 76, А). Туфопесчаники первой группы хуже сортированы, то есть имеют больший коэффициент сортировки (S) и имеют меньший коэффициент асимметрии, чем породы второй группы. Если коэффициент асимметрии (A) больше 1, то в осадке преобладает мелкая фракция, при коэффициенте асимметрии меньше 1 преобладает более крупная фракция (Пармузина, 2011). Для пород первой группы A=0,87-1,02, S=1,38-1,72; для пород второй группы A=1,00-1,29, S=1,42-1,58.

На динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова (рис. 76, Б) с осями координат эксцесс (Е)–асимметрия (А) все пробы располагаются в поле IV, что свидетельствует о сильных речных или вдольбереговых течениях и может соответствовать как континентальным речным, так и прибрежно-морские фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассега (рис. 76, В), образцы вершины г. Пик и левобережья р. Анадырь попали в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков

перекатывания (отложений течений с высокими скоростями). Одна проба левобережья р. Анадырь попала в область отложений потоков, перемещавшихся путем качения по дну или осадков перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси. Породы подножья г. Пик и верховья р. Ольтян попали в область отложений течений со средними скоростями.



Рис. 76. А) Соотношение отсортированности к асимметрии в псаммитах ламутской «свиты», по (Bjorlykke, 1989); Б) Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (Рожков, 1974), с изменениями. Поля: І – донные течения или мутьевые потоки – морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения – континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II – слабые, преимушественно речные течения – континентальные речные фации; III – сильные речные или вдольбереговые течения – континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн – прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; В) **Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по (Passega, 1964).** N–O – осадки перекатывания; О–Р – осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; Р-Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания (отложение течений с высокой скоростью); Q-R – отложение течений со средней скоростью; R-S – однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); 1 – отложения потоков, 2 – турбидитные отложения, 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах. Условные обозначения: 1 – туфопесчаники вершины г. Пик, 2 – туфопесчаники подножья г. Пик и верховья р. Ольтян, 3 – туфопесчаники района р. Анадырь.

4.3.2. Геохимические исследования

Содержания всех петрогенных оксидов для проанализированной нами выборки приведены в приложении 1. Диапазон содержаний SiO₂ варьирует от 58,09% до 60,52%. Такие содержания свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с умеренным количеством кварца

и других содержащих кремний минералов. Породы характеризуются умеренным содержанием TiO₂ (0,87–1,20%), умеренным содержанием Al₂O₃ (14,43–16,93%), Na₂O (2,88-3,49%). Для пород первого петротипа характерны большие содержания Al₂O₃ (16,10–16,93%), K₂O (1,70-2,28%), и меньшие содержания Mg₂O (2,85-3,37%), P₂O₅ (0,14-0,17%) и CaO (2,11–4,07%) относительно пород второго петротипа (14,43; 0,95; 4,08; 3,25; 0,19; 6,18%) соответственно.

Содержание элементов-примесей приведены в приложении 2. Для первого петротипа характерны более высокие содержания крупных литофильных Ва (477-577 мкг/г), U (1,2-2,1), Th (3,7-6,0) и высокозарядных элементов Nb (6,1-7,3), Zr (95-159), Hf (2,9-4,9), Y (17,1-24,3) относительного пород второго петротипа Ва (271), U (0,91), Th (0,33), Nb (1,4), Zr (47), Hf (1,4), Y (8,7).

Для всех пород ламутского ТСК характерны обеднения Th, Zr, Hf, Sm и обогащения Ba, Sr, Be, Ti, Li относительно элементов с близкими значениями коэффициента распределения, что указывает на их сходство с верхнеальбскими породами Усть-Бельского террейна и верхнеальбскими-туронскими породами перекатнинского ТСК. В породах первого петротипа наблюдается обеднение пород всех петротипов LILE относительно HFSE и REE (рис. 77). Для пород второго петротипа характерно в целом меньшее содержание микроэлементов и более ярко выраженные аномалии как положительные (Sr, Be, Ti, Li) так и отрицательные (Th, Zr, Hf) относительного пород первого петротипа.

Суммарная концентрация РЗЭ в коньяк-кампанских псаммитах 81-270 мкг/г. Более низкие суммарные концентрации РЗЭ характерны для второго петротипа - 81 мкг/г, для первого петротипа более высокие - 217-270 мкг/г. Содержания легких лантаноидов (ЛРЗЭ) меньше, чем в PAAS (Рис. 78). Содержания тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ), за исключением Er, в пробе №G16-12-112 так же ниже, чем в PAAS. По величине значения европиевой аномалии в соответствии с выделенными петротипами породы так же делятся на две группы (Рис. 78), что, вероятно связано с разной терригенной примесью в составе пород. Для первого петротипа Eu/Eu*=0,69-0,91, для второго – 1,47.

Для анализа условий осадконакопления нами были выбраны отношения Fe/Mn, Ti/Mn, U/Th и Ni/Co, а также титановый (TiO2/Al2O3), гидролизатный ((Al2O3+TiO2+Fe2O3+FeO+MnO)/SiO2) и щелочной модули (Na2O/K2O). Их медианные значения для всей проанализированной нами выборки приведены в прил. 3.

Для коньяк-кампанских пород первого петротипа значения Fe/Mn составляет 59-87, что по (Резников, 1961) соответствует осадконакоплению в мелководных и мелководноприбрежных обстановках, для второго петротипа – 51, что соответствует осадконакоплению в мелководных обстановках.



Рис. 77. Спайдер-диаграмма. Состав пород нормирован на состав верхней коры по (Rudnick and Gao, 2014).



Рис. 78. Спектры распределения РЗЭ элементов, нормированные на хондрит С1.

Значение Ті/Мп для пород первого петротипа составляет 4,6-6,5, для второго – 4,3. Низкие значения Ті/Мп указывают на формирование пород в морском бассейне (Енгалычев; Панова, 2011).

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Для пород первого петротипа характерны значения U/Th, и Ni/Co соответственно 0,33-0,36 и 1,2-1,6, что указывает на их образование в окислительных придонных обстановках. Для второго петротипа отмечаются повышенные значения U/Th (2,75), характерные для пород, формировавшихся в бескислородных обстановках; но заниженные значения Ni/Co (1,0), характерные для пород, формировавшихся в окислительных придонных обстановках.

Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления. Для пород первого петротипа характерны более низкие значения ТМ (0,05-0,07) и ЩМ (1,5-2,3) относительного второго (0,08 и 3,7 соответственно). Величина отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ для первого петротипа значительно выше (8,1-8,6), чем для пород второго (5,4). Значение Eu/Eu* значительно ниже для пород первого петротипа (0,66-0,91) относительно таковых второго (1,5). Таким образом, значения ТМ, ЩМ, отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, величина Eu аномалии по (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991) указывают на влияние пород более кислого состава на образование пород первого петротипа, и пород более основного состава на образование второго петротипа.

На диаграммах K₂O/Na₂O – SiO₂ (рис. 79); K₂O/Na₂O, TiO₂, Al₂O₃/SiO₂, Al₂O₃/(CaO+Na₂O) – Fe₂O₃ (рис. 80) точки группируются около полей, связанных с существования вулканической дуги.



Рис. 79. Положение фигуративных точек составов туфотерригенных пород ламутской свиты на диаграмме по (Roser; Korsch, 1986). Остальные условные обозначения см. рис. 72.



Рис. 80. Диаграммы для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, 1983). *А* – океаническая островная дуга, *B* – континентальная островная дуга, *C* – активная континентальная окраина, *D* – пассивная континентальная окраина. Остальные условные обозначения см. рис. 72.

На диаграммах Th-Sc-Zr/10, La-Th-Sc (рис. 81, A, B), La-Th и Ti/Zr-La/Sc (рис. 82) для определения палеотектонических обстановок накопления осадков фигуративные точки первого петротипа группируются в поле, свойственном для отложений, формирующихся в обстановке континентальной островной дуги, а второго – океанической. Диаграмма Ni-V-10Th (рис. 81, Б) указывает на присутствие в составе псаммитов первого петротипа большей доли продуктов размыва кислых пород, чем в таковых второго петротипа.



Рис. 81. Положение фигуративных точек состава песчаников ламутской свиты на: диаграммы Th-Sc-Zr/10 (A) и La-Th-Sc (B) для определения палеотектонических

обстановок (Bhatia; Crook, 1986). Б – диаграмма Ni-V-10Th по (Bracciali et al., 2007). Остальные условные обозначения см. рис. 80.



Рис. 82. Диаграммы La – Th (A) и Ti/Zr – La/Sc (Б) для определения палеотектонических обстановок (Bhatia, Crook, 1986). Остальные условные обозначения см. рис. 80.

Степень выветривания. Значения ГМ для коньяк-кампанских пород составляют 0,40– 0,51. На диаграмме Th/Sc–Zr/Sc по (Taylor, McLennan, 1995) все проанализированные образцы расположены в поле композиционного разнообразия песчаников (рис. 83), что указывает на то, что породы являются результатом первого цикла седиментации. Следовательно, использование диаграмм по установлению состава источников сноса вполне достоверно, так как обломочный материал не был переотложен и отражает состав источника.



Рис. 83. Положение фигуративных точек составов псаммитов ламутского ТСК на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (Taylor, McLennan, 1995). Остальные условные обозначения см. рис. 72.

4.3.3. Результаты исследования состава амфиболов

Полученные результаты петрографических исследований пород коньяк-кампанского возраста района г. Пик по наиболее представительным шлифам были заверены на сканирующем электронном микроскопе с анализатором. Наибольший интерес представляли составы амфиболов в сростках обломков пород.

Количественный анализ состава амфиболов в шлифах показал, что амфиболы представлены в основном чермакитом и роговой обманкой. Из-за неоднородности выборки по вариациям алюминия, титана и кремния амфиболы были разделены на 3 группы: магматические, субсолидусные и метаморфические (приложение 6). Собственно магматические (1 анализ) представлены ferrian-titanian-tschermakite, субсолидусные (3 анализа) - ferrian-tschermakitic hornblende, tschermakitic hornblende, метаморфические (6 анализов) - ferrian-magnesio-hornblende и magnesio-hornblende.

В изученных образцах диапазон магнезиальности для всей выборки 0,49-0,69. Наибольшее значение магнезиальности свойственно метаморфическим амфиболам (0,55-0,59). Содержание алюминия снижается с ростом магнезиальности. Так как для коньяк-кампанских пород одним из предполагаемых источников сноса считается ОЧВП, то амфиболы в их составе сопоставлялись с амфиболами его северной части, тыловой и фронтальной зон (рис. 84, 85), данные по которым были предоставлены П.Л Тихомировым и ранее опубликованы в 2011 году в статье (Кабанова и др., 2011). К тыловой зоне ОЧВП относятся участки: TO5-60, TO5-41, TO5-576 (Центрально-Чукотский сегмент), TO4-335/1 (Анадырский сегмент); к фронтальной: TO5-77/2, TO5-90/1, TO5-84 (Центрально-Чукотский сегмент) (рис. 85).





Рис. 84. Тектоническая схема Северо-Востока Азии (Nokleberg et al., 2001; Соколов и др., 2001, с упрощениями и изменениями по Кабановой и др., 2011). Условные обозначения: Главные сегменты (секторы) ОЧВП (Белый, 1977): 3-О – Западно-Охотский, ОС – Охотский, ПС – Пенжинский, АС – Анадырский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, В-Ч – Восточно-Чукотский. Красный квадрат – территория района Усть-Бельских – Алганских гор.

На диаграммах (рис. 86) Mg#-Al (форм.ед) (а), Mg#-Mn (форм.ед) (б), Mg#-Ti (форм.ед) (в), Mg#-K (форм.ед) (г) видно, что амфиболы в составе коньяк-кампанских пород разделились на две группы. Первая группа соответствует магматическим и субсолидусным амфиболам с диапазоном магнезиальности 0,49-0,54, вторая – метаморфическим амфиболам с диапазоном магнезиальности (0,55-0,59), причем в метаморфических амфиболах второй группы содержание алюминия значительно ниже (5,3-7,9), чем в магматических и субсолидусных амфиболах второй группы (9,9-11,7).



Рис. 85. Схема геологического строения северной части ОЧВП (Tikhomirov et al., 2008, с изменениями и дополнениями по Кабановой, 2011). Условные обозначения: 1 – выступы

палеозойского фундамента; 2 – пермско-триасовые комплексы пассивной окраины Чукотского микроконтинента; 3-4 – комплексы поздней юры-неокомы (Южно-Анюйская, Олойская и Пекульнеская зоны): 3 – осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы задуговых и преддуговых бассейнов; 4 – фрагменты вулканических дуг; 5 – области позднеорогенного вулканизма (апт-ранний альб?); 6 – син- и постколлизионные осадочные бассейны поздней юры--неокома; 7-12 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; поля распространения пород, соответствующих различным стадиям активности (млн лет): 7 – 106-98; 8 – 94-91; 9 – 89-87; 10-85,5-83,5; 11-79-74(?); 12-область, для которой нет надежных датировок вулканитов;13 – отложения кайнозойских межгорных впадин; 14 – гранитоидные и габбро-гранитоидные интрузивы (палеозой-поздний мел); 15 – основные и ультраосновные породы палеозойских и мезозойских офиолитовых комплексов; 16 – предполагаемые границы позднеорогенного Тытыльвеемского вулканического пояса аптского возраста (Тихомиров и др., 2009); 17-18 – границы главных структурных подразделений ОЧВП (Белый, 1977) 17 – граница тыловой и фронтальной зон; 18 – граница сегментов (АС – Анадырский, ЦЧС – Центрально-Чукотский); 19 – точки отбора образцов, использованные в исследовании О.И. Кабановой, П.Л. Тихомирова, В.О. Япаскурта в 2011 (Кабанова и др., 2011).

По содержаниям петрогенных оксидов магматические и субсолидусные амфиболы близки к амфиболам тыловой зоны ОЧВП Центрально-Чукотского сегмента района TO5-41, а метаморфические – к фронтальной части района TO5-84 и к тыловой части района TO5-60.

По Ф. Ридолфи (Ridolfi et. al., 2009) были рассчитаны основные физико-химические параметры расплава: температура и давление, коэффициент фугитивности и содержание H₂O.



Рис. 86. Диаграммы: а – Mg#-Al (форм.ед), б – Mg#-Mn (форм.ед), в – Mg#-Ti (форм.ед), г – Mg#-K (форм.ед) для всех типов амфиболов пород коньяк-кампанского возраста и амфиболов кислых вулканитов северной части ОЧВП (по Кабанова, 2011). 1 – амфиболы
коньяк-кампанских пород Алганского террейна, 2 – ТО5-60, 3 – ТО4-335/1, 4 – ТО5-576, 6 – ТО5-41, 7 – ТО5-77/2, 8 – ТО5-90/1, 9 – ТО5-84.

Для магматических и субсолидусных амфиболов температура кристаллизации составляет 871-929°С, давление 242-353 МПа, -logfO₂ составил 11,5-11,9, содержание воды в весовых процентах 6,4-7,3 (рис. 87).



Рис. 87. Диаграммы: а – Р-Т, б – logfO₂-Т, в – Т-H₂O для всех типов амфиболов коньяккампанских пород и амфиболов кислых вулканитов северной части ОЧВП (по Ridolfi, 2009).

1 — амфиболы коньяк-кампанских пород Алганского террейна, 2 — метаморфизованные амфиболы коньяк-кампанских пород Алганского террейна, 3 — TO5-60, 4 — TO4-335/1, 5 — TO5-576, 6 — TO5-41, 7 — TO5-77/2, 8 — TO5-90/1, 9 — TO5-84.

Для метаморфических амфиболов температура кристаллизации составляет 749-805°С, давление 68-133 МПа, -logfO₂ составил 12,2-13,3, содержание воды в весовых процентах 4,4-5,3 (рис. 87).

По Р-Т условиям и коэффициенту фугитивности амфиболы коньяк-кампанских псаммитов Алганского террейна больше всего сопоставимы с амфиболами тыловой зоны ОЧВП Центрально-Чукотского сегмента района ТО5-4. Содержание воды равновесно составу роговой обманки.

Магматические амфиболы, являются первичными, в отличие от метаморфических, и, следовательно, они несут более точную информацию о начальных параметрах вещества и являются более надежным источником информации о материнских породах. Поэтому так же отдельно были построены диаграммы без метаморфических амфиболов (рис. 88, 89). На диаграммы были нанесены только магматические и субсолидусные амфиболы ОЧВП, данные по которым были предоставлены П.Л Тихомировым. На данных диаграммах отчетливо видно, что амфиболы коньяк-кампанских пород по составу близки к амфиболам тыловой зоны ОЧВП Центрально-Чукотского сегмента района TO5-41.



Рис. 88. Диаграммы: а – Mg#-Al (форм.ед), б – Mg#-Mn (форм.ед), в – Mg#-Ti (форм.ед), г – Mg#-K (форм.ед) для магматических и субсолидусных амфиболов коньяк-кампанских

псаммитов и амфиболов кислых вулканитов северной части ОЧВП (по Кабанова, 2011). Остальные условные обозначения см. рис. 86.



Рис. 89. Диаграммы: a – P-T, б – logfO₂-T и в – T-H₂O для всех магматических и субсолидусных амфиболов коньяк-кампанских псаммитов и амфиболов кислых вулканитов северной части ОЧВП (по Ridolfi, 2009). Остальные условные обозначения см. рис. 87.

При сравнении амфиболов коньяк-кампанских псаммитов с амфиболами северной части ОЧВП установлено, что по содержаниям петрогенных оксидов, температуре, давлению, фугитивности, содержанию H₂O магматические и субсолидусные амфиболы близки к амфиболам тыловой зоны ОЧВП Центрально-Чукотского сегмента района. Эти данные вызывают ряд противоречий, так как район Усть-Бельских – Алганских гор скорее относится к фронтальной зоне ОЧВП. Можно предположить, что материал для коньяк-кампанских туфопесчаников транспортировался большими реками, поставлявшими материал с удаленных участков. Но тогда также логично было бы ожидать, что из фронтальной зоны в реку попадал материал дополнительных локальных источников (сомнительно, чтобы река, протекая через зону шириной 100 км, не набрала там материала). Возможно, именно метаморфические амфиболы и являются фрагментами амфиболов фронтальной зоны ОЧВП. Однако это предположение требует дополнительных исследований.

Данные о составе магматических и субсолидусных амфиболов коньяк-кампанских псаммитов позволяют оценить ряд параметров кристаллизации магм, которые являлись источником вулканокластического материала. Расчеты показывают, что кристаллизация амфиболов происходила при температурах 871-929 °C, давлении от 0,24 ГПа до 0,35 ГПа и на глубине 7,2-10,5 км.

4.4. Кремнистые породы⁵

Кремнистые породы были опробованы из верхнеальбского-туронского и коньяккампанского комплексов Алганского террейна.

В рамках исследования были изучены кремнистые отложения в районах г. Кымъылннай, рек Ниж. Чивэтыквеем, Кымъылнейвеем и Ольтян (Рис. 90). Кремнистые отложения рек Ниж. Чивэтыквеем и Ольтян входят в состав верхнеальбского-туронского тектоностратиграфического комплекса, а р. Кымъылнейвеем и г. Кымъылннай - коньяк-кампанского. Кремнистые образования районов р. Ниж. Чивэтыквеем, г. Кымъылннай, низовья р. Кымъылнейвеем входят в состав кремнисто-базальтовой ассоциации; районов р. Ольтян и истоков р. Кымъылнейвеем – в состав кремнисто-базальт-терригенной ассоциации.

Кремнистые отложения района р. Ниж. Чивэтыквеем представлены кремнями бордовыми (рис. 91, А), чаще всего образуют самостоятельные горизонты (рис. 91, Б) общей мощностью около 20 м, датированы титоном–берриасом (Palechek, 2022). От туфотерригенных комплексов они отделены терригенным меланжем. Базальты, ассоциирующие с кремнями,

⁵ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И. Кремнистые отложения г. Кымъылнай (Корякское нагорье, Северо-Восток России) // Тезисы докладов IX Международной научной конференции молодых учёных «Молодые-Наукам о Земле». МОСКВА: МГРИ. Т. 1. 2020. С. 61–64. (0,212 авторского листа, 0,354 п.л., авторский вклад - 25%).

²⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И. Состав, строение и условия образования тектоностратиграфических комплексов позднего альба-кампана Алганского террейна (Корякское нагорье) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С. 14-17. (0,226 авторского листа, 0,376 п.л., авторский вклад -25%).

³⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Геохимическая характеристика кремнистых отложений Алганского террейна (Алганские горы, Корякское нагорье) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: Издательство Казанского университета. 2019. С. 116-117. (0,133 авторского листа, 0,221 п.л., авторский вклад - 33%).

⁴⁾ Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н. Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. МОСКВА: ГЕОС. 2022. С. 152-155. (0,248 авторского листа, 0,414 п.л., авторский вклад - 25%).

⁵⁾ Моисеев А.В., Гущина М.Ю., Палечек Т.Н., Соколов С.Д. Альб-кампанская аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса (Алганский террейн, Корякская складчатая система) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С.30-34. (0,223 авторского листа, 0,371 п.л., авторский вклад - 25%).

⁶⁾ Моисеев А.В., Соколов С.Д., Палечек Т.Н., Гущина М.Ю. Аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса в структуре Алганского террейна (Корякская складчатая система) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2022. С. 90-95. (0,374 авторского листа, 0,624 п.л., авторский вклад - 25%).



иногда рассланцеванные и в них встречаются брекчированные базальты. Все породы сильно выветрелые.

Рис. 90. Тектоно-стратиграфические колонки вулканогенно-кремнисто-терригенных и кремнисто-терригенных комплексов алганского террейна. Условные обозначения: 1 – меланж; 2 – конглобрекчии; 3 – вулканомиктовые песчаники; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – туфопесчаники горизонты базальтов и андезитов; 6 – бордовые яимы; 7 – черные кремни; 8 – зеленые кремни; 9 – среднеюрские-раннемеловые габбро-долериты; 10 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги).

Кремнистые отложения района р. Ольтян представлены отдельными выходами от 0,5 до 4 м небольшой мощности. Контакты с базальтами и терригенными породами предполагается тектонический (Моисеев, 2015; 2020). Кремнистые отложения представлены сургучными яшмами и радиоляритами, иногда слоистыми (рис. 91, В). Породы сильно трещиноваты и деформированы.

Кремнистые отложения в низовьях р. Кымъылнейвеем представлены слоистыми фтанитами, сургучными и серо-зелёными яшмами и чаще всего образуют самостоятельные горизонты (рис. 91, Г) общей мощностью около 30 м. Для некоторых образцов характерно совместное присутствие позднеюрских-раннемеловых и кампанских форм радиолярий (устное сообщение Т.Н. Палечек). В истоках р. Кымъылнейвеем кремнистые отложения образуют будины и фрагменты слоёв среди базальтов. Общая мощность кремнисто-базальтовой

ассоциации около 10 м. Контакты с базальтами и терригенными породами не установлены. Все породы смяты в сложные складки (рис. 90, Д), сильно деформированы и трещиноваты.

Рис. 91. Фотографии кремнистых пород Алганского террейна: а – общий вид кремнистых отложения района р. Ниж. Чивэтыквеем; б – горизонты кремней района р. Ниж. Чивэтыквеем; в – общий вид кремнистых отложений района р. Ольтян; г – переслаивание красных кремней района р. Кымъылнейвеем; д – клиновидная, изоклинальная складка двух генераций, в ядре черные кремни, крылья выполнены переслаиванием зеленых и красных кремней, район р. Кымъылнейвеем. Фотографии а, б сделаны А.В. Моисеевым.

Породы г. Кымъылннай в основании представлены габбро-долеритовыми телами средней юры – нижнего мела мощностью около 300 м (Гульпа и др., 2014). Структурно выше залегает кремнисто-базальтовая (рис. 92, А) ассоциация мощностью от 75 до 300 м. Базальты темно-коричневые и зеленоватые, трещиноватые, с реликтами подушечной отдельности. Кремнистые породы представлены бордовыми яшмами и радиоляритами (рис. 92, А, Б) и образуют будины и фрагменты слоёв среди базальтов, датированы кампаном (Палечек и др., 2016, Palechek, 2022). Для некоторых образцов характерно совместное присутствие юрских и кампанских форм радиолярий. Иногда наблюдаются четкие стратиграфические контакты кремней с базальтами (рис. 92, В, Г).



Рис. 92. Кремни в кремнисто-базальтовых ассоциациях г. Кымъылннай.

По результатам петрографического исследования установлено, что чаще всего кремнистые породы сложены криптокристаллическим материалом преимущественно кварцевого состава (рис. 93, А). Из структур преобладают афанитовая, ультрамелко-, мелко-, криптокристаллическая, реликтовая. Для радиоляритов характерна органогенная структура, реликты скелетов радиолярий выполнены кварц-халцедоновым материалом и составляют 50-80% (рис. 93, Б, В). Размер раковин от 0,05 до 0,45 мм. Доминируют массивная, слоистая, пятнистая, и комковатая текстуры (рис. 93, В), последняя характерна для отложений турбулентных потоков. Цвет пород связан с содержанием мелко распыленной примеси трехвалентного железа (сургучные яшмы), большого содержания мелких зерен эпидота (зеленые яшмы), органического вещества (фтаниты). Редко встречаются единичные зерна кварца, полевых шпатов, циркония, слюды, рудных минералов, агрегаты эпидота, окатанные обломки кварцитов и других кремнистых пород (рис. 93, Г). Породы пронизаны беспорядочной сетью трещин, выполненных преимущественно кварцевым материалом (рис. 93, А), иногда кальцитом, слюдистым агрегатом.



Рис. 93. Фотографии шлифов кремнистых пород Алганского террейна: а — общий вид кремней с криптокристаллической структурой, порода пронизана беспорядочной сетью трещин, выполненных преимущественно кварцевым материалом, шлиф №G16-4-17, с анализатором; б — органогенная структура радиоляритов, реликты скелетов радиолярий выполнены кварц-халцедоновым материалом, шлиф №G16-10-84, с анализатором; в — комковатая текстура, шлиф №G16-6-63, с анализатором; г — окатанный переотложенный обломок яшмоида в кремнях, шлиф №G16-7-72, с анализатором. Масштабная линейка отмечена в правом нижнем углу снимка.

По ряду литохимических параметров (таблица 1), таких как Zr/Y; Ce/La; (La/Ce)n по (Дубинин, Волков, 1986; Морозов, 2000; Миггау, 1994) и диаграмм О.Л. Морозова (Морозов, 2000) (Рис. 94) и R.W. Murray (Murray, 1991, 1994) (рис. 95, 96), основанных на содержании TiO2, Al2O3, Fe2O3, MnO, La, Ce, Y, V, кремнистые отложения были разделены на пелагические и приконтинентальные (окраинно-морские) разности. Для приконтинентальных разностей Zr/Y=2,4-8,9; Ce/La=2,0-4,0; (La/Ce)n=0,53-1,09, для пелагических – 1,9-4,1; 1,1-2,0; 1,05-1,99 соответственно.

На диаграммах R.W. Murray (Murray, 1991; 1994) (рис. 96) породы попадают в основном в поля характерные для приконтинентальных отложений, некоторые пробы попадают в поля отложений пелагиали и даже срединно-океанических хребтов (COX).

Кремни в составе:	Позднеальбского-туронского ТСК	Коньяк-кампанского ТСК	
Обстановка:	Приконтинентальная	Приконтинентальная	Пелагическая
Zr/Y	3,2-9,2	4,8-6,3	1,9-4,1
Ce/La	2,0-3,8	2,4-3,3	1,1-2,0
(La/Ce)nasc	0,6-1,0	0,6-0,9	1,1-2,0
Zr/Hf	37-45	41-42	36-52
U/Th	0,11-0,26	0,11-0,14	0,12-8,45
Ni/Co	2,2-5,9	1,6-2,5	4,9-36,6
Mo/Mn	0,0002-0,0074	0,0003-0,0015	0,0006-0,1696
Титановый	8,4-32,5	11,9-16,4	8-629
модуль			
(Fe+Mn)/Ti			
Алюминиев	0,45-0,67	0,60-0,65	0,12-0,68
ый модуль			
Al/(Al+Mn+			
Fe)			
Eu/Sm	0,005-0,231	0,207-0,210	0,23-0,31
Mn	639-2950	1490-3334	44-2951
Со	5-21	33-34	1-13
Ni	20-55	52-106	20-66
Cr	20-67	22-25	23-137
Cu	20-105	32-55	16-42

Таблица 1. Литохимические показатели кремнистых отложений Алганского террейна.



Рисунок 94. Диаграмма Zr/Y-Ce/La по данным (Морозов, 2000). *А* – Гидротермальные, диагенетические и смешанные металлоносные осадки Тихого океана; В – пелагические осадки (глин) мирового океана; С – Терригенные и туфотерригенные осадки окраин океанов. Красным цветом раскрашены приконтинентальные кремнистые образования, голубым – пелагические: 1 – район г. Кымъылннай; 2 – района р. Кымъылнейвеем; 3 – района р. Ниж. Чивэтыквеем; 4 – района р. Ольтян.

Для приконтинентальных кремнистых отложений отношение по Zr/Hf составляет (32-52). Подобные значения указывают на отсутствие либо небольшое количество гидротермального материала в составе данных пород и их принадлежность к обычным терригенным породам (Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1995). Значения алюминиевого (0,12-0,68) и титанового (8-629) модулей по (Bostrom, 1973; Страхов, 1976; Sugisaki et. al., 1982; Константиновская, 1998), низкие значения отношения U/Th (0,1-8,4) по (Миггау, 1992) в целом указывают на отсутствие эксгалятивного материала и свидетельствуют об удаленности от COX. Низкие значения Eu/Sm (0,01-0,51) и концентрации Ni (15-117), Cr (20-344), Cu (14-317) по (Bonatti et al., 1972,1976) соответствуют удаленности от зон гидротермальной разгрузки и, как следствие, от COX. Таким образом, большинство модулей свидетельствуют об удаленности исследуемых кремнистых отложений от COX.



Рисунок 95. Диаграммы по R.W. Murray (Murray, 1994). Остальные условные обозначения см. рис. 94.

Соотношения U/Th, Ni/Co, Mo/Mn, V/(V+Ni) составляют 0,1-2,1; 1,6—5,8; 0,0001-0,0075; 0,4—0,83 соответственно и по (Холодов, Недумов, 1991; Холодов, Пауль, 1999; Hatch, Leventhal, 1992; Lewan, 1984; Jones, Manning, 1994; Холодов, 2006 и др.) указывают на формирование пород в хорошо аэрируемом бассейне, за исключением пелагических разностей

района р. Кымъылнейвеем с характерными значениями U/Th (3,6-8,4), Ni/Co (13,4-36,6), Mo/Mn (0,17-0,21), V/(V+Ni) (0,90-0,92), представленных черными кремнями, которые формировались в бескислородных условиях. В черных кремнях также отмечаются низкие концентрации Mn (44-97), Co (0,8-1,5), Ni (20-29), что по (Quinby-Hunt, Wilde, 1994; Rachold, Brumsack, 2001) так же говорит об их формировании в аноксидных обстановках. В породах, формировавшихся при нормальном кислородном режиме, значения составляют: Mn 527-3792 мкг/г; Co 3,4-43,0; Ni 20,5-117.



Рис. 96. Диаграммы по R.W. Murray (Murray, 1994; 1994). Остальные условные обозначения см. рис. 94.

Суммарные содержания РЗЭ в кремнистых отложениях составляют 2,6-206,5 мкг/г (рис. 97). Для пелагических разностей характерные более низкие концентрации РЗЭ – 2,6-51,3 мкг/г, относительно приконтинентальных - 16,4-206,5. Положительная цериевая аномалия отличительная черта осадков окраинных или приконтинентальных зон океанов (Piper, 1974; Shimizu, Musada, 1977; Randin et al., 1981; Murray et al., 1990). Для океанских вод типичен дефицит Се. Аналогичные распределения Се часто наследуют и пелагические биогенные (радиоляриевые, диатомовые или фораминиферовые) илы с характерным дефицитом Се al, 1999; (Elderfield et al, 1981; Armstrong et Морозов, 2000). Для отложений приконтинентальных разностей характерна положительная Се аномалия, для отложений

пелагических разностей – отрицательная. По величине значения европиевой аномалии среди кремнистых отложений в пределах распространения алганской свиты выделяются две группы пород (Eu/Eu*=0,017-0,028 и 0,649-0,720) (рис. 85), что, вероятно, связано с разной терригенной примесью в составе пород. Низкие отношения европиевой аномалии так же по (de'Baar et al., 1985; Ruhlin, Owen, 1986; Olivarez, Owen, 1991; German et al., 1990; Kato et al., 1998 и др.) указывают на удаление зоны осадконакопления кремней от COX.



Рисунок 97. Диаграмма распределения РЗЭ для кремнистых отложений Алганского террейна.

Анализ результатов исследования геохимического состава кремнистых отложений позволил сделать следующие выводы. Кремнистые отложения верхнеальбского-туронского TCK накапливались в приконтинентальной области, а коньяк-кампанского TCK – в приконтинентальной и пелагической областях. Осадконакопление всех кремнистых образований происходило далеко от COX, преимущественно в хорошо аэрируемом бассейне, за

исключением черных кремней, формировавшихся в бескислородных условиях. Образование приконтинентальных разностей происходило при поставке различной терригенной примеси.

Для пород г. Кымъылннай, где обнаружены кампанские формы радиолярий (опред. Т.Н. Палечек, ГИН РАН) характерно формирование как в приконтинентальных, так и в пелагических условиях. Таким образом, кроме изученных предшественниками верхнемеловых отложений мелкого моря, представленных туфотерригенными комплексами, в составе Алганского террейна присутствуют пелагические отложения кремнисто-базальтовой ассоциации кампанского возраста, являющиеся фрагментами позднемелового глубоководного бассейна. Близкое расположение комплексов, образованных в различных седиментационных обстановках, свидетельствует о значительных тектонических сокращениях.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Проведенные исследования позволили дополнить имеющиеся сведения о геологическом строении района Усть-Бельских и Алганских гор. Новые данные по составу различных комплексов региона позволили определить условия и обстановки их образования, уточнить строение региона и более детально подойти к историко-геологическим аспектам геодинамической модели.

В данной главе рассматриваются источники сноса, геодинамические режимы, особенности размещения латеральных рядов палеоструктур в различные этапы.

В истории развития исследуемого региона выделено два этапа: позднеюрскийраннемеловой и позднеальбский-позднемеловой.

5.1. Позднеюрский-раннемеловой этап

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения в районе Усть-Бельских-Алганских гор входят в состав Мавринской и Удачнинской пластин Усть-Бельского террейна и позднеюрскогораннемелового тектоно-стратиграфического комплекса Алганского террейна.

В ходе исследований верхнеюрско-нижнемеловых туфотерригенных пород Усть-Бельского и Алганского террейнов показано, что породы Алганского террейна представлены кварцево-полевошпатовыми граувакками, а Усть-Бельского террейна – кварцевополевошпатовыми и полевошпатовыми граувакками. Установлено, что их накопление происходило синхронно с вулканизмом: о вулканическом происхождении свидетельствует наличие кристаллокластов, литокластов, основных и средних плагиоклазов (андезин, лабрадор), обладающих наименьшей химической устойчивостью (Ван, Казанский, 1985). Их присутствие считается индикатором одноциклического образования (Шутов и др., 1972; Ван, Казанский, 1985). Плохие сортировка и степень окатанности обломков пород, а также наличие в составе песчаников нестабильных компонентов (полевые шпаты, спилиты), свидетельствуют о близости источника сноса. Соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) указывают, что седиментация всех псаммитов происходила при размыве вулканической дуги. По содержаниям K2O, Na2O, SiO2, Th, Sc, Zr, La можно предположить, что вулканизм был связан с островной дугой (см. диаграммы Б. Розера, Р. Корша и М. Бхатиа, К. Крука). Низкие отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, отсутствие выраженной Еи аномалии, значения титанового и щелочного модулей, распределение фигуративных точек на диаграмме Ni-V-10Th (рис. 17, Б; 28, Б; 41, Б; 53, Б; 67, Б; 81, Б) указывают на поступление в позднеюрский-раннемеловой бассейн существенного количества вулканического материала основного и среднего состава. Полученные данные по индикаторным отношениям подтверждаются обнаруженным при петрографическом изучении туффитов и туфопесчаников высоким содержанием обломков основных и средних вулканитов.

Гранулометрический анализ подтверждает турбидитовый генезис псаммитов, на что указывают полученные соотношения коэффициентов сортированности и асимметрии. По соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса отложения относятся к осадкам сильных речных или вдольбереговых течений, т.е. континентальным речным и прибрежно-морским фациям. Присутствие в отложениях морской фауны исключает образование пород в континентальных условиях. На морские условия может так же указывать обильное развитие хлорита, присутствие карбонатного цемента. В условиях вдольбереговых течений, в прибрежно-морских обстановках, накапливается хорошо сортированный материал, тогда как все изученные песчаники плохо сортированы. Поэтому осадконакопление, вероятно, было связано с конусами выноса подводных дельт. Данные обстановки осадконакопления коррелируются с деятельностью и речных, и прибрежно-морских процессов. По способу переноса осадка по Р. Пассеги (Passega, 1964), породы относятся к отложениям течений с высокими и средними скоростями. Таким образом, осадок формировался турбидитами недалеко от дельт, поставлявших обломочный материал для дальнейшего переноса. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановками, характерными для конусов выноса подводных дельт.

Значения отношения Fe/Mn указывают на присутствие как прибрежно-мелководных (Удачнинская пластина Усть-Бельского террейна), так и мелководных фаций (Мавринская пластина Усть-Бельского террейна, позднеюрский-раннемеловой ТСК Алганского террейна). Однако деятельность мутьевых потоков, обусловленная земной гравитацией, предполагает наличие крутого подводного склона, что и объясняет высокие скорости потоков. Поэтому условия осадконакопления скорее всего соответствовали умеренно глубоководной обстановке, в сравнительно небольшой удаленности от берега. Вероятно, формирование отложений различных тектонических единиц происходило в разных частях крутого континентального склона за счет мутьевых потоков.

Отношения U/Th, Ni/Co указывают на образование песчаников в окислительных придонных условиях.

Наблюдается уменьшение значений Ti/Mn, Fe/Mn, суммы РЗЭ от западных пород Удачнинской пластины к восточным породам Алганского террейна. Значения Ti/Mn, Fe/Mn, суммы РЗЭ для пород Мавринской пластины занимают промежуточное положение. Таким образом, породы Алганского террейна накапливались дальше от источника, чем породы Усть-

Бельского террейна, а источник сноса располагался на западе региона. Так же туфотерригенные породы Удачнинской пластины характеризуются более высоким содержанием цемента (20%), относительно других тектонических единиц. Относительно Мавринской пластины туфотерригенные породы Удачнинской пластины более крупнозернистые, хуже сортированы и менее зрелые (характерны более низкие значения ГМ), и, значит, прошли меньший путь от источника сноса. В породах Алганского террейна наблюдается ухудшение сортировки, укрупнение среднего размера зерен и меньшая зрелость пород относительно пород Мавринской пластины, что противоречит направлению миграции материала с запада на восток. Подобные противоречия связаны, скорее, с формированием пород Алганского террейна при поступлении материала из дополнительного источника.

В туфопесчаниках Алганского террейна петрографически обнаружено большее количество неокатанных спилитов и обломков кремнистых пород, чем в породах Усть-Бельского террейна. Невысокие значения ГМ в породах позднеюрского-раннемелового ТСК Алганского террейна указывают на поступление в область осадконакопления свежего материала. Но область осадконакопления пород Алганского террейна была более удалена от основного источника сноса, чем таковая пород Усть-Бельского террейна. В отличие от пород Усть-Бельского террейна, терригенные породы Алганского террейна встречаются совместно с отдельными тектоническими пластинами и олистолитами (Палечек, и др. 2016; Моисеев, 2015; 2020) кремнисто-базальтовых ассоциаций. При изучении строения, состава и возрастов кремнистых и вулканических пород предшественниками (Моисеев, 2015; 2020) было предположено, что олистолиты кремней Алганского террейна были сформированы за счет разрушения аккретированных к висячему крылу фрагментов океанической коры. Такие фрагменты сохранились в виде отдельных чешуй вулканогенно-кремнистого комплекса. Сама аккреционная структура была образована в пределах Удско-Мургальской окраины. Автор данной работы предполагает, что неокатанные спилиты и обломки кремнистых пород, скорее всего, также являются продуктами разрушения пород предостроводужной части желоба, представленной чешуями аккретированных фрагментов океанической коры, которые и являлись дополнительным источником для туфопесчаников Алганского террейна.

Полученные данные подтверждают предположения о происхождении и способе осадконакопления верхнеюрских-нижнемеловых псаммитов за счет движения мутьевых потоков по склону вблизи островодужного вулканизма и не противоречат предположениям о существовании вулканически активной континентальной окраины в позднеюрскоераннемеловое время.

125

В результате обобщения полученных данных построена палеотектоническая модель для позднеюрского-раннемелового времени (рис. 98). На ней показано, что миграция материала происходила с запада на восток (в современных координатах). Туфогенный характер верхнеюрских-нижнемеловых отложений указывает на близость области осадконакопления к активному островодужному вулканизму, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала основного и среднего состава. Подобной островной Удско-Мургальской островодужной дугой могла быть часть системы (рис. 99). функционирующей в позднеюрско-раннемеловое время (Некрасов, 1976; Зоненштайн и др., 1990; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1999; Морозов, 2000). Отложения образовывались в морских условиях, недалеко от берега. Осадконакопление было связано с конусами выноса подводных дельт. Результаты исследования верхнеюрских-нижнемеловых пород района Усть-Бельских – Алганских гор позволяют предполагать их образование в различных частях Удско-Мургальской дуги. Породы Усть-Бельского террейна формировались в преддуговом бассейне на склоне Удско-Мургальской островной дуги. Формирование верхнеюрских-нижнемеловых пород Алганского террейна происходило при дополнительном поступлении продуктов разрушения аккреционной призмы в пределах подножья склона или желоба. Результаты исследования предполагают их образование в составе аккреционной структуры Удско-Мургальской островной дуги.



Рис. 98. Палеотектоническая реконструкция для позднеюрского-раннемелового времени: 1 – океаническая плита; 2 – комплексы аккреционной призмы; 3 – комплексы Удско-Мургальской

позднеюрско-раннемеловой островной дуги: а — средние вулканиты; б — основные вулканиты; 4 – основные направления миграции материала от источника сноса.



Рис. 99. Палеотектоническая реконструкция Удско-Мургальской активной окраины и прилегающих территорий в позднеюрское-раннемеловое время по (Sokolov et al., 2009): 1-2 – комплексы Удско-Мургальской дуги: 1 – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма. Красным квадратом отмечено положение района Усть-Бельских – Алгансих гор.

5.2. Позднеальбский-позднемеловой этап

В предпозднеальбское время произошла коренная перестройка структурного плана региона (Соколов, 1992; Соколов и др., 1999), связанная с отмиранием зоны субдукции Удско-Мургальской островной дуги и заложением структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, одновозрастные, образованные в его фронтальной части, комплексы которого широко распространены в данном регионе.

Верхнеальбские-верхнемеловые отложения в районе Усть-Бельских-Алганских гор широко распространены на территории Алганского террейна, входят в состав позднеальбскоготуронского и коньяк-кампанского ТСК, в пределах Усть-Бельского террейна встречаются в незначительном количестве в пределах Удачнинской пластины.

В ходе исследований верхнеальбских-верхнемеловых туфотерригенных пород показано, что в пределах Удачнинской пластины они представлены полевошпатовыми граувакками, а в

пределах Алганского – кварцево-полевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками. Установлено, что их накопление происходило синхронно с вулканизмом. О вулканическом происхождении свидетельствует наличие кристаллокластов, литокластов, витрокалстов (коньяк-кампанский TCK), основных и средних плагиоклазов (андезин, лабрадор, битовнит), обладающих наименьшей химической устойчивостью (Ван, Казанский, 1985). Их присутствие считается индикатором одноциклического образования (Шутов и др., 1972; Ван, Казанский, 1985). Плохие сортировка и степень окатанности обломков пород, а также наличие в составе песчаников нестабильных компонентов (полевые шпаты, крупные фрагменты слаболитифицированных туфоалевролитов, туфоаргиллитов), свидетельствуют о близости источника сноса. Верхнеальбские-верхнемеловые псаммиты характеризуются более высокими содержаниями кварца относительно таковых позднеюрского-раннемелового возраста. Тем не менее, соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород по (Dickinson, Suczek, 1979) также указывают, что седиментация обоих TCK происходила при размыве вулканической дуги. Содержания К₂O, Na₂O, SiO₂, Th, Sc, Zr, La (диаграммы Б. Розера, Р. Корша и М. Бхатиа, К. Крука) также свидетельствуют о связи генезиса псаммитов с вулканической дугой.

Для верхнеальбских-верхнемеловых пород региона характерны более высокие отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, незначительная отрицательная Eu аномалия, распределение фигуративных точек на диаграмме Ni-V-10Th указывает на привнос материала более кислого состава, о чем так же свидетельствует преобладание в минеральном составе обломков вулканитов среднего и кислого состава. Туфогенный характер верхнеальбских-верхнемеловых отложений указывает на близость области осадконакопления к активному вулканизму, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала кислого и среднего состава. Вместе с вулканитами в бассейн поступали фрагменты фундамента вулканической постройки, представленные гранитоидами и кварцитами, и продукты размыва терригенных комплексов, представленных крупными фрагментами туфоалевролитов, туфоаргиллитов.

Исключением являются псаммиты второго петротипа коньяк-кампанских псаммитов Алганского террейна. Для них характерны низкие отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, положительная Eu аномалия. Геохимические параметры указывают на формирование данных пород за счет поступления в бассейн большого количества вулканического материала основного и среднего состава. Полученные данные по индикаторным отношениям и диаграммам хорошо согласуются с минералогическими особенностями изученных псаммитов (высоким содержанием обломков средних и основных пород).

Условия и способы осадкообразования всех верхнеальбских-верхнемеловых пород показывают сходство с породами верхнеюрского-нижнемелового возраста. Все псаммиты по

соотношению сортированности и асимметрии соответствуют турбидитам, а по соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса – отложениям сильных речных или вдольбереговых течений, т.е. континентальным речным и прибрежно-морским фациям. Присутствие в отложениях морской фауны исключает образование пород в континентальных условиях. На морские условия может также указывать обильное развитие хлорита и присутствие карбонатного цемента. В условиях вдольбереговых течений в прибрежно-морских обстановках накапливается хорошо сортированный материал, тогда как все изученные песчаники имеют плохую и среднюю степени сортировки. Поэтому осадконакопление, вероятно, было связано с конусами выноса подводных дельт. Данные обстановки осадконакопления коррелируются с деятельностью и речных, и прибрежно-морских процессов. По способу переноса осадка, по Р. Пассеги (Passega, 1964), породы относятся к отложениям течений с высокими и средними скоростями. Таким образом, осадок формировался турбидитами недалеко от дельт, поставлявших обломочный материал для дальнейшего переноса. Отсутствие ярко выраженной косой слоистости (цикл Боума С) и, напротив, присутствие бесструктурных массивных псаммитов, гравелитов с градационной (цикл А) и параллельной (цикл В) слоистостью, обычно отсутствующих в дистальных турбидитах, указывает на образование пород проксимальными турбидитами (Обстановки осадк..., 1990). Условия осадконакопления можно соотнести с обстановками, характерными для конусов выноса подводных дельт.

Отношения U/Th, Ni/Co указывают на образование песчаников в окислительных придонных условиях, кроме второго петротипа коньяк-кампанских пород, где данные модули указывают на формирование в бескислородных условиях. На бескислородные условия образования так же указывает тонкодисперсный распыленный сульфидный материал (предположительно – пирит, лимонит) в цементе данных пород.

Значения отношения Fe/Mn указывают на доминирование мелководных фаций. Некоторые пробы первого петротипа коньяк-кампанских пород указывают на присутствие прибрежно-мелководных фаций. Однако деятельность мутьевых потоков предполагает наличие крутого подводного склона, наличие которого и объясняет высокие скорости потоков. Поэтому условия осадконакопления, скорее всего, соответствовали умеренно глубоководной обстановке в сравнительно небольшой удаленности от берега.

Для всех верхнеальбских-верхнемеловых пород характерно равномерное распределение величины гидролизатного модуля (0,34-0,51), что в целом указывает на одинаковую степень зрелости пород.

Наличие градационной слоистости (район г. Пик), увеличенное содержание пирокластического материала и РЗЭ в более молодых породах коньяк-кампана относительно

129

таковых позднего альба-турона свидетельствют об усилении процессов поднятия на сопредельных территориях или о проградации и усилении вулканизма.

В составе верхнеальбского-туронского ТСК на основании разности минералогического и гранулометрического составов выделены петротипы псаммитов. По выделенным петротипам отмечается изменение минерального состава: увеличение роли кварца с полевыми шпатами с параллельным уменьшением вулканического материала, представленного обломками вулканитов кислого и среднего состава с северо-запада на юго-восток. Также отмечаются гранулометрические изменения: уменьшение среднего размера зерен и небольшое улучшение коэффициента сортировки и окатанности материала с северо-запада на юго-восток. Как отмечал Г.А. Мизенс (Мизенс, 2005), такие изменения размера зерен могут быть связаны с накоплением более крупнозернистых фракций в верхней части глубоководного конуса выноса, среднезернистых – в средней части, более мелкозернистых – в нижней части. Все это может указывать на то, что источник сноса находился на северо-западе, и породы района р. Ольтян прошли более долгий путь миграции от источника сноса, в отличие от пород района р. Правый Коначан.

Отмечается уменьшение скоростей потоков с северо-запада на юго-восток. Наличие высокоскоростных и низкоскоростных областей возможно связано с продельтовой обстановкой, где обычно существует как застойный режим (падение скоростей течений), так и быстрые течения в основных руслах и протоках; или с выделением в подводном конусе различных частей (верхней, средней, нижней). Изменение скоростей потока в разных литотипах может быть связано с образованием веерообразного конуса выноса, где по закону Бернулли при увеличении сечения русла потока скорость уменьшается. Уменьшение скоростей также может быть связано с затуханием силы потока. И таким образом породы района р. Ольтян располагаются дальше от источника сноса, чем породы р. Правый Коначан, и являются более дистальными. На северо-западе поверхность палеорельефа была более крутой, с более быстрыми течениями, а на юго-восток скорости потоков уменьшались, поверхность начинала выполаживаться, так изменение скоростей могло быть связано с изменением наклона склона, по которому мигрировала суспензия.

Для коньяк-кампанских пород направление миграции материала установить не удалось.

Стоит отметить, что в составе коньяк-кампанских пород на основании различий в минеральном и геохимическом составах было выделено две принципиально разных по составу типа пород – района г. Пик и верховья р. Ольтян, и района левобережья р. Анадырь. Для первого петротипа пород характерно его формирование синхронно с кислым и средним

вулканизмом на юге региона. Для второго петротипа пород характерно его формирование синхронно с основным и средним вулканизмом на севере региона.

В результате обобщения полученных данных построена палеотектоническая модель для позднеальбского-позднемелового времени (рис. 100). На ней показано, что миграция материала происходила с северо-запада на юго-восток (в современных координатах). Туфогенный характер верхнеальбских-верхнемеловых отложений указывает на близость области осадконакопления к активному надсубдукционному вулканизму, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала. Подобной вулканической дугой мог быть ОЧВП (рис. 101), функционирующий в позднеальбское-позднемеловое время (Тихомиров, 2018; Akinin, 2020). В бассейн также поступали продукты размыва более древних представленные обломками туфоалевролитов, терригенных пород, И фрагменты кристаллического фундамента Северо-Азиатского континента, представленные гранитоидами. Отложения образовывались в морских условиях, недалеко от берега. Осадконакопление было связано с конусами выноса подводных дельт. Верхнеальбские-верхнемеловые породы Усть-Бельского террейна формировались в преддуговом бассейне на склоне ОЧВП. Формирование верхнеальбских-верхнемеловых пород Алганского террейна происходило в пределах подножья склона или желоба.



Рис. 100. Палеотектоническая реконструкция для позднеальбского-позднемелового времени: 1 — океаническая плита; 2 — комплексы аккреционной призмы; 3 — комплексы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса: а — кислые вулканиты; б — средние вулканиты; в — «верхние базальты»; 4 — основные направления миграции материала от источника сноса.

Полученные данные подтверждают предположения о происхождении и способе осадконакопления верхнеальбских-верхнемеловых туфопесчаников (за счет движения мутьевых потоков по склону вблизи вулканической дуги) и, таким образом, не противоречат предположениям о существовании вулканически активной континентальной окраины в позднеальбское-позднемеловое время на территории Усть-Бельских–Алганских гор.

Отдельно стоит остановиться на выделенном в ходе исследований втором петротипе коньяк-кампанских пород Алганского террейна (район левобережья р. Анадырь). Литогеохимические характеристики данных пород указывают на формирование данных пород за счет поступления свежего вулканического материала основного и среднего состава. Источником для них могут являться «верхние базальты», которые присутствуют во всех сегментах ОЧВП, и чаще всего встречаются во фронтальной части пояса. Обычно они слагают фрагменты частично эродированных плато. Возраст данных образований варьирует в интервале от сантонского до датского века палеоцена (Тихомиров, 2018).



Рис. 101. Палеотектоническая реконструкция Охотско-Чукотской активной окраины и прилегающих территорий в позднеальбское-позднемеловое время: 1 – Удско-Мургальский пояс, 2-3 – комплексы ОЧВП: 2 – вулканическая дуга, 3 – аккреционная призма; 4 – Южно-Анюйская сутура. Красным квадратом отмечено положение района Усть-Бельских – Алгансих гор.

В ходе работ на сканирующем микроскопе при сравнении амфиболов коньяккампанских пород г. Пик с амфиболами северной части ОЧВП установлено, что по содержаниям петрогенных оксидов, температуре, давлению, фугитивности, содержанию H₂O магматические и субсолидусные амфиболы близки к амфиболам тыловой зоны OЧBП Центрально-Чукотского сегмента района (Кабанова, и др., 2011). Эти данные вызывают ряд противоречий, так как район Усть-Бельских гор скорее относится к фронтальной зоне OЧBП. Можно предположить, что материал для туфопесчаников коньяк-кампанского TCK транспортировался большими реками, поставлявшими материал с удаленных участков. Но тогда также логично было бы ожидать, что из фронтальной зоны в реку попадал материал дополнительных локальных источников (сомнительно, чтобы река проскочила зону шириной 100 км, не набрав там материала). Возможно, именно метаморфические амфиболы и являются фрагментами амфиболов фронтальной зоны OЧBП. Однако это предположение требует дополнительных исследований.

Данные о составе магматических и субсолидусных амфиболов коньяк-кампанского ТСК позволяют оценить ряд параметров кристаллизации магм, которые являлись источником вулканокластического материала. Расчеты показывают, что кристаллизация амфиболов происходила на глубине 871-929 °C. Оценки давления для образцов варьируют от 0,24 ГПа до 0,35 ГПа. Если учесть, что глубина соотносится с давлением и 1 ГПа = 30 км. То можно предположить, что амфиболы кристаллизовались на глубине 7,2-10,5 км.

В пределах распространения туфотерригенных пород присутствуют отдельные выходы кремнисто-базальтовой ассоциации. Анализ результатов исследования геохимического состава кремнистых отложений позволил установить их условия формирования, кислородный режим палеобассейна и выполнить палеогеодинамическую интерпретацию.

По геохимическим показателям часть кремней коньяк-кампанского ТСК была накоплена в пелагических частях океанов с низким влиянием аллотигенной примеси. Остальные кремни были образованы под высоким влиянием аллогенной составляющей с параметрами, близкими к туфотерригенным осадкам окраин океанов. Кремнистые отложения накапливались в приконтинентальной и пелагической областях, далеко от СОХ, преимущественно в хорошо аэрируемом бассейне, за исключением черных кремней, формировавшихся в бескислородных условиях. Образование приконтинентальных разностей происходило при поставке различной терригенной примеси.

Геохимический анализ кремнистых осадков указывает, что в позднем мелу, до кампана включительно, мог существовать океанический бассейн с абиссалями. Близкое расположение комплексов, образованных в различных седиментационных обстановках, свидетельствует о значительных тектонических сокращениях. Все комплексы верхнеальбских-верхнемеловых пород Алганского террейна включены в покровно-складчатые деформации и обнажены в виде различных тектоно-стратиграфических комплексов, состоящих из отдельных тектонических пластин. Присутствующие среди осадочных отложений горизонты кремнисто-базальтовой ассоциации являются фрагментами субдуцирующей океанической литосферы. Наиболее подходящим объяснением подобный структуры является аккреционная призма, сформированная во фронте ОЧВП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлен новый фактический материал по различным юрско-меловым тектоно-стратиграфическим комплексам Алганского и Усть-Бельского террейнов.

Выполненные исследования являются одной из первых попыток применения литологических методов для выяснения состава и условий формирования юрско-меловых псаммитовых и кремнистых пород региона.

В ходе работы были установлены состав, условия и обстановки формирования пород различных комплексов. На основе обобщения полученных данных построены палеотектонические модели формирования изученных пород в позднеюрско-раннемеловое и позднеальбское-позднемеловое время.

Изучение пород алганской, перекатнинской и ламутской свит Алганского террейна показало, что каждая состоит из тектонически совмещённых блоков, породы которых различаются по составу и возрасту. Доказано, что объединенные в каждую свиту породы формировались в разных условиях. Псаммитовые породы формировались в умеренно глубоководных морских условиях под действием высоко- и среднескоростных мутьевых потоков, недалеко от берега, вблизи дельт, синхронно с надсубдукционным вулканизмом. Кремнистые отложения накапливались в приконтинентальной и пелагической областях, далеко от СОХ и зон гидротермальной разгрузки. Породы с различными условиями образования и возраста не должны включаться в одну свиту, так как это противоречит самому термину «свита». Поэтому в отношении пород Алганского террейна стоит употреблять термин «тектоностратиграфический комплекс». Таким образом, в составе Алганского террейна присутствуют разнообразные и разновозрастные тектоно-стратиграфических комплексы: позднеюрскийраннемеловой (алганская «свита»), позднеальбский-туронский (перекатнинская «свита»), коньяк-кампанский (ламутская «свита»).

Изучение туфотерригенных верхнеюрских-нижнемеловых пород позволило подтвердить реконструкции латерального ряда палеоструктур Удско-Мургальской дуги, предложенные А.В. Моисеевым (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020). Были выделены комплексы аккреционной призмы (позднеюрский-раннемеловой ТСК Алганского террейна) и комплексы нескольких палеобассейнов (отложения Удачнинской и Мавринской пластин Усть-Бельского террейна), которые формировались в преддуговой зоне на склоне островной дуги. Подобные структуры выделялись ранее в Пенжинском, Тайганосском и Пекульнейском сегментах (Соколов, 1992; Соколов и др., 1999, Морозов, 2001).

Изучение верхнеальбских-верхнемеловых пород Алганского террейна позволило вслед за А.В. Моисеевым (Моисеев, 2015; Моисеев, 2020; Моисеев, 2022) считать, что данные породы

входят в аккреционную структуру ОЧВП. Подтверждения подобного рода интерпретации требуют внесения ряда изменений в существующую схему аккреционного развития Азиатского континента, поскольку указывают на присоединение всех комплексов, расположенных восточнее Алганского террейна в посткампанское время, а не альбское, как считалось ранее (Руженцев и др., 1979; Ставский и др., 1988; Соколов, Бялобжеский, 1996), а также их экзотический характер относительно Азиатской окраины, что предполагалось в работе С.Д. Соколова (Соколов, 1992).

Полученные данные решают проблему диагностики позднеюрских-раннемеловых и позднемеловых комплексов на основе их литологических характеристик. При этом установлены критерии, позволяющие различать разновозрастные отложения, формировавшиеся в сходных условиях. Основные различия разновозрастных пород обусловлены петрографоминералогическими особенностями песчаников, состав которых определяется различными источниками сноса. Полученные данные указывают на необходимость внесения поправок в стратиграфические схемы и геологические карты региона и могут быть использованы при составлении новых региональных и тектонических карт и моделей развития Корякского нагорья.

СОКРАЩЕНИЯ

- КПШ калиевые полевые шпаты
- ККСО Корякско-Камчатская складчатая область
- ЛРЗЭ легкие редкоземельные элементы
- ОЧВП Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс
- ПШ полевые шпаты
- РЗЭ (REE) редкоземельные элементы
- СОХ срединно-океанические хребты
- ТРЗЭ тяжелые редкоземельные элементы
- ТСК тектоно-стратиграфический комплекс
- HFSE высокозарядные элементы
- LILЕ крупноионные литофильные элементы
- РААЅ постархейский австралийский глинистый сланец

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агальцов Г.И., Беляцкая Б.П. Отчет о работе Отрожненской геолого-съемочной партии масштаба 1:50 000 за 1960 год. Чукотская комплексная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1961. Чукотский ТГФ. № 1053.

2. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Москва: Наука. 1978. 121 с.

3. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.

4. *Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г. и др.* О возрасте вулканогеннокремнистых формаций Корякского хребта // Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. № 1. С. 140–143.

5. Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. Москва. 1933. Т. 11. №4. С. 323-348.

6. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соловьева Н.В., Фомичев Н.Н. Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы III международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 1. С. 73–76.

7. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Москва: Наука. 1977. 171 с.

8. Белый В.Ф. Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Восток СССР. Магадан. 1974. С. 228–232.

9. Богданов Н.А., Тильман С.М. Синтез тектоники Северо-Восткоа СССР с позиции актуализма // Тихоокеанская геология. 1990. №1. С. 20–30.

10. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйнер П., Минюк П.В. Результаты определения абсолютного возраста Ar-Ar методом магматических и метаморфических пород Тайгносса // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 79-82.

11. *Брагин Н.Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР. Автореф. дисс... канд. геол.- мин. наук. Москва: ГИН АН СССР. 1987. 21 с.

12. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука.1985. 127 с.

13. Васецкий И.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q-59. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат. 1962. 73 с.

14. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. Москва: ГЕОС. 2001. 376 с.

15. Вишневская В.С., Пральникова И.Е. Юрские радиолярии Севера России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 64–83.

16. Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляции вулканогенно-кремнистых комплексов Северо-Западного побережья Охотского моря // Доклады РАН. 1998. Т. 359. №1. С. 66–69.

17. Вишневская В.С., Филатова Н.И., Дворянкин А. И. Новые данные о стратиграфии юрско-неокомских отложений Анадырско-Корякского региона // Доклады Академии наук. 1992. Т. 322. № 4. С. 749–754.

18. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–43.

19. Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Q-59-XXXV, XXXVI. М. 1990.

20. Ганелин А.В., Пейве А.А. Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье) // Петрология и металлогения базитгипербазитовых комплексов Камчатки. Москва: Научный мир. 2001. С.215–230.

21. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.

22. Геология юга Корякского нагорья / Отв. ред. Тильман С.М. Москва: Наука. 1987.168 с.

23. *Грецкий В.А.* Государственная геологическая карта СССР 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-59-IX. М. 1989.

24. *Григорьева Г.А., Дудинова Л.И.* Записка к геологической карте лист Q-59-XXXV-XXXVI, 1989. 86 с.

25. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры / Отв. ред. Ю. М. Пущаровский, И. В. Хворова. Москва: Наука. 1987. С. 130–149.

26. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Москва: Наука, 1987. С. 132–159. 27. *Гульпа И.В.* Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отрожненская площадь). СПб. ВСЕГЕИ. 2014.

28. Гущина М.Ю., Моисеев А. В., Тучкова М. И. Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Литосфера. Т. 19. № 3. 2019. С. 372–385. (1,101 авторского листа, 1,771 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,824).

29. Гущина М.Ю. Литогеохимические особенности и условия образования позднеюрских-раннемеловых туфотерригенных пород Усть-Бельских гор (северо-запад Корякского нагорья) // Вестник Московского унтанрситета. Серия 4. Геология. № 6. 2021. С. 30–39. (0,978 авторского листа, 1,101 п.л., авторский вклад - 100%, импакт-фактор в РИНЦ 0,648).

30. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В.* Геохимическая характеристика туфопесчаников Алганского террейна (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Сборник научных трудов по материалам XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире 2018". Пермь. Т. П. 2018. С. 256-259. (0,214 авторского листа, 0,356 п.л., авторский вклад - 50%).

31. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В.* Юрско-меловые туфопесчаники района Усть-Бельских гор: состав и возможные источники сноса (Корякское нагорье) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2017». Электронный ресурс. Москва. МАКС Пресс. 2017. (0,089 авторского листа, 0,149 п.л., авторский вклад - 50%).

32. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И.* Кремнистые отложения г. Кымъылнай (Корякское нагорье, Северо-Восток России) // Тезисы докладов IX Международной научной конференции молодых учёных «Молодые-Наукам о Земле». Москва: МГРИ. Т. 1. 2020. С. 61–64. (0,212 авторского листа, 0,354 п.л., авторский вклад - 25%).

33. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Тучкова М.И.* Состав, строение и условия образования тектоно-стратиграфических комплексов позднего альба-кампана Алганского террейна (Корякское нагорье) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С. 14-17. **(0,226 авторского листа, 0,376 п.л., авторский вклад - 25%)**.

34. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.* Геохимическая характеристика кремнистых отложений Алганского террейна (Алганские горы, Корякское нагорье) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского

литологического совещания. Казань: Издательство Казанского университета. 2019. С. 116-117. (0,133 авторского листа, 0,221 п.л., авторский вклад - 33%).

35. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.* Источники сноса и палеогеодинамическая обстановка формирования отложений территории Усть-Бельских гор в альб-туронское время (Корякское нагорье, северо-восток России) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей VII Всероссийской молодёжной конференции. Уфа: РН-БашНИПИнефть. 2019. С. 10-12. (0,216 авторского листа, 0,359 п.л., авторский вклад - 33%).

36. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.* Литологические особенности туфопесчаников алганской свиты: (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2020. С. 79-80. **(0,221 авторского листа, 0,368 п.л., авторский вклад - 33%)**.

37. Гущина М. Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Позднеюрско-раннемеловые туфопесчаники алганской свиты: состав, происхождение, источники сноса // Вестник Московского унтанрситета. Серия 4. Геология. № 6. 2020. С. 48–58. (0,789 авторского листа, 1,339 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,648).

38. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.* Сравнительный анализ туфопесчаников алганской и перекатнинской свит (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Материалы Всероссийского совещания «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенноосадочных, терригенных и карбонатных комплексов». Москва: ГЕОС. 2020. С. 49-52. (0,225 авторского листа, 0,375 п.л., авторский вклад - 33%).

39. *Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н.* Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. Москва: ГЕОС. 2022. С. 152-155. (0,248 авторского листа, 0,414 п.л., авторский вклад - 25%).

40. *Дубинин А.В., Волков И.И.* Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. №5. С. 645-662.

41. *Елисеев Б.Н.* Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края // Труды ВАИ СУСМП. Т. 48. 1936. С.1-76.

42. *Енгалычев С.Ю., Панова Е.Г.* Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. №5. С. 16-29.

43. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. Москва: Наука. 1978. 199 с.

44. Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Москва: Всесоюзное аэрогеологическое научнопроизводственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. 1974.

45. Захаров В.А. Записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Москва: Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. 1980.

46. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. Москва: Наука. 1981. 107 с

47. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра. 1990. 334 с

48. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. Москва: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.

49. Кабанова О.И., Тихомиров П.Л., Япаскурт В.О. Фенокристы в кремнекислых вулканитах северной части Охотско-Чукотского пояса и условия их кристаллизации // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 291–309

50. *Казимиров А.Д.* Покровы востока Корякского нагорья и их структурноформационные гомологи. Москва: Наука. 1985. 112 с.

51. *Кайгородцев Г.Г.* О возрасте кремнисто-вулканогенных образований междуречья Майн-Великая // Материалы по геолии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1964. Вып. 17. С. 104–115.

52. *Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1961. Вып. 15. С. 93–104.

53. Кальянов В.Г., Беляцкая Б.П. Отчёт о работе Верхне-Коначанской геологосъёмочной партии масштаба 1:200 000 за 1961 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1962. Чукотский ТГФ. №1157.

54. Кальянов В.Г., Силкин В.Г. Отчёт о работе Мавринской геологосъёмочной партии масштаба 1:200 000 за 1960 год. Чукотская комплексная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1961. Чукотский ТГФ. №1011.

55. Константиновская Е.А. Мезозойские океанические кремнистые породы в аккреционной структуре п-ова Тайгонос (Северо-восток России) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 3-21.

56. Легенда Корякской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Чукотская часть). Анадырь. 1999. 120 с.

57. Леднева Г.В. Матуков Д.И. Время кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): результаты U-Pb датирования цирконов методом SHRIMP // Доклады РАН. 2009. Т 424. № 1. С. 71–75.

58. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитовго массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59.

59. Логвиненко Н.В. петрография осадочных пород (с основами методики исследования). Москва: Высшая школа. 1984. 416 с.

60. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород. Л.: Недра. 1986. 240 с.

61. Лучицкая М.В. Геодинамическая позиция плагиогранитных комплексов южной части п-ова Тайгонос // Доклады РАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 369–373.

62. Малышева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 226 с.

63. *Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. // Очерки тектоники Корякского нагорья. Москва: Наука. 1982. С. 30–70.

64. Моисеев А.В., Гущина М.Ю., Палечек Т.Н., Соколов С.Д. Альб-кампанская аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса (Алганский террейн, Корякская складчатая система) // Материалы конференции «Геология на окраине континента. II молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН». Владивосток. 2022. С.30-34. (0,223 авторского листа, 0,371 п.л., авторский вклад - 25%).

65. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Палечек Т.Н., Гущина М.Ю. Аккреционная призма Охотско-Чукотского вулканического пояса в структуре Алганского террейна (Корякская складчатая система) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2022. С. 90-95. (0,374 авторского листа, 0,624 п.л., авторский вклад - 25%).

66. *Моисеев А.В.* Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия). Диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.03 2015. Москва. 2015. 158с.

67. *Моисеев А.В.* Тектоника Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы. Москва: ГЕОС. 2020. 162 с.

68. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. Вулканогенно-осадочный комплекс Отрожнинской пластины Усть-Бельского террейна, Западная Корякия // Геотектоника. 2014. №3. С. 30-49.

69. *Морозов О.Л.* Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (центральная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. 2000. №2. С. 192-213.

70. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. Москва: ГЕОС. 2001. 201 с.

71. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. Москва: Наука. 1976. 160 с.

72. *Некрасов Г.Е., Заборская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья — фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.

73. Очерки тектоники Корякского нагорья. Ред. Пущаровский Ю.М., Тильман С.М. Москва: Наука. 1982. 220 с.

74. Паланджян С.А. Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С. 180-184.

75. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан. 1992. 104 с.

76. Паланджян С.А. Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // Геотектоника. 2015. № 2. С. 50.

77. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. № 6. 2011. С. 72–87.

78. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55.
79. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гущина М.Ю. Новые данные о возрасте ламутской свиты (Алганские горы, Северо-Западная часть Корякского нагорья) // Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебно-научный центр". Серия: Науки о Земле. № 4(40). 2018. С. 105–119. (1,101 авторского листа, 1,687 п.л., авторский вклад - 33%, импакт-фактор в РИНЦ 0,777).

80. Палечек Т.Н., Моисеев А.В. Позднеюрские–раннемеловые радиолярии в тектоностратиграфических разрезах Алганского террейна, Корякское нагорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 29–44.

81. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В.* Юрские радиолярии Усть-Бельских гор (север Корякского нагорья) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. Научные материалы / Отв. ред. В. А. Захаров. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА». 2011. С. 159–160.

82. Палечек Т.Н., Паланджян С.А. Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 73–94.

83. Пармузина Л. В. Гранулометрический анализ песчаноалевритовых пород: метод. указания по выполнению лабораторных работ по дисциплине «Литология природных резервуаров нефти и газа» для специальности 130304 – «Геология нефти и газа». Ухта: УГТУ. 2011. 23 с.

84. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.

85. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

86. *Пейве А.В.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. Москва: Наука. 1984. 101 с.

87. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Москва: Наука. 1973. 320 с.

88. Полевой П.И. Анадырский край. Главнейшие результаты Анадырской экспедиции 1912-1913 гг // Труды геологического комитета. 1915. Вып. 140. с. 1-55.

89. Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы 137 тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Т. 1. Хабаровск: ДВО ИТиГ АН СССР. 1992. С. 128–137

90. *Резников А.Н.* Железо-марганцевый коэффициент как показатель обстановки осадконакопления // Известия вузов. Нефть и газ. 1961. № 1. С. 19–22.

91. *Рожков Г.Ф., Копалиани З.Д.* Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма α-τ по косвенному счету частиц. Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. Москва: Наука. 1978. 367 с.

92. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. Москва: Наука. 1979. С. 69–80.

93. *Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Система фронтальных надвиг – тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. Москва: Наука. 1980. С. 15–22.

94. *Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М.* Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Эпигенез и начальный метаморфизм. Москва: Наука. 1981. С. 160–172.

95. Рухин Л.Б. Основы литологии. Ленинград: Недра. 1969. 704 с.

96. Силкин В.Г., Куприенко В.Г. Отчет о работе Эльденырской геолого-съемочной партии масштаба 1:50 000 за 1963 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1964. Чукотский ТГФ. № 1404.

97. Силкин В.Г., Стерлигова В.Е. Отчет по теме № 841: «Составление прогнознометаллогенической карты хромитоносности бассейнов рек Анадырь, Великая масштаба 1: 500 000» за 1970–1973 годы. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1973. Чукотский ТГФ. № 2845.

98. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукоткого сегмента Тихоокеанского пояса. Москва: Наука. 1992. 182 с.

99. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы // Проблемы глобальной геодинамики / Под ред. Д.В. Рундквиста. Материалы теоретического Семинара ОГГГГН РАН 2000–2001. Вып. 2. Москва: РАН. 2003. С. 32–56.

100. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Труды ГИН РАН. Москва: Наука. 1999. Вып. 515. С. 30–84.

101. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // 138 Бюлютень

Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. Москва. 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.

102. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

103. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6.
С. 60–78

104. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.

105. *Страхов. Н.В.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. Москва: Наука. 1976. 300 с.

106. *Стрекопытов СВ., Дубинин А.В., Волков И.И.* Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях транстихоокеанского профиля // Геохимия. 1995. №7. С.985-997.

107. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. Москва. 1957.

108. Тектоническая расслоенность литосферы / Отв. ред. А. В. Пейве. Москва: Наука. 1980. 216 с.

109. *Терехова Г.П.* Отчет о работе Майн-Алганской геолого-дешифровочной партии за 1957 год. Центральная комплексная тематическая экспедиция СВГУ. Магадан. 1958. Чукотский ТГФ. № 524.

110. *Терехова Г.П.* Отчет по теме «Биостратиграфия сеноман-туронских отложений северо-восточной части Корякского нагорья для целей крупномасштабного картирования» за 1985-1987 гг. Магадан. 1987.

111. *Тильман С.М.* Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1220–1222.

112. *Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. Москва: Наука. 1982.

113. *Тихомиров П.Л.* Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Серия геологическая. 2010. Т. 434. № 3. С. 222–226.

114. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. Москва: Недра. 1988. 262 с.

115. *Филатова Н.И., Вишневская В.С.* Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Доклады Академии Наук. 1992. Т. 323. № 4. С. 734–740.

116. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва: ГИН РАН. 1993. 31 с.

117. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганчаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокенаская геология. 1992. № 3. С. 82–93.

118. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВГИ АН СССР. 1990. 108 с.

119. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. Труды ГИН РАН. В. 574. Москва: ГЕОС. 2006. 608 с.

120. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1991. № 12. С. 74-82.

121. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 2. Происхождение фосфатных пеллет и общая схема развития Томмотского палеоводоема // Литология и полезные ископаемые. 1999б. № 5. С. 503-517.

122. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. Москва: Наука. 2000. 204 с.

123. *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. Москва: Наука. 1993. 272 с.

124. Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., Егоркин А.В., Беньямовский В.Н. Геодинамическая обстановка формированяи бассейнов терригенного осадконакопления Центрально-Корякского террейна (Позднемеловая-палеогеновая активная континентальная окраина Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2008. №1. С. 58–76.

125. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб. Недра 1998. 352 с.

126. Шкурский В.И., Старцев Г.Н., Маликова С.А. Отчёт о работе Право-Алганской поисково-съёмочной партии масштаба 1: 50 000 за 1962 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь. 1963. Чукотский ТГФ. № 1209.

127. Шутов В.Д., Коссовская А.Г, Муравьев В.И. и др. Граувакки // Труды ГИН РАН СССР Вып. 238. Москва: Наука. 1972. 345 с.

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

129. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. Vol.208. 103272. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272.

130. Armstrong H.A., Owen A.W., Floyd J.D. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny // Journal of rhe Geological Society. London. Vol. 156. 1999. P. 549-560.

131. *Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi, S.* Geochemistry and Petrography of Western Tethys Cretaceous Sedimentary Covers (Corsica and Northern Apennines): From Source Areas to Configuration of Margins // Geological Society of American Special Papers. 2007. Vol. 420 P. 73-93.

132. *Bjorlykke K.* Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag. 1989. 363p.

133. *Bhatia M.R., Crook A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

134. *Bhatia, M.R.* Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstone // The Journal of Geology. 1983. Vol. 91. №6. P. 611-627.

135. *Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine ironmanganese deposits. In Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor (HORN, D. ed.) // Lamont Doherty geological observatory of Columbia University. Palisades. NY. 1972. P. 149-166.

136. Bonatti E, Honnorez-Guerstein M.B., Honnorez J., Sternc C. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones // Earth and Planetary Science Letters. 1976. Vol. 32. №1. P. 1-10.

137. *Bostrom, K.* The Origin and Fate of Ferromanganoan Active Ridge Sediments // Stockholm Contributions in Geolog. 1973. №27. P. 149-243.

138. *Chekhov A.D., Palandzhyan S.A.* Exotic terranes of Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // Proc. Intern. Conf. On Artic Margin. Magadan. 1995. P. 176–178.

139. *Churkin M.Jr.* Tectonostratigraphic terranes of Alaska and Northeastern USSR - a record of collision and accretion // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokio. 1983. P. 37-42.

140. *De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G.* Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1985. Vol. 49. P. 1943-1959.

141. Dickinson W. R., Suczek C. A. Plate tectonics and sandstone compositions // Aapg Bulletin. 1979. Vol. 63. №. 12. P. 2164-2182.

142. Elderfield H., Hawkesworth C.J., Greaves M.J., Calvert S.E. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganes nodules and associated sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1981. Vol. 45. P. 513-528.

143. *German C. R., Elderfield H.* Rare earth elements in the NW Indian Ocean // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P.1929-1940.

144. *Hatch L.R., Leventhal L.S.* Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Lemestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // Chemical. Geology. 1992. Vol.99. P.65-82.

145. *Gushina M., Moiseev A., Tuchkova M.* Jurassic-Cretaceous tuff-sandstones on the Ust-Belsky mountains: composition, genesis, sources // 33th IAS Meeting. Toulouse. 2017. P. 386. (0,087 авторского листа, 0,145 п.л., авторский вклад - 33%).

146. *Gushchina M.U., Moiseev A.V., Tuchkova M.I.* Late Jurassic-Early Cretaceous tuff sandstones of the Ust-Belsky Mountains (Koryak Highland, NE Russia) // 35th IAS Meeting. Praha. 2021. P. 195. (0,085 авторского листа, 0,142 п.л., авторский вклад - 33%).

147. *Gushchina M., Moiseev A., Tuchkova M.* Paleotectonic reconstruction and sources sediments of the Ust-Belsky mountains territory for the albian-turonian time (Koryak Highland, NE Russia) // 34th IAS Meeting. Rome. 2019. P. 836. (0,078 авторского листа, 0,133 п.л., авторский вклад - 33%).

148. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. 1983. P. 21-35.

149. Jones P., 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.

150. *Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N.* Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 3475–3497.

151. *Lewan M.D.*, 1984. Factors controlling the proportionality of vanadium and nickelin crude oils // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. Vol 48. P. 2231–2238.

152. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crastal evolution: tectonic setting and secular trends // The Journal of Geology. 1991. V. 99. P. 1–21.

153. *Murray R. W., Buchholtz Ten Brink M. R., Jones D. L., Gerlach D. C., and Russ G. P.* III. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. Vol. 18. P. 268-271.

154. *Murray R.W.* Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sedimentary Geology. 1994. Vol. 90. P. 213-232.

155. *Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C., Ruth III G.P., Jones D.L.* Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. Vol. 55. P. 1875-1895.

156. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scoll D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the CircumNorth Pacific. U.S. Geological Survey professional paper. 2001. 122 p.

157. Nokleberg W.J., Grantz A., Patton, W.W. and others. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map [abs] // 29th International Geological Congress Abstracts with Programs. 1992. Vol. 2. P. 153.

158. Noklenberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS open-file report 98–754. 1998. 125 p.

159. Olivarez A.M., Owen R.M., Rea D.K. Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments: Implications for paleoclimatic interpretations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. Vol. 55. №8. P. 2147-2158.

160. Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolitic complex and associated rocks in the UstBelaya Mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. geological survey. Open-Files Report PF 92–20–I. 1996. P. 8

161. *Palechek T.N.* Campanian–Maastrichtian Radiolarians from Terranes of the Koryak Highland, Northeastern Russia // Stratigraphy and Geological Correlation. 2020. Vol. 28. № 5. P. 529–556.

162. Palechek T.N. Jurassic and Cretaceous Radiolarians of Ust-Belsky and Algan Mountains, Koryak Highland, Chukotka // Stratigraphy and Geological Correlation. 2022. Vol. 30. № 7 (supplement). 24 figs, 70 plates (in press).

163. *Passega R*. Grain size representation by CM patterns as geological tool // Journal of Sedimentary Petrology. 1964. Vol. 34. P. 830-847.

164. *Quinby-Hurt M.S., Wilde P.* Thermodynamic zonation in the black shale facies based on iron-magnese-vanadium content // Chemical. Geology. 1994. Vol. 113. P. 297-317.

165. *Rachold N., Brumsack H.J.* Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. Vol. 174. P. 121-143.

166. *Rangin C., Steinberg M. and Bonnot-Courtois C.* Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of Central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito): implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin // Earth and Planetary Science Letters. 1981. Vol. 54. P. 313-322.

167. *Ridolfi, F., Runzelli, A., Puerini, M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2009. Vol. 160. №1. P. 45-66.

168. *Riper D. Z.* Rare earth elements in the sedimentary cycle, a summary // Chemical. Geology. 1974. Vol. 14. P. 285-304.

169. *Ruhlin D. E., Owen R. M.* The rare-earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. Vol. 50. P. 393-400.

170. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2 content and K2O/Na2O ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.

171. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Second Edition. Elsevier. Oxford. 2014. P. 1–51.

172. *Shimizu H., Masuda* A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation // Nature. 1977. Vol. 266. P. 346-348.

173. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., *Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. Vol. 4. P. 273–288.

174. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.B., Palanzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in Accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth History. London. Special Publications. 2003. Vol. 218. № 1. P. 619–664.

175. Sugisaki R., Yamamoto K. and Adachi M. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic // Nature. 1982. V. 298. P. 644-647.

176. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Reviews of Geophysics. Vol. 33. №. 2. 1995. P. 241-265.

177. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Science. Oxford. 1985. 312 p.

178. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Ershov A.V., Nakamura E.* The volcanic flare-ups in silicic large igneous provinces: data from the Okhotsk-Chukotka belt, NE Russia // The COE-21 International Symposium MISASA-III "Origin, Evolution and Dynamics of the Earth". 2008. P. 151–152.

_	по данным силикатного анализа, вес. % № SiO2 TiO2 Al2O3 Fe2O3 FeO MnO MgO CaO Na2O K2O P2O5 п.п.п. Сумма													
N⁰	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	п.п.п.	Сумма	
				Bepx	неюрски	ие-нижне	емеловы	е породь	I					
				Удачнин	нская пла	астина. У	сть-Бельс	ский терр	ейн					
07-114	63,46	0,62	15,06	2,05	2,73	0,04	1,37	1,15	2,66	1,87	0,13	8,39	99,53	
07-114/1	58,02	1,07	13,51	4,12	3,30	0,13	2,03	6,86	1,94	0,43	0,15	7,85	99,41	
				Маврин	ская пла	стина. У	сть-Бельс	кий терре	йн					
07-125	56,03	1,52	15,07	4,99	4,10	0,13	4,06	3,56	3,39	1,37	0,19	4,94	99,35	
07-125/1	38,13	2,10	9,08	7,65	3,76	0,60	2,82	17,51	2,08	0,91	0,17	14,52	99,32	
07-125/2	56,21	1,43	15,01	7,48	1,95	0,11	3,73	2,95	3,55	1,29	0,18	5,73	99,60	
Алганский ТСК. Алганский террейн														
07-146/1	57,88	1,12	16,75	4,01	2,65	0,13	3,52	5,48	2,94	1,28	0,12	3,64	99,53	
11-35	66,80	0,69	15,97	2,02	2,83	0,05	1,47	1,24	2,68	2,03	0,13	3,6	99,51	
A-12-23	57,05	1,03	15,25	3,63	4,67	0,52	5,41	3,11	3,08	0,59	0,14	4,69	99,17	
G16-14-123	66,37	0,74	15,96	1,17	3,99	0,06	1,95	1,36	2,68	1,61	0,14	3,37	99,40	
G16-14-127	57,61	0,91	13,85	2,53	4,43	0,29	2,40	4,87	3,69	0,46	0,12	8,05	99,22	
G16-16-148	54,14	0,85	14,64	4,46	5,07	0,19	5,54	5,38	2,34	1,38	0,11	5,34	99,44	
				Верхн	еальбск	ие-верхн	іемеловь	ые пород	Ы					
				Удачнин	нская пла	астина. У	сть-Бельс	жий терр	ейн					
GPS-VAL	56,03	0,88	16,30	6,45	3,26	0,14	3,00	4,75	3,33	1,44	0,16	3,75	99,48	
	-	-		Перек	атнинск	ий ТСК.	Алгански	ій террейі	ł	-	-		-	
G16-6-66	64,20	0,95	15,10	1,71	3,97	0,10	2,24	1,77	2,99	2,90	0,17	3,24	99,35	
G16-7-76	55,86	1,11	16,03	9,32	2,13	0,17	3,09	1,96	2,75	1,76	0,16	5,42	99,76	
G16-10-94	58,68	0,80	15,58	1,45	4,98	0,09	2,46	2,29	3,04	2,71	0,14	7,21	99,44	
G16-14-129	54,50	0,90	14,07	3,58	7,10	0,18	2,95	5,90	2,88	0,64	0,11	6,40	99,21	
G16-14-133	56,28	0,97	15,89	5,20	6,10	0,17	3,95	2,95	2,90	0,95	0,11	3,86	99,33	
G16-14-134	60,98	0,86	16,21	3,78	3,47	0,10	2,62	2,44	3,11	2,90	0,15	3,01	99,62	
	-	-		Ла	мутский	ТСК. Ал	ганский т	геррейн	-	-	-	_	-	
G16-12-112	58,60	0,84	15,63	4,19	4,65	0,14	3,26	3,94	3,22	2,21	0,14	2,66	99,48	
G16-12-117	56,98	1,15	16,27	9,26	2,40	0,17	3,13	2,02	2,77	1,81	0,16	3,61	99,74	
G16-13-118	60,88	0,73	15,60	2,88	4,91	0,09	2,76	3,51	3,78	1,64	0,13	2,54	99,46	
G16-15-142	55,57	1,09	13,80	7,28	3,46	0,20	3,90	5,91	3,34	0,91	0,19	3,35	99,01	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Геохимический состав юрско-меловых псаммитов Усть-Бельских – Алганских гор

IPSINGLE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE VERSENCE OPSING COLSPAN VERSENCE VERSENCE <th< th=""><th>N⁰</th><th>Li</th><th>Be</th><th>Sc</th><th>V</th><th>Cr</th><th>Co</th><th>Ni</th><th>Cu</th><th>Ga</th><th>Rb</th><th>Sr</th><th>Y</th><th>Zr</th><th>Nb</th><th>Mo</th><th>Sn</th><th>Sb</th><th>Cs</th><th>Ba</th><th>La</th><th>Ce</th><th>Pr</th><th>Nd</th><th>Sm</th><th>Eu</th><th>Gd</th></th<>	N⁰	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd																
Vranemurecka materima. Vera-Benerokan repeirint O7-114 14.7 10.1 18.8 187 61 17.6 16.7 58 16.0 6.0 250 253 5.8 0.51 0.24 58 15.9 34 4.5 18.9 4.3 10.2 4.6 O7-114' 13.0 0.87 25 246 10.2 2.2 20 38 17.1 12 2.5 12 16.2 4.0 0.64 1.77 0.56 0.70 33 10.7 24 3.5 15.7 3.9 12.9 4.3 O7-1257 32 0.87 25 21.7 18.3 19.1 20 13.0 16.7 18.1 13.0 17.7 13.6 10.7 13.0 13.0 13.0 13.0 13.0 13.0 13.0 14.0 10.7 18.8 18.0 14.0 10.0 13.0 13.0 13.0 13.0 14.0 13.0 13.0										Bep	хнею	рские	-ниж	снеме	еловы	е пор	оды																										
07-114 14,7 10,01 18,8 187 61 17,6 58 16,1 8,8 500 24 249 4,9 0,61 1,25 0,21 0,24 58 15,9 34 4,5 18,9 4,1 10,2 4,6 07-114/1 13,0 0,9 18,9 191 43 18,2 24 65 16,0 502 24 249 4,9 0,61 1,85 0,71 0,35 1,60 35 4,6 10,1 4,2 0,77 4,6 07-125/1 22 0,73 23 365 172 18,7 31 17,0 22 233 21 16,7 0,80 129 9,9 21 3,0 1,7,7 3,4 1,07 4,0 07-125/1 22 0,74 23 161 17,1 13,1 319 20 113 25 160 0,40 200 7,3 15,1 24 1,3 1,29 4,3 1,07 1,0 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03									У	дачн	инска	я плас	тина.	Усти	ь-Бель	ский т	террей	ін																									
07-114/1 13.0 0.9.3 18.9 191 43 18.2 24 65 16.0 6.0 502 24 24.9 9.0 11.85 0.37 0.20 57.4 16.0 35 4.6 19.1 4.2 0.97 4.6 07-125 32 0.87 25 246 102 22 29 38 17.1 22 252 21 162 4.0 0.64 1.77 0.36 0.70 203 30 13.7 3.4 1.07 4.0 07-125/1 22 0.73 23 365 172 18.7 35 319 13.0 16.7 319 20 187 4.1 0.79 16.7 0.98 0.51 299 9.9 21 3.0 13.7 3.4 1.0 4.0 07-125/2 22 0.74 22 198 71 16.7 24 44 17.1 1.1 3.9 20 113 2.5 0.56 0.20 0.73 15.1 2.4 0.8 3.0 71.7.3 3.	07-114	14,7	1,01	18,8	187	61	17,6	16,7	58	16,1	8,8	580	26	253	5,8	0,56	1,25	0,51	0,24	585	15,9	34	4,5	18,9	4,3	1,02	4,6																
Mappinecka narrina. Vert-Benckviň reppeňin 07-125 32 0.87 25 246 102 22 29 38 17.1 22 252 21 162 4.0 0.64 1.77 0.36 0.70 303 10.7 24 3.5 15.7 3.9 1.29 4.3 07-125/2 32 0.85 24 29 99 19.1 30 31 17.0 22 233 21 142 3.9 0.56 1.20 0.42 0.71 289 10.8 25 3.5 16.1 3.9 1.29 4.3 07-146/1 25 0.74 22 198 71 16.7 24 44 195 17 194 7.8 0.43 2.1 0.55 4.3 41 0.39 4.7 17.3 3.3 0.87 3.1 1-1.23 70 0.87 16.2 179 61 18.4 28 40 16.7 10.2 <td>07-114/1</td> <td>13,0</td> <td>0,93</td> <td>18,9</td> <td>191</td> <td>43</td> <td>18,2</td> <td>24</td> <td>65</td> <td>16,0</td> <td>6,0</td> <td>502</td> <td>24</td> <td>249</td> <td>4,9</td> <td>0,61</td> <td>1,85</td> <td>0,37</td> <td>0,20</td> <td>574</td> <td>16,0</td> <td>35</td> <td>4,6</td> <td>19,1</td> <td>4,2</td> <td>0,97</td> <td>4,6</td>	07-114/1	13,0	0,93	18,9	191	43	18,2	24	65	16,0	6,0	502	24	249	4,9	0,61	1,85	0,37	0,20	574	16,0	35	4,6	19,1	4,2	0,97	4,6																
07-125 32 0.87 25 246 102 22 29 38 17.1 22 252 21 162 4.0 0.64 1.77 0.36 0.70 303 10.7 24 3.5 15.7 3.9 1.9 24 3.5 15.7 3.9 1.9 2.0 187 4.1 0.79 16.7 0.98 0.51 299 9.9 2.1 3.0 13.7 3.4 1.07 4.0 07-125/2 32 0.85 24 239 99 19.1 30 10.7 2.2 233 11 142 3.9 1.65 1.20 0.42 0.71 0.80 0.91 2.0 1.51 2.4 1.08 2.9 1.01 3.4 07-146/1 25 0.74 22 198 71 16.7 2.4 44 1.71 13.1 19 20 113 2.5 1.60 0.72 0.16 0.40 200 7.3 1.51 2.4 1.08 3.1 1.00 3.4 1.71 1.13 1.12								1	N	Лаври	нска	я плас	гина.	Усть	-Бельс	кий т	еррей	Н																									
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	07-125	32	0,87	25	246	102	22	29	38	17,1	22	252	21	162	4,0	0,64	1,77	0,36	0,70	303	10,7	24	3,5	15,7	3,9	1,29	4,3																
07-125/2 32 0.85 24 239 99 19,1 30 31 17,0 22 233 21 142 3,9 0,56 1,20 0,42 0,71 289 10,8 25 3,5 16,1 3,9 1,29 4,3 Arrancexini TCK. Antrancexini TCK. Antran	07-125/1	22	0,73	23	365	172	18,7	35	319	13,0	16,7	319	20	187	4,1	0,79	16,7	0,98	0,51	299	9,9	21	3,0	13,7	3,4	1,07	4,0																
Алтанский ТСК. Алтанский террейн 07-146/1 25 0,74 22 198 71 16,7 24 44 17,1 13,1 319 20 13 2,5 0,50 0,72 0,16 0,40 20 7,3 15,1 2,4 10,8 2,9 1,01 3,4 11-35 28 1,40 12,2 93 62 10,7 32 32 16,4 54 195 17 194 7,8 0,43 2,1 0,55 4,3 41 20 39 4,7 17,3 3,3 0,87 3,1 A-12-23 70 0,87 16,2 179 61 18,4 28 40 16,7 10,2 350 20 11 5,4 40 1,08 0,55 1,97 10,8 16,1 2,5 1,11 2,9 0,95 3,2 G16-14 34,9 0,8 19,8 14 119 19 55 4 14 1,28 1,20 10,3 3,12 17,1 31 1,15 3,	07-125/2	32	0,85	24	239	99	19,1	30	31	17,0	22	233	21	142	3,9	0,56	1,20	0,42	0,71	289	10,8	25	3,5	16,1	3,9	1,29	4,3																
07-146/1 25 0,74 22 198 71 16.7 24 44 17.1 13.1 319 20 113 2,5 0,50 0,72 0,16 0,40 200 7.3 15.1 2.4 10.8 2.9 1,01 3.4 11-35 28 1.40 12,2 93 62 10,7 32 16.4 54 195 17 194 7.8 0,43 2,1 0,55 4.3 441 20 39 4,7 17,3 3,3 0,87 3,1 A-12-23 70 0.87 16.5 164 67 17,3 24 36 13,2 7,1 321 17 103 2,5 1,54 1,40 1,08 0,5 119 8,0 16,1 2,5 11,1 2,9 9,3 3 G16-16-148 34.9 0.8 19,8 144 119 19 55 46 13 17 161 27 111 5,42 3,0 16,1 1,1 1,1 1,1 1,4 1,4		Алганский ТСК. Алганский террейн																																									
11-35 28 1,40 12.2 93 62 10.7 32 32 16,4 54 195 17 194 7,8 0,43 2.1 0,55 1,3 441 20 39 4,7 17,3 3,3 0,87 3,1 A-12-23 70 0,87 16,2 179 61 18,4 28 40 16,7 10,2 350 20 115 3,4 0,89 0,93 0,55 0,97 10,83 9,0 21 2,8 12,8 3,3 1,07 3,5 G16-14-127 23 0,55 16,5 16,4 67 17,3 24 36 13,2 7,1 321 17 103 2,5 1,54 1,40 1,06 1,84 12 26 3,58 17 4,1 1,24 G16-16-148 34.9 0,8 18,8 1,84 19 19 1,55 46 13 17 161 2,7 111 5,42 3,50 0,2 1,02 1,06 1,84 12 26 3,58 <td>07-146/1</td> <td>25</td> <td>0,74</td> <td>22</td> <td>198</td> <td>71</td> <td>16,7</td> <td>24</td> <td>44</td> <td>17,1</td> <td>13,1</td> <td>319</td> <td>20</td> <td>113</td> <td>2,5</td> <td>0,50</td> <td>0,72</td> <td>0,16</td> <td>0,40</td> <td>200</td> <td>7,3</td> <td>15,1</td> <td>2,4</td> <td>10,8</td> <td>2,9</td> <td>1,01</td> <td>3,4</td>	07-146/1	25	0,74	22	198	71	16,7	24	44	17,1	13,1	319	20	113	2,5	0,50	0,72	0,16	0,40	200	7,3	15,1	2,4	10,8	2,9	1,01	3,4																
A-12-23 70 0.87 16.2 179 61 18.4 28 40 16.7 10.2 350 20 115 3.4 0.89 0.93 0.35 0.97 1083 9.0 21 2.8 12.8 3.3 1.07 3.5 G-16-14-123 44 1,45 13.1 108 93 13.0 27 17,4 16.6 42 235 19 190 7,7 0,56 1,44 0,76 1,79 395 18.2 37 4,5 17,6 3,5 0,99 3,3 G16-14-127 23 0,56 16.5 16.4 67 17,3 24 36 13,2 7,1 321 17 103 2,5 1,44 1,00 1,02 1 0,67 184 12 26 3,58 1,7 4,1 1,24 VEAUHINGKAR INTACHINE NOT VET-FERINE VET-FERINE VET-FERINE VET-FERINE VEAUHINGKAR 10,31 3,7 16,3 3,6 1,5 3,6 1,13 3,7 G16-6-66 44	11-35	28	1,40	12,2	93	62	10,7	32	32	16,4	54	195	17	194	7,8	0,43	2,1	0,55	4,3	441	20	39	4,7	17,3	3,3	0,87	3,1																
G-16-14-123 44 1.45 13,1 108 93 13,0 27 17,4 16,6 42 235 19 190 7,7 0,56 1,44 0,76 1,79 395 18,2 37 4,5 17,6 3,5 0,99 3,3 G16-14-127 23 0,56 16,5 164 67 17,3 24 36 13,2 7,1 321 17 103 2,5 1,4 40 1,08 0,65 1191 8,0 16,1 2,5 11,1 2,9 0,95 3,2 G16-16-148 34,9 0,8 19,8 144 119 19 55 46 13 17 161 27 111 5,42 3,05 0,2 1,02 1 0,67 184 12 26 3,58 17 4,1 1,24 BEPXHEARE TOPOLE TYANING REPENDENCIF VIAUNING REPENDENCIF VIA	A-12-23	70	0,87	16,2	179	61	18,4	28	40	16,7	10,2	350	20	115	3,4	0,89	0,93	0,35	0,97	1083	9,0	21	2,8	12,8	3,3	1,07	3,5																
G16-14-127 23 0.56 16.5 164 67 17.3 24 36 13.2 7.1 321 17 103 2.5 1.40 1.40 1.08 0.65 1191 8,0 16.1 2.5 11,1 2.9 0.95 3.2 G16-16-148 34.9 0.8 19.8 144 119 19 55 46 13 17 161 27 111 5.42 3.05 0.2 1.02 1 0.67 184 12 26 3.58 17 4.1 1.24 VERTHEAL VERTHEA	G-16-14-123	44	1,45	13,1	108	93	13,0	27	17,4	16,6	42	235	19	190	7,7	0,56	1,44	0,76	1,79	395	18,2	37	4,5	17,6	3,5	0,99	3,3																
G16-16-148 34,9 0,8 19,8 144 119 19 55 46 13 17 161 27 111 5,42 3,05 0,2 1,07 184 12 26 3,58 17 4,1 1,24 BepxHearJbGcKUE-BepXHEMEJOBBE INDODIS VJAUHUHCKA# INJACTURA. VCI-FERICKUÄ TEPPÉH G16-6-66 44 1,49 1,72 155 49 13,2 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-6-66 44 1,49 1,72 155 49 13,2 1,7 30 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-7.6 65,7 1 19,3 166 62,7 18 22 31 13 29 351 20 76 3,2	G16-14-127	23	0,56	16,5	164	67	17,3	24	36	13,2	7,1	321	17	103	2,5	1,54	1,40	1,08	0,65	1191	8,0	16,1	2,5	11,1	2,9	0,95	3,2																
BepxHeanbockuk-	G16-16-148	34,9	0,8	19,8	144	119	19	55	46	13 D	17	161	27	111	5,42	3,05	0,2	1,02	I	0,67	184	12	26	3,58	17	4,1	1,24																
Удачнинская пластина. Усть-Бельский террейн GPS-VAL 19,9 1,25 22 231 78 22 22 25 19,1 30 314 19,8 78 2,6 0,29 0,75 0,34 0,99 328 12,9 30 3,6 1,5,5 3,6 1,13 3,7 GPS-VAL 19,9 1,25 22 23 17,7 30 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-6-66 44 1,49 17,2 155 49 13,2 17,7 30 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-7-76 65,7 1 19,3 166 62,7 18 22 31 13 29 351 20 76 3,26 0,67 0,9										Верх	неал	ьоски	е-вер	XHEN	елов	ые по	роды																										
GPS-VAL 19,9 1,25 22 23 78 22 25 19,1 30 314 19,8 78 2,6 0,29 0,75 0,34 0,99 328 12,9 30 3,6 15,5 3,6 1,13 3,7 Перекатнинский TCK. Алганский терейн G16-6-66 44 1,49 17,2 155 49 13,2 17,7 30 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-7-76 65,7 1 19,3 166 62,7 18 22 31 17 35 297 25 121 4,97 1,91 1,1 0,65 1,4 584 13 30 4 18,2 4,3 1,3 4,35 G16-10-94 32 0,7 18,4 145 1290 24 162 31 15 213 21 73 2,18 0,64 0,9 1,74 0,9	CDC MAL	10.0	1.05	22	001	70	22	22	у 25	дачн	инска	я плас	тина.	Устн	Б-Бель		repper	IH	0.00	220	10.0	20	26	155	2.6	1 1 2	27																
Перекатнинский ТСК. Алганский террейн G16-6-66 44 1,49 17.2 155 49 13.2 17.7 30 17.0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 3,8 G16-7-76 65,7 1 19,3 166 62,7 18 22 31 17 35 297 25 121 4,97 1,91 1,1 0,65 1,4 584 13 30 4 18,2 4,3 1,3 4,35 G16-10-94 32 0,7 18,4 145 1290 24 162 31 13 29 351 20 76 3,26 0,67 0,9 1,38 1,8 296 8,3 18 2,5 12 3 0,93 3,26 G16-14-139 47,7 0,7 16,4 157 50,6 19 22 36 13 15 213 21 73 2,18 0,64 0,9	GPS-VAL	19,9	1,25	22	231	/8	22	22	25	<u>19,1</u>	30	314	19,8 * TCI	/8	2,6	0,29	0,75	0,34	0,99	328	12,9	30	3,6	15,5	3,6	1,13	3,7																
G16-0-66 44 1,49 17,2 153 49 13,2 17,7 30 17,0 62 293 22 181 8,0 1,01 1,35 1,92 2,1 800 18,3 38 4,7 18,7 4,0 1,07 5,8 G16-7-76 65,7 1 19,3 166 62,7 18 22 31 17 35 297 25 121 4,97 1,91 1,1 0,65 1,4 584 13 30 4 182,7 4,3 1,3 4,35 G16-10-94 32 0,7 18,4 145 1290 24 162 31 13 29 351 20 76 3,26 0,67 0,9 1,38 1,8 296 8,3 18 2,5 12 3 0,93 3,26 G16-14-133 48,5 0,7 18,8 188 53,8 19 21 40 16 18 309 22 75 2,62 2 1 0,59 1,1 225 8 19 <td>C16.6.66</td> <td>4.4</td> <td>1.40</td> <td>17.0</td> <td>155</td> <td>40</td> <td>12.0</td> <td>177</td> <td>20</td> <td>11ep</td> <td>екатн</td> <td>ински 202</td> <td></td> <td>К. АЛ 101</td> <td>гански</td> <td>и тер</td> <td>реин 1.25</td> <td>1.02</td> <td>2.1</td> <td>200</td> <td>10.2</td> <td>20</td> <td>47</td> <td>107</td> <td>4.0</td> <td>1.07</td> <td>2.0</td>	C16.6.66	4.4	1.40	17.0	155	40	12.0	177	20	11ep	екатн	ински 202		К. АЛ 101	гански	и тер	реин 1.25	1.02	2.1	200	10.2	20	47	107	4.0	1.07	2.0																
G16-7-76 63,7 1 19,3 106 62,7 18 22 31 17 33 297 23 121 4,97 1,91 1,1 0,63 1,4 364 13 30 4 18,2 4,3 1,3 4,33 G16-10-94 32 0,7 18,4 145 1290 24 162 31 13 29 351 20 76 3,26 0,67 0,9 1,38 1,8 296 8,3 18 2,5 12 3 0,93 3,26 G16-14-129 47,7 0,7 16,4 157 50,6 19 22 36 13 15 213 21 73 2,18 0,64 0,9 1,74 0,9 133 9,8 21 2,9 13,8 3,4 1,06 3,6 G16-14-133 48,5 0,7 18,8 188 53,8 19 21 40 16 18 309 22 75 2,62 2 1 0,59 1,1 22,5 8 19	G10-0-00	44 65 7	1,49	1/,2	155	49	13,2	17,7	30 21	17,0	02	293	22	181	8,0	1,01	1,33	1,92	2,1	594	18,3	38 20	4,7	18,7	4,0	1,07	3,8																
G16-10-94 32 0,7 18,4 143 1290 24 102 31 15 29 351 20 70 3,20 0,7 0,9 1,38 1,8 290 8,5 18 2,3 12 3 0,93 3,20 G16-14-129 47,7 0,7 16,4 157 50,6 19 22 36 13 15 213 21 73 2,18 0,64 0,9 1,74 0,9 133 9,8 21 2,9 13,8 3,4 1,06 3,6 G16-14-133 48,5 0,7 18,8 188 53,8 19 21 40 16 18 309 22 75 2,62 2 1 0,59 1,1 225 8 19 2,7 12,8 3,2 1,08 3,48 G16-14-134 26,8 1,3 13,8 116 39,3 12 14 23 15 62 458 22 129 7,87 1,06 1,2 0,51 1,3 670 19 38 </td <td>G_{10}^{-7-70}</td> <td>22</td> <td>1</td> <td>19,5</td> <td>145</td> <td>1200</td> <td>10</td> <td>162</td> <td>21</td> <td>17</td> <td>20</td> <td>297</td> <td>20</td> <td>76</td> <td>4,97</td> <td>1,91</td> <td>1,1</td> <td>1.29</td> <td>1,4</td> <td>206</td> <td>15</td> <td>19</td> <td>4</td> <td>10,2</td> <td>4,5</td> <td>1,5</td> <td>4,55</td>	G_{10}^{-7-70}	22	1	19,5	145	1200	10	162	21	17	20	297	20	76	4,97	1,91	1,1	1.29	1,4	206	15	19	4	10,2	4,5	1,5	4,55																
G16-14-125 47,7 6,7 16,4 157 50,6 15 15 215 21 75 2,18 6,64 6,9 1,74 6,9 155 9,8 21 2,9 15,8 3,4 1,06 3,6 G16-14-133 48,5 0,7 18,8 188 53,8 19 21 40 16 18 309 22 75 2,62 2 1 0,59 1,1 225 8 19 2,7 12,8 3,2 1,08 3,48 G16-14-134 26,8 1,3 13,8 116 39,3 12 14 23 15 62 458 22 129 7,87 1,06 1,2 0,51 1,3 670 19 38 4,7 19,4 3,9 1,07 3,64 Ламутский TCK. Алганский террейн Памутский TCK. Алганский террейн G16-12-117 35,7 1,5 10,4 48,2 24,3 7,0 8,6 14,1 15,4 30,5 537,6 24,3 159 7,31	$G_{16} 14 120$	32 177	0,7	16.4	145	50.6	10	22	36	13	29 15	213	20	70	3,20 2.18	0,07	0,9	1,30 1 74	1,0	133	0,5	21	2,3	12	31	1.06	3,20																
G10-14-133 48,5 0,7 18,6 18,6 53,8 19 21 40 10 18 309 22 15 2,02 2 1 0,39 1,1 22.5 8 19 2,7 12,8 3,2 1,08 3,48 G16-14-134 26,8 1,3 13,8 116 39,3 12 14 23 15 62 458 22 129 7,87 1,06 1,2 0,51 1,3 670 19 38 4,7 19,4 3,9 1,07 3,64 Ламутский TCK. Алганский террейн G16-12-112 28,6 1,2 14,1 123 49,6 16 19 24 16 50 409 19 98 6,43 1,24 1,1 0,53 2,3 577 18 37 4,6 18,9 3,9 1,1 3,51 G16-12-117 35,7 1,5 10,4 48,2 24,3 7,0 8,6 14,1 15,4 30,5 537,6 24,3 159 7,31 0,76 <td< td=""><td>$G_{16} = 14 + 123$</td><td>47,7</td><td>0,7</td><td>18.8</td><td>197</td><td>53.8</td><td>19</td><td>22</td><td>40</td><td>15</td><td>13</td><td>213</td><td>21</td><td>75</td><td>2,10</td><td>0,04</td><td>1</td><td>0.50</td><td>0,9</td><td>225</td><td>9,0 8</td><td>10</td><td>2,9</td><td>12.8</td><td>3,4</td><td>1,00</td><td>3.18</td></td<>	$G_{16} = 14 + 123$	47,7	0,7	18.8	197	53.8	19	22	40	15	13	213	21	75	2,10	0,04	1	0.50	0,9	225	9,0 8	10	2,9	12.8	3,4	1,00	3.18																
G16-12-112 28,6 1,2 14,1 123 14 15 02 436 122 125 1,67 1,67 1,67 1,57 1,5 070 17 56 4,7 17,4 3,7 1,67 3,64 Ламутский TCK. Алганский террейн G16-12-112 28,6 1,2 14,1 123 49,6 16 19 24 16 50 409 19 98 6,43 1,24 1,1 0,53 2,3 577 18 37 4,6 18,9 3,9 1,1 3,51 G16-12-117 35,7 1,5 10,4 48,2 24,3 7,0 8,6 14,1 15,4 30,5 537,6 24,3 159 7,31 0,76 1,6 0,69 4,6 477 22 46 5,5 22,9 4,5 0,98 4,11 G16-13-118 34,9 1,1 8,49 103 64,3 13 20 17 15 34 396 17 95 6,08 1,36 1,4 0,49 1,1	G16-14-134	40,J	13	13.8	116	30.3	12	21 1/	23	10	10 62	<u> </u>	22	129	2,02	2 1.06	1 2	0,59	1,1	670	10	38	2,7 17	12,0	3,2	1,00	3.64																
G16-12-112 28,6 1,2 1,4 12,6 1,6 <th 1,000<="" colspan="16" td="" th<=""><td>010-14-134</td><td>20,0</td><td>1,5</td><td>15,0</td><td>110</td><td>57,5</td><td>12</td><td>14</td><td>23</td><td>15</td><td>02 [amvti</td><td>-50 ский Т</td><td><u>СК</u></td><td>12) Апган</td><td>7,07 Іский '</td><td>1,00 Tennei</td><td><u>1,2</u> і́н</td><td>0,51</td><td>1,5</td><td>070</td><td>17</td><td>50</td><td>4,7</td><td>17,4</td><td>5,7</td><td>1,07</td><td>5,04</td></th>	<td>010-14-134</td> <td>20,0</td> <td>1,5</td> <td>15,0</td> <td>110</td> <td>57,5</td> <td>12</td> <td>14</td> <td>23</td> <td>15</td> <td>02 [amvti</td> <td>-50 ский Т</td> <td><u>СК</u></td> <td>12) Апган</td> <td>7,07 Іский '</td> <td>1,00 Tennei</td> <td><u>1,2</u> і́н</td> <td>0,51</td> <td>1,5</td> <td>070</td> <td>17</td> <td>50</td> <td>4,7</td> <td>17,4</td> <td>5,7</td> <td>1,07</td> <td>5,04</td>																010-14-134	20,0	1,5	15,0	110	57,5	12	14	23	15	02 [amvti	-50 ский Т	<u>СК</u>	12) Апган	7,07 Іский '	1,00 Tennei	<u>1,2</u> і́н	0,51	1,5	070	17	50	4,7	17,4	5,7	1,07	5,04
G16-12-117 35,7 1,5 10,4 48,2 24,3 7,0 8,6 14,1 15,4 30,5 537,6 24,3 159 7,31 0,76 1,6 0,69 4,6 477 22 46 5,5 22,9 4,5 0,98 4,11 G16-13-118 34,9 1,1 8,49 103 64,3 13 20 17 15 34 396 17 95 6,08 1,46 0,49 1,1 490 18 38 4,5 18,7 3,6 1,04 3,33 G16-15 142 22.0 0.7 11.7 01 25 17 15 34 396 17 95 6,08 1,36 1,4 0,49 1,1 490 18 38 4,5 18,7 3,6 1,04 3,33 G16-15 142 22.0 0.7 11.7 01 25 17 16 24 18 18 526 8.7 47 142 4.01 0.8 0.40 0.2 271 2.0 0.5	G16-12-112	28.6	12	14 1	123	49.6	16	19	24	16	50	409	19	98	6 4 3	1 24	11	0.53	23	577	18	37	46	189	39	11	3 51																
G16-13-118 34,9 1,1 8,49 103 64,3 13 20 17 15 34 396 17 95 6,08 1,36 1,4 0,49 1,1 490 18 38 4,5 18,7 3,6 1,04 3,33 G16-15 142 22,0 0,7 11,7 01 25 17 16 24 18 18 526 8,7 47 1,42 4,01 0,8 0,40 0,2 271 2,0 0,5 1,4 6,02 1,7 0,82 1,7	G16-12-117	25,5	1.5	10.4	48.2	24.3	7.0	86	14 1	15.4	30 5	537.6	24.3	159	7 31	0.76	1,1	0.69	4.6	477	22	46	55	22.9	4 5	0.98	4 11																
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	G16-13-118	34.9	1,1	8.49	103	64 3	13	20	17	15	34	396	17	95	6.08	1.36	14	0.49	1.1	490	18	38	4.5	187	3.6	1.04	3.33																
010-13-142 22,9 0,7 11,7 91 23 17 10 34 18 34 320 8,7 47 14,42 4,91 0,8 0,49 0,5 27 1,4 0,9 9,5 1,4 0,9 1 1,7 0,82 11,7	G16-15-142	22,9	0.7	11.7	91	25	17	16	34	18	18	526	8.7	47	1,42	4,91	0.8	0,49	0,3	271	3.9	9.5	1,5	6,93	1.7	0,82	1,7																

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Геохимический состав юрско-меловых псаммитов Усть-Бельских - Алганских гор по данным ICP-MS анализа, мкг/г. Часть 1.

N⁰	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	W	Tl	Pb	Th	U	Zn	As	Se	Ag	Та	Re	Bi	Cd
							Be	ерхнеі	юрски	е-ниж	немел	овые	пород	ы							
							Удач	нинск	ая пла	стина.	Усть-]	Бельск	хий тер	рейн							
07-114	0,70	4,4	0,93	2,7	0,41	2,7	0,43	6,0	0,23	0,04	10,0	3,9	1,77								
07-114/1	0,67	4,1	0,87	2,6	0,39	2,6	0,42	5,5	0,44	0,04	9,4	3,1	1,74								
							Мав	ринска	ая пла	стина.	Усть-І	Бельск	ий терј	рейн							
07-125	0,63	3,9	0,80	2,3	0,34	2,3	0,35	3,7	0,37	0,12	4,4	1,24	0,65							!	
07-125/1	0,57	3,5	0,73	2,1	0,31	2,1	0,33	4,2	0,11	0,11	21	0,94	0,62							ļ!	
07-125/2	0,65	3,9	0,80	2,3	0,34	2,3	0,35	3,4	0,23	0,10	4,2	1,25	0,65								
								Алган	нский	ТСК. А	лганс	кий те	ррейн						1		
07-146/1	0,55	3,5	0,74	2,2	0,32	2,1	0,32	2,8	0,23	0,045	2,3	1,07	0,50								
11-35	0,47	3,0	0,63	1,87	0,29	1,97	0,32	4,5	0,88	0,28	9,5	5,1	1,53							ļ!	
A-12-23	0,56	3,5	0,72	2,1	0,31	2,0	0,31	2,7	0,28	0,093	5,2	1,27	0,65							ļ!	
G-16-14-123	0,52	3,2	0,66	1,97	0,30	2,0	0,31	4,4	0,81	0,19	9,5	4,4	1,29							ļ!	
G16-14-127	0,49	3,0	0,62	1,79	0,27	1,81	0,28	2,5	0,93	0,055	9,7	1,20	1,55	1 1		0.7	1.0	0.10	0.000		0.00
G16-16-148	4,3	0,73	4,49	0,89	2,7	0,38	2,63	0,39	3,3	0,726	0,13	/,08	1,87	1,1	####	9,7	< 1.3	0,10	0,368	< 110	0,08
							Be	рхнеа.	льоск	ие-вер	кнеме	ловы	<u>е поро</u>	ды							
CDC VAL	0.50	25	0.00	1.02	0.20	1 77	У дач		ая пла		Усть-	ьельск	ии тер	реин					Ι		
GPS-VAL	0,58	3,5	0,69	1,93	0,28	1,//	0,26 Π	1,92	0,17	0,046	/,0	1,37	0,62	×							<u> </u>
G16 6 66	0.61	38	0.78	23	0.34	23	0.36	ерекат 4 1		1и ICK	. AJI 8	инскии 2 0	1 10	ин							
G16-7-76	0,01	3,8 4.5	0,78	2,3	0,34	2,3	0,30	3.03	0,02	0,24	6,5 6,82	2.45	0.07	108.8	19	< 0.9	0.06	0.43	< 110	0.062	< 110
G16-10-94	0,72	3.46	0,51	2,77 2.18	0,37	2,02	0,42	2 38	0,43	0,105	5 11	1.57	0,57	78.3	ч,) 1 Л	< 0.9	0,00	0,43	< ΠO	0,002	< TIO
G16-14-129	0,50	3 67	0,07	2,10 2.21	0,31	2,13	0,32	2,30	0,40	0,075	5 39	0.96	0,05	86.9	4 1	< 0.9	0,05	0,32	<ΠO <ΠO	0,040	$< \Pi O$
G16-14-133	0.6	3.81	0.76	2.36	0.33	2.42	0.34	2.43	0.51	0.089	5.4	14	0,10	96.3	4 4	< 0.9	0.04	0.22	< <u>Π</u> 0	0.044	0.08
G16-14-134	0.61	3.72	0.74	2.26	0.32	2.35	0.34	3.79	0.54	0.259	8.29	4.8	1.53	76.9	2.4	< 0.9	0.06	0.57	< <u>П</u> О	0.054	<ПО
	0,01	0,72	0,7 1	_,	0,01	2,00	0,01	Ламу	гский	тск. А	лганс	кий те	ррейн	, 0,,	_, .	(0.)	0,00	0,07	110	0,001	
G16-12-112	0,58	3,39	0,67	2,03	0,28	2,02	0,29	3,02	0,51	0,205	8,83	3,66	1.2	85,0	2,3	< 0.9	0,05	0,53	< 110	0,043	< 110
G16-12-117	0,71	4,16	0,83	2,5	0,35	2,50	0,36	4,93	0,88	0,118	15	6,05	2,07	72,5	1,4	< 110	0,09	0,55	< 100 × 100	0,112	0,08
G16-13-118	0,53	3,19	0,6	1,84	0,25	1,8	0,26	2,92	0,79	0,155	9,75	3,7	1,34	78,3	4,8	< 110	0,06	0,52	< 110	0,056	< 110
G16-15-142	0,28	1,68	0,31	0,93	0,13	0,97	0,13	1,38	0,73	0,308	2,83	0,33	0,91	127,4	2,6	< 1.2	0,07	0,18	< 0.008	0,020	0,12

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Геохимический состав юрско-меловых туфопесчаников Усть-Бельских - Алганских гор по данным ICP-MS анализа, мкг/г. Часть 2.

	РЗЭ	ЛРЗЭ	ТРЗЭ	ЛРЗЭ/ТРЗЭ	Eu/Eu*	Fe/Mn	Ti/Mn	ТМ	ЩМ	U/Th	Ni/Co	ГМ		
				Верхне	юрские-ни	ижнемело	вые пород	ί						
				Удачнинск	ая пластин	а. Усть-Бе	льский тер	рейн						
07-114	141	79	17	4,7	0,70	111	11,6	0,04	1,4	0,45	0,9	0,32		
07-114/1	139	80	16	4,9	0,68	54	6,4	0,08	4,5	0,56	1,3	0,38		
				Мавринска	ая пластин	а. Усть-Бел	іьский терј	рейн						
07-125	120	60	15	4,0	0,96	64	8,7	0,1	2,5	0,53	1,3	0,45		
07-125/1	109	52	14	3,8	0,89	18	2,7	0,23	2,3	0,65	1,9	0,59		
07-125/2	120	61	15	4,1	0,95	79	10	0,1	2,8	0,52	1,6	0,46		
Алганский ТСК. Алганский террейн 07-146/1 94 40 13 30 098 47 65 0067 23 047 14 042														
07-146/1	94	40	13	3,0	0,98	47	6,5	0,067	2,3	0,47	1,4	0,42		
11-35	126	85	12	7,4	0,83	101	11,6	0,043	1,3	0,30	3,0	0,32		
A-12-23	99	50	13	3,9	0,97	15	1,5	0,067	5,2	0,51	1,5	0,43		
G-16-14-123	126	82	12	6,6	0,89	82	9,3	0,046	1,7	0,29	2,1	0,33		
G16-14-127	86	42	11	3,6	0,95	23	2,4	0,066	8,1	1,30	1,4	0,38		
G16-16-148	310	246	17	14,2	0,90	49	3,5	0,058	1,7	0,58	2,9	0,46		
	<u>С10-10-148</u> 510 240 17 14,2 0,90 49 5,5 0,058 1,7 0,58 2,9 0,46 Верхнеальбские-верхнемеловые породы													
				Удачнинск	ая пластин	а. Усть-Бе	льский тер	рейн						
GPS-VAL	121	67	13	5,3	0,94	67	5,0	0,054	2,3	0,46	1,0	0,48		
				Перекат	нинский Т	СК. Алгано	ский терреі	йн						
G16-6-66	138	84	14	5,9	0,82	56	7,5	0,063	1,0	0,35	1,3	0,34		
G16-7-76	131	70	17	4,1	0,92	63	5,1	0,069	1,6	0,39	1,2	0,51		
G16-10-94	96	45	13	3,5	0,91	68	6,7	0,052	1,1	0,44	6,6	0,39		
G16-14-129	102	52	14	3,8	0,93	57	3,8	0,064	4,5	0,48	1,2	0,47		
G16-14-133	101	47	14	3,3	0,99	62	4,3	0,061	3,1	0,42	1,1	0,50		
G16-14-134	136	86	14	6,2	0,87	68	6,5	0,053	1,1	0,32	1,2	0,40		
				Ламу	тский ТСК	. Алгански	й террейн							
G16-12-112	130	84	13	6,6	0,91	59	4,6	0,054	1,5	0,33	1,2	0,43		
G16-12-117	153	102	16	6,6	0,69	62	5,1	0,071	1,5	0,34	1,2	0,51		
G16-13-118	121	84	12	7,1	0,91	87	6,5	0,047	2,3	0,36	1,6	0,40		
G16-15-142	51	24	6	3,9	1,47	51	4,3	0,079	3,7	2,75	1,0	0,46		

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Значения ряда индикаторных отношений в юрско-меловых псаммитов Усть-Бельских Алганских гор

N⁰	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	п.п.п.	Сумма
					Пе	оекатнинс	кий ТСК						
G16-7-72	70,25	0,59	11,43	7,14	0,42	0,61	1,54	0,79	1,42	2,75	0,12	2,88	99,96
G16-10-84	82,74	0,26	6,27	2,89	1,67	0,29	1,15	1,01	0,33	0,94	0,05	2,20	99,81
G16-10-90	90,49	<0,01	0,85	3,45	1,39	0,27	0,25	0,95	0,01	0,10	0,01	2,04	99,81
G16-10-93	44,56	1,51	13,03	4,01	6,87	0,26	9,93	10,75	2,42	0,52	0,14	5,02	99,02
G16-14-124	47,51	1,85	14,12	9,50	3,01	0,10	3,79	8,97	3,46	2,30	0,17	4,72	99,51
G16-14-126	68,42	0,70	12,95	5,38	0,88	0,08	1,92	0,75	1,93	2,85	0,12	3,78	99,75
						Ламутский	й ТСК						
22TP16	77,61	0,43	8,71	3,91	0,40	0,38	1,83	0,38	0,72	2,32	0,07	2,51	99,28
42TP16	74,01	0,62	9,60	5,05	0,84	0,24	2,83	0,31	0,46	2,24	0,07	3,5	99,75
G16-3-11	75,24	0,37	6,54	6,78	1,23	0,17	3,75	0,46	0,50	1,40	0,11	2,91	99,45
G16-3-13	90,13	0,14	2,95	0,38	3,09	0,22	0,69	0,40	0,22	0,69	0,03	0,72	99,66
G16-4-17	91,65	0,13	2,84	<0,01	2,11	0,07	1,20	0,23	0,23	0,39	0,00	0,97	99,82
G16-4-18	86,09	0,26	4,23	1,24	3,48	0,11	1,13	0,83	0,32	0,65	0,27	1,02	99,62
G16-4-19	75,55	0,61	9,11	5,43	0,60	0,15	1,77	0,51	0,61	2,28	0,06	3,24	99,93
G16-4-21	78,46	0,47	7,99	4,07	1,47	0,15	1,55	0,43	0,54	2,01	0,06	2,63	99,84
G16-4-22	58,96	0,71	13,09	8,34	2,07	0,67	2,55	2,78	0,29	2,60	0,08	7,62	99,77
G16-4-23	91,77	0,13	2,38	0,54	1,63	<0,01	0,19	0,17	0,06	0,52	0,18	2,24	99,80
G16-4-24	94,65	0,07	1,31	0,27	0,22	<0,01	0,13	0,25	0,07	0,28	0,06	2,66	99,97
G16-5-60	80,80	0,29	5,83	0,44	2,99	0,23	0,97	2,93	0,69	1,03	0,02	2,98	99,20
G16-6-61	95,67	0,03	1,08	<0,01	2,08	0,09	0,35	0,09	0,03	0,28	0,00	0,32	100,02
G16-6-62	82,71	0,06	1,95	8,84	3,22	0,16	0,58	0,62	0,07	0,14	0,05	1,03	99,44
G16-6-63	86,02	0,16	2,72	4,51	0,77	0,64	0,44	2,30	0,10	0,10	0,35	1,81	99,92
G16-6-64	87,65	0,24	3,85	2,22	2,20	0,12	0,62	0,27	0,26	1,19	0,05	1,08	99,75
G16-6-65	91,97	<0,01	0,86	4,34	0,66	0,27	0,25	0,96	0,01	0,10	0,01	0,44	99,89

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Геохимический состав кремнистых образований Алганских гор по данным силикатного анализа, вес. %

			П	РИЛО	ЖЕН	ИЕ 5	. Геох	кимиче ланным	ский с и ICP-l	остав MS ана	кремн ализа.	истых мкг/г.	образо Часть	ований 1.	і Алга	нских	гор				
N⁰	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce
									Перен	катнин	ский '	ТСК									
G16-7-72	14,0	2,6	20,9	66,4	25,1	43	106	54,6	16,6	108	102	32,1	154,4	9,1	1,2	2,1	1,2	5,2	1329	34,4	82,9
G16-10-84	26,8	0,92	12,1	25,9	22,0	33	52,2	32,3	8,5	30,1	118	10,2	65,2	2,8	2,2	1,1	0,56	1,5	1152	9,7	32,4
G-16-10-90	19,6	0,55	8,7	25	33	13	33	64	5,6	26	73	10,1	50	2,8	0,47	0,77	0,38	1,49	590	7,5	24
G16-10-93	32	0,36	38	327	344	47	117	317	17,0	13,3	301	20	87	3,7	0,27	0,84	0,42	0,36	137	4,1	10,8
G16-14-124	8,5	0,48	42	312	186	31	64	119	14,5	55	183	32	119	10,4	0,63	1,07	0,43	1,78	179	8,2	18,8
G16-14-126	12,8	1,80	21	117	24	20	37	104	16,2	75	110	27	146	6,5	0,32	1,78	1,14	5,7	354	20	53
		-			-				Ла	мутскі	ий ТС	К					-				
22TP16	17,1	1,82	14,8	54	50	26	49	56	13,6	116	145	21	102	8,2	0,55	1,81	0,80	5,3	4168	23	58
42TP16	25	1,66	19,2	51	61	21	46	41	14,2	105	38	13,6	94	8,7	0,20	1,54	1,06	3,3	292	19,2	49
G16-3-11	26	0,86	11,5	60	41	23	37	88	9,4	44	111	27	67	4,0	0,77	11,1	0,39	2,2	2391	17,6	41
G16-3-13	11,5	0,71	3,7	16,3	46,5	13	29,3	29,0	4,4	21,4	178	4,9	30,4	2,5	1,5	0,97	0,53	0,93	5845	4,3	16,3
G-16-4-17	16,1	0,28	5,4	15,7	59	5	15,0	17,4	5,0	12,3	20	3,1	28	2,4	0,54	0,77	0,43	0,38	93	3,6	7,2
G16-4-18	14,6	1,0	7,0	31	49,0	10	20,5	21,7	6,3	18,1	40,8	8,0	40,2	3,3	1,9	0,91	0,34	0,54	103	8,7	18,4
G16-4-19	15,3	1,7	11,5	63,8	44,5	19	46,1	99,4	11,3	68,7	50,5	15,7	95,7	8,8	0,53	1,3	1,1	2,5	267	17,4	45,6
G16-4-21	15,0	1,5	10,2	46,7	30,0	16	45,8	27,5	11,1	64,5	44,0	14,1	87,2	7,6	0,56	1,3	1,3	2,3	264	17,9	44,3
G16-4-22	36,6	2,4	17,6	83,2	49,8	14	54,5	105	16,3	92,5	37,3	20,6	151,4	13,5	0,67	2,0	0,89	4,1	238	27,5	76,6
G16-4-23	10,4	0,33	1,2	219	137	1	19,8	41,7	1,7	6,9	25,1	2,6	10,7	0,74	20,8	1,3	5,9	0,29	73,8	1,9	3,2
G16-4-24	7,1	0,35	1,4	268	48,5	1	29,5	52,5	1,7	7,2	25,6	3,8	13,3	0,87	7,5	0,31	3,1	0,35	83,7	1,3	2,1
G16-5-60	15,5	0,73	9,7	35	43	21	49	22	7,1	35	259	8,6	72	5,6	0,64	1,39	0,37	1,47	8993	9,3	28
G-16-6-61	10,5	0,14	1,51	17,1	199	5	32	32	2,1	7,0	17,3	2,4	11,9	0,84	1,56	1,06	0,32	0,25	257	1,95	7,9
G-16-6-62	29	0,18	2,7	73	87	6	30	31	2,5	1,18	33	9,6	23	1,47	5,6	0,86	0,30	0,24	1025	10,3	16,8
G16-6-63	11,1	0,64	4,9	56,4	19,7	5	32,1	26,3	4,1	5,4	33,4	7,9	25,3	1,4	1,9	0,47	0,20	0,29	166	7,1	14,5
G16-6-64	6,5	0,76	5,2	26,3	67,2	10	36,7	31,7	5,0	36,9	177	5,8	39,4	3,8	4,8	1,1	0,88	1,8	7782	10,1	25,0
G-16-6-65	1,41	<0,05	0,31	42	54	3	19,9	15,8	2,2	0,47	4,1	0,87	1,67	0,08	0,57	0,22	<0,2	<0,07	11,0	0,51	0,55

N⁰	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	W	Tl	Pb	Th	U	Zn	As	Ta	Bi
								П	ерека	тнинс	кий Т	СК										
G16-7-72	7,5	31,2	6,8	1,4	6,1	0,96	5,6	1,1	3,5	0,47	3,3	0,47	3,7	2,1	1,0	36,5	10,6	1,5	95,2	13,0	0,60	0,72
G16-10-84	2,5	10,5	2,6	0,54	2,3	0,35	2,0	0,40	1,2	0,17	1,3	0,18	1,6	0,76	0,23	13,5	3,8	0,43	79,1	4,2	0,2	0,62
G16-10-90	2,3	9,3	2,3	0,49	2,0	0,29	1,86	0,38	1,04	0,15	0,95	0,15	1,32	0,61	0,17	8,8	3,8	0,47				
G16-10-93	1,76	9,3	2,9	1,10	3,8	0,61	4,0	0,83	2,3	0,33	2,0	0,30	2,2	<0,3	0,031	0,76	0,23	0,21				
G16-14-124	2,7	13,0	3,7	1,33	5,0	0,85	5,6	1,16	3,4	0,48	3,1	0,47	2,8	0,18	0,23	0,80	0,67	0,19				
G16-14-126	5,4	22	5,1	1,20	5,0	0,79	4,9	0,99	2,9	0,43	2,8	0,44	3,5	1,07	0,35	13,7	6,2	0,86				
									Лам	утский	і ТСК											
22TP16	5,7	22	5,4	1,44	4,4	0,68	3,89	0,79	2,2	0,32	2,1	0,31	2,4	1,65	0,50	24,3	8,5	1,08				
42TP16	4,7	16,6	3,3	0,72	3,1	0,47	2,6	0,55	1,51	0,22	1,49	0,22	2,3	1,31	0,31	19,5	6,2	1,05				
G16-3-11	4,4	17,6	4,2	0,94	4,5	0,76	5,1	1,13	3,5	0,56	3,9	0,62	1,53	0,55	0,21	16,1	5,0	0,55				
G16-3-13	1,1	4,7	1,2	$< \Pi O$	0,99	0,15	0,83	0,17	0,51	0,069	0,50	0,075	0,71	0,76	0,14	9,4	2,4	0,27	33,5	1,5	0,16	0,16
G-16-4-17	0,84	3,2	0,69	0,16	0,60	0,092	0,58	0,12	0,36	0,055	0,38	0,058	0,72	0,44	0,075	2,2	2,4	0,29				
G16-4-18	2,3	9,8	2,3	0,48	2,06	0,29	1,4	0,26	0,8	0,10	0,72	0,10	1,03	0,77	0,076	5,2	2,9	0,78	38,8	0,62	0,21	0,06
G16-4-19	4,1	17,6	3,7	0,77	3,2	0,48	2,9	0,57	1,7	0,23	1,6	0,24	2,4	0,97	0,30	16,9	7,5	0,97	64,7	2,7	0,57	0,21
G16-4-21	4,0	16,1	3,3	0,68	3,0	0,45	2,5	0,47	1,5	0,21	1,5	0,21	2,2	0,90	0,29	14,0	6,4	0,92	59,0	11,0	0,51	0,19
G16-4-22	6,2	25,2	5,6	1,3	4,8	0,72	4,2	0,80	2,5	0,33	2,3	0,36	3,9	3,0	0,65	16,6	12,9	1,5	72,8	0,71	0,88	0,32
G16-4-23	0,42	1,6	0,35	0,11	0,35	0,054	0,37	0,08	0,31	0,047	0,36	0,055	0,23	0,35	0,50	12,7	0,6	5,1	11,5	14,4	0,04	0,04
G16-4-24	0,33	1,4	0,38	0,089	0,47	0,080	0,50	0,12	0,46	0,074	0,63	0,10	0,27	0,22	0,14	5,1	0,8	2,7	15,6	2,4	0,05	0,05
G16-5-60	2,1	8,0	2,6	1,33	1,64	0,26	1,61	0,33	0,96	0,15	1,06	0,18	1,67	0,74	0,20	4,3	5,7	0,58				
G-16-6-61	0,52	2,3	0,51	0,13	0,49	0,058	0,39	0,09	0,26	0,043	0,29	0,050	0,20	0,76	0,042	2,1	0,82	0,31				
G-16-6-62	2,3	9,4	2,0	0,58	2,1	0,32	1,95	0,37	1,05	0,15	1,01	0,16	0,45	1,00	0,012	21,6	1,93	0,23				
G16-6-63	1,9	8,6	2,1	0,48	2,0	0,30	1,7	0,33	1,0	0,13	0,94	0,13	0,57	0,47	0,010	13,6	1,6	0,29	30,3	13,7	0,06	0,14
G16-6-64	1,8	7,2	1,5	< 110	1,3	0,20	1,2	0,23	0,7	0,10	0,75	0,12	1,1	0,73	0,19	9,0	3,5	0,40	27,2	0,69	0,24	0,19
G-16-6-65	0,11	0,47	0,11	0,029	0,14	0,022	0,14	0,03	0,10	0,014	0,081	0,012	0,05	0,73	0,026	0,91	0,036	0,07				

ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Геохимический состав кремнистых образований Алганских гор по данным ICP-MS анализа, мкг/г. Часть 2.

sample	магм.	С	убсолидуснь	ie			метаморфические 12-111-105 12-112-25 12-112-28 12-112-2 46,74 49,43 46,59 51,15 1,20 0,69 1,37 0,60 7,29 5,53 6,94 5,33 13,99 13,90 16,83 12,53 0,38 0,40 0,76 0,47 13,53 14,33 11,70 15,85 11,26 12,00 11,18 11,73 1,25 0,57 1,19 1,00 0,53 0,41 0,67 0,41 0,08 0,04 0,08 0 96,25 97,30 97,31 99,07 6,872 7,155 6,886 7,197 0,133 0,075 0,152 0,064									
analysis	12-112-31	12-111-01	12-111-04	12-112-32	12-111-02	12-111-03	12-111-105	12-112-25	12-112-28	12-112-34						
SiO ₂	41,73	43,43	43,42	42,45	49,33	46,52	46,74	49,43	46,59	51,15						
TiO ₂	3,35	1,13	0,89	1,13	1,18	1,81	1,20	0,69	1,37	0,60						
Al_2O_3	11,67	9,95	11,13	11,09	7,28	7,86	7,29	5,53	6,94	5,33						
FeO	16,74	16,64	17,24	18,34	14,30	14,41	13,99	13,90	16,83	12,53						
MnO	0,25	0,46	0,40	0,45	0,66	0,36	0,38	0,40	0,76	0,47						
MgO	10,81	10,91	10,82	9,74	14,38	13,53	13,53	14,33	11,70	15,85						
CaO	10,61	11,60	11,63	11,69	11,59	10,91	11,26	12,00	11,18	11,73						
Na ₂ O	2,28	1,28	1,37	1,06	1,38	1,50	1,25	0,57	1,19	1,00						
K ₂ O	0,62	0,92	0,92	1,17	0,47	0,77	0,53	0,41	0,67	0,41						
Cl	0,04	0,08	0,05	0,03	0,07	0,08	0,08	0,04	0,08	0						
Total	98,10	96,40	97,87	97,15	100,64	97,75	96,25	97,30	97,31	99,07						
Si	6,141	6,519	6,406	6,371	6,915	6,742	6,872	7,155	6,886	7,197						
Ti	0,371	0,128	0,099	0,128	0,124	0,197	0,133	0,075	0,152	0,064						
Al(VI)	0,165	0,279	0,341	0,333	0,117	0,084	0,135	0,099	0,095	0,081						
Al(IV)	1,859	1,481	1,594	1,629	1,085	1,258	1,128	0,845	1,114	0,803						
Fe ²⁺	1,221	1,427	1,317	1,554	0,896	0,924	0,995	1,047	1,373	0,763						
Fe ³⁺	0,839	0,662	0,810	0,748	0,780	0,823	0,726	0,636	0,707	0,711						
Mn	0,031	0,058	0,050	0,057	0,078	0,044	0,047	0,049	0,095	0,056						
Mg	2,371	2,441	2,380	2,179	3,005	2,923	2,965	3,092	2,578	3,325						
Ca	1,673	1,866	1,838	1,880	1,741	1,694	1,774	1,861	1,770	1,768						
Na	0,651	0,373	0,392	0,308	0,375	0,421	0,356	0,160	0,341	0,273						
K	0,116	0,176	0,173	0,224	0,084	0,142	0,099	0,076	0,126	0,074						

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Состав амфиболов в составе коньяк-кампанских пород (вес. % и формулы ед.)