

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА РАН

На правах рукописи

Лебедев Иван Евгеньевич

**Палеомагнетизм и геохронология северной части Охотско-
Чукотского вулканогенного пояса**

1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика.

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор физико-математических наук, доцент

Павлов Владимир Эммануилович

доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН

Веселовский Роман Витальевич

Москва - 2026

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Геологическая характеристика и палеомагнитная изученность региона исследования.....	12
1.1. Общая структурная позиция и вопросы тектонической истории региона в позднем мезозое и в кайнозое	12
1.2. Общая характеристика Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса	20
1.3. Геологическая характеристика районов работ и опробование объектов исследований.....	25
1.4. Обзор опубликованных палеомагнитных работ по породам ОЧВП	38
Глава 2. Методика исследований	41
2.1. Отбор и ориентировка образцов.....	41
2.2. Лабораторные палеомагнитные измерения	42
2.3. Решение вопроса о палеогоризонтали	42
2.4. Группирование вулканических пульсов.....	44
2.5. Выбор кривой кажущейся миграции полюса Северо-Американской и Евразийской плит	45
2.6. Оценка амплитуды вековых вариаций	48
2.7. Изотопно-геохронологические исследования	49
Глава 3. Альтернативные методы ориентирования палеомагнитных образцов и их влияние на итоговые палеомагнитные результаты.....	52
3.1. Обзор альтернативных методов ориентировки образцов.....	52
3.2. Величина и характер распределения ошибок ориентирования, связанных с использованием магнитного компаса на реальном объекте исследования	57
3.3. Численное моделирование ошибок ориентирования палеомагнитных образцов на разных широтах	61
3.4. Обсуждение результатов.....	65
Глава 4. Результаты изотопно-геохронологических исследований и их интерпретация.....	67

4.1. Объект “Купол”.....	69
4.2. Объект “Валунистое”	71
4.3. Объект “Залив Креста”	73
4.4. Обсуждение результатов.....	78
Глава 5. Результаты палеомагнитных исследований и их интерпретация.	104
5.1. Магнитная минералогия.....	104
5.2. Результаты лабораторных палеомагнитных исследований.....	109
5.3. Сравнение новых палеомагнитных полюсов с референтными полюсами Северной Америки и Евразии	115
5.4. Обсуждение результатов.....	118
Заключение	128
Список литературы	131
Приложения.....	152

Введение

Актуальность и степень разработанности темы исследования. Жесткость литосферных плит и наличие узких границ между ними являются важными постулатами классической тектоники плит. Основоположники теории тектоники плит ясно осознавали (см., напр., Morgan, 1968; Wilson, 1963), что на поверхности Земли имеются регионы, где названные постулаты либо не выполняются, либо имеют ограниченное применение. Существование таких регионов привело к формированию концепции диффузных границ, предполагающей, что между взаимодействующими жесткими плитами могут существовать обширные (шириной до нескольких сот километров и более) буферные области, включающие разноранговые тектонические блоки, которые могут испытывать движения друг относительно друга. Несмотря на неопределенности, существующие в определении границ таких областей, общая их площадь составляет, по-видимому, около 15% земной поверхности (Gordon et al., 1990; Gordon, 1998).

Многочисленные геофизические, сейсмотектонические и геологические данные указывают на то, что Северо-Восток Евразии, будучи областью взаимодействия трех крупных литосферных плит: Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской, также является регионом, где широко развиты диффузные границы. На это указывает выделение разными авторами в регионе малых плит (напр. Охотоморской, Берингоморской и др.), границы между которыми характеризуются неопределенностью географического положения и невозможностью аппроксимации узкими линеаментами (Имаев и др., 2019; Петрищевский, 2015; Тимофеев и др., 2012; Ханчук, Петрищевский, 2007).

В этом случае, естественно, встает вопрос о разграничении этих блоков, о масштабах их взаимных перемещений и об их соотношении с более крупными соседями: Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами. Особый интерес с этой точки зрения представляет крайний северо-восток региона, а именно Чукотский полуостров, на принадлежность различных областей которого к тем или иным тектоническим блокам в кайнозойское время имеются разные точки зрения (Имаев и др., 2000; Чехович и др., 2014; Имаева et al., 2017; Mackey et al., 2010; Miller et al., 2018a; Nokleberg et al., 2000; Redfield et al., 2007). Дополнительное внимание к данному региону привлекает наличие на его территории многочисленных (в том числе уникальных) месторождений Au, Ag, Sn, W, Hg, Cu (Сидоров и др., 2009; Chitalin et al., 2022; Thomson et al., 2023).

Классическим методом, позволяющим количественно оценить масштаб тектонических движений структурных элементов земной коры, их принадлежность к той или иной тектонической плите, является палеомагнитный метод. Однако надежных палеомагнитных определений, которые могли бы охарактеризовать кинематику различных тектонических блоков Северо-Востока Евразии в конце позднего мела и в кайнозое, крайне недостаточно.

Таким образом, тестирование разных моделей тектонического строения и реконструкция тектонической эволюции самой северо-восточной оконечности Евразии требует получения новых надежных палеомагнитных определений. Весьма перспективным объектом для получения таких определений, в силу хорошей сохранности и отсутствия значительных деформаций, представляются породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Надежность палеомагнитных определений и сама возможность их использования для решения тектонических задач определяются наличием надежной информации о возрасте пород, по которым эти определения были получены (Meert et al., 2020; Van der Voo, 1990). Это обязывает к комплексу палеомагнитных исследований добавлять работы, направленные на определение возраста пород, если таковые не были сделаны ранее. В случае с вулканогенными породами ОЧВП, дискуссии о возрасте его основных стратонов продолжаются с момента их выделения (напр., Акинин, Миллер, 2011; Белый, 1977; Белый, 2008; Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, 1987; Тихомиров, 2020). Разночтения в оценках возраста вулканитов ОЧВП определяют актуальность получения новых надежных изотопно-геохронологических данных, которые являются критически необходимыми для уточнения возраста основных стратиграфических подразделений ОЧВП, в том числе его северной части.

Цель и задачи работы. Настоящая работа направлена на решение фундаментальной проблемы расшифровки процессов, происходящих на диффузных границах литосферных плит, на примере реконструкции тектонической эволюции Чукотского полуострова, находящегося в зоне взаимодействия Северо-Американской плиты и западной части Берингоморского блока, в позднем мелу и кайнозое.

При этом перед работой ставились следующие цели:

1. Выполнить палеомагнитное тестирование когерентности тектонических блоков, слагающих территорию Чукотского полуострова с Северо-Американской и

Евразийской плитами, в том числе масштабы и направления перемещений этих тектонических блоков относительно названных плит.

2. Выполнить тестирование тектонических моделей, описывающих взаимодействие Северо-Американской плиты и западной части Беринговоморского блока.

Для достижения целей работы были сформулированы и решены следующие задачи:

1. В пределах чукотской части ОЧВП выполнен подбор объектов (разрезов вулканогенных толщ), наиболее благоприятных для получения надежных палеомагнитных данных.
2. Разработана методика отбора ориентированных проб, альтернативная таковой, использующим магнитный или солнечный компасы, и предназначенная для работы с сильномагнитными породами в полярных областях и в других регионах с малым количеством солнечных дней.
3. С использованием современных изотопно-геохронологических методов получены ограничения на время формирования изученных вулканических толщ, а также уточнены возрастные рубежи становления некоторых стратиграфических подразделений северных сегментов ОЧВП.
4. Выполнены детальные палеомагнитные исследования выбранных объектов, определены их палеомагнитные полюсы. Выполнено сопоставление полученных палеомагнитных полюсов с референтными кривыми кажущейся миграции палеомагнитных полюсов Северо-Американской и Евразийской литосферных плит.

Объект и предмет исследования. Объект исследования – ряд разрезов вулканогенных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, обнажающихся в окрестностях золото-серебряных месторождений Купол и Валунистое, а также залива Креста Берингова моря. Эти объекты были выбраны по результатам рекогносцировочных работ, выполненных на начальных этапах настоящего исследования.

Предмет исследования – тектоническая эволюция Беринговоморского региона в интервале времени от позднего мела до современности.

Фактический материал. Фактический материал для написания данной работы был собран в течение четырех полевых сезонов (2019-2021 и 2023 годов) на ряде разрезов, расположенных на территории Чукотского АО. В результате проведенных работ для детальных палеомагнитных исследований были отобраны коллекции, включающие около

4000 ориентированных образцов. Еще около 1500 образцов было отобрано в процессе предварительных рекогносцировочных исследований, проводившихся с целью выбора оптимальных объектов. Из разрезов «Купол», «Валунистое», «Залива Креста» во время проведения полевых работ было отобрано также несколько десятков проб для геохронологических исследований.

Методы исследования. Пробоподготовка и подавляющая часть палеомагнитных лабораторных измерений выполнены в стенах Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта (г. Москва) в лаборатории Главного геомагнитного поля Земли и петромагнетизма. Некоторые петромагнитные измерения были проведены в университете Людвиг-Максимилиана в Мюнхене, Германия. Геохронологические исследования выполнялись в различных лабораториях России: Центре Изотопных исследований Института Карпинского, г. Санкт-Петербург; ИГМ СО РАН, г. Новосибирск; ИЗК СО РАН, г. Иркутск, и в Лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН, г. Москва.

Личный вклад. Во всех опубликованных работах вклад автора является основополагающим. Во всех полевых сезонах, кроме первого, автор данной работы был непосредственным организатором и руководителем экспедиций. В ходе этих работ был собран весь каменный материал, лежащий в основе всех публикаций автора. Подавляющая часть палеомагнитных и значительная часть петромагнитных лабораторных экспериментов, лежащих в основе работ (Лебедев и др., 2021; 2022; 2023; 2025; Bobogovnikova et al., 2022; Lhuillier et al., 2024; 2025), выполнена непосредственно автором. Все геохронологические исследования проходили при непосредственном участии автора и представлены в работах (Лебедев и др., 2025; Тихомиров и др., 2021а; 2021б). Новая методика ориентирования палеомагнитных образцов при помощи теодолита разработана и опробована при непосредственном участии автора (Лебедев и др., 2023). Обсуждение погрешностей, связанных с использованием магнитного компаса представленное в работах (Лебедев и др., 2023; Ушаков и др., 2024) происходило при непосредственном участии автора. Расчеты палеомагнитных плюсов и амплитуды геомагнитных вариаций, представленные в работах (Лебедев и др., 2021; 2022; 2025; Lhuillier et al., 2024; 2025) выполнены непосредственно автором. Автор принимал активное участие в обсуждении палеомагнитных и геохронологических результатов в работах (Лебедев и др., 2021; 2022; 2023; 2025; Тихомиров и др., 2021а; 2021б; Ушаков и др., 2024; Lhuillier et al., 2014; 2025), а также написании текстов большинства публикаций (Лебедев и др., 2021; 2022; 2023; 2025; Тихомиров и др., 2021а; 2021б; Lhuillier et al., 2014; 2025).

Достоверность и обоснованность полученных результатов. Достоверность представляемых результатов обеспечена значительным объемом фактического материала, использованного при их получении, а также применением оборудования и методик, в полной мере отвечающих современным международным стандартам.

Научная новизна. Впервые для северной части Охотско-Чукотского пояса получены палеомагнитные результаты, отвечающие современным критериям надежности. Эти результаты накладывают новые палеомагнитные ограничения на тектоническую эволюцию западной части Берингоморского региона. Получены новые геохронологические данные, характеризующие основные этапы становления северной части ОЧВП. Разработана и опробована новая методика отбора ориентированных проб из сильномагнитных пород в условиях, когда использование солнечного компаса невозможно.

Защищаемые положения:

1. Новые изотопно-геохронологические данные позволяют существенно пересмотреть возрастные характеристики некоторых стратонов северной части ОЧВП. Нижние толщи (существенно вулканогенная нырвакинотская и терригенная ольховская) сформированы 95-87 млн лет назад, а кислые вулканиты пыкарваамской свиты извержены 91-84 млн лет назад. Финальные стадии базальтового вулканизма ОЧВП имели место 72-67 млн лет назад.
2. Новые палеомагнитные данные определяют палеошироты формирования изученных вулканических разрезов северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также относительно небольшие, но статистически значимые смещения соответствующих тектонических блоков в конце мелового периода или кайнозой относительно Северо-Американской плиты. Объект «Купол» сформирован 86 млн лет назад на широте $80.1 \pm 5.0^\circ$ и испытал с момента своего образования вращение против часовой стрелки на угол около 30° градусов относительно Северо-Американской плиты. Объект «Валунистый» сформирован 72 млн лет назад на широте $74.5 \pm 4.5^\circ$ и испытал с момента своего образования смещение к северу относительно Северо-Американской плиты на величину порядка 4.5° (~500 км).
3. Полученные палеомагнитные результаты определили тектоническую принадлежность изученных объектов: тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», следует рассматривать как один из наиболее западных блоков, относимых к Берингоморской плите, а тектонический блок объекта «Купол» – к

наиболее восточным областям чукотской деформированной окраины Северо-Американской плиты.

Теоретическая значимость. Полученные результаты вносят вклад в развитие представлений о процессах, протекающих на границах тектонических плит. Новые палеомагнитные определения важны для разработки новых тектонических и палеогеографических реконструкций рассматриваемого региона. Результаты, полученные в данной работе, вносят существенный вклад в разработку стратиграфических схем северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Практическая значимость. Полученные геохронологические и палеомагнитные данные необходимо учитывать при разработке легенд геологических карт и для геологического картирования региона. Эти данные накладывают новые ограничения на модели тектонической эволюции Чукотской части Верхояно-Чукотской складчатой области и/или западной части Берингоморского региона, которые являются необходимой основой для многочисленных региональных исследований, направленных на поиски и разведку полезных ископаемых.

Публикации и апробация работы. Результаты работы докладывались и обсуждались на многочисленных отечественных и международных научных конференциях. Основные из них: «Тектоническое совещание. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики» г. Москва в 2020 и 2023 гг.; «Научная конференция молодых учёных и аспирантов ИФЗ РАН» г. Москва в 2020-2025 гг.; «European Geosciences Union General Assembly (EGU)» в 2020 и 2021 гг.; «Mediterranean Geosciences Union (MedGU)» в 2024 г.; «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» г. Иркутск в 2020 и 2023 гг.; «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии 2020» и «Север и Арктика: геология, экономика, история, 2024» г. Магадан в 2020 и 2024 гг., «Проблемы Геокосмоса» 2022 и 2024 гг. Санкт-Петербург, «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» г. Казань 2023 и 2025 гг. и др. Все основные результаты обсуждались в рамках «Общомосковского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород» и «Семинара по геохронологии и аналитическим методам исследований в науках о Земле» ИФЗ РАН г. Москва, «Тектонического коллоквиума» ГИН РАН г. Москва, а также семинара Пекинского университета (PKU) г. Пекин.

Основные идеи и положения работы изложены в 10 научных работах автора, все 10 публикаций в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном советом МГУ по специальности и отрасли наук.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы. Работа объемом 187 страниц содержит 42 иллюстрации, 5 таблиц и приложения (5 таблиц). Список литературы включает 212 источника.

Благодарности. Первым делом необходимо выразить благодарность моим научным руководителям: д.ф.-м.н. Павлову В.Э., в многочисленных дискуссиях и горячих спорах с которым родилась основная часть данной работы, и д.г.-м.н. Веселовскому Р.В. за постоянную всестороннюю поддержку и предоставленную мне возможность заняться данной темой.

Д.г.-м.н. П.Л. Тихомирову за многочисленные консультации в области стратиграфии, геохронологии, петрологии и геологии Северо-Востока Евразии в целом и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в частности. PhD Люлье Флориану за критический анализ палеомагнитных данных. Чл.-корр. д.г.-м.н. РАН Соколову С.Д., академику РАН д.г.-м.н. Диденко А.Н., к.г.-м.н. Пасенко А.М. за критические замечания и общий научный интерес к данной работе. Коллегам при непосредственном участии или советах которых была выполнена значительная часть геохронологических исследований: к.г.-м.н. Юдину Д.С., к.г.-м.н. Ларионову А.Н., д.г.-м.н. Иванову А.В., к.ф.-м.н. Брянскому Н.В., Ефремовой У.С., к.г.-м.н. Хубанову В.Б., Чистяковой А.В. Моим первым научным руководителям, которые открыли для меня мир геологии в целом и палеомагнетизма в частности: к.г.-м.н. В.Н. Войтенко и д.г.-м.н. Н.В. Лубниной. Всем без исключения коллегам лаборатории Главного геомагнитного поля Земли и петромагнетизма Института физики Земли им О.Ю. Шмидта за критические, но всегда доброжелательные замечания к работе, и в особенности к ее палеомагнитной части.

Необходимо выразить отдельную благодарность всем коллегам, которые участвовали в полевых экспедициях на Чукотке в разные годы: Павлову В.Э., Люлье Ф., Моисееву А.В., Пасенко А.М., Гаврюшкину Д.А., Усановой О.И., Фадеевой Т.И., Багдасарян Т.Э., Бобровниковой Е.М., Ушакову Д.А., Звереву А.Р., Дудановой В.И. и Заике Г.П.

Российскому Научному Фонду за финансирование данной работы (проекты №19-47-04110 и №23-17-00112), в том числе, что наиболее важно, полевых работ в столь удаленных и дорогостоящих для посещения уголках нашей страны, как Чукотка.

Большое спасибо всем членам моей семьи за создание условий для написания работы и постоянную поддержку.

Глава 1. Геологическая характеристика и палеомагнитная изученность региона исследования¹

1.1. Общая структурная позиция и вопросы тектонической истории региона в позднем мезозое и в кайнозое

Основными структурными элементами, определяющими тектоническое строение Северо-Востока Евразии, являются Верхояно-Чукотская (ВЧСО) и Корякско-Камчатская складчатые области, которые отличаются друг от друга как по происхождению, так и по времени формирования (рис. 1.1А) ((Соколов, 2010) и др.). Граница этих областей перекрыта Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП), что осложняет определение их взаимоотношений. Время завершения значимых складчатых/сдвиговых деформаций в пределах Верхояно-Чукотской области остается в значительной мере дискуссионным. Большинство исследователей принимает, что формирование Верхояно-Чукотской складчатой области завершилось к концу раннего мела в результате последовательной аккреции Колымо-Омолонского супертеррейна, а затем Чукотского террейна, к окраине Евразии (напр. (Соколов, 2010; Соколов и др., 2021; Miller et al., 2018b; Nokleberg et al., 2000)). После этих событий, в альб-кампанское время, на неравномерно дислоцированный коллаж террейнов, слагающих Верхояно-Чукотскую складчатую область, был несогласно

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

1. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Ефремова У.С. Граница между Северо-Американской и Беринговоморской плитами: новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. №11. С. 1393-1417. EDN: RDFYAS (2.8 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 1,490 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Pavlov V.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Efremova U.S. North American – Bering plate boundary: new paleomagnetic data on Late Cretaceous volcanic rocks of Central Chukotka // Russian Geology and Geophysics. 2025. vol. 66. № 11. pp. 1359–1381. EDN: FOSAYK (2.74 п.л., импакт-фактор 0.425 (SJR))

2. Bobrovnikova E.M., Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V., Zhidkov G.V., **Lebedev I.E.**, Eid B., Pavlov V.E. High-Latitude Paleointensities During the Cretaceous Normal Superchron From the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2022. vol. 127. № 2. e2021JB023551 EDN: ERTYXL (1.8 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор 1.820 (SJR))

3. **Лебедев И.Е.**, Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли. 2021. № 2. С. 103-118. EDN: HWAHTI (1.12 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Pavlov V.E., Eid B., Lhuillier F. New paleomagnetic data on Late Cretaceous Chukotka volcanics: the Chukotka block probably underwent displacements relative to the North American and Eurasian plates after the formation of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt? // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2021. vol. 57. № 2. pp. 232-246. EDN: KTDNLB (1.08 п.л., импакт-фактор 0.343 (SJR))

наложен ОЧВП, на всем протяжении которого существенных деформаций до настоящего времени не выявлено (Тихомиров, 2020; Miller et al., 2018b; Nokleberg et al., 2000).

Между тем, на территории Северо-Востока Евразии и в непосредственно прилегающих к нему областях проходят границы трех больших литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской) и ряда литосферных плит второго порядка (Амурской, Охотской и Беринговоморской) (Maskey et al., 2010). Трудно представить, что многие миллионы лет взаимодействия этих плит не оставили следов в тектонической истории региона. Относительное движение Северо-Американской и Евразийской плит, определенное по морским магнитным аномалиям и гравитационному полю северной Атлантики (Gaina et al., 2002; Müller et al., 2008) как минимум с 84 млн лет назад, подразумевает позднемеловые и кайнозойские деформации на границе этих плит на территории рассматриваемого региона. Конечный полюс Эйлера вращения Евразии относительно Северной Америки возрастом 84 млн лет находится примерно в центральной части хр. Черского (Gaina et al., 2002), что предполагает обстановку растяжения к северо-западу от этой области и обстановку сжатия к юго-востоку от нее (рис. 1.1В). Необходимо, однако, понимать, что этот полюс характеризует только суммарный вектор движения и с 84 млн лет полюс Эйлера относительного вращения Северной Америки и Евразии неоднократно изменял свое положение (Gaina et al., 2002). В соответствии с этими изменениями, должны были также изменяться положения областей сжатия и растяжения. Эти соображения согласуются с непосредственными геологическими наблюдениями в Верхоянье, которые позволяют связать с взаимодействием названных плит формирование позднемеловых систем надвигов в Верхоянском хребте (Малышев и др., 2018; Parfenov, 1991; Parfenov et al., 1995), кайнозойских грабенов в районе дельты р. Лена, Яно-Индибирской низменности и Момской рифтовой системы (Грачев и др., 1970; Drachev et al., 1998; Fujita et al., 2009; Hindle et al., 2009). Амплитуды горизонтальных движений, связанных с образованием этих структур, могут составлять несколько сотен километров (Gaina et al., 2002; Parfenov, 1991). На наличие активных тектонических процессов в регионе в постмеловое время непосредственно указывает сам факт существования Верхоянского горного сооружения, формирование которого происходило на протяжении значительной части кайнозоя (Имаев и др., 2000).

Существуют модели, согласно которым на завершающем этапе формирования ОЧВП (76-78 млн лет) происходит изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах (Акинин, Миллер, 2011; Геодинамика..., 2006). С этим переходом связывают

формирование “верхних” базальтов ОЧВП, которые ассоциируются с рифтовыми или синсдвиговыми событиями (Филатова, 1988; Геодинамика..., 2006). В работе (Филатова, 1988) отмечается, что фронтальная зона ОЧВП в пределах Пенжинского сектора характеризуется наличием чешуйчато-надвиговых структур, возникновение которых связывается с горизонтальными движениями, направленными в сторону континента со стороны Тихого океана. Осевая часть пояса в Пенжинском секторе нарушена системой узких грабен-синклиналей, сформировавшихся в связи с процессами рифтогенеза, в поздне меловое-палеогеновое время (Филатова, 1988).

Имеющиеся сейсмологические и структурно-морфологические данные указывают на то, что на территории Чукотского полуострова в настоящее время происходят активные тектонические процессы. На сегодняшний день Чукотский полуостров относится к умеренно активным сейсмическим территориям, однако, как отмечается в работе (Maskey et al., 2009), сравнительно низкая сейсмичность, фиксируемая в регионе, вполне может быть связана с недостатком сейсмических станций. Наиболее интенсивные землетрясения приурочены, как правило, к восточной части полуострова, однако, область умеренных и слабых землетрясений простирается на сотни километров в западном направлении (Ведерников, Карпенко, 2019).

На активные тектонические процессы, происходящие в регионе, могут указывать и проявления четвертичного вулканизма во внутренних частях континента (напр. вулканы Анюйский и Балаган-Тас) (Имаева и др., 2021; Tschegg et al., 2011). Неотектонические сдвиговые напряжения уверенно определяются на территории Центральной Чукотки по линеаментам северо-западного простирания (Брянцева, Сим, 2022). В пределах Южно-Анюйской сутуры также отмечается проявление неотектонических движений с образованием современных разломов сдвиговой кинематики (Брянцева, Сим, 2022).

В записках к геологическим картам встречаются описания зон разрывных нарушений с неясной кинематикой, которые пересекают жесткий Чукотский террейн (в разных источниках называемых по-разному: Канчалано-Амгуэмская, Амгуэмская или Анадырская зоны (Исаева и др., 2016; Параничева, Исаева, 2025)) и подтверждаемые геофизическими данными по профилю 2-ДВ-А (Сидоров и др., 2020). Простирание этих зон согласуется с линеаментами северо-восточного простирания наблюдаемых на космоснимках в долинах одноименных рек на Чукотке. Время активности этих разломных зон неочевидно, не исключено, что движения по ним происходили и в кайнозойское время. Последнее поддерживается данными сейсмопрофилирования по Анадырской низменности, где фиксируются разрывные нарушения в поздне меловых-кайнозойских отложениях

(Антипов и др., 2009; Ershova et al., 2025). Имеются также свидетельства и в пользу активной кайнозойской тектоники в пределах северной Корякии. Ранее считалось, что туфо-терригенные породы альб-кампанского возраста в пределах Алганского террейна (синхронные формированию ОЧВП) являются неоавтохтоном напр. (Соколов, 1992). Однако новейшие данные допускают, что эти комплексы могут входить в состав отдельной надвинутой тектонической пластины (Moiseev et al., 2023). Если так, то верхним возрастным ограничением для активных деформаций в северной части Корякско-Камчатской складчатой области является время формирования почти недеформированных палеоцен-эоценовых вулканических пород Анадырско-Бристольского или Западно-Корякско-Камчатского поясов (Филатова, 1988; Филатова, 2015; Akinin et al., 2009; Akinin et al., 2020). Примерно в это же время, значительно (~700 км) юго-восточнее, причленяется один из последних элементов ансамбля террейнов Корякско-Камчатской складчатой области – Олюторская дуга, компрессионные напряжения от причленения которой могли оказать влияние, в том числе, и на внутренние области Северо-Востока Евразии (Шапиро, Соловьев, 2009; Konstantinovskaia, 2001).

Таким образом, даже краткий обзор имеющихся данных указывает на то, что в различных областях Северо-Восточной Евразии в позднемеловое и кайнозойское время происходили активные тектонические процессы, отражающие, вероятно, взаимодействие тектонических плит (Лебедев и др., 2025).

На заре существования тектоники плит (например, в (Ле Пишон и др., 1977; Morgan, 1968; Wilson, 1963)) (и как первое приближение такой взгляд существует до сих пор), Северо-Восток Евразии разбивался на три области, принадлежащие разным литосферным плитам: Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской (рис. 1.1Б). Граница Тихоокеанской плиты проводилась по Алеутской островной дуге, затем по юго-восточному побережью Камчатки и по Курильским островам. Граница Евразийской и Северо-Американской плит трассировалась из северных областей Атлантического океана через хребет Гаккеля и через рифты моря Лаптевых к устью р. Лены и далее на хр. Черского и систему Момских рифтов, а оттуда на о. Сахалин. Согласно такому делению, изученные нами объекты в районе месторождений Валунистый и Купол должны быть определенно отнесены к Северо-Американской плите.

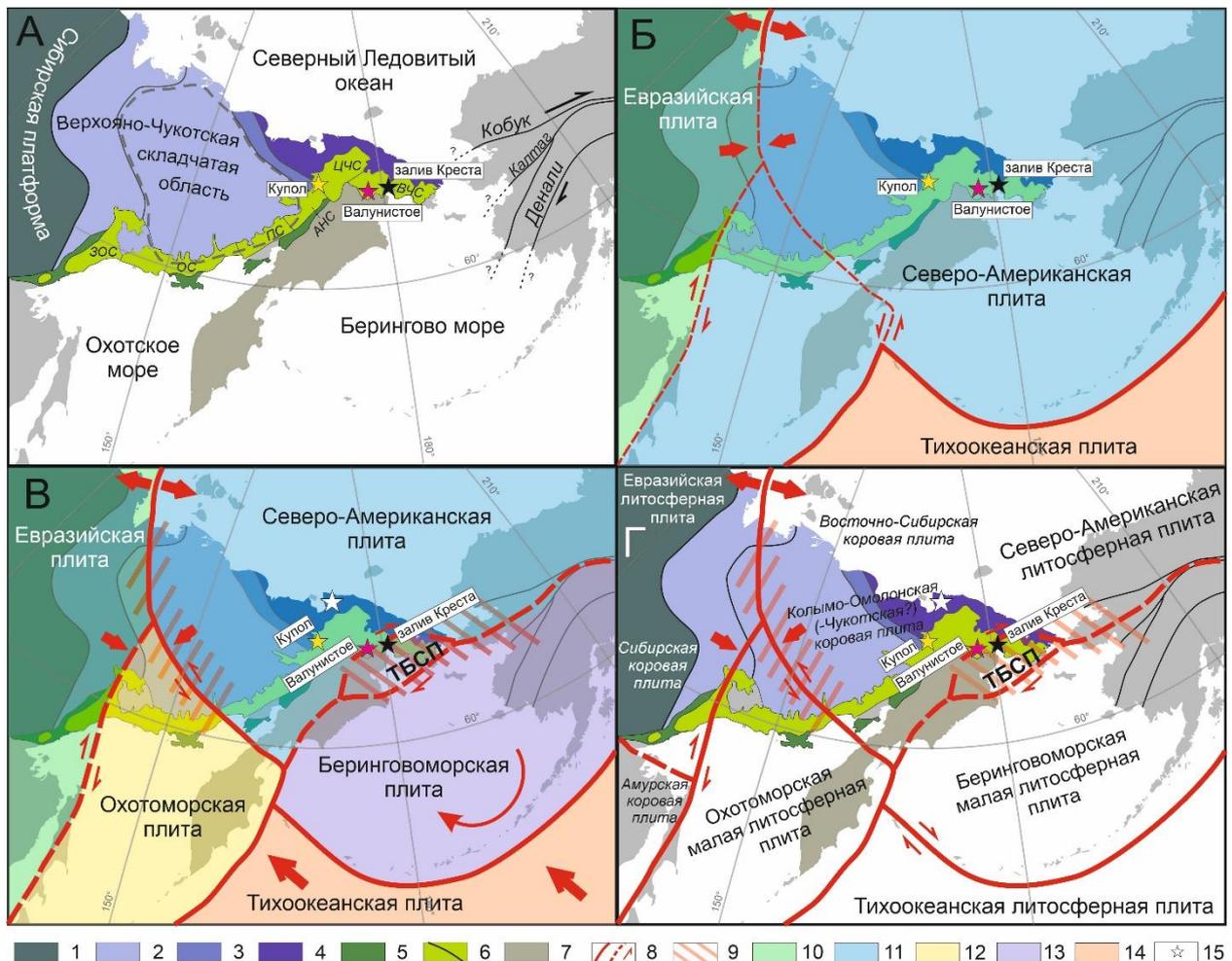


Рисунок 1.1 А - Схема тектонического районирования Северо-Востока Евразии по (Тильман, Богданов, 1992) с упрощениями, серым пунктиром показаны примерные контуры Колымо-Омолонского супертеррейна напр. (Соколов, 2010); Б - Наиболее простая трехплитная схема современного тектонического районирования региона напр. (Ле Пишон и др., 1977); В – наиболее распространенная схема осложненная малыми плитами: Охотоморской и Берингоморской (Имаев и др., 2000; Fujita et al., 2002; Maskey et al., 1997; Maskey et al., 2010); Г – наиболее сложная модель с разделением коровых и литосферных плит по (Лобковский, 1988) напр. (Имаев и др., 2019; Лобковский, 2016; Петрищевский, 2007; Петрищевский, 2015; Ханчук, Петрищевский, 2007). 1 – Сибирская платформа; 2 – Верхояно-Чукотская складчатая область и ее наиболее северо-восточные элементы: 3 – Южно-Ануйская сутурная зона, 4 - Чукотский террейн; 5 – Предальбские комплексы аккреционной Западно-Корякской складчатой области, включая Удско-Мургальский вулканический пояс (Соколов, 1992); 6 – Охотско-Чукотский надсубдукционный вулканоплутонический пояс и границы секторов ОЧВП по (Белый, 1977): ЗОС – Западно-Охотский, ОС – Охотский, ПС – Пенжинский, АНС – Анадырский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, ВЧС – Восточно-Чукотский; 7 – Корякско-Камчатская складчатая область; 8 – границы

плит и их кинематика, сплошная линия – достоверные, пунктирная линия – предполагаемые; 9 – зоны диффузных границ, где ТБСП – Транс-Берингоморский сейсмический пояс (Fujita et al., 2002); 10 – Евразийская плита; 11 – Северо-Американская плита; 12 – Охотоморская малая плита; 13 – Берингоморская малая плита; 14 – Звездами показаны: желтая - «Купол», розовая – «Валунистое», черная – «Залив Креста», белая - местоположение эйлера полюса вращения Берингоморской плиты по (Mackey et al., 1997).

Проблемы с проведением границы Евразийской и Северо-Американской плит от хребта Черского и системы Момских рифтов в область Тихого океана (для обзора см. Имаев, и др., 2000; Лобковский, 2016; Ханчук, Петрищевский, 2007), а также данные сейсмических наблюдений привели к выводу о существовании малой Охотоморской плиты (Den, Hotta, 1973; Riegel et al., 1993; Savostin et al., 1983), которая в результате схождения Евразийской и Северо-Американской плит выдавливается в юго-восточном направлении (рис. 1.1В). Несколько позже, изучая проявления сейсмичности в Берингоморском регионе, ряд авторов предположили существование к северу от Алеутской дуги современной плиты Берингии (Ландер и др., 1993) или Берингоморского блока (плиты) (Mackey et al., 1997). В то время, как Охотоморская плита расположена на значительном (более 1000 км) удалении от Чукотки и, вероятно, не имеет прямого отношения к вопросу о тектоническом районировании обсуждаемых участков работ, западная граница Берингоморской плиты непосредственно сечет территорию Чукотского полуострова, проходя рядом с месторождением Валунистое (рис. 1.1В) (Mackey et al., 1997; Fujita et al., 2002; Имаева и др., 2003). Авторы работы (Fujita et al., 2002) по сейсмическим данным выделяют 2 ветви этой границы, а территорию между ними называют Транс-Берингоморским сейсмическим поясом (ТБСП) (Trans-Bering seismic belt) (рис. 1.1В и рис. 1.2А). Его юго-восточная ветвь проходит, в основном, по акватории Берингова моря, тогда как северо-западная протягивается от Колючинской губы и примерно повторяет долины р. Амгуэма, р. Танюрер и низовий р. Анадырь (рис.1.1В). Несмотря на сравнительно небольшое количество данных по современным землетрясениям, кинематика ТБСП определяется как правосдвиговая (Fujita et al., 2002; Имаева et al., 2017). Наибольшее количество сейсмических данных имеется вдоль Алеутских островов, трассирующих южную окраину Берингоморской плиты, где установлено, что плита испытывает вращение по часовой стрелке вокруг эйлера полюса, расположенного недалеко от п. Певек (рис. 1.1В и рис. 1.2А) (Fujita et al., 2002; Mackey et al., 1997; Mackey et al., 2009).

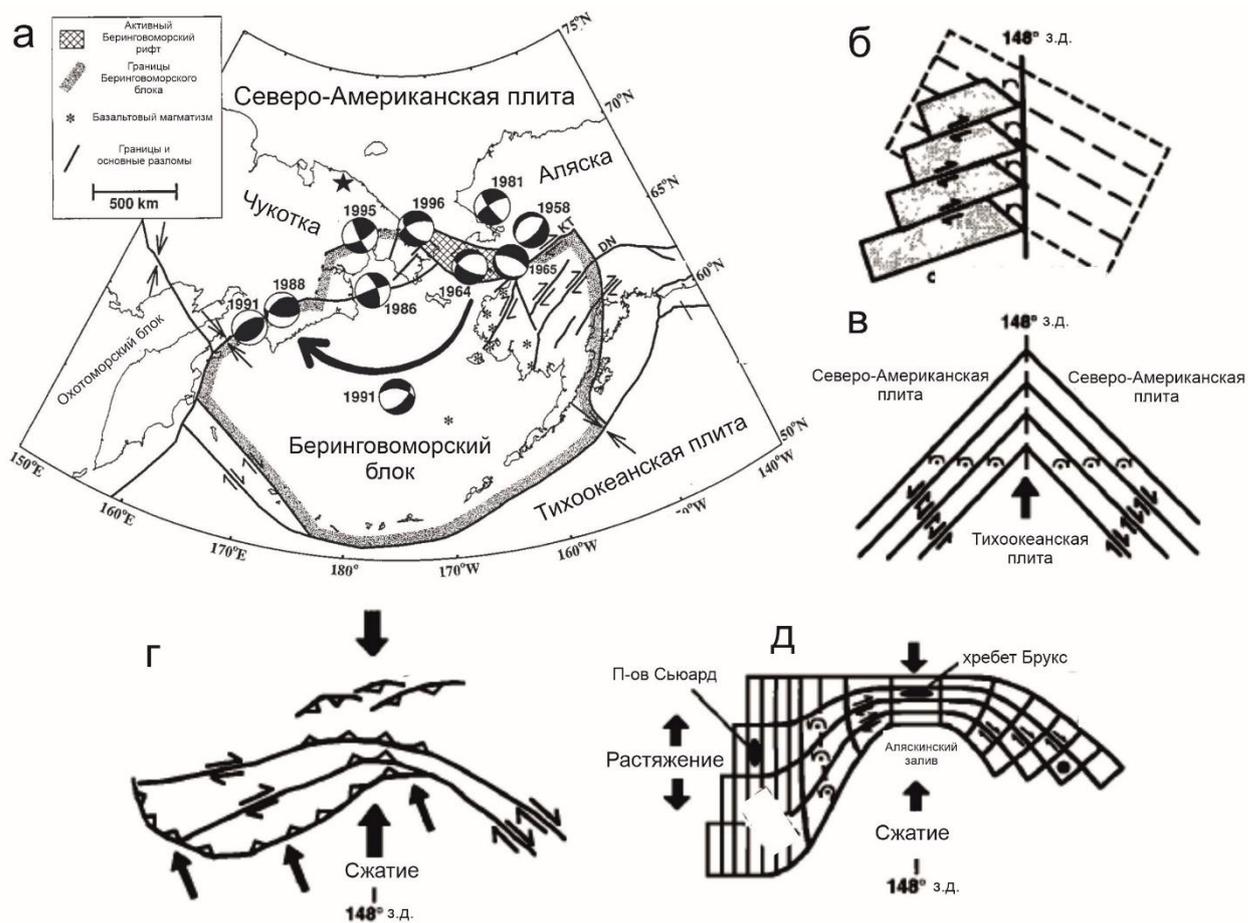


Рисунок 1.2 Тектонические схемы Берингоморского региона согласно разным авторам. А. Модель (Maskey et al., 1997) – жесткий Берингоморский блок. Типичные фокальные механизмы показаны на стереограммах, квадранты сжатия закрашены чёрным цветом. Относительное движение между Беринговым блоком и Северной Америкой показано большой стрелкой, а звезда показывает Эйлеров полюс вращения. Б. Классическая модель «Аляскинского ороклина» (Grantz, 1966). В. Модель Редфилда и Фицджеральда (1993), подразумевающая левые, а не правые сдвиги основных разломов западной Аляски. Г. Модель бокового выдавливания и юго-западного смещения (напр. Redfield et al., 2007). Д. Модель (Dumitru et al., 1995), подразумевающая сжатие восточной и центральной Аляски и растяжения на западной.

Помимо исторически первой точки зрения, предполагающей существование единой и жесткой Берингоморской плиты (Ландер и др., 1993; Maskey et al., 1997), существует и другая точка зрения (целая группа моделей), которая опирается, главным образом, на геологические и палеомагнитные данные по Аляске. Во-первых, эта группа моделей базируется на идее об отсутствии единой жесткой Берингоморской плиты как таковой, а ее место (территориально) занимает множество тектонических блоков, которые могли

смещаться друг относительно друга (Dumitru et al., 1995; Dutro, 1981; Hillhouse, Coe, 1994; Redfield et al., 2007; Redfield, Fitzgerald, 1993). При этом, единого мнения относительно количества возможных сегментов этой системы и их кинематики не существует. Во-вторых, эти модели объединяет гипотеза о существовании многочисленных крупных сдвигов, надежно задокументированных на Аляске (наиболее яркие из них: Кобук, Калтаг, Денали и др. (рис. 1.1А)). Амплитуда смещения по ним достигает до сотен километров, что согласуется, в частности, с имеющимися палеомагнитными данными (см. обзор (Biasi, Strauss, 2025; Hillhouse, Coe, 1994)). В-третьих, данные модели подразумевают одинаковую причину этих значительных перемещений – северное-северо-западное движение океанической литосферы Палеоокеании на протяжении всего кайнозоя, и, как минимум, позднего мезозоя. Представляется, что достойна обсуждения и промежуточная гипотеза, предполагающая, что часть Берингоморской плиты, находящаяся под Беринговым морем, формирует жесткое ядро этой плиты, а внешние ее части, расположенные (в частности?), вдоль границы с Северо-Американской плитой на Чукотке, могут быть представлены серией сдвинутых друг относительно друга тектонических блоков.

Как бы там ни было, все эти модели указывают на принадлежность района месторождения Валунистое к пограничной области, относящейся либо к единой жесткой Берингоморской плите, либо к целой серии тектонических блоков, занимающей предполагаемую территорию данной плиты. Район месторождения Купол в рамках этих моделей следует относить, вероятно, к Северо-Американской плите (рис. 1.1В).

Дальнейшее развитие представлений о плитотектонической принадлежности различных областей Северо-Востока России связано с использованием концепции двухъярусной плитной тектоники (Лобковский, 1988), предполагающей существование коровых плит, т.е. тектонически обособленных верхнекоровых частей литосферы, которые “сорваны со своего литосферного основания и могут двигаться автономно от него” (Аплонов, 2001). На территории региона разные авторы выделяют несколько коровых плит, число и пространственные параметры которых могут различаться от одной работы к другой (рис. 1.1Г). Так, на сеймотектонической карте, предложенной в работе (Имаева et al., 2015), появляется Охотская коровая плита. В последующих работах этих авторов Охотская плита рассматривается уже как малая литосферная, но появляются новые коровые плиты – Колымо-Чукотская и Восточно-Сибирская (Имаева и др., 2017; Имаева et al., 2017). В работах (Петрищевский, 2007; Петрищевский, 2015; Ханчук, Петрищевский, 2007) предлагается выделять Колымо-Омолонскую плиту, размер и границы которой не совпадают с Колымо-Чукотской плитой, выделенной Имаевой с соавторами (напр. (Имаева

и др., 2017), рис. 13). Отмеченные противоречия мы понимаем как отражение сложной тектонической структуры местами еще довольно слабо изученного региона, существенно затрудняющей возможность однозначной интерпретации.

Для данной работы важно отметить, что в работах (Имаева и др., 2017; Imaeva et al., 2017) граница Колымо-Омолонской (Колымо-Чукотской?) коровой плиты и Беринговоморской литосферной плиты проводится таким образом, что район месторождения Купол оказывается в пределах Колымо-Чукотской плиты. Если так, то появляется теоретическая возможность перемещений района месторождения Купол относительно Северо-Американской и Евразийской плит.

И, наконец, крайняя точка зрения, выраженная в работе (Петрищевский, 2015), состоит в том, что тектоносфера Северо-Востока Евразии вообще не является устойчивой 3-компонентной тектонофизической системой (земная кора, литосферный слой верхней мантии, астеносфера), а представляет собой тонко расслоенную среду, состоящую до глубины 120 км из 5-6 индивидуальных слоев. Если эта гипотеза верна, то обсуждение вопроса о плитотектонической принадлежности той или иной области может, вообще, оказаться бессмысленным, что, впрочем, никак не уменьшит роль палеомагнитных исследований с точки зрения тектонического районирования региона.

Таким образом, проведенный краткий обзор взглядов на плитотектоническую принадлежность территории Чукотки показывает, что до сих пор в значительной степени справедливым остается замечание А.В.Ландера (Ландер и др., 1993) о том, что разбиение на плиты районов, граничащих с Беринговым морем, является все еще нерешенной проблемой.

1.2 Общая характеристика Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса

1.2.1. Районирование ОЧВП

На сегодняшний день наиболее широко используемая схема районирования ОЧВП разработана В.Ф. Белым (Белый, 1977). Согласно этой схеме, основная дуга (Тауйско-Чаунская аркоклиналь) ОЧВП подразделяется на 6 секторов с юго-запада на северо-восток: Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский, а по краям выделяется две фланговые зоны - Западно-Охотская и Восточно-Чукотская (рис. 1.1А). Деление В.Ф. Белым ОЧВП на сектора производилось по комплексам подстилающего его фундамента. Так Западно-Охотская фланговая зона залегает (по В.Ф. Белому) на комплексах, слагающих пассивную окраину Сибирской платформы и Охотского кратонного террейна; Охотский – на складчатых комплексах мезозойского возраста; Пенжинский – залегает на Омолонском кратонном террейне и мезозойском Гижигинской зоны; Анадырский – на Алазейско-Олойской и Южно-

Ануйской складчатых областях; Центрально-Чукотский – на комплексах пассивной окраины Чукотского террейна; Восточно-Чукотская фланговая зона – также на Чукотском террейне и на Восточно-Чукотском кратонном террейне (Белый, 1977). По рекомендациям П.Л. Тихомирова (Тихомиров, 2020) в данной работе секторы и фланговые зоны В.Ф. Белого будут называться сегментами.

Все сегменты, за исключением фланговых, изначально дополнительно разделялись В.Ф. Белым на внутреннюю (ближе к океану) и внешнюю зоны (глубже в континент) (Белый, 1977). Внутренняя зона также подразделялась на унаследованную и новообразованную. Согласно данному разделению, во внутренней зоне более утоненная континентальная кора, меньшая мощность вулканитов и их более кислый состав (Акинин, Миллер, 2011; Белый, 1977; Тихомиров, 2020). Сегодня это разделение на внешнюю/внутреннюю зоны используется реже, в связи со сравнительно широко принятым выделением из состава ОЧВП комплексов Удско-Мургальского вулканогенного пояса (Филатова, 1988), которые и давали наибольший контраст в схеме В.Ф. Белого (Тихомиров, 2020). Тем не менее, внешние/внутренние зоны ОЧВП до сих пор находят место на последних геологических картах (напр. (Исаева и др., 2016; Малышева и др., 2012).

1.2.2. Стратиграфия

Разрез ОЧВП обычно залегает с угловым несогласием на породах фундамента. Наиболее простое и наглядное трехчленное стратиграфическое деление ОЧВП предлагалось еще первыми исследователями ОЧВП в середине XX века (Устиев, 1959). На сегодня эта простая трехчленная схема иногда осложняется, но в целом остается без изменений. Согласно этой схеме, разрез вулканитов ОЧВП начинается с «нижних андезитов», потом залегают преимущественно кислые вулканиты, а венчают разрез «верхние базальты» (Акинин, Миллер, 2011; Белый, 1977; Тихомиров, 2020; Устиев, 1959). Конечно, стратиграфия столь обширной и характеризующейся значительной латеральной изменчивостью континентальной вулканической провинции продолжает вызывать широкие дискуссии. Например, многими видными исследователями средняя, преимущественно кислая часть разреза, осложняется наличием «двупироксеновых андезибазальтов» (напр. (Белый, 1977; Щепетов, 2022)), а «верхние базальты» вовсе исключаются из состава ОЧВП (напр. (Филатова, 1988; Филатова, 2015)).

Нижние андезиты обычно представлены лавами и туфами (доли которых примерно равны) базальтов, андезибазальтов и собственно андезитов (Рисунок 1.3А). Данные породы занимают около 20% площади выходов от всего ОЧВП. Общая мощность «нижних

андезитов» доходит до 2-3 км (Тихомиров, 2020). Из упоминаемых в данной работе свит к «нижним андезитами» относятся саламихинская, вилковская свиты и нырвакинотская толща.

«Преимущественно кислые вулканиты» занимают среднюю часть разреза и составляют большую часть как мощности, так и площади выходов ОЧВП (рис. 1.3Б). Взаимоотношение этих вулканитов с «нижними андезитами» не всегда ясное. Иногда оно выражается в виде незначительного углового несогласия, а иногда затушевано постепенным переходом от преобладания средних вулканитов к кислым (Тихомиров, 2020).

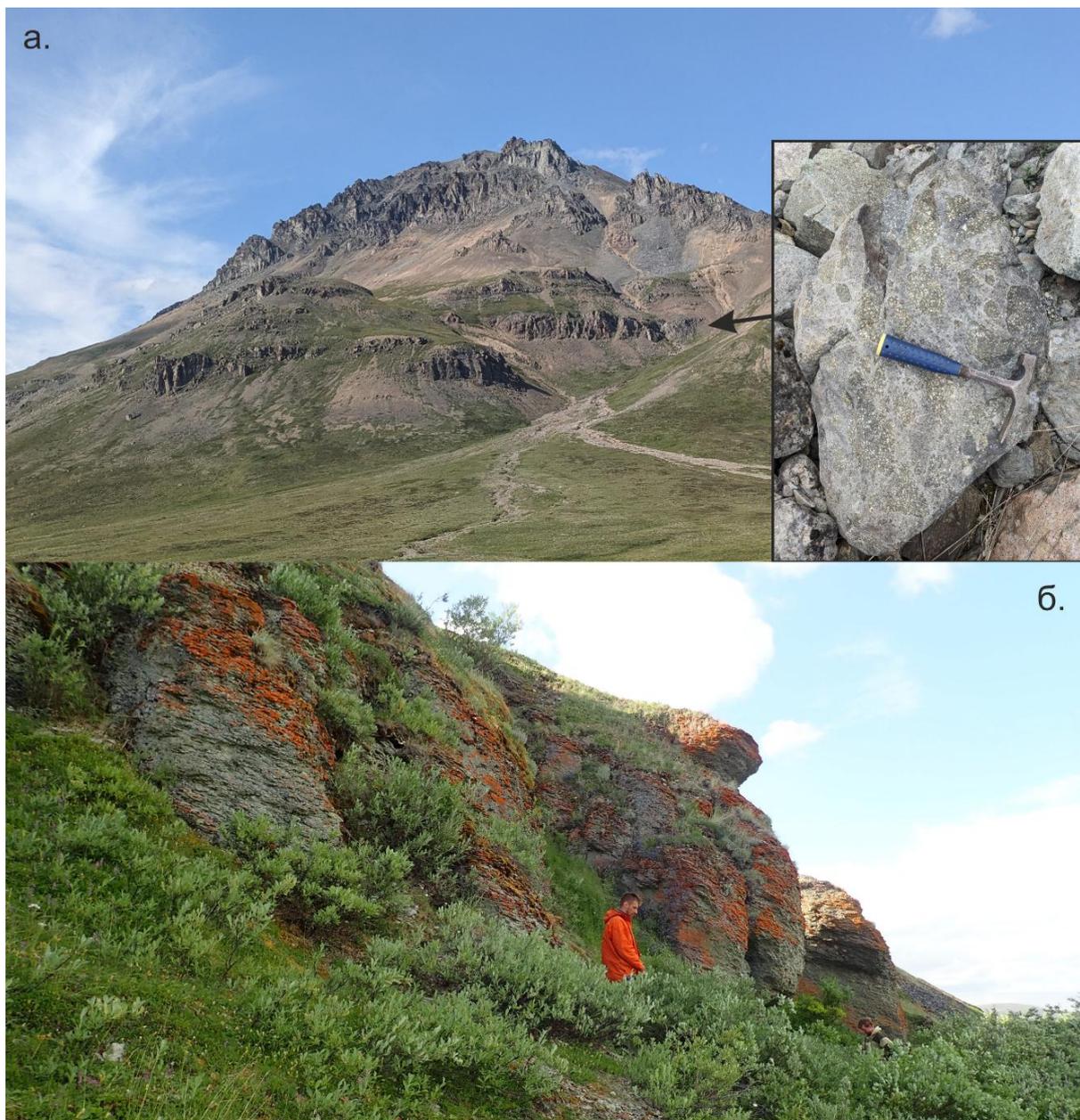


Рисунок 1.3 а: Фото скальных выходов «нижних андезитов» г. Малый Матачингай (нырвакинотская толща); б: выходы преимущественно кислых вулканитов в районе устья р. Тимофеевка (пыкарваамская свита?)

Наиболее распространённые разновидности вулканитов — это игнимбриты дацитов и риолитов, в подчиненном объеме представлены туфы и лавы. Предлагается несколько вариантов подразделения «кислых вулканитов» с выделением от 2 до 4 групп (Белый, 1977; Филатова, 1988) по соотношению объемов вулканитов разного кремнекислого состава. Мощность «кислых вулканитов» варьирует в разных сегментах ОЧВП и достигает своего максимума в сегментах, расположенных наиболее глубоко в континенте, где также наблюдается наибольшая мощность континентальной коры (Тихомиров, 2020). Более основные разности, переслаивающиеся с «настоящими» «кислыми вулканитами», мало отличимы от «нижних андезитов», а их положение варьируется по разрезу (Тихомиров, 2020). Эти более основные разности часто выделяются как «двупироксеновые андезибазальты» напр. (Белый, 1977; Щепетов, 2022). Из упоминаемых в дальнейшем тексте названий свит и толщ, к «преимущественно кислым вулканитам» можно отнести пыкарваамскую, угаткынскую, эмунеретскую, эргываамскую, амгеньскую, леурваамскую; а к «двупироксеновым андезибазальтам» - козквуньскую и экитыкинскую.

«Верхние базальты» имеют наименьшее распространение в пределах ОЧВП, где заполняют относительно небольшие понижения (рис. 1.4а). Граница с подстилающими «кислыми вулканитами» выражена лучше, чем между подстилающими «нижними андезитами» и «преимущественно кислыми вулканитами», что подчеркивается контрастной сменой состава вулканитов. Часто эта граница выражена в рельефе отчетливым уступом. По составу «верхние базальты» соответствуют своему названию и в основном представлены лавами базальтов (часто с оливином) с резко подчиненным количеством более кислых разностей (Тихомиров, 2020; Akinin et al., 2014). К «верхним базальтам» из упоминаемых в данной работе свит относятся энмываамская и нунлигранская свиты.

Среди всех компонентов разреза ОЧВП встречаются прослои вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных пород от первых см до сотен метров (рис. 1.4б). Обломки варьируют от алевритового до валунного размера (Тихомиров, 2020). Именно в таких прослоях обыкновенно наибольшее присутствие ископаемой флоры, которая до недавнего времени являлась основным источником сведений о возрасте ОЧВП. Однако по сравнению с объемами вулканических разностей, доля вулканогенно-осадочных прослоев незначительна.

Магматические и субвулканические образования в пределах ОЧВП распространены весьма широко, что обуславливает его иное название Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс. Весьма широко распространены жерловые тела, которые обычно

хорошо выделяются в рельефе в виде изометричных положительных форм, не согласующихся с общим «пластовым» рельефом ОЧВП (рис. 1.4в). Кроме жерловых также распространены и субвулканические образования, чаще всего представляющие собой силлы, дайки и другие формы магматических тел. Согласно малые интрузивные тела достаточно сложно отделить от вмещающих вулканических пород из-за их формирования на небольшой глубине, что обуславливает их слабую раскристаллизованность (Тихомиров, 2020). Напротив, секущие тела, как и жерловые фации, часто хорошо выделяются в рельефе.

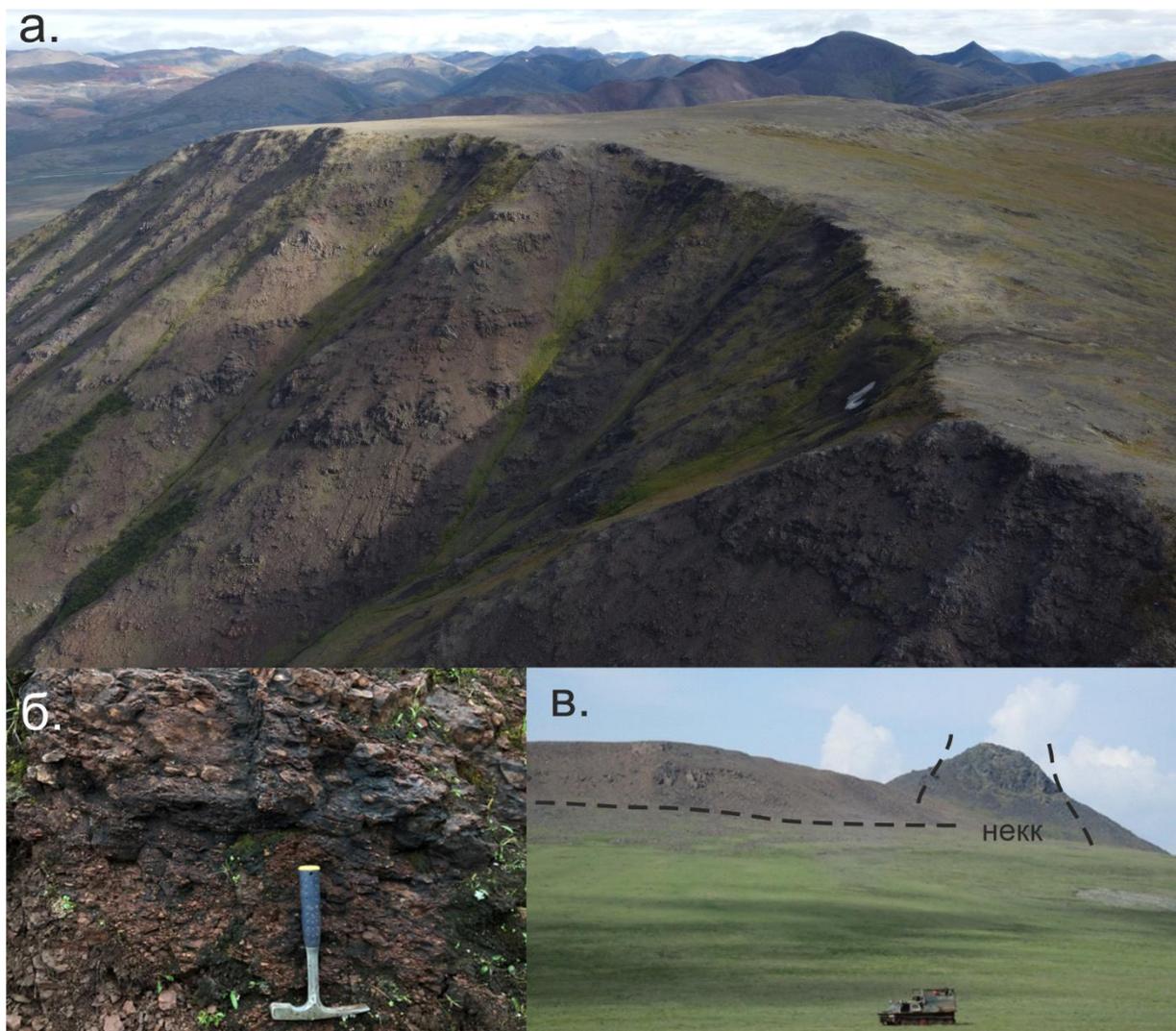


Рисунок 1.4 а: Скальные выходы «верхних базальтов» окрестности м-я Валунистое (нунлигранская свита); б: фото прослоя вулканомиктового конгломерат-гравелита в основании «верхних базальтов» в районе м-я Валунистое (нунлигранская свита); в. Фото некка кислого состава, прорывающего оливиновые базальты (коваленковская толща?/эмунеретская свита?) в окрестностях м-я Купол.

Плутонические образования ОЧВП на 90% представлены гранитоидами, которые распространены по всему поясу (Тихомиров, 2020). Наиболее распространенные формы — это штоки, дайки, лакколиты и батолиты, а степень их эродированности сильно различается, что затрудняет точное определение по форме. Возраст интрузивных тел считается практически синхронным с формированием вулканитов ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020).

1.3. Геологическая характеристика районов работ и опробование объектов исследований

В рамках данной работы были детально изучены 3 объекта, которые относятся к северной оконечности Охотско-Чукотского вулканического пояса: «Купол», «Валунистое» и «Залив Креста».

1.3.1. Объект “Купол”

Первый район работ расположен к востоку от месторождения Купол в верховьях реки Малый Анной Западной Чукотки. В структурном районировании ОЧВП этот район находится на границе Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов (ЦЧС) (Белый, 1977), что вызывает определенные проблемы со стратиграфическим расчленением его вулканических комплексов.

Так, согласно легенде к последней геологической карте 1:1000000 (Малышева и др., 2012), в данном регионе выходят снизу вверх: базальты, андезибазальты и их туфы саламихинской свиты; андезиты и их туфы и лавобрекчии вилковской толщи; игнимбриты и туфы риолитов пыкарваамской свиты; базальты, андезибазальты и их туфы коэквиуньской свиты; игнимбриты, туфы и лавы риолитов, дацитов эмунеретской свиты (рис. 1.5). Несмотря на достаточно уверенное отнесение данной территории к внешней зоне Центрально-Чукотского сегмента (согласно схеме структурно-фациального районирования (Малышева и др., 2012)), на данной территории закартированы стратоны, относящиеся как к Анадырскому сегменту (вилковская и саламихинская свиты), так и к Центрально-Чукотскому (пыкарваамская, коэквиуньская и эмунеретская свиты) (Малышева и др., 2012). Схожая картина наблюдается и на карте 1:500000 масштаба (Варламова, 2004), за исключением появления пород саламихинской и вилковской свит нерасчлененных.

Геологи, работающие на месторождении Купол, используют свою схему расчленения вулканитов, выходящих на поверхность в его окрестностях, которая обсуждается в работах (Сахно и др., 2020; Thomson et al., 2023) (далее данная схема будет называться «Купол»). Согласно этой схеме, последовательность вулканических пород

следующая: «толща древних вулканитов» (Older volcanics sequence) – туфы риолита/дацита и покровы базальтов; «толща купольских андезитов» (Kupol andesite sequence) – преимущественно покровы андезитового состава; «верхняя кислая толща» (upper felsic sequence) – туфы дацита и риолита; «верхняя основная толща» (upper mafic sequence) – преимущественно лавы базальтового состава (рис. 1.5).

П.Л. Тихомиров в своей диссертации предложил свою схему расчленения местных вулканитов (Тихомиров, 2020). Снизу вверх: вилковская/саламихинская толща – аналогичные отмеченным в (Варламова, 2004); мечкеревская – преимущественно андезиты; кайемираваамская – пестрого состава (андезиты, риолиты, дациты, базальты); коваленковская – лавы базальтов (рис. 1.5 и рис. 1.7).

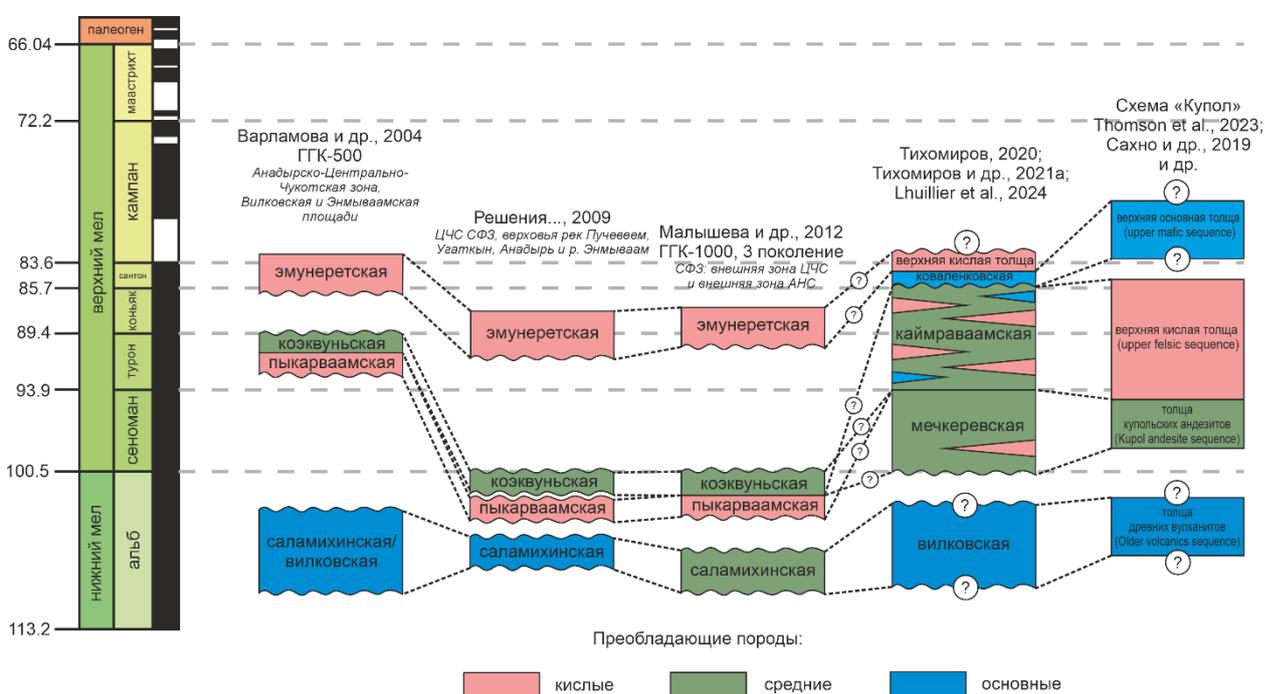


Рисунок 1.5 Сравнение стратиграфических колонок окрестностей месторождения Купол по разным авторам (Варламова, 2004; Малышева и др., 2012; Тихомиров, 2020; Thomson et al., 2023; Решения..., 2009)

Подобные разночтения в расчленении одних и тех же вулканитов явно указывают на определенные сложности с выделением стандартных стратиграфических подразделений при работе с субэральными вулканическими образованиями, что неоднократно отмечалось в разных работах (напр. (Тихомиров, 2020; Щепетов, 2022)). Также осложняет ситуацию значительная удаленность (в сотни км) стратотипов выделяемых стратонов от обсуждаемой территории (Тихомиров, 2020).

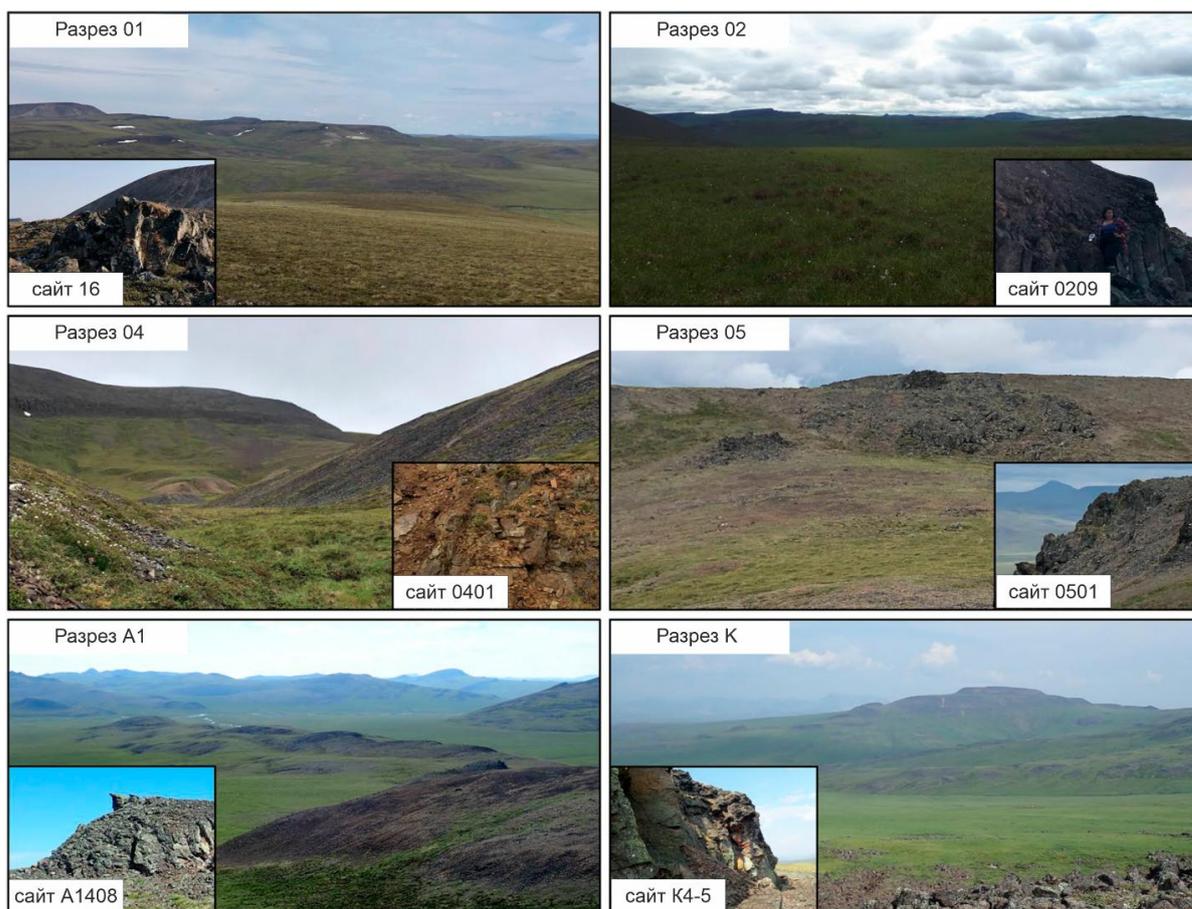


Рисунок 1.6 Фотографии изученных разрезов объекта «Купол»

Согласно материалам (Решения..., 2009), пыкарваамская и коэквиунская свиты датированы альбским веком (113.2–100.5 млн лет (Gradstein et al., 2020), а эмунеретская – туронским и коньякским веками (93.9–85.7 млн лет (Gradstein et al., 2020)). Целый ряд изотопных определений, представленных в работах (Акинин и др., 2015; Сахно и др., 2020; Тихомиров, 2020; Thomson et al., 2023), указывает на более молодой возраст данных стратонов. Подробнее возраст вулканитов окрестностей м-я Купол будет обсуждаться в 4 главе.

На этом объекте отобрано 7 палеомагнитных разрезов, включающих от 4 до 17 вулканических потоков (сайтов) (рис. 1.6 и рис. 1.7). Все образцы на данном объекте отбирались при помощи портативного бензинового пробоотборника в течение 3 полевых сезонов (2019-2021 годов) и ориентировались при помощи альтернативных методов ориентировки образцов (подробнее в главе 3).

Большая часть разрезов находится в пределах Угаткынской моноклинали (Угаткын-Юрумкувеемской моноклинали) кроме разрезов 1, 2 и К (Белый, 1977; Тихомиров, 2020). Простираение моноклинали примерно соответствует течению Малого Анюя, ее падение направлено в юго-восточном направлении с углами до 15°, а общая протяженность более

120 км. В районе работ также наблюдается и структура меньшего порядка – Тимофеевская просадка (Сенотрусов, 1990). Это округлая в плане отрицательная структура диаметром порядка 10 км в центре которой выходят самые молодые вулканиты. Центр структуры находится в верховьях р. Тимофеевка. Морфология Тимофеевской просадки весьма сходна с таковой для кальдер типа “*downsag*” (Cole et al., 2005). Природа Угаткынской моноклинали менее очевидна. Высказывалось предположение о связи данной структуры со слабым растяжением, поперечным к простиранию вулканического пояса (Тихомиров, 2020). В пользу того, что обе указанные структуры возникли после формирования вулканитов, а не отражают древний рельеф, говорит, в частности, значительный масштаб Угаткынской моноклинали, а также положительный палеомагнитный тест складки (подробнее в разделе *Решение вопроса о палеогоризонтали*).

Разрезы А0, А1, 4 и 5 расположены восточнее предыдущих разрезов, в низовьях р. Тимофеевка. Падение пород в этих разрезах имеет юго-восточное направление с углами от 5°–12°. Эти разрезы также преимущественно представлены базальтовыми и андезибазальтовыми лавами, однако кислые разности здесь встречаются чаще. Кислые вулканиты встречены в нижних частях 4 разреза, верхней части разреза А0 и А1.

Также можно отметить, что около разрезов вдоль р. Тимофеевка встречаются интрузивные тела диоритового и гранитного состава и субвулканические образования, чаще всего представленные силлами долеритов.

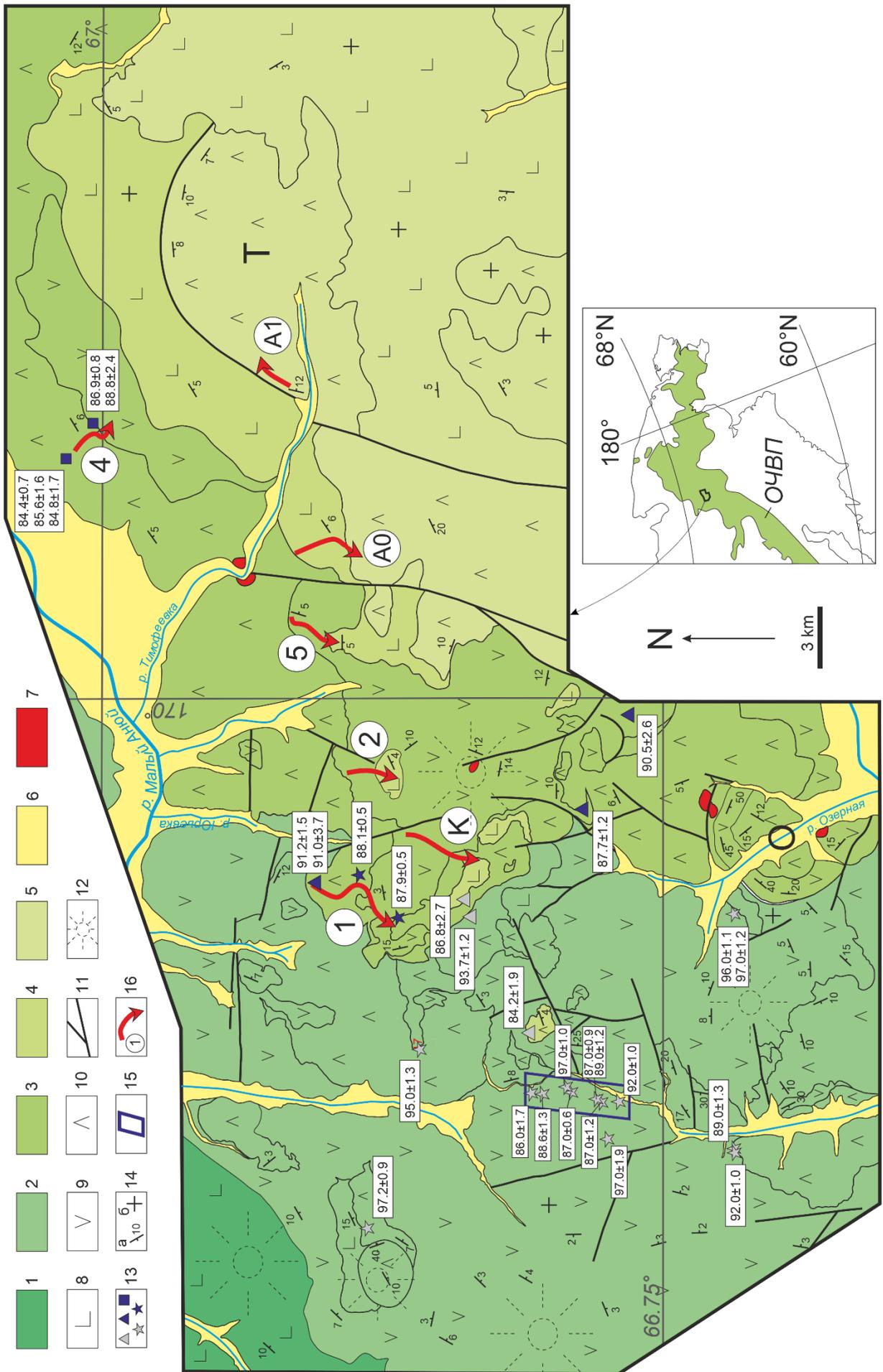


Рисунок 1.7 Геологическая карта верховий рр. Малого Анюя и Мечкерева (составлена П.Л. Тихомировым и И.Е. Лебедевым по материалам полевых работ 2004–2005 и 2019–2021 гг.) (Тихомиров и др., 2021б; Лебедев и др., 2021). 1–4 – стратонаы ОЧВП, по (Тихомиров, 2020): 1 – вилковская толща (альб?); 2 – мечкеревская толща (сеноман); 3 – кайемраваамская толща (турон-сантон); 4 – коваленковская толща (сантон); 5 – “Верхняя вулканическая толща”; 6 - четвертичные отложения; 7 – интрузивные и субвулканические тела; 8–10 – преобладающие разновидности вулканитов: 8 – базальты, 9 – андезиты, 10 – риолиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – реликты вулканических построек центрального типа; 13 – точки отбора проб для изотопного датирования: серые – опубликованные ранее / синие – выполненные в рамках данной работы, треугольник – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, звезда – U–Pb метод, квадрат – комплексный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U–Pb методы; 14 – залегание вулканогенных покровов (а – наклонное, б – горизонтальное); 15 – примерные границы рудного поля Купол, 16 – местоположение и названия палеомагнитных разрезов; Т – Тимофеевская просадка, О – Озерная кальдера. *Разрезы 1, 2 и К* находятся к западу от вышеописанной моноклинали, в верховьях р. Юрьевки, левого притока Малого Анюя. Залегание стратифицированных вулканитов в них субгоризонтальное или с очень пологим (1° – 3°) падением в южном-юго-восточном направлении. Породы представлены, главным образом, основными и средними лавами: порфиоровыми, афировыми базальтовыми лавами, в верхних частях разрезов встречается оливин. Из 50 отобранных сайтов в этих разрезах было диагностировано всего 5 потоков более кислого состава.

1.3.2. Объект “Валунистое”

Объект «Валунистое» расположен в пределах Восточно-Чукотской сегмента ОЧВП примерно в 150 км к западу от п. Эгвекино, в непосредственной близости от одноимённого золото-серебряного месторождения (рис. 1.1А). Согласно геологическим картам новой редакции (Исаева и др., 2016), в пределах участка наших исследований вулканические породы относятся сразу к пяти стратонам, составляющим полный разрез ВЧС. Снизу вверх это: нырвакинотская толща, амгеньская толща, эkitыкинская свита, леурваамская свита и нунлигранская свита (рис. 1.8). Большинство палеомагнитных образцов отобрано из венчающих разрез ОЧВП «верхних базальтов» (нунлигранская свита) (Белый, 1977). Всего для палеомагнитных исследований опробовано 9 разрезов с количеством вулканических потоков от 7 до 36 (рис. 1.8, 1.9 и приложение 2). Образцы отбирались в течение трех полевых сезонов 2019, 2020 и 2023 гг. В первые два полевых сезона отбор образцов выполнялся ручным способом (штуфами), в последнем - при помощи портативного

бензинового пробоотборника (кернами). При ручном отборе (разрезы 9, 10, 12, вр-3 и вр-4) ориентировка образцов производилась при помощи магнитного компаса при контроле отсутствия влияния сильномагнитных пород на показания стрелки компаса. При ориентировке кернов (разрезы 8 и 11) одновременно с магнитным компасом также использовались либо солнечный компас (при солнечной погоде), либо теодолит с лазером (подробнее в Главе 3).

Изученные разрезы можно территориально подразделить на 2 группы: расположенные в верховьях р. Ильмынейвеем и в верховьях р. Короткая.

Разрезы верховий р. Ильмынейвеем (*составной разрез 8*) отбирались вдоль ее левого берега (*разрезы 8.2-8.5*) и в долине ее левого притока ручья Лагерный (*разрез 8.1*) (рис. 1.8). На этом участке отобраны основные вулканические породы нунлигранской свиты, которые рассечены несколькими дайками, также основного состава. Из двух даек были отобраны образцы для теста контакта. Все опробованные вулканические потоки составного разреза 8 залегают полого и падают в восточном-юго-восточном направлении (рис. 1.9).

Остальные опробованные разрезы расположены в непосредственной близости от месторождения Валунистое, в верховьях р. Короткая (рис. 1.8). В нескольких километрах к северу от рудного поля расположены разрезы 9 и VP-4. Оба имеют двухчленное строение. В нижней части обнажаются кислые вулканыты (леурваамской свиты?), а венчают разрез порфиновые базальты (нунлигранской свиты?) с отчетливой столбчатой отдельностью. Разрезы 10 и 12 расположены в нескольких километрах к западу и северо-западу от рудного поля. Нижние части этих разрезов представлены преимущественно порфировыми и афировыми базальтами (экитыкинская свита?), далее идет небольшая по мощности толща игнимбритов риодацитов (леурваамская свита?), а венчают оба разреза крупнопорфиновые базальты нунлигранской свиты. Разрезы 11 и VP-3 расположены к югу от месторождения «Валунистое». По составу породы схожи с породами разреза 8 и представлены исключительно афировыми базальтами. Разрез 11 сечет дайка мощностью 2 метра такого же состава, как и сам разрез. Эта дайка была опробована для теста контакта (рис. 1.9). Все разрезы из окрестностей месторождения полого наклонены к западу-юго-западу.

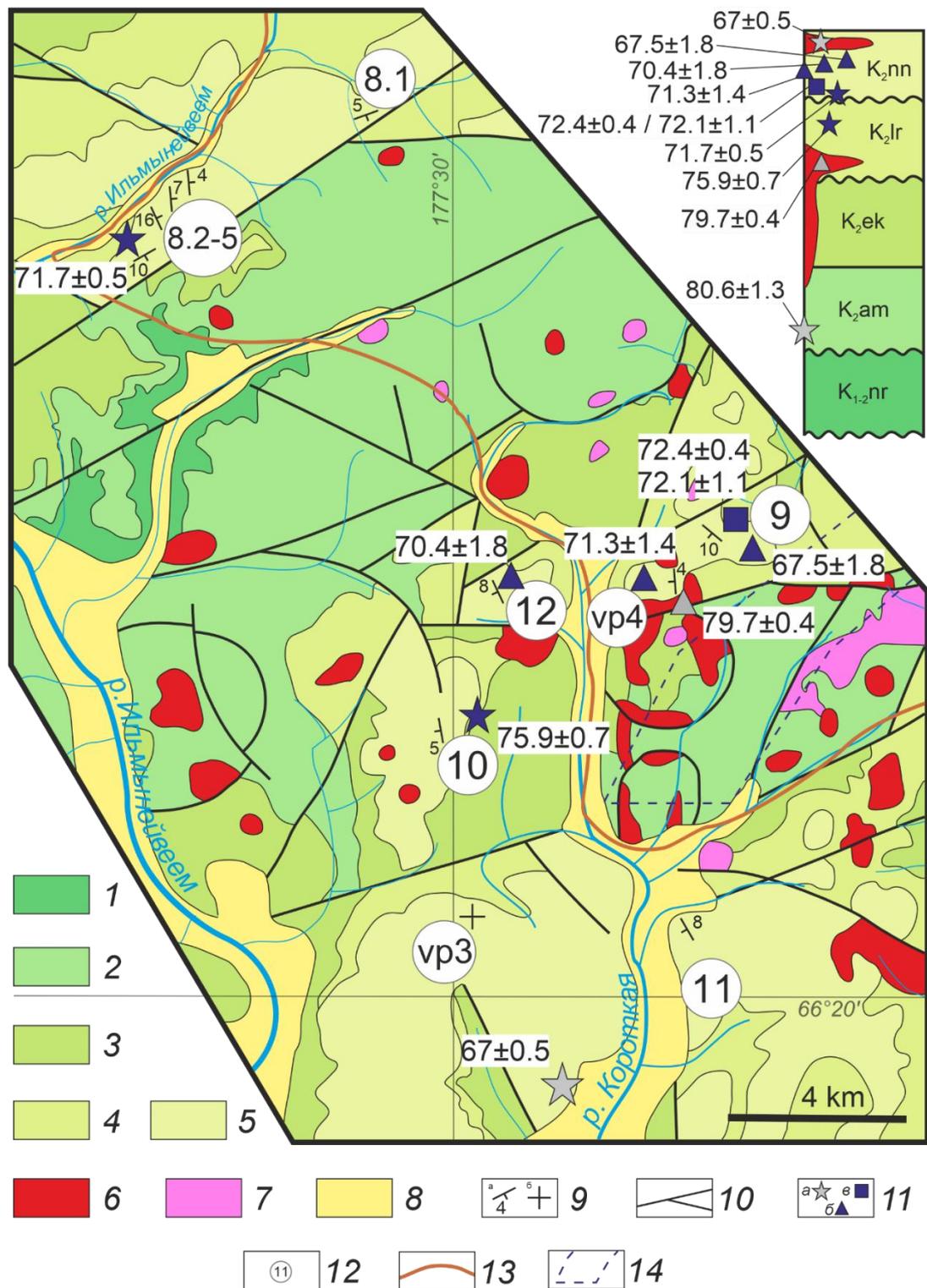


Рисунок 1.8 Схема геологического строения окрестностей месторождения Валунистое (по (Волков и др., 2020; Русанов и др., 2019) и ГКК-200 2-поколения С.В. Аксенова с изменениями и дополнениями). 1 - нырвакинотская толща K_{1-2nr} (туфы и лавы андезитов), 2 – амгеньская толща K_{2am} (туфы и игнимбриты риолитов и дацитов); 3 –этитыкинская свита K_{2ek} (лавы и туфы андезитов и кварцевых латитов); 4 –леурваамская свита K_{2lr} (лавы, туфы и игнимбриты риолитов и трахириолитов, прослой вулканомиктовых осадочных пород); 5

– нунлигранская свита K_2np (лавы базальтов и андезибазальтов, отдельные горизонты лав и туфов риолитов и трахириолитов); 6–7 – субвулканические и интрузивные тела (6 – кремнекислого, 7 – среднего состава); 8 – четвертичные образования, 9 – элементы залегания вулканических пород (а – наклонное, б – субгоризонтальное), 10 – разрывные нарушения; 11 – точки отбора проб для изотопного датирования и значения возраста (млн лет): серые из работы (Сахно и др., 2010), синие – данная работа, а – U–Pb метод б – $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод, в – U–Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод по одной пробе; 12 – местоположение и названия палеомагнитных разрезов, 13 – дорога Певек-Эгвекинот, 14 – примерные границы рудного поля Валунистое.

Согласно (Исаева и др., 2016), стратоны, выходящие на поверхность в данном районе, формировались с турона по поздний коньяк. Однако немногочисленные изотопные данные, имеющиеся для данного участка (Сахно и др., 2010), указывают на существенно более молодой возраст соответствующих пород. Так, наиболее древнее определение изотопного возраста 80.6 ± 1.3 млн лет (кампан (здесь и далее по (Gradstein et al., 2020)) U–Pb методом по циркону получено для пород, отнесенных к нижним горизонтам амгеньской толщи (Сахно и др., 2010), и обнажающихся в 15 км к востоку от обсуждаемой площади. Схожий возраст получен по субвулканическим образованиям леурваамской свиты 79.7 ± 0.44 млн лет (кампан) $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по биотиту (Сахно и др., 2010) (рис. 1.8). Возраст окрестностей м-я «Валунистое» будет подробно обсуждаться в Главе 4.

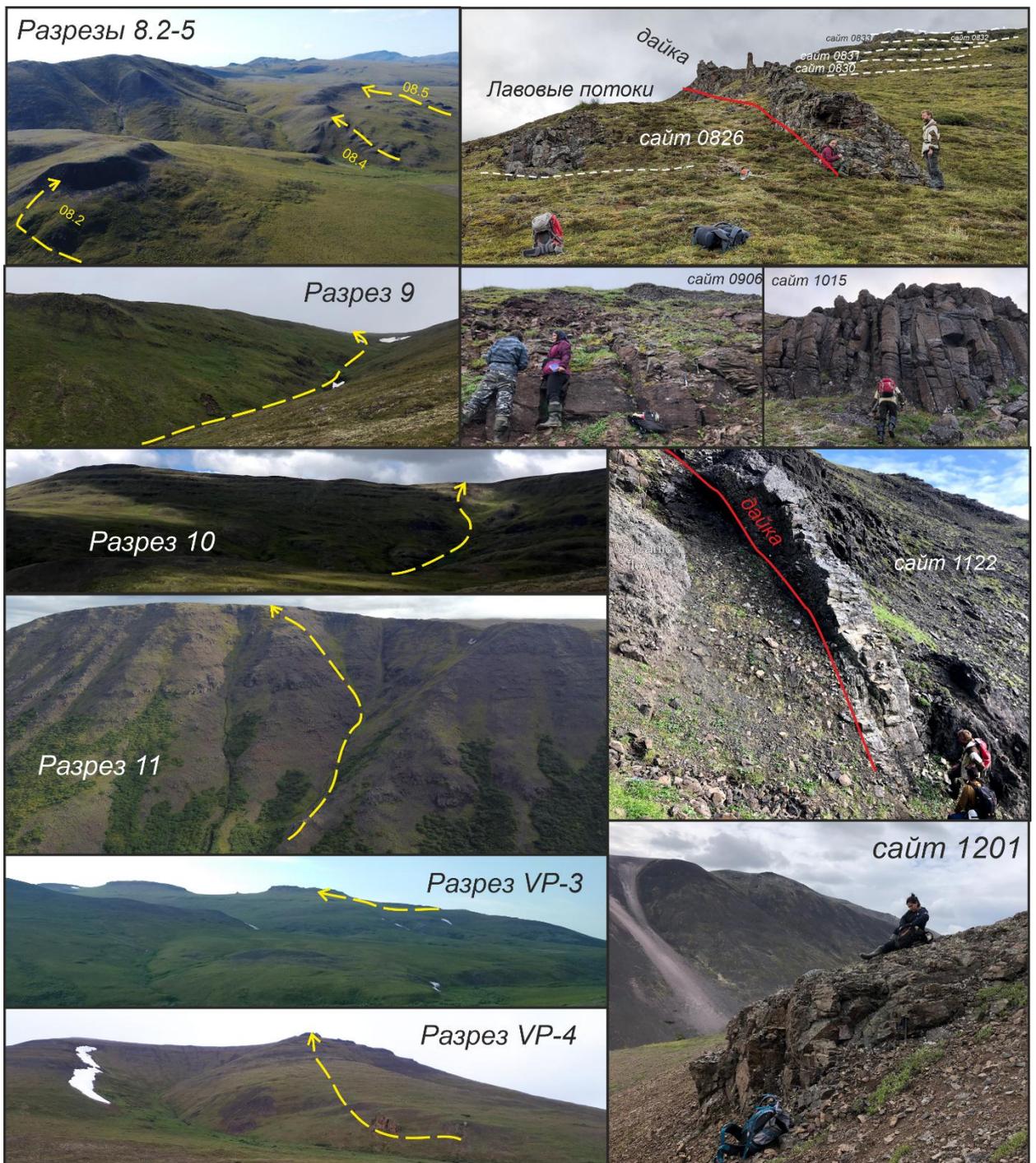


Рисунок 1.9 Фотографии изученных палеомагнитных разрезов и обнажений объекта «Валунистое».

1.3.3. Объект «Залив Креста»

Объект «Залив Креста» объединяет территории, расположенные в непосредственной близости от соответствующего залива, поселка Эгвекино и гор Большой и Малый Матачингай (или Матачинай). Как и объект «Валунистое», «Залив Креста» расположен в пределах Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП. Сводный разрез ВЧС представлен на рис.

1.8). Последняя редакция стратиграфической схемы данной местности представлена в легенде к геологической карте масштаба 1:200000 второго издания (Исаева и др., 2016; Романов и др., 2000).

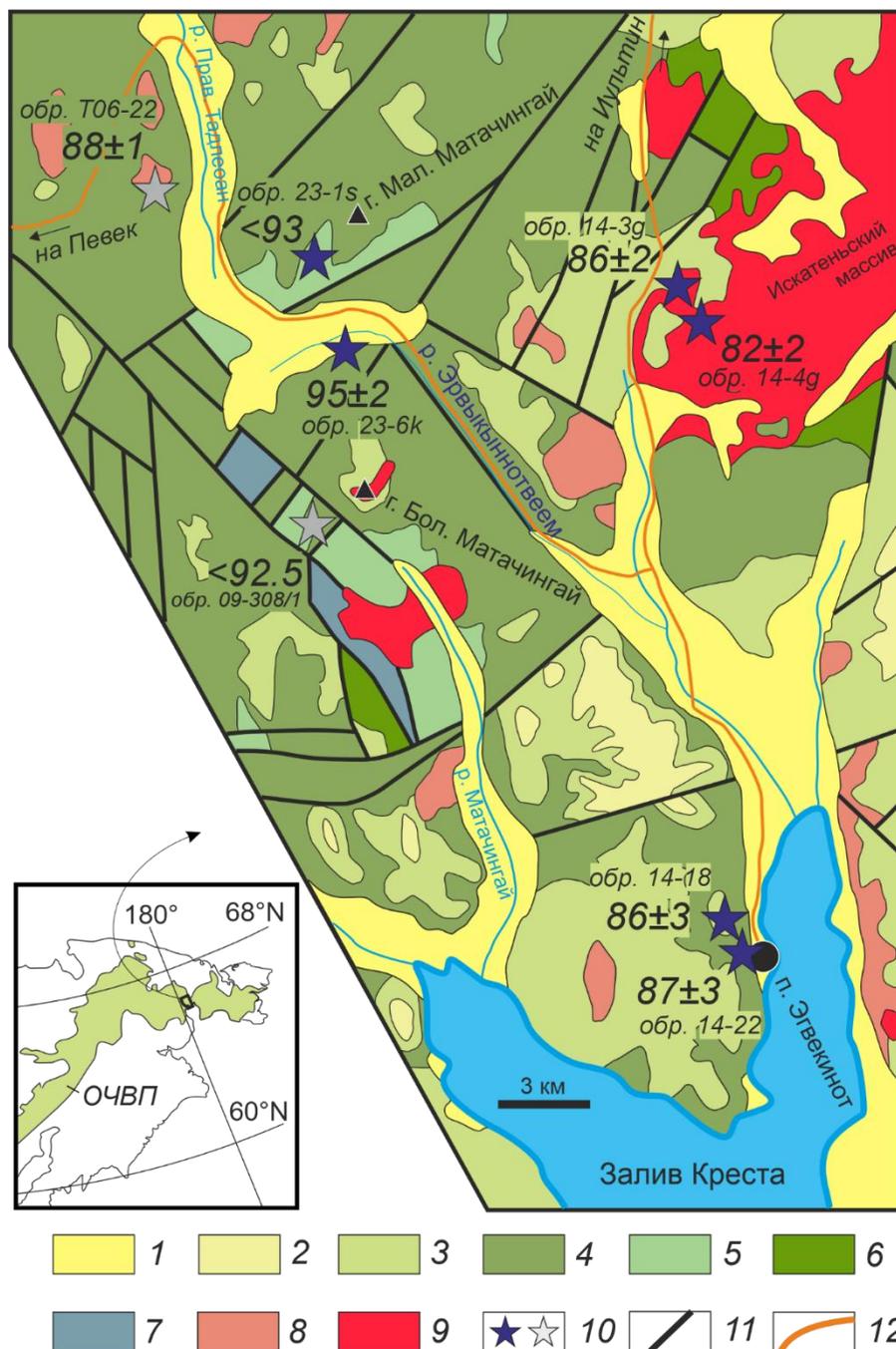


Рисунок 1.10 Геологическая карта с местоположением отобранных проб по (Романов и др., 2000) с упрощениями. 1 – четвертичные образования, 2 – экитыкинская свита (лавы андезитов), 3 – амгеньская толща (туфы и игнимбриты дацитов), 4 – нырвакинотская толща (туфы и лавы андезитов), 5 – ольховская свита (песчаники), 6 – позднеюрско-раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 7 – офиолитовые габброиды и ультрабазиты, 8 – субвулканические образования преимущественно кислого состава, 9 – гранитоиды, 10 –

местоположение отбора проб для изотопно-геохронологических исследований, красные звезды (Щепетов и др., 2020) и синие – данная работа, 11 – разрывные нарушения, 12 – автомобильные дороги.

Уже упомянутый разрез ВЧС в районе залива Креста подстилается терригенными породами ольховской свиты (Исаева и др., 2016). По другим данным (Романов и др., 2000; Щепетов и др., 2020), ольховская свита фациально замещает вулканиты нырвакинотской толщи. Разрез собственно ОЧВП в районе залива Креста представлен его нижними членами (рис. 1.10): туфами и лавами андезитов нырвакинотской толщи; туфами и игнимбритами риолитов и дацитов амгеньской толщи. Вышележащие экитыкинская, леурваамская и нунлигранская свиты в данном регионе практически не представлены. Вулканиты нырвакинотской и амгеньской толщ прорывает Искатеньский гранитный массив (8x20 км), отнесенный к леурваамскому комплексу (Романов и др., 2000).

Возраст вулканитов ВЧС, согласно принятым схемам, охватывает интервал от альба до сантона (Решения..., 2009), т.е. примерно 106–85 млн лет (здесь и далее по (Gradstein et al., 2020)). Эти представления не согласуются с опубликованными результатами U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных конгломератов нырвакинотской толщи (среди которых преобладают зерна с возрастом около 92.5 млн лет), а также с результатами датирования дацитовых туфов из нижней части разреза нырвакинотской толщи – 88.1 ± 1.2 млн лет (Щепетов и др., 2020; Tikhomirov et al., 2012).

На данном объекте были отобраны значительные палеомагнитные коллекции из скальных выходов в районе п. Эгвекинот и северном склоне г. Большой Матачингай в течение двух полевых сезонов 2019 и 2023 годов. Однако палеомагнитные результаты оказались противоречивыми и в данной работе обсуждаться не будут. Тем не менее, для данного объекта было получено несколько изотопных определений, которые представляют интерес при обсуждении вопроса о возрасте и динамике магматизма ВЧС ОЧВП.

Две пробы для изотопно-геохронологических исследований были отобраны из разреза вулканических пород у западной окраины п. Эгвекинот (рис. 1.10 и 1.11). В основании этого разреза на андезитовых лавах залегает небольшая толща дацитовых туфов (проба 14-22, N66.3227 W179.1394), выше залегает мощная толща туфов андезитов и туфоконгломератов с обломками тех же туфов, с редкими лавовыми потоками основного состава. На геологической карте (Романов и др., 2000) данная часть разреза отнесена к нырвакинотской толще. Венчают наблюдаемый разрез туфы риолитов (проба 14-18, N66.3343 W179.1528) амгеньской толщи.

Две пробы были отобраны в основании гор Большой и Малый Матачингай соответственно. В основании горы Малый Матачингай были отобраны песчаники ольховской свиты (проба 23-1s, N66.532 W179.381) (рис. 1.11), а Большой Матачингай – туфоконгломераты/гравелиты нырвакинотской толщи (проба 23-6к, N66.548 W179.440).

В 30 км северо-западнее рассмотренного разреза породы тех же стратиграфических подразделений прорываются мощным Искатеньским гранитным массивом, из эндоконтактовой зоны которого была отобрана проба 14-3g (N66.5387°, W179.1620°), а центральной части проба 14-4g (N66.527 W179.162).

Во всех изученных нами породах залива Креста широко проявлены вторичные процессы. Первичные минералы почти полностью замещены кальцитом, альбитом, хлоритом, эпидотом и серицитом. Подобные изменения широко распространены на участке размером не менее 20x40 км, от п. Эгвекинот до г. Мал. Матачингай (рис. 1.10).



Рисунок 1.11 Фотографии иллюстрирующие места отбора проб на изотопно-геохронологические исследования в районе п. Эгвекинот и г. Малый Матачингай.

1.4. Обзор опубликованных палеомагнитных работ по породам ОЧВП

Самые первые работы были сделаны еще в советский период преимущественно сотрудниками СВКНИИ г. Магадан (напр. (Ложкина, Щепетов, 1994; Печерский, 1970)), однако, к сожалению, данные представленные в этих работах уже не подходят под современные критерии надежности палеомагнитных данных (Meert et al., 2020; Van der Voo, 1990).

Первое и наиболее представительное магнитостратиграфическое исследование на Чукотке производилось М.И. Райкевичем (Райкевич, 1995). Михаил Иосифович Райкевич вместе с Василием Феофановичем Белым отобрали для палеомагнитных исследований вулканиты ОЧВП в долине р. Энмываам и окрестностях оз. Эльгыгытгын (пыкарваамская, вороньинская, козквуньская, эргываамская, эмунеретская и энмываамская свиты, Центрально-Чукотского сектора). В этой работе представлено большинство имеющихся на сегодняшний день палеомагнитных данных по ОЧВП. За палеомагнитную часть этих работ отвечал М.И. Райкевич, и он не рассчитывал палеомагнитный полюс по этим данным, однако магнитостратиграфическая информация о наличии обоих полярностей в исследованных породах у него была. Тем не менее, интерпретация магнитостратиграфических результатов у исполнителей этих работ разнится. Наличие обратных полярностей в изученных разрезах по мнению В.Ф. Белого (Белый, 2002; Белый, Белая, 1998), объяснялось принадлежностью последних к короткому интервалу обратной полярности во время Мелового суперхрона прямой полярности в коньякское время (Клюевская/Кульджинская зона (Печерский, 1970; Храмов, 2000)). Такая интерпретация лучше согласовывалась с данными по палинологии (Белый, Белая, 1998) и существовавшими тогда представлениями о возрасте исследованных пород. Напротив, М.И. Райкевич связывал обратнонамагниченные породы с первым обратным хроном имеющим место сразу после суперхрона в начале кампанского времени (Райкевич, 1995). На тот момент авторитет В.Ф. Белого в вопросах стратиграфии ОЧВП был неукоснителен, поэтому иная интерпретация одних и тех же данных М.И. Райкевича была значительно менее популярна. Спустя десяток лет к этим данным вернулись, и Дж. Стоун подтвердил постсуперхронный возраст данных пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениями (Stone et al., 2009). Кроме геохронологических результатов, в работе (Stone et al., 2009) впервые обсуждается палеомагнитный полюс, рассчитанный по этим данным $P_{lat}=67$, $P_{lon}=171$, $A_{95}=9.8$, $N=40$ (рис. 1.12). Тогда было впервые предложено смещение «Чукотки» в юго-западном

направлении относительно Евразийской и С. Американской плит (Stone et al., 2009), однако авторы осознавали, что размер погрешности полюса не позволяет делать надежные выводы.

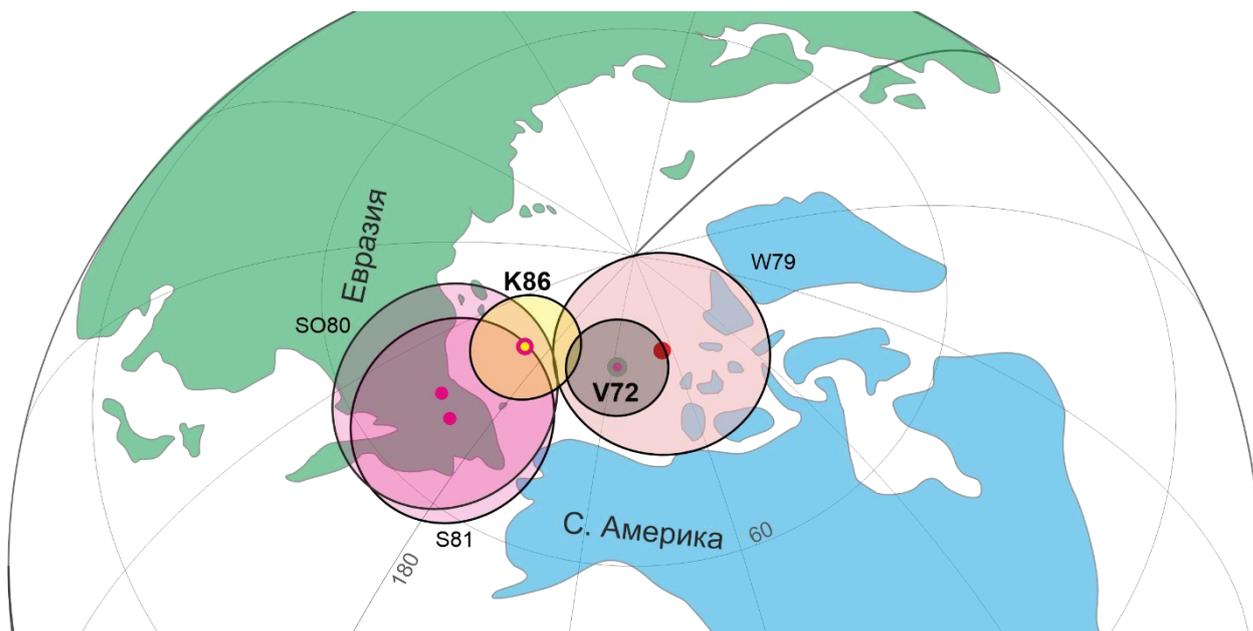


Рисунок 1.12 Местоположение палеомагнитных полюсов по ОЧВП (S81 и SO80 соответственно) (Stone et al., 2009; Otofujii et al., 2015), вулканитам острова Святого Матвея (W79) (Wittbrod et al., 1989) и полученных в данной работе по объектам «Купол» (K86) и «Валунистое» (V72).

Позже, Отофуджи (Otofujii) с соавторами (Otofujii et al., 2015) дополнили коллекцию Райкевича кислыми вулканитами Примагаданья (хольчанская и ольская свита, Охотского сегмента). В работе подтверждается наличие обратных полярностей в верхних стратонах ОЧВП, а вкупе с новыми данными рассчитан палеомагнитный полюс ($Plat=68$, $Plon=164.7$, $A95=10.9$, $N=12$) (рис. 1.12). Новый полюс снова оказался статистически отличным от референтных полюсов С. Америки и Евразии из ТКМП (Besse, Courtillot, 2002; Cogné et al., 2013) и даже с учетом внушительного доверительного интервала эта разница полюсов подразумевала смещение Колымо-Омолон-Чукотского супертеррейна в южном направлении на не менее 260 км (1640 ± 1380 км).

Стоит отметить работы по «верхним базальтам» Примагаданья. Первые данные по магнитостратиграфии приводятся в (Минюк и др., 1998), а в (Иванов, Малахова, 2014) обсуждаются более подробно. Обнаружение обоих полярностей в этих породах обосновывает кампанский возраст мыгдыкитской свиты. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса в данных работах не обсуждаются.

Также стоит упомянуть палеомагнитное определение по меловым вулканитам выходящим на острове Святого Матвея Берингова моря (Wittbrodt et al., 1989). Эти вулканиты нельзя с уверенностью сопоставлять с ОЧВП, однако они имеют схожий возраст и состав. Так или иначе, большая погрешность итогового палеомагнитного полюса ($P_{lat}=N80^{\circ}$ $P_{lon}=235^{\circ}$ $A_{95}=10^{\circ}$) (рис. 1.12), а также оценка возраста К-Аг методом не позволяет признать данный полюс отвечающим современным критериям качества.

Таким образом, краткий обзор имеющихся палеомагнитных данных по ОЧВП явно указывает недостаток надежных палеомагнитных данных, пригодных для последующих тектонических выводов.

Глава 2. Методика исследований²

2.1. Отбор и ориентировка образцов

Отбор образцов производился по стандартной методике (Храмов и др., 1982; Butler, 1992; Таухе, 2010). Образцы, отобранные из одного потока, объединялись в один сайт; палеомагнитная запись в образцах из одного сайта (в случае ее первичности) считалась отвечающей “мгновенному” состоянию геомагнитного поля времени остывания данного потока. Отобранные сайты объединялись в разрезы, внутри которых, как правило, достаточно четко определима внутренняя последовательность вулканических потоков. Количество сайтов в одном разрезе варьирует от 4 до 36 на разных объектах, в зависимости от доступности и качества обнаженности пород. В разные полевые сезоны отбор образцов выполнялся ручным способом (штуфами) или при помощи портативного бензинового пробоотборника (кернами). Использование последней методики позволяло применять альтернативные методы ориентирования образцов, которым посвящена *следующая глава*.

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

1. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Ефремова У.С. Граница между Северо-Американской и Берингоморской плитами: новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. №11. С. 1393-1417. EDN: RDFYAS (2.8 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 1,490 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Pavlov V.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Efremova U.S. North American – Bering plate boundary: new paleomagnetic data on Late Cretaceous volcanic rocks of Central Chukotka // Russian Geology and Geophysics. 2025. vol. 66. № 11. pp. 1359–1381. EDN: FOSAYK (2.74 п.л., импакт-фактор 0.425 (SJR))

2. **Лебедев И.Е.**, Бобровникова Е.М., Тихомиров П.Л., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Амплитуда вековых геомагнитных вариаций в позднем мелу по результатам палеомагнитных исследований вулканитов Охотско-Чукотского пояса верхнего течения реки Малый Анюй (Западная Чукотка) // Физика Земли. 2022. № 2. С. 41-59. EDN: РТКОЕ (1.4 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Bobrovnikova E.M., Tikhomirov P.L., Pavlov V.E., Eid B., Lhuillier F. Amplitude of secular geomagnetic variation in Late Cretaceous based on paleomagnetic studies of the Okhotsk–Chukotka volcanic belt from upper reaches of Malyi Anyui river, West Chukotka // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2022. vol. 58. № 2. pp. 185-202. EDN: ECONLK (1.34 п.л., импакт-фактор 0.343 (SJR))

3. Тихомиров П.Л., **Лебедев И.Е.**, Пасенко А.М., Люилье Ф., Алексеев Д.В., Павлов В.Э. "Верхние базальты" Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 167-172. EDN: DRSSOS (0.37 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0,795 (РИНЦ))

Tikhomirov P.L., **Lebedev I.E.**, Pasenko A.M., Pavlov V.E., Lhuillier F.J.L., Alekseev D.V. The “upper basalts” of the East Chukotka segment of Okhotsk–Chukotka belt: the along strike migration of volcanic activity or the overprint by later magmatic event? // Doklady Earth Sciences. 2021. vol. 501. № 2. pp. 1038-1042. EDN: DHXJO (1.03 п.л., импакт-фактор 0.261 (SJR))

2.2. Лабораторные палеомагнитные измерения

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике (Храмов и др., 1982; Butler, 1992; Tauche, 2010) в палеомагнитных лабораториях ИФЗ РАН (Москва) и Университета Ludwig Maximilian (Мюнхен) на криогенном магнитометре производства 2G Enterprises США и спин-магнитометре JR-6 производства Agico (Чехия), установленных в немагнитной комнате. Магнитное склонение учитывалось согласно модели IGRF (International Geomagnetic reference model) (Alken et al., 2021).

Методика магнитных чисток для всех объектов имела схожий характер. На первом этапе исследований по дублям из нескольких образцов из практически всех сайтов было выполнено сравнение результатов температурной магнитной чистки и чистки переменным магнитным полем.

Обработка палеомагнитных данных проводилась в программном пакете R. Enkin под MS DOS (Enkin, 1994). Для выведения иллюстраций использовалась программа И. Ефремова PMTools (Ефремов, Веселовский, 2023).

Для обоснования первичности намагниченности производились электронно-микроскопические и петромагнитные исследования. Работы на электронном микроскопе проводились в разные годы в разных лабораториях и разных приборах: на приборе TESCAN Vega II в геофизической обсерватории ИФЗ РАН в пос. Борок, “Jeol” JSM-6480LV в лаборатории кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова и Tescan Mira IV в ЦКП “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН Москва (Веселовский и др., 2022). Петромагнитные результаты получены в палеомагнитных лабораториях ИФЗ РАН, Москва и Университета Людвиг-Максимилиана, Мюнхен, Германия, с использованием оборудования: (1) вибромагнитометра (VSM) MicroMag 3900; (2) вибромагнетометра конструкции Виноградова, (3) магнитометра работающего по принципу перемещения образца в переменном магнитном поле (VFTB) и (4) каппа-бриджа MFK1-FA.

2.3. Решение вопроса о палеогоризонтали

Отдельного обсуждения заслуживает вопрос выбора системы координат для расчета итогового палеомагнитного полюса. Многим геологам известны сложности с определением элементов залегания вулканических пород, и, к сожалению, они прямо влияют на надежность конечного палеомагнитного результата. В вулканических породах нечасто можно встретить классические текстурные признаки, указывающие на ориентировку палеогоризонтали, что затрудняет определение элементов залегания пород. На эти

сложности накладывается проблема определения первичности или вторичности наклона вулканических комплексов. С одной стороны, этот наклон может быть первичным, связанным с палеорельефом. С другой стороны, наклон рассматриваемых вулканических толщ может быть и вторичным, обусловленным, в отсутствие заметных региональных тектонических деформаций пород ОЧВП (Соколов, 2010; Akinin et al., 2020), широким проявлением в пределах региона кальдерной тектоники (Белый, 1977; Тихомиров, 2020).

В случае первичности наклона, никаких поправок на получаемые палеомагнитные направления вводить нет необходимости, чего нельзя сказать о вторичном наклоне. Методы, способные надежно разделить первичность и вторичность наклона, как правило, связаны с детальным картированием исследуемых территорий. Однако последнее требует помимо существенных дополнительных трудозатрат еще и почти идеальной обнаженности, а также наличия осадочных (вулканогенно-осадочных) пород и/или специальных текстур, по которым возможно определение палеогоризонтали.

На обсуждаемых объектах, обнаженность нельзя назвать неудовлетворительной, однако осадочные породы в коренном залегании были встречены только в одном обнажении, а ориентированные текстуры (в кислых туфах или игнимбритах) наблюдались в единичных случаях. Прямые взаимоотношения вулканических потоков также наблюдались лишь в нескольких обнажениях, что затрудняет оценку элементов залегания и определение природы наблюдаемого наклона. Поэтому для определения элементов залегания вулканических пород нами применялись метод наблюдения со значительного расстояния («с руки»), а также метод «трех точек».

Первый метод («с руки») заключается в замере угла падения наиболее ярких (маркирующих) вулканических потоков, прослеживающихся на значительные расстояния (десятки-сотни метров) с отдаленных точек (первые км до искомого потока). Причем подобные наблюдения с разных точек позволяют с достаточной точностью определить и азимут падения. Второй метод («трех точек») схож по методике с первым, только полностью делается в камеральных условиях. На спутниковом снимке выделяется наиболее яркий поток, для которого определяются 3 высотные отметки его поверхности и по разности высот также делается расчет элементов залегания. Погрешность метода, главным образом, зависит от точности модели, из которой взяты высоты точек.

Определив элементы залегания, необходимо принять решение о природе наблюдаемого наклона (первичной или вторичной). Для решения этого вопроса использовался палеомагнитный полевой тест складки. Обычно этот тест применяется для обоснования первичности выделенной компоненты намагниченности, однако если

выделенная характеристическая компонента первична (доказана другими методами), то повышенная кучность палеомагнитных направлений в соответствующей системе координат будет указывать на природу наблюдаемого наклона. Так, в случае большей кучности палеомагнитных направлений в стратиграфической (древней) системе координат это указывает на вторичную природу наклона (тектоническую), а в обратном случае (большая кучность в географической (современной) системе) – на первичную, связанную с палеорельефом. Потенциально данный метод может разделить вклады обоих факторов в наблюдаемый наклон (путем постепенного уменьшения наклона слоев), однако точность определения наклона, а также вероятное недостаточное осреднение вариаций геомагнитного поля внутри отдельных разрезов, заставляют с осторожностью подходить к возможности использования такого подхода.

В данной работе полевой палеомагнитный тест складки использовался в двух модификациях (Watson, Enkin, 1993) и (Enkin, 2003), реализованных в программном пакете, разработанным Р.Энкиным (Enkin, 1994). Тест выполнялся на уровне средних по разрезам, при этом принималось, что потоки внутри каждого разреза имеют одинаковое залегание (допущение, поддерживаемое полевыми наблюдениями).

Отметим, кстати, что из четырех возможных комбинаций: намагниченность первична (вторична) – наклон первичен (вторичен), только вариант с первичной намагниченностью и вторичным наклоном будет давать положительный результат теста складки (если только вторичная намагниченность не образовалась до вторичного наклона, что маловероятно в случае кальдерной тектоники, которая активизируется почти сразу после образования вулканических пород). Поэтому положительный результат теста также можно рассматривать как дополнительную поддержку вывода о том, что характеристическая компонента намагниченности (ChRM) образовалась во время формирования пород или вскоре после этого.

2.4. Группирование вулканических пульсов

Наблюдения областей современного окраинно-континентального вулканизма показывают, что формирование вулканических толщ происходит неравномерно во времени (напр. (Self et al., 2006)). Во время единичных вулканических извержений, разделенных значительными (не менее сотен лет) интервалами времени, могут формироваться единичные потоки. Во время вулканических пульсов, включающих серию извержений, могут формироваться серии (группы) практически разновозрастных вулканических потоков. В последнем случае, если при расчете палеомагнитного полюса или величины амплитуды вековых вариаций, палеомагнитные направления, полученные по каждому единичному

потоку, будут браться с одинаковым весом, вклад тех состояний поля, во время которых происходило формирование вулканических серий, будет преобладать над теми состояниями, которые записаны в единичных потоках. В результате рассчитанное положение палеомагнитного полюса или амплитуды вековых вариаций будет смещено относительно истинного.

Для учета этого эффекта в настоящей работе использована процедура группирования вулканических потоков путем сравнения средних палеомагнитных направлений соседних потоков по методу, описанному в работе (Chenet et al., 2008). В случае статистической неразличимости средних палеомагнитных направлений соседних потоков, эти потоки объединялись в вулканические группы (серии), для каждой из которых рассчитывалось среднее палеомагнитное направление, которому придавался единичный вес при дальнейшем расчете палеомагнитного полюса. Если среднее палеомагнитное направление какого-то индивидуального потока статистически значимо отличалось от таковых, полученных по соседним потокам, то ему при расчете палеомагнитного полюса придавался такой же единичный вес, как для среднего направления вулканической группы. Таким образом, для итоговых расчётов использовался набор из средних палеомагнитных направлений, определенных как для индивидуальных потоков, так и для вулканических серий (Приложения 1 и 2).

2.5. Выбор кривой кажущейся миграции полюса Северо-Американской и Евразийской плит

За время существования палеомагнитологии, для Северной Америки, как и для Евразии, было предложено не менее десятка различных версий кривых кажущейся миграции полюса (КМП). Новые кривые базируются с годами на все более обширных и более надежных палеомагнитных данных, а также используют все более изощренные процедуры расчета. Однако, даже наиболее современные из этих кривых не свободны от недостатков, что требует определенной осторожности при их использовании. Согласно наиболее простой (и, возможно, наиболее правильной) методике, для построения кривых КМП для конкретных плит используются только те палеомагнитные полюсы, которые были получены по этим плитам. Однако, на настоящий момент реализация такого подхода не представляется оправданной ввиду ограниченного количества надежных палеомагнитных определений, имеющихся для каждой (даже крупной) плиты на различных интервалах геологической истории. Например, в базе данных, используемой в работе (Kent, Irving, 2010), для Северной Америки для интервала времени 75-95 млн лет приведено только 2

палеомагнитных полюса, а в работах (Torsvik et al., 2012) и (Vaes et al., 2023) соответственно только 4 и 5 палеомагнитных полюсов. Для Евразийской плиты надежных палеомагнитных определений для этого временного интервала еще меньше (см. обсуждение (Диденко, 2015; Павлов, 2012)).

Эти проблемы можно обойти путем использования так называемых мастер-кривых (Besse, Courtillot, 2002), которые иногда также называют глобальными (Torsvik et al., 2012) или композитными (Kent, Irving, 2010). Их построение подразумевает приведение имеющихся палеомагнитных полюсов со всех стабильных блоков (крупных плит) к одному блоку (чаще всего к Южной Африке) с последующим осреднением близких по возрасту

Таблица 2.1. Список палеомагнитных полюсов, обсуждаемых в данной работе.

Ссылка	Плита/объект	Возраст млн. лет	Сокращение	Plat °	Plon °	A95 °	N
Лебедев и др., 2025, Lhuillier et al., 2025	«Валунистое»	72	V72	78.6	212.2	4.7	104
Lhuillier et al., 2024	Купол	86	K86	76.8	170	5.2	57
по методике (Besse, Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2012) по базе данных (Vaes et al., 2023) (через палеомагнитные полюса)	С. Американская	86	PNa86	77.1	197.2	2.8	23
	С. Американская	72	PNa72	75.1	197.6	2.3	28
	Евразийская	86	PEu86	82.4	181.7	2.8	23
	Евразийская	72	PEu72	81.2	185.8	2.3	28
Расчет через ВГП (Vaes et al., 2023)	С. Американская	86	VNa86	76.8	201.5	2	437.5
	С. Американская	72	VNa72	75.3	198	1.3	488.4
	Евразийская	86	VEu86	82.7	189.2	2	437.5
	Евразийская	72	VEu72	81.4	185.8	1.3	488.4
Расчет из абсолютных реконструкций (Müller et al., 2019)	С. Американская	86	MNa86	73	176.2	-	-
	С. Американская	72	MNa72	77.6	181.3	-	-
	Евразийская	86	Meu86	76	168.6	-	-
	Евразийская	72	Meu72	80.8	155.6	-	-
(Райкевич, 1995; Stone et al., 2009)	ОЧВП	88-74	S81	67	171	9.8	40

Примечание. Plat, Plon, A95 – широта, долгота, круг доверия палеомагнитного полюса; N – количество сайтов, использованных для расчета.

полюсов и обратным пересчетом получившихся средних на соответствующие блоки. Приведение к одному блоку осуществляется через параметры относительного движения плит, которые рассчитаны, главным образом, по линейным магнитным аномалиям и хорошо известны от современности до, по крайней мере, середины мезозойского времени.

К сожалению, заявляемая при построении таких кривых точность расчетных средних палеомагнитных полюсов не учитывает погрешности определения параметров вращения плит, что делает эту точность, очевидно, завышенной. В наибольшей степени это замечание относится к недавней работе (Vaes et al., 2023), где погрешность определения полюсов, составляющих кривую КМП, на отдельных ее участках становится менее 1.5° и даже 1° . Такие величины вызывают определенные сомнения в их реалистичности. В частности, эти сомнения базируются на том, что используемая при расчетах модель центрального осевого диполя является не точным описанием поля, а некоторым приближением к реальности, которое, учитывая отмечавшееся многими наличие в осредненном поле 2-5%-го вклада недипольных членов (см., напр. (Johnson et al., 2008)), может приводить к ошибкам определения полюса в $1-2^\circ$. Тем не менее, нельзя не отметить и преимущества кривой Вайса (Vaes et al., 2023), которая, в отличие от предшественников, базируется на исходных палеомагнитных данных (виртуальных геомагнитных полюсах (ВГП)), а не на результатах их промежуточной обработки. Подробный обзор преимуществ такого подхода дан в работе (Vaes et al., 2022).

Все эти обстоятельства, наряду с желанием приблизить возраст опорных североамериканских и евразийских полюсов к возрасту наших объектов, приводит к необходимости самостоятельно рассчитать опорные полюсы для возраста 86 и 72 млн лет (средний возраст объектов исследования) на основании самой современной базы данных палеомагнитных полюсов и относительных вращений из работы (Vaes et al., 2023). Расчет производился как с использованием классической процедуры расчета по палеомагнитным полюсам (напр. (Besse, Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2012)), так и через ВГП по методике (Vaes et al., 2023) с использованием портала APWP-online (Vaes et al., 2024).

Ожидаемые палеомагнитные полюсы для Северной Америки и Евразии можно вычислить также и без использования палеомагнитных данных. Это возможно благодаря существованию современных абсолютных реконструкций движений плит (например, (Matthews et al., 2016; Merdith et al., 2017; Merdith et al., 2021; Müller et al., 2019; Shephard et al., 2013)). Последние основаны на комбинации относительных и абсолютных вращений, причем последние рассчитываются с учетом данных по движению горячих точек, о чистом

движении литосферы, о кинематике древних зон субдукции и др. (см. обзор (Tetley et al., 2019)). На сегодняшний день, положение такого полюса для любой плиты и любого времени (вплоть до 1 млрд лет (Merdith et al., 2017; Merdith et al., 2021) относительно легко рассчитать при помощи программы GPlates (Müller et al., 2018). Для этого необходимо просуммировать всю цепочку относительных и абсолютных вращений, взяв за основу, например, наиболее полную и регулярно обновляемую абсолютную модель Мюллера с коллегами (Müller et al., 2019). Оценку погрешности, определенных таким образом полюсов, (впрочем как и абсолютных реконструкций, в целом), дать, однако, довольно сложно, главным образом, из-за большого количества разных источников данных с разными погрешностями (см. напр. (O'Neill et al., 2005)). Поэтому, рассчитанные таким образом полюсы могут быть использованы только для качественного сравнения и будут применяться как независимое средство контроля выводов, которые будут делаться на основании сравнения с референтными полюсами, рассчитанными по палеомагнитным базам данных.

2.6. Оценка амплитуды вековых вариаций

Традиционно амплитуда палеовековых геомагнитных вариаций (paleosecular variations - PSV) описывается мерой рассеяния виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) (Храмов и др., 1982), рассчитанных для индивидуальных палеомагнитных сайтов. Для последних 5 млн лет — это рассеивание рассматривается относительно географического полюса. Для более древних интервалов времени разброс ВГП рассчитывается либо вокруг среднего полюса всей совокупности полученных виртуальных полюсов, либо вокруг географического полюса, но при условии, что положение ВГП скорректировано с учетом движения литосферных плит (Dobrovine et al., 2019). Разброс ВГП принято оценивать по величине S_b , равной среднеквадратичному отклонению ВГП от среднего полюса, скорректированному с учетом разброса палеомагнитных направлений внутри сайтов (Сох, 1970).

$$S_b = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left(\Delta_i^2 - \frac{S_{wi}^2}{n_i} \right) \right]^{1/2} \quad (i = 1, \dots, N)$$

где Δ_i угловое расстояние i -го ВГП, рассчитанное для каждого i -го потока, от среднего ВГП (или от географического полюса), N - число потоков и n_i - число проб, взятых из i -го потока, S_{wi} — это внутрисайтовая дисперсия ВГП, рассчитанная для каждого i -го потока по формуле

$$S_{wi} = 81/\sqrt{K},$$

где
$$K = k \left(\frac{1}{8} (5 + 18 \sin^2 \lambda + 9 \sin^4 \lambda) \right)^{-1},$$

k – кучность палеомагнитных направлений внутри сайтов, а λ – палеоширота сайта (Сох, 1970).

Угловая дисперсия ВГП (S_b) включает в себя два источника рассеяния: вековые изменения поля (Δ^2_i) и случайный внутрисайтовый разброс палеомагнитных направлений (S_{wi}). При этом первый источник вносит доминирующий вклад в дисперсию виртуальных геомагнитных полюсов.

Нас интересует амплитуда PSV в течение “нормальных” (неэкскурсионных, неинверсионных) состояний поля. Поэтому необходимо отбросить направления, которые могут быть связаны с теми моментами времени, когда поле находилось в экскурсионном или в инверсионном состоянии. Кроме того, необходимо исключить также возможные грубые ошибки измерений, приводящие к заметным отклонениям ВГП от средних значений. Для отсека таких ВГП используют некоторое пороговое значение – критический угол отсека (cutoff или cutoff angle). Виртуальные полюсы, отклоняющиеся от среднего полюса на угол, больший, чем критический (cutoff), исключаются. Значение угла (Δ_{max}) либо выбирают постоянным, например, 45° (см. для обзора (McElhinny, McFadden, 1997)), либо рассчитывают по итеративному методу Вандамма (Vandamme, 1994) $\Delta_{max} = 1.8S' + 5^\circ$, где S' равно S_b для исходного и каждого последующего распределений, получаемых при текущем отсеке аномальных ВГП.

Вслед за (Biggin et al., 2008; Doubrovine et al., 2019) в работе используется два подхода для удаления «выбросов» ВГП. Согласно первому способу, значение критического угла выбиралось фиксированным и равным 45° , согласно второму способу данный угол вычислялся по методу Вандамма (Лебедев и др., 2022).

2.7. Изотопно-геохронологические исследования

Первым этапом изотопно-геохронологического исследования был отбор наиболее подходящих образцов (проб) из весьма обширной палеомагнитной коллекции, представленной в данной работе. Отбор образцов производился для дальнейшего использования методов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по монофракциям и U-Pb по циркону. Достоинства данных методов подробно разобраны в работе (Тихомиров, 2020). Основные из них:

относительная стабильность к вторичным процессам; наличие внутреннего контроля; для локальных модификаций – возможность учета чужеродной компоненты (унаследованные зерна, ксенокристы и т.п.).

Селекция образцов производилась по результатам предварительного макроскопического, а затем петрографического изучения пород. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода выбирались наименее измененные (по возможности, кайнотипные) образцы со свежими зернами биотита, амфибола, санидина. В случае отсутствия таковых выбирались образцы с наиболее свежими зернами плагиоклаза. Для U-Pb метода выбирались вулканиты кислых разностей, в которых, в идеальном случае, в шлифе были сразу обнаружены зерна циркона.

По итогам селекции было отобрано 13 проб для U-Pb датирования и 19 проб на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. После селекции пробы дробились, а затем из них выделялись соответствующие монофракции минералов.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проводились методом ступенчатого прогрева по методике, описанной в (Travin et al., 2009) в ИГМ СО РАН г. Новосибирск. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия).

Измерение изотопных отношений для 6 проб зерен циркона осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II (Secondary Ion Mass-Spectrometry by Sensitive High-Resolution Ion Micro Probe) в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ» г. Санкт-Петербург с использованием международных цирконовых стандартов TEMORA (Black et al., 2003) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Выбор участков для анализа производился по результатам изучения катодолюминесцентных и обратно-отраженных изображений со сканирующего электронного микроскопа. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора - 20x25 мкм при глубине до 2 мкм. Обработка аналитических результатов проводилась с использованием программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

Измерение изотопных отношений в зернах циркона для 7 проб было выполнено с использованием масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой с приставкой для лазерной абляции (LA-ICP-MS). Данные исследования проводились в двух лабораториях: 1. В ЦКП ИЗК СО РАН, г. Иркутск на масс-спектрометре Agilent 7900 с приставкой для

лазерной абляции Teledyne Analyte Excite; и 2. ЦКП ИФЗ РАН, г. Москва на масс-спектрометре Agilent 7900 с приставкой для лазерной абляции ESL NWR213. В обеих лабораториях был использован диаметр области анализа 35 мкм. Калибровка измерений производилась по внешнему цирконовому стандарту Plesovice (Sláma et al., 2008), контроль качества анализов производился на стандартах циркона 91500 (Horstwood et al., 2016; Wiedenbeck et al., 1995), Mud Tank (Gain et al., 2019) и GJ-1 (Horstwood et al., 2016; Jackson et al., 2004). Обработка результатов производилась в ПО Iolite 4.0 (Paton et al., 2011) и IsoplotR (Ludwig, 2003; Vermeesch, 2018). Дискордантность изотопных отношений рассчитывалась согласно рекомендациям (Vermeesch, 2021b как дискордантное расстояние (discordia distance) и окном от -3.5 до +4.6 как наиболее часто используемое (Gehrels, 2011) (аналог 10% расхождения относительного возраста). В некоторых случаях использовалась поправка на обыкновенный свинец по ^{207}Pb (Williams, 1997) реализованная в Isoplot 4.0 (Paton et al., 2011). Случаи ее применения специально оговариваются в тексте. Для отброса явно (или не явно) отскакивающих значений (аутлаеров) изотопных отношений использовались методики TuffZirc (Ludwig, Mundil, 2002) и критерий Шовене, реализованные в программном пакете Isoplot (Ludwig, 2003; Vermeesch, 2018). Осознавая наличие занижения погрешности определения среднего возраста, которые выдают стандартные программы обработки геохронологических данных, напр. (Ludwig, 2003; Paton et al., 2011; Vermeesch, 2018) в особенности в случае использования метода LA-ICP-MS, вслед за (Данилова и др., 2024), в данной работе дополнительно будут приводиться погрешности рассчитанные как среднее по всем значениям погрешности изотопных отношений (напр. $80.2 \pm 3.1 / 5.4$, где стандартная погрешность конкордантного возраста (2σ) / среднее значение погрешности 2σ по всем анализам).

Глава 3. Альтернативные методы ориентирования палеомагнитных образцов и их влияние на итоговые палеомагнитные результаты³

В первых полевых сезонах некоторые образцы (при возможности) отбирались при помощи солнечного компаса. При этом для многих образцов была обнаружена ощутимая разница в значениях азимута падения образца, получаемых с помощью солнечных и стандартных (т.е., с использованием магнитного компаса) измерений. Необходимость продолжения работ, включающих отбор значительных палеомагнитных коллекций в условиях Крайнего Севера, где погодные условия не всегда позволяют использовать солнечный компас, побудила рассмотреть подробнее имеющиеся варианты альтернативных методик ориентирования палеомагнитных образцов.

3.1. Обзор альтернативных методов ориентировки образцов

3.1.1. Существующие методы

Стандартная методика определения ориентировки в пространстве образца керна, выбуриваемого из обнажения с помощью механического пробоотборника, состоит в измерении двух угловых величин, характеризующих его ориентировку: азимута падения оси керна и угла падения этой оси. Угол падения измеряется при помощи инклинометра, смонтированного на специальном устройстве – ориенторе, азимут падения определяется при помощи специального горно-геологического компаса, вставляемого в этот ориентор.

Влияние каких-либо внешних факторов на показания инклинометра (включая, в том числе, и вариации силы тяжести) незначительны. Число факторов, которые влияют на направление стрелки компаса, заметно больше и основные из них необходимо учитывать. Среди таких факторов, в первую очередь следует упомянуть региональные магнитные

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

1. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Минаев П.А. Ошибки ориентирования палеомагнитных образцов при использовании магнитного компаса и возможные пути их преодоления // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2023. Т. 165. № 4. С. 633-645. EDN: IVOFWL (0.73 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 0,691(РИНЦ))

2. Ушаков Д.А., **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э. Влияние ошибок ориентации, связанных с использованием магнитного компаса, на точность определения положения палеомагнитного полюса и амплитуды древних геомагнитных вариаций // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 2. С. 0752. EDN: ADJXPH (1.49 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор 0,952 (РИНЦ))

аномалии, имеющие пространственные масштабы не учитываемые или плохо учитываемые в IGRF (International Geomagnetic reference model) (Alken et al., 2021) и локальные магнитные аномалии, связанные с собственной высокой намагниченностью опробуемых пород.

Для того, чтобы избежать проблем, связанных с использованием магнитного компаса, широко используется методика ориентировки палеомагнитных образцов по солнцу (напр. (Tauxe, 2010)). Данная методика позволяет рассчитать истинный азимут падения по углу тени от солнца, траектория движения которого известна в любой момент времени для любой точки Земного шара. Методика предполагает измерение солнечной тени от гномона (вертикального тонкого стержня, установленного по центру лимба) на лимбе компаса. Полученный замер, наряду с известными координатами и временем отбора, позволяет с высокой точностью ориентировать палеомагнитные образцы и другие структурные элементы: слоистость, кливаж, зеркала скольжения и т.д.

Относительная простота, требование к наличию из дополнительного оборудования только гномона и весьма высокая точность делает этот метод наиболее популярным. Однако методика, очевидно, требует наличия ясной погоды во время измерения ориентировки образца, что накладывает заметные ограничения на возможности ее применения.

Для преодоления этих проблем были разработаны другие методики, в частности: (1) техника обратного визирования (back-sighting), (2) визирование образца на отдаленный объект и (3) техника с использованием высокоточного GPS позиционирования (Fukuma, Muramatsu, 2022; Lawrence et al., 2009; Tauxe, 2010). Далее вкратце рассмотрим каждую из этих методик.

(1) Техника обратного визирования основана на проверке измерений компаса на ориенторе вторым компасом, расположенным на удалении от отбираемого обнажения. Она подразумевает выставление параллельно обоим компасов по визирам и сравнение полученных измерений. При очевидной простоте, недостаток метода также очевиден - невысокая точность ($\sim 5^\circ$ по (Tauxe, 2010)) и учет влияния только локальных аномалий, связанных исключительно с конкретным обнажением.

(2) Вторая методика - визирование на отдаленную точку, подразумевает отсчет угла между направлением на образец и направлением на хорошо обозримую точку с известными координатами. По разнице координат между отдаленной точкой и местом отбора можно

рассчитать истинный азимут. Как и для обратного визирования за счет простоты метода у него есть некоторые недостатки. Первый — это частое отсутствие хорошо видимой, отдаленной и однозначно определяемой опорной точки. И второй, наиболее важный, это неудобство визирования на объект в случае отбора из субвертикального обнажения.

(3.1) Наиболее современные методики ориентирования палеомагнитных образцов подразумевают использование GPS позиционирования. Одна из таких методик требует наличия весьма сложного специального устройства (Cromwell et al., 2013; Lawrence et al., 2009). Оно представляет собой прямолинейную штангу длиной один метр (базовая линия) на концах которой установлены высокоточные приемники GPS, которые по разнице координат позволяют определить ориентировку этой линии. На базовом основании (штанге) установлен лазер, который направляется на отражающую призму, установленную на ориентирующем устройстве. По отражению от этой призмы отсчитывается угол между известной базовой линией и азимутом падения образца. Имея эти данные, можно рассчитать истинный азимут с достаточно высокой точностью. Однако у этой методики имеются также некоторые недостатки: помимо весьма высокой цены высокоточных GPS приемников и хрупкости такого ориентирующего устройства (особенно в полевых условиях), она требует заметного времени на стабилизацию ориентировки базовой линии (до получаса) и, соответственно, на измерение ориентировки самих образцов.

(3.2) Другой вариант подобной методики представлен в работе (Fukuma, Muramatsu, 2022). В этом случае используется стандартный корабельный GPS компас, смонтированный на устройство, ориентирующее образцы. GPS компас включает в себя пару высокоточных спутниковых приемников в компактном корпусе. Ориентировка устройства происходит по разности полученных координат. Главное преимущество данной модификации в относительной легкости GPS компаса, который весит около килограмма. Однако, как отмечают сами авторы (Fukuma, Muramatsu, 2022), устройство имеет не всегда приемлемую точность. Так, если на открытой местности полученные значения оказались неотличимы от солнечных измерений, то в лесу или в условиях городской местности точность оказалась неудовлетворительной. Еще одним недостатком, на наш взгляд, представляется времязатратность каждого измерения – около 5 минут (Fukuma, Muramatsu, 2022) на каждый образец, что существенно замедляет работу в полевых условиях.

Отметим, что высокоточные GPS приемники, необходимые для реализации вышеописанных методик, весьма энергозависимы и требуют наличия источника электричества, что не всегда легко обеспечить в отдаленных уголках нашей страны.

Большие проблемы возникают при отборе ориентированных образцов при работе в подземных горных выработках, где использование магнитного компаса затруднено наличием большого количества магнитного оборудования (крепи, механизмы, электрические коммуникации и др.), а применение солнечного компаса невозможно. Для этого случая сотрудниками лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН был разработан метод, при котором ориентировка образца определялась с опорой на известные маркшейдерские метки (подробнее в (Latyshev et al., 2020)).

3.1.2. Ориентировка палеомагнитных образцов с помощью теодолита с лазером

Чтобы не зависеть от погоды (наличия солнца) или весьма сложных, хрупких и дорогостоящих устройств (высокоточный GPS), была разработана новая методика ориентации палеомагнитных образцов при помощи теодолита с вмонтированным в него лазером. Базовые принципы данной методики схожи с техникой с использованием GPS (Fukuma, Muramatsu, 2022; Lawrence et al., 2009) или маркшейдерских меток (Latyshev et al., 2020). Для ее использования необходим обыкновенный теодолит, который позволяет отсчитывать углы в горизонтальной плоскости, и лазер, направление луча которого совпадает с направлением оси окуляра теодолита (рис. 3.1). Простота и дешевизна подобной конструкции является ее определенным преимуществом. Также нельзя не отметить относительную небольшую времязатратность метода: необходимо потратить лишь 5-10 мин на установку самого теодолита, после чего замеры производятся с той же производительностью, что при использовании солнечного компаса. Основными недостатками методики являются тяжеловесность конструкции (стандартная тренога с теодолитом весят около 12 кг) и необходимость наличия прямой видимости в любом направлении хотя бы на 500 м (подробнее в следующем абзаце).

Согласно предлагаемой методике, для расчета истинного азимута (ИА) падения площадки, по которой ориентируется образец (или падения керна), необходимо определить 3 угла (рис. 3.1). Первый угол – гамма (γ) – является азимутом от теодолита на какую-либо опорную точку. Данный угол определяется по разности координат между известными координатами теодолита и опорной точки. Эти координаты могут определяться в поле стандартным GPS приемником. Точность определения угла гамма (γ) непосредственно зависит от точности определения координат теодолита и опорной точки, а также от удаленности опорной точки от теодолита. Наиболее подходящие опорные точки — это триангуляционные пункты, базовый лагерь и т.п. Однако в случае отсутствия таковых, для

достижения точности порядка 1 градуса, достаточно установить вешку, на которую будет производиться визирование, в опорной точке, расположенной на расстоянии около 500 м от теодолита. Второй угол, необходимый для расчета истинного азимута падения керна – альфа (α) – измеряется теодолитом между направлением на опорную точку и центром стандартного ориентирующего устройства (направлением на гномон). Третий угол – Бета (β) – это угол тени, создаваемой лазером на лимбе ориентирующего устройства от гномона.

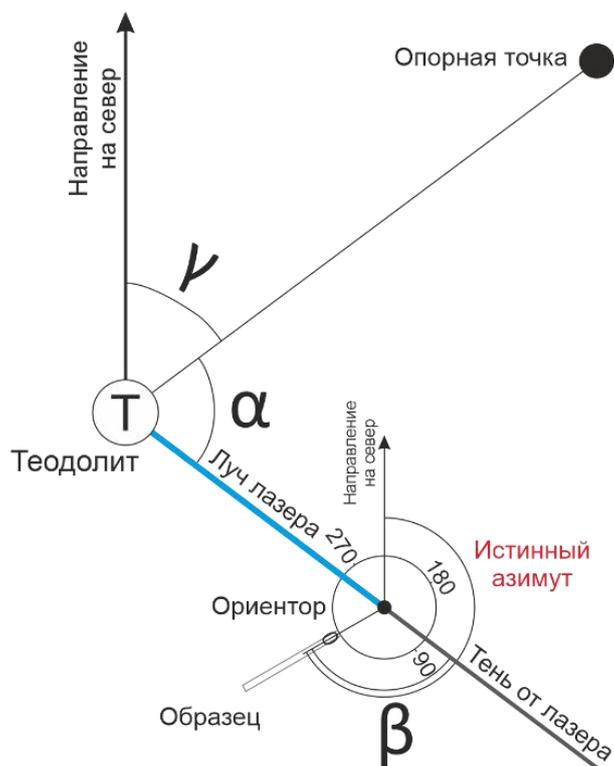


Рисунок 3.1 Слева - фотография теодолита с лазером и стандартного ориентора. Справа - схема отбора керна (образца) при помощи теодолита с лазером и специального ориентирующего устройства (ориентора) (Лебедев и др., 2023, Lhuillier et al., 2024).

При наличии всех выше указанных углов расчет истинного азимута для каждого образца сводится к достаточно простой геометрической задаче, решение которой описывается следующей формулой:

$$\text{Если } \alpha + \gamma + \beta < 360, \text{ то ИА} = \alpha + \gamma + \beta,$$

$$\text{Если } \alpha + \gamma + \beta > 360 \text{ и } < 720, \text{ то ИА} = \alpha + \gamma + \beta - 360$$

$$\text{Если } \alpha + \gamma + \beta > 720, \text{ то ИА} = \alpha + \gamma + \beta - 720$$

Для проверки новой методики 107 образцов было ориентировано одновременно по вышеописанной методике и при помощи солнечного компаса. Из 107 образцов разность

измерений по солнцу и при помощи теодолита в пределах $\pm 3^\circ$ оказалась у 85% измерений, а в пределах $\pm 5^\circ$ еще у 11%. На большую разность приходится всего 4% измерений, которые, скорее всего, связаны с ошибками первичных данных, полученных в полевых условиях. Среднее значение отклонения замеров, сделанных солнечным компасом и теодолитом, составляет при этом 0.3° при стандартной ошибке 2.3° . Это сравнение указывает на высокую сходимость измерений обоими методиками, что позволяет использовать данную методику в дальнейшем как еще одну альтернативу классическому солнечному компасу.

3.2. Величина и характер распределения ошибок ориентирования, связанных с использованием магнитного компаса на реальном объекте исследования

В результате отбора значительного числа палеомагнитных образцов, обсуждаемых в данной работе, магнитным компасом, а также с помощью одного из альтернативных способов ориентирования образцов, был собран значительный массив данных для сравнения ориентировок и палеомагнитных результатов, получающихся при использовании разных методов. Всего двумя методами было ориентировано 1024 образца, которые объединяются в 79 сайтов.

3.2.1. Ошибка по склонению

При прямом сравнении азимутов падения площадок, используемых для ориентации образцов, измеренных магнитным компасом и альтернативными методами, только для половины образцов отклонение составляет менее 6° (59% образцов), причем в интервал $\pm 2^\circ$ попадает всего 23% образцов (рис. 3.2). 24% образцов отклоняется от истинного в пределах $6^\circ - 10^\circ$ и еще 7% - в пределах $10^\circ - 18^\circ$. Для оставшихся 10% образцов ошибка определения азимута составляет более чем 18° .

Полученное распределение разности значений азимутов, полученных при помощи магнитного компаса и альтернативных методов, имеет среднее значение равное -1.1° и стандартное отклонение $\sigma = 17.2^\circ$. Довольно большое значение стандартного отклонения обусловлено наличием некоторого числа образцов (5-6% от всей коллекции), ориентировки которых определены с очень большой (несколько десятков градусов) ошибкой. Если отбросить данные образцы, стандартное отклонение существенно уменьшается до величин $6-8^\circ$ и меньше.

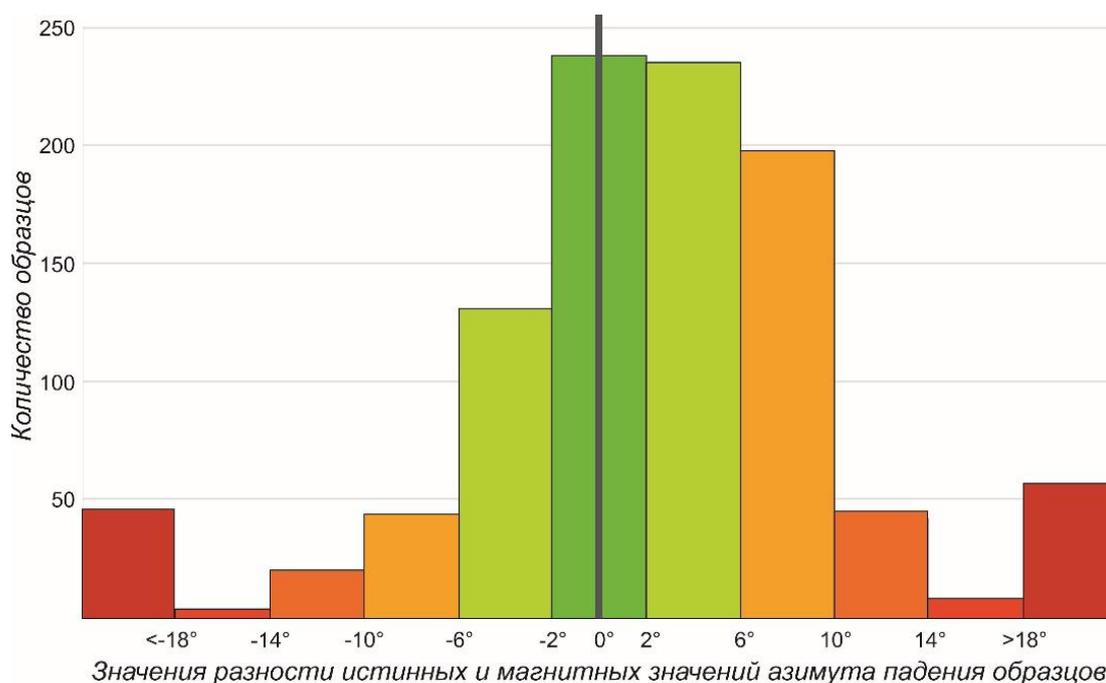


Рисунок 3.2 Гистограмма разности истинных значений азимута, полученных магнитным компасом и альтернативными методами. Цвет на гистограмме отображает величину отклонения данных (зеленый - минимальное отклонение, оранжевый – среднее, красный - максимальное) (Лебедев и др., 2023)

Можно предположить, что ошибка определения азимута при определении ориентировки образца магнитным компасом внутри сайта носит случайный характер. Если так, то ошибки по азимуту внутри сайта не должны сильно отличаться от истинных (т.е., определенных альтернативными методами). Это, однако, не так. Наши данные показывают, что по индивидуальным сайтам средние склонения, определенные магнитным компасом, заметно отличаются от истинных. Для 67% сайтов эта ошибка лежит внутри интервала $\pm 6^\circ$, при этом в интервал $\pm 2^\circ$ попадает только 22% образцов. Для 24% образцов отклонения составляют 6-10°, азимуты оставшихся 9% образцов отклоняются более чем на 10°. Относительно хорошее осреднение этой ошибки достигается только при осреднении данных по всем сайтам. В этом случае среднее значение этой ошибки составляет 0.3° при стандартном отклонении $\sigma = 13.8^\circ$.

3.2.2. Ошибка по направлениям и палеомагнитного полюса.

Ошибка в определении азимута падения при ориентировке образца отражается только на его палеомагнитном склонении; в случае высоких наклонов ошибка определения склонения с увеличением наклона все меньше влияет на точность определения палеомагнитного направления. Из работы Стоуна (Stone et al., 2009) известно,

что рассматриваемые породы на Чукотке формировались на очень высоких широтах, следовательно, мы можем ожидать, что ошибки определения азимута не будут существенно сказываться на средних направлениях как на уровне сайтов, так и на уровне региона.

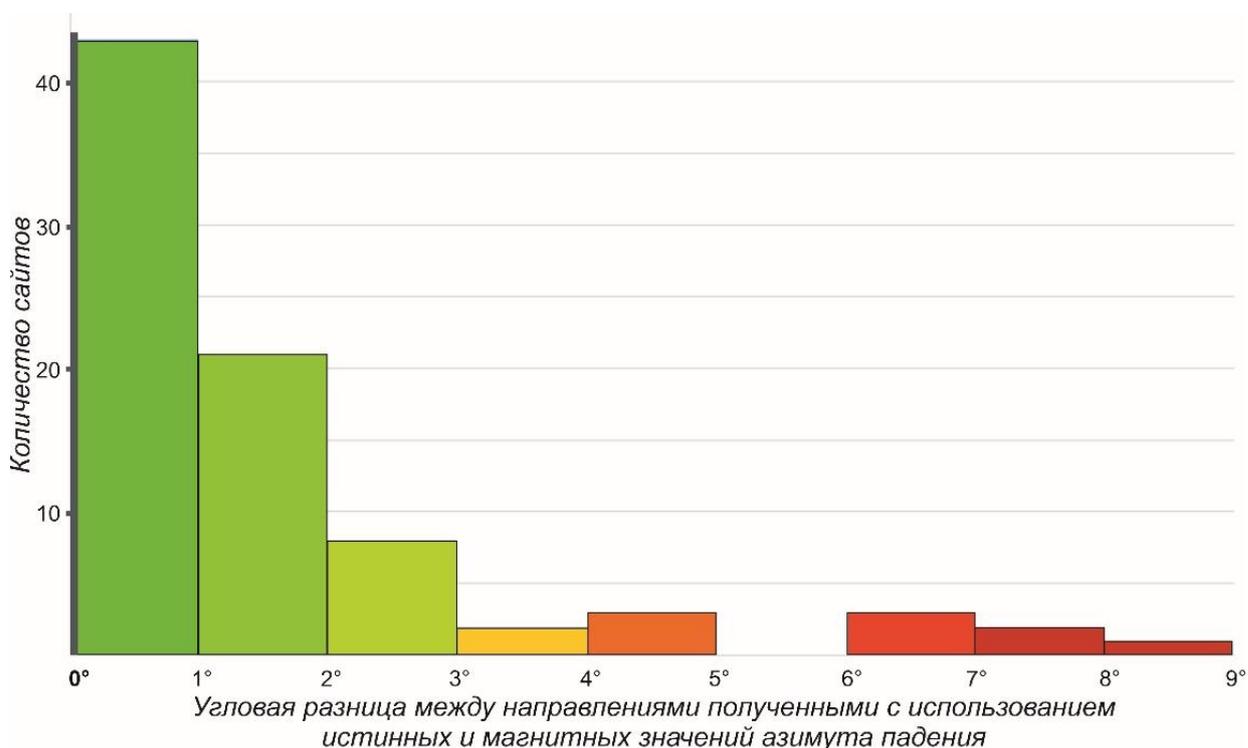


Рисунок 3.3 Гистограмма угловых расстояний между средними направлениями по сайтам, рассчитанными с использованием склонений по магнитному компасу (с поправкой IGRF) и альтернативными методами. Цвет на гистограмме отображает величину угловой разницы (зеленый - минимальная, оранжевый – средняя, красный - максимальная).

На рисунке 3.3 показано распределение угловых расстояний между средними палеомагнитными направлениями по сайтам, определенными с использованием магнитного компаса и с помощью альтернативных методов. Как предполагалось, ошибки определения палеомагнитных направлений на уровне средних направлений по сайтам не так драматичны, как в случае палеомагнитных склонений.

Для 87% сайтов эти ошибки не превышают 3° , причем для половины всех сайтов они меньше 1° . Кучности средних направлений по сайтам и радиусы соответствующих кругов доверия (a_{95}), определенные по данным измерений магнитным компасом и альтернативными методами, оказались практически идентичными: $k=160$, $k=162$ и $a_{95} = 4.6^\circ$, 4.7° . Получив подобные результаты, не ожидалось сильного отклонения в среднем направлении по всему объекту, которое в итоге составило менее половины градуса. Эта

разница, после пересчета в палеомагнитный полюс, на фоне ошибки его определения около 5°, естественно, является ничтожно малой и не влияет на конечный результат.

3.2.3. Ошибка определения амплитуды вековых вариаций.

Различия значений параметра Sb (амплитуды палеовековых вариаций геомагнитного поля), рассчитанных по данным, полученным с помощью магнитного компаса и по результатам альтернативных методов ориентировки образцов, оказались в пределах ошибки определения (табл. 3.1). Наибольшая разница в значениях наблюдается при наиболее строгих параметрах сортировки данных - при использовании только сайтов с кучностью более 100 и с учетом группирования потоков по вулканическим пульсам.

Таблица 3.1 Таблица сравнения величины амплитуды вековых вариаций (Sb) (Лебедев и др., 2023).

Угол отсечения (cutoff) по Vandamme, 1994						
	N альт./маг.	n альт./маг.	Sb альт. - Sb маг.	Sb- альт./маг.	Sb+ альт./маг.	Угол отсечения
с группами						
все	62/60	61/59	-0.2°	-2.1/-2.3°	2.3/2.1°	42.3°
K>50	59/57	58/57	-0.5°	-2/-2.8°	2/2°	41.9°
K>100	43/42	43/42	-1.7°	-2.3/-2.8°	2.4/2.8°	43°
без групп						
все	79/79	78/78	0.1°	-2/-2°	1.8/2°	40.2°
K>50	74/73	73/72	0°	-1.9/-1.9°	2/2.1°	39.8°
K>100	57/57	57/56	-0.5°	-2.3/-2.3°	2.1/2.2°	40.7°
Фиксированный угол отсечения 45°						
с группами						
все	62/60	62/60	-0.2°	-2.3/-2.6°	2.1/2.4°	45°
K>50	59/57	59/57	-0.5°	-2.3/-2.4°	2.2/2.4°	45°
K>100	43/42	43/42	-1.7°	-2.5/-3°	2.5/2.7°	45°
без групп						
все	79/79	79/79	0.1°	-2/-2.1°	2.3/2.2°	45°
K>50	74/73	74/73	0°	-2.2/-2.4°	2/2.1°	45°
K>100	57/57	57/57	-1.2°	-2.3/-2.6°	2.1/2.4°	45°

Примечание. N альт./маг. – всего сайтов после применения фильтров по величине кучности с использованием ориентировки альтернативными методами/магнитным компасом; n альт./маг. – количество сайтов после применения угла отсечения по альтернативным/магнитным данным; Sb альт. - Sb маг. – разность величины амплитуды вековых вариаций (Sb) по альтернативным и магнитным данным; Sb- альт./маг. / Sb+ альт./маг. – нижняя/верхняя границы доверительных интервалов, полученных по альтернативным/магнитным данным.

Таким образом, данные, полученные по Чукотке, показывают, что даже значительная ошибка в определении азимутов падения образцов не приводит к сколько-нибудь значимому отклонению итогового результата, т.е. практически не искажает ни координаты среднего палеомагнитного полюса, ни значения амплитуды палеогеомагнитных вариаций. Предполагается, что этот результат может быть объяснен высокими палеонаклонениями (около 80°), свойственными данному конкретному объекту, а также весьма значительной выборкой (относительно большим числом сайтов), позволившей существенно усреднить ошибки определения средних палеомагнитных направлений по сайтам.

Для пород, формировавшихся на более низких широтах, влияние ошибки определения склонения на конечное направление может быть значительно более сильным, чем в рассмотренном примере.

Следовательно, можно предположить, что существует некоторый интервал (высоких) палеоширот, для которого нет большой необходимости прибегать к альтернативным методам определения ориентировки палеомагнитных образцов при определении положения палеомагнитных полюсов и амплитуд древних геомагнитных вариаций. Для проверки этого предположения и для оценки ширины этого палеоширотного интервала было выполнено численное моделирование, результаты которого представлены в следующем разделе.

3.3. Численное моделирование ошибок ориентирования палеомагнитных образцов на разных широтах

Выполненное численное моделирование направлено на сравнение результатов определения амплитуды палеогеомагнитных вариаций и положения палеомагнитных полюсов, рассчитанных на основе данных, полученных при использовании магнитного компаса, с такими же результатами, полученными по данным, не искаженным помехами, связанными с применением последнего (Ушаков и др., 2024).

В качестве модельного примера используется совокупность из N вулканических потоков (сайтов); из каждого взято по n палеомагнитных образцов. В процессе моделирования сравниваются результаты определения амплитуды древних вековых вариаций и положения палеомагнитных полюсов, рассчитанные по данным обработки палеомагнитных направлений, полученных с использованием для ориентировки образцов либо магнитного компаса, либо альтернативных средств. Принимается, что альтернативные

средства позволяют точно ориентировать палеомагнитные образцы, тогда как ориентировка с помощью магнитного компаса дает искаженный результат. Задача моделирования состоит в оценке влияния этого искажения на конечный результат – расчетные значения положения палеомагнитного полюса и амплитуды древних геомагнитных вековых вариаций.

Для генерации исходного распределения палеомагнитных векторов использовалась широко используемая в настоящее время модель ТК03 (Tauxe, Kent, 2004). Алгоритм моделирования показан на рис. 3.4. Количество образцов в сайте было фиксированным и равно 12, однако кучность среднесайтового направления при моделировании выбиралась разной: от «приемлемой», где $k=25$, и «хорошей» – $k=100$, до «очень хорошей» – $k=200$.

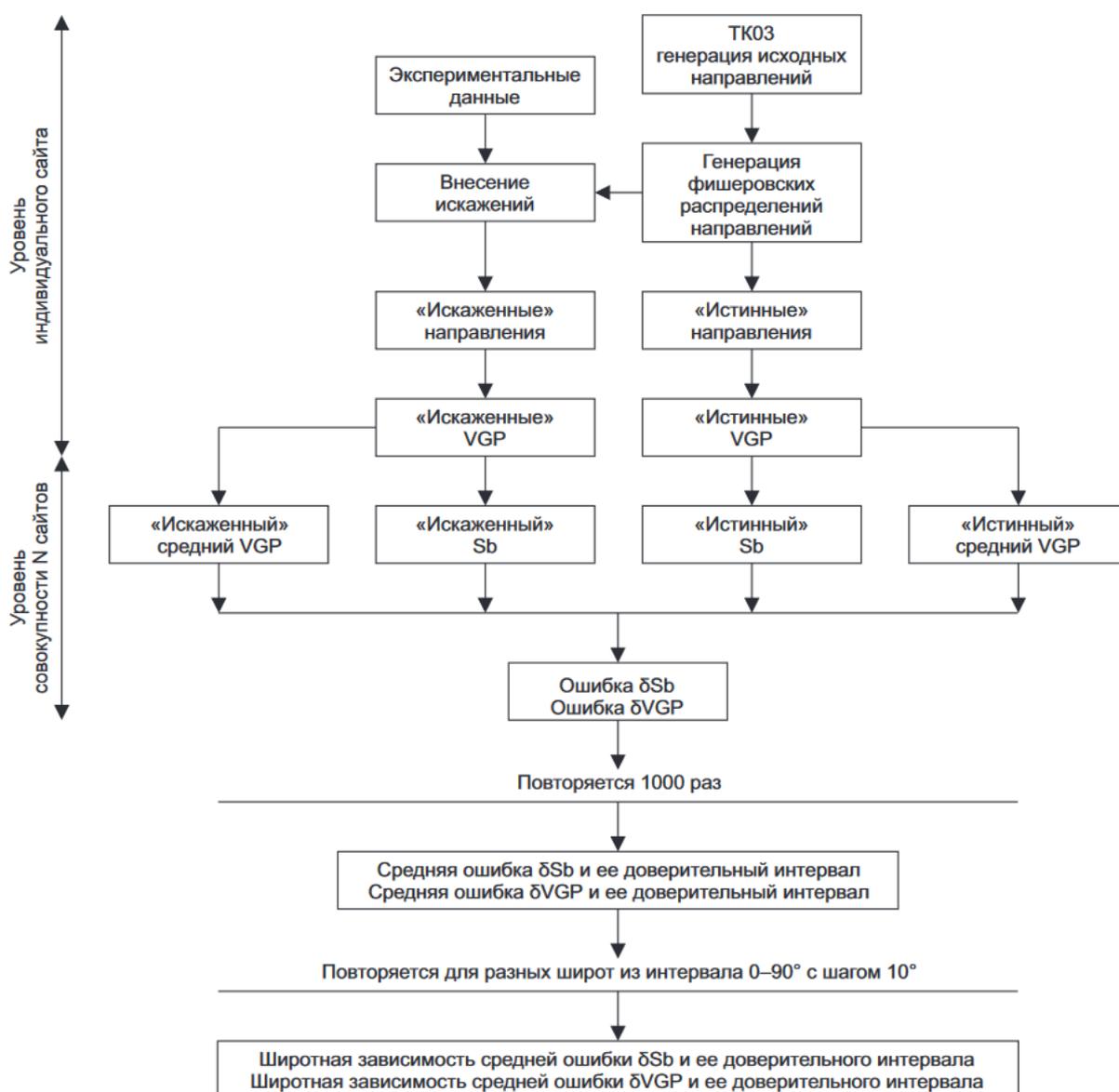


Рисунок 3.4 Схема, иллюстрирующая алгоритм выполненного моделирования.

Количество сайтов «палеомагнитного исследования» также варьировалось от минимально необходимого для расчета амплитуды геомагнитных вариаций - 20 (по (Biggin et al., 2008)) до «хорошего» (по (Lhuillier, Gilder, 2013)), равного 60. Ошибка также вводилась в трех вариантах: $\sigma=17^\circ$ - «большая» по аналогии с реальным объектом на Чукотке, вдвое меньшая или «умеренная» - $\sigma=8^\circ$ и вдвое большая или «очень большая» - $\sigma=34^\circ$. Шаг палеошироты был определен как 10° . Селекция среднесайтовых направлений для итоговых расчетов проводилась по: значению $\alpha_{95}<15^\circ$ и фиксированному углу отсечения 45° . Для всех перечисленных параметров делался расчет «истинного» и «искаженного» палеомагнитного полюса и параметра S_b , затем определялась их разница. Данная операция выполнялась 1000 раз методом бутстреп, что позволяло оценить среднее значение отклонения и его 95% доверительный интервал. Примеры итоговых графиков полученных искажений от палеошироты приведены на рис. 3.5.

Угловые расстояния между «истинным» и искаженным положением палеомагнитного полюса для большого количества сайтов ($N=60$) при «умеренном» уровне помех ($\sigma=8^\circ$) для всех широт не превышает 0.5° , при «больших» помехах ($\sigma=17^\circ$) расхождение «истинного» и «искаженного» полюсов возрастает и достигает максимума на сороковой широте, однако при этом не превышая 1.5° . При «очень больших» помехах ($\sigma=34^\circ$) широтная зависимость сохраняется с увеличением расхождения до 6° . Применение фильтра по $\alpha_{95}<15^\circ$ приводит к исключению из расчета наиболее искаженных сайтов, что приводит к незначительной разнице «истинного» и «искаженного». Расчет по небольшому количеству сайтов ($N=20$) указывает на аналогичные выводы, однако со значительным увеличением доверительного интервала.

При «умеренных» искажениях, значения S_b , рассчитанные для всех широт, практически не отличаются от «истинных» S_b , и этот вывод не зависит от учета или неучета внутрисайтового разброса и от применения селекции по углу α_{95} . Некоторые следы такого различия появляются при введении «сильных» искажений, и только при введении «очень сильных» искажений начинает явно проявляться систематическое различие между средними значениями искаженных и «истинных» S_b . На экваторе и в низких широтах среднее значение искаженного S_b заметно (на $4-6^\circ$) выше «истинного» S_b . При увеличении широты значения этих параметров сходятся и вблизи $40-50^\circ$ широты они практически не различаются. Далее при увеличении широты искаженный параметр S_b становится все меньше «истинного» и вблизи полюса их различие может составлять $2-3^\circ$. При ближайшем рассмотрении широтных зависимостей S_b , искаженных шумами «умеренного» и

«сильного» уровня, проявляется та же закономерность, но масштаб ее значительно меньше, чем при «очень сильных» шумах.

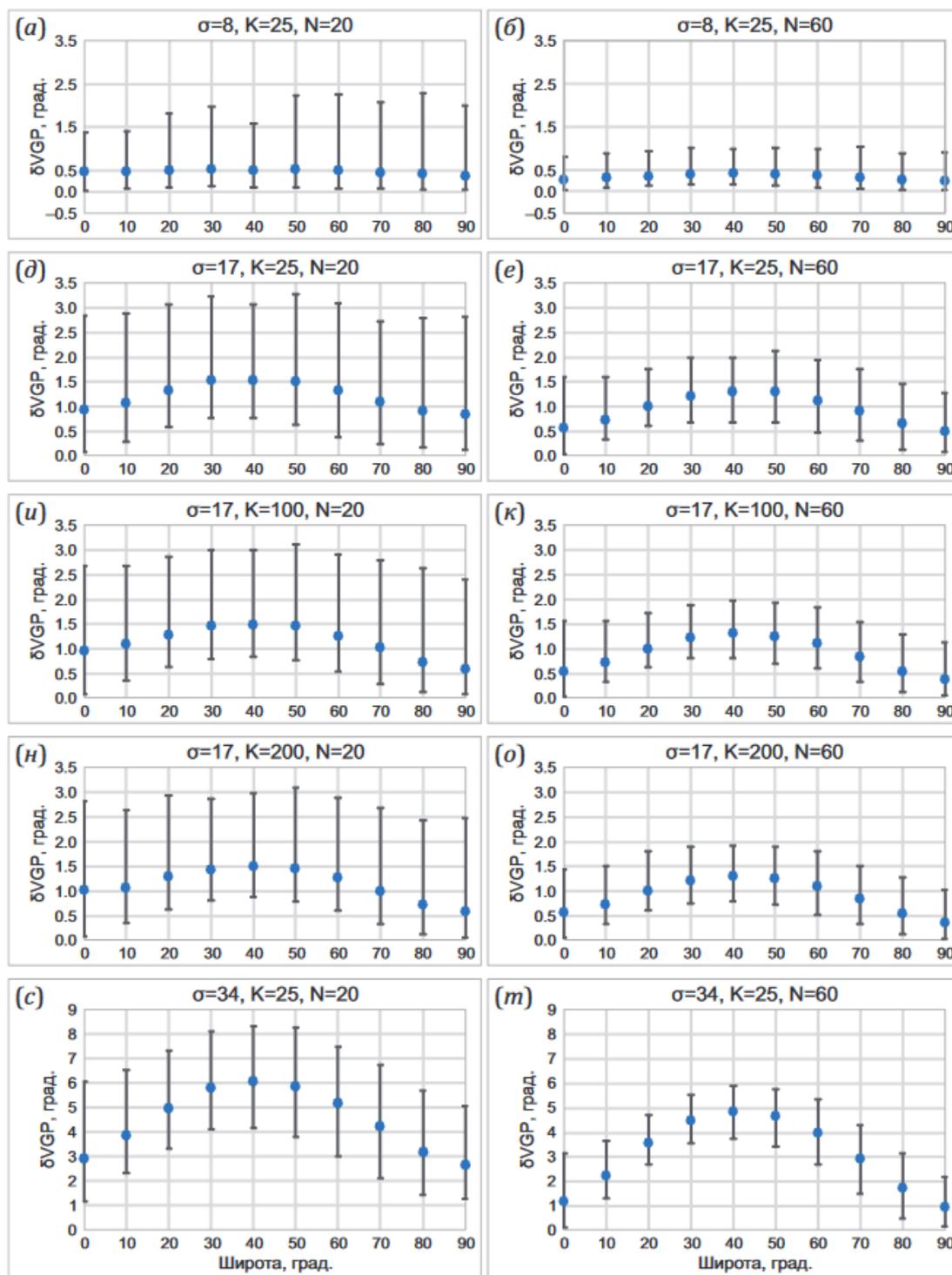


Рисунок 3.5 Ошибка определения положения палеомагнитного полюса. Угловые отличия (и соответствующие доверительные интервалы) палеомагнитных полюсов, рассчитанных на основе «искаженных» и «неискаженных» данных для разных палеоширот. σ – значение введенного стандартного отклонения для «искажения данных», K – кучность внутрисайтовых направлений, N – количество моделируемых сайтов. (Ушаков и др., 2024)

По этим результатам можно сделать следующие выводы: расчетные величины амплитуд палеогеомагнитных вариаций и расчетные положения палеомагнитных полюсов при достаточно большом (несколько десятков) числе сайтов слабочувствительны к «умеренным» и даже относительно «большим» ошибкам ориентации палеомагнитных образцов, связанных с применением магнитного компаса. «Очень большие» ошибки ориентации образцов приводят к значительному увеличению внутрисайтового разброса, что позволяет обнаруживать и отбраковывать соответствующие сайты по большой (например, $>15^\circ$) величине α_{95} . Влияние искажений, связанных с использованием магнитного компаса, на точность определения положения палеомагнитного полюса и амплитуды древних геомагнитных вариаций зависит от широты. На приэкваториальных широтах это влияние максимально, на средних – минимально. Удивительно, но на высоких широтах обнаружено также небольшое повышение искажения значения S_b , которое объясняется «банановым» искажением направлений: при высоких наклонениях, увеличение разброса по склонению приводит к увеличению среднесайтового наклонения, что в свою очередь увеличивает (и искажает) значение итогового S_b .

3.4. Обсуждение результатов

Рассмотрены альтернативные методы ориентировки палеомагнитных образцов, предложен новый метод – теодолит с лазером, частично лишенный недостатков ранее использовавшихся альтернативных методов.

Полученный уникальный набор данных ориентировок образцов разными методами по вулканитам ОЧВП подтверждает существующее мнение и отдельные имеющиеся данные (Cromwell et al., 2013; Døssing et al., 2020) о том, что использование магнитного компаса при палеомагнитном опробовании сильномагнитных пород может привести к существенным ошибкам ориентировки индивидуальных образцов. На примере исследования вулканических пород ОЧВП определен масштаб этих ошибок, характер их распределения, а также их влияние на средние палеомагнитные направления, осредненные по сайтам и по региону. Несмотря на значительный масштаб ошибок ориентирования индивидуальных образцов, в целом, при использовании большого числа сайтов они не приводят к сколько-нибудь значимому влиянию на конечный результат: палеомагнитный полюс или амплитуду вековых геомагнитных вариаций, что объясняется высокими палеонаклонениями обсуждаемых палеомагнитных направлений и их значительным усреднением.

Численное моделирование искажений, связанных с использованием магнитного компаса, показывает, что для всех палеоширот масштаб этих искажений меньше типичных погрешностей определения палеомагнитных полюсов и амплитуды вековых вариаций. На низких широтах наблюдаются наибольшие искажения, однако, селекция среднесайтовых направлений по $\alpha_{95} < 15^\circ$ позволяет существенно уменьшить ошибку итоговых палеомагнитных результатов. Осреднение данных по большому (несколько десятков) числу сайтов позволяет практически исключить влияние даже весьма грубых ошибок ориентировки палеомагнитных образцов.

Глава 4. Результаты изотопно-геохронологических исследований и их интерпретация⁴

Возраст вулканических комплексов ОЧВП является предметом острых дискуссий. Основная причина этих дискуссий связана с применением разных методов, которые дают его разные значения. Активная разработка стратиграфических схем для вулканитов ОЧВП началась в середине XX века, когда основным источником информации о возрасте являлись отпечатки палеофлоры (напр. (Белый, 1977; Лебедев, 1987; Филиппова, Абрамова, 1993)). Еще в начале 1970-х годов В.А. Самылина (Самылина, 1974) предложила базовую схему развития растительного мира в меловом периоде, согласно которой в каждом конкретном захоронении по составу флористических остатков можно установить возраст соответствующих пород. Со временем эта схема неоднократно менялась, в результате чего от ее первоначального состояния почти ничего не осталось, а сама идея датирования по палеофлоре стала восприниматься с большой осторожностью (Герман, 1999; Щепетов, 2022). Последняя стратиграфическая схема, основанная на фитостратиграфии, принята в начале XXI века (Решения..., 2009). Однако, специалисты в области палеоботаники сегодня

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

1. Тихомиров П.Л., **Лебедев И.Е.**, Пасенко А.М., Люилье Ф., Алексеев Д.В., Павлов В.Э. "Верхние базальты" Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 167-172. EDN: DRSSOS (0.37 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0,795 (РИНЦ))

Tikhomirov P.L., **Lebedev I.E.**, Pasenko A.M., Pavlov V.E., Lhuillier F.J.L., Alekseev D.V. The “upper basalts” of the East Chukotka segment of Okhotsk–Chukotka belt: the along strike migration of volcanic activity or the overprint by later magmatic event? // Doklady Earth Sciences. 2021. vol. 501. № 2. pp. 1038-1042. EDN: DHNXJO (1.03 п.л., импакт-фактор 0.261 (SJR))

2. Тихомиров П.Л., **Лебедев И.Е.**, Люилье Ф., Павлов В.Э. Стратиграфия комплексов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Аной (район месторождения Купол): данные U-Pb и 40Ar/39Ar датирования // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 192-198. EDN: SKOOTC (0.51 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0,795 (РИНЦ))

Tikhomirov P.L., **Lebedev I.E.**, Pavlov V.E., Lhuillier F.J.L. Stratigraphy of the Okhotsk–Chukotka belt in the headwaters of the Malyi Anyui river (the vicinity of Kupol deposit): U–Pb and 40Ar/39Ar age data // Doklady Earth Sciences. 2021. vol. 501. № 2. pp. 1059-1064. EDN: WQSPLS (0.48 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0.261 (SJR))

3. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Ефремова У.С. Граница между Северо-Американской и Берингоморской плитами: новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. №11. С. 1393-1417. EDN: RDFYAS (2.8 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 1,490 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Pavlov V.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Efremova U.S. North American – Bering plate boundary: new paleomagnetic data on Late Cretaceous volcanic rocks of Central Chukotka // Russian Geology and Geophysics. 2025. vol. 66. № 11. pp. 1359–1381. EDN: FOSAYK (2.74 п.л., импакт-фактор 0.425 (SJR))

признают, что «возможности данного метода для вулканогенных толщ оказались более скромными, чем долгое время считалось» (Щепетов, 2022). Согласно (Щепетов, 2022), палеофлористическим методом в вулканогенных породах Северо-Востока Евразии уверенно определяется лишь один рубеж, который **примерно** соответствует границе коньякского и сантонского ярусов. Кроме того, на эту проблему накладывается значительная латеральная изменчивость континентальных вулканических образований, которая не позволяет проводить уверенные корреляции даже на расстояния в первые десятки км.

Альтернативой традиционным фитостратиграфическим методам, в том числе на первых этапах изучения ОЧВП, были изотопно-геохронологические методы. Еще с самого начала развития стратиграфии ОЧВП, активно использовались такие методы, как K-Ar и Rb-Sr по валовым пробам. В силу методических недостатков и низкой точности они часто определяли возраст, противоречащий геологическим взаимоотношениям, что привело к подрыву доверия к этим методам на заре изучения стратиграфии ОЧВП напр. (Белый, 1977; Белый, 2008; Лебедев, 1987).

Более современные и прецизионные методы, такие как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по монофракциям и U-Pb по циркону, начали активно использоваться по породам ОЧВП только в самом конце XX в. Благодаря внутреннему контролю методов и их ощутимо более высокой точности, сегодня они представляются наиболее благоприятными для определения основных возрастных рубежей становления ОЧВП (подробнее в (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020)). Последние результаты изотопно-геохронологических исследований достаточно надежно определили возрастные рамки формирования ОЧВП как **106-77 млн лет** (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020) и позволили выявить дискретный характер вулканизма с наиболее интенсивным (катастрофическим?) интервалом 89-80 млн лет (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определения часто противоречат возрасту стратонов, определенному палеоботаническими методами, и это в ряде случаев указывает на необходимость существенной ревизии стратиграфических схем.

В данной работе получены новые изотопно-геохронологические данные для трех объектов: «Купол», «Валунистое» и «Залив Креста», расположенных на севере ОЧВП: в юго-западной части Центрально-Чукотского и в западной части Восточно-Чукотского сегментов (рис. 4.8) (Лебедев и др., 2025; Тихомиров и др., 2021а; Тихомиров и др., 2021б).

4.1. Объект «Купол»

Для изотопно-геохронологических исследований на данном объекте было отобрано 4 пробы для U-Pb датирования циркона и 7 для Ar^{40}/Ar^{39} датирования по минеральным монофракциям биотита и амфибола. Исследования цирконов производились при помощи ионного зонда (SHRIMP-II) в г. Санкт-Петербурге в ЦИИ ВСЕГЕИ. Также на объекте были произведены попытки получить Ar^{40}/Ar^{39} возрастные оценки по монофракциям плагиоклаза, однако по этим пробам не получилось плато, и в данной работе они обсуждаться не будут. Результаты определения изотопного возраста пород приведены на рисунке 4.2, где показаны диаграммы Тера-Вассербурга для цирконов (рис. 4.2 а, г, д, ё, и

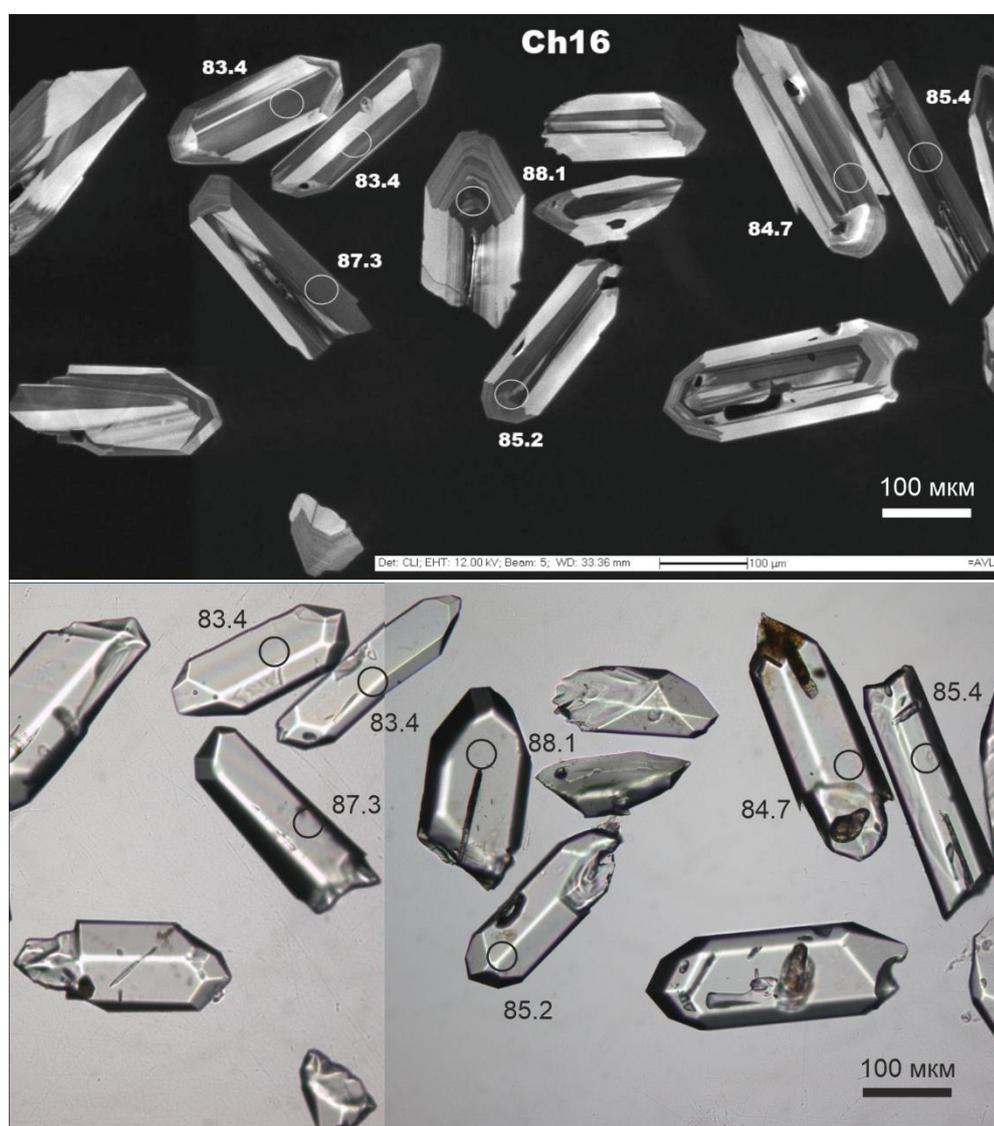


Рисунок 4.1 Некоторые исследованные зерна циркона с объекта «Купол», проба Ch16 (0117). Сверху изображение в катодоллюминесцентных лучах, снизу - в проходящем свете, в подписях местам анализа указано полученное значение U^{238}/Pb^{206} возраста.

приложение 3) и спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста биотита и амфибола (рис. 4.2. б, в, е, ж, з и приложение 4). Итоговые значения возраста всех проб приведены в табл. 4.1. Все пробы, обсуждаемые далее, кроме Ch16 (0117), характеризуют пыкарваамскую свиту. Пробу Ch16 (0117), согласно карте (Малышева и др., 2012), следует отнести к эмунеретской свите.

Все изученные зерна циркона имеют нормальную осцилляционную зональность (рис. 4.1) и торий-урановое отношение в интервале 0.3-1.1, что указывает на их магматическую природу. Все цирконовые пробы показали некоторые

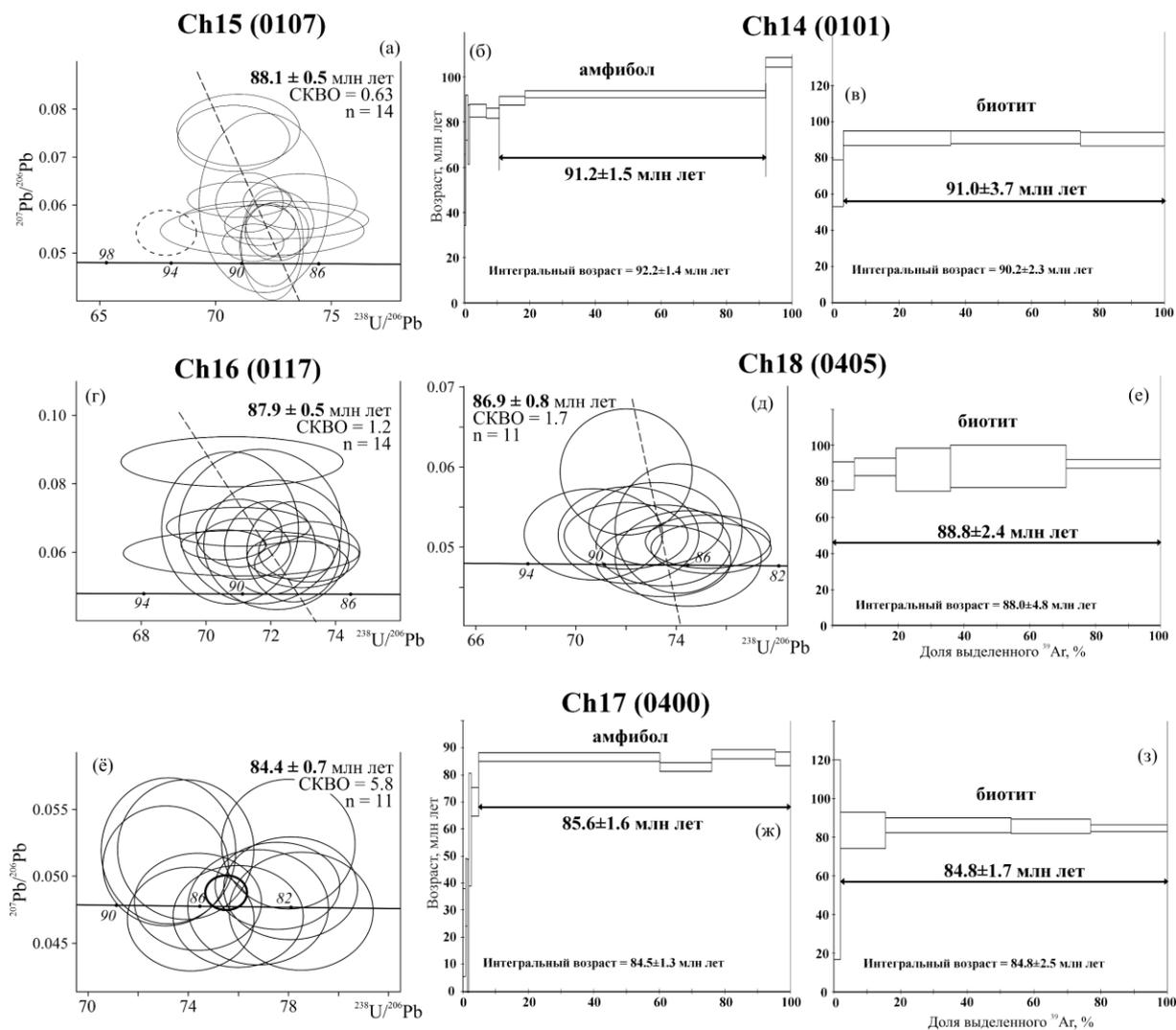


Рисунок 4.2 Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга для цирконов (метод SIMS) (а, г, д, ё) и спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста биотита и амфибола (б,в,е,ж,з). Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2σ . Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца. В скобках приводятся советующие геохронологическим пробам номера палеомагнитных сайтов (при их наличии).

отклонения изотопных отношений от конкордантных, что, возможно, связано с присутствием небольшого количества обыкновенного свинца (по измеренному ^{204}Pb , доля нерадиогенного ^{206}Pb в изученных цирконах достигает 7%). Отклонения изотопных отношений от конкордантных значений, в целом, невелики, и полученный возраст цирконов, с большой вероятностью, отвечает времени их кристаллизации. Для пробы Ch17–3 (0400) рассчитан конкордантный возраст 84.4 ± 0.7 млн лет (2σ ; СКВО = 5.8), для остальных проб возраст определен по пересечению конкордии и дискордии (млн лет, $\pm 2\sigma$): обр. Ch15 – 88.1 ± 0.5 (СКВО = 0.63); обр. Ch16 – 87.9 ± 0.5 (СКВО = 1.2); обр. Ch18-2 – 86.9 ± 0.8 (СКВО = 1.7).

В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ пробах датирование производилось по нескольким монофракциям, в первую очередь, для увеличения надежности полученных возрастов. Проба Ch17, которая уже была датирована U-Pb методом по циркону (описание выше), также дала $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато возраста по монофракциям амфибола – 85.6 ± 1.6 млн лет и биотита 84.8 ± 1.7 млн лет. Аналогично в пробе Ch18 получен плато-возраст по биотиту – 88.8 ± 1.7 млн лет. Все оценки возраста, полученные разными методами по пробам Ch17 (0400) и Ch18 (0405), оказались неразличимы в пределах погрешности. Также дополнительно был датирован образец Ch14, который дал следующие плато возраста: по амфиболу - 91.2 ± 1.5 и по биотиту - 91.0 ± 3.7 млн лет.

4.2. Объект “Валунистое”

На данном объекте результаты были получены по трем монофракциям циркона, одной монофракции санидина и трем монофракциям плагиоклаза. Местоположение отбора всех проб показано на рис. 1.8. Все пробы отобраны из леурваамской и нунлигранской свит: проба Ch21 (1011) из верхних частей леурваамской свиты; Ch20 и 0800 из основания нунлигранской свиты, Ch6 (Vp4-16), Ch26 (1203), Ch24 (0910) из нунлигранской свиты.

Результаты определения возраста навесок циркона, проанализированные SHRIMP методом, приведены на (рис. 4.3 а, б) и в приложении 3. Небольшое отклонение изотопных отношений U и Pb от конкордантных, вероятно, связано с присутствием обыкновенного свинца. В пробе Ch20-1 (0906) один точечный анализ заметно отличается от остальных повышенной долей нерадиогенного ^{206}Pb (9%) и пониженным отношением $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Этот анализ исключен из расчета возраста пробы. В этом же образце изотопные отношения в целом характеризуются повышенной дисперсией (СКВО = 2.6), что, возможно, связано с гидротермальными изменениями пород на фланге рудного поля Валунистое.

U–Pb возраст циркона из игнимбрита риолита леурваамской свиты (обр. Ch21 (1011)) составил 75.9 ± 0.7 (2 σ) млн лет, из туфа риолита нунлигранской свиты (обр. Ch20-2

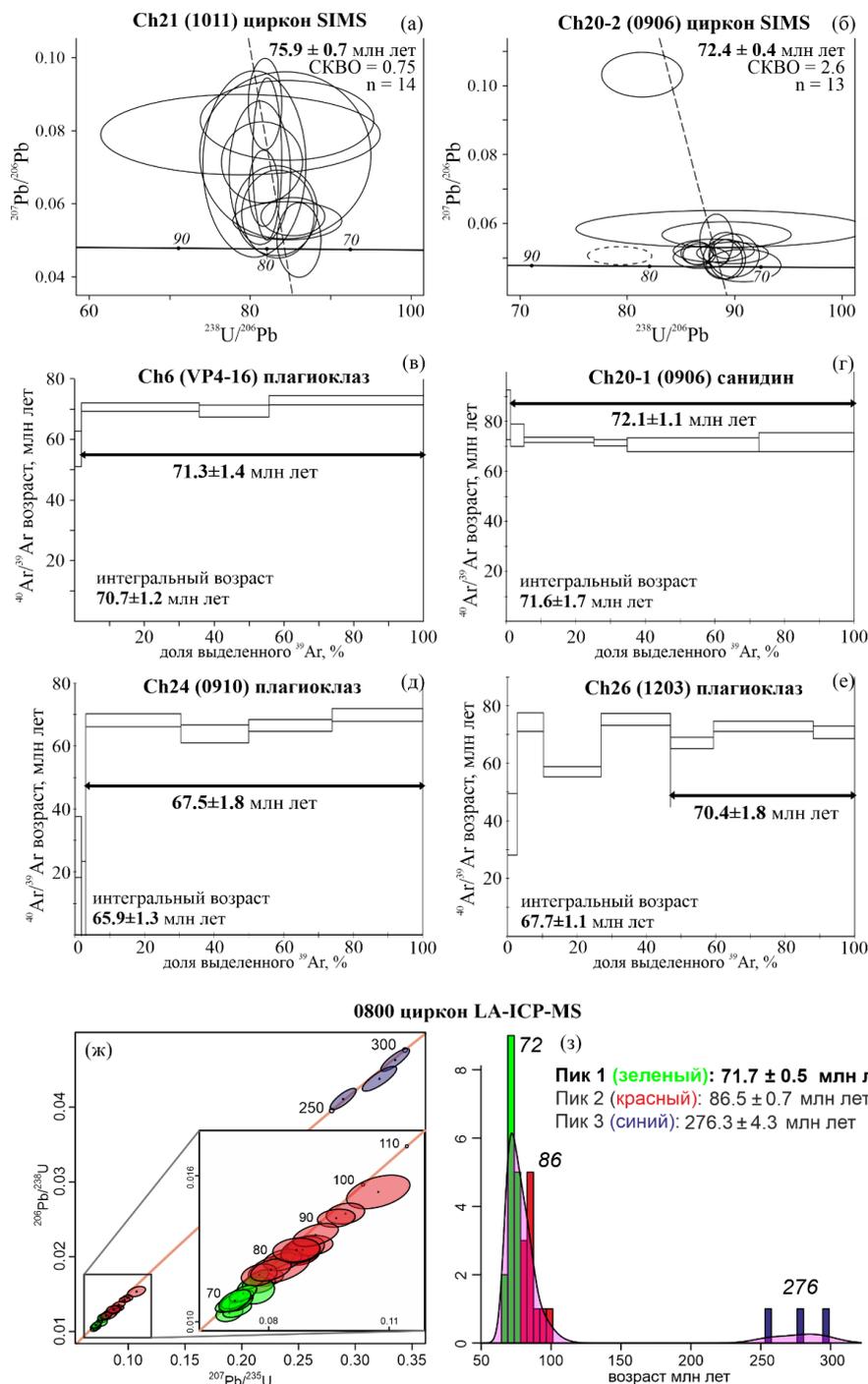


Рисунок 4.3 Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга (SHRIMP метод) (а-б), спектр $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (в-е), диаграмма Везерилла (метод LA-ICP-MS) (ж), гистограмма и кривая плотности вероятности (з). Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2 σ . Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца. Цветом выделены зерна, относящиеся к соответствующему пику по (Vermeesch, 2021b)

(0906)) – 72.4 ± 0.4 млн лет. Возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато для монофракций плагиоклаза из базальтов нунлигранской свиты для образцов Ch6 (VP4-16), Ch24 (0910) и Ch26 (1203) соответственно 71.3 ± 1.4 млн лет, 67.5 ± 1.8 млн лет и 70.4 ± 1.8 млн лет. Монофракция санидина выделенная из пробы Ch20 (0906), где ранее был определен возраст U-Pb методом по циркону, по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода дала возраст 72.1 ± 1.1 млн лет, статистически не отличимый от U-Pb возраста.

Немного сложнее для интерпретации результаты, полученные методом LA-ICP-MS (рис. 4.3, ж и приложение 5) по пробе из игнимбрита риолита из основания нунлигранской свиты (обр. 0800). Проанализированные зерна циркона можно разделить на несколько популяций (рис. 4.3 ж). Разброс возрастов индивидуальных зерен колеблется от ~67 (поздний маастрихт) до ~292 млн лет (пермь). С большой долей вероятности, древние цирконы имеют ксеногенную природу и захвачены магмой в процессе подъема. Согласно методике, предложенной (Vermeesch, 2021a), можно выделить 3 пика возрастов: 1. 72 ± 0.5 , 2. 86 ± 1 и 3. 276 ± 4 млн лет (рис. 4.3 з). Самая молодая и многочисленная популяция цирконов имеет возраст **$71.7 \pm 0.5 / 2.7$** млн лет соответствует примерно границе кампана и маастрихта. Этот пик интерпретируется как сформированный зернами, кристаллизовавшимися *in situ*, и, соответственно, отвечает времени формирования данной породы. Этот возраст хорошо согласуется с возрастом, полученным SIMS методом по циркону, по схожим по составу породам из основания нунлигранской свиты (проба 0906, 72.4 ± 0.4 млн лет).

4.3. Объект “Залив Креста”

Результаты изотопно-геохронологических исследований приведены на рис. 4.5 и в приложении 5. Все монофракции циркона на данном объекте анализировались методом LA-ICP-MS.

Значительное число (в разных пробах от ~20 до ~80%) измеренных изотопных отношений находятся в стороне от конкордии. Наиболее вероятно, это связано с большим числом мелких включений апатита в исследованных зернах циркона, которые наблюдались при обзоре зерен в проходящем свете (рис. 4.4), чего не наблюдалось на других объектах. Количество включений не всегда позволяло выбрать место анализа полностью свободное от этих включений. Апатит может содержать обыкновенный свинец, который в той или иной степени может смещать измеренные отношения в сторону от конкордии. Другая причина, объясняющая столь значительное количество дискордантных изотопных отношений, может быть связана с потерей свинца, которая могла произойти во время

наложения вторичных процессов, широко проявленных в данных породах (подробнее в главе 1).

В пробе из туфа риолита нырвакинской толщи (обр. 14-22, рис. 4.5) около половины изотопных отношений не проходят фильтр по дискордантности. Отбросив эти значения, можно рассчитать конкордантный возраст по 21 зерну – $87.3 \pm 0.5 / 2.8$ (здесь и далее первая погрешность дана как 2σ конкордантного возраста, вторая как среднее всех погрешностей измерений, подробнее см. в Главе 2) млн лет при СКВО=1.8.

Как и в предыдущей пробе, во второй пробе из туфоконгломератов нырвакинской толщи (обр. 23-6к, рис. 4.5), значительная часть изотопных отношений не проходит фильтр по дискордантности. Эти анализы не использовались для расчета итоговых значений. Согласно литологии, ожидалось значительное количество ксеногенных зерен в данной пробе, однако всего два анализа (из 45) дали возраст значительно отличный от основной популяции. Единственное зерно возрастом ~ 110 млн лет интерпретируется как ксеногенное. Все остальные возраста находятся в интервале 93-99 млн лет. Интерпретация



Рисунок 4.4 Изображения некоторых исследованных цирконов из пробы 14-22 (туф риолита, нырвакинская толща). Для каждого зерна: слева – фотография в проходящем свете, справа – в режиме катодолуминисценции; на подписи к областям анализа (красные кружки) показаны: номер анализа / возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * отмечены анализы, которые проходят фильтр по дискордантности.

основного пика может быть двойкой: 1. Данные зерна циркона принадлежат туфовой составляющей и ее возраст отвечает возрасту породы. В таком случае можно рассчитать конкордантный возраст этой популяции, который равен $95.0 \pm 0.3 / 2.1$ млн лет при (СКВО 0.1) (рис. 4.5). 2. Однако нельзя исключить вариант, что эта популяция является обломочной, источник для которой был сравнительно богат на цирконы и расположен близко, что привело к резкому преобладанию одновозрастных зерен. В таком случае, можно лишь заключить, что данная порода сформировалась не ранее 95 млн лет. В отсутствие петрографических доводов в пользу одной из интерпретаций, более консервативный вариант (возраст менее 95 млн лет) представляется более приоритетным.

Для образца 14-18 из туфа риолита (основание амгенской толщи) большинство полученных изотопных отношений являются дискордантными. Однако эллипсы погрешности выстраиваются вдоль прямой линии, которую можно интерпретировать как линию дискордии. Применение методики TuffZirc (Ludwig, Mundil, 2002), по возрастам $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ позволяет отбросить наиболее древние значения возраста. После применения этого фильтра нижнее пересечение дискордии с конкордией показывает возраст $86.3 \pm 0.7 / 3.5$ млн лет при СКВО = 1.3. В случае применения фильтра по дискордантности остается всего 10 изотопных отношений, по которым можно рассчитать конкордантный возраст $87.3 \pm 0.8 / 3.5$ млн лет, который значимо не различается с расчетом через дискордию. С учетом большего количества изотопных отношений, участвовавших в расчете, вариант расчета через дискордию представляется более надежным.

Проба из эндоконтактной зоны Искатеньского гранитного массива (14-3g) имеет примерно половину изотопных отношений, не прошедших тест на дискордантность, а эллипсы единичных анализов не выстраиваются вдоль какой-либо линии. Конкордантные возраста для отдельных зерен имеют значительный разброс от 97 до 80 млн лет (рис. 4.5). Применение методики отброса выбросов TuffZirc (Ludwig, Mundil, 2002) указывает на то, что к основной популяции не принадлежат только наиболее древние значения возраста (рис. 4.5). Этот результат позволяет выдвинуть предположение, что наиболее древние возраста получены для зерен захваченных из подстилающих пород или они являются антекристами (сформированы на ранних стадиях эволюции той же магмы (Bryan et al., 2008)). Конкордантный возраст по основной (более молодой) части изотопных значений дает значение $85.5 \pm 0.4 / 2.5$ млн лет. Введение поправки по ^{207}Pb не приводит к сколько-нибудь значимому изменению итогового значения возраста, но улучшает значение СКВО (1.5 против 7).

Проба из центральной части Искатеньского массива, среди всех проб залива Креста, имеет наименьший процент дискордантных изотопных отношений (~20%). По оставшимся после фильтрации 39 зернам можно рассчитать конкордантный возраст $81.8 \pm 0.3 / 1.7$ млн лет при СКВО 1.1.

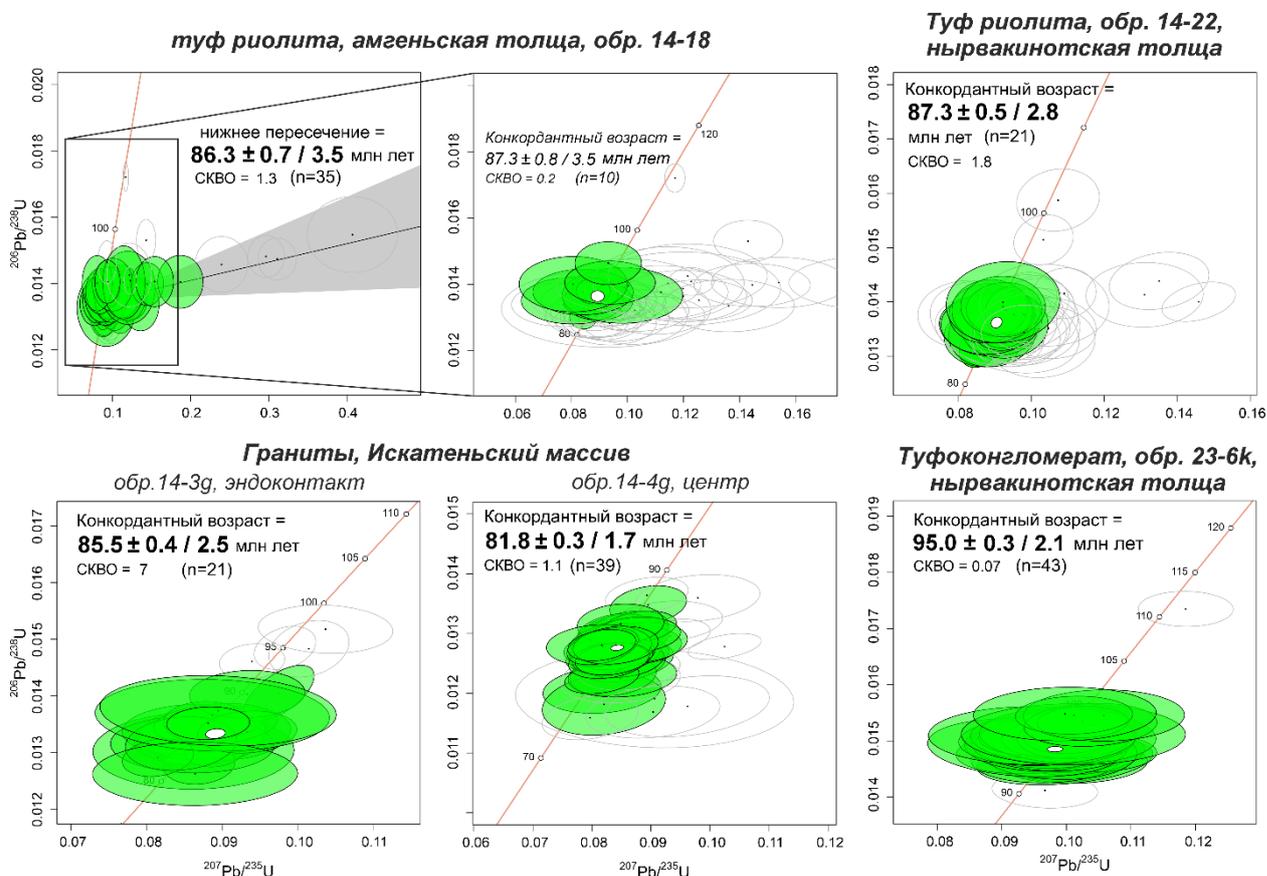


Рисунок 4.5 Диаграммы Везерилла для образцов «Залива Креста». Зеленым показаны эллипсы погрешностей по анализам, прошедшим фильтр по дискордантности и фильтр аутлаеров, белым – отфильтрованные, серым – среднее значение возраста. Все погрешности 2σ .

Результаты анализов детритовых зерен циркона пробы 23-1s из песчаников ольховской свиты представлены на рис. 4.6 и приложении 5. Как видно на гистограмме и кривой плотности вероятности практически все изотопные отношения, прошедшие фильтр по дискордантности, отвечают интервалу 92-109 млн лет. Лишь три зерна не попали в эту популяцию: одно имеет возраст ~2600 млн лет, а еще два имеют позднепермский возраст. Основная популяция имеет зерна, возраст которых распределен в широком диапазоне в 17 млн лет, что, наиболее вероятно, подразумевает, что источник зерен этой популяции был не один. Из-за этого для данной пробы, расчет верхнего ограничения возраста предлагается считать не как возраст самого молодого пика (по аналогии с (Щепетов и др., 2020)), а либо

по методике «самое молодое зерно» (youngest grain (Ludwig, 2003)), либо как среднее по трем-четырем самым молодым зернам (напр. (Gehrels, 2011)). Так или иначе: 1. средний возраст по самому молодому пику = 99 млн лет, 2. По четырем самым молодым зернам = ~93 млн лет, 3. Youngest grain по (Ludwig, 2003) = 92 ± 1 млн лет. Соответственно, возраст формирования песчаников ольховской свиты в основании г. Малый Матачингай можно установить как не древнее ~93 млн лет.

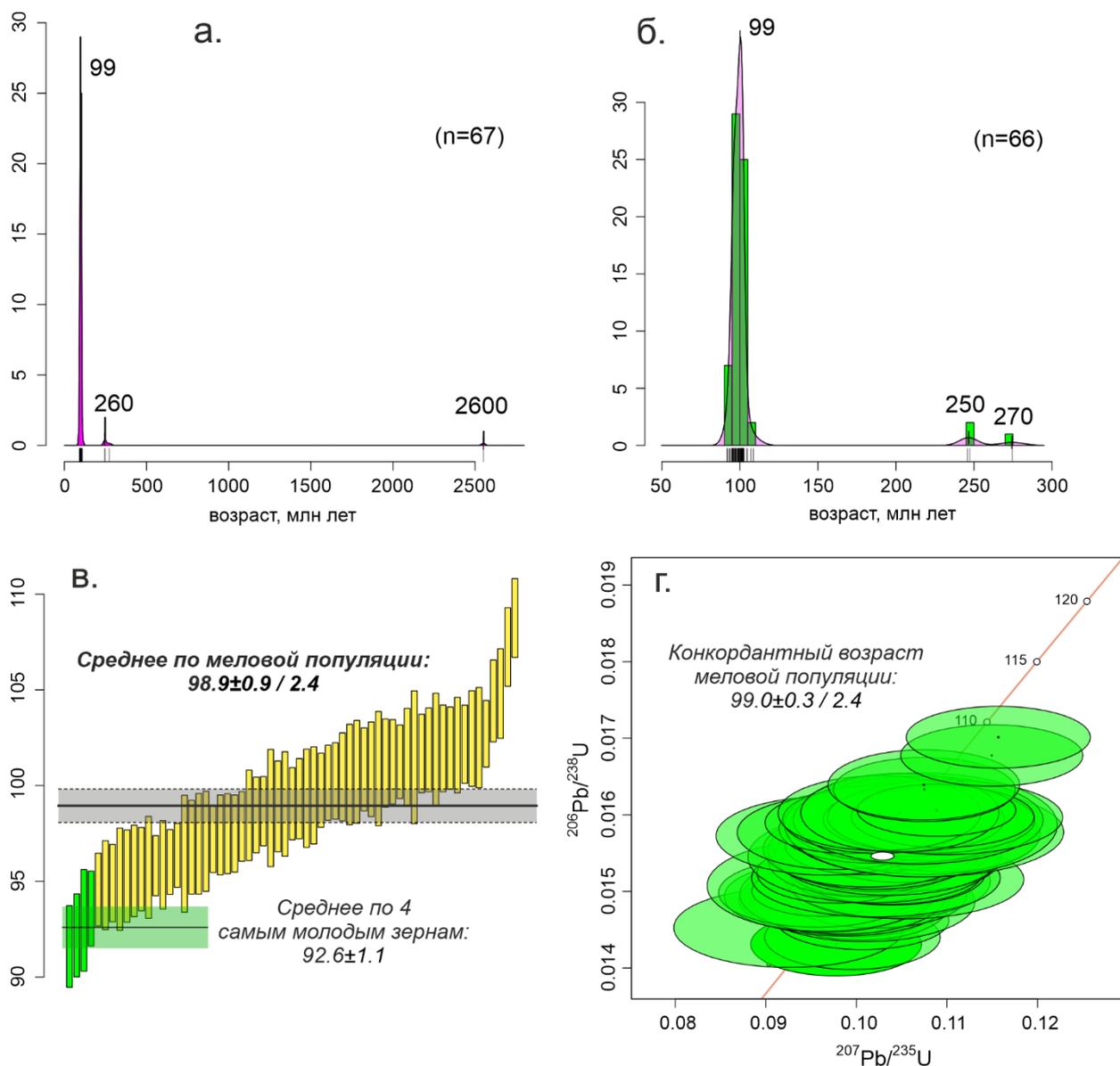


Рисунок 4.6 Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста обломочных цирконов из образца 23-1s на всем временном интервале (а) и от 0 до 300 млн лет (б), n – количество анализируемых зерен циркона. в. – значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста зерен меловой популяции и его погрешности (2σ). Среднее взвешенное значение рассчитано для всей популяции и для 4-х самых молодых зерен. г. – диаграмма Везерилла для анализов по меловой популяции.

4.4. Обсуждение результатов

4.4.1. Возраст вулканических пород окрестностей м-я Купол и юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП

Экономический интерес к междуречью рек Малый Анюй и Мечкерева, благодаря наличию крупного эпитермального золото-серебряного месторождения «Купол», дал возможность исследователям весьма детально изучить вещественный состав и возраст магматических пород данного региона. На сегодняшний день, для этой местности (площадью около 1400 км²) известно более 30 современных изотопно-геохронологических определения возраста (рис. 1.7 и табл. 4.1). Нестыковка новых оценок возраста с принятыми стратиграфическими схемами (Решения..., 2009), отраженными на современных геологических картах (Мальшева и др., 2012), привела разных исследователей (Тихомиров, 2020; Thomson et al., 2023) к одному выводу: о необходимости создания новых схем расчленения вулканических комплексов в данном регионе (сравнение схем окрестностей месторождения Купол дано на рис. 1.5).

Согласно (Решения..., 2009) возраст всех вулканитов в данном регионе (см. рис. 1.5) должен отвечать альбскому времени, кроме самой верхней эмунеретской свиты – поздне-турон-коньякского возраста. Однако компиляция всех имеющихся изотопных определений табл. 4.1 и рис. 1.7 для окрестностей м-я Купол указывает на иной, более молодой возраст данных вулканитов. Все 32 определения приходятся на интервал 97-84 млн лет, что отвечает сеноман-сантонскому времени (Gradstein et al., 2020).

Ранее, в работе (Тихомиров и др., 2021) мы отмечали, что большинство имеющихся на тот момент данных (лето 2021 года) соответствуют двум возрастным интервалам: 98–93 млн лет (сеноман) и 90–84 млн лет (поздний турон-сантон). Однако сейчас, с появлением еще нескольких новых определений представленных в данной работе и в (Сахно и др., 2020; Thomson et al., 2023), выявленное «затишье» в вулканизме более не выделяется, что указывает на практически непрерывный магматизм на данной территории с середины сеномана и до конца сантона (рис. 4.7).

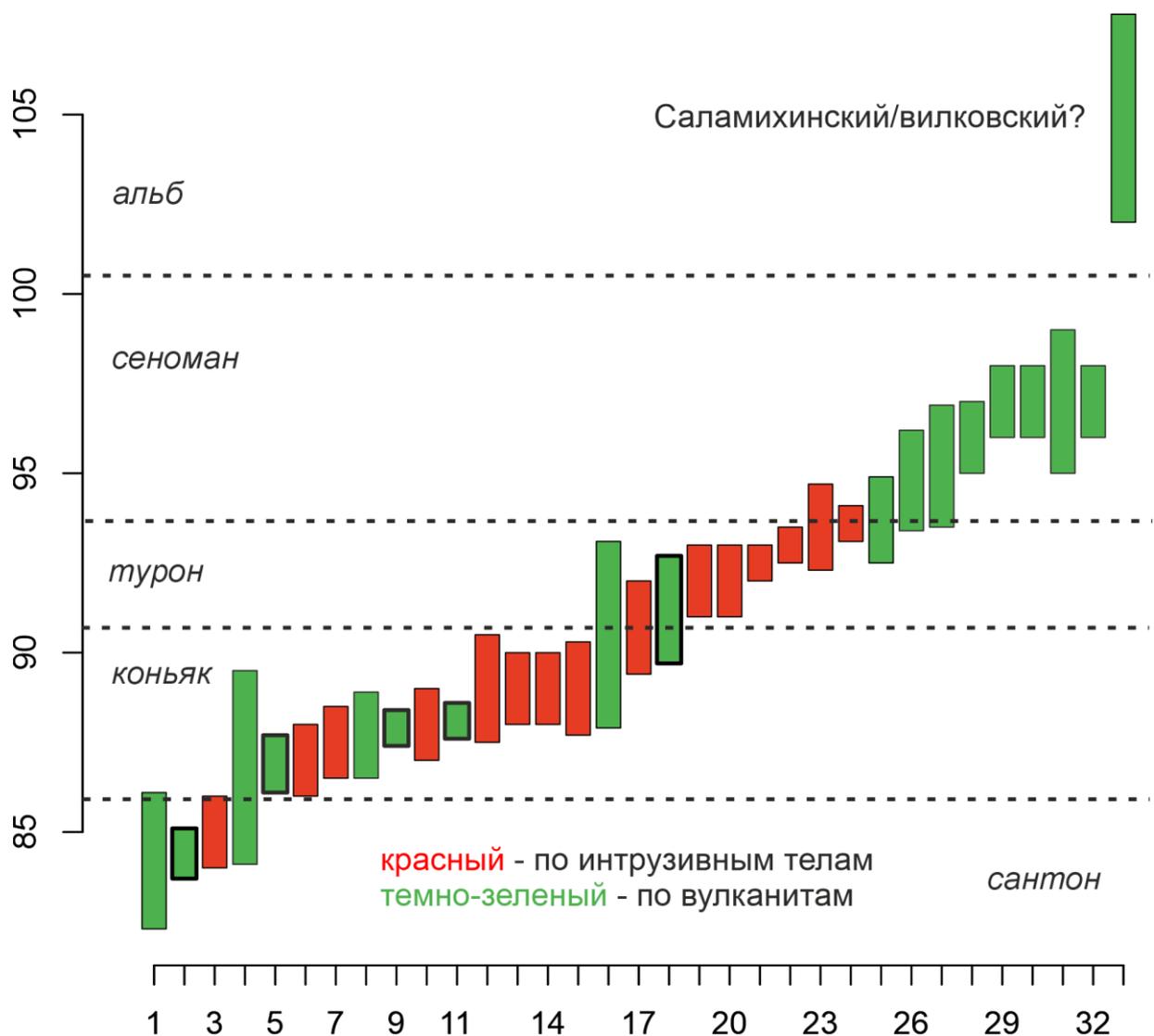


Рисунок 4.7 Диаграмма U–Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста вулканических пород окрестностей месторождения Купол, по данным (Акинин и др., 2015; Сахно и др., 2020; Тихомиров и др., 2006; Тихомиров, 2020; Thomson et al., 2023) и данной работы (выделены жирным). Погрешность определений - 2σ. Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с (Gradstein et al., 2020). Красным показаны изотопные определения, полученные по интрузивным телам, зеленым - по покровным фациям

С учетом новых данных о возрасте, и учитывая состав и положение в разрезе вулканогенных стратонгов окрестностей месторождения Купол, не представляется возможным корректное отнесение их к каким-либо официально признанным региональным стратиграфическим подразделениям. Петрографические различия разновозрастных пород не столь контрастны, как показано в принятых ранее стратиграфических схемах (Решения..., 2009). Кислые вулканиты составляют заметно меньшую долю в общем разрезе вулканитов, выходящих в районе месторождения Купол (остальное приходится на породы

среднего и основного состава), что не позволяет отнести их к схожей по возрасту эмунеретской свите. Латеральные вариации состава вулканитов тоже весьма значительны. Вероятно, не последнюю роль при формировании кислых вулканитов данного региона играл палеорельеф, который мог быть расчлененным. Последнее может объяснять случаи, когда относительно древние даты характеризуют образцы, взятые на сравнительно высоких гипсометрических отметках, при кажущемся высоком положении в разрезе (напр. проба 0400, рис. 1.7).

Альтернативные схемы расчленения вулканитов внешней зоны Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, разработанные на месторождении Купол ((Сахно и др., 2020; Thomson et al., 2023) или представленные в работе (Тихомиров, 2020) (рис. 1.5 и 1.6)), лучше отражают литологическую действительность, однако по вышеупомянутым причинам также

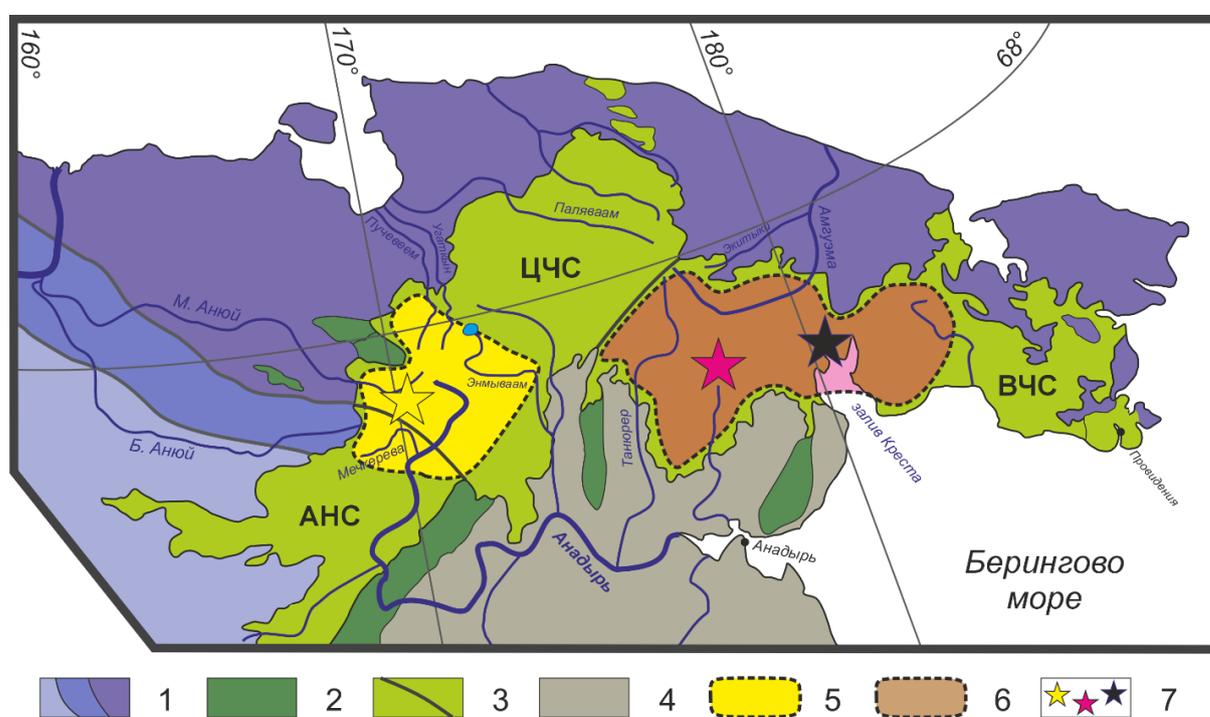


Рисунок 4.8 Схема геологического строения Чукотки по (Тильман, Богданов, 1992) с упрощениями и примерным расположением рассматриваемых участков. 1 - Верхояно-Чукотская складчатая область, 2 – Пред-альбские вулканогенно-осадочные образования; 3 – Охотско-Чукотский надсубдукционный вулканоплутонический пояс и границы сегментов ОЧВП по (Белый, 1977), 4 – Корякско-Камчатская складчатая область, примерные границы рассматриваемых участков северной части ОЧВП: 5 - юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента (ЮЗ ЦЧС) и 6 – западной части Восточно-Чукотского сегмента (ВЧС), 7 – местоположение объектов: желтый – Купол, розовый – Валунистый, черный – Залив Креста.

не могут использоваться для оценки возраста вулканических пород, в отсутствие надежных изотопно-геохронологических данных.

Рассмотрим теперь изотопные данные по всей структурно-формационной зоне (СФЗ), к которой принадлежат рассматриваемые вулканиты района месторождения Купол. Отметим, что в выделении структурно-фациальных зон и, особенно, подзон на данной территории есть разночтения. В (Решения..., 2009) для ОЧВП сравнительно четко проведены только границы СФЗ (соответствующие сегментам ОЧВП В.Ф. Белого), а многочисленные подзоны даны без четких границ по названиям наиболее крупных рек, в долинах которых выделяются соответствующие подзоны. На последней карте 1:1 000 000 масштаба (Малышева и др., 2012) структурно-формационное районирование наиболее близко к предложенному еще в (Белый, 1977): Центрально-Чукотский сектор подразделяется на три СФЗ: перивулканическую, внешнюю и внутреннюю; внутренняя также подразделяется на подзоны: унаследованную и новообразованную. На карте 1:500 000 (Варламова, 2004) представлен еще один вариант районирования рассматриваемых территорий ОЧВП. Здесь выделяется объединенная Анадырско-Центрально-Чукотская зона, которая включает айнахургенскую подзону, где в свою очередь еще выделяется ряд площадей: Вилковская и Энмываамская. Несмотря на разные названия и наполнения СФЗ на территориях, охватывающих территории верховьев рек Мечекерева, Малый Анюй, Пучевеем, Угаткын, Анадырь, Энмываам (на рис. 4.8 – границы ЮЗ ЦЧС), картируются схожие свиты (снизу-вверх) (рис. 4.9) (Варламова, 2004; Малышева и др., 2012):

1. пучевеемская/саламихинская/вилковская
2. пыкарваамская/угаткынская
3. коэквуньская
4. эмунеретская/эргываамская
5. энмываамская

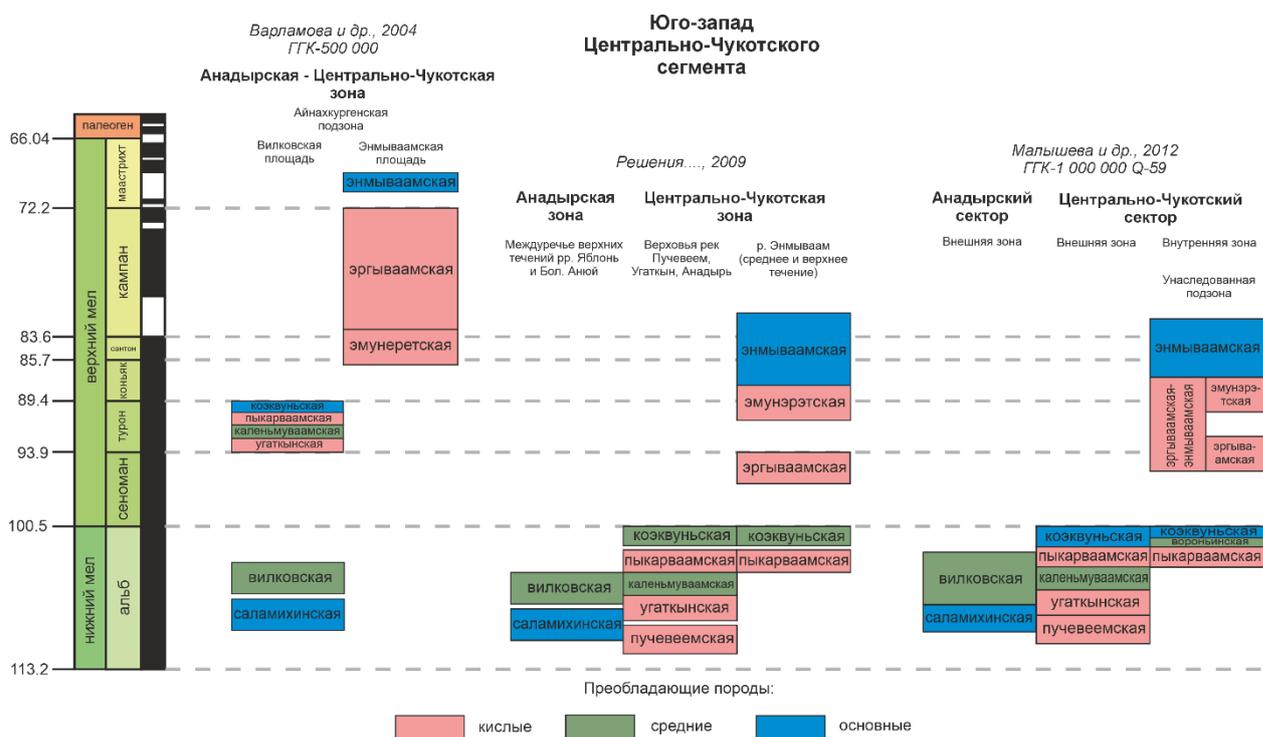


Рисунок 4.9 Сравнение стратиграфических схем для юго-западной части Центрально-Чукотского сектора ОЧВП по (Варламова, 2004; Малышева и др., 2012; Решения..., 2009).

Если не учитывать пестрый состав самого нижнего стратона, то данная последовательность соответствует генеральной стратиграфической последовательности всего ОЧВП (напр. (Акинин, Миллер, 2011; Белый, 1977; Тихомиров, 2020; Щепетов, 2022)). В данной работе предлагается рассмотреть именно ту территорию, где распространены вышеуказанные свиты. Согласно (Решения..., 2009), эта территория соответствует двум подзонам ЦЧС, отвечающим «верховьям рек Пучевеем, Угаткын, Анадырь» и «р. Энмываам (среднее и верхнее течение)». Для простоты эту область можно назвать юго-западной частью Центрально-Чукотского сегмента (ЮЗ ЦЧС). Все имеющиеся надежные изотопно-геохронологические определения для ЮЗ ЦЧС приведены в табл. 4.1.

Вслед за (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020) можно построить для рассматриваемой территории гистограмму распределения плотности вероятности для оценки интенсивности магматической активности. В пределах ЮЗ ЦЧС, выделяются пики наиболее интенсивного вулканизма, схожие с таковыми, выделяемыми для всего ОЧВП (рис. 4.10 б) (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020). Это указывает на схожесть динамики магматизма территории ЮЗ ЦЧС со всем ОЧВП. Исключением является пик, отвечающий сеноманскому времени. Ранее в работе (Тихомиров, 2020) отмечалось, что «в сеноманский век, вулканическая активность ОЧВП значительно снизилась», что выразилось в наиболее выраженном статистическом минимуме на гистограмме плотности

вероятности. Однако, на сегодняшний день в непосредственной близости от м-я Купол получен целый ряд определений возраста 95-97 млн лет (сеноман) (Акинин и др., 2015; Сахно и др., 2020; Thomson et al., 2023). Интересно, что Тихомиров (2020) также отмечал, что вулканиты ранних стадий ОЧВП (в том числе сеноманской) могут быть скрыты последующими вулканитами ОЧВП (89-87 млн лет). Это предположение хорошо согласуется с тем, что сеноманские возраста в районе месторождения Купол получены по образцам, взятым из скважинного материала.

Отметим, однако, что подход, состоящий в оценке динамики магматизма ОЧВП путем рассмотрения гистограмм и плотностей вероятности по имеющимся изотопным определениям, имеет ряд недостатков. Первый наглядно виден на диаграмме возрастов (рис. 4.10 а), где отражены их погрешности. Все выделяемые пики на гистограмме, с учетом ~95% погрешности, не являются значимыми. Средняя погрешность определения возраста U-Pb SIMS методом или $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом редко составляет менее 1 млн лет, а «реальная» погрешность метода часто еще выше (подробнее в методическом разделе). Тем самым

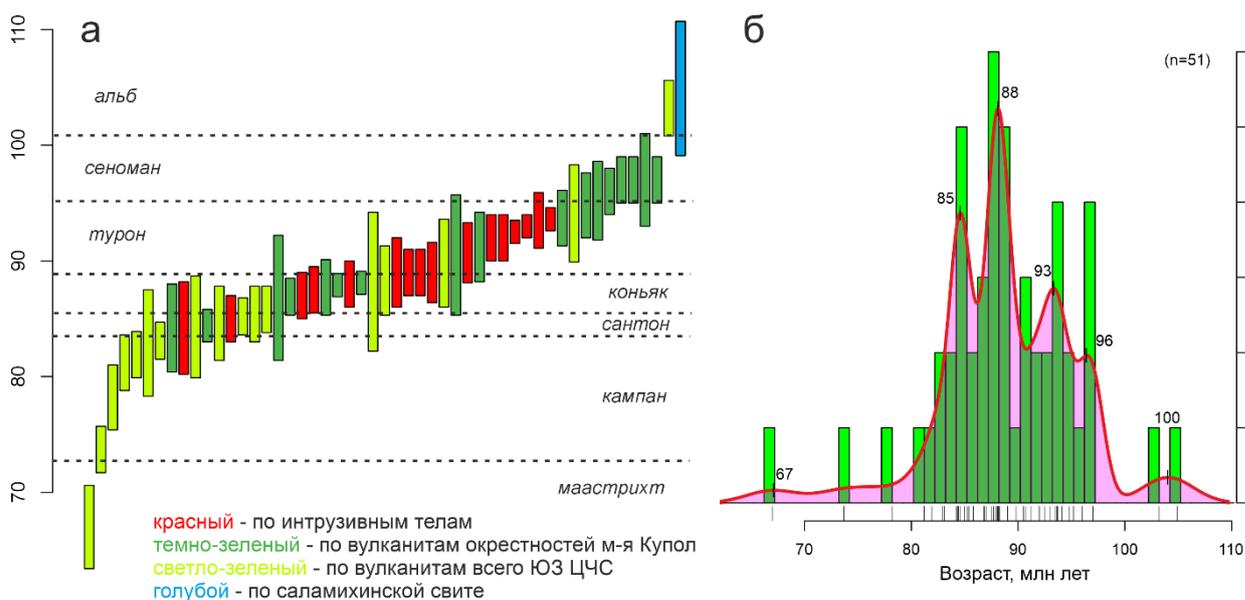


Рисунок 4.10 а - Диаграмма U-Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастов для магматических пород юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. Возраста из данной работы и (Акинин и др., 2015; Сахно и др., 2010; Сахно и др., 2020; Тихомиров и др., 2006; Тихомиров, 2020; Stone et al., 2009; Thomson et al., 2023). Погрешность определений - 2σ. Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с (Gradstein et al., 2020). б – гистограмма и график плотности вероятности всех изотопных определений ЮЗ ЦЧС.

выделяемые пики часто получают статистически неразличимыми. Второй недостаток состоит в резком доминировании U-Pb метода по циркону. Циркон является наиболее распространенным аксессуаром в кислых магматических породах, что приводит к явному преобладанию надежных определений для последних, в то время как более основные различия остаются без надежных возрастных оценок. Этот факт приводит к искусственному завышению интенсивности кислых этапов вулканизма. Третий недостаток – резкая неравномерность в площадном распределении изотопных определений. Так, например, для всего Пенжинского сегмента ОЧВП надежных изотопных определений нет вовсе, тогда как на небольшой территории водораздела рек Мечкерева и Малый Анюй (окрестности м-я Купол) сосредоточено более трех десятков надежных дат. Четвертый – интенсивность

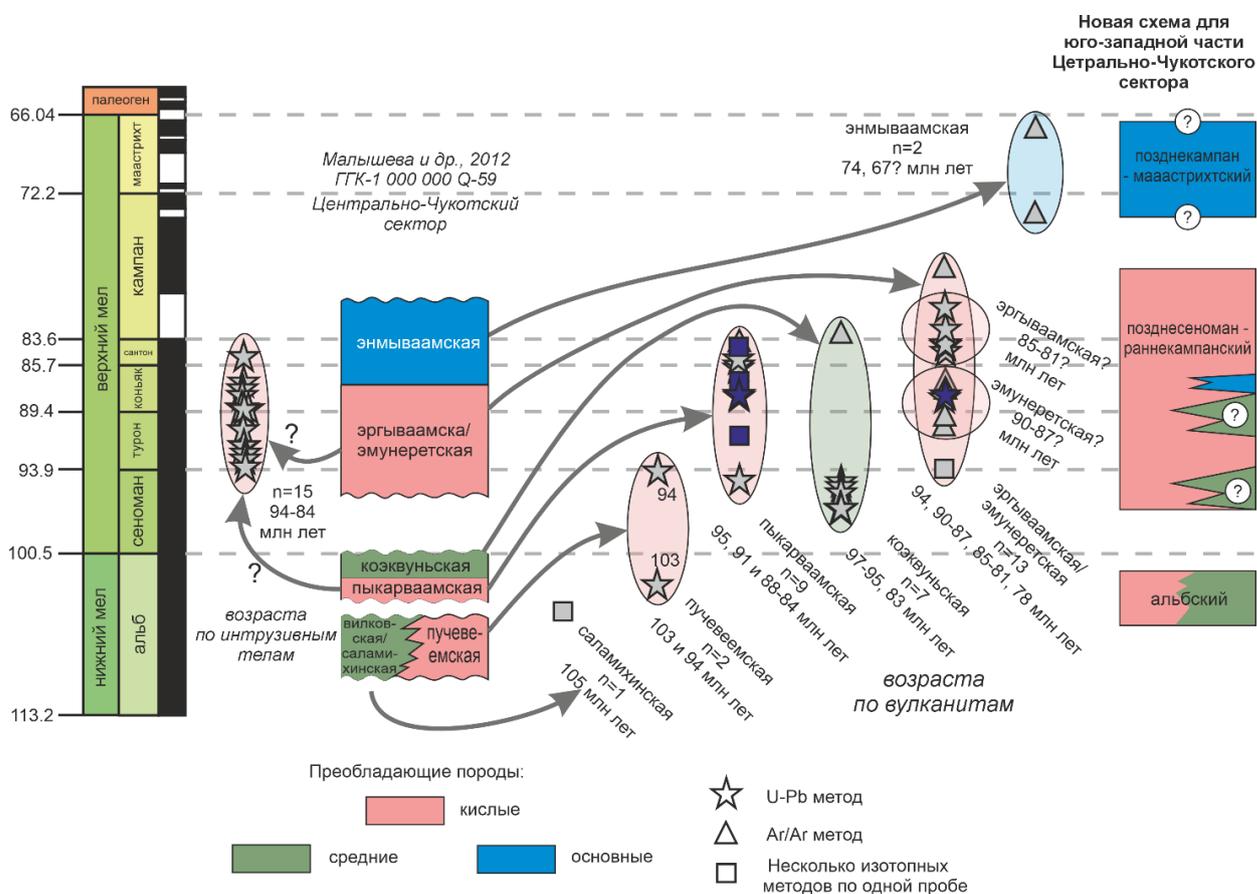


Рисунок 4.11. Схема корреляции изотопно-геохронологических данных и принятых стратиграфических подразделений ОЧВП по (Малышева и др., 2012) для юго-западной части Центрально-Чукотского сектора (ЮЗ ЦЧС). Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с (Gradstein et al., 2020). Изотопные определения отмеченные синим цветом – данная работа, серые - из работ (Акинин и др., 2015; Сахно и др., 2010; Сахно и др., 2020; Тихомиров и др., 2006; Тихомиров, 2020; Stone et al., 2009; Thomson et al., 2023).

магматизма определяется объемами вулканитов, а не количеством дискретно распределенных изотопных определений возраста (Акинин, 2025). При этом, расчет объема вулканитов связан со своими трудностями и неопределенностями, в результате чего его оценки существенно разнятся от работы к работе (Акинин, Миллер, 2011; Белый, 1977; Тихомиров, 2020).

Изотопные возраста и возраста стратонов согласно (Решения..., 2009) в пределах ЮЗ ЦЧС обычно не согласуются (рис. 4.11), аналогично ситуации в окрестностях м-я Купол. Также отмечаются серьезные нестыковки и в стратиграфических взаимоотношениях. Рассмотрим стратоны, выделяемые на территориях ЮЗ ЦЧС согласно (Варламова, 2004; Малышева и др., 2012; Решения..., 2009) снизу вверх:

Основная часть разреза ОЧВП согласно (Белый, 1977; Решения..., 2009), сформирована в альбском веке. Однако лишь два современных изотопных определения дали альбский возраст. В данном регионе они получены по наиболее нижним стратонам ОЧВП, отвечающим саламихинской (или вилковской?) свитам. Эти свиты закартированы к западу от м-я Купол (Варламова, 2004; Малышева и др., 2012) и формально находятся в пределах рассматриваемой СФЗ – ЮЗ ЦЧС. Для саламихинской свиты есть одно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение (по двум минералам), указывающее на ее альбский возраст (Тихомиров и др., 2006). Возраста пучевеемской свиты, как уже отмечено в (Тихомиров, 2020), имеют значительный разброс (103 и 94 млн лет, табл. 4.1), в результате чего ее альбскую часть П.Л. Тихомиров предложил выделить в лелювеемскую толщю, а ранне-туронскую часть оставить в составе пучевеемской.

Вышележащая пыкарваамская свита, имеет весьма широкое распространение на данной территории, благодаря чему по ней имеется значительное количество изотопных определений. Из 9 надежных определений, 7 приходится на интервал 88-84 млн лет (коньяк-сантон). Пара более древних определений (95 и 91 млн лет), по породам, относимым к пыкарваамской свите, возможно, следует относить к схожей по составу пучевеемской (или угаткынской?) свите.

Согласно (Решения..., 2009), пыкарваамскую свиту перекрывают преимущественно средние вулканические породы коэкувуньской свиты. Однако, 6 из 7 определений, которые можно отнести к ней, имеют возраст 97-95 млн лет (сеноман). Нельзя не заметить, что если принять возраст коэкувуньской свиты как 97-95 млн лет, то наблюдается явное нарушение принципа суперпозиции (Стено) с подстилающей пыкарваамской свитой. Наиболее вероятное объяснение этого связано с неверным отнесением пород к соответствующим

свитам в непосредственной близости от м-я Купол, где и получены все эти определения. Данные породы, например, могут быть отнесены к саламихинской/вилковской свите по схожей литологии, что, тем самым, не будет приводить к противоречию в геологических взаимоотношениях. Однако изотопные определения лучше согласуются со стратиграфической схемой используемой на месторождении Купол, где сеноманские определения соотнесены с толщами «купольских андезитов» и «древних вулканитов» (Thomson et al., 2023) или «мечкеревской» толще по (Тихомиров, 2020). Если принять отнесение пород козквуньской свиты в окрестностях м-я Купол к иным стратонам, для козквуньской свиты надежных определений изотопного возраста не остается. Единственным ограничением ее возраста представляются магнито-стратиграфические результаты, представленные в данной работе (подробнее в следующей главе). Согласно полному отсутствию зон обратной полярности в породах данной свиты, можно предположить о ее формировании до окончания Мелового суперхрона (хрон C34n), то есть до конца сантона (83.6 млн лет).

Выше козквуньской свиты на разных стратиграфических схемах (Белый, 1977; Варламова, 2004; Решения..., 2009; Решения..., 2009) выделяется две свиты: эргываамская и эмунеретская. Однако, на разных схемах их порядок в разрезе разнится. Например, в (Решения..., 2009) эргываамская свита подстилает эмунеретскую, а на (Варламова, 2004) наблюдается обратная последовательность, а на карте 1:1000000 (Малышева и др., 2012) есть области где эргываамская и эмунеретская свиты не расчленены. Данные разночтения, скорее всего, связаны со схожей литологией данных свит: преимущественно это игнимбриты и туфы риолитов. Для объединенного эргываамского/эмунеретского стратона наблюдается наибольший разброс изотопных определений от позднего сеномана до кампана. Если отбросить пару явно отскакивающих определений (94 и 78 млн лет), можно выделить две группы возрастов 90-87 и 85-81 млн лет. Первая турон-коньякская группа (90-87) распространена в большей степени в юго-западной части рассматриваемой территории, тогда как сантон-кампанская – в северо-восточной. Обращает на себя внимание, что из всех определений, самые молодые относятся к эргываамской свите, что противоречит взаимоотношениям закрепленным в (Решения..., 2009) и согласуется с порядком свит в (Варламова, 2004). Исходя из этого, можно предположить, что турон-коньякский этап преимущественно кислого игнимбритового вулканизма логичнее относить к эмунеретской свите, а сантон-кампанский - к эргываамской.

Для энмываамской свиты среди целого ряда определений из работы (Stone et al., 2009) существует всего два относительно надежных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения по валу, где возраст определяется по плато (74 и 67 млн лет). Очевидно, что эти данные не позволяют уверенно определить возраст «верхних базальтов» ЦЧС. Тем не менее, эти возраста хорошо согласуются с существующими изотопными определениями, полученными для аналогичных по структурному положению «верхних базальтов» окрестностей месторождения Валунистое (данная работа и (Сахно и др., 2010), подробнее в следующем разделе). Несмотря на то, что данные определения получены по объектам, относящимся к разным сегментам ОЧВП и разнесенным на значительное расстояние (~200 км), эти результаты могут поддерживать кампан-маастрихтский возраст «верхних базальтов» ЮЗ ЦЧС ОЧВП.

В результате, обобщая результаты изотопного датирования, в ЮЗ ЦЧС можно выделить несколько этапов вулканизма (рис. 4.11):

1. Альбский (~105-103 млн лет) – разного состава. К югу от р. Малый Анюй распространены породы среднего/основного состава (саламихинская/вилковская свиты), а к северу – преимущественно кислого состава (согласно (Тихомиров, 2020) - лелювеевская толща).
2. Позднесеноман-раннекампанский (~97-81 млн лет) – преимущественно кислого состава (объединяющий пыкарваамскую, эмунеретскую и эргываамскую свиты).
3. Позднекампан-маастрихтский (~74-67? млн лет) – основного состава (энмываамская свита).

Вне обсуждения остались изотопные определения U-Pb по циркону из интрузивных тел. С учетом неясной принадлежности этих тел к выделяемым комплексам в (Решения..., 2009), по их преимущественно кислому составу их можно отнести ко второму, также преимущественно кислому, этапу вулканизма. Если это верно, то соответствующие определения также поддерживают предположение о практически непрерывном кислом вулканизме на данной территории как минимум с позднейшего сеномана по конец сантона.

Литолого-петрографический состав пород ЮЗ ЦЧС ОЧВП характеризуется высокой фациальной изменчивостью и в общем случае не может использоваться как инструмент стратиграфической корреляции. Детальное стратиграфическое расчленение толщ ОЧВП возможно лишь при широком использовании прецизионных методов изотопного датирования.

Таблица 4.1 Изотопно-геохронологические определения для территорий юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (в т.ч. окрестности м-я Купол). Принадлежность отобранных проб к стратиграфическим схемам «Купол» и П.Л. Тихомирова даны только для образцов, отобранных в непосредственной близости от м-я Купол. Все определения U-Pb методом сделаны по циркону.

Образец	Ссылка	Lat	Lon	Порода	Свита/комплекс	по схеме «Купол»	По (Тихомиров, 2020)	Метод	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
0400	Данная работа и Тихомиров и др. 2021б	67.015	170.259	кристаллоигнибрит дацита	пыкарваамская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	U-Pb SIMS	84.4	0.7
								$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ амфибол	85.6	1.6
								$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	84.8	1.7
0405		67.002	170.294	кристалловитротуф риолита	пыкарваамская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	U-Pb SIMS	86.9	0.8
								$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	88.8	2.4
0117		66.871	169.746	игнибрит риолита	эмунеретская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	U-Pb SIMS	87.9	0.5
0107		66.887	169.802	лава риолита	пыкарваамская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	U-Pb SIMS	88.1	0.5
0101		66.905	169.781	кристаллоигнибрит дацита	пыкарваамская	Upper felsic sequence?	мечкеревская?	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ амфибол	91.2	1.5
								$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	91	3.7
412442		Thomson et al., 2023	66.763	169.641	лава андезита	коэквиуньская?	Kupol andesite sequence	мечкеревская?	U-Pb SIMS	96
4A	66.793		169.56	дацитовый игнибрит	коэквиуньская?	Older volcanics sequence	мечкеревская?	U-Pb SIMS	97	1.0
412440	66.774		169.7	риолитовый туф (в андезитах)	коэквиуньская?	Kupol andesite sequence	мечкеревская?	U-Pb SIMS	97	1.0

X3		66.81	169.56	риолит (силл)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	85	1.0
17A		66.79	169.559	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	87	1.0
KP10-959/365		66.779	169.55	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	87.5	1.0
1-MOR		66.778	169.649	жила	-	-	-	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar адуляр	93.5	1.2
H2	Акинин и др., 2015	66.778	169.515	андезидацит	коэквуньская?	Kipol andesite sequence	мечкеревская?	U-Pb SIMS	97	2.0
X2		66.717	169.5	риодацит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	89	1.5
X1		66.717	169.502	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	92	1.0
KP10-884/262.9		66.772	169.553	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская?	U-Pb SIMS	92	1.0
WP4325	Сахно и др., 2020	66.86	169.604	туф риолита	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	мечкеревская	U-Pb SIMS	94.8	1.4
109907		66.778	169.645	лава дацита	коэквуньская?	Kipol andesite sequence	мечкеревская	U-Pb SIMS	95.2	1.7
F2		66.786	169.556	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская	U-Pb SIMS	88	1.0
F3		66.786	169.556	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская	U-Pb SIMS	89	1.0
F4		66.786	169.556	риолит (дайка)	пыкарваамская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская	U-Pb SIMS	89	1.0
KW-13/147		66.77	169.652	- (дайка?)	?	?	?	U-Pb SIMS	90.7	1.3
Пр-5		66.7467	169.834	магматический комплекс?	?	?	?	U-Pb SIMS	92.5	0.5

Тк-4а		66.764	169.996	вулканиты?	?	?	?	U-Pb SIMS	93	0.5
Тк-1		66.764	169.996	вулканиты?	?	?	?	U-Pb SIMS	93.6	0.5
03-10	Тихомиров и др., 2006	66.815	169.591	дацит	пыкарваамская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar амфибол	84.2	1.9
03-12		66.8397	169.766	базальт	эмунеретская	Upper mafic	коваленковская	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar плагиоклаз	86.8	2.7
03-11		66.8342	169.744	туф риолита	эмунеретская	Upper felsic sequence?	кайемраваамская?	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar амфибол	93.7	1.2
								⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar плагиоклаз	91.8	1.6
03-137		66.9278	169.451	андезит	саламихинская/ вилковская?	Older volcanics sequence?	саламихинская/ вилковская	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar амфибол	104.9	2.9
	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar плагиоклаз							101.6	2.3	
08-110	Тихомиров, 2020	66.7825	169.87	туф риолита	эмунеретская?	Upper felsic sequence?	кайемраваамская	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar биотит	87.7	1.2
08-274		66.7517	170.008	туф риолита	эмунеретская?	Upper felsic sequence?	кайемраваамская?	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar биотит	90.5	2.6
04-418		66.882	169.394	туф риолита	коэквиуньская?	Older volcanics sequence	мечкеревская	U-Pb SIMS	97	1.0
04-558		66.783	169.566	- (дайка?)	эмунеретская?	Upper felsic sequence	кайемраваамская	U-Pb SIMS	89	1.3
О-1396/1	Сахно и др., 2010	67.229	172.24	игнимбрит риолита	эргываамская	-	-	U-Pb SIMS	81.2	1.2
ПН-5093/4		67.171	172.593	трахириолит	эргываамская	-	-	U-Pb SIMS	84.2	2.0
О-1454/4		67.473	172.236	игнимбрит дацита	вороньинская (пыкарваамская)	-	-	U-Pb SIMS	85.8	1.0

O-1391/5		67.482	172.808	игнимбрит риолита	пыкарваамская	-	-	U-Pb SIMS	88.2	3.0
412-14	Stone et al., 2009	67.231	172.287	базальт	энмываамская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	67.0	1.8
432-4		66.902	172.843	базальт	энмываамская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	73.7	1.0
424-4A		67.047	171.853	андезит	эмунеретская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	78.2	1.4
430-16		66.927	172.408	игнимбрит	эмунеретская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	81.9	1.0
410-3		67.431	172.137	туф	коэквуньская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	83.1	0.8
461-8		66.944	172.374	туф	эмунеретская	-	-	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вал	89.8	1.9
T05-88		Tikhomirov et al., 2012	66.951	172.443	игнимбрит риодацита	эргываамская	-	-	U-Pb SIMS	82.9
T05-86/1	66.951		172.443	туф риодацита	эмунеретская	-	-	U-Pb SIMS	84.3	2.2
88-4824	66.224		171.825	туф риолита	эмунеретская	-	-	U-Pb SIMS	84.6	1.6
T05-66	67.186		171.774	игнимбрит риодацита	пыкарваамская	-	-	U-Pb SIMS	85.2	0.8
T05-37	67.253		171.26	туф риолита	пыкарваамская	-	-	U-Pb SIMS	85.4	1.2
T05-93/1	66.581		171.912	туф риолита	эмунеретская	-	-	U-Pb SIMS	88.3	1.5
T05-34	67.555		170.43	риолит	пучевеемская	-	-	U-Pb SIMS	94.1	2.1
T05-31	67.692		170.512	риолит	пучевеемская	-	-	U-Pb SIMS	103.2	1.2

Таблица 4.2 Изотопно-геохронологические определения для западной части Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП (в т.ч. окрестности м-я Валунистое и залива Креста). Все определения U-Pb методом сделаны по циркону.

образец	Ссылка	Lat	Lon	Порода	Свита/комплекс	метод	Возраст, млн. лет	$\pm 2\sigma$
Ch21 (1011)	Данная работа и (Лебедев и др., 2025; Тихомиров и др., 2021a)	66.398	177.517	игнимбрит риолита	леурваамская	U-Pb SIMS	75.9	0.7
Ch21 (0906)		66.445	177.673	туф риолита	нунлигранская	U-Pb SIMS	72.4	0.4
						$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ санидин	72.1	1.1
Ch6 (VP4-16)		66.433	177.615	базальт	нунлигранская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плагиоклаз	71.3	1.4
Ch24 (0910)		66.442	177.682	базальт	нунлигранская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плагиоклаз	67.5	1.8
Ch26 (1203)		66.428	177.549	базальт	нунлигранская	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плагиоклаз	70.4	1.8
800		66.514	177.299	игнимбрит риолита	нунлигранская	U-Pb LA-ICP-MS	71.7	0.5
14-18		66.334	-179.15	туф риолита	амгенская	U-Pb LA-ICP-MS	86.3	3.5
14-22		66.323	-179.14	туф риолита	нырвакинотская	U-Pb LA-ICP-MS	87.3	2.8
14-3g		66.538	-179.16	гранит (эндоконтактовая зона, Искатеньский массив)	леурваамский	U-Pb LA-ICP-MS	85.5	2.5
14-4g		66.527	-179.15	гранит (центр Искатеньского массива)	леурваамский	U-Pb LA-ICP-MS	81.8	1.7
23-6k		66.548	-179.44	туфоконгломерат	нырвакинотская	U-Pb LA-ICP-MS	< 95 / 95.0	2.1
23-1s		66.532	-179.38	песчаник среднезернистый	ольховская	U-Pb LA-ICP-MS	< 93	

ПН-32-277	Сахо и др., 2010	66.427	177.641	хиолит (силл?)	леурваамский	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	79.7	0.4
ПН-29-263		66.287	177.57	пантеллерит (дайка?)	нунлигранский	U-Pb SIMS	67	0.5
ПН-53-494		66.471	177.855	игнимбрит риолита	амгеньская	U-Pb SIMS	80.6	1.3
09-308/1	Щепетов и др., 2020	66.468	-179.47	вулканомиктовый конгломерат	нырвакинотская	U-Pb LA-ICP-MS	< 92.5	
2403a	Тихомиров и др., 2006	66.942	176.806	гранодиорит (Танюрерский массив)	леурваамский	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ амфибол	79.2	1.9
						$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	82.9	0.7
2465a		66.863	176.921	кварцевый диорит (Танюрерский массив)	леурваамский	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ биотит	79.7	0.4
						$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плагиоклаз	77.3	0.4
2320a/02	Тихомиров, 2020	67.312	176.33	туф риолита	амгеньская	U-Pb SIMS	91.5	1.6
2238a/02		67.129	177.734	туф риолита	амгеньская	U-Pb SIMS	92	2.0
T06-22		66.567	-179.57	дацитовый туф	нырвакинотская	U-Pb SIMS	88.1	1.2
1149.01	Тихомиров и Гуляна, 2025	67.501	178.041	?	амгеньская	U-Pb SIMS	85.8	0.8
1206.01		67.439	179.304	гранит?	леурваамский	U-Pb SIMS	72.6	1.2
1240.01		67.589	178.307	?	амгеньская	U-Pb SIMS	95.9	0.6

4.4.2. Возраст вулканических пород западной части Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП

В отличие от ЦЧС, для Восточно-Чукотского сегмента (ВЧС) в разных источниках обнаруживаются схожие схемы расчленения вулканитов, однако, со значимо отличающимся возрастом стратонов между собой и от соседнего ЦЧС (рис. 4.12) (Варламова, 2004; Исаева и др., 2016; Решения..., 2009). Из новых данных, полученных в рамках данной работы, к ВЧС можно отнести определения, полученные для окрестностей месторождения Валунистое («Валунистое») и окрестностей залива Креста («Залив Креста»). В силу отсутствия опубликованных данных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологии по восточной части ВЧС (за исключением его самой восточной части в районе п. Провидения (Pease et al., 2018)), в данной работе мы будем рассматривать только западную часть ВЧС (рис. 4.8 и табл. 4.2).

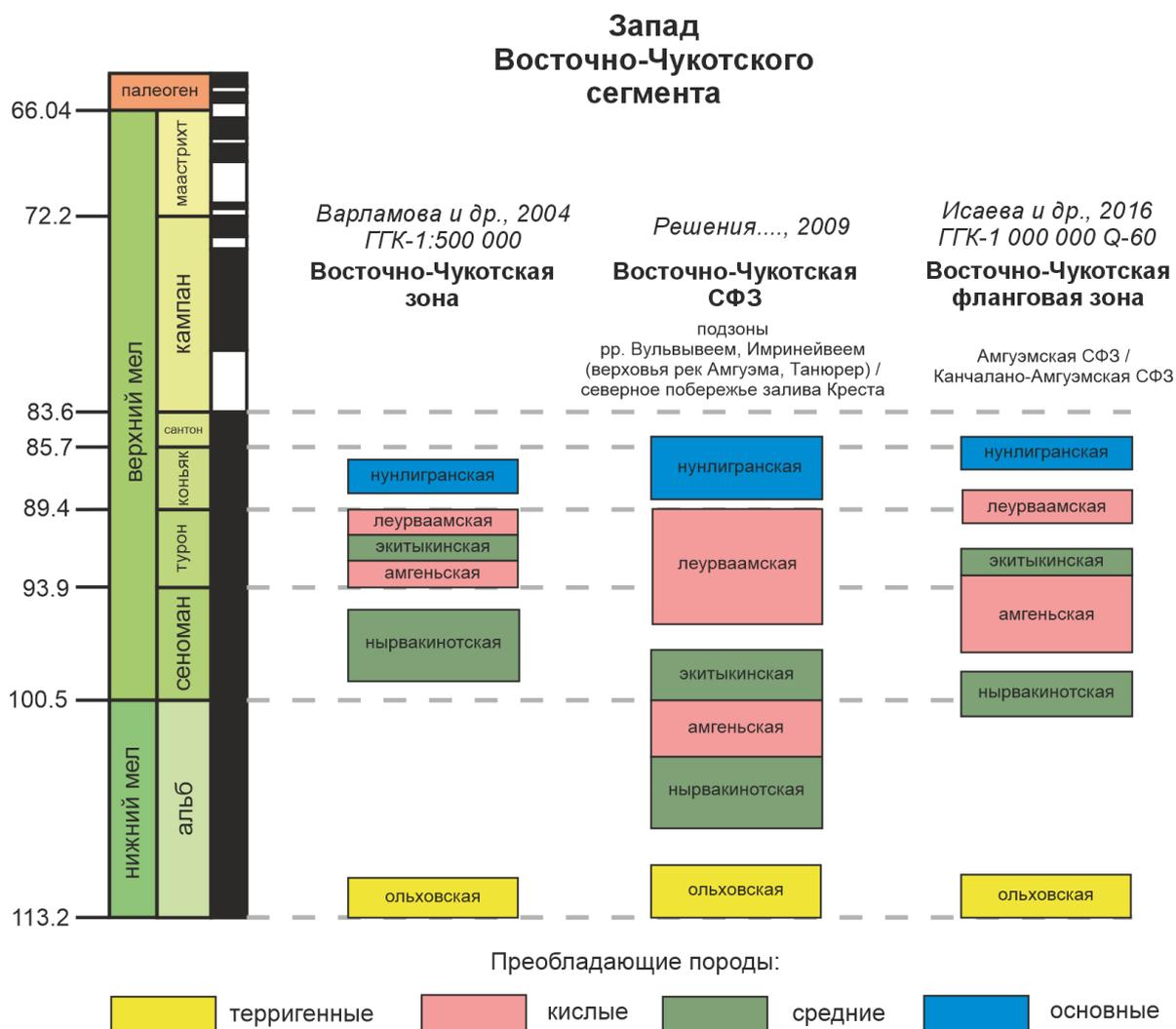


Рисунок 4.12 Сравнение существующих стратиграфических схем для западной части Восточно-Чукотского сектора по (Варламова, 2004; Исаева и др., 2016; Решения..., 2009).

Как и для окрестностей м-я Купол в пределах Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП всего одно изотопное определение (из 24) согласуется с возрастными рамками стратонов, установленных в самой последней легенде к геологической карте (Исаева и др., 2016) (рис. 4.13). Имеющийся набор изотопных данных указывает на то, что формирование пород, по крайней мере, западной части Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП, происходило в интервале времени с позднего сеномана по поздний маастрихт, т.е. на несколько млн лет позже, чем формирование пород остальных частей ОЧВП.

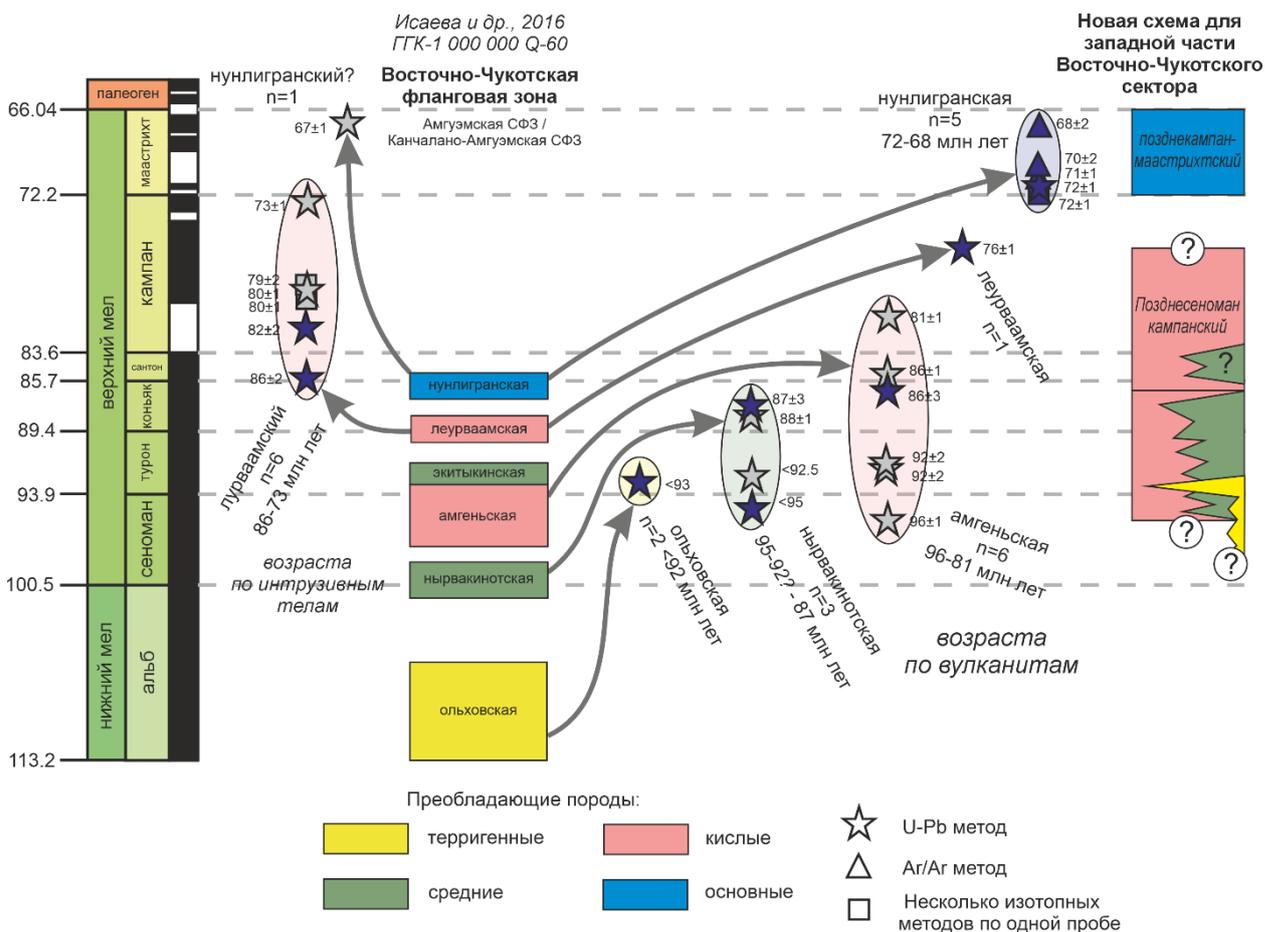


Рисунок 4.13 Схема корреляции изотопно-геохронологических данных и принятых стратиграфических подразделений ОЧВП согласно (Исаева и др., 2016) для западной части Восточно-Чукотского сегмента. Справа показана предлагаемая новая схема для данного региона с учетом данных об изотопном возрасте. Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с (Gradstein et al., 2020). Изотопные определения отмеченные синим цветом – данная работа, серые - из работ (Сахно и др., 2010; Тихомиров и др., 2006; Тихомиров, 2020; Тихомиров, Гульпа, 2025; Щепетов и др., 2020).

При рассмотрении изотопных определений по выделяемым стратонам принятым в (Исаева и др., 2016; Решения..., 2009) (рис. 4.12) можно отметить следующее:

Согласно (Решения..., 2009), преимущественно кислый вулканизм ВЧС подразделяется на два стратона амгеньскую толщу и леурваамскую свиту. Изотопные возраста амгеньской толщи варьируются в значительном интервале от 96 до 80 млн лет, а леурваамской свиты, с учетом ее интрузивных аналогов, в интервале 86-73 млн лет (рис. 4.13). Обнаруженное пересечение возраста формирования этих свит может говорить о некорректности отнесения тех или иных магматических пород к соответствующим (амгеньскому и леурваамскому) схожим по составу этапам магматизма. На сегодняшний день, 96 млн лет – самое древнее изотопное определение для ВЧС, по которому можно с уверенностью говорить о начале формирования ОЧВП на данной территории (Тихомиров, Гульпа, 2025).

Альбский возраст нырвакинотской толщи («нижних андезитов») оспаривался еще в работе (Щепетов и др., 2020). С появлением дополнительных изотопных определений, возраст формирования «нижних андезитов» ВЧС определяется в интервале 95-92? - 87 млн лет (сеноман-коньяк). Причем, нижняя граница, определенная по детритовым цирконам, может быть не такой ненадежной. Наиболее древнее определение (<95 млн лет (обр. 23-6к туфоконгломерат) имеет один отчетливый возрастной пик (см. в результатах), указывающий либо на близость богатого источника цирконов, либо на то, что последние являются «собственными» и сформировались вместе с туфовой составляющей. Богатым источником цирконов для данных пород, наиболее вероятно, мог являться сам ОЧВП, так как северо-западнее начиная с 95 млн лет уже точно начали формироваться его кислые разности (см. предыдущий абзац). Трудно представить, что если бы породы нырвакинотской толщи формировались значительно позже, то в нее бы не попало ни одного зерна из функционирующего совсем рядом ОЧВП. Приведенные аргументы, в сумме с не исключенным попаданием цирконов с пепловой составляющей (то есть сформированные одновременно с породой), делают предположение о возрасте нижней границы нырвакинотской толщи в 95 млн лет достаточно правдоподобным.

Согласно всем существующим стратиграфическим схемам (Исаева и др., 2016; Романов и др., 2000; Решения..., 2009), нырвакинотская толща подстилает амгеньскую, однако, изотопные определения указывают, что породы этих толщ формировались практически синхронно: нырвакинотская толща – 95-87 млн лет, амгеньская – 96 – 80 (73?) млн лет. Несмотря на наблюдаемые наглядные геологические взаимоотношения (напр. в районе залива Креста, см. рис. 1.11), скорее всего на данной территории деятельность вулканизма разного состава происходила в сравнительно близкое время. Таким образом, с

учетом новых изотопных определений, для нижних частей ВЧС ОЧВП находит поддержку ранняя стратиграфическая схема (напр. (Белый, 1977)), отраженная, в том числе, и на геологических картах первого поколения (напр. (Благодатский, 1968)), где данные породы объединялись в этелькуюмскую свиту.

Новые возрастные определения по “верхним базальтам” северной части ОЧВП указывают на возраст их формирования на рубеже кампана и маастрихта (71–67 млн лет), то есть за пределами временных рамок, обычно применяемых для ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020). Из возможных объяснений данного факта наиболее соответствующими наблюдаемым результатам представляются два. Первое, - в северной части ОЧВП вулканическая активность завершилась позже, чем в остальных его частях – в таком случае получает дополнительное подтверждение гипотеза о продольной миграции активности вулканического пояса обсуждаемая ранее в работах (В. Ф. Полин, 2023; Полин и др., 2021; Сахно и др., 2010; Tikhomirov et al., 2012). Второе, – на территории Чукотки после завершения активности ОЧВП имело место более позднее вулканическое событие, продукты которого частично наложились на комплексы ОЧВП. Для окрестностей месторождения Валунистое (большинство молодых определений получено здесь), более вероятно наложение на ОЧВП магматизма Анадырско-Бристольской вулканической провинции (пояса), упоминаемого в работах (Филатова, 1988; Филатова, 2015; Akinin et al., 2009), но сравнительно слабо изученного. Надежное решение данного вопроса требует накопления значительно большего геохронологического и геохимического материала.

Несмотря на явный недостаток изотопных определений для западной части ВЧС, на гистограмме (рис. 4.14) можно заметить несколько интервалов затишья и наиболее интенсивного магматизма. Наиболее интенсивные этапы наблюдаются на интервалах 95-92?, 88-86, 82-79, 72-70 млн лет. В поддержку этого наблюдения, основанного на сравнительно скромной статистике, выступает тот факт, что все эти пики характерны как для всего ОЧВП, так и для его северной части (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров, 2020). Уникальным представляется только самый молодой пик, который, как уже было отмечено ранее, вообще выбивается за общие границы ОЧВП. Интересным представляется полное отсутствие, на данный момент, в пределах запада ВЧС одного из наиболее интенсивных этапов вулканизма ОЧВП с возрастом 84 млн лет (Тихомиров, 2020), хотя в районе Провидения (самая восточная часть ВЧС) такие определения присутствуют (Pease et al., 2018).

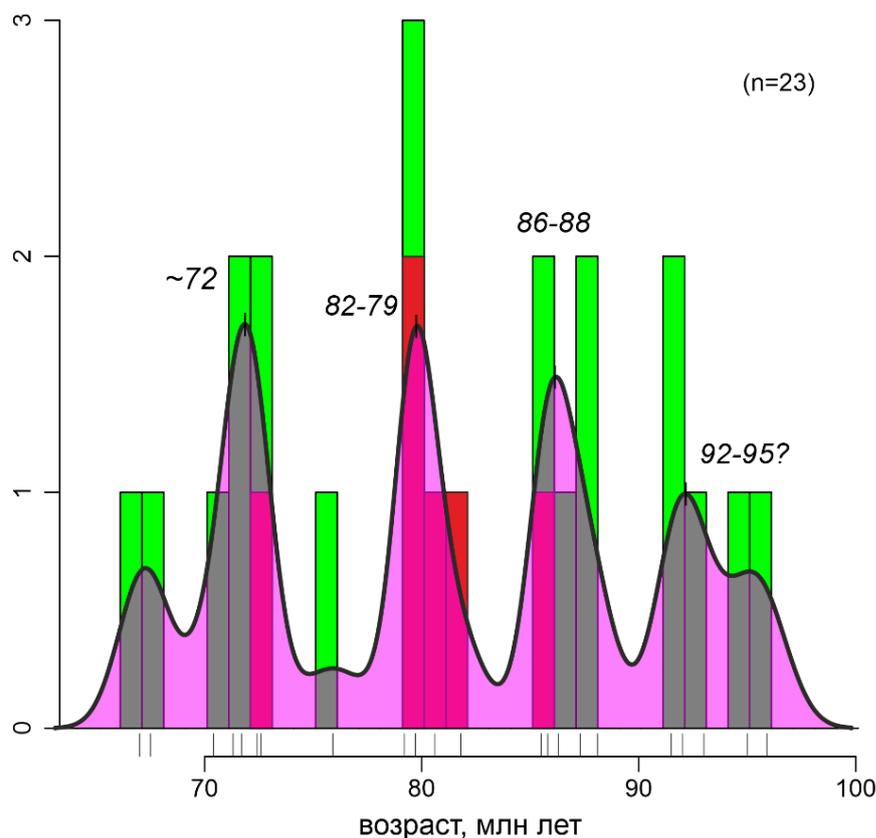


Рисунок 4.14 Гистограмма и график плотности вероятности всех изотопных определений западной части ВЧС, конкретные значения даны в табл. 4.2. Зеленым показаны возраста по вулканитам, красным – по интрузивным телам.

Два новых изотопных определения возраста по гранитам Искатеньского массива имеют различные значения: 85.5 ± 2.5 и 81.8 ± 1.7 млн лет. Простое пересечение погрешностей на уровне 2σ может быть проинтерпретировано как то, что это различие незначимо, однако сравнение разницы этих возрастов (3.7 млн лет) с погрешностью ее определения 3.0 млн лет (рассчитанной как корень из суммы квадратов соответствующих погрешностей) говорит о статистически значимом различии. Это факт позволяет высказать предположение о двух фазах внедрения Искатеньского гранитного массива, одна из которых могла формироваться в сантонское время, а другая в кампанское. При этом петрографические различия между фазами, согласно изученным шлифам, не очевидны.

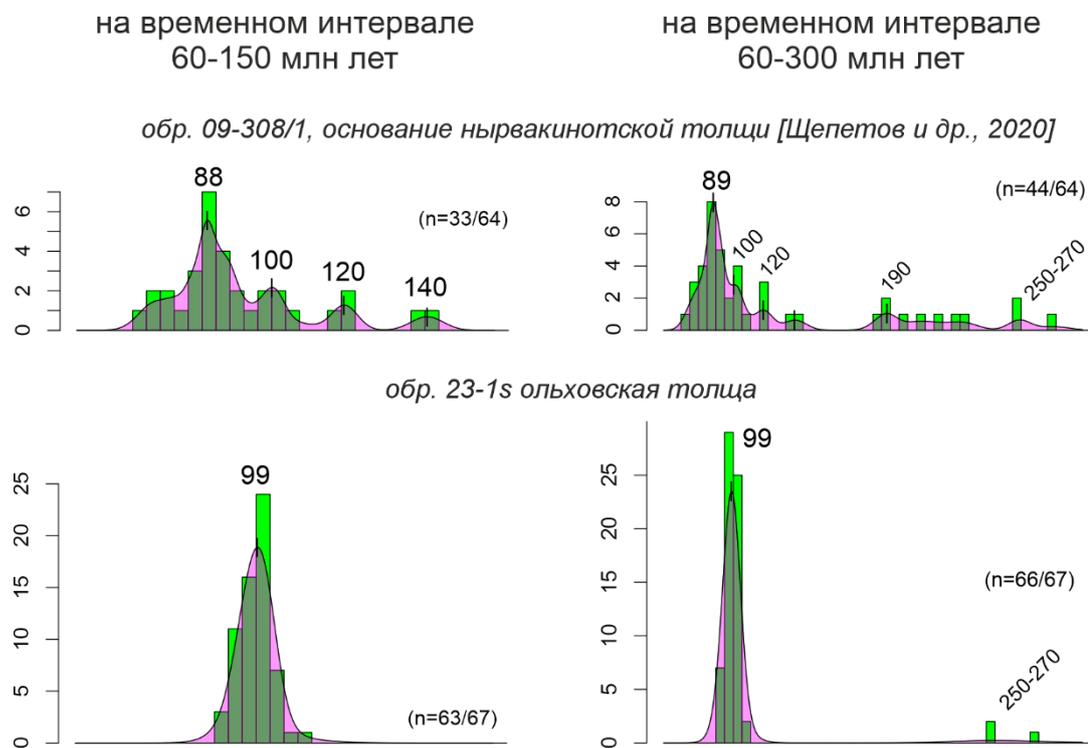


Рисунок 4.15 Гистограммы и кривые плотности вероятности Pb^{206}/U^{238} возраста обломочных цирконов для проб залива Креста (данная работа и (Щепетов и др., 2020)). Слева – для мелового времени, справа – на интервале 50-300 млн лет.

Отдельного обсуждения заслуживают новые результаты по обломочным цирконам (проба 23-1s), отобранные из ольховской свиты и нырвакинотской толщи. Как уже было отмечено в разделе “Результаты”, для пробы из ольховской свиты (обр. 23-1s) выделяется три популяции возрастов с пиками: 99, ~260 и ~2600 млн лет (рис. 4.15). Для наиболее древних цирконов можно предположить следующие источники: для позднепалеозойской популяции - гранитоиды Уралид, Таймыра или Сибирской большой магматической провинции (Прокопьев и др., 2013; Miller et al., 2006; Miller et al., 2013; Vernikovskiy et al., 2003), а для неоархейского зерна - породы любого соседнего кратона, как Северо-Американского, так и Сибирского (Прокопьев и др., 2013; Miller et al., 2006; Miller et al., 2013). Схожие пики наблюдаются и в пробе 09-308/1 из работы (Щепетов и др., 2020), что поддерживает реальность пиков, выделяемых по нескольким зернам в пробе 23-1s. В пробе 09-308 также присутствует несколько зерен позднеюрско-раннемелового возраста, которые можно связать с Центрально-Чукотским надсубдукционным поясом (Ватрушкина и др., 2019; Тихомиров, Гульпа, 2025).

Наиболее интересна наибольшая - меловая популяция пробы из ольховской свиты (обр. 23-1s), охватывающая интервал со 109 до 92 млн. лет (альб-сеноман) и включающая

64 зерна. С учетом резкого доминирования зерен схожего возраста в пробе, можно предположить близкое расположение источника данных зерен.

На рассматриваемой территории для альб-сеноманского времени известно, как минимум два этапа магматизма, которые могли бы стать источником обсуждаемых зерен: один из них отвечает Чаунской магматической провинции (или Чукотскому плутоническому поясу), другой - нижним частям ОЧВП (Тихомиров, 2020; Akinin et al., 2020). Возраст Чаунской провинции определяется как ~109-100 млн лет (Тихомиров, 2020; Тихомиров, Гульпа, 2025; Akinin et al., 2020). Магматиты этой провинции с размывом перекрыты вулканитами ОЧВП (Тихомиров, 2020; Akinin et al., 2020). Между этими событиями выделяется этап глубокой эрозии, в результате которого плутоны Чаунской провинции были выведены на поверхность с глубин в несколько километров (Тихомиров, 2020; Miller et al., 2018b). Для ОЧВП в целом, нижняя возрастная граница определяется как 106 млн лет (напр. (Тихомиров, 2020; Akinin et al., 2020)), однако, для его самой северо-восточной части (ВЧС) на сегодня не существует опубликованных изотопных определений, поддерживающих начало его формирования ранее сеноманского времени (96 млн лет) (Тихомиров, 2020; Тихомиров, Гульпа, 2025; Akinin et al., 2020; Miller et al., 2018b). Именно в этот сравнительно короткий интервал 100 – 96 млн лет и предполагался этап глубокой эрозии (Тихомиров, 2020; Miller et al., 2018b). Поддерживает временные рамки данного этапа эрозии возраст подъема метаморфических куполов Центральной и Восточной Чукотки, который определяется как 105-95 млн лет (Akinin et al., 2020).

Новые результаты по детритовым цирконам из данной работы (и данные (Щепетов и др., 2020), указывают на существование в окрестностях залива Креста магматитов с возрастными непрерывно заполняющими интервал с 109 до 92 млн лет. Этот временной интервал охватывает все вышеперечисленные этапы развития данной территории: магматизм Чаунской провинции, начальную стадию формирования ОЧВП (пока не обнаруженную?) и выделяемый этап глубокой эрозии. Нельзя с уверенностью сказать, какая магматическая провинция являлась источником детритовых цирконов в интервале 100-96 млн лет. Однако вероятность того, что в это время полностью эродировались именно покровные вулканические фации (ОЧВП), а не плутонические (Чаунская провинция) явно выше, так как вулканиты формируются элементарно ближе к поверхности. Таким образом, можно предположить, что более вероятным источником детритов возрастом 100-96 млн лет в изученных пробах являлись именно породы начальных стадий формирования ОЧВП, а временной интервал между завершением формирования плутонов Чаунской провинции и

магматитов ОЧВП был либо меньше разрешающей способности LA-ICP-MS, либо вовсе эти события какое-то время происходили одновременно.

В контексте обсуждения результатов детритовой цирконометрии также интересен вопрос взаимоотношений ольховской свиты и нырвакинской толщи. Согласно (Исаева и др., 2016; Романов и др., 2000; Решения..., 2009), ольховская преимущественно терригенная свита предваряет начало формирования нырвакинской толщи («нижних андезитов»). Этот факт ставился под сомнение еще в работе (Щепетов и др., 2020), а также на геологических картах первого поколения (Благодатский, 1968), где терригенные породы ольховской свиты, также включались в этелькуюмскую свиту. С учетом новых изотопно-геохронологических определений, полученных по породам нырвакинской толщи (95.0 ± 2.1 (или <95) и <92.5 млн лет) и ольховской свиты (<93 млн лет), и непосредственной близости отбора соответствующих проб (~ 1 км) в районе гор Матачингай, находит дополнительную поддержку идея о том, что это все же фациальные разности, которые формировались в сравнительно близкое (сеноманское) время.

Анализ новых и ранее опубликованных изотопных данных позволяет предложить следующую последовательность событий на территории западной части ВЧС в альб-маастрихтское время (рис. 4.13):

1. Внедрение плутонов Чаунской магматической провинции $\sim 109-100$ млн лет (альб) (Тихомиров, 2020; Akinin et al., 2020)
2. Этап глубокой эрозии в сеноманское время (в интервале $\sim 100-96$ млн лет). Параллельно с этими событиями продолжают формироваться магматиты, наиболее вероятно, начальной стадии ОЧВП, которые могли быть эродированы на этом же этапе.
3. Формирование вулканитов западной части ВЧС ОЧВП с конца сеномана (96 млн лет). Как минимум до коньякского времени (~ 87 млн лет) состав вулканитов в данной области не постоянен - от средних (нырвакинотская толща) до кислых (амгеньская толща). Примерно в это же время заканчивают накапливаться терригенные породы ольховской свиты.
4. Этап кислого вулканизма, начавшийся с сеномана, продолжался вплоть до кампанского времени (до 79 млн лет, возможно, до 73 млн лет).
5. Этап преимущественно основного вулканизма в позднекампанское – маастрихтское время (72-67 млн лет) (нунлигранская свита).

Представленные в настоящей главе определения возраста позволяют сформулировать **первое защищаемое положение**: Новые изотопно-геохронологические данные позволяют существенно пересмотреть возрастные характеристики некоторых стратонов северной части ОЧВП. Нижние толщи (существенно вулканогенная нырвакинотская и терригенная ольховская) сформированы 95-87 млн лет назад, а кислые вулканыты пыкарваамской свиты извержены 91-84 млн лет назад. Финальные стадии базальтового вулканизма ОЧВП имели место 72-67 млн лет назад.

Отмеченные нестыковки изотопных данных и стратиграфических схем, принятых для Юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента (рис. 4.10) и Западной части Восточно-Чукотского сегмента (рис. 4.12) (Решения..., 2009), приводят нас к выводу о необходимости корректировки этих стратиграфических схем. Схемы, лучше согласующиеся с новыми изотопными данными изображены на рис. 4.11 и 4.13.

4.4.3. Оценка возраста исследованных разрезов

Важным результатом проведенных изотопных исследований явилось существенное уточнение возрастных рамок времени формирования разрезов, палеомагнетизм которых был изучен в ходе настоящей работы.

Большинство изотопных определений в районе м-я Купол относятся к нижним частям палеомагнитных разрезов (рис. 1.7 и табл. 4.1). Возраст большинства проб, соответствующих палеомагнитным сайтам, колеблется около ~88 млн лет (исключение проба 0101 ~91 млн лет и 0400 ~84 млн лет). Это позволяет оценить возраст нижней границы палеомагнитных разрезов. Сложнее охарактеризовать верхнюю временную границу палеомагнитных разрезов, в связи с отсутствием пород пригодных для изотопного датирования. Поэтому верхнюю границу мы принимаем как ~84 млн лет на основании полного отсутствия обратных полярностей (см. след. главу), что указывает на формирование этих пород во время Мелового суперхрона прямой полярности, который существовал вплоть до 83.65 млн лет (Gradstein et al., 2020). Таким образом возраст палеомагнитных разрезов объекта «Купол» мы определяем как 88-84 млн лет (коньяк-сантон) со средним значением **~86 млн лет**.

С учетом распределения новых определений возраста (рис. 1.8 и табл. 4.2) в районе м-я Валунистое (объект «Валунистое»), возраст палеомагнитных разрезов можно оценить как интервал между 76-67 млн лет (поздний кампан-маастрихт) (среднее значение **~72 млн лет**).

Подводя итог можно отметить следующие ключевые моменты:

- Для значительной части стратонов северной части ОЧВП представлены новые U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста.
- Большинство из определений возраста не соответствуют возрастным интервалам принятых для этих стратонов в существующих стратиграфических схемах (Варламова, 2004; Исаева и др., 2016; Малышева и др., 2012; Решения..., 2009). Предложены схемы, лучше согласующиеся с имеющимися изотопными данными.
- Новые определения возраста позволили надежно оценить возраст палеомагнитных разрезов, которые будут подробно обсуждаться в следующей главе.

Глава 5. Результаты палеомагнитных исследований и их интерпретация⁵

5.1. Магнитная минералогия

Все исследованные образцы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеют величины естественной остаточной намагниченности, которые изменяются в широком пределе от 0.02 до 10 А/м, при этом величина магнитной восприимчивости варьирует в пределах от $1 \cdot 10^{-3}$ до $50 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Ожидаемо, наименьшие значения характерны для вулканитов кислого состава, а наибольшие для основного.

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

1. **Лебедев И.Е.**, Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли. 2021. № 2. С. 103-118. EDN: HWAHTI (1.12 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Pavlov V.E., Eid B., Lhuillier F. New paleomagnetic data on Late Cretaceous Chukotka volcanics: the Chukotka block probably underwent displacements relative to the North American and Eurasian plates after the formation of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt? // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2021. vol. 57. № 2. pp. 232-246. EDN: KTDNLB (1.08 п.л., импакт-фактор 0.343 (SJR))

2. Bobrovnikova E.M., Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V., Zhidkov G.V., **Lebedev I.E.**, Eid B., Pavlov V.E. High-Latitude Paleointensities During the Cretaceous Normal Superchron From the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2022. vol. 127. № 2. e2021JB023551 EDN: ERTYXL (1.8 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор 1.820 (SJR))

3. **Лебедев И.Е.**, Бобровникова Е.М., Тихомиров П.Л., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Амплитуда вековых геомагнитных вариаций в позднем мелу по результатам палеомагнитных исследований вулканитов Охотско-Чукотского пояса верхнего течения реки Малый Анюй (Западная Чукотка) // Физика Земли. 2022. № 2. С. 41-59. EDN: РТКОЕ (1.4 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Bobrovnikova E.M., Tikhomirov P.L., Pavlov V.E., Eid B., Lhuillier F. Amplitude of secular geomagnetic variation in Late Cretaceous based on paleomagnetic studies of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt from upper reaches of Malyi Anyui river, West Chukotka // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2022. vol. 58. № 2. pp. 185-202. EDN: ECONLK (1.34 п.л., импакт-фактор 0.343 (SJR))

4. Lhuillier F., **Lebedev I.E.**, Tikhomirov P.L., Pavlov V.E. High-Latitude Geomagnetic Secular Variation at the End of the Cretaceous Normal Superchron Recorded by Volcanic Flows From the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2024. vol. 129. № 1. e2023JB027550 EDN: BNDYHW (2.3 п.л., вклад автора – 60%, импакт-фактор 1.820 (SJR))

5. Lhuillier F., **Lebedev I.E.**, Tikhomirov P.L., Pavlov V.E. Is the Geodynamo Characterized by a Distinct Geomagnetic Secular Variation Regime During the Cretaceous Normal Superchron? // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2025. vol. 130. № 4. e2024JB030928. EDN: SNFXUE (1.62 п.л., вклад автора – 60%, импакт-фактор 1.820 (SJR))

6. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Ефремова У.С. Граница между Северо-Американской и Беринговоморской плитами: новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. №11. С. 1393-1417. EDN: RDFYAS (2.8 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 1,490 (РИНЦ))

Lebedev I.E., Pavlov V.E., Tikhomirov P.L., Pasenko A.M., Efremova U.S. North American – Bering plate boundary: new paleomagnetic data on Late Cretaceous volcanic rocks of Central Chukotka // Russian Geology and Geophysics. 2025. vol. 66. № 11. pp. 1359–1381. EDN: FOSAYK (2.74 п.л., импакт-фактор 0.425 (SJR))

Гистерезисные свойства, суммированные на диаграмме Дэй (Day et al., 1977) (рис. 5.1а и 5.2а), показывают, что большинство образцов относятся к области связанной с

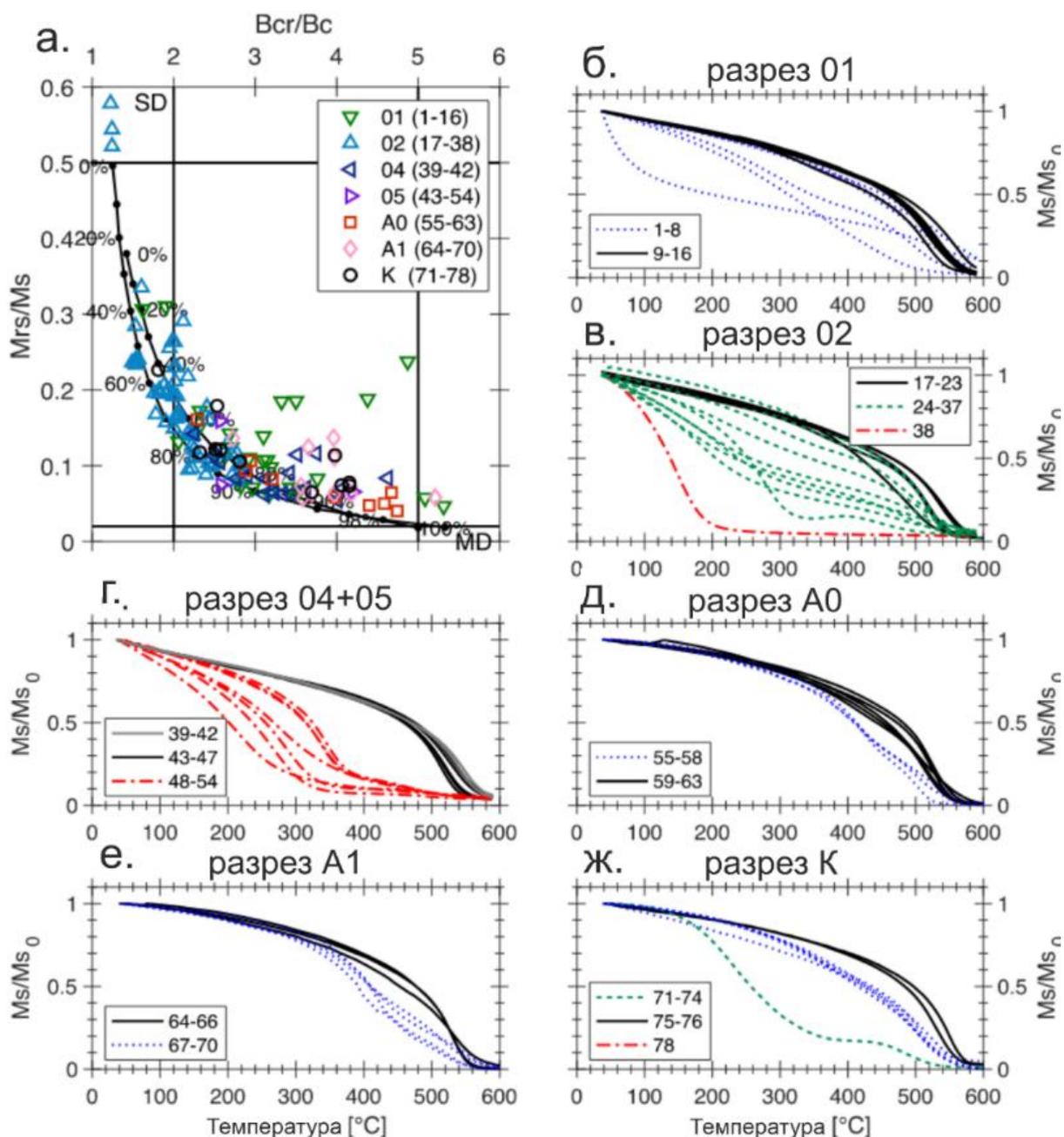


Рисунок 5.1 Магнитные свойства исследованных лавовых потоков на объекте «Купол». (а) Диаграмма Дэй с кривой смешения однодоменной (SD)/многодоменной (MD) структур для титаномагнетита (Dunlop, 2002). (б–ж) Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры $M_s(t)$ для представительных вулканических пород исследованных разрезов. Сайты разделены на четыре группы: 1 - черные сплошные линии; $T_c > 500$ °C, 2 - красные штрихпунктирные линии; $T_c < 300$ °C, 3 - синие пунктирные линии $T_{c1} \approx 400$ °C и $T_{c2} > 500$ °C, 4 - зеленые пунктирные линии $T_{c1} \approx 230$ °C и $T_{c2} > 400$ °C. Номерами показаны номера исследованных потоков см. приложение 1. (Bobrovnikova et al., 2022; Lhuillier et al., 2024)

псевдооднодоменным состоянием. Точки, как правило, близко расположены к кривой смешения однодоменной (SD) и многодоменной (MD) структур титаномагнетита, предложенной Данлопом (Dunlop, 2002).

С точки зрения термомагнитного поведения намагниченности насыщения от температуры (рисунки 5-1б-ж и 5-2б-д) большая часть образцов характеризуется наличием одной точки Кюри в интервале $\sim 500-590^\circ\text{C}$ и почти обратимым поведением (группа 1 на

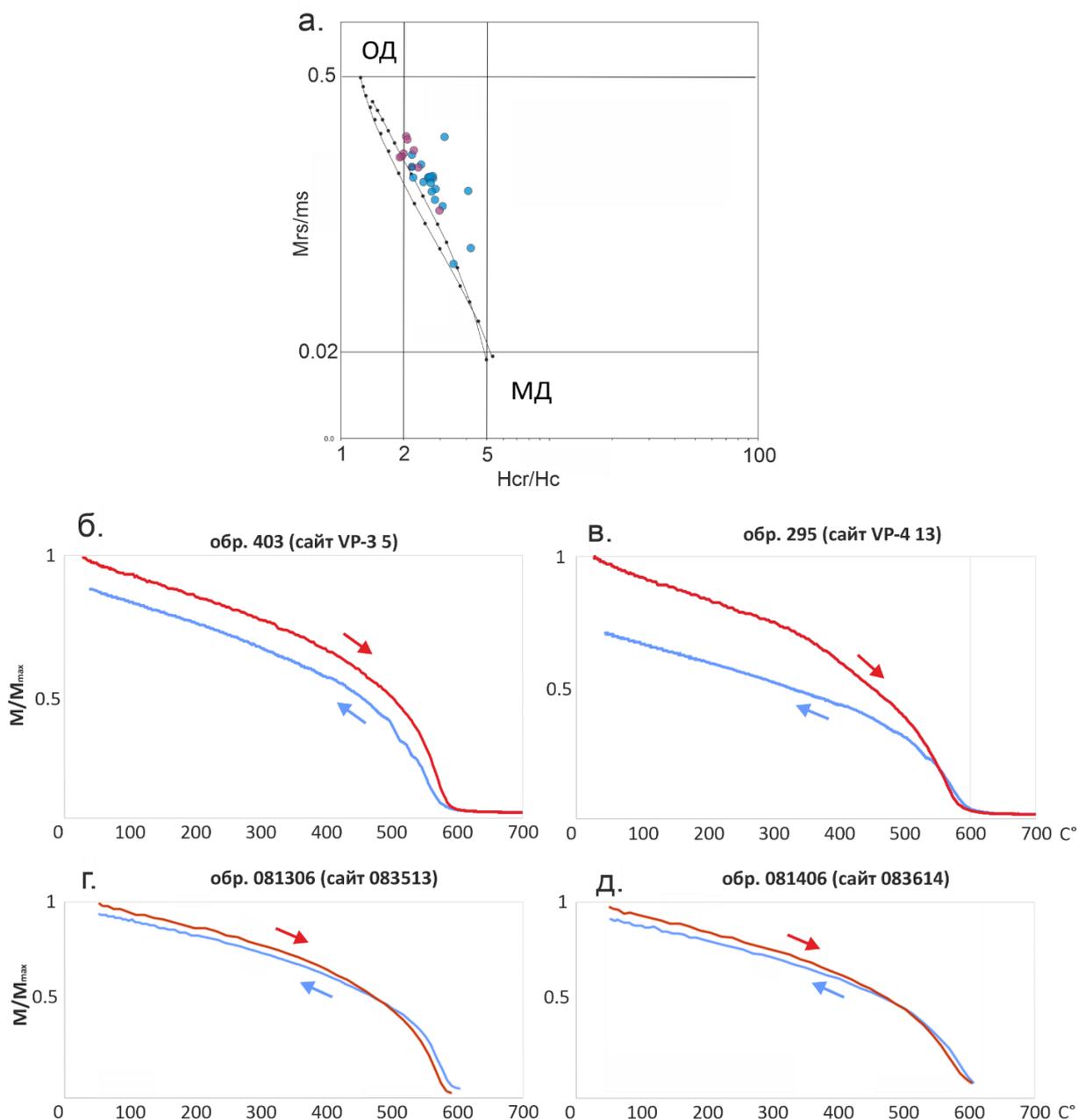


Рисунок 5.2. Магнитные свойства исследованных лавовых потоков на объекте «Валунистое». (а) Диаграмма Дзя с кривой смешения однодоменной (ОД)/многодоменной (МД) структур для магнетита, предложенная Данлопом (Dunlop, 2002). (б–д) Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры $M_s(t)$.

объекте «Купол» и подавляющее количество сайтов на объекте «Валунистое»). Однако, на объекте «Купол» также отмечено значительное количество вулканических потоков, в которых были обнаружены носители намагниченности с более низкими точками Кюри, которые требуют отдельного обсуждения. Среди этих потоков можно выделить еще три

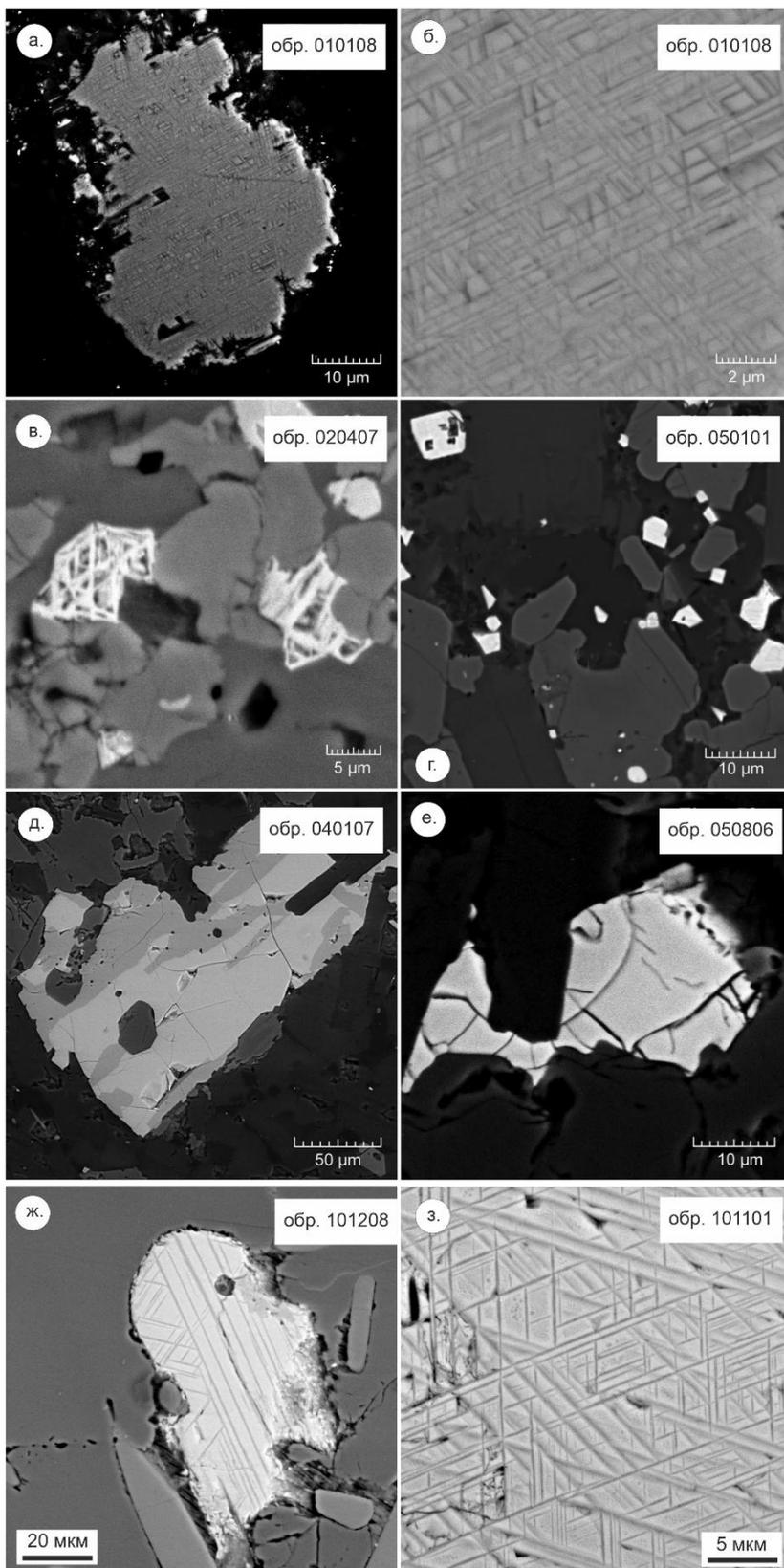


Рисунок 5.3 Изображения в обратно отраженных электронах зерен титаномагнетита исследованных объектов Купол (а-е) и Валунистое (ж-з). (а-в и ж-з) Структуры высокотемпературного распада титаномагнетита, (г) неокисленные зерна титаномагнетита. (д) Возможное сосуществование двух ферримагнитных фаз внутри многодоменного зерна титаномагнетита. (е) Однофазно окисленное зерно титаномагнетита.

группы образцов по поведению термомагнитных кривых (группы 2, 3 и 4 на рис. 5.1). Сайты, относимые к группе 2, характеризуются наличием зерен с точками Кюри ниже 300°C и практически обратимым поведением (рис. 5.1 в и д). Группы 3 и 4 характеризуются присутствием двух ферромагнитных фаз. Так, вулканические потоки группы 3 имеют точку Кюри около 375–425°C и демонстрируют плавное снижение M_s при охлаждении (рисунки 5-1 б, д-ж), что указывает на сосуществование двух фаз титаномагнетита. Сайты, относимые к группе 4, имеют более низкую точку Кюри (около 230 °C) и демонстрируют необратимое увеличение M_s при охлаждении (рисунки 5-1 в и ж), что указывает на инверсию титаномагнетита в низкотитанистый титаномагнетит (например, (Dunlop, Özdemir, 1997)).

Основываясь на электронномикроскопических исследованиях, проведённых на 16 представительных образцах, высокотемпературную фазу ($T_c > 500$ °C) можно связать с низкотитанистым титаномагнетитом (рис. 5.3 а-в и ж-з). Несмотря на то, что точка Кюри, определенная по зависимости $M_s(t)$ потока 050501 (поток 47) (рис. 5.1 г), близка к точке Кюри магнетита, этот поток является уникальным, в том смысле, что в нём при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) не были найдены зёрна титаномагнетита, которые можно было бы сопоставить с высокотемпературной фазой (рис. 5.3 г), как на рис. (5.3 а-в и ж-з). Это кажущееся противоречие может быть решено обнаружением включений титаномагнетита (размером в несколько мкм) внутри зёрен пироксена (рис. 5.4 а-в). Детальные наблюдения с помощью СЭМ и микронзонда показывают, что эти включения титаномагнетита имеют наномасштабные неоднородности, уверенное разделение которых невозможно из-за недостаточного разрешения микронзондового анализа (рис. 5.4 г-д). Можно предположить, что остаточная намагниченность этого потока, в основном, обусловлена этими зёрнами титаномагнетита, которые выделились из вмещающего зёрна пироксена во время формирования породы. В свою очередь, эти включения титаномагнетита, вероятно, подверглись высокотемпературному окислению (например, (Gao et al., 2019)), о чём свидетельствует наличие наномасштабных неоднородностей (тонких ламелей?) с высоким и низким содержанием титана (рис. 5.4 г-д). Напротив, носители остаточной намагниченности, связанные с низкотемпературной фазой ($T_c < 300$ °C) из групп 2 и 4, вероятно, подверглись низкотемпературному окислению, о чём свидетельствует наличие характерных трещин (рис. 5.3 е; например, (Petersen, Vali, 1987)). Наконец, носители остаточной намагниченности из группы 3, характеризующиеся сосуществованием двух стабильных высокотемпературных фаз, которые могут частично объясняться наличием двухфазных зёрен титаномагнетита (рис. 5.3 д).

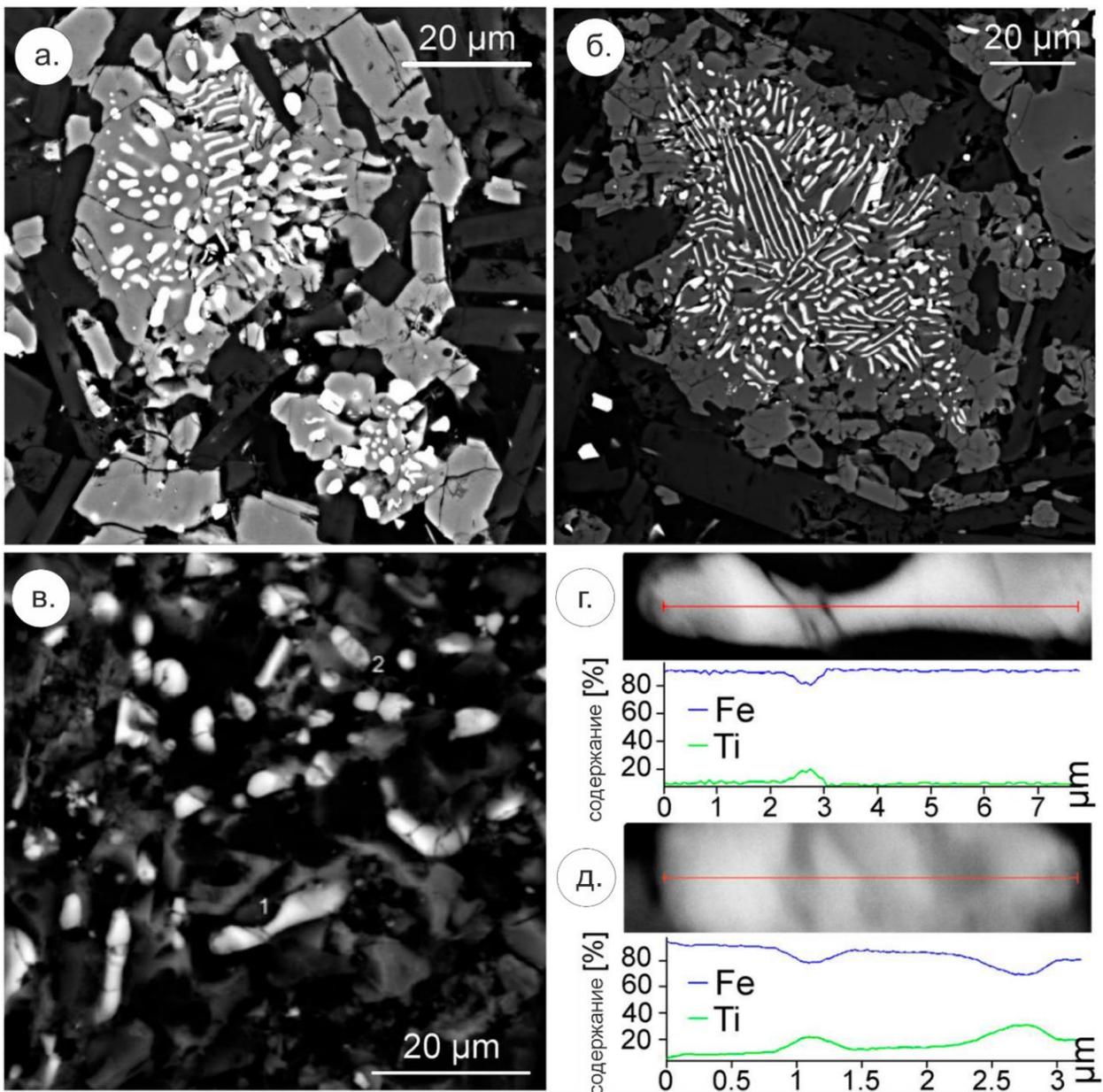


Рисунок 5.4 Изображения в обратно отраженных электронах и микрозондовый анализ зерен пироксена с включениями титаномагнетита (обр. 050101, сайт 050501, поток 47). (а, б) Микрофотографии двух характерных пироксеновых зерен. (в–д) Микрозондовый анализ двух включений титаномагнетита. Включения 1 и 2, показанные на рис (в), показаны на рисунках (г) и (д). (Lhuillier et al., 2024)

5.2. Результаты лабораторных палеомагнитных исследований

Стратегия магнитных чисток для обоих объектов имела схожий характер. Для выбора оптимального метода магнитной чистки на пилотной коллекции (несколько сотен образцов), состоящей из пар образцов-дублей (по несколько пар с каждого сайта) было выполнено сравнение результатов чисток температурой и переменным магнитным полем. Оба вида чистки показывают, как правило, наличие в составе естественной остаточной

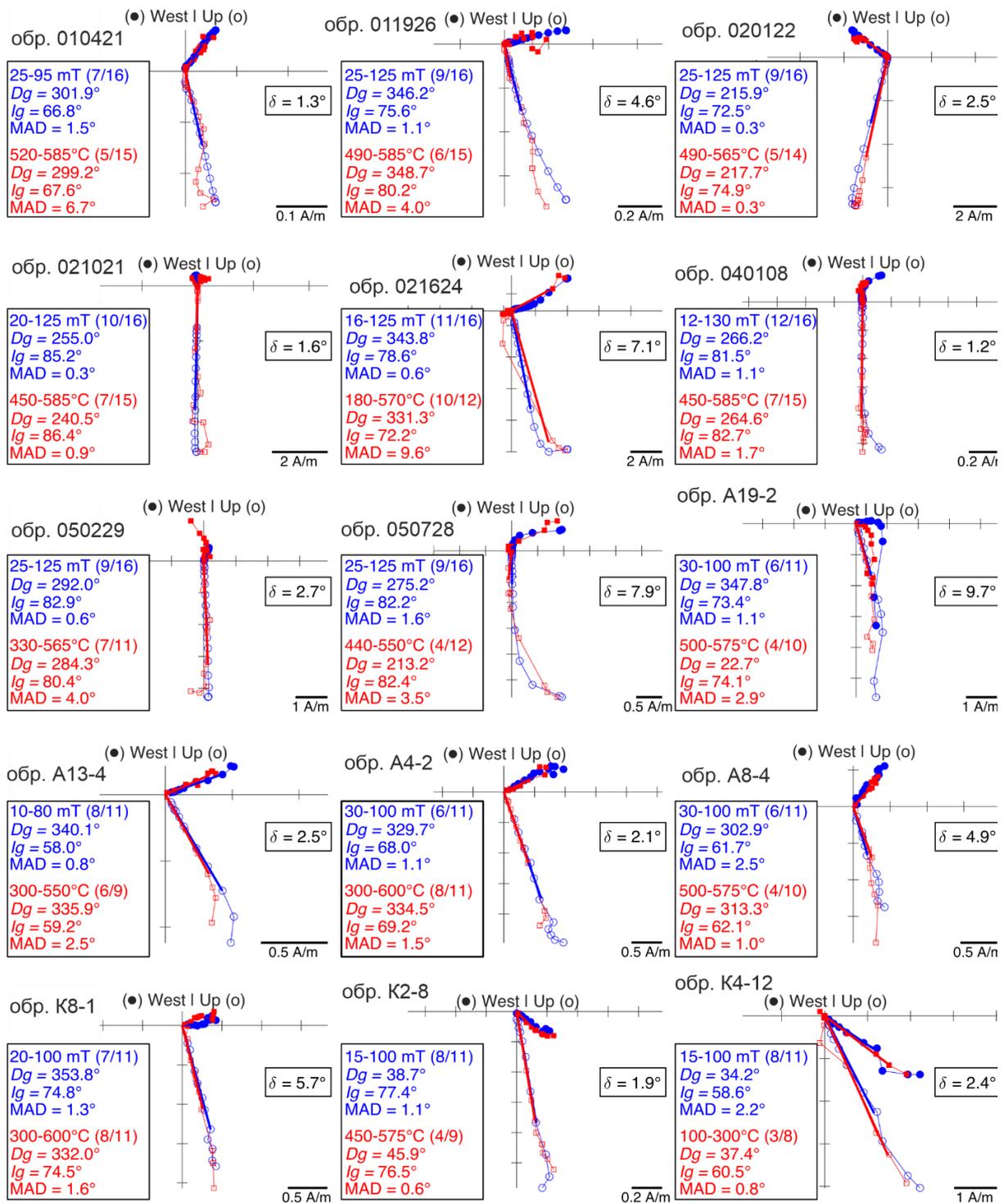


Рисунок 5.5 Диаграммы Зийдервельда, иллюстрирующие примеры сравнения размагничивания переменным полем (голубые кружки) и температурой (красные кружки) некоторых образцов объекта «Купол». Для каждого образца показаны выделенные направления методом главных компонент (D - склонение, I – наклонение, MAD – максимальное угловое отклонение) голубым текстом – по переменному полю, красным - температурой, δ – угловая разница (Lhuillier et al., 2024).

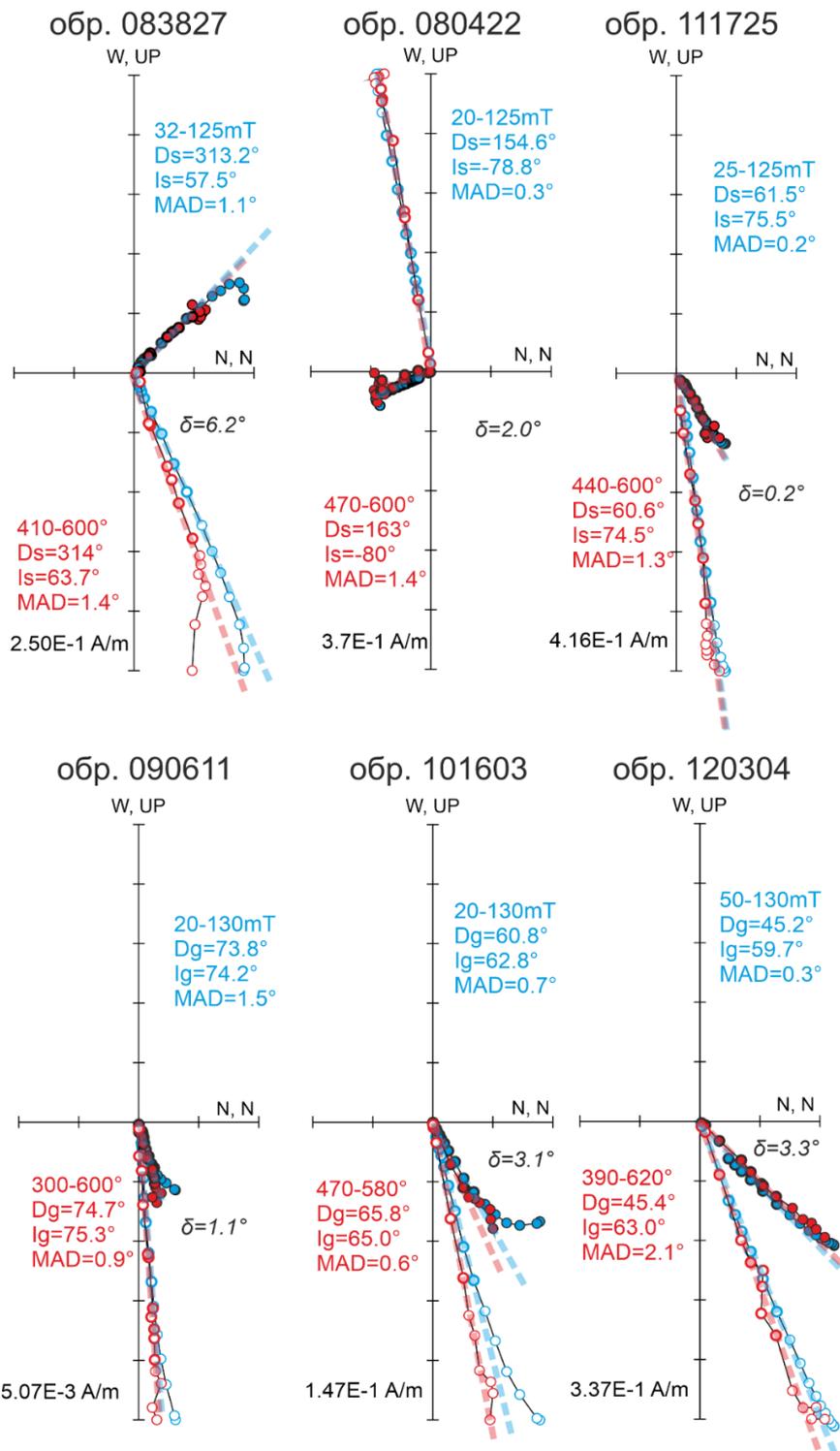


Рисунок 5.6 Диаграммы Зийдервельда, показывающие примеры сравнения размагничивания переменным полем (голубые кружки) и температурой (красные кружки) некоторых образцов объекта «Валунистое». Для каждого образца показаны выделенные направления методом главных компонент (D - склонение, I – наклонение, MAD – максимальное угловое отклонение) голубым текстом – по переменному полю, красным - температурой, δ – угловая разница между компонентами, выделенными по результатам чистки переменным полем и температурой (Лебедев и др., 2025).

намагниченности образцов двух компонент: основной – наиболее стабильной, характеристической (ChRM) с максимальными разблокирующими температурами 580-600°C и с максимальными разрушающими полями 100-130 мТ, и менее выраженной, относительно малостабильной, вероятно, вязкой природы, которая разрушается при прогреве до температур ~150-200°C и при воздействии переменных полей ~ 5-10 мТ (рис. 5.5 и 5.6). Отметим, что по результатам чистки переменным магнитным полем диаграммы Зийдвервельда получаются менее “шумными”: среднее значение MAD (Kirschvink, 1980) при определении направления характеристической компоненты при этом виде чистки составляет 1.1° и 1.5° на «Куполе» и «Валунистом» соответственно против соответствующего значения 2.3° и 2.2°, которое получается при чистке температурой.

Для каждой пары дублей из одного образца, почищенных разными методами, была рассчитана угловая разница между направлениями выделенных характеристических компонент. Ее медианное значение составило 3.9° и 4.4° при интерквартильном размахе 3.3° и 6.8° для «Купола» и «Валунистого» соответственно. Угловое различие между средними направлениями ChRM, рассчитанными отдельно по результатам температурной чистки и чистки переменным магнитным полем, составило $\gamma = 0.9 / 1.7^\circ$ при критическом угле $\gamma_{cr} = 5.7^\circ / 4.3^\circ$ («Купол» / «Валунистое» соответственно) (McFadden, McElhinny, 1990). Это означает, что данные, полученные по результатам обоих видов чистки, статистически неразличимы. С учетом более высокой точности определения направления характеристической компоненты по результатам чистки переменным магнитным полем и более высокой производительности последней (по сравнению с чисткой температурой), этот вид чистки был использован как основной, при лабораторной обработке всей коллекции.

Первичность выделенной характеристической компоненты намагниченности поддерживается следующими доводами:

1. Положительным полевым тестом контакта, который был поставлен на объекте «Валунистое». Для теста были отобраны 2 дайки, секущие разрез 08, и одна дайка, секущая разрез 11 (рис. 5.7). Характеристическая намагниченность даек из разреза 8 имеет полярность противоположную таковой вмещающих пород (тест контакта 1 и 2 на рис. 5.7). Среднее направление ChRM образцов третьей дайки (тест контакта 3 на рис. 5.7) значительно отличается от среднего направления ChRM вмещающих пород: $\gamma/\gamma_{cr} = 7.6^\circ/4.0^\circ$ (McFadden, McElhinny, 1990). Эти результаты указывают на то, что формирование намагниченности пород, слагающих исследуемые разрезы, произошло до формирования даек. Тот факт, что

изученные дайки и вмещающие их породы относятся к одному этапу магматической активности, означает, что временной промежуток между их формированием был относительно небольшим, что, в свою очередь, с большой долей вероятности, указывает на то, что намагниченность вулканитов является первичной.

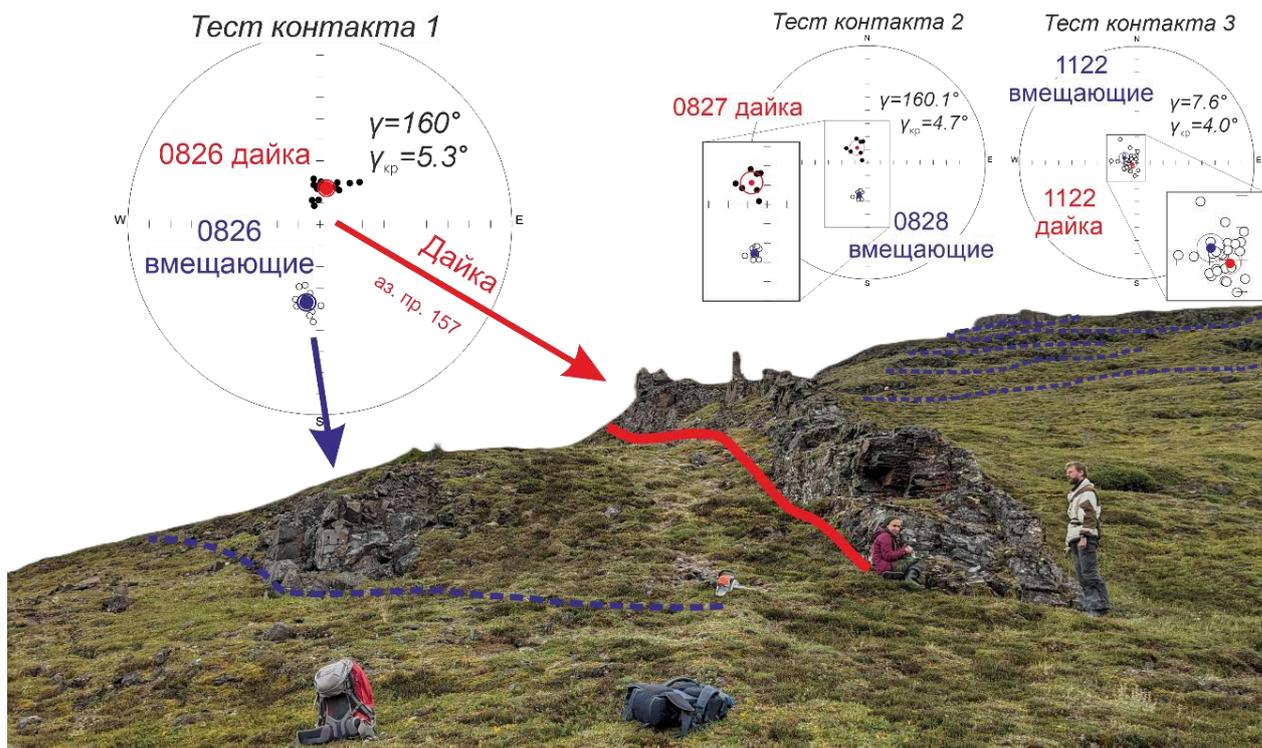


Рисунок 5.7 Фотография одного из обнажений разреза 08 вулканических потоков нунлигранской свиты (границы потоков отдешифрованы синим) и секущей их комагматичной дайки (отдешифрована красным); на стереограммах показаны результаты тестов контакта.

2. Результатами электронно-микроскопических исследований, которые показали наличие в исследуемых породах структур высокотемпературного гетерофазного окисления (рис. 5.3) первично магматических мелких идиоморфных зерен титаномагнетита и сростков ильменита с титаномагнетитом, которые являются основными носителями намагниченности (согласно результатам измерений зависимости намагниченности насыщения от температуры (рис. 5.1 и 5.2)). Такие структуры формируются, обычно, при высоких температурах непосредственно в процессе остывания пород. Следовательно, их присутствие является аргументом в пользу термоостаточной природы ChRM рассматриваемых вулканитов. Наблюдаемая ширина ламелей ильменита превышает 0.2 мкм. Это указывает, согласно (Гапеев, Цельмович, 1975) на температуру их формирования

больше 600°C, дополнительно поддерживая предположение о термоостаточной природе характеристической компоненты намагниченности.

3. Статистическим различием средних палеомагнитных направлений (Приложение 1 и 2), рассчитанных для стратиграфических уровней разрезов, отвечающих различным вулканическим пульсам (согласно методике (Chenet et al., 2008)). Это различие указывает на отсутствие перемагничивания пород, после образования исследуемых разрезов, и, таким образом, свидетельствует в пользу первичности выделенной характеристической намагниченности.

4. Близостью палеомагнитного полюса, рассчитанного по объекту «Валунистое» (табл. 2.1), к палеомагнитным полюсам, полученным ранее по породам схожего возраста в данном регионе (Райкевич, 1995; Stone et al., 2009) (угловая разница 8.9°/15.7° при погрешности 8.1°/7.9° при сравнении с «Куполом» / «Валунистым» соответственно (согласно (Debiche, Watson, 1995))).

Для выбора системы координат использовался тест складки в двух ревизиях. Согласно тесту Ватсона–Энкина (Watson, Enkin, 1993) оптимальная величина распрямления составляет 97.8% и 119.5% при 95%-ом доверительном интервале 63.6–133% и 85.3–144.0% для «Купола» и «Валунистого» соответственно. По тесту Энкина (Enkin, 2003), значение DC параметра составляет 0.98 ± 0.63 и 1.22 ± 0.48 соответственно для двух объектов. Таким образом, выполненный тест складки в обеих модификациях для обоих объектов дает положительный результат и, следовательно, указывает на вторичное происхождение наблюдаемого наклона изученных разрезов (наиболее вероятно связанного с кальдерной тектоникой). Исходя из этого, для расчётов итогового палеомагнитного полюса должна использоваться стратиграфическая (древняя) система координат.

По результатам группировки близких по времени образования вулканических потоков на объекте «Купол» из 82 сайтов остается 57 индивидуальных направлений и дирекционных групп (Chenet et al., 2008) (приложение 1). Все эти направления пересчитывались в ВГП, по которым рассчитывался конечный палеомагнитный полюс со следующими координатами: **N 76.8° E 170.0° A95=5.2° N=57**. Палеоширота на средний сайт с координатами N 66.9 E 170.1 равна $80.1^{+85.2}_{-75.1}^{\circ}$ при среднем возрасте объекта ~86 млн лет. Аналогичная процедура обработки вулканических потоков объекта «Валунистое» из 126 сайтов оставляет 104 индивидуальных направления и дирекционных групп (приложение 2), а конечный палеомагнитный полюс имеет следующие координаты **N 78.6° E 212.2°**

$A95=4.7^\circ$ $N=104$. Палеоширота на средний сайт с координатами $N 66.4 E 177.6$ равна $74.5^{+79.1}_{-70.0}^\circ$ при среднем возрасте объекта ~ 72 млн лет.

5.3. Сравнение новых палеомагнитных полюсов с референтными полюсами Северной Америки и Евразии

Сравнения полюсов, палеоширот и вращений для объектов «Купол» и «Валунистое» с опорными Северо-Американскими и Евразийскими полюсами приведены в табл. 5.1. Как можно видеть, полюсы, полученные для этих объектов, находятся вблизи североамериканских и евразийских референтных полюсов того же или близкого возраста

Таблица 5.1 Ожидаемые палеошироты для объекта «Купол» (на среднюю точку $N66.9 E170.1$) и для объекта «Валунистое» (на среднюю точку $N66.4 E177.6$) при расчете через разные референтные полюса (Лебедев и др., 2025).

Полюс		Палеоширота $^\circ$ и доверительный интервал $^\circ$	Угловая разница полюсов $^\circ$ / доверительный интервал $^\circ$	p $^\circ$	Δp $^\circ$	R $^\circ$	ΔR $^\circ$
«Купол» K86		80.1^{85.2}_{75.1}					
С. Америка	PNa86	77.1 ^{79.9} _{74.3}	5.6 / 4.5	-3.2	4.4	27.1	24
	VNa86	76.4 ^{78.3} _{74.5}	6.8 / 4.3	-3.9	4.1	30.5	23.1
	MNa86	83.6	3.4	3.4	-	16.2	-
Евразия	PEu86	74.3 ^{77.2} _{71.5}	5.5 / 4.4	-6	4.4	5.8	23.5
	VEu86	73.6 ^{75.4} _{71.7}	6.4 / 4.3	-6.7	4.1	8.6	22.8
	MEu86	80.9	0.9	0.7	-	-2.2	-
«Валунистое» V72		74.5^{79.1}_{70.0}					
С. Америка	PNa72	79.2 ^{81.5} _{76.9}	4.4 / 4.0	4.6	3.9	3.2	15.7
	VNa72	79.0 ^{80.3} _{77.5}	4.2 / 3.7	4.4	3.6	2.8	13.8
	MNa72	78.7	6.1	4.3	-	-20.7	-
Евразия	PEu 72	75.1 ^{77.4} _{72.8}	4.8 / 4.0	0.5	3.9	-19.9	14.4
	VEu72	74.9 ^{76.2} _{73.5}	5.0 / 3.7	0.3	3.6	-20.1	13.4
	MEu72	74.6	9.7	0	-	-37.8	-

Примечание. Доверительный интервал для разницы полюсов, p и R по (DeBiche, Watson, 1995); p - относительное смещение по палеошироте (+ на север, - на юг) и его доверительный интервал, R – относительное вращение (+ против часовой, - по часовой) и его доверительный интервал.

(рис. 5.8), однако, значительно отличаются от них (табл. 5.1). Этот вывод не зависит от того, используем ли мы референтные полюсы, рассчитанные через ВГП (Vaes et al., 2023), или по классической процедуре с использованием мастер-кривой (Besse, Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2012). Важно отметить, что схожая угловая разница между полюсами (а также значения палеоширот/вращений) (табл. 5.1) наблюдается и между новыми полюсами с полюсами, рассчитанными на основе независимых данных (абсолютных реконструкций (Müller et al., 2019)), что также поддерживает последующие выводы.

Небольшое, но значимое отличие полученных полюсов от референтных полюсов Евразийской плиты неудивительно, поскольку, согласно традиционному мнению (напр. (Ле Пишон и др., 1977; Wilson, 1963)), изученные объекты принадлежат к Северо-

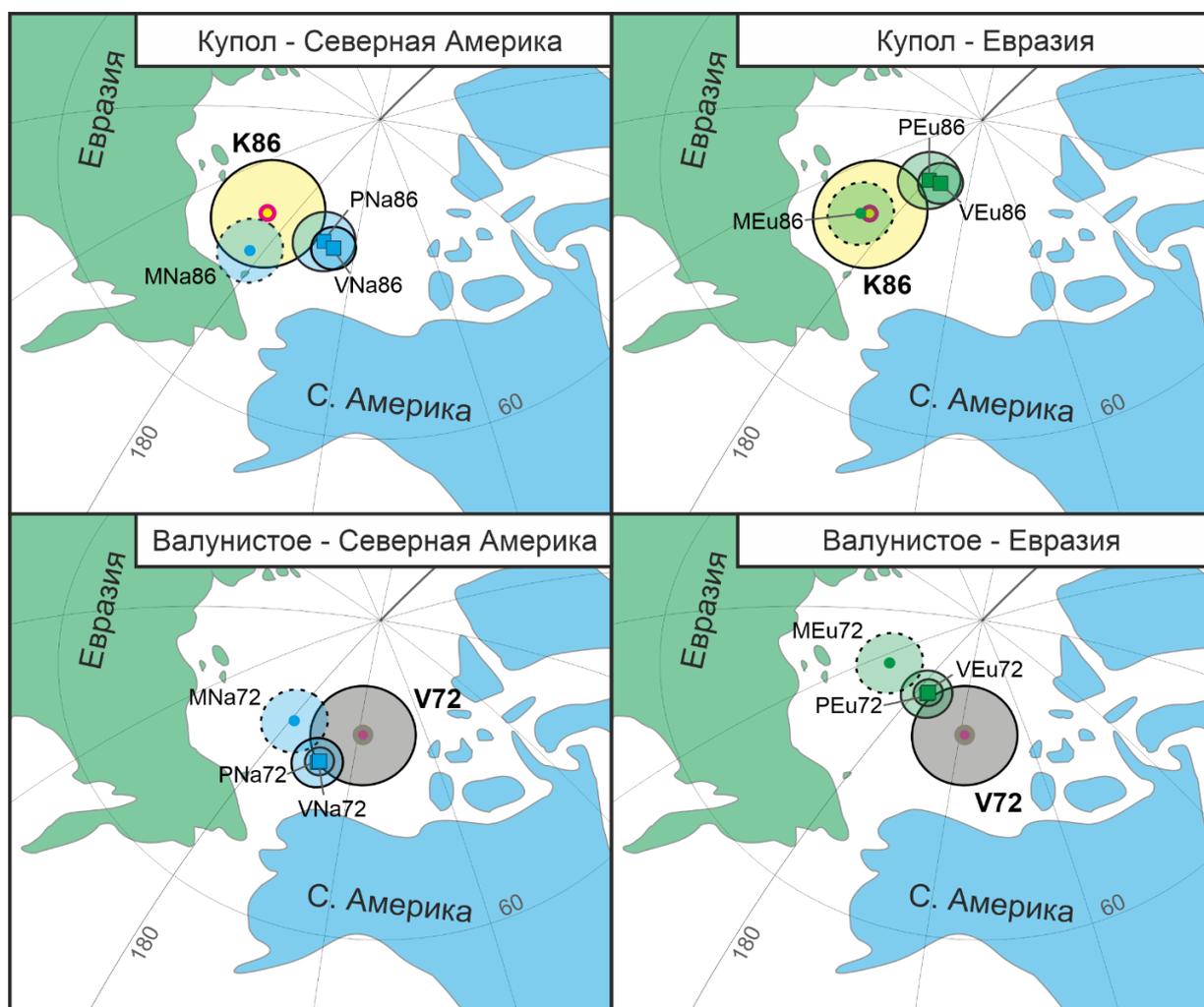


Рисунок 5.8 Сравнение новых палеомагнитных полюсов для объектов «Купол» (K86) и «Валунистое» (V72) с референтными полюсами Северной Америки и Евразии. Расшифровка сокращений полюсов в табл. 2.1. Для полюсов рассчитанных из абсолютных реконструкций (Müller et al., 2019) доверительный интервал показан как 3° (Лебедев и др., 2025).

Американской плите. Однако, эти полюсы отличаются также и от североамериканских референтных полюсов. И хотя это отличие не превышает $5-7^\circ$, выполненные оценки указывают на то, что оно является статистически значимым и, следовательно, может рассматриваться как доказательство того, что тектонические блоки, в состав которых входят наши объекты, с момента образования этих объектов испытали перемещения относительно Северо-Американской плиты. Таким образом, полученные данные указывают на то, что в строгом смысле, объекты «Купол» и «Валунистое» не принадлежат (или не принадлежали в течение какого-то периода времени после их образования) к Северо-Американской плите.

По известным формулам (Butler, 1992) полученные различия в положении полюсов, могут быть трансформированы в относительные смещения по широте и в относительные вращения рассматриваемых блоков относительно референтных плит. Результаты сравнения представляемых новых полюсов по Чукотке с референтными полюсами, рассчитанными разными методами, указывают на одинаковые направления вращений и широтных смещений рассматриваемых блоков относительно Северной Америки и Евразии (табл. 5.1), что, как представляется, усиливает надежность дальнейших тектонических выводов. Также, схожими получились и количественные оценки этих параметров (табл. 5.1).

Результаты расчетов (табл. 5.1) показывают, что тектонический блок, к которому принадлежит объект «Купол», не испытывал относительно Северо-Американской плиты значимых широтных перемещений, но вращался при этом относительно нее против часовой стрелки. Из-за высоких палеоширот погрешность определения возможных вращений довольно высока, однако, и расчетный угол поворота составляет $25-27^\circ$, превышая погрешность их определения. С учетом этой погрешности, новые данные позволяют говорить о том, что тектонический блок, к которому относится объект «Купол», испытал с момента образования исследованных пород вращения против часовой стрелки на угол, значение которого лежит в интервале от нескольких единиц до нескольких десятков градусов.

Рассмотрение результатов по объекту Валунистый, напротив, показывает, что соответствующий тектонический блок не испытывал значимых вращений относительно Северо-Американской плиты, однако испытал значимые палеоширотные смещения. Сравнение наблюдаемой и ожидаемой (расчетной) палеоширот указывает на то, что тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», испытал смещение по широте в северном направлении (амплитудой в не менее первые сотни километров).

Полученные палеомагнитные результаты позволяют сформулировать **второе защищаемое положение**: Новые палеомагнитные данные определяют палеошироты формирования изученных вулканических разрезов северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также относительно небольшие, но статистически значимые смещения соответствующих тектонических блоков в конце мелового периода или кайнозой относительно Северо-Американской плиты. Объект «Купол» сформирован 86 млн лет назад на широте $80.1 \pm 5.0^\circ$ и испытал с момента своего образования вращение против часовой стрелки на угол около 30° градусов относительно Северо-Американской плиты. Объект «Валунистый» сформирован 72 млн лет назад на широте $74.5 \pm 4.5^\circ$ и испытал с момента своего образования смещение к северу относительно Северо-Американской плиты на величину порядка 4.5° (~ 500 км).

5.4. Обсуждение результатов

Наблюдаемые смещения обоих новых чукотских полюсов относительно Евразии, по широтным перемещениям и вращениям, в целом, сходятся с предсказанным смещением Чукотки в рамках Северо-Американской плиты при раскрытии северной Атлантики и хр. Гаккеля (Drachev et al., 1998; Gaina et al., 2002; Müller et al., 2008). Расположение суммарного эйлерова полюса вращения Северной Америки относительно Евразии за последние 90-70 млн лет приходится на район хр. Черского, что сравнительно близко к региону исследования (напр. (Gaina et al., 2002)). Последнее говорит о том, что больших перемещений Чукотки относительно Евразии ожидать не приходится, однако фиксируемые нами по объекту «Купол» (табл. 5.1) перемещения по широте $(-6.0 (-6.7) \pm -4.4 (4.1)^\circ)$ в южном направлении и вращение объекта «Валунистый» по часовой стрелке $(-19.9 (-20.1) \pm 14.4 (13.4)^\circ)$ вполне ожидаемы.

Полученные палеомагнитные данные определенно указывают на разнонаправленные смещения тектонических блоков, к которым относятся объекты «Валунистый» и «Купол», относительно Северной Америки и друг относительно друга. В частности, это означает, что после рубежа в 72 млн лет, Чукотский террейн не являлся жесткой тектонической единицей, а был разбит на тектонические блоки, характеризовавшиеся разной кинематикой.

Дальнейшая интерпретация данных вызывает необходимость внести определенность в то, как автор понимает термин “плита”, какие перемещавшиеся относительно плиты блоки на ее границе следует относить к деформированной окраине (“disturbed margin”) плиты, а какие блоки следует вывести за ее границы. Относительно

определения термина плита имеются различные мнения. Наряду с классическим (Morgan, 1968; Wilson, 1963) пониманием плиты как кинематически жесткого блока литосферы, горизонтальное движение которого можно описать теоремой Эйлера с единичными параметрами для каждой точки плиты, существуют представления (см. обсуждение в (Лобковский, 2016)), что плиты даже в первом приближении нельзя рассматривать как твердые недеформируемые тела, что в итоге приводит к тому, что само понятие литосферной плиты становится относительным и неопределенным.

Вопрос о том, насколько “относительно” понятие литосферных плит, неоднократно и очень активно обсуждался в мировой литературе (см., например, (Ball, Harrison, 1970; DeMets et al., 2010; Gordon et al., 1990; Gordon, 1998) и др.)). Точка зрения о том, что плиты нельзя рассматривать как жесткие образования или что жесткими являются исключительно только внутренние части плит, не находит поддержки у большинства исследователей. Признавая существование меж- и внутриплитных деформаций, преобладающая и, как представляется, наиболее обоснованная точка зрения по этому вопросу состоит в том, что большая часть плит (в пределах интересующей нас погрешности) является жесткой и их движение с достаточной точностью может быть описано теоремой Эйлера. Именно на этот вывод опираются все современные реконструкции движения плит у самых авторитетных авторов от Торсвика и Скотиза до Мюллера (Müller et al., 2019; Scotese, 2001; Torsvik et al., 2012). Новые палеомагнитные данные и палеомагнитные данные коллег также уверенно поддерживают этот вывод. Яркий пример таких данных – совпадение раннемеловых полюсов Евразии, рассчитанных по интрузиям Минусинского прогиба (Метелкин и др., 2007) и осадочным породам Дагестана (Баженов, Буртман, 1990). Другой, не менее впечатляющий пример – совпадение позднепермских полюсов юга Франции (Evans et al., 2014) с одновозрастными полюсами, рассчитанными по Казахстану и Предуралью (Bazhenov, Shatsillo, 2010). Принимая такую точку зрения, следует относить собственно к плите те ее части, палеомагнитные полюсы которых совпадают с одновозрастными палеомагнитными полюсами, рассчитанными для данной плиты на основе данных из других регионов.

Остается, однако, вопрос, можно ли относить к плите те тектонические блоки на ее границе, которые связаны с близлежащими территориями плиты сходной геологической историей, но, в то же время, испытывали относительно нее значимые тектонические перемещения. Представляется, что этот вопрос может быть решен только условно, путем некоторой договоренности. Предложение состоит в том, чтобы те блоки, которые

испытывали относительно плиты только вращения (vertical-axis rotations), относить к деформированной окраине (“disturbed margin”) плиты, а те блоки, которые испытывали широтные перемещения относительно плиты, выводить за ее границы. Достоинство такого подхода, как представляется, состоит, в частности, в том, что появляется определенность с тем, как разграничивать плиты, разделенные диффузными границами. Речь, естественно, идет о блоках с характерными размерами от первых сотен километров и менее, но, именно блоки таких размеров и характерны для областей межплитных деформаций (см. напр. (Derder et al., 2019)).

С учетом новых данных, тектонический блок, к которому принадлежит объект «Валунистое», в таком случае следует включить в состав Берингоморской малой плиты (или серии тектонических блоков, соответствующей ее территории). Эта интерпретация поддерживается фиксируемыми в палеомагнитной записи широтными смещениями этого блока относительно Северной Америки.

Отсутствие широтных смещений тектонического блока объекта «Купол» относительно Северной Америки (при наличии относительных вращений) позволяет предположительно отнести соответствующую территорию к деформированной окраине Северо-Американской плиты, протягивающейся широкой полосой вдоль зоны ее взаимодействия с Берингоморской плитой. В случае принятия концепции, рассматривающей Берингоморскую плиту как совокупность множества тектонических блоков, к одному из них можно было бы отнести и объект «Купол». Отметим, однако, что в рамках этой концепции само понятие границы между берингоморской серией блоков и деформированной окраиной Северо-Американской плиты становится совершенно неопределенным. Именно это обстоятельство указывает на необходимость принятия пусть условной, но определенной договоренности об отнесении к плитам тектонических блоков на их границах.

Среди множества моделей, описывающих тектоническую эволюцию Берингоморского региона, наиболее согласующейся с новыми палеомагнитными данными представляется модель (Redfield, Fitzgerald, 1993). Согласно ей, Берингоморская плита, по крайней мере, в своих периферийных частях, представляет собой серию тектонических блоков, движущихся на север под давлением Тихоокеанской плиты (рис. 5.9 б). В рамках этой модели также допускается вращение этих блоков против часовой стрелки к западу от 148 меридиана западной долготы (Чукотка и Западная Аляска) и по часовой к востоку (Восточная Аляска) (рис. 5.9 б). Объект «Купол», в этом случае, должен относиться к одному

из наиболее западных тектонических блоков периферии Берингоморской плиты, или уже к Северо-Американской плите, но в непосредственной близости от границы, где также можно ожидать приграничные взаимодействия. В такой модели объект «Валунистое» может принадлежать любому тектоническому блоку условной Берингоморской малой плиты (рис. 5.9 а).

Однако, в модели (Redfield, Fitzgerald, 1993) никак не обсуждаются геологические структуры к западу от Берингова пролива, способные объяснить ожидаемые левосторонние смещения и вращения против часовой стрелки. Согласно новым палеомагнитным данным, между обсуждаемыми в данной работе объектами должна проходить зона деформаций, которая могла бы объяснить левосдвиговые смещения амплитудой в первые сотни километров. А фиксируемое в палеомагнитной записи вращение объекта «Купол» относительно Северной Америки должно быть отражено в геологической структуре, которая должна располагаться соответственно к западу от этого объекта. Возможно, что данные структуры могут быть диффузными или рассеянными на многочисленные небольшие разрывы по аналогии с уже упомянутой границей Северной Америки и Евразии (Имаев и др., 2019; Тимофеев и др., 2012). Благодаря своей рассеянности в пространстве подобные структуры не просты для обнаружения классическими геологическими методами.

В геологической литературе до настоящего времени не приведено сколько-нибудь уверенных свидетельств существования масштабных разрывных нарушений, секущих жесткий Чукотский террейн между объектами «Валунистое» и «Купол» и к западу от последнего (см. обзоры напр. (Соколов, 2010; Miller et al., 2018a; Nokleberg et al., 2000)).

Прямым указанием на существование такой структуры (разломной зоны), однако, может являться наличие Транс-Берингоморского сейсмического пояса, выделяемого в работах (Fujita et al., 2002; Mackey et al., 1997). Северная ветвь ТБСП проходит между объектами «Купол» и «Валунистое» (рис. 5.10 а и б). Однако возраст тектонической активности структуры, связанной с Транс-Берингоморским сейсмическим поясом, остается неопределенным. Если допустить, что данная структура существовала продолжительное время, то и ее активность в геологическом прошлом могла быть заметно большей, чем сегодня. Это могло бы объяснить фиксируемые по палеомагнитным данным смещения в первые сотни километров. Подобные смещения возможны по выделяемой по геофизическим данным и выраженной в современном рельефе Канчалано-Амгуэмской (Амгуэмской или Анадырской) зоне разрывных нарушений, обладающей примерно схожим

простираем с упомянутым выше сейсмическим поясом (Исаева и др., 2016; Параничева, Исаева, 2025; Сидоров и др., 2020).



Рисунок 5.9 А – Абсолютная реконструкция Берингоморского региона на 72 млн лет (по Meredith et al., 2021) с изображением положения объекта «Валунистое», ожидаемого в предположении его тектонической когерентности с Северо-Американской плитой (фиолетовая звезда) и исходя из полученных новых палеомагнитных данных (черная звезда). Фиолетовым/черным пунктиром показаны возможные границы тектонического блока, к которому относится объект «Валунистое»; желтой звездой показано положение объекта «Купол» на 72 млн лет; черными стрелками показана кинематика деформаций по новым палеомагнитным данным; красными линиями показаны границы плит и других тектонических блоков: сплошными – достоверные, пунктиром – предполагаемые. Б – схематическое изображение тектонической модели Берингоморского региона по (Redfield, Fitzgerald, 1993) с положением изученных объектов: желтая звезда – «Купол», фиолетовая звезда – «Валунистое».

Западнее объекта «Купол» найти разломную зону, способную объяснить наблюдаемые смещения, гораздо сложнее. Обозначенные на данной территории Восточно-Сибирская, Колымо-Чукотская, Колымо-Омолонская литосферные и коровые плиты (напр. (Imaeva et al., 2017)) не имеют, как правило, четких границ, приуроченных к определенным геологическим структурам. Все это, вероятно, указывает на то, что деформации, возникающие в результате наблюдаемого по палеомагнитным данным вращения объекта «Купол» относительно Северо-Американской плиты, носят преимущественно диффузный характер.

Таким образом, наличие крупных разломных структур к западу от объекта «Валунистый» и отсутствие явных следов таковых к западу от объекта «Купол», поддерживает наше предложение об отнесении первого к Берингоморской плите (Берингоморской системе блоков), а второго - к деформированной окраине Северо-Американской плиты.

В итоге, в развитие модели (Redfield, Fitzgerald, 1993) предлагается следующая схема. Оба изученных объекта располагаются в пограничной области, разделяющей Берингоморскую плиту и расположенную от нее к западу часть Северо-Американской плиты. Берингоморская плита представляет (полностью или в значительной своей части) серию тектонических блоков, которые движутся (или могли двигаться) в северном направлении и могут (или могли) вращаться против часовой стрелки относительно Северо-Американской плиты. Тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», является одним из наиболее западных блоков Берингоморской плиты. Тектонический блок объекта «Купол» рассматривается в составе чукотской деформированной окраины Северо-Американской плиты (Рис. 5.9 А). Деформации, возникающие в процессе взаимодействия Берингоморской и Северо-Американской плит, в рассматриваемом регионе носят преимущественно диффузный характер. Потенциальной областью наибольших концентраций этих деформаций представляется Транс-Берингоморский сейсмический пояс (Fujita et al., 2002; Mackey et al., 1997).

Проблемой для предлагаемой схемы является тот факт, что на сегодняшний день кинематика ТБСП по данным сеймотектоники определяется как правосдвиговая (Fujita et al., 2002; Imaeva et al., 2017) (рис. 1.1 Б и В). Эту нестыковку можно объяснить тем, что если данная структура долгоживущая, то по этой ослабленной зоне ранее могли быть левосдвиговые движения, которые сравнительно недавно сменились на правосдвиговые таким образом, что общий вектор смещения с позднего мезозоя остается левосдвиговым.

Вывод о левосдвиговой кинематике в прошлом поддерживают данные по Анадырской низменности, куда к югу трассируется ТБСП и где фиксируются левосторонние сдвиги (Антипов и др., 2009).

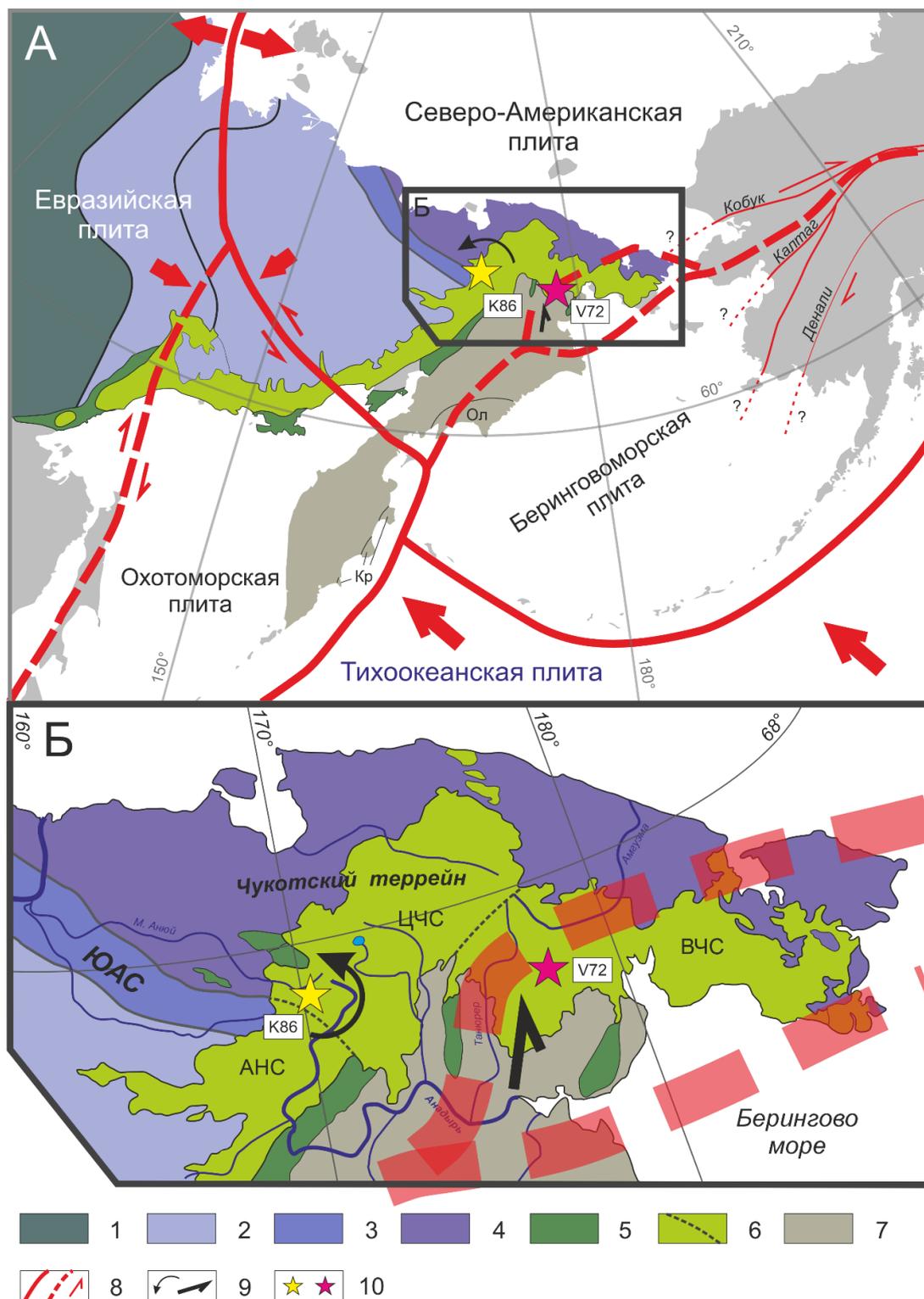


Рисунок 5.10 А – Схема тектонического районирования Северо-Востока и Б – Схема тектонического районирования Чукотки Евразии по (Тильман, Богданов, 1992) с изменениями и дополнениями, границы современных тектонических плит по (Maskey et al.,

2010). 1 – Сибирская платформа; 2 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 3 – Южно-Ануйская сутура; 4 – Чукотский (Чукотско-Аляскинский) террейн; 5 – Пред-альбские вулканогенно-осадочные образования; 6 – Охотско-Чукотский надсубдукционный вулканоплутонический пояс и границы сегментов ОЧВП по (Белый, 1977); 7 – Корякско-Камчатская складчатая область; 8 – крупные тектонические разломные зоны и их кинематика по данным космической геодезии, сейсмотектоники и геологическим наблюдениям, сплошная линия – достоверные, пунктирная линия – предполагаемые; 9 – кинематика деформаций по новым палеомагнитным данным; 10 – местоположение изученных объектов: K86 – «Купол» (желтый) и V72 – «Валунистое» (Фиолетовый).

Эти результаты позволяют сформулировать **третье защищаемое положение**: полученные палеомагнитные результаты определили тектоническую принадлежность изученных объектов: тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», следует рассматривать как один из наиболее западных блоков, относимых к Беринговоморской плите, а тектонический блок объекта «Купол» – к наиболее восточным областям чукотской деформированной окраины Северо-Американской плиты.

В заключение хотелось бы дать оценки возраста обсуждаемых смещений. В качестве таких ограничений можно было бы рассмотреть возраст последних термальных событий (времени последней эксгумации) в регионе, в предположении, что они могут быть связаны с проявлениями активной тектоники. Однако на настоящий момент опубликованные данные по низкотемпературной геотермохронологии, которые могли бы зафиксировать такие события, для территории Чукотки отсутствуют. На прилегающих территориях на о. Врангель последнее термальное событие по данным изучения трековой системы в апатите произошло ~ 95 млн лет назад (Miller et al., 2018b), что явно древнее фиксируемых нами событий. По восточную сторону Берингова пролива на территории ближайшего п-ва Сьюард получено несколько эоцен-олигоценых трековых (Dumitru et al., 1995) и (U-Th)/He (McDannell et al., 2014) определений. Аналогичные возраста имеются восточнее по хребту Брукс (Craddock et al., 2018) и поднятию Юкон-Танана (Dusel-Bacon et al., 2016). Несмотря на то, что авторы данных работ указывают на завершение основной тектонической активности на Аляске в позднемиоценовое время, а палеогеновые возраста связывают с последующим растяжением в Беринговоморском регионе, последние могут быть также связаны с фиксируемыми сдвиговыми смещениями по палеомагнитным данным.

Другие косвенные возрастные ограничения для предлагаемой схемы можно найти и на сопредельных территориях. Севернее, в пределах Амеразийского бассейна, существует несолько грабенообразных систем, связываемых с внутриконтинентальным рифтингом, возраст которого оценивается как 70-56 (45?) млн лет (Nikishin et al., 2021; Nikishin et al., 2025). Последние работы по вулканогенно-осадочным породам Алганского террейна западной Корякии (Moiseev et al., 2023) допускают более позднее завершение тектонической активности в северной части Корякско-Камчатской складчатой области, чем считалось ранее (Соколов, 1992). Согласно новой модели (Moiseev et al., 2023), верхнее ограничение тектонической активности определяется возрастом недеформированных вулканических пород Анадырско-Бристольского пояса (Федоров и др., 2011; Филатова, 2015; Akinin et al., 2020), который согласно последним изотопно-геохронологическим данным определяется как интервал маастрихт - поздний эоцен (Федоров и др., 2021; Akinin et al., 2009). На раннекайнозойский возраст деформаций указывают и данные сейсмопрофилирования по Анадырскому осадочному бассейну, в разрезе которого отмечаются сдвиговые деформации ранне-средне эоценового времени (Антипов и др., 2009; Ershova et al., 2025). Кроме того, примерно в это же время сильно южнее (>600 км) в Корякско-Камчатской складчатой области причленяется Олюторская островная дуга (Шапиро, Соловьев, 2009; Konstantinovskaia, 2001). Объединив имеющиеся немногочисленные данные, можно предварительно ограничить возраст фиксируемых по палеомагнитным данным сдвиговых движений маастрихт – эоценовым интервалом времени (~ 72 - 38 млн лет). Первые, еще не опубликованные данные по термохронологии Восточно-Чукотской сегмента ОЧВП (Багдасарян Т.Э., персональное сообщение), поддерживают это предположение.

Подводя итог можно отметить следующие ключевые моменты:

Получены новые палеомагнитные данные для пород Охотско-Чукотского вулканического пояса в окрестностях месторождений Купол и Валунистое, которые позволили рассчитать новые палеомагнитные полюса с координатами:

1. «Купол»: N 76.8° E 170.0° (A95 5.2°, N=57) и возрастом около 86 млн лет. Палеоширота территории объекта «Купол», пересчитанная на условную среднюю точку N66.9 E170.2°, 86 млн лет назад составляла $80.1^{+85.2}_{-75.1}^{\circ}$.

2. «Валунистое»: N 78.6° E 212.2° (A95 4.7°, N=104) и возрастом около 72 млн лет. Палеоширота территории объекта «Валунистое», пересчитанная на условную среднюю точку N66.4 E177.6°, 72 млн лет назад составляла $74.5^{79.1}_{70.0}$ °.

Показано наличие относительно небольших, но статистически значимых смещений изученных территорий (объекта «Купол» и объекта «Валунистое») относительно Северо-Американской плиты на интервале времени с позднего мела по современность. Эти данные свидетельствуют об отсутствии тектонической когерентности рассматриваемых территорий с Северо-Американской плитой и о наличии дифференциальных движений блоков внутри Чукотского террейна на указанном интервале времени.

Показано, что объект «Купол» развернут против часовой стрелки на величину до первых десятков градусов относительно Северо-Американской плиты, а объект «Валунистое» смещен относительно этой плиты по палеошироте на расстояние не менее первых сотен километров.

Полученные данные согласуются с моделью тектонической эволюции Берингоморского региона Редфилда и Фитцджеральда (Redfield, Fitzgerald, 1993) и позволяют в ее развитие предложить схему, согласно которой объекты «Купол» и «Валунистое» принадлежат пограничной области между Северо-Американской плитой и Берингоморской плитой, которая представляется не единой жесткой тектонической единицей, а серией тектонических блоков. При этом тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», является одним из наиболее западных блоков, объединяемых в Берингоморскую плиту, а объект «Купол» относится к наиболее восточным областям чукотской деформированной окраины Северо-Американской плиты.

Тектонические деформации, возникающие в процессе взаимодействия Берингоморской и Северо-Американской плит, в рассматриваемом регионе имеют преимущественно диффузный характер. Потенциальной областью, в которой могут быть наиболее сконцентрированы эти деформации, представляется Транс-Берингоморский сейсмический пояс (Fujita et al., 2002; Mackey et al., 1997).

Имеющиеся немногочисленные данные позволяют предварительно ограничить время фиксируемых по палеомагнитным данным тектонических движений маастрихт – эоценовым интервалом времени (~ 72 - 38 млн лет).

Заключение

В рамках данной работы проведены обширные палеомагнитные исследования пород Охотско-Чукотского вулканно-плутонического пояса, выходящих на поверхность на самой северно-восточной окраине Евразии – Чукотском полуострове. Данные результаты имеют важное значение для тектонической эволюции данного региона, а также истории геомагнитного поля. Кроме основных палеомагнитных работ, на изученных объектах проводились также геохронологические исследования, главным образом, с целью определения возраста вулканических образований.

В ходе проведенных исследований получены следующие основные результаты:

1. В рамках данной работы рассмотрены альтернативные методы ориентировки палеомагнитных образцов, предложен новый метод – теодолит с лазером, частично лишенный недостатков ранее использовавшихся альтернативных методов.
2. В результате практического применения данных методов получен уникальный набор данных ориентировок образцов разными методами по вулканитам ОЧВП, который подтверждает, что использование магнитного компаса при работе с сильномагнитными породами может привести к существенным ошибкам ориентировки индивидуальных образцов. На примере исследования вулканических пород ОЧВП определен масштаб этих ошибок, характер их распределения, а также их влияние на палеомагнитные данные. Однако, несмотря на значительный масштаб ошибок ориентации индивидуальных образцов, в целом, при использовании большого числа сайтов и работе с высокими палеонаклонениями, наблюдаемые ошибки не приводят к сколько-нибудь значимому влиянию на конечные палеомагнитные результаты. Численное моделирование подобных искажений для более низких палеоширот так же указывает, что масштаб этих искажений меньше типичных погрешностей палеомагнитных данных.
3. Для значительной части стратонов северной части ОЧВП представлены новые U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста, которые оказались отличными от ожидаемых согласно существующим стратиграфическим схемам (Варламова, 2004; Исаева и др., 2016; Малышева и др., 2012; Решения..., 2009). Предложены схемы для исследованных областей: юго-западной части Центрально-Чукотского и западной части Восточно-Чукотского сегментов, которые лучше согласуются с имеющимися изотопными данными.
4. Получены новые палеомагнитные данные для пород Охотско-Чукотского вулканического пояса в окрестностях месторождений «Купол» и «Валунистое»,

которые указывают на формирование данных областей в приполярных областях. Палеомагнитные данные показали наличие относительно небольших, но статистически значимых смещений изученных территорий относительно Северо-Американской плиты на интервале времени с позднего мела по современность. Эти данные свидетельствуют об отсутствии тектонической когерентности рассматриваемых территорий с Северо-Американской плитой и о наличии дифференциальных движений блоков внутри Чукотского террейна на указанном интервале времени. Полученные данные согласуются с моделью тектонической эволюции Берингоморского региона Редфилда и Фитцджеральда (Redfield, Fitzgerald, 1993) и позволяют в ее развитие предложить схему, согласно которой объекты «Купол» и «Валунистое» принадлежат пограничной области между Северо-Американской плитой и Берингоморской плитой, которая представляется не единой жесткой тектонической единицей, а серией тектонических блоков. При этом тектонический блок, к которому относится объект «Валунистое», является одним из наиболее западных блоков, объединяемых в Берингоморскую плиту, а объект «Купол» относится к наиболее восточным областям чукотской деформированной окраины Северо-Американской плиты. Тектонические деформации, возникающие в процессе взаимодействия Берингоморской и Северо-Американской плит, в рассматриваемом регионе имеют преимущественно диффузный характер. Потенциальной областью, в которой могут быть наиболее сконцентрированы эти деформации, представляется Транс-Берингоморский сейсмический пояс.

В завершении работы необходимо отметить перспективы развития данной темы, которые, главным образом, связаны с получением современных фактических данных, отвечающих современным критериям надежности и качества. Подобных данных, как палеомагнитных, так и геохронологических, для Северо-Востока Евразии, и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в частности, явно недостаточно.

Палеомагнитные данные. Для более детальной расшифровки тектонической истории любого региона необходимы десятки палеомагнитных определений для разных временных интервалов. Палеомагнитные полюса, полученные в рамках данной работы, открывают свет только на пост-позднемеловую тектоническую эволюцию региона, происходившую сразу после основной фазы формирования Верохожно-Чукотской складчатой области. Получение надежных палеомагнитных данных для более древних комплексов, содержащих информацию о становлении данной складчатой области, было бы особенно интересно и перспективно.

Геохронологические данные. Возраст многих этапов формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до сих пор определен недостаточно надежно. Например, таковых определений вовсе нет для Пенжинского сегмента ОЧВП, а также они являются единичными для его начальных стадий на всем его протяжении. Остается нерешенным вопрос геодинамической позиции кампан-маастрихтского преимущественно основного вулканизма, имеющего место на восточной Чукотке.

Таким образом, настоящее исследование, раскрывая лишь один из аспектов мезозой-кайнозойской тектонической эволюции, служит важным, но отдельным фрагментом в сложной мозаике геологической истории Северо-Востока Евразии. Последовательная реализация указанных перспективных направлений позволит существенно дополнить и уточнить эту картину.

Список литературы

1. Акинин В.В. Изотопная геохронология магматических поясов севера Пацифики // Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. 2025. С. 25–29.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
3. Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // 2015. С. 19–21.
4. Антипов М.П., Бондаренко Г.Е., Бородовская Т.О., Шипилов Э.В. Тектоническая эволюция Анадырской впадины в связи с перспективами ее нефтегазоносности (Северо-Восток Евразии) // Геотектоника. 2009. № 5. С. 74–96.
5. Аплонов С.В. Геодинамика. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2001. 360 с.
6. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
7. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
8. Белый В.Ф. Обратнo намагниченные породы в разрезах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) – стратиграфическое положение и возраст // 2002. Т. 6. № 386. С. 798–801.
9. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 92–103.
10. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
11. Благодатский С.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (первое поколение). Серия Пыкарваамская. Лист Q-1 – XIII–XIV. М.: ГУГК, 1968.

12. Брянцева Г.В., Сим Л.А. Новейшие структуры и неотектонические напряжения в центральной части Чукотского полуострова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 2. С. 11–18.
13. Варламова В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 500 000. Чукотский автономный округ. (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). М.: ВСЕГЕИ, 2004.
14. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский–раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
15. Ведерников Е.П., Карпенко Л.И. Чукотский полуостров: сейсмический режим территории // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Седьмой научно-технической конференции (29 сентября–5 октября 2019 г., Петропавловск-Камчатский). 2019.
16. Веселовский Р.В. и др. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2.
17. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. Эпитермальное Au–Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия): геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 107–133.
18. Гапеев А.К., Цельмович В.А. Способ определения температуры минералообразования изверженных горных пород. М.: 1975.
19. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
20. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с.
21. Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. № 1. С. 42–45.

22. Данилова Ю.В. и др. Возраст щёлочно-ультраосновных трубок взрыва Чапинского комплекса (Енисейский кряж) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 518. № 2. С. 215–221.
23. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
24. Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.
25. Иванов Ю.Ю., Малахова Г.Ю. Палеомагнитное обоснование кампанского возраста базальтов мыгдыкитской свиты Охотско-Чукотского вулканического пояса, Северо-Восток России // Фундаментальные исследования. 2014. № 6. С. 1432–1436.
26. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
27. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Геодинамические особенности сейсмотектонических структур центральной части зоны Черского (Северо-Восток России) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 2.
28. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений Северо-Востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
29. Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И. Сейсмотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анхойской сuture, Северо-Восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 232–240.
30. Исаева Е.П., Звезда Т.В., Ушакова Д.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.
31. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 25–44.
32. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшкин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Корякского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в

контексте проблемы существования современной плиты Берингии // Математическое моделирование сеймотектонических процессов в литосфере, ориентированное на проблему прогноза землетрясений. 1993. № 1. С. 74–88.

33. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 291 с.

34. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 180 с.

35. **Лебедев И.Е.**, Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евроазиатской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли. 2021. № 2. С. 103-118. EDN: HWAHTI (1.12 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

36. **Лебедев И.Е.**, Бобровникова Е.М., Тихомиров П.Л., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Амплитуда вековых геомагнитных вариаций в позднем мелу по результатам палеомагнитных исследований вулканитов Охотско-Чукотского пояса верхнего течения реки Малый Анюй (Западная Чукотка) // Физика Земли. 2022. № 2. С. 41-59. EDN: PTKOOE (1.4 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 1.176 (РИНЦ))

37. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Минаев П.А. Ошибки ориентирования палеомагнитных образцов при использовании магнитного компаса и возможные пути их преодоления // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2023. Т. 165. № 4. С. 633-645. EDN: IVOFWL (0.73 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 0,691(РИНЦ))

38. **Лебедев И.Е.**, Павлов В.Э., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Ефремова У.С. Граница между Северо-Американской и Беринговоморской плитами: новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. №11. С. 1393-1417. EDN: RDFYAS (2.8 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор 1,490 (РИНЦ))

39. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

40. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и северо-восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3.
41. Ложкина Н.В., Щепетов С.В. Магнитные свойства и палеомагнитная характеристика отложений Елисеевского обнажения (кривореченская свита, правобережье р. Анадырь) // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. 1994. С. 5–14.
42. Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.
43. 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. Спб.: ВСЕГЕИ, 2012.
44. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю., Цельмович В.А., Лавренчук А.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм позднемеловых интрузий Минусинского прогиба // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 238–253.
45. Минюк П.С., Стоун Д., Лейер П., Щепетов С.В. Новые данные о возрасте мыгдыкитской свиты // Северо-Восток России: проблемы экономики и народонаселения. Расширенные тезисы докладов регион. науч. конф. «Северо-Восток России: прошлое, настоящее, будущее» (Магадан, 31 марта – 2 апреля 1998 г.). Т. 1. 1998. С. 41–42.
46. Павлов В.Е. Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евразийского континента в послепалеозойское время // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 56–73.
47. Параничева А.В., Исаева Е.П. Результаты специализированных полевых геологических работ в западной части Амгуэмской зоны сдвиговых дислокаций // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. 2025. С. 424–426.
48. Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.

49. Петрищевский А.М. Колымо-Омолонская плита – обособленный литосферный сегмент // Региональные проблемы. 2015. № 1. С. 3–20.
50. Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений СВ СССР // Труды СВКНИИ. 1970. № 37. С. 3–65.
51. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования Преджугджурских вулканитов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 107–115.
52. Полин В.Ф. Проблема возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в свете данных о разновременности формирования его звеньев // Вестник ДВО РАН. 2023. № 4. С. 5–19.
53. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Миллер Э.Л., Худолей А.К. Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика. 2013. № 10. С. 1530–1542.
54. Райкевич М.И. Магнитостратиграфические исследования меловых вулканогенных пород бассейна р. Энмываам (Центрально-Чукотский сектор ОЧВП) // Магнитостратиграфические исследования фанерозоя. 1995. С. 17–30.
55. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
56. Романов Н.И., Романова В.В., Филина Н.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе поколение). Серия Пыкарваамская. Лист Q-1 – XIII–XIV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
57. Русанов Р.В., Янникова Ю.Ю., Янникова Л.Ю. Платиноносность Au-Ag формации на примере месторождения Валунистое (Чукотский автономный округ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 4. С. 71–78.
58. Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флоры кайнофита). Л.: Наука, 1974. 55 с.

59. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкап Е.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2010. Т. 434. № 3. С. 365–371.
60. Сахно В.Г., Цурикова Л.С., Максимов С.О. Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России // Литосфера. 2020. Т. 19. № 6. С. 861–888.
61. Сенотрусов А.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-IX (Верховье р. Мал. Анюй). Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 1990.
62. Сидоров А.А., Волков А.В., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 492–507.
63. Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П. Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Региональная геология и металлогения. 2020. № 82. С. 69–82.
64. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
65. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
66. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Аньюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
67. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. 1992.
68. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы

Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 489–507.

69. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.

70. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–81.

71. Тихомиров П.Л., Гульпа М.С. Юрско-раннемеловой магматический пояс окраины Чукотского микроконтинента: новые результаты U-Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520. № 1. С. 77–84.

72. Тихомиров П.Л., Лебедев И.Е., Пасенко А.М., Люилье Ф., Алексеев Д.В., Павлов В.Э. "Верхние базальты" Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 167-172. EDN: DRSSOS (0.37 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0,795 (РИНЦ))

73. Тихомиров П.Л., Лебедев И.Е., Люилье Ф., Павлов В.Э. Стратиграфия комплексов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Анюй (район месторождения Купол): данные U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 192-198. EDN: СКООТС (0.51 п.л., вклад автора – 50%, импакт-фактор 0,795 (РИНЦ))

74. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Советская геология. 1959. № 3. С. 3–26.

75. Ушаков Д.А., Лебедев И.Е., Павлов В.Э. Влияние ошибок ориентации, связанных с использованием магнитного компаса, на точность определения положения палеомагнитного полюса и амплитуды древних геомагнитных вариаций // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 2. С. 0752. EDN: ADJXPH (1.49 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор 0,952 (РИНЦ))

76. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
77. Федоров П.И., Моисеев А.В., Паланджян С.А., Гульпа И.В., Богомолов Е.С. Возраст и петрогенезис вулканитов кислого состава Алганских гор Корякского нагорья (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 3–20.
78. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
79. Филатова Н.И. Окраинно-континентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме “поясов” Корякско-Западнокамчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 363–385.
80. Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
81. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Доклады академии наук. 2007. Т. 412. № 5. С. 689–693.
82. Храмов А.Н. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 54 с.
83. Храмов А.Н., Гончаров Р.А., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
84. Чехович В.Д., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Сдвиговая система в земной коре Берингова моря – реликт границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит // Геотектоника. 2014. № 4. С. 3–22.
85. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
86. Щепетов С.В. Фитостратиграфия неморского мела Северо-Востока Азии 1972–2022 гг.: успехи и проблемы. СПб.: Марафон, 2022. 228 с.

87. Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
88. Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk Segment) // ICAM VI Proc. 2014. P. 171–193.
89. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey 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-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. P. 103272.
90. Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.L. Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait region: Linking deep and shallow processes in extending continental crust // Crustal Cross Sections from the Western North American Cordillera and Elsewhere: Implications for Tectonic and Petrologic Processes. Geological Society of America, 2009.
91. Alken P. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. 2021. Vol. 73. No. 1. P. 49.
92. Ball M.M., Harrison C.G.A. Crustal Plates in the Central Atlantic // Science. 1970. Vol. 167. No. 3921. P. 1128–1129.
93. Bazhenov M.L., Shatsillo A.V. Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 180. No. 1. P. 136–146.
94. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2002. Vol. 107. No. B11. P. EPM 6-1–EPM 6-31.
95. Biasi J.A., Strauss J.V. A Review of Paleomagnetic Studies from Northern Alaska and Yukon: Implications for Terrane Reconstructions // Can. J. Earth Sci. 2025. P. cjes-2024-0125.
96. Biggin A.J., Hinsbergen D.J.J. van, Langereis C.G., Straathof G.B., Deenen M.H.L. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic // Phys. Earth Planet. Inter. 2008. Vol. 169. No. 1–4. P. 3–19.

97. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 200. No. 1–2. P. 155–170.
98. Bobrovnikova E.M., Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V., Zhidkov G.V., **Lebedev I.E.**, Eid B., Pavlov V.E. High-Latitude Paleointensities During the Cretaceous Normal Superchron From the Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2022. vol. 127. № 2. e2021JB023551 EDN: ERTYXL (1.8 п.л., вклад автора – 20%, импакт-фактор 1.820 (SJR))
99. Bryan S.E., Ferrari L., Reiners P.W., Allen C.M., Petrone C.M., Ramos-Rosique A., Campbell I.H. New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U–Pb Geochronology // *J. Petrol.* 2008. Vol. 49. No. 1. P. 47–77.
100. Butler R.F. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes.* Boston: Blackwell Scientific Publ, 1992.
101. Chenet A.-L., Fluteau F., Courtillot V., Gérard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. No. B4. P. B04101.
102. Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Djedjeya G.T., Khabibullina Y.N., Müller D. Porphyry Cu–Au ± Mo mineralization hosted by potassic igneous rocks: implications from the giant Peschanka porphyry deposit, Baimka Trend (North East Siberia, Russia) // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2022. Vol. 513. No. 1. P. 323–349.
103. Cogné J.-P., Besse J., Chen Y., Hankard F. A new Late Cretaceous to Present APWP for Asia and its implications for paleomagnetic shallow inclinations in Central Asia and Cenozoic Eurasian plate deformation // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 192. No. 3. P. 1000–1024.
104. Cole J., Milner D., Spinks K. Calderas and caldera structures: a review // *Earth-Sci. Rev.* 2005. Vol. 69. No. 1–2. P. 1–26.
105. Cox A. Latitude Dependence of the Angular Dispersion of the Geomagnetic Field // *Geophys. J. Int.* 1970. Vol. 20. No. 3. P. 253–269.

106. Craddock W.H., Moore T.E., O'Sullivan P.B., Potter C.J., Houseknecht D.W. Late Cretaceous Cenozoic Exhumation of the Western Brooks Range, Alaska, Revealed From Apatite and Zircon Fission Track Data // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. No. 12. P. 4714–4751.
107. Cromwell G., Tauxe L., Staudigel H., Constable C.G., Koppers A.A.P., Pedersen R.-B. In search of long-term hemispheric asymmetry in the geomagnetic field: Results from high northern latitudes: Long-Term Hemispheric Asymmetry // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. Vol. 14. No. 8. P. 3234–3249.
108. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. Vol. 13. No. 4. P. 260–267.
109. Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1995. Vol. 100. No. B12. P. 24405–24429.
110. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. Vol. 181. No. 1. P. 1–80.
111. Den N., Hotta H. Seismic Refraction and Reflection Evidence Supporting Plate Tectonics in Hokkaido // *Pap. Meteorol. Geophys.* 1973. Vol. 24. No. 1. P. 31–54.
112. Derder M.E.M. et al. Strong Neotectonic Block Rotations, Related to the Africa Eurasia Convergence in Northern Algeria: Paleomagnetic Evidence From the Mitidja Basin // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. No. 12. P. 4249–4266.
113. Døssing A., Riishuus M.S., Mac Niocaill C., Muxworthy A.R., Maclennan J. Late Miocene to late Pleistocene geomagnetic secular variation at high northern latitudes // *Geophys. J. Int.* 2020. Vol. 222. No. 1. P. 86–102.
114. Doubrovine P.V., Veikkolainen T., Pesonen L.J., Piispa E., Ots S., Smirnov A.V., Kulakov E.V., Biggin A.J. Latitude Dependence of Geomagnetic Paleosecular Variation and its Relation to the Frequency of Magnetic Reversals: Observations From the Cretaceous and Jurassic // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2019. Vol. 20. No. 3. P. 1240–1279.
115. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298. No. 4. P. 357–393.

116. Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., Gans P.B. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. No. 3. P. 549–563.
117. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2002. Vol. 107. No. B3.
118. Dunlop D.J., Özdemir Ö. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997.
119. Dusel-Bacon C., Bacon C.R., O'Sullivan P.B., Day W.C. Apatite fission-track evidence for regional exhumation in the subtropical Eocene, block faulting, and localized fluid flow in east-central Alaska // *Can. J. Earth Sci.* 2016. Vol. 53. No. 3. P. 260–280.
120. Dutro J.T. *Geology of Alaska Bordering the Arctic Ocean* // *The Arctic Ocean* / Eds. A.E.M. Nairn, M. Churkin, F.G. Stehli. Boston, MA: Springer US, 1981. P. 21–36.
121. Enkin R.J. *A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data*. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
122. Enkin R.J. The direction–correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 212. No. 1–2. P. 151–166.
123. Ershova V.B., Antipov M.P., Agapitov D.D., Bordovskaya T.O., Prokopiev A.V., Shimanskiy S.V., Akinin V.V. Anadyr Basin Composite Tectono-Sedimentary Element, Chukotka Peninsula, NE Asia // *Geol. Soc. Lond. Mem.* 2025. Vol. 57. No. 1. P. M57-2023–25.
124. Evans M.E., Pavlov V., Veselovsky R., Fetisova A. Late Permian paleomagnetic results from the Lodève, Le Luc, and Bas-Argens Basins (southern France): Magnetostratigraphy and geomagnetic field morphology // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. Vol. 237. P. 18–24.
125. Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 117–145.
126. Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Smirnov V.N. Seismicity of Chukotka, northeastern Russia // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Geological Society of America, 2002.

127. Fukuma K., Muramatsu T. Orienting paleomagnetic drill cores using a portable GPS compass // *Earth Planets Space*. 2022. Vol. 74. No. 1. P. 136.
128. Gain S.E.M., Gréau Y., Henry H., Belousova E., Dainis I., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Mud Tank Zircon: Long Term Evaluation of a Reference Material for U Pb Dating, Hf Isotope Analysis and Trace Element Analysis // *Geostand. Geoanalytical Res.* 2019. Vol. 43. No. 3. P. 339–354.
129. Gaina C., Roest W.R., Müller R.D. Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 197. No. 3–4. P. 273–286.
130. Gao W., Ciobanu C.L., Cook N.J., Slattery A., Huang F., Song D. Nanoscale Study of Titanomagnetite from the Panzhihua Layered Intrusion, Southwest China: Multistage Exsolutions Record Ore Formation // *Minerals*. 2019. Vol. 9. No. 9. P. 513.
131. Gehrels G. Detrital Zircon U Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins* / Eds. C. Busby, A. Azor. Wiley, 2011. Vol. 1. P. 45–62.
132. Gordon R.G. THE PLATE TECTONIC APPROXIMATION: Plate Nonrigidity, Diffuse Plate Boundaries, and Global Plate Reconstructions // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. Vol. 26. No. 1. P. 615–642.
133. Gordon R.G., DeMets C., Argus D.F. Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean from present motion between the Australian and Indian Plates // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. No. 3. P. 409–422.
134. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2020. Amsterdam: Elsevier, 2020.
135. Grantz A. Strike-slip faults in Alaska. U.S. Geological Survey Open-File Report 267, 1966. 82 p.
136. Hillhouse J.W., Coe R.S. Paleomagnetic data from Alaska // Paleomagnetic data from Alaska in Plafker, G., and Berg, H.C., eds., *The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, 1994.
137. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Deformation of the Northwestern Okhotsk Plate: How is it happening? // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 147–156.

138. Horstwood M.S.A. et al. Community Derived Standards for LA ICP MS U (Th)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // *Geostand. Geoanalytical Res.* 2016. Vol. 40. No. 3. P. 311–332.
139. Imaeva L., Gusev G., Imaev V., Mel'nikova V. Neotectonic activity and parameters of seismotectonic deformations of seismic belts in Northeast Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 148. P. 254–264.
140. Imaeva L.P., Imaev V.S., Smekalin O.P., Grib N.N. A Seismotectonic Zonation Map of Eastern Siberia: New Principles and Methods of Mapping // *Open J. Earthq. Res.* 2015. Vol. 04. No. 04. P. 115–125.
141. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. No. 1–2. P. 47–69.
142. Johnson C.L. et al. Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2008. Vol. 9. No. 4. P. 2007GC001696.
143. Kent D.V., Irving E. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. No. B10. P. B10103.
144. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. Int.* 1980. Vol. 62. No. 3. P. 699–718.
145. Konstantinovskaia E.A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 333. P. 75–94.
146. Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Pavlov V.E. Correlation of the Permian-Triassic Ore-Bearing Intrusions of the Norilsk Region with the Volcanic Sequence of the Siberian Traps Based on the Paleomagnetic Data // *Econ. Geol.* 2020. Vol. 115. No. 6. P. 1173–1193.
147. Lawrence K.P., Tauxe L., Staudigel H., Constable C.G., Koppers A., McIntosh W., Johnson C.L. Paleomagnetic field properties at high southern latitude // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2009. Vol. 10. No. 1. P. n/a-n/a.

148. Lhuillier F., Gilder S.A. Quantifying paleosecular variation: Insights from numerical dynamo simulations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 382. P. 87–97.
149. Lhuillier F., **Lebedev I.E.**, Tikhomirov P.L., Pavlov V.E. High-Latitude Geomagnetic Secular Variation at the End of the Cretaceous Normal Superchron Recorded by Volcanic Flows From the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2024. vol. 129. № 1. e2023JB027550 EDN: BNDYHW (2.3 п.л., вклад автора – 60%, импакт-фактор 1.820 (SJR))
150. Lhuillier F., **Lebedev I.E.**, Tikhomirov P.L., Pavlov V.E. Is the Geodynamo Characterized by a Distinct Geomagnetic Secular Variation Regime During the Cretaceous Normal Superchron? // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2025. vol. 130. № 4. e2024JB030928. EDN: SNFXUE (1.62 п.л., вклад автора – 60%, импакт-фактор 1.820 (SJR))
151. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, 2003.
152. Ludwig K.R., Mundil R. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, 2002.
153. Mackey K.G. et al. Seismicity Map of Eastern Russia, 1960-2010 // *Seismol. Res. Lett.* 2010. Vol. 81. No. 5. P. 761–768.
154. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology.* 1997. Vol. 25. No. 11. P. 979.
155. Mackey K.G., Fujita K., Sedov B.M., Gounbina L.V., Kurtkin S. A seismic swarm near Neshkan, Chukotka, northeastern Russia, and implications for the boundary of the Bering plate // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 261–271.
156. Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Glob. Planet. Change.* 2016. Vol. 146. P. 226–250.
157. McDannell K.T., Toro J., Hourigan J.K., Harris D. Thermochronologic constraints on Late Cretaceous to Cenozoic exhumation of the Bendeleben Mountains, Seward Peninsula, Alaska // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2014. Vol. 15. No. 10. P. 4009–4023.

158. McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // *Geophys. J. Int.* 1997. Vol. 131. No. 2. P. 240–252.
159. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 103. No. 3. P. 725–729.
160. Meert J.G. et al. The magnificent seven: A proposal for modest revision of the quality index // *Tectonophysics*. 2020. Vol. 790. P. 228549.
161. Merdith A.S. et al. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Res.* 2017. Vol. 50. P. 84–134.
162. Merdith A.S. et al. Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 214. P. 103477.
163. Miller E.L. et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. No. 3. P. 2005TC001830.
164. Miller E.L. et al. Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018a. Vol. 460. No. 1. P. 57–120.
165. Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A., Gottlieb E.S., Grove M., Meisling K., Seward G. Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018b. Vol. 460. No. 1. P. 207–238.
166. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. No. 4. P. 1631–1645.
167. Moiseev A.V., Yu. Gushchina M., Sokolov S.D., O’Sullivan P.B., Khubanov V.B., Erofeeva K.G., Dubenskiy A.S. Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U–Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust’-Belaya terranes (NE Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. Vol. 252. P. 105685.
168. Morgan W.J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. No. 6. P. 1959–1982.
169. Müller R.D. et al. GPlates: Building a Virtual Earth Through Deep Time // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2018. Vol. 19. No. 7. P. 2243–2261.

170. Müller R.D. et al. A Global Plate Model Including Lithospheric Deformation Along Major Rifts and Orogens Since the Triassic // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. No. 6. P. 1884–1907.
171. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2008. Vol. 9. No. 4. P. n/a-n/a.
172. Nikishin A.M. et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 - Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 217. P. 103034.
173. Nikishin A.M., Aleshina K.F., Rodina E.A., Foulger G.R., Posamentier H.W., Chizhova E.R. Tectonic evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Gondwana Res.* 2025. Vol. 146. P. 173–199.
174. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific, 2000. P. 134.
175. O'Neill C., Müller D., Steinberger B. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2005. Vol. 6. No. 4. P. n/a-n/a.
176. Otofujii Y. et al. Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications // *J. Geodyn.* 2015. Vol. 91. P. 1–12.
177. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. No. 2–4. P. 319–342.
178. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. No. 2. P. 342–358.
179. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.* 2011. Vol. 26. No. 12. P. 2508.
180. Pease V., Miller E., Wyld S.J., Sokolov S., Akinin V., Wright J.E. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2018. Vol. 460. No. 1. P. 159–182.

181. Petersen N., Vali H. Observation of shrinkage cracks in ocean floor titanomagnetites // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1987. Vol. 46. No. 1–3. P. 197–205.
182. Redfield T.F., Fitzgerald P.G. Denali Fault System of southern Alaska: An interior strike slip structure responding to dextral and sinistral shear coupling // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. No. 5. P. 1195–1208.
183. Redfield T.F., Scholl D.W., Fitzgerald P.G., Beck M.E. Escape tectonics and the extrusion of Alaska: Past, present, and future // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 11. P. 1039.
184. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S., Cook D.B. Extrusion tectonics of the Okhotsk Plate, northeast Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. No. 7. P. 607–610.
185. Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // *Geodynamics Series / Eds. T.W.C. Hilde, S. Uyeda*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1983. P. 189–221.
186. Scotese C.R. Atlas of earth history. Arlington, Tex: PALEOMAP Project, 2001. 49 p.
187. Self S., Widdowson M., Thordarson T., Jay Anne. E. Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 248. No. 1–2. P. 518–532.
188. Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth-Sci. Rev.* 2013. Vol. 124. P. 148–183.
189. Sláma J. et al. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. No. 1–2. P. 1–35.
190. Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 243–260.
191. Tauxe L. *Essentials of paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press, 2010. 489 p.
192. Tauxe L., Kent D.V. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field

Dipolar? // Geophysical Monograph Series / Eds. J.E.T. Channell, D.V. Kent, W. Lowrie, J.G. Meert. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2004. P. 101–115.

193. Tetley M.G., Williams S.E., Gurnis M., Flament N., Müller R.D. Constraining Absolute Plate Motions Since the Triassic // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2019. Vol. 124. No. 7. P. 7231–7258.

194. Thomson B., Pratt W.T., Rhys D.A., Oliver N.H.S., Halley S.W., Fischl P., Akinin V.V., Dotzov D. The Kupol Epithermal Au-Ag Vein District, Chukotka, Far Eastern Russia // *Econ. Geol.* 2023. Vol. 118. No. 1. P. 93–122.

195. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.

196. Torsvik T.H. et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Sci. Rev.* 2012. Vol. 114. No. 3–4. P. 325–368.

197. Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol’khon Region, Western Baikal area // *Geochem. Int.* 2009. Vol. 47. No. 11. P. 1107–1124.

198. Tschegg C., Bizimis M., Schneider D., Akinin V.V., Ntaflou T. Magmatism at the Eurasian–North American modern plate boundary: Constraints from alkaline volcanism in the Chersky Belt (Yakutia) // *Lithos*. 2011. Vol. 125. No. 1–2. P. 825–835.

199. Vaes B. et al. A global apparent polar wander path for the last 320 Ma calculated from site-level paleomagnetic data // *Earth-Sci. Rev.* 2023. Vol. 245. P. 104547.

200. Vaes B., Gallo L.C., Hinsbergen D.J.J. van. On Pole Position: Causes of Dispersion of the Paleomagnetic Poles Behind Apparent Polar Wander Paths // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2022. Vol. 127. No. 4.

201. Vaes B., Van Hinsbergen D., Paridaens J. APWP-online.org: a global reference database and open-source tools for calculating apparent polar wander paths and relative paleomagnetic displacements // *Тектоника*. 2024. P. 174–189.

202. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 184. No. 1. P. 1–9.

203. Vandamme D. A new method to determine paleosecular variation // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1994. Vol. 85. No. 1–2. P. 131–142.
204. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Front.* 2018. Vol. 9. No. 5. P. 1479–1493.
205. Vermeesch P. Maximum depositional age estimation revisited // *Geosci. Front.* 2021a. Vol. 12. No. 2. P. 843–850.
206. Vermeesch P. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data // *Geochronology.* 2021b. Vol. 3. No. 1. P. 247–257.
207. Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos.* 2003. Vol. 66. No. 1–2. P. 23–36.
208. Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. No. 19. P. 2135–2137.
209. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U Th Pb, Lu Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.* 1995. Vol. 19. No. 1. P. 1–23.
210. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes.* Society of Economic Geologists, 1997. P. 1–35.
211. Wilson T.J. Hypothesis of Earth's Behaviour // *Nature.* 1963. Vol. 198. No. 4884. P. 925–929.
212. Wittbrodt P.R., Stone D.B., Turner D.L. Paleomagnetism and geochronology of St. Matthew Island, Bering Sea // *Can. J. Earth Sci.* 1989. Vol. 26. No. 10. P. 2116–2129.

Приложения

Таблица 1. Среднесайтовые палеомагнитные направления для объекта «Купол» (Lhuillier et al., 2024). Курсивом показаны направления, не учитывавшиеся в расчете итоговых расчетов. n – количество образцов использованных для расчёта среднесайтового направления; Dg, Ig – склонение и наклонение в географической системе координат; Ds, Is – склонение и наклонение в стратиграфической системе; k – кучность; a95 – радиус круга доверия.

Индивидуальные направления								После группирования (по (Chenet et al., 2008))					
имя сайта	n	Dg	Ig	Ds	Is	k	alfa95	имя сайта/группы	n	Ds	Is	k	alfa95
разрез 01, э.з.: аз. пд. 170° угол 3°, координаты 66.9°N 169.8°E													
010101 (1)	10	229.2	85.7	205.4	83.6	213.3	3.3	010101	10	205.4	83.6	213.3	3.3
<i>010202</i>	<i>11</i>	<i>111.1</i>	<i>-43.7</i>	<i>108.5</i>	<i>-45.2</i>	<i>28.2</i>	<i>8.7</i>	<i>010202</i>	<i>11</i>	<i>108.5</i>	<i>-45.2</i>	<i>28.2</i>	<i>8.7</i>
<i>010303</i>	<i>20</i>	<i>83.3</i>	<i>46.6</i>	<i>86.4</i>	<i>46.3</i>	<i>49.9</i>	<i>4.7</i>	<i>010303</i>	<i>20</i>	<i>86.4</i>	<i>46.3</i>	<i>49.9</i>	<i>4.7</i>
010404 (2)	23	290.8	72.4	282.0	73.7	78.9	3.4	010404	23	282.0	73.7	78.9	3.4
010507 (3)	6	339.6	80.2	335.1	83.1	61.6	8.6	010507	6	335.1	83.1	61.6	8.6
010605 (4)	11	275.4	75.2	264.0	75.7	44.6	6.9	010605	11	264.0	75.7	44.6	6.9
<i>010706</i>	<i>13</i>	<i>291.4</i>	<i>48.8</i>	<i>288.3</i>	<i>50.3</i>	<i>116.8</i>	<i>3.9</i>	<i>010706</i>	<i>13</i>	<i>288.3</i>	<i>50.3</i>	<i>116.8</i>	<i>3.9</i>
010808 (5)	10	357.4	66.6	358.4	69.6	117.8	4.5	010808	10	358.4	69.6	117.8	4.5
010912 (6)	9	4.4	53.0	5.5	55.9	83.6	5.7	010912	9	5.5	55.9	83.6	5.7
011018 (7)	10	346.7	74.7	345.9	77.7	103.6	4.8	011018	10	345.9	77.7	103.6	4.8
011113 (8)	15	324.1	71.8	319.4	74.4	62.1	4.9	011113	15	319.4	74.4	62.1	4.9
011219 (9)	8	338.6	82.1	331.8	85.0	130.8	4.9	011219	8	331.8	85.0	130.8	4.9
011309 (10)	12	358.9	70.6	0.5	73.6	137.8	3.7	011309	12	0.5	73.6	137.8	3.7
011410 (11)	5	303.6	76.9	292.6	78.8	165.5	6.0	011410	5	292.6	78.8	165.5	6.0
011520 (12)	7	333.8	74.8	330.0	77.7	690.6	2.3	011520	7	330.0	77.7	690.6	2.3
011611 (13)	12	57.4	86.8	110.9	86.6	66.2	5.4	011611	12	110.9	86.6	66.2	5.4

011714 (14)	16	26.7	74.4	34.3	76.7	157.4	2.9	011714	16	34.3	76.7	157.4	2.9
011815 (15)	8	48.4	73.4	57.8	74.8	213.1	3.8	011815	8	57.8	74.8	213.1	3.8
011916 (16)	12	47.9	79.7	64.0	80.9	100.6	4.3	011916	12	64.0	80.9	100.6	4.3
<i>среднее</i>	<i>16</i>	<i>347.2</i>	<i>78.1</i>	<i>346.2</i>	<i>81.1</i>	<i>42.5</i>	<i>5.7</i>		<i>16</i>	<i>346.2</i>	<i>81.1</i>	<i>42.5</i>	<i>5.7</i>
	разрез 02, э.з.: аз. пд. 160° угол 5°, координаты 66.9°N 169.9°E												
020101 (17)	15	195.3	79.5	184.2	75.1	157.4	3.1	020101	15	184.2	75.1	157.4	3.1
020203 (18)	12	5.2	75.8	17.4	80.1	47.8	6.3	GR2-1	72	33.3	80	89.4	1.8
020302 (19)	17	33.3	74.7	51.0	77.1	100.6	3.6						
020417 (20)	10	14.4	79.4	37.8	82.9	104.2	4.8						
020506 (21)	11	13.4	76.4	29.4	80.2	201.3	3.2						
020605 (22)	11	10.3	75.9	24.5	79.9	195.1	3.3						
020704 (23)	11	10.9	75.9	25.3	79.9	77.0	5.2						
020818 (24)	12	14.8	82.9	58.3	85.9	81.7	4.8	GR2-2	44	35.4	86.1	110.7	2.1
020919 (25)	10	357.4	76.9	7.4	81.5	106.5	4.7						
021020 (26)	12	14.9	83.8	68.5	86.5	195.3	3.1						
021110 (27)	10	350.8	83.6	22.9	88.2	180.4	3.6						
021209 (28)	10	296.7	87.0	196.2	86.5	73.3	5.7	021209	10	196.2	86.5	73.3	5.7
021307 (29)	11	76.5	83.1	110.0	81.0	67.1	5.6	021307	11	110.0	81.0	67.1	5.6
021408 (30)	16	39.2	68.8	51.6	70.9	226.8	2.5	021408	16	51.6	70.9	226.8	2.5
021511 (31)	18	55.6	73.8	73.1	74.3	256.4	2.2	021511	18	73.1	74.3	256.4	2.2
021612 (32)	9	28.8	69.4	40.6	72.3	148.3	4.2	021612	9	40.6	72.3	148.3	4.2
021713 (33)	18	39.5	82.3	79.2	83.3	49.5	5.0	GR2-3	34	92	82.9	76.9	2.8
021814 (34)	16	65.3	83.4	104.0	82.1	210.5	2.5						
021915 (35)	8	302.3	76.1	285.5	79.6	84.4	6.1	021915	8	285.5	79.6	84.4	6.1
022022 (36)	10	27.0	72.9	41.6	75.8	163.5	3.8	022022	10	41.6	75.8	163.5	3.8
022121 (37)	9	48.1	80.3	78.5	80.9	148.4	4.2	022121	9	78.5	80.9	148.4	4.2
022216 (38)	19	320.4	85.6	219.9	88.3	60.5	4.3	022216	19	219.9	88.3	60.5	4.3

<i>среднее</i>	22	20.8	80.8	51.8	83.7	87.1	3.3		13	64.3	84	59.4	5.4
	разрез 04, э.з.: аз. пд. 149° угол 6°, координаты 67.0°N 170.3°E												
040101 (39)	17	265.7	79.2	232.5	80.3	372.0	1.9	040101	17	232.5	80.3	372.0	1.9
040302 (40)	5	38.9	71.6	57.3	72.7	41.8	12.0	GR4-1	21	58.7	75.8	95.7	3.3
040403 (41)	10	28.1	74.4	50.0	76.5	129.9	4.3						
040504 (42)	6	49.2	76.7	74.5	76.4	309.3	3.8						
	4	26.8	79.8	62.6	81.4	42.3	14.3		2	71.9	87.7		
	разрез 05, э.з.: 0501*-0505* - аз. пд. 117° угол 5°, 0506* - аз. пд. 146° угол 4°, 0507*-0512* - аз. пд. 146° угол 4°, координаты 66.9°N 170.1°E												
050104 (43)	10	308.6	80.9	330.9	85.2	515.9	2.1	GR5-1	19	330.9	84.4	301.2	1.9
050203 (44)	9	311.9	79.3	330.6	83.5	199.3	3.7						
050302 (45)	10	285.4	80.0	283.8	85.0	201.2	3.4	050302	10	283.8	85.0	201.2	3.4
050405 (46)	7	342.1	88.6	91.7	85.6	139.1	5.1	GR5-2	14	111.9	85.3	151.8	3.2
050501 (47)	7	189.7	88.1	126.8	84.4	162.7	4.7						
050606 (48)	11	203.9	87.2	177.9	78.6	235.6	3.0	050606	11	177.9	78.6	235.6	3.0
050707 (49)	10	250.6	77.6	232.1	78.0	180.5	3.6	050707	10	232.1	78.0	180.5	3.6
050808 (50)	11	273.0	81.9	243.9	83.5	115.1	4.3	050808	11	243.9	83.5	115.1	4.3
050909 (51)	7	315.6	83.8	298.0	87.6	473.3	2.8	GR5-3	36	212.1	87.8	197.4	1.7
051010 (52)	8	303.7	86.5	206.2	88.5	192.7	4.0						
051111 (53)	10	259.5	85.8	205.0	85.5	315.5	2.7						
051212 (54)	11	295.4	87.1	190.5	87.9	126.0	4.1						
<i>среднее</i>	12	284.4	84.8	xxx	xxx	255.9	2.7		7	225.2	86.1	134.3	5.2
	12	xxx	xxx	226.5	87.5	173.6	3.3						
	разрез A0, э.з.: аз. пд. 146° угол 6°, координаты 66.9°N 170.2°E												
A0120S (55)	6	358.6	73.3	13.7	77.9	103.4	6.6	A0120S	6	13.7	77.9	103.4	6.6
A0219S (56)	7	313.7	81.7	286.1	87.2	302.8	3.5	A0219S	7	286.1	87.2	302.8	3.5
A0318S (57)	7	259.3	78.2	229.4	79.1	101.3	6.0	GRA0-1	16	235.7	82.3	146.5	3.1

A0417S (58)	9	288.6	81.3	246.0	84.6	368.2	2.7						
A0516S (59)	8	338.7	69.2	343.6	75.0	231.3	3.6	A0516S	8	343.6	75.0	231.3	3.6
A0615S (60)	8	267.1	74.0	245.9	76.1	111.0	5.3	A0615S	8	245.9	76.1	111.0	5.3
A0713S (61)	9	331.2	62.9	332.6	68.9	352.3	2.7	A0713S	9	332.6	68.9	352.3	2.7
A0811S (62)	6	310.3	63.6	306.1	69.3	96.5	6.9	A0811S	6	306.1	69.3	96.5	6.9
A0912S (63)	8	322.3	83.0	301.4	88.9	133.6	4.8	A0912S	8	301.4	88.9	133.6	4.8
	9	315.1	76.2	307.0	82.0	51.9	7.2		8	313.7	81.2	51.7	7.8
	разрез А1, э.з.: аз. пд. 103° угол 12°, координаты 66.9°N 170.4°E												
A1004S (64)	11	330.8	80.6	52.0	81.0	82.0	5.1	A1004S	11	52.0	81.0	82.0	5.1
A1105S (65)	11	326.8	72.8	10.2	78.2	124.8	4.1	A1105S	11	10.2	78.2	124.8	4.1
A1206S (66)	9	303.7	73.4	341.4	83.2	118.0	4.8	A1206S	9	341.4	83.2	118.0	4.8
A1307S (67)	10	328.0	64.6	353.3	71.2	114.8	4.5	A1307S	10	353.3	71.2	114.8	4.5
A1408S (68)	9	293.3	78.7	36.6	87.8	51.8	7.2	GRA1-1	27	261.9	87.4	74.3	3.2
A1509S (69)	9	262.6	75.1	214.2	84.5	253.0	3.2						
A1610S (70)	9	284.0	71.8	285.9	83.8	86.9	5.6						
<i>среднее</i>	7	305.5	75.2	355.9	84.1	87.9	6.5		5	3.1	81.6	96.1	78
	разрез К, э.з.: К01*-К05* - аз. пд. 90° угол 3°, К05*-К08* - аз. пд. 0° угол 0°, координаты 66.8°N 169.8°E												
K0108S (71)	10	0.2	71.4	9.0	71.2	110.9	4.6	GRK-1	22	6.4	69.1	120.7	2.8
K0207S (72)	12	357.3	67.4	4.5	67.4	139.2	3.7						
K0306S (73)	11	92.9	89.1	90.7	86.1	85.9	5.0	GRK-2	23	68.3	85.3	124	2.7
K0405S (74)	12	28.3	86.2	55.1	84.1	218.4	2.9						
K0501S (75)	8	160.7	84.2	138.2	82.6	145.9	4.6	K0501S	8	138.2	82.6	145.9	4.6
K0602S (76)	9	35.6	67.5	35.6	67.5	218.8	3.5	K0602S	9	35.6	67.5	218.8	3.5
K0703S (77)	9	4.5	79.5	4.5	79.5	394.8	2.6	K0703S	9	4.5	79.5	394.8	2.6
K0804S (78)	7	20.0	71.8	20.0	71.8	57.0	8.1	K0804S	7	20.0	71.8	57.0	8.1
<i>среднее</i>	8	15.7	79.0	xxx	xxx	52.4	7.7		6	26.9	78.2	52.1	9.4
	8	xxx	xxx	24.6	78.3	55.6	7.5						

Таблица 2. Среднесайтовые палеомагнитные направления для объекта «Валунистое». (Лебедев и др., 2025) * - сайты, включающие образцы, отобранные магнитным компасом и альтернативными методами; m – сайты включающие только образцы, отобранные магнитным компасом; без пометок – сайты включающие образцы, ориентированные только альтернативными методами, x (дополнительно выделены курсивом) – сайты направления которых отвечают переходным состояниям геомагнитного поля или экскурсам исключенные из итогового расчета палеомагнитных полюсов. n – количество образцов использованных для расчёта среднесайтового направления; Dg, Ig – склонение и наклонение в географической системе координат; Ds, Is – склонение и наклонение в стратиграфической системе; k – кучность; a95 – радиус круга доверия.

Индивидуальные направления								После группирования (по (Chenet et al., 2008))							
имя сайта	n	Dg	Ig	Ds	Is	k	a95	имя сайта/группы	n	Dg	Ig	Ds	Is	k	a95
разрез 08-1, э.з.: аз. пд. 160° угол 5°, координаты 66.55° 177.5°															
080122	10	29.7	84.3	86.4	85.4	195	3.5	080122	10	29.7	84.3	86.4	85.4	195	3.5
080229	12	102.3	-73	86.3	-75.1	121.6	4	080229	12	102.3	-73	86.3	-75.1	121.6	4
080328	11	194.3	-64	201.2	-67.9	608.4	1.9	080328	11	194.3	-64	201.2	-67.9	608.4	1.9
080523	10	163.3	83.8	161.8	78.9	67.8	5.9	080523	10	163.3	83.8	161.8	78.9	67.8	5.9
080624	12	15.5	67.6	24.1	71.5	133.6	3.8	080624	12	15.5	67.6	24.1	71.5	133.6	3.8
080725	11	177.5	-56	186.2	-60.6	58.9	6	0807-08	21	186.2	-54.4	189.8	-58.8	79.2	3.6
080826	10	189.6	-52.6	193.3	-56.8	147.9	4								
080930	11	183.8	-66.5	189.5	-71	116.1	4.3	080930	11	183.8	-66.5	189.5	-71	116.1	4.3
<i>081031 x</i>	<i>8</i>	<i>299.1</i>	<i>2.1</i>	<i>298.9</i>	<i>5.9</i>	<i>8.7</i>	<i>19.8</i>	<i>081031 x</i>	<i>8</i>	<i>299.1</i>	<i>2.1</i>	<i>298.9</i>	<i>5.9</i>	<i>8.7</i>	<i>19.8</i>
<i>081132 x</i>	<i>5</i>	<i>296.1</i>	<i>-28.1</i>	<i>297.8</i>	<i>-24.5</i>	<i>176.3</i>	<i>5.8</i>	<i>081132 x</i>	<i>5</i>	<i>296.1</i>	<i>-28.1</i>	<i>297.8</i>	<i>-24.5</i>	<i>176.3</i>	<i>5.8</i>

081233 x	5	293.4	-20.3	294.6	-16.8	38.6	12.5	081233 x	5	293.4	-20.3	294.6	-16.8	38.6	12.5
081334	10	201.3	86	178.3	81.5	197.5	3.4	0813-15	32	242.3	85.4	199.2	82.8	198.5	1.8
081435	11	259.9	85	210.4	83.5	140.5	3.9								
081536	11	250.9	84.1	210.3	82.3	572.3	1.9								
081637	10	58.4	77.6	81.3	77.6	292.1	2.8	081637	10	58.4	77.6	81.3	77.6	292.1	2.8
<i>среднее</i>	<i>12</i>	<i>3.2</i>	<i>78</i>	<i>18</i>	<i>82.3</i>	<i>23.2</i>	<i>9.2</i>	<i>среднее</i>	<i>9</i>	<i>6.2</i>	<i>77.4</i>	<i>21.2</i>	<i>81.5</i>	<i>25.2</i>	<i>10.5</i>
разрез 08-2, э.з. :аз. пд. 85° угол 4°, координаты 66.5° 177.3°															
081738	10	323.5	59.9	329.8	61.8	107.7	4.7	081738	10	323.5	59.9	329.8	61.8	107.7	4.7
081801*	15	316.1	49	319.9	51.4	190.7	2.8	081801*	15	316.1	49	319.9	51.4	190.7	2.8
081939	10	333	63.2	340.7	64.4	263.9	3	081939	10	333	63.2	340.7	64.4	263.9	3
082002*	22	299.6	79.3	316.5	82.3	76.1	3.6	082002*	22	299.6	79.3	316.5	82.3	76.1	3.6
082103*	22	140.2	-72.4	151.9	-74.3	118.2	2.9	082103*	22	140.2	-72.4	151.9	-74.3	118.2	2.9
082204*	17	146.9	-79.8	169.7	-81	190.3	2.6	082204*	17	146.9	-79.8	169.7	-81	190.3	2.6
082340	12	6.5	81.6	29.6	80	322.4	2.4	082340	12	6.5	81.6	29.6	80	322.4	2.4
082441	6	63	88	77.5	84.1	293.7	3.9	082441	6	63	88	77.5	84.1	293.7	3.9
082542	7	280.3	77.4	287.1	81.2	201.5	4.3	082542	7	280.3	77.4	287.1	81.2	201.5	4.3
<i>среднее</i>	<i>9</i>	<i>321</i>	<i>73.4</i>	<i>333.7</i>	<i>75.2</i>	<i>33.8</i>	<i>9</i>	<i>среднее</i>	<i>9</i>	<i>321</i>	<i>73.4</i>	<i>333.7</i>	<i>75.2</i>	<i>33.8</i>	<i>9</i>
разрез 08-3, э.з.: аз. пд. 70° угол 7°, координаты 66.5° 177.3°															
082610*	19	241.2	68.5	237.2	75.4	101	3.4	082610*	19	241.2	68.5	237.2	75.4	101	3.4
082709*	12	259	63.4	261.9	70.3	99.4	4.4	082709*	12	259	63.4	261.9	70.3	99.4	4.4
082808*	22	328.5	74.6	354	74.4	39.3	5	082808*	22	328.5	74.6	354	74.4	39.3	5
082905*	20	110.3	83.8	89	77.6	77	3.7	0829-30*	44	87.7	83.7	78.4	76.9	61.3	2.8
083006*	24	177.3	82.9	70.7	75.9	54.6	4								
083107*	20	253.2	79.3	259.2	86.3	85.9	3.5	083107*	20	253.2	79.3	259.2	86.3	85.9	3.5
<i>среднее</i>	<i>6</i>	<i>264.2</i>	<i>81.5</i>	<i>308.9</i>	<i>87.6</i>	<i>28.1</i>	<i>12.9</i>	<i>среднее</i>	<i>5</i>	<i>265</i>	<i>78.5</i>	<i>285.7</i>	<i>84.9</i>	<i>29.2</i>	<i>14.4</i>
разрез 08-4, э.з.: аз. пд. 65° угол 16°, координаты 66.5° 177.3°															

083243	10	93.6	-55.6	112.3	-68.4	254.6	3	083243	10	93.6	-55.6	112.3	-68.4	254.6	3
083311*	22	272.4	80.4	34.3	81.3	233.8	2	083311*	22	272.4	80.4	34.3	81.3	233.8	2
083412*	22	228.6	79.2	93.4	83.6	118.6	2.9	0834-36*	65	229.9	77.6	103.7	84.9	90.2	1.9
083513*	20	231.9	77	106.3	85.6	65.3	4.1								
083614*	23	229.2	76.5	115.7	85.3	97	3.1								
083715*	25	326.4	65.7	0.3	63.3	73.7	3.4	083715*	25	326.4	65.7	0.3	63.3	73.7	3.4
083816*	21	300.8	56.3	326.3	62.3	98.1	3.2	083816*	21	300.8	56.3	326.3	62.3	98.1	3.2
083917*	22	328	74.3	16	69.1	79.8	3.5	083917*	22	328	74.3	16	69.1	79.8	3.5
084018*	21	317.4	67.3	356.1	66.8	85.6	3.5	084018*	21	317.4	67.3	356.1	66.8	85.6	3.5
084119*	20	36.3	67	47.2	52.2	65.5	4.1	084119*	20	36.3	67	47.2	52.2	65.5	4.1
<i>среднее</i>	<i>10</i>	<i>297.2</i>	<i>75.7</i>	<i>7</i>	<i>76.7</i>	<i>21.7</i>	<i>10.6</i>	<i>среднее</i>	<i>8</i>	<i>307.5</i>	<i>73.1</i>	<i>2.5</i>	<i>73.1</i>	<i>21.2</i>	<i>12.3</i>
разрез 08-5, э.з.: аз. пд. 150° угол 10°, координаты 66.5° 177.3°															
084244	10	320.2	78.6	273	87.7	270.8	2.9	0842-44	30	314.8	80.5	222.4	87.4	89.2	2.8
084345	10	321.6	84.6	159.5	85.3	405.7	2.4								
084446	10	306.4	77.9	252.9	85.1	40.5	7.7								
084547	10	347.1	69	1	78.2	111.4	4.6	084547	10	347.1	69	1	78.2	111.4	4.6
084620*	20	141.2	-79.9	59.4	-88.5	139.8	2.8	084620*	20	141.2	-79.9	59.4	-88.5	139.8	2.8
<i>среднее</i>	<i>5</i>	<i>326.4</i>	<i>78.4</i>	<i>305.7</i>	<i>88.3</i>	<i>147</i>	<i>6.3</i>	<i>среднее</i>	<i>3</i>	<i>333</i>	<i>76.9</i>	<i>342.6</i>	<i>86.8</i>	<i>111.2</i>	<i>11.7</i>
разрез 09, э.з.: аз. пд. 220° угол 10°, координаты 66.4° 177.7°															
0901 m	15	11.9	80.5	290.3	85.3	99.6	3.9	0901 m	15	11.9	80.5	290.3	85.3	99.6	3.9
0902 m	8	44.1	68.3	47.5	78.3	224.4	3.7	0902 m	8	44.1	68.3	47.5	78.3	224.4	3.7
0903 m	14	45.3	76.6	60.2	86.4	39.1	6.4	0903 m	14	45.3	76.6	60.2	86.4	39.1	6.4
0904 m	11	80.4	69.7	106.6	75.8	54.7	6.2	0904 m	11	80.4	69.7	106.6	75.8	54.7	6.2
0905 m	5	33.6	86.3	223.7	83.7	62.7	9.7	0905-06 m	18	37.5	79.7	343	89.5	55.9	4.7
0906 m	13	37.9	77.1	30.8	87.1	61.6	5.3								
0907 x m	9	296.9	-20.2	300.7	-22.1	27.1	10.1	<i>0907 x m</i>	<i>9</i>	<i>296.9</i>	<i>-20.2</i>	<i>300.7</i>	<i>-22.1</i>	<i>27.1</i>	<i>10.1</i>

0909 m	11	351.9	85	249.3	82.4	45.8	6.8	0909 m	11	351.9	85	249.3	82.4	45.8	6.8
0910 m	9	45.5	59.2	47.9	69.1	75.4	6	0910 m	9	45.5	59.2	47.9	69.1	75.4	6
<i>среднее</i>	8	45	76.3	58	86.1	58.1	7.3	<i>среднее</i>	7	45.6	75.2	56.8	85	57	8.1
разрез 10, э.з.: аз. пд. 260° угол 5°, координаты 66.4° 177.5°															
1001 m	10	100.6	80.4	120.1	84.8	135.9	4.2	1001 m	10	100.6	80.4	120.1	84.8	135.9	4.2
1002 m	13	98.3	51	100.5	55.7	116.8	3.9	1002 m	13	98.3	51	100.5	55.7	116.8	3.9
1003 m	13	43.4	81.7	8.7	84.8	430	2	1003 m	13	43.4	81.7	8.7	84.8	430	2
1004 m	11	276.4	81.8	270.3	76.9	111.5	4.3	1004 m	11	276.4	81.8	270.3	76.9	111.5	4.3
1005 m	12	72.1	70.7	69.4	75.6	131.2	3.8	1005 m	12	72.1	70.7	69.4	75.6	131.2	3.8
1006 m	13	134.6	85.9	208.1	85.8	295.3	2.4	1006 m	13	134.6	85.9	208.1	85.8	295.3	2.4
1007 m	14	96.1	74.4	103.3	79.1	101.2	4	1007 m	14	96.1	74.4	103.3	79.1	101.2	4
1008 x m	5	64.7	-40	65.7	-35.2	60.7	9.9	1008 x m	5	64.7	-40	65.7	-35.2	60.7	9.9
1009 m	14	30.4	83.6	340.2	85.1	120.3	3.6	1009 m	14	30.4	83.6	340.2	85.1	120.3	3.6
1010 m	11	45.3	75.3	30.5	79	67.6	5.6	1010-11 m	27	41.7	73.6	28.1	77.2	51	3.9
1011 m	16	39.1	72.4	26.1	75.8	42.7	5.7								
1012 m	13	55	66.7	48.9	71.1	79.9	4.7	1012 m	13	55	66.7	48.9	71.1	79.9	4.7
1013 m	12	242.8	-75.4	234.4	-80.1	167.7	3.4	1013-14 m	23	247.2	-74.1	241.6	-78.9	132.4	2.6
1014 m	11	251.2	-72.6	247.8	-77.5	112	4.3								
1015 m	8	52.4	52.2	49	56.6	199.4	3.9	1015 m	8	52.4	52.2	49	56.6	199.4	3.9
1016 m	14	61.3	60.5	57.9	65.2	105	3.9	1016 m	14	61.3	60.5	57.9	65.2	105	3.9
1017 m	12	76.6	65	75.8	70	95.9	4.5	1017-18 m	23	73.4	66.4	71.7	71.4	99.6	3
1018 m	11	69.4	67.9	66.5	72.8	108.8	4.4								
1019 m	8	88.2	62	89.8	66.9	133.4	4.8	1019 m	8	88.2	62	89.8	66.9	133.4	4.8
<i>среднее</i>	18	69.1	73	64.8	77.9	37.1	5.7	<i>среднее</i>	15	70.5	73.2	66.7	78.1	31.9	6.9
разрез 11, э.з.: аз. пд. 240° угол 8°, координаты 66.3° 177.65°															
1101*	20	42.9	55.4	38.5	63	109.2	3.1	1101*	20	42.9	55.4	38.5	63	109.2	3.1

1102*	15	62.1	58.1	62.7	66.1	171.8	2.9	1102*	15	62.1	58.1	62.7	66.1	171.8	2.9
1103*	13	49.3	51.2	46.9	59	129.2	3.7	1103*	13	49.3	51.2	46.9	59	129.2	3.7
1104*	21	31.3	78.2	352.9	83.9	105.1	3.1	1104*	21	31.3	78.2	352.9	83.9	105.1	3.1
1105*	19	11.3	76.4	336	79.8	91.8	3.5	1105*	19	11.3	76.4	336	79.8	91.8	3.5
1106*	24	29.6	72.9	8.4	79	106.1	2.9	1106*	24	29.6	72.9	8.4	79	106.1	2.9
1107*	10	339	77.4	304.7	76.2	56.4	6.5	1107*	10	339	77.4	304.7	76.2	56.4	6.5
1108*	25	65.2	55.3	66.6	63.3	139.4	2.5	1108*	25	65.2	55.3	66.6	63.3	139.4	2.5
1109*	17	75.1	80.3	121.4	87.1	64.9	4.5	1109*	17	75.1	80.3	121.4	87.1	64.9	4.5
1110*	18	48.9	57.6	45.6	65.4	181.8	2.6	1110*	18	48.9	57.6	45.6	65.4	181.8	2.6
1111	7	26.5	58.3	17.5	64.6	74.4	7	1111	7	26.5	58.3	17.5	64.6	74.4	7
1112	10	53.2	68.9	49.2	76.8	76.5	5.6	1112	10	53.2	68.9	49.2	76.8	76.5	5.6
1113	8	64.5	62.2	66.2	70.2	367.5	2.9	1113	8	64.5	62.2	66.2	70.2	367.5	2.9
1114	8	49	58.4	45.7	66.2	180	4.1	1114	8	49	58.4	45.7	66.2	180	4.1
1115	9	51.8	71.7	45.6	79.6	943.3	1.7	1115-16	19	50.2	71	43.4	78.7	501.8	1.5
1116	10	48.8	70.2	41.6	78	359.2	2.6								
1117	7	33.9	73.7	13.2	80.3	723.7	2.2	1117	7	33.9	73.7	13.2	80.3	723.7	2.2
1118	10	35.1	70.8	19.8	77.6	999.9	1.1	1118-19	17	38.3	69.3	26.2	76.4	244.9	2.3
1119	7	42.1	67	33.5	74.4	125.9	5.4								
1120	10	68.8	75	78.3	82.8	368.6	2.5	1120	10	68.8	75	78.3	82.8	368.6	2.5
1121	10	276.2	-82.4	352	-85.1	179.9	3.6	1121-22	21	285	-81.1	344.7	-83.5	134.1	2.8
1122	11	290.9	-79.8	340.8	-81.9	111.5	4.3								
1123	8	196.1	-65.5	180.5	-70.5	108.2	5.3	1123-24	18	200.6	-67.6	183.9	-73.1	142.5	2.9
1124	10	204.8	-69.2	187.5	-75.1	238.5	3.1								
1125	8	207	-72.1	186.2	-78.1	196.5	4	1125	8	207	-72.1	186.2	-78.1	196.5	4
1126	8	202.6	-62.5	190.5	-68.4	458.9	2.6	1126-27	17	203.4	-63.8	190.7	-69.7	330.2	2
1127	9	204.1	-64.9	190.8	-70.8	273.6	3.1								
1128	9	194.9	-74.3	166	-78.5	249.3	3.3	1128	9	194.9	-74.3	166	-78.5	249.3	3.3

1129	9	209	-71.8	189.6	-77.9	248.3	3.3	1129-30	18	207.2	-70.9	188.4	-76.9	294.9	2
1130	9	205.5	-70.1	187.3	-75.9	354.5	2.7								
1131	9	201.5	-75.3	171.6	-80.2	306.8	2.9	1131-33	25	198.7	-73	173.6	-77.8	231.2	1.9
1132	8	200.2	-72.7	176	-77.8	229.6	3.7								
1133	8	194.9	-70.6	173.2	-75.2	230.6	3.7								
1134	8	203.9	-64.3	190.9	-70.3	94.4	5.7	34-35	16	199.5	-64.2	185.6	-69.6	157.9	2.9
1135	8	195.2	-63.9	180.7	-68.9	574.3	2.3								
1136	9	177.3	-76.5	142	-77.9	54.5	7	1136	9	177.3	-76.5	142	-77.9	54.5	7
<i>среднее</i>	<i>36</i>	<i>37.3</i>	<i>70.1</i>	<i>24</i>	<i>77.1</i>	<i>54.1</i>	<i>3.3</i>	<i>среднее</i>	<i>27</i>	<i>39.7</i>	<i>69.6</i>	<i>28</i>	<i>76.9</i>	<i>48.5</i>	<i>4</i>
разрез 12, э.з. : аз. пд. 245° угол 8°, координаты 66.4° 177.55°															
1201 m	12	78.5	81.4	144.6	88	89.4	4.6	1201 m	12	78.5	81.4	144.6	88	89.4	4.6
1202 m	9	173	83	211.5	77.9	68.7	6.3	1202 m	9	173	83	211.5	77.9	68.7	6.3
1203 m	11	43.3	64.5	34.5	71.7	173.8	3.5	1203 m	11	43.3	64.5	34.5	71.7	173.8	3.5
1204 m	12	22.2	62.3	9.2	67.6	50	6.2	1204 m	12	22.2	62.3	9.2	67.6	50	6.2
1205 m	11	353.6	74.7	323.5	75.2	106.9	4.4	1205 m	11	353.6	74.7	323.5	75.2	106.9	4.4
1206 m	11	38.7	57.5	31.5	64.5	78.6	5.2	1206 m	11	38.7	57.5	31.5	64.5	78.6	5.2
1207 m	13	243.9	85.4	244.6	77.4	195.7	3	1207 m	13	243.9	85.4	244.6	77.4	195.7	3
<i>среднее</i>	<i>7</i>	<i>33.7</i>	<i>76.6</i>	<i>1.6</i>	<i>82.3</i>	<i>24.8</i>	<i>12.4</i>	<i>среднее</i>	<i>7</i>	<i>33.7</i>	<i>76.6</i>	<i>1.6</i>	<i>82.3</i>	<i>24.7</i>	<i>12.4</i>
разрез VP-3, э.з.: аз. пд. 0° угол 0°, координаты 66.3° 177.5°															
VP3-0 m	12	114.7	83	114.7	83	69.9	5.2	VP3-0 m	12	114.7	83	114.7	83	69.9	5.2
VP3-3 m	12	51.2	80.1	51.2	80.1	126.6	3.9	VP3-3 m	12	51.2	80.1	51.2	80.1	126.6	3.9
VP3-4 m	14	139.3	66.6	139.3	66.6	65.8	4.9	VP3-4 m	14	139.3	66.6	139.3	66.6	65.8	4.9
VP3-4-1 m	11	97.5	77.5	97.5	77.5	76.2	5.3	VP3-4-1 m	11	97.5	77.5	97.5	77.5	76.2	5.3
VP3-5 m	12	156.1	69.7	156.1	69.7	236.6	2.8	VP3-5 m	12	156.1	69.7	156.1	69.7	236.6	2.8
VP3-6+7 m	25	68.8	74.9	68.8	74.9	48.7	4.2	VP3-6+7 m	25	68.8	74.9	68.8	74.9	48.7	4.2
<i>среднее</i>	<i>6</i>	<i>114.2</i>	<i>78.2</i>	<i>114.2</i>	<i>78.2</i>	<i>50</i>	<i>9.6</i>	<i>среднее</i>	<i>6</i>	<i>114.2</i>	<i>78.2</i>	<i>114.2</i>	<i>78.2</i>	<i>50</i>	<i>9.6</i>

разрез VP-4, э.з.: аз. пд. 266° угол 4°, координаты 66.4° 177.6°															
VP4-01 x m	9	112.1	-34.2	111	-30.4	70.5	6.2	VP4-01 x m	9	112.1	-34.2	111	-30.4	70.5	6.2
VP4-05 x m	10	320.8	-9.9	321.4	-12.2	100.4	4.8	VP4-05 x m	10	320.8	-9.9	321.4	-12.2	100.4	4.8
VP4-06 x m	12	297.5	-31.2	298.9	-34.4	67.5	5.3	VP4-06 x m	12	297.5	-31.2	298.9	-34.4	67.5	5.3
VP4-07 m	12	62.9	77.1	53.4	80.6	80.8	4.9	VP4-07 m	12	62.9	77.1	53.4	80.6	80.8	4.9
VP4-08 m	13	288.1	76.2	283.3	72.4	119.6	3.8	VP4-08 m	13	288.1	76.2	283.3	72.4	119.6	3.8
VP4-09 m	11	208.8	81	225.4	78.3	72.6	5.4	VP4-09 m	11	208.8	81	225.4	78.3	72.6	5.4
VP4-10 m	12	44.9	63	39.1	65.9	190.9	3.1	VP4-10 m	12	44.9	63	39.1	65.9	190.9	3.1
VP4-12 m	16	217	82.1	232.9	79.1	24	7.7	VP4-12 m	16	217	82.1	232.9	79.1	24	7.7
VP4-13 m	15	118.5	86	192.2	87.8	92.6	4	VP4-13 m	15	118.5	86	192.2	87.8	92.6	4
VP4-14 m	15	25.6	69	15.7	70.7	43.9	5.8	VP4-14 m	15	25.6	69	15.7	70.7	43.9	5.8
VP4-15 m	11	60.9	73	53.9	76.5	72.2	5.4	vp15-17 m	36	69.1	75.8	62.8	79.6	60.9	3.1
VP4-16 m	15	75.5	78.8	69.8	82.7	51.3	5.4								
VP4-17 m	10	72.2	74.1	67.8	77.9	80.5	5.4								
<i>среднее</i>	<i>10</i>	<i>52.3</i>	<i>82.1</i>	<i>26.5</i>	<i>84.9</i>	<i>34.2</i>	<i>8.4</i>	<i>среднее</i>	<i>8</i>	<i>42.7</i>	<i>83.7</i>	<i>4</i>	<i>85.6</i>	<i>29.5</i>	<i>10.4</i>

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопного (SHRIMP) датирования зерен циркона, изотопные отношения и возраст приведены с учетом поправки на Pb²⁰⁴ (Тихомиров и др., 2021а; Тихомиров и др., 2021б).

номер анализа	U, ppm	Th, ppm	Pb206, ppm (радиогенный)	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶	1 σ, %	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1 σ, %	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶ возраст	1 σ
Ch15 (0107) лава порфиривого риолита									
CH15_15.1	261	138	2.96	73.66	1.36	0.0607	3.89	84.4	1.4

CH15_3.1	162	89	1.87	70.99	1.53	0.0756	4.04	85.7	1.8
CH15_4.1	209	100	2.33	72.77	0.82	0.0560	5.00	83.1	1.3
CH15_1.1	410	208	4.73	72.52	2.31	0.0569	2.85	86.0	2.0
CH15_12.1	288	156	3.34	72.65	0.77	0.0545	4.60	86.5	0.9
CH15_10.1	305	145	3.66	72.09	1.58	0.0604	12.64	89.5	1.5
CH15_7.1	193	84	2.33	70.78	1.40	0.0739	3.80	90.0	1.3
CH15_14.1	434	247	5.09	72.45	0.76	0.0519	9.24	87.4	0.8
CH15_2.1	328	149	3.86	72.36	0.74	0.0517	6.84	87.7	0.7
CH15_8.1	360	251	4.18	71.92	0.87	0.0559	3.16	86.4	1.0
CH15_6.1	237	72	2.68	72.02	2.50	0.0547	3.89	84.3	2.3
CH15_11.1	227	109	2.67	71.46	0.83	0.0606	4.17	87.5	1.1
CH15_5.1	518	314	6.29	71.03	1.30	0.0612	2.46	90.4	1.2
CH15_13.1	452	238	5.34	71.63	0.75	0.0521	3.06	88.2	0.8
CH15_9.1	306	151	3.81	67.87	0.78	0.0542	3.54	92.7	0.9
Ch16 (0117) игнибриг риолита									
CH16_3.1	215	127	2.49	70.81	1.98	0.0864	3.45	86.7	2.0
CH16_2.1	173	92	1.91	73.19	0.87	0.0601	5.98	82.2	1.6
CH16_9.1	208	129	2.36	72.70	0.81	0.0601	9.96	84.7	1.2
CH16_11.1	243	150	2.77	72.95	0.82	0.0564	4.91	85.0	1.1
CH16_8.1	285	153	3.26	72.61	0.76	0.0585	4.34	85.2	1.0
CH16_12.1	139	50	1.64	71.68	1.43	0.0675	13.65	88.1	1.4
CH16_1.1	165	82	1.95	72.17	1.27	0.0621	12.41	87.7	1.3
CH16_4.1	192	104	2.15	71.98	0.80	0.0613	9.09	83.4	1.5
CH16_10.1	266	224	3.05	71.00	1.28	0.0674	3.44	85.4	1.5
CH16_7.1	268	252	3.17	71.02	0.76	0.0656	6.18	88.1	0.9
CH16_14.1	185	98	2.16	70.74	1.22	0.0671	13.52	87.2	1.5

CH16_5.1	149	74	1.67	71.16	0.83	0.0610	5.95	83.4	1.8
CH16_6.1	184	106	2.16	71.09	2.09	0.0597	4.54	87.3	2.1
CH16_13.1	416	341	4.92	70.54	0.76	0.0622	2.87	88.1	0.9
Ch17 (0400) кристаллокластический игнибрит дацита									
CH17-3-1.1	321.00	161.00	3.77	73.10	1.40	0.0508	3.60	87.10	1.3
CH17-3-2.1	608.00	333.00	6.72	77.60	1.30	0.0493	2.70	82.40	1.1
CH17-3-3.1	235.00	102.00	2.76	73.20	1.50	0.0519	4.30	86.80	1.4
CH17-3-4.1	240.00	98.00	2.79	73.90	1.50	0.0520	4.10	86.40	1.3
CH17-3-5.1	327.00	181.00	3.58	78.50	1.50	0.0474	3.80	81.60	1.2
CH17-3-6.1	473.00	223.00	5.46	74.40	1.40	0.0481	3.10	86.00	1.2
CH17-3-7.1	418.00	160.00	4.73	76.00	1.40	0.0470	3.30	84.30	1.2
CH17-3-8.1	445.00	216.00	4.89	78.10	1.40	0.0491	3.20	82.00	1.1
CH17-3-9.1	345.00	227.00	3.86	76.80	1.50	0.0477	3.70	83.40	1.2
CH17-3-10.1	411.00	158.00	4.76	74.10	1.40	0.0468	3.40	86.40	1.2
CH17-3-11.1	560.00	383.00	6.17	78.00	1.40	0.0524	3.80	81.70	1.1
Ch18 (0405) пепловый туф риолита									
CH18-2-1.1	632	592	7.22	75.2	1.4	0.0507	2.7	84.8	1.2
CH18-2-2.1	328	219	3.83	73.5	1.5	0.0483	3.8	87.1	1.3
CH18-2-3.1	277	122	3.24	73.5	1.5	0.0502	4.1	86.8	1.3
CH18-2-4.1	191	79	2.27	72.1	1.6	0.0515	4.8	88.4	1.5
CH18-2-5.1	681	305	7.76	75.4	1.3	0.0499	2.6	84.7	1.1
CH18-2-6.1	273	113	3.21	73.2	1.5	0.0529	4	86.9	1.4
CH18-2-7.1	543	233	6.3	74.1	1.4	0.0523	6.3	85.9	1.2
CH18-2-8.1	222	114	2.7	70.7	1.6	0.0516	4.5	90.2	1.4
CH18-2-9.1	413	168	4.93	72	1.4	0.0514	3.3	88.5	1.3
CH18-2-10.1	191	85	2.2	74.5	1.6	0.0486	5	85.9	1.4

CH18-2-11.1	277	98	3.3	72	1.5	0.0594	5.4	87.6	1.4
Ch20 (0906) пепловый туф риолита									
CH20-2_3.1	434	163	4.02	90.84	1.57	0.0479	4.03	69.1	1.2
CH20-2_2.1	362	133	3.43	89.96	1.06	0.0507	5.01	70.9	0.8
CH20-2_9.1	683	312	6.48	89.25	2.77	0.0567	2.69	70.8	2.0
CH20-2_12.1	759	630	7.11	89.80	1.52	0.0516	2.59	69.9	1.1
CH20-2_7.1	349	116	3.28	88.86	6.28	0.0585	3.74	70.2	4.4
CH20-2_6.1	634	416	6.02	89.25	0.71	0.0537	2.89	70.8	0.6
CH20-2_8.1	1102	636	10.5	89.17	0.71	0.0496	4.46	70.9	0.6
CH20-2_11.1	666	249	6.39	88.28	0.71	0.0551	5.70	71.6	0.6
CH20-2_13.1	701	751	6.77	88.08	1.74	0.0522	2.59	72.1	1.3
CH20-2_10.1	352	167	3.38	81.38	1.89	0.1031	2.58	71.7	1.9
CH20-2_1.1	731	477	7.25	86.88	1.22	0.0503	2.67	73.9	0.9
CH20-2_14.1	807	424	7.9	86.68	0.71	0.0511	2.43	73.0	0.6
CH20-2_5.1	764	487	7.53	86.50	0.70	0.0515	2.62	73.5	0.6
CH20-2_4.1	1048	523	11.2	79.29	1.55	0.0508	2.17	79.7	1.3
Ch21 (1011) риолитовый игнимбрит									
CH21_9.1	116	89	1.11	84.59	5.19	0.0828	5.35	71.5	4.0
CH21_13.1	121	93	1.13	84.38	5.16	0.0733	12.73	69.9	4.0
CH21_2.1	537	504	5.3	86.08	1.30	0.0501	8.26	73.7	1.0
CH21_7.1	333	327	3.32	85.35	1.88	0.0565	3.76	74.5	1.4
CH21_4.1	86	67	0.843	81.87	1.02	0.0875	5.78	72.7	2.1
CH21_5.1	295	276	2.98	84.63	3.27	0.0554	3.89	75.3	2.5
CH21_8.1	113	84	1.18	82.13	0.88	0.0723	12.52	77.8	0.8
CH21_6.1	202	158	2.01	83.46	2.20	0.0572	8.54	74.3	1.8
CH21_3.1	206	181	2.07	83.27	2.48	0.0582	8.64	74.9	2.0

CH21_11.1	104	81	1.08	81.47	2.56	0.0714	6.33	78.0	2.1
CH21_12.1	121	97	1.26	81.23	1.92	0.0685	11.72	77.8	1.7
CH21_1.1	131	104	1.35	81.66	0.91	0.0643	6.63	77.1	1.1
CH21_14.1	102	56	1.01	80.53	3.26	0.0709	14.69	73.8	3.0
CH21_10.1	94	55	0.908	78.86	9.00	0.0789	5.72	72.0	6.9

Таблица 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (Тихомиров и др., 2021а; Тихомиров и др., 2021б и данная работа).

T°C	t, min	^{40}Ar , 10^{-9} cm^3 STP	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Age, Ma	$\pm 1\sigma$
Ch14 (0101) амфибол (74.64 mg)														
J=0.004701±0.000058														
500	10	3,8	19,75	0,14	0,0933	0,0045	17,11	2,63	0,0467	0,0064	61,6	0,4	49,8	15,7
650	10	6,6	18,38	0,09	0,0582	0,0034	24,46	1,92	0,0288	0,0041	88,0	1,1	81,9	10,0
800	10	4,2	20,06	0,11	0,0847	0,0035	12,39	1,08	0,0376	0,0054	44,6	1,5	74,3	13,1
1050	10	37,7	14,50	0,02	0,0268	0,0002	5,33	0,15	0,0143	0,0011	19,19	6,7	85,1	2,7
1075	10	26,2	13,36	0,01	0,0294	0,0007	5,40	0,35	0,0109	0,0008	19,4	10,7	84,0	2,2
1100	10	50,1	12,69	0,01	0,0220	0,0003	4,20	0,19	0,0064	0,0006	15,1	18,6	89,4	1,9
1150	10	416,6	11,37	0,004	0,0174	0,00004	5,06	0,01	0,0007	0,0004	18,2	92,0	92,4	1,5
1180	10	60,3	15,10	0,01	0,0244	0,0002	5,25	0,17	0,0074	0,0007	18,9	100,0	106,4	2,2
Ch14 (0101) биотит (27.2 mg)														
J=0.004714±0.000058														
800	10	10,8	13,5	0,082	0,084	0,00287	2,15	0,18	0,0188	0,00538	7,7	3,3	66,1	13,1
920	10	93,9	11,8	0,023	0,026	0,00056	0,34	0,02	0,0029	0,00162	1,2	35,7	90,9	4,0

1010	10	111,5	11,7	0,018	0,024	0,00075	0,22	0,03	0,0022	0,00134	0,8	74,6	91,4	3,4
1110	10	73,5	11,8	0,021	0,023	0,00065	0,27	0,02	0,0031	0,00149	1,0	100,0	90,4	3,7
Ch17 (0400) амфибол (79.82 mg)														
J=0.004686±0.000057														
500	10	9,6	27,40	0,19	0,1286	0,0039	9,42	1,44	0,0840	0,0066	33,9	0,9	21,6	16,2
650	10	4,4	21,64	0,12	0,1048	0,0046	0,11	0,37	0,0584	0,0051	0,4	1,4	36,6	12,4
800	10	4,5	21,65	0,23	0,0708	0,0070	13,87	3,43	0,0635	0,0100	49,9	1,9	24,1	24,6
900	10	3,4	13,93	0,12	0,0941	0,0036	8,20	1,08	0,0229	0,0086	29,50	2,5	59,7	20,8
1000	10	12,8	13,79	0,03	0,0416	0,0014	6,16	0,69	0,0181	0,0022	22,2	4,9	70,0	5,3
1100	10	235,6	10,84	0,01	0,0207	0,0001	5,04	0,02	0,0012	0,0005	18,1	60,1	86,6	1,6
1115	10	67,1	10,77	0,006	0,0225	0,00022	4,29	0,07	0,0025	0,0005	15,5	75,9	83,0	1,6
1130	10	90,1	11,78	0,01	0,0204	0,0002	5,29	0,08	0,0039	0,0006	19,1	95,4	87,6	1,8
1150	10	22,9	12,62	0,01	0,0356	0,0008	6,92	0,37	0,0075	0,0010	24,9	100,0	85,8	2,6
Ch17 (0400) биотит (18.6 mg)														
J=0.004679±0.000057														
750	10	6,9	14,1	0,304	0,108	0,01037	2,69	0,54	0,0199	0,02148	9,7	2,0	68,4	51,6
860	10	39,4	12,0	0,047	0,027	0,00241	0,37	0,08	0,0065	0,00391	1,3	15,5	83,4	9,4
960	10	101,0	11,1	0,018	0,020	0,00130	0,16	0,03	0,0022	0,00155	0,6	53,2	85,9	3,8
1050	10	65,8	11,4	0,023	0,022	0,00060	0,21	0,04	0,0034	0,00155	0,7	77,0	85,5	3,8
1150	10	63,2	11,3	0,012	0,022	0,00050	0,15	0,02	0,0037	0,00056	0,6	100,0	84,5	1,7
Ch18 (0405) биотит (28.2 mg)														
J=0.004694±0.000058														
850	10	37,0	14,8	0,048	0,064	0,00160	1,42	0,04	0,0160	0,00325	5,1	6,7	83,1	7,8
960	10	55,3	11,7	0,024	0,030	0,00086	0,40	0,04	0,0034	0,00198	1,4	19,3	88,1	4,8
1050	10	72,4	11,5	0,059	0,021	0,00011	0,20	0,02	0,0036	0,00499	0,7	36,1	86,4	12,0
1150	10	147,3	11,2	0,055	0,018	0,00030	0,10	0,01	0,0016	0,00491	0,4	71,2	88,4	11,8

1230	10	119,1	11,0	0,010	0,018	0,00024	0,07	0,01	0,0005	0,00089	0,3	100,0	89,7	2,4
Ch6 (Vp4-16) плагиоклаз (103.13 mg)														
J=0.005399±0.000076; total age = 70.7±1.2 Ma														
700	10	8,1	11,2	0,025	0,024	0,00265	2,261	0,191	0,0180	0,0021	8,1	1,9	56,9	5,8
900	10	96,6	7,7	0,003	0,018	0,00011	3,871	0,012	0,0009	0,0004	13,9	35,7	70,7	1,4
1000	10	56,0	7,5	0,005	0,019	0,00019	6,260	0,015	0,0008	0,0006	22,5	55,7	69,4	2,0
1130	10	125,6	7,6	0,003	0,017	0,00012	4,467	0,010	0,0002	0,0004	16,1	100,0	73,0	1,5
Ch20 (0906) санидин (110.8 mg)														
J=0.004662±0.000057														
650	10	6,4	9,9	0,042	0,089	0,00451	3,53	0,35	0,0004	0,00412	12,7	1,3	82,6	9,8
775	10	16,6	8,9	0,017	0,037	0,00196	0,96	0,03	0,0004	0,00181	3,5	5,1	74,5	4,4
900	10	86,6	8,9	0,010	0,021	0,00042	0,37	0,04	0,0002	0,00028	1,3	25,2	72,6	1,1
1000	10	41,5	8,8	0,013	0,025	0,00045	0,62	0,05	0,0006	0,00040	2,2	34,8	71,5	1,3
1080	10	163,1	8,8	0,011	0,016	0,00039	0,11	0,03	0,0009	0,00109	0,4	72,6	70,8	2,7
1150	10	118,5	8,9	0,014	0,017	0,00024	0,16	0,04	0,0006	0,0015	0,6	100,0	71,7	3,7
Ch26 (1203) плагиоклаз (80.57 mg)														
J=0.004578±0.000055														
500	10	20,1	36,01	0,17	0,1311	0,0028	14,77	1,08	0,1058	0,0045	53,2	2,7	38,8	10,7
650	10	16,7	10,72	0,02	0,0295	0,0007	6,17	0,35	0,0052	0,0014	22,2	10,4	74,2	3,3
800	10	31,9	9,48	0,01	0,0252	0,0003	7,41	0,18	0,0083	0,0007	26,7	27,0	57,0	1,8
900	10	36,1	8,90	0,01	0,0217	0,0003	7,56	0,11	0,0013	0,0008	27,22	46,9	75,1	2,1
1000	10	20,8	8,26	0,01	0,0353	0,0008	0,25	0,04	0,00002	0,0008	0,89	59,3	67,0	2,0
1130	10	57,2	9,81	0,01	0,0191	0,0002	6,87	0,06	0,0028	0,0007	24,75	88,0	72,8	1,8
1180	10	32,9	13,51	0,01	0,0236	0,0005	7,90	0,29	0,0161	0,0009	28,46	100,0	70,8	2,2
Ch24 (0910) плагиоклаз (83.05 mg)														
J=0.004643±0.000056														

500	10	14,1	36,76	0,16	0,0914	0,0035	5,60	1,63	0,1130	0,0040	20,2	1,9	27,9	9,7
650	10	4,6	18,87	0,12	0,1371	0,0050	12,74	2,51	0,0598	0,0054	45,9	3,1	10,0	13,4
800	10	77,4	13,93	0,01	0,0229	0,0002	7,84	0,13	0,0191	0,0008	28,2	30,5	68,1	2,0
900	10	35,8	9,09	0,01	0,0267	0,0005	8,02	0,21	0,0045	0,0012	28,88	49,9	63,9	2,9
1000	10	43,9	9,01	0,01	0,0192	0,0003	6,63	0,12	0,0031	0,0007	23,86	73,9	66,6	1,8
1130	10	55,2	10,42	0,01	0,0251	0,0003	7,64	0,18	0,0065	0,0008	27,51	100,0	69,9	2,0

Таблица 5. Результаты U-Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона (Лебедев и др., 2025 и данная работа).

Номер анализа	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/U^{235} 2 σ	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{206}/U^{238} 2 σ	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{207}/Pb^{206} 2 σ	Расстояние до конкордии (concordia distance) (Vermeesch, 2021b)	Возраст (Pb^{206}/U^{238})	2 σ
обр. 0800-1, игнибрит риолита, нунлигранская свита									
0800-1_01	0.0880718	0.0038639	0.0128375	0.0004122	0.0507033	0.0024333	4.5	82.2	2.6
0800-1_03	0.0828254	0.0028137	0.012529	0.0002729	0.0477266	0.0013085	0.16	80.3	1.7
0800-1_04	0.107289	0.0063675	0.0153348	0.000554	0.0510668	0.0028167	4.5	98.1	3.5
0800-1_05	0.5214385	0.0426988	0.0481371	0.0019829	0.075174	0.0042986	27	75.5	2.3
0800-1_07	0.0931651	0.0040737	0.0117828	0.000356	0.0578985	0.0023289	870	66.5	1.8
0800-1_08	0.0701892	0.0026948	0.0103625	0.0002863	0.0485967	0.0019558	1.8	76.9	2.9
0800-1_09	0.0915734	0.0045732	0.0120003	0.0004626	0.0560162	0.0028913	12	84.4	2.9
0800-1_10	0.1073579	0.0050928	0.0131775	0.0004494	0.059995	0.0029598	17	69.1	2.0
0800-1_11	0.0708471	0.0024864	0.0107733	0.0003212	0.0475446	0.0011597	0.22	67.2	3.1
0800-1_12	0.092433	0.0069003	0.0104773	0.0004894	0.0638698	0.0054971	22	79.9	1.9

0800-1_13	0.0921786	0.0037723	0.0124745	0.0003058	0.0534338	0.0016471	8.4	67.3	1.6
0800-1_14	0.0721516	0.0028679	0.0104897	0.0002486	0.0496499	0.0016951	3.4	75.6	1.8
0800-1_15	0.0794974	0.0033451	0.0118019	0.0002751	0.0491174	0.0020557	2.4	68.5	2.4
0800-1_16	0.2892756	0.0092174	0.0410747	0.0011515	0.0509662	0.0009767	-0.64	69.3	2.1
0800-1_17	0.0809282	0.0034895	0.0106905	0.0003779	0.055131	0.0030891	11	74.4	2.1
0800-1_18	0.0716353	0.0030462	0.0108137	0.0003221	0.0482549	0.0018733	1.3	73.2	1.8
0800-1_19	0.0778508	0.00305	0.0116036	0.0003322	0.0490954	0.0021139	2.4	78.2	3.3
0800-1_20	0.114693	0.0073088	0.0114138	0.0002829	0.0742857	0.0048039	900	69.0	1.9
0800-1_21	0.335075	0.0102125	0.0463018	0.00122	0.0530394	0.0009064	1.2	72.4	2.9
0800-1_22	0.0824947	0.0061299	0.0122086	0.0005144	0.0494716	0.0032343	2.9	84.1	2.1
0800-1_24	0.070371	0.0029898	0.0107625	0.0002944	0.0475678	0.0015852	0.26	80.3	2.2
0800-1_25	0.0767459	0.0037785	0.0112923	0.0004473	0.0507171	0.0030054	4.9	69.2	1.8
0800-1_26	0.0903469	0.0045506	0.0131341	0.000336	0.0508313	0.0026431	4.8	92.5	2.2
0800-1_27	0.0834329	0.0038338	0.0125392	0.000352	0.0485562	0.0021965	1.4	75.2	2.1
0800-1_28	0.0730503	0.0024074	0.0107942	0.0002789	0.0493064	0.0013894	2.8	70.8	1.4
0800-1_29	0.0991133	0.0038613	0.014446	0.0003455	0.0504501	0.0020634	3.9	70.0	2.0
0800-1_30	0.4223257	0.0158832	0.0503003	0.0014821	0.0619771	0.0021622	11	76.4	2.3
0800-1_31	0.0766815	0.0026555	0.0117343	0.0003222	0.047862	0.0011936	0.6	77.7	2.4
0800-1_32	0.07259	0.0019375	0.0110371	0.0002261	0.0476709	0.0008949	0.33	89.8	2.3
0800-1_35	0.0721881	0.0032656	0.0109152	0.0003101	0.0483154	0.0017556	1.4	83.0	2.8
0800-1_38	0.0776186	0.0036024	0.0119249	0.0003631	0.0475658	0.0022916	0.18	91.3	1.9
0800-1_39	0.0805243	0.0040701	0.0121316	0.0003722	0.0490716	0.0022763	2.4	86.9	2.4
0800-1_41	0.1032244	0.0049776	0.0140222	0.000364	0.0538583	0.0022703	8.9	71.5	1.8
0800-1_42	0.0884109	0.0043785	0.0129548	0.0004394	0.0500189	0.0024226	3.5	82.9	2.5
0800-1_43	0.0968256	0.0037922	0.0142581	0.0002982	0.0494735	0.0020278	2.5	86.7	2.6
0800-1_44	0.0916752	0.0045521	0.0135676	0.0003817	0.0497738	0.0021931	3.1	89.3	2.5
0800-1_45	0.0735879	0.0027602	0.0111604	0.000275	0.0476772	0.0014929	0.31	69.7	2.3

0800-1_46	0.0868794	0.0047376	0.0129499	0.0003954	0.049317	0.0028829	2.5	302.7	12.1
0800-1_47	0.3212794	0.0121776	0.0437892	0.001334	0.0528502	0.0011643	1.3	259.4	7.1
0800-1_48	0.1271127	0.0064689	0.0135344	0.000414	0.0695321	0.0033187	850	291.6	7.5
0800-1_49	0.1158397	0.0065698	0.0139488	0.0004002	0.0597735	0.0030751	870	316.3	9.1
0800-1_50	0.0715372	0.0032043	0.0108695	0.0003653	0.0476158	0.0019087	0.28	276.2	8.2
обр. 14-22, туф риолита, нырвакинотская толща									
14-22_101	0.08562045	0.004316	0.0131749	0.0003068	0.04725118	0.002420568	-0.75	84.4	2.0
14-22_102	0.08701008	0.0087339	0.0133429	0.0004328	0.04889963	0.005185848	2	85.4	2.8
14-22_103	0.09146136	0.0069991	0.0135631	0.0003846	0.04962166	0.003931151	3	86.8	2.4
14-22_104	0.09271885	0.0163952	0.0135399	0.0006826	0.05170756	0.010224617	6.3	86.6	4.3
14-22_105	0.09086666	0.0137823	0.0134699	0.0005309	0.05674539	0.009315533	14	86.2	3.4
14-22_106	0.08289739	0.0112211	0.0137644	0.0005082	0.04453382	0.006218587	-5.5	88.3	3.2
14-22_107	0.09222947	0.0085423	0.0135875	0.0004158	0.05107885	0.004993837	5.3	87.0	2.6
14-22_108	0.08925242	0.0088163	0.0138292	0.000467	0.04920574	0.005179672	2.5	88.5	3.0
14-22_109	0.09489853	0.0098134	0.0136403	0.0005077	0.05141196	0.005664389	5.7	87.3	3.2
14-22_110	0.08953173	0.0052309	0.0137597	0.0003293	0.04748621	0.002869768	-0.48	88.1	2.1
14-22_111	0.09747038	0.0116803	0.0138035	0.0005587	0.05468284	0.006691506	11	88.3	3.6
14-22_112	0.10908673	0.007004	0.0141591	0.0003749	0.05722515	0.003871696	14	90.6	2.4
14-22_113	0.09191435	0.0049938	0.0135627	0.0003218	0.04947575	0.002790292	2.7	86.8	2.0
14-22_114	0.10290791	0.0117351	0.0132637	0.0005289	0.05629537	0.006641959	13	84.9	3.4
14-22_115	0.09855888	0.0069033	0.0140829	0.0003715	0.05093362	0.003692536	4.9	90.1	2.4
14-22_116	0.10337464	0.0065279	0.0151431	0.0003734	0.04947164	0.003204432	2.4	96.9	2.4
14-22_117	0.09833108	0.0098797	0.0134154	0.0004354	0.05353286	0.005371276	9.1	85.9	2.8
14-22_118	0.09258494	0.0097661	0.0135834	0.0004977	0.05033129	0.00560412	4.1	87.0	3.2
14-22_119	0.09323725	0.0047275	0.0138527	0.0003471	0.04910307	0.002572081	2.1	88.7	2.2
14-22_120	0.10070259	0.0090827	0.0138006	0.0005089	0.05574641	0.005173619	12	88.3	3.2
14-22_121	0.10735301	0.0091091	0.015875	0.0004622	0.05096373	0.004422835	4.7	101.5	2.9

14-22_122	0.09376256	0.0078137	0.01328	0.0003812	0.05141589	0.004509024	5.8	85.0	2.4
14-22_123	0.1048043	0.0104824	0.0135194	0.0004525	0.0589967	0.006312344	17	86.5	2.9
14-22_124	0.09619956	0.0038361	0.0136869	0.00028	0.05037708	0.002034397	4	87.6	1.8
14-22_125	0.09344327	0.007755	0.0136279	0.0004177	0.05005369	0.004169738	3.7	87.2	2.7
14-22_126	0.0995769	0.010726	0.0136111	0.000519	0.05311396	0.00574299	8.4	87.1	3.3
14-22_127	0.08632544	0.0035606	0.0134867	0.0003103	0.04679814	0.002023351	-1.5	86.3	2.0
14-22_128	0.19919973	0.0315456	0.0150027	0.0010006	0.11195374	0.01999239	67	95.9	6.3
14-22_129	0.13502165	0.0110074	0.0143856	0.0004252	0.07040822	0.005694651	31	92.2	2.7
14-22_130	0.09617411	0.0053775	0.0135861	0.0003482	0.05138644	0.002907157	5.6	87.0	2.2
14-22_131	0.08755486	0.0080257	0.0137933	0.0004386	0.04646315	0.004435907	-2.2	88.3	2.8
14-22_132	0.09277454	0.0059846	0.0136106	0.0003704	0.05055861	0.003399867	4.5	87.1	2.4
14-22_133	0.10133125	0.0072358	0.0140101	0.0003795	0.05324076	0.003974706	8.4	89.7	2.4
14-22_134	0.09232392	0.0093434	0.0139159	0.0004501	0.05060216	0.005398676	4.6	89.0	2.9
14-22_135	0.14584389	0.0081209	0.0140034	0.0002931	0.07443042	0.00386173	37	89.6	1.9
14-22_136	0.09227872	0.0067171	0.0137302	0.0003858	0.04988787	0.003685419	3.4	87.9	2.5
14-22_137	0.09372451	0.0084772	0.0134045	0.0004209	0.05093256	0.004681629	5.1	85.8	2.7
14-22_138	0.09012134	0.0027178	0.0136046	0.0002644	0.04815197	0.001473865	0.59	87.1	1.7
14-22_139	0.09232752	0.012551	0.0139961	0.0006022	0.04761061	0.006633955	-0.37	89.6	3.8
14-22_140	0.13103282	0.0129207	0.0141317	0.00048	0.07005439	0.007248992	30	90.4	3.1
14-22_141	0.08828078	0.0104487	0.0135922	0.0004482	0.04908737	0.00599453	2.3	87.0	2.8
14-22_142	0.10358834	0.0142804	0.0139442	0.0006096	0.05643793	0.008236206	13	89.2	3.9
14-22_143	0.09528317	0.0052082	0.0137653	0.0003304	0.0511355	0.002891821	5.3	88.1	2.1
14-22_144	0.09887249	0.0116754	0.0134893	0.0005239	0.05584246	0.006752268	12	86.3	3.3
14-22_145	0.09805794	0.0087287	0.0137725	0.0004128	0.05268935	0.004822457	7.7	88.2	2.6
14-22_146	0.08839335	0.0109021	0.0135586	0.0004483	0.04921196	0.006400204	2.5	86.8	2.9
14-22_148	0.0894447	0.009686	0.0134326	0.0005047	0.04962251	0.005547319	3.1	86.0	3.2
14-22_149	0.09806375	0.0094039	0.0134411	0.0004027	0.05443343	0.005415036	10	86.0	2.6

14-22_150	0.09258657	0.0083076	0.0138725	0.0003932	0.04885973	0.004553675	1.7	88.8	2.5
обр. 14-18, туф риолита, амгеньская толща									
14-18_133	0.09362781	0.0134101	0.0128337	0.0005293	0.06332473	0.008860871	23	82.1	3.4
14-18_117	0.08729892	0.010633	0.0129131	0.0004303	0.05118662	0.006748913	5.7	82.7	2.7
14-18_144	0.09196811	0.0104586	0.0129169	0.0004694	0.05462563	0.006608091	11	82.7	3.0
14-18_113	0.0954669	0.0156923	0.0130084	0.0005796	0.05632725	0.009909196	13	83.3	3.7
14-18_120	0.10192814	0.0155522	0.0130231	0.000667	0.06061255	0.010000908	19	83.4	4.2
14-18_108	0.08427146	0.0039423	0.0130213	0.0002949	0.0470713	0.002258688	-1	83.4	1.9
14-18_131	0.0886458	0.0144094	0.0130531	0.0005291	0.05977528	0.009873168	18	83.5	3.4
14-18_122	0.10993747	0.0142622	0.013071	0.000462	0.06258306	0.008625398	22	83.7	2.9
14-18_139	0.08912263	0.0133167	0.0131481	0.0005811	0.05401485	0.008708728	10	84.2	3.7
14-18_132	0.08809826	0.0089983	0.0131702	0.0004572	0.05269779	0.005649224	8.1	84.3	2.9
14-18_106	0.09787345	0.0092907	0.0131892	0.0004441	0.05414101	0.005240464	9.9	84.4	2.8
14-18_110	0.10256986	0.0155971	0.0132158	0.0005103	0.05923994	0.009651109	17	84.6	3.2
14-18_136	0.09331609	0.008566	0.0132135	0.0004116	0.05282403	0.005008136	8.1	84.6	2.6
14-18_121	0.0923113	0.0300645	0.0132724	0.0009394	0.05513264	0.02317834	12	84.8	6.0
14-18_150	0.09503724	0.0075796	0.0132772	0.0004166	0.05346655	0.004528309	8.9	85.0	2.6
14-18_124	0.09655361	0.0068543	0.0133625	0.0003434	0.05290084	0.003787678	8.1	85.5	2.2
14-18_142	0.07702156	0.01483	0.0133939	0.0005331	0.04250614	0.008872502	-9.2	85.7	3.4
14-18_140	0.13611231	0.0188482	0.0133625	0.0006365	0.08328219	0.012824048	44	85.8	4.1
14-18_112	0.09487319	0.0094471	0.0134615	0.0004391	0.05229361	0.005481897	7.2	86.2	2.8
14-18_109	0.09138465	0.0179543	0.0134692	0.0005885	0.05474087	0.011531318	11	86.2	3.7
14-18_147	0.09446964	0.0097886	0.0134781	0.0004258	0.05192998	0.005577713	6.7	86.3	2.7
14-18_118	0.08043852	0.0147843	0.0135116	0.0005656	0.0458608	0.008951796	-3.2	86.5	3.6
14-18_126	0.08958079	0.0099774	0.0135112	0.0004691	0.04981748	0.005696945	3.4	86.5	3.0
14-18_128	0.09582725	0.0120173	0.0135144	0.0004667	0.0530736	0.006846289	8.5	86.5	3.0
14-18_125	0.12556783	0.0152728	0.013527	0.0004886	0.07283704	0.009388518	34	86.6	3.1

14-18_102	0.08771521	0.0180263	0.0135654	0.0005895	0.0542873	0.012282219	10	86.8	3.7
14-18_103	0.12000211	0.0182025	0.0136465	0.000625	0.07188126	0.011370531	33	87.3	4.0
14-18_138	0.09820166	0.0173465	0.013668	0.0006746	0.04827387	0.010346338	0.79	87.4	4.3
14-18_116	0.09282861	0.002976	0.0136722	0.0002751	0.0494925	0.001624548	2.7	87.5	1.7
14-18_143	0.11193479	0.0192931	0.0137675	0.0006444	0.06026813	0.011366393	19	88.1	4.1
14-18_141	0.08414271	0.0144385	0.0137713	0.0005527	0.04727568	0.00785221	-0.76	88.1	3.5
14-18_105	0.08783941	0.004869	0.0138026	0.000317	0.04669521	0.002715302	-1.8	88.4	2.0
14-18_107	0.11976499	0.0281224	0.0138731	0.0008879	0.07300551	0.020108231	34	88.7	5.6
14-18_115	0.09889859	0.0083681	0.0139033	0.0004787	0.05250196	0.004364346	7.5	89.0	3.0
14-18_137	0.10036315	0.0207638	0.0139674	0.0006426	0.05437598	0.01340359	10	89.3	4.1
14-18_130	0.14451103	0.0167587	0.0139821	0.0005199	0.08138755	0.010592586	43	89.5	3.3
14-18_149	0.08064436	0.0155844	0.0140082	0.000673	0.04914246	0.010613375	2.5	89.6	4.3
14-18_119	0.11458185	0.0217555	0.0140334	0.0008863	0.0629334	0.013245703	22	89.7	5.6
14-18_114	0.18676964	0.0234241	0.0140517	0.0006436	0.10718594	0.015473689	65	89.9	4.1
14-18_134	0.15401925	0.0193969	0.0140567	0.0006105	0.08178678	0.011373165	43	89.9	3.9
14-18_129	0.09377269	0.0130173	0.014055	0.0005243	0.04636781	0.006795437	-2.6	89.9	3.3
14-18_127	0.12278204	0.0065379	0.0140857	0.0003344	0.06360488	0.003454254	23	90.2	2.1
14-18_123	0.12151652	0.0228952	0.0142568	0.0007749	0.06282147	0.011866038	22	91.2	4.9
14-18_104	0.23929062	0.0269584	0.0145758	0.0006776	0.13445935	0.017200672	83	93.2	4.3
14-18_146	0.09316499	0.0095748	0.0146409	0.0005222	0.0473801	0.005183581	-0.79	93.6	3.3
14-18_101	0.3104942	0.0197084	0.0147404	0.0005124	0.16133885	0.011440332	97	94.3	3.3
14-18_148	0.29630044	0.0188429	0.0148164	0.0005093	0.1490354	0.010479628	92	94.8	3.2
14-18_145	0.14309274	0.0099497	0.0153057	0.0005063	0.07213448	0.005552539	32	98.1	3.3
14-18_135	0.40645877	0.0466818	0.0154716	0.0009215	0.23551132	0.034928561	130	98.8	5.8
14-18_111	0.11695434	0.002915	0.0172051	0.0003488	0.04911626	0.001199982	1.4	110.0	2.2
обр. 14-3g, гранит, Искатеньский массив, эндоконтат, леурваамский комплекс									
14-3g_101	0.0983505	0.0032922	0.0148426	0.0003081	0.04790819	0.001633424	-0.086	95.0	2.0

14-3g_102	0.08622454	0.0107335	0.0130254	0.000545	0.04971165	0.006489503	3.3	83.4	3.5
14-3g_103	0.0915087	0.0061247	0.0133379	0.000377	0.05015221	0.003459077	3.8	85.4	2.4
14-3g_104	0.08689191	0.0068379	0.0132245	0.0003552	0.04907272	0.003984571	2.3	84.7	2.3
14-3g_105	0.08982839	0.0034402	0.0132734	0.0003126	0.04925948	0.001908799	2.4	85.0	2.0
14-3g_106	0.14381796	0.0039571	0.0139087	0.0003167	0.07507412	0.002114865	35	89.0	2.0
14-3g_107	0.08738352	0.006751	0.0133361	0.00037	0.04874307	0.003860144	1.7	85.4	2.4
14-3g_108	0.14722299	0.0041264	0.0138215	0.0002737	0.07746352	0.00228645	37	88.5	1.7
14-3g_109	0.08559082	0.0070891	0.0134007	0.0003562	0.04778414	0.004046408	0.23	85.8	2.3
14-3g_110	0.10150725	0.0042807	0.0148276	0.0004025	0.05043714	0.002227455	3.8	94.9	2.6
14-3g_111	0.0895474	0.0073632	0.0129687	0.0003933	0.05229362	0.004453029	7.3	83.0	2.5
14-3g_112	0.08694541	0.0038349	0.012787	0.0002827	0.05016385	0.002365995	3.9	81.9	1.8
14-3g_113	0.08984401	0.0064768	0.0130946	0.0003478	0.05090396	0.003824046	5.1	83.8	2.2
14-3g_114	0.08915421	0.0033006	0.0130736	0.0002688	0.04969597	0.001978529	3.1	83.7	1.7
14-3g_115	0.20758434	0.0100856	0.0149206	0.0003949	0.10184684	0.004921381	62	95.4	2.5
14-3g_116	0.08608095	0.0087414	0.0131366	0.000403	0.04859051	0.005197063	1.5	84.1	2.6
14-3g_117	0.08840808	0.0104695	0.0128713	0.000437	0.05112668	0.006378338	5.5	82.4	2.8
14-3g_118	0.2740707	0.0172567	0.0142772	0.0003093	0.13430672	0.006811967	92	91.4	2.0
14-3g_119	0.09253424	0.0050071	0.0131175	0.0002994	0.0513158	0.002857729	5.7	84.0	1.9
14-3g_120	0.08825153	0.0085558	0.0128971	0.0004296	0.05138055	0.005164299	5.9	82.6	2.7
PRB1	0.09428632	0.0104634	0.012872	0.0003593	0.05275755	0.006184456	7.9	82.4	2.3
PRB10	0.11605178	0.0031611	0.0124199	0.0001756	0.06782721	0.001972397	27	79.6	1.1
PRB11	0.08979377	0.0093315	0.0130437	0.000504	0.0520185	0.005662702	6.9	83.5	3.2
PRB12	0.08784474	0.0044779	0.013531	0.0002974	0.0480376	0.002654582	0.58	86.6	1.9
PRB13	0.08151776	0.0038064	0.0129062	0.000268	0.04614263	0.002171246	-2.5	82.7	1.7
PRB14	0.10330229	0.0077288	0.0140398	0.0004025	0.05444608	0.004299976	10	89.9	2.6
PRB15	0.09398265	0.0034815	0.0146052	0.0002525	0.04714966	0.001827609	-1.2	93.5	1.6
PRB16	0.09582262	0.0157142	0.0129518	0.0015668	0.05496932	0.01089442	10	82.9	10.0

PRB17	0.08455348	0.0059324	0.0131551	0.0003811	0.04734359	0.003414131	-0.56	84.2	2.4
PRB18	0.11203175	0.0052553	0.012972	0.0003606	0.06214315	0.002838722	21	83.1	2.3
PRB19	0.09332865	0.0061512	0.0140282	0.0003369	0.0484922	0.003320274	1.1	89.8	2.1
PRB2	0.14374401	0.0158002	0.021329	0.0007258	0.05125746	0.00595646	4	136.0	4.6
PRB20	0.09334613	0.0053007	0.0133577	0.0003003	0.05030023	0.002938816	4	85.5	1.9
PRB21	0.13173902	0.0061717	0.0136958	0.0003614	0.06996938	0.003286326	30	87.7	2.3
PRB22	0.0887167	0.0125041	0.0136542	0.0005112	0.04899762	0.007266765	2.1	87.4	3.3
PRB23	0.12427396	0.0038099	0.0128438	0.0002308	0.06985528	0.002215443	30	82.3	1.5
PRB24	0.10196609	0.0081156	0.0133845	0.000438	0.05578107	0.004561383	12	85.7	2.8
PRB25	0.20881042	0.0182912	0.0142413	0.0005182	0.10824286	0.010082905	65	91.1	3.3
PRB26	0.09686443	0.0105163	0.0136208	0.0004629	0.05271273	0.006177497	7.7	87.2	2.9
PRB27	0.08643902	0.0109355	0.0126214	0.0004529	0.05031445	0.006591343	4.3	80.8	2.9
PRB28	0.08948803	0.0126083	0.013734	0.0005013	0.0474901	0.007098705	-0.48	87.9	3.2
PRB29	0.10747997	0.0151215	0.0138389	0.0005443	0.05409991	0.007574998	9.9	88.6	3.5
PRB3	0.10372223	0.0071816	0.0151755	0.0003431	0.0496753	0.003709694	2.7	97.1	2.2
PRB30	0.08817074	0.0044318	0.0135137	0.0002324	0.0474639	0.002467998	-0.48	86.5	1.5
PRB4	0.09136747	0.0033043	0.0135468	0.0002193	0.04849175	0.001744327	1.1	86.7	1.4
PRB5	0.09149405	0.0083677	0.0132082	0.0003893	0.05082338	0.004858425	5	84.6	2.5
PRB6	0.09755892	0.0037451	0.0140423	0.0003998	0.05041729	0.001527833	4	89.9	2.5
PRB7	0.08916782	0.0065929	0.0134998	0.0002925	0.04760112	0.003471034	-0.28	86.4	1.9
PRB8	0.33220597	0.0118593	0.0154984	0.000292	0.15875672	0.006516787	95	99.1	1.9
PRB9	0.17403647	0.0112113	0.0155037	0.0004053	0.08242248	0.005576677	43	99.2	2.6
обр. 14-4g, гранит, Искатеньский массив, центр, леурваамский комплекс									
14-4g_1	0.09276236	0.0075392	0.0132077	0.0002695	0.05105926	0.004114774	5.5	84.6	1.7
14-4g_15	0.07968495	0.0065621	0.0115909	0.0002971	0.0491696	0.003887271	2.8	74.3	1.9
14-4g_8	0.08202907	0.0084207	0.0118131	0.0004154	0.05019238	0.005135308	4.3	75.7	2.6
14-4g_7	0.08170963	0.0080654	0.0120561	0.000316	0.05028651	0.004930961	4.5	77.2	2.0

14-4g_25	0.08168757	0.0050744	0.0122555	0.0002125	0.04836852	0.002864079	1.3	78.5	1.4
14-4g_20	0.08516462	0.0074181	0.0122855	0.000282	0.05039299	0.004376569	4.6	78.7	1.8
14-4g_17	0.08357058	0.0058926	0.0123013	0.0002749	0.05036325	0.003544356	4.5	78.8	1.7
14-4g_14	0.08452846	0.0063657	0.0125322	0.0002757	0.04965384	0.003736648	3.3	80.3	1.8
14-4g_9	0.09329796	0.0054179	0.0129548	0.0002295	0.05251447	0.002891381	7.9	83.0	1.5
14-4g_10	0.09060547	0.018984	0.0119095	0.0006609	0.06028068	0.01330485	19	76.3	4.2
14-4g_11	0.09620631	0.0111694	0.0117807	0.0004108	0.0583731	0.006496888	17	75.5	2.6
14-4g_5	0.08582904	0.0064348	0.0125412	0.0002734	0.04918954	0.00350874	2.6	80.3	1.7
14-4g_46	0.08276052	0.0054323	0.0125463	0.0002405	0.04791562	0.003049459	0.47	80.4	1.5
14-4g_47	0.0834843	0.0050839	0.0125726	0.0002173	0.04838838	0.00286618	1.3	80.5	1.4
14-4g_34	0.08224536	0.0044466	0.0125735	0.0002017	0.04744005	0.002450018	-0.35	80.5	1.3
14-4g_21	0.08469284	0.0059497	0.012576	0.0002532	0.04927446	0.003465734	2.7	80.6	1.6
14-4g_41	0.08351722	0.005488	0.0126008	0.0002313	0.04750315	0.003000698	-0.25	80.7	1.5
14-4g_18	0.084805	0.0082044	0.0122385	0.0003244	0.0507813	0.004909023	5.2	78.4	2.1
14-4g_6	0.08368113	0.006115	0.0126172	0.00027	0.04866391	0.00353677	1.7	80.8	1.7
14-4g_28	0.08258543	0.005642	0.0126428	0.0002249	0.04662794	0.002960111	-1.8	81.0	1.4
14-4g_13	0.08559461	0.0060049	0.0126486	0.0002582	0.04966483	0.00347874	3.3	81.0	1.6
14-4g_22	0.08622964	0.0069987	0.0124079	0.0002878	0.05053659	0.004027475	4.8	79.5	1.8
14-4g_30	0.08517284	0.0051767	0.0126607	0.0002422	0.04930036	0.002884214	2.8	81.1	1.5
14-4g_24	0.09794093	0.008464	0.0135932	0.0003162	0.05193203	0.004409908	6.8	87.0	2.0
14-4g_40	0.0834651	0.0057937	0.0126808	0.0002315	0.04842168	0.003350906	1.3	81.3	1.5
14-4g_4	0.08454953	0.0057774	0.0127089	0.0002809	0.0488252	0.003201007	2	81.4	1.8
14-4g_39	0.08180127	0.0052848	0.0127513	0.0002286	0.04634186	0.002904609	-2.3	81.7	1.5
14-4g_48	0.08182674	0.0048818	0.0127826	0.0002466	0.04603695	0.002534228	-2.9	81.9	1.6
14-4g_45	0.08120236	0.0071759	0.0127988	0.0002799	0.0467482	0.004151547	-1.5	82.0	1.8
14-4g_49	0.08403198	0.0058265	0.0128019	0.0002554	0.04756633	0.003249956	-0.18	82.0	1.6
14-4g_50	0.08166806	0.0046415	0.0128049	0.0002123	0.04626294	0.002526575	-2.4	82.0	1.4

14-4g_32	0.08712574	0.0064724	0.0128085	0.0002603	0.05027439	0.003787305	4.3	82.0	1.7
14-4g_16	0.08474473	0.0048379	0.0128411	0.0002231	0.04812039	0.002654745	0.75	82.2	1.4
14-4g_37	0.08835551	0.0062987	0.0128504	0.000273	0.05031823	0.00356469	4.3	82.3	1.7
14-4g_26	0.08313183	0.0053171	0.0128572	0.0002289	0.04677652	0.002841476	-1.6	82.3	1.5
14-4g_36	0.10247708	0.0050033	0.0127807	0.0001755	0.05801654	0.002577821	17	81.9	1.1
14-4g_35	0.0832057	0.0055178	0.0128705	0.0002385	0.04708774	0.003003285	-1	82.4	1.5
14-4g_27	0.08608291	0.0056303	0.0129531	0.0002534	0.048586	0.003147684	1.5	83.0	1.6
14-4g_23	0.08382684	0.0051555	0.0129606	0.0002334	0.04707005	0.002863192	-1	83.0	1.5
14-4g_42	0.08734172	0.0061759	0.0129743	0.0002412	0.04893392	0.003427951	2.1	83.1	1.5
14-4g_3	0.08424777	0.005326	0.0129925	0.0002593	0.04769929	0.002916072	0.029	83.2	1.6
14-4g_19	0.08657646	0.0047325	0.0130001	0.0002061	0.04860553	0.002565	1.5	83.3	1.3
14-4g_31	0.08635067	0.0054187	0.0130065	0.0002271	0.04794522	0.002860715	0.42	83.3	1.4
14-4g_44	0.09034983	0.0091375	0.0116863	0.0003518	0.0560962	0.005547308	13	74.9	2.2
14-4g_33	0.08384701	0.0050249	0.0130474	0.0002323	0.04690351	0.00267576	-1.4	83.6	1.5
14-4g_29	0.08642336	0.0052434	0.0130905	0.0002309	0.04779758	0.002809658	0.15	83.8	1.5
14-4g_38	0.08810704	0.0049878	0.0131127	0.0002125	0.04888811	0.002681273	2	84.0	1.4
14-4g_43	0.08485742	0.0059145	0.013158	0.0002712	0.04763736	0.003360259	-0.12	84.3	1.7
14-4g_2	0.08953128	0.0052414	0.013475	0.000261	0.048089	0.002741671	0.55	86.3	1.7
14-4g_12	0.08929748	0.005643	0.0136378	0.0002443	0.04751038	0.002876568	-0.46	87.3	1.6
обр. 23-6к, туфоконгломерат, нырвакинотская толща									
23-6k_1	0.1037008	0.0124381	0.014327	0.0004361	0.05463112	0.006721377	11	91.7	2.8
23-6k_10	0.09514486	0.0073873	0.0149919	0.0002442	0.04649694	0.003674197	-2.4	95.9	1.6
23-6k_100	0.09467571	0.0083908	0.0148821	0.0003354	0.04758219	0.004471708	-0.53	95.2	2.1
23-6k_101	0.09721755	0.0097174	0.0150251	0.0003496	0.04833377	0.005118421	0.69	96.1	2.2
23-6k_102	0.22188371	0.0172681	0.0146711	0.0003698	0.11379993	0.010116891	70	93.8	2.3
23-6k_103	0.20741146	0.0205788	0.0152024	0.0004125	0.10022922	0.009814104	59	97.2	2.6
23-6k_104	0.13235381	0.009171	0.0143923	0.000284	0.06835051	0.004839005	28	92.1	1.8

23-6k_105	0.10200039	0.0081004	0.0150214	0.0003205	0.05151751	0.004325448	5.8	96.1	2.0
23-6k_106	0.10288799	0.0074424	0.0147411	0.0002831	0.04977487	0.003430961	3	94.3	1.8
23-6k_107	0.14356554	0.0315988	0.013674	0.000808	0.08991504	0.02114556	51	87.5	5.1
23-6k_108	0.10935613	0.0059083	0.0144505	0.0002098	0.054604	0.002936035	10	92.5	1.3
23-6k_109	0.23463628	0.0171488	0.0156607	0.0003511	0.10839282	0.007842567	65	100.1	2.2
23-6k_11	0.10118841	0.0073294	0.0154583	0.0002722	0.04797761	0.003520272	-0.056	98.9	1.7
23-6k_110	0.17726871	0.0220011	0.0144667	0.0005358	0.0959455	0.013005279	56	92.5	3.4
23-6k_111	0.09441274	0.0092315	0.0148026	0.0003119	0.04706841	0.004580551	-1.4	94.7	2.0
23-6k_112	0.11685161	0.0094086	0.0137081	0.0002808	0.06361141	0.005290215	23	87.8	1.8
23-6k_113	0.09685113	0.009342	0.014672	0.0003372	0.04772516	0.004674515	-0.32	93.9	2.1
23-6k_114	0.1522645	0.0145166	0.0130168	0.0003884	0.09014758	0.009390668	51	83.4	2.5
23-6k_115	0.09474951	0.0129534	0.0150935	0.0004157	0.04743979	0.006627839	-0.82	96.5	2.6
23-6k_116	0.1228138	0.0080699	0.0144711	0.0002698	0.06017313	0.003888638	18	92.6	1.7
23-6k_117	0.22980787	0.025217	0.0154177	0.0004649	0.1036901	0.010810737	62	98.6	2.9
23-6k_118	0.09636808	0.0062472	0.0146411	0.0002585	0.04884807	0.003245093	1.6	93.7	1.6
23-6k_119	0.10400803	0.0080435	0.0147887	0.0002748	0.05081449	0.00403809	4.6	94.6	1.7
23-6k_12	0.09535203	0.007166	0.0150454	0.0002536	0.04621007	0.00357282	-2.9	96.2	1.6
23-6k_120	0.09501888	0.0094125	0.0149722	0.0003326	0.04610013	0.004701385	-3.1	95.8	2.1
23-6k_13	0.33424928	0.0214761	0.0158339	0.0003614	0.15234651	0.009259297	93	101.2	2.3
23-6k_14	0.11605483	0.0079055	0.0153886	0.0002881	0.05452335	0.003836058	10	98.4	1.8
23-6k_15	0.10312166	0.0066006	0.0149674	0.0002725	0.05112629	0.003414232	5.1	95.8	1.7
23-6k_16	0.10589003	0.0105136	0.0156763	0.0003747	0.05163552	0.005326798	5.8	100.2	2.4
23-6k_17	0.10254744	0.0056775	0.0153375	0.0002266	0.04847906	0.002726818	0.78	98.1	1.4
23-6k_18	0.18392857	0.0160061	0.0148854	0.0004162	0.09447442	0.008825638	54	95.2	2.6
23-6k_19	0.12624326	0.0092031	0.0155452	0.0003278	0.0599218	0.004503232	18	99.4	2.1
23-6k_2	0.10729077	0.0105179	0.0151528	0.000439	0.05344495	0.005460223	8.6	96.9	2.8
23-6k_20	0.10129523	0.0087426	0.0148486	0.0003555	0.05130482	0.004663629	5.4	95.0	2.3

23-6k_21	0.26614412	0.0210367	0.0155913	0.000512	0.13262295	0.012343601	81	99.7	3.2
23-6k_22	0.16199725	0.0121748	0.0128694	0.0003407	0.09487405	0.007459416	55	82.4	2.2
23-6k_23	0.15995946	0.0109963	0.0148891	0.0002337	0.07729392	0.004947037	38	95.3	1.5
23-6k_24	0.09490071	0.0111921	0.0154556	0.0004329	0.04459132	0.005485651	-5.8	98.8	2.7
23-6k_25	0.1293584	0.0113438	0.014063	0.0003221	0.06890251	0.006335601	29	90.0	2.0
23-6k_27	0.1092531	0.0111957	0.0145245	0.00036	0.05573481	0.005908357	12	92.9	2.3
23-6k_28	0.10513108	0.0092911	0.0150588	0.0003514	0.05195105	0.004518438	6.4	96.3	2.2
23-6k_29	0.28149519	0.019927	0.0154924	0.0003435	0.13037737	0.008439524	81	99.1	2.2
23-6k_3	0.11848134	0.0059082	0.0173503	0.0002524	0.05060496	0.002644649	3.8	110.9	1.6
23-6k_30	0.11517227	0.013268	0.0137385	0.0004042	0.06235747	0.007602687	21	87.9	2.6
23-6k_31	0.10721551	0.0097587	0.0148222	0.0003299	0.05256314	0.004856852	7.3	94.8	2.1
23-6k_32	0.13453267	0.015473	0.0136628	0.0004243	0.0717045	0.008739471	32	87.4	2.7
23-6k_33	0.10002638	0.0118071	0.0150857	0.0004592	0.05122463	0.006194803	5.4	96.5	2.9
23-6k_34	0.09676575	0.0034352	0.0146135	0.0001531	0.04776789	0.001722035	-0.25	93.5	1.0
23-6k_35	0.10132387	0.0071455	0.01507	0.0003111	0.04907914	0.003506839	1.8	96.4	2.0
23-6k_36	0.09717656	0.0036303	0.0147783	0.0001612	0.04750122	0.001870872	-0.71	94.6	1.0
23-6k_37	0.09612053	0.0062285	0.0150166	0.0002745	0.04726891	0.003208042	-1.1	96.1	1.7
23-6k_38	0.10775893	0.0119319	0.0152119	0.0003918	0.05214265	0.006017711	6.6	97.3	2.5
23-6k_39	0.1009317	0.009358	0.0146287	0.0003107	0.05023707	0.00473883	3.8	93.6	2.0
23-6k_4	0.10083957	0.0058247	0.015043	0.0002476	0.04878731	0.002884522	1.4	96.2	1.6
23-6k_40	0.10022225	0.0109956	0.015087	0.0003911	0.04924348	0.005671888	2.1	96.5	2.5
23-6k_41	0.11538439	0.0090392	0.0140783	0.0002412	0.06015907	0.007881194	18	90.1	1.5
23-6k_42	0.10374064	0.0082856	0.0152851	0.0003081	0.04952764	0.003959753	2.5	97.9	2.0
23-6k_43	0.10534063	0.0077732	0.014227	0.0002885	0.05533731	0.004195094	12	91.1	1.8
23-6k_44	0.10466141	0.0141523	0.0149342	0.0004728	0.05240981	0.007383556	7.1	95.5	3.0
23-6k_45	0.15694594	0.0269222	0.0139707	0.00061	0.08128103	0.021843676	43	89.3	3.9
23-6k_46	0.12941562	0.0081893	0.0143197	0.0002743	0.06538329	0.004292449	25	91.6	1.7

23-6k_47	0.11377186	0.0086951	0.0141044	0.0002767	0.06014725	0.004611886	18	90.4	1.7
23-6k_48	0.10869277	0.008129	0.0149845	0.000267	0.05328503	0.004128955	8.4	95.9	1.7
23-6k_49	0.27148965	0.026856	0.0154857	0.0003275	0.11718621	0.010402388	72	99.0	2.1
23-6k_5	0.09922419	0.0077952	0.0148556	0.0002864	0.04811454	0.003802761	0.28	95.0	1.8
23-6k_50	0.10160961	0.0072389	0.0150039	0.0002946	0.05014815	0.00365601	3.6	96.0	1.9
23-6k_51	0.17551348	0.0131638	0.0154158	0.0003267	0.08334357	0.006239077	44	98.6	2.1
23-6k_52	0.10556375	0.0073369	0.0146725	0.0002797	0.05251701	0.00384601	7.3	94.0	1.8
23-6k_53	0.1192678	0.0068981	0.0149163	0.0002638	0.05821612	0.00347285	15	95.4	1.7
23-6k_54	0.10916182	0.011102	0.0146366	0.0003997	0.0558809	0.00588101	12	93.6	2.5
23-6k_55	0.0966872	0.0065887	0.0141176	0.0002538	0.0491993	0.003559216	2.2	90.4	1.6
23-6k_56	0.09730076	0.0067521	0.0147482	0.0002495	0.04752136	0.00328556	-0.68	94.4	1.6
23-6k_57	0.09357748	0.0121166	0.0148792	0.0004158	0.04816666	0.006579204	0.52	95.2	2.6
23-6k_58	0.10119982	0.0065899	0.0146331	0.0002443	0.04931648	0.003189042	2.3	93.6	1.6
23-6k_59	0.09978184	0.0109572	0.0146506	0.000349	0.04958527	0.005247213	2.7	93.7	2.2
23-6k_6	0.0966001	0.0029278	0.0145751	0.0001318	0.04770484	0.00151763	-0.35	93.3	0.8
23-6k_60	0.10895427	0.0085779	0.01515	0.0003065	0.05279675	0.004120021	7.6	96.9	1.9
23-6k_61	0.11060048	0.0110724	0.0156919	0.0003762	0.05484143	0.005738685	11	100.3	2.4
23-6k_62	0.10257987	0.0083739	0.0146909	0.0002851	0.05182498	0.00442582	6.3	94.0	1.8
23-6k_63	0.10556296	0.0114805	0.0147933	0.0003783	0.05242002	0.005899173	7.2	94.6	2.4
23-6k_64	0.1038555	0.006435	0.0147572	0.0002486	0.05165405	0.00329468	5.9	94.4	1.6
23-6k_65	0.10209899	0.0084179	0.0147074	0.0003271	0.05104813	0.004388881	5	94.3	2.1
23-6k_66	0.10456901	0.0125502	0.0147451	0.000463	0.0531626	0.006491578	8.3	94.3	2.9
23-6k_67	0.09851556	0.0068574	0.0150459	0.0002803	0.04835494	0.003436199	0.7	96.4	1.8
23-6k_68	0.09867581	0.0098681	0.0148165	0.0004057	0.05053971	0.005324828	4.3	94.8	2.6
23-6k_69	0.09735864	0.0096723	0.0149012	0.0003511	0.0502591	0.005253218	3.9	95.3	2.2
23-6k_7	0.11718885	0.0079215	0.0152093	0.0003419	0.05773678	0.004218785	15	97.3	2.2
23-6k_70	0.10347589	0.0048157	0.0149994	0.000195	0.05085203	0.002328719	4.7	96.0	1.2

23-6k_71	0.09992125	0.0108249	0.0148286	0.0003841	0.052324	0.005952434	7.1	94.8	2.4
23-6k_72	0.10174911	0.0114318	0.0149577	0.0004088	0.05229835	0.006163618	7	95.7	2.6
23-6k_73	0.1058041	0.0100484	0.015452	0.0003679	0.05008595	0.004879139	3.4	98.8	2.3
23-6k_74	0.10213257	0.0064801	0.0147685	0.0002644	0.0505687	0.003161491	4.2	94.5	1.7
23-6k_75	0.10451182	0.0113001	0.014598	0.0004322	0.05232824	0.005781167	7	93.4	2.7
23-6k_76	0.10816419	0.0101296	0.0150259	0.0003541	0.05388478	0.005276536	9.3	96.1	2.2
23-6k_77	0.16558631	0.0215227	0.0142495	0.0006772	0.0895561	0.011248866	50	91.2	4.3
23-6k_78	0.12391538	0.0197115	0.0138692	0.0006733	0.06983147	0.012042306	30	88.7	4.3
23-6k_79	0.1067518	0.009125	0.0149638	0.000347	0.05385348	0.004749385	9.3	95.7	2.2
23-6k_8	0.10160591	0.0108167	0.0148376	0.000369	0.05254063	0.005805526	7.4	94.9	2.3
23-6k_80	0.09986208	0.0066691	0.0147443	0.0002478	0.04948925	0.003378693	2.6	94.3	1.6
23-6k_81	0.09393763	0.0044154	0.014733	0.0002015	0.04663219	0.002265923	-2.1	94.3	1.3
23-6k_82	0.10026189	0.0073865	0.0146051	0.0002697	0.05017449	0.003706168	3.7	93.5	1.7
23-6k_83	0.10644972	0.008514	0.0153542	0.0002911	0.0511708	0.004144004	5.1	98.2	1.8
23-6k_84	0.09737712	0.0088748	0.0148966	0.0003095	0.04759149	0.004437711	-0.58	95.3	2.0
23-6k_85	0.09976854	0.0113881	0.0154786	0.0003847	0.04761593	0.005503529	-0.63	99.0	2.4
23-6k_86	0.10042461	0.0056238	0.0150776	0.0002447	0.04847831	0.00276135	0.84	96.5	1.6
23-6k_87	0.09900743	0.0060067	0.0149168	0.0002533	0.04906451	0.003072182	1.9	95.4	1.6
23-6k_88	0.09463401	0.0050991	0.0146354	0.0002191	0.04722071	0.00262422	-1.1	93.6	1.4
23-6k_89	0.10745147	0.0142394	0.0143295	0.0004142	0.05377353	0.007265596	9.3	91.7	2.6
23-6k_9	0.10188967	0.012028	0.014608	0.000402	0.05332044	0.006720878	8.6	93.5	2.6
23-6k_90	0.17630765	0.0251335	0.0139939	0.0005667	0.10833803	0.01762407	66	89.5	3.6
23-6k_91	0.21572404	0.0180781	0.015934	0.0003512	0.09358026	0.006614247	54	101.9	2.2
23-6k_92	0.08836322	0.011307	0.0149804	0.000415	0.0439063	0.005767402	-6.9	95.8	2.6
23-6k_93	0.14677963	0.0091633	0.014352	0.0002657	0.07385922	0.004614595	35	91.8	1.7
23-6k_94	0.10794337	0.0158322	0.0149144	0.0005731	0.05982189	0.009769139	18	95.4	3.6
23-6k_95	0.10078197	0.0072247	0.0150267	0.0002645	0.04885276	0.003491225	1.5	96.1	1.7

23-6k_96	0.10108902	0.0139695	0.0151159	0.0004388	0.05057069	0.007144299	4.3	96.7	2.8
23-6k_98	0.13458744	0.0126011	0.0183873	0.0004735	0.05467821	0.005330028	9.7	117.4	3.0
23-6k_99	0.11697201	0.0131338	0.0139888	0.0003949	0.06312395	0.007429392	22	89.5	2.5
обр. 23-1s, песчаник, ольховская свита									
23-1s_010	0.11273028	0.0143244	0.0140818	0.0005274	0.05889473	0.006894485	16	90.1	3.4
23-1s_44	0.09775953	0.007594	0.0143112	0.0003346	0.04957812	0.002885797	2.8	91.6	2.1
23-1s_75	0.08892968	0.0078367	0.0143681	0.0003926	0.04502946	0.003288502	-4.7	91.9	2.5
23-1s_18	0.09956007	0.0078104	0.0144024	0.0003406	0.0499607	0.002906023	3.3	92.2	2.2
23-1s_49	0.1071676	0.0106466	0.0144789	0.0004283	0.0538704	0.004672235	9.3	92.7	2.7
23-1s_36	0.10360568	0.0087613	0.0144912	0.0003695	0.05339098	0.003894986	8.6	92.7	2.3
23-1s_83	0.09253151	0.010231	0.0145247	0.000418	0.04931924	0.004935222	2.5	92.9	2.7
23-1s_64	0.10345533	0.0090125	0.0145641	0.0004023	0.05234015	0.003684658	7	93.2	2.6
23-1s_30	0.10070123	0.0076566	0.0146218	0.0003077	0.05034511	0.002869208	3.9	93.6	2.0
23-1s_41	0.12391001	0.0120754	0.0146535	0.0004547	0.06230944	0.005339164	21	93.8	2.9
23-1s_22	0.07955024	0.0116249	0.0146769	0.000533	0.04053019	0.005807953	-13	93.9	3.4
23-1s_29	0.09326575	0.0074896	0.0147092	0.0003218	0.04569531	0.002836726	-3.7	94.1	2.0
23-1s_94	0.12386094	0.0092182	0.0147512	0.0003079	0.06080674	0.003083226	19	94.4	2.0
23-1s_88	0.12374742	0.0108771	0.0147702	0.0003805	0.06275491	0.004652584	21	94.5	2.4
23-1s_28	0.10020645	0.0068757	0.0147787	0.0002992	0.04947728	0.002218672	2.5	94.6	1.9
23-1s_82	0.10046783	0.0077861	0.0148152	0.0003657	0.050065	0.002959175	3.5	94.8	2.3
23-1s_118	0.09831705	0.0076455	0.0148317	0.0003177	0.04911667	0.002894621	2	94.9	2.0
23-1s_11	0.10092443	0.009794	0.0148639	0.0004197	0.04966747	0.004173127	2.8	95.1	2.7
23-1s_80	0.09861533	0.0093343	0.014889	0.0003798	0.04848807	0.003813163	0.92	95.3	2.4
23-1s_101	0.1121113	0.0094122	0.0148989	0.0003355	0.05499351	0.003759682	11	95.3	2.1
23-1s_114	0.13155716	0.0119465	0.0149128	0.0003948	0.06576465	0.005135369	25	95.4	2.5
23-1s_009	0.09664669	0.0090641	0.0149317	0.0003757	0.04849691	0.003975026	1	95.5	2.4
23-1s_78	0.12579333	0.0094047	0.0149287	0.0003137	0.06165567	0.003379154	20	95.5	2.0

23-1s_91	0.10212946	0.0080824	0.014947	0.0003433	0.05048161	0.003018201	4.1	95.6	2.2
23-1s_113	0.09852383	0.0091887	0.0149613	0.0004187	0.0503578	0.00412348	4	95.7	2.7
23-1s_13	0.14238432	0.0094843	0.014961	0.0002794	0.06965557	0.002881762	30	95.7	1.8
23-1s_119	0.15713983	0.0120977	0.0149637	0.0004062	0.07644753	0.00409485	37	95.7	2.6
23-1s_79	0.10099363	0.0063127	0.0149748	0.0002473	0.04892696	0.001634347	1.6	95.8	1.6
23-1s_62	0.09562999	0.0087347	0.0149818	0.0003627	0.04797699	0.00366667	0.23	95.8	2.3
23-1s_89	0.09623893	0.0062741	0.0150052	0.0002674	0.04673035	0.001788033	-2	96.0	1.7
23-1s_21	0.11783976	0.0094424	0.0150207	0.0003767	0.05684281	0.003424382	13	96.1	2.4
23-1s_23	0.11999042	0.0136113	0.0150327	0.0004846	0.05837071	0.005806459	16	96.2	3.1
23-1s_85	0.12889663	0.0148489	0.0150481	0.0005183	0.06401632	0.007053272	23	96.3	3.3
23-1s_90	0.10111628	0.0067519	0.01506	0.0002629	0.04926214	0.002068923	2.1	96.4	1.7
23-1s_86	0.09640763	0.010394	0.0150732	0.0004813	0.04768759	0.004751986	-0.4	96.4	3.1
23-1s_54	0.10369054	0.0089403	0.0151273	0.0003856	0.04936029	0.00331873	2.2	96.8	2.4
23-1s_103	0.45820297	0.028463	0.0151466	0.0003007	0.21904813	0.007276667	120	96.9	1.9
23-1s_004	0.10531586	0.0106004	0.0151546	0.0004141	0.05043085	0.004227423	3.9	96.9	2.6
23-1s_24	0.1319121	0.0113548	0.0151643	0.0004145	0.06435628	0.004627447	23	97.0	2.6
23-1s_104	0.14923037	0.0124522	0.015172	0.0004511	0.07121044	0.00463748	31	97.1	2.9
23-1s_84	0.10214649	0.0110547	0.0151757	0.0004119	0.04928444	0.004653343	2.1	97.1	2.6
23-1s_95	0.12062523	0.0108189	0.0151864	0.0004156	0.05867216	0.004539083	16	97.2	2.6
23-1s_32	0.10127524	0.0068591	0.0151925	0.0002744	0.04818067	0.002018963	0.32	97.2	1.7
23-1s_53	0.14867435	0.0098873	0.0152087	0.0002722	0.0711547	0.002831611	31	97.3	1.7
23-1s_115	0.10375933	0.0083957	0.0152279	0.0003284	0.05044843	0.003191435	4	97.4	2.1
23-1s_70	0.10367555	0.008208	0.0152381	0.0003291	0.05027919	0.003113121	3.7	97.5	2.1
23-1s_008	0.09782093	0.0070873	0.0152389	0.0003166	0.04722156	0.002399308	-1.2	97.5	2.0
23-1s_100	0.1074304	0.0089962	0.0152389	0.0003782	0.05164113	0.003645445	5.8	97.5	2.4
23-1s_102	0.27272084	0.0286712	0.0152601	0.0006789	0.13223831	0.012558321	81	97.6	4.3
23-1s_96	0.11929001	0.00944	0.015288	0.0003668	0.05638995	0.003379668	13	97.8	2.3

23-1s_73	0.10076495	0.0067505	0.0152978	0.0002875	0.047812	0.0020727	-0.3	97.9	1.8
23-1s_72	0.10096494	0.0085796	0.0153891	0.0003725	0.04783656	0.003212403	-0.26	98.4	2.4
23-1s_31	0.10610128	0.0077233	0.0153917	0.0003114	0.05017782	0.002615398	3.5	98.5	2.0
23-1s_66	0.10994343	0.0101537	0.0154036	0.0003995	0.05314601	0.004200688	8.1	98.5	2.5
23-1s_120	0.10311749	0.0069091	0.0154229	0.0002845	0.04883441	0.002068414	1.4	98.7	1.8
23-1s_14	0.10176995	0.0110822	0.0154487	0.0004825	0.04944846	0.004997213	2.4	98.8	3.1
23-1s_55	0.10828642	0.0094904	0.0154575	0.0003545	0.05179572	0.003742673	6	98.9	2.2
23-1s_48	0.10203939	0.0082436	0.0154629	0.0003738	0.04846051	0.003145341	0.77	98.9	2.4
23-1s_105	0.12795398	0.0144656	0.0154656	0.0005414	0.06080856	0.006356869	19	98.9	3.4
23-1s_81	0.10352264	0.0100763	0.0154824	0.0004297	0.04998706	0.004252323	3.2	99.0	2.7
23-1s_107	0.10516399	0.0072693	0.0154853	0.0002973	0.04937904	0.002234362	2.2	99.0	1.9
23-1s_117	0.10488762	0.0079613	0.0155255	0.0003304	0.04949603	0.002760976	2.4	99.3	2.1
23-1s_87	0.10196578	0.009478	0.0155289	0.000404	0.04949594	0.003967888	2.5	99.3	2.6
23-1s_005	0.10136463	0.0093963	0.0155531	0.0003997	0.04827173	0.003751097	0.48	99.5	2.5
23-1s_33	0.11978	0.010175	0.0155619	0.0004149	0.05612312	0.003724223	12	99.5	2.6
23-1s_77	0.10090016	0.0070626	0.015596	0.0003045	0.04706128	0.002202451	-1.6	99.8	1.9
23-1s_19	0.1085861	0.0083741	0.0156027	0.0003419	0.05169137	0.002997252	5.8	99.8	2.2
23-1s_67	0.10417875	0.0075488	0.0156567	0.0003088	0.04934195	0.002600332	2.2	100.1	2.0
23-1s_45	0.10380773	0.0074046	0.0156719	0.0003139	0.04785947	0.002329593	-0.31	100.2	2.0
23-1s_42	0.12925964	0.0128466	0.0156776	0.0004631	0.06208489	0.005614096	20	100.2	2.9
23-1s_65	0.19929038	0.013432	0.0156836	0.0003049	0.09298791	0.003813117	53	100.3	1.9
23-1s_38	0.10972408	0.0083428	0.0157048	0.0003621	0.05066831	0.002728696	4.2	100.4	2.3
23-1s_63	0.09673283	0.0098551	0.0157247	0.0004126	0.04650091	0.004248217	-2.5	100.6	2.6
23-1s_50	0.10768146	0.0101718	0.0157467	0.0004235	0.04864078	0.003701281	0.91	100.7	2.7
23-1s_59	0.09782791	0.0088565	0.0157675	0.0003888	0.04678563	0.003539343	-2	100.8	2.5
23-1s_16	0.10579916	0.0081449	0.0157674	0.0003418	0.04998489	0.002951663	3.2	100.8	2.2
23-1s_116	0.10768433	0.012246	0.0157739	0.00047	0.05067343	0.005356965	4.2	100.9	3.0

23-1s_25	0.10159421	0.0081701	0.015819	0.000363	0.04665769	0.002890059	-2.3	101.2	2.3
23-1s_68	0.15233351	0.0126419	0.0158213	0.0003533	0.07096875	0.004678198	31	101.2	2.2
23-1s_92	0.1082417	0.0081639	0.0158288	0.0003474	0.05008982	0.00280532	3.3	101.2	2.2
23-1s_27	0.10503903	0.0069865	0.0158302	0.0003027	0.04835688	0.002064451	0.49	101.2	1.9
23-1s_002	0.24539511	0.0482387	0.015877	0.0011291	0.12815774	0.030420029	79	101.4	7.2
23-1s_52	0.10518645	0.0101473	0.015866	0.0004026	0.04922015	0.00417524	1.9	101.4	2.6
23-1s_98	0.10712016	0.0121312	0.0158669	0.0005469	0.04901944	0.005022881	1.5	101.4	3.5
23-1s_58	0.11166036	0.0093775	0.0158854	0.0003887	0.05190177	0.003483803	6.1	101.6	2.5
23-1s_69	0.09888748	0.0072265	0.0158983	0.0003226	0.04598568	0.002424685	-3.4	101.7	2.0
23-1s_46	0.11332002	0.0099623	0.0159191	0.0003568	0.05192466	0.003722144	6.1	101.8	2.3
23-1s_37	0.10680669	0.0111101	0.0159318	0.0004622	0.0502551	0.004698414	3.6	101.9	2.9
23-1s_47	0.10850637	0.0089974	0.015928	0.0003453	0.04973188	0.003254527	2.7	101.9	2.2
23-1s_40	0.10241488	0.0084958	0.0159404	0.0003575	0.0472576	0.003072605	-1.3	101.9	2.3
23-1s_51	0.1063196	0.0080523	0.0159425	0.0003379	0.04890483	0.002770739	1.4	101.9	2.1
23-1s_003	0.10978803	0.0104547	0.0159671	0.0003932	0.05048792	0.004090838	3.9	102.1	2.5
23-1s_43	0.2117801	0.0159518	0.0159744	0.000379	0.09655466	0.005392311	56	102.1	2.4
23-1s_99	0.10951386	0.0081317	0.0159742	0.0003218	0.0494225	0.002592176	2.2	102.1	2.0
23-1s_60	0.10253228	0.0090102	0.0160211	0.0003944	0.0486931	0.003498735	1.2	102.4	2.5
23-1s_110	0.104792	0.0088101	0.016028	0.0004132	0.04831363	0.003326096	0.45	102.5	2.6
23-1s_57	0.17359184	0.011327	0.0160498	0.0003193	0.07968034	0.00318805	40	102.6	2.0
23-1s_20	0.12219712	0.0091496	0.0160519	0.0003568	0.05521311	0.002823645	11	102.6	2.3
23-1s_35	0.10884353	0.0070535	0.0160596	0.0002735	0.04906147	0.001815043	1.6	102.7	1.7
23-1s_111	0.11662486	0.0154654	0.0160965	0.0005556	0.05605446	0.007473229	12	102.9	3.5
23-1s_97	0.11243688	0.0105802	0.0161119	0.0004153	0.05104103	0.004096986	4.7	103.0	2.6
23-1s_17	0.10749751	0.0080848	0.0163308	0.0003365	0.04834002	0.002676731	0.39	104.4	2.1
23-1s_39	0.10743906	0.0085173	0.0163908	0.0003688	0.04831281	0.002967522	0.35	104.8	2.3
23-1s_007	0.10151618	0.0113093	0.0164745	0.0004739	0.04495823	0.004450252	-5.4	105.3	3.0

23-1s_108	0.11493671	0.008105	0.0167751	0.0003227	0.05032753	0.002382451	3.5	107.2	2.0
23-1s_76	0.11566421	0.0081883	0.0170131	0.0003252	0.04965474	0.002439733	2.3	108.7	2.1
23-1s_12	0.2090021	0.0191329	0.017242	0.0004536	0.08990718	0.006937415	50	110.2	2.9
23-1s_001	0.47277414	0.1218093	0.0174489	0.0022941	0.23783174	0.088413458	130	111.3	14.5
23-1s_006	0.13253267	0.0108491	0.0179787	0.0004559	0.05318116	0.003327117	7.5	114.9	2.9
23-1s_93	0.23133216	0.0219703	0.0182002	0.0007042	0.09421593	0.007564533	53	116.2	4.5
23-1s_34	0.40211997	0.0245722	0.0194141	0.0003415	0.15087562	0.004696933	92	123.9	2.2
23-1s_112	0.66744645	0.0505644	0.0195637	0.0004348	0.24167658	0.011810882	130	124.9	2.7
23-1s_26	0.22897473	0.0194822	0.0197351	0.0003328	0.08552246	0.005571803	46	126.0	2.1
23-1s_109	0.28143022	0.017733	0.0388568	0.0006675	0.05261319	0.001838219	2.2	245.7	4.1
23-1s_106	0.28721557	0.0193219	0.0390997	0.0007467	0.05369916	0.002352708	3.8	247.2	4.6
23-1s_15	0.3116765	0.0270176	0.0435089	0.0012216	0.05178596	0.003615689	0.029	274.4	7.5
23-1s_71	1.95815156	0.1381437	0.114251	0.0048297	0.12339517	0.003323823	49	692.8	28.4
23-1s_56	4.5688208	0.2692823	0.2917302	0.0046513	0.11413214	0.002883731	8.5	1649.3	23.2
23-1s_61	5.9167204	0.3599537	0.3722163	0.0067095	0.11804399	0.003587273	-3.8	2037.8	31.5
23-1s_74	11.2019138	0.6673846	0.4854441	0.0090526	0.16601158	0.004244474	-1.4	2546.5	39.2