

УДК 550.384

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МИОЦЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

© 2025 г. А. В. Латышев^{1, 2, 3, *}, М. Б. Аносова^{2, 3}, Е. А. Латанова^{2, 4},
О. В. Бергаль-Кувикас^{3, 5}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра региональной геологии и истории Земли, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

⁴Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС», лаборатория структурных
и термических методов исследования, г. Москва, Россия

⁵Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Поступила в редакцию 26.03.2024 г.

После доработки 28.08.2024 г.

Принята к публикации 27.08.2024 г.

Реконструкция тектонической эволюции Камчатки крайне важна для расшифровки механизмов формирования складчатых поясов и развития субдукционных систем. В связи с этим необходимо получение надежной палеомагнитной информации по таким малоизученным сегментам Корякско-Камчатской складчатой области, как южная Камчатка. В настоящей работе представлены первые палеомагнитные данные по миоценовым магматическим телам прибрежного комплекса, широко распространенного на Тихоокеанском побережье южной Камчатки. По 33 сайтам рассчитан палеомагнитный полюс для миоцена южной Камчатки, который статистически значимо отличается от всех опубликованных кайнозойских полюсов по близлежащим регионам. Новые данные указывают на формирование миоценовых вулканитов на палеошироте, близкой к современному положению (52.3°), и свидетельствуют в пользу заложения миоценового надсубдукционного вулканического пояса на более древнем основании Олюторско-Камчатской складчатой системы, а не в пределах отдельного экзотического блока. Показано, что большая часть опробованных вулканитов сформировалась до основной фазы тектонических деформаций, однако по крайней мере часть изученных тел прямой полярности содержат постскладчатую намагниченность и, возможно, представляют собой продукты более молодых эпизодов магматизма.

Ключевые слова: палеомагнетизм, магнитные свойства, Камчатка, миоцен, надсубдукционный вулканизм, тектоника, прибрежный вулканический комплекс.

DOI: 10.31857/S0002333725030032, EDN: FEZUBL

ВВЕДЕНИЕ

Камчатка представляет собой уникальный на территории России пример современной активной континентальной окраины и действующей вулканической области. В связи с этим расшифровка тектонической эволюции Камчатки крайне важна для понимания механизмов формирования складчатых областей и тектоно-магматической эволюции субдукционных

систем. Несмотря на это, даже в кайнозойской истории Камчатки остается много дискуссионных вопросов. В частности, все современные тектонические реконструкции данного сегмента северо-западной Пацифики учитывают палеомагнитные данные только по северной Камчатке [Коваленко, 1992; 2003; Pecherskiy et al., 1997; Levashova et al., 1998; 2000; Bazhenov et al., 2001; Коваленко, Чернов, 2003; Vaes et al.,

2019]. Что касается южной Камчатки, ее структурная принадлежность остается предметом дискуссий. Согласно разным тектоническим схемам, этот регион рассматривается как часть Олюторско-Камчатской складчатой системы с наложенным неогеновым вулканическим поясом [Zonenshain et al., 1990], как продолжение существующей с олигоцена Курильской островной дуги [Авдейко и др., 2006; Ханчук, Гребенников, 2021] либо вовсе как самостоятельный тектонический блок [Богданов, Чехович, 2002].

На южной Камчатке широко распространены кайнозойские магматические комплексы, структурная позиция и геодинамическая обстановка формирования которых до сих пор не определена. Изначально эти магматические образования были объединены в “миоценовую андезитовую формацию” южной Камчатки [Шеймович, Патока, 1989]. По данным Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 в этом районе выделяются завойковский, ахотенский, асачинский комплексы миоценового возраста [Шеймович и др., 2000]. Согласно последней версии Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 [Сляднев и др., 2006], вулканические образования южной Камчатки объединены в прибрежный вулканический комплекс олигоцен-миоценового возраста. В настоящей работе будет использоваться термин “прибрежный комплекс”.

Возраст магматитов прибрежного комплекса обоснован главным образом К–Аг датировками в диапазоне 20.5–9.6 млн. лет [Шеймович и др., 2000], что соответствует раннему миоцену. Недавно полученные нами изотопные датировки несколько сужают этот диапазон (19.1–13.2 млн лет — Бергаль-Кувикас и др., статья готовится к печати), однако подтверждают раннемиоценовый возраст основной фазы магматизма. Таким образом, вулканы прибрежного комплекса оказываются древнее последнего этапа складчатых деформаций в пределах Камчатки, связанного с аккрецией Кроноцкого островодужного террейна 10–5 млн лет назад, что соответствует концу миоцена [Levashova et al., 2000; Соловьев и др., 2004; Lander, Shapiro, 2007]. В то же время область распространения прибрежного комплекса простирается на север до г. Петропавловск-Камчатский, где слабо дислоцированные миоценовые вулканы зале-

гают в пределах Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций и перекрывают меловые островодужные комплексы (рис. 1). Таким образом, раннемиоценовый возраст вулканических образований прибрежного комплекса и в то же время слабая степень их деформированности в сравнении с комплексами Кроноцкого террейна поднимают вопрос о тектонической принадлежности этих вулканических образований и их геодинамической позиции.

В рамках данной работы были проведены детальные палеомагнитные исследования магматических образований южной Камчатки. Основными задачами нашего исследования являлись: (1) получение надежного палеомагнитного полюса для миоценового времени, который можно использовать при палеотектонических реконструкциях северо-западной Пацифики; (2) определение палеошироты формирования вулканических образований прибрежного комплекса и их временных соотношений с последней фазой деформаций; и (3) возрастная типизация вулканических образований и выделение основных магматических событий.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вулканические тела прибрежного комплекса слагают береговые хребты Тихоокеанского побережья южной Камчатки. Стратифицированные образования представлены покровами туфов, реже — лавовыми потоками. Среди субвулканических тел преобладают маломощные (до 5–8 м) дайки, также встречаются силлы и более крупные штокообразные массивы. Наиболее крупный интрузив в рассматриваемом районе — Ахотенский гранитоидный массив, который отнесен к одноименному плутоническому комплексу миоценового возраста [Сляднев и др., 2006]. Петрографический состав миоценовых магматитов крайне разнообразен и образует непрерывный ряд от базальтов и пикробазальтов до риолитов.

Вмещающими породами для вулканических образований прибрежного комплекса и гранитоидов Ахотенского массива являются вулканогенно-терригенные отложения пресноводной (эоцен), жировской (олигоцен), мутновской (олигоцен–миоцен) и асачинской (миоцен) толщ [Сляднев и др., 2006]. Эти отложения дислоцированы относительно слабо, смяты в пологие складки с угла-

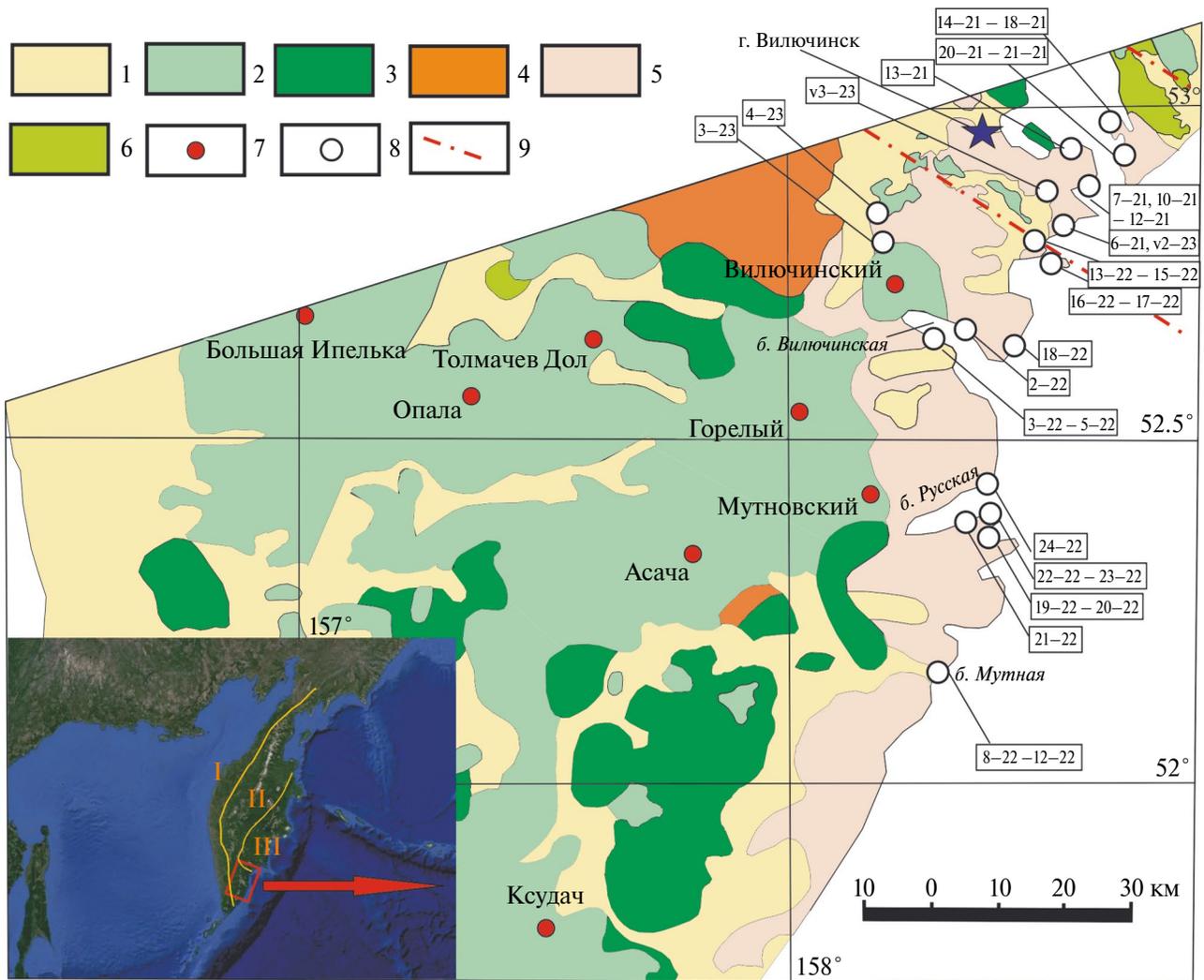


Рис. 1. Геологическая схема района (по работе [Шеймович, Патока, 1989, с изменениями]): 1 — эоцен-четвертичные терригенные отложения; 2 — плейстоцен-голоценовые вулканогенные образования; 3 — плиоценовые вулканические породы преимущественно базальт-андезибазальтового состава; 4 — плиоцен-плейстоценовые вулканические породы преимущественно дацит-риолитового состава; 5 — миоценовые магматические образования прибрежного комплекса; 6 — меловые магматические и метаморфические образования; 7 — крупные четвертичные вулканические центры; 8 — точки опробования; 9 — границы Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. На врезке показаны границы тектонических зон по работе [Zonenshain et al., 1990; Никишин и др., 2009], с изменениями: I — Корякско-Западнокамчатский пояс террейнов; II — Олюторско-Срединнокамчатский пояс террейнов; III — Кроноцкий террейн.

ми падения до 25–30° или слагают отдельные моноклинали между выходов вулканических образований. Возможно, отчасти эти деформации являются синмагматическими и связаны с внедрением близлежащих интрузивных тел.

В ходе настоящей работы мы опробовали стратифицированные и интрузивные тела в нескольких районах на Тихоокеанском побережье южной Камчатки [Бергаль-Кувикас и др., 2022] (рис. 1). Ниже приводится их краткое описание с юга на север:

1) В районе бухты Мутной были опробованы 5 интрузивных тел андезитового состава: круто залегающие дайки северо-западного простирания мощностью 1.5 — 8 м (сайты 8.1-22, 8.2-22, 9-22, 12-22) и субвулкан неясной морфологии (сайт 10-22). Интрузивы прорывают песчаники и конгломераты асачинской толщи, смятые в пологие складки.

2) В бухте Русской и районе мыса Кекурный были опробованы гранодиориты (сайты 19-22, 21-22, 24-22) и монцодиориты (20-22, 22.2-22)

Ахомтенского массива. Согласно полевым наблюдениям и литературным данным [Сляднев и др., 2006], монцодиориты соответствуют первой фазе, а гранодиориты — второй фазе ахомтенского комплекса. Также были опробованы прорывающие Ахомтенский массив субвертикальные дайки порфировых базальтов (сайты 22.1-22, 23-22).

3) В бухте Вилючинской были отобраны образцы из даек граносиенит-порфиров (сайты 3-22, 5-22), базальтов (4-22) и флюидальных риолитов (2-22). Все дайки маломощные (0.5–3 м), простирание варьирует от северо-западного до почти меридионального. Вмещающие породы представлены песчано-гравелистыми отложениями мутновской толщи, которые падают на северо-восток под углами от 20 до 50°. Также в соседней бухте Саботажной были опробованы кислые, местами игнимбритовидные туфы (сайт 18-22), залегающие субгоризонтально.

4) На о. Старичков и в устье р. Малый Вилюй были опробованы субвулканические тела сложной морфологии базальт-андезитового состава (сайты 14-22 — 17-22). Также в 25 м к западу от контакта субвулканического тела были отобраны образцы из полого залегающих гравелистых песчаников пресновской толщи (сайт 13-22).

5) В окрестностях г. Вилючинска опробованию подверглись субвулканические тела и лавовые потоки базальт-андезитового состава (сайты 7-21 — 13-21, v3-23), а также силлы риолитов (6-21, v2-23). Вмещающие породы представлены смятыми в пологие складки вулканогенно-осадочными отложениями прибрежного комплекса.

6) К югу от г. Петропавловск-Камчатский, в районе полуострова Завойко, были опробованы лавовые потоки (сайты 16-21, 27-21) и дайки (14-21, 17.1-21, 18.2-21) базальтоидов, а также массивы габбро (17.2-21, 18.1-21, 18.3-21, 21-21), отнесенные к прибрежному комплексу. Дайки прорывают массивы габброидов и, вероятно, представляют самый молодой эпизод магматизма в данной локации.

7) К северу от вулкана Вилючинский в долине р. Паратунки были отобраны образцы из двух кислых субвулканических тел дайкообразной морфологии (сайты 3-23, 4-23), находящихся в поле распространения терригенных отложений мутновской толщи.

МЕТОДИКА

Отбор палеомагнитных образцов производился вручную или с помощью механического пробоотборника, их ориентировка в пространстве — с помощью магнитного компаса, с постоянным контролем возможного влияния сильно магнитных пород на стрелку компаса. Из каждого сайта было отобрано от 8 до 25 ориентированных образцов. Величина местного магнитного склонения рассчитывалась по модели IGRF (https://geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_calc.html). Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка результатов магнитных чисток выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Все образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до полного размагничивания (10–16 шагов), которое достигалось в большинстве случаев при температурах 500–620°C. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи “ММТD-80” с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Остаточная намагниченность образцов измерялась при помощи спин-магнитометра JR-6 (AGICO) и криогенного магнитометра 2G Enterprise. Для части образцов, помимо терморазмагничивания, на дублях была проведена также чистка переменным магнитным полем с помощью размагничивающей установки, встроенной в криогенный магнитометр. Чистка переменным полем проводилась до 130 мТл. Обработка измерений остаточной намагниченности выполнялась при помощи пакета программ Enkin [Enkin, 1994], с использованием при выделении компонент намагниченности метода PCA [Kirschvink, 1980]. Анализ полученных данных производился с использованием статистики Фишера [Fisher, 1953]. Угловая разница между полюсами рассчитывалась в программе PRCALC пакета Enkin [Enkin, 1994] с учетом неопределенностей по работе [Debiche, Watson, 1995].

Зависимость магнитной восприимчивости от температуры $K(T)$ измерялась на каппа-метре MFK-1FA с приставкой для высокотемпературных измерений CS-3 при нагреве до 700°C (в воздушной среде) и последующем охлаждении до комнатной температуры. Петли гистерезиса снимались на вибромагнитометре PMC MicroMag 3900 при комнатной температуре

с величиной поля насыщения 1 Тл. Доменная структура ферромагнитных зерен оценивалась по диаграмме Дэй–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. Микроскопические исследования выполнялись на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS энергодисперсионным (EDX) спектрометром Ultim Max 65 с интегрированным программным обеспечением AZtecLive Automated (Oxford Instruments) в Центре коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ЦКП ИФЗ) РАН (г. Москва) [Veselovskiy et al., 2022].

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Для характеристики состава основных магнитных минералов и оценки возможности сохранения первичной остаточной намагниченности были выполнены петромагнитные исследования избранных образцов, представляющих магматические тела разного состава и характера палеомагнитной записи.

Электронно-микроскопические исследования показали разнообразие структур магнитных минералов. Во всех изученных образцах были обнаружены первично магматические кристаллы магнетита и/или титаномагнетита. Широко распространены как крупные гомогенные неизмененные зерна (рис. 2а), так и кристаллы магнетита с ламеллями ильменита, характерными для высокотемпературного гетерофазного окисления [Haggerty, 1976; McEnroe, 1996] (рис. 2б, 2д). В ряде образцов крупные или мелкие зерна титаномагнетита рассеяны трещинами, указывающими на процессы однофазного окисления [Гапеев, Цельмович, 1989] (рис. 2в). В гранодиоритах Ахонтенского массива (сайт 19-22), а также базальтовых дайках и лавовых потоках (сайты 10-21, 16-21) были обнаружены первично магматические включения титаномагнетита и магнетита в пироксенах и амфиболах (рис. 2г). Таким образом, в большинстве изученных образцов структуры магнитных минералов указывают на их магматическое происхождение и возможность сохранения первичной термоостаточной намагниченности. Наиболее измененными оказались кислые вулканиты (сайт 6-21), где встречаются вторичные агрегаты магнетита и альбита, а также скопления вторичного пирита в основной массе (рис. 2е).

Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости в большинстве случаев демонстрируют преобладание среди магнитных минералов магнетита или низкотитанистого титаномагнетита с температурами Кюри 570–590°C (рис. 3а–3в). После циклов нагрев–охлаждение часто фиксируется падение величины магнитной восприимчивости, что, вероятно, связано с частичным окислением магнетита. В ряде образцов также присутствует “хвост” выше температур 600°C из-за наличия гематита или значительной доли парамагнитной составляющей. Пологий пик в районе 300°, наблюдаемый в некоторых образцах на кривых нагрева (рис. 3в), может быть связан с присутствием маггемита и его последующим окислением до гематита [Liu et al., 2005].

Риолиты (сайт 6-21) резко отличаются от всех исследованных образцов низкими значениями общей магнитной восприимчивости (для большинства образцов $0.1–1 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, по сравнению с $1–50 \cdot 10^{-3}$ для основных и средних пород). После нагревов до 700° на термокривых охлаждения происходит резкий рост магнитной восприимчивости (рис. 3г), что связано с новообразованием магнетита за счет пирита. Нестабильность кислых вулканитов к нагревам, вкуче с наличием вторичного магнетита и сульфидов, объясняет в целом низкое качество палеомагнитного сигнала в этих породах (см. раздел “Палеомагнетизм”).

Гистерезисные параметры M_{rs}/M_s и H_{cr}/H_c для исследованных образцов варьируют в широких пределах (0.002–0.3 и 1.5–7 соответственно). При этом образцы из разных районов формируют различные кластеры на диаграмме Дэй–Данлопа (рис. 3д), что отражает изменение состава и структуры пород и вариации доменного состояния магнитных зерен. Большая часть образцов базитов из окрестностей г. Вилючинска и полуострова Завойко попадает на диаграмме в поле, соответствующее псевдоодномоленным зернам магнетита и титаномагнетита, что в целом типично для образцов из вулканитов и малоглубинных интрузий основного состава (например, [Latyshev et al., 2021; 2023]). Образцы вулканитов из окрестностей г. Вилючинска характеризуются наибольшими отношениями M_{rs}/M_s в диапазоне 0.1–0.3, что указывает на высокую долю одномоменных частиц. Образцы порфириковых

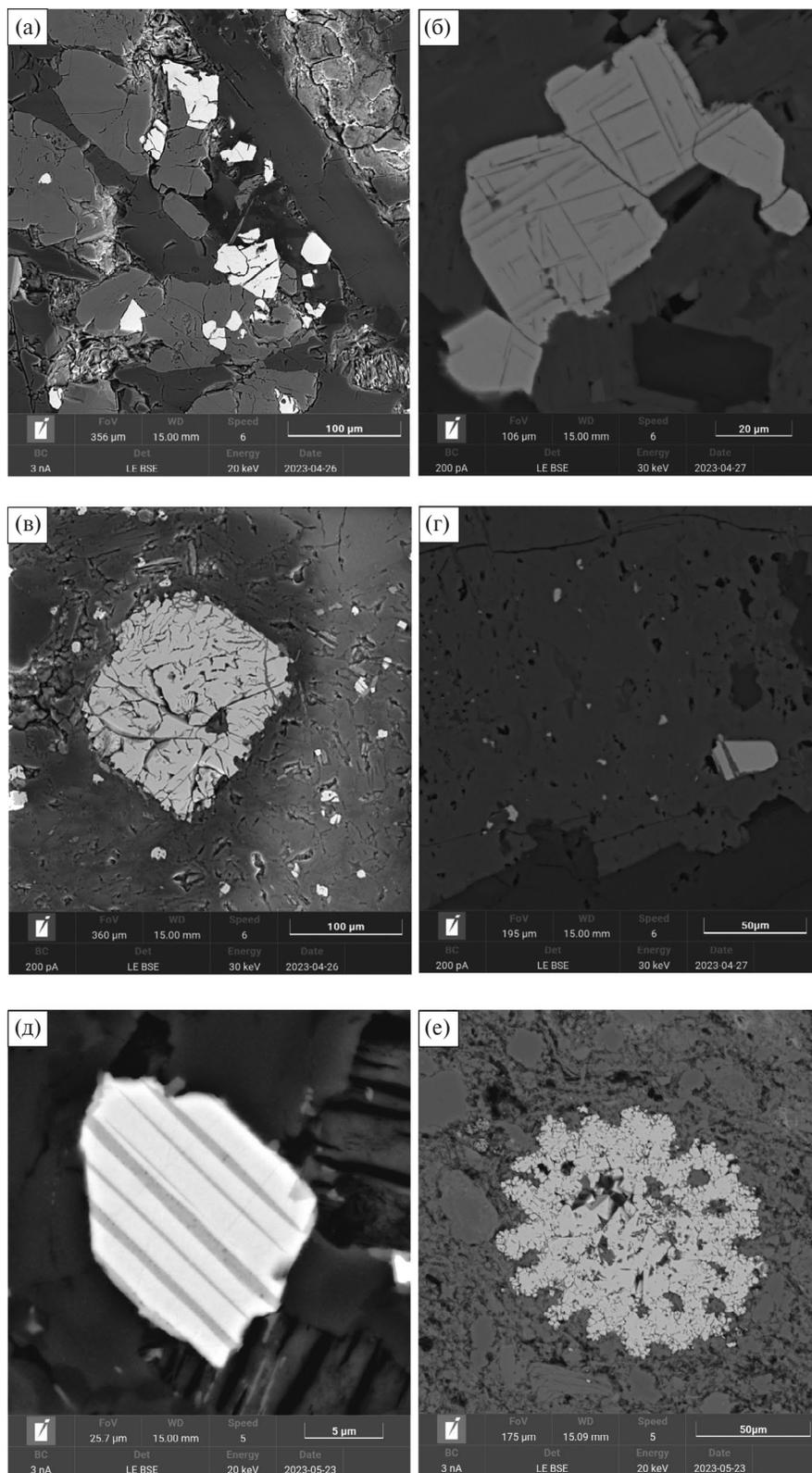


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения магнитных минералов в изученных магматических породах: (а) — гомогенные неизмененные кристаллы титаномagnetита в габброидах, сайт 17.2-21; (б) — зерна магнетита со структурами высокотемпературного гетерофазного окисления, гранодиориты, сайт 19-22; (в) — крупное зерно магнетита со структурами однофазного окисления, дайка андезитов, сайт 10-22; (г) — первично-магматические включения магнетита в амфиболе, гранодиориты Ахонтенского массива, сайт 19-22; (д) — магнетит с ламеллями ильменита в габброидах, сайт 21-21; (е) — скопление пирита в риолитах, сайт 6-21.

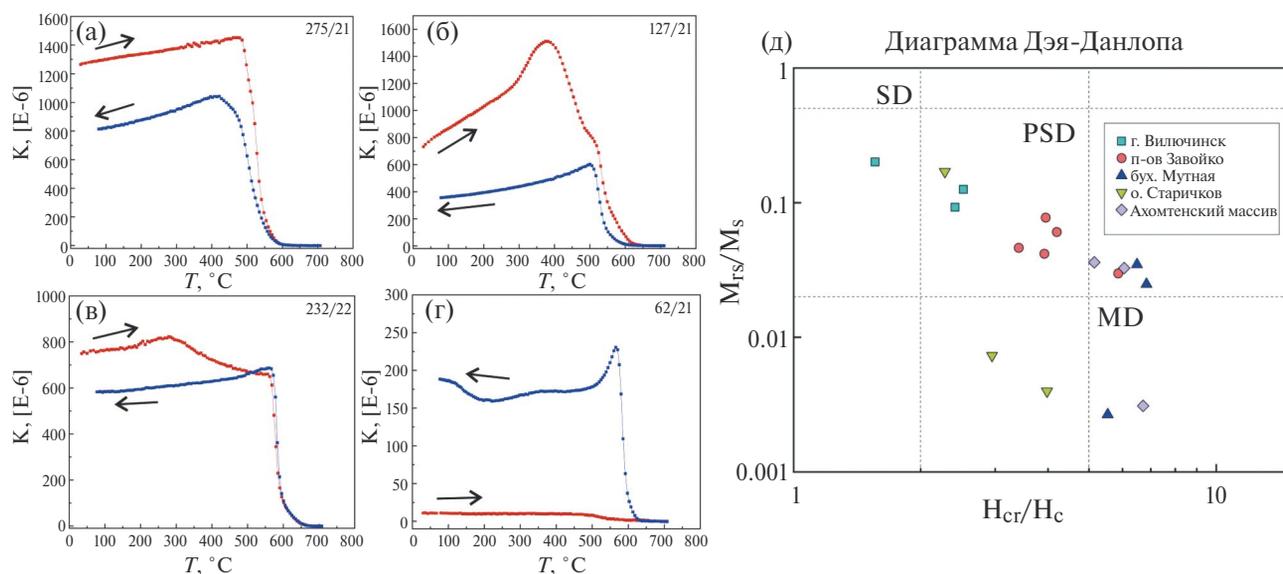


Рис. 3. Магнитные свойства изученных образцов. (а)–(г) — температурные кривые зависимости магнитной восприимчивости: (а) — сайт 21-21, габбро; (б) — сайт 11-21, андезиты; (в) — сайт 19-22, гранодиориты; (г) — сайт 6-21, риолиты. (д) — диаграмма Дэя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. M_s — намагниченность насыщения, M_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, H_c — коэрцитивная сила, H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила. Поля на диаграмме: SD — однодоменные зерна, PSD — псевдооднодоменные зерна, MD — многодоменные зерна.

андезитов из бухты Мутной и гранитоидов Ахомтенского массива демонстрируют максимальные отношения H_{cr}/H_c , тяготея к полю многодоменных зерен, что указывает на более крупный размер зерен магнетита.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Качество палеомагнитного сигнала в изученных вулканитах варьирует от отличного до практически неинтерпретируемого. Тем не менее во всех сайтах, которые рассматриваются в данной работе, удалось выделить характеристические компоненты намагниченности по достаточному количеству образцов и рассчитать средние палеомагнитные направления. Результаты ступенчатого температурного размагничивания и чистки переменным магнитным полем согласуются между собой, при этом в большинстве случаев чистка переменным полем обеспечивает лучшее качество палеомагнитной записи. Большинство сайтов характеризуется двухкомпонентным составом намагниченности (немногочисленные исключения описаны ниже). Низкотемпературная и низкокоэрцитивная компонента намагниченности разрушается к 200–300°C и 5–10 мТл и часто имеет направления, близкие к современному полю. Эта компонента, скорее всего, имеет вязкое происхождение и не обсуждается далее.

Высокотемпературная и высококоэрцитивная компоненты выделяются в разных интервалах полей и температур, характеризуются разнообразными направлениями, однако в большинстве случаев приходит в начало координат на диаграммах Зийдervельда [Zijderveld, 1967]. Далее рассматриваются особенности палеомагнитной записи для магматических тел из разных районов опробования.

Андезиты бухты Мутной, как правило, демонстрируют единственную стабильную высокотемпературную и высококоэрцитивную компоненту намагниченности (рис. 4г), которая разрушается в температурном интервале 400–560°C (редко от 350 до 600°C) и при полях 20–110 мТл (иногда до 130 мТл). Средние палеомагнитные направления по всем дайкам соответствуют прямой полярности и отмечены северными или северо-западными склонениями.

Гранитоиды Ахомтенского массива и прорывающие их базитовые дайки характеризуются разнообразным палеомагнитным сигналом. В большинстве случаев выделяется единственная стабильная компонента в интервалах 350–580°C и 20–130 мТл (рис. 4 в). Эта компонента имеет прямую полярность в сайтах 19-22, 20-22, 22.2-22, 24-22 (гранодиориты и монцодиориты)

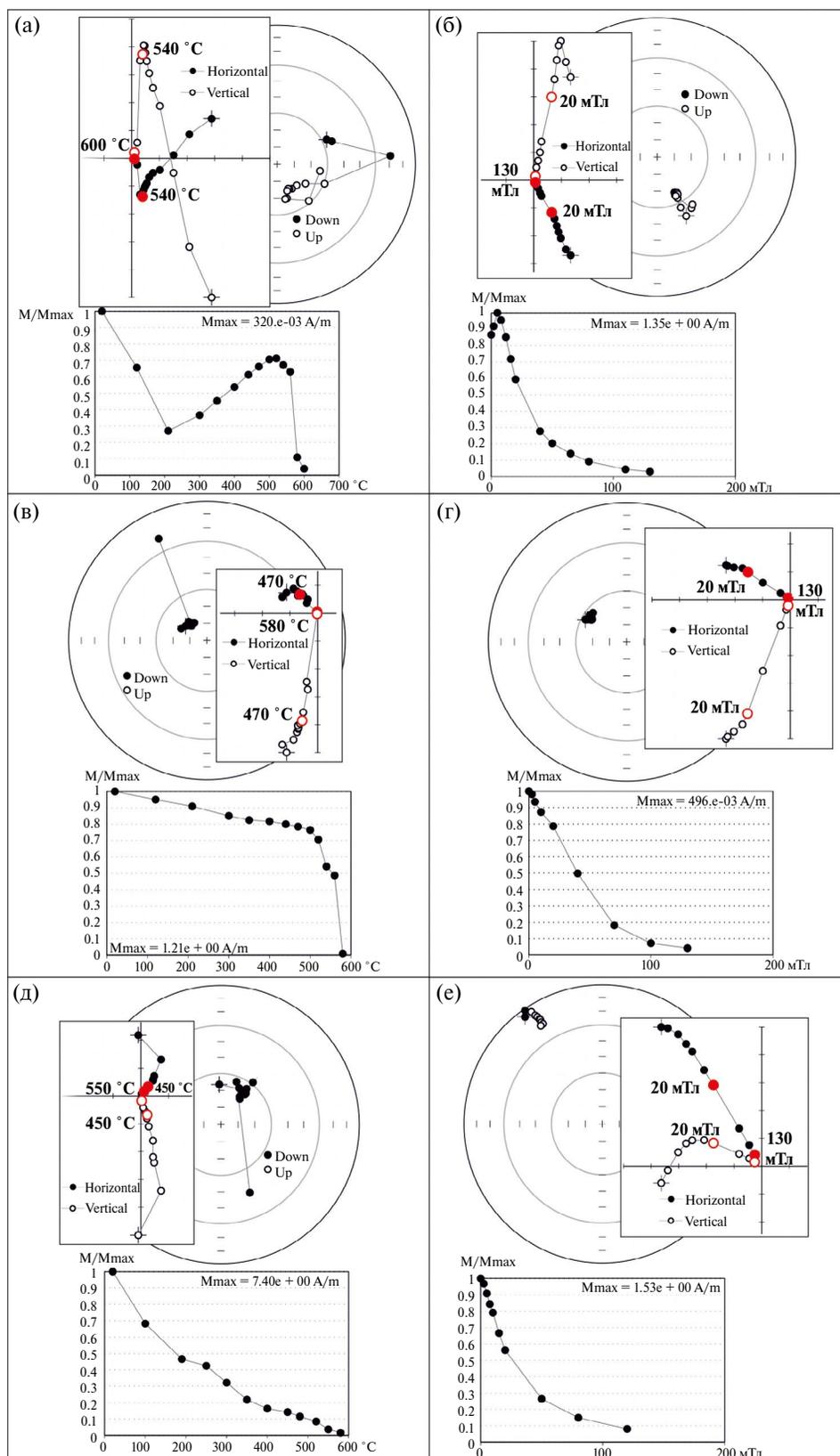


Рис. 4. Результаты температурного размагничивания и чистки переменным полем: (а) — образец 219, сайт 18-22 (риолитовые туфы); (б) — образец 193, сайт 16-22 (андезиты); (в) — образец 241, сайт 20-22 (монциодориты); (г) — образец 151, сайт 12-22 (андезиты); (д) — образец 195, сайт 17.2-21 (долериты); (е) — образец 181, сайт 7-21 (базальты). Система координат стратиграфическая.

и обратную полярность в сайтах 21-22 (гранодиориты), 22.1-22 и 23-22 (дайки базальтоидов). Таким образом, формирование Ахомтенского массива охватывает по меньшей мере два интервала прямой и обратной полярности. Отдельно стоит отметить, что прямо намагниченные монцодиориты (сайт 22.2-22) прорываются обратно намагниченной дайкой (22.1-22), что свидетельствует об отсутствии наложенного перемагничивания в этом районе. Аналогичная ситуация наблюдается в сайте 23-22, при этом единственный образец гранодиоритов непосредственно из экзоконтактовой зоны дайки намагничен в обратной полярности, тогда как образцы гранодиоритов на удалении 10 см и более (сайт 23-22э) показывают прямую полярность и не несут следов перемагничивания. В совокупности данные по сайтам 22-22 и 23-22 указывают на отсутствие регионального перемагничивания и обеспечивают положительный тест контакта.

Опробованные тела в районе бухты Вилючинской, как правило, обладают шумным палеомагнитным сигналом посредственного качества. Наиболее устойчивая компонента выделяется в интервалах 350–560°C (иногда до 600°C) и 8–130 мТл. В сайте 2-22 (субвулкан риолитов) эта компонента соответствует прямой полярности, в остальных сайтах — обратной. Также в сайтах 4-22 и 18-22 в ряде образцов выделяется среднетемпературная/среднекоэрцитивная (до 500°C или до 20 мТл) компонента прямой полярности (рис. 4а), которая может быть связана с перемагничиванием более молодыми магматическими событиями либо с вязкой намагниченностью.

Базальтоиды из субвулканических тел в районе о. Старичков в большинстве образцов демонстрируют ясную палеомагнитную запись (рис. 4б). Помимо низкотемпературной/низкокоэрцитивной вязкой компоненты присутствует единственная стабильная компонента, которая изолируется в интервалах 440–600°C и 20–110 мТл. Средние палеомагнитные направления по всем сайтам характеризуются юго-восточными склонениями и отрицательными наклонениями. При этом намагниченность терригенных отложений пресновской толщи (сайт 13-22), опробованных в 25 м от контакта субвулканических тел, соответствует прямой полярности (за исключением единственного образца), что

указывает на отсутствие регионального перемагничивания.

Магматические тела, опробованные в районе г. Вилючинска, крайне разнообразны по характеру палеомагнитной записи и рассчитанным палеомагнитным направлениям. Наиболее ясный палеомагнитный сигнал демонстрируют субвулканические тела базальтового состава (сайты 7-21, v3-23) (рис. 4е), худшее качество палеомагнитного сигнала наблюдается в силлах риолитового состава (сайты 6-21, v2-23). Кислые субвулканические тела из долины р. Паратунка (сайты 3-23, 4-23) также характеризуются шумной записью и нестабильностью при температурной чистке. Большая часть опробованных тел намагниченны в обратной полярности (риолиты из сайтов 6-21, v2-23, андезиты из сайтов 8-21, 10-21, 13-21, дайка базальтов в сайте v3-23). Прямую полярность демонстрируют кислые субвулканы из долины р. Паратунка (сайты 3-23, 4-23), дайка и лавовый поток андезитов (сайты 11-21, 12-21). Сайт 7-21 отличается от всех остальных аномальными палеомагнитными направлениями с северо-западными склонениями и наклонениями, близкими к нулю.

В районе полуострова Завойко в большинстве сайтов выделяется единственная стабильная компонента намагниченности, которая разблокируется в температурном интервале 400–600°C (редко до 640°C) и при полях 20–120 мТл (рис. 4д). Для четырех сайтов были рассчитаны средние палеомагнитные направления обратной полярности с юго-восточными склонениями (17.2-21, 18.1-21, 18.3-21, 21-21). В трех сайтах, представляющих долеритовые дайки, секущие более древние магматические тела (14-21, 17.1-21, 18.2-21), характеристическая компонента намагниченности имеет прямую полярность. Наконец, для двух сайтов, представленных телами базальтового и андезибазальтового состава (16-21, 27-21), средние направления являются аномальными и близки к таковым для вышеупомянутого сайта 7-21 в стратиграфической системе координат. Следует подчеркнуть, что долеритовые дайки 17.1-21 и 18.2-21, имеющие прямую полярность, прорывают обратно намагниченные массивы габброидов (сайты 17.2-21, 18.1-21, 18.3-21), что указывает на отсутствие регионального перемагничивания в данном районе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ распределения средних направлений по сайтам позволяет выделить среди всех объектов три дирекционные группы (рис. 5, табл. 1):

1) Группа направлений обратной полярности с юго-восточными склонениями. В эту группу входят средние направления по 21 сайту, представляющие магматические тела разного состава (от базальтов до риолитовых туфов) из различных районов.

2) Группа направлений прямой полярности с северными и северо-западными склонениями. Эту группу составляют 18 сайтов, также разного состава.

3) Группа из 3 сайтов, демонстрирующих нетипичные палеомагнитные направления для кайнозоя Камчатки. В стратиграфической системе координат направления тесно сгруппированы, характеризуются северо-западными склонениями и наклонениями, близкими к 0.

Из дальнейших расчетов были исключены терригенные породы пресновской толщи (сайт 13-22) из-за их эоценового возраста, гранодиориты из экзоконтакта базитовой дайки из-за малого количества образцов (сайт 23-22э), а также риолиты в районе г. Вилючинска (сайты 6-21, v2-23),

характеризующиеся шумным палеомагнитным сигналом, обилием вторичных магнитных минералов и слишком низкими наклонениями по сравнению с основной группой. Также были исключены сайты 4-23, 8.2-22 и 21-21, поскольку их палеомагнитные направления значительно отличались от всех остальных сайтов, возможно, из-за некорректного учета элементов залегания.

Палеомагнитные направления группы 1 (обратная полярность) характеризуются более высокой кучностью в стратиграфической системе координат, чем в географической ($K_s = 24.3$, $K_g = 13.7$; $\alpha_{95s} = 7.2^\circ$, $\alpha_{95g} = 9.7^\circ$). Это свидетельствует в пользу формирования большей части обратно намагниченных магматических тел до основной фазы деформаций. При этом максимальная кучность достигается при 102% распрямлении складки [Watson, Enkin, 1993].

Направления прямой полярности (группа 2), напротив, тесно сгруппированы в географической системе координат ($K_g = 65.3$, $K_s = 31.1$; $\alpha_{95g} = 4.8^\circ$, $\alpha_{95s} = 7.0^\circ$), образуя кластер преимущественно с северо-западными склонениями. Отметим, что к этой группе относится ряд базитовых даек из района полуострова Завойко, которые прорывают более древние магматические тела обратной полярности и, вероятно, являются

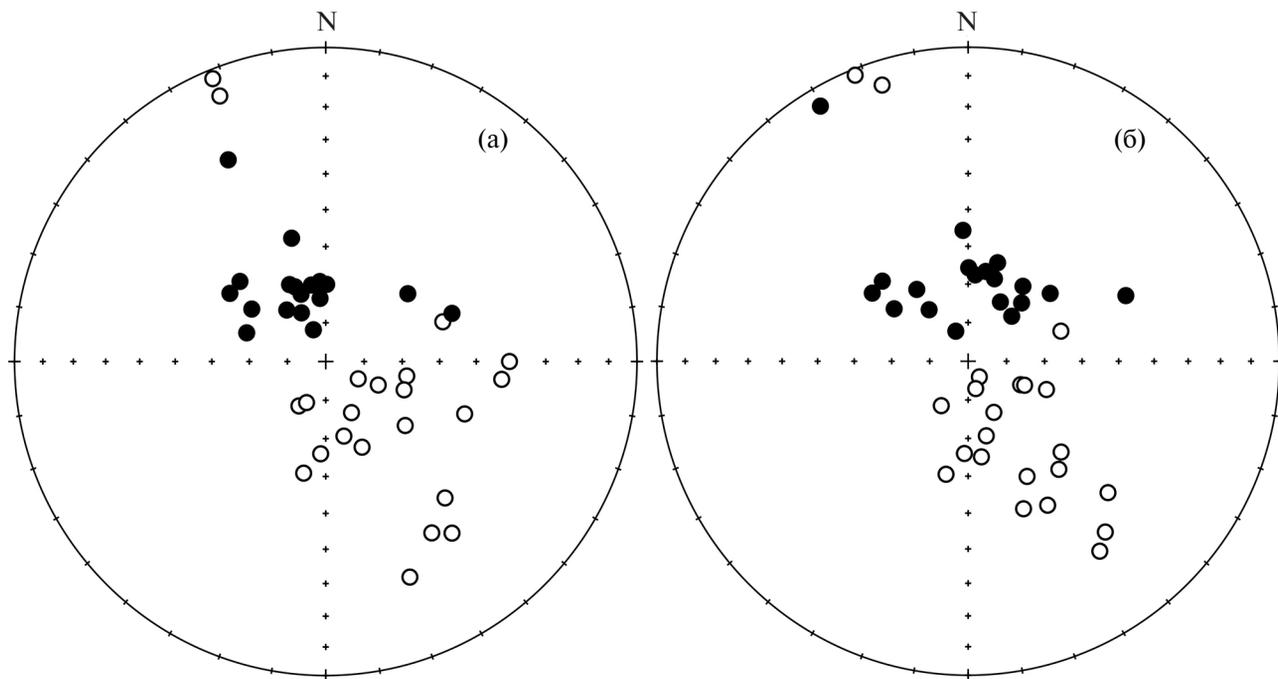


Рис. 5. Распределение средних палеомагнитных направлений по сайтам: (а) — географическая система координат; (б) — стратиграфическая система координат. Залитые кружки — прямая полярность, полые кружки — обратная полярность.

Таблица 1. Средние палеомагнитные направления по сайтам

Сайт	<i>N</i>	<i>Dg</i>	<i>Ig</i>	<i>Ds</i>	<i>Is</i>	<i>K</i>	α_{95}	Состав	Морфология тела	Район отбора	Координаты
1. Направления обратной полярности											
22.1-22	7	110.4	-68.1	110.4	-68.1	135.4	5.2	базальт	дайка	А	N52°26.191' E158°30.372'
23-22	5	114.9	-74.9	114.9	-74.9	224.8	5.1	базальт	дайка	А	N52.43556° E158.50486°
21-22	12	153.6	-74.9	153.6	-74.9	112.8	4.1	гранодиорит	массив	А	N52.41692° E158.45945°
10-21	9	129.1	-63.1	146	-84.8	59.2	6.7	андезит	дайка	В	N52.87120° E158.60281°
13-21	9	182.3	-65.7	182.3	-65.7	64.4	6.5	андезит	поток	В	N52.91267° E158.55848°
8-21	7	191.2	-60	191.2	-60	32.6	10.7	базальт	дайка	В	N52.87120° E158.60281°
v3-23	11	210.8	-76.3	210.8	-76.3	98.3	4.6	базальт	дайка	В	N52.86733° E158.58400°
6-21	9	158.6	-26.8	145.2	-26.8	14.5	14	риолит	силл	В	N52.82489° E158.59835°
v2-23	21	148.2	-35.6	133.2	-38.3	32.5	5.7	риолит	силл	В	N52.82497° E158.59792°
4-22	10	96.1	-42.6	140.6	-52.9	46.9	7.1	базальт	дайка	Вил	N52.63457° E158.41003°
3-22	22	110.9	-50.5	159.4	-48.1	87.9	3.3	граносиенит-порфир	дайка	Вил	N52.63518° E158.40365°
5-22	9	90.4	-41	134.4	-55.6	39.1	8.3	граносиенит-порфир	дайка	Вил	N52.63457° E158.41003°
18-22	8	166.4	-69.8	166.4	-69.8	88	5.9	риолитовый туф	покров	Вил	N52.64498° E158.54825°
18.1-21	5	138.8	-41.4	153.1	-55.9	31.8	13.8	габбро	массив	З	N52.95951° E158.64906°
18.3-21	3	138.7	-41.3	152.9	-55.8	77.2	14.1	габбро	массив	З	N52.95951° E158.64906°
21-21	5	204.6	-78	141.1	-30.5	33.1	13.5	габбро	массив	З	N52.91235° E158.68523°
17.2-21	7	143.6	-32.2	150.5	-45.9	16.7	15.2	долерит	массив	З	N52.95929° E158.64600°
14-22	13	71.9	-57.5	72.8	-64.5	59.8	5.4	андезибазальт	субвулкан	С	N52.78943° E158.57071°
15-22	9	100.8	-68.4	113.8	-73.9	556.7	2.2	андезибазальт	субвулкан	С	N52.78851° E158.57102°
16-22	14	157.1	-65.5	172.1	-64.6	242.3	2.6	андезибазальт	субвулкан	С	N52.77861° E158.61442°
17-22	16	119.4	-80.3	165	-82.4	229.6	2.4	андезибазальт	субвулкан	С	N52.77977° E158.61505°
	18	129.7	-64.8	150.1	-68	24.3	7.2	Среднее для группы 1 без исключенных направлений			
2. Направления прямой полярности											
19-22	12	322.6	73.2	322.6	73.2	104.4	4.3	гранодиорит	массив	А	N52.41623° E158.54909°
24-22	9	344.4	56.5	357.7	55.7	34.3	8.9	гранодиорит	массив	А	N52.45869° E158.49140°
23-22э	3	258.0	79.1	258.0	79.1	41.5	19.4	гранодиорит	экзоконтакт дайки	А	N52.43556° E158.50486°
20-22	10	337.5	81.6	337.5	81.6	153	3.9	монцодиорит	массив	А	N52.40504° E158.54683°

Окончание табл. 1

Сайт	<i>N</i>	Dg	Ig	Ds	Is	<i>K</i>	$\alpha 95$	Состав	Морфология тела	Район отбора	Координаты
22.2-22	9	305.1	66.3	305.1	66.3	84.6	5.6	монцодиорит	массив	А	N52°26.191' E158°30.372'
11-21	4	333.3	75.9	44.3	73.7	93.3	9.6	андезит	поток	В	N52.87120° E158.60281°
12-21	5	354.3	70.3	36.4	65.8	75	8.9	андезит	дайка	В	N52.87120° E158.60281°
2-22	21	312.8	59.2	312.8	59.2	171.6	2.4	риолит	дайка	Вил	N52.65224° E158.41232°
14-21	5	305.2	59.1	305.2	59.1	41.1	12.1	базальт	дайка	З	N52.95214° E158.65018°
17.1-21	6	334.6	67.9	28.8	72.5	79.6	7.6	долерит	дайка	З	N52.95929° E158.64600°
18.2-21	6	349.3	69.8	42.8	69.4	51.6	9.4	долерит	массив	З	N52.95951° E158.64906°
8.1-22	11	354.8	73.6	17.9	67.5	110.3	4.4	андезит	дайка	М	N52.22713° E158.39368°
8.2-22	10	69.3	54.3	67.6	44.4	40.5	7.7	андезит	субвулкан	М	N52.22713° E158.39368°
9-22	11	358.6	69.4	16.8	63.2	198.4	3.2	андезит	дайка	М	N52.23002° E158.40350°
10-22	16	339.7	71.4	4.7	67.5	130	3.2	андезит	дайка	М	N52.22989° E158.40409°
12-22	10	337.4	69	0.3	65.7	159.5	3.8	андезит	дайка	М	N52.22934° E158.40490°
3-23	11	289.8	68	324.2	67	34.6	7.9	риолит	дайка	П	N52.73838° E158.25307°
4-23	5	50.7	62.1	50.7	62.1	173.1	5.8	риолит	субвулкан	П	N52.81394° E158.21406°
13-22	12	355.7	69.2	11.2	66.2	20.4	9.8	песчаник	пресновская толща	С	N52.79012° E158.56942°
	15	330.3	70	354	70.8	65.3	4.8	Среднее для группы 2 без исключенных направлений			
1. Группа “аномальных” направлений											
7-21	16	334	29.3	329.7	6.6	104.4	3.6	базальт	субвулкан	В	N52.89639° E158.62985°
16-21	9	338	-10.1	342.5	-9	20.7	11.6	базальт	поток	З	N52.95446° E158.65054°
27-21	10	338.2	-2.6	338.2	-2.6	69.9	5.8	базальт	поток	З	N52.95012° E158.68228°
	3	336.8	5.4	336.8	-1.7	63.5	15.6	Среднее для группы 3			
	33			330.2	68.9	34.8	4.3	Среднее для групп 1 и 2			

Примечания: *N* — число образцов (полужирным шрифтом — количество сайтов); Dg(s)/Ig(s) — склонение/наклонение в географической (стратиграфической) системе координат; *K* — кучность; $\alpha 95$ — угол доверия (для средних направлений по группам 1 и 3 — в стратиграфической системе координат, для среднего по группе 2 — в географической системе координат). Районы отбора: А — бухта Русская, Ахомтенский массив, В — г. Вилючинск, Вил — бухта Вилючинская, З — полуостров Завойко, М — бухта Мутная, П — долина р. Паратунка, С — о. Старичков и устье р. Большой Вилюй.

ся самыми молодыми среди рассматриваемых в данной работе магматических комплексов. Этот факт указывает, что по крайней мере часть тел прямой полярности могла сформироваться после завершения основной фазы тектонической активности и не испытать значимых тектонических деформаций. Хотя нельзя полностью исключать возможности перемагничивания

отдельных тел, версия о вторичной природе постскладчатой намагниченности представляется маловероятной, так как в ряде случаев прямо намагниченные дайки (сайты 17.1-21 и 18.2-21) прорывают обратно намагниченные тела. Поскольку мы не можем со стопроцентной вероятностью разделить постскладчатые тела прямой полярности от доскладчатых, в дальнейших рас-

четах для тел прямой полярности используются палеомагнитные направления в географической системе координат.

Средние палеомагнитные направления для группы прямой полярности *in situ* и группы обратной полярности в стратиграфической системе координат (рис. 6а) антиподальны: $\gamma/\gamma_{cr} = 2.0^\circ/6.5^\circ$. Тест обращения по работе [McFadden, McElhinny, 1990] положителен и соответствует классу В. При этом средние направления, рассчитанные для обеих групп 1 и 2 в стратиграфической системе координат, не являются антиподальными: $\gamma/\gamma_{cr} = 7.9^\circ/7.5^\circ$. Это подтверждает нашу версию об использовании палеомагнитных направлений прямой полярности в географической системе координат.

Положительный результат теста обращения свидетельствует в пользу усреднения вековых вариаций геомагнитного поля и отсутствия значимого вклада вторичных компонент намагниченности, сформированных после рассматриваемых магматических тел.

Таким образом, аргументами в пользу первичности остаточной намагниченности для групп 1 и 2 являются:

- 1) положительный тест контакта для ряда объектов (см. раздел “палеомагнетизм”);
- 2) положительный тест складки для тел обратной полярности;
- 3) положительный тест обращения для средних направлений по группам 1 и 2;

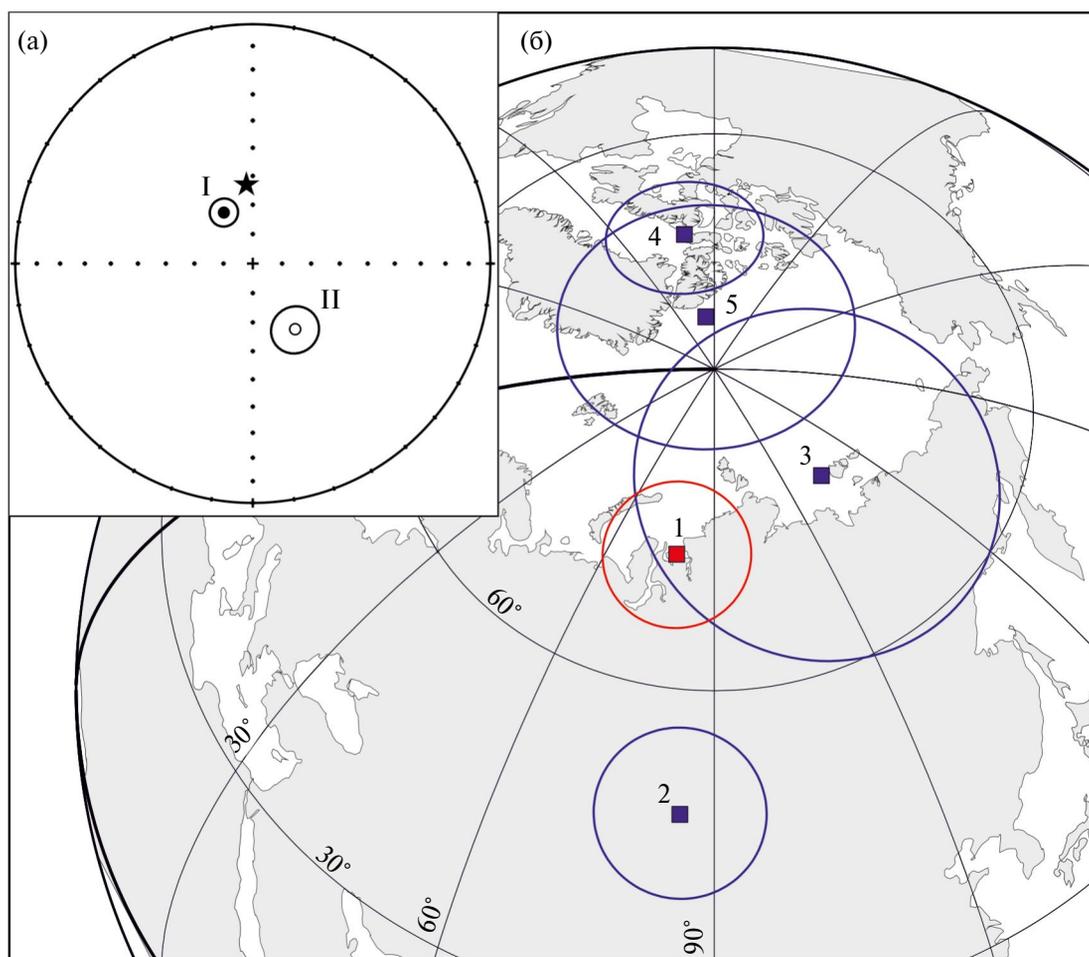


Рис. 6. (а) — Средние направления для дирекционных групп: I — прямая полярность, географическая система координат; II — обратная полярность, стратиграфическая система координат. Звездочкой показано направление современного геомагнитного поля; (б) — палеомагнитный полюс для миоцена южной Камчатки и его сопоставление с опубликованными данными. 1 — средний полюс для миоценовых вулканитов прибрежного комплекса (данная работа); 2–5 — результаты предшественников: 2 — эоцен, Кроноцкий террейн [Levashova et al., 2000]; 3 — эоцен-олигоцен, полуостров Ильпинский [Коваленко, 1992]; 4 — эоцен, Кроноцкий террейн [Pechersky et al., 1997]; 5 — олигоцен-миоцен, Западная Камчатка [Казанский и др., 2021].

4) присутствие первично-магматических магнитных минералов, которые могут сохранять термоостаточную намагниченность (см. раздел “Магнитная минералогия”).

При этом, хотя вышеперечисленные признаки указывают на отсутствие регионального перемагничивающего события, нельзя исключить вероятность того, что отдельные опробованные тела были перемагничены в ходе последующих магматических событий.

Что касается группы 3, то аномальные для кайнозой Камчатки палеомагнитные направления не удается объяснить локальным перемагничиванием или особенностями состава пород, поскольку в эту группу входят пространственно удаленные друг от друга сайты, представляющие тела разного состава и морфологии. Какие-либо очевидные особенности характера палеомагнитной записи или петромагнитных свойств, которые могли бы отличать эти сайты от сайтов с “нормальными” направлениями, также отсутствуют. На данный момент аномальные направления этой группы могут быть объяснены специфическим состоянием геомагнитного поля в момент формирования магматических тел (например, экскурсом) или некорректным учетом структурного положения тел. Одна из возможных интерпретаций — это вращение блоков в зонах разрывных нарушений вокруг горизонтальной оси, на что указывает вытянутость облака направлений вдоль дуги большого круга в географической системе координат (рис. 5а). Если учесть расположение сайтов группы 3 в пределах Малко-Петропавловской зоны дислокаций, такая версия имеет право на существование. В то же время отсутствие структурных свидетельств: разрывных нарушений соответствующей ориентировки, круто наклонного залегания вмещающих пород — не позволяет принять эту интерпретацию. Из дальнейших расчетов сайты группы 3 были исключены.

Расчитанные палеомагнитные направления показывают, что формирование магматических тел происходило в течение нескольких интервалов прямой и обратной полярности геомагнитного поля. Хотя определить точное количество этих интервалов не представляется возможным, скорее всего, их было не менее трех. На это указывают соотношения тел с разной полярностью: так, в пределах Ахотенского массива обратно

намагниченные дайки прорывают гранитоиды с прямой полярностью, в то время как в районе полуострова Завойко, наоборот, прямо намагниченные базитовые дайки прорывают более древние интрузивы с обратной полярностью.

Для расчета среднего полюса, характеризующего миоценовые вулканы южной Камчатки, использовались данные по 15 сайтам прямой полярности (в географической системе координат) и 18 сайтам обратной полярности (в стратиграфической системе координат). Помимо аномальных направлений группы 3, из итогового расчета был исключен ряд сайтов прямой и обратной полярности, указанных выше.

Средний палеомагнитный полюс, рассчитанный по 33 сайтам, имеет координаты $Plat = 72.0^\circ$, $Plong = 79.0^\circ$, $A95 = 6.7^\circ$. Усреднение вековых вариаций геомагнитного поля, записанных в опробованных телах, обеспечивается: (1) охваченным возрастным диапазоном в 5.9 млн лет, согласно изотопным К–Аг датировкам; (2) присутствием направлений намагниченности, соответствующих полярностям разного знака, и положительным тестом обращения; (3) отсутствием аномально тесной группировки палеомагнитных направлений (кучность для среднего направления по использованным 33 сайтам — 34.8), которая могла бы указывать на сверхбыстрое в геологическом смысле формирование магматических тел (см., например, работы [Konstantinov et al., 2014; Latyshev et al., 2018]).

Расчитанный палеомагнитный полюс соответствует палеошироте 52.3° , что сопоставимо с современной широтой опробованных магматических образований (52.2° – 53.0°). Это указывает на отсутствие значимых широтных перемещений южной Камчатки после формирования прибрежного комплекса, то есть после раннего миоцена.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный для прибрежного вулканического комплекса, значительно отличается от опубликованных полюсов по эоцену–олигоцену Камчатки и юга Корякии [Коваленко, 1992; Pechersky et al., 1997; Levashova et al., 2000], что является ожидаемым из-за существенно более древних возрастов цитируемых полюсов (рис. 6б, табл. 2). Наиболее близким к полученному нами полюсу является полюс для эоцен-олигоценных образований Ильпинского полуострова [Коваленко, 1992], принадлежащих

Таблица 2. Палеомагнитные полюсы для палеоген-неогеновых образований Камчатки и южной Корьякии

Объект	Возраст, млн лет	<i>N</i>	Plong, °	Plat, °	A95°	Палеоширота, °	γ/γ_{cr} , °	Источник
п-ов Камчатский мыс, Кроноцкий террейн	46–43	54	280.1	74.5	7.1	47	32.7/7.3	Pechersky et al., 1997
п-ов Кроноцкий, Кроноцкий террейн	42–38	8	85.3	48.8	7.8	45.1	23.1/7.5	Levashova et al., 2000
п-ов Ильпинский, Ачайваям-Валагинская дуга	39–29	40	113.9	68.8	12.8	67	10.8/10.1	Коваленко, 1992
Бухта Квачина, Западная Камчатка	38–23	93	277.8	84.4	13.5	54.6	22.9/9.4	Казанский и др., 2021
Прибрежный комплекс, Южная Камчатка	19–13	33	79	72	6.7	52.3		Эта работа

Примечания: *N* — количество образцов или сайтов; Plat/Plong — широта/долгота палеомагнитного полюса; A95 — радиус круга доверия; γ/γ_{cr} — угловая разница с полюсом для прибрежного комплекса/критический угол

в тектоническом отношении к Ачайваям-Валагинской островной дуге [Шапиро, 1995; Levashova et al., 2000] либо Южно-Корякскому островодужному сегменту [Коваленко, 2003]. Тем не менее и этот полюс статистически отличается от рассчитанного нами: $\gamma/\gamma_{cr} = 10.8^\circ/10.1^\circ$.

Бликий по возрасту полюс, рассчитанный по олигоцен-миоценовым осадочным толщам западной Камчатки [Казанский и др., 2021], также значительно отличается от полюса прибрежного комплекса: $\gamma/\gamma_{cr} = 22.9^\circ/9.4^\circ$, несмотря на близкие оценки палеоширот соответствующих блоков. Это может свидетельствовать об относительном вращении блоков в пределах Камчатки после формирования вулканитов прибрежного комплекса.

Таким образом, палеомагнитные данные показывают, что комплексы южной Камчатки не испытывали существенных широтных перемещений после формирования вулканитов прибрежного комплекса, т.е. после раннего миоцена. Это совместимо с моделью, предусматривающей образование прибрежного комплекса на континентальной коре Олюторско-Камчатской складчатой системы, а не в пределах самостоятельного “экзотического” террейна (например, Кроноцкого блока). Структурно-геологические данные также подтверждают эту идею. В области распространения прибрежного комплекса фик-

сируются в основном блоковые деформации, приведшие к формированию полого-складчатой структуры, в отличие от близлежащих образований Кроноцкого террейна в районе мыса Шипунский, которые претерпели более интенсивные дислокации во время коллизии и характеризуются более сложной складчато-покровной структурой [Цуканов и др., 2022].

Присутствие интрузивных тел с постскладчатой намагниченностью (группа 2 прямой полярности) вступает в некоторое противоречие с раннемиоценовыми датировками прибрежного комплекса, поскольку возраст основной фазы деформаций, связанных с аккрецией Кроноцкого террейна, большинством авторов оценивается как 10–5 млн лет [Levashova et al., 2000; Соловьев, 2008; Шапиро, Соловьев, 2009]. Этот факт может объясняться более древним возрастом деформаций на южной Камчатке по сравнению с северной либо тем, что в составе миоценового прибрежного комплекса нами могли быть опробованы более молодые магматические тела. Такими телами потенциально являются, например, прямо намагниченные базитовые дайки в районе г. Вилучинска и полуострова Завойко, секущие более древние массивы магматических пород. Эти дайки пространственно приурочены к Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций и могут быть генетически связаны

с широко проявленным в данной зоне плейстоцен-голоценовым моногенным вулканизмом [Bergal-Kuvikas et al., 2022].

ВЫВОДЫ

1. Формирование большей части опробованных тел прибрежного комплекса происходило до основной фазы тектонических деформаций, вероятно, связанных с аккрецией Кроноцкого террейна. При этом часть интрузивных тел содержат постскладчатую остаточную намагниченность и, возможно, представляют собой продукты более молодых эпизодов магматизма.

2. По 33 сайтам прямой и обратной полярности был рассчитан палеомагнитный полюс для миоцена южной Камчатки, который статистически значимо отличается от всех опубликованных кайнозойских полюсов по близлежащим регионам.

3. Палеомагнитные данные указывают на формирование вулканитов прибрежного комплекса на палеошироте, близкой к современному положению (52.3°), и свидетельствуют в пользу заложения миоценового надсубдукционного вулканического пояса на более древнем складчатом основании Олюторско-Камчатской складчатой системы, а не в пределах отдельного экзотического блока.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-77-10019, <https://rscf.ru/project/22-77-10019/>.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Т.Э. Багдасарян и А.В. Чистяковой за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований, выражают благодарность Д.В. Ластовецкому и А.Н. Рогозину за помощь в организации полевых выездов к обнажениям Тихоокеанского побережья южной Камчатки, а также рецензентам за ценные комментарии и замечания, которые позволили существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко, Г.П., Палуева, А.А., Хлебородова, О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. № 14 (3). С. 248–265.

Бергаль-Кувикас О.В., Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А. Экспедиция по изучению миоценовых маг-

матических пород Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2022 № 4. С. 123–129.

Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С. 72–85.

Гапеев А.К., Цельмович В.А. Стадии окисления титаномагнетитовых зерен в изверженных породах // Деп. ВИНТИ N1331-B89. М. 1989.

Казанский А.Ю., Водовозов В.Ю., Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б., Трубихин В.М. Магнитостратиграфия опорного разреза морского кайнозоя Западной Камчатки (бухта Квачина) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. № 29–1. С. 99–115.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир. 2003. 256 с.

Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 48–73.

Никишин А.М., Гревцев А.В., Малышев Н.А. История формирования осадочных бассейнов морей Дальнего Востока и Восточной Арктики. Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 85–88.

Сляднев Б.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N57 — Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. 2006. 376 с.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292–1302.

Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука. 2008. Тр. ГИН. Вып. 577. 319 с.

Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 3–15.

Цуканов Н.В., Луцицкая М.В., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Соловьев А.В., Hourigan J.K. Габбро-гранодиоритовый магматический комплекс Кроноцкой палеодуги (восточная Камчатка): возраст, состав и тектоническое положение // Геотектоника. 2022. № 5. С. 50–75.

Шапиро М.Н. Позднемиоценовая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С. 58–70.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.

Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра. 1989. 207 с.

- Шеймович В.С.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (Мутновская сопка). Объяснительная записка. М., 2000. 302 с.
- Bazhenov M.L., Zharov A.E., Levashova N.M., Kodama K., Bragin N.Y., Fedorov P.I.*, et al. Paleomagnetism of a Late Cretaceous island arc complex from South Sakhalin, East Asia: Convergent boundaries far away from the Asian continental margin? // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V.106 (B9). P. 19,193–19,205.
- Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Y., Perepelov A., Khubaeva O.* Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka: Geochemical features and genesis // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179 (11). P. 3989–4011.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. P. 260–267.
- Debiche M.G., Watson G.S.* Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism. // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B12. P. 24,405–24,430 (92JB01318).
- 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.* 2002. V. 107. P. 1–22.
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.
- Fisher R. Dispersion on a sphere // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*. 1953. V. 217 (1130). P. 295–305.
- Haggerty S.E.* Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. *Oxide Minerals: Reviews in Mineralogy / Rumble D.* (ed.). 1976. № 3. P. 1–98.
- Kirschvink J.L.* The leastsquare line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D.* Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo-Triassic crisis of biosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.029>.
- Lander A.V., Shapiro M.N.* The origin of the modern Kamchatka subduction zone / *J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J. Lees* (eds.). *Volcanism and tectonics of the Kamchatka Peninsula and adjacent arcs: Geophysical monograph series*. 2007. V. 172. P. 57–64.
- Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V.* Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics*. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.035>
- Latyshev A., Krivolutskaya N., Ulyakhina P., Fetisova A., Veselovskiy R., Pasenko A., Khotylev A., Anosova M.* Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions of the Norilsk region (the Siberian platform, Russia): Implications for the timing and correlation of magmatic events, and magmatic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 217. P. 104858. DOI: 10.1016/j.jseaes.2021.104858
- Latyshev A., Radko V., Veselovskiy R., Fetisova A., Krivolutskaya N., Fursova S.* Reconstruction of the Magma Transport Patterns in the Permian-Triassic Siberian Traps from the Northwestern Siberian Platform on the Basis of Anisotropy of Magnetic Susceptibility Data // *Minerals*. 2023. V.13. P.446. <https://doi.org/10.3390/min13030446>
- Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L.* Late Cretaceous paleomagnetic data from the Median Range of Kamchatka, Russia: tectonic implications // *Earth and planetary science letters*. 1998. V. 163 (1–4). P. 235–246.
- Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. V. 19 (5). P. 834–851.
- Liu Q., Deng C., Yu Y., Torrent J., Jackson M.J., Banerjee S.K., Zhu R.* Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 161 (1). P. 102–112. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x
- McEnroe S.A.* North America during the Lower Cretaceous: new palaeomagnetic constraints from intrusions in New England // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 126. P. 417–494.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V.* Paleomagnetism of Palaeogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // *Tectonophysics*. 1997. V. 273. P. 219–237.
- Vaes B., van Hinsbergen D. J. J., Boschman L. M.* Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 1367–1413.
- Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V.* Shared research facilities “Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V.13 (2). P. 579. doi:10.5800/GT-2022-13-2-0579
- Watson G., Enkin R.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20 (19). P. 2135–2137. 1993. DOI:10.1029/93gl01901
- Zijderveld J.D.A.* AC demagnetization of rocks: Analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism*. 1967. <https://doi.org/10.1016/j.neuroscience.2010.03.066>
- Zonenshain L.P., Kuzmin, M.I., and Natapov L.M.* Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis. *Geodynamics Series*. AGU, Washington, D.C. 1990. V. 21. 242 p.

Paleomagnetism of the Miocene Magmatic Rocks of the Southern Kamchatka

A. V. Latyshev^{a, b, c, *}, M. B. Anosova^{b, c}, E. A. Latanova^{b, d}, and O. V. Bergal-Kuvikas^{c, e}

^a*Faculty of Geology, Department of Regional Geology and History of the Earth,
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the Russian Academy Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

^d*National University of Science and Technology MISIS, Laboratory of Structural and Thermal Methods
of Materials Research, Moscow, Russia*

^e*Vitus Bering Kamchatka State University, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

**e-mail: anton.latyshev@gmail.com*

Received March 26, 2024; revised August 28, 2024; accepted August 27, 2024

Abstract — Reconstruction of the tectonic evolution of Kamchatka is extremely important for understanding the formation mechanisms of folded belts and development of subduction systems. In this context, obtaining reliable paleomagnetic data from poorly studied segments of the Koryak-Kamchatka folded region, such as southern Kamchatka, is essential. This paper presents the first paleomagnetic data from the Miocene magmatic rock bodies of the Pribrezhny complex, which is widespread along the Pacific coast of southern Kamchatka. Based on 33 sites, the paleomagnetic pole for the Miocene of the southern Kamchatka was calculated, which is statistically significantly different from all published Cenozoic poles for nearby regions. The new data suggest that Miocene volcanic rocks formed at a paleolatitude close to their current position (52.3°), and indicate the origin of the Miocene supra-subduction volcanic belt on the more ancient base of the Olyutor-Kamchatka folded system, and not within a separate exotic block. It is shown that most of the sampled volcanics were formed before the main phase of tectonic deformations, but at least some of the studied bodies of normal polarity contain post-folding magnetization and may represent products of younger magmatic episodes.

Keywords: paleomagnetism, magnetic properties, Kamchatka, the Miocene, supra-subduction volcanism, tectonics, Pribrezhny volcanic complex