

**ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МАФИТОВЫХ ДАЕК СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА  
(ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

**А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>, С.А. Касаткин<sup>3</sup>, М.В. Архипов<sup>1</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>, Н.С. Коновалова<sup>1</sup>,  
Ш. Ото<sup>4</sup>, К.В. Образцов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: alexei\_didenko@mail.ru

<sup>2</sup>ФГБОУВО Тихоокеанский государственный университет, ул. Тихоокеанская 136, г. Хабаровск, 680035

<sup>3</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,  
690022

<sup>4</sup>Высшая школа науки и техники Университета г. Тояма, Япония (Graduate School of Science and Engineering,  
University of Toyama, Japan)

Поступила в редакцию 10 декабря 2021 г.

В работе представлены результаты петромагнитного и палеомагнитного изучения пород мафитовых даек Сергеевского террейна, внедрившихся в породы фундамента и широко распространенных в береговых обнажениях восточной части залива Петра Великого Японского моря между бухтами Анна и Прибойная на юге Приморского края. Структурные данные позволяют заключить, что внедрения даек как восточного (бухта Средняя–бухта Прибойная), так и западного (район бухты Анна–мыс Де Ливрона) кластеров происходили из магматических подводящих каналов одного простириания. Породы даек претерпели существенные вторичные преобразования. Выявленный инвертированный тип магнитной текстуры в исследованных дайках обязан высокотемпературному распаду и грануляции первичных титаномагнетитов при постмагматических деформациях и метаморфизме, следы которых отчетливо видны при микроскопическом и микронзондовом изучении продуктов вторичных изменений. Все это свидетельствует о существенном вторичном изменении пород даек после их внедрения – это вторичный прогрев даек выше температуры 600 °С, то есть выше точки Кюри магнетита (578 °С). Природа выделенной высокотемпературной компоненты NRM даек не первичная, а вторичная – метахронная. Оценка времени метаморфического события, приведшего к перемагничиванию мафитовых даек Сергеевского террейна, по палеомагнитным данным составляет около 250 млн лет назад. Расчетная палеоширота Сергеевского террейна на момент приобретения метахронной компоненты естественной остаточной намагниченности базитовыми дайками ( $21.8 \pm 4.2^\circ$  северной широты) согласуется с палеоширотами северо-восточного края Северо-Китайского кратона на рубеже поздняя пермь–ранний триас.

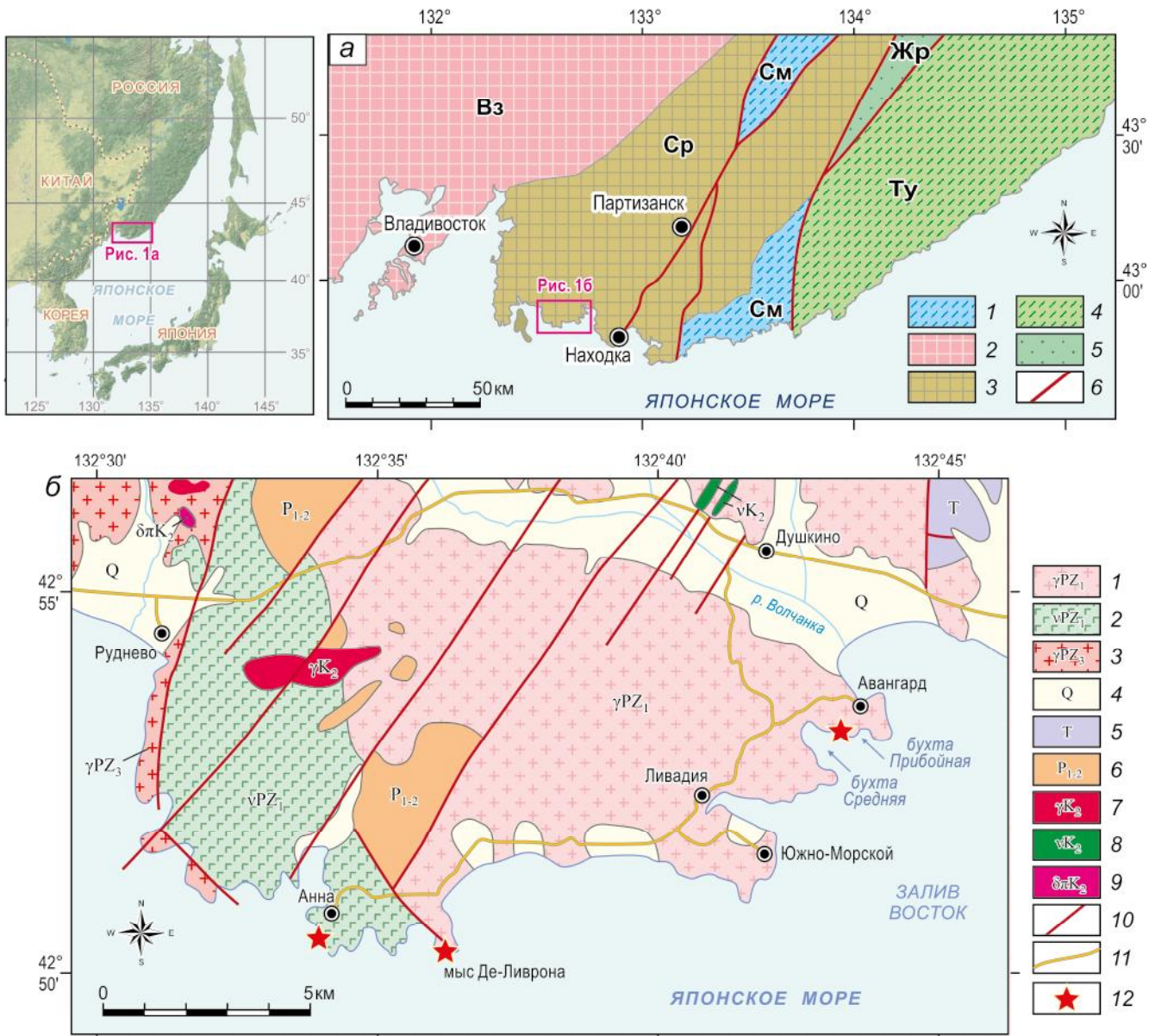
**Ключевые слова:** дайки, петромагнетизм, палеомагнетизм, метахронная намагниченность, палеоширота, Сергеевский террейн, Сихотэ-Алинский орогенный пояс.

**ВВЕДЕНИЕ**

Многие исследователи при построении палеотектонических реконструкций Сихотэ-Алинского орогенного пояса (рис. 1) отмечали неудовлетворительное положение с палеомагнитными данными для палеозойских и мезозойских пород пояса как в количественном, так и в качественном аспектах [2, 3, 11]. И если для мелового периода эта проблема стоит уже не так остро, так как получен ряд надежных палеомагнитных определений [1, 7, 12], то для раннего

мезозоя и палеозоя проблема остается нерешенной. Не исключением в этом отношении являются и породы самого южного террейна пояса – Сергеевского (рис. 1, а), который определяется как фрагмент палеозойской пассивной окраины, включенный в структуру юрской аккреционной призмы и испытавший вместе с ней син- и постаккреционные преобразования [2, 4].

Имеющиеся палеомагнитные данные по Сергеевскому террейну весьма ограничены по возрасту – имеются пять определений Ю.С. Бретштейна



**Рис. 1.** Положение изученных даек на геологической карте.

*a* – Тектоническая схема террейнов южной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Террейны: юрской аккреционной призм: 1 – Самаркинский (См); раннепалеозойской пассивной континентальной окраины: 2 – Вознесенский (Вз), 3 – Сергеевский (Ср); раннемеловой аккреционной призм: 4 – Таухинский (Ту); раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна: 5 – Журавлево-Амурский (Жр); 6 – разломы.

*б* – Геологическая карта южного побережья Приморья, по [4]. Фундамент: 1 – ордовикские гранитоиды тафуинского и таудеминского комплексов; 2 – кембрийские габбро-гнейсы и диорит-гнейсы сергеевского комплекса, содержащие ксенолиты (до нескольких сот метров в поперечнике) протерозойских кристаллических сланцев и амфиболов; 3 – петушковский комплекс плагиогранит-гранитовый позднепалеозойский. Чехол: 4 – четвертичные галечники, валунники, пески и суглинки аллювия и морского побережья; 5 – триасовые алевролиты, реже песчаники, в основании пачка конгломератов и песчаников; 6 – нижне-верхнепермские песчаники, алевролиты, реже гравелиты и конгломераты (абресская свита). Позднемеловые интрузии: 7 – граниты; 8 – габбро, габбродиабазы, диабазы; 9 – микродиориты, диоритовые порфириды, андезиты. Прочие обозначения: 10 – разломы; 11 – автомобильные дороги; 12 – точки наблюдения.

и А.В. Климовой только для кембрийских пород, и только для двух из них имеется положительный тест складки [2; табл. 4.7]. Более того, анализ этих палеомагнитных направлений показывает, что между ними имеется внутренняя несогласованность. Так по породам объектов «Ястребовка» [2; определение № 60, табл. 4.7] и «Орел» [2; определение № 61, табл. 4.7], разница в координатах которых составляет всего лишь  $0.2^\circ$  по долготе, склонения (Dec) и наклонения (Inc) доскладчатой компоненты характеристической намагниченности этих объектов составляют  $150.1^\circ$ ,  $+26.6^\circ$  и  $318.1^\circ$ ,  $+28.8^\circ$ , соответственно. Наличие идентичных, с учетом овалов доверия вокруг средних, положительных наклонений в обоих случаях при разнице в склонениях на  $168^\circ$  можно объяснить либо поворотом одного объекта относительно другого на этот же угол после образования этой компоненты, либо существенным различием в возрасте пород этих объектов и приобретением характеристических намагниченностей по разные стороны от экватора. Оба эти варианта, полагаем, весьма искусственны. Более того, для объекта «Екатериновка» [2; определение № 63, табл. 4.7], располагающегося рядом с объектами «Ястребовка» и «Орел», выделена только послескладчатая компонента намагниченности с Dec =  $322.0^\circ$  и Inc =  $21.2^\circ$ , направление которой практически идентично, с учетом овалов доверия вокруг средних, направлению доскладчатой компоненты характеристической намагниченности объекта «Орел». Объяснить подобное сходство направлений доскладчатой и послескладчатой компонент намагниченности пород одновозрастных объектов, находящихся рядом, весьма сложно.

Как указано [2, 3, 14 и др.], на основе геологоструктурных и биостратиграфических данных для Сергеевского террейна было установлено, что «В меловое время террейн испытал цикл весьма интенсивных деформаций при формировании Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса в обстановке сжатия с юга и юго-востока, со стороны прилегающей к Евразии океанической плиты Изанаги. В частности, в раннем мелу доминировала обстановка скольжения вдоль границ континентальной и океанической плит, сопровождающаяся формированием в континентальной части левосдвиговой системы разломов Тан-Лу. Сергеевский террейн испытал при этом значительные (не менее чем на  $15^\circ$ ) перемещения с юга на север» [4, стр. 1]. Поэтому для получения палеомагнитных свидетельств о первоначальном положении террейна необходимо изучить геологический объект с заведомо более древним возрастом по отношению ко времени трансляции террейна с юга на север.

Таковыми объектами могут являться интрузивные тела в виде даек, внедрившиеся в породы фундамента Сергеевского террейна – гранитоиды тафуинского и метагаббро-метадиориты сергеевского комплексов. Изучение одиночных даек и дайковых роев занимает особое место при палеомагнитных исследованиях, так как они обладают рядом свойств, определяющих: 1) высокую палеомагнитную стабильность эндоконтактовых пород даек; 2) возможность применения структурного контроля для определения первичности залегания дайковых тел; 3) возможность восстановления направления течения магмы в дайках на основе изучения полного тензора начальной магнитной восприимчивости их пород; 4) возможность получения надежного геохронологического возраста с минимальной ошибкой. Эти и некоторые другие свойства даек могут, в случае отсутствия существенных вторичных изменений (!), положительно влиять на однозначность интерпретации палеомагнитных результатов, полученных по этим объектам.

Поэтому объектом для палеомагнитного изучения Сергеевского террейна нами были выбраны мафитовые дайки, внедрившиеся в породы фундамента и широко распространенные в береговых обнажениях от бухты Анна до бухты Прибойная (рис. 1, б).

#### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА РАБОТ, ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ И ОБЩАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ДАЕК

##### Общая геологическая характеристика

Сергеевский террейн является самым древним блоком, входящим в структуру собственно Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, и представляет собой «аллохтонную пластину, включенную в структуру Самаркинской аккреционной призмы» [2, 3, 8]. Фундамент Сергеевского террейна на исследованной нами территории от бухты Анна до бухты Прибойная (рис. 1, б) сложен двумя раннепалеозойскими интрузивными комплексами – сергеевский на западе и тафуинский на востоке. Сергеевский комплекс представлен в основном разгнейсованными кембрийскими метагабброидами и метадиоритами, для которых свойственна характерная полосчатая текстура, обусловленная вариациями количеств плагиоклаза и амфибола. Метагабброиды и метадиориты представлены приблизительно в равном соотношении. По данным [8], возраст габброидов и их метаморфизма составляет  $517 \pm 2$  и  $483 \pm 5$  млн лет, соответственно. Тафуинский комплекс представлен в основном крупно-среднезернистыми гранитоидами, которые прорывают породы сергеевского комплекса и содержат ксеноблоки последнего. По данным [8], возраст

гранитоидов и их метаморфизма составляет  $513 \pm 4$  и 492–473 млн лет, соответственно.

Чехол Сергеевского террейна представлен двумя сериями (?), описание дается по [4]. Первая – сложена осадочными породами путятинской свиты среднего девона (фрагментарно), нижнепермскими андезитовыми лавами и туфами (дунайская свита), ниже- и верхнепермскими осадочными породами (абрекская и поспеловская свиты), широким спектром осадочных и вулканических пород с возрастом от триаса до раннего мела. Все породы серии сильно деформированы и смяты в складки, с разрывом и угловым несогласием перекрыты раннемеловыми угленосными толщами. Вторая – выполнена ниже-верхнемеловыми песчаниками и алевролитами коркинской серии, которая с разрывом и угловым несогласием перекрывается позднемеловыми надсубдукционными вулканитами Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса. Завершающим штрихом в формировании структуры района являются излияния миоцен-плиоценовых внутриплитных платобазальтов. Среди син- и постаккреционных интрузий встречаются: а) раннемеловые граниты; б) ранне-позднемеловые габбро, диабазы, диориты и диоритовые порфириты; в) позднемеловые гранитоиды; г) палеоценовые граносиениты.

Породы сергеевского и тафуинского комплексов, путятинской свиты, все не моложе девона, прорваны многочисленными дайками базитового состава, которых, по данным [8, 28], здесь более 30-ти. Дайки преимущественно сложены мелко- и тонкозернистыми разновидностями в разной степени измененных долеритов. В центральных частях некоторых тел порода раскристаллизована до среднезернистого габбро. В абсолютном большинстве случаев породы подверглись интенсивным средне- и низкотемпературным вторичным преобразованиям, выражающимся в развитии амфибола, биотита, хлорита, эпидота, альбита и кальцита.

По химическому составу выделяется три группы даек (описание дается по [8]): 1) высокомагнезиальные низко-умереннотитанистые; 2) умеренномагнезиальные, умеренно-высокотитанистые; 3) низкомагнезиальные, низкотитанистые. Наиболее распространены дайки первой группы, обнаруженные в гранитоидах и габброидах от залива Восток до бухты Анна. Дайки не обнаружены в верхнепермских отложениях, что может быть косвенным свидетельством их допозднепермского возраста. Все проанализированные образцы базитовых даек характеризуются отчетливо выраженными надсубдукционными характеристиками.

В недавно опубликованной работе [28] по поводу возраста и генезиса даек Сергеевского террейна

представлена несколько иная точка зрения. На основе изучения геохимии и геохронологии более чем 30 мафических даек, они сгруппированы в две геохимически различные группы: 1) дайки группы «А», выполненные палеогеновыми и раннемеловыми адакитовыми и мафическими породами; 2) дайки группы «В», выполненные пермско-триасовыми габбродолеритами с высоким содержанием магния и алюминия. Генезис первой группы авторы этой работы объясняют «убывающей активностью плюма, связанной с углублением и ускорением субдукции», второй – с «примитивными расплавами мантийного клина в условиях субдукции под малым углом в сочетании с глубоким мантийным плюмом».

### Структурная характеристика исследованных даек

Как было указано во Введении, для палеомагнитного изучения нами были отобраны ориентированные образцы из 10 даек в береговых обнажениях в районе бухта Анна–мыс Де Ливрона (западный кластер) и бухта Средняя–бухта Прибойная (восточный кластер), расстояние между этими двумя кластерами составляет немногим более 10 км (рис. 1, б). Мощность даек и их залегание существенно различаются (табл. 1): 1) мощность варьируется от 20 см до более чем 2.5 м; 2) залегание контактов даек – от практически вертикального до весьма пологого (угол падения контактов  $\sim 20^\circ$ ). Из изученных 10 даек только две субвертикальные, они же имеют самую большую мощность. Первая – это дайка № D20/06 на мысе Де Ливрона (рис. 2, а), сложенная долеритами, вторая № D20/10 – в бухте Средняя, сложенная тонкозернистыми измененными долеритами (рис. 2, в). Залегание остальных 8 даек существенно отличается от вертикального (табл. 1). В качестве примеров приведены фотографии двух из них – одна дайка № D20/05 среднезернистых диабазов из бухты Анна (рис. 2, б), вторая дайка № D20/07 тонкозернистых диабазов из бухты Прибойная (рис. 2, г).

Анализ распределения плоскостей контактов изученных даек и нормалей к ним показал определенную согласованность в их залегании. Так распределение нормалей к плоскостям невертикальных даек двух кластеров можно аппроксимировать двумя различными плоскостями со своими полюсами (рис. 2, д). Все 4 нормали к контактам невертикальных даек западного кластера «лежат» в единой плоскости ЮЗ-СВ простирания (линия I на рис. 2, д), полюс которой имеет координаты  $Dec = 326^\circ$  и  $Inc = 13^\circ$ . Все 4 нормали к контактам невертикальных наклонных даек восточного кластера ориентированы также в единой плоскости, широтного простирания (линия II на рис. 2, д), полюс

Таблица 1. Координаты, структурные характеристики изученных даек и количество отобранных ориентированных образцов.

номер точки отбора	место отбора	широта, °	долгота, °	азимут падения контакта, °	угол падения контакта, °	мощность дайки, м	количество ориентированных образцов
D20/02	б. Анна	42.84327	132.56821	252	37	0.65	6
D20/03	б. Анна	42.84327	132.56822	15	19	0.20	3
D20/04	б. Анна	42.84356	132.56889	319	17	0.45	3
D20/05	б. Анна	42.84423	132.56680	20	20	0.75	7
D20/06	м. Де Ливрона	42.83885	132.60333	355	89	2.90	16
D20/09	б. Средняя	42.88733	132.71579	289	65	2.00	6
D20/10	б. Средняя	42.88720	132.71608	199	86	> 2.50	8
D20/01	б. Прибойная	42.88578	132.72473	350	40	0.50	7
D20/07	б. Прибойная	42.88597	132.72520	335	30	1.25	9
D20/08	б. Прибойная	42.88633	132.72542	307	45	> 2.00	8

которой имеет координаты  $Dec = 358^\circ$  и  $Inc = 34^\circ$ . Совмещение полюсов к плоскостям нормалей этих двух кластеров (поворот полюса восточного кластера против часовой стрелки до полюса западного) приводит к полному(!) совмещению плоскостей нормалей. Этот же поворот ( $\sim 32^\circ$ ) приводит к очень близкому совмещению и полюса нормали контакта вертикальной дайки № D20/10 из восточного кластера к полюсу нормали контакта вертикальной дайки № D20/06 из западного кластера.

Структурные данные (табл. 1, рис. 2, д) позволяют заключить, что внедрения даек как восточного, так и западного кластеров происходили из магматических подводных каналов одного простирания – субширотного в современных координатах, располагавшихся друг от друга на расстоянии 10 км. Модель выведения мафитов дайкового комплекса на юге Сергеевского террейна можно представить следующим образом (рис. 2, е): вертикальные дайки D20/06 и D20/10 являются подводными каналами для неvertикальных наклонных и субгоризонтальных даек (силлов) западного и восточного кластеров, соответственно.

#### Краткая химическая характеристика пород исследованных даек

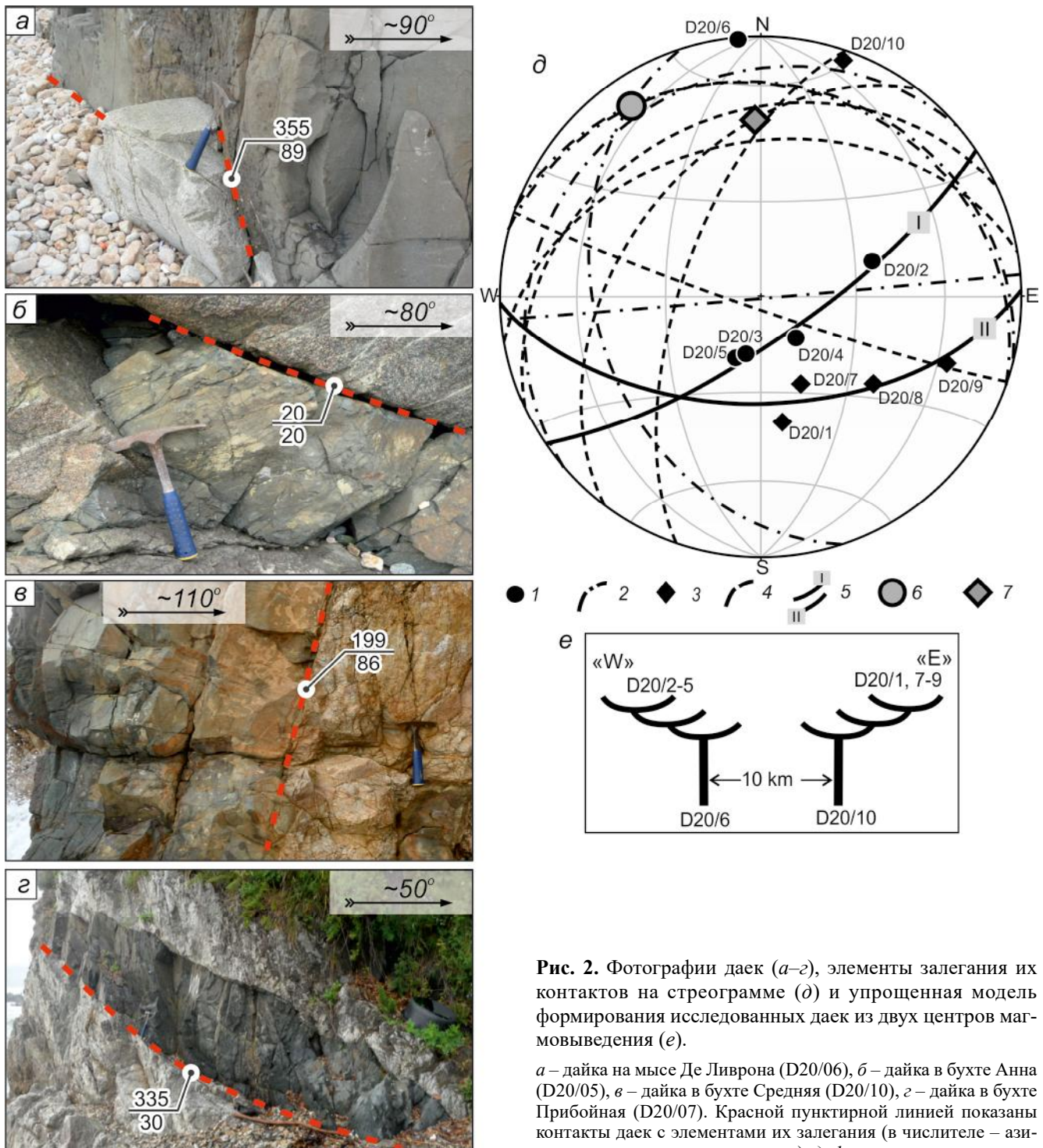
Выше было отмечено, что на возраст и генезис пород даек Сергеевского террейна в береговых обнажениях существуют альтернативные точки зрения. Хотя это не является основной задачей настоящей работы, полагаем, что необходимо представить данные по химическому составу пород исследованных нами даек (Приложение 1)\* для косвенного определения их возраста, так как наши попытки определить возраст даек Ar-Ar методом не увенчались успехом.

На TAS-диаграмме [26] фигуративные точки всех проанализированных в настоящей работе образцов (по 12 из каждого кластера) лежат в полях основ-

ных и средних пород, но по сумме щелочей они существенно различаются (рис. 3, а). Большинство фигуративных точек анализов образцов западного кластера лежат в области трахибазальтов и трахиандезитбазальтов, тогда как фигуративные точки анализов образцов восточного кластера лежат в области базальтов и андезитбазальтов под дискриминантной линией, разделяющей щелочные и субщелочные-толеитовые серии. Содержание  $SiO_2$  в образцах исследованной нами коллекции находится в диапазоне 45–55 % (после пересчета на 100 % без LOI), ни одного образца с содержанием  $SiO_2$  выше 55 % не обнаружено. В цитируемой выше работе [28] показано, что у большинства исследованных ими образцов из даек группы «А» палеогенового и раннемелового возраста содержание  $SiO_2$  более 50–55 %.

На нормированных по составу примитивной мантии мультиэлементных спектрах (рис. 3, б) для пород двух кластеров по крупноионным литофильным элементам отмечаются хорошо выраженные положительные (Cs, Ba, K, Sr и Pb) и отрицательная (Rb) аномалии. Также есть сходство и в поведении некоторых высоkozарядных элементов – положительная (U) и отрицательные (Nb, Ta) аномалии. В породах двух кластеров ярко проявлена положительная литиевая аномалия. Сходство в распределении этих элементов на спайдер-диаграмме может, вероятно, свидетельствовать об общем родоначальном источнике.

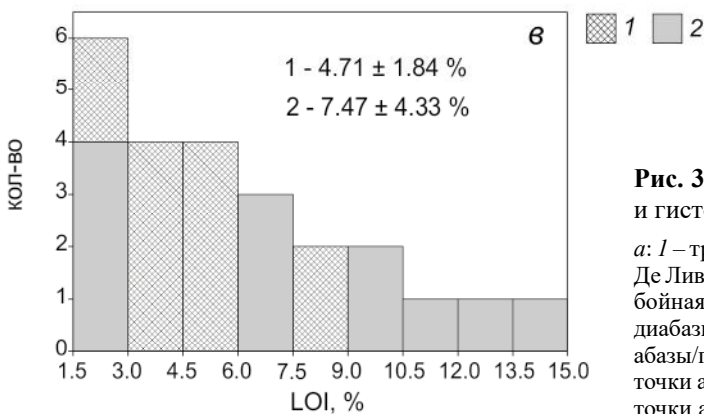
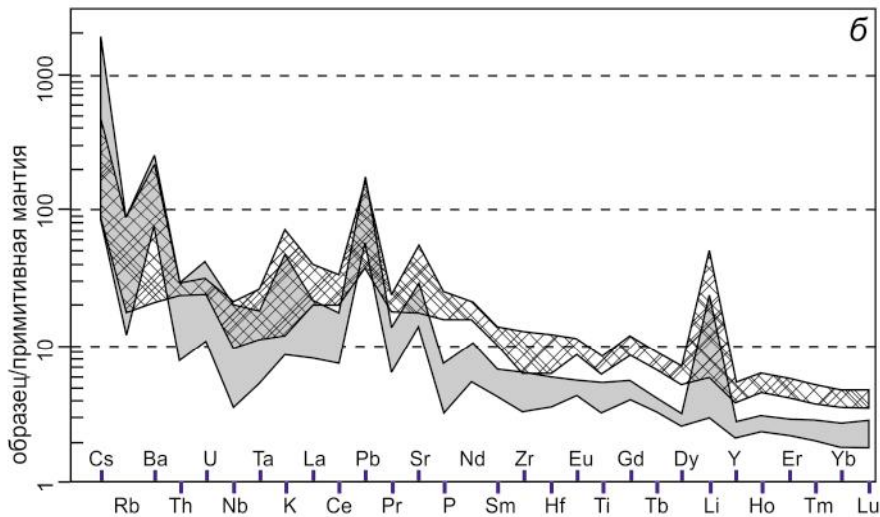
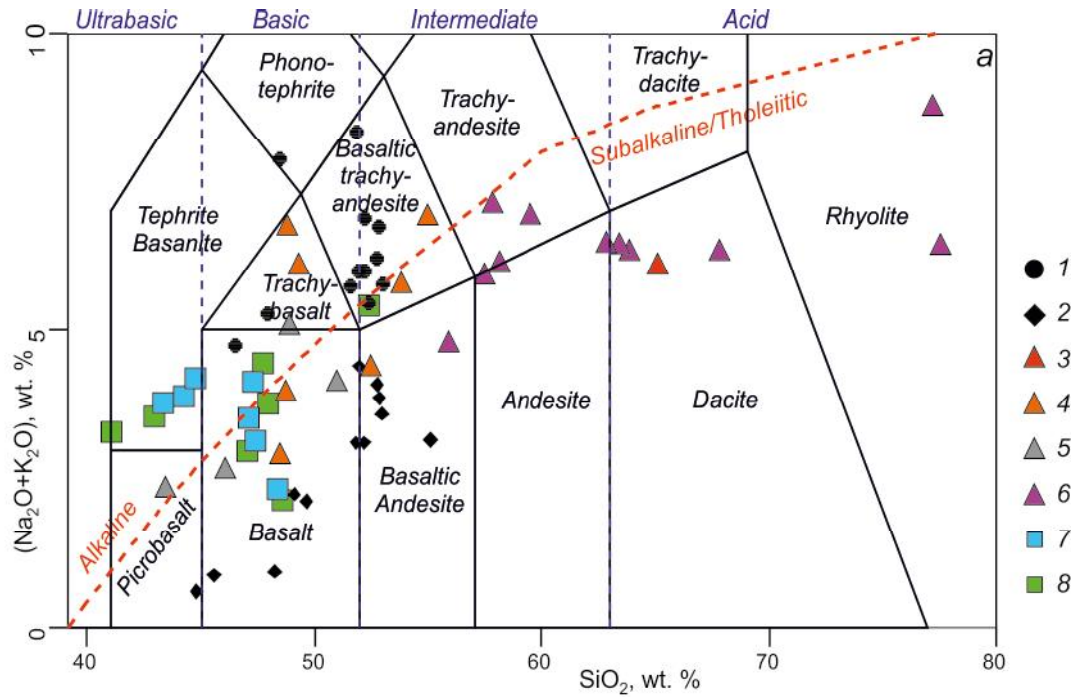
\*Примечание: 1) содержание петрогенных оксидов (вес. %) определено методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на приборе S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия), аналитик И.А. Астапов; 2) содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) определено методом ИСП-МС на приборе ICP-MS Elan 9000 (Канада), аналитики В.О. Крутикова, А.Ю. Петрова. Все анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН.



**Рис. 2.** Фотографии даек (а-г), элементы залегания их контактов на стереограмме (д) и упрощенная модель формирования исследованных даек из двух центров магмывыведения (е).

а – дайка на мысе Де Ливрона (D20/06), б – дайка в бухте Анна (D20/05), в – дайка в бухте Средняя (D20/10), г – дайка в бухте Прибойная (D20/07). Красной пунктирной линией показаны контакты даек с элементами их залегания (в числителе – азимут, знаменателе – угол падения); д: 1 – нормали к плоскости залегания контактов даек бухты Анна и мыса Де Ливрона (у точек указаны номера даек); 2 – плоскости контактов даек бухты Анна и мыса Де Ливрона; 3 – нормали к плоскости залегания

контактов даек бухт Средняя и Прибойная (у точек указаны номера даек); 4 – плоскости контактов даек бухт Средняя и Прибойная; 5 – плоскости нормалей не вертикальных даек бухты Анна (I) и бухт Средняя и Прибойная (II); 6 – полюс к плоскости нормалей не вертикальных даек бухты Анна; 7 – полюс к плоскости нормалей не вертикальных даек бухт Средняя и Прибойная. Построения выполнены с использованием равноплощадной экваториальной проекции в программе Stereonet V. 11 [16]. При построении модели на «е» использованы материалы [24, 29].



**Рис. 3.** TAS-диаграмма [26] (а), спайдер-диаграмма [31] (б) и гистограмма величин LOI (в) пород исследованных даек.

а: 1 – трахибазальты, трахиандезибазальты даек бухты Анна и мыса Де Ливрона; 2 – базальты, андезибазальты даек бухт Средняя и Прибойная; 3 – адакиты; 4 – высоко-К диабазы и базальты; 5 – низко-К диабазы/пикриты; 6 – андезиты и адакиты; 7 – высоко-Mg габброидабазы/пикриты; 8 – высоко-Al диабазы/пикриты. 1–2 – фигуративные точки анализов по данным настоящей работы; 3–8 – фигуративные точки анализов и названия пород по данным [28], в том числе 3–6 с  $La/Yb \geq 7-9$  и 7–8 с  $La/Yb \leq 7-9$ .

Условные обозначения на «б» и «в»: 1 – трахибазальты, трахиандезибазальты даек бухты Анна и мыса Де Ливрона; 2 – базальты, андезибазальты даек бухт Средняя и Прибойная.

Диаграммы «а» и «б» построены с использованием программы Geochemical Data Toolkit 6.0 [25].

На спайдер-диаграмме проявлено заметное отличие в концентрации легких и тяжелых редкоземельных элементов двух серий пород; в трахибазальтах и трахиандезибазальтах западного кластера даек она выше, чем в базальтах и андезибазальтах даек восточного кластера (рис. 3, б).

Сопоставление мультиэлементных диаграмм составов для даек настоящей работы (рис. 3, б) и аналогичных (без Cs и Li) диаграмм для даек группы «В» из [28; fig. 9] показывает их практически полное сходство как по величинам концентрации редких и редкоземельных элементов, так и форме распределения. На спайдер-диаграммах в обоих случаях фиксируются относительные максимумы для Ba, U, K, Pb, Sr, Nd и относительные минимумы – Nb-Ta, Pr, P, Ti.

Изучаемые породы подверглись интенсивным вторичным преобразованиям, что хорошо видно по значению LOI (потери летучих при прокаливании), которое находится в диапазоне от 2.24 до 14.14 % для всех 24 проанализированных образцов (среднее  $6.10 \pm 3.55$  %). Судя по величине этой характеристики, вторичные изменения в большей степени испытали базальты и андезибазальты даек восточного кластера (средняя величина  $7.5 \pm 4.3$  %), чем трахибазальты и трахиандезибазальты даек западного кластера (средняя величина  $4.7 \pm 1.8$  %). Об этом свидетельствуют и средние величины содержания CaO в них; среднее для пород даек западного сектора –  $7.50 \pm 1.27$  %, восточного –  $10.05 \pm 2.11$  %, при общем среднем  $8.78 \pm 2.14$  %.

Между величиной LOI, с одной стороны, и значениями концентрации ряда петрогенных оксидов и редких, редкоземельных элементов, с другой, имеются значимые корреляционные связи: Cs –  $+0.845$ , CaO –  $+0.810$ , Ni –  $+0.665$ , FeO<sub>t</sub> –  $+0.656$ , Ga –  $-0.664$ , U –  $-0.684$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> –  $-0.792$ , SiO<sub>2</sub> –  $-0.921$  (приведены значения  $r_k > 0.65$ ). И если наличие отрицательных корреляционных связей величины LOI с основными петрогенными оксидами вполне понятно, то объяснение значимых корреляционных связей с редкими и редкоземельными элементами требует более внимательного анализа. Забегая вперед, необходимо отметить существование значимой отрицательной корреляции между LOI и одним из параметров магнитной жесткости магнитных минералов.

#### МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ориентировка образцов и структурных элементов во время полевых работ проводилась магнитным компасом, отбор палеомагнитных образцов осуществлялся по сайтам при помощи геологического молотка и зубила. Согласно модели IGRF-12 [33], средние зна-

чения магнитного склонения и наклонения в районе работ (широта =  $+42.86^\circ$ , долгота =  $+132.65^\circ$ ) составляют  $-10.5^\circ$  и  $+59.3^\circ$ , при годовом изменении первой величины  $-0.07^\circ$  и второй  $+0.005^\circ$ . Величина напряженности геомагнитного поля в районе работ составляет 52.564 нТл или 41.8 А/м (для расчета фактора Кенигсбергера использовалась величина 40 А/м). Поправка за магнитное склонение учитывалась в средних палеомагнитных направлениях.

Распиловка ориентированных штучков на изометричные кубические образцы (с ребрами 1 и 2 см) проводилась на электропиле с охлаждаемым водой диском с алмазным напылением. Из каждого образца, по возможности, выпиливались 3–4 кубика-дубля, которые использовались при петро- и палеомагнитных исследованиях; 1-сантиметровые дубли использовались при петромагнитных исследованиях, 2-сантиметровые дубли использовались при палеомагнитных исследованиях. После распиловки все 2-сантиметровые дубли помещались в магнитный экран из пермалоя для проведения временной магнитной чистки.

До проведения температурной и переменным магнитным полем магнитных чисток был выполнен следующий комплекс петромагнитных исследований:

1) измерение естественной остаточной намагниченности (NRM), которое проводилось на спин-магнитометре JR-6A (производства AGICO, Брно, Чехия, чувствительность по намагниченности  $2 \cdot 10^{-6}$  А/м) [17], помещенном в кольца Гельмгольца, и на СКВИД-магнитометре 755-4K SRM производства 2G Enterprises, США (чувствительность по магнитному моменту  $5 \cdot 10^{-12}$  Ам<sup>2</sup>);

2) измерение начальной магнитной восприимчивости (k) в 64-х положениях каждого образца для расчета полного эллипсоида начальной магнитной восприимчивости, определения типа и величины ее анизотропии (Ak). Измерения проводились на капамосте MFK-1FA (производство AGICO, Чехия, чувствительность не хуже  $5 \cdot 10^{-8}$  ед. СИ);

3) определение гистерезисных характеристик изучаемых пород проводилось путем измерения полных петель магнитного гистерезиса по намагниченности насыщения (I<sub>s</sub>) в постоянном магнитном поле 477.6 кА/м и намагниченности остаточного насыщения (I<sub>rs</sub>) с определением коэрцитивной силы (H<sub>c</sub>) и остаточной коэрцитивной силы (H<sub>cr</sub>), которые использовались для определения доменного состояния носителей намагниченности. Измерения проводились на установке для снятия гистерезисных параметров (производство ГО «Борок» ИФЗ РАН);

4) определение состава минералов-носителей намагниченности проводилось при помощи термо-



магнитного анализа намагниченности насыщения ( $I_s$ -T) на термомагнитном анализаторе фракций ТАФ-2 (производства ГО «Борок» ИФЗ РАН). Для ряда образцов изучение размеров, структуры и состава их магнитных минералов проводилось на сканирующем (растровом) электронном микроскопе VEGA3 LMN (Tescan, Чехия) с системой энергодисперсионного микроанализа безазотным детектором X-Max 80 (Oxford Instruments, Великобритания); увеличение до 106, ускоряющее напряжение 0.2–30 кВ, ток зонда  $1 \cdot 10^{-12}$ – $2 \cdot 10^{-6}$  А, диапазон детектируемых элементов от бериллия до плутония. Поиск и фотографирование магнитных минералов проводились в режиме обратно-отраженных электронов (BSE-детектор). В этом режиме фазы с более высоким средним атомным номером при получении изображения отражаются в контрасте более ярко по сравнению с фазами, имеющими меньший средний атомный номер. При обнаружении «яркой» фазы производилась ее идентификация с помощью микроанализа. Применявшееся ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~500–700 пА, диаметр пучка ~100–130 нм.

Магнитная чистка изучаемой коллекции проводилась как температурой от 100 до 615 °С с числом шагов от 15 до 21 в электропечи, помещенной в 4-слойный пермаллоевый экран (степень компенсации магнитного поля ~ 15 нТл). Выделение компонент естественной остаточной намагниченности проводилось при анализе данных магнитных чисток с помощью пакета программ PMGSC (версия 4.2) Р. Энкина [20]. При помощи пакета программ GMAP Т. Торсвика [34] проводился расчет координат палеомагнитных полюсов изученной коллекции, реконструкция положения изученного блока Сергеевского террейна относительно Сибири и Северного Китая.

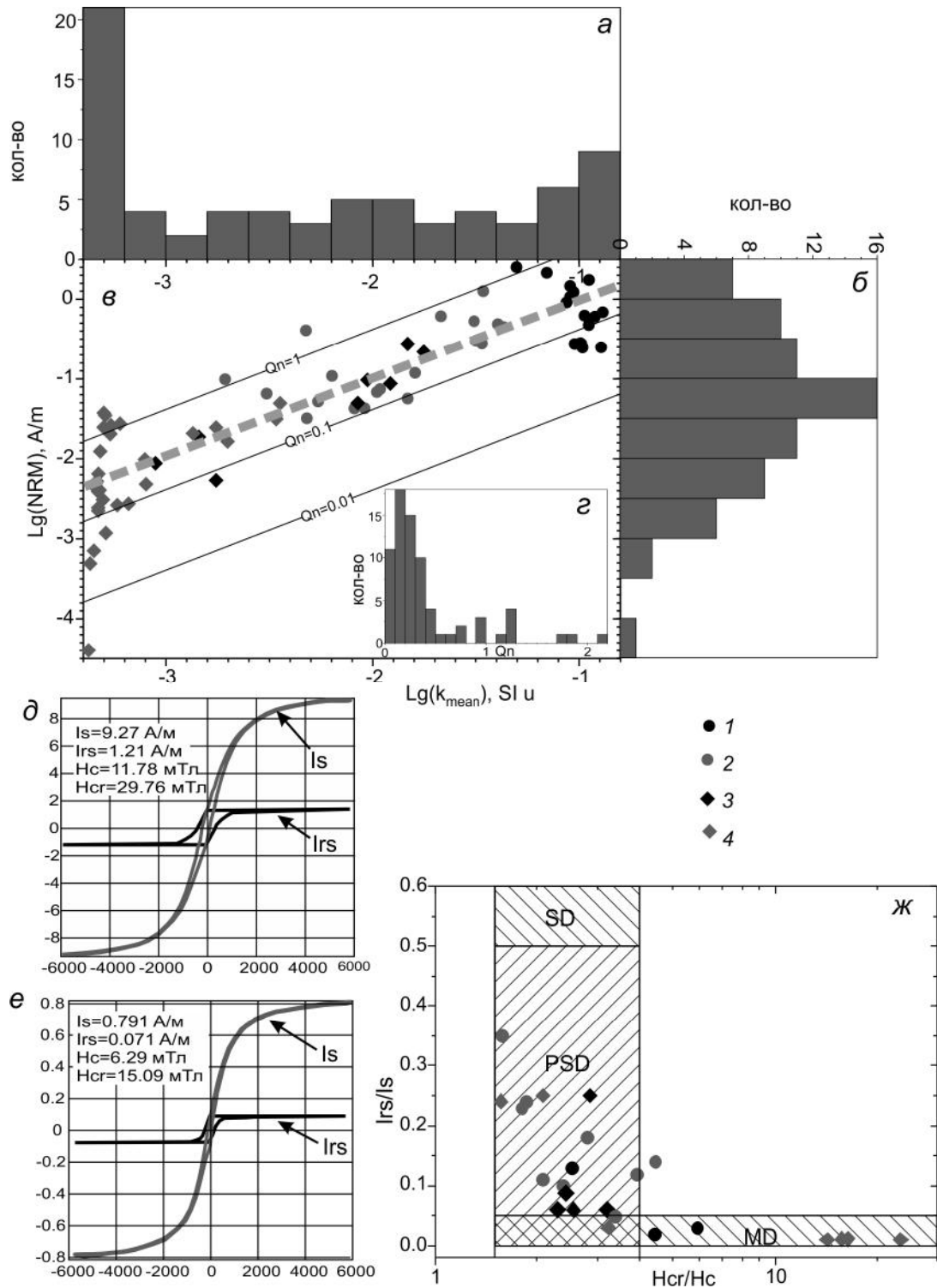
#### ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ ИССЛЕДОВАННЫХ ДАЕК

##### Концентрация, доменная структура и состав носителей намагниченности

Величины  $k$  и NRM изученных образцов имеют существенный размах. Для  $k$  размах составляет более 2.5 порядков от  $4.22 \cdot 10^{-4}$  до  $1.3 \cdot 10^{-1}$  ед. СИ (рис. 4, в), причем распределение этой характеристики явно не монотонное. На гистограмме (рис. 4, а) можно видеть 3 моды – 0–0.02, 0.03–0.05 и 0.09–0.12 ед. СИ. Для NRM размах достигает почти 5-ти порядков от  $4 \cdot 10^{-5}$  до 2.5 А/м, распределение этой характеристики, как можно видеть на гистограмме (рис. 4, б), близко к экспоненциальному. Абсолютные величины NRM и  $k$  пород восточного кластера даек существенно меньше таковых пород западного кластера даек

(рис. 4, в). Полагаем, столь значительные вариации  $k$  обязаны, в первую очередь, различиям в концентрации ферромагнитных минералов в этих образцах, тогда как величину NRM определяют не только концентрация магнитных минералов, но и их структурные особенности. Это видно из сопоставления величин  $k$  и NRM на рис. 4 в, фигуративные точки значительного количества как слабомагнитных, так и относительно магнитных образцов находятся далеко от линии регрессии (серая пунктирная линия); коэффициент линейной корреляции этих параметров составляет 0.87. Отношение Кенигсбергера  $Q_n = \text{NRM}/(k \times h)$ , где  $h$  – 40 А/м или ~0.5 Э, образцов даек варьируется в широких пределах: от 0.002 до 2.14 (рис. 4, в), часть из них имеет  $Q_n > 1$ , что говорит о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной в этих образцах. Измеренные петромагнитные характеристики для всех 73 образцов даны в Приложении 2.

Для 24 образцов из 10 даек (табл. 2) были измерены полные петли гистерезиса как по намагниченности насыщения в постоянном магнитном поле 477.6 кА/м, так и по намагниченности остаточного насыщения, примеры которых даны на рис. 4, д (обр. D20/06-01) и рис. 4, е. (обр. D20/10-01). Каждый из этих двух образцов представляет свой кластер – обр. D20/06-01 западный магнитный и обр. D20/10-01 восточный слабомагнитный, что хорошо видно по величинам намагниченности насыщения и остаточного насыщения, у первого они более чем на порядок выше, чем у второго. В качестве общей характеристики изученной коллекции следует отметить тесную положительную корреляцию между величинами  $I_{rs}/I_s$ – $H_c$  ( $r_k = 0.85$ ), оба эти параметра характеризуют магнитную жесткость пород: чем они больше, тем выше магнитная жесткость. Как видно из данных табл. 2, у половины образцов  $I_{rs}/I_s$  больше 0.1, что указывает на их магнитную жесткость. Этот же вывод можно сделать и на основании анализа диаграммы Дзя (рис. 4, ж), на которой фигуративные точки большей части исследованных образцов лежат в области псевдооднодоменных по структуре носителей намагниченности [18, 19]. В изученной коллекции присутствуют также образцы с многодоменной магнитной структурой (рис. 4, з), магнитная стабильность которых низка. Между LOI (потери при прокаливании, см. Приложение 1) и  $H_{cr}/H_c$  (параметр, характеризующий размер магнитных зерен и, соответственно, магнитную жесткость, табл. 2) существует значимая на 95 % вероятностном уровне отрицательная линейная корреляция ( $r_k \sim -0.5$ ) – чем больше LOI, тем меньше размер магнитных носителей и жесткости.



**Рис. 4.** Петромагнитная характеристика исследованных образцов даек.

*a* – гистограмма величин начальной магнитной восприимчивости ( $k$ ); *б* – гистограмма величин естественной остаточной намагниченности (NRM); *в* – зависимость NRM– $k$ ; *г* – гистограмма величин фактора Кенигсбергера ( $Q_n = NRM/(h \times k)$ , где  $h = 40 A/m$ ); *д*, *е* – петли магнитного гистерезиса по  $J_s$  и  $J_{rs}$  образцов D20/06-01 и D20/10-01, соответственно; *ж* – диаграмма Дзя [18, 19], где SD, PSD и MD – области одно-, псевдо- и многодоменных носителей намагниченности, соответственно.

Условные обозначения для «в» и «ж»: 1 – фигуративные точки образцов из дайки D20/06 мыса Де Ливрона, 2 – фигуративные точки образцов из даек D20/02–D20/05 бухты Анна, 3 – фигуративные точки образцов из дайки D20/10 бухты Средняя, 4 – фигуративные точки образцов из даек D20/01, D20/07–D20/09 бухт Средняя и Прибойная.

Таблица 2. Петромагнитная характеристика изученных образцов даек.

# sample	$k_{\text{mean}}$ , u. SI	NRM, A/m	Qn	Ak, %	Is, A/m	Irs, A/m	Irs/Is	Hc, mT	Hcr, mT	Hcr/Hc
D20/02-01	5.429E-03	5.196E-02	0.24	1.10	6.70E-01	1.61E-01	0.240	18.94	35.98	1.90
D20/02-04	1.474E-02	5.674E-02	0.10	2.41	1.45E+00	1.74E-01	0.120	11.70	45.62	3.90
D20/03-02	3.142E-02	2.995E-01	0.24	4.72	2.43E+00	3.40E-01	0.140	13.69	60.22	4.40
D20/03-03	9.110E-03	4.286E-02	0.12	5.23	1.61E+00	2.90E-01	0.180	18.46	51.69	2.80
D20/04-01	4.742E-03	4.066E-01	2.14	6.35	5.18E-01	1.19E-01	0.230	12.89	23.20	1.80
D20/04-03	3.067E-03	6.529E-02	0.53	1.82	3.92E-01	1.37E-01	0.350	21.25	34.00	1.60
D20/05-01	3.389E-02	2.786E-01	0.21	2.15	4.20E+00	2.10E-01	0.050	4.14	14.07	3.40
D20/05-04	6.350E-03	1.084E-01	0.43	3.28	5.13E-01	5.13E-02	0.100	5.09	12.22	2.40
D20/05-07	2.131E-02	6.105E-01	0.72	4.47	3.78E+00	4.16E-01	0.110	7.72	16.21	2.10
D20/06-01	4.975E-02	2.515E+00	1.26	4.18	9.27E+00	1.21E+00	0.130	11.78	29.76	2.53
D20/06-05	1.117E-01	1.748E+00	0.39	3.33	1.32E+00	2.64E-02	0.020	2.31	10.15	4.39
D20/06-07	1.279E-01	2.484E-01	0.05	3.77	1.36E+00	4.08E-02	0.030	2.31	13.62	5.90
D20/09-02	1.981E-03	1.648E-02	0.21	3.07	6.36E-01	1.59E-01	0.250	38.36	80.55	2.10
D20/09-04	3.563E-03	4.928E-02	0.35	4.80	3.78E-01	9.07E-02	0.240	13.61	21.77	1.60
D20/10-01	8.450E-03	4.984E-02	0.15	2.12	7.91E-01	7.12E-02	0.090	6.29	15.09	2.40
D20/10-03	8.891E-04	8.815E-03	0.25	3.12	4.00E-02	2.40E-03	0.060	9.87	25.66	2.60
D20/10-06	1.472E-02	2.748E-01	0.47	4.74	2.55E+00	6.38E-01	0.250	19.66	57.00	2.90
D20/01-01	7.896E-04	9.828E-03	0.31	1.41	3.50E-02	2.10E-03	0.060	5.33	17.06	3.20
D20/01-04	6.579E-04	2.740E-03	0.10	1.44	3.50E-02	2.10E-03	0.060	7.56	17.39	2.30
D20/07-02	4.800E-04	1.240E-02	0.65	0.70	2.48E-01	9.92E-04	0.004	1.83	28.74	15.70
D20/07-04	4.948E-04	3.075E-03	0.16	0.44	2.68E-01	1.07E-03	0.004	1.59	37.24	23.42
D20/07-05	5.410E-04	2.625E-02	1.21	0.67	2.29E-01	1.15E-03	0.005	2.07	33.93	16.39
D20/08-04	5.080E-04	3.474E-02	1.71	0.54	2.80E-01	1.12E-03	0.004	1.83	25.99	14.20
D20/08-06	4.472E-04	7.083E-04	0.04	1.90	2.60E-02	7.80E-04	0.030	4.93	16.28	3.30

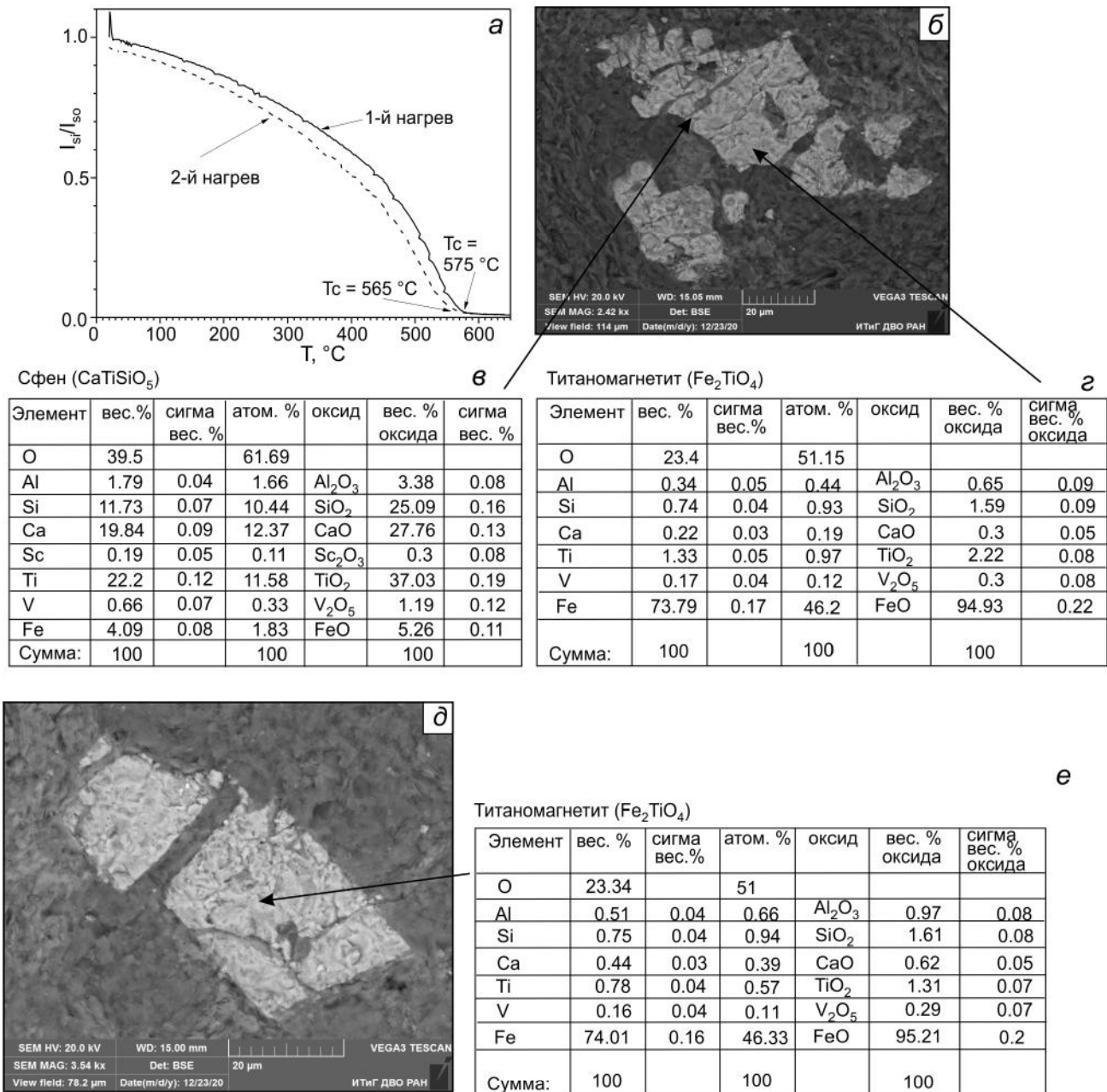
Примечание.  $k_{\text{mean}}$  – средняя величина начальной магнитной восприимчивости; NRM – естественная остаточная намагниченность; Qn – фактор Кенигсбергера ( $Qn = NRM/(h \times k)$ , где  $h = 40$  А/м); Ak – анизотропия начальной магнитной восприимчивости; Is, Irs – намагниченности насыщения и остаточного насыщения, соответственно; Hc, Hcr – коэрцитивная и остаточная коэрцитивная силы, соответственно.

Как было указано в методической части, в ходе экспериментальных лабораторных исследований использовались 1- и 2-сантиметровые дубли. Измерения  $k$ , NRM, Qn проводились на 2-сантиметровых дублях для возможности построения общей картины их распределения по всей коллекции (рис. 4, а–з), тогда как другие петромагнитные характеристики – на 1-сантиметровых дублях. Расчет корреляционных связей между  $k$ , NRM, Qn, с одной стороны, и гистерезисными параметрами, с другой, показал, что тесные связи на 99 % уровне существуют только между NRM-Is, NRM-Irs – коэффициенты линейной корреляции равны 0.78 и 0.69, соответственно. Настораживает тот факт, что не наблюдается значимой корреляции (даже на 95 % уровне вероятности) между величинами  $k$  (2-сантиметровые дубли) и Is (1-сантиметровые дубли), хотя величины обоих параметров существенно зависят от концентрации магнитного вещества в образцах. Отсутствие значимой корреляции между  $k$  и Is объясняется, скорее всего, существенно неоднородной концентрацией минералов-носителей намагниченности в изученных породах, которая связана

как с первичным их распределением (вблизи или на удалении от эндоконтакта дайки), так и с вторичными причинами – существенной температурной переработкой при метаморфизме пород, приводящей к перераспределению или разрушению магнитных минералов в породе.

#### СОСТАВ И СТРУКТУРА МАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ

Анализ зависимостей Js-T образцов даек показал, что они представлены как ярко выраженным ферромагнитным (Q-тип; рис. 5, а), так и близким к парамагнитному (рис. 6, а) видом кривых. Зависимости Js-T сильномагнитных и слабомагнитных образцов имеют исключительно однофазный вид с точками Кюри 575–590° С, следовательно основной носитель намагниченности пород даек – практически чистый магнетит. Магнитные и сильномагнитные образцы даек западного кластера достаточно стабильны к лабораторным нагревам, для большинства из них отношение величины Js после нагрева до 650 °С к начальной близко 1 (рис. 5, а). Для слабомагнитных образцов даек восточного кластера эта величина составляет не более 70–90 % (рис. 6, а).



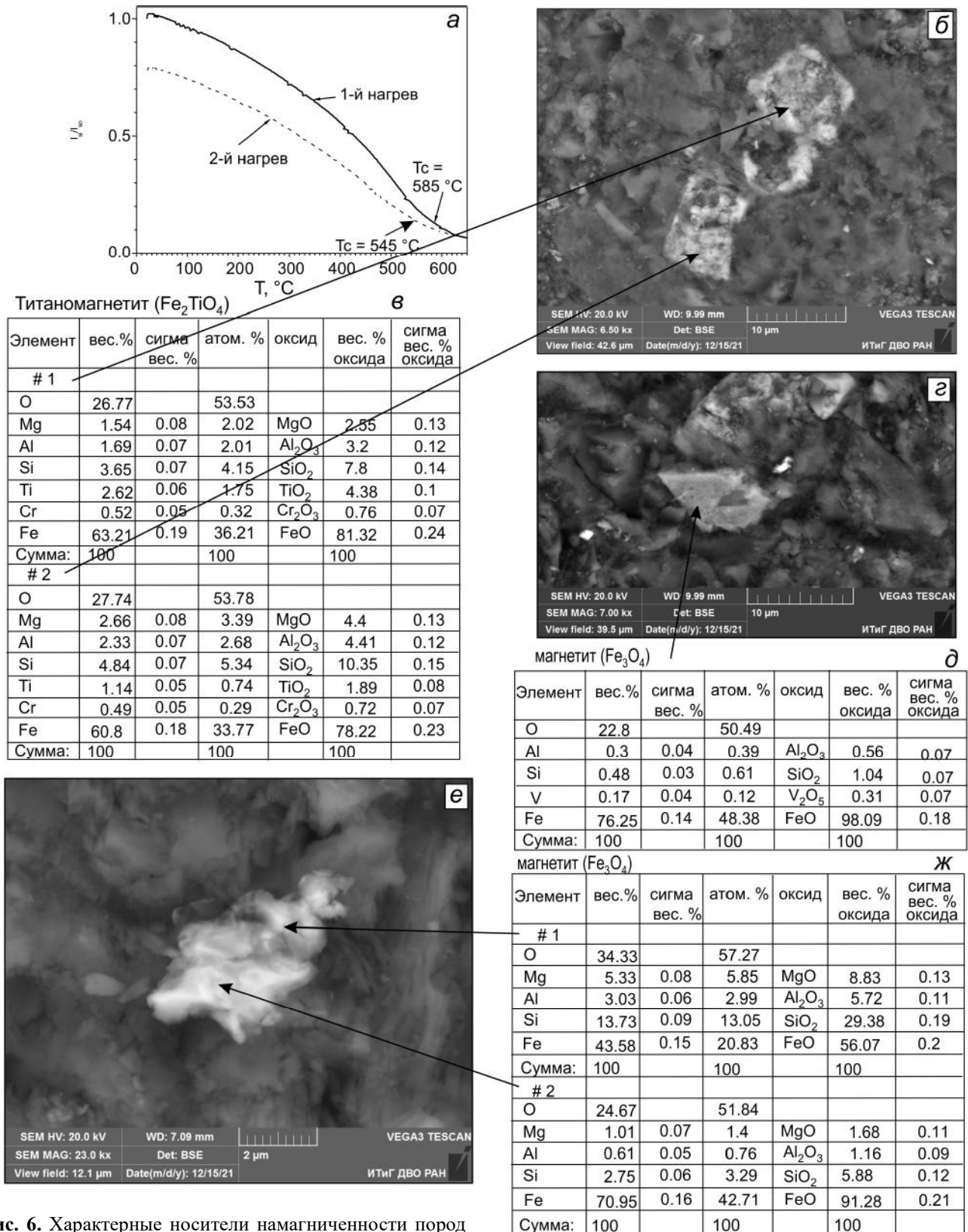
**Рис. 5.** Характерные носители намагненности пород даек западного кластера.

*а* – зависимость  $J_s$ - $T$  образца D20/06-05 диабазы из дайки мыса Де Ливрона; *б* – фотография зерна титаномагнетита, претерпевшего гетерофазное изменение (высокотемпературный окислительный распад), из того же образца. На «*б*» стрелками указаны области продуктов распада – сфен и низко-Тi титаномагнетит, составы, которых приведены в таблицах «*в*» и «*г*», соответственно; *д* – фотография зерна титаномагнетита из образца D20/05-01 дайки бухты Анна; *е* – состав низко-Тi титаномагнетита в области, указанной стрелкой на «*д*».

Микроскопическое и микрозондовое изучение образцов даек показало следующее.

В породах даек западного сектора присутствуют зерна средних по размеру (до 40–50 мкм) титаномагнетитов, претерпевших высокотемпературный распад. На фотографии (рис. 5, *б*) в пределах зерна низ-

ко-Тi титаномагнетита с четко сохранившимся абрисом размером 50–30 мкм (рис. 5, *д*) отчетливо видны прорастания прожилков сфена (рис. 5, *в*). По составу зафиксированных продуктов (сфен –  $\text{CaTiSiO}_5$  и титаномагнетит –  $\text{Fe}_{2,97}\text{Ti}_{0,03}$ ) с помощью геотермометра Баддингтона-Линдсли [13, 30] была определена тем-



**Рис. 6.** Характерные носители намагниченности пород даек восточного кластера.

*а* – зависимость  $J_s$ - $T$  образца D20/1003 диабазы из дайки бухты Средней; на «*б*» и «*г*» – фотографии зерен низко- $T_i$  титаномagnetита и магнетита из того же образца, претерпевших гетерофазное изменение (грануляция-?); на «*в*» и «*д*» приведены составы проанализированных областей зерен, указанных стрелками; *е* – фотография дендровидного «рыхлого» зерна магнетита из образца D20/07-02 дайки бухты Прибойная; *ж* – состав магнетита в областях, указанных стрелками.

пература этого распада, которая составляла  $\sim 650$  °С. Титаномагнетиты примерно того же состава и размера зафиксированы в образцах и других даек западного кластера. На рис. 5, *д* представлено зерно так же с четко сохранившимся абрисом низко-Тi титаномагнетита (табл. на рис. 5, *е*). Расчетные точки Кюри описанных выше низко-Тi титаномагнетитов из образцов D20/05-01 и D20/06-05 составляют порядка 530–550 °С, но так как в результате термомагнитного анализа образцов даек западного кластера зафиксированы исключительно магнетитовые точки Кюри (рис. 5, *а*), то можно предположить еще один этап твердого распада исходных титаномагнетитов, вслед за сфенизацией, – спиновый, который мы зафиксировать не смогли.

В породах даек восточного сектора присутствуют зерна более мелких по размеру, до 10–20 мкм, изъеденных вторичными процессами низко-Тi титаномагнетитов и магнетитов. На фотографии 6, *б* (два зерна низко-Тi титаномагнетитов) представлены типичные «рыхлые» представители таких зерен с нечетким абрисом из образца D20/10-03, по виду которых можно предположить, что в процессе метаморфизма произошла деструкция первичных крупных зерен на агрегаты мелких зерен титаномагнетитов. Состав этих двух зерен различается, если в верхнем зерне (точка № 1, рис. 6, *б*, *в*) содержание  $TiO_2$  составляет 4.38 %, то в нижнем зерне (точка № 2) – 1.89 %. В этом же образце зафиксировано зерно практически чистого магнетита размером  $10 \times 5$  мкм с неровными «изъеденными» краями (рис. 6, *г*). Примерно такую же картину можно видеть и на фотографии зерна магнетита размером  $5 \times 3$  мкм из образца D20/07-02 (рис. 6, *е*). Измеренный состав этого зерна в разных точках различается, так в наиболее массивной его части на долю FeO приходится более 91 % (точка № 2, рис. 6, *ж*), тогда как в более «рыхлой» доля FeO падает до 56 % (точка № 1, рис. 6, *ж*). Более высокое содержание  $SiO_2$  и других примесей в анализе «рыхлых» областей мелких зерен (точки 1 и 2, рис. 6, *б–в*; точка 1, рис. 6, *е–ж*) можно, вероятно, объяснить их «захватом» из вмещающих титаномагнетиты-магнетиты силикатных минералов. Область генерации рентгеновского излучения при ускоряющем напряжении 20 кВ составляет порядка 5 мкм по площади, что и приводит к искажению анализов. В зернах размером более 10–20 мкм этого эффекта не наблюдается (рис. 5).

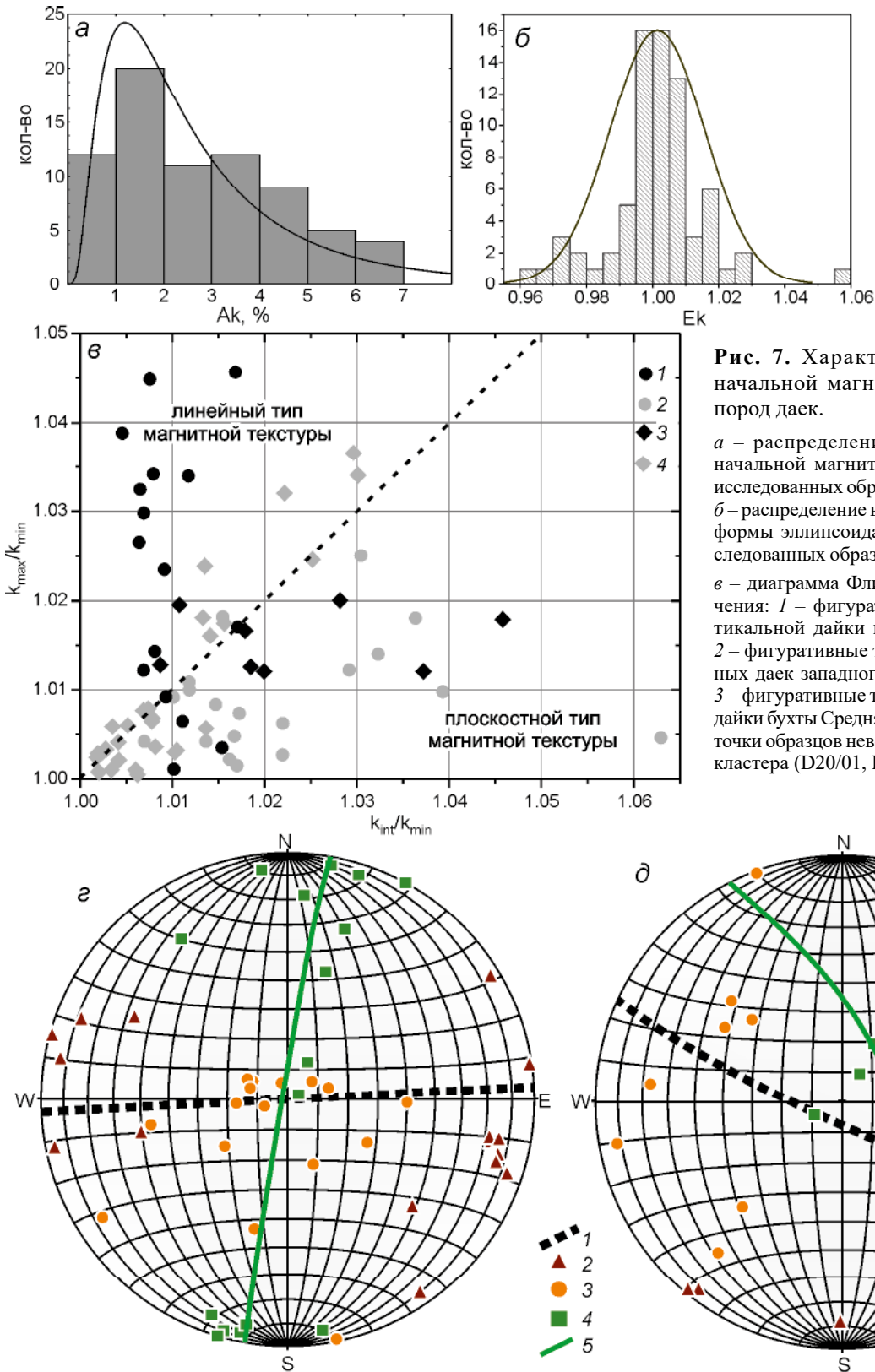
На основании данных электронной микроскопии и микроанализа носителей магнетизма пород даек восточного кластера можно предположить, что здесь имело место гетерофазное изменение первичных низко-Тi титаномагнетитов в виде их грануляции. В пользу этого свидетельствуют и данные термомагнитного

анализа пород даек восточного кластера (рис. 6, *а*); при нагревах гетерофазно измененных титаномагнетитов кривая термомагнитного анализа либо обратима, либо сдвигается в сторону уменьшения точки Кюри и намагниченности. Такой эффект характерен для тонкого распада, когда при нагреве выше 500 °С идет частичная или полная гомогенизация титаномагнетита, даже при нагреве на воздухе, согласно диаграмме состояния. В результате такого эффекта отношение величин  $J_s$  после нагрева к начальной становится существенно меньше 1 [13]. Именно это фиксируется на зависимости  $I_s$ -Т образца D20/10-03; величина  $I_s$  после нагрева до 650 °С падает на 20 %, и точка Кюри уменьшается до 540–550 °С, то есть происходит гомогенизация титаномагнетита.

### Анизотропия начальной магнитной восприимчивости, магнитная текстура

Изучая магнитную текстуру пород мафитовых даек Сергеевского террейна, мы преследовали две цели: 1) определить тип магнитной текстуры изученных пород и установить первичный или вторичный характер ее природы; 2) в случае первичного характера магнитной анизотропии установить направление течения магмы при формировании даек. Для пород даек наиболее распространен нормальный тип магнитной текстуры (N-тип), при котором минимальная ось эллипсоида начальной магнитной восприимчивости ( $k_{min}$ ) ориентирована перпендикулярно простиранию (контактам) тела, а промежуточная ( $k_{int}$ ) и максимальная ( $k_{max}$ ) оси лежат в плоскости интрузии. В этом случае направление  $k_{max}$  отождествляется с направлением течения магмы при формировании пластообразной интрузии [15, 32, 35].

Для всех 73 отобранных ориентированных образцов из 10 дайковых тел после измерения в 64 положениях начальной магнитной восприимчивости были рассчитаны полные ее эллипсоиды (Приложение 2), величина анизотропии ( $A_k$ ), безразмерная мера формы эллипсоида восприимчивости ( $E_k$ ) и диаграмма Флинна [23]. Распределение величины  $A_k$  близко к логнормальному (рис. 7, *а*) с размахом 0.28–6.35 %. Средние величины  $A_k$  для пород даек западного кластера составляют  $3.13 \pm 1.41$  %, для пород даек восточного кластера –  $2.28 \pm 1.81$  %, при общем среднем ее значении  $2.68 \pm 1.68$  %. Распределение параметра  $E_k$ , характеризующего форму эллипсоида магнитной восприимчивости ( $< 1$  – вытянутый,  $\sim 1$  – изометричный,  $> 1$  – уплощенный), близко к нормальному со средним, равным 1.00. Существенных отличий в средних и размахе для пород даек западного и восточного кластеров не наблюдается.



**Рис. 7.** Характеристика анизотропии начальной магнитной восприимчивости пород даек.

*a* – распределение величины анизотропии начальной магнитной восприимчивости всех исследованных образцов,  $Ak = (1 - k_{min}/k_{max}) \times 100$ ; *б* – распределение величины безразмерной меры формы эллипсоида восприимчивости всех исследованных образцов,  $Ek = (k_{int} \times k_{int}) / (k_{min} \times k_{max})$ . *в* – диаграмма Флинна [23]. Условные обозначения: 1 – фигуративные точки образцов вертикальной дайки мыса Де Ливрона (D20/06), 2 – фигуративные точки образцов невертикальных даек западного кластера (D20/02–D20/05), 3 – фигуративные точки образцов вертикальной дайки бухты Средняя (D20/10), 4 – фигуративные точки образцов невертикальных даек восточного кластера (D20/01, D20/07–D20/09);

*г, д* – распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов вертикальных даек D20/06 и D20/10, соответственно, на стереограмме. Условные обозначения: 1 – плоскость контактов даек, 2 – фигуративные точки минимальных (min) осей эллипсоида, 3 – фигуративные точки средних (int) осей эллипсоида, 4 – фигуративные точки максимальных (max) осей эллипсоида, 5 – аппроксимационная плоскость положения направлений максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости.

Распределение значений  $k_{\max}/k_{\min}$  и  $k_{\text{int}}/k_{\min}$  на диаграмме Флина (рис. 7, в) образцов даек в общем согласуется с распределением  $E_k$  – фигуративные точки примерно в равном количестве располагаются в областях линейного и плоскостного типов магнитной текстуры, но есть существенное различие в положении фигуративных точек образцов вертикальных даек из разных кластеров. Фигуративные точки образцов вертикальной дайки западного кластера (D20/06) располагаются в основном в поле линейного типа магнитной текстуры, тогда как фигуративные точки образцов вертикальной дайки восточного кластера (D20/10) – в поле плоскостного типа магнитной текстуры (рис. 7, в). Отметим, что для неизмененных или слабоизмененных вторичными процессами пород вертикальных даек, особенно из эндоконтактовых зон, свойственен плоскостной (N) тип магнитной текстуры [9, 10, 32].

Различия в типе магнитной текстуры и ориентировках главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости относительно плоскости их контактов (простираения) отчетливо видны на стереограммах. Для вертикальной дайки D20/06 западного кластера наблюдается обратный от нормального тип магнитной текстуры – направления максимальных осей эллипсоидов восприимчивости 14 из 16 образцов этой дайки почти перпендикулярны к направлению ее простираения и к контактам (рис. 7, з). Большинство направлений минимальных осей эллипсоидов восприимчивости образцов из этой дайки согласуется с ее простираением.

Несколько иная картина распределений главных осей эллипсоидов восприимчивости наблюдается для образцов вертикальной дайки D20/10 восточного кластера, но и здесь отчетливо видна разница в направлениях главных осей эллипсоида восприимчивости половины образцов (4 из 8) от направления простираения дайки (рис. 7, д).

#### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ ИССЛЕДОВАННЫХ ДАЕК

Для палеомагнитного изучения даек Сергеевского террейна было отобрано 73 образца из 10 коренных выходов даек, расположенных в бухте Анна, на мысе Де Ливрона, бухтах Средняя и Прибойная (рис. 1; табл. 1). Температурный диапазон чистки, а также шаг нагрева от  $100^\circ$  при низких температурах до  $10^\circ$  при высоких температурах были определены на основе данных термомагнитного анализа.

В процессе термомагнитной чистки, в большинстве случаев, выделяются две компоненты намагниченности: низко- и высокотемпературная.

Низкотемпературная компонента намагниченности разрушается до температуры  $450^\circ\text{C}$ , высокотемпературная – вплоть до точки Кюри магнетита и немного выше. Низкотемпературная компонента имеет одну полярность, а что касается высокотемпературной компоненты намагниченности, то имеются образцы как с положительным, так и с отрицательным наклоном этой компоненты при почти диаметрально противоположных склонениях. Примеры термомагнитной чистки образцов представлены на рис. 8.

В образце D20/03-02 (рис. 8, в), так же как и в предыдущем случае, установлены две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента имеет направление:  $\text{Dec}_s = 355.4^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 21.6^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 4.0^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 349.8^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 38.1^\circ$ ). Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется по 12 точкам (от  $420$  до  $615^\circ\text{C}$ ), стремится в начало координат и имеет следующее направление:  $\text{Dec}_s = 345.5^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 30.4^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 7.8^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 335.6^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 44.5^\circ$ ).

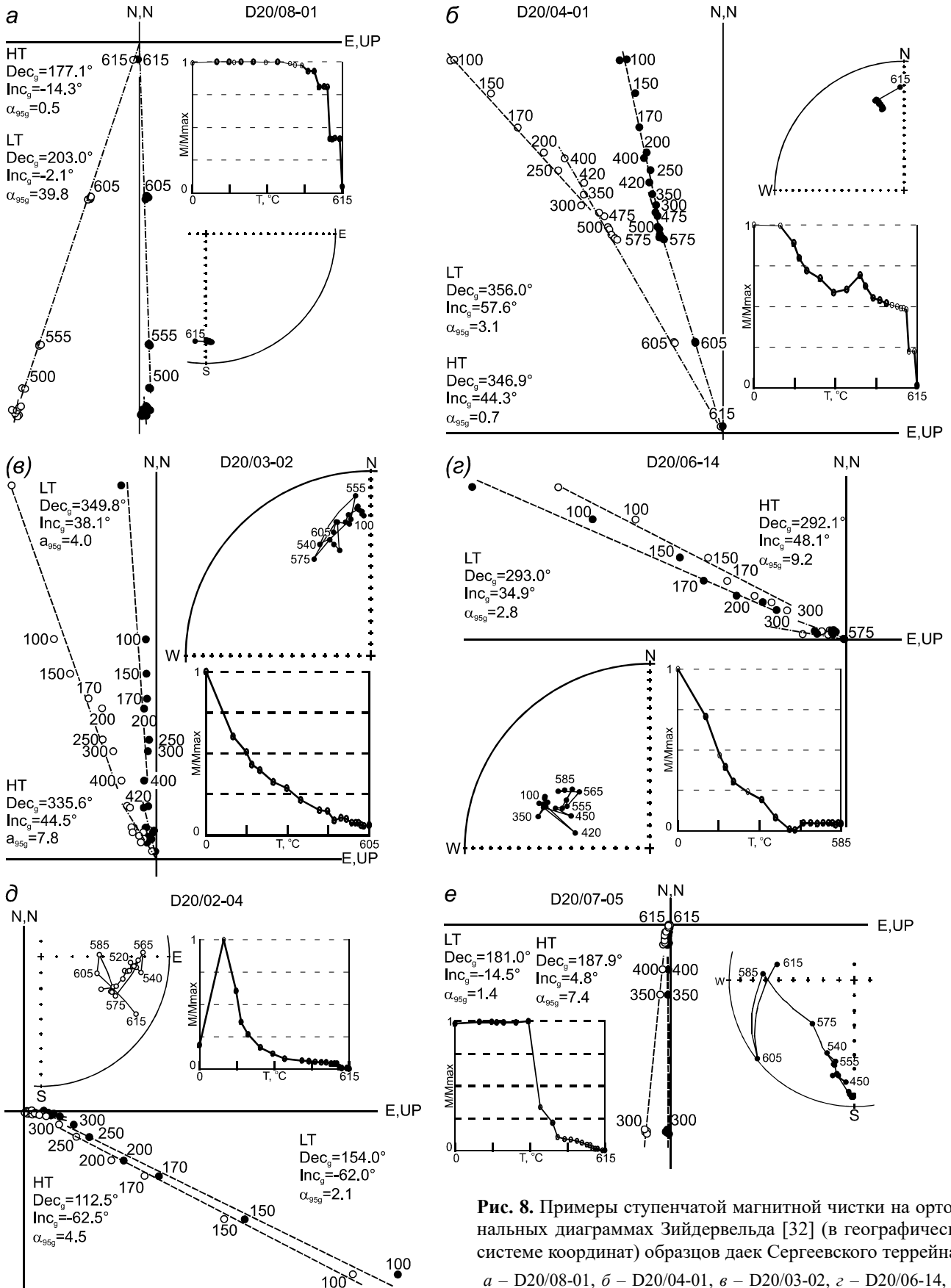
Для образца D20/04-01 (рис. 8, б) низкотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале от  $100$  до  $300^\circ\text{C}$  и имеет направление:  $\text{Dec}_s = 347.5^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 42.1^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 3.1^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 356.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 57.6^\circ$ ). Высокотемпературная компонента выделяется в диапазоне температур от  $400$  до  $615^\circ\text{C}$  по 13 точкам, стремится в начало координат и группируется в 4 квадранте с направлением:  $\text{Dec}_s = 343.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 28.1^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 0.7^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 346.9^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 44.3^\circ$ ).

Для образца D20/06-14 (рис. 8, з) низкотемпературная компонента имеет направление:  $\text{Dec}_s = 293.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 34.9^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 2.8^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 293.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 34.9^\circ$ ). Высокотемпературная компонента стремится в начало координат, группируясь в 4 квадранте с направлением:  $\text{Dec}_s = 292.1^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 48.1^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 9.2^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 292.1^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = 48.1^\circ$ ).

В образце D20/02-04 (рис. 8, д), обладающем обратной полярностью, выделены низко- и высокотемпературные компоненты намагниченности. Первая выделена в диапазоне температур от  $100$  до  $300^\circ\text{C}$  и имеет следующее направление:  $\text{Dec}_s = 114.6^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = -39.4^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 2.1^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 154.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = -62.0^\circ$ ). Последняя выделена по 14 точкам ( $350$ – $615^\circ\text{C}$ ), стремится в начало координат и имеет направление:  $\text{Dec}_s = 96.4^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = -28.3^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 4.5^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 112.5^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = -62.5^\circ$ ).

Для образца D20/07-05 (рис. 8, е) выделенная низкотемпературная компонента намагниченности имеет направление:  $\text{Dec}_s = 180.5^\circ$ ,  $\text{Inc}_s = 7.5^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 1.4^\circ$  ( $\text{Dec}_g = 181.0^\circ$ ,  $\text{Inc}_g = -14.5^\circ$ ). Высокотемпературная компонента выделяется в интервале температур от  $420$  до  $615^\circ\text{C}$ , стремится в начало координат, располагается в третьем квадранте со следующим направ-





**Рис. 8.** Примеры ступенчатой магнитной очистки на ортогональных диаграммах Зийдверельда [32] (в географической системе координат) образцов даек Сергеевского террейна.

*a* – D20/08-01, *б* – D20/04-01, *в* – D20/03-02, *г* – D20/06-14, *д* – D20/02-04, *е* – D20/07-05.

Таблица 3. Направления низко- и высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности пород даек.

номер точки	место отбора	низкотемпературная компонента						высокотемпературная компонента							
		N/n	D <sub>g</sub>	I <sub>g</sub>	K <sub>g</sub>	$\alpha_{95g}$	N <sub>s</sub>	D <sub>s</sub>	I <sub>s</sub>	K <sub>s</sub>	$\alpha_{95s}$				
D20/02	б. Анна	6	247.8	75.3	4.7	34.5	6	295.9	43.5	146.4	5.5	283.2	13.6	146.4	5.5
D20/03	б. Анна	3	338.2	67.1	3.6	78.4	3	313.5	44.0	698.5	5.5	326.5	32.8	698.5	5.5
D20/04	б. Анна	3	354.2	54.1	28.5	23.5	3	333.6	53.0	15.8	32.1	329.9	36.4	15.8	32.1
D20/05	б. Анна	7	1.1	68.0	17.9	14.7	7*	269.8	76.7	2.7	46.2	340.2	70.3	2.7	46.2
D20/06	м. Де Ливрона	13	349.9	49.1	12.7	12.1	14	312.5	41.9	26.0	8.0	312.5	41.9	26.0	8.0
Среднее направление по образцам							26	311.3	44.3	26.4	5.6	308.6	34.9	13.5	8.0
D20/09	б. Средняя	6	346.4	55.8	5.3	32.2	6	184.1	-51.1	28.4	13.7	148.8	-4.9	28.4	13.7
D20/10	б. Средняя	8	4.2	-11.2	1.2	106.8	8	146.6	-45.4	13.9	15.5	63.3	-28.9	13.9	15.5
D20/01	б. Прибойная	6	15.2	71.9	6.8	27.7	6*	13.3	81.7	4.5	35.7	354.2	36.3	4.5	35.7
D20/07	б. Прибойная	9	190.8	6.3	2.5	41.8	9	152.4	-22.1	18.3	13.2	152.6	0.9	18.3	13.2
D20/08	б. Прибойная	1	357.2	47.8	-	-	8	166.5	-11.7	376.4	2.9	169.0	21.5	376.4	2.9
Среднее направление по образцам		62	343.4	67.1	2.5	14.6	31	162.7	-31.0	10.4	8.4	133.4	-2.6	2.9	17.8
Среднее направление по образцам		42	354.8	57.4	14.7	6.0	57	326.9	38.6	10.7	6.0	311.2	19.6	4.1	10.5
Среднее направление по телам							8	328.4	40.8	14.8	14.9	341.8	68.6	4.5	29.3

Примечание. N/n – количество образцов/тел, использованных для расчета среднего направления; D, I – склонение и наклонение, соответственно, выделенных компонент намагниченности; K,  $\alpha_{95}$  – кучность и радиус овала доверия для 95 % вероятности вокруг среднего в распределении Р. Фишера [22]. Индексы «g» и «s» означают географическую и стратиграфическую системы координат, соответственно.

лением:  $Dec_s = 190.6^\circ$ ,  $Inc_s = 25.5^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 6.3^\circ$  ( $Dec_g = 187.9^\circ$ ,  $Inc_g = 4.8^\circ$ ).

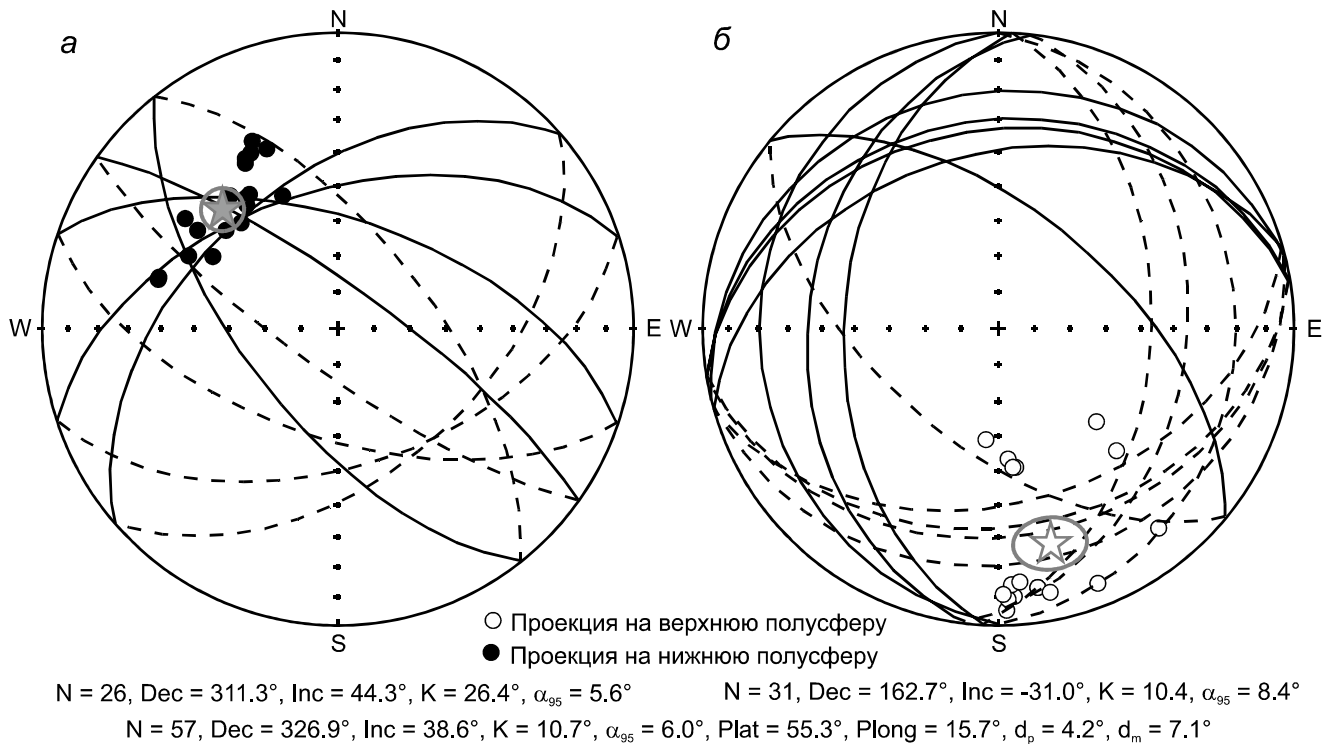
В образце D20/08-01 (рис. 8, а) выделены две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента намагниченности с направлением:  $Dec_s = 207.1^\circ$ ,  $Inc_s = 13.2^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 39.8^\circ$  ( $Dec_g = 203.0^\circ$ ,  $Inc_g = -2.1^\circ$ ) выделена в интервале от 100 до 450°C. Высокотемпературная компонента намагниченности этого образца выделяется в диапазоне температур от 475 до 615°C, стремится в начало координат и имеет направление:  $Dec_s = 178.1^\circ$ ,  $Inc_s = 18.1^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 0.5^\circ$  ( $Dec_g = 177.1^\circ$ ,  $Inc_g = -14.3^\circ$ ).

Низкотемпературная компонента была выделена в естественной остаточной намагниченности 62 образцов (табл. 3), После исключения anomalно намагниченных образцов (предполагаются последствия ударов молний) среднее направление низкотемпературной (она же низкоэрцитивная) компоненты естественной остаточной намагниченности для 42 образцов имеет направление в современной системе координат  $Dec = 354.9^\circ$ ,  $Inc = 59.4^\circ$  при хорошей кучности вокруг среднего –  $K = 21.5$  – и овалом доверия вокруг среднего –  $\alpha_{95} = 5.3^\circ$  (табл. 3). Направление этой компоненты с учетом овала доверия вокруг среднего полностью совпадает с направлением современного магнитного поля в районе работ –  $Dec = 349.5^\circ$  и  $Inc = 59.3^\circ$ .

Высокотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности пород даек выделяется в диапазоне температур от 300 до 600°C. Эта компонента в образцах даек бухты Анна и мыса Де Ливрона имеет положительное наклонение (рис. 9, а; табл. 3), тогда как бухт Средняя и Прибойная – отрицательное (рис. 9, б; табл. 3). Две точки отбора (D20/01 и D20/05) пришлось забраковать по причине высокого, почти вертикального, наклонения, для некоторых из них, что, полагаем, связано с ударами молний, а также почти хаотического распределения этой компоненты вокруг среднего – кучность для 7 образцов дайки D20/05 и 6 образцов дайки D20/01 составляет 2.7 и 4.5, соответственно.

После обращения векторов высокотемпературной намагниченности в одну полярность среднее направление высокотемпературной компоненты NRM в географической системе координат для 57 образцов составляет  $Dec_g = 326.9^\circ$ ,  $Inc_g = 38.6^\circ$ ,  $K_g = 10.7$ ,  $\alpha_{95g} = 6.0^\circ$ , для 8 тел –  $Dec_g = 328.4^\circ$ ,  $Inc_g = 40.8^\circ$ ,  $K_g = 14.8$ ,  $\alpha_{95g} = 14.9^\circ$  (табл. 3).

Была предпринята попытка рассчитать средние направления и в «древней» системе координат, когда плоскости эндоконтактов не вертикальных даек доворачивались до вертикали. При таком повороте значе-



**Рис. 9.** Стереограммы единичных и средних направлений высокотемпературной компоненты намагниченности изученных образцов даек.

*a* – дайки бухты Анна и мыса Де Ливрона, *б* – дайки бухт Средняя и Прибойная.

ния кучностей средних направлений и по образцам, и по телам уменьшались в 2.6 и 3.3 раза, соответственно (табл. 3).

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разницу во времени между эпизодами внедрения даек западного и восточного кластера оценить по имеющимся данным не представляется возможным, но проведенный структурный анализ залегания изученных даек и их вещественный состав в сопоставлении с уже имеющимися данными по геологии, геохимии и геохронологии [4, 8, 28] позволяют заключить, что это один этап магматизма. Внедрения даек как восточного, так и западного кластеров происходили из магматических подводящих каналов одного простирания – субширотного в современных координатах, во-первых, и, вероятно, имели общий родоначальный источник, во-вторых. Вертикальные дайки западного (D20/06) и восточного (D20/10) кластеров являются подводящими каналами для не вертикальных наклонных и субгоризонтальных даек (силлов).

Породы даек претерпели существенные вторичные преобразования. Об этом свидетельствуют как

литературные данные [8, 28], так и результаты настоящей работы. Во-первых, значения LOI для 24 проанализированных образцов имеют широкий размах, от 2.24 до 14.14 %. Вторичные изменения в большей степени испытали базальты и андезибазальты даек восточного кластера (средняя величина  $7.5 \pm 4.3$  %), чем трахибазальты и трахиандезибазальты даек западного кластера (средняя величина  $4.7 \pm 1.8$  %).

Микроскопическое и микронзондовое изучение образцов даек позволили установить: 1) в породах дайки D20/06 (западный кластер) продукты высокотемпературного распада первичного титаномагнетита, температура которого составляла  $\sim 650$  °C; 2) гетерофазное изменение первичных низко-Ti титаномагнетитов в виде их грануляции из пород даек восточного кластера.

Для двух вертикальных и самых мощных из изученных даек зафиксирован инвертированный (R) тип магнитной текстуры, при котором направление  $k_{max}$  эллипсоида восприимчивости перпендикулярно плоскости простирания дайки (контакта). В качестве вариантов интерпретации такой инверсии осей эллипсоида предлагается ряд процессов – механизмов (цитируется по [10]): 1) преобладание однодомных магнитных зерен; 2) магнитостатическое взаимодей-

ствии; 3) конвекция и гравитационное осаждение магнитных частиц в субгоризонтальных пластовых телах; 4) термальная контракция при формировании столбчатой отдельности; 5) рост магнитных кристаллов перпендикулярно контакту; 6) постмагматические деформации и метаморфизм.

Первый и второй механизмы в нашем случае можно не рассматривать по причине отсутствия в значительных количествах однодоменных носителей намагниченности (рис. 4, *ж*), а для объяснения наблюдаемого R-типа анизотропии магнитостатическим взаимодействием нужен плотно упакованный ансамбль однодоменных магнитных носителей [21].

Третий и четвертый механизмы также могут быть исключены, так как ни признаков гравитационного осаждения, ни столбчатой отдельности в исследованных интрузиях не зафиксировано. Поэтому, полагаем, объяснение наблюдаемого R-типа магнитной текстуры в исследованных дайках может быть связано только с 5-м и 6-м механизмами, которые, в свою очередь, обязаны вторичным процессам; рост магнитных минералов перпендикулярно эндоконтакту мог проходить в результате высокотемпературного распада и грануляции первичных титаномагнетитов при постмагматических деформациях и метаморфизме, следы которых отчетливо видны при микроскопическом и микрозондовом изучении продуктов вторичных изменений (рис. 5, 6).

Как можно видеть, три независимых экспериментальных источника, использованных в настоящей работе, свидетельствуют о существенных вторичных изменениях пород даек после их внедрения. И главный вывод для настоящей работы – это вторичный прогрев даек свыше температуры 600 °C, то есть выше точки Кюри магнетита (578 °C). Следовательно, природа выделенной высокотемпературной компоненты NRM даек не первичная, а вторичная. Среднее направление высокотемпературной компоненты NRM в географической системе координат для 57 образцов составляет  $Dec_g = 326.9^\circ$ ,  $Inc_g = 38.6^\circ$ ,  $K_g = 10.7$ ,  $\alpha_{95g} = 6.0^\circ$  (табл. 3), оно явно отличается от современного магнитного поля в месте работ. Закономерное положение даек с прямо и обратно намагниченными породами также свидетельствует в пользу древнего возраста высокотемпературной компоненты.

Поэтому полагаем, что рассчитав положение палеомагнитного полюса, соответствующего этой компоненте NRM, и сопоставив его положение относительно траекторий кажущейся миграции ближайших континентальных плит (Сибирь и Северный Китай), можно определить возраст этого перемагничивания в случае близости полюса даек к одной из этих тра-

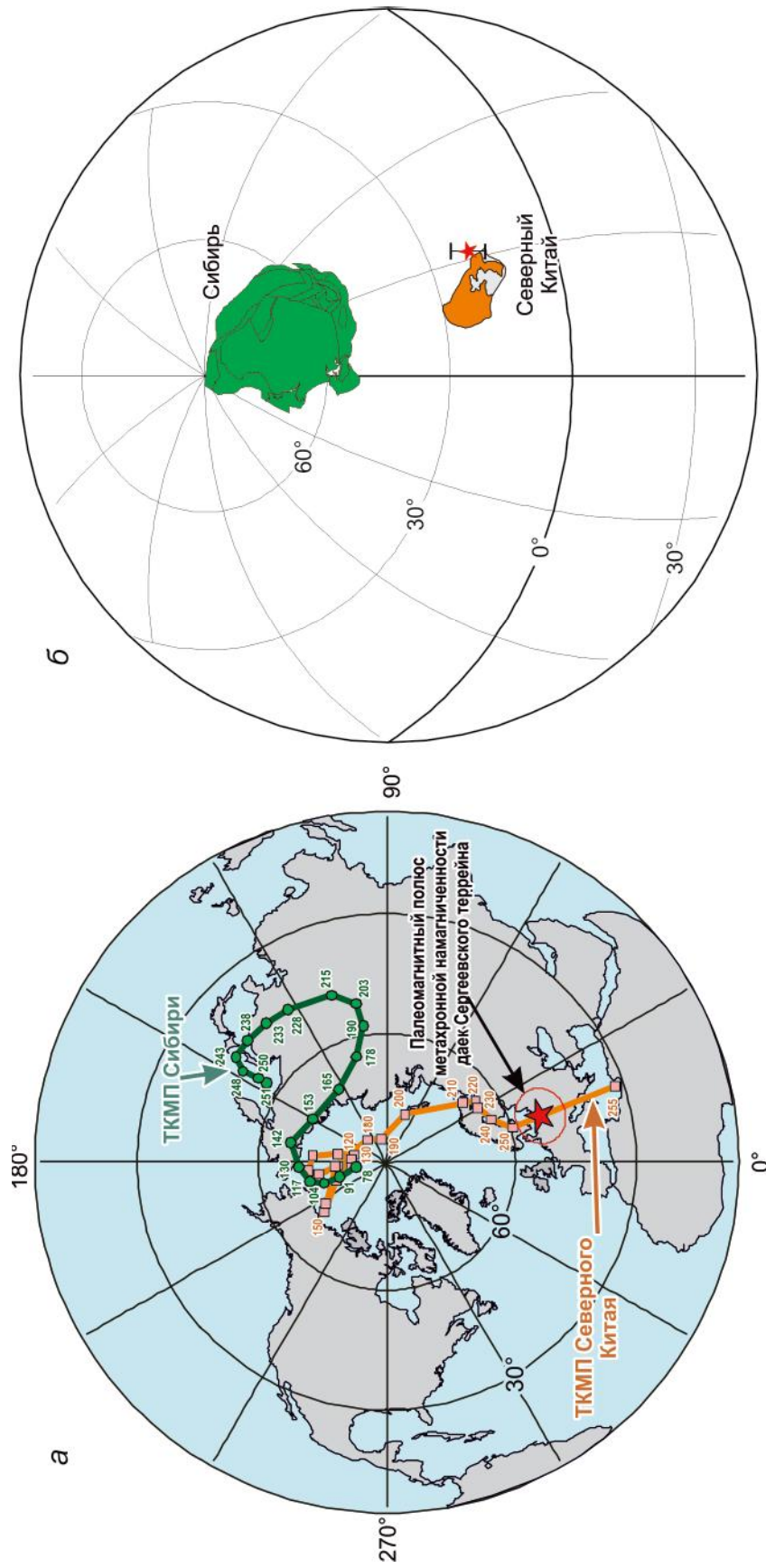
екторий. Можно также оценить широту, на которой находился Сергеевский террейн в момент перемагничивания даек.

Наблюденная разница между направлениями высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярностей (рис. 9; табл. 3) составляет  $152(28)^\circ$ . Как было показано ранее (рис. 2, *д*), поворот против часовой стрелки на  $32^\circ$  приводит к совмещению полюса нормали контакта вертикальной дайки № D20/10 из восточного кластера к полюсу нормали к эндоконтакту вертикальной дайки № D20/06 из западного кластера. При повороте склонения среднего направления высокотемпературной компоненты NRM пород восточного кластера даек на  $32^\circ$  против часовой стрелки получим направление для этой группы даек  $Dec = 130.7^\circ$ ,  $Inc = -31.0^\circ$  и разницу между направлениями высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярностей  $167(13)^\circ$ . Это означает, что тест «обращения» в случае двух зафиксированных антиподальных выборок можно характеризовать как «С» [27].

Строго говоря, нам не известно, какой кластер, западный или восточный, вращался по отношению к другому, поэтому расчет палеомагнитного полюса высокотемпературной компоненты NRM даек был рассчитан без учета этого поворота –  $Plat = 55.3^\circ$ ,  $Plong = 15.7^\circ$ ,  $d_p = 4.2^\circ$ ,  $d_m = 7.1^\circ$ . Сопоставление координат вновь полученного палеомагнитного полюса с траекториями кажущейся миграции полюсов Сибири и Северного Китая показало, что его положение близко позднепермскому–раннетриасовому участку траектории полюса Северного Китая (рис. 10, *а*).

На рис. 10, *б* представлена магнитотектоническая реконструкция положений Сибири и Северного Китая на время примерно 250 млн лет назад и палеоширотное положение Сергеевского террейна ( $21.8 \pm 4.2^\circ$ ), рассчитанное согласно направлению метахронной компоненты базитовых даек. Отчетливо видно, что палеоширота Сергеевского террейна на момент приобретения метахронной компоненты естественной остаточной намагниченности базитовыми дайками согласуется с палеоширотами Северного Китая, палеошироты современного северо-восточного края которого идентичны (в пределах ошибки) расчетным палеоширотам террейна. Следовательно, с большой уверенностью можно предполагать, что метаморфическое событие, в результате которого базитовые дайки были перемагничены, произошло на рубеже поздняя пермь/ранний триас у северо-восточного края Северо-Китайского кратона (рис. 10, *б*).

Оценка времени метаморфических событий, приведших к перемагничиванию мафитовых даек



**Рис. 10.** Сопоставление палеомагнитного полюса метакриной намагниченности дяк Сергеевского террейна (звезда) с мезозойскими траекториями кажущейся миграции полюсов Сибири [5] и Северного Китая [37, 38] (а) и магнитотектоническая реконструкция положения Сергеевского террейна относительно Сибири и Северного Китая на конец пермского периода (б). Реконструкция построена с использованием программы Gmap [34].

Сергеевского террейна, по нашим данным составляет около 250 млн лет назад. Это хорошо согласуется с прямым геохронологическим возрастом этих даек. Исследованные нами дайки, судя по их составу (рис. 3, а), сопоставимы с дайками группы «В» из работы [28], возраст которых авторы определяют не моложе границы перми и триаса по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  [28]. Вполне возможно, что возраст этой группы даек немного древнее, поскольку верхнее древнее «плато» на графике [28, фиг. 13] имеет возраст 272 млн лет.

Какие события могли вызвать столь обширное по площади и длительное во времени перемагничивание (конец одной магнитозоны–начало другой)? В конце перми–триасе происходили основные столкновения и слияния континентальных фрагментов Сино-Корейской плиты во время индосинийского тектонического события; в этот период была сформирована Солонкер-Хар-Мурен-Чанчунь коллизионная зона, переходящая в левостороннюю сдвиговую зону Дуньхуа-Мишань [36]. По нашему мнению, оно могло быть связано с эволюцией Солонкерского бассейна, закрытие которого шло именно в это время в виде смыкающихся «ножниц» с запада на восток [6].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные при выполнении настоящего исследования данные, в первую очередь петро- и палеомагнитные, позволяют сделать следующие выводы.

1. Внедрения даек бухты Анна, мыса Де Ливрона (западный кластер) и бухт Средняя, Прибойная (восточный кластер) происходили из магматических подводных каналов одного простирания – субширотного в современных координатах, и, вероятно, имели общий родоначальный источник. Вертикальные дайки западного (мыс Де Ливрона, D20/06) и восточного (бухта Средняя, D20/10) кластеров являются подводными каналами для невертикальных наклонных и субгоризонтальных даек (силлов).

2. Породы даек претерпели существенные вторичные преобразования. Об этом свидетельствуют как литературные данные [8, 28], так и результаты настоящей работы. Выявленный инвертированный тип магнитной текстуры в исследованных дайках обязан высокотемпературному распаду и грануляции первичных титаномagnetитов при постмагматических деформациях и метаморфизме, следы которых отчетливо видны при микроскопическом и микрозондовом изучении продуктов вторичных изменений.

3. Три независимых экспериментальных источника, использованных в настоящей работе, свидетельствуют о существенном вторичном изменении пород даек после их внедрения – это вторичный прогрев

даек свыше температуры 600 °С, то есть выше точки Кюри магнетита (578 °С). Природа выделенной высокотемпературной компоненты NRM даек не первичная, а вторичная – метакронная.

4. Оценка времени метаморфического события, приведшего к перемагничиванию мафитовых даек Сергеевского террейна, по палеомагнитным данным составляет около 250 млн лет назад. Расчетная палеоширота Сергеевского террейна на момент приобретения метакронной компоненты естественной остаточной намагниченности базитовыми дайками ( $21.8 \pm 4.2^\circ$  северной широты) согласуется с палеоширотами северо-восточного края Северо-Китайского кратона на рубеже поздняя пермь/ранний триас. С большой уверенностью можно предполагать, что метаморфическое событие, в результате которого базитовые дайки были перемагничены, произошло при столкновении и слиянии континентальных фрагментов Сино-Корейской плиты во время индосинийского тектонического события.

Приложение 1, 2 находятся на сайте журнала [http://itig.as.khb.ru/POG/2022/n\\_3/pdf/Didenko.pdf](http://itig.as.khb.ru/POG/2022/n_3/pdf/Didenko.pdf)

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность А.И. Ханчуку и В.В. Голозубову за плодотворное совместное обсуждение проблем построения палеорекострукций Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, а также рецензентам рукописи Д.В. Метелкину и Е.В. Скларову, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Помощь в оформлении текста оказала Е.Ю. Диденко, за что авторы ей благодарны.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 21-55-50001), а также в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и международного соглашения о проведении совместных научных исследований с университетом г. Тояма (Япония).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ пород островодужного генезиса Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 50–75.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 (1–572 с). Кн. 2 (573–981 с.).
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Тектоника Сергеевского тер-

- рейна (Южный Сихотэ-Алинь). Владивосток: Дальнаука, 2011. 11 с.
5. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 65–79.
  6. Диденко А.Н., Ли Юн-фей, Песков А.Ю., Сунь Шоу-лян, Каретников А.С., Чжоу Юн-хэн. Палеомагнетизм формаций Линкис и Хингфужилу (Внутренняя Монголия, Китай): геодинамические следствия // *Тихоокеан. геология*. 2016. Т. 35, № 5. С. 3–23.
  7. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М. В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // *Физика Земли*. 2017. № 5. С. 121–138.
  8. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чащин А.А., Скляр Е.В. Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56 с.
  9. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
  10. Латышев А.В., Ульяхина П.С., Криволицкая Н.А. Признаки записи инверсии геомагнитного поля в пермо-триасовых интрузиях ергалахского комплекса (Норильский район) // *Физика Земли*. 2019. № 2. С. 92–110.
  11. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеан. геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  12. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеомагнетизм и петрохимия песчаников горинской и пионерской свит Журавлевско-Амурского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // *Тихоокеан. геология*. 2019. Т. 38, № 6. С. 69–80.
  13. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
  14. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 55 с.
  15. Шолпо Л.Е., Русинов Б.Ш., Илаев М.Г. и др. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра. 1986. 224 с.
  16. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D., Structural geology algorithms: vectors & tensors. Cambridge, England, Cambridge Univ. Press, 2013. 289 p.
  17. Chadima M. Rema6W - MS Windows Software for controlling JR-6 series spinner magnetometers / M. Chadima, J. Pokorny, M. Dusek // *The Earth's Magnetic Interior* / E. Petrovsky et al. (eds.). IAGA Speci. Sopron Book Series 1. 2011. P. 303–309.
  18. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence / R. Day, M.D Fuller, V.A. Schmidt // *Physics of the Earth and Planet. Interiors*. 1977. N 13. P. 260–267.
  19. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms vs. Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. 22 p.
  20. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data / R.J. Enkin // *Pacific Geosci. Centre, Geol. Surv. of Canada*, 1994. 16 p.
  21. Fanjat G., Camps P., Shcherbakov V., Barou F., Sougrati M.T., Perrin M. Magnetic interactions at the origin of abnormal magnetic fabrics in lava flows: a case study from Kerguelen flood basalts // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 815–832.
  22. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // *Proc. Roy. Soc. London*, 1953. V. A217. P. 295–305.
  23. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid / D. Flinn // *Geol. Mag.* 1965. V. 102, N. 1. P. 36–45.
  24. Galerne C.Y., Neumann E.-R., Planke S. Emplacement mechanisms of sill complexes: Information from the geochemical architecture of the Golden Valley Sill Complex, South Africa // *J. Volcanology and Geotherm. Res.* 2008. V. 177. P. 425–440. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.004.
  25. Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // *J. Petrol.* 2006. V. 47, N 6. P. 1255–1259.
  26. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // *J. Petrol. Oxford*. 1986. V. 27. P. 745–750.
  27. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
  28. Nechaev V.P., Sklyarov E.V., Isozaki Y., Kruk N.N., Travin A.V., Tsutsumi Y., Nechaeva E.V. A major change in magma sources in late Mesozoic active margin of the circum-Sea of Japan domain: Geochemical constraints from late Paleozoic to Paleogene mafic dykes in the Sergeevka belt, southern Primorye, Russia // *Island Arc*. 2021. V. 30, N 1. e12426. <https://doi.org/10.1111/iar.12426>
  29. Schmiedel T., Galland O., Haug Ø.T., Dumazer G., Breitreuz C. Coulomb failure of Earth's brittle crust controls growth, emplacement and shapes of igneous sills, saucer-shaped sills and laccoliths // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 510. P. 161–172. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.011>
  30. Spencer K.J., Lindsley D.H. Solution model for coexisting iron-titanium oxides // *Amer. Mineralogist*. 1981. V. 66. P. 1189–1201.
  31. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / A.D. Saunders, M.J. Norry Eds. // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
  32. Tauxe L. Essentials of paleomagnetism // Fifth Web Edition. 2020. <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/#x1-15600013>
  33. Thebaud E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation // *Earth Planet & Space*. 2015. V. 67. Article N 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>
  34. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modeling: Virtual reality with GMAP // *Computer & Geosci.* 1999. V. 25. P. 395–402.
  35. Varga R.J., Gee J.S., Staudigel H., Tauxe L. Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos ophiolite, Cyprus // *J. Geophys. Res.*

1998. V. 103. P. 5241–5256.
36. Wan T. The tectonics of China: Data, maps and evolution. Publ.: Springer, Berlin, Heidelberg. 2013. 506 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-11868-5>.
37. Wu H., Chang C.F., Liu C., Zhong D.L. A paleomagnetic study of the movement of SCB and NCB and its implications for the evolution of the Qinling orogenic belt (in Chinese) // *Sci. Geol. Sinica*. 1990. V. 3. P. 201–213.
38. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2017. V. 171. P. 492–519.
39. Zijdeveld J.D.A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results / J.D.A. Zijdeveld // *Methods in Paleomagnetism* / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. Elsevier: Amsterdam, 1967. P. 254–286.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

после доработки 30.12.2021 г.

принята к печати 19.01.2022 г.

***A.N. Didenko, S.A. Kasatkin, M.V. Arkhipov, A.Yu. Peskov, N.S. Konovalova, Sh. Otoh (Shigeru Otoh), K.V. Obraztsov***

**Rock magnetism and paleomagnetism of mafic dikes of the Sergeevka terrane (southern Sikhote-Alin)**

The paper presents the results of paleomagnetic and rock magnetic studies of rocks from the mafic dikes of the Sergeevka terrane that intruded the basement rocks. Currently, they are widespread in coastal outcrops of the eastern part of the Peter the Great Bay of the Sea of Japan between Anna and Priboinaya bays in the south of Primorsky Krai. Structural information allows us to conclude that dikes of both the eastern (Srednyaya Bay-Priboinaya Bay) and the western (Anna Bay-Cape De Livron) clusters intruded from the igneous centers of the same strike. Rocks of the dikes have undergone significant secondary alterations. Inverse magnetic fabric in the dikes is the result of high-temperature decomposition and granulation of primary titanomagnetites during postmagmatic deformations and metamorphism, traces of which are clearly visible in the microscopic and microprobe study of secondary alteration products. All this testifies to a significant secondary change in the rocks of the dikes after their intrusion. This is the secondary heating of the dikes above a temperature of 600 °C, that is, above the Curie point of magnetite (578 °C). The nature of the isolated high-temperature NRM component of the dikes is not primary, but secondary, that is, metachronous. The paleomagnetic data constrained the time of the metamorphic event leading to the remagnetization of mafic dikes of the Sergeevka terrane to ca. 250 Ma. The calculated paleolatitude of the Sergeevka terrane at the time of acquisition of the metachronous NRM component by mafic dikes ( $21.8 \pm 4.2^\circ$  N) is consistent with the paleolatitudes of the northeastern edge of the North China Craton at the Late Permian/Early Triassic boundary.

***Key words:* Sergeevka terrane, Sikhote-Alin orogenic belt, dikes, rock magnetism, paleomagnetism, metachronous magnetization, paleolatitude.**