

**ПЕТРО-ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРОДИОРИТОВ  
НИЖНЕАМУРСКОГО КОМПЛЕКСА ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКОГО ТЕРРЕЙНА  
(СИХОТЭ-АЛИНЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)**

*А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>, М.В. Архипов<sup>2</sup>, Ю.В. Талтыкин<sup>2</sup>, В.О. Крутикова<sup>2</sup>, Е.А. Коновалова<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

<sup>2</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: arkipov\_mv@mail.ru

Поступила в редакцию 24 марта 2023 г.

В работе представлены результаты петро- и палеомагнитных исследований габбродиоритов 1-й фазы нижнеамурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна (Понийский массив, Пони-Мулинский рудный узел), на основе которых было определено, что Приамурская зона в момент формирования нижнеамурского интрузивного комплекса (сеноман-турон), находилась примерно на 10° севернее своего современного положения и располагалась между Центральным Сихотэ-Алиньским на востоке и Приамурским на западе разломами. Показано, что широтных перемещений Приамурской зоны Журавлевско-Амурского террейна относительно Евразийского континента, начиная с середины сеномана, не было, однако зафиксирован более чем 20-градусный разворот зоны против часовой стрелки относительно континента, что хорошо объясняется в рамках «шарикоподшипниковой» (ball-bearing) тектонической модели при эшелонированном действии Приамурского и Центрального Сихотэ-Алиньского левосторонних сдвигов. Левосторонние сдвиговые системы, вероятно, могли являться каналами для поступления мантийного материала при формировании крупнейшего медно-порфирового месторождения Малмыж, входящего наряду с Пони-Мулинским рудным узлом в Нижне-Амурскую минерагеническую зону.

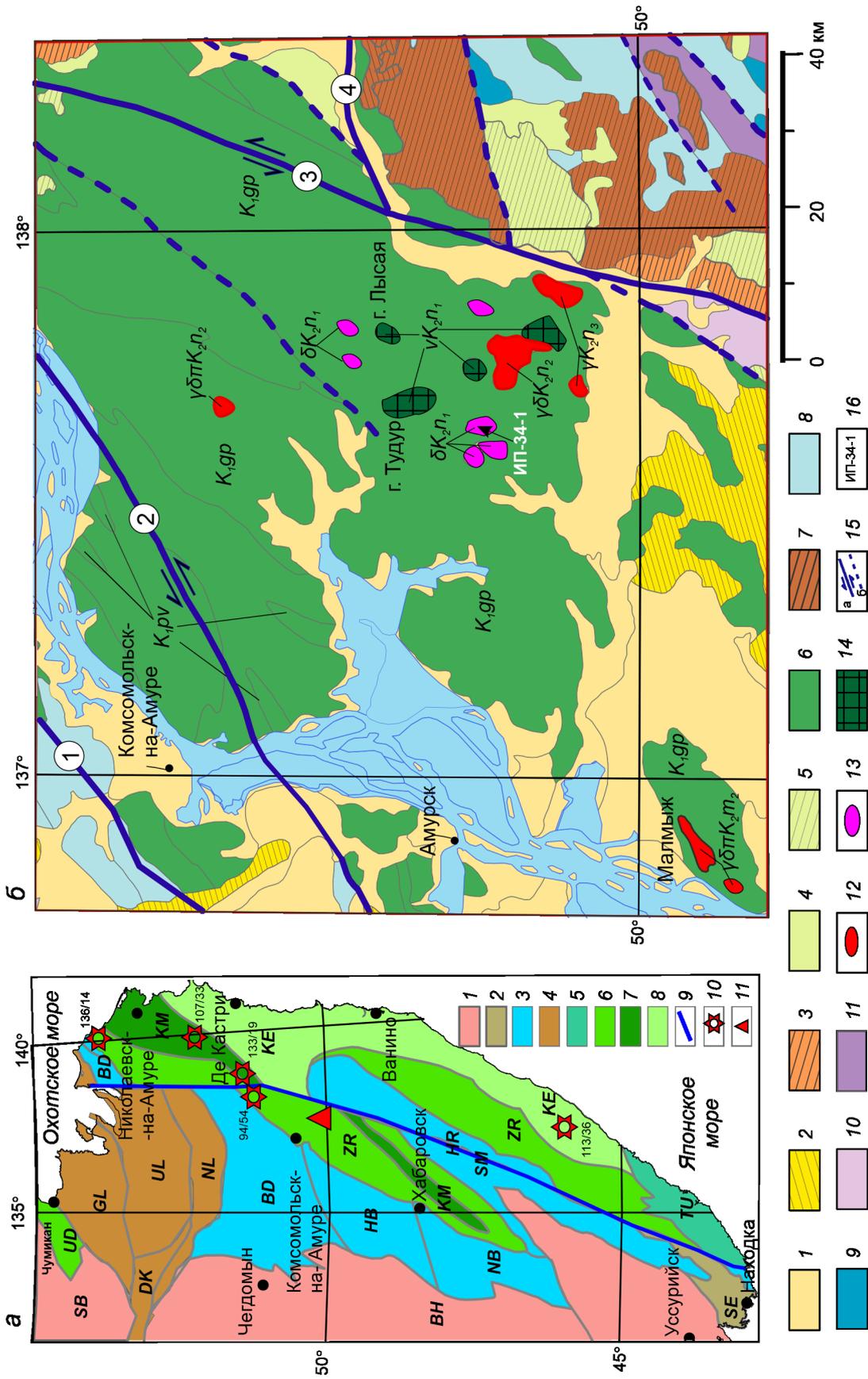
**Ключевые слова:** палеомагнетизм, петромагнетизм, палеоширота, Понийский массив, Журавлевско-Амурский террейн, Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

Аккреционную структуру Сихотэ-Алиньского орогенного пояса формируют в основном террейны, сложенные фрагментами аккреционных призм, турбидитовых бассейнов и островных дуг юрско-мелового возраста [5, 7, 22, 41 и другие]. Из всех методов, используемых для выделения и восстановления доаккреционной, собственно аккреционной и постааккреционной истории террейнов, определения типа последних – автохтонный или аллохтонный – только палеомагнитный метод может привнести количественную меру в оценку расстояний и скоростей их горизонтальных перемещений, что делает его одним из основных при террейновом анализе. Палеомагнитные данные, как указывал А.Н. Храмов [29], позволяют выделить и дать кинематическую характеристику 4-м этапам горизонтальных движений террейнов: 1 – принадлежность блока к материнской плите; 2 – отрыв блока от материнской плиты и его дрейф; 3 – столк-

новение с кратоном или с ранее причлененными к последнему блоками; 4 – консолидация тектонической структуры («припаивание» блока к континенту).

Основное время становления тектонической структуры Сихотэ-Алиньского орогенного пояса – это мел. В последние годы сотрудниками лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН были получены новые кондиционные палеомагнитные данные по ряду меловых комплексов Сихотэ-Алиня (рис. 1, а): 1) образование пород пионерской свиты Журавлевско-Амурского террейна в валанжине произошло на широте 14° с.ш. в геодинамической обстановке синдвигового турбидитового бассейна; 2) образование пород киселёвской свиты Киселёвско-Маноминского террейна произошло в валанжин-готериве на широте около 19° с.ш. во внутриплитной обстановке; 3) образование пород кемской свиты одноименного террейна происходило не ранее альба в обстановке зрелой островной дуги на широте 36° с.ш. у окраины Евразийского палео-



континента в зоне влияния сноса континентального материала; 4) в альбе, возможно в начале сеномана, на широте около  $33^\circ$  с.ш. в обстановке интраокеанической островной дуги, у ее подножья и в осевой части желоба, куда поступал терригенный материал, образовался граувакковый комплекс (силасинская свита) Киселёвско-Маноминского террейна; 5) породы утицкой свиты Журавлевско-Амурского террейна сформировались в конце сеномана-туроне на широте около  $54^\circ$  с.ш. в обстановке активной континентальной окраины.

Некоторые из этих новых данных имеют принципиальное значение для восстановления геологической истории Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, так как позволяют тестировать существующие террейновые модели пояса. Например, наши данные не согласуются с моделью, предложенной в [39], в которой предполагается, что и Киселёвско-Маноминский, и Журавлевско-Амурский, и Восточно-Сахалинский террейны в раннем мелу располагались на одних и тех же широтах ( $20\text{--}30^\circ$ ) северного полушария. И, наоборот, согласуются с террейновой концепцией образования Сихотэ-Алиньско-Северо-Сахалинского орогенного пояса, согласно которой ряд геологических комплексов, занимавших различное палеоширотное положение, с конца раннего мела были перемещены на север вдоль трансформной континентальной окраины на несколько тысяч километров [5, 7, 21, 40 и многие другие].

Хотя в последнее время получены новые меловые палеомагнитные определения (см. выше), остается еще ряд вопросов, требующих своего решения. И один из основных вопросов – это существенное

различие палеоширот по разные стороны Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (далее ЦСАР). Если для меловых комплексов, расположенных восточнее разлома, диапазон палеоширот образования валанжин-альбских комплексов составляет  $14\text{--}36^\circ$  северной широты, то палеоширота образования утицкой свиты сеноманского возраста [16], расположенной западнее разлома, равна  $54^\circ$  северной широты, что выше ее современного положения. Породы утицкой свиты расположены в пределах Журавлевско-Амурского террейна, так же как и исследованные породы пионерской свиты (рис. 1, а).

Необходимо отметить, что с восточной стороны от ЦСАР имеется 4 кондиционных палеомагнитных определения, тогда как к западу всего лишь одно. Поэтому основной задачей настоящих исследований являлось получение кондиционного по современным критериям палеомагнитного определения для меловых комплексов, расположенных с западной стороны от ЦСАР. Наиболее перспективными объектами являются хорошо датированные вулканоплутонические породы нижеамурского комплекса [24], расположенные к западу от разлома (рис. 1, а, б).

Еще одной причиной, побудившей нас провести палеомагнитные исследования на породах нижеамурского комплекса, является их пространственно-временная близость к породам мяочанского комплекса, с которыми связано крупнейшее в нашей стране медно-порфировое месторождение Малмыж (рис. 1, б) с запасами руды 2.4 млрд тонн [26]. Малмыжский и Пони-Мулинский рудные узлы расположены рядом и входят в одну Нижне-Амурскую минерогеническую зону [8, 9]. Полагаем, что определение

**Рис. 1.** Положение изученного объекта на тектонической схеме террейнов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [5, 41] (а) и фрагмент Государственной геологической карты [8] района исследований с упрощением и дополнением (б).

Легенда рис. 1, а: 1 – домены докембрийской континентальной окраины (ВН – Буря-Дзямусы-Ханка супертеррейн, СВ – Сибирский кратон); 2–8 – террейны: 2 – палеозойской континентальной окраины, перекрывающие юрскую аккреционную призму (HR – Хорский, SE – Сергеевский); 3 – юрской аккреционной призмы (BD – Баджальский, HB – Хабаровский, NB – Наданьхада-Бикинский, SM – Самаркинский); 4 – Монголо-Охотского орогенного пояса (GL – Галамский, DK – Джагды-Кербинский, NL – Ниланский, UL – Ульбанский); 5 – раннемеловой аккреционной призмы (TU – Таухинский); 6 – раннемелового турбидитового бассейна (ZR – Журавлевско-Амурский); 7 – готерив-раннеальбской аккреционной призмы (KM – Киселевско-Маноминский); 8 – готерив-раннеальбской островной дуги (KE – Кемский); 9 – Центральный Сихотэ-Алиньский разлом; 10 – палеомагнитные определения меловых пород, выполненные нами ранее, с указанием возраста в млн лет (числитель) и палеошироты в градусах (знаменатель); 11 – место проведения настоящих исследований.

Легенда рис. 1, б: 1 – стратифицированные отложения квартера; 2 – неогеновые базальты; 3 – палеогеновые гранитоиды; 4 – стратифицированные отложения верхнего мела; 5 – позднемеловые гранитоиды; 6 – стратифицированные отложения нижнего мела ( $K_{1rv}$  – пиванская свита,  $K_{1gr}$  – горнопротокская свита); 7 – раннемеловые гранитоиды; 8 – стратифицированные отложения верхней юры; 9 – стратифицированные отложения нижней юры; 10 – стратифицированные отложения верхнего триаса; 11 – стратифицированные отложения среднего триаса; 12 – гранитоиды 2-й и 3-й фаз мяочанского ( $\gamma\delta K_2m_2$  – Малмыж) и нижеамурского ( $\gamma\delta K_2n_2$ ,  $\gamma K_2n_3$  – Пони) комплексов; 13 – диориты 1-й фазы нижеамурского ( $\delta K_2n_1$  – Пони) комплекса; 14 – габбродиориты 1-й фазы нижеамурского ( $\nu K_2n_1$  – Пони) комплекса; 15 – разломы: а) основные с указанием типа смещения (1 – Бокторский, 2 – Приамурский (Киселевский), 3 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 4 – Гурский); б) второстепенные; 16 – «ИП-34-1» положение геохронологически датированного образца монцодиорит-порфира Пони-Мулинского рудного поля [24]. Проекция Гаусса-Крюгера, центральный меридиан  $137.5^\circ$ .

первичного палеоширотного положения нижеамурского комплекса будет способствовать созданию полной геодинамической модели формирования медно-порфировой системы с уникальным месторождением Малмыж, входящим по своим запасам в 5 % крупнейших всего мира [12, 19].

#### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА РАБОТ

Согласно схеме геолого-структурного районирования [8, 9 и другие], рассматриваемая территория расположена на севере Среднеамурского бассейна и входит в состав Приамурской подзоны Западной структурно-формационной зоны Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Для Приамурской подзоны характерно широкое распространение горнопротокской ( $K_1gr$ ) свиты, которая с угловым несогласием залегает на отложениях пиванской ( $K_1pv$ ) свиты (рис. 1, б). Возраст пиванской свиты, венчающей комсомольскую серию, определен как валанжинский [8, 9], что согласуется с данными недавно проведенных геохронологических исследований детритовых цирконов из этой свиты [17].

Горнопротокская свита имеет изменчивый литологический состав как по латерали, так и по вертикали; в ней выделяется базальный горизонт мощностью от 10 до 350 м конгломератов и гравелитов, переходящих в песчаники и алевролиты. Последние формируют невыдержанные по мощности (0.5–20 м) пакеты слоев, чередующихся между собой. Возраст свиты определен как апт-альб по находкам *Inoceramus anglicus* Woods в алевролитах береговых обнажений оз. Болонь [9], находящегося в 20-ти км западнее месторождения Малмыж. Породы горнопротокской свиты, вмещающие интрузивы нижеамурского и мяочанского комплексов (рис. 1, б), перекрыты рыхлыми отложениями квартала аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, общая мощность которых может достигать более 100–150 м. Опробованный интрузивный массив г. Лысая нижеамурского комплекса находится в центре синклинали структуры северо-восточного простирания, которую образуют породы горнопротокской свиты.

Нижеамурский комплекс представлен интрузивами трех фаз внедрения:

1) габбро, габбронориты, монцогаббро, монцониты ( $vK_2n_1$ ), диориты и кварцевые диориты ( $\delta$ ), которые слагают несколько изометричных или слегка удлиненных штоков (Болжинский, Пельхинский, Ходжарский и др.) с площадью выходов от 2 до 12 км<sup>2</sup>. К этой фазе относится и опробованный нами шток г. Лысая (рис. 1, б);

2) гранодиориты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты ( $\gamma\delta K_2n_2$ ); гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta\pi$ ) представлены двумя интрузиями: крутопадающим штоком (около 4 км<sup>2</sup>) в верховье р. Селихин и интрузивом сложной конфигурации с площадью выхода 18 км<sup>2</sup> в составе Наулинского массива

3) гранит-порфиры ( $\gamma\pi K_2n_3$ ) слагают штокообразные интрузии (3 и 10 км<sup>2</sup>) на правом берегу р. Гур.

Основными минералами изученных габбродиоритов г. Лысая являются плагиоклаз (70–85 %), моноклинный пироксен (10–15 %), кварц и калишпат (2–4 %), рудные (1 %). Плагиоклазы представлены кристаллами призматической формы, которые, как правило, затронуты небольшими вторичными изменениями – серицитизация и карбонатизация. Пироксены (авгит) образуют удлиненные восьмиугольные зерна, очень часто сдвойникованные. Наряду со свежими зернами пироксена присутствуют псевдоморфозы по нему, выполненные агрегатом зеленоватого волокнистого амфибола (актинолита) или хлоритами. Рудный минерал представлен магнетитом (титаномагнетитом), образующим равномерную вкрапленность в породе.

Возраст интрузивных пород нижеамурского комплекса по данным K-Ar геохронологического анализа монцонитоидов Болжинского и Ходжарского штоков, выполненного при геолого-съемочных работах начала 1960-х годов, определен в диапазоне 90–100 млн лет [9]. Этот возраст подтвержден U-Pb возрастом цирконов из клинопироксен-роговообманковых биотитсодержащих монцодиорит-порфиров (проба ИП-34-1; рис. 1, б) –  $93.3 \pm 1.2$  млн лет [24]. Возраст пород нижеамурского комплекса Пони-Мулинского рудного узла практически аналогичен возрасту пород мяочанского комплекса Малмыжского рудного узла. Так U-Pb возраст цирконов из интрузивных пород Малмыжского рудного поля составляет 100–95.2 млн лет [28]. Аналогичный возраст был получен и в двух других работах –  $96.1 \pm 1.8$ ,  $97.3 \pm 0.8$ ,  $99.3 \pm 1.6$  млн лет для цирконов из кварцево-диоритового штока [3],  $97.2 \pm 1.1$  и  $99.4 \pm 1.3$  млн лет для роговообманковых диоритов [24]. В дальнейшем, при интерпретации палеомагнитных данных и построении палеореконструкции возраст изученных габбродиоритов г. Лысая принимается как  $95 \pm 2$  млн лет.

Тектоническое развитие региона, и в частности Пони-Мулинского рудного поля, достаточно подробно описано в работах [24, 28, 43]. Отметим тот факт, что интрузивные породы нижеамурского и мяочанского комплексов относятся к завершающему этапу альб-сеноманского магматизма в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе, генетически связанному с развитием трансформной окраины [27]. Основными тектони-

ческими процессами в это время были левосторонние сдвиги. В нашем случае это Приамурский (Киселевский) на западе и Центральный Сихотэ-Алиньский на востоке (рис. 1, б).

#### МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ориентировка образцов и структурных элементов во время полевых работ проводилась магнитным компасом, отбор палеомагнитных образцов осуществлялся при помощи геологического молотка и зубила. Согласно модели IGRF-12 [48], значения склонения, наклона и напряженности магнитного поля в районе работ ( $50.28^\circ$  с.ш.,  $137.81^\circ$  в.д.) на эпоху 2022 года составляли  $-12.1^\circ$ ,  $+65.6^\circ$  и  $43.7$  А/м, соответственно. Поправка за магнитное склонение учитывалась в средних палеомагнитных направлениях.

Распиловка ориентированных штуфов на изометричные кубические образцы (с ребрами 1 и 2 см) проводилась на электропиле охлаждаемым водой алмазным диском. 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 пермаллоя 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  $2 \times 10^{-6}$  А/м), помещенном в кольца Гельмгольца;

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

3) определение гистерезисных характеристик изучаемых габбродиоритов проводилось путем измерения полных петель магнитного гистерезиса по намагниченности насыщения ( $I_s$ ) в постоянном магнитном поле  $477.6$  кА/м и намагниченности остаточного насыщения ( $I_{rs}$ ) с определением коэрцитивной силы ( $H_c$ ) и остаточной коэрцитивной силы ( $H_{cr}$ ), которые использовались для определения доменного состояния носителей намагниченности. Измерения проводи-

лись на установке для снятия гистерезисных параметров (производство ГО «Борок» ИФЗ РАН);

4) определение состава минералов-носителей намагниченности проводилось при помощи термомагнитного анализа намагниченности насыщения ( $I_s$ -T) на термомагнитном анализаторе фракций ТАФ-2 (производства ГО «Борок» ИФЗ РАН). В качестве температурного эталона использовался композитный образец с Ni ( $T_c = 358^\circ\text{C}$ ) +  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  ( $T_c = 580^\circ\text{C}$ ) +  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $T_c = 675^\circ\text{C}$ );

5) 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). 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 при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка  $\sim 500$ – $700$  пА, и диаметре пучка  $\sim 100$ – $130$  нм.

Все палеомагнитные образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от  $100$  до  $590^\circ\text{C}$  с числом шагов от 10 до 12 в электропечи, помещенной в 4 пермаллоевых экрана (степень компенсации магнитного поля  $\sim 15$  нТл). Для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания при каждом нагреве положение образцов в печи менялось хаотически, а перенос образцов от печи к измерительному прибору осуществлялся в пермаллоевом контейнере. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось при анализе данных размагничивания путем использования пакета специализированных прикладных компьютерных программ PMGSC [34].

Расчет координат палеомагнитных полюсов, реконструкции положения изученного блока и его кинематических параметров относительно Евразии, согласно полученным палеомагнитным данным, проводились с помощью пакета программ GMAP [49].

#### ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ ИССЛЕДОВАННЫХ ГАББРОДИОРИТОВ

##### Характеристика NRM, $k$ и магнитной анизотропии габбродиоритов

Величины  $k$  и NRM изученных образцов имеют небольшой размах. Для  $k$  размах составляет от

$7 \times 10^{-3}$  до  $47 \times 10^{-3}$  ед. СИ, причем распределение этой характеристики близко к логнормальному – среднее арифметическое, среднее геометрическое и медианное значения этой выборки практически равны (рис. 2, а). Для NRM размах составляет от 0.1 до 1.9 А/м, но распределение этой характеристики, как можно видеть на гистограмме, отличается от логнормального – асимметрия и эксцесс выборки составляют  $1.9 \pm 0.3$  и  $5.1 \pm 0.6$ , соответственно (рис. 2, б). По графику  $\text{Log}(k)\text{--}\text{Log}(\text{NRM})$  можно заключить, что между этими характеристиками нет значимой положительной корреляции (рис. 2, в;  $r_k = 0.415$ ), во-первых, и, во-вторых, отсутствие такой зависимости свидетельствует, скорее всего, и об отсутствии существенных вторичных изменений, связанных с деформационными процессами и появлением носителей намагниченности в деформационном поле. Отношение Кенигсбергера  $Q_n = \text{NRM}/(k \times h)$ , где  $h = 40$  А/м или  $\sim 0.5$  Э, образцов габбродиоритов варьируется от 0.097 до 1.506, некоторые из них имеют  $Q_n > 1$ , что говорит о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной в этих образцах (рис. 1, в).

Об отсутствии вторичных изменений, связанных с деформационными процессами, в исследованных образцах габбродиоритов свидетельствуют:

1) незначительная величина коэффициента анизотропии начальной магнитной восприимчивости для всей коллекции; при среднем арифметическом 2.15 % размах выборки составляет от 1.1 до 3.5 %. Распределение этой характеристики близко к нормальному – среднее арифметическое, среднее геометрическое и медианное значения этой выборки практически равны (рис. 2, г);

2) отсутствие какой-либо корреляции между коэффициентом анизотропии  $k$ , с одной стороны, и NRM и  $k$ , с другой (рис. 2, д). Для обеих зависимостей коэффициент корреляции Пирсона меньше 0.05.

#### **Анизотропия начальной магнитной восприимчивости, магнитная текстура**

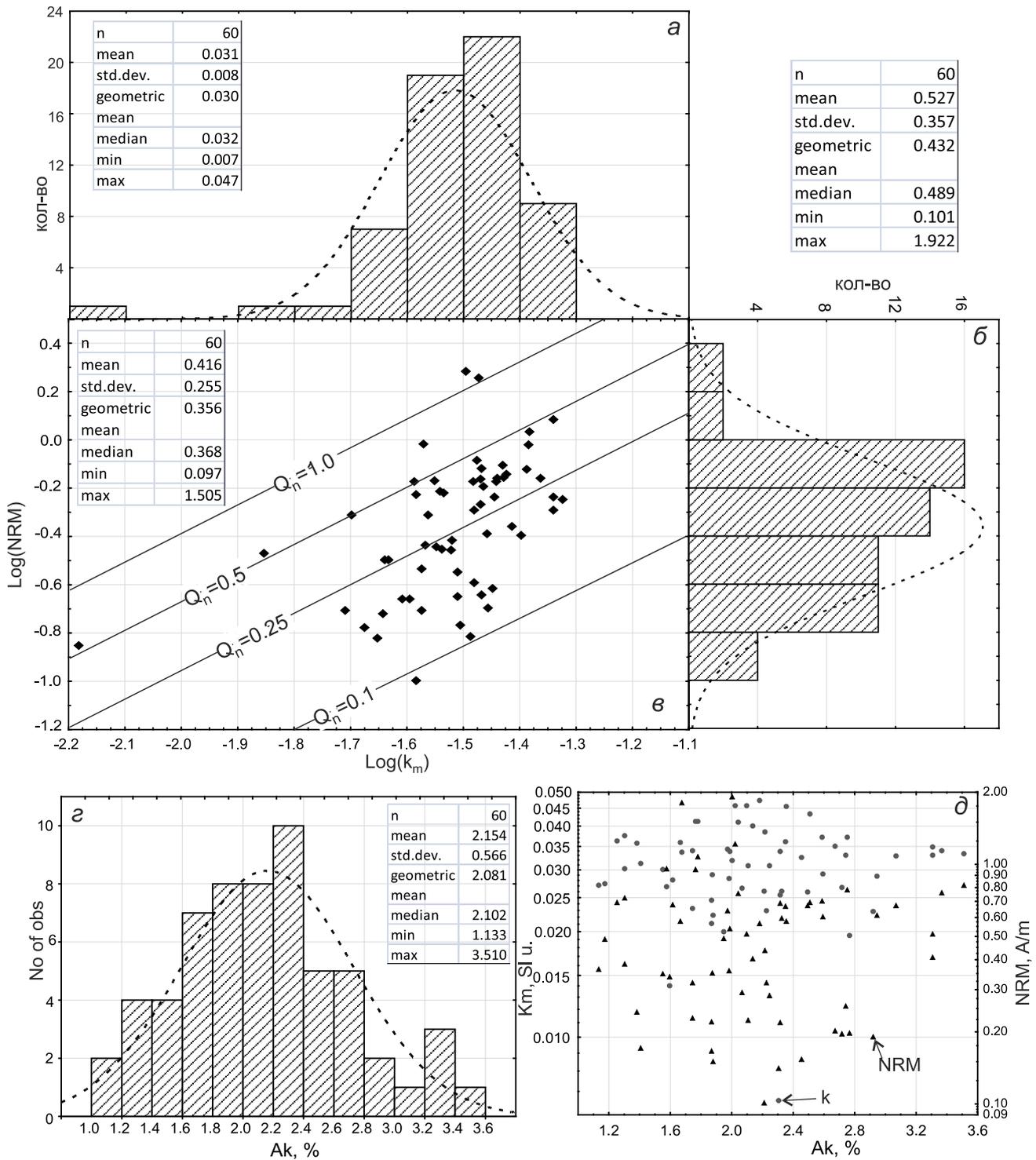
Изучая магнитную текстуру габбродиоритов, мы преследовали две цели: 1) определить тип магнитной текстуры изученных пород и установить первичный или вторичный характер ее природы; 2) в случае первичного характера магнитной анизотропии установить направление течения магмы при формировании интрузивного тела г. Лысая. Для пород интрузий наиболее распространен нормальный тип магнитной текстуры (N-тип), при котором минимальная ось эллипсоида начальной магнитной восприимчивости ( $k_{\min}$ ) ориентирована перпендикулярно простиранию (эндоконтактам) тела, а промежуточная ( $k_{\text{int}}$ ) и максимальная ( $k_{\max}$ ) оси лежат в плоскости интрузии. В

этом случае направление  $k_{\max}$  отождествляется с направлением течения магмы при формировании пластообразной интрузии [25, 30, 38, 47, 51]. Когда интрузия имеет штокообразную форму, то направления минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости ( $k_{\min}$ ) будут иметь низкие наклоны и располагаться перпендикулярно плоскостям контакта кругового интрузива [30].

Распределение величины анизотропии ( $A_k$ ) было представлено ранее на рис. 2, з. Здесь мы рассмотрим распределения величины безразмерного коэффициента формы эллипсоида восприимчивости ( $E_k$ ) и фигуративных точек величин  $k_{\text{int}}/k_{\min} - k_{\max}/k_{\text{int}}$  на диаграмме Флинна [35]. Распределение параметра  $E_k$ , характеризующего форму эллипсоида магнитной восприимчивости ( $< 1$  – вытянутый,  $> 1$  – уплощенный), близко к нормальному со средним, равным 0.999, и размахом от 0.982 до 1.015 (рис. 3, а). Можно заключить, что для образцов исследованной коллекции не наблюдается преимущественной магнитной текстуры. Об этом же свидетельствует положение фигуративных точек анализов на диаграмме Флинна; примерно одна половина фигуративных точек находится в поле линейной анизотропии, вторая – в поле плоскостной анизотропии (рис. 3, б).

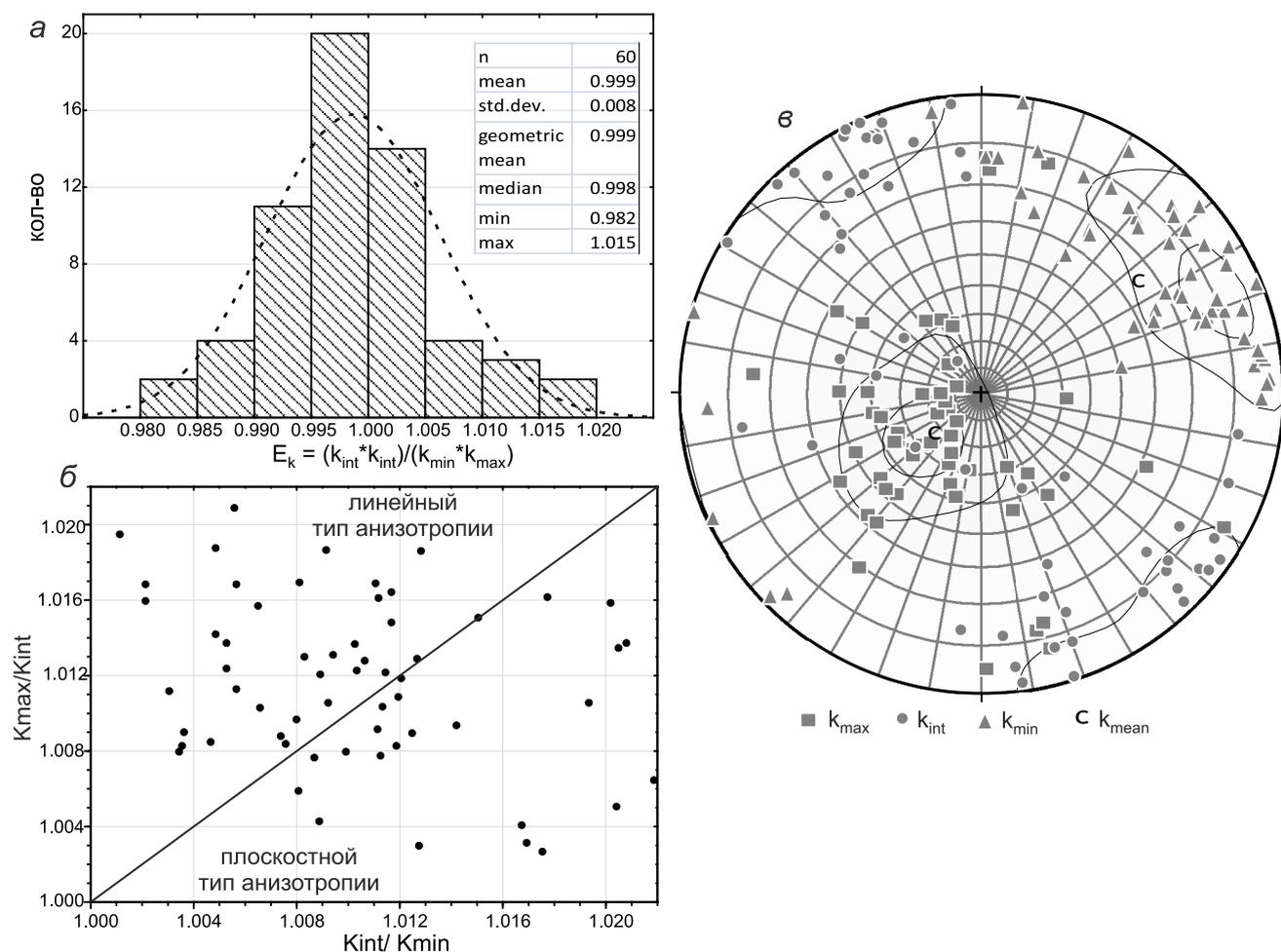
Распределение направлений главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости показано на рис. 3, в. Хорошо видно, что направления максимальных осей эллипсоидов имеют крутые наклоны и группируются у центра стереограммы; среднее направление максимальных осей составляет  $\text{Dec} = 226^\circ$ ,  $\text{Inc} = 70^\circ$  при параметре кучности, равном 5.4. Группирование промежуточных и минимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости этих образцов существенно хуже; направления их осей имеют, как правило, пологое наклонение и располагаются они по периферии стереограммы (рис. 3, в).

Изучение анизотропии начальной магнитной восприимчивости позволило заключить: 1) характер распределения направлений главных осей ее эллипсоида свойственен интрузивным штокообразным телам, когда максимальные оси имеют вертикальную или близкую к ней ориентировку, а промежуточные и минимальные оси имеют пологие наклоны без их преимущественной ориентации и располагаются по периферии стереограммы; 2) величины коэффициента анизотропии ( $A_k$ ), параметра  $E_k$ , характеризующего форму эллипсоида магнитной восприимчивости, и их распределения свидетельствуют об отсутствии существенных деформационных процессов и, следовательно, о сохранности в исследованных габбродиоритах



**Рис. 2.** Характеристика естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) исследованных образцов габбродиоритов.

*a* – распределение величин начальной магнитной восприимчивости. В таблице даны ее основные статистические параметры исследованной совокупности; *б* – распределение величин естественной остаточной намагниченности. В таблице даны ее основные статистические параметры исследованной совокупности; *в* – график зависимости Log(NRM)–Log(k) с расчетом коэффициента Кенигсбергера ( $Q_n$ ). В таблице даны основные статистические параметры  $Q_n$  исследованной совокупности; *г* – распределение величин коэффициента анизотропии начальной магнитной восприимчивости. В таблице даны его основные статистические параметры исследованной совокупности; *д* – графики зависимости  $k$ – $A_k$  (круг) и  $NRM$ – $A_k$  (треугольник).



**Рис. 3.** Характеристика анизотропии начальной магнитной восприимчивости габбродиоритов.

*a* – распределение величины безразмерной меры формы эллипсоида восприимчивости всех исследованных образцов,  $E_k = (k_{int} \times k_{int}) / (k_{min} \times k_{max})$ ; *б* – характеристика магнитной текстуры изученных пород на диаграмме Флинна [35]; *в* – распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов габбродиоритов на стереограмме. Полярная равноугольная проекция.

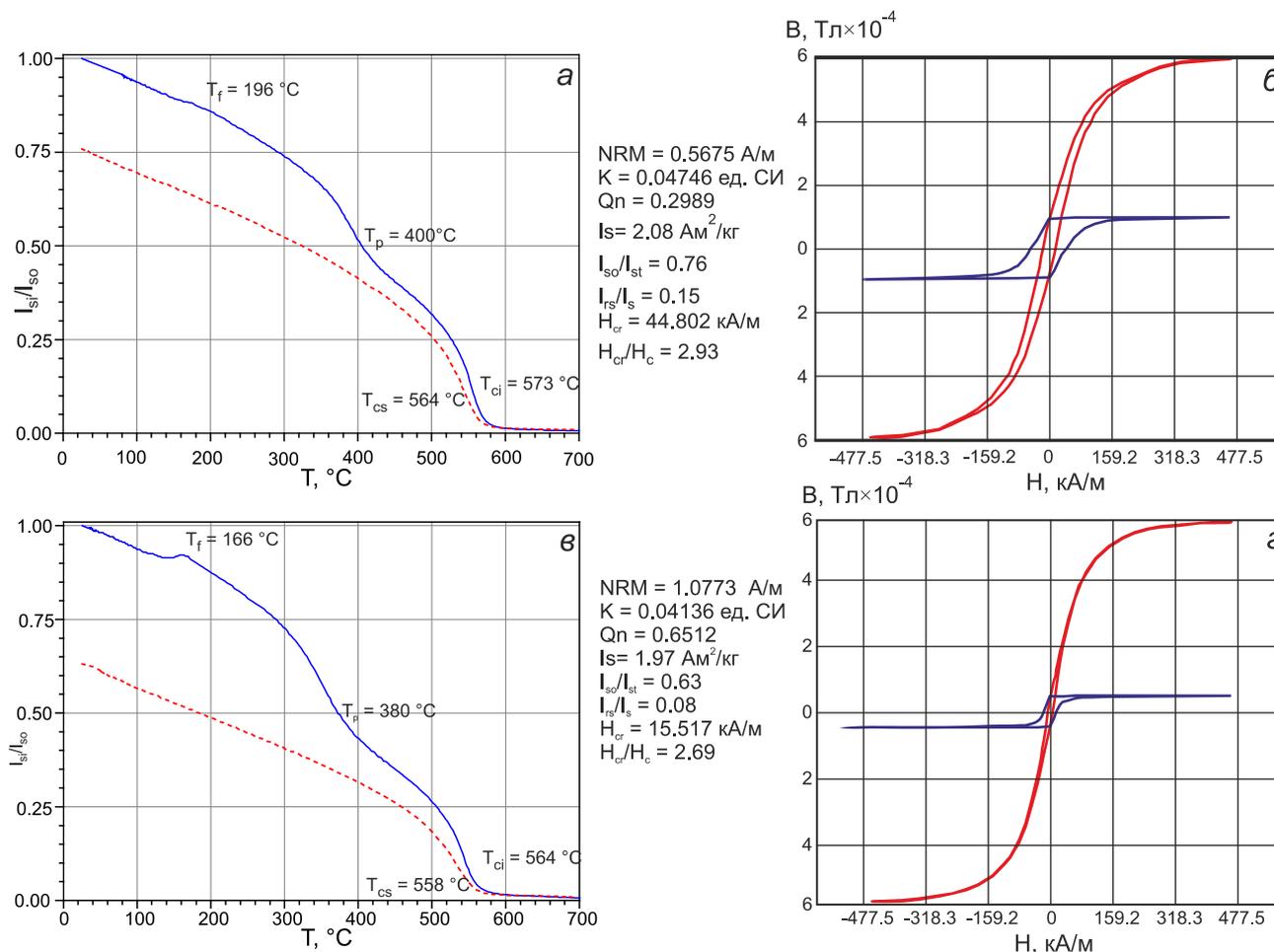
первичной магнитной текстуры. Последний вывод весьма важен для определения возраста характеристической намагниченности габбродиоритов.

#### СОСТАВ И СТРУКТУРА МАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ

Анализ зависимостей  $J_s$ - $T$  образцов габбродиоритов показал, что все они представлены близкими к ферримагнитному виду (Q-тип) кривых (рис. 4, *a, в*). Зависимости  $J_s$ - $T$  имеют достаточно сложный вид. В диапазоне температур 160–200 °C наблюдается небольшой рост намагниченности насыщения в ходе нагрева, затем при 380–400 °C идет небольшой спад величины  $J_s$ , что связано с присутствием маггемита – для маггемит-магнетитовых ассоциаций характерен пик на кривой термомагнитного анализа в районе 150–200 °C в результате снятия напряженного состояния, затем фазовый переход крупнозернистого магге-

мита в гематит отмечается спадом намагниченности [25]. Для образца A22/0101 температуры пика и фазового перехода составляют 196 и 400 °C, соответственно, (рис. 4, *a*), для образца A22/0102 температуры пика и фазового перехода составляют 166 и 380 °C, соответственно, (рис. 4, *в*).

Температуры Кюри исследованных образцов близки, но не равны температуре Кюри стехиометрического магнетита (578 °C). Для образца A22/0101 температура Кюри первого нагрева равна 573 °C, второго нагрева – 564 °C. Для образца A22/0102 температура Кюри первого нагрева равна 564 °C, второго нагрева – 558 °C. Для обоих образцов величины  $J_s$  после нагрева до 700 °C существенно снижаются – на 24 и 37 % (рис. 4, *a, в*). Небольшое уменьшение температур Кюри при повторных нагревах связано, полагаем, с частичной гомогенизацией распавшегося



**Рис. 4.** Состав и структура носителей намагниченности габбродиоритов по петромагнитным данным.

*а, в* – зависимости  $I_s$ - $T$  образцов А22/0101 и А22/0102, соответственно. Синяя сплошная линия представляет первый нагрев, красная пунктирная – второй.  $T_p$ ,  $T_f$ ,  $T_{ci}$ ,  $T_{cs}$  – температуры пика, фазового перехода и Кюри первого и второго нагревов, соответственно; *б, з* – петли магнитного гистерезиса образцов А22/0101 и А22/0102, соответственно. Синяя сплошная линия представляет петлю гистерезиса намагниченности остаточного насыщения ( $I_{rs}$ ), красная сплошная – индуктивной намагниченности вплоть до намагниченности насыщения ( $I_s$ ).

на постмагматической стадии первичного титаномагнетита.

Для этих же двух образцов были измерены полные петли гистерезиса как по намагниченности насыщения в постоянном магнитном поле 477.6 кА/м, так и по намагниченности остаточного насыщения. Вид петель магнитного гистерезиса как для индуктивной, так и остаточного насыщения намагниченностей (рис. 4, *б, з*), а также отношения  $I_{rs}/I_s$  и  $H_{cr}/H_c$  (рис. 4) свидетельствуют о том, что основными носителями намагниченности исследованных габбродиоритов являются зерна псевдооднодоменного размера. Это, в свою очередь, свидетельствует о достаточной магнитной жесткости изученных пород и их потенциальной возможности сохранить первичную или близкую ей по времени остаточную намагниченность.

Микроскопическое и микрозондовое изучение формы, размеров и состава носителей намагниченности образцов габбродиоритов было проведено на тех же двух типичных образцах, петромагнитная характеристика которых представлена на рис. 4.

Основным носителем намагниченности габбродиоритов в настоящее время является магнетит, но, как показали микроскопические и микрозондовые исследования, первично-магматическим магнитным минералом в этих породах были зерна титаномагнетита ( $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ ) округлой и удлиненной форм размером от первых до 200 микрон (рис. 5, *а, е*). Проведенные микрозондовые исследования состава первично-магматических титаномагнетитов (площадным зондом) показали, что он существенно различался в разных зернах; доля ульвошпинельно-

го компонента ( $x$ ) в исследованных зернах варьируется от 0.16 до 0.44 (рис. 5, *a–d* и 5, *e, ж*). Расчет температур Кюри первично-магматических титаномагнетитов, согласно их составу, определенному при микрозондовом анализе, дал значения от 300 до 485 °C [25]. Согласно [1], температура кристаллизации титаномагнетитов не превышает 1130 °C и при летучести  $fO_2$ , близкой буферу QFM, сильно зависит от окислительно-восстановительных условий. Полагаем, что кристаллизация первично-магматических титаномагнетитов габбродиоритов проходила в неравновесных условиях при достаточно быстро меняющемся окислительно-восстановительном потенциале расплава при температурах, близких к ликвидусу магнетитового компонента.

При термомагнитном анализе намагниченности насыщения было установлено, что наблюдаемые точки Кюри габбродиоритов близки магнетитовым (рис. 4, *a, в*). Они существенно отличаются от точек Кюри, рассчитанных по составу первично-магматических титаномагнетитов (рис. 5, *a–d* и 5 *e, ж*). При микроскопическом исследовании титаномагнетитов были обнаружены структуры их высокотемпературного(?) распада – решетка из темных и светлых ламелей, размер которых по длине до 5 мкм, по ширине меньше микрона (рис. 5, *з*). Измерить точно составы таких объектов на микрозонде с энергодисперсионной приставкой не представляется возможным, так как радиус зоны (объема) возбуждения существенно больше ширины измеряемых нами ламелей. Тем не менее, они были измерены точечным зондом, и результаты этих измерений представлены в таблицах (рис. 5, *и, к*). Как и следовало ожидать, для светлой (магнетитовой) и темной (ильменитовой) ламелей составы существенно различаются по содержанию: 1) в светлой – больше FeO, меньше  $TiO_2$ , практически нет CaO; 2) в темной – FeO меньше на 10 %,  $TiO_2$  более чем в 7 раз больше, CaO больше почти в 20 раз.

Оценить температуру распада по его конечным продуктам с помощью геотермометра Баддингтона-Линдсли [25, 46] в данном случае не представляется возможным, а вот по размеру ширины ламелей это возможно. По экспериментальным данным для базальтовых потоков Дальнего Востока и Монголии было установлено, что высокотемпературный распад, в результате которого формируется решетка с ламелями около 0.6 мкм, проходит при температуре порядка 900 °C [4]. В нашем случае ширина ламелей в среднем составляет 0.5–1 мкм (рис. 5, *з*). Поэтому можно заключить, что температура распада первично-магматических титаномагнетитов габбродиоритов г. Лысая, вероятно, была существенно выше точки

Кюри магнетита. Следовательно, природа естественной остаточной намагниченности изученных габбродиоритов – термоостаточная, во-первых, и близкая по времени внедрению интрузий, во-вторых.

На основании данных электронной микроскопии и микроанализа носителей магнетизма габбродиоритов можно предположить, что здесь имело место гетерофазное изменение первичных титаномагнетитов при температуре более 600 °C. В пользу этого свидетельствуют и данные термомагнитного анализа габбродиоритов (рис. 4, *a, б*); при нагревах гетерофазно измененных титаномагнетитов кривая термомагнитного анализа сдвигается в сторону уменьшения точки Кюри и намагниченности. Такой эффект характерен для тонкого распада, когда при нагреве выше 500 °C идет частичная или полная гомогенизация титаномагнетита, даже при нагреве на воздухе, согласно диаграмме состояния. В результате такого эффекта отношение величины  $J_s$  после нагрева к начальной становится существенно меньше 1 [25]. Именно это фиксируется на зависимости  $I_s$ - $T$  образцов A22/0101 и A22/0102; величина  $I_s$  после нагрева до 700 °C падает и точка Кюри уменьшается, то есть происходит гомогенизация титаномагнетита. Уменьшение намагниченности насыщения после первого прогрева до 700 °C можно объяснить также и переходом магнетита в менее магнитный гематит, но при повторном нагреве до 700 °C вновь образованный гематит нам зафиксировать не удалось (рис. 4, *a, в*).

#### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ГАББРОДИОРИТОВ

В процессе термомагнитной чистки, в большинстве случаев, выделяются две компоненты намагниченности: низко- и высокотемпературная. Разрушение низкотемпературной компоненты (ЛТ) намагниченности происходит до 400 °C, высокотемпературной (НТ) – вплоть до точки Кюри магнетита и немного выше. Примеры термомагнитной чистки образцов представлены на рис. 6.

В образце A22/0101 (рис. 6, *a*) установлены две компоненты намагниченности. Направление низкотемпературной компоненты составляет:  $Dec_g = 245.8^\circ$ ,  $Inc_g = -13.2^\circ$ ,  $a_{95} = 4.7^\circ$ . Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется по 9 точкам (от 400 до 590 °C), стремится в начало координат и обладает следующим направлением:  $Dec_g = 273.9^\circ$ ,  $Inc_g = 62.1^\circ$ ,  $a_{95} = 2.6^\circ$ .

Для образца A22/0104 (рис. 6, *б*) низкотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале от 100 до 300 °C и имеет направление  $Dec_g = 261.6^\circ$ ,  $Inc_g = 28.1^\circ$ ,  $a_{95} = 9.4^\circ$ .

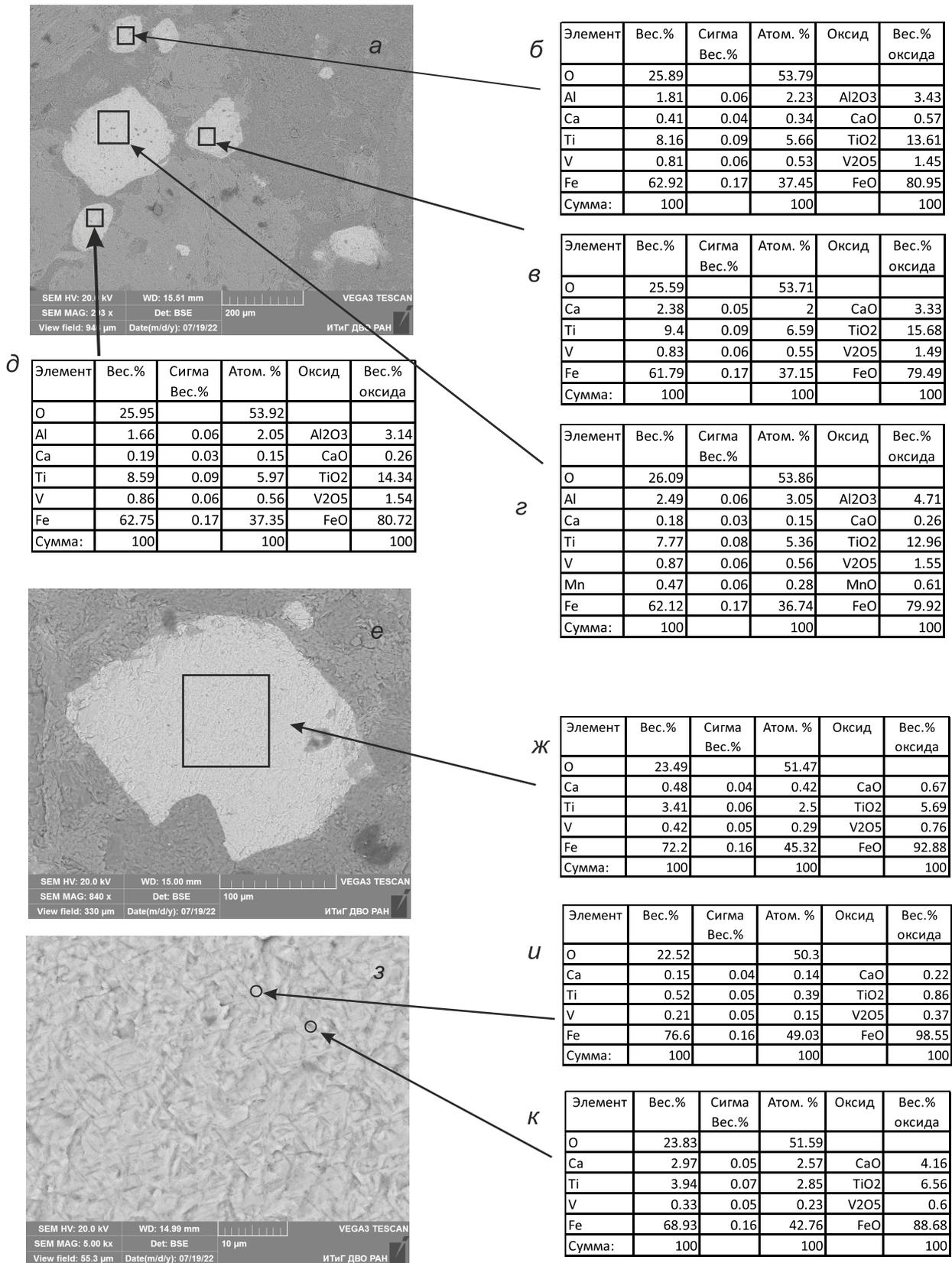
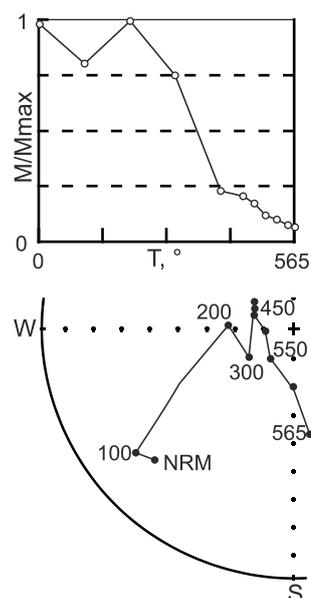
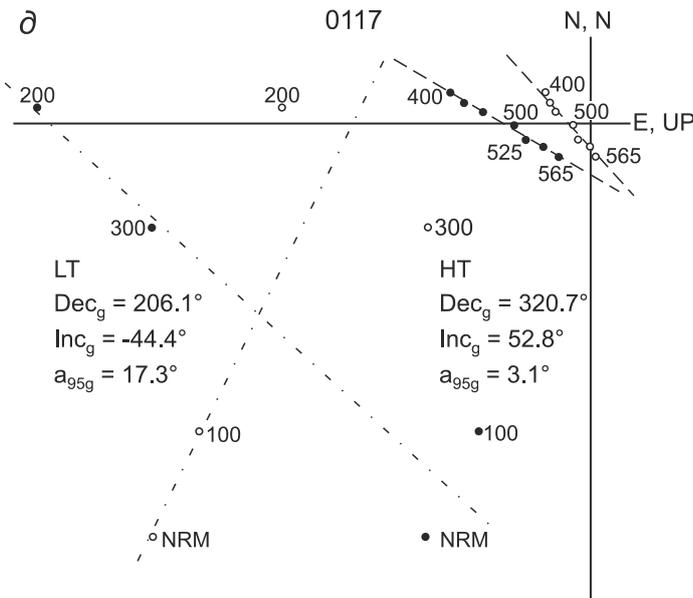
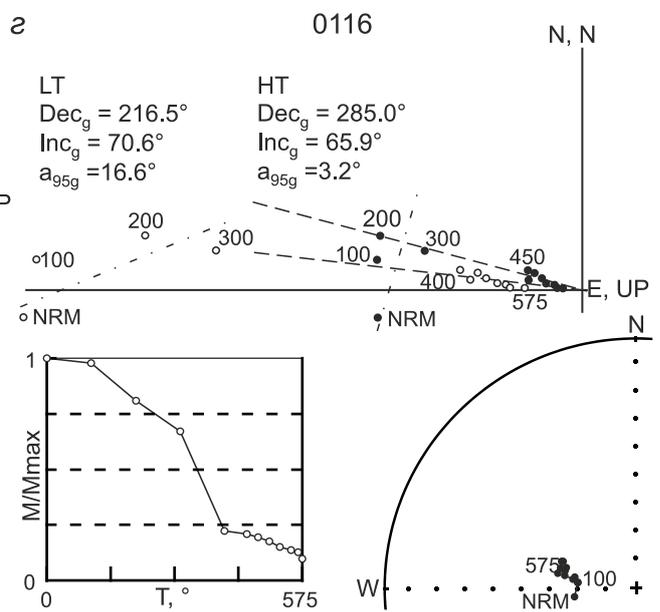
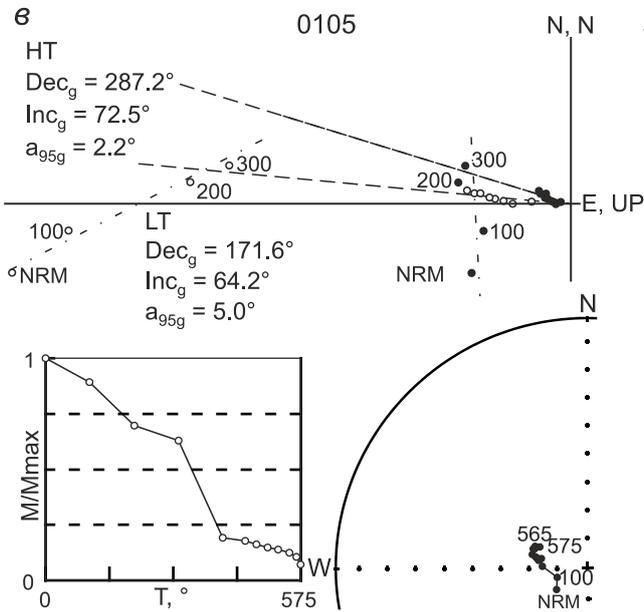
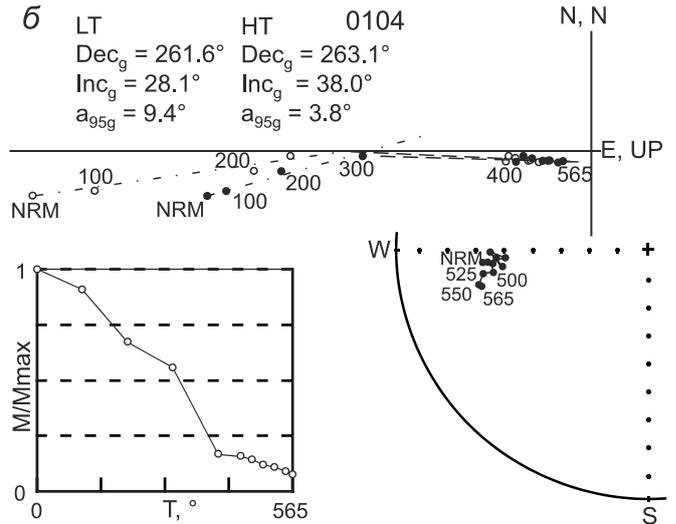
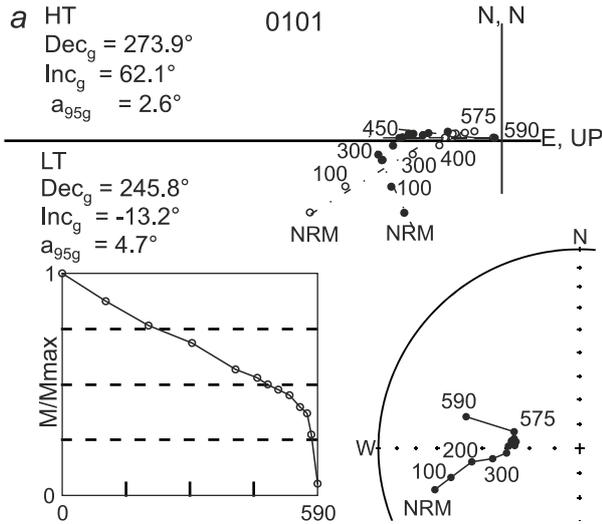


Рис. 5. Состав и структура носителей намагниченности габбродиоритов по данным микроскопии и микрозондового анализа.

а-д – образец № А22/0102; е-к – образец № А22/0101.



Высокотемпературная компонента намагниченности, ведущая в начало координат, выделяется по 7 точкам в диапазоне температур от 400 до 565 °С и группируется в 3 квадранте с направлением:  $Dec_g = 263.1^\circ$ ,  $Inc_g = 38.0^\circ$ ,  $a_{95} = 3.8^\circ$ .

Низкотемпературная компонента намагниченности образца А22/0105 (рис. 6, в) выделяется в интервале температур от 100 до 300 °С и обладает направлением:  $Dec_g = 171.6^\circ$ ,  $Inc_g = 64.2^\circ$ ,  $a_{95} = 5.0^\circ$ . Высокотемпературная компонента выделяется по 8 точкам в диапазоне температур от 400 до 575 °С, стремится в начало координат и располагается в 4-м квадранте с направлением:  $Dec_g = 287.2^\circ$ ,  $Inc_g = 72.5^\circ$ ,  $a_{95} = 2.2^\circ$ .

В образце А22/0116 (рис. 6, з) выделены низко- и высокотемпературная компоненты намагниченности. Первая определена в интервале от 100 до 300 °С и обладает следующим направлением:  $Dec_g = 216.5^\circ$ ,  $Inc_g = 70.6^\circ$ ,  $a_{95} = 16.6^\circ$ . Вторая, так же как и в предыдущем случае, выделяется по 8 точкам (от 400 до 575°С), спадает в начало координат и имеет направление:  $Dec_g = 285.0^\circ$ ,  $Inc_g = 65.9^\circ$ ,  $a_{95} = 3.2^\circ$ .

В образце А22/0117 (рис. 6, д) выделены две компоненты намагниченности – низко- и высокотемпературная. Направление низкотемпературной компоненты составляет:  $Dec_g = 206.1^\circ$ ,  $Inc_g = -44.4^\circ$ ,  $a_{95} = 17.3^\circ$ . Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется по 7 точкам в температурном диапазоне от 400 до 565 °С, имеет направление:  $Dec_g = 320.7^\circ$ ,  $Inc_g = 52.8^\circ$ ,  $a_{95} = 3.1^\circ$ , но не «идет» в начало координат и на стереограмме распределена хаотично. Подобные образцы были исключены из дальнейшего анализа.

При анализе диаграмм Зийдервельда [53] образцов установлено, что высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в диапазоне температур от 400 до 590 °С и имеет положительное наклонение (рис. 7). Направления высокотемпературной компоненты всех образцов, для которых удалось ее выделить ( $n = 41$ ), показаны на рис. 7. Направление среднего для этой выборки составляет  $Dec = 293.5^\circ$ ,  $Inc = 74.5^\circ$ ,  $K = 10.8$ ,  $a_{95} = 7.1^\circ$ .

На стереограмме хорошо видно, что направления части образцов существенно отличаются от среднего; фигуративные точки направлений значительного ко-

личества образцов находятся далеко от среднего в 1-м квадранте. Используя правило 3-х сигм, для окончательного расчета палеомагнитного направления габбродиоритов были использованы образцы, направления которых отклонялись от среднего не более чем на  $3 \times a_{95}$  (рис. 7, черные залитые кружки). Таких оказалось 28, среднее направление которых  $Dec = 270.3^\circ$ ,  $Inc = 75.0^\circ$ ,  $K = 29.0$ ,  $a_{95} = 5.2^\circ$  использовалось для расчета палеомагнитного полюса ( $Plat = 42.8^\circ$ ,  $Plong = 97.7^\circ$ ,  $dp = 8.7^\circ$ ,  $dm = 9.5^\circ$ ), палеошироты ( $\varphi_a = 61.8^\circ$ ) и разворота относительно Евразийского континента, рассмотренного ниже.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для корректной интерпретации полученного палеомагнитного направления габбродиоритов нижнеамурского комплекса необходимо ответить на два вопроса. Во-первых, установить природу характеристической намагниченности исследованных пород. Во-вторых, в каком положении по отношению к палеогоризонтали находятся исследованные породы.

На первый вопрос мы имеем положительный ответ. Как показали петромагнитные, микроскопические и микрозондовые исследования, высокотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности, которая является характеристической, имеет термоостаточную природу, и, следовательно, ее возраст близок возрасту самих габбродиоритов.

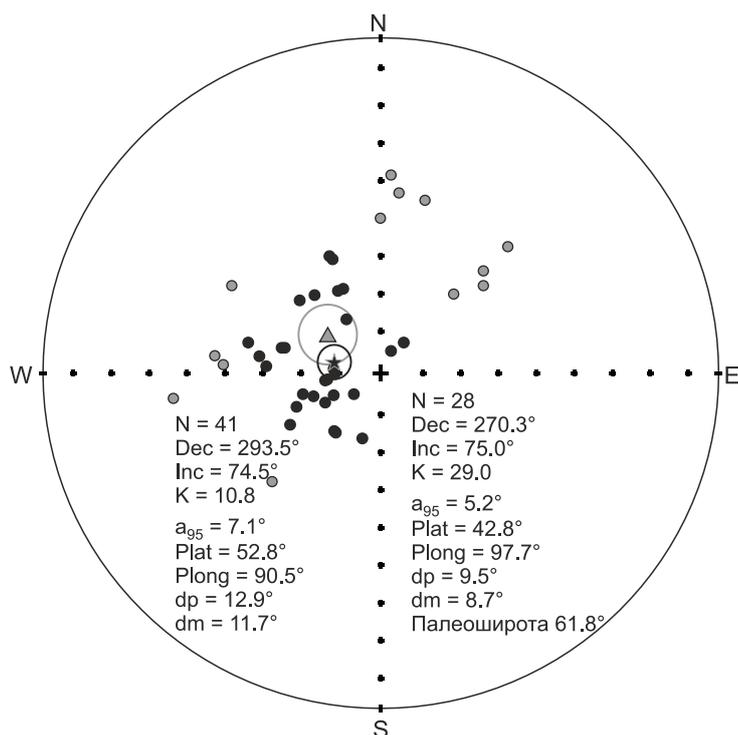
Согласно [6], исследованный шток габбродиоритов г. Лысая находится в центре синклинали структуры северо-восточного простирания. Прямых замеров залегания вмещающих интрузив осадочных пород горнопротокской свиты на картах нет. Не удалось и нам найти поблизости разрезы с элементами залегания. Поэтому для восстановления первичного положения интрузива были использованы данные по анизотропии начальной магнитной восприимчивости.

Как указывалось выше, для пород интрузий наиболее распространен нормальный тип магнитной текстуры. Именно такое распределение направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости было получено для габбродиоритов г. Лысая (рис. 3, в); направления максимальных осей тесно группируются вокруг среднего с крутым наклонением –  $Dec = 226^\circ$ ,  $Inc = 70^\circ$ . В программном комплексе Stereonet v. 11 [31]\* «доворотом» этого направления до вертикали по дуге большого круга были получе-

**Рис. 6.** Примеры ступенчатой термомагнитной чистки на ортогональных диаграммах Зийдервельда [53] (в географической системе координат) образцов сеноманских габбродиоритов Журавлевско-Амурского террейна.

Залитые кружки – проекция вектора NRM на горизонтальную плоскость, полые – проекция вектора NRM на вертикальную плоскость.

\*<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>



**Рис. 7.** Стереограмма единичных и среднего направлений высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности изученных образцов габбродиоритов.

Проекция на нижнюю полусферу. Серыми кружками показаны результаты, не вошедшие в дальнейший анализ. Черными кружками показаны результаты, используемые при расчете палеошироты. Треугольником обозначено среднее направление для всех образцов, звездой – среднее направление, используемое для расчета палеошироты и координат палеомагнитного полюса.

ны координаты возможного разворота штока относительно горизонтальной оси – азимут простирающейся горизонтальной оси 316°, угол поворота 20°. По расчетным параметрам разворота, направление характеристической намагниченности габбродиоритов Dec = 270.3°, Inc = 75.0°,  $a_{95} = 5.2^\circ$  из современной (географической) системы было пересчитано в древнюю (стратиграфическую) систему – Dec = 356.2°, Inc = 76.1°,  $a_{95} = 5.2^\circ$ , координаты палеомагнитного полюса – Plat = 76.5°, Plong = 130.6°, dp = 8.9°, dm = 9.6°,  $A_{95} = 9.2^\circ$ , фа = 63.7°.

Во введении указывалось, что для исследованного региона западнее ЦСАР уже имеется одно палеомагнитное определение по вулканитам утицкой свиты сеноман-туронского возраста (рис. 1), направление которого равно Dec = 13.4°, Inc = 69.8°,  $a_{95} = 7.3^\circ$  [16]. Следовательно, возможные интервалы палеоширот Приамурской зоны Журавлевско-Амурского террейна во время формирования вулканитов утицкой свиты (сеноман-турон) и интрузивных пород 1-й фазы нижнеамурского комплекса (сеноман) составляли 43.8–65.4° и 53.4–70.6° северной широты, соответственно. Как видим, в пределах доверительных интервалов они не различаются, но в обоих случаях значения средних палеоширот (53.7° и 63.7°) выше их современного положения (51.4° и 50.3°). Следовательно, можно утверждать, что Приамурская зона Журавлевско-Амурского террейна (рис. 1, а) в сеномане и начале турона была севернее своего нынешнего положения.

Для проверки этого предположения можно сопоставить наблюдаемые палеомагнитные направления с ожидаемыми, то есть пересчитанными с палеомагнитных полюсов соответствующего возраста прилегающих жестких континентальных блоков. К сожалению, для Сибирской платформы в интервале 130–78 млн лет отсутствуют надежные палеомагнитные данные [11], поэтому напрямую данные по Сибири для расчета ожидаемых палеомагнитных направлений использовать нельзя. По многочисленным данным и палеореконструкциям [11, 18, 20, 49 и др.] уже с начала позднего мела не оспаривается тектоническая когерентность Европейского и Сибирского палеоконтинентов, то есть они представляли единый континент. В отличие от Сибирского, для Европейского континента в этом интервале имеется палеомагнитный полюс, определенный по сеноманским известнякам бассейна Мюнстер (Munster) в Германии [37], палеомагнитная надежность которого достаточно высока – Q = 5 из максимальных 7 по шкале R. Van der Voo [50]. Положение этого полюса – Plat = 75.8°, Plong = 181.1°,  $A_{95} = 3.8^\circ$  (цитируется по [44]; RESULTNO=758\*) идентично положению палеомагнитного полюса с возрастом 94 млн лет Глобальной траектории кажущейся миграции полюса в координатах Евразии [45] – Plat = 75.8°, Plong = 181.1°,  $A_{95} =$

\* <http://gpmdb.net/>

3.1°, что также свидетельствует о палеомагнитной надежности полюса сеноманских известняков бассейна Мюнстер.

Расчет ожидаемого палеомагнитного направления с указанного выше сеноманского полюса на координаты г. Лысая (50.28° с.ш., 137.81° в.д.) в программном комплексе GMAP-2015\*\* [49] дал следующие результаты – Dec = 19.2°, Inc = 73.5°,  $a_{95} = 2.3^\circ$ . На следующем этапе были рассчитаны разворот (R) и широтное смещение (F) Приамурской зоны Журавлевско-Амурского террейна относительно стабильной Евразии, используя следующие выражения [15, 32, 33]:

$$R = Dec_{ex} - Dec_{ob} \quad (1),$$

$$F = Inc_{ex} - Inc_{ob} \quad (2),$$

$$\Delta R = 0.8 \sqrt{\Delta Dec_{ex}^2 + \Delta Dec_{ob}^2} \quad (3),$$

$$\Delta F = 0.8 \sqrt{\Delta Inc_{ex}^2 + \Delta Inc_{ob}^2} \quad (4)$$

$$\Delta Dec = \frac{1}{\sqrt{2}} \arcsin \left( \frac{\sin a_{95}}{\sin(90 - \varphi_a)} \right) \quad (5),$$

$$\Delta Inc = a_{95} \left( \frac{2}{1 + 3\cos^2(90 - \varphi_a)} \right) \quad (6),$$

где Dec и Inc склонение и наклонение наблюдаемого и ожидаемого при пересчете с другого палеомагнитного полюса палеомагнитных направлений (индексы «ex» и «ob» обозначают наблюдаемое и ожидаемое направления, соответственно), R – угол поворота («+» – против часовой стрелки, «-» – по часовой стрелке) и F – разница в наклонении наблюдаемого палеомагнитного направления относительно ожидаемого при пересчете с другого палеомагнитного полюса,  $\Delta R$ ,  $\Delta F$ ,  $\Delta Dec$  и  $\Delta Inc$  – доверительные интервалы на уровне  $r = 0.05$  соответствующих характеристик,  $\varphi_a$  – палеоширота.

Были получены следующие значения для R =  $23.0 \pm 7.1^\circ$  и F =  $-2.6 \pm 2.7^\circ$ , откуда можно заключить, что широтных перемещений Приамурской зоны Журавлевско-Амурского террейна относительно Евразийского континента, начиная с середины сеномана, не было, во-первых, и, во-вторых, о более чем 20-градусном развороте зоны против часовой стрелки относительно континента. Последнее утверждение, основанное на палеомагнитных данных, хорошо согласуется с имеющимися геолого-структурными данными – зона располагается между Приамурским

(Киселевским) на северо-западе и Центральным Сихотэ-Алиньским на востоке разломами (рис. 1, б) с левосторонней кинематикой [10]. Такие вращения хорошо объясняются в рамках «шарикоподшипниковой» (ball-bearing) тектонической модели при эшелонированном действии лево- или правосторонних сдвигов (рис. 8, а). В первом случае реализуются повороты против часовой стрелки, во втором – по часовой [32, 52].

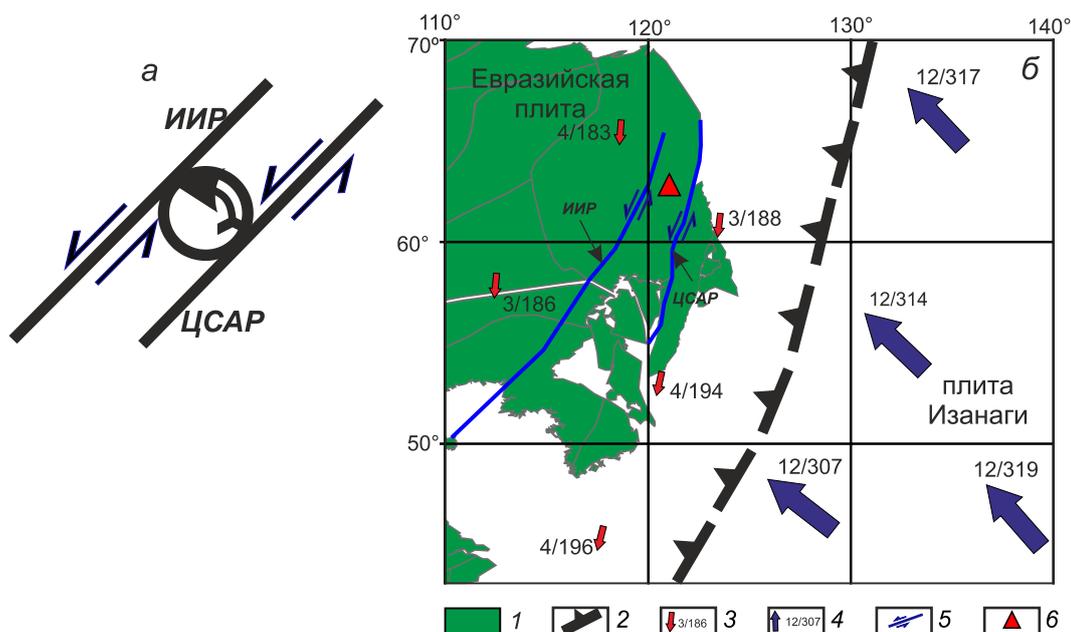
Приамурский разлом является продолжением разлома Итунь-Илань и входит в систему Тан-Лу, которая заложилась в палеозое, а в поздне меловое время произошла ее активизация, что и обусловило формирование Тан-Лу-Охотской рифтовой системы, частью которой является Среднеамурский осадочный бассейн [10]. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом является одним из крупнейших на Дальнем Востоке, время заложения которого доберриасское, но основные перемещения по нему произошли в позднем мелу. Кумулятивная амплитуда сдвига оценивается по-разному – от 200 [5, 14] до тысяч км, если исходить из данных [10]: «сдвиговые смещения по разлому происходили в интервале времени от юры (?) до палеоцена, скорость их оценивается в 5–7 см/год».

Аналогичный расчет по сопоставлению ожидаемого направления с палеомагнитным направлением по утицкой свите [16] дал следующие результаты – R =  $6.2 \pm 7.3^\circ$  и F =  $4.2 \pm 4.1^\circ$ . Судя по этим расчетам, величина поворота пород утицкой свиты по отношению к Евразийскому континенту против часовой стрелки незначима – ошибка больше величины самого поворота.

Объяснить это можно двумя причинами. Во-первых, неудовлетворительная точность палеомагнитного определения по породам утицкой свиты, где  $a_{95} = 7.3^\circ$ . Во-вторых, исследованные породы находятся между Приамурским на востоке и Бокторским на западе разломами (рис. 1, б), сдвиговых движений по последнему не выявлено [10]. Вполне вероятно, что амплитуда вращения против часовой стрелки отдельных блоков к западу от Приамурского разлома затухает.

Во Введении было указано, что наши данные не согласуются с реконструкцией положения Журавлевско-Амурского, Киселевско-Маноминского террейнов для раннего мела [39], на которой они помещены на одну широту, примерно 20° с.ш. По нашим данным, в раннем мелу: 1) апт-альбские породы силасинской свиты Удыльского блока Киселевско-Маноминского террейна формировались на  $33 \pm 5^\circ$  с.ш. в условиях интраокеанической островной дуги [2]; 2) валанжинготеривские породы киселевской свиты Киселевского

\*\*[http://www.earthdynamics.org/earthhistory/gmap\\_info.html](http://www.earthdynamics.org/earthhistory/gmap_info.html)



**Рис. 8.** Схематическая тектоническая модель вращения блоков молодой континентальной коры на границе континент-океан (а) и реконструкция положения основных тектонических плит северо-западной Пацифики и их кинематическая характеристика для второй половины сеномана (б).

1 – блоки с континентальной корой; 2 – зона субдукции; 3 – скорость (числитель) и угол (знаменатель) движения континентальной плиты; 4 – скорость (числитель) и угол (знаменатель) движения океанической плиты; 5 – разломы с указанием типа смещения (ИИР – Итунь-Иланский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алиньский); 6 – положение габбродиоритов г. Лысая.

блока Киселевско-Маноминского террейна формировались на  $18 \pm 5^\circ$  с.ш. во внутриплитной океанической обстановке [10]; 3) валанжинские песчаники пионерской свиты Журавлевско-Амурского террейна формировались на  $14 \pm 4^\circ$  с.ш. в условиях синсдвигового турбидитового бассейна вблизи границы континент-океан [23].

В заключение, на основе Глобальной плитной модели [42], нами была построена палеотектоническая схема с расчетными кинематическими характеристиками континентальной Евразийской и океанической Изанаги плит исследуемого региона для второй половины ( $\sim 95$  млн лет) сеномана (рис. 8, б). В это время плита Изанаги погружалась в северо-западном направлении (азимут  $307\text{--}317^\circ$ ) со скоростью 12 см/год, а Евразийская плита смещалась на юг (азимут  $183\text{--}196^\circ$ ) со скоростью 3–4 см/год. Приамурская зона Журавлевско-Амурского террейна (Пони-Мулинский рудный узел) в момент формирования нижеамурского интрузивного комплекса, находилась на  $10\text{--}13^\circ$  севернее своего современного положения и располагалась между Центральным Сихотэ-Алиньским на востоке и Приамурским на западе разломами. Особо следует отметить, что примерно здесь же, немного южнее, формировались и интрузивные массивы мяочанского комплекса (Малмыжский рудный узел),

с которыми связано крупнейшее медно-порфировое месторождение Малмыж.

Предложенная в настоящей работе палеотектоническая схема с расчетными кинематическими характеристиками континентальной Евразийской и океанической Изанаги плит для второй половины сеномана (рис. 8, б) согласуется и дополняет, в некоторой степени, модель становления Сихотэ-Алиньского орогенного пояса А.И. Ханчука с соавторами [27, 36, 40, 41]. Согласно последней, альб-сеноман – это время синсдвиговой коллизии с большим перемещением по широте раннемеловой островодужной системы, орогенеза и завершения формирования континентальной коры. Магматизм этого этапа несубдукционный, а связан с внедрением подслэбовой астеносферы после заклинивания субдукции. В туроне на новообразованной окраине континента начал формироваться надсубдукционный вулканический пояс. Реактивация сдвиговой системы Тан-Лу на Сихотэ-Алине произошла в раннем мелу, с которой связано выдвижение блока Ханкайского массива и образование баррем-аптских гранитов S-типа хунгарийского комплекса. С турона по ранний палеоцен по сдвигам Тан-Лу и Центральный Сихотэ-Алиньский перемещений не было. Затем снова наступил новый этап реактивации левосдвиговых перемещений, которые

в раннем эоцене сменились на правосторонние сдвиги, смещение по которым в конечном итоге привели к раскрытию Японского моря [36].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

1. При палеомагнитном изучении габбродиоритов 1-й фазы нижеамурского комплекса установлена высокотемпературная компонента их естественной остаточной намагниченности, которую, согласно петромагнитным данным, можно отождествлять с характеристической намагниченностью сеноманского возраста изученных пород с направлением  $Dec = 356.2^\circ$ ,  $Inc = 76.1^\circ$ ,  $a_{95} = 5.2^\circ$ , палеомагнитный полюс  $Plat = 76.5^\circ$ ,  $Plong = 130.6^\circ$ ,  $A_{95} = 9.2^\circ$ , палеоширота  $+63.7^\circ$ .

2. Сопоставление направления характеристической намагниченности с пересчитанным направлением с сеноманского палеомагнитного полюса Евразийской плиты показало: а) широтных перемещений Приамурской зоны Журавлевско-Амурского террейна относительно Евразийского континента начиная с середины сеномана не было; б) зафиксирован более чем 20-градусный разворот зоны против часовой стрелки относительно континента. Разворот хорошо объясняется в рамках «шарикоподшипниковой» (ball-bearing) тектонической модели при динамическом взаимодействии Приамурского и Центрального Сихотэ-Алинского левосторонних сдвигов.

3. Формирование нижеамурского и мяочанского комплексов Журавлевско-Амурского террейна проходило примерно на  $10^\circ$  севернее своего современного положения.

4. Согласно кинематическим построениям, выполненным нами на основе реконструкций Дитера Мюллера с соавторами [42], в сеномане плита Изанаги погружалась в северо-западном направлении под Евразийскую со скоростью 12 см/год, а последняя смещалась на юг со скоростью 3–4 см/год. Разнонаправленное перемещение этих плит, одним из компонентов которого являлось дифференцированное вращение вокруг вертикальной оси, являлось основной причиной активизации левосторонних смещений вдоль системы разломов ССВ простириания. С этими движениями по разломам парагенетически связана региональная складчатость СВ простириания, в том числе антиклинальная структура, к которой приурочено крупнейшее медно-порфировое месторождение Малмыж. Вместе с тем, наличие различных по составу интрузивов от габбро до гранитов в ядре антиклинали указывает на поступление мантийного материала по каналам проницаемости, обусловленным

левосдвиговыми дислокациями. Вполне вероятно, что в этот момент преобладающей геодинамической обстановкой в регионе было скольжение океанической плиты Изанаги вдоль Евразийской континентальной – трансформной окраины, о чем на основе геохимических и геолого-структурных данных указывается в [24, 27, 43].

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность и благодарность А.И. Ханчуку за обсуждение и ценные советы, а также рецензентам С.А. Касаткину и П.С. Минюку, чьи замечания и предложения существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Помощь в оформлении текста рукописи оказала Е.Ю. Диденко, за что авторы ей благодарны. Авторы выражают благодарность А.С. Каретникову за подготовку образцов к петро- и палеомагнитным исследованиям.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН (№ 121021000095-1) и ГИН РАН (№ FMMG-2023-0010).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
2. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 58–83. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-50-75.
3. Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золотомедно-порфирового месторождения, Хабаровский край: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 25.00.11. Петропавловск-Камчатский, 2020. 25 с.
4. Гапеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазно-окисленных титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 4. С. 100–104.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.
6. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. М-53-ХVIII. М., 1961 г.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. (Третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Геологическая карта, лист 1. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточ-

- ная. Лист М-53. Хабаровск: Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009б. 376 с.
10. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 4. С. 442–446.
  11. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
  12. Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З. Глубинная структура Малмыжского, Пони-Мулинского и Анаджаканского рудных узлов Средне-Амурского осадочного бассейна северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Геология и геофизика. 2023. № 5. (в печати). doi: 10.15372/GiG2022145.
  13. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
  14. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
  15. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
  16. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 3–18.
  17. Кудымов А.В., Ото Ш., Архипов М.В., Песков А.Ю., Зябрев С.В., Нагата М., Диденко А.Н. Возраст (U-Pb, LA-ICP-MS) детритовых цирконов из осадочных пород комсомольской серии (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 5. С. 20–32.
  18. Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2010. 33 с.
  19. Носырев М.Ю., Диденко А.Н., Гильманова Г.З. Геофизическая модель Малмыжского рудного узла по данным магнитного и гравитационного аномальных полей (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. 2022. Т. 506, № 2. С. 227–235.
  20. Павлов В.Э. Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евразийского континента в послепалеозойское время // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 56–73.
  21. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
  22. Парфенов Л.М., Берзин А.Н., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов 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.
  23. 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. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-6-69-80.
  24. Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В., Киселёв Е.А., Шатов В.В., Змиевский Ю.П., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Регион. геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
  25. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
  26. Роснедра. 2021. <https://www.rosnedra.gov.ru/article/13725.html>.
  27. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
  28. Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатъев Е.К., Коваленко С.В., Семенова Д.В. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2019. Т. 488, № 3. С. 69–73.
  29. Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы аккреционной тектоники северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника // Сб. науч. трудов. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 141–153.
  30. Шолло Л.Е., Русинов Б.Ш., Илаев М.Г. и др. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра, 1986. 224 с.
  31. Allmendinger R.W., Cardozo N., Fisher D. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge Univ. Press. 2012. 289 p.
  32. Butler R. F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1998. 319 p.
  33. Demarest H.H.Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // JGR. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
  34. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Geological Survey of Canada^ Pacific Geoscience Centre, 1994. 16 p.
  35. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid / D. Flinn // Geol. Mag. 1965. V. 102, N 1. P. 36–45.
  36. Grebennikov A.V., Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Paleocene–early Eocene post-subduction magmatism in Sikhote-Alin (Far East Russia): new constraints for the tectonic history of the Izanagi-Pacific ridge and the East Asian continental margin // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12. P. 101142. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101142>.
  37. Heller F., Channell J.E.T. Palaeomagnetism of Upper Cretaceous limestones from the Munster Basin, Germany // J. Geophys. 1979. V. 46. P. 413–427.
  38. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. 1982. N 5. P. 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
  39. Ichihashi R.J., Kajikawa Y., Ahn H.S., Otofujii Y.I., Zaman H., Wada Y., Sugamori Y., Uno K., Zimin P.S., Sakhno V.G. Paleomagnetic evidence for post-early Cretaceous tectonic rotation of the Sikhote-Alin superterrane, Far East Russia // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 88–99.
  40. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: View from the Russian side // Earth Sci. (Chikyuu Kagaku). 2001. V. 55. P. 275–291.
  41. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.

42. Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // *Tectonics*. 2019. N 38. P. 1884–1907.
43. Petrov O.V., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Shatov V.V., R. Seltmann C., Dolgoplova A.V., Alenicheva A.A., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Leontev V.I., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A. Porphyry indicator zircons (PIZ) and geochronology of magmatic rocks from the Malmyzh and Pony Cu-Au porphyry ore fields (Russian Far East) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139. Article 104491.
44. Pisarevsky S.A., Li Z.X., Tetley M.G., Liu Y., Beardmore J.P. An updated internet-based Global Paleomagnetic Database // *Earth-Sci. Rev.* 2022. V. 235(104258).
45. Schettino A., Scotese C. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma - Present day): A paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions // *Geophys. J. Internat.* 2005. V. 163. P. 727–759. 10.1111/j.1365-246X.2005.02638.x.
46. Spencer K.J., Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // *Amer. Mineral.* 1981. V. 66. P. 1189–1201.
47. Tauxe L. Essentials of paleomagnetism / Fifth Web Edition. 2020. <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/#x1-15600013>
48. Thebault 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.
49. Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Computers & Geosci.* 1999. V. 25. P. 395–402
50. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge, U. K.: Cambridge Univ. Press, 1993. 411 p.
51. 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.
52. Wells R.E., Heller P.L. The relative contribution of accretion, shear, and extension to Cenozoic tectonic rotation in the Pacific Northwest // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. P. 325–338.
53. 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 В.Г. Быковым

после доработки 10.04. 2023 г.

принята к печати 03.07.2023 г.

*A.N. Didenko, M.V. Arkhipov, Yu.V. Taltykin, V.O. Krutikova, E.A. Konovalova*

### **Paleomagnetic and rock magnetic properties of gabbrodiorites from the Lower Amur Complex of the Zhuravlevka-Amur terrane (Sikhote-Alin orogenic belt)**

The paper presents the results of paleomagnetic and rock magnetic studies on phase-I gabbrodiorites of the Lower Amur Complex of the Zhuravlevka-Amur terrane (Poni massif, Poni-Mulinsky ore cluster), which were used to determine that at the time the Lower Amur intrusive Complex formation (Cenomanian-Turonian) the Priamurskaya zone was located between the Central Sikhote-Alin fault in the east and the Priamursky fault in the west, which is 10–13° north of its current position. It is shown that starting from the middle of the Cenomanian there were no latitudinal movements of the Priamurskaya zone of the Zhuravlevka-Amur terrane relative to the Eurasian continent. However, a more than 20-degree counterclockwise rotation of the zone relative to the continent was recorded, which is easily interpreted in terms of the ball-bearing model invoking an action of the Amur and Central Sikhote-Alin en echelon left-lateral strike-slip faults. Left-lateral strike-slip fault systems could easily be channels for mantle material supply during the formation of the largest porphyry copper deposit Malmyzh, which, along with the Poni-Mulinsky ore cluster, is part of the Lower Amur mineragenic zone.

**Key words:** paleomagnetism, rock magnetism, paleolatitude, Sikhote-Alin, Zhuravlevka-Amur terrane, Poni massif.