

**NEW ISOTOPIC AND PALAEOMAGNETIC DATA ON THE EARLY CARBONIFEROUS BEREZOVKA COMPLEX OF THE MAGNITOGORSK ZONE (SOUTHERN URALS).****ARTICLE 2. ROCK MAGNETIC AND PALAEOMAGNETIC STUDIES AND THEIR KINEMATIC IMPLICATIONS**

N.V. Pravikova <sup>1</sup>✉, A.Yu. Kazansky <sup>2,3</sup>, A.V. Tevelev <sup>1</sup>, E.V. Koptev <sup>4</sup>, P.A. Shestakov <sup>1</sup>,  
E.A. Volodina<sup>1</sup>, A.A. Tikhvinskaya<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

<sup>2</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

<sup>3</sup> Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

<sup>4</sup> McMaster University, Hamilton, Ontario L8S 4L8, Canada

<sup>5</sup> All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky, 31 Staromonetny Ln, Moscow 119017, Russia

**ABSTRACT.** A series of articles presents isotopic and palaeomagnetic data for rocks of the Early Carboniferous Berezovka complex of the Magnitogorsk zone. The study had a twofold objective: firstly, to obtain the first isotopic ages and, secondly, to carry out geodynamic reconstructions for the time of formation of the complex based on palaeomagnetic data.

This paper presents the first rock magnetic and palaeomagnetic data for volcanic rocks from the Early Carboniferous Berezovka volcanic complex in the Magnitogorsk zone (Southern Urals). It can be concluded from the rock magnetic data that the studied rocks have not undergone significant secondary alteration and have retained their pre-folding magnetization. Palaeomagnetic poles, calculated from the directions of pre-folding magnetization, made it possible to propose a new kinematic model for the Magnitogorsk-Bogdanovka graben based on shear deformations in the Karabulak reverse-slip zone.

**KEYWORDS:** Southern Urals; Early Carboniferous; volcanism; rock magnetism; palaeomagnetism

**FUNDING:** This research project was funded by the RFBR (grant №19-55-26009 Чехия\_а, "The Urals: an unique natural laboratory of crustal growth and supercontinental assembly"). The study A.Yu. Kazansky was carried out on the state assignment of the Geological Institute of the RAS.

**RESEARCH ARTICLE**

**Correspondence:** Natalia V. Pravikova, [npravikova@mail.ru](mailto:npravikova@mail.ru)

Received: June 8, 2025

Revised: September 24, 2025

Accepted: October 14, 2025

**FOR CITATION:** Pravikova N.V., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Koptev E.V., Shestakov P.A., Volodina E.A., Tikhvinskaya A.A., 2026. New Isotopic and Palaeomagnetic Data on the Early Carboniferous Berezovka Complex of the Magnitogorsk Zone (Southern Urals). Article 2. Rock Magnetic and Palaeomagnetic Studies and Their Kinematic Implications. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0875. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0875

## НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОМУ БЕРЕЗОВСКОМУ КОМПЛЕКСУ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).

### СТАТЬЯ 2. ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ КИНЕМАТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Н.В. Правикова<sup>1</sup>, А.Ю. Казанский<sup>2,3</sup>, А.В. Тевелев<sup>1</sup>, Е.В. Коптев<sup>4</sup>, П.А. Шестаков<sup>1</sup>,  
Е.А. Володина<sup>1</sup>, А.А. Тихвинская<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

<sup>3</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>4</sup> Университет МакМастер, L8S 4L8, Гамильтон, Онтарио, Канада

<sup>5</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, 119017, Москва, Старомонетный пер., 31, Россия

**АННОТАЦИЯ.** В цикле статей приведены изотопные и палеомагнитные данные для пород раннекаменноугольного березовского комплекса Магнитогорской зоны. Целью исследования являлось получение первых значений изотопного возраста и создание геодинамических реконструкций на время их формирования по палеомагнитным данным.

В работе приведены петро- и палеомагнитные данные для вулканических пород раннекаменноугольного березовского комплекса Магнитогорской зоны. На основе петромагнитных данных показано, что исследованные породы не претерпели существенных вторичных изменений и сохранили доскладчатую намагниченность. Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по направлениям доскладчатой намагниченности, позволили предложить новую кинематическую модель для Магнитогорско-Богдановского грабена, основанную на сдвиговых деформациях в зоне Карабулакского взбросо-сдвига.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** Южный Урал; ранний карбон; вулканизм; петромагнетизм, палеомагнетизм

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено при поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия\_а, «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента»). Исследование А.Ю. Казанского проведено в рамках госзадания Геологического института РАН.

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

В строении Южного Урала Магнитогорская зона (в литературе часто «мегазона») играет ключевую роль, поскольку история ее развития охватывает практически весь палеозой и связана с важнейшими этапами формирования уралид: от ордовикского Палеоуральского океана и девонской Магнитогорской палеостроудожной системы до раннекаменноугольного Магнитогорско-Богдановского рифта и коллизионного Уральского орогена. Цель настоящей работы состояла в определении возможной кинематики разрывов в пределах Магнитогорской зоны в раннекаменноугольную эпоху с помощью анализа палеомагнитных данных.

Структурному анализу разрывных нарушений этого региона посвящена серия работ разных исследователей, включая и авторов настоящей статьи [Tevelev A.I., Tevelev Ark.V., 1998; Puchkov, 2000; Znamensky, 2006; Znamensky, Znamenskaya, 2009; Tevelev et al., 2010; Tevelev, Furina, 2010; Tevelev, 2012; и др.]. Один из основных выводов многих публикаций заключается в том, что крупные разрывы в пределах Магнитогорской зоны имели главным образом сдвиговую кинематику, причем направление смещения не было постоянным, а неоднократно изменялось. В разное время преоб-

ладали то левосторонние сдвиги, то правосторонние. При этом даже синхронные локальные разрывы могли иметь различную кинематику, а смена направления смещения по сдвигам приводила к тому, что сопряженные с ними зоны трансенсии трансформировались в зоны транспрессии и наоборот. Такая ситуация может отражаться в петро- и палеомагнитных характеристиках пород Магнитогорской зоны.

Палеомагнитные данные по каменноугольному этапу Магнитогорской зоны немногочисленны. Исследования нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановского рифта, отвечающие современным требованиям, принятым в палеомагнетизме, были начаты под научным руководством М.Л. Баженова в середине второго десятилетия XXI в. Обобщение всех полученных за этот период палеомагнитных данных сделано в работе [Danukalov et al., 2018]. Было установлено, что данные имеют большой разброс как внутри точек отбора, так и на уровне статистики средних значений по объектам. Подобное распределение направлений может быть связано с влиянием сдвиговой тектоники, но не исключено и последующее перемагничивание пород в пермско-триасовое время, которое широко распространено в регионе [Golovanova et al., 2022], что существенно осложняет геодинамическую

интерпретацию палеомагнитных данных. В связи с этим для восстановления кинематики сдвиговых перемещений при формировании Магнитогорско-Богдановского рифта возникла острая необходимость в получении новых палеомагнитных данных, подкрепленных петромагнитной информацией. Именно решению этого вопроса и посвящена данная работа.

## 2. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Геологическая ситуация района исследований, а также методика и схема отбора проб детально описаны в статье 1 [Pravikova et al., 2025]. Всего отобрано 93 ориентированных образца, представляющих девять точек отбора, в том числе базальты (пробы 703 и 703-2), пиллоу-базальты (пробы 706-1), габбро-долериты (пробы 705 и 706-2), риодациты (проба 704), флюидалльные риолиты (проба 706), дацитовые игнимбриты (проба 706-3) и вмещающие туфопесчаники (проба 703-3). Точки 703, 704 и 705 располагаются в Новоершовской, а точка 706 – в Богдановской подзоне Восточно-Магнитогорской зоны. Дополнительно были отобраны три образца для изучения методом коэрцитивной спектрометрии (пробы 703-2, 706-1, 706-2). Величина объемной магнитной восприимчивости ( $k$ ) и ее анизотропия (AMS) измерялись на каппа-мосте MFK-1 (AGICO, Чехия); величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены на спинмагнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в лаборатории палеомагнетизма Геологического института (ГИН) РАН. Для выделения стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности использовалось ступенчатое размагничивание температурой до 700 °C с шагом от 20 до 50 °C в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева. Пилотные образцы-дубли размагничивались переменным магнитным полем в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН на криогенном магнитометре 2G Enterprises (США) со встроенной размагничивающей установкой до 90 мТл с шагом 5–10 мТл. Методика исследований не отличалась от стандартной [Tauxe, 2010]. Для анализа палеомагнитных направлений использовался пакет прикладных программ [Enkin, 1994], применяющих стандартные алгоритмы [Kirschvink, 1980; Zijdeveld, 1967; Halls, 1976; McFadden, McElhinny, 1988]. Обработка и интерпретация измерений AMS проводились при помощи программ Anisoft 4.2 и 5.1.08, а измерений остаточной намагниченности – при помощи программы Remasoft 3.0 (все программы AGICO, Чехия).

Для разделения ансамбля магнитных зерен на компоненты с различными коэрцитивными характеристиками использовался метод коэрцитивной спектрометрии на коэрцитивном спектрометре «J\_meter» конструкции П.Г. Ясонова [Burov et al., 1986; Jasonov et al., 1998] в научно-исследовательской лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий Ка-

занского федерального университета (г. Казань). Коэрцитивные спектры (КС) рассчитывались по кривым изотермического остаточного намагничивания, снятым в полях до 1500 мТл с шагом 1 мТл. Разложение КС на компоненты проводилось в программе MAX UnMix [Maxbauer et al., 2016]. Диагностика выделенных компонент разложения с разными положениями максимума коэрцитивного спектра (ПМКС) выполнена в соответствии с работами [Egli, 2004a, 2004b]. Для оценки доменного состояния по [Dunlop, 2002] рассчитывалось отношение остаточной коэрцитивной силы ( $B_{cr}$ ) к коэрцитивной силе ( $B_c$ ) и остаточной намагниченности насыщения ( $J_{rs}$ ) к намагниченности насыщения ( $J_s$ ) в поле 1500 мТл. В параметры  $B_c$  и  $J_s$  была введена поправка за парамагнитный фон.

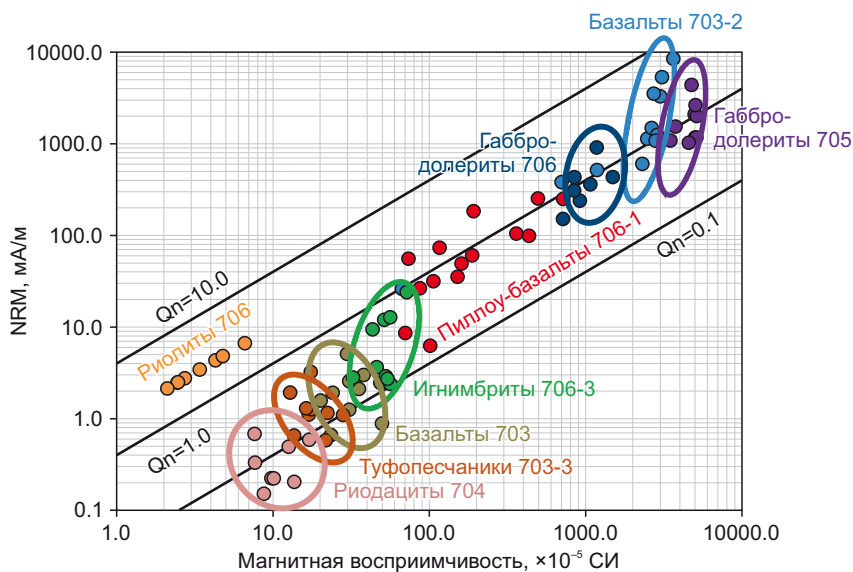
## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.1. Петромагнитные исследования

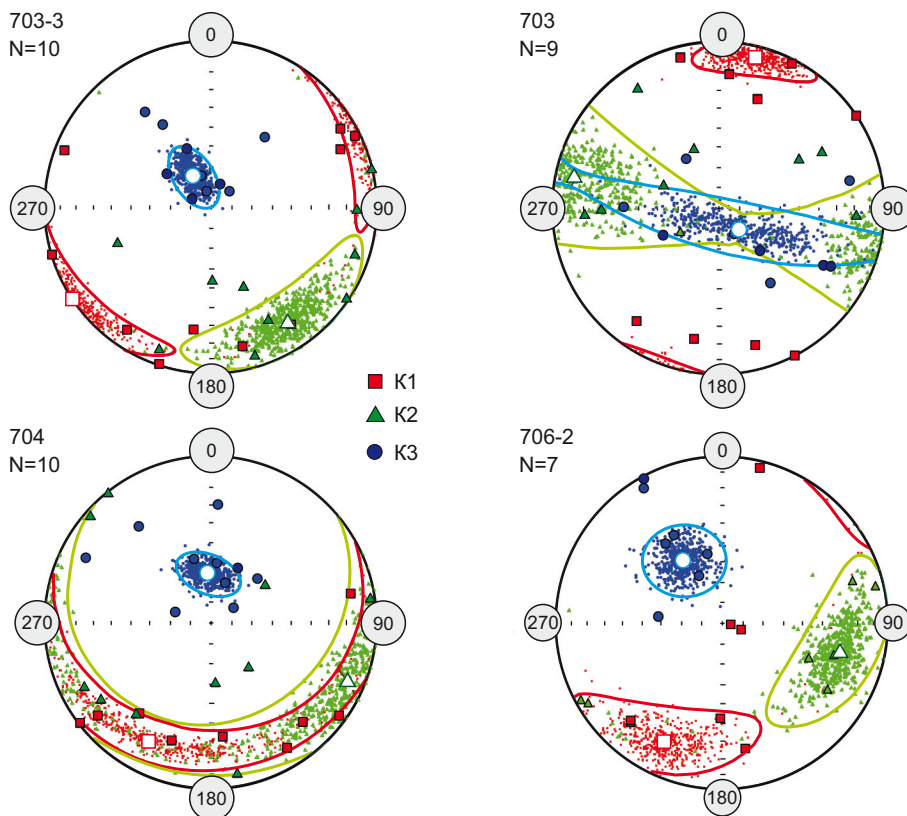
**Скалярные магнитные параметры.** Изученные породы ярко дифференцированы по магнитным свойствам, наиболее магнитны габбро-долериты (проба 705) и базальты (проба 703-2). Величина их магнитной восприимчивости варьируется от 800 до  $5000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, NRM – от 0.5 до 1.0 А/м, при этом параметр  $Q_n$  (соотношение величин остаточной и индуктивной намагниченности) близок к единице. Наименее магнитны риодациты (проба 704), флюидалльные риолиты (проба 706) и туфопесчаники (проба 703-3):  $k$  от 10 до  $40 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, NRM – менее 10 мА/м, при этом, как показано на рис. 1,  $Q_n$  для большинства пород несколько меньше единицы. Пиллоу-базальты (проба 706-1), базальты (проба 703) и дацитовые игнимбриты (проба 703-3) демонстрируют промежуточные значения  $k$  и NRM между сильномагнитными и слабомагнитными петротипами, при этом  $Q_n$  здесь  $\sim 1$ . Для большинства пород наблюдается тренд фигуративных точек на диаграмме  $k$ -NRM вдоль линий равных  $Q_n$ , показанный на рис. 1 и свидетельствующий о том, что магнитные свойства пород определяются в основном первичной концентрацией ферромагнетиков, а вторичные химические изменения пород невелики. Исключение представляют габбро-долериты (проба 705) и базальты (проба 703-2), для которых наблюдается субвертикальный тренд, предполагающий частичное изменение магнитных характеристик под действием химических изменений.

### Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS).

Степень анизотропии магнитной восприимчивости ( $P_j$ ) в целом варьируется от первых десятых долей процента до 16 %. При этом наибольшей анизотропией (7–16 %) обладают риолиты (проба 706) и игнимбриты (проба 706-3), а наименьшей (не более 2 %) – пиллоу-базальты (проба 706-1). Преобладающая форма эллипсоидов AMS – уплощенная дискообразная ( $T = 0.014 \sim 0.943$ ). Образцы с вытянутыми эллипсоидами немногочисленны, но они присутствуют в каждой точке отбора. В целом их количество не превышает 30 % от общего числа образцов.



**Рис. 1.** Скалярные магнитные характеристики пород березовского комплекса.  
**Fig. 1.** Scalar magnetic characteristics of rocks from the Berezovka complex.



**Рис. 2.** Распределения главных осей магнитной анизотропии. Равноплощадная проекция. Система координат стратиграфическая. Плоскостная магнитная текстура. Проба 703-3 – туфопесчаники; проба 703 – базальты; проба 704 – риодациты; проба 706-2 – габбро-долериты. Оси образцов: красные квадраты – K1 (максимальная ось AMS), зеленые треугольники – K2 (промежуточная ось AMS), синие круги – K3 (минимальная ось AMS); открытые символы – средние направления осей для выборки; цветные линии – доверительные интервалы  $\alpha_{95}$ ; цветные точки – средние значения осей псевдослучайных выборок, сгенерированных методом «bootstrap» [Tauxe et al., 1991].

**Fig. 2.** Distributions of the principal magnetic anisotropy axes. Equal area projection. Stratigraphic coordinate system. Planar magnetic fabric. Sample 703-3 – basalt; sample 704 – rhyodacites; sample 706-2 – gabbro-dolerites. Sample axes: red squares – K1 (maximum AMS axis), green triangles – K2 (intermediate AMS axis), blue circles – K3 (minimum AMS axis); empty symbols – mean axes directions for the sample; colored lines –  $\alpha_{95}$  confidence intervals; colored dots – axes mean values of bootstrap pseudorandom samples [Tauxe et al., 1991].

Различаются три основных типа распределений главных осей AMS пород, соответствующие разным магнитным текстурам [Tarling, Hrouda, 1993].

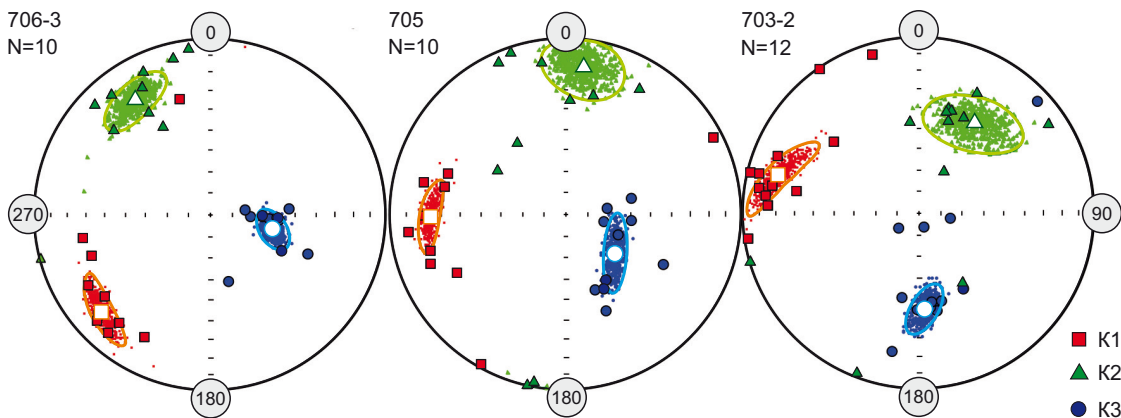
1. Плоскостной тип магнитной текстуры показан на рис. 2. Здесь плоскостная анизотропия преобладает над линейной. В общем случае такая текстура отвечает субгоризонтальному растеканию вещества (потоки, покровы и силлы). Данный тип установлен в базальтах (проба 703), риодацитах (проба 704), туфопесчаниках (проба 703-3). Отклонение среднего направления оси K3 от вертикали может свидетельствовать о влиянии рельефа (склона) на формирование магнитных текстур слоя туфопесчаников и потока риодацитов [Bradák et al., 2020]. Тело габбро-долеритов, по всей видимости, представляет собой силл, внедрение которого происходило не совсем конформно слоистости вмещающей толщи, поскольку плоскость, в которой распределены оси K1 и K2, наклонена по отношению к плоскости напластования, а среднее направление оси K3 отклонено от вертикали. Базальты пробы 703 характеризуются так называемой «поперечной потоку» магнитной текстурой [Bradák et al., 2020]. Это двухосный эллипсоид с растянутым распределением осей K2 и K3 в направлении транспортировки материала за счет переориентации зерен во время движения потока, что указывает на его высокую интенсивность [Tarling, Hrouda, 1993]. Это хорошо согласуется с тем, что вязкость базальтовой лавы ниже, чем риолитовой, что обуславливает большую скорость ее течения. Соответственно, будет различаться и магнитная текстура этих пород.

2. Трехосный тип магнитной текстуры, показанный на рис. 3, отличается тесным группированием всех трех осей вокруг средних направлений. Такая текстура может быть связана как с перемешиванием магматического потока, так и со специфическим составом ансамбля магнитных зерен (смесь однодоменных и псев-

дооднодоменных частиц) [Soriano et al., 2016]. Этот тип характерен для габбро-долеритов (пробы 705 и 706-2), базальтов (проба 703-2) и игнимбриков (проба 706-3). В последнем случае трехосная магнитная текстура связана с различиями в ансамбле магнитных зерен, поскольку игнимбрики не испытывали перемешивания при формировании.

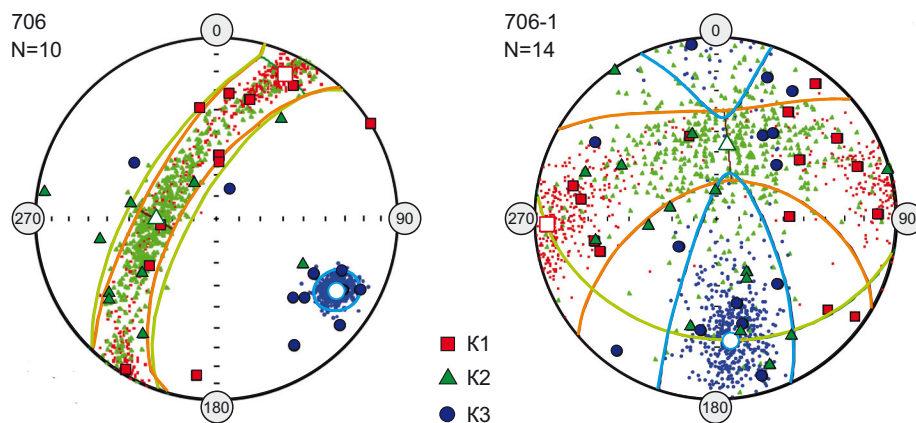
3. Магнитная текстура «даечного типа» показана на рис. 4. Такая текстура характерна для субвертикальных даек [Tauxe, 2010]. В этом случае оси K1 и K2 растянуты в плоскости дайки, а ось K3 ориентирована перпендикулярно этой плоскости. К данному типу относятся риолиты (проба 706). Таким образом, тело флюидальных риолитов представляет собой дайку. Пиллоу-базальты (проба 706-1) демонстрируют сильный разброс главных осей AMS, магнитная текстура не выражена.

**Коэрцитивная спектрометрия.** Разложение КС, представленное на рис. 5, показало, что во всех изученных образцах присутствуют только две компоненты: компонента А, значения ПМКС которой варьируются от 47 до 79 мТл, и более жесткая компонента В с ПМКС 106–162 мТл. Соотношение вклада компонент А и В в общий КС различно: для базальтов и габбро-долеритов доли высококоэрцитивной компоненты В сравнимы между собой и составляют ~30 % от общей величины КС, для пиллоу-базальтов эта доля – 13 %, как показано на рис. 5. Компоненты с ПМКС более 200 мТл не обнаружены. Следует отметить, что ферримагнетики в габбро-долеритах и базальтах находятся в псевдооднодоменном состоянии с содержанием однодоменных частиц от 40 до 50 % (для пробы 706-2:  $V_{cr}/V_c=2.0$ ,  $J_{rs}/J_s=0.24$ , для пробы 703:  $V_{cr}/V_c=2.5$ ,  $J_{rs}/J_s=0.27$ ). В пиллоу-базальтах пробы 706-1 преобладают многодоменные ферримагнетики ( $V_{cr}/V_c=3.75$ ,  $J_{rs}/J_s=0.1$ ), концентрация однодоменных частиц здесь не превышает 10 %.



**Рис. 3.** Распределения главных осей магнитной анизотропии. Трехосная магнитная текстура. Точка 706-3 – дацитовые игнимбрики; точка 705 – габбро-долериты; точка 703-2 – базальты. Условные обозначения см. на рис. 2.

**Fig. 3.** Distributions of the principal magnetic anisotropy axes. Triaxial magnetic fabric. Sample 706-3 – dacite ignimbrites; sample 705 – gabbro-dolerites; sample 703-2 – basalts. See Fig. 2 for the legend.

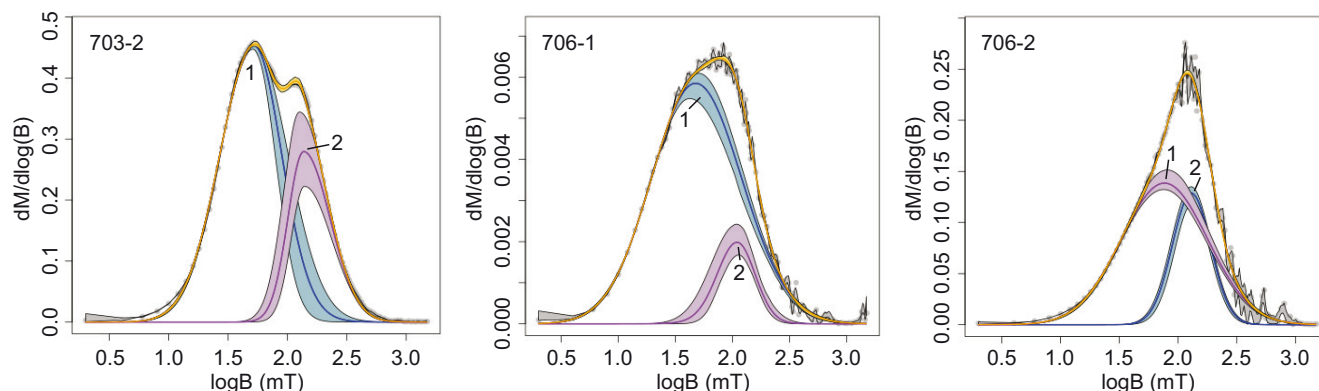


**Рис. 4.** Распределения главных осей магнитной анизотропии.

Проба 706 (риолиты) – магнитная текстура типа «дайка»; проба 706-1 – пиллоу-базальты; проба 706 – риолиты; проба 706-1 (пиллоу-базальты) – хаотичное распределение осей AMS. Условные обозначения см. на рис. 2.

**Fig. 4.** Distributions of the principal magnetic anisotropy axes.

Sample 706 (rhyolites) – "dyke" type magnetic fabric; sample 706-1 (pillow-basalts) – randomly distributed AMS axes. See Fig. 2 for the legend.



**Рис. 5.** Результаты разложения коэрцитивных спектров образцов.

Пробы: 703-2 – базальты, 706-1 – пиллоу-базальты, 706-2 – габбро-долериты. Серые точки – КС по данным измерений, желтая линия – модельный спектр. Компоненты разложения с соответствующими доверительными интервалами: 1 – компонента А; 2 – компонента В.

**Fig. 5** Results of decomposition of coercivity spectra of samples.

Samples: 703-2 – basalts, 706-1 – pillow basalts, 706-2 – gabbro-dolerites. Gray dots – measurement-based coercivity spectra, yellow line – model spectrum. Decomposition components with corresponding confidence intervals: 1 – component A; 2 – component B.

### 3.2. Палеомагнитные исследования

**Компонентный состав намагниченности.** Размагничивание пилотных образцов переменным магнитным полем показало, что в полях более 70 мТл вектор NRM испытывает нерегулярные изменения и полного размагничивания образца не происходит (рис. 6, а). Это не дает возможности выделить характеристическую компоненту и ухудшает качество интерпретации.

По результатам температурной чистки выделяются два типа ортогональных диаграмм. В первом типе (рис. 6, б) кроме вязкой намагниченности присутствует только характеристическая компонента, полностью разрушающаяся при температуре 580–600 °С.

В образцах второго типа, наряду с характеристической высокотемпературной компонентой, присутствует и среднетемпературная компонента. На рис. 6, в,

видно, что часть высокотемпературной компоненты близка по направлениям к образцам с характеристической компонентой, а среднетемпературная компонента, разрушающаяся в интервале 400–450 °С, имеет более высокое наклонение и, вероятно, связана с позднепалеозойским перемагничиванием. Явно выраженные компоненты установлены для ~55 % образцов. Для остальных образцов температурные спектры различных компонент сильно пересекаются и намагниченность не выходит на характеристическое направление, а смещается по дуге большого круга на стереограмме, что не дает возможности полностью разделить их на составляющие с помощью компонентного анализа, поэтому для определения средних направлений на уровне точек отбора использовался комбинированный анализ единичных направлений и больших

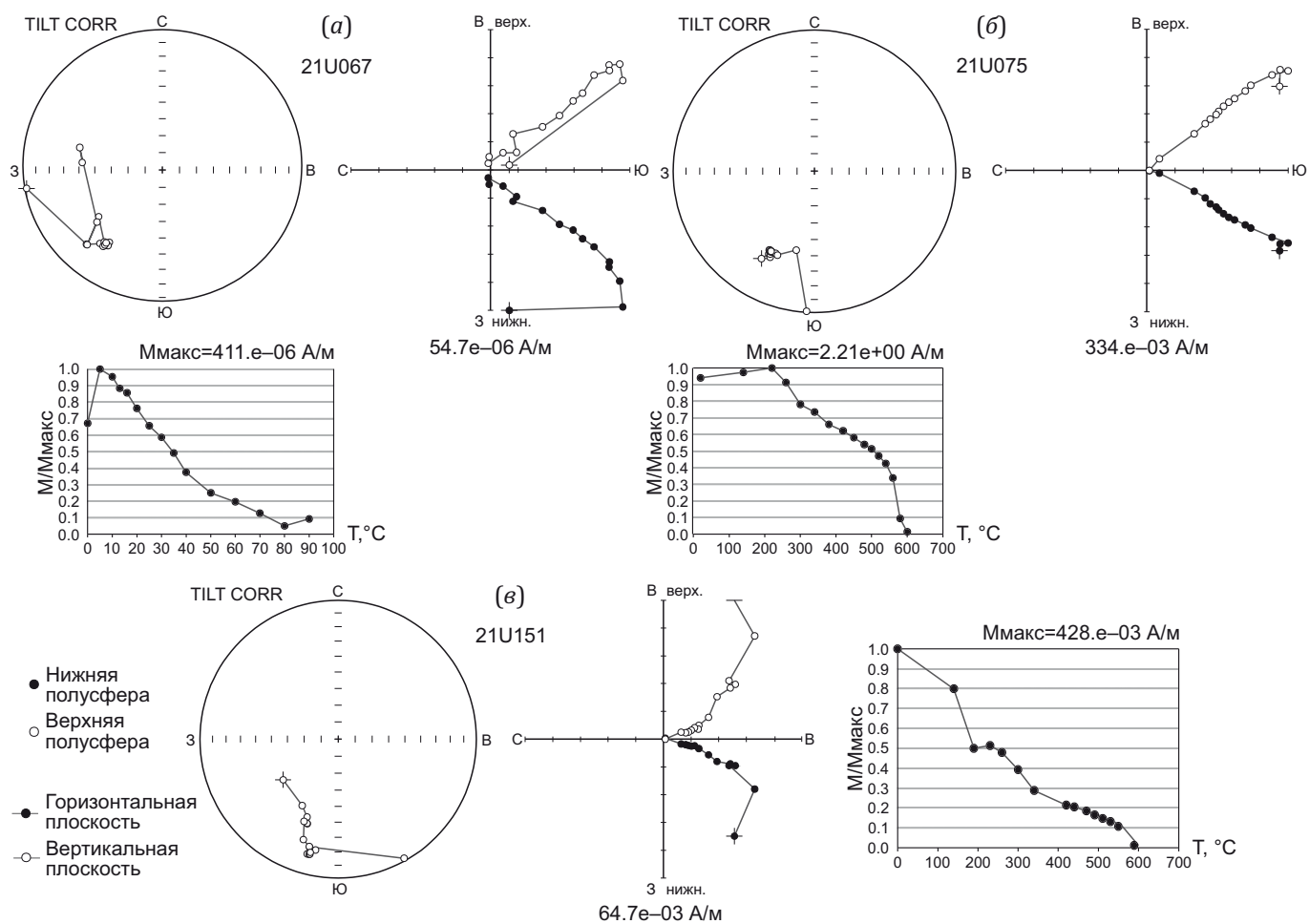


Рис. 6. Результаты размагничивания образцов переменным магнитным полем (а) и температурой (б, в): стереограммы направлений, ортогональные диаграммы и графики разрушения намагниченности.

Fig. 6. Results of alternating field (a) and temperature (б, в) demagnetization of samples: stereoplots of directions, orthogonal diagrams and magnetization decay plots.

Таблица 1. Средние палеомагнитные направления в точках отбора, выделенных в породах березовского вулканического комплекса

Table 1. Mean palaeomagnetic directions from rock sampling sites in the Berezovka volcanic complex

| Точка   | Петротип        | n(N)   | Dg    | Ig    | Ds    | Is    | a95  |
|---------|-----------------|--------|-------|-------|-------|-------|------|
| 703     | Базальты        | 8(10)  | 218.4 | 1.3   | 213.7 | -19.3 | 12.5 |
| 703-3   | Туфопесчаники   | 8(10)  | 242.4 | -9.7  | 234.1 | -25.3 | 12.6 |
| 704     | Риодациты       | 9(10)  | 233.6 | 4     | 228.4 | -22.9 | 8.6  |
| 705     | Габбро-долериты | 8 (10) | 232.6 | -8.4  | 223.7 | -20.8 | 12.6 |
| 706     | Риолиты         | 4(10)  | 228.5 | 3.8   | 222.0 | -22.5 | 22.9 |
| 706-3   | Игнимбриты      | 6(10)  | 238.6 | -0.6  | 229.3 | -25.4 | 9.9  |
| 703-2   | Базальты        | 8(12)  | 223.3 | 2     | 217.0 | -24.4 | 16.6 |
| 706-1   | Пиллоу-базальты | 12(14) | 228.5 | -1.4  | 220.5 | -24.8 | 9.0  |
| 706-2   | Габбро-долериты | 5(8)   | 222.2 | -14.4 | 221.5 | -23.5 | 15.7 |
| Среднее |                 | 9(9)   | 229.8 | -2.6  | 222.7 | -26.1 | 4.1  |

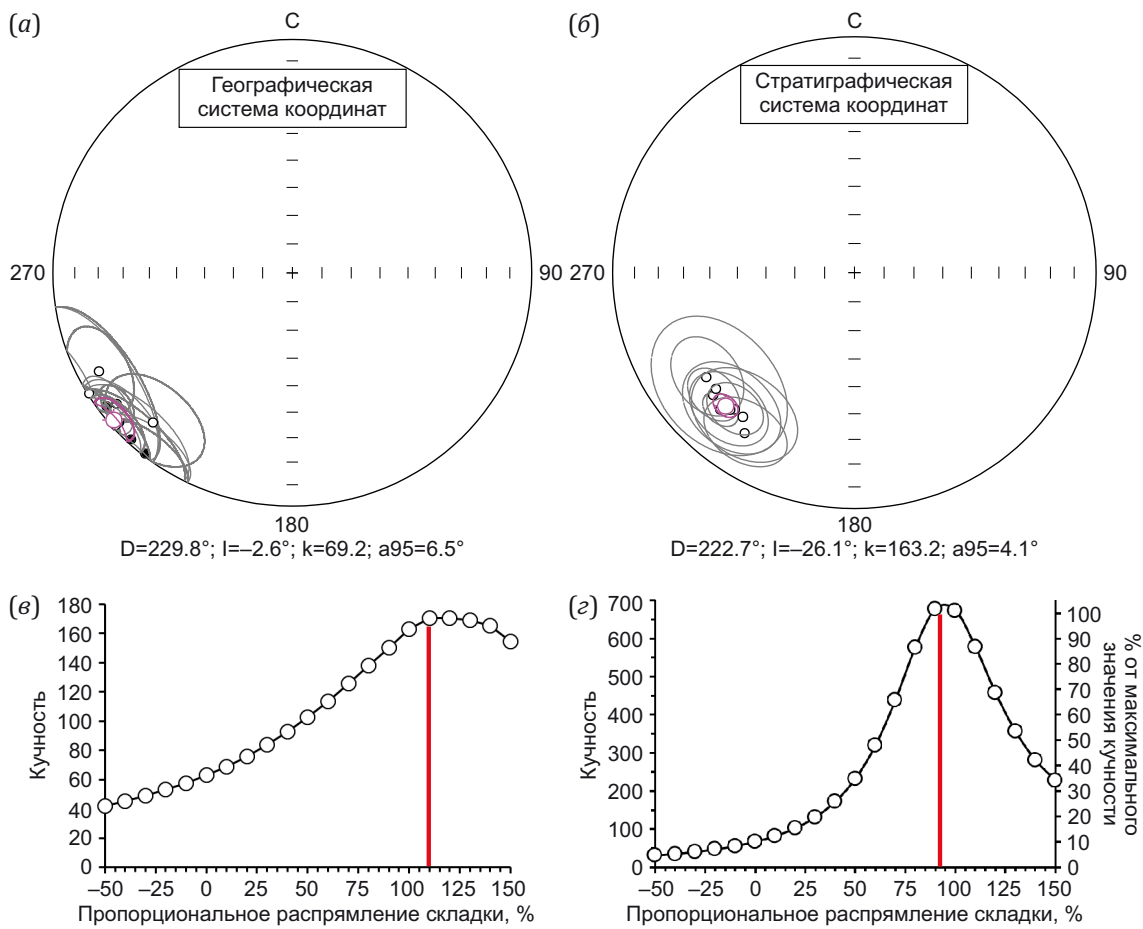
Примечание. n – число использованных образцов на точке; N – общее число образцов на точке; D – склонение в градусах, I – наклонение в градусах; индексы g и s – географическая и стратиграфическая система координат соответственно; a95 – доверительный интервал.

Note. n – number of samples from the site; N – total number of samples from the site; D – declination in degrees, I – inclination in degrees; indices g and s – geographic and stratigraphic coordinate systems, respectively; a95 – confidence interval.

кругов [McFadden, McElhinny, 1988]. В результате его применения для большинства образцов удалось выделить направления стабильной (в некоторых случаях, в том числе и характеристической) компоненты намагниченности. В табл. 1 приводятся средние направления и их статистические параметры по изученным точкам. Следует отметить большой разброс направлений внутри каждой точки, что обуславливает широкие доверительные интервалы, хотя среднее направление по точкам имеет приемлемые статистические параметры, представленные в табл. 1.

Все изученные образцы характеризуются только отрицательным наклоном, т.е. имеют обратную полярность. Тест складки в модификации DC [Enkin, 2003], представленный на рис. 7, положительный (DC slope

$0.944 \pm 0.321$ ). Максимум кучности при пропорциональном распрямлении складки [Watson, Enkin, 1993] достигается при поправке  $\sim 110\%$  за наклон пластов, что показано на рис. 7, в. Тест складки в модификации «только по наклонению» [Enkin, Watson, 1996], представленный на рис. 7, г, дает максимальную кучность при  $90\text{--}100\%$ -ном распрямлении складки, при этом значения кучности существенно выше. Это позволяет предполагать, что намагниченность имеет доскладчатую природу, а значительный разброс средних направлений по точкам связан с горизонтальными перемещениями блоков. По средним направлениям доскладчатой намагниченности для каждой точки были рассчитаны координаты палеомагнитных полюсов, суммированные в табл. 2.



**Рис. 7.** Результаты теста складки.

Распределение средних направлений характеристической намагниченности по точкам отбора в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат; (в) – график кучности при пропорциональном распрямлении складки (по [Watson, Enkin, 1993]); (г) – график кучности при пропорциональном распрямлении складки без учета склонения (по [Enkin, Watson, 1996]). Черные/белые символы – проекции вектора на нижнюю/верхнюю полусферу соответственно, овалы – доверительные интервалы, фиолетовые символы – среднее направление векторов в выборке, красные линии – максимальное значение кучности.

**Fig. 7.** Fold test result.

Distribution of the mean directions of characteristic magnetization at the sampling sites in the geographic (a) and stratigraphic (b) coordinate systems; (c) – graph of the accuracy of data on the proportional unfolding (after [Watson, Enkin, 1993]); (d) – graph of the accuracy of data on the proportional unfolding without accounting for declination (after [Enkin, Watson, 1996]). Black/white symbols – vector projections on the lower/upper hemisphere, respectively, ovals – confidence intervals, purple symbols – sample mean direction for vectors, red lines mark the maximum accuracy of data.

**Таблица 2.** Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов в породах березовского вулканического комплекса**Table 2.** Palaeomagnetic directions and palaeomagnetic pole positions in rocks from the Berezovka volcanic complex

| Точка                                     | Dec   | Inc   | a95  | Plat  | Plon  | Dp   | Dm       |
|---|-------|-------|------|-------|-------|------|----------|
| Координаты отбора: 52.5° с.ш., 59.1° в.д. |       |       |      |       |       |      |          |
| 703                                       | 213.7 | -19.3 | 12.5 | -39.5 | 14.03 | 6.8  | 13.0     |
| 703-3                                     | 234.1 | -25.3 | 12.6 | -32.0 | 350.7 | 7.3  | 13.6     |
| 704                                       | 228.4 | -22.9 | 8.6  | -34.0 | 357.1 | 4.9  | 9.1      |
| 705                                       | 223.7 | -20.8 | 12.6 | -35.5 | 2.6   | 7.0  | 13.2     |
| 706                                       | 222.0 | -22.5 | 22.9 | -37.2 | 3.8   | 12.9 | 24.3     |
| 706-3                                     | 229.3 | -25.4 | 9.9  | -34.7 | 355.3 | 5.7  | 9.7      |
| 703-2                                     | 217.0 | -24.4 | 16.6 | -40.5 | 8.6   | 9.5  | 17.8     |
| 706-1                                     | 220.5 | -24.8 | 9.0  | -39.0 | 4.6   | 5.2  | 9.7      |
| 706-2                                     | 221.5 | -23.5 | 15.7 | -37.9 | 4.0   | 8.9  | 16.7     |
| Среднее по точкам                         |       |       |      | -36.9 | 2.1   |      | A95=4.0° |

Примечание. Dec – склонение в древней системе координат, в градусах; Inc – наклонение в древней системе координат, в градусах; a95 – доверительный интервал в градусах; Plat – широта палеомагнитного полюса в градусах; Plon – долгота палеомагнитного полюса в градусах; Dp и Dm – доверительные интервалы палеомагнитного полюса в градусах; A95 – доверительный интервал среднего полюса, в градусах.

Note. Dec – declination in the oldest coordinate system, in degrees; Inc – inclination in the oldest coordinate system, in degrees; a95 – confidence interval, in degrees; Plat – latitude of the palaeomagnetic pole, in degrees; Plon – longitude of the palaeomagnetic pole, in degrees; Dp and Dm – confidence intervals of the palaeomagnetic pole, in degrees; A95 – confidence interval of the mean pole, in degrees.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ

Изученные породы березовского комплекса Магнитогорской зоны сохранили первичную палеомагнитную информацию. Об этом косвенно свидетельствуют отличия в скалярных магнитных характеристиках петротипов в составе комплекса, отвечающих различным этапам магматизма.

Магнитная текстура пород, установленная по результатам анализа AMS, для большинства точек является первичной. Об этом свидетельствует степень анизотропии и характер распределения главных осей AMS, которые не типичны для деформированных пород. Более того, все три вида магнитных текстур соответствуют первичным текстурам, возникающим при формировании вулканогенно-осадочных и вулканических/магматических комплексов [Tarling, Hroudá, 1993]. Следует отметить, что в породах с трехосными эллипсоидами ферримангнетики представлены смесью однодоменных и многодоменных зерен, что согласуется с современными представлениями [Černý et al., 2020]. На каждом изученном нами объекте тип магнитной текстуры соответствует морфологии тел, определенных по результатам полевых наблюдений. Исключения представляют пиллоу-базальты пробы 706-1 с большим рассеянием направлений главных осей AMS. Такой сложный характер магнитной текстуры может объясняться несколькими факторами: низкими величинами магнитной восприимчивости и степени ее анизотропии, отбором образцов как из лавовых подушек, так и из подводных каналов к ним, а также возможным вторичным изменением пород. Однако, как видно из табл. 1, присутствие в образцах из этой

точки доскладчатой компоненты намагниченности не позволяет предполагать полное уничтожение первичной петромагнитной и палеомагнитной информации в пиллоу-базальтах.

ПМКС обеих компонент разложения коэрцитивных спектров имеют близкие значения во всех изученных образцах. ПМКС компоненты А составляют 47–76 мТл, ПМКС компоненты В – 106–162 мТл. Судя по значениям ПМКС, наиболее вероятным носителем компоненты А является мелкозернистый магнетит [Egli, 2004a], с компонентой В ситуация более неоднозначная. Магнитные зерна с подобными значениями ПМКС (108–159 мТл) встречаются в современных эоловых осадках Европы, где они идентифицируются как маггемитизированный магнетит или многодоменный гематит [Larrasoána et al., 2021], что, вероятно, связано с поверхностным окислением магнетита. Вклад компоненты В не превышает 30 % от общего КС, т.е. намагниченности, связанная с магнетитом, преобладает и может быть выделена из общей суммарной намагниченности.

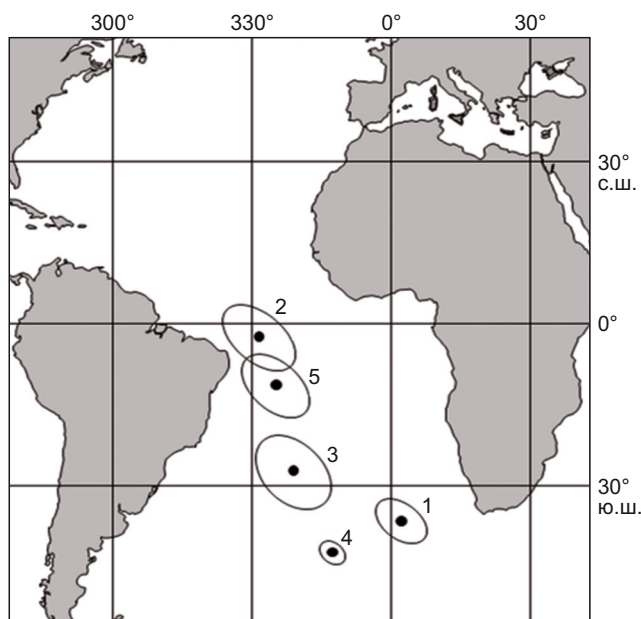
Двухкомпонентные спектры с близкими значениями ПМКС (средние значения компоненты 1–46 мТл и компоненты 2–106 мТл) известны из неизменных океанических базальтов Западно-Индийского подводного хребта. В тех же базальтах, но измененных вторичными процессами, появляется третья компонента – с ПМКС 590 мТл [Wang et al., 2021], которая в породах березовского комплекса отсутствует. Сходство ПМКС компонент неизменных базальтов океанического дна и березовского комплекса и отсутствие в обоих случаях высококоэрцитивной компоненты, связанной с вторичным гематитом, позволяют предполагать хорошую

сохранность вулканитов березовского комплекса и, соответственно, палеомагнитного сигнала в них.

Кроме петромагнитных данных палеомагнитная надежность подтверждается тестом складки. В совокупности палеомагнитные данные отвечают первым четырем из семи критериев палеомагнитной надежности по Р. Ван дер Ву [Van der Voo, 1990], что позволяет использовать рассчитанные нами полюсы для геодинамических построений.

В табл. 3 и на рис. 8 показано сравнение полученных нами палеомагнитных полюсов с референтной

траекторией кажущегося движения палеомагнитного полюса (ТКДП) для Балтики [Torsvik et al., 2012]. Обнаруживается значимое отличие среднего полюса березовского комплекса от полюса ТКДП на 350 млн лет, что предполагает существенные горизонтальные перемещения блоков относительно друг друга. Однако такое сравнение полюсов представляется нам не совсем корректным, поскольку для построения кривой ТКДП в интервале раннего – среднего карбона использована сплайн интерполяция всего по трем палеомагнитным определениям (для 332, 335 и 396 млн лет),



**Рис. 8.** Положение палеомагнитных полюсов, рассматриваемых в работе с соответствующими овалами доверия.

1 – средний полюс березовского комплекса, 340–350 млн лет (наст. работа); 2 – полюс ТКДП Балтики на 350 млн лет (сплайн интерполяция [Torsvik et al., 2012]); 3 – средний полюс для C1t-v ВЕП (сводка из работ [Iosifidi, Mikhailova, 2017; Iosifidi et al., 2018, 2019]); 4 – полюс позднепалеозойского перемагничивания – ТКДП Балтики на 290 млн лет [Torsvik et al., 2012]; 5 – средний полюс C1 Магнитогорско-Богдановского грабена [Danukalov et al., 2018].

**Fig. 8.** Palaeomagnetic pole positions considered here with the corresponding confidence ovals.

1 – mean pole of the Berezovka complex, 340–350 Ma (present paper); 2 – apparent polar wander path (APWP) for Baltica at 350 Ma (spline interpolation [Torsvik et al., 2012]); 3 – mean pole for the C1t-v EEP (summarized from [Iosifidi, Mikhailova, 2017; Iosifidi et al., 2018, 2019]); 4 – Late Paleozoic remagnetization pole – APWP for Baltica at 290 Ma [Torsvik et al., 2012]; 5 – mean C1 pole of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben [Danukalov et al., 2018].

**Таблица 3.** Сводка палеомагнитных полюсов для раннего карбона и угловые расстояния между полюсом березовского комплекса и другими полюсами раннего карбона

**Table 3.** Summary of palaeomagnetic poles for the Early Carboniferous and angular distances between the pole of the Berezovka complex and other Early Carboniferous poles

| Объект   | Источник  | Ф            | Λ            | A95        | УР              | СМ        |
|--|---|--------------|--------------|------------|-----------------|-----------|
| Средний полюс, березовский комплекс 340–350 млн лет  | Настоящая работа  | -36.9        | 2.1          | 4.0        | 0               | Нет       |
| ТКДП ВЕП 350 млн лет   | [Torsvik et al., 2012]                                    | -2.5         | 331.5        | 8.1        | 44.7±3.9        | ЮВ        |
| Средний полюс для ВЕП, C <sub>1</sub> t-v  | [Iosifidi, Mikhailova, 2017; Iosifidi et al., 2018, 2019] | -27.9        | 339.0        | 6.1        | 22.0±5.2        | ЮВ        |
| ТКДП 290 млн лет (направление перемагничивания)  | [Torsvik et al., 2012]                                    | -42.3        | 347.3        | 1.6        | 12.8±3.1        | СВ        |
| Средний полюс C <sub>1</sub> , Магнитогорско-Богдановский грабен   | [Danukalov et al., 2018]                                  | -11.8        | 335.2        | 7.0        | 25.8±6          | СЗ        |
| Средний полюс C <sub>1</sub> Магнитогорско-Богдановского грабена относительно среднего полюса C <sub>1</sub> ВЕП | [Danukalov et al., 2018]                                  | <b>-11.8</b> | <b>335.2</b> | <b>7.0</b> | <b>16.2±6.4</b> | <b>СЗ</b> |

Примечание. Ф – широта палеомагнитного полюса в градусах; Λ – долгота палеомагнитного полюса в градусах; A95 – доверительный интервал полюса в градусах, УР – угловое расстояние между полюсом березовского комплекса и полюсами для раннего карбона по разным источникам; СМ – направление смещения полюса березовского комплекса относительно полюса референтного объекта. Полу жирным шрифтом показано сравнение полюса Магнитогорско-Богдановского грабена с полюсом ВЕП.

Note. Ф – latitude of the palaeomagnetic pole, in degrees; Λ – longitude of the palaeomagnetic pole, in degrees; A95 – confidence interval of the pole, in degrees; УР – angular distance between the pole of the Berezovka complex and Early Carboniferous poles according to different sources; СМ – direction of displacement of the pole of the Berezovka complex relative to the pole of a reference object. Bold indicates the comparison between the pole of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben and the pole of EEP.

выполненным по территории Британских островов [Torsvik et al., 2012]. Более статистически обоснованным представляется средний полюс для раннего карбона (турне – визе) Восточно-Европейской платформы (ВЕП), рассчитанный по данным из сводок [Iosifidi, Mikhailova, 2017; Iosifidi et al., 2018, 2019], но и здесь, как следует из рис. 8 и табл. 3, угловое расстояние между полюсом ВЕП и полюсом березовского комплекса значительно, и последний сдвинут в том же юго-восточном направлении.

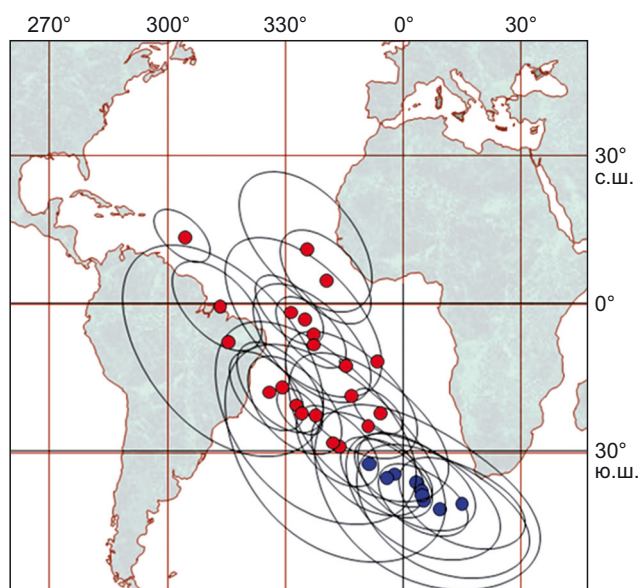
Кроме горизонтальных перемещений блоков, такое расхождение полюсов можно было бы объяснить влиянием позднепалеозойского перемагничивания, широко развитого на территории Южного Урала. Согласно обобщенным данным по Южному Уралу [Golovanova et al., 2022], полюсы перемагничивания в этом регионе концентрируются вокруг полюса ТКДП Балтики [Torsvik et al., 2012] с возрастом 290 млн лет. Как видно из табл. 3 и рис. 8, полюс березовского комплекса значительно отличается от этого положения и смещен относительно него уже не в ЮВ, а в СВ направлении. Это позволяет предполагать слабый вклад перемагничивания в направление выделенной для березовского комплекса доскладчатой компоненты намагниченности. Это также косвенно подтверждается и тестом складки без учета склонения векторов: кучность в этой модификации теста гораздо выше, чем кучность при классической постановке теста, что свидетельствует о более сильном разбросе средних значений намагниченности по склонению, чем по наклонению. При частичном пермско-триасовом перемагничивании должна наблюдаться противоположная картина, поскольку пермско-триасовое и раннекаменноугольное направления в регионе близки по склонению и различаются по наклонению.

Следует отметить, что расхождение в палеоширотном положении березовского комплекса Магнитогорского блока по данным настоящей работы ( $11.5^\circ$ ) и во-

сточного края ВЕП, полученного путем пересчета полюсов нижнего девона из работ [Iosifidi, Mikhailova, 2017; Iosifidi et al., 2018, 2019; Torsvik et al., 2012], (табл. 3) на координаты района исследований, не превышает  $4$  и  $11^\circ$  соответственно. Это хорошо согласуется с мнением авторов работы [Golovanova et al., 2018], что Магнитогорский блок находился не далее 1000 км от края континента.

Наибольший интерес представляет сравнение раннекаменноугольного палеомагнитного полюса, полученного по базальтам Магнитогорско-Богдановского грабена на участках к северу от района наших исследований [Danukalov et al., 2018], и полюса по березовскому комплексу, представленных в табл. 3 и на рис. 8. Полюс, рассчитанный по базальтам Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. 8, полюс 5), значительно отличается от среднего раннекаменноугольного полюса ВЕП (рис. 8, полюс 3) и расположен к северо-западу от него, тогда как полюс березовского комплекса (рис. 8, полюс 1) расположен к юго-востоку от полюса ВЕП. Такое различие трудно объяснить простым перемещением тектонических блоков, не допуская раскола Магнитогорско-Богдановского грабена на две части, перемещающиеся в разные стороны, что, конечно, маловероятно.

Если рассматривать не средний полюс, а отдельные полюсы по точкам отбора, то можно заметить некоторые закономерности. Большие разбросы направлений внутри точек отбора отмечены как для вулканитов березовского комплекса, так и для вулканитов в северной части Магнитогорско-Богдановского грабена. Такие разбросы обычно не характерны для вулканических комплексов. Это сходство в распределении направлений внутри единой структуры может указывать на то, что большие разбросы на уровне точек отбора являются характерной особенностью пород на данном объекте и обусловлены спецификой формирования пород в тектонически активной области.



**Рис. 9.** Положение палеомагнитных полюсов, рассматриваемых в работе, с соответствующими овалами доверия.

Красные символы – полюсы вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена [Danukalov et al., 2018]; синие символы – полюсы вулканитов березовского комплекса (настоящая работа).

**Fig. 9.** Palaeomagnetic pole positions considered here with the corresponding confidence ovals.

Red symbols – poles of the volcanics from the Magnitogorsk-Bogdanovka graben [Danukalov et al., 2018]; blue symbols – poles of the volcanics from the Berezovka complex (present paper).

Как видно на рис. 9, разброс самих полюсов также очень велик, при этом полюсы Магнитогорско-Богдановского грабена отчетливо делятся на две обособленные группы. По положению относительно среднего полюса ВЕП (сводка данных А.Г. Иосифиди с коллегами, приведенная в табл. 3) условно назовем их северо-восточной и юго-западной. Все три группы полюсов (березовский комплекс, северо-восточная и юго-западная) имеют характерное вытянутое (так называемое «банановое») распределение, при котором полюсы располагаются вдоль дуги большого круга, а доверительные интервалы крайних полюсов пересекаются. В юго-восточную группу попадают 11 полюсов из 21, в северо-западную – 7. Только три полюса не подчиняются выявленным закономерностям, они исключены из дальнейшего анализа.

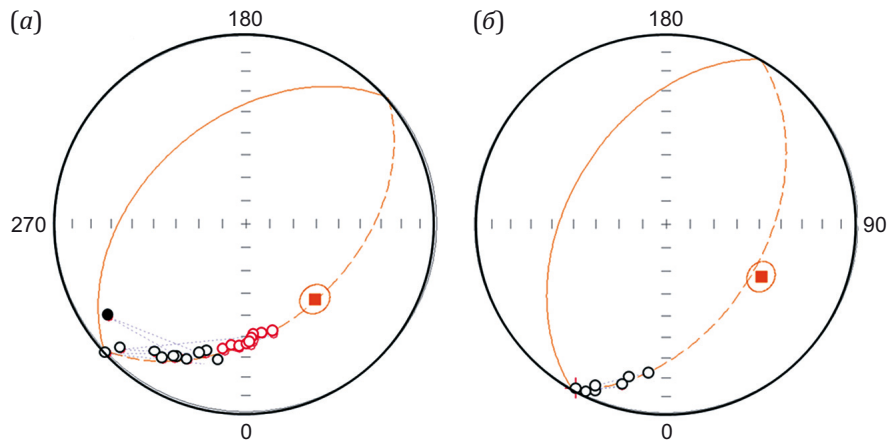
Результаты вычисления направлений, соответствующих нормалям к большим кругам, для всех групп палеомагнитных полюсов приведены в табл. 4.

Очевидно, что нормали к большим кругам березовского комплекса и юго-западной группы в пределах доверительных интервалов совпадают, что предполагает их принадлежность к одной генеральной совокупности. Действительно, совместный анализ этих двух групп полюсов обнаруживает хорошее соответствие одному и тому же большому кругу, показанному на рис. 10, а, и в табл. 4. Полюсы северо-восточной группы представлены на рис. 10, б, и в табл. 4, они так же хорошо соответствуют дуге большого круга, но ее пространственное положение несколько иное – угловое расстояние между нормалью к кругам для двух групп полюсов составляет  $13.1 \pm 6.2^\circ$ . Такое сходство в ориентировке

**Таблица 4.** Направление нормалей к большим кругам для различных групп полюсов  
**Table 4.** Direction of the normals to large circles for different groups of poles

| Объект                                     | Число полюсов | D (°) | I (°) | MAD (°) |
|--|---------------|-------|-------|---------|
| Березовский комплекс                       | 9             | 40.7  | 46.2  | 8.9     |
| Юго-западная группа                        | 11            | 42.8  | 44.1  | 9.6     |
| Березовский комплекс и юго-западная группа | 20            | 42.2  | 45.1  | 5.9     |
| Северо-восточная группа                    | 7             | 60.7  | 42.9  | 6.2     |

Примечание. D – склонение нормали, I – наклонение нормали, MAD – максимальное угловое отклонение от дуги.  
 Note. D – declination of the normal, I – inclination of the normal, MAD – maximum angular deviation from the arc.



**Рис. 10.** Распределение палеомагнитных полюсов и соответствующие им распределению дуги больших кругов. (а) – полюсы юго-западной группы (черные символы) и березовского комплекса (красные символы); (б) – полюсы северо-восточной группы. Залитые символы – проекция на Северное полушарие, открытые символы – на Южное полушарие. Желтые линии – расчетные дуги больших кругов (сплошная линия – Северное полушарие, пунктирная – Южное полушарие). Желтые квадраты с овалами – проекция нормали к большому кругу с доверительным интервалом, проекция на Северное полушарие. Красным цветом отмечены полюсы из настоящей работы, черным – данные из работы [Danukalov et al., 2018].

**Fig. 10.** Palaeomagnetic poles distribution and its corresponding large circle arcs. (a) – poles of the southwestern group (black symbols) and the Berezovka complex (red symbols); (b) – poles of the northeastern group. Filled symbols – projection to the Northern Hemisphere, empty symbols – to the Southern Hemisphere. Yellow lines – calculated arcs of large circles (solid line – Northern Hemisphere, dashed line – Southern Hemisphere). Yellow squares with ovals – projection of the normal to the large circle with confidence interval (northern hemisphere). Red color indicates poles from the present paper, black color shows the data from [Danukalov et al., 2018].

больших кругов указывает на близкий механизм, приведший к формированию «банановых» распределений раннекаменноугольных палеомагнитных полюсов вулканических комплексов Магнитогорско-Богдановского грабена.

Поскольку использованные палеомагнитные данные получены по вулканическим породам, можно исключить влияние эффекта занижения наклона, характерного только для осадочных пород, в качестве механизма образования «бананового» распределения. Более вероятным, по нашему мнению, представляется механизм дифференциальных локальных вращений малых тектонических блоков, расположенных внутри зоны эшелонированных сдвигов. Подобные распределения были установлены в пределах системы эшелонированных правосторонних сдвигов в девонских комплексах Западной Тувы [Bachtadse et al., 2000; Kazansky, 2002] и раннемеловых комплексах Забайкалья [Pavlov, 2015].

**Структурная позиция.** Дифференциальный характер вращения блоков в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена может быть обусловлен формированием раннекаменноугольных вулканитов в обстановке простого сдвига, т.е. преобладания тангенциальных напряжений. В этом случае формирование эшелонированных сдвигов будет происходить в соответствии с моделью В. Риделя [Riedel, 1929], предполагающей разнонаправленную кинематику разрывов.

Все изученные пробы были отобраны примерно на широте Богдановского гранитоидного массива с двух сторон от Карабулакского взбросо-сдвига: пробы 703, 704, 705 – восточнее разрыва, а серия проб 706 – западнее. Структурная обстановка в районе отбора проб определяется именно их расположением в зоне Карабулакского разлома. Кинематика этого разлома изменялась во времени в соответствии с общей кинематикой шовных зон (Уйско-Новооренбургской и Копейской), ограничивающих крупнейшие мегазоны Южного Урала [Tevelev, 2012]. В раннем карбоне шовные зоны имели левостороннюю кинематику, а в перми и триасе – правостороннюю.

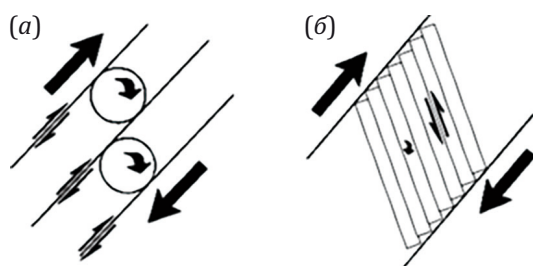
В современной структуре Карабулакский разлом имеет отчетливую правосдвиговую компоненту, которая фиксируется по правостороннему смещению Восточно-Уральского гранитоидного массива с амплитудой 5–6 км. Кроме того, изучение среднетриасового Чекинского массива щелочных гранитоидов, расположенного в зоне Карабулакского разлома, показало, что

он формировался как сдвиговый магматический дуплекс [Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., 1999] в правосторонней зоне трансенсии [Tevelev, Furina, 2010; Shestakov et al., 2024]. Помимо этого, правосторонняя кинематика реконструируется и по отдельным мезоструктурным элементам [Tevelev, 2012]. Таким образом, начиная, по крайней мере, с триаса Карабулакский разлом представлял собой правый взбросо-сдвиг.

Кроме того, более ранняя история Карабулакского взбросо-сдвига описана и в работах [Znamensky, 2006; Znamensky, Znamenskaya, 2009]. Этот взбросо-сдвиг примерно соответствует разлому, который ограничивает с запада так называемую «восточную сдвиговую зону» этих авторов. В упомянутых работах показано, что в среднем карбоне этот разлом был элементом структурного парагенеза «мегадуплекса растяжения» и имел левостороннюю кинематику. Кроме того, левосдвиговая кинематика зоны Карабулакского разлома фиксируется и по единичным мезоструктурным элементам [Tevelev, 2012].

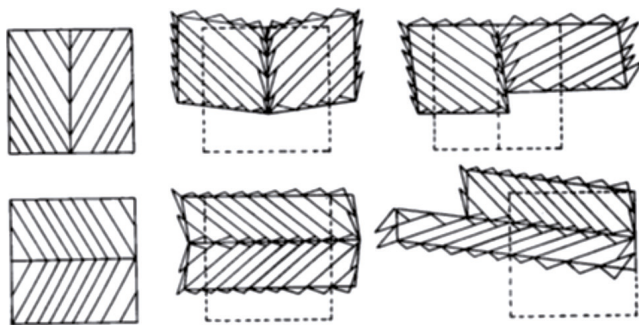
Таким образом, зона Карабулакского разлома в разное время имела разную кинематику, а возможно, сдвиги разной кинематики в какое-то время формировались и одновременно. Однако в любом случае зона развивалась в механической обстановке простого сдвига, что предполагает формирование серии синтетических и антитетических сдвигов Риделя. В отличие от деформационной обстановки чистого сдвига, в которой блоки перемещаются параллельно самим себе, обстановка простого сдвига предполагает неперенное вращение смещаемых блоков. Судя по расположению мезоструктурных элементов, отражающих смену кинематики, зона влияния разлома была достаточно широка, и в нее наверняка были вовлечены объекты, в которых были отобраны пробы. Такая ситуация предполагает возможность смещения этих объектов от их первоначальных координат как в среднем карбоне (левосдвиговое), так и гораздо позднее (правосдвиговое), а также вращение этих блоков.

Механизмы вращения блоков в сдвиговых зонах описаны в нескольких работах, начиная с самого В. Риделя. В частности, Уэлс и Хеллер [Wells, Heller, 1988] предлагают даже два механизма, показанных на рис. 11. Один из них близок к механизму, разработанному Риделем («домино», показан на рис. 11, б), а другой является оригинальным («шарикоподшипник», показан на рис. 11, а). Механизм типа «домино» объясняет вращение удлиненных блоков и их смещение по серии



**Рис. 11.** Механизмы вращения блоков в сдвиговых зонах [Wells, Heller, 1988]. (а) – «шарикоподшипник», (б) – «домино».

**Fig. 11.** Block rotation mechanisms in shear zones [Wells, Heller, 1988]. (a) – "ball bearing", (b) – "domino".



антитетических локальных сдвигов. Механизм «шарикоподшипник» более подходит для реконструкции вращения небольших изометричных в плане блоков.

Кроме того, часто области сдвиговых деформаций сами по себе разделяются на однородные деформационные домены. Это обычно происходит в системах субпараллельных разнонаправленных сдвигов, причем пространственная непрерывность и связность деформаций в них обеспечивается вращением блоков вокруг вертикальной оси [Tevelev, 2005]. Зоны, в которых левые и правые сдвиги действуют одновременно, как правило, разделяются на домены, содержащие разломы только одного типа. Согласно экспериментам [Garfunkel, Ron, 1985], разломные блоки в такой ситуации остаются в контакте друг с другом, а вся зона – в соответствии с окружением, как показано на рис. 12.

Вращение таких сдвиговых доменов (размером в первые километры) подтверждено и палеомагнитными исследованиями [Sonder et al., 1994]. Угол вращения доменов может составлять десятки градусов около генеральной сдвиговой зоны, а скорость вращения – от 1 до 12° за миллион лет. Такая деформация будет представляться квазинепрерывной, если рассматривать ее в масштабе больше чем 10 км.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петромагнитные свойства вулканических пород березовского комплекса не претерпели существенных изменений с момента образования и сохранили, хотя бы частично, доскладчатое направление намагниченности и, следовательно, могут использоваться для интерпретации различных характеристик комплекса. Об этом свидетельствуют: а) различия в распределении скалярных магнитных характеристик для изученных петротипов; б) практически одинаковый состав ансамбля ферромагнетиков для всех изученных петротипов, в котором присутствуют две компоненты (ПМКС ~50–70 и 100–160 мТл), характерные для неизмененных базитов, но отсутствуют высокоэрцитивные компоненты (ПМКС >500 мТл), характерные для гипергенных изменений пород; в) низкая степень AMS и первично-магматические магнитные текстуры пород, отвечающие морфологии вулканических тел, определенных по результатам полевых наблюдений.

Намагниченность вулканитов березовского комплекса по данным терморазмагничивания содержит

**Рис. 12.** Варианты сочленения сдвиговых доменов разного знака сдвига.

При разных знаках сдвига происходит непрерывное заполнение тектоническими блоками областей взаимодействия нескольких зон разнонаправленных сдвигов [Garfunkel, Ron, 1985].

**Fig. 12.** Junctions of domains of different shear sense.

Different shear sense implies that the areas of interaction between several multidirectional shear zones are filled continuously with tectonic blocks [Garfunkel, Ron, 1985].

две компоненты: среднетемпературная компонента разрушается в интервале 400–450 °С и, вероятно, связана с позднепалеозойским перемагничиванием; высокотемпературная компонента доскладчатая и, вероятно, наиболее близка к первичной.

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по направлениям доскладчатой компоненты, распределяются вдоль дуги большого круга («банановое» распределение), и средний полюс не совпадает с имеющимися в литературе средними полюсами для раннего карбона ВЕП [Torsvik et al., 2012; Iosifidi et al., 2019].

Совместный анализ палеомагнитных полюсов Магнитогорско-Богдановского рифта из настоящей работы и данных из работы [Danukalov et al., 2018] обнаруживает сходство «банановых» распределений полюсов в регионе, которые образуют две группы, распределенные вдоль двух различных по ориентировке больших кругов, что свидетельствует о существенных сдвиговых перемещениях внутри рифта.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о сложной истории формирования Магнитогорско-Богдановского грабена, связанной со знакопеременными сдвиговыми деформациями. Судя по данным, изложенным в работе [Salikhov, Yarkova, 1992], в пределах грабена чередуются локальные участки с различным соотношением осадочных и вулканогенных пород: от полностью авулканических до участков с резким преобладанием вулканитов. В свете полученных нами данных такая ситуация находит довольно простое и логичное объяснение. Формирование участков присдвигового растяжения (транстенсия) активировало вулканическую деятельность и накопление относительно мощных пачек вулканитов. Вместе с тем формирование участков присдвигового сжатия (транспрессия) способствовало обмелению отдельных частей бассейна и карбонатному осадконакоплению. Такое чередование могло иметь место как при постоянном знаке смещения по сдвигу за счет чередования попутных и встречных его изгибов, так и при смене знака движения по сдвигу за счет трансформации участков транспрессии в участки транстенсии и наоборот [Tevelev A.I., Tevelev Ark.V., 1999; Tevelev, 2005].

## 6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны доктору геолого-минералогических наук В.Н. Удачину за помощь в проведении

аналитических работ. Авторы благодарны В.Ю. Водозову за помощь в подготовке каменного материала. Авторы выражают искреннюю благодарность И.В. Головановой и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и предложения по улучшению текста статьи.

### 7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Вклад авторов в подготовку публикации: Н.В. Правикова, А.Ю. Казанский, А.В. Тевелев – по 20 %; Е.А. Володина, А.А. Тихвинская, Е.В. Коптев, П.А. Шестаков – по 10 %.

Authors' contribution to manuscript preparation: N.V. Pravikova, A.Yu. Kazansky, A.V. Tevelev – 20 % each; E.A. Volodina, A.A. Tikhvinskaya, E.V. Koptev, P.A. Shestakov – 10 % each.

### 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью. Авторы прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript. The authors read and approved the final manuscript.

### 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A., 2000. Siluro-Devonian Paleomagnetic Results from the Tuva Terrane (Southern Siberia, Russia): Implications for the Paleogeography of Siberia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B6), 13509–13518. <https://doi.org/10.1029/1999JB900429>.

Bradák B., Seto Y., Chadima M., Kovács J., Tanos P., Újvári G., Hyodo M., 2020. Magnetic Fabric of Loess and Its Significance in Pleistocene Environment Reconstructions. *Earth Science Reviews* 210, 103385. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103385>.

Burov B.V., Nurgaliev D.K., Yasonov P.G., 1986. Palaeomagnetic Analysis. KSU, Kazan, 165 p. (in Russian) [Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: КГУ, 1986. 165 с.].

Černý J., Melichar R., Všíanský D., Drahokoupil J., 2020. Magnetic Anisotropy of Rocks: A New Classification of Inverse Magnetic Fabrics to Help Geological Interpretations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125 (11), e2020JB020426. <https://doi.org/10.1029/2020JB020426>.

Danukalov K.N., Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., 2018. Palaeomagnetic Study of the Lower Carboniferous Volcanites in the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben. *Geological Bulletin* 2, 110–117 (in Russian) [Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Палеомагнитное изучение нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена // Геологический вестник. 2018. № 2. С. 110–117]. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-8>.

Dunlop D.J., 2002. Theory and Application of the Day Plot ( $M_{rs}/M_s$  Versus  $H_{cr}/H_s$ ) 2. Application to Data for Rocks,

Sediments, and Soils. *Journal of Geophysical Research* 107 (B3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001jb000487>.

Egli R., 2004a. Characterization of Individual Rock Magnetic Components by Analysis of Remanence Curves. 1. Unmixing Natural Sediments. *Studia Geophysica et Geodaetica* 48 (2), 391–446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>.

Egli R., 2004b. Characterization of Individual Rock Magnetic Components by Analysis of Remanence Curves. 3. Bacterial Magnetite and Natural Processes in Lakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 29 (13–14), 869–884. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.03.010>.

Enkin R.J., 1994. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data. Geological Survey of Canada, Sidney, 16 p.

Enkin R.J., 2003. The Direction–Correction Tilt Test: An All-Purpose Tilt/Fold Test for Paleomagnetic Studies. *Earth and Planetary Science Letters* 212 (1–2), 151–166. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00238-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00238-3).

Enkin R.J., Watson G.S., 1996. Statistical Analysis of Palaeomagnetic Inclination Data. *Geophysical Journal International* 126 (2), 495–504. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb05305.x>.

Garfunkel Z., Ron H., 1985. Block Rotation and Deformation by Strike-Slip Faults: 2. The Properties of a Type of Macroscopic Discontinuous Deformation. *Journal of Geophysical Research* 90 (B10), 8589–8602. <https://doi.org/10.1029/JB090iB10p8589>.

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Puchkov V.N., Kosarev A.M., Salmanova R.Yu., 2018. Paleomagnetic Study of Devonian and Carboniferous Rocks of the Southern Urals: An Independent Test of Collision Between the Magnitogorsk Island Arc and the Passive Margin of the Continent of Laurussia. *Doklady Earth Sciences* 482 (1), 1134–1137. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18090052>.

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Sal'manova R.Yu., 2022. Late Paleozoic Remagnetisation as an Independent Indicator of Tectonic Processes in the Southern Urals. *Geological Bulletin* 2, 56–68 (in Russian) [Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Позднепалеозойское перемагничивание – независимый индикатор протекания тектонических процессов на Южном Урале // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 56–68]. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-5>.

Halls H.C., 1976. A Least-Squares Method to Find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles. *Geophysical Journal International* 45 (2), 297–304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb00327.x>.

Iosifidi A.G., Mikhailova V.A., 2017. Paleomagnetism of Carboniferous Formations of the Russian Platform: Reinvestigation of Old Collections. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 53 (3), 461–476. <https://doi.org/10.1134/S1069351317020069>.

Iosifidi A.G., Mikhailova V.A., Popov V.V., Danilova A.V., Otmas N.M., Sergienko E.S., 2018. The Carboniferous of the Moscow Syncline: Paleomagnetic Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 54 (1), 163–177. <https://doi.org/10.1134/S1069351318010081>.

- Iosifidi A.G., Mikhailova V.A., Popov V.V., Sergienko E.S., Danilova A.V., Otmas N.M., Zhuravlev A.V., 2019. Carboniferous of the Russian Platform: Paleomagnetic Data. In: D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov (Eds), Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism. Proceedings of International Conference on Geomagnetism, Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, Russia). Springer, Cham, p. 37–54. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5_4).
- Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F., 1998. A Modernized Coercivity Spectrometer. *Geologica Carpathica* 49 (3), 224–226.
- Kazansky A.Yu., 2002. Structural Evolution of the Western Border of the Siberian Platform from the Palaeomagnetic Data. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 309 p. (in Russian) [Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2002. 309 с.].
- Kirschvink J.L., 1980. The Least-Squares Line and Plane and the Analysis of Paleomagnetic Data. *Geophysical Journal International* 62 (3), 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>.
- Larrasoana J.C., Pey J., Zhao X., Heslop D., Mochales T., Mata P., Beamud E., Reyes J., Cerro J.C., Pérez N., Castillo S., 2021. Environmental Magnetic Fingerprinting of Anthropogenic and Natural Atmospheric Deposition over Southwestern Europe. *Atmospheric Environment* 261, 118568. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118568>.
- Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L., 2016. MAX UnMix: A Web Application for Unmixing Magnetic Coercivity Distributions. *Computers and Geosciences* 95, 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>.
- McFadden P.L., McElhinny M.W., 1988. The Combined Analysis of Remagnetization Circles and Direct Observations in Palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (1–2), 161–172. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90072-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90072-6).
- Pavlov V.E., 2015. Paleomagnetism of the Siberian Platform. PhD Thesis (Doctor of Physical and Mathematical Sciences). Moscow, 714 p. (in Russian) [Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы: Дис. ... д.ф.-м.н. М., 2015. 714 с.].
- Pravikova N.V., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Koptev E.V., Shestakov P.A., Volodina E.A., Tikhvinskaya A.A., 2025. New Isotopic and Palaeomagnetic Data on the Early Carboniferous Berezovka Complex of the Magnitogorsk Zone (Southern Urals). Article 1. Isotopic Dates and Geochemical Characteristics. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (6), 0862 (in Russian) [Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Коптев Е.В., Шестаков П.А., Володина Е.А., Тихвинская А.А. Новые изотопные и палеомагнитные данные по раннекаменноугольному Березовскому комплексу магнитогорской зоны (Южный Урал). Статья 1. Изотопные датировки и геохимические характеристики // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 6. 0862]. <https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-6-0862>.
- Puchkov V.N., 2000. Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Gilem, Ufa, 146 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.].
- Riedel W., 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie B*, 354–368.
- Salikhov D.N., Yarkova A.V., 1992. Lower Carboniferous Volcanism of the Magnitogorsk Megasyntorium. BSC UB RAS, Ufa, 138 p. (in Russian) [Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.].
- Shestakov P.A., Kazansky A.Yu., Tevelev A.V., Pravikova N.V., Koptev E.V., Volodina E.A., Borisenko A.A., Kosheleva I.A., 2024. Structural Evolution of the Cheka Pluton (Southern Urals): Petromagnetic Studies and Fracture Analysis. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (6), 0792 (in Russian) [Шестаков П.А., Казанский А.Ю., Коптев Е.В., Тевелев А.В., Правикова Н.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Кошелева И.А. Структурная эволюция Чекинского массива (Южный Урал): петромагнитные исследования и анализ трещиноватости // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 6. 0792]. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0792>.
- Sonder L.J., Jones C.H., Salyards S.L., Murphy K.M., 1994. Vertical Axis Rotations in the Las-Vegas Valley Shear Zone, Southern Nevada – Paleomagnetic Constraints on Kinematics and Dynamics of Block Rotations. *Tectonics* 13 (4), 769–788. <https://doi.org/10.1029/94TC00352>.
- Soriano C., Beamud E., Garcés M., Ort M.H., 2016. Anomalous' Magnetic Fabrics of Dikes in the Stable Single Domain/Superparamagnetic Threshold. *Geophysical Journal International* 204 (2), 1040–1059. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv495>.
- Tarling D.H., Hrouda F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman & Hall, London, 217 p.
- Tauxe L., 2010. Essentials of Paleomagnetism. University of California Press, Berkeley, 512 p. <https://doi.org/10.2307/jj.17681909>.
- Tauxe L., Kylastra N., Constable C., 1991. Bootstrap Statistics for Paleomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B7), 11723–11740. <https://doi.org/10.1029/91JB00572>.
- Tevelev A.V., 2012. Peculiarities of the Kinematics of the South Uralian Suture Zones as a Cause of the Formation of the Convergent Structure of the East Uralian Megazone. *Moscow University Geology Bulletin* 67 (3), 157–167. <https://doi.org/10.3103/S0145875212030076>.
- Tevelev A.V., Furina M.A., 2010. Kinematics of the Early Mesozoic Shear Zones in the Southern Urals. In: *Tectonics and Geodynamics of the Phanerozoic Foldbelts and Platforms*. Proceedings of the XLIII Tectonic Meeting (February 2–5, 2010). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 341–346 (in Russian) [Тевелев А.В., Фурина М.А. Кинематика раннемезозойских сдвиговых зон Южного Урала // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания (2–5 февраля 2010 г.). М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 341–346].

Tevelev A.I., Kosheleva I.A., Pikulik E.A., Pravikova N.V., 2010. The Uisk-Novoozenburg Suture Zone of the Southern Ural (Paleoisland Arc–Microcontinent Boundary Structure). In: *Tectonics and Geodynamics of the Phanerozoic Foldbelts and Platforms. Proceedings of the XLIII Tectonic Meeting (February 2–5, 2010). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 337–341 (in Russian)* [Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Пикублик Е.А., Правикова Н.В. Уйско-Новооренбургская шовная зона Южного Урала (структура границы палеоостровной дуги и микроконтинента) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания (2–5 февраля 2010 г.). М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 337–341].

Tevelev A.I., Tevelev Ark.V., 1998. Evolution of the Variscian Shear Duplexes in the South of the Eastern Urals and in the Central Kazakhstan. In: *The Problems of Geodynamics, Seismicity and Minerageny of Mobile Belts and Lithospheric Platforms. Proceedings of the International Conference (September 28 – October 2, 1998). Institute of Geophysics UB RAS, Ekaterinburg, p. 172–175 (in Russian)* [Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Эволюция вариссийских сдвиговых дуплексов юга Восточного Урала и Центрального Казахстана // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерации подвижных поясов и платформенных областей литосферы: Материалы международной конференции (28 сентября – 2 октября 1998 г.). Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 172–175].

Tevelev A.I., Tevelev Ark.V., 1999. Magmatic Shear Duplexes. In: *Tectonics, Geodynamics, and Magmatic and Metamorphic Processes. Proceedings of the XXXII Tectonic Meeting (February 2–5, 1999). Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 189–193 (in Russian)* [Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектонического совещания (2–5 февраля 1999 г.). М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 189–193].

Tevelev Ark.V., 2005. *Shear Tectonics. MSU Publishing House, Moscow, 254 p. (in Russian)* [Тевелев Арк.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.].

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Niocail C.M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M. et al., 2012. Phanerozoic Polar Wander, Paleogeography and Dynamics. *Earth-Science Reviews* 114 (3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.

Van der Voo R., 1990. The Reliability of Paleomagnetic Data. *Tectonophysics* 184 (1), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P).

Wang S., Chang L., Tao C., Bilardello D., Liu L., Wu T., 2021. Seafloor Magnetism Under Hydrothermal Alteration: Insights from Magnetomineralogy and Magnetic Properties of the Southwest Indian Ridge Basalts. *JGR Solid Earth* 126 (12), e2021JB022646. <https://doi.org/10.1029/2021JB022646>.

Watson G.S., Enkin R.J., 1993. The Fold Test in Paleomagnetism as a Parameter Estimation Problem. *Geophysical Research Letters* 20 (19), 2135–2137. <https://doi.org/10.1029/93gl01901>.

Wells R.E., Heller P.L., 1988. The Relative Contribution of Accretion, Shear, and Extension to Cenozoic Tectonic Rotations in the Pacific Northwest. *Geological Society of America Bulletin* 100 (3), 325–338. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<0325:TRCOAS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<0325:TRCOAS>2.3.CO;2).

Zijderveld J.D.A., 1967. AC Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. In: D.W. Collinson, K.M. Creer (Eds), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, p. 254–286.

Znamensky S.E., 2006. Late-Collisional Transpressive and Transpressive Structural Parageneses of the Magnitogorsk Megasyntorium (Southern Urals). In: *Areas of Active Tectogenesis in Modern and Ancient History of the Earth. Proceedings of the XXXIX Tectonic Meeting (January 31 – February 3, 2006). Vol. 1. GEOS, Moscow, p. 241–243 (in Russian)* [Знаменский С.Е. Позднеколлизийные транспрессивные и транстенсивные структурные парагенезисы Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания (31 января – 3 февраля 2006 г.). М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 241–243].

Znamensky S.E., Znamenskaya N.M., 2009. The Role of Strike-Slip Duplexes in Regional Structural Control of the Late Paleozoic Gold Mineralization of Magnitogorsk Megazone (Southern Urals). *Lithosphere* 4, 83–92 (in Russian) [Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2009. № 4. С. 83–92].