

# Палеомагнетизм вендских траппов Волыни, юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы.

## Ч. 1: палеомагнитные направления и полюсы

*В.Г. Бахмутов<sup>1</sup>, Е.Б. Поляченко<sup>1</sup>, С.И. Черкес<sup>1</sup>, В.В. Щербакова<sup>2</sup>,  
Д.В. Главацкий<sup>1</sup>, 2021*

<sup>1</sup>Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок, Россия

Поступила 9 сентября 2021 г.

В эволюции нашей планеты венд занимает особое место, поскольку: 1) он предшествовал «кембрийскому взрыву», когда на Земле резко возросло разнообразие многоклеточных организмов; 2) с вендом связаны глобальная тектоническая и палеогеографическая перестройка суперконтинентов, изменение режима генерации геомагнитного поля и другие глобальные процессы, затронувшие разные оболочки Земли. В публикациях последних лет указывается на крайне нерегулярное поведение геомагнитного поля в венде, что существенно отличается от современного режима генерации геомагнитного поля. Получение новой информации о конфигурации и величине геомагнитного поля выходит на первый план при рассмотрении причин, которые могут вызывать разные режимы работы геодинамо. В статье детально описаны результаты палеомагнитных исследований траппов Волыни, вскрытых карьерами базальтов и туфов волынской серии, возраст которых оценивается около 560—580 млн лет. Новые определения палеонаправлений и палеополюсов хорошо согласуются с ранее опубликованными данными других авторов и существенно их дополняют. На образцах «низкотитанистых» базальтов выделенная высокотемпературная (>500 °С) характеристическая компонента намагниченности по всем признакам является первичной. На этих же образцах были получены новые данные о крайне низкой палеонапряженности геомагнитного поля — на порядок ниже современной. На образцах «высокотитанистых» базальтов характеристическая компонента намагниченности выделяется в диапазоне температур 200—400 °С. Отметим, что результатов по определению палеонапряженности получить не удалось, и при рода рассматриваемой намагниченности остается невыясненной. Новые данные сопоставлены с палеомагнитными определениями вендских—раннекембрийских полюсов Восточно-Европейской платформы, выполненными другими авторами. Анализ этих данных в рамках гипотезы об аномальном магнитном поле в эдиакарии, характеризующемся низким дипольным моментом и высокой частотой инверсии, показывает, что на данном этапе для тестирования гипотезы необходима дополнительная информация. Последняя может быть получена по результатам исследований стратиграфически более полного разреза траппов волынской серии, вскрытого серией скважин, что будет представлено в следующей части статьи.

**Ключевые слова:** палеомагнетизм, венд, траппы Волыни.

**Введение.** В эволюции нашей планеты последний геологический период неопротерозоя — венд (более применим в зарубежной литературе термин эдиакарий,

635—541 млн лет назад) занимает особое место. Этот период предшествовал началу кембрийской эпохи, когда на нашей планете относительно быстро и почти одновре-

менно возникло множество новых биологических форм — так называемый «кембрийский взрыв». В поисках объяснения такого загадочного эволюционного скачка на протяжении десятков лет ученые самых разных направлений (биологи, химики, геологи и др.) приводят различные гипотезы, проверка которых, по мере развития новых аналитических методов исследований, их опровергает либо подтверждает. Кислородная гипотеза и гипотеза «земного кувырка» объясняют этот скачок эволюции резким изменением физико-химических условий на всей планете. В противоположность этому биологи выдвигают другие гипотезы, связывающие «кембрийский взрыв» с резкими экологическими и генетическими сдвигами.

В геологии эдиакарий также занимает особое место, являясь одним из поворотных моментов истории планеты, включая крупные оледенения, глобальную тектоническую и палеогеографическую перестройку суперконтинентов, изменение режима генерации геомагнитного поля и другие глобальные процессы, затрагивающие разные оболочки Земли. Окончательный распад суперконтинента Родиния и относительно быстрое формирование суперконтинента Гондвана привели к резкому изменению геохимии атмосферы и океана, что, вероятно, и послужило толчком к началу эволюции сложных форм жизни (см., например, [Meert et al., 2004, 2016 и ссылки в них]).

При выполнении глобальных палеогеодинамических и палеогеографических реконструкций приоритетная роль отводится палеомагнитным данным, поскольку они позволяют количественно интерпретировать перемещения и вращения отдельных блоков земной коры и являются своего рода «каркасом», в который должны укладываться модели дрейфа литосферных плит. Что касается палеомагнитной изученности эдиакария — здесь сложилась неоднозначная ситуация. Для древних платформ были получены группы практически разновозрастных, но разных по направлению полюсов, что приводит к неоднозначности в интер-

претации палеомагнитных данных и служит предметом дискуссий (см., например, [Abrajevich, Van der Voo, 2010 и ссылки в ней]). Были выдвинуты разные гипотезы относительно эволюции литосферы на границе докембрия и фанерозоя. Например, гипотеза «опрокидывания» полюса [Kirschvink et al., 1997], в соответствии с которой в результате перераспределения масс в литосфере и мантии в этот период произошла смена моментов инерции Земли. Это могло стать причиной быстрого (в течение 15—20 млн лет) смещения верхних твердых оболочек Земли относительно оси ее вращения на величину порядка  $90^\circ$ , что могло послужить спусковым механизмом для глобальной палеогеографической, климатической и биосферной перестройки. Авторы работы [Abrajevitch, Van der Voo, 2010], проанализировав имеющиеся данные по эдиакарию Лаврентии и Балтики, выдвинули другую гипотезу относительно аномального поведения главного геомагнитного поля. Геометрия последнего в силу некоторых специфических условий, сложившихся в ядре и/или на границе ядро—мантия, могла быть обусловлена чередованием аксиального и экваториального диполей. В работах [Halls et al., 2015; Bazhenov et al., 2016] приведены результаты, указывающие на большое количество быстрых инверсий магнитного поля (более 20 инверсий за миллион лет) около 585 млн лет назад и высказано предположение, что длительный период частых магнитных инверсий мог сыграть определенную роль в эволюции биоты. В дискуссии [Pisarevsky et al., 2001] авторы указывают на недостаток палеомагнитной информации, что не позволяет однозначно решить проблему высоко- либо низкоширотного положения Лаврентии в венде. В работе [Levashova et al., 2015] проанализированы палеомагнитные данные по Балтике и Лаврентии возрастом от 615 до 530 млн лет и сделан вывод, что пока нет окончательного сценария открытия океана Япетус, который бы был основан на непротиворечивых геологических и палеомагнитных данных. Можно привести ряд других работ, но они не решают проблему неоднозначности в определении

эдиакарийских — раннекембрийских полюсов.

Один из наименее исследованных параметров — величина геомагнитного поля в эдиакарии. В работах [Вопо et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020] для временного интервала 580—560 млн лет получены крайне низкие значения палеонапряженности поля — на порядок ниже современного. Такая крайне низкая величина поля может быть связана с ослаблением дипольной компоненты. И тогда возникает вопрос — какова была конфигурация поля и насколько можно доверять палеотектоническим реконструкциям в неопротерозое, в основе которых лежит гипотеза геоцентрического аксиального диполя?

Таким образом, получение надежных палеомагнитных данных для венда является актуальной проблемой современной палеомагнитологии. Ввиду такой неопределенности растет интерес к экспериментальным данным. Получение новой информации о конфигурации и величине палеонапряженности геомагнитного поля выходит на первый план при рассмотрении причин, которые могут вызывать разные режимы работы геодинамо. И в первую очередь здесь важен выбор объектов для палеомагнитных исследований. Один из таких объектов — трапшы Волыни, которые ранее неоднократно изучались палеомагнитологами (см. ниже). В недавней работе [Shcherbakova et al., 2020] приведены новые данные относительно крайне низких значений палеонапряженности, определенные на этих породах. Авторы настоящей статьи провели детальные палеомагнитные исследования на объектах, по образцам из которых были получены данные о палеонапряженности, с целью представления нового фактического материала по палеомагнитным исследованиям вендских траппов Волыни.

**Геология района и возраст пород.** Магматические образования венда фиксируются в породах западного обрамления Украинского щита (УЩ) и относятся к комплексам Молдавской и Волыно-Подольской плит. Ранневендский вулканизм проявился в довольно узкой полосе вдоль юго-запад-

ной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) протяженностью около 770 км. В украинской части этой полосы базальты обнаружены в пределах Волыно-Подольской плиты [Стратиграфія ..., 2013].

Волыно-Подольская плита (рис. 1, б) охватывает широкую субмеридиональную зону вдоль западного склона УЩ, характеризующуюся относительно неглубоким залеганием кристаллического (дорифейского) фундамента. Поверхность фундамента плавно погружается с глубины 500 до 1500 м, а кровля осложнена небольшими выступами, впадинами и незначительными разрывными нарушениями. В строении чехла принимают участие отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, перекрытые относительно маломощными осадками мезозоя и кайнозоя (рис. 1, в).

Начиная с позднего рифея Волыно-Подольская плита развивалась как платформенная структура авлакогенного типа. Наиболее древними осадочными образованиями в ее пределах являются терригенные (преимущественно песчаные) отложения полесской серии рифея, мощность которых достигает 500—700 м, и регионально распространенные отложения бродовской свиты (рис. 1, г). На них с перерывом залегают осадочно-вулканогенные породы волынской серии венда мощностью до 795 м, которые перекрываются вулканомиктовыми отложениями могилев-подольской серии.

К волынской серии в пределах Брестско-Волынской и Волыно-Подольской структурно-фациальных зон относится сложно построенная (до восьми стратонов) и фациально-переменная эффузивно-пирокластическая трапшовая формация с терригенным горизонтом (горбашевская свита) в основе. Например, в украинской части Брестско-Волынской структурно-фациальной зоны разрез трапшовой формации в составе волынской серии, согласно [Стратиграфія ..., 2013], представлен следующими свитами (снизу вверх):

- 1) бродовская свита, сложенная глинисто-песчанистыми отложениями;
- 2) горбашевская свита мощностью до 50 м, сложена гравелитами, песчаниками, ар-

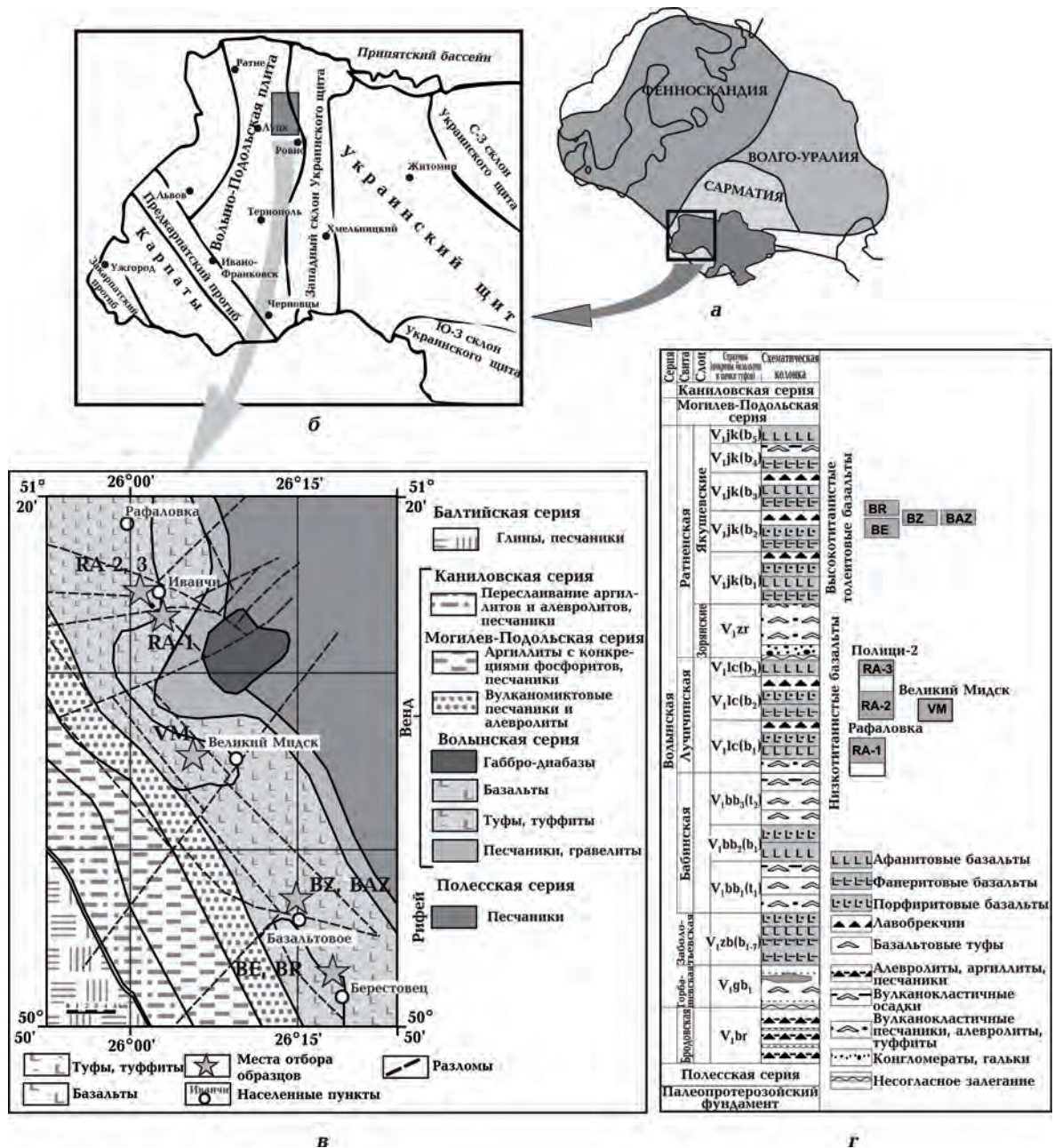


Рис. 1. Карта-схема основных тектонических структур Восточно-Европейской платформы с контурами территории Украины (а); местоположение Волыно-Подольской плиты и ее обрамления в западной части территории Украины (б); геологическая карта и места отбора образцов в карьерах (в); упрощенная стратиграфическая схема позднего протерозоя—раннего палеозоя западной Украины (г) [Стратиграфія ..., 2013]. Стратиграфическое положения карьеров показано прямоугольниками в правой части. Аббревиатура сайтов: RA — Рафаловка, VM — Великий Мидск, BE, BR — Берестовец, BZ, BAZ — Базальтове. Стратиграфическое положение сайта VM относительно сайтов RA, сайтов BE, BR относительно сайтов BZ, BAZ показано приблизительно.

Fig. 1. Schematic map of the main crustal segments of the East European platform with the boundaries of the territory of Ukraine (a); Location of the Volyn-Podolia Plate and its framing in the western part of the territory of Ukraine (b); geological map and location of sampling sites in quarries (v); a simplified stratigraphic scheme of the Late Proterozoic—Early Paleozoic of western Ukraine (r) [Gozyhk, 2013]; the stratigraphic positions of the sites are displayed by rectangles on the right. Abbreviation of the sites: RA—Rafalovka, VM—Velikiy Midsk, BE, BR—Berestovets, BZ, BAZ—Bazaltovoye. The stratigraphic position of VM site regarding to RA sites and BE-BR sites regarding to BZ-BAZ sites are shown approximately.

- гиллитами, которые в верхней части содержат примесь туфового материала, в отдельных случаях в составе свиты фиксируются потоки пикритов;
- 3) заболотьевская свита мощностью до 230 м, сложена преимущественно потоками оливиновых базальтов (до семи) с пачками вулканокластов (туфовых слоев) (до 230 м);
  - 4) бабинская свита мощностью до 200 м, в которой доминируют туфы, а в средней части отмечаются один или два потока толеитовых базальтов;
  - 5) лучичивская свита, сложенная несколькими (до пяти) зональными покровами толеитовых базальтов и вулканокластов (мощность 15—117 м);
  - 6) ратненская свита, включающая зорянские вулканомиктовые слои (0—63 м) и якушевские слои (до 135 м), представленные многочисленными (до семи) зональными покровами титанистых базальтов и вулканокластитов.

Формирование четырех последних свит происходило циклически, т. е. излияниям базальтовой лавы предшествовали значительные выбросы пирокластического материала.

Следует отметить, что эффузивные покровы в составе заболотьевской, лучичивской и ратненской свит хорошо коррелируются по скважинам и прослеживаются на десятки километров. На разных стратиграфических уровнях они образуют ареалы траппов платобазальтового типа, которые распространены на достаточно обширных территориях.

Базальты волынской серии и их аналоги прослежены в западной части ВЕП на площади около 200 000 км<sup>2</sup> на территории западной Украины, юго-восточной Беларуси, севера Молдовы, северо-востока Румынии и восточной Польши. Однако схемы стратификации траппов Беларуси, Польши, Украины существенно различаются между собой стратиграфическим объемом, вещественным составом, рангами и названиями стратонив. Их корреляцию усложняет существующая структурно-фациальная изменчивость трапповой формации по латерали, а также незначительное количество

(либо вообще отсутствие) органических остатков непосредственно в подстилающих и перекрывающих базальты осадочных толщах.

Наиболее полно изверженные породы волынской серии представлены в Волынской и Ровенской областях, где выступают на домеловую поверхность на значительных территориях. В Ровенской области они прослеживаются под мелом полосой, вытянутой на 125 км в северо-западном направлении (см. рис. 1, в). Ширина полосы от 12—14 км на юге и до 22 км на севере.

Базальты и туфы волынской серии относятся к континентальной трапповой формации. По особенностям геологического строения и вещественного состава траппов обоснована гетерогенность трапповой формации, в которой выделены четыре петрогенетически различные трапповые комплексы: западнобугский, верхнеприпятский, брестский и беловежско-подольский [Мельничук, 2009а—в]. Они образовались в отдельные стадии вендского траппового магматизма из магматических очагов различной глубинности.

Объектом наших исследований были траппы лучичивской и ратненской свит, залегающие на мощной туфовой толще бабинской свиты. В районе наших исследований (см. рис. 1, в) траппы слагают мощный базальтовый покров, состоящий из нескольких потоков, разделенных лавобрекчиями и/или прослоями туфов. Мощность каждого из потоков колеблется от 10 до 60 м, а общая мощность ратненской свиты в наиболее полных разрезах достигает 150 м. Почти повсеместно в базальтовых потоках проявляется зональность, обусловленная изменением состава и текстурно-структурных признаков. Типичный базальтовый поток имеет мощность 20—30 м, в нем можно выделить три зоны: верхнюю, центральную и базальную. Верхняя часть (25—30 % от общей мощности потока) содержит многочисленные миндалины, заполненные послемагматическим хлоритом. С глубиной породы постепенно переходят в базальты центральной части потока (до 65—70 % общей мощности), где миндалины исчезают, и уменьшается степень вторичных изменений (ли-

бо они отсутствуют). Вблизи подошвы потока базальты центральной части переходят в миндалекаменные базальты, которые характеризуются вторичными изменениями и большим количеством миндалинов.

Причиной траппового вулканизма в юго-восточном сегменте ВЕП считают рифтогенез, который происходил в неопротерозое в связи с функционированием мантийного плюма и вызвал распад праматерика Родиния на Балтику и Амазонию с последующим раскрытием палеокеана Япетус [Мельничук, 2010]. Наиболее мощные извержения вендских траппов Волыни связаны с юго-западным тектоническим краем ВЕП — линией Тейссейре—Торнквиста, предположительно соответствующей полуграбену вендского рифта, теперь погребенного под фанерозойскими осадочными образованиями окраины платформы.

Стратиграфически вендский возраст отложений волынской серии на сегодня обоснован определениями комплекса акритарх и нитчатых водорослей в отложениях волынской и могилев-подольской серий на Волыни и соответствует общепринятым для территории ВЕП представлениям о составе венда Украины [Стратиграфія ..., 2013].

Попытки определить изотопный возраст базальтов Волыни предпринимались неоднократно. В ранних работах было выполнено большое количество К-Аг датировок по породам в целом, которые дали широкий диапазон возрастов — 560 млн лет [Савченко и др., 1984], 690—560 млн лет [Постникова, 1977], 540—600 млн лет [Великанов, Коренчук, 1997]. В обзорах [История ..., 1981] возраст волынской серии оценивается в 650—600 млн лет назад, а по [Критерии ..., 1975] 560—540 млн лет назад. Позднее определения возраста волынской серии выполнялись в разных лабораториях более современными методами.

Rb-Sr изохрона по трем образцам валовых проб из базальтового потока и образца подстилающего его лавобрекчии лучичивской свиты, вскрытых скважиной западнее карьера Рафаловка, дает возраст  $552 \pm 59$  млн лет назад [Шумлянський, Деревська, 2001], который интерпретируется авто-

рами как возраст вторичных преобразований, которые затронули как базальтовый поток, так и подстилающие его туфы [Shumlyansky et al., 2016].

По валовой пробе из базальтов нижнего покрова ратайчицкой свиты Беларуси (коррелирует с бабинской и лучичивской свитами) по Rb-Sr изохроне определен возраст  $545 \pm 3$  млн лет назад [Носова и др., 2005], а в работе [Kuzmenkova et al., 2011] приведен U-Pb возраст цирконов (SHRIMP) из риодацитов  $557 \pm 9$  млн лет назад. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов вулканических пород ратайчицкой и гирской свиты Беларуси дают сопоставимые определения возрастов в диапазоне  $579 \pm 4$ — $545 \pm 4$  млн лет назад [Paszowski et al., 2019].

U-Pb возраст по цирконам (SHRIMP) из туфов скважины на территории Восточной Польши (верхний горизонт славатычской серии (Sławatycze Series), аналог нашей волынской серии), которые были отнесены к последнему этапу вулканизма, составляет  $551 \pm 4$  млн лет назад [Compston et al., 1995]. Эти данные подтверждаются результатами U-Pb датирования пород волынской серии из скважин, расположенных в этом же районе. Геохронологические рамки рифтогенной магматической активности оцениваются в пределах  $567,1 \pm 4,7$ — $553,0 \pm 15$  млн лет назад [Poprawa et al., 2020]. В работе [Shumlyansky, Andréasson, 2004] по четырем кристаллам циркона из базальтов, вскрытых буровой скважиной недалеко от Рафаловского карьера, получен U-Pb конкордантный возраст  $576 \pm 14$  млн лет назад. Второй набор из четырех кристаллов дал «почти» конкордантный возраст  $514 \pm 8$  млн лет назад, что значительно моложе и может указывать на сложную изотопную систему.

Возраст базальтов ратненской свиты (якушевские слои), определенный U-Pb по цирконам (SHRIMP),  $549 \pm 29$  млн лет назад [Шумлянський та ін., 2006] был получен путем осреднения датировок  $577 \pm 27$  и  $513 \pm 15$  млн лет назад.

В работе [Elming et al., 2007] возраст базальтов по валовым определениям  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода оценен в интервале 590—560 млн лет назад. При этом оценки возраста  $561 \pm 13$  и

580 ± 9 млн лет, определенные по образцам из карьеров Иванчи и Рафаловка (сайты 1 и 2 по [Elming et al., 2007]), очень близки к U-Pb возрасту 576 ± 14 млн лет, по [Shumlyanskyu, Andréasson, 2004], определенному по этим же базальтам.

В работе [Shumlyanskyu et al., 2016] U-Pb возраст цирконов (SHRIMP), выделенных из образцов высокотитанистых базальтов ратненской свиты (Украина) и нижезалегающих риолитовых дацитов (Беларусь), был интерпретирован соответственно 573 ± 14 и 571 ± 13 млн лет назад, притом первое определение было оценено как наиболее вероятный возраст кристаллизации. Частично эти цифры были подтверждены датированием бадделеита из образца оливинового долерита по <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb средним возрастом 567 ± 61 млн лет, что близко к оценке, полученной по цирконам. В результате в работе [Shumlyanskyu et al., 2016] сделан вывод о возрасте формирования провинции около 570 млн лет назад.

Сводка перечисленных геохронологических определений возраста пород траппо-

вой формации Волыни приведена в табл. 1.

Ключевым вопросом является оценка продолжительности формирования трапповой толщи. По анализу работ разных авторов, которые работали с волынскими траппами, а также по известным данным формирования крупных магматических провинций (Large Igneous Provinces (LIPs)) можно сделать лишь предположительные оценки о продолжительности их формирования. Например в работах, посвященных исследованию сибирских траппов, большинство исследователей склоняются к мнению о продолжительности их формирования не более 1 млн лет или даже быстрее [Kamo et al., 2003; Heunemann et al., 2004; Павлов и др., 2011; Веселовский и др., 2012; Михальцов и др., 2012; Латышев и др., 2013]. В работе [Метелкин и др., 2019] по результатам математического моделирования сделан вывод о быстром остывании гипабиссальных субвулканических интрузий (силов/даек). Показано, что длительность их остывания, включая интервал наиболее вероятного намагничивания (годы или первые десятки лет), на несколько порядков мень-

**Т а б л и ц а 1 . Результаты геохронологических определений возраста трапповой формации волынской серии**

Стратиграфия Месторасположение, название свиты	Метод	Возраст, млн лет	Ссылка на источник
Польша, серия Sławatycze, аналог волынской серии	U-Pb	551 ± 4	[Compston et al., 1995]
Вблизи карьера Рафаловка, ратненская свита	U-Pb	576 ± 14	[Shumlyanskyu, Andréasson, 2004]
Скважина западнее карьера Рафаловка, лучичивская свита	U-Pb	552 ± 59	[Шумлянський, Деревська, 2001]
Карьер Рафаловка, ратненская (лучичивская) свита	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	580 ± 9	[Elming et al., 2007]
Карьер Полици-2 (Иванчи), ратненская (лучичивская) свита	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	561 ± 13	[Elming et al., 2007]
Вблизи карьера Рафаловка, ратненская (лучичивская) свита	U-Pb	573 ± 14— 571 ± 13	[Shumlyanskyu et al., 2016]
Беларусь, ратайчицкая свита, аналог бабинской и лучичивской свит	U-Pb	545 ± 3	[Носова и др., 2005]
Беларусь, аналог ратненской свиты	U-Pb	557 ± 9	[Kuzmenkova et al., 2011]
Польша, серия Sławatycze, аналог волынской серии	U-Pb	567,1 ± 4,7— 553,0 ± 15	[Poprawa et al., 2020]
Беларусь, ратайчицкая и гирская свиты, аналог бабинской и ратненской свит	U-Pb	579 ± 4— 545 ± 4	[Paszkowski et al., 2019]

ше продолжительности инверсионных эпизодов.

Относительно продолжительности формирования Волынской LIP есть следующие мнения. В работе [Shumlyanskyu et al., 2006] сделан вывод о быстром формировании траппов (первые миллионы лет). Перерыв между формированием базальтов луччивской свиты и зорянскими слоями четко установлен по наличию коры выветривания, [Kuzmenkova et al., 2011]. Новые данные определения возраста U-Pb методом [Shumlyanskyu et al., 2016] для наиболее молодой группы цирконов (570 и 510 млн лет назад), выделенных из высокотитанистых базальтов, указывают на временной диапазон около 60 млн лет. Авторы [Shumlyanskyu et al., 2016] отмечают, что возраст 510 млн лет противоречит стратиграфическим и тектоническим данными, и цирконы этого возраста вероятно представляют постэффузивную стадию гидротермальных изменений. Продолжительность излияния базальтов, которые формируют LIP, даже такие большие, как Сибирская, оценивается около 1—5 млн лет [Bryan, Ernst, 2008]. Другими словами, у нас нет оснований считать, что относительно небольшая по размерам трапповая провинция Волыни формировалась на протяжении более продолжительного временного интервала.

По результатам магнитостратиграфических исследований волынской серии, вскрытой многочисленными скважинами, выделяются несколько магнитозон [Глевасская и др., 2006]. В этой работе на сводном стратиграфическом разрезе ратненской свиты в Рафаловском районе было выделено «четыре обратных, две прямых и одну переходную магнитозоны, что свидетельствует о нестабильности геомагнитного поля в этот отрезок времени» [Глевасская и др., 2006, с. 128]. Если принять во внимание оценки количества инверсий для периода 560—545 млн лет порядка 15 на 1 млн лет [Popov et al., 2002, 2005; Iglesia Llanos et al., 2005; Levashova et al., 2015; Шаццло и др., 2020], то накопление траппов ратненской свиты составляет около 0,5 млн лет, что не противоречит общим соображениям о быстром времени формирования Волынской LIP.

Таким образом, стратиграфические данные вместе с результатами изотопно-геохронологических исследований указывают на вендский возраст волынской серии. По анализу совокупности этих данных можно уточнить, что ее возраст ограничен временным диапазоном 580—545 млн лет назад (без учета ошибок в определении возраста), а геохронологический возраст пород карьеров Полици-2 и Рафаловка, где проводились палеомагнитные исследования (см. ниже), оценивается около 580—561 млн лет назад. Продолжительность формирования всей трапповой толщи не превышает первые миллионы лет.

**Результаты предыдущих палеомагнитных исследований.** По результатам бурения вулканогенные толщи венда прослеживаются вдоль широкой полосы от территории Польши до Молдовы, а на западе ограничены линеamentом Тейссейре—Торнквиста. На территории Украины выходы траппов на земную поверхность наблюдаются на довольно ограниченной территории — в долине р. Стир (карьеры вблизи населенных пунктов Берестовец, Базальтовое, Великий Мидск, Янова Долина, Полици, Иванчи, Рафаловка и др., см. рис. 1, в).

В этих карьерах образцы для палеомагнитных исследований отбирались неоднократно разными коллективами, результаты представлены в работах [Iosifidi et al., 2000; Глевасская и др., 2000, 2006; Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007]. Поскольку число выходов трапповой формации на поверхность ограничено (в основном это карьеры), отбор образцов разными авторами проводился в одних и тех же карьерах. Но точно установить места отбора образцов не представляется возможным, поскольку некоторые карьеры имеют размеры более километра в диаметре, и только в работе [Elming et al., 2007] приведены координаты точек отбора с точностью до сотых долей градуса.

В образцах низкотитанистых базальтов в северной части района исследований (карьеры Рафаловка, Иванчи) авторами работ [Iosifidi et al., 2000; Глевасская и др., 2000, 2006; Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007]



была выделена характеристическая (ChRM) компонента намагниченности, которая по всем признакам является первичной (А-компонента по [Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007]). Ее возраст оценивается около 580—560 млн лет назад, носителем намагниченности были определены гетерофазно-окисленные титаномагнетиты с температурой Кюри  $T_C > 550$  °С.

Результаты палеомагнитных исследований высокотитанистых базальтов из южного района (карьеры Берестовец, Базальтовое, рис. 1, в) существенно отличались от результатов, полученных по низкотитанистым базальтам северного района. Здесь носителями намагниченности был определен однофазно-окисленный высокотитанистый титаномагнетит с  $T_C < 300 \div 350$  °С [Глеваская и др., 2006] либо титаномагнетит и титаномаггемит [Elming et al., 2007], где последний являлся результатом окисления титаномагнетита на завершающем этапе охлаждения лавы.

Рассчитанная по этим породам характеристическая В-компонента в работе [Elming et al., 2007] принимается как первичная, возраст рассчитанного по ней полюса оценивается 580—545 млн лет назад. Кроме того, была выделена характеристическая С-компонента намагниченности, обусловленная вторичными изменениями, возраст рассчитанного по ней полюса существенно моложе ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  плато дает возраст 393 млн лет назад), но сам полюс не попадает на девонскую часть фрагмента референтной траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП, APWP) для Балтики.

Нами были изучены трапповые толщи, вскрытые карьерами в трех разных районах — северном, центральном и южном. С учетом результатов предыдущих исследований низкотитанистые базальты оказались наиболее предпочтительным объектом для палеомагнитных исследований, поскольку: а) их стратиграфическое положение надежно установлено и соответствует общепринятым схемам стратификации венда для территории ВЕП; б) на них разными методами получены непротиворечивые геохронологические определения возраста в диапазо-

не 590—550 млн лет назад; в) на породах этих объектов уверенно выделяется ChRM-компонента естественной остаточной намагниченности, которая по сумме признаков является термоостаточной по природе происхождения и первичной.

Также нами были изучены высокотитанистые базальты ратненской свиты с  $T_C < 300 \div 350$  °С, которые вскрываются карьерами в южном районе. Интерпретация этих палеомагнитных данных в предыдущих исследованиях была неоднозначной [Iosifidi et al., 2000, Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007].

**Методика отбора образцов и их исследований.** В северном районе отбор образцов для палеомагнитных исследований проводился в двух карьерах (местные названия карьер Рафаловка и Полици-2), расположенных вблизи поселка Иванчи на расстоянии около 2 км друг от друга (координаты мест отбора соответственно  $51,228^\circ \text{N}$ ,  $26,051^\circ \text{E}$  и  $51,244^\circ \text{N}$ ,  $26,016^\circ \text{E}$ ). Место отбора образцов в районе карьера Рафаловка и Полици-2 соответствует месту отбора образцов сайта 2 (Rafalovka) и примерно на 1 км севернее от сайта 1 (Ivanchi), если сравнить с координатами мест отбора в работе [Elming et al., 2007]. В настоящей статье под сайтом подразумевается отдельный лавовый поток либо толща туфов между двумя потоками.

Образцы отбирались (снизу вверх) в карьере Рафаловка: из подстилающих туфов вдали и ближе к контакту с перекрывающими их базальтами (соответственно сайты RA1 и RA2); из обожженных плотных туфов зоны контакта (сайт RA3); из базальтов нижней части первого потока (сайт RA-1a) на вертикальной стенке мощностью около 5 м; из средней части этого же потока (RA1-b) в другом месте карьера на вертикальной стенке мощностью около 8 м.

В карьере Полици-2 образцы отбирались (снизу вверх): из массивных базальтов второго потока (сайт RA-2) мощностью около 15 м, имеющих в нижней части миндалевидную текстуру и подстилающихся туфами; из красных туфов (сайт RA2-3) между базальтами второго и третьего потоков; из третьего базальтового потока (сайт RA-3) мощ-

ностью 5 м. Границы между базальтами и туфами субгоризонтальные.

В 20 км южнее (центральный район), к западу от пос. Великий Мидск, образцы отбирались из базальтового потока в северном борту затопленного карьера (сайт VM, координаты 51,093° N, 26,086° E). Базальты афанитовые, мелкозернистые, от темно-серых до черных, массивные. Отбор выполнялся вдоль субгоризонтального профиля протяженностью около 30 м.

В южном районе в двух карьерах на окраине с. Берестовец (сайты BE и BR, координаты соответственно 50,873° N, 26,303° E; 50,863° N, 26,307° E) вскрыты базальты столбчато-сочлененные (сайт BE), а также их шаровые формы (BR). Отбор выполнялся вдоль профиля протяженностью около 20 м.

В карьере на окраине с. Базальтовое (50,913° N, 26,239° E), сайт BAZ, образцы отбирались из массивных базальтов со столбчатой отдельностью, видимая мощность потока около 10 м, профиль отбора протяженностью около 70 м. В другом карьере вблизи этого же поселка (50,923° N, 26,237° E), сайт BZ — из массивных столбчатых базальтов, мощность потока около 7 м.

Отбор образцов выполнялся портативным мини-буром, алмазной коронкой выбуривался керн длиной около 7—10 см, диаметром 2,5 см. Ориентировка образцов выполнялась как магнитным, так и солнечным компасом. Из кернов изготавливались 2—4 стандартных образца-цилиндра для последующих измерений.

Один образец из каждого керна подвергался ступенчатой температурной чистке (ТМ-размагничивание) в терморазмагничивающей установке ММТD80, размещенной в немагнитной комнате ММLFC. Проводилась серия последовательных нагревов при 15—20 ступенях до температур 600—650 °С, при которых образцы полностью размагничивались. Минералогические изменения в образцах при нагревах контролировались измерениями магнитной восприимчивости (МВ) на каппаметре МФК1-В после каждой ступени размагничивания. Измерения остаточной намагниченности выполнялись на магнитометре JR-6, расположенном в немаг-

нитной комнате. Для образцов-дублей выполнялась чистка переменным магнитным полем (AF-размагничивание) на установке LDA-3A (12—15 шагов ступенчатого размагничивания) при максимальных значениях поля 100 мТл.

Выделение палеомагнитных направлений проводилось по программам Remasoft 3.0 [Chadima, Hroudá, 2006], расчеты компонент выполнялись отдельно для каждого образца по методу наименьших квадратов [Kirschvink, 1980], при расчете направлений наиболее высокостабильной характеристической компоненты намагниченности (ChRM) результаты приводились к началу координат. Анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) образцов измерялась на каппаметре МФК1-В, параметры эллипсоида AMB рассчитывались по программе Anisoft 4.2 [Chadima, Jelínek, 2008].

**Результаты палеомагнитных исследований. Северный район. Карьеры Полици-2 и Рафаловка.** Трапповые толщи карьеров Полици-2 и Рафаловка стратиграфически увязаны между собой (см. рис. 1, г, рис. 2), их магнитные параметры представлены на рис. 3 и приведены в табл. 2. Обращает на себя внимание расхождение на два порядка и более в значениях естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и магнитной восприимчивости (МВ) для базальтов и туфов. У образцов базальтов отношение ЕОН к индуктивной намагниченности (отношение Кенигсбергера  $Q$ ) колеблется от 0,5 до 3,0, но в основном  $Q > 1$ , в то время как у туфов  $Q < 1$  и в среднем равно 0,5. В правой части рис. 3 представлены величины склонения и наклонения для первичной ЕОН и характеристической (ChRM) компоненты намагниченности. Последняя выделена компонентным анализом по результатам терморазмагничивания (жирная линия) и имеет как отрицательные (Полици-2), так и положительные (Рафаловка) величины наклонения.

Результаты терморазмагничивания образцов из верхнего базальтового потока (РА-3) указывают на две компоненты намагниченности — низкотемпературную (НТК), которая разблокируется в интервале тем-

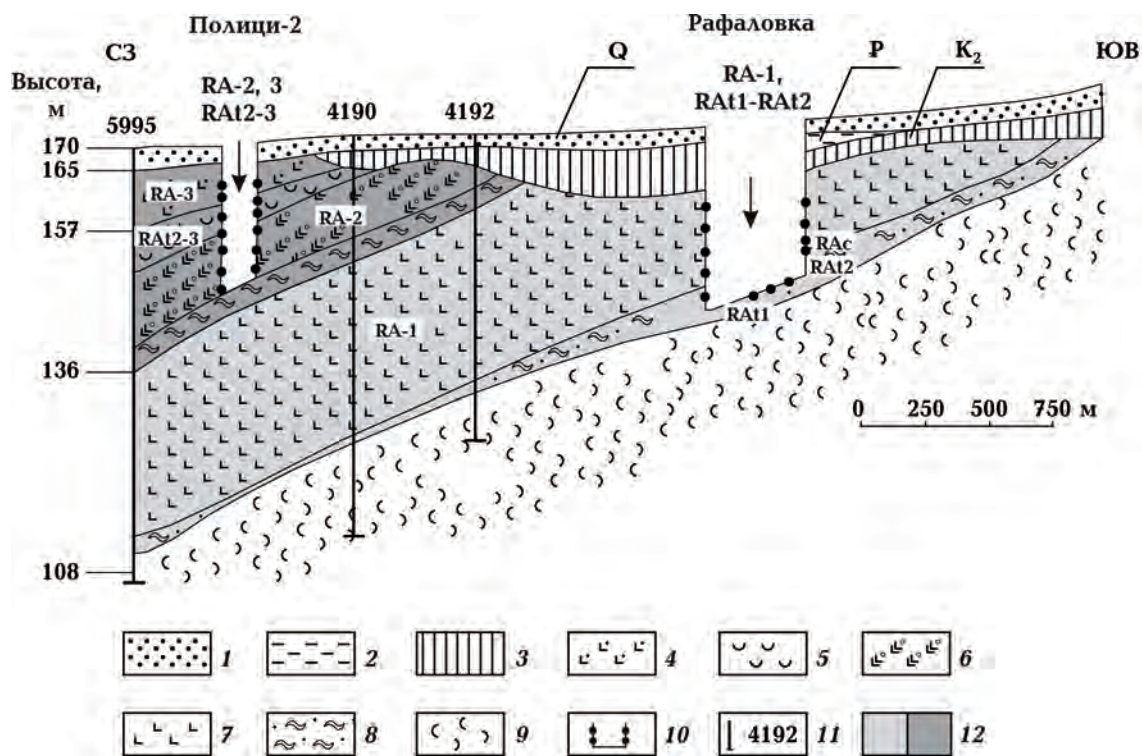


Рис. 2. Стратиграфическое соотношение трапных толщ карьеров Полици-2 и Рафаловка (схема модифицирована из работы [Глевасская и др., 2006]): 1—3 периоды (1 — Q; 2 — P; 3 — K<sub>2</sub>); 4 — третий базальтовый поток RA-3; 5 — туфы RA-2-3; 6 — второй базальтовый поток RA-2; 7 — первый базальтовый поток RA-1; 8 — туфы RA-1, RA-2; 9 — лавобрекции; 10 — места отбора образцов; 11 — скважины; 12 — антиподальная полярность.

Fig. 2. Stratigraphic position of the traps of Policy-2 and Rafalovka quarries (adopted from [Glevasskaya et al., 2006]): 1—3 periods (1 — Q; 2 — P; 3 — K<sub>2</sub>); 4 — third basalt layers RA-3; 5 — tuff RA-2-3; 6 — second basalt layers RA-2; 7 — first basalt layers RA-1; 8 — tuff RA-1, RA-2; 9 — lavobrecia; 10 — sampling places; 11 — boreholes; 12 — antipodal polarity.

ператур 100—350 °С и имеет большой разброс направлений на стереопроекции ( $n = 10$ ;  $D = 10,3^\circ$ ;  $I = 50,8^\circ$ ;  $k = 10$ ;  $\alpha_{95} = 15,8^\circ$ ), и высокотемпературную (ВТК) с отрицательным наклоном ( $n = 8$ ;  $D = 23,8^\circ$ ;  $I = -57,0^\circ$ ;  $k = 111$ ;  $\alpha_{95} = 5,3^\circ$ ), которая разблокируется выше 500 °С и идет к началу координат диаграмм с максимальным градиентом в диапазоне температур 500—570 °С (рис. 4, а), а в некоторых образцах до 610—620 °С (рис. 4, б). При размагничивании переменным магнитным полем (АФ) величина поля, в котором первоначальная ЕОН разрушается наполовину (МДФ), составляет 15—30 мТл, а высококоэрцитивная компонента не размагничивается в высоких полях, остаток составляет до 10 % (рис. 4, в). Направления компонент намагниченности приведены в табл. 2.

Кривые температурного размагничива-

ния базальтов сайта RA-2 подобны кривым, полученным по базальтам сайта RA-3. Низкотемпературная компонента (НТК) была выделена только в нескольких образцах и имеет большой разброс. Среднее направление ВТК с отрицательным наклоном ( $n = 35$ ;  $D = 48,4^\circ$ ;  $I = -82,0^\circ$ ;  $k = 102$ ;  $\alpha_{95} = 2,4^\circ$ ) отличается от среднего, полученного по сайту RA-3 (см. табл. 2).

Прослой туфов (сайт RA-2-3) между базальтовыми потоками RA-2 и RA-3 характеризуется значениями ЕОН и МВ на порядок меньшими, чем у базальтов. Здесь также выделяются две компоненты намагниченности — НТК (в диапазоне температур 100—350 °С), направление которой близко к направлению современного магнитного поля в районе работ, и ВТК с отрицательным наклоном (выделяется в диапазоне от 500—525 до 640—650 °С) (рис. 4, г). Среднее на-

правление ВТК близко к направлению ВТК вышележащего базальтового потока RA-3. При AF-размагничивании до 100 мТл остается до 10—15 % и более начальной ЕОН. Наряду с высокими блокирующими темпе-

ратурами (более 600 °С) это указывает на присутствие высококоэрцитивной (высокотемпературной) компоненты намагниченности, вероятно обусловленной присутствием гематита.

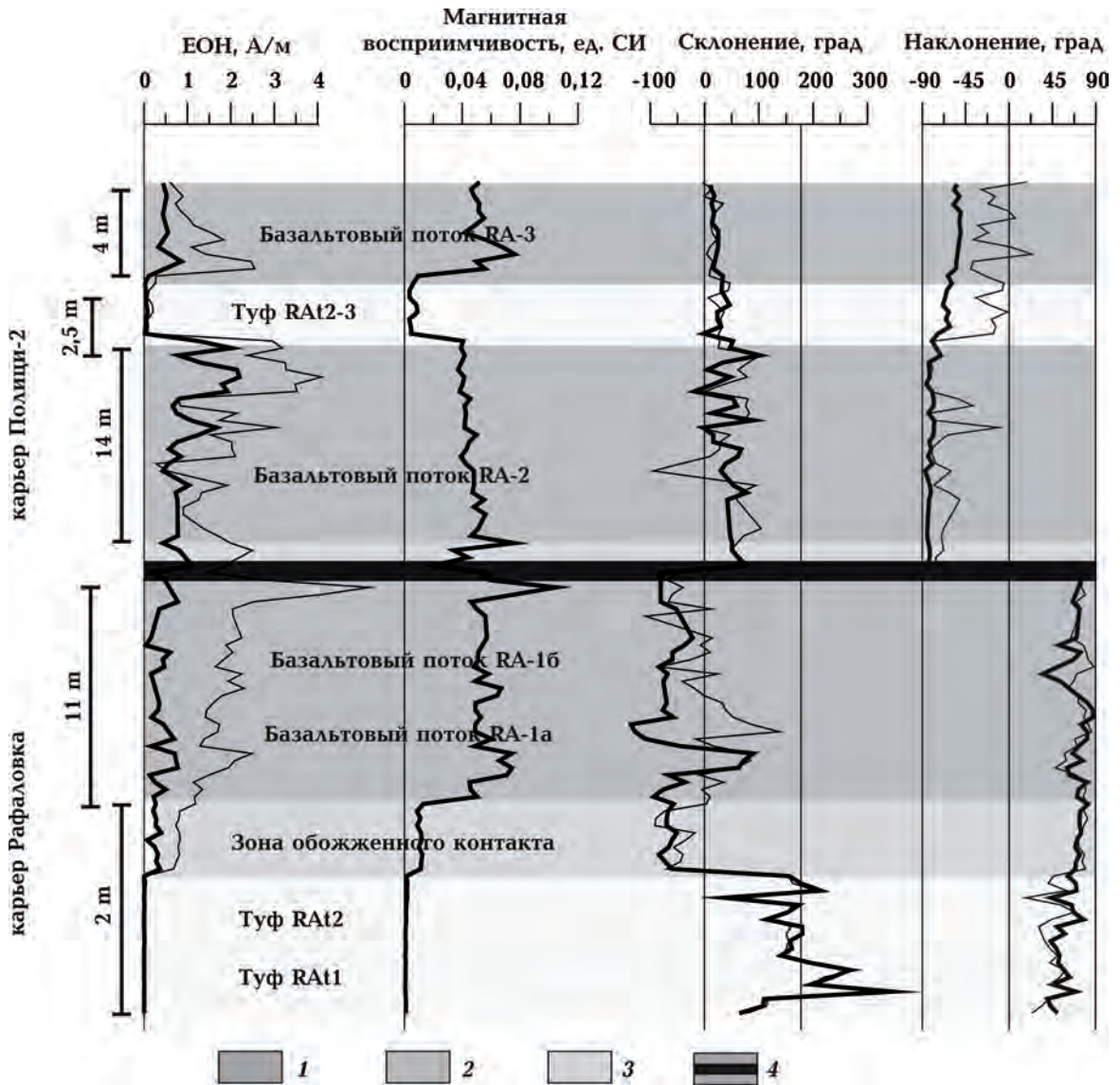


Рис. 3. Магнитные параметры и палеомагнитные направления вдоль схематического разреза трапповой толщи карьеров Полици-2 и Рафаловка: 1 — базальт, 2 — обожженный туф, 3 — туф, 4 — перерыв между RA-1 и RA-2. Тонкими и толстыми линиями показаны соответственно первичные значения ЕОН и после нагрева до 500 °С. Склонение и наклонение приведены для первичной ЕОН (тонкая линия) и для характеристической (ChRM) компонент намагниченности, определенной по данным компонентного анализа результатов терморазмагничивания образцов (толстая линия). Вертикальный масштаб произвольный.

Fig. 3. Rock magnetic parameters and palaeomagnetic directions along the schematic profile of the Policy-2 and Rafalovka quarries: 1 — basalt; 2 — baked tuff; 3 — tuff; 4 — gap between RA-1 and RA-2. The thin and thick lines represent the initial NRM values and values after heating to 500 °C, respectively. The declination and inclination throughout the section are given for the initial NRM (thin line) and for the characteristic (ChRM) component of the magnetization, determined from the component analysis data of the results of thermal demagnetization of the specimens (thick line). The vertical scale is arbitrary.

**Т а б л и ц а 2. Средние палеомагнитные направления, рассчитанные по результатам терморазмагничивания образцов низкотитанистых базальтов волинской серии из северного и центрального районов**

Сайт	Породы	Номера образцов	ЕОН, А/м	Магнитная восприимчивость, SI	Фактор Q	Комп-позента	n	D, град	I, град	k	$\alpha_{95}$ , град
<i>Карьер Великий Мидск, 51,093°N, 26,086°E</i>											
VM	Базальты	VM-01— VM-22	$\frac{0,5-4,1}{1,7}$	$\frac{0,03-0,05}{0,035}$	$\frac{0,3-3,6}{1,35}$	ВТК	21	30,6	-77,2	120	2,9
<i>Карьер Полици-2 (Иванчи), 51,244°N, 26,016°E</i>											
RA-3	Базальты	RA-68— RA-77, PL-37— PL-48	$\frac{0,4-2,5}{1,16}$	$\frac{0,03-0,07}{0,05}$	$\frac{0,2-1,2}{0,57}$	НТК	10	10,3	0,8	10	15,8
						ВТК	8	23,8	-57,0	111	5,3
RAт2-3	Туфы	RA-59— RA-67, PL-29— PL-36	$\frac{0,02-1,15}{0,22}$	$\frac{0,0003-0,037}{0,008}$	$\frac{0,4-1,5}{0,78}$	НТК	15	12,8	57,0	12	11,8
						ВТК	14	30,0	-59,7	72	4,7
RA-2	Базальты	RA-44— RA-58, PL1-PL28	$\frac{0,28-4,1}{2,0}$	$\frac{0,037-0,076}{0,04}$	$\frac{0,16-2,48}{1,18}$	ВТК	35	48,4	-82,0	102	2,4
<i>Карьер Рафаловка, 51,235°N, 26,046°E</i>											
RA-1b	Базальты	PA-115— PA-132	$\frac{1,48-5,2}{2,4}$	$\frac{0,046-0,1}{0,06}$	$\frac{0,66-1,37}{1,0}$	НТК	9	23,3	75,3	13	14,7
						ВТК	11	278,2	62,2	23	9,8
<i>Карьер Рафаловка, 51,228°N, 26,051°E</i>											
RA-1a	Базальты	RA-31— RA-43, RA-101— RA-114	$\frac{1,15-2,49}{1,58}$	$\frac{0,045-0,074}{0,056}$	$\frac{0,53-0,89}{0,71}$	ВТК	26	293,2	82,1	36	4,8
RAc	Обож- женный контакт	RA-23— RA-30	$\frac{0,68-1,18}{0,82}$	$\frac{0,009-0,013}{0,01}$	$\frac{1,5-2,4}{1,9}$	ВТК	10	293,9	72,9	289	2,8
RA-1a + RA-1b + RAc	—	RA-115— RA-132, RA-31— RA-43, RA-101— RA-114, RA-23— RA-30	—	—	—	ВТК	47	286,2	74,8	31	3,8
RAт2	Зеленый туф	RA-12— RA-22	$\frac{0,016-0,055}{0,026}$	$\frac{0,0006-0,019}{0,0012}$	$\frac{0,2-0,79}{0,57}$	ВТК	11	157,1	66,8	12	14
RAт1	Красный туф	RA-01— RA-11	$\frac{0,01-0,02}{0,015}$	$\frac{0,0006-0,001}{0,0008}$	$\frac{0,36-0,63}{0,48}$	ВТК	8	156,3	76,0	5	29,6

В карьере Рафаловка образцы отбирались в разных местах из нижней (сайт RA-1a) и средней—верхней (RA-1b) частей базальтового потока, а также из подстилающих базальты туфов, включая зону обожженного контакта. ChRM-компонента в образцах из базальтового потока RA-1 разблокируется в диапазоне температур от 400—450 до 570—600 °С (рис. 4, д). Средние направления ChRM-компоненты для нижней RA-1a ( $n = 26$ ;  $D = 293,2^\circ$ ;  $I = 82,1^\circ$ ;  $k = 36$ ;  $\alpha_{95} = 4,8^\circ$ ) и средней—верхней RA-1b ( $n = 11$ ;  $D = 278,2^\circ$ ;  $I = 62,2^\circ$ ;  $k = 23$ ;  $\alpha_{95} = 9,8^\circ$ ) частей потока различаются по наклонению на  $20^\circ$ . По образцам из потока RA-1b в диапазоне 200—360 °С выделяется НТК, направление которой ( $n = 9$ ;  $D = 23,3^\circ$ ;  $I = 75,3^\circ$ ;  $k = 13$ ;  $\alpha_{95} = 14,7^\circ$ ), вероятнее всего, указывает на ее вязкую природу.

Подстилающие поток RA-1 туфы (сайты RA2 и RA1) несколько различаются по цвету (в зависимости от близости к зоне контакта) и характеризуются значениями ЕОН и МВ на два порядка меньшими, чем у перекрывающих их базальтов. Здесь ChRM-компонента выделяется в более широком диапазоне температур — от 400 до 640 °С (рис. 5). Средние по сайтам туфов направления, по сравнению с базальтами, имеют большой разброс вокруг среднего и достаточно далеко отстоят от направления ChRM, рассчитанного по вышележащим базальтам RA-1 (см. табл. 2).

Образцы из зоны обожженного контакта (сайт RAc) характеризуются таким же спектром деблокирующих температур, как и перекрывающие их базальты, но некоторые образцы полностью размагничиваются только при 640 °С (рис. 5, а). При АФ-размагничивании дублей образцов полями до 100 мТл может оставаться до 30% первоначальной ЕОН.

Обожженные породы из экзоконтакта лав и туфов являются хорошим объектом

для теста контакта. Обожженные туфы, по сравнению с необожженными аналогами, имеют на порядок большие значения ЕОН и МВ (см. рис. 3, табл. 2). На рис. 5, а представлены характерные примеры терморазмагничивания образцов из подстилающих туфов, зоны обожженного контакта и перекрывающих их базальтов RA-1a, а также статистика по направлениям ChRM-компоненты образцов (рис. 5, б). Очевидно, что среднее направление ChRM обожженных пород RAc близко к среднему направлению ChRM перекрывающих их базальтов RA-1a, что свидетельствует о перемагничивании туфов в зоне обожженного контакта. Среднее направление подстилающих их туфов RA2 отличается на более чем  $30^\circ$  по дуге большого круга, доверительные интервалы  $\alpha_{95}^\circ$  сайтов RA2, RAc и RA-1 не пересекаются (см. ниже рис. 12). Можно предположить, что за время накопления толщи туфов и лав вековая вариация не была усреднена. Другим объяснением такого расхождения в направлениях может быть разная природа намагниченности — термоостаточная в базальтах и в зоне обожженного контакта туфов и ориентационная в подстилающих туфах. При ориентационной намагниченности может быть занижение магнитного наклонения (ошибка наклонения), что как раз и наблюдается (для RA-1a  $I = 82,1^\circ$ , для RA2 + RA1  $I = 71,2^\circ$ ).

Дополнительную информацию можно получить при анализе результатов по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) образцов. Параметры АМВ вулканогенных пород отражают пространственную ориентацию магнитных минералов [Tarling, Hrouda, 1993]. Линейной магнитной текстуре соответствует направление максимальной оси эллипсоида АМВ —  $K_{\max}$ , плоскостной магнитной текстуре — плоскость  $K_{\max}$  и  $K_{\text{int}}$ , ортогонально к ней расположена минимальная ось  $K_{\min}$ .

←

*Примечания:* для ЕОН, магнитной восприимчивости, фактора  $Q$  — диапазон значений в числителе и среднее значение в знаменателе;  $n$  — количество образцов, по которым была выделена ChRM;  $D$  — склонение;  $I$  — наклонение;  $k$  — параметр кучности распределения направлений векторов;  $\alpha_{95}$  — радиус центрального угла кругового конуса, внутри которого лежит среднее направление вектора с 95 %-ной вероятностью.

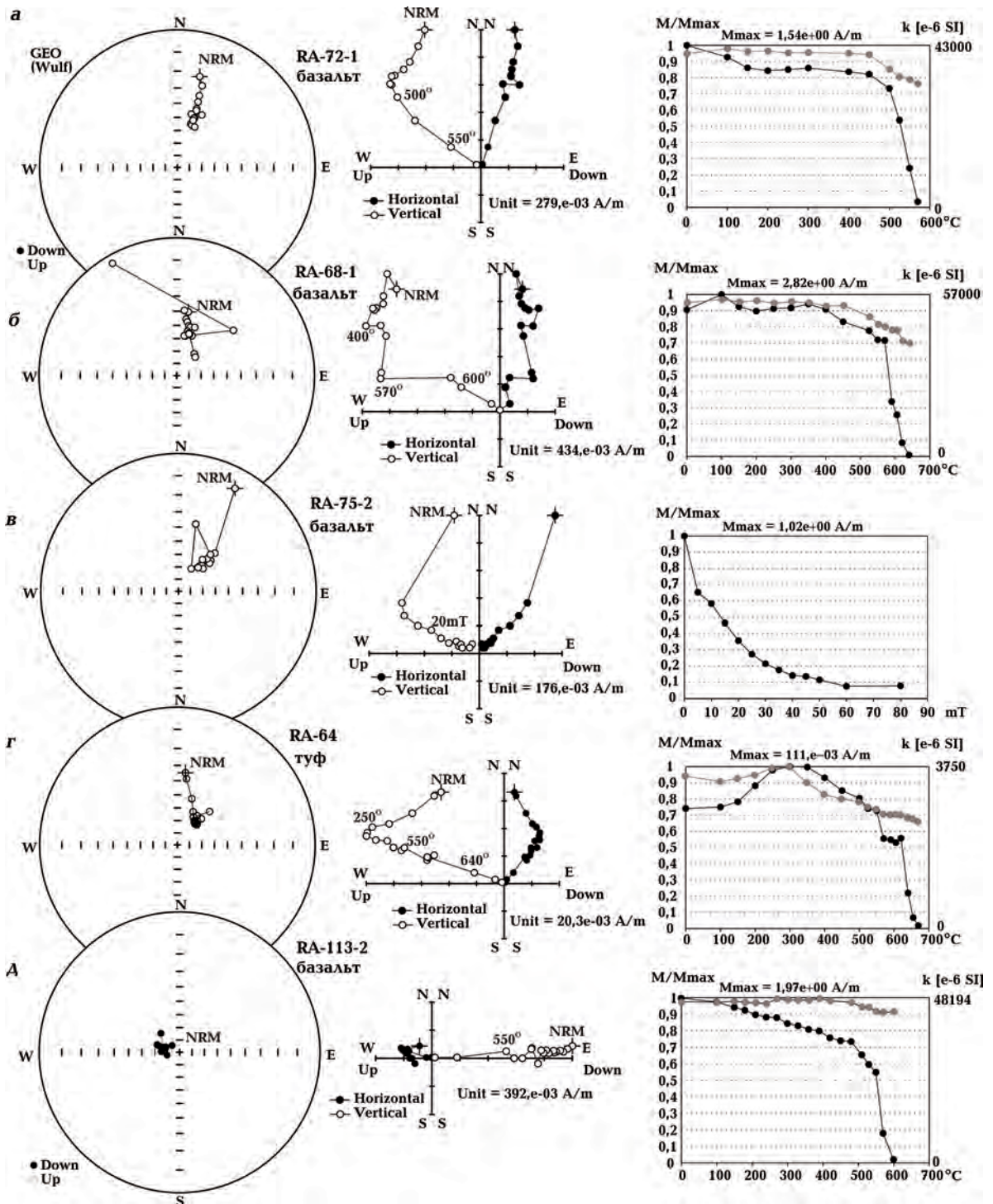


Рис. 4. Результаты ступенчатого терморазмагничивания (а, б, г, д) и размагничивания переменным магнитным полем (в) образцов базальтов и туфов из карьеров Полици-2 (а–г) и Рафаловка (д). Слева — стереографические проекции направлений вектора ЕОН (черные и белые кружки проекции соответственно на нижнюю и верхнюю полусферы); по центру — ортогональные проекции изменения вектора в процессе размагничивания (диаграммы Зийдвервельда) в горизонтальной и вертикальной плоскостях; справа — изменение значений намагниченности ( $M/M_{max}$ ) и магнитной восприимчивости ( $k$ ) в процессе магнитной чистки.

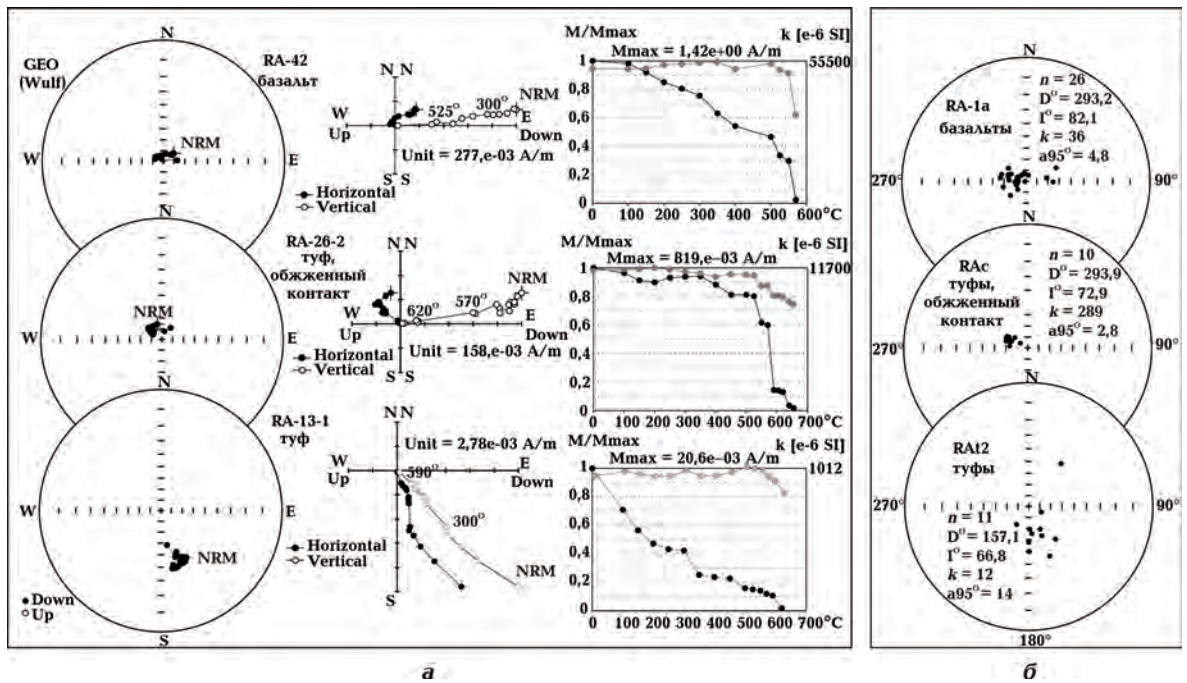


Рис. 5. Результаты ступенчатого терморазмагничивания образцов базальтов и туфов из карьера Рафаловка: *a* — стереопроекции, диаграммы Зийдервелда, изменение значений намагниченности и магнитной восприимчивости в процессе нагрева (обозначения см. на рис. 4); *б* — стереопроекции направлений ChRM образцов (на нижнюю полусферу) и среднестатистические параметры ( $n$  — количество образцов, на которых была выделена компонента;  $D^\circ$  — среднее склонение;  $I^\circ$  — среднее наклонение;  $k$  — параметр кучности векторов (по статистике Р. Фишера),  $\alpha_{95}$  — полуугол конуса с доверительной вероятностью 95 %, в градусах). Тест контакта интерпретируется как положительный.

Fig. 5. Results of progressive thermal demagnetization of basalt and tuff specimens from the Rafalovka quarry: *a* — stereographic projections, Zijderveld diagrams, NRM intensity ( $M/M_{max}$ ) and magnetic susceptibility ( $k$ ) decay during demagnetization, see designations in Fig. 4; *б* — stereographic projections of the ChRM directions of the specimens (onto the lower hemisphere) and statistic parameters ( $n$  — number of specimens which yielded the component;  $D^\circ$  — mean declination;  $I^\circ$  — mean inclination;  $k$  — estimate of Fisher's precision parameter;  $\alpha_{95}$  — half-angle of cone of 95 % confidence, in degrees). The contact test is interpreted as positive.

Два базальтовых потока RA-2 и RA-3 карьера Полици-2 несколько отличаются от RA-1 по параметрам АМВ. Для нижнего потока RA-2 магнитная текстура плоскостная с вертикальной осью  $K_{min}$  (рис. 6, б). Для верхнего потока RA-3 (рис. 6, а) плоскость

$K_{max} - K_{int}$  несколько наклонена, отклонение  $K_{min}$  от вертикали составляет  $24^\circ$ , а выраженная линейность с направлением  $K_{max}$  ( $D = 306^\circ$  и  $I = 9^\circ$ ), вероятно, указывает на направление движения лавы. Степень анизотропии  $P_j$  (параметр, отражающий отноше-

Fig. 4. Results of progressive thermal (*a*, *б*, *г*, *д*) and alternating magnetic field (*в*) demagnetization of basalt and tuff specimens from the Policy-2 (*a*–*г*) and Rafalovka (*д*) quarries. On the plots: to the left — stereographic projections of the NRM directions (black and white circles of the projection on the lower and upper hemispheres, respectively); to the center — orthogonal projections of demagnetization paths (Zijderveld diagrams) on horizontal and vertical planes; to the right — NRM intensity ( $M/M_{max}$ ) and magnetic susceptibility ( $k$ ) decay during demagnetization.



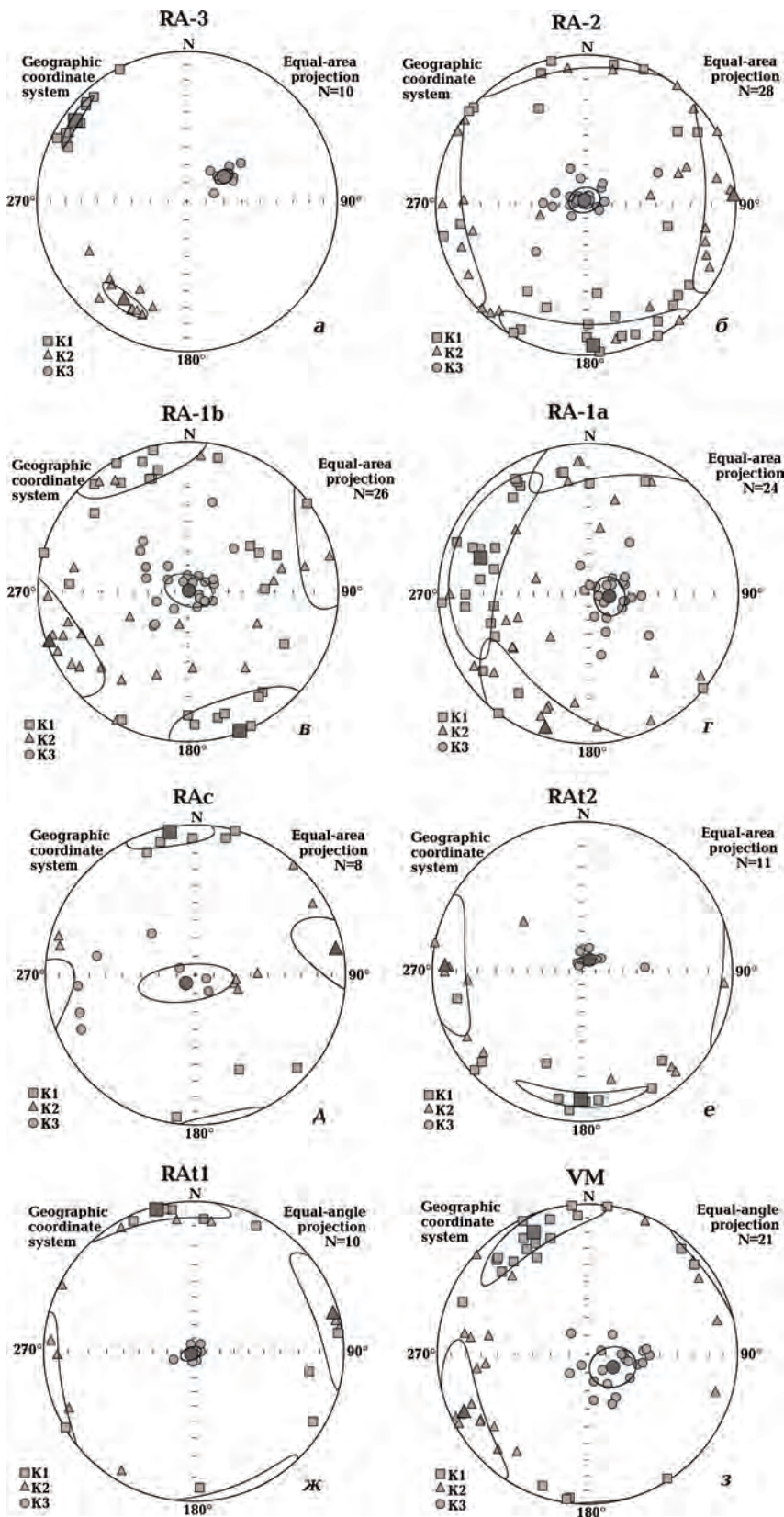


Рис. 6. Стереорафические проекции направлений осей эллипсоида АМВ образцов карьеров Полици-2 (РА-3, РА-2), Рафаловка (РА-1, РАс, РА12, РА11) и Великий Мидск (VM) в географической системе координат. N — число образцов, K1 (квадраты), K2 (треугольники), K3 (круги) — соответственно направления осей  $K_{\max}$ ,  $K_{\text{int}}$  и  $K_{\min}$  эллипсоидов АМВ. Средние значения приведены большими символами с 95 %-ными доверительными интервалами.

Fig. 6. Plots of anisotropy of magnetic susceptibility directional data of the specimens of the Policy-2 (RA-3, RA-2), Rafalovka (RA-1, RAc, RA12, RA11) and Velikiy Midsk (VM) quarties on a stereographic projection in the geographic coordinate system: N — number of specimens; K1 (squares), K2 (triangles), K3 (circles) are the directions of the maximum ( $K_{\max}$ ), intermediate ( $K_{\text{int}}$ ) and minimum ( $K_{\min}$ ) principal axes of the AMS ellipsoids, respectively. Average values of principal axis are given by large symbols with 95 % confidence levels.

ние максимальной оси к минимальной) для обоих потоков незначительная ( $P_j = 1,03$ ). Прослой туфа между потоками характеризуется незначительной анизотропией ( $P_j = 1,002$ ), установить статистически значимые направления осей эллипсоида АМВ в нем не представляется возможным.

Для подстилающих базальты туфов карьера Рафаловка (сайты RA1 и RA2) также характерна плоскостная магнитная текстура, типичная для осадочных пород, степень анизотропии мала ( $P_j = 1,007$ ), оси  $K_{max}$  и  $K_{int}$  расположены в плоскости напластования (субгоризонтально), направление оси  $K_{max}$  — субмеридиональное,  $K_{min}$  — вертикальное (рис. 6, е, ж). Базальты сайта RA-1а (рис. 6, г) характеризуются более высокой степенью анизотропии ( $P_j = 1,036$ ) и плоскостной текстурой, несколько отличной от горизонтальной (отклонение  $K_{min}$  от вертикали составляет  $16^\circ$ ). Направление оси  $K_{max}$  ( $D = 288^\circ$  и  $I = 16^\circ$ ) хорошо согласуется с данными, приведенными для карьера Рафаловка в статье [Elming et al., 2007], и соответствует общему тренду падения пластов на северо-запад. Вышезалегающие базальты сайта RA-1b (рис. 6, в) имеют субгоризонтальную магнитную текстуру с простиранием  $K_{max}$  юго-юго-восток—северо-северо-запад.

В формировании магнитной текстуры и остаточной намагниченности принимают участие разные по размерам зерна разных минералов, обладающие ферримагнитны-

ми свойствами. При этом основными носителями ЕОН являются однодоменные—псевдооднодоменные зерна. Был проведен совместный анализ направлений осей эллипсоидов АМВ и направлений ChRM-компонент намагниченности на предмет возможной связи между ними. Сравнение средних палеомагнитных направлений ChRM-компоненты образцов из зоны обжига, вышезалегающих базальтов и нижезалегающих туфов (см. рис. 5) с направлениями  $K_{min}$  (см. рис. 6, в—ж) и определение угловых расстояний между направлениями ChRM-компоненты намагниченности приведено в табл. 3.

Из анализа рис. 5, 6 и табл. 2 и 3 следует, что туфы RA1, RA2 и обожженные туфы RAc, характеризующиеся плоскостной (типично осадочной) текстурой с  $K_{min}$ , перпендикулярной к субгоризонтальной плоскости напластования, имеют максимальное угловое расхождение по направлениям ChRM, в то время как их угловое расхождение по направлению  $K_{min}$  намного меньше. С другой стороны, расхождение между обожженными туфами RAc и перекрывающими их базальтами RA-1а по направлению ChRM минимально ( $9,2^\circ$ ), а по направлению  $K_{min}$  почти в два раза выше ( $21,1^\circ$ ). Другими словами, туфы обожженного контакта наследуют магнитную текстуру подстилающих их туфов RA1 и RA2, имеющих типичную для осадочных пород текстуру, и характеризуются таким же субмеридиональным на-

**Т а б л и ц а 3. Направления ChRM-компоненты для базальтов и туфов и сравнение с направлениями оси  $K_{min}$  АМВ**

Сайт	Порода	$D^\circ/I^\circ$ ChRM	$D^\circ/I^\circ$ $K_{min}$	Угловое расстояние между ChRM/ $K_{min}$ по дуге большого круга, град				
				RA-1b	RA-1a	RAc	RA2	RA1
RA-1b	Базальт	278,2/62,2	31,8/89	—	20,3/15,6	12,1/7,8	44,0/9,4	37,0/2,7
RA-1a	Базальт	293,2/82,1	97,5/74	20,3/15,6	—	9,2/21,1	29,4/15,3	20,5/17,2
RAc	Обожженный туф	293,9/72,9	228,6/83,2	12,1/7,8	9,2/21,1	—	37,4/17,0	29,0/5,1
RA2	Зеленый туф	157,1/66,8	30,1/79,6	44,0/9,4	29,4/15,3	37,4/17,0	—	9,2/12,0
RA1	Красный туф	156,3/76,0	228,6/88,3	37,0/2,7	20,5/17,2	29,0/5,1	9,2/12,0	—

правлением оси  $K_{max}$ . Но они перемагничены вышележающим лавовым потоком RA-1a, т. е. природа намагниченности RAc термоостаточная, и среднее направление ChRM-компоненты близко к направлению ChRM, полученным по базальтам RA-1a. Частично перемагничивание могло затронуть и туфы RAt2, которые как по скалярным магнитным параметрам (более высокие значения), так и по разбросу направлений ChRM-компоненты (более низкое  $\alpha_{95}$ ) отличаются от нижележащих туфов RAt1. Не исключено, что здесь также может быть проявлен эффект выполаживания частиц в туфах (занижение наклона), поскольку разница в наклоне ChRM для туфов RAt2 и базальтов RA-1a равна  $15^\circ$ .

Учитывая изложенное, можно сделать вывод в пользу положительного теста кон-

такта, т. е. выделенная ChRM-компонента на образцах базальтов имеет термоостаточную природу и характеризуется всеми признаками первичной компоненты намагниченности.

**Центральный район. Карьер Великий Мидск.** Кривые терморазмагничивания образцов базальтов карьера Великий Мидск (VM) похожи на кривые размагничивания базальтов карьеров Полици-2 и Рафаловка. В диапазоне температур  $540\text{--}580^\circ\text{C}$  четко выделяется высокотемпературная ChRM-компонента с отрицательным наклоном (рис. 7, а). В отдельных образцах при температурах  $100\text{--}300^\circ\text{C}$  выделяется НТК с направлением, близким к направлению современного магнитного поля (рис. 7, б). При размагничивании переменным магнитным полем MDF составляет около 20 мТл (рис. 7,

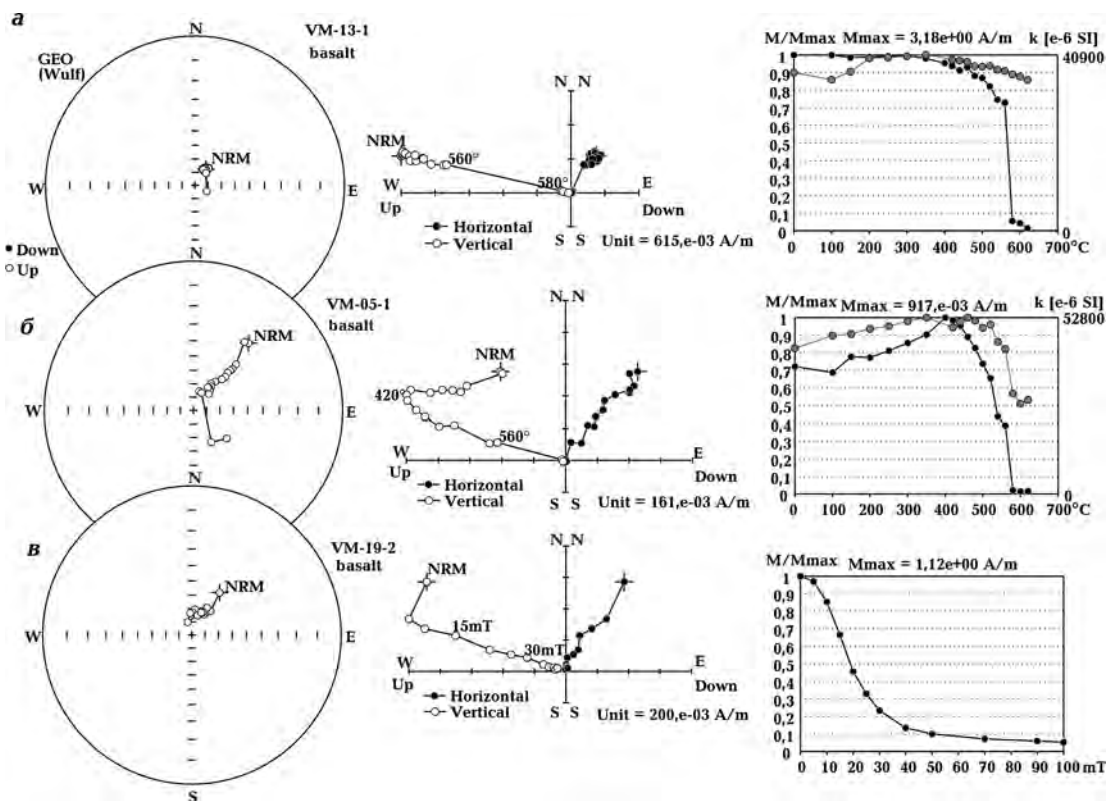


Рис. 7. Результаты ступенчатого терморазмагничивания (а, б) и размагничивания переменным магнитным полем (в) образцов базальтов из карьера Великий Мидск. Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 7. Results of progressive thermal (а, б) and alternating magnetic field (в) demagnetization of basalt specimens from Velikiy Midsk quarry. Designations are shown in Fig. 4.

в), четко выделяется высококоэрцитивная ChRM-компонента, ее среднее направление ( $n = 12$ ;  $D = 24,4^\circ$ ;  $I = -75,6^\circ$ ;  $k = 442$ ;  $\alpha_{95} = 2,1^\circ$ ) близко к направлению, полученному по результатам терморазмагничивания ( $n = 21$ ;  $D = 30,6^\circ$ ;  $I = -77,2^\circ$ ;  $k = 120$ ;  $\alpha_{95} = 2,9^\circ$ ) (см. табл. 2).

Эллипсоиды AMB образцов из карьера Великий Мидск имеют плоскостную магнитную текстуру с небольшим отклонением от горизонтальной плоскости ( $K_{\min}$  отстоит от вертикали на  $15^\circ$ ), направление  $K_{\max}$  ( $D = 336^\circ$ ;  $I = 12^\circ$ ) близко к направлению сайта RA-16 карьера Рафаловка (см. рис. 6, з).

**Южный район. Карьеры пос. Берестовец.** Образцы были отобраны в двух соседних карьерах, вскрывающих базальтовый поток мощностью около 10—15 м. Не исключено, что это могут быть два разных потока, но граница между ними не прослеживается. Нижняя часть представлена базальтами со столбчатой отдельностью (сайт BE), в то время как верхняя часть (BR) — базальтами с частично шаровой отдельностью. По магнитным свойствам эти базальты отличаются от базальтов из карьеров северного и центрального районов, что связано с преобладанием в них высокотитанистых титаномagnetитов [Глевасская и др., 2000]. Значения ЕОН здесь в среднем в два раза выше, но при этом значения МВ сопоставимы, соответственно фактор  $Q$  также выше и в среднем варьирует от 2 до 4. Следует отметить и значительные расхождения магнитных параметров в пределах одного потока. У столбчатых базальтов (сайт BE) магнитная восприимчивость в среднем ниже, чем у базальтов сайта BR, а намагниченность (ЕОН) выше. Соответственно фактор  $Q$  у них отличается в среднем в два раза (табл. 4).

Результаты АФ размагничивания образцов сайтов BE и BR указывают на преобладающий вклад в ЕОН низкокоэрцитивной компоненты ( $MDF < 5$  мТл), после размагничивания до 15—30 мТл остается 3—5 % первоначальной ЕОН. Однако при этом у вектора остаточной намагниченности наблюдается закономерное понижение наклона и его переход к отрицательным значениям в юго-восточном квадранте стерео-

проекции, что указывает на присутствие высококоэрцитивной компоненты намагниченности (рис. 8, а). Среднее направление низкокоэрцитивной компоненты для сайта BE по данным АФ размагничивания в диапазоне 2—10 мТл приведено в табл. 4 (номер 1). Высококоэрцитивная компонента была выделена по кругам перемагничивания шести образцов сайта BR в диапазоне 20—80 мТл (табл. 4, номер 5).

На кривых температурного размагничивания образцов из сайта BE максимальный градиент падения намагниченности приходится на диапазон температур 250—400 °С, при температурах более 400 °С остается около 2 % первоначальной ЕОН (рис. 8, б). При этом процессе прослеживается характерное изменение магнитной восприимчивости — небольшое увеличение при температурах до 300 °С, падение около 350 °С и последующее увеличение при 420—440 °С, что связано с изменениями магнитных минералов в процессе последовательных нагревов. При повышении температур существенно возрастает разброс направлений остаточной намагниченности при каждом последующем шаге размагничивания. При более высоких температурах кривые изменения МВ характеризуются общей закономерностью увеличения значений с пиком при 500—520 °С и вновь уменьшением при температурах выше 540 °С. Также наблюдается общая тенденция понижения наклона при каждой последующей ступени нагрева (аналогично тенденции при размагничивании переменным магнитным полем) с переходом наклона в некоторых образцах к отрицательным величинам в юго-восточном квадранте стереопроекции при температурах более 420 °С. При этом направления ChRM-компоненты, выделяемой на «хвостах» диаграмм отдельных образцов (более 400—420 °С), довольно далеко отстоят друг от друга, вычисленное по ним среднее значение имеет угол доверия  $\alpha_{95} = 47,6^\circ$  и в табл. 4 не приводится. Среднее направление ChRM-компоненты, которая выделяется в диапазоне температур 200—420 °С ( $n = 22$ ;  $D = 76,0^\circ$ ;  $I = 53,6^\circ$ ;  $k = 58$ ;  $\alpha_{95} = 4,1^\circ$ ), близко к направлению компоненты, выде-

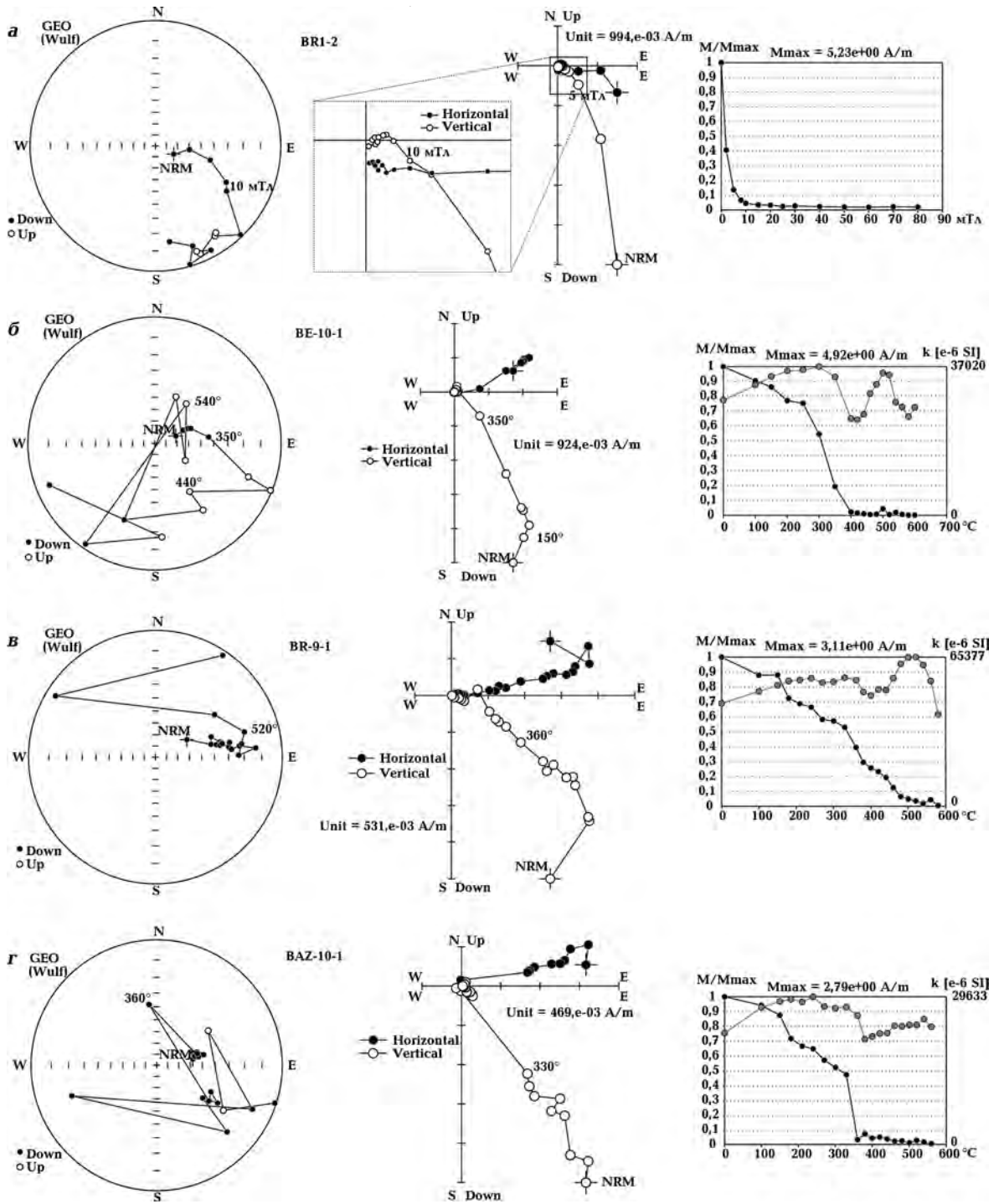


Рис. 8. Примеры размагничивания образцов из карьеров Берестовец (BE, BR) и Базальтовое (BAZ, BZ) переменным магнитным полем (а, ж, з) и температурой (б—е). Условные обозначения см. на рис. 4.

ляемой при АФ размагничивании в полях 2—10 мТл ( $n = 16$ ;  $D = 81,9^\circ$ ;  $I = 53,4^\circ$ ;  $k = 39$ ;  $\alpha_{95} = 6,0^\circ$ ) (табл. 4, номера 3 и 1 соответственно).

Для образцов из соседнего карьера (сайт BR) характерны диаграммы, на которых при температурах более  $400^\circ\text{C}$  остается 10—20% первичной ЕОН, которая полностью разру-

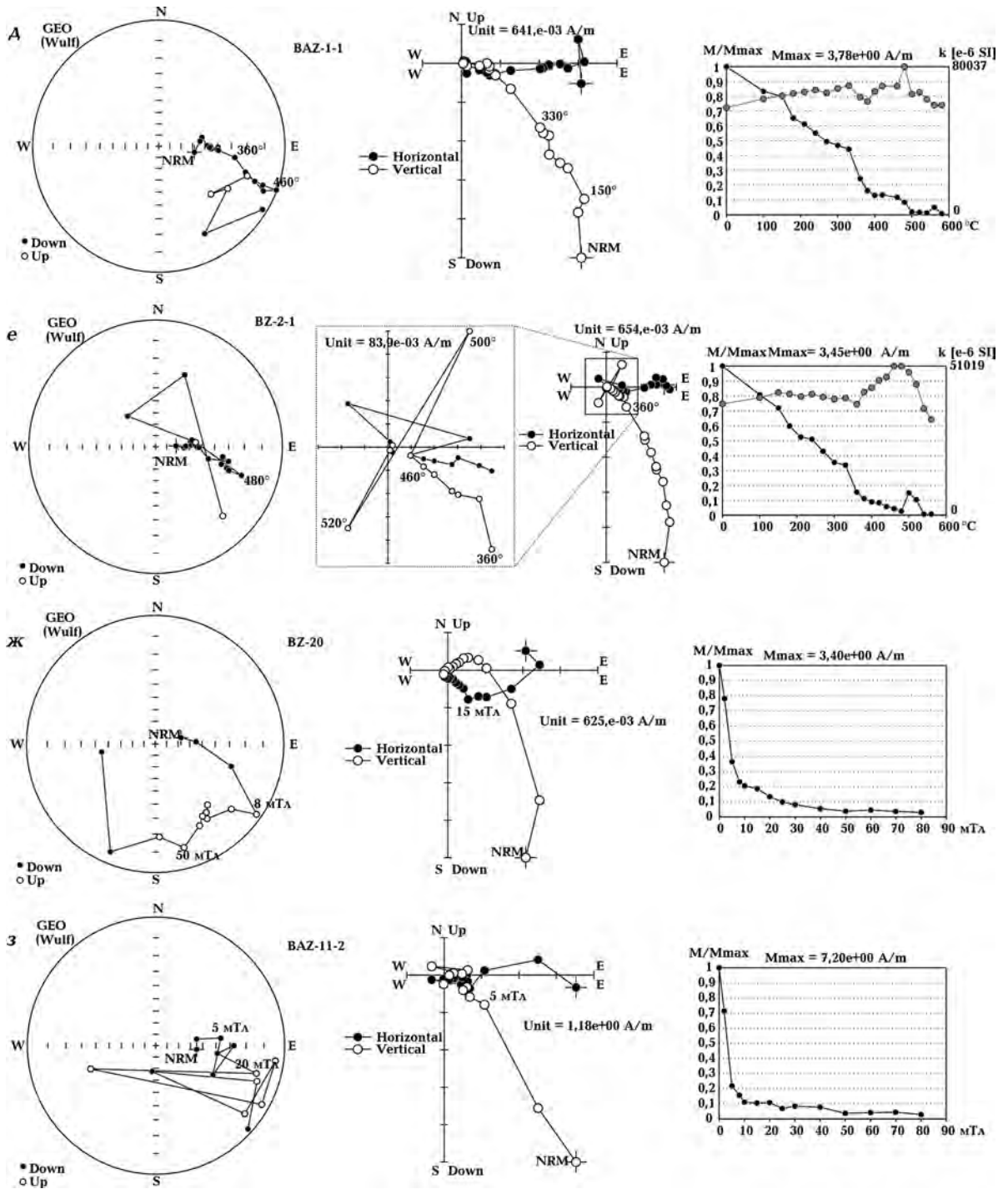


Fig. 8. Results of progressive alternating magnetic field (*a*, *ж*, *з*) and thermal (*б*–*е*) demagnetization of basalt specimens from Berestovets (BE, BR) and Basaltovoye (BAZ, BZ) quarries. Designations are shown in Fig. 4.

шается при 500–520 °C (рис. 8, в). Среднее направление в диапазоне температур 200–400 °C определяется уверенно ( $n = 10$ ;  $D = 83,0^\circ$ ;  $I = 54,7^\circ$ ;  $k = 27$ ;  $\alpha_{95} = 9,5^\circ$ ). На не-

которых образцах выделяется более высокотемпературная компонента в диапазоне температур 440–560 °C, но она имеет большой разброс направлений и для по-

**Т а б л и ц а 4. Средние палеомагнитные направления, рассчитанные по образцам «высокотитанистых» базальтов волинской серии (ратненская свита)**

Сайт	Номер	Номера образцов, диапазон полей и температур	ЕОН, А/м	Магнитная восприимчивость, SI	Фактор $Q$	$n$	$D$ , град	$I$ , град	$k$	$\alpha_{95}$ (MAD), град
<i>Карьер Берестовец 50,873° N, 26,303° E</i>										
BE	1	BE-01—BE-23 2—10 мТл	$\frac{1,8-7,7}{4,8}$	$\frac{0,028-0,034}{0,031}$	$\frac{1,4-6,5}{3,9}$	16	81,9	53,4	39	6,0
	2	100—200 °C	—	—	—	11	87,2	81,6	14	12,8
	3	200—420 °C	—	—	—	22	76,0	53,6	58	4,1
<i>Карьер Берестовец 50,863° N, 26,307° E</i>										
BR	4	BR-1—BR-13 5—15 мТл	$\frac{1,9-6,4}{3,5}$	$\frac{0,039-0,06}{0,048}$	$\frac{0,8-3,4}{1,9}$	7	63,1	49,9	18	14,7
	5	<u>Круги перемагничивания</u> 20—80 мТл	—	—	—	6	30,5	-17,6	—	(2,0)
	6	200—400 °C	—	—	—	10	83,0	54,7	27	9,5
<i>Карьер Базальтовое 50,913° N, 26,239° E</i>										
BAZ	7	BAZ-1—BAZ-12 5—25 мТл	$\frac{0,47-8,3}{4,3}$	$\frac{0,02-0,06}{0,04}$	$\frac{0,5-7,3}{3,0}$	7	113	40,8	13	17,5
	8	<u>Круги перемагничивания</u> 15—80 мТл	—	—	—	4	156,3	-4,5	—	(0,2)
	9	100—300 °C	—	—	—	6	140,2	62,4	7,6	26
	10	300—420 °C	—	—	—	7	103,0	54,0	11	19,3
	11	400—560 °C «хвосты»	—	—	—	9	119,5	31,3	12	15,7
<i>Карьер Базальтовое 50,923° N, 26,237° E</i>										
BZ	12	BZ1-BZ20 5—25 мТл	$\frac{1,7-14,7}{5,4}$	$\frac{0,03-0,06}{0,037}$	$\frac{1,1-10,0}{3,8}$	14	71,9	55,8	34	7,0
	13	<u>Круги перемагничивания</u> 20—70 мТл	—	—	—	8	117,1	-25,2	—	(3,9)
	13'	25—70 мТл	—	—	—	9	110,8	-29,0	17,2	12,8
	14	300—420 °C	—	—	—	12	77	47,4	36	7,3
	15	«Хвосты» 360—500 °C	—	—	—	13	95,9	16,2	9	14,8

следующей интерпретации нами не принимается.

Результаты по АМВ образцов сайта BE

показывают как плоскостную, так и линейную анизотропию. Параметр  $P_j$  варьирует от 1,015 до 1,07, в среднем  $P_j = 1,03$ , На-

правления осей  $K_{max}$  группируются в юго-юго-западном направлении и далеки ( $63^\circ$ ) от ожидаемой для столбчатых базальтов вертикальной линейности (рис. 9, а). Возможно, здесь направление  $K_{max}$  контролируется направлением движения потока. В соседнем карьере (сайт BR), где для базальтов характерна шаровая отдельность, направления осей эллипсоида АМВ намного хуже сгруппированы (рис. 9, б).

**Карьеры пос. Базальтовое.** Образцы отбирались в двух соседних карьерах, рас-

стояние между которыми около 1 км, из базальтовых потоков со столбчатой отдельностью. Мощность потоков составляет около 8 м (сайт ВЗ) и около 10 м (сайт ВАЗ). Эти базальты также характеризуются высоким содержанием титана, по магнитным параметрам (ЕОН, МВ, фактор  $Q$ ) они не отличаются от базальтов карьера Берестовец (ВЕ) (см. табл. 4). Стратиграфическое взаимоотношение базальтов карьеров Берестовец и Базальтовое (древнее, моложе либо это один поток) не определено.

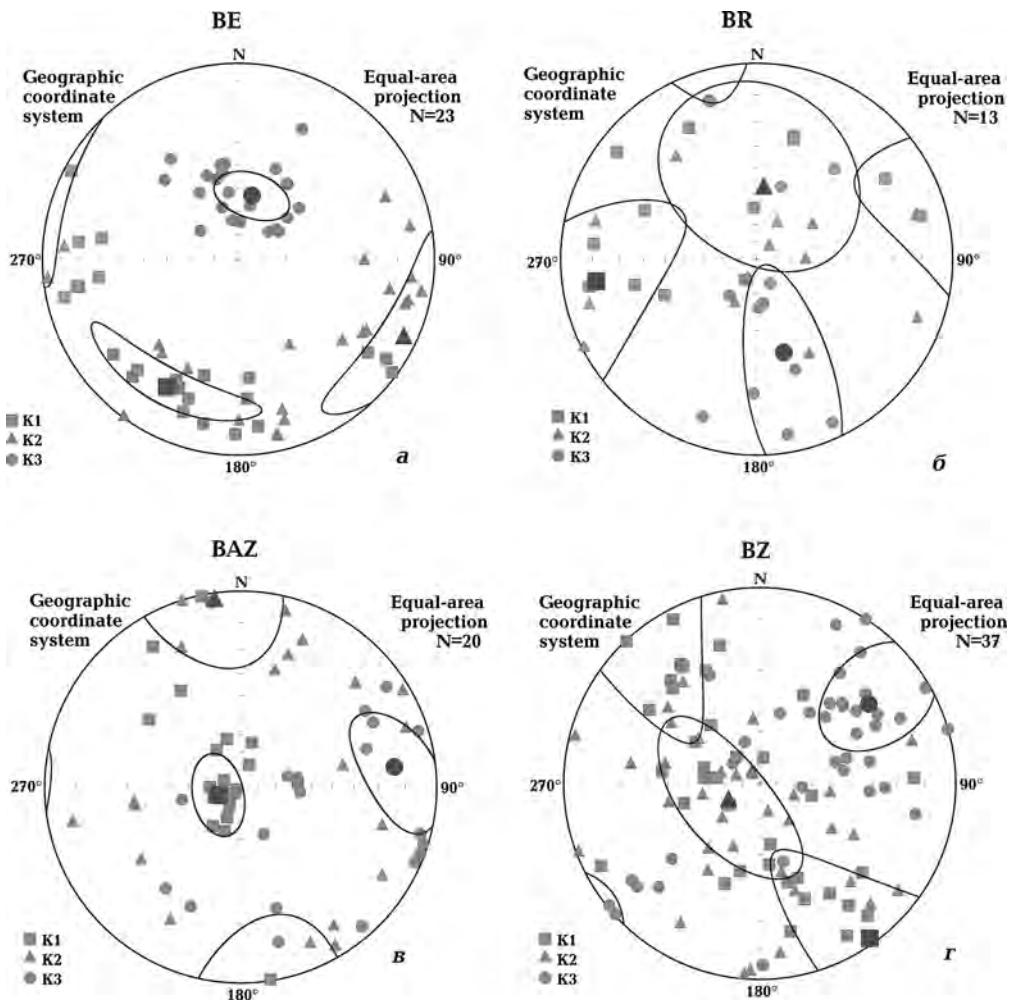


Рис. 9. Стереографические проекции направлений осей эллипсоида АМВ образцов карьеров Берестовец (ВЕ, BR) и Базальтовое (BAZ, BZ) в географической системе координат. Условные обозначения см. на рис. 6.

Fig. 9. Plots of anisotropy of magnetic susceptibility directional data of the specimens of the Berestovets (BE, BR) and Basaltovoye (BAZ, BZ) quarries on a stereographic projection in the geographic coordinate system. Designations are show in Fig. 6.



Кривые ступенчатого температурного размагничивания образцов очень схожи с таковыми для сайтов VE и BR, примеры приведены на рис. 8, г, д. В некоторых образцах в диапазоне температур 480—560 °С при одной—трех ступенях размагничивания наблюдается резкий всплеск величины намагниченности, соответственно на ортогональных проекциях нарушается тенденция тренда смещения ChRM-компоненты к началу координат, пример приведен на рис. 8, е.

Компоненты ЕОН выделяются в интервалах температур 100—300 и 300—420 °С (табл. 4, номера 9 и 10), при более высоких температурах 400—560 °С на «хвостах» диаграмм отдельных образцов также проявляется компонента, направление которой дает больший разброс при возрастающих температурах ступеней размагничивания (табл. 4, номер 11). Здесь также проявляется общая закономерность понижения наклона в юго-восточных румбах при увеличении температуры (см. рис. 8, д, е).

Диаграммы АФ-размагничивания образцов сайтов VZ и VAZ (рис. 8, ж, з) похожи на диаграммы размагничивания образцов из карьеров Берестовца. Преобладающий вклад в ЕОН вносит низкокоэрцитивная компонента, после размагничивания до 20—25 мТл остается около 10% первоначальной ЕОН, которая постепенно размагничивается в более высоких полях (до 70 мТл). В процессе размагничивания направления векторов остаточной намагниченности последовательно смещаются в юго-восточных румбах с понижением наклона и переходом к отрицательным значениям. При этом в полях более 25—30 мТл направления имеют большой разброс значений при соседних ступенях размагничивания. По четырем образцам карьера VAZ по кругам перемагничивания в диапазоне полей 15—80 мТл также удалось выделить направление (табл. 4, номер 8,  $D = 156,3^\circ$ ;  $I = -4,5^\circ$ ), которое, однако, не согласуется ни с одним из ранее полученных определений.

Для образцов карьера VZ в диапазоне полей 5—25 мТл выделяется низкокоэрцитивная компонента (табл. 4, номер 12), в более высоких полях как по кругам перемагничи-

вания, так и по ортогональным проекциям выделяется высококоэрцитивная компонента (табл. 4, номера 13 и 13'). Компоненты, выделяемые при температурах 300—420 °С и на «хвостах» диаграмм (360—500 °С), представлены номерам 14 и 15 в табл. 4.

Результаты по АМВ образцов сайтов VAZ и VZ показывают незначительную как плоскостную, так и линейную анизотропию (параметр  $P_j$  в среднем колеблется от 1,02 до 1,04). Для базальтов сайта VAZ среднее направление оси  $K_{\max}$  близко к вертикальному (рис. 9, в), в образцах преобладает линейная текстура. Для сайта VZ направления осей сгруппированы значительно хуже, статистически значимые средние направления выделить проблематично, но прослеживается тенденция группирования промежуточной оси  $K_{\text{int}}$  близко к вертикали (рис. 9, г).

**Магнитная минералогия.** Для выяснения, какими минералами железа может быть обусловлена остаточная намагниченность траппов Волыни, нами были привлечены результаты предыдущих микроскопических и магнитно-минералогических исследований [Глевасская и др., 2000, 2006; Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007], недавние результаты, детально описанные в работе [Shcherbakova et al., 2020], а также результаты наших новых измерений.

Как было показано в предыдущем разделе, кривые ступенчатого размагничивания образцов переменным магнитным полем и температурой существенно различаются для пород северного, центрального и южного районов. В образцах базальтов сайтов RA и VM максимальные градиенты деблокирующих температур приходятся на диапазон 500—570 °С. В некоторых образцах полная разблокировка происходит при температурах 610—640 °С. На присутствие высококоэрцитивной компоненты указывают результаты размагничивания переменным магнитным полем — в высоких полях (70—90 мТл) остается до 10% первоначальной ЕОН (см., например, рис. 4, в). На кривых пошагово наведенной изотермической остаточной намагниченности (IRM) в полях до 1,5 Тл высококоэрцитивная компонента либо не проявляется — насыщение насту-

пает в полях до 0,2 Тл (рис. 10, а, обр. RA-75), либо в отдельных образцах (например, RA-25) кривые близки к насыщению. Кривые терморазмагничивания IRM, наведенной по трем осям в полях 3,0, 0,3 и 0,12 Тл, указывают на преобладание низкокоэрцитивных магнитных минералов с разблокирующими температурами около 580 °С, в то время как вклад средне- и высококоэрцитивных компонент намного меньший (рис. 10, в).

В образцах туфов из карьера Полицы-2 (сайт RA2-3) и Рафаловка (сайты RA1 и RA2) форма кривых IRM указывает на присутствие высококоэрцитивных магнитных зерен — насыщение в полях вплоть до 1,5 Тл не происходит (рис. 10, б). На кривых терморазмагничивания IRM, наведенной по трем осям, помимо преобладания низкокоэрцитивных магнитных минералов, на второе место по вкладу выходят высококоэрцитивные магнитные минералы с разбло-

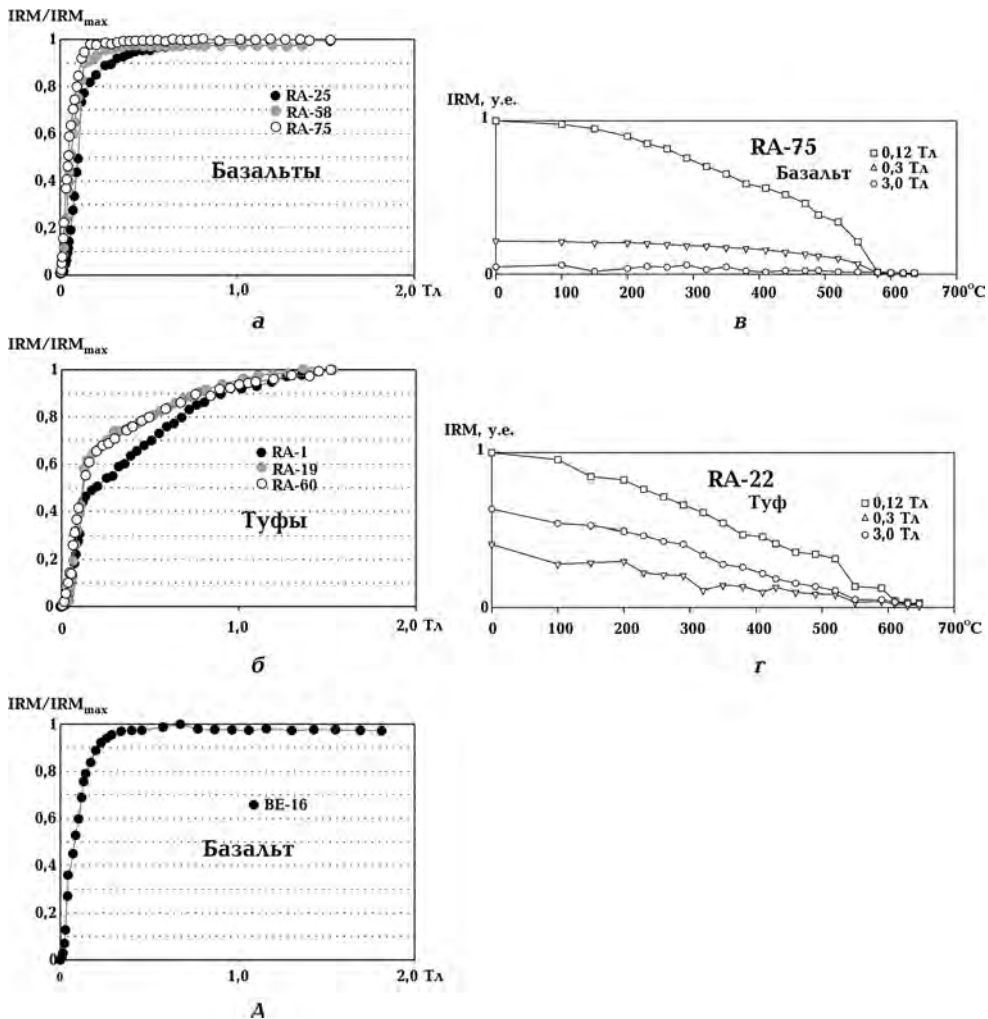


Рис. 10. Кривые ступенчатого изотермического намагничивания (IRM) образцов базальтов и туфов карьеров Рафаловка (а, б), Берестовец (в) и кривые терморазмагничивания наведенной вдоль трех ортогональных осей IRM в полях 3,0, 0,3 и 0,12 Тл (B, Г).

Fig. 10. Stepwise isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves for basalt and tuff specimens from Rafalovka (a, б) and Berestovets (в) quarries, and thermal demagnetization of orthogonal 3 axis IRM acquired in fields of 3.0, 0.3 and 0.12 T (B, Г).

кирующими температурами выше  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ , и также увеличивается относительный вклад среднекоэрцитивных минералов (рис. 10, г). Результаты ступенчатого терморазмагничивания указывают на максимальные разблокирующие температуры более  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$  на туфах сайта RA2-3 (см. рис. 4, г), в то же время у образцов туфов сайтов RA1 и RA2 максимум разблокирующих температур около  $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ , и только в отдельных образцах достигает  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$  и выше (см. рис. 5, а, обр. туфа RA-13-1). Вероятно, в туфах, которые чередуются с базальтами, за счет намного меньшей концентрации низкокоэрцитивных магнитных минералов, существенно увеличивается вклад высоко- и среднекоэрцитивных минералов. Важно выяснить, какие это минералы и когда они образовались.

В работах [Глевасская и др., 2000, 2006] основными носителями намагниченности базальтов северного района были определены гетерофазно-окисленные при остывании лавы титаномagnetиты с  $T_C > 550\text{ }^{\circ}\text{C}$  и частично продукты их постмагматического преобразования — носители наложенной поздней намагниченности. Под микроскопом были определены гетерофазно-окисленные титаномagnetиты с интенсивно развитыми ламелями гематита или титаногематита по всему зерну. В работе [Nawrocki et al., 2004] сделан вывод, что в базальтах преобладают магнитные минералы серии твердых растворов ульвошпинель-магнетитового ряда, а кривые размагничивания типичны для вторично окисленного титаномagnetита в базальтовых лавах. В работе [Elming et al., 2007] приводятся аргументы, что намагниченность базальтов северного района является первичной.

В недавней работе [Shcherbakova et al., 2020] представлены результаты рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии, анализ которых выполнен совместно с результатами магнитно-минералогических исследований. Сделаны выводы о термоостаточной природе ЕОН, а носителем намагниченности являются псевдо- и однодоменные зерна гетерофазно-окисленных титаномagnetитов, образовавшиеся при температурах  $700\text{—}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Прямые элект-

ронно-микроскопические наблюдения подтверждают это предположение, обнаруживая многочисленные структуры распада с ламелями и клетками микронного размера [Shcherbakova et al., 2020]. При этом в одном и том же образце могут присутствовать как гетерофазно-окисленные зерна с хорошо развитой структурой распада на магнетит-ильменит, так и однофазно-окисленные. Отметим, что однодоменные и/или малые псевдооднодоменные зерна являются надежными носителями стабильной первичной термоостаточной намагниченности.

Полученные нами результаты (рис. 10) согласуются с этими выводами. В то же время в породах частично присутствуют и другие, более высококоэрцитивные магнитные минералы, которые могут вносить определенный вклад в намагниченность туфов. Таким образом, можно сделать вывод, что выделенная ChRM-компонента на базальтах северного и центрального районов характеризуется всеми признаками первичной намагниченности.

Базальты из южного района (сайты BE, BR, BAZ, BZ) характеризуются максимумом разблокирующих температур в диапазоне  $250\text{—}350\text{ }^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 8, б, г). При ступенчатом AF размагничивании высококоэрцитивная компонента намагниченности ChRM выделяется в полях более 20 мТл (см. рис. 8, а, ж, з). Кривые IRM выходят на насыщение в поле до 0,2 Тл (рис. 10, д). Кривые терморазмагничивания наведенной по трем осям IRM (см. рис. 4 в работе [Nawrocki et al., 2004]) указывают на преобладание низкокоэрцитивных магнитных минералов с разблокирующими температурами в интервале  $300\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в то время как вклад средне- и высококоэрцитивных компонент сравнительно незначителен. В этой же работе отмечается, что носителем ChRM-компоненты является маггемит, о чем свидетельствуют низкие блокирующие температуры, а также понижение магнитной восприимчивости при ступенчатых нагревах в интервале  $350\text{—}450\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что обусловлено преобразованием маггемита в гематит. В работе [Elming et al., 2007] раздел, касающийся магнитной минералогии высокотитанистых базальтов,

по сути является кратким изложением материалов, приведенных в более ранней работе [Глевасская и др., 2000]. Сделан вывод, что большая часть (40—60 %) намагниченности связана с титаномагнетитом и/или титаномаггемитом с  $T_C \sim 320^\circ\text{C}$ , и отсутствуют минералы с блокирующими температурами выше  $580^\circ\text{C}$ . По результатам оптических и микрозондовых исследований образцов из карьера Базальтовое авторы работы [Elming et al., 2007] делают вывод что минерал, несущий остаточную намагниченность — титаномагнетит с подчиненным титаномаггемитом. Намагниченность таких базальтов является термоостаточной и авторами [Elming et al., 2007] характеризуется как первичная, хотя и несколько осложненная термохимической намагниченностью позднемагматического происхождения. Идентифицированные титаномагнетит и титаномаггемит, который является продуктом окисления титаномагнетита на заключительном этапе охлаждения лавы, приводят авторов работы [Глевасская и др., 2006] к выводу, что «намагниченность сформировалась в процессе кристаллизации и охлаждения лавы», т. е. является первичной.

**Дискуссия. Палеомагнитные направления.** Выделенные по результатам терморазмагничивания средние палеомагнитные направления ChRM-компоненты для северного и центрального районов (см. табл. 2) представлены на рис. 11. Низкотемпературная компонента (диапазон температур  $100\text{—}350^\circ\text{C}$ ) уверенно выделяется только по трем сайтам (рис. 11, а), имеет большой внутрисайтовый разброс, 95 %-ные доверительные интервалы сайтов пересекаются, среднее направление по трем сайтам ( $D = 13,6^\circ$ ;  $I = 61,1^\circ$ ;  $k = 39$ ;  $\alpha_{95} = 20,1^\circ$ ) близкое к направлению современного магнитного поля в районе работ. Мы считаем, что эта компонента обусловлена вязкой остаточной намагниченностью, и далее она не рассматривается.

Средние по сайтам направления ChRM-компоненты с блокирующими температурами более  $500^\circ\text{C}$ , приведены на рис. 11, б, где их можно разделить на четыре кластера (группы).

Группа 1 включает в себя два средних направления по туфам с положительными значениями наклона и большим внутрисайтовым разбросом (см.  $\alpha_{95}$  в табл. 2). Направления существенно отличаются от вышезалегающего обожженного контакта (РАс) и перекрывающих базальтов RA-1. Эллипсоиды АМВ типичны для осадочных пород (минимальная ось вертикальна относительно плоскости напластования, см. рис. 6, е, ж), что характерно для текстуры седиментационной намагниченности, которая образуется при отложении туфов и их последующей литификации. При этом может проявляться эффект занижения наклона — «ошибка наклона» — и тогда в направлении ChRM-компоненты необходимо вводить поправку за занижение наклона.

Группа 2 — это три средних направления по сайтам обожженного контакта (РАс) и базальтам RA-1a и RA-1b с положительными величинами наклона. Их доверительные интервалы  $\alpha_{95}$  не пересекаются.

В группу 3 включены результаты по потоку базальтов RA-2 карьера Полици-2 и по базальтам карьера Великий Мидск (VM). Они имеют близкие величины по скалярным магнитным параметрам, их палеомагнитные направления (с отрицательным наклоном) подобны (на уровне  $\alpha_{95}$ ), значимо отстоят от направлений группы 2 и имеют незначительный внутрисайтовый разброс ( $\alpha_{95} < 3^\circ$ ).

Два сайта группы 4 (туфы RA-2-3 и базальты RA-3) с отрицательным наклоном имеют близкие направления ChRM (на уровне  $\alpha_{95}^\circ$ ), незначительный внутрисайтовый разброс, но их направления значимо отличаются от направлений группы 3. Мы считаем, что туфы RA-2-3 были перемагничены вышележащим базальтовым потоком RA-3. Косвенно на это указывают параметры эллипсоидов АМВ — в отличие от туфов RA-1 и RA-2 с типично осадочной магнитной текстурой туфы RA-2-3 практически изотропны ( $P_j = 1,002$ ).

Направления ChRM-компоненты, полученные по сайтам групп 2—4, были сопоставлены с результатами предыдущих исследований [Iosifidi et al., 2000; Nawrocki et al., 2004; Elming et al., 2007] (рис. 12). Сред-

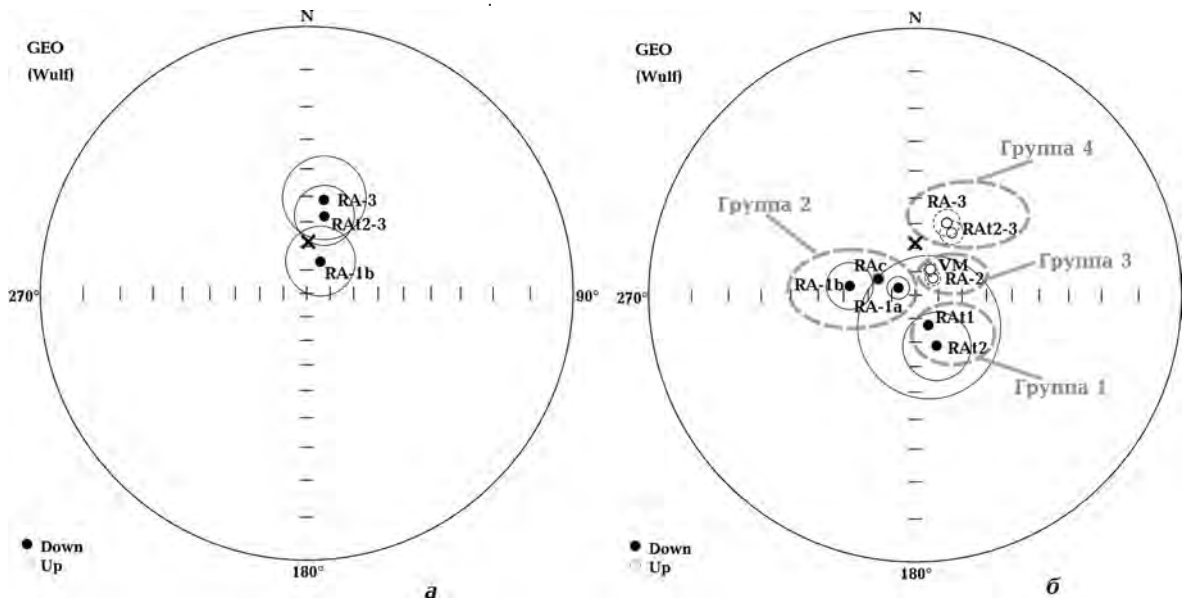


Рис. 11. Стереографические проекции средних палеомагнитных направлений низкотемпературной (а) и высокотемпературной (б) компонент (см. табл. 2). Залитые (открытые) символы — проекции на нижнюю (верхнюю) полусферу, результаты приведены с доверительными интервалами  $\alpha_{95}$ . Крест — направление современного геомагнитного поля в районе работ. На рис. 11, б сайты условно разделены на четыре группы (выделены серым пунктиром).

Fig. 11. Stereographic projections of the mean palaeomagnetic directions of the low-temperature (a) and high-temperature (b) components (see Table 2). Solid (open) symbols correspond to projection onto the lower (upper) hemisphere; the results are presented with 95 % confidence circles. The cross shows the direction of the present geomagnetic field in research area. The sites are conventionally divided into four groups (marked with a thick gray dotted ellipses).

ние направления ChRM-компоненты образцов базальтов сайтов RA-1a и RA-1b, а также обожженного контакта RA-1c, имеют высокие положительные наклонения (см. рис. 11, б). ChRM-компонента образцов этих сайтов выделяется при деблокирующих температурах более 500–525 °С, в некоторых образцах прослеживаются «хвосты» до 640 °С, среднее направление ChRM-компоненты обожженных туфов в пределах доверительного интервала  $\alpha_{95}$  совпадает с направлением вышележающих базальтов и значительно отличается от направления подстилающих необожженных туфов (тест контакта положительный). Палеомагнитные направления близки к результатам, полученным другими авторами для базальтов из этого же района (рис. 12, б).

Таким образом, можно сделать вывод, что на образцах базальтов из карьеров Полици-2 и Рафаловка выделенная высокотем-

пературная ChRM-компонента намагниченности по всем признакам является первичной, на что указывает: 1) ее биполярность в образцах базальтов и туфов из разных потоков; 2) положительный тест контакта; 3) идентифицированные магнитные минералы — носители намагниченности (псевдо- и однодоменные зерна гетерофазно-окисленных титаномагнетитов), которые формировались при высоких температурах во время остывания породы; 4) независимость магнитной текстуры и палеомагнитных направлений. Палеомагнитные направления и полюсы, рассчитанные по высокотемпературной ChRM-компоненте образцов «низкотитанистых» базальтов северного и центрального районов, приведены в табл. 5.

В южном районе основной вклад в намагниченность базальтов вносит низкокоэрцитивная/среднетемпературная компонента. При размагничивании в полях выше

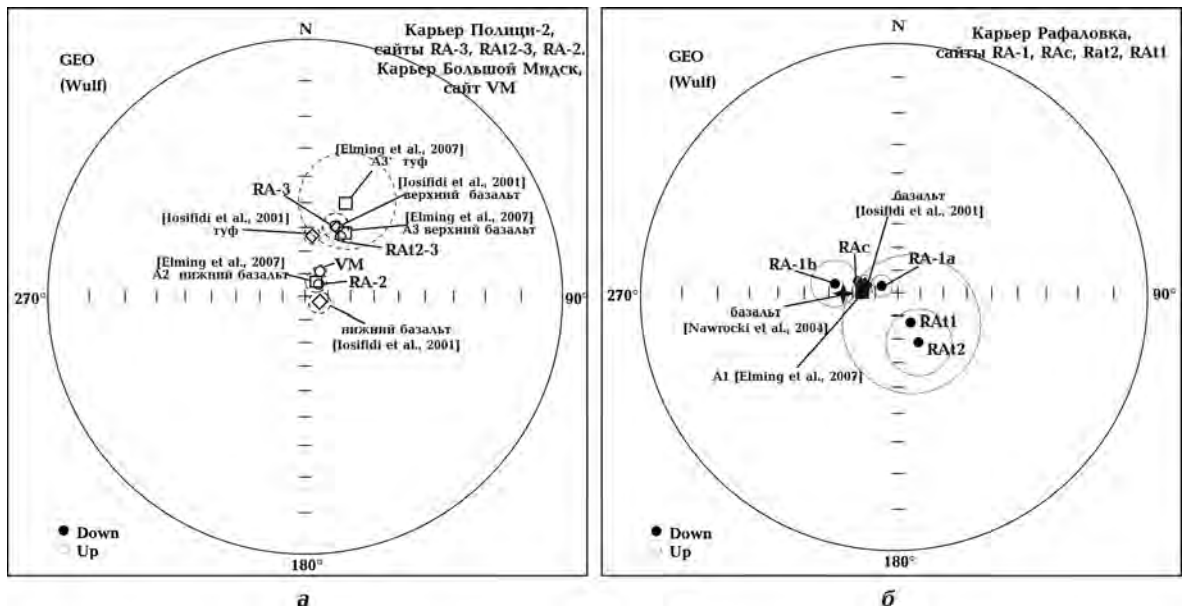


Рис. 12. Стереографические проекции средних палеомагнитных направлений ChRM-компоненты: а — карьеров Полици-2 и Великий Мидск (круги, сайты RA-3, RA2-3; RA-2, VM); б — карьера Рафаловка (сайты RA-1, RAc, RA2, RA11). Результаты других авторов показаны квадратами [Elming et al., 2007], ромбами [Iosifidi et al., 2000], звездой [Nawrocki et al., 2004]. Залитые (открытые) символы — проекции на нижнюю (верхнюю) полусферы, результаты приведены с доверительными интервалами  $\alpha_{95}$ .

Fig. 12. Stereographic projections of mean palaeomagnetic directions which yielded the ChRM component: а — the Policy-2 and Velikiy Midsk quarries (circles, sites RA-3, RA2-3; RA-2, VM); б — the Rafalovka quarry (sites RA-1, RAc, RA2, RA11). The results of other authors are given by: squares [Elming et al., 2007], rhombs [Iosifidi et al., 2000], star [Nawrocki et al., 2004]. Solid (open) symbols correspond to projections onto the lower (upper) hemisphere. The results are presented with 95 % confidence circles.

10 мТл остается менее 10 % первоначальной ЕОН, а при температурах более 400 °С около 2—5 %. Среднее направление по четырем сайтам (табл. 4, номера 3, 6, 10, 14) по результатам температурного размагничивания в диапазоне 200—420 °С ( $D = 84,4^\circ$ ,  $I = 52,8^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 9,4^\circ$ ) и среднее направление по этим же сайтам по результатам размагничивания переменным магнитным полем в диапазоне 2—25 мТл (табл. 4, номера 1, 4, 7, 12, среднее:  $D = 83,9^\circ$ ,  $I = 53,6^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 18,3^\circ$ ) почти совпадают. На рис. 13 и в табл. 6 представлены наши результаты вместе с результатами предыдущих исследований, где в этом же диапазоне переменных полей/температур также были выделены ChRM-компоненты, представленные как LowHc в [Iosifidi et al., 2000], C1 в [Nawrocki et al., 2004], и B1 и B2 в [Elming et al., 2007].

Расчет средних палеомагнитных направлений и палеополюсов этой компоненты

был выполнен отдельно для карьеров Берестовец и Базальтовое как по результатам температурного размагничивания, так и размагничивания переменным магнитным полем (см. табл. 6). Результаты хорошо согласуются между собой и на уровне 95 %-ных доверительных интервалов не различаются. Как отмечалось выше, несмотря на относительно низкие блокирующие температуры (200—400 °С), обусловленные вкладом титаномагнетита и титаномагнетита, по данным [Elming et al., 2007] выделенное направление отражает первичную намагниченность базальтов. В то же время вклад высококоэрцитивной компоненты, которая составляет менее 10 % в полях выше 20—25 мТл, прослеживается также на «хвостах» кривых температурного размагничивания более 400—420 °С, до 560 °С в отдельных образцах. Эта намагниченность может быть связана с присутствием зерен мелкозерни-

**Т а б л и ц а 5 . Палеомагнитные направления и полюсы, рассчитанные по высокотемпературной ChRM-компоненте образцов «низкотитанистых» базальтов ратненской свиты**

Лаборатория, сайт, породы	<i>n</i> ( <i>N</i> )	<i>D</i> , град	<i>I</i> , град	$\alpha_{95}$ , град	<i>k</i>	$\Phi$ , град	$\Lambda$ , град	$A_{95}$ , град	Ссылка на источник
<i>Великий Мидск</i>									
Киев, VM, базальты	21	30,6	-77,2	2,9	120	29,0	12,1	5,2	Эта работа <b>VM</b>
<i>Полицы-2 (Иванчи)</i>									
Luleå, верхние базальты	20	32,7	-59	2,7	152	5,1	1,3	3,5	[Elming et al., 2007]
Киев, верхние базальты	6	29	-55	6,9	95	0,6	2,9	8,2	[Elming et al., 2007]
Санкт-Петербург, верхние базальты	12	22,9	-57,0	5,3	68	1,2	8,1	6,6	[Iosifidi et al., 2000]
Киев, RA-3, верхние базальты	8	23,8	-57,0	5,3	111	1,3	7,4	6,6	Эта работа
<b>Среднее</b>	<b>(4)</b>	<b>27,0</b>	<b>-57,1</b>	<b>3,4</b>	<b>747</b>	<b>2,0</b>	<b>5,0</b>	<b>4,2</b>	<b>T3*</b>
Luleå, нижние базальты	7	23,1	-81	5,4	128	35,1	17,9	10,2	[Elming et al., 2007]
Киев, нижние базальты	12	42,6	-83	7,2	38	40,2	12,3	8,3	[Elming et al., 2007]
Санкт-Петербург, нижние базальты	5	114,1	-82,7	4,9	251	55,1	2,7	9,5	[Iosifidi et al., 2000]
Киев, RA-2, нижние базальты	35	48,4	-82	2,4	102	39,7	10,8	4,6	Эта работа
<b>Среднее</b>	<b>(4)</b>	<b>53,0</b>	<b>-83,4</b>	<b>5,7</b>	<b>261</b>	<b>42,4</b>	<b>11,9</b>	<b>11,1</b>	<b>T2*</b>
<i>Рафаловка</i>									
Luleå, базальты	16	264,9	72,4	2,6	202	38,9	342,7	4,3	[Elming et al., 2007]
Киев, базальты	7	276,1	76,6	5,3	131	47,1	347,1	9,4	[Elming et al., 2007]
Санкт-Петербург, базальты	17	283	75,3	4,2	75	49,2	342,2	7,3	[Iosifidi et al., 2000]
Польша, базальты и туфы	29	269	66	2,4	117	36	333	3,5	[Nawrocki et al., 2004]
Киев, RA-1 + RAc, базальты и обожженные туфы	46	286,2	74,8	3,8	31	50,2	340,3	6,6	Эта работа
<b>Среднее (Рафаловка)</b>	<b>(5)</b>	<b>274,8</b>	<b>73,2</b>	<b>4,7</b>	<b>267</b>	<b>44,0</b>	<b>340,3</b>	<b>7,9</b>	<b>T1*</b>
<b>Среднее (T1 + T2 + T3 + VM)</b>	<b>(4)</b>	—	—	—	—	<b>30,1</b>	<b>3,2</b>	<b>26,8</b>	<b>A*</b>
<b>Среднее (T1 + T2 + VM)</b>	<b>(3)</b>	—	—	—	—	<b>39,4</b>	<b>2,4</b>	<b>25,1</b>	<b>B*</b>

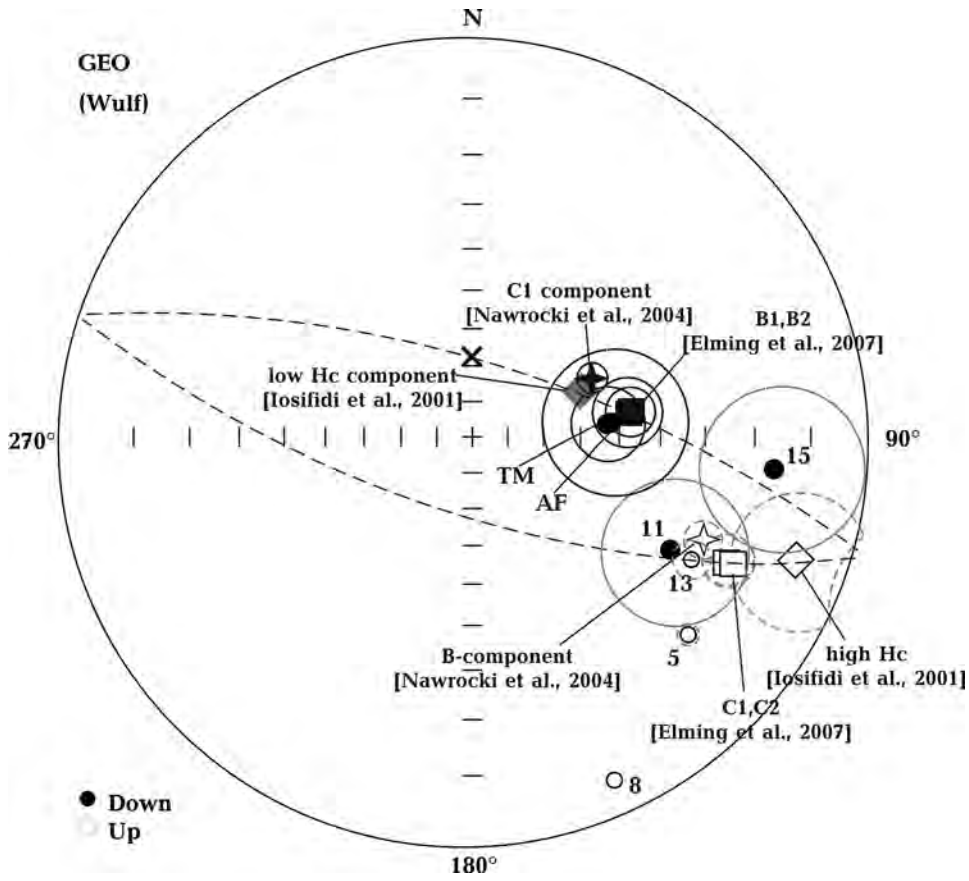


Рис. 13. Палеомагнитные направления, выделенные на образцах высокотитанистых базальтов из карьеров Берестовец и Базальтовое (круги), номера палеомагнитных направлений приведены в соответствии с табл. 4. AF и TM — соответственно среднее по сайтам по результатам температурного размагничивания в диапазоне 150—420 °С (см. табл. 4 номера 3, 6, 10, 14) и по результатам размагничивания переменным магнитным полем в диапазоне 2—25 мТл (см. табл. 4 номера 1, 4, 7, 12). Направления компонент, выделенных другими авторами, показаны квадратами [Elming et al., 2007], ромбами [Iosifidi et al., 2000], звездой [Nawrocki et al., 2004]. Залитые (открытые) символы — проекции на нижнюю (верхнюю) полусферы, результаты приведены с доверительными интервалами  $\alpha_{95}$ , крест — направление современного геомагнитного поля в районе работ, пунктирная линия — плоскость круга перемагничивания.

Fig. 13. Palaeomagnetic directions identified on high-Ti basalt specimens from the Berestovets and Basaltovoye quarries (circles), Table 4; site numbers are given in accordance with Table 4; AF and TM — the mean of sites, based on the results of temperature demagnetization in the range of 150—420 °C (sites 3, 6, 10, 14) and on the results of alternating magnetic field demagnetization in the range of 2—25 mT (sites 1, 4, 7, 12) (respectively). The directions of the component identified by other authors are given: by squares [Elming et al., 2007], rhomb [Iosifidi et al., 2000], and a star [Nawrocki et al., 2004]. Solid (open) symbols are projections onto the lower (upper) hemisphere, the results are presented with 95 % confidence circles. The cross shows the direction of the present geomagnetic field in research area. The plane of the remagnetisation circle is shown by the dotted line.

←

Примечания:  $n$  — количество образцов, по которым была выделена характеристическая компонента;  $N$  — количество сайтов, включенное в расчет среднего направления;  $D, I$  — среднее склонение и наклонение;  $\alpha_{95}$  — интервал доверия среднего направления для 95%-ной вероятности;  $\Phi, \Lambda$  — широта и долгота рассчитанного палеомагнитного полюса;  $A_{95}$  — интервал доверия палеомагнитного полюса для 95 % вероятности; средние направления по сайтам, включенным в расчет средних палеомагнитных полюсов, выделены жирным шрифтом; символом «\*» показаны индексы средних полюсов, которые вынесены на рис. 13.



стого низкотитанистого магнетита, образовавшегося в результате низкотемпературного окисления, и не является первичной [Elming et al., 2007].

Средние значения палеонаправлений, полученных для более высококоэрцитивной/высокотемпературной компоненты,

выделенной по отдельным образцам сайтов 5, 8, 11, 13, 15 (см. табл. 4), также представлены на рис. 13. Здесь три направления, выделенные по кругам перемагничивания на образцах сайтов 5, 8, 13 имеют отрицательные наклонения. Как отмечалось выше, при последовательном увеличении переменного

**Т а б л и ц а 6 . Палеомагнитные направления и полюсы, рассчитанные по низкокоэрцитивной/среднетемпературной компоненте намагниченности образцов «высокотитанистых» базальтов ратненской свиты**

Лаборатория, сайт	<i>n</i> ( <i>N</i> )	<i>D</i> , град	<i>I</i> , град	$\alpha_{95}$ , град	<i>k</i>	$\Phi$ , град	$\Lambda$ , град	$A_{95}$ , град	Ссылка на источник
<i>Берестовец</i>									
BE (1) AF	16	81,9	53,4	6,0	39	30,5	98,6	6,9	Эта работа
BE (3) TM	22	76,0	53,6	4,1	58	34,2	102,4	4,8	Эта работа
BR (4) AF	7	63,1	49,9	14,7	18	39,9	114,8	16,0	Эта работа
BR (6) TM	10	83,0	54,7	9,5	27	30,7	96,8	11,3	Эта работа
Luleå, Low Hc	13	83,2	53,7	6,8	38	29,9	97,5	7,9	[Elming et al., 2007]
Luleå, Low Tub (200—450 °C)	5	85,5	42,4	7,5	103	21,5	103,5	7,2	[Elming et al., 2007]
Kiev, Low Hc	7	77,0	51,0	10,1	37	31,9	101,8	11,2	[Elming et al., 2007]
<b>Среднее</b>	<b>7</b>	<b>78,6</b>	<b>51,5</b>	<b>4,8</b>	<b>159</b>	<b>31,3</b>	<b>102,3</b>	<b>5,6</b>	<b>Ver*</b>
<i>Базальтовое</i>									
BAZ (7) AF	7	113,0	40,8	17,5	13	5,2	84,3	16,5	Эта работа
BAZ (10) TM	7	103,0	54,0	19,3	11	19,4	84,5	22,6	Эта работа
BZ (12) AF	14	71,9	55,8	7,0	34	38,4	103,8	8,5	Эта работа
BZ (14) TM	12	77,0	47,4	7,3	36	29,9	107	7,6	Эта работа
Luleå, Low Hc	9	85,5	46,2	9	34	23,7	101,1	9,2	[Elming et al., 2007]
Luleå, Low Tub (200—450 °C)	11	95,3	44,8	11,8	16	17	95	11,8	[Elming et al., 2007]
Kiev, Low Hc	10	64,6	48,8	10,3	23	38,3	114,4	11	[Elming et al., 2007]
St.Petersburg, Low Hc	15	67,8	55,7	4,3	79	40,6	105,8	5,2	[Iosifidi et al., 2000]
Базальты (C1)	21	67	55	3,9	67	40	102	4,9	[Nawrocki et al., 2004]
<b>Среднее</b>	<b>9</b>	<b>83,7</b>	<b>51,0</b>	<b>8,1</b>	<b>42</b>	<b>28,5</b>	<b>99,5</b>	<b>10,1</b>	<b>Baz*</b>

Примечание: пояснение к обозначениям см. в табл. 5.

поля/температуры проявляется общая закономерность понижения наклона в юго-восточных румбах с переходом к отрицательным величинам. Направления высокотемпературной компоненты (выделена при температурах более 400 °С на «хвостах» диаграмм отдельных образцов из сайтов 11 и 15), которая является «вторичной», имеют положительные наклоны.

Как видно из рис. 13, выделенные по высококоэрцитивной/среднетемпературной компоненте направления намагниченности C1, B [Nawrocki et al., 2004], B1, B2 [Elming et al., 2007], Hc [Iosifidi et al., 2000], C1, C2 [Elming et al., 2007], TM и AF (наши данные), а также направление современного геомагнитного поля в районе работ, лежат на круге перемагничивания. Остальные выделенные нами направления высококоэрцитивной компоненты, рассчитанные по кругам перемагничивания (сайты 5, 8), не укладываются в эту закономерность, значимо отстоят друг от друга и от полученных другими авторами данных. Здесь нужно признать, что в попытках выделить эту компоненту и рассчитать ее направление авторы настоящей статьи не достигли какого-либо прогресса по сравнению с данными, ранее полученными другими авторами, и интерпретация этой компоненты остается дискуссионной. Например, в работе [Nawrocki et al., 2004] указывается, что эта высококоэрцитивная компонента является «вторичной», но ее направление не попадает на поствендскую часть траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП, APWP) для Балтики.

Результаты по высокотемпературной компоненте, выделенной на «хвостах» образцов сайтов 11 и 15, показывают другие направления с положительными величинами наклона и большими внутрисайтовыми разбросами (соответственно  $\alpha_{95} = 15,7^\circ$  и  $\alpha_{95} = 14,8^\circ$ ). Компонента, выделенная по образцам сайта 15 на «хвостах» при блокирующих температурах 360—500 °С, попадает на круг перемагничивания, мы пока затрудняемся дать ей оценку и вопрос о ее природе и времени ее формирования оставляем открытым. Средние палеомагнитные направления по высококоэрцитивной

компоненте высокотитанистых базальтов карьеров Берестовец и Базальтовое по данным разных авторов и рассчитанный средний полюс приведены в табл. 7.

Если на рис. 12, а сравнить средние направления сайтов, следуя стратиграфической последовательности от более древних к более молодым, то очевидно закономерное смещение от более высоких отрицательных величин наклона к более низким. При этом внутрисайтовые доверительные интервалы  $\alpha_{95}$  в основном менее  $5^\circ$  и для базальтов не пересекаются. Если такое поведение обусловлено изменением направления геомагнитного поля (например, вековой вариацией), то необходимо хотя бы приблизительно оценить продолжительность интервала, в течение которого могли накапливаться траппы северного и центрального районов. Как было отмечено в разделе «Геология района и возраст пород», это является ключевым вопросом, ответ на который можно дать только исходя из следующих общих соображений.

Принимая во внимание смену полярности геомагнитного поля по образцам, отображенным в карьерах Рафаловка и Полици-2, можно сделать вывод, что время их формирования должно быть больше минимального времени, необходимого для изменения полярности геомагнитного поля, т. е. не менее нескольких тысяч лет. С другой стороны, формирование Волынской LIP могло произойти достаточно быстро и накопление всей трапповой толщи ратненской свиты могло не превышать 0,5—1,0 млн лет. Этого времени было бы достаточно для усреднения вековой вариации, но сделать вывод относительно того, была ли вариация усреднена в пределах сайта на каждом из карьеров, мы не можем.

В то же время результаты по определению палеонапряженности, полученные на этих же образцах, указывают на крайне низкую (3—7 мкТл) по сравнению с современной (~50 мкТл) величину геомагнитного поля, что подтверждает гипотезу об аномальном поведении геомагнитного поля в эдиакарии и его очень низкой величине [Shcherbakova et al., 2020]. В последнее де-

**Т а б л и ц а 7 .** Параметры высококоэрцитивной компоненты намагниченности «высокотитанистых» базальтов южного района

Лаборатория, сайт	$n$ (N)	$D$ , град	$I$ , град	$\alpha_{95}$ (MAD), град	$k$	$\Phi$ , град	$\Lambda$ , град	$A_{95}$ , град	Ссылка на источник
<i>Базальтовое (50,92 °N, 26,24° E)</i>									
Mean high Hc	22	115,6	-20	4,9	41	-24	102,4	3,7	[Elming et al., 2007]
Bazaltovoye 5	21	114	-26	3,9	68	-26	102	3,1	[Nawrocki et al., 2004]
BZ Hc	8	117,1	-25,2	(3,9)	—	—	—	—	Эта работа
Среднее	(3)	115,6	-23,7	5,4	521	-25,6	103,9	4,2	
<i>Берестовец (50,86° N, 26,31° E)</i>									
Mean high Hc	23	115,8	-19,8	5	34	-24,1	102,3	3,7	[Elming et al., 2007]
BR Hc	6	130,5	-17,6	(2,0)	—	—	—	—	Эта работа
Среднее	(2)	123	-18,8	31,2	66	-28	95,7	23,4	
<b>Среднее по сайтам</b>	<b>(2)</b>	—	—	—	—	<b>-26,9</b>	<b>99,8</b>	<b>16,9</b>	<b>H*</b>

*Примечание:* пояснение к обозначениям см. в табл. 5. Расчеты по сайтам BZ Hc и BR Hc выполнены по результатам кругов перемагничивания.

сятилетие на такое поведение геомагнитного поля в эдиакарии обращали внимание многие исследователи. В работах [Abrajevitch, Van der Voo, 2010; Biggin et al., 2012; Halls et al., 2015; Bazhenov et al., 2016; Павлов и др., 2018 и др.] указывается на возможное существование достаточно продолжительных периодов времени (первые миллионы лет и более), когда состояние магнитного поля Земли не может быть описано ни его стабильным режимом (когда дипольное поле с прямой либо обратной полярностью стабильно на протяжении от сотен тысяч до десятков миллионов лет), ни переходным (инверсионным) режимом, когда поле характеризуется сложной конфигурацией и продолжительность такого режима оценивается от нескольких сотен до первых тысяч лет. Характерными признаками такого состояния является гиперактивность поля [Павлов и др., 2018], что описывается чрезвычайной изменчивостью его основных па-

раметров: геометрией, напряженностью, направлением (полярностью), интенсивностью вековых вариаций и др. Тогда возникает вопрос о репрезентативности рассчитанных стандартными методами виртуальных геомагнитных полюсов, которые привлекаются для выполнения палеотектонических реконструкций в эдиакарии.

**Палеомагнитные полюсы.** Принимая во внимание геохронологические данные, приведенные в табл. 1, ранее нами были сделаны расчеты двух палеомагнитных полюсов — один по направлениям образцов из Рафаловского карьера (44,8° N, 342,5° E,  $\alpha_{95} = 9,2^\circ$ , возраст  $580 \pm 9$  млн лет назад) и один для совмещенных направлений карьеров Полици-2 и Великий Мидск. (24,25° N, 9,62° E,  $\alpha_{95} = 33,65^\circ$ , возраст  $561 \pm 13$  млн лет назад) [Shcherbakova et al., 2020]. По возрасту эти полюса падают на период времени, когда направление геомагнитного поля описывалось как хаотичное [Abrajevitch, Van der

Voо, 2010] и указывалось, что нужно быть осторожным при их интерпретации [Meert, 2014].

Поскольку нами были получены дополнительные данные по направлениям низкотитанистых (см. табл. 2, 5) и высокотитанистых (см. табл. 4, 6, 7) базальтов, по ним были рассчитаны средние палеомагнитные полюсы и сопоставлены с результатами наиболее надежных (по параметру надежности палеомагнитного определения по критерию [Van der Voо, 1990]) для эдиакария ВЕП. Выборка полюсов из базы PALEOMAGIA [Veikkolainen et al., 2017] приведена в табл. 8. Результаты были получены из разных частей ВЕП по породам разного генезиса, возрастной диапазон которых колеблется от 525 до 608 млн лет. Эти результаты также представлены на рис. 14 наряду с нашими определениями, приведенными в нижней части табл. 5. и табл. 7.

Распределение этих полюсов выглядит довольно хаотичным (см. рис. 14), однако условно их можно разделить на три группы. Первая группа включает палеомагнитные полюсы 6, 8, 9, 10 и рассчитанные нами полюсы VM, T2 и T1 (см. табл. 5) для возрастного интервала 608—560 млн лет, которые имеют тенденцию смещения в западном направлении с уменьшением возраста. Полюсы 6 и 10 рассчитаны для пород, по которым получены соответственно положительные тесты контакта и конгломератов. Наши новые данные (полюсы T1, T2 и VM) закономерно вписываются в эту группу, но усреднение среднесайтовых значений T1, T2, VM и T3 приводит к средним палеомагнитным полюсам А и В с очень большими  $A_{95}$  (см. табл. 5), что может быть обусловлено как недостаточной статистикой и малым временным интервалом усреднения палеомагнитных определений, так и аномальной конфигурацией геомагнитного поля того времени. Необходимо отметить, что здесь полюс 6, полученный по дайкам Егерсунд со средним возрастом около 608 млн лет и считающийся опорным, располагается близко к раннеордовикскому сегменту APWP для Балтики, что может вызвать подозрение о перемагничивании. Однако все

равно прослеживается тенденция смещения полюсов в западном направлении с уменьшением возраста.

Вторая группа является последовательным продолжением первой и включает в себя полюсы 11—18 возрастного интервала 557—525 млн лет, которые расположены вдоль восточного побережья США и восточнее Карибского бассейна. Полюсы этой группы не имеют прямых полевых тестов, однако результаты считаются достаточно надежными, поскольку проходят тест инверсий, не совпадают с полюсами референтной APWP и объекты расположены в удаленных друг от друга местах. К этой группе относиться рассчитанный нами по высококоэрцитивной компоненте высокотитанистых базальтов ратненской свиты полюс Н (см. табл. 7). В работе [Elming et al., 2007] этот полюс связывают с наличием вторичной постмагматической компоненты ЕОН, возраст которой по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода оценен около 393 млн лет назад и отражает время «омоложения» радиометрической системы, что, в свою очередь, связывают с продуктами раскристаллизации вулканического стекла при эпигенезе. Однако этот полюс находится довольно далеко от ближайшего сегмента девонской части APWP для ВЕП, и вопрос его интерпретации остается открытым.

Третья группа, включающая в себя палеомагнитные полюсы 1—3, выбивается из последовательности общего тренда миграции полюсов и располагается немного восточнее пересечения экватора с Гринвичским меридианом, возраст ее около 560—565 млн лет, что примерно соответствует возрастам полюсов 8—10, также рассчитанных для пород Урала. В эту же группу попадает и полученное нами значение виртуального геомагнитного полюса T3, рассчитанное по одному базальтовому потоку RA-3. Полюсы этой группы располагаются вблизи нижнесилурийского участка референтной APWP, что вызывает подозрение о перемагничивании вендских пород в палеозое. Однако следует отметить, что полюс возрастом 440 млн лет на референтной APWP получен путем интерполяции, и этот уча-

сток APWP нуждается в уточнении. Компоненты полюсов 1—3 проходят тесты инверсий и складки, а полюс 1 имеет также тест складки оползания [Levashova et al., 2015], что считается сильным доводом в пользу его надежности.

Полюсы Veg и Vaz (см. табл. 6), возраст которых относится к интервалу 582—545 млн лет [Elming et al., 2007], располагаются вблизи кембрийского сегмента референтной APWP. Несмотря на доводы в пользу первичной компоненты намагниченности,

**Т а б л и ц а 8 . Выборка наиболее надежных палеомагнитных полюсов эдиакария для ВЕП**

Номер полюса	Возраст породы, млн лет	Возраст намагниченности	Ф, °N	Λ, °E	A <sub>95</sub> , °	Q	Ссылка на источник
1	570—560	V/O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> ?	-1,7	6,1	3,8	6	[Levashova et al., 2015]
2	570—560	V/O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> ?	-2,1	7,0	4,8	6	[Golovanova et al., 2011]
3	570—560	V/O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> ?	-3,0	10,0	8	5	[Иосифиди и др., 2012]
4	583 ± 15 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	P-T?	-56,0	330,0	8,6	4	[Meert et al., 1998]
5	584 ± 7 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	P-T?	-51,0	323,9	6,2	5	[Piper, 1988]
6	616 ± 3 U-Pb 600 ± 10 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	608	31,4	44,1	15,7	5	[Walderhaug et al., 2007]
7	600—570	585?	48,7	241,1	8,1	4	[Klein et al., 2015]
8	570—560	565	50,9	314,5	5,3	5	[Lubnina et al., 2014]
9	570—560	565	40,0	271,0	5	6	[Иосифиди и др., 2012]
10	570—560	565	42,3	299,1	5,3	6	[Lubnina et al., 2014]
11	557 ± 13 U-Pb	557	17,3	306,8	6	5	[Fedorova et al., 2014]
12	556 U-Pb	556	28,3	290,0	3,8	6	[Iglesia-Llanos et al., 2005]
13	552,85 ± 0,77 U-Pb	553	25,3	312,2	2,9	6	[Popov et al., 2002]
14	550 ± 5,3 U-Pb	550	31,7	292,9	2,1	6	[Popov et al., 2005]
15	550 ± 5,3 U-Pb	550	32,2	287,0	2	6	[Popov et al., 2005]
16	560—541	551	40,0	276,5	7,5	5	[Iosifidi et al., 2005]
17	547,6 ± 3,8 U-Pb	547	16,2	318,4	3,5	6	[Levashova et al., 2013]
18	540—510	525	13,5	298,7	12,7	5	[Fedorova et al., 2016]

Примечания: Λ — широта и долгота палеомагнитного полюса; A<sub>95</sub> — интервал доверия палеомагнитного полюса для 95 %-ной вероятности; A<sub>95</sub> — параметр надежности палеомагнитного определения по критерию [Van der Voo, 1990].

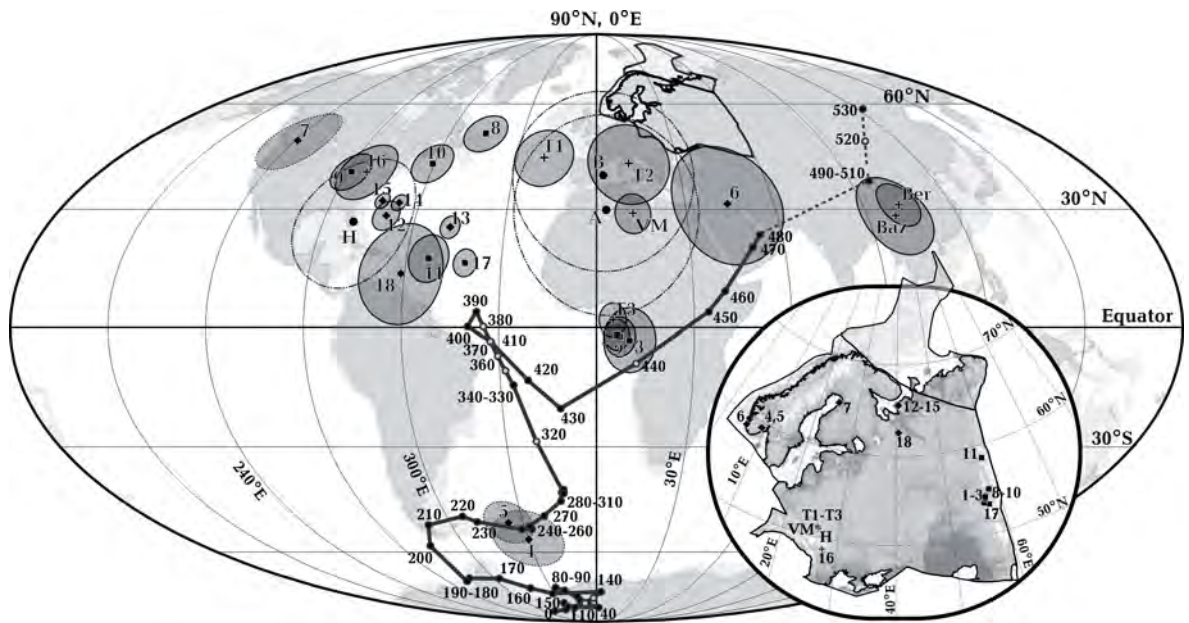


Рис. 14. Выборка палеомагнитных полюсов с соответствующими кругами доверия  $A_{95}$  для эдиакария ВЕП (номера в соответствии с левой колонкой табл. 8). Крестики — полюсы из юго-западной части ВЕП (Волыно-Подолія), квадратики — из восточной части (Урал), ромбики — из северной части. Отдельно приведена траектория APWP для Балтики [Torsvik et al., 2012], где кружочками показаны средние положения полюсов (залиты черным цветом) и интерполированные участки APWP (залиты серым). Возраст полюсов в млн лет назад. Штриховая линия — наименее надежный участок APWP. Кружочки с штрихпунктирными  $A_{95}$  — рассчитанные нами средние полюсы (см. табл. 5, 7). В нижней правой части рисунка показаны места отбора образцов в пределах ВЕП, для которых приведены палеомагнитные полюсы в табл. 8.

Fig. 14. Selection of paleomagnetic poles with the corresponding 95 % confidence levels for the Ediacaran of East European Platform (numbers in accordance with the left column of Table 8). Crosses correspond to poles from the southwestern part of the East European Platform (Volyn-Podolia), squares — from the eastern part (Ural), rhombus — from the northern part of the East European Platform. The APWP of Baltic by [Torsvik et al., 2012] is shown separately, where: the small circles correspond to mean position of the poles (filled in black) and interpolated sections of the APWP (filled in gray); the age of the poles is given in My; the dashed line is the least reliable part of the APWP. The circles with dash-dotted lines  $A_{95}$  show the mean poles according to Table 5, 7. The lower right part of the figure shows the sampling locations. Palaeomagnetic poles are given in Table 8.

выделенной по низкокоэрцитивной/среднетемпературной компоненте, нельзя исключить и возможность более позднего перемагничивания.

Полюсы 4, 5 и 7 нельзя отнести к какой-либо из групп. Хотя они имеют параметр надежности  $Q = 4 \div 5$ , для них отсутствуют прямые полевые тесты, а полюсы 4 и 5 лежат на пермско-триасовом участке референтной APWP. Полюс 7 также находится в стороне от остальных групп, что может быть связано с погрешностью ориентировки керн скважин, из которого отбирались образцы.

Поскольку мы не ставили перед собой целью анализировать проблему неоднозначности в определении эдиакарийских — раннекембрийских полюсов (это прекрасно сделано в ряде других работ (см., например, [Levashova et al., 2015 и ссылки в ней]), рассмотрим полученные нами результаты с учетом данных, свидетельствующих об аномальном поведении геомагнитного поля в исследуемом временном интервале. На этих же образцах вендских базальтов были получены крайне низкие значения палеонапряженности геомагнитного поля — на порядок ниже современного

[Shcherbakova et al., 2020]. Столь низкая величина поля может быть связана с ослаблением дипольной компоненты. И тогда возникают вопросы — какова была конфигурация геомагнитного поля в эдиакарии и могут ли палеомагнитные полюсы, рассчитанные для этого временного интервала, использоваться для построения адекватных палеогеографических реконструкций?

Для решения этих вопросов предлагаются разные гипотезы и модели (см., например, [Шаццлло и др., 2020 и ссылки в ней]), но для их тестирования необходимо получение новых палеомагнитных данных. Как уже отмечалось, характерным признаком такого состояния геомагнитного поля, когда оно не соответствует ни стабильному режиму, ни переходному (инверсионному), является его гиперактивность с частой сменой полярности на фоне низкой палеонапряженности.

Временной интервал формирования всей трапповой провинции Волыни, вероятнее всего, относительно небольшой (1—5 млн лет), а время формирования базальтов, которые представлены только несколькими отдельными потоками, должно быть намного меньшим. В представленных нами новых данных фиксируется только одна смена полярности поля и очевидна необходимость исследования более полного разреза трапповой формации Волыни. Последняя по мощности достигает нескольких сот метров и вскрывается только скважинами. Палеомагнитные исследования нами были продолжены на образцах, отобранных из кернов скважин, вскрывающих заболотьевскую, бабинскую, лучичивскую и ратненскую свиты волынской серии. Это позволило получить новые результаты, которые будут представлены во второй части статьи.

**Заключение.** 1. Исследования трапповой формации Волыни были проведены на объектах, которые ранее изучались разными группами палеомагнитологов. Это вскрытые карьерами базальтовые потоки и туфы волынской серии, возраст которых оценивается около 580—560 млн лет назад. На образцах «низкотитанистых» базальтов были получены новые данные о крайне низких

величинах геомагнитного поля — на порядок ниже современного. Проведен стандартный комплекс палеомагнитных исследований на этих же образцах и на образцах «высокотитанистых» базальтов, по которым данные о палеонапряженности получить не удалось. В целом результаты по определению палеонаправлений и палеополюсов хорошо согласуются с результатами исследований наших предшественников и существенно их дополняют.

2. На образцах «низкотитанистых» базальтов выделенная высокотемпературная характеристическая компонента намагниченности с деблокирующими температурами более 500 °С по всем признакам является первичной, на что указывает: а) ее биполярность в образцах базальтов и туфов из разных покровов; б) положительный тест контакта; в) идентифицированные гетерофазно-окисленные титаномагнетиты с  $T_C > 550$  °С, представленные псевдо- и однодоменными зернами, которые являются прекрасными кандидатами-носителями первичной термоостаточной намагниченности; г) независимость магнитной текстуры и палеомагнитных направлений; д) согласование полученных палеомагнитных направлений с результатами других авторов. Это позволило получить надежные определения палеомагнитных направлений и палеонапряженности в юго-западной части ВЕП для временного интервала 580—560 млн лет назад.

3. На образцах «высокотитанистых» базальтов характеристическая компонента намагниченности выделяется при низких блокирующих температурах (200—400 °С) и при низких переменных магнитных полях (до 25 мТл). Есть основания считать эту компоненту первичной, но рассчитанный по ней полюс попадает на кембрийский сегмент референтной APWP, что вызывает подозрение на перемагничивание.

4. Новые палеомагнитные результаты, наряду с данными о крайне низких значениях палеонапряженности, полученные на этих же образцах, укладываются в рамки гипотезы об аномальном магнитном поле в эдиакарии, характеризующимся низким дипольным моментом и высокой частотой

инверсии. Дополнительная информация о частоте инверсий будет получена по результатам исследований более полных разрезов волынской серии, вскрытых скважинами.

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую благодарность Л. И. Константиненко

за помощь и консультации при проведении полевых экспедиционных работ и В.Г. Мельничуку за консультации и ценные замечания по геологической части исследований. Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 19-05-00433.

### Список литературы

- Великанов В.А., Коренчук Л.В. Фазы магматизма и их соотношение с осадконакоплением в позднем докембрии (рифей—венд) Вольно-Подольи. *Геол. журн.* 1997. № 1-2. С. 124—130.
- Веселовский Р.В., Константинов К.М., Латышев А.В., Фетисова А.М. Палеомагнетизм субвулканических траппов севера Сибирской платформы: некоторые геологические и методические следствия. *Физика Земли.* 2012. № 9-10. С. 74—87.
- Глевасская А.М., Кравченко С.Н., Косовский Я.А. Магнитостратиграфия трапповой формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 121—130.
- Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Кравченко С.Н. Палеомагнетизм волынской и моголевподольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 2. С. 3—18.
- Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В., Храмов А.Н. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные. *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* 2012. Т. 7. № 4. Режим доступа: [http://www.ngtp.ru/rub/2/57\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/57_2012.pdf).
- Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э. Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований. *Физика Земли.* 2013. № 6. С. 77—90.
- Мельничук В.Г. Біловезько-подільський трапповий комплекс нижнього венду та його міденосність. *Геол. журн.* 2009а. № 4. С. 59—68.
- Мельничук В.Г. Верхньопріп'ятський трапповий комплекс нижнього венду та його міденосність. *Геол. журн.* 2009б. № 3. С. 14—22.
- Мельничук В.Г. Західнобузький трапповий комплекс та його міденосність. *Геол. журн.* 2009в. № 1. С. 42—49.
- Мельничук В.Г. Еволюційна модель ранньовендського траппового магматизму в південно-західній частині Східноєвропейської платформи. *Геол. журн.* 2010. № 1. С. 77—85.
- Метелкин Д.В., Лавренчук А.В., Михальцов Н.Э. О возможности записи инверсий геомагнитного поля в долеритовых силлах Норильского района: результаты математического моделирования. *Физика земли.* 2019. № 6. С. 24—33. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019624-33>.
- Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Рябов В.В., Шевко А.Я., Куприш О.В., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керн. *Геология и геофизика.* 2012. С. 1595—1613.
- Носова А.А., Веретенников Н.В., Левский Л.К. Природа мантийного источника и особенности коровой контаминации неопротерозойских траппов волынской провинции (Nd и Sr-изотопные и геохимические данные). *Докл. РАН.* 2005. Т. 400. № 4. С. 1—5.
- Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1975. 560 с.
- История развития и минерогения чехла Русской платформы. Ред. Ю.Г. Старицкий. Москва: Недра, 1981. 224 с.



- Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. *Физика Земли*. 2011. Т. 5. С. 35—50.
- Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацилло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В. Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя. *Физика Земли*. 2018. № 5. С. 122—146. <https://doi.org/10.1134/S0002333718050113>.
- Постникова Н.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. Москва: Недра, 1977. 221 с.
- Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Долгова В.И., Бутурлинов Н.В., Бугаенко В.Н., Семка В.А., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г. Палеовулканизм Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 252 с.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Ред. П.Ф. Гожик. Київ: Логос, 2013. 637 с.
- Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Паверман В.И., Кузнецов Н.Б. Гипотеза «блуждающего экваториального диполя» к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия. *Физика Земли*. 2020. № 6. С. 113—134. <https://doi.org/10.31857/S0002333720060083>.
- Шумлянський Л.В., Андреассон П.Г., Мельничук В.Г., Деревська К.І. Вік формування базальтів волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом. *Геохімія і рудоутворення*. 2006. № 24. С. 21—29.
- Шумлянський Л., Деревська К. Перші Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічні дані стосовно вендських базальтів Волині. *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень*. Київ: Знання, 2001. С. 67—75.
- Abrajevitch, A., & Van der Voo, R. (2010). Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 293, 164—170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.038>.
- Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., Meert, J.G., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., & Fedorova, N.M. (2016). Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth and Planetary Science Letters*, 435, 124—135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015>.
- Biggin, A.J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T.H., & van Hinsbergen, D.J.J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526—533. <https://doi.org/10.1038/ngeo1521>.
- Bono, R.K., Tarduno, J.A., Nimmo, F., & Cottrell, R.D. (2019). Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience*, 12, 143—147. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>.
- Bryan, S.E., & Ernst, R.E. (2008). Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86, 175—202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>.
- Chadima, M., & Hroudá, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques*, 27, 20—21.
- Chadima, M. & Jelínek, V. (2008). Anisoft 4.2. Anisotropy data browser. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 38, 41.
- Compston, W., Sambridge, M.S., Reinfrank, R.F., Moczydeowska, M., Vidal, G., & Claesson, S. (1995). Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *Journal of the Geological Society*, 152(4), 599—611. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0599>.
- Elming, S.A., Kravchenko, S.N., Layer, P., Rusa-kov, O.M., Glevasskaya, A.M., Mikhailova, N.P., & Bachtadse, V. (2007). Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *Journal of the Geologi-*

- cal Society*, 164(5), 969—982. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-163>.
- Fedorova, N.M., Levashova, N.M., Meert, J.G., Maslov, A.V., & Krupenin, M.T. (2014). New paleomagnetic data on Baltica based on upper ediacaran deposits on the western slope of the Middle Urals. *Doklady Earth Sciences*, 456(1), 512—516. <https://doi.org/10.1134/s1028334x14050134>.
- Fedorova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., & Kuznetsov, N.B. (2016). Ediacaran-Cambrian paleogeography of Baltica: A paleomagnetic view from a diamond pit on the White Sea east coast. *Lithosphere*, 8(5), 564—573. <https://doi.org/10.1130/l539.1>.
- Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Pavlov, V.E., Gallet, Y.M., Levashova, N.M., Sirota G.S., Khairullin R.R., Bazhenov, M.L. (2011). Paleomagnetism of the Upper Vendian Basu formation of the Bashkirian Meganticlinorium revisited. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47(7), 623—635. <https://doi.org/10.1134/s1069351311070020>.
- Halls, H. C., Lovette, A., Hamilton, M., & Söderlund, U. (2015). A paleomagnetic and U-Pb geochronology study of the western end of the Grenville dyke swarm: Rapid changes in paleomagnetic field direction at ca. 585 Ma related to polarity reversals? *Precambrian Research*, 257, 137—166. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.029>.
- Heunemann, C., Krasa, D., Soffel, H., Gurevitch, E., & Bachtadse, V. (2004). Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 197—213. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00642-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00642-3).
- Iglesia Llanos, M.P., Tait, J.A., Popov, V., Abalmassova, A. (2005). Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic—Early Palaeozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 732—747. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.063>.
- Iosifidi, A.G., Bachtadse, V., Khramov, A. & Kuznetsova, A. (2000). Palaeomagnetic data for Vendian basalts from Ukraine. In V.N. Troyan et al. (Eds), *3rd International Conference on Problems of Geocosmos, Abstracts Volume*, St. Petersburg (pp. 74—75).
- Iosifidi, A.G. & Khramov, A.N. (2005). Multicomponent magnetization of Vendian sedimentary rocks in Podolia, Ukraine. *Russian Journal of Earth Sciences*, 7, 1—14. <https://doi.org/10.2205/2004ES000166>.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Yu., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., & Trofimov V.R. (2003). Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 75—91. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00347-9).
- Kirschvink, J.L., Ripperdan, R.L., & Evans, D.A. (1997). Evidence for a Large-Scale Reorganization of Early Cambrian Continental Masses by Inertial Interchange True Polar Wander. *Science*, 277(5325), 541—545. <https://doi.org/10.1126/science.277.5325.541>.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699—718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb02601.x>.
- Klein, R., Salminen, J., & Mertanen, S. (2015). Baltica during the Ediacaran and Cambrian: A paleomagnetic study of Hailuoto sediments in Finland. *Precambrian Research*, 267, 94—105. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.06.005>.
- Kuzmenkova, O.F., Shumlyansky, L.V., Nosova, A.A., Voskoboynikova, T.V., & Grakovich, I.J. (2011). Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine. *Litasfera*, 2(35), 3—11.
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Danukalov, K.N., Golovanova, I.V., Kuznetsov, N.B., & Fedorova, N.M. (2015). Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean. *Gondwana Research*, 28(1), 191—208. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.012>.
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Kuznetsov, N.B., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., & Fedorova, N.M. (2013). Paleogeography of

- Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precambrian Research*, 236, 16—30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>.
- Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Puchkov, V.N., Kozlov, V.I., & Sergeeva, N.D. (2014). New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1317—1334. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1013-x>.
- Meert, J.G. (2014). Ediacaran-Early Ordovician paleomagnetism of Baltica: A review. *Gondwana Research*, 25(1), 159—169. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.003>.
- Meert, J.G. & Lieberman, B.S. (2004). A palaeomagnetic and palaeobiogeographical perspective on Latest Neoproterozoic and Early Cambrian tectonic events. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 477—487. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-107>.
- Meert, J.G., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., & Landing, E. (2016). Rapid changes of magnetic field polarity in the Late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Research*, 34, 149—57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001>.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., Eide, E.A., & Dahlgren, S. (1998). Tectonic Significance of the Fen Province, S. Norway: Constraints from Geochronology and Paleomagnetism. *The Journal of Geology*, 106(5), 553—564. <https://doi.org/10.1086/516041>.
- Nawrocki, J., Boguckiy, A., & Katinas, V. (2004). New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. *Geological Quarterly*, 48(4), 309—316.
- Paszkowski, M., Budzyń, B., Mazur, S., Sláma, J., Shumlyansky, L., Środoń, J., Dhuime, B., Kędzior, A., Liivamägi, S., & Piszarska, A. (2019). Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Research*, 331, 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>.
- Pisarevsky, S.A., Komissarova, R.A., & Khramov, A.N. (2001). Reply to comment by J.G. Meert and, R. Van der Voo on «New palaeomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian». *Geophysical Journal International*, 146(3), 871—873. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01475.x>.
- Piper, J.D.A. (1988). Palaeomagnetism of (Late Vendian—Earliest Cambrian) minor alkaline intrusions, Fen Complex, southeast Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4), 422—430. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90140-9).
- Popov, V., Iosifidi, A., Khramov, A., Tait, J., & Bachtadse, V. (2002). Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM 10-1—EPM 10-8. <https://doi.org/10.1029/2001jb001607>.
- Popov, V.V., Khramov, A.N., & Bachtadse, V. (2005). Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russian Journal of Earth-Sciences*, 7(2), 115—143. <https://doi.org/10.2205/2005ES000167>.
- Poprawa, P., Krzemińska, E., Paczeńska, J., & Armstrong, R. (2020). Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton — relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 105817. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817>.
- Shcherbakova, V.V., Bakhmutov, V.G., Thallner, D., Shcherbakov, V.P., Zhidkov, G.V., & Biggin, A.J. (2020). Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran. *Geophysical Journal International*, 220, 1920—1946. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>.
- Shumlyansky, L.V., & Andréasson, P.G. (2004). New geochemical and geochronological data from the Volyn Flood Basalt in Ukraine and

- correlation with large igneous events in Baltoscandia (Abstract). *GFF*, 126, 85—86.
- Shumlyansky, L., Nosova, A., Billström, K., Söderlund, U., Andréasson, P.-G., & Kuzmenkova, O. (2016). The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*, 138(1), 17—30. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1123289>.
- Tarling, D.H., & Hrouda, F. (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall. <https://doi.org/10.1017/s0016756800021543>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P.J.A., & Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography 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).
- Veikkolainen, T.H., Biggin, A.J., Pesonen, L.J., Evans, D.A., & Jarboe, N.A. (2017). Advancing Precambrian palaeomagnetism with the PALEOMAGIA and PINT(QPI) databases. *Scientific Data*, 4, 170068. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.68>.
- Walderhaug, H.J., Torsvik, T.H., & Halvorsen, E. (2007). The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica. *Geophysical Journal International*, 168(3), 935—948. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03265.x>.

## Palaeomagnetism of the Vendian traps of Volyn, southwestern margin of the East European platform.

### P. 1: palaeomagnetic directions and poles

V.G. Bakhmutov<sup>1</sup>, I.B. Poliachenko<sup>1</sup>, S.I. Cherkes<sup>1</sup>, V.V. Shcherbakova<sup>2</sup>,  
D.V. Hlavatskyi<sup>1</sup>, 2021

<sup>1</sup>S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

<sup>2</sup>Geophysical observatory Borok, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Borok, Russia

In Earth's geological evolution the Vendian is significant because: 1) it preceded the «Cambrian Evolutionary explosion» when the multicellular organisms became suddenly much more diverse; 2) it is associated with the global tectonic and palaeogeographic restructuring of supercontinents, a change in geomagnetic field generation and other global processes affecting different layers of the Earth. At the same time, recent publications indicate an extremely irregular behavior of the geomagnetic field in the Vendian, which significantly differs from the recent regime of the geomagnetic field generation. New information on the configuration and magnitude of the geomagnetic field is crucial for understanding the reasons that can cause different modes of geodynamo. The article describes the new results of palaeomagnetic studies of the Volyn traps — basalts and tuffs of the Volyn series with ages about 560—580 My. The determined palaeodirections and palaeopoles are in good agreement with the previously published data of other authors and substantially complement them. The ChRM-component of «low-titanium» basalts was isolated in high-temperature (>500 °C) and characterized as primary. The same samples were used for palaeointensity determinations which showed the extremely low values of

the geomagnetic field — an order of magnitude lower than the present one. The ChRM-component of «high-titanium» basalts was yielded in the temperature range of 200—400 °C. No results were obtained from palaeointensity experiments, and the complex nature of remanent magnetization remains unclear. The new data are compared with the palaeomagnetic data of the Vendian—Early Cambrian poles of the East European Platform determined by other authors. To test the hypothesis of an anomalous Ediacaran magnetic field characterized by a low dipole moment and a high inversion frequency, more data are necessary. These data can be obtained from the studies of a stratigraphically more complete section of the Volyn traps opened by boreholes. These results will be presented in the next part of the article.

**Key words:** paleomagnetism, Vendian, Volyn traps.

## References

- Velikanov, V.A., & Korenchuk, L.V. (1997). Phases of magmatism and their relationship with sedimentation in the Late Precambrian (Riphean-Vendian) of Volyn-Podolia. *Geologicheskii Zhurnal*, (1-2), 124—130 (in Russian).
- Veselovskiy, R.V., Konstantinov, K.M., Latyshev, A.V., & Fetisova, A.M. (2012). Paleomagnetism of subvolcanic traps of the northern Siberian platform: some geological and methodological implications. *Fizika Zemli*, (9-10), 74—87 (in Russian).
- Glevasskaya, A.M., Kravchenko, S.N., & Kosovskiy, Ya.A. (2006). Magnetostratigraphy of traps from southwestern margin of the East European Craton. *Geofizicheskii Zhurnal*, 28(4), 121—130 (in Russian).
- Glevasskaya, A.M., Mikhaylova, N.P., & Kravchenko, S.N. (2000). Paleomagnetism of the Volhynian and Mogilev-podolian series of the Vendian of southwestern part of East-European platform. *Geofizicheskii Zhurnal*, 22(2), 3—18 (in Russian).
- Iosifidi, A.G., Mikhaylova, V.A., Sal'naya, N.V., & Khramov, A.N. (2012). Paleomagnetism of sedimentary rocks of the Asha group of the western slope of the southern Urals: new data. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 7(4). Retrieved from [http://www.ngtp.ru/rub/2/57\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/57_2012.pdf) (in Russian).
- Latyshev, A.V., Veselovskiy, R.V., Ivanov, A.V., Fetisova, A.M., & Pavlov, V.E. (2013). Evidence of short intense peaks of magmatic activity in the south of the Siberian platform (Angara-Taseeva depression) based on the results of paleomagnetic studies. *Fizika Zemli*, (6), 77—90 (in Russian).
- Melnychuk, V.G. (2009a). Bialowieza-Podolia trap complex of the lower Vendian and its copper content. *Heolohichnyy Zhurnal*, (4), 59—68 (in Ukrainian).
- Melnychuk, V.G. (2009b). Upper-Pripyat trap complex of the Lower Vendian and its copper content. *Heolohichnyy Zhurnal*, (3), 14—22 (in Ukrainian).
- Melnychuk, V.G. (2009c). Western Bug trap complex and its copper content. *Heolohichnyy Zhurnal*, (1), 42—49 (in Ukrainian).
- Melnychuk, V.G. (2010). Evolutionary model of Early Vendian trap magmatism in the southwestern part of the Eastern European platform. *Heolohichnyy Zhurnal*, (1), 77—85 (in Ukrainian).
- Metelkin, D.V., Lavrenchuk, A.V., & Mikhaltsov, N.E. (2019). Could the Norilsk region dolerite sills have recorded geomagnetic field reversals? Results of mathematical modeling. *Fizika Zemli*, (6), 24—33 (in Russian).
- Mikhaltsov, N.E., Kazanskiy, A.Yu., Ryabov, V.V., Shevko, A.Ya., Kuprish, O.V., & Bragin, V.Yu. (2012). Paleomagnetism of trap basalts in the northwestern Siberian craton, from core data. *Geologiya i geofizika*, 53(11), 1595—1613 (in Russian).
- Nosova, A.A., Veretennikov, N.V., & Levskiy, L.K. (2005). The nature of the mantle source and the features of crustal contamination of the Neoproterozoic traps of the Volyn province (Nd- and Sr-isotope and geochemical data). *Doklady RAN*, 400(4), 1—5 (in Russian).
- Semenenko, N.P. (Ed.). (1975). *Criteria for pre-*

- dicting deposits of the Ukrainian Shield and its frame. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Staritskiy, Yu.G. (Ed.). (1981). *History of development and minerageny of the cover of the Russian Platform*. Moscow: Nedra (in Russian).
- Pavlov, V.E., Fluto, F., Veselovskiy, R.V., Fetisova, A.M., & Latyshev, A.V. (2011). Secular geomagnetic variations and volcanic pulses in Permian-Triassic trap basalts of the Noril'sk and Maimecha-Kotui provinces. *Fizika Zemli*, (5), 35—50 (in Russian).
- Pavlov, V.E., Pasenko, A.M., Shatsillo, A.V., Powerman, V.I., Malyshev, S.V., & Shcherbakova, V.V. (2018). Physics of the Solid Earth. Systematics of Early Cambrian Paleomagnetic Directions from the Northern and Eastern Regions of the Siberian Platform and the Problem of an Anomalous Geomagnetic Field in the Time Vicinity of the Proterozoic-Phanerozoic Boundary. *Fizika Zemli*, (5), 122—146. <https://doi.org/10.1134/S0002333718050113> (in Russian).
- Postnikova, N.E. (1997). *Upper Precambrian of the Russian Plate and its oil content*. Moscow: Nedra, 221 p. (in Russian).
- Savchenko, N.A., Bernadskaya, L.G., Dolgova, V.I., Buturlinov, N.V., Bugaenko, V.N., Semka, V.A., Bondarenko, V.G., & Plakhotnyy, L.G. (1984). *Paleovolcanism of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 252 p. (in Russian).
- Gozhyk P.F. (Ed.). (2013). *Stratigraphy of Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine (Vol. 1). Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine*. Kyiv: Logos, 637 p. (in Ukrainian).
- Shatsillo, A.V., Rud'ko, S.V., Latysheva, I.V., Rud'ko, D.V., Fedyukin, I.V., Powerman, V.I., & Kuznetsov, N.B. (2020). A Devious Equatorial Dipole Hypothesis: on the Low-Latitude Glaciations Problem and Geomagnetic Field Configuration in Late Precambrian. *Fizika Zemli*, (6), 113—134. <https://doi.org/10.31857/S0002333720060083> (in Russian).
- Shumlyanskyy, L.V., Andreasson, P.G., Melnychuk, V.G., & Derevska, K.I. (2006). Age of basalt formation of Volhyn trap formation according to previous results of zircon study by ion-ion microprobe method. *Heokhimiia i rudoutvorennia*, (24), 21—29 (in Ukrainian).
- Shumlyanskyy, L.V., & Derevska, K.I. (2001). The first Sm-Nd and Rb-Sr isotope-geochemical data on the Vendian basalts of Volhynia. In *Naukovi pratsi Instytututu fundamentalnykh doslidzhen* (pp. 67—75). Kyiv: Znannya (in Ukrainian).
- Abrajevitch, A., & Van der Voo, R. (2010). Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 293, 164—170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.038>.
- Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., Meert, J.G., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., & Fedorova, N.M. (2016). Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth and Planetary Science Letters*, 435, 124—135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015>.
- Biggin, A.J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T.H., & van Hinsbergen, D.J.J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526—533. <https://doi.org/10.1038/ngeo1521>.
- Bono, R.K., Tarduno, J.A., Nimmo, F., & Cottrell, R.D. (2019). Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience*, 12, 143—147. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>.
- Bryan, S.E., & Ernst, R.E. (2008). Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86, 175—202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>.
- Chadima, M., & Hroudá, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques*, 27, 20—21.
- Chadima, M. & Jelínek, V. (2008). Anisoft 4.2. Anisotropy data browser. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 38, 41.
- Compston, W., Sambridge, M.S., Reinfrank, R.F., Moczydeowska, M., Vidal, G., & Claesson, S. (1995). Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *Journal of the Geo-*

- logical Society*, 152(4), 599—611. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0599>.
- Elming, S.A., Kravchenko, S.N., Layer, P., Ruskov, O.M., Glevasskaya, A.M., Mikhailova, N.P., & Bachtadse, V. (2007). Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *Journal of the Geological Society*, 164(5), 969—982. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-163>.
- Fedorova, N.M., Levashova, N.M., Meert, J.G., Maslov, A.V., & Krupenin, M.T. (2014). New paleomagnetic data on Baltica based on upper ediacaran deposits on the western slope of the Middle Urals. *Doklady Earth Sciences*, 456(1), 512—516. <https://doi.org/10.1134/s1028334x14050134>.
- Fedorova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., & Kuznetsov, N.B. (2016). Ediacaran-Cambrian paleogeography of Baltica: A paleomagnetic view from a diamond pit on the White Sea east coast. *Lithosphere*, 8(5), 564—573. <https://doi.org/10.1130/l539.1>.
- Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Pavlov, V.E., Gallet, Y.M., Levashova, N.M., Sirota G.S., Khairullin R.R., Bazhenov, M.L. (2011). Paleomagnetism of the Upper Vendian Basu formation of the Bashkirian Meganticlinorium revisited. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47(7), 623—635. <https://doi.org/10.1134/s1069351311070020>.
- Halls, H. C., Lovette, A., Hamilton, M., & Söderlund, U. (2015). A paleomagnetic and U-Pb geochronology study of the western end of the Grenville dyke swarm: Rapid changes in paleomagnetic field direction at ca. 585 Ma related to polarity reversals? *Precambrian Research*, 257, 137—166. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.029>.
- Heunemann, C., Krasa, D., Soffel, H., Gurevitch, E., & Bachtadse, V. (2004). Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 197—213. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00642-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00642-3).
- Iglesia Llanos, M.P., Tait, J.A., Popov, V., Abalmassova, A. (2005). Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic—Early Palaeozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 732—747. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.063>.
- Iosifidi, A.G., Bachtadse, V., Khramov, A. & Kuznetsova, A. (2000). Palaeomagnetic data for Vendian basalts from Ukraine. In V.N. Troyan et al. (Eds), *3rd International Conference on Problems of Geocosmos, Abstracts Volume, St. Petersburg* (pp. 74—75).
- Iosifidi, A.G. & Khramov, A.N. (2005). Multicomponent magnetization of Vendian sedimentary rocks in Podolia, Ukraine. *Russian Journal of Earth Sciences*, 7, 1—14. <https://doi.org/10.2205/2004ES000166>.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Yu., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., & Trofimov V.R. (2003). Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 75—91. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00347-9).
- Kirschvink, J.L., Ripperdan, R.L., & Evans, D.A. (1997). Evidence for a Large-Scale Reorganization of Early Cambrian Continental Masses by Inertial Interchange True Polar Wander. *Science*, 277(5325), 541—545. <https://doi.org/10.1126/science.277.5325.541>.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699—718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb02601.x>.
- Klein, R., Salminen, J., & Mertanen, S. (2015). Baltica during the Ediacaran and Cambrian: A paleomagnetic study of Hailuoto sediments in Finland. *Precambrian Research*, 267, 94—105. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.06.005>.
- Kuzmenkova, O.F., Shumlyansky, L.V., Nosova, A.A., Voskoboynikova, T.V., & Grakovich, I.J. (2011). Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine. *Litasfera*, 2(35), 3—11.
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Da-

- nukalov, K.N., Golovanova, I.V., Kuznetsov, N.B., & Fedorova, N.M. (2015). Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean. *Gondwana Research*, 28(1), 191—208. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.012>.
- Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Kuznetsov, N.B., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., & Fedorova, N.M. (2013). Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precambrian Research*, 236, 16—30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>.
- Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Puchkov, V.N., Kozlov, V.I., & Sergeeva, N.D. (2014). New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1317—1334. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1013-x>.
- Meert, J.G. (2014). Ediacaran-Early Ordovician paleomagnetism of Baltica: A review. *Gondwana Research*, 25(1), 159—169. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.003>.
- Meert, J.G. & Lieberman, B.S. (2004). A palaeomagnetic and palaeobiogeographical perspective on Latest Neoproterozoic and Early Cambrian tectonic events. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 477—487. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-107>.
- Meert, J.G., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., & Landing, E. (2016). Rapid changes of magnetic field polarity in the Late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Research*, 34, 149—57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001>.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., Eide, E.A., & Dahlgren, S. (1998). Tectonic Significance of the Fen Province, S. Norway: Constraints from Geochronology and Paleomagnetism. *The Journal of Geology*, 106(5), 553—564. <https://doi.org/10.1086/516041>.
- Nawrocki, J., Boguckiy, A., & Katinas, V. (2004). New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. *Geological Quarterly*, 48(4), 309—316.
- Paszowski, M., Budzyń, B., Mazur, S., Sláma, J., Shumlyansky, L., Środoń, J., Dhuime, B., Kędzior, A., Liivamägi, S., & Pisarzowska, A. (2019). Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Research*, 331, 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>.
- Pisarevsky, S.A., Komissarova, R.A., & Khramov, A.N. (2001). Reply to comment by J.G. Meert and, R. Van der Voo on «New palaeomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian». *Geophysical Journal International*, 146(3), 871—873. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01475.x>.
- Piper, J.D.A. (1988). Palaeomagnetism of (Late Vendian—Earliest Cambrian) minor alkaline intrusions, Fen Complex, southeast Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4), 422—430. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90140-9).
- Popov, V., Iosifidi, A., Khramov, A., Tait, J., & Bachtadse, V. (2002). Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM 10-1—EPM 10-8. <https://doi.org/10.1029/2001jb001607>.
- Popov, V.V., Khramov, A.N., & Bachtadse, V. (2005). Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russian Journal of Earth-Sciences*, 7(2), 115—143. <https://doi.org/10.2205/2005ES000167>.
- Poprawa, P., Krzemińska, E., Paczeńska, J., & Armstrong, R. (2020). Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton — relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 105817. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817>.



- Shcherbakova, V.V., Bakhmutov, V.G., Thallner, D., Shcherbakov, V.P., Zhidkov, G.V., & Biggin, A.J. (2020). Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran. *Geophysical Journal International*, 220, 1920—1946. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>.
- Shumlyansky, L.V., & Andréasson, P.G. (2004). New geochemical and geochronological data from the Volyn Flood Basalt in Ukraine and correlation with large igneous events in Baltoscandia (Abstract). *GFF*, 126, 85—86.
- Shumlyansky, L., Nosova, A., Billström, K., Söderlund, U., Andréasson, P.-G., & Kuzmenkova, O. (2016). The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*, 138(1), 17—30. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1123289>.
- Tarling, D.H., & Hrouda, F. (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall. <https://doi.org/10.1017/s0016756800021543>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P.J.A., & Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography 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).
- Veikkolainen, T.H., Biggin, A.J., Pesonen, L.J., Evans, D.A., & Jarboe, N.A. (2017). Advancing Precambrian palaeomagnetism with the PALEOMAGIA and PINT(QPI) databases. *Scientific Data*, 4, 170068. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.68>.
- Walderhaug, H.J., Torsvik, T.H., & Halvorsen, E. (2007). The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica. *Geophysical Journal International*, 168(3), 935—948. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03265.x>.

## Палеомагнетизм вендських трапів Волині, південно-західна околиця Східноєвропейської платформи.

### Ч. 1: палеомагнітні напрямки та полюси

В.Г. Бахмутов<sup>1</sup>, Є.Б. Поляченко<sup>1</sup>, С.І. Черкес<sup>1</sup>, В.В. Щербакова<sup>2</sup>,  
Д.В. Главацький<sup>1</sup>, 2021

<sup>1</sup>Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Геофізична обсерваторія «Борок» Інституту фізики Землі ім. О.Ю. Шмідта РАН, Борок, Росія

В еволюції нашої планети венд займає особливе місце, оскільки: 1) він передував «кембрійському вибуху», коли на Землі різко зросла різноманітність багатоклітинних організмів; 2) з ним пов'язана глобальна тектонічна та палеогеографічна перебудова суперконтинентів, зміна режиму генерації геомагнітного поля та інші глобальні процеси, що торкнулись різних оболонок Землі. В публікаціях останніх років вказується на вкрай нерегулярну поведінку геомагнітного поля у венді, що суттєво відрізняється від сучасного режиму генерації геомагнітного поля. Отримання нової інформації про конфігурацію та величину геомагнітного поля виходить на перший план під час розгляду причин, які можуть викликати різні режими роботи геодинамо. У статті детально описано результати палеомагнітних досліджень трапів Волині, розкритих кар'єрами базальтів і туфів волинської серії, вік яких оцінено близько 560—580 млн

років. Нові визначення палеонапрямоків та палеополюсів добре узгоджуються з раніше опублікованими даними інших авторів та суттєво їх доповнюють. На зразках «низькотитанистих» базальтів виділено високотемпературну ( $>500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) характеричну компоненту намагніченості, що за всіма ознаками є первинною. На цих зразках отримано нові дані стосовно вкрай низької палеонапруженості геомагнітного поля — на порядок нижче сучасної. На зразках «високотитанистих» базальтів характеричну компоненту намагніченості виділено в діапазоні температур  $200\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При цьому результатів щодо визначення палеонапруженості отримати не вдалося, і природа цієї намагніченості залишається нез'ясованою. Нові дані зіставлені з палеомагнітними визначеннями вендських—ранньокембрійських полюсів Східноєвропейської платформи, виконаними іншими авторами. Аналіз цих даних у рамках гіпотези про аномальне магнітне поле в едіакарії, що характеризується низьким дипольним моментом і високою частотою інверсії, показав, що на цьому етапі для тестування гіпотези необхідна додаткова інформація, яка може бути отримана за результатами досліджень стратиграфічно повнішого розрізу трапів волинської серії. Цей розріз розкритий серією свердловин, що буде описано у наступній частині статті.

**Ключові слова:** палеомагнетизм, венд, трапи Волині.